

APEC 기후센터

2012 Young Scientist Forum 논문집

# 극지방 기후 변화 및 이와 관련된 기후변동

[www.apcc21.org](http://www.apcc21.org)

Asia Pacific Economic Cooperation Climate Center



# 발간사

“ 2012 Young Scientist Forum은  
젊은 기후 과학자의 과학적인 근거와 상상력을  
바탕으로 한 도전적이고 유익한 토론의 자리였습니다. ”

APEC 기후센터(APCC)는 2011년부터 Young Scientist Forum(YSF)을 개최하고 있습니다. 이는 기후과학과 관련된 주요 주제들에 관해 활발하게 활동하고 있는 젊은 기후과학자들에게 토론 및 연구 성과를 공유하는 자리를 마련해 젊은 기후과학자 네트워크 확대 및 기후과학 분야의 역량과 다양성 확대에 기여하고 있습니다.

2012년 5월 3일부터 4일까지 양일간 열린 2012 Young Scientist Forum에서는 기후변화의 영향을 가장 크게 경험하고 있는 극지방의 기후변동과 그에 관련된 전 지구 변화를 주제로 여섯 명의 발표자가 참석하여 열띤 토론을 펼쳤습니다.

본 포럼을 통해 최근 강화되고 있는 북극지방의 온난화 현상, 해빙 면적 감소가 유라시아 대륙을 포함한 북반구 전 지역에 영향을 미치고 있고, 남극 오존홀의 변화로 인해 남반구의 봄·여름철 기후변동 및 변화가 일어나는 것을 확인했습니다. 또한 극지방에 대한 관측과 이론이 상대적으로 취약하고 불확실성이 커서 전 지구적인 기후변동 및 변화를 이해하는데 보다 종합적인 시각이 필요하다는 것에 모든 참가자들이 공감하였습니다.

2012 YSF를 성공적으로 마무리하면서 발표 및 토론 내용을 정리해 주신 여섯 분의 발표자와 토론에 참여해 주신 모든 분들께 진심어린 감사의 말씀을 전하며, 이번 발표와 토론이 가까운 미래에 보다 건설적이고 생산적인 공동연구로 발전되기를 기대합니다.

2012년 7월

APEC 기후센터 소장 정진승



# CONTENTS

## I. 북극해 온도 변동이 중위도 기후에 미치는 영향 ..... 1

국종성, 장연수, 정지훈, 우성호, 김백민

1. 서론 .....	1
2. 자료 .....	2
3. 극 지역과 동아시아 기후와의 상관성 .....	3
4. 극 지역의 기온 변화에 따른 동아시아 지역 기온 변화의 역학 과정 .....	12
5. 장주기 변조 .....	18
6. 결론 .....	23
Reference .....	25

## II. 급격한 북극권 해빙 면적 감소와 동아시아 겨울 몬순 ..... 27

김백민, 심태현, 김성중, 양아련

1. 서론 .....	27
2. 북극 해빙 면적 감소 추세와 최근(2007~11년) 북극 해빙 상황 .....	28
3. 북극 해빙 면적 감소와 북극권 온난화 .....	32
4. 최근(2000년대 이후) 동아시아 겨울 몬순의 특징적 변화 .....	36
5. 북극 진동이 한파 및 극한 기온 현상에 미치는 영향 .....	38
6. 북극 해빙 면적 감소가 중위도 겨울철 기후 시스템 변화에 미치는 영향 .....	40
7. 강설 및 기타 요인에 의한 영향 .....	42
8. 토의 .....	44
Reference .....	46

## III. 눈 되먹임(snow-feedback) 작용이 고위도, 북유라시아 지역 기후변동에 미치는 영향 ..... 49

정지훈

1. 서론-눈의 물리적 특성과 관련된 피드백(feedback) 작용들 .....	49
2. 본론 .....	51
3. 요약 .....	69
Reference .....	70

**IV. 최근 적도-중위도-극 지역간 주요 대기 변동성 간의 상관성 변화에 관한 연구 ..... 73**

예상욱

1. 서론 .....	73
2. 자료 및 방법 .....	75
3. 극-고위도 지역 대기 순환장 상관성의 변화 .....	76
4. 열대-극 지역 상관성의 변화 .....	82
5. 결론 및 토의 .....	89
Reference .....	91

**V. MJO가 극지방 표면온도에 주는 영향 ..... 93**

유창현

1. 서론 .....	93
2. 자료 및 연구 방법 .....	94
3. MJO와 극지방 표면 온도의 상관성 .....	94
4. 발생 기작 .....	96
5. 결론 .....	101
Reference .....	102

**VI. 남극 오존 홀 변화가 남반구 기후 변화에 미치는 영향 ..... 105**

손석우

1. 서론 .....	105
2. 자료 및 분석 방법 .....	108
3. 결과: 오존 홀이 남반구 대기 대순환에 미치는 영향 .....	111
4. 토의 .....	116
5. 향후 연구 과제 .....	118
6. 요약 .....	121
Reference .....	123



# I 북극해 온도 변동이 중위도 기후에 미치는 영향

국종성\*, 장연수\*, 정지훈\*\*, 우성호\*, 김백민\*\*\*

## 1. 서론

한파는 겨울철 동아시아에 사회적·경제적으로 다양한 영향을 끼치는 중요한 기상 현상 중 하나이다. 그동안 여러 연구들을 통해 동아시아 겨울 몬순의 역학적인 원인과 한파에 영향을 미치는 다양한 요소들을 이해하기 위한 노력들이 지속되어 왔다(Zhang *et al.* 1997; Chen *et al.* 2004; Jeong *et al.* 2005). Zhang *et al.*(1997)은 시베리아 고기압의 변동에 의한 영향을 제시하였으며, Chen *et al.*(2004)은 El Nino/Southern Oscillation(ENSO)에 의한 영향을 분석하였고, Jeong *et al.*(2005)은 Madden-Julian Oscillation(MJO)의 계절 안 변동에 의한 영향을 제시한 바 있다.

특히 2009~10년 겨울에는 매우 강한 한파가 오래 지속되었으며, 네 번의 강한 한파 기간 동안 기록적으로 많은 눈이 내렸다. 이러한 현상에 대해 극진동 지수와 MJO의 영향이 연구된 바 있다(Park *et al.* 2010). 음의 극진동 지수는 대개 동아시아 지역에 강한 한파를 수반함이 알려져 있고, 대기의 대류 현상의 중심이 인도양 위에 위치하는 MJO의 위상이 2~3인 경우 우리나라 겨울 강수가 증가하는 것으로 알려져 있는데(Jeong *et al.* 2008), 이러한 두 가지 조건이 2009~10년 겨울 한파가 나타난 시기에 뚜렷하게 나타났다(Park *et al.* 2010).

한편 동아시아 지역의 한파 발생과 관련해서 극진동 지수의 관련성에 대한 많은 연구가 이루어져 왔다(Gong and Wang 2003; Jeong and Ho 2005; Thompson and Wallace 1998). Thompson and Wallace(1998)는 극진동 지수가 유라시아 대륙의 지표 기온과 밀접한 관련이 있음을 제시한 바 있으며, 극진동 지수는 시베리아 고기압과 음의 상관관계를

\* 한국해양연구원(대한민국).

\*\* 예테보리 대학교(스웨덴).

\*\*\* 한국극지연구소(대한민국).

갖고 있고 중국의 겨울철 기온과 강수에도 영향을 미치고 있음이 알려졌다(Gong and Wang 2003). 극진동 지수가 시베리아 고기압의 활동성을 변화시켜 발생하는 간접적인 영향에 대한 분석도 제시되었다(Gong *et al.* 2001). 또한 극진동 지수의 비대칭적인 특징 때문에 위상에 따른 차이에 대한 연구 또한 많이 이루어져 왔다. 극진동 위상에 따라 한파의 발생 횟수 변화가 나타나며(Gong and Ho 2002; Jeong and Ho 2005), Park *et al.*(2010)은 다른 극진동 위상에 따른 대기 순환 변화가 한파의 발생 메커니즘에 영향을 줄 수 있음을 보여준 바 있다.

최근 3년(2009/10, 2010/11, 2011/12) 동안 동아시아를 포함한 유라시아 지역은 매우 추운 겨울을 경험한 반면, 북극해 온도는 해빙의 감소 등으로 인하여 평년보다 매우 높은 온도를 유지하였다. 최근 기후학자들은 중위도의 추운 겨울이 북극해의 온난화에 의한 영향일 수 있다고 제안하고 있다(Honda *et al.* 2009; Strey *et al.* 2009; Francis *et al.* 2009; Budikova 2009; Petoukhov and Semenov 2010; Overland *et al.* 2011; Liu *et al.* 2012; Francis and Vavrus 2012). 북극 기후의 중위도 영향은 최근 해빙 면적의 급격한 감소로 인해 북극 기후의 영향력이 강화되는 것으로 파악된다(Francis *et al.* 2009; Petoukhov and Semenov 2010; Overland *et al.* 2011; Liu *et al.* 2012). 하지만 기존에 제시되었던 극진동은 북극 지역의 온도 변동을 직접적으로 고려하기에 많은 문제점을 가지고 있다. 음의 극진동 시기의 북극해 및 주변 온도의 상승 패턴은 최근의 온도 상승 패턴과 매우 다르기 때문이다. 따라서 본 연구에서는 극 지역의 기온 변화에 따른 영향을 직접적으로 반영할 수 있는 지표 기온을 이용한 지수(ART Index: Artic Temperature Index)를 정의하고, 극진동 지수의 영향과 비교를 통해 동아시아에 나타나는 한파와 극 지역의 기후 변화와의 상관성을 분석하였다.

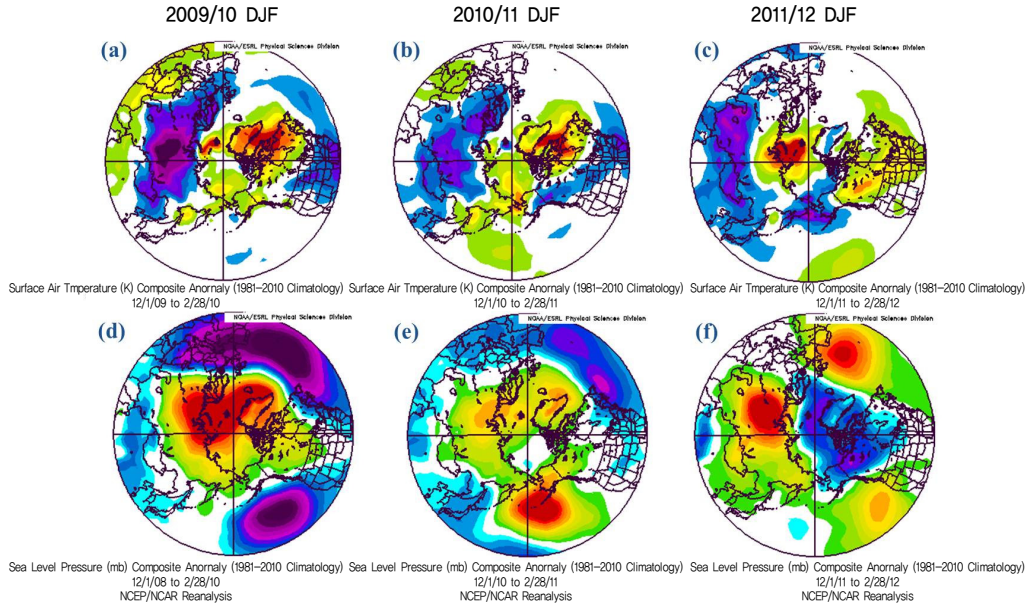
## 2. 자료

본 연구에서 사용한 대기 자료는 ECMWF(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts)에서 제공하는 전 지구 대기 재분석 자료인 ERA-interim 자료로서, 사용된 자료의 기간은 1979~2011년의 월별 자료와 일별 자료이며, 수평 격자 간격은  $1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$ 이다.

극 지역의 온도에 따른 동아시아 겨울철 기후의 변화를 살펴보기 위해 극 지역의 지표 온도 자료를 이용해서 ART 지수를 정의하였다. ART 지수는 북극에서  $70^{\circ}\text{N}$  영역의 월평균

지표 온도 아노말리 평균값으로 정의하였다.

ART 지수와의 비교 분석을 위해서 극 지역의 대순환 지수를 대표하는 극진동 지수를 사용하였다. 극진동 지수는 Thompson and Wallace(1998)에 의해 정의된 지수로서, 북극에서 20°N 영역의 월평균 해면 기압 아노말리에 대한 leading EOF의 첫 번째 모드 시계열로 정의된다.



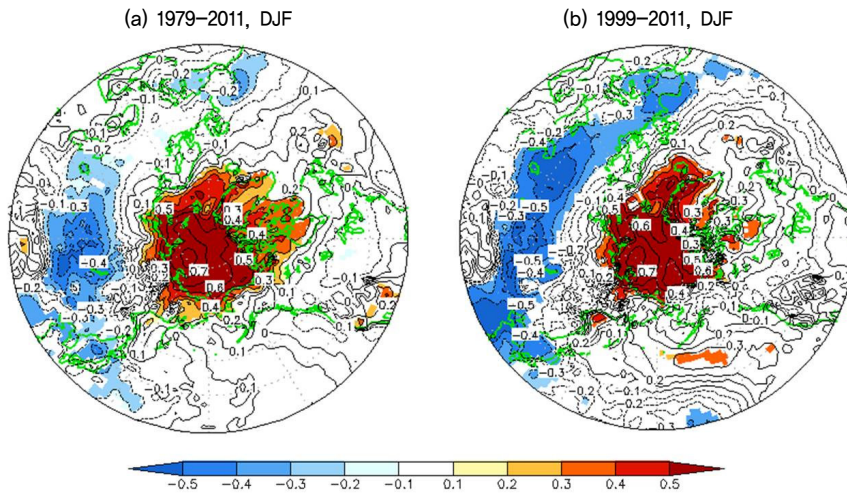
[그림 1-1] Monthly-mean anomalous (top) surface air temperature and (bottom) sea level pressure in (a, d) from December 2009 to February 2010, (b, e) from December 2010 to February 2011, and (c, f) from December 2011 to February 2012.

### 3. 극 지역과 동아시아 기후와의 상관성

[그림 I-1]은 최근 3년의 겨울철 북반구 기온과 해면 기압 아노말리를 나타낸 것이다. 북반구 기온을 살펴보면, 북극해 지역에서는 강한 양의 아노말리가 나타나고, 대조적으로 유라시아 대륙에서는 강한 음의 아노말리가 나타나는 특징이 공통적으로 발생한다. 이러한 북반구 전체 규모에서 나타나는 온도 패턴의 유사성은 최근 3년의 겨울이 비슷한 역학요소에 의해 영향 받았음을 제안한다. 이러한 대규모 패턴을 좌우할 수 있는 인자로는 열대 태평양의 해수면 상태를 먼저 생각할 수 있다. 하지만 최근 3년의 열대 태평양 해수면 온도의 경향은 2009/10년 겨울철에는 warm pool 엘니뇨, 2010/11년에는 강한 라니냐, 2011/12

년에는 약한 라니냐 상태로 3년 동안 다른 위상을 나타내었다. 이는 최근 북반구에서 나타나는 기온 변화가 열대 태평양의 영향으로 보기는 힘들다는 것을 의미한다.

극진동 또한 유라시아 지역의 온도 감소를 설명할 수 있다. 하지만 최근 3년의 해면 기압을 살펴보면 북반구의 전체적인 패턴의 차이가 뚜렷하게 나타난다. 2009/10년은 강한 음의 극진동 패턴, 2010/11년은 약한 음의 극진동 패턴을 나타내지만, 2011/12년은 양의 극진동 패턴에 가까움을 알 수 있다. 이는 극진동으로는 최근 3년 동안의 온도 편차를 설명하는 데 문제가 있음을 의미한다.

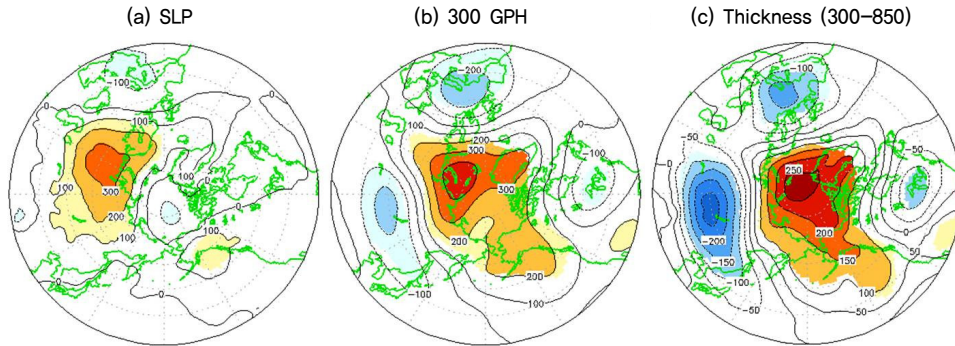


**[그림 1-2]** Correlation coefficients between the Arctic temperature index (ARTI) with surface temperature during DJF for the period of (a) 1979-2011, and (b) 1999-2011 in the northern hemisphere. The contour interval is 0.1 and shading denotes a statistical confidence at 90% confidence level based on a Student's t-test.

하지만 최근 3년의 해면 기압의 패턴에 공통점이 존재한다. 즉 우랄 산맥 부근에 양의 해면 기압 아노말리가 동일하게 발달하고 있음을 알 수 있는데, 이는 우랄 산맥 부근의 고기압의 강화가 유라시아 대륙의 겨울철 기온 하강에 영향을 미칠 수 있음을 나타낸다. 북극해 지역의 지면 온도 상승이 우랄 지역의 고기압성 대기 순환 패턴을 유도하고, 이를 통해 유라시아 대륙의 온도 하강을 유도한 것으로 유추된다.

북극해 온도 변동에 따른 중위도 온도 변동을 분석하기 위해 극 지역 온도 평균으로 정의된 ART 지수와 겨울철 북반구의 지표 온도와의 상관관계를 계산하였다(그림 1-2). 최근 32년간의 상관관계를 보면, 북극 지역의 양의 상관관계와 중위도 유라시아 지역의 음의 상관관계가 뚜렷하게 나타나고 있음을 알 수 있다(그림 1-2a). 또한 1999년 이후 최근

12년간의 결과에서는 동아시아에서 유럽까지 광범위한 영역에서 음의 상관관계가 더욱 뚜렷하게 나타남을 보여준다(그림 I-2b). 이는 최근 극 지역의 기온 상승과 동아시아 및 유럽 지역의 기온 하강이 뚜렷한 상관성을 가지고 있음을 나타낸다.



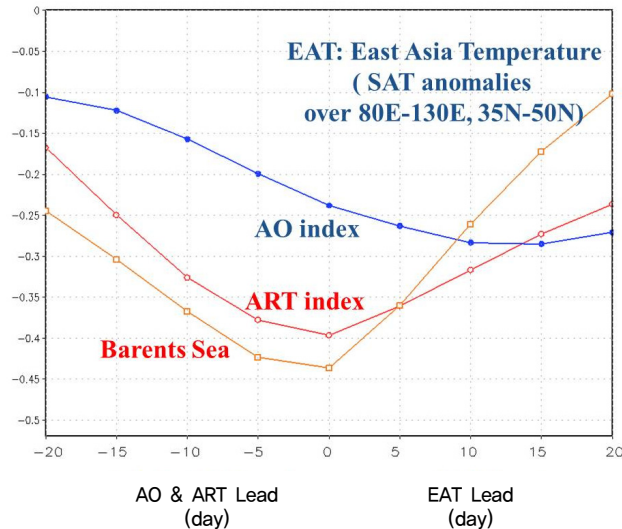
**[그림 I-3]** Monthly-mean anomalies of (a) sea level pressure, (b) 300mb geopotential height, and (c) (300mb-850mb) thickness regressed on the ART index time series during DJF for the period of 1979-2011. Shading denotes a statistical confidence at 90% confidence level based on a Student's t-test.

북극 지역의 기온 상승이 유라시아 지역은 온도 변동에 어떻게 영향을 미치는지 알아보기 위해 ART 지수와 관련된 대기 순환 패턴을 살펴보았다. 하층에서 우랄 산맥 지역에 양의 아노말리가 뚜렷하게 나타나는 것을 알 수 있는데(그림 I-3a), 이는 [그림 I-1]의 해면 기압 패턴과 일치한다. 우랄 산맥 근처의 양의 해면 기압 아노말리는 동아시아까지 넓게 뻗어져 나타나고 있다. 상층에서는 우랄 산맥 근처에서는 양의 지위고도 아노말리가 나타나면서 순압 구조를 나타내고 있지만, 동아시아 지역에서는 음의 지위고도 아노말리가 나타난다(그림 I-3b). 이러한 음의 지위고도 패턴은 우랄 산맥 근처의 고기압성 아노말리와 연관된 로스비파 전파로 이해될 수 있다. 따라서 동아시아 지역의 하층에는 고기압성 아노말리, 상층에서는 저기압성 아노말리가 나타나서 경합 구조를 나타나게 된다. 이러한 경합 구조는 이 지역의 대기 온도가 낮다는 것을 의미하며, 대기 중층의 온도가 음의 아노말리가 나타나게 된다(그림 I-3c).

동아시아 지역의 이러한 대기 순환 패턴은 겨울철 온도 하강의 호조건을 제공한다. 하층의 고기압성 아노말리는 북풍 기류를 유도하고, 이는 한랭 이류를 유도한다. 또한 이는 대륙 지면의 온도 하강을 유도하고, 이는 다시 대륙 고기압의 동진 및 발달시키는 역할을 하게 된다. 이때 상층의 저기압성 아노말리는 대륙 고기압의 동진 및 발달을 더욱 효과적으로 유도하는 역할을 한다. 또한 중층 온도의 음의 아노말리는 온위선을 따라 나타나는 북풍

에 의한 한랭 이류를 더욱 강하게 만들어 준다. 따라서 중층 온도 아노말리의 남쪽 지역에 위치하는 한국, 일본, 중국 지역에 강한 추위를 유도할 수 있다.

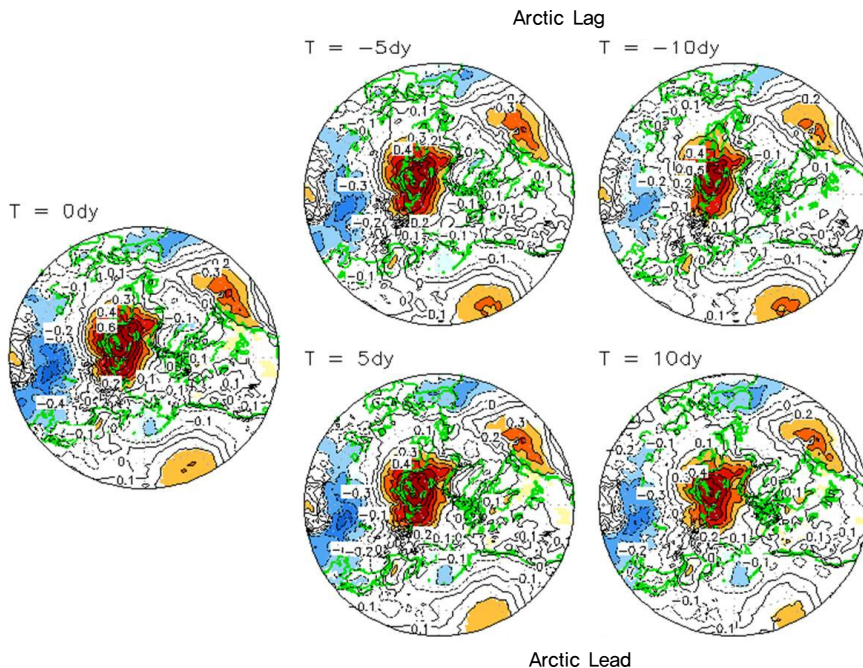
[그림 I-2]에서 나타나듯이 북극 온도와 동아시아 온도는 강한 음의 상관관계를 나타낸다. 극 지역의 기온 변화와 동아시아 지역의 기온 변화의 시간 지연 관계를 이해하기 위해 시간 지연 상관관계를 살펴보았다(그림 I-4). 이때 동아시아 지역의 지표 기온을 ART 지수와 상관성이 높은 영역(80~130°E, 35~50°N)의 지표 기온값을 평균해서 새로운 지수(EATI: East Asia Temperature Index)를 정의하였다. ART 지수와 EAT 지수는 동시 상관이 가장 큰 값을 가지며, 거의 동시에 발달하고 있음을 알 수 있다. 하지만 지연 상관관계에서 ART가 선행했을 때가 EATI가 선행했을 때보다 상대적으로 상관관계가 더 강하게 나타남을 알 수 있다. 이는 평균적으로 ART가 EATI를 선행하는 경향이 있음을 의미한다.



[그림 I-4] Lead-lag correlation coefficients between the EAT index with AO index (blue line), ART index (red line), and ART (barents sea) index (orange line).

이러한 북극해 기온의 선행 경향을 좀더 뚜렷하게 보기 위해 EAT 지수와 보다 밀접하게 관련성이 있는 바렌츠 해 지역 기온 평균으로 정의한 ART(barents sea) index와 EAT 지수와의 상관관계를 계산하였다. 여전히 동시 상관일 때 관련성이 가장 강하게 나타나지만, EAT 지수가 음의 시간 지연을 가질 때 좀더 큰 음의 상관계수 값을 나타냈다. 반면에 양의 시간 지연을 반영하면 상관계수가 급격히 감소함을 볼 수 있다. 이로써 동아시아의 기온 변화에 대해 극 지역의 기온 변화가 앞서 일어나고 있고, 특히 바렌츠 해 부근의 기온 변화

가 뚜렷한 시간 지연 관계를 가지고 있음을 알 수 있다. 또한 극진동 지수와 상관계수는 EAT 지수가 음의 시간 지연을 반영할 때 낮은 상관계수 값을 보이다가, 양의 시간 지연이 반영됨에 따라 상관계수가 증가해서 10일 시간 지연이 있을 때 최대값을 가지며, 20일까지 거의 비슷한 값으로 유지된다. 바렌츠 해의 기온 변화에 따른 북반구 기온 변화의 시간 지연 관계를 살펴보면, 앞선 결과와 같이 바렌츠 해의 기온 상승이 앞설 때 동아시아 지역 기온의 음의 아노말리가 뚜렷하게 나타남을 알 수 있다(그림 I-5).



**[그림 I-5]** Lead-lag correlation coefficients between the ART index with surface temperature during DJF in the northern hemisphere. The contour interval is 0.1 and shading denotes a statistical confidence at 90% confidence level based on a Student's t-test.

### 3-1. 극진동 지수와 ART 지수와의 관련성

극 지역과 동아시아 지역의 관계를 분석하기 위해 본 연구에서는 극 지역의 기온을 통해서 ART 지수를 정의하였다. 북극 지역 변동과 중위도 기후 변동과의 관련성은 여러 선행 연구에서 북극 진동과 연관된 관련성을 제시하여 왔다. 따라서 앞서 제시된 북극 기온과 유라시아 지역 온도와의 관련성이 북극 진동과 어떠한 연관성을 가지는지에 대한 분석이 필요하다. 즉 ART 지수와 북극 진동과의 관련성이 먼저 분석되었다. 북극 진동 지수와

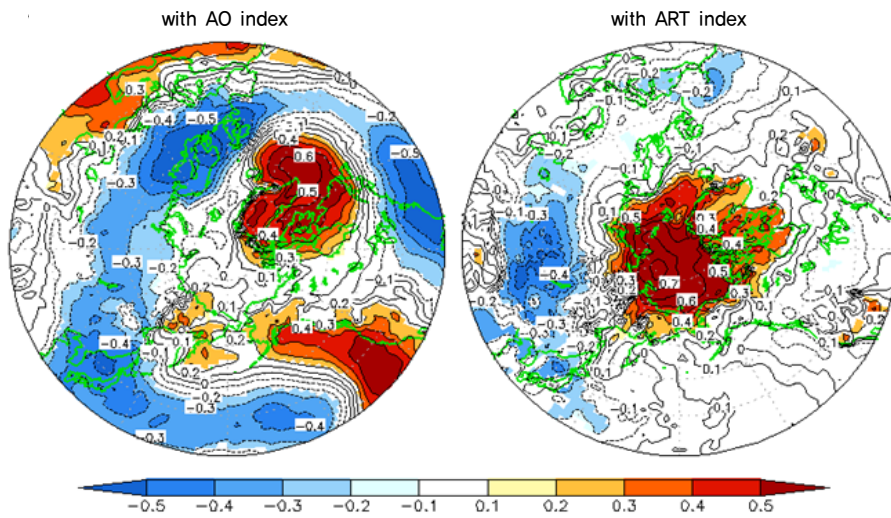
ART 지수와의 상관관계가 계산되었고, 계수를 통해서 두 지수 간의 독립성을 살펴보았다. [표 I-1]에서와 같이 겨울철 1979~2010년의 기간 동안 극진동 지수와 ART 지수는 상관계수가 0.14로 매우 낮게 나타나는데, 이는 극진동 지수와 ART 지수의 변동이 매우 독립적이라는 것을 의미한다. 월별로 구분해서 상관성을 살펴보았을 때도 12월에 0.29로 가장 큰 값을 보이고, 2월에 0.04로 가장 낮은 값을 보이는 것과 같이, 기간에 따라 차이가 있지만 전반적으로 그 값이 작기 때문에 극진동 지수와 ART 지수는 독립적으로 변화하고 있음을 알 수 있다.

**[표 I-1]** Correlation coefficients between the AO index and ART index.

corr. -AOI & ARTI	DJF	DEC	JAN	FEB
1979-2010	0.14	0.29	0.21	0.04

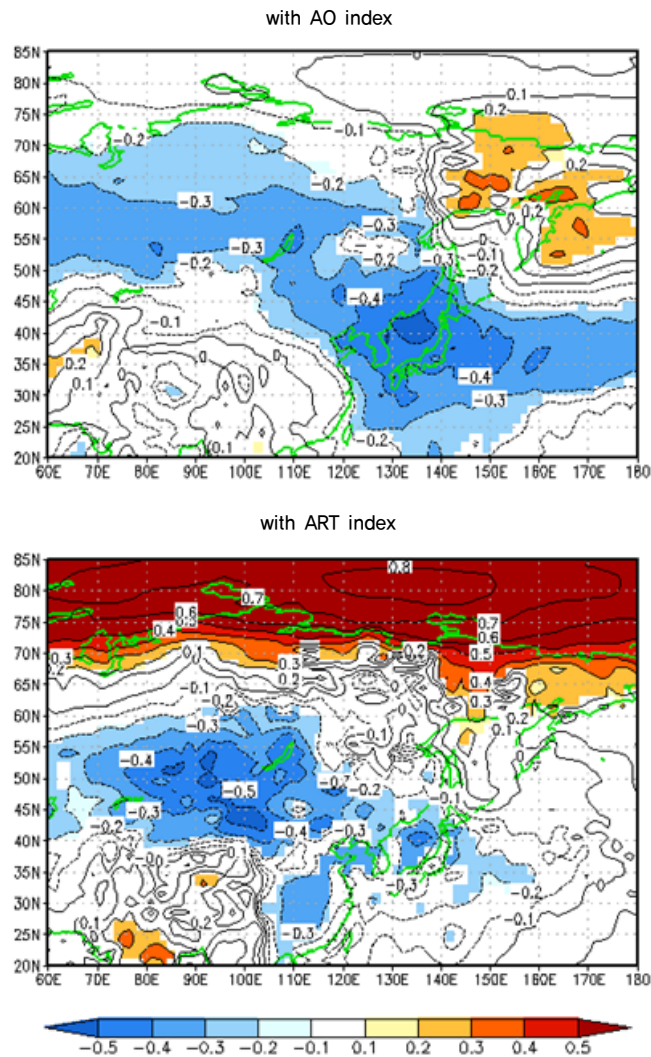
하지만 많은 연구에서 음의 북극 진동 시기에 유라시아 지역의 온도 하강 경향이 제시되었다. 북극 진동과 관련된 중위도 온도 영향과 북극해 상승과 관련된 온도 변화 경향을 비교하기 위해 두 지수에 대한 상관계수 패턴을 비교하였다(그림 I-6). 극진동 지수가 음의 값을 보일 때 극 지역의 기온이 양의 값을 나타내기 때문에, ART 지수와의 비교 분석이 용이하게 하기 위해 극진동 지수는 -1을 곱한 값을 사용하였다. 극진동 지수와의 상관관계에서는 양의 상관관계가 나타나는 중심이 북대서양 및 그린란드로 나타난다. 이는 음의 극진동과 관련된 고위도의 온도 상승은 북극해 지역보다는 아북극 지역에 국한된다는 것을 의미한다. 중위도 지역에서는 북아메리카 동쪽과 유라시아 대륙의 북쪽에 긴 띠 형태로 음의 상관성을 보여준다. 즉 북극 지역의 음의 위상 시기에 유라시아 지역의 온도가 하강하는 경향을 나타내는 것이다.

이에 반해 ART 지수와의 상관관계에서는 북극해 전체 지역에 양의 상관관계가 나타나는데, 이러한 양의 상관관계는 카라, 바렌츠 해에 특히 강하게 나타난다. 즉 고위도의 온도 패턴이 극진동의 패턴과 매우 다름을 알 수 있다. 중위도의 온도 패턴은 북극 진동의 패턴과 어느 정도 유사성을 가지고 있으며, 특히 유라시아 지역 및 동아시아 지역에서 온도 하강 패턴을 나타낸다. 하지만 음의 상관성을 보이는 지역이 극진동 지수와 달리 중위도까지 넓게 나타나는 것이 특징이다.



[그림 1-6] Correlation coefficients between the (left) Arctic Oscillation index (AOI) and (right) ART index with surface temperature during DJF in the northern hemisphere. The contour interval is 0.1 and shading denotes a statistical confidence at 90% confidence level based on a Student's t-test.

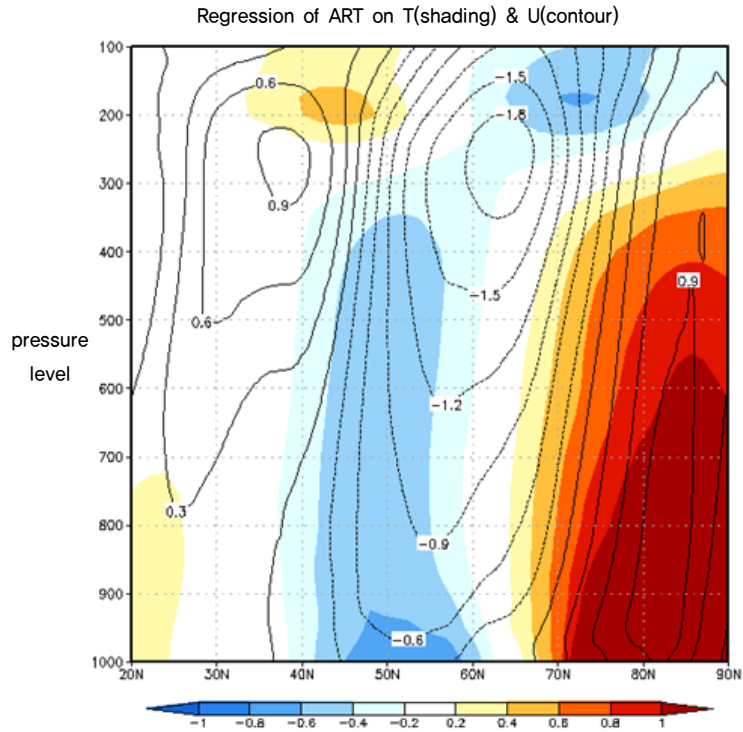
이러한 차이를 좀더 구체적으로 살펴보기 위해 [그림 1-7]에서 [그림 1-6]의 상관관계 패턴을 동아시아 지역에 확장하여 도시하였다. 두 지수의 상관관계는 동아시아 지역에서 뚜렷하게 나타나는데, [그림 1-7]에서와 같이 극진동 지수와 동아시아의 지면 온도의 상관관계는 50~70°N 정도에서 가장 강하게 나타남을 알 수 있다. 하지만 110°E부터 우리나라와 일본을 포함하는 중위도 지역에서도 강한 음의 상관관계를 보여준다.



[그림 1-7] Correlation coefficients between the (a) AO index and (b) ART index with surface temperature during DJF in the east Asia. The contour interval is 0.1 and shading denotes a statistical confidence at 90% confidence level based on a Student's t-test

이에 반해 ART 지수와 상관계수가 높게 나타나는 지역은 동아시아 전체적으로 35~55°N 정도의 중위도 지역이다. 즉 극진동 지수와 관련성에 비해 상대적으로 ART는 남쪽의 지면 온도와 상관관계가 강하게 나타난다는 것이다. 하지만 한국, 일본을 포함한 동아시아 지역에서는 비슷한 위치에서 높은 상관관계를 갖는다. 요약해서 ART 지수와 극진동 지수와 관련된 중위도 온도의 상세 패턴은 한국, 일본 등 일부 동아시아 지역을 제외하고는 서로 다른 패턴을 가지며, 이는 극진동 현상과 ART가 서로 독립적인 현상임을 제시하

는 것이다. 반면 동아시아 지역은 극진동과 ART가 모두 강한 상관관계를 나타내기 때문에, 이는 두 독립적인 현상이 모두 밀접하게 연관되어 있다는 것을 의미한다. 즉 동아시아 지역의 계절 예측 등에 두 독립 인자를 사용할 수 있다는 것이다.



[그림 1-8] The zonal mean structure for the monthly-mean anomalous air temperature (shading) and zonal wind (contour) regressed on the ART index during DJF. The variables are averaged between 0° and 130°E.

#### 4. 극 지역의 기온 변화에 따른 동아시아 지역 기온 변화의 역학 과정

앞선 결과들을 통해서 극 지역의 기온 변화가 동아시아 지역의 기온 변화와 상관성이 높으며, 동아시아 기온 변화를 이끌 수 있음을 제시하였다. 이러한 북극 지역의 온도 변동이 어떻게 동아시아 지역의 온도에 영향을 주는지 역학 과정을 이해하는 것은 매우 중요하다. 먼저 ART 지수와 관련된 대기 순환의 연직 구조를 조사하였다. [그림 I-8]은 겨울철 북반구 동서 평균된 온도와 동서 방향 바람의 ART 지수에 따른 온도 선형 회귀 패턴을 보여준다. 북극해 지면 온도 증가에 따라 극 지역의 온도가 400mb 이상의 상층까지 상승하여 나타남을 알 수 있는데, 이는 북극해의 지면 온도 상승이 하층에 국한되지 않고 대류권 전체에까지 영향을 줄 수 있다는 것을 의미한다. 이러한 연직 구조는 대기 순환의 변화를 유도한다.

먼저, 극 지역 대류권의 전체적인 온도 상승은 남북 간의 온도 경도를 약화시켜 온도풍 균형에 의해 동풍 아노말리를 유도할 수 있다. 즉 이 지역에 서풍이 약화되고 중위도의 제트 기류가 남쪽으로 이동되는 결과를 초래한다. 이러한 제트의 변화는 극 지역의 찬 공기가 중위도에 유입이 쉬워질 수 있음을 의미하며, 이는 극 지역에 발생한 정상파의 전파 진로로 설명될 수 있다. 극 지역의 기온 상승에 따라 서풍이 약해지면 로스비파의 전파의 전파 위도가 변화하게 된다. 특히 서풍의 변화는 정상파의 turning latitude의 변화로 설명할 수 있다. Turning latitude는 남북 방향으로 전파하는 로스비파의 진로가 바뀌는 위도로, 북쪽에서 발생한 정상파는 이 위도 아래로는 전파될 수 없다. Turning latitude의 위도는 다음과 같이 정의될 수 있다.

$$K_s = k, \quad l = 0 \quad (K_s^2 = k^2 + l^2)$$

이때 stationary wave number( $K_s$ )가 다음과 같이 동서 방향 평균 바람에 의해서 정의된다.

$$K_s^2 = \frac{\beta_*}{U}, \quad \beta_* = \beta - \frac{\partial^2 \bar{U}}{\partial y^2}$$

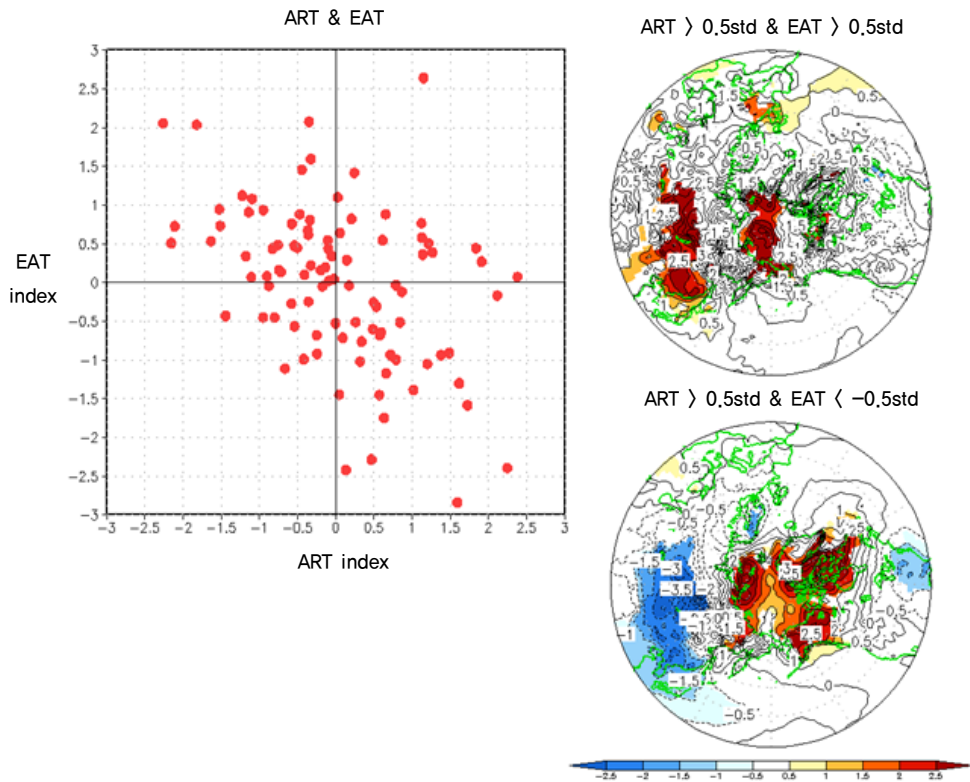
이에 따라 서풍의 약화 및 제트의 남화는 turning latitude가 남쪽으로 확장되는 결과를 보이며, Rossby wave의 전파되는 위도가 남쪽으로 확장됨을 알 수 있다.

이러한 제트의 약화뿐만 아니라 [그림 I-3]에 나타난 대기의 상하층 순환 구조도 중위도의 온도 하강을 유도할 수 있다. 하층의 우랄 산맥에서부터 장출되어 있는 고기압성 아노말리는 북풍 기류를 유도하고, 이는 한랭 이류를 유도한다. 이는 대륙 지역, 특히 시베리아

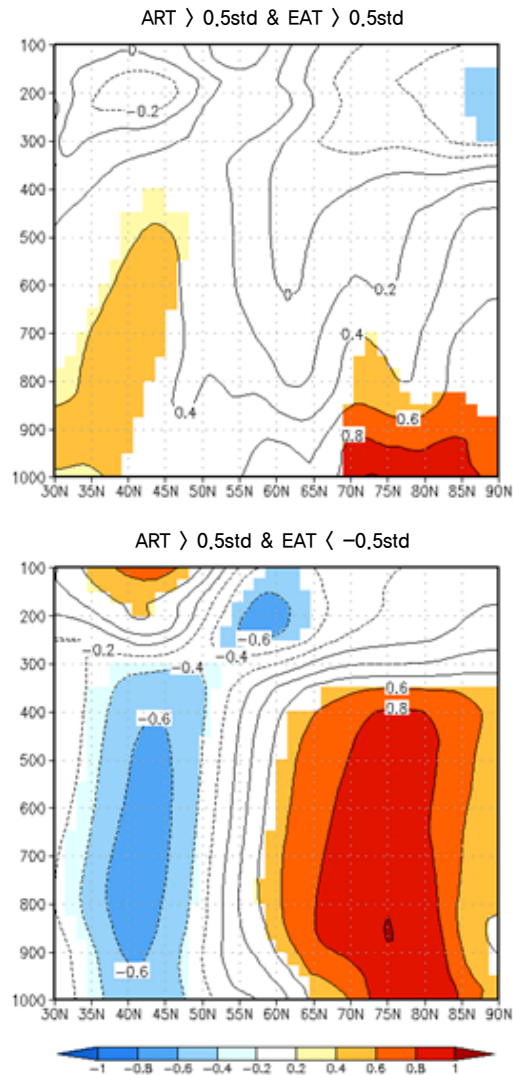
지역의 온도 하강을 유도하고, 이는 다시 시베리아 고기압의 동진 및 발달시키는 역할을 한다. 이때 상층의 저기압성 아노말리는 시베리아 고기압의 동진 및 발달을 더욱 효과적으로 유도하는 역할을 하게 된다. 동아시아 지역의 상층 저기압과 하층 고기압은 대류권 대기 온도의 감소를 의미하며, 특히 대기 중층의 온도는 이 지역에서 강한 음의 편차를 나타내게 된다. 이러한 음의 편차는 그 지역의 지면 온도를 하강시키는 역할뿐만 아니라, 그 남쪽 지역의 온도를 하강시키는 역할을 한다. 대기 중의 공기괴는 등온위선을 따라 움직이기 때문에, 북쪽의 중층 공기괴는 남쪽의 지면과 연결된다. 즉 남쪽의 지면 온도는 북쪽 대기 중층 온도에 밀접하게 영향을 받게 된다. 또한 한랭한 중층 대기의 남쪽에서는 남북 간의 온도 경도가 증가하기 때문에 중관 에디 활동이 강화되고, 이를 통해 남쪽 지역의 온도 하강을 유도할 수 있다.

#### 4-1. 연직 구조의 중요성

[그림 I-9]는 ART 지수와 동아시아 지역의 기온을 산포도로 나타낸 것이다. 앞에 제시한 바와 같이 두 지수는 음의 상관관계를 갖는다. 하지만 ART 지수가 양수인 경우 모든 월에 동아시아 기온이 하강하는 것은 아니며, 마찬가지로 ART가 음수인 경우 모든 월에 동아시아 기온이 상승하는 것도 아니다. 따라서 ART와 관련성이 강한 월과 그렇지 않은 월은 나누어 분석하면 어떤 요소가 북극 기온의 중위도 영향에 중요한 영향을 미치는지 파악할 수 있을 것이다. 정규화된 ART 지수가 0.5보다 큰 경우에 대해서 동아시아 지면 온도 반응을 기준으로 두 그룹으로 나누어 분석하였다. [그림 I-9]에 나타나듯이 극 지역에 양의 아노말리가 나타나는 반면, 동아시아 지역은 상반되는 결과를 보여준다. 두 경우에 모두 북극 지역의 온도 상승이 나타나지만, 그 상세 패턴은 약간 다르게 나타난다. 동아시아 기온이 하강하는 경우 카라, 바렌츠 해와 그린란드 지역의 온도 상승이 두드러지게 나타나는 반면, 동아시아 온도 상승이 나타난 경우는 추크치 해의 온도 상승이 두드러지게 나타난다. 이는 즉 같은 극 지역의 온도 상승도 그 상세 패턴에 따라 중위도 영향이 달라질 수 있음을 의미한다.



