成層圏突然昇温と中層大気循環

[講演:廣岡俊彦 (九州大学)]

国立極地研究所 冨川喜弘

# 1 中層大気(Middle Atmo-sphere)

高度約 10~100km にひろがる地球の中層大気 は、成層圏(高度約 10~50km),中間圏(高度約 50~90km),下部熱圏(高度約 90~100km)で構 成される.対流圏(地表~高度約 10km)とは異 なり、中層大気中では雲や雨といった現象は一部 の例外を除き発生しない.つまり、天気の存在し ない領域である.また、中層大気の上に位置する 電離圏(高度約 100km 以上)とも大きく異なり、 電子やイオンといった荷電粒子がほとんど存在し ないため、中性大気の物理化学でその運動や組成 をほぼ記述することができる.

#### 1.1 中層大気の風系と気温分布

図1に、1月と7月の中層大気の平均的な気温 と東西風の緯度高度断面を示す.まず、気温に着 目すると、成層圏では高度とともに気温が上昇し、 中間圏では下降、熱圏では再び上昇する.対流 圏・成層圏・中間圏・熱圏の境界はそれぞれ気温 の極大、または極小に対応し、対流圏界面(高度 8~17km)、成層圏界面(高度約50km)、中間圏 界面(高度85~100km)と呼ばれる.特に、夏極 中間圏界面では気温が140K付近まで下がり、地



球上で最も低温な場所となっている.気温の南北 分布に目を向けると、下部成層圏(対流圏界面~ 高度約20km)では熱帯と冬極に気温の極小があ るのに対して、中上部成層圏・下部中間圏(高度 約20~60km)では冬極から夏極に向かって気温 が上昇する.ところが、中上部中間圏・下部熱圏 (高度約60~100km)は直観とは異なり、夏極か ら冬極に向かって気温が上昇する.このように、1 年を通して熱帯が暖かく極域が寒い対流圏と違っ て、中層大気は明瞭な季節変化を示す.

次に、東西風速に着目すると、成層圏・中間圏で は夏は東風(東から西に吹く風)、冬は西風(西か ら東に吹く風)となっている.一方で、中間圏界面 付近より上では風向が逆転し、夏は西風、冬は東 風となる.また、冬半球成層圏の緯度60度付近に 極大を持つ強い西風は極夜ジェット(polar-night jet)と呼ばれる.この極夜ジェットが冬季に一時 的に東風に変化する現象が、後述する成層圏突然 昇温である.また、この東西風分布と気温分布の 間には、温度風平衡と呼ばれる関係が近似的に成 立している(式(4)参照).両者を比較すると、 東西風の鉛直分布の極大・極小において、気温の 等値線が水平になっていることがわかるだろう.

地球の中層大気の気温分布を決定している最大 の要因は、紫外線吸収や赤外線の吸収・射出といっ た放射過程である.これらの釣り合いで決まる放 射平衡温度は、オゾンによる紫外線吸収が最も強 い成層圏界面付近で極大となる.一般に、成層圏 の気温分布は冬極付近を除き放射平衡温度分布に

平成 20 年度 MTI 研究会 サイエンスセッション

<sup>©</sup> Mesosphere Thermosphere Ionosphere (MTI) Research Group, Japan



図 1: CIRA-86 データ [Fleming et al., 1990] で作成した(上)1月と(下)7月の帯状平均気温(カラー と細等値線)と帯状平均東西風(太等値線)の緯度高度断面.

近い [Andrews et al., 1987]. 一方で,中間圏界面 付近では,日射のない冬極よりも日射のある夏極 の方が気温が低いという,放射平衡温度分布とは かけ離れた気温分布になっている. このような放 射平衡からのずれを引き起こしているのが,中層 大気中の子午面循環(に伴う断熱的な加熱・冷却) である.

### 1.2 中層大気の子午面循環と波動

図2は、中層大気中の子午面循環の概略図であ る [Plumb, 2002]. 成層圏には、熱帯で上昇し、中 高緯度で下降するブリューワー・ドブソン循環 (Brewer-Dobson circulation)と呼ばれる子午面 循環が存在する [Brewer, 1949; Dobson, 1956]. 中 上部成層圏においては、特に冬半球側の子午面循 環が強くなる. それに対して、中間圏には夏半球 で上昇し、冬半球で下降する子午面循環が存在す 3 [Murgatroyd and Singleton, 1961; Dunkerton, 1978]. 夏半球の上昇流は、断熱冷却を引き起こす ことで夏半球中間圏界面付近の気温を放射平衡温 度より低くする.逆に、冬半球の下降流は断熱加 熱を引き起こし、 冬半球中間圏界面付近の気温を 放射平衡温度より高くする. 結果として、中間圏 界面付近では夏極から冬極に向かって気温が上昇 するという、放射平衡温度分布とは逆勾配の気温 分布が実現している. 成層圏の子午面循環も断熱 加熱・冷却を引き起こすが、中間圏の子午面循環 に比べて弱いため、南北温度勾配を逆転させるに は至らない.

これらの子午面循環は、大気波動が輸送する角 運動量によって駆動されることから、"wave-driven circulation"とも呼ばれる [Eliassen, 1951; Holton et al., 1995]. 図2の陰影はそれぞれ駆動源とな る場所と波動の種類を表しており、対流圏界面近 傍では傾圧不安定波(図2のS), 成層圏ではプ ラネタリー波(図2のP)、中間圏では大気重力 波(図2のG)が主要な駆動源となっている.

#### 1.2.1 傾圧不安定波

傾圧不安定波とは、大気の傾圧性(南北温度勾配)からエネルギーを得て発達する波動の総称で ある.ここでは特に、対流圏中緯度域の傾圧大気 が持つ有効位置エネルギーを自身の運動エネル ギーに変換して発達する波動を指す.傾圧不安定 波は、地上天気図上で東向きに進む移動性高低気 圧として日常生活にも関連の深い波動である.

