

태양활동이 북극지역 기후 변동성에 미치는
영향 연구

Impacts of Solar Activity in Northern Polar Climate
Variability



극지연구소

제 출 문

극지연구소장 귀하

본 보고서를 “태양활동이 북극지역 기후 변동성에 미치는 영향 연구” 과제의 최종보고서로 제출합니다.

2021. 2. 28

연구 책임자 : 김정환

참여 연구원 : 지건화

“ : 이창섭

“ : 송인선

“ : 이지희

“ : 송병권

“ : 김지은

“ : 감호식

“ : 김성중

보고서 초록

과제관리번호		해당단계 연구기간	2018.05.01. ~2020.12.31	단계 구분	1단계 / 1단계
연구사업명	중 사업명	주요사업			
	세부사업명	주요사업			
연구과제명	중 과제명				
	세부(단위)과제명	태양활동이 북극지역 기후 변동성에 미치는 영향 연구			
연구책임자	김 정 한	해당단계 참여연구원수	총 : 9 명 내부 : 명 외부 : 명	해당단계 연구비	정부: 285,000 천원 기업: 천원 계: 285,000 천원
연구기관명 및 소속부서명	극지연구소 대기연구본부		참여기업명		
국제공동연구	상대국명 :		상대국연구기관명 :		
위탁연구	연구기관명 :		연구책임자 :		
요약 (연구결과를 중심으로 개조식 500자 이내)				보고서 면수	96
<p>○ 태양복사 변화가 북극 지표 부근 기후 변동에 주는 영향 연구를 위해 이론 및 재분석 자료 분석, 그리고 모델링 연구를 수행</p> <ul style="list-style-type: none"> - 동서 평균된 배경바람에 대해, 남북-연직 (2차원) 전파를 고려하는 고전적 행성과 이론과 여기에 동서 방향을 포함하는 3차원 전파의 행성과 이론을 정리 - 약 40년 동안의 재분석 자료를 분석하여 태양 변동성이 북극 지면 (또는 해수면) 기압 변화에 미치는 영향에 대해 조사 - 태양의 11년 주기 등 긴 주기의 변동성이 미치는 영향을 연구하기 위해 이상화된 모델링 기법을 개발 및 적용하여 분석 <p>○ 재분석 자료 분석을 통해 북반구 초겨울 (11월과 12월) 기간과 늦겨울 (1월 및 2월) 기간이 서로 다른 방식으로 태양 변동성에 반응함을 파악</p> <ul style="list-style-type: none"> - 초겨울에는 HS (High Solar) 동안 성층권-중간권 극제트가 강해지며 극향 (poleward) 질량 수송이 약화되어 북극 지역 해수면 기압이 낮아짐 - 늦겨울에는 초겨울과 반대로 HS 때 성층권-중간권 극제트가 약해지며 극향 질량 수송이 강화되어 북극 지역 해수면 기압이 상대적으로 높아짐 <p>○ 이상화된 모델링 기법으로 조사한 태양 변동성 효과의 특징은 열대지역 하부 성층권에서 나타나는 준2년 진동 (QBO; Quasi-Biennial Oscillation)과의 연관성이 크다는 점임</p> <ul style="list-style-type: none"> - 재분석 자료의 결과와 비교했을 때 늦겨울 동안의 결과와는 유사하지만, 준2년 주기와 의 관계에 있어서 일부 기존 연구와 상반되는 결과는 이상화된 모델의 추가적인 개선점이 필요하다는 것을 시사함 					
색인어 (각 5개 이상)	한 글	태양 변동성, 북극 기후 변동, 행성과의 3차원 전파 이론, 이상화 전층 모델링			
	영 어	Solar Variability, Arctic Climate Variability, 3-D propagating Theory of Planetary Waves, Idealized Whole Atmospheric Modelling			

요 약 문

I. 제 목

태양활동이 북극지역 기후 변동성에 미치는 영향 연구

II. 연구개발의 목적 및 필요성

- 북극의 기후는 산업화 이후 인간 활동에 의한 온실기체 증가로 온난화가 진행되고 있으며 그와 동시에 태양활동 등의 자연적인 변동성 영향도 함께 받고 있음
- 지난 24 태양주기 동안 전례없이 길었던 태양 극소기로 인해 자연 변동성이 기후변화에 미치는 영향에 대한 관심이 증가함
- 따라서 태양 활동의 변화가 기본적으로 북극 지역 기후에 어떻게 영향을 미치는지에 대한 통계적인 특성 연구 필요

III. 연구개발의 내용 및 범위

- 현재의 전층대기 수치모델에서 적용하고 있는 고전적 2차원 행성과 전파 (남북-연직)와 함께 동서 방향을 포함하는 3차원 행성과 전파에 대한 이론 연구
- 약 35년간의 재분석 자료를 이용하여 태양 변동성에 따른 북극 지역의 지면 또는 해수면 기압 변화에 대한 분석
- 태양 11년 주기의 영향에 대해 통계적으로 유의미한 분석을 수행하기 위해 이상화된 전층대기 모델을 개발하여 분석에 활용

IV. 연구개발결과

- 재분석 자료를 이용하여 태양 변동성이 북극 지면 (또는 해수면) 기압에 미치는 영향에 대해 통계적 분석
 - 유럽 중기예보 센터 (ECMWF; European Centre for Medium-range Weather Forecasts)에서 제공하는 Era-Interim 재분석 자료를 이용하여 약 35년의 기간에 대해 태양 활동이 높을 때와 낮을 때로 분류하고 각각의 경우에 겨울철 북극 지역 지면 또는 해수면 기압의 변화를 분석
 - 분석을 통해 북반구 초겨울 (11월, 12월) 기간과 늦겨울 (1월, 2월) 기간의 북극 지역 해수면 기압이 태양 변동성에 대해 다르게 반응하는 것을 확인
 - 초겨울에는 태양활동이 강한 경우 (HS; High Solar), 성층권-중간권 극제트가 강해지면서 행성과와 평균류와의 상호작용이 감소하고, 그 결과 성층권에서의 극향 질량 수송이 약화되어 태양활동이 약한 경우 (LS; Low Solar)에 비해 북극 지역 해수면 기압이 낮아짐
 - 반면 늦겨울 기간에는 HS 때 LS에 비해 성층권-중간권 극제트가 약해지면서 성층권에서의 극향 질량 수송이 강화되어 상대적으로 북극 지역 해수면 기압이 높아짐
- 이상화된 전지구 전층대기 모델링 연구
 - 통계적으로 유의미한 데이터를 확보하기 위해 이상화된 전지구 전층대기 모델을 개발하여 모의 실험 수행
 - 수치모의 결과 가장 눈에 띄는 특징은 태양 변동성의 효과가 상당한 정도로 열대 지역 하부 성층권에서 나타나는 준2년 주기 진동 (QBO; Quasi-Biennial Oscillation)과 연관성이 큰 것으로 나타남
 - 재분석 자료와 비교했을 때 늦겨울 기간의 결과와는 유사한 태양 변동성의 반응을 보이지만, 태양 변동성 중립 (SN; Solar Neutral) 기간의 경우 준2년 주기 진동에 대한 겨울철 극지 성층권-중간권 제트의 반응이 기존 연구와 반대로 나타나는 문제점을 보임
 - 이는 모델에서 HS와 LS의 민감도 차이에 기인하는 것으로 판단되며 이상화된 전층대기 모델의 추가적인 개선점 필요

V. 연구개발결과의 활용계획

- 태양 활동성에 대한 북극 지역 기후요소들의 반응 결과와 향후 남극 지역의 반응 결과와 비교·분석에 활용
- 현재 모든 전층대기 수치모델에서 대기파동의 수직전파만을 가정하고 있으나 향후 대기 파동의 수평전파를 고려한 수치모델 결과와의 비교 연구에 활용
- 태양 변동성에 반응하는 저층·고층 극제트의 변화에 관여하는 물리 요소 규명에 기초 자료로 활용
- 본 과제의 결과들을 바탕으로 향후 양 극지방의 반응 및 그에 따른 전지구 순환 시스템의 변화를 연구하기 위한 기초 자료로 활용



S U M M A R Y

I. Title

Impacts of Solar Activity in Northern Polar Climate Variability

II. Purpose and Necessity of the Study

- The climate in Arctic region has been significantly influenced by the increase of greenhouse gases due to anthropogenic activities and also simultaneously affected by the natural variabilities such as solar activity
- Increased attention about the effect by natural variability such as solar activity on the climate change in Arctic region caused by unprecedented solar minimum period during last solar cycle 24
- Understand the statistical features about the effect of solar variability on the Arctic climate

III. Contents and Scope of the Study

- Theoretical study of the three dimensional propagating planetary waves including zonal direction as well as conventional two dimensional propagating theory of planetary waves
- Analysis of ground or sea level pressure variability in Arctic region by solar activities using Era-Interim reanalysis data during about 35 years
- Development of idealized whole atmospheric general circulation model for the investigation of the statistical effect by solar 11-year cycles

IV. Results of the Study

- Statistical Analysis of the effect on the ground or sea level pressure by solar variability using reanalysis data
 - Classification of reanalysis data during about 35 years into high and low solar activity periods using the Mg-II and F10.7 indices
 - Different responses of sea level pressure in Arctic region during early-winter (Nov, Dec) and late-winter (Jan, Feb) for the high and low solar activities
 - In the early-winter during high solar activity, the interaction between planetary wave and mean flow is reduced due to strong polar vortex in stratosphere and mesosphere, resulting the relatively low sea level pressure by weakened poleward mass transport in stratosphere
 - On the other hand, during late-winter the enhanced poleward mass transport due to weakened polar vortex in stratosphere and mesosphere seems to contribute to relatively increased sea level pressure in Arctic region

- Study using idealized whole atmosphere circulation model
 - Development of idealized whole atmosphere circulation model for the statistical study of long term solar cycle
 - Noticeable feature that the effect of solar variability seems to highly related to quasi-biennial oscillation (QBO) in lower stratosphere of tropical region
 - The results of sea level pressure from numerical model experiment show the similar tendency with those from reanalysis data during the late-winter period, but the response of the polar vortex in stratosphere and mesosphere regions for QBO phase differs with previous studies
 - This may indicate that the idealized whole atmosphere model used in this study needs to be improved in terms of the sensitivities of parameters in the model for high and low solar activities

V. Further Application of the Study

- Comparison study of the results in this study and the response of Antarctic region to solar variability
- Enhance our understanding on the process of the planetary wave propagation in existing whole atmospheric circulation models which assume that the planetary waves propagate only vertical direction.
- Identify the physical processes of polar vortex variation in stratosphere and mesosphere regions by solar variability

C O N T E N T S

Chapter 1 Introduction	10
Section 1. 1 Background and Purpose of the Study	10
Section 1. 2 Necessity of the Study	12
Chapter 2 Method of the Study	17
Section 2. 1 Theoretical study of generalized three dimensional planetary wave	17
Section 2. 2 Statistical analysis using reanalysis data	17
Section 2. 3 Development of idealized whole atmospheric circulation model	21
Chapter 3 Results of the Study	25
Section 2. 1 Understanding of generalized three dimensional planetary wave	25
Section 2. 2 Analysis of reanalysis data	31
Section 2. 3 Results of experiment using idealized whole atmospheric model	43
Chapter 4 Summary and Conclusions	91
Chapter 5 Applications	92
Chapter 6 References	93

목 차

제 1 장 서론	10
제 1절 연구의 배경 및 목적	10
제 2절 연구의 필요성	12
제 2 장 연구 방법	17
제 1절 일반화된 3차원 행성과 이론 연구	17
제 2절 재분석 자료를 활용한 통계적 분석	17
제 3절 이상화된 전층대기 전지구 모델 개발	21
제 3 장 연구수행 내용 및 결과	25
제 1절 일반화된 3차원 행성과 이론의 이해	25
제 2절 재분석자료 분석 결과	31
제 3절 이상화된 전층대기 전지구 모델의 모의실험 결과 분석	43
제 4 장 요약 및 결론	91
제 5 장 연구결과의 활용계획	92
제 6 장 참고문헌	93

제 1 장 서 론

제 1 절 연구의 배경 및 목적

지구의 기후는 산업화 이후 인류 활동에 의한 온실기체의 증가로 말미암아 현시점까지도 지속적인 온난화가 진행되고 있는 것이 정설로 알려져 있다. CO₂ 및 CH₄ 등의 온실기체들이 대기 중에 증가하게 되면, 대류권에서는 적외선의 형태로 우주로 방출되어야 하는 지열 및 반사 에너지들을 온실기체들이 흡수하게 되고 주변 기체들과의 충돌을 통해 에너지를 보유하게 된다. 이것은 기체들의 운동에너지 증가를 의미하며 따라서 기온의 상승과 직결되는 것이다. 대류권에서 온실기체의 증가가 기온의 상승으로 이어지는 이유는 우주로 방출되는 에너지를 흡수하는 것 자체보다, 온실기체들이 흡수한 에너지를 자발적으로 방출하기 전에 높은 밀도로 인해 주변 기체들과의 충돌로 에너지를 전달하기 때문이다. 그러나 이러한 대류권에서의 온실기체 역할이 중간권 고도에서는 정반대의 결과를 야기하는 것으로 알려져 있다. 중간권의 증가한 온실기체들도 우주로 방출되는 에너지를 흡수하지만, 이 고도에서는 대기 밀도가 낮아서 주변 기체와 충돌하기 전에 온실기체들이 흡수한 에너지만큼을 적외선의 형태로 방출하게 된다. 따라서 중간권에서 온실기체가 증가할 경우 지면에서 올라오는 에너지는 일정하게 흡수 후 방출하는 기체가 많아지기 때문에 중간권의 온도를 감소시키는 역할을 하게 되고 실제 중간권 온도의 장기간 경향을 분석한 연구 결과에서 중간권계면 (mesopause) 부근의 온도가 감소하고 있음을 발표한 바 있다.