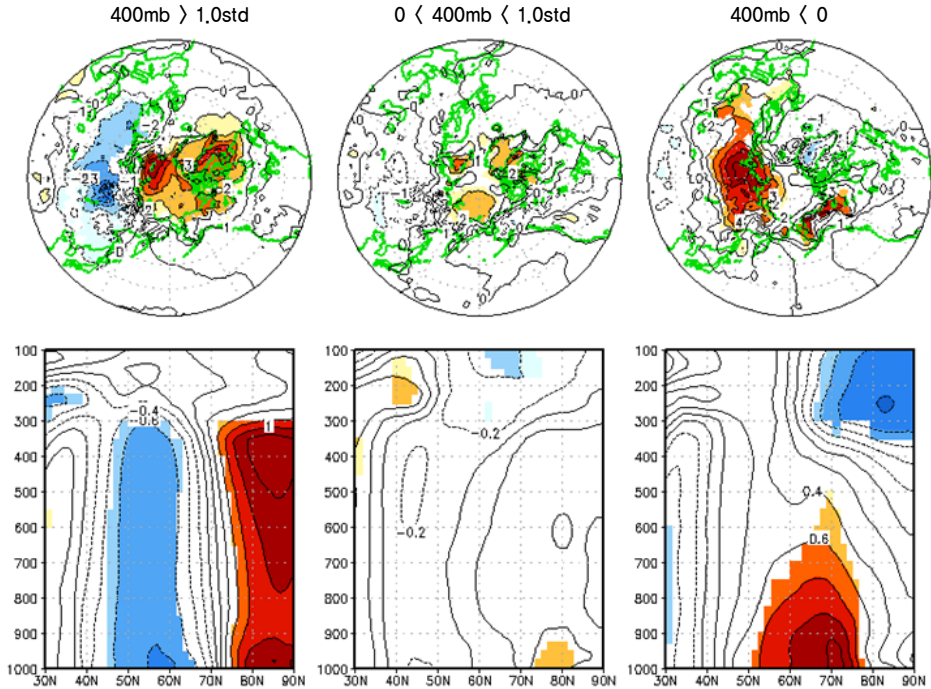
[그림 1-9] (left) Scatterplots between ART index and EAT index during DJF. (right) Monthly-mean anomalous surface temperature composite of the (top) positive ART index and positive EAT index, and (bottom) positive ART index and negative EAT index during DJF. The contour interval is 0.5 and shading denotes a statistical confidence at 90% confidence level based on a Student's t-test.



**[그림 I-10]** The zonal mean structure for the monthly-mean anomalous air temperature averaged between 0° and 130°E composite of the (top) positive ART index and positive EAT index, and (bottom) positive ART index and negative EAT index during DJF. The contour interval is 0.5 and shading denotes a statistical confidence at 90% confidence level based on a Student's t-test.

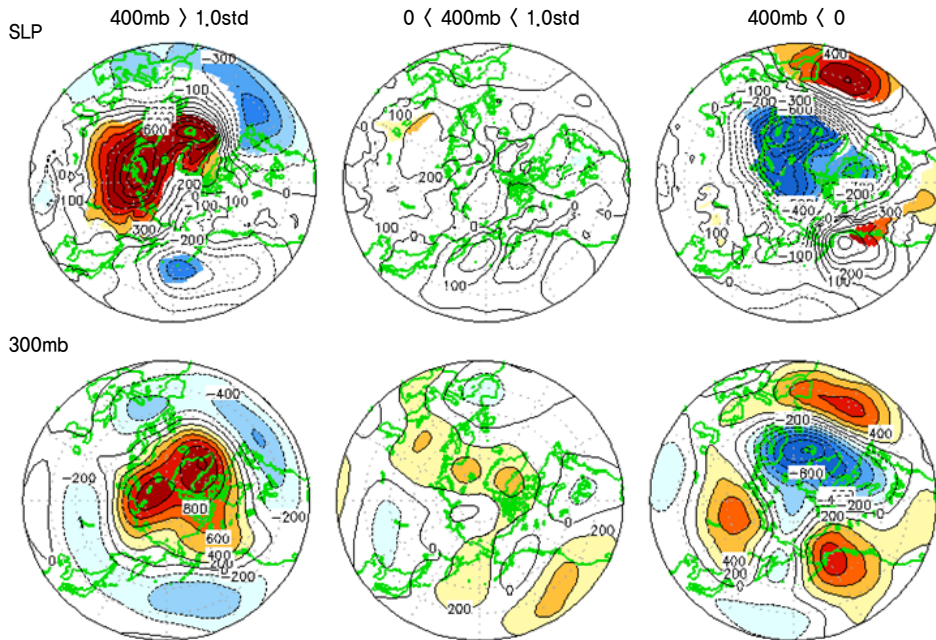
극 지역 온도의 수평 구조뿐만 아니라 두 그룹의 차이는 연직 구조에서 두드러지게 나타난다(그림 I-10). 북극해 지면 온도 상승이 동아시아 온도 상승을 동반한 경우 북극해 지역의 온도는 대기 하층에 국한되어 나타난다. 반면 북극해 지면 온도 상승이 동아시아 온도 하강을 동반한 경우 온도 상승이 400mb까지 높게 발달하고 있음을 알 수 있다. 이는 극 지역의 온도 상승이 상층까지 높게 발달하는 경우 동아시아 지역의 기온이 양의 상관성을

갖게 됨을 의미한다. 이러한 결과는 극 지역 온도의 연직 구조가 중위도 기후 영향에 매우 중요한 요소로 작용함을 보여주는 것이다.



**[그림 I-11]** Monthly-mean anomalous surface temperature composite of the positive ART index and (left) strong positive, (middle) weak positive, and (right) negative 400mb Arctic temperature during DJF in (top) the northern hemisphere, and (bottom) the zonal mean structure averaged between 0° and 130. The contour interval is 0.5 and shading denotes a statistical confidence at 90% confidence level based on a Student's t-test.

연직구조 조의 중요성을 알아보기 위해 북극해 온도 상승의 경우를 400hPa 북극해 온도를 기준으로 세 그룹으로 나누어 분석하였다. 즉 400hPa에서 강한 기온 상승이 나타난 경우(1std 이상), 약한 상승이 있는 경우(0 이상 1std 이하), 온도 하강이 있는 경우(0 이하)로 나누어 분석하였다. [그림 I-11]는 각 그룹에 대한 지면 온도 분포와 연직 구조를 나타낸 것이다. 상층에 강한 상승이 나타난 경우 북극해의 온도 상승과 중위도의 온도 하강이 매우 뚜렷하게 나타나고, 상층에 약한 상승이 나타난 경우는 중위도의 온도 하강이 나타나지만 상대적으로 약함을 알 수 있다. 반면 상층에 온도 하강이 나타난 경우에는 온도 상승이 주로 아북극 지역에 국한되어 나타나고, 중위도의 반응은 매우 약하게 나타났다. 이는 북극 지면이 상승한 경우 중위도 영향은 상층 온도의 동반 여부가 매우 중요하게 작용함을 의미하는 것이다.



[그림 I-12] Monthly-mean anomalous (top) sea level pressure and (bottom) 300mb geopotential height composite of the positive ART index and (left) strong positive, (middle) weak positive, and (right) negative 400mb Arctic temperature during DJF. The contour interval is 0.5 and shading denotes a statistical confidence at 90% confidence level based on a Student's t-test.

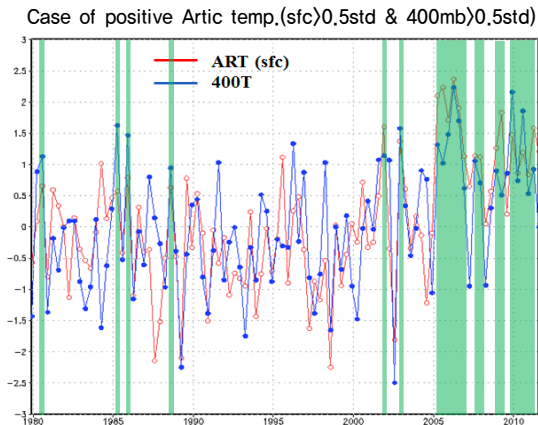
연직 구조의 역할을 좀더 분석하기 위해 세 그룹에 대한 대기 순환 패턴을 살펴보았다. 북극해 온도 상승이 상층 기온 상승까지 유도한 경우에는 [그림 I-12]에서 나타난 바와 같이 하층에서는 우랄 산맥 근처의 고기압성 아노말리가 동아시아 지역까지 뻗어서 발달해 있는 것을 알 수 있다. 반면 상층에서는 극 지역의 고기압성 흐름과 함께 동아시아 지역의 저기압성 흐름이 나타난다. 이러한 저기압성 흐름은 동아시아뿐만 아니라 다른 중위도 지역에서도 나타나며, 이러한 양상은 음의 극진동 패턴과 유사점을 보인다.

약한 상층 기온의 상승이 있는 경우는 우랄 산맥 근처의 고기압이 존재하지만, 상대적으로 매우 약하게 나타난다. 상층의 패턴은 우랄 산맥 근처의 고기압성 흐름과 동아시아 근처의 저기압성 흐름이 약하지만 뚜렷하게 나타나고 있다. 반면에 북극해 온도 상승이 상층 기온의 하강을 동반한 경우는 상하층 대기 패턴이 다른 두 그룹과 매우 다르게 나타난다. 우랄 산맥 근처에 저기압성 흐름이 하층에 나타나고, 상층에서는 동아시아 지역에 고기압성 흐름이 나타난다. 다른 두 그룹의 경우에는 하층의 온도 상승이 상층의 대기 패턴을 유도한 경우라면, 상층의 온도 하강이 동반된 경우는 상층의 대기 순환 패턴이 하층의 대기 순환

및 지면 기온 상승을 유도했다고 해석할 수 있다. 이 경우 하층의 지면 변화는 수동적인 결과이기 때문에 대기 순환 패턴 변화에 큰 영향을 줄 수 없게 된다. 따라서 중위도 기후에의 영향도 제한적일 수밖에 없다.

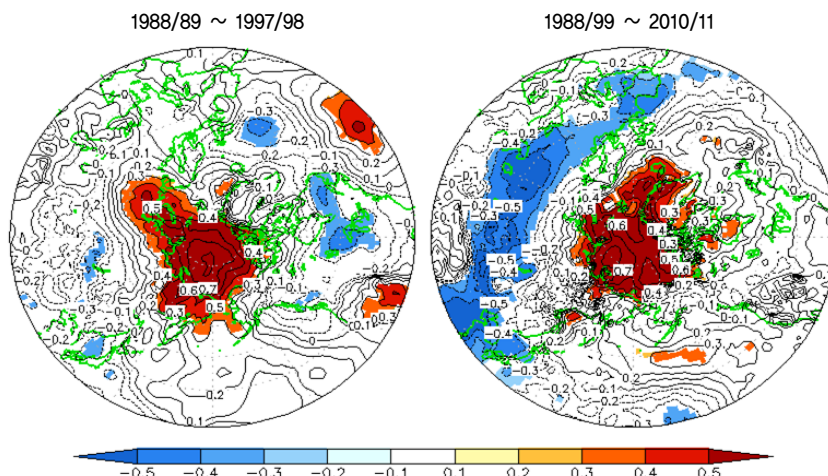
## 5. 장주기 변조

[그림 I-2]에서 나타나듯이 ART와 중위도 온도의 관련성은 최근 더욱 강하게 나타나며, 이는 북극해 온도 변동과 관련된 북극 대기의 연직 구조 변화와 연관성을 갖고 있다. [그림 I-13]은 ART 지수와 400mb Artic temperature 지수의 시계열을 나타낸 것이다. 녹색 음영으로 표시된 경우는 ART 지수와 400mb Artic temperature 지수가 0.5 표준편차 이상인 경우를 표시한 것이다. 본 결과에서 나타나는 뚜렷한 특징은, 최근 들어 북극해 지면 온도 상승이 상층 온도 상승을 동반한 경우가 매우 많아졌다는 것이다. 특히 1990년대에는 이러한 경우가 전혀 없었으며, 2000년대에는 17개로 매우 빈번하게 발생하였다. 이는 최근의 북극해 기온 상승은 상층의 온도 상승을 동반하여 나타났으며, 이로 인해 중위도 기후에 대한 영향력이 강화되었음을 보여준다. 이러한 최근 경향을 나타내는 원인을 분석하기 위해 뚜렷한 차이를 보이는 1990년대와 2000년대를 구분하여 비교 분석을 수행하였다.



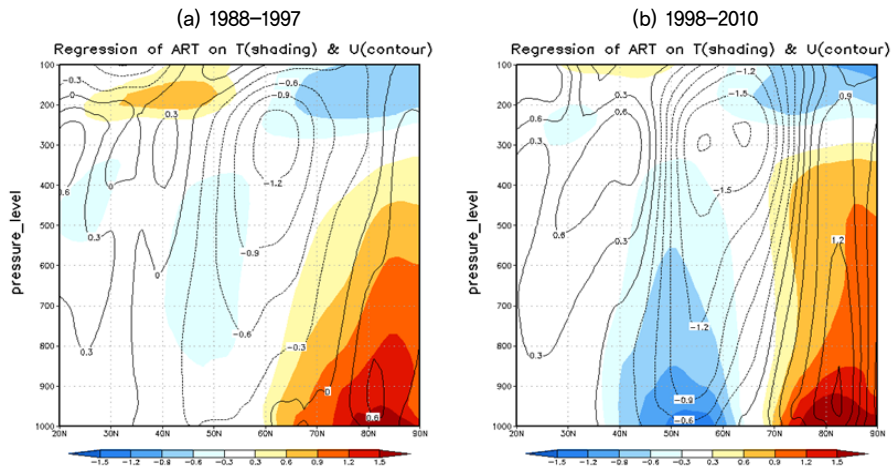
[그림 I-13] Time series of normalized ART index (red line) and 400mb Arctic Temperature index (blue line). The green bars denote the case of the positive ART index and positive 400mb Arctic Temperature.

[그림 I-14]는 두 기간에 대해서 ART 지수와 북반구 지표 기온과의 상관관계를 나타낸 것이다. 1990년대의 북극 온도 상승은 추크치 해에 최대값이 나타나고 있지만, 2000년대에는 카라, 바렌츠 해의 온도가 많이 상승했음을 알 수 있다. 또한 중위도 동아시아 지역에서는 1990년대에는 상관성이 상대적으로 낮은 데 반해, 2000년대에는 음의 상관관계가 뚜렷하게 나타남을 확인할 수 있다(그림 I-14). 동아시아뿐만 아니라 중위도의 온도 하강이 1990년대에서는 유라시아 지역에 잘 나타나지 않고 북미 대륙 일부에 나타남을 알 수 있다. 이는 추크치 해의 온도 변동이 북미 대륙의 온도 하강에 영향을 준 것으로 판단된다. 반면 2000년대에는 유럽에서 동아시아 지역까지 넓은 범위에서 강한 음의 상관관계가 나타났는데, 이는 북극 지역 온도의 수평 구조가 중위도 온도 영향 패턴에 영향을 주고 있음을 의미한다.



[그림 I-14] Correlation coefficients between the Arctic temperature index (ARTI) with surface temperature during DJF for the period of (a) 1988-1997, and (b) 1998-2010 in the northern hemisphere. The contour interval is 0.1 and shading denotes a statistical confidence at 90% confidence level based on a Student's t-test.

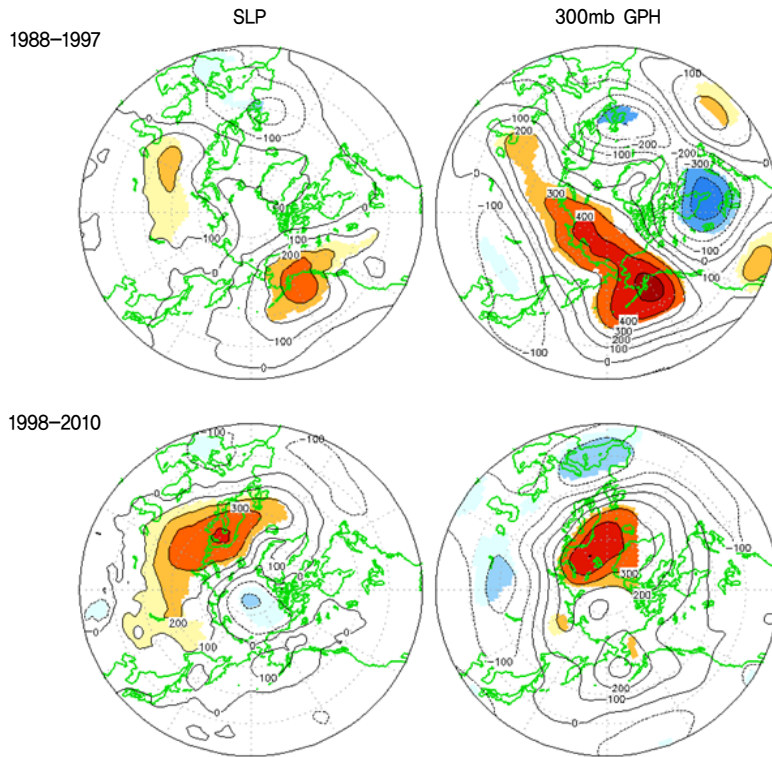
[그림 I-13]에서 예상할 수 있듯이, 두 시기에는 북극 지역의 연직 구조도 차이점을 보인다. 1990년대에는 상대적으로 지면 온도 상승에 따른 대기 온도 상승이 2000년대에 비해 더 하층에 국한되어 나타나며(그림 I-15), 이로 인해 상층의 서풍 아노말리의 약화가 2000년대에 더욱 두드러진다. 이러한 연직 구조는 [그림 I-12]에서 나타나듯이 북극해 온도 상승이 유도하는 대기 순화 패턴을 2000년대에 더욱 강하게 만들어 주는 역할을 하게 된다.



**[그림 I-15]** The zonal mean structure for the monthly-mean anomalous air temperature (shading) and zonal wind (contour) regressed on the ART index during DJF for the period of (a) 1988-1997, and (b) 1998-2010. The variables are averaged between 0° and 130°E.

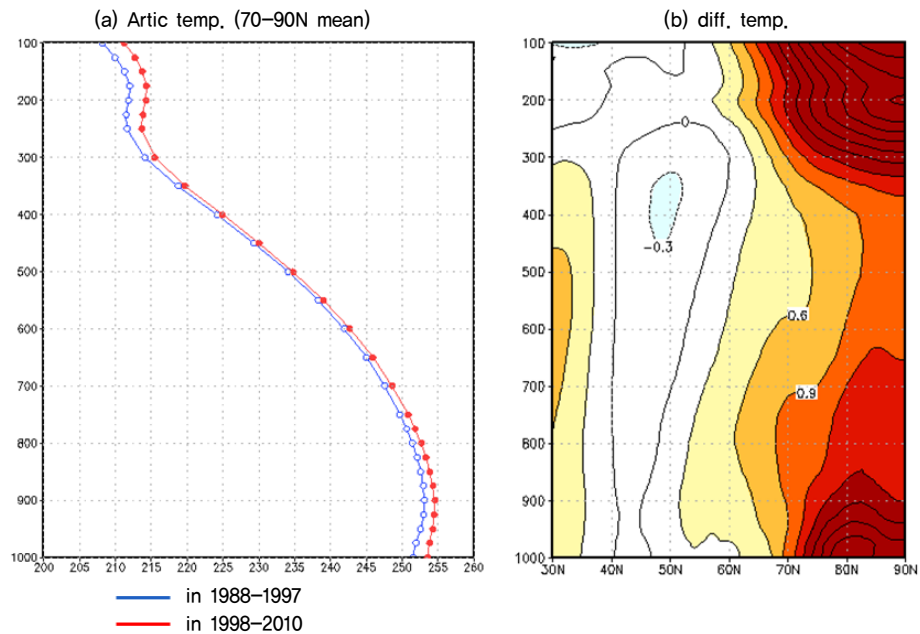
이는 [그림 I-16]에 나타나는 대기 순환장에서 잘 나타난다. 1990년대에는 우랄 산맥 근처에 하층 고기압이 나타나지만, 상대적으로 약하게 나타난다. 그러나 알래스카 지역에 보다 강한 고기압이 나타나는데, 이는 추크치 해의 온도 상승과 연관지어 생각할 수 있다. 상층에서는 고기압성 흐름이 동쪽 반구 북극해 지역으로 길게 존재하고 있으며, 동아시아 지역에 약한 저기압성 흐름이 존재한다. 뿐만 아니라 북미 대륙의 상층에서는 강한 저기압이 존재한다. [그림 I-14]에서 나타난 북미 지역의 음의 상관관계는 하층의 고기압성 흐름, 상층의 저기압성 흐름으로 설명될 수 있다. 즉 하층의 고기압성 흐름에 의한 북풍 기류와 중층의 한랭 아노말리의 존재가 북미 대륙의 온도 하강을 유도한 것이다.

반면 2000년대에는 우랄 산맥 근처의 고기압이 매우 강하게 존재하며, 이 고기압성 흐름은 동아시아 지역까지 확장되어 나타난다. 상층에서는 우랄 산맥 근처의 고기압성 흐름과 동아시아 지역의 저기압성 흐름이 잘 나타난다. 이러한 대기의 구조는 앞서 제시한 역학 과정에 의해 동아시아 지역에 강한 온도 하강을 유도하게 된다.



**[그림 I-16]** Monthly-mean anomalies of (left) sea level pressure, and (right) 300mb geopotential height regressed on the ART index time series during DJF for the period of (top) 1979-1997 and (bottom) 1998-2010. Shading denotes a statistical confidence at 90% confidence level based on a Student's t-test.

1990년대와 2000년대의 차이를 유발하는 원인을 이해하는 것은 매우 중요하다. 최근 10년 들어 북극해의 해빙 감소가 매우 두드러지게 나타나고 있는데, 이러한 해빙 감소가 두 시기의 차이를 설명해 줄 수 있다. 해빙의 감소는 해양으로부터 대기로 많은 에너지를 전달할 수 있다. 겨울철 동안 북극해 대기의 온도는 해양 온도에 비해 매우 낮으며, 해빙이 얼어 있는 지역의 지면 온도는 대기의 온도 및 복사 강제력에 의해 직접적으로 영향을 받기 때문에 매우 낮은 온도를 유지하게 된다. 반면에 해빙이 녹아 있는 지역은 해양으로부터 강한 현열을 받기 때문에 온도가 낮아지기 힘들다. 또한 차가운 대기 온도는 가을에서 겨울로 진행하면서 해빙이 얼지 않은 부분에 얼음을 얼리는 역할을 한다. 이때 발생하는 잠열은 대기를 가열하는 역할을 하게 된다. 이러한 강한 현열과 잠열은 상대적으로 하층 대기를 상승시키고, 지면 온도도 상승시키는 역할을 한다.



[그림 I-17] (a) The vertical structure monthly-mean of arctic temperature averaged 70°-90°N during DJF for the period of 1979-1997 (blue line) and 1998-2010 (red line). (b) The zonal mean structure for the monthly-mean air temperature difference between 1988-1997 and 1998-2010.

따라서 해빙의 면적이 감소한 2000년대에는 상대적으로 북극 지역의 지면 온도 상승이 나타난다. [그림 I-17]은 북극해 지역의 온도 연직 분포를 비교한 것으로, 1990년대에는 북극해 대기의 하층에 강한 역전층이 형성되어 있음을 알 수 있다. 이는 하층의 대기가 매우 안정하다는 것을 의미하며, 이 경우 지면 온도 상승은 상층까지 영향을 주기가 매우 어려워진다. 하지만 2000년대에는 이러한 역전층이 매우 약화되었음을 알 수 있다. [그림 I-17b]는 두 기간의 평균 온도 차이를 나타낸 것으로, 강한 온도 상승은 북극해 지면과 성층권 하부에서 나타남을 알 수 있다. 북극해 하층에서 온도 상승이 하층에서 강하고 위로 갈수록 약해지기 때문이며, 이는 연직 안정화의 약화를 의미한다. 따라서 이 시기의 지면 온도 상승은 상층 온도 상승을 상대적으로 쉽게 동반할 수 있으며, 이 시기의 북극해 지면 온도 상승은 중위도의 온도 하강에 강하게 영향을 준다.

## 6. 결론

본 연구에서는 극 지역의 기온 변화에 따른 영향을 직접적으로 반영할 수 있는 지표 기온을 이용한 지수(ARTI)를 정의하고, 이를 이용하여 동아시아에 나타나는 한파와 극 지역의 상관성을 분석하였다. 극 지역의 지표 온도 변화에 따른 ART 지수는 동아시아 지역의 온도 변동과 뚜렷한 음의 상관관계를 나타내었다.

본 연구에서는 북극해의 지면 온도 상승을 나타내는 ART가 대기 순환으로 정의되는 극진동과 매우 독립적인 현상임을 제시하였다. ART 지수와 극진동 지수는 상관계수가 0.14로 매우 낮게 나타나는데, 이는 극진동 지수와 ART 지수의 변동이 매우 독립적이라는 것을 의미한다. 또한 ART가 북극해 전체적인 온도 상승을 대표하는 데 반해, 극진동 지수는 북대서양 지역과 그린란드 지역 등 아북극 지역의 온도 상승과 관련이 있었다. 또한 중위도 기온과의 상관관계에서도 극진동 지수와 동아시아의 지표 온도가 높은 음의 상관성을 보이는 지역은 50~70°N 정도의 고위도 지역인 데 반해, ART 지수와 상관계수가 높게 나타나는 지역은 동아시아 전체적으로 35~55°N 정도의 중위도 지역이었다. 흥미로운 사실은 한국과 일본 지역 등은 ART와 극진동 지수와 모두 강한 상관관계를 갖는다는 점이다. 이는 이 지역의 겨울철 기온은 독립된 현상인 ART와 극진동에 의해서 영향을 받는다는 것을 의미한다.

극 지역의 기온 변화가 동아시아 지역의 기온 변화에 주는 영향은 중위도 지역의 서풍 약화와 제트 기류의 남하로 설명될 수 있다. 이러한 바람장의 변화는 고위도에서 발생하는 로스비파의 전파 방향에 영향을 주게 된다. 즉 제트의 남하는 고위도에서 발생한 로스비파가 상대적으로 남쪽까지 전파할 수 있는 조건을 제공해 주고, 이를 통해 중위도의 온도 하강이 설명될 수 있다.

뿐만 아니라 대류권 상하층의 대기 순환 패턴도 유라시아 대륙의 온도 하강을 설명할 수 있다. 북극해 지면 온도 상승은 우랄 산맥 근처에 하층 고기압성 흐름을 형성하게 하고, 이는 열적 로스비파의 전파에 의해 동아시아 지역까지 확장하여 나타난다. 상층의 우랄 산맥 근처의 고기압성 흐름은 동아시아 지역의 저기압성 흐름을 유도한다. 이 저기압성 흐름은 하층의 고기압의 장출을 강화시키는 역할을 하고 중층의 온도 하강 조건을 형성함으로써 동아시아 지역의 온도 하강의 호조건을 만들어 준다.

ART 지수와 동아시아 지역의 기온이 음의 상관관계를 갖는 경우를 살펴보면, 극 지역의 온도 상승이 상층까지 높게 발달하고 있음을 알 수 있다. 이는 극 지역의 온도 상승이 상층

까지 높게 발달하는 경우 동아시아 지역의 기온에 대한 영향력이 확대됨을 의미한다. 즉 북극해 지역의 연직 온도 구조가 원격 상관 패턴에 매우 중요한 역할을 한다는 것이다. 최근 상층까지 기온이 상승하는 경우가 매우 잦아진 것으로 나타나며, 이는 ART와 동아시아 기온과의 상관성이 최근 들어 매우 강해진 것과 일치하는 것이다. 본 연구에서는 두 시기의 차이를 최근의 급격한 해빙 감소를 원인으로 제안하였다. 급격한 해빙 감소는 지면 온도의 상승을 유도하고, 이는 하층의 연직 안정도의 약화를 유발할 수 있다. 연직 안정도가 약화되면 지면의 온도 상승이 상층까지 상대적으로 쉽게 확장될 수 있고, 이는 강한 원격 상관 패턴을 유도할 수 있다. 따라서 최근의 해빙 감소가 심화되면 북극 지역의 중위도 기후에 대한 영향력은 더욱 강해질 수 있음을 알 수 있다.

## Reference

- Budikova, D. 2009. "Role of Arctic sea ice in global atmospheric circulation: A review." *Global Planet. Change*, 68(3).
- Chen, T. C., Huang, W. R., and J. H. Yoon. 2004. "Interannual variation of the east Asian cold surge activity." *J. Clim.*, 34(1).
- Francis, J. A., Chan, W., Leathers, D. J., Miller, J. R., and D. E. Veron. 2009. "Winter Northern Hemisphere weather patterns remember summer Arctic sea-ice extent." *Geophys. Res. Lett.*, 36.
- Francis, J. A. and S. J. Vavrus. 2012. "Evidence linking Arctic amplification to extreme weather in mid-latitudes." *Geophys. Res. Lett.*, 39.
- Gong, D. Y., Wang, S. W., and J. H. Zhu. 2001. "East Asian winter monsoon and Arctic Oscillation." *Geophys. Res. Lett.*, 28(10).
- Gong, D.-Y. and C.-H. Ho. 2002. "The Siberian High and climate change over middle to high latitude Asia." *Theor. Appl. Climatol.*, 72.
- Gong, D. Y. and S. W. Wang. 2003. "Influence of Arctic Oscillation on winter climate over China." *J. Geograph. Sci.*, 13(2).
- Honda, M., Inoue, J., and S. Yamane. 2009. "Influence of low Arctic sea-ice minima on anomalously cold Eurasian winters." *Geophys. Res. Lett.*, 36.
- Jeong, J. H., and C. H. Ho. 2005. "Changes in occurrence of cold surges over east Asia in association with Arctic Oscillation." *Geophys. Res. Lett.*, 32.
- Jeong, J. H., Ho, C. H., Kim, B. M., and W. T. Kwon. 2005. "Influence of the Madden-Julian Oscillation on wintertime surface air temperature and cold surges in east Asia." *J. Geophys. Res.*, 110.
- Jeong, J.-H., Kim, B.-M., Ho, C.-H., and Y.-H. Noh. 2008. "Systematics variation in wintertime precipitation in East Asia by MJO induced extratropical vertical motion." *J. Clim.*, 21.
- Liu J., Curry, Judith A., Wang, Huijun, Song, Mirong, and Radley M. Horton. 2012. "Impact of declining Arctic sea ice on winter snowfall." *PNAS*.
- Overland, J. E., Wood, K. R., and M. Wang. 2011. "Warm Arctic-cold continents: Impacts of the newly open Arctic Sea." *Polar Res.*, 30.
- Park, T. W., Ho, C. H., Yang, S., and J. H. Jeong. 2010. "Influences of Arctic Oscillation

- and Madden-Julian Oscillation on cold surges and heavy snowfalls over Korea: A case study for the winter of 2009–2010.” *J. Geophys. Res.*, 115.
- Petoukhov, V. and V. Semenov. 2010. “A link between reduced Barents–Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents.” *J. Geophys. Res.–Atmos.*, 115.
- Serreze, M. C., Barrett, A. P., and J. J. Cassano. 2011. “Circulation and surface controls on the lower tropospheric air temperature field of the Arctic.” *J. Geophys. Res.*, 116.
- Strey, S. T., Chapman, W., and J. Walsh. 2009. “Effects Of An Extreme Arctic Sea Ice Minimum On the Northern Hemisphere Atmosphere During Late Autumn and Early Winter.” *Eos Trans. Eos Trans. AGU*, 90(52).
- Thompson, D. W. J. and J. M. Wallace. 1998. “The Arctic oscillation signature in wintertime geopotential height and temperature fields.” *Geophys. Res. Lett.*, 25.
- Zhang, Y., Sperber, K. R., and J. S. Boyle. 1997. “Climatology and interannual variation of east Asian winter monsoon: Result from the 1979–95 NCEP/NCAR reanalysis.” *Mon. Weather Rev.*, 125(10).



## II 급격한 북극권 해빙 면적 감소와 동아시아 겨울 몬순

김백민\*, 심태현\*, 김성중\*, 양이련\*

### 1. 서론

북극권은 북위 65°N 이상의 지역으로 정의된다. 금세기 들어 북극권은 지구상 어떤 지역보다 온난화 현상이 가속화되고 있으며(Screen and Simmonds 2010; Serreze *et al.*, 2009), 이로 인해 오랫동안 유지된 북극해와 북극해 연안의 기후 환경이 급격히 바뀌어 가고 있다(Bhatt *et al.*, 2010). 특히 해빙 면적 감소로 인한 북극 항로의 상용화가 가속화되어 북극해 주변 열강들의 첨예한 대립이 본격화되었다. 북극 항로 개발 자체는 그 자체로 환경 오염과 온실 가스 배출로 인해 또 하나의 북극권 온난화 가속의 요인이 될 수 있음이 최근 보고된 바 있다(Corbett *et al.*, 2010). 이와 같이 근래에는 학문적 호기심에 더해 정치, 경제적 관심이 북극권에 집중되고 있다.

한편 이러한 북극권의 급격한 온난화와는 대조적으로 금세기 들어 북미, 북유럽, 동아시아 등 세계 각지에서 겨울철에 한파와 폭설이 빈번하게 발생하여 사회, 경제적으로 큰 손실을 초래하고 있다(Cohen *et al.*, 2010). 특히 2009년 겨울에는 관측 사상 가장 강한 음의 북극 진동이 발생하였고, 이로 인해 북미 북동부, 캐나다, 유럽, 아시아 각지에서 장기간 지속되는 한파에 의해 큰 피해를 입었으며, 2012년 1월 중순부터 발생한 우랄 지역의 블로킹과 이로 인해 교란된 북반구 제트류 흐름에 의해 장기간 지속되는 한파가 출현하여 우크라이나 등 동유럽을 중심으로 600명 이상의 사상자가 발생하였다. 이러한 광범위한 지역에서 나타나는 장기간 지속되는 한파는 이제 일시적 현상이 아니라 최근 들어 거의 매해 지속적으로 나타나고 있어 원인 규명이 시급한 실정이다.

그렇다면 이러한 매해 발생하는 극한 한파 발생과 북극권의 급격한 온난화는 서로 관련이 있는 현상일까? 아직 이 질문에 대한 답은 명쾌하게 나와 있지 않으나, 최근 북극권

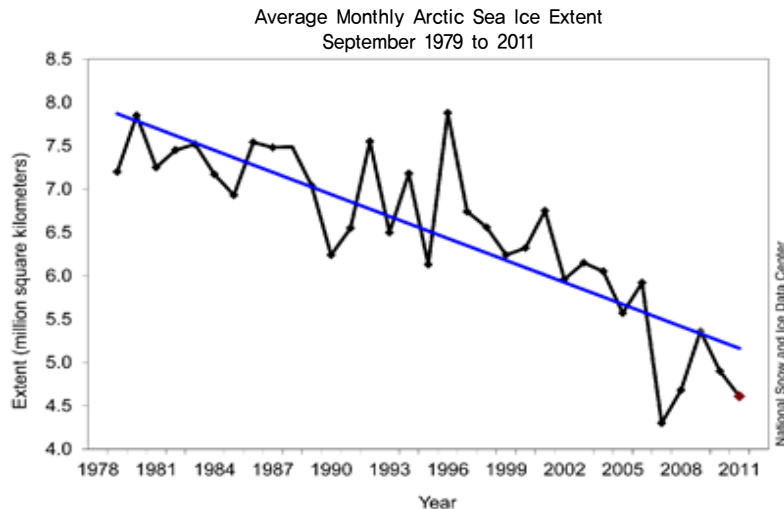
\* 극지연구소 극지기후연구부.

온난화가 중위도 각 지역의 겨울 몬순에 영향을 줄 수 있다는 모델 실험 결과들이 출판되고 있다. 이번 발표에서는 현재 주목받고 있는 북극권 온난화 현상과 원인에 대해 살펴보고, 북극 온난화에 따른 해빙 면적 감소와 이와 관련하여 형성되는 대기 파동의 패턴, 즉 원격 상관(teleconnection)에 관한 기존 연구, 그리고 현재 분석 중인 해빙 면적 감소에 따른 성층권 극제트 붕괴와 한파 발생 관련성에 대해 살펴보고자 한다.

## 2. 북극 해빙 면적 감소 추세와 최근(2007~11년) 북극 해빙 상황

### 2-1. 해빙 면적의 정의 및 해빙 감소 추세

북극해의 전체 해빙 면적(sea-ice extent)은 보다 기본적인 물리량인 해빙 농도(sea-ice concentration)를 이용하여 정의된다. 북극해 어느 한 지점에서의 해빙 농도는 단위 면적당 해빙 면적의 비로 정의할 수 있다. 통상적으로 북극해 해빙 면적은 해빙 농도가 15% 이상인 지역의 면적 합으로 정의된다. 1970년대 750만 제곱킬로미터이었던 북극 해빙 면적이 약 30년 동안 300만 제곱킬로미터가 사라져, 2011년 9월에는 약 450만 제곱킬로미터를 나타내고 있다(그림 II-1). 해빙 면적은 계절 변동이 커서 2~3월경 그 면적이 최대가 되고, 8~9월경 최소가 된다(Comiso *et al.* 2008). 역대 최소를 기록한 2007년 9월 해빙 면적은 410만 제곱킬로미터를 기록하였다.



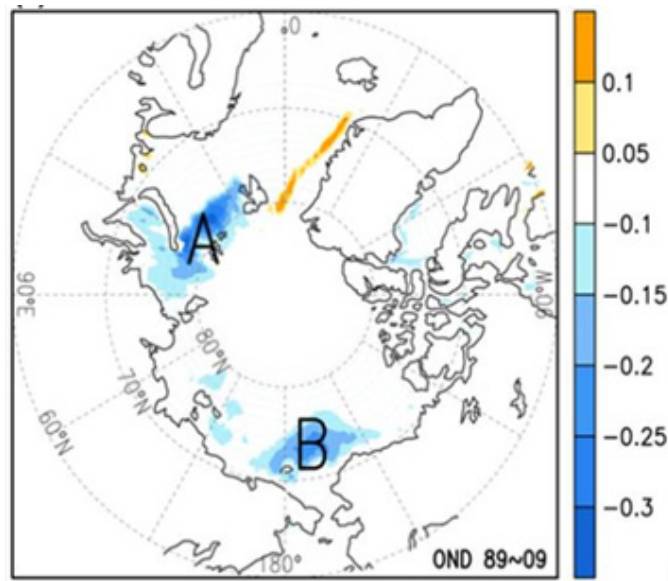
[그림 II-1] 1979~2011년 기간 동안 북극 전체 해빙 면적 감소 경향 (북극 해빙 면적은 해빙 농도 15% 이상인 지역의 전체 면적합으로 계산함, National Snow and Ice Data Center(NSIDC) (출처: <http://www.nsidc.org>))

이러한 해빙 면적 감소 추세의 가속은 최근 자료를 분석해 보면 확연히 드러난다. Comiso *et al.*(2008)에 따르면, 해빙 면적의 감소 추세는 1979~96년 사이 10년당 2.2% 감소하였으나, 최근 10년 동안은 10년당 10% 이상의 감소 경향을 보이고 있다. 과거 고기후 자료를 살펴보아도 이러한 급격한 해빙 면적 감소는 과거 1500년 중 최근 20~30년간 집중된 현상으로 볼 수 있으며, 따라서 이러한 급격한 감소에는 인간 활동이 영향을 주었음이 확실하다(Kinnard *et al.* 2012).

## 2-2. 해빙 면적 감소의 공간 분포

해빙 면적 감소는 공간적으로 균일하게 일어나지 않는다. 즉 특정 공간 패턴이 존재하는데, [그림 II-2]에서 'A'로 표시된 카라-바렌츠 해와 'B'로 표시된 추크치 해가 해빙 면적이 급격하게 감소하는 지역들이다. 이러한 지역들에서 유독 해빙이 많이 녹는 이유는 해양 순환과 밀접한 관련이 있다. 카라-바렌츠 해는 북대서양으로부터 노르웨이 해협을 통해 난류가 유입되는 바다이며, 추크치 해 역시 태평양으로부터 좁은 베링 해협으로 난류가 자주 유입되는 지역에 위치해 있다. 따라서 최근 20년간 해빙 면적 감소는 이 두 지역에서 두드러지며, 이로부터 최근 해빙 면적 감소의 경우 대기의 역할뿐만 아니라 해양 순환의 역할이 매우 컸을 것임을 유추해 볼 수 있다. 이러한 해빙 면적 감소의 여러 가지 원인에 대해서는 뒤에서 다시 언급하도록 하겠다.

한편 해빙 면적 감소의 시간 변동성을 살펴보면, A지역과 B지역의 해빙 면적 감소에 있어 서로 독립적인 변동 성분이 크다. 즉 두 지역이 동시에 면적이 감소한다기보다는 매해 감소하는 지역이 다르고, 이로부터 해빙 면적의 경우 매우 복잡한 경년 변동을 보이면서 감소하고 있다. 이 점은 계절 예측에 있어 시사하는 바가 크다. 해빙 면적이 감소하는 패턴이 매해 동일하다면 해빙 면적 감소에 따른 대기의 반응도 매해 거의 비슷할 것이나, 매해 해빙 면적 감소 지역이 달라지고 이로 인한 대기로의 열속 공급이 달라지므로 이에 반응하는 대기 패턴도 매해 달라진다. 따라서 급격한 해빙 면적 감소는 계절 예측에 있어 새로운 예측 인자로서 부각되고 있으며, 서로 다른 해빙 면적 감소 지역에 따른 대기 반응의 패턴을 정립하는 것이 계절 예측에 있어 앞으로 중요한 이슈가 될 것으로 보인다.

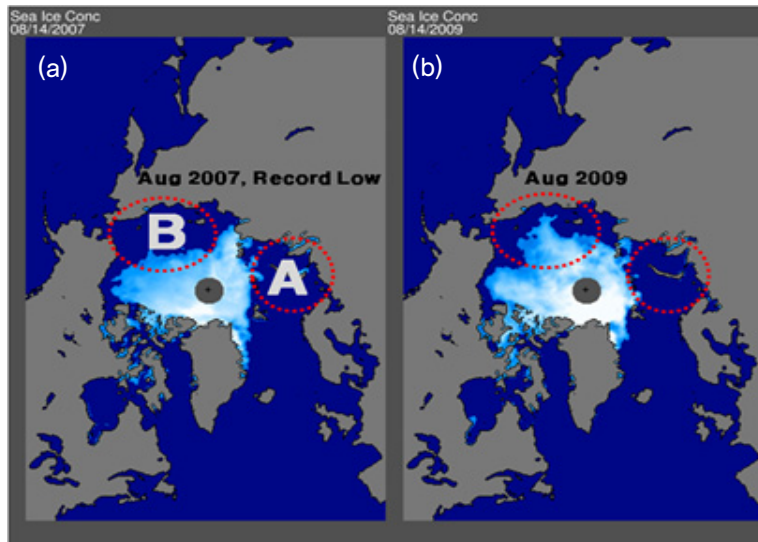


[그림 II-2] 최근 20년간 해빙 농도 감소 경향. 북극해 지역 각 격자점에서 10~12월 평균된 해빙 농도의 경향을 구함. 단위는 %/10년. A는 바렌츠-카라 해 영역, B는 추크치 해 영역으로 두 지역 다 해빙 면적이 가장 많이 감소하는 지역임

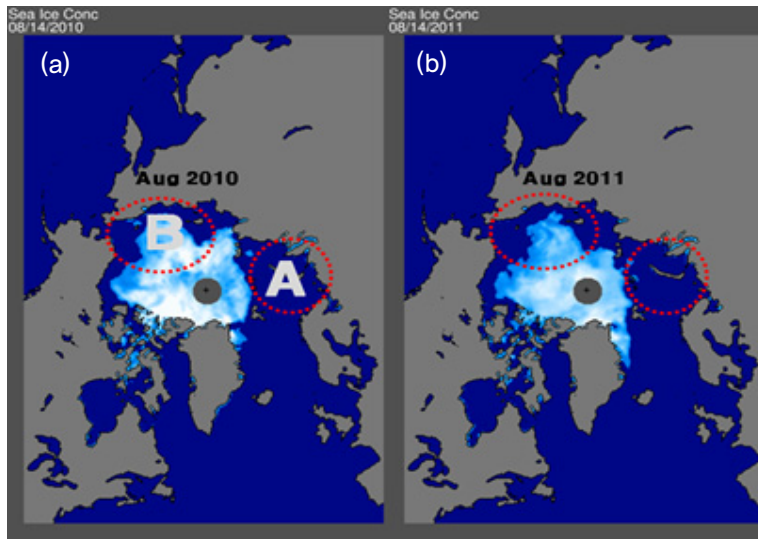
### 2-3. 최근(2007~11년) 북극 해빙 현황

최근 5년간 북극 해빙 면적의 추이를 살펴보기 위해 2009년 현황을 살펴보면, 매해 급격한 변화를 보이는 지역이 다름을 알 수 있다. 2007년의 경우 추크치 해 부근이 북태평양으로부터의 난수 유입과 더불어 많은 양의 해빙이 한꺼번에 녹아내림으로써 관측 사상 가장 해빙 면적이 작았던 해로 기록되었다(Shimada *et al.* 2006). 최근 3년의 경우 해빙 면적은 2007년보다는 많으나, [그림 II-3]에서 A와 B로 표시된 카라-바렌츠 해, 추크치 해는 8월경 지속적으로 해빙 면적이 많이 축소된 형태를 보이고 있다. 특징적으로 2007년, 2008년에 급격히 줄어들었던 추크치 해 해빙은 2009년 이후로 다소 회복 추세(B지역)에 있으나, 카라-바렌츠 해(A지역)의 경우 오히려 해빙이 지속적으로 감소하고 있음을 알 수 있다(그림 II-3, 그림 II-4). 최근 연구들에 따르면, 이러한 카라-바렌츠 해의 급격한 해빙 면적 감소에 북대서양으로부터 유입되는 따뜻한 바닷물이 결정적인 역할을 하였음을 확인할 수 있다(Carmack and Melling 2011; Levitus *et al.* 2009; Polyakov *et al.* 2010). 특히 2011년의 경우 특이한 현상이 관측되었다. 해빙이 최소 면적을 기록했던 2007년 여름에도 카라-바렌츠 해(A)와 추크치 해(B)가 시베리아 연안까지 뻗어 있는 해빙에 의해 분리되어 있었는데, 올해의 경우 이 지역 바다인 라테프 해의 해빙이 녹아내려 두 바다의 바닷물이 완전히 연결된 것이다(그림 II-4b). 이는 북극의 동북극 항로가 해상 운송 수단으로

이동이 가능해짐을 의미한다. 이상을 종합해 볼 때 북극 해빙 면적은 큰 경년 변동성을 지니며, 해마다 해빙 면적이 감소하는 지역이 추크치 해와 바렌츠-카라 해를 중심으로 교차되고 전체적으로는 감소하는 경향을 보인다. 특히 2012년 여름과 초가을 라테프 해의 해빙이 급격히 감소해 북극해가 동서로 연결되는 현상이 나타났는데, 이 현상은 북극해의 다양한 로컬 피드백과 해양 순환, 또한 지구 온난화와 더불어 가열된 대륙에서 녹아내린 빙하와 영구 동토층에서 생성된 지하수 등의 담수 유입 등이 원인으로 생각된다.



