

El Niño 発生時の極東域における暖冬、非暖冬の力学的メカニズム

塩崎 公大 (京都大学大学院 理学研究科)

榎本 剛 (京都大学防災研究所/JAMSTEC APL)

高谷 康太郎 (京都産業大学 理学部)

1 はじめに

極東域における天候は東アジアモンスーンの影響を強く受ける。Takaya and Nakamura (2013) は EU パターンおよび WP パターンに極めて似た対流圏上層における高度偏差分布 (すなわち偏西風の蛇行) は、対流圏下層の冬季東アジアモンスーン活動に大きな影響を与えていることを示した。しかしながら、この研究で用いられた事例には El Niño/南方振動 (El Niño/Southern Oscillation, ENSO) 発生時の事例を含んでいるため、ENSO の影響を受けている可能性がある。

El Niño 発生時には熱帯における海面水温 (sea surface temperature, SST) の変動に伴う大気応答として、よく現れるテレコネクションパターンがいくつか知られている。Kodera (1998) では、El Niño 事例を Western Pacific (WP) パターンが卓越するタイプと Pacific/North American (PNA) パターンが卓越するタイプに分類し、合成図解析を行った。両者には中央太平洋における SST 正偏差の振幅が WP タイプの方が 0.6K 程高いことを発見したが、テレコネクションパターンの励起メカニズムの解明には至っていない。

一方で、冬季極東域の天候には、El Niño 発生時における西太平洋における SST 負偏差の分布が重要であることが指摘されている (Wang et al., 2000)。西太平洋における SST 負偏差はフィリピン海に高気圧性循環を卓越させ、その循環偏差の西側で卓越する南風偏差により極東域は暖冬傾向がもたらされる。この先行研究では熱帯対流圏下層の流れに注目し、中高緯度で卓越するテレコネクションパターンとの関係については言及していない。

さらに、El Niño の影響は太平洋だけに留まらず、熱帯における対流活動を通して、太平洋-インド洋海盆間で相互作用する。フィリピン海における高気圧性循環の卓越には、インド洋海盆昇温によりインド洋側のウォーカー循環が変調することによる西太平洋の対流活動の抑制が重要な役割を果たしていることが指摘されている (Watanabe and Jin, 2002)。これ

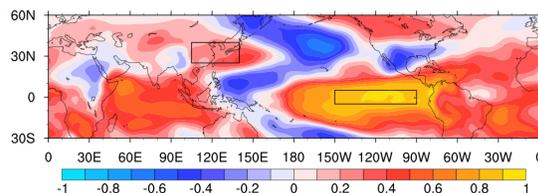


図 1: 1948 年以降における NINO.3 のインデックスと極東域の気温偏差 (K) との相関関係を示す。四角で囲った領域は西側から、本研究で使用した極東域の領域、NINO.3 の領域である。

に対し、Ohba and Ueda (2005) は El Niño 発生時におけるインド洋の対流圏下層の風偏差と SST 偏差の関係性に注目した。El Niño 発生時にはインド洋における対流圏下層の風は東風偏差となるが、この東風偏差の卓越し始める季節により、インド洋における SST 偏差分布が異なる。夏に卓越し始めた場合は秋にインド洋ダイポールモード (Indian Ocean dipole mode, IOD) が発生し、秋から卓越し始めた場合は IOD が発生せずに海盆昇温に至ることが数値実験から示されている。

以上より、El Niño 発生時における熱帯の SST 偏差分布と発現するテレコネクションパターンは知られているが、その励起メカニズムはまだ未解明な部分が多く残されている。また、冬季極東域は EP El Niño なら暖冬となる傾向がある。しかし、気象庁定義の El Niño でも非暖冬事例がいくつか存在するにもかかわらず、その原因を調べた研究はあまりない。そこで、El Niño 発生時における極東域の暖冬事例と非暖冬事例に分類し解析することで、上記の傾向に当てはまる時とそうでない時の熱帯における SST 偏差分布と循環場の特徴を明らかにする。

2 解析手法

2.1 統計解析

本研究で用いたデータセットは表 1 の通りである。まず、気象庁の ENSO の定義にしたがって、SST の

表 1: データセット

データ (monthly)	格子間隔	期間
気温・高度 ・SLP・風	NCEP Reanalysis-1 (Kalnay et al., 1996)	2.5°×2.5° 1948~2017/18
SST	Extended Reconstructed Sea Surface Temperature (ERSST) v5 (Huang et al., 2017)	2.0°×2.0° 1918~2017/18

