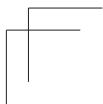
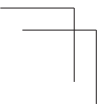
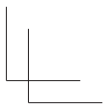
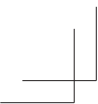


# 2016 엘니뇨 백서





발간번호

11-1360000-001341-01

# 2016 엘니뇨 백서

국종성·안순일·예상욱·함유근 지음

## 차례

요약 6

### 1장. 엘니뇨와 라니냐

- 1.1 엘니뇨·라니냐란 무엇인가? 12
- 1.2 열대 태평양 해양과 대기의 기본 구조 16
- 1.3 엘니뇨·라니냐 역학 18
- 1.4 엘니뇨의 예측 29
- 1.5 엘니뇨의 미래 변화 전망 33

### 2장. 엘니뇨·라니냐와 전 지구 기후 관련성 분석

- 2.1 분석 방법 40
- 2.2 엘니뇨 발달 해 전 지구 대기순환, 해수면 온도, 표층 기온 및 강수량 특성 41
- 2.3 엘니뇨 쇠퇴 해 특성 48
- 2.4 라니냐 발달 해 전 지구 대기순환, 해수면 온도, 기온 및 강수량 특성 53
- 2.5 라니냐 쇠퇴 해 특성 60
- 2.6 엘니뇨·라니냐 발달기, 최성기 및 쇠퇴기 기온 및 강수 모식도 65
- 2.7 강한 엘니뇨·라니냐 시기 전 지구 기후 영향 분석 70
- 2.8 엘니뇨·라니냐 발생 시 전 지구 가뭄, 산불, 사회·경제적 영향 77

### 3장. 엘니뇨·라니냐와 한반도 기후 관련성

3.1 분석 방법 84

3.2 엘니뇨·라니냐 발달기 여름철(7월 중순-8월 중순) 86

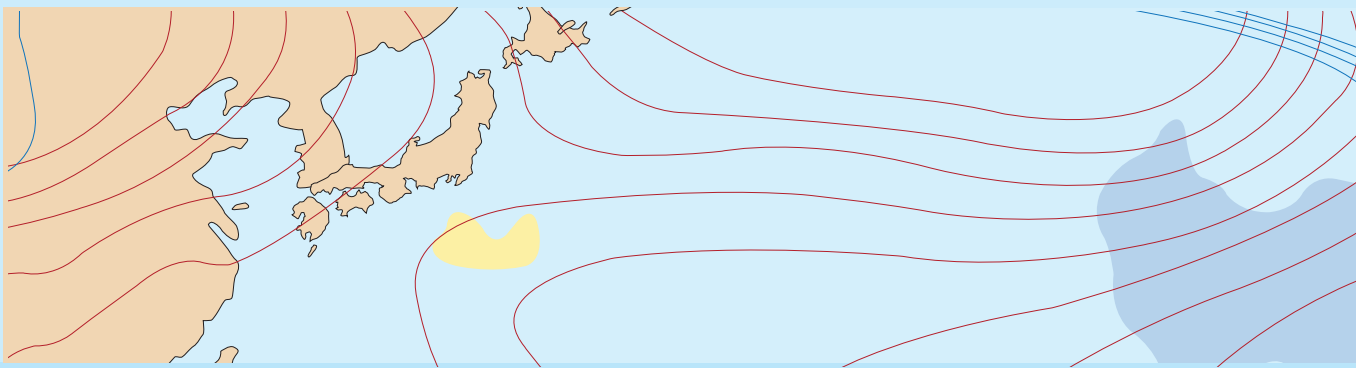
3.3 엘니뇨·라니냐 발달기 9월 97

3.4 엘니뇨·라니냐 절정기 초겨울(11, 12월) 108

3.5 엘니뇨·라니냐 쇠퇴기 봄 121

참고문헌 129

부록 과거 엘니뇨·라니냐 사례별 분석 135



## 요약

- 엘니뇨는 열대 동태평양과 중태평양의 해수면 온도가 평상시보다 높은 상태로 수개월 이상 지속되는 현상임. 엘니뇨의 일생은 대체로 봄철 또는 여름철에 발생해 겨울까지 해수면 온도가 상승하다가 이후 점차 약해지며, 이듬해 봄철 또는 여름철에 소멸하는 경향을 보임. 라니냐는 엘니뇨의 반대 현상으로, 주로 중태평양의 해수면 온도가 평상시보다 낮아지는 현상임.

- 엘니뇨는 열대 태평양의 해양-대기 상호작용 결과 발생하는 현상으로, 엘니뇨 시기에 적도 태평양의 무역풍은 감소하고 서태평양의 강한 대류활동 지역이 중태평양으로 확장·이동하게 됨. 대기순환의 변화로 인해 동태평양의 수온약층은 깊어지고, 해수면 온도는 상승해 대기의 변화를 다시 유도함. 라니냐 시기는 해양과 대기의 변화가 엘니뇨 시기와 반대로 나타남.(그림1)

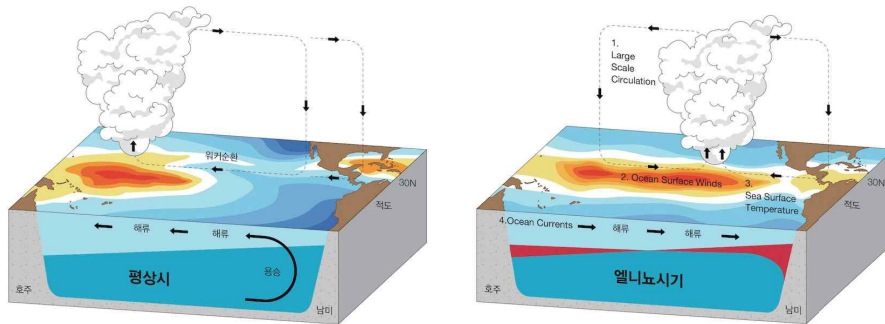


그림1. 평상시와 엘니뇨 시기 대기, 해양 상태 모식도.

- 최근 들어 중태평양의 해수면 온도가 상대적으로 더 높은 엘니뇨가 자주 발생하고 있음. 이런 엘니뇨의 다양성은 복잡한 해양-대기 상호작용의 결

과로 나타나며, 엘니뇨의 다양성에 따라 전 지구 기상 및 기후에 미치는 영향도 다르게 나타남.

- 엘니뇨와 라니냐는 열대 태평양 지역에 국한되어 나타나는 현상이지만, 대기와 해양의 원격상관을 통해 전 지구 기상 및 기후에 영향을 미치게 됨. 엘니뇨와 라니냐가 전 지구 강수 및 기온에 미치는 영향은 지역과 계절에 따라 매우 다름.

- 엘니뇨가 최성기인 겨울철 북반구에서는 유라시아 중·동부 지역과 알래스카 지역을 포함하는 북미 서북부 지역이 평상시보다 높은 기온을 보이고, 남반구에서는 아프리카 남서부 지역과 호주 서쪽, 그리고 남미 북부 지역이 상대적으로 높은 기온을 보임. 강수량은 열대 서·중태평양 지역에서 증가하고 Maritime Continent 지역과 호주 북부 지역에서는 평상시보다 감소함. (그림2)

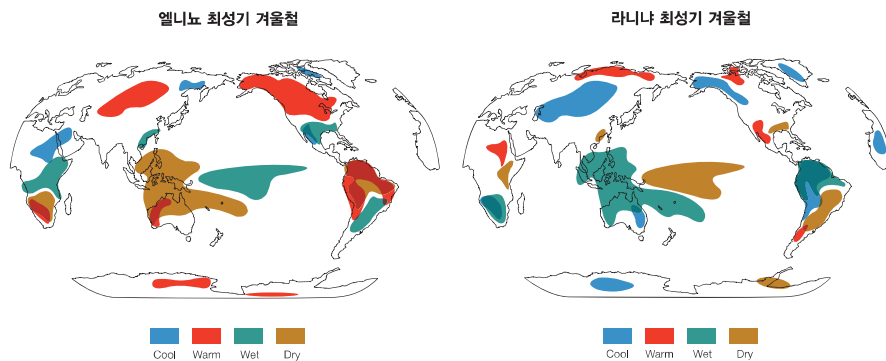


그림2. 엘니뇨(왼쪽) 및 라니냐(오른쪽) 최성기 겨울철 기온 및 강수 모식도.

- 라니냐 최성기에 해당하는 북반구 겨울철은 열대 서·중태평양에서 강수 감소가, Maritime continent 지역에서 뚜렷한 강수 증가 현상이 나타나며,

남미 북부와 중·동부 지역 역시 강수량 증가 및 감소 현상이 나타남. 유라시아 북부 및 캐나다 북부 지역을 제외하고 북반구 거의 모든 지역에서 평상시보다 기온 낮은 분포를 보이는 것이 특징임. 남반구에서는 아프리카 남서부 지역, 호주 동부 및 남미 북서부 지역에서 평상시보다 낮은 기온이 나타남. (그림2)

- 엘니뇨·라니냐가 발달하는 시기의 우리나라 여름철 강수 변화는 월별로 차이가 있지만, 7월 중순부터 8월 중순까지의 엘니뇨 시기에 강수가 증가하고, 라니냐 시기에는 강수가 감소하는 경향이 한반도 남부 지역을 중심으로 나타남.

- 엘니뇨 발달기인 7월 중순부터 8월 중순에는 기후학적으로 북서태평양 몬순이 강해지는 시기로, 아열대부터 한반도 남쪽까지 양-음-양의 강수 및 대기 순환 원격상관 패턴이 나타나며 한반도의 강수를 증가시킨다. 이때 한반도 남쪽 하층 제트가 강화되고, 한반도는 저기압성 흐름에 영향을 받게 됨. (그림3)

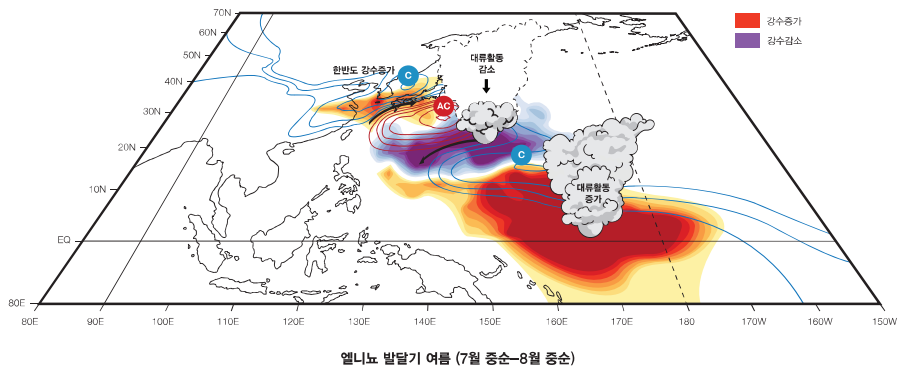


그림3. 엘니뇨 발달기 여름철 한반도의 영향 모식도.

- 엘니뇨가 발달하는 9월에는 서태평양에서 북상한 적도수렴대(ITCZ) 지역의 강수 증가에 따른 대기의 반응으로 한반도 남동쪽에 큰 규모의 저기압성 흐름이 자리 잡게 되고, 이로 인해 한반도에 북풍 기류가 나타나 강수가 감

소하고 온도는 낮아지는 경향을 보임. 라니냐 시기에는 고기압성 흐름이 자리 잡게 되고, 한반도에 남풍 기류가 나타나 강수가 증가하고 온도는 높아짐. (그림4) 9월 한반도에 강수가 가장 많았던 2007년, 1999년은 모두 라니냐 시기였음.

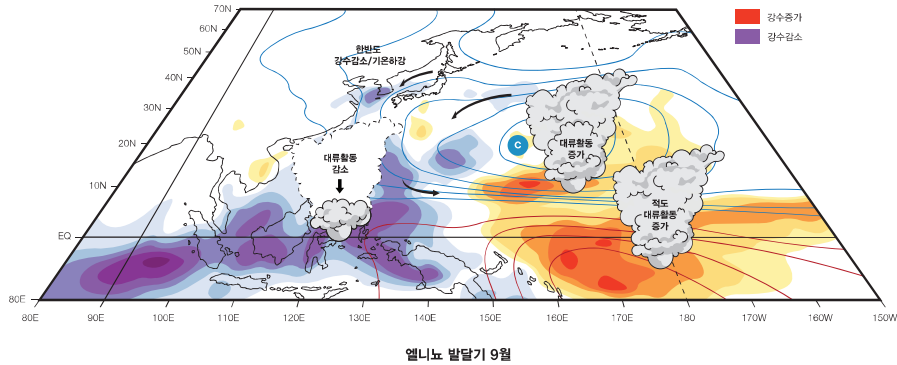


그림4. 엘니뇨 발달기 9월 한반도 영향 모식도.

- 9월 한반도에 영향을 주는 태풍은 엘니뇨 해에 비해 라니냐 해에 증가하는 경향이 있었음. 특히 1990년 후반 이후 발생한 라니냐 시기에 한반도에 영향을 주는 태풍의 개수가 크게 증가했음. 이런 태풍의 변화도 북서태평양 지역의 대규모 순환 변화로 설명할 수 있음.
- 엘니뇨가 최대로 발달하는 이른 겨울철(11, 12월)에 한반도의 강수는 증가하고 기온은 상승하는 경향을 보임. 11월 강수가 평년대비 2배 이상인 100mm 이상 내렸던 해는 1982년, 1997년, 2015년으로 모두 슈퍼 엘니뇨가 발생한 해임. 라니냐 시기 11월과 12월에는 강수는 감소하고 기온은 하강하는 경향을 보임.
- 엘니뇨가 최대로 발달하는 이른 겨울철(11, 12월), 한반도 동쪽에 쿠로시오 고기압 흐름이 발달해 한반도에 남풍 기류를 유도함으로써 강수 증가와 온도 상승에 기여함. 쿠로시오 고기압은 열대 서태평양의 대류활동 감소에 따른 원격 상관 패턴으로 설명할 수 있음. (그림5)

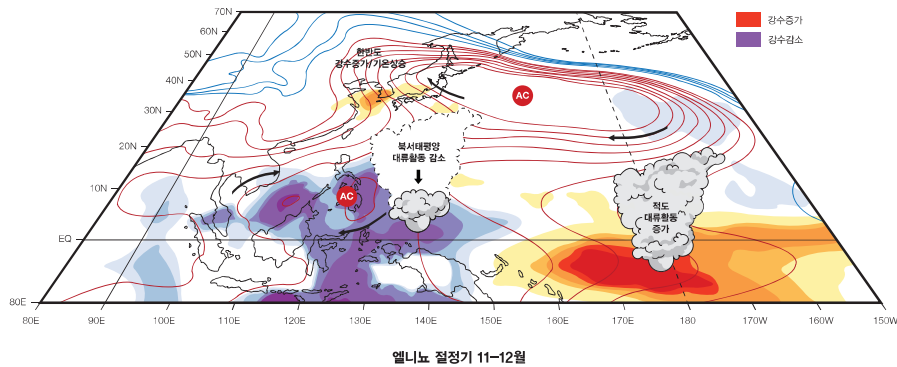


그림5. 엘니뇨 절정기 11-12월 한반도 영향 모식도.

- 엘니뇨가 소멸하는 시기인 봄철(3-4월) 한반도는, 이전 겨울철 북반구 아열대 해수면 온도가 낮을 경우 강수가 증가하고 기온이 상승하는 경향이 나타나는 데 반해, 아열대 해수면 온도가 높을 경우 강수가 감소하고 기온이 하강하는 경향이 나타남.
- 엘니뇨 절정기 겨울철의 낮은 아열대 해수면 온도는 북서태평양 필리핀해 고기압을 강화·유지하는 역할을 함으로써, 엘니뇨가 소멸하는 봄철 한반도의 기후에까지 영향을 주는 역할을 함.
- 각각의 엘니뇨와 라니냐는 고유의 특성을 가지고 있기 때문에 그 영향도 다양하게 나타남. 따라서 단편적인 선형 관련성으로 엘니뇨와 라니냐의 영향을 정확히 파악하기 어려움. 특히 한반도 기후는 엘니뇨 및 라니냐와 다른 기후 현상과의 상호작용에 의해 다양한 영향을 받음. 따라서 엘니뇨·라니냐 다양성 및 상호작용에 대한 이해가 먼저 이루어져야 엘니뇨와 라니냐의 영향을 대비할 수 있음.





# 엘니뇨와 라니냐

1

## 1.1 엘니뇨·라니냐란 무엇인가?

### 1.1.1 엘니뇨의 정의

열대 중태평양에서 동태평양에 이르는 지역의 해수면 온도가 비정상적으로 상승하는 현상을 엘니뇨라 한다. 엘니뇨는 대체로 봄철에 발생해 겨울철까지 발달하다가 이후 점차 약해져 이듬해 봄 또는 여름에 소멸하는 일생을 보인다. 그러나 모든 엘니뇨가 동일한 일생을 보이는 것은 아니며, 그 형태는 매우 다양하다.

실제 엘니뇨의 발생과 소멸 시기에 대해서는 나라마다 각각 정의가 다르지만, 한국과 미국 기상청은 3개월 이동 평균된 NINO3.4지수값이 섭씨 0.5 이상으로 5개월 이상 지속되었을 경우를 엘니뇨로 정의한다. NINO3.4 지수는 열대 동태평양 지역(120°W-170°W, 5°N-5°S)에서 평균된 해수면 온도 아노말리로 정의된다. 라니냐의 경우 엘니뇨와 동일한 방법으로 정의되나 다만 온도의 기준을 음의 해수면 온도 편차(섭씨 -0.5 이하)를 따른다. 그림1-1-1은 여러 가지 엘니뇨지수가 정의되는 지역을 나타내며, 그림 1-1-2는 엘니뇨지수의 시간적 변화이다. 일반적으로 통용되는 엘니뇨지수는 기후값을 제거한 해수면 온도 아노말리의 지역 평균값으로 정의된다.

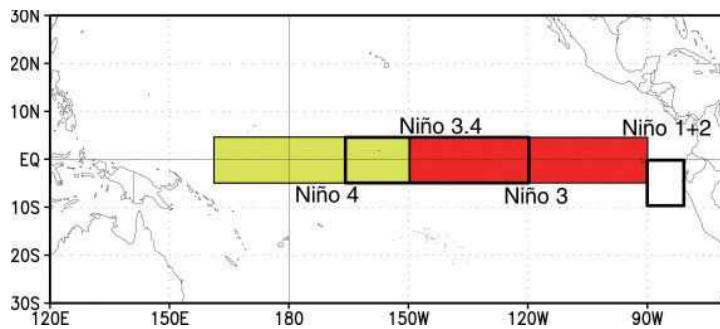


그림1-1-1. 각각의 엘니뇨지수에 대한 열대 태평양의 지역.

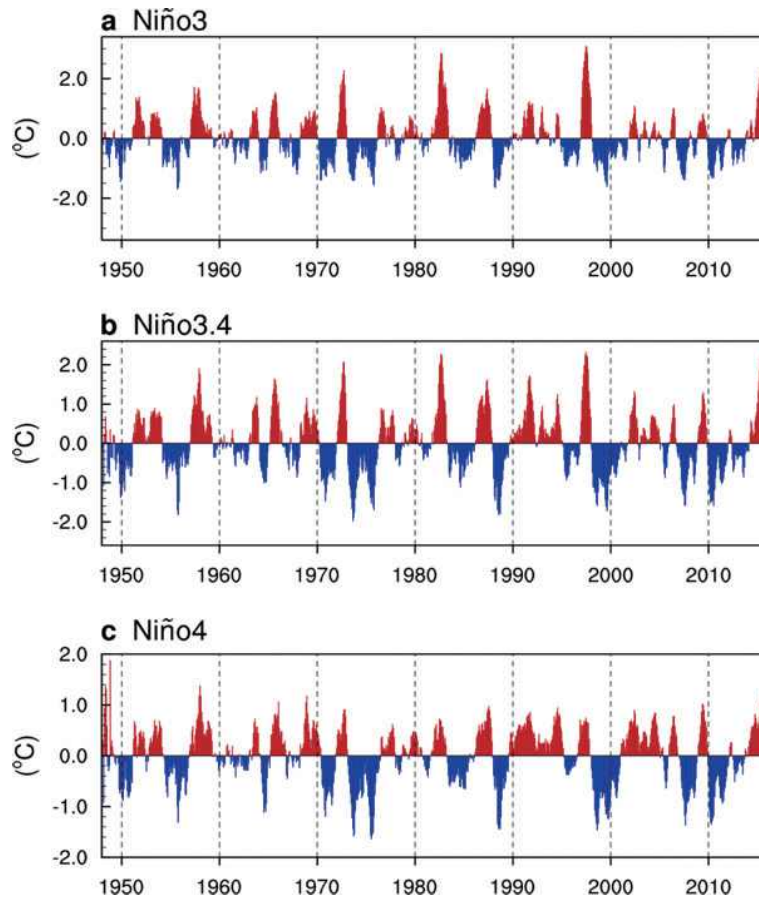


그림1-1-2. 1948년 1월부터 2016년 7월까지 ERSSTv3 자료를 이용해 구한 엘니뇨 지수 (a)NINO3, (b)NINO3.4, (c)NINO4. 아노말리는 1981-2010년 동안의 기후값으로부터의 편차임.

### 1.1.2 엘니뇨의 어원

엘니뇨의 기원은 19세기 말로 거슬러 올라간다. 당시 페루의 지리학자들이 페루 해안에서 발생하는 비정상적인 해양의 변화를 연구하던 중, 한 배의 선장으로부터 일반적으로 한류가 우세한 이 지역의 해류가 매년 크리스마스 즈음에 난류로 바뀌는데 이때 발생한 난류를 페루 지역 선원들이 ‘El

Niño current'라고 부른다는 이야기를 듣게 된다. 여기서 엘니뇨(El Niño)는 스페인어로 남자아이를 의미하며, 아기 예수의 탄생 시기에 맞춰서 이 같은 현상이 발생해서 엘니뇨라는 단어를 사용했던 것으로 여겨진다. 또 페루의 지리학자들은 이 같은 해류의 계절 변화가 평년보다 매우 강해지는 해가 있음을 알아냈으며, 이와 동시에 이상기후 현상이 발생함을 감지했다. 이후 20세기 초반, 엘니뇨에 대한 연구가 활발해지면서 과학계에서는 페루 지리학자들이 소개한 이름을 따 비정상적인 해수면 온도 상승 현상을 엘니뇨라 부르게 되었다.

엘니뇨의 반대 현상인 라니냐는 여자아이를 의미하는 스페인어다. 초기에는 이 같은 현상을 El Viejo(노인) 또는 anti-El Niño로 부르기도 했으나, 현재는 일반적으로 라니냐라 칭한다.

### 11.3 엘니뇨의 발견

페루의 선원들에 의해 구전되어 오던 것과는 별도로 Gilbert Walker는 1930년대 태평양의 섬에서 관측된 해면기압 자료 분석을 통해 수년마다 해면기압이 꺾목할 만한 변화를 보인다는 사실을 알아냈다(Walker 1924; Walker and Bliss 1932). 특히 그는 남반구에 위치한 서태평양의 다아윈과 동태평양의 타히티 섬에서 관측된 해면기압이 서로 음의 상관관계를 보인 것에 착안해 이를 남방진동(Southern Oscillation: SO)이라 불렀다(그림 1-1-3). 이후 1950년대 Berlage는 남방진동에 관한 연구를 심화시키며 SO와 연관된 기후 변동을 살펴보고, 아울러 1960년대에는 다아윈의 해면기압이 상승하고 타히티의 해면기압이 하강하는 남방진동이 약화된 해에 엘니뇨가 동반되는 경향이 있음을 알아냈다(Berlage 1966). 거의 동일한 시기에 Bjerknes는 엘니뇨가 대기-해양의 상호작용에 의해 발생하는 현상이며, 이로 인해 발생한 변동은 원격상관(teleconnection)을 통해 그 영향이 다른 지역에 전파됨을 보였다(Bjerknes 1966). Bjerknes가 제안했던 엘니뇨 발달을 유도하는 대기-해양의 상호작용 과정을 Bjerknes 피드백이라 부른다(Box 1). 이후 열대 태평양의 경년 변동을 연구하는 학자들은

엘니뇨 현상과 남방진동을 결합해 ENSO(El Niño-Southern Oscillation)라 명명하게 되었다. 1980년대 초반 들어 발생한 1982/83년 초대형 엘니뇨는 전 세계에 걸쳐서 막대한 피해를 유발했고, 이는 적극적인 엘니뇨 연구와 예측을 하게 되는 시발점이 되었다. 특히 이를 계기로 열대 태평양의 여러 지역에 고정된 관측 부이를 설치하여 실시간 해수면 온도와 해수의 변화를 모니터링하는 프로그램이 시작되었으며(Tropical Atmosphere Ocean Project; TAO project), 이를 통한 실시간 관측은 현재까지 진행되고 있다 (<http://www.pmel.noaa.gov/tao/>).

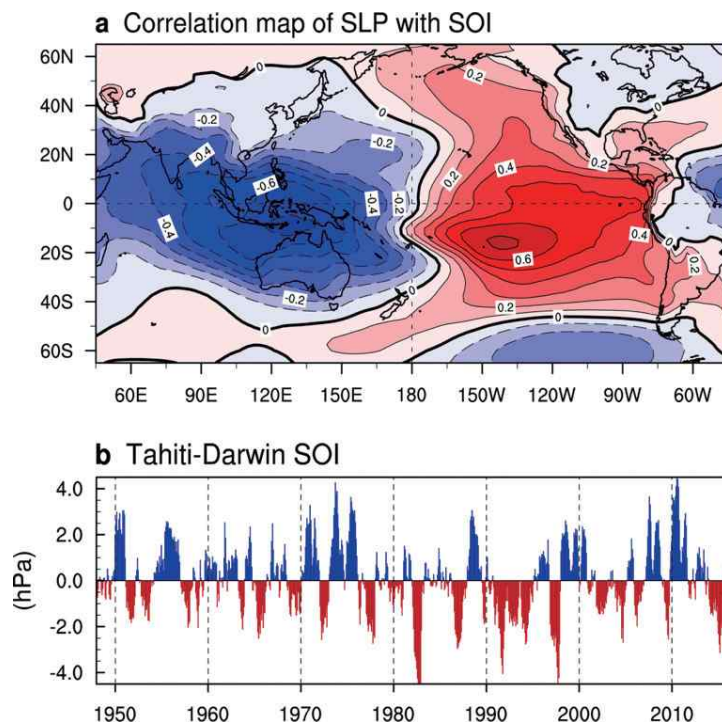


그림1-1-3. (a)남방진동지수에 대한 해면기압 아노말리의 상관분포도, (b)타히티와 다아윈의 해면기압 차이로 구한 남방진동지수(SOI index).

## 1.2 열대 태평양 해양과 대기의 기본 구조

지구 대기권 상부에 도달하는 태양에너지의 강도는 위도에 따라 다르게 분포하며, 동일한 위도대의 태양에너지는 경도에 상관없이 일정하다. 이런 이유로 지표면의 온도는 위도에 평행한 분포를 보일 것으로 기대되나, 대기-해양의 순환과 대륙/해양의 분포 등에 의해 동일 위도상의 경도별 온도 분포는 다르게 나타날 수 있다. 적도를 중심으로 한 열대 태평양의 경우 지구 상에서 가장 많은 태양에너지가 유입되는 곳으로 해수면 온도 또한 다른 어떤 지역에 비해 항상 높은 편이다. 이 지역의 경우 고온의 서태평양과 저온의 동태평양으로 서고-동저의 해수면 온도 분포를 보인다(그림1-2-1). 이때 열대 서태평양의 고온의 해수 지역을 온난역(warm pool), 열대 동태평양의 저온의 해수 지역을 한랭혀(cold tongue)라 부른다. 열대 태평양에서 서고-동저의 해수면 온도 분포를 이루는 데는 무역풍의 역할이 크다. 앞서 언급한 바와 같이 구름 등의 영향을 무시한다면, 바다 표면에 도달하는 태양에너지는 적도를 따라 동일하게 주어질 것이다. 하지만 무역풍은 태양에너지로 인해 온도가 상승한 표면의 따뜻한 해수를 서쪽으로 이동시킴으로써 따뜻한 해수가 서태평양에 쌓이게 하는 역할을 하며, 동시에 동태평양에서 이동한 표층의 해수를 보충하기 위해 해양의 하부로부터 보다 찬 물이 표면으로 공급되어 동태평양의 해수면 온도를 낮추는 역할을 한다. 이런 과정을 통해 서태평양의 해수는 높은 상태를, 동태평양의 해수는 낮은 상태를

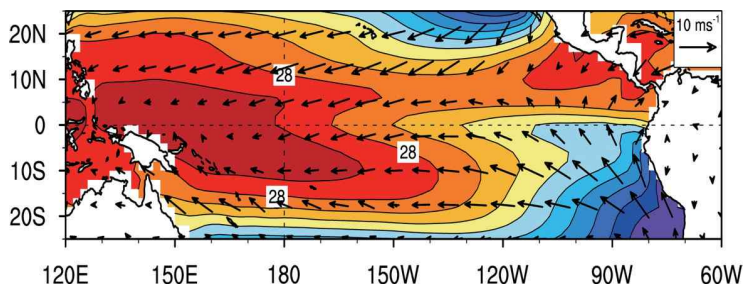


그림1-2-1. 연 평균 열대 태평양 해수면 온도와 표층 바람 벡터. ERSSTv4와 NCEP-NCAR R1 자료를 사용했으며, 연 평균값은 1981-2010까지 자료의 평균값을 의미함.

유지하게 된다.

이 같은 서고-동저의 분포는 해수의 연직 분포에도 잘 나타난다(그림 1-2-2). 열대 서태평양 온난역 지역의 경우 따뜻한 해수가 해양 표면에서부터 150m 깊이까지 균질하게 분포한다. 이는 이 지역 해양혼합층(mixed layer: 온도 및 밀도가 균질하게 분포되어 있는 층)의 깊이가 매우 깊음을 의미한다. 반면 열대 동태평양 한랭혀(cold tongue) 지역의 경우 얇은 혼합층(50m 이하)을 보인다. 아울러 해수의 연직온도 경도가 급격하게 변하는 지역인 수온약층[thermocline: 해양 표면의 혼합층과 심해(deep ocean)의 경계 지역으로 온도의 변화가 매우 큰 지역]의 깊이 역시 서태평양은 깊고 동태평양은 얇은 분포를 보인다. 수온약층이 동에서 서로 기울어져 있는 것 또한 동쪽으로 부는 무역풍과 연관이 있다. 실제로 무역풍에 의한 해수 이동으로 인해 서태평양의 해수면 높이는 동태평양에 비해 높아진다. 두 지역의 해수면 높이의 차이로 인해 동쪽으로 향하는 수압경도력이 해수 표면에 작용하는데, 이 같은 수압경도력은 깊이에 상관없이 해양의 하층에서도 동일한 크기로 작용하지만 수온약층의 기울기가 동에서 서로 기울어졌기 때문에, 결국 표면에 존재하던 수압경도력은 해양 하부로 갈수록 약해져서 더 이상 경도력이 작용하지 않는 층이 해양 하부에 나타나게 된다.

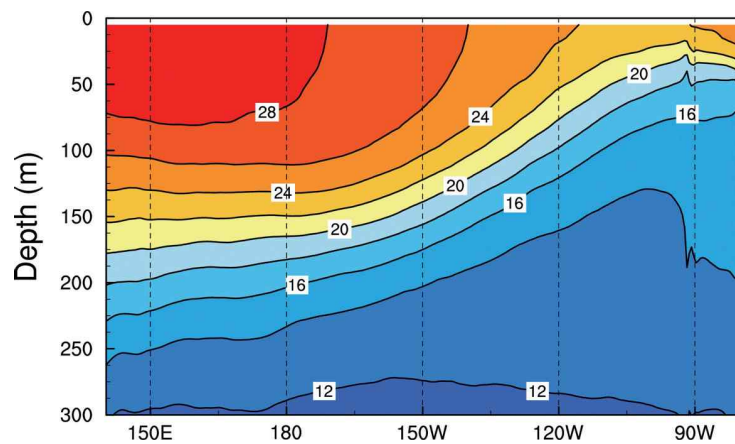


그림1-2-2. SODA2.2.4로부터 구한 적도 지역의 연 평균 해수 온도의 연직 단면도. 연 평균값은 1981년부터 2010년까지의 값이 사용되었음.



## 1.3 엘니뇨·라니냐 역학

### 1.3.1 엘니뇨·라니냐의 기본 구조

그림1-3-1에서 보는 바와 같이, 엘니뇨 해의 열대 태평양의 해수면 온도는 적도를 중심으로 양의 편차를 보이며, 양쪽 반구로 양의 편차가 확산된 모습을 보인다. Lindzen and Nigam(1987)에 따르면, 이 같은 해수면 온도 편차의 분포는 동-서 및 남-북 방향의 해수면 온도 구배를 형성하고, 이로 인한 대기의 기압 변화는 양의 편차로 향하는 지상풍을 유도한다(그림 1-1-2 참조). 즉 해수면 온도 구배에 거의 평행한 지상 바람의 분포를 볼 수 있다. 한편 평년에 열대 서태평양에 활발하게 발생했던 대류 활동이 엘니뇨 해에는 중-동태평양의 해수면 온도 상승으로 인해 열대 중태평양 지역으로 이동하게 된다. 대기의 대류 활동은 대류권 중층에서 잠열을 방출하고, 이는 대기순환의 동력으로 작용한다. Gill (1980)은 대류권 중심부에서 방출된 잠열이 유도한 대기의 순환을 구했다. 그림1-3-1에 나타난 지상 바람의 분포는 Gill 모형의 결과와 매우 유사하다. 결국 Lindzen and Nigam(1987)과 Gill(1980)은 각기 다른 역학적 과정을 통해 지상의 바람이 유도되는 과정을 설명하고 있으나, 열대 지역에서의 결과는 거의 차이가 없다. 이처럼 엘니뇨 시기에 유도된 지상의 바람은 평균장의 무역풍을 약화시키는 방향으로 작용하게 된다. 이로써 동-서 방향의 해면 기압 차이가 줄어들고, 줄어든 해면 기압의 차이는 해양 표면 아래까지 전달되어 동-서 간 수온약층의 기울기 또한 약화된다(수온약층의 기후값은 그림1-2-2 참조). 즉 서태평양 수온약층 근처의 온도는 낮아지고 동태평양 수온약층 근처의 온도는 상승하여, 결국 열대 동태평양의 수온약층은 깊어지고 열대 서태평양의 수온약층은 얕아진다(그림1-3-1c).

반면 라니냐 해에는 엘니뇨와 정반대의 편차가 나타난다. 해수면 온도 편차는 음의 값을 보이며, 음의 최대값은 엘니뇨 해에 비해 다소 서쪽으로 치우쳐서 나타난다. 열대 서태평양의 바람의 편차는 무역풍을 보다 강화시



키는 음의 값을 보인다. 이는 열대 동태평양의 해수면 온도가 음의 편차가 되면서 동-서 방향의 해수면 온도 구배가 엘니뇨 시기와는 정반대가 된 것에 기인한다. 또는 Gill(1980)의 설명과 같이, 대기의 대류 지역이 보다 서쪽으로 이동한 것이 원인이 된다고도 할 수 있다. 이같이 무역풍이 평년보다 강화되는 경우 수온약층의 기울기 또한 평년보다 기울어지는 것을 볼 수 있다(그림1-3-1d). 즉 열대 서태평양의 수온약층은 보다 깊어지고 동태평양의 수온약층은 얕아진다.

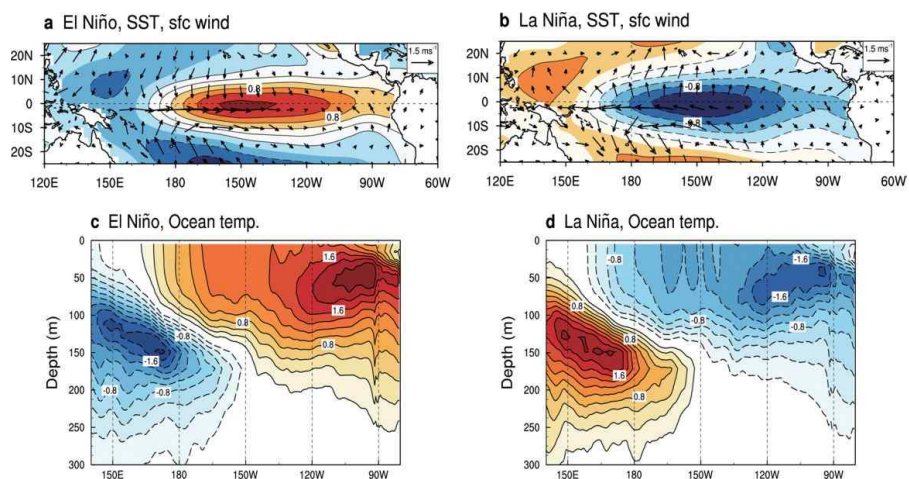


그림1-3-1. 엘니뇨 시기의 (a)해수면 온도와 표층 바람의 분포, 그리고 (c)적도 지역의 연직 해수 온도 분포. 라니냐 시기의 (b)해수면 온도와 표층 바람의 분포, 그리고 (d)적도 지역의 연직 해수 온도 분포.

그림1-3-1에 나타난 엘니뇨와 라니냐의 특징을 종합하여 엘니뇨와 라니냐 현상에 대한 모식도를 구할 수 있다. 그림1-3-2에서 보는 바와 같이, 엘니뇨 시기의 중-동태평양 지역은 해수면 온도가 높아지고 대류 지역이 동쪽으로 이동한다. 대류 지역의 이동은 대기의 순환 패턴이 동쪽으로 이동한 것과 연관되며, 이와 동시에 해양의 순환도 함께 이동한 것을 모식도에서 볼 수 있다. 특히 열대 동태평양에서 용승이 감소하고 수온약층의 기

울기가 완만해지는 것을 확인할 수 있다. 라니냐의 경우 엘니뇨와 반대의 모습이며, 평상시의 상태가 보다 강화된 형태라 할 수 있다. 즉 열대 동태평양의 해수면 온도는 하강하고 대기의 대류 지역은 서태평양으로 이동하며, 이로 인해 워커(Walker) 순환이 강화되면서 무역풍 역시 보다 강해진다. 열대 해양에서는 수온약층의 기울기가 보다 증가하고 용승 또한 증가한다.

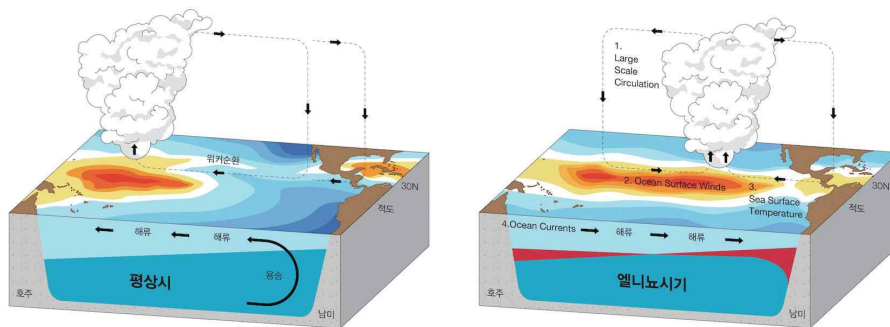


그림1-3-2. 평년의 열대 태평양 대기과 해양의 상태(왼쪽). 엘니뇨 시기 열대 태평양의 대기과 해양의 상태(오른쪽).

### 1.3.2 엘니뇨의 다양성

2000년대 초반부터 현재까지 발생한 대다수의 엘니뇨는 과거 엘니뇨와 매우 다른 모습을 보였다. 이러한 엘니뇨의 경우 해수면 온도의 최대값이 중태평양에 나타났다. Kug et al.(2009)과 Ashok et al.(2007)은 이런 엘니뇨를 기존의 엘니뇨와는 다른 형태의 엘니뇨로 정의하고 이를 기술하였다. 이런 형태의 엘니뇨를 엘니뇨 모도키(El Niño Modoki), 중태평양 엘니뇨(Central Pacific: CP El Niño), 워풀 엘니뇨(warm pool El Niño)라 하였다. 중태평양 엘니뇨는 특히 인도와 남아프리카 지역의 강수에 영향을 미치는 것으로 알려졌다.

그림1-3-3은 1970년부터 현재까지 발생한 엘니뇨를 기존의 엘니뇨(Eastern Pacific El Niño; 동태평양 엘니뇨), 중태평양 엘니뇨, 그리고 두 형태가 혼합된 엘니뇨로 구분해, 각 해에 나타난 해수면 온도 편차를 그린 것이다. 동태평양 엘니뇨의 경우 해수면 온도 편차의 중심이 동태

평양에 치우쳐 있음을 알 수 있다. 특히 강한 엘니뇨로 알려진 1972/73, 1982/83, 1997/98, 2015/16은 모두 동태평양 엘니뇨에 속한다. 한편 중태평양 엘니뇨의 경우 해수면 온도 편차는 180-150°W에 편중되어 최대값은 동태평양 엘니뇨에 비해 낮다. 동태평양 또는 중태평양 엘니뇨로 정의하기 어려운 엘니뇨 현상들도 발생하였다.

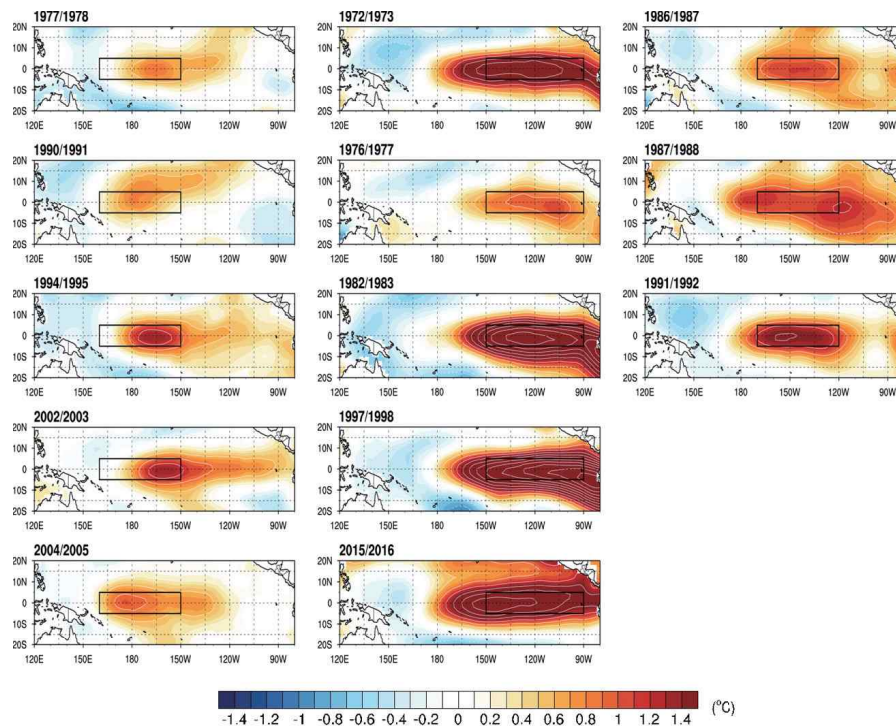


그림1-3-3. 겨울철 엘니뇨 시기의 해수면 온도 분포. 중태평양 엘니뇨(왼쪽), 동태평양 엘니뇨(중앙), 혼합형 엘니뇨(오른쪽). 엘니뇨의 구분은 Kug et al.(2009)를 따름.

그림1-3-4는 중태평양 엘니뇨 관측 결과를 바탕으로 구성된 모식도다. 중태평양 엘니뇨의 가장 큰 특징은 해수면 온도의 편차가 중태평양에 몰려 있기 때문에 대기의 대류 현상 역시 보다 서쪽에 치우쳐 있다는 것이다. 이로 인해 중-서태평양에 하층의 수렴대가 존재하며, 수온약층의 변화 또

한 중태평양 지역이 깊어지는 모습을 보인다.

중태평양 엘니뇨는 동태평양 엘니뇨와 비교해 동-서 방향의 해양 이류에 의한 피드백이 중요한 것으로 알려졌다(Kug et al. 2009). 중태평양 지역은 평균 수온약층의 깊이가 동태평양에 비해 깊은 곳이기 때문에, 수온약층의 아노말리의 변화가 유도된 경우라도 해수면 온도의 변화는 상대적으로 약하게 나타날 수 있다. 반면 해수면 온도의 동-서 방향의 구배는 동태평양에 비해 강하기 때문에, 동-서 방향의 해류가 바람에 의해 유도된 경우 강한 해수면 온도 이류 효과를 유발할 수 있다. 이러한 동서방향 이류 피드백이 중태평양 엘니뇨 성장의 원인으로 작용한다.

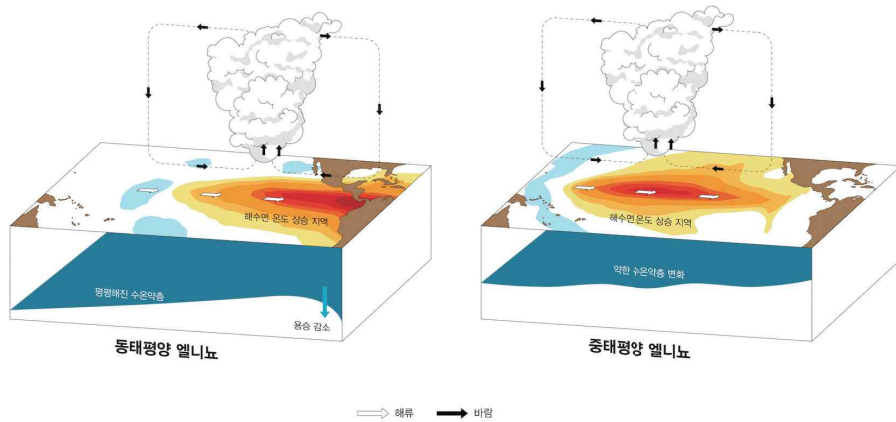


그림1-3-4. 동태평양 엘니뇨(왼쪽)와 중태평양 엘니뇨(오른쪽)의 모식도.

### 1.3.3 엘니뇨의 발생 원인

엘니뇨는 대기와 해양의 결합에 의한 불안정성에 의해 발생한다. 이러한 불안정성은 양의 피드백 과정을 통해 생성되며, 비야크네스 피드백(Box 1 참조)이 가장 주요한 엘니뇨의 양의 피드백이라 할 수 있다. 비야크네스 피드백이 존재하려면 대기와 해양이 효과적으로 상호작용해야 하며, 이것은 약간의 해수면 온도 증가에 대해 대기의 반응이 큰 지역, 그리고 대기의 변화에 대해 해수면 온도의 증가가 크게 나타나는 지역에서 가능하다. 전자의

경우는 평균 해수면 온도가 높고 대류불안정이 발생하기 좋은 하층 수렴 지역이 해당하며, 후자의 경우는 수온약층의 깊이가 얕아서 해양의 파동이 전파되었을 때 해수면 온도를 크게 변화시킬 수 있는 지역 또는 강한 평균 용승이 존재하는 지역 등이 해당한다. 이런 조건을 만족하는 지역이 열대 태평양이며, 열대 대서양과 인도양의 경우 수온약층이 상대적으로 깊거나 용승이 약하고, 또는 해수면 온도가 상대적으로 낮기 때문에 태평양에 비해 상대적으로 안정된 지역이라 할 수 있다. 아울러 경년 변동이라는 1년 이상의 주기를 갖는 현상이 발생하기 위해서는 충분히 긴 적응시간이 필요하다. 이러한 시간 규모는 대양의 폭과 연관이 있다. 즉 대서양과 인도양의 경우 대양의 폭이 좁기 때문에 경년 변동을 유도하기가 부족하고, 태평양의 경우 경년 변동이 유도되기에 충분한 폭을 지니고 있다.

엘니뇨가 불안정한 모드인지 안정된 모드인지에 대한 답은 아직 명백하게 밝혀지지 않았지만, 엘니뇨의 안정도가 열대 기후계의 평균적인 구조와 연관이 있다면, 기후 변화에 따라 안정도 역시 변하게 될 것임을 유추할 수 있다. 그러나 안정된 모드라 할지라도 감쇄진동의 형태로도 엘니뇨의 발생은 가능하며, 대신 발생을 촉발시키는 기작이 요구된다. 이런 촉발의 기작으로 열대 서태평양에서 발생하는 westerly wind burst(WWB)가 가장 대표적인 예다. 이것은 엘니뇨가 발생하는 봄철에 주로 나타나는데 WWB, 즉 서풍은 해양에 양의 켈빈파를 유도하고, 이 켈빈파는 열대 동태평양에 도달하여 수온약층의 깊이를 증가시켜서 해수면으로 용승되는 물의 온도를 높인다. 이리하여 열대 동태평양 해수면 온도가 증가하고, 비야크네스 피드백을 통해 엘니뇨로 성장하게 된다. 흥미로운 것은 대부분의 엘니뇨는 WWB를 동반하지만, WWB가 발생한다고 해서 항상 엘니뇨가 발생하지는 않는다는 것이다. 이는 열대 기후계의 안정도가 충분히 엘니뇨를 발생시킬 수 있는 조건하에서만 WWB가 효과적으로 엘니뇨를 촉발한다는 의미로 파악될 수 있다. 그 밖의 엘니뇨 촉발 기작으로는 메이든-줄리안 진동(Madden Julian Oscillation; Harrison and Geise 1991; Lengaigne et al. 2004), 중위도 북태평양 대기의 계절적 변동이 열대까지 전파되는

“Seasonal footprint mechanism”(Vimont et al., 2001), 아열대 북동태평양의 대기-해양 접합 모드, Pacific Meridional Mode(PMM)의 열대로 전파(Chiang and Vimont 2004), 중위도 한파의 열대 태평양으로의 전파(e.g., Nakamura et al., 2006) 등을 들 수 있다.

### 1.3.4 엘니뇨·라니냐의 진동 메커니즘

앞 절에서 엘니뇨의 발생에 대해, 양의 피드백과 촉발 작용의 중요성에 관하여 논하였다. 그러나 엘니뇨의 주기, 소멸 그리고 전환 등을 이해하기 위해서는 음의 피드백 과정이 중요하며, 특히 진동 메커니즘을 설명하기 위해서는 지연된 음의 피드백 역할이 매우 중요하다. 본 절에서는 엘니뇨의 진동 메커니즘에 대한 가장 대표적인 두 가설, 지연진동자 이론과 충전진동자 이론에 대해 소개하겠다.

#### (a) Delayed oscillator(지연진동자)

McCreary(1983)는 엘니뇨 발생 시 동반된 서풍이 음의 로스비파를 유도하고, 음의 로스비파는 다시 서쪽 경계면에서 반사되어 열대 동태평양에 도달하면서 엘니뇨가 라니냐로 바뀐다고 주장하였다(Box 2 참조). 특히 McCreary는 하나의 파동에 초점을 맞추었기 때문에, 이런 과정을 통해 엘니뇨의 진동 메커니즘이 성립되기 위해서는 매우 느린 로스비파의 전파가 엘니뇨 진동 주기를 결정하기 때문에 고위도의 로스비파 역할을 강조했다(코리올리 효과로 인해 위도가 높아질수록 로스비파의 위상 속도가 느려짐). 그러나 고위도의 파동은 적도 켈빈파로의 반사율이 매우 낮아 실제 진동 메커니즘을 설명하기에 적절치 못했다. 이후 이런 파동역학에 착안하여, Suarez and Shopf(1988)과 Battist and Hirst(1989)는 지연진동자 이론을 완성했다.

이들이 주장한 지연진동자 이론은 앞서 McCreary의 연구와는 달리 적도에 근접한 로스비파와 적도 켈빈파를 바탕으로 엘니뇨의 진동 메커니즘을 설명하였으며, 하나의 파동보다는 연속적인 관점에서 로스비파의 지연



된 음의 피드백 과정을 설명했다. 즉 그림(Box 2)에서 보는 바와 같이 적도 지역에 발생한 서풍의 아노말리는 양의 켈빈파와 음의 로스비파를 유도하는데, 동진하는 양의 켈빈파는 약 1개월 후에 열대 동태평양에 도달하여 수온약층의 깊이를 증가시켜서 해수면으로 용승되는 해수의 온도를 높임으로써 해수면 온도의 증가를 유도한다. 한편 서진하는 음의 로스비파는 켈빈파 속도의 1/3보다 느리기 때문에 음의 로스비파가 서쪽 경계에서 음의 켈빈파로 반사되어 동진하여 열대 동태평양까지 도달하는 데 약 6개월이 걸린다. 결국 처음 발생 시점으로 다시 회귀하는 데 걸리는 시간이 약 6개월 이상이다. 이렇게 반사된 음의 켈빈파는 수온약층을 보다 해수면 쪽으로 끌어올리는 역할을 하며, 결국 용승을 통해 해수면으로 유입되는 해수의 온도를 낮추게 되고, 이로 인해 해수면 온도가 감소하는 지연된 음의 피드백으로 작용하게 된다. 즉 바람이 직접적으로 유도한 양의 켈빈파는 지연 시간 없이 해수면 온도의 증가를 유도하고, 음의 로스비파가 반사되어 돌아온 음의 켈빈파는 6개월 정도의 지연시간을 두고 해수면 온도의 감소를 유도한다. 양의 켈빈파는 해수면 온도를 증가시키고, 상승한 해수면 온도로 인해 유도된 강화된 서풍은 보다 큰 양의 켈빈파를 유도하겠지만, 동시에 보다 큰 음의 로스비파 즉 반사된 음의 켈빈파를 유도함으로써 시간 차를 두고 영향을 미치기 때문에, 해수면 온도는 감소할 수밖에 없다.

이런 일련의 과정을 방정식화하면 지연진동자 방정식이 된다.

$$\frac{\partial T}{\partial t} = cT - bT(t - \tau)$$

위 방정식은 열대 동태평양의 해수면 온도 방정식으로서, 첫 번째 항은 양의 피드백을, 두 번째 항은 지연된 음의 피드백을 의미한다.  $T$ 는 해수면 온도,  $c$ 와  $b$ 는 각각 양과 음의 피드백 계수,  $\tau$ 는 지연된 시간을 의미한다. 위 방정식을 풀면  $b$ 와  $c$ 의 값에 따라 여러 가지 변동이 만들어지는데, 특히  $c < b$ 인 경우 증가하는 진동 변화를 볼 수 있다. 한편 앞서 언급한 설명을 통해 엘니뇨가 소멸하고 라니냐가 나타나는데, 라니냐는 앞서 엘니뇨

와 반대의 부호로 변동이 이루어진다. 이를 종합해 엘니뇨의 진동 메커니즘을 설명할 수 있다.

(b) Recharge Oscillator(충전진동자)

자연진동자 이론이 나오고 약 10년 후에 Jin(1997a, b)은 충전진동자(recharge oscillator) 이론을 제안한다. Jin이 제안한 충전진동자 이론은 앞서의 자연진동자 이론에서 제시했던 복잡한 파동의 진파 과정을 모두 생략하고, 해양의 적응(adjustment) 과정을 통해 엘니뇨의 진동을 설명하였다. 여기서 해양의 적응은 바람의 응력이 해양에 가해졌을 때 나타나는 해양의 반응 과정을 의미하며, 열대 태평양의 경우 바람의 응력이 해양 표면에 주어지면, 해양은 바람의 응력과 스베드립 평형(Sverdrup balance)을 이루는 방향으로 변화한다. 문제는 해양이 완전히 적응하기까지는 시간이 걸리기 때문에, 해양이 완전히 적응하기 전에 대기가 다시 변하게 되어 대기와 해양이 서로 완전히 균형을 이루지 못하고 끊임없이 상호작용을 하는 순환 구조를 갖게 된다. 이런 순환 구조가 엘니뇨의 진동을 만드는 요인이다. 그림1-3-5에서 보는 바와 같이, 동태평양의 해수면 온도가 평년보다 증가하면, 비야크네스 피드백에 의해 해수면 온도와 바람의 세기가 함께 증가하는데, 이와 동시에 수온약층의 기울기는 점차 완만해진다. 즉 기후치에 대한 편차를 생각하면, 수온약층 아노말리는 서쪽은 음의 값을, 동쪽은 양의 값을 갖는 구조가 된다. 이로 인한 수압경도력은 동쪽에서 서쪽으로 향하게 되기 때문에, 지균해류(geostrophic current)에 의해 북반구 쪽에서는 북쪽으로 남반구 쪽에서는 남쪽으로 향하게 된다. 즉 그림1-3-5(Phase I)에서 보는 바와 같이 적도를 중심으로 해수 발산이 나타나서 적도 지역의 에너지(또는 질량)가 아적도 지역(off-equatorial region)으로 빠져나간다. 결국 이런 에너지의 방전(energy discharge)은 동-서 방향의 기울기가 증가할수록 커지고, 적도 지역의 동-서 평균 수온약층의 상승을 유도하며, 해수면 온도를 낮추는 역할을 하게 된다. 결국 양의 피드백 과정을 통해 증가한 해수면 온도는 점차적으로 낮아지고 평년 상태(아노말리는 0)로 회귀하



여, 바람의 아노말리 역시 0이 된다. 그러나 발산에 의해 낮아진 동-서 평균 수온약층은 깊이는 낮은 상태를 유지하게 되어 음의 해수면 온도를 유도하게 된다(그림1-3-5, Phase II). 유도된 음의 해수면 온도 아노말리는 다시 비야크네스 피드백을 통해 성장하고, 이와 함께 유도된 적도로의 수렴은 에너지를 재충전 (recharge)함으로써 엘니뇨를 촉발한다(그림1-3-5, Phase III).

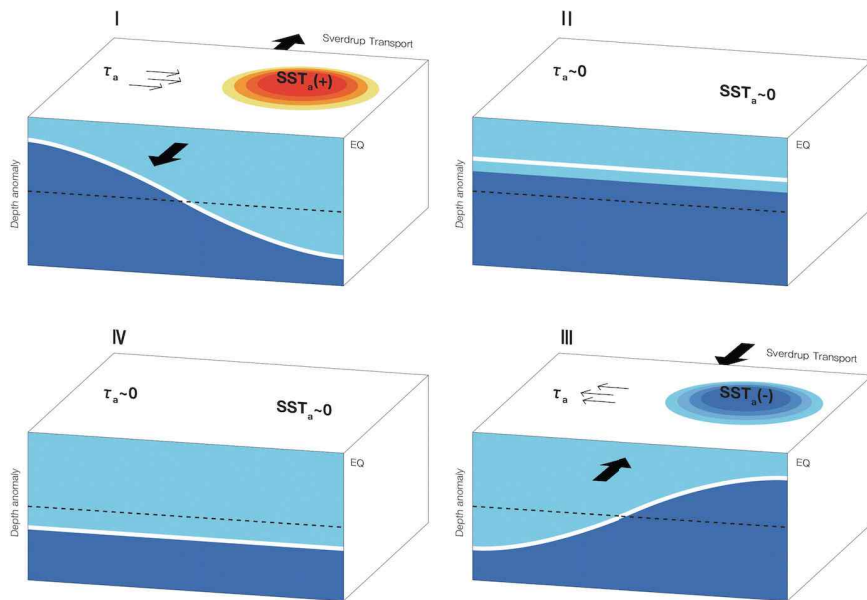


그림1-3-5. 충전진동자 이론에 대한 모식도. 점선은 동-서 평균된 수온약층의 기후값을 의미하며, 굵은 흰선은 수온약층의 변화를 의미함. Meinen and McPhaden(2002) 모식도를 변형하였음.

충진진동자 이론은 다음과 같은 간단한 두 개의 방정식으로 표현된다.

$$\frac{\partial T_E}{\partial t} = RT_E + \gamma h_W$$

$$\frac{\partial h_W}{\partial t} = -\alpha T_E - rh_W$$

첫 번째 식은 적도 동태평양 해수면 온도 방정식, 두 번째 식은 열대 서태평양의 수온약층 방정식을 의미한다.  $R$ 은 대기-해양 상호작용에 의한 양의 피드백 과정(또는 비야크네스 피드백)을 의미하며,  $r$ 은 해양의 반응 시간을 의미한다. 위 시스템의 성장률(growth rate)은  $(R-r)/2$ 가 된다. 또한  $\alpha\gamma$ 은 충전운동 메커니즘을 나타내는 것으로 위 시스템의 주기는  $\sqrt{\alpha\gamma - (r+R)^2/4}$ 이 된다.

## 1.4 엘니뇨의 예측

1982-1983년 엘니뇨는 전 지구적으로 막대한 피해를 초래했고, 이로써 엘니뇨 예측의 필요성이 강조되었다. 엘니뇨 예측을 위해서는 엘니뇨를 촉발하는 예측인자(precursor)를 파악해야 하고, 엘니뇨의 성장을 유도하는 피드백 과정에 대한 이해가 요구된다. Wyrski(1975)는 열대 서태평양의 온수 축적이 엘니뇨 발생의 선행 조건임을 주장했다. 이렇게 축적된 온수가 WWB 등의 열대 적도에 나타난 서풍 아노말리에 의해 동쪽으로 이동할 수 있게 되면서 엘니뇨가 발생한다고 하였다(1.3.3절 참조). 이런 관측 결과는 후에 Jin(1997)의 충전진동자 이론의 바탕이 된다. Kug et al.(2005)는 1-3월 평균 열대 서태평양의 바람과 해양의 열용량이 증가하면, 이듬해 엘니뇨가 발생할 확률이 매우 높음을 보였다. 결국 서풍과 열의 축적이 엘니뇨 발생의 선행 조건으로 적용할 수 있음을 의미한다.

한편 엘니뇨의 강도는 엘니뇨가 성장하는 과정에서 작용한 피드백의 크기에 좌우된다. 이때 피드백을 결정하는 데 중요한 것은 선형적인 관점에서의 평균장 분포이다(An and Jin 2000). 결국 대기-해양 상호작용을 유도하는 피드백 과정의 특성이 평균장에 내재되어 있음을 의미한다. 한편 대부분의 대기-해양 결합모형(Coupled General Circulation Model: CGCM)들은 열대 지역의 평균장과 계절 변동의 모의에 있어 문제가 있으며, 초기치의 개선으로도 이런 문제를 해결하지 못한 것으로 알려져 있다(Jin et al. 2008). 그러므로 계절 변동을 포함한 평균장의 올바른 모의는 엘니뇨의 예측성을 높일 수 있다. 그밖에도 비선형적 역학 과정(An and Jin 2004, Timmermann et al. 2003), stochastic forcing과의 상호작용(Eisenman et al. 2005; Kug et al. 2008), 그리고 외부 지역으로부터의 원격상관을 통한 피드백(Hong et al. 2014; Min et al. 2015) 등이 엘니뇨의 강도를 결정하는 요인으로 작용한다. 그러므로 적어도 앞서 언급된 요소들이 잘 표현될 경우 엘니뇨의 예측률을 높일 수 있다.

지금까지 엘니뇨 예측에 사용된 모형은 크게 3가지로 나뉜다. 통계 모형(statistical model), 통계적 대기 모형과 해양역학 모형을 결합한 하이브리드 형태의 모형(Hybrid model), 그리고 대기-해양이 결합된 수치 모형(CGCM)이다(Latif et al. 1994). 이러한 통계모형 및 역학 모형들의 대부분은 현재도 실제 엘니뇨 예측에 이용되고 있다(그림1-4-1).

통계 모형의 경우 Canonical Correlation Analysis(CCA; Graham et al. 1987, Barnston and Ropeleski 1993, Latif and Graham 1992) 또는 POP analysis(Xu and Storch 1990)가 사용된다. 이때 해면기압, 열대 지표면 바람, 그리고 해양의 열용량 등이 predictor로 사용되며, 주로 엘니뇨지수(예, NINO3)를 예측한다. 하이브리드 모형은 관측 바람장과 해수면 온도 간의 관계를 EOF 등을 이용해 경험적 대기 모형을 구축하고, 이를 해양역학 모형과 결합하는 형태다(Barnett et al. 1993; Kang and Kug 2000; Zhang 2015). 하이브리드 모형의 특징은 보다 관측에 가까운 엘니뇨와 연관된 바람장을 쉽게 모의할 수 있다는 것이다. 그러나 엘니뇨가 직접적으로 유도하지 않은 시그널들, 예를 들면 매우 짧은 주기의 변동이나 열대 태평양 밖에서 전달되는 영향 등을 모의하지 못하는 단점이 있다. 그럼에도 불구하고 통계 모형의 예측 능력은 역학 모형의 능력과 비교해 큰 차이가 없는 것으로 평가된다. 대기와 해양 모두 수치 모형을 이용해 접합한 모형은 중간 단계의 모형부터 CGCM까지 사용된다. 이중 1986년 Cane과 Zebiak이 공동 개발한 중간 단계 대기-해양 접합 모형은 관측으로부터 구한 평균장을 모형 내에 유지하면서 아노말리만을 예측하는 모형으로, 초기 엘니뇨 예측에 있어서 매우 성공적인 결과를 보였다(Cane et al. 1986). 그러나 열대 기후 상태의 변화 등으로 인해 이 모형 역시 예측의 한계를 보였으며, 이를 개선하기 위해 해면고도(sea level) 자료를 자료동화하거나(Chen et al. 1998), 위성 자료를 이용하거나(Chen et al. 1999), 오차보정(Bias correction, Chen et al. 2000) 등의 방법을 통해 그 문제점을 해결해 나가고 있다.

앞서 소개한 여러 종류의 모형을 통해 신뢰할 수 있는 수준의 엘니뇨 예

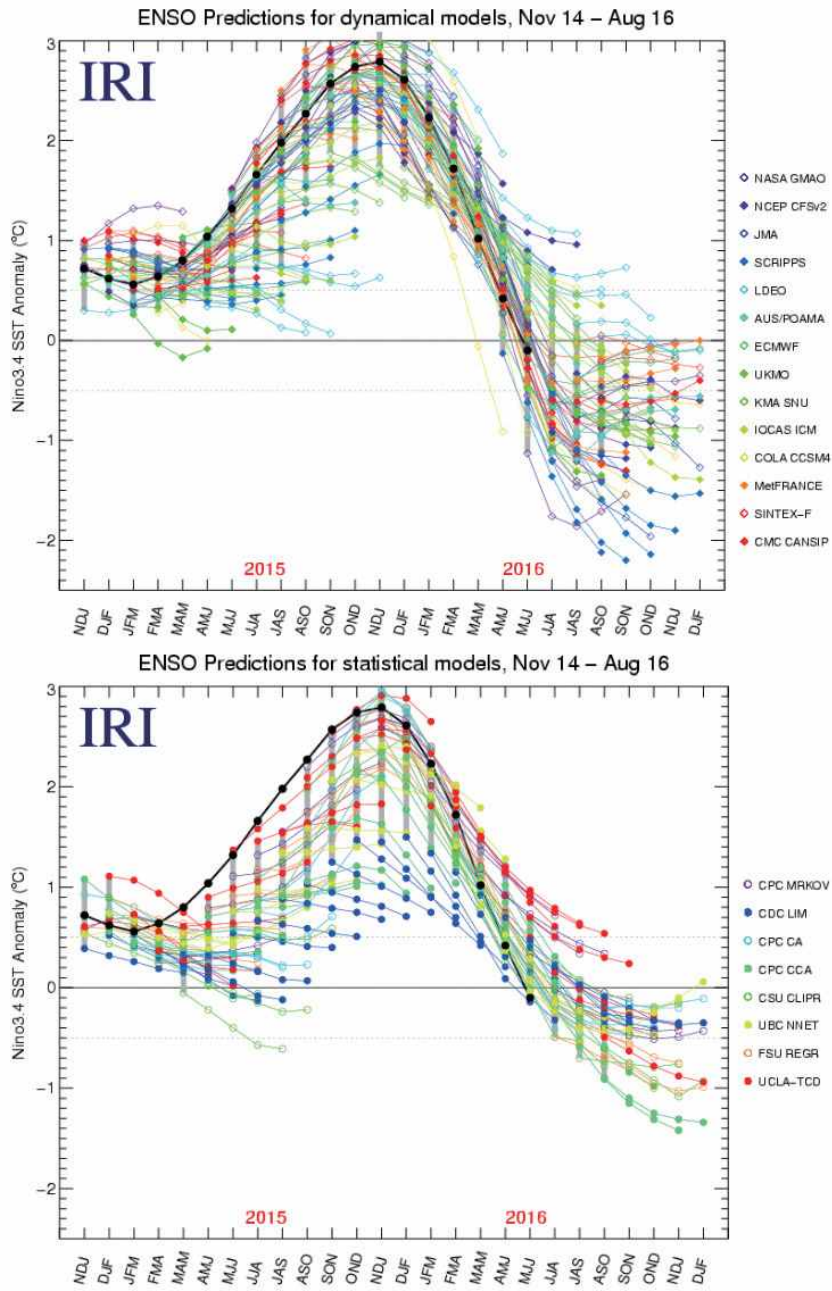


그림1-4-1. 역학 모형(위)과 통계 모형(아래)을 이용한 엘니뇨 예측의 예(from IRI).

측의 한계를 약 6개월 전 예측 정도로 평가하며(Jin et al. 2008), 2000년 대 이후부터 최근까지도 과거에 비해 엘니뇨 예측의 정확도가 크게 개선되지 못했다고 보고된다(Barnston et al. 2012). 이는 기후 변화 및 장주기 변동(AMO, PDO, IPO) 등에 의한 열대 평균장의 변화로 다양한 형태의 엘니뇨가 발생하는 것과 연관될 수 있다. 예를 들어, 2014년 초 논란이 된 극한 엘니뇨 예측의 오류는 2014년 여름철에 발생한 동풍의 발생(Easterly wind burst)을 예측하지 못했기 때문인 것으로 밝혀졌다(Min et al. 2015; Levine and McPhaden 2016). Min et al.(2015)은 이러한 동풍 발생의 원인을 음의 IPO(Interdecadal Pacific Oscillation)와 연관된다고 하였고, 특히 남반구 아열대 동태평양에 존재하는 음의 해수면 온도 아노말리가 엘니뇨를 유도했다고 주장하였다. 즉 장주기 변동의 영향이 모형에 적절히 적용되지 않은 경우, 이러한 오류를 범할 수 있음을 의미한다. 결국 엘니뇨 예측의 향상을 위해서는 기후 변화와 장주기 변동을 포함한 평균장의 보다 정확한 모의가 필요하며, 해양을 포함한 다양한 관측 자료가 초기장에 적용되어야 할 것이다.

## 1.5 엘니뇨의 미래 변화 전망

앞서 엘니뇨의 발생 원인에서도 언급한 바와 같이, 열대 대기-해양의 기후치는 엘니뇨의 특성을 결정하는 데 매우 중요한 변수다. 그러므로 기후의 변화는 엘니뇨의 변화를 동반하게 된다. 이런 관점에서 지구온난화와 더불어 엘니뇨의 특징도 변화를 겪을 것으로 예상된다.

지난 2013년 기후 변화에 관한 정부간협의체(IPCC, Intergovernmental Panel on Climate Change)에서 발행한 5차 기후변화보고서에 따르면, 지구온난화가 가속화되는 21세기 말까지도 엘니뇨는 가장 중요한 경년 변동 모드로 존재할 것이며, 강한 자연 변동성으로 인해 엘니뇨의 미래 전망에 대한 신뢰도는 낮을 것으로 전망된다. 이는 엘니뇨 특성의 자연적 변동 범위가 지구온난화가 유도한 변동 범위보다 크기 때문인 것으로 해석할 수 있다. 그밖에 기후 모형이 전망하는 미래 해수면 온도 트렌드가 엘니뇨

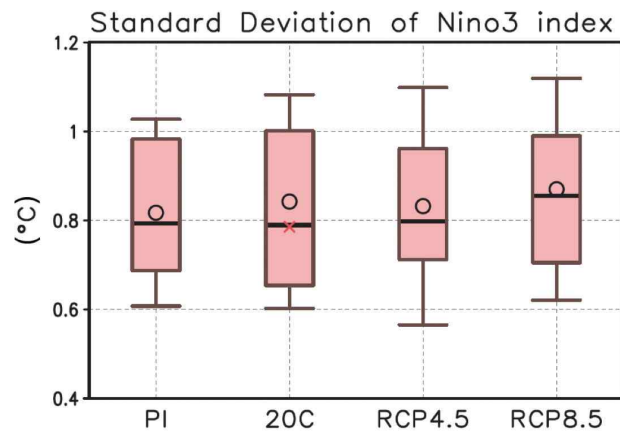


그림1-5-1. CMIP5 31개 모형을 이용해 구한 NINO-3 표준편차의 앙상블. Pre-industrial 실험(PI), 20세기 실험(20C), 그리고 21세기 실험(RCP4.5, RCP8.5). 원 표시는 다중모형앙상블평균, 붉은색 십자 모양은 1870-2011 관측 자료로부터 구한 표준편차. 선형 트렌드와 계절 변화는 제거하였음(From IPCC AR5 Ch. 14).

를 변조시킬 수 있는 평균장의 패턴 변화와 상이하기 때문이라고 할 수도 있다(An and Choi 2015).

그림1-5-1에 나타난 바와 같이 엘니뇨의 변동성(엘니뇨지수, NINO3의 표준편차로 정의)은 미래 기후 시나리오 하에서 통계적으로 유의한 변화를 보이지 못했다. RCP8.5의 다중모형앙상블평균(multi-model ensemble mean)은 20세기 엘니뇨 변동보다 다소 증가한 경향을 보이지만, 이 역시 20세기 엘니뇨의 변동 범위(각 기후 모형 결과로 만든 확률 분포의 25-75% 범위)에 속하는 것으로 통계적으로 유의하다고 할 수 없다.

앞서 해수면 온도를 이용하여 미래의 엘니뇨 변화를 전망한 것과는 달리, Cai et al.(2013)은 엘니뇨를 대기 반응의 변화로 정의해 미래의 변화를 전망하였다. 즉 극한 엘니뇨가 발생한 해에는 적도수렴대(ITCZ)가 적도 쪽으로 이동하고, 이로 인해 적도 지역의 해수면 온도가 증가하여 남-북 방향의 해수면 온도 경도가 약해지며 음의 값을 갖게 된다. 아울러 적도 지역의 강수는 크게 증가한다. 이 같은 사실을 이용해 극한 엘니뇨(Extreme El Niño)와 보통의 엘니뇨를 분리·정의하였다. 그림1-5-2에

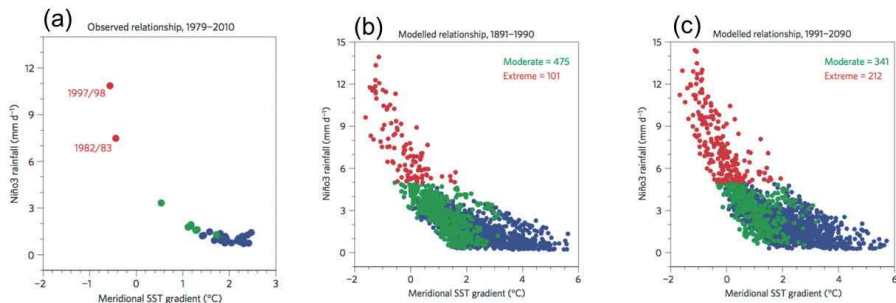


그림1-5-2. 겨울철 적도 동태평양 강수 아노말리(NINO3 지수)와 남북 방향의 온도 경도. (a)관측, (b)Pre-industrial, (c)미래 기후 변화. 남북 방향의 온도 경도는 아열대 지역의 평균에서(5°N-10°N, 150°W-90°W) 적도 지역의(2.5°S-2.5°N, 150°W-90°W) 해수면 온도를 뺀 값임. 극한 엘니뇨(겨울철 강수가 5mm/day-1보다 높은 경우), 중간 엘니뇨(해수면 온도의 표준편차가 0.5 s.d. 이상이며 극한 엘니뇨에 속하지 않는 경우), 그리고 라니냐와 평년은 각각 붉은색, 녹색, 푸른색 점으로 표시하였음(Cai et al. 2013).



서 보는 바와 같이, 1997-2010년 동안의 관측 자료를 이용해 분석한 결과, 기대했던 바와 같이, 1997/98, 1982/83 엘니뇨만이 다른 엘니뇨와 매우 다른 분포를 보였다. 이를 이용하여 미래 시나리오 하에서의 극한 엘니뇨의 발생 변화를 살펴본 결과, 미래의 엘니뇨 발생 수는 현재와 비교했을 때 거의 변하지 않았지만, 이중 극한 엘니뇨가 차지하는 비율은 18%에서 28%로 2배 이상 증가했다. 이 같은 극한 엘니뇨의 증가는 열대 태평양의 평균 해수면 온도가 지구온난화에 의해 증가하고, 이로 인해 엘니뇨에 대한 대기의 반응이 보다 강화되었음을 의미한다(즉, 단위 해수면 온도 변화당 강수량의 변화). 결국 미래 온난화된 지구에서는 엘니뇨의 발생 빈도는 현재와 유사할 수 있으나 그 반응이 강화되어 영향력이 매우 커질 것으로 전망된다.

라니냐의 성장은 엘니뇨와 달리 동-서 방향의 온도 경도와 밀접한 관계가 있다. 이는 동-서 방향의 온도 이류가 라니냐의 성장에 주요한 요인으

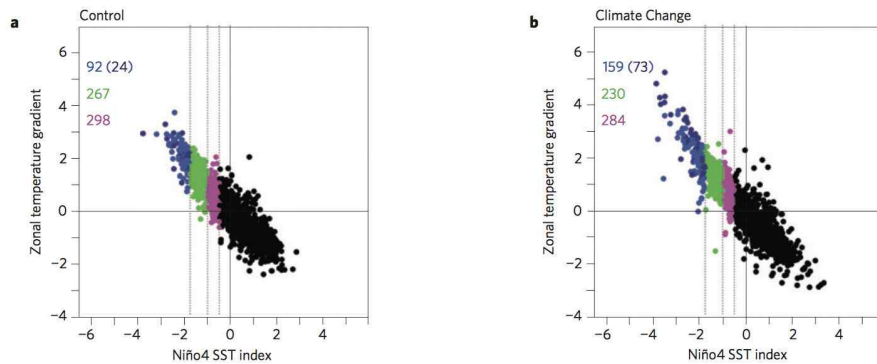


그림1-5-3. 21개의 모형으로 정의된 극한 엘니뇨. NINO4의 값이 1.75 표준편차보다 큰 경우를 극한 라니냐로 정의함. (a)와 (b)는 각각 control 실험과 기후 변화 실험 결과를 나타내며, 동-서 방향의 온도 경도(zonal temperature gradient)는 바다의 대륙(Maritime continent: 5°S-5°N, 100°E-125°E)과 중태평양 지역(5°S-5°N, 100°E-125°E)에 대하여 구했음. 파란색, 녹색, 보라색 점은 각각 극한(Niño4 > 1.75s.d.), 중간(1.0 s.d. < Niño4 < 1.75 s.d.), 그리고 약한(0.5 s.d. < Niño4 < 1.0 s.d.) 라니냐를 나타내며, 모두 속하지 않는 경우는 검은색 점으로 표시하였음.

로 작용하기 때문이다. Cai et al.(2015)은 CMIP5에 참여한 21개 모형을 이용해 미래 라니냐의 발생 변화를 분석하였다. 그림1-5-3에서 보는 바와 같이 표준편차가 1.75 이상인 경우를 극한 라니냐로 정의했을 때, 극한 엘니뇨의 발생 빈도수는 현재 23년에 1번에서 미래에는 13년에 1번 발생해 그 빈도수가 2배가량 증가하는 것으로 나타났다. 특히 극한 라니냐의 경우 극한 엘니뇨가 발생한 이듬해에 발생하는 경우가 약 75%에 이르기 때

### BOX1. 비야크네스 피드백(Bjerknes Feedback)

Jacob Bjerknes는 1966년 그의 논문을 통해 엘니뇨와 남방진동을 서로 연관된 대기-해양이 결합된 현상임을 제안했다(Bjerknes 1966). 열대 적도 지역은 지구의 회전에 의한 코리올리의 영향이 매우 약한 지역으로 동-서 방향의 순환이 상대적으로 매우 강한 지역이다. 위커가 제안한 남방진동은 결국 열대 지역의 동-서 순환인 위커 순환과 직접적으로 연관이 있으며, 위커 순환의 강도 변화는 동서간의 해수면 온도 차이와 관계있음을 제시했다. 열대 서태평양은 연중 해수면 온도가 높은 온난역(warm pool) 지역으로, 이곳에는 강한 대류가 발생하며 동시에 상층에는 발산이 나타난다. 상층 발산에 대한 질량 보존을 위해, 열대 동태평양의 한랭혀(cold tongue) 지역에 하강 기류가 나타나게 되고, 이로 인해 동태평양 지역 하층은 고기압이 형성된다. 열대 서태평양의 저기압과 열대 동태평양의 고기압으로 인한 기압 경도력은 무역풍을 강화시키며, 강화된 무역풍은 열대 동태평양 지역의 용승을 강화시킴으로써 한랭혀(cold tongue)의 온도를 더욱더 낮추게 되어, 동서간 해수면 온도의 차이가 더욱 증가한다. 강화된 온도 경도는 또 다시 무역풍의 강화를 유도해 위커 순환을 강화시키는 양의 피드백으로 작용하게 된다(그림 BOX 1-1). 이를 비야크네스 피드백이라 하며,

문에, 극한 라니냐의 증가는 극한 엘니뇨의 증가와 밀접한 관련이 있다고 할 수 있다. 이는 결국 극한 엘니뇨와 그 이듬해 극한 라니냐의 발생이라는 연속적인 극한 현상의 발생 빈도의 증가를 의미한다.

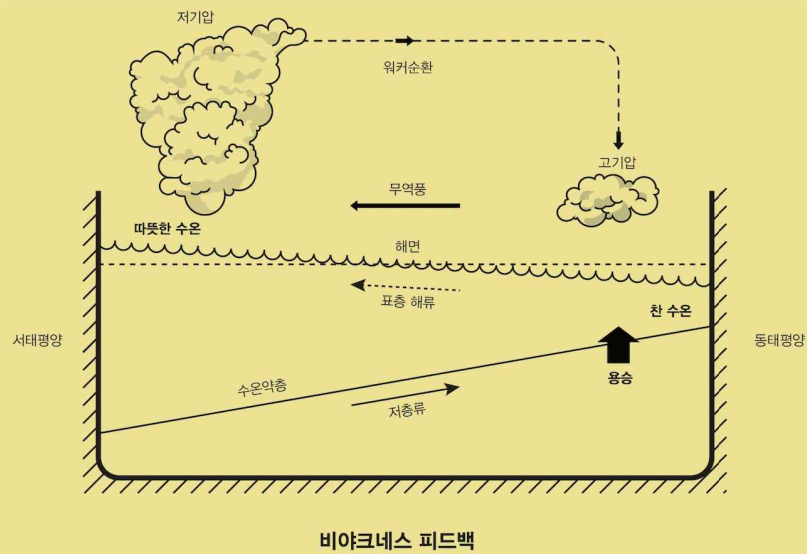


그림 BOX 1-1. 비야크네스 피드백의 모식도.

무역풍이 약화되는 경우에 대해서는 해수면 온도 정도 역시 약화되고, 다시 무역풍을 더더욱 약화시키는 반대 경우에 대한 양의 피드백 역시 존재하며, 이 경우가 엘니뇨에 해당한다.

## BOX2. 열대 태평양의 대규모 해양 파동 전파

지구상에서 발생하는 행성 규모 운동은 지구 자전의 영향을 받는다. 이때 지구 자전에 의해 발생하는 가상의 힘을 코리올리 힘이라 하는데, 적도 지역의 경우 이러한 영향이 매우 약하기 때문에, 회전 성분에 의한 파동보다는 순수한 중력에 의한 파동의 변화가 중요하다. 엘니뇨의 경우 큰 공간 규모의 현상이므로 엘니뇨와 연관된 파동은 적도를 따라서 동진하는 중력파의 일종인 켈빈파와 서진하는 큰 규모의 로스비파다. 서진하는 로스비파는 서쪽 경계면에 도달하여 더 이상 진행하지 못하고 일부의 에너지가 반사되는데, 이때 켈빈파로 전환되어 동진하게 된다. 한편 동진하는 켈빈파는 동쪽 경계면에 도달한 후 그 일부가 로스비파로 반사된다. 결국 두 파동은 경계면에서의 반사를 통해 에너지를 교환하는데, 진행되는 동안 또는 반사되는 과정에서 에너지를 잃게 된다. 일반적으로 가장 빠른 로스비파의 위상 속도는 켈빈파의 위상속도의 1/3 정도에 해당한다. 한편 적도 지역에 서풍이 발생하면 양의 켈빈파(해면 상승)와 음의 로스비파(해면 하강)가 발생하며, 동풍이 발생하면 음의 켈빈파와 양의 로스비파가 발생한다(BOX 2-1).

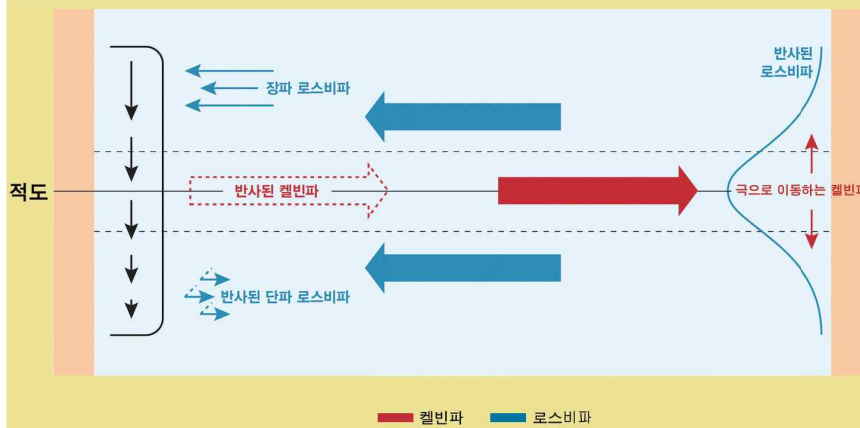


그림 BOX 2-1. 적도 지역 파동의 전파와 반사에 대한 모식도.

The background features a light blue map of East Asia, including the Korean Peninsula, Japan, and the Philippines. Overlaid on the map are several thin, grey contour lines that curve across the region. A large, bold black number '2' is positioned on the right side of the map.

# 2

## 엘니뇨·라니냐와 전 지구 기후 관련성 분석

## 2.1 분석 방법

2장에서는 엘니뇨·라니냐와 전 지구 기후 관련성을 분석하였다. 이를 위해 엘니뇨·라니냐가 발달하는 시기와 쇠퇴하는 시기에 300hPa 지위고도와 바람장, 그리고 기온 및 강수량의 합성도를 각각 분석했다. 이 장에서 엘니뇨는 겨울철(11월, 12월, 1월)의 NINO3.4지수가  $0.5^{\circ}\text{C}$  이상인 해들로, 그리고 라니냐는 NINO3.4지수가  $-0.5^{\circ}\text{C}$  이하인 해들을 라니냐로 정의하였다. 분석기간인 1979-2016년 기간 중 엘니뇨와 라니냐로 선택된 해들은 아래와 같다. 또한 2장에서 1979년 겨울은 1979년 11월, 12월, 1980년 1월을 의미한다. 또 엘니뇨가 겨울철 발생한 해를 0으로 표시하고 발생한 이듬해를 +1로 구분하였다.

	엘니뇨	라니냐
연도	1982, 1986, 1987, 1991, 1994, 1997, 2002, 2004, 2006, 2009, 2014, 2015	1983, 1984, 1988, 1995, 1998, 1999, 2000, 2005, 2007, 2008, 2010, 2011

표 2-1-1. 1979-2016년 기간 동안 선택된 엘니뇨·라니냐 해

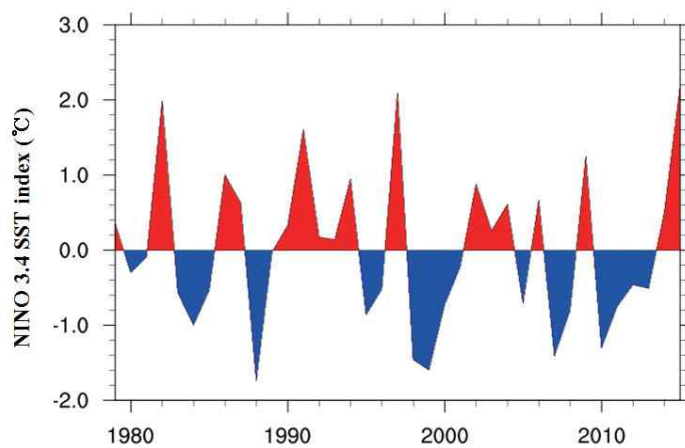


그림2-1-1. 1979-2016년 기간 동안 겨울철(11월, 12월, 1월) NINO3.4지수의 시계열.

## 2.2 엘니뇨 발달 해 전 지구 대기순환, 해수면 온도, 표층 기온 및 강수량 특성

### 2.2.1 전 지구 대기순환

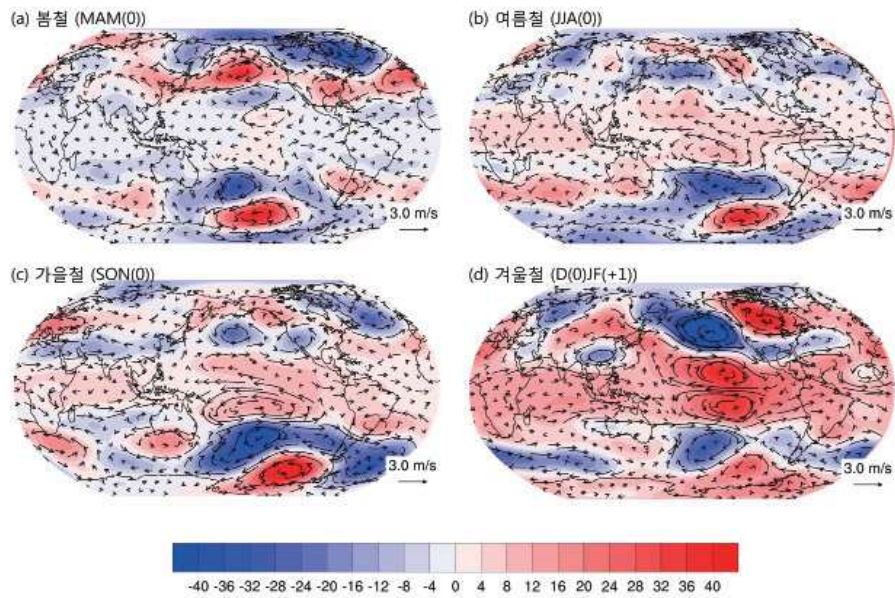


그림2-2-1. 엘니뇨가 발달하는 시기의 (a)봄철(MAM(0)), (b)여름철(JJA(0)), (c)가을철(SON(0)), (d)겨울철(D(0)JF(+1)), 300hPa 지위고도와 바람장 합성도. 지위고도 단위는 meter.

엘니뇨가 발달하는 시기인 봄철 열대 태평양 상공에서는 고기압성 흐름이 뚜렷하지 않으나 여름철과 가을철을 지나면서 고기압성 흐름이 뚜렷해진다. 이 시기에 인도양 지역에서도 양의 지위고도가 나타나면서 열대 전 지역에 지위고도가 높아짐을 확인할 수 있는데, 이는 대류권계면이 평년보다 높아졌음을 의미한다. 남반구의 경우 이미 봄철과 여름철에 열대 서태평양에서 남극 아문센 해역으로 원격상관 패턴인 Pacific South America(PSA)



패턴이 뚜렷하게 나타나고 있으며 가을철에 그 구조가 가장 뚜렷함을 알 수 있다. 북반구는 겨울철에 열대 중태평양 지역에서 북서 태평양과 미국 및 캐나다 지역에서 Pacific North America(PNA) 패턴이 뚜렷해짐을 알 수 있다.

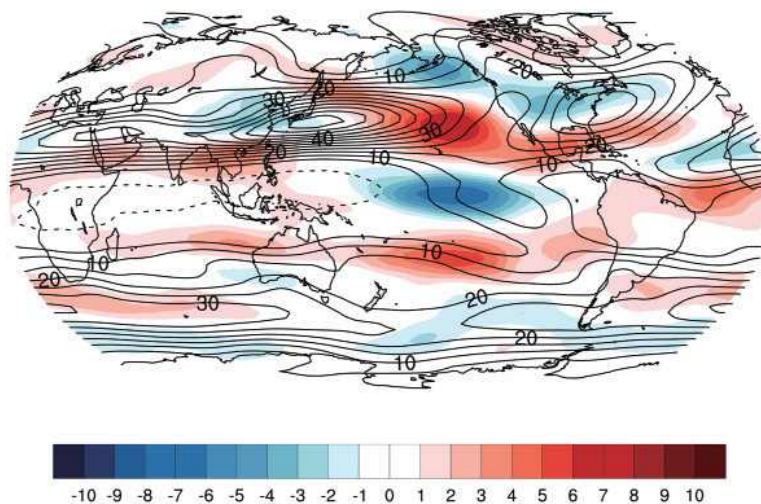


그림2-2-2. 엘니뇨 절정기인 북반구 겨울철 (D(0)JF(+1)) 300hPa 면에서의 동서 평균 바람 장. Shading은 엘니뇨 시기의 편차, contour는 기후학적 평균값 단위는 m/s.

겨울철 북반구 제트의 중심은 크게 아라비아반도, 동아시아 지역, 그리고 미국 동부 지역에 위치하고 있는데 엘니뇨 시기에는 특히 동아시아 지역과 미국 남동부 지역에 위치한 제트가 직접적인 영향을 받고 있음을 알 수 있다. 엘니뇨 시기에는 기후학적인 평균값에 비해 동아시아 지역의 제트의 출구(exit) 지역에서 동서 방향 바람이 강화되고 입구(entrance) 지역에서 바람이 약화되어 제트의 중심이 동쪽으로 shift 또는 확장되어 나타나는 것이 특징이며, 미국 동부 지역에 위치한 제트는 그 중심축이 기후학적인 평균값에서 남서쪽으로 이동되어 나타남을 알 수 있다.

열대 태평양 및 인도양 지역에서 엘니뇨 시기에는 기후학적인 서풍 및 동



풍은 약화되는데, 이 지역에서 대류활동의 변화와 함께 위커 순환(Walker circulation) 강도 변화와 밀접한 상관성이 있다. 나아가 서태평양 지역에서 엘니뇨 시기의 동풍의 약화는 이 지역에서의 상하층간의 바람 쉬어의 크기 변화를 가져와 태풍 발생과 연관된 배경장의 변화를 유도한다. 이와 같은 상·하층 간 바람 쉬어의 변화는 열대 대서양 지역에서 더욱 뚜렷하게 나타나는데, 엘니뇨 시기에는 멕시코만을 중심으로 열대 대서양 지역에서 서풍이 강화됨을 알 수 있다.

