

## TRMM 자료로 분석한 매든-줄리안 진동의 대류성 및 층운형 강수 특징

손준혁 · 서경환\*

부산대학교 지구환경시스템학부 대기환경과학과

(접수일 : 2010년 6월 9일, 수정일 : 2010년 7월 15일, 게재확정일 : 2010년 8월 19일)

### Rainfall Characteristics of the Madden-Julian Oscillation from TRMM Precipitation Radar: Convective and Stratiform Rain

Jun-Hyeok Son and Kyong-Hwan Seo\*

Division of Earth Environmental System, Department of Atmospheric Sciences, Pusan National University

(Received : June. 9, 2010, Revised : July. 15, 2010, Accepted : August. 19, 2010)

**Abstract :** The stratiform rain fraction is investigated in the tropical boreal winter Madden-Julian oscillation (MJO) and summer intraseasonal oscillation (ISO) using Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Precipitation Radar data for the 11-yr period from 1998 to 2008. Composite analysis shows that the MJO/ISO produces larger stratiform rain rate than convective rain rate for nearly all phases following the propagating MJO/ISO deep clouds, with the greatest stratiform rainfall amount when the MJO/ISO center is located over the central-eastern Indian Ocean and the western Pacific. The fraction of the intraseasonally filtered stratiform rainfall compared to total rainfall (i.e., convective plus stratiform rainfall) amounts to 53~56%, which is 13~16% larger than the stratiform rain fraction estimated for the same data on seasonal-to-annual time scales by Schumacher and Houze. This indicates that the MJO/ISO exhibits the organized rainfall process which is characterized by the shallow convection/heating at the incipient phase and the subsequent flare-up of strong deep convection, followed by the development of stratiform clouds at the upper troposphere.

**Key words :** TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission), Stratiform rain rate, Convective rain rate, ISO (Intraseasonal Oscillation), MJO (Madden-Julian oscillation)

## 1. 서 론

MJO(Madden-Julian oscillation)는 30~70일 정도의 주기를 가지는 적도 주변의 지배적인 계절안 시간 규모의 진동이다(Madden and Julian, 1972; 1994). MJO가 정의된 이후로 많은 연구가 이루어져 MJO에 관한 역학적, 열역학적 특징 및 시공간적 구조 등이 밝혀졌다(e.g., Zhang, 2005; Seo and Kim, 2003). Wheeler and Hendon(2004)과 Matthews(2000) 등의 선행연구에서 합성(composite) 분석을 통해 위상(phase)별로 MJO의 동진을 설명 하였다. Zhang and Hendon(1997)은

인도양과 서태평양에서 MJO가 가장 강하며, 해양성 대륙(Maritime continent)에서 가장 약해지는 것을 보였다. 겨울철의 MJO 뿐만 아니라 여름철 계절안 진동(Intraseasonal Oscillation : ISO)에 대한 연구도 활발히 이루어지고 있다(Seo *et al.*, 2007). Chattopadhyay (2009)는 TRMM(Tropical Rainfall Measuring Mission) 위성 자료를 이용하여 여름철 계절안 진동의 복진을 연구한 결과 총 강수량 중에서 층운형 강수량(stratiform rain rate)이 대류성 강수량(convective rain rate)보다 여름철의 복진을 더 잘 설명한다는 것을 밝혔다. 이와 같이 TRMM 위성자료를 이용한 연구가 최근 활발히 이루어지고 있으며, Schumacher and Houze(2003)는 적도 주변의 강수량을 층운형 강수량과 대류성 강수량으로 각각 나누어 분석한 결과 열대 지역의 전체

\*Corresponding Author: Kyong-Hwan Seo  
Phone : +82-(51)-510-2181, Fax : +82-(51)-515-1689  
E-mail : khseo@pusan.ac.kr

강수율 중 층운형 강수율이 약 40%를 차지하는 것을 보였다. 또한 층운형 강수율이 우기에 동태평양에서 강한 양의 아노말리를 보이는 반면, 해양성 대륙에서 약한 아노말리를 보이는데 이러한 두 현상이 서로 역학적으로 연결되어있음을 밝혔다. Morita(2006)는 TRMM 자료를 이용해 MJO 생애주기에 따른 층운형 강수율과 대류성 강수율의 크기를 연구하였고, MJO가 발달하면 대류성 강수보다 층운형 강수가 더 큰 폭으로 증가하는 것을 밝혔다. 그러나 겨울철 MJO 또는 여름철 ISO의 중심 지역을 선정하여 강수 형태를 연구한 사례는 존재하지 않아, 본 연구에서는 TRMM 위성자료를 이용하여 겨울철(DJF)과 여름철(JJA)로 나누어 위상(phase)별로 합성 분석된 MJO/ISO의 중심 지역에서 층운형, 대류성 강수율의 분포 및 비율을 분석 하였다.

## 2. 자료와 분석방법

### 2.1. 자료

본 연구에서는 NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration)의 OLR(Outgoing Longwave Radiation) 자료와 TRMM 3G68 Version 5 PR(precipitation rader) 2A25 자료(<ftp://trmmopen.gsfc.nasa.gov/pub>) 를 이용하였다. 자료의 기간은 1998~2008년을 이용하였다.