データから冬季 (DJF) に ENSO と判定される事例を抽出する。次に各データの各格子点における温暖化トレンドを最小二乗法により除去する。抽出されたそれぞれの事例に対して、極東域 (25°–40°N, 100°–140°E) における 850hPa 面の気温偏差を用いて暖冬事例、非暖冬事例に分類する。ここで、本研究の解析に使用した極東域の領域は NINO.3 インデックスと 850hPa 面における冬季の気温との相関係数 (図 1) を参考に設定した。この領域は東アジアモンスーンの活動度の変化を捉えられることから、Takaya and Nakamura (2013) でも極東域と指定された領域である。最後に全事例、暖冬事例および非暖冬事例の分類ごとに合成図解析を行う。その際、それぞれの分類における合成図に対する統計的有意性の検定には t-検定を用いた。

また、暖冬事例と非暖冬事例の間に統計的有意性を持つ差があるかに対しては、暖冬事例および非暖冬事例それぞれの分散は未知であるため次の式 (ウェルチの検定) で格子点ごとに検定統計量 T を求めた。

$$T(\bar{x}_w, \bar{x}_n, s_w^2, s_n^2) = \frac{\bar{x}_w - \bar{x}_n}{\sqrt{\frac{s_w^2}{N_w} + \frac{s_n^2}{N_n}}}$$

ただし、 s_w^2, s_n^2 はそれぞれ

$$s_w^2 = \frac{\sum_i (x_{wi} - \bar{x}_w)^2}{N_w - 1}, \quad s_n^2 = \frac{\sum_i (x_{ni} - \bar{x}_n)^2}{N_n - 1}$$

である。ここで、添字 w, c はそれぞれ暖冬事例、非暖冬事例を表し、 x はサンプル、上線は平均、 s^2 は分散、 N はサンプル数を示す。この検定統計量 $T(\bar{x}_w, \bar{x}_n, s_w^2, s_n^2)$ は自由度 m で t 分布に従う。 m は格子点ごとに次の通り導出され、最も近い整数値に

近似される。

$$m = \frac{\left(\frac{s_w^2}{N_w} + \frac{s_n^2}{N_n}\right)^2}{\frac{s_w^4}{N_w^2(N_w - 1)} + \frac{s_n^4}{N_n^2(N_n - 1)}}$$

2.2 ロスビー波源の解析

Sardshumukh and Hoskins (1988) は熱帯における対流活動の変化に伴う対流圏上層の発散が中緯度における渦度を生成することを次の順圧渦度方程式

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla\right) \zeta = -\zeta D + F$$

を用いて示した。ここで ζ は絶対渦度、 \mathbf{v} は水平風、 D は発散、 F は摩擦項を表す。彼らは上式の渦度方程式において、速度ポテンシャルで表すことができる発散風の項はロスビー波の強制だと考え、風を回転成分 v_ψ と発散成分 v_χ に分けることで、次のロスビー波源 S を定義した。

$$S = -\nabla \cdot (\mathbf{v}_\chi \zeta) = -\zeta \nabla^2 \chi - \mathbf{v}_\chi \cdot \nabla \zeta \quad (1)$$

式 1 における発散風 \mathbf{v}_χ と絶対渦度 ζ をそれらの平均成分 $\bar{v}_\chi, \bar{\zeta}$ と摂動成分 v'_χ, ζ' に分けることで渦度源の偏差 S'

$$S' = -\nabla \cdot (\mathbf{v}'_\chi \bar{\zeta}) - \nabla \cdot (\bar{\mathbf{v}}_\chi \zeta') \quad (2)$$

を導出した。El Niño に伴う熱帯における対流活動の変化に対する中高緯度大気の応答を考えると、対流活動の変化に伴う発散風偏差によるロスビー波生成が大きい。

2.3 波の活動度フラックスによるロスビー波の伝播

ロスビー波束の伝播の解析に対して波の活動度フラックスを用いて解析を行う。Takaya and Nakamura

(2001) で提唱された波の活動度フラックスは 3 次元に拡張されており、東西非一様な基本場における停滞性擾乱に対するロスビー波の伝播に適している。したがって、本研究では Takaya and Nakamura (2001) で提唱された波の活動度を用いて解析を行った。そのフラックスの水平成分 $W_{\text{horizontal}}$ は式 3 のように表される。ここで、準地衡風を仮定し、 U, V はそれぞれ平均場 (1981 年から 2010 年の DJF 平均) の東西風、南北風の平均成分、 a は地球半径、 ϕ, λ はそれぞれ緯度、経度である。 p は気圧であるが、 $p = \text{pressure}/1000$ hPa で規格化されていることに注意する。

