

열대 지역 Gross Moist Stability 특징 분석 및 미래 변화

김혜원¹⁾ · 서경환^{2),*}

¹⁾부산대학교 지구환경시스템학부, ²⁾부산대학교 대기환경과학과

(접수일: 2013년 12월 9일, 수정일: 2014년 1월 11일, 게재확정일: 2014년 1월 22일)

Characteristics of the Gross Moist Stability in the Tropics and Its Future Change

Hye-Won Kim¹⁾ and Kyong-Hwan Seo^{2),*}

¹⁾Division of Earth Environmental System, Pusan National University, Busan, Korea

²⁾Department of Atmospheric Sciences, Pusan National University, Busan, Korea

(Manuscript received 9 December 2013; revised 11 January 2014; accepted 22 January 2014)

Abstract This study investigates the characteristics of the Gross Moist Stability (GMS) over the tropics. The GMS summarizes the relationship between large-scale entropy forcing due to radiation and surface fluxes and the response of smaller-scale convection. The GMS is able to explain both to where moist entropy is advected by the atmospheric circulation and how deep the moisture flux convergence is in the tropical region. In the deep convective region, positive GMS appears over the warm pool region due to the strong column-integrated moisture convergence and the ensuing export of moist entropy to the environment. The vertical advection of moist entropy dominates over the horizontal advection in this region. Meanwhile, over the eastern tropical ITCZ region, which is characterized by shallow convective area, import of moist entropy by horizontal winds is dominant compared to the vertical moist entropy advection. Future changes in the GMS are also examined using the 22 CMIP5 model simulations. A decrease in the GMS appears widely across the tropics, but its increase occurs over the western-central equatorial Pacific. It is evident that the increased GMS region corresponds to an increased region of precipitation, implying that strengthened convection in the future due to increased entropy forcing exports the enhanced moist energy to stabilize the environment.

Key words: Gross moist stability, moist entropy, moisture convergence, convection

1. 서 론

대류활동과 순환장 사이의 상호작용은 열대지역에서 아주 특징적인 현상이며, 그에 따라 전 지구 강수량의 3분의 2 이상을 차지할 만큼 열대지역에서의 많은 비를 유발한다(Simpson *et al.*, 1988). 따라서 복잡한 열대지역의 현상을 이해하는 것은 매우 중요하지

만 MJO (Madden Julian Oscillation)를 포함한 여러 가지 현상들이 복합적으로 일어나기 때문에 이를 완벽하게 이해하기란 어렵다(Madden and Julian, 1972; Zhang, 2005). 열대지역의 강한 대류현상은 일반적으로 대류활동이 가장 강해지는 중층에서의 연속속도나 MJO를 잘 나타내는 상향 장파 복사(OLR: Outgoing Longwave Radiation)를 이용하여 분석한 기존 선행연구들을 통해 알 수 있다(e.g., Lucas *et al.*, 1994; Seo and Son, 2012). 적도부근 인도양과 서태평양은 대류활동이 강하기 때문에 강수가 많으며, 중층의 강한 상승기류로 인하여 적운이 상층까지 형성될 수 있어서 OLR이 작게 나타난다(Fig. 1a). 반면, 대류활동이

*Corresponding Author: Kyong-Hwan Seo, Department of Atmospheric Sciences, Pusan National University, 30 Jangjeondong, Geumjeong-gu, Busan 609-735, Korea.
Phone : +82-51-510-2181, Fax : +82-51-515-1689
E-mail : khseo@pusan.ac.kr

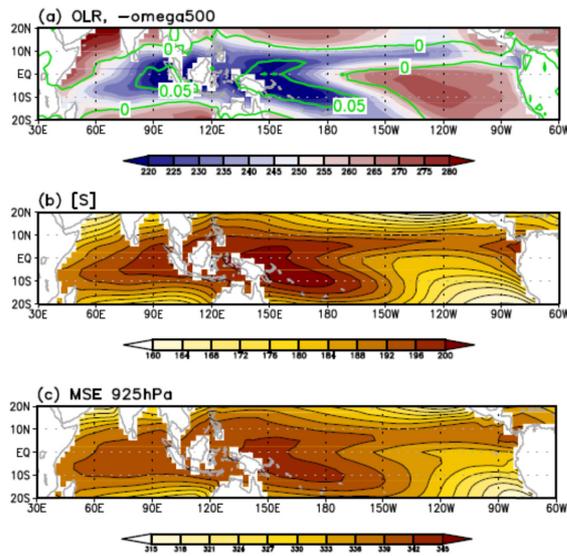


Fig. 1. Climatological mean distribution of (a) outgoing longwave radiation (shading, units: W m^{-2}) and $-\omega$ at 500 hPa (green contour, units: Pa s^{-1}), (b) the column-integrated moist entropy (units: W m^{-2}), and (c) the moist static energy at 925 hPa (units: 10^3 J kg^{-1}).

지만 이른바 얇은 대류(shallow convection)를 형성하는 동태평양 ITCZ (Inter-tropical Convergence Zone)에서는 강수지역이긴 하나 대류활동이 강한 지역보다는 강수량이 적고 적운이 얇게 형성되어, 서태평양에서 보다 큰 OLR과 중층의 약한 상승기류가 특징이다. 이렇듯 열대지역의 대류활동은 지역적으로 차이를 나타낸다.

Gross moist stability (GMS)는 이러한 열대지역 대류현상을 열역학적 과정과 역학적 구조를 동시에 이해할 수 있기 때문에 유용하다(Neelin and Held, 1987; Emanuel *et al.*, 1994). GMS는 열대지역 주변 환경으로부터의 복사, 열 플럭스 forcing과 대류의 반응을 매개하는 변수로 자세한 대류의 과정을 알지 못하더라도 주변 대규모 환경과의 관계를 설명해 줄 수 있는 변수이다. 에너지 이류에 따라 대류활동이 끝나고 난 후 공기괴 내의 상태변화도 설명할 수 있어서 열대지역의 GMS를 이해하는 것은 매우 중요하다. GMS는 습윤단열과정에서 보존되는 어떤 변수의 이류와 대류활동의 크기를 나타낼 수 있는 양을 각각 지표면부터 상층까지 연직 적분하여 두 값을 나뉘는 것으로 정의된다(Raymond *et al.*, 2009). 대표적으로 분자항에는 습윤단열과정에서 보존되는 습윤정적 에너지(Moist Static Energy; MSE)나 습윤 엔트로피(moist entropy)의 이류값을, 분모항에는 대류의 크기를 나타내는 단위면적당 질량 플럭스(mass flux)나 수증기 플럭스 발