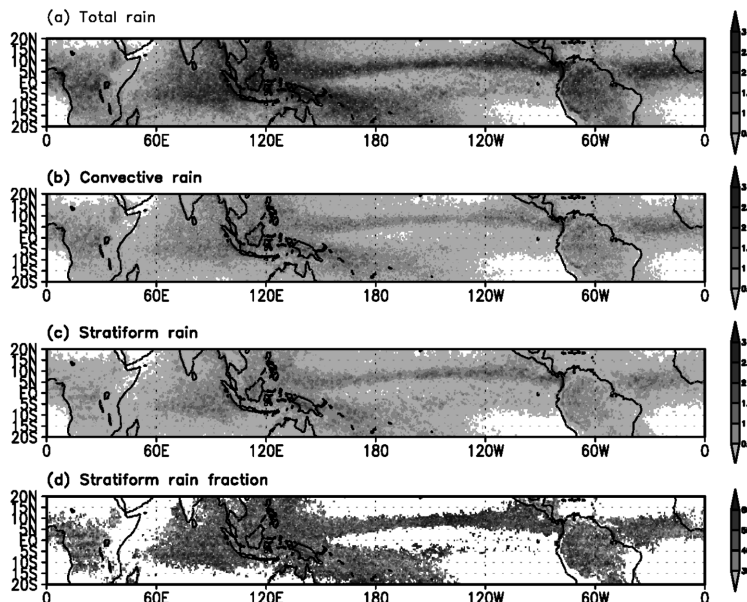
TRMM 자료는  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  간격으로 동서 720개, 남북 160개( $40^\circ\text{S} \sim 40^\circ\text{N}$ )로 이루어져있으며, 매시간 간

격의 자료이다. TRMM자료의 가공은 많은 선행연구들이(Chattopadhyay *et al.*, 2009; Schumacher and Houze, 2003; Morita *et al.*, 2006) 3일 혹은 5일 이동평균(running mean)을 해서 결측을 제거하였지만, 본 연구에서는 각 격자별로 시간에 대한 선형 내삽법을 이용하여 결측을 제거하였다.

PR 센서의 17 dBZ 이하 구간에서 나타나는 민감도 불안정 때문에 본 연구에서는 17dBz (0.4mm/h)보다 큰 구간의 자료만을 이용하였다(Schumacher and Houze, 2003). 층운형 강수율과 대류성 강수율은 자료에서 제공하는 총 강수율(total rain rate)과 대류성 강수 백분율(convective rain percentage)을 이용하여 계산 하였다(Chattopadhyay *et al.*, 2009). Fig. 1은 연평균 자료로 계산한 총 강수율, 대류성 강수율, 층운형 강수율과 층운형 강수 비율(Stratiform rain fraction)을 각각 나타낸 것이다(Schumacher and Houze, 2003). Fig. 1d를 보면, 열대 지역에서 전체적으로 층운형 강수를 보다 대류성 강수율이 더 많은 것을 볼 수 있다. 하지만 좀 더 지역별로 보면 중앙 태평양과 인도양에서 층운형 강수율의 비율이 높은 반면, 아프리카와 인도네시아, 브라질 지역에서 대류성 강수율의 비율이 높은 것을 볼 수 있다.

### 2.2. 분석방법

푸리에 변환(Fourier transform)을 통해 각 격자에서 시간 평균과 연주기 변동의 1~3번째 조화성분(harmonics)



**Fig. 1.** TRMM annual mean climatology ( $\text{m yr}^{-1}$ ) for 1998~2000. (a) Total rain rate, (b) convective rain rate, (c) stratiform rain rate, (d) stratiform rain fraction (stratiform rain / total rain  $\times 100\%$ ).

을 빼서 OLR의 아노말리를 구한 후 계절내의 시간규모 진동만 고려하기 위해서 Lanczos filter를 이용해 20-100-day 밴드패스필터링을 하고, 겨울철과 여름철로 각각 나누어 EOF(Empirical Orthogonal function) 분석을 하였다.

본 연구에 쓰이는 TRMM 자료는 위성 관측 자료로 시간간격 자료로 제공되며 많은 결측을 포함하고 있다. 따라서 결측을 제거하기 위해 내삽을 수행하였는데, 공간에 대한 내삽 보다 시간에 대한 내삽이 더 나은 결과를 가진다는 선행연구를 바탕으로 시간에 대한 선형 내삽을 수행하였다(Lucas *et al.*, 2001). 두 자료 사이의 기울기를 구해 그 사이에 존재하는 결측값을 계산하는 방식으로 1차 방정식을 이용하였으며, 자료의 양쪽 경계인 첫날과 마지막 날에 존재하는 결측을 없애기 위해 공간에 대한 내삽을 먼저 수행한 후 시간에 대한 내삽을 수행하여 결측을 제거하였다.

### 3. 결 과

많은 선행연구에서 OLR의 EOF 분석에서 나온 첫 번째와 두 번째 PC 시계열인 PC1과 PC2를 이용하거나, 또는 RMM(Real-time Multivariate MJO Index)을 이용해 지구 전체 경도인 360°를 위상 8개로 합성 분석하여, 위상 1에서부터 위상 8까지 MJO 심층 구름대가 인도양 서쪽에서 시작해 중앙 태평양까지 동진하는 것을 보여주었다(Matthews, 2000; Wheeler and Hendon, 2004; 한상대와 서경환, 2009). Fig. 2는 OLR의 PC1과 PC2를 이용하여 합성 분석 한 것으로, 겨울철 MJO를 위상 별로 살펴보면, 위상 1에서 아프리카 유역과 인도양 서쪽에서 겨울철 MJO가 생성 하는 것을, 위상 2, 3에서는 인도양과 오스트레일리아에서 MJO가 점점 발달 하는 것을 보여준다. MJO가 가장 발달된 시기라고 할 수 있는 위상 4, 5, 6에서, 인도양 서부에서부터 인도네시아를 거쳐 서태평양까지 동진 하는 모습을 볼 수 있다. 또한 이 시기에 SPCZ(The South Pacific convergence zone)을 따라 남진하는 성분을 갖는다. 위상 8은 위상 1과 함께 MJO가 쇠퇴하는 시기로, 서태평양 유역에서 OLR 음의 아노말리가 약해진다(Matthews, 2000; Rui and Wang, 1990; Wheeler and Hendon, 2004; Seo *et al.*, 2009).

