

渦と渦の相互作用によるブロッキング持続メカニズム

—2013年度山本・正野論文賞受賞記念講演—

山 崎 哲*

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、誠にありがとうございます。気象学会を中心に大変活躍されている先生方・先輩方が受賞されてきたこの賞の最後の受賞者となれたことをとても誇りに思いながら、この賞を糧として、今後、気象学会に貢献できるようによりいっそう精進して参ります。

本解説は受賞対象となった Yamazaki and Itoh (2013a, b, それぞれ YIa, YIb と記す) についてのもので、これらの論文で私たちは新たなブロッキング持続メカニズムを提案しました。新メカニズムは、ブロッキングと移動性擾乱^{†1} (高低気圧) との相互作用メカニズムを渦と渦の相互作用の観点から解釈したものです。このメカニズムでのキーワードとして、“eddy feedback”・“渦と渦の相互作用”・“渦位 (potential vorticity, 以下 PV)” を挙げます。論文の構成は、YIa で新メカニズムを提案し、その確証を複数事例解析で行っています。YIb では、いくつかの数値実験を通じて更に新メカニズムの確証を行っています。以下では、YIa と YIb の内容に沿ってこれらを具体的に説明していきます。

この論文の意義は、ブロッキングと移動性高低気圧 (eddy) との相互作用 (eddy feedback) メカニズムに、数学的ではなく、物理的解釈を与えたことと考えています。これは、ブロッキング持続における非線形過程の一端を垣間見たと言い換えることができるかもしれません。

本解説の内容はブロッキングの (形成ではなく) 持

続メカニズムに特化していますので、ブロッキングのメカニズムについての詳細かつ包括的なレビューは、木本 (1993) や中村 (1999) を参照して下さい。

2. ブロッキングの持続メカニズム

2.1 ブロッキングについて

ブロッキングは、中緯度偏西風帯において1週間程度以上停滞・持続する巨大な高気圧のことです。この高気圧をブロッキング高気圧と呼び、その赤道側にしばしば現れる低気圧のことをブロッキング低気圧と呼びます。ブロッキング低気圧を伴うものを双極子 (dipole) 型、伴わないものを Ω (omega) 型のブロッキングと呼びます (Barriopedro *et al.* (2006) の Fig. 1)。ブロッキングは対流圏上層から下層までコヒーレントな、ほぼ等価順圧的な構造を持つため、対流圏下層の気象にも大きな影響を与えます。ブロッキングは、偏西風を大きく蛇行・分流させて西から移流されてくる移動性高低気圧を文字通り「ブロック」するため、そのように呼ばれます。ブロッキングは稀な現象ではなく、中緯度で季節を問わず発生しています (例えば, Barriopedro *et al.* 2006 など)。とはいえ、どの場所でも同じ頻度で発生するわけではなく、太平洋東部と大西洋東部で特に発生しやすいです。これらは、ちょうどストームトラック (移動性高低気圧の通り道) の下流に対応しています。

ブロッキング現象は古くからその存在が知られていましたが (例えば, Rex 1950), そのメカニズムについてはいまだにわかっていない点がたくさんあります。更に、ブロッキングのメカニズムを明らかにする動機は科学的要請のみならず、以下の社会的要請にも

* 海洋研究開発機構, yzaki@jamstec.go.jp

—2015年1月8日受領—

—2015年4月3日受理—

^{†1} YIa と YIb では総観規模渦 “synoptic eddy” と記述しています。

関係して重要です。まず、ブロッキングにより通常と異なる天候パターンが持続しますので、それは異常・顕著気象や様々な自然災害に関係していることです。例えば、西部ロシアで持続したブロッキングがロシアでの熱波やパキスタン・北西インドでの洪水の原因となったとされています (Dole *et al.* 2011; Hong *et al.* 2011)。他にも、中期予報と気候モデルにおけるブロッキング再現の重要性が挙げられます。ブロッキングを良く再現することは双方のモデルの向上に重要な課題の1つとなっています (Kimoto *et al.* 1992; Pelly and Hoskins 2003b; D'Andrea *et al.* 1998; Matsueda *et al.* 2009; Scaife *et al.* 2010)。つまり、メカニズム解明は、自然災害の防災・減災と中・長期、気候予測精度向上のための重要な要素となっています。

ブロッキング最大の特徴は他の総観規模擾乱を上回る持続性です (Arai and Mukougawa 2002; Hoskins and James 2014)。そのため、本研究では、ブロッキングのメカニズムの中でも、形成と持続メカニズムを区別し後者にだけ注目します。この2つを区別する根拠は時間スケールの違いです。ブロッキングの形成は数日のオーダーであるのに対し、持続は10日程度 (1週間以上) のオーダーを持っているからです。形成メカニズムは持続メカニズムと同様に明らかにされるべきですが、数多くの先行研究が物語るように難しい問題です。そこで、メカニズム研究の第一歩として、まず持続メカニズムから取りかかりました。

ブロッキング持続メカニズムにおいて重要なポイントは、どこからエネルギーを手に入れて、散逸に抗して持続するかです。このエネルギーの源として、先行研究から以下の2つが示唆されています。1つはブロッキングと同じかより低周波 (ゆっくり) な大気変動、もう1つはブロッキングよりも高周波な変動である移動性擾乱です¹²。前者としては季節平均して得られるような気候学的場や北大西洋振動 (NAO) などの中緯度に現れる季節内変動を想定しています。Nakamura *et al.* (1997) は両者の相対寄与を詳細に調査し、ブロッキングの発達にその両方が重要であること、そしてその相対寄与はストームトラックとブロッ

キングとの位置関係で決まることを明らかにしました。本研究では、特にブロッキング持続に注目し、後者の移動性擾乱がどういったメカニズムでブロッキングを持続させるかを物理的な観点から調査しました。

ここで用いた、「持続」と「物理的な」という単語の意図について説明します。まず前者については、前述のように持続メカニズムにのみ注目するという意図です。持続にだけ注目することでエネルギー源の役割がはっきりします。ブロッキング持続の時間スケールは10日のオーダーですので、それを保証するには長続きするエネルギー源が必要となります。すると、2つのエネルギー源のうち、移動性擾乱が主な候補となります。その理由は、移動性擾乱はブロッキングの発生する中緯度帯に時空間的に遍く (ユビキタスに) 存在するためです。気候学的なストームトラック分布を見ると、全ての季節において、中緯度域の偏西風帯に沿ってほぼ一円に分布していますので (例えば、Pelly and Hoskins 2003a)、言い換えると、ユビキタスに存在すると言うことができます。次に、「物理的に」の意図は、渦度 (PV) フラックス発散などの収支解析やパターンの分析に留まらず、移動性擾乱がどこでどのようにしてブロッキングと相互作用してブロッキングを維持しているのかの物理的実体を理解するということです。2.2節で示すように、Shutts (1983, 以下 S83) が eddy feedback メカニズムに物理的解釈を試みることで研究を大きく進展させた点からも、この理解は重要と考えられます。

2.2 Eddy feedback メカニズム

ブロッキングが移動性擾乱 (eddy) をエネルギー源として持続しているという発見はブロッキングのメカニズム研究における偉大な成果の1つです (Green 1977; S83; Illari 1984など)。翻って、ブロッキングは移動性擾乱を「ブロック」しますので、それらは相互作用していると言えます。この相互作用のメカニズムはどうなっているのでしょうか？これを説明する考え方が eddy feedback メカニズム¹³です。

Eddy feedback メカニズムは、Green (1977) に始まる、移動性擾乱が (時間スケールの異なる) より低周波なブロッキングを如何に強化するのかを説明する理論です。ここでは、高周波の eddy が 2次元乱流的

¹² 更に大きく捉えると、これら低周波・高周波大気変動を強制・変調する外部システム (例えば、海洋・陸面や熱帯・極域・成層圏循環) の寄与も考えられますが、ここでは中緯度対流圏内部にだけ注目します。

¹³ Eddy feedback は、より広義に、低周波変動と eddy との相互作用に対して使われる用語ですが、ここでは低周波変動の中でもブロッキングだけを想定して記述しています。

なエネルギーの逆カスケード、すなわち通常のエネルギーの低波数側から高波数側への流れ（カスケード）と逆である高波数側から低波数側への遷移を通じて低周波のブロッキングを強化する必要があります。そういった eddy feedback メカニズムを最も体系化したのが S83 です。彼は、eddy feedback メカニズムについて、理論的考察と数値計算を用いて詳細な調査を行い、その物理的実体を提示しました。その実体とは、ブロッキングによって作られる偏西風の分流場が移動性高低気圧 (eddy) を南北に引き伸ばす (straining) ことによって、エンストロフィーが高波数側にカスケードし、eddy feedback が起こるという eddy straining mechanism (ESM) を提唱しました。このメカニズムは、Green (1977) や Illari (1984) での eddy feedback メカニズムの議論を大きく発展させ、eddy とブロッキングがどのように相互作用しているのかを明瞭に説明しました。彼は、中緯度を模した西風流のあるチャンネル (水路) モデルを用意し、そこに双極子型のブロッキング流 (分流場) を設置し、それに eddy をぶつけるとブロッキングにどのような作用が生じるか、そしてブロッキングと eddy がどのような相互作用をするかを調査しました。ESM を証明するために、ブロッキングと eddy のスケール (振幅) を分離した線形化モデル (3.2 節参照) を用いて、eddy の南北 staining がブロッキング高/低気圧に負/正の渦度強制 (2 次流れ¹⁴) を与えることでブロッキングを維持すると示しました (S83 の Fig. 1)。なお、S83 では非線形 (線形化の近似をしない) での計算も行い、やはり eddy feedback がブロッキングの持続性を保証することを示しています。Haines and Marshall (1987) では更に、ブロッキング流に S83 とは異なるプロトタイプ¹⁵としてモドン解 (McWilliams 1980) を与えて数値実験を行い、ESM を支持する結果を得ました。

S83 は更に、理論的考察から、eddy straining がブロッキングを散逸に抗して維持できることを示しまし

た。ブロッキングと eddy の相互作用を記述するために、順圧の渦度方程式を考えます。これは、ブロッキングとストームトラック下流での eddy が対流圏等価順圧的な構造を持つことに基づいたモデリングです (木本 1993; O'Reilly and Czaja 2015)。Eddy エンストロフィー方程式¹⁶をブロッキングの時間スケールで平均し、eddy エンストロフィーの等値面上で積分すると (S83 の 2 節)、

$$\int_{S_{\text{ens}}} \xi' \mathbf{V}' \cdot \nabla (\bar{\xi} + f) dS_{\text{ens}} = -r \int_{S_{\text{ens}}} \xi'^2 dS_{\text{ens}} \quad (1)$$

