

中緯度低気圧発達における上層寄与の見積もりとその将来変化

水田 亮 (気象研究所)

1. はじめに

地球温暖化に伴って、中緯度域では南北温度勾配が下層で減少する一方で上層で増加することが予測されている。このことから温帯低気圧は数の増減や発生域の移動だけでなく、発達メカニズムも変化する可能性がある。高解像度モデルや CMIP5 の多数のモデルによる結果によれば、ジェットが現在のより強くなる場所と、平均の低気圧発達率が高くなる場所に対応が見られ、その場所では月々での対応関係も見られる(Mizuta et al. 2011, Mizuta 2012)。

温帯低気圧発達は下層の擾乱と上層のトラフの役割が異なる Type-A,B に分類できる(Petterssen and Smebye, 1971)。Type-A では下層の温度擾乱から発達し、上層のトラフは下層の擾乱とともにその西側で発達するのに対し、Type-B ではすでにある上層のトラフが下層の擾乱に西から近づいて追いつくまでの間に発達する。

本研究ではこの分類の観点から、温暖化時の発達率の変化に対して上層の変化がどのように寄与しているのかを調べるため、個々の低気圧発達について、対流圏上層・下層の相対的な寄与を見積もる。そして北西太平洋域でそれが将来気候実験で変化しているかを調べる。

2. 手法

700hPa 上昇流は、stretching による下層の渦度強化を通して低気圧発達と関連付けられる。

Q ベクトル形式の準地衡オメガ方程式は

$$\sigma \nabla^2 \omega + f_0^2 \frac{\partial^2 \omega}{\partial x^2} = -2 \nabla \cdot \mathbf{Q} + f_0 \beta \frac{\partial V_g}{\partial p} - \frac{\kappa}{\rho} \nabla^2 J \quad (1)$$

である(Hoskins et al. 1978)。ここで $\sigma = -RT_0/p \cdot d \ln \theta_0 / dp$ 、 V_g は地衡風、 J は非断熱加熱である。右辺第 2 項以降を無視すると、これは方程式の形としては、準地衡渦位方程式

$$\mathbf{q}' = \nabla^2 \psi' + \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial \psi'}{\partial p} \right) \quad (2)$$

で $\mathbf{q}' \rightarrow -2 \nabla \cdot \mathbf{Q} / \sigma$ 、 $\psi' \rightarrow \omega$ としたものとはほぼ等価である((1)で右辺第 2 項以降を無視しなければ $\mathbf{q}' \rightarrow (-2 \nabla \cdot \mathbf{Q} + f_0 \beta \partial V_g / \partial p - \kappa \nabla^2 J / \rho) / \sigma$)。よって、PV inversion により $\mathbf{q}'$ から ψ' が求められるのと同じ方法で Q ベクトルから鉛直流 ω を算出することが可能であり、さらに piecewise PV inversion と同じ方法で、特定部分の Q ベクトルによる ω への寄与を求めることができる(Clough et al., 1996)。

Deveson et al.(2002)はこの方法を用いて、発達時の 700hPa 鉛直流についてそれより上の強制(Q)によるもの(ω_U)と下の強制(Q)によるもの(ω_L)の比を計算することにより Type-A,B を分類する手法を開発した.Gray and Dacre (2006)では 1.5 年分の大西洋域の低気圧についてこの分類手法での分類をおこなった。

ここでは北西太平洋域について、再解析データおよび気象研究所全球大気モデル(MRI-AGCM3.2)の実験データにおいて低気圧を抽出し、 ω_U 、 ω_L の比から上層の寄与と下層の寄与の見積もりを行った。低気圧の検出および追跡については Mizuta et al. (2011) と同じ、6 時間おきの海面較正気圧を 1.25 度格子に内挿したものを利用する手法を使用した。

