# 全球海洋における淡水量の季節変動について

## 倉賀野 連\*

#### 要旨

TOPEX/POSEIDON 衛星高度計によって観測された1993年~1996年の海面水位と,過去100年にわたる船舶観 測データから得られる水温と塩分濃度の気候値を用いて,全海洋における淡水(海水を生成する水)量の季節変動 を導き出した.海洋での淡水量は3月に少なく,9月に多くなり,その差は水位にして18mm,質量にして6.2×10<sup>15</sup> kgであった.これは,海洋からの蒸発,海洋への降水,河川からの流入等の淡水フラックスから評価した淡水量の 季節変動と比較すると,位相が1か月程度先行し,振幅はやや大きめであった.全海洋での淡水量の変動は,主に 陸域雪氷量の変動に伴うものと推測される.南北半球別での淡水量の季節変動は,どちらの半球とも水位にして全 振幅20mm 程度であった.半球別の淡水量の変動は,大気一海洋,陸域一海洋間の淡水フラックスによる変動より も、海上風応力に対する海水の応答の結果として表れているものと推測された.

1. はじめに

地球上の水は、大気-陸域-海洋間やそれぞれの領 域の中で活発に循環している。全球水循環を正しく把 握することは、淡水が潜熱を持ち、その循環により極 方向に熱を輸送することから、気象や気候変動にとっ て重要である。海洋は地球上の水の97%を蓄える全球 水循環の最大の貯留池であり、海洋における淡水質量 の増減は、海洋一大気間の淡水フラックス、即ち蒸発 と降水、と陸域から海洋への淡水の流入、主に河川水 の流入によって決まる。それら淡水フラックスは、海 洋表面の塩分濃度を変化させ、その結果海水密度を変 化させる、高緯度での海洋表面の密度変化は、深層水 を形成する熱塩循環に大きく影響するので、気候変動 にとって重要である (Marotzke and Willebrand, 1991). また淡水フラックスの季節変動に対し, 北太平 洋亜熱帯域では Stommel の風成循環を弱めるような 順圧応答を起こす.風成循環とあわせてGoldsbrough-Stommel 循環として、より現実的な海洋の循 環を表現できると考えられている (Huang and

\* 気象研究所海洋研究部.

-1998年5月14日受領--1998年12月11日受理-

© 1999 日本気象学会

1999年2月

Schmitt, 1993). 全球海面水位上昇の問題でも淡水質 量の変動は,熱膨張と同程度に重要である. 過去100年 の海面水位上昇のうち水温上昇に伴う熱膨張によるも のは 2 ~7 cm,陸域雪氷の融解水の海洋への流入によ るものは 2 ~5 cm であったとされている(IPCC, 1995). このように,海洋における淡水質量の変動は, 大気や海洋の大循環や気候変動にとっても極めて重要 な情報である. にもかかわらず,多くの調査は陸域を 観測したデータを中心に行われてきたものであり,最 大の貯留池である海洋を観測した結果から論じたもの はほとんどない. IPCC の報告する陸域雪氷の融解に ついても,海洋からの直接の見積もりではなく,陸域 雪氷の調査からの見積もりである.

1992年に米国連邦航空宇宙局(NASA)と仏国国立 宇宙研究所(CNES)により打ち上げられた高度計搭載 衛星 TOPEX/POSEIDON は,極域を除いたほぼ全球 を覆う軌道を10日毎に繰り返し飛行し,その直下の海 面水位を約4 cmの精度で測定している(JPL,1996). この高精度の海面水位データは,10日毎の全球平均海 面水位を約2 mmの精度で算出することを可能にした (Minster et al.,1995).海面水位の変動は,その場所 での海面から海底までの海水柱の淡水量の変動のほか に,水温と塩分濃度の変動によっても引き起こされる。 水温変化は海水の熱膨張を起こし、塩分濃度が増すこ とにより海水の体積が増える。水温と塩分濃度の体積 変化への寄与は独立ではなく、また圧力(水深)にも 関係する。水温、塩分濃度、圧力に対する海水密度の 計算式は確立されているので(気象庁、1996)、海面水 位と海面から海底までの海水柱の水温と塩分濃度の鉛 直分布から、その海水柱の淡水質量を導くことができ る。

ここでは、海水柱の淡水質量が時間的に保存し、水 温と塩分濃度の変動のみに起因する海面水位の変動を ステリックハイト(Steric Height)と呼ぶことにする. 海面水位からステリックハイトを引いた高さの変動 は、淡水質量の変動のみに起因する海面水位の変動で あり、ステリックハイトではないという意味でノンス テリックハイトと呼ぶことにする.一般にステリック ハイトは太陽高度の季節的な変動による熱膨張で起こ る広範囲に一様な海面水位変動を意味するが、ここで は塩分による密度変化と海水質量変化の影響も含め、 局所的な水温と塩分の鉛直分布の変動に伴う海面水位 変動という意味で使う.

