

東京大学生産技術研究所 正員 ○ 沖 大幹

東京大学生産技術研究所 正員 虫明 功臣

東京都立大学理学部 松山 洋

1. はじめに

産業革命以降の二酸化炭素排出量の増加に伴ういわゆる地球温暖化の様な人工的な気候の変動だけではなくて、エルニーニョ南方振動や、対流圏準二年振動の様に自励的な変動が気候システムには備わっていることが認識される様になってきている (Yasunari and Seki, 1992)。しかも、そうした変動にアジアモンスーンの活動が深く関わっていることが統計的には指摘されており、こうした変動を理解することによって、豊水年や渇水年をあらかじめ予測することも可能になると期待される。逆に、海面や陸面など大気についての境界条件がこうした変動を生み出している可能性も指摘されており、陸面水文過程としては積雪面積の他に、土壌水分がこうした気候システムの自然変動を形成する要因となっているものと推測されている。こうした研究のためには広域の土壌水分量とその変動を知ることが必要であり、そのため本研究では大気水収支法を世界の大河川流域に適用し、流域水貯留量の季節変化を算定した。

2. 大気水収支法による貯留量変化の算定

大気水収支法とは大気コラムの水収支を考え、水蒸気収束量ならびに可降水量変化から、降水量と蒸発量の差を算定する手法である。これに河川流量データを加え、地下水流出を無視すると $\frac{\partial S}{\partial t} = -\frac{\partial W}{\partial t} - \nabla_H \cdot \vec{Q} - \nabla_H \cdot \vec{R}_o$ という式が得られる。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、 $\nabla_H \cdot \vec{R}_o$ が流出量である。水分貯留量の変化分 $\partial S / \partial t$ にはいわゆる流域貯留量としての土壌水分変化の他に、積雪水量の変化も含まれていることになる。

流域の分割はこれまでの報告 (Oki et al., 1994) と同様に 70 河川を識別し、河川流量については GRDC (Global Runoff Data Centre) のデジタルデータを利用した。大気データについても、ECMWF の 4 次元同化客観解析データを用いたが、資料期間を 1989-1992 年とした。以前の結果 (沖ほか, 1992) との比較を表-1に示す。全大陸からの流出量は増加

表 1: ECMWF データから求めた年流出量 (mm year⁻¹) の 1985-88 年平均値と 1989-92 年平均値との比較。

平均年	全大陸	70 河川	欧州	アフリカ	アジア	北米	南米	豪州	Amazon	ChaoPhraya	日本
1985-88	165	220	136	-100	235	263	415	54	153	1370	309
1989-92	238	300	195	-7	244	314	757	17	532	671	537

して、流域水収支から Baumgartner and Reichel が算定した値 256mm year⁻¹ (Baumgartner and Reichel, 1975) など に近付いているし、識別している 70 河川平均の年流出量も GRDC の長期平均から面積の重みつきで求めた値 314mm year⁻¹ に非常に近くなっている。アフリカにおける大きな負の値も軽減され、Amazon (観測流量約 1,000mm year⁻¹) や ChaoPhraya (約 200 mm year⁻¹) における流量と水蒸気収束量との差も小さくなって改善されている。この原因としては 4 次元同化客観解析に利用されているモデルが改良され空間分解能も向上したことに加え、今回の 1989-92 年平均データは中期予報のための初期値化と呼ばれる操作を行っていないデータであることの影響も大きいと考えられる。

3. 水分貯留量季節変化算定結果

現時点では、1989-92 年に対応する河川流量データが揃っていないので、河川流量データとしては長期平均値を用いて、気候的な水分貯留量の季節変化を求めた。水蒸気収束量と平均年河川流量とが一致しない場合には以下の手順で水蒸気収束量に修正を施した。a) $-\nabla_H \cdot \vec{Q}$ の最小値 B_ξ (mm month⁻¹) を定め、全ての月に加算する。負の値をとらない場合には加算しない $[(-\nabla_H \cdot \vec{Q})]' = (-\nabla_H \cdot \vec{Q}) + B_\xi$ 。b) 年収束量が流出量に一致するように係数 ξ を定め、収束量を増減させる $[(-\nabla_H \cdot \vec{Q})]'' = (-\nabla_H \cdot \vec{Q})' \times \xi = \xi B_\xi + \xi (-\nabla_H \cdot \vec{Q})$, $\xi = \frac{R}{\sum [(-\nabla_H \cdot \vec{Q})]'}$ 。実際には月によっては発散場であっても問題ないのだが、負の値があると ξ が大きくなり、修正された収束量の月変化が極めて大きくなってしまいうため、このようなバイアスを加えた。世界の大河川について算定した結果の例を図-1と図-2に示す。Lena 川では 6 月に流域貯留量が最大となり、急激に減少していることがわかる。これは融雪現象を反映しているものと考えられ、寒冷地河川一般にこの様な傾向が見られた。なお、降水量など月総量に対して貯留量は各月始めの時点に位置するようにプロットしている。

4. 結果と今後の課題

各河川について求められた流域貯留量の変化率を積分して毎月の相対的な流域水貯留量を求め、その平均値が 0 になるように絶対値を定めた。グローバルマッピングを行なった例が図-3で、6 月の貯留量を示す。上で述べたように北半球高

