

ENSO 時の熱帯海面水温偏差と日本の冬の天候

Tropical Sea Surface Temperature Anomaly and the Winter Climate of Japan during ENSO

塩崎 公大⁽¹⁾・榎本 剛・高谷 康太郎⁽²⁾

Masahiro SHIOZAKI, Takeshi ENOMOTO and Kotaro TAKAYA

(1) 京都大学大学院 理学研究科

(2) 京都産業大学 理学部

(1) Graduate School of Science, Kyoto University, Japan

(2) Department of Science, Kyoto Sangyo University, Japan

Synopsis

In the Far East, El Niño (La Niña) typically brings warm (cold) winter. However, significant ENSO events have the opposite tendencies. To understand the cause of the disparate mid-latitude responses, composite analysis has been conducted using long-term reanalysis dataset to find the sea surface temperature (SST) in the Pacific Ocean and the atmospheric responses corresponding to warm or cold winter in the Far East. Our analysis shows that about 70% of all ENSO are classified as the typical warm and about 30% as the atypical events. A Western Pacific (WP)-like meridional dipole pattern appears in the typical events. Surprisingly, Pacific/North American (PNA) pattern, which is a remarkable feature during ENSO, is obscure during the typical events. In fact, PNA pattern dominates during atypical events, with large amplitude. In addition, SST distributions differ in the west Pacific Ocean. During the typical events, the amplitude of SST anomaly in the Philippine sea is large. In contrast to it, the anomaly is not clear in the atypical events. This SST anomaly in the west Pacific Ocean may cause atmospheric responses in the mid-latitude consistent with the winter climate in the Far East during ENSO.

キーワード：エル・ニーニョ，年々変動，テレコネクション，冬季気候

Keywords：El Niño, Annual variability, Teleconnection, Winter climate

1. はじめに

エル・ニーニョ/南方振動 (El Niño/ Southern Oscillation, 以下 ENSO) は、海面水温 (sea surface temperature, SST) の変動現象である。その変動は熱帯太平洋全域に及び、発生から収束まで 1~2 年程度である。ENSO は大気と海洋の相互作用により引き起こされ、全球規模での異常気象の原因の 1 つとなっている。熱帯の SST は熱帯大気の大気対流活動を通して、全球の大気循環に大きな影響を及ぼしている。そのため熱帯の SST の変動の大気への影響は、熱帯の大

気だけにとどまらず中高緯度の大気にまで及び、このような遠隔影響をテレコネクションと呼ぶ。

ENSO の大気循環場への影響は世界各地で現れるが、特に中高緯度域の北太平洋東部から北米大陸にかけて顕著な大気循環偏差を伴うことが知られている。また気温場へ影響も熱帯だけでなく全球規模で現れることが分かっている (Halpert and Ropelewski, 1992)。その中で極東域に注目してみると、極東域の冬 (12~2 月) の気候はエル・ニーニョ現象時なら暖冬に、ラ・ニーニャ現象時なら寒冬になる傾向

があると言われている。しかしながら、全事例でその傾向に当てはまるわけではなく、いくつかの事例ではエル・ニーニョ現象時で寒冬に、ラ・ニーニャ現象時で暖冬になっている。

極東域の冬季の天候と大循環パターンの関係がすでに指摘されており、極東域の天候が変化するときには2つの大循環パターンがある (Takaya and Nakamura, 2013)。それらは極東域上層に南北双極子構造を持ったWP-likeパターンが位置しているパターンと、ユーラシア大陸上層に波列を持ったEU-likeパターンが位置しているパターンである。しかしながら、それらの2つの大循環パターンとENSOとの関係については詳しく言及されていない。

一方で、エル・ニーニョ時に現れるフィリピン海の気圧偏差が極東域の天候に影響を及ぼすことも指摘されている (Wang et al., 2000)。そこで本研究では、エル・ニーニョ時の日本の天候を熱帯の海面水温偏差と対流圏上層の循環パターンの関係から考える。

2. 解析手法

本研究で用いたデータセットは Table. 1 の通りである。解析手順は、まず 1948 年以降の冬のエル・ニーニョとラ・ニーニャの判定を行う。ENSO の世界共通の定義はないが、本研究では気象庁の定義に準拠している。次に、それぞれの事例で極東域 (25° – 40° N, 100° – 140° E) の 925hPa 面の気温偏差の符号で暖冬事例と寒冬事例に分ける。つまり、エル・ニーニョの暖冬と寒冬、ラ・ニーニャの暖冬と寒冬の4つに分けられる。この領域は先行研究 (Takaya and Nakamura, 2013) において、極東域として指定された領域である。そこで暖冬事例と寒冬事例に分けることで、先行研究と本研究の比較が容易になる。分類結果は Table 2 の通りである。最後に、その4つそれぞれで気温場・高度場・SST などのコンポジット解析を行う。

