대한지리학회지 제48권 제2호 2013(184~203)

적도 저주파 진동과 관련된 한반도 여름철 강수의 변동성 연구

문자연* · 최영은** · 박창용***

Analysis on the Variability of Korean Summer Rainfall Associated with the Tropical Low-frequency Oscillation

Ja-Yeon Moon* · Youngeun Choi** · Changyong Park***

요약 : 이 연구에서는 장기간의 관측 자료를 이용하여 적도 저주파 진동과 관련된 한반도 여름철 강수의 변동성을 분석하였다. EOF 분석을 실시한 결과 여름철 대표적인 한반도 강수 패턴은 남한과 북한이 반대의 위상을 가지며 1990년대 중반을 기점으로 레짐 이동이 나타나는 변동 특성을 보였다. 한반도의 여름철 강수는 엘니뇨/라니냐 변동에 따라 적도 동태평양에서 해수면 온도가 증가하는 강한 엘니뇨 해와 적도에서부터 중위도 서태평양까지 남북으로 연결되어 강수량이 증가하는 약한 라니냐 해에 특히 우리나라(남한)의 남부지방에서 증가하는 경향을 보여주었다. 여름철 인도, 북서태평양, 북동아시아 몬순 지수 및 여름철 강수지수에 대한 계절 내 변동에 의해, 우리나라 강수는 6월 인도 몬순 지수와 양의 상관이 있고 7월 북서태평양 몬순 지수와 음의 상관이 있으며 8월 인도 몬순 지수와 가장 높은 음의 상관이 있는 것으로 나타났다.

주요어 : 여름철 강수, 엘니뇨, 라니냐, 몬순

Abstract : This study analyzes the variability of Korean summer rainfall associated with the tropical low-frequency oscillation using long-term observation data. From the EOF analysis, the first mode showed opposite phase between the South and the North Korea with the regime shift in rainfall variability since the mid-1990s. The summer precipitation over South Korea tends to increase in southern part during strong El Niño where the warm sea surface temperature extends to far eastern tropical Pacific. In weak La Niña, the increased precipitation directly influences from the western tropical Pacific to the mid-latitude. In June, the rainfall over South Korea is positively correlated with the Indian Summer Monsoon while in July, it is negatively correlated with the Western North Pacific Summer Monsoon. In August, highly negative correlation between the rainfall over South Korea and the Indian Summer Monsoon is found.

Key Words : Summer Rainfall, El Niño, La Niña, Monsoon

1. 연구배경 및 목적

한국, 중국, 일본을 포함하는 동아시아의 여름철 기후는 장마(Changma), 메이유(Meiyu), 바이우(Baiu)라는 나라별 강수 집중 현상, 적도 몬순골, 북서태평양 아열대 고기압, 중위도 요란 등의 변동에 의해 특징지어 진다(Tao and Chen, 1987). 동아시아 여름 몬순의 변동 특성은 서태평양 온난역과 대륙의 지

이 논문은 2012년도 정부(교육과학기술부)의 재원으로 한국연구재단의 지원을 받아 수행된 연구임(No. 2012R1A1A2005137)
* 건국대학교 기후연구소 연구교수(Research Professor, Climate Research Institute, Konkuk University), mjy1011@gmail.com
** 건국대학교 지리학과 교수(Professor, Department of Geography, Konkuk University), yechoi@konkuk.ac.kr
*** 건국대학교 기후연구소 연구원(Research Scientist, Climate Research Institute, Konkuk University), kpotato@konkuk.ac.kr

표 조건 등의 연주기 변동성뿐만 아니라 여름철 강수 밴드의 형태 및 이동에 의한 계절 안에서의 변동과 계절 전체의 평균적인 현상이 다른 해와 어떻게 다른 특징을 갖고 있는 가에 대한 경년 변동성을 모두 포함하고 있다. 따라서 여름철 몬순 강우의 복합적인 현상을 이해하기 위해서는 한반도뿐만 아니라 보다 넓은 범위에서의 대기–해양–지표 상호작용을 고려하여야 한다(Nitta, 1987). 한반도는 삼면이 해양으로 구성되어 있고 복잡한 지형을 가지기 때문에 강수의 특징이 매우 복잡하고 여름철에는 주로 장마전선, 고온다습한 환경에 의한 갑작스런 대류활동, 태풍 등으로 1년 중 총 강수량의 40~60%가 집중된다. 평균적으로 6월 중순 및 하순에 시작되는 장마는 약 한 달 정도 지속되며, 메이유나 바이우와 시간적인 차이를 두고 발생 및 소멸한다. 이후 상대적으로 건조한 시기를 거쳐 장마 후 강수(늦장마)라 불리는 한반도 제 2의 강수 집중 시기는 장마 밴드가 아닌 북태평양 고기압의 활동, 한반도 서쪽에서 이동해 오는 저기압, 강한 대류활동, 태풍으로 8월과 9월에 나타난다(박창용 등, 2008).

대기–해양 상호작용으로 발생하는 동아시아 몬순은 전구 기후시스템의 가장 활발한 현상 중의 하나로 동아시아뿐만 아니라 멀리 떨어진 지역인 적도와도 밀접하게 연관되어 있다(Wang *et al.*, 2000). 특히 엘니뇨/남방진동(El Niño/Southern Oscillation, ENSO)과 계절안 진동(Intraseasonal Oscillation, ISO)은 적도 지역의 가장 뚜렷한 저주파 진동(20일 이상부터 수년까지의 시간규모 기후 변동)으로 전 세계 기후에 상당한 영향을 미친다(하경자 · 문자연, 1999; Webster *et al.*, 1998). 동아시아 여름몬순과 연관된 쿠로시오 해류, 서태평양 온난역, 적도 동태평양, 남지나해, 그리고 인도양의 해수면온도 아노말리는 모두 엘니뇨/남방진동과 관련이 있다(Huang and Lu, 1989; Shen and Lau, 1995; Nitta and Hu, 1996). 엘니뇨/남방진동은 직접적으로 또는 다른 지역의 몬순시스템을 통해 간접적으로 한반도와 동아시아 여름철 강수에 영향을 미치기 때문에 아시아–태평양에 발생하는 동아시아 몬순 이외의 인도 몬순, 북서태평양 몬순의 특성 또한 고려할 필요가 있다(Wang *et al.*, 2001). 북서태평양 몬순의 경우 동아시아 몬순과는 잘 알려진 동아시아–태평양(East Asia-Pacific, EAP) 패턴(Huang and Sun, 1992) 또는 태평양–일본(Pacific-Japan, PJ) 패턴(Nitta, 1987; Kosaka and Nakamura, 2006)에 의해 음의 상관을 보이는 경향이 있기 때문에 엘니뇨가 소멸하는 여름철 북서태평양 몬순의 약화는 동아시아 몬순의 강화로 이어지게 되며 엘니뇨가 발달하는 여름철 인도몬순의 약화는 동아시아 몬순의 강화로 연결된다는 연구가 있다(Wang *et al.*, 2001). 일반적으로 동아시아 몬순은 엘니뇨(라니냐)가 활발했던 겨울이 지나고 다가오는 여름철에 강화(약화)하는 경향을 보인다(Huang *et al.* 2004; Tomita *et al.* 2004). 한반도의 경우, 엘니뇨 발달 시 여름철 강수량이 평년에 비해 비슷하거나 다소 많은 경향을 보이고(국종성 · 강인식, 2002) 라니냐의 경우 특별한 상관이 없는 것으로 나온 연구도 있고(차은정 등, 1999) 라니냐 시에 강수량이 전반적으로 감소함을 보인 연구도 있다(권원태 등, 1997). 안중배 등(1997)은 한반도 내의 월 강수량 평균과 엘니뇨 강도와의 상관을 계산하여 여름과 겨울의 한반도 강수량 아노말리가 6개월 전의 적도 태평양 해수면 온도와 높은 상관을 나타냄을 제시하였다. 강인식(1998)은 엘니뇨 여름철에는 한반도 강수가 증가하는 경향이 있음을 제시하였고 차은정 등(1999)은 엘니뇨/라니냐 시기에 모두 장마 시기가 늦고 종료 시기는 빨랐다고 주장하였다. 윤원태 등(2001)은 1998년 여름을 사례로 우리나라 주변의 여름 강수의 강약은 북태평양 고기압에 크게 영향을 받으며 특히 장마후기의 강수량에 엘니뇨와 적도 파동 활동은 크게 영향을 미칠 수 있다고 하였다. 국종성 · 강인식(2002)은 엘니뇨 발달 시기의 여름철 강수량은 증가하는 경향을 보이며 50년 이전에는 6월 말과 7월 초, 50년 이후에는 8월 초 · 중순에 증가하는 경향이 뚜렷함을 제시하였다.

계절안 진동은 20~70일 주기를 가지며 인도양과 태평양의 바닷물이 따뜻한 구역에서 뚜렷이 나타나고 동쪽으로 진행하는 전구 규모의 순환으로 몬순 지역에서 강한 지역적 특성과 진폭/주기를 가진다(Krishnamurti *et al.*, 1985; Murakami and Nakazawa, 1985). 여름철 계절안 진동은 적도 대기의 동쪽

으로만 진행하지 않고 각 몬순 지역으로 북진 및 북서진하는 진행 특성을 보이는데(Kemball-Cook and Wang, 2001; Teng and Wang, 2003) 시간적으로도 20~70일 이외에 보다 짧은 10~25일 주기의 진동 또한 활발한 것으로 알려져 있다(Anamalai and Slingo, 2001; Yang *et al.*, 2008). 적도 아프리카 지역을 시작으로 인도양, 서-중-동태평양을 거쳐 소멸하는 과정을 통해 인도 몬순, 북서태평양 몬순, 동아시아 몬순, 북아메리카 몬순의 강/약 시기를 조절하고(Moon *et al.*, 2012) 한반도 여름철 계절 변동의 40% 이상을 설명한다(강인식 등, 1989).

위에서 제시한 이전 연구들을 바탕으로 이 연구에서는 한반도 및 동아시아 여름철에 발생하는 강수 및 순환장의 변동 특성을 지역적인 규모뿐만 아니라 보다 범위를 넓혀 적도의 대표적 저주파 진동인 엘니뇨/남방진동과의 관련성을 통해 살펴보고자 한다. 또한, 계절 안에서의 월별 강수량 변동 특성을 파악하기 위해 동아시아 몬순 지수 이외에 적도 진동과도 긴밀히 연결되어 있는 인도, 북서태평양 몬순 지수의 변동 경향도 함께 분석하여 장기간의 자료를 통해 나타나는 한반도 여름철 강수의 변동성을 분석하고자 한다.

2. 연구자료 및 방법

1) 연구자료

본 연구에서는 1979년부터 2010년까지 한반도 61개 기상관측소의 6, 7, 8월 월강수량, 동아시아 지역 0.5° 간격의 CPC(Climate Prediction Center) Unified(CPC_U) Gauge-Based Analysis(Chen *et al.*, 2008) 월강수량, 전구 영역 2.5° 간격의 GPCP (Global Precipitation Climatology Project) 월강수량을 사용하였다. CPC_U 자료는 전구 대륙에 위치한 모든 관측소의 지점 강수량을 취합하여 제공하는 것으로 자세한 강수량의 분포를 전구적으로 이해하는 데 도움이 되지만 해양자료가 존재하지 않기 때문에 GPCP 강수량의 분석을 통해 이를 보완하였다.

적도지방과의 원격 상관을 통해 한반도 및 동아시아 강수량의 변동을 살펴보기 위해 1979년부터 2010년까지의 NCEP/NCAR(National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research) 월평균 500hPa, 850hPa 바람장과 고도장을 사용하였다(Kalnay *et al.*, 1996). 엘니뇨/남방진동의 분석을 위해 NOAA(National Oceanic Atmospheric Administration)에서 제공하는 월평균 해수면온도(Extended Reconstruction Sea Surface Temperature, ERSST)가 이용되었다. 자료의 격자 크기는 전구 지역이 경도 및 위도 모두 2.5°로 나눠진다.