(S_{ens} は等 eddy エンストロフィー面、 f と ξ はそれぞれ惑星渦度と相対渦度、 \mathbf{V} は水平風ベクトル、 r は Ekman 摩擦係数、バーとプライムはそれぞれブロッキング時間平均場と eddy 場) というバランスが得られます。(1) 式は、ブロッキング場の (南北) 絶対渦度勾配に対する (南北) eddy 渦度フラックス (左辺) が散逸 (右辺) とバランスすることを意味しています。つまり、eddy 渦度フラックスを作るブロッキング上流での eddy straining がブロッキング場にエネルギーを逆カスケードし、それによりブロッキングが散逸に抗して持続できることを示しました¹⁷。Mullen (1986, 1987) は、再解析と大気大循環モデルの出力値を分析し ESM (eddy feedback メカニズム) を支持しました。さらに彼は、eddy feedback が、ブロッキングを散逸と偏西風によって下流へ流される効果の両方に対して維持することを示しています。

このように、ブロッキングの持続メカニズムに関しては ESM で理論体系がほぼ完成していました。しかしながら、近年の研究において、ESM でブロッキングの持続を説明する際に、いくつかの現実的な状況に対応できない点が示されました。Arai and Mukougawa (2002, 以下 AM02) は、S83 と同様なチャンネルモデルを用いて、いくつか条件を変えて ESM の有効性について検証しました。彼女らはまず、チャンネル

¹⁴ 2 次流れとは、ブロッキング (とその背景流) を 0 次のオーダー、eddy を 1 次のオーダーとしたときに、その相互作用によって生じる 2 次のオーダーの流れです。詳しくは 3.2 節を参照して下さい。

¹⁵ ブロッキング流として人工的にモデルに設置される流線関数 (PV) 場です。数学的に得られる定常解などを用います。数値実験での定常流 (例えば、(2) 式での q_0 や ψ_0) や初期値として使われます。

¹⁶ ブロッキングよりも低周波の場を時間平均場とし、eddy をその摂動場としたときの摂動渦度方程式に摂動渦度を乗じた (つまり eddy エンストロフィー) ものです。

¹⁷ このバランス関係は eddy に対してのものですが、右辺は eddy (エンストロフィー) が散逸していることを示しており、散逸したエネルギーがより低周波のブロッキングへ移る (逆カスケードする) ことを示している、と解釈しています。

の南北幅やブロッキング流を変化させて、その中でも ESM でブロッキングに正の feedback が働くかを調査しました。その結果、チャンネルの幅を2倍にすると ESM によって得られる2次流れのパターンが劇的に変化することを発見しました。チャンネルの南北境界では南北流速がゼロとなる現実にはない人工的な壁になっていますので、チャンネルの幅が狭い（ブロッキングに近い）場合にはこの人工的な壁が ESM による feedback 効果の指標となる2次流れに影響を与えてしまう可能性があります。更に、AM02では、ストームトラックの南北緯度を変化させることでそれが feedback 効果に与える影響を調べています。このチャンネルモデルは、ブロッキングと eddy の相互作用をモデリングする順圧モデルとなっているため、ストームトラックは人工的に eddy を生成する wavemaker¹⁸で代用されています。なお、これも、ストームトラックの下流での eddy の順圧的なプロセスを順圧モデルで再現できるという仮定に基づいています。AM02はこの wavemaker（ストームトラック）の位置をちょうどブロッキングの分流（中心）緯度から南にわずか400 km 程度変位させると、させない場合と比べて2次流れのパターンが大きく変化することを示しました。この程度のストームトラックの変位は実際に起こり得ますので、それによって eddy feedback の効果が大きく変化してしまうことは、ESM を現実のブロッキング持続に適用する上で障害となり得ます。その他にも、Maeda *et al.* (2000) では、球面順圧モデルで解析場から得たブロッキング流を用い、そこに wavemaker を設置することでより現実的な場での ESM の効果を検証しました。すると、ブロッキングを維持するパターンの2次流れが得られる設定から、wavemaker の位置を北緯50°で上流に30°（約340 km）ずらすとパターンが劇的に変化してしまうことを発見しました。これら2つの先行研究は、ESM で現実の eddy feedback メカニズムを説明し尽くせないことを示唆しており、ESM を更に発展・拡張できることを暗示しています。

その上、ESM の理論的根拠となるブロッキング上流での eddy 渦度フラックスについて、2つのことが言えます。1つめは、(1)式の観点から S83の Fig. 4d を眺めると、ESM による南北 eddy 渦度フラックスが存在する位置（ブロッキングのすぐ上流）で閉じた等エンストロフィー面 (S_{ens}) が存在していません。2つめは、診断的手法¹⁹において ESM 有効性の根拠となる eddy 渦度フラックスパターンが、(Shutts (1986) で示されているような) 赤道側で収束、極側で発散というパターンをしている場合でも、そのパターンにほんのわずかな違いがあると、2次流れのパターンが劇的に変化することが AM02で示されました。これらの2点も、ESM が現実的なブロッキング持続を説明する際の障害となり得ます。

まとめると、ESM は eddy feedback メカニズムについて数学的記述・物理的実体の両方を提案し、ブロッキングの持続メカニズムの本質を見事に体系化しました。しかし、現実のブロッキング持続を説明するときに、eddy straining だけでは十分に説明しきれない点が近年の研究で発見されました。そこで私たちは、近年の研究で示された ESM の有効性の議論に基づいて、現実のブロッキング持続を説明するための理論の拡張を行い、一般的なブロッキング持続メカニズムを提案することを本研究の目的としました。

3. 選択的吸収メカニズム

3.1 渦と渦の相互作用に基づく持続メカニズム

現実場に適用可能な eddy feedback（ブロッキング持続）メカニズムを提案するために、eddy とブロッキングの相互作用の物理的実体は何かを改めて考察します。このとき、中緯度対流圏の等温位面での保存量である PV (Hoskins *et al.* 1985; 二階堂 1986a, b) に基づく議論を行います。なお、PV は厳密には断熱・無摩擦条件下での保存量ですが、本研究で解析対象とする対流圏上層では数日から数週間のスケールでこの条件が成立していると考えています。PV を用いる利点はいくつもあるのですが、この論文では主に以下の2つです。1つは、PV が非線形性の強い流体中でも保存量となるため、ブロッキングのような強非線形の現象で重要となる、また流体力学で最大の難問と

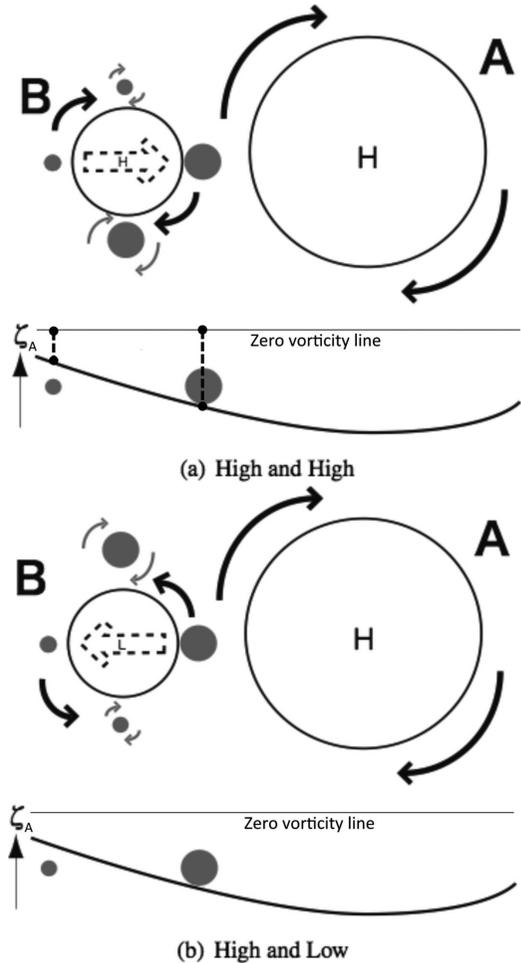
¹⁸ 順圧モデルにおける傾圧成長過程のパラメタリゼーションです。順圧モデルでは傾圧波 (eddy) は自発的に生成されませんので、傾圧波が順圧的な構造を持つ成熟期に達する前の発生・成長段階だけをパラメタライズします。具体的には、周期的に変化する波形の渦度 (PV) 強制をブロッキングの上流域に設置することを指します (YIb の(4)式)。

¹⁹ ここでは、例えば、Takaya and Nakamura (2001) の波活動度フラックスのように、再解析などで出力される物理量から計算できる方法を想定しています。

なる advective nonlinearity (移流非線形, すなわち移流項による非線形性) を PV の移流という最大のシンプルさで扱うことができるという点です (Ford *et al.* 2000). そしてもう 1 つは, PV の「可復元」性 (invertibility) (Hoskins *et al.* 1985) です. これは, PV が絶対渦度と安定度の積として表される物理量であることから, 適切なバランス条件・境界条件を与えることで, PV 分布から風場・温度場・気圧場を復元できる性質です. この性質に基づくと, 北半球では, (順圧的な場においては) 高/低 PV の周りには低/高気圧性循環が「誘起」される, つまり存在することがわかります. つまり, PV 分布から, 高・低気圧の分布がわかります. そして, PV は等温位面上で増えたり減ったりしませんので, PV 分布を頭の中で時間発展させることができます. このように, 保存量である PV を用いて議論することで, ブロッキングと eddy の相互作用の素過程を物理的に考察することができます¹¹⁰.

この PV の観点から新たなブロッキング持続メカニズムを提案します. このメカニズムは, 2 つの原理に基づくものです. 1 つめの原理は, ブロッキング高気圧への移動性高気圧からの低 PV の補給です. ブロッキングが散逸に抗して 1 週間程度以上持続するためには PV が補給され続ける必要があります. 移動性高気圧からの低 PV の補給は等温位面上で行われるはずですが, どのようにして補給されるのでしょうか? この疑問に答えるのが 2 つめの原理です. それは, ブロッキング高気圧「渦」が移動性高気圧「渦」を引き寄せ吸収することで低 PV を得て持続すると考えることです. このプロセスは, 同じ極性を持つ 2 つの渦が併合し, 逆極性同士の渦が反発するという“渦と渦の相互作用”のメカニズムに基づいています. つまり, 2 つめの原理は eddy feedback メカニズムをブロッキング高気圧と移動性高気圧による渦と渦の相互作用として捉え直すということになります. この渦と渦の相互作用が, ESM で表現されなかった, ブロッキング高気圧に対して eddy が引き寄せられる, あるいは引き離されるという“移動性高・低気圧の非対称性”を引き起こします (3.2 節参照).

2 つの渦の吸引・反発は第 1 図を使って定性的に説明できます. まず, 順圧 f 平面上での 2 つの高気圧 (渦 A と渦 B) を考えます (第 1 図 a). ここで, 渦 A (ブロッキング高気圧) は渦 B (移動性高気圧) に対して相対的に大きく強いとします. 更に, 渦 A の



第 1 図 渦と渦の相互作用の概念図. (a) 2 つの高気圧の場合と, (b) 高気圧と低気圧の場合. 渦 A はブロッキング高気圧と渦 B は移動性高・低気圧に対応している. 渦 A による渦度分布 (ζ_A) が各パネルの下部に示されている (ここで, 渦度分布は渦 B よりも遠方まで広がっていることと, 渦 B 自身の渦度分布は含まれていないことに注意). 灰色の丸の大きさは渦度の振幅を表している (大きいほど低渦度で高気圧性回転が強い). 詳細は本文を参照. 図は YIa の Fig. 1 より抜粋.

