

淡水交換にともなう海洋塩分構造の季節変化

松浦知徳*

防災科学技術研究所

Seasonal variability of ocean salinity structure through freshwater exchange

By

Tomonori Matsuura

National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention.

Abstract

The annual mean freshwater distribution over the surface in the global ocean and its seasonal variabilities are estimated by using the ocean general circulation model(OGCM) with restoring bounding conditions. The distribution of the annual average freshwater gain and loss estimated by the model shows qualitatively good correspondence to that estimated by the observational data, except for the area of river runoff and a freezing region of sea ice. The seasonally changing transports from the Amazon River and the Ganges-Brahmaputra-Godavari rivers to the sea area were also estimated. Particularly, it was found that the seasonally changing gain of fresh water off the Amazon estimated by OGCM corresponds quantitatively well to the seasonally variable transport of the Amazon River.

The seasonal variability between the net evaporation minus precipitation and the salinity profile of the upper ocean correlated well on the side of the Southern Hemisphere of the western Pacific equatorial region. On the side of the Northern Hemisphere, however, the seasonal variability of the salinity distribution did not correlate with that of the net evaporation minus precipitation because the advection due to the seasonal changing wind stress influences on the salinity profile. In the Indian Ocean where seasonal variability is prominent, the sea water evaporated excessively in the Arabian Sea through all seasons. On the other hand, in Bay of Bengal, freshwater flux diminished from January to June and increased from July to December. The freshwater balance including freshwater gain from the Ganges-Brahmaputra-Godabari rivers heavily influenced the density structure in the Indian Ocean.

*気圏・水圏地球科学技術研究部

Key words : ocean general circulation model, freshwater balance, seasonal variability, salinity structure,

キーワード : 海洋大循環モデル, 淡水収支, 季節変動, 塩分構造

1. はじめに

気候変動に重要な影響を与えている熱塩循環は、海面上での熱フラックスと淡水フラックスによって形成・進化する。特に高緯度における密度フラックスのインプットが熱塩循環に対して重要な役割を果たしていると考えられる (Schmitt and Bryan, 1991)。熱塩循環の変動の引き金となる塩分濃度の海面での変化は、大気からの降水・大気への蒸発、陸域からの河川水の流入及び海水の凍結・融解によって引き起こされる。海洋にとって熱塩循環を解明する上で大気・陸域からの淡水の補給・除去の分布が境界条件として必要なにもかかわらず、全海洋規模での淡水量の分布は観測によって精度良く求まっておらず、GEWEX等の研究成果が待たれている状況である。また、大気・海洋結合モデルにおいても、大気と海洋の間の淡水フラックスの精度がモデルの善し悪しに重要な影響を及ぼしていることがわかっている (Manabe and Stouffer, 1988)。

海洋上の蒸発量と降水量の正味の差 (精度はそれほど良くないが) が大気観測データ及び大気収支法により求められている。 (Baumgartner and Reichel, 1975, Schmitt et al., 1989)。この量の経度方向平均の分布は、大洋間及び季節によって変化することが示されている (Bryan and Oort, 1984)。大気からの淡水の補給や除去の空間的・時間的分布の変化は、気候変動と密接に結びついている海洋の循環系を大きく変える可能性がある (Weaver, et al., 1993)。海洋の小さなスケールの混合を無視し、ベーリング海峡での流量を基準にとり、大気からの淡水量の収支に基づいて海洋内の淡水量の循環を求めると、淡水量は太平洋で北上し大西洋で南下する (Wijffels et al., 1992)。この描像は現在の海洋全体の循環系を表していると考えられるコンベヤーベルトと一貫する (Gordon, 1986)。

海洋上の淡水量の局所的な変化を議論する場合、太平洋の熱帯域は純粹に蒸発量と降水量の影響だけで近似できると考えられる。そこで今回、西太平洋低緯度域の塩分構造の季節変化を大気からの淡水量収支の季節変化と関連づけて議論する。モンスーンは地球上の季節変動現象として最も顕著なものの一つである。モンスーンによる蒸発・降水及びガンジスーブラマプトラ川の河川流量とベンガル湾の成層構造の関連を調べる (§ 4. a)。§ 4. bでは大河川の流入の海洋塩分構造への影響について議論する。

陸域から海洋への河川水の流出は、海流などの流量に比べて非常に小さいため、一見すると海の塩分構造に影響がないかのように考えられる。しかし、アマゾン川、揚子江、ガンジスーブラマプトラ川、コンゴ川等の大河川は少なくとも水深200m程度までの密度構造に影響を与えている (図11, 13, 14参照)。また、アマゾン川のような熱帯域と季節変動が顕著な

揚子江のような中緯度海域とでは、それらによる密度構造の変化に違いが出てくる。特に揚子江沖には黒潮が流れており、淡水の流入がそれにどのような影響を与えているのか明らかにすることは未知の問題であり興味深い。

高緯度は、冬に海水が凍り塩分がはき出され、同時に海水が冷やされるため非常に混合が活発になる。したがって、この深層対流につながる混合が深層水を形成していると考えられる。また夏には海水がとけ軽い淡水が海表面をおおい、しかもあたためられるため強い成層が出きるものと考えられる。§ 4. cでは、北極海とウェデル海の淡水量の季節変化を明らかにする。またオホーツク海での海水の領域の変化に伴う水塊形成・移動について議論する。

2. モデル

a. 数値モデル

この研究に用いた海洋大循環モデルはGFDLが開発したものを基本にしている。モデルの格子間隔は緯度に対して 2° で経度に対しても 2° とした。最大水深は5700mとし、鉛直方向を15層とした。モデルの地形を図1に示す。なお、大陸、島等の地形および海底地形は現実

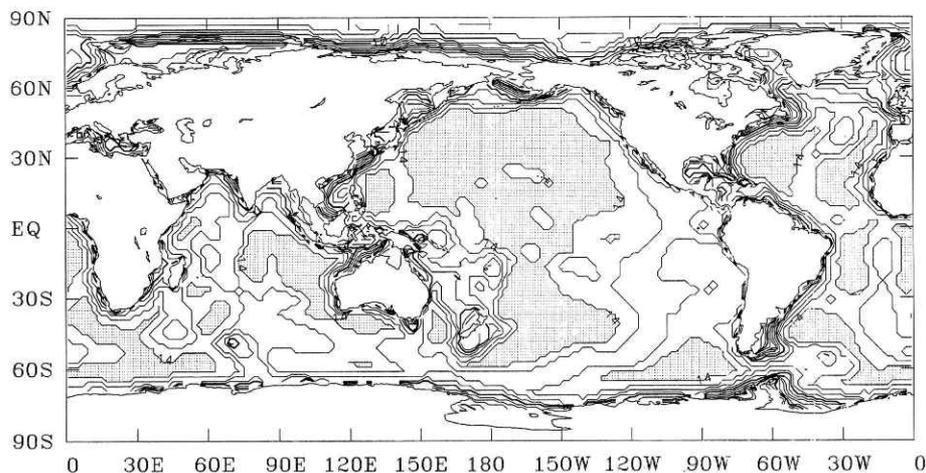


図1 モデルに使用した海域及び海底地形。ドットの領域は5000m以深の海域を示す。
Fig.1 Ocean area and bottom topography used in model. Dotting area shows the sea area deeper than 5000m.

に近い形で入れてあるが，海底地形に関してはそれによる数値不安定 (Killworth, 1987) が除かれるようスムージングしてある。ブシネスク近似，海面の剛体壁近似，静水圧近似したプリミティブ方程式系は以下ようになる。

$$\frac{\partial \mathbf{V}}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla_h \mathbf{V} + w \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial z} + f \times \mathbf{k} \times \mathbf{V} = -\frac{1}{\rho_0} \nabla_h P + A m h \nabla_h^2 \mathbf{V} + A m v \frac{\partial^2 \mathbf{V}}{\partial z^2} \quad (1)$$

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g \quad (2)$$

$$\nabla_h \cdot \mathbf{V} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (3)$$

$$\frac{\partial (S, \theta)}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla_h (S, \theta) + w \frac{\partial (S, \theta)}{\partial z} = A h h \nabla_h^2 (S, \theta) + A h v \frac{\partial^2 (S, \theta)}{\partial z^2} \quad (4)$$

$$\rho = F(\theta, S, P) \quad (5)$$

ここで， $\mathbf{V}(u, v)$ ， $\nabla_h = \left(\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y} \right)$

境界条件は，海底 $Z = -H$ で

$$\frac{\partial (S, \theta)}{\partial z} = 0, \quad \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial z} = 0, \quad w = 0 \quad (6)$$

また，側壁 $X = \Gamma$

$$\frac{\partial (S, \theta)}{\partial \eta} = 0, \quad \mathbf{V} = 0 \quad (7)$$

ここで $\frac{\partial}{\partial \eta}$ は境界に垂直方向の微分であり， Γ は任意の深さでの境界の水平位置を示す。海表面での熱，塩分，風応力の境界条件は以下のように与えられる。

$$A h v \cdot \frac{\partial \theta}{\partial z} = \int_{z_1}^0 \gamma (\theta^* - \theta) dz$$

$$A h v \cdot \frac{\partial S}{\partial z} = \int_{z_1}^0 \gamma (S^* - S) dz \quad (8)$$

そして， $Z = 0$ で

$$A m v \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial z} = \tau^* / \rho, \quad w = 0 \quad (9)$$

ここで復元時間として、年平均計算には50日、季節変化には25日を使用した。風応力として Helleman の気候値、 Q^* と S^* に関しては、Levitus の気候値を使っている。初期条件は、水温に対して大ざっぱに水深方向に依存させ、塩分濃度に対し34.9%と一様、流れは静止状態とした。粘性・拡散係数として、全領域一定値である

$$\begin{aligned} \text{水平渦粘性係数 } A_{mh} &= 1 \times 10^9 \text{cm}^2\text{s}^{-1}, \\ \text{水平渦拡散係数 } A_{hh} &= 1 \times 10^7 \text{cm}^2\text{s}^{-1}, \\ \text{鉛直渦粘性係数 } A_{mv} &= 2 \times 10 \text{cm}^2\text{s}^{-1}, \\ \text{鉛直渦拡散係数 } A_{hv} &= 1 \text{cm}^2\text{s}^{-1} \end{aligned}$$