3. 結果

解析結果として、大気の応答として大きく2つのパターンがあることがわかった。まず1つ目に、典型的な影響時に極東域上で見られる dipole パターンである。2つ目は非典型的な影響時に見られる EU&PNA パターンである。さらに、これら2つのパターンが見られるとき、海面水温偏差の分布にも違いが見られた。

まず、ENSO の極東域への典型的な影響 (エル・ニーニョ時の暖冬とラ・ニーニャ時の寒冬) をもたらした事例だけの気温場と高度場のコンポジット解析の結果は Fig. 1 の通りである (ラ・ニーニャの図は省略)。これは ENSO の全イベントのうち 70% 程度がこのパターンである。典型的な影響を受けるとき、高度場に注目すると日本の東側とその北側に作用中心を持つ南北のダイポール状の偏差のパターンが見られる。エル・ニーニョ時には南側の作用中心が正となり、その北側の作用中心は負となっている (ラ・ニーニャは反対)。このとき、これらの高度偏差は順圧的な構造をしているため、極東域は日本の東側の高気圧性偏差により南風成分が卓越する。そのため冬季アジアモンスーンはエル・ニーニョ時には弱くなり、極東域は暖冬傾向となる。この結果は Takaya and Nakamura (2013) の結果に整合的である。また、ENSO 時によく現れる Pacific/North American (PNA) パターンは明瞭ではない。

次に、ENSO の極東域への非典型的な影響 (エル・ニーニョ時の寒冬とラ・ニーニャ時の暖冬) をもたらした事例だけの気温場と高度場のコンポジット解析の結果は Fig. 2 の通りである (ラ・ニーニャの図は省略)。これは ENSO の全イベントのうち 30% 程度がこのパターンである。典型的な影響時と異なり、高度場に注目すると極東域上でダイポール状の偏差は見られない。その一方で、典型的な事例では見られなかった PNA パターンが非常に卓越しており、同時に有意ではないが Eurasian (EU) パターンのような波列が見られる。この EU パターンの波列の作用中心が極東域上に位置しており、その高度偏差が極東域へ典型的でない影響をもたらしている。

最後に、典型事例と非典型事例の熱帯における変動に注目した。SST、流線関数、風の偏差のコンポジット解析の結果を Fig. 3 に示す。まず熱帯の SST 偏差に注目すると、東部太平洋赤道域の暖水域が dipole パターンでは EU&PNA パターンと比べ、より西に延びている。また東部太平洋赤道域に加え、フィリピン海・海洋大陸・インド洋にも有意な SST の変動が見られる。したがって、典型的な影響が及ぶ際には、太平洋熱帯域の SST の変動は東部だけでなく西部も大きいことがわかる。

次に大気に注目すると、Wang et al., 2000 で指摘されているフィリピン海上の高気圧性偏差が見られる。dipole パターンでは、このフィリピン海の高気圧性偏差と順圧的な構造をしている dipole の南側の高気圧性偏差が1つの大きな高気圧性偏差を構成し、それに伴って日本付近への南風成分が卓越している。

一方,EU&PNA パターンではアリューシャン上の低気圧性偏差が強く,フィリピン海上の高気圧性偏差も弱く,日本付近への南風成分が弱い.したがって,西太平洋熱帯域の SST の変動に伴う高気圧性偏差の発達程度が,極東域の天候への影響に重要であることを示唆している.

4. まとめ

エル・ニーニョ時やラ・ニーニャ時には暖冬・寒冬を決定付けるいくつかのテレコネクションパターンと太平洋熱帯域の海面水温偏差の分布に違いがあることがわかった.それらのパターンは極東域への典型的な影響(全 ENSO 事例の約 70%)で見られる dipole パターンと非典型的な影響(全 ENSO 事例の約 30%)で見られる EU&PNA パターンである.このとき,太平洋熱帯域でも違いが見られることがわかった. ENSO の事例によって SST 偏差の分布や振幅は多少異なるが,典型例と非典型例では大きく異なることがわかった. 典型例では太平洋熱帯域全体で SST の変動が大きいのに対して,非典型例では西太平洋熱帯域の変動は小さく,東太平洋赤道域の変動は典型例と比較して東にとどまっている. その違いはフィリピン海上の高気圧性偏差の強さにも表れており,東太平洋赤道域だけでなく太平洋熱帯域全体の SST の変動が極東域への天候には重要であることを示唆している.

