

HadGEM2-AO 기후모델에 따른 과거와 미래의 동아시아 강수량에 대한 육지 증발량의 영향

김진욱* · 이조한 · 부경은 · 심성보 · 김지은 · 변영화

국립기상과학원 기후연구과

(접수일: 2016년 7월 1일, 수정일: 2016년 9월 5일, 게재확정일: 2016년 9월 28일)

Effects of Continental Evaporation for Precipitation Over East Asia in the Past and the Future of HadGEM2-AO Climate Model

Jin-Uk Kim*, Johan Lee, Kyung-On Boo, Sungbo Shim, Jee-Eun Kim, and Young-Hwa Byun

Climate Research Division, National Institute of Meteorological Sciences, Jeju, Korea

(Manuscript received 1 July 2016; revised 5 September 2016; accepted 28 September 2016)

Abstract Land evaporation contribution to precipitation over East Asia is studied to understand terrestrial moisture source of continental precipitation. Moisture recycling of precipitation relying on terrestrial evaporation is estimated based on the analysis method of Van der Ent et al. (2010). We utilize HadGEM2-AO simulations for the period of 1970~1999 and 2070~2099 from RCP8.5. Globally, 46% of terrestrial precipitation is depending from continental evaporation. 58% of terrestrial evaporation returns as continental precipitation. Over East Asia, precipitation has been affected by local evaporation and transported moisture. The advection of upwind continental evaporation results from the prevailing westerlies from the midwestern of Eurasian continent. For the present-day period, about 66% of the precipitation over the land of East Asia originates from land evaporation. Regionally, the ratios change and the ratios of precipitation terrestrial origin over the Northern inland and Southern coast of East Asia are 82% and 48%, respectively. Seasonally, the continental moisture recycling ratio is larger during summer (JJA) than winter (DJF). According to RCP8.5, moisture recycling ratio is expected to change. At the end of the 21st century, the impact of continental moisture sources for precipitation over East Asia is projected to be reduced by about 5% compared to at the end of 20th century. To understand the future changes, moisture residence time change is investigated using depletion and replenishment time.

Key words: Moisture recycling, East Asia precipitation, upwind evaporation, HadGEM2-AO

1. 서 론

20세기 중반 이후 인간 활동에 의한 대기 중의 온실가스 농도 증가는 전 지구 온도 상승을 유발한다

(Stocker et al., 2013). 기온이 상승함에 따라 대기의 보수력(water-holding capacity)이 증가하면 강수량(rainfall rate)이 증가하고 강수 강도가 변화한다(Soden et al., 2005; Trenberth and Smith, 2005). 강수는 기온에 비해 국지적인 특성이 강하기 때문에 예측에 있어서 어려움이 존재하지만, 강수의 변화는 가용할 수 있는 물의 양과 관련이 있으므로 매우 중요한 요소이다. 특히 육지 강수가 육지에서 증발된 수분에 기인한 경우, 증발(산)량과 더불어 강수량은 인간 활동과 식생

*Corresponding Author: Jin-Uk Kim, Climate Research Division, National Institute of Meteorological Science, 33 Seohobuk-ro, Seogwipo-si, Jeju 63568, Korea.
Phone: +82-64-780-6668, Fax: +82-64-738-9072
E-mail: jukim86@korea.kr

및 토지이용 변화의 영향을 받을 수 있다(Savenije, 1995; Kunstmann and Jung, 2007; Keys et al., 2012; Martinez and Dominguez, 2014). 따라서 육지 증발(산)량에서 기인한 강수량에 대한 연구가 최근 들어 활발하게 이루어지고 있다(Dirmeyer et al., 2009b; Van der Ent et al., 2010, 2014; Van der Ent and Savenije, 2011). Van der Ent et al. (2010)에 의하면 지면증발량이 강수로 순환되는 비율이 지역적으로 큰 차이가 있는데, Trenberth (1998)는 약 1,000 km 규모 내에서는 연강수량의 20% 정도가 영역 내에서 증발된 수분에 기인하고, Van der Ent and Savenije (2011)는 강수-증발의 물순환이 이루어지는 영역의 규모가 산악지역에서 온대, 건조지역으로 갈수록 넓어지며, 수천 km까지 확장한다고 하였다.

강수량이 지역에 재사용되는 비율은 분석 지역과 규모에 따라 달라지므로 각 지역에 대한 연구들이 진행되었다. 강수량에 기여하는 특정지역 증발량의 정량적 기여도에 대해 Dominguez et al. (2006)은 미국, Martinez and Dominguez (2014)은 아르헨티나와 우루과이 사이에 위치한 La Plata River basin (LPRB)에 초점을 맞추어 분석하였다. Van der Ent et al. (2010)에서는 전 지구적인 규모에서 계산 영역을 육지 전체와 해양 전체로 구분하고 육지수분의 되먹임(feedback)을 분석하여 전 지구 육지의 총 강수량 중 평균 40%는 육지에서 증발된 수분에 기인한다고 밝혔다.

선행 연구들을 통해 지역강수량은 외부에서 유입된 수분의 영향이 크게 작용하며, 수분을 공급하는 지역의 증발량 변화에 민감하게 반응한다고 밝혀졌다(Savenije, 1995; Kunstmann and Jung, 2007; Keys et al., 2012; Martinez and Dominguez, 2014). 특히, 지역강수량이 육지증발에서 비롯된 경우에는 증발 지역의 변화에 매우 민감하게 반응하므로 육지증발에 기인한 강수에 주목해야 한다. 따라서 지역강수의 특성을 이해하기 위해서는 지역강수의 수분이 어디에 근원하며, 얼마나 영향을 받는지 알아야 한다.

이 연구에서는 우리나라가 포함된 동아시아영역의 강수에 미치는 육지의 증발량에 대한 영향을 분석하고자 한다. 동아시아의 강수는 주로 유라시아대륙에서 증발되어 편서풍에 의해 수송된 수분과 동아시아 여름몬순에 의해 북서태평양으로부터 수송된 수분의 영향을 받는다(Van der Ent et al., 2010). 이들은 육지와 해양에서 공급되어 동아시아 강수에 영향을 주는 것이다. 이에 Van der Ent et al. (2010)의 방법을 사용하여 기후모델에 기반한 과거와 미래에 대해서 육지 증발량이 육지 강수로 재활용되는 육지 moisture recycle (이하 "수분 재사용"이라 한다)을 정량적으로 계산하였다. 이를 통하여 동아시아 강수 특성에 대한 이해를 높이고자 한다.

