

相をありのままに見ていきたいと考えている。

文 献

CAC, July 1985: Climate Diagnostics Bulletin, Climate Analysis Center, NMC/NOAA, July 1985 issue.

CAC, Nov. 1985: Climate Diagnostics Bulletin, Climate Analysis Center, NMC/NOAA, Nov. 1985 issue.

河原幹雄・酒井重典, 1984: 夏期の亜熱帯高気圧について, 気候変動研究会報告集, 1984年10月, 44-48.

Knutson, T.R., K.M. Weickmann and J.E. Kutzbach, 1986: Global-scale intraseasonal oscillations of outgoing longwave radiation and 250 mb zonal wind during northern hemisphere summer, *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 605-623.

栗原弘一, 1985: 日本の夏季気温と西部熱帯太平洋域の海水温との関係, *天気*, **32**, 407-417.

———, 露木 義, 1986: 夏期に日本付近で発達する亜熱帯高気圧の生成維持機構—1984年8月の解析—, 気象学会 1986 年春季大会 予稿集, **49**,

171.

Kurihara, K. and M. Kawahara, 1986: Extremes of East Asian weather during the post-ENSO years of 1983/84—Severe cold winter and hot dry summer—, *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, No. 4, 493-503.

Lau, K.M. and P.H. Chan, 1985: Aspects of the 40-50 day oscillation during the northern winter as inferred from outgoing longwave radiation, *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1889-1909.

Weickmann, K.M., G.R., Lussky and J.E. Kutzbach, 1985: Intraseasonal (30-60 day) fluctuations of outgoing longwave radiation and 250 mb streamfunction during northern winter, *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 941-961.

Yasunari, T., 1979: Cloudiness fluctuations associated with the northern hemisphere summer monsoon, *J. Meteor. Soc. Japan*, **57**, 227-242.

———, 1980: A quasi-stationary appearance of 30 to 40 day period in the cloudiness fluctuations during the summer monsoon over India, *J. Meteor. Soc. Japan*, **58**, 225-229.

107 (ENSO モデル研究)

ENSO モデル研究の最近の発展*

山 形 俊 男**

1. ENSO のモデリング

ビヤルクネスがちょうど20年前に指摘した様に, ENSO 現象では大規模な大気海洋相互作用が重要な役割を果たしていることが明らかになってきた。特に, この現象の物理過程の理解はこの数年間に著しく進展したが, これは1つには簡易なモデル研究の成果であり, 一方で最も良く観測され, また史上最強とも言われる1982/83年の ENSO 現象そのもののお陰でもある。それでは, ENSO 現象の主要な特徴を説明するには, どのような物理過程を考えればよいのだろうか。

第1に必要なことは, 海表面温度が大気風の風にどの様に影響を与えるかを明らかにすることである。この過程は大変に込み入っている。海表面温度と蒸発域との関係, 蒸発域と凝結域との関係, 凝結に伴う潜熱の放出が

風系に及ぼす効果, これらの連鎖を経由してはじめて海表面温度の異常と風の異常とが結ばれる。しかも相互の関係は線型とは限らない。例えば, 海表面温度が 28°C を超えると急に凝結に伴う雲量が増大するという様な事がある。加えて, 蒸発は海表面温度だけでなく大気温度や水蒸気量, さらには風速そのものにも依存する。凝結にしても風が収束する場が必要なのでフィード・バック機構を考える必要もある。それでは絶望的かということ案外そうでもない。あまり細部にとらわれないことにするならば, 熱帯対流圏の加熱に対する応答は赤道ベータ面の鉛直方向に1つのモードしか持たない浅水方程式でよく記述できる。ENSO 研究の気象学的側面におけるこの驚くべき単純化は松野 (1966) によるもので, ビヤルクネス (1966) による大気海洋相互作用の重要性の指摘と時を同じくしているのは, その後の ENSO 研究史からも興味深い。1982/83年の ENSO の完熟期における風の場と加熱域の関係を見ると, 加熱域をまたいで南北

* Recent development of simple air-sea coupled models of ENSO.