を使用した。ただし、静的不安定になった場合対流調節 (Bryan, 1969) を行なっている。シミュレーションは外力として年平均値を使って2000年計算し定常状態をつくり、その後月平均気候値を入れて、33年走らせた。定常状態の解析には2000年目の結果を、季節変動の解析には最後の3年分を平均した季節変化データを使用した。

b. 淡水の算出法

全海洋上の淡水フラックスの季節変化する増減を見積もるために、復元境界条件をもった海洋大循環モデルを使って診断的に求めた。シミュレーションから求めた一ヶ月間平均した一層目の塩分濃度 S_1 と Levitus の月平均気候値 S^* から、淡水フラックスは以下ようになる (Weaver et al., 1993)。

$$(E-P) - R + SI \approx \gamma \frac{S^* - S_1}{S_1} \Delta z_1 \quad (10)$$

ここで、左辺第一項目 $(E-P)$ が正味の蒸発量-降水量を示し、第二項目が河川水量、第三項目が海氷の凍結・融解による淡水量の増減を示している。また、 γ は復元パラメータで1/25日を使用した。 Δz_1 は一層目の厚さで30mである。

厳密には、(10)式の左辺と右辺は完全に定常になったとき等価となる。実際、復元境界条件を使った海洋大循環モデルではモデルの不完全性のため、強流域等で振動が発生しており (Moore and Reason, 1993)、系統的なバイアスが生まれる可能性がある。しかし、上記の影響は正と負の分布が同時に存在し、特に東西方向に積分した量に対してそのバイアスはかなり除去される。

3. 全海洋上の年平均淡水分布

今回の数値実験では、海表面での淡水の影響の境界条件として、海表面塩分濃度分布を与え25日でニュートンダンピングする方法をとった。この境界条件において、塩分濃度の変化に淡水量の補給と除去が陰に含まれている。ここでは、§ 2. bで示した方法によって診断的に求めた全球の年平均淡水分布を示す(図2a)。図2aのドットの部分は海水が蒸発し塩分濃度が濃くなる部分を示している。一方ハッチの部分は、降水によって淡水が補給される部分または河川水の流入のある部分を示している。

太平洋熱帯域(20°S~20°N)の淡水分布は観測に基づく正味の蒸発量-降水量の分布(図2b; Weare et al., 1981)と一致する。10°N~20° Sと120°E~180°Wで囲まれた海域は大気からの淡水量の補給が大きく、観測降水量分布(年間2000~3000mm)と非常に似た分布を示している。180°W以东では10°N近傍に降水量の多い帯が存在する。またその南に蒸発の多い部分が30°Sぐらいまで広がっている。この海域の淡水収支の評価はほぼ蒸発量と降水量だけを考慮すれば良いと考えられる。北大西洋0°N~70°NまでのSchmitt et al., (1989)の蒸発量-降水量の分布と図2aの結果を比較する。0°~10°Nの低緯度と40°N~60°Nの高緯度が負の分布を示し、その間が正になっている傾向は互いによく一致している。図2aには、河川水の流入の影響も含まれているため、アマゾン川、ミシシッピ川が強い負の分布を示し、この分布はSchmitt et al., (1989)の結果と異なる。また、メキシコ湾流域において、今回の見積もりでは非常に強い正負の系統的なバイアスが存在するが、これはシミュレーションにおいてメキシコ湾流と塩分フロントがずれたために生じたものである。

今回海洋上の淡水分布を求めたところ、大河川からの淡水の流入が非常に顕著な結果として現れた。特に図2aには、アマゾン川、ミシシッピ川、ラプラタ川、揚子江、ガンジス-ブ라마プトラ川、コンゴ川、北極海へ流入する河川の淡水流入の影響が現れている。河川からの淡水量は、最大流量のアマゾン川でも $1.6 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ と黒潮などの海流の流量の数百分の一程度であり、また流入水はまわりの海水より軽いためそれほど海洋の密度構造に影響を与えないかのように考えられがちである。しかし、今回のシミュレーションによって、アマゾン川から流入した水塊が北ブラジル海流にのって北上し、1000km以上の広範囲にひろがっていることがわかった(§ 4. b参照)。また、中緯度にある揚子江から流入した淡水は、熱フラックスの季節変動に伴う表層海洋の混合状態の変化と関連して東シナ海の水塊形成に影響する(§ 4. b参照)。したがって、海洋の淡水分布にとって大河川の流入は無視できない。

淡水の海の外からの補給や除去以外の淡水量変化として高緯度での海水の凍結・融解がある。特に南極周極域のロス海とウェデル海、北極海、オホーツク海にその影響が現れている。海氷の形成期(冬季)には海面は冷やされるのと同時に塩分がはき出され混合が非常に活発

になり，上記の海域で水塊の形成が行われる（§ 4. c参照）．特に，ロス海とウェデル海では淡水量が除去されている（塩分がはき出されている）傾向が現れている．

海底地形と海流との相互作用が起きている海域，例えば，アルゼンチン海盆，南インド海

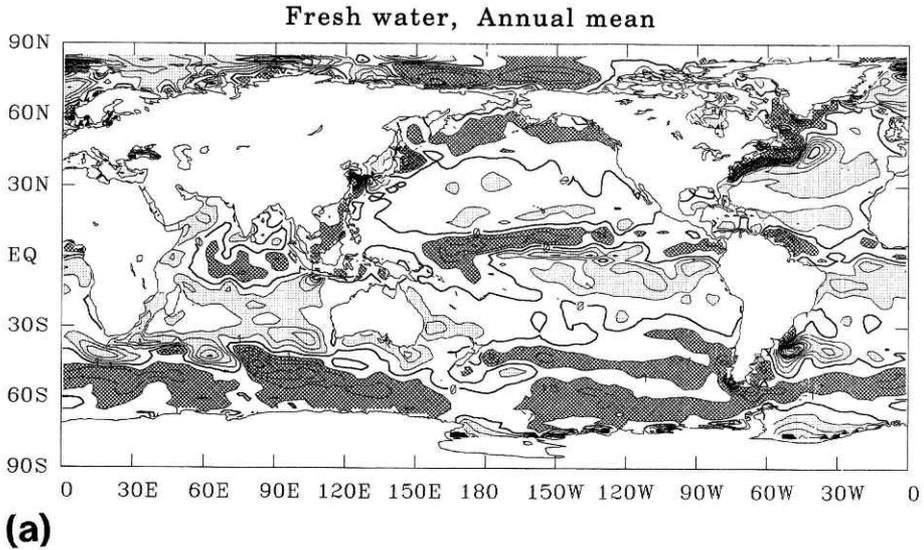


図2 (a) 全海洋上の年平均した淡水フラックス分布．ハッチとドットは年間1m以上の淡水の補給と除去の部分を示している．

Fig.2 (a) The annual freshwater flux for global ocean in meter per year. Hatched and dotted area denotes the region which has freshwater gain and loss more than 1m/year.

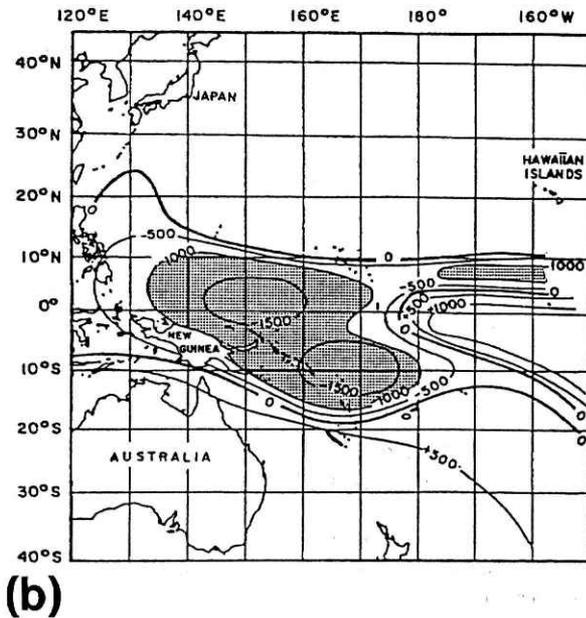


図2 (b) 西太平洋熱帯上の平均した蒸発量と降水量の差の分布．黒い部分は年間1000mm以上の淡水量の補給を示している．(Weare et al., 1981から引用)

Fig.2 (b) Annual average net evaporation minus precipitation (in millimeters) in the western tropical Pacific (after Weare et al., 1981).

盆, 南西太平洋海盆において淡水量の変化が激しい (図 2 a). このような海域では流れが海底地形に沿い強いフロントをなすがモデルの海底地形の再現性の限界のため観測の塩分フロントとずれてしまい, § 2. bの方法で求めた淡水量の見積もりでは誤差が大きく出ていると考えられる.

図 3 は, 淡水量を経度方向に平均した緯度方向の分布を 3つの研究に対して同時にプロットしたものである. 本研究では 5°N に負のピーク (降水量大) があり, その両側南北 15° の緯度の近傍に正のピーク (蒸発量大) がそれぞれ存在している. このパターンは, Peixoto and Oort(1983), Baumgartner and Reichel(1975) とよく一致している. しかし, 本研究の結果は中緯度の淡水量損失の量が他の研究に比べてかなり小さい値となっている. 全海洋の淡水収支において河川からの淡水量の流入は蒸発量-降水量の 10% 程度である. したがって, 河川からの淡水量の流入はそれほど全体的な分布に影響せず, 大気水収支法によって求められた蒸発量-降水量の正味の差の分布と本研究結果は定量的にもほぼ一致する.