3 結果

NINO.3 インデックスと冬季極東域における気温偏差との関係を図 2 に示す。1948 年以降に発生した El Niño は 19 事例で、そのうち図 2 における第一象限に属する 12 事例が暖冬事例、図 2 における第四象限に属する 7 事例が非暖冬事例である。暖冬事例は 51/52, 53/54, 57/58, 65/66, 68/69, 72/73, 86/87, 87/88, 91/92, 97/98, 02/03, 09/10 年、非暖冬事例は 63/64, 69/70, 76/77, 79/80, 82/83, 14/15, 15/16 年である。必ずしも強い El Niño が極東域に強い影響を及ぼす訳ではないということがわかる。

全 El Niño 事例、暖冬事例、非暖冬事例、それぞれのコンボジット解析では、以下の点に相違が見られた。

3.1 気温偏差とテレコネクションパターン

図 3 に 850hPa における気温偏差と 500hPa における高度偏差の合成図を示す。

全 El Niño 事例 (図 3a, b) を見ると、極東域は南風偏差が卓越し暖冬傾向を示している。また、高度偏差を見るとテレコネクションインデックスはそれぞれ、WP が -0.62、PNA が 0.61、EU が -0.14 であることから、WP と PNA が同時に卓越している。

暖冬事例 (図 3c, d) では、全 El Niño 事例と比較すると極東域のより広い範囲で暖冬傾向が見られる。高度偏差では、テレコネクションインデックスはそれぞれ、WP が -0.81、PNA が 0.39、EU が -0.38 であることから、WP が卓越している。これは、Takaya and Nakamura (2013) の WP が卓越し暖冬となるパターン、Kodera (1998) の WP タイプに一致する。

一方で非暖冬事例 (図 3e, f) では、極東域の気温偏差には統計的有意性は見られないが、 -0.5°K 程度

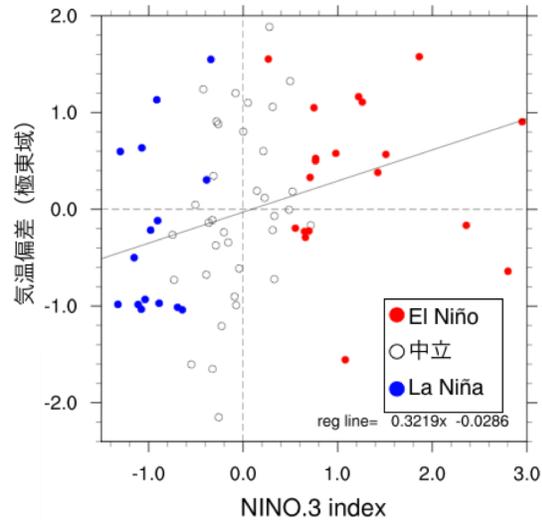


図 2: NINO.3 のインデックスと 850 hPa 面の極東域の気温偏差 (K) との関係を示す。1948 年以降の冬をプロットし、赤色が El Niño、青色が La Niña、白色が中立事例を示す。

の負偏差となっている。高度偏差に注目すると、テレコネクションインデックスはそれぞれ、WP が -0.29、PNA が 0.97、EU が 0.27 であることから、極東域では明瞭な偏差パターンは見られず、PNA が卓越している。

3.2 熱帯域における SST 偏差と水平循環偏差

図 4 に熱帯域における SST 偏差と S 水平循環偏差の合成図を示す。

全 El Niño 事例 (図 4a) を見ると、フィリピン海における SST 負偏差は統計的に有意である。また、フィリピン海における SST 負偏差と海洋大陸における SST 正偏差は気候値から考えると東西の SST 勾配を小さくするため、ウォーカー循環に伴う西太平洋上での対流活動を抑制する。図 4a で見られるフィリピン海上の高気圧偏差は Gill 応答として理解できる。そのため、この高気圧性偏差に伴う極東域に向かう南風偏差が卓越しており、極東域の暖冬傾向に寄与している。これは Wang et al., (2000) で指摘された El Niño 時のフィリピン海の特徴に一致している。また、海洋大陸からインド洋にかけて、統計的有意性を持つ SST 正偏差が分布している。