2. 자료 및 연구방법

2.1 HadGEM2-AO

이 연구에서는 IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) 5차 평가보고서(the 5th Assessment Report: AR5)에 참여한 전 지구 대기-해양 결합모델인 HadGEM2-AO (Hadley Centre Global Environment Model version 2 - Atmosphere Ocean; Collins et al., 2008)를 사용하였다. 한 가지의 모델을 사용함에 따라 발생하는 불확실성을 줄이기 위하여 초기조건을 다르게 처방한 3개의 실험을 평균하여 사용하였다. 분석 기간은 과거기후 모의실험 30년(1970~1999)과 미래기후변화 전망 30년(2070~2099)이며, 미래기후변화 전망은 RCP (Representative Concentration Pathway) 8.5 시나리오를 사용하였다. RCP8.5는 IPCC 5차 평가보고서의 4가지 온실가스배출 시나리오(RCP8.5, 6.0, 4.5, 2.0) 중 지구 온난화가 가장 극단적으로 진행되어 2100년에 CO₂ 농도가 940 ppm 이상이 될 것으로 모의하고 있다. HadGEM2-AO의 수평해상도는 1.875°longitude × 1.25°latitude (192 × 145 격자)이다. 분석에 사용된 변수는 일 시간규모의 강수량 및 증발량, 해면기압, 수평바람, 비습 및 고도자료이다. 수평바람과 비습은 8개 표준등압면(1000, 850, 700, 500, 250, 100, 50, 10 hPa) 연직자료를 사용하였다.

2.2 연구방법

임의의 지역에 내리는 강수는 해당지역에서 증발된 수분이 다시 지역강수로 재사용되는 경우와 외부에서 유입된 수분이 강수로 내리는 경우로 나뉘며, 외부에서 유입된 수분은 지역강수에 많은 기여를 한다(Budyko, 1974). 지역강수의 특성을 이해하기 위해서는 외부수분이 강수량에 미치는 영향이 정량적으로 분석되어야 하며, 이에 대한 연구는 다양한 방법을 통해 고도화되고 있다(Bosilovich and Schubert, 2002; Dominguez et al., 2006; Martinez and Dominguez, 2014). Dominguez et al. (2006)에서는 National Centers for Environmental Prediction-Department of Energy (NCEP-DOE) Reanalysis-II 자료에 기반하여 강수량에 대한 증발산의 기여와 moisture storage의 역할에 초점을 맞추어 미국의 20개 영역(1개 영역 당 약 1 × 10⁶ km²)의 강수 재사용(recycled precipitation)을 분석하였다. Martinez and Dominguez (2014)는 ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) Re-Analysis Interim (ERA-Interim)자료에 기반하여 Dominguez et al. (2006)의 방법을 개선한 Dynamic Recycling Model을 사용하여 남미를 각자 다른 넓이의 17개 구역으로 구분하고, 각 구역의 수분이 LPRB의 강수에 기여하는 정도를 분석하였다. 이러한 moisture recycling model들은

입의 지역강수에 여러 외부 수분 공급원들이 각각 얼마나 기여하는지 파악할 수 있으나, 영역을 설정하는 방법과 영역의 크기에 따라 결과가 크게 달라진다(Trenberth, 1998; Dirmeyer and Brubaker, 2007; Bisselink and Dolman, 2008). 영역설정에 관련된 오차를 방지하기 위해서 Van der Ent et al. (2010)에서는 계산 영역을 육지 전체와 해양 전체로 구분하여 육지증발 수분이 육지강수로 순환하는 비율에 대하여 분석하였는데 본 연구에서는 이들의 방법을 적용하였다.

동아시아지역의 강수에 미치는 육지증발 수분의 영향 분석을 위해 Van der Ent et al. (2010)의 Water Accounting Model을 Fortran code로 재구성하여 사용하였다. 이 모델은 분석 영역을 육지 전체와 해양 전체로 구분하여 육지에서 증발한 수분이 육지에서 재사용되는 비율을 계산하므로, 육지 강수(P)와 증발(E)은 다음과 같이 구분 된다:

$$\begin{aligned} P(t, x, y) &= P_c(t, x, y) + P_o(t, x, y) \\ E(t, x, y) &= E_c(t, x, y) + E_o(t, x, y) \end{aligned} \quad (1)$$

육지 총 강수량에 대해서 P_c 는 육지에서 증발된 수분이 기여하는 양이고 P_o 는 해양에서 증발된 수분이 기여하는 양이다. E_c 는 육지의 총 증발량 중에서 다시 육지에 강수로 내리는 양이고 E_o 는 육지에서 증발된 수분 중에서 해양으로 유출되는 양이다. 육지증발량이 육지강수로 재사용 되는 비율은 다음과 같이 정의하였다:

$$\begin{aligned} \rho_c(t, x, y) &= P_c(t, x, y)/P(t, x, y) \times 100 \\ \varepsilon_c(t, x, y) &= E_c(t, x, y)/E(t, x, y) \times 100 \end{aligned} \quad (2)$$

ρ_c 는 육지에 내리는 강수(P) 중 육지에서 근원한 수분(P_c)이 차지하는 비율이고 ε_c 는 육지에서 증발된 수분(E) 중에서 다시 육지에서 강수로 재사용되는 수분(E_c)의 비율이다. ρ_c 와 ε_c 의 범위는 0~100% 이므로, 어떤 지역에서 ρ_c 가 100%라면 그 지역의 강수는 모두 육지에서 증발된 수분의 영향을 받고 해양의 영향은 전혀 받지 않음을 의미한다.

이 모델의 계산과정은 크게 세 단계로 나뉜다. 가장 먼저 대기 중에 포함된 총 수증기량을 계산하고 (식 3) 두 번째로 수증기의 이동을 추적한다(식 4). 마

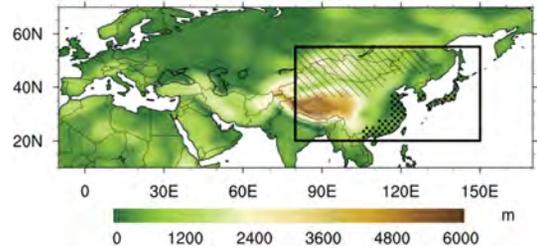


Fig. 1. Topographical map over Eurasia continental area. Black hatching regions indicate Northern inland. Black dots regions indicate where Southern coast.

지막으로 앞선 두 단계의 계산과정을 토대로 매 시간마다 육지에서 증발한 수분의 이동을 추적하며 육지 수분 재사용 비율을 계산한다:

$$S_a = q \times A \times dw^{-1} [m^3] \quad (3)$$

$$\frac{\partial S_a}{\partial t} + \frac{\partial(S_a u)}{\partial x} + \frac{\partial(S_a v)}{\partial y} = E - P + \alpha \quad (4)$$

S_a 는 대기에 함유된 총 수증기량, q 는 격자 별 수증기량, A 는 각 격자의 면적, dw 는 수증기량의 단위 변환에 사용되는 상수(1000 kg m^{-3})이다. $\partial(S_a u)/\partial x$ 는 동쪽 방향 수분속(moisture flux)이고 $\partial(S_a v)/\partial y$ 는 북쪽방향 수분속이며 α 는 잔재수분(residual factor)이다.

