

전지구 고해상도 수문모델 적용을 위한 격자유량 추정 방법 적용 연구

류영 · 지희숙 · 황승언 · 이조한*

국립기상과학원 현업운영개발부

(접수일: 2020년 3월 18일, 수정일: 2020년 6월 5일, 게재확정일: 2020년 6월 5일)

Application of a Method Estimating Grid Runoff for a Global High-Resolution Hydrodynamic Model

Young Ryu, Hee-Sook Ji, Seung-On Hwang, and Johan Lee*

Operational Systems Development Department, National Institute of Meteorological Sciences, Jeju, Korea

(Manuscript received 18 March 2020; revised 5 June 2020; accepted 5 June 2020)

Abstract In order to produce more detailed and accurate information of river discharge and freshwater discharge, global high-resolution hydrodynamic model (CaMa-Flood) is applied to an operational land surface model of global seasonal forecast system. In addition, bias correction to grid runoff for the hydrodynamic model is attempted. CaMa-Flood is a river routing model that distributes runoff forcing from a land surface model to oceans or inland seas along continental-scale rivers, which can represent flood stage and river discharge explicitly. The runoff data generated by the land surface model are bias-corrected by using composite runoff data from UNH-GRDC. The impact of bias-correction on the runoff, which is spatially resolved on 0.5° grid, has been evaluated for 1991~2010. It is shown that bias-correction increases runoff by 30% on average over all continents, which is closer to UNH-GRDC. Two experiments with coupled CaMa-Flood are carried out to produce river discharge: one using this bias correction and the other not using. It is found that the experiment adapting bias correction exhibits significant increase of both river discharge over major rivers around the world and continental freshwater discharge into oceans (40% globally), which is closer to GRDC. These preliminary results indicate that the application of CaMa-Flood as well as bias-corrected runoff to the operational global seasonal forecast system is feasible to attain information of surface water cycle from a coupled suite of atmospheric, land surface, and hydrodynamic model.

Key words: Grid runoff, bias correction, global hydrodynamic model, river discharge, freshwater discharge

1. 서 론

기후변화와 더불어 폭염, 가뭄, 홍수 등 극한 기상의 출현이 빈번해짐에 따라, 지구시스템 내에서 지면 물순환 기작의 이해와 예측의 중요성은 점점 커지고

있다(Oki et al., 2004). 물은 태양열에 의해 증발되고 공기 중에서 응결 후 물방울이 되어 다시 육지와 해양으로 떨어진다. 이와 같은 물순환을 사실적으로 구현하는 것은 기후예측에 있어서나 지구시스템에서의 다른 기후 영향인자와의 상호작용을 이해하는데 있어 매우 중요하다(Chahine, 1992; Trenberth et al., 2007). 지면에서 물의 이동은 증발산, 토양, 격자유출 및 하천유출 등의 과정 및 이들 간 상호작용으로 발생되며, 이러한 물순환 과정을 이해하고자 수치적 근사 및 모델을 이용한 다양한 연구가 수행되어왔다(Vörösmarty

*Corresponding Author: Johan Lee, Operational Systems Development Department, National Institute of Meteorological Sciences, 33 Seohobuk-ro, Seogwipo-si, Jeju 63568, Korea.
Phone: +82-64-780-6721, Fax: +82-64-738-6514
E-mail: johan.j.lee@gmail.com

et al., 1989; Dirmeyer and Shukla, 1993; Van den Hoof et al., 2013; Harding et al., 2014).

육지에서 발생하는 총 강수의 60%는 증발에 의해 다시 대기로 돌아가고, 나머지는 강이나 내륙의 호수 등으로 모여 해양으로 흘러간다(Oki and Kanae, 2006). 해양에 흘러간 담수는 해양의 염분과 해수면 온도를 변화시켜 해양 순환에 직접적으로 영향을 미친다. 또한, 해수면 온도 변화는 대기-해양 접지면에서의 해양 잠재에너지 변화를 통해 대기와의 열 및 수분 교환에도 영향을 미친다. 이러한 대기-해양 간 상호작용의 변화는 장기예측 또는 기후변화 모의와 같은 긴 시간 규모에서 영향이 큰 것으로 알려져 있으며, 따라서 기후예측모델에서 전지구 수문모델의 중요성은 간과할 수 없다. 수문모델은 지표에서 물의 수직 및 수평이동을 고려하여 강·호수·하천으로 유출 후 해양으로 담수 방류하는 과정을 모의하여 물순환을 완결한다. 즉, 수문모델에서 산출되는 하천유량은 해양모델에 입력자료로 사용되기 때문에 지구시스템 중 해양과 대기 모델의 일관성을 위해 결합모델에서 전지구 수문모델을 활용한 다양한 연구들이 수행되고 있다(Oki et al., 2001; Durand et al., 2008; Yamazaki et al., 2011; Ham et al., 2012).

초기 전지구 대기모델(GCMs)에 포함된 수문학적인 모델은 주로 대기와 지표에서 일어나는 상호작용(증발, 식생, 토양수분) 등을 중점적으로 다루어 물의 수직이동만을 고려하였다[BATS (Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme; Dickinson et al., 1986), SiB (Simple Biosphere Model; Sellers et al., 1986), JULES (Joint UK Land Environment Simulator; Best et al., 2011; Clark et al., 2011)]. 그 이후 수직이동만 고려하는 한계를 극복하고자 흐름 추적을 구현하는 전지구 수문 모델이 개발되었다. 대표적으로 Total Runoff Integrating Pathways (TRIP; Oki and Sud, 1998), 준분포형 수문 모델 Variable Infiltration Capacity (VIC; Liang et al., 1994), Water Balance/Water Transport Model (WBM-WTM; Vörösmarty et al., 1989) 등이 있다.

이러한 전지구 수문모델의 경우 상대적으로 저해상도로 구동되기 때문에 지역적 하천 모의에 한계를 가지며, 따라서 고해상도 수문정보가 요구되는 수자원 분야 및 재해 위험 등의 연구에 직접적으로 활용되기 어려운 측면이 있다. 이러한 해상도의 한계를 극복하기 위하여 고해상도 수문모델에 대한 다양한 연구가 수행되어 왔다. NCAR (National Center for Atmospheric Research)에서는 고해상도 수문 예측정보를 제공하고자 고해상도 결합모델 WRF-Hydro (Gochis et al., 2015)를 개발하였으며, 현재는 북미 지역의 수문 예측정보를 250 m 해상도로 제공한다. 영국 기상청에서는 JULES 지면모델과 결합 가능한 고해상도

River Flow Model (Bell et al., 2007)을 개발하고 1 km 해상도의 수문정보를 산출하여 극한 사상(홍수 및 가뭄)의 위험을 정량화하였다. Yamazaki et al. (2011)는 보다 정교한 수문 예측정보를 모의하고자 Catchment-based Macro-scale Floodplain model (CaMa-Flood)를 개발하였으며, 지역규모에서는 1 km, 전지구에서는 0.25° 해상도를 가지는 하천 흐름도를 제공한다.

현재 기상청에서 현업 운영 중인 기후예측모델 (Glosea5; MacLachlan et al., 2015; Lea et al., 2015)은 대기(Unified Model, UM; Walters et al., 2011; Brown et al., 2012), 지면 (JULES), 해양 (Nucleus for European Modelling of the Ocean, NEMO; Madec, 2008), 해빙 (Los Alamos sea ice model, CICE; Hunke and Lipscomb, 2010) 서브모델이 결합된 모델로서 2주~2개월의 계절내(sub-seasonal) 및 약 7개월의 계절 시간 규모에 대한 기후예측을 수행한다. Glosea5 시스템 내에서 유량의 수평이동은 격자유량을 통해 계산되며, 지면모델 JULES에 결합된 TRIP 수문모델이 이를 담당한다. 기후예측모델에 결합되어 있는 TRIP은 1° 수평해상도의 하천 흐름(river network)을 고려하고 간단한 저류방정식으로 구성된 전지구 수문모델로서, 고해상도의 자연하천을 정확하게 묘사하기에 한계가 있다. 따라서, 정확한 하천유량 정보 제공이 어렵기 때문에 해양모델 입력자료로 들어가는 담수량에도 큰 불확실성이 내포된다. 이러한 TRIP의 한계를 극복하기 위해 자연하천의 현상 모의가 가능하고 기후예측모델 Glosea5에 결합 가능한 고해상도 전지구 수문모델이 요구된다.

