

MJO의 이해와 활용



■ 발행: 예보국 ■ 문의: 예보기술분석과(내선 1656/1657) ■ 발행일: 2013년 5월 7일(화)

MJO란 하층대기에서 서에서 동으로 진행되는 열대지역의 진동 또는 파동의 의미로서, 처음 발견한 사람인 Madden과 Julian(1971)의 이름 첫 자를 인용하여 MJO(Madden Julian Oscillation)로 표기한다. MJO는 강한 대류성 구름을 동반하고 해면수온이 따뜻한 인도양에서 생성되어 발달하면서 동쪽으로 이동한다. MJO의 주기는 30~90일(1~3달) 정도이며, ENSO(El Nino Southern Oscillation)의 영향을 받으므로 계절 내 진동과 경년 변동의 뚜렷한 특징이 나타난다.

우리나라의 여름철 기상현상은 장마, 집중호우, 태풍 등 열대기상과 연동되어 있기 때문에 열대기상현상에 대한 이해가 필요하다.

이번호에서는 MJO의 이해를 바탕으로 동아시아에서 MJO의 특징과 영향, 그리고 주간 이후의 기류 분석 및 예측에 고려해 볼 내용을 소개한다.

1. MJO의 구조와 특징

1.1 동풍대(무역풍)에 나타나는 서풍

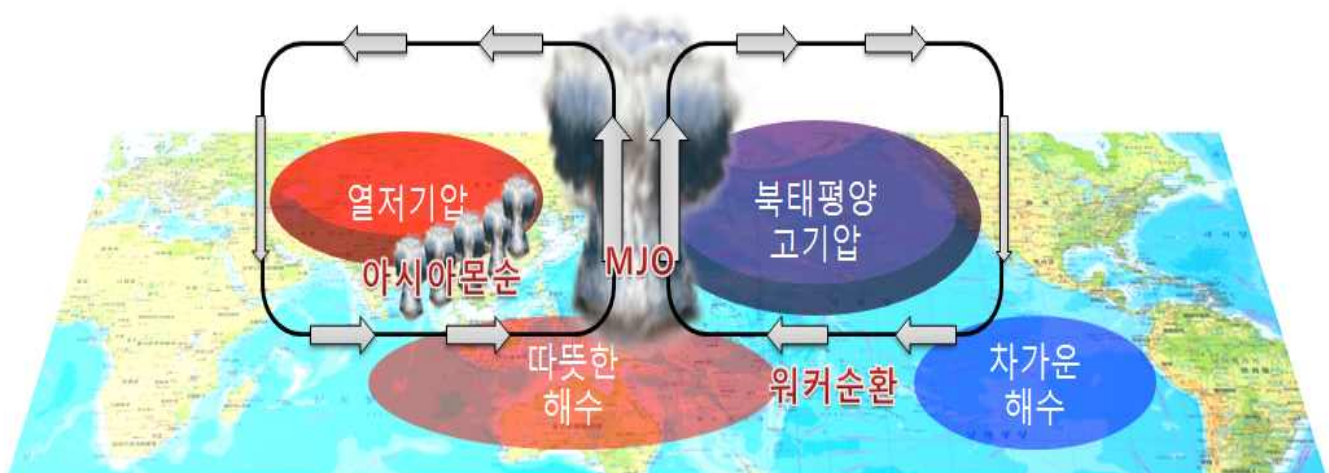


그림 1. 북반구 여름철 MJO와 관련된 순환 모식도

지구대기 대순환에 의하면, 적도부터 위도 30도 까지는 동풍의 무역풍이 존재한다. 특히, 태평양 동쪽은 그림 1과 같이 동풍에 의해서 해수가 동에서 서로 이동하여 깊은 수심의 차가운 물이 올라오므로 낮

은 수온을 보이는 반면, 서태평양은 동쪽에서 이동해오는 해수가 일사에 의해 가열되면서 상대적으로 높은 수온을 보인다. 이로 인하여, 동태평양 하층대기는 냉각되어 하강기류가 우세한 고기압이, 서태평양의

하층대기는 상승운동을 일으키는 저기압이 형성되어 동서 방향으로 워커 순환(Walker circulation)이 나타난다(그림 1 참조). 이 때, 상승기류가 위치한 서태평양은 대류성 구름대가 발달하고 강수 증가가 나타난다. 이 대류성 구름대의 서쪽은 하층대기에서 서풍의 기류와 함께 워커 순환과 반대의 순환이 나타난다. MJO는 워커 순환의 서쪽에 위치하며, 따뜻한 해수면 위로 상승기류와 함께 대류성 구름대가 발달하고 느리게 동쪽으로 이동한다. 평균적으로 대류성 구름대는 인도양에서 발생하고 발달하면서 서태평양을 거쳐 동태평양으로 이동한다. Madden and Julian(1972)은 그림 2와 같이 인도양에서 발생하여 동쪽으로 이동하는 MJO의 연직 순환분포를 간단한 모식도로 제시하였다. 대류성 구름대는 서에서 동으로 이동하면서 서태평양 부근에서 가장 강하게 발달하며, 해수 온도가 낮은 동태평양에서 약화된다.

