

## 盛夏期における小笠原高気圧の形成メカニズム

—2003年度山本・正野論文賞受賞記念講演—

榎 本 剛\*

### 1. はじめに

この度は、大変名誉ある山本・正野論文賞をいただきありがとうございます。夏季の天候は農作物の生育状況などに影響が大きいことなどから、高い社会的な関心があります。夏季の天候には、日本付近で発達する高気圧が直接、間接に影響を与えています。例えば、高気圧に覆われれば高温となり、それが長期間持続すれば旱魃が発生することがあります。また、高気圧の湿潤な縁辺流によって、豪雨が引き起こされることもあります。さらに、高気圧は台風の進路に影響を及ぼすと考えられています。受賞対象となった研究は、梅雨明け後、日本付近で発達する背の高い高気圧の成因について、これまでとは異なる説明を試みるものです。盛夏期の日本付近の天候をよく説明するものだと考えていますが、複雑なアジア・モンスーンの側面に触れただけにすぎないことも同時に認識しています。この講演をきっかけとして、日本付近における夏季の天候についての議論がさらに活発になれば幸いです。

### 2. 亜熱帯高気圧の季節進行

第1図に2～8月までの海面気圧の季節進行を示します。第2図はこれに対応する東経120～180度で平均した午面循環です。冬季は南半球に対流活発域に伴う上昇流があり、北半球側に主たるハドレー循環の下降域が存在しています。そのため海洋上では東西に伸びた高圧帯がみられます。春季には南北両半球で対称的なハドレー循環がみられ、亜熱帯高圧帯が両半球に

存在しています。北半球の夏に向けてこの様子が変化し、東西一様な帯状の高圧帯に代わり、海洋上で高気圧が発達します。6月には北半球亜熱帯の下降流は弱まり、8月ではむしろ上昇流になっています。夏半球側のハドレー循環が弱まることは南北温度傾度が大変小さくなり、亜熱帯ジェットが弱くなることと整合的です。この観測事実を考慮すると、夏季、とくに盛夏期の亜熱帯高気圧の成因としてハドレー循環とは別の説明が必要になることが分かります。夏季に相対的に暖められた大陸が低気圧、海洋上が高気圧になることはよく知られています。しかし、あくまでもこれは第一次近似であり、モンスーン循環との関係(Rodwell and Hoskins, 1996 ; 2001, 後述) や、海陸の局所的な温度傾度 (Miyasaka and Nakamura, J. Climate に投稿中) による亜熱帯高気圧の強化のメカニズムの説明が試みられています。

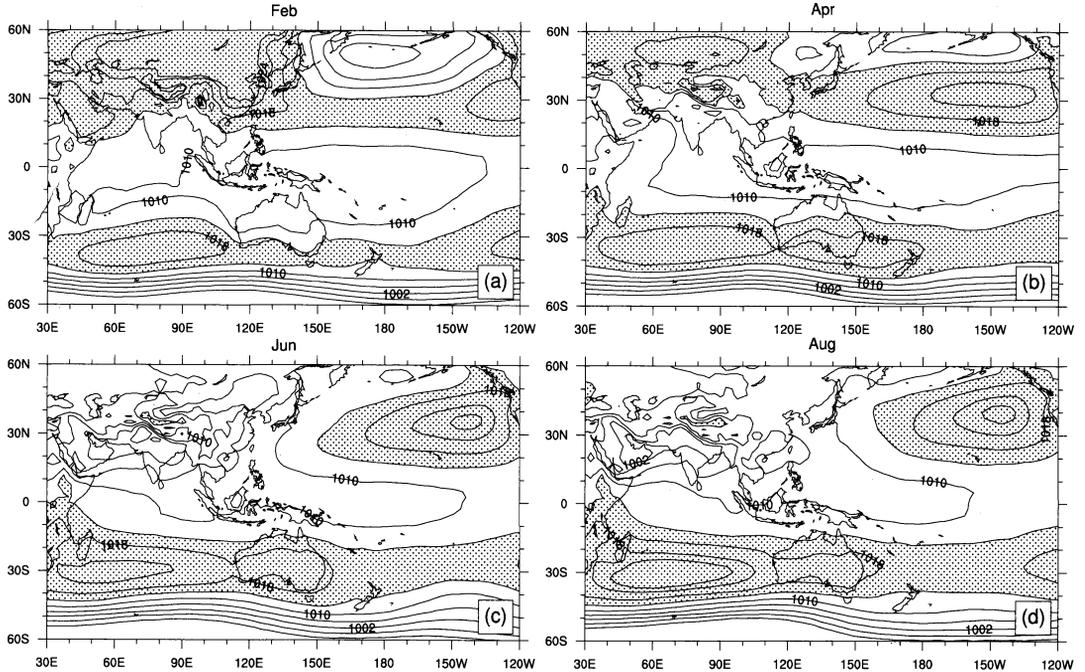
さて、今度は対流圏上部に目を転じてみます。ここにも大きな高気圧が存在します。モンスーン加熱に対応してできると考えられている、チベット高気圧です。この高気圧は、6～8月の北半球夏季に準定常的に存在しており、月平均の高度場は一見差があるようには見えません。しかし、くわしく調べると7月と8月との間に違いがみられます。第3図は200 hPa 面高度の東西一様成分からのずれです。高圧部が日本付近に向かって北東方向に張り出し独立した中心を持っていることが分かります(第3図b)。日本付近の高気圧が強い年には、東西一様成分を引かなくてもこのような高度分布がみられます。北緯35度-45度を平均した東西-高度断面(第4図)をみると、日本付近(135-150E)の気圧の峰が8月に発達することが分かります(第4図b)。