한편, 고해상도 전지구 수문모델의 필요성과 더불어 격자유량의 개선 노력도 필요하다. 수문모델의 입력자료는 강수량이 아니라 지면모델에서 생산되는 지표 및 지하를 더한 격자유량(grid runoff) 자료를 사용한다. 여기서, 격자유량은 각 격자에서 수분 균형외의 유량을 나타내며, 하천유량(river discharge)은 유역 출구로 이동한 격자유량으로 수문모델의 출력물이다. 즉, 수문모델의 입력자료이자, 지면모델의 출력자료인 격자유량은 지면모델의 불확실성이 포함된 정보이며, 이러한 정보는 수문모델의 출력자료인 하천유량에도 불확실성을 전파하게 된다. 이러한 불확실성을 감소시키기 위해서 지면모델을 개선하거나 격자유량을 선형보정방법, 분위사상법 등으로 편차보정하는 방법이 사용된다(Leander and Buishand, 2007; Themeßl et al., 2011).

본 연구에서는 수문모델을 통한 고해상도의 하천유량 정보를 생산하기 위해 고해상도 전지구 수문모델 CaMa-Flood을 통해 하천유량과 해양에 방출되는 담수량을 추정한 초기 결과를 제시하였고, 편차보정과 새로운 고해상도 수문모델의 적용가능성을 평가하였

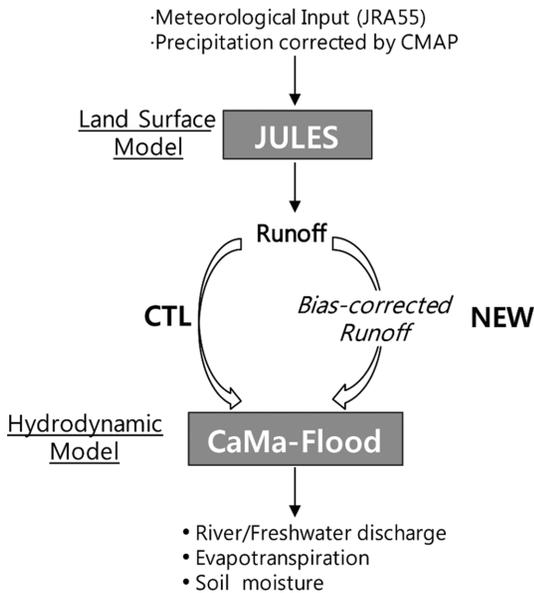


Fig. 1. Flow of experimental runs for producing river discharge and freshwater discharge with CaMa-Flood hydrodynamic model.

다. 제 2장에서는 고해상도 전지구 수문모델을 결합한 실험 설계, 제 3장에서는 격자유량 편차보정의 필요성 및 편차보정 방법, 제 4장에서는 편차보정 전후 격자유량, 하천유량 및 담수량 추정 결과, 제 5장에서는 결론 및 토의를 제시하였다.

2. 고해상도 전지구 수문모델 결합

2.1 실험 설계

본 연구에서는 편차보정이 적용된 격자유량과 고해상도 수문모델 CaMa-Flood가 지면모델에 결합한 효과를 보기 위해서, 두 가지 실험을 설계하였다(Fig. 1). CaMa-Flood의 입력자료는 강수량이 아니라 지면모

델에서 산출된 격자유량 정보이다. 따라서 격자유량 정보를 생산하기 위하여 본 연구에서 사용된 지면모델은 지표면 서브모델 MOSES (Met Office Surface Exchanges Scheme; Cox et al., 1998, 1999; Essery et al., 2001)와 식생 역학모델 TRIFFID (Top-down Representation of Interactive Foliage and Flora Including Dynamics; Cox et al., 2000; Cox, 2001)가 결합된 JULES 모델이다. Figure 1과 같이 JULES 지면모델에서 생산된 격자유량정보 자료(CTL)와 이 격자유량정보를 편차보정한 자료(NEW)를 CaMa-Flood의 입력자료로 사용하여 편차보정의 타당성을 살펴보고자 한다.

오프라인 JULES를 JMA (Japan Meteorological Agency)의 Japanese 55-year Reanalysis project (JRA55; Ebata et al., 2011)의 기상장으로 강제시켜 구동하였으며, 이때 지면모델에 사용되는 JRA55 입력자료의 수평해상도는 1.25°로, 6시간 간격의 강수, 기온, 습도, 기압, 풍속 자료이다. 이 가운데 강수량자료는 CMAP (The CPC Merged Analysis of Precipitation) 관측자료를 활용하여 강수량 편차보정을 실시하였다. 편차보정에 사용된 강수량 기간은 1981년부터 2010년 자료를 사용하였으며, JRA55와 CMAP 강수량 정보를 선형 보간법을 사용하여 JULES 해상도와 동일하게 내삽하였다. 그 밖의 지면모델 보조자료와 매개변수 설정은 기상청 GloSea5 시스템의 지면모델 JULES의 설정과 동일하다. 오프라인 JULES 모델의 수평해상도는 0.5°로 설정하였으며, 수행기간은 1991년 1월부터 2010년 12월까지 총 20년의 기간으로 모델 결과는 일 간격으로 출력하였다.

CaMa-Flood는 1991년부터 2010년까지 총 20년 동안 모의하였으며, JULES 기반의 격자유량정보를 사용하였다. 현실적인 물의 이동을 묘사하기 위하여 CaMa-Flood는 0.5° 수평해상도의 격자유량을 공간적으로 분해하여 0.25° 수평해상도의 일 하천유량 정보를 모의하도록 설정하였다. CaMa-Flood는 고해상도 수문모의를 수행하기 위하여 0.25°의 하천 흐름방향, 전지구 유역도, 하천 폭, 하천 깊이를 보조자료로 사

Table 1. Topographic parameters for CaMa-Flood.

Parameter	Description	Units	Range
Basin	Number of basins	[-]	1-24,815
Elevtn	Surface altitude	[m]	0-5,675
Rivlen	Channel length	[m]	13,914~318,934
Rivhgt	Channel depth	[m]	2~24
Rivwth	Channel width	[m]	10~6,358
Nxtdst	Distance to downstream cell	[m]	13,914~318,934
Grarea	Unit catchment area	[m ²]	0~9,604,601,000
Pmanriv	Manning's roughness coefficient for river	[m ^{-1/3} s ⁻¹]	0.03
Pmanfld	Manning's roughness coefficient for floodplain	[m ^{-1/3} s ⁻¹]	0.1

용한다(Table 1). 하상의 거칠기에 따라 유속을 결정하는 매닝 계수(manning coefficient)는 CaMa-Flood에서 하천과 범람을 구분지어 각각 0.03, 0.1로 설정하였다. 그 외 매개변수는 Yamazaki et al. (2011)에서 제시된 값과 동일하게 설정하였다.

2.2 CaMa-Flood

정확도 높은 하천유량을 모의하기 위해서는 물의 이동방향, 물의 속도를 규정하는 하천경사 및 길이, 하천 저항계수 등이 매우 중요하다. 특히, 물의 이동방향 정보는 1 km 이하의 해상도에서 현실적으로 반영할 수 있으나 10 km 이상인 대륙규모 해상도에서 현실적으로 고려하기 매우 어렵다(Yamazaki et al., 2009). 따라서 본 연구에서는 기존 수문모델의 한계를 극복하기 위해 개발된 전지구 수문모델, CaMa-Flood를 사용하였다. CaMa-Flood의 첫 번째 특징은 대륙규모에서도 현실적인 물의 이동방향을 고려하기 위하여 Flexible Location of Waterways (FLOW) 방법론을 사용하였다. FLOW는 아격자의 고해상도로 제공되는 물의 이동방향 정보를 성근 하천 흐름(coarse river network)으로 변환하는 정교한 업스케일 방법으로 지형고도 정보를 통해 물의 이동방향을 산정하는 기존 방법(Jenson and Domingue, 1988)의 한계를 극복할 수 있다. 즉, 전지구 지형고도가 저해상도로 내삽되면서 실제 하천과는 상이한 하천 흐름 방향이 설정되는 한계를 극복할 수 있는 장점이 있다. 두 번째 특징으로는 사실적인 수문해석이 가능하다는 점이다. CaMa-Flood는 홍수 범람지역, 혹은 평평한 지형에서의 물의 흐름을 묘사하기 위하여 확산파동방정식을 사용하는 데, 자연하천 산정과 홍수범람 지역 및 역류 영향을 고려하고 있어서 다양한 연구에서 사용되고 있다(Yamazaki et al., 2012; Koirala et al., 2014; Wang et al., 2015; Lu et al., 2016).

