

CATER 2010-2209

이상 기상/기후와 연관된 중위도 중·장기 대기 변동
역학 및 예측성 연구

Extratropical low-frequency atmospheric dynamics
and predictability associated with extreme
weather/climate events

한국해양연구원

기 상 청

제 출 문

기상청장 귀하

이 보고서를 “기상기술개발사업”과제 (세부과제 “이상 기상/기후와 연관된 중위도 중·장기 대기 변동 역학 및 예측성 연구”) 의 보고서로 제출합니다.

2012. 02. 29.

주관연구기관명 : 한국해양연구원

주관연구책임자 : 국종성

연 구 원 : 권민호, 박종연, 손혜영, 김원모, 장연수

협동연구기관명 :

협동연구책임자 :

보고서 요약서

| | | | | | |
|---|----------------------|--|----------------------------------|-------------|--|
| 과제고유번호 | CATER 2010-2209 | 해당단계 연구기간 | 2010.03.16. -2012.02.29. | 단계 구분 | (1단계) / (1단계) |
| 연구사업명 | 사업명 | 기상기술개발사업 | | | |
| | 세부사업명 | 기상예보기술 | | | |
| 연구과제명 | 대과제명 | | | | |
| | 세부과제명 | 이상 기상/기후와 연관된 중위도 중·장기 대기 변동 역학 및 예측성 연구 | | | |
| 연구책임자 | 국종성 | 해당단계 참여연구원수 | 총 : 6 명 내부 : 6 명 외부 : 명 | 해당단계 연구비 | 정부: 63,000 천원 기업: 천원 계 : 63,000 천원 |
| | | 총연구기간 참여연구원수 | 총 : 6 명 내부 : 6 명 외부 : 명 | 총 연구비 | 정부: 126,000 천원 기업: 천원 계: 126,000 천원 |
| 연구기관명 및 소속부서명 | 한국해양연구원 기후연안재해연구부 | | 참여기업명 | | |
| 국제공동연구 | 상대국명 : | | 상대국연구기관명 : | | |
| 위탁연구 | 연구기관명 : | | 연구책임자 : | | |
| 요약(연구결과를 중심으로 개조식 500자 이내) | | | | 보고서면수 | 107page |
| <ul style="list-style-type: none"> - 중위도 중장기 변동 모드와 종관 에디 피드백 상호작용 연구 - 에디 피드백에 대한 원손의 법칙 연구 및 장주기 대기 모드에 대한 에디 피드백의 종합적 역할 규명 - 종관규모 에디와 관련된 중위도 장주기 강수 변화 연구 - 주요 중·장기 대기 변동 모드 내부역학 및 기후변화 반응 역학. - 북극진동과 관련된 중위도 이상 기후 발생 연구 및 비선형성 연구 - 고위도 기후 변동과 중위도 이상기후 발생 관련성 연구 및 예측성 - 다중 기후 모형의 종관 에디 피드백 모의 능력 검증 및 북극 진동모의 모의 능력 평가, 기후변화 반응 연구 | | | | | |
| 색인어 (각 5개 이상) | 한글 | 이상 기후, 종관규모 에디피드백, 장주기 변동 역학 | | | |
| | 영어 | Extreme climate events, Synoptic eddy feedback, Low-frequency dynamics | | | |

요 약 문

I. 제목

이상 기상/기후와 연관된 중위도 중·장기 대기 변동 역학 및 예측성 연구

II. 연구개발의 목적 및 필요성

최근 들어 지구촌 곳곳에 이상 기후가 발생하고 있다. 이상 기후는 장주기 대기 변동과 밀접한 연관을 가지므로, 이상기후 발생 역학을 이해하기 위해서는 중장기 대기 변동의 역학을 이해하는게 매우 중요하다. 따라서 본 연구에서는 중위도 중장기 대기 변동 역학을 규명하고 예측성을 연구하는 것이다. 이를 통해 중위도 이상 기후 발생역학을 이해하면 예측성을 연구한다.

III. 연구개발의 내용 및 범위

- 중위도 중·장기 변동과 관련된 대기 순환의 지속성을 이해하기 위해 종관 규모 에디들과 장기 대기 순환과의 상호작용을 연구
- 주요 중·장기 대기 변동 모드 내부 발생 및 유지 역학을 연구.
- 종관규모 에디와 관련된 중위도 장주기 강수 변화 연구
- 가뭄, 홍수, 이상 저온 및 고온 등과 같은 이상 기후 현상의 발생 역학을 연구
- 다중 기후 모형을 이용한 중·장기 대기 변동 모드와 이상기후의 모의 능력과 예측성을 평가

IV. 연구개발 결과

중위도 중장기 변동 모드에 대한 내부 역학과정이 연구되었다. 특히 종관 에디와 중장기 대기 변동 모드와의 상호작용이 집중적으로 연구되었다. 종관 에디 피드백은 중장기 대기 변동을 발달, 유지하는데 매우 중요한 역할을 한다고 알려져있다. 본 연구에서는 종관에 디피드백이 윈손의 법칙에 의해 간단히 설명될 수 있음을 밝혀냈다. 즉, 종관에디에 의한 와도속이 장주기 바람장의 왼쪽방향으로 향하는 경향이 있다는 것을 관측자료를 통해 밝혀냈다. 윈손의 법칙에 의한 와도속의 수렴/발산은 저기압성/고기압성 대기 흐름을 강화시키는 양의 피드백으로 작용함을 밝혀냈다.

와도속 뿐만 아니라, 에디 열속과 습윤속도 윈손의 법칙으로 설명될 수 있음이 밝혀졌다. 에디 열속은 윈손의 법칙을 따르면서 그 크기가 중층대기에 최대값을 가짐으로써, 에디 피드백이 하층에서 강한 양의 피드백으로 작용하게 된다. 따라서 중위도 대기 변동은 순압구조를 유지하게 된다. 에디 습윤속에 의한 습윤속의 수렴과 발산은 중위도 강수의 장

기 변동에 중요한 역할을 함을 본 연구를 통해 처음으로 밝혀냈다.

이러 종관 에디피드백은 중위도의 대표적 장주기 모드인 북대서양진동, PNA, 북극진동의 유지역학에 매우 중요한 역할을 함을 밝혀냈다. 3차원 에디 피드백 분석을 통해, 중위도 장주기 모드와 에디 피드백과의 상호작용이 연구되었다. 이러한 에디 피드백은, 기후 변화시 장주기 변화의 패턴 변화에도 중요한 역할을 하는 것으로 나타났다.

이상 기후 발생 역학을 이해하기 위하여 북극진동과 중위도 이상기후와의 관련성을 분석하였다. 북극진동은 중위도 이상기후와 관련성을 가지며, 강한 비선형성이 존재함을 밝혀냈다. 뿐만 아니라, 고위도 기후 변동이 중위도 이상기후 발생에도 영향을 미친다는 것을 관측자료 분석을 통해 보여졌다.

종관에디 피드백의 모의 능력이 CMIP3에 참여하는 기후 모형에 대해 검증되었다. 대부분의 기후 모형의 종관에디 피드백을 관측과 유사하게 모의하는 것으로 나타났다. 또한, 기후 모드의 모의 능력 및 기후변화 반응이 다중모형을 이용하여 검증되었다.

V. 연구개발결과의 활용계획

- 전지구 규모의 해양/기후 감시시스템의 기반 조성의 기초자료로 활용
- 동아시아 기후 변동성을 평가함으로 향후 기후변화 탐지 및 예측도 향상을 위한 기초자료로 활용
- 한반도 주변 이상 기후변동성 평가를 통해 향후 기후 변화에 기인하는 자연재해의 조기 진단 및 대책 수립에 활용
- 기상청 장기 계절 예보에 활용
- 한반도를 포함한 동아시아 지역의 이상기후 예측 시스템 구축에 활용
- 전구 이상기후 현상 및 자연재해로 인한 뜻밖의 재난에 대한 국가적 대응을 준비하고 이에 대한 국가 정책 수립의 중요 자료로 활용

S U M M A R Y

I . Title

Extratropical low-frequency atmospheric dynamics and predictability associated with extreme weather/climate events

II . Purpose and Necessity

Recently, extreme climate events frequently observed over the globe. The extreme climate events are closely related to low-frequency atmospheric variability, so it is quite important to investigate dynamics on low-frequency atmospheric variability in order to understand the extreme climate events. Therefore, in this study, we examine dynamics of extratropical low-frequency atmospheric dynamics and study on their predictability. Finally, we study on dynamics on extreme climate events and its predictability.

III . Contents and Scopes

- Study on interaction between synoptic eddies and low-frequency atmospheric variability, in order to understand the persistency of extratropical low-frequency atmospheric variability
- Study on internal dynamics of dominant low-frequency atmospheric modes and their sustaining dynamics.
- Study on low-frequency precipitation variability associated with synoptic eddies.
- Study on dynamics of extreme climate events such as drought, flood, cold and hot surges.
- Assess a model fidelity and predictability for low-frequency atmospheric variability with a multi-model ensemble.

IV . Results and Conclusion

In this study, internal dynamics related to extra-tropical low-frequency dynamics are investigated. In particular, interaction between synoptic eddies and low-frequency atmospheric variability is closely examined. It is known that synoptic eddy feedback has a critical role in development and maintenance of low-frequency atmospheric modes. We demonstrate here that the synoptic eddy feedback can be explained by

simple rule, name as Left-hand rule. That is, eddy-vorticity flux by synoptic eddies tend to be directed to the left-hand side of the low-frequency wind. The convergence/divergence of eddy-vorticity fluxes, governed by left-hand rule, play a role in enhancing cyclonic/anticyclonic flow, indicating positive feedback.

In addition to the vorticity flux, eddy-temperature and -moisture fluxes can be also explained by the left-hand rule. The temperature flux is explained by the left-hand rule, and its maximum located in the middle troposphere so that it plays a strong positive feedback in lower troposphere. Therefore, it play a role in having barotropic structure. Also, we found that the convergence/divergence of eddy-moisture play a significant role in extra-tropical precipitation variability.

These synoptic eddy feedbacks paly a crucial role in the maintaining low-frequency atmospheric modes such as NAO, PNA, and AO. From the 3-dimensional eddy feedback analysis, the interaction between synoptic eddies and extra-tropical low-frequency variability is examined in depth. This eddy feedback is also important for the climate responses to anthropogenic forcing.

In order to examine dynamics on extreme climate events, the relation between AO and extra-tropical extreme climate events is investigated. We found that AO has a close relationship with climate variation in mid-latitudes, and there is strong nonlinearity of the relationship. In addition, Arctic warming/cooling influence on extra-tropical temperature variation, which leads to extreme climate events.

Using CMIP3 model archives, it is examined how well the current model simulate the synoptic eddy feedback. It is found that most model simulate the synoptic eddy feedback reasonably in spite of some systematic bias. Also, the model performance in simulating dominant low-frequency climate modes is assessed in this study.

V. Application Plans

- Providing basic information on the construction of global ocean/climate monitoring system.
- Applying to improvement of detection and prediction of future climate change over East Asia
- Applying to detection and mitigation on climate changes via assessment of extreme climate variability over Korean Peninsula.
- Applying to KMA seasonal forecast

- Applying to construction of climate prediction system targeted for East Asia including Korean peninsula.

CONTENTS

| | |
|--|-----|
| Section 1. Overview of Research and Development Project | 18 |
| Section 2. Status of Domestic and International Technology Developments | 20 |
| Section 3. Contents and Results of the Performed Research | 22 |
| 3.1 Interaction between synoptic eddies and low-frequency variability | 22 |
| 3.2 Internal dynamics of low-frequency atmospheric variability | 43 |
| 3.3 Dynamics on extreme climate events | 58 |
| 3.4 Dynamics and predictability on low-frequency atmospheric variability | 93 |
| Section 4. Targeted Accomplishments and Contribution to the related fields | 100 |
| Section 5. Application Plans of the Research Results | 101 |
| Section 6. References | 103 |

목 차

| | |
|---|-----|
| 제 1 장 연구개발과제의 개요 | 18 |
| 제 1 절 연구개발대상 기술의 경제적·산업적 중요성 및 연구개발의 필요성 | 18 |
| 제 2 절 연구 개발의 목표 | 18 |
| 제 3 절 연구 내용 및 범위 | 19 |
| 제 2 장 국내외 기술개발 현황 | 20 |
| 제 1 절 세계적 수준 | 20 |
| 제 2 절 국내수준 | 20 |
| 제 3 절 국내·외의 연구현황 | 21 |
| 제 3 장 연구개발수행 내용 및 결과 | 22 |
| 제 1 절 종관규모 에디와 장주기 대기 변동 상호작용 | 22 |
| 1. 종관규모 에디 피드백 연구 | 22 |
| 2. 종관규모 에디와 장주기 강수 변화 연구 | 35 |
| 제 2 절 중장기 대기 변동 모드의 내부 역학 연구 | 43 |
| 1. 장주기 대기 변동 모드와 종관 에디 피드백 | 43 |
| 2. 극진동 모드 내부 역학 및 기후 변화 반응 | 47 |
| 제 3 절 이상 기후 현상의 역학적 이해 | 58 |
| 1. 북극 진동과 중위도 이상 기후 | 58 |
| 2. 중위도 이상 기후와 고위도 기후 변동 | 73 |
| 제 4 절 다중 기후 모형을 이용한 중장기 대기 변동 모의 능력 및 예측성 | 93 |
| 1. 다중모형의 에디 피드백 및 장주기 모드 모의 능력 평가 | 93 |
| 제 4 장 목표달성도 및 관련분야에의 기여도 | 100 |
| 제 1 절 연구목표 달성도 | 100 |
| 제 2 절 관련분야에의 기여도 | 100 |
| 제 5 장 연구개발결과의 활용계획 | 101 |
| 제 1 절 연구개발결과의 활용방안 | 101 |
| 제 2 절 기대성과 | 101 |
| 제 6 장 참고문헌 | 103 |

List of Figures

- 그림 1-1. [Left Panel] Correlation between seasonal mean zonal wind and meridional vorticity flux, [Right Panel] Correlation between seasonal mean meridional wind and zonal vorticity flux at a) 300 hPa, b) 500 hPa, and c) 850 hPa for all seasons.
- 그림 1-2. The same as Fig. 1-1 except for a) MAM, b) JJA, c) SON, and d) DJF season.
- 그림 1-3. The same as Fig. 1-1 except for a) 300hPa, b) 500hPa, and c) 850hPa.
- 그림 1-4. Probability distribution of the angles between anomalous monthly-mean eddy vorticity fluxes and anomalous monthly-mean flows for a) MAM, b) JJA, c) SON, and d) DJF seasons. The distance from the origin indicates probability for each angle. The angles are divided into 36 groups with 10-degree intervals. Thick and thin circles indicate one-thirtieth probability, respectively.
- 그림 1-5. The same as Fig. 1-4 except for each month for the period of 1981-2007.
- 그림 1-6. The same as Fig. 1-1 except for (a and b) eddy-temperature flux and (c and d) eddy-moisture flux at (a and c) 300hPa and (b and d) 700hPa during DJF season.
- 그림 1-7. The same as Fig. 1-6 except for JJA season.
- 그림 1-8. Correlations between anomalous monthly-mean zonal wind and meridional TEPV fluxes [Left Panel], and correlations between anomalous monthly-mean meridional wind and zonal TEPV fluxes [Right Panel] at (a) 300hPa, (b) 500hPa, and (c) 850hPa levels for all months. U and V indicate wind components in zonal and meridional directions, respectively, and Fx and Fy indicate zonal and meridional eddy-flux components, respectively.
- 그림 1-9. Correlation between (a and c) monthly mean zonal wind and vertically-averaged meridional eddy moisture flux, (b and d) monthly mean meridional wind and zonal eddy moisture flux during DJF [Upper Panel] and JJA [Lower panel].
- 그림 1-10. Standard deviation of monthly mean precipitation for (a) DJF and (b) JJA.

- 그림 1-11. The ratio of standard deviation between the monthly mean eddy-induced moisture convergence and monthly mean precipitation for (a) DJF and (b) JJA.
- 그림 1-12. Correlation between the monthly mean eddy-induced moisture convergence and monthly mean precipitation for (a) DJF and (b) JJA. Contour interval is 0.2. Shaded indicates statistically significant at 95% confidence level.
- 그림 1-13 The same as Fig. 1-12 except for moisture convergence by low-frequency flow.
- 그림 1-14. Scatter diagram for correlation between precipitation and low-frequency moisture convergence (y-axis) and correlation between precipitation and eddy-moisture convergence (x-axis) over Pacific (120E-120W, 30-60N, upper panel) and Atlantic (60W-0, 30-60N, lower panel) domains (a, c) DJF and (b, d) JJA.
- 그림 1-15. Linear regression of monthly mean precipitation (contour), (a) low-frequency moisture convergence (shaded), and (b) eddy-moisture convergence (shaded) with respect to PNA index. Unit is mmday^{-1} .
- 그림 1-16. Pattern Correlation between monthly mean precipitation and low-frequency moisture convergence (yellow bar), eddy-moisture convergence (red dot) and sum of two moisture convergences (blue square)
- 그림 2-1. Patterns for monthly-mean stream function (shading) and associated a) eddy vorticity fluxes ($1 \times 10^{-5} \text{ms}^{-2}$), b) eddy temperature fluxes (Kms^{-1}) and c) moisture fluxes ($1 \times 10^{-3} \text{ms}^{-1}$) at 300hPa [upper panels] and 700hPa [lower panel]. Each obtained by regressing these fields with respect to NAO index during boreal winter (DJF).
- 그림 2-2. The same as Fig. 2-1 except for PNA index.
- 그림 2-3. The same as Fig. 2-1 except for AO index
- 그림 2-4. Vertical cross section of the monthly-mean streamfunction (contour) and eddy-temperature flux (Shading) by regressing with respect to a) NAO index (at 30W) and b) PNA index (at 150W) during boreal winter time. The interval of shading is 0.5Kms^{-1} .
- 그림 2-5. (a) Storm track activity calculated by standard deviation of high-frequency (period with 2-8day) geopotential height at 500hPa and (b) Jet stream at 300 hPa in the Northern Hemisphere (DJF). The contour indicates simulated the

present climate (1971–2000). The shading indicates changes in the future climate (2071–2100) with respect to the present climate. The units for storm track activity are gpm.

그림 2-6. (a) The first leading mode of MSLP and the regression patterns of (b) geopotential height at 300 hPa and (c) zonal mean vertical structure for zonal wind on the AO index in the present and future climate. The contour indicates the present climate and the shading indicates the future climate.

그림 2-7. The regression patterns of eddy forcing, i.e., eddy-induced geopotential height tendency, at 300 hPa on the AO index (a) in the present climate (20C) and (b) in the future climate (A1B). The units are 10^{-5}ms^{-1} .

그림 2-8. The differences in regression patterns of (a) geopotential height and (b) eddy forcing at 300 hPa on the AO index between the present and future climate simulations. The units for eddy forcing are 10^{-5}ms^{-1} . The shading areas indicate that the differences are significant at 90% confidence level using the boot strap method.

그림 2-9. Eddy-feedback strength (EFS) calculated from Eq. (2) in (a) the present climate (20C) and (b) the future climate (A1B). The units are 10^{-6}s^{-1} .

그림 2-10. Zonally-averaged eddy-feedback strength over (a) global (0–360E), (b) the Pacific basin (150E–270E), and the Atlantic basin (90W–30E), calculated from Eq. (2) in the present climate (20C, gray line) and the future climate (A1B, red line). The units are 10^{-6}s^{-1} .

그림 2-11. The regression patterns of surface air temperature (shading) and winds at 850 hPa (vector) on the AO index for (a) the present climate, (b) the future climate and (c) difference between the future climate and the present climate.

그림 3-1. First EOF modes of (a) observed and (b) simulated sea level pressure (SLP) fields for the AO phase during boreal winter (DJF) in the Northern Hemisphere. Also given are the regressed 500-hPa geopotential height anomaly field for the AO phase of (c) observed and (d) simulated field during DJF.

그림 3-2. Composite map of (a)–(c) observed and (d)–(f) simulated surface air temperature (SAT) for moderate AO phase. (c) and (f) are the sum of observed (a+b) and simulated (d+e) SAT composite, respectively.

그림 3-3. Composite map of (a)–(c) observed and (d)–(f) simulated surface air

temperature (SAT) for relatively strong AO phase. (c) and (f) are the sum of observed (a+b) and simulated (d+e) SAT composite, respectively.

그림 3-4. Composite map of simulated SAT during DJF for (left) negative and (middle) positive AO phases over the North America. The right panel is the sum of the left and center panels.

그림 3-5. Scatter plots of (left) observed and (right) simulated area-averaged SAT anomalies depending on AO phase. (a) and (b) are the results of EC (Eastern Canada: 50–70°N, 270–300°E). (c) and (d) show the results of NA (Northwestern America: 45–60°N, 240–260°E). The x-axis is AO phase, and the y-axis is SAT anomaly. The red line is a linear regression.

그림 3-6. Composite maps of nonlinear advection term $(-u' \frac{\partial T'}{\partial x} - v' \frac{\partial T'}{\partial y})$ for relatively strong AO phase over the North America. (a)–(c) are from the observations and (d)–(f) are simulated output (K/s). (c) and (f) are the sums of nonlinear advection terms for negative and positive AO phases, respectively.

그림 3-7. Scatter plot of nonlinear zonal advection $(-u' \frac{\partial T'}{\partial x})$ and total nonlinear advection $(-u' \frac{\partial T'}{\partial x} - v' \frac{\partial T'}{\partial y})$ for the AO phase in (a) eastern Canada and (b) northwestern America (K/s). The closed circle is the zonal nonlinear advection, and the open circle is the total nonlinear advection.

그림 3-8. Composite map of wind anomaly at 850 hPa for (a) strongly negative and (b) strongly positive AO phases.

그림 3-9. The same as Fig. 3-3, except over the Eurasian continent.

그림 3-10. Composite maps of simulated nonlinear advection term $(-u' \frac{\partial T'}{\partial x} - v' \frac{\partial T'}{\partial y})$ for relatively strong AO phase over the Eurasian continent. (c) is the sum of nonlinear advection terms for negative and positive AO phases.

그림 3-11. Spatial distribution of SAT bias of the model simulation for December–January–February (DJF).

그림 3-12. Correlation coefficients between the (a) Arctic Oscillation index (AOI) and (b) Polar temperature index (PTI) 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.

- 그림 3-13. Monthly-mean anomalies of (a,b) surface temperature and (c,d) sea level pressure regressed on the (a,c) AO index and (b,d) PT index time series during DJF for the period of 1979–2010. Shading denotes a statistical confidence at 90% confidence level based on a Student's t-test.
- 그림 3-14. Same as Fig. 3-13 except for the period of 1979–1988.
- 그림 3-15. Same as Fig. 3-13 except for the period of 1989–2010.
- 그림 3-16. Monthly-mean anomalies of surface temperature regressed on the (a,c,e) AO index and (b,d,f) PT index time series during December. Using data for the period of (a,b) 1979–2010, (c,d) 1979–1988, and (e,f) 1989–2010. Shading denotes a statistical confidence at 90% confidence level based on a Student's t-test.
- 그림 3-17. Same as Fig. 3-16 except for January.
- 그림 3-18. Same as Fig. 3-16 except for February.
- 그림 3-19. Monthly-mean anomalous (a,b,c) surface temperature and (d,e,f) sea level pressure partial composite of the (a,d) negative AO index and PT index, (b,e) negative AO index, and (e,f) PTI during DJF.
- 그림 3-20. Same as Fig. 3-19 except for the AO index and negative PT index.
- 그림 3-21. Lead-lag correlation coefficients between the AO 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.
- 그림 3-22. Same as Fig. 3-21 except for the PT index.
- 그림 3-23. Correlation coefficients between the (a) AO index and (b) PT 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.
- 그림 3-24. (a) Correlation coefficients between the PT index with surface temperature during DJF. The red line square denotes the area for the east Asia temperature (EAT) index. (b) Correlation coefficients between the EAT index with surface temperature during DJF. The contour interval is 0.1 and shading denotes a statistical confidence at 90% confidence level based on a Student's t-test.
- 그림 3-25. Lead-lag correlation coefficients between the EAT 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.

그림 3-26. Lead-lag correlation coefficients between the EAT index with AO index (blue line), PT index (red line), and PT (barents sea) index (orange line).

그림 4-1. [upper panel] Correlation between monthly mean zonal wind and meridional eddy-vorticity flux in (a) MME, (b) observation. [lower panel] Correlation between monthly mean meridional wind and zonal eddy-vorticity flux in (a) MME, (b) observation.

그림 4-2. The same as Fig. 4-1 except for each model.

그림 4-3. Regression patterns of geopotential height at 300 hPa in (left) present climate simulations, (center) future climate simulations, and (right) its differences for each model.

List of Table

Table 3-1. Correlation coefficients between the AO index and PT index.

Table 4-1. Model descriptions used in this study.

Table 4-2. Latitudinal location of the nodal point (i.e. latitude of zero contour) in the AO pattern, and its difference between the 20C (1951~1999) and A1B (2051~2099) simulations from the IPCC AR4 participating models.

제 1 장 연구개발과제의 개요

제 1 절 연구개발대상 기술의 경제적·산업적 중요성 및 연구개발의 필요성

이상 기후 현상은 경제적 산업적으로 막대한 영향을 끼친다. 우리나라도 이상 기후로 인해 연평균 피해액은 최근 들어 급증해왔다. 이는 20세기 후반 이후 지구 도처에서 홍수, 가뭄, 태풍, 폭설 등 대규모의 극단적인 기상현상이 지속적으로 증가하고 있는 추세와 무관하지 않다. 또한 지구온난화가 진행되면서, 기후 변동성이 강해지고, 이에 따라 이상기후 현상의 빈도와 강도가 증가될 것이라는 연구가 최근 들어 제시되었다. 현재까지 많은 연구가 진행되어 왔지만, 이러한 이상 기후의 발생 역학은 아직 제대로 정립되지 못하고 있다. 또한 대부분의 기후 예측 모형들이 이상 기후 현상을 제대로 모의하지 못하고 있으며, 과거의 이상 기후 현상을 예측하는데 실패하였다. 이는 이상 기후 현상에 대한 우리의 이해 수준이 매우 미흡함을 의미한다. 따라서, 이상 기후 현상 및 이와 연관되어 발생하는 지역적 변동에 효과적으로 대처하고 이를 적극적으로 이용하기 위해서는 이상 기후 현상 발생에 대한 정확한 메커니즘이 규명되어야 한다. 또한 기후 모형을 이용하여 이상 기후 예측 가능성에 대한 연구가 진행되어야 한다. 따라서, 본 연구 과제의 결과는 이상 기후 현상에 따른 산업 경제 활동의 피해 최소와 효과적인 대응전략 수립에 기본적인 정보로 활용될 것이다.

제 2 절 연구 개발의 목표

중위도 대기 순환의 중 장주기 변동의 외부강제력의 역할 및 내부 역학을 이해한다. 이를 통해 최종적으로 중위도에 발생하는 이상 기후 현상의 역학을 규명하고 예측성을 파악한다

- 중위도의 주요 장주기 기후 모드 (AO, PNA, NAO, EU)의 발생 역학을 대기내부역학과정 관점에서 주로 연구한다.
- 종관 에디와 중위도 순환의 상호 작용과 원격상관 (teleconnection)의 역학과정을 연구한다.
- 가뭄, 홍수, 이상 고온과 저온 등과 같은 이상 기후 현상의 발생 역학을 연구한다.
- 다중 기후 모형을 이용하여 이상기후의 현재 모의 능력을 평가하고 예측성을 연구한다.

제 3 절 연구 내용 및 범위

| 구분 | 연도 | 연구개발의 내용 | 연구범위 |
|------|------|----------------------|---|
| 1차연도 | 2010 | 종관규모 에디 피드백 역학연구 | <ul style="list-style-type: none"> - 주요 대기 모드들의 역학과정 연구 - 종관규모 에디 피드백 연구 - 종관규모 에디와 관련된 중위도 장주기 강수 변화 연구 |
| | | 다중 모형에서 이상기후 모의능력 평가 | <ul style="list-style-type: none"> - 다중 모형 database 구축 - 다중 모형에서 주요 대기 모드 역학과정 모의 능력 평가 |
| 2차연도 | 2011 | 이상기후 발생 역학 연구 | <ul style="list-style-type: none"> - 주요 이상 기후 현상들의 case study를 통한 역학 규명 - 종관 규모 에디 피드백 연구 - Potential Vorticity 관점에서 에디 피드백 연구 |
| | | 이상기후 예측성 평가 및 향상 | <ul style="list-style-type: none"> - CMIP3 다중모형에서 장주기 대기순환 모의능력 및 예측성 평가 |

제 2 장 국내외 기술개발 현황

제 1 절 세계적 수준

| | | | | | |
|---------|---|--------|--|-----------|--|
| 개념정립 단계 | ○ | 기업화 단계 | | 기술 안정화 단계 | |
|---------|---|--------|--|-----------|--|

- 이상기후 현상에 대한 연구는 현재 전세계 유수의 연구 기관에서 가장 활발하게 진행되고 있는 연구 분야 중에 하나이다. 최근 NOAA의 기후 관련 연구 펀딩에서도 아메리카 지역의 이상 기후에 대한 역학 과정 및 예측성 연구에 대한 연구 부분이 큰 비중을 차지하고 있으며, 많은 연구자들이 이 부분에 연구 과제를 수행하고 있다.
- 이상 기후에 대한 발생 역학은 크게 두 가지 부분으로 나눌 수 있다. 첫째로, 해수면 온도 변동이나, 지표면 변동 같은 장주기 메모리를 가지고 있는 외부 강제력에 의한 것이다. 둘째는 대기의 내부 역학과정에 의한 것이다. 현재까지 대부분의 연구가 외부 강제력에 의한 부분에 집중되어 왔지만, 최근 들어 날씨 규모의 순환과 상호작용을 통한 대기 내부 역학에 대한 연구도 조금씩 관심을 갖고 있는 추세이다.
- 최근 하와이 대학교에서는 이러한 이상 기후 현상에 대한 역학 과정을 일반적으로 이해하기 위해 이론적 접근을 시도하여 의미있는 성과를 얻어냈다. 즉, 일주일정도의 시간 규모를 갖는 날씨 규모의 순환에 의한 양의 피드백에 대한 메커니즘을 규명하고, 이를 통해 이상 기후와 관련된 장주기 대기 순환이 장기간 유지될 수 있음을 이론적으로 제시하였다.
- 최근 들어 세계적 수준의 기후 예측 모형은 열대 태평양에서 발생하는 ENSO와 같은 기후 변동성의 예측에 가시적인 향상을 보이는 듯 크게 개선되어왔다. 하지만 중위도에 나타나는 이상 기후 현상에 대한 예측률은 아직도 매우 미비한 수준이다. 또한, 이상 기후 현상에 중요한 역학 과정으로 제시되는 날씨 규모 순환과의 상호작용 모의에 대해 심각한 문제점을 나타내고 있다. 현재 몇몇 기후모델링 기관에서 이러한 문제점을 인지하고, 기후 모형을 향상하는데 많은 투자를 하고 있다.

제 2 절 국내수준

- 우리나라에서도 현재까지 이상 기후 현상에 대한 연구는 몇몇 연구자에 의해 진행되어 왔다. 앞서 제시한 바와 같이, 이상기후 역학과정은 크게 두가지로 나눌 수 있다. 즉, 해수면 온도 변동이나 지표면 변동 같은 외부 강제력에 의한 것과 대기의 내부 역학과정에 의한 것이다.

국내에서는 대부분의 이상 기후 현상에 대한 연구는 지표면 과정과 연관성을 찾는 등 외부 강제력에 의한 부분을 특히 강조되어 왔다. 반면에, 대기 순환의 내부 역학과정에 대한 연구는 거의 전무한 실정이다.

- 국내에서도 이상기후 현상의 예측성에 대한 연구는 매우 미비한 수준이다. 최근에 서울대학교에서 계절 기후 예측시스템을 개발하여 운용하고 있지만, 열대 지역의 예측률은 높은 반면에 중위도 지역의 예측률은 매우 미비하다. 특히, 한반도를 포함한 동아시아 지역에 발생하는 이상 기후에 대한 예측성은 현저히 낮은 실정이다.

| | 국내 | 국외 |
|------------------|-----|------|
| 종관 에디 피드백 연구 | 60% | 100% |
| 이상기후 발생 역학 연구 | 60% | 100% |
| 이상기후 예측성 평가 및 향상 | 60% | 100% |

제 3 절 국내·외의 연구현황

| 연구수행 기관 | 연구개발의 내용 | 연구개발성과의 활용현황 |
|---------|---|----------------------|
| 서울대학교 | <ul style="list-style-type: none"> · 동아시아 몬순 변동특성 분석 · 계절 예측 시스템 구축 · 태풍 및 장기 강수량 변동성 연구 | 중위도 장주기 변동성 및 예측성 연구 |
| 기상연구소 | <ul style="list-style-type: none"> · 기후변화에 기인한 동아시아 기후 변화 변동성 모의 | 기후 변화에 따른 이상기후 발생 투영 |
| 하와이 대학교 | 중위도 장기 변동성의 이론적 접근 | 이상기후 현상에 대한 이론적 이해 |

제 3 장 연구개발수행 내용 및 결과

제 1 절 종관규모 에디와 장주기 대기 변동 상호작용

1. 종관규모 에디 피드백 연구

대기 대순환은 활발한 종관 에디와 함께 존재한다. 수많은 종관 에디가 북태평양과 북대서양 스톱트랙 지역에서 발달하고, 이동하고 소멸한다 (e.g. Blackmon 1976, Chang and Fu 2002). 종관에디의 시간규모는 몇일로, 이러한 짧은 시간규모의 활동이 날씨 예측률을 저하시킨다. 그러나, 종관 에디외에 긴 시간규모를 갖는 대기 운동이 존재한다. 이들은 전구적인 공간규모를 가지며, 대표적으로 북대서양 진동 (NAO), PNA, 북극진동(AO) 등이 있다. 이러한 장주기 대기 순환장은 주로 겨울철에 발생한다. (e.g., Thompson and Wallace 1998, 2000).

이러한 주요 장주기 대기 모드는 전지구의 기후 변동을 결정하는데 중요한 역할을 한다. 따라서, 이러한 대기모드의 역학과정을 이해하는 것은 장기 기후 예측에 매우 중요하다고 할수 있다. 큰 공간 규모와 긴 시간규모를 갖는 장주기 모드는 짧은 시간 규모를 갖는 종관 에디 활동성의 남북방향 이동과 밀접한 연관을 갖는다. 이는 종관에디와 장주기 변동 사이의 밀접한 역학적 관계가 있음을 암시한다. 따라서, 종관에디와 장주기 변동사이의 상호작용을 이해하는 것은 기후 변동을 이해하는데 가장 중요한 부분이라고 할 수 있다. 장주기 대기 모드와 종관 에디 사이에 양방향 상호작용이 존재한다고 많은 연구들에 의해 알려져 왔다 (Lau and Wallace 1979; Egger and Schilling, 1983; Lau and Holopainen 1984; Lau 1988; Cai and Mak 1990; Lau and Nath 1991; Cai and van den Dool 1991; Qin and Robinson 1992; Branstator 1995; Whitaker and Barcilon 1992a, 1992b, 1995, Limpasuvan and Hartmann 1999, 2000). 특히 Lau (1988) 은 주요한 장주기 모드가 스톱트랙의 변동성과 밀접하게 연관되어 있으며, 종관 에디가 장주기 기후 모드 발달에 양의 피드백으로 작용한다고 첫 번째로 밝혀냈다. 그 후 많은 연구들이, 종관 에디 피드백이 장주기 변동모드를 유지하는데 중요한 역할을 한다는 사실을 뒷받침하였다 (Nakamura and Wallace 1990; Cai and Van den Dool 1991; Hoerling and Ting 1994; Lorenz and Hartmann 2001, 2003; Feldstein 2002,2003; Ren et al. 2009; Vautard et al. 1988; Cai and Mak 1990; Robinson 1991a,b, 2000; Ting and Lau 1993; Branstator 1992,1995; Lee and Feldstein 1996; Kimoto et al. 2001; Jin et al. 2006a,b). 이 연구에서

는 이러한 기존 종관 에디의 역학을 재조명하고, 일반적인 법칙을 제안할 것이다. 비록 많은 연구들이 에디피드백의 역할을 강조하였지만, 아직까지 어떻게 장주기 대기 순환이 종관에디를 조직화하여 양의 피드백을 얻어내는지에 대해서는 명확하지 않다. 최근에 Jin et al. (2006a,b)가 종관 에디의 역할을 규명하기 위해 종관에디와 장주기 대기모드에 대한 역학적인 방정식을 구축하였다. 이 역학 방정식을 이용하여, 그들은 종관 에디 피드백을 장주기 순환으로 모수화하는데 성공하였다. 이러한 역학 방정식은 종관 에디에 대한 간단하고 일반적인 법칙을 만들어낼 수 있다. Kug and Jin (2009)은 에디의 와도속이 장주기 대기 흐름의 왼쪽 방향인 경향이 강하다고 제안하였고, 이러한 법칙을 왼손의 법칙으로 명명하였다. 이 연구는 Kug and Jin (2009)의 확장연구라고 할 수 있다. 이 연구에서는 3차원 자료를 사용하여 왼손의 법칙에 대한 관측 근거를 제시 할 것이다. 또한 이러한 왼손의 법칙이 와도속 뿐만 아니라, 열속, 습윤속에도 적용가능함을 보일 것이다. 이를 통해, 종관에디의 종합적인 역할에 대해 토론할 것이다.

가. 자료 및 방법

이 연구에는 27년 기간의 NCEP 재분석 자료가 사용되었다 (Kalnay et al. 1996). 유선함수 및 와도는 동서, 남북 방향의 바람장을 이용하여 계산되었다. 종관 에디 성분을 나누기 위해 2-8일에 대한 밴드필터가 적용되었다. 이 연구에서 장주기 변동은 월별 또는 계절 평균값으로 사용되었다. 여기서 월별 자료를 장주기 변동으로 사용하였지만, 본 연구에서 제시하는 왼손의 법칙은 계절내 시간규모에서 수십년 시간규모까지 모두 적용가능함을 확인하였다. 장주기 대기 변동으로의 종관 에디 피드백을 계산하기 위해, 와도속, 온도속, 습윤속은 다음과 같은 식으로 정의되었다.

$$\vec{F} = (F_x, F_y) = (\overline{u'\zeta'^a}, \overline{v'\zeta'^a})$$

$$\vec{T} = (T_x, T_y) = (\overline{u'T'^a}, \overline{v'T'^a})$$

$$\vec{Q} = (Q_x, Q_y) = (\overline{u'q'^a}, \overline{v'q'^a})$$

에디 와도속의 수렴과 발산은 각각 저기압성 흐름과 고기압성 흐름을 강화시키는 역할을 하게된다. 이 연구에서는 에디속의 발산 성분만 고려하였다.

왼손의 법칙을 증명하기 위하여, 와도속과 장주기 흐름의 각도가 각 격자점에서 계산되었다. 각의 범위는 -180도에서 180도로, 양의 각도는 와도속이 장주기 흐름의 왼쪽 방향이라는 것을 의미한다.

NAO, PNA, AO 모드에 대한 지수는 NCEP의 CPC 홈페이지를 통해 다운받았다 (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.shtml>). 각각 월별 평균 값이 사

용되었다. 이 지수는 REOF 방식을 통해 구해진 것이다 (Barnston and Livezey 1987).

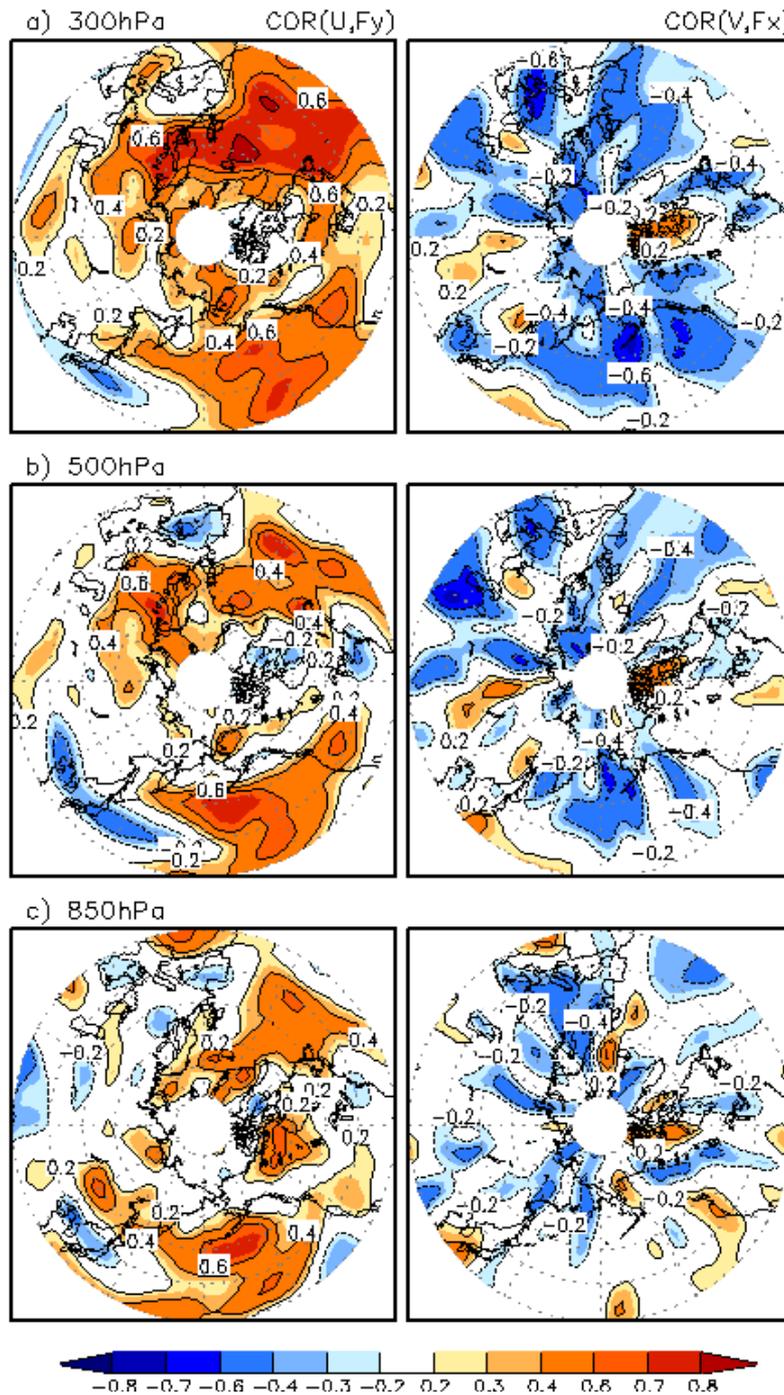


그림 1-1. [Left Panel] Correlation between seasonal mean zonal wind and meridional vorticity flux, [Right Panel] Correlation between seasonal mean meridional wind and zonal vorticity flux at a) 300 hPa, b) 500 hPa, and c) 850 hPa for all seasons.