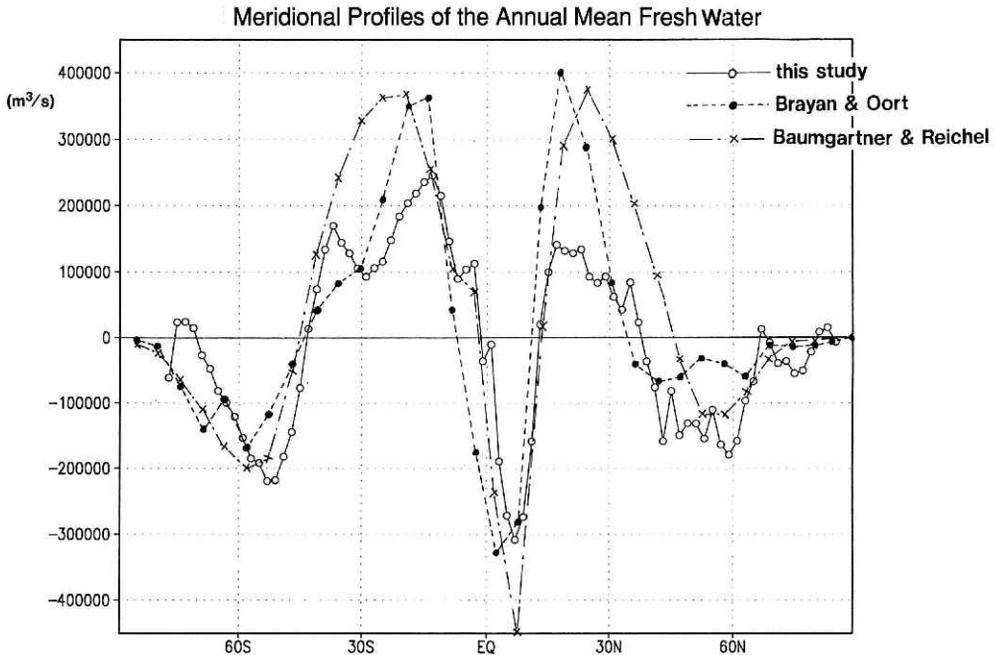


図 3 全海洋に対し経度方向に平均した年あたりの淡水フラックス (m^3/s) の 3つのケースの分布. 正が淡水の除去, 負が淡水の補給を示す. 本研究の分布には正味の蒸発量-降水量のほかに河川からの流入量が加わっている.

Fig.3 Meridional profiles of annual mean fresh water evaluated over zonal band for global ocean in meter per year for three studies. Positive value depicts loss of fresh water and negative value depicts gain of fresh water. The value of fresh water includes the river runoff.

4. 季節変化する三種類の淡水源と成層構造

a. 蒸発と降水

まずモデルから見積もった淡水の全球海洋分布の2月と8月の違いを示す(図4)。西太平洋熱帯域(A)では、冬に降水量が非常に多いため2月の方に強い負の分布が現れている。一方東太平洋熱帯域の北半球側(B)では、2月が正、8月が負の分布を示している。大西洋熱帯域(C)においても同様に8月の方が負の分布が強い。北半球の中緯度においては、2月の方に広範な正の領域(D, E)が分布する。この分布も、大気大循環モデルから求められた海洋上の正味の蒸発量と降水量の差に一致している(杉 私信, 1993)。上記のような特徴的な蒸発量と降水量の差の季節変化分布を基に、西太平洋熱帯域に対して、海洋混合層の塩分構造の変化とそれを関連づけて議論する。

120°E~150°Wを経度方向に平均した30°S~30°Nの熱フラックスと淡水フラックスの分布を図5に示す。10°S~10°Nは一年中大気から海洋の方へ熱が移動している(正の熱フラックス)。ここで、1~6月を前期、7~12月を後期とし、一年間を2期に分ける。前期においては10°N以北が負の熱フラックス、後期では10°S以南が負の熱フラックスを示している。この海域はそれらの時期に冷える。一方、淡水フラックスに関しては一年を通して前・後期ともに赤道から12°Nのあたりまで蒸発量に比べて降水量が多い(負の分布)。12°N~30°Nでは前・後期ともに蒸発の方が大きい、前期の方が後期に比べて卓越している。赤道から17°Sぐらいまでは前期は降水が大きく、後期は蒸発が大きい。淡水フラックスの経度方向平均は、熱フラックスと異なり北半球と南半球で非対称となる。淡水量の収支はこの海域の南半球側では前・後期一年を通じて0に近づき、北半球側では10°N以南と以北の空間分布で打ち消し合う。

つぎに上記の熱フラックスと淡水フラックスの変化から各緯度の密度混合について議論する。12°N~30°Nは前期において、蒸発が大きく冷却となるので表層の水塊は重くなり混合を起こす。後期においては、降水量に比べて蒸発量がわずかに上回り加熱のため、ほぼ水塊は平衡状態を保っており混合は起きにくい。5°S~20°Sの南半球では、前期において、降水量が大きくわずかな加熱のため、水塊は軽く成層を形成する。後期では、蒸発が大きく、冷却になっているため水塊は重く強い混合が起きている。120°E~150°W, 30°S~30°Nの領域の15m水深における前期と後期の水温分布図(a), (b)と塩分濃度分布(c), (d)を図6に示す。水温(a)と(b)はWyrki (1987)の3月と9月のSSTの分布図とよく一致している。28℃と29℃の等温線はモデル結果の方が15m水深なので占める面積がわずかに狭いが、同一のパターンを示している。この15m水深での水温分布の特徴として、29℃の閉じた等温線は前期の方が南半球の方に下がっている。また、赤道近傍のエクマンポンピングによって湧き上がった気温の低い部分は前期の方が西まで張り出している。これは、風系として、前期の方が強いエ

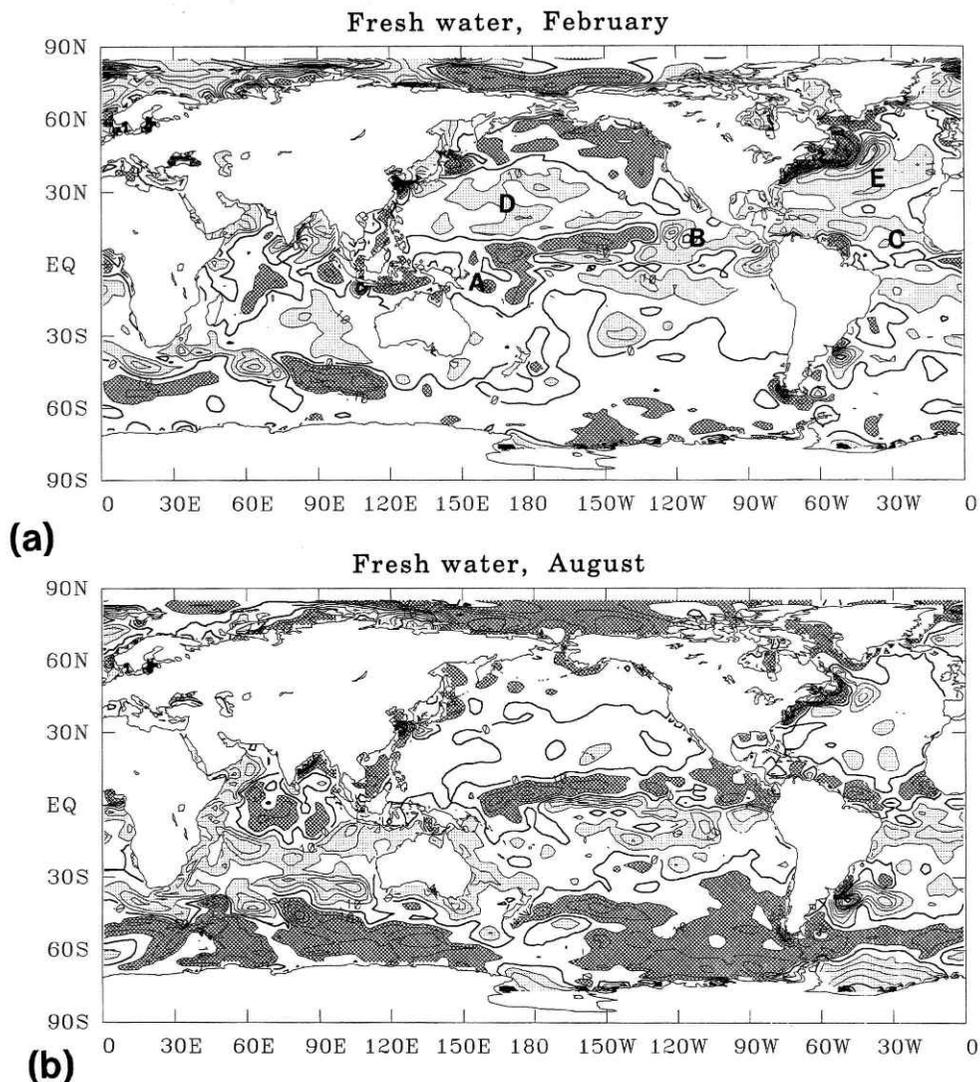


図4 全海洋上の月平均した淡水フラックス分布。ドット（正：淡水除去）とハッチ（負：淡水補給）は月あたり100mm以上の海域。(a) 2月と(b) 8月。

Fig.4 The monthly freshwater flux for global ocean. Contour interval is 100mm/month. Hatched and dotted area denotes the region which has gain and loss more than 100mm/month. (a) February and (b) August.