3. 격자유량 편차보정

3.1 편차보정의 필요성

지구시스템을 모사하는 기후모델은 지속적으로 개발되고 개선되고 있으나 여전히 물리과정의 잘못된 표현(Maraun, 2012), 수치 모델의 경계 및 초기 모델 조건에 대한 불확실성(Bromwich et al., 2013) 등으로 인하여 오차를 내포한 출력물을 산출한다. 결과적으로 수문연구를 입력자료의 사전 보정 없이 수행하기에는 비현실적인 것으로 사료되고 있다(Hansen et al., 2006; Sharma et al., 2007; Ehret et al., 2012; Harding et al., 2014). 이러한 한계를 극복하기 위해 다양한 편차보정 기술이 개발되었으며, 주로 강수 또는 온도 변수의 편차보정을 수행한다(Christensen et al., 2008; Li

et al., 2010; Piani et al., 2010; Miao et al., 2016; Photiadou et al., 2016).

본 연구에서 지면모델을 통해 산출된 격자유량 정보의 오차 크기를 알아보기 위해, 1991년부터 2010년까지 JULES의 입력자료로 사용되는 강수량과 출력자료인 격자유량을 관측과 비교하였다(Fig. 2). CMAP (Fig. 2a)과 JRA55 (Fig. 2b) 강수량의 차이(Fig. 2c)는 대륙에서 $-200\sim 200 \text{ mm yr}^{-1}$ 범위를 나타낸다. 한편, 보정된 강수자료를 사용한 JULES 기반의 격자유량 자료(Fig. 2e)를 UNH-GRDC (University of New Hampshire-Global Runoff Data Centre)의 관측자료기반의 격자유량 자료(Fig. 2d)와 비교하였다. 그 결과, $-800\sim 800 \text{ mm yr}^{-1}$ 정도의 차이가 나타난다. 이는 지면모델의 강제력으로 사용된 강수량을 편차보정하여 오차를 줄였음에도 불구하고, 모델의 불확실성으로 인해 출력자료인 격자유량의 오차가 증폭되었음을 나타낸다. Dai and Trenberth (2002)는 서로 다른 모델 기반의 격자유량의 차이는 약 $-2.0\sim 2.0 \text{ mm day}^{-1}$ (약 $-730\sim 730 \text{ mm yr}^{-1}$) 정도로 발생할 수 있음을 보였다. 따라서, 본 연구에서의 관측과 모의격자유량의 차이는 발생 가능한 것으로 사료된다. 하지만 하천유량의 불확실성을 보다 줄이기 위해서는 격자유량의 오차 크기를 줄이기 위한 연구가 추가적으로 필요할 것으로 생각된다.

3.2 편차보정 방법

지상 하천유량 관측 정보는 매우 정확한 측정으로 간주되지만, 유역 내의 유량 정보를 공간적으로는 제공하지 못한다. 하지만 공간 분해된 유량정보가 필요할 경우 지점 하천유량 정보를 활용하여 공간정보를 산출할 수 있다(Baumgartner and Reichel, 1975; Korzoun et al., 1977). 본 연구에서는 UNH-GRDC에서 제공하는 월평균 격자유량정보 (0.5°)를 지점 관측 하천유량정보로 사용하였다(자료제공: Fekete et al., 2011). Vörösmarty et al. (2000)에서 제시한 공간분해 기법을 통해 UNH-GRDC로부터 관측 격자유량정보를 산정하였다(식(1)). 관측 격자유량 정보를 산출하기 위해 1,348개소의 관측자료를 사용하였으며, 고해상도 지형자료인 STN-30p (Simulated Topological Network)를 활용하였다. 관측소의 선정 기준은 관측 하천유량 자료 기간은 12년 이상이며(누락된 정보가 10% 미만), 유출구를 기준으로 유역면적이 $2,500 \text{ km}^2$ 이상인 관측소를 선택하여 자료를 확보하였다(Fekete et al., 2000). 최대한 많은 관측자료를 사용하여 격자유량정보를 산정하고자 하였으나 여전히 관측이 없는 유역은 공백으로 처리하였다. 즉, 하천이 없는 아프리카의 사막 혹은 관측자료가 없는 하천은 격자유량정보를 만들 수 없어 공백으로 처리 하였으며, 공백 처리된

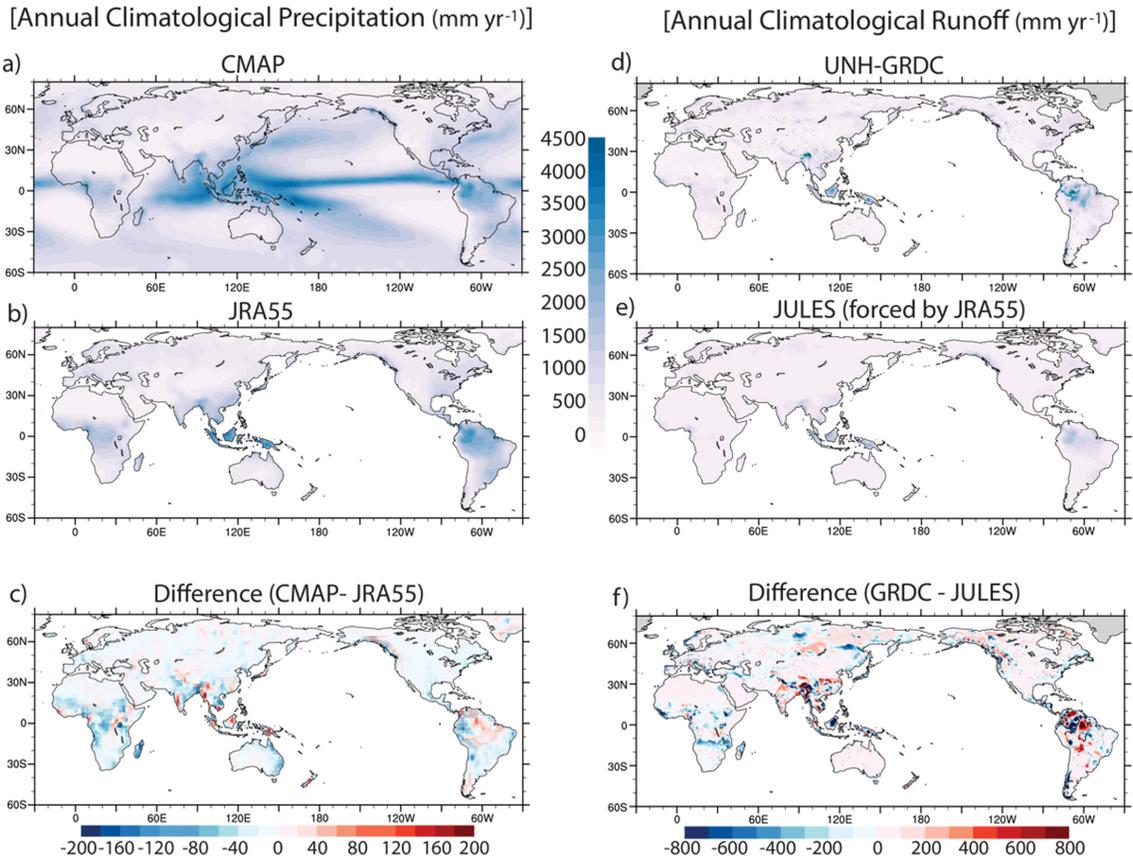


Fig. 2. Annual climatological precipitation for 1991~2010 from (a) CMAP and (b) from JRA55. And (c) is the difference between these two. Annual climatological runoff from (d) UNH-GRDC and (e) from JULES. (f) is the difference between these two.

유역의 총 면적은 전체 지면의 28%에 해당한다(Fekete et al., 2000). UNH-GRDC는 어느 유역의 월평균 격자유량 값을 산정하기 위해 식(1)을 사용하였다.

$$\overline{R}_b = \frac{\overline{Q}_b}{A_b} \quad (1)$$

여기서, b 는 관측소가 위치한 유역, \overline{R}_b 는 b 유역의 월평균 격자유량(mm hr^{-1}), \overline{Q}_b 는 해당 유역에 위치한 관측소에서 관측된 월평균 하천유량($\text{m}^3 \text{sec}^{-1}$), A_b 는 해당유역의 면적이다(km^2).