図3は、南半球の300hPa面(高度約9km)に おける天気図である.ジオポテンシャル高度の等 値線が波打ち、緯度円に沿って6つ程度の波状構 造がみられる.これが傾圧不安定波である.通常、 傾圧不安定波は対流圏界面付近で風速擾乱の最大 振幅を持ち、対流圏内の位相は高度とともに西に 傾いている[Charney, 1947; Eady, 1949]. 傾圧 不安定波は、発達時に対流圏下層から上層へと西 向きの角運動量を輸送し、子午面循環を駆動する [Edmon et al., 1980].

傾圧不安定波のもう1つの特徴は,成層圏内へ 伝播できないことである.そのため,傾圧不安定 波による角運動量の輸送は対流圏界面を越える と急激に減少し,下部成層圏より上層には影響し ない.

#### 1.2.2 大気重力波

大気重力波とは、浮力を復元力として伝播する 中立波動である.通常、傾圧不安定波や後述する プラネタリー波に比べて空間スケールが小さく、 10~1000km程度の水平スケールを持つ.また、時 間スケールも短い(~1日)ことが特徴である.

図4は、山岳によって励起される大気重力波(山 岳波とも呼ばれる)の模式図である。山岳の風下 側で波状構造が発生し、風下側、および上方に伝 播している。大気重力波の上昇流部では、断熱冷 却によって水蒸気の凝結が起こり、雲の波状構造 を発生させることがある。

大気重力波は、背景風に乗った系から見た周期 がブラント・バイサラ周期(成層圏で約5分)と 慣性周期(緯度30度で24時間)の間にある場合、



図 2: 中層大気子午面循環の概念図. 矢印は子午面循環, 陰影は波による加速域, S・G・P はそれぞれ傾 圧不安定波, 大気重力波, プラネタリー波による加速を表す [Plumb, 2002].

鉛直に伝播することができる.特に対流圏から上 方に伝播する重力波は、密度の薄くなる中層大気 中で振幅が大きくなり、構造を保てなくなると壊 れて(砕波と呼ばれる)自身が輸送してきた角運 動量を失い、子午面循環を駆動する[Eliassen and Palm, 1961]. この効果が特に大きいのが中間圏 界面付近である.

# **1.2.3** プラネタリー波

地衡風平衡にある空気塊を南北方向に変位させ ると、惑星渦度の南北勾配(ベータ効果)のため コリオリカが変化し、元の位置に戻ろうとする復 元力が働く. この復元力を利用して伝播する中 立波動をロスビー波と呼ぶ.地球上では惑星渦度 の南北勾配が正であることから、ロスビー波は背 景風に対して西向きに伝播する.そのようなロス ビー波の中でも、緯度円に沿って波数が1~3の波 動をプラネタリー波と呼ぶ.



図 3: JRA-25 データ [Onogi et al., 2007] で作成 した 1984 年 4 月 3 日の 300hPa 面 (高度約 9km) における南半球天気図.

プラネタリー波は、大規模な地形や海陸間の熱 コントラストによって対流圏内で励起される強 制波である.励起されたプラネタリー波は、成層 圏が西風(つまり冬季)の場合のみ上方伝播し [Charney and Drazin, 1961],成層圏内で減衰し て西向きの角運動量を失い、子午面循環を駆動す る.したがって、プラネタリー波による成層圏子 午面循環の駆動は、冬半球でしか起こらない.ま た、ロスビー波の中でも特にプラネタリー波が重 視されるのは、波数4以上のロスビー波が冬季で あっても成層圏にほとんど伝播できないためであ る [Scinocca and Haynes, 1998].

図5は、北半球、南半球それぞれにおける冬季 成層圏の月平均天気図である.ジオポテンシャル 高度の等値線が、南半球では極を中心にほぼ同心 円であるのに対し、北半球では中心が極から外れ、 同心円にもなっていないことがわかる.これは、 北半球の地形や海陸分布によって励起された停滞 性のプラネタリー波が、北半球成層圏に伝播し、月 平均場を大きく乱しているためである.それに対 して、大部分を海洋に覆われ地形に乏しい南半球 では、北半球に比べて停滞性プラネタリー波の活 動が弱く、月平均場をあまり乱さない.

### 1.2.4 変形オイラー平均(TEM)方程式系

波動と子午面循環、および平均流との関係を明 らかにするため、準地衡風近似下の変形オイラー平 均(Transformed Eulerian Mean,略してTEM) 方程式系を用いて議論する[Andrews and McIntyre, 1976]. ここで、平均流とは緯度円に沿って 経度平均した帯状平均流、波動とは帯状平均から の偏差を指す.

準地衡風近似下の TEM 方程式系は, 以下の式 で構成される [Andrews et al., 1987]. 式中のオー バーバーは帯状平均を, ダッシュは帯状平均から の偏差を表す.

$$\frac{\partial \bar{u}_g}{\partial t} - f_0 \bar{v}^* - \bar{X} = \rho_0^{-1} \nabla \cdot \mathbf{F}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial \theta_e}{\partial t} + \bar{w}^* \frac{\partial \theta_0}{\partial z} - \bar{Q} = 0, \qquad (2)$$

$$\frac{\partial \bar{v}^*}{\partial y} + \rho_0^{-1} \frac{(\rho_0 \bar{w}^*)}{\partial z} = 0, \qquad (3)$$

$$f_0 \frac{\partial \bar{u}_g}{\partial z} + \frac{R}{H} e^{-\frac{\kappa z}{H}} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} = 0, \qquad (4)$$

$$\mathbf{F} \equiv \left(0, -\rho_0 \overline{u'v'}, \rho_0 f_0 \frac{\overline{v'\theta'}}{\partial \theta_0 / \partial z}\right), (5)$$

$$[0, ar{v}^*, ar{w}^*)$$
 : 残差平均子午面循環,

$$\mathbf{F}$$
: Eliassen-Palm flux, (6)

$$ar{u}_g$$
 : 带状平均東西風,

- X : 渦粘性(摩擦),
- $\bar{\theta}_e$  : 带状平均温位,
- $\theta_0 : 基本場の温位,$
- $\bar{Q}$  : 非断熱加熱,
- $\rho_0 : 基本場の密度,$
- H :  $\lambda f \mu \Lambda f$ .



MAIN UPDRAFT

図 4: 小規模の山を風が越えるときに生じる大気重力波(山岳波)の模式図 [Ernst, 1976].

