현 기후 모델에서 모의되는 20세기 후반 해들리 순환 변화의 특징

신상희^{1),*} · 정일웅²⁾

¹⁾연세대학교 대기과학과

²⁾강릉원주대학교 대기환경과학과

(접수: 2012년 4월 30일, 수정: 2012년 6월 10일, 게재확정일: 2012년 6월 13일)

The Characteristics of the Change of Hadley Circulation during the Late 20th Century in the Current AOGCMs

Sang-Hye Shin^{1),*} and Il-Ung Chung²⁾

¹⁾Department of Atmospheric Sciences, Yonsei University

²⁾Department of Atmospheric and Environmental Sciences, Gangneung-Wonju National University

(Received: 30 April 2012, Revised: 10 June 2012, Accepted: 13 June 2012)

Abstract The changes in the Hadley circulation during the second half of the 20th century were examined using observations and the 20C3M (Twentieth Century Climate in Coupled Models) simulations by the 21 IPCC AR4 models. Multi-model ensemble (MME) mean shows that the mean features of the Hadley circulation, such as the intensity, magnitude, and the seasonal variations, are very realistically reproduced, compared to the ERA40 reanalysis. But the long-term trends of the Hadley circulation in 20C3M MME are quite different to those of observations. The observed intensity of the Hadley cell is persistently enhanced, particularly during boreal winter. In comparison, the meridional overturning circulations reproduced in the MME mean remains invariant in time, and even weakened in boreal summer. This discrepancy between the ERA40 and 20C3M MME is consistently shown in the overall structure of the Hadley circulations, such as mass streamfunction, the velocity potential, the vertical shear of meridional wind, and the vertical velocity in the tropical region. This results indicate that the current climate models are skill-less to capture the long-term trend of Hadley circulation yet, and should be improved in simulation of the large-scale features to enhance the confidence level of future climate change projection.

Key words: Hadley circulation, Climate change, 20C3M simulations, Climate model

1. 서 론

20세기 동안 지구 온난화에 의한 기후변화는 세계 곳곳에서 일어났다. 기후변화에 관한 정부간 협의회 (Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC)의 4차 평가보고서 (Fourth Assessment Report, 이하 AR4) (IPCC, 2007)에 따르면, 인위적인 온실기체의 증가가

지구 기온의 상승을 일으켰으며, 이는 대기 순환의 변화를 통해 지구 물 순환을 바꾸었다고 보고했다.

해들리 순환은 이런 대기 순환 중에서 가장 대규모 적이며 중요한 순환이다. 열대지역 대기에서 나타나는 동서-평균 자오 순환으로 정의되는 해들리 순환은 열대와 아열대 사이의 대규모 대기 순환으로서 지표면의 차등 가열에 의해 구동된다: 따뜻하고 습윤한 공기가 적도 부근에서 상승하여 대류권 상부에서 극쪽으로 발산하며 아열대 지역에서 침강한다 (예, Wallace and Hobbs, 2006). 최근, 지난 수십 년에 걸친 해들리 순환의 강도 변화에 관해 다양한 연구가 수행되었다.

*Corresponding Author: Sang-Hye Shin, Department of Atmospheric Sciences, Yonsei University, Seoul 120-749, Korea.
Phone : 82-10-9219-6942, Fax: 82-33-640-2320
E-mail : e2die@hanmail.net

Chen *et al.* (2002)은 위성 자료를 이용하여 해들리 순환을 간접적으로 유도하여 1983년 이후 강화되는 분석 결과를 보고하였다. Quan *et al.* (2004)과 Tanaka *et al.* (2004)은 NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Prediction/ National Center for Atmospheric Research) 재분석자료를 이용하여 1950년대 이래로 해들리 순환이 강화되었음을 밝혔다. Quan *et al.* (2004)은 온난화에 따른 강화 경향을 열대 해양의 온난화 및 1976년 이후 엘니노 경년 변동성 강화에 대한 반응을 통해 알 수 있다고 하였다. Mitas and Clemente (2005)는 NCEP/NCAR 재분석자료와 ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) 40년 재분석자료 (이하 ERA40)에 나타난 해들리 순환의 강도를 조사하여 북반구 겨울철 해들리 순환의 강화가 통계적으로 유의함을 밝혔으나, 라디오존데 자료에서는 뚜렷한 경향을 발견하지 못하였다. 이어 Song and Zhang (2007)은 NCEP/NCAR 재분석자료와 ERA40에 나타난 북반구 겨울철 해들리 순환 변화의 비교 연구를 통해 ERA40에서의 해들리 순환 강화가 NCEP/NCAR 재분석자료에서의 그것보다 더 크게 나타남을 밝혔다.

한편 기후 모델을 이용하여 기후변화를 연구하는 과학자들은 온난화에 따른 해들리 순환의 강화에 대해 대체로 회의적이다. Betts and Ridgway (1989)는 1차원 복사-대류 모델을 이용해 증가하는 SST에 대한 대기 경계층의 반응 분석을 통해 온난화된 기후에서 대류가 감소하는 가능성을 처음으로 제시하였다. 이후 해양-대기 결합 모델을 이용하여 온난화된 기후 하에서 대류가 감소하고 이어 아열대 침강이 약화될 수 있음을 Knutson and Manabe (1995)가 주장하였다. Held and Soden (2006)은 지구 온난화에 따른 전구 평균 강수량과 대기 중 수분 함량의 차등 반응을 통해 대기 대순환의 약화를 이해할 수 있다고 하였다. 또한 Tanaka *et al.* (2005)과 Vecchi and Soden (2007)은 IPCC AR4 모의 결과 분석을 통해 21세기 동안 지구 온난화가 계속됨에 따라 대기 대순환의 강도도 점진적으로 약화됨을 보였으며 Lu *et al.* (2007) 역시 IPCC AR4 참여 기후 모델들에 의한 21세기 미래 기후 전망 모의 결과 분석을 통해 지구 온난화 시나리오 하에서 해들리 순환의 지속적인 약화 및 극한 확장이 일어나며, 아열대 정적 안정도의 증가가 경압 불안정 지역을 극향으로 이동시킴으로써 해들리 순환의 외곽 경계를 확장시키는 가능성을 제시하였다.