나. 와도속에 대한 원손의 범칙

최근에 Kug and Jin (2009)는 중관 에디 와도속에 대한 윈손의 법칙을 제안하였다. 이는 장주기 대기 흐름이 조직적으로 중관 에디를 변화시켜, 중관 에디에 의한 와도속이 장주기 흐름의 왼쪽 방향으로 나타난다는 것이다. 이를 보이기 위해, NCEP 재분석 자료가

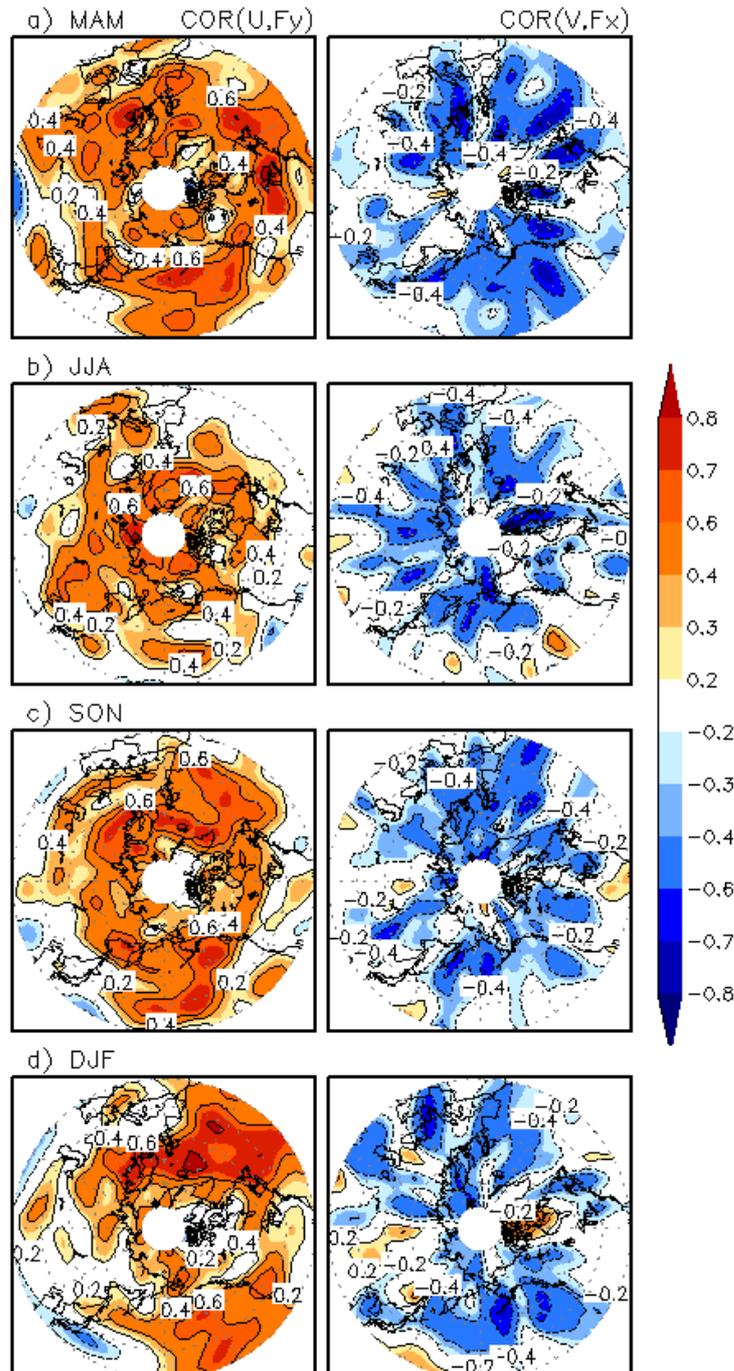


그림 1-2. The same as Fig. 1-1 except for a) MAM, b) JJA, c) SON, and d) DJF season.

사용되었다. 만약 이 윈손의 법칙이 성립한다면, 동서 방향의 바람장은 남북방향의 와도속과 밀접한 관련성을 가져야 한다. 이 관계를 확인하기 위해 계절 평균 동서 방향 바람

과 계절 평균 종관 에디 와도속과의 상관 관계가 계산되었다.

그림 1-1에서 나타나듯이, 계절 평균 동서방향 바람은 남북방향 와도속과 대체적으로 양의 상관관계를 갖는다. 즉 동쪽 방향 바람일 때, 북쪽 방향 와도속이, 서쪽방향 바람일 때, 남쪽 방향 와도속이 나타난다는 것이다. 이는 와도속이 장주기 바람장의 왼쪽방향을 나타낸 것이다. 특히, 양의 상관 관계는 북태평양과 북대서양의 스톱트랙 지역에서 강하게 나타난다. 반면에 유라시아 대륙에서는 상관관계가 약하게 나오는데, 이는 약한 스톱트랙 활동에 의한 것으로 판단된다.

계절평균 남북방향의 바람장은 동서방향의 와도속과 전반적으로 음의 상관 관계를 가진다. 음의 상관 관계는 북쪽 바람일 때, 서쪽 방향 와도속이, 남쪽 바람일 때 동쪽 방향 와도속을 나타낸 것이다. 이 또한 장주기 흐름의 왼쪽 방향을 나타낸 것이다. 음의 상관관계도 두 스톱트랙 지역에서 강하게 나타난다. 뿐만 아니라, 장주기 흐름의 남북방향이 강한 지역에서도 음의 상관관계는 강하게 나타난다. 또한 이러한 상관 관계는 상하층에서 비슷한 패턴을 가지며, 상층에서 보다 강한 상관 관계가 나타난다. 종관 에디속이 상하층에서 같은 방향을 나타내고 있기 때문에, 종관 에디 피드백이 장주기 변동의 equivalent barotropic 구조에 역할을 한다고 생각할 수 있다.

그림 1-2는 그림1-1의 상관관계를 각 계절별로 나타낸 것이다. 종관 에디 와도속에 대한 원손의 법칙은 모든 계절에서 나타나고 있음을 알 수 있다. 상관관계는 두 스톱트랙지역에서 강하지만, 여름철에는 매우 약화된다. 특히 북태평양 지역에서 여름철에는 상관관계가 특히 낮아진다. 이는 여름철동안 북태평양의 주요 기후 모드인 PNA 패턴이 감지가 잘 안되는 것과 일치한다 (Wallace et al. 1993). 종관 에디가 장주기 모드를 유지하는데 중요한 역할을 하기 때문이다 (Hoerling and Ting 1994; Feldesein 2002). 동아시아 지역에서는 겨울철에 원손의 법칙이 잘 성립하지 않지만, 여름철에는 일정부분의 상관 관계가 나타나고 있다.

원손의 법칙을 좀 더 보이기 위하여, 종관에디에 의한 와도속과 장주기 흐름과의 각도가 계산되었다. 총 81개의 샘플중에, 왼쪽 방향에 대한 확률이 계산되었다. 만약 에디 와도속이 장주기 흐름과 관련이 없다면 확률을 50%가 나와야 한다. 그림 1-3은 원손의 법칙에 대한 확률을 나타낸 것이다. 확률이 50%가 넘는다면, 와도속은 왼쪽 방향을 나타내는 경향이 있다는 것을 의미한다. 대부분의 중위도와 고위도에서 확률값은 50% 이상을 나타내고 있다. 특히, 확률은 두 스톱트랙지역에서 강하게 나타난다. 이는 그림 1-1과 1-2의 상관관계 그림과도 일치하는 부분이다. 이 지역에서는 왼쪽방향의 확률이 80%를 넘고 있다.

앞서 토의 했듯이, 장주기 흐름과 와도속사이의 각도는 에디피드백의 효율성과 관련이 있

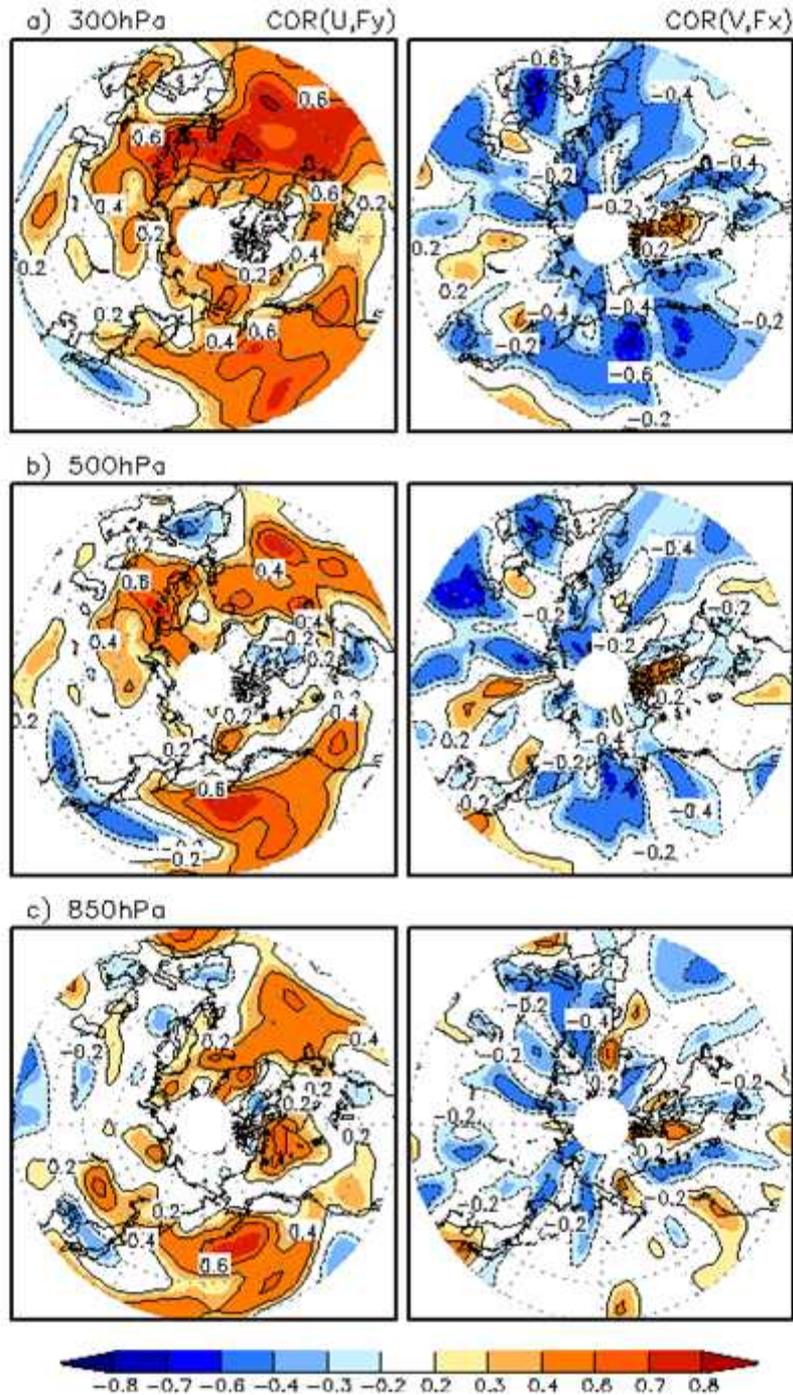


그림 1-3. The same as Fig. 1-1 except for a) 300hPa, b) 500hPa, and c) 850hPa.

다. 만약 각도가 90도라면, 에디피드백은 장주기 흐름을 강화시키는데 최대 효율을 가질 수 있다. 반면에 -90도는 에디 피드백이 장주기 흐름을 강하게 소멸시키는 역할을 한다는 것이다. 이러한 각분포를 자세히 살펴보기 위하여 각 분포를 36개의 그룹으로 나누어 비교하였다. 그림 1-4는 북반구 30-80도에 대한 각분포를 나타낸 것이다. 원점으로부터의 거리가 각분포에 대한 확률을 나타낸 것이다. 만약 와도속과 장주기 흐름이 랜덤하다면, 확률분포는 검은 실선원을 따라야한다. 그러나, 확률 분포는 90도에서 최대값을 나타내고

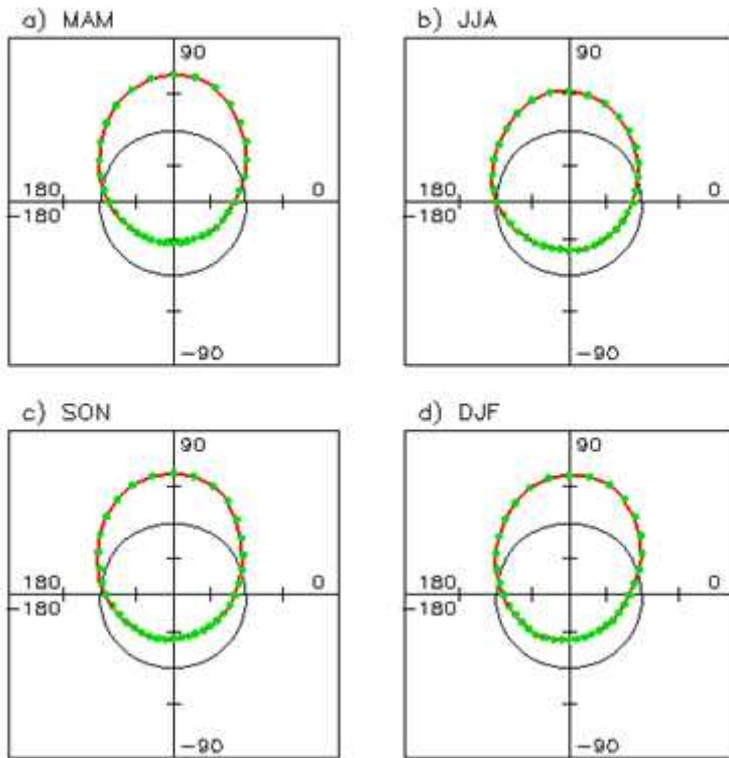


그림 1-4. Probability distribution of the angles between anomalous monthly-mean eddy vorticity fluxes and anomalous monthly-mean flows for a) MAM, b) JJA, c) SON, and d) DJF seasons. The distance from the origin indicates probability for each angle. The angles are divided into 36 groups with 10-degree intervals. Thick and thin circles indicate one-thirtieth probability, respectively.

있다. 90도에 대한 확률은 -90도에 대한 확률보다 3배 이상 높게 나타났다. 비록 여름철에는 상대적으로 낮게 나타나지만, 이 결과는 종관에디피드백이 장주기 흐름을 강화시키는 역할을 하고 있음을 뒷받침하고 있다.

그림 1-5는 그림 1-4의 분포를 매월에 대해서 나타낸 것이다. 그림에서 나타나듯이, 90도에 대한 확률은 항상 -90도에 대한 확률보다 높게 나옴을 알 수 있다. 이는 원손의 법칙이 계절이나, 특정 경우와 상관없이 항상 성립한다는 것을 의미한다. 또한, 앞서 보여준 결과의 통계적 값들이 매우 안정적인 결과임을 의미한다.

다. 열속, 습윤속에 대한 원손의 법칙

종관 에디는 와도속뿐만 아니라, 열속이나 습윤속을 통해서도 장주기 대기변동에 영향을 줄 수 있다. 여기서는 종관에디에 의한 온도속과 습윤속이 역시 장주기 대기 흐름에 대한 원손의 법칙을 따른다는 것을 보여줄 것이다.

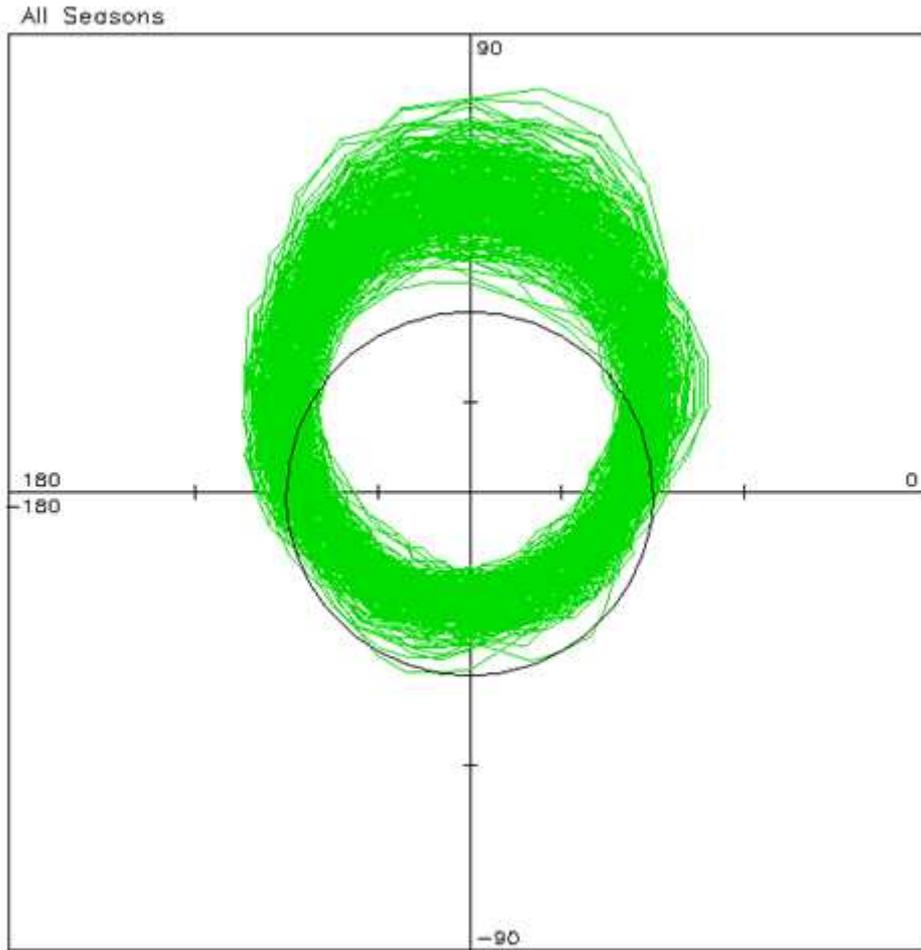


그림 1-5. The same as Fig. 1-4 except for each month for the period of 1981-2007.

원손의 법칙을 보여주기 위해 에디 열속과 에디 습윤속이 계절평균 바람장과의 상관관계가 계산되었다. 그림 1-6에 나타나듯이, 남북방향의 에디 열속은 동서방향의 바람장과 북반구에서 양의 상관관계를 나타내고 있다. 또한 동서 방향의 에디 열속은 남북방향의 바람장과 음의 상관관계를 나타내었다. 이러한 상관관계는 상층대기와 하층대기에서 동일하게 나타났다. 이는 원손의 법칙이 에디 열속에도 작용한다는 것을 의미한다. 상층과 하층의 패턴이 유사하기는 하지만, 상관관계는 하층에서 보다 강하게 나타나고 있다. 그 상관관계는 북태평양과 북대서양에서 0.7이상의 값을 가진다. 이 결과에 따르면 장주기 저기압성 흐름에서는 에디 열속이 수렴하게 되고, 고기압성 흐름에서는 에디 열속이 발산하게 된다. 따라서, 저기압성 흐름에서 온난화 경향은 저기압성 흐름의 연직 쉬어를 줄여주는 역할을 하게 된다. 따라서, 에디 열속은 장주기 흐름이 연직 순압 구조를 갖도록 작용하게 된다.

중관 에디에 의한 습윤속은 장주기 바람장과 하층에서 의미있는 상관관계를 나타낸다. 하

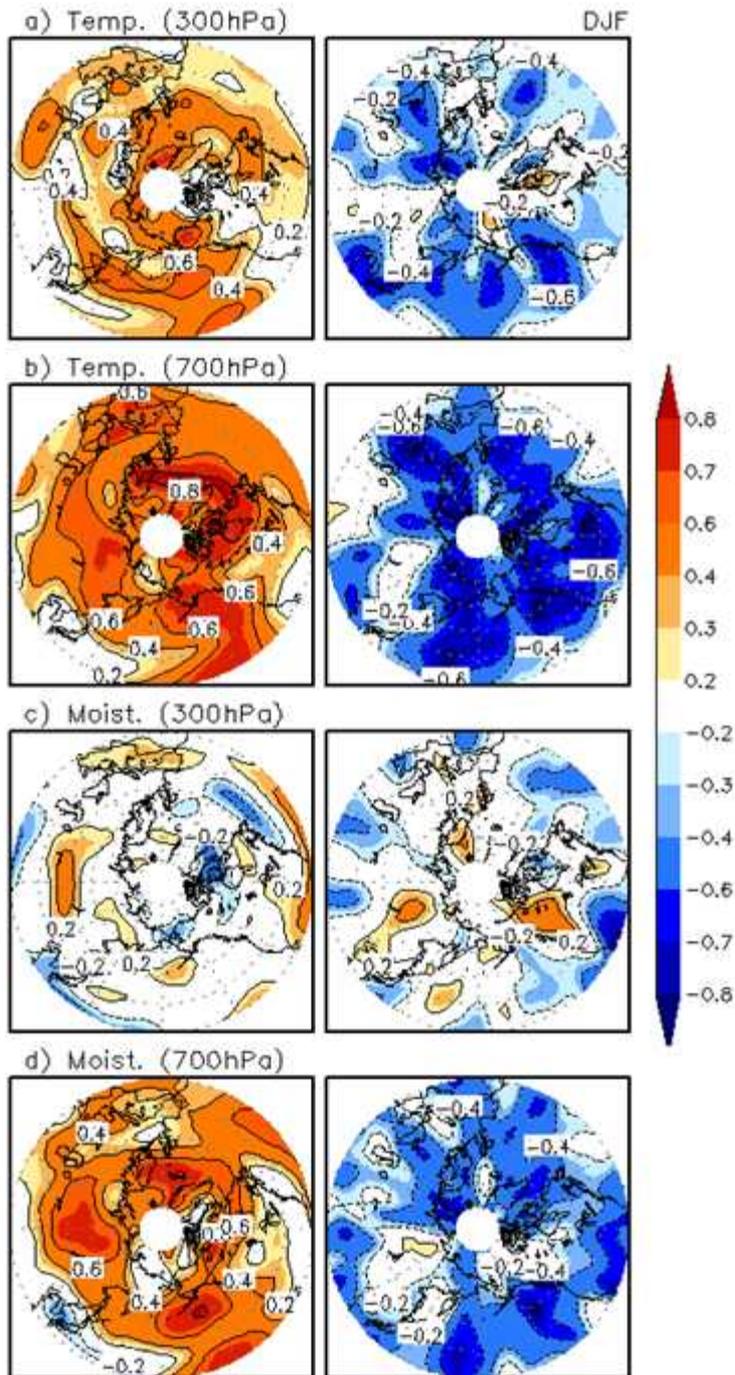


그림 1-6. The same as Fig. 1-1 except for (a and b) eddy-temperature flux and (c and d) eddy-moisture flux at (a and c) 300hPa and (b and d) 700hPa during DJF season.

지만, 상층에서 이러한 시그널은 매우 약하게 나타난다. 하층에서, 남북방향 에디 습윤속은 동서방향 바람장과 양의 상관 관계를 나타내고, 동서방향 에디 습윤속은 남북방향 바람장과 음의 상관관계를 나타낸다. 그렇게 때문에, 에디 습윤속 또한 장주기 바람장의 왼쪽방향의 경향성을 가진다는 것을 의미한다. 한가지 흥미로운점은, 상관관계 패턴이 에디

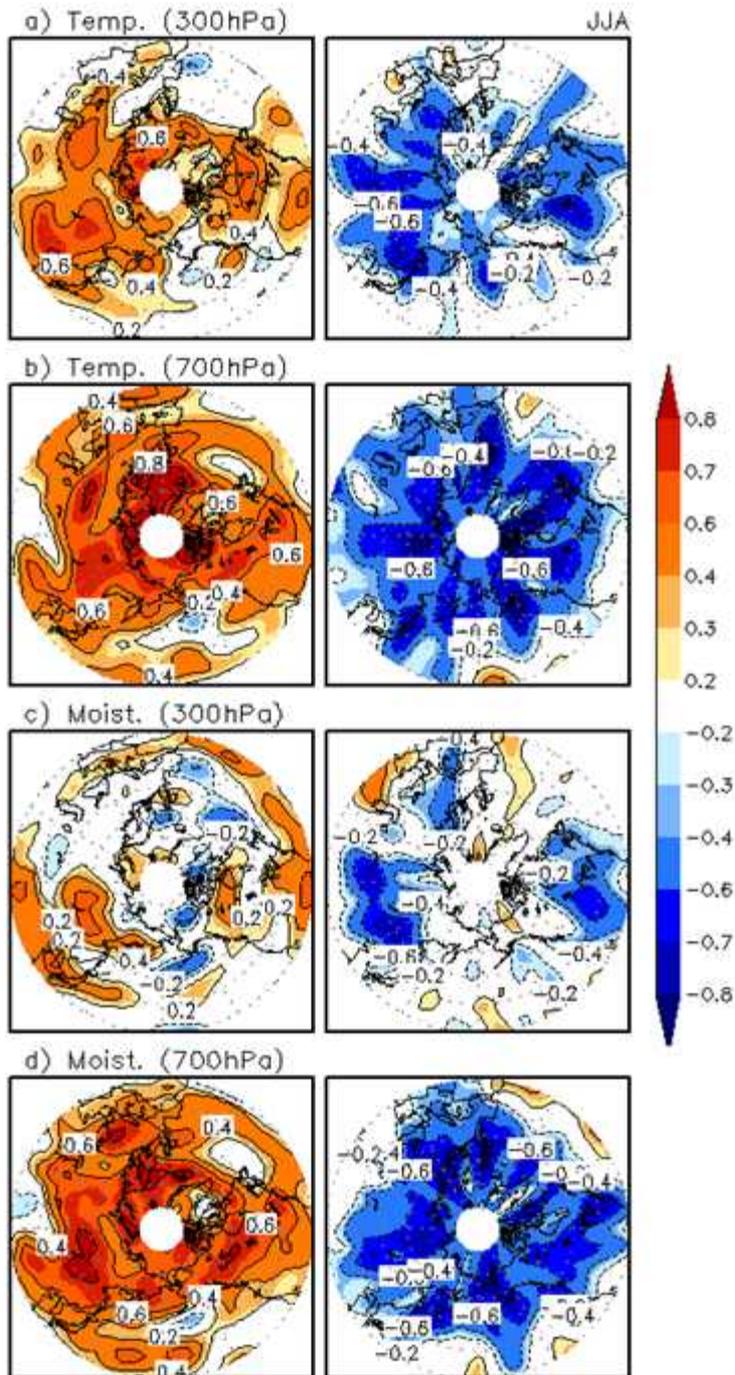


그림 1-7. The same as Fig. 1-6 except for JJA season.

열소에 나타난 패턴과 매우 유사하게 나타난다는 점이다. 왼손의 범칙에 의해, 장주기 저기압성 흐름에는 에디 습윤속이 수렴하고, 장주기 고기압성 흐름에는 에디 습윤속이 발산하게 된다. 이러한 수렴과 발산은 강수 피드백에 의해 저기압성 흐름과 고기압성 흐름을 강화시키게 된다. 즉 에디 습윤속도 장주기 흐름을 강화시켜주는 요소중의 하나로 작용한다는 것을 의미한다.

여름철에는 에디 열속과 습윤속이 장주기 흐름과 유의미한 상관관계를 나타내어, 왼손의

법칙을 만족하고 있다. 그러나 상관관계의 패턴은 겨울철 패턴과 상이하게 나타난다. 겨울철에는 높은 상관관계가 해양지역에 주로 나타나지만, 여름철에는 대륙쪽에 높은 상관관계가 나타난다. 예를 들면 유럽의 서쪽 해안지역 여름철에 높은 상관관계가 나타난다. 이는 북대서양 진동의 중심위치가 여름철에 대륙쪽으로 이동한 것과 관련이 있다 (Hurrell et al. 2003; Portis et al. 2001; Folland et al. 2009).

가장 뚜렷한 변화는 북태평양지역의 상관관계에서 나타난다. 겨울철에는 높은 상관 관계가 나타나지만, 여름철에는 신호가 매우 약하거나, 음의 상관관계가 나타나기도 한다. 이는 종관 에디가 장주기 흐름에 양의 피드백을 제공하지 않음을 의미한다. PNA 패턴이 여름철에 약한 이유도 이와 같은 이유로 설명할 수 있다. 하지만, 동아시아 지역의 상관관계는 여름철에 강하게 나타난다. 윈손의 법칙이 겨울철에는 잘 성립하지 않지만, 여름철에는 어느정도 성립함을 의미한다. 이러한 계절성은 와도속의 결과와도 일치하는 것이다. 이 시기에는 장마, 바이유, 메이유와 같은 전선성 경우가 발생한다. 이러한 전선성 경우에 짧은 시간규모의 에디들이 활동한다는 것은 기존연구에 의해 보고된바 있다 (Ninomiya 2000, 2004). 그렇기 때문에 종관 열속과 습윤속이 몬순 변동의 경년 변동과 관련이 있을수 있다. 이 부분은 추가 연구가 진행되어야 할 것이다.

라. Potential Vorticity (PV)

지금까지 에디 온도속은 윈손의 법칙에 의해 저기압성 흐름에 수렴하는 것을 보였다. 준지균 흐름에서, 온도 이류의 연직 경도는 대기 순환을 바꿀 수 있다. 따라서, 장주기 흐름에 대한 연직 열속의 역학을 정확히 이해하기 위해서는, 연직 구조를 파악하는게 매우 중요하다. 에디의 온도속과 와도속은 PV속을 이용해 종합적으로 고려할 수 있다. PV는 다음과 같은 식에 의해 계산될 수 있다.

$$q = \zeta + f + f \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{1}{\sigma} \frac{\partial \Phi}{\partial p} \right),$$

에디 PV 속은 에디의 와도속과 열속의 연직 경도에 의해 결정된다. 위의 식에 의해 구해진 에디 PV속을 이용하여 윈손의 법칙이 만족되는지 재분석자료를 통해 검증하였다. 이를 위해, 동서방향과 남북방향의 PV속과 바람장과의 상관관계가 계산되었다. 그림 1-8에 나타나듯이, 남북 방향의 PV속은 동서방향의 바람과 양의 상관 관계를 나타내었다. 또한 동서 방향의 PV 속은 남북방향의 바람과 음의 상관 관계를 나타냈다. 상관 관계의 부호는 상층과 하층에서 동일하게 나타나지만, 하층에서 보다 강하게 나타나는 것으로 나타났다. 상층에서는 와도속에 의한 부분이 양의 피드백으로 작용한다. 하지만 온도속의 연직 경도가 음의 부호를 갖기 때문에, 열속은 음의 피드백으로 작용하게 된다. 즉 두 요소가

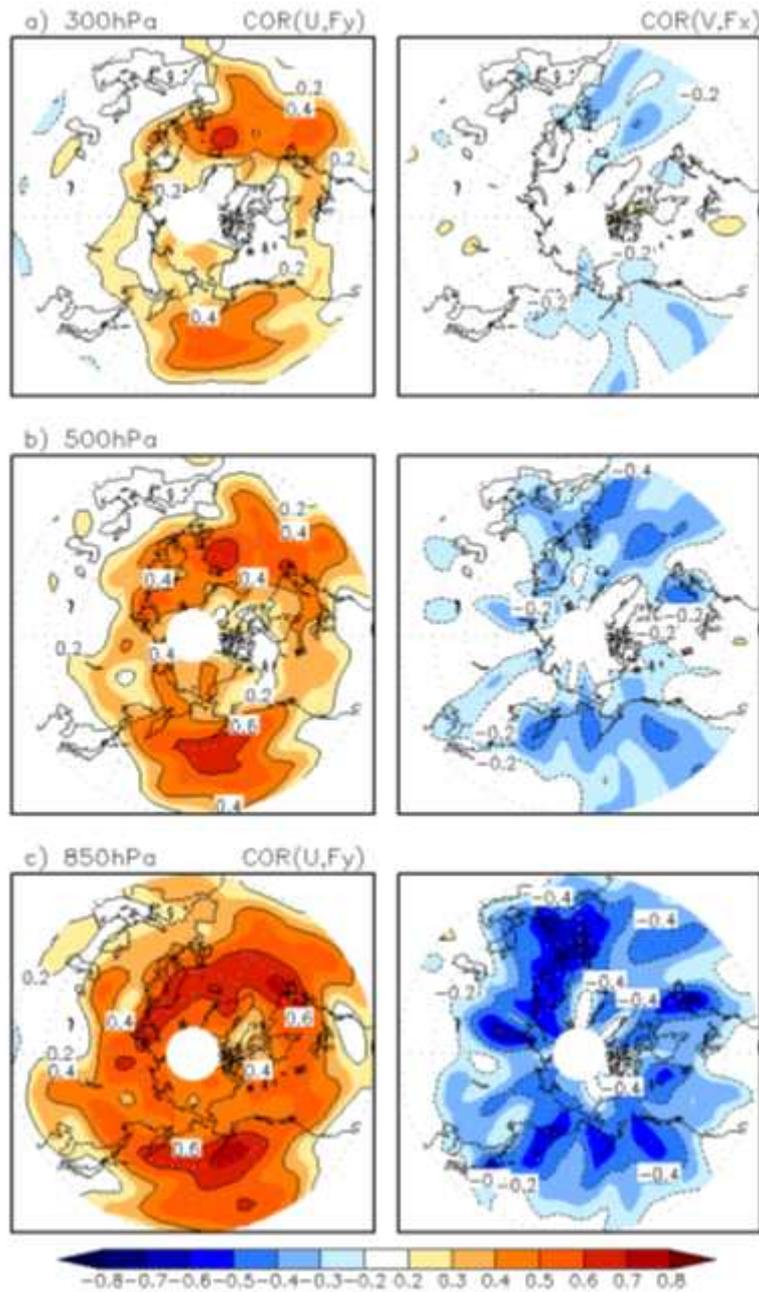


그림 1-8. Correlations between anomalous monthly-mean zonal wind and meridional TEPV fluxes [Left Panel], and correlations between anomalous monthly-mean meridional wind and zonal TEPV fluxes [Right Panel] at (a) 300hPa, (b) 500hPa, and (c) 850hPa levels for all months. U and V indicate wind components in zonal and meridional directions, respectively, and Fx and Fy indicate zonal and meridional eddy-flux components, respectively.

반대 부호를 나타내어 서로 상쇄하는 효과를 가지므로, 그 시그널이 약화되게 된다.

하지만, 하층에서는 와도속은 약하지만 양의 피드백으로 작용하고 있다. 열속의 경우에는,

에디 열속이 상층으로 갈수록 강화되어 양의 연직 경도를 갖기 때문에 양의 피드백으로 작용한다. 와도속과 열속이 같은 부호를 갖게 되므로, 하층에서는 강한 양의 피드백으로 장주기 변동을 강화시키는 역할을 하게 된다. 이는 에디 피드백이 상층보다는 하층에서 더 강하게 작용한다는 것을 알 수 있다. 하층에서는 지면에 의한 마찰효과 때문에, 대기의 흐름을 약화시키는데, 에디 피드백이 반대방향으로 작용하면서 대기 순환을 유지할 수 있도록 작용하는 것이다. 또한, 하층의 강한 피드백은 중위도 장주기 대기 모드가 순압구조를 가지게 하는 역할을 하게 된다.

2. 종관규모 에디와 장주기 강수 변화 연구

종관 에디와 장주기 순환의 상호작용은 기후 평균장과 장주기 기후 모드를 형성하는데 무 중요한 과정으로 인식되고 있다 (Lau and Wallace 1979; Egger and Schilling, 1983; Lau and Holopainen 1984; Lau 1988; Cai and Mak 1990; Lau and Nath 1991; Cai and Van den Dool 1991; Qin and Robinson 1992; Branstator 1995; Whitaker and Barcilon 1992a,b, 1995, Limpasuvan and Hartmann 1999, 2000; Robinson 2000). 대부분의 선행연구와 에디의 와도와 열속 피드백에 주목을 해왔지만, 에디의 습윤속 피드백에 대한 연구는 많지 않다. 최근에 Kug and Jin (2009)는 에디 와도속에 대한 원손의 법칙을 발견하여, 와도속이 장주기 흐름의 왼쪽 방향으로 나타나는 경향이 있다고 발견하였다. 또한 Kug et al. (2010)는 에디 습윤속 또한 장주기 바람장의 왼쪽방향으로 향한다는 경향이 있음을 발견하였다. 이는 장주기 바람장이 에디 습윤속을 조직적으로 조절하여, 에디 습윤속을 이끌어낸다는 것을 의미한다. 특히 에디 습윤 피드백은 장주기 강수변동에 영향을 줄 수 있다. 따라서 이 연구에서는 에디 습윤 피드백에 대해 연구를 수행하였다.

가. 자료

NCEP 재분석 자료를 1981년 6월부터 2006년 2월까지 자료를 사용하였다. 수평해상도는 2.5도이다. 종관 에디 성분을 추출하기 위하여, 2-8일 밴드필터가 적용되었다. 에디 습윤속은 다음과 같은 식으로 정의되었다.

$$F = (F_x, F_y) = \left(\int \overline{u'q'^a} dz, \int \overline{v'q'^a} dp \right)$$

에디 습윤속은 600hPa에서 1000hPa까지 적분되어 사용되었다.

CMAP 강수자료가 같은 기간에 대해 사용되었다. 이 자료는 위성자료, 관측서 자료, 수치 모형 결과를 종합하여 생산된 것이다.

나. 결과

에디 습윤속의 강수에 대한 역할을 분석하기 전에, 종관 에디와 장주기 순환사이의 관련성에 대해 연구되었다. Kug et al. (2010)은 에디 습윤속이 대류권 하층에서 원손의 법칙으로 설명될수 있다고 제안하였다. 즉 장주기 바람장의 왼쪽으로 에디 습윤속이 향한다는 것이다. 에디 습윤속에 대한 원손의 법칙이 성립하는지 살펴보기 위하여, 간단한 상관관계가 계산되었다. NCEP 재분석 자료를 사용하여, 월평균 바람장과 월평균 습윤속과의 상관관계가 계산되었다. 바람장은 700hPa 고도장 값을 사용하였다. 그림 1-9는 이렇게

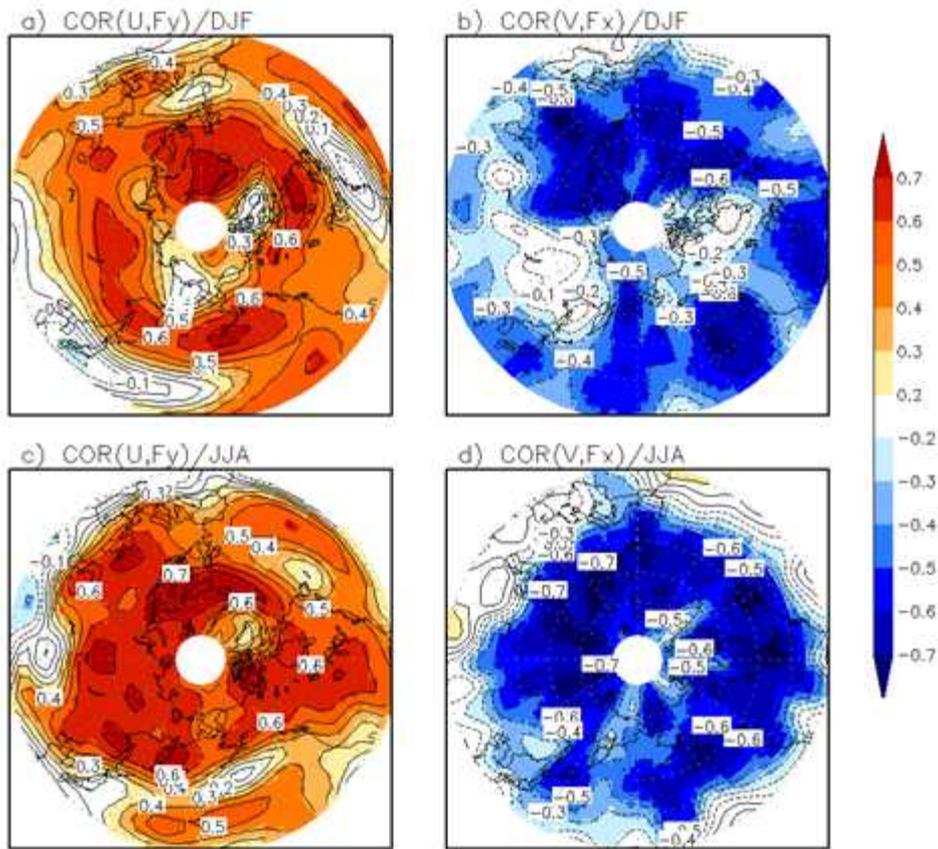


그림 1-9. Correlation between (a and c) monthly mean zonal wind and vertically-averaged meridional eddy moisture flux, (b and d) monthly mean meridional wind and zonal eddy moisture flux during DJF [Upper Panel] and JJA [Lower panel].

계산된 상관관계를 나타낸 것이다. 여름과 겨울에 대부분의 지역에서 동서방향의 바람과 남북 방향 습윤속은 양의 상관관계가 나타난다. 남북방향의 바람과 동서방향 습윤속은 대부분의 지역에서 음의 상관관계가 나타난다. 이 결과는 습윤속이 왼손의 법칙을 따른다는 것을 의미한다. 또한, 장주기 흐름에 의해 습윤속이 조직적으로 조절되어, 장주기 흐름에 영향을 미칠수 있음을 의미한다.

에디 습윤속이 장주기 흐름과 밀접한 연관을 갖기 때문에, 에디 습윤속은 장주기 강수에 영향을 미칠수 있다. 그림 1-10는 월별 강수량과 종관에디에 의해 유도된 습윤 수렴의 표준 편차를 나타낸 것이다. 습윤 수렴의 단위는 강수와 단위와 동일하게 조정되었다. 겨울철에 강한 변동이 스톱트랙 지역에서 발생한다. 최대값은 북미대륙의 서쪽 해안쪽에 나타나는데, 이는 지형효과로 이해될 수 있다. 반면에, 종관 에디에 의한 습윤 수렴은 스톱트랙지역에 나타나고, 대양의 가운데에 나타난다. 그 크기도 강수 변동과 비교할 만한 값을 가진다.