### 2.2.2 해수면 온도 및 표층 기온

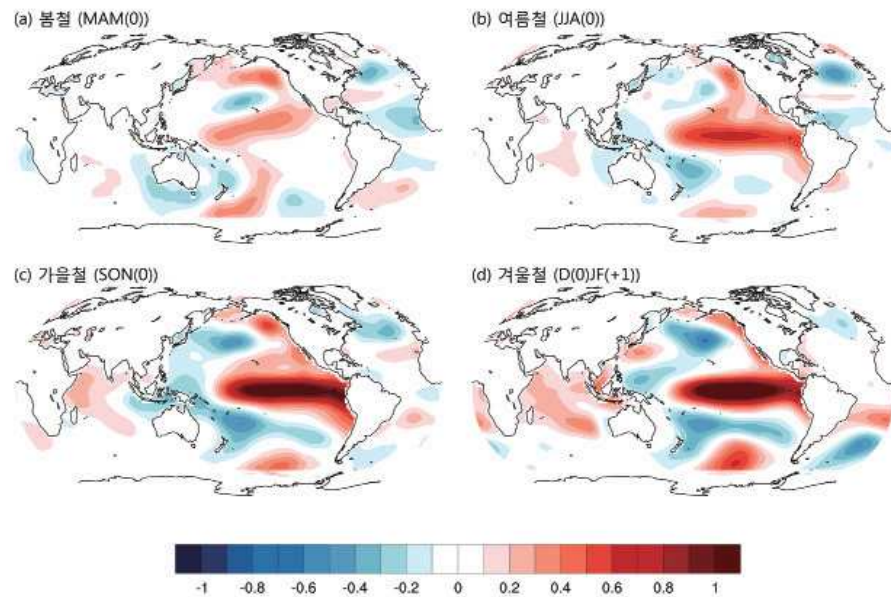


그림2-2-3. 엘니뇨가 발달하는 시기의 (a)봄철(MAM(0)), (b)여름철(JJA(0)), (c)가을철(SON(0)), (d)겨울철(D(0)JF(+1)) 해양 지역에서 해수면 온도 합성도. 단위는 °C.

엘니뇨가 발달하는 봄철 시기 해수면 온도의 가장 큰 특징은 동태평양 아열대 지역에서 북동-남서 방향으로 기울어진 구조를 가지는 양의 해수면

온도 편차를 포함해 중태평양 및 북태평양에서 나타나는 triple 구조다. 열대 태평양에서 뚜렷한 양의 해수면 온도 편차가 나타나기 시작하는 시기는 여름철이며, 이때 약하지만 북서-북중 태평양 지역과 북서 대서양 지역에서 음의 해수면 온도 편차가 동반되어 나타난다. 여름철 열대 태평양 지역에서 양의 편차의 최대값은 동태평양 지역으로 치우쳐 나타나지만 가을·겨울철을 지나면서 최대 편차값은 동태평양에서 중태평양 지역에서 관측됨을 알 수 있다. 엘니뇨가 발달함과 동시에 중앙 및 북서 태평양 지역의 음의 해수면 온도 편차가 크게 발달하고, 인도양 지역에서는 가을철에 쌍극자 형태의 해수면 온도 편차 구조(동쪽은 음, 서쪽은 양의 해수면 온도 편차)를 보이고, 겨울철에는 동쪽 지역에서 음의 해수면 온도 편차는 약해지고 인도양 대양 전체에 양의 해수면 온도 편차가 우세함을 알 수 있다.

엘니뇨가 발달하는 시기 육지 지표면 부근 온도 구조의 큰 특징은 계절

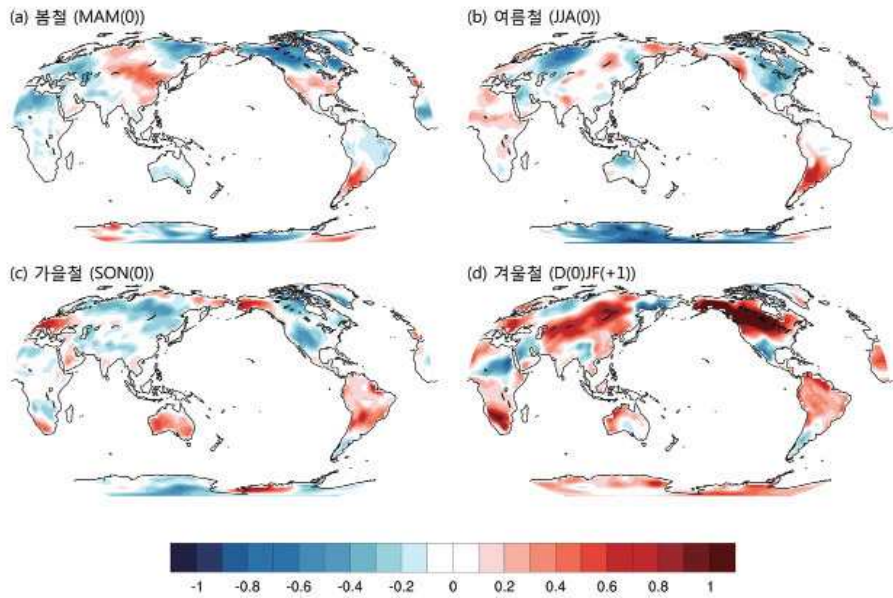


그림2-2-4. 엘니뇨가 발달하는 시기의 (a)봄철(MAM(0)), (b)여름철(JJA(0)), (c)가을철 (SON(0)), (d)겨울철(D(0)JF(+1)) 육지 지역에서 2m 대기 온도 합성도. 단위는 °C.

에 따른 온도 편차의 변화경향성이 매우 크다는 것이다. 동아시아 북부 및 유라시아 일부 지역은 봄철에 뚜렷한 양의 편차를 보이거나 여름에는 그 경향성이 없어진다. 그러나 가을에는 음의 온도 편차를 그리고 겨울철에 다시 뚜렷한 양의 온도 편차를 보인다. 알래스카를 포함한 미국 북동부와 캐나다 서부의 경우 엘니뇨가 발달하는 봄철에는 음의 온도 편차를 보이거나 겨울에는 뚜렷한 양의 온도 편차를 보인다. 유럽 서부의 경우 가을철과 겨울철에 양의 온도 편차를 보이는 것이 특징이며, 남아메리카 중부 및 남부의 경우 봄철에서 가을철까지 양의 온도 편차를 보이다가 겨울철에는 음의 온도 편차를 보인다. 그에 반해 남아메리카 북부 지역은 봄철에서 가을철까지 평년과 비슷한 온도 분포를 보이다가 겨울철에 양의 온도 편차를 보이는 것이 특징이다.

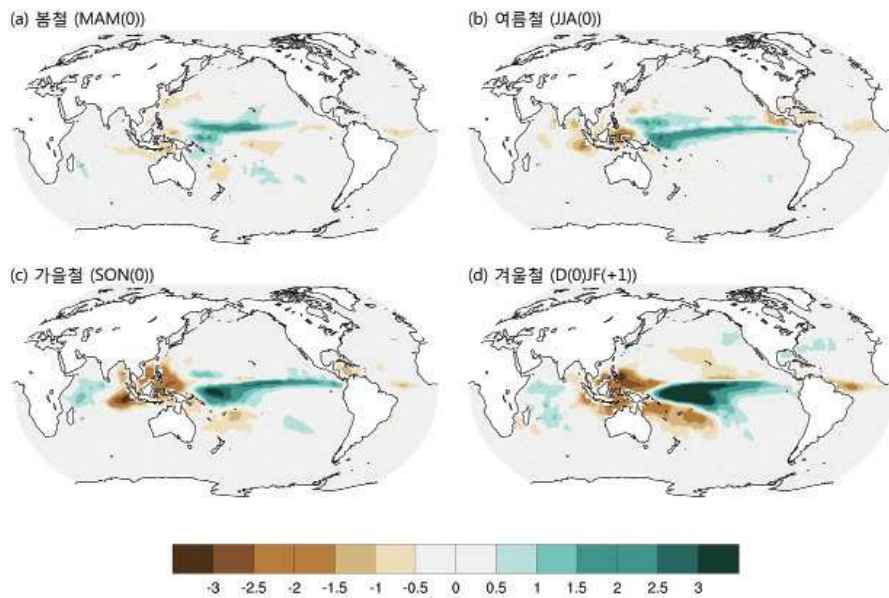


그림2-2-5. 엘니뇨가 발달하는 시기의 (a)봄철(MAM(0)), (b)여름철(JJA(0)), (c)가을철 (SON(0)), (d)겨울철(D(0)JF(+1)) 해양 지역에서 강수 합성도. 단위는 mm/day.

### 2.2.3 해양 및 육지 강수량

엘니뇨가 발달하는 봄철 양의 강수 편차가 서태평양 및 중태평양에 위치하고 있으며, 음의 강수 편차가 Maritime continent와 남동 인도양 지역에서 관측된다. 여름철 열대 태평양에서 뚜렷한 양의 강수 편차가 나타나기 시작하는 반면 Maritime continent 부근과 인도양 동쪽에서는 뚜렷한 음의 강수량 편차를 보인다. 이와 같은 구조는 가을철, 겨울철이 되면서 더욱 뚜렷해지고 그 크기 또한 커짐을 알 수 있다. 가을 및 겨울철 인도양 서쪽에서 강수량이 증가해 해수면 온도 편차에서 볼 수 있었던 쌍극(dipole) 형태의 강수 편차 구조를 확인할 수 있다. 특히 엘니뇨가 발달하는 절정기인 겨울철 양의 강수 편차 최대값은 중태평양에서 관측된다.

엘니뇨가 발달하는 봄철 가장 뚜렷한 강수 편차의 구조를 보이는 지역은 브라질, 아르헨티나를 포함하는 남아메리카 북부 지역과 호주 서부 지

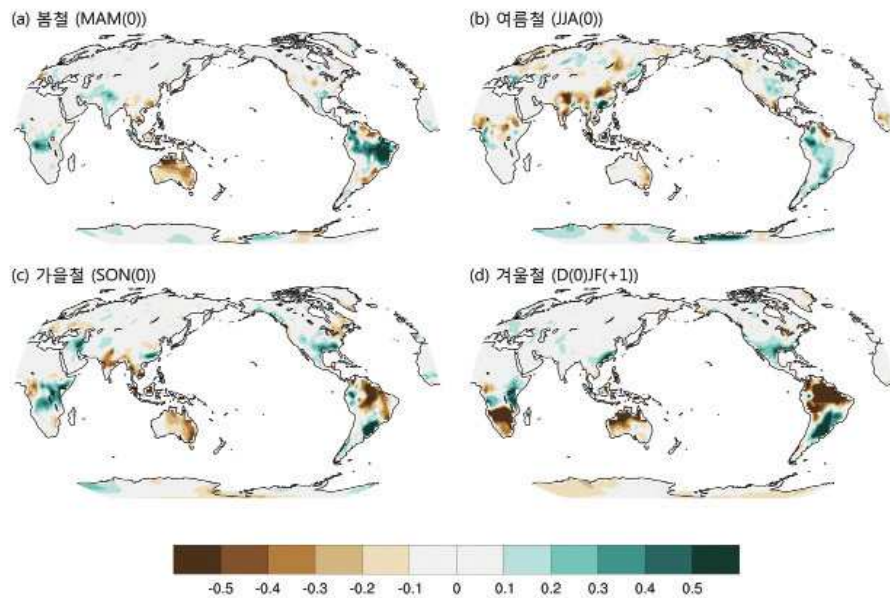


그림2-2-6. 엘니뇨가 발달하는 시기의 (a)봄철(MAM(0)), (b)여름철(JJA(0)), (c)가을철(SON(0)), (d)겨울철(D(0)JF(+1)) 육지 지역에서 강수 합성도. 단위는 mm/day.

역 그리고 열대 아프리카 지역이다. 남아메리카 북부 지역과 열대 아프리카 지역에서는 양의 강수 편차가, 호주 서부 지역에서는 음의 강수 편차가 나타나며, 이와 같은 경향성은 여름철이 되면서 약화된다. 그에 반해 여름철 인도 전역과 Maritime continent 지역에서 강수량이 감소하는 반면 중국에서는 남부와 중부에서 뚜렷한 dipole 구조의 강수 편차를 확인할 수 있다. 가을철에는 남아메리카 북부 지역은 음의 강수 편차가 중부 지역에서 양의 강수 편차가 나타나며, 여름철 인도, Maritime continent, 그리고 중국에서 보인 강수 경향성이 가을철에도 그대로 유지되어 나타난다. 겨울철에는 가을철에 보인 강수 편차의 경향성이 더욱 강화되어 나타난다. 특히 봄철부터 지속된 호주 지역의 강수 감소 현상이 지역의 차이를 두고 겨울철까지 지속되고 있음을 알 수 있다.

## 2.3 엘니뇨 쇠퇴 해 특성

### 2.3.1 전 지구 대기순환

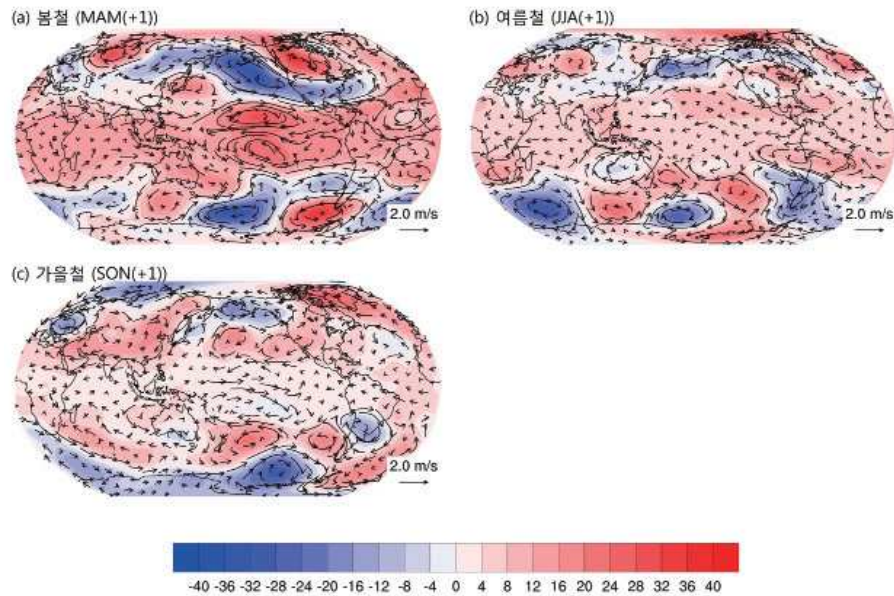


그림2-3-1. 엘니뇨가 쇠퇴하는 시기의 (a)봄철(MAM(+1)), (b)여름철(JJA(+1)), (c)가을철(SON(+1)) 300hPa 지위고도와 바람장 합성도. 지위고도 단위는 meter.

엘니뇨가 쇠퇴하는 봄철은 엘니뇨가 최대로 발달한 직전 겨울철과 유사한 대기순환 구조를 보이나 그 크기는 약화되었음을 알 수 있다. 특히 열대 태평양에서의 고기압성 흐름은 봄철을 지나 여름철에 급격하게 그 구조적 특징이 사라짐을 알 수 있으며, 북반구 중위도 지역에서 PNA 구조의 대기순환 구조도 여름철에는 확인하기 어렵다. 그럼에도 불구하고 열대 전 지역에서 여전히 양의 지위고도 편차를 유지하고 있음을 알 수 있다. 이와 같은 열대 전 지역에서의 양의 지위고도 편차는 가을철이 되면서 크게 약화됨을



알 수 있다. 그에 반해 남반구의 경우 봄철과 여름철 그리고 가을철까지 열대 서태평양 및 인도양에서 PSA 패턴이 뚜렷하게 유지됨을 알 수 있다.

### 2.3.2 해수면 온도 및 표층 기온

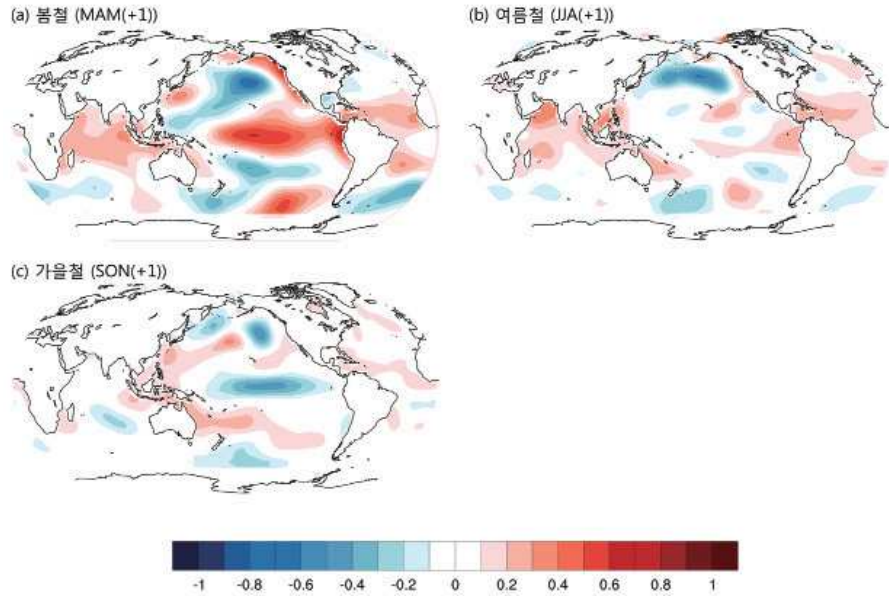


그림2-3-2. 엘니뇨가 쇠퇴하는 시기의 (a)봄철(MAM(+1)), (b)여름철(JJA(+1)), (c)가을철 (SON(+1)) 해양 지역에서 해수면 온도 합성도. 단위는 °C.

엘니뇨가 쇠퇴하는 봄철 시기에는 중태평양 지역에 약하지만 양의 해수면 온도 편차가 위치하고 있으면서 북중 및 북서 태평양 지역에서는 북동-남서 방향으로 기울어진 음의 해수면 온도 편차가 관측된다. 이때 인도양에서는 대양 규모의 양의 해수면 온도 편차가 관측되며 적도 부근 열대 대서양 지역의 양의 해수면 온도 편차가 존재한다. 여름철이 되면서 열대 태평양 지역의 양의 해수면 온도 편차는 매우 빠르게 소멸함을 알 수 있으며, 그에 반해 서인도양 지역과 북서 및 북중 태평양 지역에는 음의 해수면 온도 편

차가 여전히 유지되고 있다. 가을철이 되면서 열대 중태평양 및 동태평양 지역에 약한 음의 해수면 온도 편차가 관측되고 있으나 다른 해양에서 뚜렷한 해수면 온도 편차가 관측되지는 않는다.

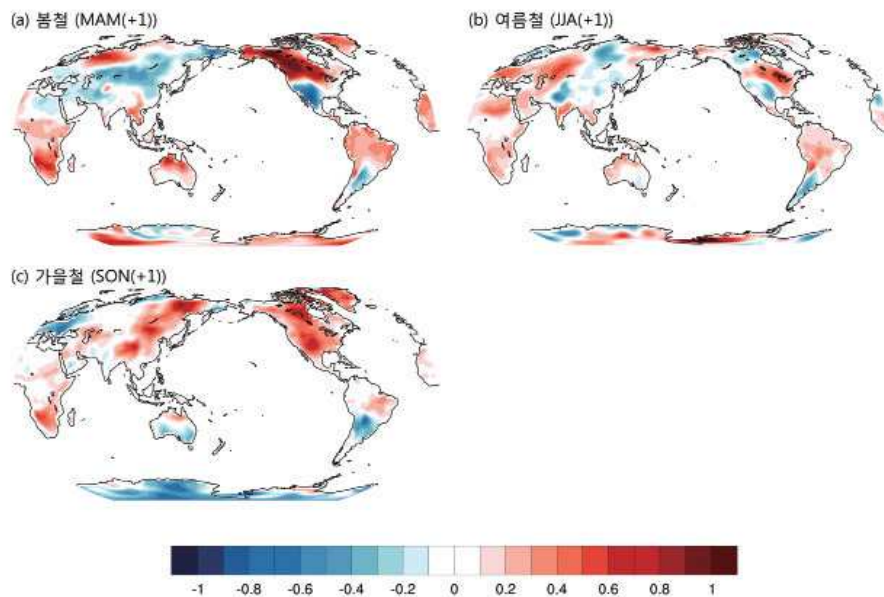


그림2-3-3. 엘니뇨가 쇠퇴하는 시기의 (a)봄철(MAM(+1)), (b)여름철(JJA(+1)), (c)가을철(SON(+1)) 육지 지역에서 2m 대기 온도 합성도. 단위는 °C.

엘니뇨가 쇠퇴하는 시기에 아시아 지역과 아메리카 지역의 온도 편차가 크게 다르게 나타나는 것이 특징이다. 유라시아 지역의 경우 직전 겨울철에는 양의 온도 편차를 보이다가 봄철에는 음의 온도 편차를 보여 그 경향성이 계절에 따라 다르게 나타나는 반면, 아메리카 지역과 아프리카 지역은 봄철에서 가을철까지 그 경향성이 대체로 유지되는 것이 특징이다. 특히 아프리카 남부 지역은 양의 온도 편차가 엘니뇨가 쇠퇴하는 봄철에서 가을철까지 지속적으로 유지되며 북아메리카 지역 또한 대체로 양의 온도 편차를 보이는 것이 특징이다. 유럽 지역의 경우는 엘니뇨가 쇠퇴하는 여름철 시기



에는 양의 온도 편차가, 가을철 시기에는 음의 온도 편차가 관측된다.

### 2.3.3 강수량

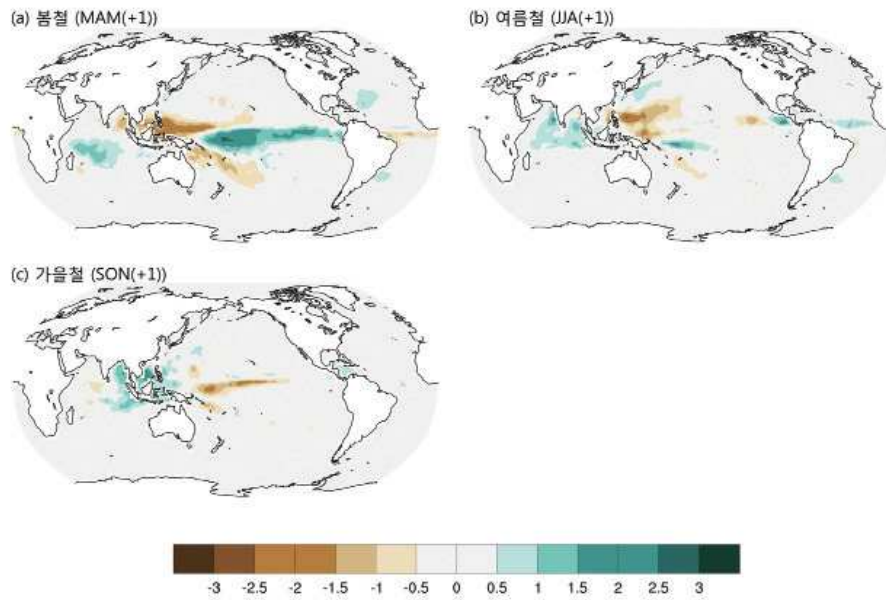


그림2-3-4. 엘니뇨가 쇠퇴하는 시기의 (a)봄철(MAM(+1)), (b)여름철(JJA(+1)), (c)가을철 (SON(+1)) 해양 지역에서 강수 합성도. 단위는 mm/day.

엘니뇨가 쇠퇴하는 봄철 시기에는 직전 겨울철과 다르게 인도양 지역에서 남북 방향의 쌍극(dipole) 구조의 강수 편차가 관측되며 그 강도는 약화되었지만 여전히 호주 동쪽 지역에서 동서 방향으로 쌍극 구조의 강수 구조를 확인할 수 있다. 이와 같은 구조는 여름철이 되면서 급격하게 소멸되는데, 이 시기에는 필리핀 동쪽에서 음의 강수 편차 및 동아시아 연근해 지역에서 양의 강수 편차를 그리고 인도양 중앙 지역과 동쪽에서 광범위하게 양의 강수 편차를 확인할 수 있다. 가을철이 되면서 열대 서태평양과 중태평양 지역에 띠모양의 구조를 보이며 음의 강수 편차가 관측되는 반면, 인도

양 동쪽과 남중국해 그리고 필리핀 동쪽에서는 강수량이 증가해 여름에서 가을로 계절이 변하면서 열대 서태평양 지역과 필리핀 동쪽 해양에서 급격한 강수량 변화가 있음을 알 수 있다.

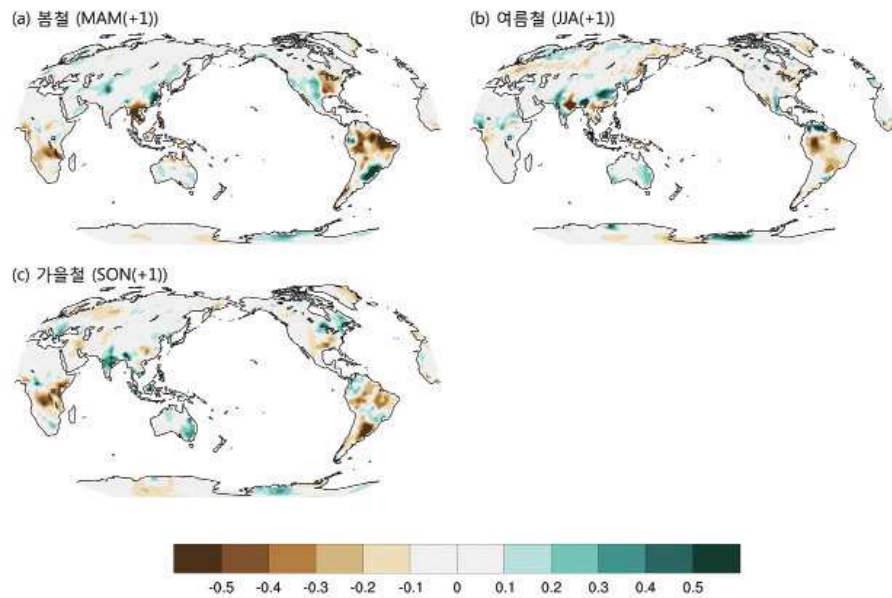


그림2-3-5. 엘니뇨가 쇠퇴하는 시기의 (a)봄철(MAM(+1)), (b)여름철(JJA(+1)), (c)가을철(SON(+1)) 해양 지역에서 강수 합성도. 단위는 mm/day.

엘니뇨가 쇠퇴하는 봄철에는 직전 겨울철에 보인 강수 편차 경향성의 강도가 약해진 상태에서 그 구조적 특징을 그대로 유지하고 있음을 알 수 있다. 그러나 여름철이 되면서 인도네시아 지역의 강수가 증가해 봄철과 반대의 경향성을 보이며, 이와 같은 경향성은 가을철에도 지속되어 나타난다. 특히 남아메리카 북부 지역의 음의 편차의 강수 구조는 봄철에서 가을철까지 지속되어 나타나는 반면, 인도 지역에서는 봄철까지 음의 강수 편차가 관측되다가 여름·가을이 되면서 다시 양의 강수 편차를 보인다.

## 2.4 라니냐 발달 해 전 지구 대기순환, 해수면 온도, 기온 및 강수량 특성

### 2.4.1 전 지구 대기순환

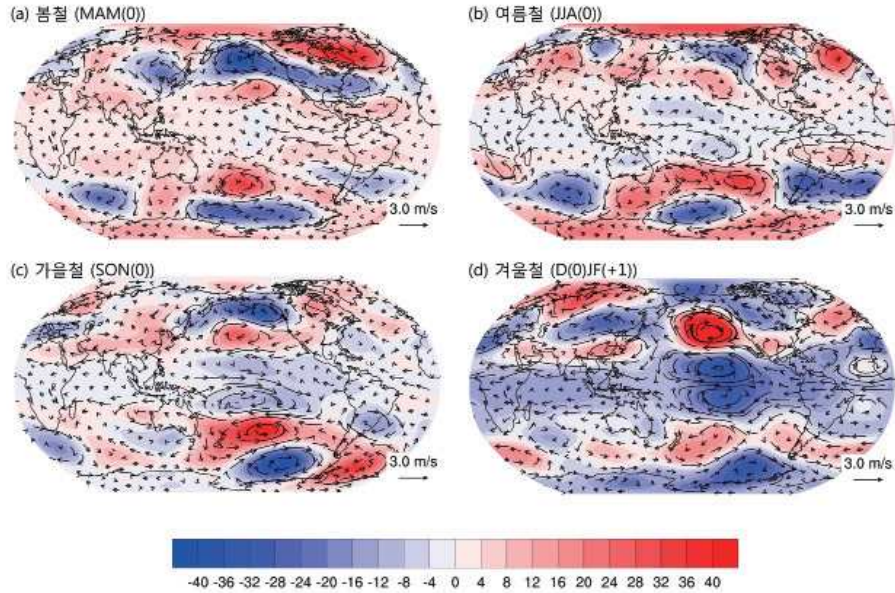


그림2-4-1. 라니냐가 발달하는 시기의 (a)봄철(MAM(0)), (b)여름철(JJA(0)), (c)가을철(SON(0)), (d)겨울철(D(0)JF(+1)), 300hPa 지위고도와 바람장 합성도. 지위고도 단위는 meter.

라니냐가 발달하는 봄철 열대 태평양 상공에서는 저기압성 흐름이 뚜렷하지 않으나 북대서양 지역에서 남북 방향으로 쌍극(dipole) 구조의 지위고도 편차가 나타나고 있으며 인도양에서 동아시아 지역으로 대기 파동 구조를 확인할 수 있는데, 이와 같은 패턴은 엘니뇨가 발달하는 시기와 대칭적인 구조를 보이고 있는 것이다. 여름철과 가을철을 지나면서 열대 태평양 지역에서 저기압성 순환이 뚜렷하게 나타나고 열대 태평양 지역에서 300hPa 지위고도가 낮아지면서 열대에서 두 반구로 전파되는 PNA, PSA

패턴의 파동 구조의 특징을 보인다. 특히 북태평양 지역에서 가을에 남북 방향으로 쌍극(dipole) 구조의 지위고도 구조가 뚜렷한 반면 겨울철에는 알류산 저기압이 약화되어 엘니뇨가 발달하는 겨울철과는 반대가 된다. 특히 열대 동태평양 지역에서 저기압성 흐름은 더욱 강화되면서 열대 전 지역에 걸쳐 지위고도가 음의 편차값을 가지는데, 엘니뇨가 발달하는 시기와 비교해 이와 같은 경향이 한 계절 정도 늦게 관측됨을 알 수 있다. 열대에서 남반구 중위도 지역으로 전파되는 PSA 형태의 대기 파동은 가을철이 겨울철보다 더 뚜렷하게 나타나는 것이 특징인데, 이것은 남반구의 계절적 특징과도 맞물려 있으며 엘니뇨가 발달하는 시기에도 비슷한 경향성을 확인할 수 있다.

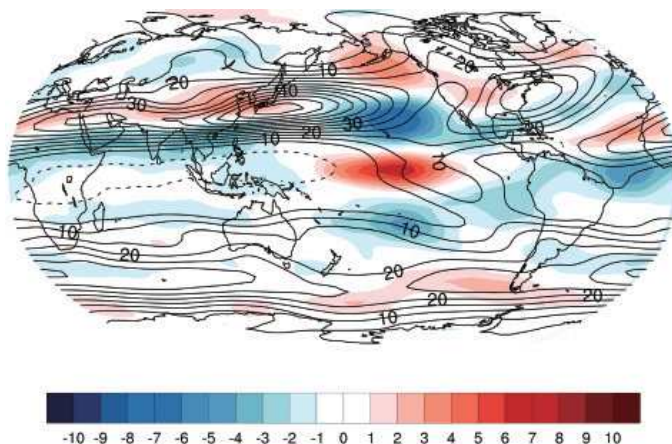


그림2-4-2. 라니냐 절정기인 북반구 겨울철(D(0)JF(+1)) 300hPa 면에서의 동서 평균 바람장. Shading은 라니냐 시기의 편차, contour는 기후학적 평균값. 단위는 m/s.

엘니뇨와 라니냐 절정기인 북반구 겨울철 300hPa에서 관측된 동서 방향 바람의 공간 구조는 몇몇 지역을 제외하고 거의 대칭적인 특성을 보이는 반면 그 크기는 비대칭적인 구조를 보이고 있음을 알 수 있다. 라니냐 시기에는 아라비아반도, 동아시아 지역, 미국 동부 등 세 지역에 위치한 겨울철 북반구 제트가 직접적인 영향을 받고 있음을 알 수 있다.

라니냐 시기에는 아라비아반도에 위치한 제트의 중심이 북쪽으로 이동

되며, 동아시아 지역의 제트는 엘니뇨와 거의 반대의 특징, 즉 출구 지역에서 동서 방향 바람이 약화되고 입구 지역에서 강화되는 특징을 보인다. 또한 미국 동부 지역의 제트의 중심도 엘니뇨와 반대로 북서쪽으로 이동되어 나타남을 알 수 있다.

열대 태평양 및 인도양 지역에서 라니냐 시기에는 서풍과 동풍이 강화되는 특징을 보이는데, 이것은 이 지역에서 엘니뇨와 비슷하게 라니냐 시기 대류 활동의 변화와 함께 워커 순환(Walker circulation) 강도 변화와 밀접한 상관성이 있다. 나아가 서태평양 지역에서 라니냐 시기 동풍의 강화는 이 지역에서의 상하층 간의 바람 쉬어의 크기 변화와 더불어 태풍 발생과 연관된 배경장의 변화를 유도한다. 라니냐 시기에는 멕시코만을 중심으로 열대 대서양 지역에서 서풍이 약화되는 뚜렷한 구조적 차이를 확인할 수 있다.

#### 2.4.2. 해수면 온도 및 표층 기온

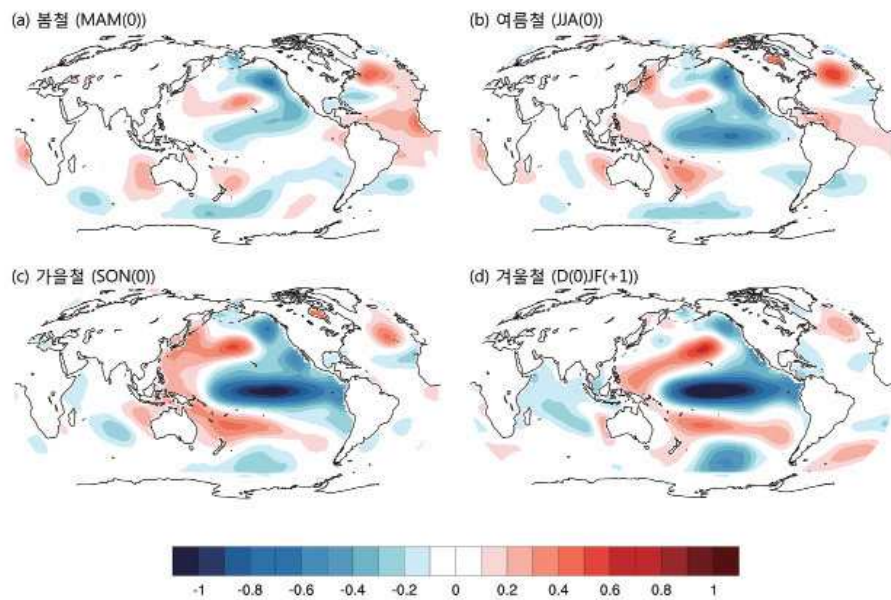


그림2-4-3. 라니냐가 발달하는 시기의 (a)봄철(MAM(0)), (b)여름철(JJA(0)), (c)가을철(SON(0)), (d)겨울철(D(0)JF(+1)) 해양 지역에서 해수면 온도 합성도. 단위는 °C.



라니냐가 발달하는 봄철 시기에 미국 서부 해안과 동태평양 아열대 지역에서 북동-남서 방향으로 기울어진 구조를 가지는 음의 해수면 온도 편차가 관측되며, 이 구조는 여름철에도 계속 유지되면서 동시에 열대 중태평양에서 뚜렷한 음의 해수면 온도 편차가 나타나기 시작한다. 가을철에 강한 음의 해수면 온도 편차는 중태평양과 동태평양에 걸쳐서 뚜렷하게 나타나며, 겨울철이 되면서 그 중심이 중태평양으로 약간 이동하면서 최대값을 보이고 있음을 알 수 있다. 북서·북중 태평양 지역에서는 양의 해수면 온도 편차가 북동-남서 방향으로 기울어진 구조를 가지고 가을·겨울철 동안 유지되고 있음을 알 수 있으며, 그에 반해 대서양 지역에서는 라니냐가 발달하는 봄철을 제외하고 특징적인 해수면 온도 편차가 나타나지는 않는다. 엘니뇨가 발달하는 시기와 다르게 인도양 지역에서는 뚜렷한 해수면 온도 편차의 구조가 관측되지는 않지만 라니냐가 최대로 발달한 겨울철에 서인도양 및 중인도양 지역의 음의 해수면 온도 편차가 관측되고 호주 서쪽 해안

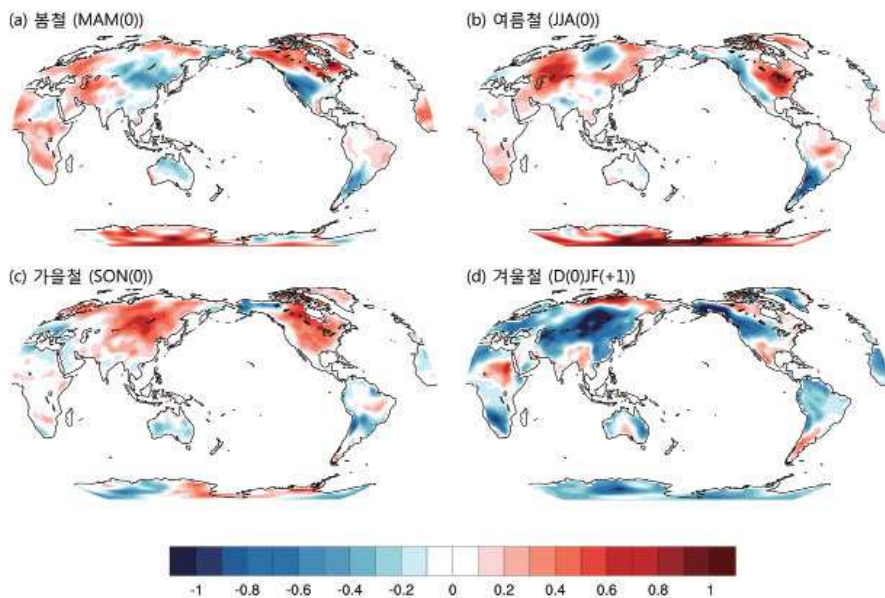


그림2-4-4. 라니냐가 발달하는 시기의 (a)봄철(MAM(0)), (b)여름철(JJA(0)), (c)가을철 (SON(0)), (d)겨울철(D(0)JF(+1)) 육지 지역에서 2m 대기 온도 합성도.단위는 °C.

부근에서 약한 양의 해수면 온도 편차가 나타난다.

라니냐가 발달하는 시기의 육지 온도 구조의 큰 특징은 가을철과 겨울철 유라시아 지역과 북아메리카 지역에서 서로 다른 온도 편차 구조를 보인다는 것이다. 가을철에는 두 대륙의 동안에서 양의 온도 편차를 보이는 반면 겨울철에는 유라시아와 북아메리카 서쪽 지역에서 음의 온도 편차를 보인다는 것이다. 특히 북아메리카 동쪽 지역에서는 봄철부터 가을철까지 전반적으로 양의 온도 편차 경향성을 보이는 것이 특징이며, 그에 반해 서부 유럽 지역은 봄철과 여름철에는 평년과 비슷한 경향성을 보이다가 가을철과 겨울철에 음의 온도 편차를 보인다.

### 2.4.3 강수량

라니냐가 발달하는 봄철 시기에는 음의 강수 편차가 열대 서태평양 지역

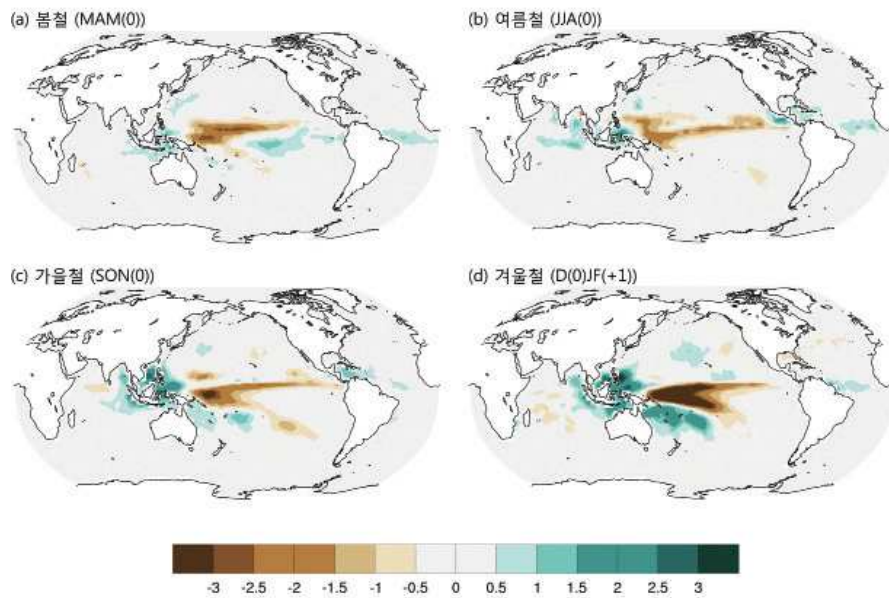


그림2-4-5. 라니냐가 발달하는 시기의 (a)봄철(MAM(0)), (b)여름철(JJA(0)), (c)가을철(SON(0)), (d)겨울철(D(0)JF(+1)) 해양 지역에서 강수 합성도. 단위는 mm/day.

에, 그리고 양의 강수 편차가 중-동태평양에 위치하고 있으며, Maritime continent에 약한 양의 강수 편차가 관측된다. 봄철 동태평양 지역에 위치한 양의 강수 편차는 여름철이 되면서 빠르게 소멸되고 열대 태평양과 동인도양 및 Maritime continent 부근 지역에서 뚜렷한 쌍극자 구조의 강수 편차를 보이면서 열대 태평양 지역의 적도수렴대(ITCZ)가 북상하였음을 알 수 있다. 이와 같은 구조는 가을철, 겨울철이 되면서 더욱 뚜렷해지며, 특히 가을철에 남반구 태평양 지역에서 동서 방향의 쌍극자 구조의 강수 편차가 관측되고 이 같은 구조는 겨울철에 더욱 강화되어서 이 두 계절에 남태평양 수렴대(SPCZ)가 서쪽으로 이동되면서 강화되고 있음을 알 수 있다. 또한 가을·겨울철에 인도양에서 동서 방향으로 강수 편차의 쌍극자 구조가 약하게 나타나고 있음을 알 수 있다.

라니냐가 발달하는 시기에 뚜렷하고 지속적인 강수 편차의 구조를 보이는 곳은 호주, 동남아시아, 남아메리카 북부, Maritime continent, 아프리카

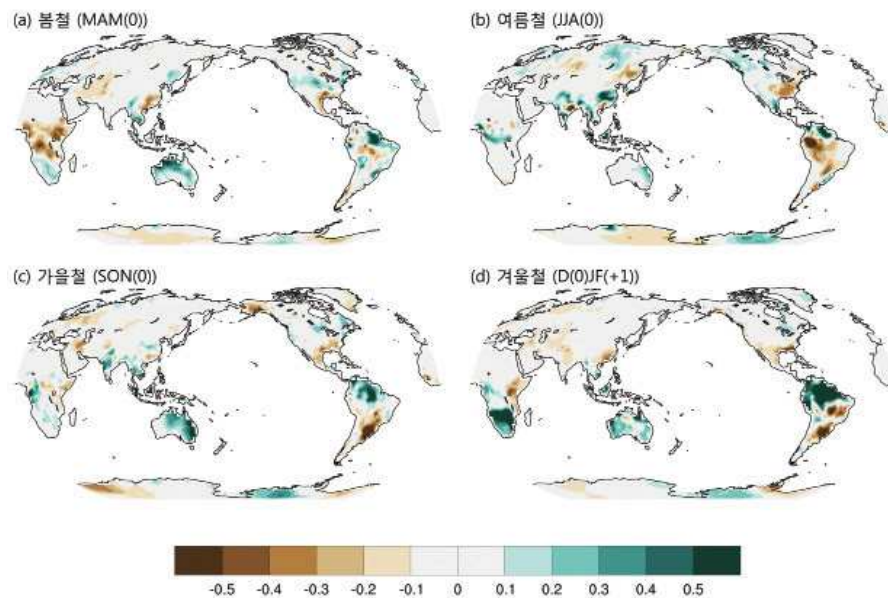


그림2-4-6. 라니냐가 발달하는 시기의 (a)봄철(MAM(0)), (b)여름철(JJA(0)), (c)가을철 (SON(0)), (d)겨울철(D(0)JF(+1)) 육지 지역에서 강수 합성도. 단위는 mm/day.



카 남부 및 미국 남동부 지역이다. 라니냐가 발달하는 봄철에서 겨울철까지 호주, 동남아시아, Maritime continent, 남아메리카 북부 그리고 아프리카 남부 지역에서는 강수량이 증가하는 반면 미국 남동부 지역은 오히려 강수량 편차를 보인다. 라니냐가 발달하는 봄철의 경우 아프리카 중부 지역은 강수량이 감소하나 이와 같은 경향성은 여름철에 접어들면서 사라진다. 동아시아의 경우 라니냐가 발달하는 여름철 중국 남부 지역 및 한반도에서는 강수량이 증가하는 반면 만주를 포함하는 중국 동북부 지역에서는 강수량이 감소하는 경향이 있다.

## 2.5 라니냐 쇠퇴 해 특성

### 2.5.1 전 지구 대기순환

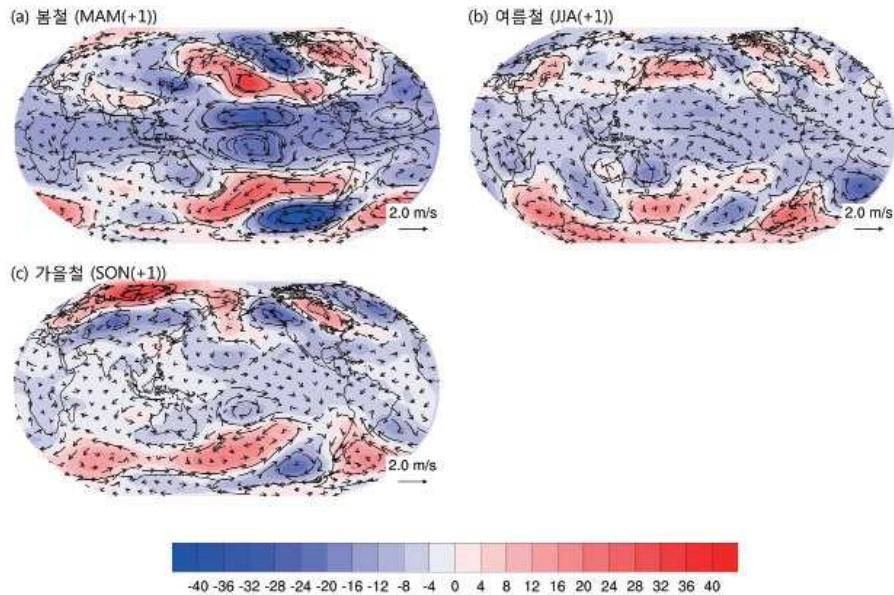


그림2-5-1. 라니냐가 쇠퇴하는 시기의 (a)봄철(MAM(+1)), (b)여름철(JJA(+1)), (c)가을철(SON(+1)) 300hPa 지위고도와 바람장 합성도. 지위고도 단위는 meter.

라니냐가 쇠퇴하는 봄철은 직전 겨울철과 유사한 대기순환 구조를 보이나 그 크기는 약화되었음을 알 수 있다. 특히 열대 태평양에서의 저기압성 흐름은 여름철에 급격하게 그 구조적 특징이 사라진다. 북반구 중위도 지역에서 PNA 구조의 대기순환장 특징도 여름철에 확인하기가 어려운데, 이것은 엘니뇨가 쇠퇴하는 시기와 유사한 특징이다. 그럼에도 불구하고 열대 전 지역에서 여전히 음의 지위고도 편차를 유지하고 있으나 가을철에는 이와 같은 특징 또한 약화됨을 알 수 있다. 그러나 인도양, 열대 서태평양에서 시작

된 PSA 패턴의 대기 파동은 봄철, 여름철 및 가을철까지 남반구에서 지속적으로 그 구조가 유지되고 있음을 알 수 있다.

## 2.5.2 해수면 온도

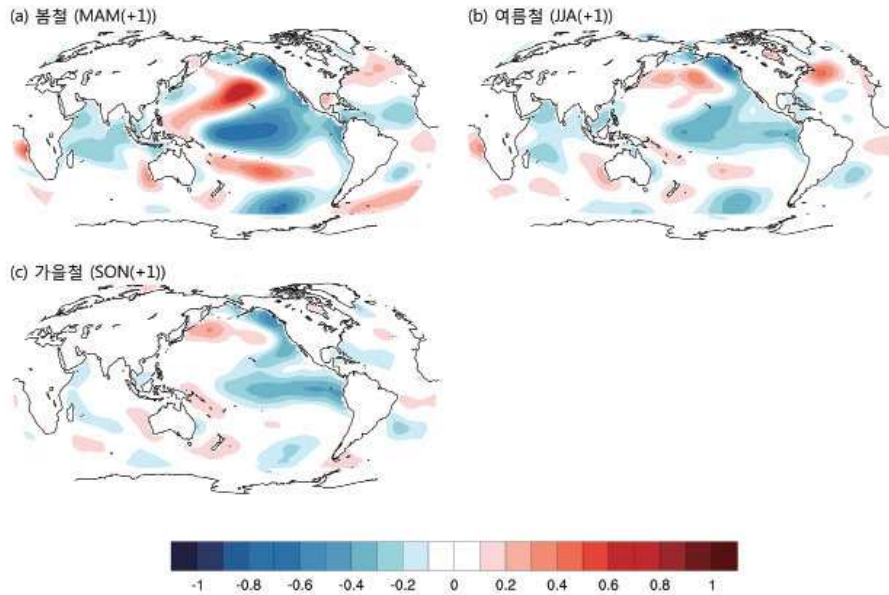


그림2-5-2. 라니냐가 쇠퇴하는 시기의 (a)봄철(MAM(+1)), (b)여름철(JJA(+1)), (c)가을철(SON(+1)) 해양 지역에서 해수면 온도 합성도. 단위는  $^{\circ}\text{C}$ .

라니냐가 쇠퇴하는 봄철 시기에는 여전히 미국 서부 지역과 중태평양 지역에 음의 해수면 온도 편차가 뚜렷하게 위치하고 있으며 북서-북중 태평양 지역에 북동-남서 방향으로 기울어진 양의 해수면 온도 편차가 관측된다. 이때 인도양에서는 대양 규모의 음의 해수면 온도 편차가 여전히 관측되는 것과 동시에 호주 서쪽 해안 주변의 약한 양의 해수면 온도 편차 또한 여름철과 가을철까지 지속됨을 알 수 있다. 여름철이 되면서 열대 태평양 지역에서 라니냐가 소멸되고 있음에도 불구하고 약한 음의 해수면 온도 편차가

중-동태평양 지역에서 삼각형의 구조를 가지며 관측되고 있으며, 이와 같은 편차는 가을철에도 비슷한 크기로 동태평양 지역에서 여전히 존재하고 있음을 알 수 있다. 호주 서쪽 해안 주변의 약한 양의 해수면 온도 편차가 가을까지 지속되는 반면 호주 동쪽 해안의 음의 해수면 온도 편차는 여름철에서 가을철에 접어들면서 급격하게 약해짐을 알 수 있다.

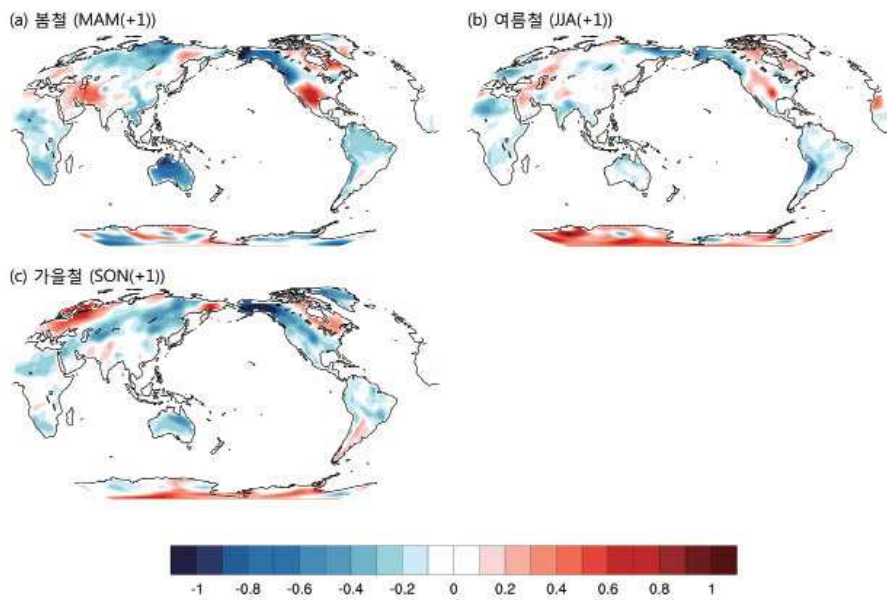


그림2-5-3. 라니냐가 쇠퇴하는 시기의 (a)봄철(MAM(+1)), (b)여름철(JJA(+1)), (c)가을철(SON(+1)) 육지 지역에서 2m 대기 온도 합성도. 단위는 °C.

라니냐가 쇠퇴하는 시기의 육지 온도 분포의 가장 큰 특징은 아시아 지역에서 겨울철 음의 온도 편차가 빠르게 사라진 반면 알래스카와 캐나다 서부 지역의 경우 봄철, 여름철 그리고 가을철까지 음의 온도 편차가 지속되고 있다는 것이다. 또한 호주의 경우 라니냐가 쇠퇴하는 봄철과 가을철에 음의 온도 편차가 관측되며 북서유럽의 경우 뚜렷한 편차를 보이지 않다가 가을철에 양의 온도 편차를 보이는 것이 특징이다. 남반구의 경우 남아메리카 중부 및 북부 지역에서 약하지만 음의 온도 편차가 봄철에서 가

을철까지 지속적으로 관측되는 것이 특징이다.

### 2.5.3 강수량

라니냐가 쇠퇴하는 봄철 시기 해양 지역에서는 남북 방향의 쌍극자 구조의

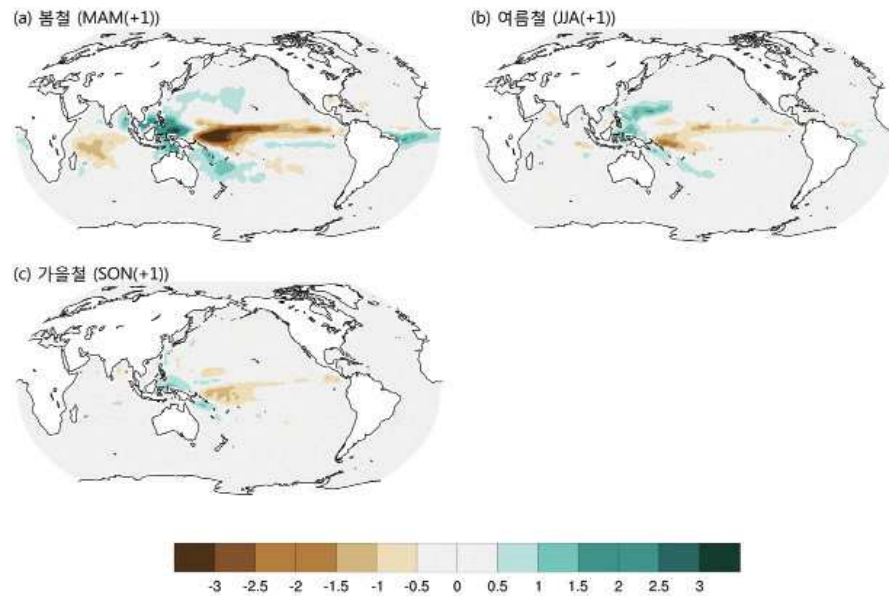


그림2-5-4. 라니냐가 쇠퇴하는 시기의 (a)봄철(MAM(+1)), (b)여름철(JJA(+1)), (c)가을철(SON(+1)) 해양 지역에서 강수 합성도. 단위는 mm/day.

강수 편차가 인도양에서 관측되며, 그 강도는 약화되었지만 여전히 열대 태평양 지역에서 음의 강수 편차와 Maritime continent 부근 지역에서 양의 강수 편차 그리고 남반구 호주 동쪽 지역에서 동서 방향으로 쌍극자 구조의 강수 구조를 확인할 수 있다. 이 같은 구조는 여름철과 가을철이 되면서 그 크기는 급격하게 감소됨에도 불구하고 유지되고 있음을 알 수 있는데, 다만 인도양 지역의 쌍극자 구조의 강수 편차는 여름철, 가을철을 지나면서 사라짐을 알 수 있다.

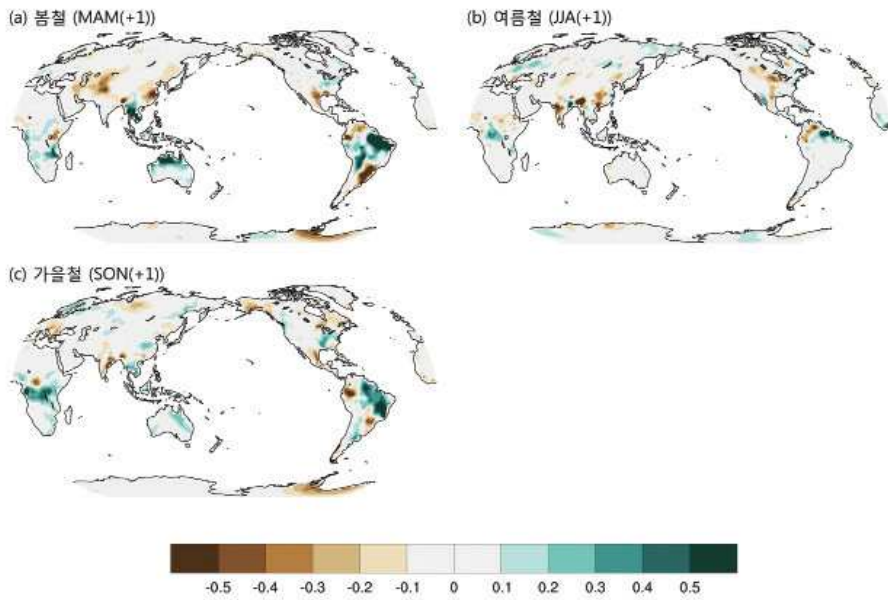


그림2-5-5. 라니냐가 쇠퇴하는 시기의 (a)봄철(MAM(+1)), (b)여름철(JJA(+1)), (c)가을철 (SON(+1)) 육지 지역에서 강수 합성도. 단위는 mm/day.

라니냐가 쇠퇴하는 봄철 육지 지역에서 강수량 분포는 직전 겨울철에 보인 강수 경향성의 구조가 강도가 약해진 상태에서 그대로 유지되고 있음을 알 수 있다. 즉 호주, 동남아시아, Maritime continent, 남아메리카 북부, 아프리카 남부 지역에서는 양의 강수량 편차를, 그리고 미국 남동부 지역에서는 음의 강수량 편차를 확인할 수 있다. 그러나 여름철이 되면 전세계적으로 강수 증가 및 감소의 뚜렷한 경향성이 나타나지 않는 반면 가을철이 되면서 다시 남아메리카 동북부 지역과 아프리카 중부, 동남아시아와 Maritime continent 지역에서 강수량이 증가하는 경향을 확인할 수 있다.

## 2.6 엘니뇨·라니냐 발달기, 최성기 및 쇠퇴기 기온 및 강수 모식도

### 2.6.1 기온

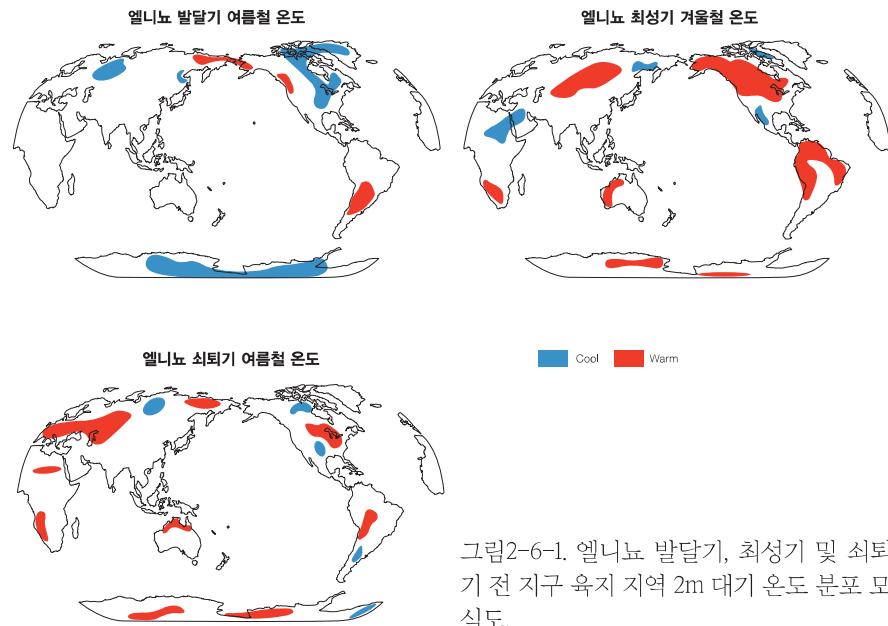


그림2-6-1. 엘니뇨 발달기, 최성기 및 쇠퇴기 전 지구 육지 지역 2m 대기 온도 분포 모식도.

· 엘니뇨가 발달하는 여름철 유라시아 북부 지역과 북미 중북부 지역은 평균값보다 낮은 기온 분포를 보이는 반면 베링해를 둘러싼 육지 지역과 아르헨티나 지역을 중심으로 남미 남중부 지역은 평균값보다 높은 기온 분포를 보인다.

· 엘니뇨 최성기에 해당하는 겨울철에는 북반구에서는 유라시아 중·동부 지역과 알래스카 지역을 포함하는 북미 서북부 지역은 평균값보다 높은 기온 분포를 보인다. 그러나 사우디아라비아 서부 지역 및 아프리카 중동부

지역은 평균값보다 낮은 기온 분포를 보인다. 그에 반해 남반구에서는 아프리카 남서부 지역과 호주 서쪽, 그리고 남미 북부 지역이 상대적으로 따뜻한 기온 특성을 보인다.

- 엘니뇨가 쇠퇴하는 여름철에는 남반구와 북반구에서 평균 기온보다 높은 지역과 낮은 지역의 분포가 복잡하게 나타나는 것이 특징이다. 유럽, 북미 동북부 지역, 아프리카 북부 및 남부 지역, 그리고 남미 중부 지역이 대체로 평균 기온보다 높은 분포를 그리고 남반구에서는 아프리카 남서부 지역과 호주 북쪽, 그리고 남미 중부 지역이 상대적으로 따뜻한 기온 특성을 보인다. 그에 반해 유라시아 북중부 지역, 멕시코 지역은 평년보다 낮은 기온 분포를 보인다.

- 라니냐가 발달하는 여름철 동아시아 북부 지역과 유라시아 중앙 지역 및

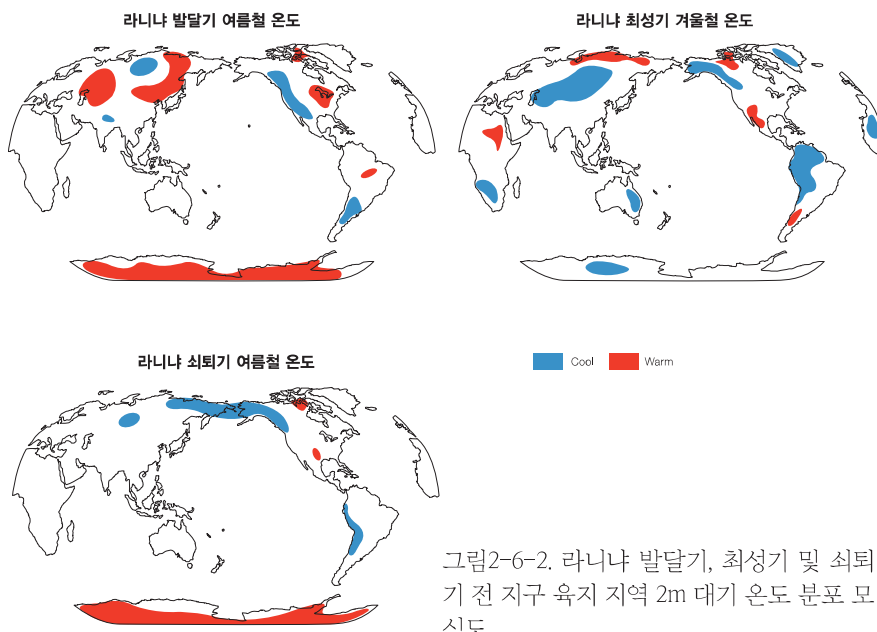


그림2-6-2. 라니냐 발달기, 최성기 및 쇠퇴기 전 지구 육지 지역 2m 대기 온도 분포 모식도.

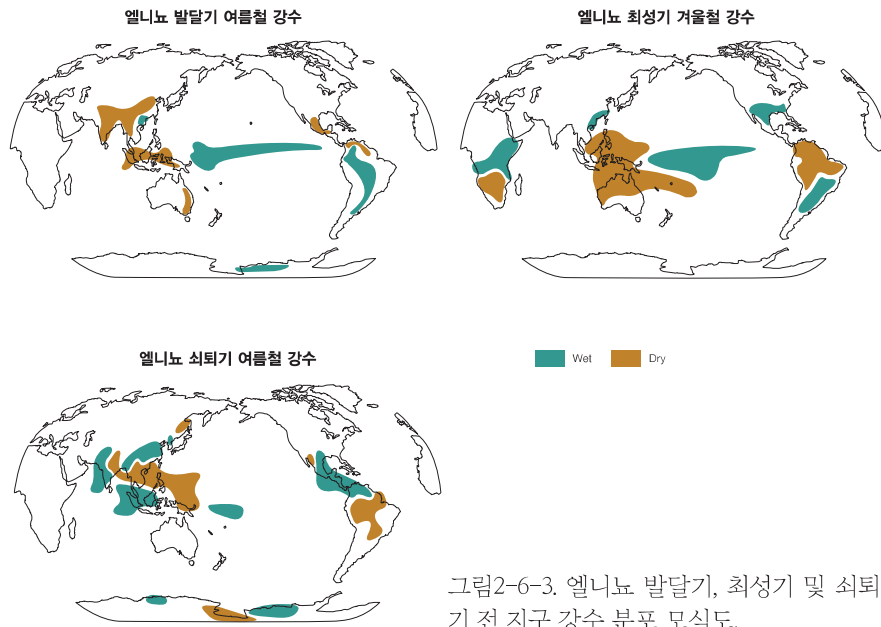


동쪽 지역이 평균 기온보다 높은 분포를 보이며, 북미 중동부 지역 또한 높은 기온 분포를 보인다. 그러나 북미 서부 지역과 남미 남서부 지역은 평균값보다 낮은 기온 분포를 보인다.

- 라니냐 최성기에 해당하는 겨울철 북반구는 유라시아 북부 및 캐나다 북부 지역을 제외하고는 평균 기온보다 낮은 분포를 보이는 것이 특징이다. 이와 같은 특징은 남반구에서도 비슷하게 나타나는데, 아프리카 남서부 지역, 호주 동부 및 남미 북서부 지역이 평균값보다 낮은 기온 분포를 보인다.

- 라니냐가 쇠퇴하는 여름철에는 북반구 베링해 주변의 육지 지역에서 평균기온보다 낮은 분포를, 그리고 남반구 지역에서는 페루를 중심으로 남미 중서부 지역에서 낮은 기온 분포를 보이는 것이 특징이다.

### 2.6.2 강수



· 엘니뇨가 발달하는 여름철 북반구 열대 태평양 지역에서는 강수량이 평년값보다 많으며 멕시코 지역과 인도 지역에서는 강수량이 감소한다. 특히 중국 지역의 경우 중부 지역의 강수 감소와 남부 지역의 강수 증가를 보이는 뚜렷한 쌍극자 형태의 분포를 보인다. 남반구의 경우 호주 동쪽 지역에서 강수량이 감소한다.

· 엘니뇨 최성기에 해당하는 겨울철에는 남반구에서 뚜렷한 강수 특성을 보인다. 즉 아프리카 남부와 중부 지역에서 쌍극자 형태로 강수량 분포의 차이가 관측되며, 이와 같은 경향성은 남미 북부 지역에서도 뚜렷하게 나타난다. 그에 반해 멕시코 지역을 포함한 북미 지역에서는 강수량이 증가하며 남미 중동부 지역에서도 강수량이 증가한다. 열대 태평양 지역에서는 서·중태평양에 걸쳐 강수가 증가하고 Maritime continent에서 강수가 감소하는 동서 방향의 쌍극자 형태의 강수량 분포의 차이가 나타난다.

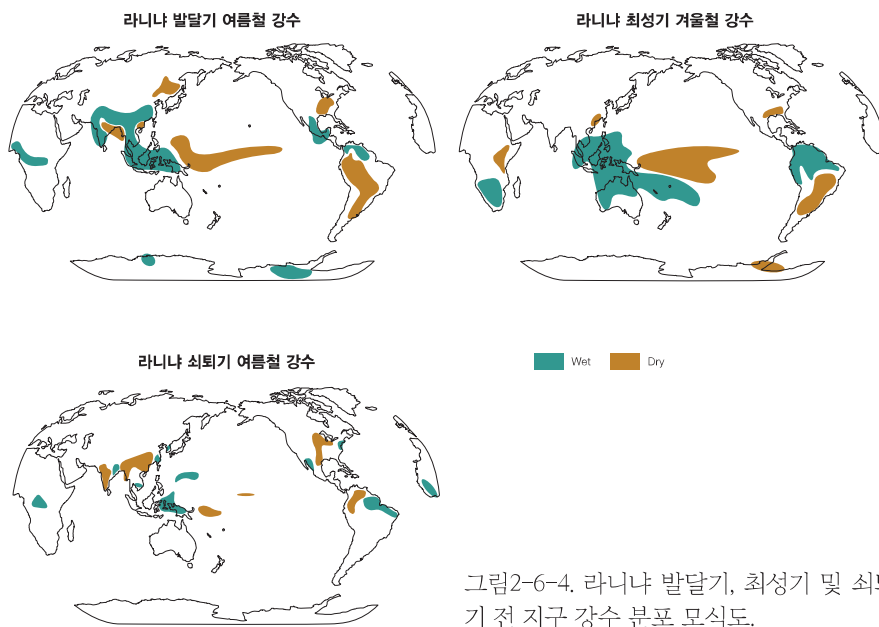


그림2-6-4. 라니냐 발달기, 최성기 및 쇠퇴기 전 지구 강수 분포 모식도.

· 엘니뇨가 쇠퇴하는 여름철에는 인도 서부 지역, 인도양 중부 및 동부 지역, 그리고 인도네시아 서쪽에서 강수량이 증가하고, 동남아시아 지역에서는 강수량이 감소한다. 그리고 남미 중북부 지역에서는 강수량이 증가하지만 멕시코 지역과 남미 북부 일부 지역은 강수량이 감소한다.

· 라니냐가 발달하는 여름철에는 열대 서·중태평양 지역에서 강수량이 감소하고, 인도네시아, Maritime continent, 말레이시아, 인도 서부 및 중국 중부 지역에서 강수량이 증가한다. 남반구에서는 남미 북서부 지역과 중부 지역에서 뚜렷한 강수 감소 현상이 나타나며 북미 남동부 지역에서도 동일하게 강수량이 감소한다.

· 라니냐 최성기에 해당하는 겨울철은 열대 서·중태평양 지역에서 강수가 감소하고 Maritime continent 지역에서 뚜렷한 강수 증가 현상이 나타난다. 남미 지역의 경우 북부와 중동부 지역에서 역시 강수량 증가 및 감소 현상이 각각 나타난다. 아프리카 대륙에서는 남부 지역에서 강수량이 증가하는 경향이 나타나는 반면 중동부 지역에서는 강수량이 감소함을 알 수 있다.

· 라니냐가 쇠퇴하는 여름철에는 강수의 감소 및 증가 현상이 국지적으로 나타나는 것이 특징이다. 북반구에서는 인도 서쪽, 동남아시아 북부 지역 및 북미 중부 지역에서 강수량 감소가 나타나고, 열대 태평양 파푸아뉴기니 주변에서는 강수량이 증가한다. 남미 북부 지역에서는 서쪽 지역에서 강수량 감소, 동쪽 지역에서 강수량 증가가 나타난다.

## 2.7 강한 엘니뇨·라니냐 시기 전 지구 기후 영향 분석

### 2.7.1 1982-1983년 엘니뇨

#### (a) 홍수와 가뭄

페루와 에콰도르에는 평소보다 40배에 가까운 폭우가 내렸고, 적도 부근의 서태평양 지역인 필리핀, 인도네시아, 호주 등은 예년에 비해 훨씬 적은 양의 비가 내려 가뭄을 겪었다. 북미 지역의 태평양 연안에는 북반구 사상 최대의 파도가 밀려와 캘리포니아에서만 14명이 숨지고 1만 5천여 명이 긴급 대피했으며, 2억 6천 500만 달러의 재산 피해를 냈다. 그리고 캘리포니아를 포함해서 미국의 남서부 지방에서 폭우로 인한 인명 피해가 증가하였다. 아프리카에서는 극심한 가뭄 때문에 수많은 사람들이 굶어 죽었고, 중남미 지역도 폭우, 홍수나 극심한 가뭄으로 인적·물적으로 큰 피해를 입었다. 태평양에서 발생한 태풍 역시 예년의 진로와는 달리 이상진로를 갖게 되어 도서 지방에 큰 영향을 끼쳤다. 또 서태평양에 위치하던 강수대가 태평양 중앙으로 옮겨감에 따라 인도네시아와 호주에서는 기록적인 가뭄과 산불로 인해 많은 산림의 손실이 있었다.

#### (b) 농·수산물 피해

동남아시아의 필리핀에서는 농산물의 생산량 감소를 포함해 총 1억 5천 800만 달러에 상당하는 피해를 입었다. 미국은 전국의 옥수수 수확량이 30% 이상 줄었다. 태평양의 중앙부와 동쪽에서의 해수면 상승에 따라 플랑크톤이 감소하게 되고, 이에 따라 어류-조류-포유류 순의 먹이사슬의 파괴로 동태평양의 물개와 바다사자의 개체수가 크게 감소했다. 또한 남아메리카의 태평양 연안에서는 어획고 또한 급격히 감소되고, 모기들에게 적절한 산란 기회를 주어서 말라리아가 폭발적으로 페루와 남아메리카 동쪽에 창

곶했다(NOAA, 1994). 1982-1983년 엘니뇨가 끼친 경제적 손실은 약 81억 불(U.S dollar) 규모로 보고된다(NOAA, 1994).

## 2.7.2 1997-1998년 엘니뇨

### (a) 홍수, 가뭄 및 고온 현상

북유럽, 시베리아 지역, 동아시아, 티베트 서부, 미국 서부 및 동부 연안, 호주 북부에서 평년보다 많은 강수량을 보여 홍수 현상이 동반되었다. 특히 1998년 여름철에는 중국 화남 지방에 수개월 동안 호우가 지속되면서 홍수가 발생해 3천 명 이상의 사망자와, 2억 3천여 명의 이재민이 발생하였으며, 558만 채의 가옥과 3840만 ha의 농경지가 침수되는 등 큰 피해가 있었다.

캄차카반도, 인도 동부, 동남아시아, 아프리카 서부 연안과 남부 지역, 알래스카, 캐나다 동부에서는 반대로 평년보다 적은 강수량을 기록했다. 인도네시아에서는 가뭄에 따른 화재로 30만 헥타르의 열대우림이 파괴됐다. 브라질 아마존 강 유역은 30년 만의 최악의 가뭄으로 인해 61만여ha가 불에 타 소실되었다. 또한 LA 지역은 1997년 9월 5일까지 198일 동안 비가 내리지 않아서 70년 만에 비가 연속으로 내리지 않은 날의 최장기록을 세웠다.

알래스카, 캐나다, 북미 지역, 남미 서부 연안에서는 고온 현상이 나타났으며, 남아프리카와 아프리카 동부 연안, 지중해 부근의 유럽, 호주 동부, 동남아시아 일부, 일본 남부 지역에서도 평년보다 높은 기온 편차를 보였다. 1998년 5월 인도에서는 최악의 폭염(최고기온 51℃)이 4주간 지속되면서 2300여 명이 사망했다.

우리나라 역시 지난 1998년 2월 중부 지방의 기록적 폭설을 시작으로 3월에는 전국에서 산불이 발생하였으며 여름에는 중부 지역에서 폭우로 121명이 사망하고 52명이 실종되는 국가적 재난이 일어났다.

(b) 산불

인도네시아는 97/98년 엘니뇨의 가장 큰 피해국 가운데 하나였다. 1998년 발생한 산불은 3개월 동안 지속되면서 말레이시아 등 인근 국가에까지 극심한 연무현상을 불러왔다. 이로 인해 30만ha의 열대우림이 파괴되고 1999년까지 국민 2천 만 명이 호흡기 및 눈 질환에 시달렸다. 1997년 4월부터 10개월 동안 동남아시아에서는 가뭄으로 인한 산불과 그에 따른 연무 피해가 13억 8천 만 달러에 달했고, 호흡기 질환 등 각종 건강문제와 환경문제가 유발되었다.

(c) 농산물 피해

1998년 엘니뇨는 미국과 오스트레일리아 등 태평양연안 농업 국가들의 수

시기	지역	재해 원인	피해 현황
1997 중반-	칠레	홍수	20여 명 사망, 사회간접시설 파괴, 어획고 감소.
1997. 9-11	인도네시아	화재	30만ha 열대우림 파괴, 2천 만 명이 호흡기 및 눈 질환에 시달림.
1997. 10-11	소말리아	홍수	1544명 사망, 100여 만 명의 이재민 발생.
1997. 12-1998. 4.	페루	폭우	300여 명 사망, 수십만 명의 이재민 발생.
1997. 12-	태국	산불	야생동식물보호구역의 밀림 3040ha 전소.
1998. 1월 중순	브라질	산불	330만ha의 초원과 열대림이 황폐화, 1만 2천 마리의 가축 소실, 농작물의 30% 불 탐.
1998. 1-4.	인도네시아	화재	15만 5천ha의 숲이 파괴, 3억 1400만 달러의 피해액.
1998. 2. 23-26.	페루	홍수	15개 주가 비상사태 선포, 화이콜로로 강과 네페나 강 범람.
1998. 3. 3.	파키스탄	홍수	300명 사망, 1천 200여 명 실종, 2만 5천여 명의 이재민 발생.
1998. 3.	인도네시아	가뭄	10개월 째 계속된 가뭄으로 수천 명 사망.
1998. 4.	필리핀	가뭄	최근 9개월간 계속된 가뭄으로 17명 아사, 3만 5천여ha의 농사 피해.
1998. 5. 12-6. 13.	인도	폭염	3천여 명 사망.

표 2-7-1. 1997-1998년 엘니뇨 발생 시 전 지구 피해 현황. (출처: 1997/1998년 엘니뇨와 한반도 기상 특성)

확량에도 큰 피해를 입혔다. 오스트레일리아의 경우 전 국토의 65% 가량이 극심한 가뭄에 시달렸는데, 96-97년 대풍작을 기록했던 소맥 생산이 97-98년에는 30% 이상 감소했다.

1997년 세계 곡물 생산은 옥수수 생산량이 △남아프리카 12% △타이 8% △필리핀 7%씩 감소했다. 인도네시아 지역은 가뭄으로 인해 커피와 코코아의 생산량이 각각 25%와 10%가량 줄어 세계 곡물 가격에 영향을 주었으며, 콩고무 및 목재 생산량도 크게 감소하였다. 표 2-7-1은 97/98년 발생한 엘니뇨에서 기인한 전 세계적인 영향을 정리한 것이다.

### 2.7.3 2015-2016년 엘니뇨

#### (a) 가뭄, 열파 및 농산물 피해

인도 지역의 전형적인 몬순 시기인 (6-9월) 평균 강우량의 14%가 부족하여 쌀 생산에 차질을 빚었으며, 인도네시아·베트남·태국·필리핀 등 동남아시아 지역에도 가뭄으로 인해 농산물 생산이 크게 감소했다. 또한 아프리카 남부에도 가뭄으로 인해 옥수수·사탕수수·코코아 등의 농산물 생산이 급감하였으며, 남아공에서는 특히 옥수수 생산의 1/3이 감소하고 사탕수수 수확량이 15% 감소하였다. 또 아프리카와 파푸아뉴기니에서도 18년 만의 최악의 가뭄과 식량 부족 현상이 나타났다. 2015-2016년 엘니뇨에 전 지구 평균 온도가 크게 높아졌을 뿐만 아니라 지역적으로도 고온 현상이 관측되었으며 초여름 유럽 지역에 열파(heat wave)가 관측되었다.

#### (b) 폭우

2015-2016년 엘니뇨로 인해 페루 및 남아메리카 남부 지역은 폭우 현상으로 인해 농업 생산에 차질을 빚었다. 또 아프리카 동부 에티오피아 남동부 지역에서는 홍수 피해로 20만여 명이 피해를 입고 10만 가구가 소실되었으며, 탄자니아·말라위·모잠비크 등 아프리카 동부 지역에서도 홍수로 인해 수십 명이 사망하고 수만 명의 이재민이 발생했다.



## 2.7.4 1998-2000년 라니냐

### (a) 홍수

엘니뇨에서 라니냐로 전환되면서 발생한 적도 서태평양의 수온 상승은 몬순기간과 겹쳐 아시아 지역에서 폭우와 홍수를 유발했다. 중국의 경우 1998년 여름 양쯔 강 등지의 홍수로 인해 2천여 명이 사망하고, 중국 전체 인구의 5분의 1에 해당하는 2억 4천 만 명이 직·간접적인 피해를 보았다. 라니냐가 지속되는 2년간 양쯔 강 이남 지역은 홍수로 인한 피해를 받았다. 한국의 경우에도 크게 다르지 않아서 1998년과 1999년 7, 8월의 집중호우로 인해 484명이 사망·실종하고 16만 5천여 명의 이재민이 발생했다.

### (b) 폭염과 가뭄

1999년에서 2000년으로 넘어가는 시점에서는 유라시아 대부분에 걸쳐 폭염과 가뭄을 유발했는데, 루마니아와 불가리아의 경우 7월 기온이 80년 이래 최고치인 40-43℃를 기록하였고, 동년 중국의 최고기온 또한 지난 61년 이래 최고를 기록했으며 여름철(7월) 북부 지역의 평균 강수량은 50년 이래 최저인 23mm를 기록, 2천 만ha에 이르는 농경지가 가뭄에 피해를 보았다. 2000년 봄에 기록된 강한 황사도 라니냐로 인한 가뭄의 영향으로 생각된다.

### (c) 열대성 저기압

1998-2000년 라니냐는 북중미의 허리케인에도 영향을 주었다. 엘니뇨로부터 라니냐로 넘어가는 1998년 8월부터 10월까지 미 중부를 강타한 허리케인들은 1만 1천여 명의 사망자를 내어 이전 200년 동안 가장 큰 사망자를 냈다. 9월 말에는 4개의 허리케인이 동시에 발생했으며, 10월에는 관측사상 가장 강한 허리케인이 대서양에서 발생하였다.

## 2.7.5 2010-2012년 라니냐

### (a) 홍수 및 폭우

오스트레일리아의 경우 2010년이 관측사상 2번째로 강수가 많았던 해로 기록되었으며, 9월만을 놓고 보면 가장 많은 강수량을 기록했다. 2010년 12월에 시작해서 2011년 1월까지 이어진 퀸즈랜드 지역의 홍수로 인해 38명의 사망자와 9명의 실종자, 20만 명의 이재민이 발생하였다. 또 2010년 여름철에 파키스탄에서 일어난 홍수는 거의 2천 만 명에 달하는 이재민과 2천 명에 달하는 사망자, 그리고 690만ha의 농경지 침수 피해를 남기도 했다. 라니냐로 인한 북미 태평양 연안의 폭우 및 기온 하강의 영향으로 북미 캘리포니아는 2011년에 관측사상 가장 강수가 많은 12월을 기록하였다. 북미의 중서부, 남동부, 북동부 지역 또한 강한 호우를 겪었으며 미시시피강과 미주리강과 같은 이 지역 주요 하천에 홍수를 유발하였다.

### (b) 가뭄

한편 2011년부터 2012년 여름까지 동아프리카에서 발생한 가뭄은 60년 만에 최악이라는 평가(출처: BBC)가 있을 정도의 기근을 유발했으며, 5만에서 20만여 명으로 추산되는 사망자(출처: 뉴욕타임즈)가 이 기간에 발생하였다. 또한 북미의 텍사스 주 및 멕시코 등지에서는 70년 만의 기록적인 가뭄을 기록하였는데, 이때 텍사스에서만 2200만ha의 면적에서 76억 불 상당의 농작물 피해를 보았다. 이 지역 댐 수위는 평년치의 30-40%에 달하기도 했다. 2011년엔 텍사스 역사상 최악의 산불 사태가 일어나기도 했는데, 1년간 2만 3835회의 산불로 380만 에이커에 달하는 지역과 2763채의 가옥에 피해를 주었다.

### (c) 이상고온

2010년 초여름부터 가을에 북반구 전역에 걸친 열파의 발생 또한 라니냐의 발달과 연관이 있다. 2010년 4-6월은 북반구 대륙들의 평균 온도가 1.25°C

정도 높았는데, 이것은 이전까지의 관측 중 가장 더운 해를 기록한 것이었다. 6월 남동부 러시아의 온도는 53.5°C의 기록적인 폭염을 기록했고, 중국에서도 곳곳에서 산불과 가뭄의 피해를 보았다. 8월에는 그린란드 북부 연안에서 지난 48년 중 가장 많은 빙하 및 해빙의 소멸이 관측되었다. 이 기간 동안 전 세계적으로 3천 명이 열파의 직접적인 영향으로 사망했고, 1800만 명 가까운 수가 질병과 기근 등의 간접적인 여파로 사망하였다.

## 2.8 엘니뇨·라니냐 발생 시 전 지구 가뭄, 산불, 사회·경제적 영향

### 2.8.1 엘니뇨·라니냐와 곡물 및 원자재 생산량 변화

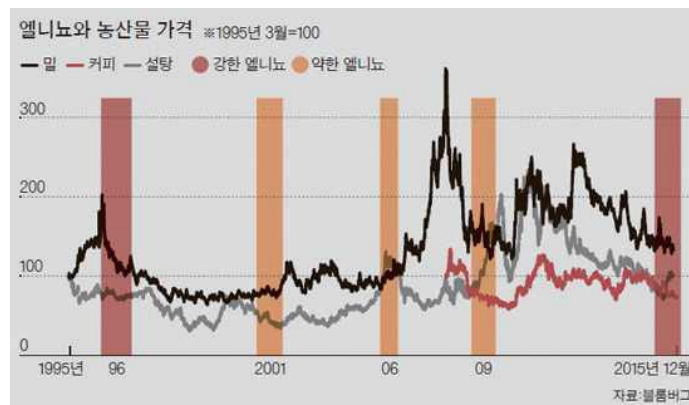


그림2-8-1. 1995년 이후 발생한 엘니뇨와 농산물 가격의 상관성을 보여주는 그래프. (자료: 블룸버그)

엘니뇨 현상은 곡물의 성장과 수확에 부정적인 영향을 주며, 수급 불안으로 인한 곡물가격변동성을 증가시키는 요인으로 작용한다. 엘니뇨가 발생하는 시기 호주에선 가뭄으로 인한 밀의 생육 피해가 보고되고 있으며, 태국·인도·베트남 등의 동남아시아 주요 쌀 생산 국가에서도 가뭄으로 인한 곡물 피해가 일부 나타나고 있다. 특히 태국의 경우 엘니뇨 시기에 주요 저수지의 저수율이 평년수준을 크게 밑돌게 되며, 인도에서도 물 부족으로 벼 파종이 지연되어 곡물의 가격 폭등을 유발할 수 있다. 구체적으로 1986-1988년 19개월 동안 지속된 엘니뇨에 의해 세계 곡물 생산은 2년 연속 감소 동기간 곡물 가격은 70% 상승하였으며, 2002-2003년 엘니뇨 발생 기간에는 전 세계 총 곡물 생산량에서 5326만 톤(-2.8%)이 감소하였다.

1995년 이후 발생한 주요 엘니뇨 기간 동안 곡물 가격 추이를 살펴보면, 엘니뇨 기간 중 겨울 기간에 주요 곡물 가격은 흐름의 방향성이 엇갈렸다. 소맥, 대두, 옥수수 기준으로 5번의 엘니뇨 시기 중 2번만 곡물 가격이 올랐고, 3번은 오히려 하락했다. 1950년 이후 가장 강도 높게 엘니뇨가 진행됐던 1997-1998년의 경우 가격이 오히려 20% 내외 떨어졌다.

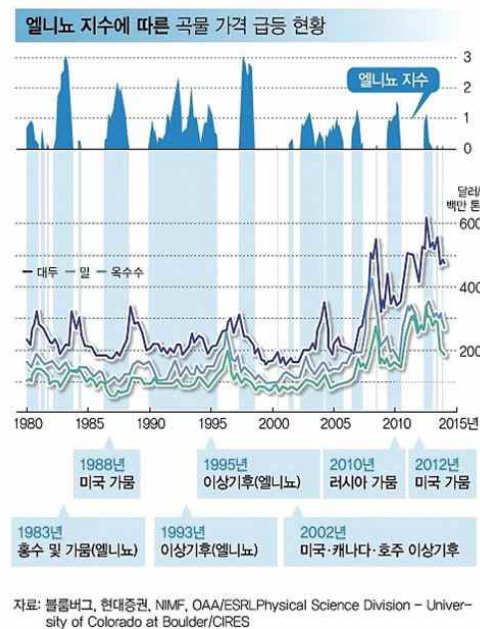


그림2-8-2. 엘니뇨지수와 곡물 가격과의 상관성.  
(자료: 블룸버그)

라니냐의 직접적인 영향권에 드는 미국, 브라질, 아르헨티나의 경우 세계 최대 곡물 생산국으로 2010년에 발생한 라니냐로 인해 밀과 대두, 설탕 등의 국제 가격이 크게 오른 적이 있다. 라니냐는 곡창 지대가 밀집해 있는 남반구에 큰 위협이 된다. 아르헨티나, 브라질, 호주, 남아프리카 지역에서 피해가 가장 큰데, 세계 2위 옥수수 수출국, 세계 3위 콩 수출국인 아르헨티나는 라니냐에 의해 기후가 건조해져서 곡물을 수확하는 데 차질이

생긴다. 또한 라니냐로 인해 아르헨티나의 밀 생산량이 적어지는 것이 국제 시장에서 밀의 값을 상승하게 한다.

라니냐는 남미뿐 아니라 북미 대륙에도 악영향을 끼친다. 라니냐가 발생함에 따라 대서양의 허리케인이 활성화되기 때문에 미국의 원유와 가스 생산에 차질을 빚는다. 또한 아시아에서는 라니냐로 인해 몬순의 강도가 변화되어 인도네시아의 야자유 및 주석 생산에 악영향을 미친다. 또 라니냐가 발생한 2007년 8월부터 2008년 6월까지 곡물 가격은 10개월 만에 77% 급등하였다.

### 2.8.2 엘니뇨와 내전과의 관련성



그림2-8-3. 라니냐가 세계 각국 원자재 생산에 미치는 영향을 전망한 모식도. (자료: Financial Times)

엘니뇨는 많은 나라의 내전에 영향을 미친다. 그 예로 아이티, 콩고, 수단 등의 나라를 들 수 있다. 연구 결과에 의하면 1950-2004년 175개국에서 발생한 연간 사망자 25명 이상의 내전 234개 사례를 분석한 결과, 라니냐 시기일 때 3%였던 내전 발생 위험률이 엘니뇨 시기일 때 6%로 높아졌다.

엘니뇨 현상이 전 세계 내전의 21%에 영향을 미쳤으며, 특히 열대권 국



그림2-8-4. 엘니뇨와 내전과의 관련성을 보여주는 모식도. (자료: Nature, <http://www.nature.com/nature/journal/v476/n7361/full/nature10311.html>)

가예선 내전의 30%가 엘니뇨의 영향을 받았다. 기후가 내전 발생의 독자적인 변수는 아니지만, 사회적 불평등, 가난, 분열 등이 내재한 상태에서 기후 악화로 농작물을 망친 것이 내전의 강력한 촉매제가 될 수 있다. 구체적 사례로는 ‘아프리카의 빨’로 불리는 북동부 지역의 소말리아의 불안정과 대규모 기근은 엘니뇨 현상이 가뭄을 가져오고, 사회 분열을 더욱 악화시켜 장기간의 내전을 초래한 전형적인 예로 꼽힌다. 또한 1982년 페루, 1963, 1976, 1983년 수단의 경우 엘니뇨 현상과 내전 사이의 관계를 뚜렷하게 볼 수 있다. 구체적으로 페루에서는 1982년 강력한 엘니뇨의 발생으로 농작물 수확이 크게 감소했을 때 케릴라 조직이 들끓었고, 이는 20년간 내전으로 이어졌다.

1972년 엘살바도르, 필리핀, 우간다 및 1991년 아이티와 미얀마, 그리고 1997년 콩고, 에리트리아, 인도네시아, 르완다에서도 엘니뇨와 민간인 폭동의 사례를 들 수 있다. 1950년 이후 모든 충돌과 갈등의 80-90%를 차지하는 내전 양상의 갈등 중 40%가량이 엘니뇨 현상이 그 근원이 될 수 있고, 특히 가난한 국가일수록 엘니뇨로 인한 갈등이 더 많이 발생할 수 있다.



### 2.8.3 엘니뇨·라니냐에 의한 산불 및 가뭄 영향

엘니뇨 시기에는 건조한 기후로 인해 인도네시아와 미국을 포함한 여러 곳에서 산불이 일어나기도 한다. 구체적 사례로는 1998년에는 엘니뇨 현상으로 인도네시아는 지속적인 가뭄을 맞게 되었고 3개월간 산불 현상이 지속되었다. 이로 인해 말레이시아 등 인근 국가에까지 연무 현상을 불러왔다.