이 연구에서는 Fig. 1에서 검은색 box에 포함되는 지역($20^\circ\text{N}\sim 55^\circ\text{N}$, $80^\circ\text{E}\sim 150^\circ\text{E}$)을 동아시아 영역으로 정의 하였고, 빗금으로 표시된 지역과 점으로 표시된 지역은 각각 동아시아 북부내륙과 남부해안으로 정의 하였다. 각각의 격자에 대해서 육지에서 증발한 수분이 해당 격자의 강수량에 미치는 영향을 계산하므로, 동아시아 평균 ρ_c 와 ε_c 는 동아시아 영역 내의 각 격자의 값을 면적가중 평균하여 사용하였다. 자세한 분석 방법은 Van der Ent et al. (2010)과 같다.

3. 결 과

3.1 동아시아 육지수분 재사용

이 절에서는 HadGEM2-AO를 사용하여 20세기 말(1970~1999) 동아시아 강수에 미치는 육지 증발량의

Table 1. Annual average moisture recycling ratios.

Region	Location	1970~1999		2070~2099	
		ε_c (%)	ρ_c (%)	ε_c (%)	ρ_c (%)
All Continents	90°S-90°N, 180°W-180°E	58	46	53	42
East Asia	20°N-55°N, 80°W-150°E	60	66	57	61
Coast		37	48	36	45
Inland		73	82	69	75

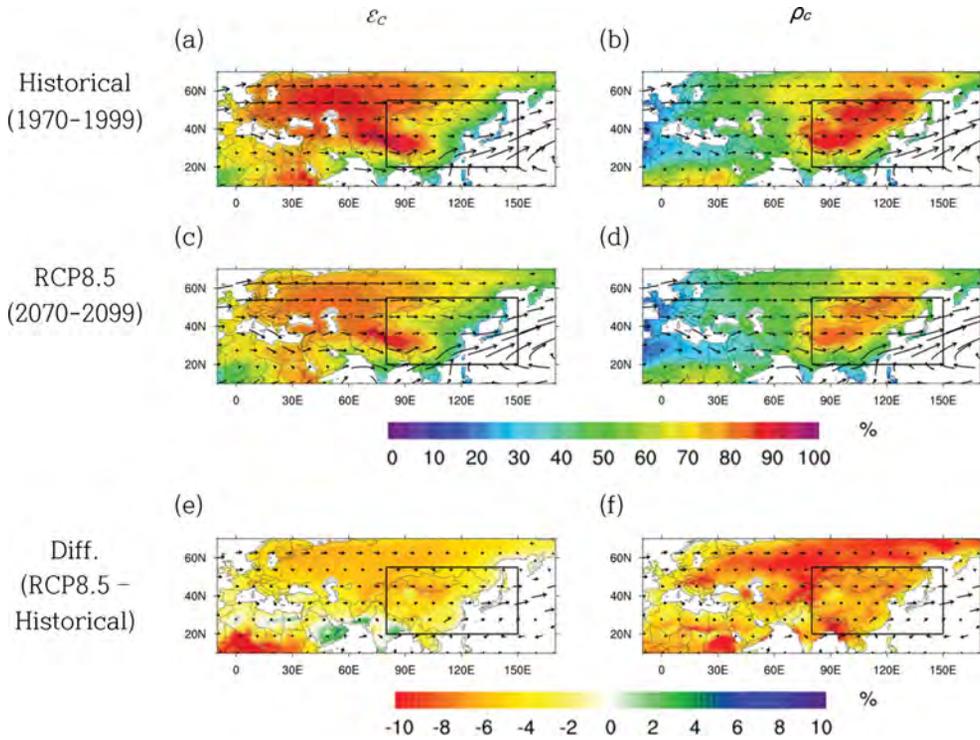


Fig. 2. Annual average (left) evaporation recycling ratio ε_c and (right) precipitation recycling ratio ρ_c over Eurasia continental area for the period of 1970~1999 (top), 2070~2099 from RCP8.5 (middle) and the difference of both periods (bottom) from HadGEM2-AO. The arrows indicate the horizontal moisture flux.

영향을 정량적으로 제시하였다. 전 지구에서 연 평균 ρ_c 는 46%이므로 육지증발량에 기인한 육지강수의 비율은 약 46%이고 해양증발량이 육지강수에 기여하는 비율은 약 54%이다(Table 1). 전 지구에서 연 평균 ε_c 는 약 58%로 분석되었다. 이는 ERA-Interim 자료를 사용한 Van der Ent et al. (2010)의 결과와 비교하면 전체적인 공간 패턴은 유사하다. 그러나 ρ_c 와 ε_c 가 각각 6%, 1% 차이로 조금 높으므로 본 연구에서 사용한 HadGEM2-AO의 육지증발수분 재활용이 더 활발할 것으로 모의하였다. 이러한 차이는 ERA-Interim 자료와 HadGEM2-AO와의 자료차이로 생각되나 추가적인 조사가 필요하다. 대륙의 풍상측에 위치한 지역은 ε_c 가 높고 풍하측에서는 ρ_c 가 높다고 알려져 있다(Van der Ent et al., 2010). Figures 2a, b에서 티베트고원과 같이 고도가 높은 지역에서는 ε_c 와 ρ_c 모두 비교적 높아 육지 수분 재사용이 활발하다. Van der Ent et al. (2010)에서는 안데스 산맥지역에서도 수분 재사용이 활발함을 확인할 수 있다.

Figure 2는 유라시아대륙의 연평균 육지 수분 재사용을 나타내는 그림이다. 그림의 좌측은 육지에서 증발된 수분 중에서 육지강수로 재사용되는 수분의 비

율인 ε_c , 우측은 육지강수량에 대하여 육지증발 수분이 기여하는 비율인 ρ_c 이다. 그림의 상단은 20세기 말(1970~1999)이고 중단은 21세기 말(2070~2099)이며, 하단은 21세기 말에서 20세기 말의 값을 뺀 편차를 나타낸다. 화살표는 수증기의 이류를 나타내며, 검정색 box는 동아시아 영역이다. ρ_c 가 높은 지역은 티베트 고원, 중국 북부와 서부, 몽골, 시베리아로 대부분 동아시아 북부에 위치하며(Figs. 2b, d), 이들 지역의 강수는 주로 육지에서 증발된 수분의 영향을 받는다. ε_c 가 높은 지역은 유럽 대부분의 지역과 아시아 서부, 티베트 고원 등 유라시아대륙의 중서부 지역이며, 해당지역에서 증발된 수분은 다시 육지에서 강수로 재사용 될 가능성이 매우 높다(Figs. 2a, c).