[그림 II-3] (a) 2007년 8월의 AMSR-E 해빙 농도 위성 이미지, (b) 2009년 8월 AMSR-E 해빙 농도 위성 이미지



[그림 II-4] (a) 2010년 8월의 AMSR-E 해빙 농도 위성 이미지, (b) 2011년 8월 AMSR-E 해빙 농도 위성 이미지

### 3. 북극 해빙 면적 감소와 북극권 온난화

#### 3-1. 북극권 온난화의 세 가지 근본 원인

북극권 온난화(arctic amplification) 이슈는 해빙 면적 감소와 더불어 북극권 연구에 있어 가장 중심이 되는 이슈이다. 전구 평균 온도의 증가 경향으로 파악되는 지구 온난화에 비해 북극권 지표면 온도의 증가 경향으로 정의되는 북극권 온난화는 지구 온난화 경향에 비해 2~3배 정도 큰 것으로 알려져 있다(Graversen *et al.*, 2008). 북극 지역 온도 증가의 원인을 고려할 때 반드시 고려해야 할 세 가지 요소는 1) 대기로부터의 극향 열수송, 2) 해양 순환에 의한 열수송, 3) 지역 피드백을 들 수 있다. 일반적으로 이 세 가지 요소를 모두 고려해야만 북극권 온난화에 대해 완전히 이해할 수 있다.

역사적으로 북극권은 지구 온난화에 의한 기본적인 온실 가스 복사 강제력의 증가에 의한 추세적 온도 증가 이외에, 위에서 언급한 세 가지 요소들이 시간에 따라 서로간 중요성이 변하며 북극의 지표면 온도를 조절해 오고 있다. 하나의 예로 해양 순환에 의한 북극 지역으로의 열수송을 들 수 있다. 북대서양의 해류를 관찰해 보면, 북대서양에서 노르웨이 해협을 거쳐 북극해 쪽으로 흘러들어오는 해류가 항시 존재함을 알 수 있다.

한편 북대서양은 북대서양 수십 년 변동(AMO: Atlantic Multidecadal Oscillation)에 지배받아 장기적으로 해수면 온도 증가와 감소를 반복하고 있다. 특히 2000년대 이후 AMO는 양의 위상으로 접어들어 북대서양 수온이 뜨거워져 북극해로 유입되는 해류에 의해 북극해, 특히 카라-바렌츠 해의 해빙 감소에 결정적인 역할을 하고 있다. 2000년 이전의 경우 AMO는 음의 위상이었으며, 이로 인해 북대서양 해류의 유입은 오히려 북극해 해빙 면적을 방해하는 역할을 한 것으로 보인다.

대기의 경우도 1990년대 중반 이전과 이후 극향 열수송에 있어 다른 역할을 한 것으로 보인다. 대기 순환을 가장 잘 요약해서 나타내 주는 북극 진동의 경우 1990년대 중반 이전에는 증가하며 양의 위상을 나타내었으나, 1990년대 중반 이후에는 감소하며 잦은 음의 극값을 생산해 내고 있다(Cohen and Barlow 2005; Cohen *et al.*, 2009). 북극 진동의 위상에 따라 일시파(transient wave)의 활동이 달라지며, 양의 위상일 때 에디에 의한 극향 수송이 보다 활발함은 잘 알려져 있는 사실이다(Kug *et al.*, 2010). 따라서 2000년대 이후 대기에 의한 극향 열수송은 최근의 북극권 온난화를 설명하는 데 문제가 있다. 이와 관련하여 Graversen *et al.*(2008)은 북극권 온난화에 가장 큰 기여를 한 성분이 대기에 의한 극향 열수송임을 주장하였다. 그러나 이후 Screen and Simmonds(2010), Overland and

Wang(2010), Serreze *et al.*(2009) 등에 의해 반박되었으며, 현재로서는 최근 일어나고 있는 북극권 온난화의 핵심은 해빙 면적 감소에 따른 북극해 해양 표면으로부터의 열속 증가에 있음이 학계에서 보편적으로 인정받고 있다.

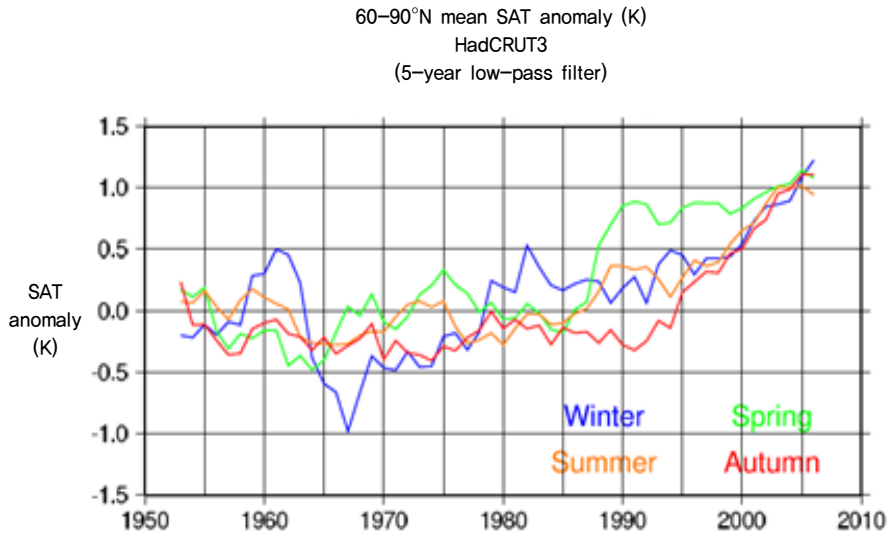
앞에서 고려한 세 가지 요소 중 세 번째인 지역 규모 피드백의 경우 오랫동안 극 지역 해빙 면적을 감소시키고 극 지역 온난화를 가속하는 가장 중요한 요소로 연구되었으며, 최근에는 북극 지역 구름의 역할에 많은 연구가 집중되고 있다(Schweiger 2009; Vavrus *et al.* 2009). 북극해 해양 표면에서의 열속 및 수증기속 증가는 필연적으로 극 지역 하층 경계층의 안정도를 낮추고 구름 형성에 효과적인 환경을 만들어 준다. 극 지역 지표 근처 대기는 차가운 지면에 의해 안정 경계층이 형성되어 있으며, 구름이 형성된다 하더라도 지표 근처의 해양성 구름으로 존재한다. Schweiger *et al.*(2008)의 연구에 따르면, 해빙 면적이 감소한 곳에서는 대기 안정도 조건 변화에 따라 하층운이 보다 높은 고도에서 응결이 이루어져 상층운이 만들어지고, 오히려 하층운은 감소하는 것으로 나타났다. 이렇게 구름이 형성되면 온도 증가에 있어 극 지역 겨울철에는 태양빛이 없어 구름이 장파 복사 역할만을 하므로 양의 복사 강제력으로써 온도 증가에 기여하게 된다. 그러나 아직까지 극 지역 구름 관측에 대한 신뢰성 부족으로 정량적인 구름의 복사 강제력의 역할이 검증되지 않고 있다. 종합적으로는 언급한 세 가지 북극권 온난화의 기본 요소들이 서로 밀접하게 연관되어 있어 정확한 메커니즘 이해를 위해서는 모든 요소들을 고려한 연구들을 진행해야 하며, 계절별로 다른 요소들이 활성화되므로 특정 계절에 대한 분석이 아닌 특히 해빙 면적 감소에 가장 중요한 여름철, 가을철을 연계하여 연구를 수행해야 할 것이다.

### 3-2. 북극권 온난화 현상의 시·공간적 구조

북극권 온난화 현상 역시 해빙의 경우와 마찬가지로 온도 증가 경향이 일정하지 않고 최근 20년 동안 가속화하고 있음을 알 수 있다(그림 II-5). 특히 가을철의 경우 1990년 중반까지는 온도 증가가 미미하였으나, 1990년대 중반 이후 급격히 온도가 상승하고 있음을 확인할 수 있다. [그림 II-6]은 북극권 온난화 현상의 시·공간적 변화 양상을 보여주는 것으로, 과거 20년의 북극 온난화의 증가 경향을 나타내는 패턴이 최근 20년의 패턴과 공간적으로 매우 상이함을 확인시켜 준다. 과거 20년 동안의 경우 겨울철 북극권 온난화는 주로 러시아, 시베리아 대륙과 북미 대륙을 중심으로 일어났으며, 북극해의 대부분 지역에서 오히려 온도가 감소하는 경향을 나타내었다. 이러한 경향은 최근 20년에 들어오면서 완전히 역전된 형태를 보여준다. 즉 북극해의 급격한 온난화와 북극해를 둘러싼 대륙의 냉각화

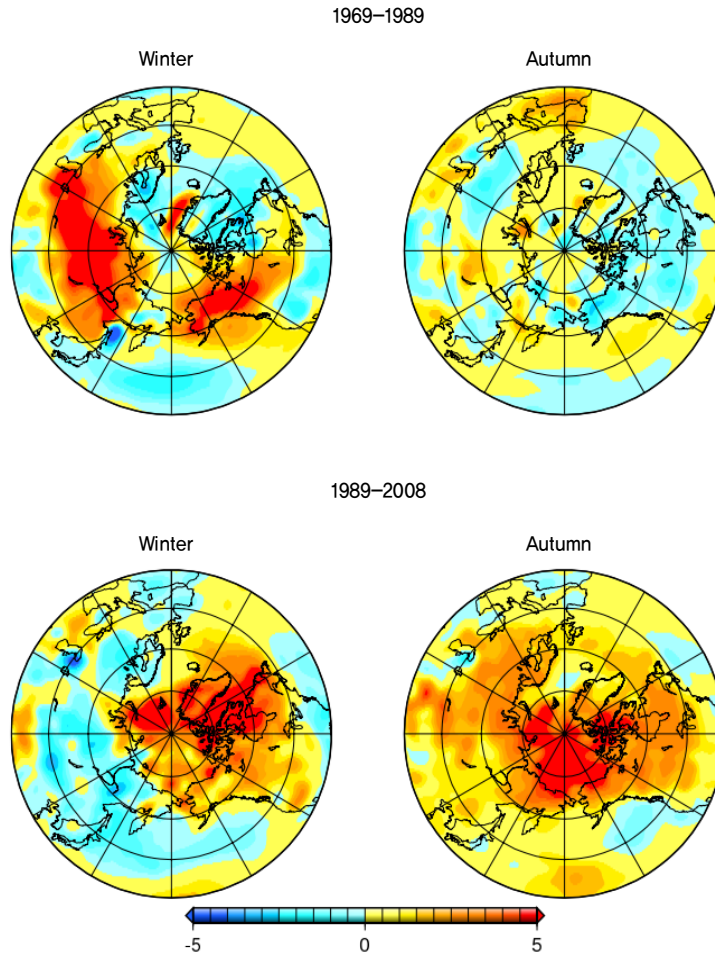
패턴을 보여주고 있다. 이러한 10년 이상 장주기 현상에서 나타나고 있는 패턴은 최근의 북극권 온난화와 추운 겨울 몬순의 강화와 밀접한 관련이 있으며, 또한 이러한 패턴의 급격한 역전은 북극 진동의 위상과 관련이 있어 보인다. 왜냐하면 북극 진동의 양의 위상일 경우 북극해에는 음의 온도 아노말리, 북극해를 둘러싼 고위도 대륙에 양의 지표면 온도 아노말리가 나타나고, 음의 위상일 경우 역전된 패턴이 나타나기 때문이다.

겨울철 북극 진동 지수의 장주기 변동을 살펴보면, 과거 20년간의 증가와 최근 20년간의 감소가 잘 나타나고 있음을 알 수 있다. 그러나 북극 진동의 장주기 변동이 왜 최근 20년 동안 바뀌었는지에 대해서는 알려진 바 없다.



[그림 II-5] 계절 평균된 북극 지역(north of 60 °N) 지표면 온도. 각 시계열은 5년 평균 필터됨 (출처: Ohashi and Tanaka 2010)

Linear trend of surface air temperature (K)

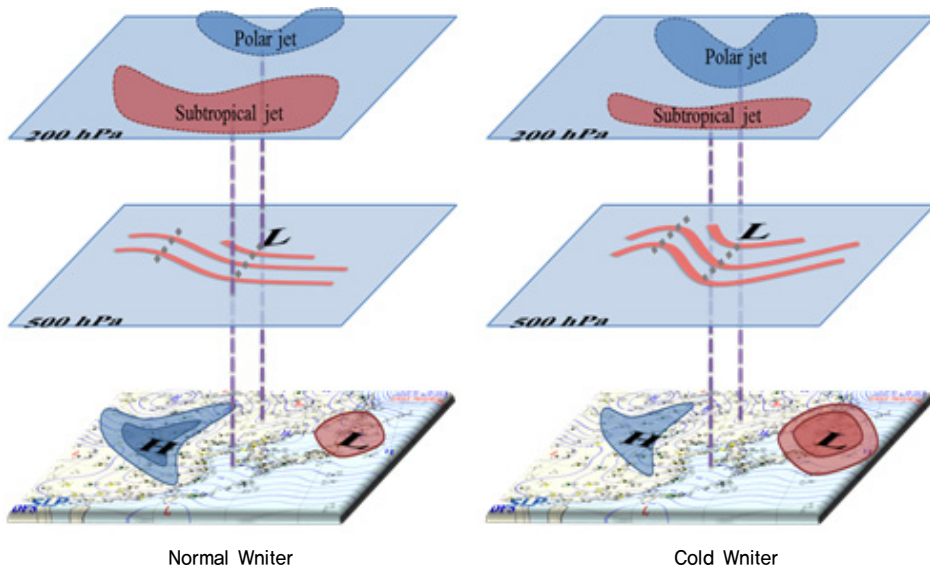


[그림 II-6] 계절별(가을, 겨울) 지표면 온도의 20년간 증가 경향 (위: 1969~89년, 아래: 1989~2008년) (출처: Ohashi and Tanaka 2010)

#### 4. 최근(2000년대 이후) 동아시아 겨울 몬순의 특징적 변화

지구 온난화에 따라 동아시아 겨울 몬순에 있어 가장 중요한 시베리아 고기압은 그 강도가 점차 약화될 것으로 예측되어 왔다. 그러나 최근 20년 동안 시베리아 고기압은 뚜렷이 강화되고 있으며, 시베리아 지역의 겨울철 지표면 온도 역시 급격히 차가워지는 경향을 보이고 있다(Jeong *et al.*, 2011). 이러한 현상으로 인해 지구 온난화 이론, 모델링 및 관측 증거를 부정하는 회의론자들은 지구 온난화를 부정하는 사례, 혹은 한랭기의 도래를 입증하는 증거로 이를 활용하고 있다. 그러나 한 가지 분명히 짚고 넘어가야 할 사실은, 이러한 현상들이 전 지구적이 아닌 지역적인 현상이라는 점이다. 겨울철 온도가 하강하는 지역은 특히 아시아 대륙의 동안, 북미 대륙의 동안 등 기본적으로 겨울 몬순이 매년 잘 발달하는 지역에서 두드러지게 나타난다. 그 외의 지역의 경우 오히려 겨울철에 강한 온도 상승이 나타나고 있음을 간과해서는 안 된다(Hansen *et al.*, 2010). 이로 인하여 동아시아와 북미가 겨울 한파와 폭설에 시달렸던 2010년 겨울도 사실은 산업혁명 이후 전구 지표면 평균 온도가 세 번째로 높은 해였다(Hansen *et al.*, 2010).

동아시아 겨울 몬순의 최근 변화 경향을 살펴보기에 앞서, 가장 기본적인 동아시아 겨울 몬순의 구조적 특징을 상층과 하층으로 나누어서 살펴보자. 먼저, 하층의 경우 시베리아 고기압(Siberian high)과 알류산 저기압(Aleutian low)으로 통칭되는 서고동저형 기압 배치의 강화, 그리고 이에 동반된 동아시아 지역의 북풍 계열의 하층 이류로 정리되며, 상층의 경우 아시아 북동부, 한반도 및 일본 열도에 걸쳐 존재하는 강한 아열대 상층 제트(subtropical jet)의 강화, 그 북쪽에 존재하는 극제트(polar jet)의 상대적인 약화, 대륙 연변의 강한 기압골(coastal trough)의 강화로 정리할 수 있다(그림 II-7).



[그림 II-7] 동아시아 겨울 몬순과 극제트, 아열도 제트의 관련성을 나타내는 모식도

동아시아 겨울 몬순 순환 세기의 가장 직접적인 척도로 볼 수 있는 요인인 시베리아 고기압의 강도(strength)는 다양한 요인에 의해 겨울철 동안 뚜렷한 계절 내 변동(intraseasonal variation)을 보인다(Takaya and Nakamura 2005). 내·외부적인 역학적 요인에 의해 시베리아 고기압의 강도가 일정 수준 이상 강화되었을 때 고기압성 편차가 하층의 차가운 공기괴와 함께 동아시아 지역으로 확장되는 현상이 발생하는데, 이를 동아시아 한파(cold surge 혹은 wave)라고 하며, 이는 동아시아 겨울 몬순의 가장 특징적인 하부 요소이다. 선행 연구에 따르면, 겨울철(11~3월) 동안 평균적으로 약 8.4회의 한파가 발생하며, 동아시아 겨울 몬순 순환의 강화와 함께 평균보다 빈번한 한파의 발생은 강한 동아시아 겨울 몬순 순환 상태로 정의된다(Jeong and Ho 2005).

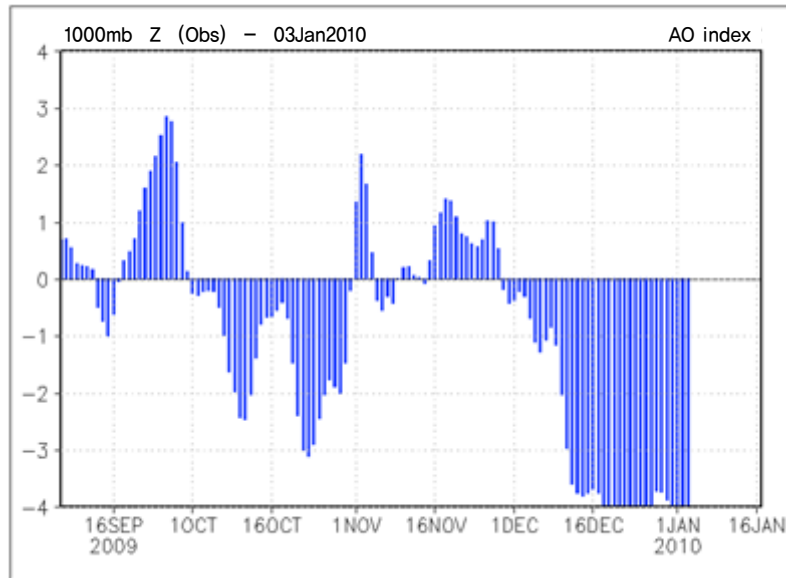
이로부터 동아시아 겨울 몬순 및 한파 발생에 영향을 미치는 외부적 인자들을 몇 가지 추측해 볼 수 있는데, 1) 북부 유라시아 지역에 존재하는 시베리아 고기압의 강도와 상층 저기압 발달의 경우 고위도 혹은 북극권의 영향을 많이 받고, 알류산 저기압의 경우 라니냐(혹은 엘니뇨)로 대변되는 열대 태평양 해수면 온도 변동에 의해 발생하는 대기 파동의 영향을, 아열대 제트 패턴의 경우 아열대 및 서태평양 지역의 대기 섭동의 영향을 받게 된다. 따라서 복합적 요인에 의해 겨울 몬순이 크게 좌우되므로 그 예측성이 높지 않음을 알 수 있다. 이러한 대규모 대기 순환들과의 관련성을 규명한 연구들로는 열대 지방 Madden-Julian 진동에 따른 아열대 제트 및 대기 순환 변화(Jeong *et al.*, 2005), 성층권 섭동에서

유도된 시베리아 지역 대류권 섭동(Jeong *et al.* 2006; Kim *et al.* 2009), 엘니뇨와 관련된 해수면 편차로 유도된 대기 순환의 변동 등이 있다. 특히 최근에는 많은 연구들에서 고위도 북극권을 중심으로 한 AO의 변동에 동아시아 몬순, 시베리아 고기압에 영향을 준다고 제시하고 있다. 이 연구들은 다음 장에서 좀더 살펴보도록 한다.

과거 한반도 겨울 몬순의 특징은 상층 종관 파동의 이동에 따라 규칙적으로 추운 날씨와 온화한 날씨를 3~4일 반복하는 형태로 나타났다. 그러나 최근에는 이러한 전형적인 패턴에서 벗어나 보다 지속 기간이 긴 한파를 동반한 겨울 몬순의 장주기 성분이 증가하는 형태로 나타나며, 그 변동성 또한 커지고 있다. 이러한 겨울 몬순의 특징 변화는 한반도에 국한된 것이 아니라, 시베리아 고기압을 포함하는 광범위한 영역에서 나타나는 동아시아 겨울 몬순의 특징 변화에 기인한다. 이에 따라 온화한 기온이 지속되거나 혹은 폭설과 함께 기온이 급강하여 장기간 추운 날씨가 지속되는 형태를 보인다. 이러한 장주기 변동성 증가와 관련하여 한반도 한파의 지속 기간과 강도에 큰 변화가 있었음이 선행 연구에 의해 밝혀진 바 있다(기상청 2011).

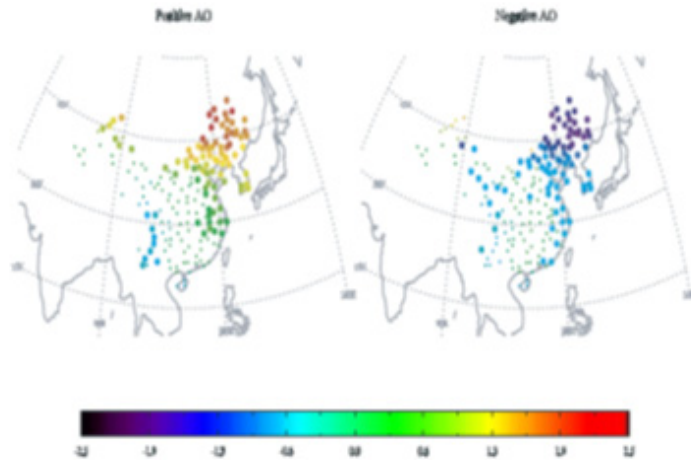
## 5. 북극 진동이 한파 및 극한 기온 현상에 미치는 영향

북극 진동은 극지방과 중위도 지방의 기압차로 나타나는데, 극 지역이 저기압인 양의 극진동 시기에는 극지방과 중위도 사이에 빠르게 흐르는 공기의 흐름인 제트류가 극지방으로부터의 차가운 공기 유입을 차단시켜 우리나라와 같은 중위도 지방은 상대적으로 따뜻한 날씨를 보이게 된다. 반대로 음의 극진동 시기에는 극 지역의 기압이 중위도 지방에 비해 상대적으로 높아지고 제트류가 약해져 극 지역의 차가운 공기가 북유럽, 시베리아 지역 등 정해진 경로로 침투하여 한파 및 폭설을 유발하게 된다. 이처럼 겨울철 한파와 폭설을 예측하는 데 유용한 극진동 지수를 미국 해양기상청에서 실시간으로 제공하고 있다. [그림 II-8]은 동아시아 극한 한파가 발생했던 2009년 극진동 지수의 일변화를 보여준 것으로, 지난 12월 중순부터 음의 극진동이 사상 최고치로 음의 상태로 발달하여 상식적인 범위를 벗어나 지수 표출에 범위를 벗어나는 문제가 발생하고 있음을 알 수 있다. 이 사례는 2009년 겨울 발생한 북극 진동이 얼마나 극값이었는지를 잘 보여주는 예이다. 극진동 지수 -3 이하라는 것은 발생 확률 1% 미만의 값으로, 이러한 예외적인 상태가 거의 3주 이상 지속되고 있는 점은 기후학적으로 굉장히 예외적인 경우라고 할 수 있다.



[그림 II-8] 2009년 겨울철 일간 북극 진동 지수 (출처: 미국 해양대기국, [http://www.cpc.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily\\_ao\\_index/ao\\_index.html](http://www.cpc.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/ao_index.html))

그렇다면 이러한 극진동이 어떻게 동아시아 한파를 유발할 수 있을까? 2009년 사례를 살펴보면, 이 시기 유라시아 대륙과 북미 대륙에서 강하게 발생한 한파는 11월 중순경 북극 지역의 지상으로부터 약 20km 상공에서 발생한 요란이 서서히 하강하면서 음의 극진동을 발달시키고, 이 과정에서 발생한 유라시아 및 시베리아 등의 정체된 고기압이 각 지역의 한파를 유발하였다. Jeong *et al.*(2005)은 극진동과 한파 발생의 상관관계에 관한 연구를 통해 과거 통계에서도 [그림 II-9]와 같이 음의 극진동 시기에는 우리나라를 비롯한 동아시아 지역에서 평균적으로 -1~-2도 정도의 온도 하강이 나타나며, 강력한 한파 발생 빈도가 양의 극진동 시기에 비해 5배 정도 증가했었던 사실을 보여주었다.



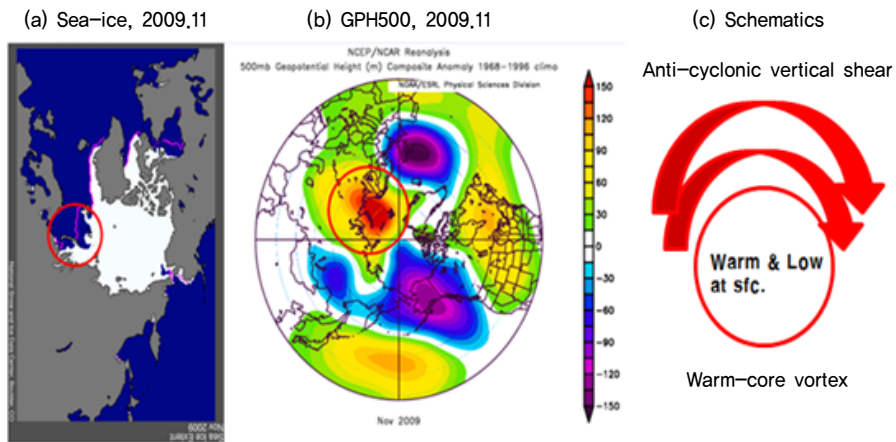
[그림 II-9] 북극 진동 지수 위상에 따른 월평균 지표면 합성 평균 온도 (Stations where the composite anomaly is statistically significant over the 90% significance level are denoted as large circle) (출처: Jeong *et al.*, 2005)

극진동 자체의 위상과 세기는 대기 내부의 비선형 과정, 성층권-대류권 상호 작용, 해양 및 해빙으로부터의 영향 등 다양한 인자에 의해 결정되기 때문에 장기적인 예측이 쉽지 않지만, 2009년 사례와 같이 강력하고 오랫동안 유지되는 극진동의 경우는 꾸준한 모니터링을 통해 어느 정도 일기 예보에 응용될 수 있다.

## 6. 북극 해빙 면적 감소가 중위도 겨울철 기후 시스템 변화에 미치는 영향

그렇다면 이러한 극진동 강화와 또한 동반되는 겨울 몬순 강화의 근본 원인은 무엇일까? 지구 온난화의 진행과 함께 나타나고 있는 극 지역 온난화와 깊은 관련이 있음이 밝혀지고 있으며, 실제로 극 지역 온난화와 함께 동아시아 지역에 강한 겨울 몬순이 나타날 수 있다는 연구들이 출판되었다(Honda *et al.*, 2009; Overland and Wang 2010). 앞에서 살펴본 바와 같이 북극해 지역 해빙의 전체 면적은 뚜렷이 감소하는 경향성을 보이지만, 매해 많이 녹는 지역이 다르다. 예를 들어 2007년의 경우 추크치 해(B)(그림 II-2)의 해빙이 크게 감소하였지만, 2009년에는 추크치 해 해빙은 오히려 증가하였으며 카라-바렌츠 해의 해빙이 크게 줄어들었음을 알 수 있다. 이와 같이 해빙이 녹는 지역은 해마다 다르며, 그 변동성 또한 크다. 해빙 면적 감소에 대한 북극권 대기의 일차적인 반응에 대한 연구는 Francis *et al.*(2009a)과 Overland and Wang(2010)에 의해 이루어진 바 있다. 그 핵심은

북극 해빙 면적 감소가 대기 하층을 가열하고, 이 효과는 대기 하층과 중층 사이의 층후(thickness)를 두껍게 만들면서 대기 중층에 고압성 회전 및 고기압을 유도한다는 데 있다. 실제로 해빙 면적 감소와 북극권의 고압성 흐름 형성에 대해 2009년 겨울철 발생한 사례는 좋은 예이다. 2009년 11월에 북극해에 형성된 500hPa(그림 II-10b) 지위고도장을 살펴보면, 해빙 면적이 급격히 감소한 바렌츠 해 지역(그림 II-10a) 상공에서 강한 고압성 흐름이 발생하며, 이로 인해 형성된 대기 파동이 남쪽으로 전파되어 나가고 있음이 [그림 10b]에 잘 나타나 있다. 즉 해빙 면적이 감소한 바렌츠-카라 해역에서 차가운 대기와 북극해 사이의 온도 차이는 대기 중으로 강한 열 및 잠열속을 발생시키고, 이로 인해 대기 하층 층후가 두터워진다. 이 경우 대기 최하층에서는 열적 저기압이 형성되나, 이러한 열적 저기압은 상층으로 올라가면서 보다 고압성 순환으로 바뀌게 된다. 이는 대규모 대기 운동에서 적용되는 온도풍 관계에 의해 잘 설명된다(그림 II-10c). 따라서 강화된 고압성 순환이 대기 중층까지 나타나게 되는 것이다.



[그림 II-10] 2009년 해빙 면적 감소에 따른 대기 반응을 설명하는 모식도 (a: 2009년 11월 해빙 면적, b: 500hPa 지위고도 아노말리)

최근 Honda *et al.*(2009)의 연구에서 카라-바렌츠 해 해빙 면적 감소와 북유럽, 동아시아 지역 겨울 몬순 강화가 밀접한 관련이 있음을 GCM 실험을 통해 보인 바 있다. 그들의 실험 결과, 카라-바렌츠 해 해빙으로 초래된 하층 대기 가열은 북극해 지역에 고압성 흐름을 유도할 수 있으며, 이 고압성 흐름으로 인한 동풍 계열의 바람을 시베리아 및 유라시아 지역에 유도하고, 이는 유라시아 대륙의 온도를 차갑게 식히는 역할을 한다는 사실을 보여주었다. 한 가지 주목할 만한 점은, 그들의 모델 실험에서 해빙 면적을 지속적으로 감소시켰을 때 대기가 항상 고압성 흐름을 형성, 음의 북극 진동을 강화시키는 것이 아니라, 해빙

면적 감소에 대한 대기 가열의 정도가 심화됨에 따라 저압성 흐름을 유도할 수도 있다는 것이다. 즉 해빙 면적 감소에 대해 반응하는 대기 순환은 단순하지 않고 비선형성을 보임을 모델로 입증하였다. 그러나 왜 이러한 비선형성이 나타나는지에 대한 이유와 이러한 비선형성의 신뢰성에 대해 충분한 검증이 시도되지는 못하였다. 중요한 점은 미래 기후에 있어 해빙 감소가 항상 중위도에 강한 몬순을 유도하지는 않는다는 점이며, 미래 극한 기후 현상 분석에 있어 이에 대한 이론, 모델링, 분석 연구가 중요하다. 이상을 종합해 볼 때 카라-바렌츠 해 해빙 면적이 특히 동아시아 몬순에 있어 중요하며, 해빙 면적 감소로 인한 대기의 고압성 순환의 발생, 이의 대기 파동에 의한 풍하측 전파가 주된 메커니즘으로 밝혀지고 있다.

한편 북극 진동과 북극해 해빙 면적 간의 직접 관련성에 주목한 연구들도 있다(Deser *et al.* 2010; Francis *et al.* 2009b). 사실 북극 진동의 경우 북극 지역의 고압성 순환과 직접 연관이 있으므로 카라-바렌츠 해 해빙 면적에 의해 형성되는 고압성 흐름은 북극 진동 발생에 도움을 준다. 또한 형성된 카라-바렌츠 해의 고압성 흐름이 파동의 형태로 전파되어 나가면서 극제트를 약화, 아적도 제트를 강화하는 형태를 보이므로, 이는 음의 북극 진동 형성에 또한 도움을 준다고 볼 수 있다. 그러나 이는 간접적인 영향으로 북극 진동과 북극해 해빙 면적과의 상관관계에 대해서는 보다 엄밀한 정의에 근거한 연구가 필요하다.

## 7. 강설 및 기타 요인에 의한 영향

한편 가을철 시베리아 지역에서 증가하는 강설 경향과 최근 들어 빈번하게 발생하고 있는 성층권 돌연 승온 현상에 주목한 연구들이 있다. 기존 연구에 따르면, 북반구 동아시아 지역 겨울 몬순의 세기는 가을철 시베리아 지역에 내린 강설의 양 및 면적과 큰 관련이 있다고 밝혀졌다(Cohen *et al.* 2009). 가을철 강설이 특히 시베리아 고기압 발달에 중요한 이유는 유라시아 대륙에 분포하는 강설의 기후값(climatology)을 살펴보면 알 수 있다. 강설 면적은 9월 중순~9월 말경부터 유라시아 대륙 북쪽 해안 지역을 따라 증가하기 시작하고, 10월에 이르러 유라시아 대륙은 급격히 강설에 의해 덮이게 된다. 강설이 증가한 지역에서는 알베도의 증가로 빛의 반사가 증가하고 지면이 급격히 냉각하게 된다. 계절적으로 10월은 여름 몬순이 끝나고 겨울 몬순이 강화되는 시기로, 이 시기에 시베리아 지역의 강설은 지면 냉각을 통해 지면 역전층을 형성하고 차가운 공기층을 형성하면서 고압성 흐름을 유도한다. 따라서 가을철 시베리아 지역 강설은 겨울 몬순의 초기 고압성 와도 형성에 큰

도움을 준다.

과거 나이트 자료 복원 및 다양한 관측, 모델 자료를 통합적으로 비교해 본 결과, Jeong *et al.* (2011)의 연구에 따르면 최근 20년간 시베리아 지역 고기압의 세기는 그 유래를 찾아 보기 힘들 정도로 추세적으로 강화되고 있고, 이것이 늘어난 강설량과 깊은 연관이 있음을 밝히고 있다. 또한 가을철 시베리아 지역의 강설은 성층권으로 전파되는 행성과동의 형성에 도움을 준다. 역학적으로 강설에 의한 지면 냉각에 의해 유도되는 직접적인 지표면 흐름은 고압성 회전이나, 이는 온도풍 관계에 의해 상층으로 갈수록 강한 저압성 흐름을 유도하게 된다. 대륙의 동안과 북서 태평양 지역 상공에 유도되는 대규모의 저압성 흐름은 겨울철 기후학적 정상파와 서로 보강 간섭(constructive interference)을 하여 성층권으로 전파되는 행성과동의 형성에 큰 도움을 줄 수 있음이 선행 연구에 의해 밝혀지고 있다(Garfinkel *et al.* 2010). 즉 시베리아 강설의 영향을 받아 형성된 상층 저기압은 행성과 형태로 하부 성층권까지 전파하여 극제트류의 세기에 영향을 주게 된다.

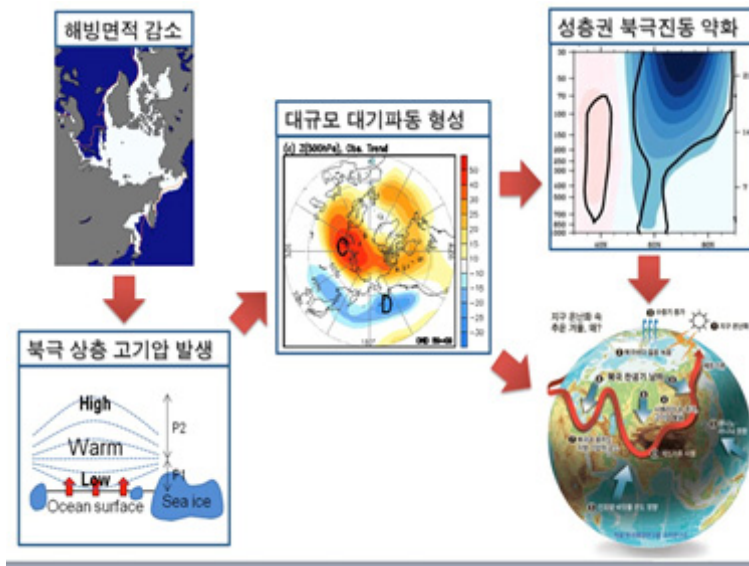
이상과 같이 시베리아 지역 가을철 강설은 전체적인 겨울 몬순 강도의 결정과 대류권 성층권 상호 작용에 있어 중요함을 알 수 있다. 이러한 관점에서 볼 때, 최근 20년간 북유라시아와 시베리아 지역의 10월, 11월에 강설 면적 증가 경향이 나타나는 점은 금세기 들어 강한 겨울 몬순의 지속과 성층권 돌연 승온의 잦은 출몰과 큰 개연성이 있다. 최근 20년간 10월 강설량의 경향을 살펴보면 강설의 증가가 뚜렷하게 나타난다. 중국 북서부를 제외한 유라시아 북부 지역에서는 전체적으로 강한 강설의 증가 경향이 보이고, 캐나다에서는 서부의 약한 감소 경향을 제외하면 전체적으로 강한 증가 경향이 나타난다. 11월 자료로 계산한 경향은 북극권(arctic circle, 67°N 이상 고위도 지역)에 이미 많은 눈이 내려 땅을 덮어 버리기 때문이다. 따라서 강설의 변화 경향은 유럽과 동아시아 지역에서 주로 나타나게 되고, 특징적인 경향은 중국 북동부와 유럽의 강설의 증가 경향과 동유럽의 감소 경향이다.

가을철 강설 변화와 관련하여 성층권 돌연 승온(SSW: Stratosphere Sudden Warming)이 자주 출몰할 수 있다. 성층권 돌연 승온 현상은 67°N 이상 극 지역 성층권의 온도가 급격하게 상승하는 현상을 말한다. 이 현상은 북반구 겨울철 극 지역의 복사 냉각으로 인한 온도 경도로 발생하는 극제트(polar night jet)가 급격히 사라지거나 동풍 반전되는 현상을 동반하며, 이 현상이 발생하면 온도풍 균형에 의해 극 지역 성층권에 급격한 온도 상승이 수반된다.

이 밖에도 통계 분석에 의해 태양 활동의 변화가 지표 대기의 기후에 영향을 줄 수 있음이 지속적으로 제안되어 왔다. 특히 예외는 있으나 태양 활동 극소기, 즉 태양 흑점 최소기에 약화된 편서풍 바람장이 관측되었다. 그러나 기후 모델이 이를 모의해 내는 데에는 큰

어려움이 있었다. 최근에는 관측을 토대로 태양 자외선 복사를 해양-대기 접합 기후 모델에 강제한 실험에서 태양 활동 극소기에 음의 북극 진동 형태의 대기 순환장과 온도장을 관측과 유사하게 모의할 수 있음을 보인 연구도 있다. 이 실험 결과, 대기 순환장은 중위도 겨울철 대기를 상층에서부터 하층으로 전달하며, 최근 몇 년 동안 관측된 태양 활동 극소 현상은 지구 평균 온도의 변화 경향 없이 유럽, 북미 등지에 추운 겨울을 불러올 수 있음을 보여주었다.

## 8. 토의



[그림 II-11] 해빙 면적 감소와 극제트 붕괴 및 유라시아 지역 한파 발생의 모식도

이상으로 최근 자주 발생하고 있는 강한 겨울 몬순의 다양한 원인들을 살펴보고, 특히 북극 해빙 면적 감소가 이러한 겨울 몬순 강화에 중요한 역할을 하고 있음을 보였다. 더 나아가 최근 발생하고 있는 대기 순환 변화의 중심에는 북극 해빙의 급격한 감소에 따른 성층권 극제트의 변화가 큰 역할을 하고 있음을 입증하는 연구를 현재 수행 중에 있다. 기존 연구들이 대류권 내에서 일어나는 메커니즘에 집중한 반면, 본 연구에서는 성층권 북극 진동을 해빙 면적 감소가 강제할 수 있음을 입증하는 데 주력하고 있다.

북극 해빙 면적이 가장 최소가 되는 시기는 9월로서, 해빙 면적 극소기와 북극 진동이

가장 크게 반응하는 늦겨울 사이에는 2~3개월의 시간차가 존재한다. 성층권을 매개로 하지 않는다면 이러한 시간 갭을 설명하기 힘들다. 최근 20년 동안 발생하고 있는 대규모 대류권의 파동 패턴은 동유럽 및 우랄 산맥에 중심을 둔 고압성 흐름과 극제트를 따라 길게 늘어진 저기압 패턴으로 요약할 수 있다.

한편 이러한 패턴이 발생한 늦겨울에는 음의 위상의 극진동이 발생하는 경향이 뚜렷하였다. 늦겨울 음의 북극 진동이 발생하는 이유는 초겨울에 발생하는 해빙 면적 감소와 연관된 파동 패턴이 대류권에서 보강 간섭을 통해 성층권으로의 강한 행성 규모의 파동 전파를 일으키기 때문이며, 이는 파수 1의 파동에 의해 주로 실현된다. 이러한 파동 전파의 결과 성층권 극와도가 약해지고, 이러한 극와도 약화의 영향은 대류권으로 쉽게 전파되어 대류권의 북극 진동 약화를 초래할 수 있다. 여기서 성층권 극와도 약화는 일시적인 현상이 아니며, 한 번 발생하면 한 달 내지 두 달 동안 지속되므로 가을철 혹은 초겨울 해빙 면적 감소에 의한 대기 파동 발생의 효과가 지속될 수 있다는 것을 뒷받침한다.

앞으로 북극권 온난화 현상이 미래에 계속 나타날 것인가는 계절 예측뿐만 아니라 산업 수요 예상, 재난 정책 수립에 있어 중요한 문제이나, 이에 못지않게 극한 기후 현상이 증가할 것인지에 대한 예측은 그 중요성이 더 크다고 할 수 있다. 따라서 북극 해빙 면적 감소가 대기에 미치는 영향을 정확히 이해하고, 이와 북극 진동의 관련성을 규명하는 일은 중위도 유라시아 겨울 몬순 예측성 향상에 있어 가장 중요한 문제가 될 것이다.

## Reference

- 기상청. 「가을철 시베리아 지역 강설과 동아시아 장주기 한파 발생 관련성에 대한 역학적 규명, 기후변화 감시·예측 및 국가정책지원」. 강화사업보고서 RACS\_2010 3005, 2001.
- Bhatt, U. S. and Coauthors. 2010. "Circumpolar Arctic Tundra Vegetation Change Is Linked to Sea Ice Decline." *Earth Interact*, 14.
- Budikova, D. 2004. "Role of Arctic sea ice in global atmospheric circulation: A review."
- Carmack, E. and H. Melling. 2011. "Warmth from the deep." *Nat Geosci*, 4.
- Cohen, J. and M. Barlow. 2005. "The NAO, the AO, and Global Warming: How Closely Related?" *J Climate*, 18.
- Cohen, J., Barlow, M., and K. Saito. 2009. "Decadal fluctuations in planetary wave forcing modulate global warming in late boreal winter." *J Climate*, 22.
- Cohen, J., Foster, J., Barlow, M., Saito, K., and J. Jones. 2010. "Winter 2009–2010: A case study of an extreme Arctic Oscillation event." *Geophys. Res. Lett.*, 37.
- Comiso, J. C., Parkinson, C. L., Gersten, R., and L. Stock. 2008. "Accelerated decline in the Arctic Sea ice cover." *Geophys Res Lett*, 35.
- Corbett, J. J., Lack, D. A., Winebrake, J. J., Harder, S., Silberman, J. A., and M. Gold. 2010. "Arctic Shipping Emissions Inventories and Future Scenarios." *Atmos. Chem. Phys.*, 10.
- Deser, C., Tomas, R., Alexander, M., and D. Lawrence. 2010. "The seasonal atmospheric response to projected Arctic sea–Ice loss in the late twenty–first century." *J Climate*, 23.
- Francis, J. A., Chan, W., Leathers, D. J., Miller, J. R., and D. E. Veron. 2009. "Winter Northern Hemisphere weather patterns remember summer Arctic sea–ice extent." *Geophys. Res. Lett.*, 36.
- Garfinkel, C. I., Hartmann, D. L., and F. Sassi. 2010. "Tropospheric precursors of anomalous northern hemisphere stratospheric polar vortices." *J. Clim.*, 23.
- Graversen, R. G., Mauritsen, T., Tjernstrom, M., Kallen, E., and G. Svensson. 2008. "Vertical structure of recent Arctic warming." *Nature*, 451.
- Hansen, J., Ruedy, R., Sato, M., and K. Lo. 2010. "Global surface temperature change." *Reviews of Geophysics*, 48.

- Honda, M., Inoue, J., and S. Yamane. 2009. "Influence of low Arctic sea-ice minima on anomalously cold Eurasian winters." *Geophys. Res. Lett.*, 36.
- Jeong J. H., Ho, C. H., Kim, B. M., and W. T. Kwon. 2005. "Influence of the Madden-Julian Oscillation on wintertime surface air temperature and cold surges in east Asia." *Journal of Geophysical Research*, 110.
- Jeong, J. H. and C. H. Ho. 2005. "Changes in occurrence of cold surges over east Asia in association with Arctic Oscillation." *Geophysical Research Letters*, 32.
- Jeong, J. H., Kim, B. M., Ho, C. H., Chen, D., and G. H. Lim. 2006. "Stratospheric origin of cold surge occurrence in East Asia." *Geophysical Research Letters*, 33.
- Jeong, J. H., Tinghai, O., Hans, W. L., Kim, B. M., Kim, S. J., Kug, J. S., and C. Deliang. 2011. "Recent recovery of the Siberian high intensity." *Journal of Geophysical Research*, 116.
- Kinnard, C., Zdanowicz, C. M., Fisher, D. A., Isaksson, E., Vernal, A. de, and L. G. Thompson. 2011. "Reconstructed changes in Arctic sea ice over the past 1,450 years." *Nature*, 479.
- Kim, B. M., Jeong, J. H., and S. J. Kim. 2009. "Investigation of Stratospheric Precursor for the East Asian Cold Surge Using the Potential Vorticity Inversion Technique." *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 45(4).
- Kug, J. S., Jin, F. F., Park, J., and I. S. Kang. 2010. "A general rule for synoptic-eddy feedback onto low-frequency flow." *Clim Dynam.*
- Levitus, S., Matishov, G., Seidov, D., and I. Smolyar. 2009. "Barents Sea multidecadal variability." *Geophys Res Lett*, 36.
- Ohashi M. and H. L. Tanaka. 2010. "Data Analysis of Recent Warming Pattern in the Arctic." *SOLA*, 6A.
- Overland, J. E. and M. Y. Wang. 2010. "Large-scale atmospheric circulation changes are associated with the recent loss of Arctic sea ice." *Tellus A*, 62.
- Polyakov, I. V. and Coauthors. 2010. "Arctic Ocean Warming Contributes to Reduced Polar Ice Cap." *J Phys Oceanogr*, 40.
- Schweiger, A. 2009. "Relationships between Arctic Sea Ice and Clouds, during Autumn." *J. Climate*.
- Schweiger, A. J., Lindsay, R. W., Vavrus, S., and J. A. Francis. 2008. "Relationships between Arctic Sea Ice and Clouds during Autumn." *J Climate*, 21.