本研究では、高度計から得られる1993~1996年の4 年間の海面水位と、National Ocean Data Center (NODC, 1994)のWorld Ocean Atlas 1994 (WOA1994)に格納されている月平均、季節平均、年 平均の水温と塩分の気候値を用い、全球海洋における 淡水質量の季節変動を抽出する。その結果を淡水フ ラックスの季節変動と比較する。淡水フラックスは、 気象庁で1989年11月~1996年2月まで現業運用してい た全球4次元同化システム(JMA89システム)による 海洋域への降水量、海洋からの蒸発量及び、Global Runoff Data Center (GRDC)の海洋に流れる主要な 60河川の流出量データで評価する。それぞれは観測期 間あるいは計算期間が異なるが、各月について平均を とることにより、気候的な季節変動を表わすことがで きると仮定して論ずる。

第2節では使用するデータと処理方法について紹介 し、第3節では高度計データから得られるノンステ リックハイトの季節変動を示し、大気や陸域との淡水 フラックスの季節変動と比較する.第4節では得られ た結果の精度について検討を加える.

#### 2. 使用したデータとその処理

**2.1** TOPEX/POSEIDON による海面水位データ TOPEX/POSEIDON は約10日で地球を127周する 回帰軌道をとり,南緯66度~北緯66度を覆う254本の軌 道に沿って,その直下の海面水位を時間間隔1秒,約 6 km 間隔で観測している.衛星は準拠楕円体面を基準 にした高度約1350 km の軌道を飛行し,その高度は地 上に100か所以上ある DORIS (Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite)トラッ キングシステムやレーザートラッキングステーション により常に監視され、3 cm の精度でその高度が決定さ れている.衛星から直下に向けてマイクロ波が放射さ れ、海面で反射してくるまでの時間で、衛星直下約半 径1 km の円内の平均的な海面までの距離を2 cm の 精度で測定する.その結果、準拠楕円体面を基準にし た海面の高さが約4 cm の精度で得られる (Tapley *et al.*, 1994).

ここでは TOPEX/POSEIDON MGDR Generation B (PO.DAAC, 1997) に編集されている1993~1996年 のデータに,下記に示すジオイド,潮汐,海面気圧に 関する補正を加え,全域及び半球平均の月平均海面水 位を作成した.領域平均は,軌道に沿ったサンプリン グ間隔の緯度成分と隣り合う軌道間隔の経度成分から 算出される面積を重みとする加重平均で算出した.そ れぞれの月について月平均水位の4年分を平均したも のを月平均水位の気候値とした.

ジオイド、潮汐、海面気圧に関する補正は以下の通 りである:海面はジオイド(海面付近の重力の等ポテ ンシャル面)に対し±1m程度変化するが、ジオイドは 準拠回転楕円体面に対し場所により±50mほど変化 している。そこで、ジオイド面に近い平均海面(Rapp and Nerem, 1995) を基準にした水位にあらかじめ変 換しておく.これは海域平均の水位を計算する際に, 欠測の影響を小さくするためであり、またサイクル毎 に起こるサンプリング位置のずれによるジオイド面高 度の差を補正するためでもある。また海面水位は海水 の密度や質量以外に、潮汐や海面気圧の影響を受けて いる。これらの変動もあらかじめ補正しておく必要が ある. 潮汐は CSR3.0モデル (The Center for Space Research, Version 3.0 model, Eanes and Bettadpur, 1996)による計算結果で修正した。また海面気圧の影 響として,

$$IB = (\overline{P} - P) \times 0.995 \tag{1}$$

で表される高さ(インバースバロメタ)が海面水位に 加わる. ここで P は観測点での海面気圧(hPa),  $\overline{P}$  は

"天気"46.2.