여름철 ISO는 위상 1~8에서 겨울철과 비슷하게 동진하는 것을 볼 수 있다. 하지만 겨울철과 차이점으로 위상 4에서 위상 7까지 인도 주변에서 북진 성분을 가지며, 또한 위상 8에서 위상 3까지 남지나해에서 우리나라 남해까지 명백한 북진 성분을 갖는다(Sikka and Gadgil, 1980; Goswami, 2005; Seo *et al.*, 2007; Chattopadhyay *et al.*, 2009).

열대 지역(20°S~20°N)의 TRMM 2A25 version 5 자

료를 이용하여 증운형 강수 비율(증운형 강수율 / 총 강수율 × 100%)을 계산하면, 열대 지역에서 동서 평균된 증운형 강수 비율이 약 40%를 차지한다(Schumacher and Houze, 2003). 하지만 MJO/ISO 에서 증운형 강수 비율은 다른 구조를 가진다(Lin *et al.*, 2004; Morita *et al.*, 2006). Fig. 3(Fig. 4)는 겨울철(여름철)의 총 강수율, 대류성 강수율 그리고 증운형 강수율 아노말리를 각 위상별로 합성 분석하여 나타낸 것이다. Fig. 3(Fig. 4)는 위상 3에 해당하는 그림으로, MJO/ISO 가 인도양에서 가장 발달하는 시기이다. 강수율을 이용하여 합성 분석을 하면 OLR을 이용하여 합성분석 한 것과 비슷한 모습으로 MJO/ISO가 동진 한다. 하지만 2.5° × 2.5° 격자 간격인 OLR 보다 더 작은 격자 간격(0.5° × 0.5°)을 가지고 있기 때문에 지역적으로 나타나는 복잡한 패턴을 OLR보다 더 잘 보여주고 있다. 이러한 복잡한 패턴이 유의한지 확인하기 위해 Monte carlo test를 이용한 신뢰도 검사를 수행하였다. 그 결과 겨울철 MJO는 95%에서, 여름철 ISO는 85%에서 대체로 유의한 것으로 나타났다. 이처럼 여름철이 겨울철 보다 낮은 신뢰수준을 가지는 이유는 여름철 ISO가 MJO 보다 강도가 약하며, 북진과 북서진 및 동진 성분이 복잡하게 포함되어 있어 변화할 수 있는 자유도가 상당히 크기 때문이다. Fig. 3(Fig. 4)에서 인도양과 해양성 대륙을 벗어난 지역인 중앙태평양의 ITCZ와 아프리카 지역에 그려지는 강수 아노말리 현상들은 MJO/ISO 보다는 약하지만 역시 통계적으로 유의한 것으로 나타났다. 이러한 두 지역에 나타나는 현상은 MJO/ISO와 역학적 과정이 다르므로 MJO/ISO라고 볼 수는 없고, 그 지역에서 일어나는 장 주기 변동 중 계절내의 변동성분이 투영되어 나타난 것이다.

Fig. 3(Fig. 4)의 대류성 강수율과 증운형 강수율을 비교해 보면, 전반적으로 두 계절 모두 증운형 강수율 아노말리가 대류성 강수율 아노말리보다 강수율의 절대값이 더 큰 것을 볼 수 있다. 이것으로 열대 지역에서 대류성 강수율보다 증운형 강수율의 변동성이 MJO/ISO의 변화에 더 큰 비율을 차지하는 것을 유추할 수 있다. 위상 별로 좀더 지역적인 패턴을 비교해 보면, 대류성 강수율이 증운형 강수율 보다 더 큰 값을 가지는 지역도 존재한다. 겨울철 위상 3의 오스트레일리아 지역과, 여름철 위상 5, 6의 벵갈만이 그려진 지역이다. 하지만 본문에서는 위상 3만 제시하도록 하겠다.

MJO/ISO를 의미하는 총 강수율 아노말리의 크기를 평균장의 크기와 비교하기 위해 가공하지 않은 원 자료(raw data)로 1998~2008년의 11년 평균을 겨울철과 여름철로 나누어 Fig. 5와 Fig. 6에 나타내었다. Fig. 5a(Fig. 6a)와 Fig. 5b(Fig. 6b)에서 총 강수율의 평균과 표준편차를 비교해 보면, 평균이 큰 지역에서 표