最後に,ENSO 時によく現れる PNA パターンは典型例では明瞭ではないが,非典型例では卓越している. 事例数の多い典型例のときに PNA パターンが見られない理由は,PNA パターンの振幅が他のテレコネクションパターンの振幅よりかなり大きいためだと考えられる. つまり ENSO の全ての事例でコンポジットをしても,PNA パターンの高度偏差の振幅が大きいために ENSO の全ての事例で現れているように見えるだけだと示唆される.

参考文献

Gill, A. E., (1980): Some simple solutions for heat-induced tropical circulation, *Q. J. Roy. Met. Soc.*, **106**, pp447–462.

Halpert, M. S., and C. F. Ropelewski, (1992): Surface temperature patterns associated with the Southern Oscillation. *J. Climate*, **5**, pp577–593.

Takaya, K. and H. Nakamura, (2013): Interannual variability of the East Asian winter monsoon and

related modulations of the planetary waves. *J. Climate*, **26**, pp9445–9461.

Wallace, J. M. and Gutzler, D. S. (1981): Teleconnection in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere Winter. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, pp784–812

Wang, B., Wu, R., and Fu, X., 2000 : Pacific-East Asian teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate? *J. Climate*, **13**, pp1517–1536

(論文受理日: 2017 年 6 月 13 日)

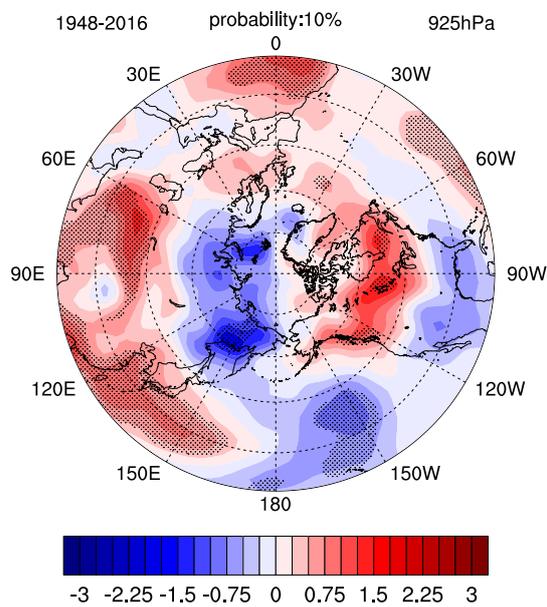
Table 1: Dataset

	data name (monthly)	period
Temperature Height	NCEP Reanalysis-1	Jan, 1948 ~ Apr, 2016
SST	Extended Reconstructed Sea Surface Temperature (ERSST) v4	Jan, 1918 ~ Apr, 2016

Table 2: Classification

	winter climate	events	year (based on Jan)
El Niño	warm	9	52, 58, 66, 73, 88, 92, 98, 03, 10
	cold	5	64, 70, 77, 83, 16
La Niña	warm	4	50, 72, 89, 99
	cold	5	55, 56, 68, 71, 74, 76, 85, 86, 96, 00, 08, 11

Temperature anomalies(WFE, El Niño): Winter



Height anomalies(WFE, El Niño): Winter

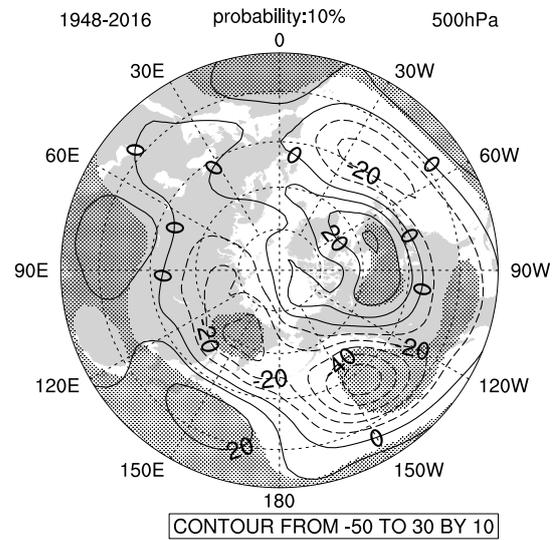
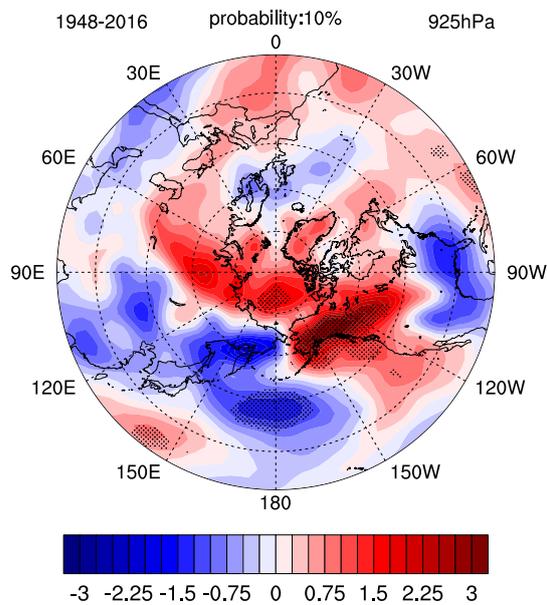


