

2005年6月下旬に見られた梅雨前線の消滅と再形成

榎本 剛 (地球シミュレータ)

要旨

2005年6月下旬、梅雨前線の北上が遅れ、日本の南岸に停滞していた。6月26日、前線は亜熱帯高気圧の強化に伴って、急に消滅した。華中で小低気圧が発生し、黄海、朝鮮半島から日本海へ進み、梅雨前線が再形成された。ALERA (AFES-LETKF 実験的再解析) を用いて、この梅雨前線の消滅と再形成の予測可能性について調べた。

1. はじめに

梅雨前線は、時空間的な多スケール構造 (Ninomiya and Akiyama 1992) を持つ現象である。気候学的には、梅雨前線は5月末から6月初めに25°N付近で形成され、徐々に北上し7月の下旬に40°N付近で消滅する (Ninomiya and Murakami 1987)。このような気候学的なふるまいに加えて、低気圧や亜熱帯高気圧の影響を受けながら、梅雨前線の活動は日々変動する。活発期には、発達したメソ擾乱やそれに含まれる対流セルにより局地的に強い降水がもたらされる。不活発期には、前線が不明瞭になることがある。

本研究では、2005年6月にみられた梅雨前線の消滅と再形成について調べた。図1は、この現象が見られた時期に対応する、1日毎のGOES-9からの赤外画像である。6月24日に梅雨前線は、南シナ海、東シナ海から日本列島南岸に延びている。6月25日には、帯状の雲は日本から離岸しているが、この雲は相当温位傾度を伴っていない。後で示すように相当温位傾度は、日本列島上にある (図5)。大陸には、強い対流活動を示す明域があり、これが25~26日にかけて低気圧として発達する。26日にはもとの梅雨前線は消滅し、27日迄に黄海に別の梅雨前線が形成され、日本海に延びてくる。

本研究では、この現象を大規模場との関連や予測可能性の観点から調べる。以下、第2節で解析に用いたデータを簡単に紹介する。第3~5節は本稿の中心となる部分で、それぞれ大規模場との関連、前線の解析、不確定性の解析を行なう。最後に本研究のまとめを行ない、アンサンブル再解析を用いた研究について議論する。

2. ALERA: 実験的アンサンブル再解析

本研究では、ALERA (AFES-LETKF experimental ensemble reanalysis; Miyoshi et al. 2007) を用いた。このデータは、AFES (Atmospheric General Circulation Model for the Earth Simulator, Numaguti et al 1997; Ohfuchi et al. 2004; Enomoto et al. 2007) と局所アンサンブル変換カルマンフィルタ (LETKF) からなる同化システムで、実際の帯域観測データを同化して作成された。同化システムの詳細と基礎実験については Miyoshi and Yamane (2007) を、アジア・モンスーンを中心とした循環場の再現性については榎本他 (2006) を参照されたい。

2005年5月から2007年1月初めの観測データを4次元化されたLETKFを使って、T159L48M40 (水平解像度約80km, 鉛直48層, 40メンバー) のAFESに同化した。水平解像度1.25°, 鉛直17層の等圧面アンサンブル平均とスプレッド等は、地球シミュレータセンターから公開されており、研究目的なら誰でも無償で利用できる。

既存の再解析と比較してALERAは、流れに応じた解析誤差がアンサンブル・スプレッドとして見積ることができるという特長がある。誤差は観測密度にも依存するが、その一部は流れの特徴に応じた大気の不確定性を表していると思われる。

例えば、下層の風は積雲対流の活動と良い相関がある (榎本他 2006)。例えば、対流の活発化の数日前にアンサンブル・スプレッドが増大することがある。いくつかのメンバーで対流が先に発生し、下層に渦度や収束を作るために下層の風のぼらつきが大きくなるためだと考えられる。アンサンブル再解析は、対流の確率的な性