2) 연구방법

엘니뇨/남방진동과의 관련성을 보기 위해 NCEP/CPC에서 제공하는 엘니뇨 및 라니냐 해(http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml) 구분을 1차적으로 참고하였으며 여름철의 경우 겨울철과는 달리 엘니뇨/라니냐가 발달 초기나 소멸하는 단계에 해당되기 때문에 같은 엘니뇨/라니냐 해라고 하여도 특성별로 구분하여 분석하지 않으면 결과에 차이가 생길 수 있다. 따라서 이 연구에서는 6~8월 적도 지역 평균 해수면 온도의 시간적 분포를 통해 2차적으로 엘니뇨 및 라니냐 해를 선택하고 선택된 해의 1년 전부터 1년 후까지의 시간적 전개를 통해 차이가 생기는 해들을 구별하였다. 그 뒤에 대류활동을 함께 고려하여 구별된 해들의 공통점을 다시 확인하여 최종적인 엘니뇨/라니냐 해들의 구분이 결정되었다.

여름철 계절안 진동은 30~60일뿐만 아니라 10~25일 시간 규모에서도 활발하지만 이는 다소 지역적으로 나타나는 현상(Yang *et al.*, 2008)으로 이 연구에는 포함되지 않았다. 향후 추가 연구를 통해 30~60일 주기로 분리한 계절안 진동의 적도-중위도 상호관련성 부분을 보다 중점적으로 분석하기로 하고 이 연구에서는 기후값이 제거된 월별 편차장을 이용하여 각 해별 계절 안에서의 월별 변동 특성을 살펴보았다. Wang and Fan(1999)은 여름철 가장 활발한 몬순 영역인 인도, 북서태평양 지역에 대해 850hPa 동

서바람을 이용한 몬순 지수를 개발한 바 있다. 적도 부근의 하층 동서바람은 그 지역의 열과 수증기로 인해 발생하는 대류활동과 역학적으로 일치하는 구조를 보여주고 60년 이상의 장기간의 자료가 존재하므로 OLR(Outgoing Longwave Radiation)과 같은 대류활동 변수를 이용할 때 문제시되는 자료의 시간적인 제약을 해결할 수 있다. 인도 여름 몬순 지수(Indian Summer Monsoon Index, ISMI), 북서태평양 여름 몬순 지수(Western North Pacific Summer Monsoon Index, WNPMI)는 하층동서바람의 영역평균을 통해 다음과 같이 정의하였다(Wang and Fan, 1999): (1) ISMI: U850[(5°N~15°N, 40°E~80°E)−(20°N~30°N, 70°E~90°E)] (2) WNPSMI: [(5°N~15°N, 100°E~130°E)−(20°N~30°N, 110°E~140°E)]. 영역 평균된 강수량을 이용하여 동아시아 및 우리나라 강수의 지수를 다음과 같이 정의하였다. 북동아시아 여름 강수지수(North East Asian Summer Rainfall Index, NEASRI)는 [30°N~50°N, 110°E~145°E] 구역에 대해 평균한 강수량으로 정의하고(Lee *et al.*, 2005) 우리나라 여름철 강수지수(Korean Summer Rainfall Index, KSRI)는 남한의 61개 관측소 평균 강수량으로 정의하였다.

3. 여름철 강수의 경년 변동성

이 장에서는 한반도 및 동아시아 여름철 강수의 경년 변동성을 조사하고 엘니뇨/라니냐 해를 새롭게 정의하여 이들 해에 나타나는 강수량과 순환장의 특징을 분석하고자 한다.

1) 여름철 월별 평균 강수량 분포

경년 변동성을 분석하기에 앞서 한반도를 포함한 동아시아 여름철 월별 강수량 분포를 먼저 분석하였다. 그림 1은 CPC_U의 고해상도 강수량 자료를 이용하여 구한 동아시아 여름철 6월, 7월, 8월의 분포를 나타낸다. 6~8월에 나타나는 강수량 분포의 특징은 중국 남동부, 한반도, 일본에 남서−북동 방향으로 기울어진 모양의 강수밴드가 위치하고 시간의 전개에 따라 7월에 강수 최대 구역이 북으로 이동하다가 8월에 다시 약화되는 것이다. 6월에는 중국남부 지역과 일본 남부지역인 35°N 아래지역에 강수 최대구역이 집중해 있고 7월에는 보다 북쪽으로 이동하여 기울어진 형태로 중국 중부 및 남쪽 해안지역, 한반도 전체 및 일본 전체에 강수구역이 나타난다. 한반도에는 남부 해안, 서울−경기도, 평안북도 및 자강도에 최대 강수역이 분포한다. 8월에는 중국 남해안 및 사천성 부근을 제외한 지역은 강수량이 감소하고, 일본에서도 남부 지역은 현저히 감소하는 경향을 보인다. 반면 한반도 지역은 서울−경기도, 강원도 및 남해안 일부 지역에 여전히 많은 강수구역이 나타난다.

이와 같이 여름철 안에서도 월별로 살펴보면 계절 안의 변화가 존재한다는 것을 확인할 수 있다. 즉, 여름철 전체의 분포와 계절 안에서의 분포는 차이가 있으므로 보다 자세한 여름철 강수 특성을 보기 위해서는 계절 안의 변동 특성을 고려할 필요가 있음을 시사한다.

2) 경년 변동 및 변화

동아시아 및 한반도 여름철 강수의 경년변동성을 살펴보기 위해 CPC_U의 강수량 자료(1979~2010년)를 이용한 경험직교함수(Empirical Orthogonal Function, EOF) 분석을 수행하였다. EOF 분석은 여러 변수들의 변량을 "주성분"이라는 보다 적은 수의 변수로 요약하는 기법으로 시·공간 변동성을 동시에 효과적으로 제시할 수 있는 방법 중 하나이다(박창용 등, 2009). 동아시아 전체지역과 한반도로 구분하여 각 지역에 대한 연도별 여름철 평균 강수량에서 장기간 평균값을 제거한 아노말리 값을 입력변수로 하여 EOF 분석을 수행하였다. 그림 2는 여름철 발생하는 가장 대표되는 강수패턴으로 EOF 첫 번째 모드에 해당하며 동아시아 지역(a)과 한반도 지역(b)에 대한 공간분포와 (c)시간분포를 나타낸다. 먼저 공간분포에서는 (a)와 (b) 두 경우 모두 한반도 지역을 비교하면 남한과 북한이 반대의 부호를 보여주는 구조로 한

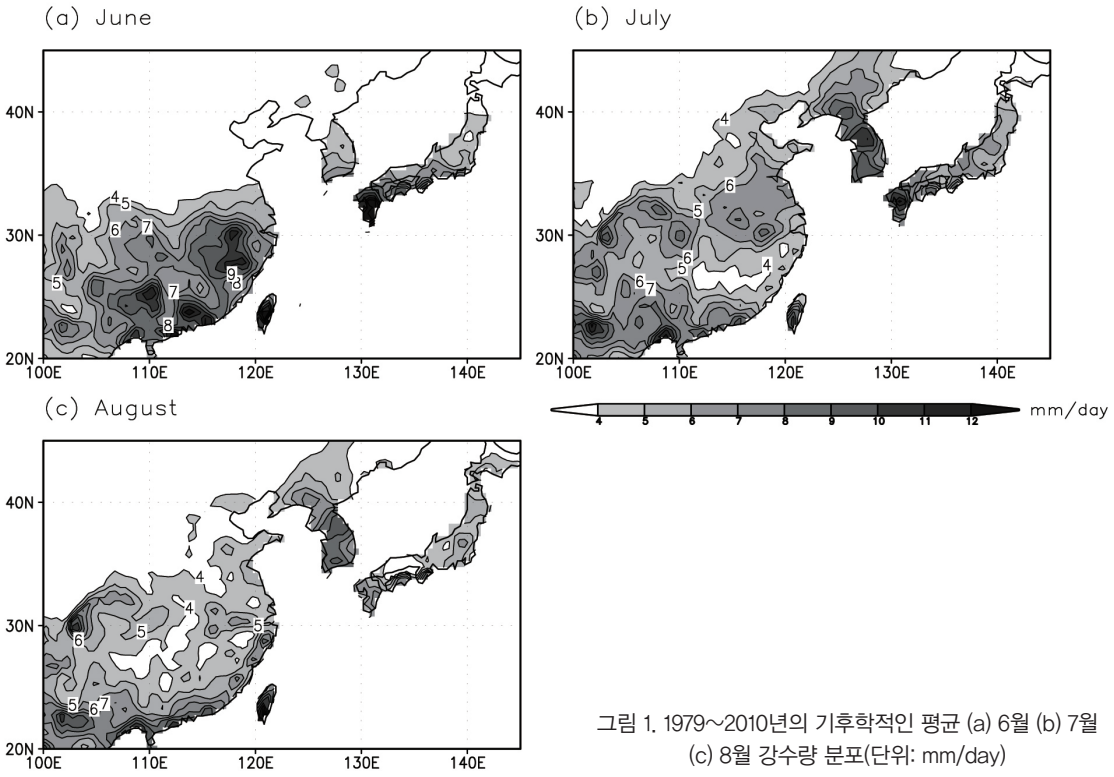

그림 1. 1979~2010년의 기후학적인 평균 (a) 6월 (b) 7월 (c) 8월 강수량 분포(단위: mm/day)

반도 지역만을 EOF 분석하거나 동아시아 지역 전체를 EOF 분석하여도 한반도에 나타나는 강수패턴은 일치하는 것을 알 수 있다. 한반도의 이러한 구조는 한반도와 중국의 중부, 남동부, 그리고 일본 전 지역에 같은 양의 부호로 북한과는 반대로 나타나며 한반도 장마기간에 볼 수 있는 동아시아의 대표적인 강수패턴이기도 하다. 동아시아의 여름철 전체 강수량 분포를 분석한 최근 연구(Hsu and Lin, 2007)에 따르면 중국 중부 및 동부–일본–우리나라에 분포하는 강수구역을 일컬어 "삼극 강수 패턴(Tripole Rainfall Pattern)"이라 하고 이는 중국 북부 및 남부 지역과는 반대되는 특징을 갖고 있다. 이는 본 연구결과와도 유사하나 중국 지역의 경우 그 중심이 보다 남쪽으로 위치하는 것이 다른 점이다.

동아시아(a) 및 한반도(b)에 대한 EOF 첫 번째 모드의 시간적인 분포(c)는 강수 패턴의 경년 변동성을 알려준다. 동아시아와 한반도는 대체적으로 경년 변동성이 일치하나 몇몇 해에서는 차이가 발생한다. 동아시아와 한반도에 공통적으로 나타나는 시간적 전개의 특징은 1990년대 중반을 기점으로 전과 후의 강수량 변동의 변화가 발생하는 것이다. 즉, 1980년대와 1990년대 초반까지는 몇몇 해를 제외하면 대부분 음의 값으로 나타나며 1990년대 중반 이후로는 양의 값으로 바뀌어 동아시아 및 한반도 강수패턴에 레짐 이동이 발생함을 보여주고 있다. 이러한 결과는 최근의 연구들(문자연 등, 2011; Ho *et al.*, 2003; Kwon *et al.*, 2005; Ha *et al.*, 2009; Choi *et al.*, 2010)에서도 제시된 바 있다.

