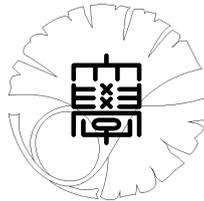


数理科学実践研究レター 2020-2 March 19, 2020

エルニーニョ現象と季節変動の関係に関する
遅延振動子モデルを用いた研究

by

木戸 晶一郎、茅原 涼平、古川 賢、柏原 崇人、東塚 知己



UNIVERSITY OF TOKYO
GRADUATE SCHOOL OF MATHEMATICAL SCIENCES
KOMABA, TOKYO, JAPAN

エルニーニョ現象と季節変動の関係に関する遅延振動子モデルを用いた研究

木戸 晶一郎¹ (東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻)
Shoichiro Kido (Department of Earth and Planetary Science, The University of Tokyo)

茅原 涼平² (東京大学大学院 数理科学研究科)
Ryohei Chihara (Graduate School of Mathematical Sciences, The University of Tokyo)

古川 賢³ (東京大学大学院 数理科学研究科)
Ken Furukawa (Graduate School of Mathematical Sciences, The University of Tokyo)

柏原 崇人⁴ (東京大学大学院 数理科学研究科)
Takahito Kashiwabara (Graduate School of Mathematical Sciences, The University of Tokyo)

東塚 知己⁵ (東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻)
Tomoki Tozuka (Department of Earth and Planetary Science, The University of Tokyo)

Abstract

熱帯太平洋の主要な気候モードであるエルニーニョ現象を記述する簡易モデルである遅延振動子モデルについて、数値解析および観測データを用いて考察を行った。特に、エルニーニョ現象と季節変動の関係に着目し、大気-海洋間の結合が季節によって変化するという効果を遅延振動子モデルに組み込んだ。上記の効果を組み込んだ方程式を数値的に解いた結果、観測で実際に見られるような、エルニーニョ現象が特定の季節に起こりやすいという特徴をうまく再現することができた。また、観測データの解析を行うことによって、拡張をするにあたり用いた仮定が妥当であることを確認した。

1 はじめに

エルニーニョ現象とは、赤道太平洋東部の海面水温 (Sea surface temperature...SST) が平年よりも高くなり、貿易風 (東風... 東から西向きに吹く風) が弱まる現象を指す。また、その逆として、赤道太平洋東部の SST が普段よりも低く、貿易風が強くなる現象はラニーニャ現象と呼ばれている。これらの現象は、大気および海洋が互いに影響を及ぼしあうことによって発達していることから、大気・海洋の変動を合わせたエルニーニョ・南方振動 (El Niño-Southern Oscillation: ENSO) という呼称が広く用いられている。ENSO は大気の遠隔応答を介して、赤道域だけでなく日本を含めた世界中のさまざまな地域の気候に多大な影響をもたらす。従って、ENSO を正確に理解し、その発生を予測することは、理学的な視点だけでなく社会的にも非常に重要な課題であるといえる。これまで多くの研究によって、ENSO の発生メカニズムや予測可能性などが明らかになってきている ([5, 7, 11])。しかしながら、2014 年に強いエルニーニョ現象が発生すると各国の予報機関が予測したにも関わらず、実際は弱い現象に終わったという例 ([6]) に代表されるように、未だ完全な理解・予測には至っておらず、課題が残されている。