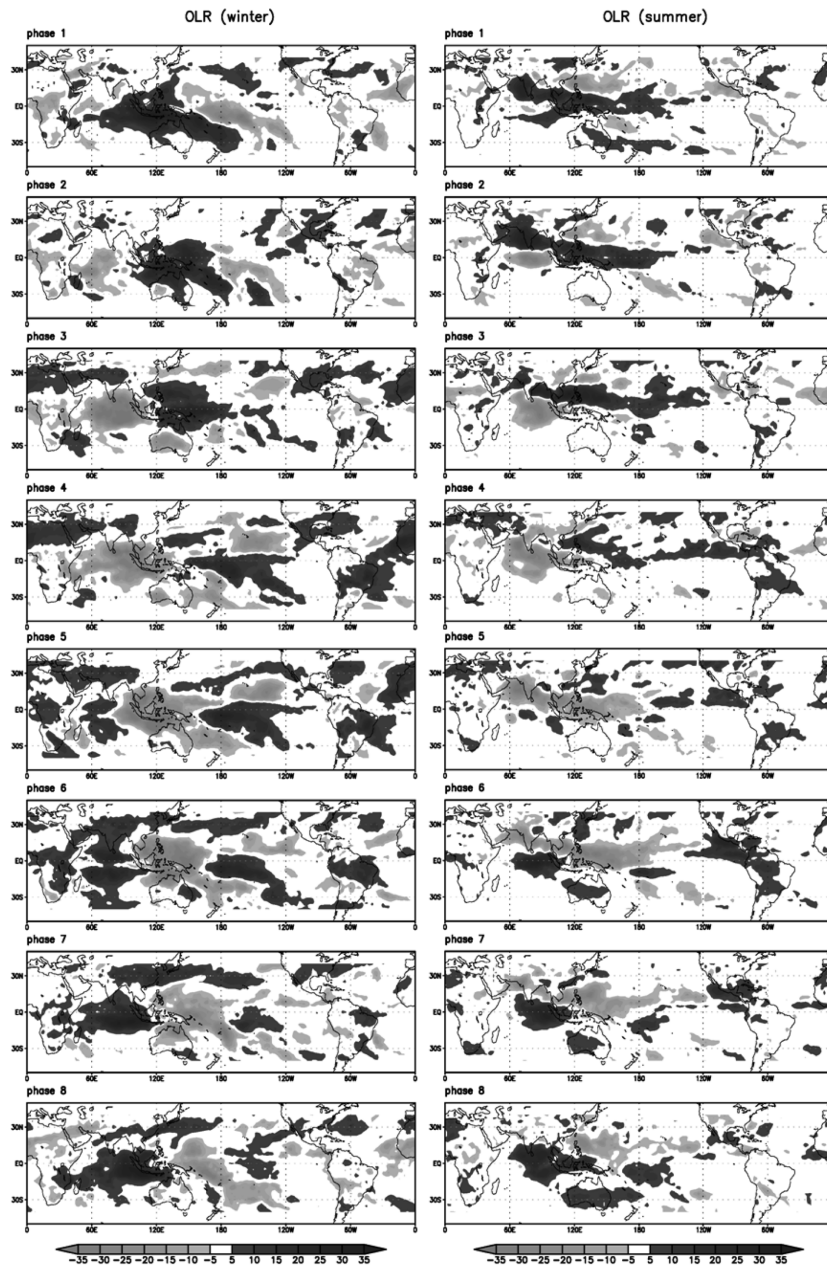


Fig. 2. OLR composite at each phase for winter (left panel) and summer (right panel) during 1998~2008. Unit is  $Wm^{-2}$ .

준편차 역시 큰 것을 볼 수 있는데 그것은 Lin(2009)의 결과와 일치한다. 겨울철과 여름철을 비교해 보면, 여름철의 평균 강수량은 겨울철보다 훨씬 큰 반면, Fig. 3와 Fig. 4에서 밴드패스 필터링한 강수량 아노말리의 크기는 겨울철이 여름철보다 더 큰 것을 볼 수 있었다. 따라서 여름철 ISO 보다 겨울철 MJO가 열대지역 강수량 변동성에 더 큰 영향을 미치게 된다

는 것을 유추할 수 있다. Fig. 5d를 보면, 열대지역의 평균 강수량이 많은 대부분의 지역에서 겨울철 증운형 강수량의 표준편차가 차지하는 비율이 50%를 넘는 것을 확인 할 수 있다. 하지만 Fig. 5c에서는 증운형 강수량의 평균이 전체의 50% 이상인 지역이 Fig. 5d에 나타나는 것 보다 훨씬 작은 것을 볼 수 있다. 이로부터 북반구 겨울철 열대지역의 평균 총 강수량

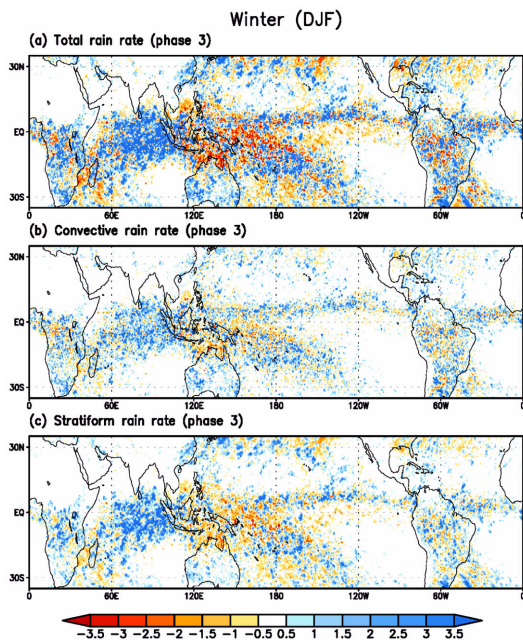


Fig. 3. Phase 3 composite for winter (DJF) during 1998~2008. (a) Total rain rate, (b) convective rain rate, (c) stratiform rain rate ( $\text{mm day}^{-1}$ ).

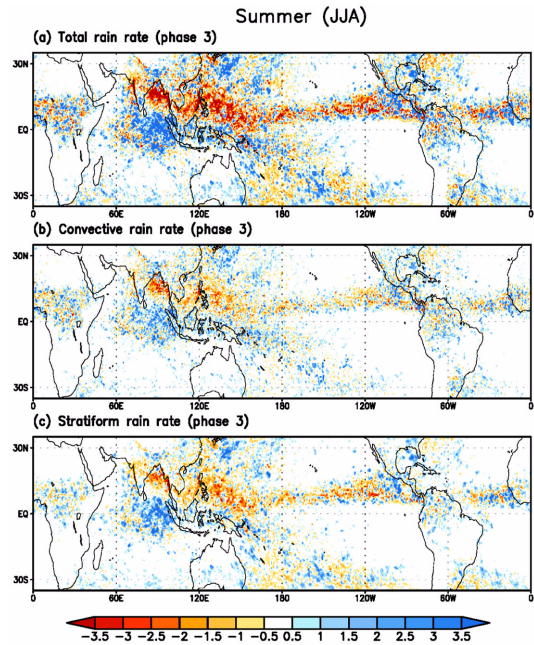


Fig. 4. Phase 3 composite for summer (JJA) during 1998~2008. (a) Total rain rate, (b) convective rain rate, (c) stratiform rain rate ( $\text{mm day}^{-1}$ ).