暖冬事例 (図 4b) では、フィリピン海における SST 負偏差の振幅がより大きく、統計的有意性もある。そのため、高気圧性循環もより卓越している。インド洋に注目すると、海洋大陸からの東風偏差によりオー

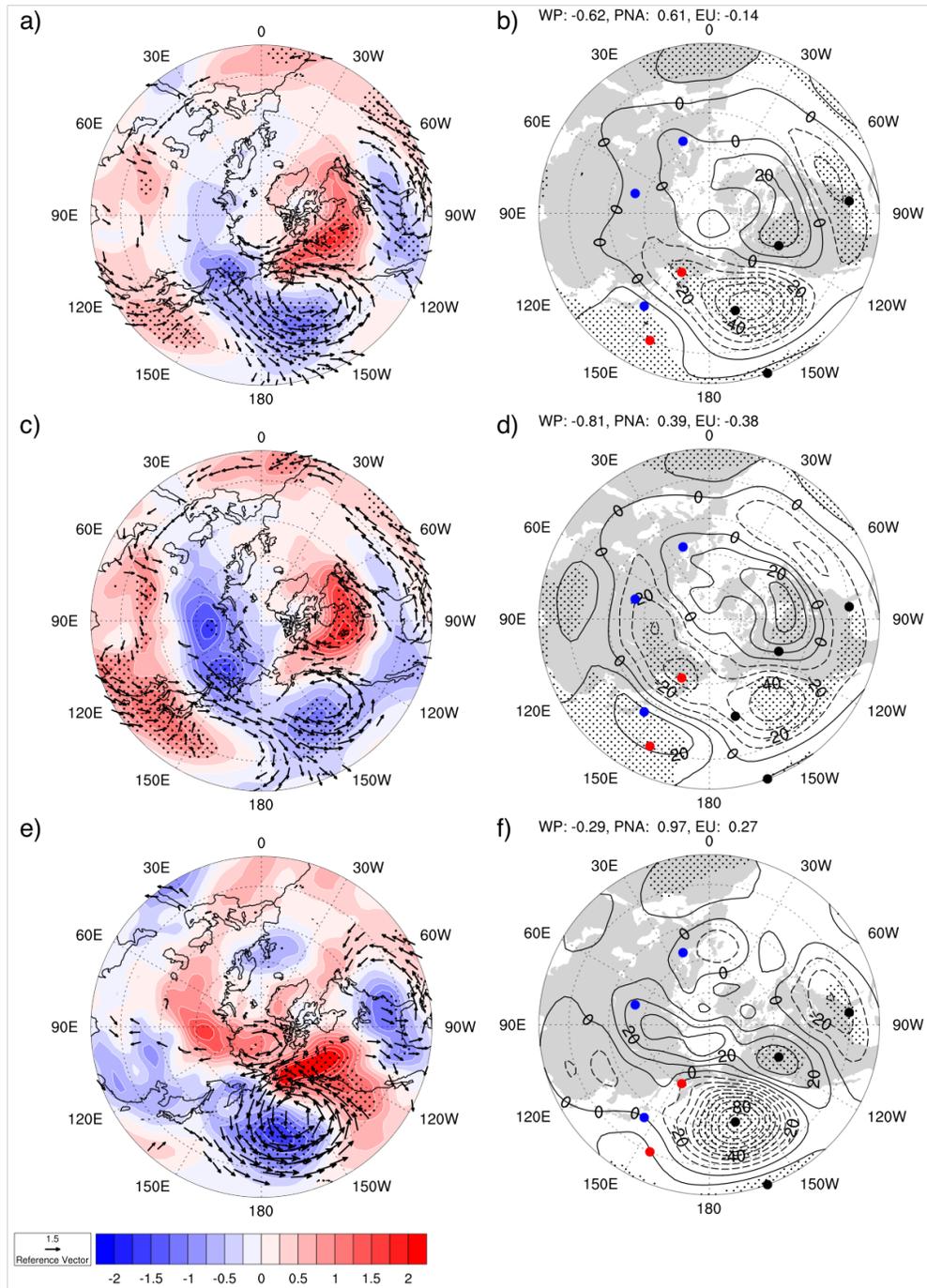


図 3: (a, c, e) は 850 hPa 面における気温偏差 (カラー、K) と風偏差 (矢印、m/s) (b, d, f) は 500 hPa 面における高度偏差 (コンター、m) を示す。矢印とハッチは 90% の統計的有意性を持つ部分を表す。全 El Niño 事例 (a, b)、暖冬事例 (c, d)、非暖冬事例 (e, f)。