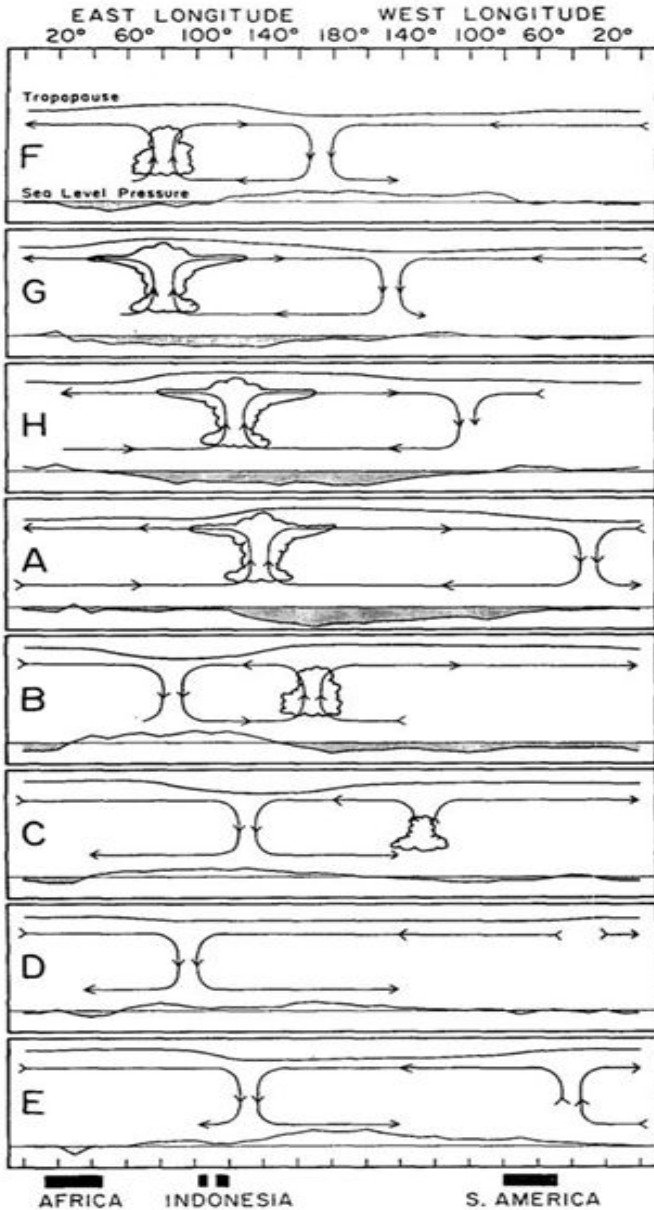


그림 2. Madden and Julian (1972)이 제시한 MJO 모식도

MJO가 오래전 인류의 이동에 영향을 주었던 증거가 있다. 폴리네시아인은 뉴질랜드, 하와이 등 수천 km나 떨어진 태평양의 무수한 섬들에 거주하고 있다. Hostetter(1991)과 Finney(1994)는 약 4500년 전 인도차이나 반도와 뉴기니섬에 거주하던 폴리네시아인이 동쪽으로 이동한 증거를 찾아냈는데, 그림 3과 같이 폴리네시아인은 MJO에 의한 대류성 구름대가 동쪽으로 이동한 후 서쪽에 위치한 서풍의 기류를 이용하여 동쪽으로 이동할 수 있었다.



그림 3. MJO의 특징을 이용하여 항해한 폴리네시아인의 이동경로

1.2 30-90일 주기, 이동속도 5m/s

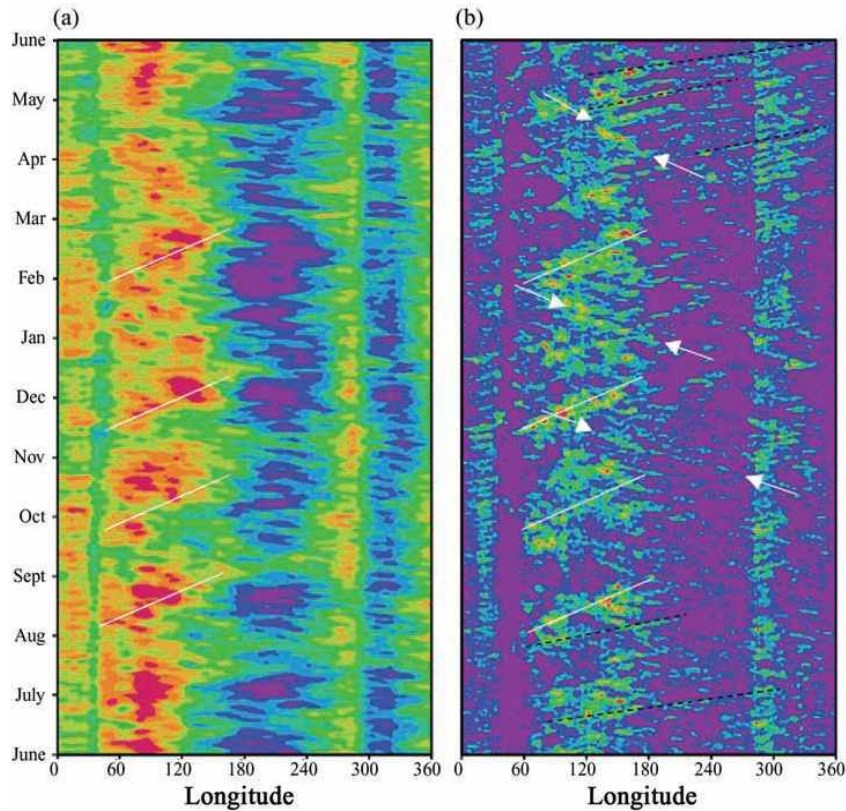


그림 4. 2000년 6월부터 2001년 5월까지의 기간을 대상으로 남·북 위 10도를 평균한 경도와 시간 변화에 따른 (a)850hPa 수평 바람장과 (b)강수분포로서, 흰색 실선은 MJO를 의미함

그림 4의 (a)와 같이 수평바람 성분
의 이동과 강도를 이용하여 MJO
의 주기를 분석할 수 있으며(흰색 실
선 참고), 강수량 재분석 자료를 이
용하여 (b)와 같이 MJO의 주기를
분석할 수 있다. (a)를 살펴보면 인도
양에서 태평양 중부까지 강풍대(서
풍)의 이동을 볼 수 있으며, 강풍대
주기 내에 (b)와 같이 강수대가 위치
하여 비슷한 기온기로 서에서 동으로
이동하는 것을 볼 수 있다. 서풍과
강수대의 이동주기는 약 30~90일이
고, 이동속도는 평균적으로 약 5m/s
를 보인다.

1.3 북반구와 남반구에서 나타나는 계절적 변동

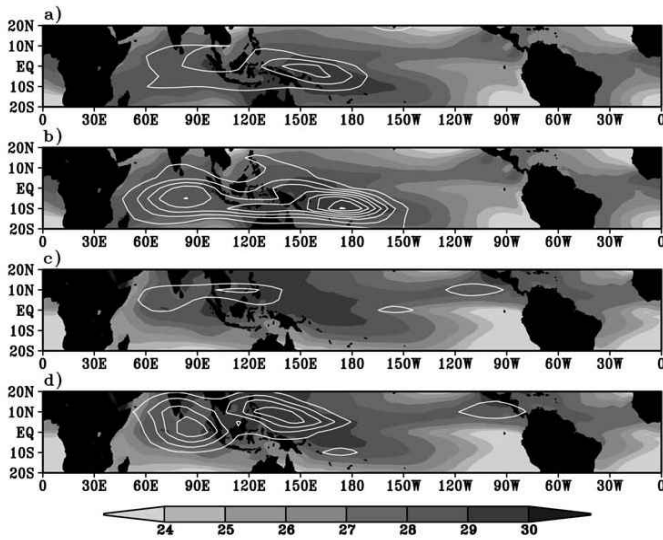


그림 5. 평균 해수면 온도(음영 구역)위에 (a),(c)850hPa 동서바람성분(흰색실선)과 (b),(d)강수(흰색실선)표시. (a),(b)는 12~3월, (c),(d)는 6~9월을 의미함(Zhang and Dong, 2004)

