

## 特定温位面以下の寒気質量の南北半球間の比較

菅野 湧貴 (東北大院理)、岩崎 俊樹、庄司 貴成

### 1. はじめに

本研究では特定温位面以下の寒気質量の南北半球間の違いを調べる。ラグランジュ的に見れば、冬半球の寒気は高緯度地域で生成され、中緯度に流れて消滅する。このプロセスを定量的に理解することは、両半球の冬季の違いを知るのに欠かせない。Iwasaki et al., (2014; 以下 I14) は温位座標を使い、極域寒気の生成から消滅までのプロセスの定量的な評価を試みた。本研究では両半球の相違を説明するため、帯状平均に基づく 2box の寒気質量収支式を提案する。

### 2. データ・解析手法

本研究では JRA-25/JCDAS 再解析データ (Onogi et al., 2007) を使用した。1980/81 年から 2009/2010 年の 12 月、1 月、2 月 (DJF) を北半球の冬、1981 年から 2010 年までの 6 月、7 月、8 月 (JJA) を南半球の冬として、6 時間間隔、解像度 2.5 度×2.5 度のデータを 30 年分用いて解析を行った。

寒気 の 定義 は 温位 が 特定 温位  $\theta_T$  より も 低い 大気 と する。こ こ で は I14 と 同 様 に 北 半 球 の 極 域 寒 気 の 解 析 の た め、 $\theta_T = 280\text{K}$  に 設 定 する。南半球についても北半球と比較のために  $\theta_T = 280\text{K}$  とする。南半球での  $\theta_T = 280\text{K}$  面は温位面上で質量加重平均 (MIM) した平均子午面循環 (図 1b) の中高緯度直接循環の下降流から水平流に変わる変曲点 (45S, 925hPa) を通る。

寒気質量、寒気質量フラックスはそれぞれ (1)、(2)式のように定義される。

$$DP \equiv p_s - p(\theta_T) \quad (1)$$

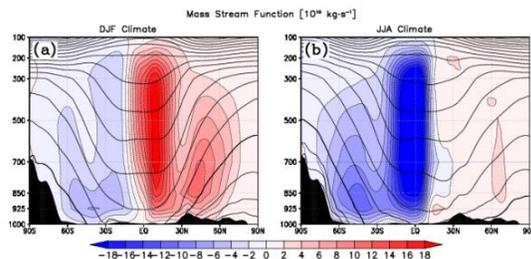


図 1 質量流線関数( $10^{10} \text{ kg s}^{-1}$ )と温位(K)、  
(a)DJF30年平均、(b)JJA30年平均

$$H \equiv \int_{p(\theta_T)}^{p_s} v dp \quad (2)$$

また、寒気質量の保存則は(3)式のように書くことができる。

$$\frac{\partial}{\partial t} DP = -\nabla \cdot \int_{p(\theta_T)}^{p_s} v dp + G(\theta_T) \quad (3)$$

(3)式の右辺第 2 項の寒気の生成量には断熱的な運動は寄与しない ((4)式)。

$$G(\theta_T) \equiv \left. \frac{\partial p}{\partial \theta} \dot{\theta} \right|_{\theta_T} \quad (4)$$

両半球間の寒気質量を比較するために、帯状平均した時の寒気の生成域と消滅域の 2 つの box から構成される 2box の寒気質量収支式を(3)式から導出する。寒気の生成域における寒気質量収支式は、(3)式を東西に一周、南北には極から東西積算した時に寒気の生成消滅が切り替わる緯度 (臨界緯度  $\phi_c$ ) まで積分することで得られる。

$$\frac{\partial}{\partial t} \langle DP \rangle_1 = -I + \langle G \rangle_1 \quad (5)$$

寒気の消滅域における寒気質量収支式は、(3)式を東西に一周、南北には臨界緯度から赤道まで積分することで得られる。

$$\frac{\partial}{\partial t} \langle DP \rangle_2 = I - \langle L \rangle_2 \quad (6)$$

