— 1999 年度日本海洋学会岡田賞受賞記念論文 —

西太平洋及びインド洋の熱帯域における海洋循環と その変動についての数値的研究*

升本 順夫†

要 旨

西太平洋及びインド洋の熱帯域における海洋循環とその変動について、海洋大循環モデルを用いて行った著者の最近の研究を簡単に紹介する。特に西太平洋熱帯域に発達するミンダナオ・ドームの季節変動、インドネシア通過流に見られる年周期と半年周期変動、および南部熱帯インド洋の年周期強制ロスビー波を取り上げ、それらの発生機構を明らかにする。

キーワード：海洋大循環モデル，西太平洋インド洋熱帯域，表層海洋循環，季節変動

「動と不動，たえまのない変化とつねに自己同一を保って変わることのない恒常性，そして生の歓喜と死の恐怖，こういった両極端を海はわれわれに思わせる。」

矢内原伊作「海の思想」

1. はじめに

熱帯海洋における表層循環系の変動に関する研究は、太平洋で発生するエルニーニョ/南方振動 (ENSO) をターゲットとした熱帯海洋全球大気 (TOGA) プロジェクトにより飛躍的に発展しました (McPhaden *et al.*, 1998 など)。特に大気と海洋が相互に影響を及ぼしあいながら発展する結合系であることが観測とモデルの両者から様々な視点で調べられ (Wallace *et al.*, 1998; Godfrey *et al.*, 1998; Neelin *et al.*, 1998; Stockdale *et al.*, 1998; Delecluse *et al.*, 1998 など)、現在は ENSO の予報も試みられている状況

となってきています (Latif *et al.*, 1998 など)。このような熱帯海洋研究の発展期に大学院生として揉まれたことは、競争が激しい点で厳しいものでしたが、その一方で研究の醍醐味を実感でき、また多くの研究者と交流を持てたことは非常に有益でした。このような状況の中、ENSO に関する多くの論文を見て行くうちに 1 つのことが気になりました。ENSO のような経年的な変動の発生や終息がモンスーンなどに代表される基本場としての季節変動と強く関連しているらしいということです (Yasunari, 1991; Webster and Yang, 1992 など)。ENSO 研究の初期から示唆されていることではありますが、いまだにこの関連性についての詳細は明らかになっていません。特に具体的な問題として、大気で顕著なモンスーンなどの季節変動が海洋のどのような過程を通じて ENSO と結びついているのか、とすることに興味を持ちました。

日本は四季がはっきりしており、季節の進行を文字通り身をもって感じられます。冬が過ぎ、春が終わると夏が来ます。このような季節進行に経年的な変動が重なってはいませんが、冷夏と言っても冬より寒くはなりませんし、暖冬でも夏より暑くなりません。冬は冬、夏は夏。日本

* 1999 年 11 月 5 日 受領； 1999 年 11 月 8 日 受理。
著作権：日本海洋学会，2000。

† 東京大学大学院理学系研究科 〒 113-0033 東京都文京区本郷
7-3-1, E-mail: masumoto@geoph.s.u-tokyo.ac.jp

は中緯度に位置していますので、このように季節変動が卓越することは想像に難くありません。しかし熱帯域での非常に顕著な経年変動である ENSO に伴った水温や流れ場の変動は、季節変動のものの数倍に達することも珍しくありません。このような場合においても、季節の進行が経年変動のタイミングを操作していると言うのです。無知な学生であった私にとって、このことは非常に興味深いことでした。今振り返ると、太平洋の東西における違いを区別せずに考えていたことが間違いの一つであったのです。

では、熱帯域、特に ENSO 現象などにとって重要と考えられる西太平洋・東インド洋の暖水塊域における季節変動とはどんなものなのでしょうか。この海域はアジアおよびオーストラリア・モンスーンの影響を強く受け、海洋循環の季節的な変動が顕著であることはよく知られています(例えば Wyrski, 1961)。しかし、一口に季節変動と言っても、様々な現象が複雑に絡み合って作られた結果を見ていることに他なりません。その詳細を明らかにし、経年変動との関連を解き明かすためには、季節変動を構成している様々なプロセスを一つ一つ解きほぐして理解していく必要があります。何本もの糸で編まれた“季節変動”と言う布から1本ずつ糸を解きほぐし、それぞれの糸が何で出来ているかを調べていくようなものでしょうか。今回受賞対象となりました「西太平洋及びインド洋の熱帯域における海洋循環とその変動についての数値的研究」は、このような背景の下で西太平洋における季節変動の研究から始まり、インドネシア通過流の研究を経てインド洋の研究へと発展していきました。