그러나 지구의 대기는 거시적으로 온실기체에 의한 영향뿐만 아니라, 지구상 모든 생물의 근본적인 에너지원인 태양으로부터의 영향도 동시에 받고 있다. 태양의 활동은 가장 흔히 알려진 것처럼 11년 주기 (solar cycle)로 극대기와 극소기의 활동성을 보이는데, 이 태양활동 극대기와 극소기에 반응하는 지구에서는 전지구 평균온도에 있어서 약 1K~2K 만큼의 차이를 보이고 있지만 실제 태양 극대기와 극소기때의 태양 총복사 (TSI; Total Solar Irradiance)는 0.03% 정도 변할 뿐이다. 더구나, 태양 극소기 (solar minimum)의 기간이 전혀 없이 길었던 지난 24 태양주기 (solar cycle 24: 2009~2018)를 보내면서 보다 강해진 기후 변화의 징후를 경험하게 됨에 따라, 인간 활동만에 의한 것이 아닌 자연적인 변동성과의 연관성의 가능성도 생각하게 되면서 자연 변동성이 지구 기후에 미치는 영향에 대한 관심도가 증가하고 있다. 본 과제에서는 자연 변동성의 외부적 요소인 태양 활동의 변화가 극지 및 전지구 기후 변동성에 미치는 영향에 대한 연구를 수행하고자 한다. 태양 활동이 기후에 영향을 주는 요인으로는 (1) 태양 활동에 의한 태양 복사 총량 및 스펙트럼의 변동, (2) 태양 활동이 일으키는 극지 중·고층대기 순환 및 행성과 및 대기 중력과의 변화를 통한 기후의 영향, (3) 태양 활동의 변동에 따른 극지 유입 고에너지 입자 화학 과정과 기후 변동에의 영향 등 세 부문으로 나누어 생각할 수 있다. 본 연구에서는 언급된 세가지 원인 중에서 태양 활동에 의한 복사 총량 및 스펙트럼의 변동이 기후 변동성에 주는 영향에 대한 연구를 수행하고 그 결과를 보이고자 한다.

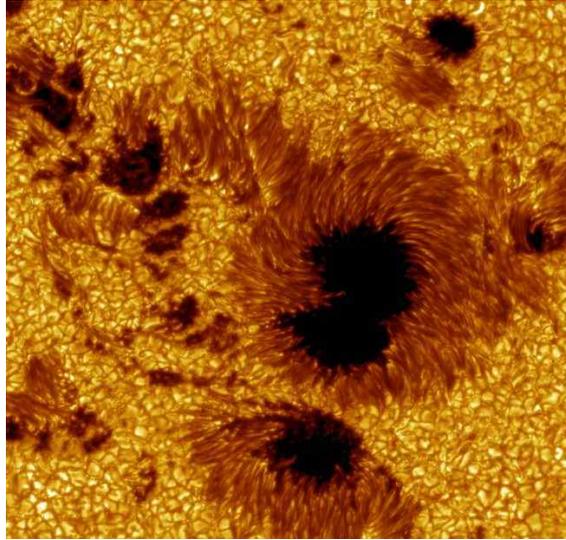


그림 1.1: 태양 흑점 (sunspots)과 주변의 백반 (faculae). 태양 활동이 강할 때, 극지적으로 강한 자기장을 띠고 상대적 저온으로 인해 어두운 흑점과 그 주변에 상대적으로 강한 복사 에너지를 방출하는 백반이 넓은 영역에 나타난다. 흑점은 태양 활동이 약할 때는 거의 사라진다. 흑점 주변에서는 강한 자기장이 형성되어 태양 내부에서 외부로 나오려는 에너지를 굴절시켜 그 흑점 주변으로 돌아 나오도록 만든다. 흑점에서는 상대적으로 적은 복사 에너지가 방출되지만, 흑점 주변의 백반에서는 그것을 상쇄하고도 남을 정도에 에너지가 방출되며 (Haigh & Cargill, 2015), 이러한 이유로 태양 활동이 강할 때, 흑점이 많아 지지만 태양 복사 총량이 증가한다 [© Royal Swedish Academy of Sciences]

극지연구소

제 2 절 연구의 필요성

태양은 안정적으로 에너지를 방출하는 별로 흔히 인식되나 실제로는 밝기가 시간적으로 변하는 변광성으로, 태양이 지구를 향해 방출하는 복사 에너지와 입자의 양도 태양 활동의 변동에 따라 변화한다. 지금까지의 기후 연구는 주로 인간 활동에 의한 기후 변화에 관심을 두었으나, 태양에서 방출되는 자외선 영역 복사 강도의 변동성이 기존에 생각했던 것보다 수배 이상 강하다는 것이 최근 관측되면서 태양 활동의 변동이 기후 변화에 주는 영향에 대한 연구가 보다 활발히 진행되고 있다. 또한, 인간 활동에 의한 기후 변동의 징후가 기후 시스템의 자연적 변동성과 서로 상호 작용하고 있음이 알려지면서, 기후 시스템의 자연 변동성에 영향을 주는 외부적 주요 요인인 태양 변동성의 기후 변화에의 영향이 더욱 주목받고 있는 상황이다. 최근 태양 활동은 점점 약해지는 추세에 있는데, 이와 관련하여 Zharkova et al. (2015) 등은 향후 태양의 활동성이 매우 약해져 1600년경의 마운더 극소기(Maunder minimum, 1645-1715) 때와 같이 완전히 약해진 태양의 시기가 도래하여, 작은 소빙하기(Little Ice Age, LIA)가 올 수 있음을 주장하였다. Zharkova가 사용한 회귀 분석 모델이 장기적인 태양 활동 변동을 정말로 예측할 수 있는지에 대한 회의가 있기도 하지만(Usoskin, 2017), 태양 활동 변동의 기후적 영향이나 인간 활동에 의한 온난화와 어떻게 상호작용 할 것인가에 관심이 점점 높아지고 있음은 분명하다.

1. 태양 활동에 의한 태양 복사 총량 및 스펙트럼의 변동

가. 태양 활동에 따라 지구 대기 상단에 도달하는 태양 복사 총량과 스펙트럼도 변화한다. 2003년 NASA가 발사한 SORCE 위성에 탑재된 TIM (Total Irradiance Monitor), SIM

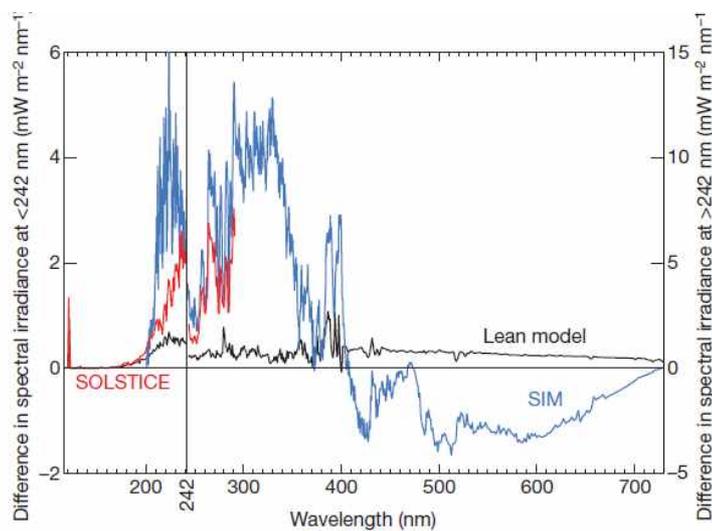


그림 1.2: SORCE 위성에서 관측된 자외선 영역의 태양 복사 스펙트럼 (Haigh, 2010). 기존의 경험 모델 (Lean model) 등과 비교하여 강한 자외선 영역의 태양 복사 변동이 4-6배까지도 차이가 난다.

(Spectral Irradiance Monitor), 및 SOLSTICE (The SOLar Stellar Irradiance Comparison Experiment) 장비를 통한 태양 복사 스펙트럼 관측 이후, 태양 복사 총량은 줄어들고 자외선 영역 복사량은 이전 관측보다 수배 이상 변동성이 강함이 밝혀지고 있다.

나. 관측을 기반으로 태양 복사 총량 (Total Solar Irradiance, TSI) 및 스펙트럼 (Spectral Solar Irradiance, SSI)에 대한 경험적 모델에 대한 연구가 진행되고 있으나, 관측 자료의 오차에 대한 정확한 정보의 부족, 관측 자료의 불연속성, 자료를 처리하는 방법이나 서로 다른 자료들을 결합하는 방식 등의 차이로 연구 결과간의 차이점 및 불확실성이 여전히 존재하는 상황이다. 특히, 과거 태양 활동을 반영할 수 있는 태양 복사 경험 모델은 아직 훨씬 많은 불확실성을 갖고 있다.

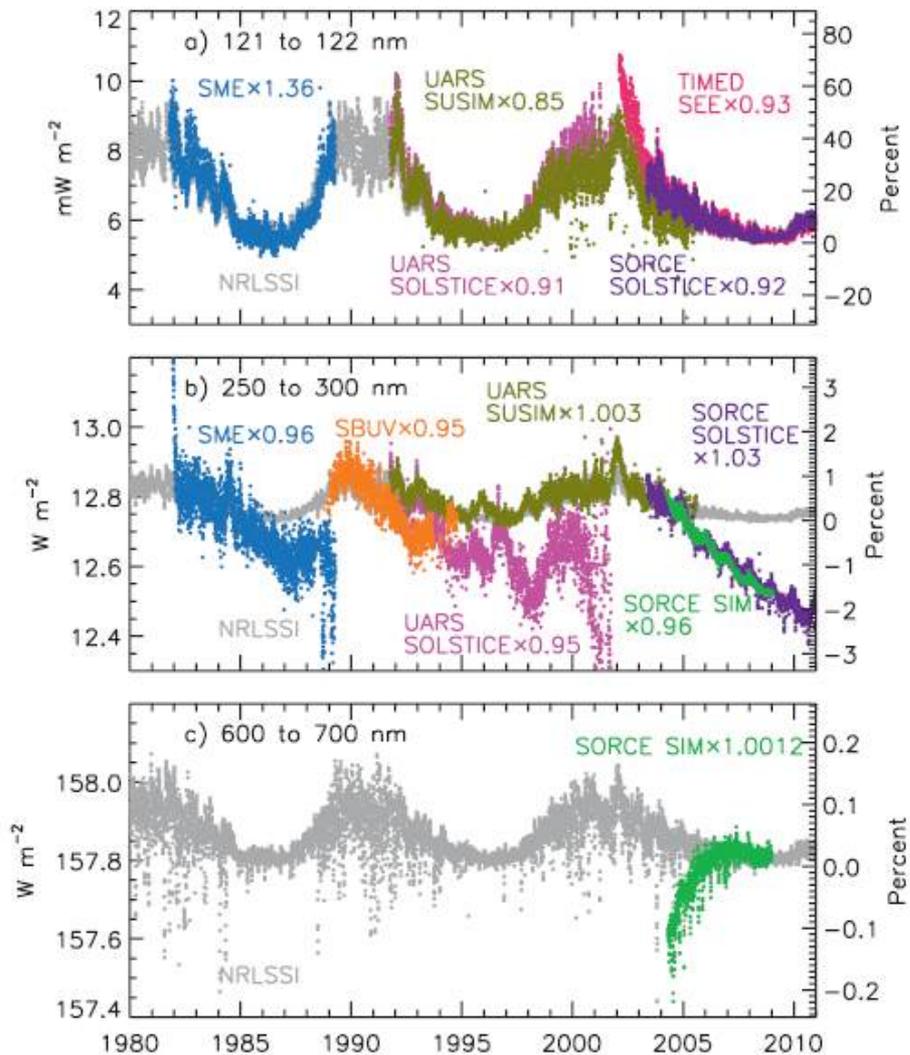


그림 1.3: 우주에서 관측된 다양한 태양 복사 스펙트럼의 파장 대 별 (121-122 nm, 250-300 nm, 600-700 nm) 비교. 회색은 NRLSSI 경험 모델의 결과를 나타냄 (Lean & DeLand, 2012).

다. 장기간 다양한 위성 및 우주 정거장에서의 TSIS (Total and Spectral solar Irradiance Sensor) 관측 자료 수집과 분석을 통해 태양 변동성의 장기 변동 추세에 대한 이해를 높일 수 있을 것으로 보이며, 이를 통해 최종적으로 기후 모델링에서 사용될 복사 모델의 개선에도 기여할 수 있을 것으로 보인다. 현재는 Matthes et al. (2017)이 제안한 NRLSSI2 모델과 SATIRE 모델의 평균값으로 많이 사용하고 있으나, 경험 모델이 함수에 자료를 fitting하여 만들어진 것이라는 점을 감안할 때, 관측 자료의 양이 많아짐에 따라 여전히 개선의 여지가 있을 것으로 판단된다.

2. 태양 복사 변동이 지표 기후 변동성에 주는 영향과 파동 역학

가. 태양 변동성에 따른 자외선 영역의 태양 복사의 변화 (242 nm보다 작은 파장에서 강한 변화가 발생) 중상부 성층권에서 광해리 과정을 통해 더 많은 혹은 더 적은 오존을 생성하며, 오존의 자외선 (200-300 nm) 흡수량의 변화에 따라 열대 지역 성층권계면 부근 온도의 변동을 야기한다 (태양 극대-극소에 대해서 약 1.5 K 정도). 이로 인해 중·고층대기 아열대부터 고위도에 걸쳐 존재하는 제트의 강도나 구조가 변화하고, 이에 따라 행성파의 전파 특성이 변화하며, 그 결과 동서방향 극 제트를 가로지르는 자오면 순환이 변화되어 극지 지면 기압의 변화가 동반된다.