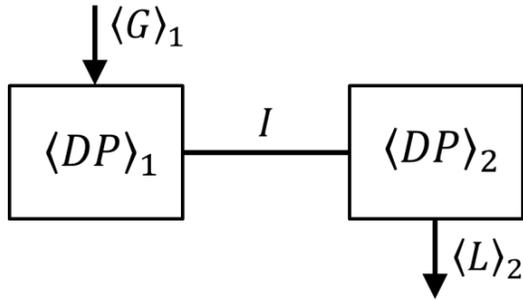


図2 2box の収支式の模式図

$\langle \rangle$  は東西・南北方向に積分することを、添え字の1,2はそれぞれ南北方向に極から臨界緯度まで、臨界緯度から赤道までの積分区間を表す ((7)、(8) 式)。

$$\langle A \rangle_1 \equiv \int_{\phi_c}^{\phi_p} \int_0^{2\pi} A a^2 \cos \phi d\lambda d\phi \quad (7)$$

$$\langle A \rangle_2 \equiv \int_0^{\phi_c} \int_0^{2\pi} A a^2 \cos \phi d\lambda d\phi \quad (8)$$

Box 間の寒気輸送量  $I$  は、臨界緯度で東西に積分した寒気質量フラックスである ((9)式)。

$$I = \int_0^{2\pi} \int_{p(\theta_r)}^{p_s} v a \cos \phi dp d\lambda \Big|_{\phi=\phi_c} \quad (9)$$

2box の寒気質量収支式の模式図は、図2のように表すことができる。

次に、収支式の定常解について考える。(5)式が図3のようなコンデンサ (静電容量  $C$ ) と抵抗 (抵抗値  $R$ ) を並列につないだ回路と相似であるとみなすと、図2の回路において次の関係式が成り立つ。

$$V = \frac{Q}{C} = RI \quad (10)$$

$$\tau = RC = Q/I \quad (11)$$

ここで  $V$  は電圧、 $I$  は電流、 $Q$  はコンデンサに溜まった電荷 ((5)式の  $DP$  に相当)、 $\tau$  は回路の時定数である。これらの関係を(5)式に代入し、定常状態を仮定すると、生成 box の寒気質量は、

$$\langle DP \rangle_1 = \tau_1 \langle G \rangle_1 \quad (12)$$

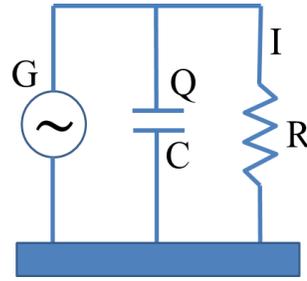


図3 寒気質量収支式と相似な電気回路図

となる。ここで  $\tau_1$  は生成域における寒気の滞留時間と呼ぶ。消滅 box についても同様に

$$\langle DP \rangle_2 = \tau_2 I = \tau_2 \langle G \rangle_1 \quad (13)$$

と書くことができる。 $\tau_2$  は消滅時間と呼ぶ。(12)式と(13)式を足し合わせることで、定常状態の半球の総寒気質量  $\langle DP \rangle$  は

$$\langle DP \rangle = (\tau_1 + \tau_2) \langle G \rangle_1 \quad (14)$$

と書くことができる。この式を用いて両半球の寒気質量の違いを説明する。

### 3. 結果

はじめに寒気の緯度分布を示す (図4)。図4aは東西積算した寒気質量である。中高緯度地域に多くの寒気質量が蓄積されていることがわかる (東西積算時に  $\cos \phi$  が乗じてあることに注意)。東西積算した寒気の生成量 (図4b) から、高緯度地域で寒気が生成され、中緯度で消滅している様子が見える。またこの図から、臨界緯度は北半球で  $45^{\circ}$ N、南半球で  $50^{\circ}$ S である。東西積算した寒気質量フラックス (図4c) は臨界緯度付近でピークを迎える。

次に 2box の寒気質量収支式の各項について見ていく (表1)。半球の総寒気質量は北半球、南半球にそれぞれ  $2.15 \times 10^{17}$ kg、 $1.53 \times 10^{17}$ kg 存在し、北半球の方が1.5倍多い。