この一連の研究では、海洋大循環モデルを用いた数値シミュレーションを主な手法としています。まず、モデルの能力の許す限り現実的な表層循環系を再現し、その妥当性を観測データとの比較などから検証します。モデルが現実の現象を何らかの形で再現しているならば、結果を詳細に解析することにより、その現象の発生機構などを詳しく理解することができるはずです。ここでは用いた数値モデルの詳細について説明することは避けませんが、興味のある方は Masumoto and Yamagata (1996) を参照ください。

この解説では、西太平洋 (Masumoto and Yamagata, 1991)、インドネシア多島海 (Masumoto and Yamagata,

1996; Yamagata *et al.*, 1996)、東部インド洋 (Masumoto and Meyers, 1998) の3つの海域における季節変動の研究結果について、それぞれ2節、3節、および4節で簡単に紹介していきます。

2. 西太平洋熱帯域の季節変動

—ミンダナオ・ドーム—

西太平洋熱帯域の表層循環系に関しては、観測データや数値計算などから大洋規模の平均場やその変動についてある程度の描像を得ることができます(例えば Lukas *et al.*, 1996)。特に北半球では、北緯10～15度付近を中心として東から西へと流れる北赤道海流(NEC)、その南を西から東へと向かう北赤道反流(NECC)があります。NECはフィリピン沿岸に達すると南北に分岐し、北へ向かうものは黒潮の源流、南に行くものはミンダナオ海流(MC)となり、さらにミンダナオ海流の一部はNECCへつながります。残りの部分はインドネシア多島海を抜けてインド洋へと流れるインドネシア通過流を構成します。一方、この NEC, MC, NECC によって作られる反時計回りの循環の中には、フィリピン南東の北緯7度、東経130度付近を中心とする冷水渦が存在することが報告されています(Wyrski, 1961; Masuzawa, 1968 など)。また、この冷水渦の変動に伴うと考えられるフィリピン・パラオ間の水位差の経年変動も観測されており(Lukas, 1988)、西太平洋の海洋蓄熱量変動などにも影響を及ぼしていると考えられます。しかし、アジアモンスーンの影響により季節的な変動が大きいことが期待される海域でありながら、このような冷水渦の季節変動については良く分かっていませんでした。

水平解像度 0.5 度という、当時では高解像度と言えたモデルで得られた西太平洋熱帯域の平均的な流れの場は、Wyrski(1961)やNitani(1972)に代表されるこれまでの観測結果をよく再現していました。Fig. 1にモデルで得られた2月と8月の100 m深での流速分布を示します。冬期にはミンダナオ島の東に発達する反時計回りの循環が東経145度付近まで広がっているのに対し、夏場の流速場ではほとんど見られなくなっています。東西千キロメートル以上に広がるこの反時計回りの循環をミンダナオ・ドームと呼び、これまでミンダナオ渦と呼ばれてきた直

Fig. 1. Simulated current vectors at a depth of 100 m for February and August (Masumoto and Yamagata, 1991).

径数百キロメートルの冷水渦と区別することにします。

ミンダナオ・ドームの季節変動機構を詳しく調べるため、モデル中に熱収支を計算するための仮定の箱を設定しました。解析を行う領域は、冬期に発達したミンダナオ・ドームの中心となる海域(ボックス A: 5–10°N, 127–135°E, 0–110 m) およびその東側で発達期にミンダナオ・ドームに取り込まれる海域(ボックス B: 5–10°N, 145–155°E, 0–110 m) の2箇所です。ボックス A では、冬季の強いモンスーンに伴う局所的なエクマン湧昇によって下層から冷水が取り込まれ、10月から2月にかけて強く冷却されています(Fig. 2)。一方、春から初夏にかけて、海表面での熱フラックスの効果と東方からの暖水の浸入によって平均水温が上昇していることも分かりました。一方、東側のボックス B では、冬季の冷却はミンダナオ・ドーム中心域からの冷水の移流と共に、貿易風の強化による海面熱フラックスの影響が重要であることが分かりました(図省略)。このようにミンダナオ・ドームを発達させるのと同時に、冬季の強い貿易風は表層のエクマン収束により東経160度付近に暖水を蓄積します。その後この暖水はロスビー波として西進し、晩春にはミンダナオ・ドームの中心域へ到達します(Fig. 3)。これがミンダナオ・ドーム中心域での水温上昇に寄与する暖水の浸入となっているのです(Fig. 2)。