同時刻の全球海洋平均海面気圧,0.995は静水圧近似の 仮定の基での気圧変動に対する海面高度変動の係数 (cm/hPa)である。海面気圧に対する海面水位の反応 は順圧的であり,通常の時空間スケールの海面気圧変 動に対してはほぼ上記のインバースパロメタのとおり 反応すると考えられる。気象庁全球4次元同化システ ムの現業運用で得られた海面気圧を用いて補正した。

2.2 ステリックハイトデータ

WOA1994には、全球海洋における各1°×1°格子点の 各基準層での月平均、季節平均、年平均の水温・塩分 の気候値が格納されている.これは過去100年にわたっ て船舶やブイ等によって得られた海洋観測データを基 に作成されたものである.ステリックハイトの算出に は、月平均値、月平均値がないところでは季節平均値、 月平均も季節平均もないところは年平均値を用いる. 各格子点のステリックハイトを計算するために、まず 逆に海面水位が時間的に一定としたときの、水温と塩 分濃度の変化による淡水質量の変化を求める.淡水質 量の季節変動量は、単位面積当たりの海面から海底ま での海水柱について、年平均からの偏差として

$$\Delta M = \int_{-D}^{0} (\rho(h) \times (1 - S(h)) - \overline{\rho}(h) \times (1 - S(h))) dh$$
(2)

と表される. ここで、hは水深, -D は海底深度,  $\rho$  は 海水密度の鉛直プロファイル (水温と塩分濃度の鉛直 プロファイルから得られる),  $\overline{\rho}$ は年平均海水密度の鉛 直プロファイル, S は塩分濃度の鉛直プロファイル(海 水質量に対する塩分質量の比),  $\overline{S}$  は年平均塩分濃度の 鉛直プロファイルを表す. したがって、この格子点で の淡水質量が一定となるようにするには、海水の補給 (除去) が必要である. その量は水位にして

$$\Delta H = \frac{\Delta M}{\rho \left(-D\right) \times \left(1 - S\left(-D\right)\right)} \tag{3}$$

となる.  $\rho \times (1-S)$  は海水単位体積あたりの淡水質量 を表す. 分母に最下層の $\rho \times (1-S)$  を用いる理由は, WOA データが海面からの深さで基準層を決めている ので,海面水位の変化は海底で調節しなければならな いからである.  $\Delta H$  は,淡水質量が一定で水温と塩分 によって変動するステリックハイトを表している. 領 域平均は格子点の占める面積を重みとする加重平均で 算出した.

高度計観測期間中のステリックハイトが気候値

1999年2月

第1表	1993~1996年の4年平均海面力学高度
	(0/1500 db)の気候値からの偏差の年周
	期変動と残差の標準偏差。各月の偏差を
	もとに年周期変動を抽出した。残差は偏
	差の年周期からの差である.

	年周期	残差の標準偏差	
	振幅(mm)	最大出現月	(mm)
全域	1.4	11	2.4
南半球	1.6	11	4.2
北半球	1.2	10	2.9

WOA1994によるステリックハイトに対してどの程度 の季節変動を起こしているかを予め評価しておく必要 がある、Kuragano and Shibata (1997) は船舶での XBT (Expendable Bathy Thermometer) などによ る水温鉛直プロファイルの観測データから1500 db (約 1500 m 深) 基準の海面力学高度を求める方法を示して いる。この期間中の XBT や係留計による水温データ を用いて海面力学高度を算出し,WOA1994による月 毎の1500 db 基準の海面力学高度からの偏差を算出し た.得られた高度偏差から各月毎に緯度5°×経度10° 領域の平均偏差を算出した。それらを基に全域及び半 球平均の偏差の年周期変動を算出したところ、振幅と 周期は第1表のとおりであった。ここではステリック ハイトの代わりに1500 db 基準の海面力学高度で比較 した。海面力学高度は海水柱の海水質量を一定とした 密度のみに依存する海面高度の変動で、厳密には淡水 質量を一定とする高さとは違う、しかしステリックハ イトは一般に塩分よりも水温に大きく依存し、また広 い範囲での領域平均をとるので塩分変動の影響はさら に少なくなることから,海面力学高度同士での比較は、 ステリックハイトの差と同程度になると考えられる。 また1500 db 以浅で評価したのは、それ以深の観測 データが少ないためであるが、ステリックハイトの変 動のほとんどは1500 db 以浅の密度構造の変動で起 こっていると考えられるからである。したがって、第 1表に示された変動は WOA1994によるステリックハ イトの誤差とみなすことができる。

2.3 降水量,蒸発量および河川流出量データ

海洋からの蒸発,海洋での降水は,JMA89システム の現業運用で得られた海面フラックスデータを用いて 算出する.モデルは鉛直21層,三角切断波数106の全球 スペクトルモデルで(Kashiwagi, 1987),積雲対流ス キームには Kuo 方式,陸面水文過程には Simple Biosphere (SiB) モデルを用いている (Sato *et al.*, 1989).



る領域を示す

1990年~1995年の予報開始から6時間までの積算値を 用い,月平均値を作成した.このシステムによる予報 初期の降水量は観測データに引きずられ,その分布を ゆがめている(Ishii et al., 1994).その一方で24時間 積算値では,海洋域での降水が過剰気味になる.ここ での議論には,全球及び半球海洋域での降水量と蒸発 量の差が重要であり,予報初期に表れる降水分布のゆ がみはほとんど問題にならないので,6時間までの積 算値を用いる.

