

大気水収支法による地球規模水循環のモニタリング

MONITORING OF GLOBAL HYDROLOGICAL CYCLE BY ATMOSPHERIC WATER BALANCE

沖 大幹*、虫明 功臣*、増田 耕一**、松山 洋†

Taikan OKI, Katumi MUSIAKE, Kooiti MASUDA and Hiroshi Matsuyama

ABSTRACT ; It is very important to investigate the global hydrological circulation and water budget in order to understand how the global changes affect the change of local water resources. The vapor flux convergence $-\nabla_H \cdot \vec{Q}$ over the globe was estimated from the objective analysis data of ECMWF global analysis data for the period 1985 to 1988. Around 70 large river basins were distinguished, and they cover nearly 55 % area of continents and they share around 75% of global annual river runoff estimated by atmospheric water balance from $-\nabla_H \cdot \vec{Q}$. Remaining meshes were also attached the location of river mouth at the nearest coast. The annual transport of freshwater to the ocean from both atmosphere and rivers were estimated by the geographical information of the river mouth and the basin boundary. The results showed good correspondences qualitatively with former estimates of the annual water balance (precipitation minus evaporation) in the ocean, and the amounts of freshwater supply from rivers were comparable to the amounts from the atmosphere. Annual water transport in latitudinal direction was also estimated. Transportation by the atmosphere and by the ocean have almost same absolute value in each latitude with different sign, and the water transport by rivers is around 10 % of them globally.

Keywords ; Global water balance, Global river runoff, Freshwater transport, Atmospheric vapor flux convergence, ECMWF data

1 地球規模の水循環と水文・水資源工学

激しく集中した降水や急激な融雪は洪水となり、逆に水源地域に寡雨が続くと渇水となる。これらを予測し制御することが水資源工学の大きな目的である。

これまでは渇水の予測は不可能であると考えられて主に渇水発生の統計的な検討及び渇水期間中の降水に対する対処法が研究されてきているが、グローバルな大気状態の年々変動についての近年の研究成果は渇水年や豊水年といった平均値からの偏差変動を物理学的因果律に基づいて明らかにしつつある。また、降水などの気候値の統計的な定常性を仮定して進められてきた河川水資源計画も地球温暖化問題を契機として見直しを迫られている。そこで水資源工学及びその基礎を与えている水文学においても河川流量や地中・地表面での水の源である降水、そしてその降水をもたらしている大規模な大気中での水循環過程について研究を進めることが必要となっている。

大気中の水循環過程については気象学や気候学、あるいは地理的な水文学の分野で研究が進められてきているが、必ずしも明らかになっていない点が多い。気象・気候現象には水文・水循環過程が深く関与していることが近年特に強く認識されるようになり、GEWEX (Global Energy and Water Cycle Experiment ; 全地球エネルギー・水循環観測計画) などといった連携的な研究が水文研究者と気象気候研究者との間で計画されている。

本論文では、水文・水資源予測に関わる様々な大気水循環過程の中でも地球規模の水循環・水収支と河川流域水収支との関係に着目し、最新の技術に基づいて作成されている大気の4次元同化客観解析データを大気水収支法に適用する。これまでの大気水収支法を用いた数少ない研究とは異なり、本研究では地上で観測される降水データや流量データなど従来の水文学において用いられてきた流域水収支の構成要素を、流域界や河口といった地理情報によって大気水収支と結びつけて地球規模での水循環の様子を明らかにする。

*東京大学生産技術研究所 Institute of Industrial Science, University of Tokyo

**東京都立大学理学部 Institute of Geography, Tokyo Metropolitan University

†東京大学気候システム研究センター Center for Climate System Research, University of Tokyo

2 大気水収支法と 4 次元同化客観解析データ

2.1 大気水収支法

水収支とはある領域に対する水の出入りの各要素を評価することであり、領域として流域を考えると、降水量 P 、蒸発量 E 、そして流出量 $\nabla_H \cdot \vec{R}_o$ (及び地下水流去 $\nabla_H \cdot \vec{R}_u$) がその要素であり、これに流域貯留量 S の変化を加えて

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\nabla_H \cdot \vec{R}_o - \nabla_H \cdot \vec{R}_u - (E - P) \quad (1)$$