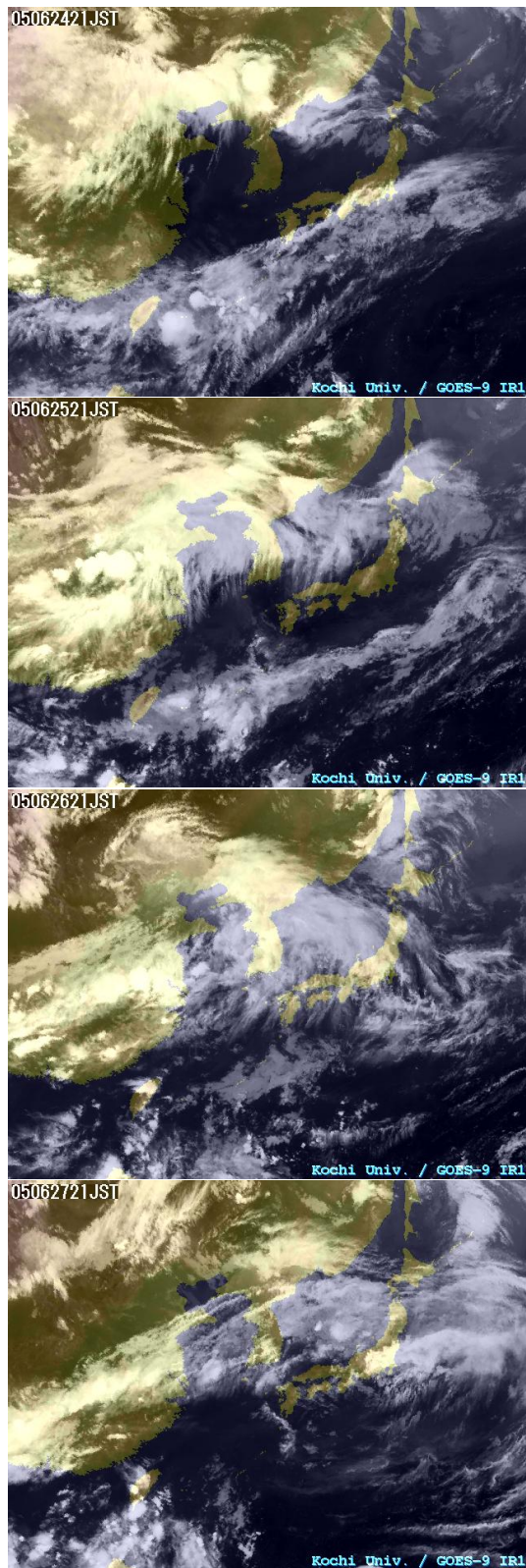


図 1. 2005 年 6 月 24~27 日 12UTC における 1 日毎の赤外画像 (GOES-9). 高知大学/気象庁.

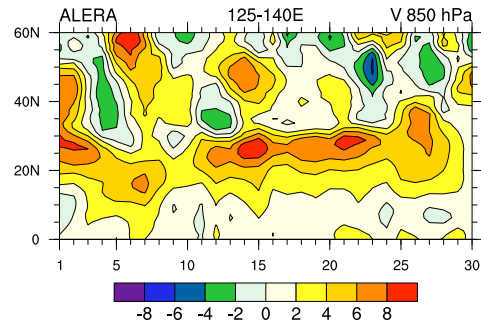


図 2. 2005 年 6 月, 日本付近 (125–140°E) で平均した 850 hPa 面南北風 (ms^{-1}) の時間緯度断面図. 横軸は日付を表す.

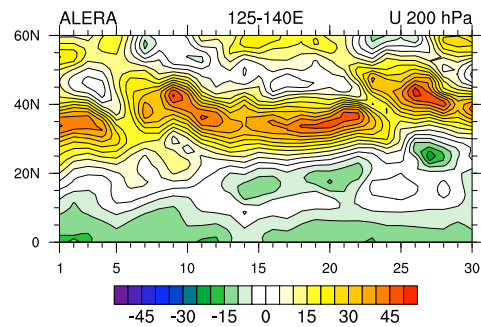


図 3. 日本付近 (125–140°E) で平均した 200 hPa 面東西風 (ms^{-1}) の時間緯度断面図. 太い実線は, 定常ロスビー波の臨界緯度 ($u = 0$) を示す. 横軸は日付を表す.