(8)

また、Eliassen-Palm flux (E-P フラックス) は以下の関係式を満たす.

$$\mathbf{F} = \mathbf{c_g} A, \tag{7}$$

$$A = \frac{1}{c - \bar{u}},$$

c<sub>g</sub> : 波の群速度ベクトル,

4

- A: 波の活動度(擬運動量),
- : 波のエネルギー密度, E
- 波の対地東西位相速度. c :

上式から、波が角運動量を自身の持つ群速度で輸 送すること、それを E-P フラックスを用いて表し ていることがわかる. E-P フラックスの収束・発 散は、それぞれ西向き・東向きの加速に相当する. 1.2.5TEM 方程式系で記述する子午面循環の 駆動メカニズム

熱帯域を除く中層大気中では、放射の緩和時間 (中上部成層圏・中間圏で1ヶ月以下)よりも十分 長い時間スケールの平均場は、ほぼ定常、かつ平 衡状態にあると考えることができる [Andrews et al., 1987; Scott and Haynes, 1998]. そこで, 対流 圏から成層圏へと伝播したプラネタリー波が駆動 する子午面循環について、定常状態の TEM 方程 式系を用いて議論する.

まず、対流圏内で励起され西向き角運動量を受 け取ったプラネタリー波が, 成層圏へ上方伝播し, 減衰して角運動量を失う場合を考える. E-P フ ラックスで見ると、対流圏で発散(東向き加速)、 成層圏で収束(西向き加速)することに対応する (図6). このとき、定常な場合の東西方向の運動

方程式(1)より(ただし, $\bar{X}$ は無視), E-P フ ラックスの収束・発散による加速をコリオリカで 相殺するため、対流圏では赤道向き、成層圏では 極向きの南北風( $\bar{v}^*$ )が駆動される.この南北風 は、連続の式を満たすため、極域で下降流、熱帯で 上昇流( $\bar{w}^*$ )を作り出す.その結果、熱帯で上昇 し、中高緯度で下降する成層圏の子午面循環が形 成される(図6).

熱帯の上昇流,中高緯度の下降流は,それぞれ 断熱冷却・加熱を引き起こす.気温が定常状態に なるためには,非断熱加熱・冷却によって鉛直流 による断熱冷却・加熱を相殺しなければならない. 中層大気中では,この非断熱加熱は放射平衡温度 分布に近づけようとする放射過程によって主に引 き起こされることから,その効果をニュートン冷 却で近似すると,定常状態の熱力学方程式(2)は 以下のように表すことができる.

$$\bar{w}^* \frac{\partial \theta_0}{\partial z} = \bar{Q} \equiv -\frac{\theta_e - \theta_{rad}}{\tau},\tag{9}$$

 $\theta_{rad}$ :放射平衡温位,  $\tau$ :放射の緩和時間.

つまり、 左辺の断熱加熱と右辺のニュートン冷却 が釣り合う気温分布 ( $\bar{\theta}_e$ )が実現することになる. そして、 この気温分布と温度風平衡 (4)の関係に ある東西風分布が形成される.

上記の議論において、子午面循環の形成に寄与 する外力は $\nabla \cdot \mathbf{F} \geq \bar{Q}$ の2つである.しかし、 $\bar{Q}$ は断熱加熱に対する受動的な応答として現れるた め、子午面循環を形成する能動的な外力は $\nabla \cdot \mathbf{F}$ のみである.これが、"wave-driven circulation" と呼ばれる所以である.

1.2.6 ダウンワード・コントロールの原理

定常な場合の東西方向の運動方程式(1),連続 の式(3),および

$$\rho_0 \bar{w}^*(z) \to 0 \quad (z \to \infty) \tag{10}$$





図 5: JRA-25 データ [Onogi et al., 2007] で作成 した 1997 年(上)7月の南半球,および(下)1 月の北半球の 10hPa 面(高度約 30km)における 月平均天気図.

という境界条件を連立させると、以下の関係式が 得られる.

$$\rho_0 \bar{w}^*(z) = -\frac{\partial}{\partial y} \left[ \frac{1}{f_0} \int_z^\infty \frac{\nabla \cdot \mathbf{F}}{\rho_0} dz' \right]$$
(11)



図 6: 波による加速が駆動する子午面循環の模式 図. 陰影は波による加速域,矢印は子午面循環を 表す.

この式は、ある高度における鉛直流速が、より上層の波による加速の分布によって決定されることを表している. 言い換えれば、ある高度における波による加速の効果はより下層の鉛直流にしか及ばない. そのため、式(11)で表される関係をダウンワード・コントロールの原理と呼ぶ [Haynes et al., 1991].

# 2 成層圈突然昇温 (Stratospheric Sudden Warming)

前章では、波による加速に対する定常応答とし て中層大気の子午面循環が駆動される様子を示し た.しかし、中層大気中には数日で極域成層圏の 気温が数十度上昇する成層圏突然昇温と呼ばれる 現象が存在する [Scherhag, 1952].このように時 間スケールが短く、急激に変化する現象の場合、前 章の定常の仮定は成り立たない.本章では、成層 圏突然昇温の概略を述べた後で、波による加速に 対する非定常応答として成層圏突然昇温のメカニ ズムを説明し、最後に成層圏突然昇温に関わる未 解決問題について紹介する.

#### 2.1 冬季成層圏の極渦と成層圏突然昇温

冬半球成層圏の極夜ジェットは、ほぼ温度風平 衡にあるため、ジェットを挟んで気温と気圧(また はジオポテンシャル高度)の大きな南北勾配(極 側が低温,低圧)を持つ.この極夜ジェットで囲 まれた低気圧性で低温の渦を、極渦と呼ぶ.極夜 ジェットのピークとほぼ対応する極渦の境界では、 物質の南北混合が妨げられるため、極渦内部の大 気は外部の大気から隔離され、特有の性質を示す. その一例が南極オゾンホールである.