월평균 하천유량과 유역면적을 사용하여 산정된 월평균 격자유량(\overline{R}_b)은 b 유역에 해당된 모든 격자에 대해서 동일한 값을 가진다. 본 연구에서는 UNH-GRDC에서 제공하는 월평균 관측격자유량 \overline{R}_b 를 선형보정 방법을 통해 JULES 기반의 월 모의격자유량에 적용하였다. 보정계수를 산정하기 위하여 사용한 월평균 관측격자유량(\overline{R}_b)은 0.5° 수평해상도를 가지는

격자 정보이기 때문에 $\overline{R_{o(i,j)}}$ 로 다시 표현하였다. 월 모의 격자유량정보는 1991년부터 2010년까지 총 20년 동안 모의된 자료를 사용하였고, 보정계수는 식(2)를 사용하여 산정하였다. 이 방법은 평균 또는 표준편차를 이용하여 월별 평균 격자유량의 차이를 보정하는 방법으로 다른 보정방법에 비해 간단하기 때문에 현업 및 다양한 연구에서 사용된다(Chen et al., 2013; Teng et al., 2015).

$$\xi_{(i,j)} = \frac{\overline{R_{o(i,j)}}}{\overline{R_{s(i,j)}}} \quad (2)$$

여기서, $\xi_{(i,j)}$ 는 보정계수, $\overline{R_{o(i,j)}}$ 는 월평균 관측 격자유량정보, $\overline{R_{s(i,j)}}$ 는 월평균 JULES 기반의 격자유량 정보이며, i, j 는 격자 번호이다.

이 보정계수를 매 시간간격마다 JULES 모델격자유량에 격자별로 아래와 같이 적용하면 보정된 격자유량정보 $R_{corrected(i,j)}$ 가 산정된다.

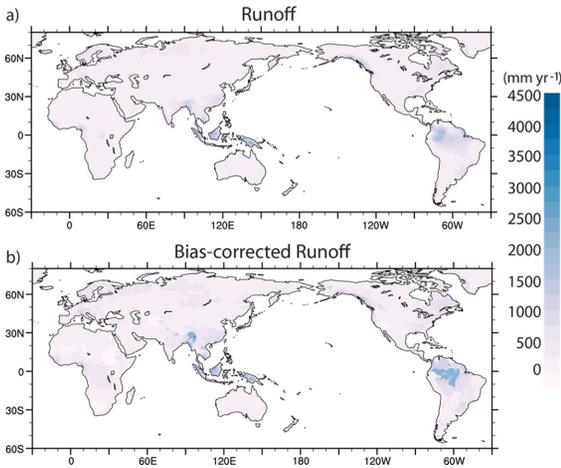


Fig. 3. (a) Experiment CTL (JULES based runoff) and (b) experiment NEW (Bias corrected runoff).

$$R_{corrected(i,j)} = \xi_{(i,j)} R_{s(i,j)} \quad (3)$$

월 평균 관측정보보다 월평균 모의값이 낮을 경우 보정계수는 0과 1 사이의 값을 가지며, 월평균 모의값이 같거나 높을 경우 1 이상의 값이 된다. 매 월 보정계수가 각 격자마다 산정되고, 해당 월에 산출된 모의 격자유량에 적용된다. 월평균 모의 격자정보가 0일 경우 보정계수는 0으로 설정하였으며, 보정계수가 0으로 산정되는 격자의 경우 편차보정을 수행하지 않았다.

4. 결 과

4.1 편차보정된 격자유량 개선효과

모델 격자유량에 대한 편차보정 효과를 알아보기 위해, 편차보정이 되지 않은 격자유량 결과와 편차보정된 격자유량 결과를 비교하였으며(Fig. 3), 선행 연구 Grabs et al. (1996), Korzoun et al. (1977), Fekete et al. (2002) 등과 비교하였다(Table 2). Grabs et al. (1996)는 해양과 가장 가까운 194개소의 관측 하천유량 정보를 확보하여 격자 유량정보를 산출하였다. 유

럽, 남미의 경우 관측소가 포함된 유역의 면적이 해당 대륙의 50% 이상을 차지하나, 중앙 아메리카, 아시아, 아프리카, 호주의 경우는 50% 미만으로 관측에 한계가 있다. 그들은 관측자료가 없는 유역 및 영역에 대해서는 보정계수를 활용하여 격자유량의 과소모의를 보완하였다. Fekete et al. (2002)는 관측되지 않는 영역의 한계를 극복하기 위하여 Water Balance Model에서 생산된 자료와 GRDC에서 제공한 관측하천유량을 공간정보로 산정한 후 합성한 격자유량정보를 제시하였다. Korzoun et al. (1977)는 623개 유역의 유역 중심에서 발생된 연 강수량, 연 증발산량과 유출계수(runoff coefficient)를 활용하여 격자유량정보를 산정하였다.

편차보정을 통하여 전지구적으로 연평균 격자유량 추정치가 343 mm yr⁻¹ 증가하였다. 모든 대륙에서 편차보정으로 격자유량은 증가하였으며, 아프리카, 아시아, 남미에서는 약 40% 내외의 증가, 북미와 유럽대륙은 약 20% 정도의 증가가 있는 반면, 호주/오세아니아에서는 약 10% 정도 증가하였다. 이와 같이 원시 자료에 비해 편차보정된 격자유량이 Grabs et al. (1996)를 비롯한 선행연구 결과에 훨씬 더 가까운 추정치를 나타내고 있어, 본 연구에서 적용한 편차보정의 효과가 긍정적으로 작용하는 것을 보여준다. 그러나, 사용된 지면모델의 한계로 선행 연구 결과의 평균값과 비교하면, 편차보정 후에도 격자유량은 전반적으로 과소모의되고 있다.

대륙별 편차보정의 효과를 살펴보면, 유럽의 경우 편차보정된 값이 선행연구의 결과와 매우 유사함을 알 수 있다(선행연구 결과 간에도 유사하다). 또한, 북미에서 모의된 격자유량의 경우 선행연구에서 제시된 격자유량 범위 안에 있어 어느정도 타당한 값으로 사료된다. 반면, 아프리카, 호주/오세아니아의 경우 편차보정된 격자유량은 선행연구와 큰 차이를 보이며, 각 선행연구 결과 간에도 큰 편차가 나타난다. 아프리카, 호주/오세아니아의 경우 대륙 면적에 비해 사막지역이 28.8%와 53.01% (Grab et al., 1996)로 비교적 큰 비중을 차지하며, 사막지역이 격자유량 산정에 큰 영향을 미치기 때문인 것으로 생각된다. 본 연구에서 산정된 격자유량정보는 상대적으로 관측소가 많이 확보

Table 2. Comparison of estimates of continental runoff [mm yr⁻¹].

	Africa	Asia	South America	North America	Australia & Oceania	Europe	World
Grabs et al. (1996)	283	288	771	170	n/a	233	1745
Korzoun et al. (1977)	153	324	685	339	280	283	2064
Fekete et al. (2002)	150	298	655	263	154	275	1795
CTL	62	174	390	176	27	193	1022
NEW	89	234	569	207	30	236	1365

Table 3. Major observation stations for river discharge.

No.	River	Station	Country	Area [km ²]	Mean annual streamflow [m ³ s ⁻¹]
1147010	Congo	Kinshasa	Congo	3,475,000	39,864
1749100	Ubangi	Bangui	Central Africa	500,000	3,781
2181900	Yangtzeriver	Datong	China	1,705,383	25,069
2186800	Xijiang	Wuzhou	China	329,705	5,291
2651100	Brahmaputra	Bahadurabad	Bangladesh	636,130	23,833
2677101	Han river	Hangangdaegyo	Korea	24,753	629
2909150	Yenisey	Igarka	Russia	2,440,000	19,251
2969090	Mekong	Nongkhai	Thailand	302,000	4,435
3265601	Rioparana	Timbues	Argentina	2,346,000	15,562
3630050	Rioxingu	Altamira	Brazil	446,203	8,107
4115200	Columbiariver	Thedalles, OR	U.S.	613,830	5,364
4127800	Mississippiriver	Vicksburg, MS	U.S.	2,964,255	17,440
4208025	Mackenzieriver	Arcticredriver	Canada	1,660,000	9,264

되어 불확실성이 상대적으로 적은 유럽지역에서 다른 선행연구와 비슷한 결과를 나타낸다. 하지만 사막지역이 있는 아프리카와 호주, 관측이 많이 수행되지 않는 중앙아시아, 남미 등과 같이 불확실성이 매우 크거나, 공백처리된 지역의 보정된 격자유량정보는 선행연구와 비교하여 과소모의되는 것으로 나타난다.