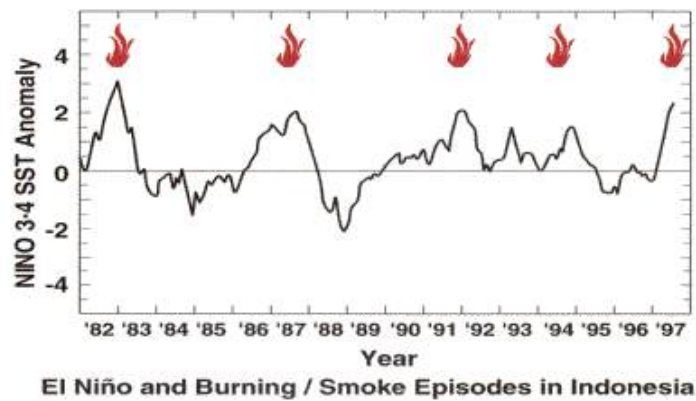


그림2-8-5. 1982-1997년 기간 동안 엘니뇨와 산불 발생과의 관련성을 보여주는 모식도. (출처: [http://www.fire.uni-freiburg.de/iffn/country/id/id\\_35.html](http://www.fire.uni-freiburg.de/iffn/country/id/id_35.html))

그림2-8-5는 1982-1997년 기간 동안 엘니뇨 발생과 인도네시아에서 발생한 산불과의 상관성을 보여주는 것으로 엘니뇨가 발생한 거의 모든 해에 산불이 발생하였음을 알 수 있다. 또 최근 2015-2016년 엘니뇨로 인해 캐나다 중서부 앨버타 주 포트맥머리에서 대형 산불이 발생했다. 캐나다에선 2014년 7월에도 서부 브리티시컬럼비아 주 일대 200여 곳에서 산불이 나 2200km<sup>2</sup>에 이르는 삼림이 불탔으며, 당시 엘니뇨와 함께 68년 만에 찾아온 최악의 가뭄으로 인해 산불이 발생하기 좋은 조건을 조성하였다.

인도네시아에서는 장기적인 가뭄 현상이 적어도 10년에 한 번은 발생하는데, 1900년대 초부터 발리, 자바, 칼리만탄, 술라웨시, 수마트라에서 집계한 강우 자료에 따르면 지난 20세기 동안 가뭄의 장기화가 총 17회 발

생했고, 그중에서 11건은 엘니뇨와 관련이 있다. 건기에 엘니뇨가 발생하면 가뭄이 장기화되어 6월부터 11월까지 건조하고, 심할 경우에는 이듬해 5월까지 가뭄의 장기화가 지속될 수 있다. 지난 20년 동안 엘니뇨로 인한 가뭄의 장기화는 총 5차례 발생했으며, 엘니뇨의 강도와 인도네시아 전체를 휩쓴 계절풍의 강도에 따라 그 영향이 조금씩 다른데, 1997년 엘니뇨는 인도네시아 가뭄과 산불에 가장 큰 영향을 주었다.

엘니뇨는 인도네시아를 포함하는 아시아 지역뿐만 아니라 아마존 지역을 포함하는 남아메리카 지역에서도 강수 패턴을 변화시킴으로써 그 지역의 건기에 해당하는 7-10월 사이에 산불의 위험도를 크게 증가시키는 역할을 한다. 그림2-8-6은 엘니뇨가 발생했을 때 남아메리카의 주요 도시 및 국가에서 발생하는 강한 산불 발생의 위험도를 보여주는 것인데, 거의 모든 지역에서 높은 값을 가지고 있음을 알 수 있다. 특히 2015-2016년 엘니뇨로 인해 건기 동안 관측된 가뭄은 2005-2010년 사이에 발생한 엘니뇨에서 기인한 것보다 그 도가 강해 이 지역의 산불 발생 위험도가 크게 증가한 것으로 나타났다.

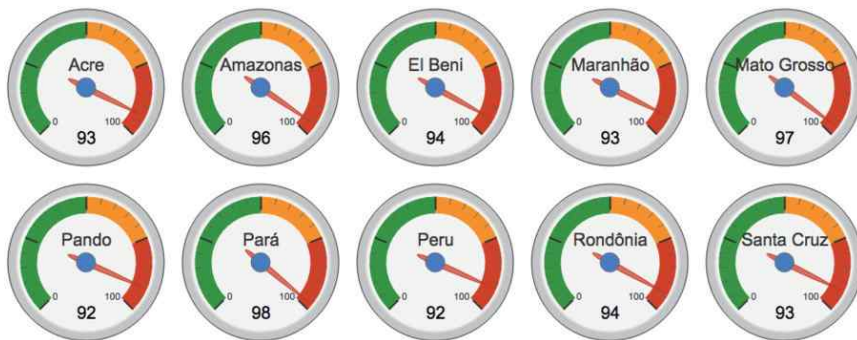


그림2-8-6. 남아메리카 건기(7-9월)동안 브라질에 위치한 6개의 도시(Acre, Amazonas, Maranhão, Mato Grosso, Pará, Rondonia)와 볼리비아에 위치한 3개 도시(El Beni, Pando, Santa Cruz), 그리고 페루에서 엘니뇨가 발생했을 때의 산불 발생 위험도가 최대일 때를 100으로 산정한 수치. (자료: <http://www.nasa.gov/feature/goddard/2016/el-ni-o-could-drive-intense-season-for-amazon-fires>)

The background features a light blue map of East Asia, including the Korean Peninsula, Japan, and parts of China. Overlaid on the map are several thin, grey contour lines that curve across the region. A large, bold black number '3' is positioned on the right side of the map, partially overlapping the Korean Peninsula.

# 3

## 엘니뇨·라니냐와 한반도 기후 관련성

### 3.1 분석 방법

한반도 기후에 대한 엘니뇨·라니냐 영향을 살펴보기 위해 총 42개 한반도 관측소의 일평균 강수와 기온이 사용되었다. 분석 기간은 최근의 엘니뇨와 라니냐까지 반영하기 위해, 1979년 1월부터 2016년 8월 22일까지다.

해수면 온도 자료는 NOAA ERSST(Extended Reconstructed SST, v3d, ; Smith et al. 2008)가 사용되었다. 해수면 온도 자료는 1979년 1월부터 2016년 8월까지 월별 자료를 사용하였다. 엘니뇨·라니냐를 정의하고 관련성을 조사하기 위해 NINO3지수(90-150°W, 5°S-5°N 지역 해수면 온도 아노말리 평균값)와 NINO3.4지수(160E-150°W, 5°S-5°N 지역 해수면 온도 아노말리 평균값)가 사용되었다.

강수의 분포는 한반도에만 국한되어 있지 않으므로 한반도를 포함한 동아시아 지역 및 열대 태평양의 강수 변동을 분석하기 위해 CMAP(CPC Merged Analysis of Precipitation; Xie and Arkin 1997) 강수량 월별 자료를 사용하였으며, 수평해상도는  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 이다. 이는 재분석 자료이므로 실제와 차이가 있을 수 있기 때문에 이를 확인하기 위해 GPCP(Global Precipitation Climatology Project; Huffman et al. 1997, Adler et al. 2003) 강수량 월별 자료를 동기간에 대해 사용하였다.

한반도 강수량과 관련된 대기순환장을 분석하기 위해 ERA-interim(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts; Simmons et al. 2007) 재분석 자료를 사용하였다. 자료 기간은 1979-2016년이며, 수평해상도는  $1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$ 이다.

태풍과 ENSO의 상관성을 보기 위해 RSMC(Regional Specialized Meteorological Center; RSMC Tokyo 2012) Tokyo-Typhoon Center의 RSMC best track 자료를 1979-2016년 기간에 대하여 사용하였다.

경년 변동 시간 규모에서 엘니뇨·라니냐와의 관련성을 살펴보기 위해 상관관계, 회귀장, 합성도 분석에서 모든 자료의 월별 선형 경향성(linear

trend)을 제거 후에 사용하였다.

엘니뇨 해와 라니냐 해의 한반도 지역 온도와 강수 변동의 통계적 유의성을 진단하기 위해 부트스트랩(bootstrap) 방법이 사용되었다. 다음과 같은 과정에 의해 엘니뇨·라니냐 합성도의 유의성이 평가되었다.

- (1) 총 자료 개수(38개)에 대해 중복을 허용해 합성도 샘플 개수(엘니뇨·라니냐 해)만큼 임의(random)로 뽑는다.
- (2) 뽑힌 해들에 대해 평균(합성도)을 구한다.
- (3) (1)-(2)번 과정을 1만 번 반복하여 1만 개의 평균값을 구하고, 이 평균들에 대한 분포(PDF)를 만든다.
- (4) 엘니뇨·라니냐 해들에 대한 합성도를 구하고, 그 값이 앞서 구한 평균값들 분포의 몇 번째에 위치하는지를 파악한다.
- (5) 합성도 위치에 따라 80%, 90%, 95%, 99% 유의 수준을 결정한다.

### 3.2 엘니뇨·라니냐 발달기 여름철 (7월 중순-8월 중순)

엘니뇨·라니냐는 보통 봄철 또는 여름철에 시작(onset)되기 때문에, 한반도 여름철 기후는 열대 태평양의 대류 활동 변화를 통해 엘니뇨·라니냐에 영향을 받는다. 하지만 엘니뇨가 발달하는 시기의 한반도 영향은 여름철 시기별로 다르게 나타나는 특성이 있다. 그림3-2-1은 한반도 강수와 7월 엘니뇨지수(NINO3 SST)와의 상관관계를 1979-2016년 기간 동안 계산하여 나타낸 것이다. 여름철 강수는 지역성이 매우 뚜렷하기 때문에, 대규모 순환과의 관련성을 살펴보기 위해 GPCP와 CMAP 전 지구 강수 자료도 함께 살펴보았다. GPCP와 CMAP 자료에서는 한반도 근처 지역인 120-140°E,

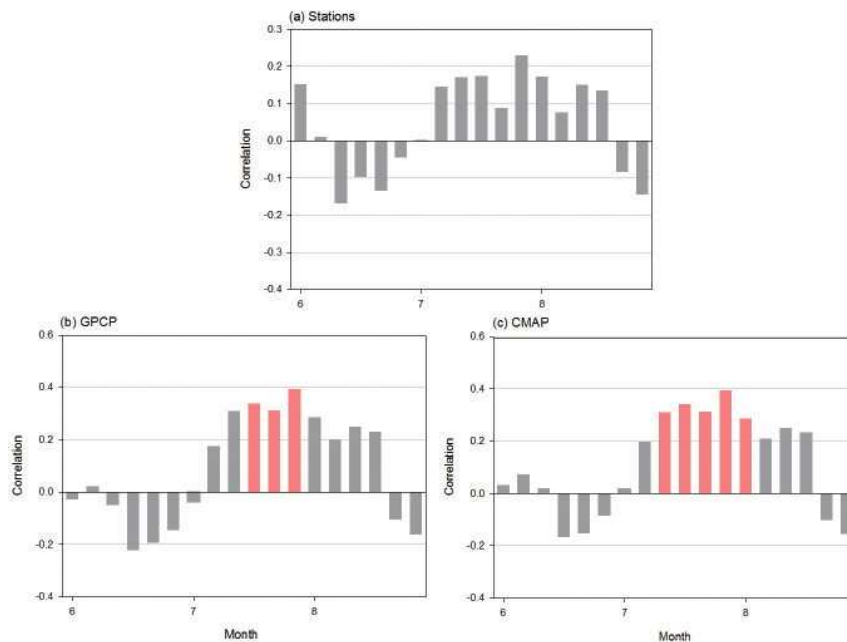


그림3-2-1. NINO3지수와 (a)한반도 기상관측소에서 관측된 강수, (b)GPCP, (c)CMAP 재분석 자료의 여름철 강수의 상관관계.

30-45°N 영역을 평균하여 사용하였다. 여름철 기후와 관련성은 NINO3.4 지수보다 NINO3지수와와의 관련성이 더 강하게 나오기 때문에, 엘니뇨지수로 NINO3지수를 사용하였다. 강수 자료는 매우 짧은 시간 규모의 변동을 제거하기 위해 25일 이동 평균값을 5일 간격으로 계산하였다.

그림에서 나타나듯이, 세 자료에서 공통으로 장마가 시작하는 6월 중하순에는 음의 상관관계가 나타나고, 7월 중순부터 8월 초순까지는 양의 상관관계, 그 이후 8월 하순부터 9월까지 음의 상관관계가 나타난다. 이는 엘니뇨·라니냐의 영향이 여름철 내에서 균일하게 나타나지 않음을 의미하고, 때문에 한반도 여름철 평균(3달 평균)과의 상관관계를 계산할 경우 관련성을 발견하기 힘들 수 있다. 다른 기간과 달리 7월 중순-8월 초에는 관측소 자료에서는 유의미한 관련성이 없지만 다른 두 자료에서는 유의미한 상관관계가 나타난다. 이는 이 시기에 엘니뇨 발달기에는 한반도 강수가 증가하는 경향이 나타나고, 라니냐 발달기에는 한반도 강수가 감소하는 경향이 있음을 의미한다.

그림3-2-2a는 엘니뇨지수와 7월 중순-8월 중순(7/7-8/16) 한반도 강수와의 상관관계의 지역별 분포를 나타낸 것이다. 엘니뇨 시기 한반도 강수가 대체로 증가하는 경향이 나타나지만, 그 관련성이 지역별로 큰 차이

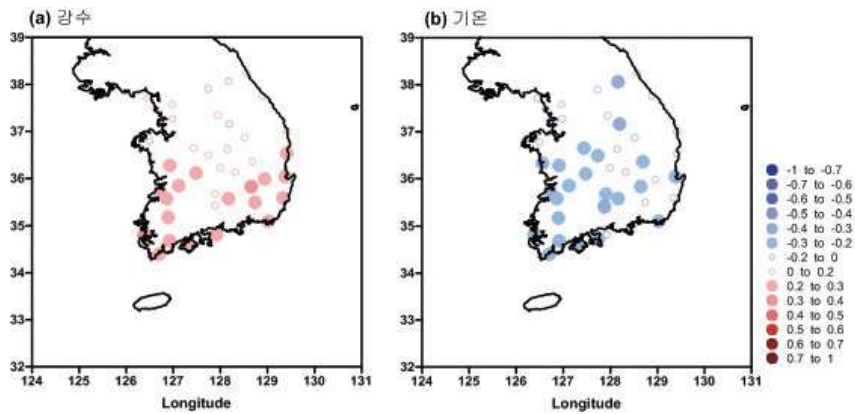


그림3-2-2. 여름철 한반도 강수/기온과 엘니뇨의 상관관계(기간: 7/7-8/16).



를 보인다. 이는 한반도 여름 강수의 특징이 매우 좁은 지역의 호우 중심으로 내리기 때문에, 관측 자료 샘플의 제한으로 인해 나타난 특징일 수 있다. 전체적으로 남부 지방의 강수가 중부 지방보다 상관관계가 높게 나타나는 경향이 있다. 특히 여수는 상관관계가 0.39로 상대적으로 높게 나타났다. 여름철은 온도와 강수가 반대로 나타나는 경향이 있기 때문에, 한반도 기온은 엘니뇨 시기에 감소하고, 라니냐 시기에는 증가하는 경향이 나타났다(그림3-2-2b). 이는 강수일수 증가로 태양 일사량 감소로 인한 결과로 해석할 수 있다. 기온과의 상관관계는 산청 지역에서 -0.35로 가장 강하게 나타났다.

선형분석에서 엘니뇨지수는 한반도 기온 및 강수와 연관성을 갖지만, 다른 계절에 비해서는 비교적 약한 편이다. 이런 관련성은 엘니뇨와 라니냐 시기에 대칭으로 나타나지 않을 수 있다. 또한 선형분석에서는 동시 상관 위주로 분석하기 때문에, 영향이 다를 수 있는 엘니뇨 발달기와 소멸기를 구분하여 분석하기 어려운 점이 있다. 이를 보완하고 엘니뇨·라니냐 비대칭성을 분석하기 위해 그림3-2-3은 엘니뇨·라니냐 합성도를 나타낸 것이다. 합성도에 사용된 엘니뇨·라니냐 해는 표3-2-1에 정리되었다. 엘니뇨·라니냐 해는 NINO3지수의 0.75 표준편차를 기준으로 선택되었다. 1983년의 경우는 NINO3지수가 이 기준을 만족하지만, 1982/83 엘니뇨의 소멸기 여름으로 판단하여 합성도 분석에는 제외하였다.

	엘니뇨 해(5)	라니냐 해(9)
발생 년도	1982, 1987, 1991, 1997, 2015	1984, 1985, 1988, 1999, 2000, 2007, 2010, 2013, 2016

표 3-2-1. 여름철 엘니뇨·라니냐 발달기 해

엘니뇨 시기에 강수는 남부 지역 일부에서 유의미하게 증가하는 경향이 나타났지만, 중부 지역에서는 감소하는 경향이 나타나기도 하였다. 반면에

라니냐 시기에는 한반도 지역에 전체적으로 강수가 증가하는 경향이 나타나고, 유의한 지역도 크게 증가하였다. 여름철 기온도 엘니뇨 시기에는 강수와 유사하게 남쪽 지역만 국한되어 감소 경향이 나타났지만, 라니냐 시기에는 전체적으로 한반도 온도가 증가하는 경향이 나타났다. 결과적으로 엘니뇨에 비해 라니냐가 한반도 여름 강수에 미치는 영향이 강했으며, 상관관계 등 선형분석에서 다른 계절에 비해 약하게 나오는 이유는 엘니뇨 시기 영향이 남부 일부 지역에만 국한되어 나타나기 때문으로 분석된다. 예를 들면, 2015년 매우 강한 엘니뇨가 여름철에 발달했음에도 불구하고 한반도는 가뭄이 지속되어 강수량이 평년에 비해 매우 적었다.

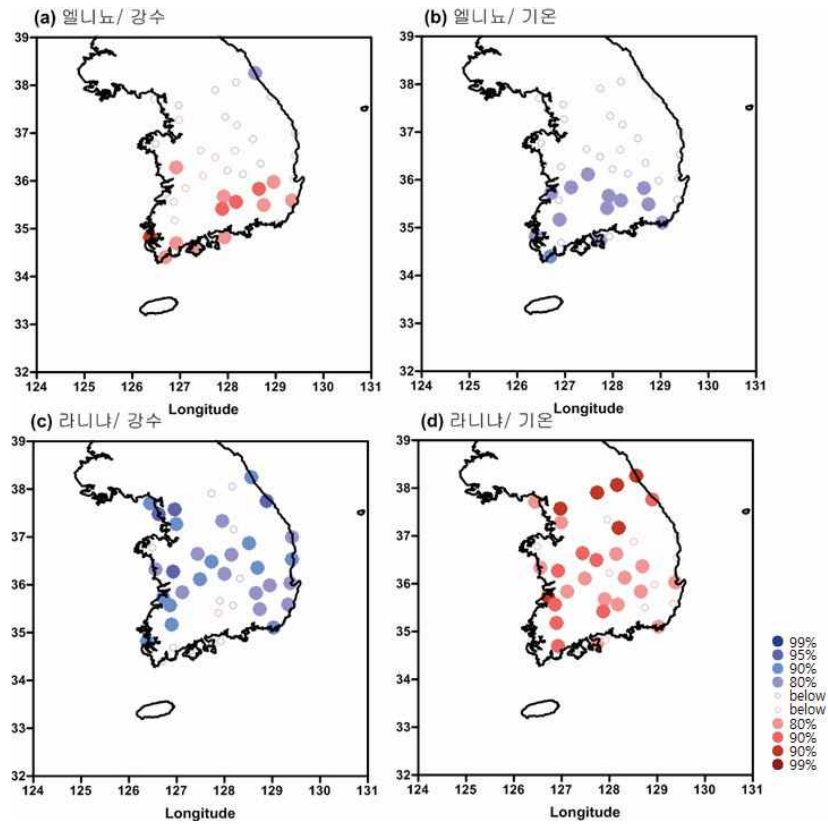


그림3-2-3. 엘니뇨·라니냐에 대한 여름철(7/7-8/16) 한반도 강수/기온의 합성도. (위: 엘니뇨, 아래: 라니냐).

이 시기 엘니뇨·라니냐 영향은 한반도 관측소 자료뿐만 아니라 다양한 관측 자료에서 공통으로 나타난다. 그림3-2-4는 CMAP 전구 자료를 이용하여 엘니뇨·라니냐 시기 합성도를 나타낸 것이다. 엘니뇨 발달 시기에 그림3-2-3a와 일치하게 한반도 남부 지방 및 일본 규슈 및 남서 지역에서 강수가 유의하게 증가하는 경향이 나타났다. 반면에 북한 및 중국 보하이 해 근처의 강수는 감소하는 경향이 나타났다. 또 20°N 근처 아열대의 강수도 유의하게 감소하는 경향이 나타났다. 라니냐 시기에도 엘니뇨와 유사하게 전반적인 특징인 아열대 증가, 한반도 남부 지역 감소, 한반도 북쪽은 감소하는 경향이 일치하게 나타났다. 특징적인 것은 엘니뇨 패턴과 비교하여 라니냐 시기는 전체적인 패턴이 약간 북쪽으로 이동되어 나타난다는 점이다. 이 점 때문에 전체적으로 라니냐 영향이 엘니뇨 영향보다 한반도에 강하게 나타나는 것으로 해석된다. 이는 전체적인 대기순환장의 차이와 일치하는 점이다.

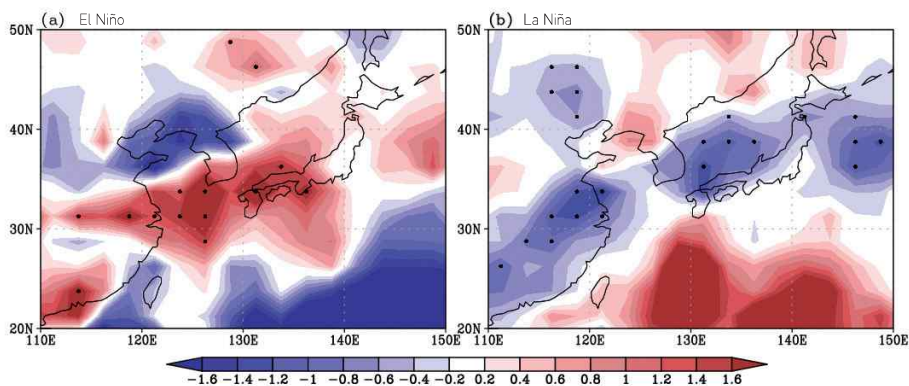


그림3-2-4. 엘니뇨·라니냐에 대한 여름철 동아시아 지역 강수 합성도(검은색 점: 90% 이상 유의한 지역을 의미함).

위에 제시된 동아시아 지역의 강수 패턴은 열대의 강수 패턴과 밀접한 관련성을 갖는다. 그림3-2-5는 시기별 열대 해수면 온도, 강수 및 대기순환을 나타낸 것이다. 초여름 시기(5/23-7/2)에는 엘니뇨와 관련된 양의

강수 아노말리가 적도 태평양에 서풍 아노말리와 함께 나타나고, 서태평양 도서 지역(Maritime continent)에는 음의 강수 아노말리가 나타난다. 적도 지역 양의 강수 아노말리는 열대 대기의 양의 열적 강제력(diabatic heating)으로 작용하여 Gill-type 반응에 의한 남·북반구 아적도 (off-equator) 지역에 저기압성 흐름을 유도한다(그림3-2-5g).

북태평양 몬순이 강해지는 한 여름이 되면(7/7-8/16), 북반구 아적도 지역의 이 저기압성 흐름에 의해 양의 강수가 유도된다. 따라서 양의 강수 아노말리는 초여름(그림3-2-5a)과 달리 적도 지역뿐만 아니라 10°N 근처의 북서 태평양쪽으로 뻗어서 나타나게 된다. 이는 기존 연구에서 제시한, 엘니뇨와 북태평양 몬순과의 양의 상관관계와 일치하는 점이다(Chou et al. 2003). 북서 태평양 쪽으로 뻗어 나온 양의 강수는 Gill-type 대기 반응에 의해 강제력 지역의 약간 서쪽 지역 남북에 각각 저기압성 흐름을 만들어 내지만, 강제력이 적도가 아닌 북반구 쪽에 위치하기 때문에 북쪽의 저기압성 흐름이 훨씬 두드러지게 나타난다. 이 저기압성 흐름은 20°N 근처 아열대 지역에 북풍 아노말리를 동반하는데, 이 북풍 아노말리는 건조하고 차가운 공기를 아열대 지역으로 수송하는 역할을 하게 된다. 이는 음의 습윤 정적 에너지 이류(cold moist static energy advection)를 의미하며, 음의 강수 아노말리를 유도할 수 있다. 그림3-2-5e의 아열대 지역 음의 강수는 이와 같은 역학 과정의 결과로 이해할 수 있다. 이 음의 강수는 유사한 과정인 Gill-type 반응에 의해 북서 지역에 고기압성 흐름을 유도한다. 따라서 그림3-2-5h에 나타나듯이 엘니뇨 발달기 시기, 우리나라 남동쪽에 뚜렷한 고기압성 흐름이 존재한다. 이 고기압성 흐름은 한반도에 남서풍 아노말리를 동반해 여름철에 존재하는 하층 제트를 강화시키는 역할을 한다. 남서풍에 의해 평년에 비해 온난하고 습윤한 공기가 한반도에 더 유입되고, 이는 이 시기에 한반도 남쪽에 강수를 증가시키는 역할을 한다. 또한 한반도에 위치한 저기압성 흐름도 한반도 강수를 증가시키는 역할을 한다.

따라서 여름철 엘니뇨와 한반도 기후 관련성은 열대 서태평양에서 시작된 강수 아노말리와 대기순환장과의 상호작용에 의해 형성된 원격상관에 의해

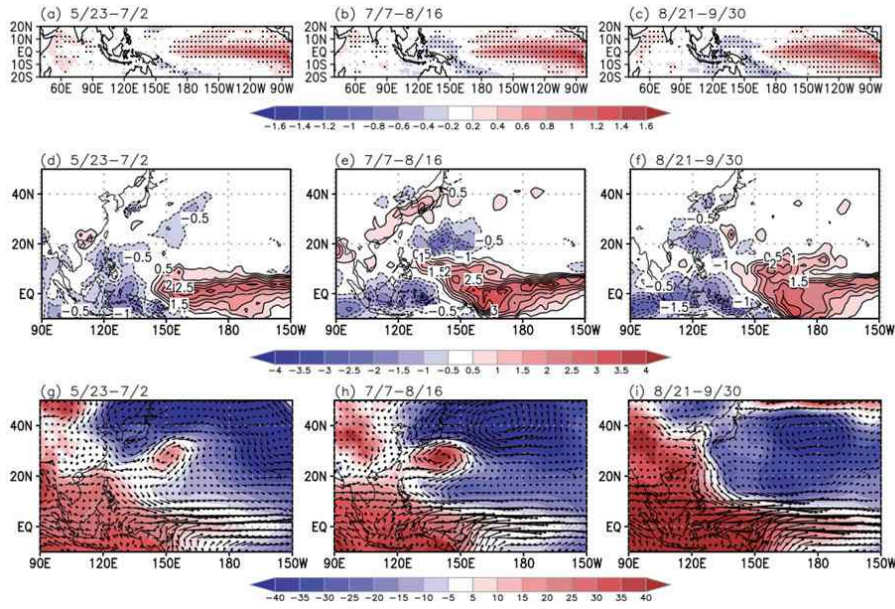


그림3-2-5. 여름철 세 기간(5/23-7/2; 7/7-8/16; 8/21-9/30)의 지수, 강수, 순환장의 NINO3 지수에 대한 선형회귀도.

결정된다. 즉 강수 아노말리가 유도한 대기순환에 의해 북서쪽에 반대 위상의 강수 아노말리가 형성되어 열대의 시그널이 점차적으로 북서쪽으로 전파되어 가는 것이다. 그림3-2-5e에 나타나는 강수의 양-음-양 패턴(3-셀 구조)은 비단 엘니뇨 시기뿐만 아니라 여름철 북서 태평양에 자주 나타나는 원격상관 패턴이다. 따라서 엘니뇨와 라니냐 시기의 열대 강제력은 이런 패턴을 형성시키는 주요한 원인 중의 하나로 해석할 수 있다.

늦은 여름 시기에는 강수의 3-셀 구조가 사라지고 동서로 강수 아노말리가 나뉘는 패턴을 가지게 된다. 그림3-2-5e에 나타난 아열대 지역의 음의 강수(150°E, 20°N 근처)가 사라지면서 우리나라 남쪽의 고기압성 흐름 아노말리도 더 이상 존재하지 않게 된다. 따라서 엘니뇨 시기 강수 증가 경향은 약해지고, 북풍 아노말리가 존재하면서 강수가 감소하는 경향이 나타난다.

이러한 원격상관 패턴은 엘니뇨와 라니냐의 합성도에도 잘 나타난다(그림3-2-6). 엘니뇨 시기에 북서태평양에서 시작하는 강수의 3-셀 구조인



양-음-양 패턴이 잘 나타난다. 강수 패턴과 일관성 있게 남쪽부터 저기압성 흐름, 고기압성 흐름, 저기압성 흐름이 잘 나타난다. 따라서 엘니뇨 시기에는 한반도 남쪽의 고기압성 흐름과 한반도에 위치한 저기압성 흐름에 의해 한반도 남부 지역의 강수가 증가할 수 있는 조건을 형성하게 된다. 하지만 중부 지역에서는 북풍 아노말리가 존재하여 강수를 오히려 감소시킬 수 있다. 라니냐 시기에 음-양-음의 강수 3-셀 구조가 나타나면, 대기 순환 패턴도 고기압성 흐름, 저기압성 흐름, 고기압성 흐름이 나타난다. 한반도 남쪽에는 저기압성 흐름, 한반도 지역에는 고기압성 흐름이 존재하면서 강수가 감소하는 경향이 나타나게 된다. 엘니뇨와 라니냐 시기에 원격 상관 패턴이 대칭적으로 나타나는 것은, 발달기 여름철 대기의 반응이 많은 부분 선형적으로 설명된다는 것을 의미하며, 동시에 앞서 제시한 엘니뇨와 라니냐 강제력에 의해 발생된 원격상관 패턴 역학이 잘 성립함을 뒷받침하는 것이다. 특히 서로 독립적인 엘니뇨와 라니냐 합성도에서 일치된

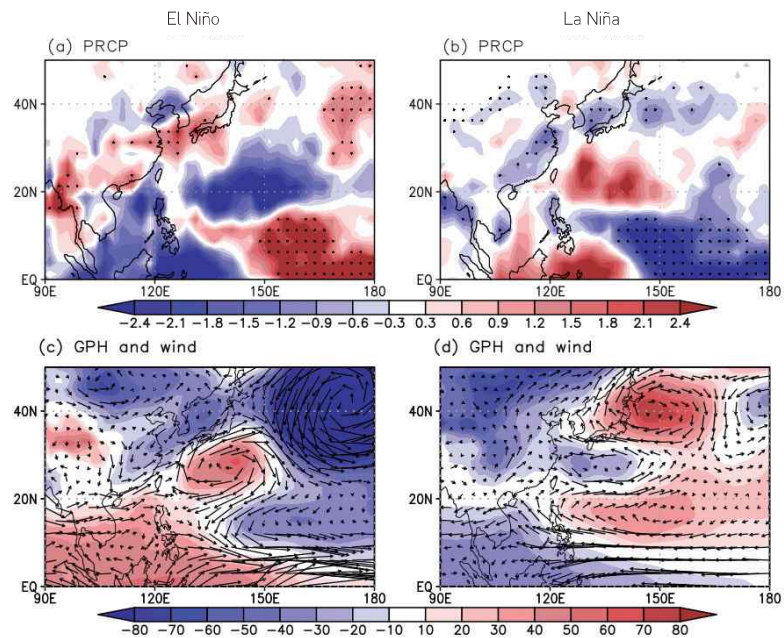


그림3-2-6. 엘니뇨·라니냐에 따른 여름철 강수와 순환장의 합성도(기간: 7/7-8/16, 검은색 점: 90% 이상 유의한 지역을 의미함).

결과가 나온 점은, 작은 관측 샘플로 인해 제기될 수 있는 분석의 신뢰성 문제를 크게 보완하는 것이다.

지금까지 7월 중순부터 8월 초까지 나타난 엘니뇨와 한반도 기후 관련성은 서태평양에서 시작된 원격상관 패턴에 의해 설명할 수 있음이 제시되었다. 이와 관련해 중요한 질문은 이러한 원격상관 패턴이 특정시기(7월 중순-8월 중순)에만 존재하는가다. 즉 이 원격상관 패턴의 계절잠금(Seasonal Locking) 현상이 존재한다는 것이다.

그림3-2-7은 엘니뇨 시기와 라니냐 시기 서태평양 지역에서 여름철 강수 아노말리의 위도별 분포의 시간 변화를 나타낸 것이다. 위도 10°N에서 시작해 40°N까지 존재하는 강수 3-셀 구조는 한반도와 관련성이 뚜렷한 시기(7/7-8/16)에만 존재함을 알 수 있다. 특히 적도 근처(0-10°N)의 강수는 여름철 내내 존재하지만, 위도 20°N 근처에 존재하는 아열대 강수 아노말리는 이 시기에만 나타나고, 이에 따라 중위도에 나타나는 강수 패턴은 이와 반대 부호로 나타나는 것을 알 수 있다. 위에 제시했던 역학 과정에 따르면, 아열대 지역의 음의 강수는 열대 지역의 양의 강수에 의한 저기압성 순환의 북풍 아노말리에 의해 유도된 음의 습윤 정적 에너지 이류(cold moist static energy advection)에 의해 유도되는 것이다. 열대 지역의 강수 강제력은 지속적으로 존재하는 데 반해 아열대 지역의 강수가

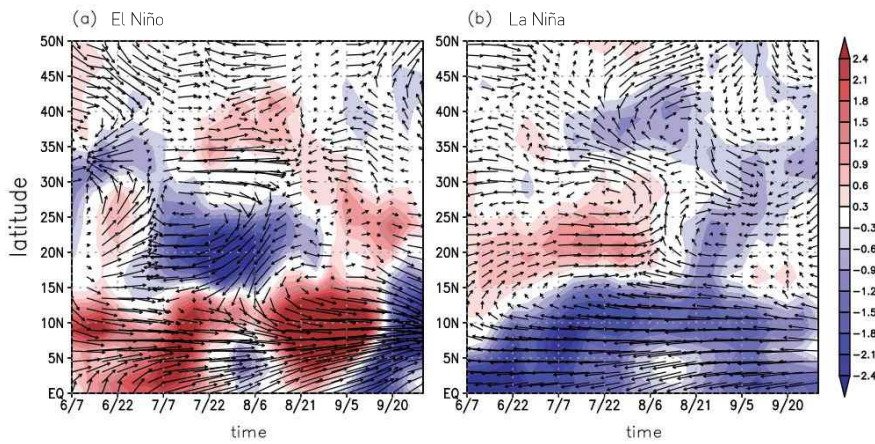


그림3-2-7. 아열대 지역에서 강수와 바람장의 시간에 따른 변화 엘니뇨·라니냐 합성도 (130-170E 경도 평균/ shading : 강수/ 벡터 : 바람장).



특정 시기에만 나타난다는 것은 다른 시기에는 북풍에 의한 아열대 지역의 강수 반응이 상대적으로 약하다고 해석할 수 있다.

이러한 아열대 지역 강수의 계절잡김 현상은 이 지역의 계절 변화 양상으로 설명할 수 있다. 일반적으로 아열대 지역은 적도 지역의 상승운동에 대한 보상 효과로 하강기류가 존재하여 상대적으로 건조하고 강수가 적은 지역이다. 그러나 여름철 태양이 북쪽으로 이동하면서 북태평양 몬순이 시작되고 발달하여 한여름에 아열대 지역에도 강수가 크게 증가하게 된다.

그림3-2-8은 서태평양 아열대 지역(15-25°N)의 기후학적 강수 변화를 나타낸 것으로, 초여름 건조했던 지역이 한여름이 되면 강수가 크게 증가하는 것을 알 수 있다. 또한 8월 중순 이후에는 다시 강수가 감소하는 것으로 나타난다. 이러한 계절성은 대류활동이 매우 중요한 하층 수렴장에서 매우 잘 나타난다. 아열대 지역의 강수 아노말리가 크게 나타나는 7월 중순부터 8월 중순까지를 제외하면, 하층 수렴장이 매우 약하게 나타남을 알 수 있다. 기본장이 매우 건조하고 하층 수렴장이 약하면, 외부 강제력이 존재하더라도 강수 반응이 매우 약하게 나타난다(Kim et al. 2011, Watanabe et al. 2012, Ham and Kug 2012). 실제로 서태평양 아열대 지역의 강수변동성은 기후값 변동과 일치하게 초여름과 늦여름에는 작게 나타나고, 한여름에는 크게 나타나는 특징을 가진다. 이는 해수면 온도 아노

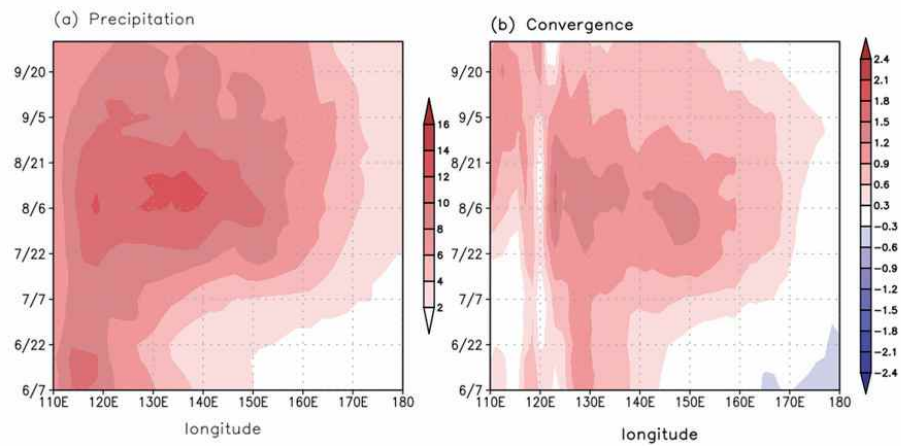
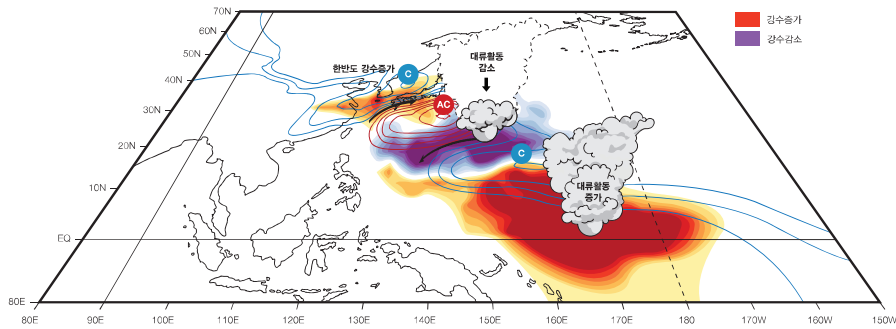
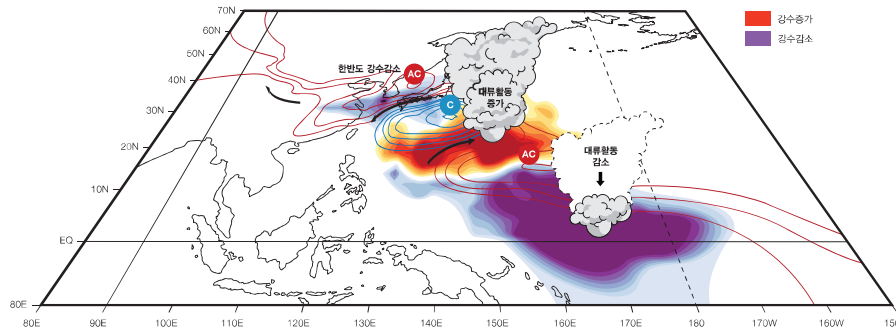


그림3-2-8. 경도와 시간에 따른 강수와 수렴장의 기본장(15-25°N 위도 평균).



엘니노 발달기 여름 (7월 중순-8월 중순)

그림3-2-9. 엘니노 발달기 여름 한반도 영향 모식도.



라니냐 발달기 여름 (7월 중순-8월 중순)

그림3-2-10. 라니냐 발달기 여름 한반도 영향 모식도.

말리에 대한 강수 반응이 중태평양에 비해 적도 동태평양에서 현저하게 약하게 나타나는 것과 일치하는 것이다. 따라서 서태평양의 양수 강수 강제력에 의해 유도된 북풍 아노말리가 아열대 지역에 존재할 때, 상대적으로 건조한 초여름과 늦여름에는 아열대 반응이 약하여 3-셀 원격상관 패턴을 만들어 낼 수 없지만, 북태평양 몬순이 강한 한여름에는 북풍 아노말리에 대한 대기의 반응이 크게 나타나서 3-셀 구조를 형성할 수 있게 된다. 한편 아열대 강수 아노말리가 발달하면, 이 강수 아노말리는 새로운 대기순환 패턴을 유도하고 이 순환장은 다시 강수 패턴을 강화시키는 양의 피드백 작용이 존재하기 때문에, 이 기본장의 차이는 매우 큰 아노말리 차이를 유도할 수 있다. 이러한 기본장의 계절성 차이로 엘니노의 원격상관 패턴, 한반도 기후와 엘니노 관련성이 계절에 따라 크게 달라질 수 있는 것이다.

### 3.3 엘니뇨·라니냐 발달기 9월

엘니뇨·라니냐 발달기에는 한반도 기후와 관련성이 9월에 가장 강하고 뚜렷하게 나타난다. 그림3-3-1은 9월 NINO3.4지수와 한반도 관측소 강수 및 온도와의 지연 상관관계를 나타낸 것이다. 상관관계는 8월 하순부터 음의 상관관계가 나타나서 9월에 가장 강한 음의 상관관계를 갖는다. 이는 엘니뇨 발달기 9월에 한반도 강수는 감소하는 경향이 나타나고, 라니냐 발달기에는 증가하는 경향이 있음을 의미한다. 반대로 10월 후반부터는 양의 상관관계가 나타나서 11월에는 강한 양의 상관관계를 나타낸다. 즉 엘니뇨·라니냐 발달기 가을철의 전반기에는 강한 음의 상관관계, 후반기에는 양의 상관관계가 나타난다. 일반적으로 11월의 강수량에 비해 9월의 강수량과 그 변동폭이 훨씬 크기 때문에 가을철 평균으로 엘니뇨와 상관관계를 나타내면 음의 상관관계가 나타나지만, 그 관련성은 계절평균에서는 매우 약하게 나타날 수밖에 없다. 따라서 엘니뇨·라니냐의 한반도 영향을 분석할 때는 계절평균 자료보다는 좀 더 짧은 규모의 자료를 사용하여 엘니뇨 영향의 계절성이 고려되어야 할 것이다.

한반도 온도도 9월에 엘니뇨·라니냐 지수와 유의미한 상관관계를 가진다. 상관관계는 7월 이후부터 약한 음의 상관관계를 나타내다가 9월에 가장 강한 음의 상관관계가 나타난다. 따라서 엘니뇨 발달 시기 9월에는 한반도 기온은 하강하는 경향이 있고, 라니냐 시기에는 한반도 기온이 상승

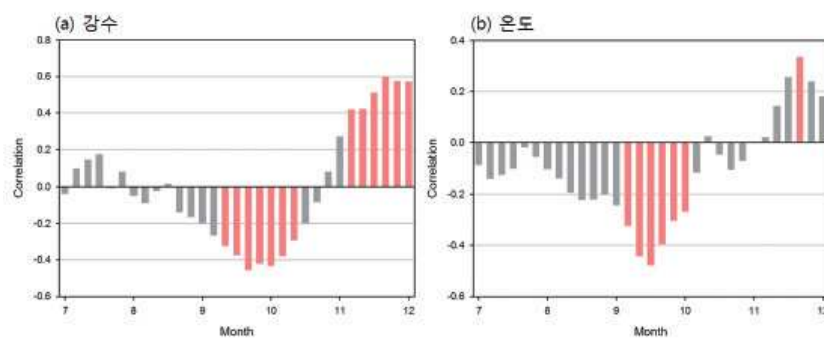


그림3-3-1. 한반도 강수와 온도의 NINO3.4 SST와의 상관관계.

하는 경향이 나타난다. 이는 라니냐 발달기에는 한반도에 늦더위가 지속될 가능성이 높다는 것을 의미한다. 월별 평균값으로 보면, NINO3.4지수와 한반도 강수와의 상관관계는 -0.46이고, 한반도 기온과의 상관관계는 -0.55이다.

그림3-3-2는 매해 9월 강수를 순서대로 나열한 그림이다. 빨간색과 파란색은 엘니뇨 해와 라니냐 해를 각각 표시한 것이다. 엘니뇨 해와 라니냐 해는 9월 NINO3.4지수를 기준(0.75STD)으로 선정했으며, 표 3-3-1에 정리했다. 모든 라니냐 해에 한반도 강수가 증가하는 것은 아니지만 대체로 라니냐 해에 증가하는 경향이 있음을 알 수 있다. 특히 9월 강수가 가장 많았던 2007년과 1999년은 모두 라니냐 해였다. 9월 평균 강수가 154mm인데 반해 이 두 해에는 두 배가 넘는 300mm를 훌쩍 넘는 많은 강수량을 기록하였다. 엘니뇨 해에도 9월 강수는 감소하는 경향이 나타났다. 특히 슈퍼 엘니뇨로 정의될 수 있는 1982년, 1997년, 2015년의 경우 평년에 비해 매우 적은 강수량을 기록하였다.

	엘니뇨 해(7)	라니냐 해(9)
발생 년도	1982, 1987, 1997, 2002, 2004, 2012, 2015	1983, 1985, 1988, 1995, 1998, 1999, 2007, 2010, 2011

표 3-3-1. 9월 엘니뇨·라니냐 정의 해

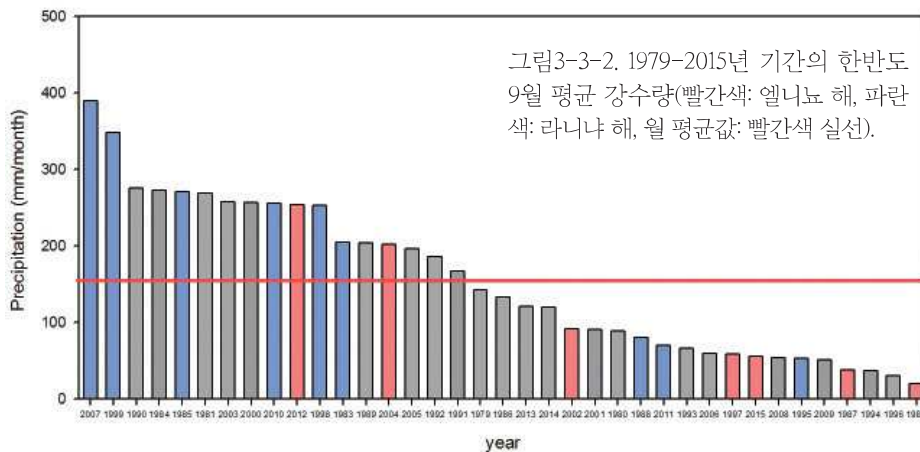


그림3-3-3은 9월 NINO3.4지수와 한반도 강수 및 온도와 상관관계를 나타낸 것이다. 약간의 지역적 차이가 존재하지만 모든 관측소 자료에서 강수와 음의 상관관계가 나타났다. 특히 중부 내륙 지역에서 강한 상관관계를 나타냈으며, 청주 관측소에서는 상관관계가 -0.55로 가장 높게 나타났다. 한반도 9월 기온도 한반도 전체적으로 음의 상관관계를 나타냈다. 일부 지역에서는 -0.4 미만의 상관관계가 나타났지만, 대부분의 지역에서 높은 상관관계가 나타났다. 특히 부산 관측소에서는 상관관계가 -0.61로 가장 높게 나타났다.

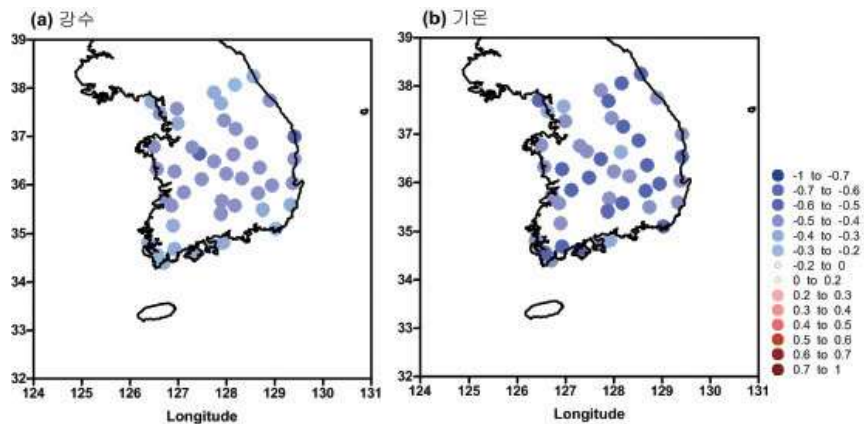


그림3-3-3. 엘니뇨·라니냐에 따른 9월 한반도 관측소 강수와 온도의 상관관계.

엘니뇨·라니냐 발달기 9월의 선형적인 영향은 뚜렷하지만, 엘니뇨와 라니냐에 대해 대칭적으로 나타나지 않을 수 있다. 엘니뇨와 라니냐의 영향을 각각 살펴보기 위해 합성도를 그림3-3-4에 나타냈다. 엘니뇨 시기 강수는 남해안 지역에 관련성이 약하게 나오지만, 나머지 대부분의 지역에서는 유의미한 감소 경향이 나타났다. 기온의 관련성은 더 강하게 나타나서 모든 관측소에서 유의미하게 감소하는 경향이 나타났다. 라니냐 시기에는 경기, 강원 일부 관측소를 제외하고 강수가 감소하는 경향이 나타났다. 특히 중부 내륙 지역에서 높은 관련성을 나타냈다. 기온은 모든 관측소에서

증가하는 경향을 나타냈다. 특히 많은 관측소에서 99% 유의수준에서도 유의미한 증가 경향을 나타냈다. 전체적으로 엘니뇨에 비해 라니냐 시기의 관련성이 크게 나온 것으로 분석된다.

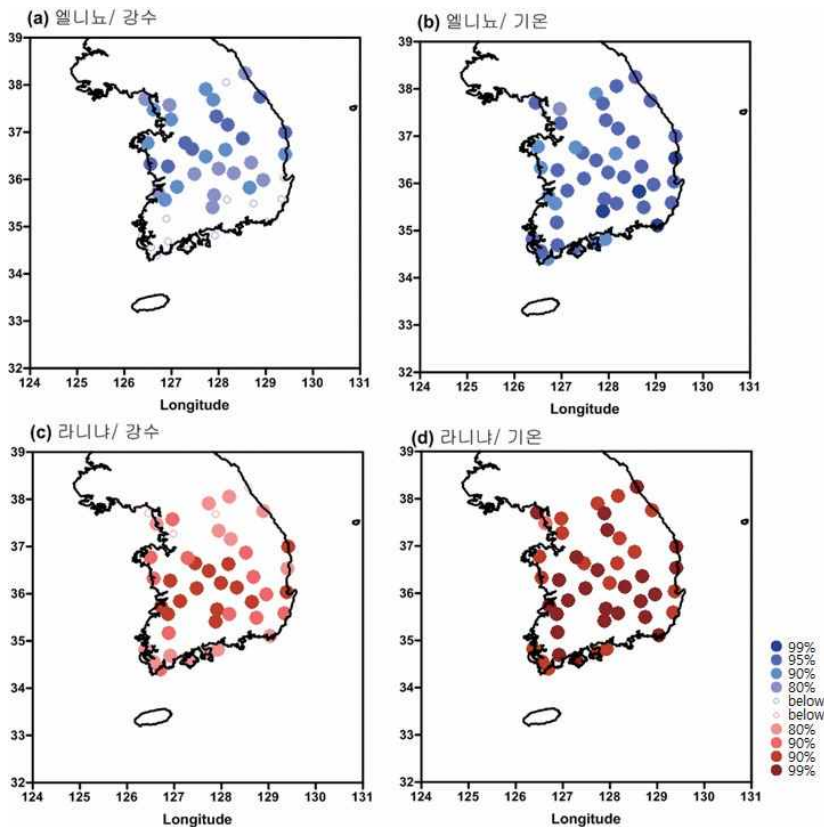


그림3-4. 엘니뇨·라니냐에 따른 9월 한반도 강수와 온도의 합성도(위: 엘니뇨, 아래: 라니냐).

9월 한반도 기후 영향은 엘니뇨·라니냐와 관련된 열대 태평양 대류 활동의 변화로 설명할 수 있다. 그림3-3-5는 9월 NINO3.4지수와 관련된 대규모 강수 패턴이다. 엘니뇨 시기, 적도 태평양의 해수면 상승으로 인해 중태평양의 대류 활동은 강화되고, 서태평양은 이에 대한 보상 효과로 강수

가 감소한다. 특이한 점은 양의 강수 아노말리가 적도 근처뿐만 아니라  $10^{\circ}\text{N}$  근처에 밴드 형식으로 존재한다는 것이다. 보통 겨울철에는 엘니뇨와 관련된 강수가 적도 지역에만 한정되어 나타난다. 태평양의 적도수렴대(ITCZ)는 겨울철에 적도 근처에 위치하다가 여름이 되면서 점차 북상한다. 따라서 이 시기에는 적도수렴대가 북상하여 위치하게 되고, 그 결과 열대 해수면 온도 상승 및 적도 지역 양의 강수에 대한 Gill-type 반응에 대한 저기압성 흐름에 의해 적도수렴대 지역에서 양의 강수 아노말리가 발달하는 것으로 판단된다.

적도 지역의 양의 강수 아노말리는 열적 강제력으로 작용해 Gill-type 반응에 의해 북반구, 남반구 아적도 지역에 각각 저기압성 흐름을 만들어낸다. 북반구의 저기압성 흐름은 저기압의 서쪽에 북풍 아노말리를 동반하므로, 그 지역 기후에 영향을 줄 수 있다. 이때 저기압성 흐름의 남북 방향 규모는 열적 강제력의 규모와 위도별 위치에 의해 결정되는데, 보통 대부분의 적도 강제력에 의한 저기압성 흐름 아노말리는 아열대 지역에만 국한되어 나타난다. 즉 적도 지역 강제력에 의한 직접적인 반응으로는 한반도가 위치한 위도까지 영향을 주기가 매우 힘들다. 하지만 태평양 적도수렴대가 위치한  $10^{\circ}\text{N}$  지역의 양의 강수 아노말리와 관련된 순환장은 좀 더 고위도까지 영향을 줄 수 있다.  $10^{\circ}\text{N}$  지역의 강제력에 의한 Gill-type 반응은 강제력 지역의 서북쪽에 강한 저기압성 흐름이 나타나는 것이다. 따라서 적도 지역의 양의 강수와 적도수렴대 지역의 양의 강수가 같이 작용해 서태평양 지역에서는 남북 방향으로 넓은 대규모 저기압성 흐름이 나타날 수 있다. 그림3-3-5b는 NINO3.4에 회귀된 순환 패턴도 이러한 특징을 잘 보여주고 있다.  $160^{\circ}\text{E}$ ,  $20^{\circ}\text{N}$ 을 중심으로 대규모 저기압성 흐름이 존재하고, 이에 따라 동아시아 지역 해안선을 따라 강한 북풍 아노말리가 나타난다. 이러한 북풍 아노말리는 한반도가 위치한 고위도까지 존재하므로, 한반도 기후에 직접적으로 영향을 줄 수 있다. 또한 북서태평양 지역에 강한 음의 강수 아노말리가 존재하는데, 이는 대륙에 고기압성을 유도해 북풍 아노말리를 강화시키는 역할을 할 수 있다. 결과적으로 북풍이 존재하



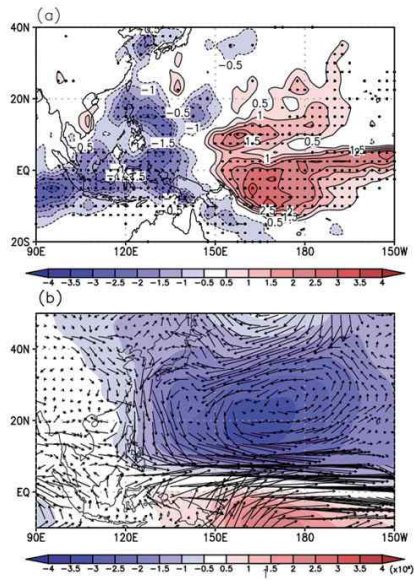


그림3-3-5. NINO3.4지수에 대한 9월 (a)강수와 (b)순환장(850mb)의 선형회귀도.

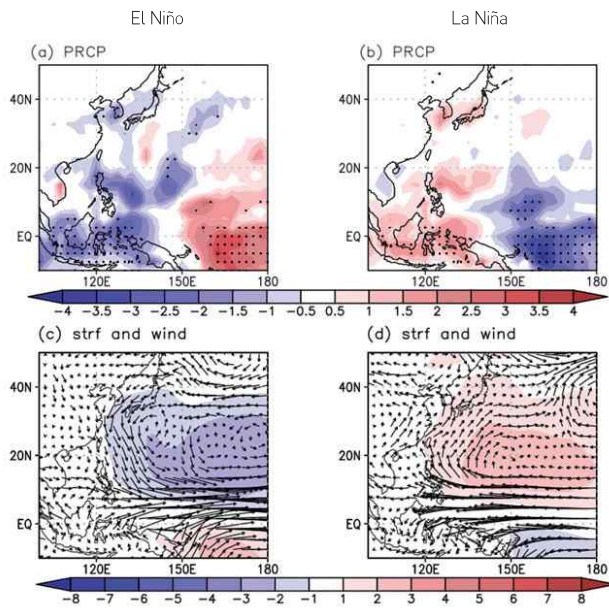


그림3-3-6. 엘니뇨·라니냐에 대한 9월 강수와 순환장(shading : 유선함수/ vector : 바람장)의 합성도(검은색 점: 90% 이상 유의한 지역을 의미함).

는 한반도를 포함하는 동아시아, 동중국해 지역에 강한 음의 강수 아노말리가 나타나게 되는 것이다.

그림3-3-6은 엘니뇨와 라니냐 시기 9월 강수 및 순환 패턴 합성도를 도시한 것이다. 선형분석에서 나타나듯이, 엘니뇨와 라니냐 시기에 적도 지역 뿐만 아니라 10°N 지역에 강수 아노말리가 존재한다. 전체적으로 엘니뇨와 라니냐의 합성도 패턴이 반대 부호로 매우 유사하게 나타난다. 이는 앞서 분석한 선형분석들이 안정적인 관련성임을 뒷받침한다. 두 시기의 합성도를 비교해 보면, 라니냐 시기의 아열대 강수 아노말리가 좀 더 뚜렷하게 나타났다. 이러한 강수 패턴과 유사하게 북서 태평양 지역에서는 엘니뇨(라니냐) 시기에 저기압(고기압)성 흐름이 존재하고, 한반도에는 북풍(남풍) 아노말리가 존재하게 된다.

지금까지 살펴본 대로 적도수렴대 10°N 지역의 강수 아노말리는 9월 한반도 기후 영향에 매우 중요한 영향을 줄 수 있다. 아열대 강수 아노말리의 역할을 좀 더 살펴보기 위해 각 엘니뇨, 라니냐 해에 대해 아열대 강수 아노말리가 강했을 때와 약했을 때를 나누어 비교하였다. 아열대 강수 아노말리는 150-200°E, 5-20°N 영역을 평균하여 정의했으며, 그 값이 0.5 표준편차 값을 넘었을 때를 강한 해, 넘지 못했을 때를 약한 해로 정의하였다(표 3-3-2). 그림3-3-7은 두 경우에 대한 한반도 강수를 비교한 것이다. 엘니뇨 시기 양의 아열대 강수가 강했을 때 한반도 강수는 3mm/day 감소하였고, 아열대 강수가 약했을 때는 0.9mm/day 감소하여 아열대 강수가 강했을 때가 한반도 영향이 더 크게 나타났다. 또한 라니냐 시기 음의 아열대 강수가 강했을 때 한반도 강수는 크게 증가하여 2.22mm/day 값을 나타냈지만, 아열대 강수가 약했을 때는 한반도 강수가 오히려 감

	엘니뇨	라니냐
양의 강수 아노말리가 강한 경우	1982, 1987, 1997, 2009, 2015	1988, 1996, 2001, 2007, 2011, 2013
양의 강수 아노말리가 약한 경우	1979, 2002, 2006	1985, 1995, 1998, 1999, 2010

표 3-3-2. 아열대 지역의 양의 강수 아노말리 강도에 따른 엘니뇨·라니냐 해

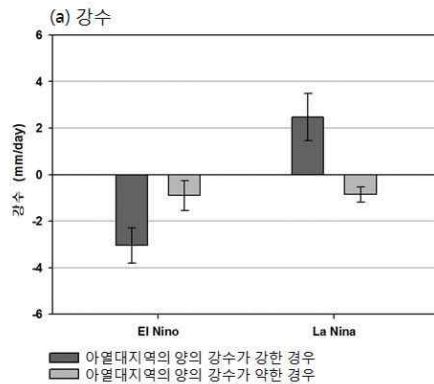


그림3-3-7. 엘니뇨·라니냐일 때 아열대 지역의 양의 강수 강도에 따른 한반도 강수의 합성도.

소(0.8mm/day)하는 경향이 나타났다. 이는 엘니뇨 발달기 9월 엘니뇨의 영향에서 아열대 강수의 존재가 매우 중요한 역할을 함을 의미하는 것이다.

9월 한반도 강수에 가장 중요한 영향을 미치는 인자 중 하나는 태풍의 영향이다. 한반도에 직·간접적으로 미치는 태풍의 개수에 따라 한반도 강수는 민감하게 바뀐다. 평균적으로 엘니뇨 시기 태풍의 발생 위치가 상대적으로 동남쪽으로 이동하는 경향이 있으며, 라니냐 시기에는 북서쪽에 좀 더 발생하는 경향이 있다고 알려져 있다(Wang and Chan 2002). 따라서 라니냐 시기에 태풍의 발생 위치가 한반도에 더 가깝게 위치하게 된다. 엘니뇨·라니냐와 관련된 한반도 영향을 분석하기 위해 태풍의 진로 횟수와 NINO3.4지수와 상관관계를 계산하였다(그림3-3-8). 그림에서 나타나듯이, 동아시아 지역 해안선을 따라 음의 상관관계가 나타나는데, 이는 엘니뇨 시기에는 태풍의 이동 횟수가 줄어들게 되고, 라니냐 시기에는 이 지역으로 태풍이 자주 지나가는 경향이 있다는 것을 의미한다. 한반도 지역에서도 유의미한 음의 상관관계가 나타나므로, 라니냐 시기 9월에 태풍이 더 빈번하게 한반도로 접근해 오는 것을 의미한다.

이를 구체적으로 확인하기 위해 한반도 영향 태풍 개수를 살펴보았다. 한반도 영향 태풍은 태풍의 중심 위치에 따른 우리나라 접근 여부를 객관적으로 판단하기 위해 태풍백서에서 제시된 “한반도 근접 태풍”(32-40°N,

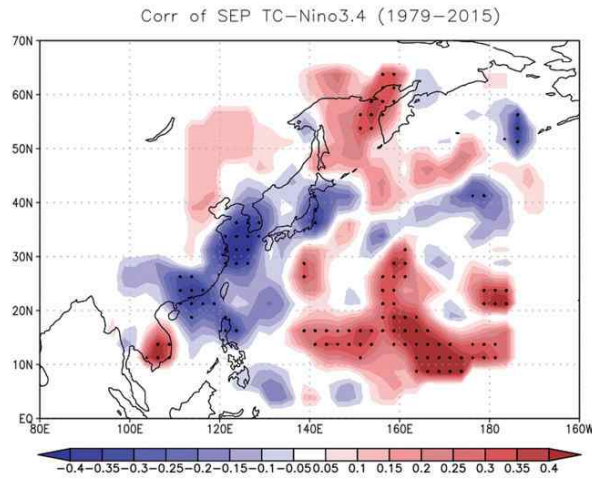


그림3-3-8. NINO3.4지수와 태풍의 진로 횟수와의 상관관계.

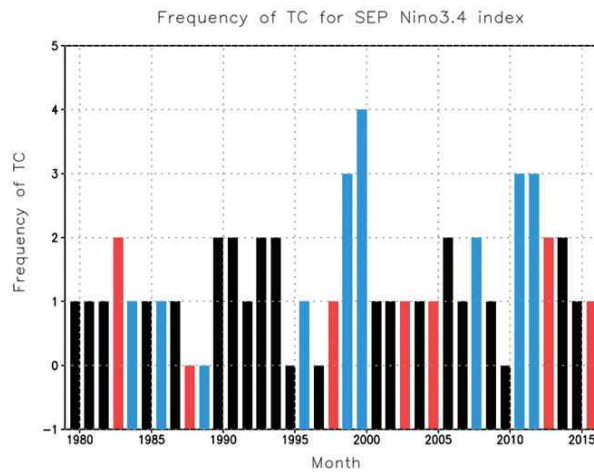


그림3-3-9. 한반도에 영향을 주는 태풍의 개수(32-40°N, 120-138°E)를 통과하는 태풍의 개수, 빨간색: 엘니뇨 해, 파란색: 라니냐 해).

120-138°E)으로 정의했다(태풍백서, 2011). 그림3-3-9는 한반도 영향 태풍을 엘니뇨 시기, 라니냐 시기, 정상 시기로 나누어 도시하였다. 9월 평균적이 한반도 영향 태풍 개수는 1.3개다. 모든 엘니뇨와 라니냐 해에 경향성이 일치하지는 않지만, 대부분의 엘니뇨 해에는 한반도 영향 태풍의 개

수가 0-1개 정도(평균 1개)인 것을 알 수 있다. 반면에 라니냐 시기에는 1989년을 제외하고 1개 이상 영향을 주었으며, 2개 이상의 태풍이 영향을 주는 해도 다섯 경우나 된다. 특히 최근 라니냐의 경우 한반도에 영향을 주는 태풍의 개수가 크게 증가한 것으로 나타났다. 따라서 라니냐 시기 한반도 영향 태풍 증가는 한반도 강수를 증가시키게 되고, 엘니뇨 시기는 영향 태풍의 개수가 감소하여 강수가 감소하는데 기여할 수 있다. 특히 9월 강수가 가장 많았던 1999년과 2007년은 영향 태풍 개수가 2개 이상씩으로, 태풍에 의한 강수가 많았던 것으로 판단된다.

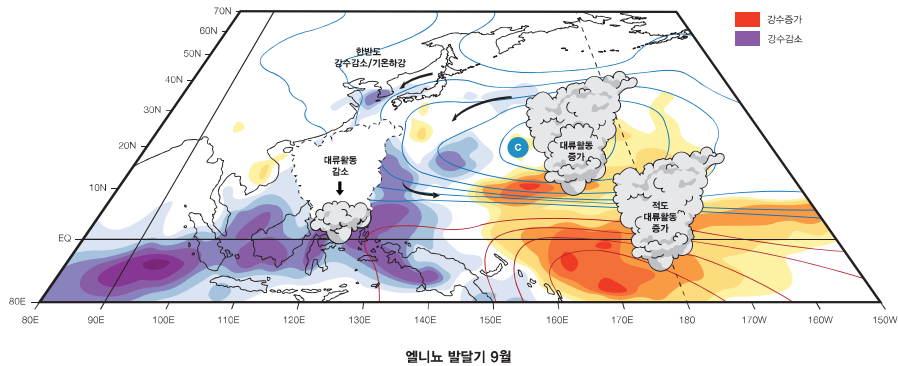


그림3-3-10. 엘니뇨 발달기 9월 한반도 영향 모식도.

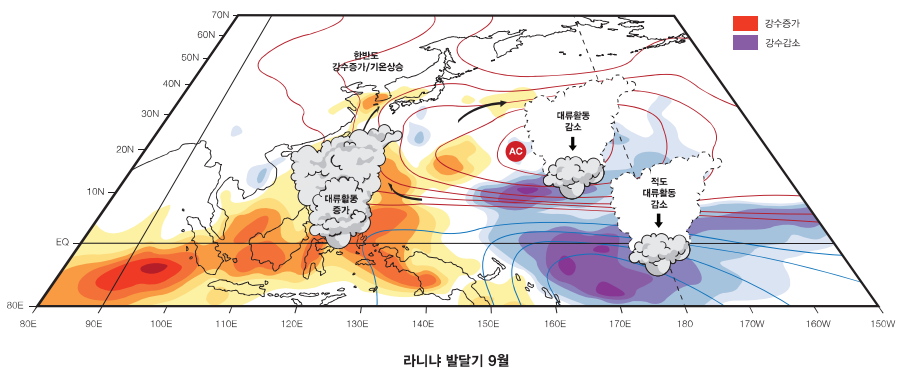


그림3-3-11. 라니냐 발달기 9월 한반도 영향 모식도.

9월 한반도 기후와 엘니뇨·라니냐 상관성은 크게 두 가지 이유로 설명할 수 있다. 첫 번째, 엘니뇨(라니냐) 시기 적도수렴대의 양(음)의 강수 아노말리에 의한 대규모 저기압성(고기압성) 흐름에 동반된 북풍(남풍) 아노말리가 한반도의 강수와 기온을 감소(증가)하는 역할을 한다. 두 번째, 엘니뇨(라니냐) 시기 한반도 영향 태풍의 수가 감소(증가)하여 한반도 강수를 감소(증가)하는 데 기여할 수 있다. 하지만 영향 태풍의 변화도 어느 정도 대규모 순환장에 의해 설명될 수 있다. 엘니뇨 시기 북서태평양에 저기압성 흐름이 발달하면, 이 지역에 태풍 발생의 호조건이 형성되어 태풍의 발생 위치가 동쪽으로 치우치게 된다. 이렇게 발생한 태풍의 경로도 동쪽으로 치우칠 가능성이 높다. 발생 위치뿐만 아니라 태풍의 이동 경로도 저기압 쪽으로 치우치는 경향이 있기 때문에 태풍의 이동이 동쪽으로 치우치게 된다. 따라서 엘니뇨 시기에는 상대적으로 한반도 방향으로 태풍 이동 경로가 적게 나타날 수 있다. 반면에 라니냐 시기에는 고기압성 흐름이 존재하므로, 태풍의 이동 경로가 평소보다 서쪽인 동아시아 해안선 쪽으로 이동하게 되어 한반도에 영향을 주는 태풍도 증가할 가능성이 높아지는 것이다. 즉 엘니뇨·라니냐 발달기인 9월에 한반도에 영향을 주는 두 요소가 모두 열대 태평양의 대류 변화에 의해 설명될 수 있다.

### 3.4 엘니뇨·라니냐 절정기 초겨울(11, 12월)

엘니뇨와 라니냐는 뚜렷한 계절성을 띠는데, 그중 가장 대표적인 현상이 대부분의 강한 엘니뇨와 라니냐는 초겨울에 그 크기가 최대가 된다는 것이다. 한반도 기후와 엘니뇨·라니냐와의 관련성도 이 시기에 가장 강하게 나타난다. 그림3-4-1은 NINO3.4지수와 한반도 기온, 강수량과의 상관관계를 나타낸 것이다. 기온의 경우 대체로 11월부터 2월까지 양의 상관관계를 갖지만, 12월에 가장 강한 상관관계를 가진다. 한반도 겨울철 강수 또한 엘니뇨와 큰 상관관계를 가진다. 특히 초겨울 강수는 상관관계가 0.6 이상으로 매우 높게 나타났다. 이는 이 시기 한반도 강수 변동의 40% 이상을 엘니뇨 변동에 의해 설명할 수 있음을 의미한다. 초겨울의 강한 상관관계와 달리 1월 강수의 엘니뇨와의 관련성은 급격히 떨어지고 심지어 음의 상관관계까지 나타난다. 한반도 기후에 대한 엘니뇨 영향이 계절 내에서도 크게 바뀌는 것을 알 수 있다.

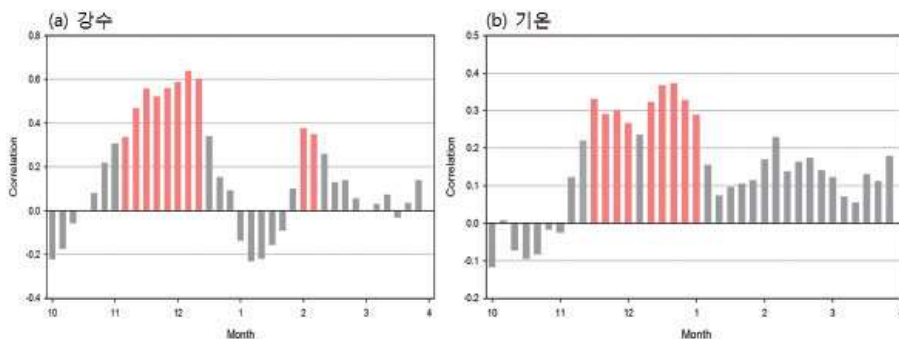


그림3-4-1. NINO3.4지수와 한반도 강수와 기온의 상관관계.

그림3-4-2는 NINO3.4와 한반도 기온, 강수량과의 상관관계를 관측소별로 도시한 것이다. 11월과 12월에 모든 지역에서 강수가 증가하는 경향을 가진다. 11월에 가장 높은 상관관계를 보이는 지역은 보령으로 상관관계



가 0.55다. 12월에는 거창 지역이 가장 높은 0.58을 나타냈다. 1월에는 12월과 반대로 중부·북부 지역에서 강수가 감소하는 경향이 나타났지만, 2월에는 비슷한 지역에서 증가하는 경향이 나타났다. 온도는 모든 월에 대해 대부분 증가하는 경향이 나타났지만, 초겨울에 상대적으로 관련성이 높게 나타났다. 하지만 강수에 비해서는 상관관계가 약하게 나타나는 경향이 있다.

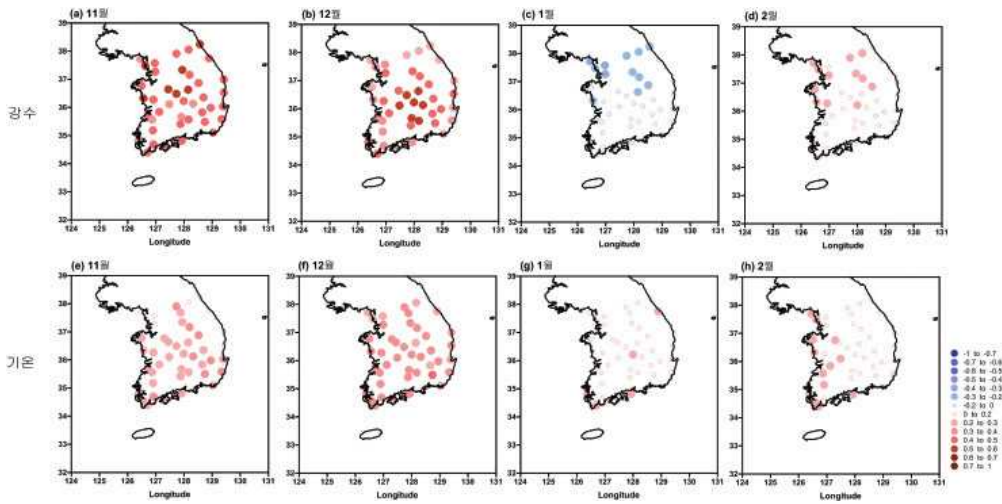


그림3-4-2 엘니뇨·라니냐와 한반도 강수, 기온의 상관관계.

	엘니뇨 해(10)	라니냐 해(10)
발생 년도	1982, 1986, 1987, 1991, 1994, 1997, 2002, 2006, 2009, 2015	1983, 1984, 1988, 1995, 1998, 1999, 2005, 2007, 2010, 2011

표 3-4-1. 엘니뇨, 라니냐 발생년도

엘니뇨·라니냐 영향의 비대칭성과 지역적 분포를 살펴보기 위해 엘니뇨·라니냐 합성도를 나타내었다(그림3-4-3, 그림3-4-4). 엘니뇨 합성도에 포함된 해는 표 3-4-1에 명시했고, 11-1월 평균 NINO3.4지수가 0.75 표준편차값보다 넘을 때를 선택했다. 강수의 경우 11월에 전체적으로 증

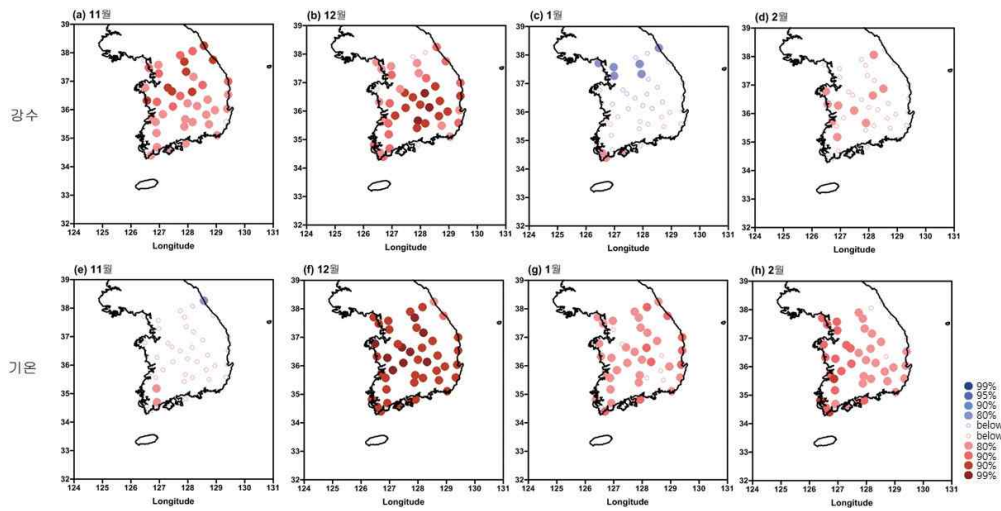


그림3-4-3. 엘니뇨일 때 온도와 강수의 합성도.

가하는 경향이 나타나지만, 상대적으로 남부 지역보다는 중부 지역을 중심으로 좀 더 뚜렷하게 증가하는 경향이 나타났다. 12월에는 북쪽의 몇 개 관측소를 제외하고 대부분의 지역에서 유의미한 양의 경향을 나타냈다. 특히 경상도 내륙 지역의 관련성이 가장 강하게 나타났다. 유의미한 관계가 나타나는 11월 12월과 비교해 1월과 2월은 유의미한 관련성이 거의 나타나지 않았다. 1월은 중부 일부 지역에서는 강수가 감소하는 경향도 나타났고, 2월에는 일부 지역에서만 유의미하게 증가하는 경향을 보여 그림 3-4-2의 상관관계 패턴과 일치하는 양상을 보였다. 한반도 기온은 엘니뇨 절정기 12월에 높은 관련성을 나타냈다. 속초를 제외하고 모든 지역에서 90% 이상의 유의 수준에서 유의미한 관련성을 나타냈다. 즉 엘니뇨 12월에는 대부분의 지역에서 온난한 초겨울을 맞이할 가능성이 높음을 의미한다. 1월 2월에는 전체적으로 기온이 증가하는 지역이 나타나기는 하지만 12월에 비해서는 상대적으로 약하게 나타났다.

라니냐 시기의 지역적 분포도 엘니뇨와 유사한 경향을 나타낸다. 11월에 라니냐 시기 한반도 강수는 전체적으로 감소하는 경향을 나타낸다(그림3-4-4). 상대적으로 적은 10개의 샘플 개수에도 불구하고 많은 관측소

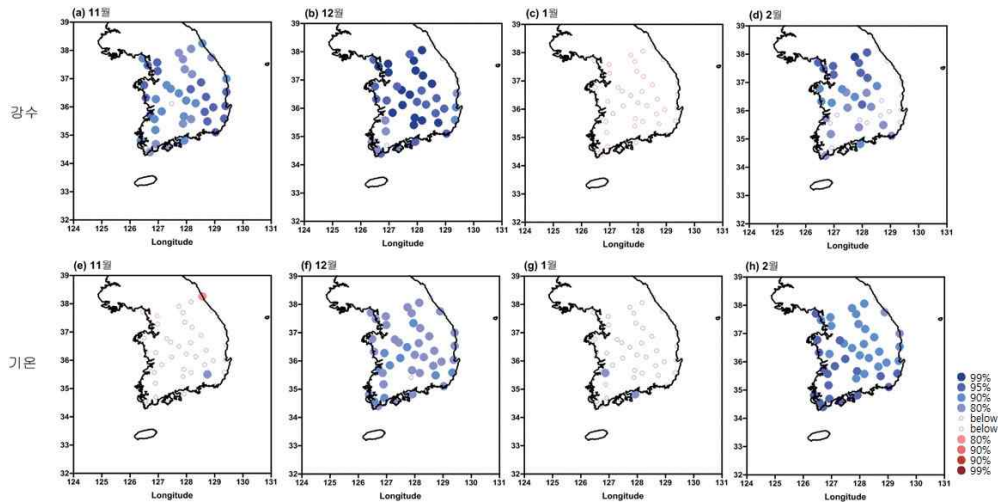


그림3-4-4. 라니냐일 때 강수와 온도의 합성도.

에서 유의미한 관련성을 보여주고 있다. 12월에는 관련성이 좀 더 강하게 나타난다. 동해안 지역과 호남 일부 지역이 상대적으로 약하게 나타나지만 대부분의 지역에서 유의미한 강수 감소 경향을 나타내었다. 1월에는 유의미한 관련성이 나타나지 않지만, 2월에는 중부 지방을 중심으로 유의미한 강수 감소 지역이 존재한다. 한반도의 기온은 엘니뇨에 비해 라니냐 시기에 관련성이 비교적 약하게 나타난다. 12월에 대부분의 지역에서 온도가 낮아지는 경향이 나타나지만, 유의 수준은 엘니뇨에 비해 약하게 나타난다. 이는 한반도 기후와 관련된 서태평양 강수의 시그널이 라니냐 시기에 비해 엘니뇨 시기에 더 안정적으로 나타나기 때문이다. 엘니뇨 합성도와 달리 한반도 기온 관련성은 12월보다 2월에 뚜렷하게 나타난다. 2월에는 한반도 대부분의 지역에서 유의미한 기온 감소 경향이 나타났다.

그림3-4-5는 11월과 12월의 강수를 크기순으로 나열한 것이다. 모든 엘니뇨 시기에 한반도 강수가 평년에 비해 증가한 것은 아니지만 대체로 강수가 증가하는 경향이 나타났다. 특히 11월에 한반도에 가장 많은 비가 왔던 세 해는 모두 엘니뇨 해였다. 한반도 11월 평균 강수가 50mm가 안 되

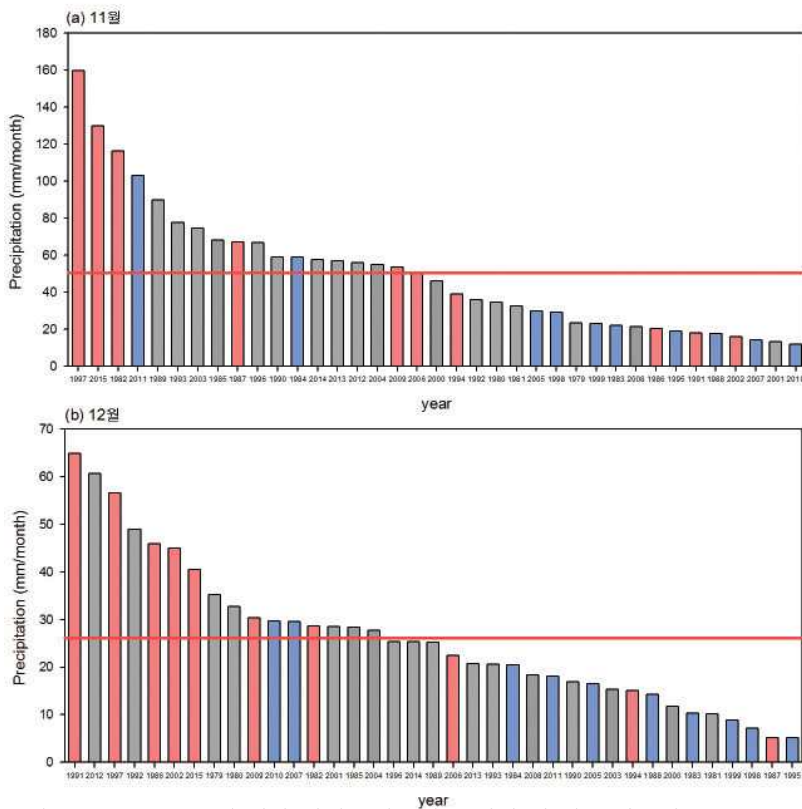


그림3-4-5. 1979-2015년 기간 한반도의 11월, 12월의 월 평균 강수량(빨간색: 엘니뇨 해, 파란색: 라니냐 해, 월 평균값: 빨간색 실선).

는데 반해 이 세 해에는 100mm가 넘는 강수량을 기록했다. 이 세 해는 1997년, 2015년, 1982년으로 슈퍼 엘니뇨가 발생한 해였다. 11월은 강력한 엘니뇨 때 한반도 영향이 강했음을 의미한다. 12월에 한반도 강수가 많았던 해 중에도 엘니뇨 해가 많았다. 예를 들면, 한반도 강수가 가장 많았던 10개 해 중 6개 해는 엘니뇨가 발생한 해였다. 또 강수가 가장 적었던 10개 해 중에는 5개 해가 라니냐가 발생한 해였다. 이는 12월 한반도 강수 변동에 엘니뇨·라니냐가 중요한 역할을 함을 의미한다. 그림3-4-6은 온도 관련성이 강했던 12월의 온도를 순서대로 나열한 것이다. 일부 라니냐 해 중에도 따뜻했던 해가 존재하지만 전체적으로 엘니뇨 해에 한반도 기

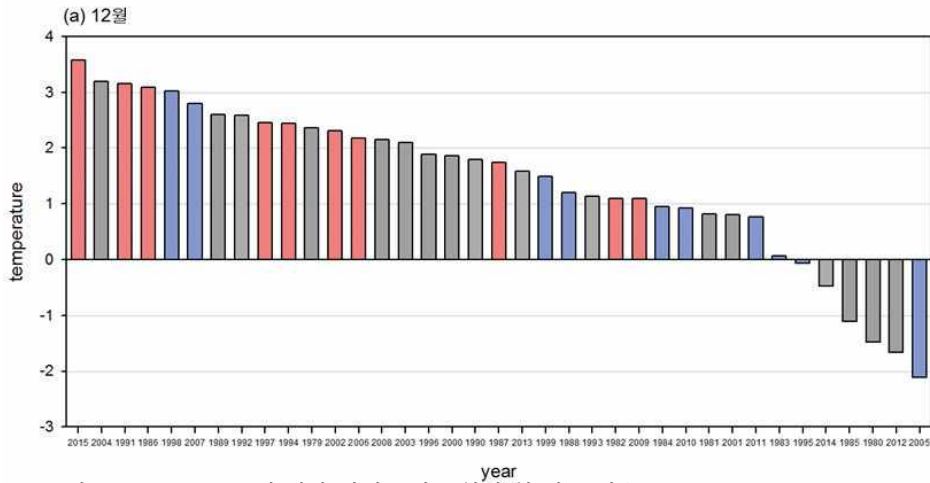


그림3-4-6. 1979-2015년 기간 한반도의 12월의 월 평균 기온(빨간색: 엘니뇨 해, 파란색: 라니냐 해).

온이 따뜻했음을 알 수 있다. 특히 38년 동안 가장 따뜻했던 해는 2015년으로 슈퍼 엘니뇨 해였다. 가장 추웠던 해는 2005년으로 라니냐 해였다. 흥미로운 점은 가장 추웠던 10개의 해 중에 엘니뇨 해는 한 번도 없었다는 점이다. 즉 엘니뇨가 발생한 해는 한반도가 추울 확률이 매우 줄어들음을 의미한다.

앞서 제시한 바와 같이, 한반도 영향은 엘니뇨가 매우 강했던 슈퍼 엘니뇨 시기에 강한 경향이 나타났다. 이를 구체적으로 살펴보기 위해 그림 3-4-7은 3개의 슈퍼 엘니뇨 해(1982, 1997, 2015년)의 11월, 12월 합성도를 나타냈다. 예상한 대로 한반도 모든 지역에서 강수가 크게 증가한 경향이 나타났다. 한반도 평균값은 1.64mm 증가한 경향을 나타냈고, 천안 관측소는 표준편차의 2.7배까지 강수가 증가했다. 온도도 슈퍼 엘니뇨 기간 동안 대부분의 지역에서 평년보다 따뜻하게 나타났다. 한반도 평균값은 1.2도 이상 높았으며, 밀양 관측소는 표준편차의 1.7배까지 기온이 증가하였다.

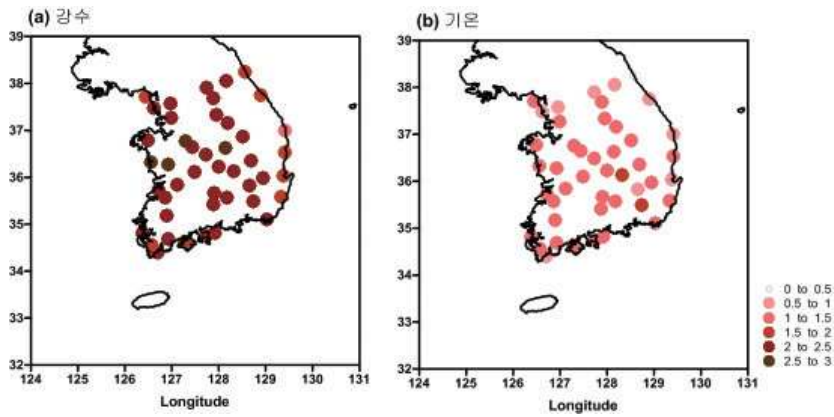


그림3-4-7. 강한 엘니뇨(82/83, 97/98, 15/16년)에 대한 11월, 12월 한반도 강수와 기온의 합성도(shading : 표준편차).

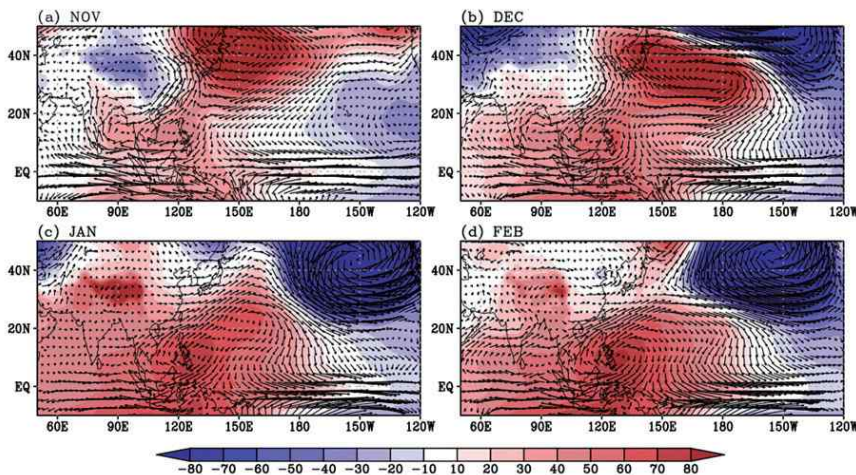


그림3-4-8. NINO3.4지수에 대한 11-2월의 850mb 순환장 선형회귀도.

초겨울의 강한 엘니뇨 영향은 한반도 지역으로의 원격상관 패턴으로 설명될 수 있다. 그림3-4-8에 나타난 바와 같이, 엘니뇨 시기 11월에 한반도 동쪽에 강한 고기압성 흐름이 나타난다. Son et al.(2014)는 이 고기압성 흐름을 쿠로시아 고기압이라고 명명했다. 쿠로시아 고기압은 북태평양



고기압처럼 기후 평균장에서 존재하는 고기압이 아니고 아노말리 형태에서 자주 나타나는 아노말리 고기압이다. 북서태평양에서 나타나는 필리핀해 고기압도 이와 같은 아노말리 고기압이다(Wang et al. 2001). 12월이 되면서 쿠로시아 고기압은 좀 더 강화되면서 동서 방향 규모가 커지게 나타난다. 11월, 12월에 이 쿠로시아 고기압이 존재하면, 한반도에 남풍 아노말리를 동반하게 되고, 남쪽의 온난 습윤한 공기를 한반도에 공급함으로써 평년에 비해 온난하고 강수가 증가하는 경향이 나타난다. 반대로 라니냐 시기의 초겨울에는 쿠로시아 저기압이 나타나고, 한반도 지역에 북풍 아노말리를 동반하게 된다. 북풍의 영향으로 한반도의 기온은 낮아지고 강수도 감소한다.

하지만 1월이 되면 엘니뇨와 관련된 패턴이 매우 다르게 바뀐다. 북서태평양에 존재하던 필리핀해 고기압이 강해지고 동북쪽으로 확장되어 나타난다. 이는 이 지역의 대기-해양 상호작용의 결과로 이해할 수 있다. Wang et al.(2001)은 필리핀해 고기압이 엘니뇨가 쇠퇴하는 시기에 점차 발달하고 북진하면서 봄철과 여름철까지 영향을 줄 수 있다고 주장했다. 1월에 필리핀해 고기압이 좀 더 북쪽에 위치하면서 강화되기는 했지만, 여전히 한반도가 위치한 위도까지 영향을 주기는 쉽지 않다. 필리핀 고기압이 발달하지만 한반도에 직접적으로 영향을 주는 쿠로시아 고기압은 1월에 갑자기 사라진다. 대신 북태평양의 저기압성 흐름이 12월에 비해 크게 강화되고, PNA 패턴이 자리 잡게 된다. 이른 겨울에 비해 늦은 겨울에 PNA 패턴이 강화되는 것은 기존 연구에 많이 보고되었다(Livezey and Mo 1987; Wang and Fu 2000; Moron and Gouirand 2003; Bladé et al. 2008). 2월에 쿠로시아 고기압이 약하게 다시 나타나는 경향이 있기는 하지만 전반적인 패턴은 1월과 매우 유사하다. 따라서 엘니뇨·라니냐와 한반도의 관련성은 1월, 2월에 약하게 나타나는 것이다.