陸域からの淡水流入は、GRDCの河川流出量データ を基に NASA (米国連邦航空宇宙局)が国際衛星陸地 表面気候計画(ISLSCP: International Satellite Land Surface Climatology Project, Meeson *et al.*, 1995; Sellers *et al.*, 1995) で編集している世界130か所の河 川流出量データを用いて、算出した.河川流出量デー タのうち海洋に直接流れ込む河川を抽出し、その最下 流にある観測点の流出量をその河川から海洋への流入 量と見なした. それらの値から観測期間の月平均流入 量を算出した. データがあるだけの期間で平均をとっ たため、河川毎に平均期間は異なり、短いものは Limpopo川の3年、長いものはVaenern-Goeta 川の 178年で、平均としては54年である.抽出された観測点 は62箇所,60河川であった.観測点が河川より多いの は、2つの河川で観測点が途中で移設されていたため である. なお ISLSCP の河川流出量データによって陸 域からの流出の46%が検出できるとされている.

#### 3. ノンステリックハイトの季節変動

ノンステリックハイトの季節変動は、2.1で求めた海 面水位から2.2で求めたステリックハイトを引くこと によって得られる.計算領域は第1図に示す高度計観 測の欠測期間が10%を超える所を除いた.欠測はおも に海氷に覆われるためである.計算領域の面積は全海 洋面積の90%で,計算できない領域の半分は南極の回 り,残り半分は北極海付近で占められている.

計算領域の全域平均,半球平均の海面水位,ステリッ クハイト及びノンステリックハイトの季節変動を第2 図に示す.それぞれ全期間平均からの偏差で表示する. エラーバーについては,海面水位では各月平均値のそ れぞれの月平均気候値からの偏差をとり,すべての偏 差の RMS(自乗平均の平方根)をとったもの,ステ リックハイトでは第1表に示した年周期変動に残差の RMSを加えたもの,ノンステリックハイトでは海面 水位のエラーとステリックハイトのエラーの自乗和の 平方根をとったものである.海面水位とステリックハ イトおよび海面水位とノンステリックハイトの比較に 関する統計値を第2表に示す.

月毎の海洋への降水量と海洋からの蒸発量を第3図

"天気"46.2.



第2図 水位算出領域の全域平均(a),南半球平均(b),北半球平均(c)における,海面水位(●), ステリックハイト(×),ノンステリックハイト(○)の月平均値を年平均からの偏差で示す.

に示す. 値はそれぞれ1日あたりの領域平均値になお してプロットした。エラーバーは月平均値のそれぞれ の月平均気候値からの偏差をとり、すべての偏差の RMS をとったものを表す。また同時に60河川からの 海洋への流入量の季節変動についても、1日あたりの 流入量を領域面積で割ったものを示す。半球平均の場 合,河口の位置により、どちらの半球に流入するかを 決めた.全球海洋への降水量は年間で979 mm (質量に して353×10<sup>15</sup> kg) であり,全球海洋からの蒸発量は 1092 mm (393×10<sup>15</sup> kg) である。その差113 mm は従 来の研究による結果と大きくずれるものではない(例 えば, Baumgartner and Reichel (1975), 111 mm; Korzun (1978), 132 mm;沖ほか (1995), 115 mm). 一方60河川による年間流入量は42 mm (15×10<sup>15</sup> kg) で、降水量と合わせても、蒸発量には達しない。 そこ で河川からの流入量を2.66倍することにより陸域から の総流入量を表すとし、それを破線で示した。エラー バーは月毎に各河川の流出量の分散をとり、その60河 川分の総和の平方根をとったものである。その2.66倍 を陸域からの総流入量のエラーとした。なお半球別で の海洋における年間の降水量と蒸発量の差(降水---蒸 発)は、南半球で-124 mm, 北半球で-98 mm となっ ている. 従来の研究の評価では, ばらつきが大きいが, 南半球での不足が大きいことに変わりはない(例えば、 Baumgartner and Reichel (1975) は南半球で-162 mm, 北半球で-39 mm; Bryan and Oort (1984) は 南半球で-37 mm, 北半球で+9 mm と見積もってい る). この値の違いが3.2で述べるノンステリックハイ トの変動要因の考え方を変えるものではないので、こ こではJMA89によるフラックスを用いて話を進め る.

