

大気海洋結合モデルを用いた 2010 年夏の季節予測実験

安田珠幾・仲江川敏之・藤井陽介(気象研)・高谷祐平(気象庁)・蒲地政文・尾瀬智昭(気象研)

1. はじめに

2010 年夏、日本では過去最高の平均気温を記録し、世界でもロシアの熱波やパキスタンの豪雨などの異常な天候が続いた。熱帯太平洋では El Niño 現象が終了し La Niña 現象が急速に発達した。また、熱帯インド洋や熱帯大西洋では高い海面水温 (SST) 偏差が持続した。では、2010 年夏の猛暑には何が最も効いていたのだろうか。本研究では、大気海洋結合モデルを用いて 2010 年夏の季節予測実験を行い、熱帯海洋の変化が大気場に及ぼした影響について調べた。

2. 予測システムと予測実験

本研究で使った大気海洋結合モデルは、気象庁と気象研究所で開発された季節予報モデル (JMA/MRI-CGCM; Yasuda et al. 2007; Takaya et al. 2010) であり、気象庁季節予報システムとして現業運用されている。大気海洋結合モデルは、気象庁統一全球大気モデルと気象研究所共用海洋大循環モデル (MRI.COM; 石川ほか 2005) で構成され、解像度は大気 TL95L40、海洋 1-0.3 度 50 層である。海洋モデルの計算領域は 75S-75N であり、海氷は気候値分布を与えている。本研究では、2010 年夏をターゲットとして、2010 年 4 月 26-30 日の 00Z, 12Z を初期値 (10 メンバー) とした予測実験を行った (以下、CTRL 実験: 表 1)。初期値として、大気再解析データ (JRA25/JCDAS; Onogi et al. 2007) による大気初期値と、気象研究所海洋データ同化システム (MOVE/MRI.COM-G; Usui et al. 2006) による海洋初期値を使用した。

3. 2010 年夏の予測結果

図 1 に、大気海洋結合モデルで予測された 2010 年夏 (6-8 月平均) の大気場偏差を示す。総じて、2010 年夏のモデルの偏差場は観測に比べて小さい。これは、モデルの経年変動が観測に比べて小さいことが原因である。ただし、予測、観測について、1979 年から 2006 年までの夏の経年変動の標準偏差でそれぞれ規格化した「規格化偏差」で表すと、2010 年夏のモデル規格化偏差は、観測と同程度の大きさを持つ。850hPa 気温偏差では、日本周辺での正偏差とその南の負偏差が再現され、熱帯インド洋から西太平洋にかけての正偏差、熱帯大西洋の正偏差が観測と同程度に大きい。また、2010 年夏の特徴とされる太平洋高気圧の強化と北西への張り出しが再現されており、熱帯大西洋、熱帯インド洋での海面気圧負偏差なども観測と一致する。

OLR 及び 200hPa 速度ポテンシャルの 2010 年夏の偏差を示す。観測と一致する点として、熱帯インド洋と熱帯大西洋の対流が活発であり、西太平洋の対流は、フィリピン付近では不活発、日本南海で活発、日本付近で不活発である。2010 年 7 月に起きたパキスタン豪雨は、2010 年夏の異常気象の一つである。予測でも、アラビ

ア海から北に対流活発域が延びている。対流圏上層の大規模な発散収束場は、熱帯大西洋で発散、熱帯太平洋の収束が大きい。ただし、予測では東部インド洋から西部熱帯太平洋にかけての発散場が弱い。これは、La Niña 現象の予測が不十分だったことが原因であると考えられる。

図 2 に、大気海洋結合モデルで予測された 2010 年夏の SST 偏差を示す。東部熱帯太平洋の負偏差、熱帯インド洋と熱帯大西洋の正偏差、西部北太平洋中緯度域の正偏差などの空間分布は観測を再現している。熱帯インド洋や熱帯大西洋では観測と同程度の正偏差が予測されているが、熱帯太平洋の SST 偏差では観測の半分以下で、SST 偏差の東西勾配も小さい。現実には、2010 年春から夏に El Niño 現象から La Niña 現象へ移行したが、予測ではこの移行の予測が不十分であった。このことが、2010 年夏の東 (西) 部赤道太平洋の負 (正) 偏差が小さい原因であり、対流圏上層の発散収束場 (図 1d) にも影響したと考えられる。