この気圧の峰を本研究では、「小笠原高気圧」と呼ぶことにします。「小笠原高気圧」は太平洋高気圧の西部を指す言葉ですが、今ではあまり使われていないよう

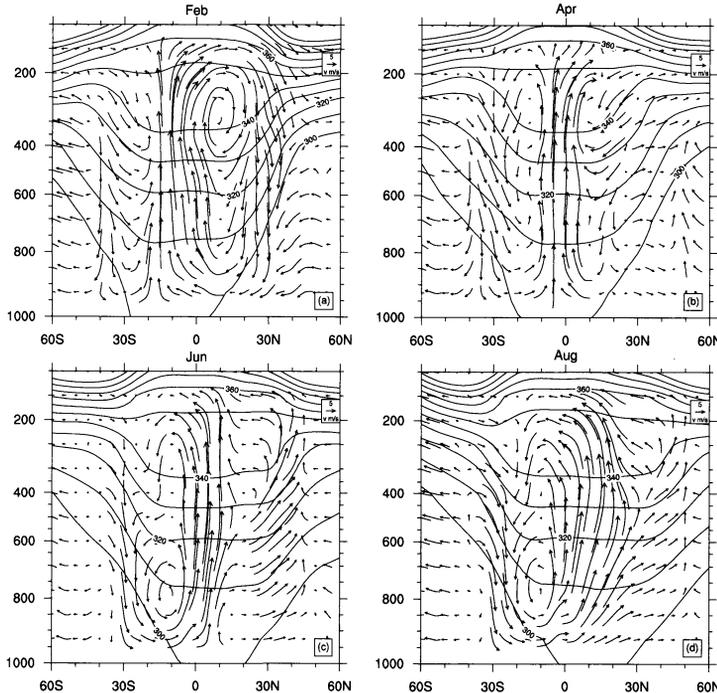
\* 海洋科学技術センター 地球フロンティア研究システム(現所属 海洋研究開発機構 地球シミュレーションセンター). eno@jamstec.go.jp

—2004年11月8日受領—

—2005年5月12日受理—



第1図 海面気圧 (hPa) の季節進行. (a) 2月, (b) 4月, (c) 6月, (d) 8月. ERA-15の月平均気候値より作成. 1010 hPa 以上の領域に陰影.

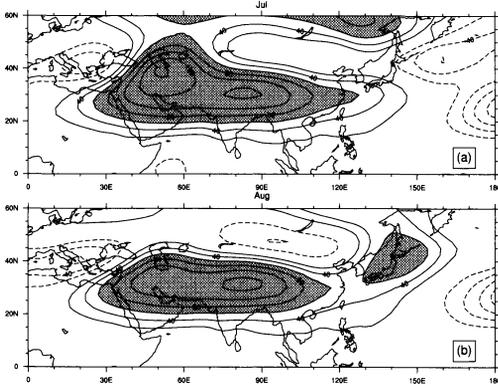


第2図 西太平洋(東経120-180度)で平均した子午面循環の季節進行. 等値線は温位(K). 縦軸は対数軸を用い, 鉛直流に図の縦横比をかけてある. ERA-15の月平均気候値より作成.

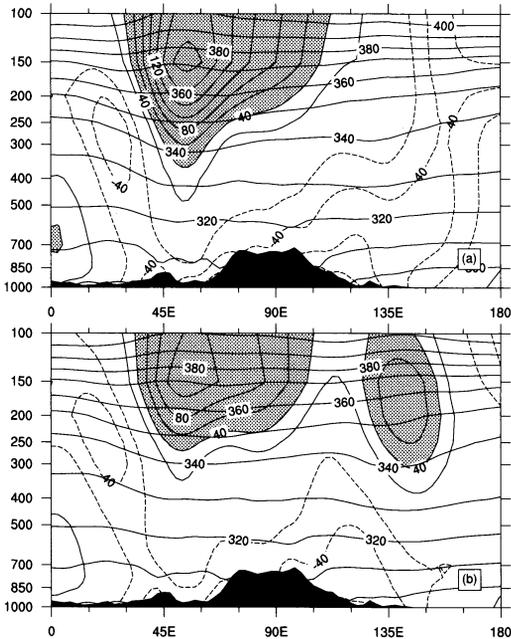
です. この研究では, チベット高気圧とも太平洋高気圧とも独立であることを強調するために, 8月に日本付近で発達する深い高気圧を「小笠原高気圧」と呼び, その成因について考察することにします.