엘니뇨와 관련된 원격상관 패턴은 열대의 강수와 관련된 열적 강제력으로 설명될 수 있다. 엘니뇨 절정기 열대 태평양의 강수 패턴은 중태평양의 양의 강수 아노말리, 서태평양의 음의 강수 아노말리로 설명될 수 있다

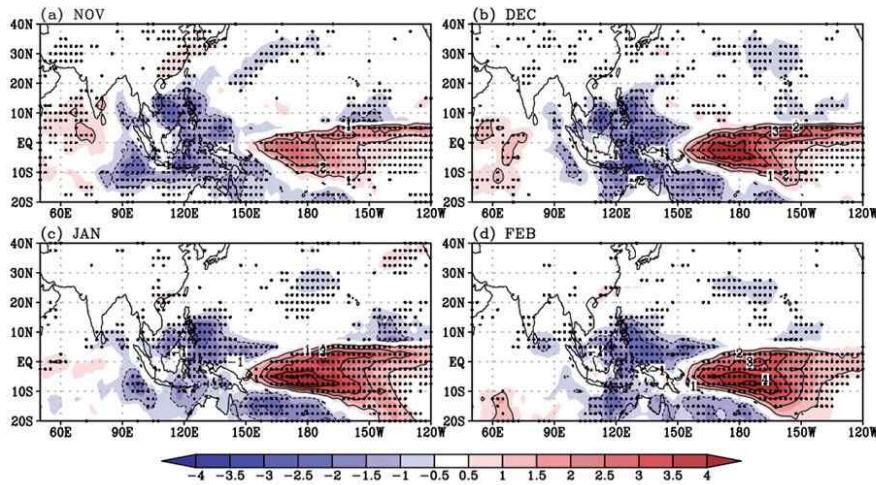


그림3-4-9. NINO3.4지수에 대한 11-2월 강수의 선형회귀도.

(그림3-4-9). 해수면 온도의 증가에 의해 직접적인 영향을 받은 중태평양의 강수는 적도 근처에 강한 아노말리가 나타나지만, 서태평양에 나타나는 음의 강수는 남북 방향으로 좀 더 넓은 규모를 갖는다. 쿠로시아 고기압은 북서태평양의 음의 강수 강제력의 직접적인 영향으로 이해할 수 있다. 북서태평양의 음의 강수 아노말리는 Gill-type 대기 반응에 의해 대기 하층의 북서쪽에 고기압성 흐름, 상층에 저기압성 흐름을 유도한다. 그림 3-4-8에 나타나는 열대 북서태평양의 고기압성 흐름인 필리핀해 고기압은 음의 강수 강제력에 대한 하층 대기 반응으로 이해할 수 있다. 상층의 강한 수렴으로 발생하는 저기압성 흐름은 로스비파 전파에 의해 중위도에 고기압성 순환을 유도한다. 따라서 서태평양의 열대지역 상층에 열대에 저기압성 흐름, 중위도에 고기압성 흐름이 나타나게 된다. 중위도의 고기압성 흐름은 연직적으로 순압구조를 가지게 되어 상층에서 하층까지 전체적으로 고기압성 흐름이 나타난다. 이 고기압성 흐름이 쿠로시아 고기압이다. 즉 엘니뇨 시기에 나타나는 쿠로시아 고기압은 서태평양 강수 강제력에 대한 중위도 대기순환 반응으로 이해할 수 있다. 뿐만 아니라 열대의 필리핀 고기압과 쿠로시아 고기압은 같은 강제력의 결과로 설명될 수 있다.

흥미로운 점은 1월에는 필리핀해 고기압이 강화되지만 쿠로시아 고기압



은 갑자기 사라진다는 점이다. 열대 해수면 온도와 강수는 계절 내에 느리게 변화하지만, 강제력에 의한 중위도의 원격상관 패턴은 급격하게 변할 수 있다(Kim et al. 2016). 12월에서 1월로의 원격상관 패턴 변화는 열대 강수장의 변화로 설명할 수 있다. 그림3-4-9에 나타나듯이, 12월의 강수장과 1월의 강수장 패턴은 매우 유사하지만 자세히 살펴보면 12월에 비해 1월의 중태평양 강수는 증가하는 데 반해 서태평양의 음의 강수 아노말리는 감소하는 경향이 있다. 서태평양의 음의 강수가 쿠로시아 고기압성 흐름을 생성하는 것과 유사한 역학으로, 중태평양의 양의 강수는 중위도에 저기압성 흐름을 유도한다. 즉 중태평양의 양의 강수는 북반구 열대 지역에 하층 저기압, 상층 고기압을 유도하고, 강한 발산과 함께 상층 고기압성 흐름은 중위도 저기압성 흐름을 유도하는 것이다. 열대에서는 서태평양 강수 반응과 중태평양 강수 반응이 명확히 구별되어 나타나지만, 중위도에서는 서태평양 강수의 반응이 더 서쪽에 우세하고, 중태평양 강수 반응이 상대적으로 동쪽에 우세하기는 하지만 북태평양에서 중첩되어 나타난다. 즉 중태평양의 강수는 쿠로시아 고기압을 약화시키는 역할을 하는 것이다. 12월에는 서태평양 강수의 반응이 동태평양 강수에 비해 상대적으로 강해서 쿠로시아 고기압이 존재한다. 하지만 1월에는 서태평양 강수는 감소하고 중태평양 강수는 증가하기 때문에, 중태평양에 의한 강수 반응이 서태평양 강수에 의한 쿠로시아 고기압 반응을 상쇄해서 고기압성 흐름이 갑자기 사라지는 것처럼 나타나는 것이다. 즉 열대 강제력의 작은 차이가 중위도 원격상관 패턴의 큰 차이를 유도할 수 있는 것이다.

중태평양 양의 강수와 서태평양 음의 강수의 중위도 원격상관 패턴의 역할을 이해하기 위해 두 강수지수에 대한 다중선형 회귀 분석을 시도하였다. 두 지수는 중태평양(160-240°E, 5S-5°N)과 북서태평양(110-150°E, 0-20°N)의 강수 아노말리를 평균하여 사용했다. 그림3-4-10은 300hPa 순환장에 대한 다중선형 회귀 결과를 나타낸 것이다. 앞에서 제시한 것처럼, 중태평양의 양의 강수는 북태평양의 대규모 저기압성 흐름과 관련이 있다. 저기압성 흐름의 중심은 160W 정도에 나타난다. 이 저기압성 흐름

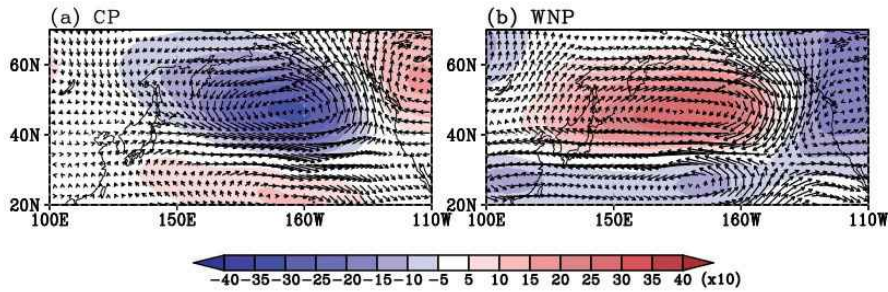


그림3-4-10. 11-2월 중태평양(CP)과 북서태평양(WNP)의 강수에 따른 300mb 순환장의 multiple regression.

은 한반도 주변 동아시아까지 영향을 미치고 있음을 알 수 있다. 서태평양의 음의 강수는 북태평양에 대규모 고기압성 흐름과 관련이 있다(그림3-4-10a). 이 고기압성 흐름은 쿠로시아 고기압과 관련이 있지만, 동서 방향의 규모가 매우 큰 것을 알 수 있다. 서태평양 음의 강수와 관련된 패턴은 중태평양 강수 반응과 매우 유사하며, 그 크기도 유사하다. 이는 두 강수 강제력의 대기 반응이 강하게 상쇄되고 있음을 의미한다. 하지만 서태평양의 강수에 대한 대기 반응의 중심은 170°E 근처로, 전체적인 패턴이 20-30도 정도 서쪽으로 치우쳐서 나타난다. 따라서 북태평양의 서쪽에서는 서태평양 강제력의 대기 반응이 상대적으로 크게 나타나고, 동쪽에서는 중태평양의 강수 강제력의 반응이 크게 나타나는 것이다. 이런 결과로 12월에 쿠로시아 고기압이 한반도 동쪽에 나타나게 되고, 이 쿠로시오 고기압성 흐름의 동서 방향 규모는 서태평양 대기 반응에 비해 작게 나타나는 것이다.

겨울철 엘니뇨의 원격상관 패턴은 중태평양 양의 강수와 북서태평양 음의 강수의 상대적 역할에 의해 결정된다. 따라서 한반도 기후에 대한 영향도 두 강수 아노말리의 상대적 강도 및 부호에 따라 결정될 것이다. 특히 한반도 기후는 서태평양의 강수의 변화에 강하게 영향 받을 수 있다. 서태평양 강수와와의 관련성을 조사하기 위해 서태평양 강수와 한반도 온도 사이의 편상관관계(partial correlation)를 계산하였다. 편상관관계는 중태평양 강수 아노말리의 효과를 제거한 후 계산되었다. 그림3-4-11에 나타난

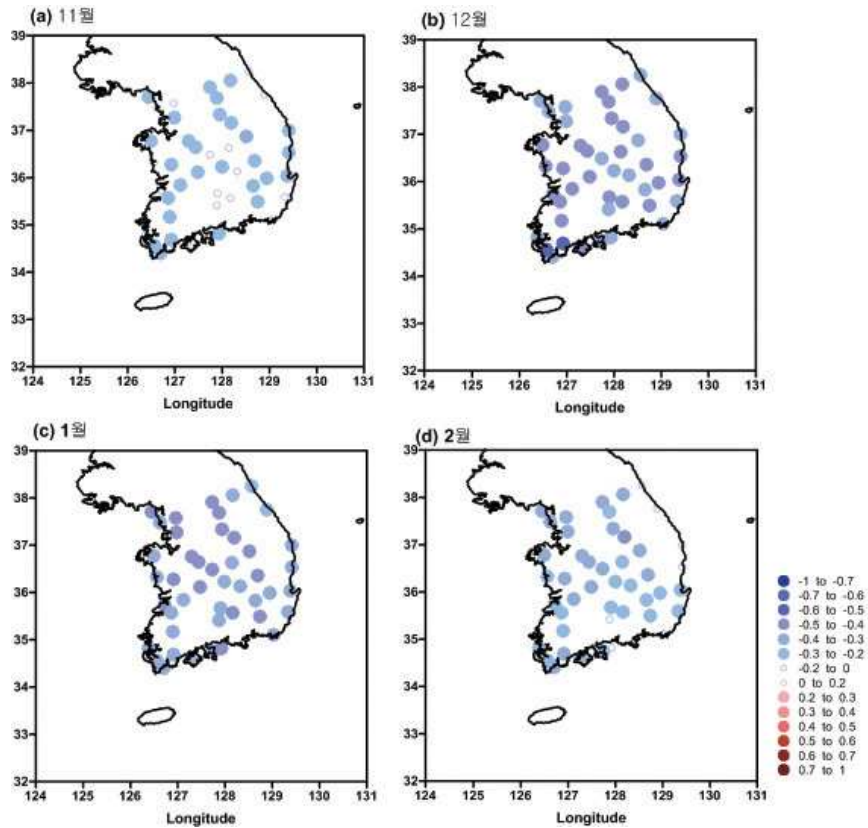
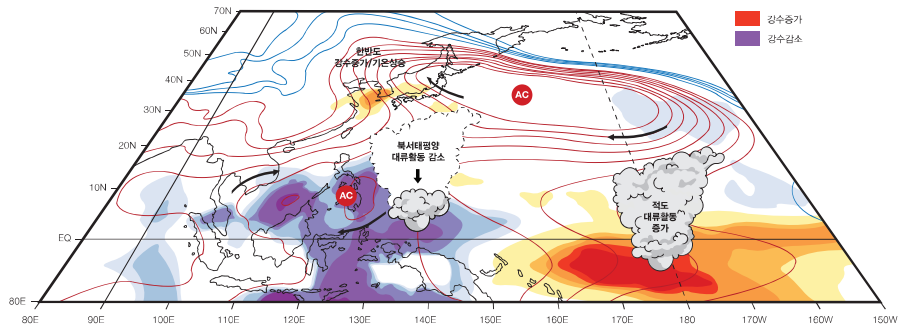


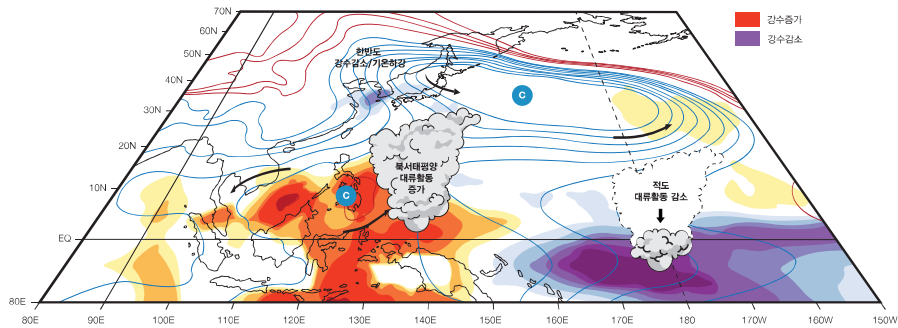
그림3-4-11. 북서태평양(WNP)에 대한 한반도 온도의 partial correlation.

바와 같이 모든 계절에 대해 서태평양 강수와 한반도 기온은 음의 상관관계를 나타낸다. 즉 서태평양의 강수가 증가하면 한반도 기온은 감소하는 경향이 있고, 서태평양의 강수가 감소하면 한반도 기온이 증가하는 경향이 있다. 상관성의 크기는 12월에 가장 크게 나타나지만, 엘니뇨지수와 상관관계가 약했던 1-2월에도 음의 상관관계가 나타난다. 이는 이 시기 엘니뇨의 영향이 서태평양 강수와 동태평양 강수 영향의 반대 효과로 약화된 것을 의미한다. 따라서 엘니뇨·라니냐 시기의 서태평양 강수 변화를 예측할 수 있으면, 한반도 기후에 대한 엘니뇨 영향을 1월, 2월에도 반영할 수 있음을 의미한다.



엘니뇨 절정기 11-12월

그림3-4-12. 엘니뇨 절정기 11-12월 한반도 영향 모식도.



라니냐 절정기 11-12월

그림3-4-13. 라니냐 절정기 11-12월 한반도 영향 모식도.

### 3.5 엘니뇨·라니냐 쇠퇴기 봄

Wang et al.(2001)은 엘니뇨 쇠퇴기에 절정기에서 발달하기 시작한 필리핀 해 고기압이 점차 북동진하면서 동아시아 기후에 영향을 준다고 강조했다. Xie et al.(2009)은 엘니뇨 영향으로 발달한 인도양의 지연된 해수면 온도 상승이 이 필리핀해 고기압을 강화시켜 동아시아 기후에 영향을 준다고 제시하였다. 하지만 이러한 필리핀 고기압의 영향은 양쯔 강 유역을 중심으로 저위도 지역과 밀접한 관련이 있으나, 상대적으로 고위도인 한반도의 영향은 불분명하다. 그림3-5-1과 3-5-2는 엘니뇨 시기와 라니냐 시기 한반도 기온과 강수의 합성도를 나타낸 것이다. 합성도에 사용된 엘니뇨·라니냐 해는 이전 겨울철 엘니뇨지수를 기준으로 정의했으며, 표 3-5-1에 정리되었다. 3월의 엘니뇨 쇠퇴기 강수는 남해안 지역과 동해안 지역에서 유의미한 증가 경향이 나타난다(그림3-5-1a). 이러한 증가 경향은 4월에 강화되어 대부분의 남쪽 지역에서 유의미한 관련성을 보인다(그림3-5-1c). 특히 남부 지역에서는 매우 강한 강수 증가 경향이 나타남을 알 수 있다. 라니냐 기간에도 3월에 비해 4월에 감소하는 경향이 뚜렷하게 나타난다(그림3-5-1d). 특히 부산을 비롯한 남해안 지역에서 강한 관련성이 나타난다.

	엘니뇨·라니냐 해
El Niño (12)	1983, 1987, 1988, 1992, 1995, 1998, 2003, 2005, 2007, 2010, 2015, 2016
-STCP (7)	1983, 1987, 1992, 1995, 1998, 2003, 2016
+STCP (5)	1988, 2005, 2007, 2010, 2015
La Niña (12)	1984, 1985, 1989, 1996, 1999, 2000, 2001, 2006, 2008, 2009, 2011, 2012

표3-5-1. 봄철 합성도 분석에 사용된 엘니뇨·라니냐 해. 아열대 해수면 온도가 낮은 해(-STCP)와 높은 해(+STCP).

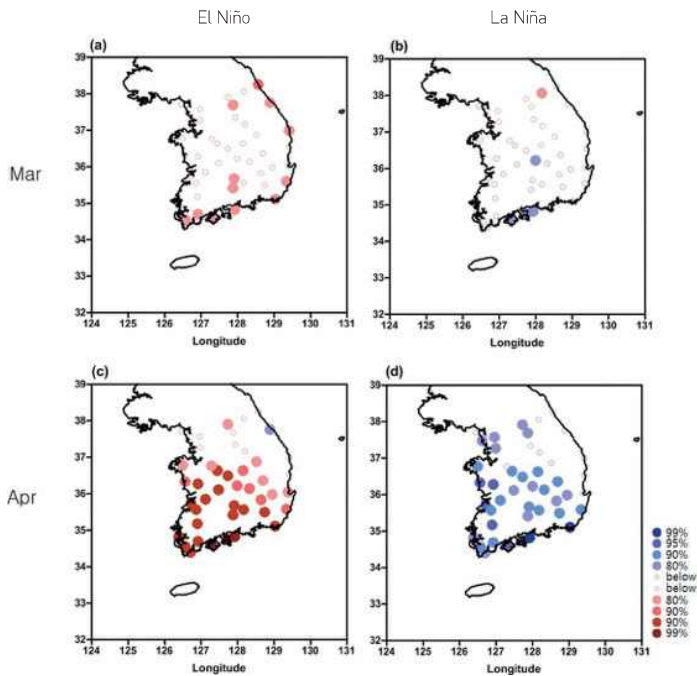


그림3-5-1. 엘니뇨·라니냐 해의 3, 4월 강수 합성도.

한반도 기온의 경우, 엘니뇨 쇠퇴기 3월에 온도 분포가 동서로 분리되어 나타나지만, 유의한 지역은 거의 나타나지 않는다(그림3-5-2a). 4월에는 전체적으로 따뜻한 경향이 있지만, 유의미한 영향은 거의 존재하지 않는다(그림3-5-2c). 이는 모든 엘니뇨 해를 다 사용할 경우, 엘니뇨 쇠퇴기의 한반도 기후와의 관련성이 매우 제한적임을 의미한다. 엘니뇨에 비해 라니냐 경우에는 3월에 뚜렷한 관련성이 나타난다. 즉 대부분의 지역에서 유의미하게 한반도 기온이 감소하는 경향이 나타난다(그림3-5-2b). 4월에도 기온 감소 경향은 나타나지만 유의미하게 나타나지는 않는다. 요약하면, 엘니뇨·라니냐 쇠퇴기에 한반도 봄철의 기온과 강수는 어느 정도 상관관계를 나타내지만 상대적으로 약하다. 엘니뇨 시기, 북서태평양의 필리핀 고기압이 동아시아에 남풍을 유도하고, 라니냐 시기 저기압성 흐름이 북풍을 유도하여 한반도 기후에 영향을 미치는 것으로 분석되지만, 상대적으로

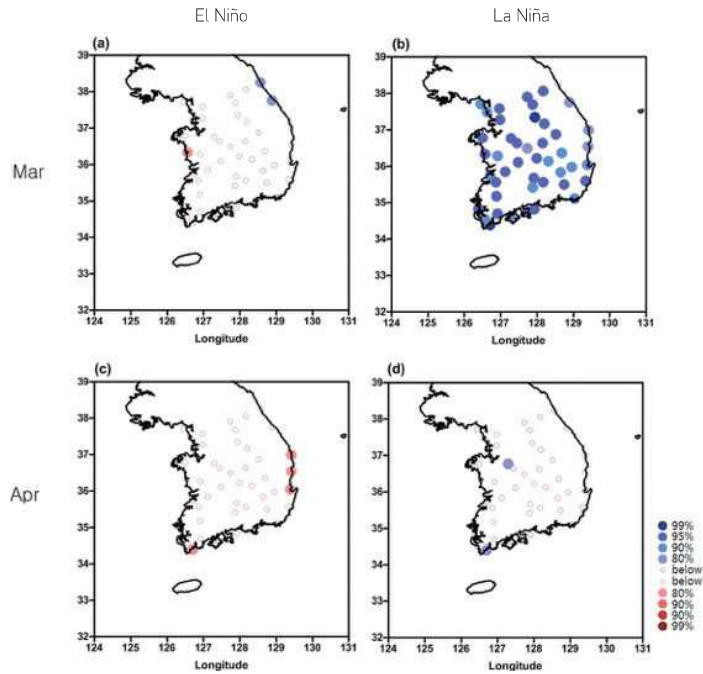


그림3-5-2. 엘니뇨·라니냐 해의 3, 4월 온도 합성도.

고위도에 위치한 한반도는 이 아열대 순환의 강도에 크게 영향을 미칠 수 있다. 또한 다른 계절과 달리 엘니뇨에 비해 라니냐 해에 좀 더 뚜렷한 관련성이 나타났다.

하지만 엘니뇨 쇠퇴기 봄철 한반도를 포함한 동아시아 기후 영향은 겨울철 아열대 지역의 해수면 온도 상태에 따라 크게 달라짐이 최근에 제시되었다(Kim et al. 2016). 그 영향을 살펴보기 위해 엘니뇨 해를 아열대 지역 해수면 아노말리의 부호에 따라 두 가지 경우로 나누어 한반도 영향을 분석했다. 아열대 해수면 온도는 겨울철(11-1월) 160°E-160°W, 5°N-15°N 지역의 해수면 온도 아노말리를 평균하여 사용했다. 두 가지로 분류된 엘니뇨 해는 표 3-5-1에 정리되었다. 분류된 두 경우 중 아열대 해수면 온도가 낮은 경우는 동태평양 엘니뇨, 아열대 해수면 온도가 높은 경우는 중태평양 엘니뇨와 일치하는 경향이 있으나 모든 해가 일치하는 건 아니었다.



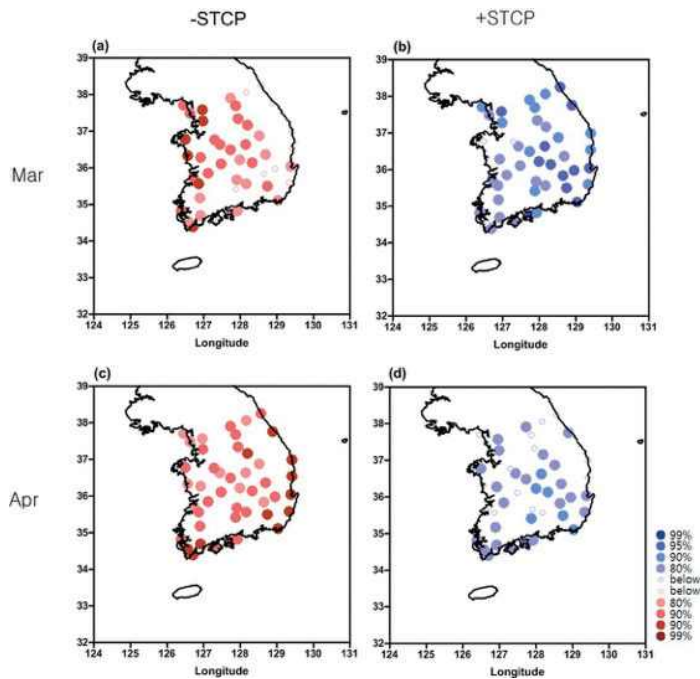


그림3-5-3. 엘니뇨 해 중 아열대 해수면 온도가 낮은 경우(왼쪽)와 높은 경우(오른쪽)의 3, 4월 온도 합성도.

예를 들어, 1991/92 엘니뇨, 1994/95 엘니뇨는 대부분의 연구에서 중태평양 엘니뇨로 정의되었으나, 이 엘니뇨 해에는 아열대 해수면 온도가 평년보다 낮게 나타났다. 적도 지역 해수면 온도 아노말리의 동서 위치에 기반한 동태평양/중태평양 엘니뇨 분류보다 아열대 해수면에 기반한 엘니뇨 예측이 동아시아에 더 뚜렷한 영향을 나타냈다(Kim et al, 2016).

그림3-5-3은 아열대 해수면 온도에 따른 두 가지 경우에 대한 기온 합성도를 나타낸 것이다. 3월의 경우, 두 경우가 반대의 시그널이 나오는 것을 알 수 있다. 즉 아열대 해수면 온도가 낮은 경우는 전체적으로 한반도 기온이 상승하는 경향이 나타났고, 아열대 해수면 온도가 높은 경우는 한반도 기온이 하강하는 경향이 나타났다. 이는 라니냐 시기의 경향과 오히려 일치하는 것이다. 엘니뇨 해에 한반도에 이렇게 상이한 반응이 나타난다는 것은 아열대 해수면 온도가 엘니뇨 원격상관 패턴을 크게 변화시킨

다는 것을 의미한다. 같은 엘니뇨 경우에 서로 다른 같이 나오므로, 모든 엘니뇨에 대한 분석을 같이 하면 그림3-5-2a처럼 유의미한 관련성이 없게 나타나는 것이다. 흥미로운 점은, 아열대 해수면 온도가 낮은 경우는 한반도 서쪽에, 해수면 온도가 높은 경우는 한반도 동쪽에 강한 시그널을 나타냈다. 그림3-5-2a의 동서간 다른 부호는 이 결과로 이해할 수 있다. 4월에도 이런 경향은 일치하게 나타났다. 즉 아열대 해수면 온도가 낮을 경우 유의미하게 대부분의 한반도 지역에서 온도가 강하게 나타났다. 특히 남해안과 동해안 지역에서 강한 온도 상승 경향이 나타났다. 아열대 해수면 온도가 낮은 경우는 유의성이 약하기는 하지만 전체적으로 온도 감소 경향이 나타났다.

그림3-5-4는 두 경우에 대한 강수 합성도를 나타낸 것이다. 온도에 비해 뚜렷하지는 않지만, 두 경우가 서로 반대 영향을 나타내고 있다. 아열

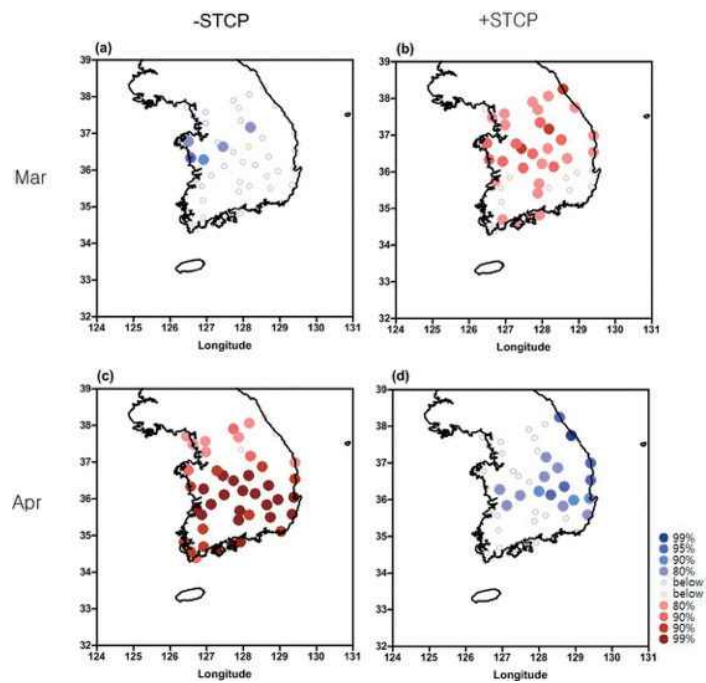


그림3-5-4. 엘니뇨 해 중 아열대 해수면 온도가 낮은 경우(왼쪽)와 높은 경우(오른쪽)의 3, 4월 강수 합성도.

대 해수면 온도가 높은 경우 한반도 강수는 증가하는 경향이 나타났다. 이는 뒤에 언급할 한반도 근처의 저기압성 흐름과 관련이 있는 것으로 판단된다. 4월의 경우는 아열대 해수면 온도가 낮을 경우 한반도 강수가 크게 증가하는 경향이 나타났다. 이런 경향은 중부 내륙 지역에서 가장 뚜렷하게 나타났다. 아열대 해수면 온도가 높을 경우에는 동해안 지역을 중심으로 강수가 감소하는 경향이 나타났다. 이와 같이 엘니뇨 시기 한반도 봄철 기후는 직전 겨울철 아열대 해수면 온도의 상태에 따라 크게 바뀐다. 아열대 해수면 온도를 이전 계절의 값을 사용했기 때문에, 이러한 엘니뇨의 두 가지 분류는 계절 예측에 직접적으로 사용할 수 있다.

앞서 논의한 바와 같이, 엘니뇨 소멸기 봄철의 동아시아 영향은 겨울철에 발달한 필리핀해 고기압이 어떻게 유지되느냐에 따라 크게 결정된다. 겨울철 아열대 해수면 아노말리는 이 고기압성 흐름의 강도에 영향을 주게 된다. 이 시기 필리핀해 고기압은 해양-대기 상호작용에 의해 강화되고 유

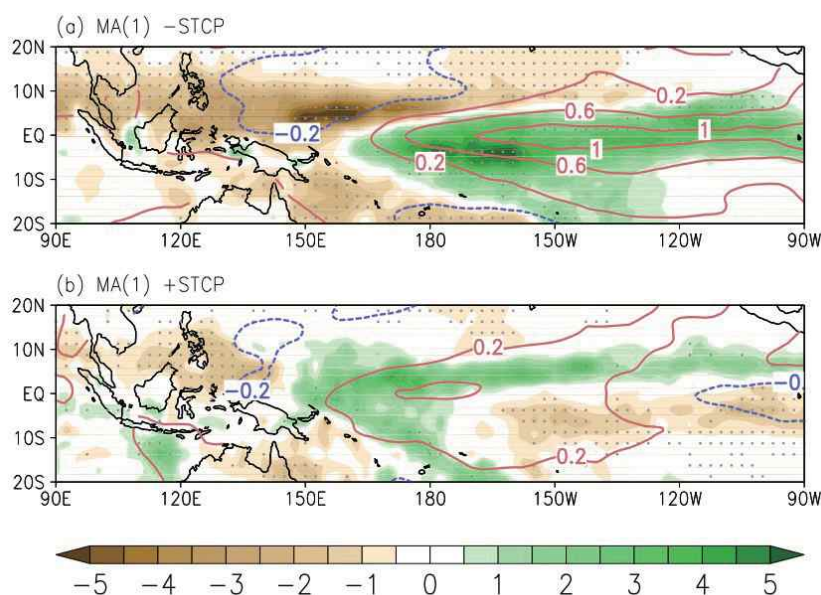


그림3-5-5. 엘니뇨 해 중 아열대 해수면 온도가 낮은 경우(위쪽)와 높은 경우(아래쪽)의 3, 4월 평균 강수(명암) 및 해수면 온도(실선) 합성도.

지된다. 북서태평양 지역에 나타나는 음의 강수는 고기압성 흐름을 유도하게 된다. 이 고기압의 동쪽에는 북동풍 아노말리가 동반되고, 이는 기후 평균적인 흐름을 강화시키기 때문에 풍속이 강화되는 결과가 된다. 강화된 풍속은 해수면 표면의 증발을 강화시켜 해수면 온도를 감소시키고, 감소된 해수면 온도는 다시 강수를 감소시키는 역할을 한다. 이러한 양의 피드백에 의해 아열대 고기압 아노말리는 엘니뇨 쇠퇴기까지 유지되어 동아시아에 영향을 주게 된다.

엘니뇨 절정기 겨울철에 아열대 해수면 온도가 낮으면 북서태평양 음의 강수를 강화하여 아열대 고기압을 강화시켜 주게 되고, 이는 대기-해양 피드백 과정을 강화시켜 주는 역할을 하게 된다. 반대로 아열대 해수면 온도

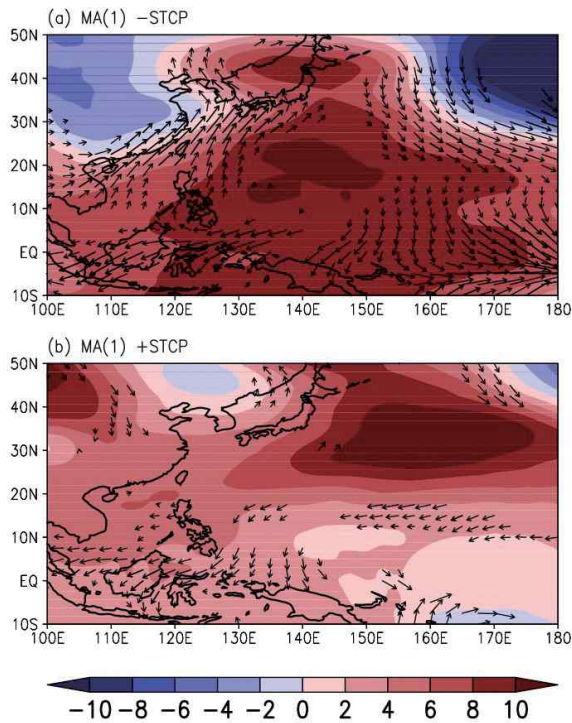


그림3-5-6. 엘니뇨 해 중 아열대 해수면 온도가 낮은 경우(위쪽)와 높은 경우(아래쪽)의 3, 4월 평균 850hPa 지위고도(명암) 및 850hPa 바람(벡터) 합성도.

가 평년보다 높으며 전체적으로 북서태평양의 피드백 과정이 약화된다. 결과적으로 아열대 해수면 온도가 낮은 해는 이듬해 봄철까지도 서태평양의 강수가 강하게 유지된다(그림3-5-5a). 그러나 아열대 해수면 온도가 높으면 약한 양의 피드백 과정으로 인해 강수가 감소하여, 봄철에는 매우 약하게 존재하게 된다. 따라서 겨울철 아열대 해수면 온도가 낮은 경우에는 아열대 고기압이 봄철까지 강하게 존재하여 한반도를 포함한 동아시아에 남서풍 아노말리가 존재하면서 전체적으로 따뜻하고 습윤한 기후를 유도시키는 경향이 있다(그림3-5-6a). 아열대 해수면 온도가 높은 경우, 아열대 고기압은 매우 약하게 존재하고 한반도 근처에는 저기압성 흐름이 나타난다. 따라서 이 경우에는 봄철에 온도가 감소하는 경향이 나타난다(그림3-5-6b). 이 저기압성 흐름은 그림3-5-4b에 나타나듯이 3월에 한반도 지역 강수가 증가하는 경향과도 관련 있을 것으로 판단된다.

## 참고문헌

- Adler RF, and Coauthors (2003) The version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979-present). *J. Hydrometeorol*, 4, 1147-1167.
- An S-I, Jin F-F (2000) An eigen analysis of the interdecadal changes in the structure and frequency of ENSO mode. *Geophys Res Lett*, 27, 1573-1576.
- An S-I, Choi J (2015) Why the Twenty-first Century Tropical Pacific Trend Pattern cannot significantly influence ENSO Amplitude?. *Climate Dynamics*, 44, 133-146.
- Ashok K, Behera SK, Rao SA, Weng H, and Yamagata T (2007) El Niño Modoki and its possible teleconnection. *J. Geophys. Res.*, 112, C11007, doi:10.1029/2006JC003798.
- Barnston AG, Ropeleski CF (1993) Prediction of ENSO episodes using canonical correlation analysis. *J Clim* 5, 1316-1345.
- Barnston AG, Tippett MK, L'Heureux ML, Dewitt DG (2012) Skill of real-time seasonal ENSO model predictions during 2002-11: Is our capability increasing? *Bull Am Meteorol Soc* 93, 631-651.
- Barnett TP, Latif M, Graham N, Flugel M, Pazan S, White W (1993) ENSO and ENSO-related predictability. Part I: Prediction of equatorial Pacific sea surface temperature with a hybrid coupled ocean-atmosphere model. *J. Climate*, 6, 1545-1566.
- Berlage HP (1966) 'The Southern Oscillation and World weather'. Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut, Mededelingen en Verhandelingen No. 88, 152 pp.
- Bjerknes J (1966) A possible response of the atmospheric Hadley circulation to

- equatorial anomalies of ocean temperature. *Tellus*, 18(4), 820-829.
- Bjerknes J (1969) Atmospheric teleconnections from the equatorial pacific. *Journal of Physical Oceanography*, 97(3), 163-172.
- Blade I, Newman M, Alexander MA, Scott JD (2008) The late fall extratropical response to ENSO: Sensitivity to coupling and convection in the Tropical West Pacific. *J Clim* 21:6101-6118.
- Cane, MA, Zebiak SE, Dolan SC (1986) Experimental forecasts of El Niño, *Nature* 321, 827-832.
- Cai et al. (2014) Increasing frequency of extreme El Niño events due to greenhouse warming. *Nature Climate Change*, 4, 111-116.
- Chen D, Cane MA, Zebiak SE (1998) The impact of sea level data assimilation on the Lamont model prediction of the 1997/98 El Niño. *J Geophys Res*, 104, 11321-11327.
- Chen D, Cane MA, Zebiak SE (1999) The impact of NSCAT winds on predicting the 1997/98 El Niño: A case study with the Lamont model. *J Geophys Res*, 104, 11321-11327.
- Chen D, Cane MA, Zebiak SE, Canizares R, Kaplan A (2000) Bias correction of an ocean-atmosphere coupled model. *Geophys Res Lett* 27, 2585-2588.
- Chiang JCH, Vimont DJ (2004) Analogous Pacific and Atlantic meridional modes of tropical atmosphere-ocean variability. *J Clim* 17:4143-4158
- Eisenman I, L Yu, E Tziperman (2005) Westerly wind bursts: ENSO's tail rather than the Dog? *J Climate*, 18, 5224-5238.
- Graham NE, J Michaelson, TP Barnett (1987) An investigation of the El Niño-Southern Oscillation cycle with statistical model 2: Model results. *J Geophys Res* 92, C13, 14271-14289.
- Ham YG, Kug JS (2012) How well do current climate models simulate two types of El Niño? *Clim Dyn* 39:383-398, doi:10.1007/s00382-011-1157-3
- Harrison ED, Geise BS (1991) Episodes of surface westerly winds as observed from



- islands in the western tropical Pacific. *J Geophys Res* 96:3221–3237
- Hong L-C, Linho, Jin F-F (2014) A southern hemisphere booster of super El Niño. *Geophys Res Lett* 41, 2142-2149.
- Huffman GJ, and Coauthors (1997) The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) combined precipitation dataset. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78:5-20.
- Jin EK et al. (2008) Current status of ENSO prediction skill in coupled ocean-atmosphere models. *Clim Dyn* 31, 647-664.
- Kang I-S, Kug J-S (2000) An El Niño prediction system using an intermediate ocean and a statistical atmosphere. *Geophys Res Lett* 27, 1167-1170.
- Kim D, Jang Y-S, Kim D-H, Kim Y-H, Watanabe M, Jin F-F, Kug J-S (2011) El Niño-Southern Oscillation sensitivity to cumulus entrainment in a coupled general circulation model. *J Geophys Res* 116, D22112, doi:10.1029/2011JD016526
- Kim, J-S, Kug J-S (2016). Role of subtropical SST in El Niño teleconnection to East Asia during the decaying phase. *Climate Dynamics* (submitted).
- Kim S-Y, Son H-Y, Kug J-S (2016) How well do climate models simulate atmospheric teleconnections over the North Pacific and East Asia associated with ENSO?, 0930-7575, DOI:100.1007/s00382-016-3121-8.
- Kug, J-S, S-I An, F-F Jin, I-S Kang (2005) Preconditions for El Niño and La Niña onsets and their relation to the Indian Ocean. *Geophys Res Lett* 32, L05706, doi:10.1029/2004GL021674.
- Kug J-S, Jin F-F, Sooraj KP, Kang I-S (2008) State-dependent atmospheric noise associated with ENSO. *Geophys Res Lett*, 35, L05701, doi:10.1029/2007GL032017.
- Kug J-S, Jin F-F, An S-I (2009) Two types of El Niño events: cold tongue El Niño and Warm pool El Niño. *J Climate* 22, 1499-1515.
- Korea Meteorological Administration (KMA) (2011) Typhoon white book (태풍 백서). [http://typ.kma.go.kr/TYPHOON/pds/pds\\_03\\_1.jsp](http://typ.kma.go.kr/TYPHOON/pds/pds_03_1.jsp)

- Latif M et al. (1994) A review of ENSO prediction studies. *Clim Dyn* 9, 167-179.
- Lengaigne M, Guilyardi E, Boulanger JP et al. (2004) Triggering of El Niño by westerlywind events in a coupled general circulation model. *Clim Dyn* 23:601-620.
- Levine AFZ, McPhaden MJ (2016) How the July 2014 easterly wind burst gave the 2015-2016 El Niño a head start. *Geophys Res Lett* 43, 6503-6510.
- Lindzen, RS, Nigam S (1987) On the role of sea surface temperature gradients in forcing low-level winds and convergence in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, 44, 2418-2436.
- Livezey RE, Mo KC (1987) Tropical-extratropical teleconnections during the Northern Hemisphere winter. Part II: Relationships between monthly mean Northern Hemisphere circulation patterns and proxies for tropical convection. *Mon Wea Rev* 115:3115-3132.
- McCreary, JP (1983) A model of tropical ocean-atmosphere interaction. *Mon. Wea. Rev.*, 3 (2), 370-387.
- Min Q, Su J, Zhang R, Rong X (2015) What hindered the El Niño pattern in 2014? *Geophys Res Lett* 42, 6762-6770.
- Moron V, Gouirand I (2003) Seasonal modulation of the El Niño-Southern Oscillation relationship with sea level pressure anomalies over the North Atlantic in October-March 1873-1996. *Int J Climatol* 23:143-155.
- Nakamura T et al. (2006) Influence of the Northern Hemisphere annular mode on ENSO by modulating westerly wind bursts, *Geophys. Res. Lett.*, 33, doi:10.1029/2005GL025432.
- RSMC Tokyo (2012) Annual Report on activities of the RSMC Tokyo Typhoon Center. <http://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/rsmc-hp-pub-eg/annualreport.html>
- Simmons A, Uppala S, Dee D, Kobayashi S (2007) ERA-Interim: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards. *ECMWF Newsl* 110:1-11.

- Son H-Y, Park J-Y, Kug J-S, Yoo J, Kim C-H (2014) Winter precipitation variability over Korean Peninsula associated with ENSO. *Clim Dyn* 42:3171-3186.
- Smith TM, Reynolds RW, Peterson TC, Lawrimore J (2008) Improvements to NOAA's Historical Merged Land-Ocean Surface Temperature Analysis (1880-2006). *J Clim* 21:2283-2296.
- Stute M, Clement A, Lohmann G (2001) Global climate models: Past, present, and future, *PNAS*, 98, 10529-10530.
- Timmerman A., Jin F-F, Abshagen J (2003) A nonlinear theory for El Niño bursting. *J. Atmos Sci* 60, 152-165.
- Vimont DJ, Alexander MA, Newman M (2014) Optimal Growth of Central and East Pacific ENSO Events. *GeophysRes Lett* 41: 4027-4034.
- Walker GT (1923) 'Correlation in seasonal variations of weather VIII'. *Mem India Meteor. Dept.*, 24, part 4, p. 75-131.
- Walker GT, Bliss EW, (1932) 'World weather V'. *Mem. Roy. Meteor. Soc.*, 4, no. 36, pp. 53-84.
- Wang B, Wu R, Fu X (2000) Pacific-East Asian teleconnection: how does ENSO affect East Asian climate?. *Journal of Climate*, 13(9), 1517-1536.
- Wang B, Chan JCL (2001) How strong ENSO events affect tropical storm activity over the western north Pacific. *J Clim* 15:1643-1658.
- Wang H, Fu R (2000) Winter monthly mean atmospheric anomalies over the North Pacific and North America associated with El Niño SSTs. *Amer Meteor Soc* 13:3435-3447.
- Wyrtki K (1975) El Niño-The dynamics response of the equatorial Pacific ocean to atmospheric forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, 5, 572-584.
- Xie SP, Hu K, Hafner J, Tokinaga H, Du Y, Huang G, Sampe T (2009). Indian Ocean capacitor effect on Indo-western Pacific climate during the summer following El Niño. *Journal of Climate*, 22(3), 730-747.
- Xie P, Arkin PA (1997) Global precipitation: A 17-yr monthly analysis based on

gauge observations, satellite estimates, and numerical model output. Bull Amer Meteor Soc 78:2539-2558.

Yeh S-W, Kug J-S, Dewitte B, Kwon M-H, Kirtman BP, Jin F-F (2009) El Niño in a changing climate. Nature, 461, 511-514.

Zhang R-H (2015) A hybrid coupled model for the pacific ocean-atmosphere system. Part I: Description and basic performance. Adv Atmos Sci, 32, 301-318.



부록

# 과거 엘니뇨·라니냐 사례별 분석

## 4.1 과거 엘니뇨 사례별 분석

### ● 1982/83 엘니뇨

엘니뇨 절정기 NINO3.4 인덱스는 2°C 이상으로 역대 두 번째로 강한 엘니뇨로 구분됨. 엘니뇨 발달기 7월 15일-8월 15일, 발달기 9월, 절정기 11-12월, 쇠퇴기 3-4월 강수 및 온도 모두 엘니뇨 시기 전형적인 한반도 강수 및 온도 패턴을 보임.

● 발달기 7월 15일-8월 15일: 한반도의 서남부 지역을 중심으로 음의 온도 아노말리가 뚜렷함. 이는 적도 서태평양부터 필리핀해, 한반도 연근해로 이어지는 큰 규모의 음의 해수면 온도 아노말리와 관련됨. 이는 엘니뇨 시기 전형적인 한반도 온도 패턴과 일치함. 강수 아노말리는 남부 지역에는 양의 아노말리가, 중부 지역에는 음의 아노말리가 존재함. 이는 양의 강수 아노말리를 갖는 전형적인 엘니뇨 시기 한반도 강수 패턴과 일부 일치함. 아열대 서태평양 음의 강수, 북위 20도 근방의 아열대 중태평양의 양의 강수 아노말리, 북위 20도 부근의 음의 강수 아노말리, 북위 30-40도 부근의 양의 강수 아노말리에 의한 3개의 강수 셀 패턴이 뚜렷하게 나타나고 있음.

● 발달기 9월: 한반도 전역에 음의 온도 아노말리와 음의 강수 아노말리가 관측됨. 이는 통계적으로 나타나는 엘니뇨 시기의 전형적인 한반도 온도 및 강수 아노말리의 경향성과 일치함. 적도 서태평양부터 필리핀해, 한반도 연근해로 이어지는 큰 규모의 음의 해수면 온도 아노말리가 가을철까지 유지되면서 한반도에 음의 온도를 유발하는 데 기여함. 열대 중태평양의 양의 강수 아노말리에 의해 유발되는 저기압성 순환이 한반도 남서쪽에 존재하여, 한반도 남부 지역을 중심으로 북풍이 유도됨. 이는 건조하고 차가운 공기를 한반도로 유입시켜 강수 감소를 유도한 것으로 추정.

● 절정기 11-12월: 온도 아노말리는 한반도 서남부 지역을 중심으로 양의 값이 관측되며, 강수는 서부 지역을 중심으로 양의 아노말리가 관측됨. 이는 통계적으로 나타나는 엘니뇨 시기의 전형적인 한반도 강수 및 온도 아노말리의 경향성과 일치함. 열대 서태평양 지역의 음의 강수 아노말리 강제력에 의해 발생하였을 것으로 추정되는 서태평양 고기압에 의해 한반도에 남풍 유도. 이는 습하고 따뜻한 공기를 한반도로 유입시켜 온도와 강수의 증가를 유도함.

● 쇠퇴기 3-4월: 온도 아노말리는 한반도 서부 지역을 중심으로 양의 값이 관측되며, 강수는 전국적으로 약한 양의 아노말리가 관측됨. 이 해는 음의 아열대 해수면 온도 (-STCP) 경우에 해당하는 경우로, 통계적으로 나타나는 한반도 강수 및 온도 아노말리의 경향성과 일치. 절정기 11-12월과 유사하게 열대 서태평양 지역의 음의 강수로 유발되는 서태평양 고기압에 의한 남풍의 영향으로 한반도 온도와 강수 아노말리는 양의 값을 보이는 것으로 판단. 다만 이 시기 북위 40도 태평양 전반에 걸쳐 발달하는 음의 해수면 온도 아노말리의 영향으로 한반도 동부 지역 일부의 온도 아노말리는 뚜렷한 경향성이 없음.



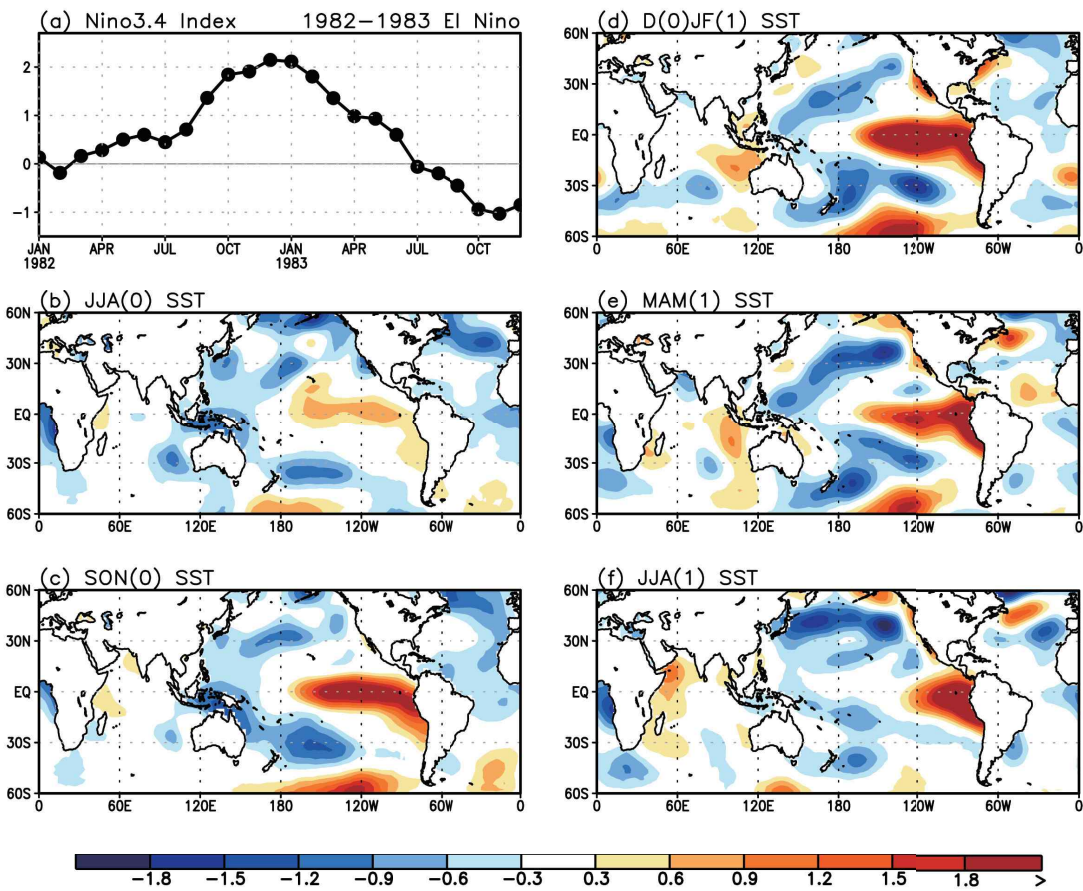


그림4-1-1. (a)1982년 1월부터 1983년 12월까지의 NINO3.4 인덱스의 시계열. (b)1982년 여름철(JJA), (c)가을철(SON), (d)1982/83년 겨울철(DJF), (e)1983년 봄철(MAM), (f)1983년 여름철 해수면 온도 아노말리 패턴.

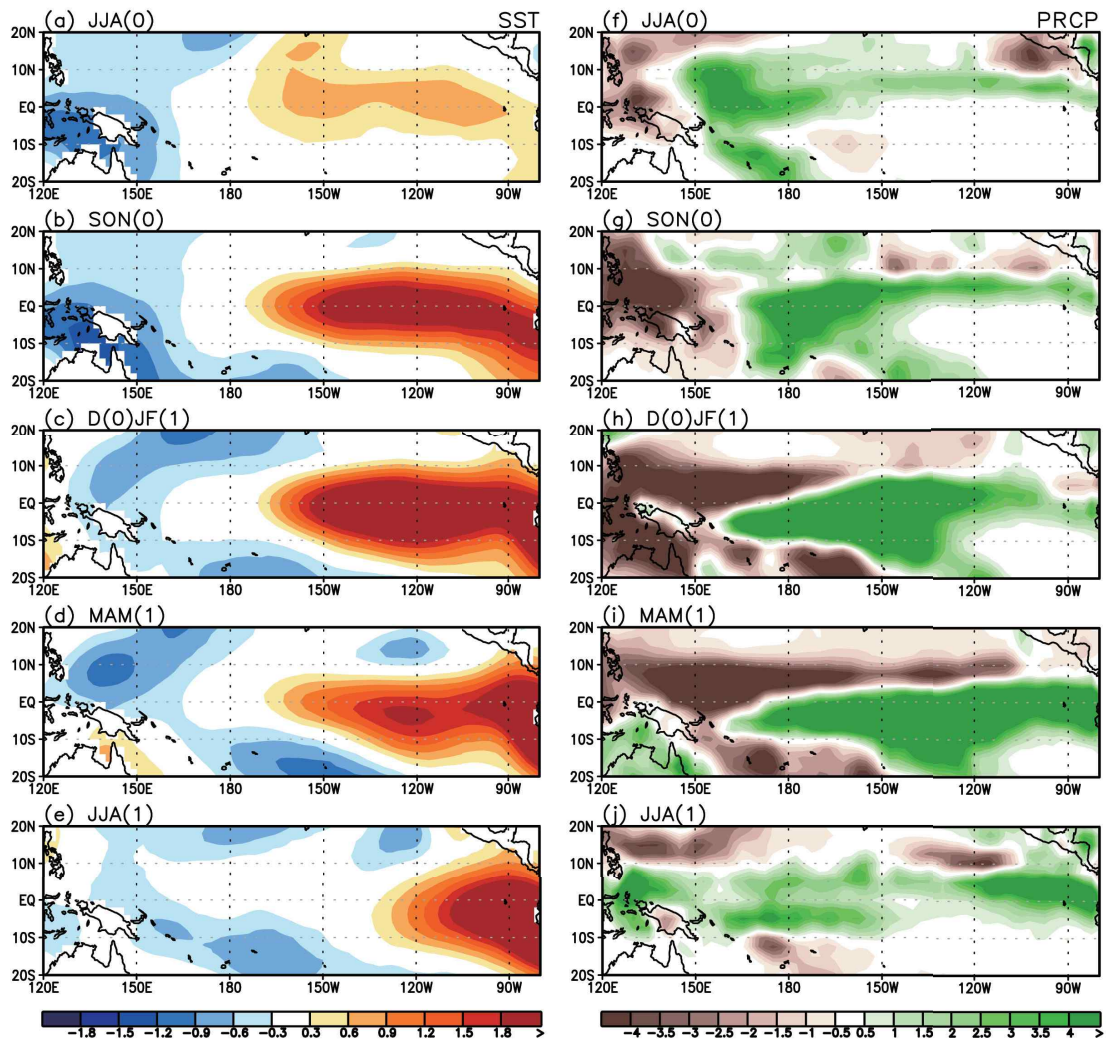


그림4-1-2. (a)1982년 여름철(JJA), (b)가을철(SON), (c)1982/83년 겨울철(DJF), (d)1983년 봄철(MAM), (e)1983년 여름철 해수면 온도 아노말리(왼쪽)와 강수 아노말리(오른쪽) 패턴.

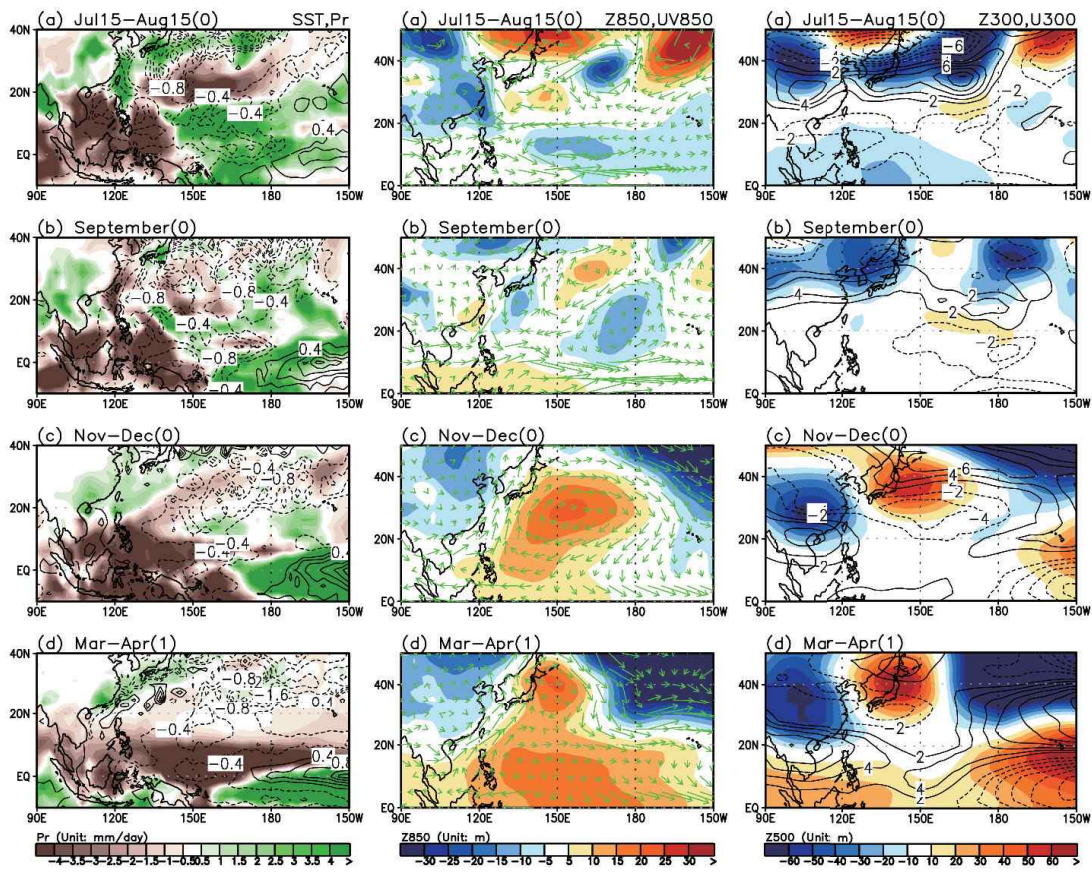


그림4-1-3. 1982년 (a)7월 15일-8월 15일, (b)9월, (c)11-12월, (d)1983년 3-4월 평균 해수면 온도(contour), 강수(shading)(왼쪽), 850hPa 지위고도장(shading), 바람장 벡터(vector)(mid-panels), 300hPa 지위고도장(shading), 동서 바람장(contour) 아노말리(오른쪽).



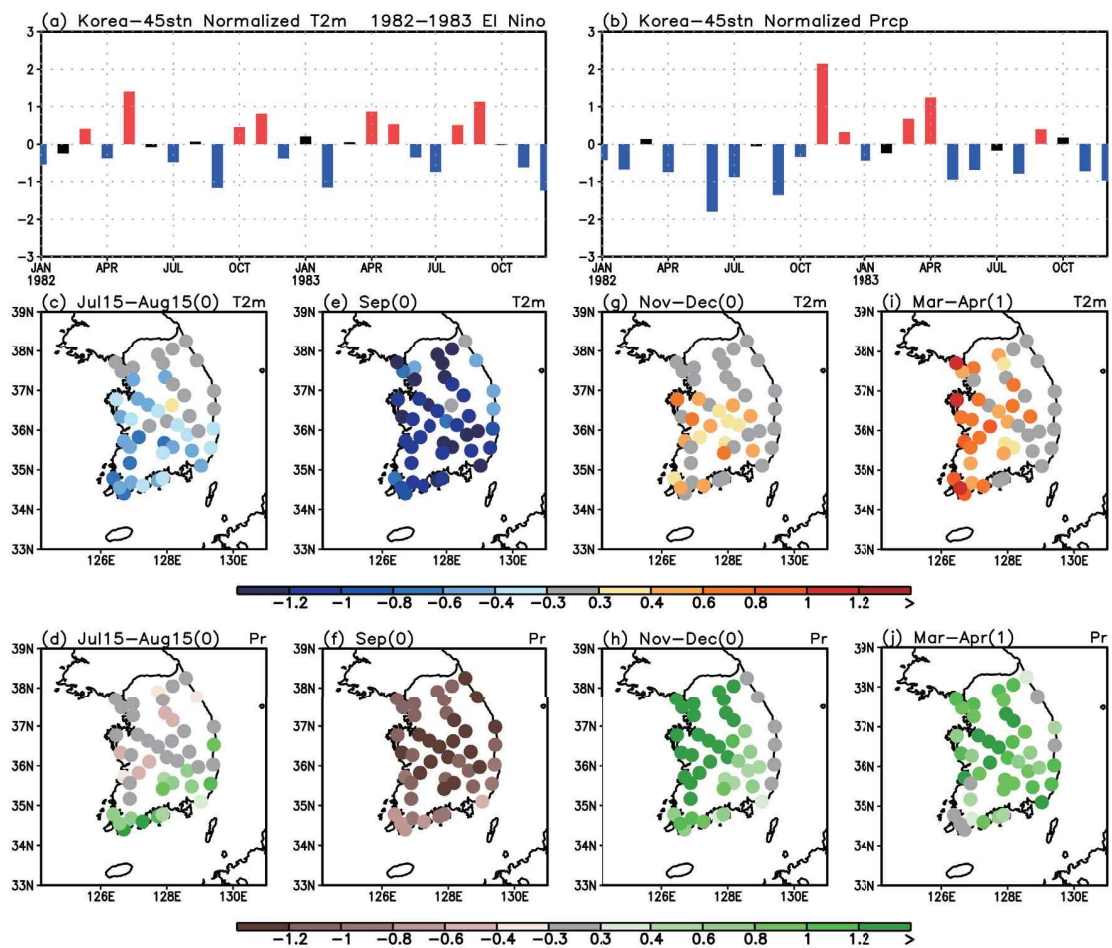


그림4-1-4. 1982년 1월-1983년 12월의 한반도 45개 지점 평균의 표준화된 (a)2m 온도, (b)강수 아노말리 시 계열. 한반도 45개 지점의 1982년, (c)7월 15일-8월 15일, (e)9월, (g)11-12월, (d)1983년 3-4월 평균 2m 온도 아노말리, (d), (f), (h), (j)는 같은 시기 강수 아노말리. 그림 (a)와 (b)에서 빨간 바는 0.3 표준편차 이상을, 파란 바는 -0.3 표준편차 이하의 아노말리를 갖는 달을 나타냄.

● 1986/87 엘니뇨

엘니뇨 절정기 NINO3.4 인덱스는 1°C 정도로 약한 엘니뇨로 구분됨. 발달기 7월 15일-8월 15일의 경우 음의 온도 아노말리가 관측되고, 발달기 9월 경우에 한반도 온도와 강수 모두 음의 아노말리가 관측되며, 절정기 11-12월에 양의 강수 아노말리가 관측되어 엘니뇨 시기 전형적인 한반도 강수 및 온도 패턴을 보이지만, 발달기 7월 15일-8월 15일의 강수, 절정기 11-12월의 온도, 쇠퇴기 3-4월의 한반도 패턴은 엘니뇨 시기 전형적인 한반도 패턴과 상이함.

● 발달기 7월 15일-8월 15일: 일부 남부 지방을 제외한 대부분의 한반도 지역에 음의 온도 아노말리가 관측되며, 한반도 강수 아노말리는 남동부 지역을 중심으로 음의 아노말리가 관측됨. 온도의 경우 엘니뇨 시기 전형적인 한반도 패턴과 일치하나, 강수의 경우 양의 아노말리를 갖는 엘니뇨 시기 전형적인 한반도 반응과 상이함. 서태평양 음의 강수대가 북위 20-40도 사이에 존재함으로써 중서부 지역을 제외한 한반도 전역에 이의 영향을 직접적으로 받음. 열대의 강수 3-셀 구조가 나타나지 않아 전형적인 원격상관 패턴이 나타나지 않았음.

● 발달기 9월: 한반도 전역에 강한 음의 온도 아노말리가 관측되었으며, 남서부 일부 지역을 제외하고는 대부분 음의 강수 아노말리가 관측됨. 이는 엘니뇨 시기 전형적인 한반도 강수 및 온도 패턴과 일치함. 열대-아열대 중태평양 양의 강수로 인한 저기압성 순환이 북위 20도 근방에 존재하는 음의 강수에 의해 유도되는 저기압성 순환에 의해 일부 상쇄되면서 동아시아에 영향을 미치는 필리핀해 저기압성 순환의 크기/강도는 감소되나, 한반도와 일본을 비롯한 일부 지역에 유지되어 북풍을 유도, 강수와 온도의 감소를 유발하는 것으로 파악됨.

● 절정기 11-12월: 이 시기 한반도 온도 아노말리는 모두 크지 않으며, 남서부 지역을 중심으로 양의 강수 아노말리가 관측됨. 강수의 경우 엘니뇨 시기의 전형적인 한반도 패턴과 일치하나, 양의 온도 아노말리가 나타나는 전형적인 엘니뇨의 영향과는 상이함. 엘니뇨 절정기에 전형적으로 발생하는 쿠로시오 고기압의 발달이 뚜렷하지 않으며, 한반도 남동쪽에 약한 고기압이 배치되어 이로 인한 남풍이 강수 상승에 기여한 것으로 추정. 이는 서태평양의 음의 강수가 중태평양 양의 강수에 비해 확연히 약하기 때문에 나타나는 현상으로 파악됨.

● 쇠퇴기 3-4월: 아열대 해수면 온도가 낮은 -STCP 엘니뇨 경우에 해당되나, 한반도 온도는 전국적으로 음의 아노말리 값을 보이며, 한반도 강수 아노말리는 거의 존재하지 않는 모습을 보임. 이는 한반도 강수와 온도 모두 양의 아노말리를 갖는 이 시기 전형적인 엘니뇨 영향과 상이한 결과임. 열대-아열대 서태평양 음의 강수의 강도가 강화되면서 이로 인해 아열대 서태평양 지역에 양의 지위고도장 아노말리가 유도됨. 이 고기압성 순환은 한반도 남쪽에 남풍을 유도하지만, 고위도에 강한 저기압성 흐름이 존재하여 열대의 고기압이 한반도에 영향을 주지 못하기 때문으로 판단됨.

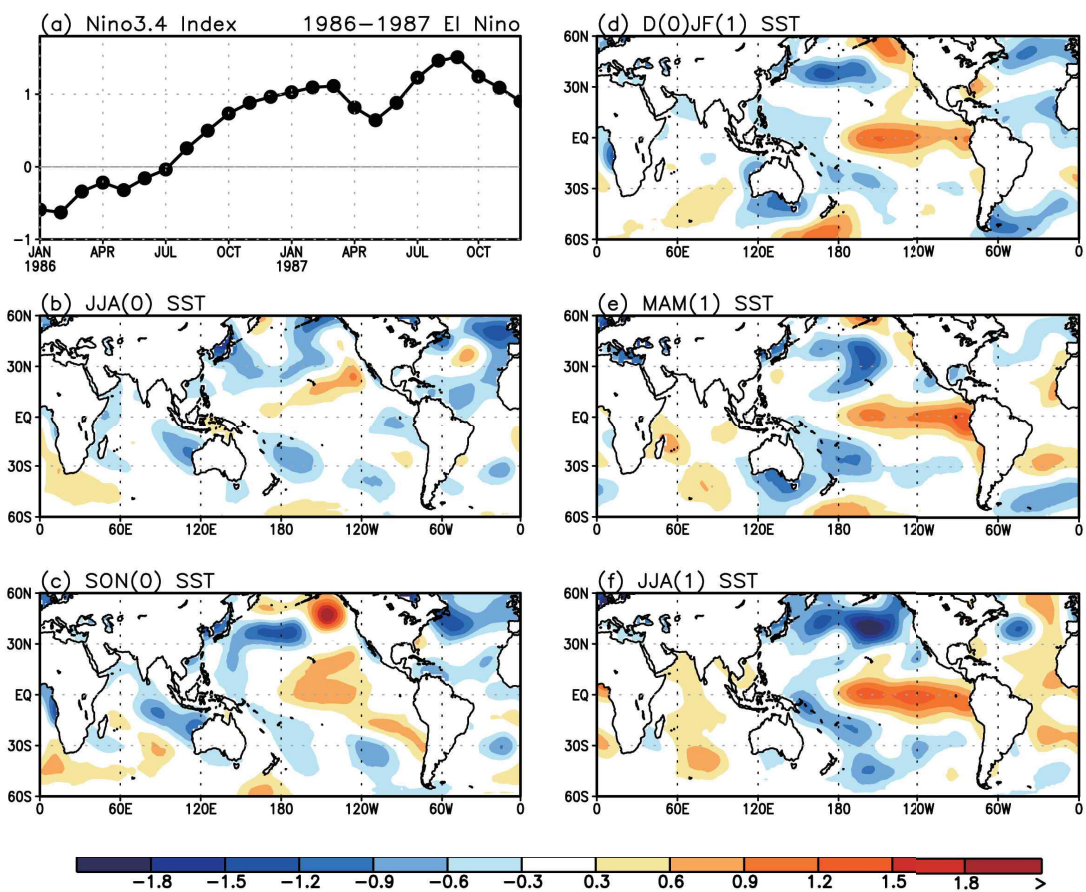


그림4-1-5. (a)1986년 1월부터 1987년 12월까지의 NINO3.4 인덱스의 시계열. (b)1986년 여름철(JJA), (c) 가을철(SON), (d)1986/87년 겨울철(DJF), (e)1987년 봄철(MAM), (f)1987년 여름철 해수면 온도 아노말리 패턴.



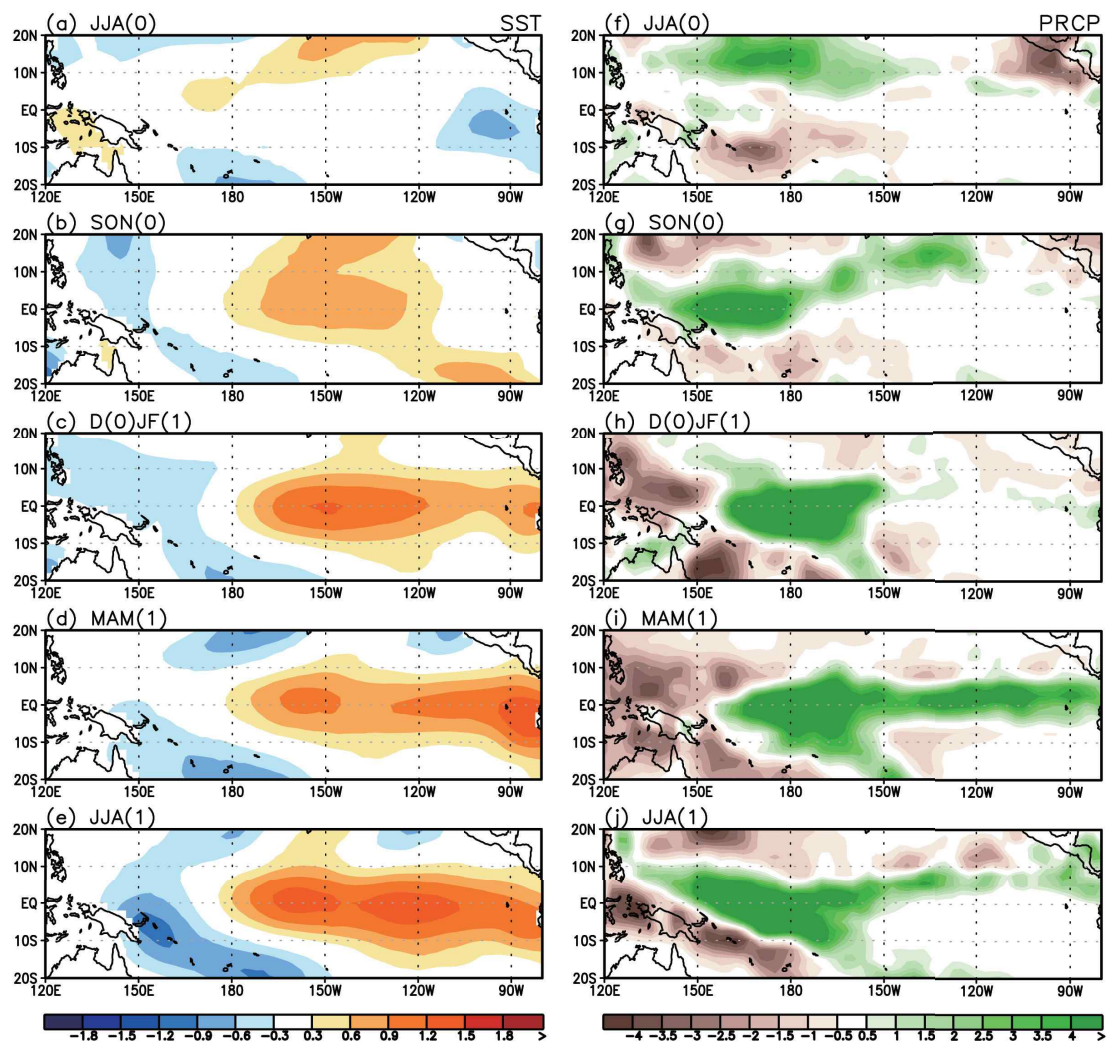


그림4-1-6. (a)1986년 여름철(JJA), (b)가을철(SON), (c)1986/87년 겨울철(DJF), (d)1987년 봄철(MAM), (e)1987년 여름철 해수면 온도 아노말리(왼쪽)와 강수 아노말리(오른쪽) 패턴.

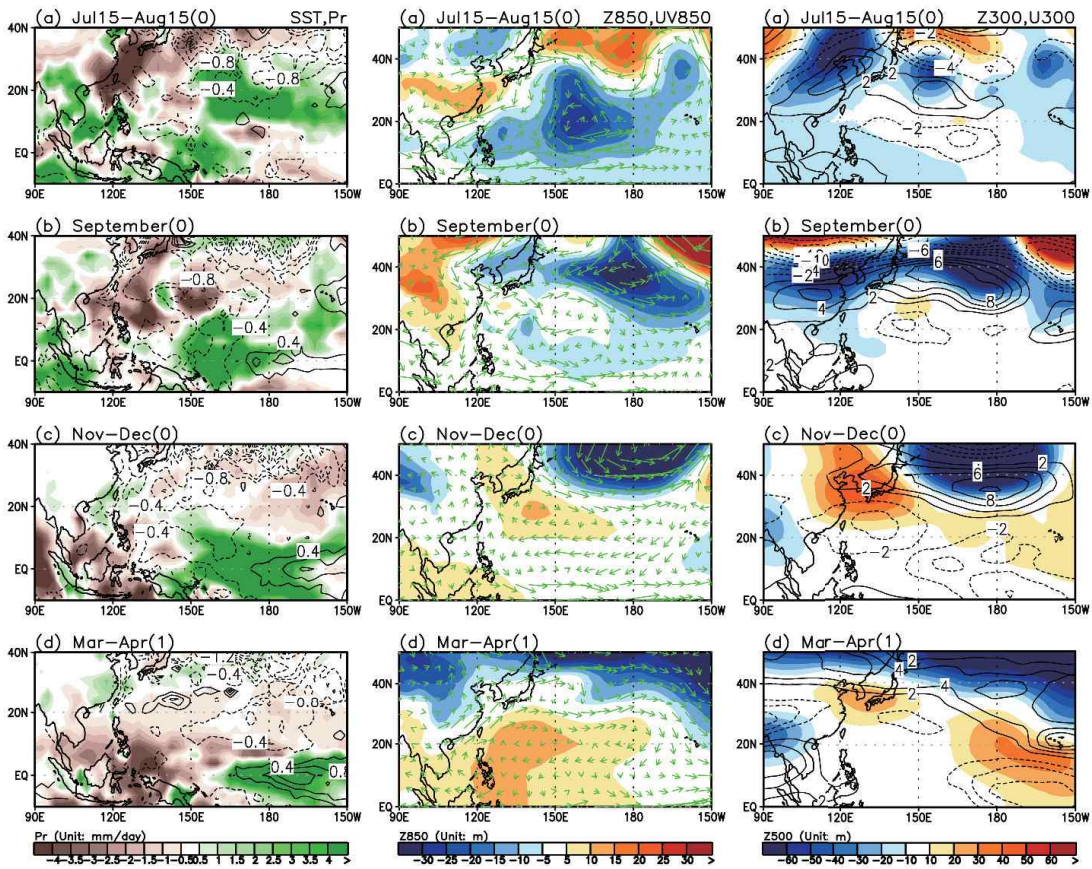


그림4-1-7. 1986년 (a)7월 15일-8월 15일, (b)9월, (c)11-12월, (d)1987년 3-4월 평균 해수면 온도(contour), 강수(shading)(왼쪽), 850hPa 지위고도장(shading), 바람장 벡터(vector)(mid-panels), 300hPa 지위고도장(shading), 동서 바람장(contour) 아노말리(오른쪽).

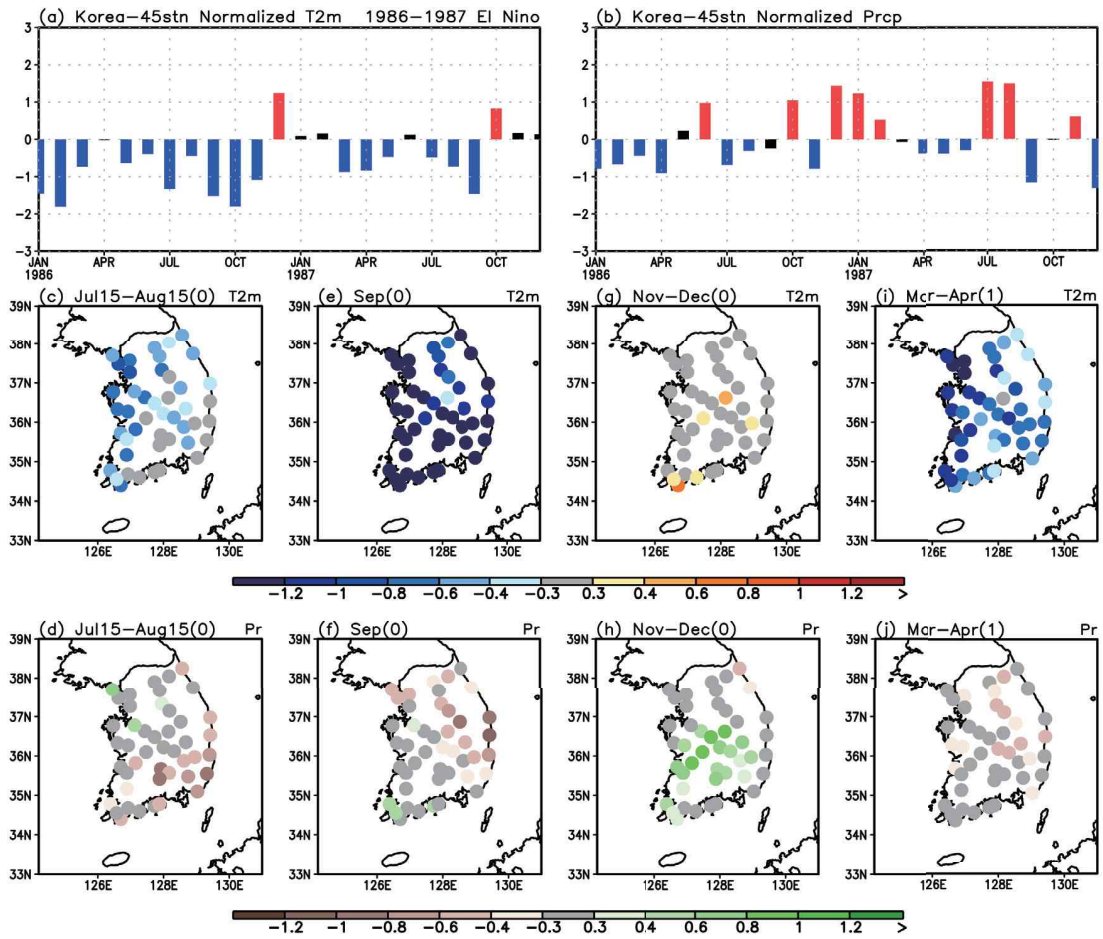


그림4-1-8. 1986년 1월-1987년 12월의 한반도 45개 지점 평균의 표준화된 (a)2m 온도, (b)강수 아노말리 시계열. 한반도 45개 지점의 1986년, (c)7월 15일-8월 15일, (e)9월, (g)11-12월, (d)1987년 3-4월 평균 2m 온도 아노말리, (d), (f), (h), (j)는 같은 시기 강수 아노말리. 그림 (a)와 (b)에서 빨간 바는 0.3 표준편차 이상을, 파란 바는 -0.3 표준편차 이하의 아노말리를 갖는 달을 나타냄.

● 1987/88 엘니뇨

1986/87년 엘니뇨가 소멸하지 않고 다음해까지 발달한 매우 특이한 엘니뇨로, 절정기 NINO3.4 인덱스는 1°C 정도로 약한 엘니뇨로 구분됨. 발달기 7월 15일-8월 15일 경우에 한반도 온도는 음의 아노말리, 강수는 양의 아노말리가 관측되고, 발달기 9월 경우에 한반도 온도와 강수 모두 음의 아노말리가 관측되어 엘니뇨 시기 전형적인 한반도 패턴을 보이지만, 엘니뇨 절정기 중 12월의 패턴이 전형적인 패턴과 다름. 소멸기 3-4월은 아열대 해수면 온도 분류에 따른 엘니뇨 영향과 비슷하게 나타남.

● 발달기 7월 15일-8월 15일: 이 시기 한반도 전역에 음의 온도 아노말리와 양의 강수 아노말리가 관측됨. 이는 엘니뇨 시기 전형적인 한반도 온도 및 강수 패턴과 일치함. 이 시기 열대 지역 음의 강수대는 북위 10-30도의 서·중태평양에 넓게 자리 잡고 있음. 이는 한반도 남서쪽에 강한 고기압성 순환을 유도하여, 이로 인한 남풍이 강수의 증가에 기여한 것으로 파악됨. 강수의 증가로 인한 태양 입사 에너지 감소로 한반도 온도는 감소하는 것으로 파악됨. 또한 북태평양 지역에 넓게 위치해 있는 음의 해수면 온도 아노말리가 한반도 연근해까지 확장되어 한반도의 음의 온도 아노말리에 기여하는 것으로 파악됨. 북태평양 음의 해수면 온도 아노말리는 전 해에 발생한 86/87 엘니뇨의 영향으로 발생한 것으로 보임.

● 발달기 9월: 한반도 전역에 강한 음의 온도 아노말리와 음의 강수 아노말리가 관측됨. 이는 엘니뇨 시기 전형적인 한반도 강수 및 온도 패턴과 일치함. 아열대 중태평양에 넓게 위치한 양의 강수에 의해 발생한 저기압성 순환이 한반도에 북풍을 유도해 건조하고 차가운 공기를 유입시켜 한반도 강수와 온도는 감소한 것으로 파악됨. 이에 더해 북태평양 음의 해수면 온도 아노말리가 이 시기까지 한반도 연근해로 확장된 상태를 유지하여 한반도 온도 감소에 일부 기여한 것으로 보임.

● 절정기 11-12월: 한반도 일부 지역에만 양의 온도가 관측되며 강수 아노말리는 전국적으로 크지 않음. 이는 한반도에 양의 강수와 양의 온도 아노말리가 유도되는 전형적인 엘니뇨 영향과 상이함. 강수 아노말리가 작은 것은 한반도 11월과 12월의 강수 아노말리 경향성이 반대로 나타나기 때문임. 11월은 강수가 증가했으나 12월 강수는 감소했음. 엘니뇨 절정기에 전형적으로 발생하는 쿠로시오 고기압의 발달이 보이거나 전형적인 패턴에 비해 다소 동쪽에 발생해 한반도에 대한 영향은 크지 않은 것으로 파악됨. 엘니뇨 소멸이 다른 엘니뇨에 비해 급격히 진행되면서 원격상관 패턴이 다르게 나타나는 것으로 판단됨.

● 쇠퇴기 3-4월: 한반도 온도는 전국적으로 음의 아노말리 값을 보이며, 한반도 강수 아노말리는 약하게 감소하는 경향을 보임. 이 해는 아열대 해수면 온도가 양인 +STCP 엘니뇨로 구분되어 통계적인 합성도 패턴과 유사한 경향성을 보임. 서태평양의 음의 아노말리가 매우 약하고, 필리핀해 고기압도 매우 약하게 나타나고 있음.



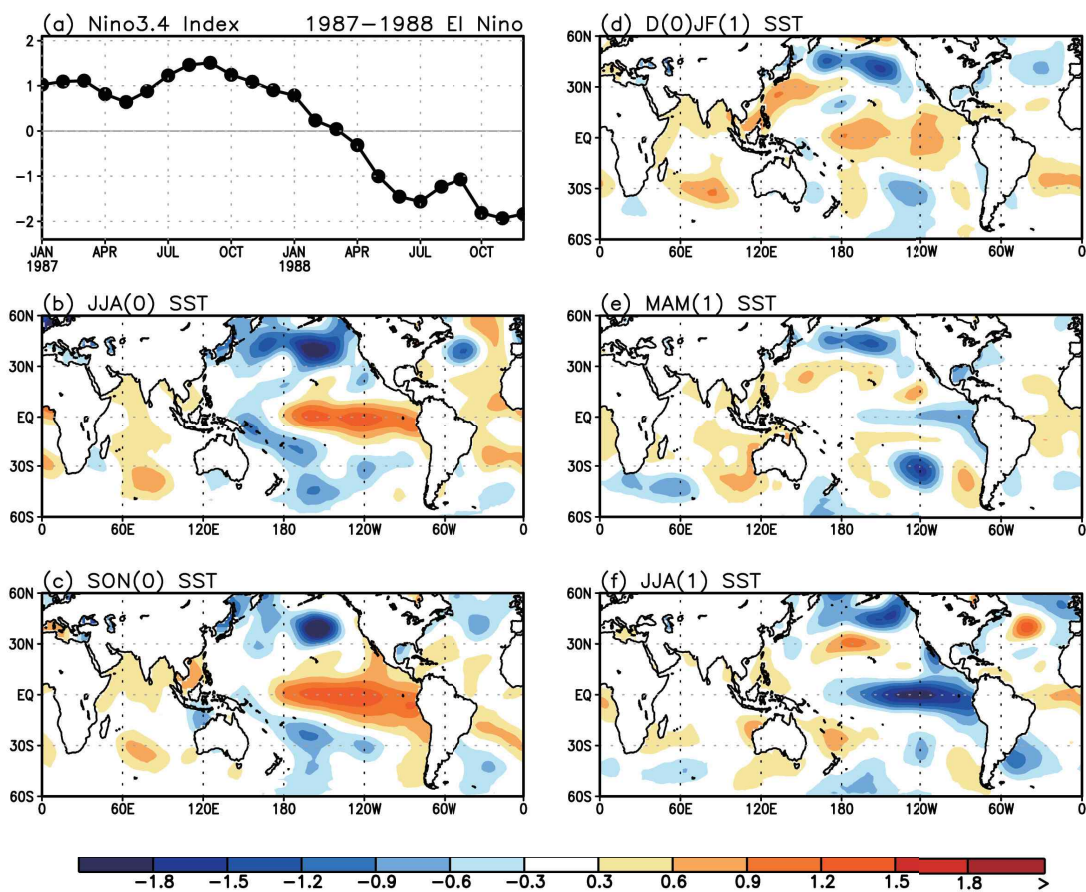


그림4-1-9. (a)1987년 1월부터 1988년 12월까지의 NINO3.4 인덱스의 시계열, (b)1987년 여름철(JJA), (c) 가을철(SON), (d)1987/88년 겨울철(DJF), (e)1988년 봄철(MAM), (f)1988년 여름철 해수면 온도 아노말리 패턴.

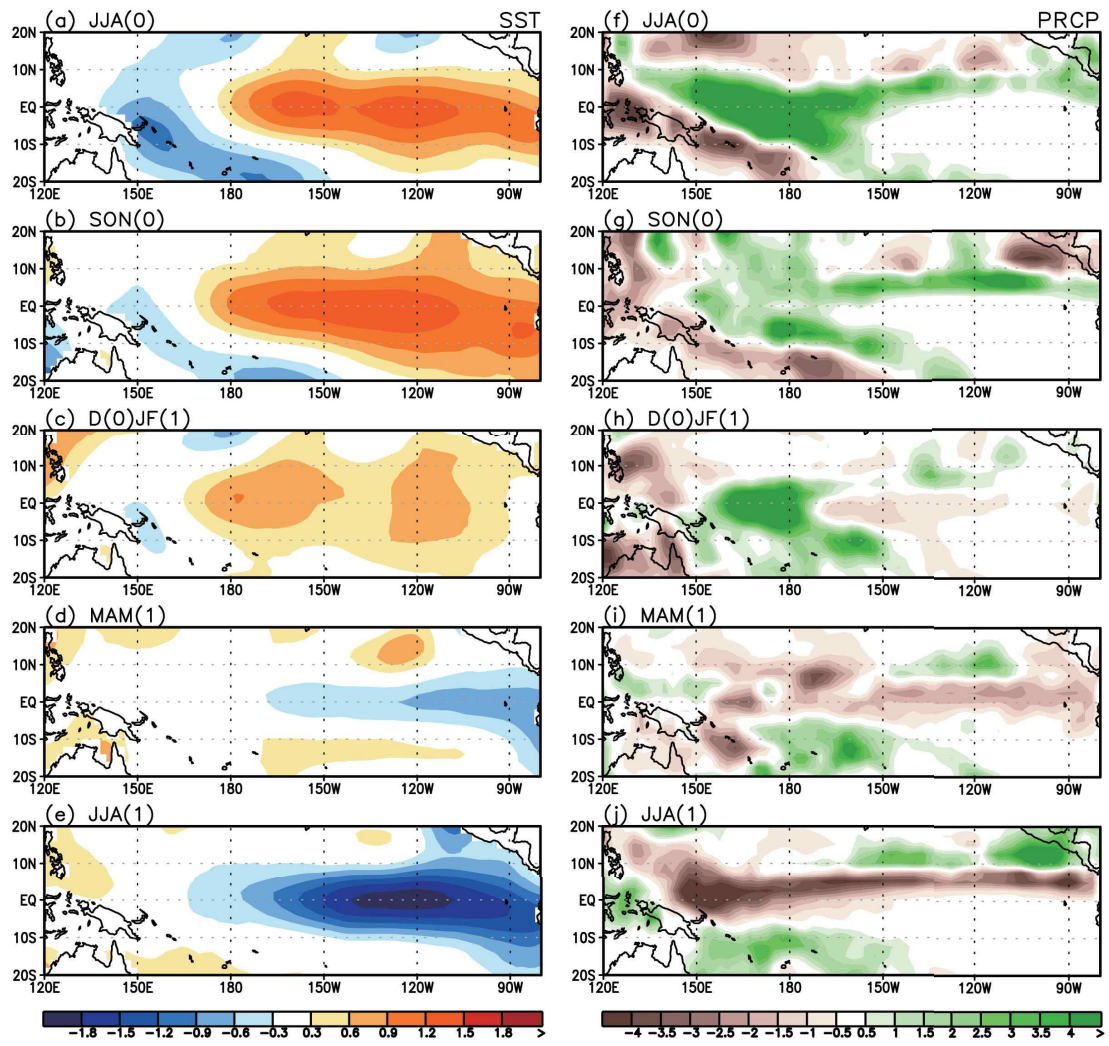


그림4-1-10. (a)1987년 여름철(JJA), (b)가을철(SON), (c)1987/88년 겨울철(DJF), (d)1988년 봄철(MAM), (e)1988년 여름철 해수면 온도 아노말리(왼쪽)와 강수 아노말리(오른쪽) 패턴.



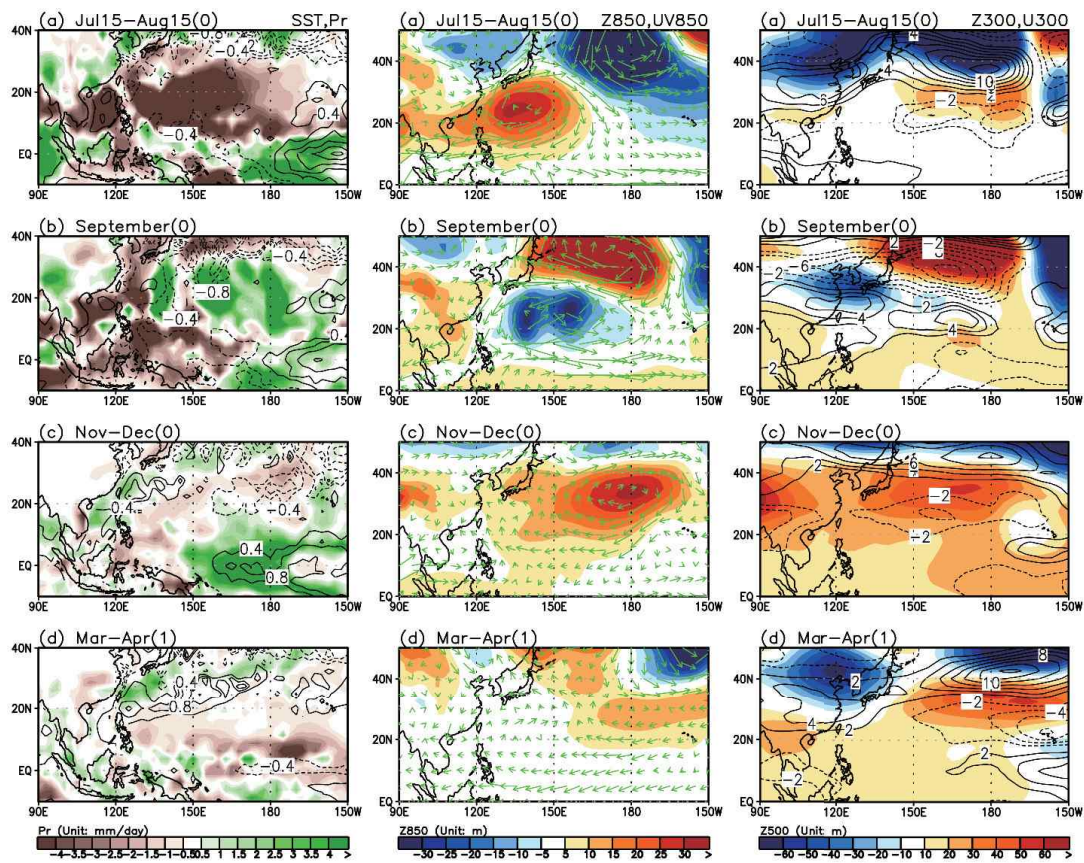


그림4-1-11. 1987년 (a)7월 15일-8월 15일, (b)9월, (c)11-12월, (d)1988년 3-4월 평균 해수면 온도(contour), 강수(shading)(왼쪽), 850hPa 지위고도장(shading), 바람장 벡터(vector)(mid-panels), 300hPa 지위고도장(shading), 동서 바람장(contour) 아노말리(오른쪽).