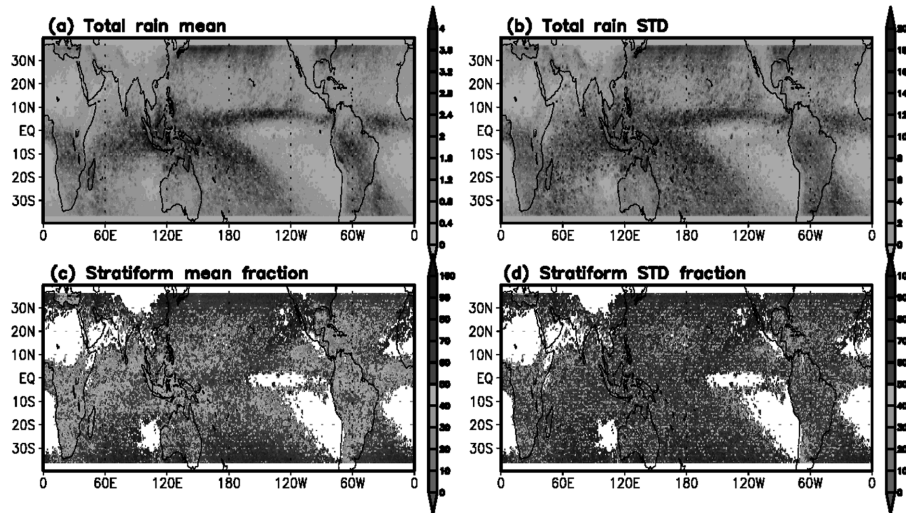


Fig. 5. TRMM winter (DJF) mean of (a) total rain rate ( $\text{mm day}^{-1}$ ) and (c) stratiform rain fraction (%) and standard deviation of (b) total rain rate ( $\text{mm day}^{-1}$ ) and (d) stratiform rain fraction (%) for 1998~2008.

중 층운형 강수율이 차지하는 비율은 작지만 변동성은 상당히 크다는 것을 알 수 있고, 이것은 MJO에 의한 효과로 볼 수 있다. 한편 Figs. 5c and d의 여름철 층운형 강수 비율은 평균과 표준편차 사이에 큰

차이가 없는 것을 볼 수 있다. 이것은 여름철 ISO의 층운형 강수율 아노말리의 절대값이 겨울철 만큼 크지 않고, 겨울철보다 여름철의 평균 강수량이 많기 때문에 아노말리에 의한 효과가 총 강수율 평균에 있어

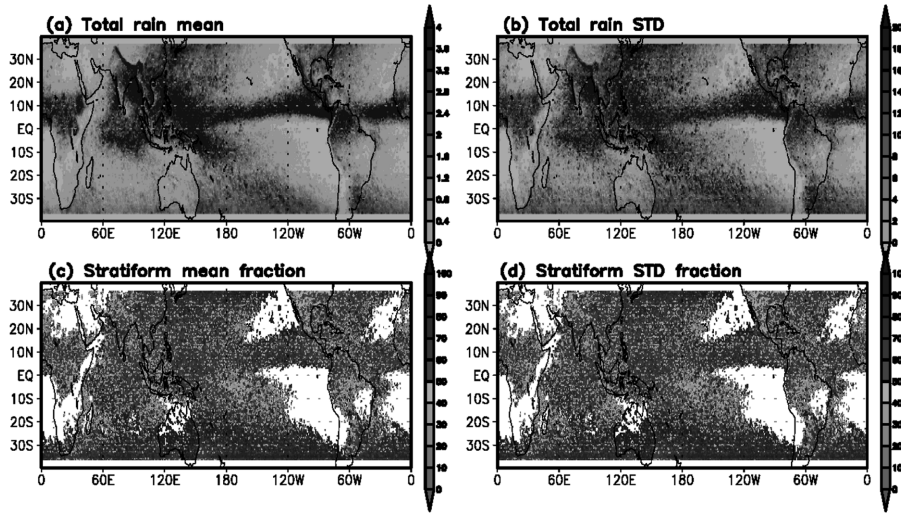


Fig. 6. TRMM summer (JJA) mean of (a) total rain rate ( $\text{mm day}^{-1}$ ) and (c) stratiform rain fraction (%) and standard deviation of (b) total rain rate ( $\text{mm day}^{-1}$ ) and (d) stratiform rain fraction (%) for 1998~2008.

서 작게 나타나기 때문이라고 사료된다.

지금까지 겨울철과 여름철로 나누어 MJO/ISO에 의한 강수의 특징을 분석 하였다. 과거 MJO 중심의 OLR, 기온, 습도, 바람 등을 분석한 선행연구(Weare, 2006)는 있었지만, MJO/ISO 중심 지역의 대류성 강수와 층운형 강수의 비율과 같은 강수 형태에 대하여 연구한 선행연구는 존재하지 않아서 본 연구에서 위상별 MJO/ISO 중심 지점에서 강수 형태에 관하여 분석 해 보았다. Fig. 7은 OLR을 기준으로 최소값(negative peak)을 찾아서 각 위상별 MJO/ISO 중심 지역( $30^{\circ} \times 20^{\circ}$ )을 선정 후 그 지역에 대하여 OLR을 평균하여 나타낸 그림이다. Fig. 7은 OLR 아노말리로 합성 분석을 한 것이고, Fig. 8은 층운형과 대류성 강수량 아노말리를 이용하여 같은 방법으로 각각 분석한 것이다. 먼저 Fig. 7을 보면, 위상 2는 인도양 서부에서 OLR 음의 아노말리가 발달하는 단계로 아직 강하지 않은 것을 볼 수 있다. 그리고 위상 3은 MJO/ISO의 중심이 인도양에 위치하는 시기로 두 기간 모두 OLR이 가장 낮으므로 강한 MJO/ISO 구름대가 형성되어 있다는 것을 알 수 있다. 하지만 위상 4에서 7로 진행하는 중 동진하는 과정에서 OLR 아노말리의 값이 일시적으로 높아지는 모습을 보이는데, 이것은 인도양에서 해양성 대륙을 거쳐 서태평양으로 동진하는 과정에서 육지의 영향을 받았기 때문이다(Zhang and Hendon, 1997). 이러한 현상은 OLR을 이용한 분석 결과에서는 겨울철 보다는 여름철에 뚜렷하게 나타났다. 하지만 Fig. 8의 강수량 아노말리를 이용한 분석에서는 겨울철 위상 6에서 해양성 대륙의 영향을