여름철에는 두 대양의 서쪽면에 강수량의 강한 변동성이 나타난다. 이는 여름철 몬순과

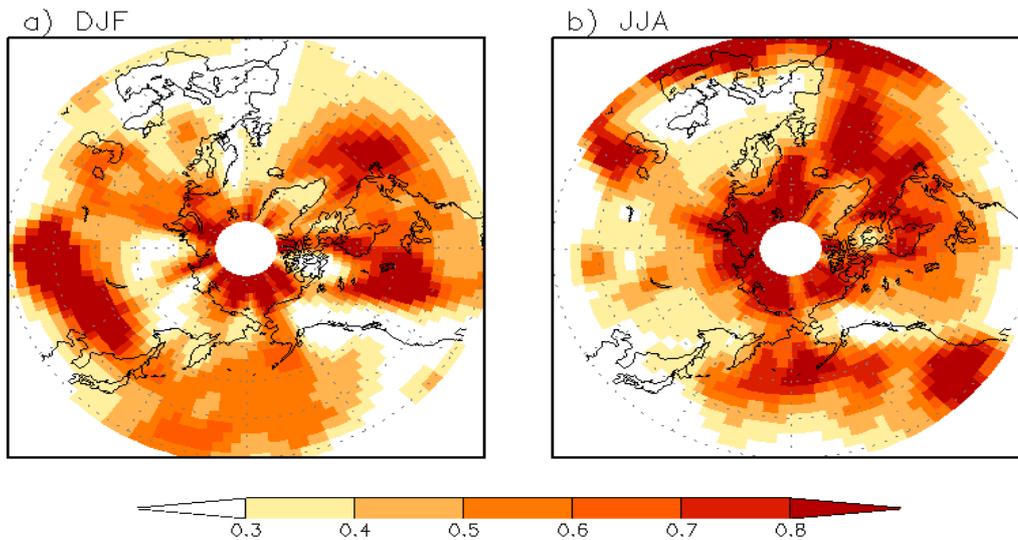


그림 1-10. Standard deviation of monthly mean precipitation for (a) DJF and (b) JJA.

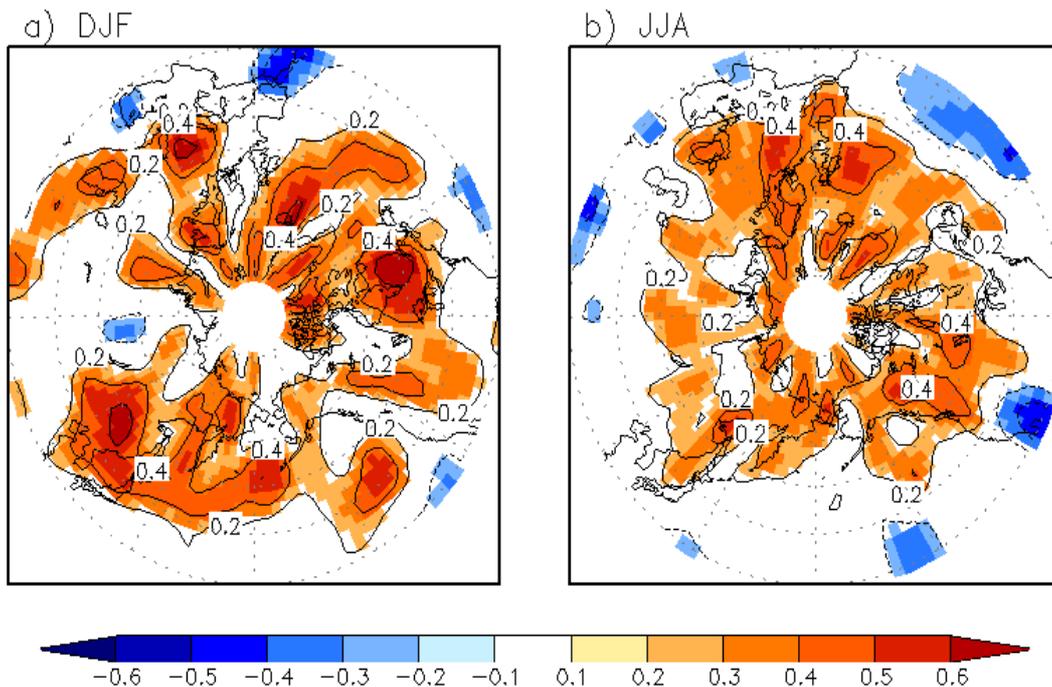


그림 1-11. The ratio of standard deviation between the monthly mean eddy-induced moisture convergence and monthly mean precipitation for (a) DJF and (b) JJA.

긴밀한 연관이 있다. 중관에디에 의한 습윤 수렴은 중태평양에서 강하게 나타나고, 동쪽 캐나다, 북대서양에도 강하게 나타난다.

중관에디에 의한 습윤 수렴/발산이 장주기 강수 변동에 얼마나 차지하는지를 알아보기 위하여 두 변수의 표준편차의 비를 계산하였다. 그림 1-11은 그 비를 나타낸 것이다. 대부분의 지역에서, 중관 에디에 의한 수렴/발산의 장주기 강수 변동의 30% 이상을 나타내

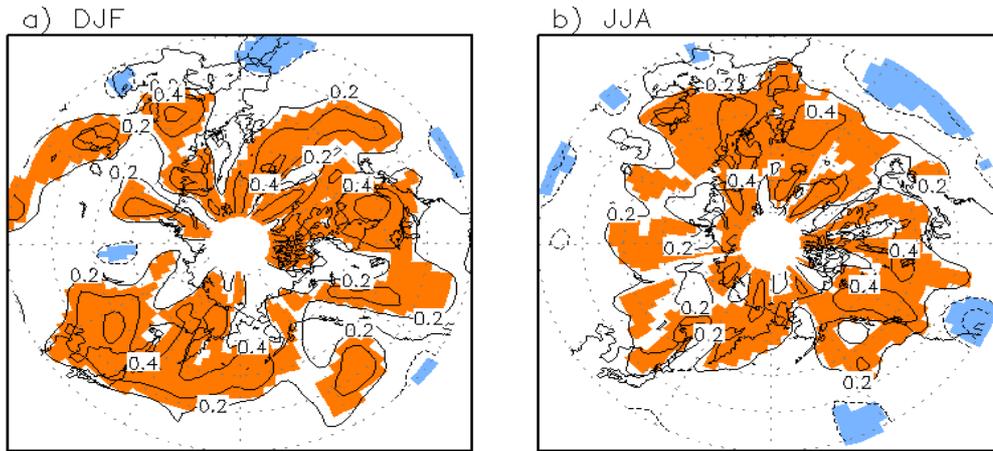


그림 1-12. Correlation between the monthly mean eddy-induced moisture convergence and monthly mean precipitation for (a) DJF and (b) JJA. Contour interval is 0.2. Shaded indicates statistically significant at 95% confidence level.

고 있다. 특히, 그 비가 0.5 이상인 지역도 광범위한 지역에서 나타나고 있다. 동아시아, 북태평양, 중앙북아메리카, 서대서양 등이 겨울철에 나타난다. 여름철에는 북태평양, 북아메리카, 대서양 지역에서 높은 값이 나타나고 있다. 이러한 비가 과도하게 나오는 지역은, 건조지역으로 약한 강수변동이 원인으로 추정된다. 그림 1-11로부터, 종관 에디에 의한 습윤 수렴이 장주기 강수량에 비해 의미 있는 크기를 가지고 있다는 것을 알 수 있다. 이를 통해, 종관 에디가 장주기 강수 변동에 큰 역할을 할 수 있음을 의미한다.

장주기 강수와 종관 에디에 의한 습윤 수렴과의 관계를 밝히기 위해, 둘 사이의 상관관계를 구하였다. 그림 1-12에서 나타나듯이 종관 에디에 의한 습윤 수렴은 강수와 양의 상관 관계를 가진다. 양의 상관관계는 습윤 수렴이 장주기 강수 증가와 관련이 있음을 의미한다. 상관 관계는 대부분의 고위도 지역에서 유의미하게 나타난다. 특히 동아시아와 동부 캐나다에서 0.6 이상의 높은 상관관계를 가진다. 이 지역은, 수렴의 크기와 강수의 표준편차와 비교해서 크게 나타난 지역이다. (그림 1-11). 또한, 두 스톱트랙 지역에서도 상관 관계는 매우 높게 나타난다.

에디에 의한 습윤 수렴은 저기압성 흐름에서 나타나고, 이러한 수렴은 강수를 유발하게 된다. 유발된 강수는 다시 저기압성 흐름을 강화시키는 양의 피드백 역할을 하게 된다. 여름철동안, 이러한 상관관계는 상대적으로 약하게 나타난다. 양의 상관관계는 고위도에서 주로 높게 나타난다.

비록, 에디에 의한 습윤 수렴, 발산이 어느정도 역할을 하고 있지만, 주요한 강수변동은 에디에 의해 설명이 안될지도 모른다. 기존의 연구에서는 장주기 흐름에 의한 습윤 수렴이 가장 크게 작용하는 것으로 알려져 있다. 이를 고려하기 위해, 장주기 흐름에 의한 습

운 수렴도 계산되어, 강수변동과 비교되었다.

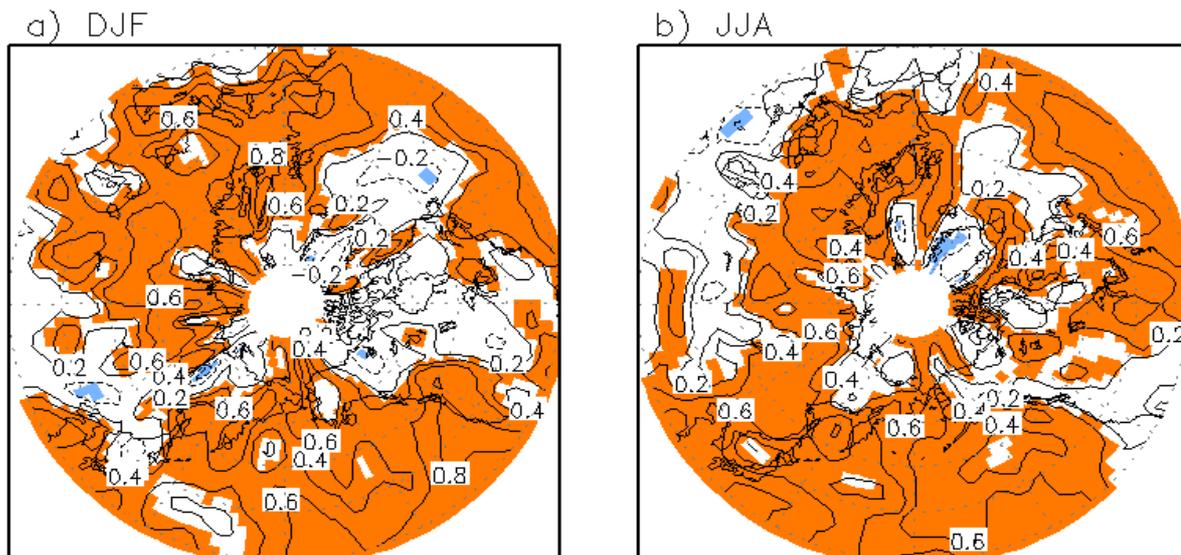


그림 1-13 The same as Fig. 1-12 except for moisture convergence by low-frequency flow.

그림 1-13은 장주기 흐름에 의한 습윤 수렴과 장주기 강수 변동과의 상관 관계를 나타낸다. 북동아시아, 북아메리카, 중부대서양을 제외하고, 겨울철에 대부분의 지역에서 양의 상관관계가 나타난다. 이 상관관계는 대체적으로 에디에 의한 효과보다 더 크게 나타난다. 이는 장주기 흐름에 의한 습윤 수렴이 장주기 강수 변동을 조절하는 첫 번째 요인이고, 에디는 두 번째 요인임을 의미한다.

하지만, 흥미롭게도, 그림 1-12와 1-13의 상관관계 패턴은 서로 다르게 나타난다. 에디 습윤 수렴과의 상관관계가 높게 나온 지역에서, 장주기 습윤 수렴과의 상관관계가 상대적으로 낮게 나온다는 점이다. 이점을 좀더 명확히 보기 위해, 그림 1-14는 두 상관관계의 분포를 태평양 지역과 대서양지역으로 나누어 살펴본 것이다. 에디 성분과의 상관관계와, 장주기 흐름 성분과의 상관관계는 뚜렷한 음의 상관 관계를 나타낸다. 이는 99% 신뢰수준에서 유의하게 나타난다. 이러한 음의 상관관계는 대서양지역에서 더욱 뚜렷하게 나타난다. 뿐만 아니라, 에디에 의한 상관관계가 높은 지역이 상당히 많은 지역에서 존재한다는 점이다. 이는 에디 습윤속에 의한 강수 유발이 장주기 강수 변동에 상당한 역할을 하고 있음을 의미한다.

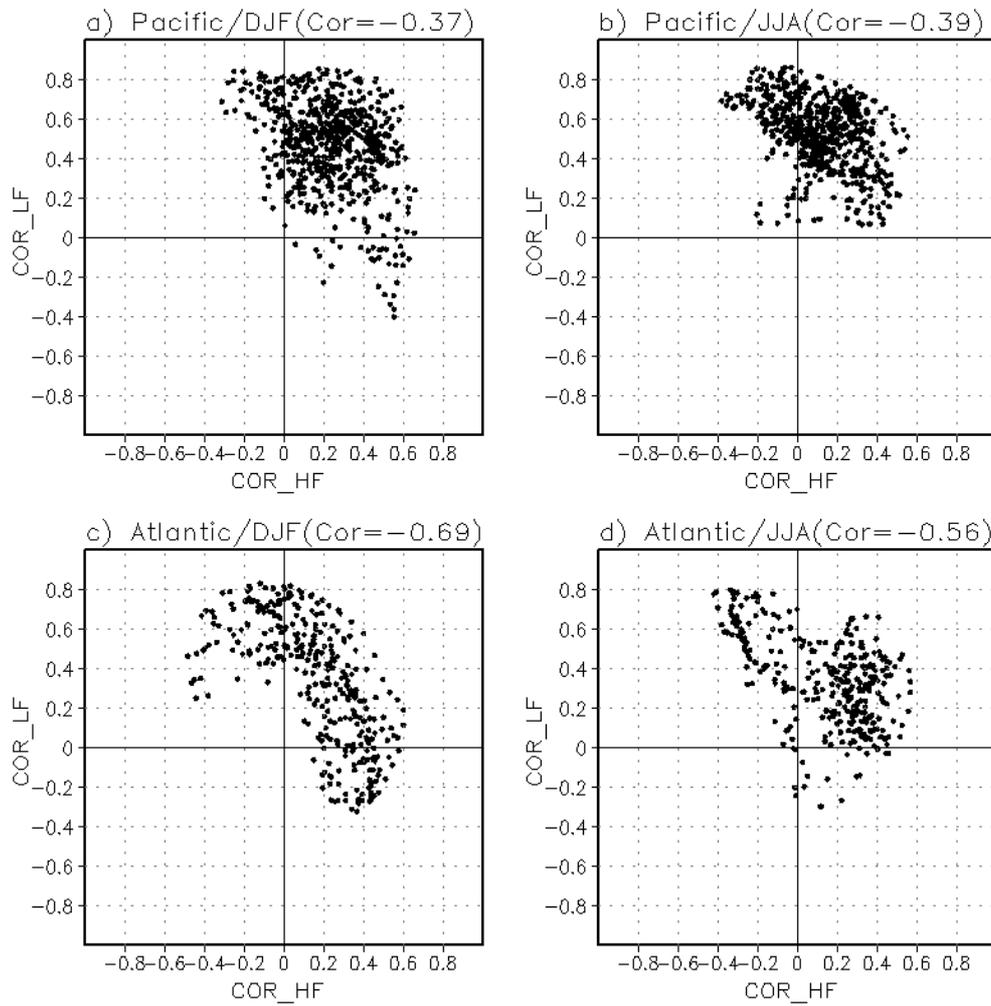
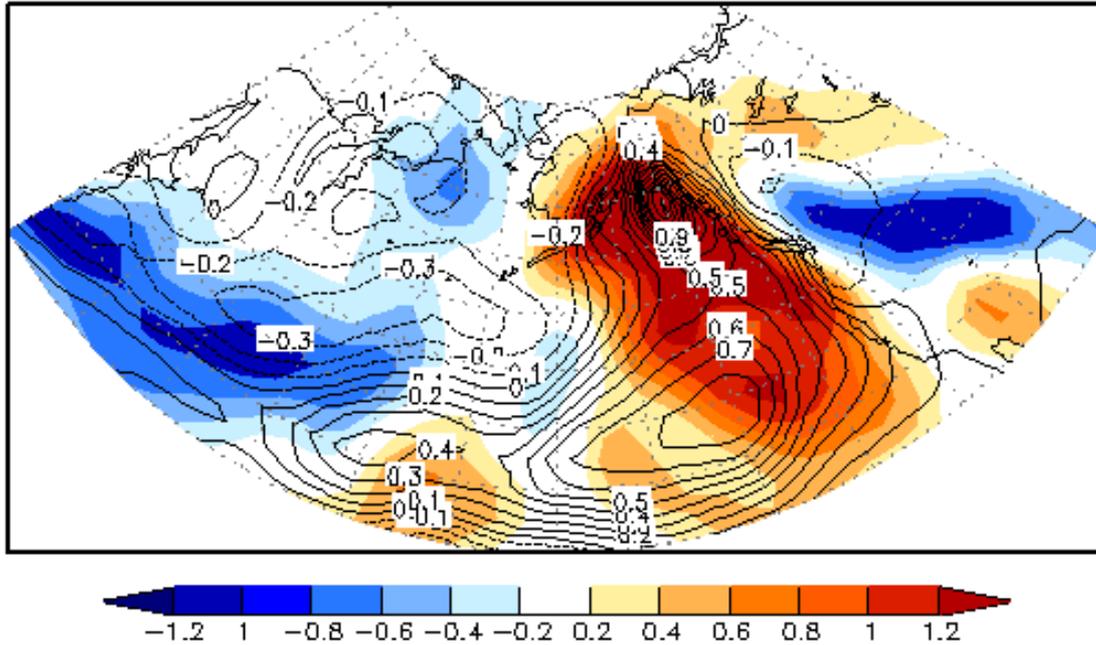


그림 1-14. Scatter diagram for correlation between precipitation and low-frequency moisture convergence (y-axis) and correlation between precipitation and eddy-moisture convergence (x-axis) over Pacific (120E-120W, 30-60N, upper panel) and Atlantic (60W-0, 30-60N, lower panel) domains (a, c) DJF and (b, d) JJA

a) LF Moisture Convergence



b) Synoptic Eddy Moisture Convergence

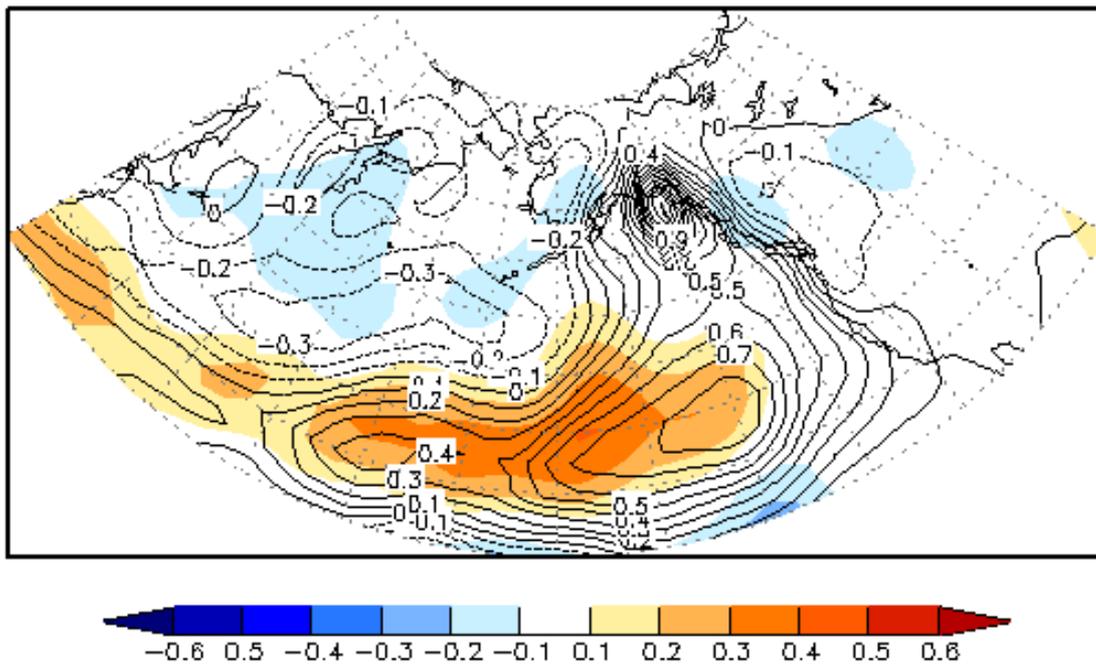


그림 1-15. Linear regression of monthly mean precipitation (contour), (a) low-frequency moisture convergence (shaded), and (b) eddy-moisture convergence (shaded) with respect to PNA index. Unit is mmday^{-1}

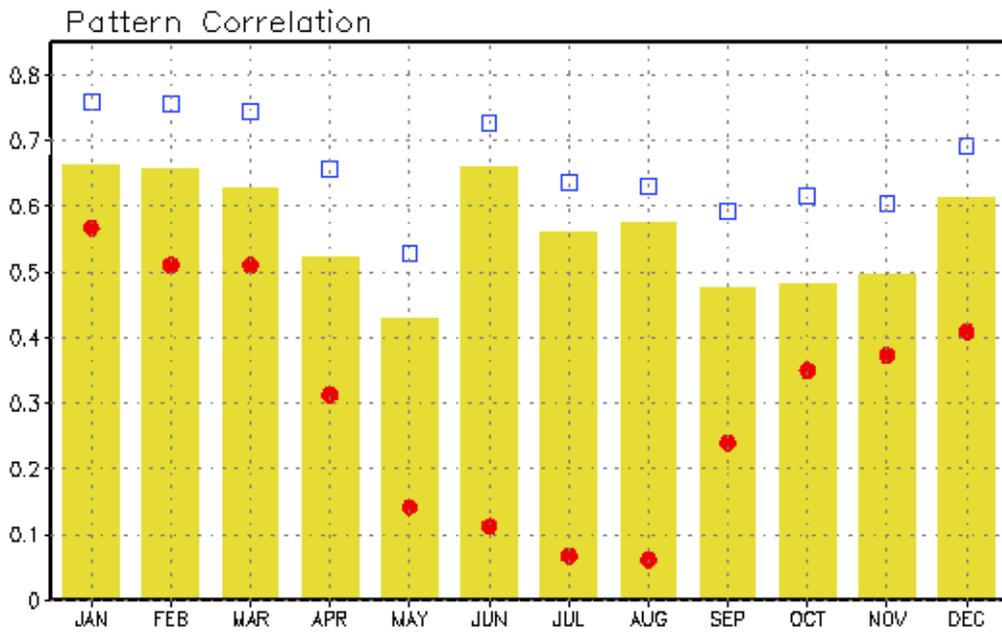


그림 1-16. Pattern Correlation between monthly mean precipitation and low-frequency moisture convergence (yellow bar), eddy-moisture convergence (red dot) and sum of two moisture convergences (blue square).

제 2 절 중장기 대기 변동 모드의 내부 역학 연구

1. 장주기 대기 변동 모드와 종관 에디 피드백

본 연구 과제에서는 북반구 중위도에서 에디 와도속, 열속, 습윤속에 대한 윈손의 법칙이 성립함을 보였다. 즉 종관 에디에 의한 와도속, 열속, 습윤속은 장주기 대기변동 바람장의 왼쪽 방향을 나타낼 가능성이 높다는 것이다. 이 경우 에디 피드백은 장주기 변동을 강화시키고, 이를 통해 종관 규모를 넘어 장시간 동안 패턴이 유지될 수 있는 경이다. 북반구 중위도에서는 여러 가지 주요한 대기 모드들이 있다. 북대서양진동, PNA, 북극 진동등이 대표적인 예이다. 이러한 주요 장주기 모드들은 대기 내부 역학에 기인하는 것으로 알려져 있다 (Lau 1988; Cai and Mak 1990; Lau and Nath 1991; Cai and van den Dool 1991; Qin and Robinson 1992; Whitaker and Barcilon 1992a, 1992b, 1995, Limpasuvan and Hartmann 1999, 2000). 앞에 언급한 바와 같이, 많은 연구들이 이러한 기후 모드들과 종관 에디의 상호작용이 유지역학에 매우 중요함을 보고하였다 (Cai and Mak 1990; Robinson 1991b; Lau and Nath 1991; Branstator 1995; Lorenz and Hartmann 2000, 2003; Jin et al. 2006b; Pan et al. 2006). 종관 에디의 양의 피드백은 장주기 모드를 발달

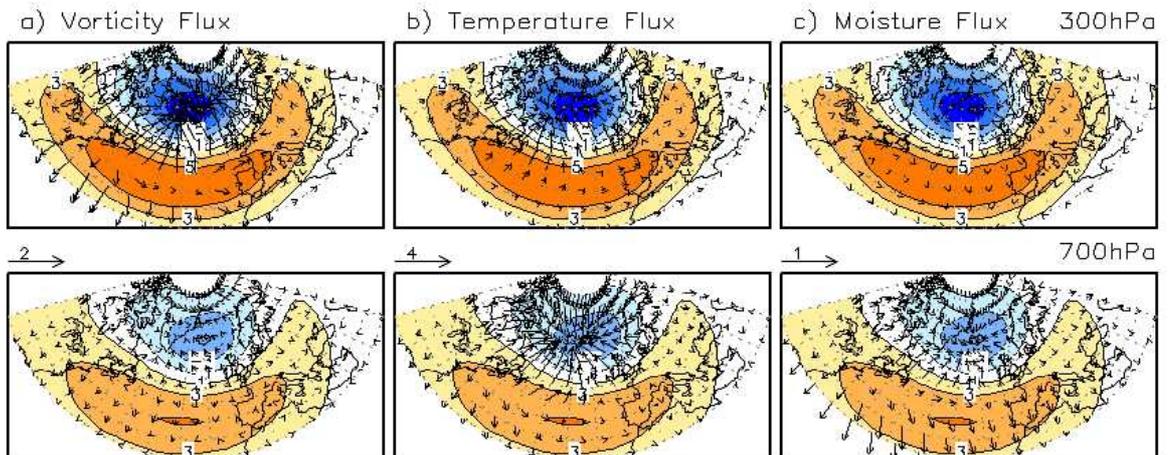


그림 2-1. Patterns for monthly-mean stream function (shading) and associated a) eddy vorticity fluxes ($1 \times 10^{-3} ms^{-1}$), b) eddy temperature fluxes (Kms^{-1}) and c) moisture fluxes ($1 \times 10^{-3} ms^{-1}$) at 300hPa [upper panels] and 700hPa [lower panel]. Each obtained by regressing these fields with respect to NAO index during boreal winter (DJF).

시키고 유지하는데 중요한 역할을 한다. 따라서, 이러한 장주기 모드에 대해 윈손의 법칙이 어떻게 작용하고 있는지 이해하는 것은 매우 중요하다. 이를 보여주기 위해, 대표적인 기후 모드들과 연관된 에디에 의한 와도, 열, 습윤 강제력들에 대한 3차원 자료 분석이

수행되었다.

그림 2-1은 북대서양 진동과 연관된 유선합수와 종관에디속을 나타낸 것이다. 종관 에디의 와도속, 열속, 습윤속은 원손의 법칙을 따르고 있다. 즉, 장주기 바람장의 왼쪽 방향으로 에디속들의 방향이 나타나고 있다. 상층의 에디 와도속은 고위도의 저기압성 흐름의 중심으로 수렴하는 경향이 나타나며, 중위도의 고기압성 흐름에서는 발산하는 경향이 나타난다. 이러한 와도속의 수렴과 발산은 각각 고위도의 저기압성 흐름과 중위도의 고기압성 흐름을 강화시키게 된다. 이는 기존의 연구와 잘 일치한다. 유사하게 하층에서는 와도속의 수렴과 발산이 일어나지만, 그 크기는 상대적으로 작게 나타난다.

에디 열속도 원손의 법칙을 따르기 때문에, 열속은 저기압성 흐름의 중심에 수렴하고, 고기압성 흐름에는 발산이 나타난다. 따라서 저기압성 흐름의 중심에는 온난 경향이, 고기압성 흐름에는 한랭 경향이 나타나게 된다. 이러한 경향은 상하층 모두에서 나타난다. 이러한 온도 경향은 장주기 흐름의 연직쉬어를 약화시켜주는 역할을 하게 된다.

에디 습윤속은 상층에서 매우 약하게 나타나고, 하층에서는 강한 시그널이 나타난다. 열속과 마찬가지로, 저기압성 흐름에 습윤속은 수렴하고, 고기압성 흐름에 습윤속은 발산하게 된다. 에디속의 크기는 위도에 따라 감소하는데, 이는 기후학적으로 대기의 습기가 저위도일수록 크기 때문이다. 에디에 의한 습윤속의 수렴과 발산은 장주기 강수 활동을 강화시키고 약화시키게 된다. 즉 저기압성 흐름에 강수를 강화시키고, 고기압성 흐름에 강

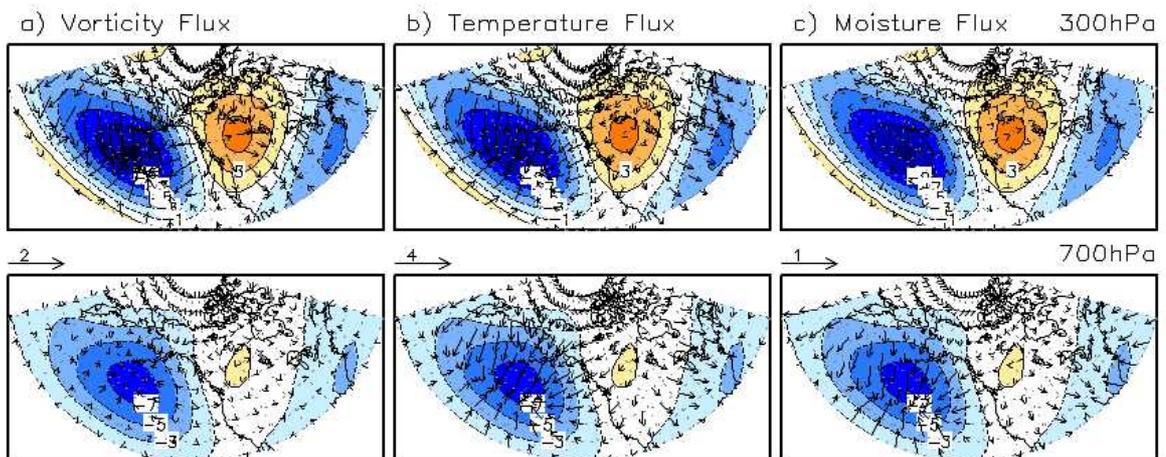


그림 2-2. The same as Fig. 2-1 except for PNA index.

수를 약화시키는 역할을 하게 된다. 이러한 강수 작용은 장주기 순환장을 더욱 강화시키는 역할을 함으로, 양의 피드백으로 작용하게 된다.

그림 2-2는 PNA 패턴과 관련된 장주기 대기 흐름과 와도속을 나타낸 것이다. 대체적으로 에디속은 원손의 법칙을 잘 따르고 있다. 상층에서, 북태평양 저기압성 흐름에서는 와

도속은 장주기 바람장의 왼쪽방향을 나타낸다. 하지만 상대적으로 캐나다 지역의 고기압성 흐름에는 왼손의 법칙이 약하게 나타나고 있다. 에디 열속과 습윤속도 북대서양 진동의 경우와 마찬가지로, 저기압성 흐름에 수렴하고, 고기압성 흐름에 발산하는 경향을 나타내고 있다.

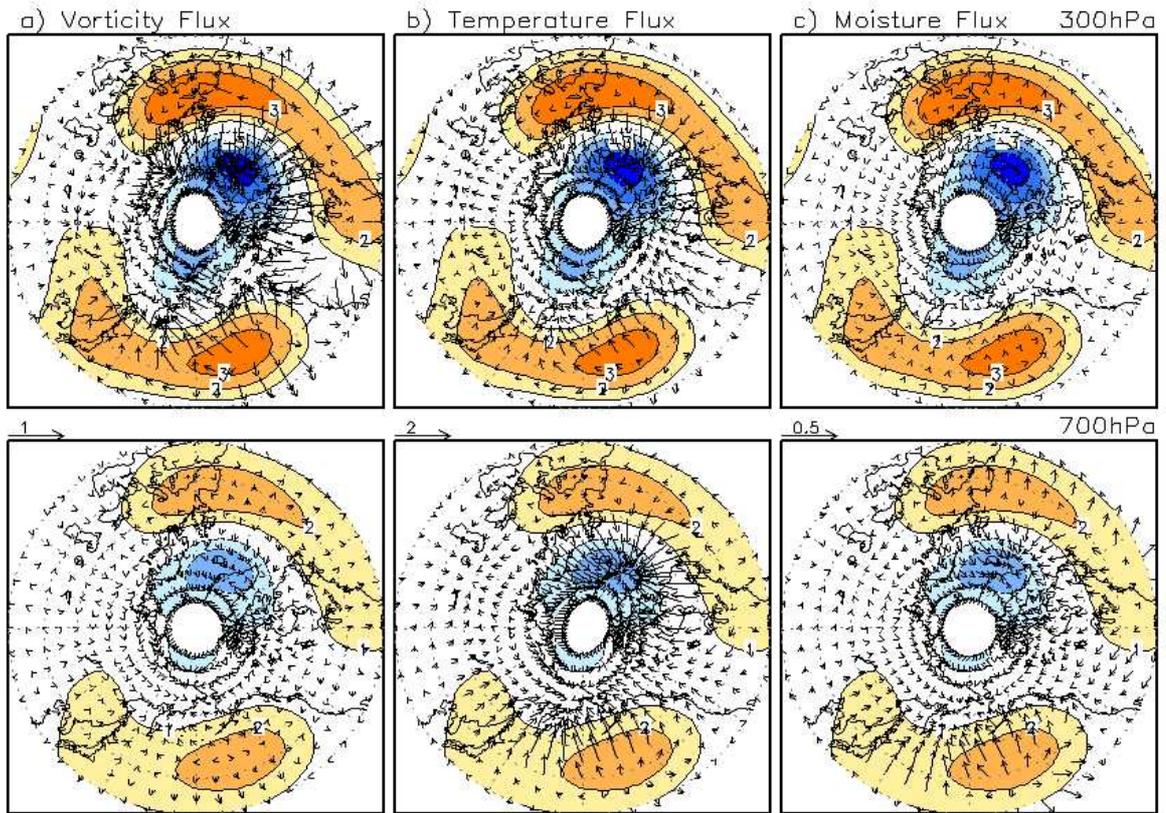


그림 2-3. The same as Fig. 2-1 except for AO index.

이러한 왼손의 법칙은 북극 진동 모드에도 잘 나타나고 있다. 그림 2-3은 북극진동 관련된 대기 순환장과 종관 에디의 와도속을 나타낸 것이다. 북극진동의 중위도 중심 위치는 북태평양과 북대서양에 나타나고 있다. 상층 흐름에서 저기압성 흐름에는 와도속이 수렴하고 있고, 고기압성 흐름에는 와도속이 발산하고 있다. 하층에는 종관 에디에 의한 열속과 습윤속의 수렴과 발산이 간하게 나타나고 있다. 동서방향 평균을 취하게 되면, 에디 와도속, 열속, 습윤속은 서풍이 불고있는 고위도에서 북쪽 방향을 나타내고 있다. 즉 북극 지역에서 에디 속들이 수렴하고 있는 것이다. 이는 왼손의 법칙이 각 기후모드에서도 일관되게 잘 나타나고 있음을 의미한다.

지금까지 에디 온도속은 왼손의 법칙에 의해 저기압성 흐름에 수렴하는 것을 보였다. 준지귤 흐름에서, 온도 이류의 연직 경도는 대기 순환을 바꿀 수 있다. 따라서, 장주기 흐름에 대한 연직 열속의 역학을 정확히 이해하기 위해서는, 연직 구조를 파악하는게 매우 중

요하다. 준지귤 흐름에서, 에디 온도속의 양의 연직 쉬어는 저기압성 흐름을 강화시킨다. 그림 2-4는 에디 온도속의 연직구조를 PNA와 북대서양 진동의 중심에서 나타낸 것이다.

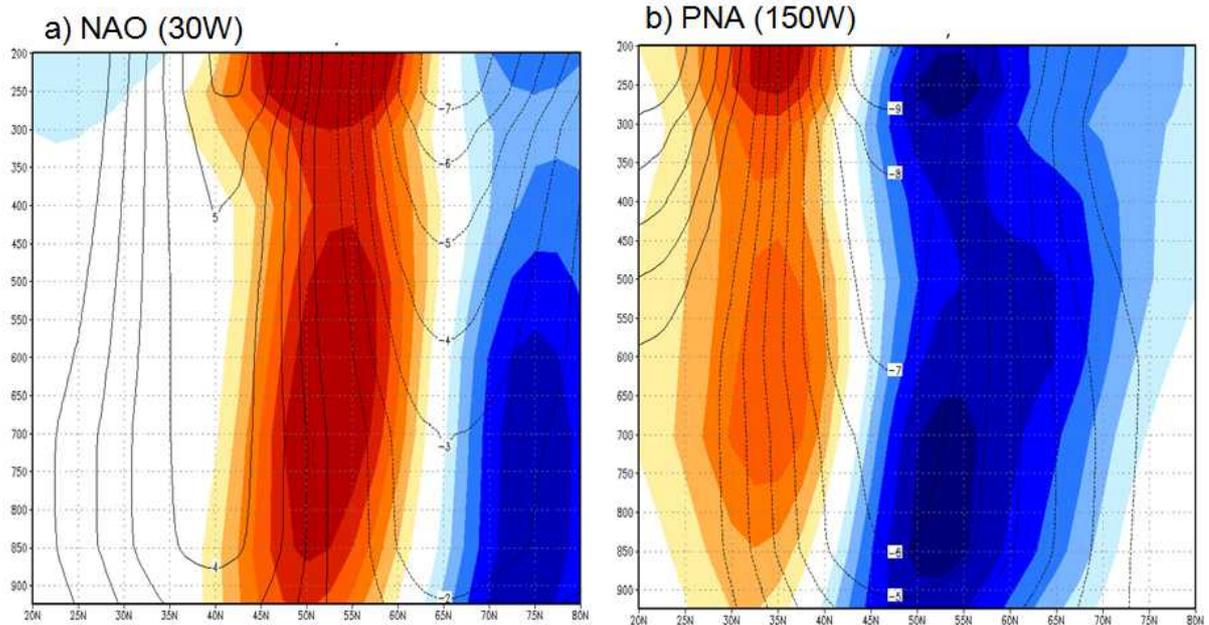


그림 2-4. Vertical cross section of the monthly-mean streamfunction (contour) and eddy-temperature flux (Shading) by regressing with respect to a) NAO index (at 30W) and b) PNA index (at 150W) during boreal winter time. The interval of shading is $0.5K m^{-1}$.

그림에서 나타난 유선함수는 두 기후 모드가 연직적으로 순압구조를 가지고 있음을 보여주고 있다. 북대서양 진동과 PNA 모드에 대해, 연직 온도속은 저기압성 흐름에서 수렴하고, 고기압성 흐름에서 발산하고 있다. 이러한 수렴과 발산은 모든 연직층에서 동일하게 나타나고 있다. 하지만, 그 크기는 연직층에 따라 다르게 나타난다. 하층에서는 위로 갈수록 크기가 증가하지만, 상층에서는 위로갈수록 크기가 감소하게 된다. 그 중심 고도는 경우에 따라 약간씩 다르지만, 그 경향성은 대체적으로 일치한다. 에디 온도속이 상층으로 갈수록 증가하게 되면 장주기 흐름을 강화시키게 된다. 즉 양의 피드백으로 작용한다. 반면에, 에디 열속이 상층으로 갈수록 감소한다면, 에디 열속 피드백은 장주기 변동을 약화시키는 쪽으로 작용하게 된다. 따라서, 에디 열속은 하층에서는 양의 피드백으로 작용하게 되지만, 상층에서는 음의 피드백으로 작용하게 된다.

2. 극진동 모드 내부 역학 및 기후 변화 반응

북극 진동(Arctic Oscillation, AO)은 북반구에서 나타나는 장주기 대기 변동의 대표적인 주요 모드 중 하나이다. 공간 패턴은 일반적으로 해수면 기압 (MSLP)의 경험적 직교 함수 (EOF)의 첫 번째 모드로 나타난다(Thompson and Wallace, 1998). AO의 영향은 유라시아 지역과 북아메리카 지역의 지표온도(Thompson and Wallace, 1998; Gillett et al., 2000; Wu et al., 2006) 및 동아시아몬순 (Gong et al., 2001; Gong and Ho, 2003, 2004; Wu and Wang, 2002; Jhun and Lee, 2004), 더 나아가 열대대류권 (Thompson and Lorenz, 2004) 까지 전지구에 걸쳐서 나타나기 때문에 AO패턴의 유지역학을 이해하고 지구온난화에 따른 변화를 전망해 보는 노력이 필요하다.

많은 선행 연구들에서 장주기 모드와 종관규모 에디와의 관련성에 대해 분석하였다 (Robinson, 1991; Feldstein and Lee, 1996; Hartmann and Lo, 1998; Lorenz and Hartman, 2001, 2003). 이 연구들에서 종관에디 피드백이 AO와 같은 장주기 흐름의 형성과 유지에 중요한 역할을 하고 있음을 밝혔다. 몇몇 연구들에서는 경압 모델을 이용하여 종관에디 피드백에 의해 AO 패턴이 구현될 수 있음을 보였다 (Tanaka, 2003; Vallis et al., 2004; Jin et al., 2006b).

장주기흐름은 배경장의 변화에 의해 종관규모 에디를 변화시키며 종관규모 에디피드백은 다시 장주기 흐름을 강화시키는 방향으로 양의 피드백 작용을 한다. 에디 피드백과 관련된 역학 과정은 Kug and Jin (2009)의 “Left-hand rule”로써 이해할 수 있다. “Left-hand rule”은 장주기 흐름의 90도 왼쪽 방향으로 에디와도속이 형성되고 이것은 다시 장주기 흐름에 강제력으로 작용하여 장주기 흐름의 유지 및 강화에 영향을 준다는 법칙이다. 이 논문에서는 관측 자료를 이용하여 장주기 흐름과 에디와도속의 관련성을 살펴본 바 있으며 더 나아가 장주기흐름과 에디열속, 에디수분속과의 상호작용도 증명하였다 (Kug et al., 2010a). 또한, “Left-hand rule”은 interannual time scale에서 뿐만이 아니라 기후변화와 같은 장주기 규모에서도 잘 적용되고 있음을 확인할 수 있었으며 이러한 역학적 메커니즘을 통해 극지역의 기후변화(온난화 및 습윤화)에 기여할 수 있음을 보였다 (Kug et al., 2010b).