산을 나타내어 GMS를 구성하게 된다. 그러나 이러한 GMS의 장점에도 불구하고, GMS를 정의하는 방식은 매우 다양하다(e.g., Neelin and Held, 1987; Yu *et al.*, 1998; Frierson, 2007; Raymond *et al.*, 2007). Neelin and Held의 방법은 2층 모델의 간단화된 대기에서 상하층의 발산이 서로 반대의 부호라 가정하는 경압구조를 가진 연직 대기를 가정하였기 때문에 심층의 강대류와 얇은 대류를 한꺼번에 고려하지 못하는 등 2층의 간단화된 연직 상태는 현실의 복잡한 상황을 반영할 수 없는 단점이 있다. 그리고 이 방법은 연직 이류에 의한 과정만 GMS에 반영되어 있고 수평 이류 과정이 포함되어 있지 않다. 또한 Yu *et al.*의 방법은 모든 열대 지역이 연직으로 moist adiabat 과정을 따른다는 가정을 하므로 실제 대기의 자유도를 충분히 반영하지 못하는 단점을 보이고 있다. 한편, Raymond *et al.* (2007)은 moist entropy 이류와 수증기 수렴을 이용하여 GMS를 정의하였다. Moist entropy는 reversible하고 adiabatic한 과정에서는 보존되는 열역학적 변수로써 수증기를 포함한 공기괴의 엔트로피로서 단위질량당 단위온도당의 건조공기와 수증기의 에너지를 의미하고, MSE보다 습윤단열과정에서 더욱 잘 보존된다고 말할 수 있다(Raymond *et al.*, 2009). 또한 moist entropy는 MSE 수지방정식으로부터 나온 변수이기 때문에 에너지가 많은 인도양과 서태평양에서 큰 값을 나타내고 동태평양 cold tongue에서 작은 값을 나타내는 MSE 분포와 거의 유사하다(Fig. 1b~c). 이러한 GMS의 정의는 대류활동이 있는 곳에서 GMS가 양수(음수)이면 대기를 안정화(불안정화)하기 위해 moist entropy를 방출(유입)하는 것을 의미한다. 다시 말해 대류활동이 존재하는 어느 특정지역들은 수증기 플럭스 수렴이 존재하여 분모항의 부호는 동일해지나, 그 수증기 수렴의 강도에 따라 분자항인 moist entropy의 이류 경향이 달라지므로 GMS의 부호나 크기 역시 달라지게 된다. 그러나 이 GMS에 대해 열대지역 전체에서 공간장을 활용하여 대류활동에 대해 분석한 연구가 없다.

따라서 본 연구에서는 Raymond *et al.* (2007)에서 제시한 GMS를 사용하여 겨울철 열대지역의 대류활동을 서태평양과 동태평양을 중심으로 나누어 살펴보고, 또한 분모, 분자항의 구성요소들의 특성을 수평, 연직구조를 통하여 살펴보고 역학적 혹은 열역학적인 해석으로 구분하고자 한다. 한편 이 GMS는 연직 이류항뿐만 아니라 수평 이류항을 포함하는 특징을 가지기 때문에 GMS의 수평적 성분과 연직적 성분에 대한 이해를 바탕으로 전체 GMS를 분석하고자 하였다. 그리고 일반적으로 대류활동을 나타내는 연직속도를 이용하여 GMS를 통해 나타난 열대지역 대류활동의 특성을 뒷받침 하고자 하였다. 마지막으로 미래 기후

Table 1. A list of the 22 coupled models in the RCP8.5 scenario from the CMIP5 archive.

Model Name	Modeling Center (or Group)	Level
ACCESS1-0	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization (CSIRO) and Bureau of Meteorology (BOM)	17
ACCESS1-3	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization (CSIRO) and Bureau of Meteorology (BOM)	17
BCC-CSM1-1	Beijing Climate Center, China Meteorological Administration	17
BCC-CSM1-1-m	Beijing Climate Center, China Meteorological Administration	17
BNU-ESM	College of Global Change and Earth System Science, Beijing Normal University	17
CanESM2	Canadian Centre for Climate Modeling and Analysis	22
CMCC-CESM	Centro Euro-Mediterraneo per I Cambiamenti Climatici	33
CMCC-CM	Centro Euro-Mediterraneo per I Cambiamenti Climatici	17
CMCC-CMS	Centro Euro-Mediterraneo per I Cambiamenti Climatici	33
CNRM-CM5	Centre National de Recherches Meteorologiques / Centre European de Recherche et Formation Avancees en Calcul Scientifique	17
INM-CM4	Institute for Numerical Mathematics	17
IPSL-CM5A-LR	Institut Pierre-Simon Laplace	17
IPSL-CM5A-MR	Institut Pierre-Simon Laplace	17
IPSL-CM5B-LR	Institut Pierre-Simon Laplace	17
MIROC5	Atmosphere and Ocean Research Institute (The University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies, and Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology	17
MIROC-ESM	Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Atmosphere and Ocean Research Institute (The University of Tokyo), and National Institute for Environmental Studies	35
MIROC-ESM-CHEM	Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Atmosphere and Ocean Research Institute (The University of Tokyo), and National Institute for Environmental Studies	35
MPI-ESM-LR	Max Planck Institute for Meteorology	25
MPI-ESM-MR	Max Planck Institute for Meteorology	25
MRI-CGCM3	Meteorological Research Institute	23
NorESM1-M	Norwegian Climate Centre	17
NorESM1-ME	Norwegian Climate Centre	17

변화에 따른 GMS의 변화를 살펴보고자 한다.

2. 자료와 분석방법

본 연구에서는 열대지역의 GMS 공간분포를 이해하기 위해 ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts)에서 제공하는 재분석 자료 (Era-Interim)의 월평균 자료를 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 격자간격으로 내삽하여 사용하였고, 모든 변수들은 15개의 층을 가진다(1000, 925, 850, 775, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50 hPa). 또한, 열대지역의 GMS와 연관된 강수량 분포를 나타내기 위해 CMAP (Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation) 월평균 자료를 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 격자간격으로 내삽하여 사용하였다. 그리고 NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration)에서 제공되는 OLR (Outgoing Longwave Radiation) 월평균 자료를 사용하여 기본적인 대류활동을 이해하였다. 열대지역의 대류활동이 활발해지는 10월부터 이듬해 4월까지 겨울

철기간을 1979년부터 2010년까지 총 32년 자료에 대해 분석을 수행하였다(Xie and Arkin, 1997; Simmons *et al.*, 2007).