이처럼 지구 온난화에 따른 해들리 순환의 변화에 관한 관측과 모델의 차이는 여전히 큰 논쟁거리다. 이러한 맥락에서 미래 기후변화의 전망을 위해 유일한 과학적 도구로서 이용되는 기후 모델이 재현하는 기후 시스템에서의 해들리 순환의 모습을 심도있게 이

해하고자 하는 시도는 매우 중요하다. 이에, 본 연구에서는 다양한 역학적 측면에서의 해들리 순환의 장기적 변화에 대해 IPCC AR4 기후 모델들에 의한 20세기 기후 모의 자료를 재분석자료와 비교 분석함으로써 다중 모델 앙상블 평균의 해들리 순환 변화의 모의 능력을 평가하고자 한다. 이것은 현 기후 모델들에 의한 해들리 순환의 미래 변화 전망을 올바르게 해석하기 위한 근거를 마련하기 위한 것이기도 하다.

다음 절에서는 연구에 사용된 ERA40 재분석자료 및 IPCC AR4 20C3M (20th Century Climate in Coupled Models) 모의 자료와 연구 방법에 관해 소개하고, 제3절에서는 해들리 순환 변화에 관한 재분석자료 및 20C3M 자료 분석 결과를 논하며, 마지막으로 요약 및 결론을 제4장에 제시하였다.

2. 연구 자료 및 방법

2.1. 연구 자료

해들리 순환의 변화를 분석하기 위해 ERA40 (Uppala *et al.*, 2005)으로부터 수평 바람 (u , v) 및 연직 (ω) 바람장을 사용하였다. 이 자료는 1957년 9월부터 2002년 8월까지 가용한데, 이 논문에서는 1961년부터 2000년까지의 40년 기간에 대해 분석하였다. 이 자료의 수평 해상도는 위·경도 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 이다.

이 연구에 사용된 모의 자료는 IPCC AR4를 위해 21개 대기-해양 결합 모델 (Coupled Global Climate Models, 이하 CGCMs)에 의해 생산된 자료로서, 이 중에서 20세기 기후 재현 실험인 20C3M 결과를 분석하였다. 이 자료는 PCMDI (Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison)에 의해 구축된 WCRP (World Climate Research Programme) CMIP3 (Coupled Model Intercomparison Project Phase-3) 다중-모델 자료집합 아카이브를 통해 확보되었으며, 21개 CGCMs의 목록은 다음과 같다: CCCMA-T47, CCCMA-T63, CNRM-CM3, CSIRO-MK3.0, CSIRO-MK3.5, GFDL-CM2.0, GFDL-CM2.1, GISS-AOM, GISS-EH, GISS-ER, IAP, INM-CM3.0, IPSL-CM4, MIROC-3.2 (hires), MIROC-3.2 (medres), MPI-ECHAM5, MRI-CGCM2.3.2, NCAR-CCSM3.0, NCAR-PCM1, UKMO-HadCM3, and UKMO-HadGEM1. 20C3M 모의는 대부분 지난 20세기동안 관측된 온실기체의 증가로 강제되나, 몇몇 모델은 추가적 특별한 강제를 포함한다; 예를 들면, 황산염 에어로졸이나 화산 폭발, 혹은 태양 복사 같은 강제 (Santer *et al.*, 2006)이다. 모델과 시나리오에 관한 더 자세한 설명은 관련 웹사이트 (http://www.pcmdi.llnl.gov/ipcc/about_ipcc.php)를 통해 확보할 수 있다. 20C3M 모의 결과에 대해서는 1950년부터 1999년까지를 분석 기간으로 삼았으며, ERA40

과의 비교를 용이하게 하기 위해 모델 고유의 격자 체계를 위·경도 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 의 수평 해상도로 내삽하여 통일된 격자 체계에서 분석하였다.

2.2. 연구 방법

열대지역 대기에서 나타나는 동서-평균된 자오 순환으로 정의되는 해들리 순환은 약 남위 30° 와 북위 30° 사이의 대규모 대기 순환이다. 전통적으로 해들리 순환은 동서-평균 남북 바람 및 연직 바람의 유선함수를 이용해 정의된다 (예, Oort and Yienger, 1996). 이 연구에서는 이 방법을 통해 질량 유선함수를 계산하여, 해들리 순환의 2차원적 구조를 분석하였다.

또한 수평 바람장의 발산 성분으로 부터 해들리 순환을 도출하는 Tanaka *et al.* (2004)의 방법에 따라 위도에 따른 해들리 순환의 강도를 탐구하였다. 대기 순환의 3차원 구조는 배경 구조를 결정하는 바람의 회전 (비발산) 성분이 주도적이라 하더라도, 발산 순환에 의해 강하게 영향 받기 때문이다 (Trenberth *et al.*, 2000).

Tanaka *et al.* (2004)의 방법을 따라 먼저 200 hPa 수평 바람을 다음 식과 같이 비발산 (회전) 성분 $\vec{V}_\psi$ 와 발산 (비회전) 성분 $\vec{V}_\chi$ 로 나눈다 (Krishnamurti, 1971):

$$\vec{V} = \vec{V}_\psi + \vec{V}_\chi = \vec{k} \times \vec{\nabla} \Psi + (-\nabla \chi) \quad (1)$$

여기서 Ψ 와 χ 는 각각 유선함수 (stream function)와 속도 포텐셜 (velocity potential)을 나타낸다. 수평발산 D 와 속도 포텐셜 χ 간에는 다음과 같은 관계가 성립한다:

$$D = \vec{\nabla} \cdot \vec{V} = -\nabla^2 \chi \quad (2)$$

수평 바람 벡터로부터 D 를 구한 후, 수치적 방법을 이용하여 Poisson 방정식 (2)의 해를 구함으로써 χ 를 구할 수 있다. 이 연구에서는 구면 조화 전개 (spherical harmonic expansion)를 사용하여 분광도메인에서 D 를 계산한 후 역분광변환을 취함으로써 χ 를 산출하였다. Tanaka *et al.* (2004)에 따르면 이 속도 포텐셜의 지역적 최대값 $\chi_{\max}$ 가 순환의 강도를 나타낸다.