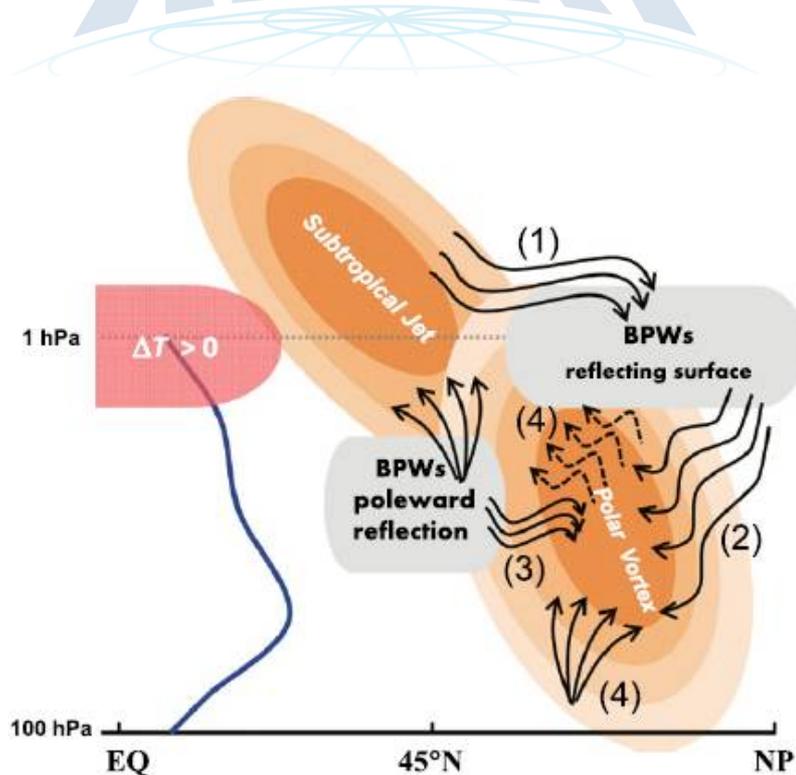


그림 1.4: 태양 변동성이 강할 때, 열대지역 성층권계면의 승온이 행성파 전파의 변화를 일으키는 메커니즘에 대한 모식도 (Lu et al., 2017a). 열대 지역 온도의 변화는 중간권 아열대 제트의 세기 및 강도 변화를 일으킬 수 있고, 이는 행성파의 깨짐, 굴절, 및 하향 전파를 일으킬 수 있다.

나. 이와 같은 하향식 메커니즘은 현재 대체적으로 받아들여지고 있기는 하지만, 상부 성층권 및 하부 중간권에서 행성과 전파 특성에 영향을 주는 대기 중력과 효과가 대부분의 모델에서 부정확하다는 점에서 메커니즘에 대한 개선의 여지가 여전히 남아 있다. 현재 대부분의 수치 모델에 장착된 대기 중력과 과정은 대체로 겨울철 중간권계면을 너무 낮게 만들거나 중부 중간권의 온도를 과대하게 높게 만드는 문제를 갖고 있다. 이러한 문제는 대류권에서 발생하는 것으로 시작하는 중력과 항력이 충분히 강해야 성층권 상부부터 극 제트에 영향을 주어, 관측과 유사한 크기의 서풍 극 제트 서풍 크기를 모의해낼 수 있기 때문이다. 그러나 이렇게 강하게 처방된 중력과 운동량 속은 중간권 중부에서는 오히려 오차를 만들어낼 여지를 상당히 갖고 있다. 경험적으로 이러한 문제는 튜닝으로 쉽게 되지 않는다. 성층권 제트의 강도를 현실화시키면 중간권의 오차가 커지고, 중간권의 오차를 줄이면 성층권 제트 세기의 오차가 커지는 딜레마에 빠지는 경우가 많다.

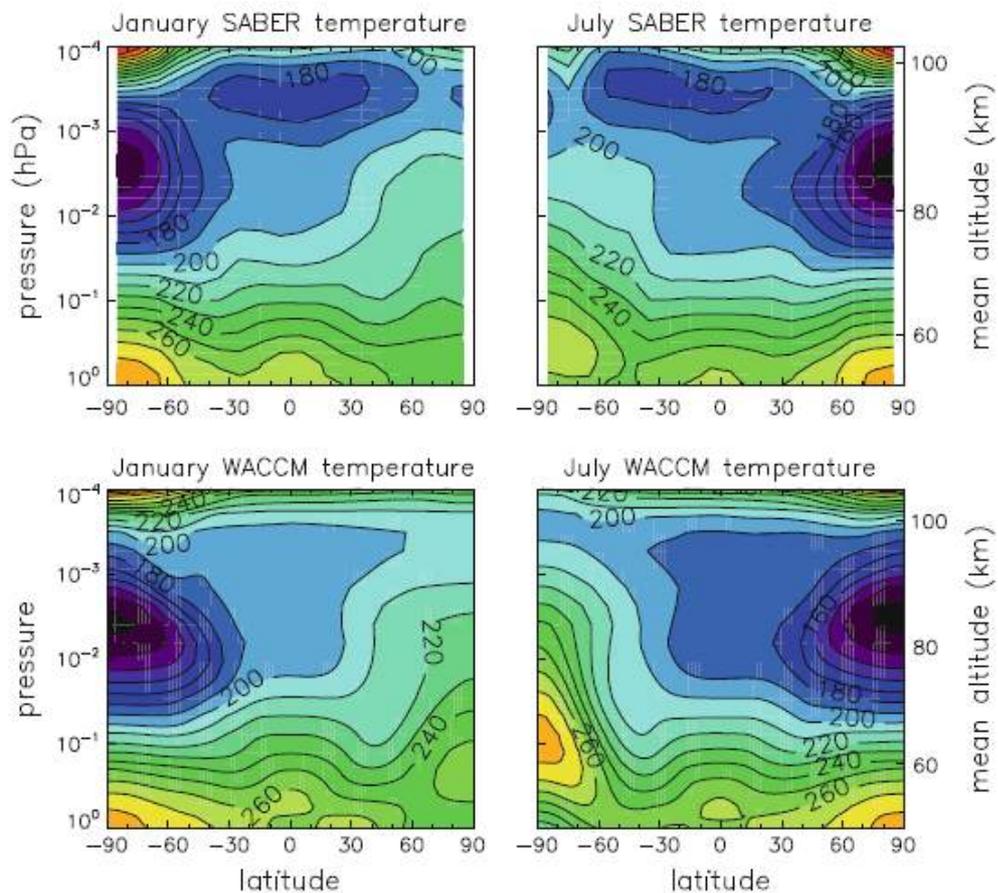


그림 1.5: 관측 (SABER, 위)와 모델 (WACCM, 아래)의 1월과 7월에 대한 동서평균 온도. 관측과 모델을 비교할 때, 1월에는 모델의 북반구 하부 중간권 온도가 높고, 7월에는 남반구 중부 중간권의 온도가 높다 (Smith, 2012).

다. 자외선에 의한 오존의 증감 및 오존에 의한 자외선 흡수의 증감이 야기하는 열대 지역

성층권계면 부근의 온도 변화는 앞서 설명한대로 겨울 반구 극 제트, 행성과 및 대기 중력과와의 상호작용을 통해 그 영향이 지면 근처에 까지 미칠 수 있다. 태양 활동이 강할 경우에는 중간권 및 성층권에서 극 제트의 세기가 커지면서 행성과의 소산이 약해지고, 그에 따라 성층권에서 열대지역에서 극으로 향하는 질량 수송이 약해진다. 그 결과 극지역의 해수면 기압이 낮아지고, 상대적으로 중위도 해수면 기압이 올라가면서, 대류권 제트가 극 방향으로 이동하는 모습을 보일 수 있다. 이러한 기압 패턴이나 제트 위치의 변화는 양의 북극 진동 인덱스에서 발견되는 것과 유사하다.

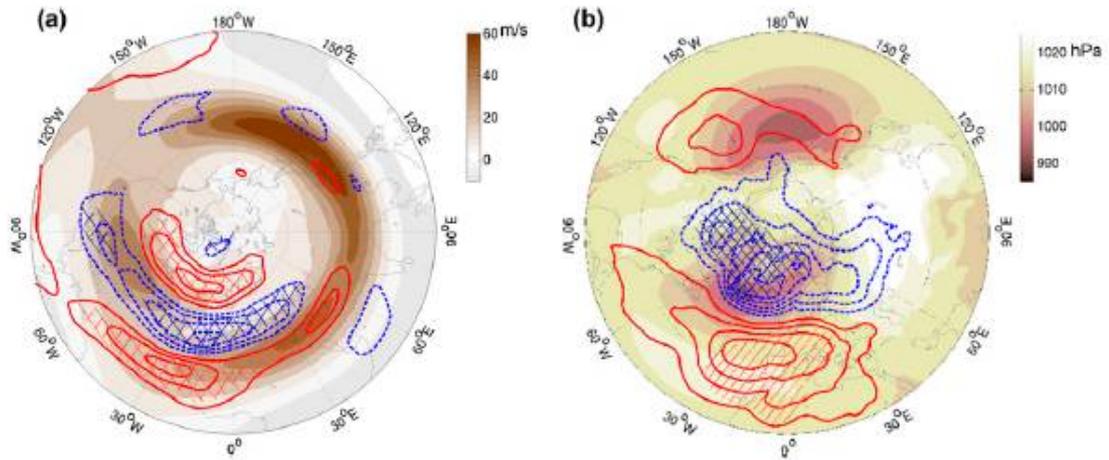


그림 1.6: (a) 대류권 상부 제트와 (b) 해수면 기압의 태양 활동이 강한 경우 (High Solar, HS)에서 태양 활동이 약한 (Low Solar, LS) 경우 간의 차이 (Lu et al., 2017b). HS에서 극지역 해수면 기압이 LS때 보다 낮다.

반대로 태양 활동이 약할 경우에는 중간권 및 성층권에서 극 제트의 세기가 약해지면서 행성과 소산이 강해지고, 그에 따라 열대지역에서 극으로 향하는 질량 수송이 강해진다. 그 결과, 극지역 해수면 기압이 높아지고, 상대적으로 중위도 해수면 기압이 낮아져, 대류권 제트가 저위도로 이동하는 모습을 보일 수 있다. 이러한 모습은 음의 북극 진동 (혹은 북대서양) 인덱스에서 나타나는 모습이다. 이렇듯 태양 변동성의 효과는 지역적 혹은 대륙적인 규모로 강하게 나타날 수 있다.

제 2 장 연구 방법

본 연구에서는 태양 복사의 변동이 지표 부근의 기후 변동에 주는 영향을 조사하기 위해서, 이론적 연구, 재분석 자료 연구, 그리고 모델링 연구를 수행한다. 이론적 연구를 위해서는 동서 평균된 평균류에 대해서 남북-연직 (2차원)으로 전파하는 고전적 행성과 이론과 함께, 동서 방향까지 포함하는 3차원으로 전파하는 행성과 이론을 정리하였다. 재분석 자료를 이용해서는 1979년부터 최근의 재분석 자료를 이용하여 실제 태양 변동성에 따라 북극 지면 (혹은 해수면) 기압의 변화에 어떠한 영향을 주는지 조사하였으며, 마지막으로 11년 주기와 같이 태양 변동성의 주기가 긴 것 때문에 실제 관측이나 재분석 자료의 샘플 수가 적은 것을 극복하기 위한 이상화된 모델링 기법을 개발 및 적용하였다.

제 1 절 일반화된 3차원 행성과 이론 연구

- 지면에 닿아있는 저층 대기에서 발생하는 행성규모 (동서 파수 1~3) 파동은 상향으로 전파하면서 소산될 때, 성층권 및 중간권과 같은 중층대에 상당한 운동량을 전달한다 (Charney and Drazin 1961).
- 전통적인 이론 (Andrews et al. 1978, 1987)은 행성과 동서 평균된 거대규모 배경 흐름과의 상호작용을 다루었으며, 이에 따라 행성의 전파를 남북-고도의 단면에서만 다루게 되어, 행성의 3차원적 전파의 특성을 파악할 수 없었다.
- 태양변동성의 기후 모드로의 영향이 행성을 통해서 이루어진다는 기존 연구들의 관점에서, 태양변동성에 따른 행성 전파의 3차원적 구조 변화를 파악함으로써 태양변동성-행성-기후모드의 상호작용을 보다 구체적으로 이해할 수 있다.
- Takaya and Nakamura (2001)은 중위도 준지균계 (quasi-geostrophic system)에서 행성 파 파군의 wave activity (A)와 행성 파 파군의 에너지에 비례하는 양 (E)의 합이 국지적으로 파동의 위상에 의존하지 않는 점을 이용하여 행성 파 파군의 3차원 플럭스 (F)에 대한 이론을 정립하였다. 이 이론은 수평적으로 변화하는 일반화된 대규모 흐름에 대해서 수평적으로 0이 아닌 위상 속도를 갖는 행성 파에 대해서까지 적용될 수 있다.

제 2 절 재분석 자료를 활용한 통계적 분석

- 본 연구에서 사용한 기상 재분석 자료는 유럽 중기예보 센터 (European Centre for Medium-range Weather Forecasts, ECMWF)에서 생산하고 제공하는 에라-인터림 재분석 (interim reanalysis, Dee et al. 2011) 자료를 이용하였다.
- 재분석 자료는 <https://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-daily/levtype=ml/>에서 받

을 수 있으나 (그림 2.1), 일괄 작업으로 데이터를 받기 위해서 ECMWF에서 제공하는 python script를 이용하였다. 스크립트를 이용한 자동화 다운로드에 대한 자세한 내용은 <https://confluence.ecmwf.int/display/WEBAPI/Access+ECMWF+Public+Datasets> 에서 참조할 수 있다.

