陸域水循環の再現性向上と気温バイアス 低減に向けた簡易湿地スキームによる感度実験

A SENSITIVITY STUDY OF A SIMPLE WETLAND SCHEME FOR IMPROVEMENTS IN THE REPRESENTATION OF SURFACE HYDROLOGY AND DECREASE OF SURFACE AIR TEMPERATURE BIAS

新田友子¹・芳村 圭²・阿部彩子³

Tomoko NITTA, Kei YOSHIMURA and Ayako ABE-OUCHI

¹正会員 博士（工学） 東京大学大気海洋研究所（〒277-8568 千葉県柏市柏の葉5-1-5）

²正会員 博士（工学） 東京大学大気海洋研究所 准教授（〒277-8568 千葉県柏市柏の葉5-1-5）

³非会員 Ph.D. 東京大学大気海洋研究所 准教授（〒277-8568 千葉県柏市柏の葉5-1-5）

Many lakes and wetlands exist in the Arctic. Their storage effects have the potential to improve the surface hydrology simulation and to decrease the surface air temperature bias. There are, however, only few global land surface models that incorporate wetlands and the effects upon climate are not yet well investigated. In the present study, we examine these effects through sensitivity experiments using MATSIRO land surface model with a simple wetland scheme that stores part of snowmelt. First, we conduct offline global land simulations and evaluate the results using multiple observations. The result shows that the river discharge simulation in the major Arctic river basins and the underestimation of evapotranspiration are improved. Further, we conduct a series of on-line AGCM experiments using MIROC5 with climatological monthly SST and sea ice boundary conditions. The result shows that the impact of wetland scheme upon the reduction of near surface air temperature in summer is significant.

Key Words : *land surface model, soil moisture, wetlands, surface air temperature*

1. はじめに

気候変動に関する政府間パネル第5次評価報告書が公表され、気候モデルを用いた将来の気候予測や、その結果を用いた影響評価に注目が集まっている。気候モデルの結果は、不確実性や系統的なバイアスを持つことが知られており、気候モデル予測結果の信頼性向上のためには、不確実性やバイアスの低減に向けたモデル開発が重要な課題である。

気候モデルの持つバイアスのひとつとして、CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5)に参加した気候モデルは、夏季の北アメリカやユーラシア大陸の一部で気温が高くなることが示されており¹⁾、地表面過程はその原因となる可能性がある。つまり、モデルの地表面が現実よりも乾いていると、蒸発散が過小、顕熱が過大になり、地上気温が高温になる可能性がある。

そのような背景のもと、本研究では北極圏の陸域に多数存在する湖や湿地の効果に着目する。湖や湿地は融雪

水の一部を一時的に貯留する効果を持ち、陸域水循環や気候に影響を及ぼしている。炭素循環に影響を及ぼすことから、最近の研究で広域を対象とした陸面モデルにおいて湿地の効果が考慮され始めているが²⁾、まだこのような湿地の効果が表現されることは少なく、気候への影響も十分に調べられてこなかった。

そこで本研究では、できるだけ簡易な湿地スキームを開発し、湿地の効果を調べるための感度実験を行うことを目的とする。具体的には、融雪水の一部を貯留する簡易的な湿地スキームを陸面モデルに組み込んで、陸面オフライン実験とAGCM (Atmospheric General Circulation Model)実験による感度実験を行う。そして、（１）湿地の効果がどの程度陸域水循環シミュレーションを改善する可能性があるのか、（２）夏季の気温バイアス低減にどの程度効果があるのかという２点について議論を行う。