このようなミンダナオ・ドームの季節的な消長は北緯5度における海洋蓄熱量偏差の経度—時間発展にはっきり現れています(Fig. 3)。ここで興味深いことは、東経170度付近を境として、その東西で季節変動の様相が非常に

Fig. 2. Monthly heat budget analysis for Box A (5–10°N, 127–135°E, 0–110 m). The rate of change of heat storage is determined by the convergence of heat transport, flux across the surface, and horizontal and vertical diffusions. The modeled upwelling speed (in $10^{-4} \text{ cm s}^{-1}$) at a depth of 110 m, the contribution from the Ekman pumping, and the difference between the two (due to remote forcing) are shown in the lower panel. (Masumoto and Yamagata, 1991)

Fig. 3. Time-longitude section of the seasonal heat content anomaly in the upper 310 m depth at 5°N. Negative anomalies are shaded. The contour interval is $5 \times 10^3 \text{ cal cm}^{-2}$. (Masumoto and Yamagata, 1991)

Fig. 4. Same as in Figure 3, but for a sensitivity run with the seasonally varying wind stress only over the region west of dateline and the wind stress east of it was fixed to December values. (Masumoto and Yamagata, 1991)

違うことです。東経 170 度以西の変動は、その東側とは関係なく発生しているように見えます。この点を確認するため、日付変更線以西のみ季節変化する風を与え、他の領域では風を変化させない実験を行いました。Fig. 3 と同様の北緯 5 度における海洋蓄熱量偏差の経度-時間発展を見ると (Fig. 4), 西太平洋上の風の変動のみであってもミンダナオ・ドームの消長がほぼ完全に再現されていることが分かります。このことは、熱収支の解析から得られた結果を裏付けることにもなります。冬季のモンスーンの影響が及ぶ範囲が東経 170 度付近までだと考えても良いかも知れません。

西太平洋上の冬季のモンスーンが作り出したミンダナオ・ドームという構造を、同時期に自分自身が励起したロスビー波によって消してしまう、という面白さ。一口に季節変動といっても様々なプロセスが絡み合っていることが分かります。

3. インドネシア通過流の年周期変動と半年周期変動

ミンダナオ海流の一部は北赤道反流へと続き太平洋内部領域へと戻りますが、一部はインドネシア通過流となり、インドネシア多島海を通りインド洋へと抜けていきます。インドネシア通過流の強弱が西太平洋・インド洋域の暖水塊の範囲や蓄積される暖水の量に影響を及ぼしている可能性もあります (Wyrtki, 1989)。このインドネシア通過流の季節変動はどうなっているのか、という点が次に興味の対象となりました。

インドネシア通過流の流量やその変動に関しては、絶対的に観測データが少ないことや、海岸海底地形の複雑さなどによる数値モデルの困難があるため、最近になってやっと活発に議論されるようになってきました (Lukas *et al.*, 1996 など)。そんな中、インドネシア通過流の平均的な流量を求めるための、非常に簡単でかつ強力な理論モデルを Godfrey (1989) が提案しました。Island Rule と名づけられているこのモデルによれば、ある風応力の分布に対応する定常的な通過流量は、オーストラリア亜大陸上およびオーストラリア亜大陸の南北緯度に挟まれる太平洋上での風応力のカールにより決定されます。果たして季節変動にもこのような定常状態を考えるモデル

Fig. 5. Simulated seasonal transport variations of the depth-integrated Indonesian through-flow (solid line), and the one calculated using Godfrey's (1989) island rule with Hellerman and Rosenstein (1983) wind stress multiplied by 0.75 (dashed line). (Masumoto and Yamagata, 1996)