第4図にはこれら淡水フラックスの合計値を月毎に

示し、その時間積算も月毎に示す.淡水フラックス合 計値のエラーバーは、蒸発量、降水量、河川流出量そ れぞれのエラーの自乗和の平方根を示す.時間積算の エラーバーは、淡水フラックス合計値のエラーを1か 月分積算したものである.なお淡水フラックスとそれ から評価した淡水質量の変動による海面水位の変動に ついては、高度計で観測できない極域も含めた面積で 評価する.またノンステリックハイトの変動から淡水 質量の変動を見積もる場合も、極域も含めた面積を基 に極域でも同じ水位変動が起こっているとして評価す る.

3.1 全域でのノンステリックハイトの季節変動

第2図a及び第2表に示すように全域平均の海面 水位の変動はRMSで2.6mmで、はっきりとした季 節変動を示していない。それに対して、ステリックハ イトは3月頃高く8月頃低くなり、その差18mmとな る季節変動を示している。ノンステリックハイトは3 月頃に低く9月頃に高くなり、その差は18mm(淡水 質量にして6.2×10<sup>15</sup> kg)である。海面水位がほとんど 変化しないことから、ノンステリックハイトの位相は ステリックハイトと逆になっている。

ノンステリックハイトの季節変動を,高度計で観測 できない極域との海水の交換によるものとすると,極 域の変動は100 mm もの振幅となり,現実的ではない. ノンステリックハイトの季節変動は,大気や陸域と海 洋との間の淡水フラックスによって生じる海水全体の 質量の増減によるものと考えた方が自然である.年間 の蒸発,降水,陸域からの流入の総量からみて全振幅 18 mm の季節変動は極めて小さく,十分に起こりうる ものである.淡水フラックスの季節変動については, 第3図aに示すように,海洋からの蒸発量と海洋での 降水量は共に12~2月に多くなる季節変動が見られ

117

第2表 海面水位、ステリックハイト、ノンステリックハイトから求めた標準偏差、およびス テリックハイトとノンステリックハイトそれぞれの海面水位に対する相関係数、海面 水位は1993~1996年の4年平均の月毎の平均値、ステリックハイトはWOA 1994から 月毎に求めたもの、ノンステリックハイトは海面水位からステリックハイトを引いて 求めたものを用いて、算出した。

	 海面水位	ステリックハイト		ノンステリックハイト	
	標準偏差(mm)	標準偏差(mm)	相関係数	標準偏差(mm)	相関係数
	2.6	5.4	0.01	5.9	0.42
南半球	11.9	19.1	0.94	9.0	-0.67
北半球	18.3	15.2	0.92	7.4	0.59



れを2.66倍した値(×)について各月1日あたりの値を,全海洋の全域(a),南半球(b), 北半球(c)における領域平均の高さで示す.

る. 常に蒸発量が大きく,その差は6~8月にわずか に大きくなるような季節変動を示す.河川からの流入 は1日あたり1mm以下で,蒸発量や降水量と比べる とかなり小さいが,大きな季節変動を示している.こ れらの淡水フラックスから海洋における淡水質量の季 節変動を見積もり,高度計から得られたノンステリッ クハイトと比較すると,位相は1か月ほど遅く見積も られ,振幅は6割程度とやや小さいが,似た傾向を示 している(第4図a).全球海洋での淡水質量の変動は 河川からの流入量の変動に大きく依存していることか ら,1~3月のノンステリックハイトの低下は,淡水 が北半球の陸域に雪氷として蓄積されるためと考えら れる.

3.2 半球平均ノンステリックハイトの季節変動

第2図b, c に示すように, 半球平均では, 海面水位 もステリックハイトも夏に高くなる. 海面水位とステ リックハイトの間には0.9以上の相関がある(第2表). 北半球では, 2つの高度差の変動は水位の変動に対し てかなり小さく, 海面水位はステリックハイトで決 まっているように見える。南半球では、海面水位に対 し、ステリックハイトの方が振幅の大きな季節変動を 示している。全域平均で海面水位とステリックハイト の季節変動があまり合わないのは、両半球の季節変動 が逆位相になり、全域で平均すると海面水位の季節変 動がほとんどなくなるためである。ノンステリックハ イトの変動から見ると、南半球では6~9月に水が増 え、その振幅は13 mm (2.7×10<sup>15</sup> kg) になる。北半球 は9~11月にかけて水が増えるが、その振幅は10 mm (1.6×10<sup>15</sup> kg) で、南半球に比べてやや小さい、ノン ステリックハイトが両半球で対象にならないのは、全 域で季節変動を起こしているためである。

全域平均の場合と同様に,淡水フラックスと比較す る.第3図b,cでみられるように,蒸発量と降水量は 全球平均と比べかなり大きな季節変動を示しており, 南北でそれぞれが逆位相となっている.河川からの流 入量は,南半球ではごくわずかで,その季節変動もほ とんどない.北半球では大きな流入量を示し,季節変 動も大きい.これらの淡水フラックスから半球別の海

"天気"46.2.