以下、第２章では本研究で用いる手法について説明し、第３章で結果を示して考察を行う。第４章では、まとめと今後の課題を述べる。

2. 手法

(1) モデル

a) 気候モデルMIROC5

MIROC5 (Model for Interdisciplinary Research on Climate 5)³⁾は東京大学大気海洋研究所, 国立環境研究所, 海洋研究開発機構で共同開発されている全球気候モデルである。CMIP5に参加し, そのシミュレーション結果は多様な研究に利用されている。本研究では, 海面水温(SST)と海水分布を境界条件として与えた, MIROC5 AGCMを用いた。本稿では以下, MIROC5 AGCMを用いた実験をAGCM実験と呼ぶ。

b) 陸面モデルMATSIRO

MATSIRO (Minimal Advanced Treatments of Surface Interaction and RunOff)⁴⁾はMIROC5に組み込まれている陸面モデルである。気候モデルの下部境界条件として重要な地表面からのエネルギー・水フラックスを表現する目的で開発されたモデルで, 広域水資源評価のための水文モデルとしても利用されてきた。6層14mの土壌層, 最大3層の積雪層, 1層のキャノピー層で, 陸面の温度と水分量を予報する。本稿では以下, 観測をもとに作成された気象要素を入力として陸面モデルMATSIROを動かす実験を, 陸面オフライン実験と呼ぶ。

c) 簡易湿地スキーム

陸面モデルMATSIROに, 簡易湿地スキームを導入する。湿地の定義は文献により少しずつ異なるが, 例えばBowling and Lettenmaier⁵⁾は, 湿地の水文学的定義として, 1年のうちのある期間, 土壌が飽和しているか, 水に覆われている場所という定義を用いている。陸域水循環に及ぼす主な効果として, 地表面の水を一時的に貯留することにより河川への流出を遅らせること, 水面からの蒸発により蒸発量を増やすことが考えられる。本研究では, このような効果をできるだけ簡易的にモデルで表現することを試みる。具体的には, 表面流出の一部を一時的にタンクに貯留し, タンクからの流出を次の時間ステップの陸面に入る水に加えることで, 上記のような効果を表現する。水面からの蒸発は, グリッド平均の土壌水分を増加させることで, 間接的に表現している。北極圏陸域におけるハイドログラフは, 融雪時に大きなピークを持ち, 融雪が水循環に与える影響が大きいと予想されるため, 本研究では融雪起源のみを対象とする。

MATSIROでは, 陸面に入る水(降雨, 融雪水などの合計)は表面流出と浸透に分けられる。図-1に示すフローチャートのように, 融雪のある場合, 表面流出の一定割合 α が直接河川に流出し, 残りの $1-\alpha$ がタンクに貯留されると仮定する。このタンクからは時定数 τ で流出し, 次の時間ステップの陸面に入る水に加える。つまり, タンクの貯水量 S は,

$$S_t = S_{t-1} - (S_{t-1}/\tau + (1-\alpha)R_s)dt \quad (1)$$

で表される。ただし, R_s はMATSIROの診断した表面流

図-1 簡易な湿地スキームのフローチャート。

出量, dt はタイムステップ, α と τ はパラメータである。 τ は, 湿地は低地にできやすいことを考慮して, 標高の標準偏差の関数として空間依存性を表現することとし,
 $\tau = \max(\tau_0(1 - \min(zsd(x), 200)/200), dt) \quad (2)$
 とする。ただし, τ_0 :時定数の最大値, zsd :グリッド内の標高の標準偏差, dt :タイムステップである。 τ_0 については, 融雪水が一時的に地表面に貯留される効果を表現するスキームとして, 秋季にほとんどの場所で表面貯水量が小さくなる程度の値が妥当だと考え, 1ヶ月を採用した。 zsd はグリッドスケールよりも高解像度の標高データから計算した。 α については, 表面流出のうち一時的に貯留される割合も標高や土壌タイプなどの影響を受けると考えられるが, ここでは簡単のため一定値 $\alpha=0.1$, つまり, 表面流出のうち1割が直接河川に流出し, 残りの9割が一時的に貯留されたとした。