ENSO の発生メカニズムについては、これまで様々なものが提唱されている。まず、大気・海洋がどのようにして互いに増幅させるかというメカニズムとして、Bjerknes フィードバックと呼ばれるものがある ([3])。これは、まず赤道太平洋東部の海面水温が普段よりも高くなると、そこに向かって吹き込む西風⁶が強まる。その結果、ケルビン波と呼ばれる、東向きに伝播する鉛直下向きの流れを伴うシグナルが海洋内部に励起され、やがて赤道太平洋東部へと達する。すると、赤道太平洋東部では下からの冷たい水の湧き上がりが抑えられることになるので、さらに海面水温は高くなる。このように、大気・海洋がお互いを増幅するように働くメカニズムが Bjerknes フィードバックである。しかしながら、この Bjerknes フィードバックのみでは、エルニーニョは無限に強く発達することになり、なぜエルニーニョ・ラニーニャ現象が交互に起きるのかについては説明できない。エルニーニョ現象が衰退し、やがてラニーニャ現象へと遷移していくメカニズムはさまざまなものが提唱されているが、ここでは本研究のテーマである遅延振動子モデルについて簡単に説明する。上で述べたとおり、赤道太平洋東部の海面水温が普段よりも高くなると、赤道域では鉛直下向きの流れを伴うケルビン波が励起される一方、赤道から少し離れたところでは鉛直上向きの流れを伴うロスビー波が励起され、

¹skido@eps.s.u-tokyo.ac.jp

²rchiara@ms.u-tokyo.ac.jp

³kenf@ms.u-tokyo.ac.jp

⁴tkashiwa@ms.u-tokyo.ac.jp

⁵tozuka@eps.s.u-tokyo.ac.jp

⁶気象学では、西風とは西から東に吹く風を指す。

西向きに伝播する。この西向きに伝播したシグナルはやがて西岸で反射した後、赤道域に到達し、東向きへと向きを変え、やがて赤道太平洋東部へと到達し、逆に海面水温を下げる方向に働く。この逆向きのシグナルが励起されてから影響を及ぼすまでには時間遅れを伴うことから、このモデルは遅延振動子モデルと呼ばれている。後に具体例で見る通り、遅延振動子モデルは実際の大気・海洋のシステムを大幅に簡易化したモデルであるものの、実際に見られるような正と負の値を繰り返すような変動を生み出すことができる。

ENSO の重要な特徴の一つとして、特定の季節に発達・減衰するという特徴がある [8]。具体的には、エルニーニョ現象は主に北半球の夏・秋にかけて成長・発達した後、冬ごろにピークを迎え、その後衰退する。この原因としては、大気・海洋間の結合の強さが季節によって変化するということが提唱されているが、完全には理解されていない。本研究では、この特徴を遅延振動子モデルを用いて再現できるかどうかについて考える。

2 遅延振動子方程式およびその拡張

2.1 遅延振動子方程式

遅延振動子モデルでは、 T を海面水温の平年値からのずれ (偏差) とするとき、その時間変化 ($\frac{dT}{dt}$) は以下の式で記述される ([1],[2],[10]);

$$\frac{dT}{dt} = aT - bT(t - \tau) - T^3. \quad (1)$$

ここに、 a, b, τ は正の定数である。

右辺第 1 項は、赤道上に正の海面水温偏差が生まれると西風偏差が励起され、それによって海洋上層において下向きの流れを作り出し、さらに元の水温偏差を強化するという、正のフィードバック (Bjerkness フィードバックと呼ばれる) の効果を表している。一方、右辺第 2 項は、正の海面水温偏差に伴う西風偏差が赤道から少し離れた領域で湧昇流を引き起こし、そのシグナルが西向きに伝播した後西岸で反射し、向きを変えて東向きに進み、やがて赤道太平洋東部に到達し、元々存在していた正の海面水温偏差を弱める方向に働くという、時間遅れを伴う負のフィードバックの効果を表している。第 3 項は高次の非線形項を表している。この式は大気・海洋の運動を支配する、流体力学・熱力学の方程式にさまざまな近似・仮定を施すことによって得られているものである。具体的な導出過程は、例えば [2] に示されている。