위의 방법으로 구한 200 hPa 속도 포텐셜에는 독립된 세 가지 열대순환들, 즉, 해들리와 워커, 그리고 몬순 순환에 관한 정보가 모두 내포되어 있다. 이들의 구동 기작이 상이하다는 점에 착안하여 Tanaka *et al.* (2004)은 전체 속도 포텐셜 χ 로 부터 각각의 순환에 해당되는 속도 포텐셜을 도출하였다. 먼저 해들리 순환은 자오 차등 가열에 의해 구동되는 축대칭 순환 부분으로 정의되어 χ 의 동서평균으로부터 분리시킬 수 있으며, 워커 순환과 몬순 순환의 정보는 동서 평

균장으로부터의 편차에 들어있다: 1) 대륙과 해양 분포에 기인한 열적 차이에 의해 구동되는 몬순 순환은 편차장의 계절 변화 부분으로 정의되며, 편차장으로부터 연평균을 빼줌으로써 구할 수 있다. 2) 마지막으로 적도 지역을 따라서 해면 온도의 차이에 의해 구동되는 워커 순환은 동서 편차장의 연평균으로 정의된다. 즉, 세 가지 열대 순환은 다음 식과 같이 직교 공간 패턴들 (orthogonal spatial patterns)의 선형 조합으로 표현될 수 있다:

$$\begin{aligned} \chi &= [\chi(t, y)] + \chi^*(t, x, y) \\ &= [\chi(t, y)] + \bar{\chi}^*(x, y) + \chi^*(t, x, y) \end{aligned} \quad (3)$$

여기서 x, y, t 는 각각 경도, 위도, 시간이며 $[\]$ 와 $()^*$ 는 각각 동서 평균과 그로부터의 편차를 나타낸다. 그리고 $(\bar{\ })$ 와 $()$ 는 각각 연평균 및 그로부터의 편차다. 식 (3)의 두 번째 줄에서 첫 번째 항은 해들리 순환, 두 번째 항은 워커 순환, 그리고 세 번째 항은 몬순 순환을 나타내며, 순환의 강도는 이들의 피크 값으로 정의된다.

이 연구에서는 전통적인 방법으로 질량 유선함수를 계산해 해들리 순환의 2차원적 구조를 살펴보고, 속도 포텐셜의 위도별 최대값을 구해 해들리 순환 강도의 변화를 탐구하였다.

3. 연구 결과

해들리 순환을 표현하는 전통적인 방법은 동서-평균 남북바람 및 연직바람의 유선함수를 이용하는 것이다 (예, Oort and Yienger, 1996). Fig. 1에 ERA40 자료 및 20C3M MME의 1961-90년 기간에 대한 북반구 겨울철 (DJF) 및 여름철 (JJA)의 30년 평균 질량 유선함수를 나타내었다. 20C3M MME의 경우 모델마다 서로 다른 연직 격자체계와 지형처리의 문제 때문에 60°S 에서 60°N 까지로 분석 범위를 제한하였다. 그림에서 양의 값은 시계방향 순환을, 음의 값은 반시계방향 순환을 의미한다. 재분석자료와 모델 모의 결과 모두에서, 겨울철과 여름철 공히 해들리 세포의 상승역은 적도 근처와 적도와 인접한 북쪽 지역에 위치하며 아열대 지역에서 하강한다. 이는 해들리 순환의 전형적인 동·하지 패턴 (solstitial pattern) (Lindzen and Hou, 1988)이다. 이와 함께 계절에 따른 변화 역시 뚜렷하게 나타난다. 해들리 순환의 상승역은 적도를 가로질러 여름철 반구의 열대 가장자리까지 확장되며, 하강역은 겨울철 반구의 아열대 지역에서 나타나는 계절에 따른 역전현상을 보인다. 또한 남반구 겨울철 해들리 세포의 중심은 북쪽으로 좀 더 치우친 북반구 겨울철에 비해 적도 근처에 위치한다. 이는 NCEP/

Fig. 1. Mass stream function of the zonal mean meridional wind circulation based on ERA40 reanalysis (left) and 20C3M simulations (right). Upper panels (a and c) are for DJF and lowers (b and d) for JJA. Units are in 10^{10} kg/s and the contour interval is 2×10^{10} kg/s. Positive area is characterized by clockwise circulations and vice versa.

Fig. 2. Differences in the zonal mean meridional mass stream function of ERA40 between the period of 1961-1970 and the period of 1991-2000 (left) and 20C3M between the period of 1950-1959 and the period of 1990-1999 (right). Upper panels (a and c) are for DJF and lowers (b and d) for JJA. Units are in 10^{10} kg/s and the contour intervals are 1×10^{10} kg/s and 0.2×10^{10} kg/s, respectively.

NCAR 재분석자료를 이용해 해들리 순환의 계절성 연구를 수행한 Dima and Wallace (2003) 및 Quan *et al.* (2004)의 결과와도 잘 일치한다. 모델은 재분석자료에서 나타난 해들리 순환의 평균적인 모습을 강도나 규모, 그리고 계절적 변화의 양상 모두에서 상당히 잘 모의하고 있다.