지구온난화에 따른 GMS 분포의 미래변화에 대해 알아보기 위해서 WCRP (the World Climate Research Programme)의 CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project phase 5) RCP8.5 (the Representative Concentration Pathways 8.5) 시나리오를 활용하였다(Taylor *et al.*, 2012). CMIP5 RCP8.5 자료들 중 필요한 변수를 모두 제공하고 있는 22개 모델을 선정하여 앙상블하였다. 겨울철 기간은 10월부터 이듬해 4월까지 관측자료와 동일하게 설정하였고, 현재기후를 나타내는 2006년부터 2025년까지 총 20년을 21세기 전반으로, 미래기후를 나타내는 2081년부터 2100년까지 총 20년을 21세기 후반으로 설정하여 분석을 수행하였다. 본 연구에서 사용된 22개 모델에 대한 자세한 설명은 Table 1에서 명시하였다.

열대지역의 GMS 값을 산출해내기 위해 본 연구에서는 Raymond *et al.* (2009)에서 제시한 방법을 사용

하였고 그 식은 아래와 같다:

$$\Gamma_T = \frac{T_R[\mathbf{V} \cdot \nabla s + \omega(\partial s / \partial p)]}{-L[\mathbf{V} \cdot r \mathbf{V}]}, \quad (1)$$

위 식에서 계산하는 Γ_T 는 정규화된 GMS를 나타내고, \mathbf{V} 는 수평 바람 벡터, ω 는 연직 속도, r 은 수증기 혼합비, 꺾쇠괄호($[]$)는 지표면부터 대류권계면까지 질량가중 연직 적분하는 것을 의미한다. 또한 T_R 은 참고 온도(reference temperature)로써 273 K로 정의하였고, L 은 잠재 응고열로써 대략 $2.5 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$ 으로 가정할 수 있다. 특히 습윤 엔트로피를 나타내는 s (moist entropy)는 습윤단열과정에서 보존되고, 아래와 같이 나타낼 수 있다(Raymond *et al.*, 2007):

$$s = C_p \ln(T/T_R) - R \ln(P/P_R) + Lr/T_R, \quad (2)$$

여기에서 T 는 공기의 온도이고, P 는 각 고도의 기압을 나타낸다. C_p 는 비열을 나타내고, R 은 기체상수, P_R 은 참고 기압(reference pressure)으로써 1000 hPa로 정의하였다. 또한 본 GMS는 다른 GMS와는 달리 수평이류항을 포함하고 있다는 장점이 있다. (1)식에서 나타낸 GMS 계산식을 수평성분과 연직성분으로 분류하여 나타내면 다음과 같다:

$$\Gamma_H = \frac{T_R[\mathbf{V} \cdot \nabla s]}{-L[\mathbf{V} \cdot r \mathbf{V}]}, \quad (3)$$

$$\Gamma_V = \frac{T_R[\omega(\partial s / \partial p)]}{-L[\mathbf{V} \cdot r \mathbf{V}]}, \quad (4)$$

위 식에서 계산하는 Γ_H 는 수평적 moist entropy 이류에 의한 GMS, Γ_V 는 연직적 moist entropy 이류에 의한 GMS를 의미한다. 결과적으로 GMS는 이 두 항의 상대적인 크기에 의해 결정될 수 있다. 그리고 분자, 분모에 T_R 과 L 을 곱해줌으로써 각각의 단위가 W m^{-2} 로 같아져서 GMS는 무차원이 된다.

본 연구에서는 보다 나은 GMS 공간분포를 산출하기 위해 몇 가지 사항들과 근사가 적용되었다. 첫째로, GMS 값은 분자, 분모를 먼저 평균한 다음, 두 값을 나누어 주어 계산하였다. 두번째로, 0에 가까운 작은 값으로 나누어 주지 않기 위해 수증기 플럭스 수렴을 나타내는 분모항이 $|5| \text{ W m}^{-2}$ 보다 작은 격자점에서는 GMS 값이 계산되지 않도록 하였다(Benedict *et al.*, 2013). 세번째로, ω 가 지표면과 대류권계면에서 아주 작은 값을 나타내기 때문에, 편의상 연직이류항을 적분할 때 두 고도에서 ω 를 0으로 가정하였다. 그러나 ω 의 연직 프로파일을 나타낼 때에는 기존의 값 그대로를 나타내었다(Fig. 5). 마지막으로, 연직 적분된 모든 값들은 각 격자점을 중심으로 한 7.5° 슬라이딩-박스 스무딩(sliding-box smoothing)을 이용하

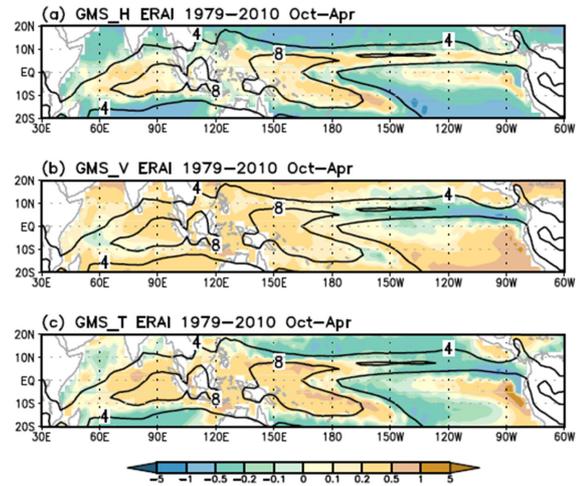


Fig. 2. Climatological mean distribution of (a) the horizontal GMS, (b) the vertical GMS, and (c) the total GMS. Thick solid line denotes October-April climatological mean precipitation (units: mm day^{-1}).

여 공간적으로 평균한 뒤 GMS 값을 산출해냈다. 스무딩 과정에서 육지 격자점은 포함하지 않는다.

