

2 エルニーニョ・ラニーニャ現象と関連する全球平均気温や対流圏気温の変動の特徴¹

2.1 はじめに

全球平均気温は、エルニーニョ現象に半年程度遅れて約 0.1℃昇温することが知られている(Newell and Weare 1976, Pan and Oort 1983, Jones 1989, Wigley 2000)。1997 年春～1998 年夏に発生した大規模なエルニーニョ現象の後には、全球平均気温が 0.2℃以上昇温したとの報告もある(Trenberth et al. 2002)。また、気温は全球平均では半年程度遅れて変動するが、領域別で見ると熱帯域ではより早めに、高緯度域ではより遅れて昇温することも知られている(Christy and Mcnider 1994, Angell 2000)。

エルニーニョ・ラニーニャ現象による全球規模の気温への影響を把握することは、季節予報や気候監視の観点より重要であることから、本章では、エルニーニョ・ラニーニャ現象発生後、もしくは発生中だがエルニーニョ監視海域の海面水温の基準値からの差(NINO.3)が小さくなった年(以下、衰退年)で合成した、全球平均地上気温の年平均値及び月平均値、対流圏の気温(層厚換算温度)の月平均値の特徴を調べた。

2.2 データと解析手法

解析に用いたデータや手法は、エルニーニョ・ラニーニャ現象の統計資料と同じである。ここでは、エルニーニョ(ラニーニャ)現象発生後もしくは発生期間中の衰退年を、ポストエルニーニョ(ポストラニーニャ)年と定義した。ポストエルニーニョ年は 1952, 1953, 1958, 1964, 1966, 1970, 1973, 1977, 1980, 1983, 1988, 1992, 1993, 1998, 2003, 2010, 2016, 2019 年の計 18 年、ポストラニーニャ年は 1951, 1956, 1965, 1968, 1972, 1974, 1976, 1985, 1989, 1996, 1999, 2000, 2008, 2011, 2018, 2021 年の計 16 年抽出され、これらの年で合成した気温を評価した。なお、エルニーニョ・ラニーニャ現象が終了する時期(季節)は事例によって異なるものの、抽

出した年では NINO.3 の絶対値が年の前半から後半にかけて小さくなっている(第 1.2-1 図も参照)。特に断りがない限り、統計的に有意な特徴に着目して記述する。

全球平均気温偏差には、気象庁ホームページ²に掲載されている世界の年及び月平均気温偏差の値を用いた。この値は、陸域で観測された気温データ及び海面水温データを用いて算出されたものである。陸域で観測された気温データについては、1880～2010 年までは、米国海洋大気庁(NOAA)が世界の気候変動の監視に供するために整備した GHCN (Global Historical Climatology Network) データを主に使用した。GHCN の地点数は約 300～4,800 地点である。2011 年以降については、気象庁に入電した月気象気象通報(CLIMAT 報)のデータを使用し、地点数は約 2,300～2,600 地点である。海面水温のデータには、COBE-SST2(Hirahara et al. 2014)を使用している。ここでは、全球平均気温偏差の月平均及び年平均値を用い、1948～2021 年における線形トレンドを差し引いた上で評価した。

対流圏の層厚換算温度の平年差(以下、層厚換算温度と略記)は、上層及び下層におけるジオポテンシャル高度の平年差に基づき算出し、以下のように定義される。

$$T = \frac{g(Z_U - Z_L)}{R \ln p_L / p_U} \quad (1)$$

ここで、 g は重力加速度、 Z_U 及び Z_L はそれぞれ対流圏上層及び下層でのジオポテンシャル高度平年差、 R は大気的气体定数、 p_U 及び p_L はそれぞれ対流圏上層及び下層での気圧を表す。層厚換算温度は、長期的な変化傾向を考慮して、統計期間(1948～2021 年)における線形トレンドを差し引いた上で評価した。また、各領域における層厚換算温度とその対象となる緯度及び気圧面は、第 2.2-1 表のとおり定義した。この値が正(負)の場合は、その領域における対流圏が高(低)温偏差であることを意味する。

¹ 竹村 和人

² 世界の平均気温偏差の算出方法:
https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/clc_wld.html

年平均気温偏差の値:
https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/list/an_wld.html
月平均気温偏差の値:
https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/list/mon_wld.html