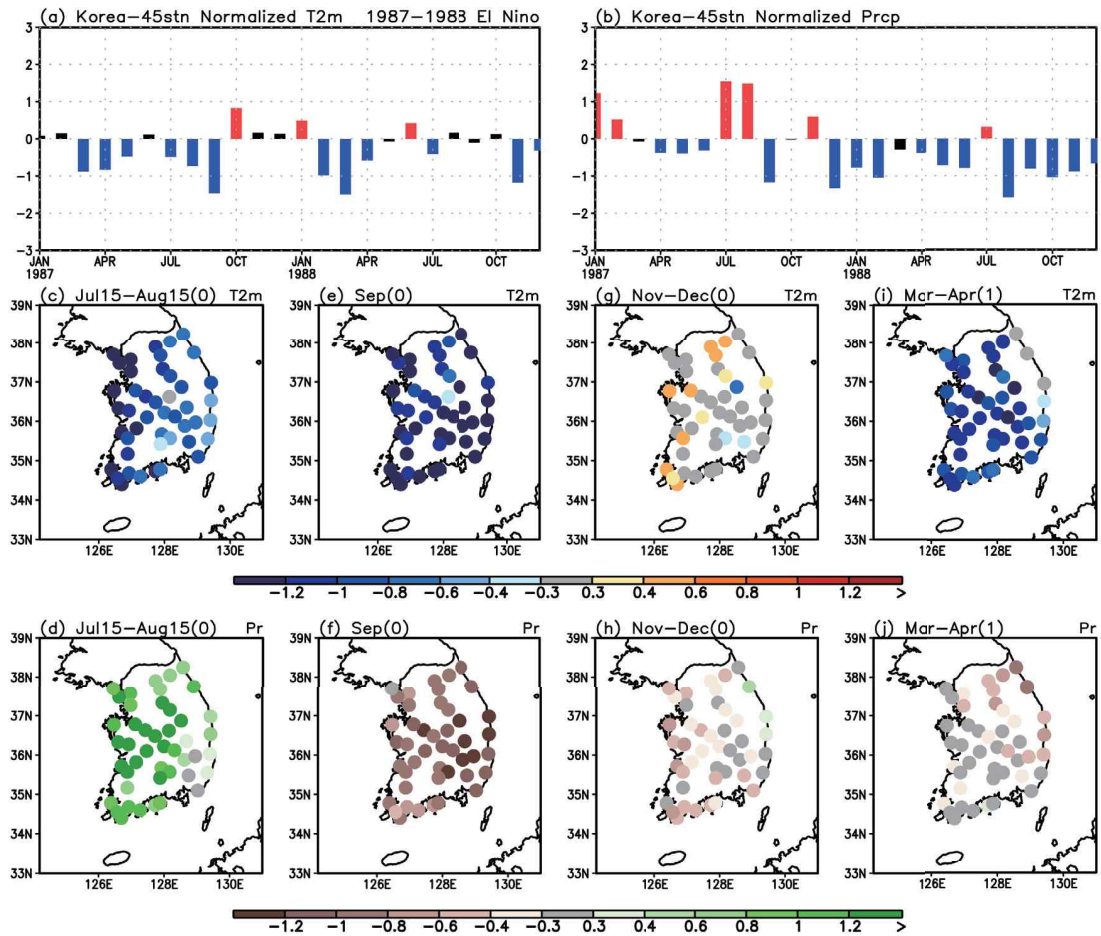


그림4-1-12 1987년 1월-1988년 12월의 한반도 45개 지점 평균의 표준화된 (a)2m 온도, (b)강수 아노말리 시계열. 한반도 45개 지점의 1987년, (c)7월 15일-8월 15일, (e)9월, (g)11-12월, (d)1988년 3-4월 평균 2m 온도 아노말리, (d), (f), (h), (j)는 같은 시기 강수 아노말리. 그림 (a)와 (b)에서 빨간 바는 0.3 표준편차 이상을, 파란 바는 -0.3 표준편차 이하의 아노말리를 갖는 달을 나타냄.

● 1991/92 엘니뇨

엘니뇨 절정기 NINO3.4 인덱스는 1.5-2°C 사이로 중간 정도 크기의 엘니뇨로 구분됨. 발달기 7월 15일-8월 15일의 경우에 한반도 온도는 음의 아노말리, 강수는 양의 아노말리가 관측되고, 발달기 11-12월과 쇠퇴기 3-4월에 한반도 온도 상승과 강수 증가가 관측되어 엘니뇨 시기 전형적인 한반도 패턴을 보이지만, 다른 시기의 한반도 패턴은 엘니뇨 시기의 전형적인 패턴과 일치하지 않음.

● 발달기 7월 15일-8월 15일: 이 시기 한반도 전역에 음의 온도 아노말리와 서부 지역을 중심으로 양의 강수 아노말리가 관측됨. 이는 엘니뇨 시기 전형적인 한반도 온도 패턴과 일치하는 결과임. 북위 20도 서태평양에 위치한 음의 강수대의 영향으로 발생한 한반도 남동쪽의 약한 고기압성 순환으로 인해 한반도 남부 지역 일부는 남풍의 영향을 받아 강수 증가가 유도된 것으로 판단됨. 하지만 북위 20도 중태평양에 위치한 양의 강수대로 인해 발생한 일본 동쪽의 저기압성 순환이 북한을 비롯한 한반도 동부 지역에 북풍을 유도해 중부 지역의 양의 강수 아노말리는 뚜렷하지 않음. 이 북풍은 한반도 온도 감소에도 일부 기여한 것으로 판단됨.

● 발달기 9월: 서울·경기 지역에는 약한 음의 온도 아노말리가 관측되지만, 남부 지역을 중심으로 약한 양의 온도 아노말리가 관측됨. 한반도 서부 지역을 중심으로 양의 강수 아노말리가 관측되지만 크기는 강하지 않음. 이는 온도와 강수 모두 음의 아노말리를 갖는 엘니뇨 시기 전형적인 한반도 강수 및 온도 패턴과 상이함. 북위 10-20도 서태평양 사이에 존재하는 양의 강수가 유도하는 저기압성 순환과 북위 20-30도 중태평양에 존재하는 음의 강수에 의한 고기압성 순환이 모두 한반도 남쪽에 위치하여 한반도에 직접적으로 영향을 미치지 못한 것으로 파악.

● 절정기 11-12월: 한반도 동부 지역을 중심으로 양의 온도 아노말리가 관측되며, 강수 아노말리는 전국적으로 양의 아노말리가 관측됨. 이는 엘니뇨 시기 전형적인 한반도 강수 및 온도 패턴과 유사함. 엘니뇨 절정기에 전형적으로 발생하는 쿠로시오 고기압의 발달로 남풍이 유도되어 한반도 강수 증가에 기여하는 것으로 판단됨. 쿠로시오 고기압의 영향으로 인한 남풍 및 기압 상승은 모두 한반도 온도 상승에 기여함.

● 쇠퇴기 3-4월: 한반도 온도는 전국적으로 양의 아노말리 값을 보이며, 한반도 강수 아노말리는 동부 지역을 중심으로 양의 아노말리가 나타남. 온도와 강수 아노말리 모두 아열대 해수면 온도가 음인 -STCP 엘니뇨 시기 전형적인 한반도 패턴과 유사함. 아열대 서태평양의 음의 강수가 유발하는 필리핀해의 고기압이 한반도 동부 지역을 중심으로 남풍을 유발하여 한반도의 온도 상승과 동부 지역 강수 증가를 유도한 것으로 판단됨.

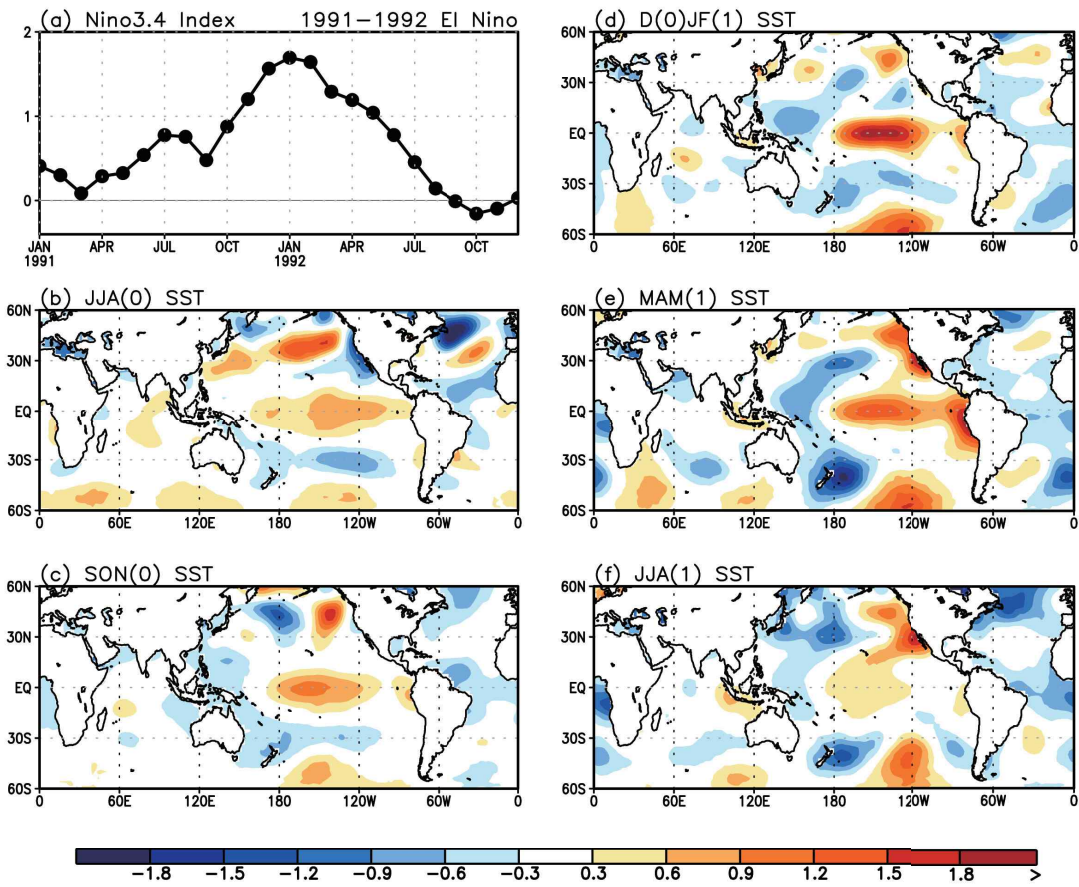


그림4-1-13. (a)1991년 1월부터 1992년 12월까지의 NINO3.4 인덱스의 시계열, (b)1991년 여름철(JJA), (c) 가을철(SON), (d)1991/92년 겨울철(DJF), (e)1992년 봄철(MAM), (f)1992년 여름철 해수면 온도 아노말리 패턴.



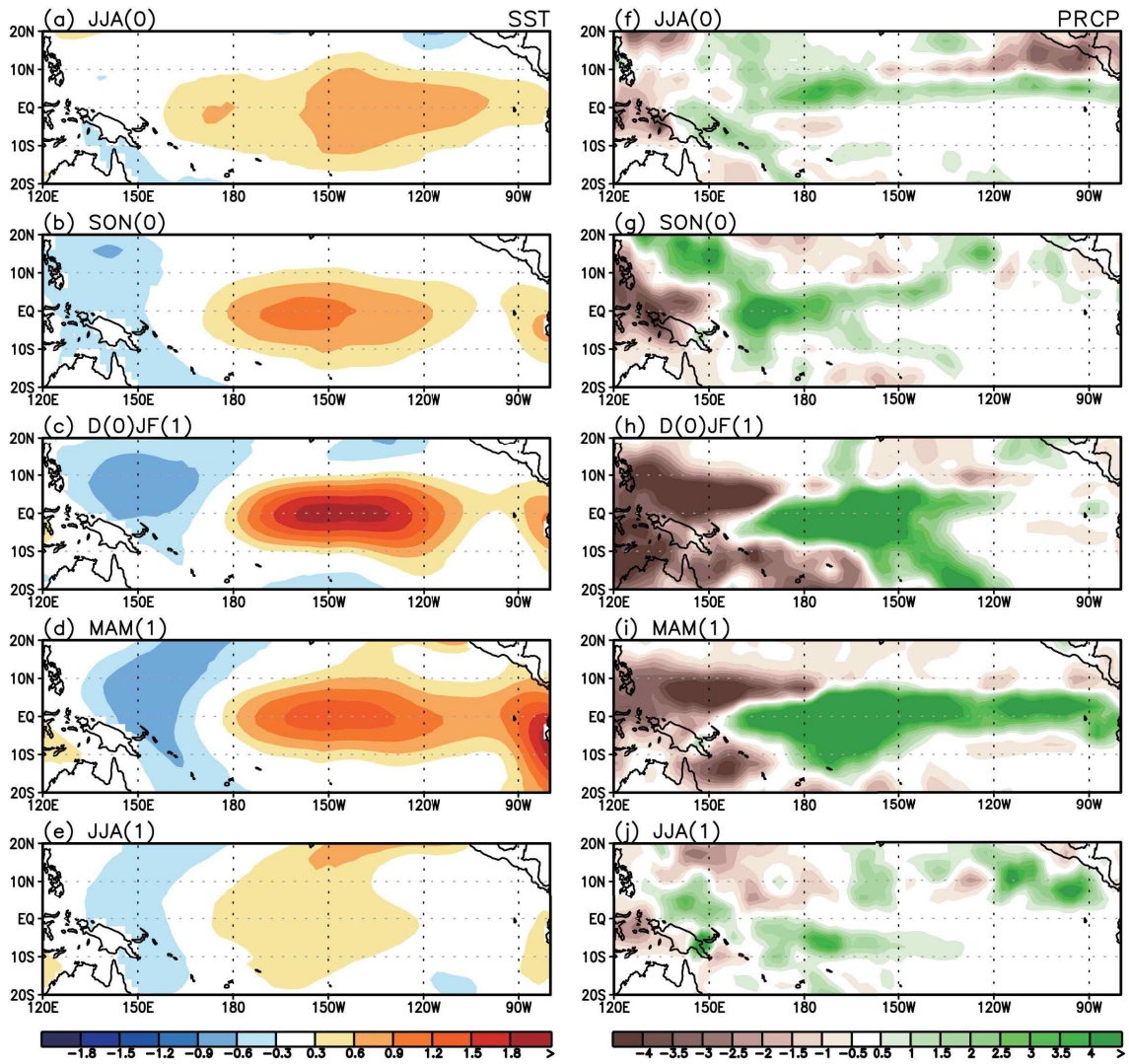


그림4-1-14. (a)1991년 여름철(JJA), (b)가을철(SON), (c)1991/92년 겨울철(DJF), (d)1992년 봄철(MAM), (e)1992년 여름철 해수면 온도 아노말리(왼쪽)와 강수 아노말리(오른쪽) 패턴.

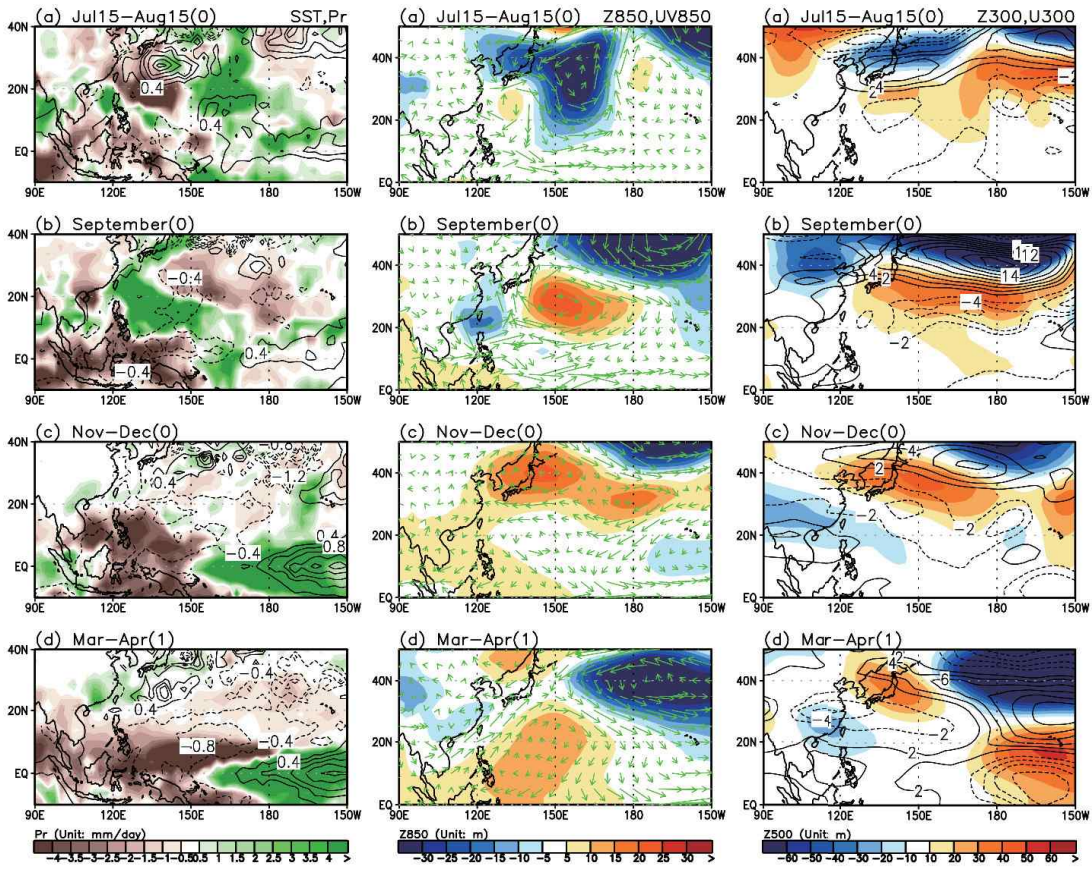


그림4-1-15. 1991년 (a)7월 15일-8월 15일, (b)9월, (c)11-12월, (d)1992년 3-4월 평균 해수면 온도(contour), 강수(shading)(왼쪽), 850hPa 지위고도장(shading), 바람장 벡터(vector)(mid-panels), 300hPa 지위고도장(shading), 동서 바람장(contour) 아노말리(오른쪽).



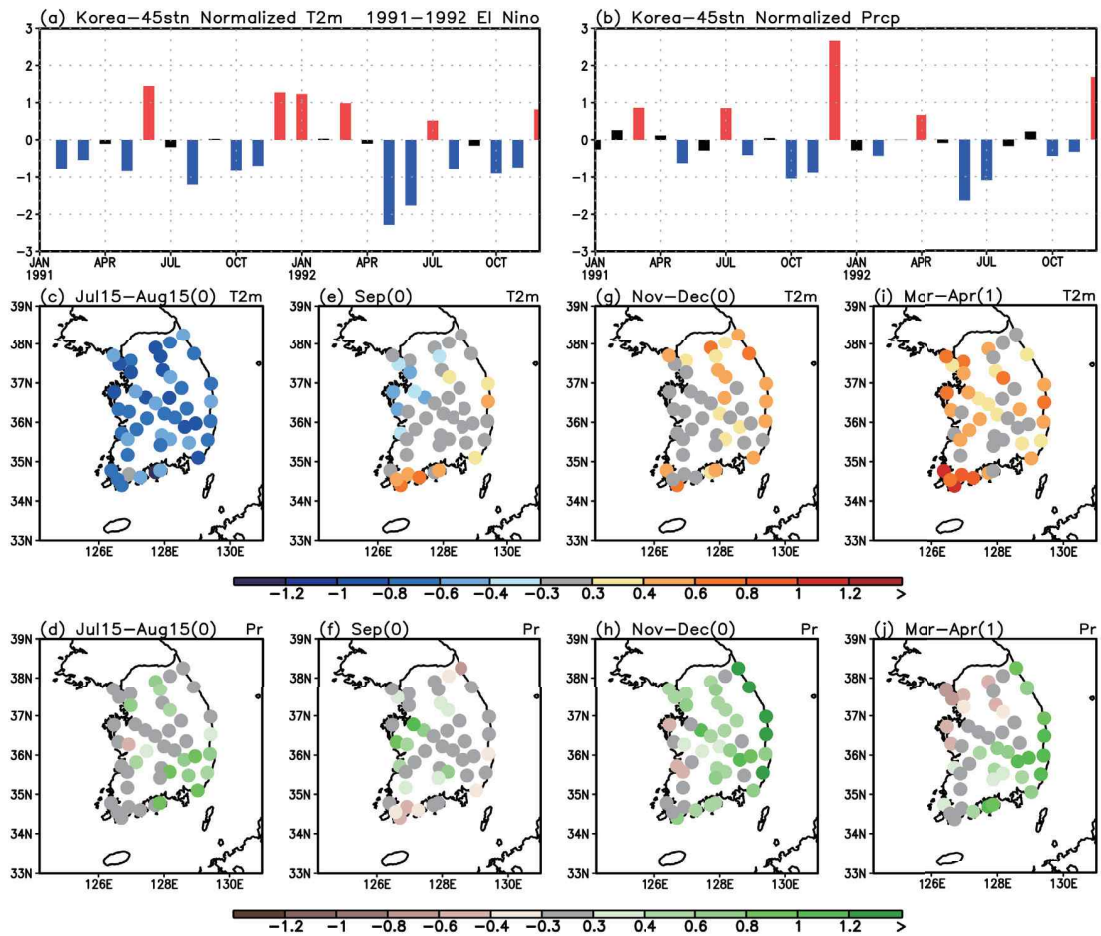


그림4-1-16. 1991년 1월-1992년 12월의 한반도 45개 지점 평균의 표준화된 (a)2m 온도, (b)강수 아노말리 시계열. 한반도 45개 지점의 1991년, (c)7월 15일-8월 15일, (e)9월, (g)11-12월, (d)1992년 3-4월 평균 2m 온도 아노말리, (d), (f), (h), (j)는 같은 시기 강수 아노말리. 그림 (a)와 (b)에서 빨간 바는 0.3 표준편차 이상을, 파란 바는 -0.3 표준편차 이하의 아노말리를 갖는 달을 나타냄.

● 1994/95 엘니뇨

엘니뇨 절정기 NINO3.4 인덱스는 1°C 정도로 약한 엘니뇨로 구분됨. 발달기 9월의 경우 한반도 강수는 음의 아노말리가 관측되고, 절정기 11-12월에 한반도 온도 상승이 관측되어 엘니뇨 시기 전형적인 한반도 반응 패턴을 보이지만, 다른 시기의 한반도 패턴은 엘니뇨 시기의 전형적인 패턴과 일치하지 않음.

● 발달기 7월 15일-8월 15일: 이 시기 한반도 전역에 관측 사상 가장 강했던 폭염과 관련된 강한 양의 온도 아노말리와 음의 강수 아노말리가 관측됨. 이는 음의 온도 아노말리와 양의 강수 아노말리가 나타나는 엘니뇨 시기 전형적인 한반도 온도 및 강수 패턴과 상이함. 북위 10-20도 아열대 중태평양의 음의 강수, 북위 20도 부근의 양의 강수, 북위 30-40도 부근의 음의 강수대가 나타나 3개의 강수 셀이 위치하며, 한반도는 북위 30-40도 셀의 직접적인 영향으로 음의 강수 아노말리를 보임. 이는 아열대 중태평양에 양의 강수 아노말리가 나타나는 전형적인 엘니뇨 패턴과 반대의 결과임. 이의 원인으로 열대 중태평양 해수면 온도 아노말리는 0.5°C 정도로 크지 않음을 지목. 약한 중태평양 해수면 온도 아노말리로 인해 열대 중태평양 지역은 양의 강수가 발생하지 않은 반면 서태평양의 음의 강수대가 동쪽으로 확장되어 음의 강수가 위치한 것으로 파악. 강수 감소로 인한 태양 입사 에너지의 증가가 온도 증가를 일부 유발하였다고 판단됨.

● 발달기 9월: 서부 지역에는 음의 온도 아노말리가 관측되지만 동부 지역에는 양의 온도 아노말리가 관측됨. 전국적으로 음의 강수 아노말리가 관측됨. 강수의 경우에만 엘니뇨 시기 전형적인 한반도 패턴과 일치함. 북위 10-20도 서태평양 사이에 존재하는 양의 강수가 유도하는 큰 규모의 저기압성 순환에 의해 한반도에 북풍이 유도되어 한반도 강수는 감소한 것으로 파악. 북위 40도 부근 북서태평양에 위치하고 있는 양의 해수면 온도 아노말리는 한반도 서부 지역의 온도 상승에 일부 기여한 것으로 판단됨.

● 절정기 11-12월: 한반도 전역에 양의 온도 아노말리가 관측되며, 강수 아노말리는 크지 않음. 온도 아노말리는 엘니뇨 시기 전형적인 한반도 패턴과 유사하나 양의 강수 아노말리가 유도되는 전형적인 엘니뇨 영향과는 상이함. 아열대 서태평양의 음의 강수에 의해 유도되는 고기압의 중심이 동해에 위치하여 이 시기 한반도는 고기압의 영향을 직접적으로 받음. 고기압성 순환에 의해 유도되는 남풍에 의한 강수 증가와 고기압 영향에 의한 강수 감소가 상쇄되어 강수 아노말리는 크지 않은 것으로 파악되며, 남풍 및 기압 상승은 모두 한반도 온도 상승에 기여한 것으로 파악됨.

● 쇠퇴기 3-4월: 한반도 온도는 전국적으로 음의 아노말리 값을 보이며, 한반도 강수 아노말리는 전국적으로 크지 않음. 이는 음의 아열대 해수면 온도를 가지는 엘니뇨 시기 전형적인 한반도 강수 및 온도 패턴과 상이함. 이 시기 적도 중태평양은 양의 해수면 온도 아노말리에 의한 강수의 증가가, 동태평양은 음의 해수면 온도 아노말리가 발달하면서 강수의 감소가 나타남. 서로 반대되는 열대 강제력의 효과가 상쇄되어 이 시기 엘니뇨의 한반도에 대한 영향은 전형적인 엘니뇨 패턴과 상이한 것으로 파악됨.

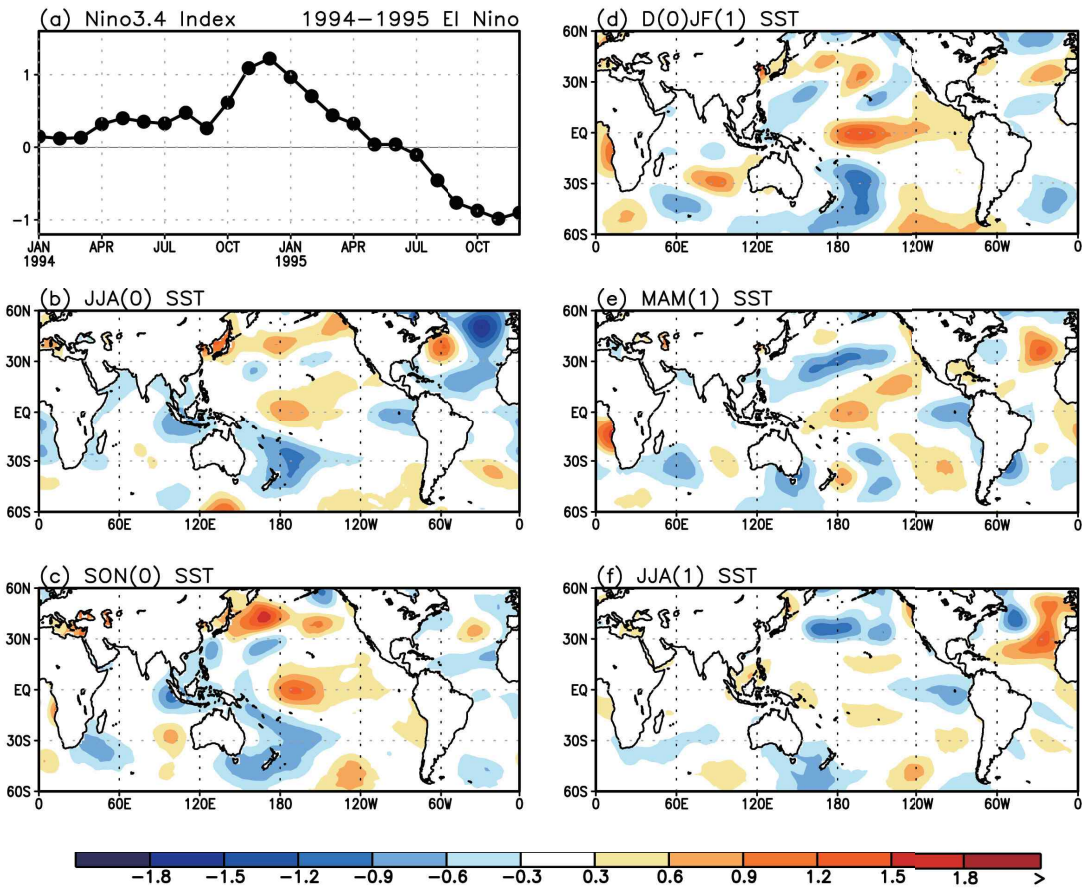


그림4-1-17. (a)1994년 1월부터 1995년 12월까지의 NINO3.4 인덱스의 시계열, (b)1994년 여름철(JJA), (c) 가을철(SON), (d)1994/95년 겨울철(DJF), (e)1995년 봄철(MAM), (f)1995년 여름철 해수면 온도 아노말리 패턴.

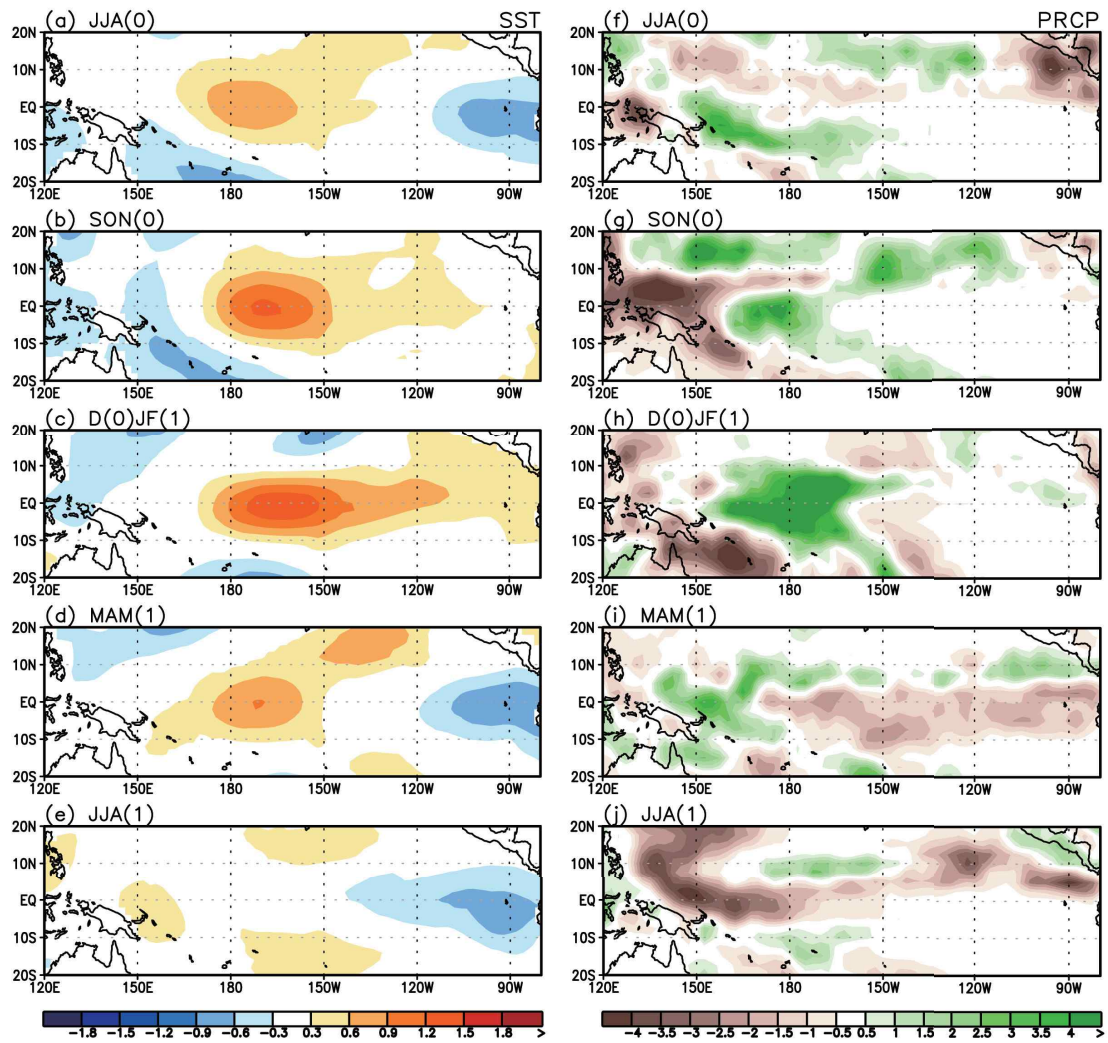


그림4-1-18. (a)1994년 여름철(JJA), (b)가을철(SON), (c)1994/95년 겨울철(DJF), (d)1995년 봄철(MAM), (e)1995년 여름철 해수면 온도 아노말리(왼쪽)와 강수 아노말리(오른쪽) 패턴.



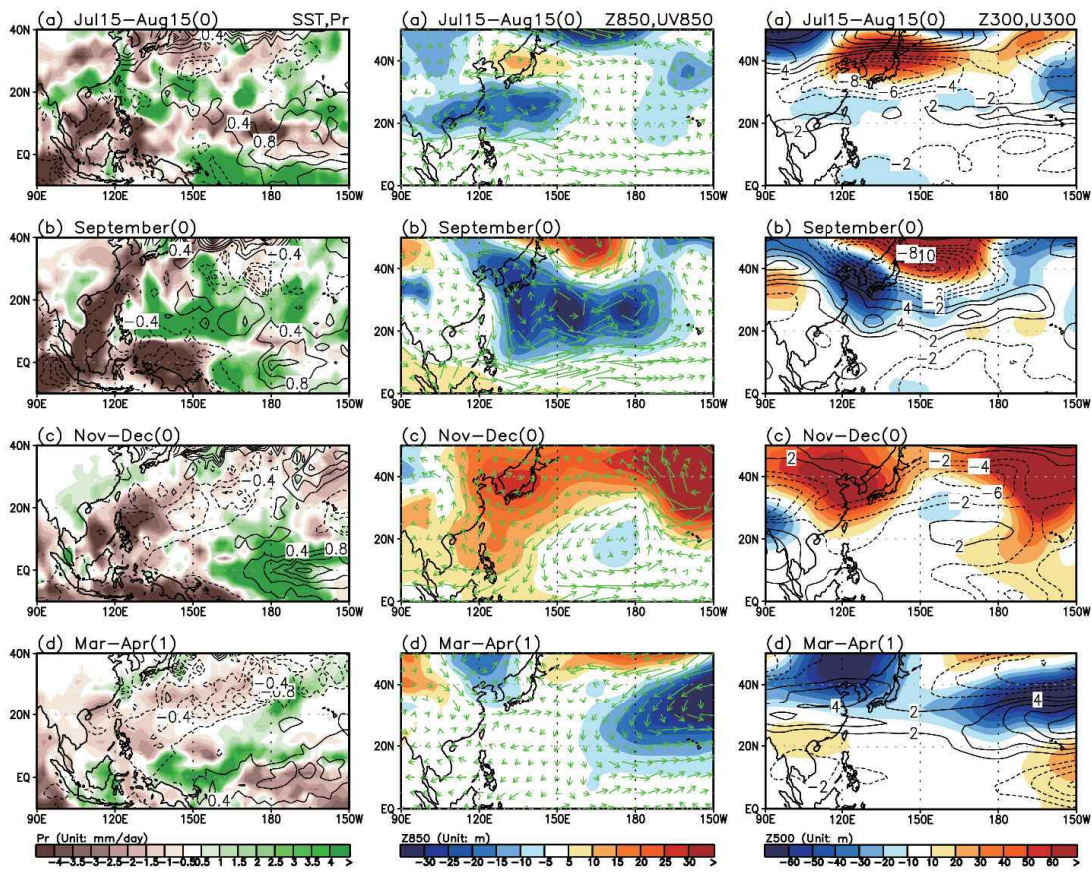


그림4-1-19. 1994년 (a)7월 15일-8월 15일, (b)9월, (c)11-12월, (d)1995년 3-4월 평균 해수면 온도(contour), 강수(shading)(왼쪽), 850hPa 지위고도장(shading), 바람장 벡터(vector)(mid-panels), 300hPa 지위고도장(shading), 동서 바람장(contour) 아노말리(오른쪽).

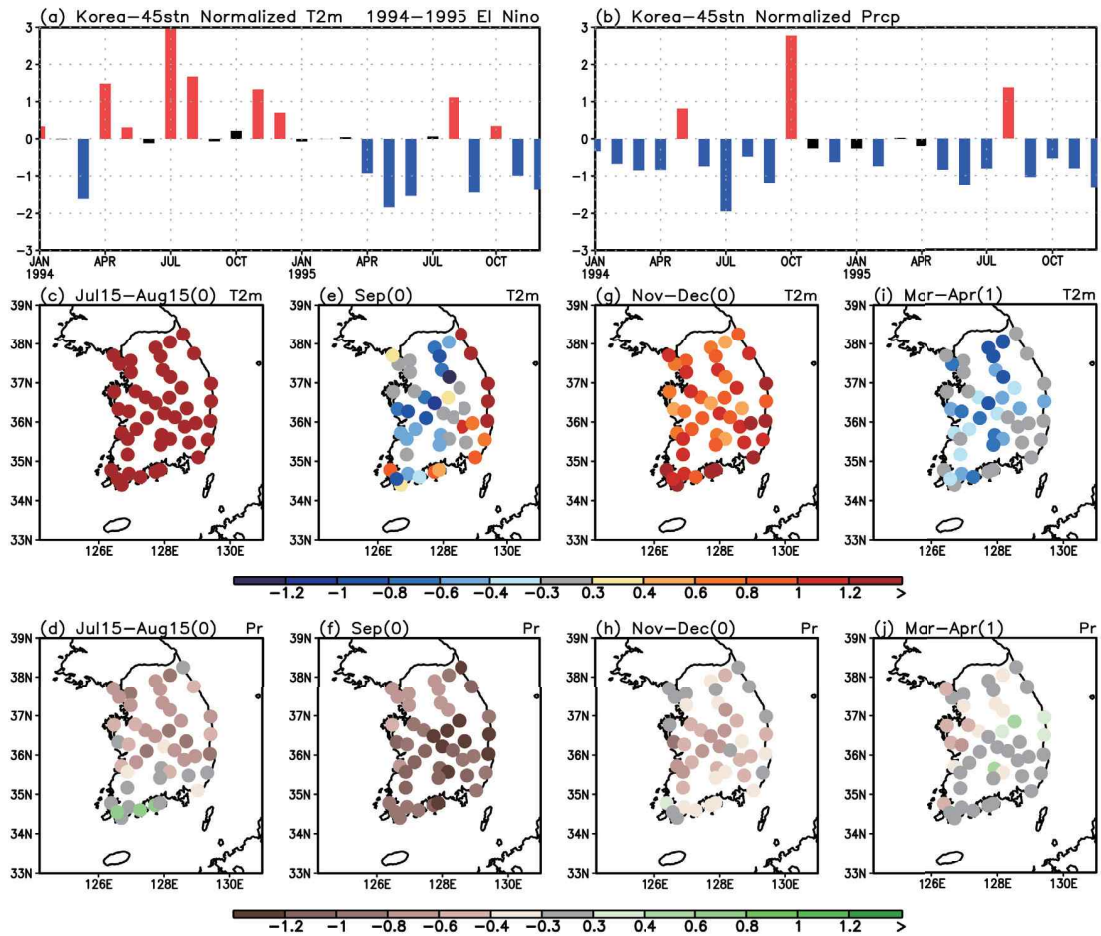


그림4-1-20. 1994년 1월-1995년 12월의 한반도 45개 지점 평균의 표준화된 (a)2m 온도, (b)강수 아노말리 시계열. 한반도 45개 지점의 1994년, (c)7월 15일-8월 15일, (e)9월, (g)11-12월, (d)1995년 3-4월 평균 2m 온도 아노말리, (d), (f), (h), (j)는 같은 시기 강수 아노말리. 그림 (a)와 (b)에서 빨간 바는 0.3 표준편차 이상을, 파란 바는 -0.3 표준편차 이하의 아노말리를 갖는 달을 나타냄.



● 1997/98 엘니뇨

엘니뇨 절정기 NINO3.4 인덱스는 2°C 이상으로 20세기 가장 강했던 엘니뇨로 구분됨. 엘니뇨 발달기 9월, 절정기 11-12월, 쇠퇴기 3-4월 모두 엘니뇨 시기 전형적인 한반도 강수 및 온도 패턴을 보임.

● 발달기 7월 15일-8월 15일: 서울·경기 지역을 중심으로 강한 양의 온도 아노말리가, 동남부 지방을 중심으로 약한 음의 온도 아노말리가 나타나며, 남부 지역을 중심으로 양의 강수 아노말리가 관측됨. 서태평양 북위 10도의 양의 강수 아노말리, 북위 20도 정도의 음의 강수 아노말리가 나타나지만, 전형적인 엘니뇨 관련 패턴에서 나타나는 북위 30-40도 근방의 양의 강수 아노말리가 한반도 남쪽에 발생하였음. 서울·경기 지역을 중심으로 발생한 양의 온도 아노말리는 이 시기 한반도 서쪽에 위치한 작은 고기압과 관련이 있다고 판단됨.

● 발달기 9월: 전국적으로 강한 음의 온도 아노말리가 나타났으며, 강수 아노말리는 전국적으로 음의 값을 나타냄. 이는 통계적으로 나타나는 엘니뇨 시기 전형적인 한반도 강수 및 온도 패턴과 일치하는 결과임. 아열대 서태평양의 음의 강수 아노말리가 북위 20도까지 확장하고, 이로 인한 강한 고기압성 순환이 한반도 서쪽에 위치함. 반면 중태평양의 양의 강수 아노말리 역시 북위 20도까지 확장되어 한반도 서쪽에 저기압성 순환을 유도함. 이는 한반도에 강한 북풍을 생성해 온도와 강수의 감소를 유발함.

● 절정기 11-12월: 전국적으로 강한 양의 온도 아노말리가 나타나며, 강수 아노말리는 전국적으로 양의 아노말리를 나타냄. 이는 엘니뇨 시기 나타나는 전형적인 한반도 온도 및 강수 패턴과 일치하는 결과임. 아열대 서태평양 강수에 의한 쿠로시오 고기압이 만들어내는 남풍으로 인해 한반도 온도와 강수의 증가가 나타나며, 이는 전형적인 엘니뇨 시기 대규모 순환장 패턴과 일치하는 모습을 보임.

- 쇄퇴기 3-4월: 전국적으로 강한 양의 온도 아노말리가 나타나며, 강수 아노말리는 전국적으로 양의 아노말리를 나타냄. 이는 아열대 해수면 온도가 음인 -STCP 엘니뇨 시기 나타나는 전형적인 온도 및 강수 패턴과 일치함. 이 시기 열대 수렴대를 따라 강한 음의 강수 아노말리대가 위치하고, 이는 아열대 태평양 전반적으로 고기압성 순환을 생성함. 태평양의 고기압성 순환에 의해 유도되는 한반도 지역의 남풍은 온도와 강수를 증가시키는 데 기여했다고 판단됨.

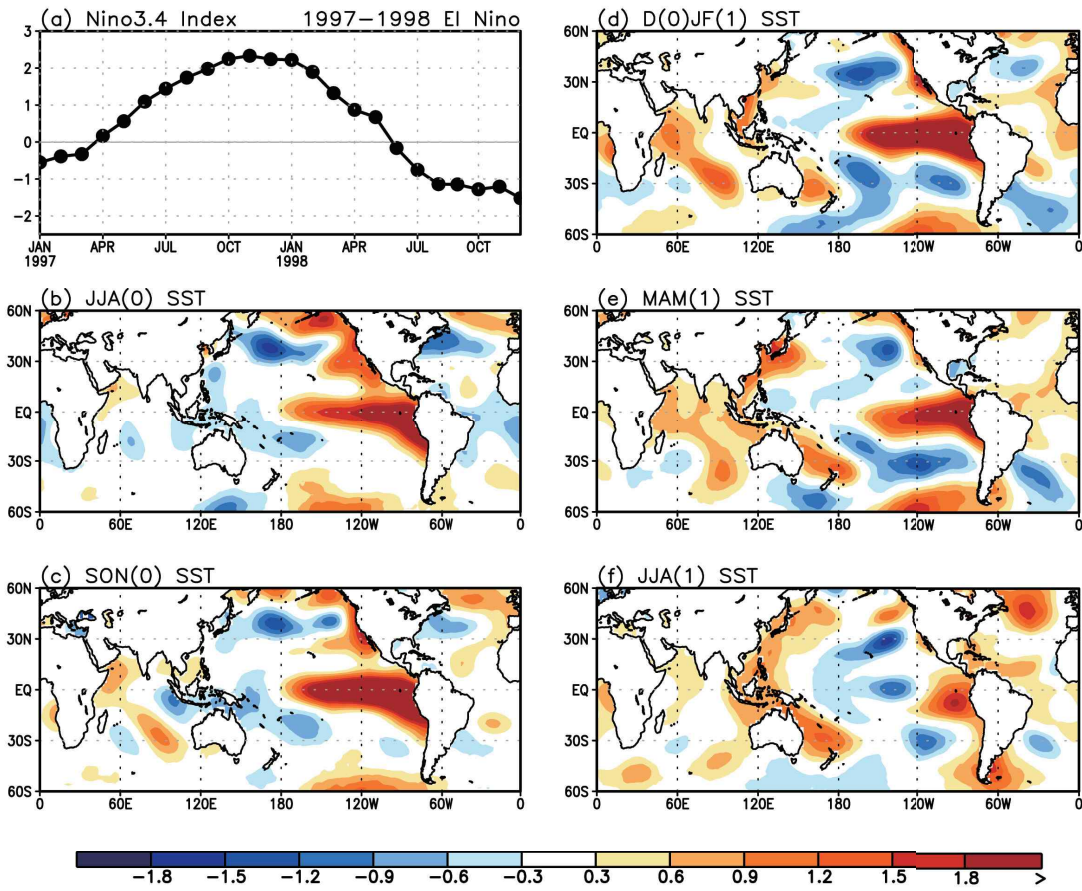


그림4-1-21. (a)1997년 1월부터 1998년 12월까지의 NINO3.4 인덱스의 시계열, (b)1997년 여름철(JJA), (c) 가을철(SON), (d)1997/98년 겨울철(DJF), (e)1998년 봄철(MAM), (f)1998년 여름철 해수면 온도 아노말리 패턴.

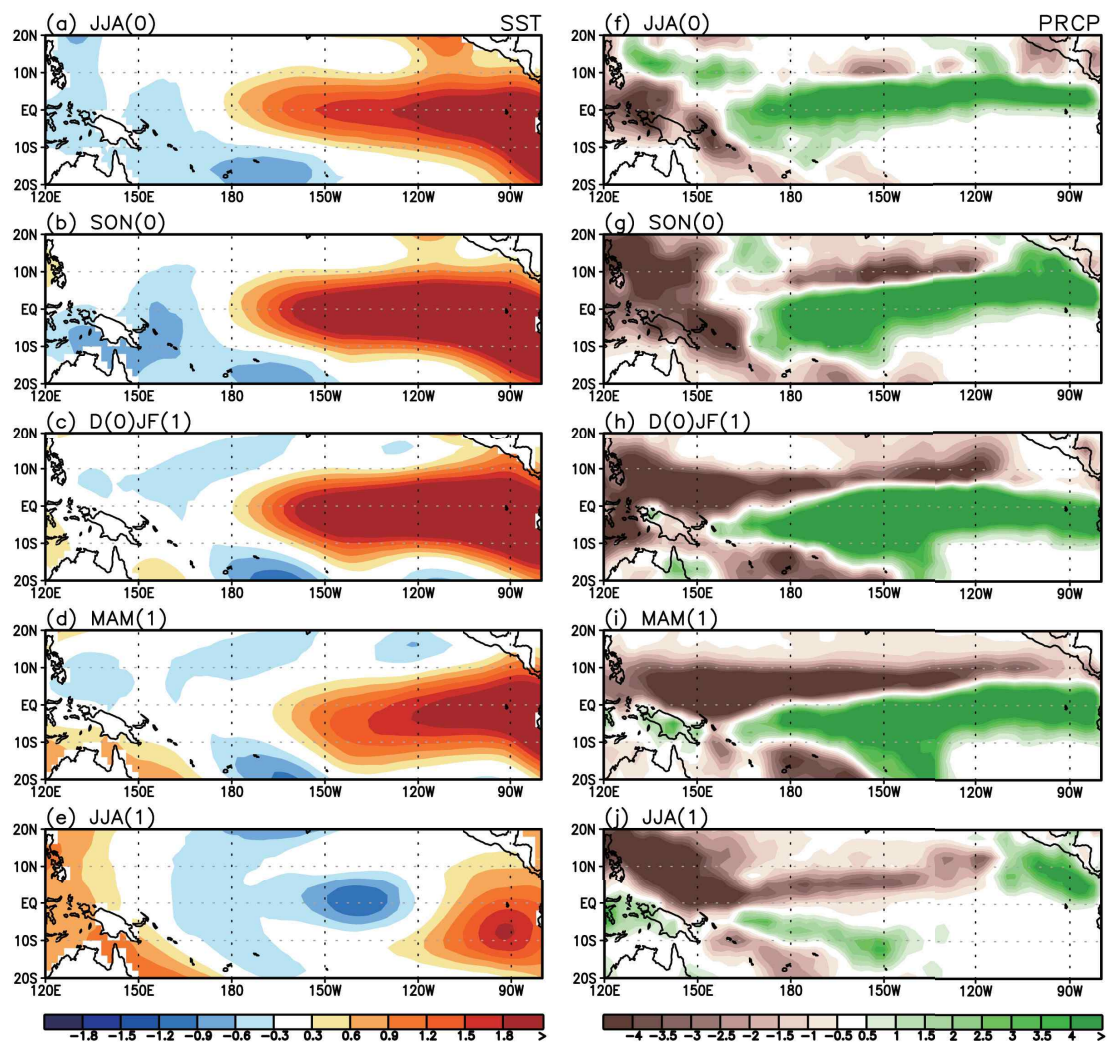


그림4-1-22. (a)1997년 여름철(JJA), (b)가을철(SON), (c)1997/98년 겨울철(DJF), (d)1998년 봄철(MAM), (e)1998년 여름철 해수면 온도 아노말리(왼쪽)와 강수 아노말리(오른쪽) 패턴.

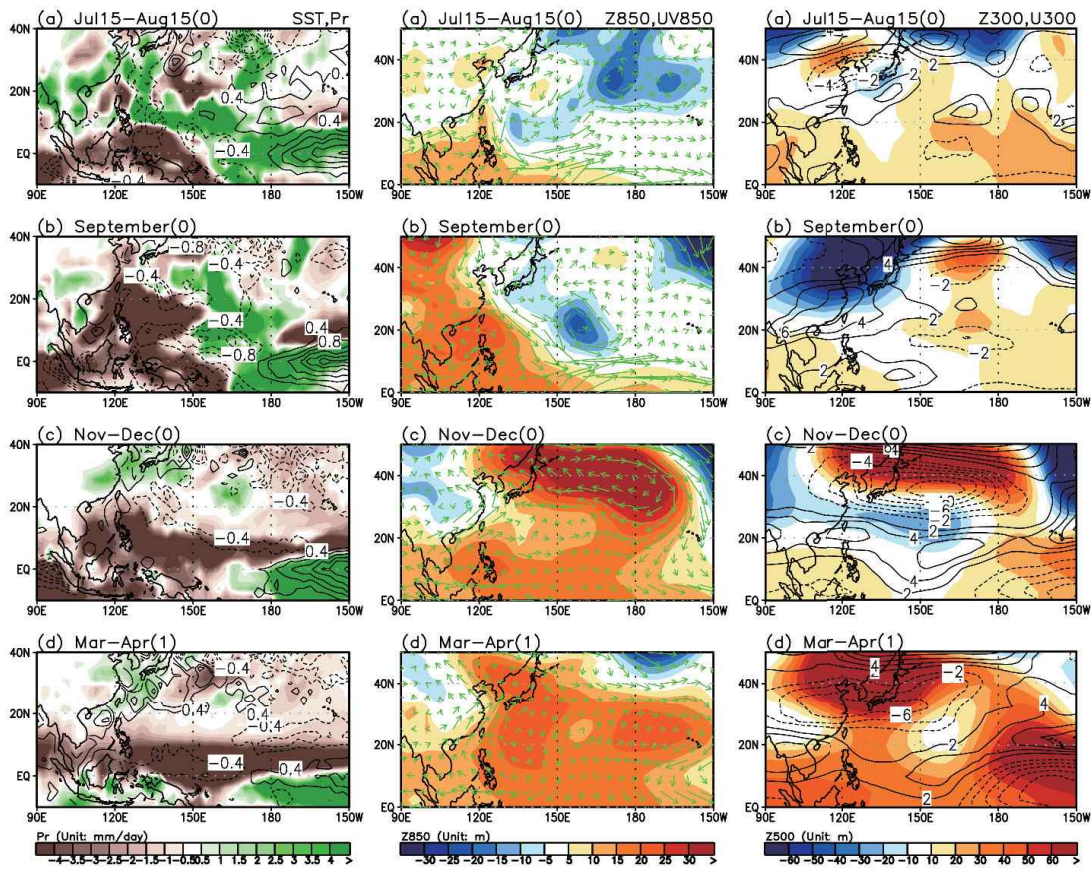


그림4-1-23. 1997년 (a)7월 15일-8월 15일, (b)9월, (c)11-12월, (d)1998년 3-4월 평균 해수면 온도(contour), 강수(shading)(왼쪽), 850hPa 지위고도장(shading), 바람장 벡터(vector)(mid-panels), 300hPa 지위고도장(shading), 동서 바람장(contour) 아노말리(오른쪽).



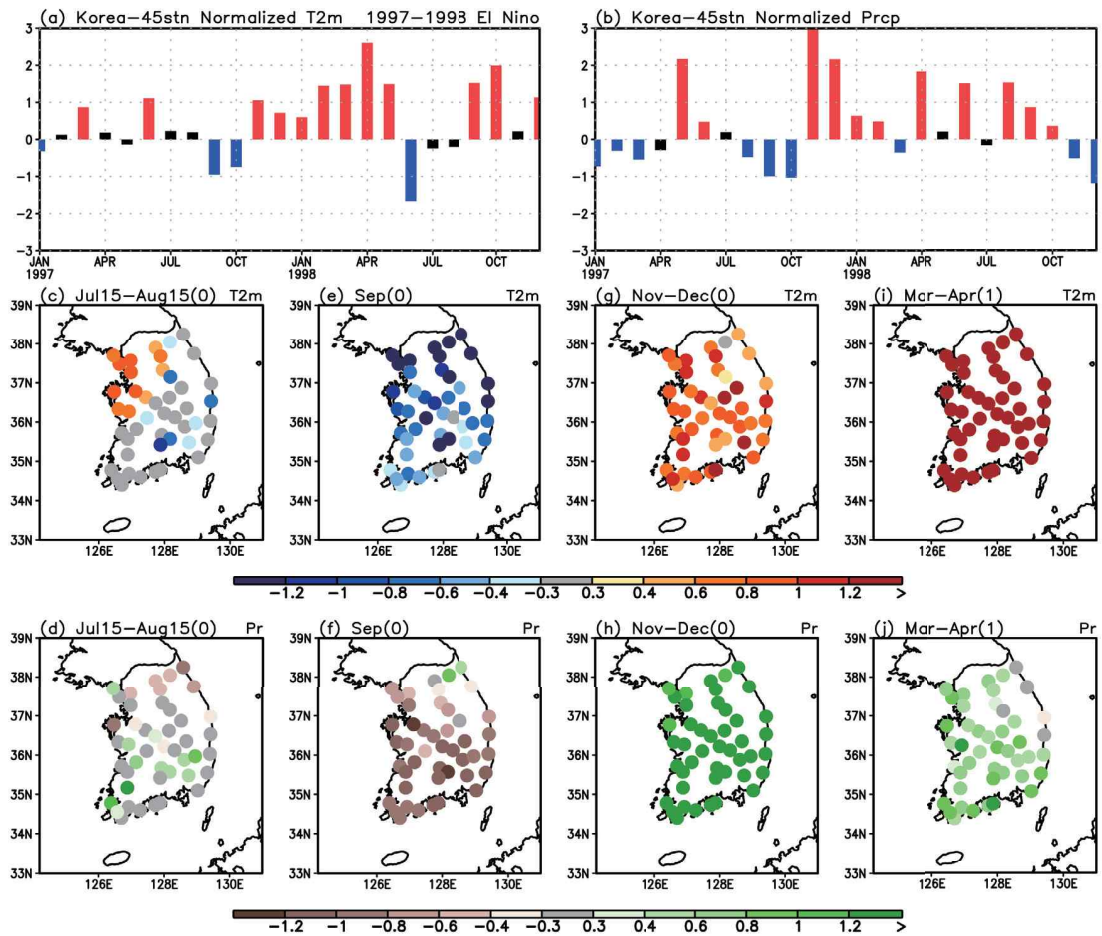


그림4-1-24. 1997년 1월-1998년 12월의 한반도 45개 지점 평균의 표준화된 (a)2m 온도, (b)강수 아노말리 시계열. 한반도 45개 지점의 1997년, (c)7월 15일-8월 15일, (e)9월, (g)11-12월, (d)1998년 3-4월 평균 2m 온도 아노말리, (d), (f), (h), (j)는 같은 시기 강수 아노말리. 그림 (a)와 (b)에서 빨간 바는 0.3 표준편차 이상을, 파란 바는 -0.3 표준편차 이하의 아노말리를 갖는 달을 나타냄.

● 2002/03 엘니뇨

엘니뇨 절정기 NINO3.4 인덱스는 1.5°C 정도로 중간 정도의 엘니뇨로 구분됨. 발달기 7월 15일-8월 15일의 경우 한반도는 음의 온도 아노말리와 양의 강수 아노말리가 관측되고, 발달기 9월의 경우 음의 온도 아노말리와 강수 아노말리가 관측되며, 쇠퇴기 3-4월 평균 강수가 양의 아노말리를 보여 엘니뇨 시기 전형적인 한반도 패턴을 보임. 겨울철 온도는 낮아 엘니뇨 패턴과 상이하게 나타남.

● 발달기 7월 15일-8월 15일: 전국적으로 음의 온도 아노말리와 양의 강수 아노말리가 관측됨. 이는 엘니뇨 시기 전형적인 한반도 강수 및 온도 패턴과 일치함. 엘니뇨 시기 전형적으로 나타나는 서태평양 북위 10도의 양의 강수 아노말리, 북위 20도 정도의 음의 강수 아노말리와 함께 북위 30-40도 근방의 양의 강수 아노말리가 한반도에 영향을 미침. 강수 증가로 인한 태양 입사 에너지 감소로 한반도 온도 하강이 유도되었을 것으로 판단됨.

● 발달기 9월: 전국적으로 남부 지역과 동부 지역을 중심으로 음의 온도 아노말리가 나타났으며, 강수 아노말리는 전국적으로 음의 값을 나타냄. 이는 통계적으로 나타나는 엘니뇨 시기 전형적인 한반도 강수 및 온도 패턴과 일치하는 결과임. 아열대 서태평양의 음의 강수 아노말리가 북위 30도 근방까지 북쪽으로 확장하여, 이로 인해 발생하는 고기압성 순환이 한반도 북서쪽에 위치함. 이는 한반도에 북풍을 유발하여 강수와 온도의 감소를 유발함.

● 절정기 11-12월: 전국적으로 강한 음의 온도 아노말리가 나타나며, 강수 아노말리는 전국적으로 뚜렷하지 않음. 이는 양의 온도 아노말리와 강수 아노말리가 나타나는 엘니뇨 절정기 전형적인 한반도 온도 및 강수 패턴과 상이한 결과임. 전형적인 엘니뇨 패턴과 관련된 쿠로시오 고기압이 발생하지 않으며, 대신 강한 저기압이 북위 40도 이상 북태평양 전반에 자리 잡고 있음. 이는 열대 중태평양 지역 양의 강수에 의한 로스비파로 인해 유발된



것으로 판단됨. 한반도는 저기압 서쪽의 북풍의 영향으로 온도가 하강했을 것으로 판단됨. 저기압으로 인한 강수의 증가와 북풍으로 인한 강수의 감소는 상쇄되어 강수 아노말리는 크지 않은 것으로 판단됨.

● 쇠퇴기 3-4월: 전국적으로 온도 아노말리는 뚜렷한 경향성을 보이지 않으며, 강수 아노말리는 전국적으로 양의 아노말리가 나타남. 강수의 경우 -STCP 엘니뇨 시기에 나타나는 전형적인 한반도 패턴과 일치하는 모습을 보이나, 온도 패턴은 지역적으로 차이를 보임. 전형적인 엘니뇨에 비해 빠른 엘니뇨 쇠퇴로 인해 이 시기 열대 중태평양 강수 아노말리는 약한 음의 값을 보임. 이로 인해  $10^{\circ}\text{N}$ ,  $150^{\circ}\text{E}$  부근에 양의 강수 아노말리가 관측되며 이는 북위 30도 서태평양 부근의 음의 강수 아노말리, 한반도 지역의 양의 강수 아노말리와 함께 3개 강수 셀 패턴을 유도함. 하지만 이에 동반되는 지위고도장 아노말리의 강도는 다소 약하여 한반도 온도 아노말리에 미치는 영향은 적은 것으로 판단됨.

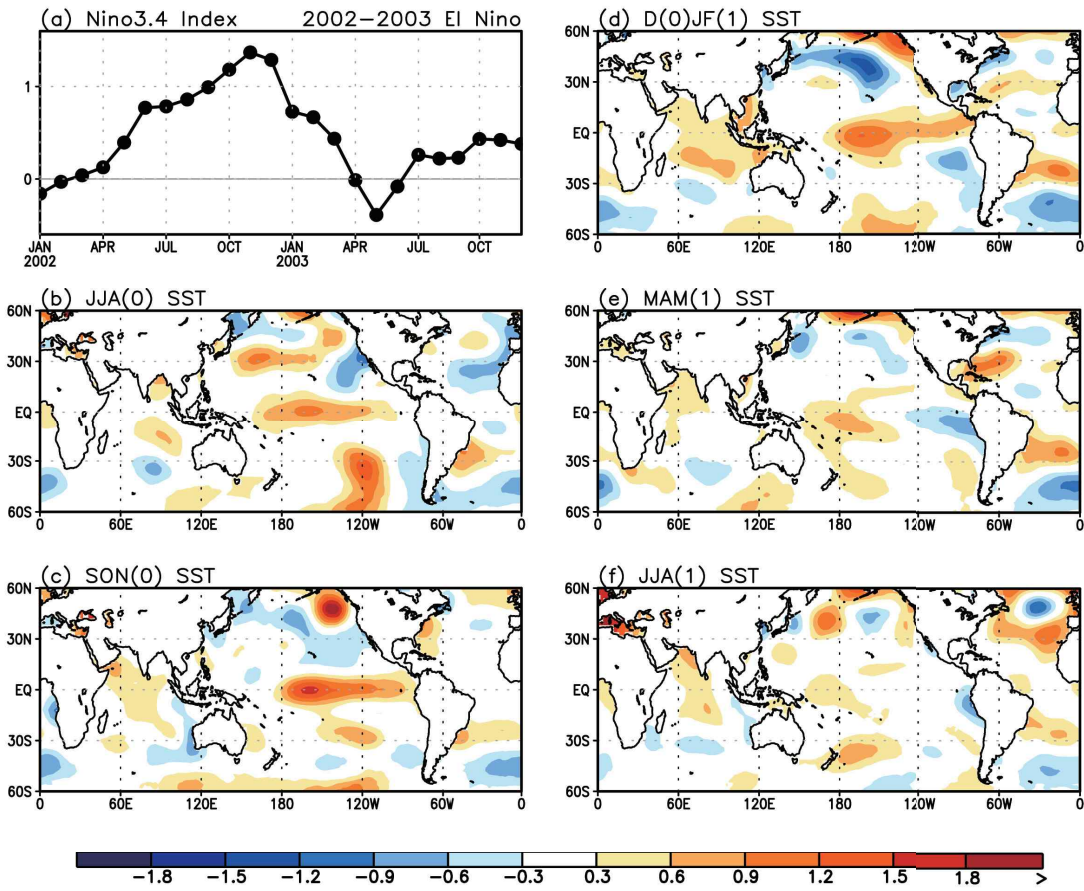


그림4-1-25. (a)2002년 1월부터 2003년 12월까지의 NINO3.4 인덱스의 시계열, (b)2002년 여름철(JJA), (c) 가을철(SON), (d)2002/03년 겨울철(DJF), (e)2003년 봄철(MAM), (f)2003년 여름철 해수면 온도 아노말리 패턴.

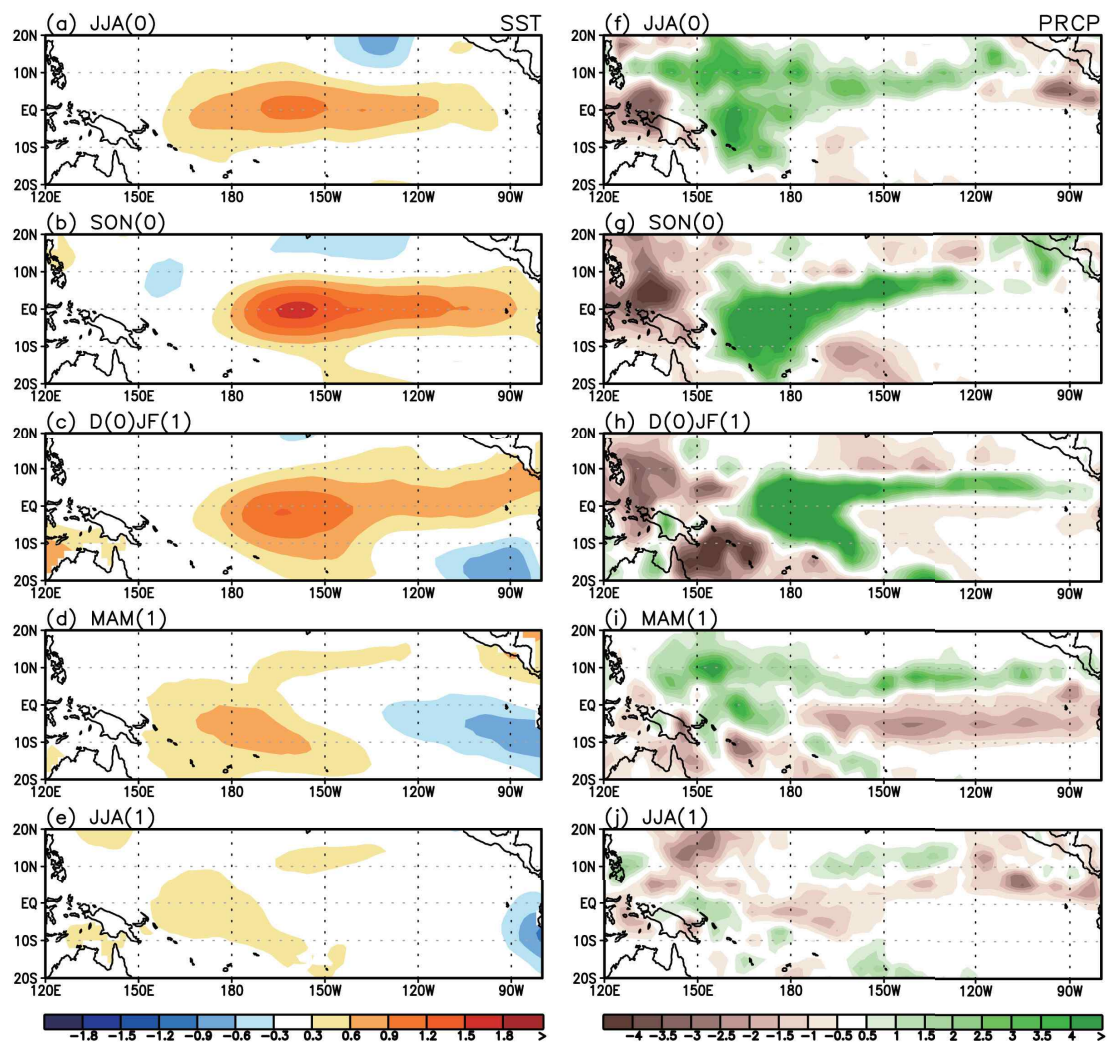


그림4-1-26. (a)2002년 여름철(JJA), (b)가을철(SON), (c)2002/03년 겨울철(DJF), (d)2003년 봄철(MAM), (e)2003년 여름철 해수면 온도 아노말리(왼쪽)와 강수 아노말리(오른쪽) 패턴.

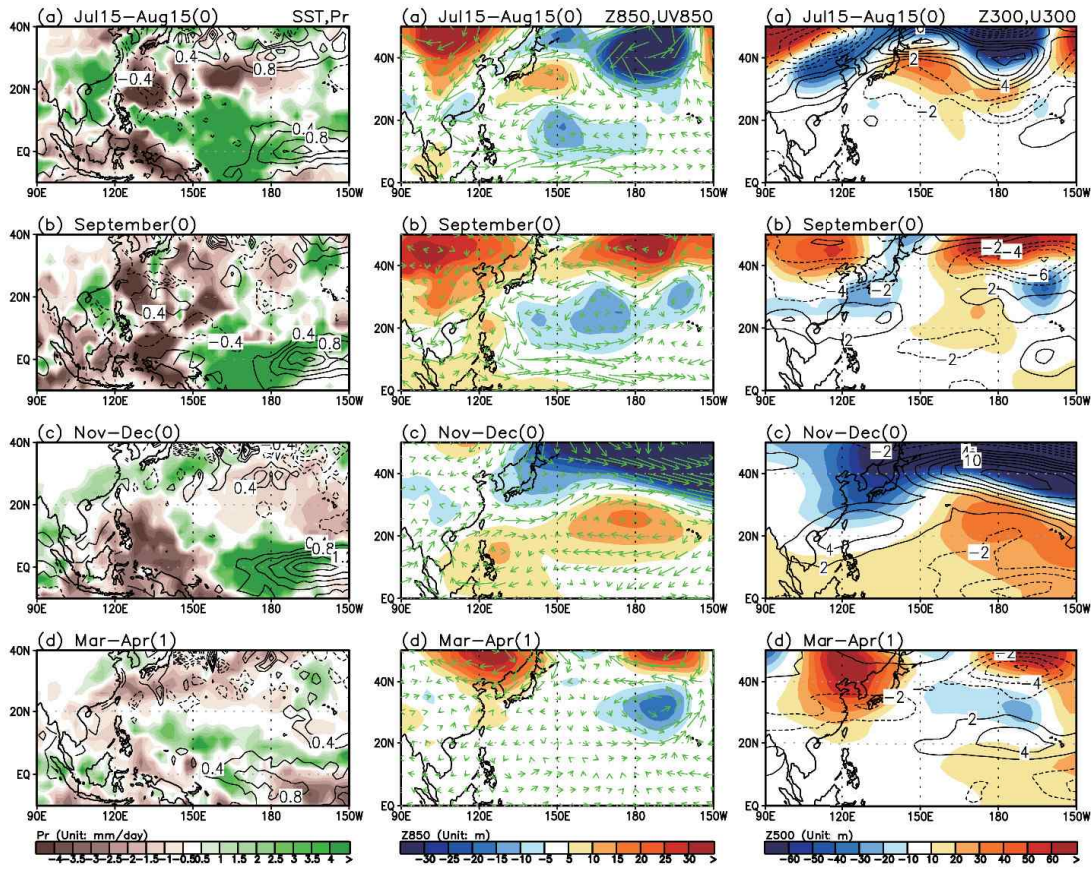


그림4-1-27. 2002년 (a)7월 15일-8월 15일, (b)9월, (c)11-12월, (d)2003년 3-4월 평균 해수면 온도(contour), 강수(shading)(왼쪽), 850hPa 지위고도장(shading), 바람장 벡터(vector)(mid-panels), 300hPa 지위고도장(shading), 동서 바람장(contour) 아노말리(오른쪽).



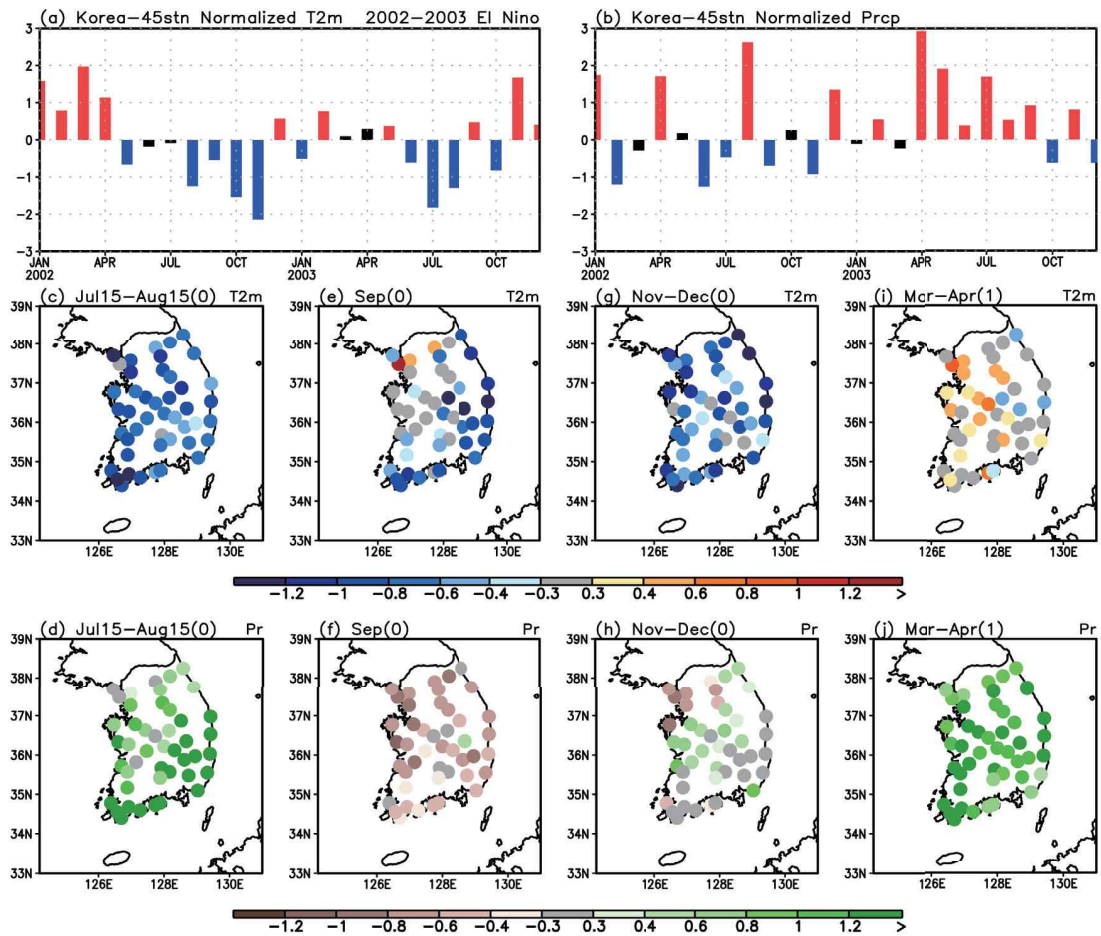


그림4-1-28. 2002년 1월-2003년 12월의 한반도 45개 지점 평균의 표준화된 (a)2m 온도, (b)강수 아노말리 시계열. 한반도 45개 지점의 2002년, (c)7월 15일-8월 15일, (e)9월, (g)11-12월, (d)2003년 3-4월 평균 2m 온도 아노말리, (d), (f), (h), (j)는 같은 시기 강수 아노말리. 그림 (a)와 (b)에서 빨간 바는 0.3 표준편차 이상을, 파란 바는 -0.3 표준편차 이하의 아노말리를 갖는 달을 나타냄.

● 2004/05 엘니뇨

엘니뇨 절정기 NINO3.4 인덱스는 1°C 이하로 약한 엘니뇨로 구분됨. 중태평양 엘니뇨로 구분되기도 함. 절정기 11-12월의 경우 한반도 온도는 양의 아노말리가 관측되어 엘니뇨 시기 전형적인 한반도 패턴을 보이지만, 다른 시기는 엘니뇨 시기의 전형적인 한반도 패턴과 일치하지 않음.

● 발달기 7월 15일-8월 15일: 전국적으로 양의 온도 아노말리와 음의 강수 아노말리가 관측됨. 음의 온도 아노말리와 양의 강수 아노말리가 나타나는 엘니뇨 시기 전형적인 한반도 강수 및 온도 패턴과 상이한 결과임. 한반도의 양의 온도 아노말리와 강수의 감소는 한반도에 위치한 고기압의 영향으로 판단되며, 이는 적도 중태평양의 양의 강수 아노말리에 의해 생성되는 저기압성 순환에 의해 이차적으로 유도된 순환으로 판단됨.

● 발달기 9월: 전국에 산발적으로 양의 온도 아노말리가 관측되며, 강수 아노말리는 전국적으로 약한 양의 값을 나타냄. 한반도 강수의 경우, 통계적으로 나타나는 엘니뇨 시기 전형적인 한반도 반응과 일치하지만, 온도의 경우 전형적인 엘니뇨 시기 패턴과 상이한 결과임. 전형적인 엘니뇨는 아열대 중태평양의 양의 강수 아노말리에 의해 유도되는 순환장을 통해 한반도에 영향을 주나, 이 시기는 북위 10-20도 사이에 서·중태평양에서 발생한 음의 강수 아노말리가 발생함. 이로 인해 유도되는 큰 규모의 고기압성 순환이 북위 30-40도 부근의 북태평양에 존재하여, 이로 인해 유도되는 남풍이 강수와 증가와 온도의 상승을 유발한 것으로 판단됨.

● 절정기 11-12월: 전국적으로 강한 양의 온도 아노말리가 나타나며, 강수 아노말리는 전국적으로 뚜렷하지 않음. 온도의 경우 엘니뇨 시기 나타나는 전형적인 한반도 패턴과 일치함. 쿠로시오 고기압이 전형적인 엘니뇨 시기 나타나는 위치보다 서진하여 한반도 동쪽에 위치함. 이는 한반도에 남풍을 유도해 온도를 상승시키며, 강수의 경우 쿠로시오 고기압의 직접적인 영향



에 의한 강수의 감소와 남풍에 의한 강수의 상승이 상쇄되어 한반도 강수의 영향은 적다고 판단됨.

- 쇠퇴기 3-4월: 전국적으로 온도와 강수 아노말리 모두 뚜렷한 경향성을 보이지 않음. 이는 이 시기 엘니뇨의 강도 약화로 인해 열대 해수면 온도 강제력이 뚜렷하지 않기 때문으로 판단됨.

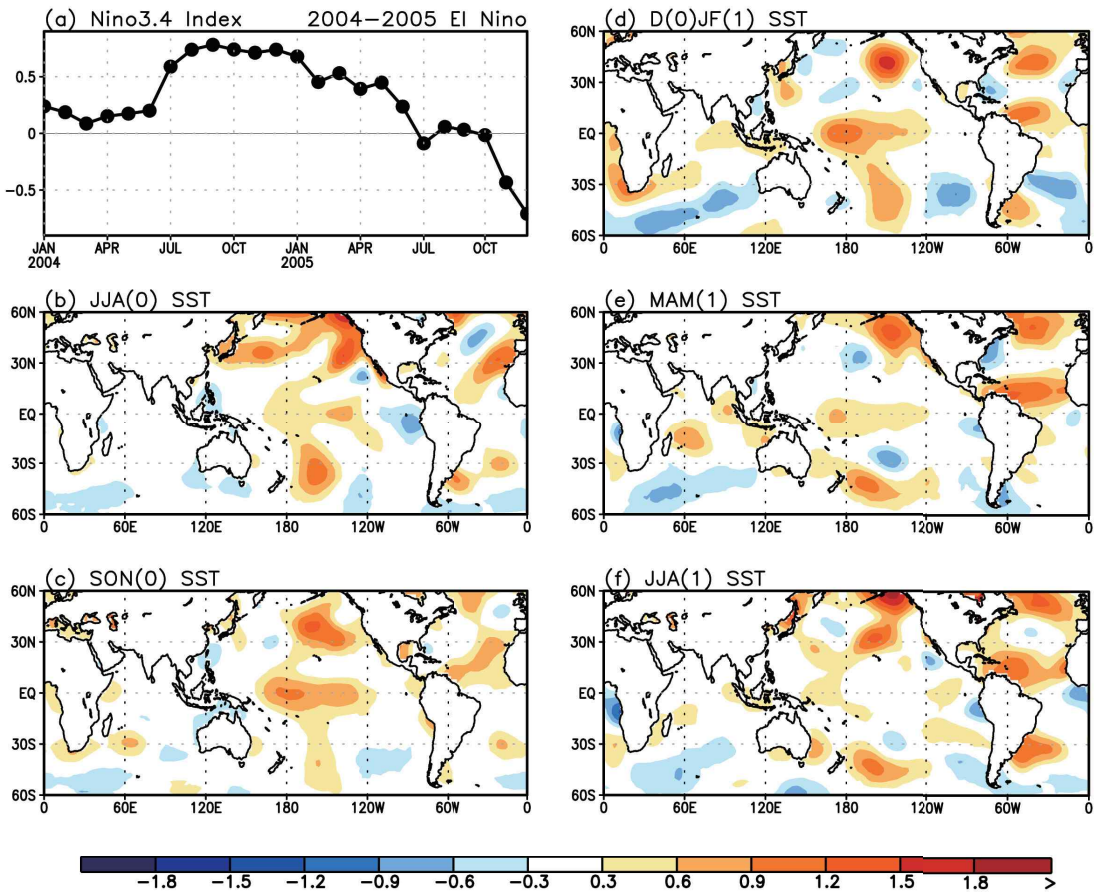


그림4-1-29. (a)2004년 1월부터 2005년 12월까지의 NINO3.4 인덱스의 시계열, (b)2004년 여름철(JJA), (c) 가을철(SON), (d)2004/05년 겨울철(DJF), (e)2005년 봄철(MAM), (f)2005년 여름철 해수면 온도 아노말리 패턴.

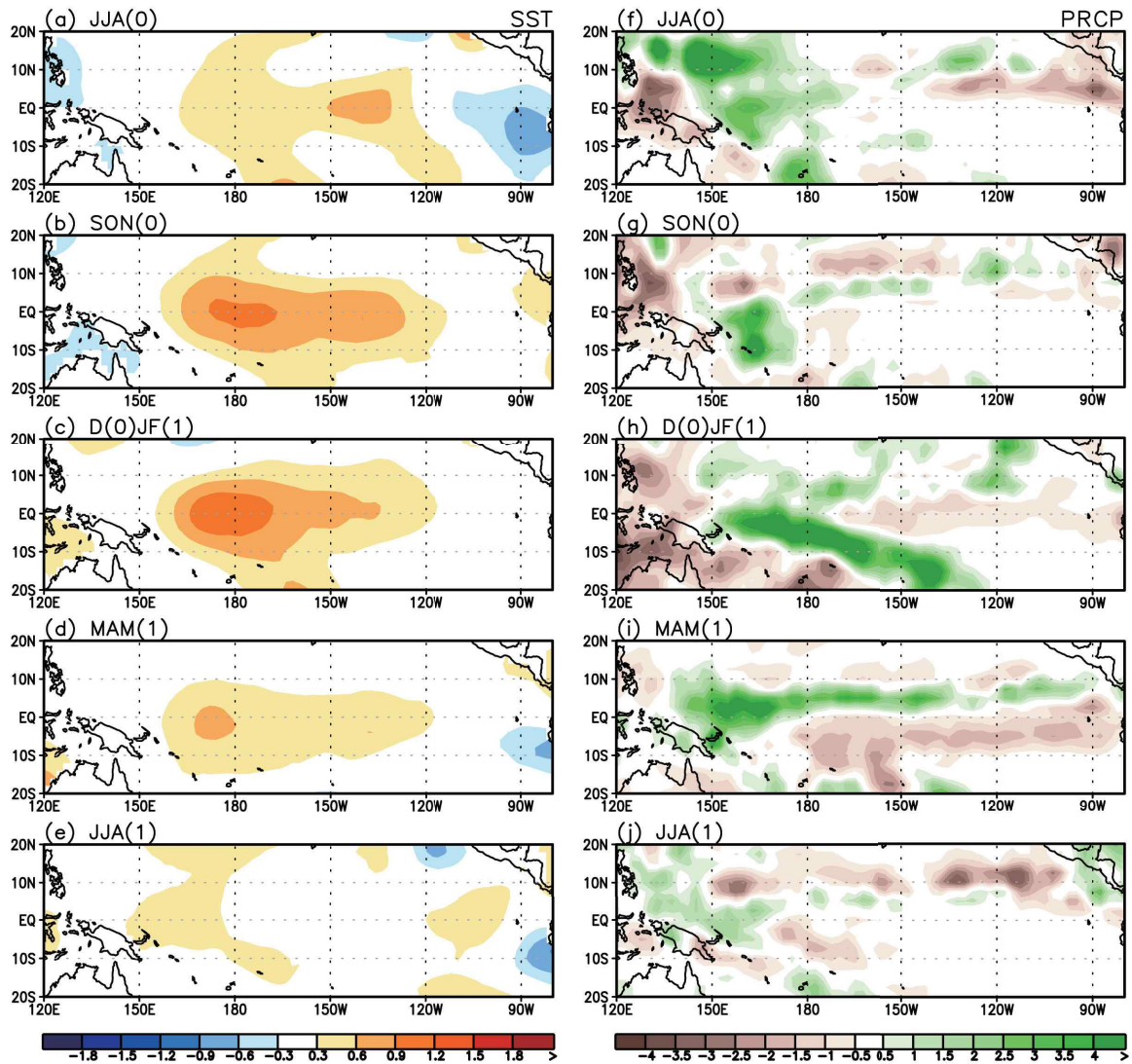


그림4-1-30. (a)2004년 여름철(JJA), (b)가을철(SON), (c)2004/05년 겨울철(DJF), (d)2005년 봄철(MAM), (e)2005년 여름철 해수면 온도 아노말리(왼쪽)와 강수 아노말리(오른쪽) 패턴.

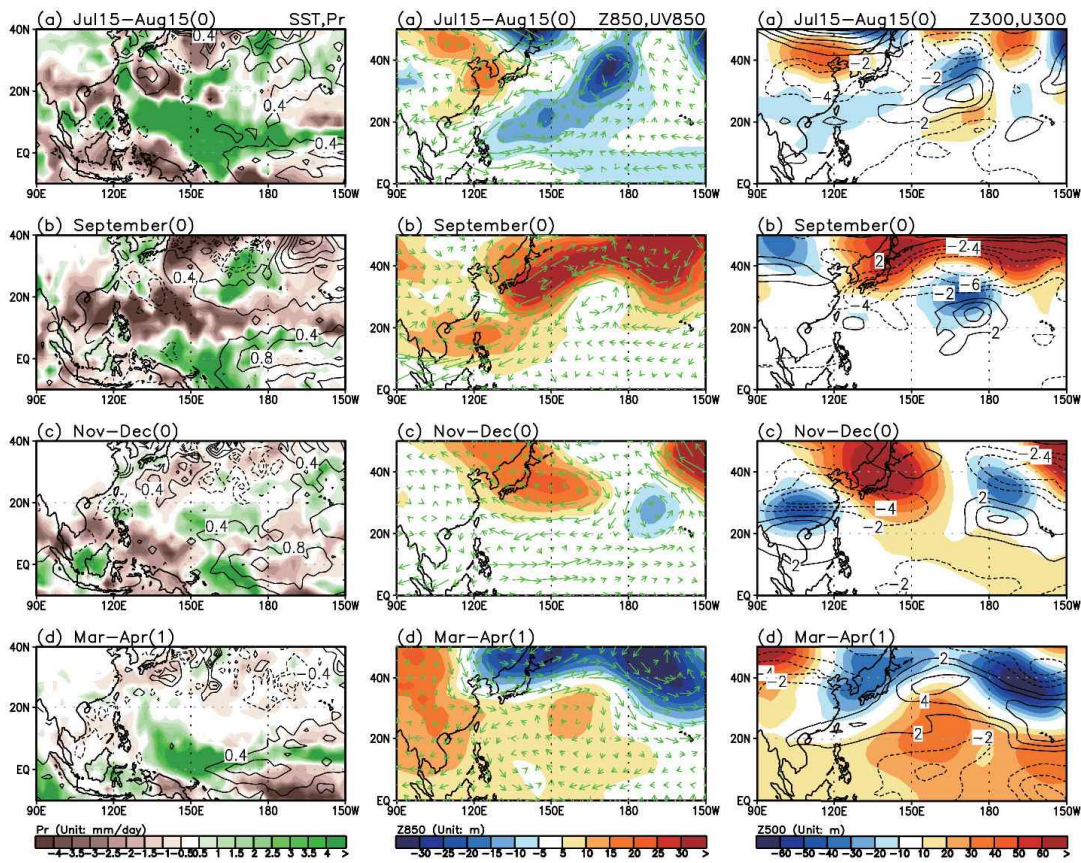


그림4-1-31. 2004년 (a)7월 15일-8월 15일, (b)9월, (c)11-12월, (d)2005년 3-4월 평균 해수면 온도(contour), 강수(shading)(왼쪽), 850hPa 지위고도장(shading), 바람장 벡터(vector)(mid-panels), 300hPa 지위고도장(shading), 동서 바람장(contour) 아노말리(오른쪽).



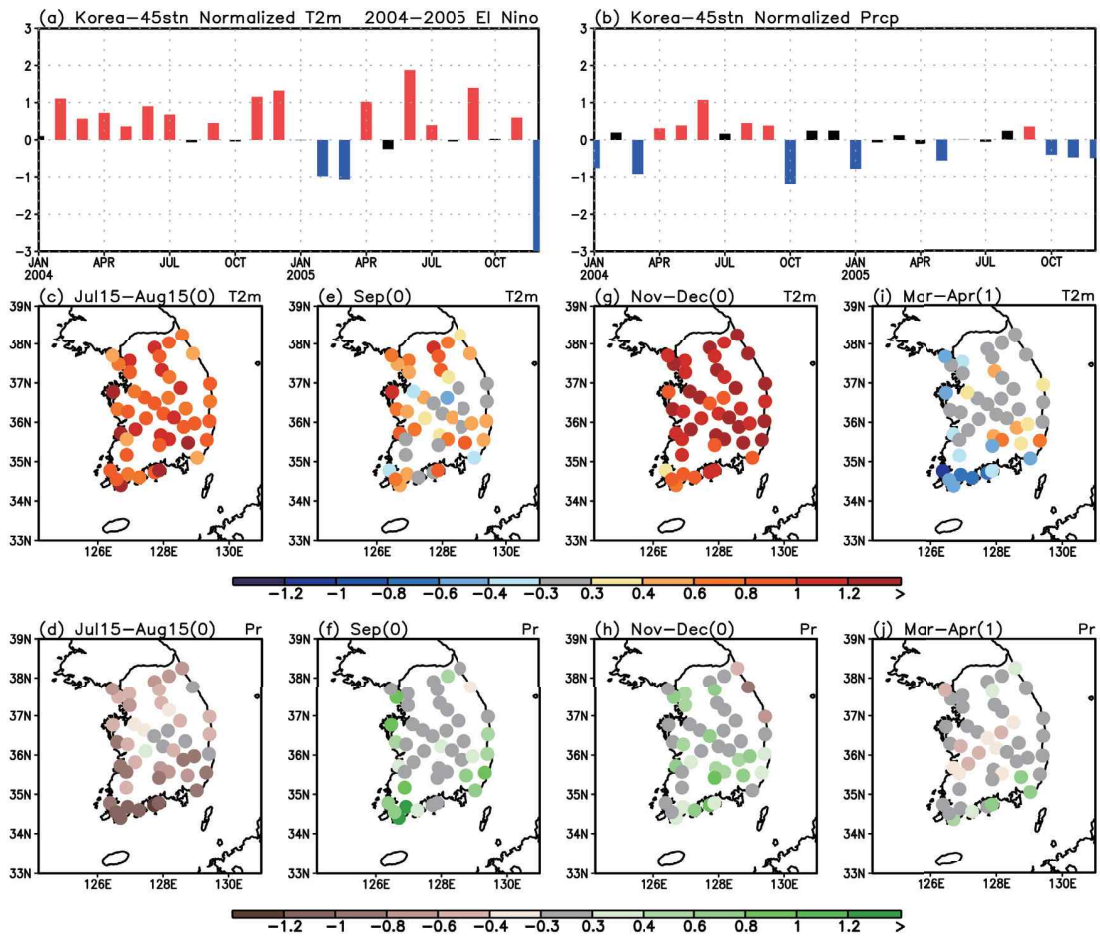


그림4-1-32. 2004년 1월-2005년 12월의 한반도 45개 지점 평균의 표준화된 (a)2m 온도, (b)강수 아노말리 시계열. 한반도 45개 지점의 2002년, (c)7월 15일-8월 15일, (e)9월, (g)11-12월, (d)2005년 3-4월 평균 2m 온도 아노말리, (d), (f), (h), (j)는 같은 시기 강수 아노말리. 그림 (a)와 (b)에서 빨간 바는 0.3 표준편차 이상을, 파란 바는 -0.3 표준편차 이하의 아노말리를 갖는 달을 나타냄.

● 2006/07 엘니뇨

엘니뇨 절정기 NINO3.4 인덱스는 1°C 정도로 약한 엘니뇨로 구분됨. 엘니뇨 발달기 7월 15일-8월 15일의 경우 양의 강수 아노말리가 관측되고, 엘니뇨 발달기 9월의 경우 음의 온도 아노말리와 음의 강수 아노말리가, 엘니뇨 절정기 11-12월에 양의 온도 아노말리가 관측되어 엘니뇨 시기 전형적인 한반도 패턴을 보이지만, 다른 시기의 한반도 패턴은 엘니뇨 시기의 전형적인 패턴과 일치하지 않음.