** Toshio Yamagata, 九州大学応用力学研究所。

に存在する双子渦が明らかである。この双子渦は大気の大常ロスビー波によるもので、松野の循環パターンと呼ばれる。

第2のポイントは風が海流、海水位、混合層の深さといった海の変量をどの様にして決めるのかということである。ここでも幸いなことに外力としての風さえ分かれば水位や流れの異常は浅水方程式で、ある程度説明できる。この単純化はウィルトッキ(1975)によるもので、ブサラッチ、竹内、オブライエンらは赤道太平洋の水位の経年変動をある程度説明するのに成功している(Busalacchi *et al.*, 1983)。すなわち、赤道海洋の変動現象の大枠は内在的な流れの不安定性や乱れ等に規定されるというよりは、むしろ外力にตอบสนองする層流的イメージで捉えうるのである。この点で、中緯度の海洋現象(沿岸域を除く)とは好対照をなしていることを注意したい。こうした相違をもたらす一因として、赤道域が赤道ケルビン波や赤道ロスビー波等を捕捉する導波管の性質を備えていることを挙げることができる。

閉じた大気海洋結合モデルに至る第3のポイントは、海表面温度と海の変量との関係をどうするかということになる。(A) 湧昇や沈降に伴う熱の混合によるとすれば、海表面温度の変動と混合層の深さの変動を関係づけることも可能である。(B) 水平温度傾度があれば移流によっても海表面温度の異常が作り出される。(C) 海表面と大気との熱のやりとりによっても海表面温度が変動する。ENSO においては、この(C)の機構は海表面温度の異常を作り出すというよりは解消するもの様である。そこで、上の(A)、(B)のどちらを選ぶかによって相互作用の性質が大きく変わるの明らかである。(A)の機構を採用すると海の赤道ケルビン波が不安定化し、大気側に松野のパターンを伴って東進するモードが得られる(Philander *et al.*, 1984; Yamagata, 1985)。一方(B)の機構を採用すれば海の赤道ロスビー波が不安定化し西進するモードが得られる(Hirst, 1986)。ギル(1983)やハリソンとジョッフ(1984)らは、それぞれ1972年、1982/83年のENSOデータとモデルを比較して(B)の機構を支持しているが、一方で、ドンガイラ(1984)は1969年のENSOのデータから(A)の機構を支持している。おそらく現実には両者がENSOの発展段階に応じ、また海域の違いで主役を交代しているものと思われる。

2. 最近の数値モデル実験と1982/83年のENSO

アンダーソンとマックレアリー(1985)は海洋混合層の物理とその層の温度を決定する方程式を加えた数値モデルを開発し、1982/83年の現象によく似た結果を得ている。擾乱の東進速度は海のケルビン波よりも遅く、また海面温度は混合層の深さの単調増加関数になっている点からも、私とフィランダーのグループで提唱した(A)の機構に基づく不安定が働いているといえるだろう。レニック(1983)とギル(1985)らは温度方程式において、(B)の移流の効果だけを考えた数値モデルを走らせた。彼らの結果には西進する有限振幅の擾乱をはっきりと見ることができる。ギルらのモデルはエル・ニーニョの成長期の暖かいアノマリーの東進現象よりも、むしろエル・ニーニョの完熟期に赤道太平洋の広い範囲にわたって存在した積雲対流域が退行していく現象や、南北に狭い範囲で生じ西進する海の冷たいアノマリー、すなわち反エル・ニーニョ現象を説明するものかもしれない。最近、ゼビアクとケーン(1985)は海表面温度(混合層全体の平均温度ではなく)を決定する方程式を含み、かつ海表面温度、下層の風、混合層の深さの月平均気候値を外パラメーターとする細密なモデルを提示している。そこでは定在波タイプの暖かいアノマリーが季節変動の規制を受けながら数年間隔で発生している。ジョッフとスアレも類似のモデルを開発しているが彼らの結果はむしろアンダーソンとマックレアリー(1985)や私たちのモデルに近く、東進するアノマリーが見られる(IAMAP/IAPSO '85の講演)。

さて、それでは現実はどうかということになる。最も良く観測され、しかも最強と目される1982/83年の現象については、松野パターンに伴う風のアノマリーや外向き赤外放射のアノマリー(大気加熱の指標と考えてよる)が暖かい表層水の重心とともに東進していることがわかる。

加えて、水位のアノマリーも同じ程度の速さで東進している(Wyrtki, 1984)。このように大気のアノマリーと海のアノマリーが相互に影響し合って増幅しながら東進したということは、大筋において私たちの提示した不安定機構が卓越したと言えるだろう。