$$W_{\text{horizontal}} = \frac{p \cos \phi}{2|U|} \left(\begin{array}{l} \frac{U}{a^2 \cos^2 \phi} \left[\left(\frac{\partial \psi'}{\partial \lambda} \right)^2 - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \lambda^2} \right] + \frac{V}{a^2 \cos \phi} \left[\frac{\partial \psi'}{\partial \lambda} \frac{\partial \psi'}{\partial \phi} - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \lambda \partial \phi} \right] \\ \frac{U}{a^2 \cos \phi} \left[\frac{\partial \psi'}{\partial \lambda} \frac{\partial \psi'}{\partial \phi} - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \lambda \partial \phi} \right] + \frac{V}{a^2} \left[\left(\frac{\partial \psi'}{\partial \phi} \right)^2 - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \phi^2} \right] \end{array} \right) \quad (3)$$

ストラリア西岸で高気圧性の循環を形成する。これにより、温度躍層が押し上げられ SST 偏差は負となるため、正の IOD のような SST 偏差分布をしており、昇温傾向が強い。これは Watanabe and Jin (2002) の結果に矛盾しない。

一方で、非暖冬事例 (図 4c) では東太平洋赤道域における SST 正偏差の中心が暖冬事例と比較し東寄りであり、西太平洋における SST 負偏差の振幅も小さい。これにより西太平洋における SST 勾配があまり小さくなっておらず、ウォーカー循環に伴う西太平洋上での対流抑制も小さい。このため、西太平洋上の高気圧性循環偏差の振幅が小さく極東域に向かう南風偏差は見られない。インド洋では、海洋大陸からの東風偏差の有意な領域が狭く、高気圧性の循環は暖冬事例と比較してオーストラリア付近にしかないため、オーストラリア西岸における SST 負偏差は見られず、昇温傾向は南インド洋の一部に限られている。

次に、暖冬事例と非暖冬事例間における SST 偏差にどれほど差があるかについて調査した結果を図 5 に示す。中央太平洋における 0.6K 程の統計的に有意な差は Koderia (1998) で指摘されており、本研究においても統計的に有意である。その一方で、Koderia (1998) では統計的に有意が見られなかった西太平洋における差は $-0.2 \sim -0.3\text{K}$ 程度であるが、本研究では統計的有意性を持っている。これは先行研究と比較して解析に用いた事例が多いことが要因であると考えられる。このことから、西太平洋から中央太平洋にかけての SST 偏差の勾配が大きいと、対流活動がより抑制されることがわかる。

3.3 SST 偏差における時間発展

暖冬事例および非暖冬事例における El Niño の発達過程に違いがあると推測し、EP El Niño が発生する春頃から終息する翌年の春頃までにおける熱帯の SST 偏差と 925 hPa 面における風偏差に注目した。

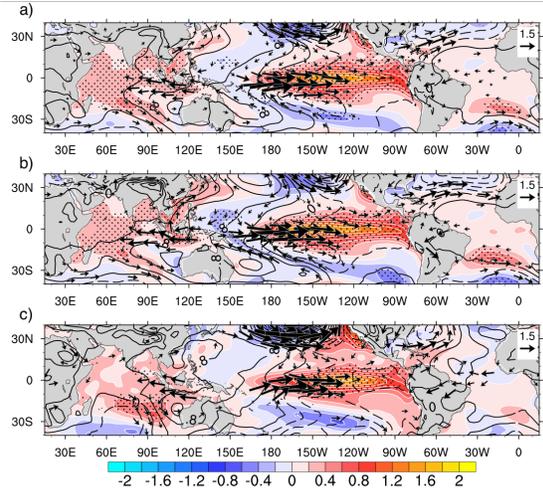


図 4: SST (シェード、K)、SLP (コンター、hPa)、850 hPa 面における風 (矢印、m/s) の偏差を示す。全 El Niño 事例 (a)、暖冬事例 (b)、非暖冬事例 (c)。

暖冬事例における発達過程を図 8a に示す。東太平洋赤道域における SST 正偏差は発達中の春の終わり頃に日付変更線付近に急速に広がる。しかしながら、偏差の振幅は徐々に発達し 12 月に最盛期を迎える。インド洋では秋頃に IOD が発生している。また、大西洋では発達中の春に SST 負偏差が見られる。これは大西洋における SST 負偏差が太平洋の SST 正偏差の最盛期に対し半年程先行することに矛盾しない (Keenlyside and Latif, 2007)。