質を捉えることができる可能性がある.

3. 大規模～総観規模場の特徴

梅雨前線の形成と消滅を吟味するのに先立って, 本節では大規模から総観規模場の特徴について見ておくことにする.

日本付近 (125°–140°E) に, 2005 年 6 月の 850 hPa 面南北風の時間発展を図 2 に示す. 南よりの風が収束しているところは, 梅雨前線のおよその位置を示している. 6 月 10 日頃から, 南よりの風は 30°N に収束しており, その北上はゆっくりとしている. 25 日に収束は, 急に 40°N まで北上した. この時期には, 上層の亜熱帯ジェット (図 3) にも対応する不連続がある. ジェットの軸は, 35°N 付近にあったジェットは, 25 日に 45°N にジャンプしている. 25°N には, 対となる東風が形成されており, 日本付近に高気圧性循環ができたことを示唆する.

本研究では, 解析の対象としなかったが, 興味

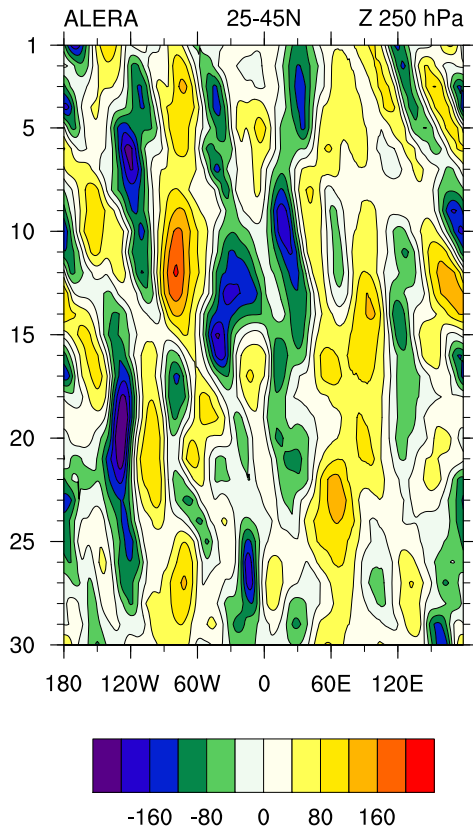


図 4. 2005 年 6 月, 日本付近 (25–45°N) で平均した 250 hPa 面高度偏差 (gpm, 東西平均からのずれ) の経度時間断面図. 縦軸は日付を表す.

深いに 7~9 日にもジェットジャンプがあり, おそらくこれに対応して南風の収束が弱まっている (図 2).

上層の高度偏差のホフメラー図から, 定常ロスビー波束の伝播が認められる (図 4). 25 日で一周しているので, 群速度はおよそ 15 ms^{-1} と見積ることができる. ゆっくりとした伝播は, 風速が小さく湿潤過程の影響が認められる夏季に特徴的である (2002 年 8 月の事例は Enomoto et al. 2007 参照).

25~30 日に 135°E 付近に高気圧性偏差があることは, 図 3 と整合的であり, 日本付近の高気圧性循環はロスビー波の伝播により形成されたことを示唆している.