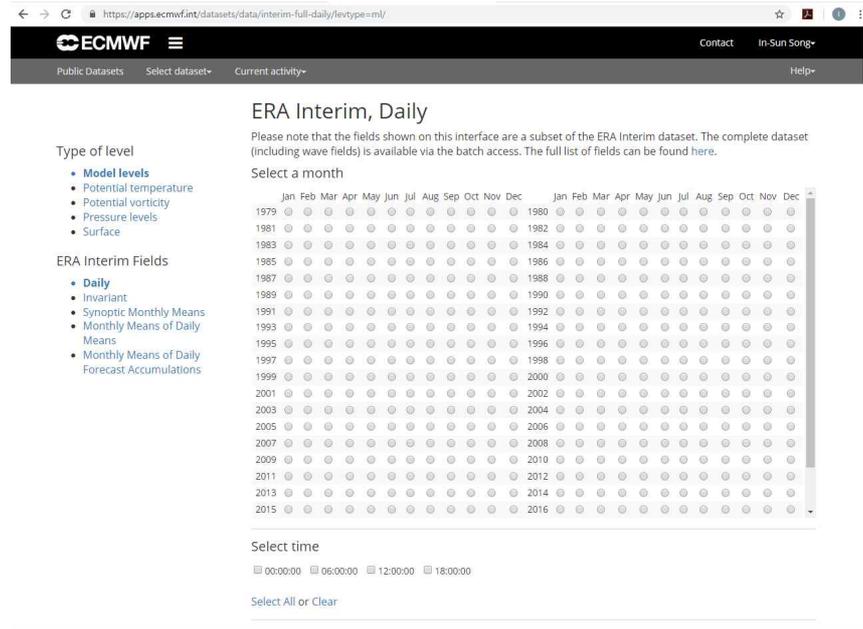


그림 2.1: ECMWF 인터림 재분석 자료 제공 사이트 접속 화면

- 1979년부터 2014년까지의 일별 (daily) 전지구 재분석 장을 확보하였으며, 일별 자료에는 6시간 간격의 전지구 (0.75도) 동서 바람, 남북 바람, 온도, 연직 기압 속도 (Dp/Dt), 지위 고도 (geopotential height), 지면 기압, 해수면 기압 등이 포함되어 있다. 자료는 연직으로 지면부터 1 hPa (고도 약 50 km)까지의 연직 고도 범위를 포함하며, 총 37층으로 이루어져 있다.
- 확보된 자료를 태양변동성에 따라 구분하기 위해서 태양 변동성의 지표로 통상적으로 활용되는 Mg-II 이온 (Viereck et al. 1999; Snow et al. 2014)과 F10.7 시계열을 이용하였다. 여러 가지 기기를 통해 관측된 Mg-II 이온 인덱스를 결합하여 만든 합성 (composite) 인덱스를 이용하였고, 독일 브뢰멘 대학에서 제공하는 합성 자료를 이용하였다. 이 자료는 <http://www.iup.physik.uni-bremen.de/gome/gomemgii.html>에서 다운로드할 수 있다. F10.7 인덱스는 ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/GEOMAGNETIC_DATA/INDICES/KP_AP에서 제공하는 일별 자료를 활용하였다.
- Lu et al. (2017a, b)에 근거하여, 각 날마다 이전 90일 평균된 Mg-II의 시계열을 통해서 high solar (HS)와 low solar (LS)를 구분하였다. 각 날마다 HS와 LS가 구분되기는 하지만 하나의 북반구 늦가을-겨울-이른 봄철 (11월-3월)에 대해서 90% 이상의 날에 대해서 HS와 LS는 일관되게 나타났다. 그림 2.2는 Mg-II 인덱스로 구분된 HS와 LS로 구분되는 북반구 겨울철을 나타낸다.

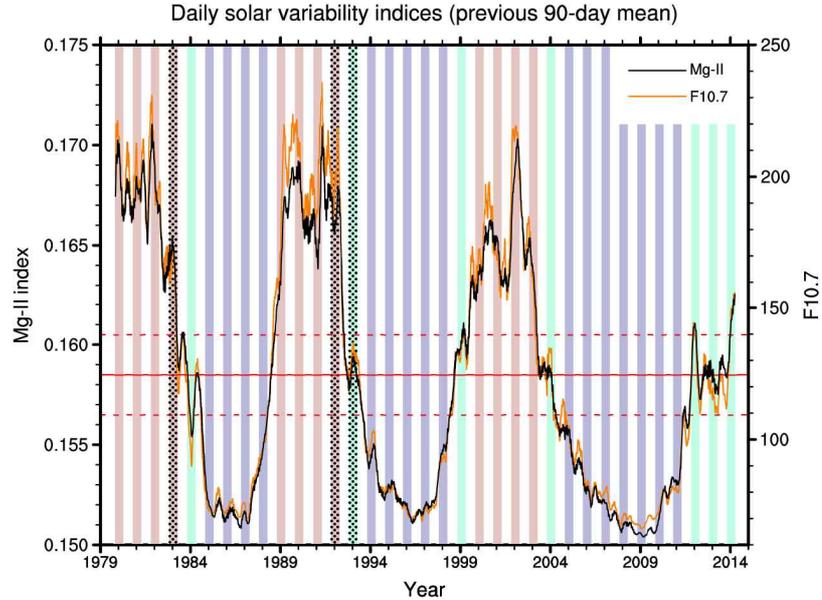


그림 2.2: Mg-II 인덱스 (검정)와 F10.7 인덱스 (주황)의 90일 평균치의 일별 변화. HS(LS)로 인식되는 북반구 겨울철은 붉은색(파랑색) 막대로 표시하였다. 초록색 막대는 HS나 LS로 구분되기 어려운 시기를 나타낸다. 색상 막대에 점이 찍힌 1983, 1992, 1993년은 화산 폭발에 의해 오염되었을 가능성이 있는 기간을 나타낸다. 붉은색 가로 실선은 1979년부터 2014년까지 Mg-II 인덱스의 평균을 나타내면, 붉은색 가로 점선은 그 평균값에 0.002를 더하고 뺀 값을 나타낸다.

- Lu et al. (2017a,b)에서와 같이 90일 평균 Mg-II 인덱스가 1979-2014 평균 Mg-II 인덱스에 0.002를 더한 것 보다 큰 경우를 HS로 두고, 0.002를 뺀 것 보다 작은 경우를 LS로 두었다. 그림 4에서 확인할 수 있듯이, 1979년부터 2014년까지, HS로 구분되는 북반구 겨울철은 총 10개이고, LS로 구분되는 북반구 겨울철은 16개였다. 2003-2004년 겨울은 Lu et al. (2017a,b)에서는 HS로 구분되었는데, 본 연구에서는 중립적인 경우로 두었고 분석에서 제외하였다. Chiodo et al. (2012, 2014)에 따라 화산 폭발이 있었던 기간도 분석에서 제외하였다 (그림 4의 점으로 채워진 막대).
- 바람, 온도, 행성과를 태양변동성에 따라 분류하기 위해서 11월부터 3월까지 각 날에 대해서 동서평균 바람, 온도, 주어진 행성과 플럭스 3차원 성분 ((30))을 계산하였다.
- 11월 1일부터 3월 31일의 각 날을 중심으로 31일의 시간 윈도우를 설정하고, 그 31일에 대해서 평균된 바람, 온도, 행성과 플럭스를 해당 일에 대한 평균값으로 정의하였다. 31일 윈도우를 사용하기 때문에 실제 사용하는 데이터의 기간은 10월 17일부터 다음해 3월 15일까지이다.
- 각 날에 정의된 31일 평균 바람, 온도, 행성과 플럭스를 다시 11, 12, 1, 2, 3월에 대해서 각각 평균하여 월별 평균값을 얻었다. HS와 LS로 구분되는 북반구 겨울철이 각각 10개와 16개였으므로, 11-3월에 대한 월평균 값은 HS와 LS에 대해서 각각 10개 16개가 존재한다.

- 10개의 HS와 16개의 LS에 대한 바람, 온도, 행성과 플럭스의 평균값의 차이에 대한 통계적 검정을 위해서 Boslaugh (2013)에서 기술된 서로 다른 분산을 갖는 모집단에 추출된 샘플에 대한 t-검증 방법 (t-test for populations with unequal variances)을 이용하여 계산하였다.
- 각 날에 대한 행성과 분석을 위해서, 각 날에서 31일 시간윈도우에 대해서 평균된 변수들을 이용하였다. 구면조화함수로 분석 (analysis)하여 동서파수 1-3까지만 남기고 다른 분광 계수를 0으로 둔 다음, 재합성 (synthesis)하여 섭동을 계산하였다 (그림 2.3). 구면조화함수 분석 및 합성은 Adams and Swarztrauber (1999)를 이용하였다.

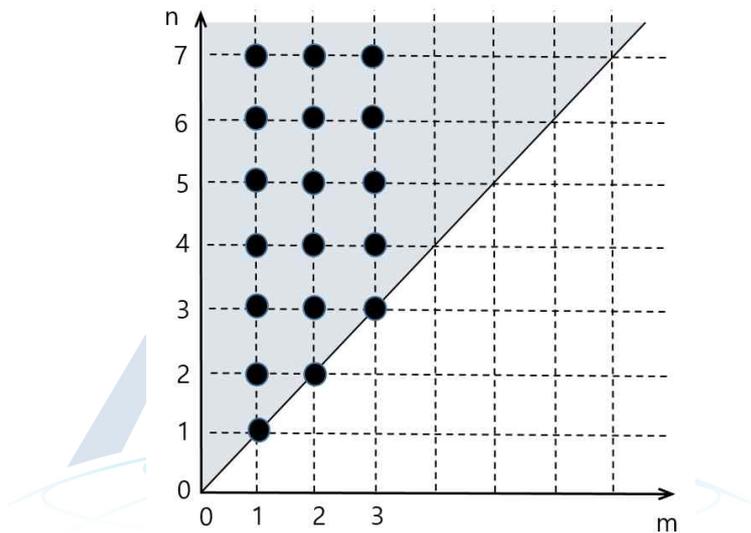


그림 2.3: 행성과 분석-합성을 위해 사용된 (점 찍힌 곳) 구면조화함수 스펙트럴 동서파수 (m) 및 남북 인덱스 (n). 구면조화함수는 associated Legendre 다항함수의 특성으로 인해 회색으로 색칠된 영역에만 0이 아닌 분광 계수를 갖는다.

제 3 절 이상화된 전층대기 저지구 모델 개발

- 태양변동성이 중층대기 및 지면 부근 기후 모드에 주는 영향에 대한 연구에 있어서 행성과 역할의 중요성이 최근 부각되고 있다 (Coddington et al. 2016; Hines 1974; Ineson et al., 2011; Kidston et al., 2015; Kodera 1995; Kodera and Kuroda 2002; Lu et al. 2017a,b; Shaw and Perlwitz 2013).
- 태양 변동성과 연관되어 지구로 들어오는 태양 자외선의 양이 변하고, 열대지역 성층권 상부의 오존에 의해 흡수된 단파 복사는 열대 지역 성층권 상부의 온도를 변화시킨다. 이에 따라 변화된 북반구 겨울철 남북 방향 온도 기울기는 polar jet의 강도 및 구조를 변화시키고, 행성파의 전파 경로 및 진폭도 변하게 된다. 이러한 행성파의 변동성은 북반구 겨울철 극지역 지면 근처의 기압을 변화시켜 북극 진동과 연관된 기후 모드를 야기할 수 있다. 이러한 메커니즘은 리뷰 논문인 Kidston et al. (2015)에 잘 정리되어 있으며 그림 1로 나타낼 수 있다.
- 그림 2.4가 설명하는 역학 과정은 다음과 같다: 성층권 제트가 강화되어 서풍이 강해지면, 남쪽 방향의 자오면 질량 순환이 강해진다. 강해진 남향 자오면 순환은 질량 보존으로 인해 겨울철 극지역에서 질량의 감소를, 아열대 지역에서는 질량의 증가를 유도한다. 극지역 대기 질량이 빠져 나가면서 극지역 지면 근처에서는 저기압이 형성되고, 반대로 아열대 지역은 상대적으로 고기압이 나타난다. 이에 따라 지면 근처에서는 대류권의 기압계나 제트를 북쪽으로 이동시키게 된다. 이와 같은 패턴은 양의 인덱스를 갖는 북극 진동 (Arctic Oscillation, AO)이나 북대서양 진동 (Northern Atlantic Oscillation)과 유사하다. 그림 1에서 성층권 제트가 약해질 경우에는 대류권 기압계는 대체로 남쪽으로 이동하고, 이동하는 정도는 동서 방향으로 상당히 큰 변동 폭을 갖는 경우가 많다. 이러한 패턴은 음의 AO 또는 NAO 시기와 유사하다.

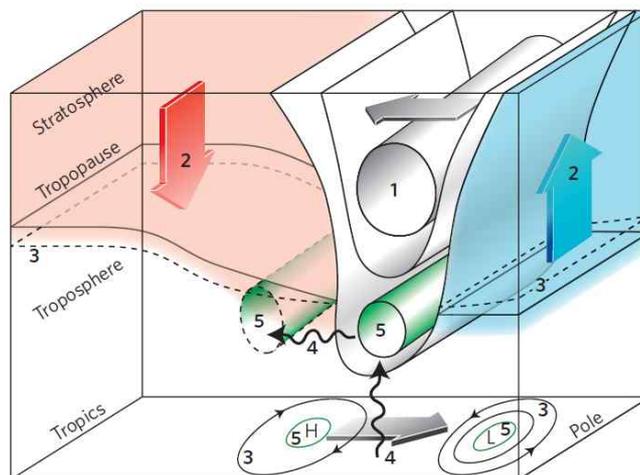


그림 2.4: 성층권 제트, 행성파, 그리고 지면 기압계 변동에 대한 모식도 (Kidston et al. 2015에서 발췌)

- 태양변동성이 야기하는 기후모드는 앞에서 설명한 바와 같이 지면 기압의 아노말리(anomaly) 구조를 통해서 파악할 수 있다. Ineson et al. (2011)은 태양변동성이 야기하는 기후모드는 대체로 성층권 돌연 승온(Stratospheric Sudden Warming, SSW)이나, 이산화탄소와 같은 온실기체의 증가 수치실험 시 성층권이 제대로 모의되는 경우와 아닌 경우의 차이에서와 유사한 지면 기압 패턴을 보임을 보인 바 있다(그림 2.5).

