

エルニーニョ・南方振動の時間変化の非対称性

大庭 雅道^{1*}

¹一般財団法人電力中央研究所（〒270-1194 千葉県我孫子市我孫子1646）

* E-mail: oba-m@criepi.denken.or.jp

熱帯太平洋上で発生するエルニーニョ・南方振動（ENSO）は、大気の流れを介して世界中に影響をもたらす大気海洋結合系の代表的な気候変動モードである。これまでに、ENSOの経年変動メカニズムを説明するために、幾つかの振動モデル（振動子理論）が考えられており、その線形的な発達・衰弱・遷移の振る舞いに関しては既に先行研究において説明がなされている。しかしながら実際の観測結果では、正位相から負位相への遷移は急速に進行するのに対し、負位相から正位相への遷移では多くのイベントで停滞する傾向があり、このような遷移プロセスの差異について従来の振動子理論では説明が困難であった。本研究ではデータ解析・モデル実験を用いて、ENSOの非対称性はエルニーニョ時とラニーニャ時の大気の流れの非線形的な応答によって発生していることを示した。

Key Words : *El Niño–Southern Oscillation, asymmetry, climate model*

1. はじめに

熱帯太平洋上で発生するエルニーニョ・南方振動（El Niño–Southern Oscillation; ENSO）は、大気の流れを介して地球上の他の地域へ大きく影響する。これまでに、ENSOの経年変動のメカニズムを説明するために、幾つかの振動モデルが考えられてきた。西太平洋振動子(Weisberg and Wang 1997)、再充填振動子 (Jin 1997) はその理論モデル中でも特に重要な役割を果たすと考えられているものであり、これら振動子理論ではその線形的な発達・衰弱・遷移の振る舞いを説明することに成功している。しかしながら、実際の観測結果では正位相から負位相への遷移は急速に進むのに対し、負位相から正位相への遷移は多くのイベントで停滞する傾向があり (Kessler 2002)、従来の振動子理論だけでは説明が困難であることが知られている(Hasegawa et al. 2006)。しかし、現存する気候モデルなどの全球大気海洋結合モデルではENSOイベントの頻度が高くなる・線形的な振動をするなど、多くのモデルで修正再充填振動子 (Jin and An 1999) に代表されるような海洋内部の力学に依存してしまう傾向が見られる。

1999-2001年に発生した中央アジアでの長期旱魃のように、La Niñaの持続は地球規模で水資源に深刻な影響をもたらすことから、季節予報のスキル

向上のために、ENSO正負位相の遷移システムの非対称性を理解することは重要であると考えられる。しかしながら、ENSOの遷移プロセスの差違に対し、海洋内部の力学的効果に注目した研究はあるものの (An and Jin 2004)、Hoerling et al. (1997) やKang and Kug (2002) で述べられているような大気の流れの応答やその非対称性に注目した研究は少ない。これまで、ENSOに関連した海面水温(Sea Surface Temperature: SST) 偏差に対する大気（非断熱加熱）の非線形的な応答がENSO自身の遷移プロセスにどのような効果がもたらすかを中心に、観測・理論・モデル・長期変動・予測精度などの観点で調べてきた (Ohba and Ueda 2009; Ohba et al. 2010; Ohba and Watanabe 2012; Ohba 2013)。本研究では、これまでの研究概要を紹介するとともに、今後の課題について議論する。

2. データとモデル

モデルによる感度実験には、気候モデルMRI-CGCM2.3 (Yukimoto et al. 2006) の大気大循環モデル (T42, L30) を用いた。大気の流れの診断解析には、ECMWFの再解析データ (ERA-40; Simmons and Gibson 2000)。SSTはExtended Reconstructed Sea Surface Temperature ver.2 (Smith and Reynolds 2004)。

また、中央東太平洋の温度躍層厚変動を見積るために、1.5層海洋モデル (通減重力モデル: Zebiak and Cane 1987) を用いた。

3. ENSO遷移期における大気・海洋の非対称性

図1は正・負位相時における北半球冬 (DJF) の Niño 3.4 indexに対するSSTの片側ラグ回帰 (-12~+12ヶ月) の経度時間断面図である。Niño3.4 indexは、Niño3.4海域と呼ばれる海域 (西経170度から120度まで、北緯5度から南緯5度まで) の海面水温を平均して長期時間平均を引いた偏差の時系列である。ENSO正位相 (El Niño) 時における中央-東太平洋のSST正偏差は、北半球冬の成熟後に急速に減衰して負偏差へ転換している (図1)。一方、負位相時におけるSST負偏差はある程度減衰するものの、次の年に再発達している (図1)。このことから、片側ラグ回帰による解析は、ENSOの遷移の非対称性をある程度捕らえられていると考えられる。