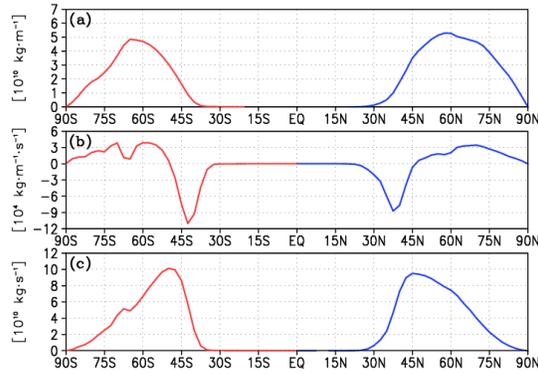


図 4 東西積算した (a)寒気質量( $10^{10}$  kg  $m^{-1}$ )、(b)寒気生成量( $10^4$  kg  $m^{-1} s^{-1}$ )、(c)赤道向き寒気質量フラックス( $10^{10}$  kg  $s^{-1}$ )。赤線/青線はそれぞれ JJA/DJF の 30 年平均を表す。

各 box の寒気質量の内訳は、生成 box に大半の寒気質量が存在し、消滅 box にはその 1/10 程度である。寒気の生成量は南半球が北半球の 1.05 倍でほぼ同量である。北半球、南半球で寒気生成量、寒気輸送量、寒気消滅量は釣り合っており、定常状態になっていることがわかる。生成域における寒気の滞留時間は北半球で 24 日、南半球で 15 日、寒気の消滅時間は北半球で 2.2 日、南半球で 2.8 日と滞留時間に比べてずっと小さい。以上の結果と(14)式から、冬季における南北半球間の寒気質量違いは、生成域における寒気の滞留時間で説明することができる。

両半球における地理的な寒気質量の分布を図 5 に示す。北半球については I14 で詳しく説明されているので、ここでは言及しない。南半球の寒気質量 (図 5b) はほぼ軸対称な構造をしており、寒気質量フラックスは西風成分が強い。寒気の生成・消滅の図 (図 5d) から、高緯度の南極大陸上、またその周りの海氷上や海洋上で寒気が生成されていることがわかる。南半球の寒気消滅域は中緯度の海洋上に環状に分布している。

表 1 北半球と南半球の寒気質量収支

	北半球	南半球
寒気質量 $\langle DP \rangle$ [kg]	$2.15 \times 10^{17}$	$1.53 \times 10^{17}$
寒気質量 $\langle DP \rangle_1$ [kg]	$1.98 \times 10^{17}$	$1.29 \times 10^{17}$
寒気質量 $\langle DP \rangle_2$ [kg]	$1.76 \times 10^{16}$	$2.36 \times 10^{16}$
寒気輸送量 $I$ [kg/s]	$9.52 \times 10^{10}$	$10.1 \times 10^{10}$
寒気生成量 $\langle G \rangle_1$ [kg/s]	$9.58 \times 10^{10}$	$10.1 \times 10^{10}$
寒気消滅量 $\langle L \rangle_2$ [kg/s]	$9.18 \times 10^{10}$	$9.81 \times 10^{10}$
臨界緯度 $\phi_c$ [degree]	45N	50S
滞留時間 $\tau_1$ [day]	24	15
消滅時間 $\tau_2$ [day]	2.2	2.8

#### 4. 考察

生成域における寒気の滞留時間の違いは何を意味するのだろうか？ 電気回路における時定数は静電容量と抵抗の積である。ここでは静電容量は“寒気容量”であり、言い換えれば寒気生成 box の広さである。北半球の臨界緯度は 45N、南半球の臨界緯度は 50S なので、北半球の生成 box は 1.25 倍広い。そのために北半球の方がより多く寒気を蓄えることができる。臨界緯度は中緯度での寒気生成/消滅量で決まり、北半球は中緯度が大陸で覆われているためにより低い緯度でも寒気が生成され、臨界緯度が低い。

海陸分布は別の形でも生成域における寒気の滞留時間に影響を与えている。寒気の消滅域は中緯度の海洋上であるため、ユーラシア大陸上で生成された寒気質量は大部分が東アジアに流れて消滅する。そのため寒気は生成 box に滞留する時間が長くなる。