3. 결 과

3.1 GMS의 수평적 공간장 분석

서론에서 설명한 것처럼 실제 복잡한 대류과정 및 연직 구조를 가장 유연하게 표현할 수 있는 Raymond *et al.* (2009)의 방법을 적용하여 분석하였다. 이 GMS를 사용하여 열대지역의 대류와 주변 대규모 환경과의 관계를 공간분포로 상세히 보여주는 연구는 전무하다. 하지만 본 연구에서는 GMS 값을 계산할 때 앞서 말한 필수사항들과 근사를 적용하여 GMS의 분포를 효과적으로 나타낼 수 있었다.

GMS 값은 수평성분과 연직성분의 합으로 나타나기 때문에, 전체적인 GMS 값뿐만 아니라 수평적 GMS와 연직적 GMS를 이해하는 것 또한 중요하다. 그래서 Γ_H , Γ_V , Γ_T 의 공간분포를 나타내어 이러한 항들의 특성과 GMS를 이해하고자 하였다(Fig. 2). 일반적인 GMS를 의미하는 Γ_T 는 강수가 많은 지역에서 대체로 양수값을 나타냈지만, 예외인 지역들이 있었다. 바로 동태평양 열대수렴지역(Intertropical Convergence Zone; ITCZ)으로써 4 mm day^{-1} 이상의 강수분포를 보임에도 불구하고 Γ_T 는 음수값을 나타냈다. 또한, 앞서 말한 동태평양 ITCZ 지역의 남쪽으로 혀모양 한랭역(cold tongue)이 존재하는데, 이 지역에서는 강수가 많은 지역이 아님에도 불구하고 Γ_T 가 양수값을 나타냈다. 이러한 차이는 수평이류항을 포함하는 Γ_H 와 연직

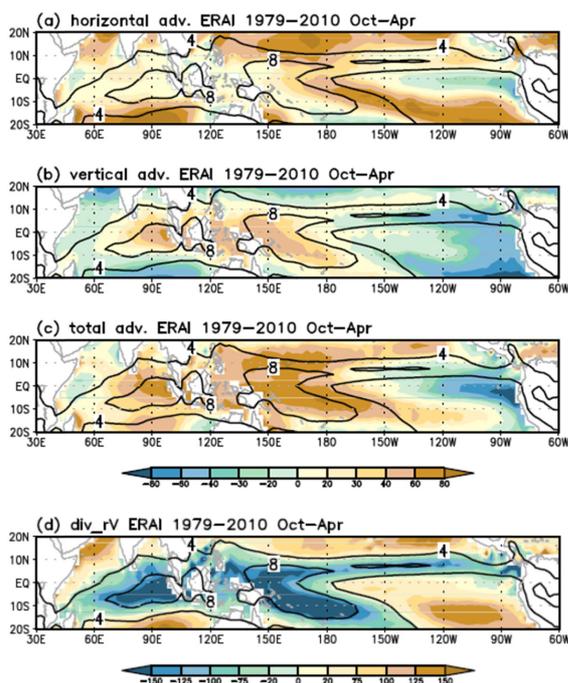


Fig. 3. Climatological mean distribution for (a) the horizontal moist entropy advection, (b) the vertical moist entropy advection, (c) the total moist entropy advection, and (d) the moisture flux divergence. The units are $W m^{-2}$. Thick solid line denotes October-April climatological mean precipitation (units: $mm day^{-1}$).

이류항을 포함하는 Γ_V 의 수평 공간분포가 다르기 때문에 발생한다. 대류활동이 강한 동인도양과 서태평양, 그리고 비강수지역인 동태평양 cold tongue 지역에서는 Γ_H 와 Γ_V 모두 양수값을 나타내기 때문에 Γ_T 가 양수로 나타남을 알 수 있다. 그러나 얇은 대류 (shallow convection)가 발생하는 지역인 동태평양 ITCZ 지역은 Γ_V 가 강한 음수값을 나타내어, Γ_T 역시 음수값을 나타냈다. 이러한 점으로 미루어보아 대류활동의 크기가 강한 지역과 약한 지역에서 GMS 값이 차이가 나는 것을 알 수 있다. 또한, 적도 동태평양지역은 대류활동이 거의 없는 지역임에도 대류활동의 크기가 강한 지역과 비슷한 값을 나타내는 것을 확인할 수 있다.

이러한 차이를 자세히 알아보기 위하여 분자항인 습윤 엔트로피 이류항과 분모항인 수증기 플럭스 발산항을 분리하여 따로 나타내었다(Fig. 3). 각 그림들은 연직 적분하여 나타냈고, GMS를 보다 효과적으로 계산하기 위해 사용한 smoothing은 Fig. 3에 적용되지 않았다. 먼저 Fig. 3d는 수증기 플럭스 발산을 연직 적분하여 나타냈다. 대류활동이 강한 동인도양과 서

태평양에서 강한 수증기의 수렴이 존재하고 $8 mm day^{-1}$ 이상의 강수분포와 거의 일치한다. 그 주변지역과 shallow convection이 나타나는 동태평양 ITCZ를 따라서는 $4 mm day^{-1}$ 이상의 강수분포와 잘 일치하는 것을 확인할 수 있고, cold tongue 지역에서는 대류활동이 거의 없기 때문에 수증기 발산이 나타난다. 이류항에 대해 살펴보면, 동인도양과 서태평양에서 moist entropy는 수평적 이류와 연직적 이류 모두 깊은 대류(deep convection)에 의해 주변 환경으로 방출된다. 그러나 두 항 중 연직적 이류가 훨씬 우세하게 나타남을 확인할 수 있다. 이것은 deep convection 과정에 의해 쌓인 에너지를 방출시켜 그 지역의 대기를 안정화시키는 역할을 함을 의미한다(Chou *et al.*, 2013). 그리고 shallow convection이 나타나는 동태평양 ITCZ를 따라 수평적 이류에 의해 moist entropy가 방출되는 반면, 연직적 이류는 moist entropy를 유입시키는 경향이 강하게 나타난다. 동태평양 ITCZ는 상대적으로 대류활동이 약해 공기과 내 에너지가 적어 moist entropy를 유입시키는 이류가 활발한 것으로 여겨진다. 또한, 대류활동이 거의 없는 cold tongue 지역에서는 수평적, 연직적으로 모두 moist entropy가 유입되고, 수평이류항과 연직이류항을 모두 합하여 나타낸 총 이류에서 가장 크게 moist entropy가 유입되는 지역임을 알 수 있다. 따라서, 서태평양과 동태평양 cold tongue 지역은 같은 부호와 비슷한 크기의 GMS 값을 나타내지만, Fig. 3에서 알 수 있듯이 동태평양 cold tongue 지역의 분자항과 분모항은 모두 음수를 나타냈기 때문에 실제로는 서태평양과 전혀 다른 열역학적 및 대기 순환 상태를 나타내는 것이다.