¹¹⁰ さらに高度な手法として, “Piecewise PV inversion” 手法 (Davis and Emanuel 1991) があります. この手法は, 大気の 3 次元的な PV 分布に適切な境界条件を与えることで風場・温度場・気圧場を定量的に得ることができます.

渦度 (順圧 f 平面における PV に対応) は遠方まで分布し、遠くに行くほど単調に渦度が大きくなっていく (高気圧性が弱くなる) 分布をしているとします (第 1 図 a の下部)。一方で渦 B の渦度分布はその周囲の小さい領域に限定されているとします。

このとき、渦 B の左/右側では、渦 A の持つ渦度分布によって、渦 B の右/左側よりも相対的に高/低い渦度が存在し (灰色の丸)、そのため相対的に弱/強い高気圧回転があります。これらの渦 B 左, 右の渦度は渦 B 自身の高気圧性循環 (黒矢印) によって移流され、それぞれ渦 B の上, 下に移動します。これらの渦度は保存されますので、上, 下に移動した渦度はそれぞれの弱い, 強い高気圧性回転 (灰色矢印) を誘起します。すると、誘起された回転流が渦 B に作用し、その移流差により渦 B が渦 A に向かう流れ (太点線矢印) が生じます。つまり、渦 B は渦 A と相互作用することで渦 A に引き寄せられます。これが同極性の移動性高気圧が吸引されるメカニズムです。そして渦 B が低気圧渦で渦 A と逆極性の場合には (第 1 図 b)、渦 B 自身の循環が逆 (低気圧性回転) になりますので、第 1 図 a での説明と逆に渦 B は渦 A から遠ざけられる流れが生じます (第 1 図 b の太点線矢印)。よって、逆極性の移動性低気圧は渦 A (ブロッキング高気圧) から遠ざけられます。ここで、渦度 (PV) は保存量ですので、この渦 A, B の吸引・反発は渦度 (PV) の移流項だけで説明できることがわかります。

上記のメカニズムを、ブロッキング高気圧による移動性高・低気圧 (eddy) の選択的吸引・排除、あるいは移動性高・低気圧の非対称性とここでは呼びます。ここでの順圧 f 平面での (相対) 渦度を用いた説明は、順圧 β 面での絶対渦度、そして傾圧大気での PV を用いた説明に拡張できます。この渦と渦の相互作用は、まさに“藤原効果 Fujiwhara effect” (Fujiwhara 1923¹¹¹; DeMaria and Chan 1984) と同一です。

さらに、このメカニズムは本質的に β ジャイア (β ドリフト) と同じものです。なぜならば、北半球での熱帯低気圧や海洋の低気圧性孤立渦は北側、つまり惑星渦度が大きい方に向かって (緯度方向には) ドリフ

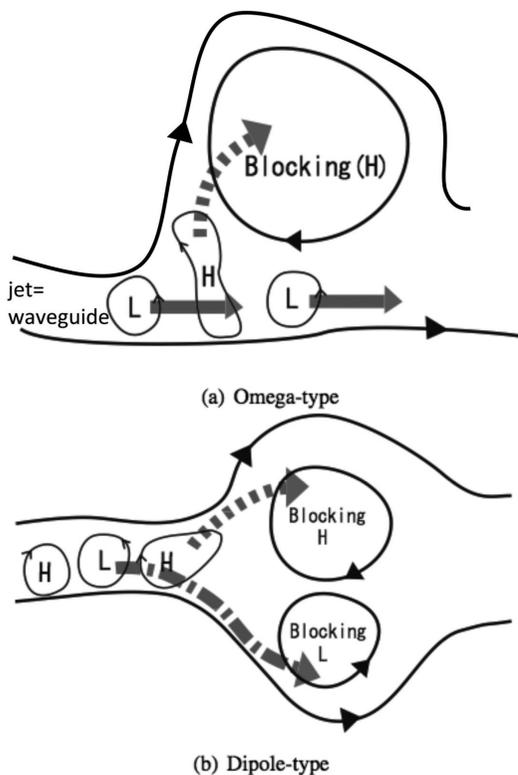
トしていくからです (例えば、Ito and Kubokawa 2003)。言い換えると、 β ジャイアとは地球の「巨大な低気圧渦¹¹²」が小さい低気圧渦を引き寄せているとみなすことができます。そのため、第 1 図は、 β ジャイアを説明した Cushman-Roisin and Beckers (2011) と同様な図になっています。なお、 β ジャイアは PV (渦度) の移流による非線形効果によって引き起こされることが示されており (Chan and Williams 1987)、渦と渦の相互作用と同様に移流非線形の一端であることを示しています。

このメカニズムを ESM と区別して選択的吸収メカニズム (Selective Absorption Mechanism, SAM) と呼びます。SAM では、ブロッキング高気圧は移動性高気圧を選択的に吸収し、移動性低気圧を排除します (第 2 図 a)。ブロッキング上流の偏西風ジェットが導波管として eddy をブロッキング近傍まで運び、運ばれた移動性高気圧は渦と渦の相互作用でブロッキングに引き寄せられ吸収されて低 PV を提供します。これによりブロッキングは持続性を高めることができます。ここまでは Ω 型ブロッキングについての説明ですが、双極子型ブロッキングについても SAM を適用することができます。なぜならば双極子型でのブロッキング低気圧は移動性低気圧を選択的に吸収できるからです (第 2 図 b)。なお、ここでの吸収される移動性高気圧というのは厳密には低 PV 大気粒子、すなわち低 PV を持つ個々の空気塊です。これは、ブロッキングへ吸収される瞬間に移動性高気圧は強く変形されて通常の移動性高気圧の形状をとどめていないと考えられるためです (第 5 図参照)。

なお、この副節で議論した eddy feedback メカニズムが有効に働くためには、ブロッキングが準定常的である (西風中でほぼ静止している) 必要があります。この準定常性はブロッキング自身 (の非線形的な性質) によって保証されていると考えています。つまり、ブロッキングを位相空間内での準定常解近傍の現象とみなしています。この仮説を証明するための解析として、球面等価順圧準地衡 PV 方程式の準定常解を数値的に求めて、その解の形状がブロッキングの形状と似ていることを確かめています (Y1a の Appendix 参照)。

¹¹¹ 藤原咲平博士は1920年代から1930年前半にかけて大気・海洋中の渦についての先駆的な研究を行っており、この1923年の論文で極性による渦の併合や排斥について述べています。

¹¹² 半球全体での絶対渦度分布で見えるような、巨大な極渦のようなものを想定しています。



第2図 選択的吸収メカニズム (SAM) の概念図。(a)Ω型ブロッキング高気圧に、移動性高気圧 (H) が導波管 (waveguide) に沿って運ばれ選択的に吸収され、移動性低気圧 (L) が引き離され下流へと流される様子。(b)パネル(a)と同様だが双極子型ブロッキングについて。図は Yla の Fig. 2より抜粋。

3.2 SAMとESM

SAMとESMの比較を通じて、SAMがESMのeddy feedbackメカニズム理論を拡張したものであることを思考実験によって示します。

まず、共通点を挙げると、SAMもESMもeddy feedbackメカニズムです。“feedback”という名前の通り、ブロッキングとeddyとがお互いを強め合う機構になっています。ESMでは、ブロッキングがeddyを引き伸ばすと、ブロッキングに渦度が供給され(散逸に対する)持続性が強化されます。強化されたブロッキングはより強くeddyを引き伸ばすことができますので、ここに正のfeedbackが働いていることがわかります。SAMの場合には、ブロッキング高気圧が強くなればなるほどブロッキングの持つPV勾

配(第1図aの渦度分布)が強く広がりますので、渦と渦の相互作用の効果が強くなり、より移動性高気圧を吸収することができます。つまりSAMでも正のfeedbackが働くことがわかります。従ってSAMはESMと同様にeddy feedbackメカニズムであり、ブロッキング自身が「能動的」に静止・持続しようとする自己組織化的システムであることを説明します。

SAMとESMの相違点は移動性高・低気圧の非対称性の有無です。これは渦と渦の相互作用によって生じます。SAMでは移動性擾乱からのfeedbackがeddyの極性(高気圧か低気圧か)に対して非対称となりますが、ESMでは対称となっています。これは、SAMの本質がeddyの吸収(absorption)であり、そのためブロッキング高気圧に対して移動性高・低気圧の振舞い(役割)を違うものにするのに対して、ESMはeddyのstrainingが本質で、ブロッキングに対する移動性高・低気圧の役割を区別しないことに関係しています。

S83はESMの本質を抽出(モデリング)するため、等価順圧準地衡PV方程式を以下のように線形化しました。PV q と流線関数 ψ を摂動展開し、

$$q(x,y,t) = q_0(x,y) + \varepsilon q_1(x,y,t) + \varepsilon^2 q_2(x,y,t)$$

$$\psi(x,y,t) = \psi_0(x,y) + \varepsilon \psi_1(x,y,t) + \varepsilon^2 \psi_2(x,y,t)$$
(2)

とします、ここで ε は展開係数 ($\varepsilon \ll 1$) です。ここでの $q_0(\psi_0)$, $q_1(\psi_1)$, $q_2(\psi_2)$ はそれぞれブロッキング流, eddy, 2次流れのPV(流線関数)に対応しています。(2)式を一様な西風流に対する等価順圧準地衡PVアンマリー方程式

$$\left[\frac{\partial}{\partial t} + U \frac{\partial}{\partial x} \right] q + J(\psi, q) + \beta_* \frac{\partial \psi}{\partial x} = F - D(\psi),$$
(3)

(ここで β_* は実効 β , F は wavemaker などの強制項, D は ψ に対する汎関数で Ekman 摩擦や数値粘性などの散逸項に対応, J は移流項を表すヤコビアン演算子) に代入すると、

$$O(1) : U \frac{\partial q_0}{\partial x} + J(\psi_0, q_0) + \beta_* \frac{\partial \psi_0}{\partial x} = F_0 - D(\psi_0)$$
(4)

$$O(\varepsilon) : \left[\frac{\partial}{\partial t} + U \frac{\partial}{\partial x} \right] q_1 + J(\psi_1, q_0) + J(\psi_0, q_1) + \beta_* \frac{\partial \psi_1}{\partial x} = F_1 - D(\psi_1)$$
(5)

$$O(\varepsilon^2) : \left[\frac{\partial}{\partial t} + U \frac{\partial}{\partial x} \right] q_2 + J(\psi_2, q_0) + J(\psi_0, q_2) \\ + \beta_* \frac{\partial \psi_2}{\partial x} = -J(\psi_1, q_1) - D(\psi_2) \quad (6)$$