20세기말을 기준으로 중위도 편서풍의 풍상측인 유라시아대륙 중서부의 ε_c 는 평균 81%로 매우 높다. 이는 이 지역에서 증발된 수분은 대부분 육지강수로 재사용된다는 것을 의미한다. 반면에 ρ_c 는 평균 55%로 ε_c 보다 상대적으로 낮은데 이는 이 지역의 강수량 중 55%가 풍상측 육지에서 증발된 수분에 기인한다고 할 수 있다. 동아시아는 중위도 편서풍의 풍하측인 유라시아 대륙 동안에 위치하며, ρ_c 는 평균 66%로 이 지

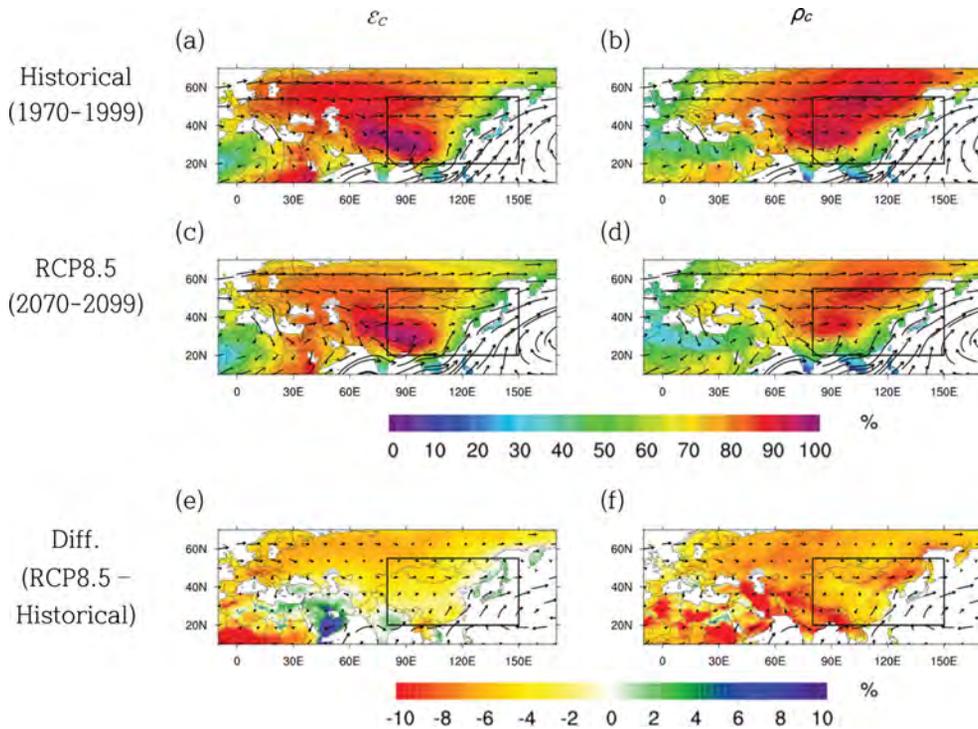


Fig. 3. The same as in Fig. 2, but for summer (June-August).

역의 강수는 풍상측 육지에서 증발되어 편서풍에 의해 수송된 수분의 영향을 많이 받지만 이 지역 증발이 풍하측 육지강수에 기여하는 비율인 ϵ_c 는 평균 60%로 상대적으로 낮다.

우리나라와 일본, 중국 남동부가 포함된 동아시아 남부해안 연안의 강수는 남동풍에 의해 인접한 북서태평양으로부터 수분이 유입되므로 육지에서 증발된 수분의 기여도는 비교적 낮다(Fig. 2). 동아시아 남부해안의 ρ_c 는 48%로 육지증발량이 이 지역의 강수에 영향을 미치는 비율은 동아시아 평균보다 작다. 또한 이 지역에서 증발된 수분 중 많은 양은 편서풍에 의해 해양으로 이류되기 때문에 ϵ_c 는 37%에 불과하다(Table 1). 특히 우리나라의 ϵ_c 는 26%로 증발된 수분이 대부분 해양으로 유출된다.

중국 북부, 몽골, 시베리아가 포함된 동아시아 북부 내륙지역은 ρ_c 와 ϵ_c 가 각각 82%, 73%로 이 지역의 강수는 대부분 육지에서 증발된 수분의 영향을 받으며, 증발된 수분도 다시 육지 강수로 재사용 되는 경우가 많으므로 육지 증발량이 강수로 환원되는 활용률이 높다. 티베트 고원의 ρ_c 는 80%이고 ϵ_c 는 85%로 다른 지역에 비해서 비교적 육지수분의 순환이 활발하다. 이는 Van der Ent et al. (2010)의 결과와 일치한다. 대기 중의 수분이 이동하는 경로에 티베트 고원과 같이

높은 고도의 지형(Fig. 1)이 있으면 산악효과에 의해 비를 뿌리게 되며, 지상에 내린 비가 증발하여 풍하측으로 수송될 때 다시 산악효과에 의해 비가 내리게 되는 현상이 반복된다. 따라서 티베트 고원은 강수량과 증발량이 많으며, 수분이 외부로 쉽게 유출되지 않고 지역 안에서 증발과 강수가 반복되어 자체적인 지표-대기 간의 수분 순환이 비교적 활발하다(Dirmeyer et al., 2009a).

3.2 계절 변동성

동아시아는 몬순의 영향이 강하게 작용하는 지역으로, 강수와 수분 재사용의 메커니즘은 계절별로 뚜렷한 특징이 있다(Van der Ent et al., 2010, 2014). 태양복사가 강해지고 습윤한 계절에는 대기가 불안정해지고 강수와 증발량이 증가하므로(Martinez and Dominguez, 2014), 동아시아에서는 여름에 대기-지표 간에 수분 교환이 활발하게 이루어진다. 또한 Van der Ent and Savenije (2011)에 의하면 여름철에는 수증기가 대기 중에서 체류하는 시간이 짧아지고 이동하는 거리가 감소하기 때문에 육지에서 증발된 수분이 해양으로 유출되기 어려운 조건이 형성되므로 육지수분 재사용이 비교적 활발하다. 따라서 20세기 말 여름철에 유라시아 중서부의 ϵ_c 는 85%, ρ_c 는 79%로 연 평균에 비