4. 熱帯 SST 偏差の影響

熱帯太平洋の SST 変動は全球大気海洋に大きな影響を与える。大気海洋結合モデルでは、La Niña 現象の発達を十分予測できなかった。では、El Niño 現象から La Niña 現象への移行を予測できていたら、日本周辺の大気場の予測は異なっただろうか。また、熱帯インド洋や熱帯大西洋の SST 正偏差が非常に大きかったが、それらは日本に影響を及ぼしたのだろうか。そこで本研究では、大気海洋結合モデルを用いて、熱帯太平洋 (15S-20N, 125E-90W)、熱帯インド洋 (15S-30N, 40-100E)、熱帯大西洋 (15S-30N, 90W-20E、太平洋域を除く) のそれぞれに観測 SST 偏差を予測期間中に与え続ける感度実験を行った (実験名をそれぞれ TPAC、TIND、TATL 実験とする)。図 3 に観測 SST 偏差を与えた海域を示す。海洋初期値は、観測 SST 偏差を与える海域は 2010 年 4 月末の値、その海域以外では気候値を用いた。海洋初期値の気候値は、1979 年から 2006 年までの 4 月同日の海洋初期値を平均して作成した。観測偏差の海域と気候値の海域の境界は、東西南北 10 度幅で線形に緩やかに接続した。大気初期値は 3 実験とも 2010 年 4 月末の値を用いた。

各感度実験で得られた 2010 年夏の SST を図 3 に示す。TPAC 実験では、観測 SST 偏差を与えた熱帯太平洋以外の SST 偏差は小さい。しかしながら、TATL 実験では、熱帯大西洋以外に、熱帯インド洋から西太平洋にかけて標準偏差を超える正の SST 偏差が広がる。西太平洋の SST 正偏差は TIND 実験でも見られる。このように、西部熱帯太平洋では、3 実験ともに SST 偏差の変化が認められた。一方、CTRL 実験で予測された北太平洋中央部の正偏差は、TATL 実験でも再現された。これらは、観測 SST 偏差を与えない海域で大気海洋結合過

程により SST が変化したことを意味する。北太平洋中緯度域 SST に対しては、熱帯大西洋の SST 偏差の影響が大きく、熱帯太平洋や熱帯インド洋 SST 偏差の影響が小さいことが示唆される。

図 4 に 3 つの感度実験における大気場の応答を示す。CTRL 実験や観測では北太平洋 30N の南北で 850hPa 気温偏差の負号が異なるが、TATL 実験でもその特徴がはっきり表れている。TATL 実験の海面気圧の正偏差は北太平洋の広い範囲で大きく、西へ張り出している。これらの結果は、2010 年夏の太平洋高気圧の発達に熱帯大西洋の SST 偏差が重要であったことを示す。

OLR に関して、インド洋の負偏差、西部熱帯太平洋での正偏差が、TIND 実験と TATL 実験に共通してみられる。また、インド洋の SST 偏差が高い時、日本付近は対流活発になりやすく、TIND 実験ではこの特徴が再現されている。しかしながら、TATL 実験では、日本付近では対流は不活発である。すなわち、どちらの実験でもインド洋の SST は正偏差になったが、日本付近の対流活動は単なるインド洋の昇温に対する応答ではない。一方、TPAC 実験では、西部熱帯太平洋で対流活発、日本付近では不活発となっており、La Niña 時の夏の特徴と一致する。また、TIND 実験や TATL 実験では CTRL 実験で見られたアラビア海からパキスタンにかけて対流活発域が広がっている。インド洋の SST 正偏差がパキスタンの豪雨の要因のひとつであった可能性が示唆される。

200hPa 速度ポテンシャルは、TPAC 実験でインド洋東部から西部熱帯太平洋にかけて発散場、東部熱帯太平洋で収束場となり、La Niña 現象時の特徴を示す。3 実験とも、観測 SST 偏差を与えた海域が発散域となるが、太平洋での収束は特に TATL 実験で大きく、太平洋高気圧の強化をもたらしたと考えられる。