● 발달기 7월 15일-8월 15일: 전국적으로 한반도 온도 아노말리의 경향성이 뚜렷하지 않으며, 중부 지역을 중심으로 양의 강수 아노말리가, 남부 지역을 중심으로 음의 아노말리가 관측됨. 강수 아노말리는 어느 정도 양의 아노말리가 나타나는 엘니뇨 시기 전형적인 한반도 패턴과 일치하나, 음의 온도 아노말리가 나타나는 전형적인 엘니뇨 시기 온도 패턴과 상이한 결과임. 한반도 7월과 8월의 온도 아노말리 경향성이 반대인 것이 일부 원인으로 지목. 한반도 연근해의 양의 해수면 온도 아노말리는 전형적인 엘니뇨 영향으로 한반도 음의 아노말리를 일부 상쇄시킨 것으로 판단됨. 북위 20도 서태평양에 위치한 음의 강수로 유도되는 한반도 서남해의 고기압은 남부 지역을 중심으로 한 음의 강수 아노말리에 기여하는 것으로 보임.

● 발달기 9월: 온도와 강수 모두 전국적으로 음의 온도 아노말리가 관측됨. 이는 통계적으로 나타나는 엘니뇨 시기 전형적인 한반도 패턴과 일치함. 전형적인 엘니뇨 패턴과 유사한 아열대 중태평양의 양의 강수 아노말리에 의해 유도되는 아열대 서태평양의 저기압성 순환을 통해 한반도에 북풍이 유도됨. 이는 한반도의 온도 하강과 강수 감소를 유도할 수 있음. 이에 더해 한반도 북쪽에 위치한 고기압의 영향으로 한반도 중부 강수는 더욱 감소하였을 것으로 판단됨.

● 절정기 11-12월: 전국적으로 강한 양의 온도 아노말리가 나타나며, 강수 아노말리는 전국적으로 뚜렷하지 않음. 온도의 경우 엘니뇨 시기 나타나는



전형적인 한반도 패턴과 일치함. 이 시기 쿠로시오 고기압은 한반도의 북서에 위치하여 한반도에 남풍을 유도, 온도 증가를 유발하는 것으로 판단됨.

● 쇠퇴기 3-4월: 전국적으로 온도 아노말리는 뚜렷한 경향성을 보이지 않으며, 강수 아노말리는 중부 지역을 중심으로 양의 아노말리를 보임. 강수의 증가는 이 시기 열대 중태평양에 위치한 음의 강수 아노말리에 의해 유도된 북태평양 저기압이 한반도에 직접적으로 영향을 미치기 때문으로 판단됨.

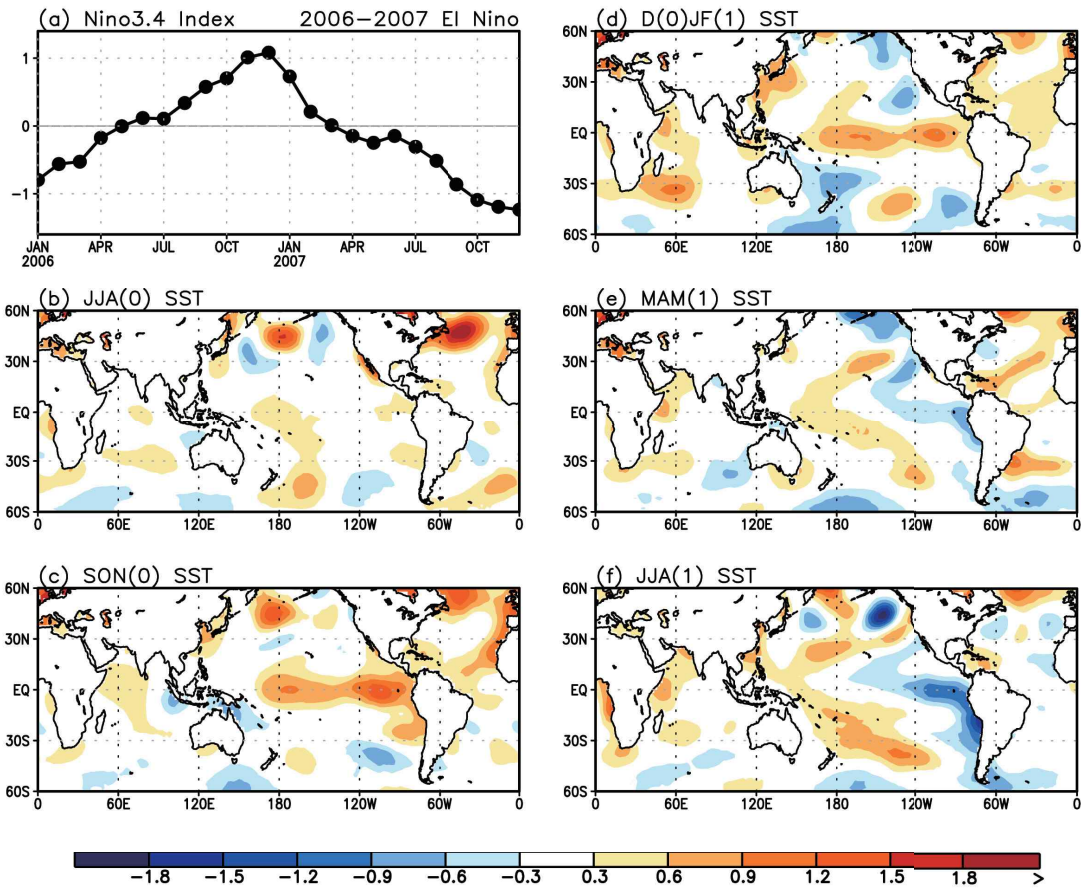


그림4-1-33. (a)2006년 1월부터 2007년 12월까지의 NINO3.4 인덱스의 시계열, (b)2006년 여름철(JJA), (c) 가을철(SON), (d)2006/07년 겨울철(DJF), (e)2007년 봄철(MAM), (f)2007년 여름철 해수면 온도 아노말리 패턴.

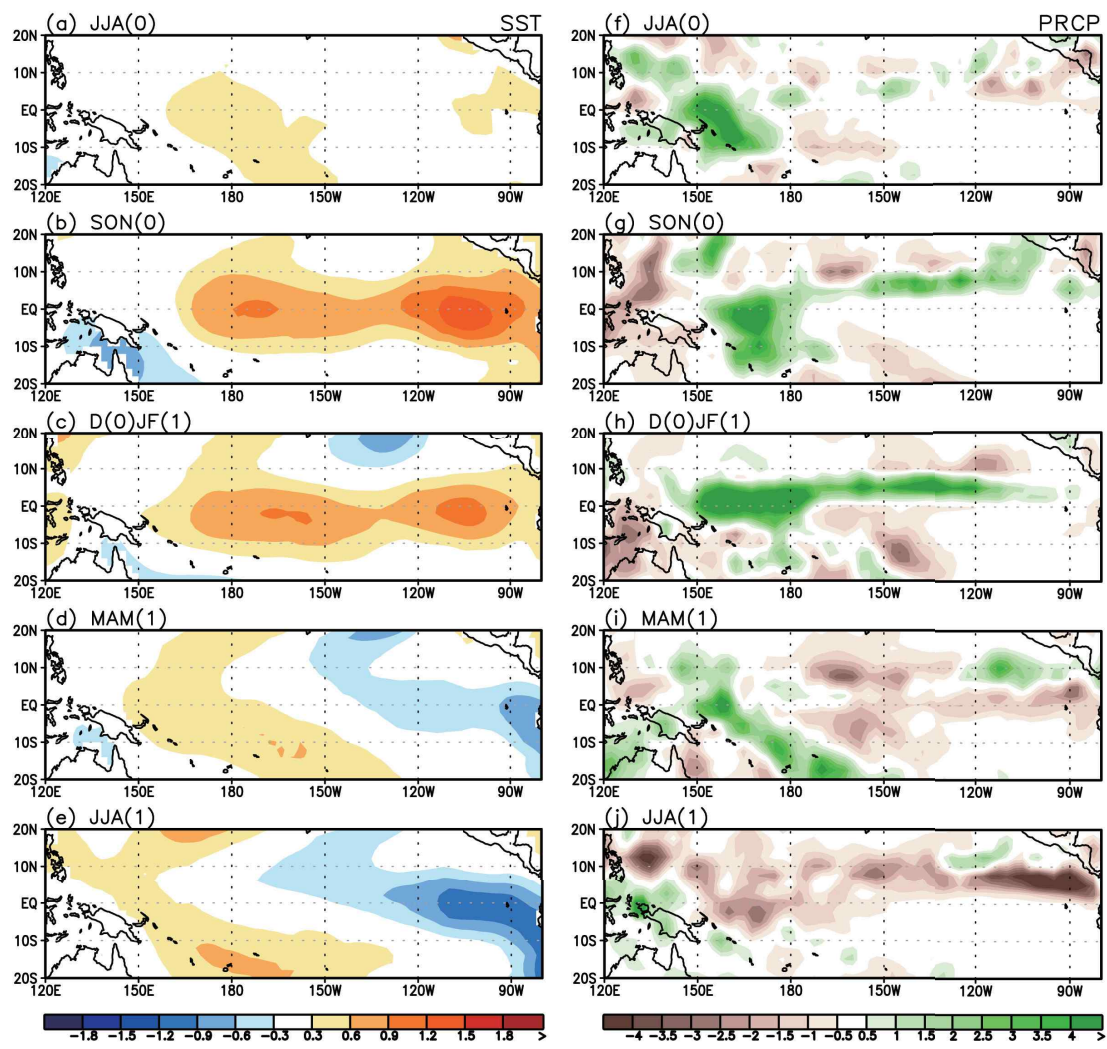


그림4-1-34. (a)2006년 여름철(JJA), (b)가을철(SON), (c)2006/07년 겨울철(DJF), (d)2007년 봄철(MAM), (e)2007년 여름철 해수면 온도 아노말리(왼쪽)와 강수 아노말리(오른쪽) 패턴.

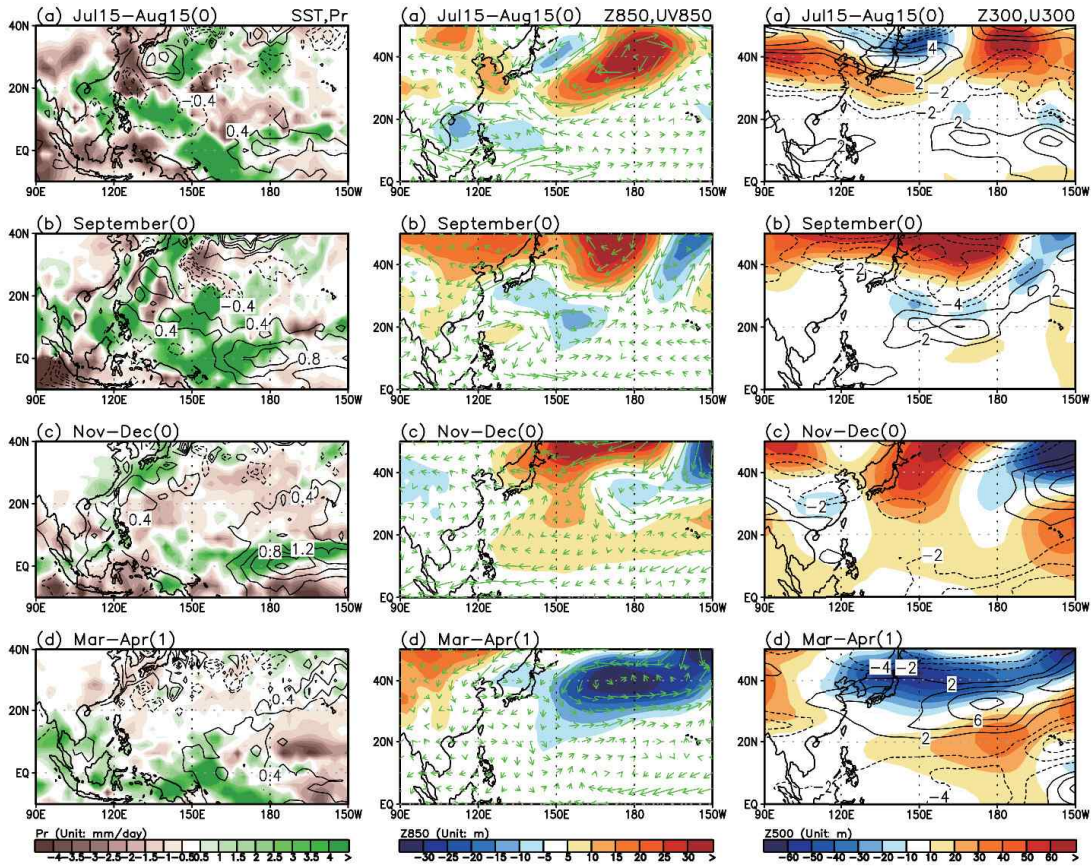


그림4-1-35. 2006년 (a)7월 15일-8월 15일, (b)9월, (c)11-12월, (d)2007년 3-4월 평균 해수면 온도(contour), 강수(shading)(왼쪽), 850hPa 지위고도장(shading), 바람장 벡터(vector)(mid-panels), 300hPa 지위고도장(shading), 동서 바람장(contour) 아노말리(오른쪽).



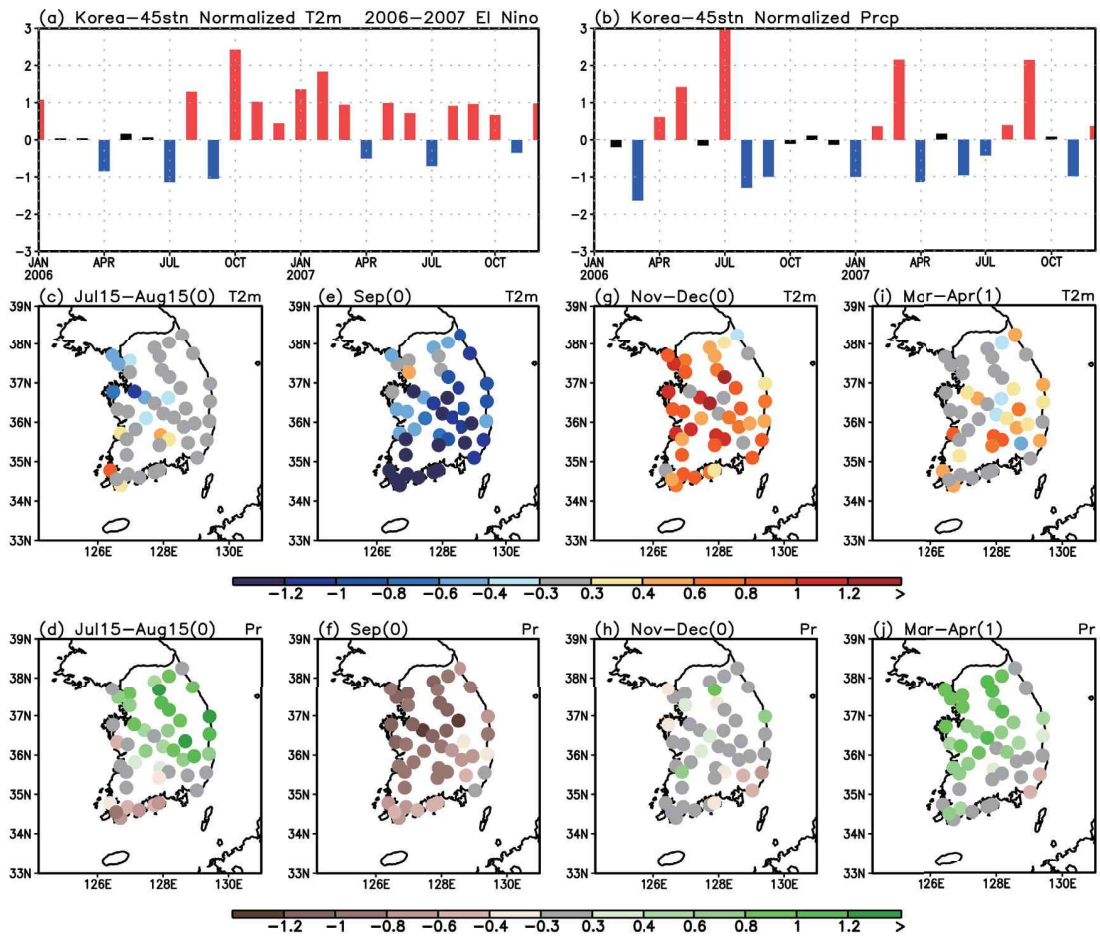


그림4-1-36. 2006년 1월-2007년 12월의 한반도 45개 지점 평균의 표준화된 (a)2m 온도, (b)강수 아노말리 시계열. 한반도 45개 지점의 2006년, (c)7월 15일-8월 15일, (e)9월, (g)11-12월, (d)2007년 3-4월 평균 2m 온도 아노말리, (d), (f), (h), (j)는 같은 시기 강수 아노말리. 그림 (a)와 (b)에서 빨간 바는 0.3 표준편차 이상을, 파란 바는 -0.3 표준편차 이하의 아노말리를 갖는 달을 나타냄.

● 2009/10 엘니뇨

엘니뇨 절정기 NINO3.4 인덱스는 1.5°C 정도로 중간 정도 크기의 엘니뇨로 구분됨. 중태평양 엘니뇨로 구분되기도 함. 한반도에는 엘니뇨 발달기 7월 15일-8월 15일의 경우 음의 온도 아노말리가 관측되고, 엘니뇨 발달기 9월의 경우 음의 강수 아노말리가 관측되며, 절정기 11-12월과 쇠퇴기 3-4월에 음의 온도 아노말리가 관측되어 엘니뇨 시기 전형적인 한반도 패턴을 보이지만, 다른 시기의 한반도 패턴은 엘니뇨 시기의 전형적인 한반도 패턴과 일치하지 않음.

● 발달기 7월 15일-8월 15일: 전국적으로 한반도에 음의 온도 아노말리, 남부 지역을 중심으로 양의 강수 아노말리가, 중부 지역을 중심으로 음의 강수 아노말리가 관측됨. 이는 음의 온도와 양의 강수 아노말리가 나타나는 엘니뇨 시기 전형적인 한반도 온도 및 강수 패턴과 어느 정도 일치하는 결과임. 아열대 중태평양에 양의 강수 아노말리, 북위 20-30도 사이의 음의 강수 아노말리, 일본을 중심으로 양의 강수 아노말리가 3개의 강수 셀을 형성하여, 한반도 남부 지역에 양의 강수 아노말리를 유발함. 일본에 위치한 양의 강수 아노말리에 의해 발생한 저기압으로 인해 한반도에는 북풍이 유도, 이는 한반도 온도 감소와 중부 지역의 강수 감소를 유발한 것으로 보임. 또한 동해에 발달한 음의 해수면 온도와 아노말리가 한반도 음의 온도와 아노말리에 어느 정도 기여한 것으로 보임.

● 발달기 9월: 온도는 전국적으로 양의 아노말리를, 강수는 전국적으로 음의 온도와 아노말리를 보임. 한반도 강수의 경우 통계적으로 나타나는 엘니뇨 시기 전형적인 한반도 반응과 일치하지만, 온도의 경우 전형적인 엘니뇨 패턴과 상이함. 전형적인 엘니뇨 패턴과 유사한 아열대 중태평양의 양의 강수 아노말리에 의해 아열대 서태평양의 저기압성 순환이 유도되지만, 한반도에 영향을 미치지 못함. 한반도 서쪽 상층의 고기압에 의한 대기 안정화로 인해 강수 감소가 유도되었을 가능성이 있음. 한반도 연근해에 발달한 양의 온도와 아노말리는 한반도 온도 상승에 일정 부분 기여한 것으로 보임.



● 절정기 11-12월: 전국적으로 온도 아노말리는 뚜렷하지 않으며, 약한 양의 강수 아노말리가 관측됨. 양의 강수 아노말리는 엘니뇨 시기 나타나는 전형적인 한반도 패턴과 유사함. 적도 중태평양 양의 강수로 인해 발생하는 아열대 서태평양에 위치한 저기압의 영향으로 한반도에는 남동풍이 유도됨. 이때의 남풍은 강수의 증가를 유도하는 것으로 판단됨.

● 쇠퇴기 3-4월: 전국적으로 음의 온도 아노말리가 관측되며, 강수 아노말리는 전국적으로 양의 아노말리가 관측됨. 아열대 해수면 온도가 높은 +STCP 엘니뇨 경우로, 온도의 경우 엘니뇨 시기 전형적인 한반도 반응과 유사하여, 강수의 경우는 전형적인 반응과 상이함. 이 시기 열대 중태평양의 양의 강수 아노말리로 인해 강한 고기압성 순환이 북위 20-40도 북태평양에 걸쳐 넓게 발달하며, 이는 한반도 남부 지역에 남풍을 유도해 강수 증가에 기여함. 이 시기 한반도 온도 하강은 한반도 상층에 위치한 기압골로 인한 찬 공기의 이류가 일부 기여한 바가 있다고 추정됨.

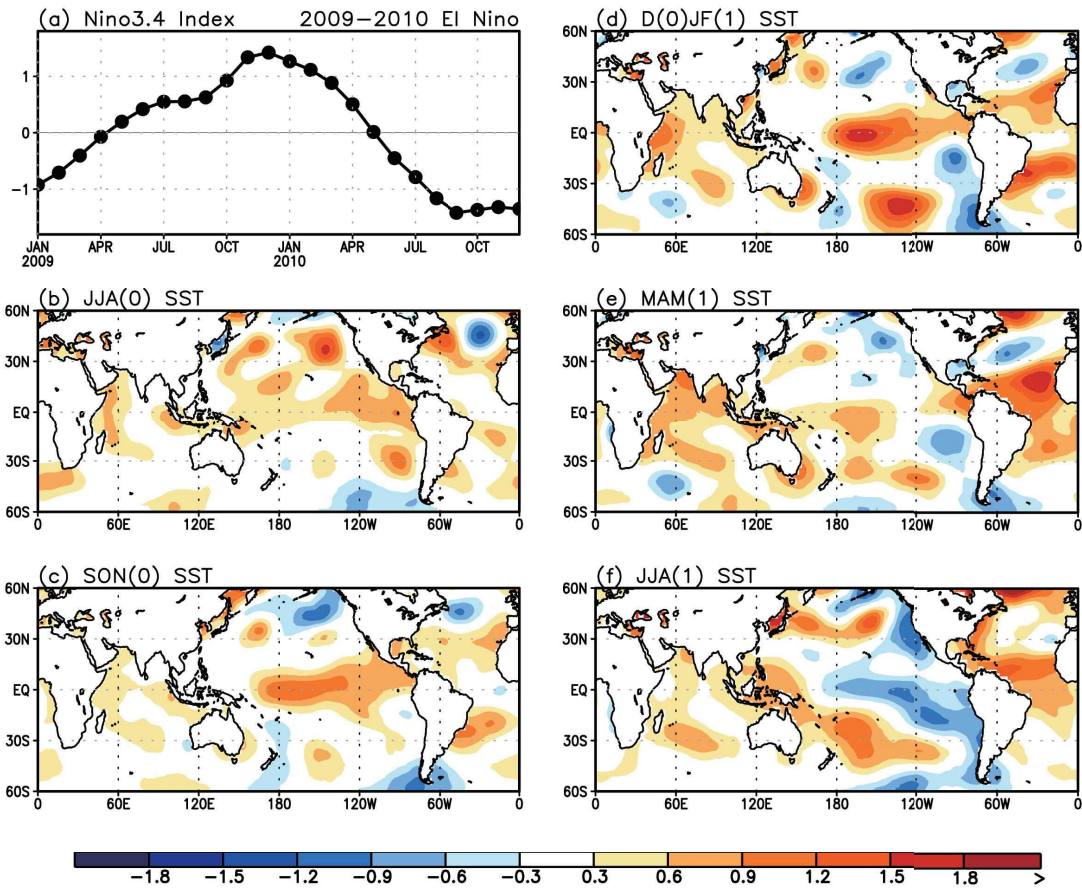


그림4-1-37. (a)2009년 1월부터 2010년 12월까지의 NINO3.4 인덱스의 시계열, (b)2009년 여름철(JJA), (c) 가을철(SON), (d)2009/10년 겨울철(DJF), (e)2009년 봄철(MAM), (f)2009년 여름철 해수면 온도 아노말리 패턴.

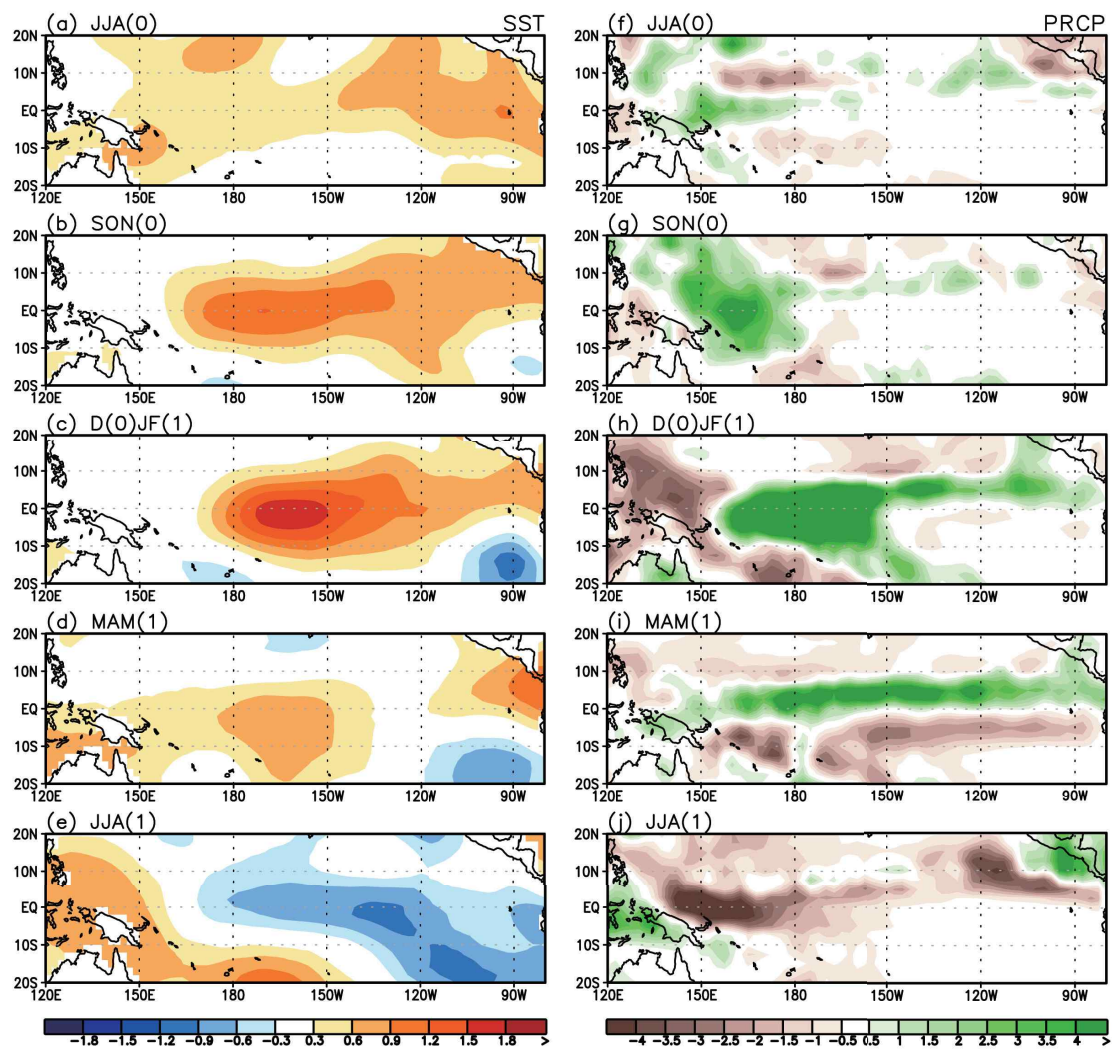


그림4-1-38. (a)2009년 여름철(JJA), (b)가을철(SON), (c)2009/10년 겨울철(DJF), (d)2010년 봄철(MAM), (e)2010년 여름철 해수면 온도 아노말리(왼쪽)와 강수 아노말리(오른쪽) 패턴.

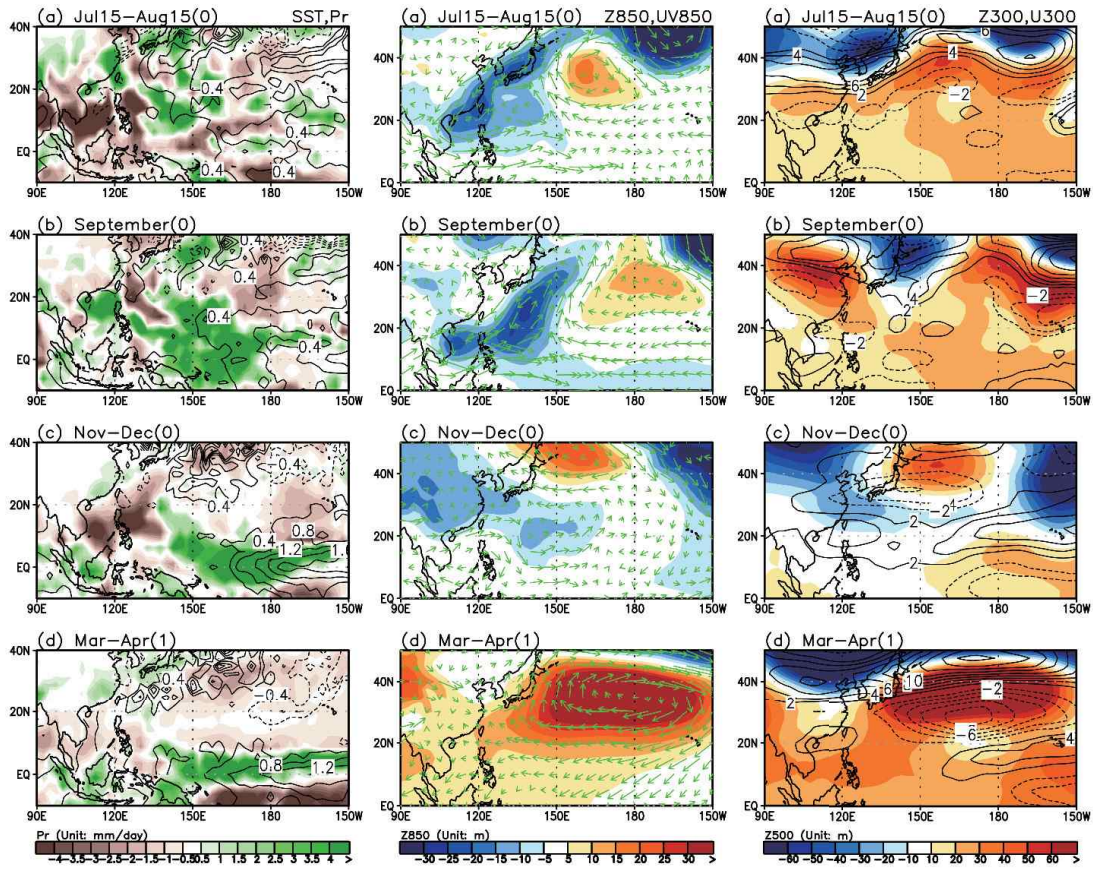


그림4-1-39. 2009년 (a)7월 15일-8월 15일, (b)9월, (c)11-12월, (d)2010년 3-4월 평균 해수면 온도(contour), 강수(shading)(왼쪽), 850hPa 지위고도장(shading), 바람장 벡터(vector)(mid-panels), 300hPa 지위고도장(shading), 동서 바람장(contour) 아노말리(오른쪽).



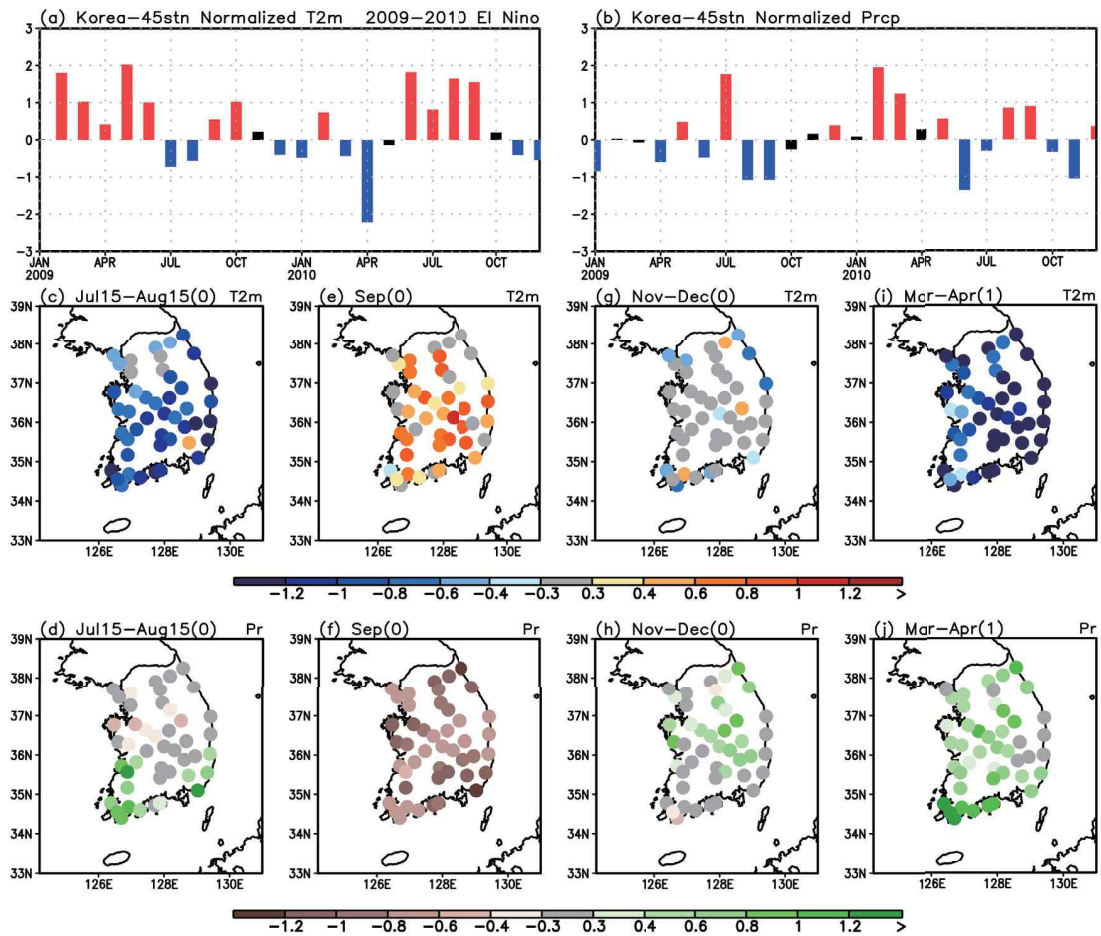


그림4-1-40. 2009년 1월-2010년 12월의 한반도 45개 지점 평균의 표준화된 (a)2m 온도, (b)강수 아노말리 시계열. 한반도 45개 지점의 2009년, (c)7월 15일-8월 15일, (e)9월, (g)11-12월, (d)2010년 3-4월 평균 2m 온도 아노말리, (d), (f), (h), (j)는 같은 시기 강수 아노말리. 그림 (a)와 (b)에서 빨간 바는 0.3 표준편차 이상을, 파란 바는 -0.3 표준편차 이하의 아노말리를 갖는 달을 나타냄.

● 2014/15 엘니뇨

엘니뇨 절정기 NINO3.4 인덱스는 1°C 이하로 약한 엘니뇨로 구분됨. 엘니뇨 발달기 7월 15일-8월 15일의 경우 음의 온도 아노말리가 관측되고, 엘니뇨 발달기 9월의 경우 음의 강수 아노말리가 관측되어 엘니뇨 시기 전형적인 한반도 패턴을 보이지만, 다른 시기의 한반도 패턴은 엘니뇨 시기의 전형적인 패턴과 일치하지 않음.

● 발달기 7월 15일-8월 15일: 한반도 서남부 지역을 중심으로 음의 온도 아노말리가 관측되며, 남부 지역을 중심으로 양의 강수 아노말리가, 중부 지역을 중심으로 음의 강수 아노말리가 관측됨. 온도의 경우 엘니뇨 시기의 전형적인 한반도 패턴과 일치함. 150-180°E, 15-30°N에 위치한 음의 강수 아노말리로 인해 하층에 고기압성 순환이 유도되며, 이는 일본 서쪽에 남동풍을 유도하여 습한 공기의 이류를 통한 강수의 증가를 유도함. 이는 한반도에 저기압을 유도해 강수 증가와 태양 입사 에너지 감소로 인한 온도 하강을 유발함. 북태평양 전반에 걸친 양의 해수면 온도 아노말리는 강원도 일부 지역의 온도 상승을 유발하는 데 기여했다고 판단됨.

● 발달기 9월: 온도는 전국적으로 양의 아노말리를, 강수는 전국적으로 음의 온도 아노말리를 보임. 한반도 강수의 경우 통계적으로 나타나는 엘니뇨 시기 전형적인 한반도 패턴과 일치하지만, 온도의 경우 상이함. 아열대 서태평양 음의 강수로 인해 유도된 로스비파로 인해 한반도 남쪽에 양의 지위고도장, 한반도 동쪽에 음의 지위고도장이 유도되며, 이는 한반도에 북풍을 유발하여 강수의 감소를 유발함. 북태평양 전반에 걸친 양의 해수면 온도 아노말리의 영향으로 중북부 지역을 중심으로 온도 상승이 유발되었을 가능성이 있음.

● 절정기 11-12월: 전국적으로 음의 온도 아노말리가 관측되며, 강수 아노말리는 전국적으로 뚜렷하지 않음. 온도와 강수 모두 양의 아노말리가 나타나는 엘니뇨 시기 전형적인 한반도 패턴과 상이함. 인도양의 온도 상승으



로 인한 양의 강수 아노말리로 인해 남중국 상층에 양의 지위고도장, 한반도에 음의 지위고도장이 발생함. 한반도 상층의 음의 지위고도장은 상층 기압골을 형성해 북극의 공기가 한반도로 유입, 한반도 온도를 하강시킴.

● 쇠퇴기 3-4월: 전국적으로 양의 온도 아노말리가 관측되며, 강수 아노말리는 남부 지역 일부에만 양의 아노말리가 관측됨. 이 시기에 새로운 엘니뇨가 다시 발달하고 있어서, 엘니뇨 쇠퇴기의 특징과 연결 짓기는 어려움. 적도 동태평양 지역의 양의 강수 아노말리에 의해 유도되는 큰 규모의 하층 고기압이 북위 40도 지역의 중태평양에 자리 잡고 있으며, 이는 한반도에 남풍을 유발해 온도를 상승시킴. 남풍으로 인한 강수 증가와 고기압으로 인한 강수 증가는 서로 상쇄되어 강수 아노말리는 크지 않음.

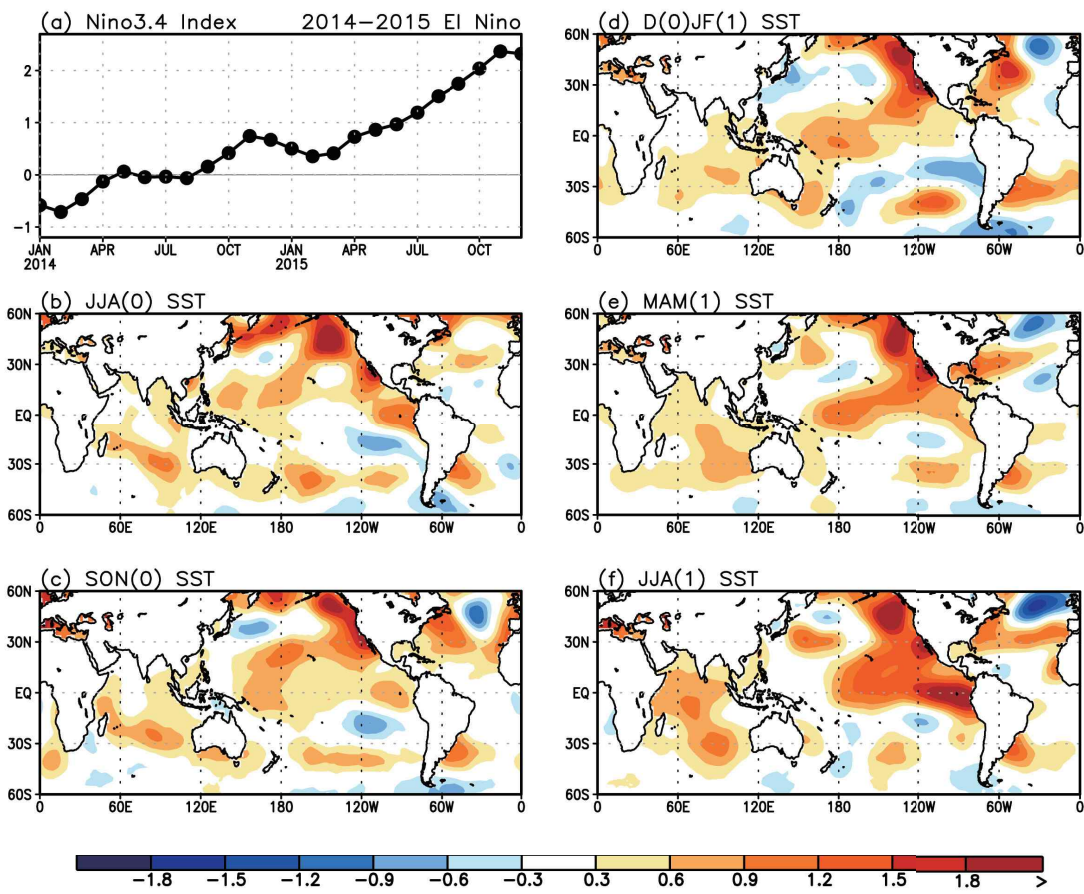


그림4-1-41. (a)2014년 1월부터 2015년 12월까지의 NINO3.4 인덱스의 시계열, (b)2014년 여름철(JJA), (c) 가을철(SON), (d)2014/15년 겨울철(DJF), (e)2015년 봄철(MAM), (f)2015년 여름철 해수면 온도 아노말리 패턴.

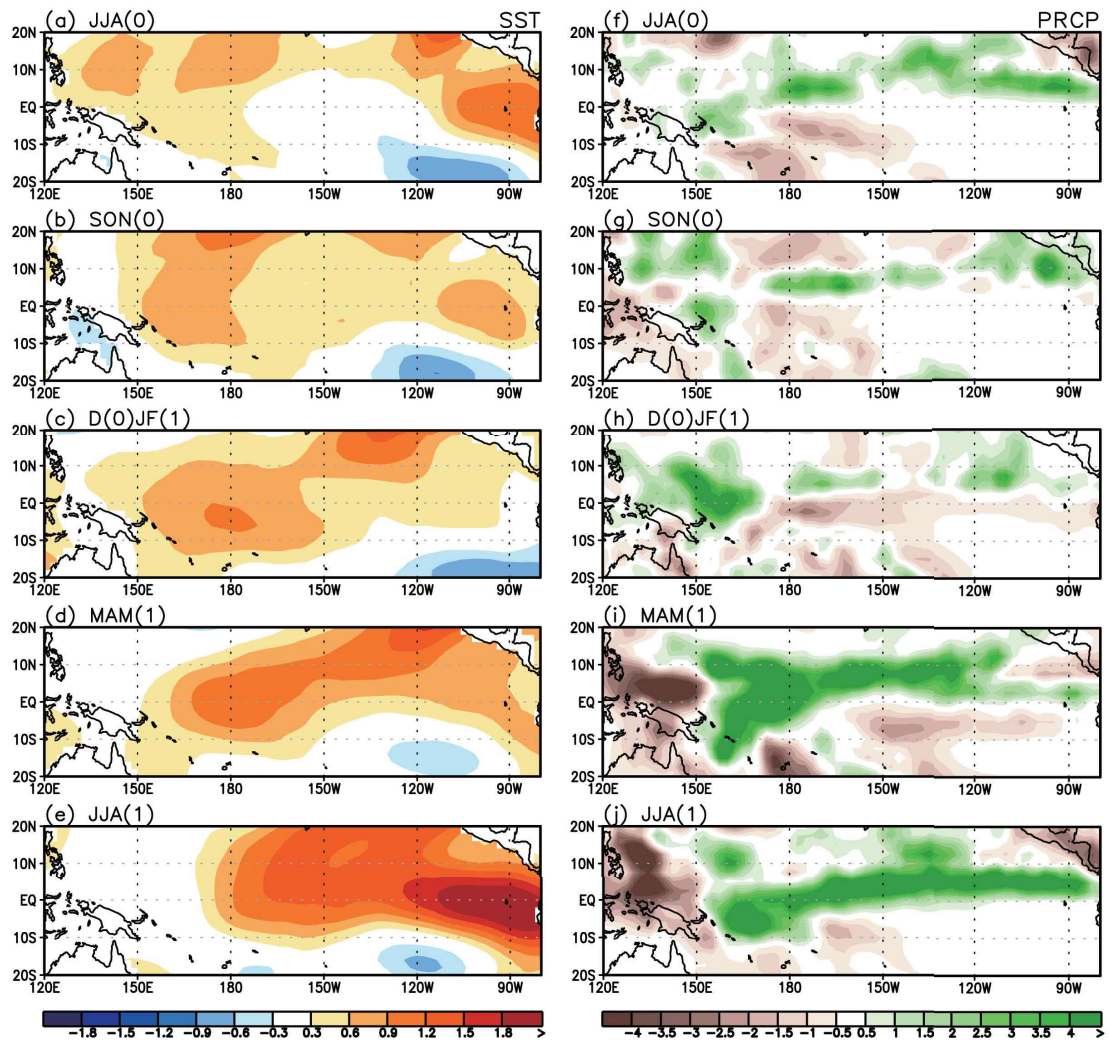


그림4-1-42. (a)2014년 여름철(JJA), (b)가을철(SON), (c)2014/15년 겨울철(DJF), (d)2015년 봄철(MAM), (e)2015년 여름철 해수면 온도 아노말리(왼쪽)와 강수 아노말리(오른쪽) 패턴.

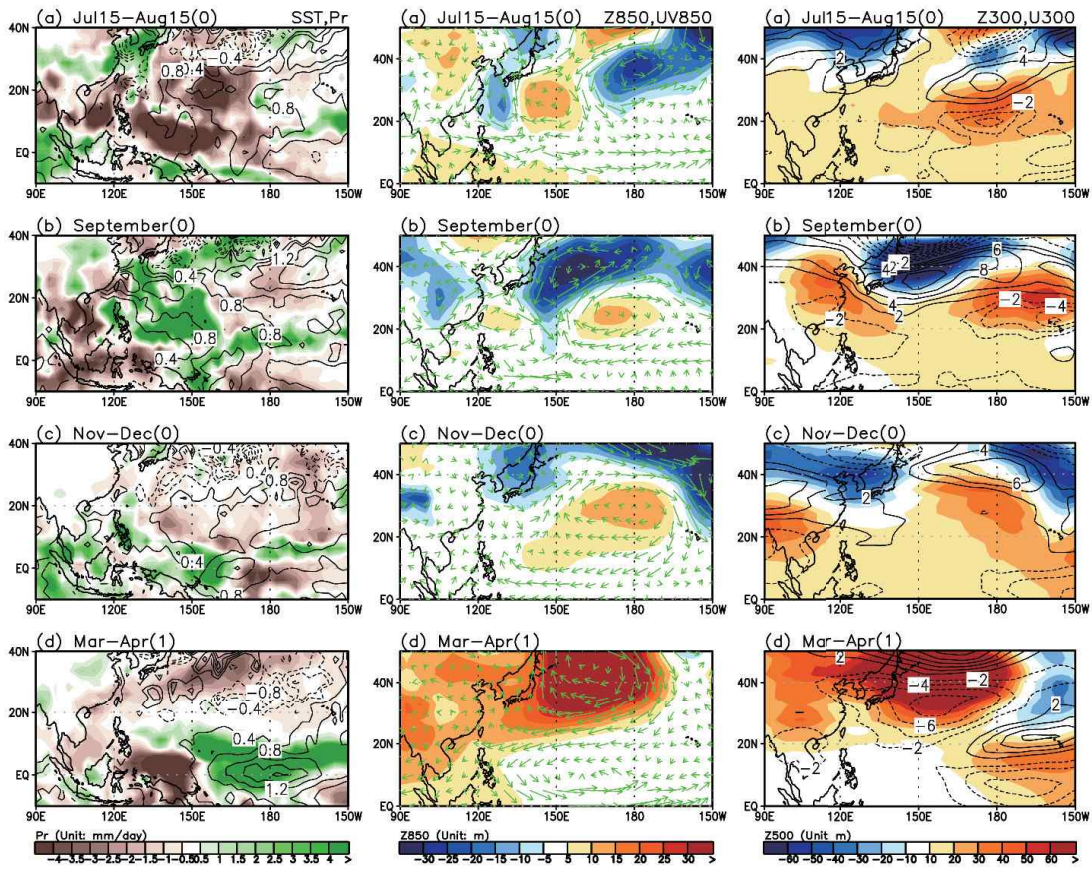


그림4-1-43. 2014년 (a)7월 15일-8월 15일, (b)9월, (c)11-12월, (d)2015년 3-4월 평균 해수면 온도(contour), 강수(shading)(왼쪽), 850hPa 지위고도장(shading), 바람장 벡터(vector)(mid-panels), 300hPa 지위고도장(shading), 동서 바람장(contour) 아노말리(오른쪽).



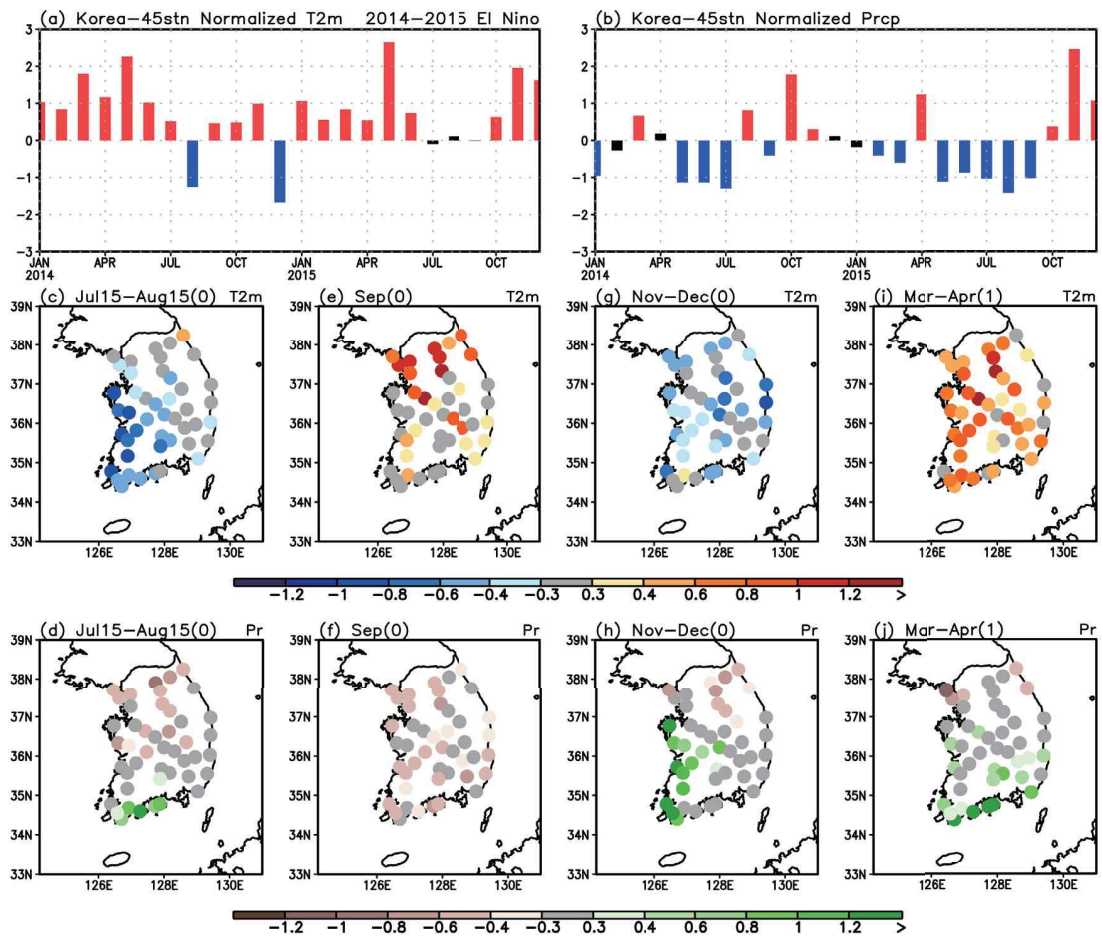


그림4-1-44. 2014년 1월-2015년 12월의 한반도 45개 지점 평균의 표준화된 (a)2m 온도, (b)강수 아노말리 시계열. 한반도 45개 지점의 2014년, (c)7월 15일-8월 15일, (e)9월, (g)11-12월, (d)2015년 3-4월 평균 2m 온도 아노말리, (d), (f), (h), (j)는 같은 시기 강수 아노말리. 그림 (a)와 (b)에서 빨간 바는 0.3 표준편차 이상을, 파란 바는 -0.3 표준편차 이하의 아노말리를 갖는 달을 나타냄.

● 2015/16 엘니뇨

엘니뇨 절정기 NINO3.4 인덱스는 2°C 이상으로 매우 강한 엘니뇨로 구분됨. 엘니뇨 발달기 9월의 경우 음의 강수 아노말리가 관측되고, 엘니뇨 절정기 11-12월, 쇠퇴기 3-4월의 강수와 온도 아노말리 모두 양의 값이 관측되어 엘니뇨 시기 전형적인 한반도 패턴을 보이지만, 엘니뇨 발달기 7월 15일-8월 15일의 한반도 패턴은 엘니뇨 시기의 전형적인 패턴과 일치하지 않음.

● 발달기 7월 15일-8월 15일: 한반도 중동부 지역을 중심으로 양의 온도 아노말리가 관측되고 전국적으로 음의 강수 아노말리가 관측됨. 이는 음의 온도 아노말리와 양의 강수 아노말리가 관측되는 엘니뇨 시기 전형적인 한반도 패턴과 상이함. 이 시기 서태평양의 음의 강수 아노말리에 의해 발생한 하층 고기압성 순환이 필리핀 해역에 위치하고 있으며, 한반도는 이 고기압의 영향을 약하게 받아 온도 상승과 강수 감소가 일어난 것으로 판단됨.

● 발달기 9월: 서울·경기 지역 일부에 양의 온도 아노말리가 관측되는 반면 남부 지역을 중심으로 음의 온도 아노말리가 관측되며, 전국적으로 음의 강수 아노말리가 관측됨. 강수의 경우 엘니뇨 시기 전형적인 반응과 일치하나, 온도의 경우 음의 온도 아노말리가 관측되는 엘니뇨 시기 전형적인 한반도 패턴과 상이함. 아열대 중태평양의 양의 강수 아노말리로 인해 유도된 로스비파로 북위 40도 이상 태평양에 강한 하층 고기압이 위치하게 되며, 이의 영향이 한반도까지 확장되어 강수 감소가 유도된 것으로 판단됨. 또한 이 고기압은 2014년부터 지속적으로 발생한 열대 서풍 아노말리에 의해 만들어진 켈빈파가 미국 서부 해안을 따라 북쪽으로 전파되어 만들어진 북태평양 양의 해수면 온도 아노말리에 의해서도 일부 유도될 수 있다고 추정됨.

● 절정기 11-12월: 전국적으로 강한 양의 온도 아노말리와 강수 아노말리가 관측됨. 온도와 강수 모두 엘니뇨 시기 전형적인 한반도 패턴과 일치함. 아열대 서태평양 음의 강수로 인해 유도되는 쿠로시오 고기압의 발달로 인



한 강한 남풍이 한반도에 유도되며, 이는 한반도의 강수 증가와 온도 상승에 기여하는 것으로 판단됨.

● 쇠퇴기 3-4월: 전국적으로 강한 양의 온도 아노말리와 강수 아노말리가 관측됨. 온도와 강수 모두 엘니노 시기 전형적인 한반도 패턴과 일치함. 서태평양 음의 강수가 열대 수렴대를 따라 중태평양으로 확장되며, 이로 인해 발생된 하층 고기압이 한반도에 남풍을 유도, 한반도의 강수 증가와 온도 상승에 기여하는 것으로 판단됨.

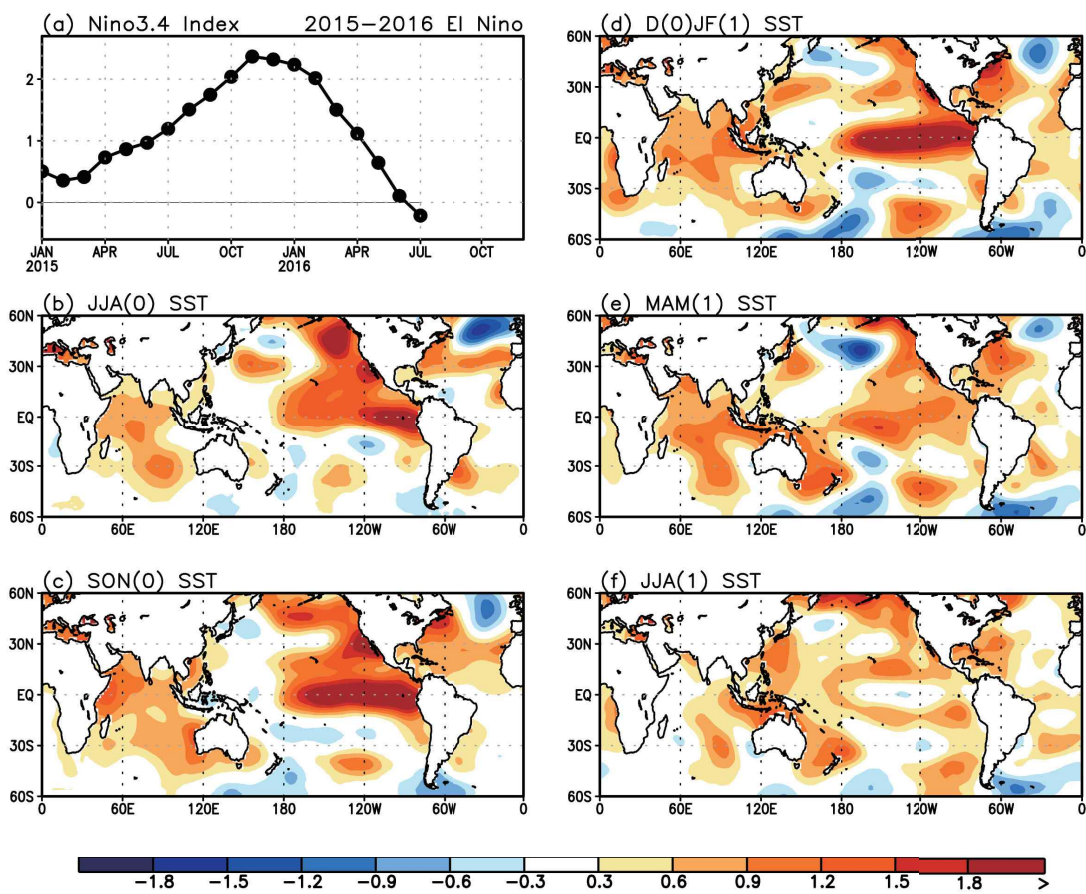


그림4-1-45. (a)2015년 1월부터 2016년 12월까지의 NINO3.4 인덱스의 시계열, (b)2015년 여름철(JJA), (c) 가을철(SON), (d)2015/16년 겨울철(DJF), (e)2016년 봄철(MAM), (f)2016년 여름철 해수면 온도 아노말리 패턴.

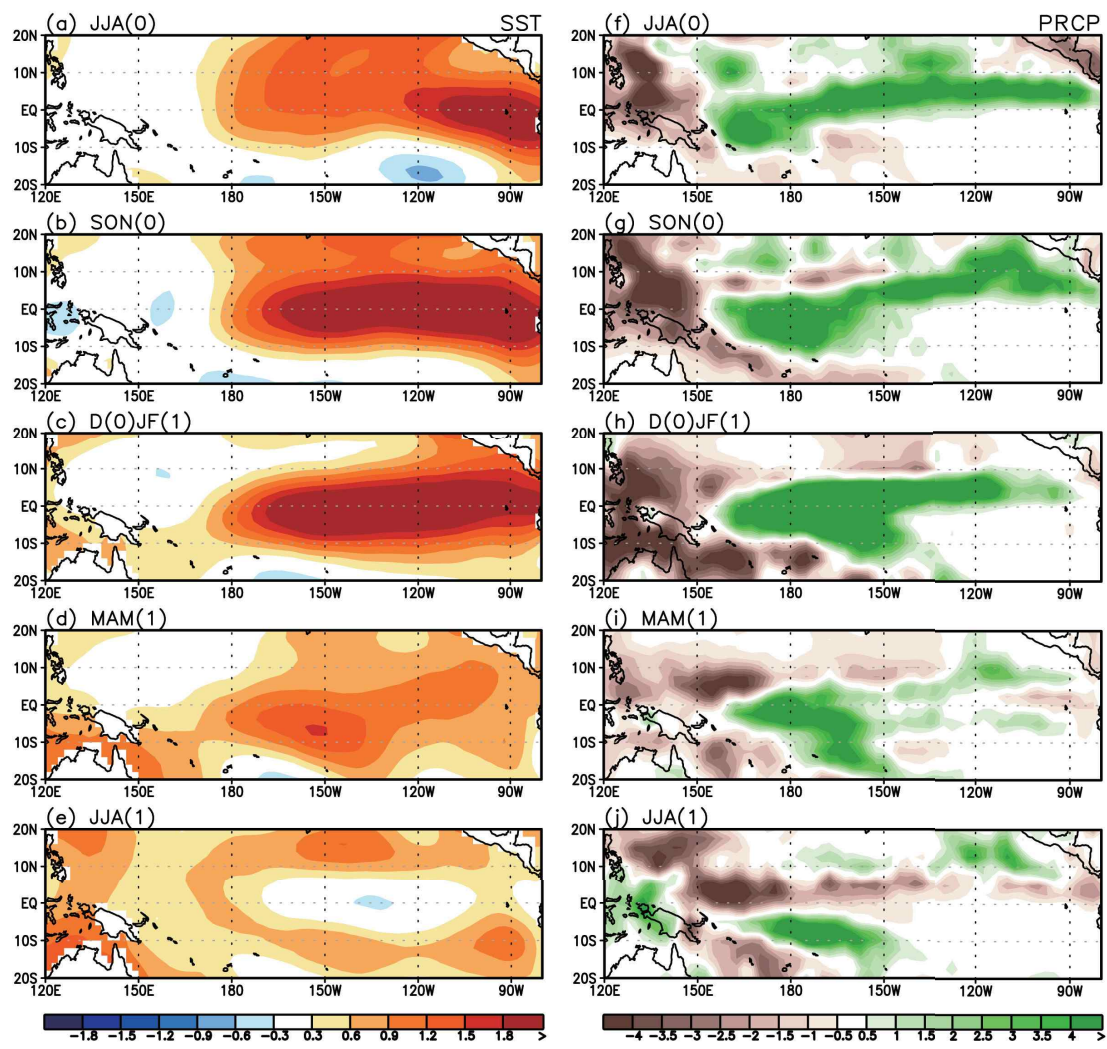


그림4-1-46. (a)2015년 여름철(JJA), (b)가을철(SON), (c)2015/16년 겨울철(DJF), (d)2016년 봄철(MAM), (e)2016년 여름철 해수면 온도 아노말리(왼쪽)와 강수 아노말리(오른쪽) 패턴.

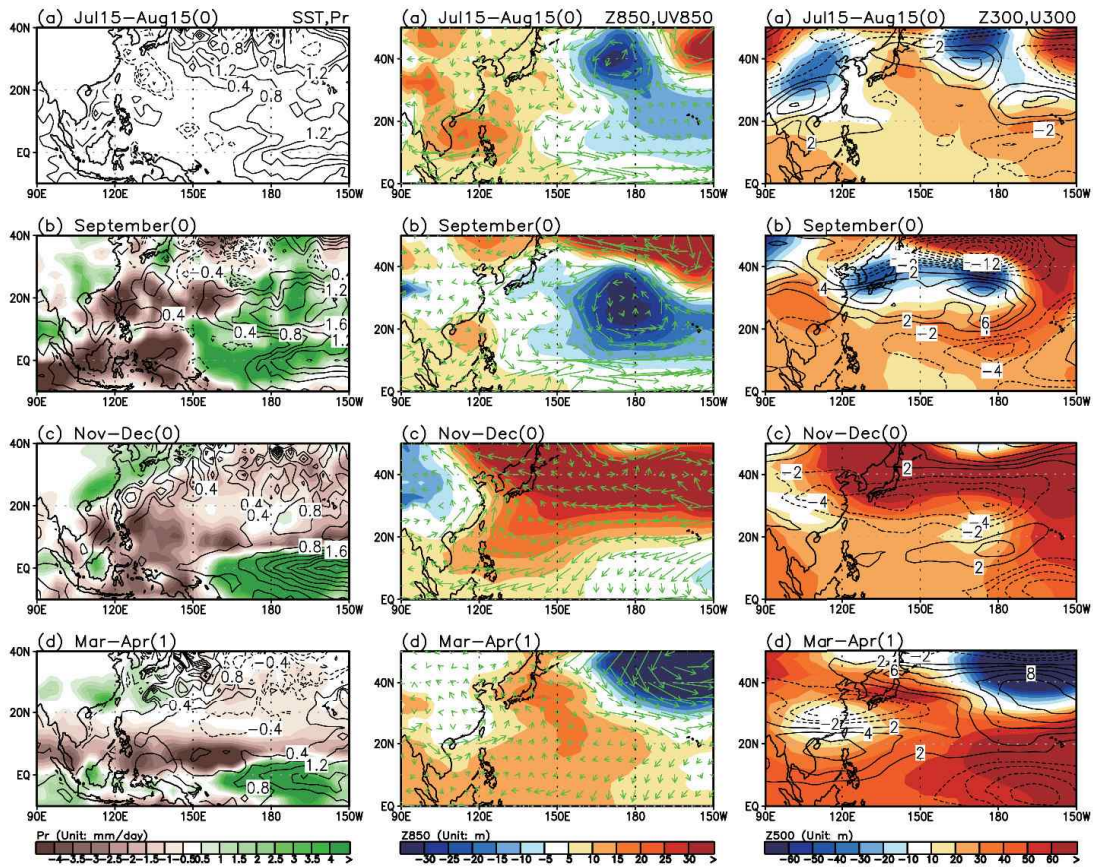


그림4-1-47. 2015년 (a)7월 15일-8월 15일, (b)9월, (c)11-12월, (d)2016년 3-4월 평균 해수면 온도(contour), 강수(shading)(왼쪽), 850hPa 지위고도장(shading), 바람장 벡터(vector)(mid-panels), 300hPa 지위고도장(shading), 동서 바람장(contour) 아노말리(오른쪽).



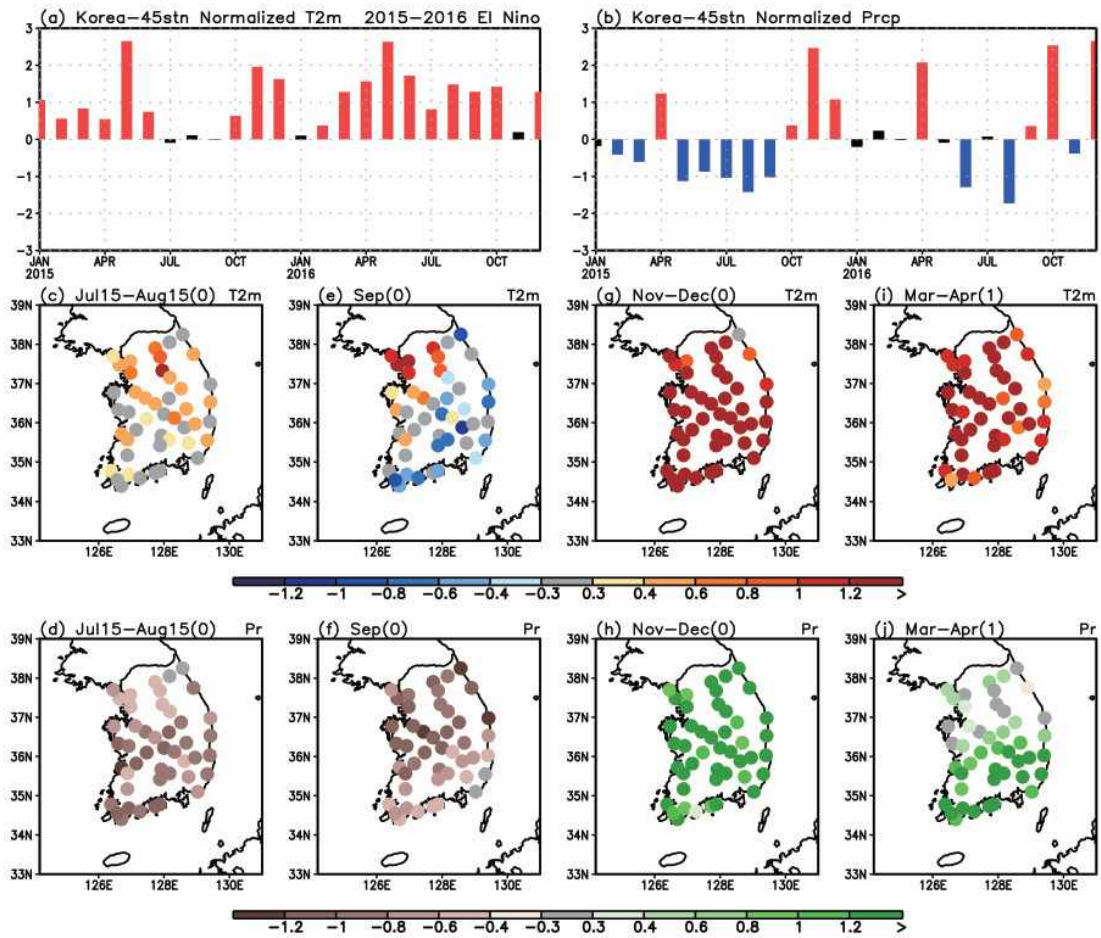


그림4-48. 2015년 1월-2016년 12월의 한반도 45개 지점 평균의 표준화된 (a)2m 온도, (b)강수 아노말리 시계열. 한반도 45개 지점의 2015년, (c)7월 15일-8월 15일, (e)9월, (g)11-12월, (d)2016년 3-4월 평균 2m 온도 아노말리, (d), (f), (h), (j)는 같은 시기 강수 아노말리. 그림 (a)와 (b)에서 빨간 바는 0.3 표준편차 이상을, 파란 바는 -0.3 표준편차 이하의 아노말리를 갖는 달을 나타냄.

## 4.2 과거 라니냐 사례별 분석

### ● 1983/84 라니냐

라니냐 절정기 NINO3.4 인덱스는  $-0.5^{\circ}\text{C}$  정도로 약한 라니냐로 구분됨. 라니냐 발달기 7월 15일-8월 15일, 발달기 9월, 절정기 11-12월, 쇠퇴기 3-4월 강수 및 온도 모두 라니냐 시기 전형적인 한반도 강수 및 온도 패턴을 보임.

● 발달기 7월 15일-8월 15일: 한반도의 동부 지역을 중심으로 양의 온도 아노말리가 뚜렷하고 전국적으로 약한 음의 강수 아노말리가 관측됨. 이는 라니냐 시기 전형적인 한반도 온도 패턴과 어느 정도 일치함.  $150^{\circ}\text{E}$ ,  $10-20^{\circ}\text{N}$  부근의 음의 강수, 북위 20도 근방 서태평양의 양의 강수 아노말리, 북위 30-40도 부근의 음의 강수 아노말리에 의한 3개의 강수 셀 패턴이 뚜렷함. 북위 30-40도 부근의 음의 강수 아노말리는 한반도에 직접적으로 영향을 줌. 한반도 서남부의 음의 강수 아노말리에 의해 유도된 키 큰 고기압은 태양 복사 에너지의 입사량을 증가시켜 한반도 온도 상승에 기여하는 것으로 판단됨.

● 발달기 9월: 한반도 전역에 양의 온도 아노말리와 남부 지방을 중심으로 양의 강수 아노말리가 관측됨. 이는 통계적으로 나타나는 라니냐 시기 전형적인 한반도 온도 및 강수 아노말리의 경향성과 일치함. 아열대 서태평양의 음의 강수 아노말리에 의해 유발되는 고기압성 순환이 한반도 남동쪽에 존재하여 한반도 남부 지역을 중심으로 남풍이 유도됨. 이는 습하고 따뜻한 공기를 한반도로 유입시켜 강수 및 온도 증가를 유도한 것으로 추정.

● 절정기 11-12월: 온도와 강수 아노말리는 전국적으로 음의 값이 관측됨. 이는 통계적으로 나타나는 라니냐 시기 전형적인 한반도 강수 및 온



도 아노말리의 경향성과 일치함. 열대 서태평양 지역의 양의 강수 아노말리 강제력에 의해 발생했을 것으로 추정되는 쿠로시오 지역의 저기압에 의해 한반도에 북풍 유도. 이는 건조하고 차가운 공기를 한반도로 유입시켜 온도와 강수의 감소를 유도함.

● 쇠퇴기 3-4월: 온도 아노말리는 전국적으로 음의 값이 관측되며, 강수는 중부 지역과 남부 지역을 중심으로 약한 음의 아노말리가 관측됨. 이는 통계적으로 나타나는 라니냐 시기의 전형적인 한반도 강수 및 온도 아노말리의 경향성과 일치함. 아열대 중태평양 지역의 음의 강수로 유발되는 쿠로시오 지역의 저기압에 의한 남동풍의 영향으로 한반도 온도와 강수 아노말리는 음의 값을 보이는 것으로 판단됨. 이 시기 북위 40도 북서태평양 전반에 걸쳐 발달하는 음의 해수면 온도 아노말리는 한반도 지역 음의 온도 아노말리에 일부 기여한 것으로 판단됨.

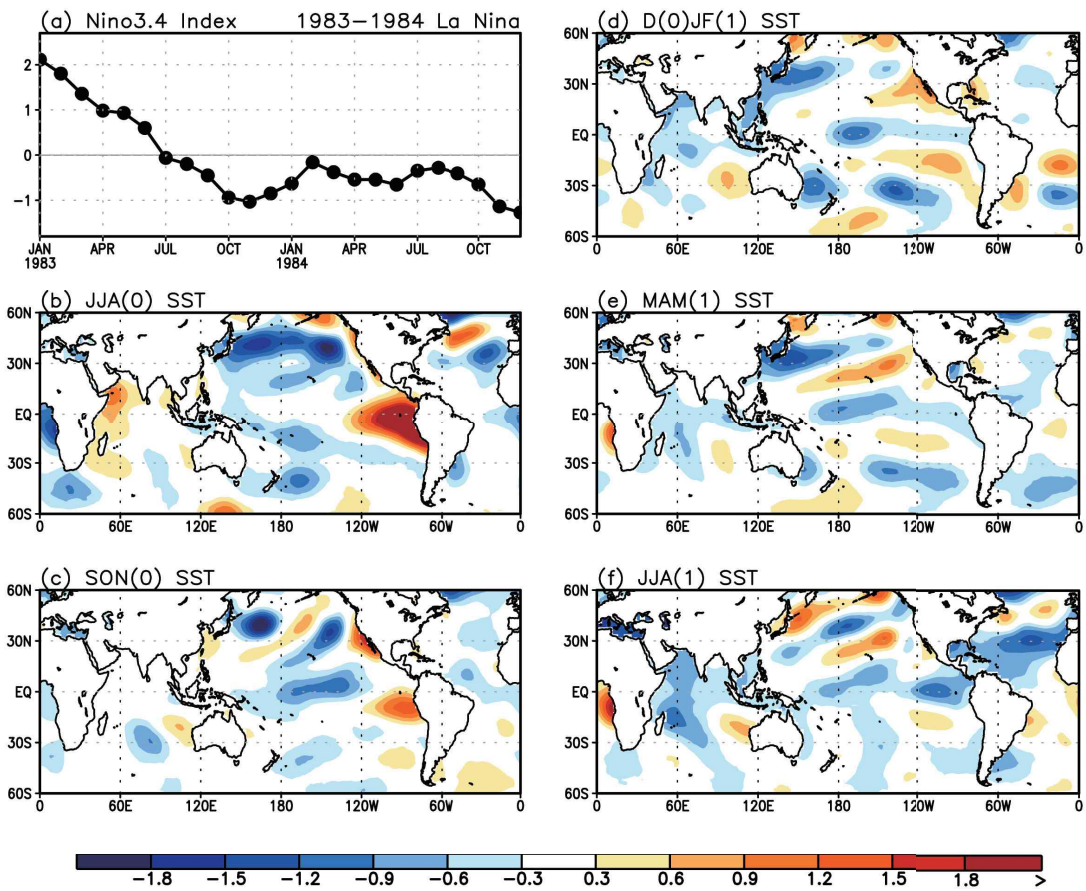


그림4-2-1. (a)1983년 1월부터 1984년 12월까지의 NINO3.4 인덱스의 시계열, (b)1983년 여름철(JJA), (c) 가을철(SON), (d)1983/84년 겨울철(DJF), (e)1984년 봄철(MAM), (f)1984년 여름철 해수면 온도 아노말리 패턴.

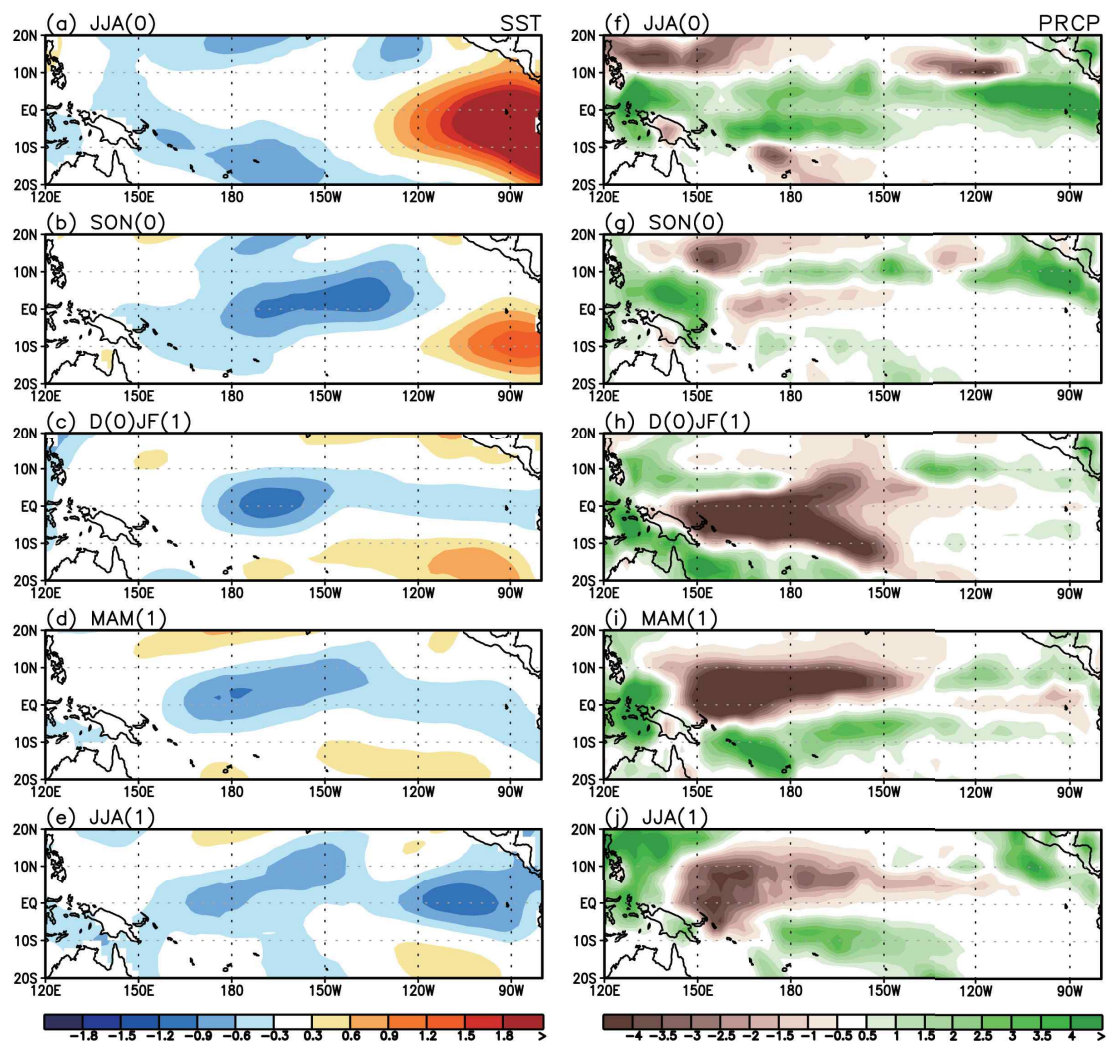


그림4-2-2. (a)1983년 여름철(JJA), (b)가을철(SON), (c)1983/84년 겨울철(DJF), (d)1984년 봄철(MAM), (e)1984년 여름철 해수면 온도 아노말리(왼쪽)와 강수 아노말리(오른쪽) 패턴.

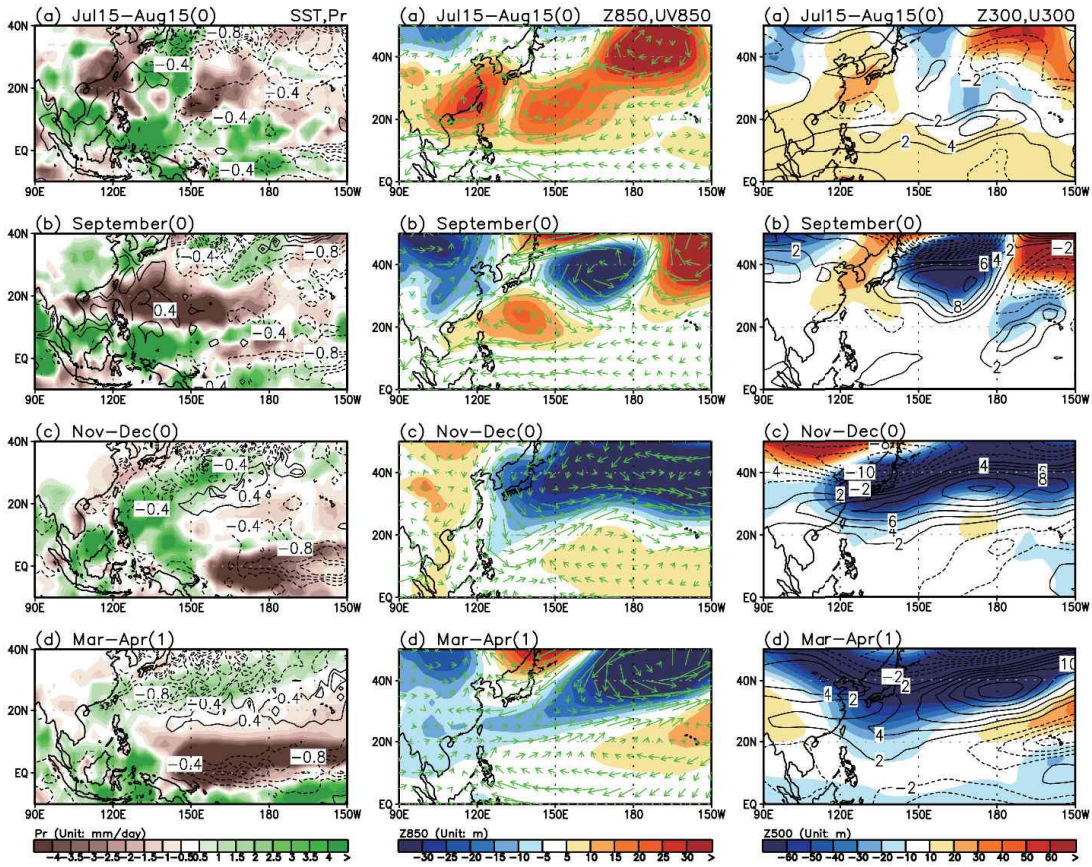


그림4-2-3. 1983년 (a)7월 15일-8월 15일, (b)9월, (c)11-12월, (d)1984년 3-4월 평균 해수면 온도(contour), 강수(shading)(왼쪽), 850hPa 지위고도장(shading), 바람장 벡터(vector)(mid-panels), 300hPa 지위고도장(shading), 동서 바람장(contour) 아노말리(오른쪽).



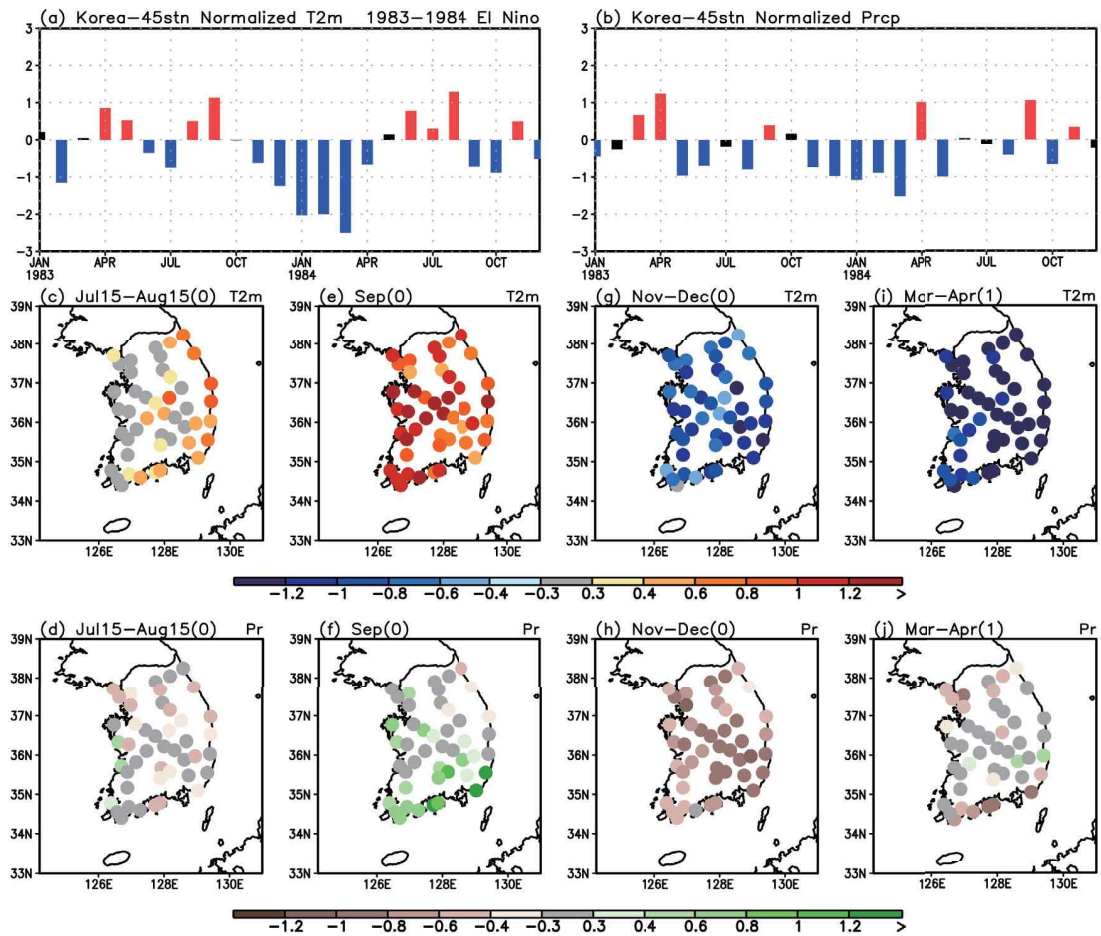


그림4-2-4. 1983년 1월-1984년 12월의 한반도 45개 지점 평균의 표준화된 (a)2m 온도, (b)강수 아노말리 시계열. 한반도 45개 지점의 1983년, (c)7월 15일-8월 15일, (e)9월, (g)11-12월, (d)1984년 3-4월 평균 2m 온도 아노말리, (d), (f), (h), (j)는 같은 시기 강수 아노말리. 그림 (a)와 (b)에서 빨간 바는 0.3 표준편차 이상을, 파란 바는 -0.3 표준편차 이하의 아노말리를 갖는 달을 나타냄.

● 1984/85 라니냐

라니냐 절정기 NINO3.4 인덱스는  $-1.2^{\circ}\text{C}$  정도로 보통 강도의 라니냐로 구분됨. 라니냐 발달기 7월 15일-8월 15일 온도와 강수 아노말리, 발달기 9월의 강수 아노말리, 쇠퇴기 3-4월의 온도 아노말리는 라니냐 시기 전형적인 한반도 패턴을 보이지만, 다른 시기의 한반도 패턴은 라니냐 시기의 전형적인 한반도 패턴과 일치하지 않음.

● 발달기 7월 15일-8월 15일: 전국적으로 양의 온도 아노말리와 음의 강수 아노말리가 관측됨. 이는 라니냐 시기 전형적인 한반도 온도 패턴과 일치함.  $150^{\circ}\text{E}$ ,  $5-15^{\circ}\text{N}$  사이의 음의 강수, 북위 20도 근방 서태평양의 양의 강수 아노말리, 북위 30-40도 부근 서태평양의 음의 강수 아노말리에 의한 3개의 강수 셀 패턴이 뚜렷함. 북위 30-40도 부근 서태평양의 음의 강수 아노말리는 한반도에 직접적으로 영향을 줌. 북위 30-40도 서태평양 부근의 음의 강수 아노말리에 의해 유도된 하층 고기압이 한반도 북동쪽에 위치하며, 이는 한반도에 남풍을 유도해 온도 상승에 기여하는 것으로 판단됨.

● 발달기 9월: 한반도 전역에 음의 온도 아노말리와 양의 강수 아노말리가 관측됨. 강수의 경우 통계적으로 나타나는 라니냐 시기 전형적인 한반도 패턴과 일치하지만 온도의 경우는 상이함. 아열대 서태평양의 음의 강수 아노말리에 의해 유발되는 고기압성 순환이 한반도 남쪽에 존재하여 한반도 남부 지역을 중심으로 남풍이 유도됨. 이는 한반도 강수 증가에 기여하는 것으로 판단됨. 한반도는 중국 북부에서 중태평양으로 이어지는 큰 규모의 저기압의 영향을 받아 기압골을 형성, 온도가 하강한 것으로 판단됨.

● 절정기 11-12월: 온도와 강수 아노말리는 전국적으로 뚜렷한 경향성을 보이지 않음. 이는 음의 강수와 온도 아노말리를 갖는 라니냐 시기의 전형적인 한반도 패턴과 상이함. 열대 서태평양의 양의 강수 아노말리 강제력에 의해 발생했을 것으로 추정되는 로스비파로 인한 고기압성 순환이 한반도 동쪽에 위치하나, 강도가 매우 약하여 한반도의 강수와 온도 아노말리의 경향성이 뚜렷하지 않은 것으로 판단됨.



● 쇠퇴기 3-4월: 온도 아노말리는 전국적으로 음의 값이 관측되며, 강수는 남부 지역을 중심으로 약한 양의 아노말리가 관측됨. 온도의 경우 라니냐 시기 전형적인 한반도 패턴과 일치하나, 음의 강수 아노말리를 갖는 라니냐 시기 전형적인 한반도 강수 패턴과는 상이함. 아열대 중태평양 지역에 전형적인 패턴에서는 잘 보이지 않는 양의 강수 아노말리가 유도되며, 이는 쿠로시오 고기압을 유발함. 이는 한반도에 남풍을 유도해 강수를 증가시키는 것으로 판단됨. 강수 증가로 인한 태양 복사 에너지 입사량의 감소로 온도는 전국적으로 하강하는 것으로 판단됨.

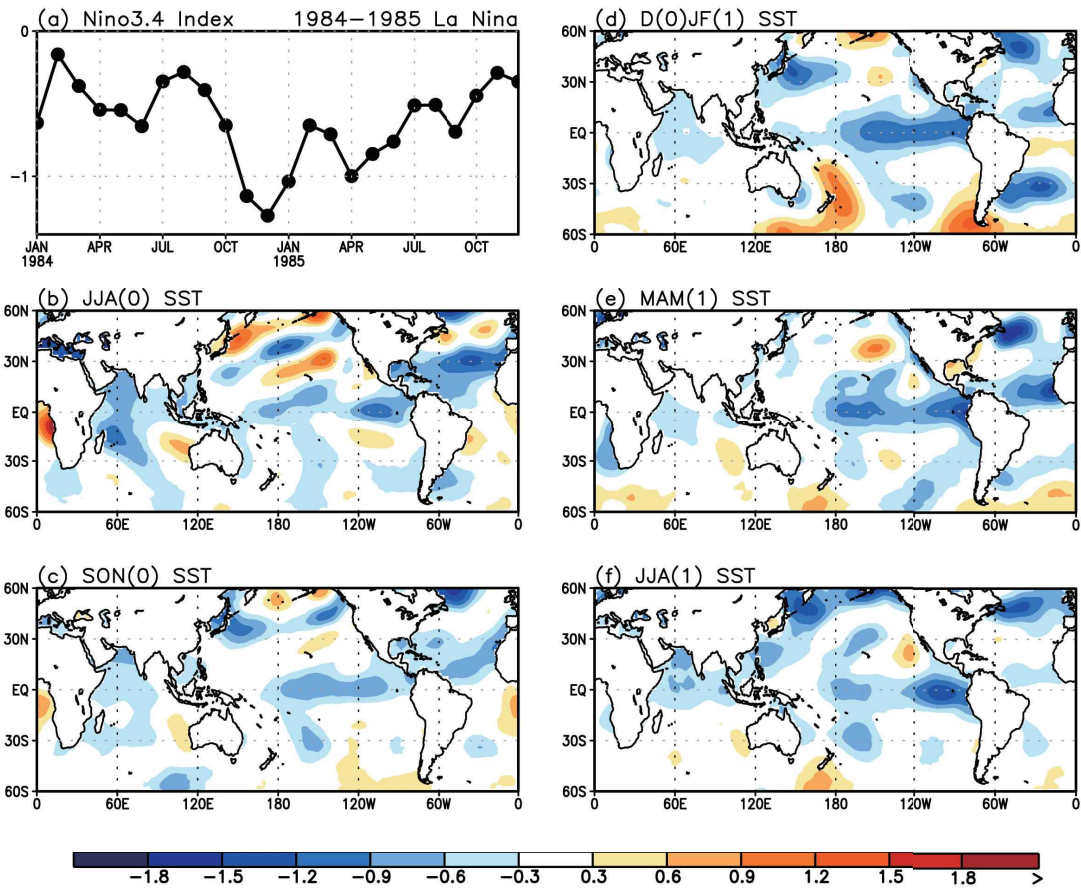


그림4-2-5. (a)1984년 1월부터 1985년 12월까지의 NINO3.4 인덱스의 시계열, (b)1984년 여름철(JJA), (c) 가을철(SON), (d)1984/85년 겨울철(DJF), (e)1985년 봄철(MAM), (f)1985년 여름철 해수면 온도 아노말리 패턴.