4. 前線形成函数

前節での解析から, 亜熱帯ジェットの強化が 2005 年 6 月下旬におきた梅雨前線の消滅と再形成に関与していることが示唆された. 本節で

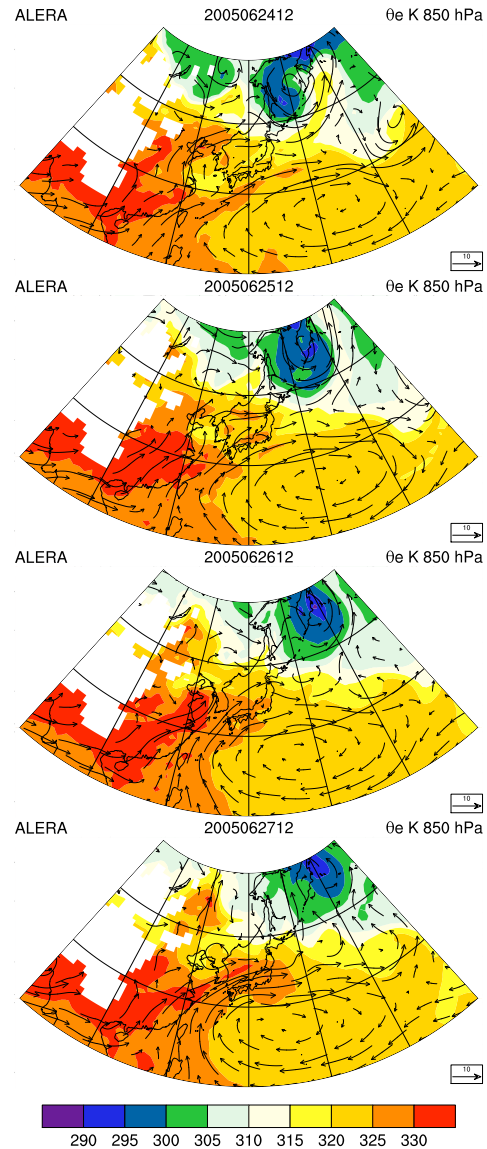


図 5. 2005 年 6 月 24~27 日 12UTC における 1 日毎の 850hPa 面相当温位. ALERA アンサンブル平均から作成.

は, 前線形成函数を持って前線の消滅と形成過程について調べる.

図 5 に, 1 日毎の 850 hPa 面相当温位 (Bolton 1980 の方法で計算) を示す. 6 月 24 日, 梅雨前線を強化するように南東風が収束している (140°E , 25°N 付近) が, 梅雨前線は弱くなりつつある. 25 日には, 湿舌ははっきりとしなくなり, 南東風は日本の上で分流している (133°E , 33°N 付近) ため, 前線は弱化する.

6 月 25~27 日, 亜熱帯高気圧が西に移動するとともに, 東シナ海で南よりの風が強化される. 27 日までに, この南風 (後に南西風) によって,

暖かく湿った風が移流されることにより、黄海と東シナ海北部の冷たく乾燥した領域が消滅。幅広い湿舌が日本の上に形成され、相当温位傾度のピークは黄海から日本海に延びている。

前線形成函数 (Petterssen 1936; Petterssen 1956) は、球面上で次のように書かれる。

$$F = \frac{d}{dt} |\nabla\theta| \quad (1)$$

= 非断熱項 + 合流項 + シアー項 + 傾斜項

$$\text{非断熱項} = \frac{1}{|\nabla\theta|} \left[\frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial \theta}{\partial \lambda} \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda} \left(\frac{d\theta}{dt} \right) + \frac{1}{a} \frac{\partial \theta}{\partial \phi} \frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial \phi} \left(\frac{d\theta}{dt} \right) \right] \quad (2)$$

$$\text{合流項} = -\frac{1}{|\nabla\theta|} \left[\left(\frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial \theta}{\partial \lambda} \right)^2 + \left(\frac{1}{a} \frac{\partial \theta}{\partial \phi} \right)^2 \frac{1}{a} \frac{\partial v}{\partial \phi} \right] \quad (3)$$

$$\text{シアー項} = -\frac{1}{|\nabla\theta|} \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial \theta}{\partial \lambda} \frac{1}{a} \frac{\partial \theta}{\partial \phi} + \frac{1}{a \cos \phi} \left[\frac{\partial v}{\partial \lambda} + \frac{\partial(u \cos \phi)}{\partial \phi} \right] \quad (4)$$

$$\text{傾斜項} = -\frac{1}{|\nabla\theta|} \frac{\partial \theta}{\partial p} \left[\frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial \theta}{\partial \lambda} \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial \omega}{\partial \lambda} + \frac{1}{a} \frac{\partial \theta}{\partial \phi} \frac{1}{a} \frac{\partial \omega}{\partial \phi} \right] \quad (5)$$