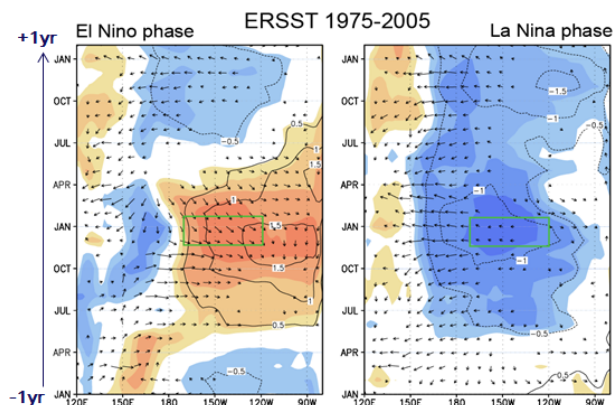


図-1 赤道太平洋上の海面水温偏差の(左)正と(右)負のDJF Niño 3.4 indexに対する片側ラグ回帰の経度時間断面図。

温度躍層厚の変動に直接影響を与えている太平洋上の赤道風と、温度躍層厚時間変化に対する片側ラグ回帰の結果を示す (図2)。正位相時において、発達期には赤道中央太平洋に西風偏差が見られる。この西風偏差は成熟期の北半球冬になると急速に減衰し、同時に西太平洋上では東風偏差の流入が見られる (図2a)。成熟期におけるこれらの赤道東西風の急速な変化は海洋亜表層での冷水ケルビン波の発生 (図2c) の誘因となり、ENSOの遷移を加速させるように働いている (図1)。反対に、負位相時における赤道東風偏差は引き続き春まで持続しており (図2b)、温度躍層厚の回復が少しずつ進むことから (図2d)、負位相から正位相へのENSOの遷移を妨げていると考えられる。

このように赤道風偏差には正位相と負位相で大き

な違いが見られたものの、再充填振動子理論で指摘されるような海洋内部力学による遷移プロセス (海洋内部の南北熱輸送) は本解析では兩位相で概ね対称的であり (図章省略)、遷移の非対称性は海洋内部力学ではなく、赤道直下における風偏差の非対称性に依存していると考えられる。

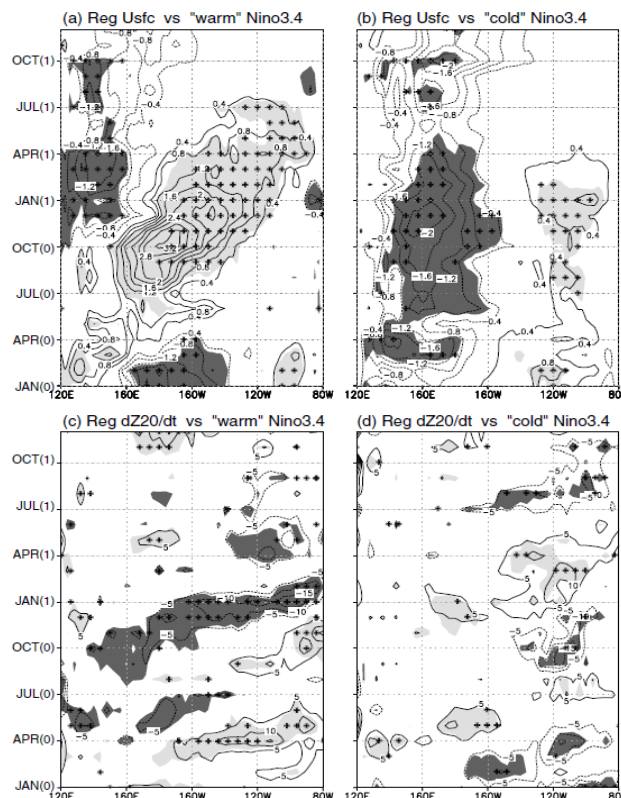


図-2 赤道太平洋上における表層東西風の(a)正と(b)負のDJF Niño 3.4 indexに対する片側回帰の経度時間断面図。(c)と(d)は(a)と(b)と同様、但し、温度躍層厚の時間変化に対する回帰。