### 3. 小笠原高気圧に伴う等価順圧構造

小笠原高気圧は, 圏界面付近で最も顕著で対流圏上部から対流圏中層まで伸びています. よく発達した年には, 地表に到達します. 小笠原高気圧の下は, 対流圏を通して周りよりも温暖であり, 圏界面付近が寒冷であることにより高気圧となっています(高橋, 1955). このような構造は, 伝統的



第3図 200 hPa 面上のジオポテンシャル高度の東西平均からのずれ (gpm). ERA-15の月平均気候値より作成. (a) 7月, (b) 8月. 60 gpm 以上の領域に陰影.



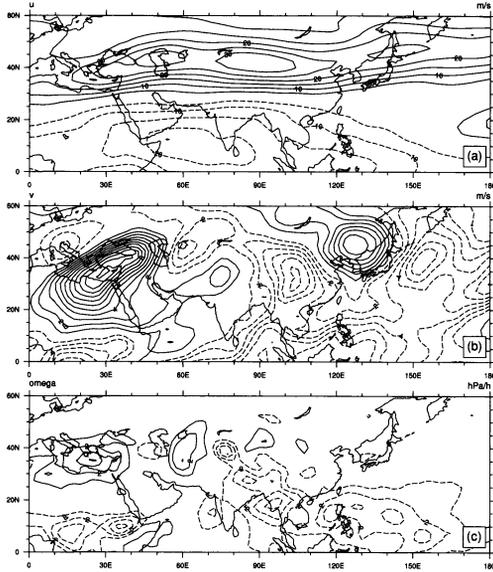
第4図 北緯35-45度で平均したジオポテンシャル高度の東西平均からのずれ (gpm) 及び温度 (K). ERA-15の月平均気候値より作成. (a) 7月, (b) 8月. 40 gpm 以上の領域に陰影.

(PJ パターン)での説明はより説得力がありますが、学術的な困難が2つ存在します。まず、対流活発域の背景風が東風であることが多く、そこからの定常ロスビー波の伝播は困難です。熱帯に波源をおいた数値実験 (Kurihara and Tsuyuki, 1987; Tsuyuki and Kurihara, 1989; 小坂・松田, 2003) で、熱帯から射出される波の振幅は大きくありません。とくに8月を基本場とした場合は、振幅が季節平均や6月を基本場としたときよりも小さくなっています (小坂・松田, 2003)。最近の観測的研究 (Fukutomi and Yasunari, 2002) も8月にフィリピン付近の対流に伴う定常ロスビー波の伝播が不明瞭になるとしており、理論や数値実験と整合的です。Sardeshmukh and Hoskins (1988) は、発散風の効果により臨界緯度を越えて定常ロスビー波が射出されることを示しましたが、ハドレー循環が主に冬半球側に向かう夏季にはこの効果は小さくなります。

もう一つの困難は順圧モードの生成です。対流活動が小笠原高気圧の成因であるとする、順圧モードが生成される必要があります (Hoskins and Karoly, 1981)。順圧モード生成のメカニズムとしては、風の鉛直シャー、鉛直方向に大きさの異なるダンピング、境界層のエクマンパンピングの効果などが挙げられます (Kasahara, 1984; Lim and Chang, 1986; Kato and Matsuda, 1992)。フィリピンから日本までは境界層の摩擦が弱い海上であり、顕著な鉛直シャーもないので、これらのメカニズムが有効に働くとは考えられません。

他方、小笠原高気圧がよく発達したときに渦位の負偏差が日本付近に見られることを二階堂 (1987) が指摘しました。夏季は一般に亜熱帯ジェットが弱くなりますが、チベット高気圧の北縁には高気圧性循環が重なって強化されたアジア・ジェットが存在しています (第5図 a)。アジア・ジェットは北半球夏季モンスーンのオンセットとともに発現し、最も北に位置する7月下旬から8月にかけては (90°E, 40°N) 付近を中心として強化されます。このアジア・ジェットの上を伝播する定常ロスビー波 (第5図 b) の存在 (Ambrizzi *et al.*, 1995) が指摘され、夏季の重要な季節内振動であること (Terao, 1998; 1999a; 1999b)、初夏にも伝播が見られること (Krishnan and Sugi, 2001; Lu *et al.*, 2002) が分かってきました。夏季に日本付近で定常ロスビー波の碎波が多いという統計 (Postel and Hitchman, 1999) がありますが、盛夏期の350-360K 等温位

な亜熱帯高気圧の成因では説明できません。夏季に海洋が冷たいために高気圧になるのは、海面付近に限定されます。ハドレー循環に伴う下降流による高気圧は、通常中層から下層を中心とした高気圧となります。Nitta (1987) が発見した熱帯からの定常ロスビー波



第5図 8月の200 hPa面上の(a)東西風( $\text{ms}^{-1}$ ), (b)南北風( $\text{ms}^{-1}$ ), 500 hPa面上の(c)鉛直p速度( $\text{hPa h}^{-1}$ ). ERA-15の月平均気候値より作成.