5. 熱帯インド洋SSTの上昇

El Niño 現象後の春から夏にかけて、南インド洋の SST が昇温した後に北インド洋の SST が昇温することが知られている (Klein et al. 1999; Xie et al. 2002; Lau and Nath 2003; Du et al. 2009)。南北半球非対称な SST 偏差の変化には、海洋力学や大気海洋間の風-蒸発-SST (WES) フィードバックが重要である (Xie and Philander 1994; Kawamura et al. 2001; Du et al. 2009)。また、夏のインド洋での SST 正偏差に対する Matsuno-Gill 応答 (Matsuno 1966; Gill 1980) により、フィリピン付近では東風偏差、対流不活発域となり、その北では、西風偏差、対流活発域となる (Xie et al. 2009)。この偏差パターンは、TIND 実験におけるインド洋から西太平洋の OLR (図 5f) や海面気圧偏差場 (図 6e) に見られる。また、夏のインド洋 SST が高い時には日本は低温になる傾向があり (遠藤, 2005)、TIND 実験の SST 偏差場 (図 3c) は、日本付近で低温傾向を示す。このように、TIND 実験が熱帯インド洋 SST 偏差に対する大気の応答を再現できている。

2009/10 年は El Niño 現象が発生したが、2010 年のインド洋の変化は El Niño 現象後の典型的な変化とは異なるものであった。まず El Niño ピーク時にインド洋での東風偏差が見られなかった。これは、2009/10 の El Niño 現象が、赤道太平洋東部に SST 正偏差をもつ従来の El Niño ではなく、赤道太平洋中央部に SST 正偏

差中心を持つ El Niño であったためであると考えられる。この結果、西部熱帯太平洋から熱帯インド洋にかけての広い範囲で西風偏差となり、南インド洋で水温躍層が深くならず、昇温が抑制された。また、2010 年春の海上風偏差は、El Niño 現象後に典型的な偏差とは逆であった。この場合、季節風の気候場との関係から、北インド洋で WES フィードバックが働き、北インド洋で昇温する。このため、2010 年の北インド洋の昇温時期は、El Niño 現象後に典型的な昇温時期より早かったと考えられる。さらに、El Niño に対する応答としての変化は際立って大きいわけではなく、インド洋の SST は長期トレンドの寄与が大きく、2010 年夏のインド洋 SST は過去 30 年でも最も高かった。

6. 熱帯大西洋SSTの上昇

本研究では、2010 年夏の北太平洋の大気海洋場には、熱帯大西洋の SST の正偏差の影響が大きいたことが明らかとなった。熱帯大西洋の SST 偏差が大きかった要因を考察したところ、2010 年春の熱帯大西洋における SST の正偏差は、2010 年冬の NAO の負偏差が非常に大きかったことが原因と考えられる (図略)。

7. まとめ

大気気海洋モデルによる 2010 年夏の予測は、モデル大気の経年変動が小さいため、2010 年夏の偏差自体は小さいが、規格化偏差では、観測された 2010 年夏の中緯度大気の特徴を概ね再現した。ただし、La Niña 現象の急速な発達の予測は不十分であった。また、熱帯 SST 偏差に対する大気海洋の応答を調べた結果、熱帯太平洋における SST 偏差の日本・東アジア大気への影響は相対的に小さく、熱帯大西洋における SST 偏差の影響が大きかった。

以下に、季節予測実験から得られた結果をまとめる。

- (1) 日本に寒冬をもたらした 2009/10 年冬の強い NAO は、春までに熱帯大西洋の SST を記録的に上昇させた。この熱帯大西洋の SST 正偏差は夏まで持続し、熱帯大西洋では上昇流偏差、熱帯太平洋で下降流偏差を生み出し、太平洋高気圧を強化した。また、2010 年夏の熱帯大西洋での SST 正偏差は、インド洋の SST を上昇させ対流を活発にする効果があった。
- (2) 2009/10 年の El Niño 現象は赤道太平洋中央部に SST 正偏差の中心を持つ El Niño であった。そのため、その後のインド洋は El Niño 現象後に典型的な応答とは異なった変化を示した。El Niño に対する応答としての変化は際立って大きかったわけではなく、長期トレンドの寄与が大きかった。ただし、インド洋の SST 偏差が正の時日本は低温になりやすいという関係は、2010 年の熱帯インド洋 SST 偏差を用いた TIND 実験でも確認された。しかしながら、CTRL 実験や観測の西太平洋は、TIND 実験の分布とは異なるため、インド洋 SST 偏差の影響は大きくなかったと考えられる。
- (3) La Niña に伴う西部熱帯太平洋の対流活動の変化が TPAC 実験によって確認されたが、日本の夏の猛暑へ及ぼした影響は相対的に小さかった。