선행연구에서 제시하는 격자유량정보 또한 직접 관측한 정보가 아니기 때문에 오차가 발생할 수 있다. Grab et al. (1996)에서 사용된 보정계수는 격자유량을 과대 평가하는 경향을 발생시킨다. 특히 아프리카에서 이러한 과대 평가가 두드러짐을 확인하였다. 즉, 관측되지 않는 유역에 대해서도 보정계수를 적용하여 격자유량을 재산정하는 과정에서 과대 추정된 것으로 사료된다. 반면에, Fekete et al. (2002)는 WBM 모델을 사용하고 Korzoun et al. (1977)는 모델 기상자료를 사용하여 격자유량정보를 산정하기 때문에 모델의 불확실성을 포함하는 한계가 있다.

4.2 CaMa-Flood 구동을 통한 하천유량 검증

전세계 주요 하천의 모의 하천유량을 검증하기 위해 각 대륙의 대표 하천 중 해양과 가장 가까운 13개 관측소(Table 3)를 선정하여 검증을 수행하였다. 관측소 선택 기준은 해양과 인접한 위치, 모델 모의 기간 등에 따른 관측자료의 확보가능성이다. 국내·외 관측 하천유량 정보는 GRDC와 WAMIS (WATER resources Management Information System)에서 제공하는 일 관측자료를 사용하였으며, 실험 CTL과 NEW의 월평균 하천유량과 함께 비교하였다(Fig. 4). 전반적으로 월별 강수의 크기를 비교해보면, NEW의 월평균 하천유량이 CTL보다 관측에 더 가까운 분포를 보이고 있어서, 격자유량의 편차보정 효과가 뚜렷이 나타나고 있다는

것을 시사하고 있다.

지역별로 분석해 보면, 미국의 컬럼비아강과 미시시피강의 경우 CTL의 하천유량이 관측보다 과소모의되며, 계절적 경향 역시 잘 모의되지 못하고 있다. NEW의 하천유량 최대값 출현이 지체되는 경향이 나타나지만, 계절적 추세를 잘 표현하여 상관계수가 매우 개선되었다. 북반구 고위도에 위치한 러시아의 하천에서는 6월에 최대값이 발생되나 모의 하천유량은 모두 월별 차이가 적다. NEW의 하천유량은 두 달 후에 최대값이 출현하고 CTL의 하천유량은 한달 전에 있으나, 총 하천유량은 NEW가 CTL보다 증가하였다. 고위도에 위치한 캐나다에서도 러시아와 비슷한 결과를 나타내고 있다. 중국의 양쯔강과 서강, 방글라데시의 브라마푸트라강, 베트남의 메콩강의 경우 양적인 측면에서 NEW의 하천유량이 관측에 더 가까우나, 양쯔강의 경우 모의 하천유량이 계절적 경향을 나타내지 못하고 있다. 한강의 경우 계절성이 뚜렷하고 관측과 매우 유사하며, 최대값의 출현시기가 관측에 잘 일치하는 것을 확인할 수 있다. 아르헨티나에 위치한 파라나강에서의 관측 하천유량과 NEW의 하천유량에서는 계절에 따라 큰 변화를 보이지 않는다. 하지만 CTL은 계절성이 매우 뚜렷하게 나타나며, 과소모의하고 있다. 아마존에 위치한 싱구강에서는 NEW가 관측 하천유량에 매우 가까운 반면, CTL의 하천유량은 1~4월에 과대모의 되는 것으로 나타났다. 아프리카의 콩고강과 우방기강의 경우 NEW의 하천유량은 관측과 매우 유사한 값으로 모의하는 반면, CTL의 하천유량은 관측보다 50% 정도 과소모의된다. 그러나, 두 실험 모두 월별 변동의 상관계수는 매우 높게 나타난다. 격자유량의 편차보정 값을 입력한 수문모델의 하천유량 정보는 양쯔강을 제외하고 대부분의 대륙의

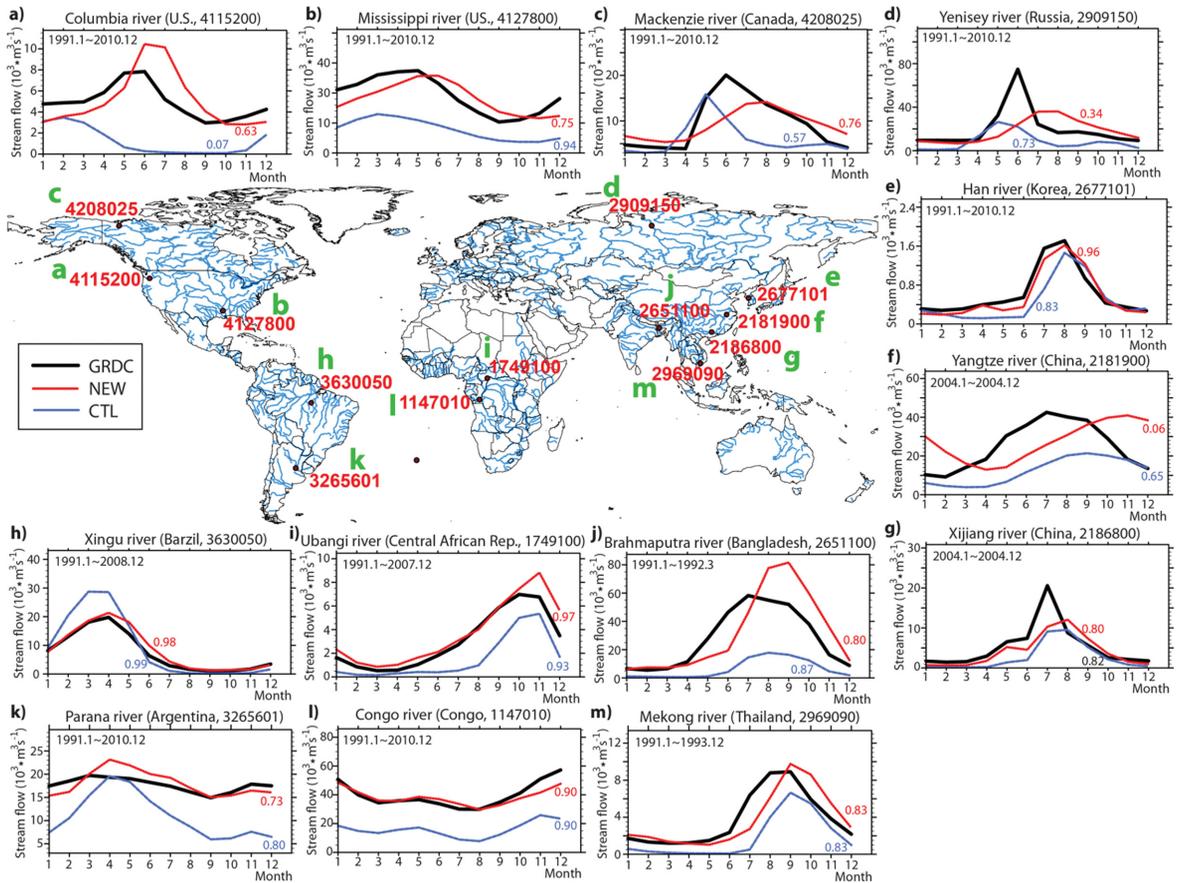


Fig. 4. Monthly mean of river discharge for world 13 major rivers from CTL and NEW with key map.

대표적인 주요 하천에서 모의가 개선되는 것으로 나타났다.

4.3 CaMa-Flood 구동을 통한 담수량 차이 분석

담수는 염분의 함량이 낮은 물을 의미하며, 해수와 담수의 밀도 차이로 인하여 혼합비, 염분의 변화 등에 영향을 주는 정보로서 대기와 해양이 결합된 결합 모델에서는 중요한 변수이다. CTL과 NEW 실험의 월 평균 담수량 추정치를 Fig. 5a에 나타내었다. 3~5월에는 두 실험의 차이가 크지 않으나 6월부터 NEW의 담수량이 CTL보다 커지며, 9월과 10월에는 NEW가 CTL보다 약 70% 증가되어 가장 큰 차이를 나타낸다. 모든 월에서 NEW가 CTL보다 담수량을 크게 모의하고 있으며, 이를 통해 현업 JULES는 격자유량을 과소모의하는 경향을 보임을 알 수 있으며, 편차보정 효과가 담수량 모의에 있어서도 긍정적이라는 것을 알 수 있다. 두 실험의 담수량 추정치를 분석하여 선행 연구(Baumgartner and Reichel, 1975; Fekete et al.,

2000; Dai and Trenberth, 2002; Oki et al., 2004)에서 산출된 전지구 총 담수량과 비교 분석하였다(Fig. 5b). 선행연구의 담수량은 약 $37,180 \pm 2,081 \text{ km}^3 \text{ yr}^{-1}$ 으로 NCEP을 제외하면 서로 비슷한 결과를 보여주고 있다. NCEP 재분석장 자료기반의 격자유량 정보는 ECMWF 재분석장 자료기반의 격자유량보다 남부 아열대($20^{\circ} \sim 40^{\circ}\text{S}$) 지역에서 크게 과소모의되어 타 선행 연구들보다 과소모의되는 것으로 사료된다(Dai and Trenberth, 2002). CTL과 NEW에서 해양으로 방출되는 전지구 총 담수량의 차이는 약 $8500 \text{ km}^3 \text{ yr}^{-1}$ 로 나타났다. 격자유량 편차보정 후 선행연구의 평균값과 비교하여 약 $14,500 \text{ km}^3 \text{ yr}^{-1}$ 에서 약 $6,000 \text{ km}^3 \text{ yr}^{-1}$ 으로 편차를 약 60% 줄였으나 여전히 과소모의 되는 것을 확인할 수 있다. 이는 4.1장에서 언급된 것과 같이 총 모의 격자유량 정보가 관측 격자유량보다 과소모의되어 담수량까지 영향을 미치는 것으로 사료된다.