クマンポンピングを起こす状況、つまり、北半球赤道域で西向きの貿易風が強いためである。

塩分濃度分布の変動に関しては、 $0^{\circ}\sim 15^{\circ}\text{N}$ と $0^{\circ}\sim 15^{\circ}\text{S}$ の前・後期の違いが興味深い。 0°

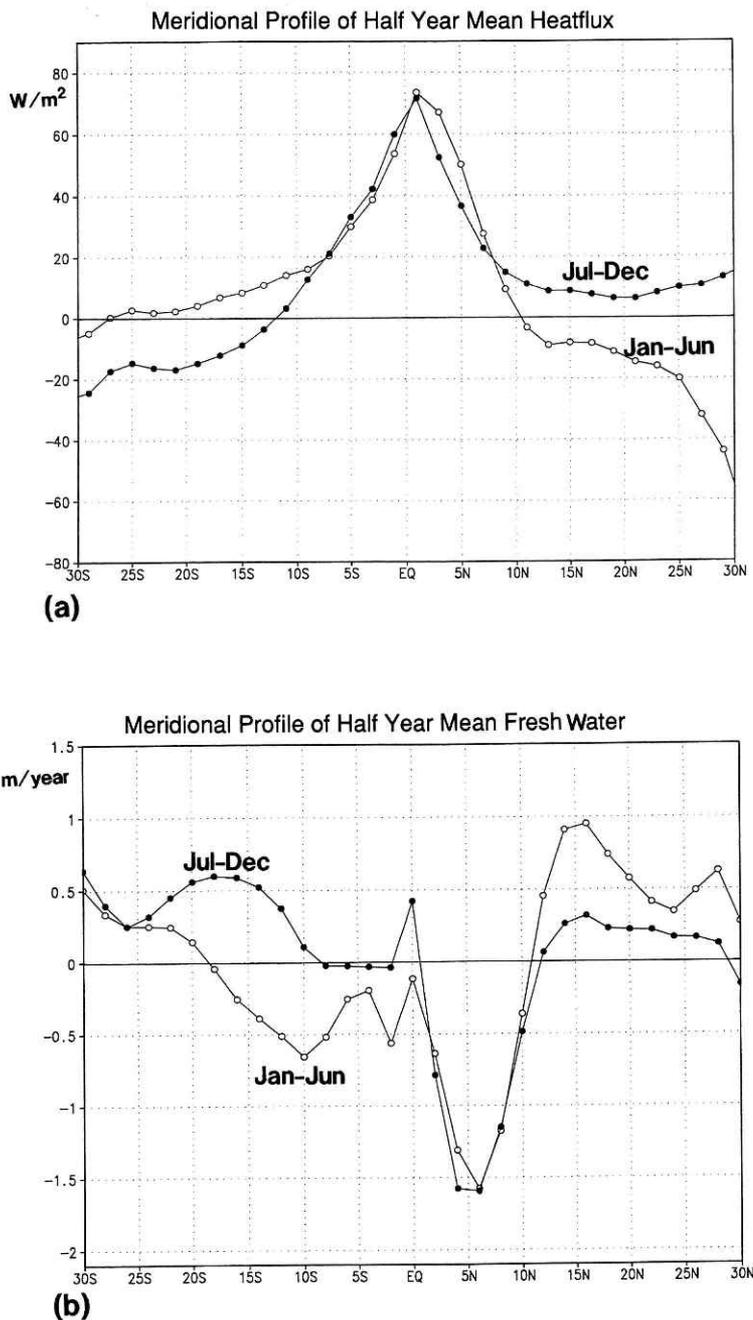


図5 120°E-150°Wの海域を平均した半年平均熱フラックスと淡水フラックス。(a)経度平均熱フラックスの30°S-30°Nの分布。○：1月から6月までの平均。●：7月から12月までの平均。(b)経度平均淡水フラックスの30°S-30°Nの分布。

Fig.5 Meridional profiles of half year mean heat flux and freshwater flux over the sea area from 120°E to 150°W. (a) Zonal mean heat flux from 30°S to 30°N. ○: time average from January to June. ●: time average from July to December. (b) As in Fig. 5a, except for zonal mean freshwater flux.

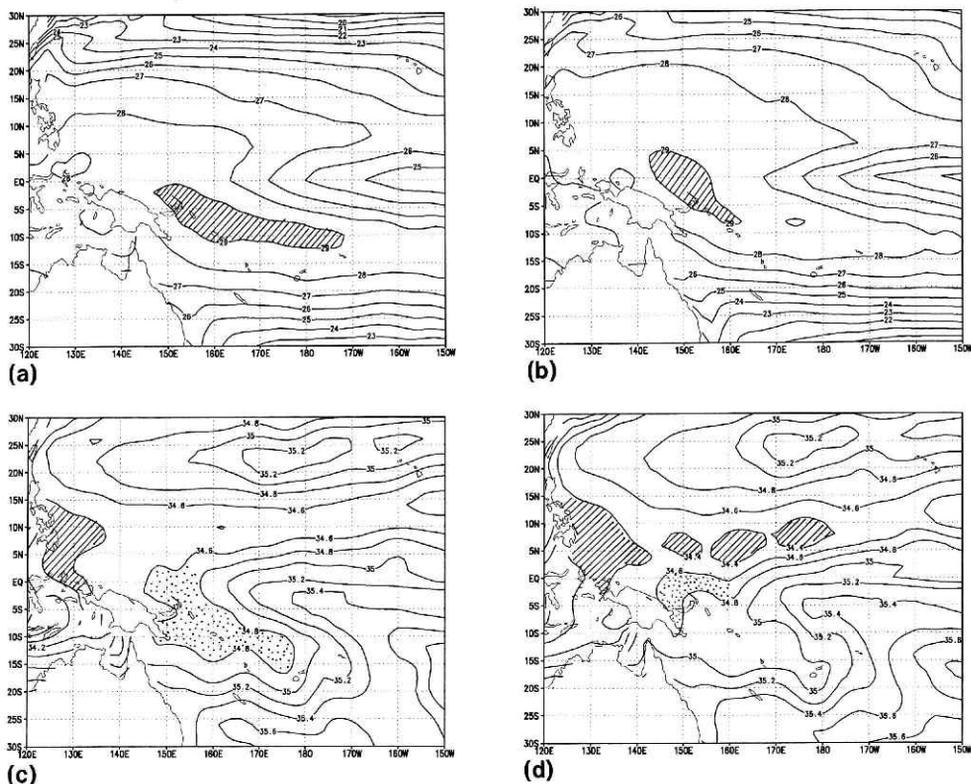


図6 西太平洋低緯度域 (120°E-150°W, 30°S-30°N) の水深15mにおける前期 (1月~6月) と後期 (7月~12月) の水温及び塩分濃度分布. (a)前期の水温(°C), (b)後期の水温, (c)前期の塩分濃度(‰), (d)後期の塩分濃度.

Fig.6 Temperature and salinity distribution at the depth of 15m in the western Pacific ocean (120°E-150°W,30°S-30°N) on the two period; the former period (January-June) and the latter period (July-December). (a)Temperature in the former period (°C), (b)temperature in the latter period, (c)salinity in the former period(‰),and (d)salinity in the latter period.

~15°Sにおいては, 前期の方が水深15mで塩分濃度が低い (図6c, d参照). このことは, 前期において蒸発量に比べて降水量が大きいことと一致している (図5). 一方, 0°~15°Nにおいて, 蒸発量と降水量の差は前・後期でほぼ等しいが, 塩分濃度に関しては後期の方が低い. したがって, この後期の塩分濃度の低さは, 単に大気からの降水量と蒸発量の正味の差だけとは関連づけることができない. 前期には西の低塩分濃度の舌が引込み, 東の高塩分濃度が伸びてくるが後期においては, 逆である. その現象は, 西から東へと移動していく (図7). この表層の舌状の低塩分濃度の消長は0°~10°Nあたりの北西向きの表層流の強さと関係している.

地球上の顕著な大気の時節変動として, モンスーンがある. モンスーンはアラビア海とベ

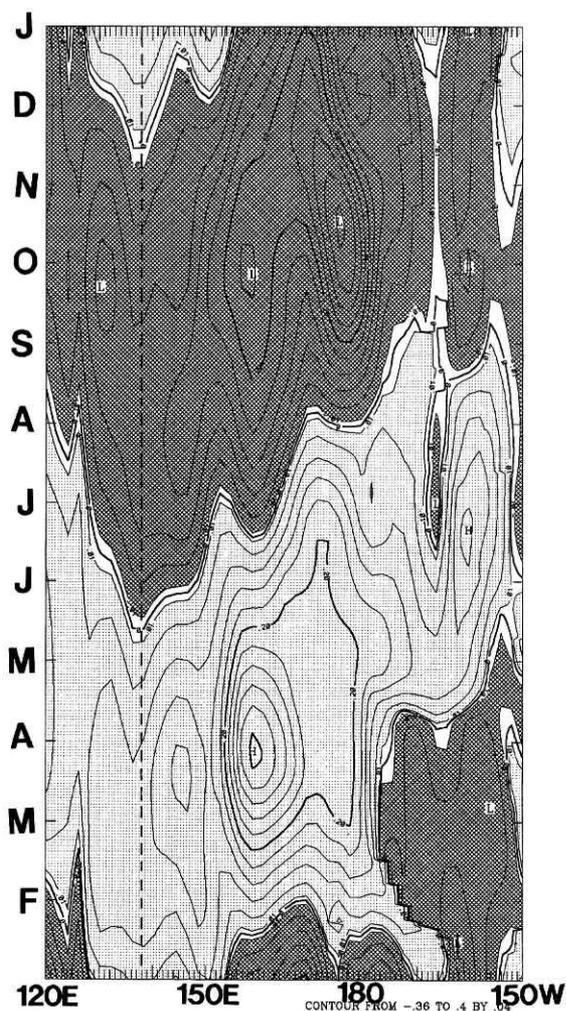


図7 西太平洋 5°Nにおける塩分濃度偏差のX-Tダイヤグラム。
 Fig.7 X-T diagram of salinity anomaly at 5°N in the western Pacific.