3. 2013 年 1 月 14 日の事例とアンサンブル予報実験

この手法を日本付近に適用した例がないので、まずは特定の事例に適用して調べる。図 1 は ERA-Interim 再解析データを用いて、日本の東で低気圧の急発達が見られた 2013 年 1 月 14 日について調べたものである。この事例では、地上気圧(下段コンター)が低気圧中心で 1 月 14 日 00UTC に 991.3hPa、12UTC に 968.7hPa、1 月 15 日 00UTC に 937.5hPa と 24 時間で 54hPa の急発達が見られた(3.79Bergeron; $1 \text{ Bergeron} = (p(t-6) - p(t+6)) / (12 \cdot \sin 60^\circ / \sin((\phi(t-6) + \phi(t+6))/2))$, t は時刻, p は地上気圧, ϕ は緯度)。300hPa 高度分布(上段コンター)を見ると、1 月 14 日 00UTC に朝鮮半島付近にあったトラフが西から地上低気圧に接近し、12UTC から 1 月 15 日 00UTC にかけて追いついてきていることがわかる。

一般に ω_L は温度移流に伴い低気圧の前面で上昇・後面で下降となり、 ω_U は上層トラフの渦度移流に伴いその前面で上昇・後面で下降となるが、後者の方が空間スケールが大きい。この時の ω_U (上段カラー)、 ω_L (下段カラー)を見ると、1 月 14 日 12UTC 付近で ω_U と ω_L の上昇流部分が重なり合い、両者が強め合って低気圧中心付近で強い上昇流を形成していることがわかる。

次にこの事例の 12 日前からのアンサンブル予報実験結果について調べた。この実験は気象研究所大気循環モデル MRI-AGCM3.2 (Mizuta et al. 2012) の低解像度版(TL159L60, 水平格子間隔約 120km)を用いておこなったもので、ERA-Interim 再解析データに摂動を加えたものを初期値に使用しメンバー

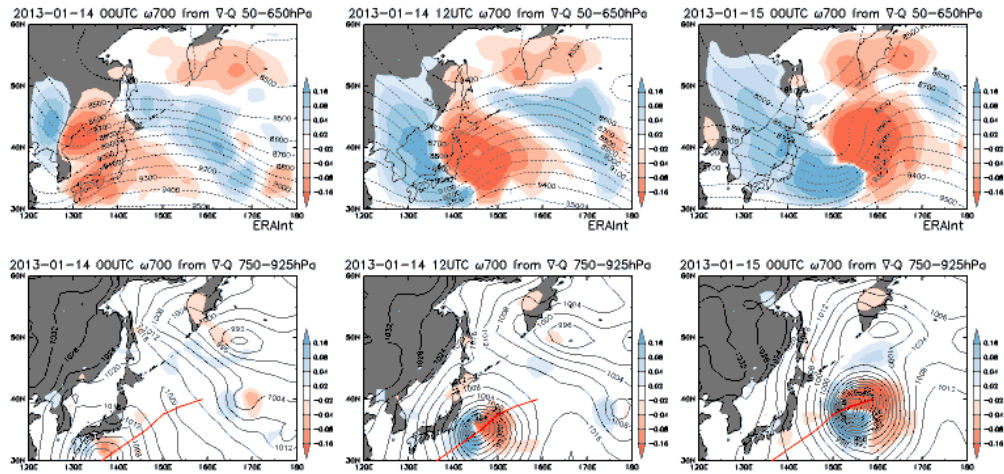


図 1: ERA-Interim 再解析における、(左)2013 年 1 月 14 日 00UTC、(中)12UTC、(右)1 月 15 日 00UTC における、(上) 300hPa 高度分布(コンター)と ω_U (カラー)、および(下)地上気圧(コンター)と ω_L (カラー)。赤線は低気圧中心のトラックを表す。