해양에 방출되는 담수량 추정치를 해역별로 산정하고자 International Hydrographic Organization가 지정

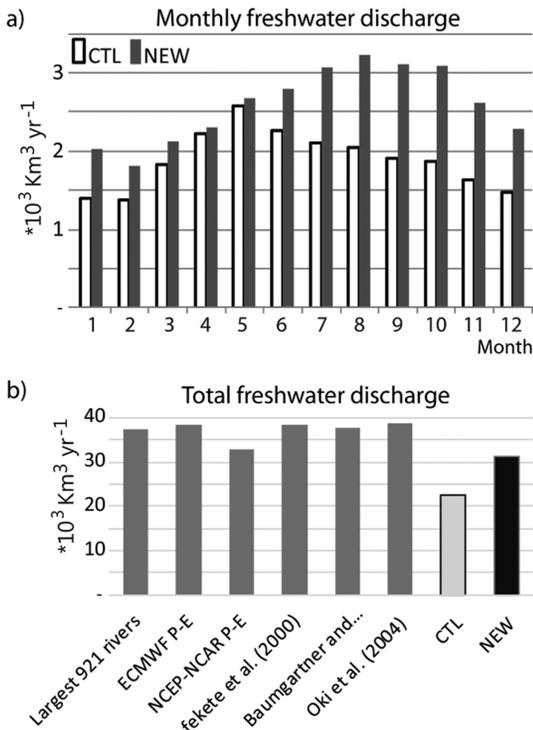


Fig. 5. (a) monthly mean of freshwater discharge into global ocean from CTL and NEW. And (b) comparison of the estimates of annual mean freshwater discharge into global ocean among antecedent studies, CTL, and NEW.

한 해양 경계를 기준으로 전지구 해양을 지중해, 인도양, 대서양, 태평양, 북극 해양으로 구분하였다. NEW의 담수량은 인도양과 북극해, 그리고 대서양에서는 약 50%, 지중해는 약 30%, 태평양에서 약 20% 정도 CTL보다 증가하였다(Table 4). 각 대륙별로 NEW의 담수량을 선행연구 결과들의 평균과 비교해 본 결과 지중해를 제외하고 모두 과소모의하는 것을 확인할 수 있었으며, 특징적으로 대서양과 북극 해양이 선행연구와 가장 근접하게 보정된 것을 확인할 수 있었다. 인도양에서는 CTL에 비해 담수량은 가장 크게 증가하였으나, 선행연구들의 평균($4,568 \text{ km}^3 \text{ yr}^{-1}$) 대비 편차가 25%로 나타나서 선행연구에 비해 가장 큰 편차를 가지고 있는 해양으로 분석된다. 이는 인도양에 영향을 주는 담수는 주로 동아프리카, 남아시아, 호주에서 방류되는데 본 연구에서 아프리카와 호주의 격자유량이 과소모의 됨에 따라 나타난 결과로 보인다.

5. 결론 및 토의

기상청 기후예측모델 자료 기반의 고해상도 물순환 관련 응용정보를 산출하기 위해서, 첫째, 수문모델 격자유량 입력자료의 불확실성의 최소화를 위해 UNH-GRDC에서 제공하는 관측 격자유량을 활용하여 JULES 기반의 격자유량 정보를 편차보정 하였으며, 둘째, 기존의 수문모델을 역류현상, 홍수범람 등의 자연하천 현상 모의가 가능한 고해상도 수문모델 CaMa-Flood

Table 4. Comparison of estimates of mean annual continental freshwater discharge into the individual and global oceans ($\text{km}^3 \text{ yr}^{-1}$).

		Mediterranean Sea ^e	Indian	Atlantic	Pacific	Arctic	Total ^f
Dai and Trenberth (2002)	Largest 921 rivers ^a	838	4,532	19,168	9,092	3,658	37,288
	NCEP ^b	909	3,162	16,823	7,388	4,358	32,640
	ECMWF ^c	1,144	4,989	20,585	7,741	3,967	38,426
Fekete et al. (2000)		1,169	4,802	18,357	11,127	2,947	38,402
Baumgartner and Reichel (1975)			5,600	19,300	12,200	2,600	37,713
Oki et al. (2004) ^d			4,320	21,290	9,340	3,660	38,610
CTL		804	2,285	11,353	6,201	2,038	22,683
NEW		1,056	3,428	16,177	7,396	3,094	31,154

^aDai and Trenberth (2002) scaled up largest 921 rivers by accounting for the unmonitored areas and the runoff ratio at 4° -latitude resolution.

^bDai and Trenberth (2002) calculated NCEP P-E.

^cDai and Trenberth (2002) calculated ECMWF P-E.

^dOki et al. (2004) calculated total river discharge ($4,062 \text{ km}^3 \text{ yr}^{-1}$) include internal drainage ($2,020 \text{ km}^3 \text{ yr}^{-1}$), and from Antarctica, which puts $\sim 1,900 \text{ km}^3 \text{ yr}^{-1}$ freshwater into the ocean.

^eMediterranean Sea includes the Mediterranean and Black Seas.

^fTotal excludes discharge into inland (besides Black) seas and from Antarctica, which puts $\sim 2613 \text{ km}^3 \text{ yr}^{-1}$ freshwater into the ocean (Jacobs et al., 1992).

에 결합하였다.

JULES는 지면에서 일어나는 수문기상변수(증발산량, 토양수분, 격자유량)의 상호작용을 모의하며, 이에 따라 변수간 상호작용되는 과정을 정확히 묘사하는 것이 매우 중요하다. 토양수분의 경우는 강수 발생시 지하수 혹은 격자유량을 결정하는 중요한 요소이며, 수자원 및 수자원 관리에 큰 영향을 미친다(Dirmeyer and Shukla, 1993). 또한 증발산량의 경우 대기와의 상호작용 뿐 아니라 지면에서 일어나는 상호작용에 큰 역할을 하는 변수이다. Van den Hoof et al. (2013)에서는 증발산량의 정확도 개선을 통해서 계절별 토양수분의 사이클이 바뀌는 것을 확인하였으며, 더 나아가 지표 격자유량 정보도 변하는 것을 확인하였다. 이와 같은 지면모델 산출 변수의 종속성으로 입력자료의 불확실성, 모델의 불확실성으로 모든 변수가 산정되는 과정마다 불확실성이 내포되고, 내포된 불확실성은 상호작용되는 과정에서 다른 변수로 전파된다. 따라서 지면모델의 입력자료인 강수의 편차보정을 수행한다 하더라도, 지면모델의 불확실성, 매개변수의 불확실성 등으로 인해 산출물인 격자유량의 오차 발생 가능성이 매우 크다. 이를 개선하기 위해서, 지점 관측된 하천유량 정보(GRDC)로부터 생성된 관측 격자유량 정보를 활용하여 모의 격자유량을 편차보정하였으며, 보정된 격자유량 자료를 전지구 수문모델에 입력자료로 활용하면 하천유량과 담수 유출량이 증가하여 관측에 더 가까워지는 것을 확인하였다. 하지만, 관측 격자유량정보는 식(1)에서와 같이 넓은 유역면적에서 도달시간을 고려하지 않고 산정된다. 따라서, 하천유량 추정치 결과를 보면 하천마다 상이하나, 유역의 크기가 크며 유량의 계절 변동성이 나타나는 유역에서는 편차보정된 격자유량을 사용한 실험의 결과에 약 한달 정도의 지체시간이 발생되는 것으로 확인되었다. 또한, 관측자료가 확보되지 않는 유역에 대해서는 격자유량정보가 편차보정 되지 못하는 한계가 있다. 이를테면, 격자유량 보정 후에도 격자유량이 과소모의 되는 이유 중 하나는 관측이 없는 유역을 공백으로 처리했기 때문이며, 이러한 점을 고려해서 본 연구에서 제시한 결과를 해석해야한다.