2.3 結果

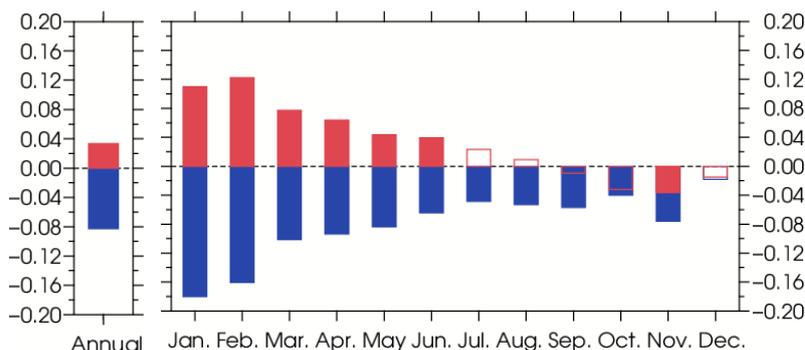
はじめに、ポストエルニーニョ・ポストラニーニャ年で合成した年平均及び月別の全球平均気温偏差を第 2.3-1 図に示す。年平均の全球平均気温は、ポストエルニーニョ年では高く、ポストラニーニャ年では低くなる傾向が見られる(第 2.3-1 図左)。ポストエルニーニョ年における月別の全球平均気温は、年の前半は高く、その後夏から秋にかけては高い状態が解消する傾向が見られる(第 2.3-1 図右)。特に、1~2 月頃の気温偏差は $0.1\sim 0.2^{\circ}\text{C}$ と比較的大きく、全球平均気温がエルニーニョ現象に遅れて約 0.1°C 昇温することを示した先行研究(Newell and Weare 1976, Pan and Oort 1983, Jones 1989, Wigley, 2000)の結果と整合的である。またこれとは逆に、ポストラニーニャ年における月別の全球平均気温は、年の前半を中心に低い傾向が見られる(第 2.3-1 図右)。なお、ポストラニーニャ年での年平均及び 1~2 月の全球平均気温偏差は、ポストエルニーニョ年に比べて大きな値を示しているが、これはサンプル数の影響を一部受けている可能性が考えられる。

次に、ポストエルニーニョ・ポストラニーニャ年における領域毎の月別対流圏層厚換算温度を第 2.3-2 図に示す。全球の層厚換算温度は、ポストエルニーニョ(ポストラニーニャ)年では年の前半を中心に高(低)く、後半にかけてその傾向が解消している(第 2.3-2 図(a))。熱帯域の層厚換算温度もまた、全球と同様の特徴を示すが、年の前半での高温及び低温のピークが明瞭であり、その後の夏にかけての偏差の解消が著しい(第 2.3-2 図(b))。一方、中緯度や中高緯度の層厚換算温度は、6 月までは明瞭な傾向は見られないが、7~11 月にはポストエルニーニョ(ポストラニーニャ)年で高(低)い傾向が見られる(第 2.3-2 図(c)と(d))。これらの結果は、ポストエルニーニョ(ポストラニーニャ)年における気温の上昇(低下)が、熱帯域ではより早めに、中高緯度域ではより遅れることを示しており、先行研究(Christy and Mcnider 1994, Angell 2000)の結果と整合的である。

第 2.2-1 表 対流圏層厚換算温度の領域別の定義

緯度により対流圏界面の高度が異なることを考慮し、上層の気圧面については、熱帯では 200hPa、その他は 300hPa と定義した。

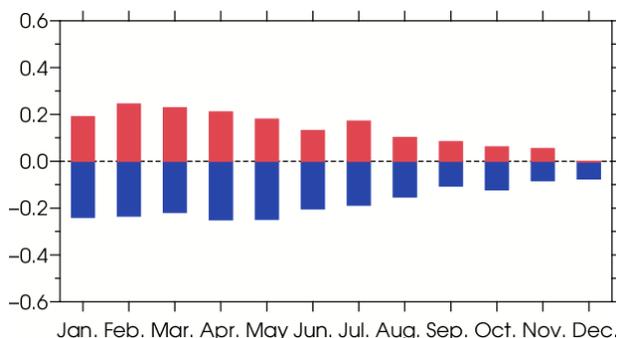
領域	緯度帯	上層の気圧面 p_U	下層の気圧面 p_L
全球	90°S – 90°N	300hPa	850hPa
熱帯	25°S – 25°N	200hPa	850hPa
中緯度	30°N – 50°N	300hPa	850hPa
中高緯度	30°N – 90°N	300hPa	850hPa