と準線形化された方程式が得られます。ここで F は摂動展開されており、 F_1 が wavemaker 強制を表しています。これらの $O(1)$, $O(\varepsilon)$, $O(\varepsilon^2)$ の方程式はそれぞれ (定常な状態にある) ブロッキング流, eddy 流, eddy からブロッキングへの feedback 効果を表す 2 次流れを表しています。この準線形化方程式は eddy straining による eddy feedback の効果を抽出できます。しかし、移動性高・低気圧の非対称性は失われます。これは具体的には、 $O(\varepsilon)$ の方程式(5)が eddy の極性に依らないこと、つまり q_1 と ψ_1 の符号を反転させても方程式が全く同じになることです。これで、移動性高・低気圧の振舞いはブロッキングに対して同じになります。更に、feedback の効果を表す $O(\varepsilon^2)$ の方程式(6)において、eddy からの強制項 $-J(\psi_1, q_1)$ は高・低気圧の極性に対して同じ (対称) になっており、ブロッキングの持続に対して移動性高気圧と低気圧は同じ寄与をすることがわかります。従って、ESM は移動性高・低気圧の非対称性を含んでいないことになります。

私たちはこの非対称性はブロッキングの持続メカニズムに重要な要素であると考えています。非対称性を考慮することで、ブロッキング高 (低) 気圧は移動性高 (低) 気圧を引き寄せ吸収するという解釈が可能になります。この効果により、eddy は、ブロッキングによる PV 勾配の影響下にある限りはストームトラックがブロッキング中心から離れてもブロッキングに吸収されることができ、S83 は結論で PV の補給についても言及していますが、SAM は更に渦と渦の相互作用を考慮しています。そのため、AM02 や Maeda *et al.* (2000) で示されたストームトラックの変位に対する正の feedback 効果の消失といった ESM の問題点が SAM では解消されており、SAM は現実に関わり得るブロッキングと eddy の相互作用を十分に説明し得ます。もちろん、SAM でも逆カスケードのための eddy の強い変形 (straining) は重要と考えていますので (Y1b の Fig. 19)、その点において SAM は ESM の拡張であると考えています。ただし、SAM の本質は absorption であり、SAM では absorption の 1 つの過程として straining が生じると考えます。

ここからは、実際に移動性高気圧の選択的吸収が起こっていること、そして SAM が現実的なブロッキング持続メカニズムであることを確認するため、再解析データを用いた事例解析と数値実験の両方から SAM の有効性を検証しました。

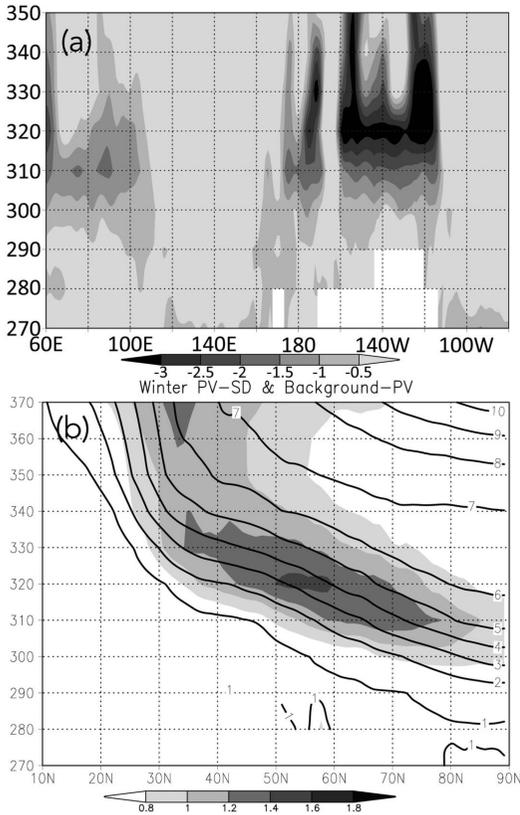
4. 事例解析：流跡線解析

選択的吸収が本当にブロッキング持続中に見られるかを現実のブロッキング事例を通じて調査しました。選択的吸収は、移動性高気圧の持つ低 PV 大気粒子をブロッキング高気圧が吸収していることですので、流跡線解析を通じて大気粒子の動きを追跡しました。

ブロッキングの事例は北半球で 1990 年～2005 年冬季 (11 月～4 月) に起きた顕著なブロッキング 10 事例を選びました。ブロッキングの主な発生域は太平洋東部と大西洋東部ですので (Barriopedro *et al.* 2006; Pelly and Hoskins 2003a)、太平洋と大西洋で起きたブロッキングをそれぞれ 5 事例ずつ選んでいます。事例を分析するための再解析には JRA-25/JCDAS (Japanese 25-yr Reanalysis/ Japan Meteorological Agency Climate Data Assimilation System, Onogi *et al.* 2007) を用いています。流跡線解析とブロッキング検出のために用いた物理量は Ertel の PV と風の等温位面データです。ただし分析のために補助的に Montgomery 流線関数も用いています。ブロッキングの検出には Pelly and Hoskins (2003a) の方法を使って、等温位面での PV 分布の南北逆転を探索し、それが 1 週間以上持続した顕著な事例をブロッキングとしています。

流跡線解析の対象となる等温位面高度は 320K 面としました。この高度はほぼ対流圏界面に対応します。この高度のみで解析を行う根拠は、ブロッキングと eddy の相互作用はほぼ断熱的に起こること (そのため粒子は等温位面に沿って運動します)、ブロッキングと eddy の振幅が高度方向には 320K 付近で極大となること (Dole 1986; 第 3 図)、そしてブロッキングと eddy がどちらもほぼ等価順圧的な構造を持つことの 3 つです。

流跡線の描き方は、まず 320K 面での PV の分布をもとに粒子のある領域に設置し、それをその面での風を使って動かすという方法です。粒子のある位置での風で粒子を動かし、10 分先の粒子の位置を推定し、その位置での風を時間・空間内挿して導出し、さらに 10 分先の位置を推定する、という手順を繰り返して数日



第3図 (a) 60°NでのPV偏差 [PVU= $10^{-6} \text{K kg}^{-1} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$]の温位・経度断面図の1996年3月1日00UTCでのスナップショット。偏差は帯状平均からのずれで、140°W付近の負PV偏差はブロッキング高気圧に対応する。図はY1aのFig. 4より抜粋。(b)移動性擾乱(eddy)振幅についての帯状平均温位・緯度断面図で、冬季気候値で平均された8日ハイパス成分PV標準偏差[PVU] (eddy振幅, 陰影)とPV[PVU] (コンター)。

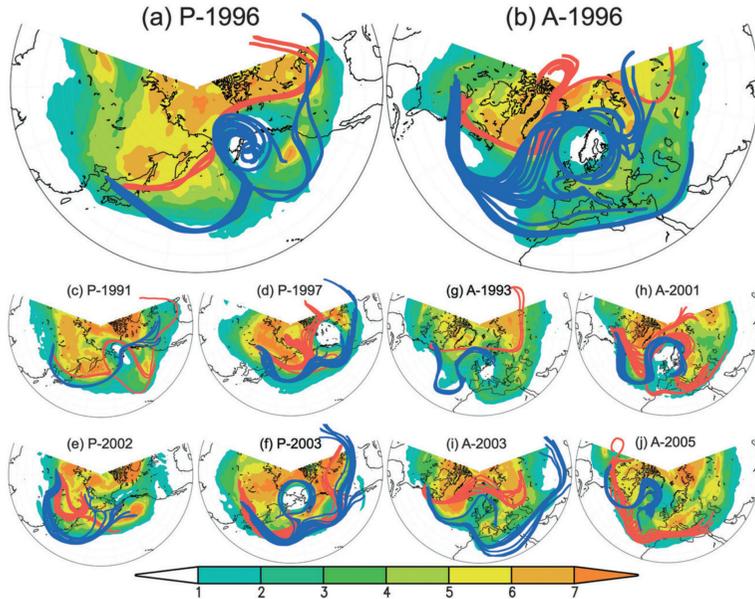
先までの粒子の位置を追跡してします。その追跡位置を積算して、(初期場である領域に存在した)複数の粒子の流跡線を描いています。ここでは、時間方向で未来に粒子を動かす前方流線解析と過去に動かす後方流跡線解析の両方を行っています。前者は移動性高・低気圧の選択的吸収・排除を確認するため、後者はブロッキング高気圧を構成する低PV粒子のソースを特定するために行いました。

まず、前方流跡線解析では、ブロッキング上流のストームトラック域に存在する移動性高、低気圧それぞ

れの上に粒子を設置し、それを5日後まで追跡しました。移動性高・低気圧は、8日ハイパス成分と生値のPV分布をもとに検出されています。高、低気圧それぞれに粒子を設置し、そこを起源としたそれぞれの粒子塊がどのような動きをするかを調査しました。SAMが正しければ、移動性高気圧起源の(低PV)粒子だけがブロッキング高気圧に吸収され、低気圧起源の(高PV)粒子はブロッキング高気圧に遠ざけられながら下流に流されるか、ブロッキング低気圧に吸収されると推測されます。

第4図は全10事例についての流跡線の結果を示しています。どの事例でも高気圧起源粒子の流跡線(青)はブロッキングに吸収されていること、そして低気圧起源粒子の振舞い(赤)は高気圧(青)の場合と大きく異なる、つまり非対称であることが示されています。代表的な事例として1996年の太平洋と大西洋でのブロッキング(第4図a, b)を詳しく見てみます。ストームトラック上のほぼ同じ位置から出発した¹¹³移動性高・低気圧起源の粒子は、ジェット(導波管)に沿ってブロッキングへと近づきます。この段階で既に高・低気圧起源粒子の南北位置がわずかにずれています。これは、 β ジャイアによるeddyの南北変位によると考えています。つまり、低気圧性起源粒子は北極側の巨大な低気圧渦に引き寄せられて幾分北側に変位しています。そして、ブロッキング高気圧近傍に到達すると高気圧起源粒子はブロッキングに選択的に吸収され、低気圧起源粒子はブロッキングから遠ざけられながら下流へと流されていく様子が見られます。また、一部の事例(第4図h, j)ではブロッキング低気圧に低気圧起源粒子が吸収されている様子も見られます。これらは、SAMによる選択的吸収・排除の様子を明示しています。多くの粒子はブロッキングよりも北側を通過しています。これは、選択した事例では Ω 型のブロッキングが多かったことや、移動性低気圧が極の巨大な低気圧(極渦)に捕捉されやすいことなどが関係しているかもしれません。このことと関係して、多くの低気圧性起源粒子はブロッキング高気圧西側のトラフ領域(第5図のトラフ“B”を指します)を通過することが多く、このブロッキング上流のトラフ強化と関係しているかもしれないことが示唆されます。