본 연구의 결과를 고려해볼 때, 관측 하천유량정보를 활용한 편차보정과 고해상도 수문모델 CaMa-Flood의 결합은 기후예측모델의 예측 결과로부터 응용정보 산출에 긍정적으로 기여할 것으로 기대된다. 향후 전지구 수문모델에 적용, 응용정보를 산출하기 위해서는 편차보정 수행 시 유역 출구지점의 도달시간의 고려가 필요하며, 여전히 나타나는 하천유량의 과소모의의 원인분석 및 지면모델 토양관련 매개변수 설정 등을 통한 최적화가 필요하다. 또한, 새로운 수문모델의 현업 적용을 위해서는 GloSea5 대기장 현업자료를

사용한 장기간에 걸친 수문정보 산출 실험을 통하여 그 영향에 대한 추가적인 연구가 수행되어야 할 것이다.

감사의 글

이 연구는 기상청 국립기상과학원 기상업무지원기 술개발연구 - 장기예측시스템 개발 (KMA2018-00322)의 지원으로 수행되었습니다.

REFERENCES

- Baumgartner, A., and E. Reichel, 1975: *The world water balance: mean annual global, continental and maritime precipitation, evaporation and run-off*. Elsevier Scientific Pub. Co., 179 pp.
- Bell, V. A., A. L. Kay, R. G. Jones, and R. J. Moore, 2007: Development of a high resolution grid-based river flow model for use with regional climate model output. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **11**, 532-549, doi:10.5194/hess-11-532-2007.
- Best, M. J., and Coauthors, 2011: The Joint UK Land Environment Simulator (JULES), model description - part 1: energy and water fluxes. *Geosci. Model Dev.*, **4**, 677-699, doi:10.5194/gmd-4-677-2011.
- Bromwich, D. H., F. O. Otieno, K. M. Hines, K. W. Manning, and E. Shilo, 2013: Comprehensive evaluation of polar weather research and forecasting model performance in the Antarctic. *J. Geophys. Res. Atmospheres*, **118**, 274-292, doi:10.1029/2012jd018139.
- Brown, A., S. Milton, M. Cullen, B. Golding, J. Mitchell, and A. Shelly, 2012: Unified modeling and prediction of weather and climate: A 25-year journey. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **93**, 1865-1877, doi:10.1175/BAMS-D-12-00018.1.
- Chahine, M. T., 1992: The hydrological cycle and its influence on climate. *Nature*, **359**, 373-380, doi:10.1038/359373a0.
- Chen, J., F. P. Brissette, D. Chaumont, and M. Braun, 2013: Finding appropriate bias correction methods in downscaling precipitation for hydrologic impact studies over North America. *Water Resour. Res.*, **49**, 4187-4205, doi:10.1002/wrcr.20331.
- Christensen, J. H., F. Boberg, O. B. Christensen, and P. Lucas-Picher, 2008: On the need for bias correction of regional climate change projections of temperature and precipitation. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L20709, doi:10.1029/2008GL035694.
- Clark, D. B., and Coauthors, 2011: The Joint UK Land Environment Simulator (JULES), model description -

- Part 2: Carbon fluxes and vegetation dynamics. *Geo-sci. Model Dev.*, **4**, 701-722, doi:10.5194/gmd-4-701-2011.
- Cox, P. M., 2001: Description of the “TRIFFID” Dynamic Global Vegetation Model. Hadley Centre Tech. Note 24, 16 pp.
- _____, C. Huntingford, and R. J. Harding, 1998: A canopy conductance and photosynthesis model for use in a GCM land surface scheme. *J. Hydrology*, **212**, 79-94, doi:10.1016/S0022-1694(98)00203-0.
- _____, R. A. Betts, C. B. Bunton, R. L. H. Essery, P. R. Rowntree, and J. Smith, 1999: The impact of new land surface physics on the GCM simulation of climate and climate sensitivity. *Climate Dyn.*, **15**, 183-203, doi:10.1007/s003820050276.
- _____, _____, C. D. Jones, S. A. Spall, and I. J. Totterdell, 2000: Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. *Nature*, **408**, 184-187, doi:10.1038/35041539.
- Dai, A., and K. E. Trenberth, 2002: Estimates of freshwater discharge from continents: latitudinal and seasonal variations. *J. Hydrometeor.*, **3**, 660-687, doi:10.1175/1525-7541(2002)003<0660:EOFDfC>2.0.CO;2.
- Dickinson, R. E., A. Henderson-Sellers, P. J. Kennedy, and M. F. Wilson, 1986: *Biosphere-atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model*. NCAR Tech. Note NCAR/TN-275+STR, 69 pp, doi:10.5065/D6668B58.
- Dirmeyer P. A., and J. Shukla, 1993: Observational and modeling studies of the influence of soil moisture anomalies on atmospheric circulation (Review). In J. Shukla, Ed., *Prediction of interannual climate variations, NATO ASI Series, vol 6, Springer*, 1-23, doi: 10.1007/978-3-642-76960-3_1.
- Durand, M., K. M. Andreadis, D. E. Alsdorf, D. P. Lettenmaier, D. Moller, and M. Wilson, 2008: Estimation of bathymetric depth and slope from data assimilation of swath altimetry into a hydrodynamic model. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L20401, doi:10.1029/2008GL034150.
- Ebita, A., and Coauthors, 2011: The Japanese 55-year Reanalysis “JRA-55”: An Interim Report. *SOLA*, **7**, 149-152, doi:10.2151/sola.2011-038.
- Ehret, U., E. Zehe, V. Wulfmeyer, K. Warrach-Sagi, and J. Liebert, 2012: HESS Opinions “Should we apply bias correction to global and regional climate model data?”. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **16**, 3391-3404, doi:10.5194/hess-16-3391-2012.
- Essery, R., M. Best, and P. Cox, 2001: *MOSES 2.2 technical documentation*. Hadley Centre Tech. Note 30, 30 pp.
- Fekete, B. M., C. J. Vorosmarty, and W. Grabs, 2000: Global composite runoff fields based on observed river discharge and simulated water balances. Report no. 22, Global Runoff Data Centre. 108 pp [Available online at https://www.bafg.de/GRDC/EN/02_srvcs/24_rprtrs/report_22.pdf?__blob=publicationFile].
- _____, _____, and W. Grabs, 2002: High-resolution fields of global runoff combining observed river discharge and simulated water balances. *Global Biogeochem. Cy.*, **16**, 15-1-15-10, doi:10.1029/1999GB001254.
- _____, _____, F. G. Hall, G. J. Collatz, B. W. Meeson, S. O. Los, E. Brown De Colstoun, and D. R. Landis, 2011: ISLSCP II UNH/GRDC Composite Monthly Runoff. *ORNL DAAC*, doi:10.3334/ORNLDAAC/994.
- Gochis, D. J., W. Yu, and D. N. Yates, 2015: The WRF-Hydro model technical description and user’s guide, version 3.0. NCAR Technical Document. 120 pp.
- Grabs, W., T. de Couet, and J. Pauler, 1996: Freshwater fluxes from continents into the world oceans based on Data of the Global Runoff Data base. Report no. 10, Global Runoff Data Centre. 228 pp [Available online at https://www.bafg.de/GRDC/EN/02_srvcs/24_rprtrs/report_10.pdf?__blob=publicationFile].
- Ham, S., S.-Y. Hong, Y. Noh, S.-I. An, Y.-H. Byun, H.-S. Kang, J. Lee, and W.-T. Kwon, 2012: Effects of freshwater runoff on a tropical pacific climate in the HadGEM2. *Asia-Pac. J. Atmos. Sci.*, **48**, 457-463, doi:10.1007/s13143-012-0041-3.
- Hansen, J. W., A. Challinor, A. V. M. Ines, T. Wheeler, and V. Moron, 2006: Translating climate forecasts into agricultural terms: advances and challenges. *Climate Res.*, **33**, 27-41, doi:10.7916/D8Q5303R.
- Harding, R. J., G. P. Weedon, H. A. J. van Lanen, and D. B. Clark, 2014: The future for global water assessment. *J. Hydrology*, **518**, 186-193, doi:10.1016/j.jhydrol.2014.05.014.
- Hunke, E. C., and W. H. Lipscomb, 2010: CICE: The Los Alamos sea ice model documentation and software user’s manual, Version 4.1. Tech. Rep. Los Alamos National Laboratory, LA-CC-06-012, NM 87545, 76 pp.
- Jacobs, S. S., H. H. Helmer, C. S. M. Doake, A. Jenkins, and R. M. Frolich, 1992: Melting of ice shelves and mass balance of Antarctica. *J. Glaciol.*, **38**, 375-387, doi:10.1017/S002214300002252.
- Jenson, S. K., and J. O. Domingue, 1988: Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis. *Photogramm.*