그러나 20세기 후반 해들리 순환 변화에 대해서는 재분석자료와 20C3M MME가 상당히 다른 특징을

보인다. 1961-1970년과 1991-2000년 두 기간에 대한 ERA40의 평균 질량 유선함수의 차이 (왼쪽) 및 1950-1959년과 1990-1999년 두 기간의 20C3M MME의 차이 (오른쪽)를 Fig. 2에 나타냈다. ERA40의 경우 북반구 겨울철 해들리 순환에서 뚜렷하고도 분명한 증가가 나타나며 북반구 여름철에도 역시 변화의 크기는 작으나 순환의 증가 경향을 확인할 수 있다. 반면 20C3M은 겨울철과 여름철 모두 순환의 감소가 다소

나타나며 변화의 정도는 오히려 북반구 여름철에 더 강하게 나타난다. 그러나 ERA40에 비해 그 규모는 대략 한 차수 정도 작다. 또한 ERA40의 북반구 겨울철 해들리 순환의 증가는 세로 전체에 걸쳐 고르게 나타나며, 차이의 중심값은 60년대 해들리 순환의 최대치가 나타나는 위치보다 좀 더 적도 쪽으로 치우쳐 있다. 그러나 해들리 순환의 가장자리 지역 (10S 근처의 상승역 및 30N 부근의 하강역)에서 미약한 음의 차이를 보이며 90년대의 평균 해들리 순환의 폭이 좁아졌음을 암시한다. 이는 지구 온난화에 따른 해들리 순환의 확장을 주장한 연구들 (Hu and Fu, 2007; Seidal and Randal, 2007)과는 상반된 경향이라 주목할 필요가 있다. 그러나 Seidal and Randal (2007)의 해들리 순환 확장 분석은 주로 연평균 해들리 순환에 초점을 맞추었으며 Hu and Fu (2007)는 ERA40 및 NCEP/NCAR, 그리고 NCEP/DOE 재분석자료 분석을 통해 북반구 여름철과 가을철에 극향 확장이 일어나며 겨울철과 봄에는 이런 경향이 매우 작거나 약한 음의 경향을 가진다고 하였다. 이러한 결과는 본 연구의 20C3M MME 분석 결과와도 일치한다. 모델의 경우 (Fig. 2(c)와 2(d)) 감소 경향의 최대가 나타나는 위도가 질량 유선함수 중심 지역과 거의 같으며 남위 30도 근처 순환의 하강역에서 미약한 증가 경향이 나타나 (Fig. 2(d)) 90년대 해들리 순환의 확장 경향을 보인다.

이처럼 평균적인 상태는 모델과 재분석자료가 상당히 유사하나 변동성에서는 큰 차이를 보이는 특징은 속도 포텐셜 분석에서도 뚜렷하게 나타난다. Fig. 3에는 200 hPa 수평 바람장으로부터 계산한 속도 포텐셜을 보였다. 왼쪽에는 북반구 겨울철 (DJF) 평균의 속도 포텐셜을, 오른쪽에는 여름철 (JJA)의 속도 포텐셜을 나타냈으며, 위에서부터 차례로 1961-1990년까지의 30년 기후평균과 ERA40의 1961년부터 2000년까지 연속된 4개의 10년 평균 기후로부터 산출한 해들리 순환 성분의 200 hPa 속도 포텐셜, 그리고 마지막으로 20C3M의 1950년부터 1999년까지 연속된 5개의 10년 평균 기후의 200 hPa 속도 포텐셜이다. 여기서 양의 값은 상층 발산을 나타내며 음의 값은 상층 수렴을 뜻한다. 이 결과에 따르면, 양반구 겨울철, 위도 27.5° 부근에서 최대 상층 수렴 (하강기류)이 나타나고 반대 반구의 위도 12.5~15° 부근에서 최대 상층 발산 (상승기류)이 나타난다. 예를 들어 북반구 겨울철의 경우 (Fig. 3(a)) 양의 피크가 나타나는 15°S 지역에 ITCZ가 위치하며 상승기류가 발달, 상층 발산류는 남반구에서 북반구로 이동, 아열대 지역에서 침강한다. 북반구 여름철의 해들리 순환 (Fig. 3(b))은 겨울철 순환과 대칭이나 속도 포텐셜의 피크는 더 크다. 20C3M MME는 피크의 크기에서는 다소 차이를 보이나 위치나 패턴, 값의 규모 모두에서 ERA40과 상당히 유사

한 결과를 보이며 기후 평균을 매우 잘 모의한다. 21개 모델 각각에 대해 살펴본 결과, DJF 계절의 속도 포텐셜의 최대값은 -25.425 (INM-CM3.0)에서 -59.936 (UKMO-HadCM3)까지 적지않은 편차를 보인다. 그러나 4개의 모델 (INM-CM3.0, NCAR-PCM1, UKMO-HadCM3, UKMO-HadGEM1)을 제외한 다른 17개 모델의 값은 $\pm 1\sigma$ 범위에 들어간다.

보다 흥미로운 결과는 10년 평균 변동성에서 나타난다. ERA40 (Fig. 3(c)와 3(d))과 20C3M MME (Fig. 3(e)와 3(f))는 매우 다른 변화 경향을 보인다. ERA40의 경우, 지구 온난화가 급속도로 진행된 1960년대에서 1990년대로 오면서 북반구 겨울철 (DJF)의 해들리

Fig. 3. Zonal mean of the velocity potential at 200 hPa in (a) DJF and (b) JJA for the period of 1961-1990, and decadal variations of zonal mean velocity potential at 200 hPa in (c) DJF and (d) JJA of ERA40, and in (e) DJF and (f) JJA of 20C3M MME, defined as a measure of the Hadley circulation intensity. The units are $10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

Fig. 4. Decadal variations of zonal mean velocity potential at 200 hPa in each 12 months in ERA40. The units are $10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

Fig. 5. Same as Fig. 4 except for the 20C3M MME.

순환의 강도 (속도 포텐셜 음의 피크의 크기)는 점진적으로 일관되게 증가한다 (Fig. 3(c)). 이런 북반구 겨울철 해들리 순환의 강화는 이전에 행해진 많은 연구 결과들과도 잘 일치한다 (Tanaka *et al.*, 2004; Mitas and Clement, 2005; Song and Zhang, 2007; Takemoto and Tanaka, 2007). 남반구 겨울철 (JJA) 해들리 순환의 강도 변화는 DJF처럼 뚜렷하고 꾸준한 증가를 보이지는 않으나 1990년대에서는 뚜렷한 강화가 나타난다. 이처럼 뚜렷한 변화 경향이 나타나는 ERA40과 달리 20C3M MME는 1950년대에서 1990년대에 이르기까지 어떤 의미 있는 변화를 찾기가 어렵다. 오히려 북반구 여름철 (Fig. 3(f))에서 1950년대에 비해 미미

한 감소가 나타난다.