3) 엘니뇨/남방진동의 영향

이 절에서는 동아시아 및 한반도 여름철 강수의 경년 변동 중 특히 엘니뇨/라니냐에 의한 영향을 살펴보고자 한다. 그림 3은 적도 Niño3.4 구역(170°W–120°W, 5°S–5°N)에 대해 평균한 여름철 평균 해수면 온도를 시간에 대한 표준편차(σ)로 정규화 시

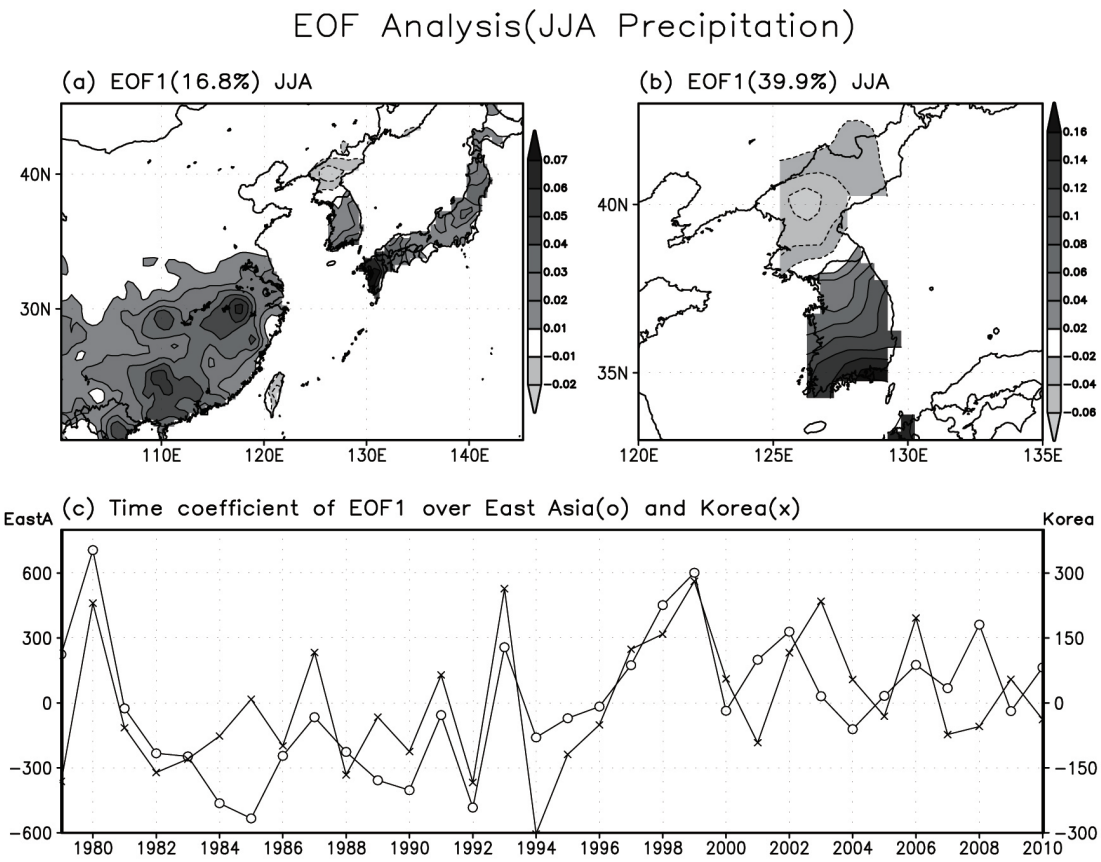

그림 2. 여름철 평균 강수량을 이용한 (a) 동아시아 및 (b) 한반도의 첫 번째 EOF 공간분포와 이들의 (c) 시간분포(o: 동아시아, x: 한반도)

킨 시계열 분포를 나타낸 것이다. 이 연구에서는 ± 0.5σ 이상인 해를 엘니뇨 및 라니냐 해로 먼저 선택하였다. 즉, 1982, 1987, 1991, 1992, 1994, 1997, 2002, 2004, 2009를 엘니뇨 해로 1981, 1984, 1985, 1988, 1998, 1999, 2000, 2007, 2010을 라니냐 해로 정의하였다. 이들은 미국 기후예측센터(CPC)에서 정의한 엘니뇨 및 라니냐 해의 구분과도 유사하다. 앞에서 언급하였듯이, 여름철은 겨울철과는 달리 해수면온도의 상태가 같은 엘니뇨/라니냐라고 해도 전개구조가 많이 다르기 때문에 단지 해수면온도 값으로만 구분하게 되면 이와 관련된 대기 순환의 해석에 큰 영향을 미치게 되어 주의가 요구된다. 따라서 적도 Niño3.4 구역 해수면온도의 시간별 전개과정을 1년 전부터 1년 후까지로 나누어 각 해별로 그림 4에 표기하고 어떠한 차이가 있는지 알아보았다.

엘니뇨 해(a)의 경우 1년 전 여름(7월)부터 서서히 온도가 높아지다가 당해 연도의 여름에는 평년보다 약간 높은 기온으로 엘니뇨 발달 시기에 접어들게 되며 그해 겨울인 12~1월에 최고값을 기록하였다가 서서히 소멸하는 과정을 거친다. 라니냐 해(b)의 경우 엘니뇨 해와는 반대로 이전 해의 여름에 높았던 해수면온도가 서서히 하강하며 당해 연도 여름에 평년보다 약간 낮아지며 그 해 겨울에 최저값을 기록하고 다음 해 여름에 상승하는 경향을 보인다. 엘니뇨 해에 비해 라니냐 해는 Niño3.4 구역에서 두 가지 형태로 뚜렷하게 구분되는 것을 알 수 있다. 점선으로 표시된 라니냐 해는 라니냐 소멸기(July 0) 또는 약한 라니냐 해에 해당되는 것이며 실선으로 표시된 경우가 전

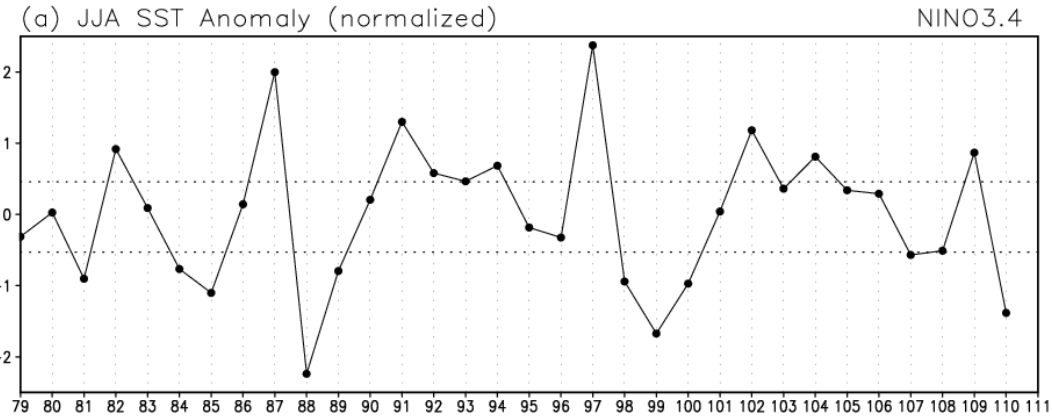

그림 3. 1979~2010년의 표준편차로 정규화된 여름철 평균 Niño3.4 지역 해수면온도의 시계열 분포

형적인 또는 강한 라니냐에 해당된다. 따라서 1988, 1998, 2007, 2010년은 강한 라니냐 해(Strong La Niña Year, SLY), 1984, 1985, 1989, 1999, 2000은 약한 라니냐(Weak La Niña Year, WLY)로 구분할 수 있다. 1981년과 1989년은 라니냐 해로 구분되긴 하였으나 당해년도 가을부터 점차적으로 온도가 상승하는 경향을 보여 다른 라니냐 해와는 차이가 나타나 제외하였다.

엘니뇨 해는 라니냐 해에 비해 뚜렷하게 구분되지는 않으나 전형적인 엘니뇨 발달 연도의 특징과는 차이를 보이는 해들은 구별할 수 있다. 점선으로 표기된 1992, 1994, 2002, 2004, 2009년은 약한 상태를 보이거나 그 이전 및 이후 연도의 전개가 다르게 나타나는 특징이 있다. 1992년은 다른 엘니뇨 해와 전개과정이 반대로 나타나 제외하였다. 모든 엘니뇨 해들의 수평분포를 각각 비교한 결과, 점선의 엘니뇨 해는 해수면 온도의 최대 구역이 전형적인 엘니뇨에 비해 서쪽에서 발달한 경우로서 약한 엘니뇨 해로(Weak El Niño Year, WEY) 구분하였고 실선으로 표기된 경우는 강한 엘니뇨 해(Strong El Niño Year, SEY)로 1982, 1987, 1991, 1997년으로 구별할 수 있다. 이 연구에서 구분된 강한/약한 엘니뇨 해는 최근 들어 활발히 연구되고 있는 동태평양/중태평양 엘니뇨(Kug *et al.*, 2009; Yeh *et al.*, 2009)로 구분된 해와도 유사하다.

대기–해양 상호작용에 있어 가장 중요한 역할을 하는 해수면 온도 분포의 차이는 대기 순환의 변화로 이어지기 때문에 본 연구에서는 뚜렷하고 공통적인 특성을 가지는 엘니뇨 및 라니냐 해들을 각각 선택하여 한반도 및 동아시아 강수량과의 관련성을 분석하였다. 그림 5~7은 이 연구에서 선택된 강한/약한 엘니뇨 및 강한/약한 라니냐 해의 합성도를 나타낸 것이다. 이로부터 적도 열원의 차이에 따른 전구 순환장의 분포 특성을 알아보고자 한다. 음영으로 표시된 구역은 T-test에 의해 신뢰구간 90% 이상 유의한 지역을 의미한다. 그림 5는 해수면 온도의 차이를 나타내는데 같은 엘니뇨 및 라니냐 해라도 구분된 특성에 따라 온도 편차의 패턴에는 확실한 차이가 나타난다. 전형적으로 강한, 즉 동태평양에서 발달하는 엘니뇨 해(a)의 경우 날짜변경선에서부터 동태평양–남미서해안까지 평년에 비해 따뜻한 해수면 온도구역이 발생하며 동아시아 동쪽 북태평양과 적도 서태평양에는 이와는 반대인 음의 구역이 나타난다. 약한 또는 중태평양에서 발달하는 엘니뇨 해(b)에는 적도 태평양의 양의 구역이 날짜 변경선 근처에 머물러 있고 북태평양에서도 (a)와는 반대로 양의 편차가 나타난다. 그리고 서태평양에서도 음의 편차가 뚜렷하게 나타나지 않는 것을 알 수 있다. 라니냐 해의 경우 강한 라니냐(c)해에는 강한 엘니뇨(a)와 음의 대칭 구조를 보여준다. 즉, 날짜변경선부터 남미 서쪽해안까지 이어지는 차가운 해수면 온도 편차가 발생하며 서태평양과 아