3. ENSOのトリガー

西太平洋ではアジアとオーストラリア両大陸が存在するために熱帯収束帯は常に夏半球の方に引き寄せられる。そのために年に2回赤道を横切ることになる。とこ

ろで、インドネシアを中心とする海大陸には東太平洋から東風が吹き込んでいるので、この応力分布に均衡する様に、海洋混合層は西太平洋に向かうほど厚くなっている。熱帯収束帯に吹き込む季節風の引き起こす湧昇や沈降が、あまり海表面温度を変化させないのは、この厚い混合層があるためである。しかし、もし強い西風が吹くことがあれば、2章のBの機構で海表面温度の暖かいアノマリーが生じる。しかも旨い具合に熱帯収束帯が赤道付近に滞在する時、すなわち春か秋にこの西風のバーストがあれば、中央部太平洋では大気海洋結合系の不安定へ移行しうるだろう。積雲活動が活発化するのには正味の収束場が強化される場合に限られるからである。このバーストの存在はルーサーら(1983)や新田ら(1985)も指摘している。その正体はどれもマデンとジュリアン(1972)や安成(1980)らが見い出した熱帯対流圏の東西風の30—50日振動にあるようだ。実に興味深いことは、この30—50日振動も一種のウォーカー循環の上昇域の移動に伴うもので、時間スケールからは南方振動のミニチュアのようなものである(Yamagata & Hayashi 1984)。

東太平洋に目を転じてみよう。東太平洋では北米大陸が西方に張り出しているため、熱帯収束帯は常に北半球側にあり、南半球が夏になってもせいぜい赤道近くに寄るだけである。この収束帯に吹き込む南東貿易風の季節変動が南半球側の湧昇と北半球側の沈降をもたらし、薄い海洋混合層とあいまって海表面温度の季節変動を引き起こしている。ここで西太平洋で励起され、大気海洋相互作用により増幅しつつ東進する暖かい現象が東岸に到達するタイミングを考えてみよう。もし熱帯収束帯が赤道付近にまで南下している時に旨い具合に到達できれば、海表面温度は異常に高まり対流圏下層の収束場も強化されて、強いエル・ニーニョとなるはずである。実際、1982/83年のENSOではこのようなことが起こったと考えられる。東太平洋における、ENSOが季節変動の振幅増幅現象の様に見えるのは、おそらくこうした筋書きによるからであろう(Yamagata, 1985)。

4. ENSO のサイクル

ENSO は長い時間スケールで見れば振動的なものであり、その一方の極が冷たいエピソード(反エル・ニーニョ)になるわけである。この冷たいエピソードは我が国には逆に暑い夏をもたらすものであることも強調したい。しかしこの現象が注目され出したのはこの1—2年のことにすぎないのである(Philander, 1985)。海大陸

上の加熱アノマリーに対する大気の応答等も含めて、この反エル・ニーニョの研究は今後大いに推進していく必要がある。これは我が国の問題意識に根ざした TOGA 計画の必要性という視点からだけではない。エル・ニーニョ時には赤道海洋は亜熱帯域の海洋と大気に熱を失うが、反エル・ニーニョ時には大気から熱を奪い、次のエル・ニーニョの準備をしているとも言えるからである。この点については別の機会に詳しく報告したい。

文 献

- Anderson, D.L.T. and McCreary, 1985: Slowly propagating disturbances in a coupled ocean-atmosphere model, *J. Atmos. Sci.*, **42**, 615-628.
- Bjerknes, J., 1966: A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature, *Tellus.*, **18**, 820-829.
- Busalacchi, A.J., K. Takeuchi and J.J. O'Brien, 1983: On the interannual, wind-driven response of the tropical Pacific Ocean, in *Hydrodynamics of the Equatorial Ocean*, ed. J.C.J. Nihoul, Elsevier, Amsterdam, 368.
- Donguy, J.R., A. Dessier, G. Eldin, A. Morliere and G. Meyers, 1984: Wind and thermal conditions along the equatorial Pacific, *J. Mar. Res.*, **42**, 103-121.
- Gill, A.E. 1983: An estimation of sea-level and surface-current anomalies during the 1972 El Niño and consequent thermal effects, *J. Phys. Oceanogr.*, **13**, 586-606.
- , 1985: Elements of coupled ocean-atmosphere models for the tropics, in *Coupled Ocean-Atmosphere Models*, ed. J.C. J. Nihoul, Elsevier, Amsterdam., 767.
- Harrison, D.E. and P.S. Schopf, 1984: Kelvin-wave induced anomalous advection and the onset of surface warming in El Niño events.
- Hirst, A.C. 1986: Unstable and damped equatorial modes in simple coupled ocean-atmosphere models. *J. Atmos. Sci.* **43**, 606-630.
- Luther, D.S., D.E. Harrison and R.A. Knox, 1983: Zonal Winds in the central equatorial Pacific and El Niño, *Science*, **222**, 327-330.
- Madden, R.A. and P.R. Julian, 1972: Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period, *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1109-1123.
- Matsuno, T. 1966: Quasi-geostrophic motions in equatorial areas, *J. Met. Soc., Japan*, **44**, 25-43.
- 新田 勲・丸山健人・元木敏博, 1985: 衛星雲風デ

ータを用いた熱帯西部太平洋循環場の長期変動の解析(2) 年々変動の特徴, 日本気象学会1985年春季大会講演予稿集, 47, 41.