- Eng. Rem. S.*, **54**, 1593-1600.
- Koirala, S., Y. Hirabayashi, R. Mahendran, and S. Kanae, 2014: Global assessment of agreement among streamflow projections using CMIP5 model outputs. *Environ. Res. Lett.*, **9**, 064017, doi:10.1088/1748-9326/9/6/064017.
- Korzoun, V. I., A. A. Sokolov, M. I. Budyko, K. P. Voskresensky, G. P. Kalinin, A. A. Konoplyantsev, E. S. Korotkevich, and M. I. Lvovich, 1977: Atlas of world water balance. UNESCO [Available online at <https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pf0000108404>].
- Lea, D. J., I. Mirouze, M. J. Martin, R. R. King, A. Hines, D. Walters, and M. Thurlow, 2015: Assessing a new coupled data assimilation system based on the Met Office coupled atmosphere-land-ocean-sea ice model. *Mon. Wea. Rev.*, **143**, 4678-4694, doi:10.1175/MWRD-15-0174.1.
- Leander, R., and T. A. Buishand, 2007: Resampling of regional climate model output for the simulation of extreme river flows. *J. Hydrology*, **332**, 487-496, doi:10.1016/j.jhydrol.2006.08.006.
- Li, H., J. Sheffield, and E. F. Wood, 2010: Bias correction of monthly precipitation and temperature fields from Intergovernmental Panel on Climate Change AR4 models using equidistant quantile matching. *J. Geophys. Res. Atmospheres*, **115**, D10101, doi:10.1029/2009JD012882.
- Liang, X., D. P. Lettenmaier, E. F. Wood, and S. J. Burges, 1994: A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models. *J. Geophys. Res. Atmospheres*, **99**, 14415-14428, doi:10.1029/94JD00483.
- Lu, X., Q. Zhuang, Y. Liu, Y. Zhou, and A. Aghakouchak, 2016: A large-scale methane model by incorporating the surface water transport. *J. Geophys. Res. Biogeo.*, **121**, 1657-1674, doi:10.1002/2016JG003321.
- MacLachlan, C., and Coauthors, 2015: Global seasonal forecast system version 5 (GloSea5): a high-resolution seasonal forecast system. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **141**, 1072-1084, doi:10.1002/qj.2396.
- Madec, G., 2008: NEMO ocean engine. Note du Pôle de Modélisation, No. 27 Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), 386 pp.
- Maraun, D., 2012: Nonstationarities of regional climate model biases in European seasonal mean temperature and precipitation sums. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L06706, doi:10.1029/2012GL051210.
- Miao, C., L. Su, Q. Sun, and Q. Duan, 2016: A nonstationary bias-correction technique to remove bias in GCM simulations. *J. Geophys. Res. Atmospheres*, **121**, 5718-5735, doi:10.1002/2015JD024159.
- Oki, T., and Y. C. Sud, 1998: Design of Total Runoff Integrating Pathways (TRIP)—A global river channel network. *Earth Interact.*, **2**, 1-37, doi:10.1175/1087-3562(1998)002<0001:DOTRIP>2.3.CO;2.
- _____, and S. Kanae, 2006: Global hydrological cycles and world water resources. *Science*, **313**, 1068-1072, doi:10.1126/science.1128845.
- _____, Y. Agata, S. Kanae, T. Saruhashi, D. Yang, and K. Musiaka, 2001: Global assessment of current water resources using total runoff integrating pathways. *Hydro. Sci. J.*, **46**, 983-995, doi:10.1080/02626660109492890.
- _____, D. Entekhabi, and T. I. Harrold, 2004: The global water cycle. In R. S. J. Sparks et al. Eds., *The State of the Planet: Frontiers and Challenges in Geophysics, Volume 150*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, 225-237, doi:10.1029/150GM18.
- Photiadou, C., B. van den Hurk, A. van Delden, and A. Weerts, 2016: Incorporating circulation statistics in bias correction of GCM ensembles: hydrological application for the Rhine basin. *Climate Dyn.*, **46**, 187-203, doi:10.1007/s00382-015-2578-1.
- Piani, C., G. P. Weedon, M. Best, S. M. Gomes, P. Viterbo, S. Hagemann, and J. O. Haerter, 2010: Statistical bias correction of global simulated daily precipitation and temperature for the application of hydrological models. *J. Hydrology*, **395**, 199-215, doi:10.1016/j.jhydrol.2010.10.024.
- Sellers, P. J., Y. Mintz, Y. C. Sud, and A. Dalcher, 1986: A Simple Biosphere Model (SIB) for use within general circulation models. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 505-531, doi:10.1175/1520-0469(1986)043<0505:ASBMFU>2.0.CO;2.
- Sharma, D., A. Das Gupta, and M. S. Babel, 2007: Spatial disaggregation of bias-corrected GCM precipitation for improved hydrologic simulation: Ping River basin, Thailand. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **11**, 1373-1390, doi:10.5194/hess-11-1373-2007.
- Teng, J., N. J. Potter, F. H. S. Chiew, L. Zhang, B. Wang, J. Vaze, and J. P. Evans, 2015: How does bias correction of regional climate model precipitation affect modelled runoff? *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **19**, 711-728, doi:10.5194/hess-19-711-2015.
- Thiemeßl, M. J., A. Gobiet, and A. Leuprecht, 2011: Empirical-statistical downscaling and error correction of daily precipitation from regional climate models. *Int. J. Climatol.*, **31**, 1530-1544, doi:10.1002/joc.2168.
- Trenberth, K. E., L. Smith, T. Qian, A. Dai, and J. Fasullo,

- 2007: Estimates of the global water budget and its annual cycle using observational and model data. *J. Hydrometeor.*, **8**, 758-769, doi:10.1175/JHM600.1.
- Van den Hoof, C., P. L. Vidale, A. Verhoef, and C. Vincke, 2013: Improved evaporative flux partitioning and carbon flux in the land surface model JULES: Impact on the simulation of land surface processes in temperate Europe. *Agric. Forest Meteor.*, **181**, 108-124. doi: 10.1016/j.agrformet.2013.07.011
- Vörösmarty, C. J., B. Moore, A. L. Grace, M. P. Gildea, J. M. Melillo, B. J. Peterson, E. B. Rastetter, and P. A. Steudler, 1989: Continental scale models of water balance and fluvial transport: An application to South America. *Global Biogeochem. Cy.*, **3**, 241-265, doi:10.1029/GB003i003p00241.
- Vörösmarty, C. J., B. M. Fekete, M. Meybeck, and R. B. Lammers, 2000: Global system of rivers: Its role in organizing continental land mass and defining land-to-ocean linkages. *Global Biogeochem. Cy.*, **14**, 599-621, doi:10.1029/1999GB900092.
- Walters, D. N., and Coauthors, 2011: The Met Office Unified Model global atmosphere 3.0/3.1 and JULES global land 3.0/3.1 configurations. *Geosci. Model Dev.*, **4**, 919-941, doi:10.5194/gmd-4-919-2011.
- Wang, S., C. Dieterich, R. Döscher, A. Höglund, R. Hordoir, H. E. M. Meier, P. Samuelsson, and S. Schimanke, 2015: Development and evaluation of a new regional coupled atmosphere-ocean model in the North Sea and Baltic Sea. *Tellus A*, **67**, 24284, doi: 10.3402/tellusa.v67.24284.
- Yamazaki, D., T. Oki, and S. Kanae, 2009: Deriving a global river network map and its sub-grid topographic characteristics from a fine-resolution flow direction map. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **13**, 2241-2251, doi: 10.5194/hess-13-2241-2009.
- _____, S. Kanae, H. Kim, and T. Oki, 2011: A physically based description of floodplain inundation dynamics in a global river routing model. *Water Resour. Res.*, **47**, W04501, doi:10.1029/2010WR009726.
- _____, H. Lee, D. E. Alsdorf, E. Dutra, H. Kim, S. Kanae, and T. Oki, 2012: Analysis of the water level dynamics simulated by a global river model: A case study in the Amazon River. *Water Resour. Res.*, **48**, W09508, doi:10.1029/2012WR011869.