3.2 GMS의 연직적 공간장 분석

앞서 살펴본 GMS와 분모, 분자의 수평분포는 지표면에서 대류권계면까지 연직 적분하여 나타냈기 때문에 대기 전체의 moist entropy 이류와 수증기 플럭스 발산이 고려되었다. 그렇다면 대기 내에서 연직적으로는 어떠한 moist entropy 이류와 수증기 플럭스 발산 분포를 나타내는지 알아보고, 연직 적분된 앞선 결과와 비교해보고자 한다. 연직적 분포를 알아보고자 deep convection이 발생하는 서태평양 지역($5^{\circ}S \sim 5^{\circ}N$, $140 \sim 170^{\circ}E$), shallow convection이 발생하는 동태평양 ITCZ 부근($0 \sim 10^{\circ}N$, $230 \sim 270^{\circ}E$), 대류활동이 활발하지 않지만 GMS 값이 크게 나타나는 cold tongue 지역($7.5^{\circ}S \sim 0$, $230 \sim 270^{\circ}E$)을 선정하여 공간적으로 평균하여 세 지역에 대해 비교 분석하였다.

서태평양 지역은 나머지 두 지역의 위도 평균한 값의 같은 경도대에서 거의 유사한 패턴을 나타냈고, 특히 $7.5^{\circ}S \sim 0$ 에서 위도평균한 연직분포와 태평양 전역에서 매우 유사하게 나타났다(그림 미제시). 따라서

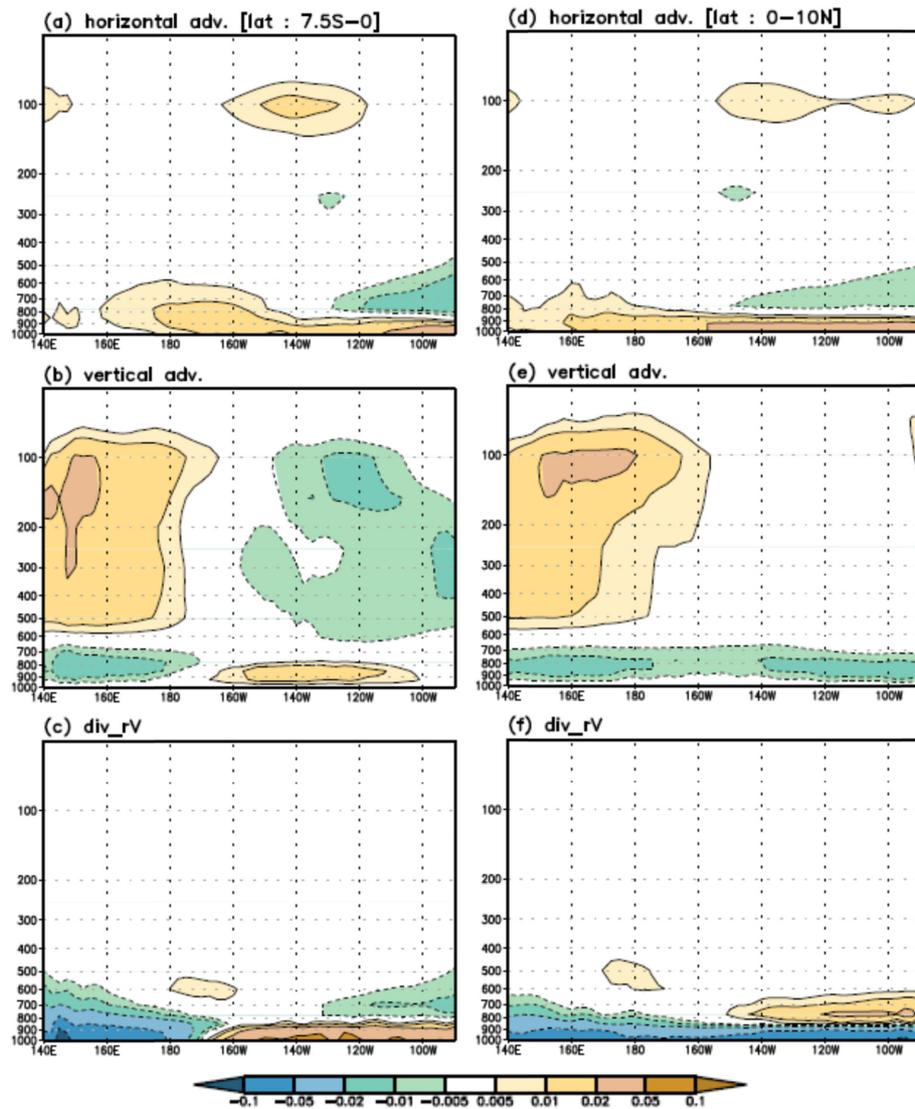


Fig. 4. Longitude-height cross sections for (a), (d) the horizontal moist entropy advection, (b), (e) the vertical moist entropy advection, and (c), (f) the moisture flux divergence. The meridionally averaged range is [7.5°S-0] (left) and [0-10°N] (right). The units are $W m^{-2}$.

동태평양에서 적도를 기점으로 남북 RMS 값의 부호가 달라지는 것을 기준으로 하여 7.5°S~0와 0~10°N에서 각각 위도 평균하여 경도에 따른 연직분포를 살펴보았다(Fig. 4). Figure 4의 왼쪽패널은 수평적, 연직적 moist entropy 이류향과 수증기 플럭스 발산향을 7.5°S~0에 대해 위도 평균하여 나타낸 그림이다. 세 방향 모두에서 해당 위도대에 대류활동의 성질이 달라지는 190°E 근방을 기준으로 연직분포가 다름을 알 수 있고, 특히 연직적 moist entropy 이류향과 수증기 플럭스 발산향에서 그 차이가 뚜렷하게 나타난다. 먼

저 서태평양에 해당하는 190°E의 서쪽을 보면, 지표면부터 약 600 hPa까지 두터운 수증기 플럭스 수렴이 존재하여 공기과 내에 에너지가 많다(Fig. 1b). 따라서 600 hPa부터 상층까지 moist entropy의 방출이 연직적으로 강한 것을 알 수 있다. 그러나 수평적 moist entropy의 이류는 앞선 Fig. 3에서도 알 수 있듯이 연직적 이류보다 상대적으로 약했기 때문에 연직분포 또한 값이 미미함을 알 수 있다. 동태평양 cold tongue 지역을 포함하는 190°E의 동쪽으로는 800 hPa부터 600 hPa까지 약한 수증기 수렴이 존재하지만, 지표면