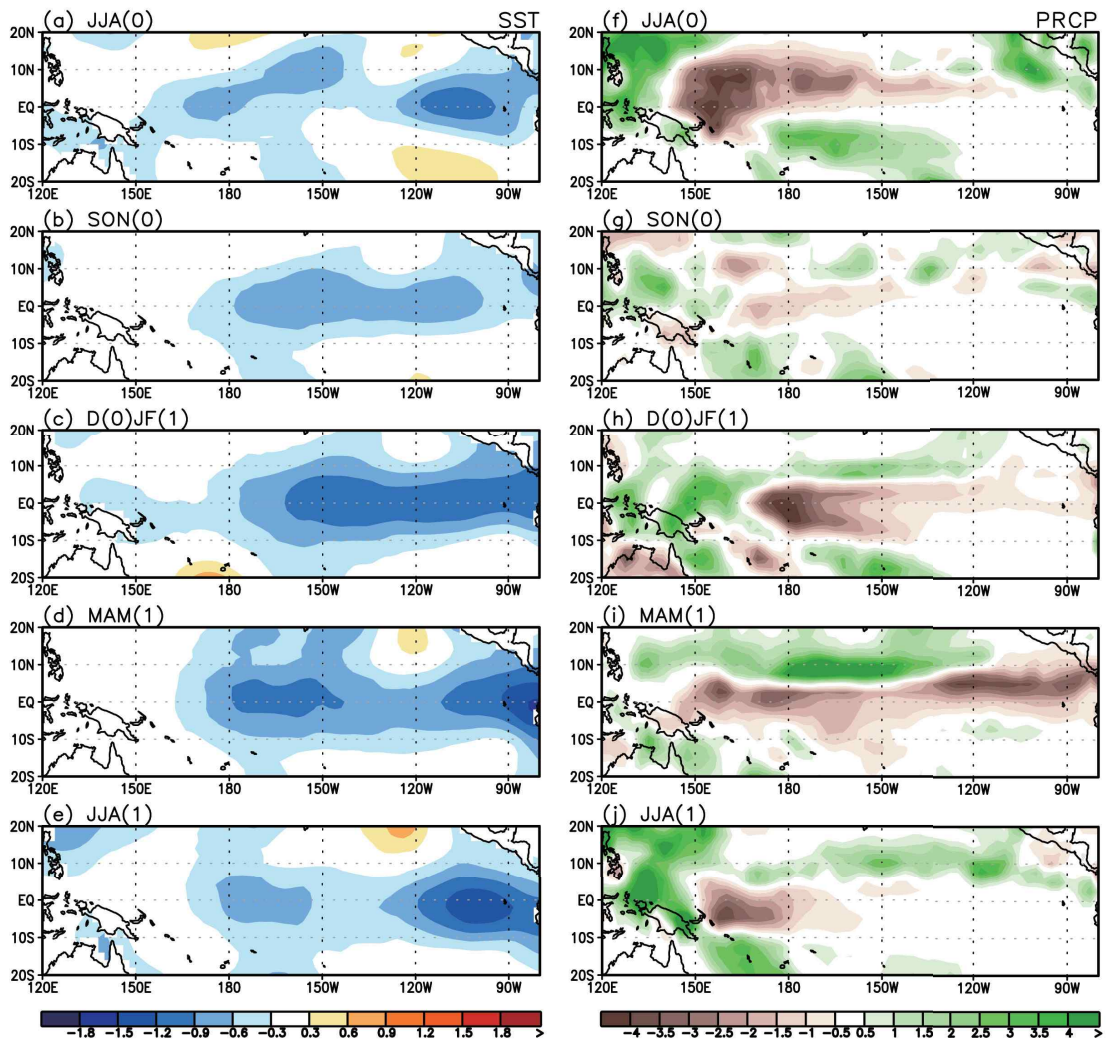


그림4-2-6. (a)1984년 여름철(JJA), (b)가을철(SON), (c)1984/85년 겨울철(DJF), (d)1985년 봄철(MAM), (e)1985년 여름철 해수면 온도 아노말리(왼쪽)와 강수 아노말리(오른쪽) 패턴.

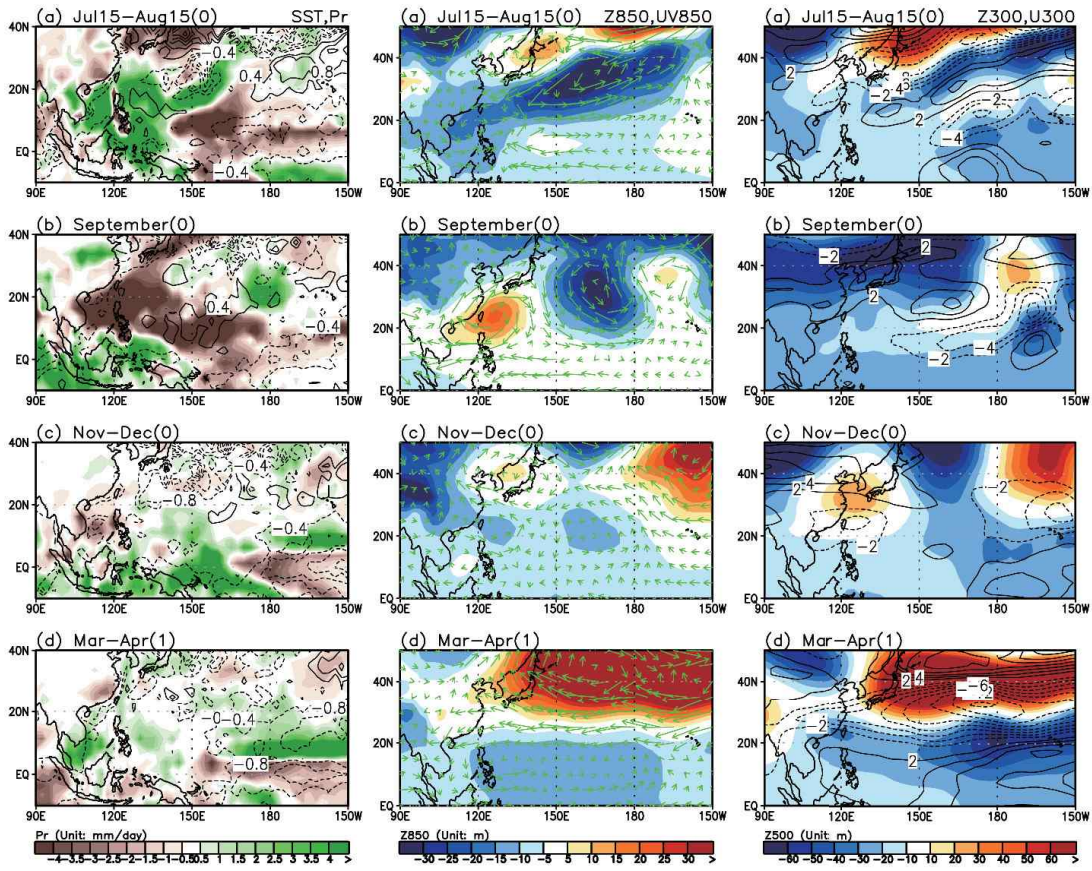


그림4-2-7. 1984년 (a)7월 15일-8월 15일, (b)9월, (c)11-12월, (d)1985년 3-4월 평균 해수면 온도(contour), 강수(shading)(왼쪽), 850hPa 지위고도장(shading), 바람장 벡터(vector)(mid-panels), 300hPa 지위고도장(shading), 동서 바람장(contour) 아노말리(오른쪽).



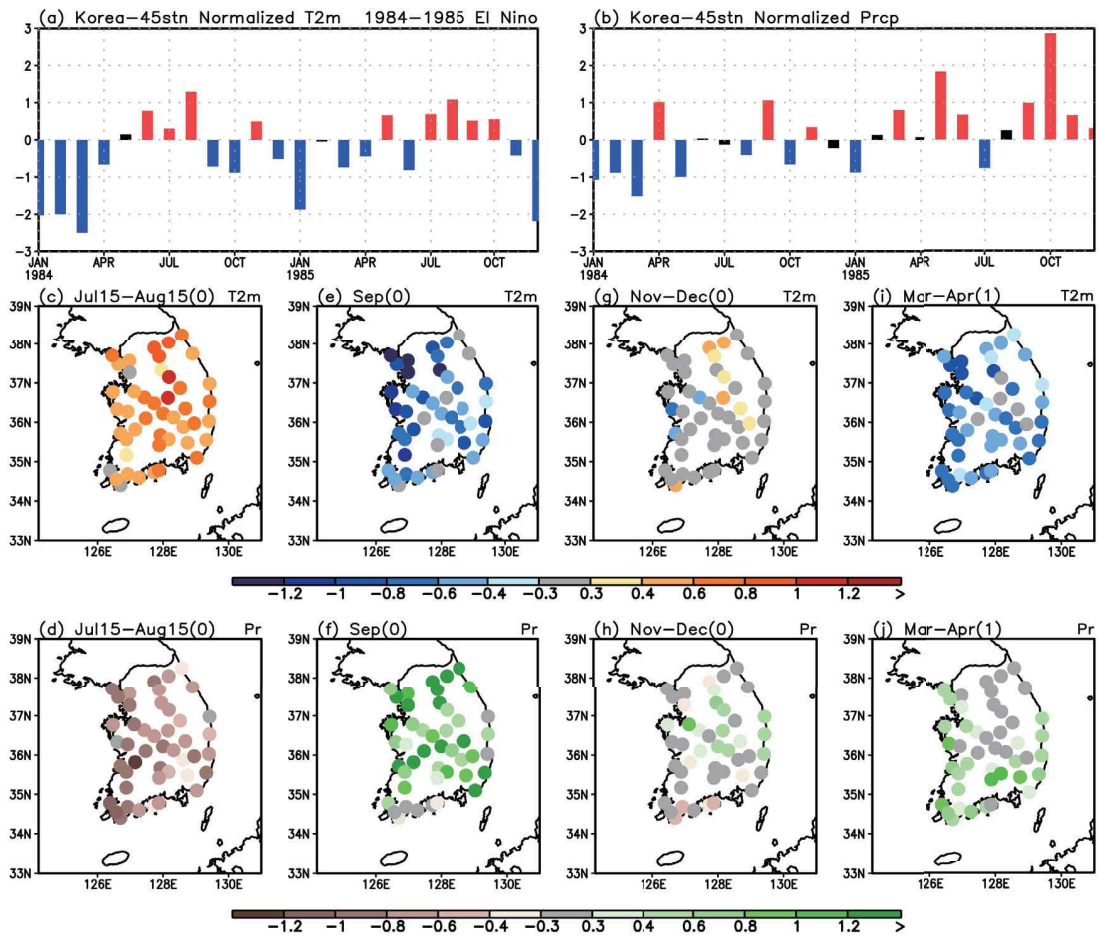


그림4-2-8. 1984년 1월-1985년 12월의 한반도 45개 지점 평균의 표준화된 (a)2m 온도, (b)강수 아노말리 시계열. 한반도 45개 지점의 1984년, (c)7월 15일-8월 15일, (e)9월, (g)11-12월, (d)1985년 3-4월 평균 2m 온도 아노말리, (d), (f), (h), (j)는 같은 시기 강수 아노말리. 그림 (a)와 (b)에서 빨간 바는 0.3 표준편차 이상을, 파란 바는 -0.3 표준편차 이하의 아노말리를 갖는 달을 나타냄.

● 1988/89 라니냐

라니냐 절정기 NINO3.4 인덱스는  $-2^{\circ}\text{C}$  정도로 강한 라니냐로 구분됨. 라니냐 발달기 7월 15일-8월 15일 강수 아노말리와, 절정기 11-12월의 강수 및 온도 아노말리는 라니냐 시기 전형적인 한반도 패턴을 보이지만, 다른 시기의 한반도 패턴은 라니냐 시기 전형적인 한반도 패턴과 일치하지 않음.

● 발달기 7월 15일-8월 15일: 한반도 동부 지역을 중심으로 음의 온도 아노말리가 관측되며, 전국적으로 음의 강수 아노말리가 관측됨. 강수의 경우 라니냐 시기 전형적인 한반도 온도 패턴과 일치하나, 온도의 경우 상이함. 열대-아열대 서태평양에 큰 규모의 음의 강수가 위치하며, 북위 20도 근방 서태평양의 양의 강수 아노말리, 북위 30-40도 부근의 음의 강수 아노말리에 의한 3개의 강수 셀 패턴이 뚜렷함. 북위 30-40도 부근의 음의 강수 아노말리는 한반도에 직접적으로 영향을 줌. 북위 20도 서태평양 부근의 양의 강수 아노말리에 의해 유도된 하층 저기압이 한반도 남동쪽에 위치하여 북풍을 유도, 한반도 온도 하강에 기여하는 것으로 판단됨.

● 발달기 9월: 한반도 온도 아노말리에 뚜렷한 경향성은 없으며, 전국적으로 음의 강수 아노말리가 관측됨. 양의 강수와 온도 아노말리가 나타나는 라니냐 시기 전형적인 한반도 패턴과 상이함. 아열대 서태평양의 양의 강수 아노말리에 의해 유발되는 저기압성 순환이 한반도 남쪽에 존재하여 한반도에 북풍을 유도함. 이는 강수 감소의 한반도 남부 일부 지역의 온도 하강을 유도하는 것으로 판단됨.

● 절정기 11-12월: 전국적으로 음의 온도와 강수 아노말리가 관측됨. 이는 라니냐 시기의 전형적인 한반도 강수 및 온도 아노말리의 경향성과 일치함. 아열대 서태평양의 양의 강수 아노말리 강제력에 의해 발생했을 것으로 추정되는 하층 저기압이 한반도 동쪽에 존재하여 북풍을 유도. 이는 한반도 강수 감소와 온도 하강을 유도하는 것으로 판단됨.



● 쇄퇴기 3-4월: 온도 아노말리는 전국적으로 양의 값이 관측되며, 강수는 동중부 지역을 중심으로 양의 아노말리가, 일부 서남부 지역에 음의 강수 아노말리가 관측됨. 이는 음의 강수 및 온도 아노말리를 갖는 라니냐 시기의 전형적인 한반도 강수 패턴과 상이함. 적도 서태평양의 양의 강수 아노말리에 의한 로스비파 발생으로 아열대 중태평양에는 저기압성 흐름이, 중위도 북태평양에는 고기압성 흐름이 유도됨. 한반도는 고기압의 영향을 약하게 받아 온도가 상승한 것으로 판단됨. 강수 아노말리는 쇄퇴기 3월에는 양의 값을, 쇄퇴기 4월에는 음의 값을 보여 뚜렷한 경향성을 보이지 않음.

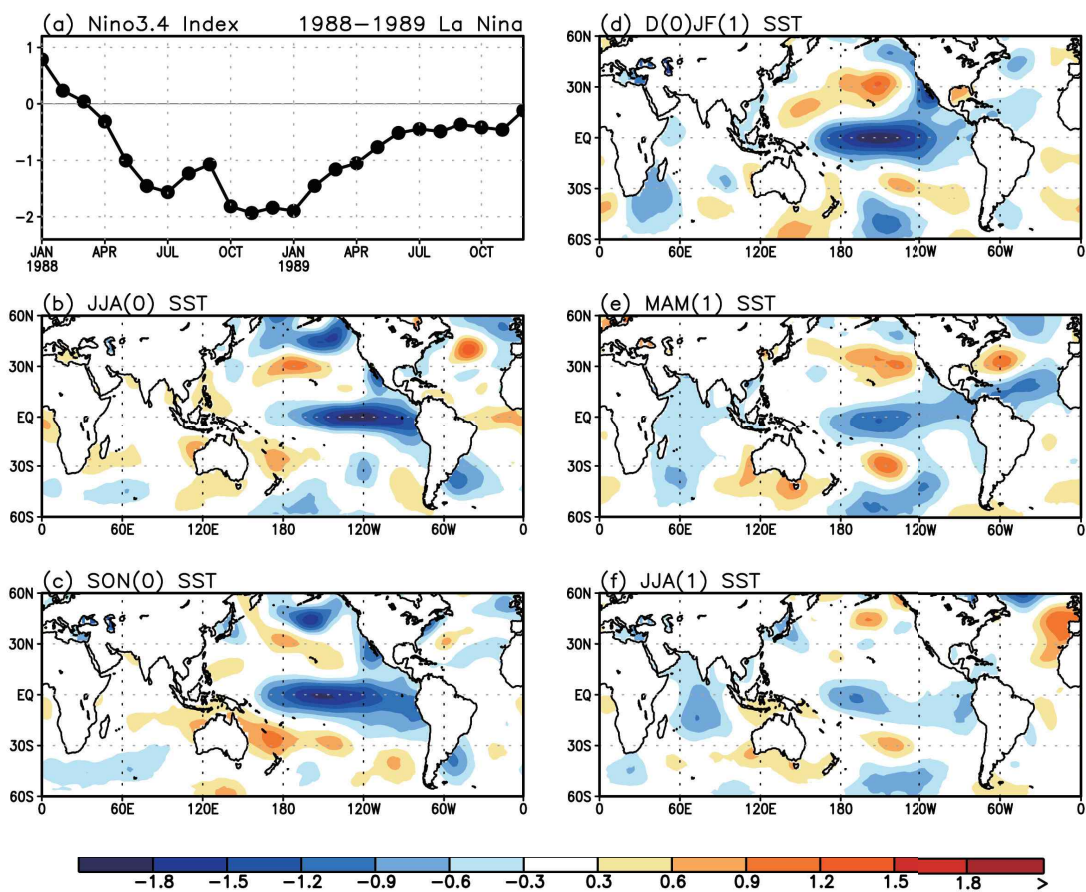


그림4-2-9. (a)1988년 1월부터 1989년 12월까지의 NINO3.4 인덱스의 시계열, (b)1988년 여름철(JJA), (c) 가을철(SON), (d)1988/89년 겨울철(DJF), (e)1989년 봄철(MAM), (f)1989년 여름철 해수면 온도 아노말리 패턴.

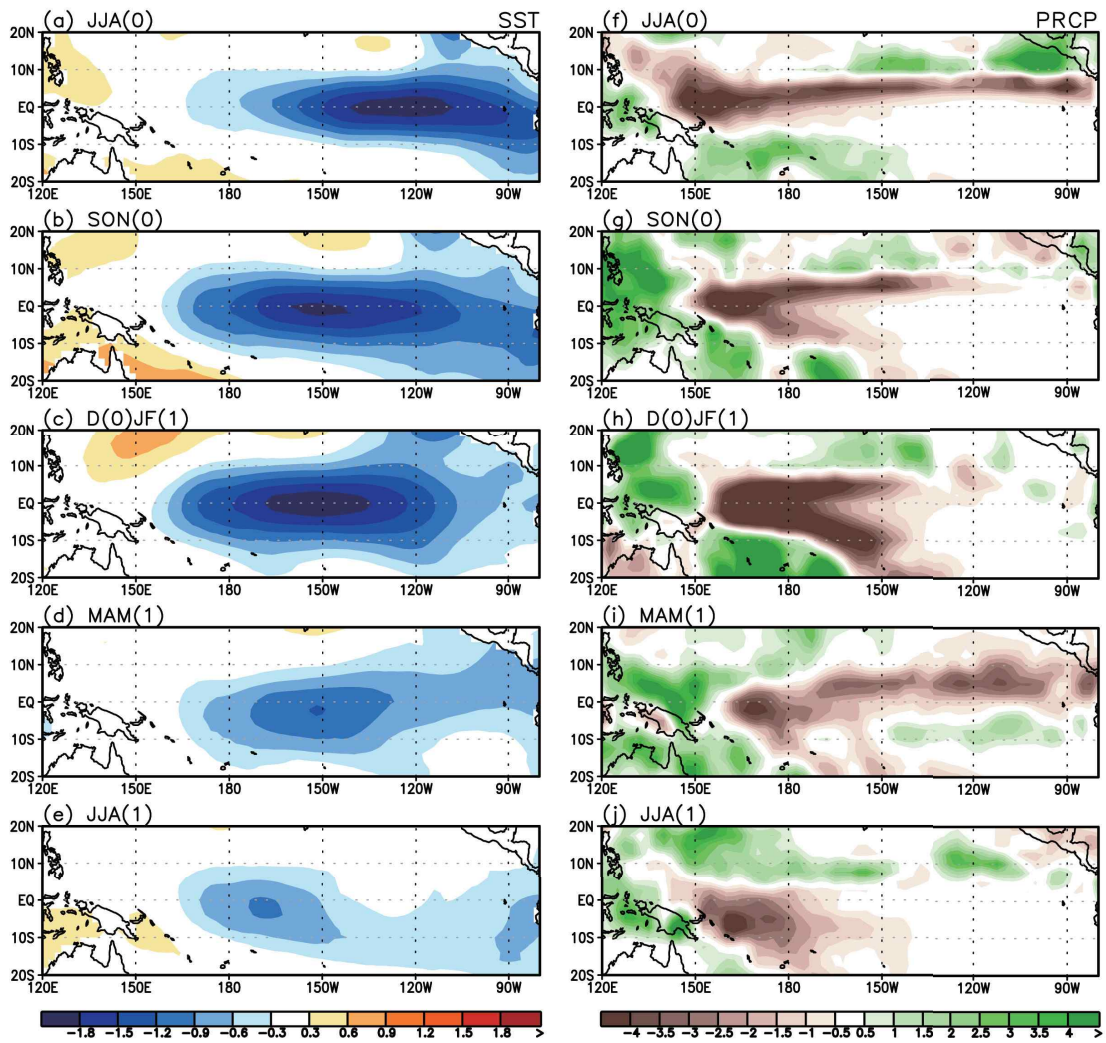


그림4-2-10. (a)1988년 여름철(JJA), (b)가을철(SON), (c)1988/89년 겨울철(DJF), (d)1989년 봄철(MAM), (e)1989년 여름철 해수면 온도 아노말리(왼쪽)와 강수 아노말리(오른쪽) 패턴.

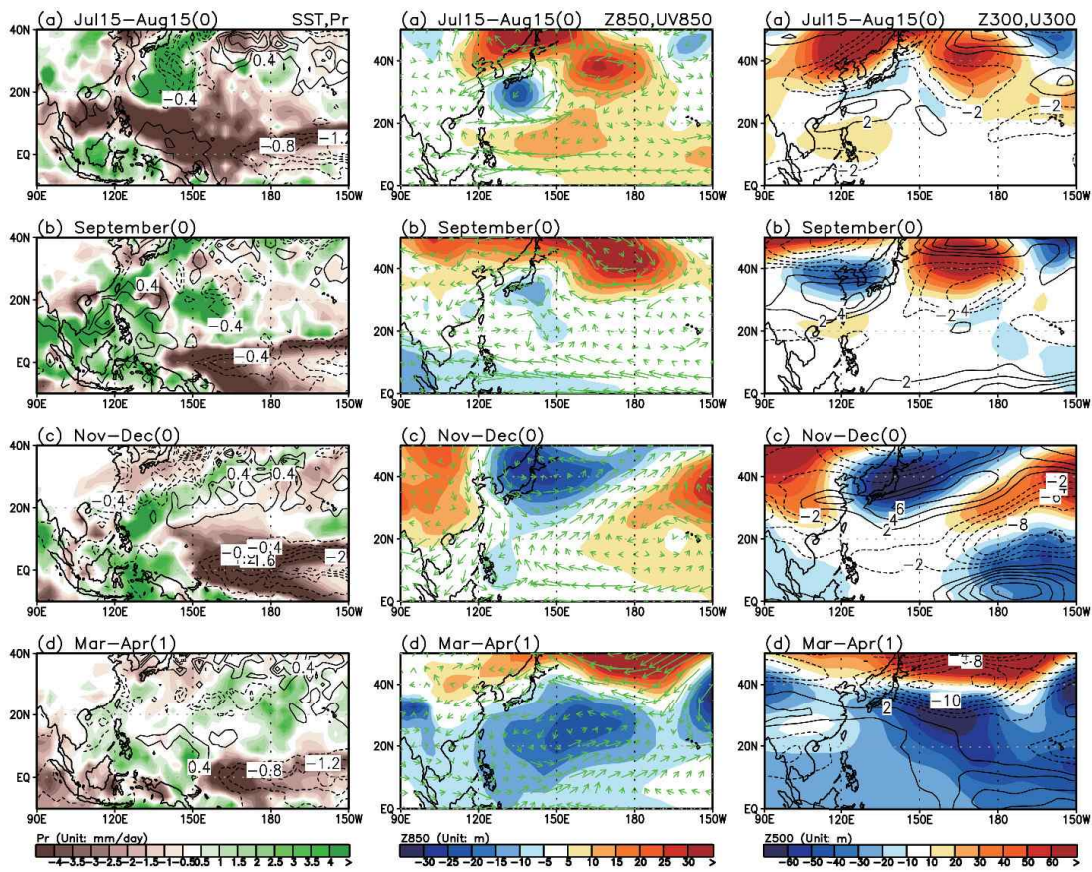


그림4-2-11. 1988년 (a)7월 15일-8월 15일, (b)9월, (c)11-12월, (d)1989년 3-4월 평균 해수면 온도(contour), 강수(shading)(왼쪽), 850hPa 지위고도장(shading), 바람장 벡터(vector)(mid-panels), 300hPa 지위고도장(shading), 동서 바람장(contour) 아노말리(오른쪽).



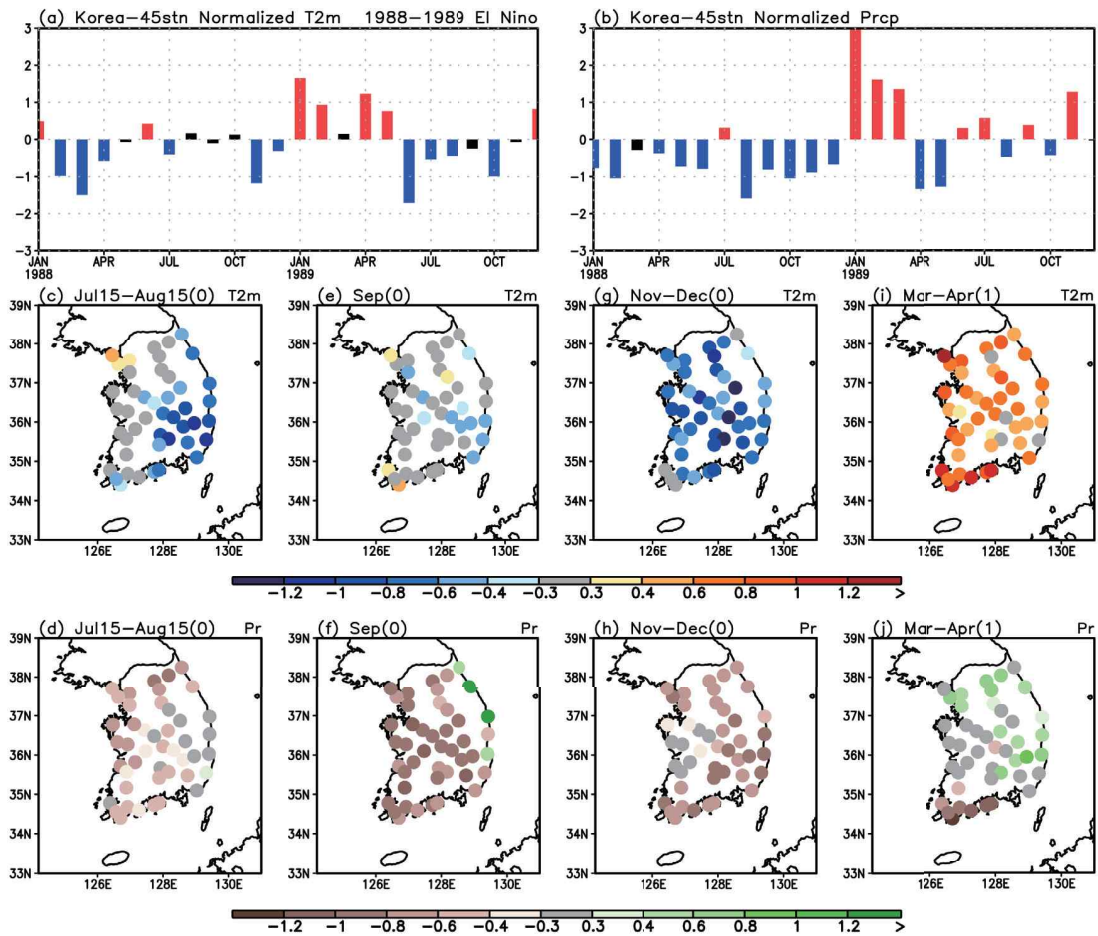


그림4-2-12. 1988년 1월-1989년 12월의 한반도 45개 지점 평균의 표준화된 (a)2m 온도, (b)강수 아노말리 시계열. 한반도 45개 지점의 1984년, (c)7월 15일-8월 15일, (e)9월, (g)11-12월, (d)1989년 3-4월 평균 2m 온도 아노말리, (d), (f), (h), (j)는 같은 시기 강수 아노말리. 그림 (a)와 (b)에서 빨간 바는 0.3 표준편차 이상을, 파란 바는 -0.3 표준편차 이하의 아노말리를 갖는 달을 나타냄.

● 1995/96 라니냐

라니냐 절정기 NINO3.4 인덱스는  $-1^{\circ}\text{C}$  정도로 약한 라니냐로 구분됨. 라니냐 발달기 7월 15일-8월 15일, 절정기 11-12월의 온도 및 강수 아노말리와, 쇠퇴기 3-4월의 온도 아노말리는 라니냐 시기 전형적인 한반도 패턴을 보이지만, 다른 시기의 한반도 패턴은 라니냐 시기의 전형적인 한반도 패턴과 일치하지 않음.

● 발달기 7월 15일-8월 15일: 전국적으로 약한 양의 온도 아노말리와 음의 강수 아노말리가 관측됨. 이는 라니냐 시기 전형적인 한반도 온도 및 강수 패턴과 일치함. 열대부터 중위도 30도 부근까지 서태평양에 큰 규모의 음의 강수가 위치하며, 한반도가 이 강수 패턴의 직접적인 영향권 안에 들어 강수가 감소한 것으로 판단됨. 음의 강수에 의해 발생한 고기압성 순환이 한반도 남동쪽에 위치하여 한반도에 남풍을 유도, 한반도 온도 상승에 기여한 것으로 판단됨.

● 발달기 9월: 전국적으로 음의 온도 및 강수 아노말리가 관측됨. 이는 양의 강수와 온도 아노말리가 나타나는 라니냐 시기 전형적인 한반도 패턴과 상이함. 열대-아열대 중태평양의 음의 강수 아노말리에 의해 유발되는 고기압성 순환이 아열대 중태평양에 위치하며, 이의 북서쪽에 남풍으로 인한 강수 증가는 한반도 북동쪽에 저기압성 순환을 형성함. 이는 한반도에 북풍을 유도해 온도 하강과 강수 감소를 유도한 것으로 판단됨.

● 절정기 11-12월: 음의 온도 및 강수 아노말리가 관측됨. 이는 라니냐 시기의 전형적인 한반도 강수 및 온도 아노말리의 경향성과 일치함. 아열대 서태평양의 양의 강수 아노말리 강제력에 의해 발생했을 것으로 추정되는 하층 저기압이 쿠로시오 지역에 존재하여 북풍을 유도. 이는 한반도 강수 감소와 온도 하강을 유도하는 것으로 판단됨.



● 쇠퇴기 3-4월: 온도 아노말리는 전국적으로 음의 값이 관측되며, 강수는 전국적으로 양의 아노말리가 관측됨. 온도의 경우 라니냐 시기의 전형적인 한반도 강수 패턴과 일치하나, 강수의 경우 상이함. 쿠로시오 지역 저기압으로 인해 발생하는 약한 북풍이 한반도의 온도 하강에 기여했을 것으로 판단되며, 북중태평양의 음의 해수면 온도 아노말리 역시 한반도 온도 하강에 일부 기여했을 것으로 판단됨. 쿠로시오 지역의 키 큰 저기압으로 인해 발생한 상층 기압골의 영향으로 강수는 증가한 것으로 판단됨.

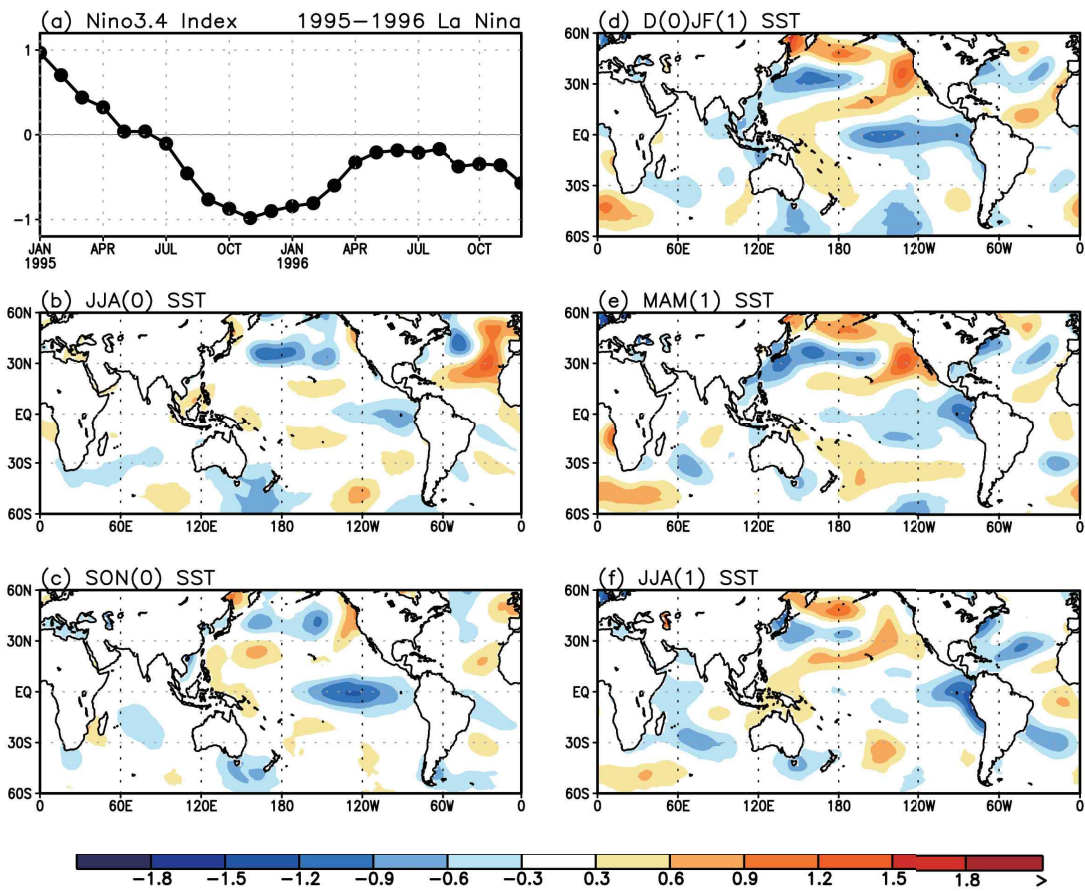


그림4-2-13. (a)1995년 1월부터 1996년 12월까지의 NINO3.4 인덱스의 시계열, (b)1995년 여름철(JJA), (c) 가을철(SON), (d)1995/96년 겨울철(DJF), (e)1996년 봄철(MAM), (f)1996년 여름철 해수면 온도 아노말리 패턴.

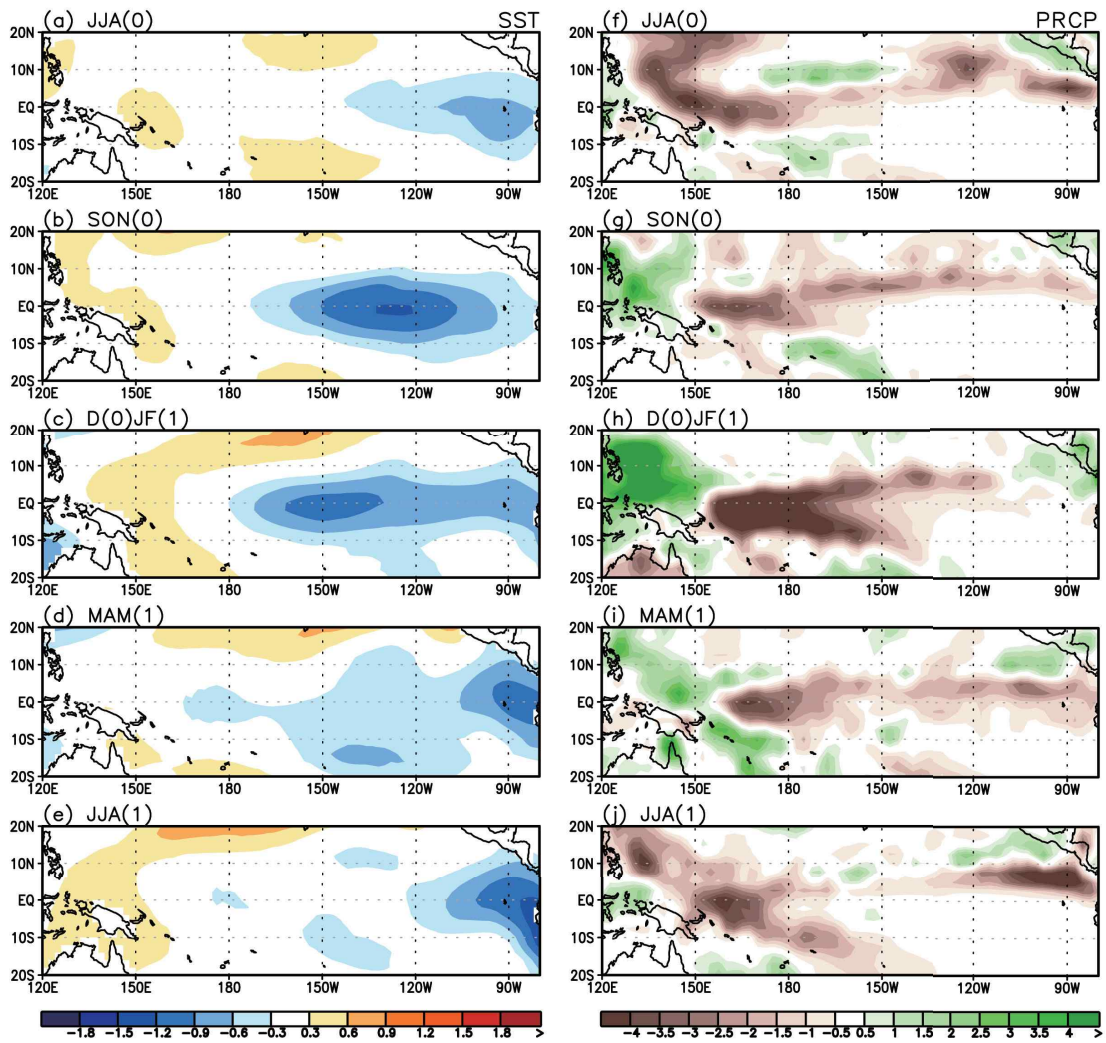


그림4-2-14. (a)1995년 여름철(JJA), (b)가을철(SON), (c)1995/96년 겨울철(DJF), (d)1996년 봄철(MAM), (e)1996년 여름철 해수면 온도 아노말리(왼쪽)와 강수 아노말리(오른쪽) 패턴.

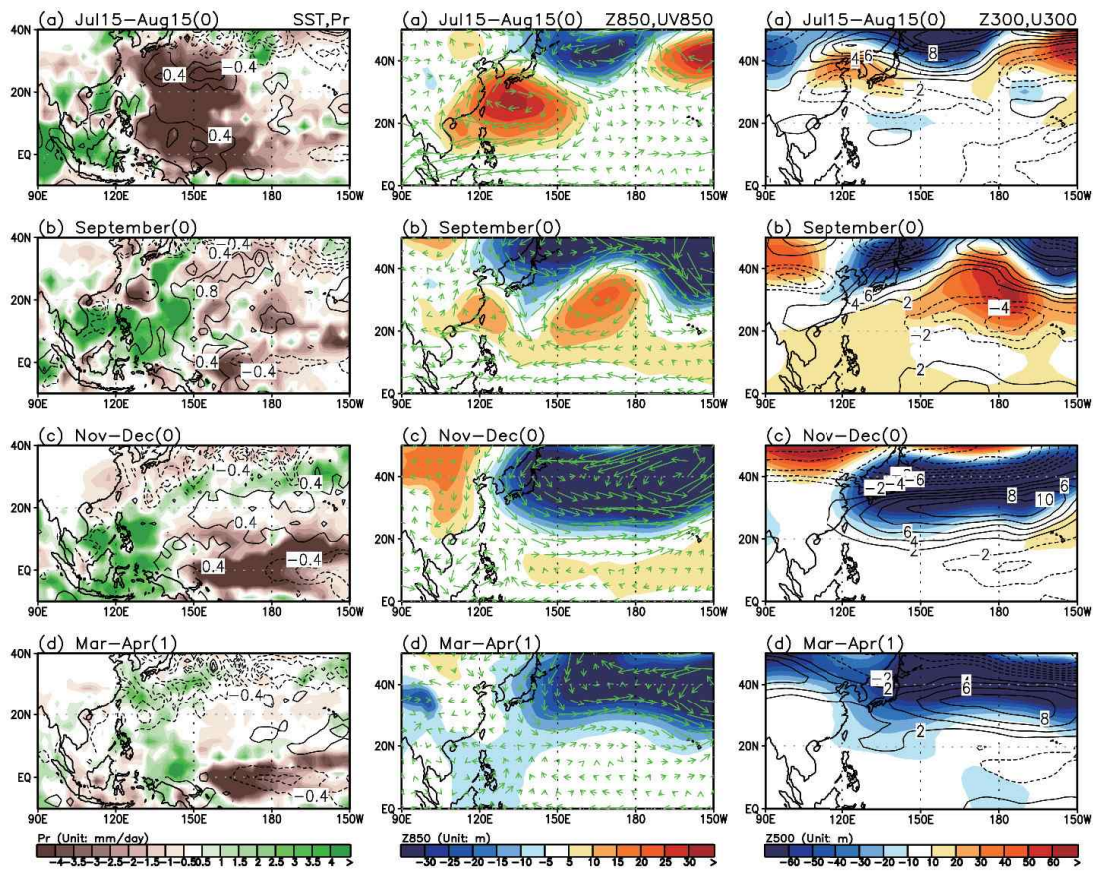


그림4-2-15. 1995년 (a)7월 15일-8월 15일, (b)9월, (c)11-12월, (d)1996년 3-4월 평균 해수면 온도(contour), 강수(shading)(왼쪽), 850hPa 지위고도장(shading), 바람장 벡터(vector)(mid-panels), 300hPa 지위고도장(shading), 동서 바람장(contour) 아노말리(오른쪽).



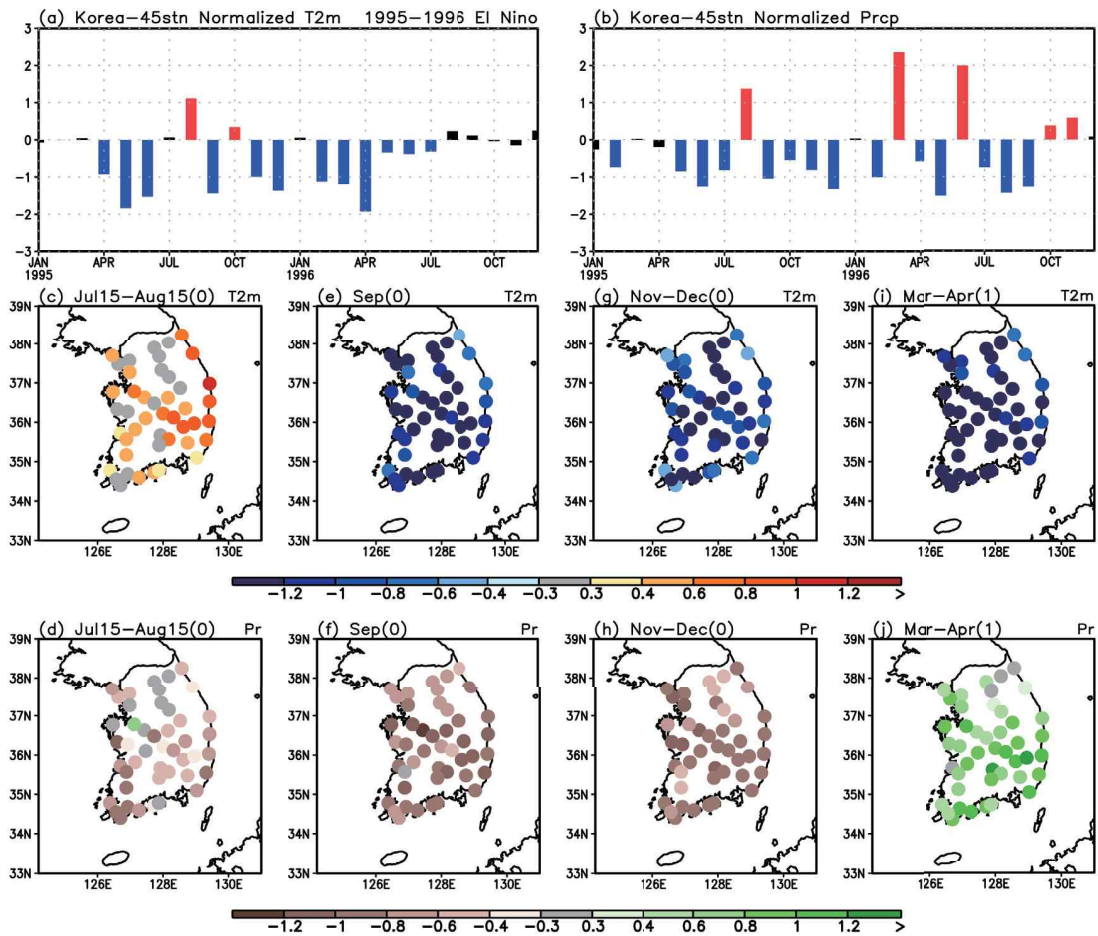


그림4-2-16. 1995년 1월-1996년 12월의 한반도 45개 지점 평균의 표준화된 (a)2m 온도, (b)강수 아노말리 시계열. 한반도 45개 지점의 1995년, (c)7월 15일-8월 15일, (e)9월, (g)11-12월, (d)1996년 3-4월 평균 2m 온도 아노말리, (d), (f), (h), (j)는 같은 시기 강수 아노말리. 그림 (a)와 (b)에서 빨간 바는 0.3 표준편차 이상을, 파란 바는 -0.3 표준편차 이하의 아노말리를 갖는 달을 나타냄.

● 1998/99 라니냐

라니냐 절정기 NINO3.4 인덱스는  $-1.5^{\circ}\text{C}$  정도로 강한 라니냐로 구분됨. 라니냐 발달기 9월의 강수 및 온도 아노말리, 절정기 11-12월의 강수 아노말리는 라니냐 시기 전형적인 한반도 패턴을 보이지만, 다른 시기의 한반도 패턴은 라니냐 시기의 전형적인 한반도 패턴과 일치하지 않음.

● 발달기 7월 15일-8월 15일: 전국적으로 음의 온도 아노말리와 양의 강수 아노말리가 관측됨. 이는 양의 온도 아노말리와 음의 강수 아노말리가 관측되는 라니냐 시기 전형적인 한반도 패턴과 상이함. 열대부터 중위도 30도 부근까지 서태평양에 큰 규모의 음의 강수가 위치하며, 이로 인해 발생한 로스비파로 인해 필리핀해에는 고기압이, 한반도에는 저기압이 발생하며, 이 하층 저기압으로 인해 한반도에 강수 증가 및 온도 하강이 유도된 것으로 판단됨.

● 발달기 9월: 전국적으로 양의 온도 및 강수 아노말리가 관측됨. 이는 라니냐 시기 전형적인 한반도 패턴과 일치함. 서태평양의 양의 해수면 온도 아노말리가 중위도까지 확장되어 한반도는 이의 영향으로 온도 상승과 강수 증가가 유발된 것으로 판단됨. 또한 열대-아열대 중태평양의 양의 강수 아노말리에 의해 유발되는 저기압성 순환이 한반도 남쪽에 위치하여, 한반도 동부 지방을 중심으로 남풍을 유도. 이는 강수 증가와 온도 상승에 일부 기여할 수 있다고 판단됨.

● 절정기 11-12월: 전국적으로 양의 온도와 음의 강수 아노말리가 관측됨. 강수의 경우 라니냐 시기의 전형적인 한반도 패턴과 일치하나, 온도의 경우 상이함. 라니냐 시기 전형적으로 나타나는 쿠로시오 지역의 저기압이 동진하여 한반도에 크게 영향을 미치지 못하고 있음. 서태평양의 양의 강수에 의해 유도된 한반도 상층의 기압능의 영향으로 한반도 강수는 감소하고 온도는 상승한 것으로 판단됨.



- 쇄퇴기 3-4월: 온도 아노말리는 서부 지역을 중심으로 양의 값이 관측되며, 강수는 전국적으로 양의 아노말리가 관측됨. 이는 음의 온도 및 강수 아노말리가 나타나는 라니냐 시기 전형적인 한반도 패턴과 상이함. 쿠로시오 지역 저기압이 나타나는 전형적인 위치에 비해 동진하여 한반도에는 영향을 미치지 않음. 한반도는 열대-아열대 서태평양의 양의 강수로 인한 저기압과 북중태평양 고기압의 사이에 위치하여 남풍이 유도되어, 강수 증가와 온도 증가가 유도된 것으로 판단됨.

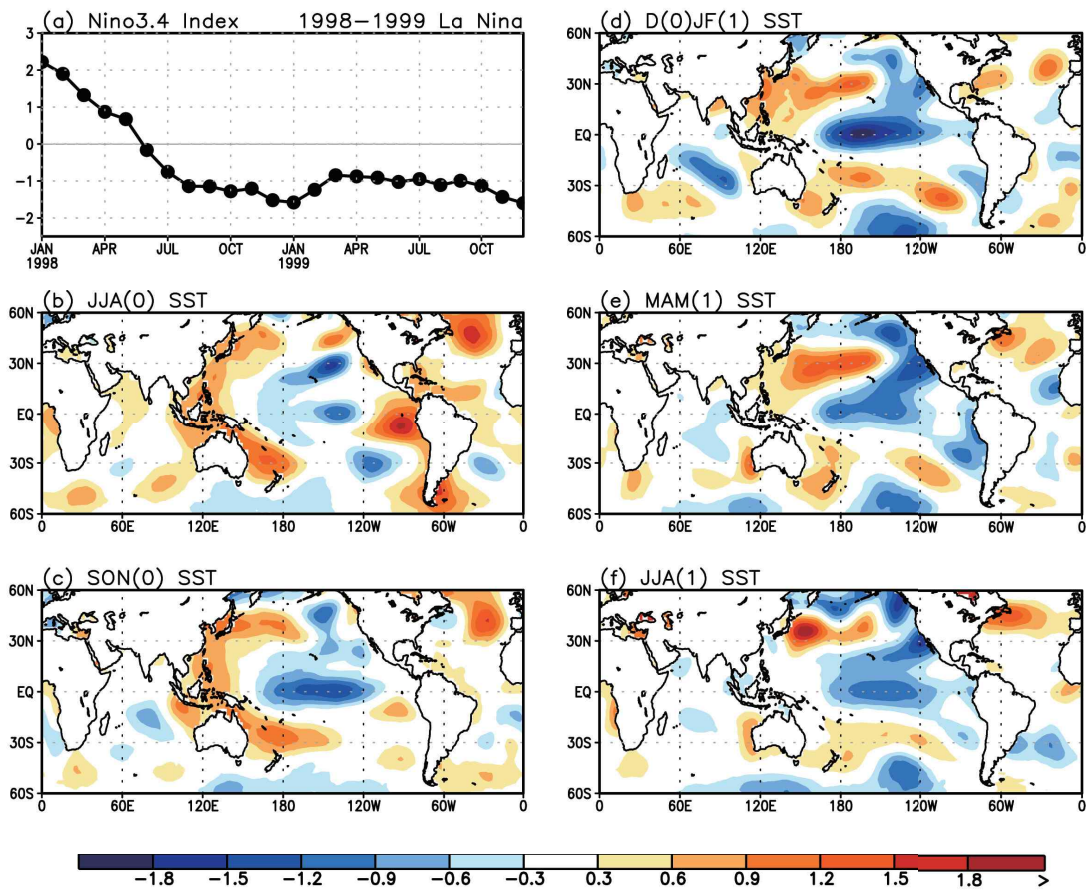


그림4-2-17. (a)1998년 1월부터 1999년 12월까지의 NINO3.4 인덱스의 시계열, (b)1998년 여름철(JJA), (c) 가을철(SON), (d)1998/99년 겨울철(DJF), (e)1999년 봄철(MAM), (f)1999년 여름철 해수면 온도 아노말리 패턴.

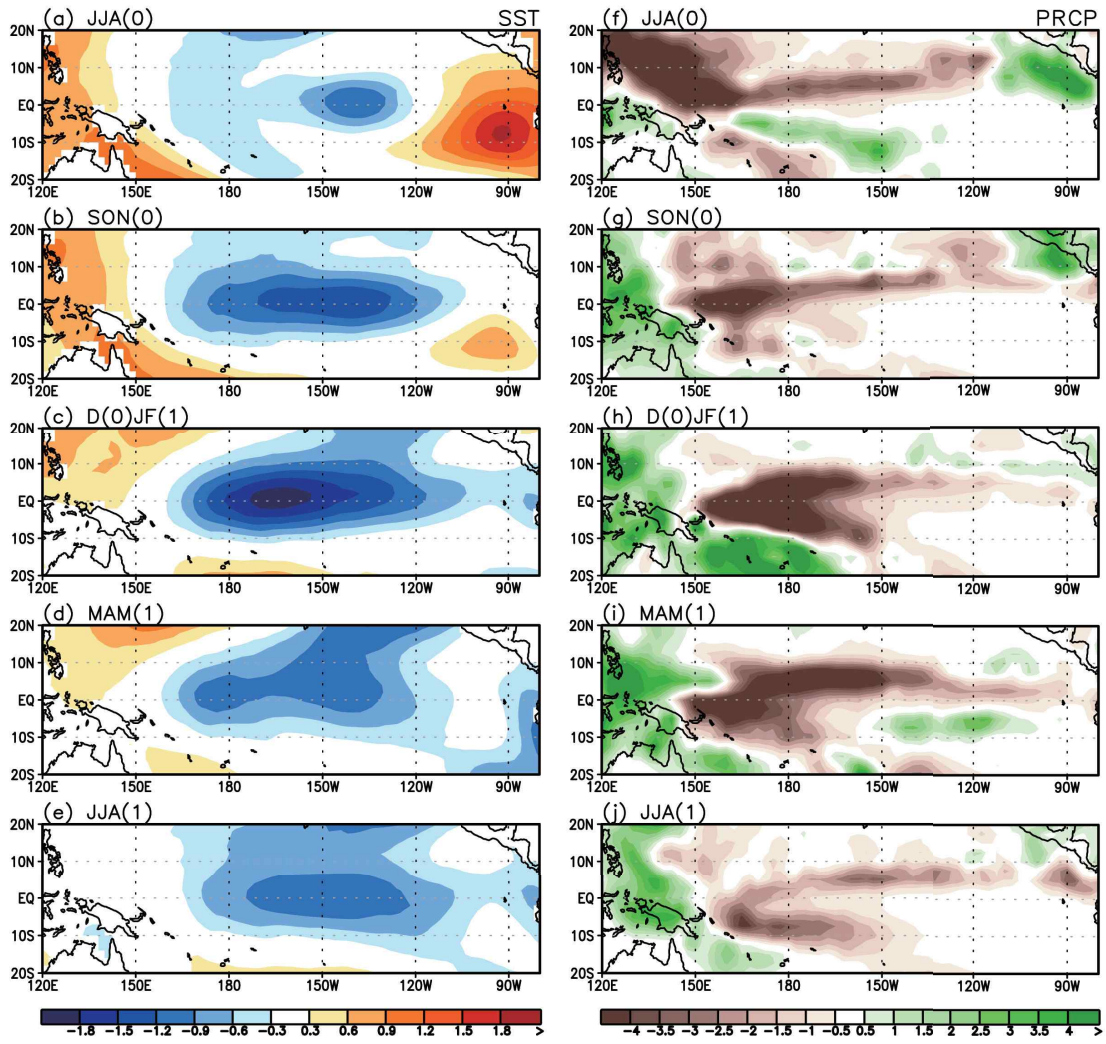


그림4-2-18. (a)1998년 여름철(JJA), (b)가을철(SON), (c)1998/99년 겨울철(DJF), (d)1999년 봄철(MAM), (e)1999년 여름철 해수면 온도 아노말리(왼쪽)와 강수 아노말리(오른쪽) 패턴.

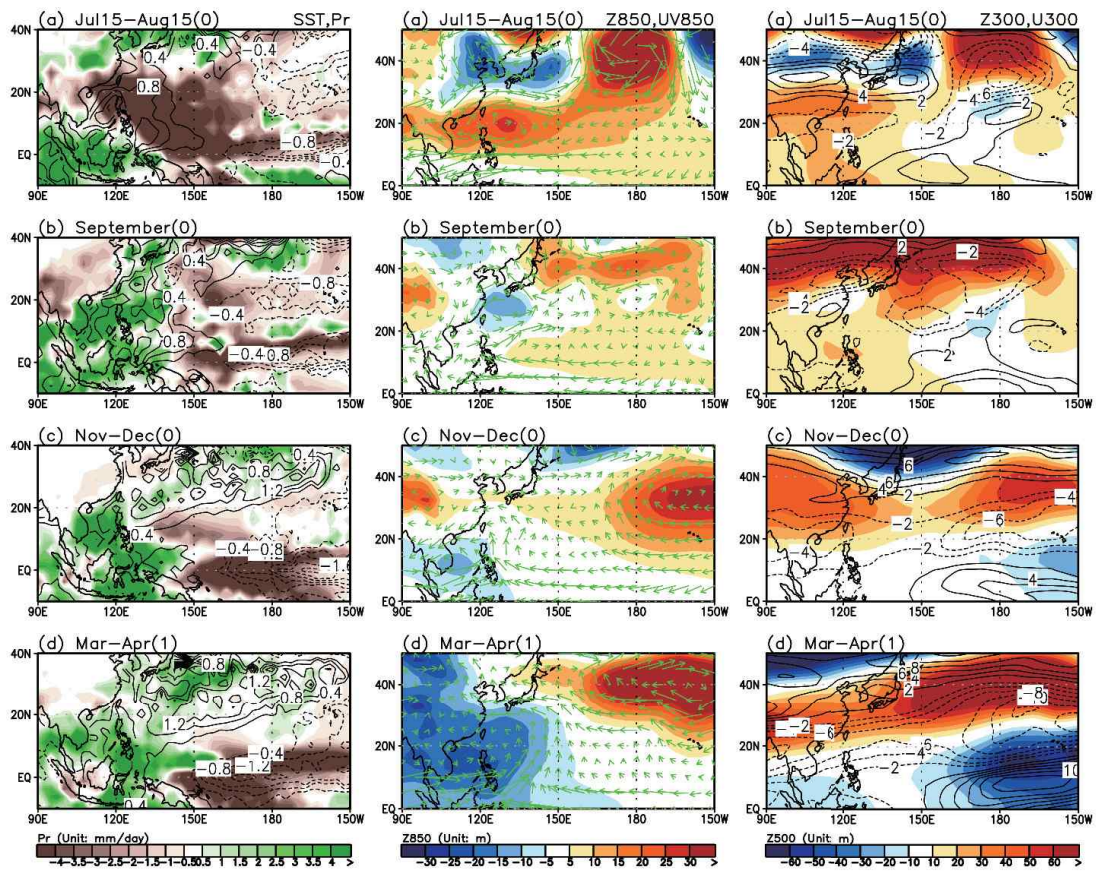


그림4-2-19. 1998년 (a)7월 15일-8월 15일, (b)9월, (c)11-12월, (d)1999년 3-4월 평균 해수면 온도(contour), 강수(shading)(왼쪽), 850hPa 지위고도장(shading), 바람장 벡터(vector)(mid-panels), 300hPa 지위고도장(shading), 동서 바람장(contour) 아노말리(오른쪽).



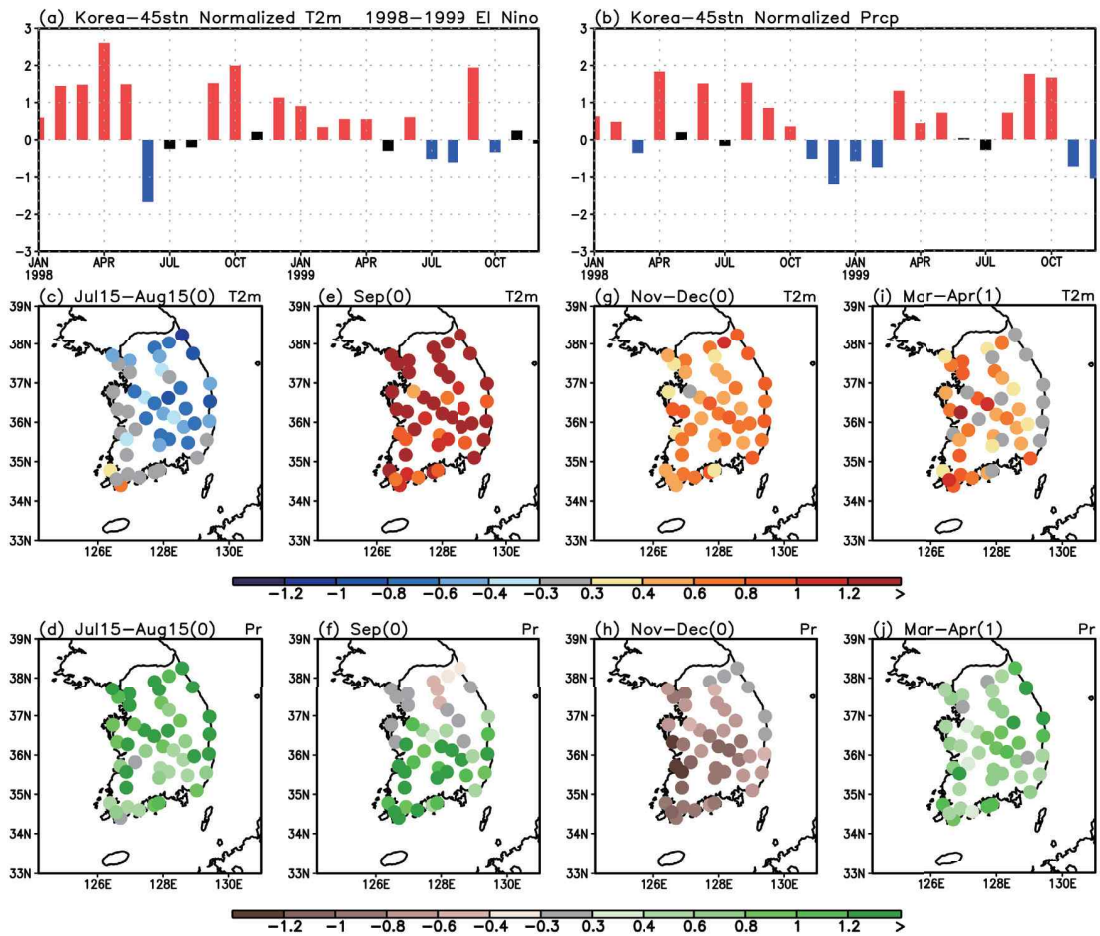


그림4-2-20. 1998년 1월-1999년 12월의 한반도 45개 지점 평균의 표준화된 (a)2m 온도, (b)강수 아노말리 시계열. 한반도 45개 지점의 1998년, (c)7월 15일-8월 15일, (e)9월, (g)11-12월, (d)1999년 3-4월 평균 2m 온도 아노말리, (d), (f), (h), (j)는 같은 시기 강수 아노말리. 그림 (a)와 (b)에서 빨간 바는 0.3 표준편차 이상을, 파란 바는 -0.3 표준편차 이하의 아노말리를 갖는 달을 나타냄.

● 1999/2000 라니냐

라니냐 절정기 NINO3.4 인덱스는  $-1.5^{\circ}\text{C}$  정도로 강한 라니냐로 구분됨. 라니냐 발달기 9월의 강수 및 온도 아노말리, 절정기 11-12월, 쇠퇴기 3-4월의 강수 아노말리는 라니냐 시기 전형적인 한반도 패턴을 보이지만, 다른 시기의 한반도 패턴은 라니냐 시기의 전형적인 한반도 패턴과 일치하지 않음.

● 발달기 7월 15일-8월 15일: 전국적으로 온도 아노말리의 경향성은 뚜렷하지 않으며, 중부 지방과 남부 지방에 양의 강수 아노말리가 관측됨. 이는 양의 온도 아노말리와 음의 강수 아노말리가 관측되는 라니냐 시기 전형적인 한반도 온도 및 강수 패턴과 상이함. 아열대 서태평양 지역의 양의 강수대로 인해 유발된 하층 저기압성 순환이 한반도의 남서쪽에 위치하여 한반도에 남풍을 유도, 강수 증가에 기여한 것으로 판단됨. 남풍으로 인한 양의 온도 이류와 강수 증가로 인한 태양 입사 에너지 감소 효과가 서로 상쇄되어 한반도 온도의 변화는 큰 경향성을 보이지 않는 것으로 파악됨.

● 발달기 9월: 전국적으로 양의 온도 및 강수 아노말리가 관측됨. 이는 라니냐 시기 전형적인 한반도 패턴과 일치함. 열대-아열대 중태평양의 음의 강수 아노말리로 인해 유도된 큰 규모의 고기압성 흐름이 북태평양에 존재하며, 이는 한반도에 남풍을 유도. 이는 강수 증가와 온도 상승에 기여한 것으로 판단됨.

● 절정기 11-12월: 한반도 온도 아노말리는 크지 않으며, 전국적으로 음의 강수 아노말리가 관측됨. 강수의 경우 라니냐 시기의 전형적인 한반도 패턴과 일치하나, 온도의 경우 상이함. 라니냐 시기에 전형적으로 나타나는 쿠로시오 지역의 저기압이 동진하여 한반도에 크게 영향을 미치지 못하고 있음. 서태평양의 양의 강수에 의해 유도된 고기압이 한반도 서쪽에 약하게 위치하여 북풍을 유도, 한반도 강수 감소에 기여한 것으로 판단됨.



- 쇠퇴기 3-4월: 한반도 온도 아노말리는 큰 경향성을 보이지 않으며, 강수는 전국적으로 음의 아노말리가 관측됨. 강수의 경우 라니냐 시기의 전형적인 한반도 패턴과 일치하나, 온도의 경우 상이함. 중위도 서·중태평양에 서남-동북 방향으로 길게 위치한 양의 강수대로 인해 유발된 하층 저기압성 순환에 의해 한반도에 북풍이 유도, 이는 한반도 강수 감소에 기여한 것으로 판단됨. 북풍으로 인한 음의 온도 이류와 강수 감소에 의한 태양 복사 에너지 입사량 증가가 서로 상쇄되어 한반도 온도 아노말리는 크지 않은 것으로 판단됨.

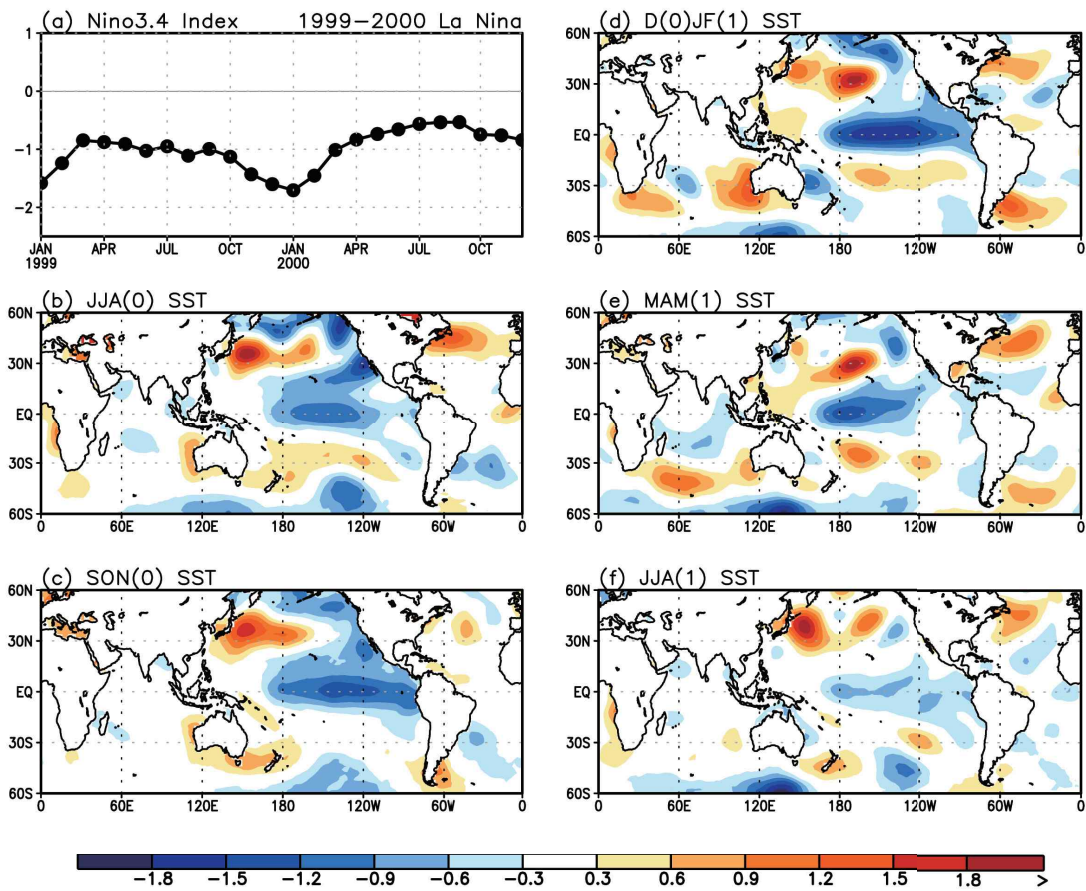


그림4-2-21. (a)1999년 1월부터 2000년 12월까지의 NINO3.4 인덱스의 시계열, (b)1999년 여름철(JJA), (c) 가을철(SON), (d)1999/2000년 겨울철(DJF), (e)2000년 봄철(MAM), (f)2000년 여름철 해수면 온도 아노말리 패턴.

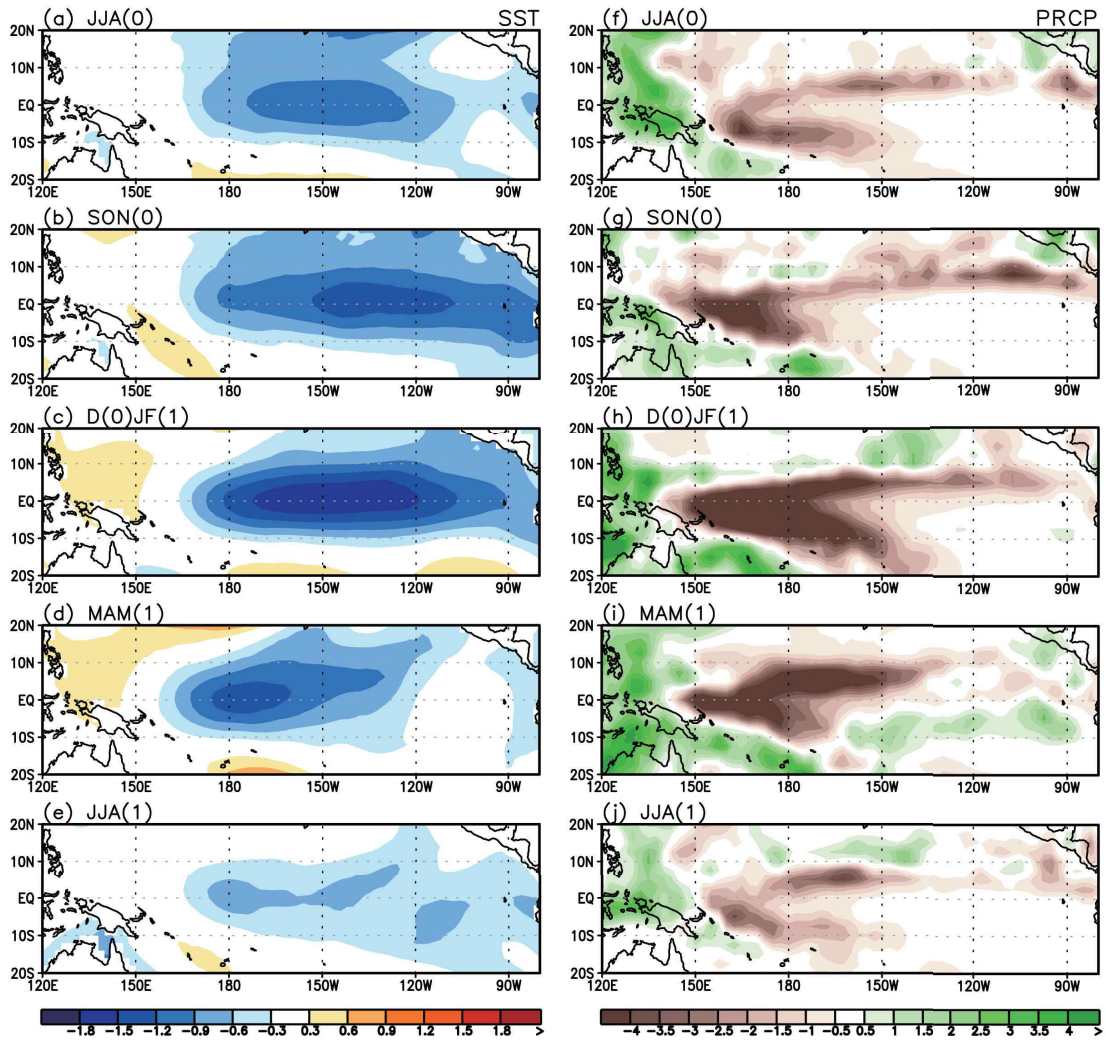


그림4-2-22. (a)1999년 여름철(JJA), (b)가을철(SON), (c)1999/2000년 겨울철(DJF), (d)2000년 봄철(MAM), (e)2000년 여름철 해수면 온도 아노말리(왼쪽)와 강수 아노말리(오른쪽) 패턴.

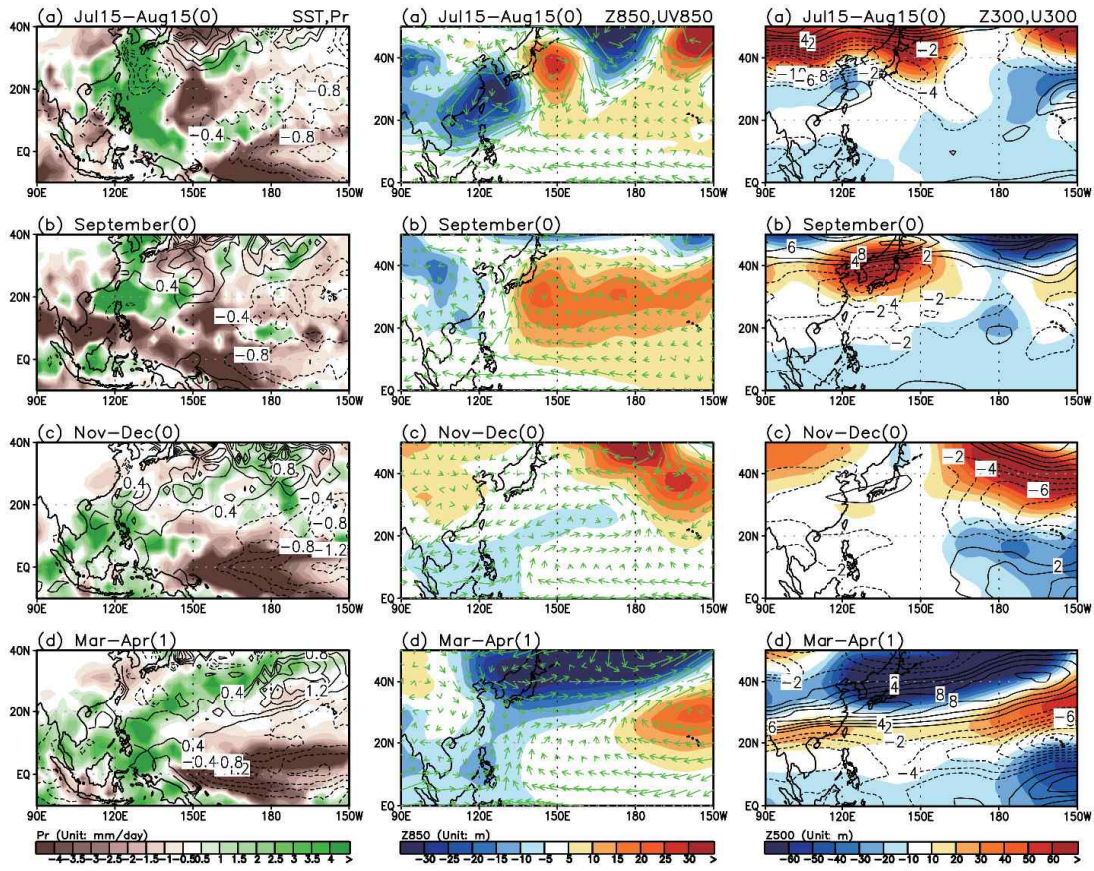


그림4-2-23. 1999년 (a)7월 15일-8월 15일, (b)9월, (c)11-12월, (d)2000년 3-4월 평균 해수면 온도(contour), 강수(shading)(왼쪽), 850hPa 지위고도장(shading), 바람장 벡터(vector)(mid-panels), 300hPa 지위고도장(shading), 동서 바람장(contour) 아노말리(오른쪽).



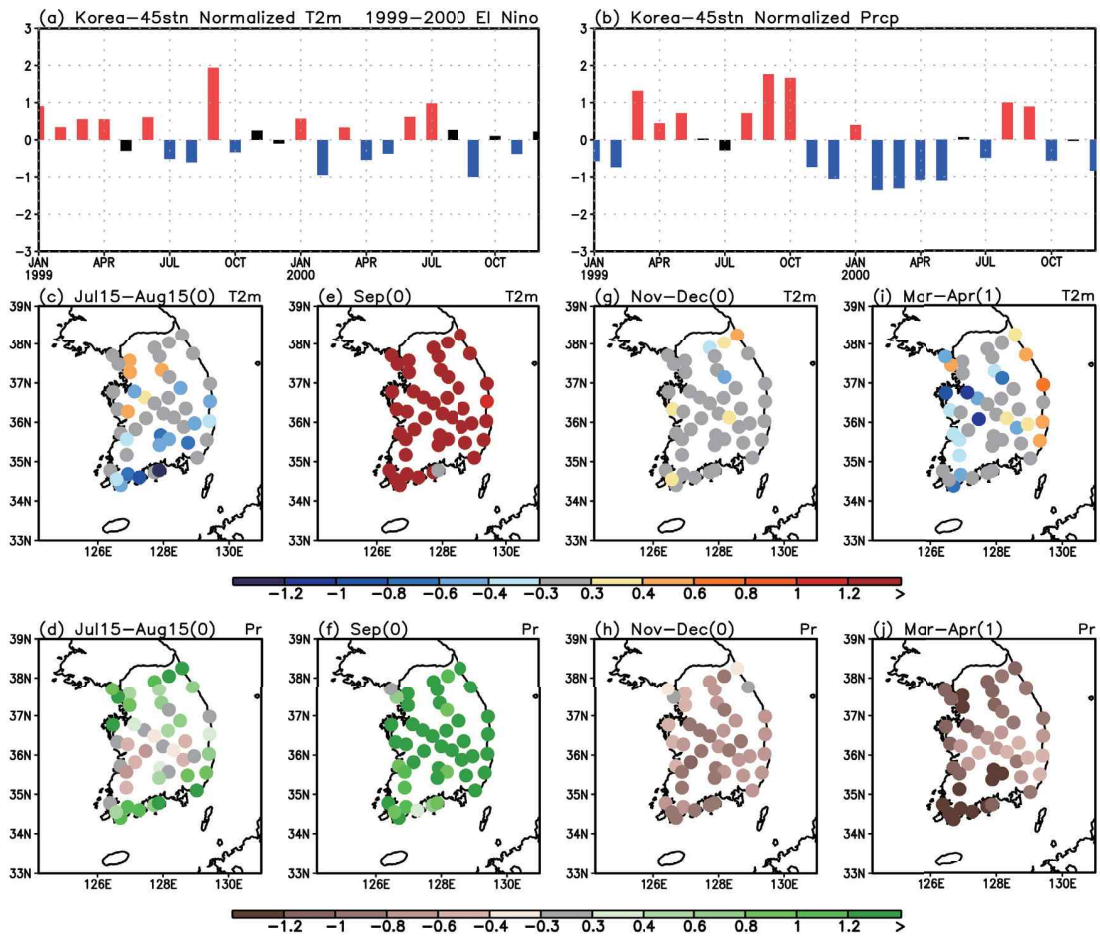


그림4-2-24. 1999년 1월-2000년 12월의 한반도 45개 지점 평균의 표준화된 (a)2m 온도, (b)강수 아노말리 시계열. 한반도 45개 지점의 1999년, (c)7월 15일-8월 15일, (e)9월, (g)11-12월, (d)2000년 3-4월 평균 2m 온도 아노말리, (d), (f), (h), (j)는 같은 시기 강수 아노말리. 그림 (a)와 (b)에서 빨간 바는 0.3 표준편차 이상을, 파란 바는 -0.3 표준편차 이하의 아노말리를 갖는 달을 나타냄.

● 2000/01 라니냐

라니냐 절정기 NINO3.4 인덱스는  $-1^{\circ}\text{C}$ 보다 약하여 약한 라니냐로 구분됨. 라니냐 발달기 9월, 절정기 11-12월, 쇠퇴기 3-4월의 강수 아노말리는 라니냐 시기 전형적인 한반도 패턴을 보이지만, 다른 시기의 한반도 패턴은 라니냐 시기의 전형적인 한반도 패턴과 일치하지 않음.

● 발달기 7월 15일-8월 15일: 전국적으로 온도 아노말리의 경향성은 뚜렷하지 않으며, 서부 지역을 중심으로 약한 음의 강수 아노말리가 관측되나 전국적으로 경향성은 뚜렷하지 않음. 이는 양의 온도 아노말리와 음의 강수 아노말리가 나타나는 라니냐 시기 전형적인 한반도 패턴과 상이함. 아열대 서태평양 지역의 음의 강수, 북위 20-30도 사이 서태평양의 양의 강수, 한반도 및 일본의 음의 강수대로 인한 3개의 셀 구조가 나타나며, 한반도는 이의 영향으로 음의 강수 아노말리가 나타나 강도는 크지 않음. 한반도 남쪽의 양의 강수 아노말리로 인해 유도된 저기압성 흐름이 한반도 남쪽에 자리 잡고 있지만, 그 강도가 약해 한반도에 큰 영향을 미치지 못하는 것으로 판단됨.

● 발달기 9월: 전국적으로 음의 온도 아노말리와 양의 강수 아노말리가 관측됨. 강수의 경우 라니냐 시기 전형적인 한반도 패턴과 일치하지만 한반도 온도의 경우 상이함. 한반도 남동쪽의 양의 강수 아노말리로 인해 한반도 남쪽에 저기압의 중심이 위치하며, 한반도는 이의 영향을 받아 강수 증가가 유도된 것으로 파악됨. 강수 증가로 인한 태양 에너지 입사량의 감소로 인해 한반도 온도는 감소한 것으로 판단됨.

● 절정기 11-12월: 한반도 온도 및 강수 아노말리는 크지 않음. 이는 음의 강수와 온도 아노말리가 나타나는 라니냐 시기의 전형적인 한반도 패턴과 상이함. 라니냐 시기에 전형적으로 나타나는 쿠로시오 지역의 저기압이 한반도에 크게 영향을 미치지 못하는 반면, 아열대 서태평양 양의 강수에 의



해 유도된 로스비파로 인해 한반도 동쪽에 약한 고기압이 형성됨. 이는 한반도 강수 감소에 일부 기여한 것으로 판단됨.

● 쇠퇴기 3-4월: 한반도 온도 아노말리는 큰 경향성을 보이지 않으며, 강수는 전국적으로 음의 아노말리가 관측됨. 강수의 경우 라니냐 시기의 전형적인 한반도 패턴과 일치하나 온도의 경우 상이함. 한반도 동남쪽에 위치한 양의 강수대로 인해 유발된 하층 저기압성 순환에 의해 한반도에 북풍이 유도, 이는 한반도 강수 감소에 기여한 것으로 판단됨. 북풍으로 인한 음의 온도 이류와 강수 감소에 의한 태양 복사 에너지 입사량 증가가 서로 상쇄되어 한반도 온도 아노말리는 크지 않은 것으로 판단됨.

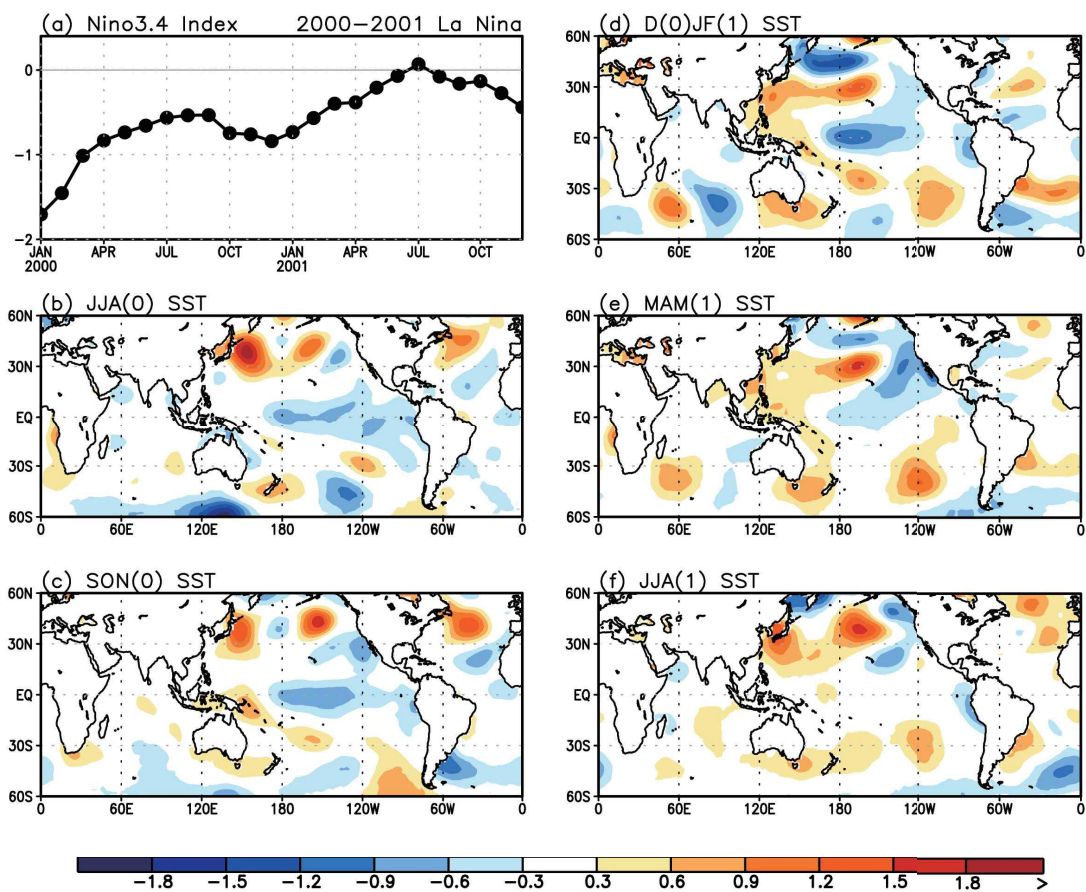


그림4-2-25. (a)2000년 1월부터 2001년 12월까지의 NINO3.4 인덱스의 시계열, (b)2000년 여름철(JJA), (c) 가을철(SON), (d)2000/01년 겨울철(DJF), (e)2001년 봄철(MAM), (f)2001년 여름철 해수면 온도 아노말리 패턴.

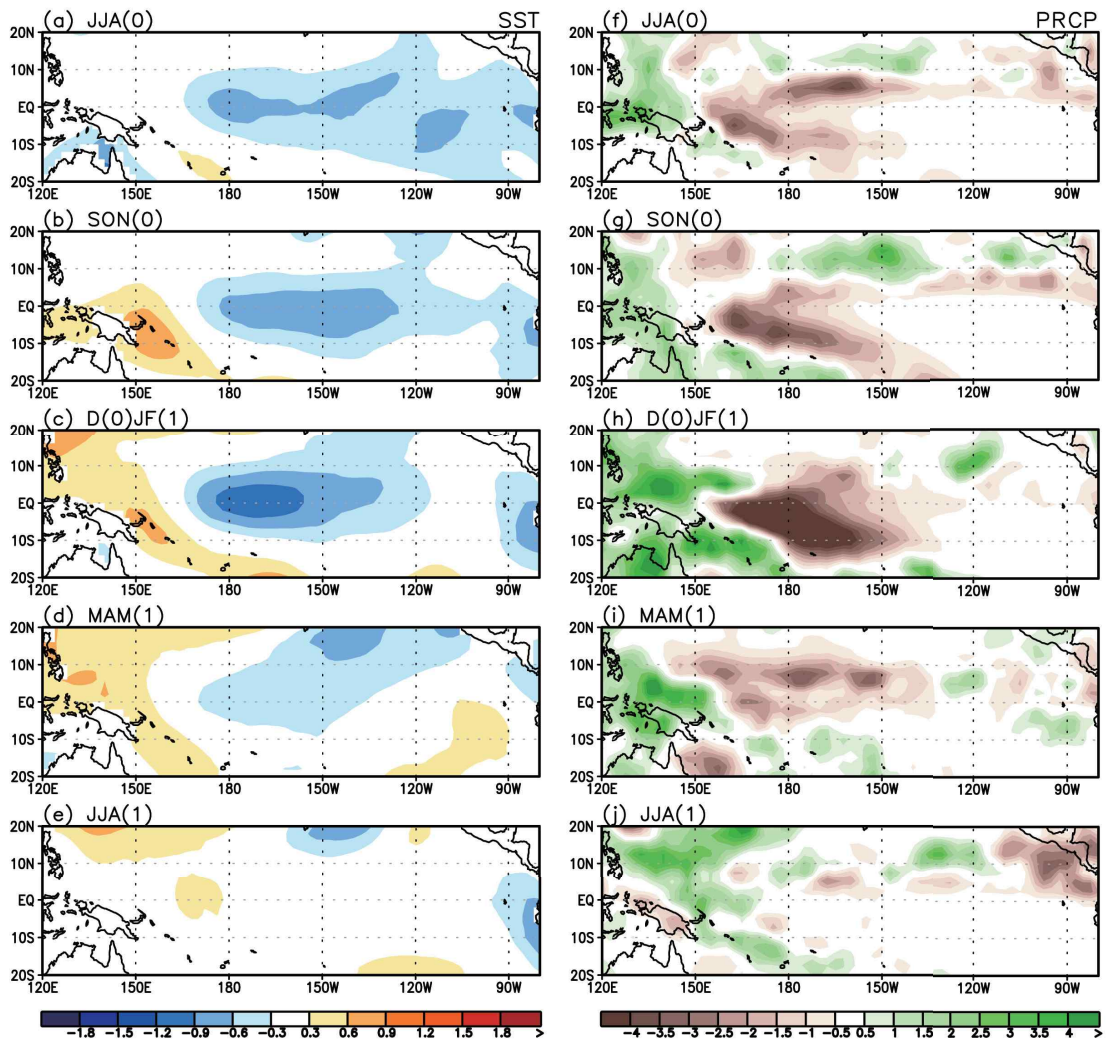


그림4-2-26. (a)2000년 여름철(JJA), (b)가을철(SON), (c)2000/01년 겨울철(DJF), (d)2001년 봄철(MAM), (e)2001년 여름철 해수면 온도 아노말리(왼쪽)와 강수 아노말리(오른쪽) 패턴.

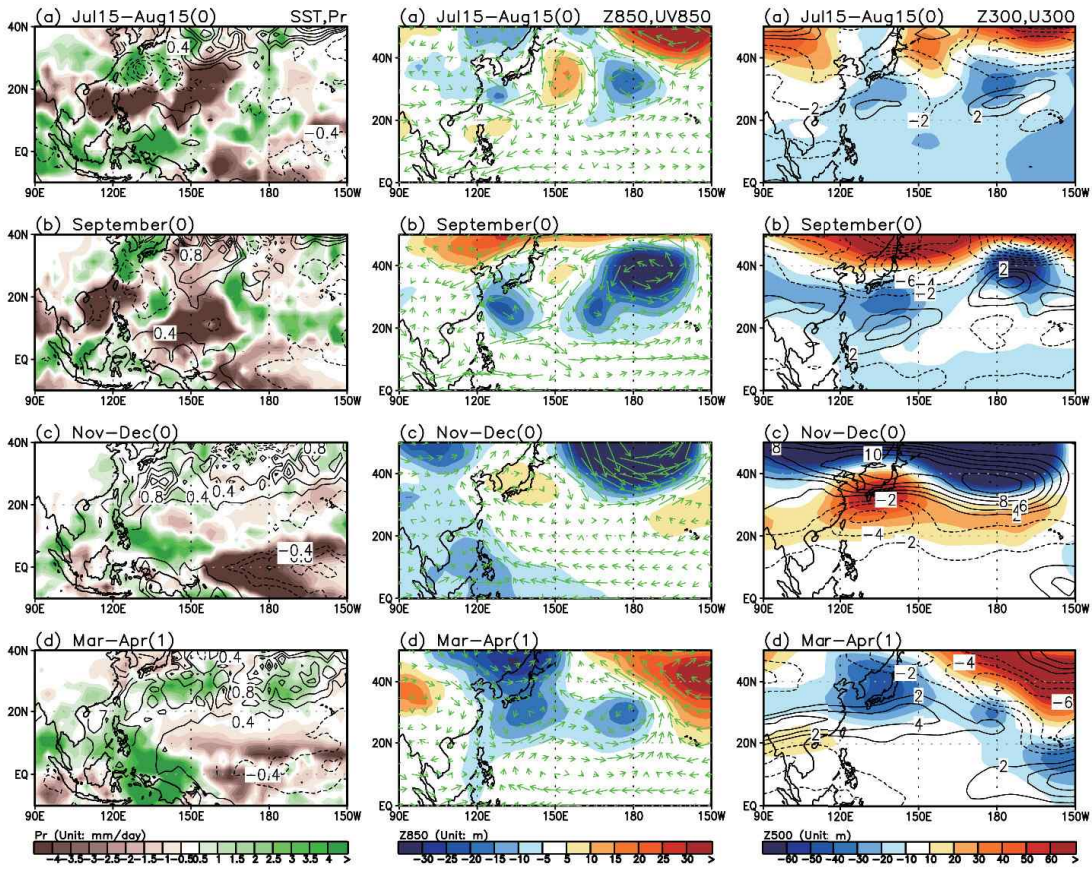


그림4-2-27. 2000년 (a)7월 15일-8월 15일, (b)9월, (c)11-12월, (d)2001년 3-4월 평균 해수면 온도(contour), 강수(shading)(왼쪽), 850hPa 지위고도장(shading), 바람장 벡터(vector)(mid-panels), 300hPa 지위고도장(shading), 동서 바람장(contour) 아노말리(오른쪽).