という流域水収支式が表せる。一方、地表面における閉領域 (例えば河川流域) を底面とするような大気柱を考える。大気上端での水の出入りはないものとするこの大気柱についての水収支は、側面全体からの水蒸気などの出入りを $\nabla_H \cdot \vec{Q}$ とすれば

$$\frac{\partial W}{\partial t} = -\nabla_H \cdot \vec{Q} + (E - P) \quad (2)$$

と書ける。ここに、 W は大気柱中に含まれる水の貯留量、 $\vec{Q}$ は鉛直積分された水平 2 次元の水蒸気フラックスである。これらの流域水収支式 (1) と大気水収支式 (2) とから、次の大気-地表面水収支式が得られる。

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \nabla_H \cdot \vec{R}_o + \nabla_H \cdot \vec{R}_u = -\frac{\partial W}{\partial t} - \nabla_H \cdot \vec{Q} \quad (3)$$

$$= (P - E) \quad (4)$$

(3) 式の特徴は、水収支算定に通常用いられる降水量や蒸発量が陽には現れない点である。大気水収支法とは、(3) 式右辺の大気物理量観測値を与えることによって、(3) 式左辺や (4) 式を評価しようとするものであり、次のような適用が考えられる。

流出量算定： 年平均の水収支を考え、この時間スケールでは大気中・流域中の貯留量変化は無視できるものと仮定し、液相・固相の水の移流や貯留量変化も小さいものとして無視する。さらに適切な流量観測地点では集水域のすべての地下水流去が河川流量として観測されるものとする、式 (3)、式 (4) は

$$\nabla_H \cdot \vec{R}_o = -\nabla_H \cdot \vec{Q} = (P - E) \quad (5)$$

となる。すなわち水蒸気収束量のみから地表面の年流出量 (= 降水量 - 蒸発量) が算定されることになる。

広域蒸発散量算定： 大気データから (3) 式右辺を求めておき、さらにその領域の平均降水量が与えられれば、(4) 式を変形して、

$$E = \frac{\partial W}{\partial t} + \nabla_H \cdot \vec{Q} + P \quad (6)$$

が得られ、その領域平均の蒸発量が算定できることになる。大気データや降水量はある程度任意の時間スケールで得られるので、年蒸発量のみならず月蒸発量なども水収支から算定することができる。また、収支をとる領域も原理的には河川流域にとらわれずに設定することができる。これらが広域蒸発量推定にあたって大気水収支法が流域水収支法に比べて有利な点である。

流域貯留量算定： 大気データに加えて流出量観測値が得られれば、(3) 式から

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\frac{\partial W}{\partial t} - \nabla_H \cdot \vec{Q} - \nabla_H \cdot \vec{R}_o - \nabla_H \cdot \vec{R}_u \quad (7)$$

という式が得られ、流域貯留量の変化を算定することができる。地下水流去の評価など難しい面もあるが、広域の流域貯留量を推定するにはこうした大気水収支法を用いることが有効であると考えられる。

いずれの場合にも、貯留量変化や広域平均降水量、地下水流去などといった推定しにくい量が無視できる時間空間スケールに適用せねばならない。しかしながらそうした困難を考えても、全球大気データが整備され、精度が向上している現在、広域の水収支を推定する上で大気水収支法を用いることは極めて有効だと考えられる。

2.2 4 次元同化客観解析データ

本研究ではこれまでの報告^[1]と同様、ヨーロッパ中期予報センター (ECMWF) の 4 次元同化客観解析データから鉛直積分された水蒸気収束量を算定して使用した。客観解析とは、ゾンデを用いた高層観測や衛星画像から得られる雲移動ベクトルデータ、地上気象観測通報などといった空間時間分解能も誤差特性などの精度も異なる不均質なデータから数

値予報の初期値用に空間 3 次元格子上のデータを計算機を用いて作成する作業を指し、力学的知識を盛り込んだ統計的内挿手法が用いられる。さらに、6 ないし 12 時間前の客観解析データを初期値として GCM など大気の数値モデルを用いて時間積分した値を客観解析の第一近似値に使用するのが 4 次元同化と呼ばれる手法であり、観測された値と予測値の誤差分散に応じて格子点での値が定まる (最適内挿法)。すなわち、信頼度の高い観測データがある場合にはその値が客観解析データにほぼそのまま反映されるが、観測データの誤差が大きかったり全く観測データがない場合には数値モデルの時間積分 (時間的外挿) 結果が観測データに代わって格子点での最も信頼度の高い大気物理量として取り扱われる。詳しくは沖^[2]の解説を参照されたい。ここで用いた ECMWF の 4 次元同化客観解析データは中期予報モデルの初期値用に initialization が施された後のデータであり、この過程でスケールの小さい重力波成分はフィルターにかけられて落ちているはずである。これが収束発散成分の推定誤差に関係していると思われるが、すでに報告した通り^[3]水蒸気収束量が全球的にはやや過小であったり亜熱帯地方では水蒸気発散が強かったりする傾向があるものの、中高緯度では長年の観測河川流量平均値と水蒸気収束量とは良く一致している。