(2) 実験設定

a) 陸面オフライン実験

陸面オフライン実験の気象強制データとして, JRA25⁶⁾の再解析データをもとに, 降水量はGPCC⁷⁾の月単位の観測データで補正を行ったデータセット⁸⁾を用いた。モデルに入力する変数は, 風速, 気温, 比湿, 地表面気圧, 下向き短波放射, 下向き長波放射, 雲量, 降雨量, 降雪量, ダスト・ブラックカーボンの沈着量である。標高の標準偏差や土地利用・土壌分布等の境界条件と土壌・土地利用に関するパラメータはGSWP2⁹⁾で作成されたデータを用いた。空間解像度は1度×1度で, 全球を対象とする。対象期間は, 1979-2007年の29年間で, 標準のMATSIROを用いたコントロール実験(CTL実験)と湿地スキームを組み込んだ実験(WET実験)の2種類の実験を行った。初期値は, CTL実験用の初期値から1979年の強制力データを用いて5年間のスピナップを行い, そこから29年間の本実験を行った。また, パラメータの感度実験では, CTL実験の2001年1月1日0時の初期値を用い, その時間の表面貯水量を0 mmとして, 1年間の実験を行った。その他のオフライン実験に関する手順はGSWP2に則った。

図-2 全球湿地データとの比較（北緯30度以北）a) GLWD¹¹⁾の湿地データから計算した1度グリッドの湿地面積率[%], b) WET実験の1979-2007年の平均表面貯水量[mm]

b) AGCM（オンライン）実験

MIROC5を用いて、空間解像度はT42で30年間の実験を行った。SST、海水分布の境界条件は気候値を用いる。ここでも、標準のMIROC5 AGCMを用いた実験（CTL実験）と湿地スキームを組み込んだ実験（WET実験）をそれぞれ行った。最初の10年はスピンアップとして解析から除外した。

(3) 検証データ

計算結果の検証のために、観測河川流量としてGRDC (Global Runoff Data Centre)¹⁰⁾の日流量データセット、湿地データGLWD (Global Lakes and Wetlands Database)¹¹⁾、土壌水分のデータとしてESA(European Space Agency)の衛星土壌水分データセット¹²⁾、蒸発散のデータセットとしてLandFlux-EVAL¹³⁾を用いた。また、AGCM実験との比較のため、JRA55¹⁴⁾の2m気温を用いた。

(4) メトリック

パラメータの検討と計算結果の検証のために、観測と計算結果のRMSD (Root Mean Square Difference)と相関係数を用いる。RMSDは小さいほど、また相関係数は1に近いほど、計算結果が観測に近いことを意味している。また、土壌水分の衛星データとの比較では、衛星データと計算結果の日単位データから、期間平均を引いたアノマリに対して、RMSDと相関係数を計算した。衛星データは本研究のような広域シミュレーションの検証をする際に良い比較対象であるが、データも様々な不確実性を持つことから、このような処理を行った。

3. 結果と考察

(1) 陸面オフライン実験による検証

a) 全球湿地データとの比較

図-2は、北緯30度以北で、GLWD¹¹⁾の湿地分布と、WET実験の表面貯水量を比較した結果である。本研究の簡易湿地モデルでは湿地面積率を計算していないので、モデルの表面貯水量と湿地面積率には何らかの関係があ

図-3 北緯30度以北の2007年6-8月の土壌水分（体積含水率）。a) CTL実験と観測との差（アノマリRMSD）、b) WET実験とCTL実験のアノマリRMSDの差、c) CTL実験と観測とのアノマリ相関係数、d) WET実験とCTL実験のアノマリ相関係数の差。ただし、b)とd)は青色の方が観測と計算結果が近いことを示す。