風偏差に注目すると日付変更線付近で西風偏差が卓越しており、SST 偏差の東西勾配が大きくなっている。また、東風偏差はインド洋から西太平洋に分布している。この東風偏差は秋頃にインド洋でもっとも強く、IOD の発生に一致している。

一方で非暖冬事例における発達過程では (図 8b) 東太平洋赤道域における SST 正偏差は発達中の夏の終わり頃に日付変更線付近に急速に広がる。しかしながら、偏差の振幅は急速に発達し 12 月に最盛期を迎える。また、大西洋では発達中の夏から秋にかけ

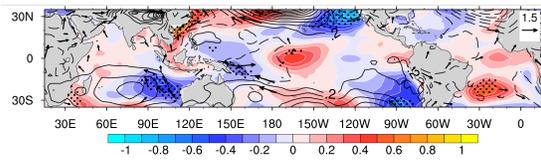


図 5: 図 4 と同様。ただし、差 (暖冬事例 - 非暖冬事例)

てに SST 負偏差のピークが見られる。これは大西洋における SST 負偏差が太平洋の SST 正偏差の最盛期に対して先行する時間差より短い傾向にある。

風偏差に注目すると日付変更線の東側で西風偏差が卓越しており、SST 偏差の東西勾配は日付変更線よりも SST 正偏差のピーク付近で大きくなっている。また、東風偏差はインド洋から西太平洋に発達中の春から持続して分布している。東インド洋では東風偏差が分布しているが、西インド洋では西風偏差であるため IOD の発生には至っていない。

さらに、発達過程にも違いが見られたことから、その違いを明瞭にするため発達過程に対しても差をとった (図 8c)。SST 偏差の差に注目すると、日付変更線の東西両側で大きな差が見られる。夏頃の日付変更線の東側で見られる顕著な差は SST 正偏差における東西方向の広がり方の違いを示しており、中央太平洋における SST 偏差の差は El Niño の終息まで持続する。インド洋では夏頃から秋頃にかけて、東風偏差に差があり IOD の有無を示している。

3.4 熱帯における対流活動と中緯度における渦度生成源

暖冬事例および非暖冬事例において卓越するテレコネクションパターンを式 1 による渦度生成から考える。図 6 に暖冬事例と非暖冬事例におけるロスビー波源偏差 S' を示す。暖冬事例 (図 6a) では、西太平洋における対流抑制が強いため、発散風偏差は西太平洋において収束している。そのため、日本付近では発散風偏差の発散域となっているため、高気圧性循環偏差に対応するロスビー波源負偏差を励起している。このロスビー波源負偏差は WP における南側の作用中心に対応していることから、極東域における暖冬傾向をもたらす WP の南側の作用中心は西太平洋における対流抑制による局所的なハドレー循環の弱化によって励起されていることが示唆される。また、中央太平洋において対流が活発であることが

ら、局所的なハドレー循環が強化されている。そのため、アリューシャンにおける低気圧性循環偏差に対応するロスビー波源正偏差を励起している。

一方で非暖冬事例 (図 6b) では、中央太平洋と東太平洋における対流活動が活発であるため、それらの領域における発散風偏差が大きい。そのため、それぞれ 40°N 、 170°E および 30°N 、 120°W において低気圧性循環に対応する振幅の大きなロスビー波源正偏差を励起している。東太平洋における発散風偏差による低気圧性循環に対応する振幅の大きなロスビー波源正偏差の励起は PNA における第 4 作用中心に対応しているため、非暖冬事例において PNA が卓越することに一致する。

次に、波の活動度フラックスの解析を行い、ロスビー波の伝播を調査した。図 7a は暖冬事例における波の活動度フラックスと高度偏差を示している。暖冬事例では WP が卓越しているが、東アジアに伝播するロスビー波は見られない。一方で、非暖冬事例 (図 7) ではアリューシャンから北アメリカを経由し西大西洋へ PNA に対応するロスビー波が伝播している。また、 20°N 、 120°W 付近から西大西洋に伝播するロスビー波の伝播も見られる。これは東太平洋における活発な対流に伴う発散風偏差によるロスビー波源正偏差の分布に一致する。東アジアでは、ベンガル湾および南シナ海から中国を経由し日本へ伝播するロスビー波も見られる。このロスビー波伝播に対応するロスビー波源はベンガル湾および南シナ海には見られない。