図7は、北極点、および南極点上空10hPa面(高 度約30km)における気温の季節変化を10年分描 いたものである. 北極でも南極でも、気温が夏に 高く冬に低いという季節変化を示す. 一方で、冬 季に着目すると、南極では年々の変動が小さく、毎 年ほぼ同じように変化するのに対して、北極では 年々の差が大きく、数日程度で気温が数十度上昇 する現象が頻繁に起こっている. このような冬季 極域成層圏における急激、かつ大幅な気温上昇を 成層圏突然昇温と呼ぶ. 図から明らかなように、 北半球ではしばしば成層圏突然昇温が発生するが、 南半球ではあまり発生しない.

図8は,成層圏突然昇温の前後にカナダで行われたロケットゾンデ観測で得られた気温の鉛直分布である[Labitzke, 1972]. 突然昇温の発生後に,高度50km以下の成層圏の気温が上昇しているのに対して,高度50km以上の中間圏では気温が下降している.その結果,突然昇温前は高度50km以上にあった成層圏界面が高度40km付近まで下降していることがわかる.このように,成層圏突然昇温時には,極域成層圏の昇温に加えて,極域中間圏では降温が起こるのが大きな特徴である.

#### 2.2 成層圏突然昇温の定義と分類

成層圏突然昇温は、その規模や発生時期によっ て通常3つ(または4つ)に分類される.まず、 10hPa面の緯度60度における帯状平均東西風が 東風に変化し、同じく10hPaの緯度60度におけ る帯状平均気温の南北温度勾配が極側の方が暖



図 7: JRA-25/JCDAS データ [Onogi et al., 2007] で作成した(上)1999/2000~2008/09年の北極点, および(下)2000~2009年の南極点上空10hPa面 における気温の季節変化.下図の赤線は2002年.



図 8: Ft. Churchill (59°N, 94°W) におけるロ ケットゾンデ観測から得られた突然昇温前後の典 型的な気温の鉛直分布 [Labitzke, 1972].

かい状態になる場合、その昇温は大昇温(major warming)と呼ばれる. それに対して、これらの 基準を満たさないものの、極域成層圏における昇 温が発生している場合、その昇温は小昇温(minor warming)と呼ばれる.ただし、これらの昇温後 に冬型(極域成層圏が中緯度より低温で西風ジェ ットが吹いている状態)に戻らず、そのまま夏型 (極域成層圏が中緯度より高温で東風ジェットが吹 いている状態)に移行する場合、その昇温は最終 昇温 (final warming) と呼ばれる [Labitzke and Naujokat, 2000; Charlton and Polvani, 2007]. 北 半球の場合、大昇温や小昇温は11~3月のいつの 時期でも発生する可能性があるが,最終昇温は2 月以降にしか起こらない. また,初冬(11~12月) にアリューシャン高気圧の増幅に伴って発生する 昇温をカナダ昇温 (Canadian warming) と呼ぶ ことがある、単に成層圏突然昇温という場合、そ れは大昇温を指すことが多い.

図 9 は、 北半球の 1978/79 年の冬以降の大昇温 発生月のカレンダーである. これによると、北半 球では過去 31 冬のうち 19 冬で計 22 回の大昇温 が発生している. その発生月をみると、2月に最も 多く、1月、12月、3月にもある程度発生しており、 11月には発生していない. ただし、1978/79年以 前には11月に大昇温が発生した例もある.次に、 大昇温発生の年々変動を見ると,発生する年と発 生しない年がそれぞれ連続している場合が多いこ とがわかる. 1990年代の大昇温が発生していな かった時期には、大昇温が発生しないために北半 球の極渦が発達し、北極オゾンホールが成長する 要因ともなった. 一方で, 1998/99 年以降はほぼ 毎年のように大昇温が発生している. このような 大昇温発生頻度の10年スケール変動の原因はま だわかっていない.

## 2.3 成層圏突然昇温の発生メカニズム

成層圏突然昇温の発生メカニズムは、波による加速に対する非定常応答と捉えることができる.このメカニズムを初めに唱えたのはMatsuno

	11	12	1	2	3
78/79					
79/80					
80/81					
81/82					
82/83					
83/84					
84/85					
85/86					
86/87					
87/88					
88/89					
89/90					
90/91					
91/92					
92/93					
93/94					
94/95					
95/96					
96/97					
97/98					
98/99					
99/00					
00/01					
01/02					
02/03					
03/04					
04/05					
05/06					
06/07					
07/08					
08/09					
Total	0	4	6	9	3

図 9: 1978/79 年から 2008/09 年までの北半球に おける成層圏突然昇温発生月のカレンダー.赤が 大昇温の発生した月を表す.



図 10: 成層圏突然昇温の発生メカニズム.

[1971] である. まず, 対流圏で励起された大振幅 プラネタリー波の波束の先端部が中上部成層圏に 到達し、短時間で大きな西向き加速を引き起こす 場合を考える.このとき、波による加速領域では 極向きの流れが発生し、図6の場合と同様、中低 緯度域で上昇し、極域で下降する子午面循環が駆 動される.図6との大きな違いは、波による加速 領域の上側に、下側に発生する循環とは逆向きの 子午面循環が形成されることである. その様子を 示した模式図が図10である.上側に形成される 循環は下側に発生する循環よりも弱いが、図8か らもわかるように極域中間圏で大きな降温を引き 起こす. また、図 10 では、 極域成層圏の下降流と 中低緯度成層圏の上昇流,および極域中間圏の下 降流と中低緯度中間圏の上昇流をそれぞれ同じ強 さで描いているが、これは質量フラックスを考え た場合であって, 面積の狭い極域の方が中低緯度 域よりも鉛直流速は大きくなる.

成層圏突然昇温と定常な子午面循環のもう1つ

の大きな違いは、成層圏突然昇温では波による加 速が子午面循環の駆動だけでなく平均流の減速に も使用されることである. つまり, 式(1)の左辺 第1項と第2項の和が右辺と釣りあうことを意味 している. Garcia [1987] は、波による加速の時間 スケールが無限小の極限では、波による加速の半 分が平均風の減速(式(1)の左辺第1項)に,残 リの半分が南北風の駆動(式(1)の左辺第2項) に分配されることを,準地衡風近似の下で理論的 に示した.また、図 11は 1979年2月の成層圏突 然昇温の際の式(1)の各項の緯度分布を描いた ものである [Dunkerton et al., 1981]. 波による強 い加速が 45°N 付近にあり、同領域で駆動された 南北風に対するコリオリカと平均風の減速が,波 による加速の半分程度の大きさになっていること が分かる.