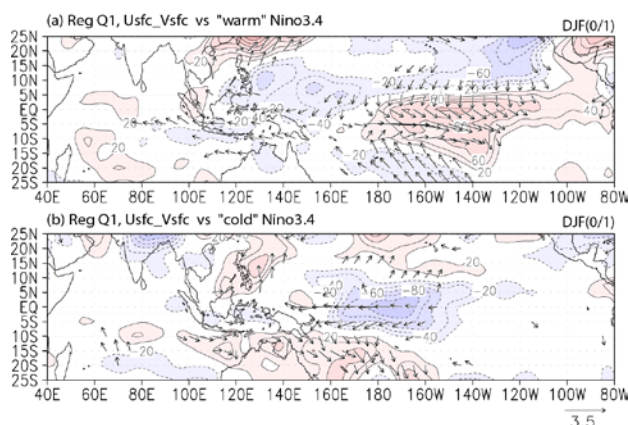


図-3 非断熱加熱と表層風の (a)正と(b)負のDJF Niño 3.4 indexに対する片側ラグ回帰。

そこで、より表層風の詳しい時空間的な差違を見つけるために、非断熱加熱 (ここでは対流活動の指

標)と表層風の片側ラグ回帰の空間分布を示す(図3)。この図より、正位相と負位相では三つの大きな違いが存在することがわかる。一つは、正位相時に比べ、成熟期における負位相時の非断熱加熱偏差と表層風偏差の空間分布が中央太平洋から西側に20°シフトしていることである(図3a, 3b)。また、成熟期後の両偏差の発達が異なる。負位相の減衰期においては、中央太平洋上の非断熱加熱偏差が赤道上に残ってしまっているのに対して、正位相時ではその空間分布が南側にシフトし、赤道中央太平洋上の西風は北半球冬(DJF)においては赤道をまたぐ北西風へと変化している。これは季節的なダブルITCZの発生を引き起こす、冬から春にかけて起こる赤道東部太平洋南側での海面水温上昇と関係している(Vecchi 2006)。そして、三つ目は正位相時にのみ見られる、赤道西部太平洋上に発生する東風偏差である(図3a)。これはENSOの遷移を促進する効果として働く(e.g., Wang et al. 1999; Ohba and Ueda 2007)。従って、季節的に発生する対流活動偏差の空間的な差違がENSOの遷移の非対称性に繋がることが考えられる。

4. 理想化したモデル実験

観測で見られた遷移の特徴をふまえて、大気大循環モデル(AGCM)にENSOに関連したSST偏差を2年間強制する実験を行った。

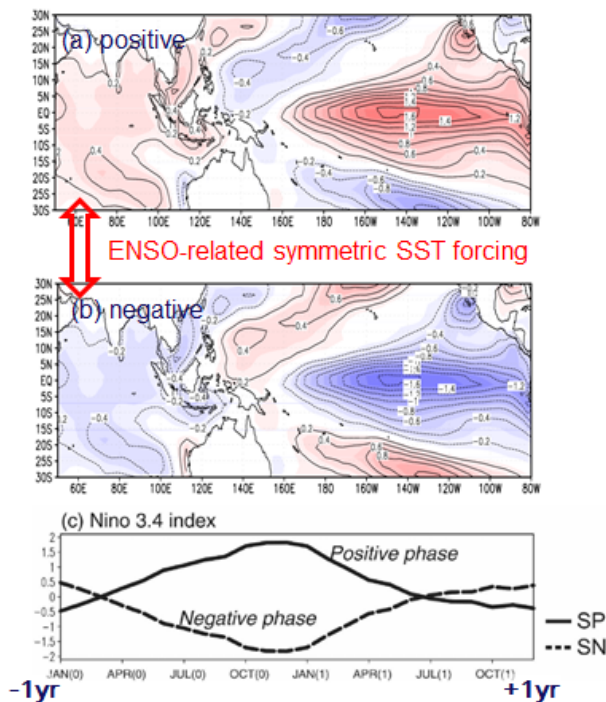


図4 強制したSST偏差の時間変化

この強制実験には観測の過去50年で最も強かった“5つのEl Niño event” minus “5つのLa Niña event”のSST偏差のコンポジットを使用した。このコンポジットSST偏差を正位相で与える実験(Symmetric Positive run: SP)と負位相で与える実験(Symmetric Negative run: SN)の二つを行った。図4に与えたSST偏差の時間変化を示す。初期値を変えて15アンサンブルメンバーで行った。