面渦位は、チベット高気圧の北辺が蛇行し、チベット高気圧に対応する低渦位が日本に向かって東に伸び、切離するような時間発展を示すことがあります。この様子はまさに砕波が起きていることを示しています。例えば、小出(1996)は、渦位の負の偏差が西から伝播してきた1994年の事例を紹介しています。以上を合わせて考えた結果、アジア・ジェット上を定常ロスビー波が伝播し、東西風速が弱くなる日本付近で砕波・増幅し小笠原高気圧を作るのではないかとこの作業仮説にたどり着きました。東西非一様な基本場を仮定した順圧モデルでの数値実験では、ジェットの出口付近で波束が非線型的な増幅や反射をすることが示されています(Naoye and Matsuda, 1998; Enomoto and Matsuda, 1999)。もし小笠原高気圧がこのような中緯度の過程で作られているとすれば、その順圧的な構造は不思議なことではありません。波源付近で波が傾圧的であったとしても、アジア・ジェットに伴う鉛直シヤアの効果も大陸による境界層の効果も存在するので、伝播の過程で順圧化が進むからです。

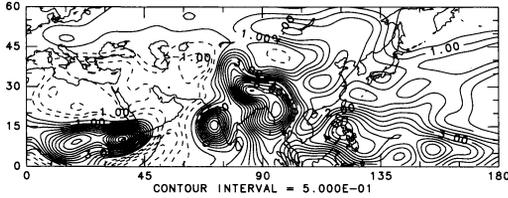
それでは、何がアジア・ジェット上に定常ロスビー波を励起するのでしょうか。Rodwell and Hoskins (1996)は北半球夏季モンスーンのオンセットに伴い、東地中海やアラブ海で局在化した下降流が強化される

ことを示しました(第5図c)。この下降流はモンスーン加熱に伴う上昇流の補償下降流ではありません。モンスーン加熱により上層にできる高気圧に伴って、対流圏中層の等温位面が下がります。亜熱帯ジェットは、この等温位面に沿って断熱的に下降することになります。この断熱的下降と沙漠等乾燥地域上空の放射冷却とが正のフィードバックを生じ、局在化した下降流を作っているというのが彼らの「モンスーン=沙漠メカニズム」です。下降流の位置の決定には、山岳の影響が大きいと述べています。これらの下降流域はちょうどアジア・ジェットの入口に位置しています。これらが定常ロスビー波の波源であるとすれば、気候学的に小笠原高気圧ができることと、小笠原高気圧の位置や強さに年々変動があることが矛盾なく説明できるように思えます。定常ロスビー波の水平スケールは、アジア・ジェットの強さにより選択されます。波源は地理的に固定されているので、小笠原高気圧の位置は気候学的に決まることとなります。実際はアジア・ジェットの強さは、年々変動するので位相は変わりうるようになります。また、アジア・ジェットが導波管としての役割を果たさない年には小笠原高気圧はできないこととなります。第5図bのようなアジア・ジェット上の定常ロスビー波のパターンは、起点である波源が西アジアに、終点である小笠原高気圧が日本付近にあります。ちょうどシルクロード上を伝播していますので、これを「シルクロード・パターン」と呼ぶことにします。

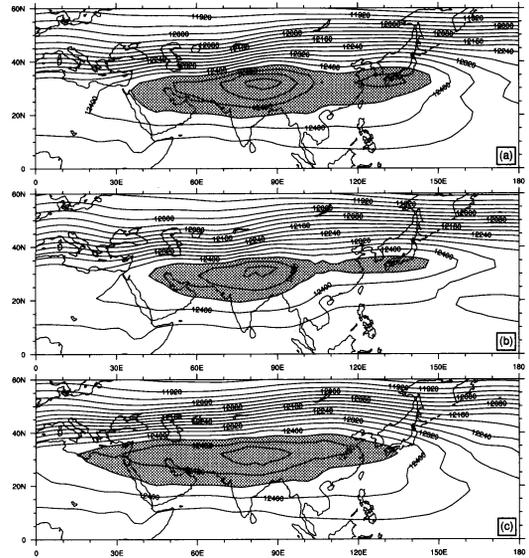
#### 4. 数値実験

西アジアの沙漠上空の放射冷却(第6図)が小笠原高気圧の成因であるとすれば、これを取り除けば小笠原高気圧は非常に弱くなるだろうと考えられます。一方、伝統的に考えられているように、西太平洋の対流活動により作られているとすれば、西太平洋上空の非断熱加熱を取り除けば、小笠原高気圧が弱まるはずで、そこで、Rodwell and Hoskins (1996)にならい、8月の気候平均の非断熱加熱に対する応答をプリミティブ方程式系モデルに与えて調べてみます。

用いたモデルは、Hoskins and Simmons (1975)以来の伝統を持つレディング大学スペクトルモデルで、水平には波数42で切断し鉛直には15層(T42L15)で計算しました。使用したデータは、欧州中期予報センターによる再解析データ(ERA-15)で1979~1993年の平均を気候値としています。非断熱加熱(第6図)は、レ



第6図 8月の500 hPa 面上の単位体積あたりの非断熱加熱 ( $Wm^{-2}$ ). ERA-15をもとにレディング大学気象学科で熱力学方程式の残差として計算 (P. Berishford, 私信).