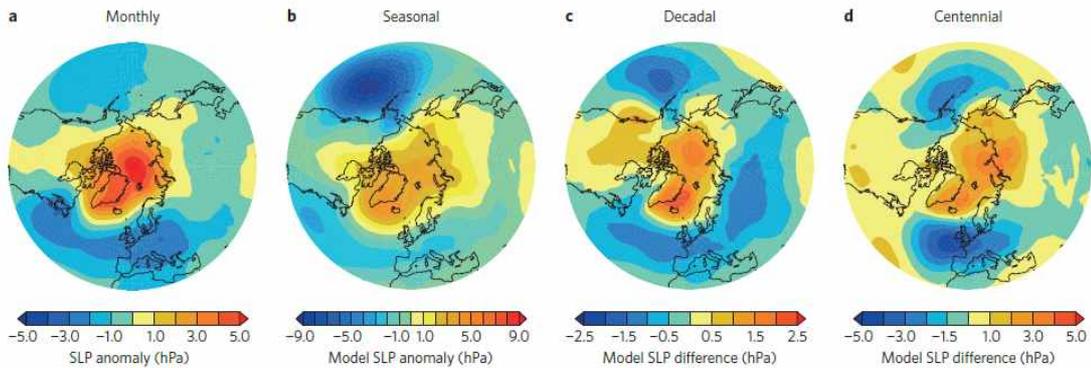


그림 2.5: (a) 성층권 돌연 승온의 발생하는 경우의 북극 해수면 기압 아노말리, (b) 성층권 돌연 승온이 발생하는 엘니뇨 시기의 해수면 기압 아노말리, (c) 태양 극대기와 극소기의 해수면 기압의 차이 (Ineson et al. 2011), (d) 이산화탄소 증가 기후 실험에서 나타난 해수면 기압 아노말리 (Kidston et al. 2015의 Figure 2에서 발췌).

- 전지구 모델링을 통해서 태양 변동성에 대한 북반구 겨울 북극 지역 행성파의 행태와 그에 따른 바람 및 온도의 변화를 살펴보기 위하여, 모델 개발 수행하였다. 통상적으로 사용될 모델은 다양한 물리 과정을 통하여 상당한 정도로 튜닝이 되어있어 어떤 주어진 강제력(예, 열대지역 성층권 상부 온도 강제력)에 대한 반응을 역학적으로 살펴보기 어렵다. 기존 연구에서 제시된 메커니즘들이 기본적으로 행성파와 같은 파동과 기본류에 대한 상호작용과 같은 역학적인 과정인 점을 착안하여, 본 연구에서는 역학적인 과정만으로 태양 변동성에 대한 극지역 반응을 얻을 수 있는지 확인해보고자 하였다.
- 전지구 역학 모델은 미국 국립 대기연구소에서 개발한 지구시스템 모델의 대기 모델에 장착되어 있는 준암시-준라그랑지안(Semi-implicit and semi-Lagrangian) 역학 모델(Williamson and Olson 1994)를 활용하여 제작하였다. 모델은 주로 이론적으로 고안된 복사 평형 온도를 넛징시킴으로써 구동된다. 역학 코어에 대한 자세한 기술은 Collins et al. (2004)에서 확인할 수 있다. 모델은 최상층은 약 140 km로서 열권 하부를 포함하며, 하층에는 현실적인 지형을 포함하고 있다. 연직 좌표계는 하층에서는 지형을 고려하는 좌표계고 상층에서는 등압면으로 수렴하는 혼합된 형태의 좌표계를 사용하고 있다(Simmons and Burridge 1981).
- 이상화된 전지구 모델에서 사용하는 복사 평형온도는 Held and Suarez (1994)를 기반으로 Polvani and Kushner (2002)가 성층권으로 확장시켰다. Gerber and Polvani (2009)는 이 복사 평형 온도를 산악이 있는 대기에 적용하면서, 북반구 겨울철 온도 감률이 더

강해져야 함을 보였고, 최근 Cohen et al. (2014)는 이러한 복사 평형 온도를 중간권까지 확장하고, 모델에 중력과 항력 모수화를 포함시켜 보다 완결된 형태의 역학 모델에 활용하였다. 본 연구에서는 이러한 복사 평형 온도를 하부 열권까지 확대하여, 전층 대기 모델을 통해서 태양 변동성의 효과를 확인할 수 있도록 이상화된 전지구 모델을 개발하였다. 본 연구에서 사용한 복사 평형 온도는 그림 2.6으로 나타내었다.

- 그림 2.6에서 확인할 수 있듯이, 북반구 겨울철 중부 성층권에서 상부 중간권으로 가면서 매우 빠른 속도로 복사 평형 온도가 감소한다. 이렇게 급격한 온도 감소가 성층권 및 중간권에서 강한 제트를 일으킨다. 태양 활동 극대기에는 열대지역 성층권계면 (1 hPa) 부근에 복사 평형 온도에 양의 섭동을 추가하였고, 극소기에는 음의 섭동을 추가하였다. 이 둘의 차이는 그림 5.7의 맨 오른쪽에서 확인할 수 있다. 복사 평형 온도로 결정되는 성층권계면은 1 hPa (약 고도 50 km)에 위치하고, 중간권계면은 여름 반구에서는 고도 80-90 km에 나타나나 겨울 반구에서는 복사 평형 온도에 중간권계면이 드러나지는 않았다. 실제로 겨울철의 중간권계면은 역학적인 이유로 발생하는 것으로 보인다. 중간권과 같이 복사평형 온도로서 표현되지 않는 역학적 승온이나 냉각은 단열 하강이나 상승을 통해 일어난다. 앞서 설명했던 겨울철 중간권계면의 발생은 중력파에 의한 강한 단열 하강이 고도 80-90 km에서 발생하면서 나타나고, 열대 지역 하부 성층권에서 관측된 국지적으로 차가운 지역은 Brewer-Dobson 순환이 야기하는 강한 열대지역 상승 기류 때문에 발생한다.

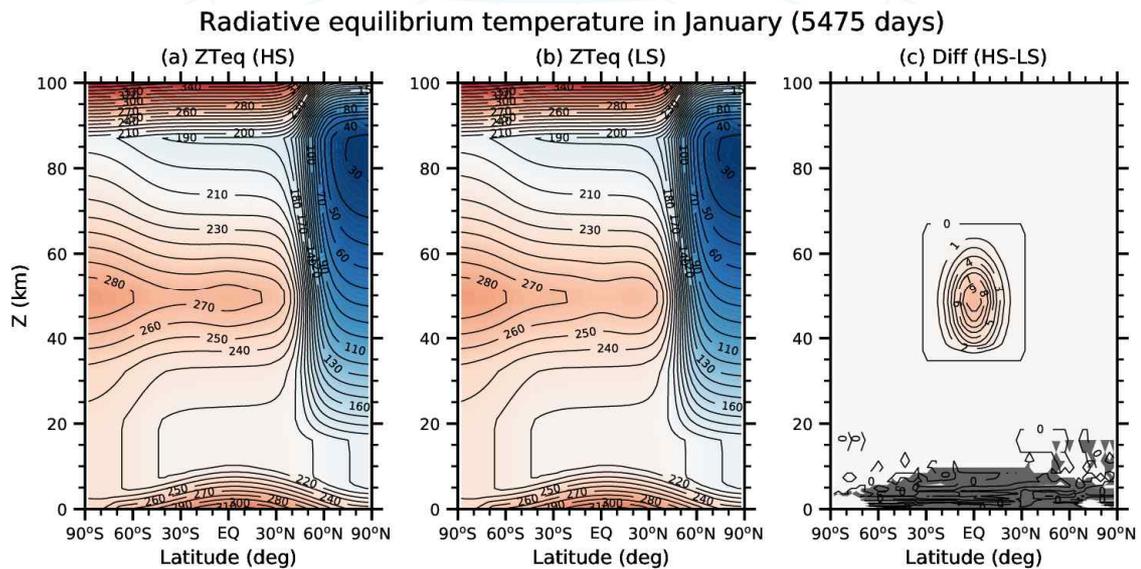


그림 2.6: (좌) 태양 활동 극대기의 복사 평형 온도, (중) 태양 활동 극소기의 복사 평형온도, (우) 극대기와 극소기의 차이. 투명한 음영으로 처리된 지역은 차이가 95% 신뢰도 구간에서 의미가 없는 지역을 나타낸다.

- 개발된 이상화된 전지구 모델은 중력과 항력 모수화를 장착하고 있다. 중력과 항력 모수화는 NASA GEOS6 모델에 장착된 중력과 항력 모수화로서 상세한 내용은 Molod et al. (2012)에 기술되어 있다. 이 중력과 모수화는 72층 GEOS6 모델에서 자체적으로 열

대 지역 중하부 성층권에서 준2년 주기 진동 (Quasi-biennial oscillation, QBO)을 발생시킨다. 이 중력과 항력 모수화는 본 연구에 주도적으로 참여하고 있는 극지연구소 연구원 (송인선)이 NASA Global Modeling and Assimilation Office (GMAO)에 재직하던 시절에 개발한 것이다. 중력과 항력 모수화와 Held and Suarez (1994)에서 제시한 약 700 hPa 아래 경계층 마찰을 제외하고는 모델은 어떠한 물리 과정도 포함하지 않고 있다.

- 중력과 항력 모수화는 산악과 비산악 중력과 모수화로 구성되어 있다. 산악 중력과 모수화는 McFarlane (1987)의 방안을 사용하고, 비산악 모수화는 Lindzen (1982)에 기반한 Garcia and Solomon (1985)의 9-wave 방안에 기초한다. QBO의 자체적인 생성을 위하여 열대지역 비산악 중력과 운동량 속의 크기는 상당히 증가되어 있다. 본 연구에서는 기본 값보다도 약간 더 큰 값을 사용하였는데, 이는 열대지역 성층권에서 QBO 생성에 영향을 줄 켈빈파나 로쓰비-중력과와 같은 대규모 행성파가 본 모델에서 거의 없을 것이기 때문이다. 뒤에서 좀 더 논의하겠지만, 본 연구에서 증가된 정도의 열대지역 중력과로는 QBO 서풍의 크기가 너무 약했다. 향후 더 강한 중력과 항력이 필요할 것으로 보인다. 비산악 중력과 운동량 속의 위도별 분포는 그림 2.7로 나타내었다. 이 위도 분포는 Molod et al. (2012)에서 최초로 제시된 것으로서 동서 평균 강수량의 위도별 분포에서 착안하여 고안되었다. 현재 장착된 모수화는 기존의 모수화들과는 달리 중력과 위 에너지 속 (pseudoenergy flux)이 야기하는 비가역적 가열항이 포함되어 있으며, 대기 모델의 컬럼에서 총 에너지의 변화 (운동에너지 및 열적 잠재에너지의 변화의 합)가 0이 되도록 비산악 중력과 발사 고도 (400 hPa) 아래에 보상하는 바람과 온도 변화를 계산하였다.

극지연구소

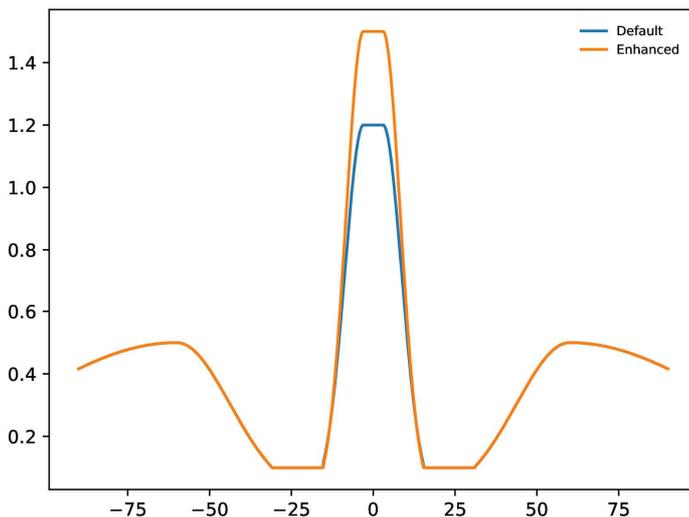


그림 2.7: 비산악 중력과 항력 발사 고도에서의 중력과 운동량 속 크기의 위도별 분포. 파란색이 기본 분포이며, 주황색은 본 연구에서 QBO 재현을 위해서 열대 지역 운동량 속을 증가시킨 경우에 해당한다.

제 3 장 연구수행 내용 및 결과

본 연구에서는 태양 복사의 변동이 지표 부근의 기후 변동에 주는 영향을 조사하기 위해서, 이론적 연구, 재분석 자료 연구, 그리고 모델링 연구를 수행한다. 이론적 연구를 위해서는 동서 평균된 평균류에 대해서 남북-연직 (2차원)으로 전파하는 고전적 행성과 이론과 함께, 동서 방향까지 포함하는 3차원으로 전파하는 행성과 이론을 정리하였다. 재분석 자료를 이용해서는 1979년부터 최근의 재분석 자료를 이용하여 실제 태양 변동성에 따라 북극 지면 (혹은 해수면) 기압의 변화에 어떠한 영향을 주는지 조사하였으며, 마지막으로 11년 주기와 같이 태양 변동성의 주기가 긴 것 때문에 실제 관측이나 재분석 자료의 샘플 수가 적은 것을 극복하기 위한 이상화된 모델링 기법을 개발 및 적용하였다.