梅雨前線の西半分は温度傾度はあまり大きくなく、水蒸気傾度により特徴づけられるので、上の式の温位 θ の代わりに、相当温位 θ_e を用いる。その結果、「非断熱」項は Lagrange 的に見た水蒸気を含んでいる。水蒸気の少ない対流圏上部から上では、 θ_e は θ に近づく。

全微分は、時間の偏微分と移流項から計算した。時刻 t の時間の偏微分は、時刻 $t - \Delta t$ と $t + \Delta t$ ($\Delta t = 6$ hours) から計算した。

図 6 は、25 日 12UTC における 850 hPa 前線形成函数全ての項の和である。既に議論したように、南西風が分流しているため、合流項とシアー項は負である (図省略)。傾斜項と非断熱項は、符号が逆になることが多い (非断熱加熱が上昇流に伴う冷却で補償されるため)。これらの項は日本列島付近で正負が交錯しているが、

全体の和 F は負となり弱まりつつある梅雨前線の構造を壊すのに十分な大きさである。

これと前後して、対流圏上層では大陸上で前線形成がおきている。(図 7)。大陸上 105°E , 35°N 付近に見られる θ_e (もしくは θ) の傾度に沿ってジェットが強化されている (図 8)。北西風がジェットに吹き込むことにより前線を強化している。上層の前線形成は、下層のチベット高原の東側山麓に沿って移流された温暖湿潤な空気と結合するよう見える (図 5)。全ての項 (非断熱項, 合流項, シアー項, 傾斜項) は前線を強化するように働いているが、鉛直水平の力学項は非断熱項により一部打ち消し合っている (図省略)。

5. 流れの不確定性

この節では、流れに依存した解析誤差を用いて、梅雨前線の消滅と再形成について調べる。

図 9 は、日々の 850 hPa 面風と次のように東西風・南北風を合わせたアンサンプル・スプレッドである。

$$\sigma = \sqrt{\sigma_u^2 + \sigma_v^2} \quad (6)$$

アンサンプル・スプレッドは各々時間方向に標準化され、時間に依存しない観測密度の効果を取り除いてある。時間方向の標準化は、観測が密な領域で発生する現象を調べるには、必要となる操作である。台風以外では東アジアでは解析誤差が極端に大きくなることはないが、標準化することにより梅雨前線上の小低気圧付近等で大きな値を取る。

24 日に見られる、日付変更線付近のピークは、梅雨前線に沿って東進した低気圧に伴うも

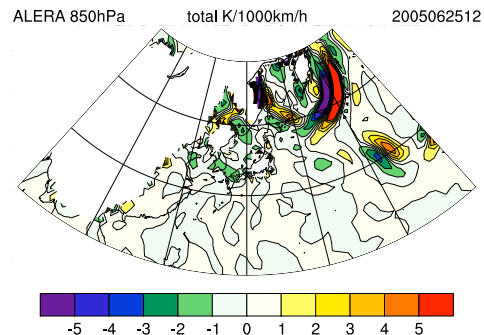


図 6. 2005 年 6 月 25 日、日本付近の 850 hPa 面前線形成函数. ALERA アンサンプル平均から作成。

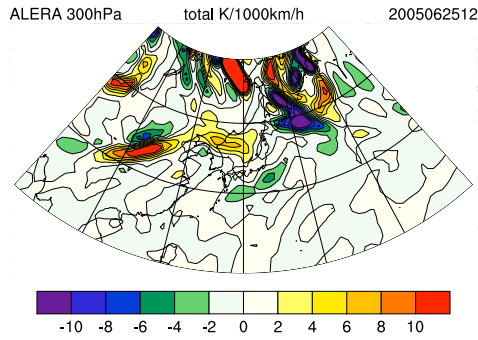


図 7. 2005 年 6 月 25 日, 日本付近の 300 hPa 面前線形成函数. ALERA アンサンブル平均から作成.