第7図 物理過程を簡素化し非断熱加熱を与えて積分した実験での200 hPa 面上の高度分布(gpm). (a) 8月の非断熱加熱を全球で与えた場合. (b) フィリピン海上を除く非断熱加熱を与えた場合. (c) シルクロード上の冷却を除く非断熱加熱を与えた場合. 12440 gpm 以上の領域に陰影.

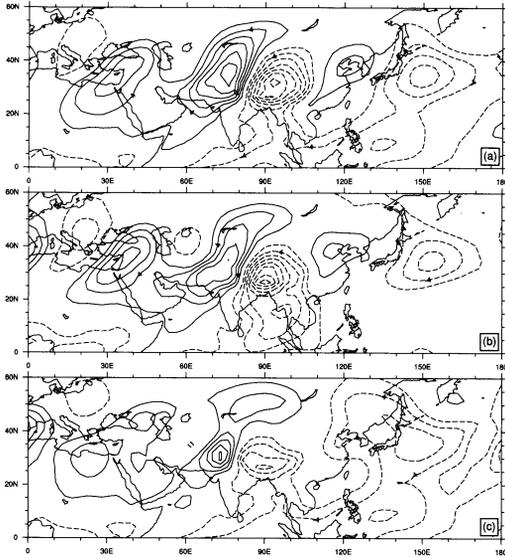
ディング大学で熱力学方程式の残差として計算されたものです (P. Berrisford, 1999, 私信). 通常の大気大循環モデルでは物理過程で計算する非断熱加熱をデータから与えているので, この研究で用いたモデルの物理過程は簡単なものです. 上層で波の反射を防ぎ, 下層で大気境界層の代用とするためのレーリー摩擦とニュートン冷却を与えています. 計算は, 東西平均された8月の気温と風, 地表面気圧の場を初期値として開始します. 計算初期の波の励起を緩和するために, 地形は5日間かけて隆起させます. 隆起が終わってから, 非断熱加熱を与えて30日目まで時間積分しました. 以下に示す結果は, 10~30日目の平均です.

第7図は, 200 hPa 面上の高度分布です. 第7図 a は, 3次元的な8月の非断熱加熱 (第6図) を与えたものです(コントロール実験). 日本付近への張り出しがみられ, 独立した中心があります. 北緯40度付近の等高線は数千 km 程度の波長で南北に波打っています. 中心付近のピークが少し高いのですが, 観測されるチベット高気圧の特徴を再現しているといえます. 全球の非断熱加熱からフィリピン海の熱源 (110-180 E, 0-30N) を除去したものを与えたときの結果が, 第7図 b です. 熱源を除去した北西側, 東経120度, 北緯20度付近で相対的に高度が下がり, チベット高気圧の南東への張り出しがなくなりました. この部分は, 熱源に対するロスビー波応答でできていたことがわかります. しかし, 北緯25~35度付近の張り出しはなくなっています. これに対し, (フィリピン海を含む) 全球の非断熱加熱からシルクロードの冷却 (0-140E, 30-50 N) を除去したものを与えた場合 (第7図 c), チベット高気圧の東への張り出しは弱まり, 日本付近の亜熱帯ジェットは, コントロール実験やフィリピン海の加熱を除去した場合に比べて南にあります. つまり, 200 hPa 面上で日本付近にできる高気圧はシルクロード

上の冷却が作っており, フィリピン海の加熱は関係がないといえます.

シルクロード・パターンが現れているかどうか, 200 hPa 面上の南北風で確認してみましょう (第8図). 非断熱加熱を全球で与えた場合 (第8図 a) とフィリピン海の加熱なしの場合 (第8図 b) では南風, 北風が亜熱帯ジェット上に並んでいます, シルクロードの冷却なしの場合には, 波列が不明瞭になり, 黄海に南風, 日本の東海上で北風となる高気圧性循環は認められません.

次に同じ数値実験での海面気圧分布を見てみます. コントロール実験 (第9図 a) には, 北太平洋東部に中心を持つ太平洋高気圧や南シナ海から北東に伸びるモンスーン・トラフがよく再現されています. やや北に偏っていますが, 千島付近の中心は太平洋高気圧が北西に向かって伸びる8月の特徴に対応しているものと考えられます. 北日本に張り出しているこの高気圧は, 西太平洋の加熱なしでも存在しています (第9図 b). この場合, モンスーン・トラフが存在せず, 北緯30度以南の循環の様子はよく知られているものとは異なるものとなっています. シルクロードの冷却なしでは, 千島付近の高気圧が弱められており, 上層の波により