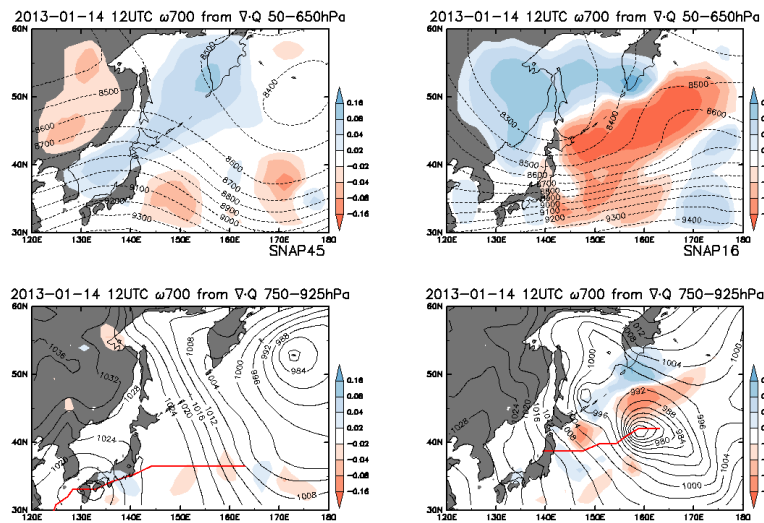


図 2: 図 1 の 2013 年 1 月 14 日 12UTC に同じ、ただし 51 アンサンブル予報メンバー中(左) 低気圧が急発達しなかったメンバーおよび(右) 急発達したメンバーのもの。

数は 51 である。摂動は気象庁 1 ヶ月予報システムを移植した MRI-EPS (Yabu et al. 2013) を使用して作成した。海面水温は初期値の気候値からの偏差を固定している。実際の急発達の前後 30 時間(1 月 13 日 06UTC から 1 月 15 日 18UTC)で、 140°E – 155°E 、 35°N – 50°N の範囲で低気圧を抽出した。

12 日前からの予報であるが、51 メンバー中 18 メンバーで 1Bergeron 以上、9 メンバーで 2Bergeron 以上の急発達をする低気圧が見られた。図 2 は急発達しなかったメンバーと急発達したメンバーの結果を比較したものである。発達しなかったメンバー

の例(左)では日本の南岸に地上低気圧の発生をかなり正確に予報できているが、 ω_U の振幅が小さいため、急発達しないまま東へ移動している。それに対し発達したメンバーの例(右)では、 ω_U の振幅が大きいため、下層の低気圧による上昇流をうまく強めるような位相関係になったタイミングで急発達が起きる。

図 3 は縦軸が各メンバーでの低気圧の最大発達率を表したもので、横軸のメンバー順を各メンバーでの場の状態で並べ替えたものである。上段はこの領域範囲での ω_U 、 ω_L の 2 乗平均をこの時刻範囲で

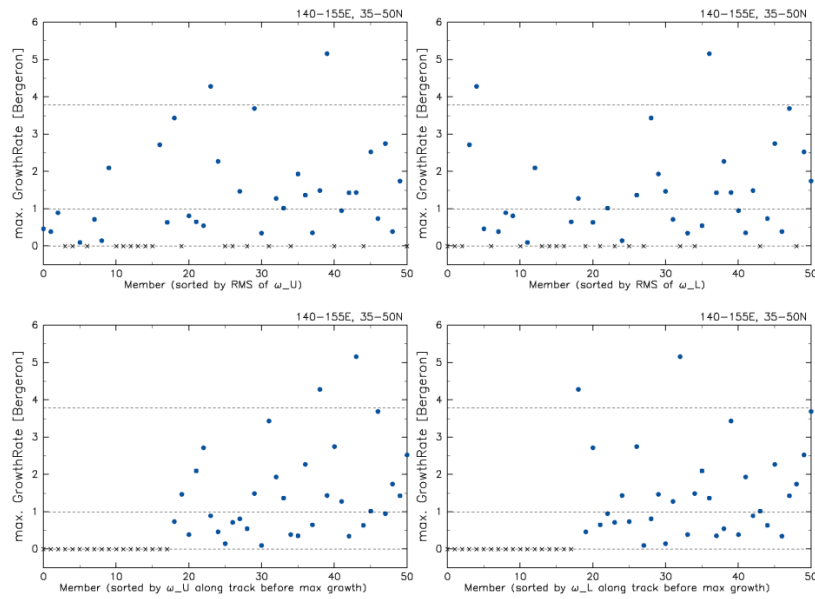


図3: 各アンサンブル予報メンバーでの、1月13日06UTCから1月15日18UTC、140°E–155°E, 35°N–50°Nの範囲での低気圧の最大発達率。一番上の破線は再解析における最大発達率(3.79Bergeron)。横軸はメンバーを、(左上) ω_U の2乗平均をこの時刻範囲で平均した値、(右上) ω_L の2乗平均をこの時刻範囲で平均した値、(左下) ω_U の低気圧中心から600km以内での最大値を、急発達した時刻の18時間前からその時刻までで平均した値、(右下) ω_L の低気圧中心から300km以内での最大値を、急発達した時刻の18時間前からその時刻までで平均した値で並べ替えたもの。×印は低気圧がこの時刻範囲に存在しなかったメンバーを表す。