# 2.4 成層圏突然昇温の時間発展

図 12 は, 2009 年 1 月 24 日に発生した大昇温 前後の帯状平均気温と東西風の時間高度断面であ る [Manney et al., 2009]. 気温の図を見ると、当 初50~60km付近に位置していた成層圏界面に相 当する気温の極大が、大昇温時の成層圏の昇温と 中間圏の降温により、時間とともに高度 30km 付 近まで下降し、最終的には消滅している.一方で、 大昇温後の高度80km付近に現れた新たな気温の 極大は、時間とともに高度 50km 付近まで下降し、 新たな成層圏界面となっている.次に東西風の図 を見ると、大昇温発生前に現れた東風が時間とと もに成層圏まで下降し、大昇温発生時には10hPa (高度約30km)に達している.大昇温発生後には 上層で新たな西風領域が現れ、時間とともに下降 し、成層圏は西風に戻っていく. このように、成層 圏突然昇温時には上層から下層へとそのシグナル が伝播していく.

図13は、同じく2009年1月24日の大昇温前後の10hPaにおける帯状平均気温と東西風の時間 緯度断面である.気温の図を見ると、50°N以北で 大きな昇温が起こっているときに、40°N以南では わずかに気温が低下している.その後,50°N以北 では気温が下降し,40°N以南では気温が上昇し, 通常の冬型の南北温度勾配に戻っている.また, 気温の変化は北半球のどの緯度帯でもほぼ同時に 起こっている.次に東西風の図を見ると,大昇温 に伴う西風から東風への変化は極側でわずかに早 く始まり,2~3日で50°N付近まで広がっている. 一方で,大昇温後の西風の回復は,まず30°N付近 で始まり,その後1日に緯度1°くらいの速さで高 緯度側にひろがっている.

また、大昇温の発生前に、極夜ジェットの西風極 大が 60°N 付近から極側に移動している. その結 果、対流圏で励起されたプラネタリー波が極域成 層圏に伝播しやすくなり、大昇温が発生しやすく なる. そのため、このような極夜ジェットの変化 を"preconditioning"と呼ぶ [Labitzke, 1981]. た だし、全ての大昇温の前に preconditioning が起 こるわけではない.

#### 2.5 成層圏突然昇温時の水平構造

2.3 章では、波による加速に対する帯状平均場 の非定常応答という観点で成層圏突然昇温のメカ ニズムを説明した.一方で、成層圏突然昇温は波 動によって引き起こされることから、経度方向に 一様ではなく、経度によってその様相が大きく異 なる.特に、突然昇温を引き起こすプラネタリー 波が波数1の場合と波数2の場合ではその様相が 大きく異なる.そこで、本節では波数1型と波数 2型の成層圏突然昇温の場合の水平構造について 紹介する.

#### 2.5.1 波数1型

図 5a からもわかるように、冬季北半球成層圏の 極渦は極を中心とした同心円分布にならず、0°E 側にシフトしていることが多い.そして、180°E 付近のアリューシャン列島上空の成層圏には停滞 性の高気圧が存在し、アリューシャン高気圧と呼 ばれている.本来同心円分布になるはずの極渦に、



図 11: 成層圏突然昇温時の 10hPa における式(1)の各項の緯度分布 [Dunkerton et al., 1981].  $\bar{u}_t$  は帯 状平均東西風の時間変化,  $f\bar{v}^*$  はコリオリカ,  $D_F$  は E-P フラックスの発散を表す.

緯度円に沿って波数が1の停滞性プラネタリー波 に伴う気圧(またはジオポテンシャル高度)偏差 が重なった結果,このような分布になっている.

波数1のプラネタリー波によって引き起こされ る成層圏突然昇温を波数1型と呼ぶ.図14は典 型的な波数1型の大昇温が起こった2007年2月 24日の北半球成層圏の天気図である.アリュー シャン高気圧が増幅し,極渦がヨーロッパ上空に 押し出されていることが分かる.波数1型の大昇 温の多くはアリューシャン高気圧の増幅によって 引き起こされる.その際,アリューシャン高気圧の 中心は,東進しながら極側に移動する傾向がある. また,定義は多少異なるが,極渦の中心が極から 離れることで起こる成層圏突然昇温を極渦移動型 と呼ぶこともある [Charlton and Polvani, 2007]. 大昇温の大部分は波数1型であり,波数1型の突 然昇温は熱帯太平洋の海水温分布が東高西低とな るエルニーニョ現象時に発生しやすいことが指摘 されている [Taguchi and Hartmann, 2006].

## 2.5.2 波数2型

波数2のプラネタリー波によって引き起こされ る成層圏突然昇温を波数2型と呼ぶ.図15は典型 的な波数2型の大昇温が起こった2009年1月24 日の北半球成層圏の天気図である.アリューシャ ン高気圧に加え、ヨーロッパ上空にも高気圧が現 れ、極渦が2つに分裂していることが分かる.この ように極渦の分裂を伴う成層圏突然昇温を、極渦 分裂型と呼ぶこともある [Charlton and Polvani,



図 12: 2009 年 1 月の成層圏突然昇温前後の 70°N における(a)帯状平均気温と(b)東西風の時間高 度断面,(c)80°N における成層圏界面高度,10hPa,60°N における(d)帯状平均東西風,(e)波数 1, (f)波数 2 のジオポテンシャル高度の振幅,および(g)147hPa における 45°N~55°N のジオポテンシャ ル高度 [Manney et al., 2009].



図 13: JCDAS データ [Onogi et al., 2007] で作成した 2009 年 1 月の成層圏突然昇温前後の 10hPa 面に おける帯状平均気温(カラー)と東西風(等値線)の緯度時間断面.



図 14: JCDAS データ [Onogi et al., 2007] で作成 した 2007 年 2 月 24 日の 10hPa 面における北半 球天気図.