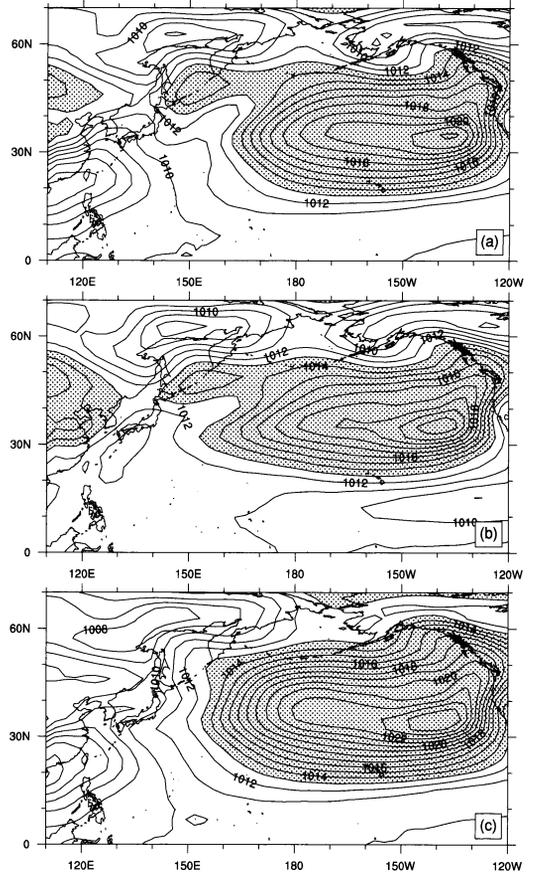
第8図 数値実験における200 hPa面上の南北風分布 ( $\text{ms}^{-1}$ )。 (a) 8月の非断熱加熱を全球で与えた場合。 (b) フィリピン海上を除く非断熱加熱を与えた場合。 (c) シルクロード上の冷却を除く非断熱加熱を与えた場合。 破線は負値 (北風) を表す。

できた偏差の影響が下層にも認められます (第9図c)。なお、下層のこの付近の高気圧は、当然冷たいオホーツク海の影響も受けて形成されています (榎本, 2000)。

5. シルクロード・パターンと小笠原高気圧の年々変動

もしこれまでに述べてきたメカニズムが実際に存在するならば、シルクロード・パターンが明瞭な年には小笠原高気圧が発達し不明瞭な年には発達しないこととなります。Enomoto (2004) は米国国立環境予測センター・国立大気研究センター (NCEP/NCAR) の再解析データを用いて小笠原高気圧の年々変動について研究しました。過去50年分の8月の月平均値からシルクロード・パターンが明瞭な年 (蛇行年) を5例 (1972, 73, 85, 94, 95年), 不明瞭な年 (非蛇行年) を5例 (1952, 1970, 1975, 1979, 1996年) 選び合成図解析をおこないました。シルクロード・パターンが明瞭かどうかの指標として、200 hPa面での60-120 Eで平均した東西波数3以上の運動エネルギーを用いました。位相がずれることによる打ち消し合いを避けるために、理論的に計算される波長が近いものを選びました。

シルクロード・パターンと小笠原高気圧とが無関係

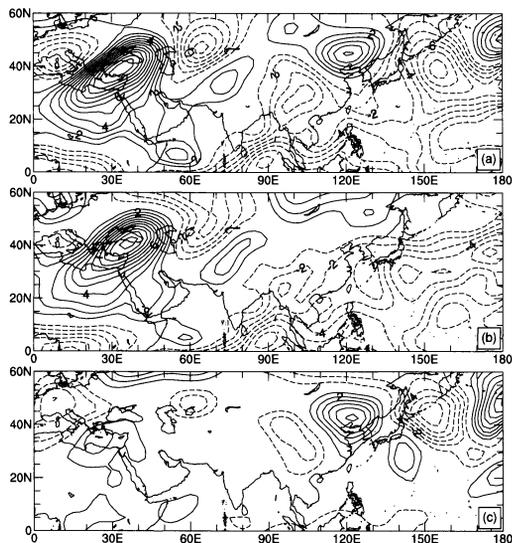


第9図 数値実験における海面気圧分布 (hPa)。 (a) 8月の非断熱加熱を全球で与えた場合。 (b) フィリピン海上を除く非断熱加熱を与えた場合。 (c) シルクロード上の冷却を除く非断熱加熱を与えた場合。 1013 hPa以上に陰影。

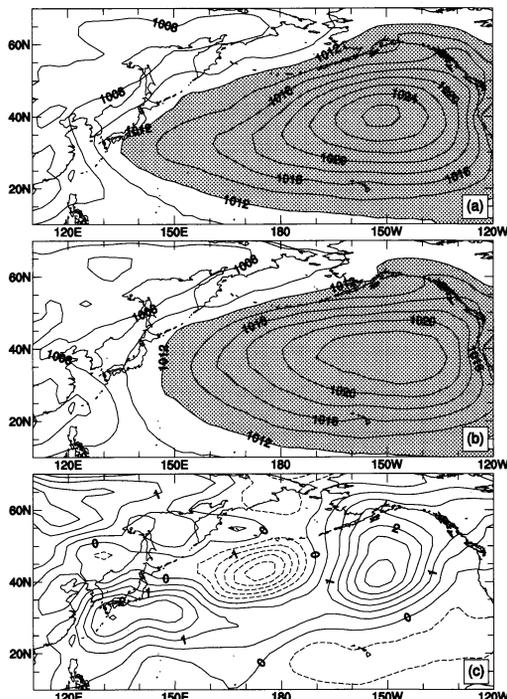
であれば、非蛇行年でも日本付近に背の高い高気圧ができてはいるはずですが、第10図に示すように、蛇行年には日本付近に高気圧性循環があり、非蛇行年にはこれが見られないことが分かります。第11図に示すようにこの高気圧は、地表まで到達していることが分かります。