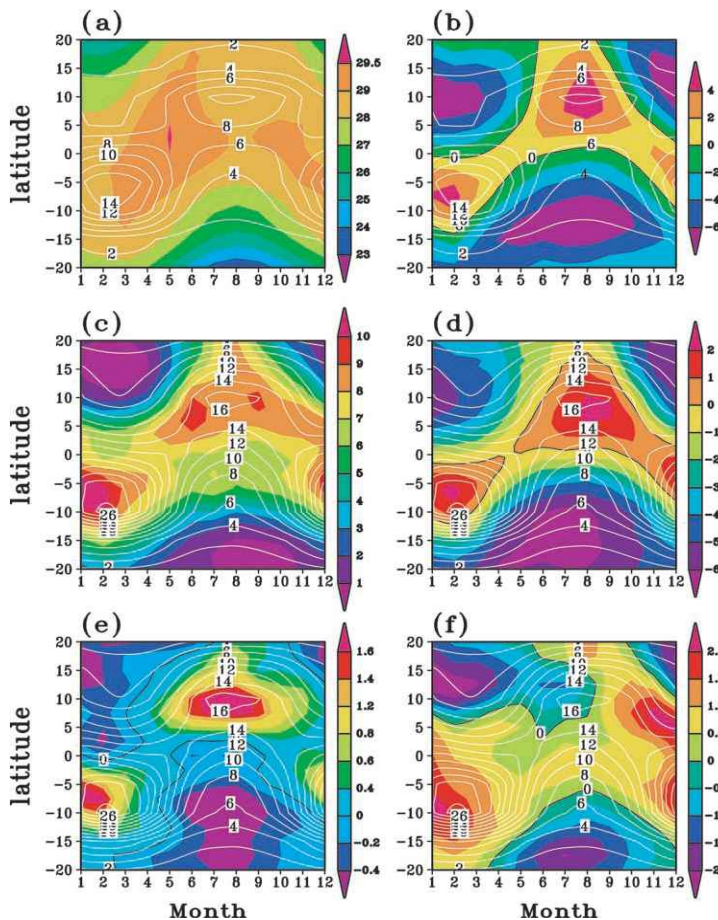


그림 6. 20년(1979-1998)간 경도 60~180°E를 평균하여 월별 위도변화를 보여주는 그림으로서, 흰색실선 중 (a),(b)는 850hPa 동서바람, (c),(d),(e),(f)는 강수를 의미함. 음영구역은 (a)는 SST, (b)는 850hPa 바람, (c)는 강수, (d)는 지표바람, (e)는 850hPa 습수수렴, (f)는 925hPa 습수수렴을 의미함(Zhang and Dong, 2004)

Zhang and Dong(2004)은 20년(1979-1998) 평균장을 이용하여 그림 5와 6과 같이 적도를 기준으로 남반구와 북반구의 MJO 차이를 분석하였다. 그림 5의 (a),(b)는 남반구의 여름인 12~3월에 해당한다. 뉴기니 섬 부근에 최대 풍속이 나타나고(a), 적도~10° S에 많은 양의 강수가 있으며(b), 최대 강수대는 뉴기니 섬과 호주 북부에 위치한다. (c),(d)는 북반구의 여름인 6~9월에 해당한다. 인도차이나반도와 필리핀 부근으로 강한 바람이 나타나고(c), 적도~10° N에 위치한 인도양과 필리핀 동쪽에 최대 강수대가 보인다(d).

그림 6은 인도양과 태평양을 포함하는 경도 60~180° E를 평균하여 월(x축)별 위도(y축)대의 기후값 변화를 보여준다. 각 그림들의 공통된 특징은 1~2월에 5° S 부근이 가장 강한 MJO의 특성을 보여주고, 7~8월에 10° N 부근이 강한 MJO의 특성을 보인다. Salby and Hendon(1994)과 Zhang and Dong(2004)도 MJO가 남반구 여름의 적도 남쪽에 가장 강한 강도를, 북반구 여름의 아열대 지역에 두 번째로 강한 강도를 가지고 있음을 제시하였다.

4~5월은 남반구에서 북반구로 MJO의 특성이 이동하는 시기다. 아시아 몬순 중

동남아시아 몬순이 가장 빨리 나타나는데, 인도차이나반도를 중심으로 5월경에 시작하는 여름몬순은 남반구에서 북반구로 이동하는 MJO의 영향으로 발생한다. 남반구 여름철의 MJO는 오스트레일리아의 몬순(Hendon and Liebmann, 1990), 북반구 여름철의 MJO는 아시안 몬순(Lawrence and Webster, 2002)에 영향을 미친다.

1.4 대류구역의 이동과 수온 분포

Madden and Julian(1971, 1972)은 대류구역이 동쪽으로 이동함에 따라 수온이 변화하는 과정을 그림 7과 같이 제시하였다. 인도양의 따뜻한 수면위에서 대류가 발생하여 서태평양으로 전파됨에 따라 대류 강화구역의 서쪽과 동쪽으로 대류 억제구역이 나타나고, 일사에 의해 진행방향의 동쪽으로 해수면온도의 상승이 나타나며, 대류구역이 지나간 서쪽으로는 해수면온도의 하강이 나타난다. 하지만 먼 서쪽으로는 다시 해수면온도가 일사에 의해 상승한다.