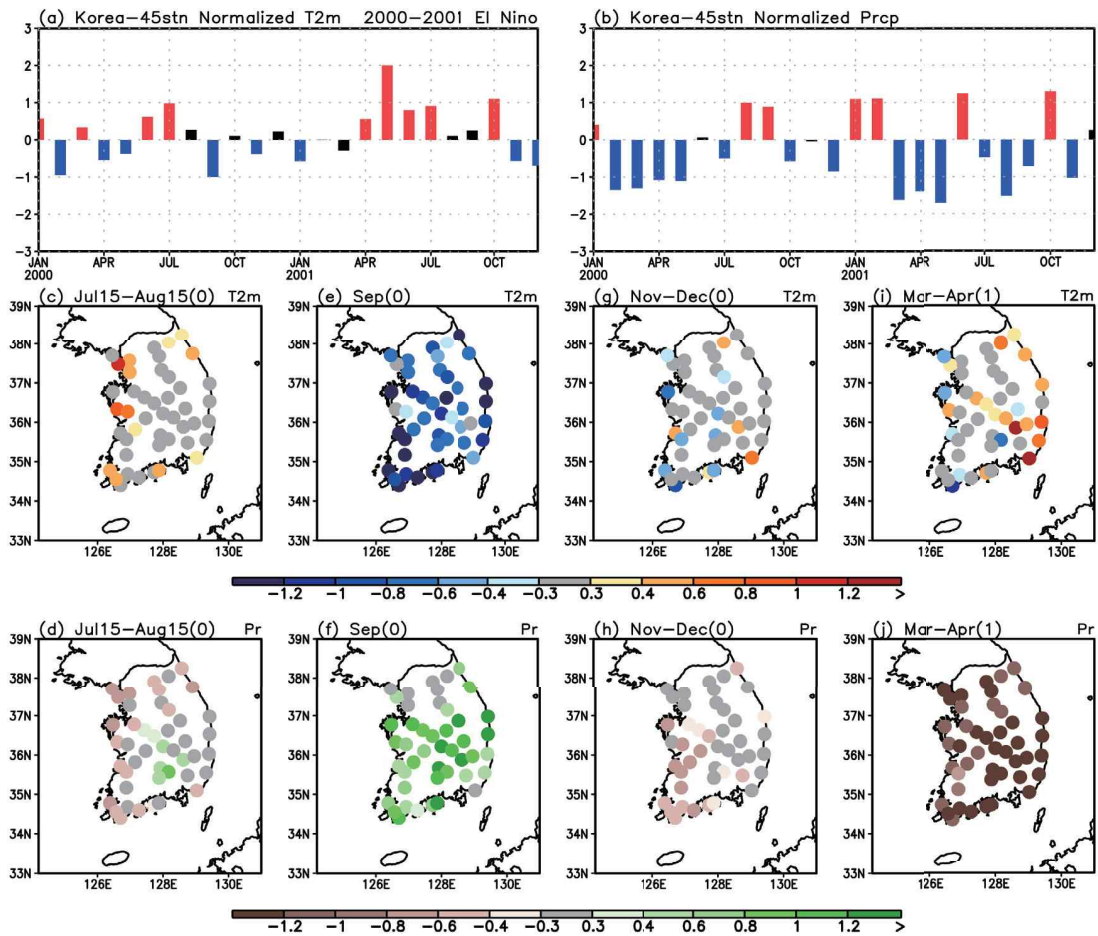


그림4-2-28. 2000년 1월-2001년 12월의 한반도 45개 지점 평균의 표준화된 (a)2m 온도, (b)강수 아노말리 시계열. 한반도 45개 지점의 2000년, (c)7월 15일-8월 15일, (e)9월, (g)11-12월, (d)2001년 3-4월 평균 2m 온도 아노말리, (d), (f), (h), (j)는 같은 시기 강수 아노말리. 그림 (a)와 (b)에서 빨간 바는 0.3 표준편차 이상을, 파란 바는 -0.3 표준편차 이하의 아노말리를 갖는 달을 나타냄.

● 2005/06 라니냐

라니냐 절정기 NINO3.4 인덱스는  $-1^{\circ}\text{C}$ 보다 약하여 약한 라니냐로 구분됨. 라니냐 발달기 7월 15일-8월 15일의 강수 아노말리를 제외한 발달기 7월 15일-8월 15일의 온도 아노말리와, 발달기 9월, 절정기 11-12월과 쇠퇴기 3-4월의 강수 및 온도 아노말리 모두 라니냐 시기 전형적인 한반도 패턴을 보임.

● 발달기 7월 15일-8월 15일: 전국적으로 양의 온도 아노말리가 관측되며, 강수 아노말리는 뚜렷하지 않음. 온도의 경우 라니냐 시기 전형적인 한반도 패턴과 일치하지만 강수의 경우 상이함. 열대 서태평양 지역의 양의 강수가 유도한 로스비파에 의해 필리핀해에 저기압성 순환이, 한반도에 약한 고기압성 순환이 유도됨. 한반도는 고기압의 영향으로 양의 온도 아노말리가 유도된 것으로 파악됨. 한반도에 중심이 위치한 약한 고기압의 영향으로 한반도 동부 지역에는 북풍이 유도되어 강수 감소가 나타나고, 서부 지역에는 남풍이 유도되어 강수 증가가 나타나, 서부와 동부 지역의 강수 아노말리가 상쇄되어 한반도 평균 강수 아노말리의 강도는 뚜렷하지 않은 것으로 판단됨.

● 발달기 9월: 전국적으로 양의 온도 아노말리와 중부 지역을 중심으로 양의 강수 아노말리가 관측됨. 이는 라니냐 시기 전형적인 한반도 강수 및 온도 패턴과 일치함. 열대 서태평양의 양의 강수로 인한 로스비파와 열대 중태평양 음의 강수로 인한 큰 규모의 고기압성 순환이 북태평양 전반에 걸쳐 형성되며, 이는 한반도에 남풍을 유도해 온도 증가와 강수 증가에 기여한 것으로 판단됨.

● 절정기 11-12월: 전국적으로 음의 온도 및 강수 아노말리가 관측됨. 이는 라니냐 시기의 전형적인 한반도 패턴과 일치함. 라니냐 시기에 전형적으로 나타나는 쿠로시오 지역의 저기압이 한반도에 북풍을 유도해 한반도 강수와 온도 감소에 크게 기여한 것으로 판단됨.



- 쇄퇴기 3-4월: 한반도 온도 아노말리는 약한 음의 아노말리를 보이며, 강수는 전국적으로 음의 아노말리가 관측됨. 이는 라니냐 시기의 전형적인 한반도 패턴과 일치함. 열대 서태평양의 양의 강수대로 인해 유도된 저기압성 순환이 한반도 동쪽에 위치하여 한반도에는 지속적으로 북풍이 유도됨. 이는 한반도 강수와 온도 감소에 기여한 것으로 판단됨.

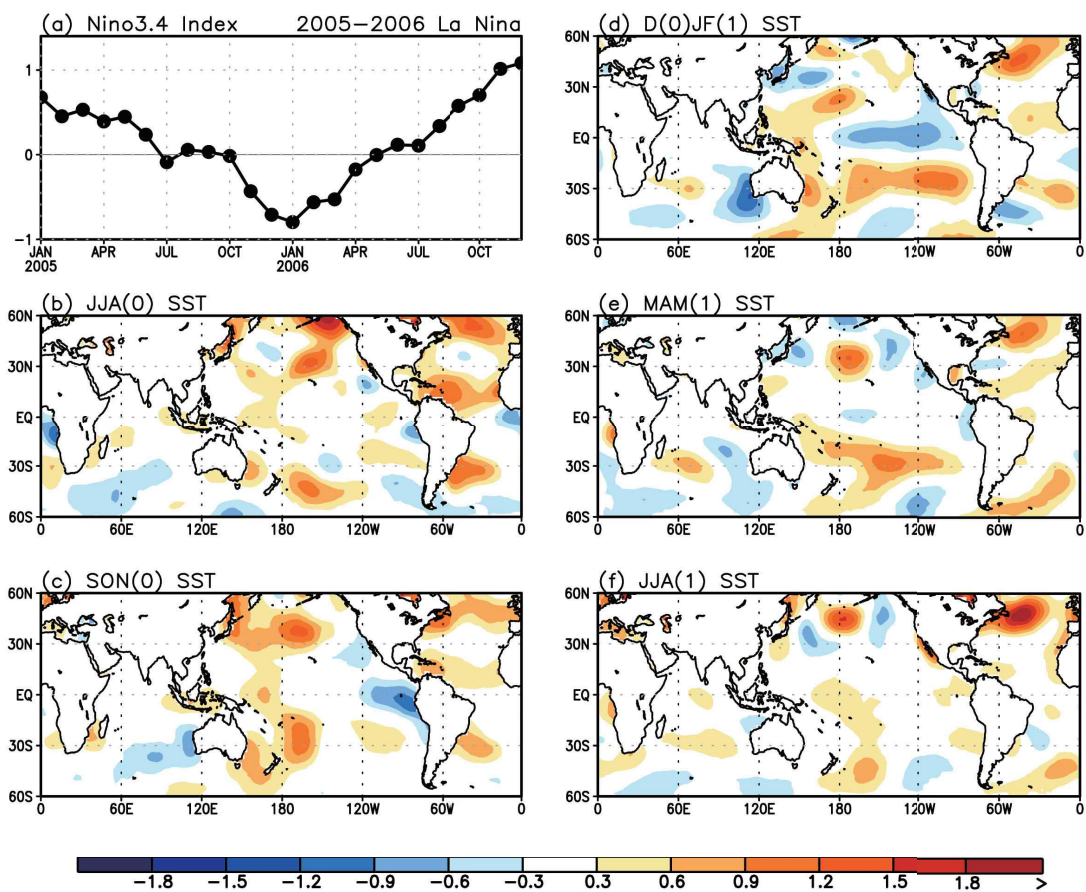


그림4-2-29. (a)2005년 1월부터 2006년 12월까지의 NINO3.4 인덱스의 시계열, (b)2005년 여름철(JJA), (c) 가을철(SON), (d)2005/06년 겨울철(DJF), (e)2006년 봄철(MAM), (f)2006년 여름철 해수면 온도 아노말리 패턴.

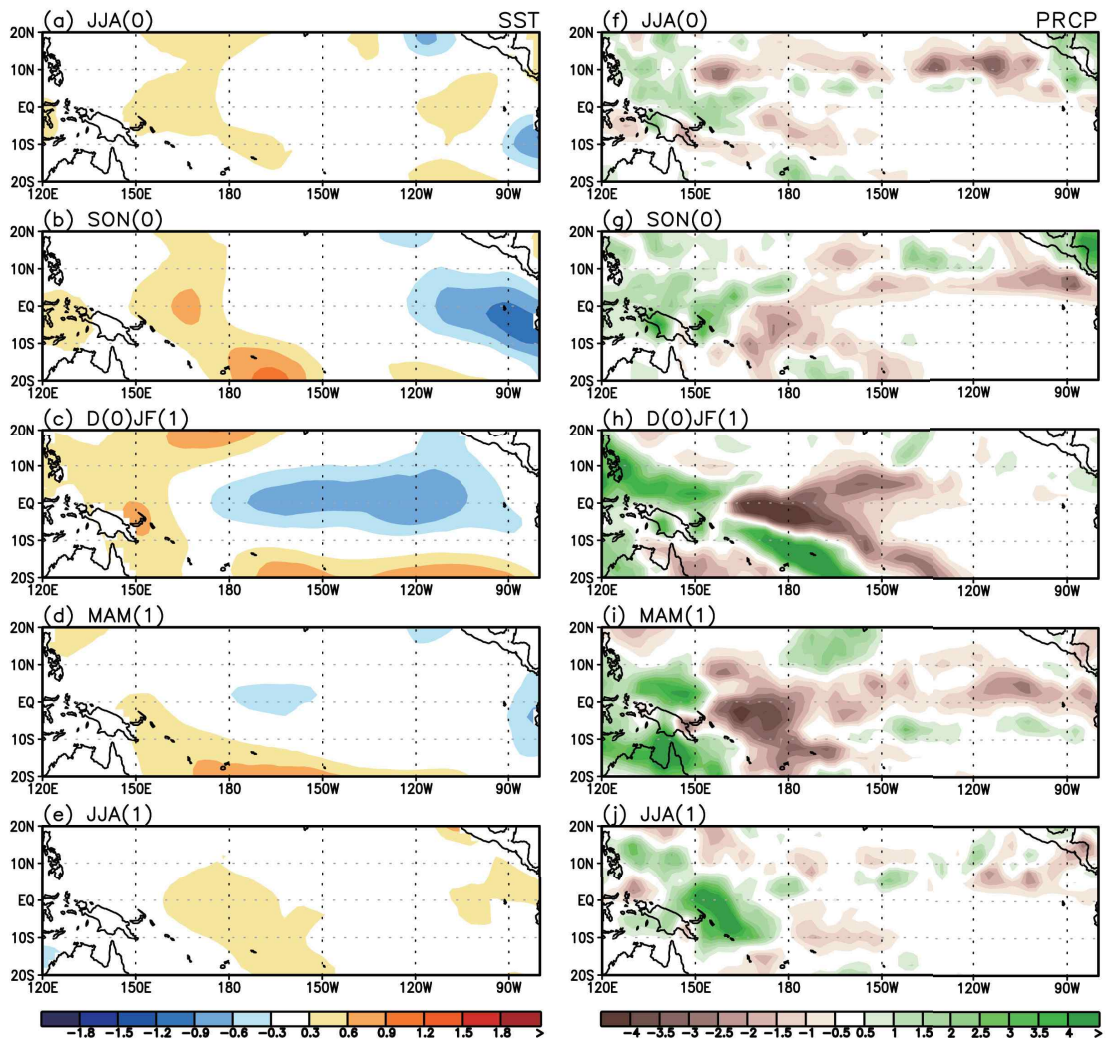


그림4-2-30. (a)2005년 여름철(JJA), (b)가을철(SON), (c)2005/06년 겨울철(DJF), (d)2006년 봄철(MAM), (e)2006년 여름철 해수면 온도 아노말리(왼쪽)와 강수 아노말리(오른쪽) 패턴.

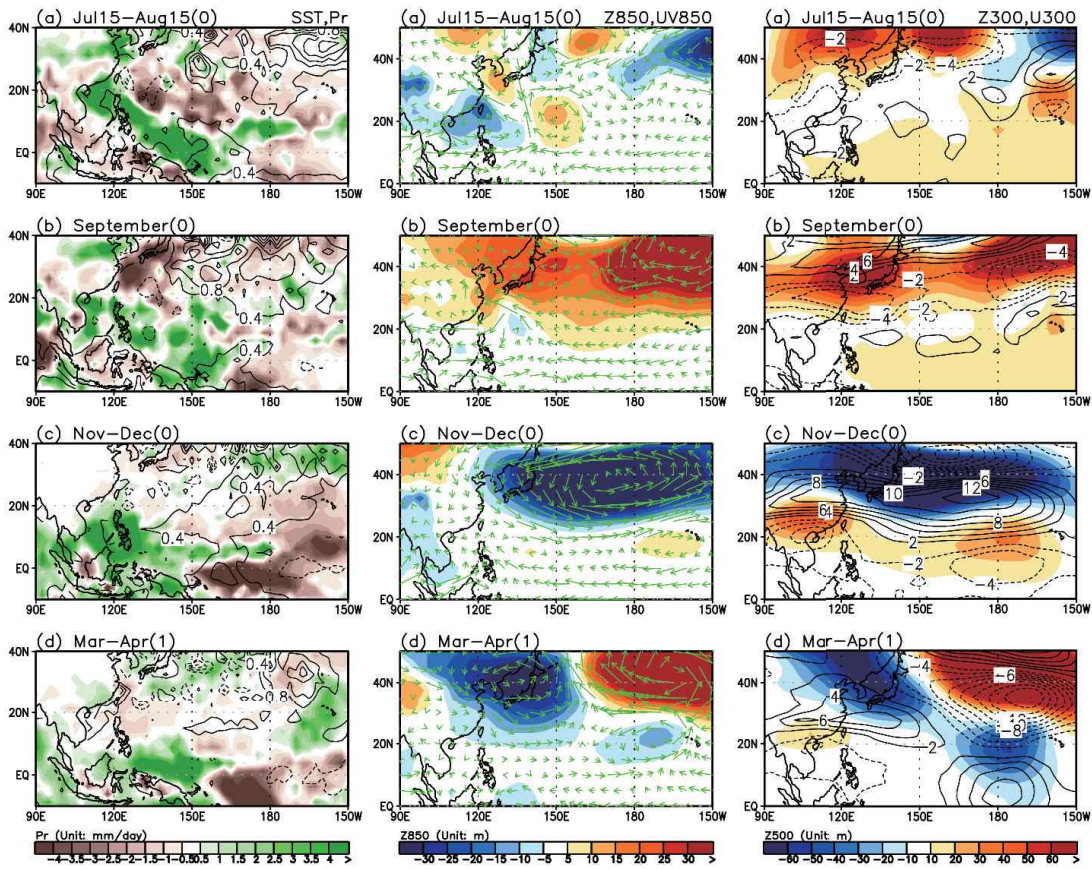


그림4-2-31. 2005년 (a)7월 15일-8월 15일, (b)9월, (c)11-12월, (d)2006년 3-4월 평균 해수면 온도(contour), 강수(shading)(왼쪽), 850hPa 지위고도장(shading), 바람장 벡터(vector)(mid-panels), 300hPa 지위고도장(shading), 동서 바람장(contour) 아노말리(오른쪽).



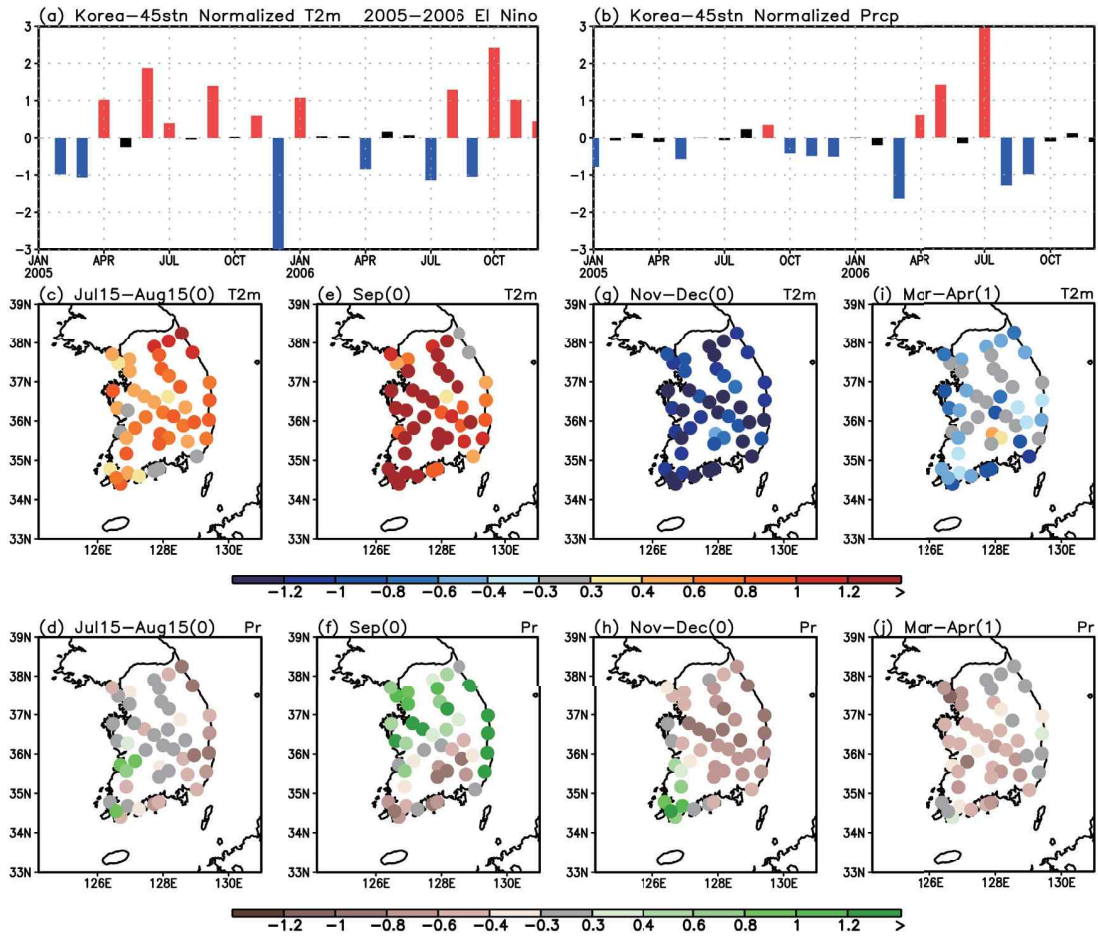


그림4-2-32. 2005년 1월-2006년 12월의 한반도 45개 지점 평균의 표준화된 (a)2m 온도, (b)강수 아노말리 시계열. 한반도 45개 지점의 2005년, (c)7월 15일-8월 15일, (e)9월, (g)11-12월, (d)2006년 3-4월 평균 2m 온도 아노말리, (d), (f), (h), (j)는 같은 시기 강수 아노말리. 그림 (a)와 (b)에서 빨간 바는 0.3 표준편차 이상을, 파란 바는 -0.3 표준편차 이하의 아노말리를 갖는 달을 나타냄.

● 2007/08 라니냐

라니냐 절정기 NINO3.4 인덱스는  $-1.5^{\circ}\text{C}$  정도로 강한 라니냐로 구분됨. 라니냐 발달기 9월의 온도 및 강수 아노말리와, 절정기 11-12월, 쇠퇴기 3-4월의 강수 아노말리는 라니냐 시기 전형적인 한반도 패턴을 보이지만, 다른 시기의 한반도 패턴은 라니냐 시기의 전형적인 한반도 패턴과 일치하지 않음.

● 발달기 7월 15일-8월 15일: 전국적으로 온도 및 강수 아노말리의 경향성은 뚜렷하지 않음. 이는 양의 온도 아노말리와 음의 강수 아노말리가 관측되는 라니냐 시기 전형적인 한반도 강수 및 온도 패턴과 상이함. 열대 중태평양 지역의 음의 강수, 북위 20도 부근 서태평양의 강수, 북위 30도 부근의 음의 강수 아노말리가 관측되는 3개의 강수 셀 구조가 뚜렷하나, 한반도 남쪽에 위치하여 한반도에 직접적인 영향을 미치지 못하는 것으로 판단됨. 북위 20도 부근 양의 강수로 인한 저기압성 순환이 한반도에 남서풍을 유도하나, 이의 강도가 약해 한반도 온도에 크게 영향을 미치지 못하는 것으로 판단됨.

● 발달기 9월: 전국적으로 양의 온도 및 강수 아노말리가 관측됨. 이는 라니냐 시기 전형적인 한반도 강수 및 온도 패턴과 일치함. 열대 서태평양의 양의 강수로 인해 유도된 로스비파로 인해 저기압성 순환이 한반도 남서쪽에, 고기압성 순환이 한반도 동쪽에 위치함. 이는 한반도에 남풍을 유도해 온도 증가와 강수 증가에 기여한 것으로 판단됨.

● 절정기 11-12월: 전국적으로 온도 아노말리의 경향성은 뚜렷하지 않으며, 중부 지방을 중심으로 약한 음의 강수 아노말리가 관측됨. 강수의 경우 라니냐 시기의 전형적인 한반도 패턴과 어느 정도 일치하나 온도의 경우는 상이함. 아열대 서태평양의 양의 강수로 인해 유도된 저기압성 순환이 한반도 남쪽에 위치함. 이에 더해 열대 중태평양의 음의 강수에 의해 유도된 고기압성 순환이 아열대 중태평양에 위치하고, 이의 서북쪽의 남풍에 의해 발



생한 양의 강수가 한반도 동쪽에 저기압을 형성함. 이들은 모두 한반도에 북풍을 유도, 한반도 강수 감소에 기여한 것으로 판단됨.

● 쇠퇴기 3-4월: 한반도 온도 아노말리는 전국적으로 양의 아노말리를 보이며, 강수는 남서부 지방을 중심으로 음의 아노말리가 관측됨. 강수의 경우 라니냐 시기의 전형적인 한반도 패턴과 일치하나 온도의 경우 상이함. 한반도는 쿠로시오 지역의 고기압과 열대 서태평양의 양의 강수에 의해 발생한 저기압의 가운데 위치하여, 남부 지역에는 북풍이, 중부 지방에는 남풍이 유도됨. 이로 인해 중부 지역의 온도 상승, 남부 지역의 강수 감소가 유도된 것으로 파악됨. 또한 쿠로시오 고기압의 확장으로 인해 한반도 중부 지역을 중심으로 고기압의 영향권에 들어 온도 상승이 일어난 것으로 파악되며, 한반도 연근해의 양의 해수면 온도 아노말리 또한 한반도 온도 상승에 기여한 것으로 판단됨.

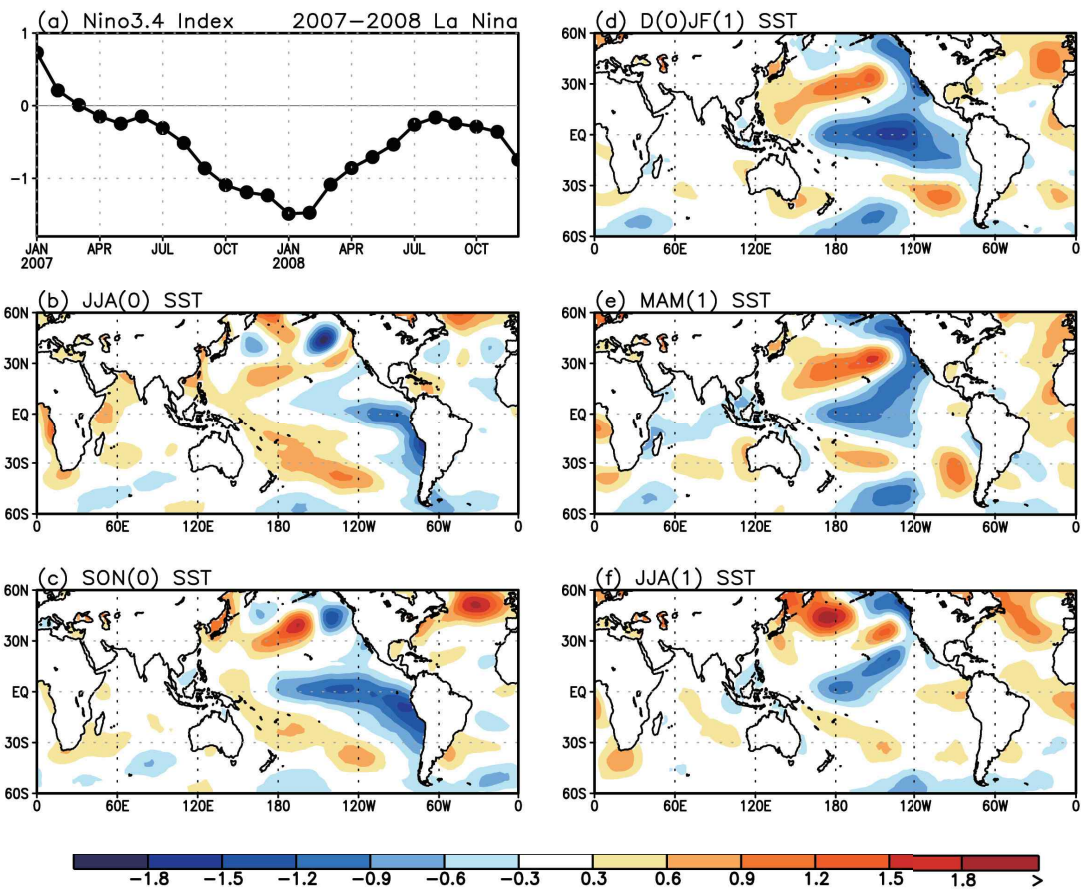


그림4-2-33. (a)2007년 1월부터 2008년 12월까지의 NINO3.4 인덱스의 시계열, (b)2007년 여름철(JJA), (c) 가을철(SON), (d)2007/08년 겨울철(DJF), (e)2008년 봄철(MAM), (f)2008년 여름철 해수면 온도 아노말리 패턴.

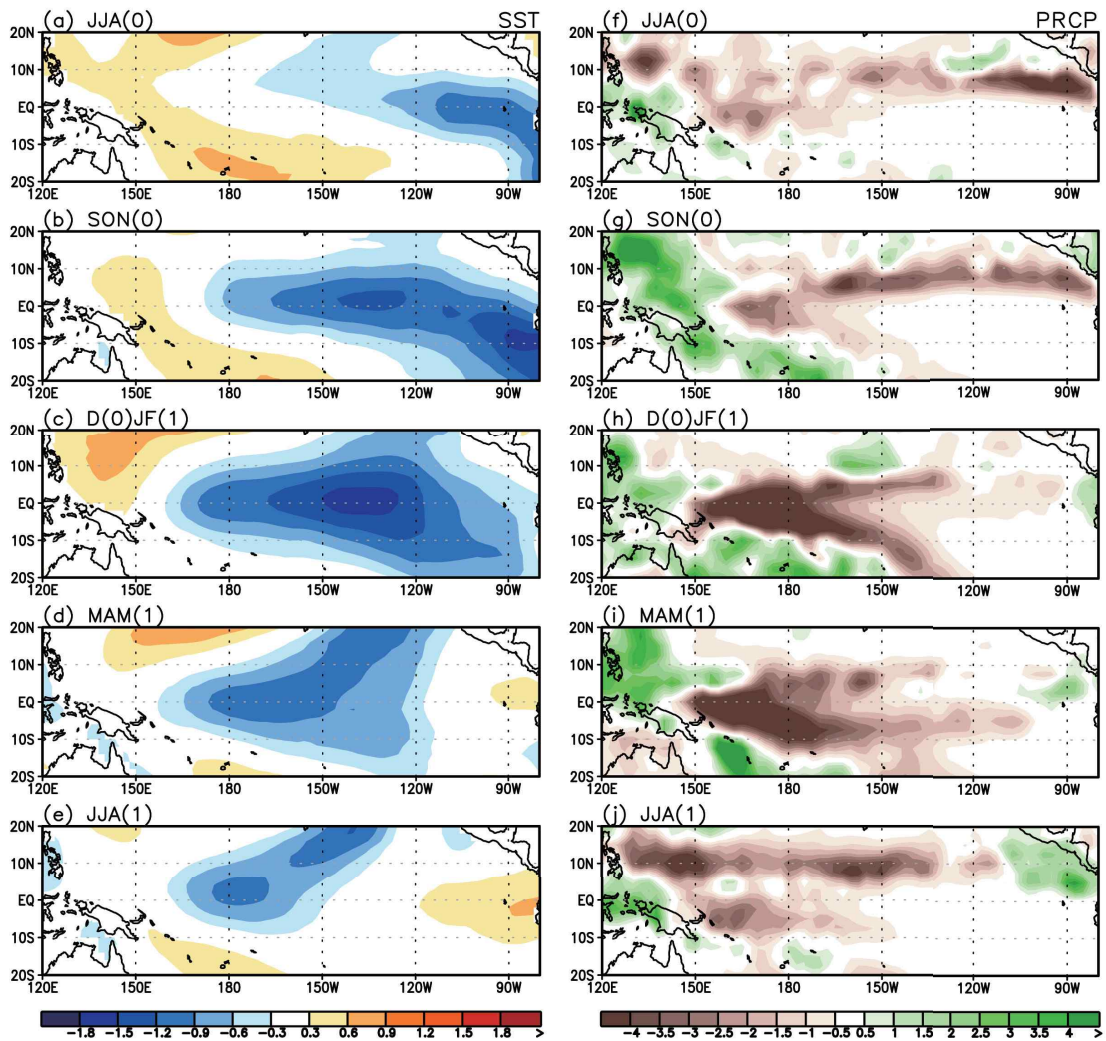


그림4-2-34. (a)2007년 여름철(JJA), (b)가을철(SON), (c)2007/08년 겨울철(DJF), (d)2008년 봄철(MAM), (e)2008년 여름철 해수면 온도 아노말리(왼쪽)와 강수 아노말리(오른쪽) 패턴.

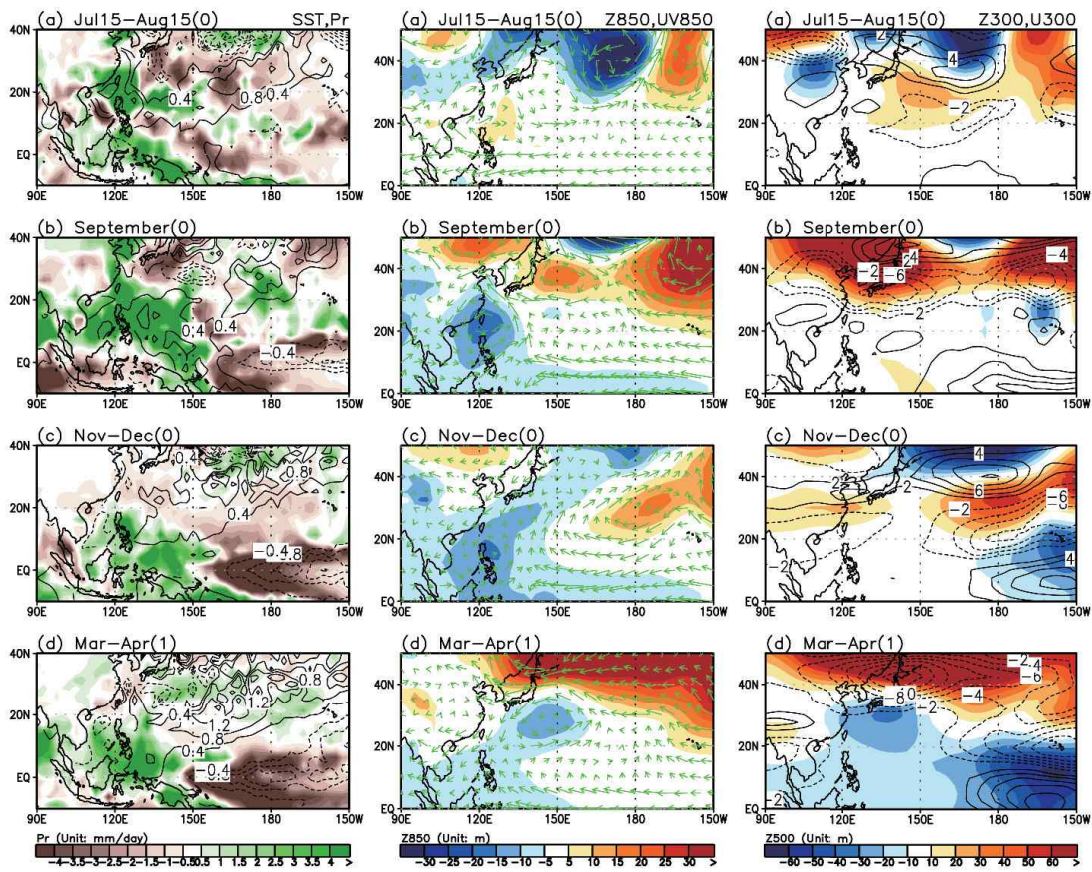


그림4-2-35. 2007년 (a)7월 15일-8월 15일, (b)9월, (c)11-12월, (d)2008년 3-4월 평균 해수면 온도(contour), 강수(shading)(왼쪽), 850hPa 지위고도장(shading), 바람장 벡터(vector)(mid-panels), 300hPa 지위고도장(shading), 동서 바람장(contour) 아노말리(오른쪽).



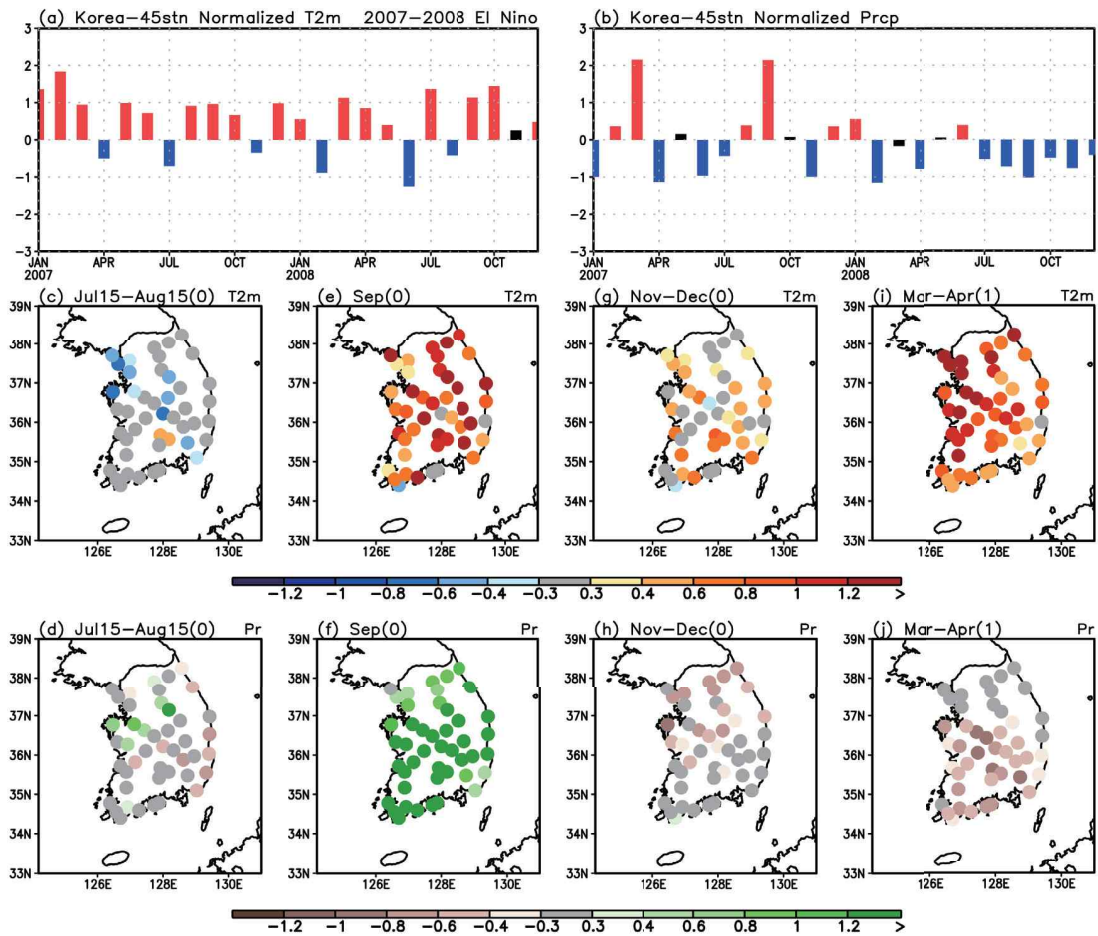


그림4-2-36. 2007년 1월-2008년 12월의 한반도 45개 지점 평균의 표준화된 (a)2m 온도, (b)강수 아노말리 시계열. 한반도 45개 지점의 2007년, (c)7월 15일-8월 15일, (e)9월, (g)11-12월, (d)2008년 3-4월 평균 2m 온도 아노말리, (d), (f), (h), (j)는 같은 시기 강수 아노말리. 그림 (a)와 (b)에서 빨간 바는 0.3 표준편차 이상을, 파란 바는 -0.3 표준편차 이하의 아노말리를 갖는 달을 나타냄.

● 2008/09 라니냐

라니냐 절정기 NINO3.4 인덱스는  $-1^{\circ}\text{C}$  미만으로 약한 라니냐로 구분됨. 라니냐 발달기 7월 15일-8월 15일의 온도 및 강수 아노말리, 발달기 9월의 온도 아노말리, 절정기 11-12월과 쇠퇴기 3-4월의 강수 아노말리는 라니냐 시기 전형적인 한반도 패턴을 보이지만, 다른 시기의 한반도 패턴은 라니냐 시기의 전형적인 한반도 패턴과 일치하지 않음.

● 발달기 7월 15일-8월 15일: 남부 지역을 중심으로 양의 온도 아노말리가 관측되며, 강수 아노말리는 남부 지역을 중심으로 음의 아노말리를 보임. 이는 라니냐 시기 전형적인 한반도 패턴과 일치함. 열대 중태평양 지역의 음의 강수, 북위 20-30도 사이 서태평양의 강수, 북위 30도 부근의 음의 강수 아노말리가 관측되는 3개의 강수 셀 구조가 나타나 한반도 남부 지역을 중심으로 음의 강수 아노말리가 유도됨.  $120^{\circ}\text{E}$ ,  $20^{\circ}\text{N}$  부근의 양의 강수 아노말리에 의해 발생한 로스비파가 한반도 남서쪽에 저기압을 유도하여 한반도 남부 지역을 중심으로 남풍을 유도, 온도 증가에 기여한 것으로 보이나 그 강도는 크지 않아 중부 지역의 온도 아노말리가 크지 않은 것으로 판단됨.

● 발달기 9월: 전국적으로 양의 온도 아노말리와 음의 강수 아노말리가 관측됨. 온도의 경우 라니냐 시기 전형적인 한반도 패턴과 일치하나, 강수의 경우 상이함. 아열대 중태평양의 음의 강수로 인해 유도된 하층 고기압성 순환이 한반도 남동쪽에 위치하여 한반도에 남풍을 유도, 이는 한반도 온도 상승에 기여한 것으로 판단됨. 아열대 중태평양의 음의 강수, 북위 30도 부근 서태평양의 양의 강수, 한반도 및 일본 부근의 음의 강수가 관측되는 3개의 강수 셀 구조에 의해 한반도 강수는 감소한 것으로 판단됨.

● 절정기 11-12월: 서부 지역을 중심으로 양의 온도 아노말리가 관측되나 강도는 강하지 않으며, 전국적으로 음의 강수 아노말리가 관측됨. 강수의



경우 라니냐 시기의 전형적인 한반도 패턴과 어느 정도 일치하나, 온도의 경우는 상이함. 열대 서태평양의 양의 강수로 인해 유도된 로스비파가 대기 상층을 따라 전파되어 상층 기압골을 유도, 건조한 공기를 유입시켜 강수 감소에 기여한 것으로 판단됨. 북중태평양에 넓게 분포하고 있는 양의 해수면 온도 아노말리는 한반도 온도 상승에 일부 기여한 것으로 판단됨.

● 쇄퇴기 3-4월: 한반도 온도 아노말리는 전국적으로 양의 아노말리를 보이며, 강수는 남부 지방을 중심으로 약한 음의 아노말리가 관측됨. 강수의 경우 라니냐 시기의 전형적인 한반도 패턴과 어느 정도 일치하나 온도의 경우 상이함. 서태평양 양의 강수에 의해 유도된 저기압성 순환이 한반도 남부 지역을 중심으로 북풍을 유도, 강수 감소를 유도함. 쿠로시오 지역에 중심을 둔 키 큰 고기압이 대기 상층을 중심으로 한반도에 영향을 줌. 이는 한반도 온도 상승에 기여한 것으로 판단됨. 북중태평양의 양의 해수면 온도 아노말리 역시 한반도 온도 상승에 일부 기여한 것으로 판단됨.

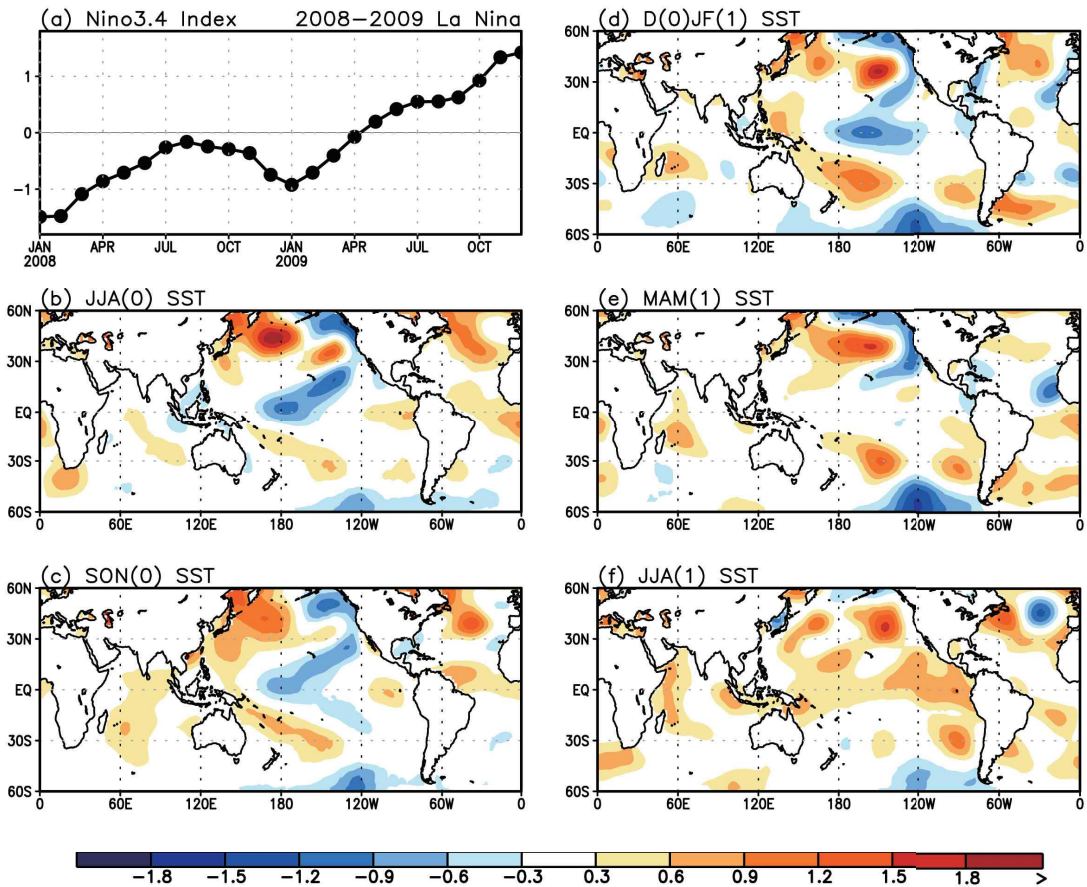


그림4-2-37. (a)2008년 1월부터 2009년 12월까지의 NINO3.4 인덱스의 시계열, (b)2008년 여름철(JJA), (c) 가을철(SON), (d)2008/09년 겨울철(DJF), (e)2009년 봄철(MAM), (f)2009년 여름철 해수면 온도 아노말리 패턴.

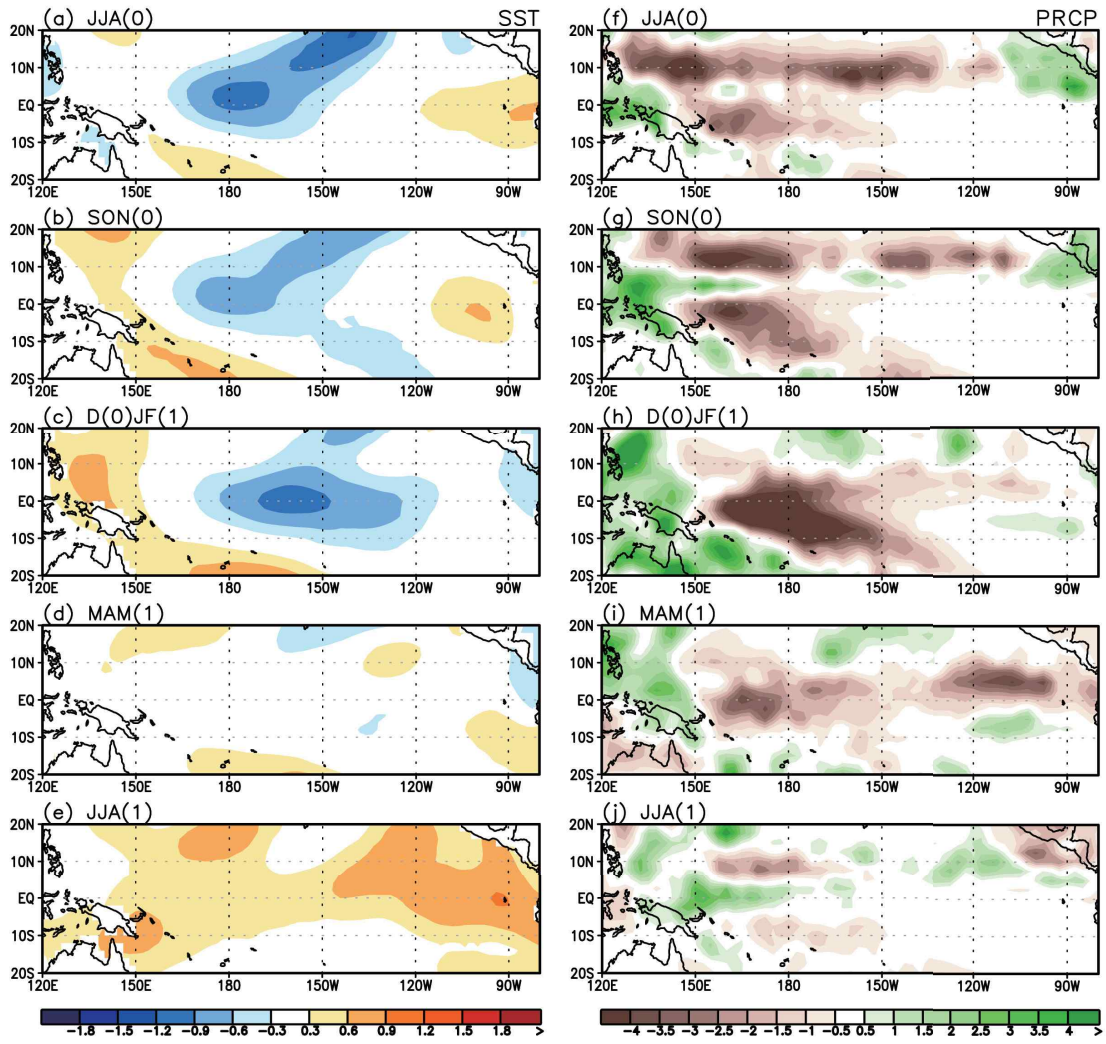


그림4-2-38. (a)2008년 여름철(JJA), (b)가을철(SON), (c)2008/09년 겨울철(DJF), (d)2009년 봄철(MAM), (e)2009년 여름철 해수면 온도 아노말리(왼쪽)와 강수 아노말리(오른쪽) 패턴.

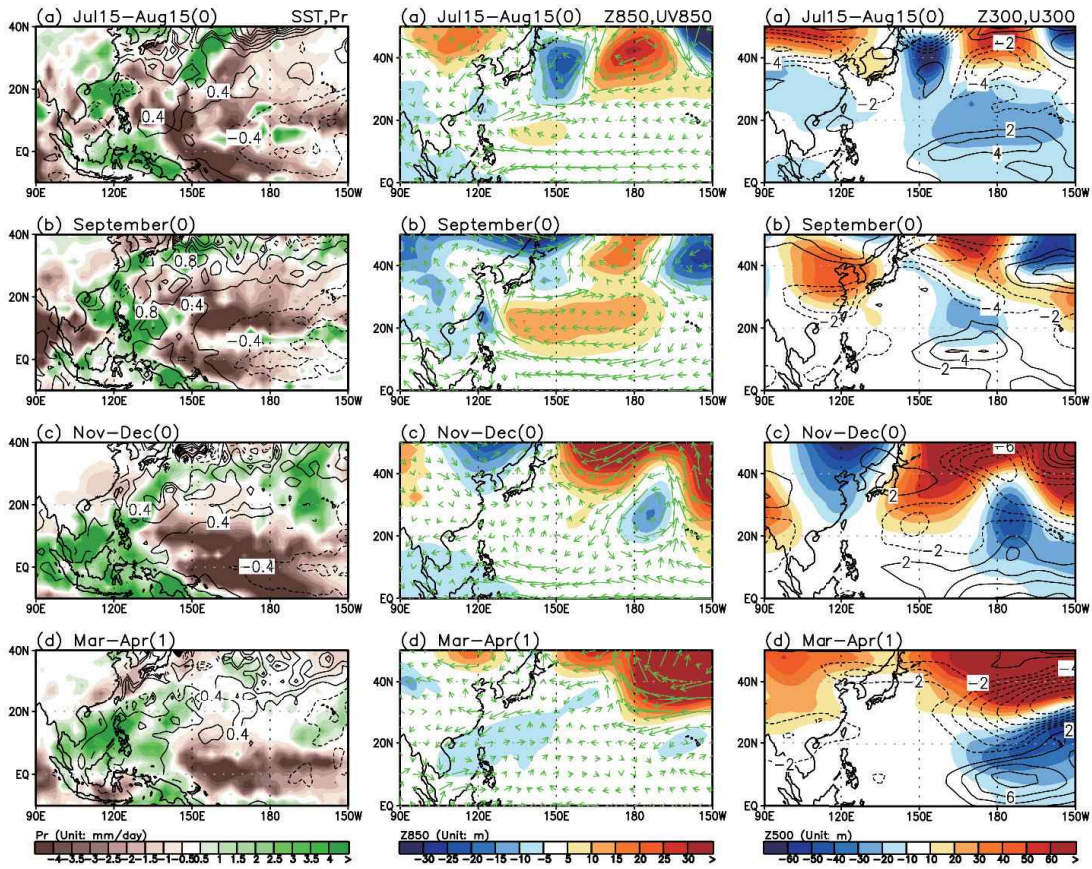


그림4-2-39. 2008년 (a)7월 15일-8월 15일, (b)9월, (c)11-12월, (d)2009년 3-4월 평균 해수면 온도 (contour), 강수(shading)(왼쪽), 850hPa 지위고도장(shading), 바람장 벡터(vector)(mid-panels), 300hPa 지위고도장(shading), 동서 바람장(contour) 아노말리(오른쪽).



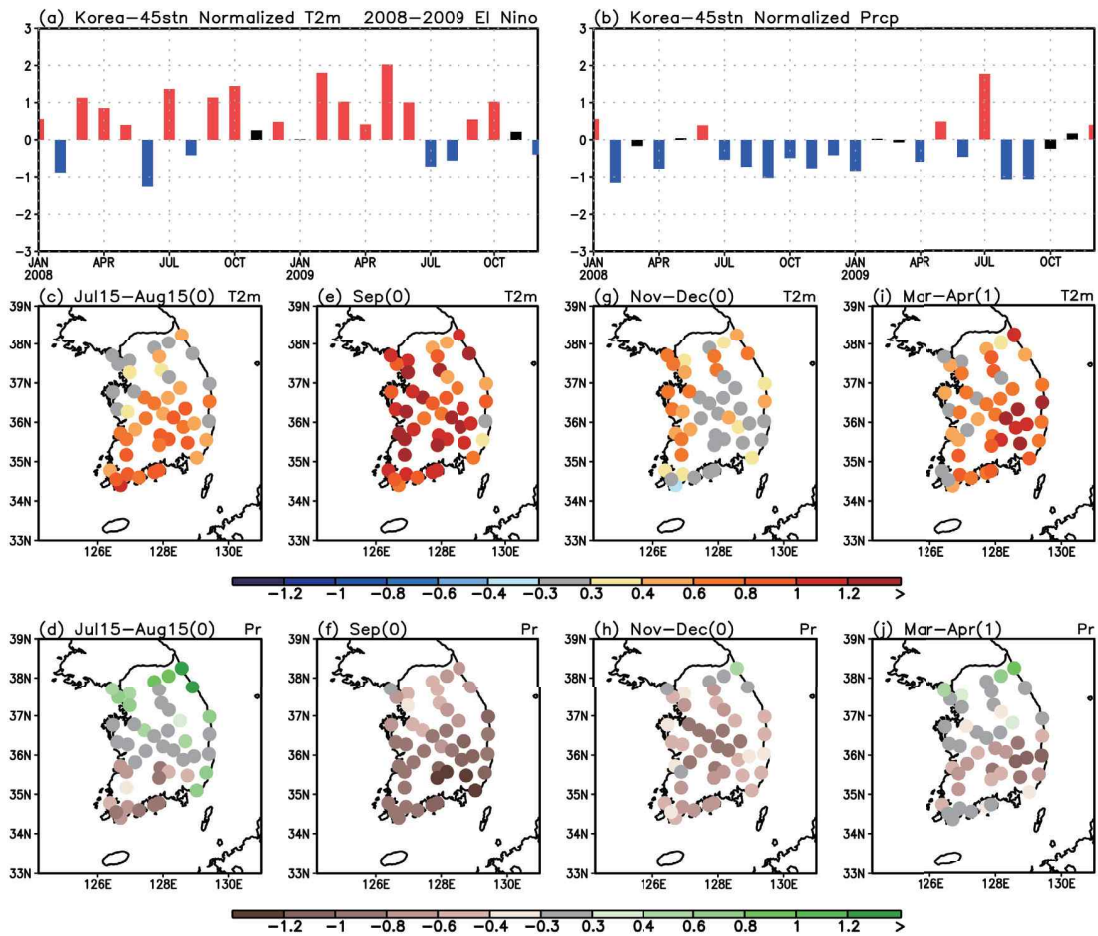


그림4-2-40. 2008년 1월-2009년 12월의 한반도 45개 지점 평균의 표준화된 (a)2m 온도, (b)강수 아노말리 시계열. 한반도 45개 지점의 2008년, (c)7월 15일-8월 15일, (e)9월, (g)11-12월, (d)2009년 3-4월 평균 2m 온도 아노말리, (d), (f), (h), (j)는 같은 시기 강수 아노말리. 그림 (a)와 (b)에서 빨간 바는 0.3 표준편차 이상을, 파란 바는 -0.3 표준편차 이하의 아노말리를 갖는 달을 나타냄.

● 2010/11 라니냐

라니냐 절정기 NINO3.4 인덱스는  $-1.5^{\circ}\text{C}$  정도로 강한 라니냐로 구분됨. 라니냐 발달기 7월 15일-8월 15일과 쇠퇴기 3-4월의 강수 아노말리를 제외한 모든 시기의 강수 및 온도 아노말리 모두 라니냐 시기 전형적인 한반도 패턴을 보임.

● 발달기 7월 15일-8월 15일: 전국적으로 양의 온도 아노말리가 관측되며, 강수의 경우 남서부 지역을 중심으로 양의 아노말리가 나타나나 전국적인 경향성은 뚜렷하지 않음. 온도의 경우 라니냐 시기 전형적인 한반도 패턴과 일치하나, 강수의 경우 상이함. 열대 중태평양 지역의 음의 강수에 의해 발생한 고기압성 흐름이 북서태평양에 위치하며, 이는 한반도에 남풍을 유도, 한반도 온도 상승과 일부 지역의 강수 증가를 유도한 것으로 판단됨. 이에 더해 북중태평양에 넓게 발달한 양의 해수면 온도 아노말리는 한반도 온도 상승에 일부 기여한 것으로 판단됨.

● 발달기 9월: 전국적으로 양의 온도 아노말리가 관측되며, 서울·경기 지역을 중심으로 양의 강수 아노말리가 관측됨. 이는 라니냐 시기 전형적인 한반도 패턴과 일치함. 아열대 서태평양의 음의 강수로 인해 유도된 하층 고기압성 순환이 한반도 남동쪽에 위치하여 한반도에 남풍을 유도, 이는 한반도 온도 상승과 강수 증가에 기여한 것으로 판단됨. 이에 더해 북중태평양에 넓게 발달한 양의 해수면 온도 아노말리는 한반도 온도 상승에 일부 기여한 것으로 판단됨.

● 절정기 11-12월: 전국적으로 약한 음의 온도 아노말리가 관측되며, 중부 지방을 중심으로 음의 강수 아노말리가 관측됨. 이는 라니냐 시기의 전형적인 한반도 패턴과 어느 정도 일치하는 결과임. 열대 서태평양의 양의 강수로 인해 유도된 로스비파가 중위도로 전파되어 한반도에 저기압을 유도, 상층 기압골을 형성함. 이는 건조한 공기를 유입시켜 온도 하강과 강수 감소에 기여한 것으로 판단됨.



● 쇠퇴기 3-4월: 한반도 온도 아노말리는 전국적으로 음의 아노말리를 보이며, 강수는 남부 지방을 중심으로 음의 아노말리, 일부 중부 지방에 양의 아노말리를 보임. 온도의 경우 라니냐 시기의 전형적인 한반도 패턴과 어느 정도 일치하나 강수의 경우 상이함. 서태평양 양의 강수에 의해 유도된 고기압성 순환이 한반도 서쪽에 위치함. 이는 한반도에 북풍을 유도해 강수 감소와 온도 하강을 유도한 것으로 판단됨. 이에 더해 필리핀 해역을 따라 발생한 음의 해수면 온도 아노말리가 한반도 연근해까지 확장되어 한반도 온도 하강에 일부 기여한 것으로 판단됨.

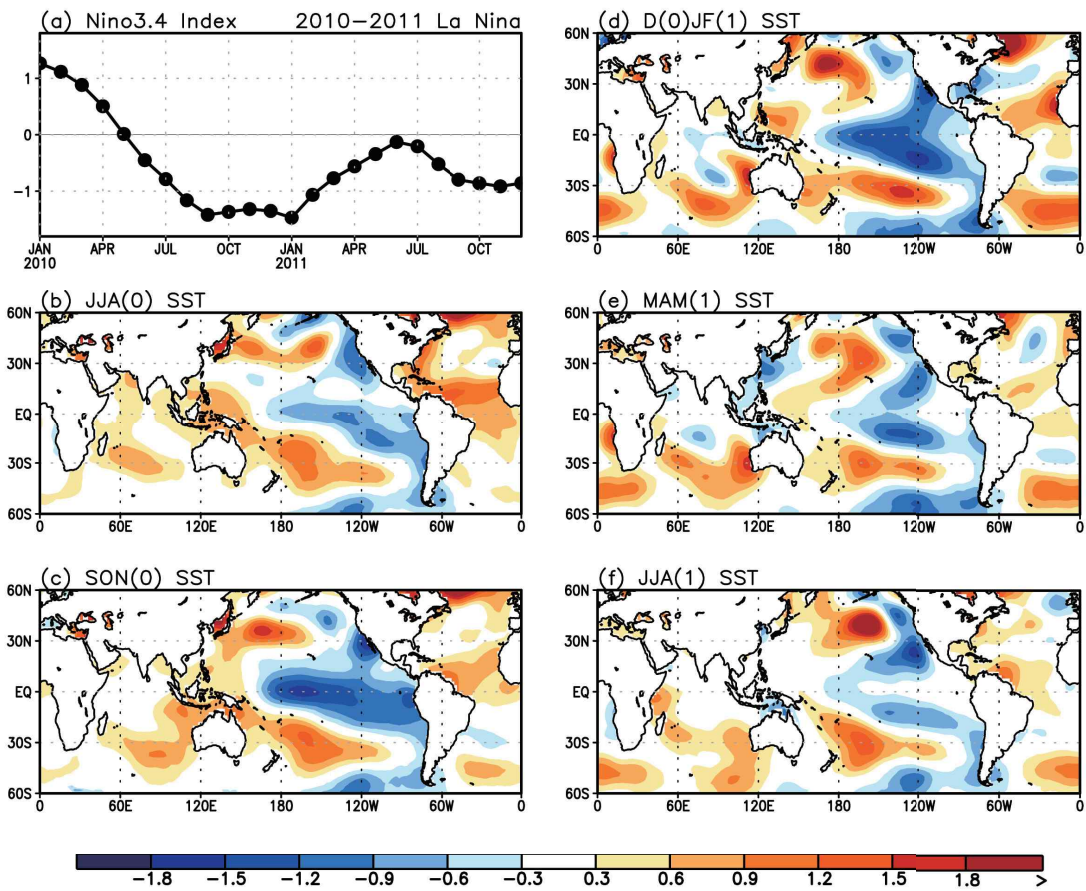


그림4-2-41. (a)2010년 1월부터 2011년 12월까지의 NINO3.4 인덱스의 시계열, (b)2010년 여름철(JJA), (c) 가을철(SON), (d)2010/11년 겨울철(DJF), (e)2011년 봄철(MAM), (f)2011년 여름철 해수면 온도 아노말리 패턴.

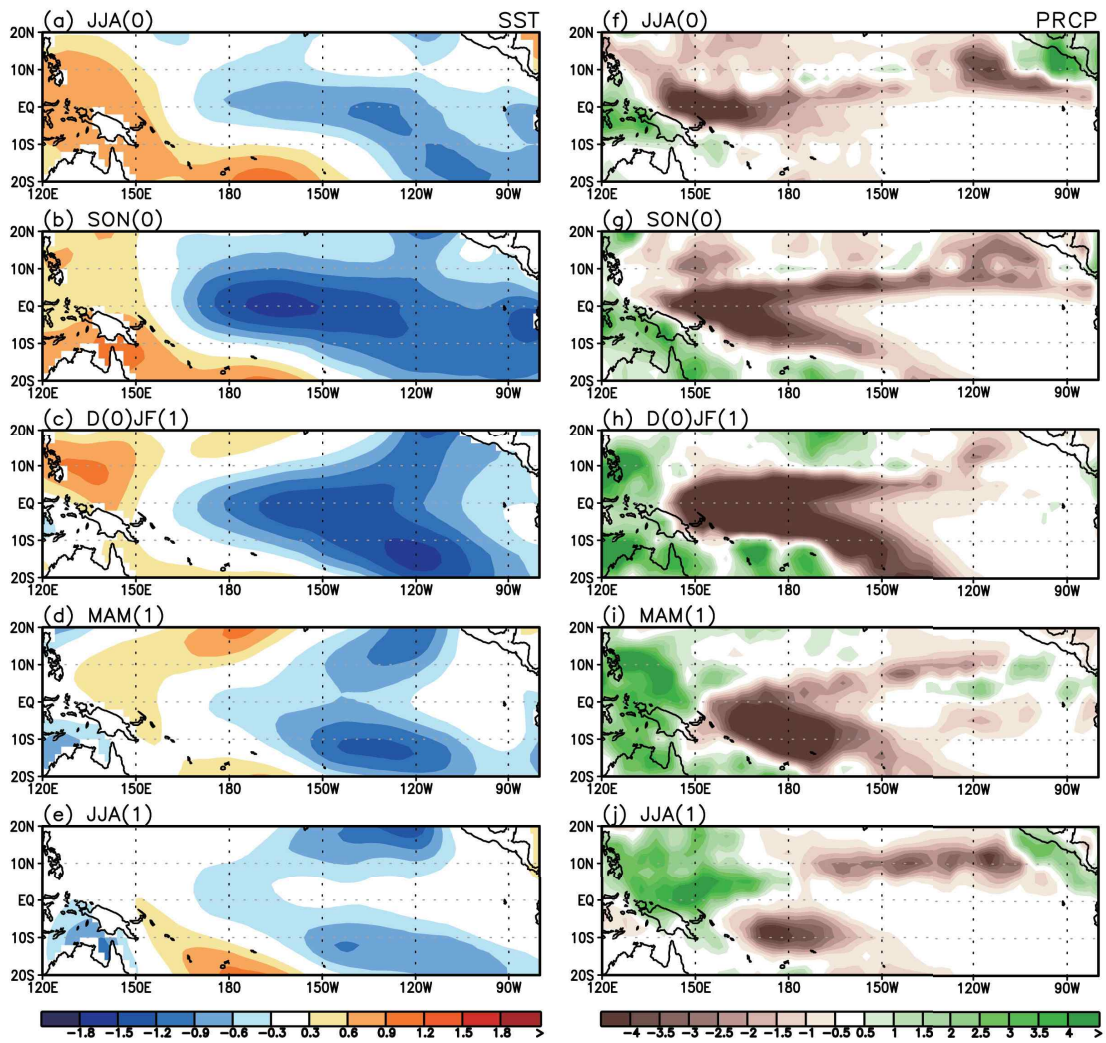


그림4-2-42. (a)2010년 여름철(JJA), (b)가을철(SON), (c)2010/11년 겨울철(DJF), (d)2011년 봄철(MAM), (e)2011년 여름철 해수면 온도 아노말리(왼쪽)와 강수 아노말리(오른쪽) 패턴.

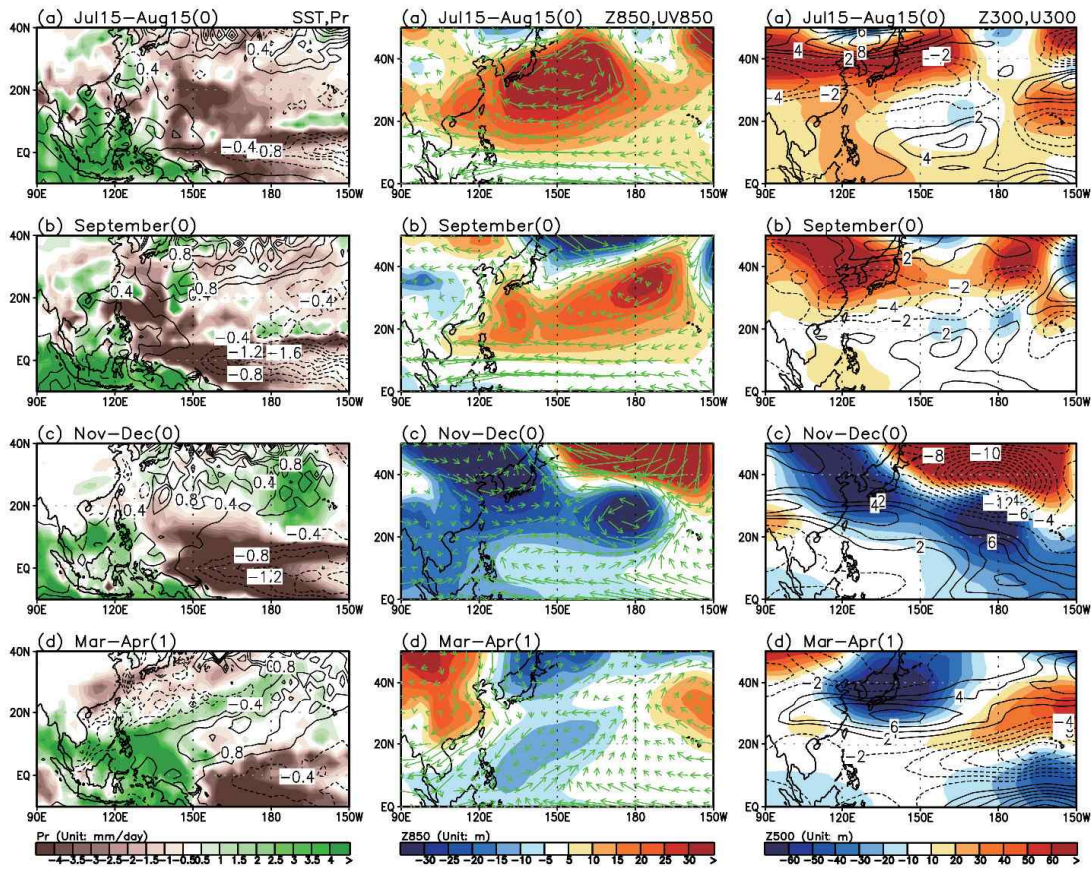


그림4-2-43. 2010년 (a)7월 15일-8월 15일, (b)9월, (c)11-12월, (d)2011년 3-4월 평균 해수면 온도(contour), 강수(shading)(왼쪽), 850hPa 지위고도장(shading), 바람장 벡터(vector)(mid-panels), 300hPa 지위고도장(shading), 동서 바람장(contour) 아노말리(오른쪽).



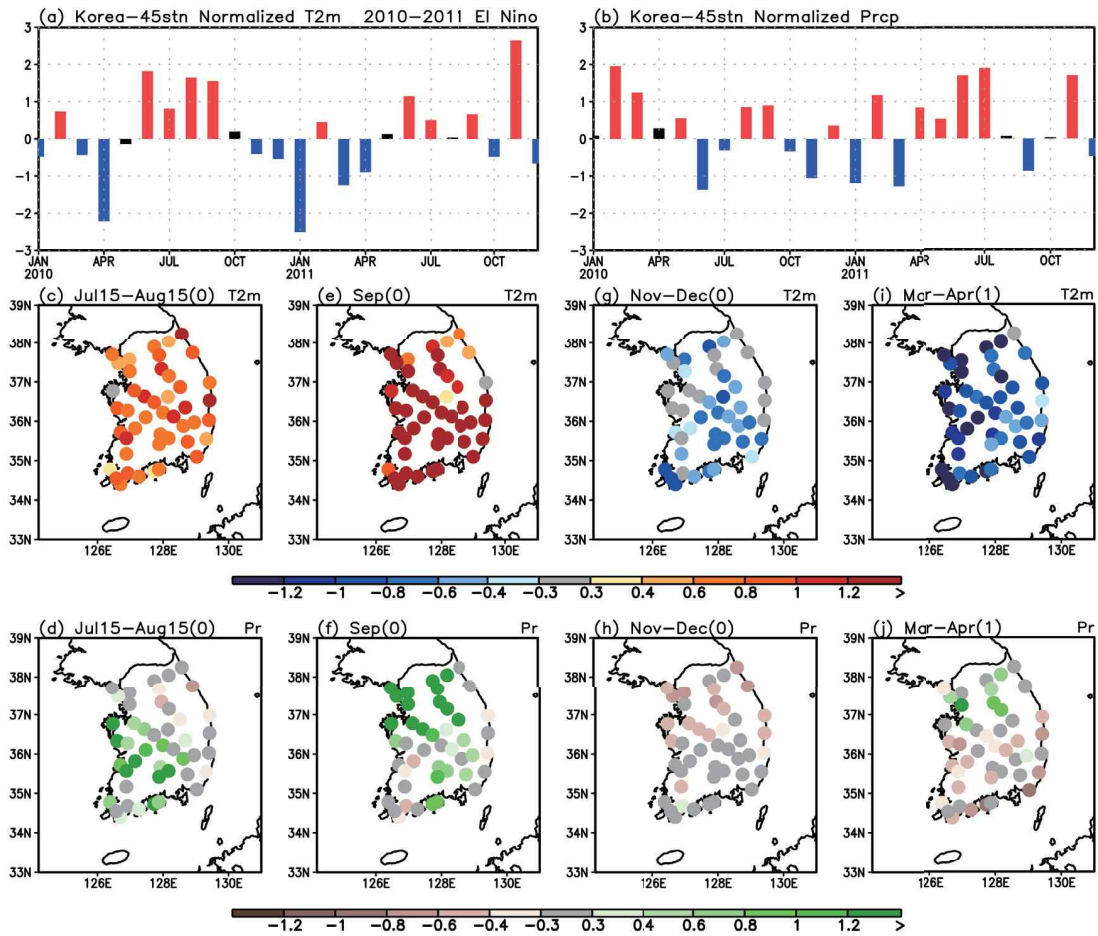


그림4-2-44. 2010년 1월-2011년 12월의 한반도 45개 지점 평균의 표준화된 (a)2m 온도, (b)강수 아노말리 시계열. 한반도 45개 지점의 2010년, (c)7월 15일-8월 15일, (e)9월, (g)11-12월, (d)2011년 3-4월 평균 2m 온도 아노말리, (d), (f), (h), (j)는 같은 시기 강수 아노말리. 그림 (a)와 (b)에서 빨간 바는 0.3 표준편차 이상을, 파란 바는 -0.3 표준편차 이하의 아노말리를 갖는 달을 나타냄.

● 2011/12 라니냐

라니냐 절정기 NINO3.4 인덱스는  $-1^{\circ}\text{C}$  미만으로 약한 라니냐로 구분됨. 라니냐 발달기 7월 15일-8월 15일과 발달기 9월의 온도 아노말리는 라니냐 시기 전형적인 한반도 패턴을 보이지만, 다른 시기의 한반도 패턴은 라니냐 시기의 전형적인 한반도 패턴과 일치하지 않음.

● 발달기 7월 15일-8월 15일: 전국적으로 약한 양의 온도 아노말리가 관측되며, 서부 지역을 중심으로 양의 강수 아노말리가 관측됨. 온도의 경우 라니냐 시기 전형적인 한반도 패턴과 일치하나, 강수의 경우 상이함. 적도 중-동태평양의 음의 해수면 온도 아노말리가 뚜렷하지 않아 아열대 중태평양에 양의 강수 아노말리가 존재하며, 이는 북위 20도 근방 서태평양의 음의 강수 아노말리, 한반도에 양의 강수 아노말리를 유도하여 3개의 강수 셀 구조를 보임. 한반도는 이의 영향으로 강수 증가가 유도된 것으로 판단됨. 아열대 서태평양의 양의 강수로 인해 생성된 저기압이 한반도 남동쪽-한반도 서쪽으로 길게 위치하여 한반도에 남풍을 유도, 이는 한반도 온도 증가에 기여한 것으로 판단됨.

● 발달기 9월: 전국적으로 양의 온도 아노말리와 음의 강수 아노말리가 관측됨. 온도의 경우 라니냐 시기 전형적인 한반도 패턴과 일치하나, 강수의 경우 상이함. 열대 서태평양의 양의 강수로 인해 유도된 로스비파로 인해 한반도 남동쪽에 저기압성 순환이 유도되며, 이는 한반도에 북풍을 유도해 강수 감소에 기여한 것으로 판단됨. 강수 감소로 인한 태양 입사 에너지 증가와 더불어 북중태평양의 양의 해수면 온도 아노말리가 한반도 연근해까지 확장되어 한반도 온도 상승에 기여한 것으로 판단됨.

● 절정기 11-12월: 전국적으로 양의 온도 아노말리가 관측되며, 남부 지방을 중심으로 양의 강수 아노말리가 관측됨. 이는 라니냐 시기의 전형적인 한반도 패턴과 상이함. 라니냐 시기 전형적으로 발달하는 쿠로시오 지역 고



기압이 평소에 비해 동쪽에 위치하여 한반도에의 영향은 미비하며, 서태평양 양의 강수 아노말리에 의해 유도된 로스비파가 한반도 북쪽에 고기압을 유도함. 한반도는 이의 영향권에 들어 온도 상승이 유도된 것으로 판단됨.

● 쇠퇴기 3-4월: 한반도 온도 아노말리는 전국적으로 뚜렷한 경향성을 보이지 않으며, 강수는 전국적으로 양의 아노말리가 관측됨. 이는 라니냐 시기의 전형적인 한반도 강수 및 온도 패턴과 상이함. 쿠로시오 지역 고기압의 한반도에의 영향은 미비하며, 한반도는 열대 강수 강제력과는 관련성이 미비하다고 판단되는 약한 저기압의 영향권 아래 들어 강수가 증가한 것으로 판단됨.

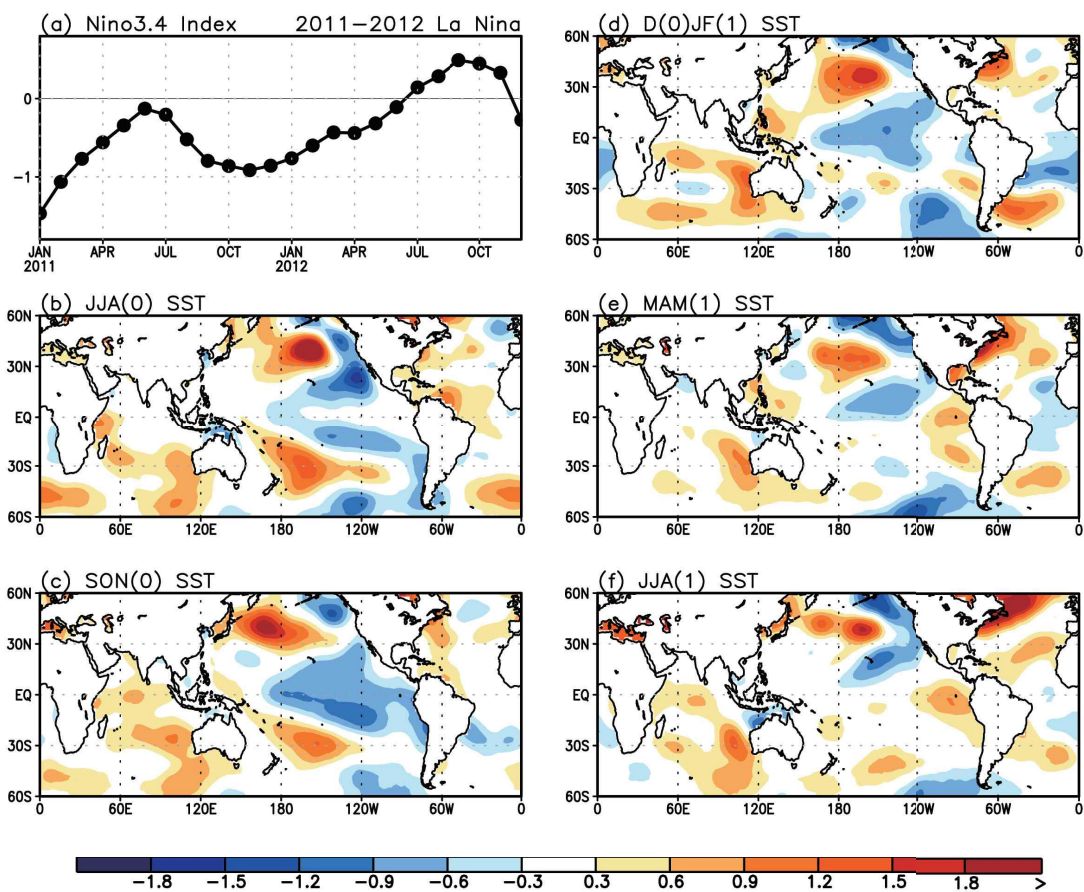


그림4-2-45 (a)2011년 1월부터 2012년 12월까지의 NINO3.4 인덱스의 시계열, (b)2011년 여름철(JJA), (c) 가을철(SON), (d)2011/12년 겨울철(DJF), (e)2012년 봄철(MAM), (f)2012년 여름철 해수면 온도 아노말리 패턴.

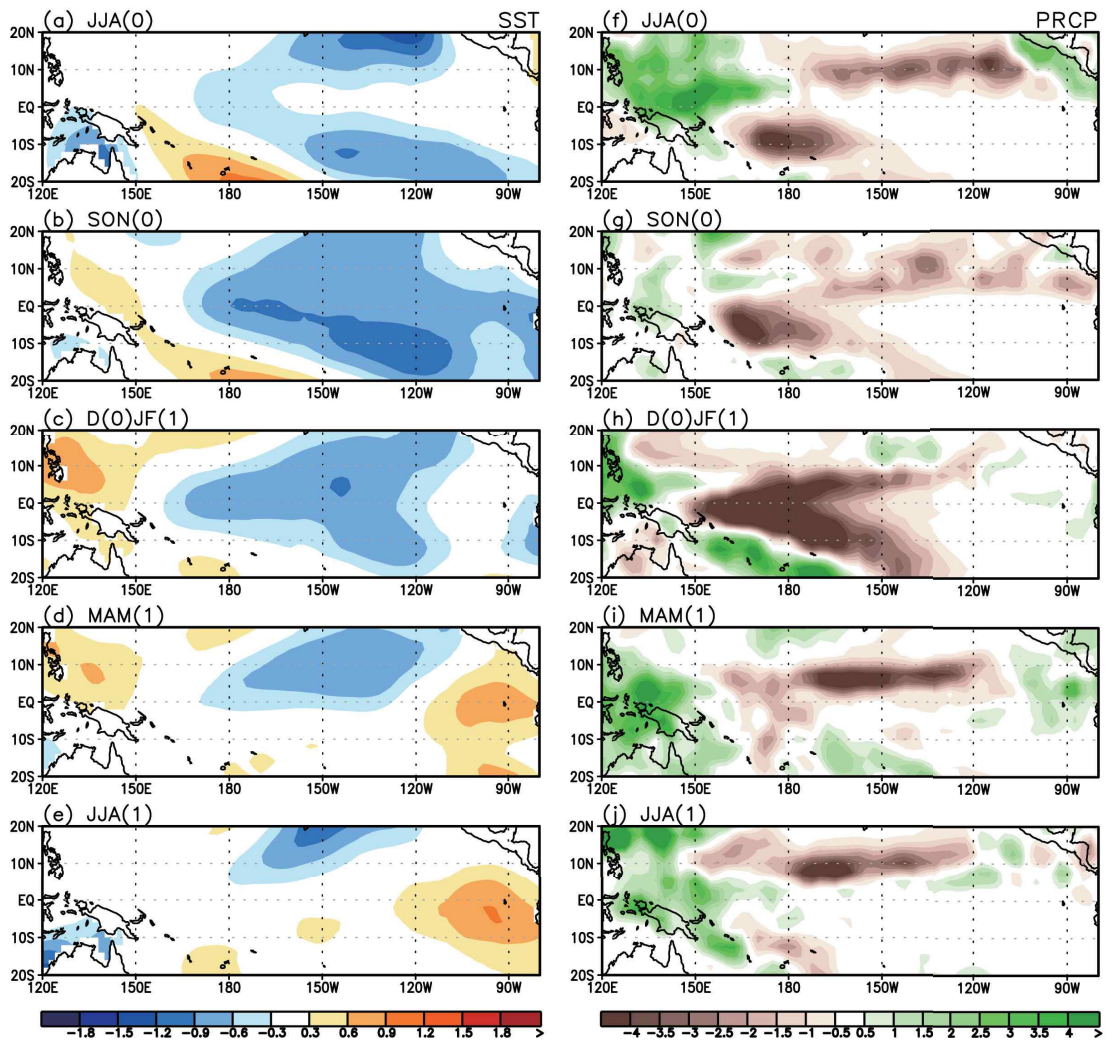


그림4-2-46 (a)2011년 여름철(JJA), (b)가을철(SON), (c)2011/12년 겨울철(DJF), (d)2012년 봄철(MAM), (e)2012년 여름철 해수면 온도 아노말리(왼쪽)와 강수 아노말리(오른쪽) 패턴.

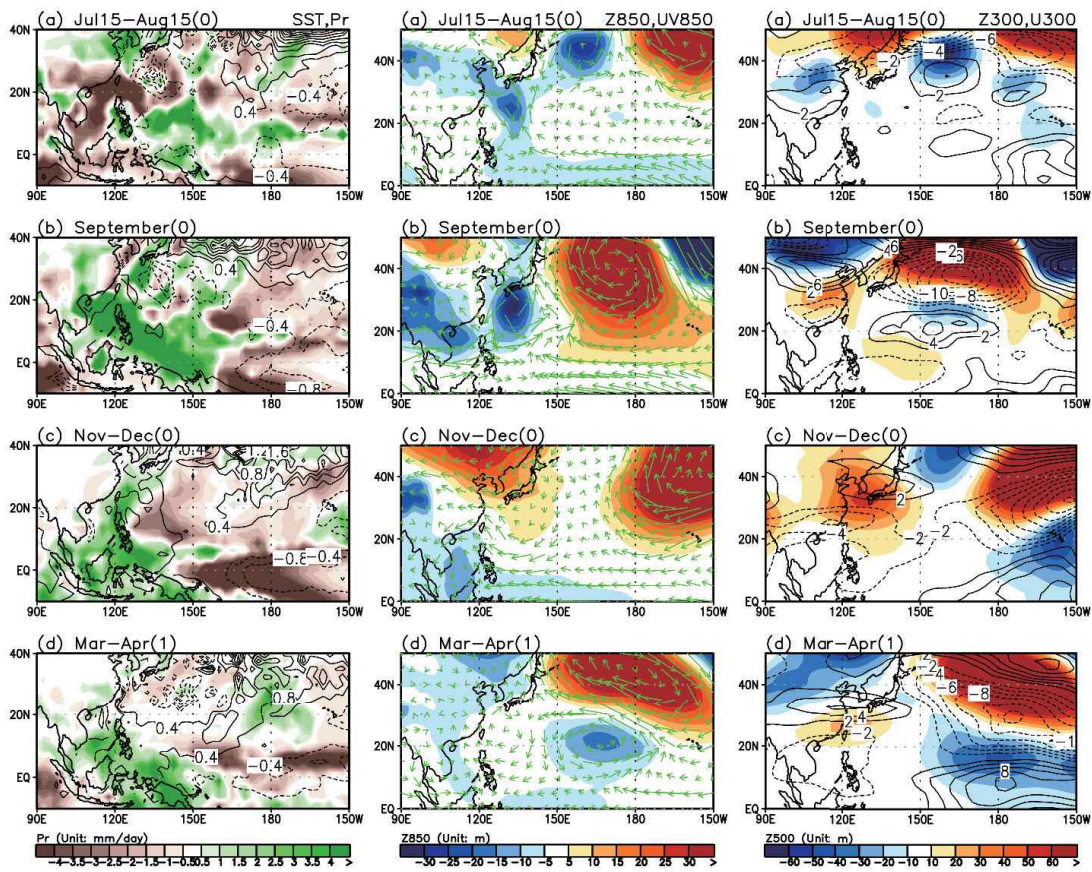


그림4-2-47 2011년 (a)7월 15일-8월 15일, (b)9월, (c)11-12월, (d)2012년 3-4월 평균 해수면 온도(contour), 강수(shading)(왼쪽), 850hPa 지위고도장(shading), 바람장 벡터(vector)(mid-panels), 300hPa 지위고도장(shading), 동서 바람장(contour) 아노말리(오른쪽).



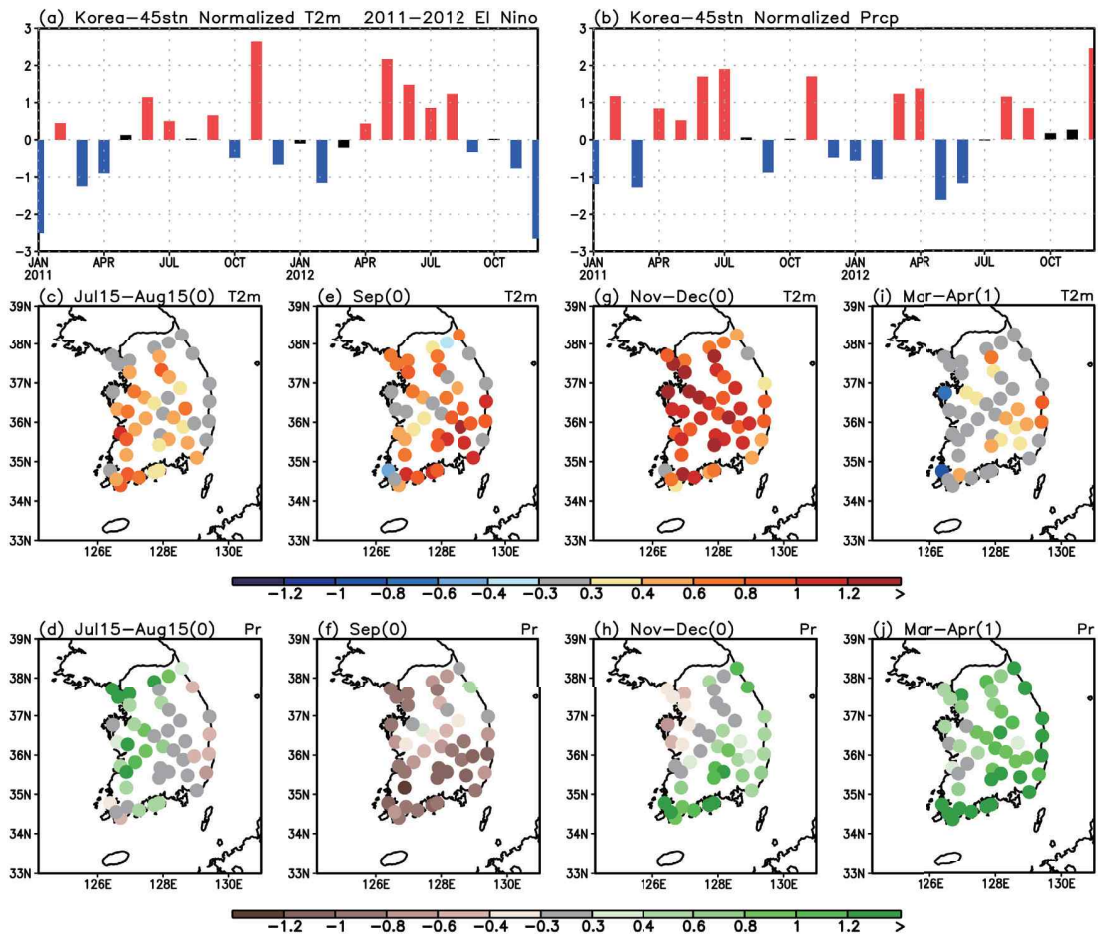


그림4-2-48. 2011년 1월-2012년 12월의 한반도 45개 지점 평균의 표준화된 (a)2m 온도, (b)강수 아노말리 시계열. 한반도 45개 지점의 2011년, (c)7월 15일-8월 15일, (e)9월, (g)11-12월, (d)2012년 3-4월 평균 2m 온도 아노말리, (d), (f), (h), (j)는 같은 시기 강수 아노말리. 그림 (a)와 (b)에서 빨간 바는 0.3 표준편차 이상을, 파란 바는 -0.3 표준편차 이하의 아노말리를 갖는 달을 나타냄.



## 2016 엘니뇨 백서

2017년 1월 25일 인쇄

2017년 1월 31일 발행

발행처 | 기상청

집필진 | 국종성(포항공과대학), 안순일(연세대학교)

예상욱(한양대학교), 함유근(전남대학교)

감 수 | 김현경(기상청), 임소영(기상청), 조희영(기상청)

집필보조 | 손혜영(포항공과대학), 김진수(포항공과대학), 김선용(포항공과대학)

현승환(한양대학교), 김지원(연세대학교)