Pinto et al. (2007)은 온실가스가 증가함에 따라 대기의 배경장이 변화하게 되고 뿐만 아니라 종관규모의 에디활동에 변화를 가져온다고 하였다. 주요모드의 공간적 구조를 결정하는 이러한 변화에 의해 주요 기후 모드들은 영향을 받게 될 것이다. Thompson et al. (2000)은 관측데이터를 이용하여 AO가 점점 강화되고 있다고 하였다. Gillett et al. (2005)은 multimodel 앙상블을 사용하여 1955년에서 2005년 동안 북반구 겨울철 MSLP가

양극지역에서 감소하고 subtropics 지역에서 증가했음을 보였다. 또한, 많은 모델링 연구에서 지구온난화 시나리오에 따르면, AO를 포함한 장주기 변동 모드가 강화될 것이라 하였다 (Fyfe et al., 1999; Gillett et al., 2002; Rind et al., 2005; Miller et al., 2006).

지금까지 대부분의 연구는 AO의 크기와 AO지수의 추세 변화에 관심을 가졌던 반면 AO 패턴 자체의 변화에 대한 연구는 이루어지지 않았다. 따라서, 본 연구에서는 AO 공간패턴의 변화에 초점을 맞추어 지구온난화에 따른 AO의 변화를 살펴보고자 하였으며 지구온난화에 따른 중관규모 에디의 변화가 북반구 지역에서 나타나는 대표적인 기후모드인 AO모드의 패턴변화와 어떠한 관련성을 갖는지 분석하였다.

가. 자료 및 방법

MPI에서 개발된 ECHAM4 모델을 이용해 T106(1.125°x1.125°)의 해상도를 갖는 고해상도 Time-slice 실험을 현재 기후, 미래 기후에 대해 각각 30년씩 수행하였다. 경계조건은 CGCM인 ECHO-G 모델을 이용하여 현재기후(20C3M)와 미래기후(A1B)에 대해 적분되어 생산된 T42의 SST, SIC가 사용되었다. ECHO-G는 ECHAM4(T30)의 대기 모형과 HOPE-G(T42)의 해양 모형이 접합된 접합 모형이다. Time-slice 실험에서 현재기후 실험은 1971년부터 2000년까지의 IPCC 20C3M 시나리오의 CO2 농도가 들어가며 미래기후 실험은 IPCC A1B 시나리오에 따른 CO2 농도가 사용되어지며 2071-2100년까지 적분되었다. 분석을 위해 현재 기후(1971-2000)와 미래기후(2071-2100) 각각 30년간의 고해상도 time-slice 실험 결과를 이용하였다.

장주기흐름에 있어서 중관규모 에디 피드백의 정도를 측정하기 위해 에디강제력을 다음과 같은 식을 이용해 구하였다. 이 방법은 Sheng et al. (1998)에 의해 도입되었다.

$$F = -\frac{f}{g} \nabla^{-2} (\nabla \cdot \overline{\vec{V}'\zeta'}) \quad (1)$$

여기서, \vec{V}' 과 ζ' 은 중관규모의 바람장과 와도를 나타낸다. f 은 코리올리 파라미터, g 는 중력가속도이다. F 는 에디에 의해서 야기된 지위고도장의 tendency를 의미한다. 중관규모는 일자료를 2-8일 band-pass filter하여 구했으며 overbar는 겨울철 계절 평균값을 나타낸다. 이 연구에서는 겨울철에 초점을 맞추어 분석하였다.

또한, 중관규모에디피드백의 강도를 정량화하기 위해 각 격자점에서 eddy-feedback strength (EFS)를 계산하였다. EFS는 다음과 같은 식으로 정의하였다.

$$EFS(x, y) = \frac{\int \phi_a(x, y, t) \cdot F(x, y, t) dt}{\int \phi_a^2(x, y, t) dt} \quad (2)$$

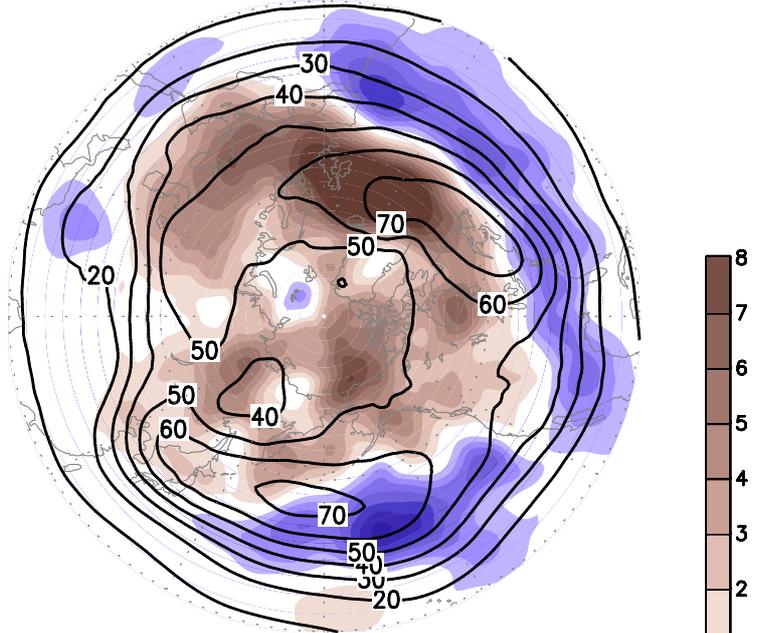
여기서, t 는 시간, x 와 y 는 각 격자지점을 나타낸다. ϕ_a 는 계절평균된 지위고도장의 아노

말리 값이며 F는 식(1)에 의해서 구해진 에디에 의해서 야기된 에디 강제력이다. EFS는 지위고도장의 변화중 에디에 의해서 야기된 지위고도장의 tendency를 의미한다. 이는 에디에 의해서 야기된 장주기변동성의 growth rate로서 이해할 수 있다. EFS가 양(음)이면, 중관규모 에디는 에디와도속(에디강제력)에 의해 장주기 흐름을 강화(약화)시키는 역할을 하고 있음을 가리킨다. 따라서, EFS 값이 클수록 중관에디 피드백이 더 강함을 의미한다.

나. 중관규모 에디와 제트의 변화

지구온난화에 따른 AO의 변화를 분석하기 전에 배경기후장이라고 할 수 있는 제트기류와 중관에디활동도(synoptic-eddy activity)의 변화를 살펴보았다. 대부분들의 기후변화 시나리오 모델 적분 결과에서 나타나고 있는 특성 중에 하나가 제트의 극향이동이다. 지구온난화에 의해 제트가 극으로 이동하게 되면 중위도에서는 제트의 감소, 고위도에서는 제트의 증가가 발생한다. 이러한 특성은 본 연구에서 사용된 time-slice 실험 결과에서도 동일하게 나타나고 있다(그림 2-5b)제트의 북상은 스톱트랙 활동도(Storm track activity)의 변화와 밀접한 관련을 보인다. 그림 2-5a는 중관에디활동도의 척도를 살펴보기 위해 2-12일 필터된 지위고도장의 표준편차값으로 구한 스톱트랙 활동도이다. 현재기후의 기후값을 살펴보면 스톱트랙 활동도는 제트기류의 극 방향에서 가장 큰 값을 보인다. 제트기류가 지구온난화에 의해 극 쪽으로 이동함에 따라 스톱트랙 활동도도 함께 북쪽으로 이동하여 중위도에서는 약화되며 고위도에서는 더 강해지게 된다. 스톱트랙 활동도의 극향이동과 관련된 많은 선행 연구들과 동일한 결과를 얻었다(Ulbrich and Christoph, 1999; Yin, 2005; Bengtsson et al., 2006). 또한, Ulbrich et al. (2008)에서는 스톱트랙의 변화가 지역적인 차이를 보인다고 하였다. 대서양지역에서는 극향이동보다는 강도가 강해지는 변화가 나타나는데 반해 태평양지역에서의 극향이동은 대부분의 모델에서 나타나고 있다. 이러한 지역적 차이는 본 연구에서 사용한 모델실험에서도 나타나고 있다. 태평양에서 스톱트랙의 극향이동이 더 두드러지게 나타나고 있다. 따라서, AO의 변화를 보는데 있어서도 태평양과 대서양을 구분하여 살펴볼 필요가 있을 것이다. AO와 같은 장주기 변동성은 제트와 중관규모 에디와 밀접한 관련되어 있기 때문에 제트나 스톱트랙의 변화와 같은 구조적인 배경장의 변화는 장주기 모드의 변화를 가져올 것이다.

(a) Storm Track Activity



(b) U300

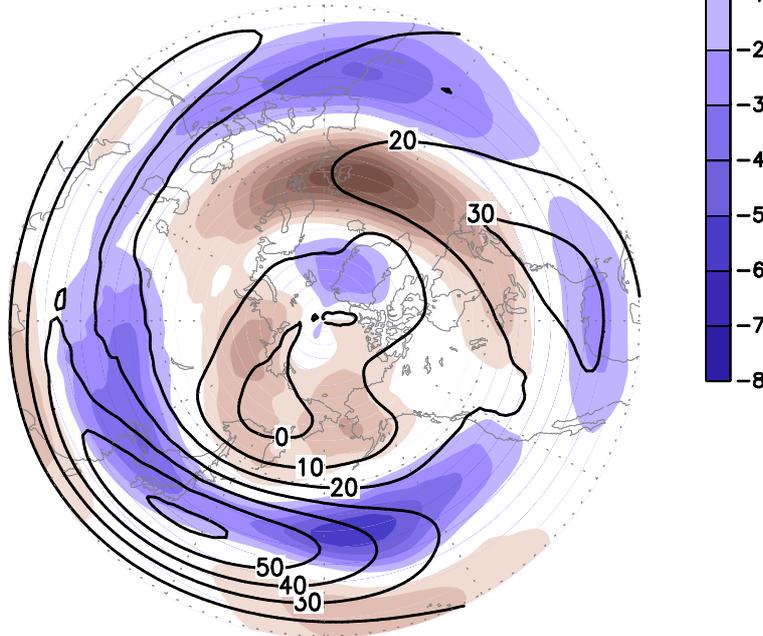
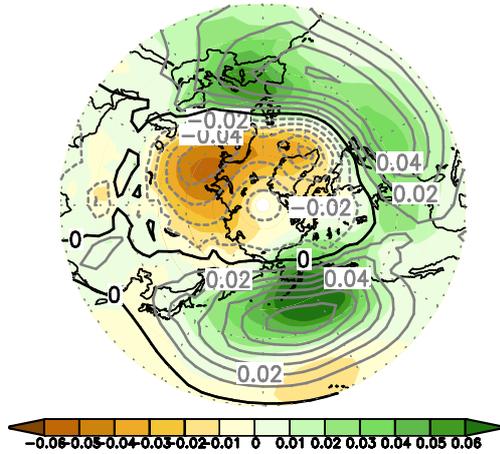
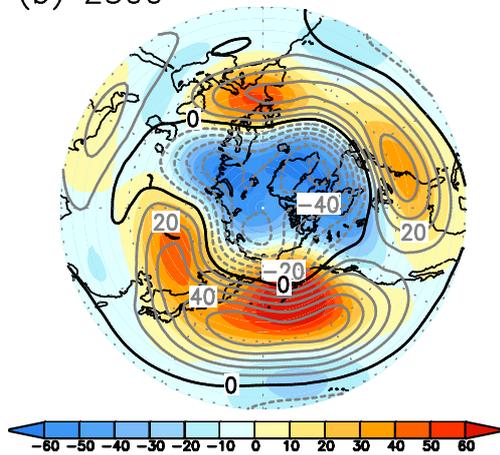


그림 2-5. (a) Storm track activity calculated by standard deviation of high-frequency (period with 2-8day) geopotential height at 500hPa and (b) Jet stream at 300 hPa in the Northern Hemisphere (DJF). The contour indicates simulated the present climate (1971-2000). The shading indicates changes in the future climate (2071-2100) with respect to the present climate. The units for storm track activity are gpm.

(a) EOF1/MSLP



(b) Z300



(c) Zonal mean U

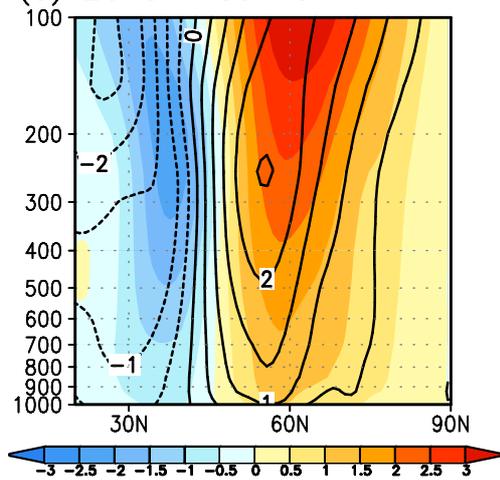


그림 2-6. (a) The first leading mode of MSLP and the regression patterns of (b) geopotential height at 300 hPa and (c) zonal mean vertical structure for zonal wind on the AO index in the present and future climate. The contour indicates the present climate and the shading indicates the future climate.

다. AO 모드의 패턴 변화에 있어서 에디피드백의 역할

그림 2-6는 MSLP의 EOF 첫 번째 모드인 AO모드의 패턴과 첫 번째 모드의 시계열을 정규화한 AO 지수에 회귀분석한 Z300과 동서바람장의 연직 분포이다. 현재기후는 contour로 미래기후는 shading으로 표시하였다. 모델에서 AO의 dipole 패턴을 잘 모의하고 있으며 미래기후에서 좀더 강화되는 것을 볼 수 있다(그림 2-6b). 이러한 AO 강도변화에 대한 연구는 다른 선행연구들에서도 이미 많이 분석되었으며 일치하는 결과가 나타나고 있다. 하지만 본 연구에서의 초점은 AO의 강도 변화가 아닌 패턴 그 자체의 변화를 살펴보고자 한다. AO의 dipole 패턴이 극쪽으로 이동하는 것을 확인할 수 있으며 특히 북태평양 지역에서 더 뚜렷하게 나타나고 있다. AO패턴의 변화와 함께 이와 관련된 동서바람장의 북향과 상향 현상이 나타나고 있다(그림 2-6c). 이러한 AO 패턴의 변화는 제트와 스톱트랙의 변화와 일맥상통하고 있다.

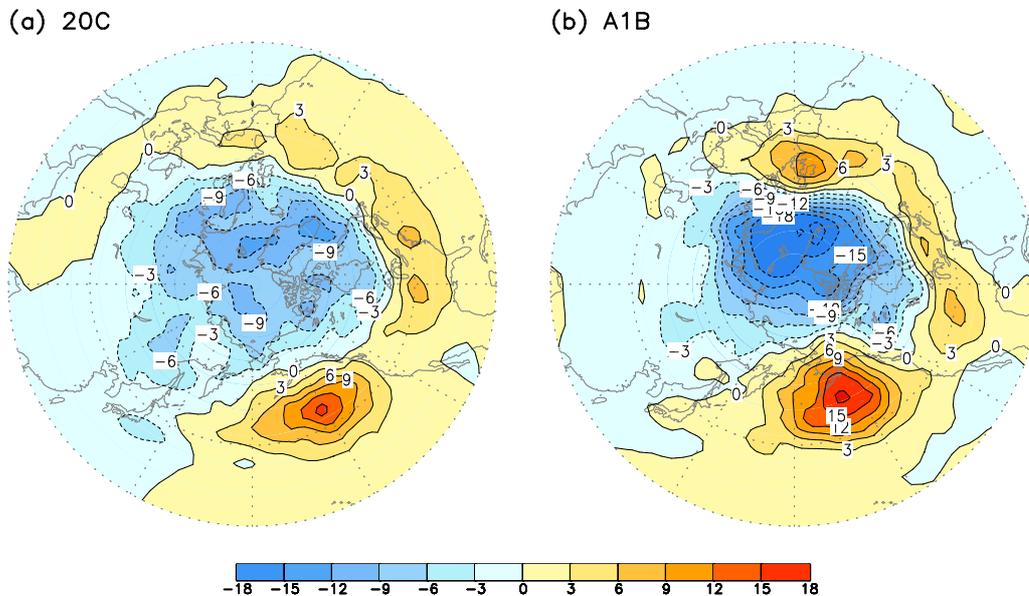


그림 2-7. The regression patterns of eddy forcing, i.e., eddy-induced geopotential height tendency, at 300 hPa on the AO index (a) in the present climate (20C) and (b) in the future climate (A1B). The units are $10^{-5}ms^{-1}$.

중관규모 에디 피드백이 AO와 같은 장주기 변동성에 중요한 역할을 하고 있다는 선행연구결과(Pan and Jin, 2005; Jin et al., 2006a, 2006b; Luo et al., 2007)를 바탕으로 AO 패턴의 극향이동이 에디피드백과 어떠한 관련성을 가지고 있는지 살펴보고자 하였다. 에디피드백의 변화를 분석하기 위해 식(1)을 이용하여 에디강제력을 계산하였다. 현재기후와 미래기후에서 각각 AO와 관련된 에디강제력을 그림 2-7에 나타내었다. 극지역과 고위도에서는 에디에 의해 야기되는 cyclonic forcing이 있으며 중위도에서는 에디에 의해

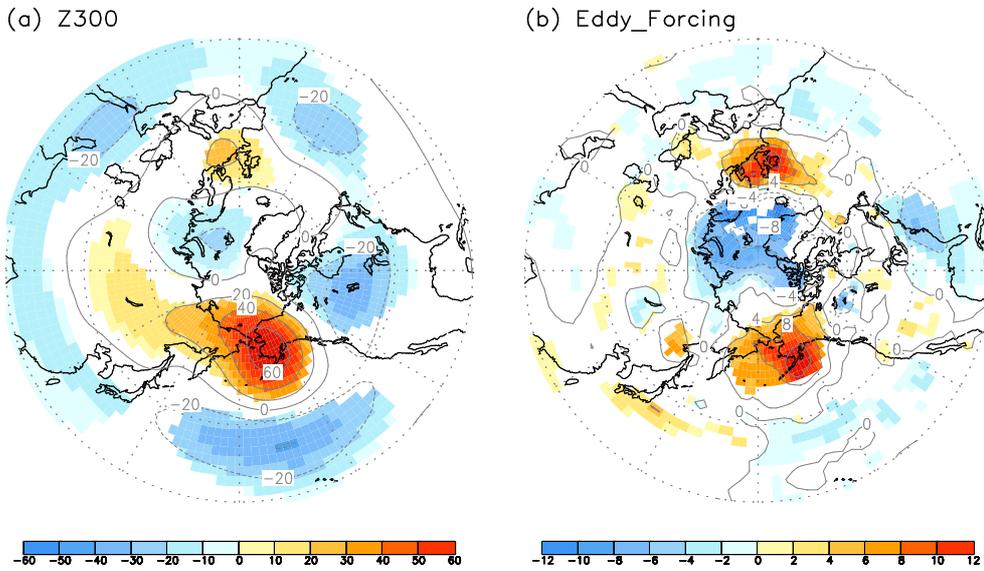


그림 2-8. The differences in regression patterns of (a) geopotential height and (b) eddy forcing at 300 hPa on the AO index between the present and future climate simulations. The units for eddy forcing are $10^{-5}ms^{-1}$. The shading areas indicate that the differences are significant at 90% confidence level using the boot strap method.

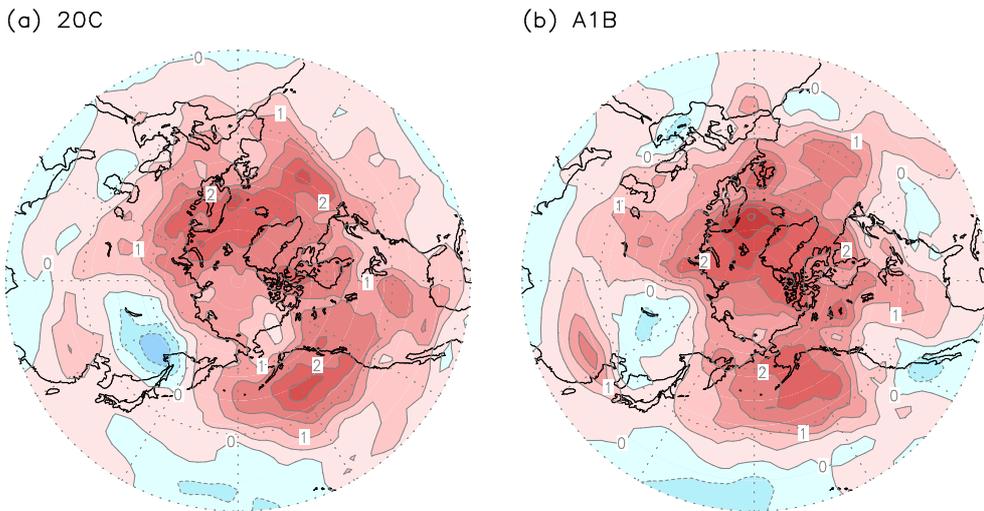


그림 2-9. Eddy-feedback strength (EFS) calculated from Eq. (2) in (a) the present climate (20C) and (b) the future climate (A1B). The units are $10^{-6}s^{-1}$.

anticyclonic forcing이 나타난다. 에디 강제력은 AO 패턴과 유사하게 나타나고 있어 AO 패턴을 강화시키는 방향으로 양의 피드백 작용을 하게 된다. 현재기후와 미래기후에 있어서 뚜렷한 차이를 살펴본다면, 중위도의 anticyclonic forcing이 극쪽으로 이동한다는 점과 극지역에서 cyclonic forcing이 더 강화된다는 점이다.

명확한 차이를 보기위해 AO와 관련된 지위고도장과 에디강제력의 변화를 서로 비교해보았다(그림 2-8). 이 두 변화의 공간상관계수가 0.53로 유사한 패턴을 보이고 있다. 특히, 알래스카와 서유럽, 극지역에서의 AO 변화와 에디강제력의 변화가 잘 일치하고 있다. 이

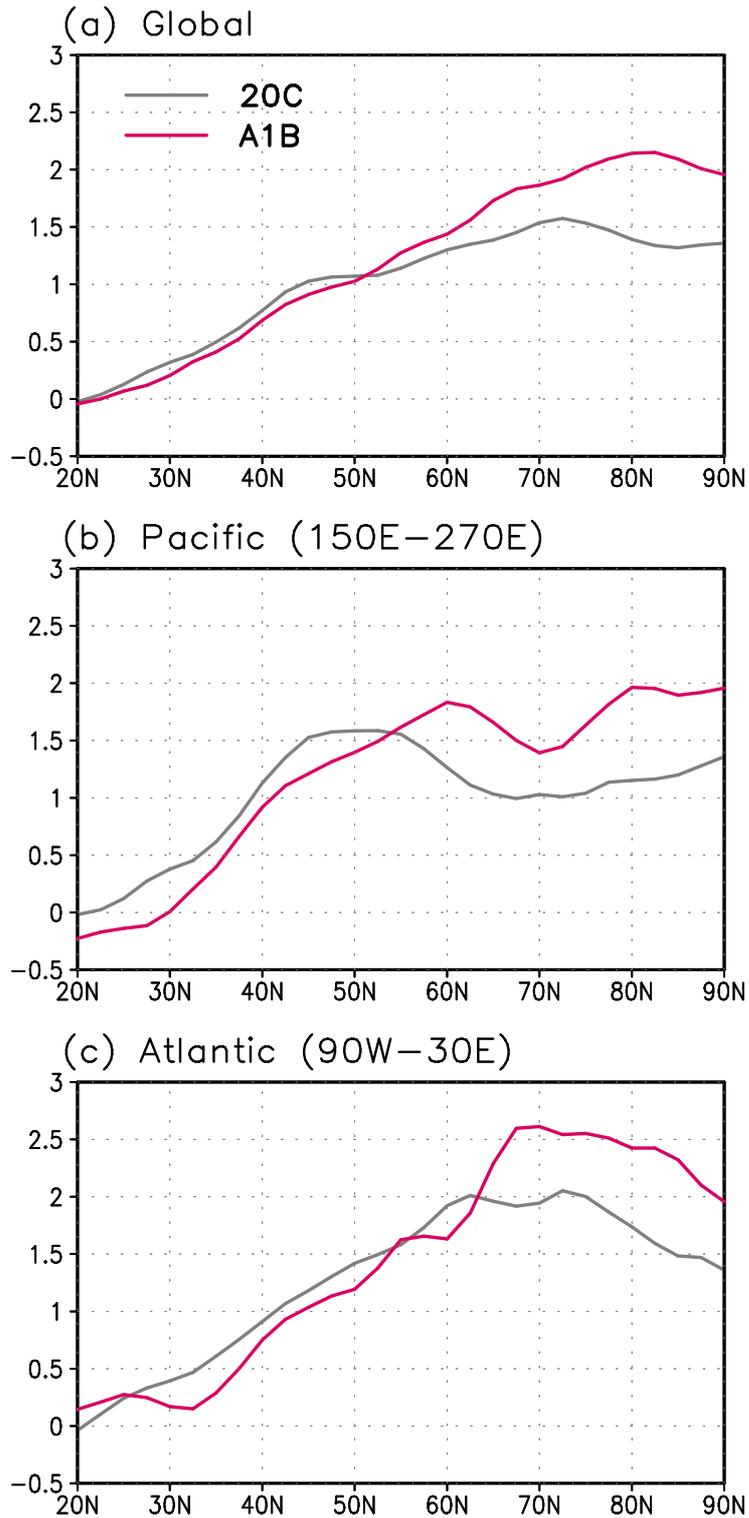


그림 2-10. Zonally-averaged eddy-feedback strength over (a) global (0–360E), (b) the Pacific basin (150E–270E), and the Atlantic basin (90W–30E), calculated from Eq. (2) in the present climate (20C, gray line) and the future climate (A1B, red line). The units are 10^{-6}s^{-1} .

는 에디 강제력이 AO의 변화를 야기하는 요인이 될 수 있음을 말해준다. 고위도에서 관련성이 더 높게 나타나고 있으며 이는 고위도 지역에서 에디피드백이 더 강하게 나타나고 있기 때문일 것이다. 이를 검증하기 위해 그림 2-9에 식 (2)에 의해서 계산된 에디피드백의 강도(EFS)를 나타내었다. 북위 30도 이상 대부분의 지역에서 양의 값을 가지고 있으며 이는 종관규모 에디가 장주기 흐름을 강화시키는 방향으로 작용한다는 것을 의미한다. 특히, 제트기류의 출구 부근의 태평양과 대서양 지역에서 큰 값을 보인다. 전반적으로 극지역에서 현재기후보다는 미래기후에서 강하게 나타나고 있다. 그러나 태평양과 대서양에서 다른 변화 양상을 보이고 있다. 태평양지역에서는 EFS의 최대중심위치가 북쪽으로 올라가는 특성을 나타낸다. 이는 미래기후에서 좀더 고위도에서 에디피드백이 효과적으로 작용한다는 것을 의미한다. 반면에 대서양지역에서는 중심이 북쪽으로 이동하는 것보다는 강도가 더 강해지는 특성을 보인다.

위도별 EFS의 변화를 살펴보기 위해 현재기후와 미래기후 각각에 대해 동서평균하여 살펴보았다(그림 2-10). 미래기후에서 북위 50도이상의 고위도에서 EFS 값이 증가하고 있으며 중위도에서는 약화된다. 스톱트랙의 강도와 EFS는 서로 정비례관계에 있기 때문에 EFS가 북쪽으로 이동하는 현상은 스톱트랙의 극향이동과 관련되어 있을 것이다(Jin, 2010). 에디활동이 강해질수록 에디에 의한 와도강제력이 증가할 것이고 장주기모드에도 영향을 주게 된다(Kug et al., 2010a). 에디피드백이 고위도에서 강화됨에 따라 AO와 같은 장주기 모드가 발전될수 있는 선호조건을 만들어 주는 것이다. 이러한 메커니즘을 통해 미래 기후에서 AO모드가 극쪽으로 이동하게 되는 것이다. 태평양과 대서양 지역에 대해 따로 살펴보았다. 태평양 지역에서 EFS의 값은 현재기후에서는 북위 50도에서 최대가 나타나며 미래에서는 북위 60도에서 최대가 나타난다. 이는 그림 2-6b에서 AO 패턴의 변화 위치와 일치하고 있다. 반면에 대서양 지역에서는 북위 65도 부근에서 최대가 나타나며 미래기후에서도 최대위치의 큰 변화없이 고위도에서 강도만 강해지는 특성을 보인다. 이는 AO패턴의 극향이동이 태평양지역에서만 뚜렷하게 나타나는 결과와 일치한다. 즉, 에디피드백이 AO 패턴의 극향이동에 중요한 역할을 하고 있음을 알 수 있다.

라. AO 변화의 영향

AO의 변화는 북반구 중, 고위도의 기후시스템에 영향을 준다. 이미 잘 알려진 바와 같이 AO는 유라시아와 북아메리카 지역의 겨울철 온도에 영향을 준다(Thompson and Wallace, 1998; Wu et al., 2006). 따라서, AO 패턴이 변화하면 이와 관련된 온도의 변화를 가져오게 될 것이다. 그림 2-11은 AO 지수에 회귀분석한 지표 기온과 850hPa 바람장을 나타낸 것이다. 현재기후에서의 패턴을 보면, 양의 AO일때 극지역은 춥고 유라시아대

륙과 미국동부는 온도가 따뜻해지는 것을 잘 나타내준다. 이는 AO와 관련된 순환장이 warm advection과 cold advection을 만들기 때문이다. 그러나 AO의 패턴이 변화함에 따라 그 영향도 다르게 나타나게 된다. 미래에는 양의 AO일때 유라시아 대륙의 동쪽은 따뜻해지며 북아메리카 지역은 온도가 내려가는 것으로 나타났다. AO 패턴이 극쪽으로 이동함에 따라 극소용돌이가 찌그러지면서 고위도의 냉기가 북아메리카 지역으로 잘 유입되게 되면서 양의 AO일때 미래에는 현재보다 더 춥게 된다(그림 2-11c).

마. 요약 및 결론

본 중규모 에디 피드백은 AO와 같은 장주기 모드의 형성과 유지에 있어서 중요한 역할을 하고 있다. 지구온난화에 따른 영향으로 에디강제력이 변화되면서 주요 장주기 모드의 변화에 있어서도 상당히 중요한 역할을 하고 있음이 본 연구를 통해 확인되었다. 온실가스 농도가 증가함에 따라 스톱트랙과 제트가 북쪽으로 이동하였으며 이러한 배경장의 변화는 AO의 변화를 야기한다. 미래기후에서 AO 패턴 또한 극으로 이동하는 것이 나타났으며 특히 태평양에서 이러한 변화가 뚜렷하게 나타났다. AO 패턴의 변화는 종관에디 피드백의 변화와 밀접한 관련을 보이고 있었다. IPCC AR4 모델 데이터를 이용하여 AO 모드의 극향이동 정도를 파악해본 결과, 본 연구의 모델 결과와 동일한 결론을 얻을 수 있었다.

남반구에서도 제트와 스톱트랙의 극향이동이 나타나고 있다(Lorenz and DeWeaver, 2007). 그러므로, 남반구의 대기 주요모드인 Antarctic Oscillation(AAO)의 변화에 있어서 에디피드백이 어떠한 역할을 하고 있는지 연구해본다면 본 연구의 결과를 뒷받침해줄 수 있을 것이라 사료된다. 향후 이러한 연구들이 추가로 이루어져야 될 것이다.

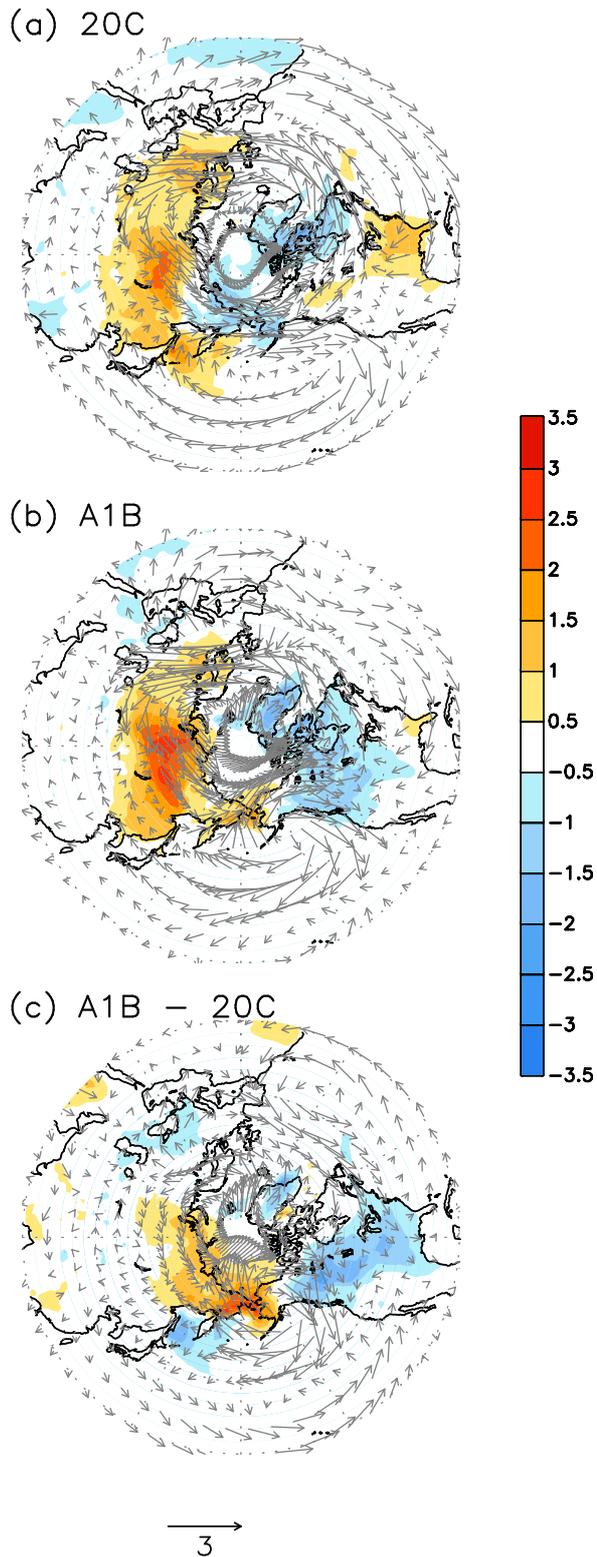


그림 2-11. The regression patterns of surface air temperature (shading) and winds at 850 hPa (vector) on the AO index for (a) the present climate, (b) the future climate and (c) difference between the future climate and the present climate.

제 3절 이상 기후 현상의 역학적 이해

1. 북극 진동과 중위도 이상 기후

극진동(Arctic Oscillation; AO)은 추운 겨울기간동안 해수면기압(sea-level pressure)의 아노말리 자료를 EOF(Empirical Orthogonal Function) 분석하여 얻을 수 있는 대기 변동성의 중요한 모드로서 (Thompson and Wallace, 1998; Wallace, 2000), 극지역과 중위도 지역 (약 45°N)에 각각 반대의 부호를 가진 해면기압의 중심이 위치하고 있으며, 동서쪽으로 강한 대칭적인 패턴이 나타나는 공간적 특징을 가진다 (Deser, 2000). 또한 여러 연구를 통하여 AO가 북반구지역에 한파, frozen precipitation, 강한 바람과 같은 심각한 날씨 변동에 영향을 준다고 보고되었다 (Thompson and Wallace, 2000; Higgins et al., 2002; Wettstein and Mearns, 2002; Jeong and Ho, 2005). AO가 음의 위상을 가질 때, 극지역에는 고기압성 아노말리가, 북반구의 중위도 지역에는 저기압성 아노말리를 가지며, 양의 위상일 때는 이와 반대로 나타난다 (Gillett et al., 2002). 또한 AO가 음의 위상일 때, 아극(sub-polar)지역을 포함하는 극의 제트기류가 약해져서 극의 찬 공기가 아극 지역과 고위도 지역에 쉽게 내려올 수 있지만, 반대로 AO가 양의 위상일 때는, 제트기류가 강해져서 찬공기가 아극지역으로 내려오지 못하는 현상이 일어난다 (Jeong and Ho, 2005). 특히, 최근에 북반구 겨울철에 심각한 기후 현상들이 일어났는데, 이것은 강한 음의 위상을 가지는 극진동이 빈번히 일어난 것과 관련이 있는 것으로 보여진다 (Wang and Chen, 2010).

여러 연구를 통해 AO는 중·고위도의 날씨와 하루에서부터 장주기까지 이르는 기후 변동성과 관련이 있다고 제시되었다. 예를 들어, Thompson and Wallace (1998)과 Wang and Ikeda (2000)은 AO가 극지역과 유라시아 대륙의 지표면 온도 (surface air temperature; SAT)의 변동성과 밀접한 관련이 있음을 제시하였으며, Rigor et al. (2000)은 AO현상으로 지난 20년동안 알래스카, 동북극해, 유라시아지역 지표면 온도의 추세의 반 이상을 설명할 수 있음을 제시하였다. 또한, Jeong and Ho (2005)와 Park et al. (2010)은 동아시아 지역의 한파현상이 AO와 관련있음을 제시하였다. 그러므로 북반구의 미래 기후를 예측하는데 있어 AO와 기후변동성과의 관계를 이해하는 것은 중요하다.

대부분의 연구에서 대기의 기후 아노말리는 AO의 양과 음의 위상에 따라서 공간적 패턴과 크기가 각각 반대로 나타나며, 또한 아노말리의 크기는 AO에 비례한다고 제시하고 있으며, 이러한 결과들은 AO는 기후 변수들에 지역적으로 선형적인 영향을 준다는 것을 말한다. 그러나 일부 연구들에 의해 북반구 겨울철 AO의 영향이 비선형적인 특징을 가

진다는 것이 제시되고 있다. Higgins et al. (2002)는 미국에서 음의 AO에 의한 기온의 composite 아노말리 패턴이 양의 AO에 의한 패턴과는 상대적으로 상당히 다르게 나타났음을 제시하였다. Shabbar and Bonsal (2004)는 양의 AO가 나타나는 겨울철 동캐나다에서 cold spell이 빈번하게 나타나고 캐나다 대초원에서는 warm spell의 빈도가 증가하는 현상이 일어나지만, 양과 음의 AO에 대한 warm spell의 빈도 변화는 cold spell의 빈도 변화와 비교하여 선형적으로 나타나지 않음을 제시하였다. 또한 Wu et al. (2006)은 AO에 따른 500hPa 지오퍼텐셜 고도와 지표면 온도 아노말리가 북아메리카 지역에서 비선형적인 관계를 가짐을 나타내었다.

이러한 연구들은 AO의 비선형적 영향에 대해서 제시하였지만, 상대적으로 짧은 기간을 가진 관측데이터는 이러한 현상을 설명하는데 있어 한계가 있다. 그러므로 본 연구에서는 multi-millennial 기후 모델 수행을 통하여 AO에 대한 비선형적 특징에 대해 분석하였으며, 이는 관측 데이터보다 충분히 많은 사례를 볼 수 있기 때문에 아직 확실하지 않은 AO의 비선형적 영향에 대한 역학적 과정에 대해 자세하게 분석할 수 있다. 그러므로 본 연구에서는 AO의 영향에 의한 비선형적 구조 변화가 가지는 중요한 과정을 관측과 모델 분석을 통해 비교 연구하였다.

본 연구에서는 북반구 지역, 특히 북아메리카 지역에 대한 AO의 비선형적 영향에 대해 분석하였다. 2장에서는 관측 데이터와 기후 모델 결과를 포함한 사용한 자료에 대해 설명하였고, 3장에서는 AO의 위상과 크기에 따른 지표면 아노말리의 비선형적 패턴과 그와 관련된 역학적 과정을 제시하였다. 4장에서는 요약 및 결론을 제시하였다.

가. 자료 및 모델결과

NCEP/NCAR 재분석 자료 중 월별 평균 850hPa 바람장과 기압, 해면기압, 지표면 기온 자료를 사용하였으며, 1948-2010년 자료가 이용되었고, 자료의 수평해상도는 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 이다 (Kalnay et al., 1996). 본 연구에서 보고자 하는 겨울기간(12월-다음해 2월)은 1948/49년부터 2009/10년까지 총 62번으로, 모든 기간에 대해 월별 평균 기후값을 뺀 아노말리 데이터를 사용하였다.

AO의 비선형적 특징을 분석하기 위해 multi-millennial long climate simulation인 Kiel Climate Model (KCM)을 사용하였으며, 이 모델은 대기-해양-해빙이 모두 접합된 모형이다. KCM모형은 5세대 ECHAM(ECHAM5; Roeckner 등, 2003) 대기 모델(AGCM)과 해양모델 NEMO(Nucleus for European Modelling of the Ocean; Madec, 2008), OASIS3(Ocean Atmosphere Sea Ice Soil version3; valcke, 2006)을 접합한 해양-해빙 순환 모델로 구성되어 있다. 대기 모형은 19개 수직층으로 이루어져있으며, 수평해상도는

T31(약 $3.75^{\circ} \times 3.75^{\circ}$)이다. 또한 해양모델의 해상도는 위도에 따라 평균 1.3° 이며 적도지역은 0.5° 이다 (Park et al., 2009). 모델은 총 5000년을 적분하였으며, 본 연구에서는 스핀업 타임으로 처음 800년을 제외한 4200년에 대해서 분석하였다. Semenov et al. (2008)은 북대서양진동(North Atlantic Oscillation; NAO)의 최근 경향을 본 모델과 관측 자료를 사용하여 비교 분석하였고, Park and Latif (2008)은 Atlantic meridional overturning circulation (AMOC)의 내부 변동성(internal variability)에 대해 연구하였다. 또한 Park and Latif (2010)은 본 연구와 같은 모형을 사용하여 Pacific Decadal Variability (PDV)와 Atlantic Multidecadal Variability의 영향에 대하여 제시하였으며, 모델에 대한 상세한 정보와 수행법은 Park et al. (2008)에서 참고할 수 있다.