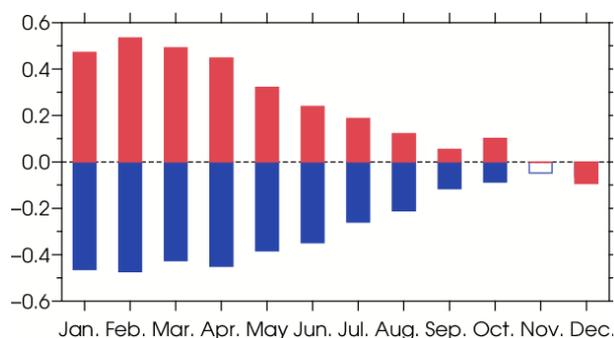
第 2.3-1 図 ポストエルニーニョ年(赤)及びポストラニーニャ年(青)で合成した全球平均気温偏差

左図は年平均、右図は 1～12 月の各月平均。塗色したバーは、90%信頼度水準で統計的に有意な偏差を表す。単位は℃。

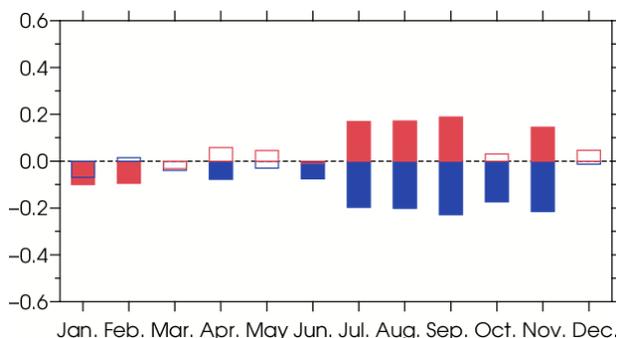
(a) 全球(90°S – 90°N)



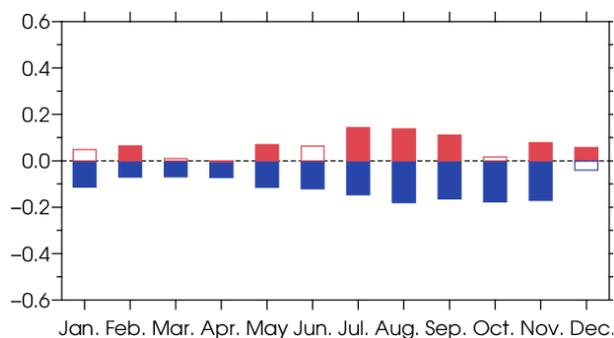
(b) 熱帯域(25°S – 25°N)



(c) 中緯度(30°N – 50°N)



(d) 中高緯度(30°N – 90°N)



第 2.3-2 図 ポストエルニーニョ年(赤)及びポストラニーニャ年(青)で合成した月別の対流圏層厚換算温度

(a)は全球、(b)は熱帯域、(c)は中緯度、(d)は中高緯度。塗色したバーは、90%信頼度水準で統計的に有意な偏差を表す。単位は℃。

2.4 まとめ

本章では、エルニーニョ・ラニーニャ現象発生後もしくは発生期間中の衰退年（ポストエルニーニョ、ポストラニーニャ年）における、全球平均気温の年平均と月別値、及び対流圏の層厚換算温度の月別値の変動の特徴について調べた。ポストエルニーニョ年では、全球平均の気温は春頃までは高く、その後夏にかけて高温が解消する傾向が確認された。また領域別の層厚換算温度の解析より、対流圏の気温は、熱帯域では冬～春前半を中心に高い一方、中高緯度では夏～秋を中心に高いという結果が得られ、昇温のタイミングが緯度帯によって異なることが示された。ポストラニーニャ年では、ポストエルニーニョ年とは逆符号の気温偏差の特徴が見られた。これらの特徴は、エルニーニョ・ラニーニャ現象と全球平均気温との関連性を示した先行研究の結果と整合的だった。

全球平均気温は、本章で着目したエルニーニョ・ラニーニャ現象をはじめとする年々変動の影響に加えて、十年規模変動の影響も受けることが知られている。例えば、2014年春から2016年春にかけて発生したエルニーニョ現象の後、2000年頃から見られていた地球温暖化の停滞現象（ハイエイタス; Meehl et al. 2011, Fyfe et al. 2013, Easterling and Wehner 2009）が解消し、全球平均気温は急激に上昇したことが報告されている（Hu and Fedorov 2017）。また、この地球温暖化の停滞や加速は、十年規模変動と関連することも指摘されている（Watanabe et al. 2014）。また、1991年6月のピナツボ火山噴火に代表されるような大規模火山噴火もまた、噴煙の上昇に伴って成層圏に放出された硫酸エアロゾルが太陽放射を散乱・吸収することで、全球平均気温の低下の一因となることが知られている（例えば、Hansen et al. 1992, Kirchner et al. 1999, Robock 2000）。これらの結果より、全球平均気温の変動をもたらす主要因はエルニーニョ・ラニーニャ現象に限られないことに留意する必要がある。