全球海洋における淡水量の季節変動について



の淡水フラックスを基に算出した海洋淡水量の変動を示す(単位は右側縦軸) それぞれ,全 海洋の全域(a),南半球(b),北半球(c)における領域平均の高さにして示す(a)と(b) (c)の右側縦軸のスケールが異なることに注意されたい

洋淡水量の季節変動を推測してみると、北半球では6 ~9月に大きな流入となり、淡水量は11月に約190 mm で極大となる(第4図 c).南半球では、6~9月は大 きな流出となって、淡水量は11月に-100 mm で極小 となる(第4図 b).年間総量では、北半球で130 mm 過 剰で、南半球で94 mm 不足している。質量にすれば  $20 \times 10^{15}$  kg である。淡水フラックスから推定される淡 水量の季節変動に対し、南北半球のノンステリックハ イトの季節変動はかなり小さい。また位相もあまり良 く一致しておらず、特に南半球では逆位相である。

ノンステリックハイトがほとんど変化しないことか ら、海洋表面での淡水フラックスのほとんどは海洋で 赤道をよぎる淡水フラックスとなって調整されている と考えられる.ここで用いたデータでは年間20×10<sup>15</sup> kgが北半球から南半球に移動することになる.Wijffels *et al*.(1992)による緯度別の淡水の年間南北輸送 量の見積では、赤道海洋での淡水輸送は南向きに約 19×10<sup>15</sup> kgとなり、本研究と同程度である.沖ほか (1995)による同様の見積もりでは、約28×10<sup>15</sup> kgとな り、本研究よりやや多い.見積もられた淡水輸送量の ばらつきが大きいのは、南緯10度付近で南向き輸送の ピーク、北緯10度付近では逆に北向き輸送のピークと なり、赤道での輸送量の推定誤差が大きくなるためと 考えられる.

位相が合わないのは、ノンステリックハイトの変動 が、大気や陸域との淡水フラックスの変動ではなく、 海上風応力に対する海洋の応答で起こっているためと 考えられる.海上風応力に対する海水のエクマン輸送 により、各半球では冬に海水が収束する傾向になる. 第2図において全域のノンステリックハイトの季節変 動を基準にすると、半球別では冬に高くなる.石崎(私 信)が全海水質量が保存する海洋モデルを使い、海水 質量変動に伴う海面水位の季節変動を調べた結果で も、北半球での海水量は6~7月に低く、12~1月に 高くなっている.海上風応力によるエクマン輸送の変 化に対し、海水ははじめに順圧応答して海面水位を変 化させ、遅れて傾圧応答を起こしステリックハイトが 海面水位の変化に追いつく.このような順圧応答に対 する傾圧応答の遅れがノンステリックハイトに反映す るものと考えられる.

### 4. まとめ

本研究では、全球水循環の最大のサブシステムであ る海洋での淡水質量の季節変動について、海洋の観測 データからその信号を抽出した。使用したデータは TOPEX/POSEIDON 高度計によって測定された海面 水位と、WOA1994の海水密度から淡水質量保存を仮 定して算出した海面水位(ステリックハイト)で、2 つの水位差から海洋における淡水質量の変動による海 面水位の変動(ノンステリックハイト)を導いた。

ノンステリックハイトは、全振幅18 mm (淡水質量 にして6.2×10<sup>15</sup> kg)の季節変動を起こしており、これ は大気-海洋間と陸域-海洋間での淡水フラックスの 季節変動によって起こるものと考えられる.淡水フ ラックスとして、JMA89システムから評価される蒸発 量と降水量、GRDCから得られる河川流出量を用い、 それら淡水フラックスから評価される海洋淡水量の変 動と良く似た傾向が示された.全球でのノンステリッ

119

クハイトの季節変動は、北半球陸域の雪氷の増減に関 係しているものと考えられる.また南北半球それぞれ でのノンステリックハイトの変動は、大気一海洋、陸 域一海洋間の淡水フラックスによる淡水収支の変動よ りも、海上風応力に対する海水の応答の結果として表 れているものと考えられる.

得られた結果は、WOA1994による海面水位の算出 精度や、高度計の観測期間が十分でないことによる海 面水位の季節変動の抽出誤差を考慮すると、季節変動 の振幅は第1オーダーで、位相は季節程度の幅の精度 である.また、JMA89による蒸発量と降水量の差の年 間総和は一般の評価に近い値であるが、それぞれの年 間総和はやや小さめである。このため蒸発量と降水量 の差の季節変動は過小評価されている可能性がある.