るという仮定を置き、観測の湿地分布と年平均表面貯水量を定性的に比較する。観測は、GLWD Level3という全球30秒解像度の湿地マップを、1度解像度の湿地面積率に変換した。湿地面積は年々変化していると考えられるが、GLWD Level3は全球で最大の湿地分布を与えることを目的として作成されており、年々変化は考慮されていない。WET実験で計算された表面貯水量は、融雪と同時に増加し、少しずつ流出して、秋にはほとんどの場所で5 mm以下まで減少した。GLWDで湿地が多く存在する北アメリカの北部やオビ川流域、東シベリアの一部は、計算した表面貯水量も比較的多いことがわかる。一方で、融雪時の表面流出の一定率を貯留するという仮定のため、湿地が存在しない場所でも貯水量を持ち、GLWDの地域分布と一致しない場所もある。これは、現在の仮定が単純過ぎ、実際の湿地分布は地形や土壌の種類に依存すること、また湿地は定義が難しく、観測データの不確実性も大きいことが原因だと考えられる。しかしながら、これまでのモデルでは融雪と同時に河川に流出していた融雪水の一部を貯留する効果は表現できていて、簡易的な湿地の効果を調べるための感度実験としては十分であると考えられる。

b) 湿地スキームが流出過程に与える影響

図-3は、北緯30度以北、2007年6-8月の日単位の土壌水分（体積含水率）について、観測（ESAの衛星土壌水分データセット¹²⁾）とシミュレーション結果を比較した結果である。ESAの土壌水分データセットは、異なるセンサによる衛星観測を組み合わせで作成された長期間

図-4 北極圏の主要河川下流域における2001年の日河川流量 [$10^3 \text{ m}^3/\text{s}$] 検証結果. a) Kolyma, b) Lena, c) Yenisey, d) Ob, e) Volga, f) Amur, g) Mackenzie, h) Yukon. 黒線は観測, 青線と緑線はそれぞれCTL実験とWET実験のシミュレーション結果.

の連続データセットで、期間によって欠損値の割合も異なる。ここでは、欠損値の少ない2007年の夏を対象とすることとした。図-3a)は観測とCTL実験の計算結果のアノマリについて、RMSDを計算した結果である。アノマリRMSDはユーラシア大陸の北東部や北アメリカの北部の一部で大きくなり、0.1近い比較的大きな値を取る場所があることがわかる。図3-b)は、CTL実験とWET実験のアノマリRMSDの差を示している。CTL実験でアノマリRMSDが比較的大きかったユーラシア北東部のRMSDが小さくなっていることがわかる。図-3c)は観測とCTL実験の計算結果のアノマリについて、相関係数を計算したものである。北半球中緯度ではアノマリ相関係数が大きくなっていること、ユーラシア大陸の北東部など、アノマリRMSDが大きかった場所で相関係数が小さく負の値を取る場合があることがわかる。図-3d)はCTL実験とWET実験のアノマリ相関係数の差を示している。アノマリ相関係数が負の値になっていた場所を中心に、結果が改善していることがわかる。結果が改善しているいくつかのグリッドで時系列変化を見ると、観測の夏季の土壌水分が明確なトレンドを持たないのに対して、CTL実験の結果は融雪後に急激に減少した後、増加傾向を示していた。WET実験ではCTL実験に見られた増加トレンドがなくなり、そのようなトレンド成分が、アノマリRMSDの減少とアノマリ相関係数の増加に影響していると考えられる。また、このような場所では日々変動は再現されていない場合も多かった。夏季の土壌水分は降水の影響を大きく受けることから、精度よい降水量データが得られるかどうか、土壌水分の再現性を決める一因となっていると考えられる。

表-1 北極圏の主要河川下流域における2001年の日河川流量検証結果. CTL・WET実験と観測の相関係数(CC)とRMSD [$10^3 \text{ m}^3/\text{s}$]

河川	CC (CTL)	CC (WET)	RMSD (CTL)	RMSD (WET)
Kolyma	0.51	0.68	4.22	3.01
Lena	0.59	0.83	22.06	18.58
Yenisey	0.72	0.82	22.41	18.21
Ob	-0.11	0.45	35.32	15.03
Volga	0.41	0.94	22.77	5.32
Amur	0.50	0.80	6.61	5.23
Mackenzie	0.53	0.77	12.82	7.83
Yukon	0.69	0.78	7.27	6.27