2007]. 波数2型の大昇温は、熱帯太平洋の海水温 分布が西高東低となるラニーニャ現象時に発生し やすいことが指摘されている [Harada et al., in press]. また、波数2型の大昇温は全体の2割程度 である.

# 2.6 成層圏突然昇温時の質量輸送

成層圏突然昇温の発生は、極域成層圏の下降流 が強化されることを意味する.そのため、極域に おいて成層圏から対流圏へと輸送される大気質量 が通常時よりも増加すると考えられる.表1は、 2001~2006年に起こった各昇温時の100hPa面を 横切る下向き質量輸送の大きさを示している.昇 温時には通常時の約4割増の下向き質量輸送が起 こっていることが分かる.成層圏の大気は、対流 圏の大気に比べてオゾンを多く含み、水蒸気をほ とんど含まない.特に、成層圏オゾンの対流圏へ の輸送は、光化学生成と併せて対流圏オゾンの主 要な供給源となっている.そのため、突然昇温に



事例 事例	突然昇温時の総量	增加期间	突然昇温時の期間半均			
	(10 <sup>7</sup> kg)	(日間)	(10 <sup>7</sup> kg/day)			
2001年12月大規模昇温	54	20	2.7			
2002年1月小規模昇温	32	13	2.5			
2002年1月大規模昇温	47	18	2.6			
2002年12月小規模昇温	36	13	2.8			
2003年1月大規模昇温	38	13	2.9			
2003年1月小規模昇温	30	11	2.8			
2003年12月小規模昇温	61	20	3.0			
2004年1月大規模昇温	43	15	2.9			
2005年12月小規模昇温	41	14	3.0			
2006年1月小規模昇温	34	12	2.9			
2006年1月大規模昇温	42	14	3.0			
	北灾然見泪味の亚物。2.1 × 107ka/day					

- - -

表 1: 成層圏突然昇温時の 100hPa 面を横切る下 向き質量輸送量 [講演者提供].

図 15: JCDAS データ [Onogi et al., 2007] で作成 した 2009 年 1 月 24 日の 10hPa 面における北半 球天気図.

伴う成層圏から対流圏への質量輸送の増大は、極 域対流圏の物質分布に影響を及ぼす可能性がある.

# 2.7 南半球の成層圏突然昇温

前述のように、停滞性プラネタリー波の活動が 不活発な南半球では北半球に比べて成層圏突然昇 温が起こりにくく、特に大昇温はほとんど起こら ない.しかし、高層気象観測網が整備され始めた 1940年代以降唯一の南半球大昇温が、2002年9 月に発生した [Baldwin et al., 2003].図16は大 昇温が発生した 2002年9月25日の10hPa 面に おける南半球の天気図である。南半球の極渦が2 つに分裂し、波数2型の様相を呈している。図17 は、同じく 2002年9月25日の南半球のオゾン全 量分布である。オゾンの少ない青色領域が南極オ ゾンホールである。しかし、極渦と同様、南極オ ゾンホールも2つに分裂している。このときの 南極オゾンホールの面積は、例年の同時期よりも 約40%小さく、オゾン全量の極小値は約30%大き かった. つまり, 2002年の南半球成層圏で発生し た大昇温が南極オゾンホールの拡大を抑制したこ とを意味している. しかし,何故2002年にだけ南 半球で大昇温が発生したのかについては,はっき りした答えは得られていない(2005年3月のJ. Atmos. Sci. 特集号参照).

### 2.8 成層圏突然昇温に関わる未解決問題

成層圏突然昇温は、対流圏で励起されたプラネ タリー波が成層圏へ伝播し引き起こす現象である ことから、対流圏から成層圏への作用の結果と考 えることができる.一方で,成層圏突然昇温が対 流圏にどのような影響を与えるかが近年大きな研 究テーマとなっている. Baldwin and Dunkerton [1999]は、北半球環状モード (Northern Annular Mode; NAM)の負位相に相当する成層圏突然昇 温のシグナルが対流圏まで伝播する場合があるこ とを示した. これは成層圏と対流圏が互いに影響 を及ぼしあうという成層圏 - 対流圏結合過程の研 究の端緒となった. 同時に、成層圏から対流圏へ 影響が伝わるには10日以上かかり、なおかつその 効果は数十日にわたって持続することから,対流 圏長期予報の精度向上にも寄与する可能性がある [Baldwin and Dunkerton, 2001]. また, 成層圏突 MTI-HandBook



図 16: JRA-25 データ [Onogi et al., 2007] で作成 した 2002 年 9 月 25 日の 10hPa 面における南半 球天気図.



図 17: Earth Probe/TOMS データで作成した 2002 年 9 月 25 日の南半球におけるオゾン全量 分布.

然昇温のシグナルが、どういう条件下で、どうい うメカニズムによって対流圏に伝わるのかについ ても、活発な研究がなされている [Nakagawa and Yamazaki, 2006].

成層圏突然昇温を引き起こす大振幅プラネタ リー波が対流圏で如何に励起されるのかについて も、古くから様々な研究がなされている. 従来か ら言われているのは、対流圏のブロッキング現象 との関係である [Schoeberl, 1978]. 大昇温発生直 前に、対流圏では高い確率でブロッキング現象が 発生していることを Martius et al. [2009] は報告 しているが、そのような関係性を否定する研究例 もある [Taguchi, 2008].

前述のように、大昇温の前にはしばしばpreconditioning が発生するが、どういう場合に preconditioning が起こるのか、あるいはどういう場合に preconditioning なしで大昇温が起こるのかはわ かっていない.また、Mukougawa et al. [2005] は、 preconditioning を伴わない大昇温の方がより早 くから予報できることを指摘している.一方で、 大昇温後の極渦の回復は、主に放射過程(極夜域 の赤外放射冷却)によると考えられてきた [Pierce et al., 1993].しかし、Tomikawa [under revision] は、短期間で回復する大昇温の場合、極域成層圏 の E-P フラックス発散が西風の早期回復を引き 起こすことを示している.