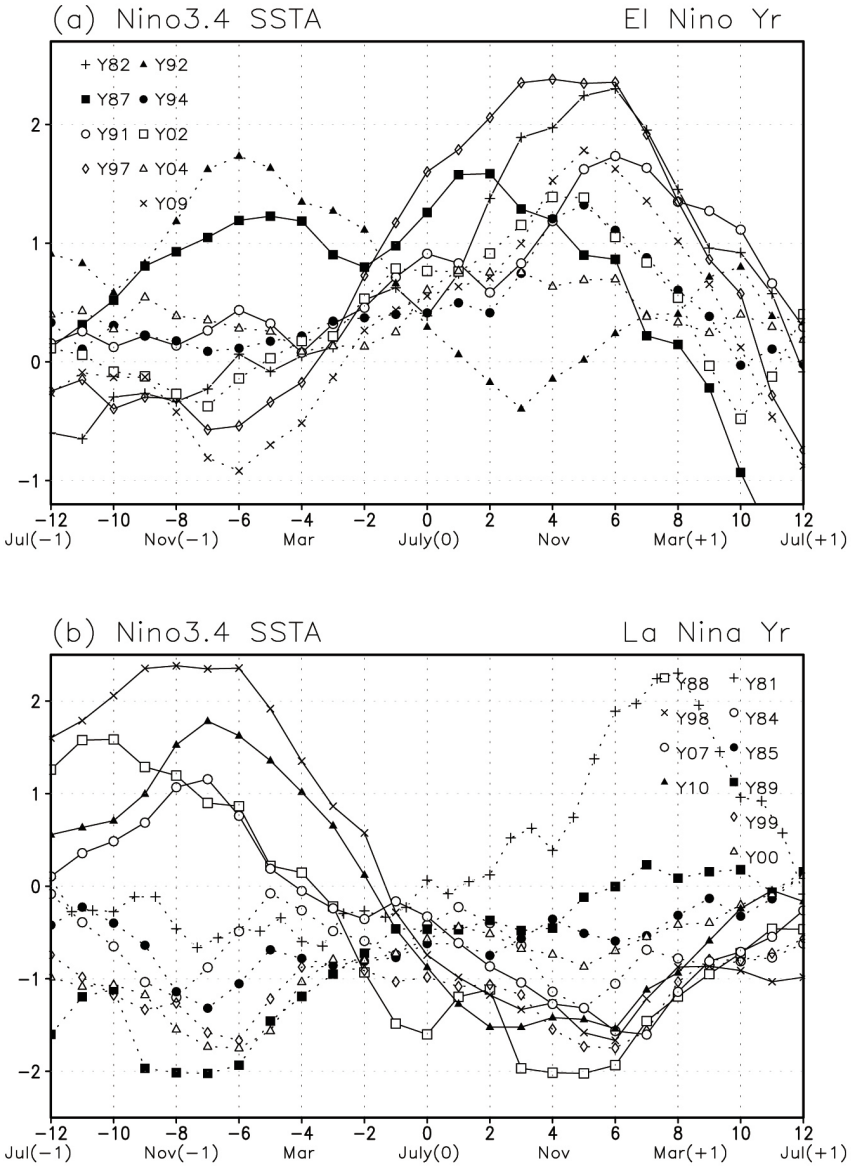

그림 4. (a) 엘니뇨와 (b) 라니냐 해 7월의 1년 전부터 1년 후까지의 Niño3.4 지역에서의 해수면온도의 시간적인 전개 분포(단위: ℃)

시아 대륙 동쪽 해안 및 북태평양에서는 양의 편차가 뚜렷하다. 약한 라니냐 해(d)에는 강한 라니냐 해 보다 적도 근처에서 음의 편차의 강도가 약해지고 인도양 및 서태평양에서도 음의 값이 발생한다. 반면, 필리핀 동쪽 해와 동아시아 부근의 바다에서는 양의 구역이 뚜렷하게 나타나 강한 라니냐와 약한 라니냐 해에 공통적으로 동아시아 부근에서는 양의 편차가 나타남을 알 수 있다.

그림 6과 7은 강수량과 500hPa 고도장, 동아시아 지역에 대한 강수량과 850hPa 바람장을 각각 합성도로 나타낸 것이다. 앞의 해수면온도의 분포와 유사하게 강한 엘니뇨와 강한 라니냐 해는 강수 패턴도 전체적으로 반대의 양상을 나타낸다. 강한 엘니뇨 해에 남지나–필리핀 해 부근의 약한 강수 구역은 약한 엘니

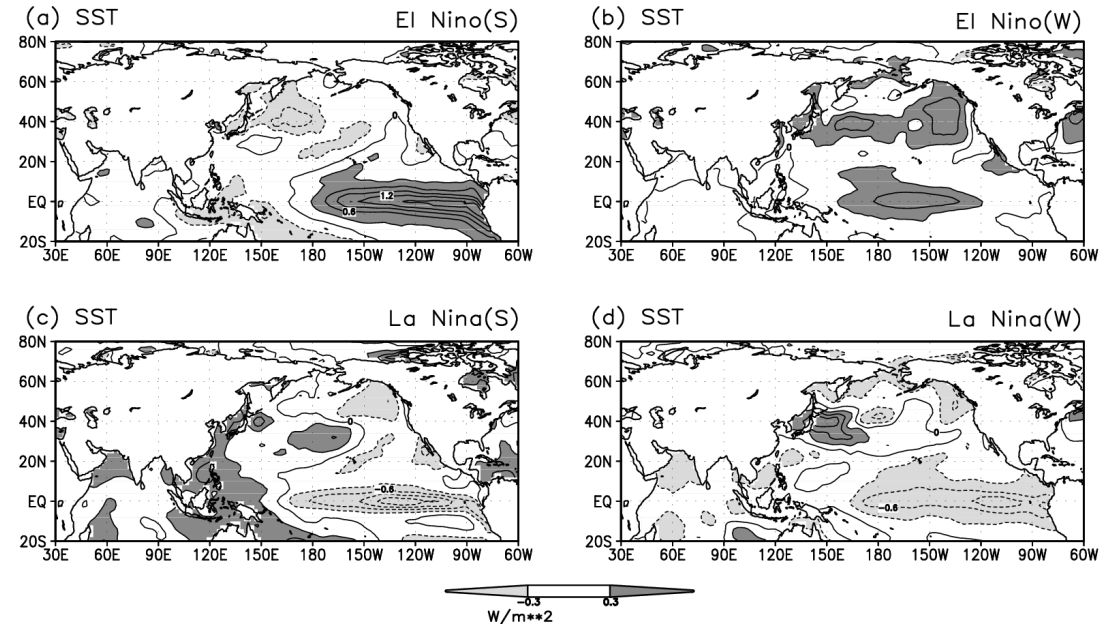

그림 5. (a) 강한 엘니뇨 (b) 약한 엘니뇨 (c) 강한 라니냐 (d) 약한 라니냐 해들의 해수면온도 합성 분포도(단위: ℃)

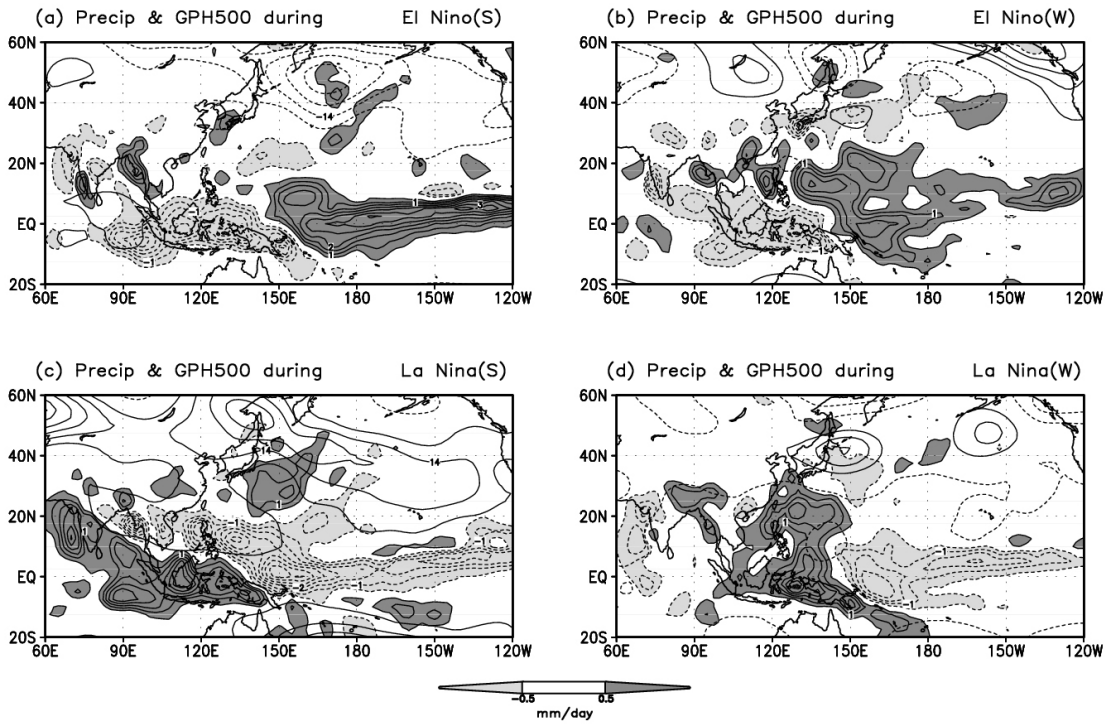

그림 6. (a) 강한 엘니뇨 (b) 약한 엘니뇨 (c) 강한 라니냐 (d) 약한 라니냐 해 합성 강수량(음영, 단위: mm/day), 500hPa 고도장(선, 단위: gpm)의 분포도

뇨 해에 동쪽 태평양까지 넓은 범위에 걸쳐 강하게 발달하며 그 북쪽인 한반도 주변에 건조 구역을 유발하게 된다. 즉 같은 엘니뇨 해라도 적도 열원의 분포 차이로 인해 순환장에 변화를 주게 되고 강수구역이 달라지며 이는 곧 동아시아의 강수 발생에도 영향을 주게 된다. 그림 6에서 특이한 점은 강한 엘니뇨 및 강한 라니냐 해 보다 약한 엘니뇨 및 약한 라니냐 해에서 적도부터 우리나라 남쪽까지 남북으로 넓게 발달한 강수 구역이 적도로부터 직접적인 영향을 주고 있는 점이다. 그림 7은 동아시아 지역에 대해 상세히 나타낸 경우이다. 강한 엘니뇨 해에 한반도 남부를 포함한 일본 남쪽 지방과 주변 해역에서 강수량이 증가하며 약한 엘니뇨 해에는 이와 반대로 감소하는 것을 볼 수 있다. 라니냐 해의 경우도 두 라니냐의 강도 차이에 따라 한반도 남부 및 북태평양에서 강수 시그널이 반대로 나타난다. 따라서 한반도는 강한 엘니뇨 및 약한 라니냐 해에 강수량이 증가하고 약한 엘니뇨 및 강한 라니냐 해에는 강수량이 감소하는 특성을 보인다. 그러나 이 시그널은 극히 남쪽 지역에 국한되어 한반도 전체를 고려했을 때 유의한 결과는 아니다. 한반도 근처의 강수구역은 강한 엘니뇨 해에는 한반도 남동쪽, 약한 라니냐 해에는 한반도 남쪽 해역에서 하층바람의 수렴과 함께 발생한다.