ERA40과 20C3M MME에 나타나는 서로 다른 이러한 특징이 모든 계절에서 나타나는지 살펴보기 위해 매월의 10년 평균 200 hPa 속도 포텐셜의 변화를 각각 Fig. 4와 Fig. 5에 보였다. ERA40의 경우 (Fig. 4), 20세기 후반 동안의 평균적인 해들리 순환의 양상을 먼저 살펴보면, 계절에 따른 변화가 매우 뚜렷하게 나타난다. 적도를 따라 대칭을 이루는 춘·추분 패턴 (equinoctial pattern)에 가장 가까운 양상을 보이는 4월 (Fig. 4(d))과 11월 (Fig. 4(k))을 중심으로 동·하지 패턴의 변환이 일어난다. 흥미로운 것은 이러한 평균적인 모습은 그대로 유지한 채 20세기 후반에 걸친

Fig. 6. Interannual variability of the boreal Hadley cell intensity for the period of 1961-2000 in ERA40 (thick line). The linear trend (thin line) and its 99% confidence levels (dotted line) are also shown. The units are $10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

해들리 순환의 강도 변화는 상당히 뚜렷하게 나타난다는 사실이다. 90년대의 해들리 순환 강도는, 비록 증가 규모는 다를지라도, 모든 달에서 분명하게 볼 수 있다. 또한 11월에서 4월까지의 해들리 순환의 강화 경향은 1960년대에서 90년대에 이르기까지 순차적으로 증가한다. 그러나 20C3M MME에서는 모든 달에서 시간에 따른 어떠한 기후학적 변화를 찾기 어렵다. 그리고 거의 대부분의 달에서 평균적인 해들리 순환의 모습을 잘 모의하긴 하나, 특징적인 차이가 4월에 나타난다. 춘분 패턴이 상당히 분명하게 나타나는 ERA40과 달리 20C3M MME의 4월 패턴은 춘분 패턴보다 동지 패턴과 더 유사하며 남반구 하강역에서의 속도 포텐셜은 거의 0에 가깝게 나타난다 (Fig. 4(d)와 Fig. 5(d)). 이러한 변화 경향은 잇따른 5월에도 영향

을 미쳐, 5월의 20C3M MME 속도 포텐셜의 강도는 재분석자료에 비해 현저히 작은 강도를 가진다. 이는 동지 패턴에서 하지 패턴으로의 전환이 4월 춘분 패턴을 거쳐 급격하게 나타나는 관측과는 달리 모델에서는 순환 패턴의 변화가 선형적으로 나타나기 때문인 것으로 짐작해본다.

이러한 해들리 순환 강도 변화의 특징은 경년 변동성에도 뚜렷하게 나타난다. Fig. 6과 Fig. 7에는 ERA40과 20C3M MME의 각 월에 대한 북반구 속도 포텐셜의 피크, 즉 해들리 순환 강도의 연변화를 보였다. 그림에서 가는 선은 경년변동성의 선형경향을, 점선은 선형경향의 99% 신뢰구간을 나타낸다. 그래프에서 속도 포텐셜의 부호는 상층 발산(양의 값)과 수렴(음의 값)을 뜻하며, 이들 절대값의 증가 경향은 해들

Fig. 7. Same as Fig. 6 except for the period of 1950-1999 in 20C3M MME.

Table 1. The trends in the interannual variabilities of the boreal Hadley cell intensities in ERA40, 20C3M MME, and the individual models used in 20C3M MME (unit: $10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} / \text{year}$).

	November	December	January	February	March	April
ERA40	-0.13	-0.38	-0.40	-0.41	-0.33	-0.30
20C3M MME	+0.006	+0.016	-0.020	+0.004	-0.003	-0.011
CCCMA-T47	+0.054	+0.070	+0.011	-0.011	-0.002	-0.038
CCCMA-T63	-0.016	+0.026	+0.010	+0.002	+0.038	+0.024
CNRM-CM3	+0.030	+0.028	-0.075	+0.083	+0.074	-0.043
CSIRO-MK3.0	-0.001	-0.027	-0.059	-0.004	-0.031	-0.057
CSIRO-MK3.5	-0.033	-0.028	+0.000	-0.051	+0.022	+0.013
GFDL-CM2.0	+0.006	+0.007	-0.077	-0.069	-0.026	-0.039
GFDL-CM2.1	-0.013	-0.024	-0.065	-0.010	+0.024	-0.024
GISS-AOM	-0.024	+0.010	-0.005	-0.004	-0.028	-0.014
GISS-EH	-0.012	+0.017	-0.025	+0.029	-0.006	-0.017
GISS-ER	-0.043	-0.042	-0.012	-0.023	-0.009	-0.052
IAP	-0.000	+0.009	-0.043	-0.069	+0.022	+0.010
INM-CM3.0	-0.036	-0.024	+0.016	-0.010	+0.050	+0.051
IPSL-CM4	-0.024	+0.030	+0.023	-0.044	-0.017	+0.019
MIROC-3.2 (hires)	+0.028	-0.030	-0.022	-0.022	-0.074	-0.064
MIROC-3.2 (medres)	+0.009	+0.086	+0.022	-0.025	-0.051	-0.004
MPI-ECHAM5	+0.044	+0.043	-0.083	+0.080	-0.043	-0.010
MRI-CGCM2.3.2	+0.037	+0.006	+0.091	+0.033	+0.106	+0.019
NCAR-CCSM3.0	+0.031	+0.069	-0.019	+0.007	-0.007	-0.024
NCAR-PCM1	-0.025	-0.052	-0.074	+0.035	-0.032	-0.018
UKMO-HadCM3	+0.078	+0.071	-0.082	+0.076	-0.000	+0.112
UKMO-HadGEM1	+0.034	+0.104	+0.021	+0.051	-0.062	-0.076

리 순환의 강화를, 감소 경향은 약화를 의미한다. ERA40의 경우 (Fig. 6), 앞서 보인 10년 평균 속도 포텐셜 피크의 변화와 마찬가지로 모든 달에서 속도 포텐셜의 강화 경향을 보인다. 비록 따뜻한 달 (5월-8월)의 강화 경향은 다소 작으나, 모든 달에서 강화 경향을 보인다는 사실은 주목할 만하다. 그러나 20C3M MME (Fig. 7)에서는 거의 변화 경향이 나타나지 않으며, 북반구 겨울철 중 1월에만 다소 강화되는 경향을 보이며 질량 유선함수 변화에서처럼 북반구의 따뜻한 달에서 (5월-8월) 아주 미약한 약화 경향이 나타난다. 이는 주로 추운 달에 뚜렷한 강화가 나타나는 관측과는 상반되는 결과다.