ここでは、簡単のため、(1) において $a = 1$ とした、次の式を考えることにする。

$$\frac{dT}{dt} = T - bT(t - \tau) - T^3. \quad (2)$$

2.2 遅延振動子方程式への季節サイクルの導入

遅延振動子の式 (2) に、大気・海洋間の結合が季節的に変化するという効果を組み入れて拡張すると、以下のような形になる。

$$\frac{dT}{dt} = [1 + \alpha \sin(\frac{2\pi t}{T_{1yr}})]T - b[1 + \alpha \sin(\frac{2\pi(t - \tau)}{T_{1yr}})]T(t - \tau) - T^3. \quad (3)$$

ここに、 T_{1yr} は 1 年 (=365 日) であり、また α は係数の季節変動の振幅を表している。 $\alpha = 0$ とすると、(2) 式は (2) 式に帰着されることは容易にいえる。 α の値が大きくなればなるほど、 T の前にかかる係数の季節変動の振幅は大きくなる。

(3) 式を、 $b = 0.5, \tau = 6[\text{month}]$ として数値的に解いたものを、Figure 1 に示す。

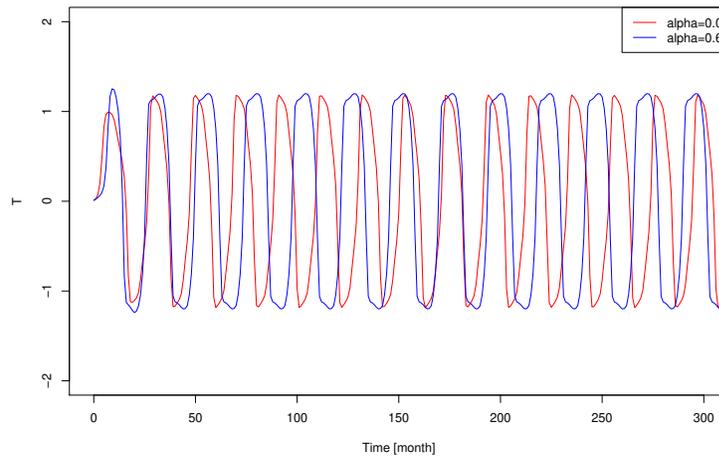


Figure 1: 式 (3) において, $b=0.75, \tau=6[\text{month}]$ として解いた数値解. 横軸は時間 (月), 縦軸は T を表す. 赤線が $\alpha = 0$, 青線が $\alpha = 0.6$ のケースである.

赤線で示される時系列は, 係数に季節変動を含まないケース ($\alpha = 0$) であり, 実際の Nino3.4 指数と同様に正 (エルニーニョ) および負 (ラニーニャ) の値が交互に現れている様子がわかる. ただし, 遅延振動子モデルの時系列は現実のものよりも周期的であり, 実際に観測されたような不規則な変動については見られない.

$\alpha = 0.6$ のケース (青線) についても, 赤線同様周期的な変動が見られる. 変動の振幅自体は $\alpha = 0$ と比べて大きな差はないものの, 位相は多少異なっており, 周期の長さも少し変化している. このことは, α の値を変化させることによって, 時系列の位相が変化しうることを示唆している.

そこで, 変動の季節性がどのように変化するかを調べるため, α の値を様々に変えてそれぞれ数値解を求め, 得られた各時系列の標準偏差を月ごとに計算した. ここでは $\alpha = 0 - 1.2$ まで変え, それぞれ数値積分を行った. τ および b の値は, 上で用いた値と全く同じものに設定した ($b = 0.5, \tau = 6[\text{month}]$). その結果を Figure 2 に示す.

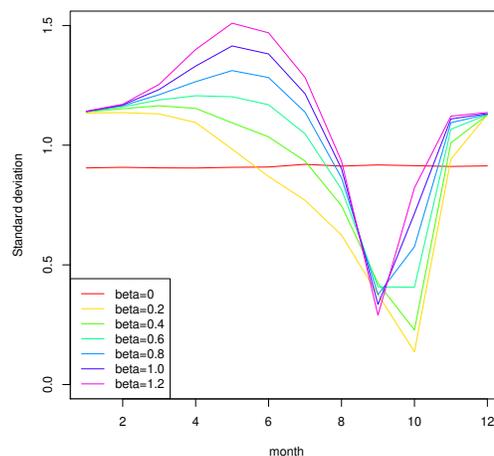


Figure 2: 式 (3) において, α の値を 0.0 から 1.2 まで変化させた時の, 各時系列の月ごとの標準偏差. 横軸は月, 縦軸は標準偏差を表す.