3 大気～海洋～陸面系の水収支と水循環

大陸からの淡水補給は海洋の熱塩循環に影響を与えるため、地表面における大気との熱や水の分配だけではなく河川からの流出によっても陸面水文過程は地球の気候システムに深く関わっている。Bryan and Oort^[4] や Wijffels ら^[5]の研究では主にかうした興味から大気水収支法が用いられているが、松浦^[6]の様に海洋大循環モデルの塩分濃度から河川流出を逆推定している研究もある。ここでは、大気水収支法の結果に海陸分布や河川流域、河口、そして大陸といった概念を重ね合わせることによって、各大陸から各海洋への淡水補給量を算定し、最後に大気・海洋・陸面系での正味の南北年間水輸送量を示す。

大気から海洋にもたらされる正味の淡水補給量は式 (5) に基づいて水蒸気収束量から算定される。従来の推定値とともに各海洋における年間の水収支を表-1に示す。太平洋は面積が大きく、かつ注ぎ込む大河川が少ないため推定値には大き

表 1: 様々な研究者による海洋の年水収支：水蒸気収束量 = 降水量 - 蒸発量 (mm year⁻¹)

北極海	インド洋	太平洋	大西洋	
50	-250	91	-384	Baumgartner and Reichel(1975) ^[7]
263	-97	-56	-333	Korzun(1978) ^[8]
(大西洋に含まれる)	-53	20	-136	Bryan and Oort(1984) ^[4]
163	-113	12	-190	Masuda(ECMWF) ^[9]
175	-147	14	-345	Masuda(GFDL) ^[9]
185	-126	6.3	-236	This study

なばらつきが生じている。いずれの値が正しいとも言えないが、北極海では降水量の方が多く水蒸気が収束しているのに対し大西洋では逆に発散場で蒸発の方が多くなっているなど符合はほぼ一致している。

一方、河川から海洋への淡水補給量は次の様に算定した。世界の 70 の大河川については地図を参照して河口位置を与え、残りの領域については最も近い海岸へ流出するように便宜的に河口を定めた。この結果、陸面上の各 mesh での流出は、図-1に示されるように各海洋へ注ぐことになる。これに対して (5) 式に基づいて算定したグローバルな年河川流出量を与えて大陸から海洋への流出量を算定した。アジアなどの内陸河川流域は便宜的に海洋として取り扱っているが、東西平均の際にはその水蒸気収束量が大陸から海洋へ流出するものとした。これらの領域は Chari 川、Amu-Darya 川、Syr-Darya 川、Cubango 川の流域以外にアジア内陸の乾燥地域を含み、他の大陸で河川流域として未定義の陸面は全て海洋への流出が定義された。アジア内陸領域のみの水収支は表-2の様になっている。すなわち、この領域のみでは水蒸気は収束していて、砂漠が蒸発のソースであるとした Starr and Peixoto^[10]の結果とは異なる。しかしながら、わずかながらも降水 (Legates^[11]による) があるにも関わらず蒸発がほとんどないという水循環は考えにくく、データの信頼性にやや欠ける。その他の内陸河川流域を合わせた水収支でも水蒸気は収束していて、その結果ここで問題としている全海洋への流出量を 2 ～ 3 % 程度減少させている。

大気水収支法によって算定される流出量にこの河口情報を組み合わせることによって、大陸から海洋への河川流出量が図-2のように算出された。アフリカ北部が Nile 川、南部が Congo(Zaire) 川で、どちらも大西洋に注ぐ。中国からの流出は Changjiang 川 (長江) で、その他東南アジアの Mekong 川やシベリアの Amur 川も比較的大量の流出を持ち、太平洋