- Screen, J. A. and I. Simmonds. 2010. "The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification." *Nature*, 464.
- Serreze, M. C., Barrett, A. P., Stroeve, J., Kindig, D. N., and M. Holland. 2009. "The emergence of surface-based Arctic amplification."
- Shimada, K. and Coauthors. 2006. "Pacific Ocean inflow: Influence on catastrophic reduction of sea ice cover in the Arctic Ocean." *Geophys. Res. Lett.*, 33.
- Takaya, K. and H. Nakamura. 2005. "Mechanisms of intraseasonal amplification of the cold Siberian high." *J Atmos Sci*, 62.
- Vavrus, S., Waliser, D., Schweiger, A., and J. Francis. 2009. "Simulations of 20th and 21st century Arctic cloud amount in the global climate models assessed in the IPCC AR4." *Clim Dynam*, 33.



# III 눈 되먹임(snow-feedback) 작용이 고위도, 북유라시아 지역 기후변동에 미치는 영향

정지훈\*

## 1. 서론-눈의 물리적 특성과 관련된 피드백(feedback) 작용들

눈(snow)은 얼음 결정, 습윤 공기, 그리고 액체 상태의 물로 이루어진 복잡한 물질로서, 그 고유한 물리적 특성 때문에 기후 시스템에 다양한 피드백 현상들을 매개하게 된다. 가벼운 솜털 형태의 가루상(powdery) 혹은 이보다 좀더 무거운 형태로 내려 쌓인 눈, 즉 적설(snow accumulation)은 기온의 변화에 따라 녹고 어는 과정을 되풀이하면서 먼저 과립(granular) 형태로 변화하고, 자체 무게의 압력을 받으며 압축되고 용해(melting)와 재빙결(refreezing)을 거듭하면서 최종적으로 눈덩어리(snow pack)를 생성하게 된다. 이렇게 만들어진 눈덩어리는 만들어진 지 얼마 되지 않았을 경우 같은 부피의 물에 비해 약 20%의 질량을 가지며(약  $200\text{kg/m}^3$ ), 압축이 진행되면서 그 밀도가 증가하게 된다.

기후학적으로 이 눈덩어리는 몇 가지 중요한 물리적 성질을 갖는다. 가장 중요한 것으로는 눈의 밝은 성질, 즉 눈덩어리 내에 무수히 많은 과립 형태의 알갱이들의 산란 효과에 따른 단파 복사에 대한 높은 알베도(albedo) 값이다. 신(new)적설의 경우 알베도가 0.9를 상회하므로 표면 눈덮임은 강한 지면 냉각 효과가 있다. 눈은 장파 복사에 대한 높은 방출률(emissivity)을 가져 지면 복사에 의한 냉각 효과가 크므로 추가적인 지면 냉각 효과가 있다. 또한 눈은 열 전달률(conductivity)이 낮아 눈덩어리 아래의 지중 온도를 겨울 동안 상대적으로 높게 유지시켜 주는 역할을 한다. 또 하나 중요한 성질로서 눈은 상변화(phase change) 시의 잠열이 크다. 눈덩어리는 잠열을 고려할 때 커다란 에너지 싱크(sink)로 볼 수 있는데, 이는 눈이 녹을 때 많은 양의 열을 흡수하기 때문으로, 예를 들어 봄철 해빙기에 상대적으로 많은 양의 눈덩어리가 존재하면 입사하는 에너지가 기온을 올리는 대신 눈덩어리를 녹이는 데 사용되므로 냉각 효과가 있다. 추가적으로 눈덩어리가 녹을 때 상당량의 물을 지중 습윤으로 전달하게 되므로 늦겨울과 봄철에 많은 지역에서 지중 수분과 stream flow

\* 전남대학교 지구환경과학부

의 원천이 된다.

이러한 눈의 물리적 특성과 관련된 피드백 작용 중에서도 기후의 연 변동 및 장기 변동에는 높은 알베도에 의한 눈-알베도 피드백이 매우 중요하다. Qu and Hall(2007)에 의하면, 눈-알베도 피드백은 크게 두 가지 경로를 거쳐 온도 변화에 대해 양의 피드백 효과를 갖는다. 첫 번째는 눈덮임(snow cover) 효과로서, 비교적 큰 수평 규모에서 나타나는 피드백이다. 온도의 증가가 지면 눈덮임을 감소시키고, 이에 따라 지면 알베도가 감소하며, 단파 복사(short-wave radiation)의 흡수가 증가하면 지면 온도의 증가가 가속되어 전체적인 양의 피드백 고리가 완성된다. 두 번째는 눈의 변성(metamorphosis) 효과로서 눈덩어리 자체 내에서 만들어지는 양의 피드백 효과이다. 눈덩어리 자체는 온도가 증가하게 되면 스스로 녹으면서 그 형태(morphology)가 변하고, 계속되는 내부 용융에 따라 과립의 크기가 커지고 산란이 감소하면서 눈덩어리는 신적설이 없을 경우 시간이 흐르면서 서서히 알베도가 낮아지게 된다. 이에 따라 흡수하는 단파 복사량이 증가하면서 온도와의 양의 피드백 고리가 만들어진다. Qu and Hal (2007)에 따르면, 눈덮임 피드백이 전반적으로 변성 피드백에 비해 그 효과의 강도가 크며, 대부분의 기후 모형에서 두 피드백은 온도 변화에 대해 공히 양의 피드백을 제공하게 된다.

북반구, 극 지역 및 고위도에서 나타나는 강한 기온 상승 경향은 눈과 해빙의 변화와 관련된 지면 알베도 변화에 기인한 양의 피드백의 영향이 크다고 알려져 있는데(IPCC 2007), 북반구 전체적으로 보았을 때 눈과 관련된 양의 피드백은 가을, 겨울철에는 해빙 피드백 이상, 봄철에 경우 해빙 피드백에 상당하는 강도의 온도 상승 효과를 갖는 것으로 알려져 있다(Hall 2004).

장·단기 기후 변동에 미치는 눈과 관련된 피드백의 중요성은 과거 많은 연구들에서 꾸준히 강조되어 왔다(e.g. Cohen and Rind 1991; Fletcher *et al.* 2009; Yeh *et al.* 1983). 최근 북극 고위도 지역에서 급격한 온난화와 환경 변화가 나타나고, 특히 이 지역 cryosphere에서 나타나는 변화가 고위도, 북유라시아, 동아시아의 단기 및 장기 기후 변화에 중요한 역할을 하고 있다는 증거들이 제시되고 있다(Honda *et al.* 2009; Jeong *et al.* 2011). 따라서 눈과 관련된 기후 피드백 효과의 이해와 정확한 예측은 우리나라 미래 기후 예측에도 매우 중요한 문제로 여겨진다.

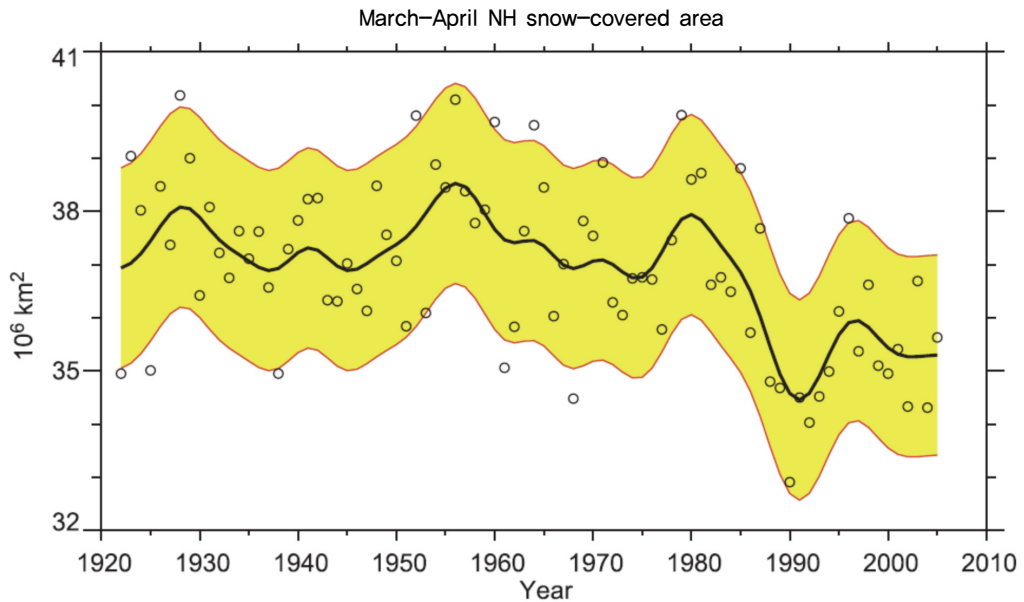
이 연구에서는 북반구 및 유라시아 지역에서 관측된 눈의 장기적 변화 및 이와 관련된 피드백 작용이 이 지역, 그리고 동아시아 지역 기후 변동과 어떻게 관련되어 있는지, 또한 이러한 장기적 눈상태(snow state) 변화의 원인이 무엇인지 살펴보았다. 마지막으로 눈과

관련된 피드백 작용이 어떻게 계절 예측에 응용되는지, 그리고 그 효과가 어떠한지에 대해서 알아보았다.

## 2. 본론

### 2-1. 유라시아 지역 눈덮임의 변화, 동아시아 겨울 기후와의 관계

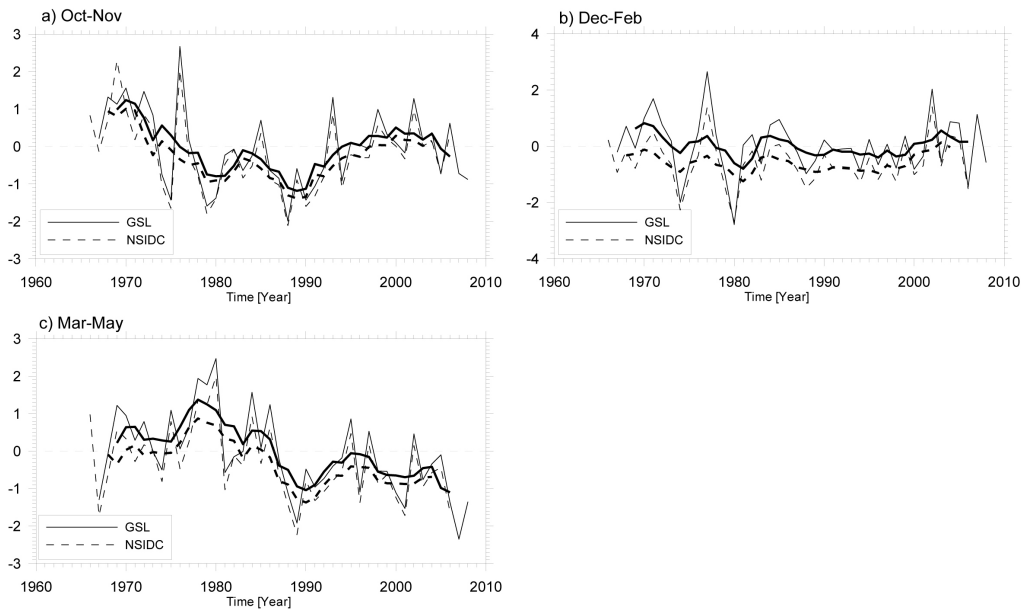
[그림 III-1]은 20세기 초반부터 현재까지의 북반구 전체 눈덮임(snow cover concentration)의 변동을 나타낸 것이다. 1970년대까지는 뚜렷한 장기 변동성을 보이지 않지만, 1980년대 이후 급격한 감소가 나타난다. 1966년부터 2005년까지 각 월별 경향을 살펴보면, 11월과 12월을 제외한 모든 월에서 감소 추세이고 특히 봄철(3, 4, 5월)에 가장 강한 감소가 나타나는데, 이러한 감소는 북반구 전역에 걸쳐 보여진다(IPCC 2007).



[그림 III-1] 3~4월 평균 북반구 눈덮임 면적의 변화. 실선은 10년 이상의 변동선, 영역은 5~95% 신뢰 구간을 나타냄 (출처: IPCC 2007)

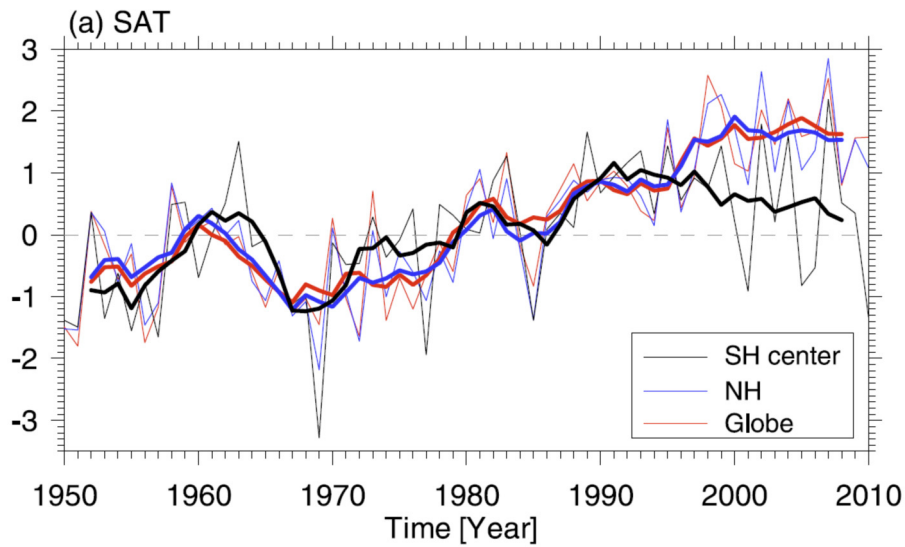
하지만 유라시아 지역의 눈덮임에 초점을 맞추어 살펴보면 흥미로운 변화가 발견된다. [그림 III-2]는 1967~2009년 기간 동안에 늦가을(10~11월), 겨울(12~2월), 봄(3~5월) 사

이 북유라시아 전역의 눈덮임 영역 지수의 변화를 나타낸다. 겨울철에는 뚜렷한 장기 변화가 나타나지 않지만, 봄철에는 북반구 전체 추세와 비슷하게 장기적인 감소세가 뚜렷하게 나타난다. 늦가을에는 1990년대 초반까지 뚜렷한 장기적 감소세를 나타내다가, 1991년경에 극소값을 나타낸 이후 급격히 회복하는 양상을 보여준다. 1990년 이전의 감소세는 전반적인 지구 온난화와 관련된 온도 증가-눈덮임 감소-온도 증가의 양의 피드백 과정으로 쉽게 이해되는 듯하지만, 1990년대 이후의 증가세는 사실 아직까지 그 이유가 명확히 밝혀져 있지 않다. 1990년 이전 이후 눈덮임의 장기 변화 경향의 수평 분포를 보면, 1990년대 이후 증가는 주로 유라시아 동북부 지역에서 뚜렷하게 나타난다.



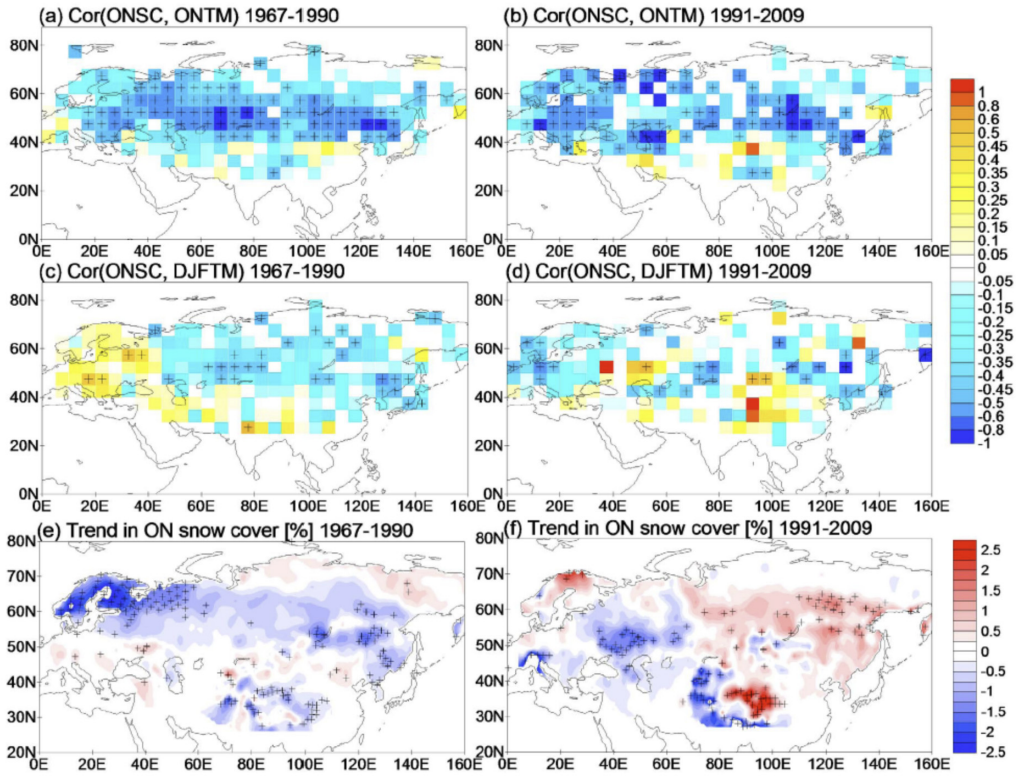
[그림 III-2] 유라시아 지역의 눈덮임 변동의 시계열 (GSL: Global Snow Lab, NSIDC: National Snow and Ice Data Center, 굵은 실선과 파선은 5년 이동 평균선을 나타냄.)

유라시아 지역에서 나타나는 이러한 눈덮임의 변화는 온도 증가에 따른 반응(response)에 그치지 않고 지역 기후 변화를 유도하는 것으로 보인다. 북중부 유라시아, 시베리아 지역에서의 기온 변화를 북반구 및 전구 평균 기온 변화와 비교해 보면(그림 III-3), 재미있게도 유라시아 지역의 눈덮임의 장기 변동성이 변화하는 1990년을 전후하여 시베리아 지역의 평균 온도가 전구 혹은 북반구 평균 기온과의 연계성이 약해지며 독립적인 장기 변화 양상을 나타낸다. 다른 두 지수가 2000년대 초반까지 꾸준히 상승하여 +2도 정도의 온난화 정도를 보여주는 데 비해, 시베리아 지역의 온도는 이 기간 동안 증립 혹은 약한 감소 추세를 보여준다.



[그림 III-3] 시베리아 지역(SH), 북반구(NH), 지구 평균(Global) 지면 근처 기온의 시계열 (출처: Jeong *et al.* 2011)

[그림 III-4]는 1990년대 이전 이후의 눈덮임과 지면 기온 사이의 상관관계를 나타내는데, 가을철 눈덮임과 겨울철 기온 사이에는 대부분의 유라시아 지역에서 두 기간 모두 강한 음의 상관관계나 나타난다. 즉 두 기간 동안 눈-알베도 피드백의 본질적인 부호에는 큰 차이가 없으나, 두 기간 동안 눈, 적설의 경향은 뚜렷한 차이가 있었다. 특히 시베리아, 동부 유라시아 지역에서는 음의 경향에서 양의 경향으로의 변화가 뚜렷하다. 두 기간 동안 대비되는 가을철 눈덮임의 선형 경향을 고려하면, 1990년 이전의 시베리아 혹은 동유라시아 지역의 온도 감소, 1990년 이후의 온도 증가는 눈덮임의 변화와 밀접하게 관련되어 있음을 알 수 있다.



[그림 III-4] GLS 눈덮임 자료와 기온 간의 상관관계(a-d), 모든 자료는 5년 이하 high-pass filter 되었음 (출처: Jeong *et al.* 2011)

눈과 관련된 피드백에 의해 유도된 지면 근처에 집중된 온도 변화는 대기의 안정도를 감소(1990년 이전) 또는 증가(1990년 이후)시키는 것으로 보인다(Figure 4 of Jeong *et al.* 2011 참고). 결과적으로 이러한 눈덮임과 관련된 지면 상태의 변화는 Jeong *et al.* (2011) 이 제시하였던 1960~80년대에 꾸준히 약해진 후 1990년 이후 뚜렷한 회복세를 보였던 시베리아 고기압의 강도 변화와 밀접한 연관성을 나타낸다.

1990년 이후 최근에 변동에만 초점을 맞추어 생각한다면, 최근 20여 년간의 유라시아 지역의 가을철 눈덮임 증가는 지역적인, 하부 대류권에 집중된 기온 냉각 효과를 가져와 전 지구, 북반구 규모에서 나타나는 온난화 경향을 상쇄할 정도의 지역적 온도 감소 효과를 일으키고, 이는 다시 시베리아 고기압의 증가를 유도하여 관련된 대기 순환(즉 겨울 몬순의 강화)은 다시 북유라시아 지역의 온도 하강에 기여하는 지면-대기 상호 작용에 의해 냉각 효과가 강화되는 경향을 나타낸다. IPCC AR4에 참가한 기후 모형들은 눈덮임-지표면 기온의 음의 상관성, 지표면 기온-시베리아 고기압 강도의 음의 상관성을 대체적으로 잘 모

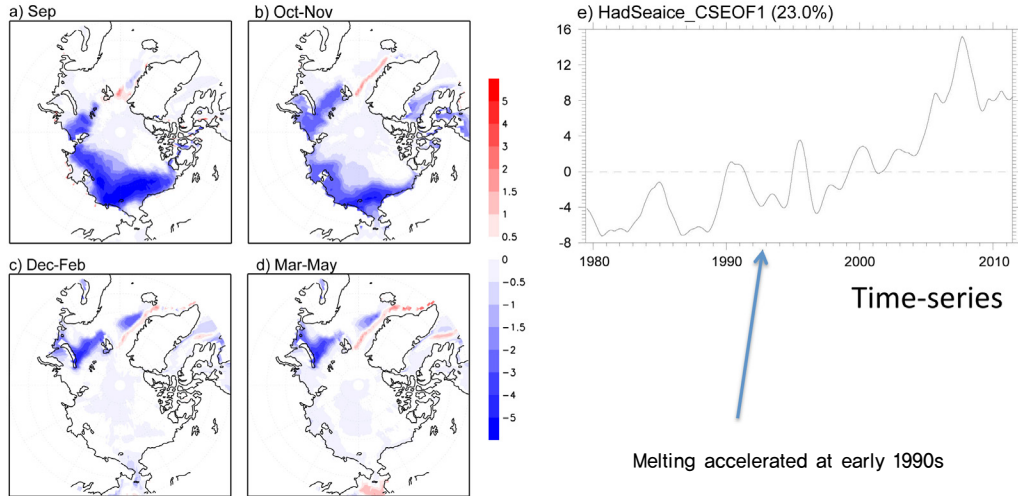
의하나, 20~21세기 동안의 시뮬레이션에서는 지역적으로(유라시아 지역) 일어나는 눈덮임의 증가세를 모의하지 못하고, 21세기 전반에 걸친 눈덮임 감소를 모의하고 있다(Jeong *et al.* 2011). 따라서 IPCC AR4 모의 결과에서는 관측에서와 같은 시베리아 고기압의 강한 십수 년 주기 변동은 반영하지 못하고 있다. 이러한 시베리아 고기압의 증가 양상은 최근 극지 온난화, 해빙 용융, 음의 극진동(AO: Arctic Oscillation, Thompson and Wallace 1998) 발생과 관련하여 증가하는 동아시아 지역의 강한 한파 발생의 빈도 증가와도 밀접한 관계가 있음이 알려져 있다(Woo *et al.* 2012). 따라서 눈덮임의 정확한 모수화, 피드백 모의는 동아시아 지역의 겨울철 기후, 이상 일기 예측에도 매우 중요한 요소로 생각된다.

## 2-2. 북극 지역 해빙과 유라시아 눈덮임의 변화

1990년대 이후 유라시아 동부 지역에서 나타나는 눈덮임 변화의 원인에 대해 살펴보았다. 이 지역은 고위도 내륙 지역으로서 계절적으로 저위도, 특히 태평양으로부터의 수분속(moisture flux)은 매우 제한적이다. 따라서 인접한 북극 해양으로부터의 수분속 증가 및 대기 에디(eddy) 활동의 증가가 이러한 눈덮임 변화와 관련되어 있을 것으로 추측할 수 있다. 특히 최근 급격히 증가하고 있는 북극 해빙의 용해, 이와 관련된 해양으로부터의 증발산 증가에 의해 나타나는 북극권 및 고위도 지역에서의 대기 중 수분의 증가가 이러한 눈덮임 증가와 관련이 되어 있으리라 가정하고 이와 관련된 분석을 실시하였다.

[그림 III-5]는 북반구, 북위 60도 이북 지역에서의 Hadley Center에서 제공하는 1980~2010년의 월별 해빙 농도(concentration)의 Cyclo-stationary EOF(CSEOF, Kim *et al.* 1996)의 첫 번째 leading model과 관련된 시계열을 나타낸다. 첫 번째 CSEOF 모드는 최근 가속화된 해빙 용해의 시·공간적 패턴을 잘 반영한다. 9월~가을까지 바렌츠-카라해 및 추크치 해, 겨울철 바렌츠 및 동그린란드 해에서 집중적으로 해빙의 감소가 나타나며, 이러한 경향이 1990년 이후 급격히 증가함을 잘 나타내고 있다.

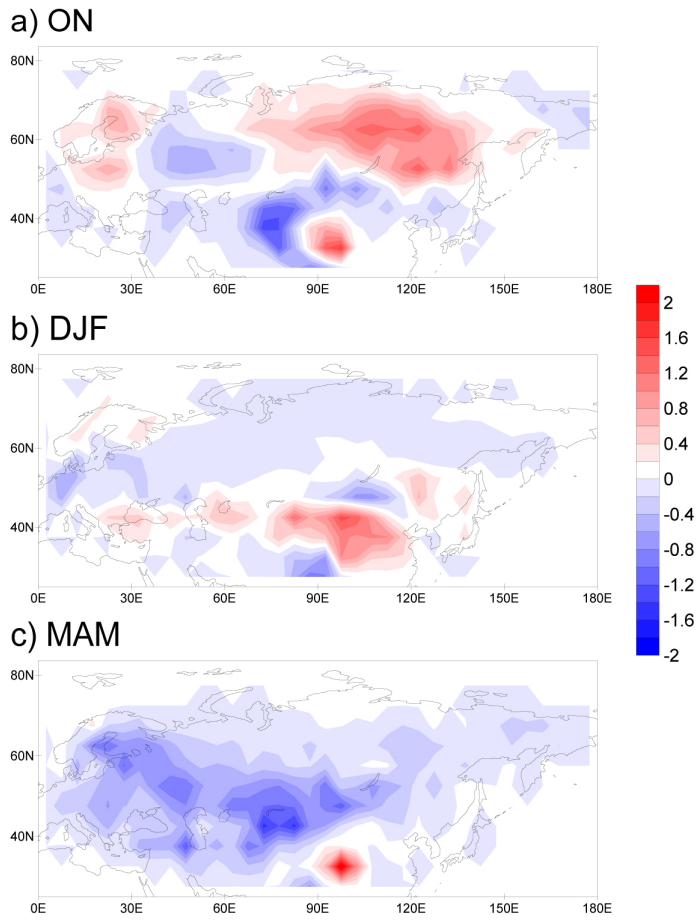
Cyclostationary EOF of sea ice concentration



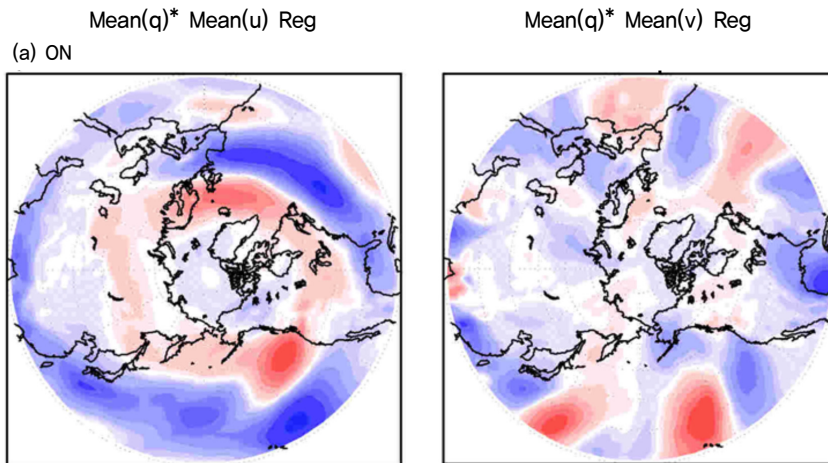
[그림 III-5] 북극 지역 해빙 농도의 CSEOF 첫 번째 모드(a-d)와 관련 시계열(e)

[그림 III-6]은 해빙 값의 CSEOF 결과로 회귀된(자세한 회귀 방법은 Kim(2002) 참고) 유라시아 지역의 눈덮임 변화를 나타낸다. 그 결과 북반구 동부 유라시아 지역에서 일어나는 가을철 눈덮임의 증가, 그리고 봄철 눈덮임 감소가 공히 북극 해빙의 감소와 관련되어 있음이 잘 나타난다.

[그림 III-7]은 해빙 감소 패턴과 관련된 수평 수분속의 변화를 나타내는데, 해빙의 용해와 관련되어 북해-스칸디나비아 지역으로부터 그 동쪽으로 뻗어있는 수평 수분속의 증가 패턴이 두드러진다. 계절적으로 해빙이 빙결하기 시작하는 늦가을이므로 주로 북대서양 지역에서의 해수면 및 기온 증가, 해빙 감소에 따라 증가된 수분속이 유라시아 북쪽 지역에 영향을 미쳤을 것으로 생각된다. 이 위도에서의 수분의 수송은 주로 에디에 의한 수송에 기인하기 때문에, 증가된 수분속과 에디 활동에 의한 강수량 증가는 유라시아 동부 지역의 낮은 기온에 의해 적설의 증가를 가져오는 것으로 추측된다.



[그림 III-6] 해빙 CSEOF 첫 번째 모드에 회귀된 눈덮임 농도

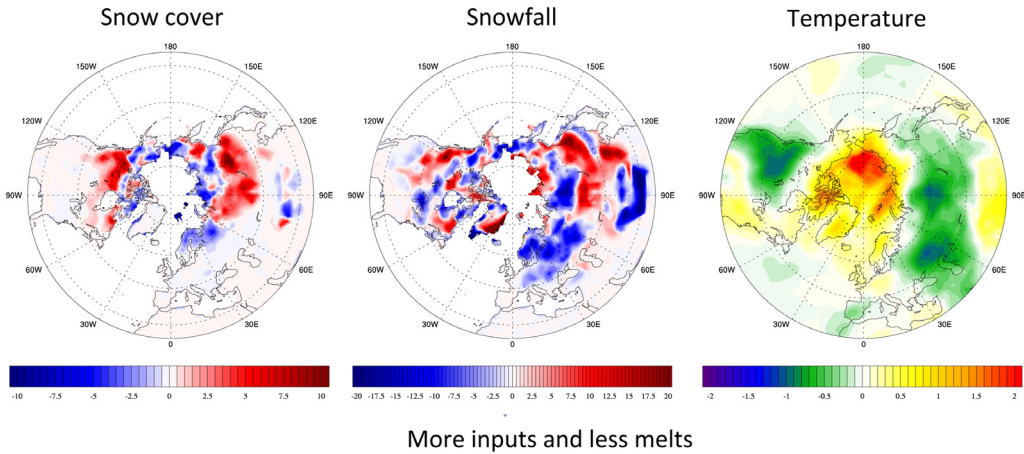


[그림 III-7] CSEOF 첫 번째 모드에 회귀된 연직 적분된 수분속 (동서 방향(좌), 남북 방향(우) 수분속의 변화)

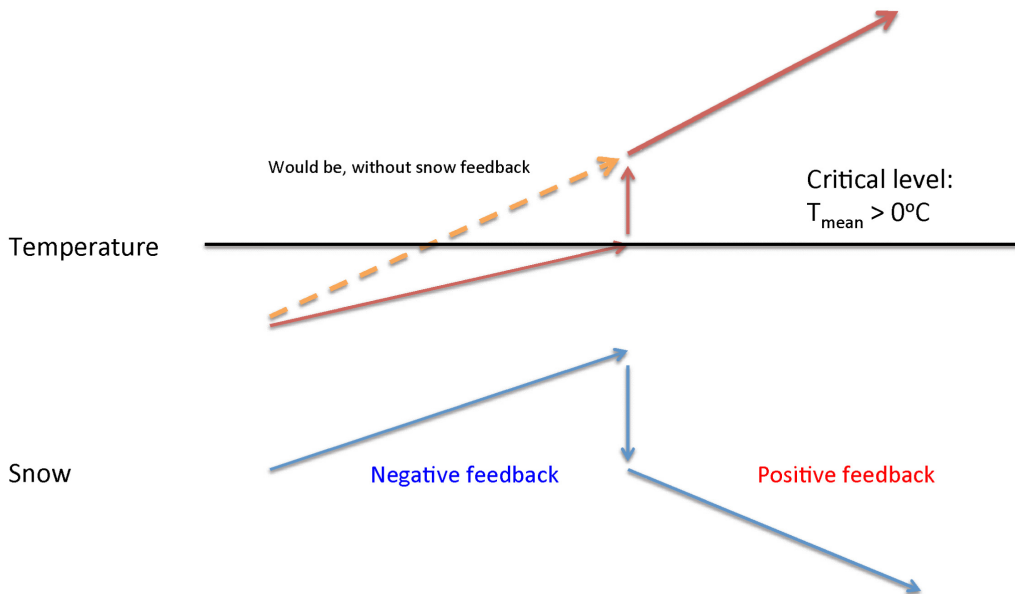
CSEOF 분석 결과에 나타나는 눈-해빙의 상호 변화를 테스트하기 위해 간단한 기후 모형 민감도 실험을 하였다. 사용된 모델은 미국 대기과학연구소(The National Center for Atmospheric Research)에서 개발한 CAM3(Community Atmosphere Model version 3, Collins *et al.* 2004)이고, 유한체적 코어(finite-volume core)를 사용한  $2 \times 2.5$  수평 해상도 버전을 사용하였다. 이 민감도 실험은 해수면 온도는 기후값으로 고정하고, 해빙의 농도를 관측된 최근 두 세기 동안 관측된 해빙 경향을 강제함으로써 급격히 줄어드는 해빙에 대한 대기 반응을 알아보려는 것이다.

먼저 Hadley Centre Global Sea Ice and Sea Surface Temperature data set (HadISST1)(Rayner 2003)의 해빙 농도(concentration)를 이용하여 1991~2010년 동안 월별 선형 경향을 구하고, 1981~2000년 동안의 평균값에서 매해 선형 경향을 제거해 나감으로써 관측에서 나타난 선형 경향을 갖는 20년간의 해빙 농도를 계산하여 예측 기간 동안 경계 조건으로서 처방하였다. 이때 해빙의 감소가 급격한 지역에서는 수년 후 해빙이 0에 도달하게 되는데, 이 이후에는 0으로 고정하였다. 해수면 온도는 기후 평균값을 매년 반복적으로 처방하였다. 이러한 경계 조건을 사용하여 20년간 총 16개의 앙상블 실험을 하였고, 그 앙상블 평균값을 분석하였다.

[그림 III-8]은 이 실험 결과에서 나타나는 실험 년 6년에서 15년 동안의 눈덮임, 적설, 기온의 경향을 나타낸다. 감소하는 해빙에 의해 북극해 지역의 온난화가 뚜렷하게 유도되고, 이와는 반대로 유라시아 고위도 지역에는 반대로 한랭화가 진행되고 있음을 알 수 있다. 이는 최근에 많이 제시되고 있는 Warm Arctic-Cold Continent 패턴(Overland *et al.*, 2011), 혹은 음의 극진동 시기에 나타나는 변동의 형태와 유사하다. 한편 유라시아 동부 지역에서는 관측에서 나타난 최근 20년 경향과 유사하게 눈덮임이 증가하는 양상이 모의되었다. 적설량과 온도를 같이 생각해 보면, 이 지역에는 적설의 증가와 온도의 감소에 따른 용해의 감소가 눈덮임 증가에 모두 기여한 것으로 생각된다. 따라서 적어도 모델 실험의 결과로는 유라시아 눈덮임 증가가 북극 해빙 감소에 직접적인 관계가 있는 것으로 보이며, 이 지역의 한랭화는 눈덮임 증가에 따른 양의 피드백 과정에 의해 강화되었음을 알 수 있다.



[그림 III-8] 해빙 감소 실험 결과에서 나타나는 실험 년 6~15년 사이 10년간의 눈덮임, 적설, 지면 근처 기온의 선형 경향성



[그림 III-9] 유라시아 중북부, 시베리아 지역에서 나타나는 기온-눈덮임 간 상호 변화에 대한 모식도

관측에서 나타난 눈덮임과 기온 변화의 상호 경향, 그리고 모델 실험 결과를 종합하면 [그림 III-9]와 같은 형태의 유라시아 지역에서 기온-눈덮임 변화의 장기 변화 상호관계를 제시해 볼 수 있다. 먼저 평균 기온이 매우 차가운 이 지역에서는 인위적 복사 강제력에 의해 온난화가 유도되지만, 온난화된 기온이라고 하더라도 빙결 온도(freezing point)보다 매우 낮기 때문에 강설 증가-눈덮임 증가를 통해 지역적 냉각 효과를 가져오고, 이는 온난

화 시그널에 대해 음의 피드백으로 작용하여 온난화 정도를 낮추게 된다. 하지만 미래에 온난화 강제력이 계속 증가하고 평균 기온이 빙결 온도 이상으로 올라가게 되는 시기가 되면 눈-기온 사이에 양의 피드백, 즉 급격한 눈덮임 감소와 기온 증가를 통해 온도 증가가 급격히 강해질 것으로 예상된다. 이는 추가적인 기후 모형 실험을 통해 어느 정도 재연이 되고 있으나, 후속 연구를 통해 보다 자세히 조사될 예정이다.

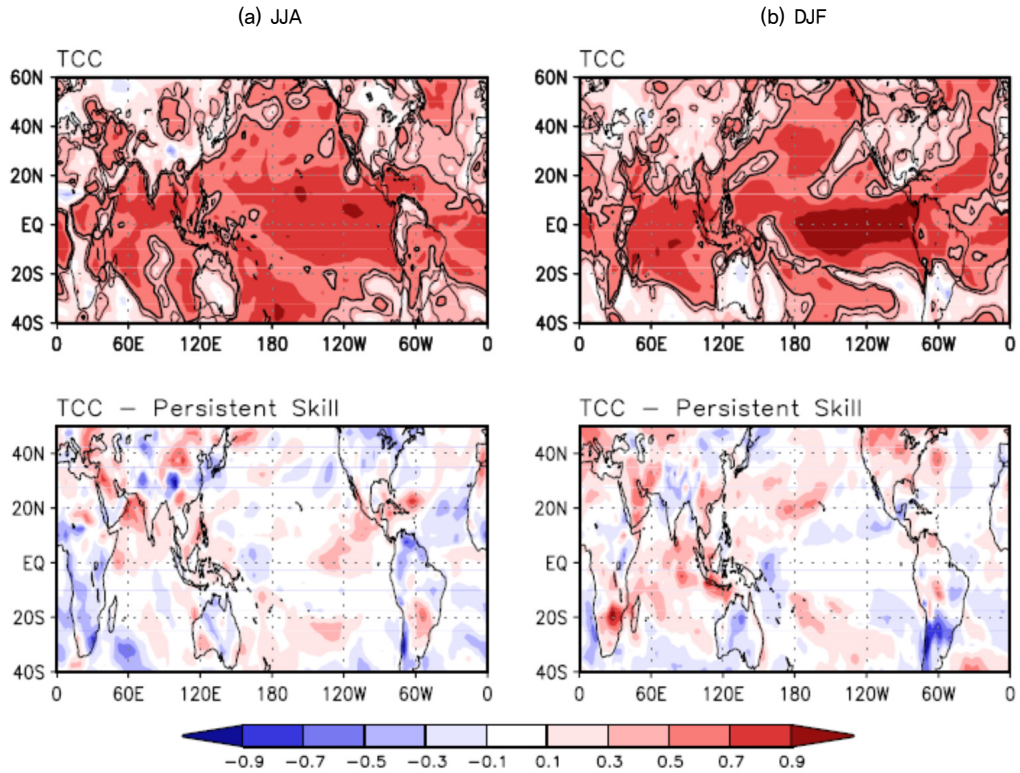
여기까지는 눈덮임과 로컬 온도 간의 직접적인 관계만을 고려하였으나, 대기 대순환을 통한 간접적 영향도 최근 눈덮임-지면 기온 변화 경향에 local 피드백과 consistent한 영향을 줄 수 있다. Cohen and Fletcher(2007)이 제시한 메커니즘을 적용해 보면, 가을철 유라시아 눈덮임이 증가하면 연직으로 전파하는 행성파(rossby wave)의 생성이 증가하고, 이는 성층권까지 전파하고 그곳에서 깨지(breaking)면서 성층권의 극와도(polar vortex)를 감소시키게 된다. 이는 음의 극진동 상태로 볼 수 있는데, 이러한 음의 와도는 연직 전파를 통해 하층, 즉 대류권에 음의 극진동 상(phase)을 유발할 수 있으며, 이 과정에서 늦가을-겨울철에 거치는 시간 지연이 생기고, 결국 가을철 유라시아 눈덮임의 증가는 겨울철 음의 극진동 상태, 즉 북반구 중·고위도 지역의 냉각 경향을 가져오게 된다. 또한 음의 극진동 상태일 때 시베리아 고기압의 강도도 강해지며, 최근 이러한 커플링(coupling)이 강해지고 있어 눈덮임에 의한 non-local 피드백 과정도 최근 나타난 유라시아 지역 변동에 어느 정도 기여하는 것으로 생각된다.

### 2-3. 눈 정보를 이용한 역학적 계절 예측<sup>1)</sup>

2주 이상의 일기 및 기후 예측은 대기 활동에 비해 상대적으로 천천히 변화하는 해양, 해빙, 또는 지면 상태가 제공하는 메모리 효과에 의존한다. 특히 엘니뇨 남방 진동(ENSO: El-Nino, Southern Oscillation)의 역학적 이해가 증진되면서 6개월에서 1년까지의 신뢰성 있는 해수면 온도 예측이 가능해졌고, 이는 2주 이상 3개월 정도까지의 계절 내 혹은 계절 예측(sub-seasonal to seasonal prediction)을 가능하게 하였다. 하지만 신뢰성 있는 예측 스킬(skill)은 해수면 온도에 대한 대기의 반응이 즉각적으로 나타나는 열대 및 아열대 해양에서 한정되어 있으며, 중위도 특히 대륙 내부 지역에서는 해수면 온도에 의한 계절 예측의 스킬은 아직까지도 매우 제한적이다(그림 III-10).

1) 이 절은 Jeong *et al.*의 "Impacts of Snow Initialization on Subseasonal Forecasts of Surface Air Temperature for the Cold Season," Submitted to Journal of Climate 내용의 일부를 발췌한 것임.

APCC/CliPAS MME Skill for 2m Air Temperature (1981-2003)



**[그림 III-10]** 2m 기온값의 관측과 1개월 리드 예측(14 Clipass Model 앙상블) 간의 1981-2003년 기간 동안 상관관계. 아래쪽 패널은 편차 유지 예측의 상관관계로부터의 차이 (출처: Wang *et al.* 2008)

따라서 계절 예측에 추가적인 예측성을 제공해 줄 수 있는 해양 이외의 물리 프로세스에 대한 관심이 커지고 있다. 성층권 순환(Ambaum and Hoskins 2002; Baldwin *et al.* 2003; Folland *et al.* 2011), 해빙(Alexander *et al.* 2004; Honda *et al.* 2009) 등의 변동과 관련된 기후 변동에 대한 관심이 증가하고, 특히 지면 조건 중 지중 습윤 조건이 여름철 반건조(semi-arid) 대륙 내부 지역에서 여름철 동안 상당한 예측성을 제공할 수 있음도 알려지고 있다(Koster *et al.* 2011; Koster *et al.* 2010b). 특히 겨울철-봄철로 이어지는 한랭 계절(cold season) 동안에는 선행하는 눈상태가 알베도 피드백과 지중 습윤 변화를 일으켜 기온과 강수에 영향을 미칠 수 있을 것이라고 알려져 왔고, 이에 따라 Cohen and Fletcher(2007), Cohen and Jones(2011b), Orsolini and Kvamsto(2009) 등은 적절한 눈상태 정보를 이용하여 겨울-봄철 계절 예측에 예측성을 높일 수 있음을 제시하였다.

이렇게 눈상태 정보의 유용성이 잘 알려져 있음에도 불구하고, 실제 현업 예측에서의

눈상태 정보 이용은 매우 제한적이다. 위성 관측을 통해 신뢰성 있는 눈덮임 관측 자료의 확보가 용이해졌으나, 예측의 측면에서는 눈덮임 정보보다 눈깊이(snow depth) 정보가 눈상태(눈층 등)에 대한 보다 현실감 있는 의미를 제공하여 예측 메모리를 증가시키는 데 보다 직접적으로 기여한다. 하지만 이러한 눈깊이 관측은 시·공간적으로 매우 제한적이어서 눈상태 정보를 이용한 기후 예측에 어려움이 있어 왔다. 이 연구에서는 캐나다 기상청(CMC: Canadian Meteorological Center)이 제공하는 북반구 눈깊이 분석 자료를 이용하여 눈상태 초기화가 기후 모형을 이용한 계절 예측, 특히 온도 예측성에 미치는 영향을 살펴보았다.

이 연구에서 기후 예측 모형으로는 CAM3가 이용되었다. 북극 지역의 과도한 구름 모의를 제거하기 위한 방안으로 제시된 freeze-dry modification 방안(Vavrus and Waliser 2008)이 적용된 버전을 사용하였다. CAM3에 지면 프로세스는 Community Land Model (CLM)(Oleson *et al.* 2004)에 의해 모수화되는데, CLM3는 지면 눈덮임을 복수의 눈층(최대 5층)으로 모사하며, 주어진 대기 및 지면 조건에 따라 나타나는 신적설, 압축(compaction), 용해(melting), 빙결(freezing)에 의해 각 눈층의 깊이 및 밀도, 나이 등을 매시간 스텝마다 업데이트하게 된다.