2.4章では、成層圏の大昇温発生前に中間圏に東 風のシグナルが現れ、成層圏に下降してくること で大昇温の発生に至ることを示した.しかし、突 然昇温が一体どの高度から始まるのかについては、 明確な答えは得られていない.Preconditioning に より冬極成層圏の西風が強まると、西向き角運動 量を持った重力波のみが冬極中間圏まで伝播する ようになり、それらの重力波が到達可能な高度か ら西風の減速を引き起こす可能性が指摘されてい る.また、成層圏突然昇温の影響が中緯度や極域 の電離圏のイオン温度に現れることを示した研究 例もある [Goncharenko et al., 2008].

1.2.3 章で述べたように,対流圏で励起された停 滞性プラネタリー波は西風の場合のみ伝播するこ

とができる. そして,熱帯成層圏には西風と東風が 平均周期約28カ月で交互に現れる準二年周期振 動 ( Quasi-Biennial Oscillation; QBO ) と呼ばれ る現象が存在する [Baldwin et al., 2001]. そのた め、QBOの東風位相時には、プラネタリー波が赤 道方向に伝播せず極域成層圏に集まり、大昇温が 発生しやすくなると考えられている [Holton and Tan, 1980, 1982]. 現実には、この関係が成り立つ のは11年周期の太陽活動の極小期だけで、極大期 にはむしろ QBO の西風位相時に大昇温が発生す る傾向がある [Labitzke and van Loon, 1988]. ま た、2.5章で述べたように、熱帯太平洋のエルニー ニョ現象と大昇温との間にもなんらかの相関関係 があると考えられている. このような様々な経年 変動の重ね合わせの結果として、大昇温発生頻度 の10年スケールの変動が引き起こされている可 能性もある.

# 3 最後に

本稿では、中層大気の子午面循環と成層圏突然 昇温についての概略を紹介した. どちらも波動と 子午面循環の関わりがそのメカニズムの根底にあ る.そして、波動 - 平均流相互作用と呼ばれるこ の関わりを理解することで、中層大気の力学、およ び物質輸送を体系的に取り扱うことが可能となる. 本稿では紹介しなかったが、熱帯成層圏の準二年 周期振動(QBO)や熱帯成層圏界面・中間圏界面 近傍の半年周期振動(Semi-Annual Oscillation; SAO)も波動 - 平均流相互作用の枠組みで理解す ることができる.また、波動 - 平均流相互作用に 成層圏の放射過程・化学過程を加味することで、 南極オゾンホールについてもその大枠を捉えるこ とが可能となる.

成層圏突然昇温は、Scherhag [1952] による最初 の報告から 50 年以上、Matsuno [1971] によるメ カニズムの提唱からも約 40 年が経過しながらも、 中層大気科学の中心的な研究テーマで在り続けて いる. 先人たちの長年の研究により、我々は、成 層圏突然昇温が発生すると、成層圏で一体何が起 こっているのか、あるいは起こったのかをある程 度把握できるようになった.一方で、何故成層圏 突然昇温が発生したのかという問いには、今もっ て明確な答えを示せていない.また、近年は成層 圏突然昇温発生の予測や対流圏への影響、あるい は発生前に中間圏・熱圏・電離圏(Mesosphere-Thermosphere-Ionosphere,略してMTI)領域に 現れるシグナルなど、関連する研究テーマは多岐 にわたっている.特に、最近の衛星観測技術の進 歩と地上観測網の充実により、MTI研究者の成層 圏突然昇温への関心が高まっている.本稿が成層 圏突然昇温を研究しようとするMTI研究者の一 助となれば幸いである.

# 参考文献

- Andrews, D. G., and M. E. McIntyre, Planetary waves in horizontal and vertical shear: The generalized Eliassen-Palm relation and the mean zonal acceleration, J. Atmos. Sci., 33, 2031–2048, 1976.
- Andrews, D. G., J. R. Holton, and C. B. Leovy, Middle Atmosphere Dynamics, International Geophysics Series, Vol. 40, Academic Press, 489 pp., 1987.
- Baldwin, M. P., and T. J. Dunkerton, Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere, J. Geophys. Res., 104, 30937–30946, 1999.
- Baldwin, M. P., and T. J. Dunkerton, Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes, Science, 294, 581–584, 2001.
- Baldwin, M. P., L. J. Gray, T. J. Dunkerton, K. Hamilton, P. H. Haynes, W. J. Randel, J. R. Holton, M. J. Alexander, I. Hirota, T. Horinouchi, D. B. A. Jones, J. S. Kinnersley, C. Marquardt, K. Sato, and M. Takahashi, The quasi-biennial oscillation, Rev. Geophys., 39, 179–229, 2001.
- Baldwin, M. P., T. Hirooka, A. O'Neill, and S. Yoden, Major stratospheric warming in the Southern Hemisphere in 2002: Dynamical aspects of the ozone hole split, SPARC Newslet-

ter, **20**, SPARC Office, Toronto, ON, Canada, 24–26, 2003.

- Brewer, A. W., Evidence for a world circulation provided by the measurements of helium and water vapor distribution in the stratosphere, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., **75**, 351– 363, 1949.
- Charlton, A. J., and L. M. Polvani, A new look at stratospheric sudden warming. Part I: Climatology and modeling benchmarks, J. Climate, 20, 449–469, 2007.
- Charney, J. G., The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current, J. Meteor., 4, 135–162, 1947.
- Charney, J. G., and P. G. Drazin, Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere, J. Geophys. Res., **66**, 83–109, 1961.
- Dobson, G. M. B., Origin and distribution of the polyatomic molecules in the atmosphere, Proc. R. Soc. London, A236, 187–193, 1956.
- Dunkerton, T. J., On the mean meridional mass motions of the stratosphere and mesosphere, J. Atmos. Sci., 35, 2325–2333, 1978.
- Dunkerton, T., C.-P. F. Hsu, and M. E. McIntyre, Some Eulerian and Lagrangian diagnostics for a model stratospheric warming, J. Atmos. Sci., 38, 819–843, 1981.
- Eady, E. T., Long waves and cyclone waves, Tellus, 1, 33–52, 1949.
- Edmon, H. J., and B. J. Hoskins and M. E. McIntyre, Eliassen-Palm cross sections for the troposphere, J. Atmos. Sci., 37, 2600–2616, 1980.
- Eliassen, A., Slow thermally or frictionally controlled meridional circulation in a circular vortex, Astrophys. Norvegica, 5, 19–60, 1951.
- Eliassen, A., and E. Palm, On the tansfer of energy in stationary mountain wave, Geof. Pub., 22, 1–23, 1961.
- Ernst, J. A., SMS-1 nighttime infrared imagery of low-level mountain waves, Mon. Wea. Rev., 104, 207–209, 1976.