図-5 北緯30度以北の2001年6-8月の平均蒸発散量 [mm/day]. a) 蒸発散量の推定値, b) 計算結果 (CTL実験) と蒸発散量推定値との差, c) CTL実験とWET実験の差, d) メトリック (青色の方が、WET実験で結果が推定値に近づいていることを示す. 詳細は本文参照) .

図-4は北半球高緯度の主な8河川 (Kolyma, Lena, Yenisey, Ob, Volga, Amur, Mackenzie, Yukon) について、2001年の日河川流量を示している。黒線がGRDCの観測値、青線がCTL実験、緑線がWET実験の結果である。表-1は計算結果と観測の相関係数とRMSDを示している。観測とCTL実験を比較すると、どの河川でもピーク流量の立ち上がり早すぎる、ピーク流量を過大評価している河川が多いことがわかる。相関係数は-0.11～0.72、RMSDは $4.22 \times 10^3 \sim 35.32 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$ という幅を持つことがわかる。WET実験の結果を見ると、導入した湿地スキームには、ピークを遅らせてピーク流量を低減させる効果があること、RMSD、相関ともに改善するが、例えばLena川のようにピーク流量を低減させ過ぎている河川もあり、結果が悪くなる場合もあることがわかる。

c) 地表面の水・熱収支に与える影響

図-5に、2001年6-8月の北緯30度以北の蒸発散量を示す。図-5a)は、LandFlux-EVAL¹³⁾のDiagnostic dataの平均

図-6 パラメータ α と τ の感度実験。a) 北半球高緯度の8河川下流域における、日河川流量のRMSD平均値 [$10^3 \text{ m}^3/\text{s}$]。ただし、対象は2001年とし、CTL:CTL実験、WET:WET実験、T1-5は時定数 τ の感度実験、A1-5は α の感度実験を示す。b) a)と同じ。ただし相関係数の平均値。

表-2 パラメータ感度実験の実験設定。

実験	T1	T2	T3	T4	T5	A1	A2	A3	A4	A5
τ	1日	10日	1ヶ月	3ヶ月	6ヶ月	式(2)	式(2)	式(2)	式(2)	式(2)
α	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.9	0.7	0.5	0.3	0.01

値を示している。LandFlux-EVALのDiagnostic dataは、複数の全球蒸発散推定値を組み合わせで作成されたデータセットで、ここではその平均値を用いる。ユーラシア大陸の高緯度域では3 mm/day程度の値をとる場所が多いこと、さらに高緯度の場所では蒸発散が小さくなっているといった地域分布を持つことがわかる。図-5b)はCTL実験とLandFlux-EVALの平均値の差を示している。CTL実験は、森林帯では過大評価であること、またそれよりも高緯度では過小評価している場所が多いことがわかる。図-5c)はCTL実験とWET実験の差を示している。また、図-5d)はCTL実験とWET実験それぞれについて、LandFlux-EVALとの差（バイアス）の絶対値を計算し、それらの差を計算したもので、0より小さい場所（青色の方）はWET実験の方がCTL実験よりもバイアスが小さいことを示している。WET実験では、予想した通り高緯度で蒸発散量が増加している場所が多く、過小評価が改善する傾向となることがわかる。また、図はここでは省略するが、顕熱フラックスは、蒸発散の増加に対応して減少していた。ただ、LandFlux-EVALで用いられたプロダクト間の標準偏差と比較すると、その差はそれほど大きくなく、蒸発散への影響は限定的であるとも言える。それでも、期待したような顕熱フラックスを減少させる効果を持つことがわかる。最終節では、この効果が気温バイアスにどのような影響を持つのかをAGCM実験を用