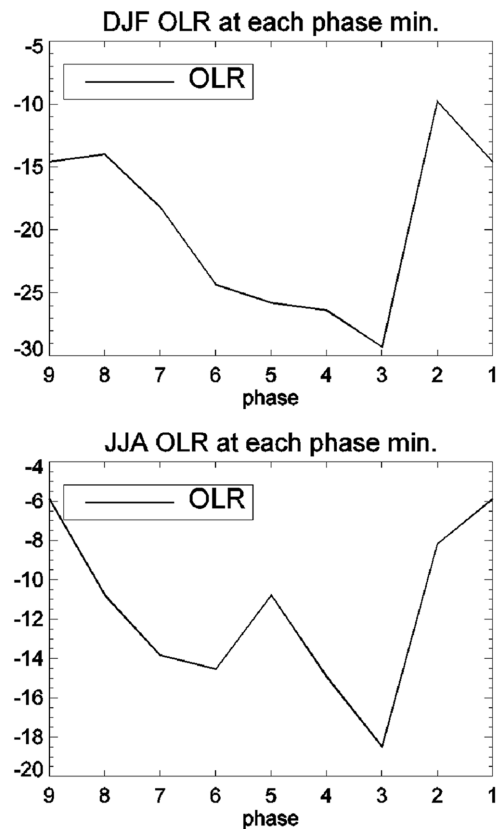


Fig. 7. OLR anomaly ( $\text{Wm}^{-2}$ ) composite at each phase for enhanced rainfall region.

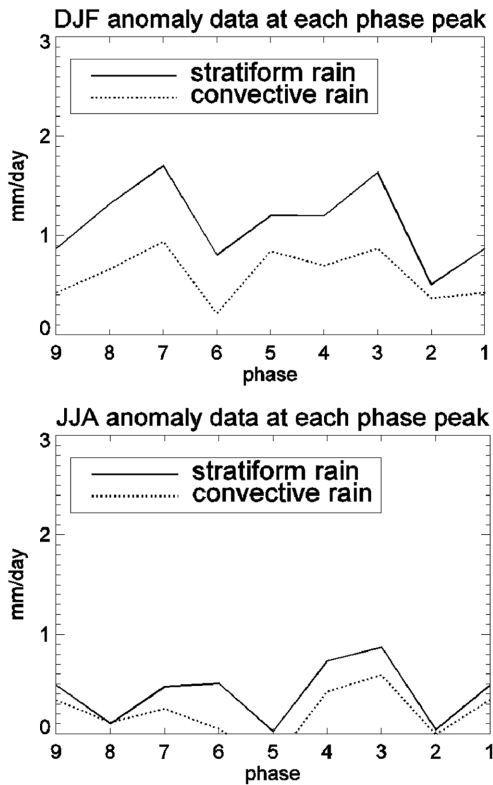


Fig. 8. Stratiform rain rate and convective rain rate anomaly ( $\text{mm day}^{-1}$ ) composite at each phase for enhanced rainfall region.

받아 강수량 감소가 나타나고, 위상 7에서는 서 태평양의 영향으로 강수량이 증가하는 모습이 잘 나타났다.

Fig. 8의 층운형 강수를 아노말리와 대류성 강수를 아노말리를 비교해 보면, MJO/ISO 중심지점의 모든 위상에서 층운형 강수를 아노말리가 대류성 강수를 아노말리보다 큰 것을 볼 수 있다. 또한 겨울철과 여름철 두 기간 모두 층운형 강수를 아노말리의 변동폭이 대류성 강수를 아노말리 보다 더 큰 것을 볼 수 있다.

Fig. 9는 위상별로 층운형 강수율이 차지하는 비율의 변화를 정량적으로 분석하기 위해 총 강수를 아노말리 중에 층운형 강수를 아노말리가 차지하는 비율을 절대값으로 구한 것이다. 여기에서 절대값을 이용한 이유는 총 강수량 아노말리에 음의 값이 존재하기 때문이다. Fig. 9을 보면, 여름철 위상 5, 8를 제외한 두 계절의 모든 위상에서 층운형 강수율이 전체 강수량 아노말리의 50% 이상을 설명하는 것을 볼 수 있다. 여기서 여름철 위상 5는 ISO 중심이 해양성 대륙에 위치하고 있는 시기이고, 위상 8은 서태평양에서 ISO가 쇠퇴하고 있는 시기이다. 반면, 여름철 위상 6은 층운형 강수율의 증가량이 전체 강수량 증가의 95%

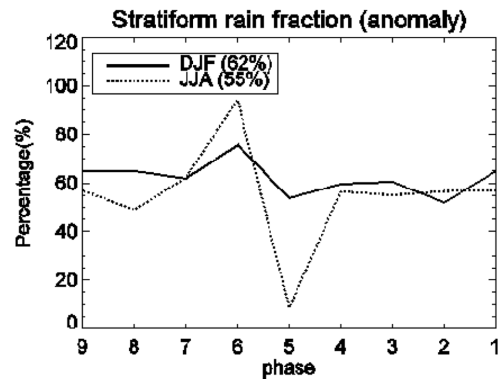


Fig. 9. Stratiform rain fraction composite at each phase for enhanced rainfall region. Anomaly data are used for this composite.