총 두 가지 세트, 눈상태가 초기화된 실험: S1과 초기화가 없는 실험: S2에 대한 앙상블 hindcast 실험이 실시되었다. 눈깊이 관측값이 제공되는 1999~2010년 기간 동안 추운 계절(9월~이듬해 4월)을 대상으로 매해 각 해당 월 1일에 60개 앙상블 멤버의 3개월 예측을 실시하였다. S1과 S2는 초기 조건, 경계 조건을 포함한 모든 예측 조건이 동일하나, 두 세트의 눈상태만 차이가 있다. 대기 초기 조건은 두 실험 모두 NCEP-DOE AMIP-II reanalysis(Kanamitsu *et al.* 2002) 자료를 이용하여 예측 시작일에 가장 가까운 16타임 스텝의 대기 자료를 예측 시작일의 자료로 가정하고 앙상블 초기 조건을 구성하였다. 지면 초기 조건의 경우 관측된 해수면 온도를 강제력으로 과거로부터 적분해온 16멤버 AMIP 실험에서 산출된 16개 지면 조건을 예측 시작일의 지면 조건으로 사용하였다. 다만 S1 실험의 경우 이중 눈상태 변수만을 관측에서 얻어진 값을 사용해 초기화해 주었다. 분석 기간 동안 해수면 온도는 NOAA Optimum Interpolation Sea Surface Temperature(OISST) V2(Reynolds *et al.* 2002) 자료를 사용하여 예측 시작일의 anomaly가 예측 기간 동안 유지된다는 가정하에 예측 기간 동안 이 anomaly를 기후값에 더하여 처방하는 anomaly persistent 방법을 사용해서 처리하였다.

실험에 사용된 눈깊이는 Canadian Meteorological Center(CMC)(Brasnett 1999; Brown and Bruce 2010)에서 제공하는 눈깊이 analysis 일 자료를 사용하였다. 이 자료는

WMO의 종관 관측망, 항공 관측 리포트에서 얻어진 눈깊이 자료를 합성한 것으로, 1998년 3월부터 현재까지 북반구 전역에서 24km 수평 해상도로 제공되어 일본 데이터를 모델 격자체계(grid)로 병합하여 사용하였다. CMC 자료를 모델 인풋 자료로 사용하기에 앞서 모델과 관측 사이에 존재하는 편차를 감안하여 평균 및 변동성 편차를 제거하기 위한 anomaly 스케일링(scaling) 작업을 실시하였다(Koster *et al.* 2011 참고).

스케일링을 거쳐 산출된 눈깊이로부터 모델에서 이용될 눈층 구조(snow layer structure)가 다음과 같은 식으로 선언되었다.

$$\text{For } 0.01 \leq D \leq 0.03 : \text{nsl}=1, \text{ d1}=D$$

$$\text{For } 0.03 < D \leq 0.04 : \text{nsl}=2, \text{ d2}=D/2, \text{ d1}=d2$$

$$\text{For } 0.04 < D \leq 0.07 : \text{nsl}=2, \text{ d2}=0.02, \text{ d1}=D-d2$$

$$\text{For } 0.07 < D \leq 0.12 : \text{nsl}=3, \text{ d3}=0.02, \text{ d2}=(D-0.02)/2, \text{ d1}=d2$$

$$\text{For } 0.12 < D \leq 0.18 : \text{nsl}=3, \text{ d3}=0.02, \text{ d2}=0.05, \text{ d1}=D-d3-d2$$

$$\text{For } 0.18 < D \leq 0.29 : \text{nsl}=4, \text{ d4}=0.02, \text{ d3}=0.05, \text{ d2}=(D-d4-d3)/2, \text{ d1}=d2$$

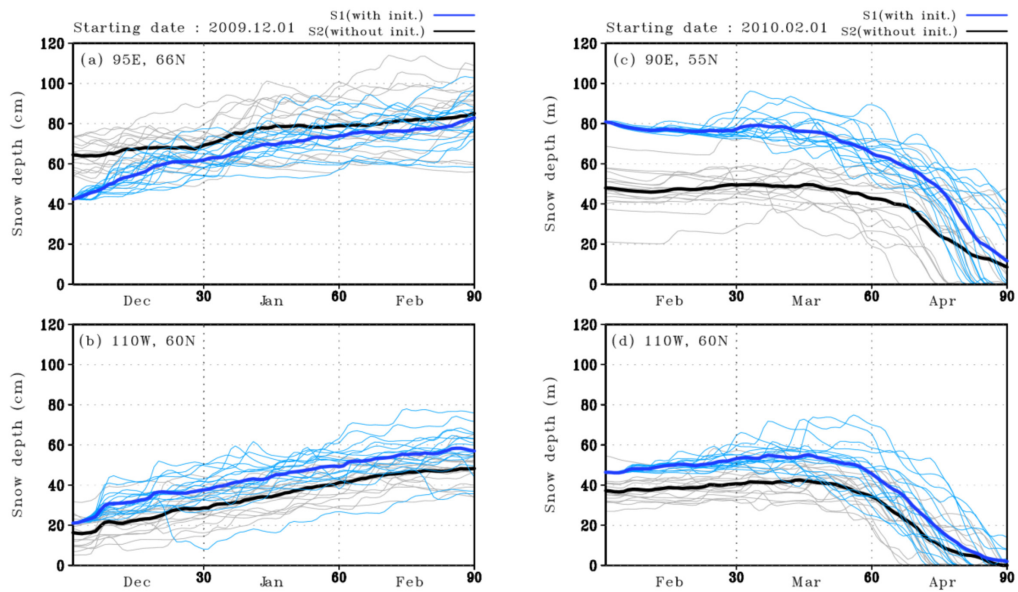
$$\text{For } 0.29 < D \leq 0.41 : \text{nsl}=4, \text{ d4}=0.02, \text{ d3}=0.05, \text{ d2}=0.11, \text{ d1}=D-d4-d3-d2$$

$$\text{For } 0.41 < D \leq 0.64 : \text{nsl}=5, \text{ d5}=0.02, \text{ d4}=0.05, \text{ d3}=0.11, \text{ d2}=(D-d4-d3-d2)/2, \text{ d1}=d2$$

$$\text{For } 0.64 < D : \text{nsl}=5, \text{ d5}=0.02, \text{ d4}=0.05, \text{ d3}=0.11, \text{ d2}=0.23, \text{ d1}=D-d5-d4-d3-d2$$

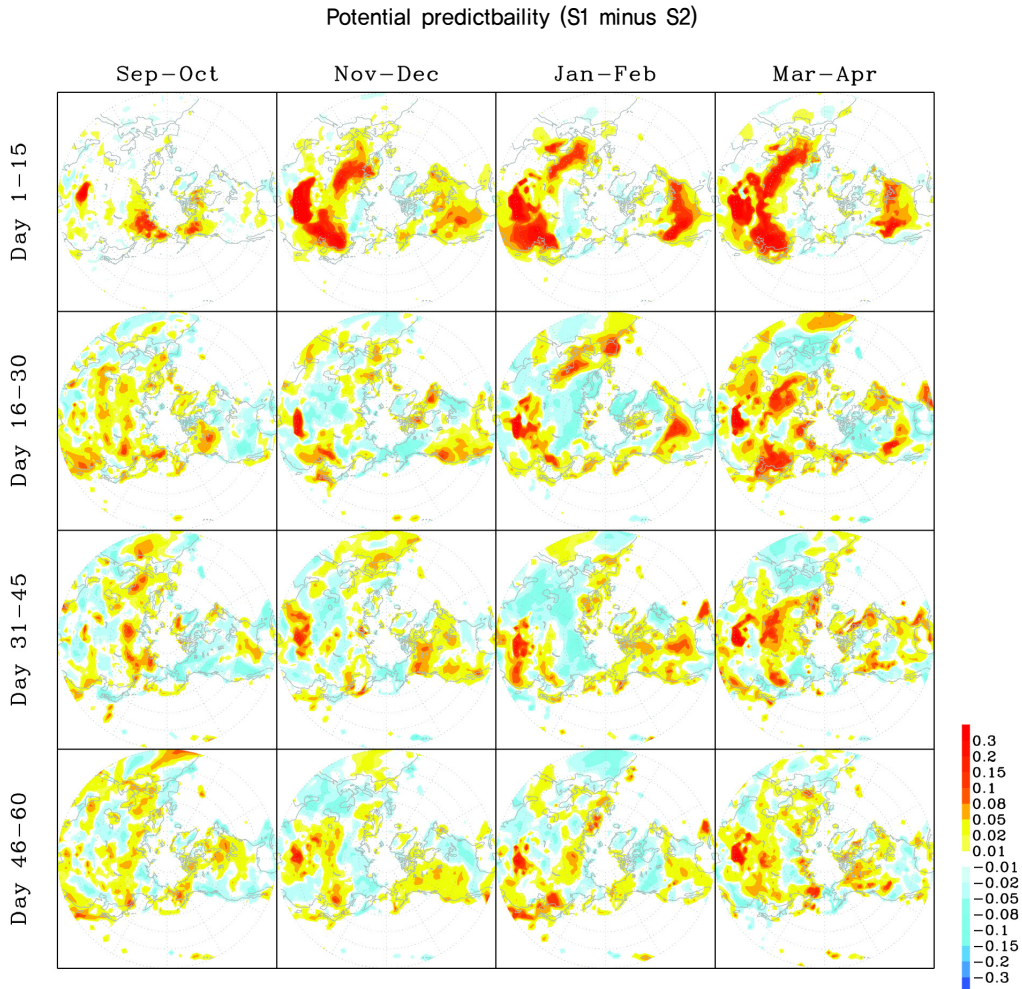
여기서  $D$ 는 전체 눈깊이[m],  $d_n$ 은  $n$ 번째 눈층 두께,  $\text{nsl}$ 은 눈층 개수를 의미한다. 눈 연령(snow age)에 대한 정보가 없는 관계로 모든 눈은 신적설에 준하는 밀도를 갖는다고 계산하고 상당 물의 양을 계산하였다.

[그림 III-11]은 이렇게 얻어진 눈 초기 조건을 사용한 예측의 실 사례를 나타낸다. 양, 음의 편차를 가지는 눈 초기값이 뚜렷한 기후 표류 현상(climate drift) 없이 예측 기간 동안 적절한 범위 내에서 대기에 비해 상대적으로 저주파 변동을 보여주며, 이 기간 동안 대기와의 상호 작용을 통한 예측 결과에 영향을 미칠 수 있음을 예상할 수 있다.



[그림 III-11] 2009년 12월 1일(좌), 2010년 2월 1일 시작한 예측에서의 눈깊이 변화(얇은 실선은 각 앙상블 멤버, 굵은 실선은 앙상블 평균을 의미)

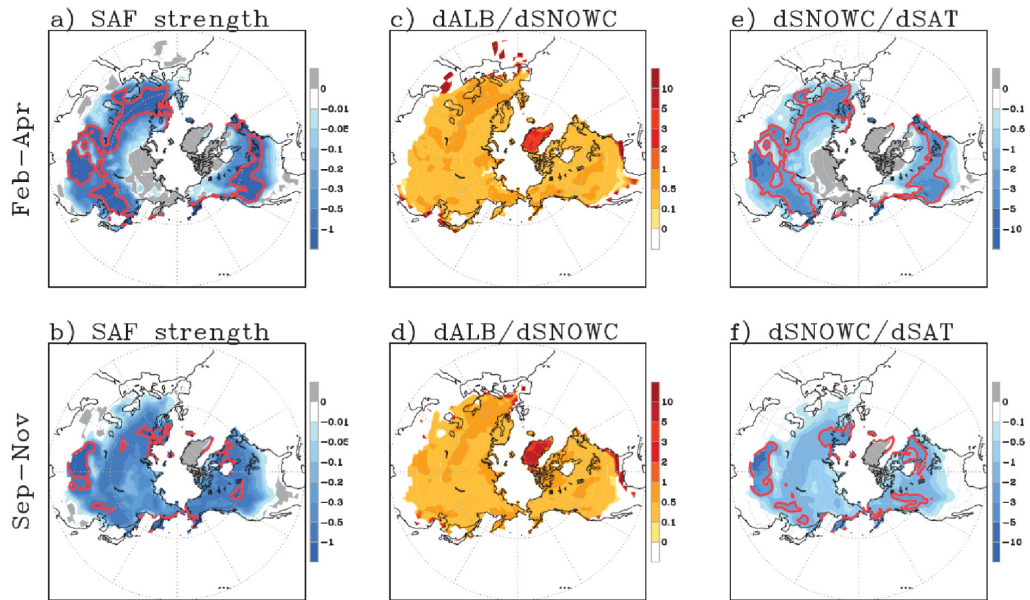
완료된 S1, S2 실험값으로부터 먼저 두 실험 세트의 온도 잠재 예측성을 비교하여 눈깊이 초기화가 모델 예측값에 미치는 영향을 객관적으로 산출해 보았다. 잠재 예측성은 Koster *et al.*(2011) 등에서 사용된 R2 값을 사용하여 산출하였다. R2 값은 앙상블 멤버간의 통일성(coherence)을 나타내는 값으로서, R2 값이 높을수록 앙상블 멤버들이 외부 강제력(이 실험에서는 눈상태)에 의해 민감하게 반응했음을 나타낸다. [그림 III-12]에서는 2달까지의 예측을 이용해 각 15일 평균 예측값을 구하고, 9~10월, 11~12월, 1~2월, 3~4월 각각 기간의 평균 R2 값을 계산하고 S1과 S2 실험 사이의 R2 차이를 나타내었다.



**[그림 III-12]** 눈상태 초기화에 의한 잠재 예측성의 변화 (S1과 S2 사이의 R2의 차이)

눈상태 초기화는 북반구 고위도 대부분의 지역에서 잠재 예측성의 확연한 증가를 가져오는 것으로 보인다. 지역적 차이가 상당히 크긴 하지만, 많은 지역에서 4% 이상의 잠재 예측성 향상이 발견된다. 잠재 예측성 향상은 뚜렷한 계절성(seasonality) 및 지역적 특성을 보인다. 전반적으로 가을-겨울보다, 봄철 예측에서의 예측성이 높게 나타나며, 유라시아 중 고위도, 특히 동아시아 지역, 티베트, 북미 캐나다 지역 등에서 높은 잠재 예측성이 나타난다. 눈덮임의 평균적 계절 변동을 생각하면, 평균 눈 라인(snow line: 눈덮임이 15% 이상인 지역)의 언저리 부근의 지역에서 높은 잠재 예측성 향상이 나타남을 볼 수 있다.

이러한 잠재 예측성의 계절성과 지역성은 눈-알베도 피드백 강도의 그것들과 유사한 패턴을 보인다.

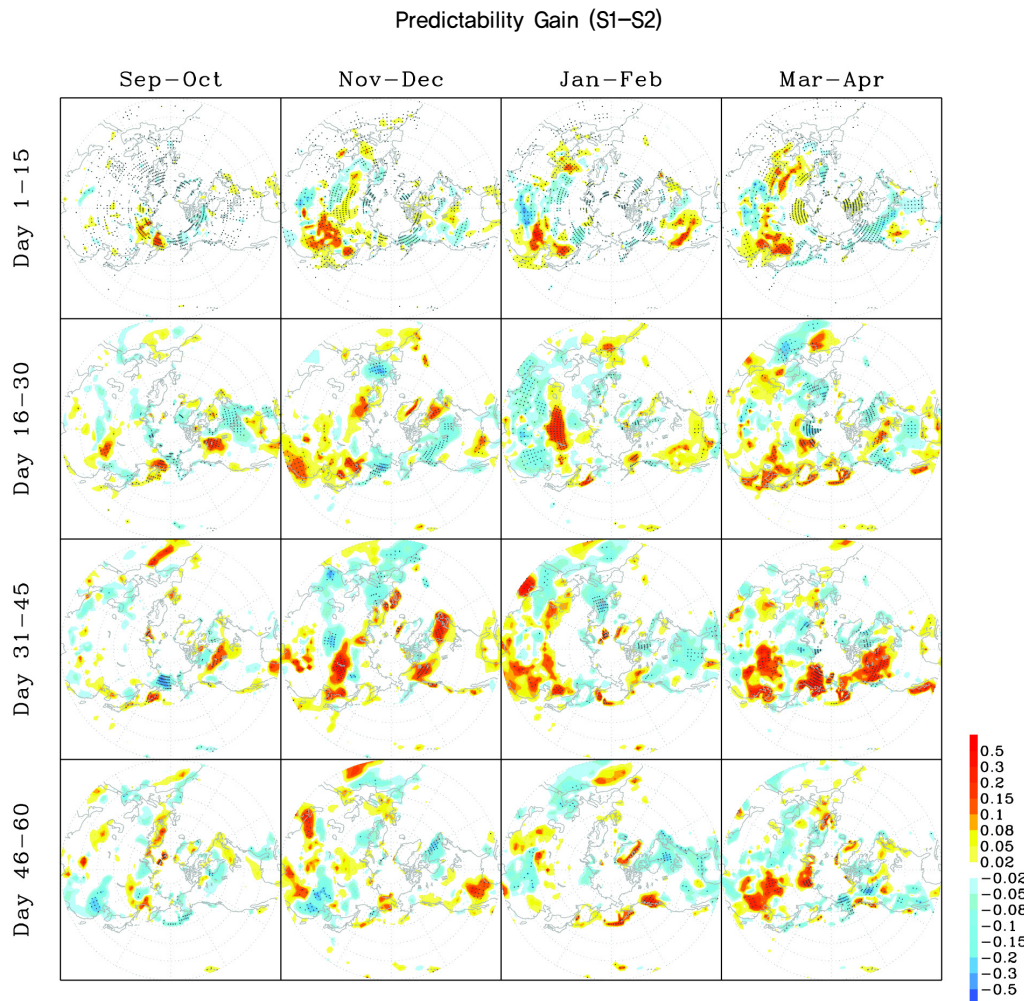


[그림 III-13] S1 실험값으로 산출한 눈-알베도 피드백 강도(SAF) (a-b: 전체 강도, c-d: 눈덮임에 대한 알베도 민감도, e-f: 온도 변화에 대한 눈덮임 민감도)

[그림 III-13]은 Cess and Potter(1988)의 분해 방법에 따라 산출한 모델의 눈-알베도 피드백의 강도, 이에 대한 두 가지 성분의 기여 정도를 나타낸다. 눈-알베도 피드백은 봄철 보다 가을에 전반적으로 피드백 강도가 강하게 나타나고, [그림 III-12]에서 잠재 예측성 향상이 컸던 중-고위도 지역에서 높게 나타난다. 눈-알베도 피드백을 눈덮임에 대한 알베도 변동 민감도 항(c-d)과 온도 변화에 대한 눈덮임 변화에 대한 민감도 항(e-f)으로 나누어 살펴보면, 알베도 피드백의 강도는 주로 온도 변화에 따른 눈덮임 변화 민감도에 의해 결정되는 것을 볼 수 있다. 북극 주변 고위도, low-Arctic 지역의 경우 실험 예측이 실행된 추운 계절 대부분의 기간 동안 상당량의 눈이 덮여 있고, 이미 주변 기온이 빙결 온도보다 매우 낮기 때문에 온도 변화에 의한 눈덮임 변화의 민감도가 매우 작을 것임을 쉽게 짐작할 수 있다. 따라서 두 번째 항이 작게 나타나고, 결과적으로 눈상태 초기화의 예측성 기여가 낮게 나타나는 것으로 이해될 수 있다.

민감도의 계절성은 눈깊이의 계절성, 계절 전파 방향으로부터 이해될 수 있다. 가을철의 경우 고위도로부터 저위도로 눈 라인이 전파하기 때문에 기존에 존재하였던(즉 초기화된) 눈덮임이 이러한 눈 라인 남하에 의해 쉽게 묻히게 되며, 주로 신적설에 의해 눈깊이가 결정되는 시기이나, 온도는 이미 빙결 온도 이하로서 상대적으로 온도에 대한 눈깊이 변화의 민감도는 떨어질 것이다. 반대로 늦겨울-초봄으로 이어지는 기간에는 눈 라인이 전반적

으로 북쪽으로 후퇴하는 기간으로, (초기화된) 눈깊이 편차 시그널이 눈이 녹는 데 필요한 시간을 늘이고 줄이는 데 직접적으로 기여하여 지면 알베도 변화에 큰 영향을 줌으로써 상대적으로 큰 민감도가 나타날 수 있다. 따라서 이 시기에는 온도에 대한 눈깊이의 민감도가 상대적으로 높을 것이고, 이에 따라 잠재 예측성의 증가에도 기여하는 것으로 보인다.



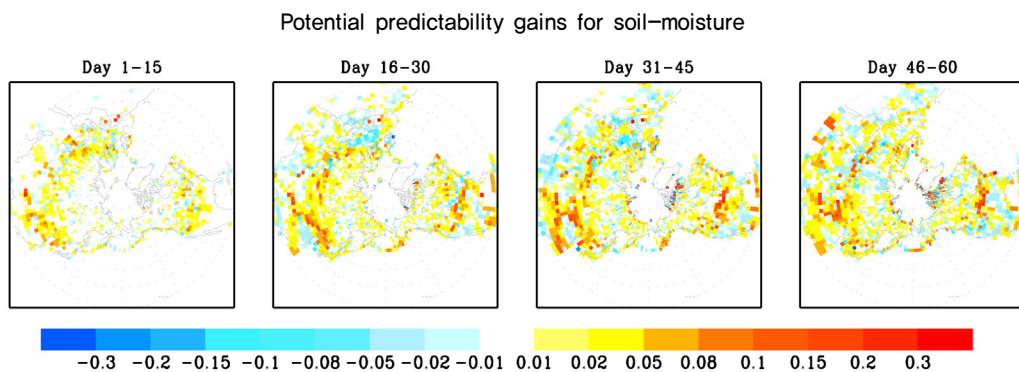
**[그림 III-14]** 눈상태 초기화에 의한 지표면 기온 예측의 실제 예측성 변화 (실제 예측성은 관측과 예측 간의 상관관계의 제곱  $R^2$ 으로 산출하였고, 회색 점들은 실제 예측성의 증가가 99% 신뢰도 이상인 지역을 나타냄. 10,000회의 몬테카를로 (Monte-Carlo) 실험을 통해 신뢰도 구간이 결정되었음)

[그림 III-14]는 관측 상당값으로 볼 수 있는 NCEP-NCAR DOE R2 재분석 온도 자료와 S1과 S2 실험 각각의 모델 앙상블 평균 예측값 간의 상관관계( $R^*$ )를 구하고, 이로부터  $R^2$

를 산출하여 S1과 S2 사이의 차를 나타낸 그림으로, 눈상태 초기화를 통한 실제 예측성의 향상 정도를 나타낸다. 잠재 예측성에 비해 상당히 노이즈(noisy)한 패턴이지만, 전반적인 특성에서 많은 유사점이 발견된다. 이는 눈상태 초기화에 의한 잠재 예측성이 상당부분 실제 예측성으로 전환될 수 있음을 보여준다. 잠재 예측성 결과에 비해 예측 초기 (1~15일) 평균 예측성의 향상이 매우 낮게 나타나는데, 이것은 대기 초기 조건의 영향이 예측 초반에 지배적이기 때문인 것으로 보이며, 예측에 사용된 대기 초기 조건과 눈상태 간의 부조화에도 어느 정도 기인한다고 여겨진다. 잠재 예측성에서와 마찬가지로 동아시아 지역에서 특히 높은 약 20% 이상의 예측성 향상까지 나타나고 있다. 이러한 결과들은 눈깊이 초기화를 통해 정확한 눈-알베도 피드백을 모의하는 것만으로도 상당한 수준의 기온 예측성 향상을 기대할 수 있음을 알 수 있다.

눈-알베도 피드백 이외에도 눈이 가진 다른 물리적 성질과 연관된 메모리 효과는 다른 기후 변수 예측에도 유용하게 이용될 수 있을 것이라 예상할 수 있다. 특히 겨울철 눈깊이, 적설량에 따라 해빙 시기 봄철부터 초여름에 이르기까지 지중 습윤량이 영향을 받고 이는 stream flow 및 가뭄 예측에 유용하다고 알려져 있다(Koster *et al.* 2010a).

[그림 III-15]는 S1, S2 실험을 통해 얻어진 눈상태 초기화에 따른 봄철 지중 습윤 예측의 잠재예측성을 나타낸다. 온도 예측보다는 상대적으로 약한 시그널이지만, 여전히 상당히 강한 예측성 향상이 발견된다. 기온 예측에 비해 예측 초기보다 한 달 이후 잠재 예측성 증가가 높게 나타나는데, 이는 눈 용해에 따른 지연 효과로 보이며, 기온 예측이 높았던 지역에서 높은 예측성 향상이 나타나는 경향이 나타난다.



[그림 III-15] 눈상태 초기화에 의한 지중 습윤 잠재 예측성의 변화 (봄철(3~4월) 예측 결과만을 나타냄.)

눈깊이를 활용한 계절 내 예측에서도 장기 기후 변화와 마찬가지로 눈덮임에 의한

non-local 효과가 예측성에 영향을 미칠 것으로 예상할 수 있다. 특히 최근 Cohen and Jones(2011a)에 연구에 의하면, 10월 유라시아 지역의 눈덮임 증가 추세 지수(snow advance index)는 이어지는 겨울철 AO 지수와 0.8 이상의 높은 상관관계를 갖는 것으로 보고되고 있다. 따라서 초기화된 눈상태에 따른 대기 순환의 변화, 이 변화가 다시 지면 기온에 영향을 미쳐 지면 상관 효과를 갖는 현상 또한 눈상태 초기화에 의한 예측성 향상에 기여할 것으로 여겨진다.

### 3. 요약

이 연구에서는 눈과 관련된 기후 피드백 과정들이 최근 고위도, 북극 북유라시아 지역에서 나타나는 장기간 기후 변동과 어떻게 관련되어 있는지에 대해 토의가 이루어졌다.

북유라시아에서 관측된 최근 수십 년 동안의 겨울 기온의 변화는 장기간 눈덮임 변화와 밀접한 관계를 보여주는데, 특히 최근 20여 년간 늦가을에 나타나는 동북부 유라시아 지역의 눈덮임 증가는 로컬 피드백을 통해 지역적 기온 냉각 효과를 가져오고 겨울철 시베리아 고기압의 강화에 어느 정도 영향을 미친 것으로 생각된다. 관측 자료와 기후 모형 실험은 이 같은 강설의 증가가 북극 지역의 해빙 변화와의 밀접한 관계임을 제시하고 있다. 특히 급격한 해빙 용해와 관련된 동서 방향 수증기속의 증가, 에디 활동의 증가에 의한 강설의 증가가 이러한 증부, 동북부 유라시아 지역의 눈덮임 증가를 야기하며, 관련된 기후 피드백 과정에 의해 이러한 시그널이 강화되는 것으로 보인다.

눈과 관련된 피드백은 기후의 장기 변화뿐 아니라, 계절 내 혹은 연 변동에도 큰 영향을 미친다. 기후 모형을 사용한 계절 예측에서 눈상태를 현실적으로 초기화해 주었을 때 기온 예측의 예측성이 향상되는 것을 확인할 수 있었는데, 눈-알베도 피드백의 강도가 강하게 나타나는 지역, 특히 연구의 초점 지역인 북유라시아, 동아시아 지역에서 가장 큰 예측성 향상 효과가 나타났다.

이와 같은 결과들은 동아시아 지역의 미래 기후 예측에서 눈상태 변화의 모니터링, 모델에서의 눈과 관련된 피드백들의 정확한 모의의 중요성을 제시해 준다. 또한 향후 눈에 의한 추가적인 피드백 효과, 예를 들어 지면 습윤 변화를 통한 봄철 가뭄 및 여름철 혹서 발생에 대한 연구, 대기 순환의 변동을 통해 non-local 피드백 효과 등에 대해 추가적인 연구의 필요성을 제시하고 있다.

## Reference

- Alexander, M. A., Bhatt, U. S., Walsh, J. E., Timlin, M. S., Miller, J. S., and J. D. Scott. 2004. "The Atmospheric Response to Realistic Arctic Sea Ice Anomalies in an AGCM during Winter." *J Climate*, 17(5).
- Ambaum, M. H. P. and B. J. Hoskins. 2002. "The NAO Troposphere-Stratosphere Connection." *J Climate*, 15(14).
- Baldwin, M. P., Thompson, D. B., David, W. J., Dunkerton, T. J., Charlton, A. J., and A. O'Neill. 2003. "Stratospheric Memory and Skill of Extended-Range Weather Forecasts." *Science*, 301(5633).
- Brasnett, B. 1999. "A Global Analysis of Snow Depth for Numerical Weather Prediction." *J Appl Meteorol*, 38(6).
- Brown, R. D. and B. Bruce. 2010. "Canadian Meteorological Centre(CMC) Daily Snow Depth Analysis Data." edited by E. Canada, National Snow and Ice Data Center, Boulder, Colorado USA.
- Cess, R. D. and G. L. Potter. 1988. "A Methodology for Understanding and Intercomparing Atmospheric Climate Feedback Processes in General Circulation Models." *J. Geophys. Res.*, 93(D7).
- Cohen, J. and D. Rind. 1991. "The Effect of Snow Cover on the Climate." *J Climate*, 4(7).
- Cohen, J., and C. Fletcher. 2007. "Improved skill of Northern Hemisphere winter surface temperature predictions based on land-atmosphere fall anomalies." *J Climate*, 20(16).
- Cohen, J. and J. Jones. 2011. "A new index for more accurate winter predictions." *Geophys Res Lett*, 38(21).
- Collins, W. D., *et al.* 2004. "Description of the NCAR Community Atmosphere Model(CAM 3.0)." National Center For Atmospheric Research, Boulder, Colorado.
- Fletcher, C. G., Hardiman, S. C., Kushner, P. J., and J. Cohen. 2009. "The Dynamical Response to Snow Cover Perturbations in a Large Ensemble of Atmospheric GCM Integrations." *J Climate*, 22(5).
- Folland, C., Scaife, A., Lindesay, J., and D. Stephenson. 2011. "How potentially predictable is northern European winter climate a season ahead?" *Int J Climatol*.
- Hall, A. 2004. "The role of surface albedo feedback in climate." *J Climate*, 17(7).
- Honda, M., Inoue, J., and S. Yamane. 2009. "Influence of low Arctic sea-ice minima on

- anomalously cold Eurasian winters.” *Geophys. Res. Lett.*, 36(8).
- IPCC. 2007. *Climate Change 2007*. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- Jeong, J. H., Ou, T., Linderholm, H. W., Kim, B. M., Kim, S. J., Kug, J. S., and D. Chen. 2011. “Recent recovery of the Siberian High intensity.” *J. Geophys. Res.*, 116(D23).
- Kanamitsu, M., Ebisuzaki, W., Woollen, J., Yang, S. K., Hnilo, J. J., Fiorino, M., and G. L. Potter. 2002. “Ncep–Doe Amip–Ii Reanalysis(R–2).” *B Am Meteorol Soc*, 83(11).
- Kim, K. Y., North, G. R., and J. Huang. 1996. “EOFs of One–Dimensional Cyclostationary Time Series: Computations, Examples, and Stochastic Modeling.” *J Atmos Sci*, 53(7).
- Kim, K. Y. 2002. “Investigation of ENSO variability using cyclostationary EOFs of observational data.” *Meteorol Atmos Phys*, 81(3).
- Koster, R. D., Mahanama, S. P. P., Livneh, B., Lettenmaier, D. P., and R. H. Reichle. 2010a. “Skill in streamflow forecasts derived from large–scale estimates of soil moisture and snow.” *Nature Geosci*, 3(9).
- \_\_\_\_\_. 2010b. “Contribution of land surface initialization to subseasonal forecast skill: First results from a multi–model experiment.” *Geophys Res Lett*, 37.
- Koster, R. D., *et al.* 2011. “The Second Phase of the Global Land–Atmosphere Coupling Experiment: Soil Moisture Contributions to Subseasonal Forecast Skill.” *J Hydrometeorol*, 12(5).
- Oleson, K. W., *et al.* 2004. “Technical Description of the Community Land Model(CLM).” National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado.
- Orsolini, Y. J. and N. G. Kvamsto. 2009. “Role of Eurasian snow cover in wintertime circulation: Decadal simulations forced with satellite observations.” *J Geophys Res–Atmos*, 114.
- Overland, J. E., Wood, K. R., and M. Wang. 2011. “Warm Arctic–cold continents: climate impacts of the newly open Arctic Sea.” *Polar Res*, 30(0).
- Qu, X. and A. Hall. 2007. “What Controls the Strength of Snow–Albedo Feedback?” *J Climate*, 20(15).
- Rayner, N. A. 2003. “Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century.” *Journal of Geophysical Research*, 108(D14).
- Reynolds, R. W., Rayner, N. A., Smith, T. M., Stokes, D. C., and W. Wang. 2002. “An Improved In Situ and Satellite SST Analysis for Climate.” *J Climate*, 15(13).

- Thompson, D. W. J. and J. M. Wallace. 1998. "The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields." *Geophys Res Lett*, 25(9).
- Vavrus, S. and D. Waliser. 2008. "An Improved Parametrization for Simulating Arctic Cloud Amount in the CCSM3 Climate Mode." *J Climate*, 21(21).
- Wang, B., *et al.* 2008. "Advance and prospectus of seasonal prediction: assessment of the APCC/CliPAS 14-model ensemble retrospective seasonal prediction(1980-2004)." *Clim Dynam*, 33(1).
- Woo, S. H., Kim, B. M., Jeong, J. H., Kim, S. J., and G.-H. Lim. 2012. "Decadal Changes in Surface Air Temperature Variability and Cold Surge Characteristics over Northeast Asia and Their Relation with the Arctic Oscillation for the Past Three Decades(1979-2011)." *J. Geophys. Res.*, in review.
- Yeh, T. C., Wetherald, R. T., and S. Manabe. 1983. "A Model Study of the Short-Term Climatic and Hydrologic Effects of Sudden Snow-Cover Removal." *Mon Weather Rev*, 111(5).



# IV 최근 적도-중위도-극 지역간 주요 대기 변동성 간의 상관성 변화에 관한 연구

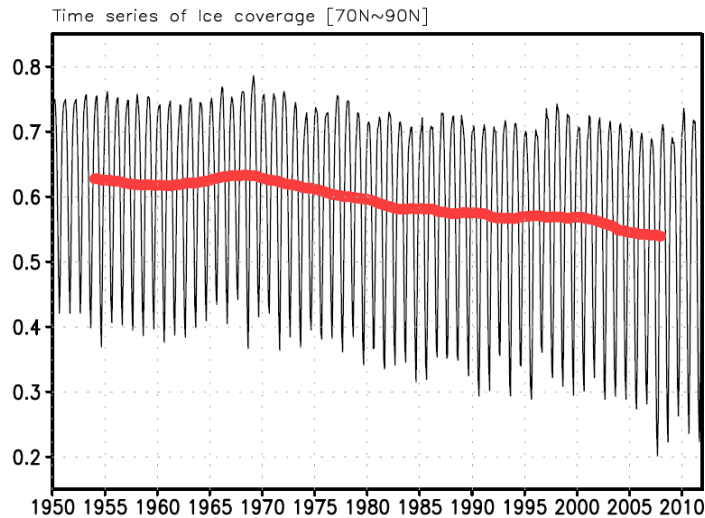
예상옥\*

## 1. 서론

Intergovernmental Panel on Climate Change(IPCC) 4차 보고서에 의하면, 전 지구 평균 기온이 최근 100여 년 동안 지속적으로 증가하고 있는 것으로 나타났다(IPCC 2007). 그러나 이와 같은 전 지구 평균 기온의 증가가 인류 활동에 의해 대기 중 이산화탄소와 같은 온실 기체의 증가로 야기된 대기 강제력의 변화에 기인한 것인지, 아니면 지구 기후 시스템의 외적인 자연 강제력(external natural forcing)에 기인한 것인지 명확한 원인에 대해 과학적인 논의가 현재 이루어지고 있는 중이다(Deser and Phillips 2009; Deser *et al.* 2011).

나아가 최근에는 이와 같은 전 지구 평균 기온의 온난화 현상이 지구 기후 시스템을 구성하고 있는 수권, 대기권, 빙권에 어떠한 변화 특성을 유도하고 있는지에 대한 활발한 분석이 진행되고 있다. 특히 지구 평균 기온의 증가로 인해 가장 취약한 것으로 생각되는 빙권의 변화는 매우 급격한 것으로 보고되고 있는데(Wang and Overland 2009), 최근 연구 결과에 의하면 2007년 여름에는 북극 지방의 얼음 녹음 현상이 매우 뚜렷하여 (Comiso *et al.* 2008) 광범위한 지역에서 해빙 현상이 나타났다.

\* 한양대학교 해양환경과학과.



[그림 IV-1] 1950~2011년 기간 동안 북반구 70도 이상 지역에서 평균된 해빙 농도의 변화 시계열(축은 해빙 농도값을 나타냄.)

[그림 IV-1]은 지난 1950년 이후 북반구 70도 이상 지역에서 평균된 해빙 농도의 변화 시계열을 보인 것이다. 시계열의 변동성에서 확인할 수 있는 것처럼, 1980년대 이전까지 북반구 극 지역의 해빙 농도의 변화는 크지 않으나 그 후 점차적으로 감소하기 시작하였으며, 2000년대 이후 그 감소 경향이 뚜렷하게 나타남을 확인할 수 있다. 이와 같이 극 지역에서의 해빙 현상은 남북 방향의 온도 경도차를 변화시키기 때문에 중위도, 나아가 북반구 전체의 대기 대순환 변동성에 영향을 주게 된다(Zhang *et al.* 2008; Overland and Wang 2005; Overland and Wang 2010). 예를 들면 중위도 지역의 가장 우세한 대기 변동 모드의 하나인 북극 진동(arctic oscillation, Thompson and Wallace 1998)은 북극 지방 얼음 면적의 감소로 인해 과거에 비해 양의 위상으로의 전이가 뚜렷한 것으로 분석되었다(Rigor *et al.* 2002; Zhang *et al.* 2003). 특히 Zhang *et al.*(2008)은 최근 북극 지역에서의 급격한 빙권 시스템의 변화는 그 지역에서 우세한 대기 변동성인 북극 진동의 변화뿐만 아니라, 전 지구 대기 대순환 변동성이 임계점(tipping point)을 넘어서는 급격한 변화를 유도할 수 있다고 주장하였다. 즉 대기 대순환의 급격한 시·공간적 변화 경향은 과거 알려진 극, 중위도 나아가 적도 지방 간의 대기 대순환의 원격 상관성에도 영향을 줄 수 있기 때문에, 과거와 비교하여 최근 이러한 지역들 간의 원격 상관성의 변화를 분석하는 것은 매우 유용할 것이다.

위에서 언급한 북반구 대기 대순환의 급격한 변동성과 관련하여 한반도를 포함하는 동

아시아 지역의 기후에 영향을 주는 주요 대기 변동성 또한 과거와 서로 다른 경향성을 보이는 것으로 보고되고 있다. 예를 들면 Jeong *et al.*(2011) 등은 최근 시베리아 고기압의 강도의 변화 경향에 대해 분석하였는데, 이 결과에 의하면 시베리아 고기압은 1970년대 이후 1980년대를 거치면서 그 강도가 약화되었다가 최근 들어서 그 강도가 다시 강해지고 있는 것으로 나타났다. Jeong *et al.*(2011) 이전의 연구들은 1970년대와 1980년대에 시베리아 고기압의 약화를 지구 온난화로 인한 대기 강제력 변화와 지표면 특성 변화로 인한 영향에 기인한 것으로 해석하였다. 그러나 온실 기체가 꾸준히 증가하고 있음에도 불구하고 시베리아 고기압의 강도가 다시 강화되는 이유는 아직 명확하지 않다. Jeong *et al.*(2011)에서는 이와 같은 원인의 하나로 시베리아 고기압의 강도 변화에 미치는 북극 진동의 영향이 최근 증가한 것을 그 원인으로 제시하였다. 또한 Yim *et al.*(2012)은 최근 북극 진동과 시베리아 고기압 및 알류산 저기압과 같은 북반구 주요 대기 순환장들의 상관성에서 변화가 있음을 보였는데, 특히 그들은 한반도 겨울철 기온 변동성에 영향을 주는 북반구 대기 대순환이 과거 시베리아 고기압에서 최근 북극 진동으로 변화되었음을 지적하였다.

본 연구를 통해서는 최근 우리나라 겨울철 기온 변동성과 북극 진동과의 상관성에 나타난 변화 특성을 살펴본 다음, 북반구 주요 대기 변동성인 북극 진동과 시베리아 고기압의 최근 상관성의 변화를 분석함으로써 극 지역과 고위도 지역의 대기 순환장의 원격 상관성의 변화를 제시하였다. 나아가 열대 적도 지역과 중위도-극 지역을 연결하는 원격 상관성의 최근 변화에 대해 살펴보았다.

## 2. 자료 및 방법

주요 북반구 대기 순환장들의 상관성 변화를 살펴보기 위해, 먼저 과거 40년 동안 (1970/12~2010/2) 겨울철 기간 동안 우리나라의 21개(속초, 춘천, 강릉, 서울, 인천, 수원, 서산, 청주, 대전, 추풍령, 포항, 군산, 대구, 전주, 울산, 광주, 부산, 통영, 목포, 여수, 진주) 기상관측소에서 얻어진 기상청의 자료를 통해 우리나라 겨울철 평균 기온 시계열을 구하였다. 21개 기상 관측소 자료는 분석 기간으로 정의한 기간 동안에 모든 자료가 존재하는 지역이기 때문에 선정하였다(그림으로 보이지는 않음).

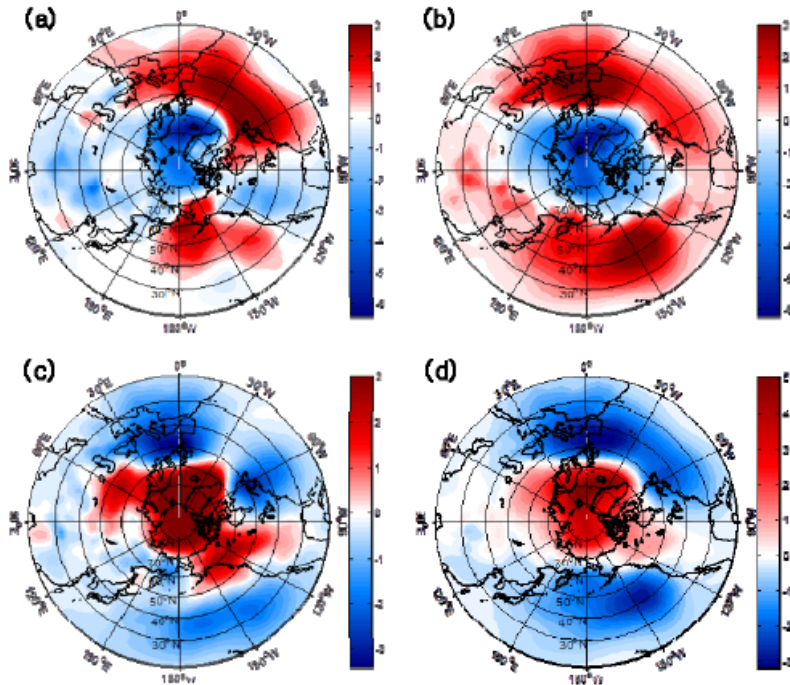
이 연구에서 겨울철은 특별한 언급이 없으면 12월, 1월, 2월을 의미한다. 겨울철 북반구 대기 순환 변동성의 가장 우세한 것으로 알려진 북극 진동은 20°N 이북의 해수면 기압의 편차의 첫 번째 경험적 직교 함수(EOF: Empirical Orthogonal Function) 모드로 추출되는

기압 변동 패턴(Thompson and Wallace 1998; 2000)으로 정의하였으며, 북극 진동을 나타내는 북극 진동 지수(Arctic Oscillation Index)는 National Weather Service/Climate Prediction Center([http://www.cpc.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily\\_ao\\_index/ao.shtml](http://www.cpc.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/ao.shtml))에서 얻어 겨울철 기간 동안 평균하였다. 시베리아 고기압 지수는 시베리아 고기압의 중심부를 포함하는 지역인 40~60°N, 80~120°E에서 평균된 시베리아 고기압 강도로 정의하고, National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) 재분석 자료의 해수면 기압장의 월평균 자료(2.5°×2.5°)를 이용하였다(Wu and Wang 2002). 이 연구에 사용된 대기 자료는 주로 NCEP/NCAR 재분석 자료를 사용하였으며, 그 외의 자료들은 본문에 직접 언급하였다.

### 3. 극-고위도 지역 대기 순환장 상관성의 변화

Yim *et al.* (2012)에 의하면, 동아시아 겨울철 몬순의 직접적인 영향을 받고 있는 우리나라의 겨울철 기온은 1980년대 중반을 경계로 기후 변이(climate regime shift)가 관측되었다. 우리나라의 겨울철 평균 기온의 시간에 따른 변화를 보면, 1986/87년 겨울을 전후로 전체 평균 기온의 변화가 뚜렷한 기후 변이를 보이고 있는데(Yim *et al.* 2012), 특히 그들은 북극 진동 지수 및 시베리아 고기압 지수와 우리나라 겨울철 평균 기온의 상관 계수가 최근에 변화하였음을 지적하였다. 이와 같은 사실은 나아가 시베리아 고기압과 북극 진동과의 상관성 또한 변하고 있음을 암시하는 것이다.

이를 확인하기 위하여 먼저 [그림 IV-2]에서 1980년대 중반 이전과 이후로 12월, 1월 북극 진동 지수가 양의 위상 및 음의 위상일 경우의 해면 기압의 합성도를 제시하였다. 1980년대 중반을 선택한 이유는 이 시기에 북극 진동의 위상이 장주기 시간 규모에서 음의 위상에서 양의 위상으로 변화되었기 때문이다.



[그림 IV-2] 1986년 이전(a)과 이후(b) 북극 진동이 양의 위상을 가질 때 해면 기압의 합성도(c와 d는 북극 진동이 음의 위상을 가질 때 해면 기압의 합성도를 보인 것임. 단위는 mbar)

[그림 IV-2a]와 [그림 IV-2b]는 1986년 이전과 이후 기간 동안 북극 진동이 양의 위상을 가질 때 해면 기압의 합성도를 나타낸 것이며, [그림 IV-2c]와 [그림 IV-2d]는 북극 진동이 음의 위상을 가질 때 해면 기압의 합성도를 보인 것이다. 북극 진동의 위상 차이에 따른 해면 기압의 구조는 1980년대 중반 이전과 이후에 뚜렷한 차이를 가지고 있음을 알 수 있다. 1980년대 중반 이전 동아시아 지역의 해면 기압의 편차는 북극 진동의 위상과 상관없이 음의 값을 가지고 있는 반면, 1980년대 이후 기간 동안에는 북극 진동이 양의 위상일 경우 양의 값을, 음의 위상일 경우 음의 값을 가지고 있음을 알 수 있다. 나아가 시베리아 고기압의 중심이 위치하고 있는 지역(40~60°N, 80~120°E)에서 해면 기압의 편차와 북극 진동 위상과의 상관성 또한 1980년대 중반을 경계로 어느 정도 차이가 있음을 확인할 수 있다. 예를 들면 1980년대 중반 이전의 경우 북극 진동의 위상과 시베리아 고기압 지역의 평균 해면 기압 편차는 음의 상관성(북극 진동 양의 위상일 경우 시베리아 고기압의 약화 또는 북극 진동 음의 위상일 경우 시베리아 고기압의 강화)이 우세한 반면, 1980년대 중반 이후에는 그와 같은 상관성이 약해졌음을 확인할 수 있다.