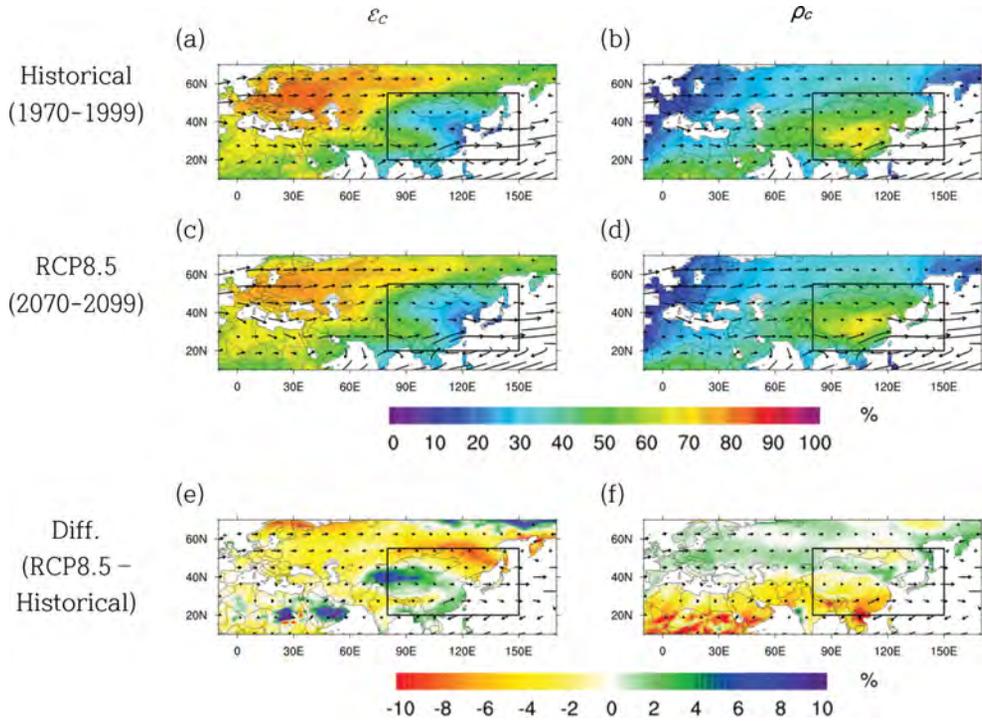


Fig. 4. The same as in Fig. 2, but for winter (December-February).

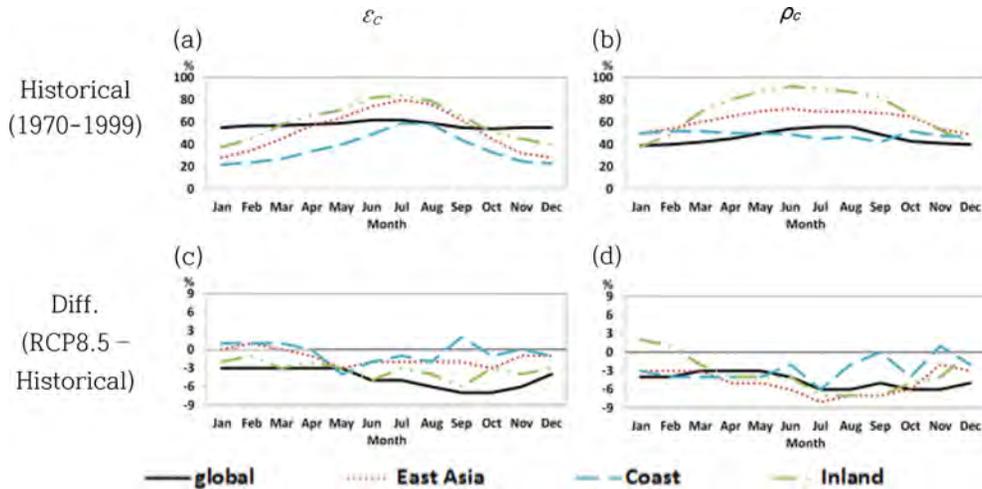


Fig. 5. Annual cycle of moisture recycle over land for the period of 1970~1999 (top) and changes for the period of 2070~2099 relative to 1970~1999 (bottom).

해 각각 4%, 24% 높아지고 동아시아의 ϵ_c 는 77%, ρ_c 는 70%로 연 평균에 비해 각각 17%, 4% 높아진다 (Fig. 3).

겨울철 유라시아 중서부의 ϵ_c 는 71%로 연 평균에 비해 낮으며, 이에 영향을 받는 동아시아의 ρ_c 는 51%

로 연 평균에 비해 약 15% 낮다(Fig. 4). 겨울철에는 시베리아 고기압강화와 제트기류의 남하/강화로 인해 육지수분을 수송하는 북서풍이 강해지고(Jhun and Lee, 2004) 육지수분이 재사용 되는 거리도 길어진다(Van der Ent and Savenije, 2011). 따라서 유라시아 대륙에

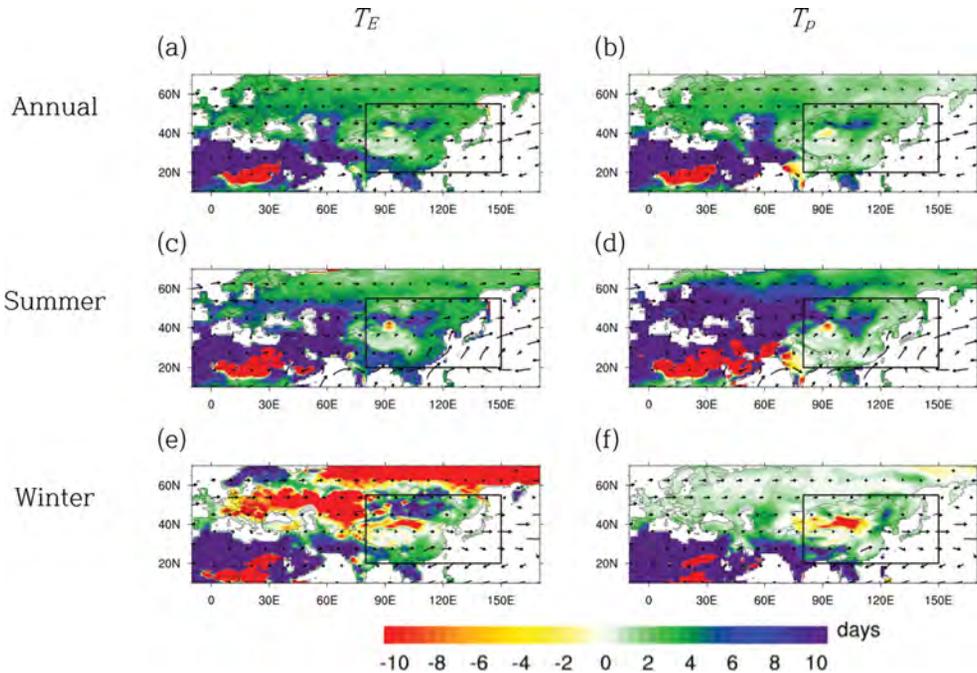


Fig. 6. Changes in (left) replenishment time T_E and (right) depletion time T_D for the period of 2070~2099 relative to 1970~1999 from HadGEM2-AO: during the annual average (top), summer (middle) and winter (bottom). The arrows indicate the horizontal moisture flux.

서 증발된 육지수분이 동아시아에서 강수로 내리지 못하고 빠르게 해양으로 빠져나가게 되므로 겨울철 동아시아의 강수는 육지의 수분의 영향을 비교적 조금 받게 된다.