本研究では、2010 年夏の日本の猛暑は 2010 年冬の負の NAO が過去にないほど強かったことが原因であ

るとの結論を得た。2010 年のような強い NAO とそれに続く熱帯大西洋での SST 偏差が今後も起きるのか注目する必要がある。

参考文献

- Du, Y., S.-P. Xie, G. Huang, and K. Hu, 2009: Role of air-sea interaction in the long persistence of El Niño-induced North Indian Ocean warming. *J. Climate*, 22, 2023-2038.
- Gill, A. E., 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulations. *Q. J. R. Meteor. Soc.*, 106, 447-462.
- Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto, and T. Matsumoto, 2005: Objective analyses of sea-surface temperature and marine meteorological variables for the 20th century using ICOADS and the Kobe Collection. *Int. J. Climatol.*, 25, 865-879.
- Kawamura, R., T. Matsuura, and S. Iizuka, 2001: Role of equatorially asymmetric sea surface temperature anomalies in the Indian Ocean in the Asian summer monsoon and El Niño-Southern Oscillation coupling. *J. Geophys. Res.*, 106, 4681-4693.
- Klein, S.A., B.J. Soden and N.-C. Lau, 1999: Remote sea surface temperature variations during ENSO: Evidence for a tropical atmospheric bridge. *J. Climate*, 12, 917-932.
- Matsuno, T., 1966: Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *J. Meteor. Soc. Japan*, 44, 25-43.
- Lau, N.-C., and M.J. Nath, 2003: Atmosphere-ocean variations in the Indo-Pacific sector during ENSO episodes. *J. Climate*, 16, 3-20.
- Liebmann B., and C. A. Smith, 1996: Description of a Complete (Interpolated) Outgoing Longwave Radiation Dataset. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 1275-1277.
- 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, 2007: The JRA-25 Reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, 85, 369-432.
- Takaya, T., T. Yasuda, T. Ose, T. Nakaegawa, 2010: Predictability of the mean location of typhoon formation in a seasonal prediction experiment with a coupled general circulation model. *J. Meteor. Soc. Japan*, 88, 799-812.
- Usui, N., S. Ishizaki, Y. Fujii, H. Tsujino, T. Yasuda, and M. Kamachi, 2006: Meteorological Research Institute Multivariate Ocean Variational Estimation (MOVE) System: Some early results. *Adv. Space Res.*, 37, 806-822.
- Xie, X.-P., and S. G. H. Philander, 1994: A coupled ocean-atmosphere model of relevance to the ITCZ in the eastern Pacific. *Tellus*, 46A, 340-350.
- Xie, S.-P., H. Annamalai, F. A. Scott, and J. P. McCreary, 2002: Structure and mechanisms of South Indian Ocean climate variability. *J. Climate*, 15, 864-878.
- Xie, S.-P., K. Hu, J. Hafner, Y. Du, G. Huang, and H. Tokinaga, 2009: Indian Ocean capacitor effect on Indo-western Pacific climate during the summer following El Niño. *J. Climate*, 22, 730-747.
- Yasuda, T., Y. Takaya, C. Kobayashi, M. Kamachi, H. Kamahori and T. Ose, 2007: Asian Monsoon Predictability in JMA/MRI Seasonal Forecast System, CLIVAR Exchanges, 43, 18-24.
- 石川一郎・辻野博之・平原幹俊・中野英之・安田珠幾・石崎廣, 2005: 気象研究所共用海洋大循環モデル (MRI.COM) 解説. 気象研究所技術報告, 47, 1-189.
- 遠藤洋和, 2005: 2003 年冷夏の解析～2002/03 エルニーニョ現象後の夏～, 気象研究ノート, 210, 99-110.