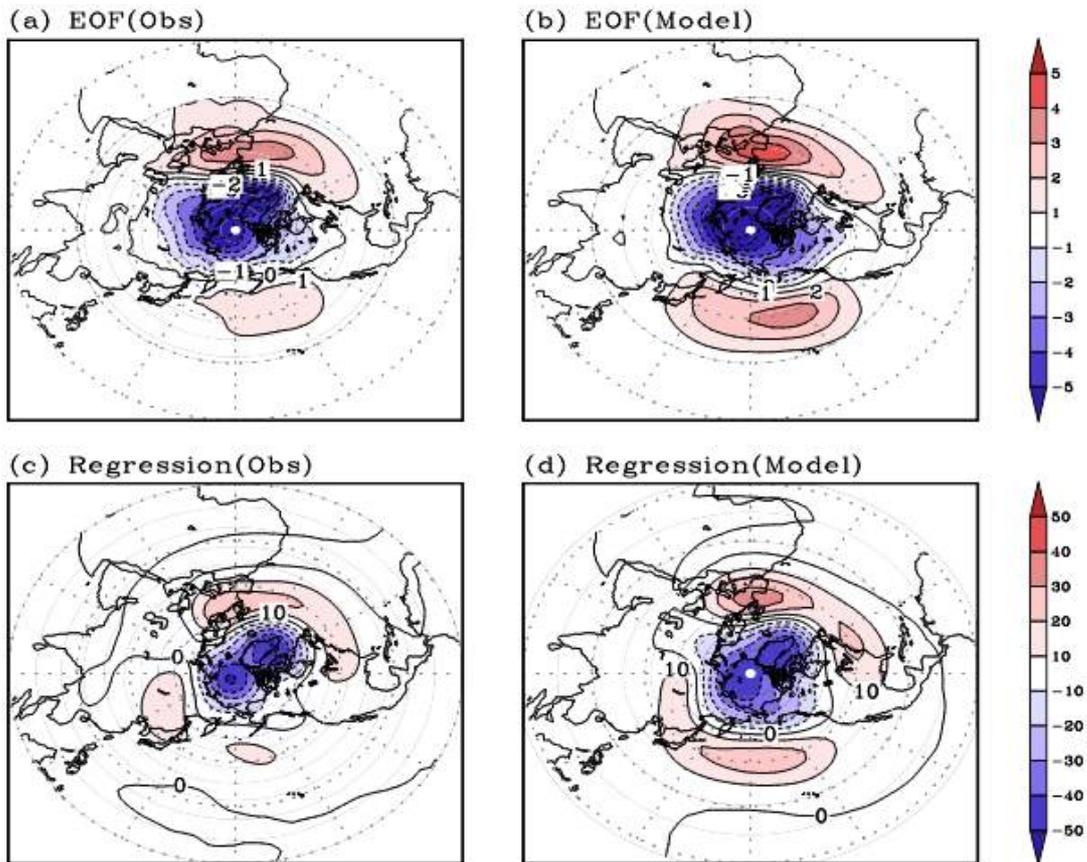


그림 3-1. First EOF modes of (a) observed and (b) simulated sea level pressure (SLP) fields for the AO phase during boreal winter (DJF) in the Northern Hemisphere. Also given are the regressed 500-hPa geopotential height anomaly field for the AO phase of (c) observed and (d) simulated field during DJF.

나. 결과

AO는 관측자료(NCEP/NCAR 재분석자료)와 모델의 북위 20°이상의 겨울철(DJF) 평균 해수면기압(SLP)의 EOF 분석을 통하여 얻을 수 있다. 그림 1은 boreal winter기간의 해수면 기압의 EOF패턴과 AO index에 따른 500hPa 지오퍼텐셜 고도의 회귀장을 나타낸 것이다. 관측(그림 3-1a)과 모델(그림 3-1b) 결과에서 AO의 전형적인 seesaw 형태인 동서방향의 선형적 쌍극자 패턴이 극지역과 중위도에서 나타나고 있음을 볼 수 있다. 그러므로 관측의 AO와 비교해보았을 때 모델이 패턴과 크기를 잘 모사하고 있는 것으로 보인다. 그러나 모델결과를 관측과 비교했을 때, 북태평양에서 모델의 해수면 기압 아노말리가 더 강하게 나타나며, 아시아 대륙으로 더 확장되어 있는 것으로 보아 모델이 시스템적 결함(bias)을 가지고 있음을 알 수 있다.

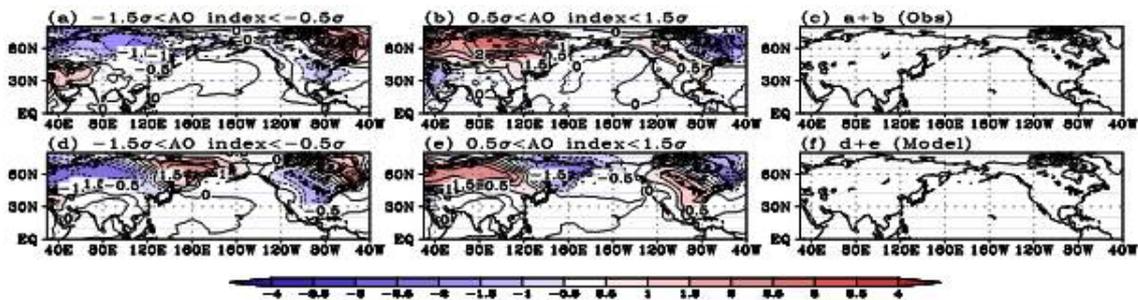


그림 3-2. Composite map of (a)-(c) observed and (d)-(f) simulated surface air temperature (SAT) for moderate AO phase. (c) and (f) are the sum of observed (a+b) and simulated (d+e) SAT composite, respectively.

AO 지수에 대한 500hPa 지오퍼텐셜 고도의 선형회귀장을 통해 나타난 대기의 순환 패턴은 관측과 모델에서 비슷한 쌍극자 패턴을 가짐을 볼 수 있다(그림 3-1c 와 1d). 해수면 기압 아노말리 패턴과 같이, 음의 지오퍼텐셜 고도 아노말리가 극지역의 중심에 위치하고 있으며, 양의 아노말리가 중위도에 위치하고 있다. 전반적으로 모델의 AO와 관련된 대기 순환 패턴이 잘 모사되고 있음을 알 수 있다. AO가 북반구 기후에 미치는 영향을 보기 위해 AO지수에 대한 지표기온(SAT)의 composite 분석을 하였다(그림 3-2). 먼저 AO의 0.5σ와 1.5σ를 기준으로 AO의 강도를 상대적인‘보통’,‘강함’의 카테고리로 나누어 분석하였다. 보통의 음의 AO(-1.5σ < AO < -0.5σ)일 때, 관측(그림 3-2a)과 모델(그림 3-2b)의 SAT composite은 북서 러시아와 동아메리카 지역에서 음의 아노말리를 보이며, 북동 러시아와 북동캐나다에서 Baffin Bay까지는 양의 아노말리를 보인다. 보통의 양의 AO(0.5σ < AO < 1.5σ) 일 때, Baffin Bay에 음의 SAT 아노말리가 위치하고 있으며, 동아메리카와 북서 러시아 지역에 양의 SAT 아노말리가 보인다(그림 3-2b와 2e). 전반적으로 모델의 SAT composite의 부호와 크기는 관측에서 나온 결과와 비슷하게 나타나지만, 모델의 시

시스템적인 결함(systematic bias)로 인하여 약간의 공간적인 분포의 차이가 보인다. 그러므로 그림 2에서 AO의 크기가 보통일 때, AO가 SAT에 주는 영향은 선형적으로 나타나는데, 예를 들어 그림 3-2c와 3-2f는 각 반대의 AO위상에 따른 관측과 모델의 SAT의 합을 나타낸 그림이다. SAT composite 아노말리의 합이 0에 가까울 경우, SAT 아노말리가 AO지수에 따라 선형적으로 반응하는 것을 나타낸다. SAT 변동에 영향을 주는 AO는 AO의 강도가 강해질수록 선형적으로 나타난다. 하지만 강한 AO($|AO| > 1.5\sigma$)일 때 composite SAT 아노말리는 비선형적으로 나타난다 (그림 3-3). 전체적으로 SAT 아노말리의 강도는 AO의 강도가 보통일 때(그림 3-2)와 비교해서 북아메리카와 유라시아대륙에서 더 강하게 나타난다. 이 두 지역은 관측데이터에서 AO가 음의 위상일 때 SAT는 더 춥게 나타나며 (그림 3-3a), 양의 AO일 때 SAT는 더 따뜻하게 나타났다(그림 3-3b). 그림 3-3a와 3-3b를 비교했을 때, SAT의 공간 패턴은 비슷하게 보이지만, SAT의 강도는 음의 AO일 때 더 크게 나타났다. 이러한 비선형성은 AO의 양과 음의 위상일 때 두 composite을 합한 결과를 보면 더 확실히 나타나는데, 이는 그림 3-3c에 나타내었다. SAT에 영향을 주는 AO의 비선형성은 북아메리카에서 쌍극자 형태로 나타나며, AO가 보통인 경우와 달리(그림 3-2c) 두 개의 composite의 합이 북반구, 특히 북아메리카와 유라시아대륙에서 뚜렷한 차이를 보였다.

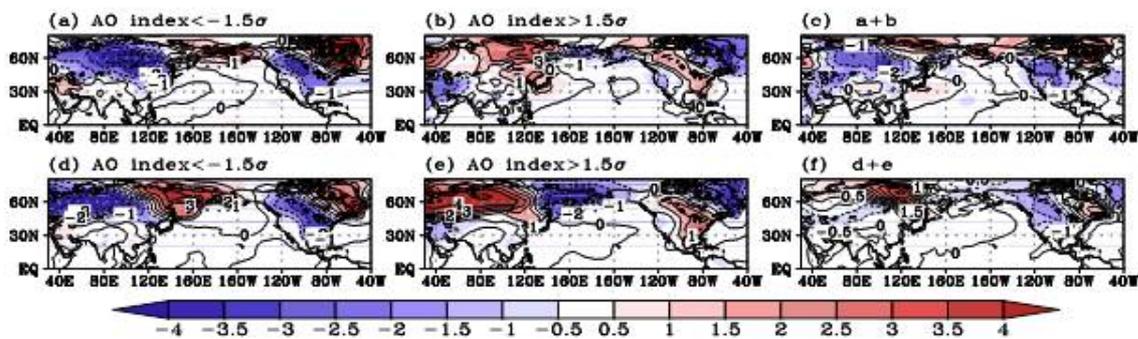


그림 3-3. Composite map of (a)-(c) observed and (d)-(f) simulated surface air temperature (SAT) for relatively strong AO phase. (c) and (f) are the sum of observed (a+b) and simulated (d+e) SAT composite, respectively.

위의 관측 결과를 포함하여 본 연구에서는 모델결과를 분석하였고, 이러한 AO의 비선형성의 생성을 포함하는 메카니즘에 대해 설명하였다. 북아메리카 지역에서 강한 음의 AO(그림 3-3d)를 가질 때 SAT 아노말리의 강도는 강한 양의 AO(그림 3-3e)일 때의 결과보다 더 강하게 나타났으며, 모델결과는 관측데이터의 결과와 비슷한 패턴을 나타내었다(그림 3-3a와 3b). 두 composite의 합은 강한 음의 AO일 때의 결과와 거의 비슷하게 나타났으며, 이 결과 또한 모델의 SAT composite이 관측과 매우 유사함을 보인다. 비선형에 대해 북아메리카의 경우 관측과 모델에서 매우 유사하게 나타났지만, 유라시아 대륙에

서는 유사성이 조금 약하게 나타났다. 이와 같은 결과를 바탕으로 관측과 모델에서 비선형성이 강하게 나타난 북아메리카 지역에 초점을 맞춰 분석하였다. 또한 이런 비선형성 결과는 북아메리카 지역 겨울에 AO와 관련하여 SAT와 Z500의 비선형성 관계에 대해 연구한 Wu et al. (2006)의 결과와 유사한 결과이다.

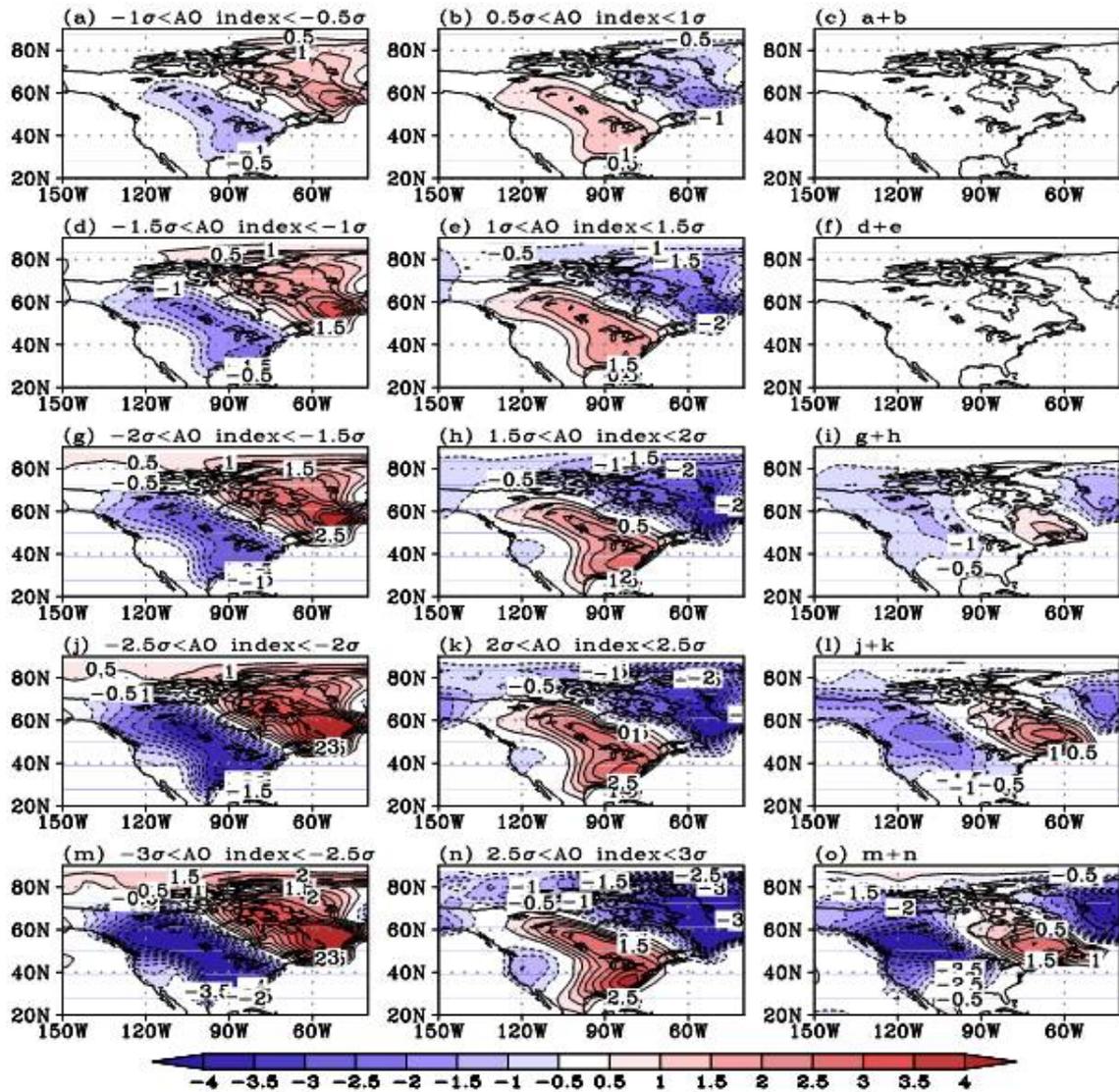


그림 3-4. Composite map of simulated SAT during DJF for (left) negative and (middle) positive AO phases over the North America. The right panel is the sum of the left and center panels.

다. 북미 지역

먼저 본 연구에서는 북아메리카 지역에서의 SAT에 영향을 주는 AO의 비선형에 대해 분석하였다. 그림 3-3에서와 같이 북아메리카 지역의 SAT 아노말리는 보통의 AO 강도에서는 선형적인 반응을 보이지만, AO의 강도가 커질수록 비선형적인 반응을 보인다. 관측

데이터의 경우는 AO의 강도가 큰 경우를 분석하기에 시간이 짧고 분석 사례도 적기 때문에 (강한 양의 AO일 때 사례 : 11개 case) 정확한 분석을 하기에는 한계가 있으므로, 본 연구에서는 충분한 사례를 제공할 수 있는 기후 모형의 long-term simulation를 사용하여 분석하였다.

모형을 사용하여 AO 영향에 따른 비선형성을 분석하기 위해 AO 강도에 따라 10개의 그룹으로 나누어 모델에서 case를 선정하였다. 그림 3-4는 AO의 각 5개 case에 따른 북아메리카지역의 SAT 아노말리 composite을 나타낸 그림이다. 음의 AO일 때 음의 SAT 아노말리가 북아메리카지역에서 우세하게 나타나며, 동캐나다에서 양의 SAT 아노말리가 나타났다. 이러한 패턴은 그림 2와 3에서 나타난 관측 결과와 유사하게 나타났으며, AO 지수가 클수록 SAT 아노말리의 크기가 강해지는 것을 볼 수 있다 (그림 3-4). 또한 AO 강도의 크기가 커질수록 양과 음의 SAT 아노말리가 AO가 약한 경우와 비교했을 때 서쪽으로 확장되는 것을 알 수 있다.

AO 위상의 부호가 변할 때, SAT의 공간패턴이나 강도는 비슷하지만, 부호는 함께 변하는 것을 볼 수 있다. 그러나 AO지수가 클 때, SAT 아노말리는 AO지수가 서로 반대로 변할 때 똑같은 패턴으로 변하지 않는 것을 볼 수 있는데, 이는 그림 3-4에서 AO지수가 1.5σ 이상일 때 SAT 아노말리가 비선형적으로 나타나는 것으로 입증할 수 있다.

이러한 강도의 비선형성뿐만 아니라 한가지 흥미로운 점은 비선형성이 나타나는 패턴의 변화이다. AO의 강도가 커질수록, 양과 음의 SAT의 아노말리는 AO가 약한 사례와 비교했을 때 서쪽으로 확장되는 경향이 나타나고, 이런 특징은 관측에서도 비슷하게 나타난다 (그림 3-3).

종합적으로 서로 반대의 위상을 가진 AO에 대한 SAT composite결과는 선형적으로 나타나는 것처럼 보이나, AO 지수의 강도가 커질수록 비선형성이 명확하게 나타나는 것을 볼 수 있다. 이러한 결과는 AO 반대의 위상에 따른 SAT composite의 합을 보면 확실히 알 수 있는데, AO의 강도가 커질수록 북아메리카와 동남캐나다 지역에서 각각 양의 SAT, 음의 SAT가 나타나는 것을 볼 수 있다 (그림 3-4i, 4l, 4o). 이러한 비선형성 패턴은 음의 SAT composite 패턴과 비슷하게 나타났으며, 이것은 AO가 음의 위상일 때 SAT에 더 많은 영향을 준다는 것으로 알 수 있다. 또한 비선형성의 공간 패턴은 음의 composite 결과보다 더 서쪽으로 이동한 것을 볼 수 있다.

그림 3-5는 관측과 모델에서 AO 지수와 SAT를 공간평균한 아노말리와의 관계를 보여주는 그림이다. 본 연구에서는 그림 3에서 비선형성이 강하게 나타나는 두 지역 즉, 동캐나다 지역(EC; 50°-70°N, 60°-90°W)과 북서아메리카 지역 (NA; 45°-60°N, 100°-120°W)으로 나누어 분석하였다. 그림 3-5의 빨간색 선은 AO에 대한 SAT 아노말리의 선형적 관

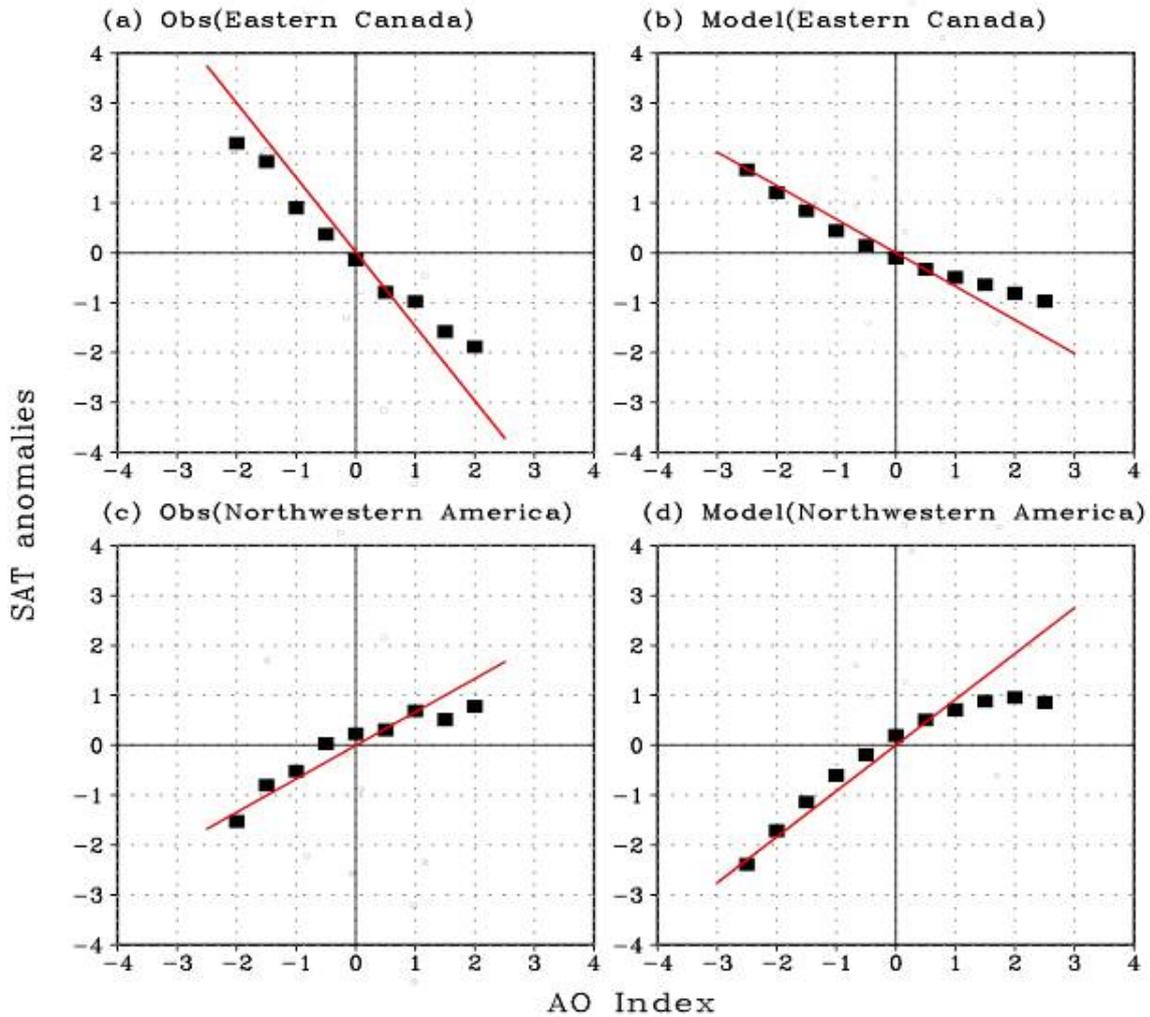


그림 3-5. Scatter plots of (left) observed and (right) simulated area-averaged SAT anomalies depending on AO phase. (a) and (b) are the results of EC (Eastern Canada: 50-70°N, 270-300°E). (c) and (d) show the results of NA (Northwestern America: 45-60°N, 240-260°E). The x-axis is AO phase, and the y-axis is SAT anomaly. The red line is a linear regression.

계를 나타낸 것이다. 만일 그림에서의 점들이 빨간색 선위에 위치하면, AO에 대한 SAT 아노말리가 좀더 선형적으로 반응한다는 것을 말한다.

먼저 관측은 EC(그림 3-5a)와 NA(그림 3-5c) 지역 모두다 양의 AO 위상을 가질 때 SAT의 관계가 약하게 나타났다. 특히, AO의 강도가 2.0σ 일 때, 음의 AO일 때의 SAT 아노말리는 NA 지역에서의 양의 AO에 따른 SAT (그림 3-5c)보다 두 배 이상 크게 나타났다. 또한, AO지수가 강할 때, 선형회귀의 편차가 더 두드러지게 나타났다. 관측 결과는 분석할 수 있는 사례가 적음에도 불구하고, 이 결과는 AO에 대한 SAT의 비선형성을 잘 나타내고 있다. 모델결과에서도 비슷한 비선형성의 패턴이 나타나며, 관측보다 케이스가 많기 때문에 더 확실한 정보를 얻을 수 있었다. EC와 NA지역 모두 AO가 양의 위상

일 때 나온 관측결과(그림 3-5a)와 마찬가지로 SAT의 관계가 약하게 나타났다 (그림 3-5b). 음의 AO일 때 평균한 SAT 아노말리는 양의 AO일 때보다 2배 이상인 것으로 나타났다.

북아메리카 지역에서 기후 모델이 관측에서 나타난 비선형성을 잘 묘사하는 것으로 보이므로, 모델 결과가 이러한 비선형적 관계가 나타나는 원인의 실마리를 제공할 수 있을 것으로 판단하였다. 이러한 비선형성 관계의 원인이 될 수 있는 역학적 과정은 여러 가지가 있는데, 본 연구에서는 여러 원인 중에서 비선형적 이류에 초점을 맞추어 분석하였다. 각 AO 케이스에 대해서 온도이류의 비선형적 부분($-u' \frac{\partial T'}{\partial x} - v' \frac{\partial T'}{\partial y}$)을 계산하여 AO강도에 따라 composite 하여 분석하였다.

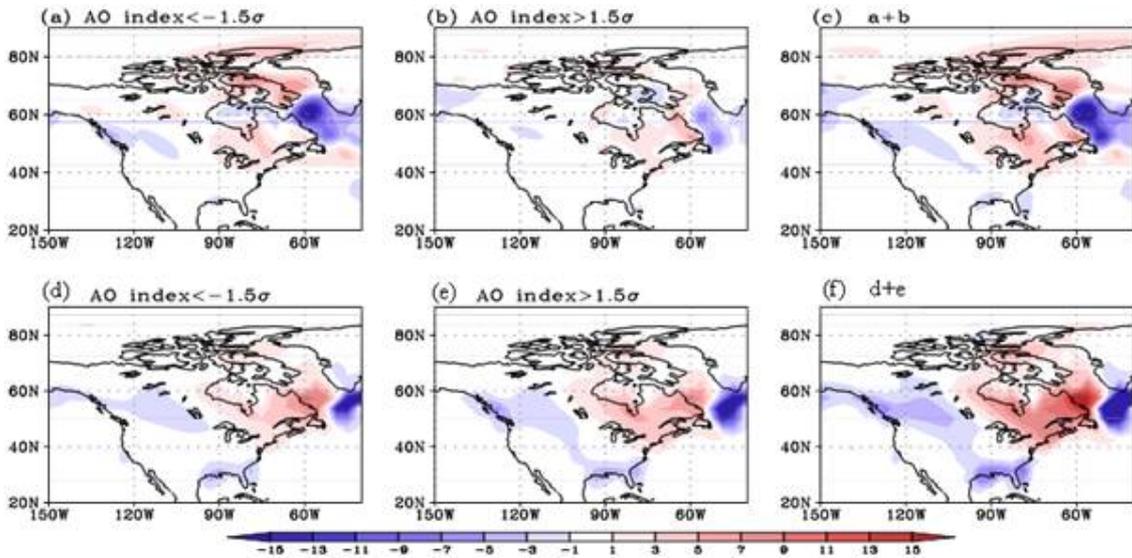


그림 3-6. Composite maps of nonlinear advection term ($-u' \frac{\partial T'}{\partial x} - v' \frac{\partial T'}{\partial y}$) for relatively strong AO phase over the North America. (a)-(c) are from the observations and (d)-(f) are simulated output (K/s). (c) and (f) are the sums of nonlinear advection terms for negative and positive AO phases, respectively.

그림 3-6은 관측과 모델로부터 계산한 강한 AO에 따른 SAT의 비선형 이류항을 composite한 결과를 나타낸 것이다. 관측에서의 비선형성 이류의 tripolar 패턴은 강한 음의 AO일 때 잘 나타나는데, 특히 북서아메리카와 Baffin Bay에서는 음의 이류, 동캐나다 지역에서는 양의 이류가 나타났다 (그림 3-6a). 여기서 주목해야 할 점은 음(양)의 이류가 대부분 SAT 아노말리가 차가운(따뜻한) 지역의 서쪽에 나타나는 것이다 (그림 3-3 참조). 양의 AO 일 때 (그림 3-6b), 비선형성 이류는 음의 AO일 때의 결과와 비교했을 때 상대적으로 값의 크기는 작지만 위치하고 있는 패턴이 비슷함을 볼 수 있다. 그러므로 비선형성을 보이는 두 개의 composite 결과를 합했을 때 tripolar 패턴이 다시 나타나게

된다 (그림 3-6c).

모델에서는 (그림 3-6d,6f) 관측과 비교했을 때 비선형의 패턴이 동쪽으로 약간 치우치는 경향이 나타나지만, tripolar 패턴은 유사하게 나타난다. 또한 모델은 비선형 이류항을 상대적으로 과대모의하는 경향이 나타나지만, 그림 3-3과 3-4에 나타난 AO에 대한 SAT의 비선형성의 전체적인 패턴은 비슷하게 나타난다. 이러한 결과는 비선형 온도 이류는 AO의 비선형성의 생성에 중요한 요소 중 하나라는 것을 의미한다.

비선형 이류항의 위상 의존성을 보기 위해, 그림 3-3c에서 제시한 두 지역의 비선형 이류항의 공간평균을 계산하였으며, AO에 의한 비선형 동서이류항($-u' \frac{\partial T'}{\partial x}$)과 총 비선형이류항($-u' \frac{\partial T'}{\partial x} - v' \frac{\partial T'}{\partial y}$)의 변화를 살펴보았다. 그림 7에 의하면 비선형 동서 이류항과 총 비선형 이류항의 값의 차이가 적은 것을 볼 수 있는데, 이는 비선형 동서 이류항이 총 비선형 이류항에서 다른 항보다 우세하게 작용한다는 것을 의미한다. 그러므로 본 연구에서는 비선형항을 분석할 시에 비선형 동서 이류항을 대신 하여 사용하였다. 그림 3-7a에서 동캐나다 지역의 비선형 동서 온도 이류항은 AO의 위상에 상관없이 항상 양의 값을 나타낸다. 또한 비선형 이류항은 AO의 강도가 커질수록 더 강해지는 것을 볼 수 있는데, 이는 AO가 강할수록, SAT의 비선형성이 강해지는 것과 일치하는 결과이다. 그러나 북아메리카 지역에서는 비선형 이류항이 항상 음의 값이며, AO가 강해질수록 비선형의 강도도 커진다. 비선형 이류항은 특히 강한 양의 AO일 때 강하게 나타나는데, 그림 3-5d에서 상대적으로 약한 양의 SAT 아노말리가 나타난 것과 일치하는 결과이다. 이는 비선형 이류항이 AO에 대한 비선형성이 생성되는데 중요한 요소로 작용한다는 것을 입증할 수 있는 결과이다.

위의 두 지역에서 어떻게 비선형 이류항이 생성되는 것일까? 북 아메리카 지역에서는 동서풍 아노말리가 양(음)의 AO일 때 강한 서풍(동풍)이 나타난다 (그림 3-8). 동서풍의 대칭적인 변화(symmetric variation)와 비교했을 때, AO에 따른 SAT 아노말리는 육지-해양간의 차이에 의해 생긴 경압성 차이에 의해 동서방향으로 비대칭적으로 나타나게 되며 (Thompson and Wallace, 1998), SAT 아노말리의 동서차이 ($\frac{\partial T'}{\partial x}$) 또한 동서방향으로 비대칭적으로 나타나게 된다. 결과적으로, 음의 AO일 때 동풍은 동캐나다(북아메리카) 지역에서의 비선형 난기(한기) 이류를 생성시키고, 이런 비선형 이류항은 Baffin Bay 남쪽 지역(북아메리카 전체)에 존재하는 양(음)의 온도 아노말리의 왼쪽에 위치하고 있다. 이러한 결과로, 비선형 이류항의 tripolar 패턴이 나타나게 된다 (그림 3-6d). 비슷한 원리로, 양의 AO 일 때 서풍이 존재하는데, 이는 동캐나다(북아메리카) 지역에서 비선형 난기(한기) 이류를 유도하며, 이러한 비선형 이류항은 북동아메리카 (Baffin Bay) 지역의 양(음)의 온도 아노말리의 동쪽에 위치하고 있다. 그러므로 비선형 이류는 양의 AO와 음

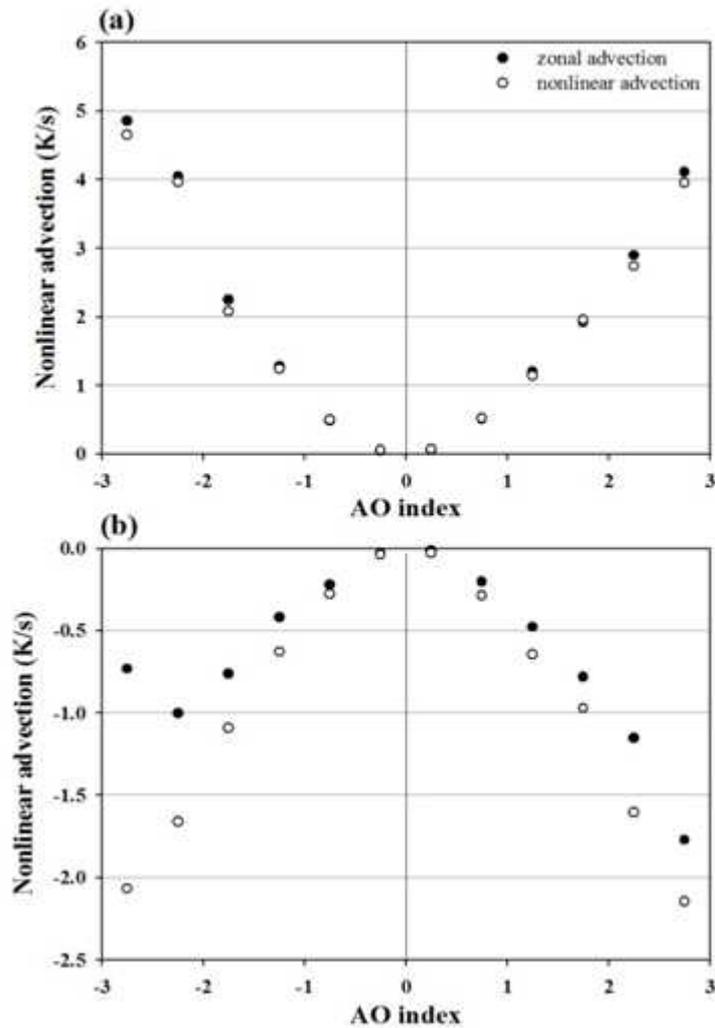


그림 3-7. Scatter plot of nonlinear zonal advection ($-u' \frac{\partial T'}{\partial x}$) and total nonlinear advection for the AO phase in (a) eastern Canada and (b) northwestern America (K/s). The closed circle is the zonal nonlinear advection, and the open circle is the total nonlinear advection.

의 AO일 때 모두 비슷한 패턴을 나타내고 있으며, 비선형 이류 과정에 의한 온도 경향은 AO 위상에 따른 비대칭적인 영향을 유도할 수 있다.

게다가 비선형 이류는 온도와 동서풍 아노말리에 비례하므로, 비선형 이류의 강도 또한 AO가 강해질수록 더 강해진다. 당연히 비선형 이류항은 변화도(gradient)가 최대인 SAT 아노말리의 warm/cold core 주변에서 가장 강하게 나타난다. 이러한 강한 비선형 이류항은 그림 3-4에 나타났듯이 강한 음(양)의 AO일 때 SAT 아노말리가 서쪽(동쪽)으로 치우치는 경향이 나타난다.

라. 유라시아 대륙

관측에서 SAT 아노말리의 비선형성은 유라시아 대륙에도 나타난다 (그림 3-3). 동아시아 지역의 SAT 아노말리는 북아메리카 지역과 마찬가지로 AO가 강할수록 비선형성이 강하게 나타난다 (그림 3-2c와 3c). 그러나 유라시아 대륙에서는 AO에 대한 모델의 비선형성 모의가 시스템적 결함(systematic bias)을 가진 것으로 보인다(그림 3-3c와 3f). 첫째로, 비선형성의 전체적 패턴이 관측과 비교했을 때 남서쪽으로 치우쳐 있으며, 이는 그림 1b에서 나타난 태평양지역의 강한 SLP와 상층 순환 패턴과 관련이 있는 것으로 보인다. 또한, 관측에서는 강한 음의 SAT 아노말리가 중앙아시아에서 동아시아까지 확장(그림 3c)되어 있는 반면, 모델에서는 중앙아시아에서 상대적으로 작게 나타나며, 동아시아 지역에서는 양의 아노말리가 나타났다(110°-130°E).

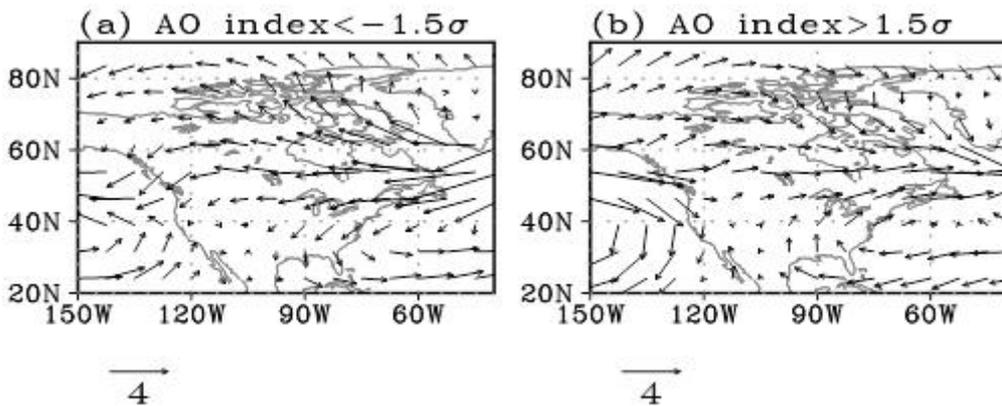


그림 3-8. Composite map of wind anomaly at 850 hPa for (a) strongly negative and (b) strongly positive AO phases.

유라시아 대륙에서의 흥미로운 점은 이러한 모델의 bias가 있음에도 불구하고 비선형성이 여전히 나타나는 것이다. 모델의 bias가 있는 것을 염두에 두고, 북아메리카 지역(3.1장)을 분석했던 것과 비슷한 방법으로 유라시아 대륙도 분석해보았다. 그림 3-9는 모델결과를 유라시아대륙지역에 대해 SAT를 composite한 그림이다. 음의 AO의 강도가 커질수록 동러시아에 위치하는 양의 SAT 아노말리가 상대적으로 AO가 약할때에 비해서 서쪽으로 확장되는 경향이 나타난다. AO가 보통의 양의 위상을 가질 때, SAT 아노말리의 공간패턴과 강도는 AO가 양의 위상을 가질 때의 현상과 비슷하게 나타난다. 그러나 AO의 강도가 커질수록 SAT 아노말리의 공간 패턴은 음의 AO일 때 나타난 결과에 비해 거의 변하지 않는 것을 볼 수 있다. 또한 SAT 아노말리 composite의 합은 이러한 관계를 잘 반영하는 것으로 보인다. 예상대로 SAT 아노말리의 합은 AO가 약할 때 약하게 나왔다. 하지만, AO강도가 커질수록 중동아시아 (동러시아)지역에서 음(양)의 SAT 아노말리가

커지는 것을 볼 수 있다 (그림 3-9i, 9l, 9o).

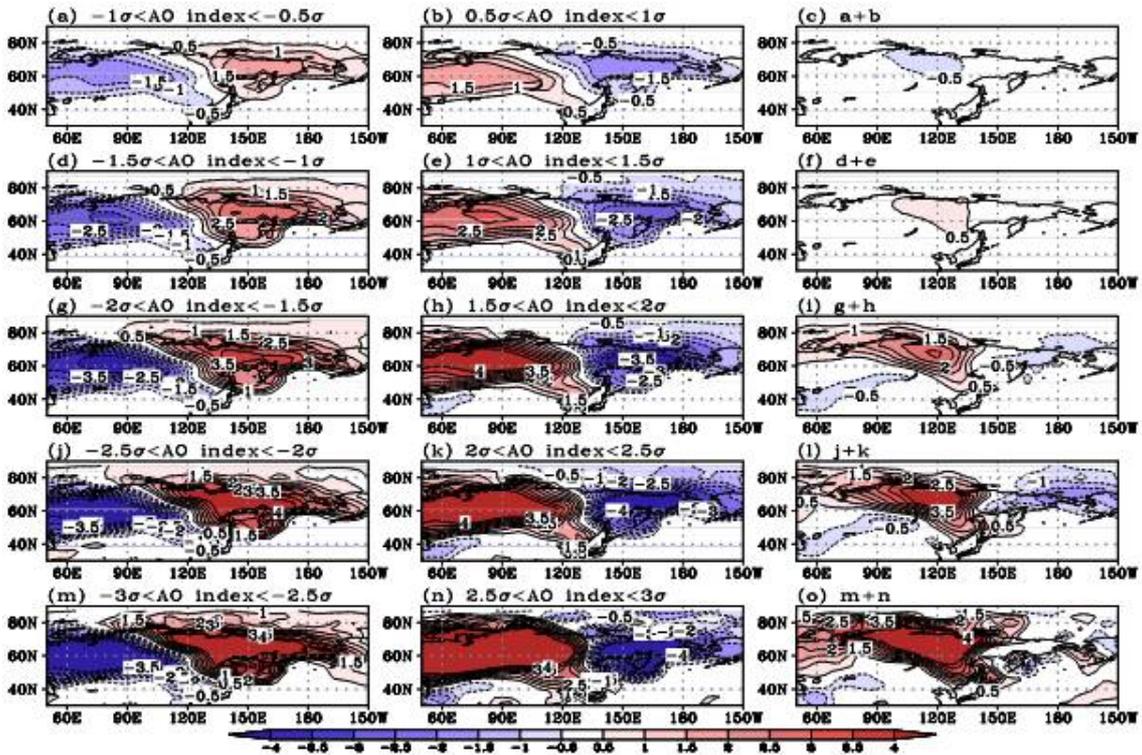


그림 3-9. The same as Figure 3-3, except over the Eurasian continent.