なお、本章で述べた全球平均気温や各緯度帯における帯状平均気温の特徴は、エルニーニョ・ラニーニャ現象に伴う日本の天候の特徴を直接的に説明するものではないが、より広いスケールでの気温変動の背景要因として重要な特徴である。エルニーニョ・ラニ

ーニャ現象に伴う気温の上昇・低下が高緯度ほど遅れる傾向が見られることには、ハドレー循環、亜熱帯ジェット気流の変化及びそれに起因する擾乱による運動量輸送の変化（例えば Chang 1995, Robinson 2002, Seager et al. 2003, Son and Lee 2005）が関連している可能性が考えられるが、詳細なメカニズムについては今後さらなる調査が必要である。

参考文献

- Angell, J. K., 2000: Tropospheric temperature variations adjusted for El Niño, 1958–1998, *J. Geophys. Res.*, 105, 11841–11849.
- Chang, E. K. M., 1995: The influence of Hadley circulation intensity changes on extratropical climate in an idealized model. *J. Atmos. Sci.*, 52, 2006–2024.
- Christy, J. R., and R. T. McNider, 1994: Satellite greenhouse signal, *Nature*, 367, 325.
- Easterling, D. R., and M. F. Wehner, 2009: Is the climate warming or cooling?, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L08706, doi:10.1029/2009GL037810.
- Fyfe, J. C., Gillett, N. P., and Zwiers, F. W., 2013: Overestimated global warming over the past 20 years, *Nat. Clim. Change*, 3, 767–769.
- Hansen, J., A. Lacis, R. Ruedy, and M. Sato, 1992: Potential climate impact of Mount Pinatubo eruption. *Geophys. Res. Lett.*, 19, 215–218, doi:10.1029/91GL02788.
- Hirahara, S., M. Ishii, and Y. Fukuda, 2014: Centennial-scale sea surface temperature analysis and its uncertainty. *J. Climate*, 27, 57–75.
- Hu, S. and Fedorov, A., 2017: The extreme El Niño of 2015–2016 and the end of global warming hiatus. *Geophys. Res. Lett.* 44, 3816–3824. doi: 10.1002/2017GL072908.
- Jones, P. D., 1989: The influence of ENSO on global temperatures, *Clim. Monit.*, 17, 80–89.
- Kirchner, I., G. L. Stenchikov, H.-F. Graf, A. Robock, and J. C. Antuña, 1999: Climate model simulation of winter warming and summer cooling following the 1991 Mount Pinatubo volcanic eruption. *J. Geophys. Res.*, 104, 19039–19055, doi:10.1029/1999JD900213.
- Meehl, G. A., Arblaster, J. M., Fasullo, J. T., Hu, A. & Trenberth, K. E., 2011. Model-based evidence of deep-ocean heat uptake during surface-temperature hiatus periods. *Nature Clim. Change*, 1, 360–364.
- Newell, R. E., and B. C. Weare, 1976: Factors governing tropospheric mean temperatures, *Science*, 194, 1413–1414.
- Pan, Y. H., and A. H. Oort, 1983: Global climate variations connected with sea surface temperature anomalies in the eastern equatorial Pacific Ocean for the 1958–1973 period, *Mon. Wea. Rev.*, 111, 1244–1258.
- Robinson, W. A., 2002: On the midlatitude thermal response to tropical warming. *Geophys. Res. Lett.*, 29, doi:10.1029/2001GL014158.
- Robock, A., 2000: Volcanic eruptions and Climate. *Rev. Geophys.*, 38, 191–219, doi:10.1029/1998RG000054.
- Seager, R., N. Harnik, Y. Kushnir, W. Robinson, and J. Miller, 2003: Mechanisms of hemispherically symmetric climate variability. *J. Climate*, 16, 2960–2978.
- Son, S-W., and S. Lee, 2005: The response of westerly jets to thermal driving in a primitive equation model. *J. Atmos. Sci.*, 62, 3741–3757.
- Trenberth, K. E., Caron, J. M., Stepaniak, D. P., and Worley, S., 2002: Evolution of El Niño-southern oscillation and global atmospheric surface temperatures. *J. Geophys. Res.* 107.
- Watanabe, M., Shiogama, H., Tatebe, H. et al, 2014: Contribution of natural decadal variability to global warming acceleration and hiatus. *Nature Clim. Change*, 4, 893–897.
- Wigley, T. M. L., 2000: ENSO, volcanoes, and record-breaking temperatures, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 4101–4104.