図-7 パラメータ α と τ の感度実験。北緯30度以北の2001年6-8月の蒸発散量の平均値 [mm/day]。白色はLand Flux-EVALの平均値で、ALL:すべて、D:診断値、L:陸面オフライン実験結果、R:再解析を示す。エラーバーはプロダクト間の標準偏差を示している。色付きのグラフは図-6と同じ。

図-8 AGCM実験による計算結果とJRA55の2m気温[$^{\circ}\text{C}$]の比較。

a) JRA55, b) 計算結果（CTL実験）とJRA55との差, c) CTL実験とWET実験の差, d) メトリック（青色の方が、WET実験で結果が推定値に近づいていることを示す。詳細は本文参照）。

いて調査する。

d) パラメータの感度

次に、湿地スキームのパラメータ τ , α についての感度実験を行う。表-2に示すように、時定数 τ を1日、10日、1ヶ月、3ヶ月、6ヶ月とした感度実験（以下、それぞれT1, T2, T3, T4, T5と呼ぶ）と、表面流出のうち直接河川に流出する割合 α を0.9, 0.7, 0.5, 0.3, 0.01とした感度実験（A1, A2, A3, A4, A5）を行う。図-6は、図-4で示した8つの河川について、日河川流量のRMSDと相関係数を計算し、平均したものである。つまり、黄色の棒グラフで示したCTL実験と、赤色の棒グラフで示したWET実験の結果は、表-1を平均した値となる。CTL実験では、RMSDは $16.68 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$ 、相関係数は0.48、WET実験では、RMSDは $9.94 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$ 、相関係数は0.76となっている。 τ に関する感度実験の結果を青色の棒グラフで示す。

ここから、T3実験、つまり時定数1ヶ月の場合が、河川流量の再現性が一番高いことがわかる。また、どの実験でも、CTL実験よりも結果が改善していることもわかる。次に、 α に関する感度実験の結果を緑色の棒グラフで示す。 α については、値が小さい方が河川流量の再現性がよくなる結果となった。

図-7は2001年6-8月の北緯30度以北の蒸発散量を示している。図-5に示した蒸発散量を陸域で平均したものである。 τ についてはT3実験、 α についてはA5実験が、蒸発散量が一番大きくなることがわかった。また、Land Flux-EVALによる蒸発散の推定値とその標準偏差と比較すると、ばらつきは比較的小さいこともわかる。これは、陸面オフライン実験での蒸発散量は入力となる気象強制データの影響を大きく受け、本研究では気象強制データを固定しているためだと考えられる。

(2) AGCM実験における気温バイアスへの影響

最後に、AGCM実験を用いて湿地スキームが気温バイアスにどのような影響を及ぼすのか調べる。序章で述べたCMIP5の結果は大気海洋結合モデルのシミュレーション結果であるが、ここでは計算資源的制約から、MIROC5 AGCMを用いて実験を行う。まず、AGCM実験の気温バイアスについて調べる。図-8は6-8月の2m気温の気候値を示している。図-8a)はJRA55、図-8b)はJRA55とCTL実験の差である。AGCM実験では、北アメリカ・ユーラシア大陸のほぼすべての場所で気温が高温になるバイアスを持つことがわかる。図-8c)はWET実験とCTL実験の差、図-8d)は図-5d)と同様に、WET実験とCTL実験のバイアスの差を示している。蒸発散を増加させ顕熱フラックスを減少させる効果により、ユーラシア大陸・北アメリカの北部で夏期の地表面気温が約1度低下している。その影響はモデルの持つバイアスに比べて小さいものの、バイアスを低減させる効果を持つことがわかる。

4. まとめと今後の課題

本研究では、融雪水の一部を貯留する簡易的な湿地スキームを用いて、陸域水循環と気温への影響を調べた。陸面オフライン実験を行い、複数の観測データセットと比較した結果、河川流量、土壌水分、蒸発散の再現性を向上させる効果を持つことがわかった。また、AGCM実験により、陸域の夏期の高温バイアスを1度程度低減させる効果があることもわかった。