が適用できるのか、このモデルで考えられている以外の重要なプロセスがあるのかどうか、という点を中心に調べていきました。

Fig. 5 は数値モデルで再現されたインドネシア通過流の季節変動と、Island Rule を用いて各月の風応力から計算した通過流の変動です。数値モデルの結果は Island Rule の結果に比べて全体に 3 Sv 程度小さくなっていますが、季節変動の振幅や位相はかなり良く合っています。しかし、通過流量が極大や極小を取る時期に若干のずれが見られますし、モデルの結果では 5 月頃に顕著な極小が表れています。では、どのような力学現象が大循環モデルの結果と Island Rule とで共通する季節変化をもたらし、また両者の違いを生んでいるのでしょうか。

この研究で用いた大循環モデルでは、インドネシア多

Fig. 6. Seasonal variations of (a) the net Indonesian throughflow from the Pacific to the Indian Ocean, (b) the southward transport through the Lombok Strait, and (c) the southward transport through the Timor Sea, for standard run (solid line), Case 1 (dotted line), and Case 2 (dashed line). (Masumoto and Yamagata, 1996)

島海域からインド洋へと流れ出るためにはロンボク海峡かチモール海のどちらかを通らなければなりません。そのうちの約 3/4 がロンボク海峡を通り、残りがチモール

海を通過しています (Fig. 6, 実線)。それぞれの通過流量の季節変化を見ると、ロンボク海峡を通過する流量の変動には年周期の変動と共に、同程度の振幅を持つ半年周期の変動が重なっていることが分かります。チモール海の通過流量にも、振幅・位相は異なりますが、同様の半年周期変動が見られます。このような年周期・半年周期変動の原因を探るため、南緯 10 度から北緯 10 度の赤道域の風だけを季節変化させ、その他の領域の風は 12 月の風で固定する感度実験 (ケース 1) を行いました。その結果を見ると (Fig. 6, 点線), ロンボク海峡の通過流量はほぼ完全に再現されますが、チモール海のは全域季節変化する風で駆動した場合とかなり異なり、北半球の夏から秋にかけて流量が極端に小さくなっていることが分かります。

インド洋赤道域では年 2 回、モンスーンの遷移期に強い西風が吹くことが知られており、これに伴って海洋表層には上層厚が厚くなるケルビン・ジェット (Wyrtki ジェット) が励起されます (Wyrtki, 1973; O'Brien and Hurlburt, 1974)。4 月と 10 月頃に発生するこの Wyrtki ジェットは赤道に沿って東進し、スマトラ島に到達した後、沿岸ケルビン波となってインドネシア南岸沿いに東進します。この Wyrtki ジェットに伴う沿岸波動の伝播は数値モデルの海面力学高度偏差にも明瞭に現れ (Fig. 7b), スマトラ島、ジャワ島南岸に点在する検潮所のデータとも良い一致を示しています (Clarke and Liu, 1993)。この波動が毎年 5 月と 11 月頃にロンボク海峡付近へ到達し、ロンボク海峡を挟む東西圧力差を生み出すために通過流量に影響を与えていることが分かりました。一方、海面力学高度偏差の年周期成分は、風応力に対するほぼ定在的な応答をしています (Fig. 7a)。ロンボク海峡の通過流に見られる年周期成分は、この局所的なモンスーンの風により励起される圧力傾度の影響によるものであるため、年周期成分・半年周期成分共に、赤道域の風の変動だけを与えることによってほぼ完全に再現されることが分かりました。

では Fig. 6 の実線と点線の差として現れたチモール海での流量の違いは、どこの風による影響なのでしょう。もう一つの感度実験として、赤道域に加え、オーストラリア南西岸を含む東経 110 度から 140 度までの範囲の風も季節的に変化するようにしてみました (ケース 2) (Fig. 6, 破線)。この場合、ロンボク海峡はもちろんのこと、チモー

Fig. 7. Monthly anomalies of the surface dynamic height relative to 343 dbar along the coast of Sumatra and Java. Contour interval is 1 dynamic centimeter. Negative values are shaded. (a) Annual signal. (b) Semiannual signal. (Yamagata *et al.*, 1996)

ル海の流量もほぼ完全に再現できることが分かります。オーストラリア南西岸では季節によって岸に沿う風の成分が強くなったり弱くなったりしています (Fig. 8)。このような風の変化が起こると、岸に沿って伝播する沿岸補足波が励起されます (Gill, 1982 など)。順圧ケルビン波であれば僅か数日のうちにオーストラリア亜大陸を一周し、チモール海の流量変動にも影響を与えることが出来ます。実際、二つの感度実験で得られた流線関数分布の差を見ると (図省略), ケース 2 ではケース 1 に比べて、4 月から 8 月にかけてオーストラリア亜大陸を取り囲む反時計回りの循環が急速に発達し、チモール海のみならずインド洋全体に影響を及ぼしていることが分かりました。

Fig. 8. Wind stress vectors around Australia in February, April, June, and August after Hellerman and Rosenstein (1983).

