

## 西風バースト

清 木 亜矢子\*

西風バースト (Westerly wind burst/event, WWB) とは、赤道域において大規模で強い西風が数日から数週間続く現象を示す。この大気擾乱は総観～季節内の規模であるが、経年規模であるエルニーニョ・南方振動 (El Niño Southern Oscillation, ENSO) へ大きな影響を与えることから、この数十年多くの研究が行われてきた。その意味では必ずしも「新用語」ではないが、WWB の有無が大きく影響したと言われている2014年のエルニーニョ予測の世界的な失敗を受けて、その存在が再び注目を浴びようになってきた (たとえば, McPhaden 2015など)。

では、WWB がどのように ENSO へ影響するのかを説明する前に、まず熱帯太平洋域における通常状態を説明する。対流圏下層では貿易風が卓越しているため、日射によって暖められた表層の海水は西側へ運ばれて暖水域を形成し、海面水温 (Sea Surface Temperature, SST) が高くなる。また、その上空では対流活動が活発化して低気圧を形成する。西部へ集められた暖水は海洋内部の水温躍層を深くし、逆に上層の海水が運ばれた東部では躍層が浅くなって湧昇が起こりやすくなる。発散していく上層の暖水と湧き上がる冷水の影響で東部の SST は西部に比べて低くなり、その上空では高気圧が形成されることから、東西の気圧差が生まれて貿易風は維持または強化される。この風と躍層/SST とのバランスが崩れると Bjerknes フィードバックと呼ばれる正のフィードバックがかかり、エルニーニョやラニーニャが発達していくのである。

ENSO の平均的な周期については遅延振動子や再

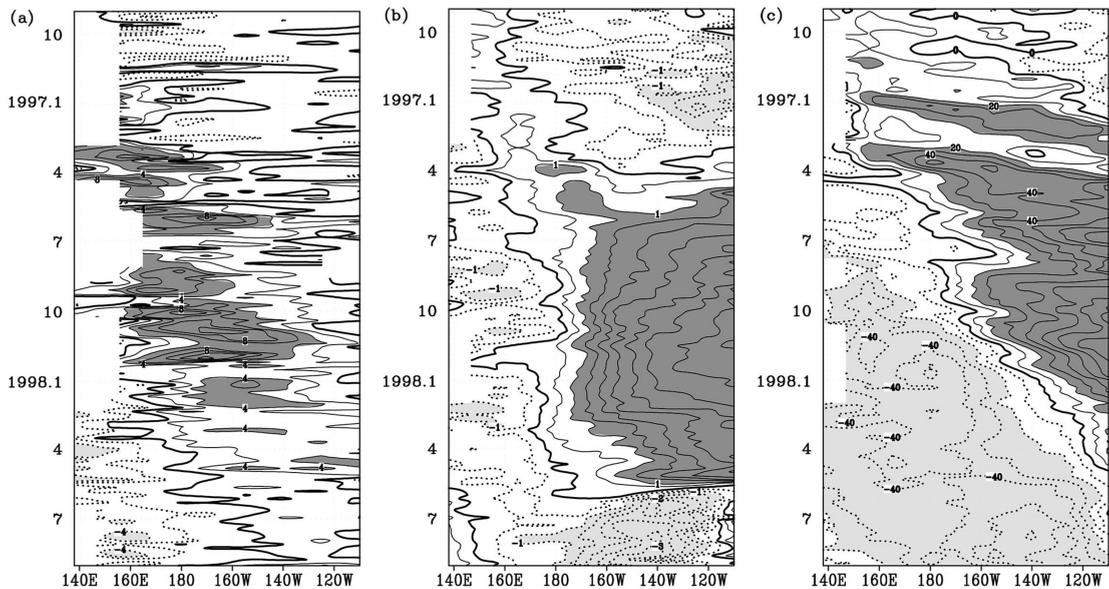
充填振動子など海洋内部の力学で説明されているが、実際に起こっている不規則な周期や振幅を説明することはできない。この不規則性の要因のひとつとして考えられているのが大気の短周期強制、つまり WWB である。通常は経年成分に対するノイズ (平均すればゼロ) として扱われる短周期変動が重要な要素として注目される理由には、WWB が励起する海洋ケルビン波の存在がある。第1図は20世紀最大規模であった1997～1998年のエルニーニョ時における赤道付近の東西風偏差、SST 偏差、20°C等温深度偏差 (水温躍層の指標) を示す。1996年冬から1997年春にかけて、西部太平洋で大規模な西風域 (WWB) が発生し始め (第1図 a)、その後暖水域が東へ広がり、中部～東部太平洋の SST が上昇している (第1図 b)。WWB に伴って発生する海洋表層の東向きの流れは、暖水の東への移流を引き起こすだけでなく、赤道付近での沈降流を発生させ水温躍層を押し下げる。そのシグナルは沈降 (暖水) ケルビン波 (downwelling Kelvin wave) として東へ伝播し、元々水温躍層の浅い東部太平洋へ到達する (第1図 c)。そこで水温躍層が深くなると湧昇が起こりにくくなるため、東部太平洋でも SST が上昇する。このように、WWB の発生は太平洋中部～東部の SST を上昇させ、水温躍層の東西傾度を緩める働きがある。