$\alpha = 0$ の場合は、どの月も標準偏差はほぼ同じ値を取っている。このことは、結合の強さに季節性が存在しなければ、ENSO はどの月にも発生するというを示している。一方、 α の値をだんだん大きくしていくと、ENSO の振幅は特定の月 (4-6 月) にピークを迎え、それ以外の月では小さくなっていくことがわかる。

3 観測データによる検証

前節では、遅延振動子モデルの式を拡張し、係数の季節変動の振幅を大きくすると、エルニーニョ現象が特定の月に起こりやすくなることを数値的に示した。しかしながら、現実世界において、(1) の係数 a, b が季節によって変化するか否かは自明でなく、実際のデータを用いて検証する必要がある。そこで、本節では観測された海面水温のデータを用いて、多重回帰を適用して (1) に近い形のフィッティングを行い、回帰係数を計算することによって、拡張した式 (2) がどの程度妥当であるかについて調べた。

3.1 使用データおよび解析手法

本研究では、1958-2015 年までの月別海面水温データ Extended Reconstructed Sea Surface Temperature (ERSST)[9] を用いた。このデータは現場観測、および衛星観測を組み合わせて作られたものである。解析対象領域は Nino3.4 海域 ($170^{\circ} - 120^{\circ}W, 5^{\circ}S - 5^{\circ}N$) とした。まず、各点 (x, y) の SST データ $SST(x, y, year, month)$ から、次のように月別の気候値 $SST_{clm}(x, y, month)$ を以下のように計算した:

$$SST_{clm}(x, y, month) = \sum_{year=1}^N SST(x, y, year, month)/N.$$

ここに $(month = 1, 2, \dots, 12)$ であり、また N は年数 ($=2015-1958+1=58$) を表す。次に、各点・各月について気候値 (SST_{clm}) からの偏差 (SST_{anm}) を以下のように求めた:

$$SST_{anm}(x, y, year, month) = SST(x, y, year, month) - SST_{clm}(x, y, month).$$

最後に、各月において領域平均値を計算し、これを Nino3.4 指数 ($=T$) と定義した:

$$T(year, month) = \overline{SST_{anm}(x, y, year, month)}$$

この T を使い、重回帰を用いて (1) 式との対応づけを試みた。ここでは、簡単のため非線形項は除外した

$$\frac{dT}{dt} = aT - bT(t - \tau) \quad (4)$$

を考えることにする。さらに、 τ は 6 ヶ月と固定することにする。以下、季節性の有無によって、2通りの見積もりを行う。

1 つ目のケースでは、月の違いを考慮せず、全て連続した時系列であるとして重回帰を適用し、 (a, b) を計算した。この時、得られる (a, b) を $(a_{noseason}, b_{noseason})$ とする。

2 つ目のケースでは、各月ごとに時系列を整理して、 (a, b) を求めた。この結果、12 組の (a, b) が得られるが、これを $(a_{withseason}(month), b_{withseason}(month))$ と記すことにする。例えば、1 月については

$$\frac{dT(year, month = jan)}{dt} = aT(year, month = jan) - bT(year - 1, month = jul). \quad (5)$$

として、 a, b を計算し、得られた a を $a_{withseason}(1)$, b を $b_{withseason}(7)$ とした。なお、 $T(year-1, month = jul)$ は前年の 7 月の T を意味している。

3.2 結果

3.1 で述べた手法によって得られた $(a_{withseason}(month), b_{withseason}(month))$ を、Figure 3 に示す。