20C3M MME에서 나타나는 재분석자료와는 뚜렷하게 다른 경향이 다중-모델 평균장만의 특징인지, 아니면 모든 모델에서 일관되게 나타나는지 살펴보기 위해 분석에 이용한 21개 CGCMs의 북반구 해들리 순환 강도의 경년 변동성에 대한 선형 회귀 기울기를

Table 1에 나타냈다. 분석 기간은 관측에서 해들리 순환의 강화 경향이 매우 분명하게 나타난 11월에서 4월 까지 추운 달에 대해서며 MME는 각각의 모델의 변화 경향을 먼저 계산 후 평균을 도출하였다. 모든 기후 모델들에서 모의된 해들리 순환 변화의 크기는 재분석자료에 비해 현저히 작다. 또한 변화 경향의 방향성은, 비록 크기가 매우 작아 방향성을 논의하기에는 고려해야할 점이 많긴 하지만, 일관된 특징 없이 각 모델마다 다름을 알 수 있다. 관측에서처럼 11월에서 4월까지 모든 달에서 강화 경향 (즉, 음의 기울기)이 나타나는 모델은 CSIRO-MK3.0과 GISS-ER이며, 고해상도 MIROC-3.2 모델은 11월을 제외한 달에서, GISS-AOM은 12월을 제외한 달에서, NCAR-PCM1은 2월을 제외한 달에서 강화 경향을 보인다. 반면 대부분의 달에서 약화 경향을 보이는 모델은 CCCMA-T63과 MRI-CGCM2.3.2, NCAR-CCSM3.0, UKMO-HadCM3, 그리고 UKMO-HadGEM1이다. 이

Fig. 8. The differences (m/s) between the zonal mean of the meridional wind at 200 hPa and 850 hPa for the decadal means in (a) DJF and (b) JJA of ERA40, and in (c) DJF and (d) JJA of 20C3M MME.

처럼 모델 간 편차가 상당 존재하나, 관측에서 가장 뚜렷한 강화를 보이는 북반구 겨울철 (DJF)을 살펴보면 대부분의 모델에서 약화 추세가 조금 더 우세함을 알 수 있다.

해들리 순환 변화의 강도 뿐 아니라 관계된 순환 구조를 좀 더 살피기 위해 200 hPa와 850 hPa 사이의 동서 평균된 남북 바람의 연직 쉬어를 계산하여 이들의 십년 평균 변화를 Fig. 8에 나타내었다. 남북바람의 연직쉬어 분석을 통해 해들리 순환에 의한 남북 수송의 강도를 파악할 수 있다. 그림에서 연직 쉬어가 0이 되는 위도는 순환의 상승역 및 하강역이며 쉬어가 최대로 나타나는 지역은 남북 수송이 가장 활발한 지역이다. Fig. 1의 질량 유선함수의 분포와 비교해보면, 최대값이 나타나는 지역이나 순환의 폭이 상당히 잘 일치하는 것을 알 수 있다. 그리고 ERA40의 경우 질량 유선함수와 속도 포텐셜에서처럼 겨울철 해들리 순환의 강도는 20세기 후반에 순차적으로 뚜렷하게 증가하며 순환의 상승역은 점점 적도 쪽으로 이동하면서 축소되는 경향을 보인다. 남반구 겨울철의 연직 쉬어는 앞에서 설명한 다른 분석변수들의 변화와 일관되게 1990년대에만 의미 있는 변화를 보일 뿐 순환의 폭이나 강도에 있어서는 주목할 만한 변화를 보이지 않는다. 그러나 20C3M MME의 경우, 해들리 순환의 남북수송 강도는 북반구 여름철과 겨울

Fig. 9. Yearly variations of the boreal winter maximum vertical shear of zonally averaged meridional velocity between 200 hPa and 850 hPa during 1961-2000 in ERA40 (a, b, c) and during 1950-1999 in 20C3M MME (d, e, f). The linear trend (thin line) and its 99% confidence levels (dotted line) are also shown. The units are ms^{-1} .

Fig. 10. The decadal variations of the zonally averaged vertical velocity (Pa/s) at 500 hPa in (a) DJF and (b) JJA of ERA40, and in (c) DJF and (d) JJA of 20C3M MME.

철 모두에서 앞선 다른 변수 분석결과와 마찬가지로 큰 변화를 가지지 않는다. 이러한 관측과 모델의 서로 다른 특징은 DJF 각 월에 대한 남북바람 연직 쉬어 최대값의 연변동에서 더욱 분명하게 알 수 있다 (Fig. 9). 겨울철 세 달 모두에서 1960년대에서부터 꾸준한 증가경향을 보이는 ERA40과는 달리 20C3M MME에서는 어떠한 일관된 변화 경향을 찾기 어렵다.