Philander, S.G.H., T. Yamagata and R.C. Pacanowski, 1984: Unstable air-sea interactions in the tropics, *J. Atmos. Sci.*, **41**, 604-613.

_____, 1985: El Niño and La Niña, *J. Atmos. Sci.*, **42**.

Rennick, M.A. 1983: A model of atmosphere-ocean coupling in El Niño, *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter.*, **15**, 2-4.

Wyrtki, K.: 1975: El Niño-the dynamic response of the equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing, *J. Phys. Oceanogr.*, **5**, 572-584.

_____, 1984: The slope of sea level along

the equator during the 1982/83 El Niño, *J. Geophys. Res.*, **89**, 10419-10424.

Yamagata, T., 1985: Stability of a simple air-sea coupled model in the tropics, in *Coupled Ocean-Atmosphere Models*, ed. J. C. J. Nihoul, Elsevier, Amsterdam., 767.

_____, and Y. Hayashi, 1984: A simple diagnostic model for the 30-50 day oscillation in the tropics. *J. Met. Soc. Japan*, **62**, 709-717.

Yasunari, T., 1980: A quasi-stationary appearance of 30 to 40 day period in the cloudiness fluctuations during the summer monsoon over India, *J. Met. Soc., Japan*, **58**, 225-229.

Zebiak, S.E. and M.A. Cane, 1985: A model ENSO, Submitted to *J. Atmos. Sci.*,

101; 103; 107 (30~40日周期振動)

30—40日周期振動に関する数値実験*

林 祥 介**

1. はじめに

数値モデルの話に入る前にデータ解析から知られる30—60日周期振動の特徴を列記しておく。詳しくは村上(勝), 安成, 村上(多), 河原らの記事を参照されたい。Madden・Julian (1972) 以来多くの解析的な研究から明らかにされた代表的な特徴は次のようにまとめられるであろう。

- (1) 東西構造: 東西風(u)における波数1の卓越。
- (2) 鉛直構造: 対流圏全層におよぶ傾圧的構造。
- (3) 位相: 東向き伝播(8-15 m/s)と南北伝播。
- (4) 活動度分布: 熱帯の海水面温度の高い海洋上で顕著。

東向き伝播ということからすぐに連想される赤道波動に赤道ケルビン波がある。しかしながらその位相速度は30—60日周期振動の鉛直構造にあわせて計算すると, 30-60m/sになってしまい, “30—60日” 周期にならない。Chang (1977)はこの困難を解決するために大きな減衰係数(1/5日程度)を導入し遅い位相速度を実現したが, その減衰に対抗すべき外力(熱源)を波動の運動とつじ

つまが合うように組み込む方法については言及していない。一方, 波と対流活動(波動にとっての外力)とを組み合わせる理論として wave-CISK という考え方(Y. Hayashi, 1970)があるが, これまでの wave-CISK に関する研究には先に述べたような遅い位相速度を実現したものはない。というわけで, つい最近まで30—60日周期振動をモデルにより再現或は理論的にうまく説明した仕事は存在しなかった。

ところがここ1年の間に大気大循環モデル(GCM)中で30—60日周期振動が再現されていることがわかってきた。最近の82-83 ENSO現象の出現とそれに伴う ENSO 研究の活発化は熱帯域での積雲対流活動の重要性を人々に認識させ, 積雲対流活動の変動が30—60日周期帯で顕著であることを広く知らしめることとなった。GCMによる研究はそれまでどちらかと言うと気候場(1カ月平均場)の再現ということに多くのエネルギーが使われていたと思われるが, ENSOという大気・海洋系の年々変動の研究が活発化するに伴い逆に高い時間分解能(季節内変動)を持った GCM の出力データを見直すという機運が生じたのである。時間軸上での視点が変わったことにより明らかになったことは, なんのことはない GCM は結構旨く走っているということだっ

* Numerical experiments on the 30-40 day oscillation.

** Yoshi-Yuki Hayashi, 東京大学理学部。