제 1 절 일반화된 3차원 행성과 이론의 이해

- 수평 바람의 기압의 수평 경도로 거의 결정되는 준지균 계에서 가장 중요한 보존 방정식은 준지균 잠재 와도 (quasi-geostrophic potential vorticity) 방정식이다. 준지균 잠재 와도는 준지균 계에서 마찰이나 비단열 가열이 없는 경우 유체의 흐름을 따라가면서 보존된다. 이 준지균 잠재 와도 방정식은 다음과 같이 주어진다.

$$\frac{\partial q}{\partial t} + u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y} = s. \tag{1}$$

여기서 u 는 동서 바람, v 는 남북 바람, s 는 마찰이나 비단열 가열, 그리고 q 는 준지균 잠재와도로서

$$q = f + \beta y + \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2} + \frac{f^2}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\rho_0}{N^2} \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) \tag{2}$$

로 주어진다. ψ 는 유선 함수 (stream function)로서 보통 Φ/f (Φ 는 지위고도; f 는 코리올리 모수)로 주어진다. 준지균 계에서 동서 및 남북 바람은 각각 $-\partial\psi/\partial y$ 와 $\partial\psi/\partial x$ 로 표현된다. β 는 f 의 남북 경도이고, ρ_0 는 연직 참고 밀도, 그리고 N 은 연직 안정도이다.

- 식 (1)의 준지균 잠재와도 방정식의 변수들을

$$\begin{aligned} u &= U(x,y,z) + u' & v &= V(x,y,z) + v' \\ \psi &= \Psi(x,y,z) + \psi' & q &= Q(x,y,z) + q' \end{aligned} \tag{3}$$

와 같이 기본류와 섭동 (파동)으로 분리한 뒤, 정리하면 다음과 같은 파동에 대한 잠재와도 방정식을 얻는다

$$\frac{\partial q'}{\partial t} + \mathbf{U} \cdot \nabla q' + \mathbf{u}' \cdot \nabla Q = s'. \quad (4)$$

여기서 파동에 대한 잠재 와도는 아래와 같이 정의 된다:

$$q' = \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2} + \frac{f^2}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\rho_0}{N^2} \frac{\partial \psi}{\partial z} \right). \quad (5)$$

○ 식 (4)에 $\rho_0 q' / |\nabla_H Q|$ 을 곱하여 정리하면,

$$\frac{\partial}{\partial t} \left[\frac{1}{2} \frac{\rho_0 q'^2}{|\nabla_H Q|} \right] + \rho_0 \left[\frac{\mathbf{U} \cdot \nabla_H q'^2}{2|\nabla_H Q|} + \hat{\mathbf{n}} \cdot \mathbf{u}' q' \right] = \frac{\rho_0 q' s'}{|\nabla_H Q|} = D_1 \quad (6)$$

를 얻는다. 좌변의 괄호 안의 항을 준지균 파동 activity (A)로 정의한다. 이 A 의 정체에 대해서는 뒤에 좀 더 자세히 다룬다. 준지균 계에서 A 는 위와 같은 형태로 정의되기는 하지만, 일반적인 파동 역학에서 파동의 activity는 파동의 에너지를 고유 진동수 (기본류를 따라 가면서 관측한 진동수)로 정의 한다 (Bretherton and Garret, 1968). 진동수로 나눈 것과 위상 속도로 나눈 것의 차이는 뒤에 더 설명한다. 여기서는 파동의 에너지를 고유 위상 속도로 나눈 양을 다루고, 이것을 E 라고 둔다. E 는 다음과 같이 적을 수 있다:

$$\varepsilon = \rho_0 e / (|\mathbf{U} - C_p), \quad (7)$$

여기서 C_p 는 기본류 \mathbf{U} 의 방향으로 투영된 파동의 위상 속도이고, e 는 파동의 에너지 밀도로서 다음과 같이 정의된다.

$$e = \frac{1}{2} \left[\left(\frac{\partial \psi'}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial \psi'}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{f}{N} \frac{\partial \psi'}{\partial z} \right)^2 \right]. \quad (8)$$

○ 식 (6)의 좌변의 두 번째 항을 좀 더 정리하면, 다음과 같이 적을 수 있다.

$$\frac{\rho_0}{2|\nabla_H Q|} \mathbf{U} \cdot \nabla q'^2 = \nabla \cdot \mathbf{N}^{(1)} + \nabla \cdot (\mathbf{C}_U A), \quad (9)$$

$$\rho_0 \hat{\mathbf{n}} \cdot \mathbf{u}' q' \approx \nabla \cdot \mathbf{E}, \quad (10)$$

여기서 $A = \rho_0 q'^2 / (2|\nabla_H Q)$, $\mathbf{N}^{(1)} = (\mathbf{U} - \mathbf{C}_U)A$, $\mathbf{C}_U = C_P \mathbf{U} / |\mathbf{U}|$, $\hat{\mathbf{n}}$ 은 기본류 바람 벡터의 직각인 방향의 단위 벡터로 $(-V, U, 0) / |\mathbf{U}|$ 로 둔다. 식 (10)에서의 근사적인 표현은 파동의 위상이 변하는 시공간에서 기본류가 매우 느리게 변화해서 거의 상수로 둘 수 있다는 Wentzel-Kramers-Brillouin (WKB) 근사를 한 것을 나타낸다. 마지막으로 \mathbf{E} 는 다음과 같이 계산된다.

$$\mathbf{E} = \frac{\rho_0}{|\mathbf{U}|} \begin{pmatrix} U \left[\left(\frac{\partial \psi'}{\partial x} \right)^2 - e \right] + V \frac{\partial \psi'}{\partial x} \frac{\partial \psi'}{\partial y} \\ V \left[\left(\frac{\partial \psi'}{\partial y} \right)^2 - e \right] + U \frac{\partial \psi'}{\partial x} \frac{\partial \psi'}{\partial y} \\ \frac{f^2}{N^2} \left(U \frac{\partial \psi'}{\partial x} \frac{\partial \psi'}{\partial z} + V \frac{\partial \psi'}{\partial y} \frac{\partial \psi'}{\partial z} \right) \end{pmatrix}. \quad (11)$$

결과적으로 (6)은 다음과 같이 정리될 수 있다.

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \nabla \cdot (\mathbf{E} + \mathbf{C}_U A) + \nabla \cdot \mathbf{N}^{(1)} \approx D_1 \quad (12)$$

여기서 기본류가 동서방향으로 균일한 동서 바람만 있을 경우 (12)는 근사식이 아닌 정확한 식이 된다 (Plumb 1985).

○ 식 (4)에 $\rho_0 \psi' / (|\mathbf{U} - \mathbf{C}_P)$ 를 곱하여 정리하면,

$$\frac{\partial \varepsilon}{\partial t} - \rho_0 \frac{(\hat{\mathbf{k}} \times \nabla_H \psi') \cdot (\psi' \nabla_H Q)}{U - C_P}, \quad (13)$$

$$\rho_0 \psi' \nabla_H q' \cdot \left(\frac{\mathbf{U}}{|\mathbf{U}|} + \frac{\mathbf{C}_U}{|\mathbf{U} - \mathbf{C}_P} \right) + \frac{1}{|\mathbf{U} - \mathbf{C}_P} \nabla \cdot \mathbf{R}^{(1)} = D_2$$

을 얻는다. 여기서

$$\mathbf{R}^{(1)} = -\rho_0 \left(\psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial x \partial t}, \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial y \partial t}, f^{2/N^2} \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial z \partial t} \right), \quad (14)$$

$$D_2 = -\frac{\rho_0 \psi' s'}{|\mathbf{U} - \mathbf{C}_P}. \quad (15)$$

○ C_P 를 \mathbf{U} 의 방향을 따라서 거의 상수로 가정하면, $\nabla_H q' \cdot \mathbf{C}_U \approx \nabla \cdot (q' \mathbf{C}_U)$ 로 둘 수 있다. 그 결과 (13)의 좌변의 일부를 다음과 같이 정리할 수 있다.

$$-\rho_0 \psi' \nabla_H q' \cdot \frac{C_U}{|U| - C_P} \approx -\rho_0 \psi' \frac{\nabla \cdot (q' C_U)}{|U| - C_P} \approx -\frac{\rho_0}{|U| - C_P} \left[-(e C_U) - C_{Ux} \nabla \cdot \mathbf{R}^{(2')} - C_{Uy} \nabla \cdot \mathbf{R}^{(3')} \right] \quad (16)$$

를 얻을 수 있다. 여기서 $C_{Ux} = UC_P/|U|$, $C_{Uy} = VC_P/|U|$ 이다. 위의 식을 ε 의 정의 (7)로 표현하기 위해서 좀 더 정리하면 다음의 결과를 얻는다.

$$-\rho_0 \psi' \nabla_H q' \cdot \frac{C_U}{|U| - C_P} \approx (C_U \varepsilon) + \frac{C_P}{|U| - C_P} \left[\frac{U}{|U|} \nabla \cdot \mathbf{R}^{(2)} + \frac{V}{|U|} \nabla \cdot \mathbf{R}^{(3')} \right], \quad (17)$$

$$\mathbf{R}^{(2)} = \rho_0 \left(-\psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial x^2}, -\psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial x \partial y}, -\frac{f^2}{N^2} \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial x \partial z} \right), \quad (18)$$

$$\mathbf{R}^{(3)} = \rho_0 \left(-\psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial x \partial y}, -\psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial y^2}, -\frac{f^2}{N^2} \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial y \partial z} \right). \quad (19)$$

○ 식 (13)에서 또 다른 항은 역시 WKB 근사로 다음과 같이 적을 수 있다.

$$-\rho_0 \psi' \nabla_H q' \cdot \frac{U}{|U|} \approx -\frac{\rho_0}{|U|} \psi' \nabla \cdot (q' U) \approx \nabla \cdot \mathbf{H}, \quad (20)$$

$$\mathbf{H} = \frac{\rho_0}{|U|} \begin{pmatrix} eU - U\psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial x^2} - V\psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial x \partial y} \\ eV - U\psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial x \partial y} - V\psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial y^2} \\ -\frac{f^2}{N^2} \left(U\psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial x \partial z} + V\psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial y \partial z} \right) \end{pmatrix}. \quad (21)$$

○ 마지막으로, (13)에서 다시 WKB 근사를 이용하여 Q 의 수평 미분이 작다고 가정하면, 다음과 같은 관계를 얻을 수 있다.

$$-\rho_0 \frac{(\hat{\mathbf{k}} \times \nabla_H \psi') \cdot (\psi' \nabla_H Q)}{|U| - C_P} \approx -\frac{\rho_0}{|U| - C_P} \nabla_H \cdot \left(\frac{1}{2} \psi'^2 \hat{\mathbf{k}} \times \nabla_H Q \right) \quad (22)$$

여기서 $U \cdot \nabla_H Q \approx 0$ 임을 이용하면 $\nabla_H Q$ 의 방향은 U 의 방향과 직각이므로, $\nabla_H Q = |\nabla_H Q| \hat{\mathbf{n}}$ 이 되어, $\hat{\mathbf{k}} \times \nabla_H Q = |\nabla_H Q| U/|U|$ 로 적을 수 있음을 이용하였다.

○ 최종적으로 (13)은 다음과 같이 정리된다.

$$\frac{\partial \varepsilon}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{N}^{(2)} + \nabla \cdot \mathbf{H} + \nabla \cdot (C_V \varepsilon) = D_2 + \frac{R}{|U - C_P|}, \quad (23)$$

여기서

$$\mathbf{N}^{(2)} = \frac{\rho_0}{2} \frac{|\nabla_H Q|}{|U - C_P|} \frac{U}{|U|} \psi'^2, \quad (24)$$

$$\mathbf{R} = -\nabla \cdot \mathbf{R}^{(1)} - \frac{C_P U}{|U|} \nabla \cdot \mathbf{R}^{(2)} - \frac{C_P V}{|U|} \nabla \cdot \mathbf{R}^{(3)}. \quad (25)$$

- 식 (12)와 (23)을 더해서 나누면 최종적인 행성과 activity 방정식을 다음과 같이 얻게 된다.

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{W} = D' - \nabla \cdot \mathbf{N} + \frac{R}{2(|U - C_P|)}, \quad (26)$$

여기서 $M = (A + \varepsilon)/2$, $\mathbf{N} = (\mathbf{N}^{(1)} + \mathbf{N}^{(2)})/2$, $\mathbf{W} = (\mathbf{E} + \mathbf{H})/2 + C_V M$, $D' = (D_1 + D_2)/2$ 이다.

- $\nabla \cdot \mathbf{N}$ 은 비보존적 효과이고, \mathbf{R} 은 거의 평면파로 가정된 행성과에 대해서 0이므로 최종적인 3차원 행성과 activity 방정식은

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{W} = D_T \quad (27)$$

이 된다.

- 식 (27)은 가정된 행성과 activity A 는 $\rho_0 q'^2 / (2|\nabla_H Q|)$ 로 정의되었고, 에너지에 비례하는 양 ε 은 $\rho_0 e / (|U - C_P|)$ 가 동등함을 말해주는데, ε 이 에너지를 고유 위상 속도로 나눈 양인 점을 감안할 때, 파동 activity A 는 행성과의 위운동량 (pseudo-momentum)에 해당하는 양이 된다 (Bühler 2014). 파동의 에너지를 고유 진동수로 나눈 양을 통상적으로 activity로 정의하는 것과 달리 (Bretherton and Garrett 1968), 이 이론 전개에서는 위운동량을 activity로 정의하였으며, 행성과에서 위운동량이 잠재 와도 섭동의 제공에 비례하는 것을 알 수 있다.

- 구면 좌표계에서 (27)의 행성과 activity 보존 방정식에 나오게 될 M 과 \mathbf{W} 에는 각각 $\cos\phi$ (여기서 ϕ 는 위도)가 곱해지게 되어, 직교 좌표계에서의 M 은 위운동량, 구면 좌표계에서의 M 은 자연스럽게 각위운동량이 된다.