또한 유라시아 대륙에서 AO가 SAT의 비선형에 주는 원인을 보고자 AO에 대한 비선형 온도 이류를 분석하였다 (그림 3-10). 먼저 AO에 대해 비선형 이류가 강하게 나타나는 두 지역의 중심을 선정하였다. 음의 이류가 나타나는 지역은 중앙 아시아, 양의 이류가 나타나는 지역은 동러시아 지역이다. 또한 음의 AO일 때 비선형 이류의 공간 패턴은 양의 AO일 때의 결과와 비슷하게 나타났다. 그래서 비선형성을 나타내는 두 개의 composite의 합은 각 composite의 패턴과 비슷한 결과를 보였다. 모델에서의 비선형 이류 패턴은 그림 3-9의 AO와 관련된 SAT 아노말리의 비선형성 패턴과 매우 유사하게 나타났다. 이러한 결과는 비선형 동서 이류항은 동아시아 지역의 SAT 비선형성을 유도 하는데 중요한 요소로 작용한다는 것을 나타낸다. 그림에도 불구하고, 관측과 모델의 비선형 패턴의 차이는 모델에서 모의하지 못한 다른 역학적 과정이 포함되어 있을 가능성을 제시한다.

마. 요약 및 결론

본 연구에서는 AO와 SAT 아노말리의 비선형 관계에 대하여 분석하였다. composite 분석을 통하여 SAT 아노말리는 AO가 약하거나 보통일 때는 선형적인 관계를 나타내지만,

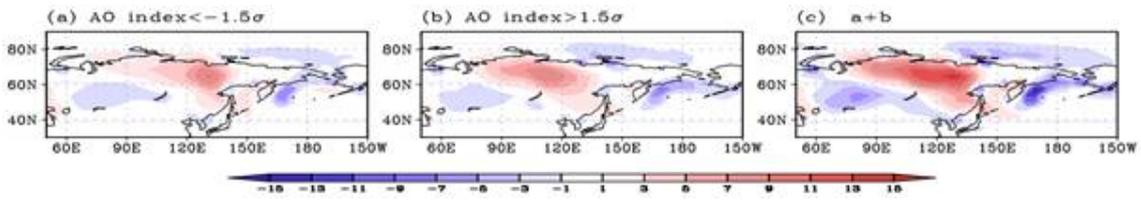


그림 3-10. Composite maps of simulated nonlinear advection term $(-u' \frac{\partial T'}{\partial x} - v' \frac{\partial T'}{\partial y})$ for relatively strong AO phase over the Eurasian continent. (c) is the sum of nonlinear advection terms for negative and positive AO phases.

AO의 강도가 커질수록 북아메리카 지역과 유라시아 대륙에 SAT 아노말리의 비선형성이 나타났다. 관측 데이터의 경우 분석기간이 짧기 때문에 AO에 대한 비선형을 분석하기에 한계가 있어, 본 연구에서는 AO의 다양한 강도에 대한 많은 사례를 볼 수 있는 장주기 기후 모델의 사용하여 분석하였다. 모델 분석에서 비선형성의 패턴은 비선형 온도 이류의 패턴과 일치하며, 비선형 이류는 AO의 강도가 클수록 강해지는 결과가 나왔다. 이러한 결과는 비선형 이류가 AO에 의한 SAT 아노말리의 비선형성을 생성하는데 중요한 요소라는 것을 나타낸다.

북아메리카 지역에서 AO의 영향과 비선형성이 모델에서 잘 모의되는 반면, 유라시아 대륙에서의 비선형성은 시스템적 결함(systematic bias)을 가지고 있다. 흥미로운 점은 모델과 관측 두 개의 composite에서 SAT의 차이가 시베리아 지역에서 모두 나타나는 것이다. 이러한 SAT의 차이는 AO가 음의 위상을 가질 때 더 확실하게 나타나는데, 관측에서 음의 SAT 아노말리는 시베리아 전역에 나타나며 동북아시아 지역까지 확장되는 반면, 모델에서는 동북아시아 지역에서 음의 SAT 아노말리가 상당히 줄어들고 양의 SAT 아노말리가 위치하고 있다. 위 결과와는 반대로, AO가 양의 위상을 가질 때 관측에서는 시베리아 지역에 양의 SAT 아노말리가 약하게 나타난다. 반면에 모델에서는 양의 SAT 아노말리는 음의 AO일때의 SAT 아노말리와 거의 비슷하게 나타났지만, 비선형 이류에 의해 SAT 아노말리의 패턴은 동쪽으로 치우쳐서 나타났다.

AO와 관련하여 시베리아 지역에서의 이러한 차이는 시베리아 고기압의 변화와 관련이 있을 수 있다. 음의 AO일 때, 시베리아 지역에서는 지표면 냉각이 일어나고, 이것은 시베리아 고기압을 강화시킨다. 이렇게 강화된 시베리아 고기압은 snow-albedo feedback과 radiative cooling의 강화를 통해 지표면 냉각을 더 강화시키는 양의 피드백이 작용하게 한다. 또한 강화된 고기압은 시베리아 고기압의 동쪽에 anomalous 북풍을 유도하여 강한 지표면 냉각을 일으킨다. 지표면 냉각은 차례로 anomalous 고기압을 유도하게 되고, 시베리아 고기압은 thermal Rossby wave와 같이 지표면 냉각과 함께 천천히 동쪽으로 확

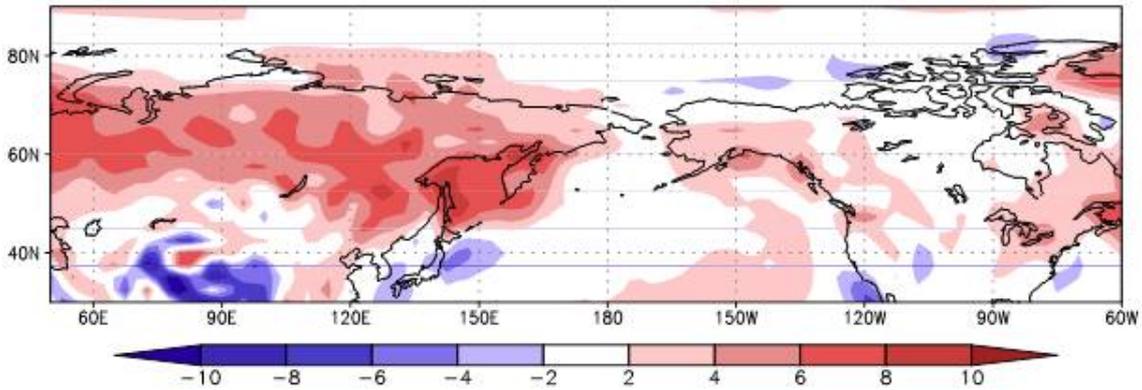


그림 3-11. Spatial distribution of SAT bias of the model simulation for December-January-February (DJF).

장하게 된다 (Sung 등, 2011). 그러나 양의 AO일 때는 이러한 양의 피드백이 잘 일어나지 못하고, 시베리아 고기압이 동쪽으로 확장되지 못하므로, SAT 아노말리는 음의 AO의 결과와 비교했을 때 상대적으로 약하게 나타난다. 그러므로 시베리아 지역의 관측에서 나타난 비선형성은 시베리아 고기압의 비선형성과 연관이 있으며 피드백과도 관련이 있다. 그러나 모델에서는 지표면 냉각과 관련되어 시베리아 고기압이 동쪽으로 확장하는 것은 보이지만 음의 AO일 때의 결과와 비교하여 약하게 나타난다. 그림 3-1d에서 음(양)의 AO일 때, extratropical Pacific 지역의 저기압(고기압)이 관측과 비교했을 때 서쪽으로 많이 확장되어 나타난다. 이러한 저기압의 bias는 시베리아 고기압이 동쪽으로 확장되는 것에 방해줄 수 있으며, 이것이 또한 모델의 비선형성 bias를 일으키는 원인이 될 수 있다. 게다가 그림 3-11에서 유라시아 대륙에서의 지표면 온도의 warm bias가 상당히 크게 나타나는 것을 볼 수 있다. 이러한 모델의 warm bias는 snow-albedo feedback과 같은 물리적 과정을 효과적으로 차단하며, 시베리아 고기압의 확장에도 영향을 줄 수 있다. 유라시아 대륙과는 반대로 북아메리카 지역에서의 AO 순환 패턴의 모델 bias는 작게 나타났다. 또한 대륙성 고기압과 관련된 비선형성은 상대적으로 대륙의 크기가 작으므로 약하게 나타나기 때문에 지표면 온도의 warm bias는 거의 나타나지 않는다. 그러므로 비선형 이유는 북아메리카 지역에서 비선형성을 나타나게 하는데 중요한 요소로서 모델 또한 이러한 비선형을 잘 모의하는 것으로 나타난다.

2. 중위도 이상 기후와 고위도 기후 변동

한파는 겨울철 동아시아에 사회적, 경제적으로 다양한 영향을 끼치는 중요한 기상현상이다. 다양한 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 등(1997)은 시베리아 고기압의 변동에 의한 영향을 제시하였으며, Chen 등(2004)은 El Nino/Southern Oscillation (ENSO)에 의한 영향을 분석하였고, Jeong 등(2005)은 Madden-Julian Oscillation (MJO)의 계절안 변동에 의한 영향을 제시한 바 있다.

특히, 2009-10년 겨울에는 매우 강한 한파가 오래 지속 되었으며, 4번의 강한 한파 기간 동안 기록적으로 많은 눈이 내렸다. 이러한 현상에 대해 Artic Oscillation (AO) 지수와 MJO의 영향이 연구된 바 있다 (Park *et al.*, 2010). 음의 AO 지수는 대륙 동아시아 지역에 강한 한파를 수반함이 알려져 있고, 대기의 대류현상의 중심이 인도양 위에 위치하는 MJO의 위상이 2-3인 경우 우리나라 겨울 강수가 증가하는 것이 알려져 있는데 (Jeong *et al.*, 2008), 이러한 두 가지 조건이 2009-10년 겨울 한파가 나타난 시기에 뚜렷하게 나타났다 (Park *et al.*, 2010).

동아시아 지역의 한파의 발생과 관련해서 AO 지수의 관련성에 대한 많은 연구가 이루어져 왔다 (Gong and Wang, 2000; Jeong and Ho, 2005; Thompson and Wallace, 1998). Thompson and Wallace (1998)는 AO 지수는 유라시아 대륙의 지표 기온과 밀접한 관련이 있음이 제시한 바 있으며, AO 지수는 시베리아 고기압과 음의 상관관계를 가지고 있으며, 중국의 겨울철 기온과 강수에도 영향을 미치고 있음이 알려져 있다 (Gong and Wang, 2000). AO 지수가 시베리아 고기압의 활동성을 변화시켜 발생하는 간접적인 영향에 대한 분석이 제시되기도 했다 (Gong *et al.*, 2001). 또한, AO 지수의 비대칭적인 특징 때문에 위상에 따른 차이에 대한 연구 또한 많이 이루어져 왔다. AO 위상에 따라 한파의 발생 횟수 변화가 나타나며 (Gong and Ho, 2002; Jeong and Ho, 2005), Park 등 (2010)은 다른 AO 위상에 따른 대기 순환 변화가 한파의 발생 메커니즘에 영향을 줄 수 있음을 보인 바 있다.

하지만 이러한 AO 지수가 동아시아 한파의 발생을 설명함에 있어서 부족한 점이 있으며 최근 극 지역의 기온 변화를 직접적으로 반영하기에도 부족한 부분이 있다. 이에 본 연구에서는 극 지역의 기온 변화에 따른 영향을 직접적으로 반영할 수 있는 지표 기온을 이용한 지수 (Polar Temperature Index ; PTI)를 정의하고 AO 지수의 영향과 비교를 통해 동아시아에 나타나는 한파와 극지역의 기후 변화와의 상관성을 분석하였다.

가. 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 1979년부터 2010년까지의 월별 자료와 일별 자료이며, 수평격자 간격은 $1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$ 이다.

극 지역의 온도에 따른 동아시아 겨울철 기후의 변화를 살펴보기 위해서 극 지역의 지표 온도 자료를 이용해서 PTI를 정의 하였다. PT 지수는 북극에서 70°N 영역의 월평균 지표 온도 아노말리 평균값으로 정의하였다.

PT 지수와 비교 분석을 위해서 극 지역의 대순환 지수를 대표하는 AO 지수를 사용하였다. AO 지수는 Thompson and Wallace(1998)에 의해 정의된 지수로써, 북극에서 20°N 영역의 월평균 해면기압 아노말리에 대한 leading EOF의 첫 번째 모드 시계열로 정의된다.

나. 극지역과 북반구 기후와의 상관성

극 지역의 해면기압의 변화에 따른 AO 지수와 극 지역의 지표온도의 변화에 따른 PT 지수와 겨울철 북반구의 지표기온과의 상관관계를 그림3-12에서 보여준다. 이 때, AO 지수가 음의 값을 보일 때 극 지역의 기온이 양의 값을 나타내기 때문에 PT 지수와 비교분석이 용이하게 하기 위해 AO 지수는 -1을 곱한 값을 사용하였다. AO 지수와 상관관계에서는 양의 상관관계가 나타나는 중심이 북대서양쪽에 나타나며, 북아메리카 동쪽과 유라시아 대륙의 북쪽에 긴 띠 형태로 음의 상관성을 보여준다. 이는 음의 AO 지수가 강할 때 북아메리카, 북유럽, 북아시아 지역에 낮은 기온을 나타낼 수 있음을 보여준다. 이에 비해 PT 지수와 상관관계에서는 동아시아 지역에서만 음의 상관성을 보여준다. 이 때, 음의 상관성을 보이는 지역이 AO 지수와 달리 중위도까지 넓게 나타나는 것이 특징이다.

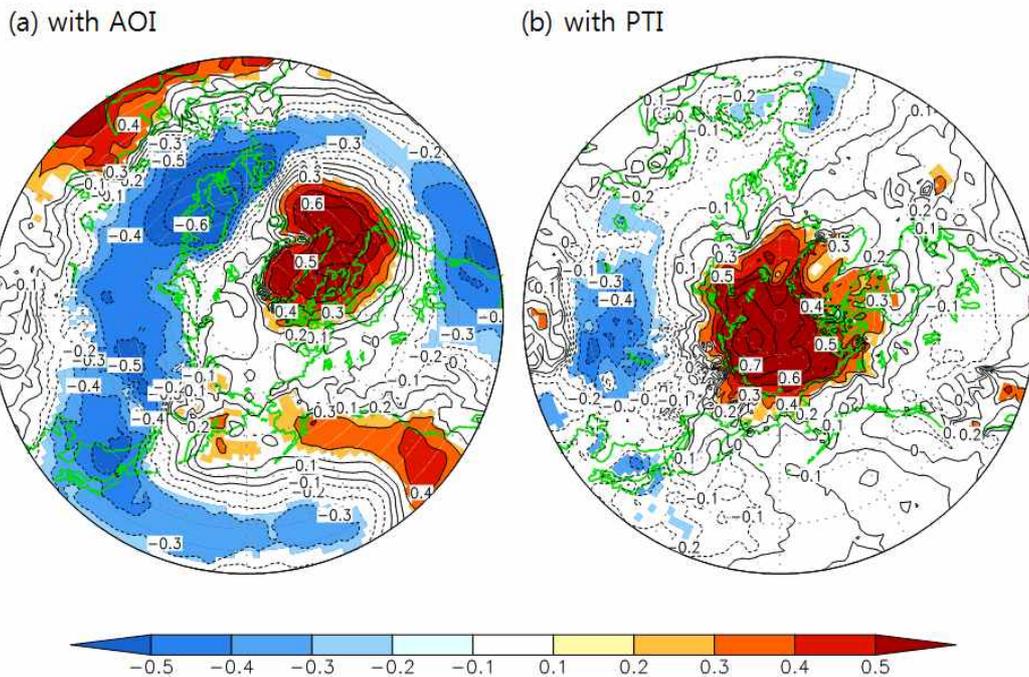


그림 3-12. Correlation coefficients between the (a) Arctic Oscillation index (AOI) and (b) Polar temperature index (PTI) with surface temperature during DJF in the northern hemisphere. The contour interval is 0.1 and shading denotes a statistical confidence at 90% confidence level based on a Student's t-test.

이러한 상관관계에 따른 변화를 정량적으로 살펴보기 위해서 겨울철 북반구 지표온도와 해면기압의 AO 지수와 PT 지수에 따른 회귀분석 결과를 살펴보았다 (그림 3-13). 지표온도의 변화를 살펴보면 상관계수의 패턴과 유사하게 나타난다. 동아시아 지역에서 PT 지수에 따른 변화는 AO 지수에 따른 변화에 비교해서 그 강도가 강하지는 않지만 극지역의 기온 상승에 따라 기온이 하강하는 특징이 뚜렷하게 나타남을 확인 할 수 있다. 해면기압의 변화를 살펴보면 AO 지수에 따라 극 지역을 중심으로 양의 아노말리가 나타나는데, 그 중심이 북대서양쪽으로 치우쳐져 있으며, 북대서양과 북태평양에 음의 아노말리가 강하게 나타난다. 이에 비해 PT 지수에 따른 해면기압의 변화는 러시아를 중심으로 양의 아노말리가 나타나며 약하지만 북극해안으로 부터 북아메리카 지역까지 음의 아노말리가 나타나면서 극 지역을 중심으로 다이폴 형태의 특징을 보여준다. 여기서 양의 아노말리가 나타나는 지역이 유라시아 대륙을 중심으로 나타나면서 시베리아 고기압의 강화가 극 지역의 기온 상승과 함께 나타날 수 있음을 알 수 있다.

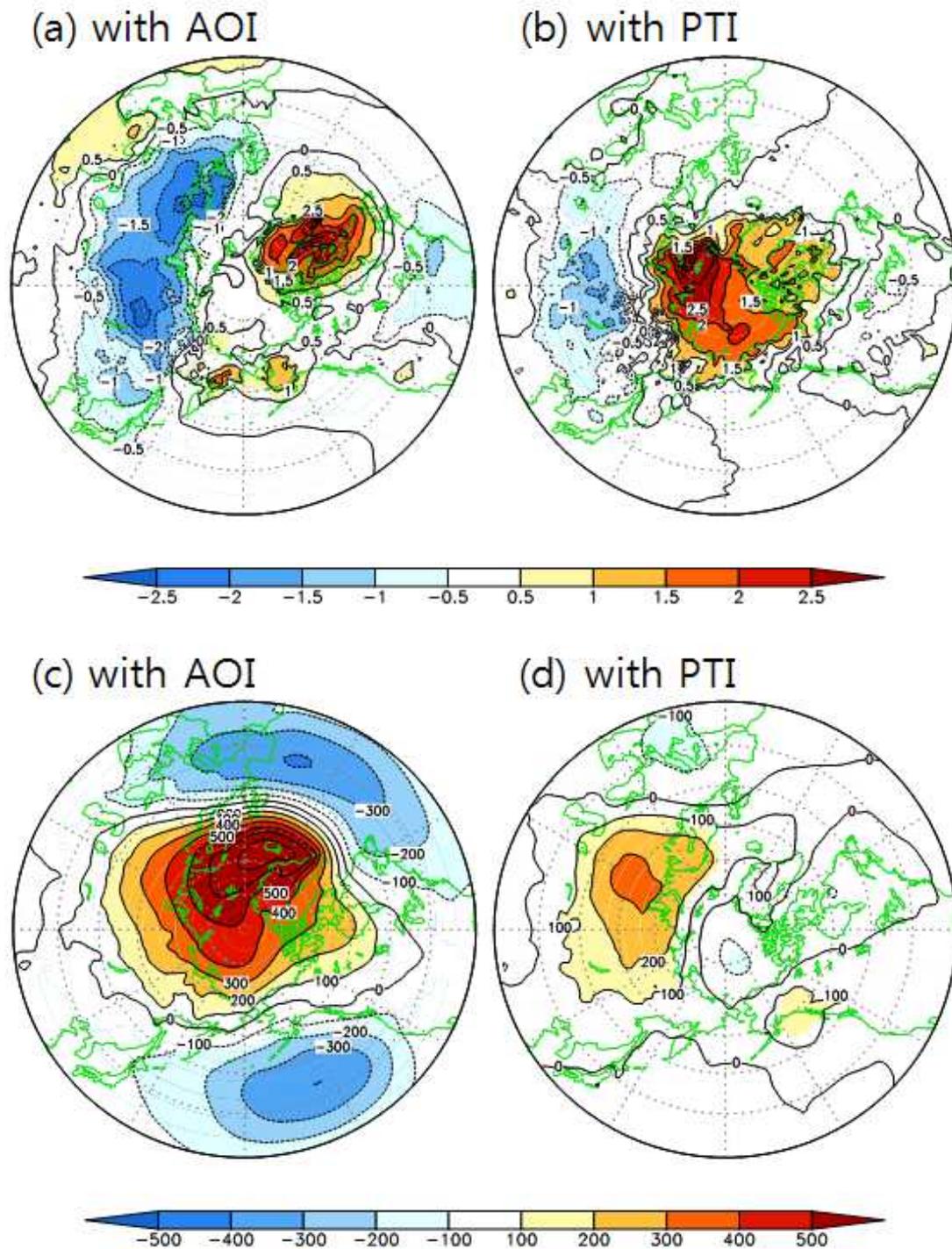


그림 3-13. Monthly-mean anomalies of (a,b) surface temperature and (c,d) sea level pressure regressed on the (a,c) AO index and (b,d) PT index time series during DJF for the period of 1979-2010. Shading denotes a statistical confidence at 90% confidence level based on a Student's t-test.

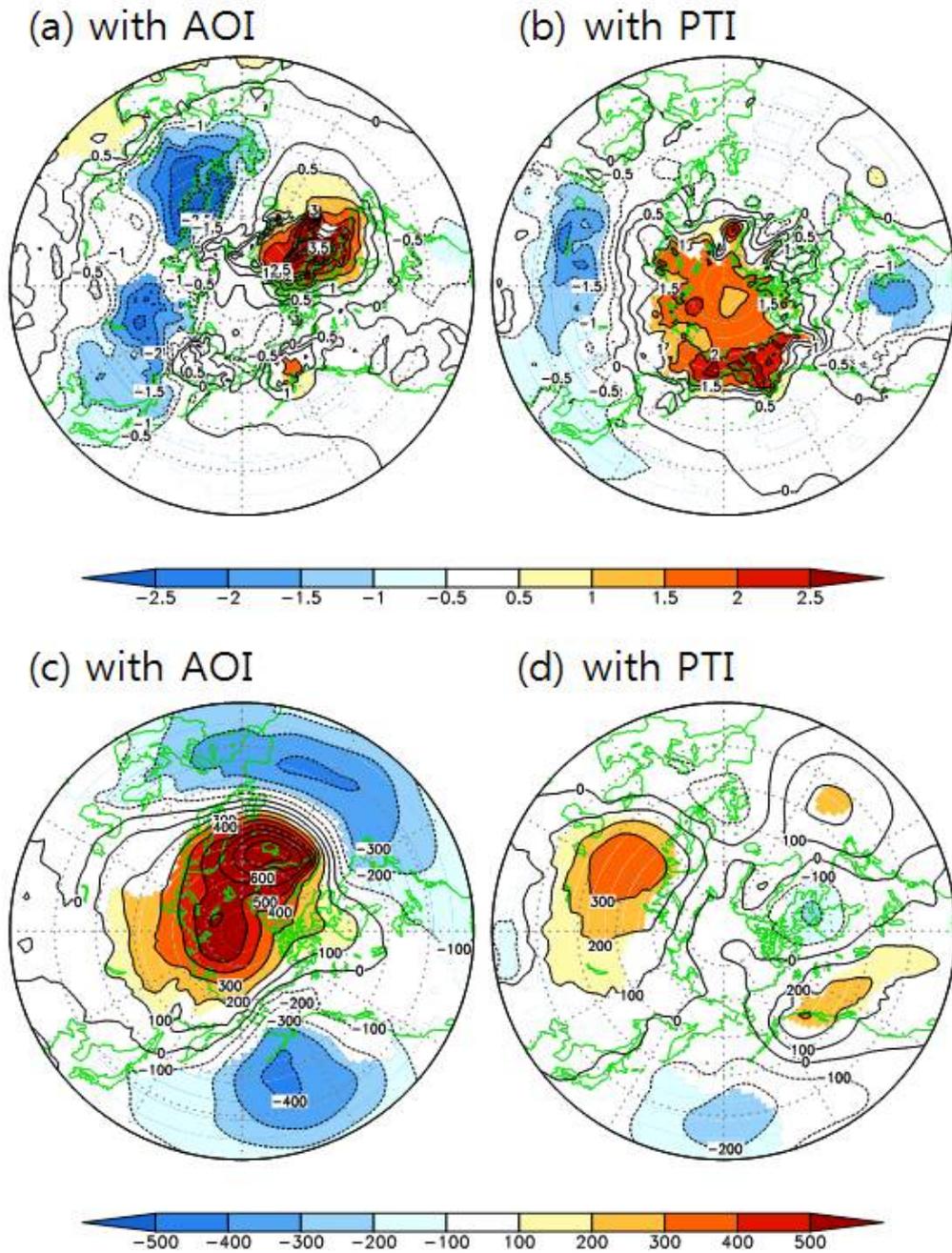


그림 3-14. Same as Fig. 3-13 except for the period of 1979–1988.

이와 같이 극 지역의 기온과 동아시아의 한파와의 관련성을 찾을 수 있는데, 이러한 변화가 과거와 최근에 어떠한 차이가 있는지 1989년을 중심으로 기간을 나누어 분석을 수행하였다. 그림 3-14은 1989년 이전인 1979년부터 1988년까지의 기간 자료를 이용한 그림 3-13와 동일한 회귀분석의 결과를 보여주며, 그림 3-15는 1989년부터 2010년까지의 기간 자료를 이용하였다. 여기서 특징적인 부분은 AO 지수에 의한 변화는 과거와 최근에 큰 차이가 없음에 반해, PT 지수에 의한 변화는 뚜렷한 차이를 보이고 있다는 것이다. 그림 3-14b에서와 같이 1979년부터 1988년까지의 기간에는, PT 지수에 따른 지표 기온이 북

태평양 지역에서 양의 아노말리 값이 가장 강하게 나타나며, 유라시아 대륙에서 음의 아노말리가 나타나는 지역이 서쪽으로 치우쳐져 있다. 또한 해면 기압의 경우에도 양의 아노말리가 나타나는 지역이 유라시아 대륙에서 서쪽으로 치우쳐져 있음을 알 수 있다(그림 3-14d). 반면에 그림 3-15b에서와 같이 1989년부터 2010년까지의 기간에는, 지표 기온의 양의 아노말리가 Barents 해를 중심으로 극 지역에 강하게 나타나며, 음의 아노말리가 나타나는 지역이 1989년 이전에 비해 동아시아 쪽으로 치우쳐져 있음을 보여준다. 또한 해면기압도 양의 아노말리가 나타나는 지역이 동쪽으로 더 넓게 발달하고 있음을 알 수 있다 (그림 3-15d). 이는 과거에 비해 최근 극 지역의 기온 변화가 동아시아 지역에 더 뚜렷한 영향을 미치고 있음을 보여준다.

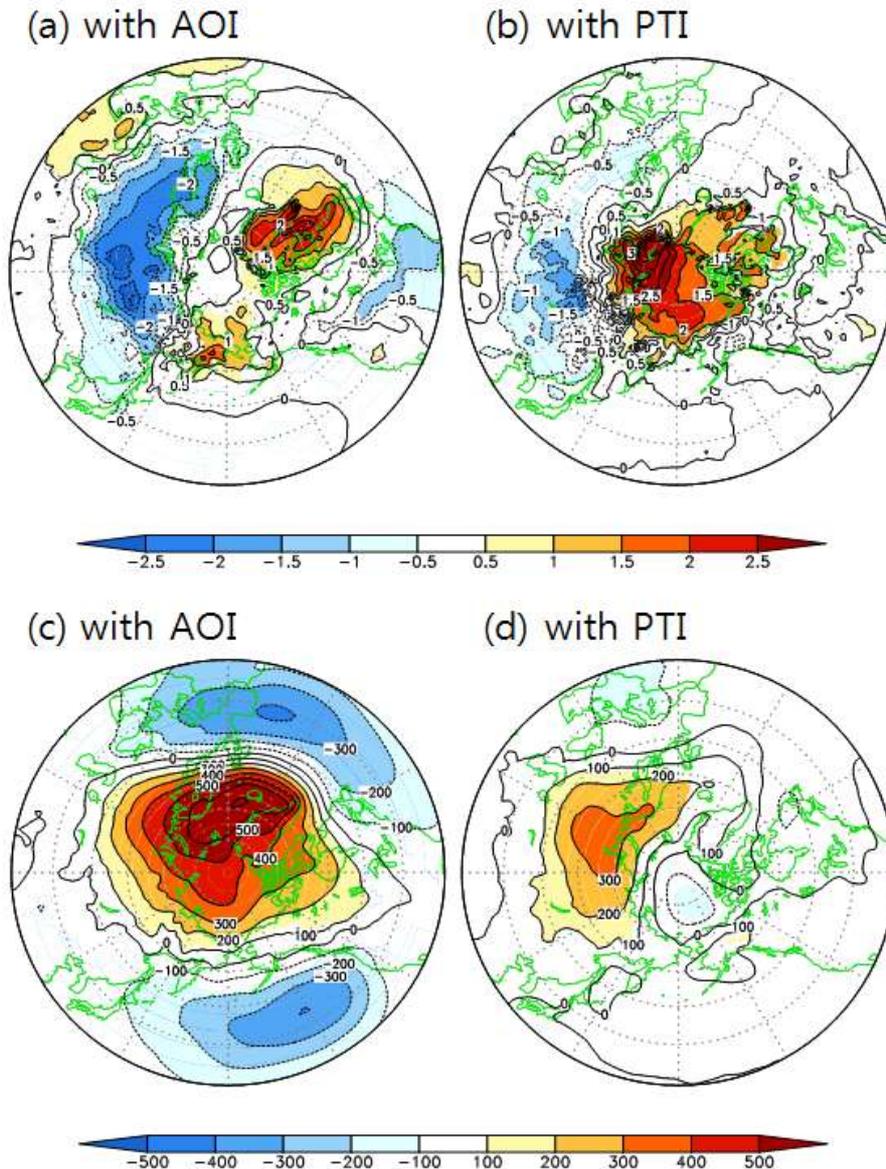
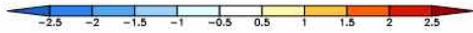
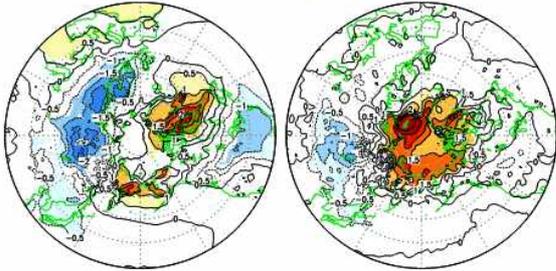


그림 3-15. Same as Fig. 3-13 except for the period of 1989-2010.

DEC (1979-2010)

a) with AOI

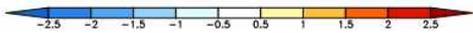
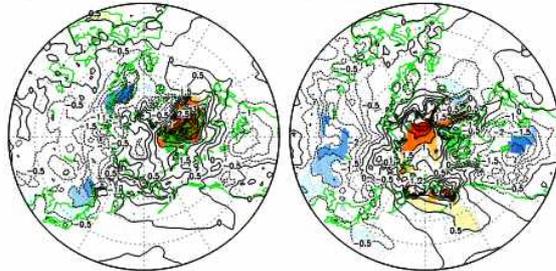
b) with PTI



DEC (1979-1988)

c) with AOI

d) with PTI



DEC (1989-2010)

e) with AOI

f) with PTI

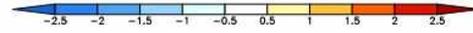
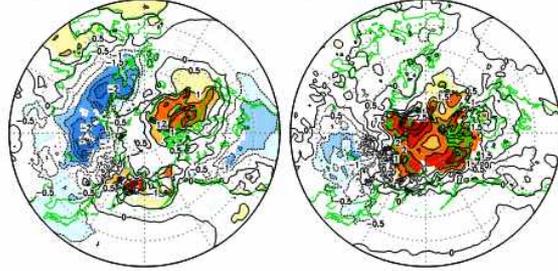


그림 3-16 Monthly-mean anomalies of surface temperature regressed on the (a,c,e) AO index and (b,d,f) PT index time series during December. Using data for the period of (a,b) 1979-2010, (c,d) 1979-1988, and (e,f) 1989-2010. Shading denotes a statistical confidence at 90% confidence level based on a Student's t-test.

앞선 분석에서는 12월부터 다음해 2월까지 겨울철 기간을 모두 포함하여 분석을 수행하였는데, 세밀한 분석을 위해 각 월별 자료를 이용하여 각각의 월별 특징을 살펴보았다. 그림 3-16는 12월의 자료만을 통해 계산된 AO 지수와 PT 지수에 따른 북반구 지표 온도의 변화를 나타낸다. AO 지수에 따른 변화를 살펴보면, 북대서양과 북태평양에 쪽에 양의 아노말리가 나타나고, 북유럽과 러시아, 북아메리카 지역에 음의 아노말리가 나타나는데, 최근 음의 아노말리가 더 강해지고 뚜렷해졌음을 알 수 있다. PT 지수에 따른 변화는 과거에는 동아시아와 북아메리카 지역까지 음의 아노말리가 나타나지만, 최근 동아시아에서만 음의 아노말리가 나타나며 극지역에 나타나는 양의 아노말리가 뚜렷해졌음을 보여준다.

1월의 분석 결과를 보면 1989년 이전과 이후에 더욱 뚜렷한 차이가 나타난다 (그림 3-17). 1989년 이전 AO 지수에 따른 변화는 유럽지역과 동아시아 쪽에 음의 아노말리가 강하게 나타나지만, 1989년 이후에는 중앙아시아를 중심으로 음의 아노말리가 나타난다. 또한 PT 지수에 따른 변화에서도 1989년 이전에는 양의 아노말리가 나타나는 영역이 중

양아시아 및 북태평양 쪽으로 넓게 확장되어 있으며 음의 아노말리가 동아시아 영역과 북아메리카 지역에 넓게 발달되어 있음을 보여주는데 반해, 1989년 이후에는 음의 아노말리가 나타나는 지역이 중앙아시아 쪽에 한정되어 나타난다.

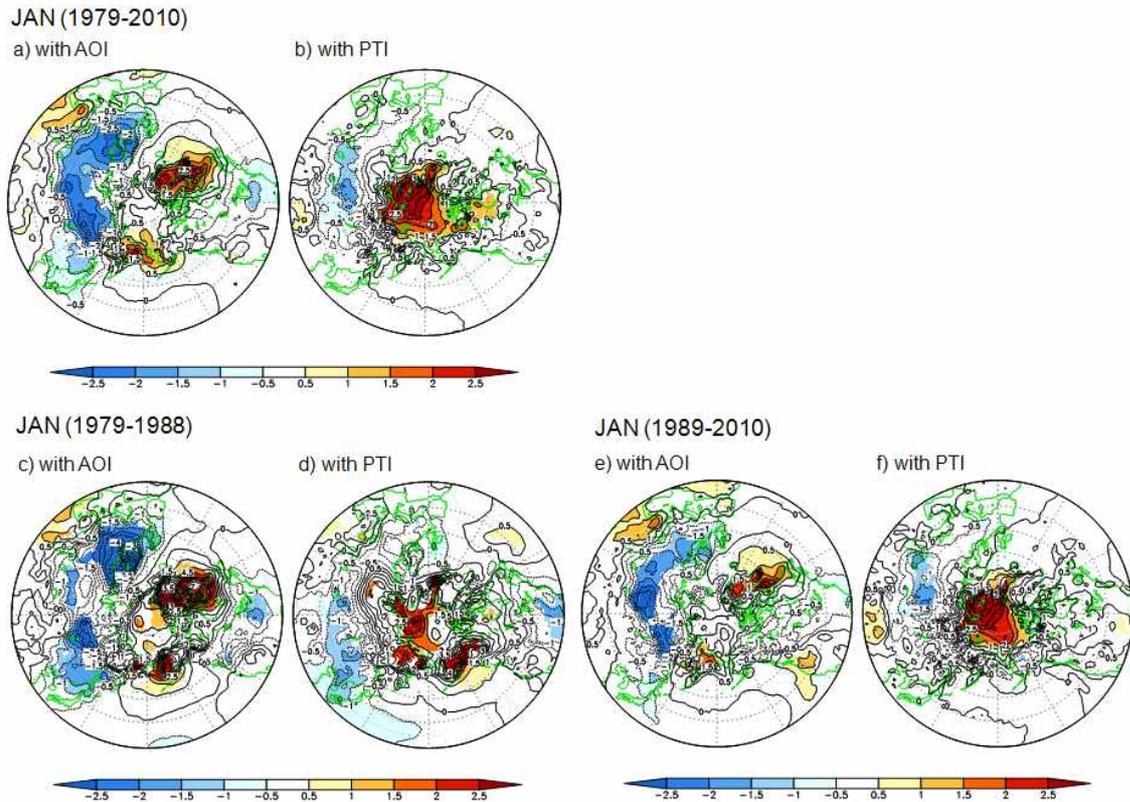


그림 3-17. Same as Fig. 3-16 except for January.

그림 3-18에서는 2월의 자료를 이용한 회귀분석 결과를 보여준다. AO 지수에 따른 변화를 살펴보면 1989년 이전에는 유럽과 동아시아 지역에 음의 아노말리가 나타나는 반면 1989년 이후에는 중앙아시아부터 유럽지역까지의 넓은 영역에서 강한 음의 아노말리가 나타난다. 이에 반해 PT 지수에 따른 변화에서는 1989년 이전에는 중위도의 중앙아시아 영역에서 음의 아노말리가 나타나는데, 1989년 이후에는 이러한 음의 아노말리가 나타나는 지역이 동아시아지역 쪽으로 이동했음을 보여주며, 북아메리카의 중심에 나타나는 음의 아노말리는 두 기간에 동일하게 나타남을 보여준다. 그리고 양의 아노말리가 나타나는 지역이 1989년 이전에는 Chukchi 해를 중심으로 나타나는 반면 1989년 이후에는 Barents 해 쪽으로 이동한 결과를 보여준다. 이와 같이 AO 지수와 PT 지수의 영향이 북반구에서 차이를 보여준다.

| corr. -AOI & PTI | 1979-2010 | 1979-1988 | 1989-2010 |
|------------------|-----------|-----------|-----------|
| DJF | 0.17 | 0.14 | 0.21 |
| DEC | 0.28 | 0.33 | 0.26 |
| JAN | 0.17 | 0.48 | 0.06 |
| FEB | 0.08 | -0.38 | 0.28 |

Table 3-1. Correlation coefficients between the AO index and PT index.

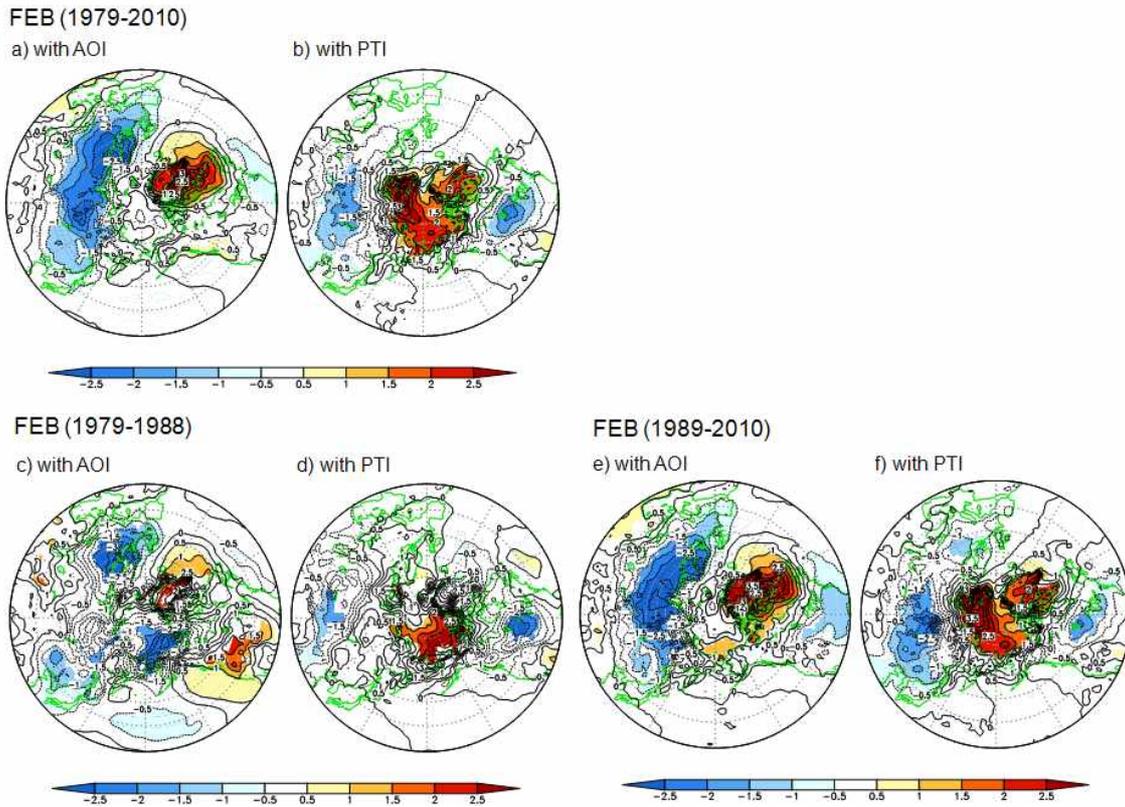


그림 3-18. Same as Fig. 3-16 except for February.

Table 3-1에서와 같이 겨울철 1979년부터 2010년까지의 기간 동안 AO 지수와 PT 지수는 상관성이 0.17로 매우 낮게 나타난다. 이는 AO 지수와 PT 지수의 변동이 매우 독립적이라는 것을 의미한다. 그리고 1989년 이전과 이후의 차이는 0.14에서 0.21로 큰 의미는 없는 변화로 보여진다. 각 월별로 구분해서 상관성을 살펴보았을 때도 크게 상관성이 높게 나타나지는 않지만, 1월에 대한 상관계수가 1989년 이전에는 0.48로 꽤 높게 나타나는데 반해 1989년 이후에 상관계수가 0.06으로 크게 떨어지고 있는 결과를 보여준다. 이와 같이 기간에 따라 차이가 있지만 전반적으로 AO 지수와 PT 지수는 독립적으로 변화하고 있음을 알 수 있다.