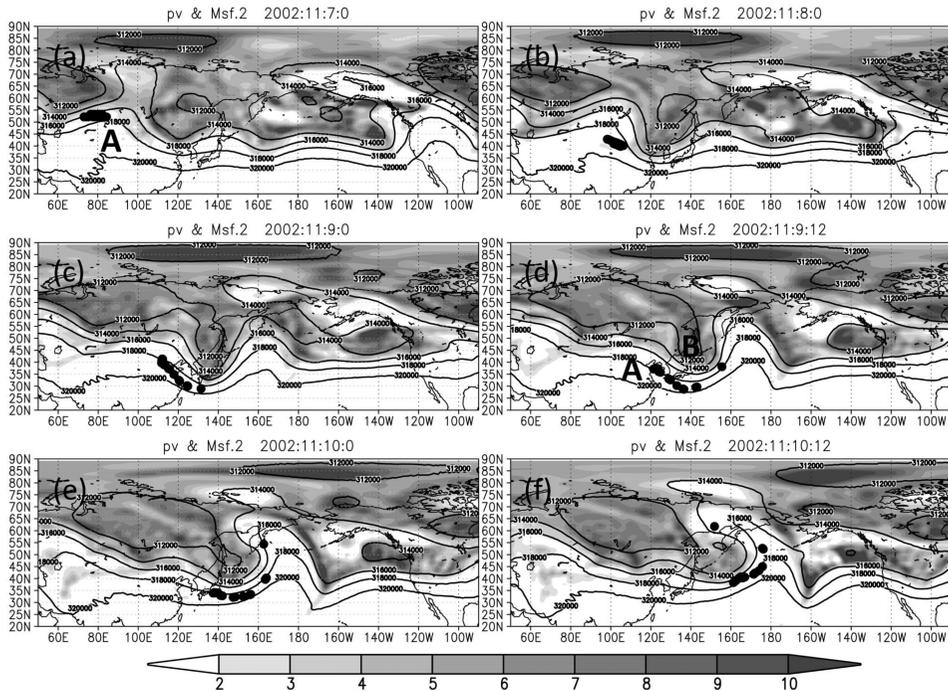
¹¹³ 出発位置をほぼ同じにするために、移動性高、低気圧で粒子を置く時刻は数日程度ずらしています(Y1aのTable 2参照)。



第4図 10事例ブロッキングでの移動性高気圧起源粒子(青)と低気圧起源粒子(赤)の5日流跡線。陰影はブロッキング持続期間中での320K面ErtelのPV [PVU]の8日ローパス成分を示す。パネル上の数字はブロッキングの発生場所(Pは太平洋西部, Aは大西洋西部)と年(例えば“1996”なら1996年冬季に発生)を表す。図はYIaのFig.5より抜粋。

した(YIaのFig.9)。

さらに、選択的吸収の際の総観場と高気圧起源粒子の関係を第5図で見てみます。この図は、2002年に太平洋で発生したブロッキング持続時のスナップショットを示しています。総観場で見える移動性高気圧に対応するリッジAと高気圧起源の粒子(黒丸)を見てみると、ブロッキングのすぐ上流では位置がずれて見えます(第5図dやeなど)。この図から、ブロッキングの近傍ではトラフBの南側を通過することで移動性高気圧は亜熱帯領域の低PVに一旦隠れてしまうことがわかりました。これ



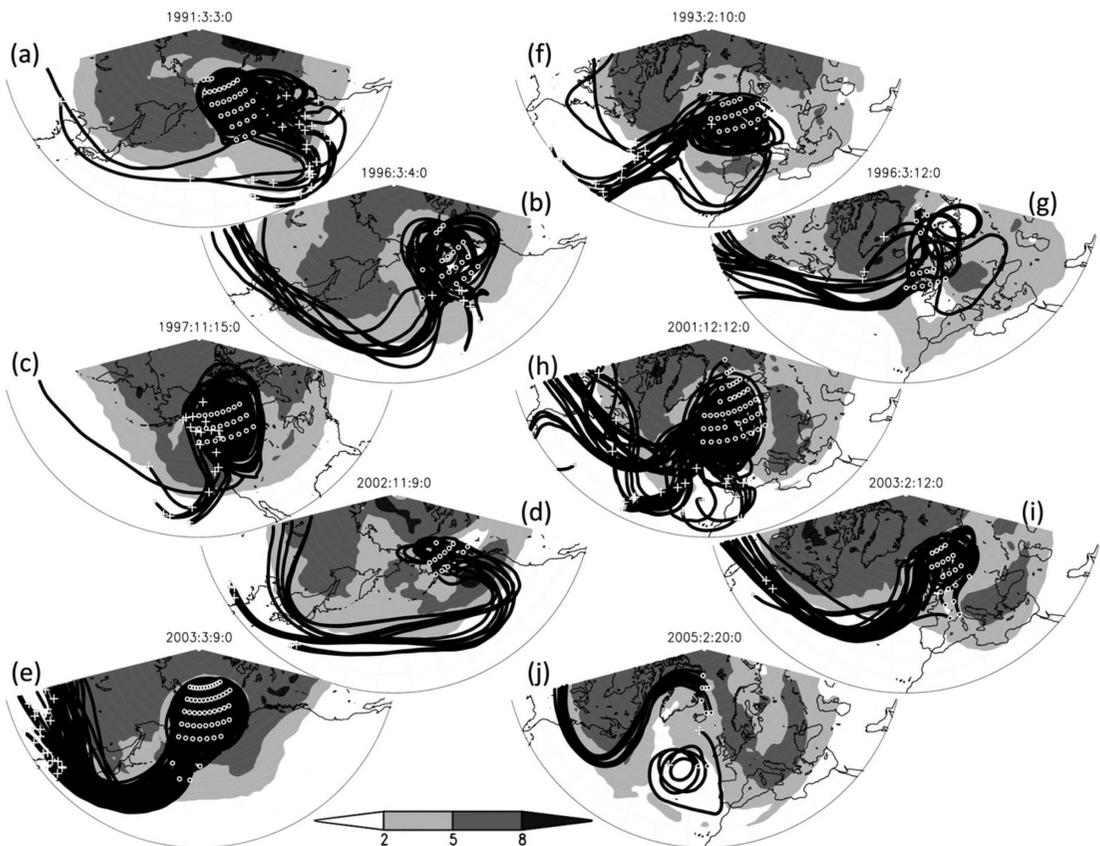
第5図 2002年冬季の太平洋ブロッキング(第4図のP-2002)事例での移動性高気圧起源(低PV)粒子のトラックと320K面PV [PVU](陰影)の時間発展スナップショット図。時刻は(a)から(c)までは1日毎、(c)から(f)までは12時間毎のインターバルとなっている。コンターはMontgomery流線関数 $[m^2s^{-2}]$ を示す。“A”と“B”はそれぞれ総観場でのリッジ(移動性高気圧)とトラフの位置を示すための目印である。図はYIaのFig.6より抜粋。

が、スナップショットで選択的吸収が確認されにくい原因と見られます。また、この図は、ブロッキングに吸収される際に粒子が拡がっていて、移動性高気圧が強く変形 (straining) を受けていることも示しています (YIb の Fig. 19 でも同様の議論あり)。これは ESM での eddy feedback メカニズムのためのエネルギーの逆カスケードと矛盾しない描像となっています。

SAM が定量的にもブロッキング持続を説明できることを確認するため、後方流跡線解析も行いました。前方流跡線解析のときと同様な手法で追跡しますが、今度は時間方向を反転させて、ブロッキング高気圧上に粒子を配置しその (低 PV) 粒子がどこから来たものなのかを調査します。持続期間中のブロッキングに粒子を置いて、そこから 6 日間時間を遡りました。た

だし、6 日前はすでにブロッキング持続期間に入っているようにしていますので形成メカニズムとは区別しています。具体的には低 PV 粒子の起源が中緯度のストームトラック域かそれ以外かで区別を行いました。

第 6 図は 10 事例の後方流跡線解析の結果を示しています。図から、全ての事例でブロッキングを構成する低 PV 粒子が上流のストームトラック域を起源としています。ストームトラック域での低 PV は移動性高気圧となりますので、SAM による選択的吸収はブロッキング持続の主要因となることを示しています。ただし、1991 年と 1997 年の太平洋ブロッキング事例 (それぞれ第 6 図 a と c) に関しては粒子がほとんどブロッキング域に留まっています。これらの事例は例外的に移動性高気圧からの低 PV 補給が少なかったようです。そのことと関係してか、これらの事例は全 10 事例



第 6 図 第 4 図と同じだが、ブロッキング高気圧内部の低 PV 粒子の 6 日後方流跡線を示す。白丸印は粒子のスタート位置、白+印は粒子の 6 日前での位置を表す。陰影はブロッキング持続期間中の 8 日ローパス成分 320K Ertel の PV [PVU] を示している。ブロッキング事例は第 4 図と同じである。図は YIa の Fig. 8 より抜粋。

のうちで相対的にブロッキングの持続期間が短くなっていました (YIa の Table 1). これらの例外は, ストームトラック (移動性高気圧) からの低 PV 補給率とブロッキング持続期間に関係があることを示唆しているかもしれません。

ここでは, eddy とブロッキングの相互作用は断熱過程が支配的と考えていますので, 降水などによる非断熱の効果は考慮していません。しかし, 非断熱過程がブロッキング形成時に eddy feedback の効果を強めることが一部の事例解析などを通じて示唆されています (Crosi-Maspoli and Davies 2009)。これは, 対流圏中・下層での非断熱加熱が PV を鉛直に再配置することで (Hoskins *et al.* 1985), 対流圏上層に低 PV を供給するという考え方に基づいています。個々のブロッキング事例における非断熱過程の効果は小さいかもしれませんが, この効果の蓄積がブロッキングの気候学的特徴にどのような影響を与えるのかについては興味深いと思います。

5. 数値実験

事例解析から更に定量的な解析を行うため, そして ESM との比較を通じて SAM がより現実的な eddy feedback メカニズムとなっていることを確認するために, S83 や AM02 と同様な等価順圧準地衡 PV 方程式での eddy feedback の効果を調査しました。大まかに言うと, 中緯度を模した 2 次元 (順圧) のモデルを用意し, その中にブロッキングを置いて数値積分し, それに eddy をぶつけることでそれらの相互作用を実験するというものです。

S83 や AM02 での β 面チャンネルモデル以外の条件でも調査を行いました (第 1 表), 主に行ったことは,

- eddy feedback によってブロッキングの持続性が強化されること,
- (ESM の枠組みで不明瞭であった) wavemaker のわずかな南北変位などによって正の feedback の効果が失われないこと,

第 1 表 YIb での等価順圧準地衡 PV モデルでの実験設定。

モデル	基本 (背景) 場	初期ブロッキング分布	実験設定
β 平面チャンネル	一様西風	モドン (双極子型)	<ul style="list-style-type: none"> • Wavemaker (ストームトラック)の有無 • ストームトラックの南北位置 • Eddyの振幅・サイズ
		ライダー解モドン (Ω 型)	<ul style="list-style-type: none"> • ストームトラックの有無 • ストームトラックの南北位置 • Eddyの振幅・サイズ
	一様西風+ジェット	モドンの準定常解	<ul style="list-style-type: none"> • ストームトラックの有無 • ストームトラックの東西位置変化
球面	剛体回転 (一様西風)	球面モドン	<ul style="list-style-type: none"> • ストームトラックの有無 • ストームトラックの南北位置変化
	現実 (再解析)	現実 (再解析) 場	<ul style="list-style-type: none"> • ストームトラックの有無

の 2 つを示すことです。また, eddy の大きさや強さの (わずかな) 変化やブロッキングの形状 (双極子・ Ω 型) を変化させて SAM の有効性を更に調査しています。こういった条件で実験を行ったかを第 1 表にまとめていますが, ここでは主に S83 や AM02 と同じ β 面チャンネルモデル実験設定での結果を中心に述べていきます。