Wyrtki ジェットを励起するインド洋の風は Godfrey (1989) の Island Rule には考慮されておらず、これに伴う半年周期の変動が海洋大循環モデルの結果と Island Rule で求められる変動との違いの一部をもたらしていると考えられます。また、Island Rule に含まれている風の変動の中でも、オーストラリア南西岸付近の風が効果的に通過流の季節変動を生んでいることも分かりました。このようなインド洋赤道域の風もオーストラリア南西岸付近の風も、季節変動のみならず、顕著な経年変化を示します。したがって、通過流の季節変動を形作るプロセスの経年的な変動によっても、通過流の年々変動が励起されている可能性があることが示唆されます。インドネシア通過流の経年変動とこれらの関連については、今後の課題と言えるでしょうか。

4. 南部熱帯インド洋の年周期強制ロスビー波

インドネシア通過流は、インド洋へと入った後南赤道海流と合流し、南緯 12 度付近の強い西向きの流れとなってインド洋を横断します。インドネシア多島海域で見られるような顕著な年周期変動がインド洋中部でも見られ

Fig. 9. (a) Amplitude and (b) phase of annual harmonic of the variation in the depth of 20°C isotherm (D20) derived from the XBT. Contour intervals are 5 m and 45 degrees, respectively. The phase is referenced to zero on January 1 and corresponds nearly to the day of the year when the D20 has the deepest value.

るのでしょうか。Fu and Smith (1996) は人工衛星海面高度計データを用い、インド洋の南赤道海流付近を中心とした南部熱帯インド洋において、海面高度偏差の年周期成分の振幅が大きいことを示しています。この年周期変動の位相は、オーストラリア沿岸域から西に向かって系統だって進行していることも明瞭に示されました。また、いくつかの数値モデルの結果でも同様の大幅な年周期変動が再現され、これらの緯度帯で励起される年周期のロスビー波が重要な役割を果たしているであろうことが示唆されています (Woodberry *et al.*, 1989; Perigaud and Delecluse, 1992; McCreary *et al.*, 1993 など)。しかし、このような年周期波動が海表面のみならず海洋内部でも見られるのか、またロスビー波である場合、その発生源は何か、と言う問題は解決していませんでした。

そこで、まず海洋内部の変動を観測データから見るため、WOCE, TOGA 両プロジェクトの下で維持されてき

Fig. 10. Same as Figure 9, but for simulated values. Regions where the D20 can not be determined at some time of the year are shaded.

たインド洋を縦断する幾つかのXBT観測線で得られた表層水温データを詳しく調べ(Meyers *et al.*, 1995), 海洋大循環モデルの結果をこれと比較してみました。熱帯域の表層海洋変動を捕らえるための一つの指標として、海面から水温躍層までの深さが良く用いられます。南部熱帯インド洋における水温躍層は20度等温面の深さ(D20)で代表できるため、XBTおよび数値モデルの両方でD20を求めました。Fig. 9, Fig. 10にそれぞれのD20変動に含まれる年周期成分の振幅および位相を示しています。どちらも南緯7度から15度の緯度帯で東経50度から100度にかけて振幅が15 m以上にもなる領域が存在し、ここでは系統だった西進構造が見られます。南緯12度において見積もられる位相速度は、XBTおよびモデルの結果でそれぞれ約17 cm s⁻¹, 12 cm s⁻¹となっています。これらの結果は人工衛星データから得られた海面高度偏差場に見られたものと良く一致し、海洋内部での大振幅年周期波動の存在を示すと共に、海洋大循環モデルの結果が現実の海洋変動を良く再現していることを現しています。残念ながら、観測データは時間的にも空間的にも少ないため、それだけからこの年周期波動の発生原因を同定す