이에 따라 AO 지수와 PT 지수가 강하게 나타나는 경우를 선정해서 그 경우의 평균적인

패턴을 알아보았다. 그림 3-19는 음의 AO 수와 PT 수가 모두 0.6 standard deviation(STDV) 이상인 경우, 음의 AO 수만 0.6 STDV 이상인 경우, 그리고 PT 수만 0.6 STDV 이상인 경우를 선정해서 그 경우의 지표 기온과 해면 기압의 평균을 나타내는 partial composite의 결과를 보여준다. 그림 3-19a에서와 같이 음의 AO 수가 강하고, PT 수가 강한 해에는 극 지역에 양의 값이 강하게 나타나는 것과 대칭적으로 북유럽 지역에서부터 우리나라, 일본에 이르는 동아시아 지역까지 전체적으로 강한 음의 아노말리가 나타나고 아시아 지역보다 약하지만 북아메리카 지역에도 음의 아노말리가 뚜렷하게 나타남을 알 수 있다. 아래에 해면기압에서 보면 양의 아노말리가 극 지역에서부터 북유럽과 동아시아 지역까지 넓게 확장되어 있는 모습을 볼 수 있다 (Fig. 3-19d). 이와 같이 두 수가 강하게 나타나는 경우 동아시아 영역, 특히 우리나라까지 강한 한파가 발생할 수 있음을 보여준다. 이와 비교하여 음의 AO 수만 강한 경우를 보면 지표 기온의 양의 아노말리가 나타나는 지역이 그린란드 쪽으로 치우쳐져 있으며 음의 아노말리가 나타나는 지역 또한 북쪽으로 많이 치우쳐져 있는 것을 볼 수 있다 (Fig. 3-19b). 그리고 아래에 해면기압에서도 양의 아노말리 중심이 아일랜드 쪽으로 치우쳐져 동아시아 쪽으로 확장하지 못한 형태를 보인다. 이에 반해 PT 수만 강한 경우 극지역을 중심으로 넓은 영역에서 양의 아노말리가 강하게 나타나면서 중위도 지역에서 약하게 음의 아노말리가 나타나며 해면기압은 음의 AO 수가 강할 때와 반대 패턴을 보여준다. 이와 같이 두 수가 각각 나타날 때에는 우리나라를 포함한 동아시아 영역에 뚜렷한 영향을 보여주지 못하지만 두 수가 모두 강한 경우 뚜렷한 영향을 확인 할 수 있다.

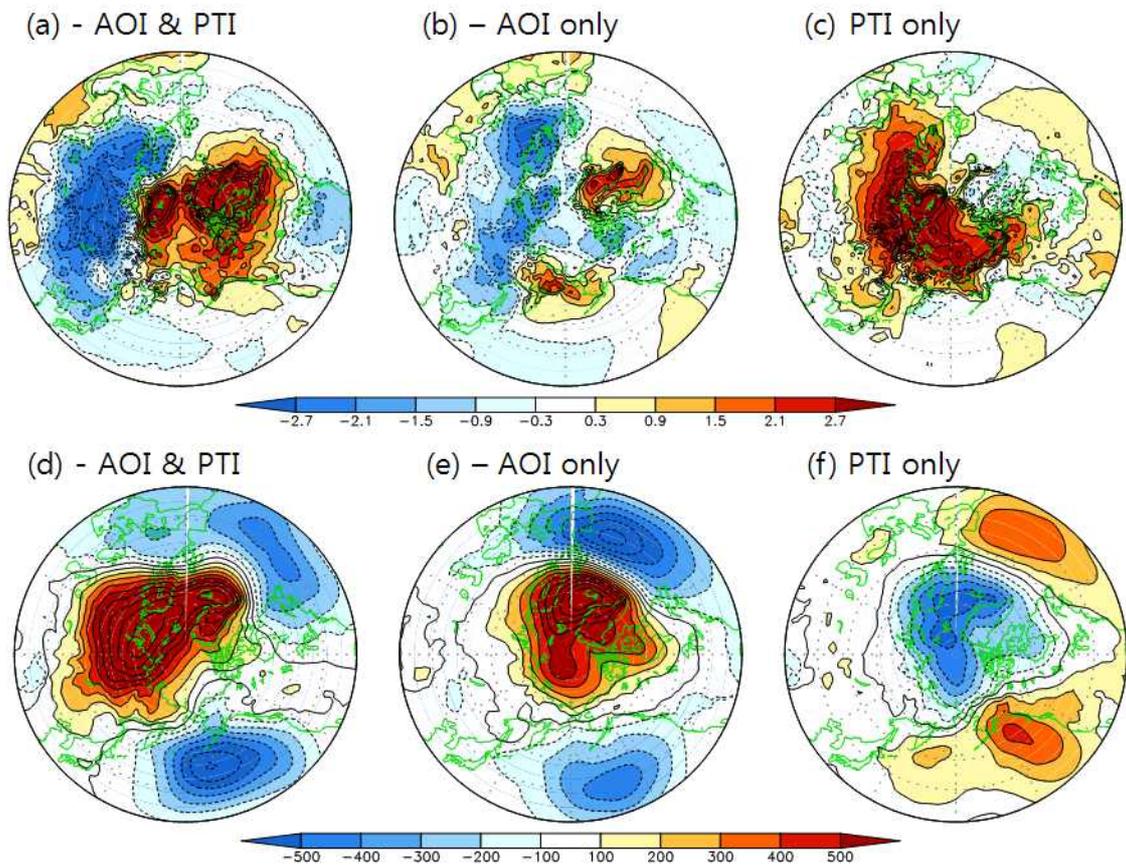


그림 3-19. Monthly-mean anomalous (a,b,c) surface temperature and (d,e,f) sea level pressure partial composite of the (a,d) negative AO index and PT index, (b,e) negative AO index, and (e,f) PTI during DJF.

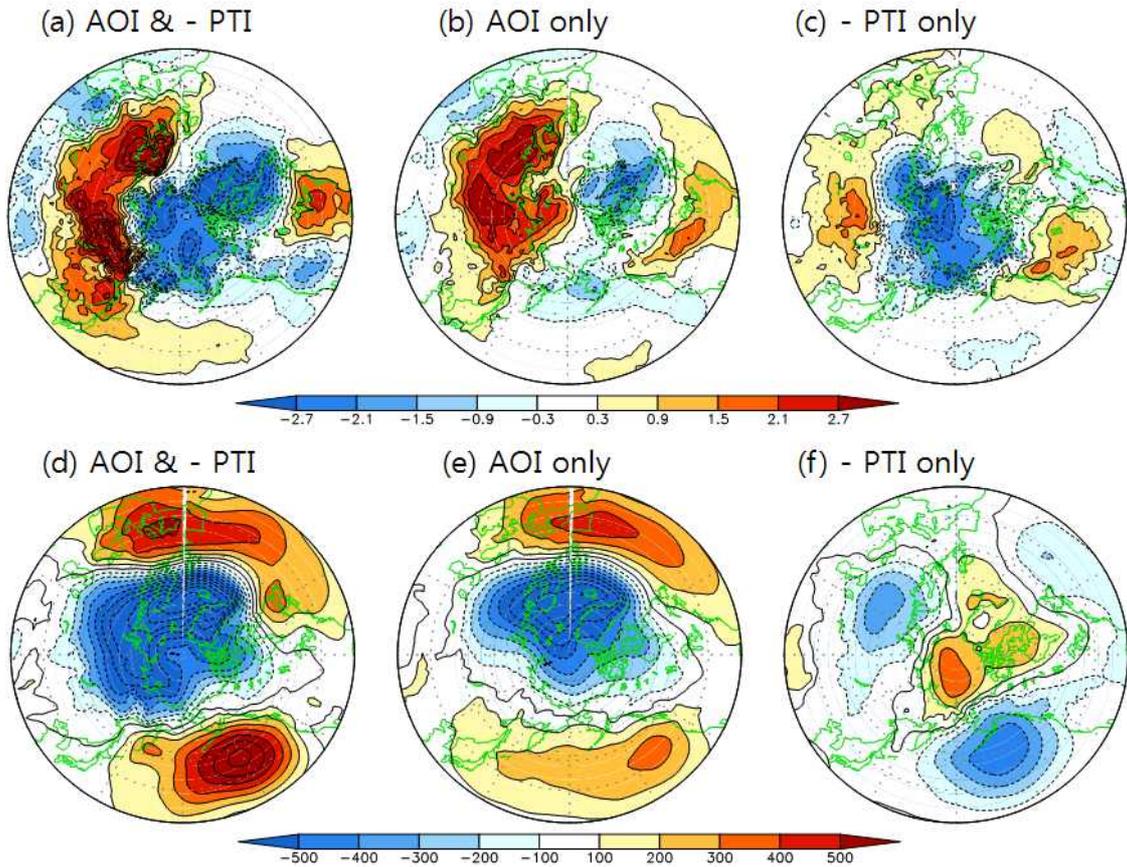


그림 3-20. Same as Fig. 3-19 except for the AO index and negative PT index.

그림 3-20는 양의 AO 지수와 음의 PT 지수를 이용하여 그림 3-19와 동일하게 partial composite을 계산한 결과이다. AO 지수의 영향이 비대칭성을 가지고 있다는 것이 알려져 있는데, PT 지수 또한 비대칭성을 가지고 있는지 확인할 수 있다. 양의 AO 지수가 강하고 음의 PT 지수가 강한 경우 지표 기온의 분포는 그림 3-19a의 반대 패턴으로 지역적으로 차이가 있지만 상당히 대칭적인 결과를 보여준다. 하지만 양의 AO 지수만 강한 경우 지표 온도의 양의 아노말리가 중앙아시아 지역에서 중위도까지 넓게 확장된 모습을 보이며 북 아메리카 지역에서도 양의 아노말리가 나타나며 해면기압의 결과에서도 음의 아노말리가 나타나는 영역이 좀 더 중위도 쪽으로 확장된 형태를 보인다. PT 지수의 경우 비대칭성이 더욱 뚜렷하게 나타난다. 양의 PT 지수가 강한 경우 지표 기온의 양의 아노말리가 강한 지역이 유럽지역에서 러시아의 대부분 영역까지 넓게 확장되어 나타난 반면, 음의 PT 지수가 강한 경우에는 음의 아노말리가 발달하는 영역이 극 지역에 국한되어 나타나며 중앙아시아와 북아메리카에 양의 아노말리가 나타나며 해면기압 또한 양의 아노말리가 Chukchi 해를 중심으로 나타나며 음의 아노말리는 북태평양과 유럽을 중심으로 나타난다.

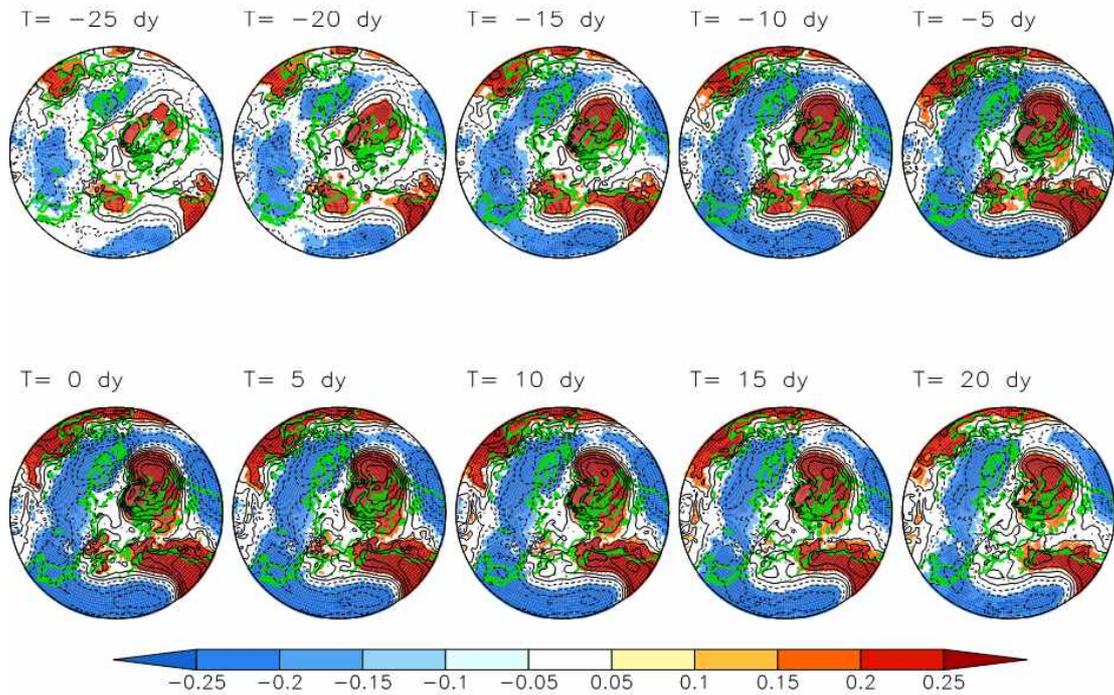


그림 3-21. Lead-lag correlation coefficients between the AO index with surface temperature during DJF in the northern hemisphere. The contour interval is 0.1 and shading denotes a statistical confidence at 90% confidence level based on a Student's t-test.

그림 3-21은 AO 지수와 지표 기온의 시간 지연 관계를 살펴보기 위해서 AO 지수에 시간 지연을 반영하여 AO 지수와 지표 기온 간의 상관계수를 나타내었다. 따라서 AO 지수에 음의 시간 지연이 반영된 경우에는 AO 지수 발달에 선행되는 지표 기온의 특징을 분석할 수 있고, 양의 시간 지연이 반영된 경우에는 AO 지수 발달 이후에 이어지는 지표 기온의 특징을 분석할 수 있다. 이 때, 자료는 일별 자료를 pentad 자료로 만든 후 5 times의 이동 평균을 계산해서 noise를 줄였다. -25일 시간 지연이 반영된 경우 동아시아 지역과 북유럽, 북대서양, 북태평양에 음의 아노말리가 나타나며 시간 지연이 짧아짐에 따라 네 지역의 음의 아노말리가 강해지며 15일 시간 지연 이후부터 시그널이 점차 약해짐을 알 수 있다. 이와 같이 지표 기온은 동 시간대부터 10일 시간 지연이 있을 때까지의 기간 동안 높은 상관관계를 나타내며, 동아시아의 경우 음의 시간 지연이 있을 때 동아시아의 중위도에 음의 아노말리가 발달하며 시간 지연이 더해질수록 음의 상관성을 나타내는 지역이 북으로 이동됨을 알 수 있다.

PT 지수도 앞선 AO 지수의 시간 지연 상관성 분석과 동일한 상관성 분석을 수행하였다 (그림 3-22). PT 지수의 경우 동아시아 지역은 극 지역의 양의 아노말리가 발달하는 과정과 거의 동일하게 동시상관계수를 중심으로 강화와 약화가 진행된다. 이와 같이 극 지

역의 기온과 우리나라를 중심으로 한 동아시아 지역에 음의 상관성은 동시 상관을 중심으로 가장 발달한다. 이에 반해 유럽지역은 PT 지수의 시간 지연이 5-10일 정도 일 때 가장 높은 상관성을 보이며 북아메리카 지역은 15일 시간 지연 이후부터 음의 상관성이 뚜렷하게 나타남을 보여준다.

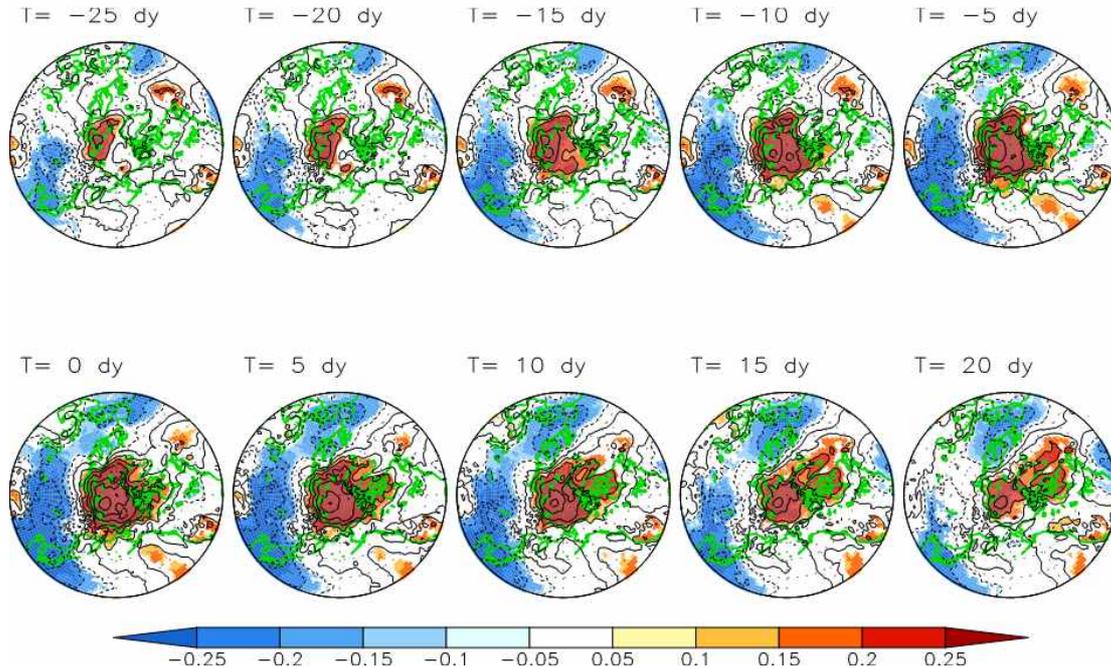
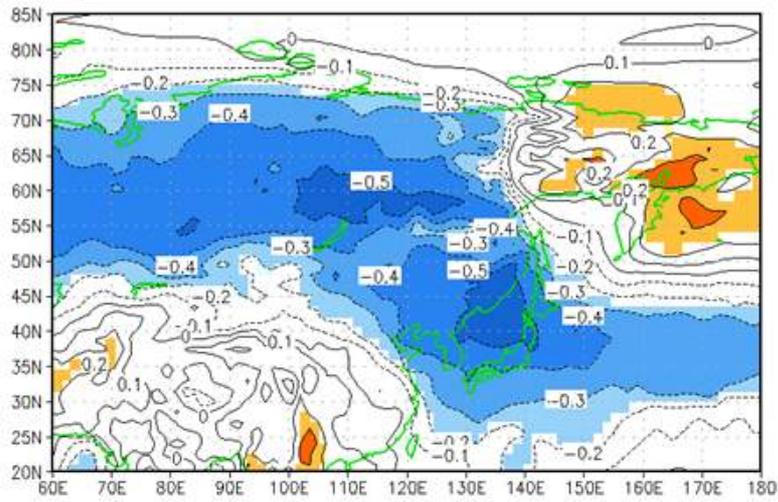


그림 3-22. Same as Fig. 3-21 except for the PT index.

다. 극지역과 동아시아 기후와의 상관성

우리의 관심은 우리나라를 포함한 동아시아에 있다. 이에 따라 앞서 북반구를 중심으로 살펴본 AO 지수와 PT 지수와 지표 온도의 상관관계 분석 결과를 동아시아를 중심으로 살펴보았다 (그림 3-23). AO 지수와 동아시아의 지표 온도가 높은 음의 상관성을 보이는 지역은 50°N ~ 75°N 정도의 고위도 지역이며 110°E부터 우리나라와 일본을 포함하는 중위도 지역에서 강한 음의 상관관계를 보여준다 (그림 3-23a). 이에 반해 PT 지수와 상관 계수가 높게 나타나는 지역은 동아시아 전체적으로 35°N ~ 55°N 정도의 중위도 지역이다 (그림 3-23b). 이와 같이 각 지수에 따라 동아시아 지역에서 영향을 받는 위치는 차이가 있으며, 동아시아의 중위도 지역을 중심으로 분석함에 있어서 PT 지수가 더 적합할 수 있음을 보여준다.

a) with AOI



b) with PTI

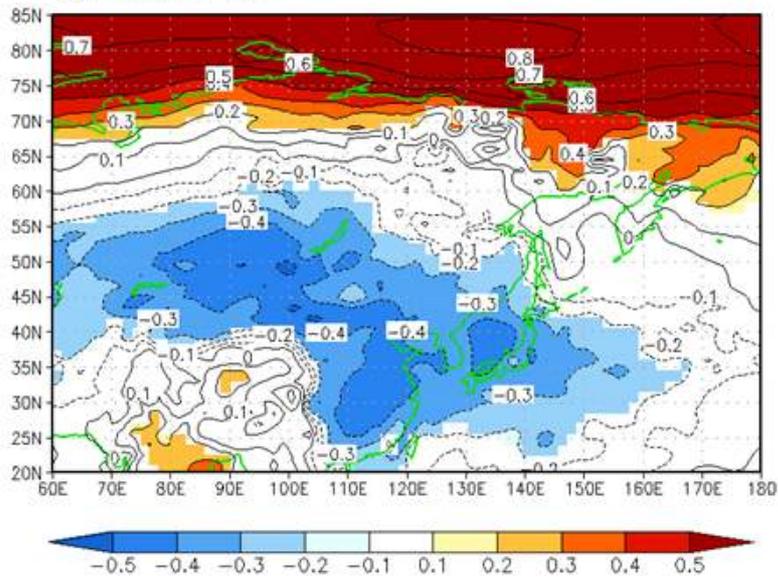


그림 3-23. Correlation coefficients between the (a) AO index and (b) PT index with surface temperature during DJF in the east Asia. The contour interval is 0.1 and shading denotes a statistical confidence at 90% confidence level based on a Student's t-test.

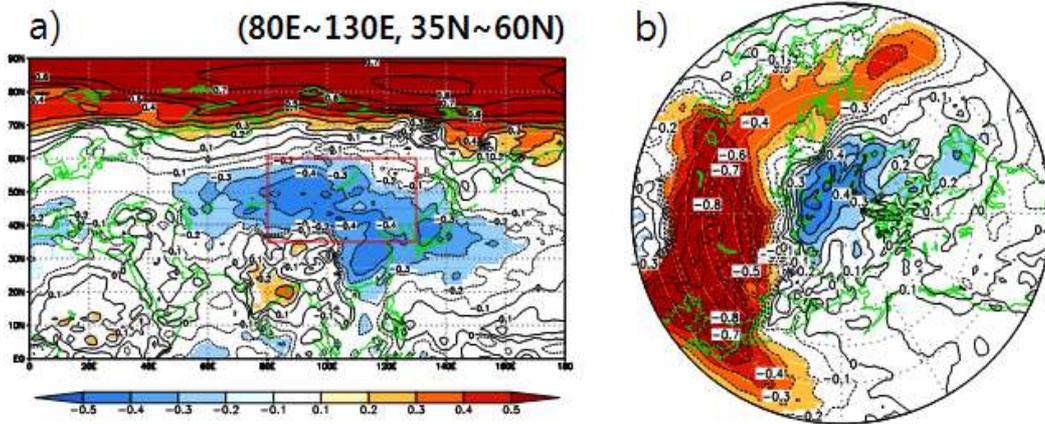


그림 3-24. (a) Correlation coefficients between the PT index with surface temperature during DJF. The red line square denotes the area for the east Asia temperature (EAT) index. (b) Correlation coefficients between the EAT index with surface temperature during DJF. The contour interval is 0.1 and shading denotes a statistical confidence at 90% confidence level based on a Student's t-test.

앞선 결과를 바탕으로 동아시아의 기온을 중심으로 극 지역과의 상관성을 분석하기 위해서 동아시아 지역의 지표 기온으로 새로운 지수 (East Asia Temperature Index ; EATI) 를 정의하였다. 그림3-24a에서 붉은 색 라인으로 표시된 영역과 같이 EAT 지수를 정의함에 있어 이용한 영역은 PT 지수와 지표 기온의 상관관계가 높았던 80°E ~ 130°E, 35°N ~ 60°N 까지로 이 영역의 지표 기온값을 평균해서 지수로 정의하였다. 그림 3-24b는 정의된 EAT 지수와 북반구 지표 기온간의 상관계수를 보여준다. 동아시아 지역의 기온이 북서태평양과 유럽, 북대서양까지의 넓은 지역에서 양의 상관성을 보여주고, 극 지역에서 음의 상관관계가 나타나는데 그 위치가 Barents 해 쪽으로 치우쳐져 중심이 나타난다.

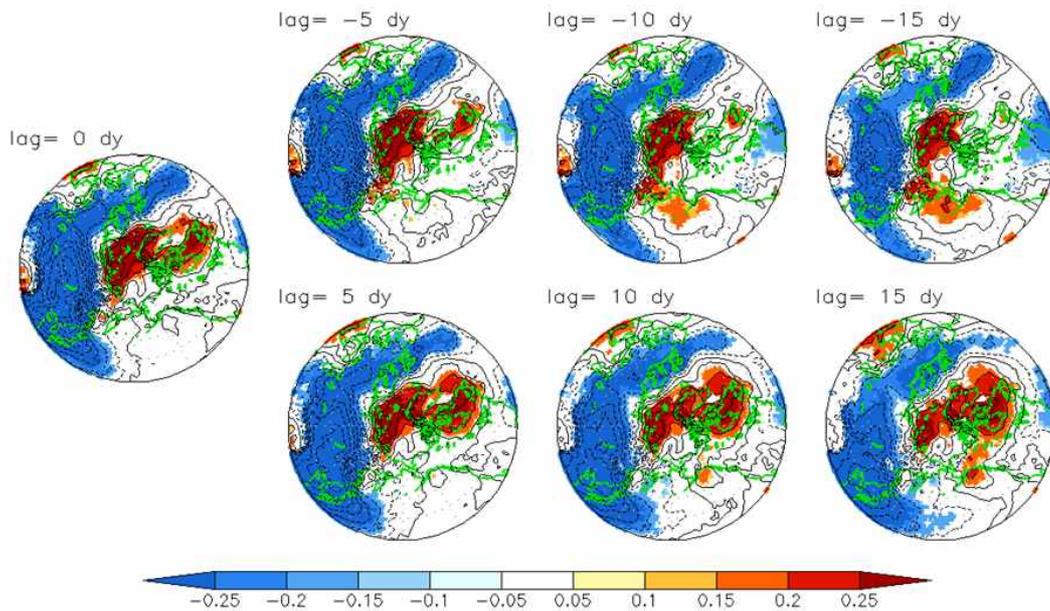


그림 3-25. Lead-lag correlation coefficients between the EAT index with surface temperature during DJF in the northern hemisphere. The contour interval is 0.1 and shading denotes a statistical confidence at 90% confidence level based on a Student's t-test.

그림 3-25는 EAT 지수를 이용해서 북반구 지표 기온과의 시간 지연 상관계수를 보여준다. 이 때, 자료는 앞선 AO지수 및 PT 지수를 이용한 분석과 동일하게 일별 자료를 pentad 자료로 만든 후 5 times의 이동 평균을 계산해서 noise를 줄였다. 또한, AO 지수 및 PT 지수와와의 통합적인 분석을 용이하게 하기 위해 -1을 곱해서 부호를 반대로 나타내었다. 이러한 과정을 통해 계산된 EAT 지수의 시간 지연 상관계수의 결과를 보면 EAT 지수에 음의 시간 지연이 반영되었을 때 극 지역에 양의 상관계수가 강한 지역이 Barents 해를 중심으로 나타나는데 양의 시간 지연이 반영됨에 따라 중심이 되는 위치가 그린랜드를 포함한 북대서양 쪽으로 이동함을 보여준다. 이러한 결과는 흥미롭게도 음의 시간 지연의 경우 PT의 지수에 대한 극 지역의 양의 상관계수가 나타나는 영역과 유사하며, 양의 시간 지연이 반영됨에 따라 AO 지수에 대한 극 지역의 양의 상관계수가 나타나는 영역과 유사하게 나타나는 결과를 보인다.

이에 EAT 지수와 AO 지수, PT 지수 간에 시간 지연 상관계수를 계산해 보았다 (Fig. 15). PT 지수와 EAT 지수는 동시 상관이 가장 큰 값을 가지며 거의 동시적으로 발달하고 있음을 알 수 있다. 특히 월자료를 이용한 EAT 지수와 북반구 지표 기온과의 상관성 분석에서 음의 상관계수가 강하게 나타났던 Barents 해 지역 기온 평균으로 정의한 PT (barents sea) index와 EAT 지수와의 상관관계는 EAT 지수가 음의 시간 지연을 가질 때 좀 더 큰 음의 상관계수 값을 나타내고, 양의 시간 지연을 반영하면 상관계수가 급격

히 감소함을 볼 수 있다. 또한 AO 지수와의 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. 이는 앞선 EAT 지수의 시간 지연 상관계수 결과와 일치하는 결과임을 알 수 있다. 이러한 특징을 보이는 데에 대한 추가적인 분석은 추후에 다시 시도될 필요가 있다.

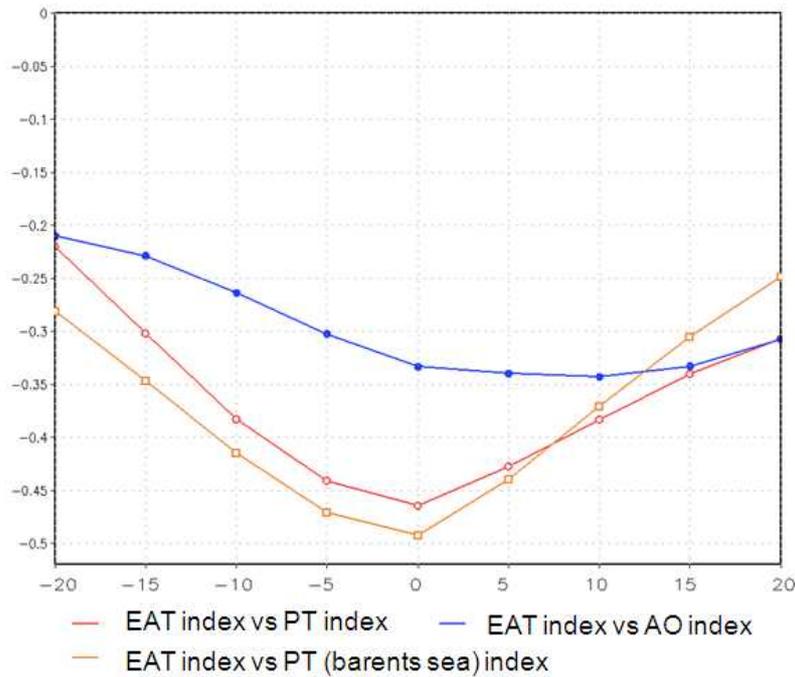


그림 3-26 Lead-lag correlation coefficients between the EAT index with AO index (blue line), PT index (red line), and PT (barents sea) index (orange line).

라. 요약

본 연구에서는 극지역의 기온 변화에 따른 영향을 직접적으로 반영할 수 있는 지표 기온을 이용한 지수 (PTI)를 정의하고 이를 이용하여 AO 지수의 영향과 비교를 통해 동아시아에 나타나는 한파와 극지역의 상관성을 분석하였다.

북반구의 해면기압과 지표 온도와 AO 지수, PT 지수와의 상관성을 분석하였다. AO 지수와의 상관관계에서는 아메리카 동쪽과 유라시아 대륙의 북쪽에 긴 띠 형태로 음의 상관성을 보였으며 PT 지수와의 상관관계에서는 동아시아 지역에서만 음의 상관성을 보였다. 이 때, 음의 상관성을 보이는 지역이 AO 지수와 달리 중위도까지 넓게 나타나는 것이 특징이다. 이와 같이 극 지역의 기온과 동아시아의 한파와의 관련성을 찾을 수 있는데, 이러한 변화가 과거와 최근에 어떠한 차이가 있는지 1989년을 중심으로 기간을 나누어 분석을 수행하였다. 과거와 최근에 큰 차이가 없는 AO 지수에 반해 PT 지수에 의한

분석 결과에서는 이는 과거에 비해 최근 극 지역의 기온 변화가 동아시아 지역에 더 뚜렷한 영향을 미치고 있음을 보였다. 또한 각 월별 자료를 이용하여 각각의 월별 특징을 살펴보았다. 12월의 분석 결과를 보면 AO 지수에 따른 지표 온도가 북유럽과 러시아, 북아메리카 지역에서 음의 아노말리가 나타나는데, 최근 음의 아노말리가 더 강해지고 아시아 지역에 넓게 확장하여 뚜렷해졌음을 보였다. 2월의 분석 결과에서는 PT 지수에 따른 지표 온도가 1989년 이전에는 중위도의 중앙아시아 영역에서 음의 아노말리가 나타나는데, 1989년 이후에는 이러한 음의 아노말리가 나타나는 지역이 동아시아지역 쪽으로 이동했음을 보였다.

AO 지수와 PT 지수는 겨울철 상관계수가 0.17로 매우 낮게 나타나며, 이는 AO 지수와 PT 지수의 변동이 매우 독립적이라는 것을 의미한다. 이에 partial composite을 통해 각각 지수가 강하게 나타나는 경우 평균적인 패턴을 살펴보았다. 음의 AO 지수와 PT 지수가 모두 강한 해에는 북유럽 지역에서부터 우리나라, 일본에 이르는 동아시아 지역까지 전체적으로 강한 음의 아노말리가 나타나고 아시아 지역보다 약하지만 북아메리카 지역에도 음의 아노말리가 뚜렷하게 나타났다. 이와 같이 두 지수가 강하게 나타나는 경우 동아시아 영역, 특히 우리나라까지 강한 한파가 발생할 수 있음을 보였으며, 두 지수가 각각 강해지는 경우에는 우리나라를 포함한 동아시아 영역에 뚜렷한 영향을 보여주지 못하였다.

두 지수와 지표 기온의 시간 지연 관계를 살펴보기 위해서 지수에 시간 지연을 반영하여 지표 기온 간의 상관성 분석을 수행하였다. AO 지수의 경우 동 시간대부터 10일 시간 지연이 있을 때까지의 기간 동안 높은 상관관계를 나타내며, PT 지수의 경우 동아시아 지역은 극 지역의 양의 아노말리가 발달하는 과정과 거의 동일하게 동시상관계수를 중심으로 강화와 약화가 진행되었다. 이와 같이 극 지역의 기온과 우리나라를 중심으로 한 동아시아 지역에 음의 상관성은 동시 상관을 중심으로 가장 발달함을 보였다.

본 연구에서는 동아시아에 포커스를 맞추어 분석을 수행하였다. 동아시아의 기온을 중심으로 극 지역과의 상관성을 분석하기 위해서 동아시아 지역의 지표 기온으로 EAT 지수를 정의하였고, EAT 지수를 이용한 북반구 지표 기온과의 시간 지연 상관관계수 분석에서 EAT 지수에 음의 시간 지연이 반영되었을 때 극 지역에 양의 상관계수가 강한 지역이 Barents 해를 중심으로 나타나는데 양의 시간 지연이 반영됨에 따라 중심이 되는 위치가 그린랜드를 포함한 북대서양 쪽으로 이동함을 보였다. 이러한 결과는 흥미롭게도 음의 시간 지연의 경우 PT의 지수에 대한 극 지역의 양의 상관계수가 나타나는 영역과 유사하며, 양의 시간 지연이 반영됨에 따라 AO 지수에 대한 극 지역의 양의 상관계수가 나타나는 영역과 유사하게 나타나는 결과를 보였다. 이에 EAT 지수와 AO 지수, PT 지수 간

에 시간 지연 상관계수를 계산해 보았다. PT 지수와 EAT 지수는 동시 상관이 가장 큰 값을 가지며 거의 동시적으로 발달하고 있음을 알 수 있었다. Barents 해 지역 기온 평균으로 정의한 PT (barents sea) index와 EAT 지수와의 상관관계는 EAT 지수가 음의 시간 지연을 가질 때 좀 더 큰 음의 상관계수 값을 나타내고, 양의 시간 지연을 반영하면 상관계수가 급격히 감소함을 볼 수 있었다. 또한 AO 지수와의 상관계수는 EAT 지수가 음의 시간 지연을 반영할 때 낮은 상관계수 값을 보이다가 양의 시간 지연이 반영됨에 따라 상관계수가 증가해서 20일까지 거의 비슷한 값으로 유지되었다. 이는 앞선 EAT 지수의 시간 지연 상관계수 결과와 일치하는 결과임을 알 수 있다.

제 4 절 다중 기후 모형을 이용한 중장기 대기 변동 모의 능력 및 예측성

1. 다중모형의 에디 피드백 및 장주기 모드 모의 능력 평가

본 연구에서는 종관 에디 피드백과 장주기 대기 변동과의 상호작용에 대해 관측 자료 및 재분석 자료를 이용하여 살펴보았다. 장주기 대기 변동의 중위도 이상기후 현상에 매우 중요한 영향을 미치기 때문에, 기후 모형이 이러한 장주기 대기 변동을 잘 모의하고 예측하기 위해서는 종관 에디 피드백을 현실적으로 잘 모의해야한다. 하지만, 현재까지 기후 모형에 대한 종관에디 모의능력에 대한 평가가 이루어지지 않고 있었다. 본 연구에서는 IPCC 4차 보고서 작성에 사용된 CMIP3 기후 모형들의 종관 에디 피드백 모의 능력을 검증하였다.

종관에디 피드백의 모의 능력을 평가하기 위해서는 일별자료가 제공되어야 한다. CMIP3에 참가하는 기후 모형중에 일평균자료를 제공하는 8개의 모형의 성능을 검증하였다. 종관 에디 모의 능력을 파악하기 위해, 에디 와도속에 대한 윈손의 법칙을 비교하였다. 앞서 제시한 본연구의 연구 결과에 의하면, 에디에 의한 와도속은 장주기 바람장의 왼쪽 방향을 향하는 경향이 있다. 이를 검증하기 위하여, 월평균 에디 와도속과 월평균 바람장 사이의 상관관계를 구하였다. 쉬운 비교를 위하여 상관관계를 각 모형에서 구한 후에 다중 모형 앙상블을 취하여 모형과 비교하였다. (그림 4-1)

| Number | Model | Horizontal resolution |
|--------|--------------------|-----------------------|
| 1 | CCCMA_CGCM3.1(T63) | 144x73 |
| 2 | CNRM_CM3 | 128x64 |
| 3 | CSIRO_MK3.0 | 192x96 |
| 4 | GFDL_CM2.0 | 144x90 |
| 5 | GFDL_CM2.1 | 144x90 |
| 6 | MIROC3.2(T106) | 320x160 |
| 7 | MIROC3.2(T42) | 128x64 |
| 8 | MRI_CGCM2.3 | 128x64 |

Table 4-1 Model descriptions used in this study.

그림 4-1에 나타나듯이 기후 모형은 에디 와도속에 대한 윈손의 법칙을 비교적 관측과 유사하게 잘 모의하는 것으로 나타났다. 남북방향의 에디 와도속은 동서방향의 바람과 북

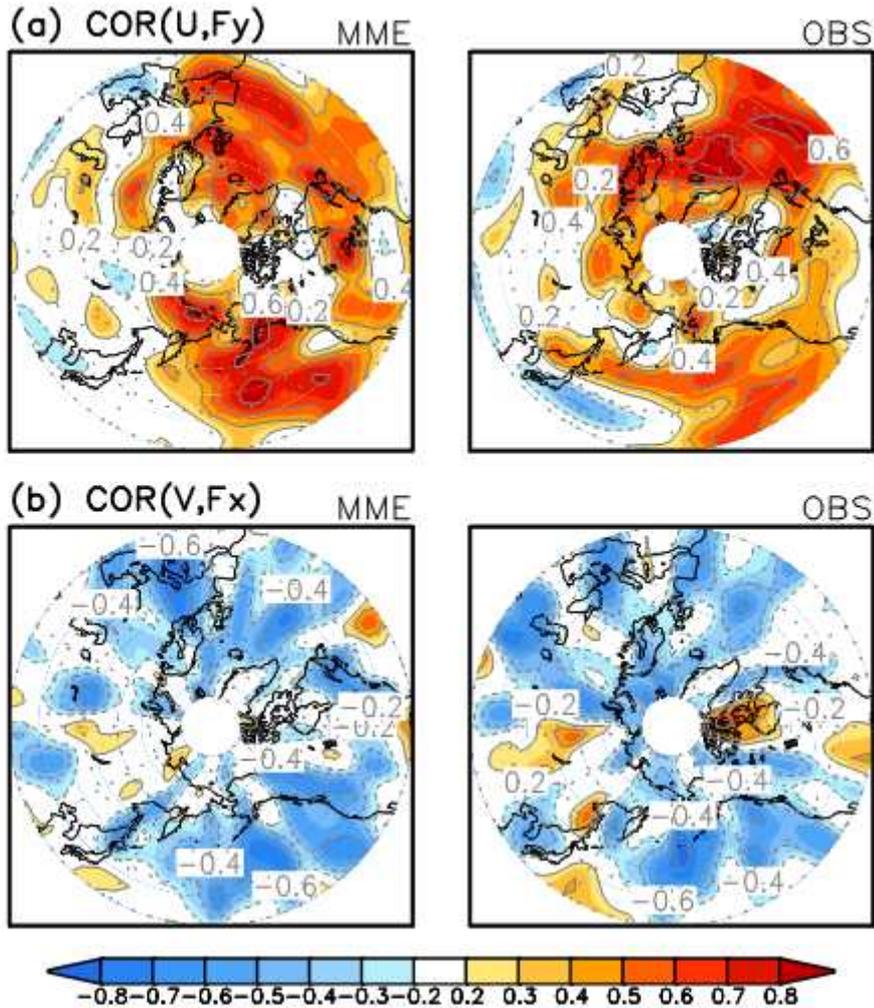


그림 4-1 [upper panel] Correlation between monthly mean zonal wind and meridional eddy-vorticity flux in (a) MME, (b) observation. [lower panel] Correlation between monthly mean meridional wind and zonal eddy-vorticity flux in (a) MME, (b) observation.

반구 대부분의 지역에서 양의 상관관계를 갖는다. 특히, 태평양과 대서양의 스톱트랙지역에서는 양의 상관 관계가 매우 강하게 나타난다. 동서방향의 에디 와도속은 남북방향의 바람장과 음의 상관관계를 갖는다. 이러한 상관관계 패턴은 관측과 매우 유사하다. 이는, 에디 와도속이 장주기 바람장의 왼쪽 방향을 향한다는 것을 뒷받침한다.