ンガル湾上における、11月から3月までの北東から吹いて来る風と5月から9月までの南西から吹いて来る風によって特徴づけられる。海洋表層の流れは上記の風系により、北半球ではほぼ90°時計まわりに回転した方向にエクマン流量が生ずる。したがって、冬季は北西向き、夏季には南東向きの強い流れが赤道から10°Nあたりまで発生する(図8)。夏季のモンスーン期には降水量が非常に多くなることが知られている。これは、4月～9月の大気から海洋への大きな加熱にともなって、海洋の表層水が蒸発することと関連していると考えられる(図9b参照)。特に降水量が多いのは、6月、7月、8月であり、その時期には、ガンジスーブラマプトラ川から流出した淡水と海洋上の降水による淡水量の補給が合わさったものがベンガル湾の西側に見られる(図9d)。一方、2月には熱フラックスはアラビア海で冷却

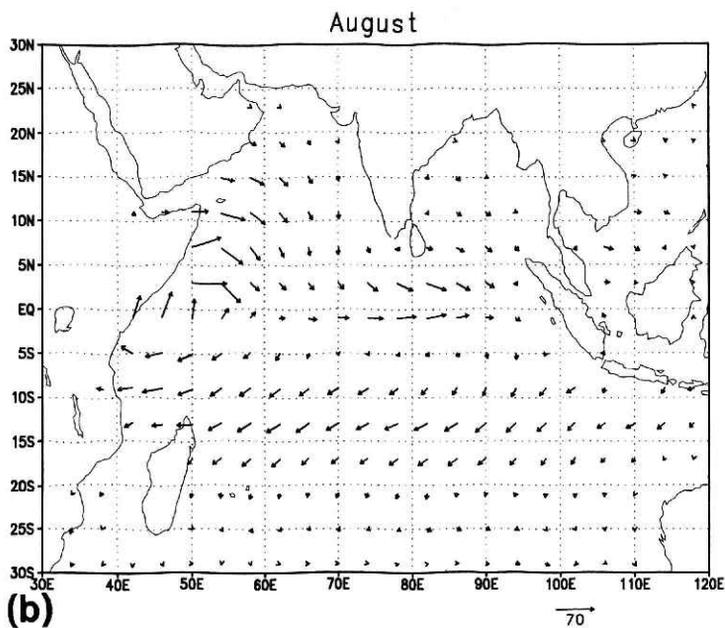
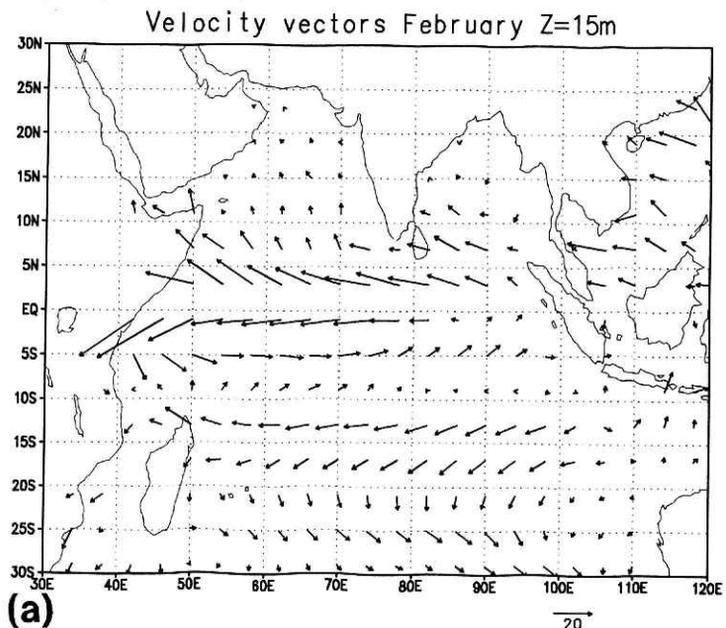


図8 インド洋における2月（冬期モンスーン）と8月（夏期モンスーン）の水深15mの流速ベクトル。
(a)2月, (b)8月.

Fig.8 Velocity vectors in the Indian ocean on February (winter monsoon period) and on August (Summer monsoon period). (a)February and (b)August.

(負), ベンガル湾で加熱の傾向を示している (図 9 a). 淡水収支の方は, ベンガル湾で加熱にともなう大きな蒸発がある (図 9 c). ベンガル湾の西側の淡水量収支 ($10^{\circ}\text{N}-23^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}\text{E}-92^{\circ}\text{E}$ の海域)の季節変化を図10aに示す. 淡水の補給量は, 6月から急激に増加し, 9月にピークとなり, それ以降急激に減少する. この季節変化の傾向は, GRDCデータによるブラマプトラーガンジスーゴダバリ川の総河川流量の月変化とよく一致している(図10a).

図10aのベンガル湾の6月以降の淡水量の季節変化とブラマプトラーガンジスーゴダバリ川からの総流入量の季節変化を比較すると定性的な変化は一致しているものの, 定量的には倍程度異なる. この理由として, この海域では正味の蒸発量と降水量の差も重要であるためと考えられる. つまり, ベンガル湾では淡水量の補給と除去に関して蒸発量と降水量の差と河川水の流入の両方が重要であることを意味している. アラビア海 (赤道以北) とベンガル

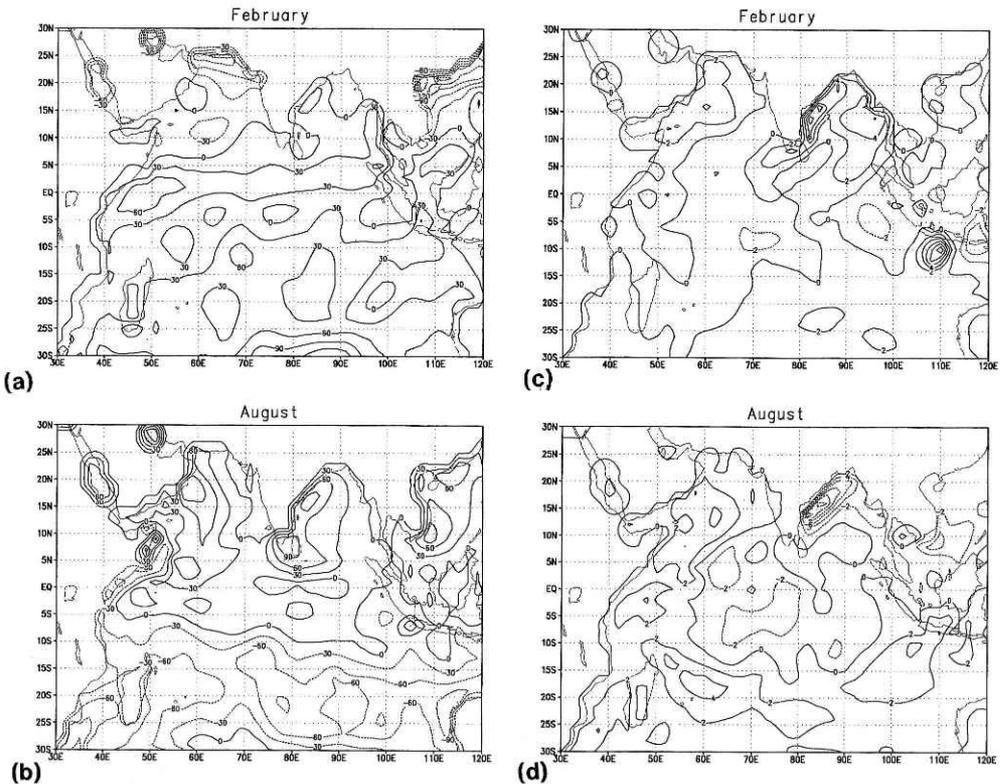
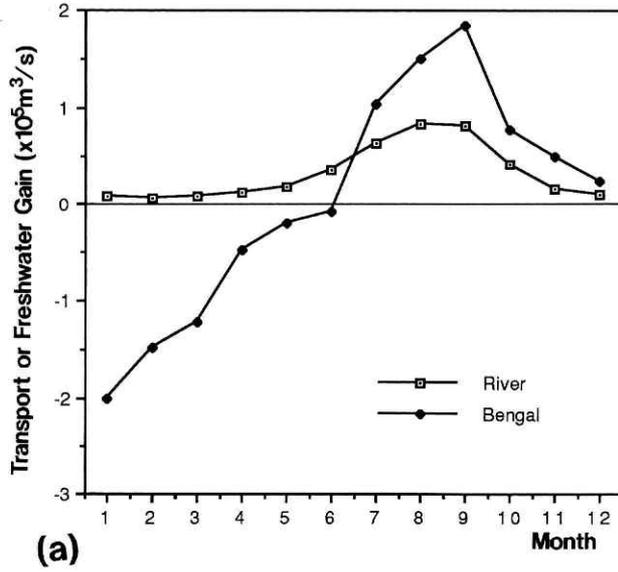
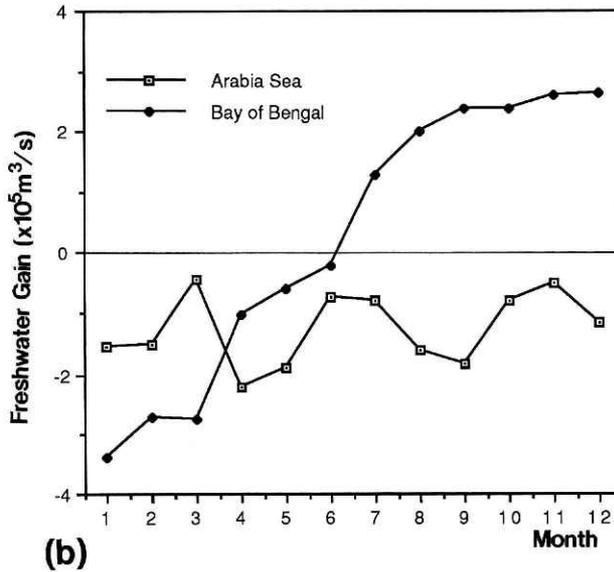


図 9 インド洋上の2月と8月の熱フラックスと淡水フラックス. (a) 2月の熱フラックス, (b) 8月の熱フラックス, (c) 2月の淡水フラックス, (d) 8月の淡水フラックス.

Fig.9 Heat flux and freshwater flux over the Indian Ocean on February and August. (a) Heat flux on February, (b) heat flux on August, (c) freshwater flux on February, and (d) freshwater flux on August.



(a)



(b)

図10 淡水フラックスの季節変化

(a) ガンジス-ブラマプトラ-ゴダバリ川の総流量とベンガル湾の西側 (80°E-92°E, 10°N-23°N) の淡水収支量の季節変化 (m³s⁻¹), (b) アラビア海 (50°E-80°E, EQ-25°N) とベンガル湾 (80°E-100°E, EQ-25°N) の淡水収支量の季節変化 (m³s⁻¹).

Fig.10 Seasonal variability of fresh water.

(a) The seasonal variability of the total transport from Ganges- Brahmaputra-Godavari rivers and the balance of fresh water on the west side of Bay of Bengal (80°E-92°E,10°N-23°N) (m³s⁻¹). (b) The seasonal variability of the balance of fresh water in Arabian Sea (50°E-80°E,EQ-25°N).