- Fleming, E. L., S. Chandra, J. J. Barnett, and M. Corney, Zonal mean temperature, pressure, zonal wind, and geopotential height as functions of latitude, COSPAR International Reference Atmosphere: 1986, Part II: Middle Atmosphere Models, Adv. Space Res., 10, 11– 59, 1990.
- Garcia, R. R., On the mean meridional circulation of the middle atmosphere, J. Atmos. Sci., 44, 3599–3609, 1987.
- Goncharenko, L., and S.-R. Zhang, Ionospheric signatures of sudden stratospheric warming: Ion temperature at middle latitude, Geophys. Res. Lett., **35**, L21103, doi:10.1029/2008GL035684, 2008.
- Harada, Y., A. Goto, H. Hasegawa, N. Fujikawa, H. Naoe, and T. Hirooka, A major stratospheric sudden warming event in January 2009, J. Atmos. Sci., in press.
- Haynes, P. H., C. J. Marks, M. E. McIntyre, T. G. Shepherd, and K. P. Shine, On the "downward control" of extratropical diabatic circulations by eddy-induced mean zonal forces, J. Atmos. Sci., 48, 651–678, 1991.
- Holton, J. R., and H.-C. Tan, The influence of the equatorial quasi-biennial oscillation on the global circulation at 50 mb, J. Atmos. Sci., 37, 2200–2208, 1980.
- Holton, J. R., and H.-C. Tan, The quasi-biennial oscillation in the Northern Hemisphere lower stratosphere, J. Meteorol. Soc. Japan, 60, 140–148, 1982.
- Holton, J. R., P. H. Haynes, M. E. McIntyre, A. R. Douglass, R. B. Rood, and L. Pfister, Stratosphere-troposphere exchange, Rev. Geophys., 33, 403–439, 1995.
- Labitzke, K., Temperature changes in the mesosphere and stratosphere connected with circulation changes in winter, J. Atmos. Sci., 29, 756–766, 1972.
- Labitzke, K., Stratospheric-mesospheric disturbances: A summary of observed characteristics, J. Geophys. Res., 86, 9665–9678, 1981.
- Labitzke, K., and H. van Loon, Association between the 11-year solar cycle, the QBO and

the atmosphere, part I, The troposphere and stratosphere in the Northern Hemisphere in winter, J. Atmos. Terr. Phys., **50**, 197–206, 1988.

- Labitzke, K., and B. Naujokat, The lower Arctic stratosphere since 1952, SPARC Newsletter, 15, SPARC Office, Toronto, ON, Canada, 2000.
- Manney, G. L., M. J. Schwartz, K Krüger, M. L. Santee, S. Pawson, J. N. Lee, W.
  H. Daffer, R. A. Fuller, and N. J. Livesey, Aura Microwave Limb Sounder observations of dynamics and transport during the recordbreaking 2009 Arctic stratospheric major warming, Geophys. Res. Lett., 36, 12815, doi:10.1029/2009GL038586, 2009.
- Martius, O., L. M. Polvani, and H. C. Davies, Blocking precursors to stratospheric sudden warming events, Geophys. Res. Lett., 36, L14806, doi:10.1029/2009GL038776, 2009.
- Matsuno, T., A dynamical model of stratospheric warmings, J. Atmos. Sci., 28, 1479– 1494, 1971.
- Mukougawa, H., H. Sakai, and T. Hirooka, High sensitivity to the initial condition for the prediction of stratospheric sudden warming, Geophys. Res. Lett., **32**, doi:10.1029/2005GL022909, 2005.
- Murgatroyd, R. J., and F. Singleton, Possible meridional circulations in the stratosphere and mesosphere, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 87, 125–135, 1961.
- Nakagawa, K. I., and K. Yamazaki, What kind of stratospheric sudden warming propagates to the troposphere?, Geophys. Res. Lett., **33**, L04801, doi:10.1029/2005GL024784, 2006.
- Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji, and R. Taira, The JRA-25 Reanalysis, J. Meteorol. Soc. Japan, 85, 369– 432, 2007.
- Pierce, R. B., W. T. Blackshear, T. D. Fairlie, W. L. Grose, and R. E. Turner, The interaction of radiative and dynamical processes dur-

ing a simulated sudden stratospheric warming, J. Atmos. Sci., **50**, 3829–3851, 1993.

- Plumb, R. A., Stratospheric transport, J. Meteorol. Soc. Japan, 80, 793–809, 2002.
- Scherhag R., Die explosionsartigen Stratosphärmungen des Spätwinters 1951-52, Ber. Dtsch. Wetterdienst (US Zone), 6, 51-63, 1952.
- Schoeberl, M. R., Stratospheric warmings: observation and theory, Rev. Geophys. Space Phys., 16, 521–538, 1978.
- Scinocca, J. F., and P. H. Haynes, Dynamical forcing of stratospheric waves by the tropospheric circulation, J. Atmos. Sci., 55, 2361– 2392, 1998.
- Scott, R. K., and P. H. Haynes, Internal interannual variability of the extratropical stratospheric circulation: The low-latitude flywheel, Q. J. Roy. Meteorol. Soc., **124**, 2149–2173, 1998.
- Taguchi, M., and D. L. Hartmann, Increased Occurrence of Stratospheric Sudden Warmings during El Nino as Simulated by WACCM, J. Climate, **19**, 324–332, 2006.
- Taguchi, M., Is there a statistical connection between stratospheric sudden warming and tropospheric blocking events?, J. Atmos. Sci., 65, 1442–1454, 2008.
- Tomikawa, Y., Persistence of Easterly Wind during Major Stratospheric Sudden Warmings, J. Climate, under revision.