동아시아영역에서 육지수분 재사용은 전반적으로 겨울철보다 여름철에 활발하지만 일부 지역에서는 겨울철에 더 활발하다. Figure 5는 전 지구 및 동아시아 전체영역과 북부내륙, 남부해안지역의 ρ_e 와 ρ_r 의 월 변화를 나타낸다. 동아시아 북부내륙은 Fig. 1에서 빗금으로 표시된 지역이고 남부해안은 점으로 표시된 지역이다. ρ_e 는 모든 지역에서 여름에 증가하고 겨울에 감소한다. ρ_r 는 겨울에서 여름으로 갈수록 북부내륙에서는 증가하며 월 변화가 크지만, 남부해안에서는 반대로 감소하며 월 변화가 크지 않다. 북부내륙과 티베트고원의 여름철 ρ_r 는 각각 90%, 86%로 겨울에 비해 각각 47%, 27% 높으며, 이 지역의 강수는 대부분 육지에서 증발된 수분의 영향을 받는다. 반면에 남부해안과 우리나라의 여름철 ρ_r 는 각각 47%, 46%로 겨울에 비해 각각 3%, 9% 낮으므로 이 지역의 강수는 비교적 육지증발의 영향이 작다. 중국 동부를 중심으로 동아시아는 여름철에 편서풍과 인도 여름 몬순의 남서풍, 그리고 북서태평양 여름 몬순의 남동풍에 의해 수분을 공급 받는다(Li et al., 2011). 그러나 동아

시아 남부에 위치한 해안지역은 비교적 인도여름 몬순과 북서태평양 여름 몬순의 영향이 크고 남풍에 의해 인접한 해양으로부터 수분을 계속해서 공급받으므로 여름철 육지수분 재사용은 감소한다.

3.3 육지수분 재사용율의 미래 변화

RCP8.5의 적분결과 분석에 따르면 21세기 말 연평균 ρ_e 와 ρ_r 는 20세기 말에 비해 동아시아 대부분의 지역에서 뚜렷하게 감소한다(Figs. 2e, f). 즉, 미래에는 육지증발량이 육지강수로 재사용되는 비율이 감소할 것으로 전망되는데 이를 통해 육지증발량보다 동아시아 강수에 미치는 해양 증발량의 영향이 상대적으로 커지고 동아시아에서 증발된 수분이 해양으로의 이류되는 비율도 증가할 것이라는 것을 생각해볼 수 있다. 육지증발량-강수의 재사용 비율의 변화를 이해하기 위해 21세기 말에 수증기가 대기 중에 체류하는 시간인 depletion time 및 지상에 강수로 내린 수분이 증발하기까지 걸리는 시간인 replenishment time을 살펴보았다. 물은 액체, 고체, 기체의 형태로 변화하며 해양, 대기, 토양 사이에서 지속적으로 순환한다. 이러한 물 순환을 통해 연간 이동하는 수분의 양을 강수로 환산하면 전 지구에 걸쳐 약 1m의 강수가 내린 것과 같다(Hartmann, 1994). 지상에 내린 강수는 지상에 흡수

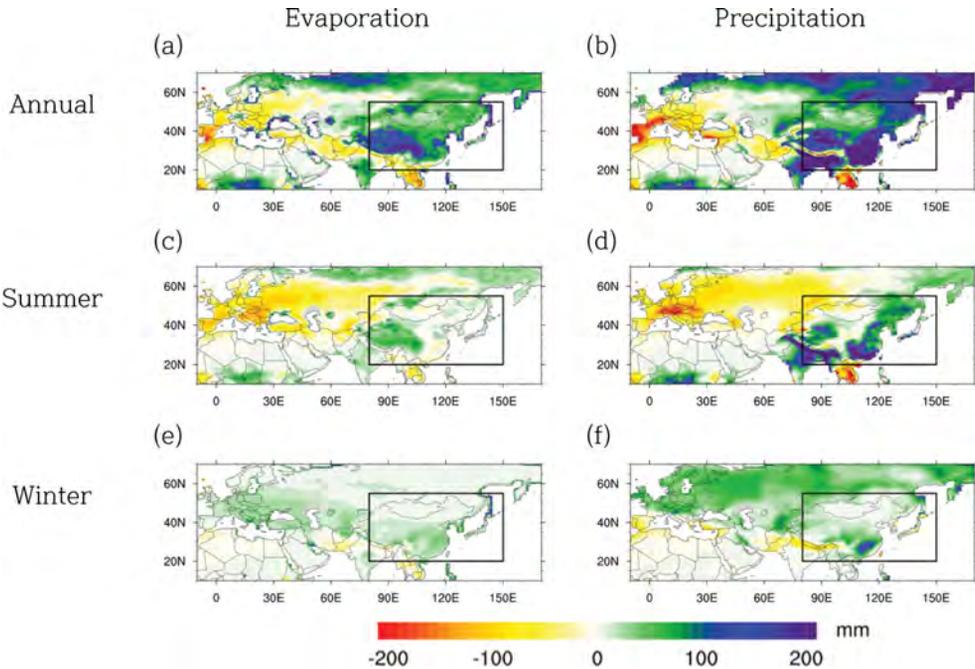


Fig. 7. Changes in (left) Evaporation and (right) Precipitation for the period of 2070~2099 relative to 1970~1999 from RCP8.5 from HadGEM2-AO: during the annual average (top), summer (middle) and winter (bottom).

된 태양 복사 에너지의 절반 이상을 사용하면서 증발되고(Trenberth et al., 2009), 증발된 수증기는 평균 8일에서 9일 정도 대기 중에서 이동하다가 다시 지상에 강수로 내린다(Trenberth, 1998; Van der Ent et al., 2014). 이를 시간으로 표현하면 Trenberth (1998)과 Van der Ent and Savenije (2011)에 의해 식(5)와 같이 정의된다:

$$T_p = \overline{S_a} \times P^{-1} \tag{5}$$

$$T_E = \overline{S_a} \times E^{-1}$$

T_p 와 T_E 는 각각 Van der Ent and Savenije (2011)에서 사용한 depletion time과 Replenishment time를 나타내는 기호다.

대기 중의 총 수증기량과 강수량은 기온이 상승함에 따라 증가하며, 그 증가 폭은 각각 $+7\% K^{-1}$, $+2\% K^{-1}$ 로 수증기량의 변화가 더 뚜렷하다(Held and Soden, 2006; Allan et al., 2014). 따라서 지구온난화가 가장 극단적으로 진행될 것으로 모의하는 RCP8.5 시나리오 상에서 동아시아의 21세기 말 연평균 T_p 는 20세기에 비해 약 1.7일 증가하고 마찬가지로 T_E 도 약 3일 증가한다(Figs. 6a, b). T_p 가 길어지면 지상에서 증발된 수분이 대기 중에 오랫동안 머무르면서 더 멀리 이동할 수 있으므로 육지에서 증발된 수분이 해양으

로 유출될 가능성이 높아진다. 또한 강수량이 증가함에 따라 물 순환의 강도가 강해지지만 상대적으로 대기 중 총 수증기량이 더 많이 증가하므로 물 순환의 효율은 감소한다(Douville et al., 2002; Bosilovich et al., 2005). 이에 따라 21세기 말에 육지 내부의 수분 재사용이 감소하며, 동아시아 연 평균 ϵ_c 와 ρ_c 는 20세기 말에 비해 각각 3%, 5% 감소한다(Table 1). 지역별로 육지수분 재사용을 변화를 살펴보면 ϵ_c 의 감소가 큰 지역은 몽골지역이고 해안에서는 감소하는 정도가 작으며, 일본은 약간 증가하는 지역이 있다. ρ_c 역시 해안에 비해 내륙지역에서 미래에 감소하는 정도가 크게 나타난다(Figs. 2e, f 와 Table 1).