湾（赤道以北）の淡水量の季節変化を図10bに示す。6月以前はともに降水量に比べて蒸発量の方が大きいですが、6月以降の夏のモンスーン期に入るとアラビア海が蒸発しベンガル湾が降水の傾向となっている。さらに、ベンガル湾ではモンスーンによる降水量の多い時期（6月～9月）をすぎても正味の降水量－蒸発量が正となっている。これは、秋から冬にかけてベンガル湾に到来するサイクロンの多量の降水によるものと考えられる。

つぎに以上の大気・陸域からの淡水量の補給によってベンガル湾の塩分鉛直構造が、季節的にどのように変化するのかを議論する。図11a, bはガンジスーブラマプトラ川河口（90°E, 21°N）から南へ10°Sまでの塩分鉛直分布の2月と8月の図である。8月には、夏季のモンスーンにともなう降水量とガンジスーブラマプトラ川から流入する淡水のため、2月に32.4‰であった塩分濃度の部分が32.1‰と低下している。図11c, dは緯度15°Nで経度が80°E～150°E

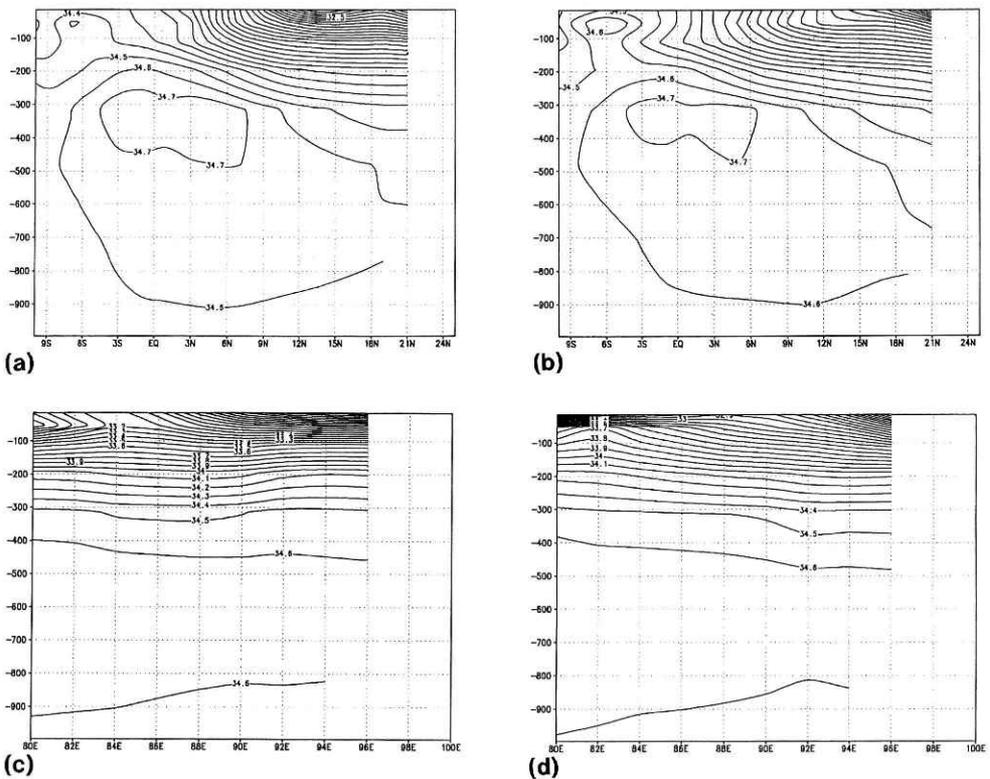


図11 塩分濃度の鉛直断面分布。(a) 2月のガンジスーブラマプトラ（90°E, 21°N）から南へ10°Sまでの塩分濃度、(b) (a)と同じ位置で8月の塩分濃度、(c) 15°Nにおける80°Eから東へ96°Eまでの2月の塩分濃度、(d) (c)と同じ位置で8月の塩分濃度。

Fig.11 Vertical profile of salinity from surface to 100m. (a) Salinity profile from Ganges-Brahmaputra river (90°E, 21°N) to 9°S on February. (b) As in Fig. 11a, except on August. (c) Salinity profile from 80°E to 96°E at 15°N on February. (d) As in Fig. 11c, except on August.

までのインドの東からミャンマーの西までの断面図である。やはり、8月にはベンガル湾西部がモンスーンの影響で塩分濃度が非常に低くなっている。一方、2月には秋のサイクロンのため、ベンガル湾東部（アンダマン海）が塩分濃度が低くなっている。ベンガル湾において、流入した淡水は、ケルビン波として岸を右に見て移動している可能性がある。

b. 大河川水の流入

海洋大循環モデルを使って第一層目の塩分保存から大河川の流量の季節変化を求めた。最初にアマゾン川沖の塩分鉛直分布をアマゾン川流域の降水量、河川流量と関連づけて議論する。つぎに中緯度の東シナ海にそそぎ込む揚子江の淡水が季節変動に伴って黒潮にどのように影響を与えているのかを示す。

アマゾン川の流域の降水量の1951年～1980年の月平均によると、その降水量は12月ごろから増加しはじめ、3～4月にピークをむかえ、8月には200mm以上の領域はほとんどなくな

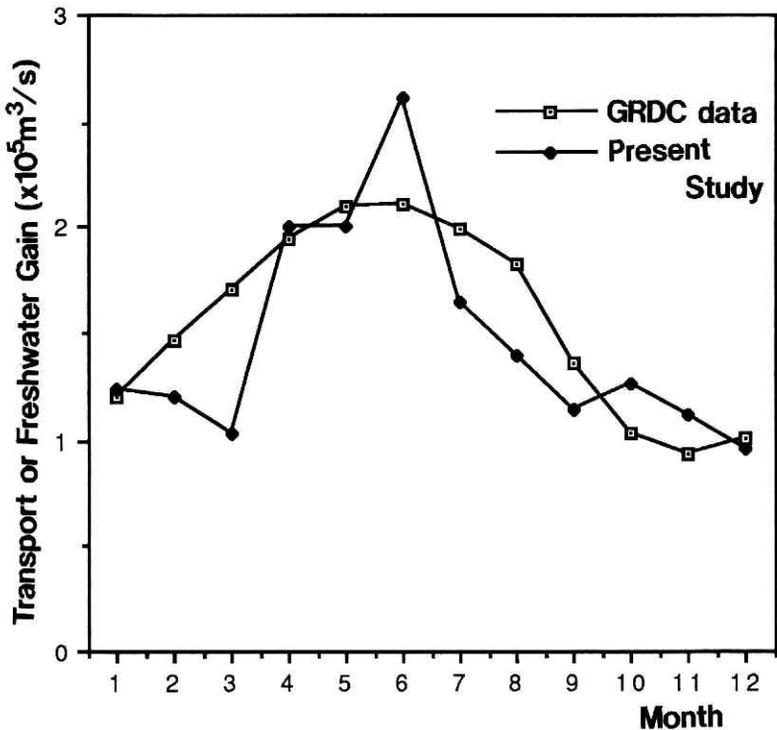


図12 アマゾン川の流量（GRDCデータ）とアマゾン川沖（60°W-40°W, 0°-15°N）の海域の淡水収支量の季節変化。

Fig.12 Seasonal variability of the transport of Amazon river (GRDC data) and the balance of fresh water off Amazon (60°W- 40°W,0°N-10°N).

る。GRDCデータによるアマゾン川の流量 (I) の季節変化は、6月が最大ピークとなり11月に最小となる周期的な変動をしている (図12)。降水量と河川流量の間の変動には、1~2ヶ月の位相のずれがあり、降水量の方が先行している。図12に60°W~40°W, 0°~10°Nの台形の領域の淡水量の積分をプロットした。アマゾン川のGRDCデータによる年平均河川流量は、 $1.56 \times 10^6 \text{m}^3 \text{s}^{-1}$ で海洋大循環モデルから診断的に求めたもの (II) は、 $1.47 \times 10^6 \text{m}^3 \text{s}^{-1}$ でかなりよく一致する。6月が最大流量、11月から12月が最小流量になる点、及び周期的な変動を示す点は一致している。ただし、IIには蒸発量-降水量の差も含まれているためIに比べて1月から4月と7月から9月が低くなっている。以上のことから、海洋大循環モデルによって、アマゾン川の大ざっぱな流量を見積もることができることがわかる。

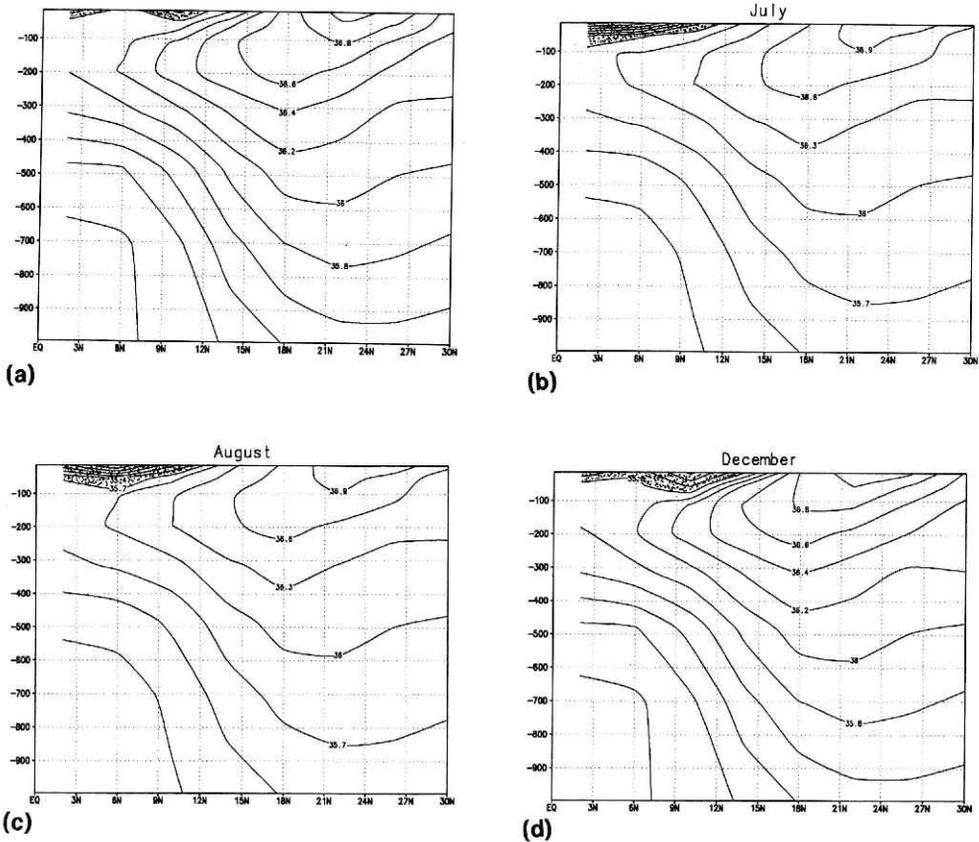


図13 アマゾン河口 (50°W, 2°N) からの淡水の貫入の様子. (a) 1月, (b) 7月, (c) 8月, (d) 12月.
 Fig.13 Intrusion of fresh water from the Amazon mouth (50°W, 2°N). (a) January, (b) July, (c) August, and (d) December.