支配方程式は (3) 式で示される β 面等価順圧準地衡 PV 方程式を用います。チャンネルの設定は AM02 と同じですが, ここでのポイントは非線形方程式の数値計算を行うことです。3.2 節で示したように, ESM の枠組みで線形化を行うと渦と渦の相互作用の効果が失われてしまうためです¹¹⁴。主に, eddy feedback の効果と wavemaker への依存性 (上記の 2 箇条) に注目して調査しました。

まず, チャンネルの幅は AM02 での “wide channel” を採用しています。これは, S83 や Haines and Marshall (1987) で使われたチャンネルの幅 (約 10000 km) よりも 2 倍 (以上) 大きく設定しています。チャンネルの壁面 (境界) というのはモデリングのために人工的に定めたものですので, 中緯度だけをモデリングした β 面チャンネルモデルにおいては, ブロッキ

¹¹⁴ ただし, 非線形方程式は移流非線形の中の渦と渦の相互作用以外の全ての非線形効果も含んでいます。そこで, 渦と渦の相互作用の効果だけを抽出できるように, シンプルな順圧モデルで条件をいくつか変えて (第 1 表) 実験を行いました。

ングや eddy からなるべく遠方に設定する方が良いと考えられるためです。そして、一様西風の流れるチャンネルの中央にブロッキングを模した流れ場を設置し、時間とともに減衰するようなシステムを作ります。このとき、ブロッキング上流に wavemaker を置いて、流されてきた eddy によってブロッキング流が維持されるのかを調査します。つまり、散逸と eddy 強制に対するブロッキング流の初期値問題を解く形になっています。

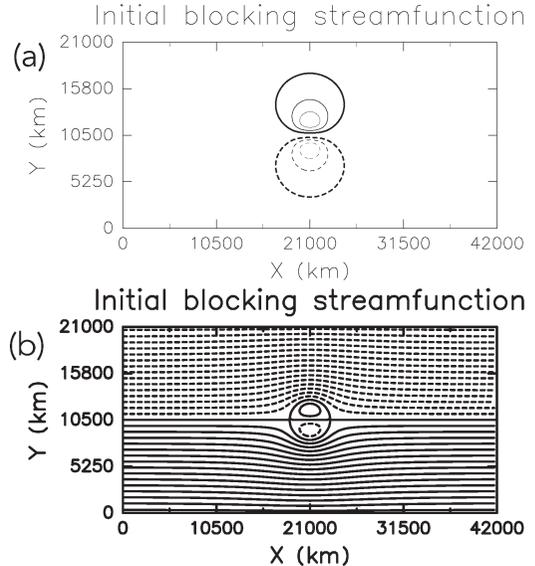
ブロッキング流には、プロトタイプとして AM02 と同様なモドン解を与えています¹⁵。解の存在条件から現実にはモドン解の存在条件は満たされにくいことが示されていますが（例えば、木本 1993；AM02）、私たちがモドン解を用いた理由は、モドンが(3)式の散逸・強制なしの場合の定常解となるためです。減衰や強制のある環境下ではモドンは定常解からわずかにずれるかもしれませんが、私たちはブロッキングを準定常解近傍の現象とみなしていますので（3.1節参照）、モドンを用いました。また、モドンは不安定であるため（例えば、AM02；Swenson 1987）、減衰がなくても形状を保てなくなり西風中ではエネルギーを下流に放出していきます。しかし、それを一種の散逸と考えることで、散逸に対する eddy feedback の効果を調査することができます。モドンをプロトタイプとするもう 1 つの理由は、解の形状が双極子型ブロッキングと似ているためです（第 7 図）。これらの点から初期値に与える解としてのモドンはこの実験の目的を十分に果たします。なお、ここでの数値実験では散逸項として Ekman 摩擦を与えておりブロッキングは減衰していきます。また、数値実験は（Ekman 摩擦係数と wavemaker の振幅以外は）AM02 と同じ現実的なパラメータ値を代入しておりなるべく現実のブロッキングと比較できるようにしています。

実験は、wavemaker に対する 3 つの感度実験を行いました、

- No eddy 実験：wavemaker を置きません。そのためブロッキングは減衰してきます、
- No shift 実験：wavemaker をブロッキング中心と同じ緯度（チャンネル中央緯度）に置きます、

¹⁵ モドンについての論文は複数存在しますが、久保川 (2010) は特に物理的視点に基づいて記述された文献だと思います。

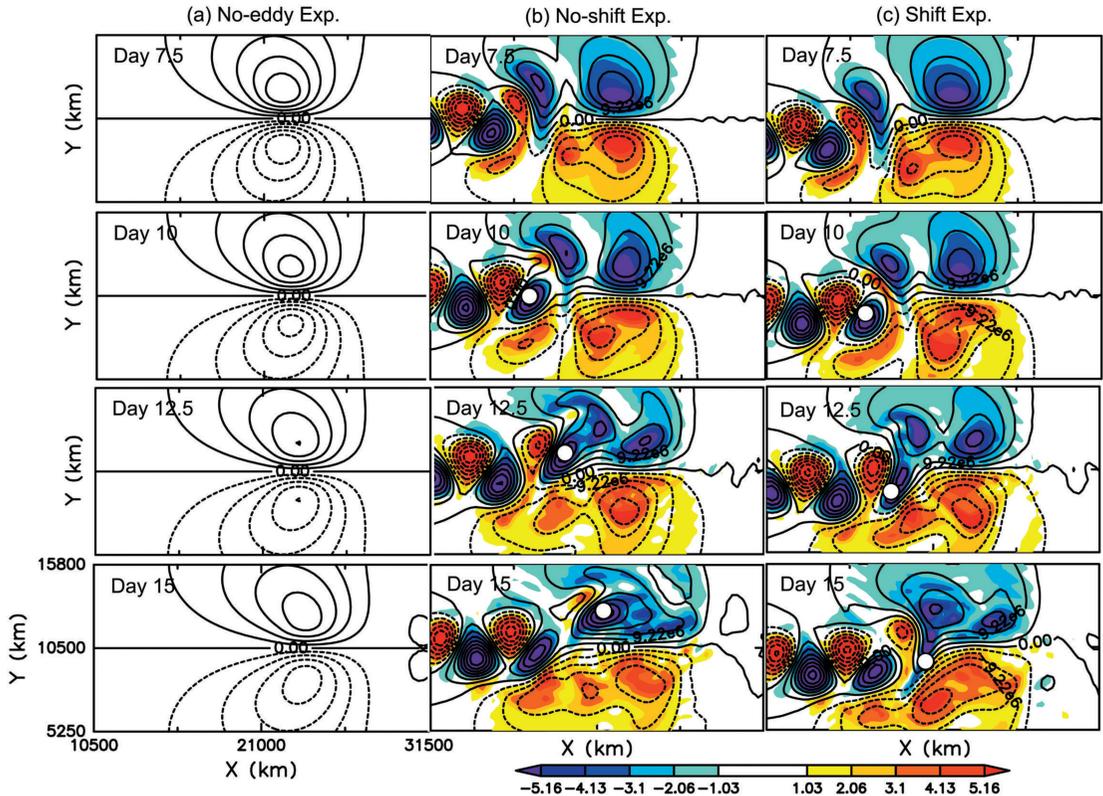
¹⁶ この変位は AM02 での実験設定（約 400 km）よりも大きくとっています。



第 7 図 初期値にブロッキング流として与えるモドン解の流線関数 $[m^2s^{-1}]$ 。双極子型ブロッキング流として数値積分の初期値に与える。(a) 一様西風 $U (=13.8 ms^{-1})$ からの偏差（ブロッキング流のみ）と、(b) U の流線関数場を足した基本場（背景流+ブロッキング流）の分布。コンター間隔は $9.225 \times 10^6 m^2s^{-1}$ 。図は YIb の Fig. 1 より抜粋。

- Shift 実験：wavemaker をブロッキング中心緯度から南に 1000 km¹⁶シフトして置きます。

No eddy 実験と No shift 実験を比較することで eddy feedback の効果が分かり、それらを Shift 実験と比較することで eddy feedback がストームトラックの南北変位に依るかどうか分かります。その比較を示したのが第 8 図です。結果は積分開始から 7.5 日目～15 日目のスナップショットを 2.5 日毎に示しています。まず、No eddy 実験の結果から、ブロッキングが背景場の西風で下流に流されながら減衰（散逸）していく様子を示しています。それに対して No shift 実験では、eddy によってブロッキングの振幅と位置が散逸に抗して維持されている様子が見られます。また、移動性高・低気圧渦が選択的に吸収される様子が PV（偏差）のスナップショットと粒子の追跡（白丸印）から確認できます。Shift 実験においても No shift 実験と同様な特徴が見られることから（第 8 図 c）、wavemaker を変位させた実験でも SAM によって eddy feedback が有効に働くことが示されました。

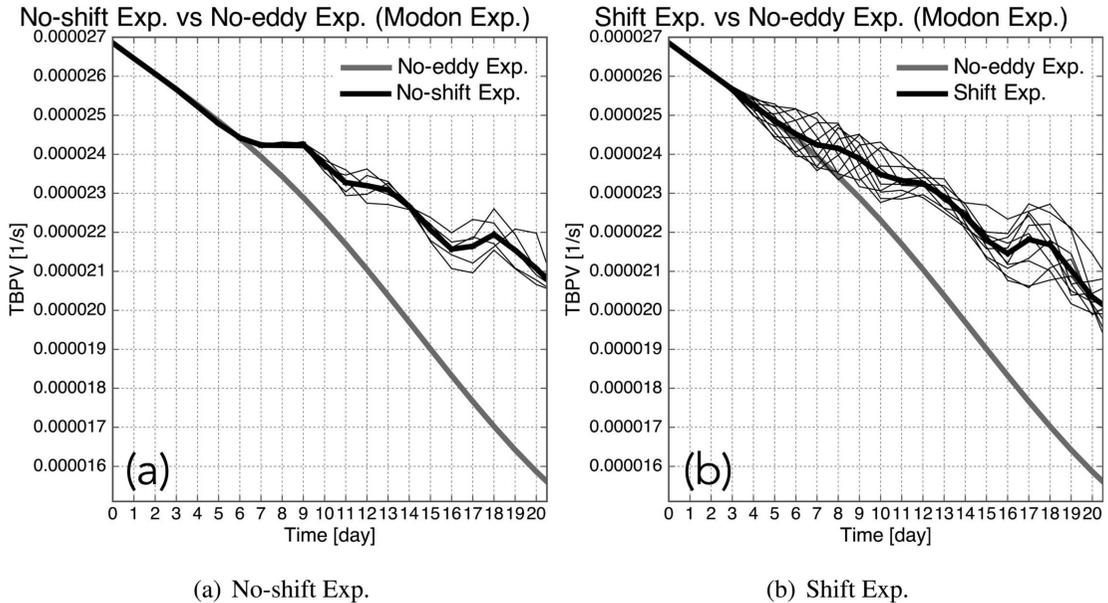


第8図 (a)No eddy実験, (b)No shift実験, (c)Shift実験での準地衡PV場 [10^{-5}s^{-1}] (陰影)と流線関数場 [m^2s^{-1}] (コンター, 間隔は $4.612 \times 10^6 \text{m}^2\text{s}^{-1}$)の時間発展図で7.5日目から15日目までを2.5日間隔で示す。PVと流線関数場はどちらも一様西風 U からの偏差を示す。パネル(b), (c)での白丸は10日目の移動性高気圧上に置いた粒子の(風で移流させた)トラックを示している。図はYIbのFig. 4より抜粋。