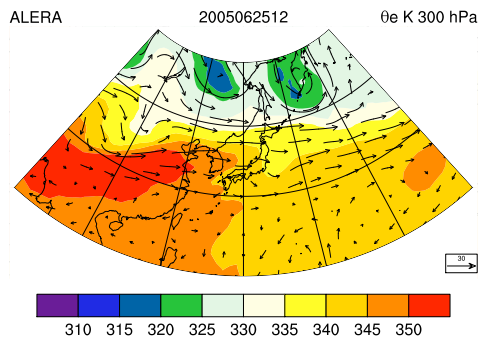


図 8. 2005 年 6 月 25 日, 日本付近の 300 hPa 面相当温位 (K, 色) と風 (ms^{-1} , ベクトル). ALERA アンサンブル平均から作成.

のである. 東西に延びた不確定性の大きな領域が $120\text{--}135^\circ\text{E}$, 30°N 付近にある. これは, 湿舌に対応していると考えられる. 25 日には, 前日と似たような領域の値が大きいが南北に広がっている. この領域では, 南よりの風が分流している. 図 5 と 6 とを比較することにより, 前線消滅に伴った不確定性が存在することが示唆される.

26 日には, 黄海上に大きな不確定性領域があり, 翌日にかけて日本海に東進する. これは, 前線形成に対応していると考えられる.

この期間, フィリピン北部で不確定性が增大している. これは西風と東風の収束が強化され, 対流活動が活発化することに対応しているものと考えられる.

6. まとめと議論

2005 年 6 月下旬, 日本の南岸で停滞していた梅雨前線は, 25 日頃急速に弱化し消滅した. 大陸上で発生した低気圧が日本海に東進するに従っ

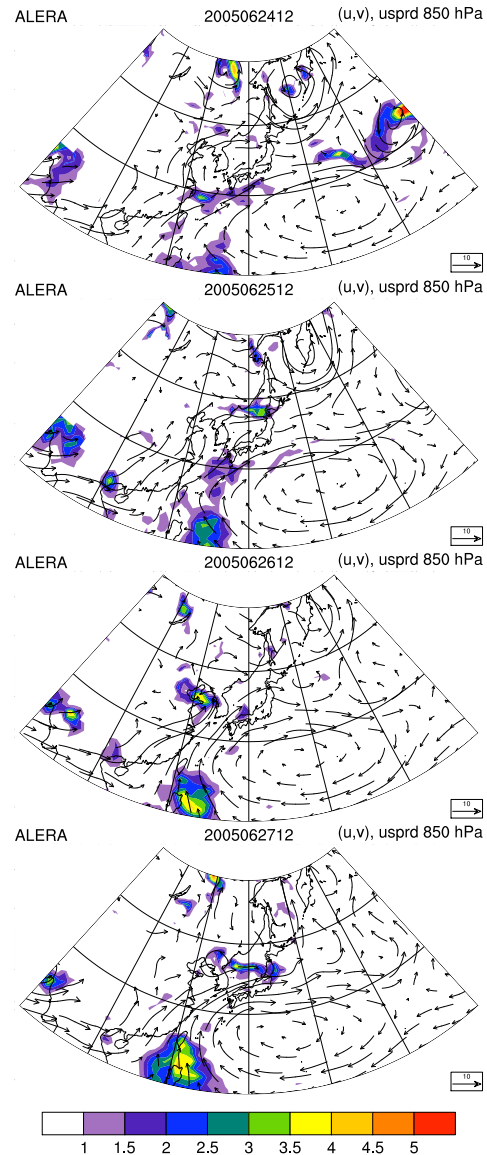


図 9. 2005 年 6 月 24~27 日 12UTC における, 1 日毎の 850hPa 面アンサンブル平均風及びそのアンサンブル・スプレッド.