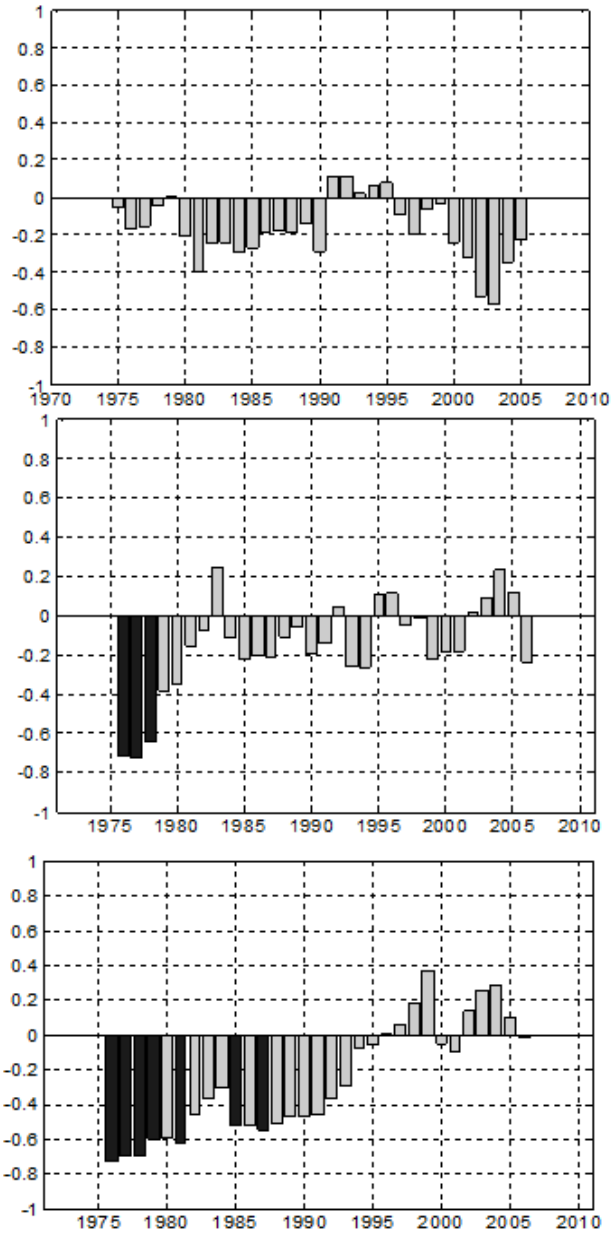
1980년대 중반 이전과 이후 기간 동안 북극 진동의 위상 차이에 따른 해면 기압 구조의

차이는 공간 상관 계수값을 통해서도 확인할 수 있다. 1980년대 중반 이전 양의 위상(그림 IV-2a)과 음의 위상(그림 IV-2c)의 공간 상관계수 값은  $-0.37$ 로 작은 값을 갖고 있으나, 1980년대 중반 이후 그 값은  $-0.74$ 로 전기에 비해 큰 값을 가졌다. 이 결과는 1980년대 중반 이후로 접어들면서 북극 진동의 위상 차이에 따른 해면 기압 구조의 대칭성이 증가하였음을 암시하는 것이다. 다시 말하면 북극 진동의 위상이 장기 시간 규모에서 음의 위상 아래 있는 경우 경년 변동 규모에서 북극 진동의 양의 위상과 음의 위상은 그 비대칭성이 증가하는 반면, 양의 위상 아래 있는 경우 경년 변동 규모에서 양의 위상의 북극 진동과 음의 위상의 북극 진동은 대칭성이 증가한다는 것이다. 이러한 긴 시간 규모에서 북극 진동의 위상 차이에 따른 북극 진동의 공간 구조 변화가 북극 진동과 시베리아 고기압의 상관성의 변화에도 어느 정도 영향을 주었음을 추측할 수 있다.

북극 진동 위상의 장기 변동에 따른 북극 진동 공간 구조의 대칭성의 변화는, 북극 진동의 위상이 긴 시간 규모에서 음의 위상을 가지고 있는 경우 북극의 찬 공기를 둘러싸고 있는 강한 편서풍은 그 강도가 약해지고 극 지역에서 고위도 쪽으로 좀더 확장되는 특징을 갖는다. 이와 같은 북극 진동의 평균적 특성은 경년 변동 규모에서 위상 차이에 따른 북극 진동 공간 구조의 비대칭성적 특성을 강화시킬 수 있을 것으로 사료된다. 그에 반해 북극 진동 위상이 긴 시간 규모에서 양의 위상을 가지고 있는 경우 북극의 찬 공기를 둘러싸고 있는 강한 편서풍은 그 강도가 강해지고 고위도에서 극 쪽으로 수축되는 특징을 갖는다. 따라서 이와 같은 북극 진동의 평균적 특성은 이 시기의 경년 변동 규모의 위상 차이에 따른 대칭성을 강화시킬 수 있음을 추측할 수 있다. Yim *et al.* (2012)에 의하면, 북극 진동의 위상이 긴 시간 규모에서 양의 위상을 가지고 있을 시기에 경년 변동 규모의 북극 진동 변동성과 우리나라 겨울철 기온과의 상관성이 높아졌음을 제시하였는데, 이와 같은 결과는 긴 시간 규모에서 북극 진동의 위상 변화가 북극 진동 지수를 활용한 지면 기온과의 예측도에도 어느 정도 영향을 줄 수 있음을 보여주는 것이다.

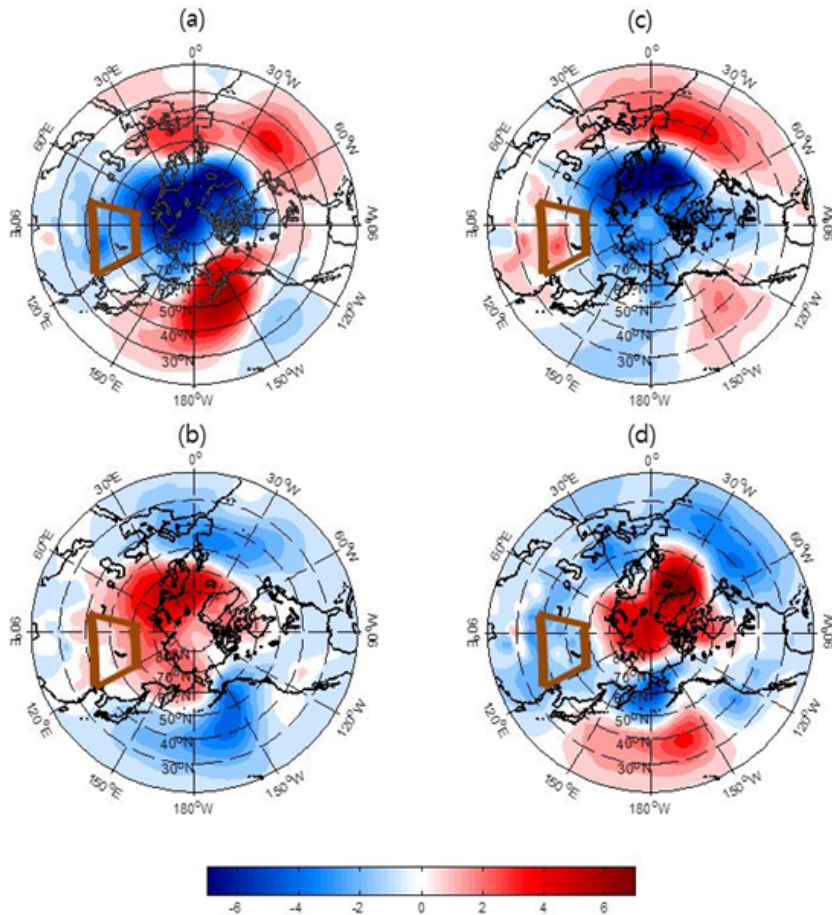
시베리아 고기압과 북극 진동과의 상관성을 좀더 자세하게 분석하기 위해 최근 40년 동안(1970~2011년) 12월, 1월, 2월의 북극 진동 지수와 시베리아 고기압 지수 간의 11년 이동 평균 상관계수의 변화를 제시하였다(그림 IV-3). 이미 기존 연구 결과에서 잘 알려져 있는 것처럼, 겨울철 북극 진동 지수와 시베리아 고기압 지수는 대체적으로 음의 상관성을 가지고 있다(Gong and Ho 2002). 그러나 [그림 IV-3]의 결과는 이와 같은 상관성이 겨울철 각 달마다 서로 다르며, 특히 2월의 경우 1970, 1980년대와 최근의 북극 진동 지수와 시베리아 고기압 지수와의 상관성이 크게 변하였음을 보여주고 있다. 즉 1970, 1980년대에는 북극 진동이 양(음)의 위상일 경우 시베리아 고기압의 강도는 강화(약화)된 반면, 최근

들어서는 통계적으로 유의하지는 않지만 북극 진동이 양(음)의 위상일 경우 시베리아 고기압의 강도는 약화(강화)됨을 보여준다.

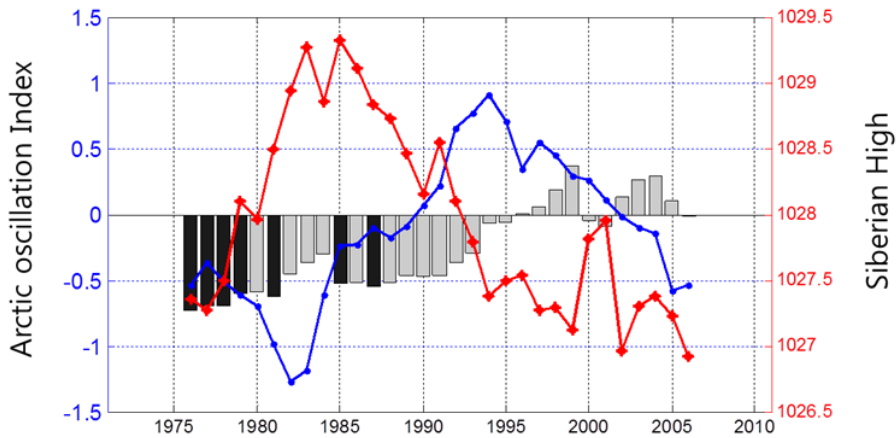


**[그림 IV-3]** 최근 40년(1970~2011년) 동안 12월(위), 1월(중간), 2월(아래) 시베리아 고기압 지수와 북극 진동 지수 간의 11년 이동 평균 상관계수의 변화 (검은 막대는 95% 신뢰 구간에서 통계적으로 유의한 값을 의미함.)

이러 사실은 [그림 IV-4]에서 보다 명확하게 확인할 수 있다. [그림 IV-4]는 북극 진동 지수와 시베리아 고기압 지수의 상관성이 뚜렷한 변화를 보이는 1990년대 중반 이전과 이후를 경계로 2월 북극 진동 지수가 양의 위상일 경우와 음의 위상일 경우 해면 기압의 합성도를 보인 것이다. [그림 IV-4]의 마름모 지역은 기후학적으로 시베리아 고기압의 중심이 위치하는 곳을 나타낸 것이다. 그림에서 확인할 수 있는 것처럼 1990년대 중반 이전에는 북극 진동이 양의 위상일 때(그림 IV-4a) 시베리아 고기압의 강도는 약해지고, 음의 위상일 때(그림 IV-4b) 시베리아 고기압의 강도는 강해짐을 알 수 있다. 그에 반에 1990년대 중반 이후에는 북극 진동이 양의 위상일 때([그림 IV-4c]) 시베리아 고기압의 강도는 강해지고, 음의 위상일 때(그림 IV-4d) 시베리아 고기압의 강도가 약해짐을 알 수 있다.



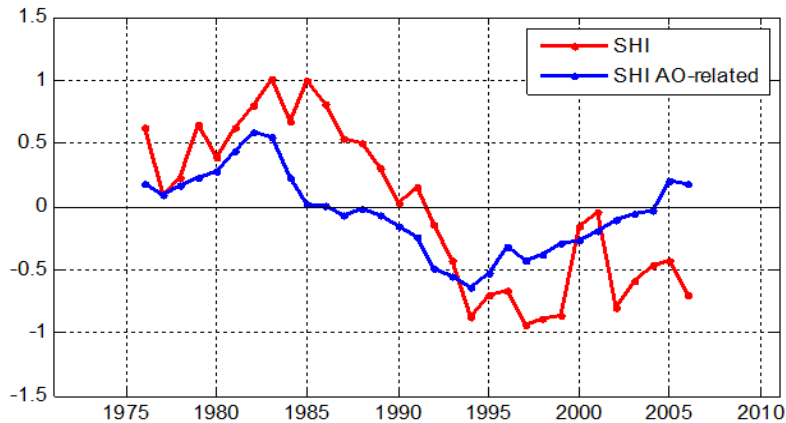
**[그림 IV-4]** 1971~94년 기간 동안 2월 북극 진동 지수가 양의 위상(a)과 음의 위상(b)일 경우 해면 기압의 합성도 (c와 d는 1995~2011년 기간 동안 2월 북극 진동 지수가 각각 양의 위상과 음의 위상일 경우 해면 기압의 합성도)



**[그림 IV-5]** 1970~2011년 기간 동안 북극 진동 지수(파란색 선)와 시베리아 고기압(붉은색 선) 강도의 11년 이동 평균 (왼쪽 축은 북극 진동 지수, 오른쪽 축은 시베리아 고기압 강도의 크기)

이러한 2월의 북극 진동과 시베리아 고기압의 상관성의 변화가 긴 시간 규모에서 북극 진동의 위상 변화와 시베리아 고기압의 강도 변화와 연관성이 있는지를 확인하기 위해 [그림 IV-3c]의 결과와 함께 북극 진동 지수와 시베리아 고기압 강도의 11년 이동 평균을 동시에 제시하였다(그림 IV-5). [그림 IV-5]에서 왼쪽 축은 북극 진동 지수를, 오른쪽 축은 시베리아 고기압 지수의 강도의 크기를 설명하고 있다. 2월의 북극 진동 지수와 시베리아 고기압 지수의 장주기 규모에서 상관성의 변화는 북극 진동 지수의 장주기 시간 규모에서 위상화에 더 영향을 받는 것으로 나타났는데, 이것은 앞에서 언급한 [그림 IV-2]의 결과와도 어느 정도 일치하는 것이다. 즉 북극 진동 지수가 장주기 시간 규모에서 음의 위상일 경우 북극 진동 지수와 시베리아 고기압 지수의 변동은 음의 상관성을, 북극 진동 지수가 장주기 시간 규모에서 양의 위상일 경우 두 지수의 변동성은 양의 상관성을 갖는 것으로 보인다. [그림 IV-4]와 [그림 IV-5]의 결과를 함께 고려할 때, 최근 들어 북극 진동의 공간적인 구조가 변하였다는 사실을 또한 부인할 수 없다. 즉 [그림 IV-4a, b]와 [그림 IV-4c, d]를 직접적으로 비교하면, 1990년대 중반 이전과 이후 북극 진동이 양이나 음의 동일한 위상을 가지고 있어도 그 공간 구조가 고위도 지방에서 판이하게 서로 다를 수 있다. 최근 들어 어떤 물리적 현상이 이러한 북극 진동의 공간 구조의 변화에 영향을 주었는가는 아직 명확하지 않지만, [그림 IV-1]에서 언급하였던 것처럼 북극 진동이 위치하고 있는 극 지역에서 해빙 현상으로 인한 지표면 특성의 변화가 극진동의 공간 구조의 변화에 어느 정도 기여하였음을 추측할 수 있다. 따라서 정확한 물리 과정에 대한 연구가 필요할 것으로 보인다. 예를 들면 [그림 IV-6]은 2월 시베리아 고기압 지수의 11년 이동 평균값과 시베리

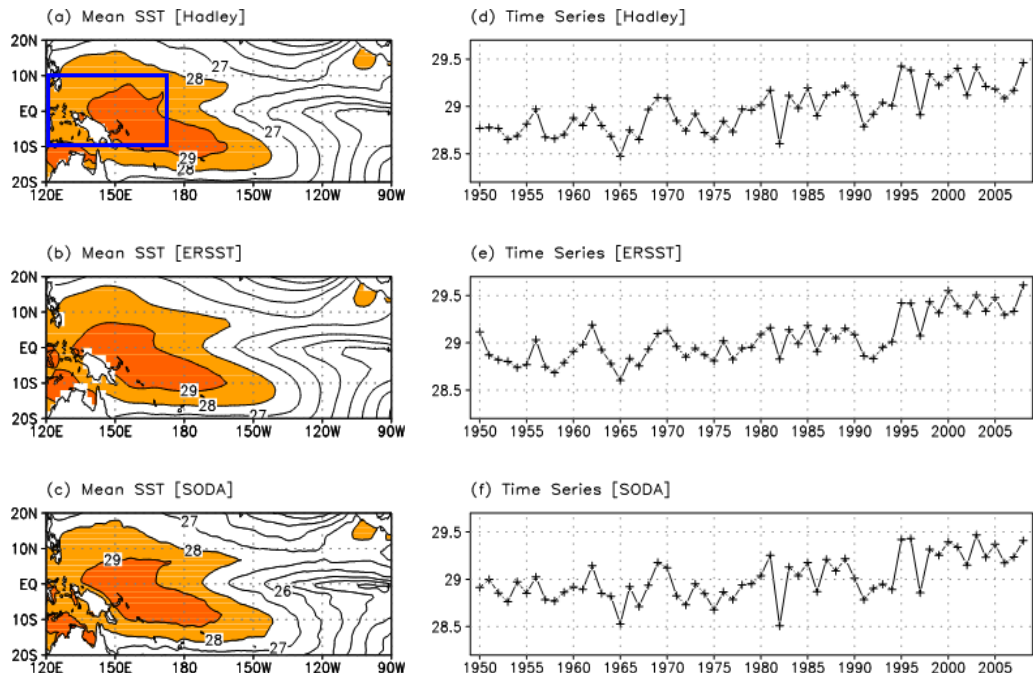
아 고기압에서 북극 진동에 의해 설명되는 고기압 변동성 지수의 11년 평균값을 같이 표현한 것이다. 그림에서 확인할 수 있는 것처럼 2월 시베리아 고기압의 강도는 점차 감소하고 있으며, 그와 비슷하게 북극 진동에 의해 선형적으로 설명되는 시베리아 고기압의 크기 또한 감소하고 있음을 알 수 있다. 즉 최근 들어 북극 진동에 의해 설명되는 시베리아 고기압의 크기가 감소하여 기존의 북극 진동과 시베리아 고기압의 상관성이 최근 들어 크게 달라지고 있다고 추측할 수도 있다. 나아가 [그림 IV-5]에서 볼 수 있는 것처럼, 북극 진동 지수의 장주기 변화와 북극 진동 지수와 시베리아 고기압 지수의 상관성의 변화는 어느 정도 지연되어 나타나며, 또한 시베리아 고기압 강도의 장주기 변동 또한 어느 정도 영향을 미치고 있는 것으로 보여 이에 대한 자세한 연구가 필요하다.



[그림 IV-6] 1970~2011년 기간 동안 2월 시베리아 고기압 지수의 11년 이동 평균값 (붉은색 선)과 북극 진동 지수에 의해 선형적으로 설명되는 고기압 변동성 지수의 11년 평균값(파란색 선). 단위는 mbar.

#### 4. 열대-극 지역 상관성의 변화

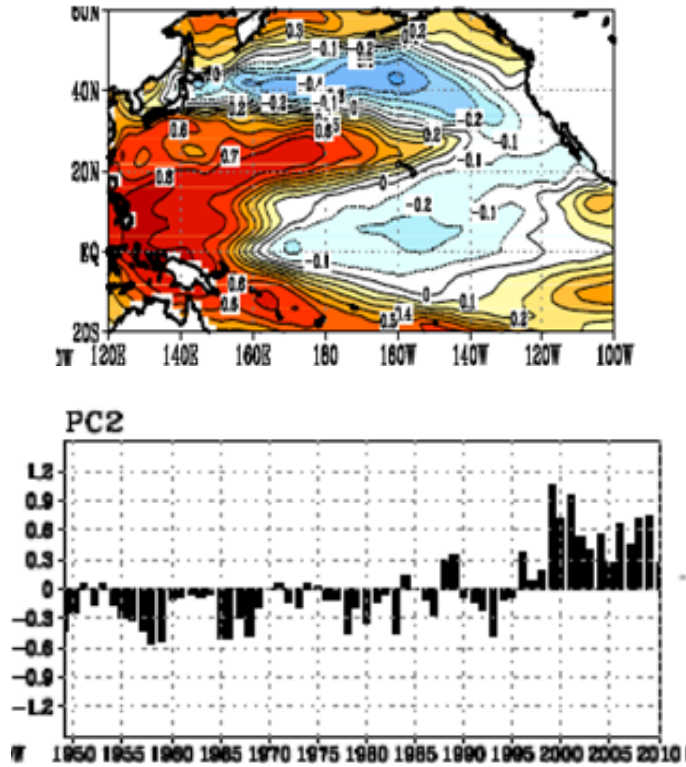
앞에서 언급한 것과 같이 최근 극-고위도 지역의 주요 대기 순환장의 상관성의 변화와 함께 열대-극 지역의 상관성의 변화 또한 분석할 필요가 있다. 특히 Park *et al.*(2012) 그리고 L'Heureux *et al.*(2012) 에 의하면, 최근 열대 태평양 warm pool 지역의 표층 온도가 뚜렷한 온난화 경향을 보이는 것으로 나타났다. 또한 최근 몇몇 연구 결과들은 열대 동태평양보다 서태평양 표층 온도가 지구 온난화에 더욱 민감하게 반응하여 그 상승 경향이 더욱 뚜렷하게 나타남을 지적하고 있다(Cane *et al.* 1997; Karnamekas *et al.* 2009).



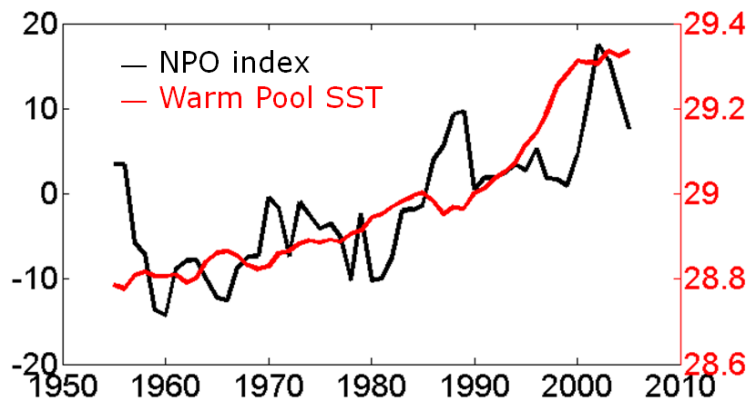
**[그림 IV-7]** 1950~2008년 겨울철(10~3월) 기간 동안 HadISST(a), ERSST(b), SODA SST(c)에서 얻어진 열대 태평양 평균 표층 온도 분포 (d-는 각각 HadISST, ERSST, 그리고 SODA SST를 사용하여 열대 서태평양 warm pool 지역(그림 IV-7a의 파란색 박스 영역)에서 평균된 표층 온도의 시계열, 단위는 °C)

[그림 IV-7]은 서로 다른 세 종류의 표층 온도 자료를 사용하여 1950년대부터 2008년 동안 겨울철(10~2월) warm pool 지역(그림 IV-7의 박스) 표층 온도의 시계열을 보인 것이다. 여기서 사용된 세 종류의 표층 온도 자료는 Hadley Center에서 제공된 표층 온도 (HadISST, Rayner *et al.* 2003), NOAA에서 제공된 Extended Reconstructed 표층 온도 (ERSST, Smith and Reynolds 2004) 그리고 해양 재분석 자료인 Simple Ocean Data Assimilation(SODA, Carton *et al.* 2000) 표층 온도이다. [그림 IV-7]에서 확인할 수 있는 것처럼, 열대 태평양 warm pool의 온도는 표층 온도 자료 종류와 무관하게 뚜렷한 선형 경향성을 보이면서 상승하고 있음을 알 수 있다. 특히 1990년대 중반 이후 warm pool의 표층 온도가 뚜렷하게 온난화 경향을 보이고 있다. 이와 같은 warm pool 온도의 증가 원인은 현재 정확하게 알려져 있지 않지만, 앞에서 언급한 몇몇 연구 결과들은 warm pool 온도 증가를 지구 온난화로 인한 대기 강제력의 변화에 기인한 것으로 제시하고 있다. 실제 그림으로 보이지는 않았지만 warm pool 지역에서 하향 장파 복사의 시계열을 분석해 보면 최근 그 양이 뚜렷하게 증가한 반면 이 지역의 하향 단파 복사량은 감소 추세에 있음을 알 수 있는데, 이 지역의 높은 표층 온도와 대류 활동의 특성 그리고 [그림 IV-7]에서 보이는

표층 온도의 온난화 경향을 고려할 때 이러한 복사 강제력의 변화는 표층 온도의 증가로 인해 대류 활동이 증가함에 따라 유도된 대기 강제력의 변화가 주요한 원인으로 사료된다.

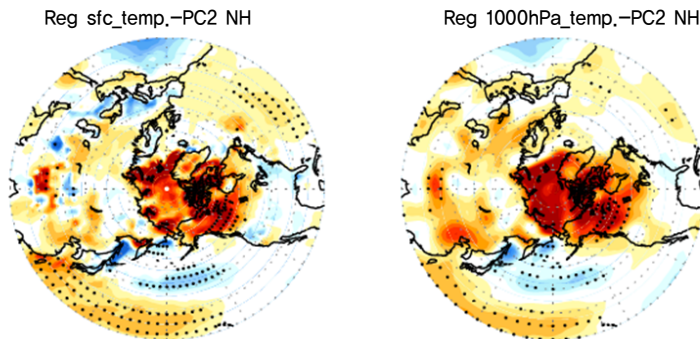


[그림 IV-8] Park et al.(2011)에 제시된 태평양 지역에서 1949~2010년 기간 동안 겨울철 (11~3월) 표층 온도의 경험적 직교 함수(EOF: Empirical Orthogonal Function) 두 번째 모드(위)와 그에 상응하는 주성분 시계열(아래)



[그림 IV-9] 알류산 저기압의 남북 방향의 변동성을 나타내는 NPO 지수(검은색 선)와 열대 서태평양 warm pool 지역 (그림 IV-7a의 박스 영역)에서 평균된 표층 온도의 11년 이동 평균(붉은색 선) (NPO 지수는 북태평양 지역의 해면 기압 변동성의 두 번째 EOF의 주성분 시계열을 의미함.)

Park *et al.*(2011)에 의하면, 열대 지역 warm pool 지역 표층 온도의 증가는 태평양 지역에서 [그림 IV-8]에서 보이는 것과 같은 새로운 표층 온도 변동 모드를 유도한 것으로 나타났다. [그림 IV-8]은 Park *et al.*(2011)에 제시된 것처럼 태평양 지역에서 1949~2009년 기간 동안 겨울철(11~3월) 표층 온도의 경험적 직교 함수(EOF: Empirical Orthogonal Function) 두 번째 모드와 그에 상응하는 주성분 시계열을 보인 것이다. EOF의 공간 구조와 그에 상응하는 시계열은 열대 서태평양 지역의 warm pool 표층 온도가 뚜렷한 선형 경향성을 보이면서 최근에 상승하고 있는 추세를 잘 보여주며, 이것은 [그림 IV-7]의 결과와 잘 일치하고 있다. 또한 Park *et al.*(2011)은 이와 같은 warm pool 지역의 표층 온도 증가가 어떻게 중위도 지역 대기 순환과 어떤 상관성을 가지고 있는지 제시하였는데, 가장 특징적인 것은 북태평양 지역의 알류산 저기압의 남북 방향으로의 움직임에 영향을 주고 있다는 사실이다(Park *et al.*의 그림 3 참고). 기존 연구 결과에 의하면(Linkin and Nigam 2008), 알류산 저기압의 남북 방향의 움직임을 나타내는 지수로 North Pacific Oscillation(NPO) 지수가 있으며, 이 지수는 알류산 저기압의 중심 위치를 나타내는 위도 변동성과 높은 상관계수를 가지고 있는 것으로 알려져 있다. [그림 IV-9]는 앞에서 언급한 것과 같이 알류산 저기압의 남북 방향의 변동성을 나타내는 NPO 지수와 열대 서태평양 warm pool 지역에서 평균된 표층 온도의 11년 이동 평균을 동시에 나타낸 것이다. [그림 IV-9]에서 왼쪽 축은 NPO 지수를, 오른쪽 축은 warm pool 지역의 평균된 표층 온도의 크기를 나타내고 있다. 두 시계열의 상관계수는 0.6 이상으로, 이와 같은 높은 상관계수가 의미하는 것은 warm pool 지역 표층 온도가 상승할수록 알류산 저기압의 중심이 극 쪽으로 편향된다는 것으로, Park *et al.*(2011)의 결과와 일치한다. 이러한 결과들은 열대 서태평양 지역의 표층 온도 변동성의 증가가 중위도 대기 순환장 변동성에 직접적인 영향을 주고 있음을 보여준다.



**[그림 IV-10]** 그림 IV-8에서 보인 warm pool 지역의 표층 온도 증가를 나타내 보여주는 주성분 시계열과 극 지역 지면(왼쪽)과 하층(1,000hPa, 오른쪽) 온도와의 선형 회귀 계수(점으로 표현된 지역은 95% 신뢰 구간에서 통계적으로 유의한 지역을 나타냄.)

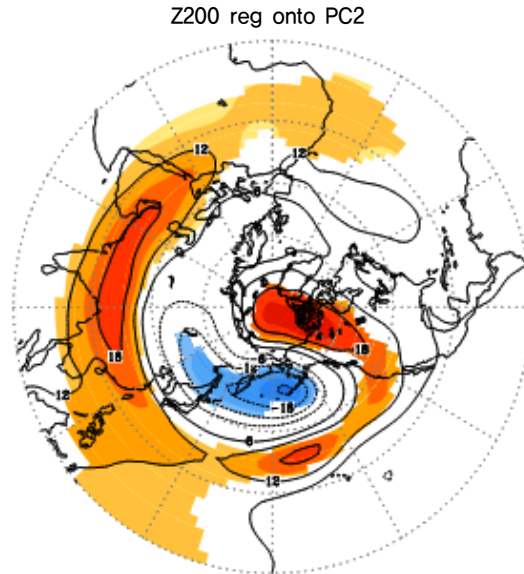
알류산 저기압 중심의 극 쪽으로의 편향은 그 지역에서의 대기 순환의 주요 흐름을 바꿈으로써 극 지역의 대기 환경에도 영향을 줄 것으로 사료된다.

[그림 IV-10]은 [그림 IV-8]에서 보인 warm pool 지역의 표층 온도 증가를 나타내 보여주는 주성분 시계열과 극 지역 표층과 하층(1,000hPa) 온도와 선형 회귀 계수를 보인 것이다. 그림에서 확인할 수 있는 것처럼 warm pool 지역 표층 온도의 변동성이 극 지역 지면 및 하층에서의 온도 변동성과 뚜렷한 양의 선형 상관성을 갖고 있다. 이 사실은 이 지역(warm pool 지역)에서 표층 온도가 증가할 때 극 지역의 표층 온도 또한 상승함을 보여준다. 어떤 메커니즘으로 warm pool 지역 표층 온도의 장주기 시간 규모에서의 증가가 극 지역의 지면 온도를 증가시키는지 그 구체적인 원인은 현재 불확실하다. 하지만 최근 Lee *et al.*(2011a)의 연구 결과는 적도-극 지역이 어떤 상관성을 가지고 연결되어 있는지에 대한 역학적 원인을 제공해 주고 있다.

Lee *et al.*(2011)의 연구 결과를 간략하게 정리하면 다음과 같다. 열대 서태평양 지역에서 Madden-Julian Oscillation(MJO)와 같은 계절 변동성의 시간 규모를 갖는 대류 활동이 증가하면 이 지역에서 대기 열적 강제력이 증가하게 된다. 열대 지역에서 대기 열적 강제력의 증가는 이 지역의 대기 상층에서 행성 규모의 로스비 파(Rossby wave)를 유도하고, 이러한 로스비 파는 고위도 쪽으로 전파된다. 극 지역으로 전파된 로스비 파는 이 지역에서 대기의 하강 운동을 유도하고, 이런 하강 운동은 단열 승온 현상을 동반하며, 나아가 하향 대기 복사량 증가, 극향 열수송 증가와 같은 현상을 유도함으로써 극 지역 지면 부근의 온도를 증가시키는 데 기여하게 된다. Lee *et al.*(2011b)에서는 이러한 사실을 뒷받침하기 위해 열대 서태평양 warm pool 지역에서 MJO 활동의 장주기 변화 특성을 제시하였다. 즉 1970년대 중반 이전과 이후 이 지역에서의 MJO 활동의 차이의 특성을 분석한 결과, 1970년 후반 이후 열대 서태평양 warm pool 지역에서 MJO와 연관된 대류 활동의 증가가 통계적으로 유의하게 증가하였으며, 이와 같은 증가가 동일한 시기에서 극 지역의 지면 온도 증가를 유도하였음을 제시하였다.

Lee *et al.*(2011)에서 제시된 역학적 이론을 바탕으로 시간 규모는 다르지만 열대 서태평양 warm pool 지역 표층 온도의 장주기 변동, 즉 warm pool 지역 표층 온도의 증가는 동일한 메커니즘으로 극 지역 대기 순환 구조에 영향을 주어 이 지역의 지면 온도를 증가시킬 수 있는 것으로 생각할 수 있다. 예를 들면 장주기 시간 규모에서 warm pool 지역의 표층 온도 증가는 이 지역에서 대규모 대류 활동의 증가를 유도하게 되며, 이와 같은 대류 활동의 증가는 적도에서 극 쪽으로의 행성 규모 파동과 유사한 구조의 대기 평균장 순환의 변화를 야기시킨다. 이러한 장주기 시간 규모에서 대기 순환장의 변화는 극 지역에서 대규모 하강 운동을 유도하면서, Lee *et al.*(2011)에서 제시된

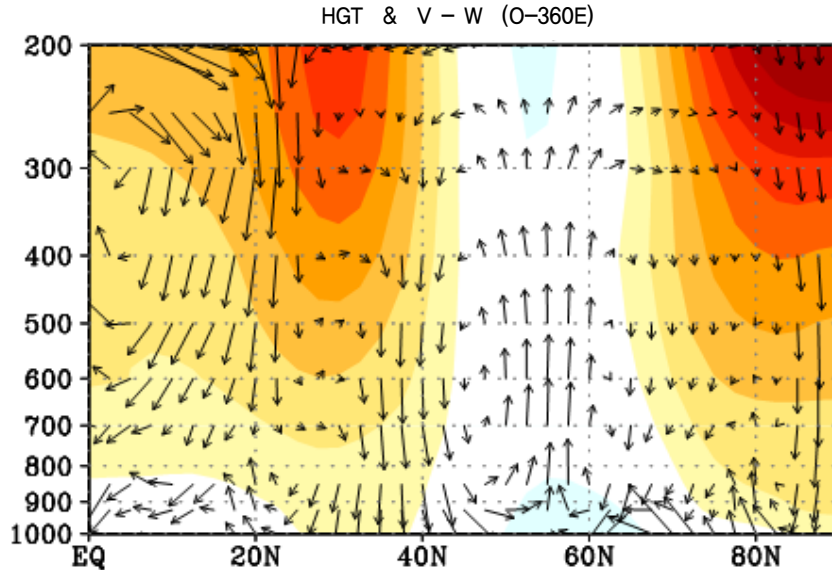
것과 같이 하강 운동으로 인한 단열 승온 현상, 하향 대기 복사량 증가 및 극향 열수송 증가를 동반함으로써 이 지역 지면 온도의 증가를 가져오게 된다고 추측할 수 있다.



**[그림 IV-11]** 그림 IV-8에서 보인 warm pool 지역의 표층 온도 증가를 나타내 보여주는 주성분 시계열과 상층(200hPa) 지위고도와의 선형 회귀 계수의 공간적 분포

이와 같은 추측을 확인하기 위해 [그림 IV-11]에 [그림 IV-8]에서 보인 warm pool 지역의 표층 온도 증가를 나타내 보여주는 주성분 시계열과 상층(200hPa) 지위고도와의 선형 회귀 계수의 공간적 분포를 나타내었다. 흥미롭게도 저위도 지역에서 극 지역으로 로스비 파 형태의 지위고도 공간 구조를 확인할 수 있다. [그림 IV-8]에 보인 warm pool 지역 주성분 시계열의 선형 경향성과 장주기 시간 규모에서 변동성을 고려할 때 [그림 IV-11]에서 보이는 지위고도의 공간 구조는 북반구 지역 지위고도 평균장의 변화로도 생각할 수 있을 것이다. 그림으로 보이지는 않았지만 warm pool 지역 표층 온도 변동성을 나타내는 주성분 시계열과 하층(850hPa)과 중층(500hPa) 대기에서 선형 회귀 지위고도의 공간 분포 역시 [그림 IV-11]과 유사한 구조를 보이는데, 이것은 [그림 IV-11]에 보이는 북반구 지역 대기 순환 구조가 순압 구조임을 의미한다. 특히 [그림 IV-11]의 선형 회귀 지위고도 분포의 특성을 살펴보면, 극 지역에서의 양의 선형 회귀 계수값을 확인할 수 있다. 이것은 이 지역의 열대 서태평양 warm pool 지역의 표층 온도가 상승하면 극 지역 상공에서 고기압성 편차가 유도되며, 이러한 고기압성 편차는 남북 방향의 온도 경도 약화와 연관이 있다. 이와 같은 고기압성 편차는 Lee *et al.* (2011)에서 지적한 것처럼, 이 지역에서 하강 운동을

유도하여 단열 승온 현상을 야기함으로써 이 지역 지면 온도의 증가를 가져올 수 있는 역학적 배경을 제공할 수 있다.



[그림 IV-12] 그림 IV-11과 동일하게 warm pool 지역의 표층 온도 증가를 나타내 보여주는 주성분 시계열과 각 층별 지위고도 및 남북 및 수직 운동 변동성과의 선형 회귀 계수 분포

[그림 IV-12]는 [그림 IV-11]과 동일하게 warm pool 지역의 표층 온도 증가를 나타내 보여주는 주성분 시계열과 각 층별 지위고도 및 남북 및 수직 운동 변동성과의 선형 회귀 계수 구조를 보여준 것이다. 이 그림에서 가장 주목할 대기 순환의 특징은 극 지역에서 뚜렷하게 확인할 수 있는 하강 운동과 지면에서 대기 상층에 이르기까지 순압 구조를 갖는 지위고도 편차이다. [그림 IV-11]에서 언급한 것과 같이 열대 서태평양 지역 warm pool 지역의 표층 온도 증가는 극 지역 상공에서 양의 지위고도 편차를 유도하게 되고, 이와 같은 편차는 이 지역에서 [그림 IV-12]에서 볼 수 있는 것처럼 대기 전 층에서 하강 운동을 유도하여 단열 승온 현상을 야기할 수 있는 역학적 원인을 제공한다고 볼 수 있다. 이런 장주기 관점에서 단열 승온 현상은 이 지역의 지면 온도를 상승시키는 데 중요한 원인으로 작용할 수 있을 것으로 사료된다. 현재까지 Lee *et al.*(2011)에서 제시된 역학적 메커니즘이 시간 규모가 서로 다른 적도-극 지역 대기 순환장의 상관성에도 동일하게 적용되는지 자세한 분석이 필요하다. 예를 들면 [그림 IV-12]에서 확인할 수 있는 극 지역 대기 전 층에서 양의 지위고도 편차가 이 지역에서 하향 장파 복사의 증가 및 극향 열수송의 증가에 어느 정도의 관련성이 있는지에 대한 세밀한 분석이 요구된다.

## 5. 결론 및 토의

최근 지구 온난화로 인한 대기 강제력의 변화는 기존에 알려져 있는 극-적도 및 극-고위도 지역 대기 순환장의 상관성의 변화를 유도하고 있는 것으로 분석되었다. 특히 이 연구에서는 해빙 현상으로 인한 극 지역에서의 지면 강제력의 변화와 적도 서태평양 warm pool 지역 표층 온도의 증가가 어떻게 북반구 대기 순환장의 상관성 변화에 영향을 미치는지 살펴보았다. 특히 동아시아 지역 겨울철 몬순에 가장 직접적인 영향을 주는 시베리아 고기압과 북극 진동과의 상관성이 최근 변화하였음을 확인할 수 있었다. 예를 들면 장주기 관점에서 북극 진동의 위상이 변화된 1980년대 중반 이전 동아시아 지역의 해면 기압의 편차는 북극 진동의 위상과 상관없이 음의 값을 가지고 있는 반면, 1980년대 이후 기간 동안에는 북극 진동이 양의 위상일 경우 양의 값을, 음의 위상일 경우 음의 값을 가지고 있음을 알 수 있다. 나아가 시베리아 고기압의 중심이 위치하고 있는 지역(40~60°N, 80~120°E)에서 해면 기압의 편차와 북극 진동 위상과의 상관성 또한 1980년대 중반을 경계로 어느 정도 차이가 있음을 확인할 수 있었다.

그리고 1980년대 중반 이전의 경우 북극 진동의 위상과 시베리아 고기압 지역의 평균 해면 기압 편차는 음의 상관성(북극 진동 양의 위상일 경우 시베리아 고기압의 약화 또는 북극 진동 음의 위상일 경우 시베리아 고기압의 강화)이 우세한 반면, 1980년대 중반 이후에는 그와 같은 상관성이 약해졌음을 확인할 수 있었다. 특히 북극 진동 지수와 시베리아 고기압 지수의 상관성이 뚜렷한 변화를 보이는 1990년대 중반 이전과 이후를 경계로 2월 북극 진동 지수가 양의 위상일 경우와 음의 위상일 경우 해면 기압의 합성도를 분석하였는데, 1990년대 중반 이전에는 북극 진동이 양의 위상일 때 시베리아 고기압의 강도는 약해지고, 음의 위상일 때 시베리아 고기압의 강도는 강해짐을 알 수 있었다. 그에 반해 1990년대 중반 이후에는 북극 진동이 양의 위상일 때 시베리아 고기압의 강도는 강해지고, 음의 위상일 때 시베리아 고기압의 강도가 약해짐을 알 수 있었다.

이러한 원인으로 최근 들어 북극 진동의 공간적인 구조의 변화가 제시되었다. 즉 1990년대 중반 이전과 이후 북극 진동이 양이나 음의 동일한 위상을 가지고 있어도 그 공간 구조가 고위도 지방에서 서로 다르다는 것을 확인할 수 있었다. 이러한 현상의 원인으로, 아직 명확하지는 않지만 북극 진동이 위치하고 있는 극 지역에서 해빙 현상으로 인한 지표면 특성의 변화가 극진동의 공간 구조의 변화에 어느 정도 기여하였음을 추측할 수 있다. 이 논문에서는 최근 들어 북극 진동에 의해 선형적으로 설명되는 시베리아 고기압의 크기가 감소하여 기존의 북극 진동과 시베리아 고기압의 상관성이 크게 달라질 수 있다는 사실을 제시하였다.

앞에서 언급한 것과 같이 최근 극-고위도 지역의 주요 대기 순환장의 상관성의 변화와 함께 열대-극 지역의 상관성의 변화 또한 큰 것으로 나타났다. 최근 연구 결과들은 열대 태평양 warm pool 지역의 표층 온도가 뚜렷한 온난화 경향을 보이면서 고위도 및 극 지역에서 대기 순환장에 영향을 주는 것으로 제시하고 있다. 특히 1990년대 중반 이후 warm pool의 표층 온도가 뚜렷한 온난화 경향을 보이고 있는데, warm pool 온도의 증가 원인은 현재 정확하게 알려져 있지 않지만 지구 온난화로 인한 대기 강제력의 변화, 특히 하향 복사량 증가에 의해 해양 표층 온도가 증가한 것으로 제시되고 있다.

기존 연구들은 특히 warm pool 지역 표층 온도 증가가 북태평양 지역의 알류산 저기압의 남북 방향으로의 움직임에 영향을 주고 있다는 사실을 제시하였다. 이 논문에서도 알류산 저기압의 남북 방향의 변동성을 나타내는 North Pacific Oscillation(NPO) 지수와 열대 서태평양 warm pool 지역에서 평균된 표층 온도의 11년 이동 평균을 분석한 결과, warm pool 지역 표층 온도가 상승할수록 알류산 저기압의 중심이 극 쪽으로 편향된다는 사실을 확인하였다. 나아가 warm pool 지역의 표층 온도 증가를 나타내 보여주는 주성분 시계열과 극 지역 표층과 하층(1,000hPa)의 온도와의 선형 회귀 계수 결과는 warm pool 지역에서 표층 온도가 증가할 때 극 지역의 표층 온도 또한 상승함을 보여준다. Warm pool 지역 표층 온도의 장주기 시간 규모에서의 증가가 극 지역의 지면 온도를 증가시키는데 대해 구체적인 원인은 현재 불확실하지만, 최근 연구 결과들은 warm pool 지역에서의 대기 열적 강제력 증가가 대기 상층에서 행성 규모의 로스비 파(Rossby wave)를 유도하고, 이러한 로스비 파는 고위도 쪽으로 전파되며 극 지역에서 지면 부근의 온도를 증가시키는 데 기여하게 된다는 사실을 제시하였다. 이와 같은 연구 결과를 바탕으로 열대 서태평양 warm pool 지역 표층 온도의 장주기 변동, 즉 warm pool 지역 표층 온도의 온난화 현상이 기존에 제시된 메커니즘으로 극 지역 대기 순환 구조에 영향을 주어 이 지역의 지면 온도를 증가시킬 수 있음을 확인할 수 있었다. 즉 열대 서태평양 warm pool 지역의 표층 온도가 상승하면 극 지역 상공에서 고기압성 편차가 유도되며, 이러한 고기압성 편차는 남북 방향의 온도 경도 약화와 나아가 극 지역에서 하강 운동을 유도하여 단열 승온 현상을 야기함으로써 이 지역 지면 온도의 증가를 가져올 수 있는 역학적 배경을 제공할 수 있음을 제시하였다.

향후 이와 같은 연구 결과를 바탕으로 위에서 제시한 상관성의 변화가 기후 시스템의 자연 변동성에 기인한 것인지 또는 온실 기체 증가로 인한 대기 강제력의 변화에 기인한 것인지에 대한 추가 분석이 필요하다. 특히 극-적도, 극-고위도 간 대기 상관성의 변화에 대한 자세한 역학적 원인 분석을 관측 자료 분석이나 이상화된 모델 실험 등을 통해 확인할 필요가 있다.