平均した値で並べ替えたもので、 ω_U での値で並べ替えると(左上)、値が小さいメンバーの多くでは1Bergeronを越える発達をするものが見られない一方で、値が大きいメンバーの多くでは1Bergeronを越える発達をするものが見られる。しかし ω_L での値で並べ替えた場合(右上)ではそのような関係は見られない。下段は低気圧周辺の ω_U 、 ω_L の最大値(ω_U は低気圧中心から600km以内、 ω_L は300km以内)を、急発達した時刻の18時間前からその時刻までで平均した値で並べ替えたものである。この場合でも、 ω_U での値で並べ替えると(左下)値が大きいものほど急発達が見られるが、 ω_L での値で並べ替えた場合(右下)ではそのような関係は小さい。すなわち、上昇流に対して上層の寄与が大きいほど低気圧の急発達が起きやすいことが確かめられる。

4. 気候モデル実験による将来変化予測

次に、同じMRI-AGCM3.2の高解像度版(TL319L64, 水平格子間隔約60km)を用いた実験において、20世紀末の条件で行った実験と温暖化した21世紀末の条件で行った実験を比較し変化を調べた。20世紀末実験は観測された海面水温や温室効果ガス濃度を与えた25年間(1979–2003)の実験、

21世紀末実験(2075–2099)はCMIP3モデルにおけるSRES A1Bシナリオでの海面水温変化分布を観測海面水温分布に足したものとを与え、温室効果ガス濃度もA1Bシナリオに従って与えた実験である(Kitoh et al. 2009)。両者の実験について、初期値の異なる4メンバーの結果を比較した。

図4は1Bergeronを超える急発達をする低気圧の、発達率が最も大きい場所についての頻度分布を示したもので、上段はJRA25再解析データを用いた結果、中段は20世紀末実験を用いた結果、下段は20世紀末実験から21世紀末実験への変化を表している。左は冬季(12, 1, 2月)、右は通年での図だが、いずれにおいてもモデル(中段)は再解析(上段)の分布をよく再現していることがわかる。ただしモデルでの頻度は全体的に過大評価である。将来変化(下段)を見ると、北西太平洋では、急速に発達する低気圧は現在のピークの極寄りが増加、赤道寄りで減少が見られる。これは強い低気圧の将来変化を多数のCMIP5モデルで調べた結果(Mizuta 2012)と整合的である。一方で北大西洋では全体的に減少傾向が見られる。

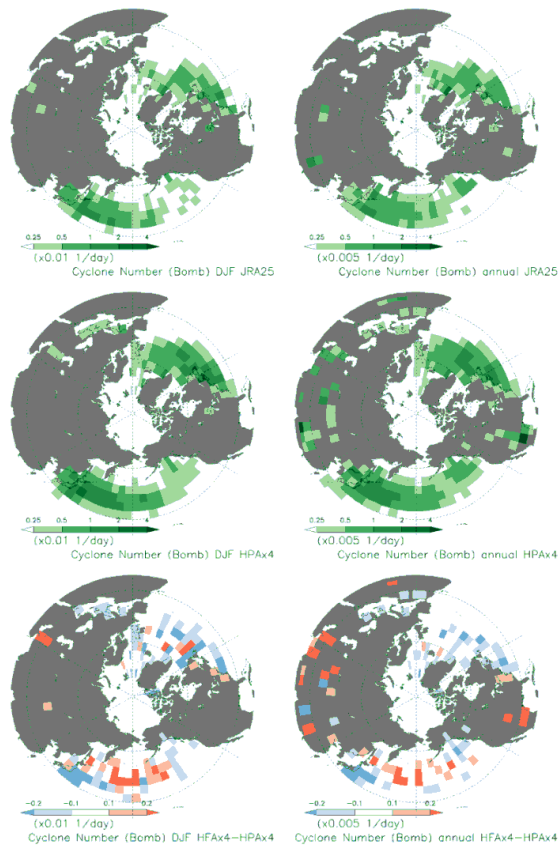


図 4: (左)冬季(12,1,2 月)、(右)通年における、1Bergeron を超える急発達をする低気圧の、発達率が最も大きい場所についての頻度分布。(上段)JRA25 再解析データを用いた結果、(中段)は 20 世紀末実験を用いた結果、(下段)は 20 世紀末実験から 21 世紀末実験への変化。