21세기 말 동아시아 여름철 ϵ_c 와 ρ_c 는 20세기 말에 비해 각각 2%, 7% 뚜렷하게 감소한다(Figs. 3e, f). 겨울철과는 달리 여름철에는 동아시아 대부분의 지역에서 ϵ_c 와 ρ_c 가 감소하여 육지 내에서 지표-대기 간에 수분 교환이 약화될 것으로 전망된다. 이는 여름철에 21세기 말에 동아시아 강수의 주요 육지수분공급원인 유라시아 중서부의 증발량 감소(Fig. 7c) 및 T_p 증가(+3.6일)와 관련 있는 것으로 보인다. 동아시아 남부 해안의 여름철 강수량은 비교적 많이 증가하여 T_p 가 크게 변화하지 않고(+1일), 물 순환 효율이 상대적으로 조금 감소한다. 따라서 21세기 말 여름철 동아시아 남부해안의 ρ_c 는 3% 감소하여 다른 지역에 비해

비교적 감소경향이 작다(Figs. 3f와 5d).

Figures 4e와 f에 나타나는 21세기 말 겨울철 ϵ_c 와 ρ_c 의 변화는 연 평균에 비해 지역적인 특성이 두드러진다. ρ_c 는 동아시아에서 평균적으로 감소하지만(-2%) 몽골을 중심으로 북부내륙에서는 증가한다(+1%). 겨울철에 유라시아대륙의 T_p 는 21세기 말에 대체적으로 증가하여 ρ_c 가 감소하는 조건이 형성된다(Fig. 6f). 그러나 동아시아 북부내륙의 T_p 는 약 5.9일 감소한다. 또한 이 지역의 강수에 영향을 주는 유라시아 중서부의 강수량과 증발량이 증가하여(Figs. 7e, f) 비교적 많은 수분이 수송되어 들어오기 때문에 21세기 말에 동아시아 북부내륙의 ρ_c 는 격자에 따라 조금 증가하거나 큰 변화를 보이지 않는다. ϵ_c 는 몽골과 만주, 한반도 및 내팔 부근에서 감소하고 중국 북서부와 남부해안에서 증가한다.

4. 요약 및 결론

이 연구에서는 HadGEM2-AO의 과거기후 모의실험 및 RCP8.5 시나리오에 기반한 미래기후변화 전망자료를 사용하여 육지증발량이 동아시아 강수량에 미치는 영향을 분석하였다. Van der Ent et al. (2010)에서 사용한 Water Accounting Model에 기반하여 육지증발수분이 육지강수로 재사용되는 비율을 계산하였다. 이를 통해 20세기 말(1970~1999)과 21세기 말(2070~2099)의 육지수분이 동아시아 강수에 미치는 영향을 정량적으로 분석·비교하였다. 이 연구에서 사용한 수분 순환 모델은 지구 전체 수분을 육지수분과 해양수분으로 나누어서 계산하며, 총 육지증발량 중에서 육지강수로 환원되는 비율을 ϵ_c , 총 육지강수량 중에서 육지증발에 기인한 비율을 ρ_c 로 정의하였다.

20세기 말 동아시아에서 육지증발량에 기인한 육지강수량의 연평균 비율 ρ_c 는 66%로 전 지구 평균보다 약 20% 높다. 이는 풍상측인 유라시아대륙 중서부에서 증발된 수분이 편서풍에 의해 풍하측인 동아시아로 수송되는 것과 관련 있다. 동아시아 남부해안의 연안지역은 북서태평양 수분 유입으로 인하여 ρ_c 가 48%로 타 지역보다 비교적 낮다. 동아시아 북부내륙지역의 ρ_c 와 ϵ_c 는 각각 82%, 73%로 비교적 지표-대기 간에 수분교환이 활발하며, 특히 고도가 높은 티베트 고원은 산악효과에 의해 지역 내에서 수분 재사용율이 높다.

계절간 대기순환의 차이로 인하여 유라시아 대륙에서 겨울철에 비해 여름철에 육지수분 재사용율이 높다. 겨울철에 북서풍이 강해지고 대기 중의 수증기가 이동하는 거리가 늘어나므로 유라시아대륙 중서부에서 증발된 수분은 동아시아에서 강수로 내리지 못하고 해양으로 이류 될 가능성이 증가한다. 그에 따라 겨울철 동아시아의 ρ_c 는 51%로 연평균보다 약 15% 낮아진다. 반면에 여름철에는 대기가 불안정해지고 T_p

(depletion time)가 짧아지며 강수와 증발이 많아져서 육지 내부에서 수분 재활용이 비교적 활발해지므로, 동아시아의 여름철 ρ_c 는 70%로 강수량에 미치는 육지에서 증발된 수분의 영향이 연 평균에 비해 약 4% 높아진다. 이러한 특성은 내륙에서 비교적 뚜렷하게 나타난다. 북부내륙과 티베트고원의 여름철 ρ_c 는 각각 90%, 86%로 겨울에 비해 각각 47%, 27% 높다. 반면에 남부해안과 우리나라의 여름철 ρ_c 는 각각 47%, 46%로 겨울보다 육지수분이 강수에 미치는 영향이 조금 낮게 나타난다.

21세기 말 동아시아에서는 과거에 비해 강수량과 대기 중 총 수증기량이 증가할 것으로 전망되며, 강수량보다 대기 중 총 수증기량의 증가가 상대적으로 더 크기 때문에 연평균 T_p 가 증가하고 물 순환의 효율이 감소한다. 이로 인하여 동아시아의 연 평균 ϵ_c 와 ρ_c 는 20세기 말에 비해 각각 3%, 5% 감소하여 육지강수량에 미치는 육지수분의 영향이 줄어들며, 북부내륙에서 이러한 특성이 뚜렷할 것으로 전망된다. 여름철에는 과거에 비해 유라시아 중서부의 증발량이 감소하고 T_p 가 증가하므로 동아시아 ϵ_c 와 ρ_c 가 각각 2%, 7% 감소한다. 21세기 말 겨울철 동아시아에서 ρ_c 가 과거에 비해 평균 2% 감소하고 북부내륙지역은 약 1% 증가하여 뚜렷한 변화를 보이지 않았다.