## Reference

- Cane, *et al.* 1997. "Twentieth-Century sea surface temperature trends." *Science*, 275.
- Carton, J. A., Chepurin, G., Cao, X., and B. Giese. 2000. "A simple ocean data assimilation analysis of the global upper ocean 1950–95, Part I: Methodology." *J. Phy. Oceanogr*, 30.
- Comiso, J. C., Parkinson, C. L., Gersten, R., and L. Stock. 2008. "Accelerated decline in the Arctic sea ice cover." *Geophys. Res. Lett.*, 35.
- Deser C., Phillips, A., Bourdette, V., and H. Teng. 2011. "Uncertainty in climate change projections: the role of internal variability." *Clim. Dyna.*
- Deser C. and A. Phillips. 2009. "Atmospheric circulation trend, 1950–2000: The relative roles of sea surface temperature forcing and direct atmospheric radiative forcing." *J. Climate*, 22.
- Gong, D. Y. and C. H. Ho. 2002. "The Siberian High and climate change over middle to high latitude Asia." *Theor. Appl. Climatol*, 72.
- IPCC. 2007. "Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change." Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B.M. Tignor and H. L. Miller(eds.), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Jeong, *et al.* 2011. "Recent recovery of the Siberian High Intensity." *J. Geophys. Res.*, 116.
- Karnauskas, K. B., *et al.* 2009. "Observed strengthening of the zonal sea surface temperature gradient across the equatorial Pacific Ocean." *J. Climate*, 22.
- Lee., S., Feldstein, S., Pollard, D., and T. White. 2011a. "Do planetary wave dynamics contribute to equable climates?" *J. Climate*, 24.
- Lee, S., Gong, T., Johnson, N., Feldstein, S. B., and D. Pollard. 2011b. "On the possible link between tropical convection and the Northern Hemisphere Arctic surface air temperature change between 1958 and 2001." *J. Climate*, 24.
- L'Heureux M. L., Collins, D. C., and Z. Z. Hu. 2012. "Linear trends in sea surface temperature of the tropical Pacific Ocean and implications for the El Niño–Southern Oscillation." *Clim. Dyna.*
- Linkin, M. E. and S. Nigam. 2008. "The North Pacific Oscillation–West Pacific Teleconnection

- pattern: Mature phase structure and winter impact.” *J. Climate*, 21.
- Overland, J. E. and M. Wang. 2005. “The Arctic climate paradox: The recent decrease of the Arctic Oscillation.” *Geophys. Res. Lett.*, 32.
- \_\_\_\_\_. 2010. “Large-scale atmospheric circulation changes are associated with the recent loss of Arctic sea ice.” *Tellus*, 62A.
- Park J. Y., Yeh, S. W., and J.-S. Kug. 2012. “Revisited relationship between tropical and North Pacific sea surface temperature variations.” *Geophys. Res. Lett.*, 39.
- Rayner, *et al.* 2003. “Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century.” *J. Geophys. Res.*, 108.
- Rigoer I. G., Wallace, J. M., and R. C. Colony. 2002. “Response of sea ice to the Arctic Oscillation.” *J. Climate*, 15.
- Smith, T. M. and R. W. Reynolds. 2004. “Improved Extended Reconstructed of SST(1854–1997).” *J. Climate*, 17.
- Thompson, D. W. and J. M. Wallace. 1998. “The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields.” *Geophys. Res. Lett.*, 25.
- Wu, R. and B. Wang. 2002. “A Contrast of the East Asian Summer Monsoon–ENSO Relationship between 1962–77 and 1978–83.” *J. Climate*, 15.
- Wang, M. and J. E. Overland. 2009. “A sea ice free summer Arctic within 30 years?” *Geophys. Res. Lett.*, 36.
- Yim, S. M., Yeh, S. W., and G. Kim. 2012. “Analysis on the relationship between the Korean temperature and the atmospheric circulation over the Northern Hemisphere during winter.” *Atmosphere*, in press.
- Zhang, X., Sortberg, A., Zhang, J., Gerdes, R., and J. C. Comiso. 2008. “Recent radical shifts of atmospheric circulations and rapid changes in Arctic climate system.” *Geophys. Res. Lett.*, 35.



# V MJO가 극지방 표면온도에 주는 영향

유창현\*

## 1. 서론

극지방은 지구 온난화의 영향을 많이 받는 지역 중 하나로, 최근 그 표면 온도의 상승은 지구 전체 평균에 비하여 2~3배에 이른다(약 섭씨 1도 per decade, Johannessen *et al.*, 2004). 극지방 온난화는 해수면 상승과 해양 순환의 변화를 일으킬 뿐만 아니라(Goosse and Fichefet 1999), 적도와 극지방 간의 온도 경도를 줄여 대기 대순환에도 영향을 준다(ACIA 2005). 다양한 관측 자료(e.g., Chapman and Walsh 2007; Monaghan *et al.*, 2008; Steig *et al.*, 2009)와 수치 모형을 이용한 실험들(e.g., Holland and Bitz 2003; Hall 2004; Serreze and Francis 2006)이 극지방 온난화를 보여주고 있지만, 그 발생 기작에 대한 이해는 아직 부족한 실정이다.

최근 연구들은 다양한 시간 규모에서 열도 변동성(tropical variability)이 극지방 온난화와 관련이 있다고 보고하고 있다(Ding *et al.*, 2011; Lee *et al.*, 2011b; Schneider *et al.*, 2011). 극지방 온난화의 대표적 물리적 기작인 surface albedo feedback mechanism(Budyko 1969; Sellers 1969)과 달리 열도 변동성이 로스비 파동(Rossby wave train)을 일으키고, 파동의 극지방 진행이 대기 순환과 그에 동반한 열수송 변화를 통해 극지방 온난화에 기여하게 된다. Tropically excited Arctic warming mechanism(TEAM)이라고도 불리는 이 기작(Lee *et al.*, 2011a; Lee *et al.*, 2011b)은 열도 대류의 규모가 로스비 파동 세기에 중요한 역할을 하는데, 그 규모가 경도 방향으로 고려하여 지역적으로 좁은 경우 로스비 파동이 크게 생성되고 극지방으로의 열수송을 강화하며, 반대로 경도 방향으로 고루 퍼진 열도 대류는 로스비 파동 생성을 약화시켜 열수송을 약화한다.

Madden-Julian Oscillation(MJO)은 대기 순환과 강수, 대류 등이 40~50일 주기로

\* Center for Atmosphere Ocean Science, Courant Institute of Mathematical Sciences, New York University.

동쪽으로 적도를 따라 이동하는 열도의 파동이다(Madden and Julian 1994). MJO는 단주기(intraseasonal time scale) 열도 변동성의 지배적인 모드로서, 열도뿐 아니라 전 지구에 대한 영향이 많은 연구에서 보고되었다(e.g., Ferranti *et al.* 1990; Higgins and Mo 1997; Cassou 2008). 열도 변동성에 의해 발생한 로스비 파동은 적도에서 극지방까지 약 1~2주 안에 진행되는 단주기 현상이므로(Hoskins and Karoly 1981), MJO와 그에 상관한 극지방 표면 온도를 이해하는 것은 극지방 온난화 기작을 이해하는 데 매우 중요하다.

본 연구는 제2절에서 자료와 연구 방법을 설명하고, 제3절에서 MJO와 극지방 표면 온도 간의 상관성을 보여주었다. 또한 제4절에서는 관측값과 수치 모형을 이용하여 발생 기작을 살펴보고, 제5절에 결과를 정리하고 토의를 더했다.

## 2. 자료 및 연구 방법

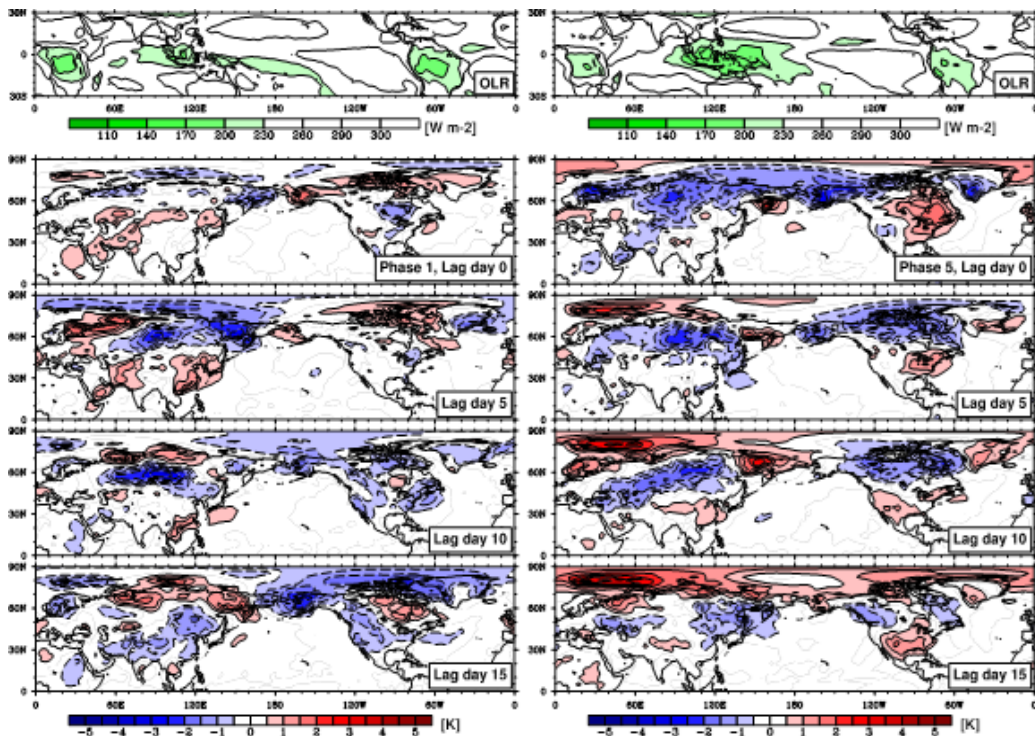
MJO와 극지방에 미치는 영향을 살펴보기 위해 최근 30년(1979~2008년) 동안의 북반구 겨울(11~3월)을 살펴보았다. 사용한 Daily Multivariate MJO Index는 200과 850hPa 높이의 경도 방향 바람과 outgoing long wave radiation을 사용해 산출된 2개의 leading combined EOFs의 principal components로 정의되었다(Wheeler and Hendon 2004). MJO의 위상은 Wheeler and Hendon(2004)과 같이 8개로 나뉘어졌으며, 위상 1(위상 5)은 서태평양 지역의 대류 감소(증가)에 해당한다.

기상 변수들은 European Center for Medium Range Weather Forecasts ERA-Interim reanalysis(Dee *et al.* 2011)가 사용되었다. 단주기 변동성을 추출하기 위해 seasonal cycle이 제거되었고, 5~100day band pass filter가 적용되었다. 이러한 분석 방법은 Yoo *et al.*(2011)에 자세히 설명되어 있고, US CLIVAR MJO Working Group이 제시하는 방법과 유사하다([http://climate.snu.ac.kr/mjo\\_diagnostics/index.htm](http://climate.snu.ac.kr/mjo_diagnostics/index.htm)).

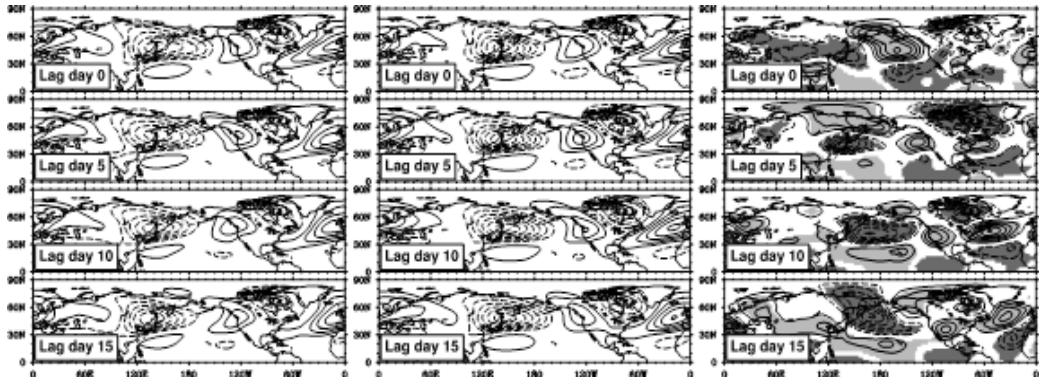
## 3. MJO와 극지방 표면 온도의 상관성

Yoo *et al.*(2011)에서 보여준 바와 같이 위상 1과 위상 5의 MJO 합성도를 살펴보겠다. 이 두 위상이 택해진 이유는 두 위상의 열도 대류 형태가 반대되어 제1절에 소개된 TEAM 가설을 쉽게 살펴볼 수 있기 때문이다. 이는 MJO에 따른 OLR anomaly에 OLR 기후값을

합으로 정의된 total OLR MJO 합성도를 통해서 확인할 수 있다(그림 V-1). 위상 1의 total OLR은 적도 지역에서 경도 방향으로 넓게 퍼진 대류를 보이는 반면, 위상 5의 total OLR은 서태평양 부근에서 좁게 모인 대류 형태를 보인다. MJO가 이와 같은 대류 형태를 보인 5일에서 15일 후에는 북극 지역 표면 온도가 각각 하강과 상승을 보여준다. 이와 같은 북극 표면 온도 변화는 1) 열도에서 북극으로 진행되는 로스비 파의 시간 규모(Hoskins and Karoly 1981)와 2) MJO의 열도 대류 형태를 고려한 TEAM 가설과 일치한다(Lee *et al.* 2011a; Lee *et al.* 2011b). 위의 MJO 위상과 북극 표면 온도의 변화는 관측 자료의 종류나 MJO 합성 방법에 민감하지 않으며, 통계적으로도 유의하다(Fig. 1 in Yoo *et al.* 2012a).



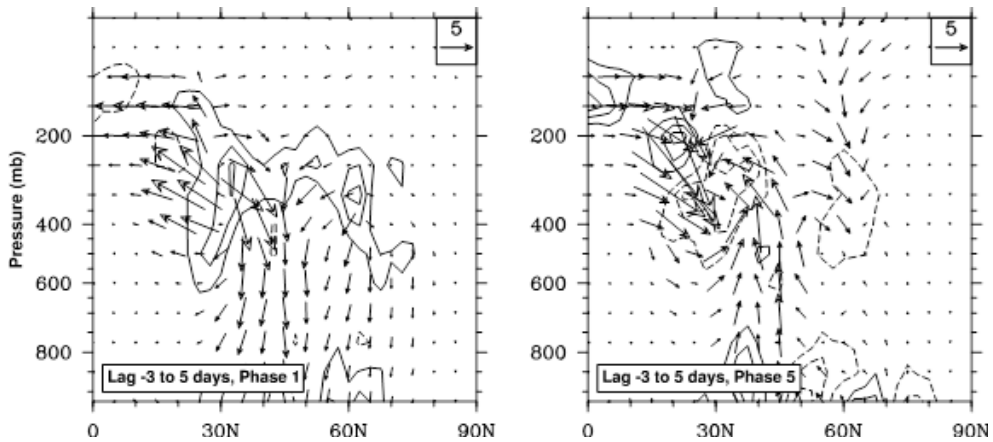
[그림 V-1] Lag day 0의 total OLR 합성도(맨 윗줄)와 표면 온도의 lagged 합성도를 lag day 0과 5, 10, 15의 MJO 위상 1(왼쪽)과 위상 5(오른쪽)에 대하여 보임. 양의 값은 실선, 음의 값은 점선으로 표시되었으며, 0인 선은 표시되지 않음 (출처: Yoo *et al.* 2011)



[그림 V-2] Total eddy geopotential의 lagged 합성도를 lag day 0과 5, 10, 15에 MJO 위상 1(왼쪽)과 위상 5(가운데) 그리고 위상 5와 위상 1의 차(오른쪽)에 대하여 보임. 양의 값은 실선, 음의 값은 점선으로 표시되었으며, 0의 값은 표시되지 않음. Student t-test에 대해 95% 이상인 양의 값은 연한 색, 음의 값은 진한 색으로 표시됨 (출처: Yoo *et al.* 2012a)

#### 4. 발생 기작

TEAM 가설의 핵심 요소인 열도 대류 형태에 따른 로스비 파동의 강도 변화를 알아보기 위해 total eddy geopotential 장을 살펴보았다(여기서 eddy란 경도 방향 평균값을 제외한 값을 의미함).

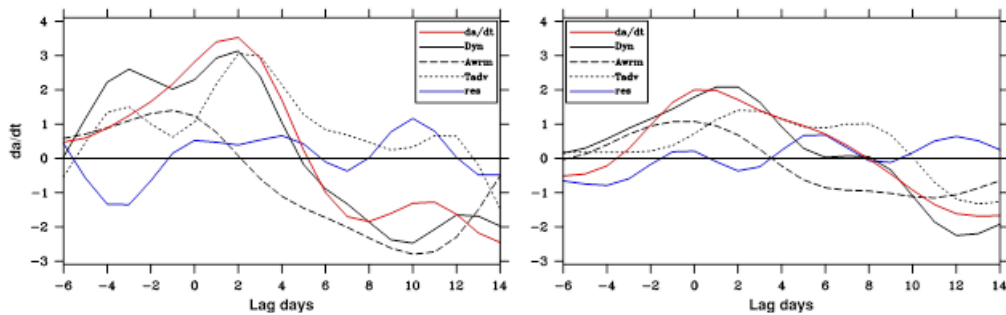


[그림 V-3] Lag -3days부터 lag +5days까지 평균된 EP flux(화살표)와 EP flux divergence(선)를 MJO 위상 1(왼쪽)과 위상 5(오른쪽)에 대해 보임. 선 간격은 5 m s<sup>-2</sup>로 실선은 양, 점선은 음을 나타내며, 0인 값은 표시되지 않음 (출처: Yoo *et al.* 2012a)

[그림 V-2]에서 보이듯이 MJO가 위상 5의 국지적인 대류 형태를 보인 후 로스비 파동

이 stationary wave를 강화시켜 북태평양 지역에서 극 지역으로 진행이 강해진 것을 알 수 있다. 반면에 위상 1은 stationary wave를 약화시켜 로스비 파동의 극 지역 진행이 약화된 것으로 보인다. 이는 위상 5와 위상 1의 차를 통해서 분명하게 드러나는데, 후에 [그림 V-4]에서 볼 수 있듯이 이와 같은 로스비 파동의 변화가 온도 이류와 단열 가열을 통하여 극 지역으로 열수송을 증가시킨다.

극 지역으로의 로스비 파동 진행의 강화와 약화는 MJO에 따른 EP flux(Edmon *et al.* 1980) 합성도를 통해서도 살펴볼 수 있다(그림 V-3). MJO 위상 1은 위도 60도 부근에서 적도 방향으로 운동량속(momentum flux)이 강해진 것과 열속(heat flux)이 약화된 것을 보여준다. 운동량속은 경도 방향 바람의 세기를 변화시키며, thermal wind balance를 이루기 위한 Mean Meridional Circulation(MMC)을 만들어 극지방 온도 변화에 기여한다(Yoo *et al.* 2012a). 위상 5는 반대로 위도 60도 부근에서 열속의 증가를 보이며, 운동량속 또한 반대의 형태를 보여준다. 이와 같은 EP flux의 변화는 대부분 planetary scale wave의 변화에 따른 것으로 MJO의 대류에 의한 직접적인 결과이며, synoptic scale wave에 의한 영향은 상대적으로 작다(Fig. 8 in Yoo *et al.* 2012a).



[그림 V-4] 수식 (5)의 왼쪽 da dt (빨간색 선) 항과 오른쪽 항들을 보임. 역학적 가열항(검은색 실선)인 온도 이류항(검은색 점선)과 단열 가열항(검은색 쇄선)으로 나뉨. 비단열 가열항(파란색 선)은 da dt 와 역학적 가열항의 차로 구해짐. 값들은 으로 곱해짐 (출처: Yoo *et al.* 2012a)

극 지역 표면 온도의 변화는 열역학 방정식을 이용하여 양적으로 분석할 수 있다. 열역학 방정식은 다음과 같다.

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\vec{u} \cdot \nabla T - N^2 H R^{-1} w + Q \tag{1}$$

여기서  $N^2 \equiv \frac{R}{H} \left( \frac{\kappa T_o}{H} + \frac{dT_o}{dz} \right)$  으로 정의할 수 있으며, 나머지 변수들은 표준 기호를 사용

하였다. 따라서 극 지역의 표면 온도 변화는 수식 (1)의 오른쪽에 있는 온도 이류, 단열 가열, 그리고 비단열 가열 항으로 설명이 가능하다. 각 항들의 기여도와 타이밍을 알아보기 위해 위도 60도부터 위도 90도의 극 지역까지 오른쪽 항들을 왼쪽 온도 변화 항의 lag +3days부터 lag +11days까지의 평균값에 투사하였다. 이와 같은 시간 간격이 선택된 것은 열도에서 발생한 로스비 파동이 극 지역에 이르는 시간을 고려하였으며, 따라서 투사값은 다음과 같은 수식으로 나타난다.

$$P_i = \sum_j \xi_{ij}(\lambda, \theta) \overline{T_j(\lambda, \theta)} \cos \theta \quad (2)$$

여기서  $i$ 는 수식 (1)의 오른쪽 항들을,  $j$ 는 각 격자점을 나타낸다. 또한  $\overline{T_j(\lambda, \theta)}$ 는 위에서 정의된 MJO에 따른 각 위상의 평균 극 지역 표면 온도 변화를 나타낸다. 이에 더하여 MJO 합성도의 극 지역 표면 온도는 다음과 같다.

$$T(\lambda, \theta, t) = a(t) \overline{T(\lambda, \theta)} + T'(\lambda, \theta, t) \quad (3)$$

여기서  $a(t)$ 는 MJO에 따른 극 지역 표면 온도 형태와 평균 극 지역 표면 온도 변화의 비슷한 정도를 계량한 값이며, 다음과 같이 표기된다.

$$a(t) = \left( \frac{\sum_j T(\lambda, \theta, t) \overline{T(\lambda, \theta)} \cos \theta}{\sum_j \overline{T_j(\lambda, \theta)}^2 \cos \theta} \right) \quad (4)$$

이와 같은 정의로  $\overline{T(\lambda, \theta)}$ 와  $T'(\lambda, \theta, t)$ 는 직교(orthogonal)한다. 따라서 수식 (3)을 수식 (1)에 대입하면 극 지역 표면 온도 변화를  $a(t)$ 로 각 항들의 가열을 수식 (2)로 표현할 수 있다.

$$\frac{da}{dt} = \frac{\sum_{i=1}^2 P_i}{\sum_j \overline{T_j}^2 \cos \theta} \quad (5)$$

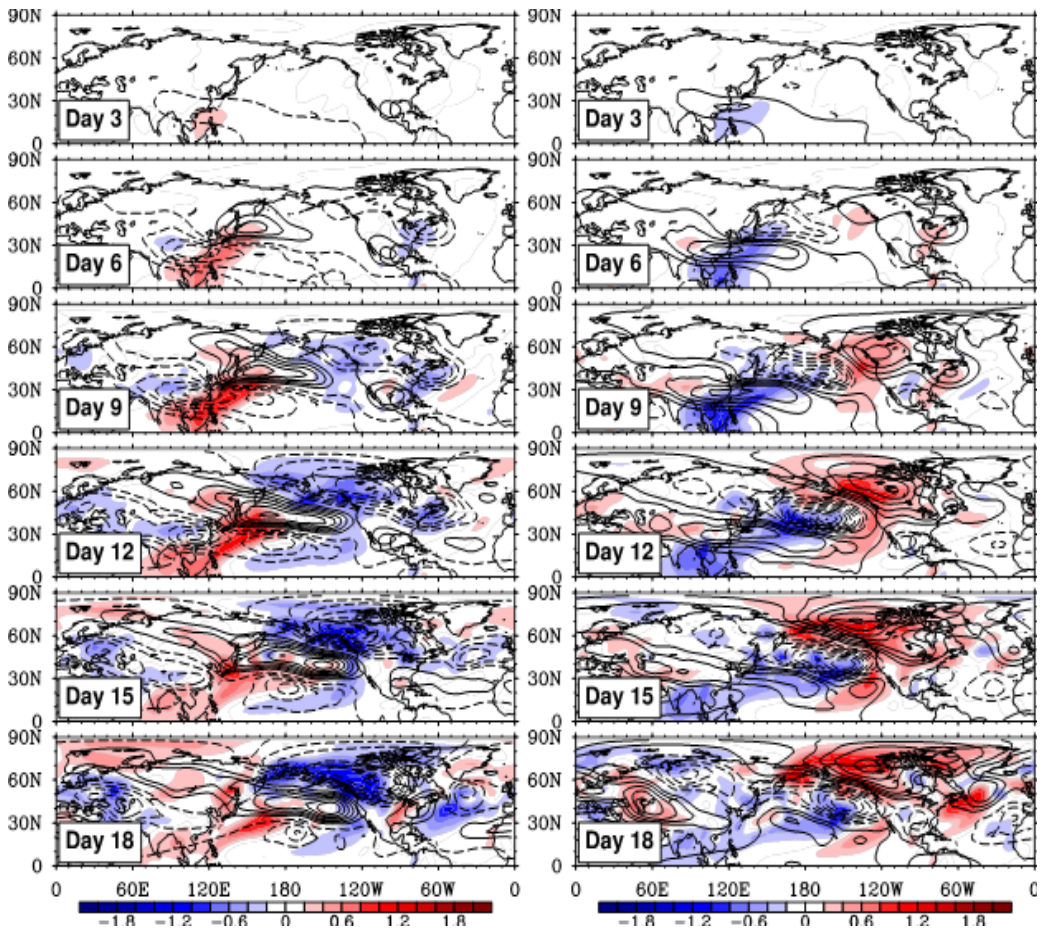
수식 (5)에서  $i=1$ 인 경우는 온도 이류와 단열 가열을 통한 역학적 가열 과정에 해당하며,  $i=2$ 인 경우는 비역학적 가열 과정에 해당한다. 비역학적 가열 과정은 복사나 표면 열속과 같은 비단열 과정을 말한다.

[그림 V-4]에 수식 (5)의 각 항들을 나타내었다. 수식 (5)의 왼쪽 항인  $da/dt$ (빨간색 선)는 차차 증가하여 lag day 0부터 lag +2days 사이에 가장 높은 값을 가진 뒤 감소하는

형태를 보인다. 이러한 변화는 수식 (5)의 오른쪽에 있는 항들의 기여로 설명될 수 있다. 예를 들어 온도 이류와 단열 가열항의 합인 역학적 가열항(검은색 실선)은  $da/dt$ 와 상당 부분 일치한다. 이 역학적 가열항의 변화는 1) 단열 가열항(검은색 쇄선)의 변화가 먼저 이끌고, 2) 온도 이류항(검은색 점선)이 상대적으로 큰 기여를 하며, 3) 비역학적 가열항인 비단열 가열항은 상대적으로 기여가 작지만, Yoo *et al.*(2012a)의 Fig. 5에도 보이듯이 downward IR와 surface heat flux의 역할도 중요하다.

수치 모형을 통해서도 이와 같은 발생 기작을 확인할 수 있다. Yoo *et al.*(2012b)은 GFDL의 dynamical core를 사용하여 initial value problem을 풀었다. 이 실험의 장점은 MJO의 열도 대류와 극 지역 표면 온도와의 인과관계를 분명히 살펴볼 수 있으며, 한 MJO 위상에 의한 극 지역 표면 온도 변화를 살펴볼 수 있다는 점이다(관측값을 사용한 합성도는 여러 MJO 위상이 섞여 있음). 단점은 MJO의 동쪽 이동이 고려되지 않았다는 것과, 수치 모형이 moist physics가 고려되지 않았다는 점이다. 자세한 설명 방법은 Yoo *et al.*(2012b)의 Section 2에 설명되어 있다.

[그림 V-5]는 MJO와 같은 열도 대류가 일어난 후에 표면 온도 변화와 300hPa geopotential height를 보여준다. 예를 들어 MJO 위상 5 후에는 양의 Pacific/North American(PNA) teleconnection 패턴이 발생하며, 극 지역의 표면 온도가 증가한다. 위상 1은 PNA의 반대 위상이 발생하며, 극 지역 표면 온도는 감소한다. 이는 MJO 위상과 PNA 위상 관계를 분석한 Johnson and Feldstein(2010)의 결과와 일치하며, 또한 MJO 위상과 극 지역 표면 온도의 변화도 앞서 보인 관측 결과와도 일치한다. 온도와 순환장의 변화가 극지방에 이르는 시간은 약 10일 정도로 이전 연구의 결과와도 일치한다(Hoskins and Karoly 1981).



[그림 V-5] 앙상블 평균된 300hPa geopotential height(선)와 표면 온도(색)의 시간적 변화를 MJO 위상 1(왼쪽)과 위상 5(오른쪽)에 대해 보임. 모든 값들은 앙상블 평균된 PER0(no convective heating)과의 차이. 선의 간격은 4m로 양의 값은 실선, 음의 값은 점선, 그리고 0인 값은 표시되지 않음 (출처: Yoo *et al.* 2012b)

## 5. 결론

대기 대순환을 이해하는 데 있어 열도 지역과 비열도 지역을 나누는 것은 유익하다. 이는 비열도 지역이 큰 위도 방향 온도 경도로 인해 baroclinic eddy에 의해 지배되는 것에 비해, 열도 지역은 대류에 의해 대기 대순환이 결정되기 때문이다(Schneider 2006). 하지만 이번 연구와 여러 이전 연구들에도 보였듯이, 열도 지역과 비열도 지역은 나누어 생각할 수 없다. 위 연구에서 알 수 있듯이 열도 변동성의 변화는 극지방 온난화에 큰 기여를 한다. 위 연구는 특히 단주기(intraseasonal) 시간 규모의 leading mode인 MJO에 대해 살펴보았다. MJO 위상 1은 1~2주 후에 극 지역 표면 온도의 감소를 일으키며, 반대로 위상 5는 극 지역 표면 온도의 증가를 이끈다. 이러한 온도 변화는 대부분 역학적 가열항인 온도 이류와 단열 가열을 통해 이루어짐을 관측 자료와 수치 모형 결과를 통해 살펴보았다. 중요한 점은 이와 같은 발생 기작이 다른 시간 규모 현상(e.g., ENSO)을 통해서도 일어날 수 있다는 사실이다(Ding *et al.* 2011; Schneider *et al.* 2011).

MJO의 영향은 대류권에 국한된 것이 아니라 성층권에도 미칠 수 있다. 그 예로 최근 연구들은 ENSO가 Sudden Stratospheric Warmings(SSWs)의 발생 빈도에도 영향을 미칠 수 있다고 보고하고 있다(Butler and Polvani 2011). 이는 본 연구에서 살펴본 MJO와 극 지역으로 진행되는 로스비 파의 강도가 성층권에도 중요한 역할을 할 수 있음을 제시해 준다.

또한 위 연구에서는 MJO의 합성도를 통해 열도 변동성과 극 지역 변동성의 상관성을 살펴보았다. 하지만 남극 지역에서도 MJO와 같은 단주기 변동성이 보고된 바 있다(Yasunari and Kodama 1993). 이는 열도 변동성과 극 지역 변동성의 상관성이 합성도와 같은 자료의 특정 선택이 아니어도 보일 수 있음을 제시해 준다.

## Reference

- ACIA. 2005. *Impacts of a Warming Climate: Arctic Climate Impact Assessment*. Cambridge University Press.
- Budyko, M. I. 1969. "The effect of solar radiation variations on the climate of the Earth." *Tellus*, 21.
- Butler, A. H. and L. M. Polvani, 2011. "El Niño, La Niña, and stratospheric sudden warmings: A reevaluation in light of the observational record." *Geophys. Res. Lett.*, 38.
- Cassou, C. 2008. "Intraseasonal interaction between the Madden–Julian Oscillation and the North Atlantic Oscillation." *Nature*, 455.
- Chapman, W. L. and J. E. Walsh. 2007. "Simulations of Arctic Temperature and Pressure by Global Coupled Models." *J. Climate*, 20.
- Dee, D. P. and Coauthors. 2011. "The ERA–Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system." *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 137.
- Ding, Q., Steig, E. J., Battisti, D. S., and M. Kuttel. 2011. "Winter warming in West Antarctica caused by central tropical Pacific warming." *Nature Geosci*, 4.
- Edmon, H. J., Hoskins, B. J., and M. E. McIntyre. 1980. "Eliassen–Palm Cross Sections for the Troposphere." *J. Atmos. Sci.*, 37.
- Ferranti, L., Palmer, T. N., Molteni, F., and E. Klinker. 1990. "Tropical–Extratropical Interaction Associated with the 30–60 Day Oscillation and Its Impact on Medium and Extended Range Prediction." *J. Atmos. Sci.*, 47.
- Goosse, H. and T. Fichefet. 1999. "Importance of ice–ocean interactions for the global ocean circulation: A model study." *J. Geophys. Res.*, 104.
- Hall, A. 2004. "The Role of Surface Albedo Feedback in Climate." *J. Climate*, 17.
- Higgins, R. W. and K. C. Mo. 1997. "Persistent North Pacific Circulation Anomalies and the Tropical Intraseasonal Oscillation." *J. Climate*, 10.
- Holland, M. M. and C. M. Bitz. 2003. "Polar amplification of climate change in coupled models." *Climate Dynam.*, 21.
- Hoskins, B. J. and D. J. Karoly. 1981. "The steady–state linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing." *J. Atmos. Sci.*, 38.
- Johannessen, O. M. and Coauthors. 2004. "Arctic climate change: observed and modelled

- temperature and sea-ice variability.” *Tellus*, 56.
- Johnson, N. C. and S. B. Feldstein, 2010. “The Continuum of North Pacific Sea Level Pressure Patterns: Intraseasonal, Interannual, and Interdecadal Variability.” *J. Climate*, 23.
- Lee, S., Feldstein, S., Pollard, D., and T. White. 2011a. “Do Planetary Wave Dynamics Contribute to Equable Climates? *J. Climate*, 24.
- Lee, S., Gong, T., Johnson, N., Feldstein, S. B., and D. Pollard. 2011b. “On the Possible Link between Tropical Convection and the Northern Hemisphere Arctic Surface Air Temperature Change between 1958 and 2001.” *J. Climate*, 24.
- Madden, R. A. and Julian, P. R. 1994. “Observations of the 40–50Day Tropical Oscillation.” *Review. Mon. Wea. Rev.*, 122.
- Monaghan, A. J., Bromwich, D. H., Chapman, W., and J. C. Comiso. 2008. “Recent variability and trends of Antarctic near-surface temperature.” *J. Geophys. Res.*, 113.
- Schneider, D., Deser, C., and Y. Okumura. 2011. “An assessment and interpretation of the observed warming of West Antarctica in the austral spring.” *Climate Dynam.*
- Schneider, T. 2006. “The General Circulation of the Atmosphere.” *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 34.
- Sellers, W. D. 1969. “A global climate model based on the energy balance of the Earth-atmospheric system.” *J. Appl. Meteorol.*, 86.
- Serreze, M. and J. Francis. 2006. “The Arctic Amplification Debate.” *Climatic Change*, 76.
- Steig, E. J., Schneider, D. P., Rutherford, S. D., Mann, M. E., Comiso, J. C., and D. T. Shindell. 2009. “Warming of the Antarctic ice-sheet surface since the 1957 International Geophysical Year.” *Nature*, 457.
- Wheeler, M. C. and H. H. Hendon. 2004. “An All-Season Real-Time Multivariate MJO Index: Development of an Index for Monitoring and Prediction.” *Mon. Wea. Rev.*, 132.
- Yasunari, T. and S. Kodama. 1993. “Intraseasonal Variability of Katabatic Wind Over East Antarctica and Planetary Flow Regime in the Southern Hemisphere.” *J. Geophys. Res.*, 98.
- Yoo, C., Feldstein, S., and S. Lee. 2011. “The impact of the Madden-Julian Oscillation trend on the Arctic amplification of surface air temperature during the 1979–2008 boreal winter.” *Geophys. Res. Lett.*, 38.
- Yoo, C., Lee, S., and S. Feldstein. 2012a. “Mechanisms of extratropical surface air temperature change in response to the Madden-Julian Oscillation.” *J. Climate*, in

press.

\_\_\_\_\_. 2012b. “Arctic response to an MJO-like tropical heating in an idealized GCM.” J. Atmos. Sci., in press.



# VI 남극 오존 홀 변화가 남반구 기후 변화에 미치는 영향

손석우\*

## 1. 서론

최근 50년간 기후 변화는 주로 대기 중 온실 가스와 에어로졸의 변화, 그리고 그에 따른 피드백 과정으로 설명되어 왔다. 특히 지구 온난화와 대기-해양 대순환 변화의 가장 주요한 원인으로 온실 가스 증가가 그 주범으로 지목되었다. 이런 과학적 근거를 기반으로 온실 가스 배출을 조절하기 위해 국가간 협의가 있었으나(예를 들어 교토의정서), 아직까지 성과가 없는 실정이다.

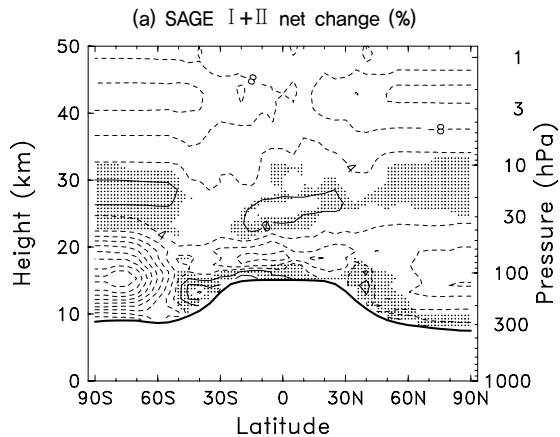
기후 변화를 설명하는 데 있어 지구 온난화를 흔히 예로 들지만, 사실 인류에 의한 기후 변화는 지구 온난화에 국한되지 않는다. 또 다른 중요한 예가 남극 상공의 오존층의 변화이다. 지상 및 위성 관측을 통해 1970년대 이후 극지방 하부 성층권에서 오존이 급격히 감소한 것이 확인되었다. 흔히 오존 홀이라 불리는 오존층의 감소는 주로 오존층을 파괴하는 가스(ozone depleting substances)인 CFCs와 Br의 증가 때문으로 알려졌다. 온실가스가 자연적으로도 생성되는 것과 달리 이들 가스는 거의 대부분 인간에 의한 만들어지는데, 특히 CFCs는 자연적으로 전혀 생성되지 않는다. 다시 말하면 과거 오존층 파괴의 주원인이 인류에 활동에 의한 직접적인 결과인 것이다. 오존층의 파괴는 다양한 결과를 초래했는데 (Solomon *et al.*, 1999의 리뷰 논문 참고), 그중 가장 큰 직접적 영향이 지표에 도달하는 자외선 양의 증가이다. 자외선 양은 1970년대부터 1990년대 중반까지 꾸준히 증가하였고, 이로 인해 피부암 등 인류의 건강을 위협하는 질병의 증가를 초래했다.

온실 가스를 조절하고자 하는 노력과 마찬가지로 오존층의 파괴를 막고 이를 산업혁명 이전 수준으로 회복시키기 위한 국제적인 협력이 지속적으로 진행되어 왔으며, 그 결과 1989년 몬트리올 의정서가 발효되었다. 몬트리올 의정서는 현재까지 193개국이 서명을 했

\* 맥길대학교 대기·해양학과.

으며, 교토 의정서 및 부속 의정서들과 달리 아주 성공적으로 진행되어 왔다. 그 결과 1996년을 전후로 극지방 하부 성층권에서 오존 농도가 더 이상 감소하지 않게 되었다 (Stratospheric Processes And their Role in Climate/Chemistry–Climate Model Validation phase 2(SPARC/CCMVal2), 2010).

[그림 VI-1]은 관측에서 확인된 오존층의 변화를 위도와 고도의 함수로 보여준다. 그림에서와 같이 오존층의 파괴는 남극 상공뿐만 아니라 북극 상공에서도 일어났다. 그러나 남극 상공에서 오존층의 파괴가 훨씬 컸는데, 이는 극도로 차가운 남극 성층권(북극 성층권보다 평균적으로 훨씬 더 차가움)이 오존층 파괴에 핵심 역할을 하는 극 성층권 구름 (polar stratospheric clouds)의 형성을 돕기 때문이다(Solomon *et al.* 1999 참고). [그림 VI-1]에서 한 가지 중요한 점은, 이 그림이 연평균 오존의 변화를 나타낸다는 것이다. 실제 오존의 변화는 계절에 민감하며 각 반구의 봄철에 국한된다. 즉 온실 가스의 증가에 의한 기후 변화가 사계절 발생하는 것과 달리, 오존층 변화에 의한 기후 변화는 주로 남반구 늦은 봄과 여름철에 국한된다는 것이다.

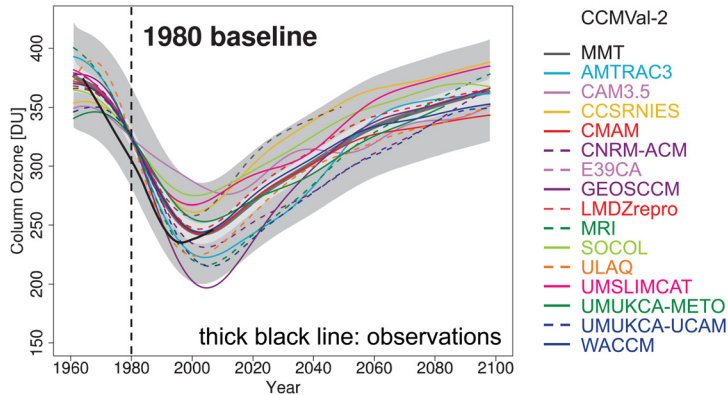


[그림 VI-1] Annually and zonally averaged ozone trend over 1979-2005 (출처: Randel and Wu 2007)

[그림 VI-2]는 남극 상공에서 10월 중 오존의 농도를 시간의 함수로 나타낸 것이다 (SPARC/CCMVal-2, 2010). 굵은 실선은 다양한 관측들의 평균을 나타내고, 가는 실선은 화학 기후 모형에서 계산된 오존의 농도를 보여준다. 앞서 언급한 바와 같이 관측된 오존의 농도는 1996년을 전후로 추세가 바뀔 수 있으며, 이는 몬트리올 의정서를 통해 오존층 파괴 물질의 배출이 감소함으로써 나타난 결과이다. 화학 기후 모형 결과를 보면 대다수의 모형이 과거 오존층의 변화를 잘 묘사함을 알 수 있다. 또한 모든 모형이 남극 상공 오존층

이 가까운 미래에 회복될 것으로 예측을 하고 있다. 정확한 회복 속도는 모형마다 다르지만, 거의 대부분의 모형이 2060년을 전후로 남극의 오존층이 1980년대로 회복될 것으로 묘사하고 있다. 이에 따라 지표에 도달하는 자외선 양도 감소할 것으로 예상된다 (SPARC/CCMVal-2, 2010).

[그림 VI-2]에 따르면, 남극 상공 오존층의 장기 추세는 과거와 미래에 다를 것으로 예측되며, 이는 과거부터 미래까지 지속적으로 증가할 것으로 예상되는 온실 가스의 추세와 확연히 다르다. 기후 변화의 관점에서, 이는 오존층 변화에 따른 기후 변화가 온실 가스 증가와 달리 과거와 미래에 다른 결과를 초래할 수 있음을 의미한다. 특히 오존층의 변화가 남반구 늦은 봄과 여름철의 기후에 영향을 미친다면 그 역할이 최근에 들어 바뀌고 있음을 보여준다.



[그림 VI-2] Total column ozone in October, integrated south of 65S, from observations and various CCMVal-2 model integrations (출처: SPARC/CCMVal-2 2010)

그렇다면 과연 남극 성층권 오존층의 변화가 남반구 기후 시스템에 영향을 끼칠까? 만약 그렇다면 온실 가스 증가에 의한 기후 변화에 비해 무시하지 못할 수준인가? 최근 연구 결과들은 오존층이 대류권의 대기 대순환에 무시할 수 없는 영향을 끼침을 보여주고 있다 (Thompson *et al.* 2011 리뷰 논문 참고). 특히 남반구 여름철 기후에 있어 오존층의 변화는 온실 기체의 변화보다 더 큰 역할을 할 수 있음이 밝혀졌다. 이에 본 연구는 오존층의 감소 및 증가가 대기 대순환과 지표 기후에 어떤 영향을 끼치는지 개괄적으로 소개하고자 한다. 새로운 결과를 제시하기보다는 최근 4~5년간의 연구들을 Son *et al.* (2008, 2009, 2010), Polvani *et al.* (2011), Purich and Son (2012)을 중심으로 소개하고, 논의를 현재 진행되고 있는 연구 및 앞으로 이루어져야 할 연구들로 확장하고자 한다.

본 연구는 다음과 같이 구성되었다. 먼저 앞서 언급한 논문들에서 사용된 자료와 분석 방법을 간략히 설명했으며, 이를 토대로 오존층 변화와 대기 대순환의 관계를 기후 모형 앙상블과 기후 모형 민감도 실험을 이용하여 기술했다. 또한 향후 연구 과제를 간략하게 제시하였다.

## 2. 자료 및 분석 방법

오존층의 변화에 의한 대기 대순환의 변화를 살펴보기 위해 기후 모형 자료를 분석하였다. 관측 자료는 모형의 신뢰도를 살펴보는 데만 이용하였는데, 이는 관측 자료만으로 오존층의 중요성을 정성적 혹은 정량적으로 파악하기가 힘들기 때문이다. 기후 모형 자료는 주로 CMIP3(Couple Model Inter-comparison Project phase 3)과 CCMVal-2(Chemistry Climate Model Validation project phase 2)를 사용하였다. 모든 분석은 선형 추세(linear trend)의 앙상블 평균을 이용해 이루어졌으며, 증명을 위해 CAM3(Community Atmospheric Model version 3)을 이용한 민감도 실험을 별도로 수행하였다.

### 2-1. CMIP3

CMIP3은 IPCC 4차 보고서를 위해 수행되었는데, 20여 개의 기후 모형 그룹이 참가하였다. 모형 연산 시 온실 가스와 에어로졸 등 기후 변화 인자들은 관측치 혹은 SRES 값으로 주어졌는데, 모든 모형이 동일한 값 혹은 비슷한 값을 가지고 연산을 하였다. 몇 가지 예외가 있는데, 그중 하나가 성층권 오존의 농도이다. 상당수의 모형에서 성층권 오존 자체가 고려되지 않았으며, 절반 정도의 모형만이 20세기 오존층의 감소 그리고 21세기 오존층의 회복을 고려하였다(표 V-1 참고).