적도 지역에서 발생하는 따뜻한 해수 구역은 하층 순환장의 수렴과 많은 수증기로 인해 상승기류를 형성하고 이로부터 대기의 경압구조를 일으켜 상층 고기압을 유발한다. 따라서 중위도 지역에는 하강하는 기류로 인한 상층 저기압 그리고 더 북쪽 고위도에는 고기압을 형성하여 엘니뇨 해의 잘 알려진 Pacific North America(PNA) 원격 상관 구조를 유발한다. 그림 6의 엘니뇨 해에 이러한 구조가 나타나는데 북태평양의 상층에 저기압성 편차가 원격 상관 구조로 위

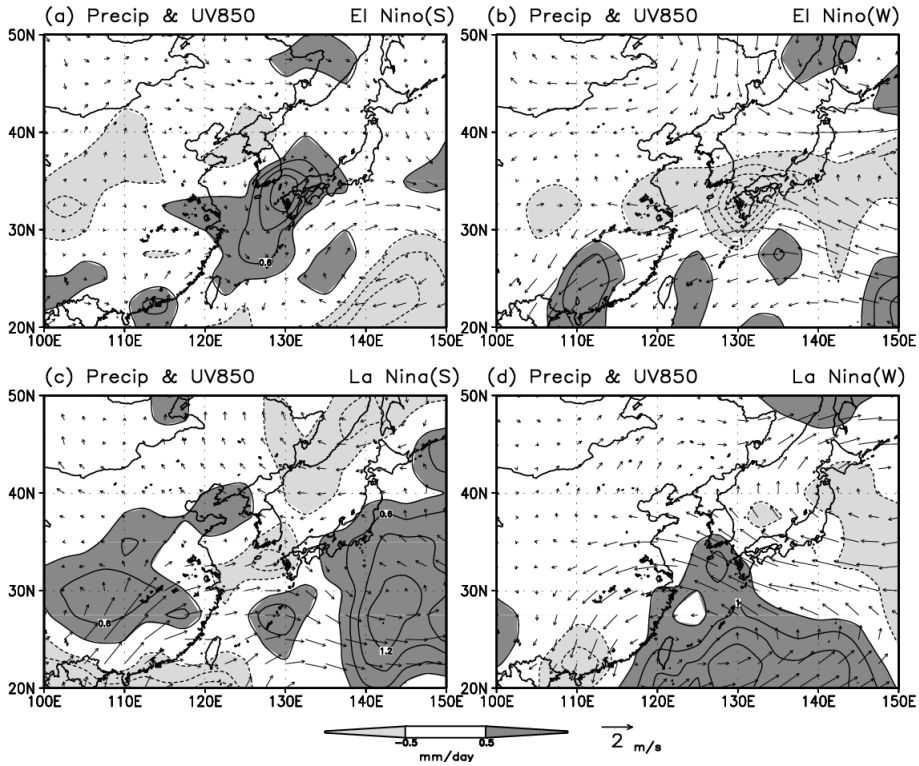

그림 7. (a) 강한 엘니뇨 (b) 약한 엘니뇨 (c) 강한 라니냐 (d) 약한 라니냐 해 합성 강수량(음영, 단위: mm/day)과 850hPa 바람장(벡터, 단위: m/s)의 분포도

치하며 라니냐 해에는 이와는 반대의 구조가 나타나 상층 고기압성 편차가 나타남을 알 수 있다. 앞의 해수면 온도 및 강수량의 분포와 마찬가지로 엘니뇨/라니냐 해의 구분에 따라 상층 순환의 분포에도 차이가 발생한다. 강한 엘니뇨 및 강한 라니냐 해에는 북태평양 및 북아시아에 동서로 길게 뻗은 구조의 편차장이 나타나는 반면 약한 엘니뇨 및 약한 라니냐 해에는 보다 작은 규모의 편차 분포가 발생한다. 즉, 동아시아 동–북동쪽과 북태평양 동쪽지역에 저기압성/고기압성 순환이 각각 약한 엘니뇨/라니냐 해에 두 개로 나뉘어 분포한다.

그림 5~7로부터 엘니뇨/라니냐의 변동에 따라 여름철 적도 및 중위도 지역에 나타나는 강수 및 순환장의 분포와 동아시아 여름철 강수패턴의 차이를 살펴보았다. 한반도의 강수량은 강한 엘니뇨 해와 약한 라니냐 해에 증가하는 경향을 보여주었고 강한 엘니뇨와 약한 엘니뇨 해에 강수구역의 양과 음의 강도가 크게 나타났다. 그러나 한반도 지역만을 살펴보았을 때 모두 남쪽 일부나 남동쪽 해안 지역에 치중되어 강수량의 증가나 감소의 유의한 결과는 볼 수 없었다. 엘니뇨 해는 동태평양의 강한 강수구역의 발달로 인한 북서방향으로의 순환장의 형성과 동반되어 강수량의 증가가 발생하고 라니냐 해의 경우 적도에서부터 중위도까지 길게 남북으로 뻗어져 있는 강수 구역에 의해 원격이 아닌 직접적인 영향을 주는 특징을 보였다.

4. 우리나라 여름철 강수의 계절 내 변동성

이 절에서는 우리나라(남한) 및 동아시아 여름철 강수의 계절 내 월별 변동성을 조사하고자 여름철 몬순 지역에서의 월별 강수량과 순환장의 전개구조를 분석하였다. 아시아–서태평양 여름철 몬순은 인도 여름몬순, 북서태평양 여름몬순, 동아시아 여름몬순인 세 가지 시스템으로 나눠진다(Wang and Linho, 2002).

1) 몬순 지수별 경년변동 특성

이 절에서는 2–2)에서 제시하였던 각 몬순 지수별(인도 여름몬순, 북서태평양 여름몬순, 북동아시아 여름몬순, 우리나라 여름강수) 변동 특성을 1979년부터 2010년까지 기간에 대해 살펴보고자 한다. 그림 8은 각 몬순 지수의 연도별 변동을 나타내며 막대표는 여름철 안에서의 6, 7, 8월을 나타내고 선으로 표시된 것은 여름철 평균으로 기후값을 제거하고 표준편차로 정규화 하였다. 계절 평균에 대한 연도별 각 지수의 변동을 보면 서로 독립적인 변동 특성을 보여준다. 인도 여름몬순의 경우 다른 몬순 지역보다 몬순의 시작이 한, 두 달 빠른 5월에 시작을 하기 때문에 (a)에 나타나는 변동은 인도 몬순 시작 시점이 반영된 것은 아니다. 6~8월 평균 인도 몬순은 1980년과 1994년에 가장 강하였고 1987년과 2009년에 가장 약했다. 그리고 최근 4년간 2007년부터 계속해서 약한 해가 지속되며 계절 내에서도 월별 지수가 계속 음의 값을 기록하고 있는 것이 특이한 점이다.

북서태평양 몬순은 강약이나 특정시기의 변화가 없는 경년변동을 보여주고 있다. 이들 중 1988, 1998, 2010년은 가장 약한 몬순해로 꼽히며 모두 강한 라니냐 해에 해당된다. 강한 몬순해는 특정 연도에 기록적인 현상이 나타난 해가 없으며 인도몬순 지수와는 상관성이 없는 것을 알 수 있다. 북동아시아 몬순의 경우 1993년과 1998년의 강한 몬순 시기를 제외하더라도 90년대 이전과 이후에 경년 변동의 크기가 변하였음을 알 수 있다. 1993년 이후로는 변동의 폭이 커서 강한 몬순해와 약한 몬순해의 강도 차이가 훨씬 크게 나타난다. 90년대 이전의 경우 여름철 평균값은 모두 양의 값으로 나타나고 90년대 이후로는 약 몬순해가 증가하는 것으로 나타난다. 우리나라 강수(KSR)의 변동을 살펴보면 앞의 EOF 분석에서 시간변수의 전개와 유사한 결과를 나타내는데 1990년대 중반을 기점으로 이전에는 1987년과 1993년을 제외하면 대부분 평년보다 낮은 값을 보여주고 이후로는 높은 값을 보여주어 여름철 강수의 레짐 이동이 있었음을 재확인 할 수 있다.

여름철 안의 월별 값을 살펴보면 모든 지수에서 공

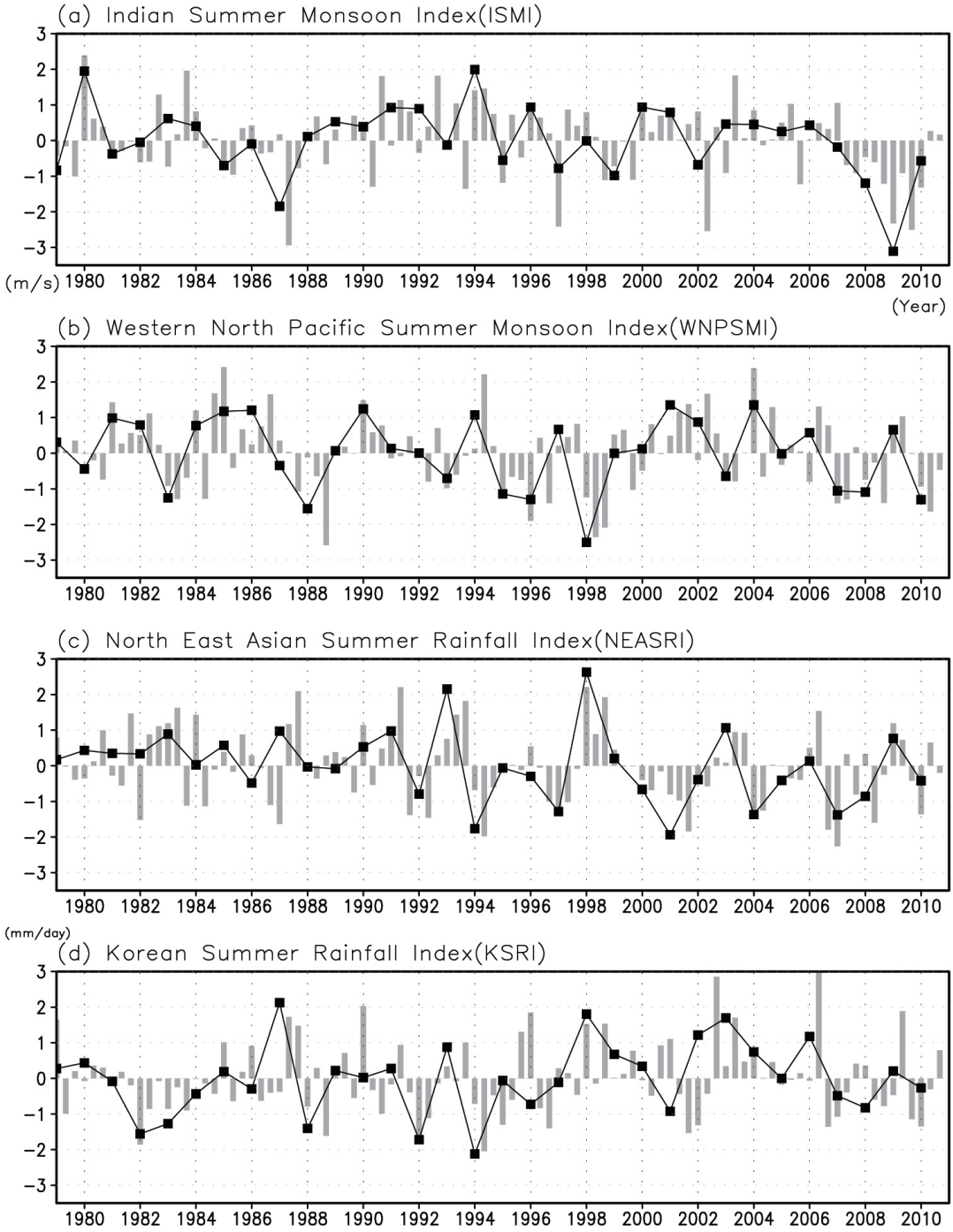

그림 8. 정규화된 (a) 인도여름몬순 (b) 북서태평양 여름몬순 (c) 북동아시아 여름강수 (d) 우리나라(남한) 여름강수의 지수에 대한 시계열 분포. 여름철 평균(선), 6월, 7월, 8월의 월별 값(막대)

통적으로 계절안 변동의 모습을 찾을 수 있다. 즉, 특정해의 여름철 안에서도 각 월별로 증가 또는 감소의 경향을 나타내 계절 평균의 값이 평년보다 높은 몬순을 제시한다 하더라도 각 월별 강약의 추세는 달리 나타남을 보여준다. 인도 몬순의 경우 1980년에 가장 강한 몬순해를 기록한 것은 6월의 몬순이 아주 강했기 때문이며 1994년의 경우는 6월과 7월이 모두 강한 경향을 보여준 것이다. 2007년부터 계절전체의 약한 몬순 경향은 여름철 각 월별 분포에서도 유사하게 약한 경향을 유지한 것으로 나타났다. 북서태평양 몬순의 경우, 강한 라니냐 해에 나타난 약한 몬순도 모든 월에서 약한 상태를 유지하였으나 월별 감소/증가하는 경향에는 차이가 있다. 북동아시아 지수에서도 계절안 변동의 모습이 뚜렷하며 1990년 중반 이후로 몬순 지수가 음으로 나타난 달이 증가하고 있다. 우리나라 여름철 강수지수의 경우 2002년에는 8월, 2006년에는 7월에 가장 많은 강수량을 기록하고 있다.