- 식 (27)에서 나타난 W 는 최종적으로 행성과의 3차원 Eliassen-Palm 플럭스가 되며 W 와 M 을 정리하면 구면 좌표계에서 다음과 같이 된다.

$$M = \frac{1}{2}(A + \varepsilon)\cos\phi = \frac{\rho_0}{2} \left(\frac{q'^2}{2|\nabla_H Q|} + \frac{e}{|U| - C_p} \right) \cos\phi, \quad (28)$$

$$\mathbf{W} = \frac{p \cos\phi}{2|U|} \begin{pmatrix} \frac{U}{a^2 \cos^2\phi} \left[\left(\frac{\partial\psi'}{\partial\lambda} \right)^2 - \psi' \frac{\partial^2\psi'}{\partial\lambda^2} \right] + \frac{V}{a^2 \cos\phi} \left[\frac{\partial\psi'}{\partial\lambda} \frac{\partial\psi'}{\partial\phi} - \psi' \frac{\partial^2\psi'}{\partial\lambda\partial\phi} \right] \\ \frac{U}{a^2 \cos\phi} \left[\frac{\partial\psi'}{\partial\lambda} \frac{\partial\psi'}{\partial\phi} - \psi' \frac{\partial^2\psi'}{\partial\lambda\partial\phi} \right] + \frac{V}{a^2} \left[\left(\frac{\partial\psi'}{\partial\phi} \right)^2 - \psi' \frac{\partial^2\psi'}{\partial\phi^2} \right] \\ \frac{f_0^2}{N^2} \left[\frac{U}{a \cos\phi} \left[\frac{\partial\psi'}{\partial\lambda} \frac{\partial\psi'}{\partial z} - \psi' \frac{\partial^2\psi'}{\partial\lambda\partial z} \right] + \frac{V}{a} \left[\frac{\partial\psi'}{\partial\phi} \frac{\partial\psi'}{\partial z} - \psi' \frac{\partial^2\psi'}{\partial\phi\partial z} \right] \right] \end{pmatrix} + C_U M, \quad (29)$$

- 배경 기본류가 동서 평균된 동서류와 온도만으로 정의되는 것으로 가정하고 이 연구에서 다룰 정체 행성과 ($C_U = 0$)를 다루는 경우, 그리고 섭동 유선 함수를 섭동 수평 바람, 온도 및 지위고도로 전환하면 (29)의 W 는

$$\mathbf{W} = \rho_0 \cos\phi = \begin{pmatrix} v'^2 - \frac{1}{2\Omega a \sin\phi} \frac{\partial}{\partial\lambda} (v' \Phi') \\ -u'v' + \frac{1}{2\Omega a \sin 2\phi} \frac{\partial}{\partial\lambda} (u' \Phi') \\ \frac{2\Omega \sin\phi}{S} \left[v' T' - \frac{1}{2\Omega a \sin 2\phi} \frac{\partial}{\partial\lambda} (T' \Phi') \right] \end{pmatrix} \quad (30)$$

와 같이 적을 수 있다. 식 (30)은 Plumb (1985)의 (7.1)과 완전히 동일하다. 식 (30)에서 λ 는 경도, ϕ 는 위도, Ω 는 지구 자전 각속도, $u' = -\partial\psi'/(a\cos\phi\partial\lambda)$, $v' = \partial\psi'/(a\partial\phi)$, 그리고 $S = dT_0/dz + \kappa T_0/H$ 로서 안정도를 나타내는 양이다. T_0 는 참고 대기 (reference atmosphere)의 온도로서 고도만의 함수이다. 기본류가 동서 평균류로 가정되므로 T_0 는 남북으로도 평균된 온도를 이용한다. H 는 규모 고도로 7 km 정도이다. $\kappa = R_d/C_p$ 로서 R_d 는 건조 공기에 대한 기체상수 그리고 C_p 는 정압 비열이다.

제 2 절 재분석자료 분석 결과

- 본 연구에서는 유럽 중기 예보 센터 (European Centre for Medium-range Weather Forecast, ECMWF)에서 생산한 인터림 재분석 자료 (Dee et al. 2010)를 이용하여 태양 변동성이 재분석 자료에 나타나는 효과를 파악하였다. 태양 변동성의 극대/극소/중립의 시기를 결정하기 위해서 태양 채층에서 마그네슘 이온이 방출하는 280nm 복사와 연관된 Mg-II 인덱스 (Viereck and Puga, 1999)와 태양으로 부터 방출되는 10.7 cm 라디오파와 연관된 F10.7 인덱스 (Tapping 2013)을 이용하였다. 모델링을 통하여 나타나는 태양 변동성의 효과는 다음 절에서 확인해 본다.
- Mg-II와 F10.7 인덱스는 미국 국립 환경정보 센터 (National Center for Environmental Information, NCEI)에서 제공하는 자료를 활용하였다 (NCEI 2018). 그림 3.1은 1979년부터 2014년까지 북반구 겨울철에 대한 Mg-II와 F10.7 인덱스를 나타낸다. Mg-II는 F10.7 과 같이 유사한 시간적인 경향성을 보이는 것을 확인할 수 있다.

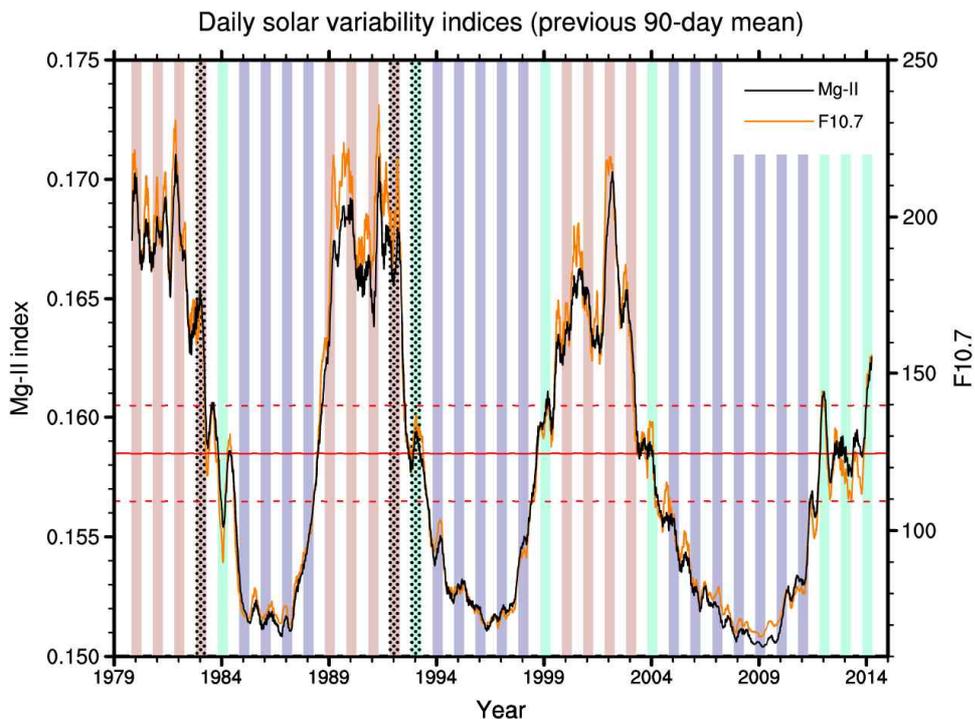


그림 3.1: Mg-II과 F10.7 인덱스. Mg-II 인덱스의 평균 (빨강색 실선)보다 충분히 크거나 작은 (실선 위아래의 점선) 시점을 각각 태양 활동 극대 및 극소로 두었다. 붉은색 및 푸른색 막대는 태양 활동 극대 및 극소인 북반구 겨울을 각각 나타낸다. 초록색 막대는 태양 활동 중립을 나타낸다. 1983년, 1992년, 그리고 1993년은 화산 폭발로 인한 섭동이 강한 때로서 분석에서 제외하였다.

- 그림 3.1로부터 분류된 태양 활동은 아래의 표 3.1로 정리하였다. 표 5.1에서 HS (High solar irradiance)는 태양 활동 극대를, LS (Low solar irradiance)는 태양 활동 극소를, SN (Solar neutral irradiance)는 태양 활동 중립을 그리고 마지막으로 VOL은 화산 활동

에 의한 섭동으로 인해 분석에서 제외된 기간을 나타낸다. Lu et al. (2017a)에서 2011-12 겨울을 HS로 구분했으나, Lu et al. (2017b)에서는 2012-13과 2013-14를 SN로 구분하기 때문에, 2011-12를 HS로 두는 것은 주기적인 태양변동성의 측면에서는 문제가 있는 것으로 판단하여 본 연구에서는 2011-12를 SN로 두었다. 전반적으로 HS가 2000년 초반 이전에 집중되어 있고, 2011년 이후에는 HS가 덜 나타나는 경향성을 보이고 있다. 실제로 태양 활동이 2014-15년 이후로 다시 감소하고 있다. 2012년부터 2014년의 기간을 HS로 두는 것이 주기성의 측면에서는 적합할 지도 모르나, 실제 태양 활동은 그렇게 강하지 않고 오히려 약해지고 있다는 점에서 SN으로 구분하였다.

표 3.1: 연도별 태양 활동 구분

1979-80	HS	1989-90	HS	1999-00	HS	2009-10	LS
1980-81	HS	1990-91	HS	2000-01	HS	2010-11	LS
1981-82	HS	1991-92	VOL	2001-02	HS	2011-12	SN ¹
1982-83	VOL	1992-93	VOL	2002-03	HS	2012-13	SN
1983-84	SN	1993-94	LS	2003-04	HS	2013-14	SN
1984-85	LS	1994-95	LS	2004-05	LS	2014-15	
1985-86	LS	1995-96	LS	2005-06	LS	2015-16	
1986-87	LS	1996-97	LS	2006-07	LS	2016-17	
1987-88	LS	1997-98	LS	2007-08	LS	2017-18	
1988-89	HS	1998-99	SN	2008-09	LS	2018-19	

- 그림 3.2는 유럽중기예보센터 인터림 재분석 자료의 동서평균 온도를 태양 변동성에 따라 북반구 겨울철을 중심으로 분리하여 분석한 결과이다. 11월부터 3월까지에 걸쳐서 HS와 LS의 차이가 지속적으로 나타나는 곳은 열대지역 성층권 상부 지역으로 확인된다. 이 지역에서 HS와 LS간의 동서평균 온도는 최대 2-3 K 정도인 것으로 판단된다. 이러한 결과는 Lu et al. (2017a, b)에서 분석한 결과와 유사하나, Lu et al (2017a, b)의 경우 HS와 LS간의 온도 +차이를 1-2K 정도인 것으로 분석하고 있다. 이러한 1-2K의 온도 차이는 이미 Gray et al. (2010)의 ERA-40 재분석 자료 (ERA 인터림 이전의 40년 재분석 자료)를 이용하여 수행한 선행 연구에서 이미 언급된 바 있다. 참고를 위해서 Gray et al. (2010)에서 제시한 관련 그림(Fig. 11)을 보고서의 그림 3.3에 다시 보였다.

이와 같이 분석된 1-3 K의 열대 지역 성층권계면 부근의 온도 차이는 복사 강제력을 이용하여 모델에 포함시키고 그에 따른 중층 및 하층 대기의 반응을 다음 절에서 살펴볼 예정이다.

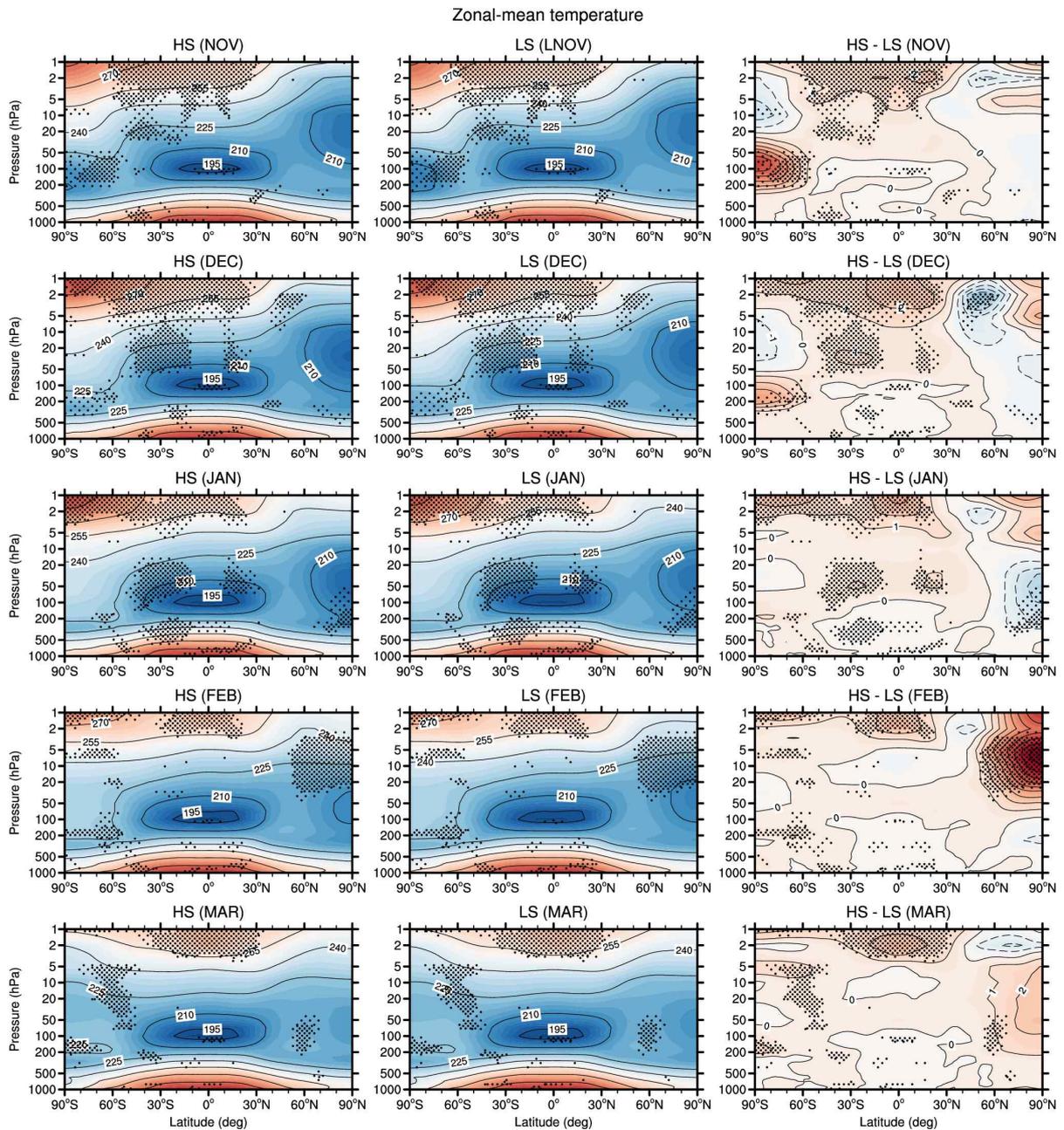


그림 3.2: 유럽중기예보센터 인터림 재분석 자료를 이용하여 태양 활동성에 따라 분류된 동서평균 온도. 점으로 표시된 영역은 HS와 LS간의 차이가 95% 신뢰 수준에 대해서 통계적으로 유의미한 지역을 나타낸다. 통계적 유추에는 Boslaugh (2013)의 방법을 사용하였다.