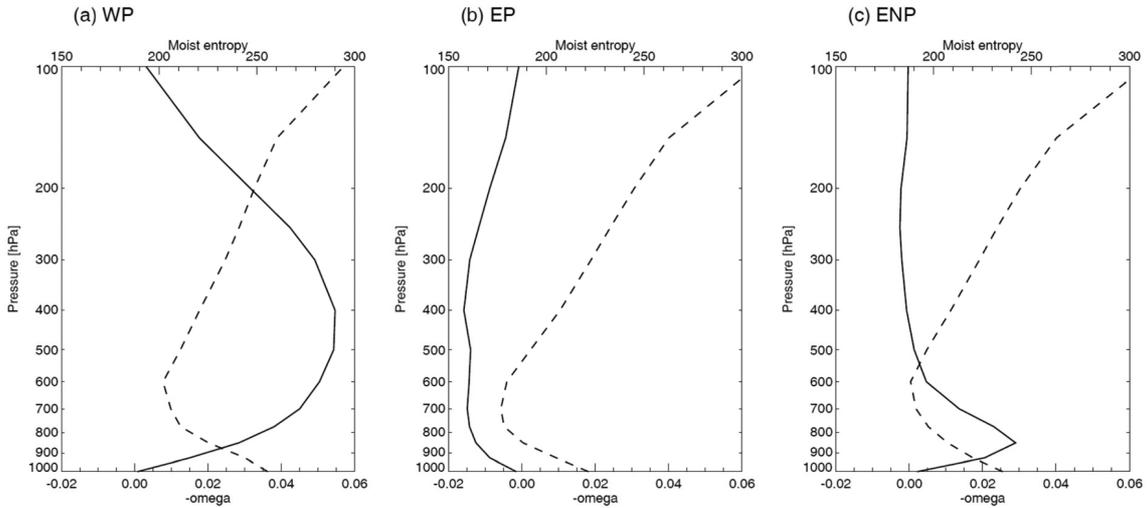


Fig. 5. Vertical profile of the moist entropy (dashed lines, units: $\text{J K}^{-1} \text{kg}^{-1}$) and $-\omega$ (solid lines, units: Pa s^{-1}) averaged over (a) the western Pacific ($5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$, $140\sim 170^{\circ}\text{E}$), (b) the eastern Pacific ($7.5^{\circ}\text{S}\sim 0$, $230\sim 270^{\circ}\text{E}$), and (c) the eastern Pacific ITCZ ($0\sim 10^{\circ}\text{N}$, $230\sim 270^{\circ}\text{E}$).

부터 약 800 hPa까지 존재하는 얇은 수증기 플럭스 발산이 훨씬 강하게 나타난다. 따라서 이 지역은 대류활동이 일어나는 지역이 아님을 알 수 있고, 에너지가 적기 때문에 800 hPa에서 600 hPa까지는 moist entropy가 수평적으로 유입됨을 알 수 있고, 600 hPa 부근에서부터 상층까지 moist entropy 이류가 연직적으로 유입되는 것이 강하게 나타난다.

오른쪽 패널은 $0\sim 10^{\circ}\text{N}$ 위도 평균하여서 shallow convection 활동이 나타나는 동태평양 ITCZ의 각 항별 연직분포를 알아보려고 하였다. 마찬가지로 대류활동의 성질이 변하는 200°E 를 기준으로 연직분포가 다른 양상을 보임을 알 수 있다. 먼저 Deep convection 활동이 강한 서태평양을 포함하는 200°E 의 서쪽은 앞서 살펴본 왼쪽 패널과 비교하였을 때 하층 수증기 플럭스 수렴이 조금 약하게 형성됨을 알 수 있지만, 전반적인 연직분포는 거의 비슷하게 나타나기 때문에 moist entropy 이류와 수증기 플럭스 수렴이 같은 양상을 가짐을 알 수 있다. 200°E 동쪽에는 하층에서 쪽보다 조금 더 얇은 수증기 플럭스 수렴이 존재함을 알 수 있다. 그러나 수증기 수렴 바로 위에서부터 600 hPa까지 수렴보다는 약하지만 어느 정도 강한 수증기 플럭스 발산이 존재한다. 따라서 공기괴 내에 에너지가 적어져 하층에서는 moist entropy가 연직적으로 강하게 유입하는 방향으로 이루어진다. 이것은 동태평양 ITCZ에서 연직순환이 습윤정적에너지(moist static energy)를 유입하는 것과 일맥상통하는 것이라고 볼 수 있다(Back and Bretherton, 2006). 이렇게 연직이류향이 수평이류향보다 훨씬 큰 값을 가지는 것은 연직

방향으로의 moist entropy 변화가 더 크기 때문이다 (그림 미제시).

GMS를 구성하는 각 항들의 연직구조를 살펴봄으로써 앞서 선정된 세 영역에 대하여 대류활동이나 크기, 에너지의 변화양상이 다름을 확인할 수 있었다. 기본적으로 대류활동을 나타내는 ω 와 moist entropy의 연직구조를 세 영역에 대해 나타내어 GMS 각 항들에 대한 분석을 뒷받침 하고자 하였다. Figure 5는 세 영역에 대해 각각 영역 평균하여 moist entropy와 $-\omega$ (상승운동)의 연직 프로파일을 나타낸 그림이다. 점선으로 나타낸 moist entropy는 세 영역 모두 지표면에서 큰 값을 가지다가 600~700 hPa에서 최소값을 나타내고 다시 상층으로 갈수록 증가하는 비슷한 구조를 가짐을 확인할 수 있다. 그러나 하층 moist entropy 크기가 서태평양에서 가장 크고 동태평양 ITCZ, cold tongue지역 순으로 작아짐을 알 수 있고, 이것은 대류활동의 크기가 큰 지역 순으로 하층 moist entropy의 크기가 큰 것을 나타낸다. 반면, $-\omega$ 의 연직 프로파일은 뚜렷하게 다른 양상을 보였다. Deep convection 활동이 강한 서태평양은 모든 대기층에서 $-\omega$ 가 양수값으로 나타내 상승기류가 활발하고, 400 hPa 정도에서 최대값이 나타남을 알 수 있다. 동태평양 ITCZ에서는 대류활동이 나타나지만 약하게 발달하기 때문에 850 hPa 정도에서 상승기류의 최대값이 나타나고, 그 값은 동태평양의 최대값보다 훨씬 작은 것을 확인할 수 있다. 또한, 최근 관측분석에서 나타나는 북동태평양 ITCZ에서의 상층 heating은 여름철 해수면온도가 가장 높은 지역에서 특징적으로 나타남을 확인하였다

(그림 미제시). 반면, 동태평양 cold tongue 지역에서는 전체적으로 약한 하강기류가 나타나서 뚜렷한 대류활동이 없음을 알 수 있고, moist entropy의 크기도 가장 적음을 확인하였다.