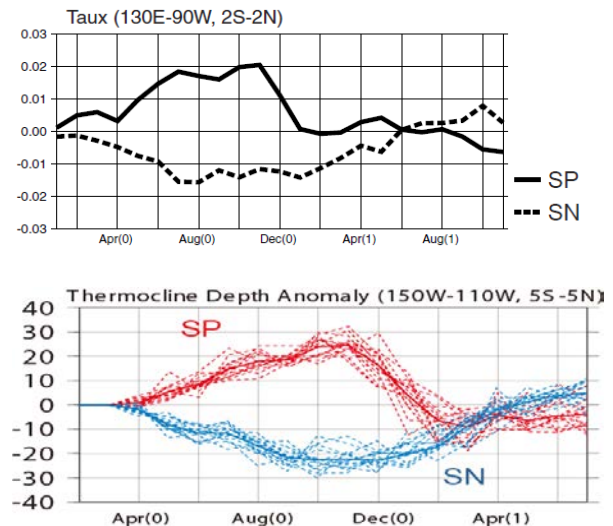


図5 (上) 赤道太平洋上で東西平均された東西風偏差のSP-runとNP-runに対する応答。(下) SP-runとNP-runに対する風の応答を線形海洋モデルに与えた結果。

図5はこのSST偏差の強制に対する赤道太平洋上で東西平均されたAGCMの東西風偏差の時間変化とそれに対する線形海洋モデルの応答(温度躍層偏差)である。正負位相で同様の時空間分布のSST偏差を与えたのにも関わらず、赤道太平洋上の赤道風は非対称の振る舞いを示し、それによりENSOの遷移の非対称性に影響(非対称の温度躍層偏差の時間変化)を与えていることがわかる。つまり、熱帯太平洋のSST偏差に対する大気場の非線形的な応答は、正位相時の急速な遷移と、負位相時の遷移の遅延をもたらす。

より理論的な検証を行うため、経験的に計算された風の応答モデルを線形1.5層減重力海洋モデルに線形結合させたハイブリッド線形大気海洋結合モデルを構築し、ENSOに伴う中央-東太平洋のSST偏差に対する、大気場の非線形的な応答の重要性の確認を行った。

i) 線形的な風の応答モデルを使用した場合(図6a)と ii) 非対称な風の応答を使用した場合(図6b)の大気海洋結合不安定モードの時間発達を調べた。i) では過去の振動子理論で示されたのと同様の線形的

な単振動を示したが、ii) では正位相から負位相への遷移は急速であるにもかかわらず、負位相から正位相への遷移時に2-4年遅延する傾向が見られる。この特徴は観測のENSOの変動とかなり酷似している(図6c)。

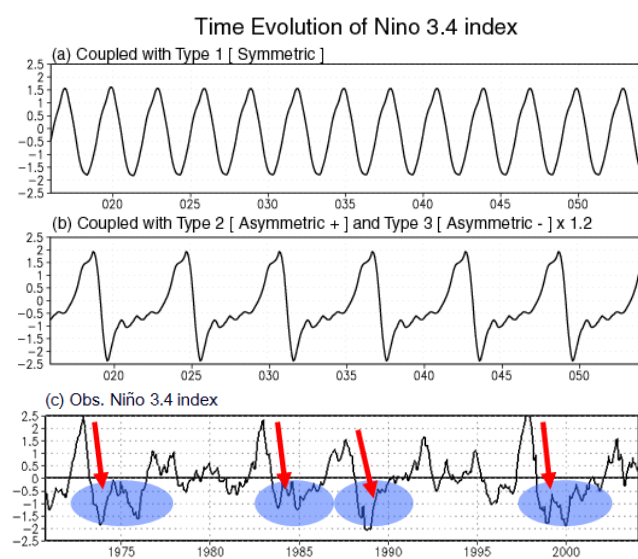


図-6 ハイブリッド線形大気海洋結合モデルにおけるNino3.4 indexの応答。大気場の応答に(a)線形回帰モデルと(b)片側線形回帰モデルを使用したもの。(c) 観測のNino3.4 indexの時間変化。