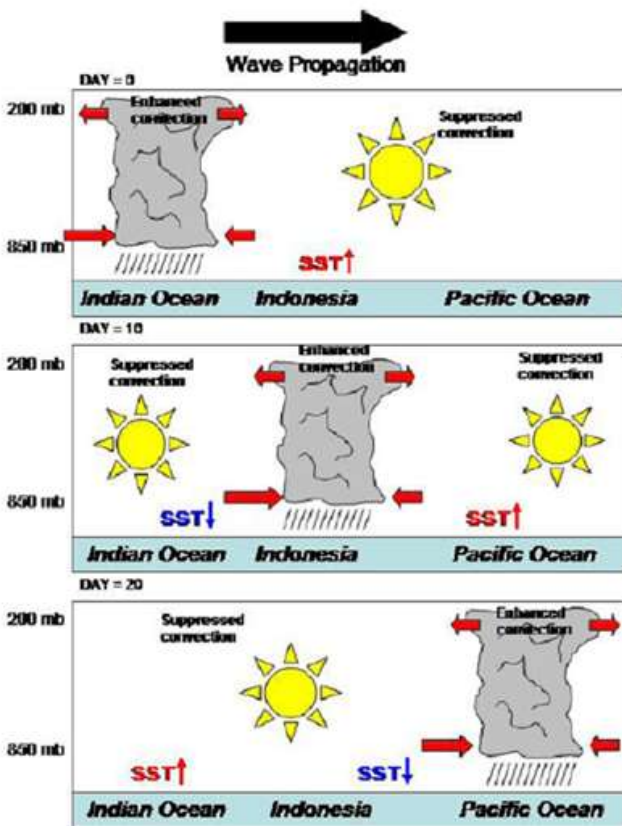


그림 7. MJO에 의한 대류구역의 이동에 따른 SST 변화

1.5 ENSO에 의한 경년변동

MJO는 계절 내 변동뿐만 아니라 강한 경년 변동을 보이며, El Nino-Southern Oscillation(ENSO)과 관련성이 있다(Zhang and Gottschalk, 2002; Hendon 등, 1999; Slingo 등, 1999; Bergman 등, 2001). MJO와 연관된 대류구역은 동진하면서 상대적으로 수온이 낮은 날짜 변경선 근처에 도달할 때, 약화되면서 소멸하는 특징을 보인다. 왜냐하면, 동쪽으로 이동할수록 동태평양의 낮은 수온으로 인하여 상승운동이 억제되기 때문이다. 만약, 엘니노가 발생했다면, 서태평양의 수온이 동태평양의 수온보다 상대적으로 낮아서 MJO의 순환은 태평양에서 나타나지 못하고 인도양 부근으로 제한된다. 그림 8의 (a)라니냐와 (b) 정상상태일 때, 시간 변화에 따른 발산과 수렴

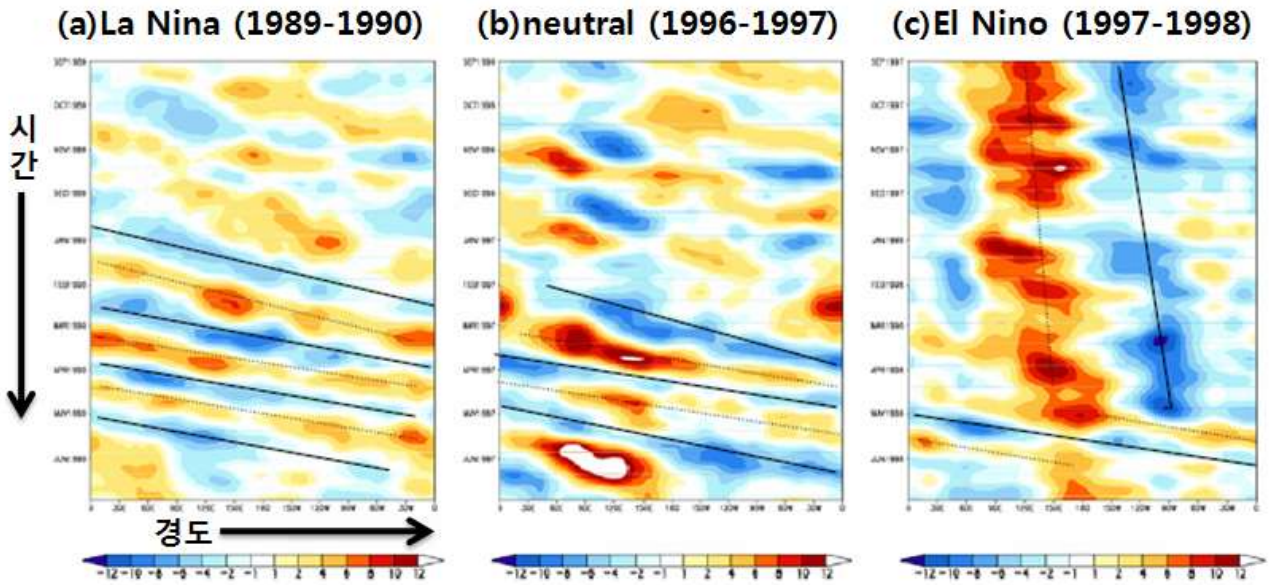


그림 8. 경도별 날짜변화에 따른 200hPa 속도 포텐셜(발산 값) 실선은 음의 값을 이은선, 점선은 양의 값을 이은 것으로서 30-90일 정도의 MJO 주기를 의미함

의 규칙적인 분포가 나타나지만, (c)엘니뇨의 경우에는 시간변화에 따른 변화가 보이지 않는다. 단지 서태평양 상공에 수렴과 동태평양 상공에 발산만이 뚜렷하다. 이 외에도 Slingo 등(1999)은 MJO의 강도가 십년 이상의 장기적 변동(decadal variation)을 하고 있으며 과거에 비해 MJO의 강도가 증가하고 있음을 보였다.

2. 우리나라에 영향

2.1 태풍발생 빈도의 변화

MJO는 열대저압부(태풍)의 활동을 조절하는 것으로 알려져 있다(Maloney and Hartmann, 2000; Higgins and Shi, 2001). MJO가 북반구에 영향을 미치는 5~11월 동안에 태평양에서 태풍을 강화시키거나 억제시키는 역할을 한다. MJO가 열대해상에서 태풍의 발달에 유리하거나 불리한 조건을 만들기 때문이다. 그림 9와 같이 MJO의 강화된 대류 지역을 기준으로 서쪽과 동쪽으

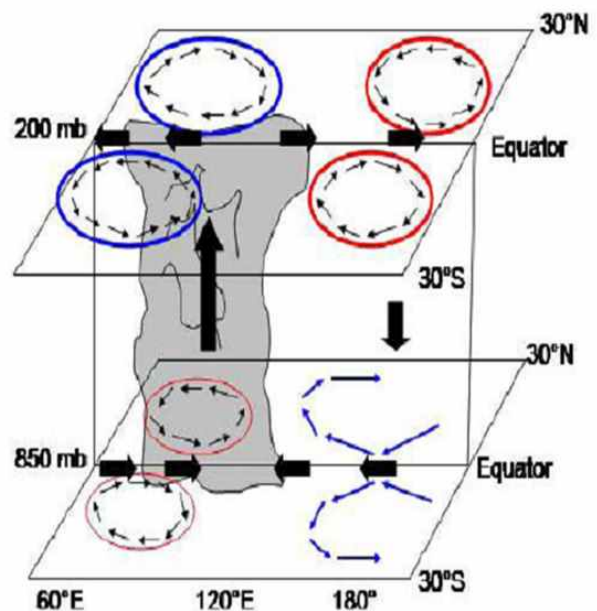


그림 9. MJO에 의한 3차원 기류 구조로서 붉은색은 저기압성, 파란색은 고기압성 회전을 의미함(Rui and Wang, 1990)