ブロッキングが初期位置でどのくらい振幅を維持しているのかをPV保持率で数値化し確認しました。PV保持率は、初期値位置でのブロッキング内部のPVを積算したものです。PV保持率が大きいほど、ブロッキング流が同じ場所で大振幅のPVを持つことを示す指標となっています。そのPV保持率の時間発展を描いたものが第9図です。灰色線でNo eddy実験を、No shift実験とShift実験を黒線でそれぞれ第9図a, bに示しています。第8図で示される様子と同様に、ブロッキングは散逸と下流への移流効果によってPV保持率を少なくしていきますが、eddyの存在するNo shift実験とShift実験では、ちょうどeddyがブロッキングに到達する5日目以降からPV保持率の減少が抑制されています。そして、注目すべき点として、Shift実験においてもNo shift実験とほぼ同等に減少が抑制されていることがわかります。つ

まり、第8図での結論が支持され、またSAMがESMよりも現実的なブロッキング持続を説明できることを意味します。なお、第8図で見られる複数の細黒線はwavemakerの初期位相¹¹⁷を変えた実験の各アンサンブルメンバーを示し、太黒線はそのアンサンブル平均を示しています(Arai 2002)。wavemakerの初期位相によってブロッキングに最初にぶつかるeddyの振幅や極性が変化しますので(このことも現実のブロッキング持続においては十分に起こりうることでその)、それを10通りに変化させることで任意性のあるwavemakerの初期位相にeddy feedbackの効果がほとんど依存しないことを確認しています。

¹¹⁷ wavemakerは移動性擾乱を作るためにブロッキング上流の固定された位置でPV強制パターンを時間的に変化させています。その初期位相は任意に決めることになります。



第9図 (a)No shift 実験, (c)Shift 実験での PV 保持率 $[s^{-1}]$ の時間発展. 灰色線は No eddy 実験での時間発展, 細線は wavemaker の初期位相を変化させたアンサンプルメンバーの時間発展を示す. 詳細は本文を参照. 図は YIb の Fig. 5より抜粋.

さらに, wavemaker のパラメータを操作し, eddy の振幅を変化させた実験と eddy のサイズを変化させた実験も行いました. その結果, 振幅やサイズが大きくなるほどブロッキング持続が強化される結果が得られました. これは, SAM と整合的で, 振幅・サイズが大きくなるほどブロッキングに補給される PV の振幅・量が増えることを示しますので, SAM の PV 補給メカニズムで説明できます.

また, 双極子型ブロッキングだけでなく, Ω 型のブロッキング流を模したライダー解モドン (Swenson 1987; 久保川 2010) を置いて同様な実験も行いました. 結果は Ω 型ブロッキングでも SAM の有効性が確認されました. Ω 型ブロッキングでの eddy feedback の有効性検証は ESM の枠組みでは先行研究において陽に¹¹⁸行われてきませんでした, ここで改めて SAM での有効性を検証できました.

その他にも, 第1表に挙げられる条件でほぼ同様な

実験を行い, SAM による eddy feedback でブロッキング持続が説明できることを確認しました. これらの実験の結論は SAM の有効性を更に確認できたということに尽きますが, 追加的に2つ興味深い結果が得られましたので記しておきます.

- ブロッキングの上流にジェットを置いた実験ではブロッキング持続性が向上しました. これは, ジェットが eddy の導波管として働いたことを示唆しています (第2図).

- 球面モデルの実験ではブロッキングの形状がより現実的になっていました.

本節のような eddy feedback メカニズムのために理想化されたモデルで, より定量的な解析を行うためには, 傾圧モデルでの実験が必要となります. 傾圧モデルでの実験は, eddy とブロッキングの相互作用をコントロールしにくく, エッセンスを抽出しにくい, ブロッキング流のプロトタイプとしてのモドンが使いにくい, など様々な困難がありますが, ブロッキングのメカニズム研究を進展させるには将来行わなければならない課題だと思えます.

¹¹⁸ Maeda *et al.* (2000) では, ESM の枠組みで, ブロッキング流と西風背景流に解析 (観測) 場の 300 hPa 流線関数場を使って分析を行っています. そのため, そのブロッキング流は Ω 型ブロッキング流の要素を含んでいると言えるかもしれません.

6. 終わりに

6.1 本論文のまとめ

ブロッキングの持続メカニズムについて、選択的吸収メカニズム (SAM) を新たに提案しました。SAM では、ブロッキング高気圧渦が同極性の移動性高気圧渦を選択的に吸収して持続します。この論文のポイントは、渦と渦の相互作用をブロッキング持続メカニズムに適用した点です。先行研究において最も精練された持続メカニズムとして知られた eddy straining メカニズム (ESM) (Shutts 1983) と対比しながら、ESM の理論の拡張・修正を通じて SAM を提案しました。SAM と ESM との違いを、移動性擾乱 (eddy) とブロッキングとの相互作用の本質を吸収 (absorption) と捉えるか、straining (引き伸ばし) と捉えるかに帰着しました。そして、事例解析 (流跡線解析) と数値実験を通じて SAM が現実的なブロッキング持続メカニズムであることを確認しました。

ここでは持続と形成を分けて考えることがメカニズムを提案するためのアイデアでしたが、もちろん形成なくして持続はありませんので、形成メカニズムの解明は重要です。これまで、局所非線形共鳴理論¹¹⁹ (Pierrehumbert and Malguzzi 1984)・Rossby 波の局所砕波¹²⁰ (中村 1999; Naoe and Matsuda 2002)・短波トラフ (総観規模低気圧) の急速発達¹²¹ (Lupo and Smith 1995) などが提案されています。これらのメカニズムは排他的ではなく相補的に働いているかもしれません。そして、SAM もブロッキング形成に適用できるかもしれません。ブロッキングのメカニズムを包括的に理解するために、今後形成メカニズムも明らかにしなければなりません。

6.2 SAM の今後の発展

SAM のベースとなっている渦と渦の相互作用に関しては、本研究では以下のことを明白にしました。

- β ジャイアと渦と渦の相互作用が同一視できる、
- 渦と渦の相互作用が PV の (非線形) 移流項に含まれている、

¹¹⁹ 非線形な中緯度大気場がある条件を満たすときに共鳴的かつ局所的にブロッキングのような大振幅擾乱が卓越するメカニズム。

¹²⁰ 準定常 Rossby 波の波束伝播がジェットの分流場によって阻害され、そこで局所的な砕波を起こすことでブロッキングが形成するメカニズム。

¹²¹ 中緯度で急発達した低気圧がその下流側で強い南風を作り、それによってブロッキングとなるリッジが発達するメカニズム。

の 2 点です。これらを基に SAM の今後の発展について考えていることを述べます。

SAM は、ブロッキング以外の現象にも応用できそうです。なぜならば、渦と渦の相互作用は PV (渦度) の移流項に含まれますので、PV が有効に利用できる現象ならばこのメカニズムを適用できる可能性があるためです。PV は回転成層流体において有用な物理量 (概念) です。SAM は気象学のみならず、海洋学や地球流体力学などの幅広い分野への応用が示唆されます¹²²。

渦と渦の相互作用は 2 次元乱流におけるエネルギーの逆カスケードの側面を反映しています (McWilliams 1984)。また、渦と渦の相互作用は一般に物理的側面 (実体) に基づいた考え方、逆カスケードは流体力学の数学的側面に基づいたものです。この 2 つの考え方を結ぶことは非常に有益だと思います。例えば、尾堂 (2014) は順圧 β 面チャンネルモデルでの東西風・渦度分布の縞状構造形成を渦と渦の相互作用の観点から解釈し、縞状構造の南北長さ (Rhines スケール) を渦と渦の相互作用に基づいて理解・予測できることを示しました。これは、渦と渦の相互作用で 2 次元乱流による惑星規模場形成を理解し得る結果として期待されます。

渦と渦の相互作用の定式化に関しては、(多大なるご期待にも関わらず) 今のところ成功しておりません。本論文では、渦と渦の相互作用の効果が、PV の非線形移流項に含まれていることと、 β ジャイアと本質的に同一であること (前述の 2 箇条) を強調しました。これに基づき、博士論文の一部で定量化に向けた試みを行いました。Piecewise PV inversion (脚注¹¹⁰ 参照; Davis and Emanuel 1991) の考え方を適用し、高気圧性 PV 偏差が誘起する循環と低気圧性 PV 偏差が誘起する循環を分け、それぞれの非線形移流項による PV 収支への寄与を見積ることで渦と渦の相互作用の定量化を試みました (Yamazaki 2012)。その診断的な定量化は上手な手法とは言えず、そのため溜飲を下げしむるような結果は得られませんでした。予

¹²² YIa と YIb に関して、SAM での渦と渦の相互作用の考え方を他の現象に応用できないか、あるいは渦と渦の相互作用の効果を定式化し、診断的に見積もることができないか、というアドバイスや質問をいただくことが多々ありました。これは私にとって大変嬉しいことで、SAM の応用例が豊富であることを期待させてくれます。

報モデルを使って初期値から高気圧渦あるいは低気圧渦を消去する方法¹²³では興味深い結果が得られました。ただし、結論だけ言うと、渦と渦の相互作用に関しては、波活動度フラックス (Takaya and Nakamura 2001; Miyahara 2006; Kinoshita and Sato 2013など) のような診断量の定式化には全く及びませんでした。

最近の研究では、 β ジャイアでの渦の移動速度を定量化し、渦と渦の相互作用を定量化する試みがなされています (山田 2014)。 β ジャイアの研究は熱帯低気圧や海洋の孤立渦の移動で盛んに研究されてきました (山口 2013; Ito and Kubokawa 2003), 更に最近では、温帯 (移動性) 低気圧の移動における β ジャイアの効果を定量化する研究がなされていますので (Rivière *et al.* 2012; Oruba *et al.* 2012), これらの知見が渦と渦の相互作用の定式化・定量化に結び付くことを期待しています。

謝 辞

本研究は、九州大学大学院理学府地球惑星科学専攻での私の修士・博士論文の内容をベースにしており、大学院時代の九大や他大学の多くの先生方・先輩方のご指導と同期・後輩の方々のアドバイスの影響なくして本論文の完成はありませんでした。私に関わって下さった多くの皆様に心から感謝いたします。

何よりも、本論文の共著者であり、九大での恩師である伊藤久徳先生に心からお礼を申し上げたいです。私は不肖でしたが、伊藤先生が大変熱心に忍耐強く指導して下さいのおかげで、本論文を仕上げることができました。また、この論文の研究を通して私自身も多くの大切なもの、知識やスキルだけでなく精神的向上という大変大きな (僕のキャパシティよりもはるかに大きい) フィードバックを得ることができました。私の研究者としての基本場はほとんどこれで作られました。本当にありがとうございました。これから、様々な経験をフィードバックしてますます基本場を鍛えていきたいと思えます。