本結果からも、SST偏差に対する大気の実線形的な応答がENSOの遷移プロセスの非対称性を理解する上ではかなり重要であることが確認され、大気海洋結合系に本来内在する不安定モードの時間変化は図6bのようであることが示唆された。

5. まとめ

過去の観測データの解析では、El NiñoからLa Niñaへの遷移は振動子理論で説明されるように周期的であるが、La NiñaからEl Niñoへの遷移は不明瞭であることが指摘されていた (e.g., Kessler 2002)。本研究から、観測データの解析と各種モデル実験により、このENSOの遷移の非対称性が主に大気場(特に対流活動域)の応答の違いから来ており、El Niñoでは冬から春に遷移プロセスが卓越するが、La Niñaは再発達しやすいことが示された。図7に明らかになったENSOの非対称遷移プロセスの模式図を示す。正位相時(図7, エルニーニョ時)では冬から春にかけてフィリピン上の高気圧偏差の南端で赤道東風偏差を励起するとともに、中央太平洋上の西風偏差が南方にシフトすることで海洋亜表層に冷水ケルビン波を励起し、東太平洋上の温度躍層を浅くす

ることで急速な負位相への遷移を誘発する。一方で、負位相時(図7, ラニーニャ時)には赤道中央太平洋上の東風偏差が春まで卓越し、結果的に引き続く遷移を遅延させる。この非対称性は対流活動域の空間分布の特徴からも、北半球冬から春における海面水温基本場、特に対流活動の活発化と関連する27°C域(e.g., Graham and Barnett 1987)の空間分布とその季節変化とかなり深く関連すると考えられる。

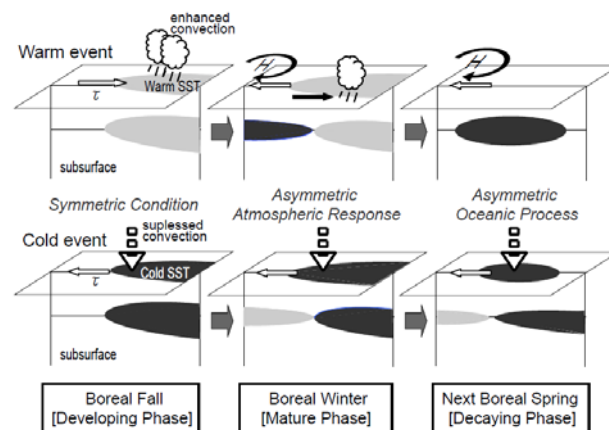


図-7 非対称の遷移プロセスを示した模式図。(上図)エルニーニョ時、(下図)ラニーニャ時。

Hoerling et al. (2001) では中央-東太平洋の海面水温偏差の年々変動が一標準偏差を超えると大気場の空間分布の位相シフト現れること示しており、ENSOの遷移の非対称性は強いENSO eventではさらに明瞭になると考えられる。これはEl Niñoの振幅が強いほど遷移しやすいとする過去の研究とも矛盾しない(e.g., Horii and Hanawa 2004; Hasegawa et al. 2006)。また、このようなENSOの非対称の振動は大気場の橋を介して中緯度、亜熱帯の海洋亜表層に非対称の影響を残し、南半球の亜熱帯域海面水温の変動を介して太平洋の10年規模変動を引き起こす要因の一つとなることも考えられる (e.g., Luo and Yamagata 2001)。太平洋10年規模変動に関連した大気場の応答がLa Niña時の大気応答と近いことから、このENSOの非対称性が10年規模変動の理解とその予測の鍵になるのではないかと考えられる。

参考文献

- 1) An, S.-I., and F.-F. Jin, 2004: Nonlinearity and asymmetry of ENSO. *J. Climate*, 17, 2399–2412.
- 2) Hasegawa, T., T. Horii, and K. Hanawa, 2006: Two different features of discharge of equatorial upper ocean heat content related to El Niño events. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L02609, doi:10.1029/2005GL024832.
- 3) Hoerling, M. P., A. Kumar, and M. Zhong, 1997:

- El Niño, La Niña, and the nonlinearity of their teleconnections. *J. Climate*, 10, 1769-1786.
- 4) Hoerling, M. P., A. Kumar, and T.-Y. Xu, 2001: Robustness of the nonlinear atmospheric response to opposite phases of ENSO. *J. Climate*, 14, 1277-1293.
 - 5) Horii, T., and K. Hanawa, 2004: A relationship between timing of El Niño onset and subsequent evolution. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L06304, doi:10.1029/2003/GL019239.
 - 6) Jin, F.-F., 1997: An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. Part I: Conceptual model, *J. Atmos. Sci.*, 54, 811-829.
 - 7) Jin F.-F., and S.-I. An, 1999: Thermocline and zonal advective feedbacks within the equatorial ocean recharge oscillator model for ENSO. *Geophys. Res. Lett.*, 26, 2989-2992.
 - 8) Kang, I.-S., and J.-S. Kug, 2002: El Niño and La Niña sea surface temperature anomalies: Asymmetry characteristics associated with their wind stress anomalies. *J. Geophys. Res.*, 107, 4372, doi:10.1029/2001JD000393.
 - 9) Kessler, W. S., 2002: Is ENSO a cycle or a series of events? *Geophys. Res. Lett.*, 29, 2125, doi:10.1029/2002GL015924.
 - 10) Luo, J.J. and T. Yamagata, 2001 : Long-term El Niño-Southern Oscillation (ENSO)-like variation with special emphasis on the South Pacific. *J. Geophys. Res.*, 106, 22211-22227
 - 11) Ohba, M., and H. Ueda, 2007: An Impact of SST Anomalies in the Indian Ocean in Acceleration of the El Niño to La Niña Transition. *J. Meteor. Soc. Japan*, 85, 335-348.
 - 12) Ohba, M., and H. Ueda, 2009: Role of Nonlinear Atmospheric Response to SST on the Asymmetric Transition Process of ENSO. *J. Climate*, 22, 177-192, doi:10.1175/2008JCLI2334.1.
 - 13) Ohba, M., D. Nohara, and H. Ueda, 2010: Simulation of Asymmetric ENSO Transition in WCRP CMIP3 Multi-model Experiments. *J. Climate*, 23, 6051-6067, doi:10.1175/2010JCLI3608.1.
 - 14) Ohba, M., and M. Watanabe, 2012: Role of the Indo-Pacific Interbasin Coupling in Predicting Asymmetric ENSO Transition and Duration. *J. Climate*, 25, 3321-3335, doi:10.1175/JCLI-D-11-00409.1.
 - 15) Ohba, M., 2013: Important factors for long-term change in ENSO transitivity. *Inter. J. Clim.*, 33, 1495-1509, doi: 10.1002/joc.3529.
 - 16) Simmons, A.J. and J.K. Gibsons, 2000: The ERA40 project plan. ERA40 Project Report Series No. 1, 14, 63pp.
 - 17) Smith, T.M., and R.W. Reynolds, 2004: Improved Extended Reconstruction of SST (1854-1997). *J. Climate*, 17, 2466-2477.
 - 18) Vecchi, G.A. 2006: The termination of the 1997-98 El Niño. Part II: mechanisms of atmospheric change. *J. Climate*, 19, 2647-2664.
 - 19) Wang C., R. H. Weisberg, and J. I. Virmani, 1999: Western Pacific interannual variability associated with the El Niño-Southern Oscillation. *J. Geophys. Res.*, 104, 5131-5149.
 - 20) Weisberg, R. H., and C. Wang, 1997: Slow variability in the equatorial westcentral Pacific in relation to ENSO. *J. Climate*, 10, 1998-2017.
 - 21) Yukimoto, S., A. Noda, A. Kitoh, M. Hosaka, H. Yoshimura, T. Uchiyama, K. Shibata, O. Arakawa and S. Kusunoki, 2006: Present-day climate and climate sensitivity in the Meteorological Research Institute coupled GCM version 2.3 (MRI-CGCM2.3). *J. Meteor. Soc. Japan*, 84, 333-363.
 - 22) Zebiak, S.E. and M.A. Cane, 1987: A model El Niño Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 2262-2278.