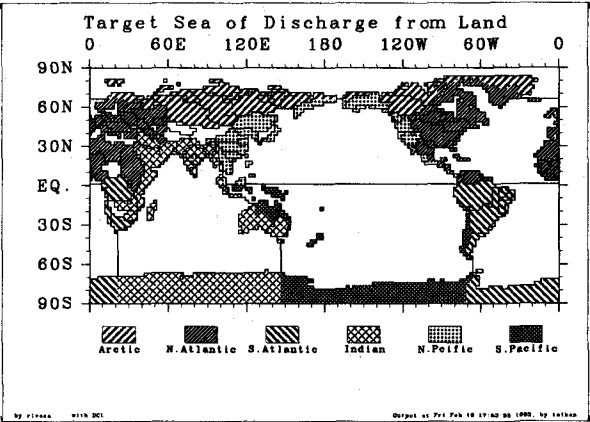


図 1: 流入する海洋で分割した大陸上の流域

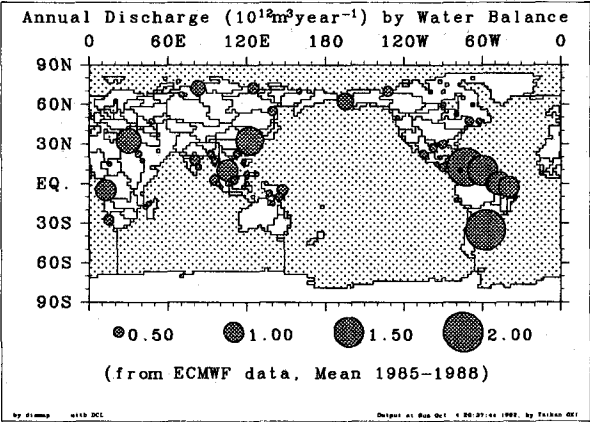


図 2: 主な河川からの年流出量 ($10^{12} \text{ m}^3/\text{year}$)

表 2: アジア内陸領域の水収支

Area	$-\nabla_H \cdot \vec{Q}$	P	E	$-\nabla_H \cdot \vec{Q}$	P	E
10^{12} m^2	mm year^{-1}			$10^{15} \text{ kg year}^{-1}$		
2.5	129	133	4.4	0.3	0.3	0.0

に注ぐ。アジア大陸北部で北極海に注ぐ河川のうち、図-2に示されているのは西から Ob 川、Yenisey 川、Lena 川、そして Kolyma 川である。北アメリカ大陸からの河川流出では太平洋に注ぐ Yukon 川、北極海に注ぐ Mackenzie 川などが大きく、大西洋に注ぐ河川には Nelson 川、St. Lawrence 川、Mississippi 川などがある。南アメリカ大陸では、Amazon 川、Parana 川、Orinoco 川、Tocantins 川、Parnaiba 川などの河川が大西洋に多量の淡水を供給している。ここで、水

表 3: 各大陸から各海洋への淡水補給量 ($10^{15} \text{ kg year}^{-1}$)。Total には内陸河川流域を含めた値を示し、() 内はその残差を分配した値

	N.Paci.	S.Paci.	N.Atlan.	S.Atlan.	Indian	Arctic	Total
Asia	5.2	0.8	-1.4		2.3	2.4	9.3
Europe			1.1			0.5	1.6
Africa			-1.3	1.3	-1.8		-1.5
N.America	2.7		3.8			0.8	7.3
S.America	0.1	-0.1	3.3	4.7			8.0
Australia		1.7			-1.1		0.6
Antarctica		0.8		0.2	0.6		1.6
Total	8.0	3.2	5.4(5.6)	6.1	0.1(0.3)	3.7	26.5(26.9)
$-\nabla_H \cdot \vec{Q}$	7.6	-6.4	-12.3	-8.9	-8.9	2.0	-26.9
Grand Total	15.6	-3.2	-6.9(-6.7)	-2.8	-8.8(-8.6)	5.7	-0.4(0.0)

蒸気収束量に河口情報及び海陸分布情報を与えて各大陸から各海洋への淡水供給量を集計した結果が表-3である。各大陸の Total は内陸河川流域を含んだ値であり、各海洋ごとの Total の総和とは一致しない。この誤差が Grand Total の残差 $-0.4 (10^{15} \text{ kg year}^{-1})$ として現れている。負の値は計算上生じた海洋から大陸への流出であり、その海洋の集水域が陸上の発散域に対応した場合にこのような値をとる。このようにデータの誤差が大きいため定量的な厳密性には欠けるが、得られた結果から求めた海洋間の正味の淡水輸送が図-3である。ここで、内陸河川流域に起因した誤差はインド洋及び北大西洋に配分した。海洋の収支だけではフラックスの絶対値を定めることはできず未定の係数が入っていて概要が掴みにくいので、次のように適宜値を与える。まず年の淡水収支で降水の余剰の大きい海洋から小さい海洋にしか正