6. おわりに

Enomoto (2004) では解析の対象になっていませんが、2004年7月は記録的な高温となりました。涼しくならなかった理由はオホーツク海高気圧が十分に発達せず (Nakamura and Fukamachi, 2003), 梅雨前線が停滞しなかったためであると考えられますが、暑くなった理由は背の高い高気圧がよく発達したためであ



第10図 (a) 蛇行が顕著な年, (b) 蛇行が不明瞭な年の200 hPa面上の南北風分布 ( $\text{ms}^{-1}$ ). (c) (a) と (b) との差.



第11図 (a) 蛇行が顕著な年, (b) 蛇行が不明瞭な年の海面気圧分布 (hPa). (c) (a) と (b) との差.

ると考えられます. 特に7月15~20日頃にかけては, 亜熱帯ジェット上に振幅の大きな波束の伝播が観測され, 南西諸島付近で背の高い高気圧が発達しました. この事例では, 東地中海付近にある気候学的な波源に加えて, 欧州からのエネルギー伝播も相当あったようです. 上空では, 見事な渦位の転覆が見られ, 下層では相当温位が同様に転覆しました. 日本海側からフィラメント状の高相当温位領域が関東平野に達する様子が見られました(遠藤, 2004, 私信). この様子は, 筆者が行なった5日前からのシミュレーションでも捉えられています.

夏季の東アジア域は, フィリピン海の対流活動の影響を受けやすい地域であるとともに, ユーラシア大陸上の亜寒帯, 亜熱帯ジェットに沿って伝播してきたエネルギーが蓄積しやすい場所でもあります. 従って, フィリピン海の海面水温などと同程度にユーラシア大陸上の導波管や西アジアの下降流, それに影響を及ぼす南アジア・モンスーン活動, 北大西洋のブロッキングなども東アジア域の夏季の天候にとって重要なものであると考えます. さらに, 盛夏期に日本付近でみられる諸現象, 例えば, このような西からのエネルギー伝播と切離低気圧の形成(坪木・小倉, 1999)や対流ジャンプ(Ueda *et al*, 1995)とがどのように関係しているかということは大変興味深い問題です. 今後のこの分野の研究の進展に期待いたします.

### 謝辞

この賞にご推薦下さった向川 均先生は, 気象大学校在学中に, 授業や卒業研究の指導において, 気象力学の面白さを教えてくださいました. この場を借りてお礼申し上げます. 松田佳久先生は, 大学院時代を通じて気象力学の基礎を懇切丁寧に指導して下さいました. 中村 尚先生は, 対流圏の様々な現象に注意を向けてくださり, それらを力学的に理解する楽しさを教えてくださいました. 高谷康太郎博士ほか当時の気象海洋研究室の皆様にもお礼申し上げます. この研究は, プリティッシュ・カウンシルのプログラムにより英国 Reading 大学気象学科滞在中に Brian J. Hoskins 教授のもとで取りかかったものです. Hoskins 教授, M. Blackburn 博士をはじめ同学科の皆さんには当時大変お世話になりました. M. Rodwell 博士とも有意義な議論ができました. 月1回の気候系診断でも学ぶことが多くありました. 栗原弘一さん, 二階堂義信さん, 高野清治さん, 前田修平さん, 遠藤洋和さんほか気象庁気候情報課関係者の皆様に感謝いたします. 奥原絢子さんに, この原稿の作成を手伝っていただきました.