4 まとめ

El Niño 発生時における極東域の天候が必ずしも暖冬にならないことに注目し (図 2)、1948 年以降に発生した El Niño を極東域における気温偏差を基準に暖冬事例と非暖冬事例に分類し合成図解析を行った。

暖冬事例では WP が卓越し (図 3d)、西太平洋における SST 負偏差およびインド洋における海盆昇温の振幅が大きい (図 4b)。また、東太平洋赤道域における SST 正偏差は El Niño 発生段階である春から夏にかけて日付変更線付近まで領域拡大し、ウォーカー循環の変調を通してインド洋では IOD および海盆昇温が発生し、それがさらにウォーカー循環を弱める (図 8a, Watanabe and Jin, 2002)。この SST 偏差分布は西太平洋における対流活動の抑制制度に一致しており、暖冬事例の方が早くから抑制されてい

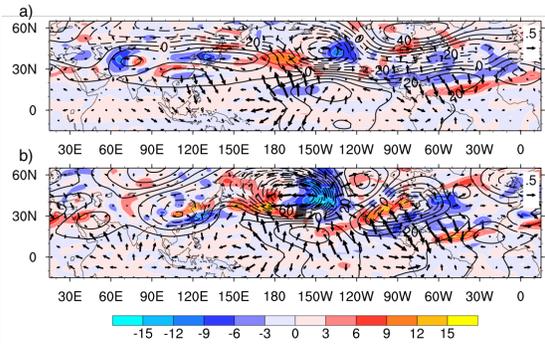


図 6: 暖冬事例 (a)、非暖冬事例 (b) における 250 hPa 面のロスビー波源偏差 (シェード、 $\times 10^{-11} \text{ m}^2/\text{s}^2$)、発散風偏差 (矢印、m/s)、高度偏差 (コンター、m) を示す。

る。また、フィリピン海における SST 負偏差とウォーカー循環の抑制により、西太平洋では高気圧性循環が卓越する。WP の卓越と西太平洋における高気圧性循環はそれぞれ Kodera (1998) および Wang et al. (2000) に矛盾しない。この西太平洋における対流活動の抑制は局所的なハドレー循環の弱化に一致し、局所的なハドレー循環に関する対流圏上層における発散風偏差はストームトラック上で発散域となっている (図 6a)。対流圏上層の渦度方程式を考えると、その発散風偏差の発散は高気圧性の渦度源を生じさせる。この高気圧性循環は WP の南側の作用中心に対応する。

一方で、非暖冬事例では PNA が卓越し (図 3f)、西太平洋における SST 負偏差およびインド洋における海盆昇温の振幅が小さいが、東太平洋赤道域における SST 正偏差は暖冬事例よりも東寄りである (図 4c)。また、東太平洋赤道域における SST 正偏差は El Niño 発生段階である春から夏にかけて 120° W 以東に留まっており、夏から秋にかけて日付変更線まで領域拡大する (図 8b)。西太平洋における SST 負偏差の振幅が小さいことと東太平洋赤道域における SST 正偏差が東寄りであることから、ウォーカー循環の変調および西太平洋における対流抑制も小さい。つまり、西太平洋における局所的なハドレー循環の変調も小さい (図 6b)。その一方で、東太平洋赤道域における SST 正偏差が東寄りであることから、その領域における局所的なハドレー循環は強められている。それにより、PNA の第二、第四作用中心である高度負偏差に対応する渦度源正偏差を生成している。

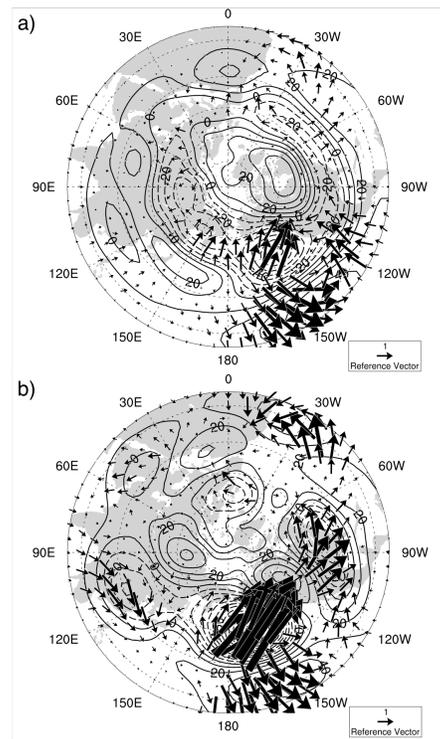


図 7: 暖冬事例 (a)、非暖冬事例 (b) における 250 hPa 面における波の活動度フラックス (矢印、 m^2/s^2) および高度偏差 (コンター、m) を示す。