今後の課題として、より現実に近い湿地スキームの導入が挙げられる。本研究では融雪水のみを対象としたが、その区別は現実には難しいため、観測を用いた検証においては、両者を区別しないスキームの方が好ましいと考えられる。また、地表面の湿地面積率を表現し、水面か

らの直接蒸発を明示的に扱って、湿地帯の季節的な拡大縮小を表現するスキームの導入を行いたい。気温バイアスについては、湿地の効果はバイアスを低減させる効果を持つものの、バイアスの大きさに比べると小さく、例えば雲のスキームや地表面のアルベド等、気温に影響を与えると考えられる点や、蒸発散に関連する他の要素（例えば植生の根の分布など）も検討する必要があると考えている。また、大気海洋結合モデルを用いたスキームの評価も今後の課題で、AGCM実験でバイアスを低減させる効果が得られたことから、同じようなバイアスを低減させる効果が期待できると考えている。

謝辞：本研究は、GRENE北極気候変動研究事業、環境省環境研究総合推進費（S-12）の成果の一部である。

参考文献

- 1) Mueller, B., and S. I. Seneviratne: Systematic land climate and evapotranspiration biases in CMIP5 simulations, *Geophys. Res. Lett.*, 41, 128-134, 2014.
- 2) Stacke, T. and Hagemann, S.: Development and evaluation of a global dynamical wetlands extent scheme, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 16, 2915-2933, 2012.
- 3) Watanabe, M., and Coauthors: Improved Climate Simulation by MIROC5: Mean States, Variability, and Climate Sensitivity, *J. Climate*, 23, 6312-6335, 2010.
- 4) Takata, K., S. Emori, and T. Watanabe: Development of the minimal advanced treatments of surface interaction and runoff, *Global Planet. Change*, 38, 209-222, 2003.
- 5) Bowling, L. C., and D. P. Lettenmaier: Modeling the Effects of Lakes and Wetlands on the Water Balance of Arctic Environments. *J. Hydrometeorol.*, 11, 276-295, 2010.
- 6) Onogi, K., and Coauthors: The JRA-25 Reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, 85, 369-432, 2007.
- 7) Rudolf, B., and F. Rubel: Global precipitation, in *Observed Global Climate, Landolt-Boernstein Numer. Data Funct. Relat. New Ser.*, vol. 6, 11.1-11.53, Springer, New York, 2005.
- 8) Kim, H., P. J. F. Yeh, T. Oki, and S. Kanae: Role of rivers in the seasonal variations of terrestrial water storage over global basins, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L17402, 2009.
- 9) Dirmeyer, P.A., X. Gao, M. Zhao, Z. Guo, T. Oki and N. Hanasaki: GSWP-2: Multimodel Analysis and Implications for Our Perception of the Land Surface, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 87, 1381-1397, 2006.
- 10) Global Runoff Data Centre: http://www.bafg.de/GRDC/EN/Home/homepage_node.html
- 11) Lehner, B., and P. Döll: Development and validation of a global database of lakes, reservoirs and wetlands, *J. Hydrol.*, 296, 1-22, 2004.
- 12) Loew, A., T. Stacke, W. Dorigo, R. de Jeu, and S. Hagemann, Potential and limitations of multidecadal satellite soil moisture observations for selected climate model evaluation studies, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 3523-3542, 2013.
- 13) Mueller, B., and Coauthors: Benchmark products for land evapotranspiration: LandFlux-EVAL multi-data set synthesis, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 3707-3720, 2013.
- 14) Ebata, A., and Coauthors: The Japanese 55-year Reanalysis "JRA-55": an interim report, *SOLA*, 7, 149-152, 2011.

(2014. 9. 30受付)