中央アジアにある山岳地域は寒気南下を妨げる。ユーラシア大陸中央部の山岳地域によって寒気質量は高緯度側に遮蔽され、西風によって東アジアに流れた後に南下する。山岳地域が寒気質量の南下を妨げることで生成域における寒気の滞留時間が長くなる。

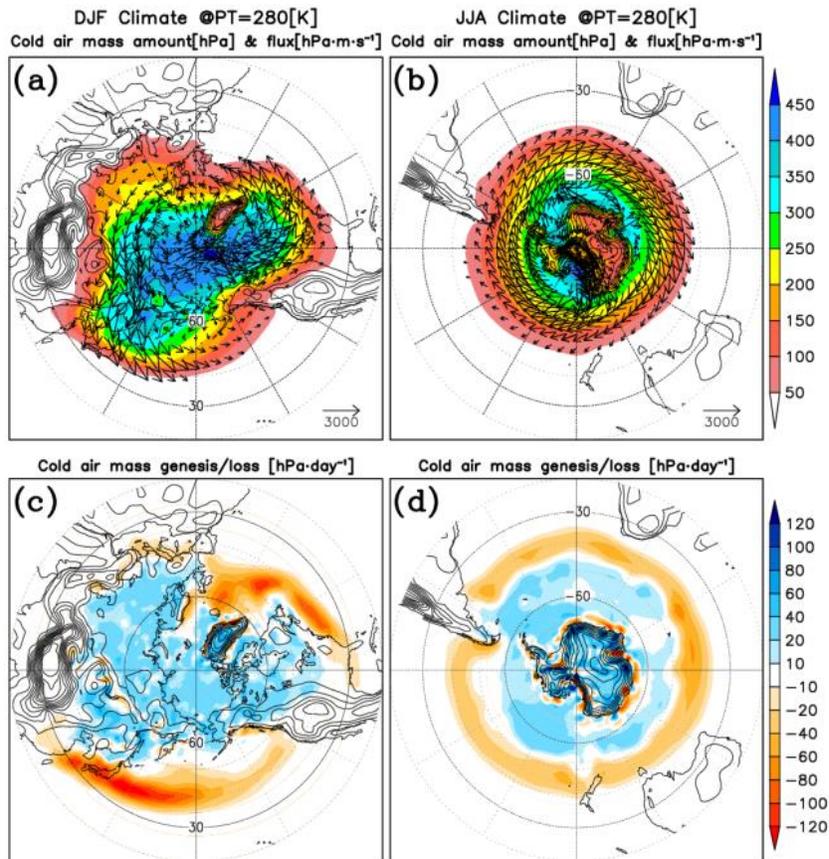


図5 上段：寒気質量(hPa)と寒気質量フラックス(hPa m s<sup>-1</sup>) 下段：寒気質量の生成と消滅(hPa day<sup>-1</sup>)の地理的分布。(a)(c)は DJF 平均の北半球、(b)(d)は JJA の南半球。

## 5. まとめ

帯状平均に基づく 2box の寒気質量収支式を用いて特定温位面以下の寒気質量の南北半球間の違いを調べた。

半球の総寒気質量は北半球に南半球の 1.5 倍の寒気質量が存在する。寒気の生成量は両半球ともほぼ同じである。生成域における寒気の滞留時間は北半球で 24 日、南半球で 15 日であり、寒気の消滅時間はこれに比べずっと小さい。これより、半球の総寒気質量の違いは生成域における滞留時間の違いで説明される。

生成域における寒気の滞留時間の違いは、(1)臨界緯度の違い、(2)中央アジアの山岳による寒気南下の妨げ、(3)海陸分布の違いに

よる寒気消滅域の違いと解釈される。

本研究では、冬季の南北半球間の違いに焦点を当てたが、季節変化や年々変動についても解析していきたい。

## 6. 参考文献

Iwasaki et al., Isentropic analysis of polar cold air mass streams in the northern hemispheric winter., 2014, under review.