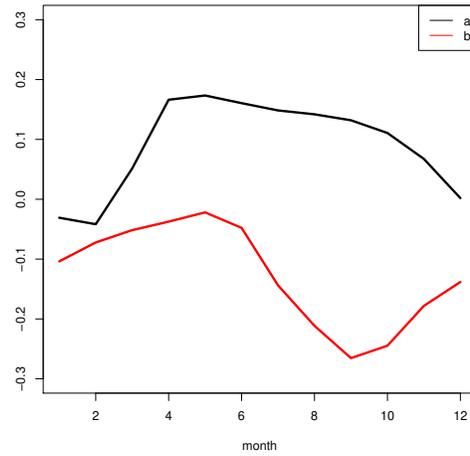


Figure 3: 式 (2) において, $a=0.75, \tau=6[\text{month}]$ として解いた数値解. 赤線が $\alpha = 0$, 青線が $\alpha = 0.6$ のケースを表す.

もし, (a, b) の季節変化が弱ければ, $(a_{withseason}(\text{month}), b_{withseason}(\text{month}))$ は月によらず $(a_{noseason}, b_{noseason})$ に近くなるはずであるが, 実際には明確な季節サイクルが存在している. ただし, 2. においては a, b の季節変化の位相が同じであると仮定し拡張を行ったものの, 実際には b の位相が a に少し遅れる形になっていることがわかる.

さらに, 季節サイクルを含んだ形の方が, より $\frac{dT}{dt}$ の時系列を忠実に再現できているかを確認するため, ケース 1 およびケース 2 から得られた (a, b) を用いて, $\frac{dT}{dt}$ を再構築し, 元の時系列との相関係数を計算した.

ケース 1 から得られる時系列は

$$\left. \frac{dT}{dt} \right|_{noseason} = a_{noseason}T - b_{noseason}T(t - \tau).$$

ケース 2 から得られる時系列は

$$\left. \frac{dT(\text{year}, \text{month})}{dt} \right|_{withseason} = a_{withseason}(\text{month})T(\text{year}, \text{month}) - b_{withseason-\tau}T(\text{year}, \text{month}-\tau)$$

で表される.

$\left. \frac{dT}{dt} \right|_{noseason}$, $\left. \frac{dT}{dt} \right|_{withseason}$ についてそれぞれ散布図で示したものが Figure 4 である. 実際, 相関係数を比べると, ケース 2 の方がケース 1 よりも高く, このことは仮定の妥当性を示していると言える.

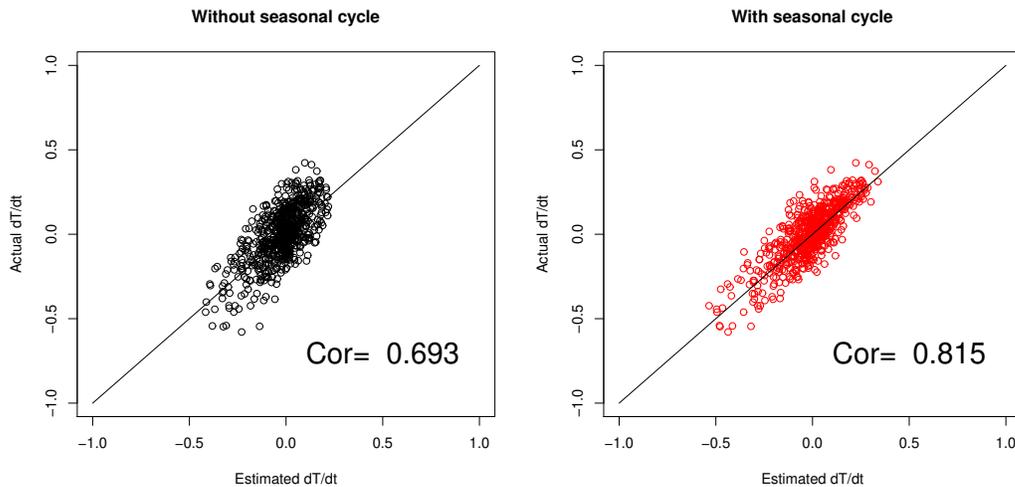


Figure 4: (左) $\left. \frac{dT}{dt} \right|_{noseason}$ と $\left. \frac{dT}{dt} \right|_{withseason}$, (右) $\left. \frac{dT}{dt} \right|_{noseason}$ と $\left. \frac{dT}{dt} \right|_{season}$ の関係.