河川水については60河川で陸域からの流入を代表さ せ、それを2.66倍することにより陸域からの総流入量 を表すとした。このように高い倍率をかけたのは、蒸 発量と降水量の差を補わせるためである。60河川によ る流出領域は全陸域の半分にも満たない。また得られ ているデータは必ずしも河口での流出量ではない、陸 域からの流入には地下水や氷河等からの直接の流入な ど、評価されていない部分がかなり残っている。地下 水,氷河,及びデータの入手できない小さい河川によ る流入が、主要な60河川の季節変動の位相と一致する とは限らない、このように、60河川の流出量から推定 した陸域からの総流出量には不確定な部分が多く含ま れる、ノンステリックハイトがより精度良く算出され るようになれば、さらに多くの淡水フラックスデータ を集めることにより、より精度の高い淡水フラックス の評価が必要となるであろう.

全球海洋の淡水質量の変動を、海洋のデータ自体か ら示したものは今までにない研究である.大気大循環 のみならず海洋大循環にとっても淡水質量の変動が塩 分濃度に影響し、その力学に大きく影響することから、 重要な要素として注目されている.今回の研究は精度 としては十分とは言えないが、今後のデータの蓄積に より、さらに精度の高い評価も可能である.TOPEX/ POSEIDON は2000年までの8年間は観測を継続する 見込みで、その後継機 Jason-1も2000年5月の打ち上 げが決定されている.高度計のデータが長期間にわ たって収集されることにより、ここで示した季節変動 をより正確に見積もることができることになる.また 全球海洋の4次元同化モデルなどを用いることによ り、より精度の高い現実的な水温・塩分の分布が得ら れることになれば、ノンステリックハイトの変動をより正しく評価できることが期待される.

## 謝 辞

TOPEX/POSEIDON 高度計データは、カリフォル ニア工科大学ジェット推進研究所にある米国連邦航空 宇宙局 (NASA) の Physical Oceanography Distributed Active Archive Center で編集された MGDR-Generation B に格納されているデータを使わせてい ただきました. World Ocean Atlas 1994データは, NOAA (米国大気海洋局)の National Ocean Data Center から頂いたものです. XBT データは, 海上保安 庁水路部日本海洋データセンターから頂いたもので す. 河川流出量データは, NASA の EOS-DIS Goddard Distributed Active Archive Center から頂いたもの を使わせていただきました。これらのデータを利用さ せていただいたことについて、関係者の方々に深く御 礼申し上げます.気象庁予報部数値予報課の全球4次 元同化システムによる海面フラックスデータを利用す るにあたっては、気象庁気候・海洋気象部石井正好技 術専門官に便宜を図っていただきましたことを,心か ら感謝いたします.

### 参考文献

- Baumgaetner, A. and E. Reichel, 1975 : The World Water Balance, Elsevier, 179 pp.
- Bryan, F. and A. Oort, 1984 : Seasonal variation of the global water balance based on aerological data, J. Geophys. Res., 89, 11719-11730.
- Eanes, R. and S. Bettadpur, 1996 : The CSR3.0 global ocean tide model : Diurnal and semidiurnal ocean tides from TOPEX/POSEIDON altimetry, CSR-TM-96-05, Univ. of Texas,. Center. for Space Res., Austin, Texas.
- Huang, R.X. and R.W. Schmitt, 1993 : The Goldsbrough-Stommel circulation of the world oceans, J. Phys. Oceanogr., 23, 1277-1284.
- IPCC (Intergovermental Panel on Climate Change), 1995 : Climate Change 1995 : The Science of Climate Change, J.T. Houghton, L.G. Meira Filho, B. A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg and K. Maskell (eds.), Cambridge Univ. Press, 572 pp.
- Ishii, M., I. Yoshikawa and M. Kimoto, 1994 : Air-sea fluxes obtained from an operational global data assimilation system, Geophys. Mag., **45**, 19-54.
- JPL (Jet Propulsion Laboratory), 1996: A Summary

of TOPEX/POSEIDON Science Working Team Meeting of October 23-25, 1996, Southampton Oceanography Center, L.L. Fu (ed.), JPL D-14320, 51 pp.