ることは難しそうです。そこで海洋大循環モデルの結果と、非常に単純な系での海洋の振る舞いを比較することで発生原因を突き止めようと考えました。

熱帯域の海洋上層厚偏差(h)の大規模でゆっくりとした変動は、以下の式で記述できます(例えばWhite, 1977; Meyers, 1979)。

$$h_t + c h_x = W \quad (1)$$

ここで、 t は時間、 x は海洋の東端から西向きに取った距離、 W はエクマンポンピング速度、 c は非発散ロスビー波の位相速度です。したがって、ある時刻、ある場所での上層厚偏差 h は、その点を通る特性曲線に沿って海洋東端から W を積分していけば良いことになります。果たして、大循環モデルの結果はこのような非常に単純化されたモデルで説明できるのでしょうか。Fig. 11の実線は大循環モデルで再現された南緯12度におけるD20の年周期変動成分の振幅と位相を示しています。東経65度と90度付近に極大を持ち、東経80度付近には局所的な極小域が現れています。中部インド洋でのこのシグナルの位相はほぼ一様であり、この傾きから求めた位相速度、11.8 cm s⁻¹を上記(1)式の c として用いました。(1)式を解く場合、インド洋東端での境界条件が必要になります。まず始めに、インド洋東端では上層厚の季節変動はなく、 h は常に0であると仮定します。この境界条件のもとで、大循環モデルを駆動した風応力から求めた W を与えて(1)式を積分し、得られた h の変動に含まれる年周期成分の振幅と位相をFig. 11に点線で示しました。非常に簡単なモデルから得られた年周期成分の振幅は、大循環モデルの結果と驚くほど良く一致しています。東経65度および95度付近の極大や、それらに挟まれた東経80度付近の極小域も再現されています。局所的な風応力のカールだけ($h_t = W$)ではこのような振幅・位相分布が作られないことから、南部熱帯インド洋に見られる年周期変動は、常に上空の風応力に駆動されながら西進する「強制ロスビー波」によるものであることが分かります。

次に、任意に与えた境界条件の影響を調べます。大循環モデルの結果では、インド洋東端の振幅は0ではなく、約8 mとなっていることがFig. 11(a)の実線から分かります。これには局所的な風による沿岸湧昇などの効果と

Fig. 11. (a) Amplitude and (b) phase of annual harmonic along 12°S; for the OGCM results (solid lines), the simple model without the variation of the eastern boundary values (dotted lines), and the simple model with the eastern boundary values (dashed lines). The phase corresponds to days when the D20 has deepest value.

共に、離れた場所で励起される沿岸ケルビン波などのリモート効果も含まれます。Fig. 11の破線で示された振幅・位相分布は、大循環モデルで得られたインド洋東端でのD20偏差の変動を(1)式を解く際の境界条件として与えた場合の結果です。振幅の分布は、境界条件として常に0の偏差を与えた場合とほぼ同じですが、全体に約1割増加していることが分かります。しかし、振幅の分布が大幅に変わるわけではなく、位相に関しても東経105度より東の領域で影響が見られる程度となっています。大循環モデルの結果でも、東端における振幅が西へ行くにしたがって急激に減少し、東経120度付近ではほぼ0となっています。海洋東端からの影響はすぐに減衰してしまい、内部領域へは殆ど到達していないことが理解でき

ます。すなわち、南部熱帯インド洋における大振幅の年周期変動は風応力が主要な励起源となっているが、ある特定の場所における風ではなく、インド洋全域での風応力の変動とロスビー波の位相速度との関係が重要であることが明らかとなりました。

5. おわりに

これまで行ってきた西太平洋からインド洋にかけての熱帯海洋循環の研究に関して、非常に簡単に振り返ってきました。主に表層海洋循環の季節変動を扱ってきたのですが、この海域に見られる経年変動の研究にも、最近ようやく手を付けはじめました。もともとは太平洋のエルニーニョなどの経年変化を理解するところからスタートしたのですから、別のコースを回った後に、やっと元のスタート地点に戻ってきたような気がします。しかし、季節変動に関して全てが分かったわけではありませんし、より小さな時空間スケールの変動や経年変動との相互作用なども興味深い問題です。学生のときに感じた素朴な疑問を解決するためには、まだ多くの問題に対する答えを明らかにしていかなければならないようです。このたびの岡田賞を励みに、今後もより一層海洋を理解するための研究に邁進して行きたいと思います。