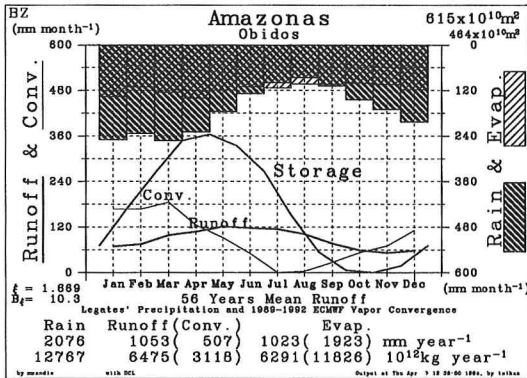


図 1: Amazon 川の平均的な水収支。

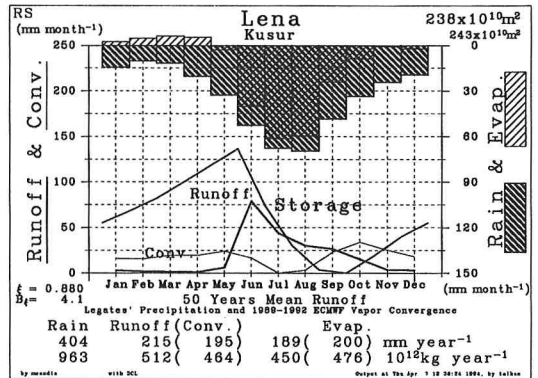


図 2: Lena 川の平均的な水収支。

緯度河川の貯留量が大きい一方で、モンスーンの開始を反映して東南アジア領域、また Amazon 川で貯留量が大きくなっていることがわかる。また、図-4には年間の流域貯留量の変化幅を示す。貯留量変化が大きいのは Amazon 川、Yenisei 川と Lena 川、そして東南アジアモンスーン地域の河川であることがわかる。

この様に、従来は地表面モデルに気象条件を外力として与えてモデル計算されていたグローバルな土壌水分を、観測データから推定することができた。しかしながら、水蒸気収束量補正の部分などに改良の余地が残されているし、ここで取り扱った 70 河川で陸地面積の約 55%、水蒸気収束量の約 75%を占めているものの、残りの部分の取り扱いについても考慮されねばならない。今後は空間解像度の向上とともに、衛星リモートセンシングからの推定値や地球回転角運動量収支観測結果との比較などを通じて、より信頼性の高い推定アルゴリズムを構築することが必要である。

謝辞：東京都立大学の増田耕一博士には研究の全般について多大なご協力を得ました。また、本研究で用いたデータは文中に述べた機関及び研究者が収集・処理、編集・配布しているものです。ここに記して深く感謝いたします。

References

- Baumgartner, F. and E. Reichel, 1975: *The World Water Balance : Mean Annual Global, Continental and Maritime Precipitation, Evaporation and Runoff*. Ordenbourg, München, 179pp.
- 松山洋, 沖大幹, 1992: GRDC とそのデータについて. 水文・水資源学会誌, **5**, 65-70.
- Oki, T., K. Musiake, H. Matsuyama and K. Masuda, 1994: Global atmospheric water balance and runoff from large river basins. *Hydrol. Proces.*, submitted.
- 沖大幹, 虫明功臣, 増田耕一, 1992: 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, **36**, 573-578.
- Yasunari, T. and Y. Seki, 1992: Role of the Asian monsoon on the interannual variability of the global climate system. *J. Met. Soc. Japan*, **70**, 177-189.

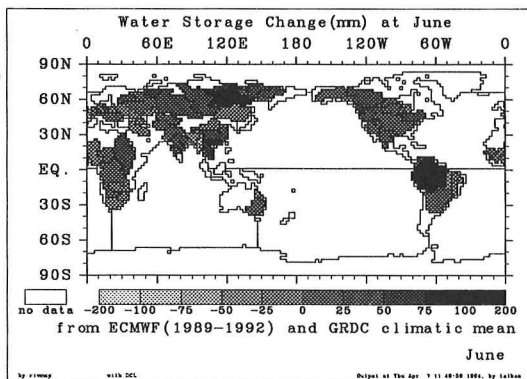


図 3: 6 月の流域貯留量 (mm)。

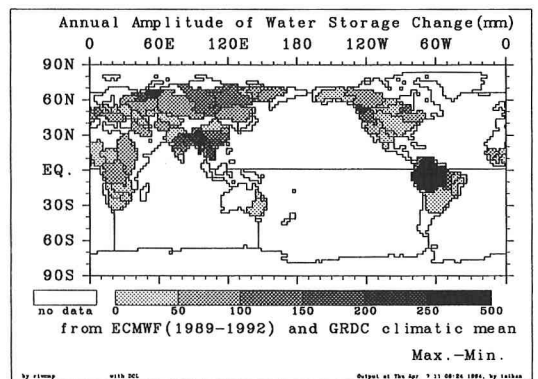


図 4: 算定された年平均の流域貯留量の変化幅。