- Kashiwagi, K., 1987 : On the impact of space observing system in the JMA global forcast/analysis system, J. Meteor. Soc. Japan, **65**, 189-220.
- 気象庁,1996:海水の状態方程式および力学計算(第5 章),海洋観測指針(1970初版),91-102.
- Korzun, V. I. (ed.), 1978 : World Water Balance and Water Resources of the Earth, Vol. 25, Studies and Reports in Hydrogy, Unesco.
- Kuragano, T. and A. Shibata, 1997: Sea surface dynamic height of the Pacific Ocean derived from TOPEX/POSEIDON altimeter data: Calculation method and accuracy, J. Oceanogr., 53, 585-599.
- Marotzke, J. and J. Willebrand, 1991 : Multiple equilibria of the global thermohaline circulation, J. Phys. Oceanogr., **21**, 1372-1385.
- Meeson, B. W., F. E. Corprew, J. M. P. McManus, D. M. Myers, J. W. Closs, K.-J. Sun, D. J. Sunday and P. J. Sellers, 1995: ISLSCP Initiative I--Global Data Sets for Land-Atmosphere Models, 1987-1988. Volumes 1-5. Published on CD by NASA (USA-NASA-GDAAC-ISLSCP- 001-005).
- Minster, J.-F., C. Brossier and P. Rogel, 1995 : Variation of the mean sea level from TOPEX/ POSEIDON data, J. Geophys. Res., **100**, 25153-25161.
- NODC (National Ocean Data Center, Ocean Climate Laboratory), 1994: World Ocean Atlas 1994, National Oceanographic Data Center Report, 13, 30 pp.
- 沖 大幹, 虫明功臣, 松山 洋, 増田耕一, 1995:大気 水収支と地球規模の水循環, 土木学会論文集, (521)/II-32, 13-27.

- PO.DAAC (Physical Oceanography Distributed Active Archive Center), 1997 : Merged GDR (TOPEX/POSEIDON) Generation B User's Handbook Version 2.0, July 30, 1997, JPL D-11007, 124 pp.
- Rapp, R. H. and R. S. Nerem, 1995 : Geoid Undulation and Mean Sea Surface Recommendation, in Minutes of TOPEX/POSEIDON Science Working Group Meeting of May 1995, Jet Propulsion Laboratory, JPL D-12817.
- Sato, N., P. J. Sellers, D. A. Randall, E. K. Schneider, J. Shukla, J. L. Kinter, Y-H. Hou and E. Albertazzi, 1989 : Effects of implementing the simple biosphere model in a general circulation model, J. Atmos. Sci., 46, 2757-2782.
- Sellers, P. J., B. W. Meeson, J. Closs, J. Collatz, F. Corprew, D. Dazlich, F. G. Hall, Y. Kerr, R. Koster, S. Los, K. Mitchell, J. McManus, D. Myers, K.-J. Sun and P. Try, 1995 : An Overview of the ISLSCP Initiative I--Global Data Sets. On : ISLSCP Initiative I Global Data Sets for Land-Atmosphere Models, 1987-1988. Volumes 1-5. Published on CD-ROM by NASA. Volume 1 : USA-NASA-GDAAC-ISLSCP-001. OVERVIEW.DOC.
- Tapley, B. D., J. C. Ries, G. W. Davis, R. J. Eanes, B. E. Schutz, C. K. Shum, M. M. Watkins, J. A. Marshall, R. S. Nerem, B. H. Putney, S. M. Klosko, S. B. Luthcke, D. Pavlis, R.G. Williamson and N. P. Zelensky, 1994 : Precision orbit determination for TOPEX/POSEIDON, J. Geophys. Res., 99, 24383-24404.
- Wijffels, S. E., R. W. Schmitt, H. L. Bryden and A. Stigebrandt, 1992 : Transport of freshwater by oceans, J. Phys. Oceanogr., 22, 155-162.

# Seasonal Water Amount Variation in the Global Ocean

Tsurane Kuragano\*

\*Oceanographical Research Department, Meteorological Research Institute, Tsukuba 305-0052, Japan.

(Received 14 May 1998; Accepted 11 December 1998)

──編集委員会だより───

# 2月号の増ページについて

「天気」2月号は全部で221ページの大冊となってい ますが、会員の皆様の中にはなぜ2月号だけこんなに 厚くなったのかと不審に思われる方もいらっしゃると 思います。これは「天気」が第3種郵便物の認可を受 けていることと関係があります。2月号には85ページ の会員名簿と20ページの広告が掲載されていますが、 第3種郵便物では名簿や広告は本文とは見なされませ ん。一方、第3種郵便物には、本文が全ページ数の50% を越えなければならないという制約があります。この ため,通常ならば1つの号に1編程度掲載している学 会賞等の受賞記念解説を一挙に4編まとめて掲載する という,質量共に大変充実した内容となりました。ま た,1997年度の春季大会のシンポジウムでのキース・ ブラウニング博士の特別講演を,藤吉康志・高薮 出 両会員が翻訳して下さった解説も掲載されています。 5年ぶりに装いも新たに作成された会員名簿とあわせ て,永く有効にご利用いただければと思います。