2) 몬순 지수별 계절 내 월별 수평장의 분포

그림 9~11은 1979년부터 2010년까지 여름철 각 월별 몬순 지수를 사용하여 회귀 방정식을 통해 구해진 강수량, 850hPa 하층 바람장 및 지표 기온, 500hPa 고도장의 분포로서 각 몬순 지수가 강했을 때 발생하는 각 변수별 분포 특성으로 간주할 수 있다. 음영으로 표시된 구역은 신뢰구간 95%에서 유의한 지역을 의미한다. 보다 조밀한 강수 분포를 나타내고자 그림 좌측에는 CPC_U 강수량 분포를 음영으로 표기하였고 해양에서의 강수량 분포를 보기 위해 GPCP 강수량을 선으로 하층 바람벡터와 함께 나타내었다. 그리고 지표 기온 분포를 그림 우측에 음영으로 표기하였으며 500hPa 고도장을 선으로 나타내었다. 각 몬순 지수에 의한 월별 회귀분포는 그 달에서의 몬순이 가장 활발한 시점일 때의 순환장 및 강수, 기온이 어떠한 분포를 보여주는가를 의미한다. 인도몬순의 경우 6월에 인도 남서쪽에 발달한 강수패턴이 점점 북상하여 7월에는 인도 전체에 강수구역이 확장하고 8월에는 인도 북부에 위치하고 있는 것을 알 수 있다. 북서태평양 몬순의 경우는 6월에 필리핀을 중심으로 북서태평양 구역에 많은 양의 강수가 발생하며 7월에는 보다 북서쪽으로 진행하고 8월에는 남지나해 지역은 약해지고 필리핀 해에서부터 동쪽 방향으로 확장되어 나타나는 구조를 보인다.

북동아시아와 우리나라 강수 지수에 의해 회귀된 분포는 지역별 차이는 있지만 북동 아시아 부근은 아주 유사한 분포를 보인다. 6월에 한반도, 한반도 북부와 중국 북동부, 일본 남부에 중심이 있던 패턴이 7월에는 한반도, 중국 북동부, 일본 전체에 동서로 길게 뻗어있는 패턴으로 나타나다가 8월에는 다시 북한을 포함한 한반도에 최대 중심이 나타나며 일본 북부로 연결되고 중국 남동부를 제외한 나머지 지역에도 약한 강수가 존재하는 형태를 보여준다. 하층 바람은 각 몬순 지역에서 남쪽은 서풍, 북쪽은 동풍이 활발하여 강수구역에서의 하층 저기압 순환이 동반됨을 알 수 있다.

500hPa 순환장 및 지표 기온의 분포에서는 6월의 경우(그림 9) 인도몬순이 활발할 때 중위도 지역에는 동아시아를 중심으로 고기압성 편차구역이 위치하며 이는 서쪽과 동쪽 태평양까지 연결되어 있다. 그리고 그 지역에 양의 기온 편차(음영)가 나타난다. 북서태평양 몬순의 경우 남아시아에서부터 북서태평양 구역까지 넓게 위치한 저기압성 편차 구역이 강화된 강수활동에 의해 발생하며 그 북동쪽으로 고기압성 구역이 위치한다. 중위도 지역에 발달한 고기압성 순환으로 인해 지표 기온이 상승하여 한반도 동쪽지역으로 양의 편차구역이 나타나게 된다. 6월 북동아시아와 우리나라 강수 지수의 상관계수는 0.61로 아주 높은 상관성을 보여주지만 동시에 차이점도 나타난다. 북동아시아 몬순의 경우 동서로 길게 확장된 하층의 따뜻한 구역이 중국 중-북부 지역에서 동지나해까지 발생하고 그 북쪽으로 차가운 구역이 상층 순환의 고기압성-저기압성 순환과 동반되어 나타나는 반면, 우리나라 강수 지수의 경우 동아시아의 동쪽 지역에 국한되어 고기압성 순환과 양의 기온 편차가 위치하고 그 북서 방향으로 반대의 위상을 가진 순환장이 나타나는 것을 알 수 있다.

그림 9의 CPC_U의 강수량 분포를 각 지수끼리 비교해보면 인도몬순과 우리나라 강수지수에 의해 회

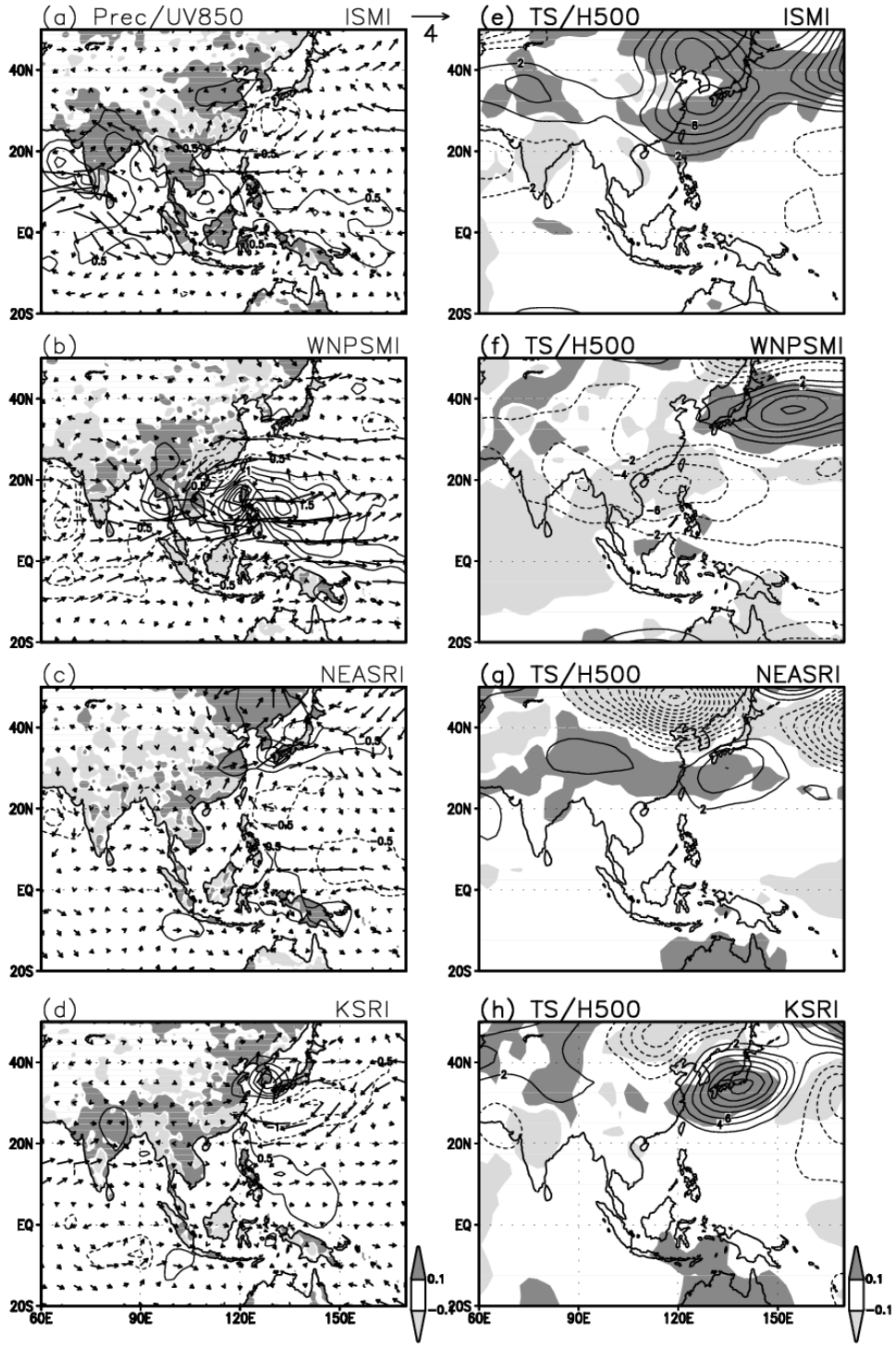

그림 9. 1979~2010년 7월 (a)(e) 인도여름몬순, (b)(f) 북서태평양 여름몬순, (c)(g) 북동아시아 여름강수, (d)(h) 우리나라 여름강수 지수에 의한 CPC_U 강수량(좌측 음영값), 지표기온(우측 음영값), 850hPa 바람장(벡터), GPCP 강수량(좌측 선), 500hPa 고도장(우측 선)의 회귀분포도

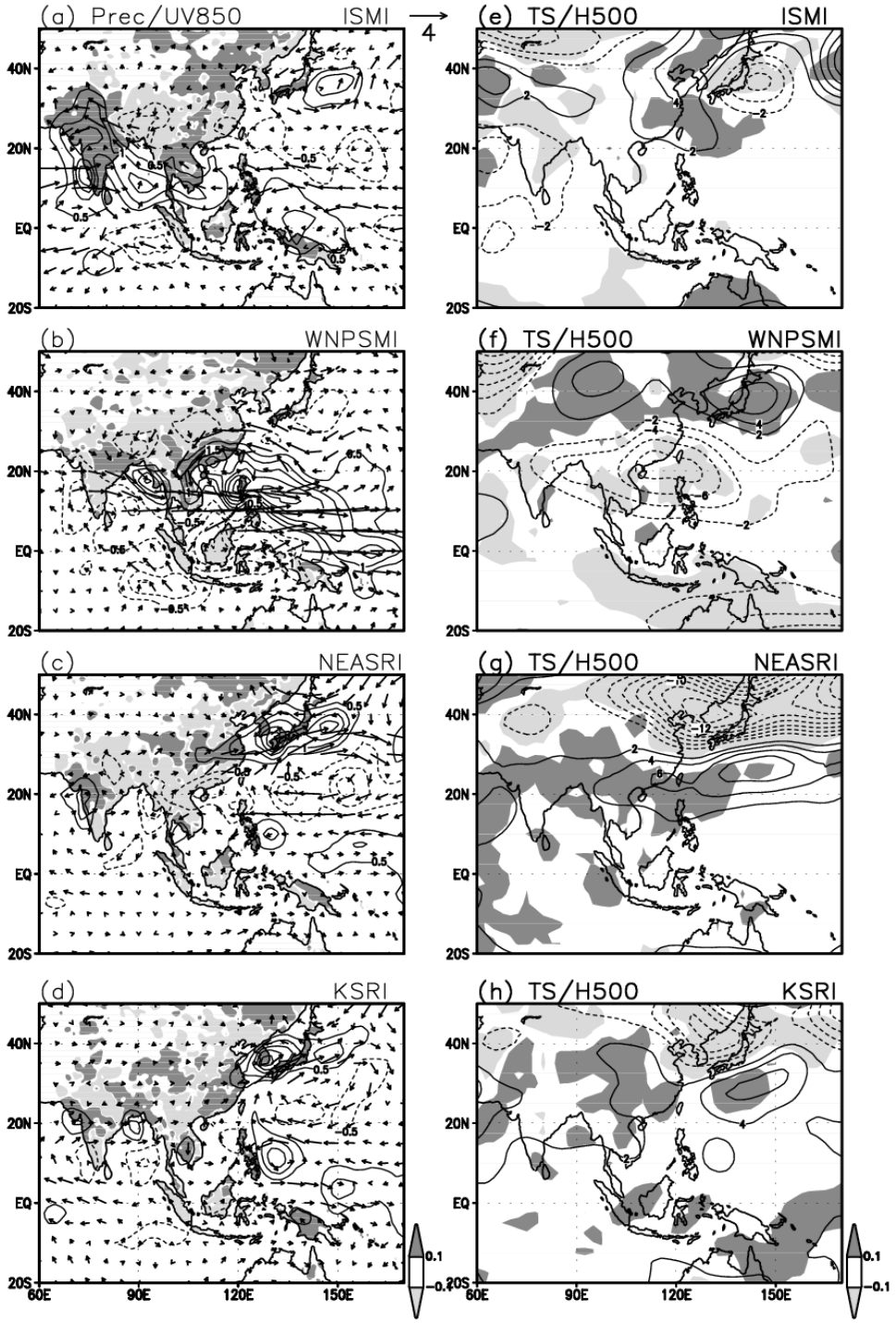

그림 10. 1979~2010년 7월 (a)(e) 인도여름몬순, (b)(f) 북서태평양 여름몬순, (c)(g) 북동아시아 여름강수, (d)(h) 우리나라 여름강수 지수에 의한 CPC_U 강수량(좌측 음영값), 지표기온(우측 음영값), 850hPa 바람장(벡터), GPCP 강수량(좌측 선), 500hPa 고도장(우측 선)의 회귀분포도