Fig. 10에는 해들리 순환의 상승역 및 하강역과 관련된 연직 바람 변화를 살펴보기 위해 500 hPa의 동서-평균 연직 바람 속도를 나타냈다. 양의 값은 하강기류를, 음의 값은 상승기류를 나타내며 적도 ITCZ 근처에서 가장 강한 상승운동이, 그에 상응하는 하강운동은 아열대 부근에서 가장 크게 나타난다. ERA40의 북반구 겨울철 연직바람 역시 앞서 보인 해들리 순환의 강화 경향과 일관되게 20세기 후반동안 점차 강해지는 모습을 보인다. 정량적 분석을 위해 겨울철 하강기류와 상승기류 최대값의 차이를 보인 Fig. 11에서도 역시 뚜렷한 강화 경향이 나타난다. 그러나 20C3M MME의 경우, 순환의 상승 및 하강운동의 평균적인 모습은 잘 모의하나 역시 변동성 모의는 재분석자료와 상당히 차이를 보이며, 강한 상승운동이 나타나는 겨울철 적도 부근 남·북반구 ITCZ 모두에서 피크가 나타나는 재분석자료와 달리, 남반구 ITCZ 근

Fig. 11. Yearly variations of the zonally averaged vertical velocity difference between maximum downdraft and maximum updraft at 500 hPa in boreal winter during 1961-2000 in ERA40. The linear trend (thin line) and its 99% confidence levels (dotted line) are also shown. The units is Pa s^{-1} .

Fig. 12. Decadal variations of zonally averaged precipitation (mm/day) in CMAP.

처에서만 피크가 나타남을 확인할 수 있다. 또한 여름철 해들리 순환의 상승역인 북반구 ITCZ에서 나타나는 연직바람의 세기가 관측에 비해 약 35% 정도 작게 모의되는 특징을 보인다.

하강기류 강화와 관련되어 강수량에도 어떠한 의미 있는 변화가 있는지 살펴보기 위해 CMAP 자료에 나타난 동서평균 강수량의 분포 및 십 년 평균 변화를 Fig. 12에 나타냈다. 20세기 후반에 뚜렷하게 나타난 ITCZ 상승기류 및 아열대 지역 하강기류의 강화 영향이 강수량 변화에도 대규모적 영향을 끼치지 않을

까 예상하였으나 일관된 뚜렷한 변화는 나타나지 않았다. 십 년 평균 강수량은, 비록 그 변화가 매우 작긴 하나, 오히려 ITCZ에서 감소하고 아열대 지역에서 증가하는 경향을 보였다. 이는 강수량의 경우 대규모적 순환의 영향 뿐 아니라, 지형이나 종관 기상상태 등 국지적인 요소에 더 강하게 영향 받기 때문으로 추정된다.

4. 요약 및 결론

본 연구에서는 ECMWF 40년 재분석자료와 IPCC AR4에서 제공하는 20C3M 시나리오 하의 21개 CGCMs의 20세기 모의 결과를 이용하여 다중-모델 앙상블 자료를 분석, 모델에서 나타나는 20세기 후반 해들리 순환 변화의 특징을 살펴보았다. 1961-1990년까지의 현재 기후에서 나타나는 해들리 순환에 대해, 모델 간 편차는 존재하나 MME는 관측에서 나타나는 기후 평균을 상당히 잘 재생산한다. 해들리 순환의 전형적인 동·하지 패턴이나 계절에 따른 변화, 순환의 구조 및 강도 모두 ERA40 재분석자료와 20C3M MME는 상당히 좋은 일치를 보인다. 월별 기후 평균 패턴 역시 봄철을 제외한 모든 달에서 관측과 다중-모델 앙상블 평균이 매우 유사하다. 주목할 만한 차이는 4월의 패턴인데, 전형적인 적도 대칭 형태인 춘분 패턴이 뚜렷한 재분석자료와 달리 20C3M MME는 동지 패턴에 가까운 특징을 보이며, 이는 5월의 순환에까지 영향을 미쳐 관측에 비해 다중-모델 앙상블의 순환이 상당히 과소 모의되는 양상이 나타난다. 그러나 4월과 5월을 제외한 나머지 달에서 평균적인 해들리 순환의 모습은 관측과 좋은 일치를 보인다.

한편 변화 경향에 대해서, 모델과 재분석자료는 서로 다른 특징을 나타낸다. 관측적 증거는 해들리 순환이 지구 온난화와 관계되어, 1960년대 이래로 점진적으로 뚜렷하게 증가함을 보인다. 이런 강화 경향은 질량 유선함수에서 확인한 기후값에서 뿐만 아니라 순환의 강도를 나타내는 속도 포텐셜, 남북바람의 연직쉬어를 통해 확인한 순환의 남북 수송, 그리고 해들리 세포의 상승역 및 하강역에서 나타나는 연직 바람 속도 등 모든 요소에서 뚜렷하고 일관되게 나타난다. 이런 관측 변화 경향과는 분명하게 구별되며, 20C3M MME의 해들리 순환은 지구 온난화와 관계되어 해들리 순환 경향이 존재한다고 판단할 근거가 부족하다. 경년 변동성 역시 뚜렷한 강화 경향을 보이는 재분석자료와 달리, 다중-모델 앙상블은 북반구 여름철에 오히려 약화되는 경향을 미미하게나마 보일 뿐 20세기 후반에 걸쳐 큰 변화 없이 안정적이다. 이러한 특징은 해들리 순환의 남북 수송이나 연직바람 변화에서도 일관되게 나타난다.

해들리 순환의 강도 변화를 좀 더 정량적으로 살펴 보면, 관측에 나타난 북반구 겨울철 해들리 순환의 강도 (단위, $10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$)는 1960년대에 -34.7 에서 90년대에는 -47.9 로 강화되는 반면 모의된 강도는 1950년대에서 90년대에 이르기까지 -43 근처에서 매우 안정적이다. 다중-모델 앙상블에서 나타나는 이러한 해들리 순환의 특징은 21개 CGCMs 중 대부분의 모델에서 일관되게 나타난다. 모든 기후 모델들에서 모의된 해들리 순환 변화의 크기는 재분석자료에 비해 현저히 작으며 변화 경향은 모델 간 편차가 존재하여 관측에서처럼 뚜렷한 변화 경향을 발견하기 어렵다. 오히려 북반구 겨울철 (DJF)에 가장 뚜렷한 해들리 순환의 강화를 보이는 관측과 달리 대부분의 모델에서는 약화 추세가 우세한 편이다.