로 기류의 이동방향에 의해 저기압성 혹은 고기압성 회전기류가 만들어진다. MJO가 동쪽으로 진행함에 따라 태풍과 같은 열대 저압부가 발달하기 좋은 지역도 인도양에서 태평양으로 이동한다. 강한 대류성 구름지역을 중심으로 북서쪽은 하층의 저기압성 순환과 상층의 발산구조에 의해 열대저압부가 발생하기 유리하므로, 북반구 여름철 MJO가 서태평양이나 태평양 중앙에 위치할 경우 태풍의 발생확률이 높아진다. 반면, 강한 대류구역이 인도양이나 인도차이나 반도에 있을 경우에 서태평양은 고기압성 순환에 의해서 태풍발생이 억제된다. 그림 10은 MJO가 동쪽으로 이동함에 따라 상층 발산(녹색)구역의 이동과 태풍의 발생관계를 잘 보여준다. 상층 발산(속도 포텐셜의 음의 값)구역이 서태평양에 위치할 때 태풍의 발생빈도가 증가하지만, 동태평양에 위치할 때 서태평양은 상층수렴구역에 들어 태풍의 발생빈도가 감소하지만 허리케인의 발생빈도는 증가한다.

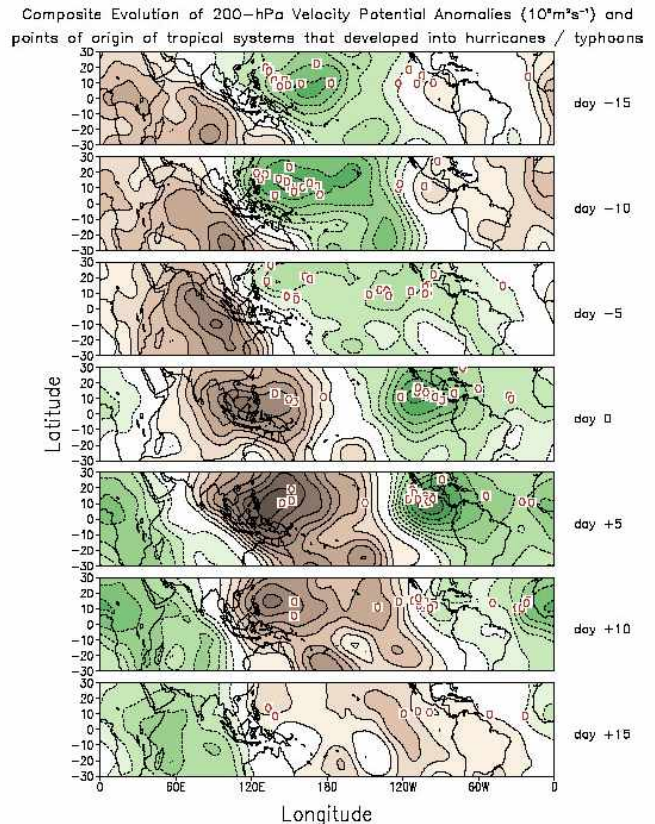


그림 10. 200hPa 속도 포텐셜로서, 음의 값인 녹색구역은 상층 발산을, 양의 값인 갈색구역은 상층 수렴을 의미한다. 흰색 박스안에 붉은색 심볼은 태풍발생을 의미함

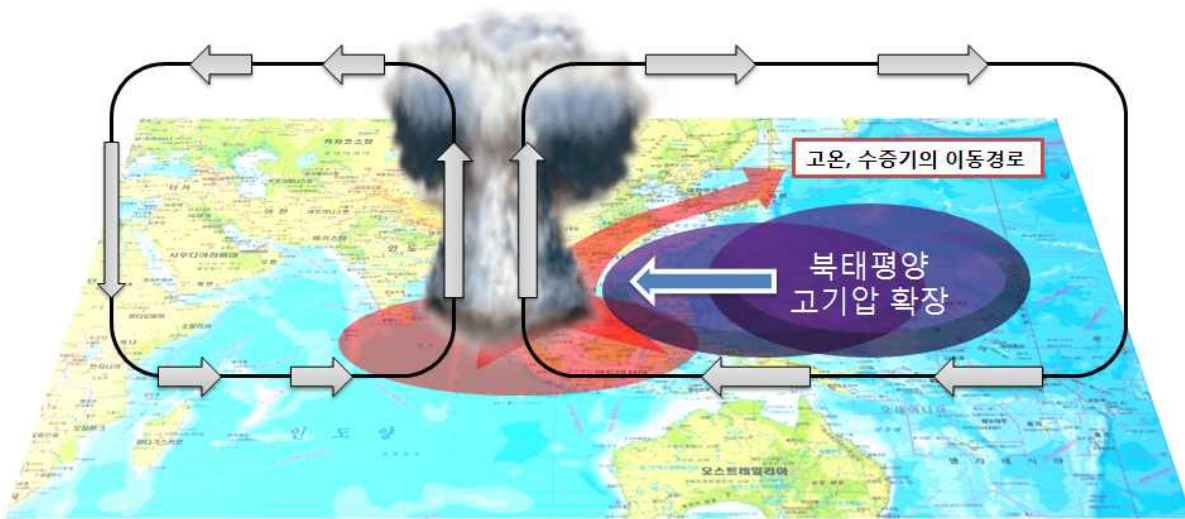
2.2 주간 이후의 기류분석

우리나라와 동아시아 여름철 기후는 북서태평양 고기압(North Western Pacific High: NWPH)의 위치와 범위, 강도와 관련성이 높다. 만약, 우리나라가 NWPH의 서쪽 가장자리에 위치한다면 남서류에 의해 남쪽에서 많은 양의 수증기와 고온의 에너지가 우리나라에 유입된다.