て, 新たな梅雨前線が形成された.

前線消滅には, ロスビー波束の伝播と日本付近での亜熱帯高気圧の強化が関わっていることが示唆された. 下層の高気圧は西に移動し, 強化された南風により温暖湿潤な空気が北に運ばれた.

大陸上では, 対流圏上部で低気圧が形成され, 東進しながら下層の不安定性と結合し, 元の梅雨前線の北側に新たな前線をつくったものと思われる.

本研究では, 伝統的な解析ツールである前線形成函数と新しい解析ツールであるアンサンブ

ル・スプレッドを用いた。アンサンブル・スプレッドの力学的解釈は不十分であるが、現象をアンサンブル・メンバー間のばらつきという新たな視点で捉えることにより、現象の理解が進むものと期待している。

謝辞

本研究の一部は、文部科学省科学研究費補助金若手 B(17740317) を受けて実施された。気象庁予報部、海洋研究開発機構、千葉科学大学の共同研究の下で作成された ALERA を使用した。海洋研究開発機構の支援により、地球シミュレータを利用した。解析と作図には、NCAR command language (NCL) を使用した。

参考文献

- Bolton, D., 1980: The computation of equivalent potential temperature. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1046–1053.
- 榎本 剛, 山根省三, 三好建正, 2006: AFES-LETKF 実験的再解析によるアジア・モンスーンの再現性. 平成 18 年度「異常気象の予測可能性と気候の変化・変動」研究集会報告 (18K-01), 京都大学防災研究所 13–17.
- Enomoto, T., W. Ohfuchi, H. Nakamura, and M. A. Shapiro, 2007: Remote effects of tropical storm Cristobal upon a cut-off cyclone over Europe in August 2002. *Meteor. Atmos. Phys.*, **96** (1–2), 29–42.
- Enomoto, T., A. Kuwano-Yoshida, N. Komori, and W. Ohfuchi, 2006: Description of AFES 2: improvements for high-resolution and coupled simulations. In *High Resolution Numerical Modelling of the Atmosphere and Ocean*. W. Ohfuchi and K. Hamilton (eds), Springer, New York, in press.
- Miyoshi, T. and S. Yamane, 2007: Local ensemble transform Kalman filtering with an AGCM at a T159/L48 resolution. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 3841–3861.
- Miyoshi, T., S. Yamane, T. Enomoto, 2007: The AFES-LETKF experimental ensemble re-analysis: ALERA. *SOLA*, **3**, 45–48.
- Ninomiya, K. and T. Murakami, 1987: The early summer rainy season (Baiu) over Japan. In *Monsoon Meteorology*, 93–121, Oxford U. Press.
- Ninomiya, K. and T. Akiyama, 1992: Multi-scale features of Baiu, the summer monsoon over Japan and the east Asia. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 467–495.
- Numaguti, A., M. Takahashi, T. Nakajima, A. and Sumi, 1997: Description of CCSR/NIES/Atmospheric General Circulation Model. *CGER's Supercomputer Monograph Report*, **3**, National Institute of Environmental Sciences, Tsukuba, Japan, 1–48.
- Ohfuchi, W., H. Nakamura, M. K. Yoshioka, T. Enomoto, K. Takaya, X. Peng, S. Yamane, T. Nishimura, Y. Kurihara, and K. Ninomiya, 2004: 10-km mesh meso-scale resolving simulations of the global atmosphere on the Earth Simulator—Preliminary outcomes of AFES (AGCM for the Earth Simulator). *J. Earth Simulator*, **1**, 8–34.
- Petterssen, S., 1936: Contribution to the theory of frontogenesis. *Geophys. Publ.*, **11**(6), 1–27.
- Petterssen, S., 1956: *Weather Analysis and Forecasting, Vol. 1, Motion and Motion Systems*. 2nd ed. McGraw-Hill, 428pp.