つぎにアマゾン川から流入した淡水が、貫入水塊として季節的にどのように変化・移動しているのかを50°Wの経度にそった0°~30°Nまでの塩分鉛直プロファイル(図13)を使って明らかにする。塩分濃度の低いくさび形の水塊が1月から7月ぐらいまで北へ向かって伸びていく。8月には、その水塊は6°Nに最小の塩分濃度をもつレンズ状の水塊となる。くさび状からレンズ状に変化したのは、アマゾン川からの淡水の補給が減ったことを意味している。このレンズ状の水塊は北ブラジル海流によって12月~6月は北西へ、7月~11月は東へと移動していく。8月から12月で移動の距離は450km程度であり、移動速度は、4.3cms⁻¹である。12月には再びくさびが伸び始めている。

揚子江から流出する淡水は、ほぼ $0.34 \times 10^6 \text{m}^3 \text{s}^{-1}$ (高野, 友田, 1983)なのでアマゾン川の1/5ほどの流量であるが、淡水が混合しながら拡がり、黒潮と相互作用する。図14a, cは124°E

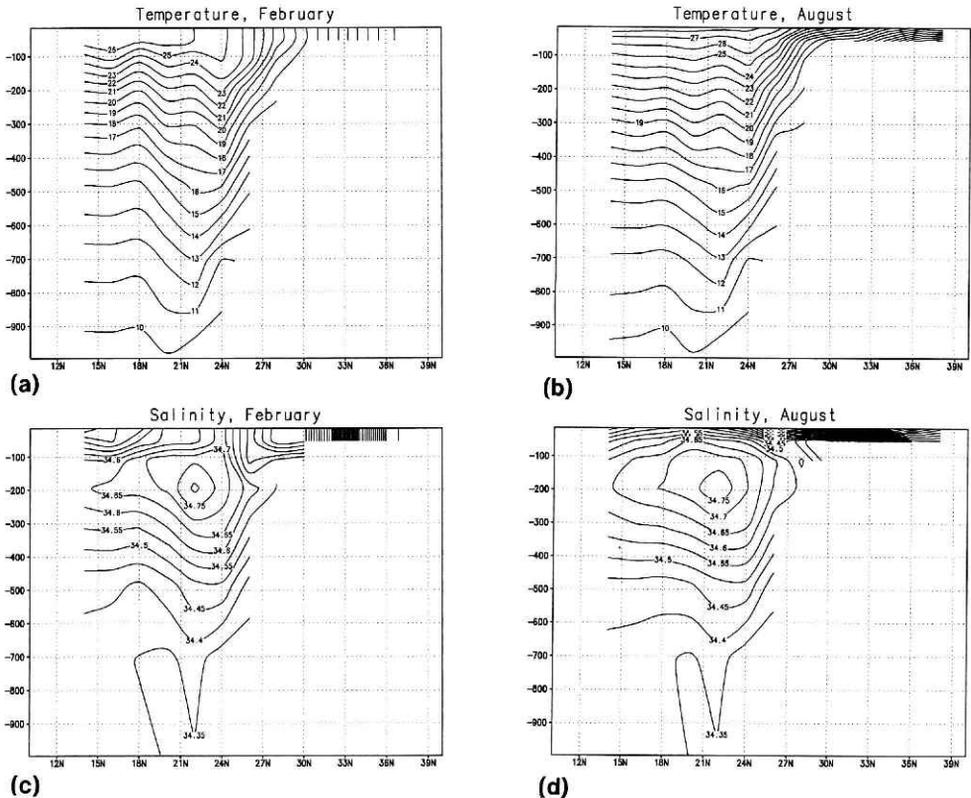


図14 揚子江沖(124°E, 40°N)と南へ10°Nまでの水温と塩分濃度分布。(a)2月の水温(°C), (b)8月の水温, (c)2月の塩分濃度(‰), (d)8月の塩分濃度。

Fig.14 Vertical profile of temperature and salinity from off XiChhang (124°E, 40°N) to 10°N. (a) Temperature on February(°C), (b) temperature on August, (c) salinity on February(‰), and (d) salinity on August.

に沿った40°N~10°Nの2月の水温分布と塩分濃度分布であり、b, dは8月の水温分布と塩分濃度分布である。2月において、大陸棚上35°N~38°Nでは、大気によって海面が冷やされる効果にともなって、水温と塩分ともに完全に混合を起こしている。陸棚から斜面(30°N~27°N)に向かって塩分の薄い水温の低い水塊が貫入してきている。その水塊が黒潮の北側200mあたりまでの成層構造に影響を与えている。一方8月においては、大陸棚上で、大気によって暖められた淡水の流入に伴って非常に強い成層をなしている。この表層の強い成層は黒潮の主軸上を通過して15°Nの南方まで伸びている。これらのことから、揚子江から東シナ海に流入した水塊は、この海域を流れる黒潮の構造の季節変化に重要な影響を与えていることがわかる。

c. 海氷の消長

海洋の塩分濃度から求めた海水形成率の季節変化を図15aに示す。北半球の高緯度では、夏に海水が融けて淡水がはき出され、冬はその凍結のため塩分がはき出される。北極海において9月に海水が最も融け12月に最も海水が凍結していることを示している(図15 a)。この結果は北極海の海水の面積の消長の季節変化と定性的に一致している(図15 b)。南半球においては、ウェデル海とロス海が深層水の形成にとって重要な海域であり、海氷の消長の季節変化が起きている可能性がある。今回、ウェデル海の海水形成率の季節変化を見積もってみた(図15 a)。その結果ウェデル海は北極海とは逆に1月に最も海水がとけ、9月に凍ることがわかる。この結果は南極における海氷面積の季節変化と一致している(図15 b)。

120°E~180°E, 15°N~50°Nの15m深での塩分水平分布において、2月と8月で非常に異なったパターンを示しているのがオホーツク海である。8月には海水がとけて淡水が海面をおおうため、塩分濃度が薄まり、オホーツク海では32.4‰~32.7‰の塩分濃度の低いものが分布している。2月の方は海水が成長するため塩分濃度は高くなり、32.4‰~33.0‰の値を示している。50°Nに沿った140°E~120°Wの表層から1000mまでの鉛直温度分布と鉛直塩分分布の2月と8月のものを図16に示す。2月には、表層から50mくらいまで混合層が形成されているのに対し、8月には季節温度・塩分躍層が発達している。特に8月に西の方から塩分濃度の低い水塊が165°Eあたりまで貫入して来ている。このオホーツク海での水塊の形成は、北太平洋域の中層水の形成に関連している可能性がある。

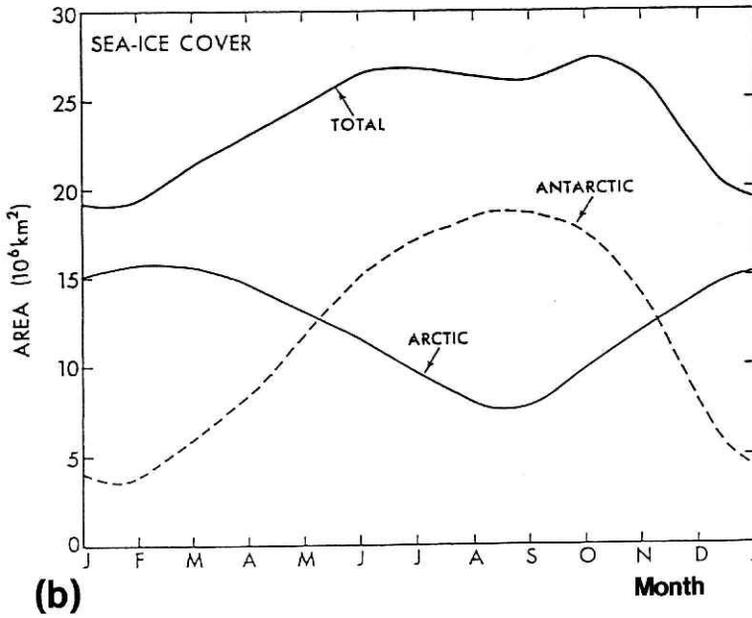
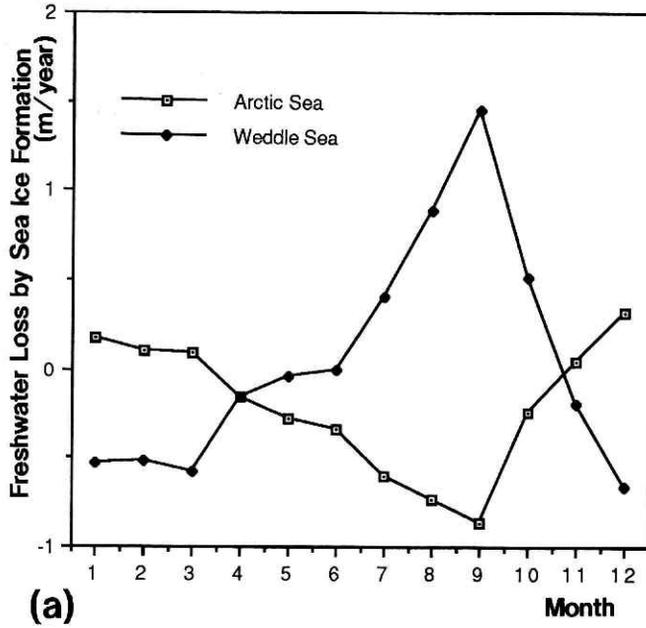


図15 ウェデル海と北極海の水氷形成率の季節変化(a)と北極と南極における海水面積の季節変化(b).