謝 辞

このたび伝統ある岡田賞を頂いたことを大変光栄に思います。推薦・選考くださった先生方、ならびに学会員の皆様に深くお礼申し上げます。一連の研究を進めるにあたっては非常に多くの方のご指導、ご助言を頂きました。特に海洋物理学という興味深い分野の存在と面白さを教えていただいた前田 明夫教授はじめ鹿児島大学の皆様、九州大学大学院時代から非常に広い視点でご指導いただき、熱帯域の研究にのめり込ませて頂いた山形 俊男教授(東大・理)に深く感謝いたします。4節で紹介したインド洋の年周期強制ロスビー波の研究は、日本学術振興会海外CEO派遣研究者としてオーストラリア連邦科学産業研究機構(CSIRO)の海洋部門滞在中に行ったものです。G. Meyers博士、S. Godfrey博士ら多くの研究者との交流がなければ、この仕事は成し得ませんでした。また、多くの方々からのご助言、激励に加え、両親、家族の理解と精神的・経済的なサポートなくしては、これま

で研究を続けて来られなかったと思います。最後に、研究の対象としてその複雑さで私を圧倒し、一方で精神を開放させ心身共にリラックスさせてくれる「海」そのものに、心から感謝いたします。

References

- Clarke, A. J. and X. Liu (1993): Observations and dynamics of semiannual and annual sea levels near the eastern equatorial Indian Ocean boundary. *J. Phys. Oceanogr.*, **23**, 386–399.
- Delecluse, P., M. K. Davey, Y. Kitamura, S. G. H. Philander, M. Suarez, and L. Bengtsson (1998): Coupled general circulation modeling of the tropical Pacific. *J. Geophys. Res.*, **103**, 14,357–14,373.
- Fu, L. L. and R. D. Smith (1996): Global ocean circulation from satellite altimetry and high-resolution computer simulation. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **77**, 2625–2636.
- Gill, A. E. (1982): *Atmosphere-Ocean Dynamics*. Academic, San Diego, Calif., 662 pp.
- Godfrey, J. S. (1989): A Sverdrup model of the depth-integrated flow for the world ocean allowing for island circulations. *Geophys. Astrophys. Fluid Dyn.*, **45**, 89–112.
- Godfrey, J. S., R. A. Houze Jr., R. H. Johnson, R. Lukas, J.-L. Redelsperger, A. Sumi, and R. Weller (1998): Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment (COARE): An interim report. *J. Geophys. Res.*, **103**, 14,395–14,450.
- Hellerman, S. and M. Rosenstein (1983): Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates. *J. Phys. Oceanogr.*, **13**, 1093–1104.
- Latif, M., D. Anderson, T. Barnett, M. Cane, R. Kleeman, A. Leetmaa, J. O'Brien, A. Rosati, and E. Schneider (1998): A review of the predictability and prediction of ENSO. *J. Geophys. Res.*, **103**, 14,375–14,393.
- Lukas, R. (1988): Interannual fluctuations of the Mindanao Current inferred from sea level. *J. Geophys. Res.*, **93**, 6,744–6,748.
- Lukas, R., T. Yamagata, and J. P. McCreary (1996): Pacific low-latitude western boundary currents and the Indonesian throughflow. *J. Geophys. Res.*, **101**, 12,209–12,216.
- Masumoto, Y. and G. Meyers (1998): Forced Rossby waves in the southern tropical Indian Ocean. *J. Geophys. Res.*, **103**, 27,589–27,602.
- Masumoto, Y. and T. Yamagata (1991): Response of the western tropical Pacific to the Asian winter monsoon: The generation of the Mindanao Dome. *J. Phys. Oceanogr.*, **21**, 1386–1398.
- Masumoto, Y. and T. Yamagata (1996): Seasonal variations of the Indonesian throughflow in a general ocean circulation model. *J. Geophys. Res.*, **101**, 12,287–12,293.
- Masuzawa, J. (1968): Second cruise for CSK Ryofu Maru, January to March 1968. *Oceanogr. Mag.*, **20**, 173–185.
- McCreary, J. P., P. K. Kundu, and R. L. Molinari (1993): A numerical investigation of dynamics, thermodynamics and mixed-layer processes in the Indian Ocean. *Prog. Oceanogr.*, **31**, 181–244.
- McPhaden, M. J., A. J. Busalacchi, R. Cheney, J.-R. Donguy, K. S. Gage, D. Halpern, M. Ji, P. Julian, G. Meyers, G. T. Mitchum, P. P. Niiler, J. Picaut, R. W. Reynolds, N. Smith, and K. Takeuchi (1998): The tropical ocean-global atmosphere observing system: A decade of progress. *J. Geophys. Res.*, **103**, 14,169–14,240.
- Meyers, G. (1979): Annual variation in the slope of the 14C isotherm along the equator in the Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **9**, 885–891.
- Meyers, G., R. J. Bailey, and A. P. Worby (1995): Geostrophic transport of Indonesian throughflow. *Deep-Sea Res.*, Part I, **42**, 1163–1174.
- Neelin, J. D., D. S. Battisti, A. C. Hirst, F.-F. Jin, Y. Wakata, T. Yamagata, and S. E. Zebiak (1998): ENSO theory. *J. Geophys. Res.*, **103**, 14,261–14,290.
- Nitani, H. (1972): Beginning of the Kuroshio, p.129–163. *In: Kuroshio its Physical Aspects*, ed. by H. Stommel and K. Yoshida, Univ. of Tokyo.
- O'Brien, J. J., and H. E. Hurlburt (1974): Equatorial jet in the Indian Ocean: Theory. *Science*, **184**, 1075–1077.
- Perigaud, C. and P. Delecluse (1992): Annual sea level variations in the southern tropical Indian Ocean from Geosat and shallow-water simulations. *J. Geophys. Res.*, **97**, 20,169–20,178.
- Stockdale, T. N., A. J. Busalacchi, D. E. Harrison, and R. Seager (1998): Ocean modeling for ENSO. *J. Geophys. Res.*, **103**, 14,325–14,355.
- Wallace, J. M., E. M. Rasmusson, T. P. Mitchell, V. E. Kousky, E. S. Sarachik, and H. von Storch (1998): On the structure and evolution of ENSO-related climate variability in the tropical Pacific: Lessons from TOGA. *J. Geophys. Res.*, **103**, 14,241–14,259.
- Webster, P. and S. Yang (1992): Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **118**, 877–926.