Fig. 1: Anomalies in typical events (DJF, El Niño)

Temperature anomalies (left) at 925 hPa in color, geopotential anomalies (right) at 500 hPa in contours ($\geq 20^\circ\text{N}$) in DJF during El Niño. Statistically significant (90%) regions are indicated by hatches.

Temperature anomalies(CFE, El Niño): Winter



Height anomalies(CFE, El Niño): Winter

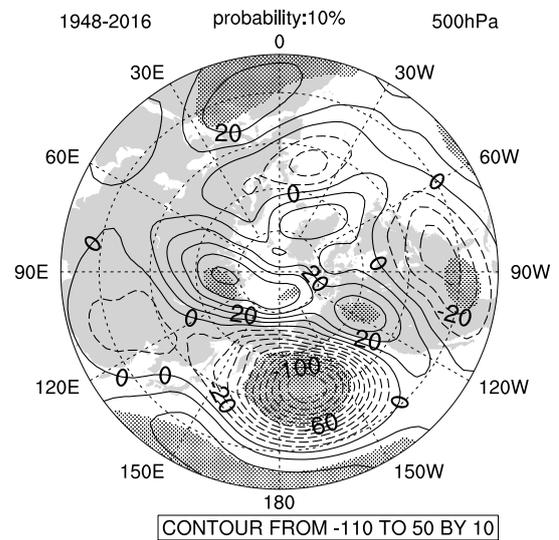


Fig. 2: As in Fig. 1 but for atypical events.

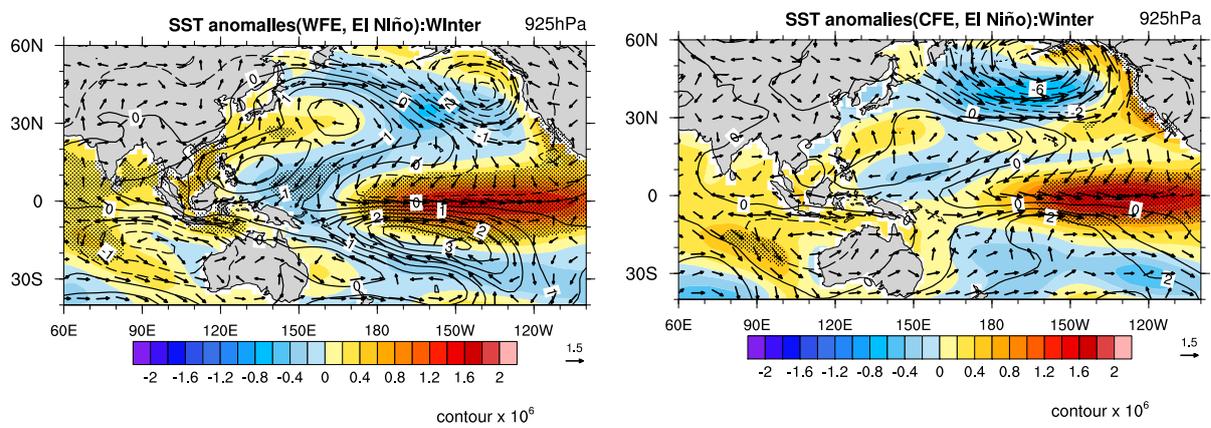


Fig. 3: SST and wind anomalies

SST and wind anomalies in the tropical region of typical (left) and atypical (right) events, respectively. Contour, vector, and color show streamfunction, wind, and SST anomalies, respectively. Statistically significant (90%) regions are indicated by hatches.