예를 들어, 그림 11(a)와 같이 강한 대류구역이 벵갈만과 인도차이나 반도에 위치할 경우 대류구역의 북동쪽에 위치한 남중국해와 필리핀 부근은 지상과 하층대기에서 고기압성 회전이 강화된다(그림 9참조). 강화된 고기압성 회전은 저위도의 많은 양의 수증기와 고온의 에너지를 한반도로 유입시켜 많은 양의 비가 내리는 패턴이 만들어진다. Yanai 등(1992), Tian and Yasunari(1998), Hsu 등(1999), Samel 등(1999)은 동아시아 여름철 몬순의 발달과 강수증가 과정을 설명하면서, 벵갈만과 인도차이나반도 북서쪽의 대류강화가 필리핀 부근과 남중국해에 고기압성 순환을 강화시켜 우리나라가 포함된 동아시아에 강수를 증가시키고, 이와 반대로 필리핀 부근과 서태평양에 강수가 증가하면 우리나라와 일본 등 동아시아에

강수가 감소함을 보였다. 그림 11(b)와 같이 강한 대류구역이 필리핀 부근에 위치할 경우 북태평양 고기압은 동쪽으로 이동하고, 열대지방에서 고위도로 이동하는 기류도 동쪽으로 이동한다.

(a) 강한 대류구역이 벵갈만과 인도차이나반도 부근에 위치할 경우



(b) 강한 대류구역이 남중국해상과 필리핀부근에 위치할 경우

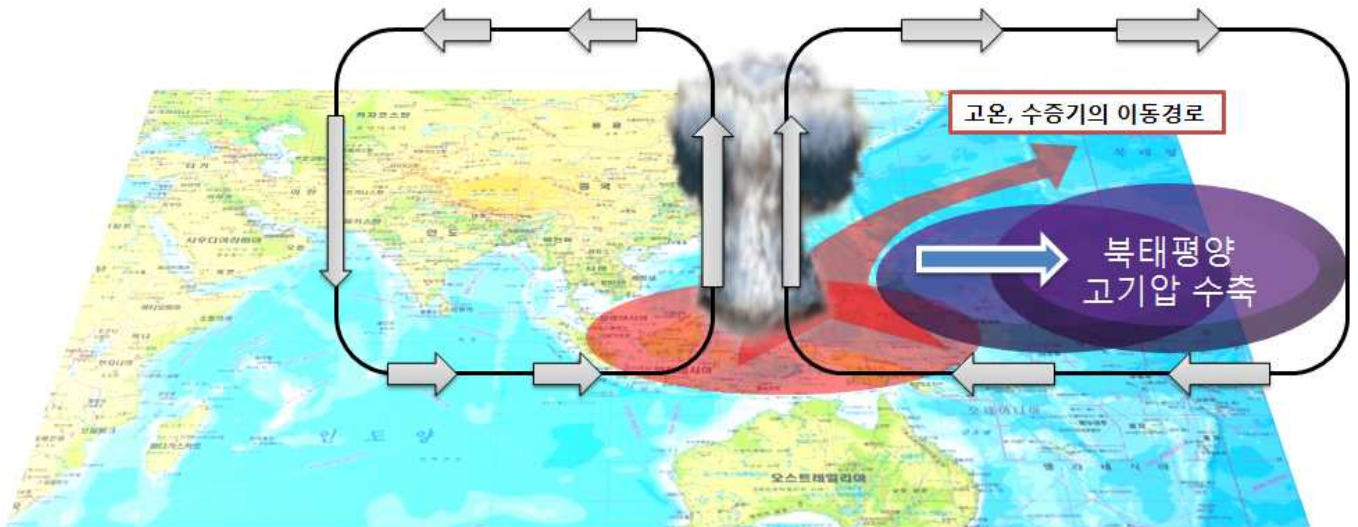
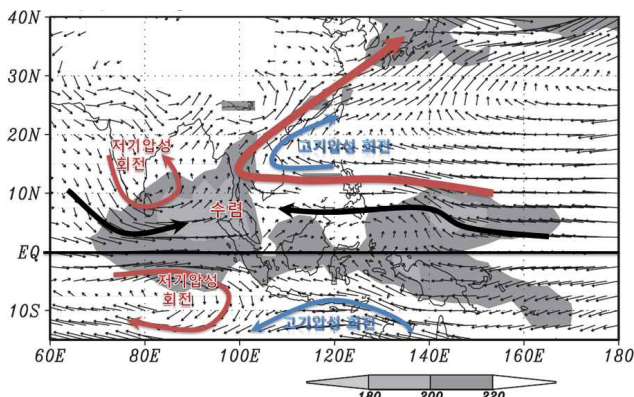


그림 11. MJO의 위치에 따른 NWPH의 발달과 수증기 이동경로

(a) 5월 초순



(b) 5월 중순

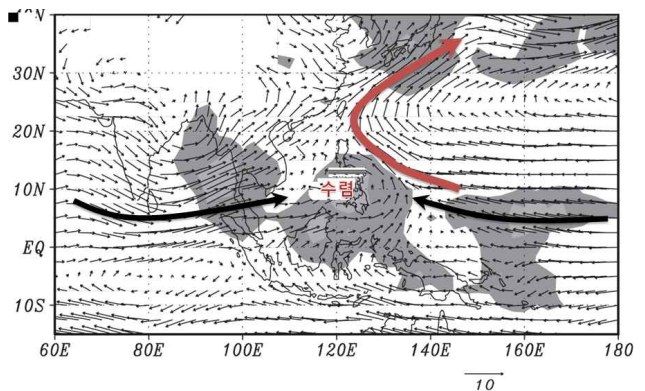


그림 12. 최근 15년(1994~2008)간 평균 850hPa 바람과 OLR(w/m²) 분석장(Kajikawa and Wang, 2012)으로서, MJO와 관련된 순환과 우리나라에 유입되는 남서류의 진로 변화를 설명

남반구에 활발한 대류를 보이던 MJO는 4월말부터 적도를 넘어 북반구에 영향을 미치는데, 벵갈만 부근과 인도차이나반도에 활발한 대류를 보일 때, 남중국해와 동중국해에 고기압성 기류가 강화되고, 따뜻하고 습한 남서류가 벵갈만과 인도차이나반도 북쪽에서 우리나라로 유입된다(Kajikawa and Wang, 2012). 그림 12(a)는 평균 일기도에 MJO와 관련된 특징적인 기류를 표시한 것이다. 평균적으로 5월 중순 이후에 MJO는 동쪽으로