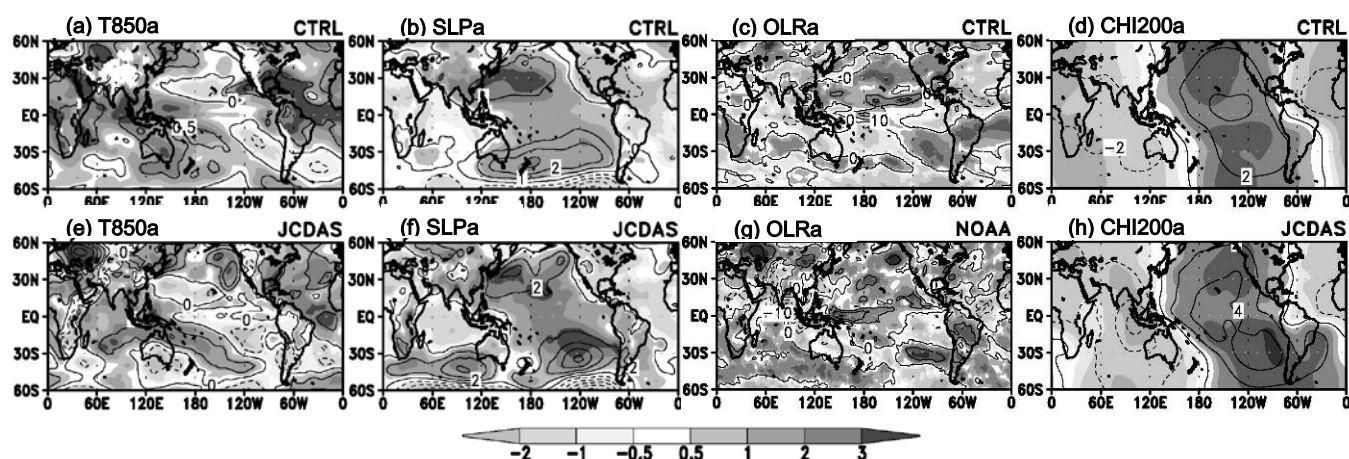


図 1: 大気海洋結合モデルで予測された 2010 年夏 (6-8 月) の (a) 850hPa 気温偏差、(b) 海面気圧偏差、(c) 大気上端上向き長波放射 (OLR) 偏差及び (d) 200hPa 速度ポテンシャル偏差。観測 (JRA25/JCDAS) の 2010 夏の (e) 850hPa 気温偏差、(f) 海面気圧偏差、(g) 大気上端上向き長波放射 (OLR) 偏差及び (h) 200hPa 速度ポテンシャル偏差。モデル予測値は 10 メンバーアンサンブル平均。等値線間隔は、(a) 0.5°C、(b) 0.5hPa、(c) 10Wm⁻²、(d) 2×10⁶m³s⁻¹、(e) 1°C、(f) 1hPa、(g) 10Wm⁻²、(h) 4×10⁶m³s⁻¹。陰影部はモデル・観測それぞれの夏の年々変動の標準偏差で規格化した偏差を表す。

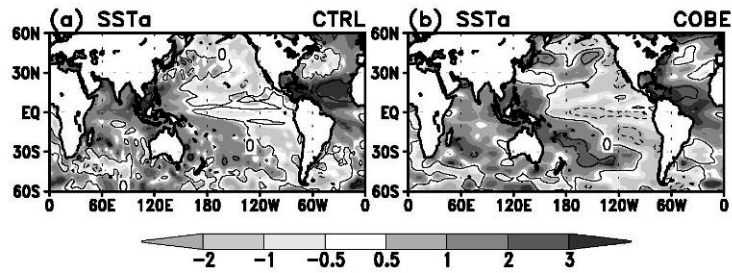


図 2 : (a) 大気海洋結合モデルによる予測と (b) 観測 (COBE) における 2010 年夏 (6-8 月) の SST 偏差。モデル予測値は 10 メンバーアンサンブル平均。等値線間隔は 1°C 。陰影部はモデル・観測それぞれの夏の年々変動の標準偏差で規格化した偏差を表す。