분석 결과를 종합해 보면, 동아시아에서 육지증발수분이 육지강수로 재사용되는 비율은 전 지구 평균에 비해 높고 21세기 말에는 과거보다 육지수분 재사용율이 조금 감소할 것이 전망된다. 여름이 겨울보다 비교적 육지수분 재활용이 활발하며, 동아시아 북부내륙에서 이러한 특성이 뚜렷하다. 이러한 분석결과를 통해 동아시아에서 기후변화에 의해 변화하는 강수의 특성을 이해하기 위해서는 수분공급원인 유라시아대륙의 증발량과 이에 영향을 미치는 식생 및 토지이용 변화를 함께 고려해야 함을 알 수 있다 (Keys et al., 2012; Cho et al., 2015). 또한 동아시아에서 북서태평양연안에 위치한 지역들을 중심으로 해양에서 수송되어 오는 수분이 강수에 중요한 역할을 하며, 해양수분의 영향은 21세기말에 더 증가할 것으로 전망된다. 해양증발수분에 기인한 강수분석을 위해서는 동아시아에 인접한 북서태평양 및 인도양에서 진행되는 시스템 변화에 대한 추가적인 연구가 필요하다.

감사의 글

이 연구는 국립기상과학원 주요사업 ‘기상업무지원 기술개발연구(NIMS-2016-3100)’의 일환으로 수행되었습니다. 논문에 도움주신 국립기상과학원 김문현 연구원께 감사드립니다.

REFERENCES

- Allan, R. P., C. Liu, M. Zahn, D. A. Lavers, E. Koukouvasias, and A. Bodas-Salcedo, 2014: Physically consistent responses of the global atmospheric hydrological cycle in models and observations. *Sur. Geophys.*, **35**, 533-552.
- Bisselink, B., and A. J. Dolman, 2008: Precipitation recycling: moisture sources over Europe using ERA-40 data. *J. Hydrometeor.*, **9**, 1073-1083, doi:10.1175/2008JHM962.1.
- Bosilovich, M. G., and S. D. Schubert, 2002: Water vapor tracers as diagnostics of the regional hydrologic cycle. *J. Hydrometeor.*, **3**, 149-165.
- _____, _____, and G. K. Walker, 2005: Global changes of the water cycle intensity. *J. Climate*, **18**, 1591-1608.
- Budyko, M. I., 1974: *Climate and Life*. Academic Press, 508 pp.
- Cho, M. H., K. O. Boo, G. M. Martin, J. Lee, and G. H. Lim, 2015: The impact of land cover generated by a dynamic vegetation model on climate over east Asia in present and possible future climate. *Earth Syst. Dynam.*, **6**, 147-160, doi:10.5194/esd-6-147-2015.
- Collins, W. J., and Coauthors, 2008: Evaluation of the HadGEM2 model. Hadley Centre Technical Note 74, 47 pp. [Available online at <http://www.metoffice.gov.uk/learning/library/publications/science/climate-science>.]
- Dirmeyer, P. A., and K. L. Brubaker, 2007: Characterization of the global hydrologic cycle from a back-trajectory analysis of atmospheric water vapor. *J. Hydrometeor.*, **8**, 20-37, doi:10.1175/JHM557.1.
- _____, _____, and T. DelSole, 2009a: Import and export of atmospheric water vapor between nations. *J. Hydrol.*, **365**, 11-22, doi:10.1016/j.jhydrol.2008.11.016.
- _____, C. A. Schlosser, and K. L. Brubaker, 2009b: Precipitation, recycling, and land memory: an integrated analysis. *J. Hydrometeor.*, **10**, 278-288, doi:10.1175/2008JHM1016.1.
- Dominguez, F., P. Kumar, X. Z. Liang, and M. Ting, 2006: Impact of atmospheric moisture storage on precipitation recycling. *J. Climate*, **19**, 1513-1530, doi:10.1175/JCLI3691.1.
- Douville, H., F. Chauvin, S. Planton, J. F. Royer, D. Salas-Melia, and S. Tyteca, 2002: Sensitivity of the hydrological cycle to increasing amounts of greenhouse gases and aerosols. *Clim. Dynam.*, **20**, 45-68, doi:10.1007/s00382-002-0259-3.
- Hartmann, D. L., 1994: *Global Physical Climatology*. Academic Press, 411 pp.
- Held, I. M., and B. J. Soden, 2006: Robust responses of the hydrological cycle to global warming. *J. Climate*, **19**, 5686-5699.
- Jhun, J. G., and E. J. Lee, 2004: A new east Asian winter monsoon index and associated characteristics of the winter monsoon. *J. Climate*, **17**, 711-726.
- Keys, P. W., R. J. Van der Ent, L. J. Gordon, H. Hoff, R. Nikoli, and H. H. G. Savenije, 2012: Analyzing precipitationsheds to understand the vulnerability of rainfall dependent regions. *Biogeosciences*, **9**, 733-746, doi:10.5194/bg-9-733-2012.
- Kunstmann, H., and G. Jung, 2007: Influence of soil-moisture and land use change on precipitation in the Volta Basin of West Africa. *Int. J. River Basin Manage.*, **5**, 9-16.
- Li, X. Z., Z. P. Wen, and W. Zhou, 2011: Long-term change in summer water vapor transport over South China in recent decades. *J. Meteor. Soc. Japan*, **89A**, 271-282.
- Martinez, J. A., and F. Dominguez, 2014: Sources of atmospheric moisture for the la plata river basin. *J. Climate*, **27**, 6737-6753, doi:10.1175/JCLI-D-14-00022.1.
- Savenije, H. H. G., 1995: New definitions for moisture recycling and the relationship with land-use changes in the Sahel. *J. Hydrol.*, **167**, 57-78, doi:10.1016/0022-1694(94)02632-L.
- Soden, B. J., D. L. Jackson, V. Ramaswamy, M. D. Schwarzkopf, and X. Huang, 2005: The radiative signature of upper tropospheric moistening. *Science*, **310**, 841-844.
- Stocker, T. F., and Coauthors, 2013: Technical Summary. In T. F. Stocker et al. Eds., *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, 33-115.
- Trenberth, K. E., 1998: Atmospheric moisture residence times and cycling: implications for rainfall rates and climate change. *Climatic Change*, **39**, 667-694.
- _____, and L. Smith, 2005: The mass of the atmosphere: a constraint on global analyses. *J. Climate*, **18**, 864-875.
- _____, J. T. Fasullo, and J. Kiehl, 2009: Earth's global energy budget. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **90**, 311-323, doi:10.1175/2008BAMS2634.1.
- Van der Ent, R. J., H. H. G. Savenije, B. Schaeffli, and S. C. Steele-Dunne, 2010: Origin and fate of atmospheric moisture over continents. *Water Resour. Res.*, **46**, W09525, doi:10.1029/2010WR009127.

_____, and H. H. G. Savenije, 2011: Length and time scales of atmospheric moisture recycling. *Atmos. Chem. Phys.*, **11**, 1853-1863, doi:10.5194/acp-11-1853-2011.

_____, L. Wang-Erlandsson, P. W. Keys, and H. H. G.

Savenije, 2014: Contrasting roles of interception and transpiration in the hydrological cycle - Part 2: Moisture recycling. *Earth Syst. Dynam.*, **5**, 471-489, doi:10.5194/esd-5-471-2014.