장주기 해들리 순환 변화 모의에 관한 현 CGCMs에서 나타나는 이러한 비현실성은 시사하는 바가 크다. 이는 현재 기후 모델들이 평균적인 기후 모의에서는 상당히 좋은 성능을 보이는데 반해, 장주기 변화 경향 모의에 대해서는 어려움을 겪는다는 사실을 보여 준다. 이는 Shin and Sardeshmukh (2011) 역시 동아시아 강수 경향성 연구를 통해 지적한 바 있다. 현재 많은 기후 연구들이 다양한 기후변화 시나리오 하에 행해지고 있다. 그러므로 모델에서 나타나는 장주기 변화 경향 모의의 한계는 기후 모델 앙상블 결과의 해석에 주의를 요구한다. 또한 모델 앙상블 결과에는 개개 모델의 자연변동성 성분 및 온실기체에 의한 온난화성분에 의한 경향이 모두 포함되어 있기에 자료 해석에 주의를 기울일 필요가 있다. 특히 더 빠르고 뚜렷한 지구 온난화가 전망되는 21세기에, 해들리 순환 강도 변화의 비현실적인 재현은 21세기 미래 기후 예측에서는 더 문제가 될 수 있음을 조심스럽게 제기한다. 그러므로 모델에서 나타나는 변화 경향이 어떠한 기작으로 재생산되며 현실의 기후와 어떤 차이가 있는지에 관해 보다 더 심도 있는 연구가 수행되어야 하며, 개개의 CGCMs에서 생산되는 해들리 순환 변화 경향의 특징을 파악하는 것이 필요하다.

감사의 말

이 연구는 기상연구소 주요사업인 “RCP 시나리오를 활용한 극한기후변화 분석”의 지원으로 수행되었습니다. IPCC AR4 20C3M 모의 결과를 수집하고 제공해준 PCMDI 관계자분들에게 감사드립니다. 또한 본 논문의 질적 향상에 많은 조언을 주신 심사위원들에게도 감사드립니다.

참고문헌

- Betts, A. K. and W. Ridgway, 1989: Climatic equilibrium of the atmospheric convective boundary layer over a tropical ocean. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 2621-2641.
- Chen, J., B. E. Carlson, and A. D. Genio, 2002: Evidence for strengthening of the tropical general circulation in the 1990s. *Science*, **295**, 838-841.
- Dima, I. M. and J. M. Wallace, 2003: On the seasonality of the Hadley Cell. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 1522-1526.
- Held, I. M. and B. J. Soden, 2006: Robust responses of the hydrological cycle to global warming. *J. Climate*, **19**, 5686-5699.
- Hu, Y. and Q. Fu, 2007: Observed poleward expansion of the Hadley circulation since 1979. *Atmos. Chem. Phys. Discuss*, **7**, 9367-9384.
- IPCC, 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contributing of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., Quin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K. B., Tignor, M., Miller, H. L. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996pp.
- Knutson, T. R. and S. Manabe, 1995: Time-mean response over the tropical Pacific to increased CO_2 in a coupled ocean-atmosphere model. *J. Climate*, **8**, 2181-2199.
- Krishnamurti, T. N., 1971: Tropical east-west circulations during the northern summer. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 1342-1347.
- Lindzen, R. S. and A. Y. Hou, 1988: Hadley circulations for zonally averaged heating centered off the equator. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 2416-2427.
- Lu, J. G., A. Vecchi, and T. Reichler, 2007: Tropopause height and the zonal wind response to global warming in the IPCC scenario integrations. *J. Geophys. Res.*, **112**, D10119, doi:10.1029/2006JD008087.
- Mitas, C. M. and A. Clemente, 2005: Has the Hadley cell been strengthening in recent decades? *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L03809, doi:10.1029/2004GL021765.
- Oort, A. H. and J. J. Yienger, 1996: Observed interannual variability in the Hadley circulation and its connection to ENSO. *J. Climate*, **9**, 2751-2767.
- Quan, X.-W., H. F. Diaz, and M. P. Hoerling, 2004: Change of the Hadley circulation since 1950. The Hadley Circulation: Past, Present, and Future edited by H. F. Diaz and R. S. Bradley, Kluwer Academic Publishers, 85-120.

- Santer, B. D. *et al.*, 2000: Interpreting differential temperature trends at the surface and the lower troposphere. *Science*, **287**, 1227-1231.
- Seidel, D. J. and W. J. Randel, 2007: Recent widening of the tropical belt: Evidence from tropopause observations. *J. Geophys. Res.*, **112**, D20113, doi:10.1029/2007JD008861.
- Shin, S. I. and P. D. Sardeshmukh, 2011: Critical influence of the pattern of tropical ocean warming on remote climate trends. *Clim. Dyn.*, **36**, 1577-1591.
- Song, H. and M. Zhang, 2007: Changes of the boreal winter Hadley circulation in the NCEP-NCAR and ECMWF reanalyses: A comprehensive study. *J. Climate*, **20**, 5191-5200.
- Takemoto, M. and H. L. Tanaka, 2007: Intensities of Hadley, Walker, and monsoon circulations compared in the upper and lower troposphere. *Asia-Pacific J. Atmos. Sci.*, **43**, 239-251.
- Tanaka, H. L., N. Ishizaki, and A. Kitoh, 2004: Trend and interannual variability of Walker, monsoon and Hadley circulations defined by velocity potential in the upper troposphere. *Tellus*, **56(3)**, 250-269.
- Tanaka, H. L., N. Ishizaki, and D. Nohara, 2005: Intercomparison of the intensities and trends of Hadley, Walker, and monsoon circulations in the global warming projections. *Sci. Online Lett. Atmos.*, **1**, 77-80.
- Trenberth, K. E., D. P. Stepaniak, and J. M. Caron, 2000: The global monsoon as seen through the divergent atmospheric circulation. *J. Climate*, **13**, 3969 - 3993.
- Uppala, S. M. and Coauthors, 2005: The ERA-40 Reanalysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 2961-3012.
- Vecchi, G. A. and B. J. Soden, 2007: Global warming and the weakening of the tropical circulation. *J. Climate*, **20**, 4316-4340.
- Wallace, J. M. and P. V. Hobbs, 2006: *Atmospheric Science: An Introductory Survey*. 2nd ed., Academic Press, 483pp.