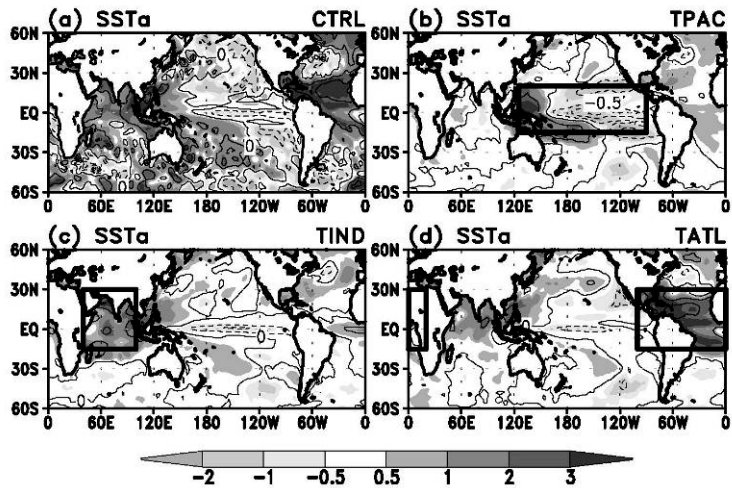


図 3 : 図 2 と同じ。ただし、(a) CTRL 実験、(b) TPAC 実験、(c) TIND 実験、(d) TATL 実験。等値線間隔は 0.5°C 。矩形の実線は観測 SST 偏差を与えた海域を表す。

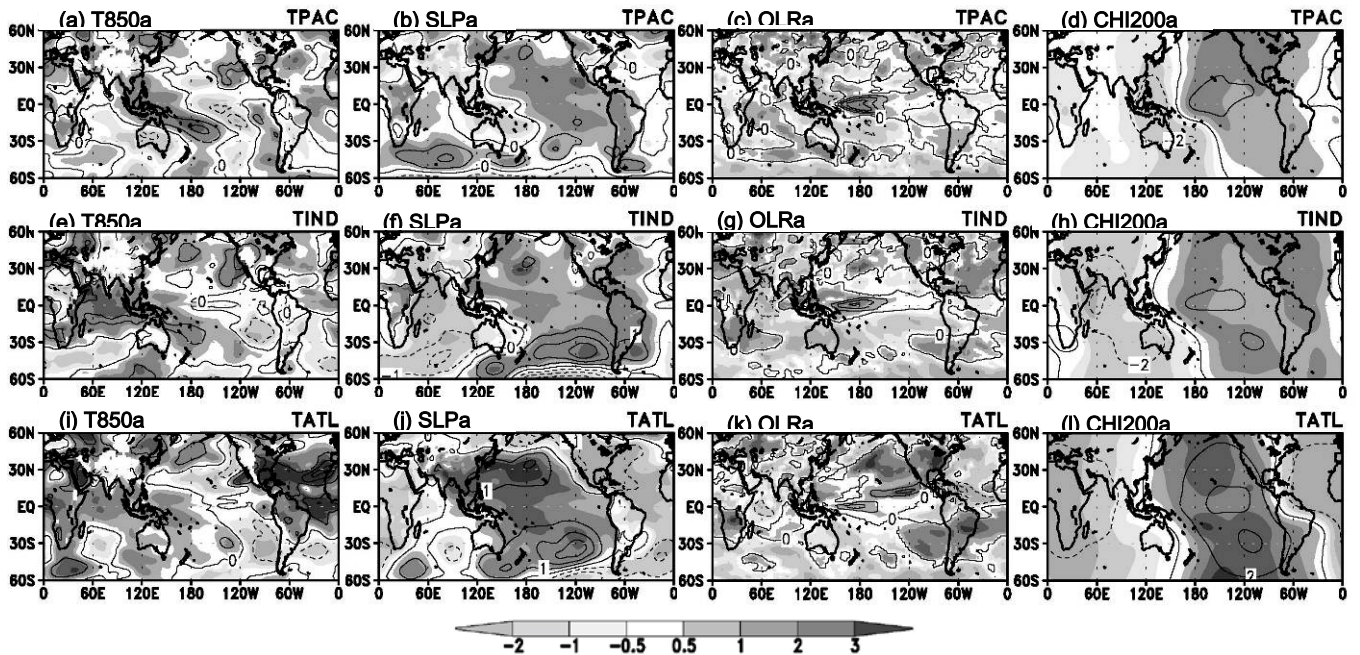


図 4 : 図 1 と同じ。ただし、(a) (e) (i) 850hPa 気温偏差 (等値線間隔は 0.5°C)、(b) (f) (j) 海面気圧偏差 (等値線間隔は 0.5hPa)、(c) (g) (k) OLR 偏差 (等値線間隔は 10Wm^{-2})、(d) (h) (l) 200hPa 速度ポテンシャル偏差 (等値線間隔は $2 \times 10^6\text{m}^3\text{s}^{-1}$)。 (a) ~ (d) TPAC 実験、(e) ~ (h) TIND 実験、(i) から (l) TATL 実験。