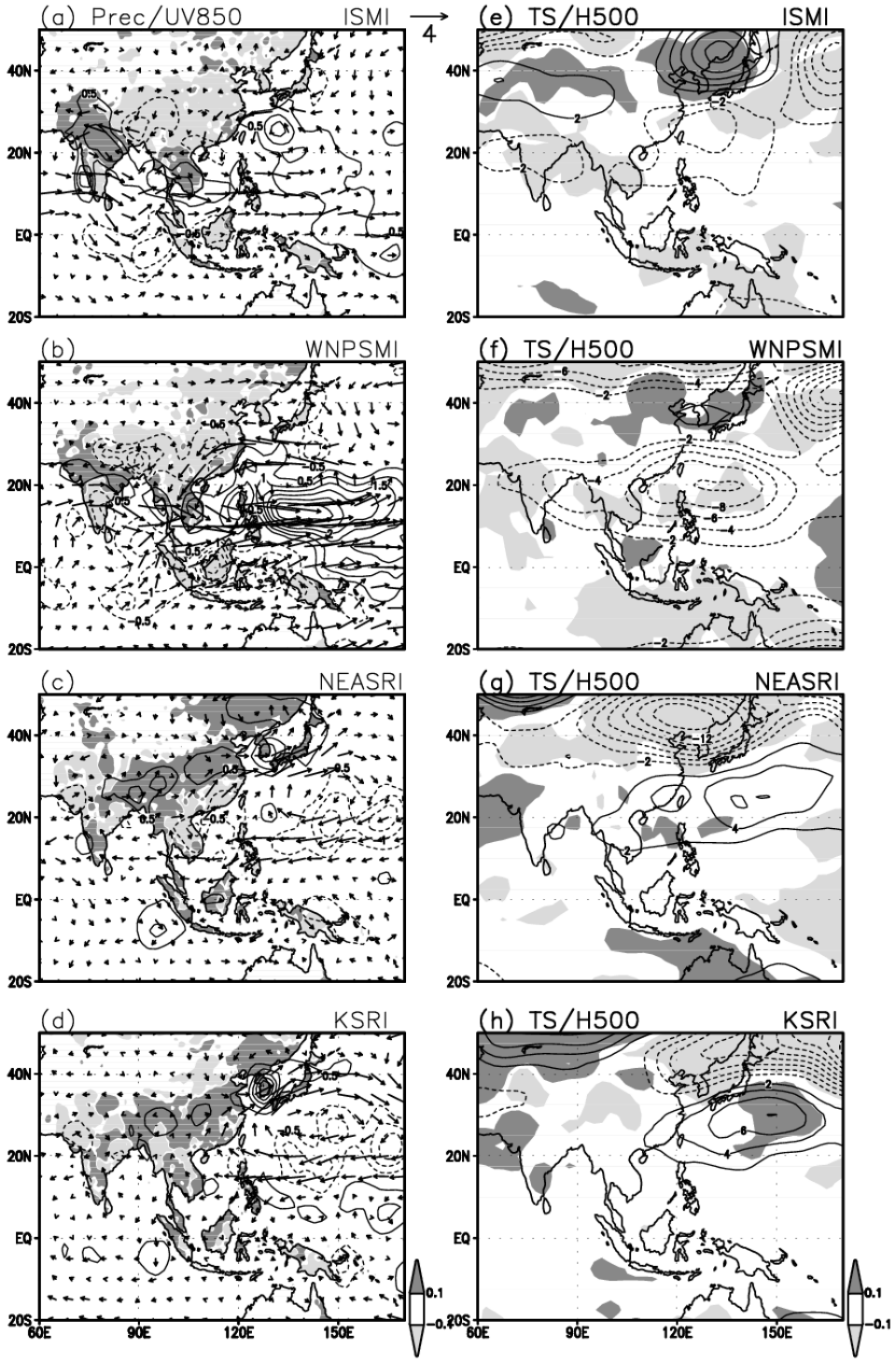

그림 11. 1979~2010년 8월 (a)(e) 인도여름몬순, (b)(f) 북서태평양 여름몬순, (c)(g) 북동아시아 여름강수, (d)(h) 우리나라 여름강수 지수에 의한 CPC_U 강수량(좌측 음영값), 지표기온(우측 음영값), 850hPa 바람장(벡터), GPCP 강수량(좌측 선), 500hPa 고도장(우측 선)의 회귀분포도

귀된 분포가 서로 유사한 강수 패턴을 갖고 있음을 알 수 있다. 즉, 두 지수에서 공통적으로 인도 지역과 동아시아 지역에 양의 강수 편차와 인도/동아시아 지역에 음/양의 기온편차가 나타난다. 이는 북동아시아 몬순 지수에는 나타나지 않는 특성으로 우리나라 강수 지수만을 사용하였을 경우 인도지역에서의 시그널이 좀 더 강해지는 것을 알 수 있다.

7월(그림 10) 인도 몬순 지수의 경우 동아시아에 동서 방향의 쌍극구조(고기압성–저기압성순환) 패턴이 나타나며 북서태평양 몬순 지수의 경우 6월의 패턴이 유지되면서 중국 북부지역의 양의 편차가 강화된다. 북동아시아 몬순 지수의 경우는 남북순환 구조가 6월보다 훨씬 넓게 확장되었으며 남하하였고 우리나라 강수지수의 경우 6월의 구조와 유사한 패턴을 보이지만 남북의 반대 패턴이 북동아시아 몬순과 마찬가지로 보다 남하하여 나타난다. 이로부터 동아시아 지역에 발생하는 강수밴드는 저기압성 순환과 온도의 하강구역이 함께 나타나고 있는 것을 볼 수 있다. 북서태평양 몬순과 북동아시아 몬순 지수의 경우, 강수 및 순환장 모두에서 반대의 시그널이 두드러짐을 볼 수 있는데 이 두 몬순 지수간의 음의 상관성은 이전의 연구에서도 밝혀진 바 있으며 1990년대 중반 이후로 갈수록 그 상관성이 점차 낮아지고 있음이 언급된 바 있다(Kwon *et al.* 2005).

8월의 경우(그림 11) 흥미로운 점은 동아시아와 그 남쪽에서 나타나는 남북 쌍극구조 패턴이 모든 지수에서 다 나타난다는 것이다. 즉, 동아시아에 중심이 있고 또 다른 중심이 동지나해에 나타난다. 이 구조는 이미 이전의 연구에서 EAP 또는 PJ 패턴으로 언급된 바 있으나 이 연구로부터 여름철 중 8월에 가장 두드러진다는 것이 새로운 점으로 나타났다. 그리고 모든 지수에 공통적으로 보여 지는 것으로부터 이들 몬순 지수와 관련되어 8월의 순환장이 적도와 중위도 강수시스템을 연결시켜주는 구조로 나타나고 있음을 알 수 있다. 인도 몬순과 북서태평양 몬순 지수는 같은 시그널로 나타나며 북동아시아와 우리나라 강수지수는 반대의 시그널로 나타나 이들 사이의 음의 상관성이 있음을 또한 알 수 있다. 따라서 양의 EAP 또는 PJ 패턴이 발생할 시 동아시아는 강수량이 증가하고 인도 및 북서태평양 몬순은 약화될 수 있음을 의미한다. 우리나라와 인도 몬순 지수는 6월의 경우보다 더 높은 음의 상관을 보이며 북서태평양과 북동아시아도 7월보다 더 높은 음의 상관을 보여준다.

그림 9~11으로부터 적도와 중위도 지역에 위치하는 몬순의 활동은 계절내 변동이 뚜렷하게 나타남을 알 수 있고 이들의 강약에 따라 동아시아 지역은 원격적인 영향을 받게 되고 그 영향은 월별로 차이가 있었다. 한반도 지역은 동아시아와 유사한 경향을 갖지만 대규모적인 순환과 연결 지었을 때 강수 및 순환장에서 분포의 차이가 나타나 동아시아 지역만의 분석으로는 설명되지 못하는 부분도 존재함을 알 수 있었다.

5. 결론

본 연구는 한반도 여름철 강수의 변동 특성을 적도의 대표되는 기후변동인 엘니뇨/남방진동과의 관련성을 통해 분석하고 아시아 몬순의 세 가지 주요 성분인 인도, 북서태평양, 북동아시아 몬순과 우리나라 강수와의 관련성을 계절 내 변동으로 살펴보았다. 이를 위해 1979년부터 2010년까지의 기상청 61개 기상관측지점 월평균 강수량, NCEP/NCAR 재분석 월평균 자료, GPCP와 CPC_U의 월평균 강수량, NOAA 월평균 SST 자료를 이용하였다. 엘니뇨/라니냐 해는 세 가지 단계를 통해 구분하였다. Niño3.4 구역 평균 해수면온도 편차를 통해 1차적으로 엘니뇨/라니냐 해를 나눈 뒤, 각 해 별 이전과 다음 해까지의 온도 편차의 시간전개에 따라 유사하지 않은 해를 제외시키고 해수면 온도의 수평분포를 구하여 최종적으로 강한/약한 엘니뇨/라니냐 해를 선택하였다. 계절 내 변동을 보기 위해 여름철 내의 각 월별 변수들의 특성을 살펴보고 여름철 활발한 몬순 구역을 정하여 인도 여름몬순, 북서태평양 여름몬순, 북동아시아 여름강수 및 우리나라 여름 강수지수를 정의하고 관련된 상관패턴을 분석하였다.

동아시아 및 한반도 여름철 강수의 경년 변동성을 살펴보기 위해 CPC_U의 강수량 자료를 이용하여 동

아시아 전체지역과 한반도 지역 각각 EOF 실험을 수행한 결과, 첫 번째 공간 모드는 한반도와 중국의 중부, 남동부, 그리고 일본 전 지역에 강수구역이 나타나며 북한과는 반대의 패턴을 이루는 한반도 장마기간에 볼 수 있는 동아시아의 대표적인 강수패턴이 나타났다. 첫 번째 EOF의 시간분포는 동아시아와 한반도에서 모두 1990년대 중반을 기점으로 전과 후의 강수량 변동의 변화가 발생하였고 이는 이전 연구의 결과와도 일치했다. 두 지역의 차이점은 2000년 이후에 한반도 지역에 대한 경년변동이 동아시아의 경년변동과 반대의 경향으로 나타난 점이다. 이러한 특성은 향후 추가 연구를 통해 분석되어야 할 것으로 본다.