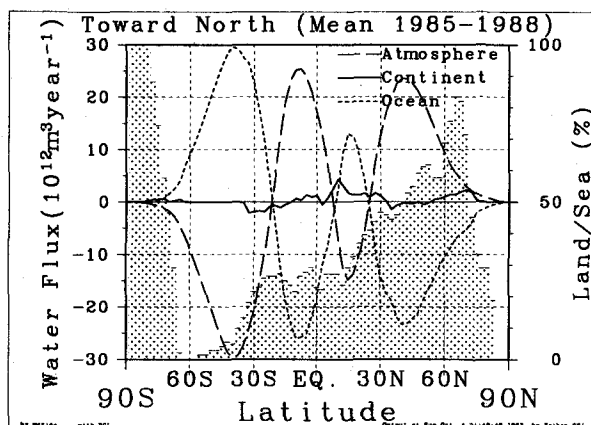
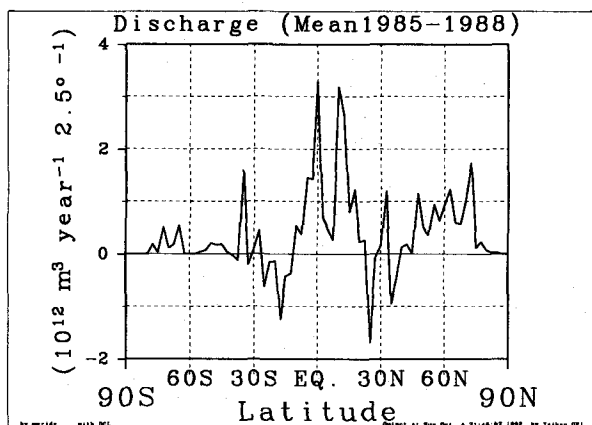


図 4: 緯度幅 2.5°あたりの陸面から海洋への年河川流出量 図 5: 水の年間南北輸送量。影の棒グラフは各緯度帯における陸域の占める割合 (%) を示す

謝辞

ECMWF の客観解析データにはは東京大学気候システム研究センターで保有しているデータを使用しました。さらに、この研究の一部には、平成 4 年度文部省科学研究費奨励研究 (A)[代表: 沖 大幹] を用いました。ここに記して深甚なる感謝の意を表します。

参考文献

- [1] 沖大幹, 虫明功臣, 増田耕一. 大気水蒸気収束量と流域水収支との対応 — チャオプラヤ川での事例解析. 水工学論文集, Vol. 35, pp. 679-682, 1991.
- [2] 沖大幹. 水文・水資源学のための気象予測概論. 気象予測とその水文・水資源学への応用, pp. 1-28. 水文・水資源学会, 1992.
- [3] 沖大幹, 虫明功臣, 増田耕一. 大気水収支法による地球規模での年河川流出量の算定. 水工学論文集, Vol. 36, pp. 573-578, 1992.
- [4] F. Bryan and A. Oort. Seasonal variation of the global water balance based on aerological data. *J. Geophys. Res.*, Vol. 89, pp. 11717-11730, 1984.
- [5] S. E. Wijffels, R. W. Schmitt, H. L. Bryden, and A. Stigebrandt. Transport of freshwater by the oceans. *J. Phys. Oceanogr.*, Vol. 22, pp. 155-162, 1992.
- [6] 松浦知徳. 海洋大循環モデルから求めた海洋の淡水分布. 春季大会予稿集, p. in printing. 日本海洋学会, 1993.
- [7] F. Baumgartner and E. Reichel. *The World Water Balance : Mean Annual Global, Continental and Maritime Precipitation, Evaporation and Runoff*. Ordenbourg, München, 1975.
- [8] V. I. Korzun, editor. *World Water Balance and Water Resources of the Earth*, Vol. 25 of *Studies and Reports in Hydrology*. UNESCO, 1978.
- [9] K. Masuda. World water balance; analysis of FGGE IIb data. In J.S. Theon and N. Fugono, editors, *Tropical Rainfall Measurements*, pp. 51-55. A. Deepak Publ., 1988.
- [10] V. P. Starr and J. Peixoto. On the global balance of water vapor and the hydrology of deserts. *Tellus*, Vol. 10, pp. 189-194, 1958.
- [11] D. R. Legates and C.J. Willmott. Mean seasonal and spatial variability in gauge-corrected global precipitation. *International Journal of Climatology*, Vol. 10, pp. 111-127, 1990.