4 終わりに

本研究では、熱帯太平洋の主要な気候モードである ENSO を説明するために提唱されたメカニズムの 1 つである、遅延振動子モデルに季節変動の効果を組み込むことを試みた。さらに、実際の海面水温データを解析することによって、上記の拡張を行う際に用いた仮定が妥当であることを確認した。今後は、まず気候力学的な課題として、なぜ大気・海洋間の相互作用の強さが季節によって変動するのかについて、その背後にある物理的なプロセスについてさらに調べる必要がある。このためには、海面水温以外のデータを解析したり、また大気・海洋大循環モデル(大気・海洋を支配する流体力学・熱力学の式を数値的に解くモデル)を用いた実験等を行ったりするというアプローチが考えられる。また、ENSO を説明する他のモデル([4] など)についても、本研究で行ったような拡張が適用できるかについても検証すべき課題であると言える。

数理科学的な課題としては、今回用いた結果がどの程度パラメータに依存するか、そしてそれがなぜそうなるかということ常微分方程式の理論から説明するといったことが挙げられる。もし、パラメータを少し変えると解の振る舞いが大きく変わるといったようなことがある場合、背景場を構成する大気・海洋の状態が変化した時にエルニーニョ現象自体も変調を受けるという可能性を示唆する。従って、こうした課題は単に数理科学的な興味としてだけでなく、気候力学の理解を深めるためにも重要であると言える。

References

- [1] Battisti, D. S., 1988: Dynamics and thermodynamics of a warming event in a coupled tropical atmosphere-ocean model. *J. Atmos. Sci.*, 45, 2889-2919.
- [2] Battisti, D. S., and A. C. Hirst, 1989: Interannual variability in a tropical atmosphere - ocean model: Influence of the basic state, ocean geometry and nonlinearity. *J. Atmos. Sci.*, 46, 1687-1712.
- [3] Bjerknes, J., 1969: Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, 97, 163-172
- [4] Jin, F.-F., An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. Part I: Conceptual model, *J. Atmos. Sci.*, 54, 811-829, 1997.
- [5] McPhaden, M. J., Zebiak, S. E., and Glantz, M. H. (2006). ENSO as an integrating concept in Earth science. *Science*, 314(5806), 1740 - 1745.
- [6] McPhaden MJ (2015) Playing hide and seek with El Niño. *Nat Clim. Change* 5:791 - 795
- [7] Neelin, J. D., et al., ENSO theory, *J. Geophys. Res.*, 103,14,262-14,290, 1998.
- [8] Rasmusson, E. M., and T. H. Carpenter, 1982: Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 354-384.
- [9] Smith, T. M., R. W. Reynolds, T. C. Peterson, and J. Lawrimore(2008), Improvements to NOAA's historical merged land-ocean surface temperature analysis (1880-2006), *J. Climate*, 21, 2283 - 2296, doi: 10.1175/2007JCLI2100.1
- [10] Suarez, M. J., and P. S. Schopf, 1988: A delayed action oscillator for ENSO. *J. Atmos. Sci.*, 45, 3283-3287
- [11] Wang, C., and J. Picaut, Understanding ENSO physics - A review, in *Earth's Climate: The Ocean-Atmosphere Interaction*, Geophysical Monograph Series, Volume 147, edited by C. Wang, S.-P. Xie, and J. A. Carton, pp. 21-48, AGU, Washington, D. C., 2004