3.3 GMS의 미래 변화 분석

지구온난화로 인해 열대지역 대기내에도 분명 많은 변화가 있을 것으로 예상되고, 이미 다수의 선행연구에서 CMIP3와 CMIP5를 이용하여 지구온난화로 인한 열대지역의 강수와 지표면 온도의 변화에 대해 분석하였다(Liu *et al.*, 2005; Chadwick *et al.*, 2013). 또한 열대지역의 워커순환(Walker circulation)이 미래에는 약해지므로 대기의 순환과 열역학적 과정이 동시에 적용되는 열대지역 대류활동에도 큰 변화가 있을 것이다(Chou and Chen, 2010). 따라서 대류활동을 잘 설명할 수 있는 GMS 분포의 변화를 활용하여 강수의 미래변화와 어떤 관계가 있는지 CMIP5 RCP8.5 시나리오 모델을 통해 살펴보고자 한다.

먼저 모델에서도 GMS를 잘 예측하는지 알아보고자 22개의 CMIP5 모델앙상블을 이용하여 2006~2025년 겨울철을 평균한 열대지역 Γ_T 분포를 알아보았다(Fig. 6a). 관측자료에서 특징적으로 나타났던 deep convection 지역, shallow convection 지역, cold tongue 지역 모두에서 관측자료와 유사한 패턴으로 나타났고, 강수도 유사한 패턴을 보였다. 그러나 관측자료와의 차이도 보였는데, 전체적으로 GMS 값의 절대치가 관측자료로 계산된 것보다 작아졌고(22개 모델의 앙상블 평균이기 때문에 추정됨), 서태평양을 시작으로 동태평양 ITCZ로 뻗어나가는 8 mm day^{-1} 이상의 강수대가 관측자료보다 영역이 더 넓어졌다. 또한 현재의 기후 모델이 가지고 있는 double ITCZ 문제가 확연히 보인다. 하지만 전체적인 GMS 분포나 강수대와 잘 일치하는 점 등이 관측자료와 크게 차이가 없기 때문에 본 연구에서 활용될 수 있다고 여겨진다.

열대지역의 GMS 분포가 미래에는 어떻게 변할 것인지를 알아보기 위해 21세기 후반인 2081~2100년(20년)과 현재기후로 설정한 2006~2025년(20년)을 평균하여 그 차이를 구해보았다(Fig. 6b). 전체적으로 GMS 값이 감소하는 경향이 두드러지게 나타나는데, 특히 동태평양 cold tongue 지역에서 감소경향이 가장 강하게 나타나고, 동인도양에서도 어느 정도 크게 감소함을 알 수 있다. 그러나 이 두 지역은 각각 수증기 플럭스 수렴과 발산지역이므로 대기 내의 열역학적 성질이 다르다고 볼 수 있다. 그렇기 때문에 GMS 값이 두 지역 모두 줄어들었지만 그 해석은 다르게 되어야 할 것이다. 반면 적도 서태평양, 중태평양에서는 GMS가 뚜렷하게 증가함을 알 수 있고, 서인도양에서도 증가가 보인다. 서태평양은 GMS의 최대 증가 지

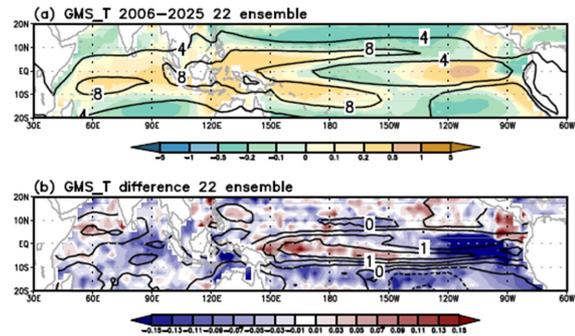


Fig. 6. Climatological mean distribution for 22 models ensemble of (a) the total GMS (shading) and precipitation (contour, units: mm day^{-1}) for 2006~2025, and (b) the difference between 2081~2100 and 2006~2025 for the total GMS (shading) and precipitation (contour, units: mm day^{-1}).

역이며 강수 증가 또한 최대로 증가하는 지역임을 알 수 있다. 즉 이러한 GMS의 증가 지역 및 감소지역은 강수의 증가와 감소 지역과 아주 유사함을 알 수 있다. 이로써 GMS의 증감을 통해 미래에 어느 지역이 대류가 증감하는지를 알 수 있는 것이다. 또한 이러한 GMS 변화는 전체적인 열대지역 해수면 온도의 미래 변화와도 아주 밀접한 관계를 가지고 있다(그림 미제시). 이에 대한 자세한 역할은 차후 연구에서 논의 될 것이다.