では、WWB はどのようなメカニズムで発生するのだろうか。その発生は、低緯度域での低気圧性擾乱の発達と関係している。南北どちらの半球で発生した低気圧性擾乱も、それに伴う下層風はコリオリ力の影響により赤道側では西風となる。赤道をまたいで南北に発達した低気圧は双子低気圧とも呼ばれ、強い赤道上の西風を作り出す。一方で、同じ低気圧性擾乱でも赤道から離れた領域で発生した場合は赤道上での西風を引き起こすことはできず、海洋ケルビン波も励起さ

\* Ayako SEIKI, 海洋研究開発機構。

aseiki@jamstec.go.jp

© 2017 日本気象学会



第1図 TAO/TRITON 係留ブイ網で観測された1996年9月から1998年8月までの期間における(a)東西風偏差, (b)海面水温偏差, (c)20°C等温深度偏差の時間-経度断面図(北緯2度~南緯2度平均). コンター間隔は, (a) 2 ms<sup>-1</sup>, (b) 0.5°C, (c) 10 m. 濃い(薄い)陰影は(a) 4 ms<sup>-1</sup>, (b) 1.0°C, (c) 20 m以上の正(負)偏差を示す. McPhaden (1999) を基に描写.

れない。これらの低気圧性擾乱は大規模な対流活発域から発生することが知られている。その代表的な例として、熱帯季節内変動のひとつである Madden-Julian 振動 (MJO) が挙げられる。MJO は季節内周期で赤道域を東進し、暖水域上では大規模な対流活動を伴う。平均的な MJO の構造は、対流活発域の東側に下層東風、西側に下層西風を伴う松野-ギルパターンと呼ばれる構造をしているが、MJO 自体は常に WWB (海洋ケルビン波) を発生させている訳ではなく、MJO と ENSO との間の有意な相関も得られていない (Slingo *et al.* 1999)。つまり、MJO のような大規模対流域から赤道近傍の低気圧性擾乱が発達して WWB が発生するためには何らかの条件が必要であり、それは赤道付近の西風背景場であると指摘されている (Seiki and Takayabu 2007a, b)。このように、WWB の発生は完全にランダムなものではなく、ENSO の位相による背景場の変化にも依存している。このことから、最近では WWB を state-dependent noise と表現することもある。

近年の研究により、WWB と ENSO との相互作用は徐々に解明されつつある。しかし冒頭で述べたように、正確なエルニーニョの予測は未だ難しい状況にある。2014年の事例では、1~3月にエルニーニョの必

要条件と言われる赤道域での高い海洋貯熱量が観測され、WWB も頻発したことから、各研究機関が秋から冬にかけてとても強いエルニーニョが発生すると予測した。しかし、春以降目立った WWB は発生せず、結果として弱いエルニーニョに終わった。2000年以降のエルニーニョはそれ以前のものとは特徴が異なるとも言われており、エルニーニョの多様性 (中部太平洋を中心とした SST 偏差パターンを持つ central Pacific El Niño 等) も指摘されている。ENSO は大気と海洋が相互作用した経年規模の現象であるが、WWB のような短周期変動や、十年規模振動や地球温暖化などの長周期変動に伴う背景場の変化とも相互作用している。このマルチスケール間相互作用の解明は、今後のエルニーニョ予測の向上に大きく貢献すると思われる。

#### 参考文献

- McPhaden, M. J., 1999: Genesis and evolution of the 1997-98 El Niño. *Science*, 283, 950-954.  
 McPhaden, M. J., 2015: Playing hide and seek with El Niño. *Nature Clim. Change*, 5, 791-795.  
 Seiki, A. and Y. N. Takayabu, 2007a: Westerly wind bursts and their relationship with intraseasonal varia-

- tions and ENSO. Part I: Statistics. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 3325–3345.
- Seiki, A. and Y. N. Takayabu, 2007b: Westerly wind bursts and their relationship with intraseasonal variations and ENSO. Part II: Energetics over the western and central Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 3346–3361.
- Slingo, J. K., D. P. Rowell, K. R. Sperber and F. Nortley, 1999: On the predictability of the interannual behaviour of the Madden–Julian oscillation and its relationship with El Niño. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **125**, 583–609.
-