Fig.15 Seasonal variability of the balance of fresh water in the Weddle Sea and the Arctic ocean (a) and seasonal variability of sea ice area in the Antarctic and the Arctic sea (b).

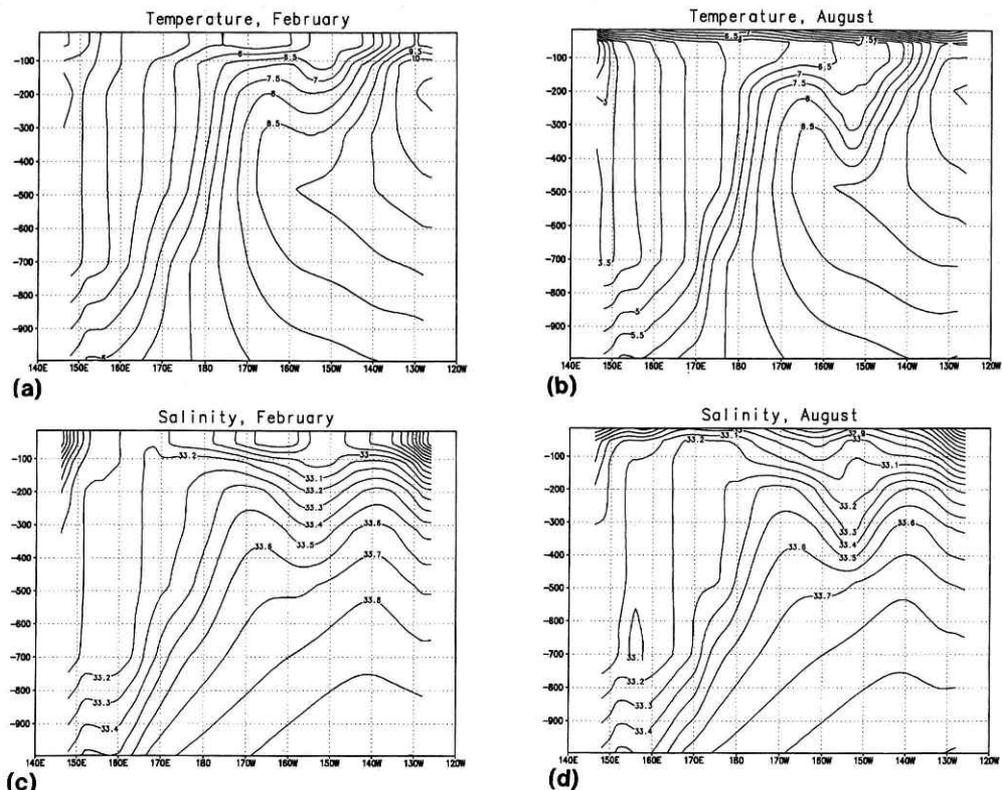


図16 50°Nにおける140°Eから120°Eまでの水温と塩分濃度の鉛直断面分布。(a) 2月の水温(°C), (b) 8月の水温, (c) 2月の塩分濃度(‰), (d) 8月の塩分濃度。

Fig.16 Vertical profile of temperature and salinity at 50°N from 140°E to 120°E. (a) Temperature on February (°C), (b) temperature on August, (c) salinity on February (‰), and (c) salinity on August, and (d) salinity on August.

5. おわりに

今回、大気・海洋結合を行う前段階として海洋大循環モデルの淡水に対する季節変動応答を調べてみた。海洋大循環モデルを使って診断的に求めた、熱帯域における淡水分布は過去の観測データによる蒸発量と降水量の差の解析結果 (Weare et al., 1981; Bryan and Oort, 1984; Schmitt et al., 1989) と良い一致を示した。今までの海洋大循環モデルから診断的に求めた淡水分布 (Toggweiler and Sammuels, 1982, Moor and Reason, 1993) には河川水及び海水の凍結の影響は解像されていない。今回のシミュレーションにおいて緯度・経度 $2^\circ \times 2^\circ$ の粗いメッシュ

ユのモデルでも大河川からの淡水の影響を的確に再現できていることがGRDCの河川流量データとの比較から示された。特にアマゾン川、揚子江、ガンジスーブラマプトラ川、コンゴ川では流域の降水量の季節変化に追従して海洋への流入量が変化し、その貫入距離の変動が塩分鉛直濃度分布に顕著に現れた。アマゾン川から流入した淡水は北ブラジル海流の移流効果の影響を直接受けており、2月は北西へ、8月は東へ移動していることがわかった。揚子江から流入する淡水は東シナ海の陸棚上で熱フラックスの季節変化にともなって冬に混合が激しく陸棚から離れたあと、北上してくる黒潮の成層構造に影響を与えている。さらに、ガンジスーブラマプトラ川から流入する淡水はモンスーンにともなって6～9月に多い。

西太平洋熱帯域の大気は対流活動が激しく、この地域に多量の雨を降らせるとともに、一年を通じて降雨量の変動も大きい。蒸発量と降水量の正味の差と表層の塩分濃度の関係を調べたところ、南半球側では蒸発量－降水量の季節変動と塩分濃度の変化の間にはよい相関があるが、北半球における塩分濃度の変化に対しては、大気からの淡水量の補給の変化だけでは説明できない。この不一致を説明するカギとなるのは、風応力の季節変化にともなう移流と考えられる。季節変動の最も激しいインド洋においてモンスーンにともなうアラビア海での蒸発とベンガル湾での降水及び河川からの淡水の流入が海洋構造に大きな影響を与えている。

最後に海水の凍結・融解にともなう淡水量の季節変化を診断的に見積もったところ、北極海及び南極ウェデル海の水表面積の季節変化と定性的に一致した。また、オホーツク海域では冬季の海水の凍結による塩分のはきだしと冷却及び強い風応力にともなって激しい混合が起きていることがわかった。

現在、海洋大循環シミュレーションに使っているモデルは、①半永久的な温度・塩分躍層が現実の観測ほどシャープでなく深すぎる、②深層流が正しく表現できていない、③高緯度における深層対流にともなう深層水の形成が再現されていない等の欠点はあるが、季節変動程度の時間スケールの大気と海洋の表層との相互作用を扱うための結合を行うためには、現モデルで十分役立つことがわかった。①に対してはレベル2.5乱流クロージャーモデルを導入する、②に対しては鉛直レベルを増やし海底地形をより現実に近づける、③に対しては、海水モデルを導入していく等の改良を行うことにより、より現実を再現できるモデルを開発していく予定である。

謝 辞

この研究は防災科学研究所の特別研究「全球水文過程における災害予測に関する研究」の一部として行われたものです。全球水文過程と海洋大循環の関係について竹田総括地球科学技術研究官から貴重な情報をもらいました。海洋大循環モデルはCray YMP-2E スーパーコ

ンピュータで実行し、その使用に関して、数理解析研究室の方々に援助していただきました。また、大気現象について、気候変動影響評価研究室の方々にコメントをもらいました。それらのことに関し心から感謝します。

参考文献

- 1) Baumgartner, A., and E. Reichel., (1975) : The World Water Balance. Elsevier, 179pp.
- 2) Bryan, K., (1969) : A numerical method for the study of the circulation of the world ocean. *J. Comput/ Phys.*, 4, 347-376.
- 3) Bryan, F., and A. Oort., (1984) : Seasonal Variation of the Global Water Balance Based on Aerological data. *J. Geophys. Res.*, 89, 11719-11730.
- 4) Gordon, A. L., (1986) : Interocean exchange of Thermohaline water. *J. Geophys. Res.* Vol. 91, 5037-5046.
- 5) Killworth, P. D., (1987) : Topographic Instabilities in level Model OGCMs. *Ocean Modelling*, 75, 9-12.
- 6) Manabe, S., and R. J. Stouffer., (1988) : Two Stable Equilibria of a Coupled Ocean-Atmosphere Model. *J. Climate*, 1, 841-866.
- 7) Moore, A. M., and C. Reason., (1993) : The Response of a Global Ocean General Circulation Model to Climatological surface Boundary Conditions for Temperature and Salinity. *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 300-328.
- 8) Peixoto, J., and A. H. Oort., (1983) : The atmospheric branch of the hydrologic cycle and climate. In : Street-Perrott et al. (eds.). *Variation in the Global Water Budget*. Reidel, Dordrecht, 5-65.
- 9) Schmitt, R. W., P. S. Bogden. and C. E. Dorman, (1989) : Evaporation minus precipitation and density fluxes for the North Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.*, 19, 1208-1221.
- 10) Schmitt, R. W., and K. Bryan., (1991) : Mysteries of the Ocean Water Budget.
- 11) 高野健三・友田好文(1983) : 海洋学共立出版
- 12) Toggweiler, J.R. and Samuels., (1992) : Is the Magnitude of the Deep Outflow from The Atlantic Ocean Actually Governed by Southern Hemisphere Wind? *The Global Carbon Cycle*, M. Heimann, ed. NATO ASI Series, Springer-Verlag, Berlin.
- 13) Weare, B. C., P. T. Strub, and M. D. Samuel., (1981) : Annual mean surface heat fluxes in the tropical Pacific Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 11, 705-717.
- 14) Weaver, A. J., Marotzke, J., Cummins, P. F., and Sarachik, E. S., (1993) : Stability and Variability of the Thermohaline Circulation. *J. Phys. Oceanogr.* 23, 39-60.
- 15) Wijffels, S. E., Schmitt, R. W., and Stigebrandt, A., (1992) : Transport of Freshwater by the Oceans. *J. Phys. Oceanogr.* 22, 155-162.
- 16) Wyrki, K., (1989) : Some Thoughts about the West Pacific International Meeting and Workshop on Toga Coare.

(1993年7月6日原稿受理)