이상을 설명하는 것을 볼 수 있다. 이는 ISO의 중심이 해양성 대륙에서 서 태평양으로 들어가는 시기로서, 해양성대륙의 영향으로 줄어들었던 강수가 따뜻한 바다(warm pool)인 서태평양의 영향을 받으며 증가하는 과정에서 층운형 강수를 큰 폭으로 증가시켰기 때문이다. 여기에서 층운형 강수가 증가하는 이유는 따뜻한 바다의 영향으로 대기와 해양의 상호작용이 활발하게 되어 얇은 대류가 발달하여 깊은 대류로 성장하기 때문이다. 깊은 대류현상은 다시 광역 구름대인 층운형 구름을 생성하게 되어 층운형 강수를 증가시키게 된다(Morita *et al.*, 2006; Benedict and Randall, 2007).

Fig. 9를 계절별로 비교해 보면, 겨울철의 층운형 강수를 아노말리의 백분율 평균이 62%로 여름철의 55%보다 약 7% 큰 것을 볼 수 있는데, 이는 층운형 강수율의 변동이 MJO/ISO의 강수를 변동에 있어서 많은 부분을 차지한다는 것을 생각하면, 겨울철의 MJO의 강도가 여름철 ISO보다 더 강하다는 것을 의미하고 이는 MJO/ISO의 계절적 변화와 일치한다.

Fig. 10은 아노말리 자료가 아닌 실제 강수율로 층운형 강수율과 대류성 강수율을 비교하기 위하여, 원 자료를 이용하여 총 강수율 중에 층운형 강수율이 차지하는 비율을 구한 것으로, 층운형 강수 비율이 53~56%를 차지하는 것을 볼 수 있다. 이는 MJO/ISO의 구름이 조직화 되면서 층운형 강수율을 증가시킨 결과이고, 이것은 열대지역에서 층운형 강수율의 비율이 평균적으로 40%를 차지한다는 Schumacher and Houze(2003)의 결과보다 13~16% 더 상회하는 결과이다.

#### 4. 요약 및 결론

본 연구에서는 겨울철과 여름철 기간에 대하여 MJO/

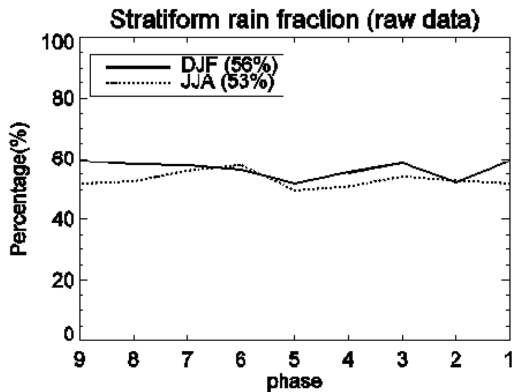


Fig. 10. Stratiform rain fraction composite at each phase for enhanced rainfall region. Raw data are used for this composite.

ISO의 위상 별 강수 형태를 TRMM PR 2A25 층운형 강수율과 대류성 강수율을 이용하여 분석하였다. 겨울철 MJO와 여름철 ISO는 공통적으로 동진하는 형태를 가지지만, 여름철은 동진하는 성분과 더불어 인도 주변과 남지나해에서 북진하는 모습을 보이는 등 서로 다른 특징을 가진다. 위상에 따른 합성 분석에 의하면, 계절 내 규모의 진동에 의한 겨울철의 강수 아노말리가 여름철 보다 더 크지만, 가공하지 않은 원 자료로 구한 전체 강수량 평균은 여름철의 강수량이 겨울철 강수량 보다 더 많기 때문에 겨울철 MJO의 강도가 여름철 ISO 보다 더 큰 것을 볼 수 있었다. 또한 두 계절 모두 층운형 강수율이 대류성 강수율 보다 아노말리의 절대값이 크기 때문에 열대 지역의 MJO/ISO에 의한 총 강수량 변동은 대류성 강수율 보다 층운형 강수율이 더 많은 비율을 차지 하는 것을 보였다. 하지만 벵갈만과 오스트레일리아 등 MJO/ISO 발달 시기에 따라 지역적으로는 좀더 복잡한 구조를 가지는 곳도 존재하였다.

또한 각 위상별 중심 지역에서의 강수 특징을 분석한 결과, 대류성 강수율과 층운형 강수율 모두 MJO/ISO 중심이 해양성 대륙을 지나가는 시기에 강수량이 감소하는 패턴을 보였고, 서태평양의 영향을 받게 되면 다시 강수량이 증가하였으며, 이러한 강수량 증가는 층운형 강수율에서 더 크게 나타났다. 이러한 현상은 해양성 대륙을 지나면서 육지의 영향을 받아 작아진 MJO/ISO의 강수가 따뜻한 바다인 서태평양의 영향을 받아 증가하기 때문에 나타난다. 층운형 강수율이 큰 폭으로 증가하는 이유는 대기와 해양의 상호 작용에 의해 서 태평양에서 대류현상이 깊어지고, 그에 의해서 광역 구름대를 형성하는 시스템을 구축하기 때문이다.

MJO/ISO 중심에서의 총 강수율은 여름철 보다 겨

울철이 더 큰 폭으로 증가하였다. 그리고 강수량 아노말리는 두 계절 모두 대부분의 위상에서 층운형 강수율이 대류성 강수율 보다 더 크게 나타났다. 전체 강수량 아노말리 중에 층운형 강수율 아노말리가 차지하는 비율을 구하면, 평균적으로 겨울철에 62%, 여름철에 55%를 차지하는 것을 볼 수 있고, 이것은 층운형 강수율의 변동이 계절안 진동의 총 강수율 변동 중 많은 부분을 차지한다는 것을 정량적으로 보여주는 결과이다.