- White, W. B. (1977): Annual forcing of baroclinic long waves in the tropical north Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **7**, 52-61.
- Woodberry, K. E., M. E. Luther, and J. J. O'Brien (1989): The wind-driven seasonal circulation in the southern tropical Indian Ocean. *J. Geophys. Res.*, **94**, 17,985-18,002.
- Wyrtki, K. (1961): *Physical Oceanography of Southeast Asian Waters*, Naga Rep., 2, Univ. of Calif., San Diego, 195pp.
- Wyrtki, K. (1973): An equatorial jet in the Indian Ocean. *Science*, **181**, 262-264.
- Wyrtki, K. (1989): Some thoughts about the west Pacific warm pool. *Proceedings of Western Pacific International Meeting and Workshop on TOGA COARE*, 99-109.
- Yamagata, T., K. Mizuno, and Y. Masunoto (1996): Seasonal variations in the equatorial Indian Ocean and their impact on the Lombok throughflow. *J. Geophys. Res.*, **101**, 12,465-12,473.
- Yasunari, T. (1991): The monsoon year - A new concept of the climate year in the tropics. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **72**, 1331-1338.

Numerical Studies on Circulations and their Variations in the Western Tropical Pacific and the Tropical Indian Oceans

Yukio Masumoto *

Abstract

This article reviews the author's recent studies on circulations in the western tropical Pacific and the tropical Indian Oceans and their seasonal variations, by use of oceanic general circulation models. In particular, the dynamical mechanisms of the seasonal variations of the Mindanao Dome in the western tropical Pacific, the annual and semiannual variability in the Indonesian throughflow, and the forced annual Rossby waves in the southern tropical Indian Ocean are discussed in detail.

Key words : oceanic general circulation model, tropical western Pacific and Indian Oceans,
upper-layer circulation, seasonal variations

(Corresponding author e-mail address : masumoto@geoph.s.u-tokyo.ac.jp)

(November 5, 1999 received; November 8, 1999 accepted)

(Copyright 2000 by the Oceanographic Society of Japan)

*Dept. Earth and Planetary Physics, University of Tokyo, 7-3-1, Hongou, Bunkyo-ku, Tokyo 113-0033, Japan