20°N–60°N、120°E–180°E で低気圧がとくに急速に発達した時刻の前 48 時間の期間(発生から 48 時間以内の場合は発生してから最大発達時刻まで)で平均した、低気圧周辺の ω_U 、 ω_L について調べた。とくに急速に発達したものとして 850hPa 相対渦度変化が $3.5s^{-1}/day$ 以上のものを選び、 ω_U 、 ω_L は低気圧中心から 300km 以内での平均を用いた。図 5 は ω_U 、 ω_L 、 ω_U/ω_L の頻度分布を示したもので、左は領域全体(20°N–60°N)、中央は 20°N–40°N、右は 40°N–60°N でのものを表している。20 世紀末実験に比べ、21 世紀末実験で ω_U が大きいものの頻度が増加している一方で、 ω_L の頻度には目立った変化は見られない。 ω_U の変化は 20°N–40°N では小さく、40°N–60°N で大きい。 ω_U/ω_L は 2 から 3 に近いものの頻度が増加しており、相対的に上層の寄与が増加していることが示唆される。

5. まとめと考察

高度範囲別の Q ベクトルによる 700hPa 上昇流への寄与を求めることにより、低気圧発達に対する上層の寄与と下層の寄与の見積もりをおこなった。急発達事例に対するアンサンブル予報実験により、 ω_U の大きさと急発達の発生しやすさに対応関係があることが確かめられた。次に北西太平洋域で 20 世紀末実験と 21 世紀末気候実験を比較したところ、40°N–60°N の緯度帯で急発達の頻度が増加しており、急発達の際に ω_U が高い値を持つ頻度が増加していることが示された。これは相対的に上層の寄与が増加していることを示唆するものである。最初に述べたように 21 世紀末実験において上層では擾乱が増加するので、その擾乱が下層で発達段階の低気圧とカップルして急速に発達する頻度が増加しているものと考えられる。

ただしこの診断は準地衡近似の下であり、水蒸気の変化の影響も考慮されていない。下層の寄与を評価するには非断熱加熱項の評価が必要であり、結果の解釈についてはより詳細に検討する必要がある。

References

- Clough, S. A., Davitt, C. S. A., and Thorpe, A. J., 1996: Attribution concepts applied to the omega equation. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **122**, 1943–1962.
- Deveson, A. C. L., Browning, K. A., and Hewson, T. D., 2002: A classification of FASTEX cyclones using a height-attributable quasi-geostrophic vertical-motion diagnostic. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **128**, 93–117.
- Gray, S. L., and H. F. Dacre, 2006: Classifying dynamical forcing mechanisms using a climatology of extratropical cyclones. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **132**, 1119–1137, doi:10.1256/qj.05.69.
- Hoskins, B. J., Draghici, I., and Davies, H. C., 1978: A new look at the ω -equation. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **104**, 31–38.
- Kitoh, A., T. Ose, K. Kurihara, S. Kusunoki, M. Sugi, and KAKUSHIN Team-3 Modeling Group, 2009: Projection of changes in future weather extremes using super-high-resolution global and regional atmospheric models in the KAKUSHIN Program: Results of preliminary experiments. *Hydrological Research Letters*, **3**, 49–53, doi:10.3178/hrl.3.49.
- Mizuta, R., M. Matsueda, H. Endo, and S. Yukimoto, 2011: Future change in extratropical cyclones associated with change in the upper troposphere. *J. Climate*, **24**, 6456–6470, doi:10.1175/2011JCLI3969.1.
- Mizuta, R., 2012: Intensification of extratropical cyclones associated with the polar jet change in the CMIP5 global warming projections. *Geophys. Res.*