엘니뇨/라니냐 해의 구분은 1994, 2002, 2004, 2009년은 약한 엘니뇨 해, 1982, 1987, 1991, 1997년은 강한 엘니뇨 해로 선택하였고 1984, 1985, 1999, 2000은 약한 라니냐 해, 1988, 1998, 2007, 2010년은 강한 라니냐 해로 구분하였다. 엘니뇨/라니냐 해의 강/약 구분에 따라 합성된 해수면 온도의 분포에서는 엘니뇨 해의 경우 강한 엘니뇨는 날짜변경선부터 동태평양–남미서해안까지 평년에 비해 따뜻한 구역이, 약한 엘니뇨는 적도 태평양의 양의 구역이 날짜 변경선 근처에 머물러 있고 북태평양에서도 양의 편차가 나타났다. 라니냐 해의 경우 강한 라니냐는 강한 엘니뇨와 음의 대칭적인 구조의 경향을 보여주었지만 약한 라니냐는 동태평양에서는 강한 라니냐와 유사하나 아시아 대륙 및 인도–서태평양에서는 시그널이 반대로 나타나는 특징을 보였다. 엘니뇨/라니냐의 변동에 따라 여름철 적도 및 중위도 지역에 나타나는 강수 및 순환장의 분포에서는 강한 엘니뇨 해와 약한 라니냐 해에 우리나라 남부에서 강수량이 증가하는 경향을 보여주었다. 추가적으로 엘니뇨 해는 동태평양의 강한 강수구역의 발달로 인한 북서방향으로의 순환장의 형성과 동반되어 강수량의 증가가 발생하고 라니냐 해의 경우 적도에서부터 중위도까지 길게 남북으로 뻗어져 있는 강수 구역의 증가에 의해 원격이 아닌 직접적으로 중위도에 영향을 주는 특징이 나타났다.

계절 내 변동은 계절평균과는 달리 강한/약한 몬순해로 정의한 해에도 그 안에서의 월별 변동은 큰 차이를 보였다. 따라서 6월부터 8월까지 각 월별 몬순 지수에 의한 회귀분석을 통해 강수 및 순환장의 분포를 살펴본 결과 인도몬순의 경우 시간 전개에 따른 강수구역의 북진이 나타났고 북서태평양 몬순은 북서진 후 동쪽으로의 확장이 보였다. 북동아시아 및 한반도 강수의 경우 6월은 동아시아 및 한반도 북부에서, 7월은 동아시아에 동서로 뻗은 밴드 형태로, 8월은 중국 남중부에서부터 동쪽으로 연결되어 한반도에 중심이 위치한 특징을 보였다. 6월의 우리나라 강수는 인도몬순과 양의 상관을 나타내었으며 7월의 북동아시아 몬순은 북서태평양 몬순과 음의 상관을 보였다. 8월은 모든 지수에서 남북으로 위치한 동아시아–태평양(EAP) 또는 태평양–일본(PJ) 패턴이 뚜렷하였고 인도와 북서태평양은 음의 EAP(또는 PJ), 동아시아와 한반도 강수는 양의 EAP(또는 PJ) 패턴으로 8월 인도 및 북서태평양 몬순의 강화는 한반도 및 북동아시아 몬순의 약화와 관련이 있음이 나타났다.

참고문헌

강인식 · 안순일 · 정창희 · 윤순창, 1989, “여름철 동아시아 주변에서 장파복사의 계절변화에 나타나는 30–60일 주기 진동,” 한국기상학회지, 25(4), 221-232.

강인식, 1998, “엘니뇨와 한반도 기후변동의 관련성,” 한국기상학회지, 34(3), 390-395.

국종성 · 강인식, 2002, “엘니뇨/라니냐와 관련된 한반도 강수량 변동성 연구,” 한국기상학회 대기, 12(1), 137-140.

권원태 · 황승언 · 박문영, 1997, “엘니뇨 발생시의 우리나라 기후 변동 경향,” 한국기상학회 1997년도 가을학술발표회 초록, 182-184.

문자연 · 박창용 · 최영은, 2011, “레짐이동에 따른 우리나라 여름철 강수의 특성변화와 그 원인,” 대한지리학회지, 46(3), 277-290.

박창용 · 문자연 · 차은정 · 윤원태 · 최영은, 2008, “최근 한반도 여름철 강수특성의 변화,” 대한지리학회지, 43(3), 324-336.

박창용 · 최영은 · 문자연 · 윤원태, 2009, “기온과 강수특

성을 고려한 남한의 기후지역구분," 대한지리학회지, 44(1), 1-16.

안중배 · 류정희 · 조익현 · 박주영, 1997, "한반도 기온 및 강수량과 주변 해역 해면 온도와의 상관관계에 관한 연구," 한국기상학회지, 33(2), 327-336.

윤원태 · 박정규 · 이재원 · 이현수 · 민승기, 2001, "1998년 여름철 한반도 집중호우 특성 분석," 한국기상학회지, 37(2), 181-194.

차은정 · 전종갑 · 정효상, 1999, "엘니뇨/라니냐 해의 우리나라 기후 특성에 관한 연구," 한국기상학회지, 35(1), 98-117.

하경자 · 문자연, 1999, "적도 진동과 우리나라 하계 강수의 경년 변동과의 상호 관계 연구," 한국기상학회지, 35(2), 272-282.

Anamalai, H. and Slingo, J. M., 2001, Active/break cycles: diagnosis of the intraseasonal variability of the Asian summer monsoon, *Climate Dynamics*, 18, 85-102.

Chen, M., Xie, P., and Co-authors, 2008, CPC Unified Gauge-based Analysis of Global Daily Precipiation, Western Pacific Geophysics Meeting, Cairns, Australia, 29 July - 1 August, 2008.

Choi, K. S., Moon, J. Y., Kim, D. W., Byun, H. R., and Kripalani, R. H., 2010, The significant increase of summer rainfall occurring in Korea from 1998, *Theoretical Applied Climatology*, Doi:10.1007/s00704-010-0256-0.

Ha, K. J., Jhun, K. S., Jhun, J. G., and Li, J. P., 2009, Circulation changes associated with the interdecadal shift of Korean August rainfall around late 1960s, *Journal of Geophysical Research*, 114:D04115. doi:10.1029/2008JD011287.

Ho C. H., Lee, J. Y., Ahn, M. H., and Lee, H. S., 2003, A sudden change in summer rainfall characteristics in Korea during the late 1970s, *International Journal of Climatology*, 23, 117-128.

Hsu, H. H. and Lin, S. M., 2007, Asymmetry of the Tripole Rainfall Pattern during East Asian Summer, *Journal of Climate*, 17, 4443-4458.

Huang, R. and Lu, L., 1989, Numerical simulation of the relationship between the anomaly of subtropical high in East Asia and the convective activities in the tropical western Pacific, *Advances in Atmospheric Sciences*, 6, 202-214.

Huang, R. and Sun, F., 1992, Impacts of the tropical western Pacific on the East Asian summer monsoon. *Journal of Meteorological Society of Japan*, 70, 243-256.

Huang, R., Chen, W., Yang, B., and Zhang, R., 2004, Recent advances in studies of the interaction between the East Asian winter and summer monsoons and ENSO cycle, *Advances in Atmospheric Sciences*, 21, 407-424.

Kalnay, E. and Co authors, 1996, The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project, *Bulletin of American Meteorological Society*, 77, 437-471.

Kemball-Cook, S. and Wang, B., 2001, Equatorial waves and air-sea interaction in the boreal summer intraseasonal oscillation, *Journal of Climate*, 14, 2923-2942.

Kosaka, Y. and Nakamura, H., 2006, Structure and dynamics of the summertime Pacific-Japan (PJ) teleconnection pattern, *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 132, 2009-2030.

Krishnamurti, T. N., Jayakumar, P. K., Sheng, J., Surgi, N., and Kumar, A., 1985, Divergent circulations on the 30-50 day time scale, *Monthly Weather Review*, 113, 364-375.

Kug, J. S., Jin, F. F., and An, S. I., 2009, Two types of El Nino events: cold tongue El Nino and warm pool El Nino, *Journal of Climate*, 22, 1499-1515.

Kwon, M., Jhun, J. G., Wang, B., An, S. I., and Kug, J. S., 2005, Decadal change in relationship between East Asian and WNP summer monsoons, *Geophysical Research Letters*, 32, L16709. doi:10.1029/2005GL023026.

Lee, E. J., Jhun, J. G., and Park, C. K., 2005, Remote connections of the Northeast Asian summer rainfall variation revealed by a newly defined monsoon index, *Journal of Climate*, 18, 4381-4393.

Moon, J. Y., Wang, B., Ha, K. J., and Lee, J. Y., 2012, Teleconnections associated with Northern Hemisphere summer monsoon intraseasonal oscillation, *Climate Dynamics,* DOI 10.1007/s00382-012-

1394-0(in press).

Murakami, T. and Nakazawa, T., 1985, Tropical 45 day oscillation during the 1979 Northern Hemisphere summer, *Journal of Atmospheric Science*, 42, 1107-1122.

Nitta, T., 1987, Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation, *Journal of Meteorological Society of Japan*, 65, 373-390.

Nitta, T. and Hu, Z. Z., 1996, Summer climate variability in China and its association with 500 hPa height and tropical convection, *Journal of Meteorological Society of Japan,* 74, 425-445.

Shen, S. and Lau, K. M., 1995, Biennial oscillation associated with the East Asian summer monsoon and tropical sea surface temperature, *Journal of Meteorological Society of Japan,* 73, 105-124.

Tao, S. Y. and Chen, L. X., 1987, A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China, Review in Monsoon Meteorology, Oxford Univ. Press, 60-92.

Teng H. and Wang, B., 2003, Interannual variations of the boreal summer intraseasonal oscillation in the Asia-Pacific region, *Journal of Climate*, 16, 3572-3584.

Tomita, T., Yoshikane, T., and Yasunari, T., 2004, Biennial and lower-frequency variability observed in the early summer climate in the western North Pacific, *Journal of Climate*, 17, 4254-4266.

Wang, B. and Fan, Z., 1999, Choice of South Asian Summer Monsoon indices, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 80(4), 629-638.

Wang, B., Wu, R., and Fu, X., 2000, Pacific-east Asia teleconnection: How does ENSO affect east Asian climate?, *Journal of Climate*, 13, 1517- 1536.

Wang, B., Wu, R., and Lau, K. M., 2001, Interannual Variability of the Asian Summer Monsoon: Contrasts between the Indian and the Western North Pacific-East Asian Monsoons, *Journal of Climate*, 14, 4073-4090.

Wang, B. and LinHo, 2002, Rainy season of the Asia-Pacific summer monsoon, *Journal of Climate*, 15, 386-398.

Webster, P. J., Magana, V. O., Palmer, T. N., Tomas, T. A., Yanai, M., and Yasunari, T., 1998, Monsoons: Processes, predictability, and prospects for prediction, *Journal of Geophysical Research*, 103, 14451-14510.

Yang, J., Wang, B., and Wang, B., 2008, Anticorrelated intensity change of the quasi-biweekly and 30-50-day oscillations over the South China Sea, *Geophysical Research Letter*, 35:L16702, doi:10.1029/2008GL034449.

Yeh, S. W., Kug, J. S., Dewitte B., Kwon, M. H., Kirtman B. P., and Jin, F. F., 2009, El Nino in a changing climate. *Nature*, 461(24), doi:10.1038, 511-514.

교신: 최영은, 143-701, 서울시 광진구 화양동 1번지, 건국대학교 이과대학 지리학과(이메일: yechoi@konkuk.ac.kr, 전화: 02-450-3447, 팩스: 02-3436-5433)

Correspondence: Youngeun Choi, Department of Geography, College of Science, Konkuk University, 1 Hwayang-dong, Gwangjin-gu, Seoul, 143-701, Korea (e-mail: yechoi@konkuk.ac.kr, phone: +82-2-450-3447, fax: +82-2-3436-5433)

최초투고일 2013. 2. 14
수정일 2013. 4. 15
최종접수일 2013. 4. 19