MJO/ISO 중심에서는 층운형 강수율이 총 강수량 중에 53~56%를 차지하는데, 이는 열대지역에서 층운형 강수율의 비율이 평균적으로 40%를 차지한다는 Schumacher and Houze(2003)의 결과보다 13~15% 더 상회하는 결과이다. 이러한 층운형 강수율의 증가 원인은 MJO/ISO의 대류성 구름이 조직화 됨에 따라 광역 강수대(층운형 구름)를 발달 시키기 때문이며, 이러한 층운형 구름은 상층 대기를 가열 시키고 하층 대기를 냉각 시켜 연직 가열 프로파일이 상층부를 두텁게 만든다. 모델에서도 MJO/ISO를 잘 모의하기 위해서는 이러한 층운형 구름을 현실과 유사하게 생성해야 하며, 모델에서는 이러한 층운형 구름의 형성을 심층 대류 모수화 과정과 연관되어 계산된다. 최근 연구 경향은 모델이 MJO/ISO를 더 잘 모의 하게 하기 위해 심층 대류 모수화 과정 및 층운형 강수에 대한 연구가 활발히 이루어지고 있는데, 본 연구를 바탕으로 층운형 강수율 또는 층운형 강수 비율이 모델에서의 MJO/ISO 모의를 향상시킬 수 있는 지표로 활용될 수 있을 것으로 사료된다.

## 감사의 글

이 논문은 부산대학교 자유과제 학술연구비(2년)에 의하여 수행되었음.

## 참고문헌

- 한상태와 서경환, 2009 : 매든-줄리안 진동의 위상에 따른 동아시아 지역의 강수와 순환의 변동성. *J. of Korean Earth Science Society*, **30**, 282-293.
- Benedict, J. J., and D. A. Randall, 2007 : Observed characteristics of the MJO relative to maximum rainfall. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 2332-2354.
- Chattopadhyay, R., B. Goswami, A. Sahai, and K. Fraedrich, 2009 : Role of stratiform rainfall in modifying the northward propagation of monsoon intraseasonal oscillation. *J. Geophys Res.*, **114**, D19114.1-15.
- Goswami, B. N., 2005 : Intraseasonal variability (ISV) of

- south Asian summer monsoon, in *Intraseasonal Variability of the Atmosphere-Ocean Climate System*, edited by W. K.-M. Waliser, pp. 19-61, Springer, Berlin.
- Lin, H., 2009 : Global Extratropical Response to Diabatic Heating Variability of the Asian Summer Monsoon. *J. Atmos. Sci.*, **66**, 2697-2713.
- Lin, J., B. Mapes, M. Zhang and M. Newman, 2004 : Stratiform Precipitation, Vertical Heating Profiles, and the Madden-Julian Oscillation. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 296-309.
- Lucas, L. E., D. E. Waliser, P. Xie, J. E. Janowiak, and B. Liebmann, 2001: Estimating the satellite equatorial crossing time biases in the daily, global outgoing longwave radiation dataset. *J. Climate*, **14**, 2583-2605.
- Morita, J., Y. Takatani, S. Shige and Y. Kodama, 2006 : Analysis of rainfall characteristics of the Madden-Julian oscillation using TRMM satellite data. *Dyn. Atmos. Oceans* **42**, 107-126.
- 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.
- Madden, R. A. and P. R. Julian, 1994, Observations of the 40-50 day tropical oscillation : A Review, *Mon. Weather Rev.*, **122**, 814-837.
- Matthews, A. J., 2000 : Propagation Mechanisms for the Madden-Julian Oscillation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **126**, 2637-2652.
- Rui, H., and B. Wang, 1990 : Development characteristics and dynamic structure of tropical intraseasonal convection anomalies. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 357-379.
- Schumacher, C. and R. A. Houze, 2003 : Stratiform Rain in the Tropics as Seen by the TRMM Precipitation Radar. *J. Clim.*, **16**, 1739-1756.
- Seo, K.-H., and K.-Y. Kim, 2003: Propagation and initiation mechanisms of the Madden-Julian oscillation. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4384-4405.
- Seo, K.-H., J.-K. E. Schemm, W. Wang, and A. Kumar, 2007: The boreal summer intraseasonal oscillation simulated in the NCEP Climate Forecast System (CFS): The effect of sea surface temperature. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 1807-1827.
- Seo, K.-H., W. Wang, J. Gottschalk, Q. Zhang, J.-K. E. Schemm, W. R. Higgins, and A. Kumar, 2009: Evaluation of MJO forecast skill from several statistical and dynamical forecast models. *J. Climate*, **22**, 2372-2388.
- Sikka, D. R., and S. Gadgil, 1980 : On the maximum cloud zone and the ITCZ over Indian longitudes during the southwest monsoon, *Mon. Weather Rev.*, **108**, 1840-1853.
- Weare, B. C., 2006 : Centered Composite Analysis of Variations Associated with the Madden-Julian Oscillation. *J. Climate*, **19**, 1834-1849.
- Wheeler, M.C. and H. H. Hendon, 2004 : An All-Season Real-Time Multivariate MJO Index: Development of an Index for Monitoring and Prediction. *Mon. Weather Rev.*, **132**, 1917-1932.
- Zhang, C., 2005 : Madden-Julian Oscillation. *Rev. Geophys.*, **43**, RG2003, doi:10.1029/2004RG000158.
- Zhang, C., and H. H. Hendon, 1997 : Propagating and standing components of the intraseasonal oscillation in tropical convection. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 741-752.