Lett., **39**, L19707, doi:10.1029/2012GL053032.
Mizuta, R., H. Yoshimura, H. Murakami, M. Matsueda,
H. Endo, T. Ose, K. Kamiguchi, M. Hosaka, M. Sugi,
S. Yukimoto, S. Kusunoki, and A. Kitoh, 2012:
Climate simulations using MRI-AGCM3.2 with
20-km grid. *J. Meteor. Soc. Japan*, **90A**, 233–258,
doi:10.2151/jmsj.2012-A12.
Petterssen, S., and Smebye, S. J., 1971: On the

development of extratropical cyclones. *Q. J. Roy.
Meteor. Soc.*, **97**, 457–482.
Yabu, S., R. Mizuta, H. Yoshimura, Y. Kuroda, and H.
Mukougawa, 2014: Meteorological Research
Institute Ensemble Prediction System (MRI-EPS) for
climate research -- Outline and its applications --.
Tech. Rep. Meteor. Res. Inst., 71.

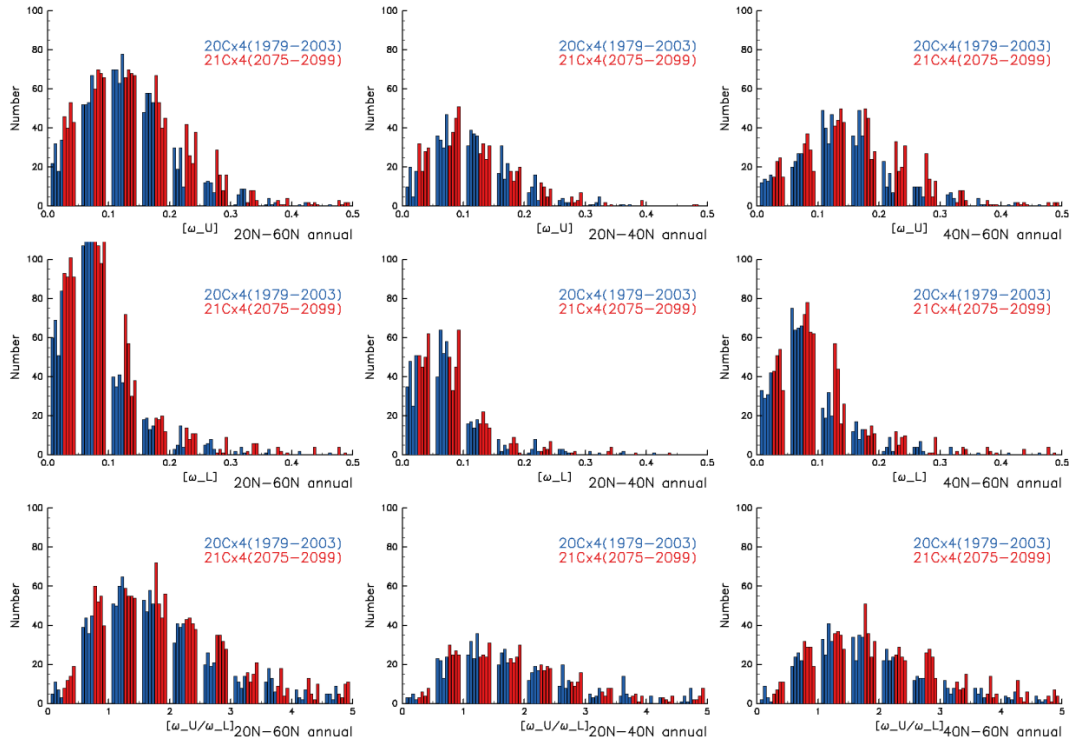


図 5: 850hPa 相対渦度変化が $3.5\text{s}^{-1}/\text{day}$ 以上の低気圧について、最大発達時刻の前 48 時間の期間(発生から 48 時間以内の場合は発生してから最大発達時刻まで)で平均した、低気圧周辺の(上) ω_U 、(中) ω_L 、(下) ω_U/ω_L の頻度分布。(左) 20°N – 60°N 、 120°E – 180°E 、(中) 20°N – 40°N 、 120°E – 180°E 、(右) 40°N – 60°N 、 120°E – 180°E 。