論文の研究内容に関して私に暖かく、大変熱心にご指導・アドバイスしていただいた先生方・先輩方である、向川 均先生・久保川 厚先生・中村 尚先生・木本昌秀先生・中島健介先生・加藤亮平さん・宮原三

郎先生・廣岡俊彦先生・川野哲也先生・守田 治先生・伊賀啓太先生・石岡圭一先生・渡部雅浩先生・森正人さん・麻生祥仁さん・高谷康太郎さん・柳瀬 亘さん・David G. Andrews先生・郭鴻基 (Hung-Chi Kuo) 先生・堀之内 武さん・田中 博先生・稲津將さん・相木秀則さん・田口文明さん・三寺史夫さん・Olivia Martiusさん・Gwendal Rivièreさん・下瀬健一さん・山本 (樫村) 博基さんに特に感謝したいです。どうもありがとうございました。

現実場のデータには気象庁と中央電力研究所による全球再解析 JRA-25/JCDAS を利用しました。この再解析は、ちょうど私が研究をスタートするくらいのタイミングで利用が開始されましたので、今考えると大変な幸運でした。その上、等温位面データセットが提供されており、これも研究の発展をサポートしてくれました。この研究に欠かせなかった、再解析データの開発・作成・維持という大変なお仕事にご尽力いただいた皆様に感謝いたします。

また、数値計算や可視化に関して地球流体電脳倶楽部 (<https://www.gfd-dennou.org/> 2015.1.5閲覧) のスペクトルモデル集 SPMODEL や RubyDCL が大変役に立ちました。この場を借りてこういった有益なツールを開発・維持管理して下さった皆様に感謝申し上げます。

最後に、本解説の編集を担当して頂き、改善のためのコメントを下された城岡竜一博士に感謝いたします。

参 考 文 献

- Arai, M., 2002: On the role of synoptic disturbances in formation and maintenance of blocking flows. Sc.D. thesis, Hokkaido University, 88pp.
- Arai, M. and H. Mukougawa, 2002: On the effectiveness of the eddy straining mechanism for the maintenance of blocking flows. *J. Meteor. Soc. Japan*, **80**, 1089-1102.
- Barriopedro, D., R. García-Herrera, A. R. Lupo and E. Hernández, 2006: A climatology of Northern Hemisphere blocking. *J. Climate*, **19**, 1042-1063.
- Chan, J. C. L. and R. T. Williams, 1987: Analytical and numerical studies of the beta-effect in tropical cyclone motion. Part I: Zero mean flow. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 1257-1265.
- Croci-Maspoli, M. and H. C. Davies, 2009: Key dynamical features of the 2005/06 European winter. *Mon.*

¹²³ 初期値から擾乱を消去する方法は、例えば Tochimoto and Kawano (2012)。

- Wea. Rev., **137**, 664-678.
- Cushman-Roisin, B. and J.-M. Beckers, 2011: Introduction to Geophysical Fluid Dynamics. 2nd ed. International Geophysics Series, Vol. 101, Academic Press, 828pp.
- D'Andrea, F. *et al.*, 1998: Northern Hemisphere atmospheric blocking as simulated by 15 atmospheric general circulation models in the period 1979-1988. *Clim. Dyn.*, **14**, 385-407.
- Davis, C. A. and K. A. Emanuel, 1991: Potential vorticity diagnostics of cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 1929-1953.
- DeMaria, M. and J. C. L. Chan, 1984: Comments on "A numerical study of the interactions between two tropical cyclones". *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1643-1645.
- Dole, R. M., 1986: Persistent anomalies of the extratropical Northern Hemisphere wintertime circulation: Structure. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 178-207.
- Dole, R. *et al.*, 2011: Was there a basis for anticipating the 2010 Russian heat wave? *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L06702, doi:10.1029/2010GL046582.
- Ford, R., M. E. McIntyre and W. A. Norton, 2000: Balance and the slow quasimanifold: Some explicit results. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 1236-1254.
- Fujiwhara, S., 1923: On the growth and decay of vortical systems. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **49**, 75-104.
- Green, J. S. A., 1977: The weather during July 1976: Some dynamical considerations of the drought. *Weather*, **32**, 120-126.
- Haines, K. and J. Marshall, 1987: Eddy-forced coherent structures as a prototype of atmospheric blocking. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **113**, 681-704.
- Hong, C.-C., H.-H. Hsu, N.-H. Lin and H. Chiu, 2011: Roles of European blocking and tropical-extratropical interaction in the 2010 Pakistan flooding. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L13806, doi:10.1029/2011GL047583.
- Hoskins, B. J., M. E. McIntyre and A. W. Robertson, 1985: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **111**, 877-946.
- Hoskins, B. J. and I. N. James, 2014: Fluid Dynamics of the midlatitude Atmosphere. *Advancing Weather and Climate Science Series*, Wiley Blackwell, 408pp.
- Illari, L., 1984: A diagnostic study of the potential vorticity in a warm blocking anticyclone. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 3518-3526.
- Ito, Y. and A. Kubokawa, 2003: Southward translation of strongly nonlinear warm eddies in a $2\frac{1}{2}$ -layer β -plane model. *J. Phys. Oceanogr.*, **33**, 1250-1273.
- 木本昌秀, 1993: ブロッキング現象. *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.
- Kinoshita, T. and K. Sato, 2013: A formulation of unified three-dimensional wave activity flux of inertia-gravity waves and Rossby waves. *J. Atmos. Sci.*, **70**, 1603-1615.
- 久保川 厚, 2010: 地球流体中の孤立擾乱と渦の力学. 九州大学大学院理学府集中講義テキスト, 66pp (<http://www.oes.hokudai.ac.jp/~kubok/gfd/eddies.pdf>, 2015.1.5閲覧).
- Lupo, A. R. and P. J. Smith, 1995: Planetary and synoptic-scale interactions during the life cycle of a mid-latitude blocking anticyclone over the North Atlantic. *Tellus*, **47A**, 575-596.
- Maeda, S., C. Kobayashi, K. Takano and T. Tsuyuki, 2000: Relationship between singular modes of blocking flow and high-frequency eddies. *J. Meteor. Soc. Japan*, **78**, 631-646.
- Matsueda, M., R. Mizuta and S. Kusunoki, 2009: Future change in wintertime atmospheric blocking simulated using a 20-km-mesh atmospheric global circulation model. *J. Geophys. Res.*, **114**, D12114, doi:10.1029/2009JD011919.
- McWilliams, J. C., 1980: An application of equivalent modons to atmospheric blocking. *Dyn. Atmos. Oceans*, **5**, 43-66.
- McWilliams, J. C., 1984: The emergence of isolated coherent vortices in turbulent flow. *J. Fluid Mech.*, **146**, 21-43.
- Miyahara, S., 2006: A three dimensional wave activity flux applicable to inertio-gravity waves. *SOLA*, **2**, 108-111.
- Mullen, S. L., 1986: The local balances of vorticity and heat for blocking anticyclones in a spectral general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 1406-1441.
- Mullen, S. L., 1987: Transient eddy forcing of blocking flows. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 3-22.
- 中村 尚, 1999: 異常気象の流体力学—ブロッキング現象のメカニズム—. *ながれ*, **18**, 156-163.
- Nakamura, H., M. Nakamura and J. L. Anderson, 1997: The role of high- and low-frequency dynamics in blocking formation. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 2074-2093.
- Naoe, H. and Y. Matsuda, 2002: Rossby wave propagation and blocking formation in realistic basic flows. *J.*

- Meteor. Soc. Japan, **80**, 717-731.
- 二階堂義信, 1986a: Q-map (等温位面上で解析された渦位分布図) —その1 Q-mapの原理—. 天気, **33**, 289-299.
- 二階堂義信, 1986b: 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.
- 尾堂深南, 2014: 2次元乱流における upward cascade と Rhines 効果に対する渦と渦の相互作用の役割. 九州大学大学院理学府地球惑星科学専攻修士論文, 37pp.
- Onogi, K. *et al.*, 2007: The JRA-25 Reanalysis. J. Meteor. Soc. Japan, **85**, 369-432.
- O'Reilly, C. H. and A. Czaja, 2015: The response of the Pacific storm track and atmospheric circulation to Kuroshio Extension variability. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., **141**, 52-66.
- Oruba, L., G. Lapeyre and G. Rivière, 2012: On the northward motion of midlatitude cyclones in a barotropic meandering jet. J. Atmos. Sci., **69**, 1793-1810.
- Pelly, J. L. and B. J. Hoskins, 2003a: A new perspective on blocking. J. Atmos. Sci., **60**, 743-755.
- Pelly, J. L. and B. J. Hoskins, 2003b: How well does the ECMWF Ensemble Prediction System predict blocking? Quart. J. Roy. Meteor. Soc., **129**, 1683-1702.
- Pierrehumbert, R. T. and P. Malguzzi, 1984: Forced coherent structures and local multiple equilibria in a barotropic atmosphere. J. Atmos. Sci., **41**, 246-257.
- 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.
- Rivière, G., P. Arbogast, G. Lapeyre and K. Maynard, 2012: A potential vorticity perspective on the motion of a mid-latitude winter storm. Geophys. Res. Lett., **39**, L12808, doi:10.1029/2012GL052440.
- Scaife, A. A., T. Woollings, J. Knight, G. Martin and T. Hinton, 2010: Atmospheric blocking and mean biases in climate models. J. Climate, **23**, 6143-6152.
- Shutts, G. J., 1983: The propagation of eddies in diffluent jetstreams: Eddy vorticity forcing of 'blocking' flow fields. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., **109**, 737-761.
- Shutts, G. J., 1986: A case study of eddy forcing during an Atlantic blocking episode. Advances in Geophysics, Vol. 29, Academic Press, 135-162.
- Swenson, M., 1987: Instability of equivalent-barotropic riders. J. Phys. Oceanogr., **17**, 492-506.
- Takaya, K. and H. Nakamura, 2001: A formulation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow. J. Atmos. Sci., **58**, 608-627.
- Tochimoto, E. and T. Kawano, 2012: Development processes of Baiu frontal depressions. SOLA, **8**, 9-12.
- 山田佳緒, 2014: 渦間相互作用による渦の移動の機構とその評価. 東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻修士論文, 52pp.
- 山口宗彦, 2013: ベータドリフト. 天気, **60**, 133-135.
- Yamazaki, A., 2012: The maintenance mechanism of atmospheric blocking. Sc.D. thesis, Kyushu University, 133pp.
- Yamazaki, A. and H. Itoh, 2013a: Vortex-vortex interactions for the maintenance of blocking. Part I: The selective absorption mechanism and a case study. J. Atmos. Sci., **70**, 725-742.
- Yamazaki, A. and H. Itoh, 2013b: Vortex-vortex interactions for the maintenance of blocking. Part II: Numerical experiments. J. Atmos. Sci., **70**, 743-766.

Vortex-Vortex Interactions for the Maintenance of Blocking

Akira YAMAZAKI*

* Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 3173-25 Showa-machi, Kanazawa-ku, Yokohama, 236-0001, Japan.

(Received 8 January 2015; Accepted 3 April 2015)