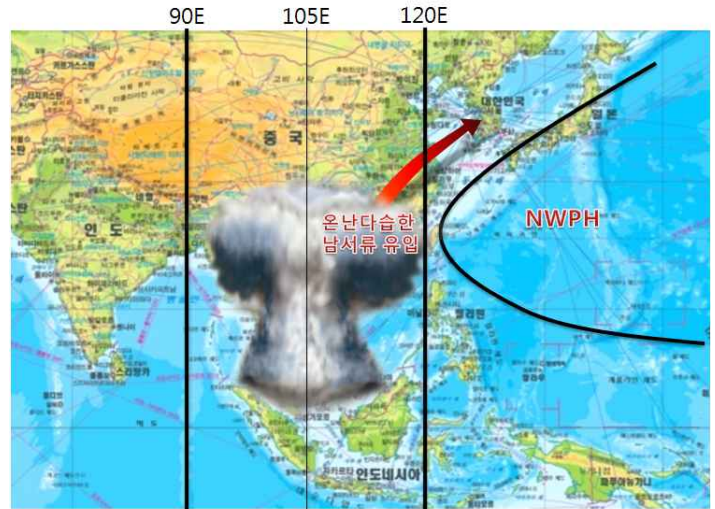


그림 13. 대류 발달구역의 위치에 따른 남서류의 이동과 고기압 위치

이동하여 필리핀 부근에 강한 대류가 나타나며, 대류 구름대의 북동쪽에 위치한 북태평양 고기압도 동쪽으로 이동한다(그림 12b 참조). MJO의 주기상 그림 12(a)와 같이 7월 초에도 벵갈만과 인도차이나반도에 대류지역이 발달하는데, 북태평양 고기압의 발달과정과 맞물려 장마전선의 활성화 및 호우예보에 참고할 필요가 있다. 동아시아 여름강수는 남서류의 몬순시스템과 MJO에 의한 강수증가가 동시에 발생하므로, MJO에 의한 일기패턴 이해도 여름철 강수예보에 필요한 요소이다(Yihui and Chan, 2005; Wang et al., 2008).

지금까지 연구결과를 바탕으로 다음과 같이 예보업무에 참고할 수 있다.

첫째, 강한 대류구역이 벵갈만과 인도차이나반도 부근(90~120° E)에 위치할 경우에 북태평양 고기압이 우리나라 부근으로 확장하면서 남서류가 강화되어 많은 양의 수증기가 우리나라로 유입될 수 있다. 따라서 MJO에 의한 대류 구역이 그림 13과 같이 90~120° E에 위치할 경우, 종관분석을 강화하여 우리나라에 강수 증가 가능성을 심층 분석할 필요가 있다.

둘째, 강한 대류지역의 위치를 기준으로 태풍발생 및 강도의 변화를 고려한 분석이 필요하다.

2.3 분석 및 예측자료 활용

미국 NOAA에서 실시간 MJO와 관련된 분석장과 예측장을 제공하고 있다. 웹 주소는 <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/MJO/mjo.shtml> 이다. 그림 14와 같은 다양한 분석자료를 이용하여 MJO의 위치와 강도를 분석할 수 있으며, 주기분석을 통한 예측도 가능하다. 우리나라의 여름철(5~9월) 저위도에서 북상하는 시스템과 기류의 이해를 바탕으로 주간 및 월간예측의 정확도를 높일 수 있다.

그림 15는 상층 발산장을 이용한 대류발달구역 예측과 주변의 기압계 변화를 고려하여 우리나라의 주간 및 월간 강수예측 방법을 제시한 것이다. 5월 10일과 15일 예측장에서는 대류구역(상층발산: 녹색구역)이 벵갈만과 인도차이나반도 부근에 위치하기 때문에 북태평양 고기압이 확장하여 우리나라는 따뜻하고 습한 남서류가 유입될 수 있다. 5월 20일과 25일 예측장에서 대류구역이 서태평양에 위치하면서 태풍이 발생하거나 발달하기 좋은 조건이 형성된다. 5월 30일부터 6월 14일까지는 대류발달구역이 보이지 않으며, 인도차이나반도와 서태평양은 상층수렴 구역에 위치할 것으로 모의되었다. 따라서, 우리나라에 대규모의 강한 남서류 유입이 제한되는 형태로 분석할 수 있다.

(a) 적외영상과 속도포텐셜(200hPa)