## 参 考 文 献

- Ambrizzi, T., B. J. Hoskins, and H.-H. Hsu, 1995 : Rossby wave propagation and teleconnection patterns in the austral winter, *J. Atmos. Sci.*, **52**, 3661-3672.
- 榎本 剛, 2000 : The formation mechanism for the equivalent-barotropic structure of the Bonin high (小笠原高気圧に伴う等価順圧構造のメカニズム), 東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻博士論文, 88pp.
- Enomoto, T. and Y. Matsuda, 1999 : Rossby wave-packet propagation in a zonally-varying basic flow, *Tellus*, **51**, 588-602.
- Enomoto, T., B. J. Hoskins and Y. Matsuda, 2003 : The formation mechanism of the Bonin high in August, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **587**, 157-178.
- Enomoto, T., 2004 : Interannual variability of the Bonin high associated with the propagation of Rossby waves along the Asian jet, *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 1019-1034.
- Fukutomi, Y. and T. Yasunari, 2002 : Tropical-extratropical interaction associated with the 10-25-day oscillation over the western Pacific during the northern summer, *J. Meteor. Soc. Japan*, **80**, 311-331.
- Hoskins, B. J. and D. J. Karoly, 1981 : The steady response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing, *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1179-1196.
- Hoskins, B. J. and A. J. Simmons, 1975 : A multi-layer spectral model and the semi-implicit method, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **101**, 637-655.
- Kasahara, A. 1984 : The linear response of a stratified global atmosphere to tropical thermal forcing, *J. Atmos. Sci.*, **41**, 2217-2237.
- Kato, T. and Y. Matsuda, 1992 : External mode induced by tropical heating in the basic flow with vertical shear and its propagation, *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 1057-1070.
- 小出 孝, 1996 : 記録的な猛暑はいかにしてもたらされたか?—気候力学の立場から見た94年夏の大気大循環のいくつかの様相—, *測候時報*, **63**, 162-177.
- 小坂洋介, 松田佳久, 2003 : PJ パターンの発生メカニズムに関する研究, *グロースベッター*, **42**, 9-18.
- Krishnan, R. and M. Sugi, 2001 : Baiu rainfall variability and associated monsoon teleconnections, *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, 851-860.
- Kurihara, K. and T. Tsuyuki, 1987 : Development of the barotropic high around Japan and its association with Rossby wave-like propagations over the North Pacific : Analysis of August 1984, *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 237-246.
- Lim, H. and C. P. Chang, 1986 : Generation of internal- and external-mode motions from internal heating : Effects of vertical shear and damping, *J. Atmos. Sci.*, **43**, 948-957.
- Lu, R.-Y., J.-H. Oh and B.-J. Kim, 2002 : A teleconnection pattern in upper-level meridional wind over the north African and Eurasian continent in summer, *Tellus*, **54A**, 44-55.
- Miyasaka, T. and H. Nakamura : Structure and formation mechanisms of the northern hemisphere summertime subtropical highs, *J. Climate*, submitted.
- Nakamura, H. and T. Fukamachi, 2004 : Evolution and dynamics of summertime blocking over the Far East and the associated surface Okhotsk high, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130**, 1213-1233.
- Naoe, H. and Y. Matsuda, 1998 : Rossby wave propagation and nonlinear effects in zonally-varying basic flows, *J. Meteor. Soc. Japan*, **76**, 385-402.
- 二階堂義信, 1987 : Q-map (等温位面上で解析された渦位分布図)—その2 Q-map の実際, *天気*, **33**, 300-331.
- Nitta, T., 1987 : Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation, *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 373-390.
- Postel, G. A. and M. H. Hitchman, 1999 : A climatology of Rossby wave breaking along the subtropical tropopause, *J. Atmos. Sci.*, **56**, 359-373.
- Rodwell, M. J. and B. J. Hoskins, 1996 : Monsoons and the dynamics of deserts, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **122**, 1385-1404.
- Rodwell, M. J. and B. J. Hoskins, 2001 : Subtropical anticyclone and summer monsoons, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **122**, 3192-3221.
- Sardeshmukh, P. D. and B. J. Hoskins, 1988 : The generation of global rotational flow by steady idealized tropical divergence, *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1228-1251.
- Terao, T., 1998 : Barotropic disturbances on intraseasonal time scales observed in the mid-latitudes over the Eurasian continent during the northern summer, *J. Meteor. Soc. Japan*, **76**, 419-436.
- Terao, T., 1999a : The zonal wavelength of the quasi-stationary Rossby waves trapped in the westerly jet, *J. Meteor. Soc. Japan*, **77**, 687-699.
- Terao, T., 1999b : Relationships between quasi-stationary Rossby waves in the subtropical jet and the

mass and heat transport in the northern periphery of the Tibetan high, *J. Meteor. Soc. Japan*, **77**, 1271-1286.

Tsuyuki, T. and K. Kurihara, 1989: Impact of convective activity in the western tropical Pacific on the east Asian summer circulation, *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 231-247.

坪木和久・小倉義光, 1999: 雷雨を伴った寒冷渦の事例解析, *天気*, **46**, 453-459.

Ueda, H., T. Yasunari, and R. Kawamura, 1995: Abrupt seasonal change of large-scale convective activity over the western Pacific in the northern summer, *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 795-809.

---

## The Formation Mechanism of the Ogasawara High in Late Summer

Takeshi ENOMOTO\*

\* *Frontier System for Global Change, Japan Marine Science and Technology Center, 3173-25, Showamachi, Kanazawa-ku, Yokohama, Kanagawa 236-0001 Japan*

(present affiliation: *Earth Simulator Center, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology*)

(Received 8 November 2004; Accepted 12 May 2005)

---



### 平成17年度 (第27回) 沖縄研究奨励賞の推薦募集

標記の賞について、(財)沖縄協会から受賞候補者の推薦募集がありました。

**対象**：沖縄を対象とした将来性豊かな優れた研究(自然科学・人文科学または社会科学)を行っている50歳以下(7月15日現在)の新進研究者またはグループ

**表彰内容**：本賞並びに副賞として研究助成金50万円

**応募方法**：必要書類を9月30日(消印有効)までに(財)

沖縄協会へ郵送。学会・研究機関・大学または実績のある研究者の推薦が必要。

詳細は

<http://homepage3.nifty.com/okinawakyokai/>または気象学会事務局まで。なお、気象学会の推薦を希望する場合は、必要書類を準備の上、9月2日(金)までに気象学会事務局に提出して下さい。

---