이 차이점에 착안해 20세기 오존층의 감소가 고려된 모형들과 그렇지 않은 모형들을 구분하였다. 마찬가지로 21세기 오존층의 증가가 고려된 모형들과 그렇지 않은 모형들을 구분하였다. 그리고 각 그룹(전체 4개 그룹)에 대해 선형 추세를 계산하고 앙상블 평균을 적용하였다. 이와 같은 접근은 상당한 위험성을 내포하는데, 무엇보다 각각의 모형이 서로 달라 모형 그룹간 차이가 단지 오존 홀에 의한 것이라고 단정 지을 수 없기 때문이다. 그러나 Son *et al.* (2009)이 보여주듯이 오존 홀의 역할을 정성적으로 살펴보기에는 이런 접근은 단순하면서도 아주 유용한 방법이다.

## 2-2. CCMVal-2

이 모형들은 CMIP3 모형들과 몇 가지 점에서 크게 다르다. 우선 대기와 해양이 접합되어 있지 않다. 거의 모든 모형들이 주어진 해수면 온도와 해빙 분포를 이용하는 반면, 성층권의 역학 및 화학 과정들은 CMIP3 모형에 비해 훨씬 상세히 기술되어 있다. 특히 오존의 수송과 화학 반응 등이 자세하게 고려되어 오존층 변화에 의한 성층권과 대류권의 상호작용을 살펴보는 데는 아주 적합한 모형이다. 본 연구에서는 17개의 모형을 이용하였으며(표 V-2 참고), CMIP3과 마찬가지로 선형 추세의 앙상블 평균을 계산하였다. 모형에 대한 자세한 내용은 SPARC/CCMVal-2 보고서에 기술되어 있으며, CMIP3과의 비교는 Son *et al.*(2010)에 보고되어 있다.

## 2-3. CAM3

앞서 기술된 CMIP3와 CCMVal-2 모형들을 이용한 비교 분석은 단순하고 실용적이지만, 최적의 접근 방식은 아니다. 앞서 언급한 바와 같이 각 모형 그룹들 간의 차이가 꼭 오존 홀에 의한 것이라고만 볼 수 없기 때문이다. 예를 들어 CMIP3 모형들 중 오존층 감소가 있는 모형들과 오존층 감소가 없는 모형들의 차이는 오존층뿐만 아니라 모형들 간의 해상 및 물리 과정의 차이 때문일 수도 있다.

따라서 CMIP3와 CCMVal-2 모형 분석 결과를 검증하기 위해 CAM3를 이용해 민감도 실험을 수행하였다(Polvani *et al.*, 2011). 네 가지 민감도 실험이 수행되었는데, 즉 기준 실험(REF1960), 오존층 감소 실험(OZONE2000), 온실 가스 증가 실험(GHG2000) 그리고 오존층 감소와 온실 가스 증가 실험(BOTH2000)이 그것이며, 각각의 실험은 [표 V-3]에 간략히 정리하였다. 기준 실험은 오존과 온실 가스 농도를 1960년대 값을 이용한다. 오존층 감소 실험은 기준 실험과 동일하나, 오존의 농도를 2000년대 값으로 대체한다. 마찬가지로 온실 가스 증가 실험은 온실 가스의 농도를 2000년대 값으로 부여한다. 반면 오존층 감소와 온실 가스 증가 실험은 오존 및 온실 가스의 농도를 2000년대 값으로 기술한다. 자세한 내용은 Polvani *et al.*(2011)를 참고한다.

[표 VI-1] CMIP3 models used in this note. “Y” denotes the models that prescribe time-varying stratospheric ozone (출처: Son *et al.* 2010)

Model Name	20C3M (1960–1999)	A1B (2000–2079)
CSIRO Mk3.0	2(Y)	1(Y)
GFDL CM2.0	3(Y)	1(Y)
GFDL CM2.1	3(Y)	1(Y)
INGV SXG <sup>+</sup>	1(Y)	1(Y)
MIROC3.2(medres) <sup>+</sup>	3(Y)	3(Y)
MPI ECHAM5/MPI-OM <sup>+</sup>	4(Y)	4(Y)
NCAR CCSM3.0 <sup>+</sup>	8(Y)	7(Y)
NCAR PCM1 <sup>+</sup>	4(Y)	4(Y)
UKMO HadCM3 <sup>+</sup>	2(Y)	1(Y)
UKMO HadGEM1 <sup>+</sup>	2(Y)	1(Y)
GISS EH <sup>+</sup>	5(Y)	3(Y)
GISS ER <sup>+</sup>	9(Y)	5(Y)
BCCR BCM2.0	1(Y)	1(Y)
CCCma CGCM3.1(T63)	1(Y)	1(Y)
CNRM CM3*	1(Y)	1(Y)
GISS AOM	2(Y)	2(Y)
IAP FGOALS-g1.0	3(Y)	3(Y)
INM CM3.0	1(Y)	1(Y)
IPSL CM4	2(Y)	1(Y)
MRI CGCM2.3.2	5(Y)	5(Y)

[표 VI-2] CCMVal-2 models used in this note (출처: Son *et al.* 2010)

Model Name	REF-B1 (1960–1999)	REF-B2 (2000–2079)	References
AMTRAC3	1		Austin and Wilson [2010]
CAM3.5	1	1	Lamarque <i>et al.</i> [2008]
CCSRNIES	1	1	Akiyoshi <i>et al.</i> [2009]
CMAM	3	3	Scinocca <i>et al.</i> [2008], de Grandpré <i>et al.</i> [2007]
CNRM-ACM	2	1	Déqué [2007], Teyssédre <i>et al.</i> [2007]
E39CA	1		Stenke <i>et al.</i> [2009], Garny <i>et al.</i> [2009]
EMAC	1		Jöckel <i>et al.</i> [2006]
GEOSCCM	1	1	Pawson <i>et al.</i> [2008]
LMDZrepro	3		Jourdain <i>et al.</i> [2008]
MRI	4	2	Shibata and Deushi [2008a, b]
Niwa-SOCOL	1		Schraner <i>et al.</i> [2008], Egorova <i>et al.</i> [2005]
SOCOL	3	3	Schraner <i>et al.</i> [2008]
UMETRAC	1		Austin and Butchart [2003]
UMSLIMCAT	1	1	Tian and Chipperfield [2005], Tian <i>et al.</i> [2006]
UMUKCA-METO	1	1	Morgenstern <i>et al.</i> [2008, 2009]
UMUKCA-UCAM	1		Morgenstern <i>et al.</i> [2008, 2009]
WACCM	4	3	Garcia <i>et al.</i> [2007]

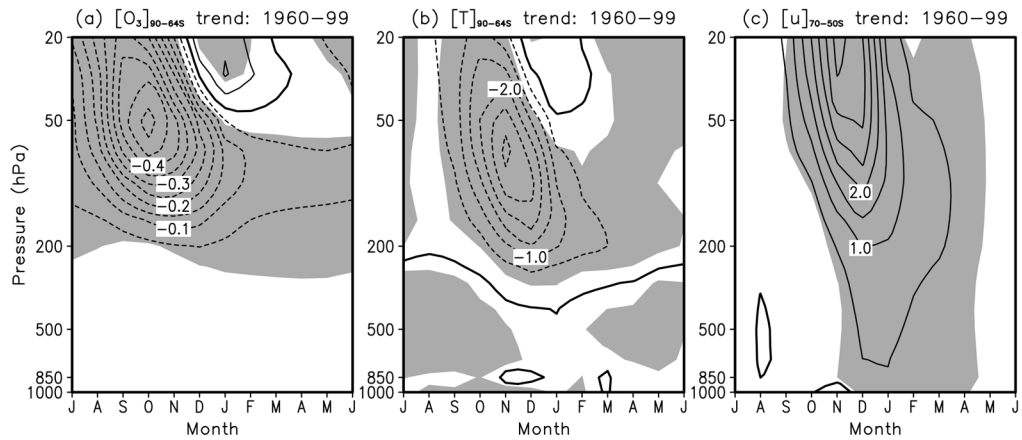
[표 VI-3] CAM3 sensitivity tests (출처: Polvani *et al.* 2011)

Integration	Ozone (yr)	SSTs (avg range)	CO <sub>2</sub> ( $\times 10^{-6}$ )
REF1960	1960	1952-1968	317
OZONE2000	2000	1952-1968	317
GHG2000	1960	1992-2008	369
BOTH2000	2000	1992-2008	369

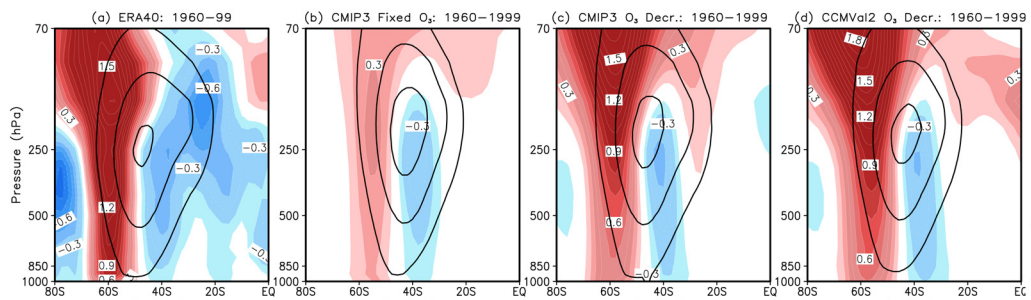
### 3. 결과: 오존 홀이 남반구 대기 대순환에 미치는 영향

[그림 VI-3]은 CCMVal-2 모형들에서 모사된 남반구 고위도 오존, 온도 그리고 수평 바람의 장기 변화를 보여준다. 이들 모형들은 오존 홀의 역학과 화학을 자세히 고려하고 있기 때문에 지난 40년간 남극 상공 오존의 급격한 감소를 아주 잘 모사하고 있다(그림 VI-3a). 오존의 감소는 10월경 약 50hPa 지점에서 가장 큰 변화를 보이는데, 이는 관측과 상당히 유사함을 알 수 있다. 오존의 감소에 따라 남극 하부 성층권은 늦은 봄부터 이른 여름까지 강한 냉각을 보인다(그림 VI-3b). 이러한 온도의 변화는 오존 감소의 정점에 비해 한 달 정도 시차를 두고 발생하는데, 이는 하부 성층권에서의 복사에 대한 시간 척도(time scale)가 상당히 길고 극 와도(polar vortex)의 파괴에 따른 역학적 가열이 오존 홀에 의한 복사 냉각 일부를 상쇄하기 때문으로 유추된다. 여기서 한 가지 중요한 점은 오존이나 온도 모두 성층권에서만 통계적으로 유의한 변화를 보인다는 점이다. 대류권에서의 뚜렷한 변화는 관찰되지 않는다.

오존 홀에 의한 남극 성층권의 냉각은 중위도에서 위도간 온도 경도를 강화시킨다(극지방에서 강한 냉각 vs. 저위도 지방에서 온도변화 없음). 온도풍 관계를 통해 이는 수평 바람 시어를 증가시키므로 수평 바람이 성층권에서 가속된다. [그림 VI-3c]는 이를 증거해 주는데, 이 그림에서 한 가지 중요한 것은 수평 바람의 가속이 성층권에만 국한되지 않고 시차를 두고 대류권에서도 뚜렷이 발생한다는 점이다. 이 결과는 남반구 봄철(9~11월) 오존 홀이 여름철(12~2월) 대류권 수평 바람, 즉 대기 대순환을 직접적으로 바꿀 수 있음을 의미한다.



**[그림 VI-3]** Polar-cap ozone concentration, polar-cap temperature and extratropical zonal-mean zonal wind trend from 1960 to 1999 as simulated by CCMVal-2 models. Ensemble mean trends which are greater than one standard deviation of inter-model difference are shaded in grey. Zero line is shown with a bold line. In the x-axis, starting month is July (출처: Son *et al.* 2010).



**[그림 VI-4]** Zonal-mean zonal wind trend in DJF over 1960-1999. Deceleration (acceleration) is shown in red (blue), and climatological wind is shown with thick contours. Contour interval is 10 m/s and zero line is omitted (출처: Gerber *et al.* 2012).

[그림 VI-4]는 위의 결과를 더 뚜렷하게 보여준다. 잘 알려진 바와 같이 남반구 여름철 수평 바람의 장기 변동은 고위도에서 가속-중위도에서 감속 형태를 보이며(그림 VI-4a), 이 형태는 남극 진동(southern annular mode)이 양의 위상일 때(positive phase)와 아주 유사하다. 오존층의 감소가 없는 경우(그림 VI-4b) 모형은 전반적으로 비슷한 선형 추세를 보이지만, 그 강도가 관측에 비해 훨씬 약함을 알 수 있다. 오존층의 감소가 모형에 모사되어 있을 때(그림 VI-4c와 그림 VI-4d) 비로소 모형은 관측과 비슷한 선형 추세를 보여준다. 이 결과는 남극 성층권 오존의 변화가 20세기 후반 남반구 대기 대순환에 큰 영향을 미쳤음을 단적으로 나타내 준다. 특히 [그림 VI-4b]에 나타난 장기 변동이 기후 온난화에

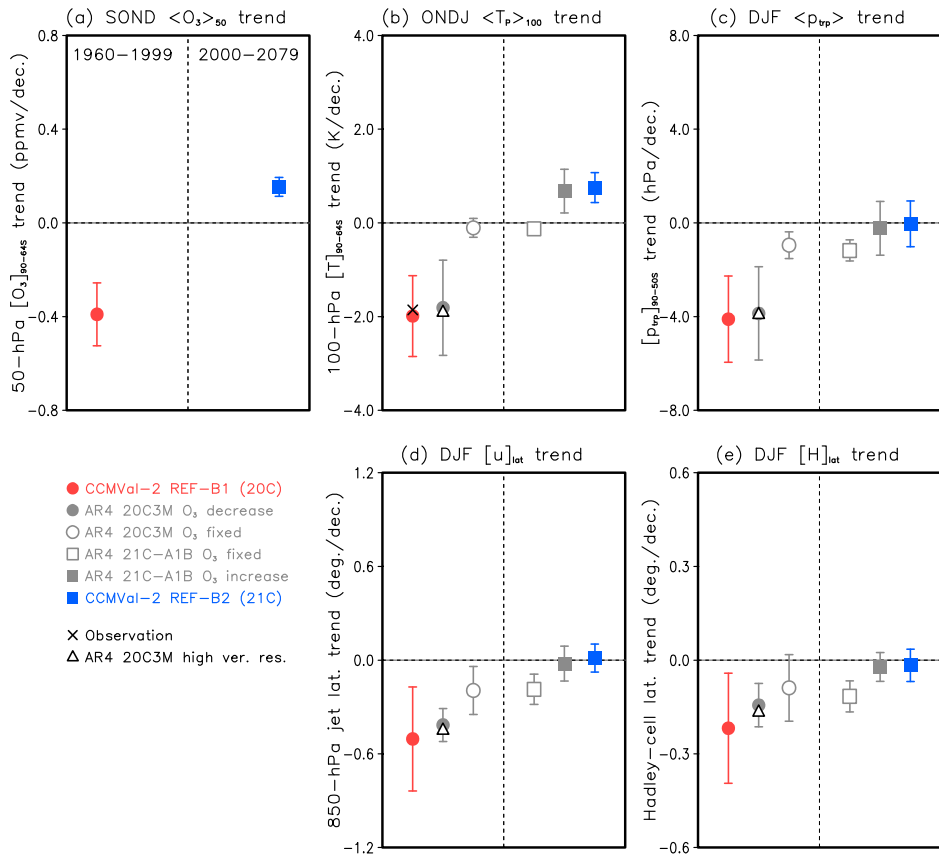
의한 것이라면, 오존층의 파괴로 인한 기후 변화는 기후 온난화에 의한 기후 변화를 가속시켰음을 알 수 있다(그림 VI-4b와 그림 VI-4c 비교). 똑같은 분석을 미래 기후에 적용한다면, 오존층의 회복은 기후 온난화에 의한 대기 대순환의 변화를 크게 감소시킬 것으로 예측된다(Son *et al.*, 2008; Son *et al.*, 2009; Son *et al.*, 2010).

오존층 변화에 따른 대기 대순환의 변화를 좀더 자세히 살펴보기 위해 각 모형 그룹에 대해 남극 상공 오존 농도, 하부 성층권 온도, 대류권계면 고도, 제트류의 위치 그리고 해들리 셀 위치를 살펴보았다. 여기서 대류권계면은 온도 저감도(temperature lapse rate)를 이용해 정의하였고, 제트류의 위치는 850hPa에서 수평 바람의 최고점을 이용했으며, 해들리 셀은 500hPa에서 mass stream function을 이용해 정의했다. 자세한 정의는 Son *et al.* (2010)을 참고한다. 분석 결과는 [그림 VI-5]에 정리했는데, 6개의 도형은 각 모형 그룹의 앙상블 평균과 표준 편차를 나타낸다. 이들은 왼쪽부터 CCMVal-2 과거 기후, 오존 감소가 포함된 CMIP3 과거 기후, 오존층 감소가 포함되지 않은 CMIP3 과거 기후, 오존층 증가가 포함되지 않은 CMIP3 미래 기후, 오존층 증가가 포함된 CMIP3 미래 기후, 그리고 CCMVal-2 미래 기후 연산 결과를 나타내 준다.

[그림 VI-5a]는 오존 농도의 장기 변화를 보여준다. CMIP3 모형 오존 자료가 없기 때문에 CCMVal-2 모형 결과만을 나타냈다. 1960~99년간 오존의 급격한 감소와 2000~79년간 오존의 점진적인 증가가 모든 모형에서 뚜렷이 묘사되었다. 이에 따른 남극 하부 성층권의 온도 변화는 과거 냉각 그리고 미래 가열의 형태를 나타낸다(그림 VI-5b). CMIP3 모형의 경우 오존 자료를 확인할 수 없지만, 전반적으로 과거 냉각과 미래 가열을 잘 묘사한 것을 알 수 있다. 특히 과거 기온의 변화는 CCMVal-2 모형 및 관측치와 매우 유사하다. 그러나 모형에서 오존의 변화가 주어지지 않았을 경우 하부 성층권 온도의 변화가 거의 0에 가까움을 알 수 있다. 이는 과거뿐만 아니라 미래 기후에서도 동일하게 나타나는데, 기후 온난화에 의한 온도 변화는 하부 성층권(약 100hPa)에서 아주 미미함을 알 수 있다. 반면 오존의 변화는 하부 성층권 온도를 효율적으로 조절함을 알 수 있다.

하부 성층권에서의 냉각은 결과적으로 고위도 대류권계면을 상승시키는(기압으로 보면 대류권계면 기압의 감소) 역할을 한다(그림 VI-5c). 이는 성층권 냉각이 2K/km 온도 저감 지점을 상층으로 약간 이동시키기 때문이다. 마찬가지로 성층권 가열은 대류권계면의 고도를 낮추는 역할을 한다. 오존층의 변화가 없을 때에도 대류권계면 고도는 상승하는 경향을 보이는데, 이는 기후 온난화로 인한 대류권 가열이 2K/km 온도 저감 지점을 상층으로 조금 이동시키기 때문이다.

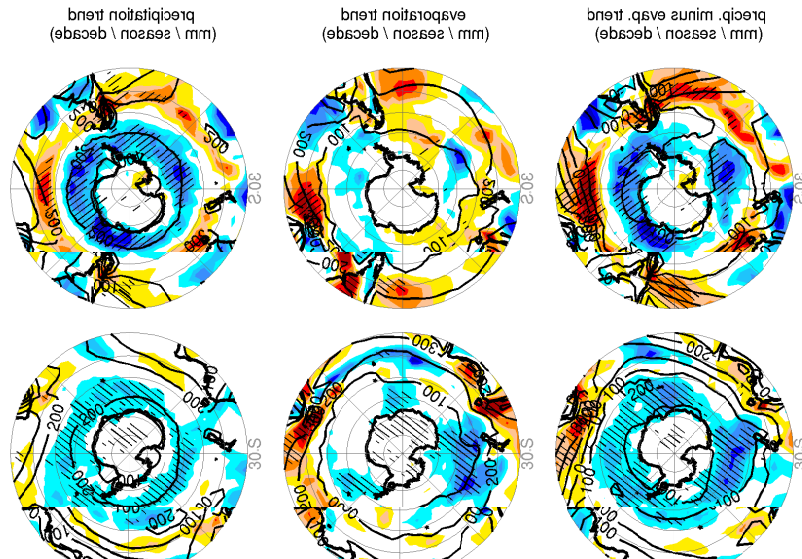
[그림 VI-5d]는 남반구 여름철 제트 위치의 변화를 보여준다. [그림 VI-4]에서 보이는 바와 같이 오존층의 감소는 남반구 제트를 남쪽으로 이동시키는 역할을 한다. 남쪽으로의 가속은 기후 온난화에 의해서도 나타나는데(그림 VI-5d에서 fixed ozone 경우), 오존 홀에 의한 변화는 기후 온난화에 의한 변화와 비교해 정량적으로 비슷한 역할을 함을 알 수 있다. 반면 미래 기후에서 오존층이 회복되면 제트가 북쪽으로 편향될 것으로 예측되며, 이는 기후 온난화에 의한 대기 대순환 변화의 상당 부분을 상쇄할 것으로 보인다.



**[그림 VI-5]** Multimodel mean trends of the SH summer circulation as simulated by the CCMVal-2 and the AR4 models. The mean trends and 1 standard deviation error bars are shown for (a) September–December(SOND) 50hPa polar-cap ozone, (b) October–January(ONDJ) 100hPa polar-cap temperature, (c) December–February(DJF) tropopause pressure, (d) DJF jet location, (e) DJF Hadley-cell location. In Figure 5a, ozone trends are not shown for the AR4 models with time-varying ozone as they are neither archived nor documented. In Figure 5b the observed temperature trend near 70°S for time period of 1969–1998 [Thompson and Solomon, 2002] is shown with a cross for reference. In all plots, multimodel mean trends for the CMIP3 models with high vertical are indicated by triangles. Note that negative trends in Figures 5d and 5e denote poleward shift in westerly jet or poleward expansion of the Hadley cell in the SH (출처: Son *et al.* 2010).

오존 홀이 저위도 대기 운동에도 영향을 미칠까? [그림 VI-5e]는 남반구 여름철 해들리 셀의 위치가 오존층의 변화에 민감하게 반응함을 보여준다. 오존층이 감소할 때 해들리 셀이 남쪽으로 확장을 하지만, 오존층이 회복되면 오히려 북쪽으로 수축함을 알 수 있다. 다시 말하면, 남극 상공의 오존층의 변화는 저위도에서 고위도까지 남반구 전체 대기 대순환의 변화에 큰 영향을 끼침을 알 수 있다.

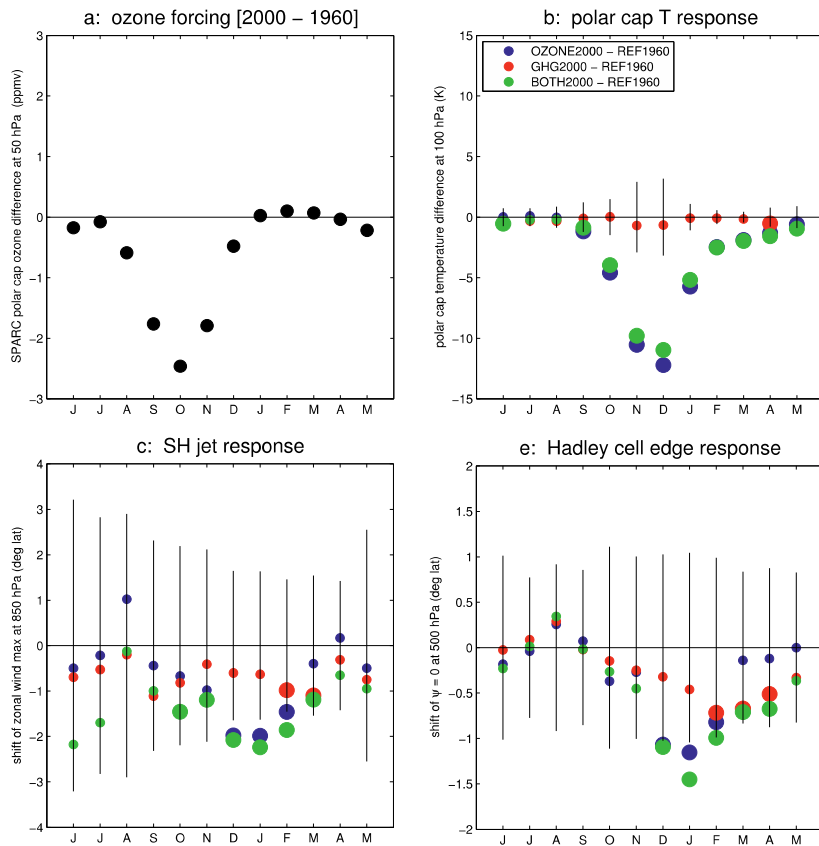
제트의 위치와 해들리 셀의 위치 변화는 남반구 강우에 직접적인 영향을 미친다. [그림 VI-7]은 오존층 감소에 따른 강우와 증발산의 변화를 보여준다. 오존층의 감소에 의해 남반구 고위도 지역에 강우가 증가하고(파란색), 중위도 지역에 강우가 감소하는(빨간색) 것을 알 수 있다. 이는 주로 제트에 따라 스톱 트랙이 남쪽으로 이동하기 때문으로, 대기 대순환의 변화에 의해 초래된 약한 강우 시스템의 증가가 주원인이다(Purich and Son 2012). 강우의 변화에 비해 증발산의 변화는 미미한데, 이는 성층권 오존이 해수면 온도에 직접적인 영향을 미치지 않기 때문이다. 그 결과 강우-증발산은 강우 변화에 비슷한 형태를 갖는다. 이로 인해 남대양(Southern Ocean)에서 민물속이 증가함을 알 수 있다. 이 결과는 남반구 해양 대순환에 시사하는 바가 크데, 오존층의 변화로 인해 남반구 해수 염도 및 해양 대순환에 변화가 있었음을 의미한다. 이에 대해서 현재까지 알려진 바가 별로 없으며, 따라서 더 많은 연구가 이어져야 할 것이다.



[그림 VI-6] Trend of (left) precipitation, (middle) evaporation, and (right) precipitation minus evaporation over 1960-1999 for CMIP3 models (top) with and (bottom) without prescribed ozone depletion (출처: Purich and Son 2012).

## 4. 토의

앞의 내용은 기후 모형의 앙상블 평균을 토대로 기술한 것이다. 모형에서 오존층의 감소 혹은 증가가 포함된 경우와 그렇지 않은 경우를 단순 비교한 것인데, 여기에는 큰 맹점이 있다. 바로 각각의 모형에서 해상도 및 물리 과정이 전혀 다르다는 점이다. 모형들이 모두 제각기이고 오존층 변화가 각각 다르게 묘사되어 있기 때문에 모형 그룹간의 차이가 꼭 오존층에 의한 것이라고 단정할 수 없다.

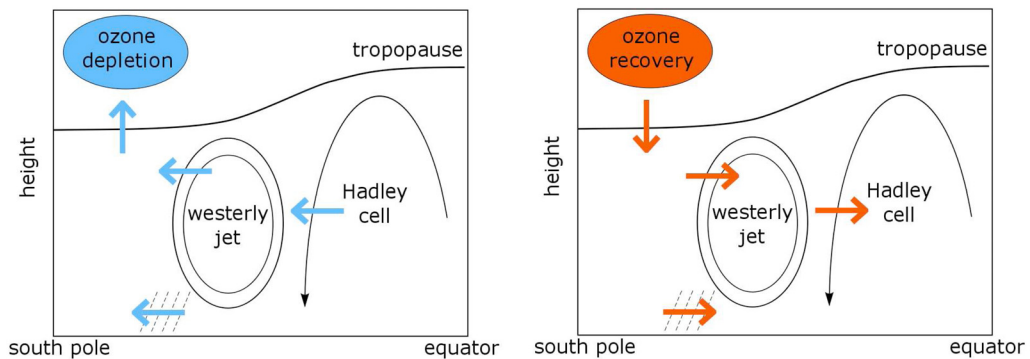


[그림 VI-7] Ozone forcing and its impact on stratospheric polar-cap temperature, extratropical jet location and Hadley cell location as simulated by CAM 3.5 (출처: Polvani *et al.* 2011).

분석의 불확실함을 최소화하기 위해 CAM3을 이용해 [표 VI-3]과 같이 민감도 실험을 수행하였으며, [그림 VI-8]은 그 결과를 보여준다. 오존층 감소에 의해 기후 변화는 검은 색, 온실 가스에 의한 기후 변화는 붉은색, 그리고 오존층 감소와 온실 가스 증가 모두에

의한 기후 변화는 녹색으로 나타냈다. 관측 자료를 이용해 오존층의 감소가 10월에 최대가 나타나도록 모형을 강제했으며(그림 VI-8a), 이로 인해 남극 하부 성층권은 강한 냉각을 11월과 12월에 보여준다(그림 VI-8b). 이와 더불어 남반구 제트류는 남쪽으로 치우치고 해들리 셀은 남쪽으로 확장함을 알 수 있다(그림 VI-8c와 그림 VI-8d). 이러한 대기 대순환의 변화가 남반구 여름철에만 나타나며, 오존층 감소에 의한 기후 변화는 적어도 온실 가스 증가에 의한 변화에 상응함을 알 수 있다. 이 모든 결과는 앞에서 기술한 오존층 변화에 따른 대기 대순환의 변화와 정량적으로 일치하며, 기후 모형간 단순 비교가 오존층에 의한 기후 변화를 효과적으로 나타냈음을 알려준다.

이상 일련의 연구 결과를 [그림 VI-9]에 요약하였다(Son *et al.* 2008; Son *et al.* 2009; Son *et al.* 2010; Polvani *et al.* 2011; Purich and Son 2012). 오존층의 감소로 남반구 늦겨울에 성층권에 강력한 냉각이 발생하였고, 이로 인해 대류권계면이 상층으로 이동하였다. 대류권에서는 오존층의 감소에 따라 해들리 셀이 확장하였고, 제트류가 극지방으로 이동한 것으로 보인다. 그 결과 남반구 여름철 강우 또한 크게 바뀌었는데, 제트에 따른 스톱 트랙의 이동으로 남대양에는 강우가 증가하고 중위도에는 강우가 감소하였다. 이러한 제트류의 변화 및 강우의 변화는 결국 남대양의 순환에도 큰 영향을 미쳤을 것으로 보인다. 미래 기후의 예측은 과거 기후와 정반대의 결과를 보여준다.



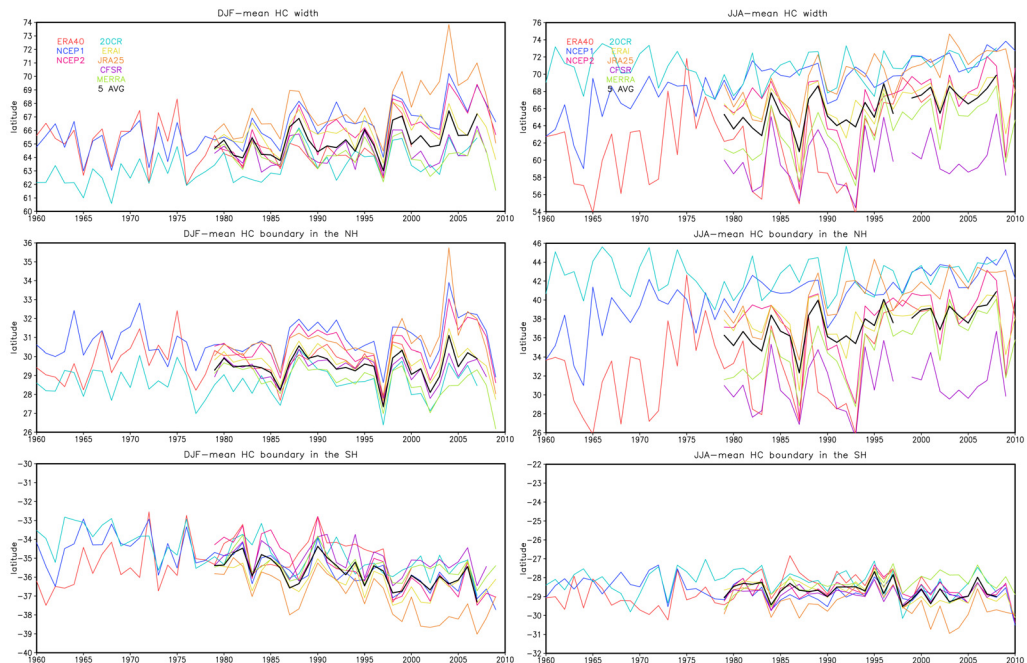
**[그림 VI-8]** A schematic representation of the impact of stratospheric ozone loss and recovery on the tropospheric circulation in the SH summer. Changes in the extratropical tropopause height and location of the westerly jet, storm track (and associated midlatitude precipitation), and the poleward boundary of the Hadley cell are highlighted (출처: Son *et al.* 2010).

## 5. 향후 연구 과제

앞에서 기술한 내용들은 최근 연구 결과를 정리 보완한 것으로, 거의 모든 연구 결과들이 모형 실험을 토대로 유출되었다. 남반구에서 관측 자료의 한계로 자세한 분석이 불가능한 경우가 종종 있는데, 최신 재분석 자료를 통해 좀더 구체적인 분석을 수행하고 있다. 몇 가지 예 중 하나가 바로 오존층 파괴에 의한 남반구 해들리 셀의 확장과 오존층의 격년 변동 및 그에 따른 남반구 대기 대순환의 변동이다. 이 문제들은 현재 분석 중이며, 일부 예비 결과를 아래에 소개한다.

### 5-1. 해들리 셀 확장

오존층의 변화가 저위도 대기 대순환, 특히 해들리 셀의 폭에 영향을 미치는가? [그림 VI-5e]는 그 가능성을 보여주지만, 큰 표준 편차로 인해 통계적 관계를 유출하기에는 어려움이 있다. 이에 최신 재분석 자료와 모형 자료를 이용해 해들리 셀의 확장을 좀더 자세히 분석하였다.



[그림 VI-9] Time series of (left) DJF and (right) JJA-averaged Hadley cell boundaries: (top) total width from SH to NH, (middle) NH boundary, and (bottom) SH boundary. Hadley cell boundary is defined by the location of zero value in 500-hPa mass stream function.

[그림 VI-10]은 500hPa mass stream function을 통해 계산된 해들리 셀의 확장을 시간의 함수로 나타낸 것으로, 전체 해들리 셀의 폭(남반구 해들리 셀과 북반구 해들리 셀의 거리) 및 북반구와 남반구 각각에 대해 두 계절을 중심으로 보여준다. 전체 8개의 재분석 자료가 사용되었는데, 자료의 시작과 끝이 조금씩 다르나 1979년 이후로는 모든 자료가 이용 가능하다.

먼저 북반구 겨울철(남반구 여름철)을 보면, 전반적으로 해들리 셀의 폭이 증가함을 알 수 있다(그림 VI-10 왼쪽 맨 위). 이는 주로 남반구에서의 해들리 셀의 확장에 의한 것으로, 북반구에서의 장기 변동은 미미하다. 무엇보다도 북반구에서 해들리 셀의 변화는 재분석 자료간 큰 편차를 보이고 있다. 특히 2000년대 중반 북반구의 해들리 셀의 위치는 자료에 따라 5도 이상 크게 차이가 나는데, 이는 재분석 자료간 자료 동화 과정이 다르기 때문으로 추정된다. 이로 인해 전체 해들리 셀의 변동성은 큰 불확실성을 가지고 있다(그림 VI-10 맨 위). 북반구와 달리 남반구의 해들리 셀 변화는 모든 재분석 자료에서 정량적으로 비슷하게 모사된다. JRA25에서 남반구 해들리 셀의 치우침이 보이는데, 선형 추세를 비교하면 다른 재분석 자료와 유사한 추세를 나타낸다.

북반구 여름철(남반구 겨울철)은 북반구 겨울철과 다소 다른 양상을 보인다. 무엇보다도 재분석 자료간 해들리 셀의 편차가 크게 증가함을 알 수 있는데, 이는 주로 북반구 해들리 셀에 의한 것으로 여름철 해들리 셀이 잘 정의되지 않기 때문으로 추정된다. 일례로 CFSR 자료는 1998년 여름철에 해들리 셀이 정의되지 않는 데 반해, 남반구 겨울철 해들리 셀(그림 VI-10 오른쪽 아래)은 북반구 겨울철(왼쪽 중간)에 비해 자료간 편차를 거의 보이지 않는다. 이는 1) 남반구에 관측 자료의 부재로 자료 동화의 영향이 크지 않고, 2) 남반구 대기 대순환이 북반구에 비해 동서 방향으로 변화가 작기 때문으로 추정된다.

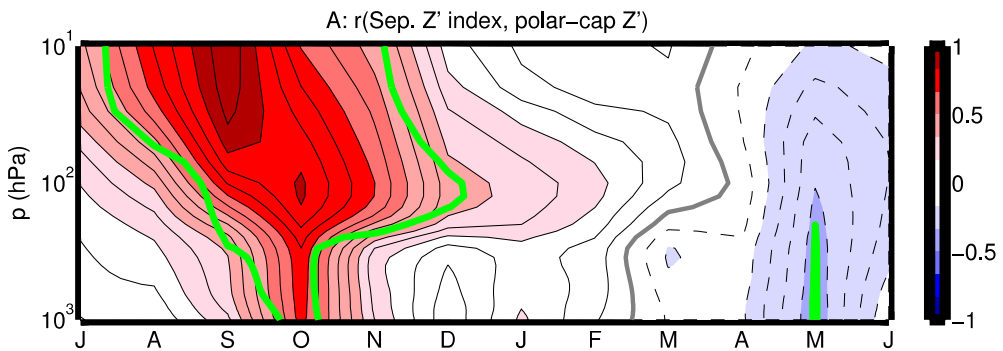
겨울철과 여름철 해들리 셀의 변화를 비교해 보면(그림 VI-10 오른쪽과 왼쪽 위) 전반적으로 북반구 겨울철에 해들리 셀의 확장이 큼을 알 수 있는데, 이는 앞서 언급한 바와 같이 남반구 해들리 셀의 변화 때문이다. 이 같은 남반구 해들리 셀의 변화는 기후 온난화와 오존 홀에 그 원인을 둘 수 있을 것이다. 각각의 상대적 중요도를 파악하기는 어렵지만, 남반구 여름철(오존층 감소의 영향이 있는 계절, 그림 VI-10 왼쪽 아래)과 겨울철(오존홀 감소의 영향이 없는 계절, 그림 VI-10 오른쪽 아래)의 비교를 통해 오존층이 남반구 해들리 셀의 변화에 큰 영향을 미치고 있음을 추정할 수 있다. 이를 정량적으로 파악하고자 역학적·통계적 원인 분석이 필요한데, 현재 이에 대한 연구가 진행되고 있다. 예비 결과에 따르면, 남반구 여름철 해들리 셀의 장기간 변화는 오존층에 의한 것으로 파악되었는데, MERRA를 제외한 모든 재분석 자료에서 이와 같은 결론에 도달한 것이다. 보다 세한 내용

은 논문의 형태로 보고할 예정이다.

### 5-2. 오존층의 격년 변화에 따른 남반구 기후 변동성

지금까지 기술한 내용들은 오존층의 변화가 남반구 장기 기후 변화에 미치는 영향에 국한되었다. 그렇다면 오존층의 격년 변화가 남반구 기후의 변동성에 미치는 영향은 없는가? 결론적으로 오존층의 변화, 보다 정확히说是 남극 하부 성층권의 변화는 남반구 10월의 지표 기후 변동에 큰 영향을 끼칠 수 있음이 발견되었다(Son *et al.* 2012). [그림 VI-11]은 그 예를 보여주고 있는데, 9월 10hPa geopotential height anomaly와 각 달의 극지방 평균 geopotential height anomalies의 상관관계를 고도와 달의 함수로 나타낸다. 성층권에서 강한 상관관계가 9월에 나타나는 반면, 대류권에서는 최대 상관관계가 10월에 나타나고 있다. 다시 말해서 성층권의 geopotential height anomaly가 발생했을 때 약 한 달 후에 대류권에 반응이 나타나며, 이 상관관계는 99.9% 유의 수준에서 유효하다.

이 결과는 남극 상공 하부 성층권의 변화(오존층 포함)를 이용해 남반구 계절 예보를 향상시킬 수 있음을 시사한다. 특히 오존의 변동성과 관련된 남반구 지표 온도의 변화는 엘리뇨에 의한 영향과 유사하거나 오히려 더 큼을 Son *et al.*(2012)이 발견하였다. 지금까지 남반구의 계절 예측이 엘리뇨와 인도양 해수면 온도의 변화를 주 인자로 하였고 때문에, 이는 계절 예보에 있어 하부 성층권의 변동성을 반드시 고려해야 함을 의미한다.



**[그림 VI-10]** Correlation coefficients between 10hPa polar-cap geopotential height anomaly and geopotential anomaly at each pressure level with time lag. Polar cap is defined by area-weighted integration from 65S to the South Pole. Note that correlation at 10 hPa in September is autocorrelation.

### 5-3. 메커니즘

어떻게 오존층이 남반구 대기 대순환에 영향을 미치는가? 이 물음에 대한 답은 아직 명확하지 않다. Son *et al.*(2010)에서 나열했듯이 다양한 가설들이 있는데, 예를 들어 downward control, 오존층에 의한 복사량 변화, 중관 규모 에디와 수평장 간의 상호 작용 등이 있다. 그러나 이들 가설들 중 어떠한 것도 아직 증명되지 않았으며, 이에 대한 연구가 향후 필요함을 알 수 있다.

## 6. 요약

지난 수십 년간, 특히 1960년대부터 1980년대까지 인류는 오존층 파괴 물질을 급격히 배출했다. 이로 인해 남극 하부 성층권 오존의 농도가 급속히 감소하였는데, 그 결과 지표에 도달하는 자외선 양이 크게 증가했다. 이에 오존층을 회복시키기 위한 노력이 꾸준히 진행되었고, 1989년에 몬트리올 의정서가 체결되었다. 전 세계 190개국 이상이 참여한 이 의정서의 성공으로 오존층 파괴 물질들의 배출이 크게 줄었고, 그로 인해 남극 상공의 오존의 농도는 더 이상 줄어들지 않고 조금씩 증가하는 경향을 보이기 시작했다.

오존 홀과 지표 자외선 양의 관계가 상대적으로 잘 알려진 것에 반해, 오존층이 과연 대기 대순환을 바꿀 수 있는지는 잘 알려져 있지 않다. 아주 최근에서야 이에 대한 연구가 진행되었는데, 지금까지 밝혀진 바는 다음과 같다. 오존층이 감소함에 따라 남반구 여름철 대기 대순환은 1) 남극 상공 하부 성층권의 냉각, 2) 남반구 대류권계면 고도의 상승, 3) 해들리 셀의 남쪽으로의 확장, 4) 중위도 제트류의 남쪽으로의 이동, 5) 남대양에서의 강우 증가와 중위도에서의 강우 감소를 보인다. 이에 따라 해양 대순환도 변화했을 것으로 보여진다. 여기서 3)~5)는 기후 온난화에 의한 남반구 대기 대순환의 변화에 일치하며, 과거 오존층의 감소가 곧 남반구 기후 변화를 가속시켰음을 의미한다. 반면 미래에 오존층의 회복되면 이는 기후 온난화에 의한 남반구 여름철 기후 변화를 감속시킬 것으로 예상된다.

보다 정량적인 연구 분석이 필요하지만, 이러한 결과는 남반구 봄-여름철 기후 변화 및 변동에 있어 남극 상공의 오존층이 중요한 역할을 함을 보여준다. 하지만 자세한 역학 과정은 아직 잘 알려져 있지 않다. 어떻게 남극 하부 성층권의 오존 변화가 남반구 여름철 대기 대순환을 바꾸는가? 이 질문에 대한 답을 위해 단순 대기 모형, 대기 대순환 모형, 대기-해양 접합 모형, 화학 기후 모형 등 다양한 모형들을 이용한 연구가 절실하다.

본 연구에서는 남극 오존층에 의한 기후 변화에 초점을 맞췄다. 그러나 앞서 언급된 바와 같이 오존층의 감소는 단지 남극 상공에서만 일어난 것은 아니며, 강도는 훨씬 약하지만 북극 성층권에서도 발생했다(그림 VI-1). 일반적으로 북극 하부 성층권의 오존 변화가 북반구 대기 대순환에 미치는 영향은 미미한 것으로 알려졌다. 그러나 오존층의 격년 변동은 북반구 기후 변동성에도 일정 정도 영향을 끼칠 것으로 예상되며, 따라서 이에 대한 연구가 뒤따라야 할 것으로 보인다.

## Reference

- Gerber, E. P., Butler, A., Calvo, N., Charlton-Perez, A., Giorgetta, M., Manzini, E., Perlwitz, J., Polvani, L. M., Sassi, F., Scaife, A., Shaw, T., Son, S. W., and S. Watanabe. 2012. "Assessing and understanding the impact of stratospheric dynamics and variability on the Earth system." *Bulletin of the American Meteorological Society*, in press.
- Polvani, L. M., Waugh, D. W., Correa, G. J. P., and S. W. Son. 2011. "Stratospheric ozone depletion: the main driver of 20th century atmospheric circulation changes in the Southern Hemisphere." *Journal of Climate*, 24.
- Purich, A., and S.-W. Son. 2012. "Impact of Antarctic ozone depletion and recovery on Southern Hemisphere precipitation, evaporation and extreme changes." *Journal of Climate*, 25.
- Solomon, S. 1999. "Stratospheric ozone depletion: A review of concepts and history." *Rev. Geophys.*, 37(3).
- Son, S. W., Purich, A., Hendon, H., and B. Kim. 2012. "Weather from the ozone hole." submitted.
- Son, S. W., Gerber, E. P., Perlwitz, J., Polvani, L. M., Gillett, N. P., Seo K. H., and SPARC/CCMVal co-authors. 2010. "Impact of stratospheric ozone on Southern Hemisphere circulation change: a multimodel assessment." *Journal of Geophysical Research - Atmosphere*, 115.
- Son, S. W., Tandon, N. F., Polvani, L. M., and D. W. Waugh. 2009. "Ozone hole and Southern Hemisphere climate change." *Geophysical Research Letters*, 36.
- Son, S. W., Polvani, L. M., Waugh, D. W., Birner, T., Akiyoshi, H., Garcia, R. R., Gettelman, A., Plummer, D. A., and E. Rozanov. 2009. "The impact of stratospheric ozone recovery on tropopause height trends." *Journal of Climate*, 22.
- Son, S. W., Polvani, L. M., Waugh, D. W., Akiyoshi, H., Garcia, R., Kinnison, D., Pawson, S., E., Rozanov, T. Shepherd, G., and K. Shibata. 2008. "The impact of stratospheric ozone recovery on the Southern Hemisphere westerly jet." *Science*, 320.
- Thompson, D. W. J., Solomon, S., Kushner, P. J., England, M. H., Grise, K. M., and D. J. Karoly. 2011. "Signatures of the Antarctic ozone hole in Southern Hemisphere surface climate change." *Nature Geoscience*, 4.

SPARC CCMVal, 2010. "SPARC Report on the Evaluation of Chemistry–Climate Models." V. Eyring, T. G. Shepherd, and D. W. Waugh(eds.), SPARC Report No. 5, WCRP–132, WMO/TD–No. 1526.