(b) OLR 편차

(c) 850hPa 수평바람 편차

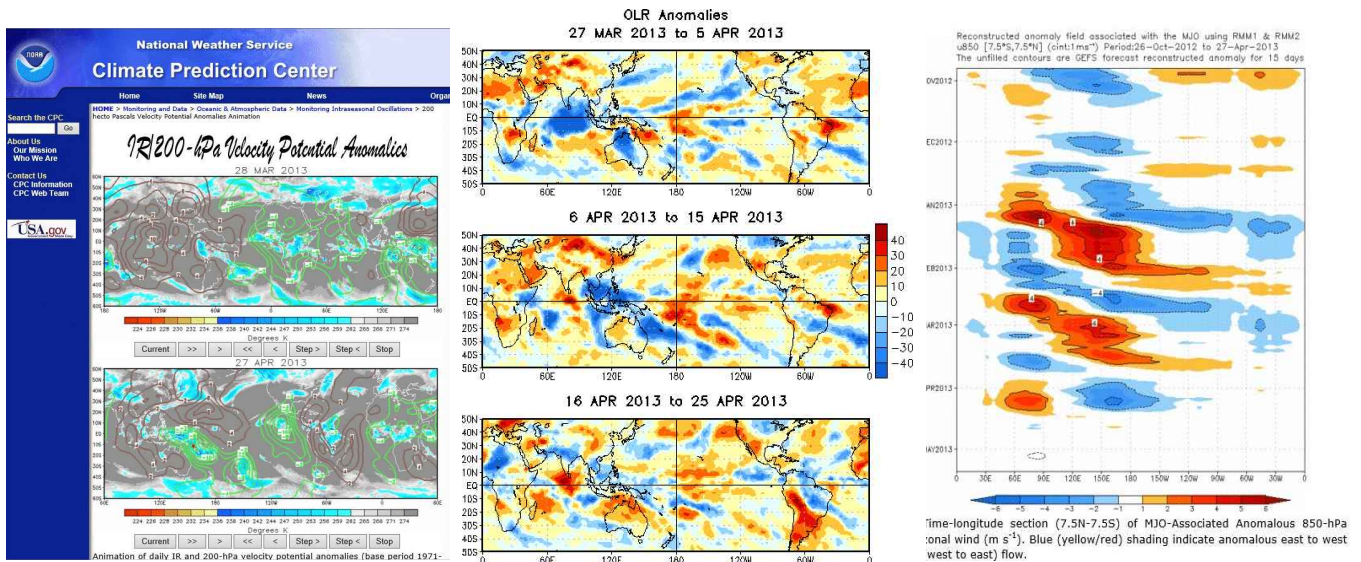


그림 14. 미국 NOAA에서 제공하는 MJO 분석자료 예

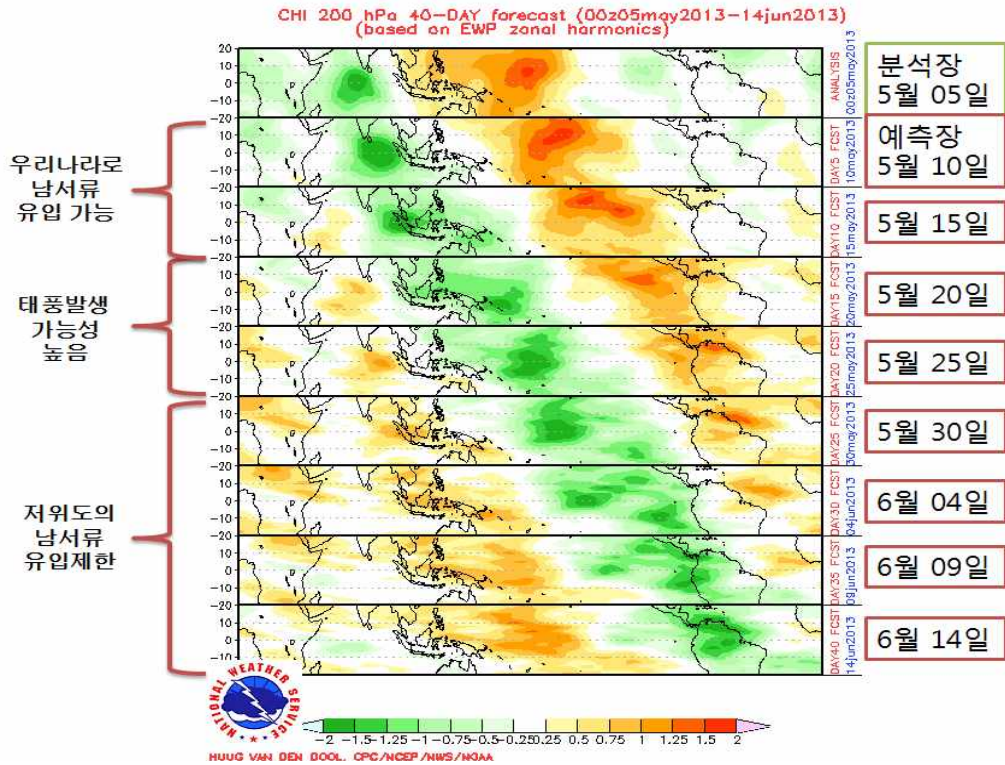


그림 15. 미국 NOAA에서 제공하는 MJO 예측자료(200hPa 속도포텐셜)와 활용예제. 녹색영역은 상층발산, 붉은색은 상층수렴을 의미함. 2013년 5월 5일 00UTC 생산자료 임

<참고문헌>

Bergman, J. W., H. H. Hendon, and L. M. Weickmann, 2001: Intraseasonal air-sea interactions at the onset of El Nino. *Journal of Climate*, **14**, 1702-1719.

Hendon, H. H., and B. Liebmann, 1990: A composite study of onset of the Australian summer monsoon. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2227-2239.

_____, C. Zhang, and J. D. Glick, 1999: Interannual variation of the Madden-Julian oscillation during austral summer. *Journal of Climate*, **12**, 2538-2550.

Higgins, R. W., and W. Shi, 2001: Intercomparison of the principal modes of interannual and intraseasonal variability of the North American monsoon system, *Journal of Climate*, **14**, 403-417.

Hsu H-H, Terrg C-T, Chen C-T. 1999. Evolution of large-scale circulation and heating during the east transition of Asian summer monsoon. *Journal of Climate*, **12**: 793-810.

Huffman, G. J., R. F. Adler, P. Arkin, A. Chang, R. Ferraro, A. Gruber, J. Janowiak, A. McNab, B. Rudolph, and U. Schneider (1997), The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) combined precipitation dataset, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **78**, 5-20.

Kalnay, E., et al. 1996: NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **77**, 437-471.

Lawrence, D. M., and P. J. Webster, 2002: The boreal summer intraseasonal oscillation: Relationship between northward and eastward movement of convection, *J. Atmos. Sci.*, **59**, 1593-1606.

Madden, R. A., and P. R. Julian, 1971: Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific, *J. Atmos. Sci.*, **28**, 702-708.

_____, and _____, 1972: Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period, *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1109-1123.

_____, and _____, 1994: Observations of the 40-50 day tropical oscillation : *A Review. Mon. Weather Rev.*, **122**, 814-837.

Maloney, E. D., and D. L. Hartmann, 2000: Modulation of eastern North Pacific hurricanes by the Madden-Julian Oscillation, *Journal of Climate*, **13**, 1451-1460.

Rui, H., and B. Wang, 1990: Development characteristics and dynamic structure of tropical intraseasonal convection anomalies, *J. Atmos. Sci.*, **47**, 357-379.

Salby, M. L., and H. H. Hendon, 1994: Intraseasonal behavior of clouds, temperature, and motion in the tropics. *J. Atmos. Sic*, **51**, 2207-2224.

Samel A. N., Wang W. C., and Liang X. Z., 1999: The monsoon rain band over China and relationships with Eurasian circulation. *Journal of Climate*, **12**: 115-131.

Slingo, J. M., D. P. Rowell, K. R. Sperber, and F. Nortley, 1999: On the predictability of the interannual behavior of the Madden-Julian Oscillation and its relationship with El Nino, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **125**, 583-609.

Tian S-F, Yasunari T. 1998. Climatological aspects and mechanism of spring persistent rain over central China. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **76**: 57-71.

Yanai M, Li C, Song Z. 1992. Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects on the evolution of the Asian summer monsoon. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **70(1B)**: 319-351.

Zhang, C., 1993: Large-scale variability of atmospheric deep convection in relation to sea surface temperature in the tropics. *Journal of Climate*, **6**, 1898-1913.

_____, and J. Gottschalck, 2002: SST anomalies of ENSO and the Madden-Julian oscillation in the equatorial Pacific. *Journal of Climate*, **15**, 2429-2445.

_____, and M. Dong, 2004: Seasonality in the Madden-Julian oscillation. *Journal of Climate*, **17**, 3169-3180.