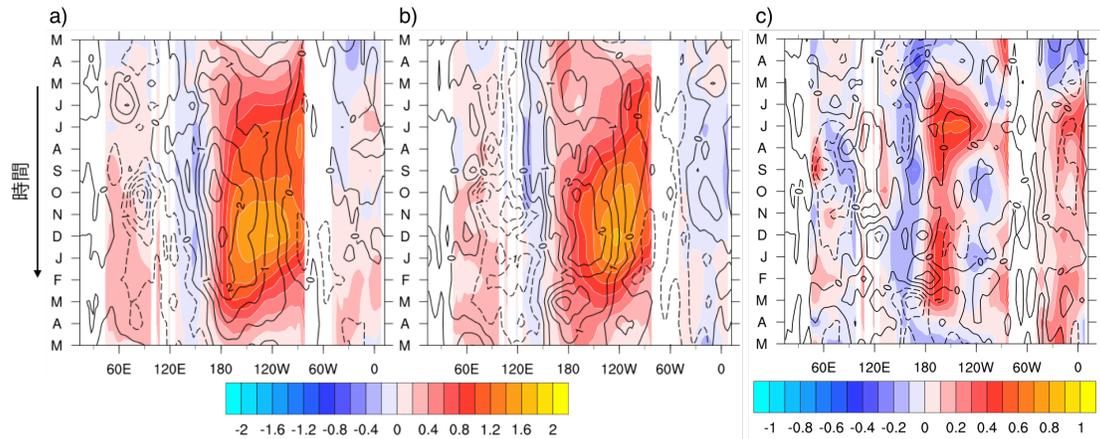


図 8: 5°N – 5°S で平均した SST 偏差 (シェード、K) と 925hPa 面における東西風偏差 (コンター、m/s) の時間変化を表す。それぞれ暖冬事例 (a) 非暖冬事例 (b) 暖冬事例と非暖冬事例の差 (c) を示す。

謝辞

NCEP Reanalysis-1 data および ERSST v5 は NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA より提供して頂きました。

参考文献

- Huang, B., Thorne, P. W., Banzon, V. F., Boyer, T., Chepurin, G., Lawrimore, J. H., Menne, M. J., Smith, T. M., Vose, R. S., and Zhang, H.-M., 2017: NOAA Extended Reconstructed Sea Surface Temperature (ERSST), Version 5.
- Gill, A. E., 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulation, *Q. J. Roy. Met. Soc.*, **106**, 447–462.
- Halpert, M. S., and C. F. Ropelewski, 1992: Surface temperature patterns associated with the Southern Oscillation. *J. Climate*, **5**, 577–593.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., R. Kistler, Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K. C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Roy Jenne, and Dennis Joseph, 1996, The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437–470.
- Keenlyside, N. S., and M. Latif, 2007: Understanding Equatorial Atlantic Interannual Variability. *Journal of Climate*, **20**, 131–142.
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebita, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi, 2015: The JRA-55 Reanalysis: General Specifications and Basic Characteristics. *J. Met. Soc. Jap.*, 93(1), 5–48.
- Sardeshmukh, P. D., and B. J. Hoskins, 1988: The Generation of Global Rotational Flow by Steady Idealized Tropical Divergence. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **45**, 1228–1251
- Takaya, K. and Nakamura, H., 2013: Interannual variability of the East Asian winter monsoon and related modulations of the planetary waves. *J. Climate*, **26**, 9445–9461.
- Wallace, J. M. and Gutzler, D. S. 1981 : Teleconnection in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere Winter. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 784–812.
- Wang, B., Wu, R., and Fu, X., 2000 : Pacific-East Asian teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate? *J. Climate*, **13**, 1517–1536.
- Watanabe, M., and F-F. Jin, 2002: Role of Indian Ocean warming in the development of Philip-

pine Sea anticyclone during ENSO. *Geophysical Research Letters*, **29**, 116-1–116-4.

Yuan, Y., and S. Yang, 2012: Impacts of different types of El Niño on the East Asian Climate: Focus on ENSO cycles. *J. Climate*, **25**, 7702–7722.