그림 4-2는 8개 각 모형에 대해서 상관관계를 나타낸 것이다. 각 모형들이 상관관계 패턴의 약간의 차이를 나타내기는 하지만, 전반적으로 관측과 유사한 상관관계 패턴을 모의하고 있다. 모든 모형이 예외없이 왼손의 법칙을 잘 모의하고 있다는 점은 본 연구에서 발견한 왼손의 법칙이 확고하다는 것을 뒷받침한다. 또한 대부분의 기후 모형이 이를 모의할 능력을 가지고 있음을 나타내고 있다.

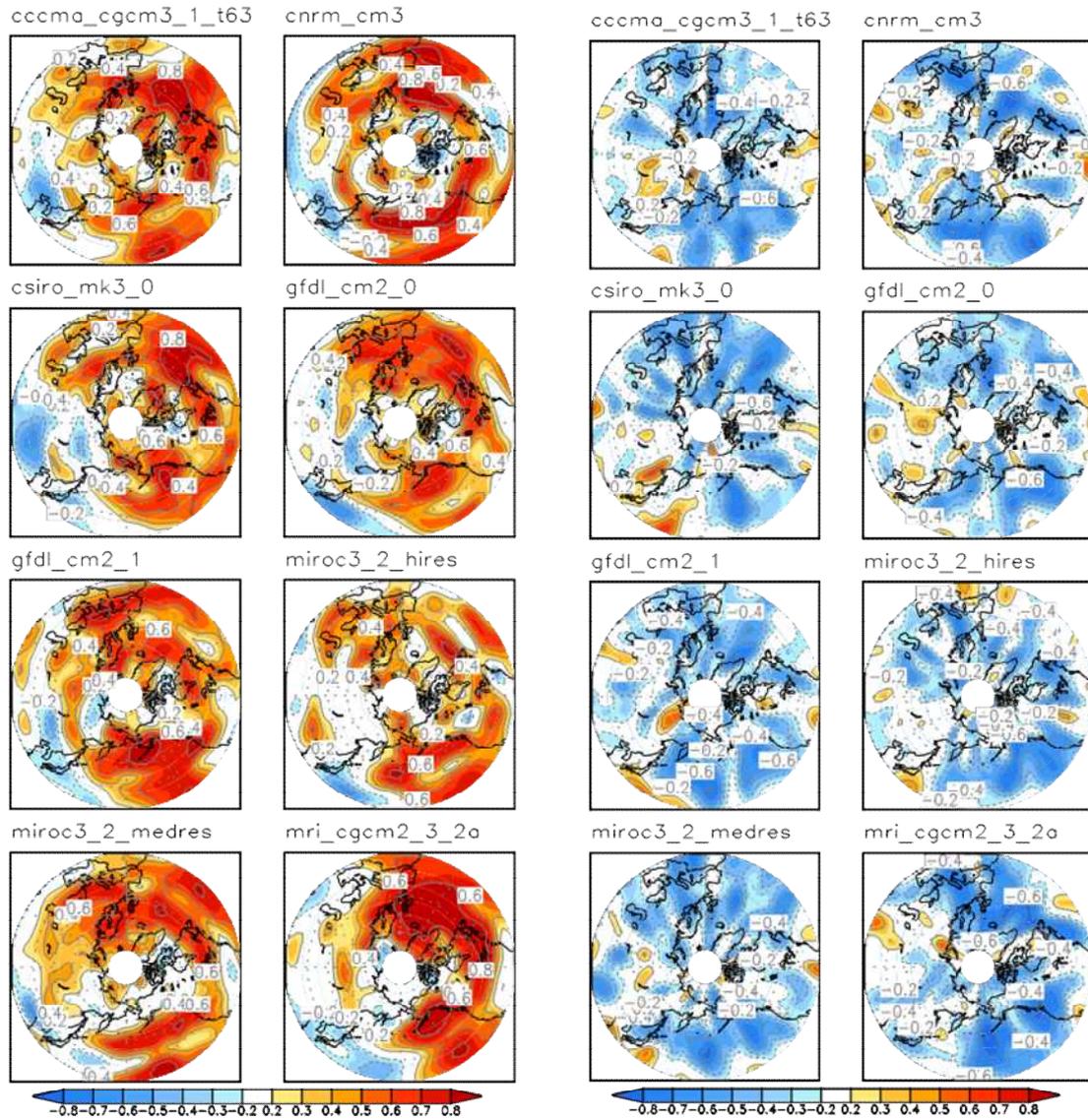


그림 4-2. The same as Fig.4-1 except for each model.

가. 북극진동 모의 및 기후 변화 반응

북극진동의 극향이동 변화가 time-slice 실험결과에만 국한된 것인지 살펴보기 위해 IPCC AR4 17개 모델결과를 비교하였다. 사용된 모델은 Table 4-2과 같으며 현재기후 (20C3M, 1951-1999)와 미래기후(A1B, 2051-2099) 각각 49년 데이터를 사용하여 분석하였다. AO 패턴을 동서평균하여 부호가 양에서 음으로 바뀌는 위도를 nodal point로 지정하여 극향이동 정도를 평가하였다. 그 결과, 17개모형 평균 1.28도 극쪽으로 이동하는 것으로 나타났다. 17개모형 중 14개모형이 AO의 극향이동을 전망하였고 5개 모델은 2도 이상 북상한다고 전망하였다. ECHAM4 실험결과가 3도 정도북상하는 것으로 다른 모델 결과에 비해서 많이 이동하는 것으로 나타나긴 하지만 대부분의 모형에서 AO의 극향이

동이 나타난다는 것은 지구온난화에 따른 AO 모드의 북상을 지지하는 결과라고 할 수 있다. 또한, 그림 4-3 에 각 모델마다 AO 패턴의 변화를 살펴본 결과, 모델마다 다소 차이를 보이고 있긴 하지만 대부분의 모델에서 태평양 지역에서의 북상이 뚜렷하게 나타나고 있어 time-slice 모델 결과를 뒷받침하고 있다.

| Model | Horizontal resolution | Nodal point (20c) | Nodal point (a1b) | Difference (a1b-20c) |
|---------------------|------------------------------|--------------------------|--------------------------|-----------------------------|
| BCCR_BCM2.0 | 128x64 | 52.00 | 53.40 | 1.40 |
| CCCMA_CGCM3.1 (T47) | 96x48 | 51.60 | 51.25 | -0.35 |
| CCCMA_CGCM3.1 (T63) | 144x73 | 51.75 | 52.70 | 0.95 |
| CNRM_CM3 | 128x64 | 53.85 | 54.95 | 1.10 |
| GFDL_CM2.0 | 144x90 | 51.75 | 52.35 | 0.60 |
| GFDL_CM2.1 | 144x90 | 54.00 | 55.80 | 1.80 |
| GISS_AOM | 90x60 | 52.70 | 53.10 | 0.40 |
| GISS_EH | 72x45 | 47.90 | 52.20 | 4.30 |
| IAP_FGOALS1.0 | 128x60 | 53.85 | 52.30 | -1.55 |
| INGV_ECHAM4 | 320x160 | 54.70 | 57.20 | 2.50 |
| INM_CM3.0 | 72x45 | 52.70 | 51.95 | -0.75 |
| MIROC3.2(T42) | 128x64 | 51.40 | 55.00 | 3.60 |
| MPI_ECHAM5 | 192x96 | 53.20 | 53.35 | 0.15 |
| MRI_CGCM2.3 | 128x64 | 51.70 | 54.55 | 2.85 |
| NCAR_PCM1 | 128x64 | 55.80 | 56.30 | 0.50 |
| UKMO_HadCM3 | 96x73 | 51.80 | 54.30 | 2.50 |
| UKMO_HadGEM1 | 192x144 | 51.25 | 53.00 | 1.75 |
| Mean | | 52.47 | 53.75 | 1.28 |

Table 4-2 Latitudinal location of the nodal point (i.e. latitude of zero contour) in the AO pattern, and its difference between the 20C (1951~1999) and A1B (2051~2099) simulations from the IPCC AR4 participating models.

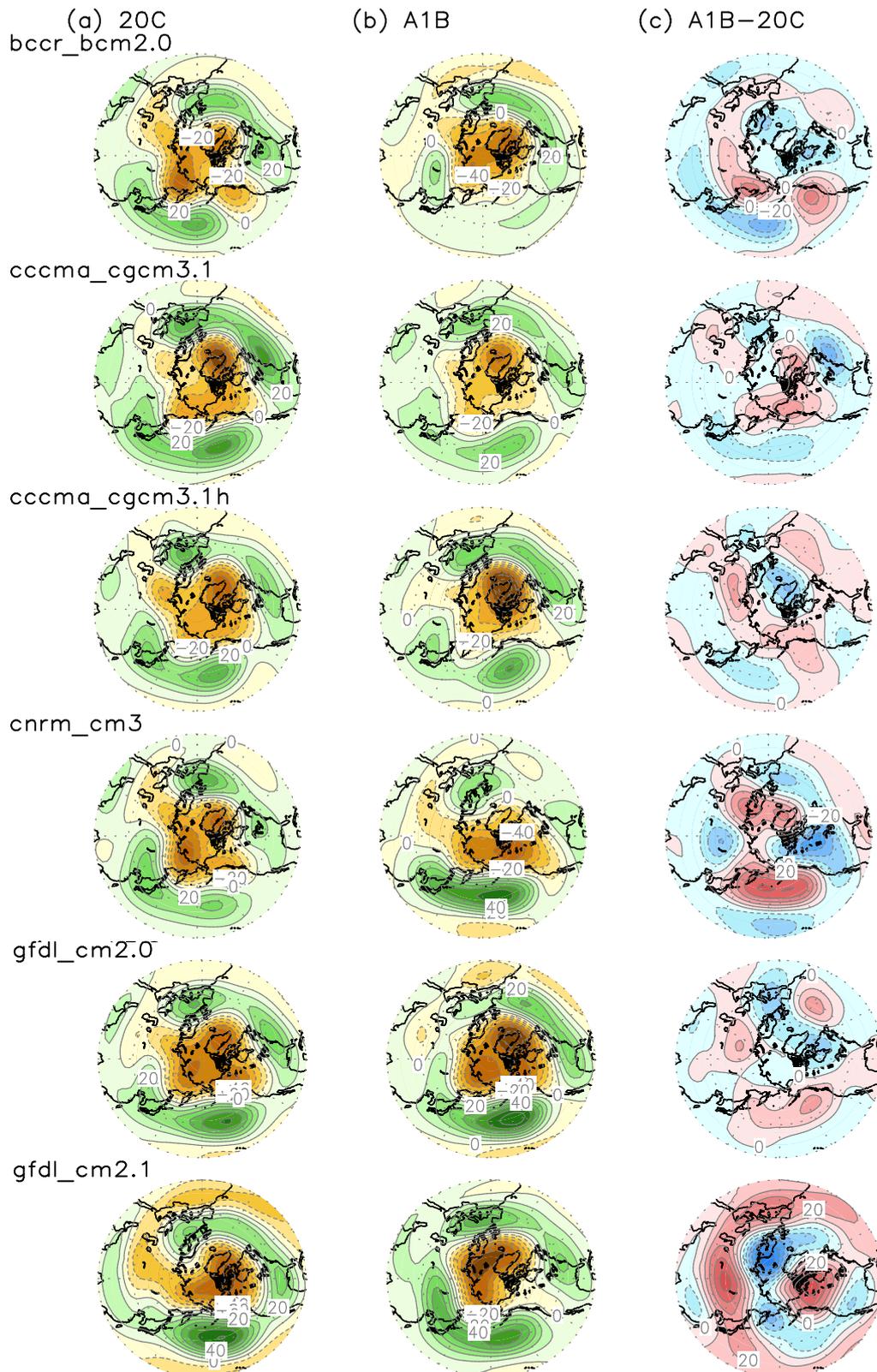
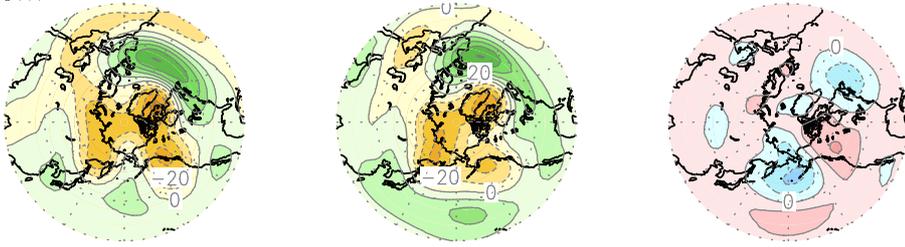
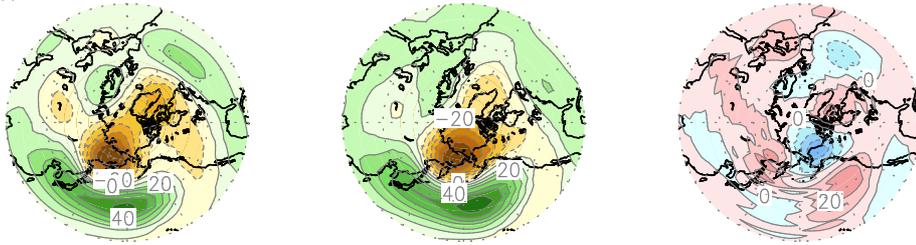


그림 4-3. Regression patterns of geopotential height at 300 hPa in (left) present climate simulations, (center) future climate simulations, and (right) its differences for each model.

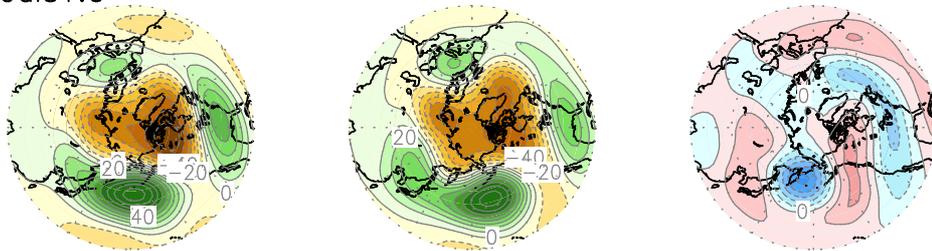
giss_aom



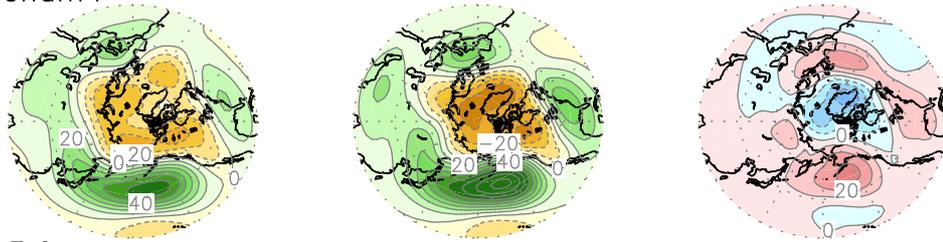
giss_eh



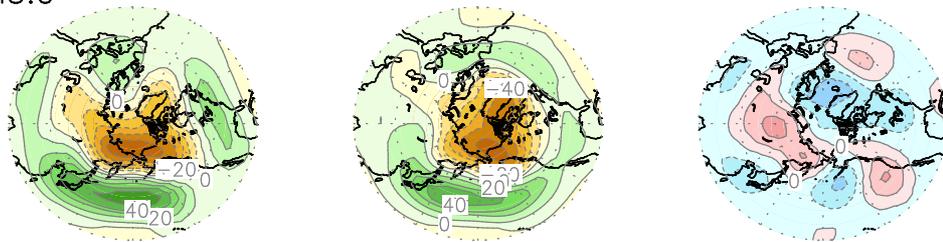
iap_fgoals1.0



ingv_echam4



inmcm3.0



miroc3.2_m

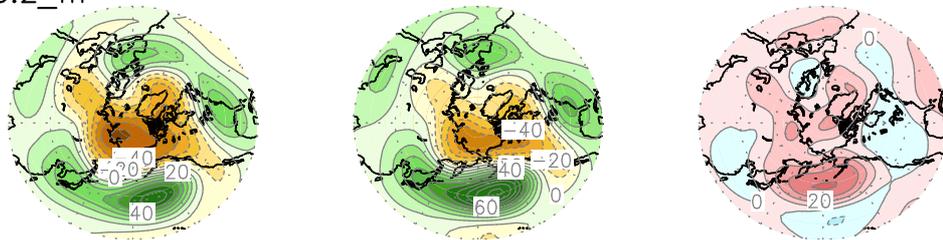
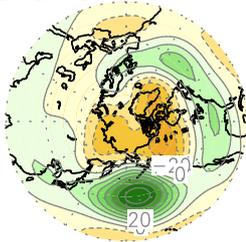
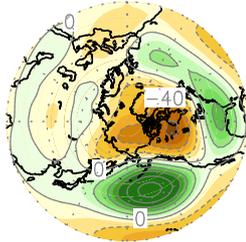


그림 4-3 (계속)

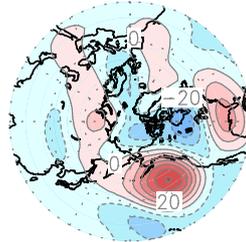
(a) 20C
mpi_echam5



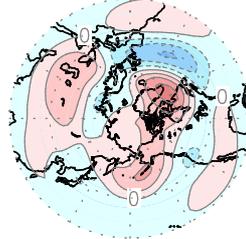
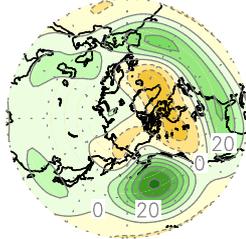
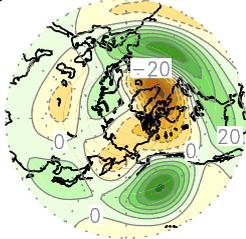
(b) A1B



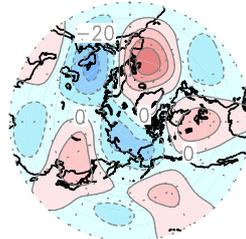
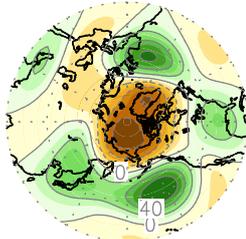
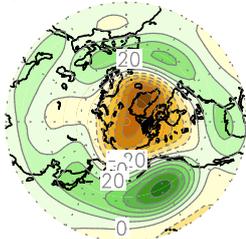
(c) A1B-20C



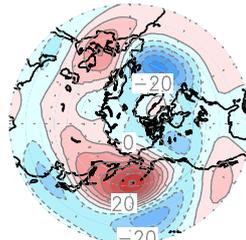
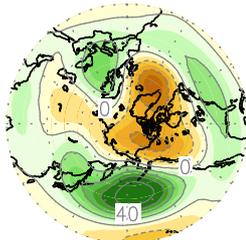
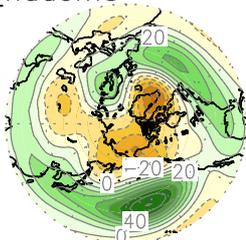
mri_cgcm2.3



ncar_pcm1



ukmo_hadcm3



ukmo_hadgem1

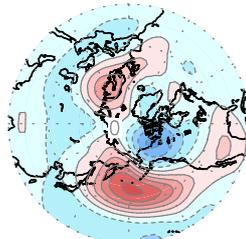
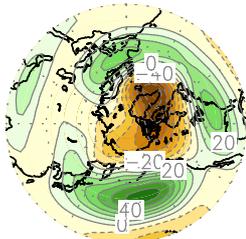
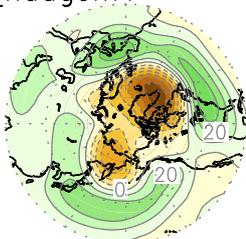


그림 4-3 (계속)

제 4 장 목표달성도 및 관련분야에의 기여도

제 1 절 연구목표 달성도

| 번호 | 세부연구목표 | 달성내용 | 달성도 (%) |
|----|--|---|---------|
| 1 | ○ 중관 규모 에디 피드백 연구 | - 중관 규모 에디 피드백이 중장기 대기 변동을 강화시킴을 연구 - 중관 에디 피드백에 유도된 중장기 강수 변동 연구 | 100 |
| 2 | ○ 중장기 대기 변동 모드의 내부 역학 과정 연구 | - 중장기 대기 변동모드인 북극진동의 내부 역학을 연구하고, 기후 변화에 대한 반응 연구 - 북극 진동의 비선형성 연구 | 100 |
| 3 | ○ 이상 기후 현상 발생 역할 연구 | - 중위도 이상 기후 현상과 고위도 기후 변동과의 상관성 연구 | 100 |
| 4 | ○ 다중 모형을 이용한 중장기 대기 변동 모드 모의능력 평가 및 예측성 연구 | - CMIP3 모형에서 북극진동 모의 능력과 중관 에디 피드백 모의 능력 진단 | 100 |

제 2 절 관련분야에의 기여도

- 기상청 장기기후예보의 예측 신뢰도 향상을 위한 관련 기반기술을 개발, 제공함으로써 기후예보정확도 향상을 통한 산업발전 효과를 기대할 수 있음
- 한반도를 포함하는 중위도 기후 변동특성의 평가를 통해 특이 기상 및 극 기상 현상 예측 시스템의 향상으로 국가 기간산업 생산성 향상 및 경제적 손실 최소화
- 미래 기후 변동의 특성 변화 역학을 규명함으로써, 미래 기후 변화 시나리오에 따른 불확실성을 제거

제 5 장 연구개발결과의 활용계획

제 1 절 연구개발결과의 활용방안

- 전지구 규모의 해양/기후 감시시스템의 기반 조성의 기초자료로 활용
- 동아시아 기후 변동성을 평가함으로써 향후 기후변화 탐지 및 예측도 향상을 위한 기초자료로 활용
- 한반도 주변 이상 기후변동성 평가를 통해 향후 기후 변화에 기인하는 자연재해의 조기 진단 및 대책 수립에 활용
- 기상청 장기 계절 예보에 활용
- 한반도를 포함한 동아시아 지역의 이상기후 예측 시스템 구축에 활용
- 전구 이상기후 현상 및 자연재해로 인한 뜻밖의 재난에 대한 국가적 대응을 준비하고 이에 대한 국가 정책 수립의 중요 자료로 활용
- 연구결과들을 정리하여 학술지에 논문 발표

제 2 절 기대성과

1. 기술적 측면

- 날씨 순환과 기후 순환의 상호 작용을 이해함으로써 중위도 장주기 기후 변동 역학과정을 규명한다.
- 이상기후 발생 역학을 연구함으로써, 이상 기후에 대한 이해와 예측기술을 향상시킨다.
- 다중 모형 비교 분석을 통하여, 현재 기후 모델링의 현주소를 파악하고 평가한다.
- 향후 기후변화에 의한 한반도 및 동아시아 기후 특성의 변화를 탐지하는 기본 자료로 활용한다
- 한반도를 포함한 동아시아 지역의 이상기후 예측 시스템 구축에 활용된다.

2. 경제적 · 산업적 측면

이상 기후 현상은 경제적 산업적으로 막대한 영향을 끼친다. 우리나라도 이상 기후로 인해 연평균 피해액은 최근 들어 급증해왔다. 하지만 이상 기후 현상에 대한 우리의 이해수준은 현재 매우 미

흡한 형편이다. 본 과제는 이상 기후의 발생 역학과정을 이해하고, 그의 예측성을 연구하는데 주요 목적으로 두고 있다. 이러한 연구는 학술적인 부분 이외에도 사회 경제적으로 매우 중요한 의의가 있는 것으로 판단된다. 즉, 본 과제는 이상 기후 현상 및 이와 연관되어 발생하는 지역적 변동에 효과적으로 대처하고 이를 적극적으로 이용될 수 있을 것이다. 또한 본 연구 과제는 이상 기후 현상에 따른 산업 경제 활동의 피해 최소화와 효과적인 대응전략 수립에 기본적인 정보로 활용될 것이다.

3. 과제 성과의 현업화·실용화 및 기상청 업무에의 기여도

- 이상 기후의 발생 역학 및 예측성 연구를 통하여, 향후 기상청의 이상 기후 감시 및 한반도의 계절 예보 시스템 구축에 기여할 것으로 기대된다.
- 한반도 주변 이상 기후변동성 평가를 통해 향후 기후 변화에 기인하는 자연재해의 조기 진단 및 대책 수립에 활용

제 6 장 참고문헌

- Barnston, A.G., and R.E. Livezey, 1987: Classification, Seasonality and Persistence of Low-Frequency Atmospheric Circulation Patterns. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1083 - 1126.
- Bengtsson, L., K. I. Hodges, and E. Roeckner, 2006: Storm tracks and climate change. *J. Clim.*, 19, 3518-3543.
- Blackmon, M. L., 1976: A climatological spectral study of the 500 mb geopotential height of the northern hemisphere. *J. Atmos. Sci.*, 33, 1607-1623.
- Branstator, G., 1995: Organization of storm track anomalies by recurring low-frequency circulation anomalies. *J. Atmos. Sci.*, 52, 207-226.
- Cai, M., and M. Mak, 1990: Symbolic relation between planetary and synoptic-scale waves. *J. Atmos. Sci.*, 47, 2953 - 2968.
- Cai, M., and H. M. van den Dool, 1991: Low-Frequency Waves and Traveling Storm Tracks. Part I: Barotropic Component. *J. Atmos. Sci.*, 48, 1420-1436.
- Chang, E. K. M., S. Lee, and K. L. Swanson, 2002: Storm track dynamics. *J. Clim.*, 15, 2163-2183.
- Chang, E. K. M., and Y. Fu, 2002: Interdecadal Variations in Northern Hemisphere Winter Storm Track Intensity. *J. Clim.*, 15, 642 - 658.
- Chen, T.-C., W.-R. Huang, and J.-H. Yoon, 2004: Interannual variation of the east Asian cold surge activity. *J. Clim.*, 34(1), 293 - 305.
- Deser, C., 2000: On the teleconnectivity of the "Arctic Oscillation". *Geophys. Res. Lett.*, 27(6), 779-782.
- Duchon, C., 1979: Lanczos filtering in one and two dimensions. *J. Applied Meteorol.*, 1016-1022.
- Egger, J., and H.-D. Schilling, 1983: On the theory of the long-term variability of the atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, 40, 1073-1085.
- Feldstein, S., and S. Lee, 1996: Mechanisms of zonal index variability in an aquaplanet GCM. *J. Atmos. Sci.*, 53, 3541 - 3555.
- Feldstein, S. B., 2002: Fundamental mechanisms of PNA teleconnection pattern growth and decay. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 128, 775-796.
- Feldstein, S. B., 2003: The dynamics of NAO teleconnection pattern growth and

- decay. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 129, 901–924.
- Folland, C.K., J. Knight, H.W. Linderholm, D. Fereday, S. Ineson, and J.W. Hurrell, 2009: The Summer North Atlantic Oscillation: Past, Present, and Future. *J. Clim.*, 22, 1082 - 1103.
- Fyfe, J. C., G. J. Boer, and G. M. Flato, 1999: The Arctic and Antarctic Oscillations and their projected changes under global warming. *Geophys. Res. Lett.*, 26, 1601 - 1604.
- Gillett, N. P., G. C. Hegerl, M. R. Allen, and P. A. Stott, 2000: Implications of changes in the Northern Hemisphere circulation for the detection of anthropogenic climate change. *Geophys. Res. Lett.*, 27, 993–996.
- Gillett, N. P., M. R. Allen, R. E. McDonald, C. A. Senior, D. T. Shindell, and G. A. Schmidt, 2002: How linear is the Arctic Oscillation response to greenhouse gases?. *J. Geophys. Res.*, 107, 4022, doi:10.1029/2001JD000589.
- Gillett, N. P., R. J. Allan, and T. J. Ansell, 2005: Detection of external influence on sea level pressure with a multi-model ensemble. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L19174, doi:10.1029/2005GL023640.
- Gong, D.-Y., S.-W. Wang, and J.-H. Zhu, 2001: East Asian winter monsoon and Arctic Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 2073–2076.
- Gong, D. .Y., and C. .H. Ho, 2002: The Siberian High and climate change over middle to high latitude Asia. *Theor. Appl. Climatol.*, 72, 1 - .9.
- Gong, D.-Y., and C.-H. Ho, 2003: Arctic Oscillation signals in the East Asian summer monsoon. *J. Geophys. Res.*, 108, 4066, doi:10.1029/2002JD002193.
- Gong, D.-Y., and C.-H. Ho, 2004: Intra-seasonal variability of wintertime temperature over East Asia. *Int. J. Climatol.*, 24, 131–144.
- Hartmann, D. L., and F. Lo, 1998: Wave-driven zonal flow vacillation in the Southern Hemisphere. *J. Atmos. Sci.*, 55, 1303 - 1315.
- Higgins, R. W., A. Leetmaa, and V. E. Kousky, 2002: Relationships between climate variability and winter temperature extremes in the United States. *J. Clim.*, 15(13), 1555–1572.
- Hoerling M. and M. Ting, 1994: Organization of Extratropical Transients during El Niño. *J. Clim.*, 7, 745–766.
- Hurrell J. W., Y. Kushnir, G. Ottersen, and M. Visbeck, 2003: An overview of the

- North Atlantic Oscillation. *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact*. Geophys. Monogr., Vol. 134, Amer. Geophys. Union, 1 - 35.
- 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, L14704, doi:10.1029/2005GL023024
- Jeong, J.-H., C.-H. Ho, B.-M. Kim, 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, D11104, doi:10.1029/2004JD005408.
- Jeong, J. H., B. M. Kim, C. H. Ho, and Y. H. Noh, 2008: Systematics variation in wintertime precipitation in East Asia by MJO induced extratropical vertical motion. *J. Clim.*, 21, 788 - 810.
- Jhun, J.-G., and E.-J. Lee, 2004: A new East Asian winter monsoon index and associated characteristics of the winter monsoon. *J. Clim.*, 17, 711-726.
- Jin, F.-F., L.-L. Pan, and M. Watanabe, 2006a: Dynamics of synoptic eddy and low-frequency flow interaction. Part I: A linear closure. *J. Atmos. Sci.*, 63, 1677-1694.
- Jin, F.-F., L.-L. Pan, and M. Watanabe, 2006b: Dynamics of synoptic eddy and low-frequency flow interaction. Part II: A theory for low-frequency modes. *J. Atmos. Sci.*, 63, 1695-1708.
- Jin, F.-F., 2010: Eddy-induced Instability for Low-frequency Variability. *J. Atmos. Sci.*, doi: 10.1175/2009JAS3185.142A, 41 - 50.
- Kalnay, E., et al., 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437-470.
- Kimoto M., F-F Jin, M. Watanabe and N. Yasutomi, 2001: Zonal flow-eddy coupling and a neutral mode theory for Arctic Oscillations. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 737-740.
- Kug, J.-S., and F.-F. Jin, 2009: Left-hand rule for synoptic eddy feedback on low-frequency flow. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L05709, doi:10.1029/2008GL036435.
- Kug, J.-S., F.-F. Jin, J. Park, H.-L. Ren, and I.-S. Kang, 2010a: A general rule for synoptic-eddy feedback onto low-frequency flow. *Clim. Dyn.*, doi:10.1007/s00382-009-0606-8.

- Kug, J. S., D. H. Choi, F. F. Jin, W. T. Kwon, and H. L. Ren, 2010b: Role of synoptic eddy feedback on polar climate responses to the anthropogenic forcing. *Geophys. Res. Lett.*, 37, L14704, doi:10.1029/2010GL043673.
- Lau, N.-C., and J. M. Wallace, 1979: On the distribution of horizontal transports by transient eddies in the northern hemisphere wintertime circulation. *J. Atmos. Sci.*, 36(10), 1844-1861.
- Lau, N.-C., and E. O. Holopainen, 1984: Transient eddy forcing of the time-mean flow as identified by geopotential tendencies. *J. Atmos. Sci.*, 41, 313-328.
- Lau, N.-C., 1988: Variability of the observed midlatitude storm tracks in relation to low-frequency changes in the circulation pattern. *J. Atmos. Sci.*, 45, 2718-2743.
- Lau, N.-C., and M. J. Nath, 1991: Variability of the baroclinic and barotropic transient eddy forcing associated with monthly changes in the midlatitude storm tracks. *J. Atmos. Sci.*, 48, 2589-2613.
- Lee, S., and S. B. Feldstein, 1996: Mechanism of zonal index evolution in a two-layer model. *J. Atmos. Sci.*, 53, 2232-2246.
- Limpasuvan, V., and D. L. Hartmann, 1999: Eddies and the annular modes of climate variability. *Geophys. Res. Lett.*, 26, 3133-3136.
- Limpasuvan, V., and D. L. Hartmann, 2000: Wave-maintained annular modes of climate variability. *J. Clim.*, 7, 1144-1163.
- Lorenz, D. J., and D. L. Hartmann, 2001: Eddy-zonal flow feedback in the Southern Hemisphere. *J. Atmos. Sci.*, 58, 3312-3327.
- Lorenz, D. J., and D.L. Hartmann, 2003: Eddy - Zonal Flow Feedback in the Northern Hemisphere Winter. *J. Clim.*, 16, 1212 - 1227.
- Lorenz, D. J., and E. T. DeWeaver, 2007: Tropopause height and zonal wind response to global warming in the IPCC scenario integrations. *J. Geophys. Res.*, 112, D10119, doi:10.1029/2006JD008087.
- Luo, D., T. Gong, Y. Diao, and W. Zhou, 2007: Storm tracks and annular modes. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L17701, doi:10.1029/2007GL030436.
- Madec, G., 2008: NEMO ocean engine. Note du Pole de modelisation No.27, pp.193, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France.
- Miller, R. L., G. A. Schmidt, and D. T. Shindell, 2006: Forced annular variations in the 20th century Intergovernmental Panel on Climate Change Fourth Assessment

- Report models. *J. Geophys. Res.*, 111, D18101, doi:10.1029/2005JD006323.
- Nakamura, H., and J.M. Wallace, 1990: Observed Changes in Baroclinic Wave Activity during the Life Cycles of Low-Frequency Circulation Anomalies. *J. Atmos. Sci.*, 47, 1100 - 1116.
- Ninomiya, K., 2000: Large- and meso- α -scale characteristics of Meiyu-Baiu front associated with intense rainfalls in 1 - 10 July 1991. *J. Meteor. Soc. Japan.*, 78, 141 - 157.
- Ninomiya, K., 2004: Large- and mesoscale features of Meiyu-Baiu front associated with intense rainfalls. In: *The East Asian summer monsoon 141 The East Asian Monsoon* (Chang CP, ed). Singapore: World Scientific, 560 pp.
- Pan, L.-L. and F.-F. Jin, 2005: Seasonality of synoptic eddy feedback and the AO/NAO. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L21708, doi:10.1029/2005GL024133.
- Pan, L.-L., F.-F. Jin, and M. Watanabe, 2006: Dynamics of Synoptic Eddy and Low-Frequency Flow Interaction. Part III: Baroclinic Model Results. *J. Atmos. Sci.*, 63, 1709 - 1725.
- Park, T.-W., C.-H. Ho, S. Yang 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, D23122, doi:10.1029/2010JD014794.
- Park, W., and M. Latif, 2008: Multidecadal and multicentennial variability of the meridional overturning circulation. *Geophys. Res. Lett.*, 35, L22703, doi:10.1029/2008GL035779.
- Park, W., N. Keenlyside, M. Latif, A. Stroh, R. Redler, E. Roeckner, and G. Madec, 2009: Tropical Pacific Climate and Its Response to Global Warming in the Kiel Climate Model. *J. Clim.*, 22(1), 71-92.
- Park, W., and M. Latif, 2010: Pacific and Atlantic multidecadal variability in the Kiel Climate Model. *Geophys. Res. Lett.*, 37, L24702, doi:10.1029/2010GL045560.
- Pinto, J. G., U. Ulbrich, G. C. Leckebusch, T. Spanghel, M. Reyers, and S. Zacharias, 2007: Changes in storm track and cyclone activity in three SRES ensemble experiments with the ECHAM5/MPI-OM1 GCM. *Clim. Dyn.*, doi:10.1007/s00382-007-0230-4.
- Portis D. H., J. E. Walsh, M. El Hamly, and P. J. Lamb, 2001: Seasonality of the

- North Atlantic Oscillation. *J. Clim.*, 14, 2069 - 2078.
- Qin, J., and W.A. Robinson, 1992: Barotropic Dynamics of Interactions between Synoptic and Low-Frequency Eddies. *J. Atmos. Sci.*, 49, 71 - 79.
- Ren, H.-L., F.-F. Jin, J.-S. Kug, J. Zhao, J.-H. Park 2009a: A Kinematic Mechanism for Positive Feedback between Synoptic Eddies and NAO. Accepted at *Geophys. Res. Lett.*
- Rigor, I. G., R. L. Colony, and S. Martin, 2000: Variations in surface air temperature observations in the Arctic. 1979-97, *J. Clim.*, 13(5), 896-914.
- Rind, D., J. Perlwitz, and P. Lonergan, 2005: AO/NAO response to climate change: 1. Respective influences of stratospheric and tropospheric climate changes. *J. Geophys. Res.*, 110, D12107, doi:10.1029/2004JD005103.
- Robinson, W. A. 1991a: The dynamics of low-frequency variability in a simple model of the global atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, 48, 429-441.
- Robinson, W. A., 1991b: The dynamics of the zonal index in a simple model of the atmosphere. *Tellus*, 43A, 295-305.
- Robinson, W. A., 2000: A baroclinic mechanism for the eddy feedback on the zonal index. *J. Atmos. Sci.*, 57, 415-422.
- Roeckner, E., and Coauthors, 2003: The atmospheric general circulation model ECHAM5. Part I: Model description. Rep.349, pp.127, Max Planck Institute for Meteorology, Hamburg, Germany.
- Semenov, V. A., M. Latif, J. H. Jungclaus, and W. Park, 2008: Is the observed NAO variability during the instrumental record unusual?. *Geophys. Res. Lett.*, 35, L11701, doi:10.1029/2008GL033273.
- Shabbar, A., and B. Bonsal, 2004: Associations between low frequency variability modes and winter temperature extremes in Canada. *Atmos. Ocean*, 42(2), 127-140.
- Sheng, J., J. Derome, and M. Klasa, 1998: The role of transient disturbances in the dynamics of the Pacific-North American pattern. *J. Clim.*, 11, 523-536.
- Sung, M. K., G. H. Lim, J. S. Kug, and S. I. An, 2011: A linkage between the North Atlantic Oscillation and its downstream development due to the existence of a blocking ridge. *J. Geophys. Res.*, 116, D11107, doi:10.1029/2010JD015006.
- Tanaka, H. L., 2003: Analysis and modeling of the Arctic Oscillation using a simple barotropic model with baroclinic eddy forcing. *J. Atmos. Sci.*, 60, 1359-1379.

- 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, 1297-1300.
- Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace, 2000: Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *J. Clim.*, 13(5), 1000-1016.
- Thompson, D. W. J., J. M. Wallace, and G. C. Hegerl, 2000: Annular modes in the extratropical circulation. Part II: Trends. *J. Clim.*, 13, 1018-1036.
- Thompson, D. W. J., and D. J. Lorenz, 2004: The signature of the annular modes in the tropical troposphere. *J. Clim.*, 17, 4330-4342.
- Ting, M., and N. Lau, 1993: A diagnostic and modeling study of the monthly mean wintertime anomalies appearing in a 100-year GCM experiment. *J. Atmos. Sci.*, 50(17), 2845-2867.
- Ulbrich, U., and M. Christoph, 1999: A shift of the NAO and increasing storm track activity over Europe due to anthropogenic greenhouse gas forcing. *Clim. Dyn.*, 15, 551-559.
- Ulbrich, U., J. G. Pinto, H. Kupfer, G. C. Leckebusch, T. Spanghehl, and M. Reyers, 2008: Changing Northern Hemisphere storm tracks in an ensemble of IPCC climate change simulations. *J. Clim.*, 21, 1669-1679.
- Valcke, S., Ed., 2006: OASIS3 user guide. PRISM Tech. Rep. 3, pp.64, CERFACS, Toulouse, France.
- Vallis, G. K., E. P. Gerber, P. J. Kushner, and B. A. Cash, 2004: A mechanism and simple dynamical model of the North Atlantic Oscillation and annular modes. *J. Atmos. Sci.*, 61, 264-280.
- Vautard, R., B. Legras, and M. Déqué, 1988: On the source of midlatitude low-frequency variability. Part I: A statistical approach to persistence. *J. Atmos. Sci.*, 45, 2811 - 2843.
- Wallace, J. M., 2000: North Atlantic Oscillation/annular mode: Two paradigms - one phenomenon. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 126(564), 791-805.
- Wang, J., and M. Ikeda, 2000: Arctic oscillation and Arctic sea-ice oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, 27(9), 1287-1290.
- Wang, L., and W. Chen, 2010: Downward Arctic Oscillation signal associated with moderate weak stratospheric polar vortex and the cold December 2009. *Geophys.*

- Res. Lett., 37, L09707, doi:10.1029/2010GL042659.
- Wettstein, J. J., and L. O. Mearns, 2002: The influence of the North Atlantic–Arctic Oscillation on mean, variance, and extremes of temperature in the northeastern United States and Canada. *J. Clim.*, 15(24), 3586–3600.
- Whitaker J. S., and A. Barcilon, 1992a: Type B cyclogenesis in a zonally varying flow. *J. Atmos. Sci.*, 49, 1877 - 1892
- Whitaker J. S., and A. Barcilon, 1992b: Genesis of mobile troughs in the upper westerlies. *J Atmos. Sci.*, 49, 2097–2107.
- Whitaker, J. S., and A. Barcilon, 1995: Low–Frequency Variability and Wavenumber Selection in Models with Zonally Symmetric Forcing. *J. Atmos. Sci.*, 52, 491–503.
- Wu, A. M., W. W. Hsieh, A. Shabbar, G. J. Boer, and F. W. Zwiers, 2006: The nonlinear association between the Arctic Oscillation and North American winter climate. *Clim. Dyn.*, 26(7–8), 865–879.
- Wu, B., and J. Wang, 2002: Winter Arctic Oscillation, Siberian High and East Asian winter monsoon. *Geophys. Res. Lett.*, 29, 1897, doi:10.1029/2002GL015373.
- Yin, J. H., 2005: A consistent poleward shift of the storm tracks in simulations of 21st century climate. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L18701, doi:10.1029/2005GL023684.
- Zhang, Y., K. R. Sperber, 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), 2605 - 2619.

주 의

1. 이 보고서는 기상청에서 시행한 기후변화대응기술개발사업의 연구보고서입니다.
2. 이 보고서 내용을 발표하는 때에는 반드시 기상청에서 시행한 기후변화대응기술개발사업의 연구결과임을 밝혀야 합니다.
3. 국가과학기술 기밀유지에 필요한 내용은 대외적으로 발표 또는 공개하여서는 아니됩니다.