4. 요약 및 제언

본 연구에서는 열대지역 내의 겨울철 대류활동의 지역적 차이를 Raymond *et al.* (2007)의 GMS를 활용하여 1979~2010년(32년) 동안 평균한 수평적, 연직적 분포에 대해 자세히 살펴보았다. 이 GMS는 수증기 플럭스 발산항과 moist entropy의 이류를 동시에 설명할 수 있어서 열대지역의 대류활동을 역학적, 열역학적 관점에서 종합적으로 이해할 수 있고, 또한 대류활동 후 공기내의 변화 또한 알 수 있다. 따라서 이러한 GMS 값은 열대지역 내에서도 대류활동의 특성에 따라 지역적으로 다르게 나타남을 보였다. Deep convection 활동이 활발한 동인도양과 서태평양에서는 하층에 두터운 수증기 플럭스 수렴이 존재하고, 그로 인해 연직이류가 moist entropy를 강하게 방출시켜서 결과적으로 대기는 안정화되었다(따라서 안정도를 표현하는 GMS는 큰 양의 값을 보임). 이러한 효과는 GMS의 수평적, 연직적 성분 모두에서 나타났지만 연직이류가 좀 더 강하게 작용하였다. 반면, shallow convection 활동이 나타나는 동태평양 ITCZ에서는 하층에 강하지만 얇은 수증기 플럭스 수렴이 존재하고,

바로 위층에 수증기 플럭스 발산이 존재하여, 상대적으로 에너지가 적어 moist entropy가 유입되고, 대류활동이 없는 지역인 동태평양 cold tongue에서는 하층에 강한 수증기 플럭스 발산이 나타나서 moist entropy 이류가 공기과 내로 유입했다. 이러한 결과로 대류활동이 강한 지역에서는 양수인 GMS, 대류활동이 상대적으로 약한 지역에서는 음수인 GMS로 나타나는 것을 알 수 있었다. 반면, 대류활동이 뚜렷하지 않은 지역은 하층 수증기 플럭스 발산에 의해 대체로 음수값을 나타냈지만, 동태평양 cold tongue 지역에서는 moist entropy가 이류에 의해 유입되어 양수값을 나타냈다. 또한, 이러한 GMS와 GMS를 구성하는 항들의 지역적 차이는 일반적으로 대류활동을 나타낼 수 있는 변수인 ω 구조의 차이와도 밀접한 관계가 있음을 알 수 있었다.

한편 GMS의 미래 변화는 전반적으로 열대지역에 감소하는 지역이 많지만 적도 서태평양, 중태평양에서는 GMS가 뚜렷하게 증가한다. 전체적으로 GMS의 증가 지역이 강수의 증가 지역과 아주 밀접한 관계를 가지고 있음이 특징적이다. 즉 GMS의 양의 증가는 하층의 수분이 수렴하여 대류가 발달하여 강수를 동반하고 습윤 엔트로피를 주위로 배출하여 결국 대류에 의해 환경대기의 안정화를 나타내는 역할을 함을 알 수 있다. 그러나 미래변화를 분석하기 위한 분석기간이 21세기 전, 후반 각각 20년으로, 열대 태평양 지역의 장주기 변동을 고려할 때 평균장의 특성을 반영하지 못할 가능성이 있다는 한계점을 가지고 있다.

마지막으로 남반구에 나타나는 GMS 감소는 향후 해들리 셀의 상승 브랜치 지역에서의 상승 운동이 약해짐을 의미하므로 현재 잘 알려진 미래 해들리 순환의 약화를 반영하고 있다고 할 수 있다. 향후 해들리 순환 및 워커 순환과 GMS의 관계에 대한 연구가 필요하다.

감사의 글

이 논문은 2012년 LG연암문화재단의 교수해외연구 지원에 의하여 수행되었음. 논문의 내용을 향상시킬 수 있는 코멘트를 주신 두 분의 심사위원께 감사드립니다.

REFERENCES

- Back, L. E., and C. S. Bretherton, 2006: Geographic variability in the export of moist static energy and vertical motion profiles in the tropical Pacific. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L17810, doi:10.1029/2006GL026672.
- Benedict, J. J., E. D. Maloney, A. H. Sobel, and D. M. Frierson, 2013: Gross Moist Stability and MJO Simulation Skill in Three Full-physics GCMs. *J. Atmos. Sci.*, submitted.
- Chadwick, R., I. Boutle, and G. Martin, 2013: Spatial patterns of precipitation change in CMIP5: Why the rich do not get richer in the tropics. *J. Climate*, **26**, 3803-3822, doi:10.1175/JCLI-D-12-00543.1.
- Chou, C., and C.-A. Chen, 2010: Depth of convection and the weakening of tropical circulation in global warming. *J. Climate*, **23**, 3019-3030.
- _____, T.-C. Wu, and P.-H. Tan, 2013: Changes in gross moist stability in the tropics under global warming. *Clim. Dynam.*, **41**, 2481-2496.
- Emanuel, K. A., J. D. Neelin, and C. S. Bretherton, 1994: On large-scale circulations in convecting atmospheres. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **120**, 1111-1143, doi:10.1002/qj.49712051902.
- Frierson, D. M. W., 2007: The dynamics of idealized convection schemes and their effect on the zonally averaged tropical circulation. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 1959-1976.
- Liu, Z., S. Vavrus, F. He, N. Wen, and Y. Zhong, 2005: Rethinking tropical ocean response to global warming: The enhanced equatorial warming. *J. Climate*, **18**, 4684-4700.
- Lucas, C., E. J. Zipser, and M. A. LeMone, 1994: Vertical velocity in oceanic convection off tropical australia. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 3183-3193.
- Madden, R. A., and P. R. Julian, 1972: Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1109-1123.
- Raymond, D. J., and Z. Fuchs, 2009: Moisture modes and the Madden-Julian Oscillation. *J. Climate*, **22**, 3031-3046, doi:10.1175/2008JCLI2739.1.
- _____, S. L. Sessions, and Z. Fuchs, 2007: A theory for the spinup of tropical depressions. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **133**, 1743-1754.
- _____, D. J., S. Sessions, A. Sobel, and Z. Fuchs, 2009: The mechanics of gross moist stability. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, **1**, doi:10.3894/JAMES.2009.1.9.
- Seo, K.-H., and S.-W. Son, 2012: The global atmospheric circulation response to tropical diabatic heating associated with the Madden-Julian Oscillation during Northern Winter. *J. Atmos. Sci.*, **69**, 79-96.
- Simmons, A., S. Uppala, D. Dee, and S. Kobayashi, 2007: ERA interim: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards. *ECMWF Newsletter*, **110**, 25-35.
- Simpson, J., R. F. Adler, and G. R. North, 1988: A Pro-

- posed Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Satellite. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **69**, 278-295.
- Taylor, K. E., R. J. Stouffer, and G. A. Meehl, 2012: An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **93**, 485-498, doi:10.1175/BAMS-D-11-00094.1.
- Xie, P., and P. A. Arkin, 1997: Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2539-2558.
- Yu, J.-Y., C. Chou, and J. D. Neelin, 1998: Estimating the gross moist stability of the tropical atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 1354-1372.
- Zhang, C., 2005: Madden-Julian Oscillation, *Rev. Geophys.*, **43**, RG2003, doi:10.1029/2004RG000158.