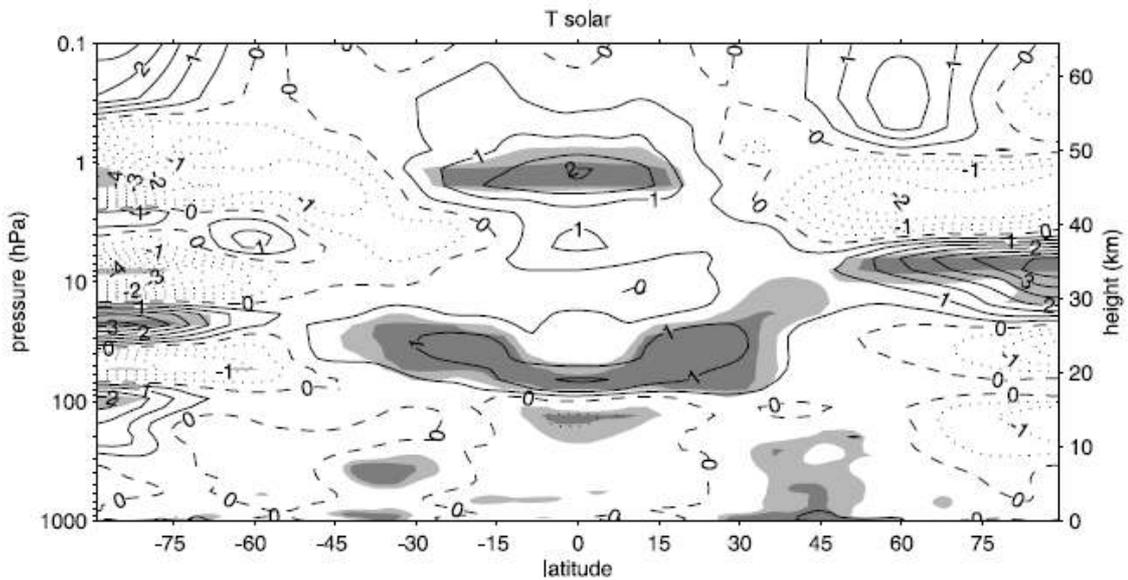


Figure 11. Annual averaged estimate of S_{max} minus S_{min} temperature difference (K) derived from a multiple regression analysis of the European Centre for Medium Range Weather Forecasts (ECMWF) Reanalysis (ERA-40) data set (adapted from *Frame and Gray* [2010]). Dark and light shaded areas denote statistical significance at the 1% and 5% levels, respectively.

그림 3.3: Gray et al. (2010)에서 ERA40 자료로 분석한 HS와 LS의 온도 차

- 북반구 겨울철 온도에 있어서는 12월과 2월에서 HS와 LS의 차이가 두드러져 보인다. 12월에는 HS의 경우 상대적으로 온도가 낮은 지역이 고위도 성층권 상부에 나타나며, 2월의 경우에는 HS의 경우 LS에 비해 상대적으로 온도가 크게 증가하는 지역이 북반구 고위도 성층권 중상부에 나타났다.
- 그림 3.4는 11월-3월에 대한 태양변동성에 따른 동서평균 동서 바람을 나타낸다. 12월에는 HS에서 극야 제트 (polar-night jet)가 고도에 따라 아열대로 더 많이 휘어진 것이 보이며, 2월에는 상부 성층권에서 HS의 제트 강도가 LS에 비해서 약해져 있다. 12월 HS 제트의 강화와 2월 HS 제트의 약화는 온도풍 관계 (thermal-wind relation)의 관점에서 그림 3.2에 보인 온도 분포와 일관성이 있는 것으로 판단된다. 12월과 1월에는 HS의 제트가 대체로 LS보다 강하다. 2월의 경우, 하부 성층권에서는 HS때가 LS때 보다 제트가 강하나 상부 성층권 HS 제트는 오히려 약한 것으로 나타났다.

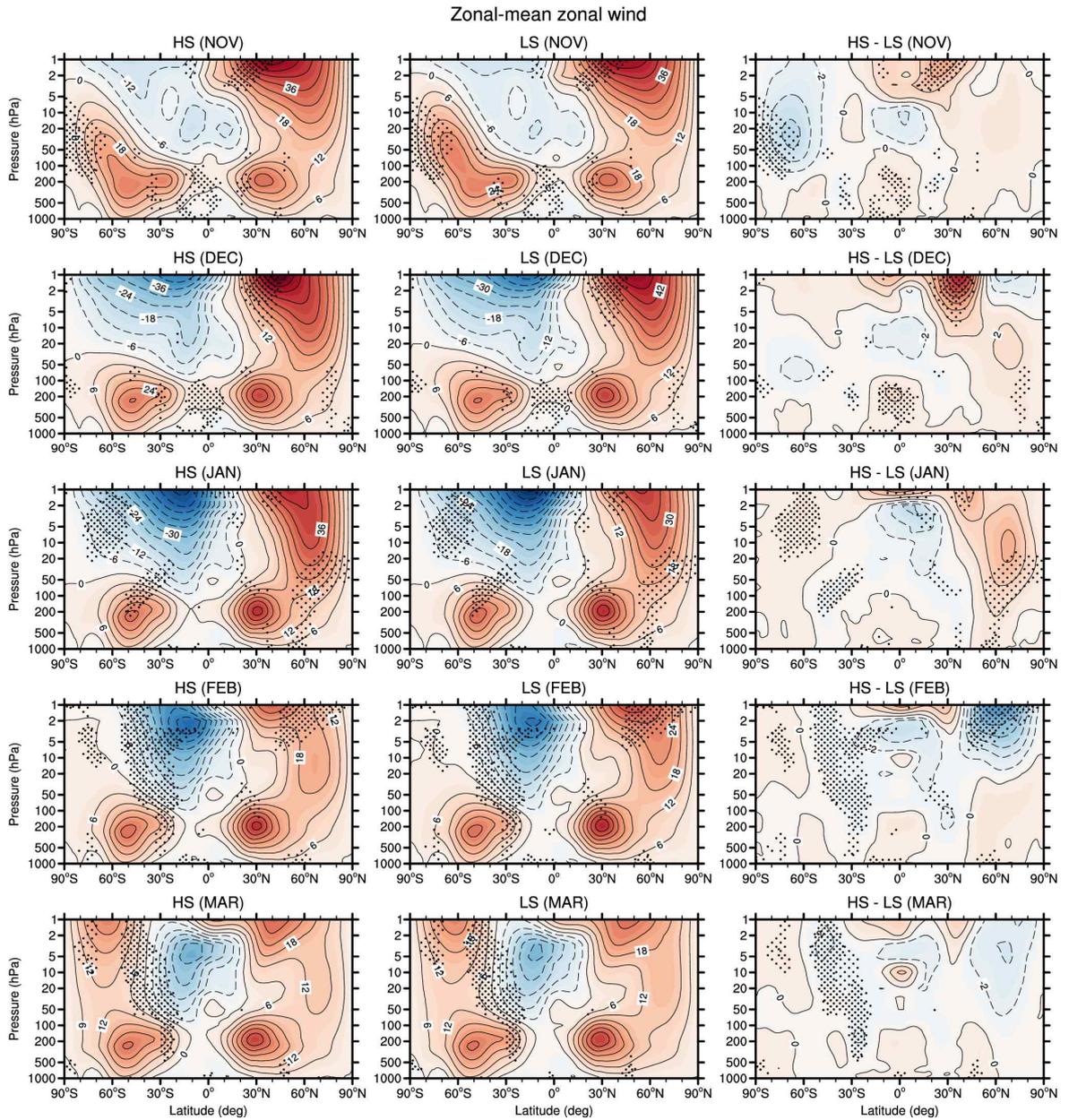


그림 3.4: 태양변동성(HS/LS)에 따른 동서평균 동서바람 (U)의 계절별 분류와 그 차이.

- 그림 3.5는 태양변동성에 따른 행성과 플릭스 연직 성분 (W_z)을 나타낸다. 결과를 뚜렷이 보이기 위해, Edmon et al. (1980)을 따라, W_z 에 $(1000/p)^{0.85}/(3 \times 10^5)$ 을 곱했다.
- 12월에 LS 때, W_z 가 중고위도 성층권에서 더 강했으며, 아열대 지역에서는 HS가 더 강했다. 이는 HS와 LS의 동서 바람 구조 차이로 인해서 행성파가 HS 때 더 많이 남쪽으로 전파할 수 있기 때문인 것으로 보인다. 대류권에서는 LS때 더 강한 행성파가 발생하는 것으로 보이나, 통계적인 유의미성이 크지는 않았다.
- 2월에는 대류권에서 LS때 더 강한 행성파가 나타났다. 12월과는 다르게 HS 때 행성파가 더 강했고, 특징적으로 HS 행성파가 상부 성층권에서 더 많이 약해져 있다.

Zonally averaged vertical component of Eliassen-Palm flux

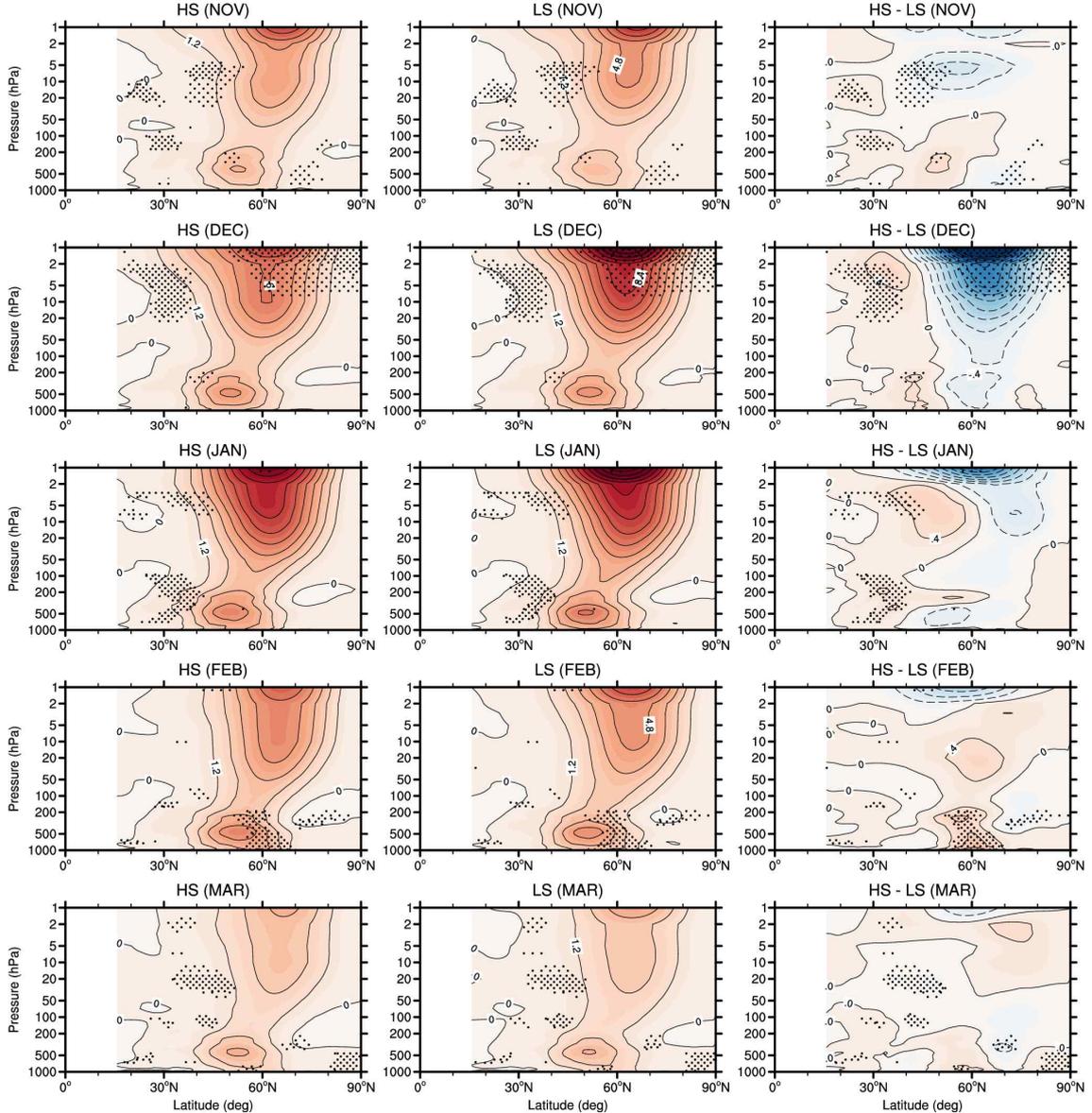


그림 3.5: 태양변동성(HS/LS)에 따른 동서평균된 행성과 플럭스의 연직 성분과 차이

- 그림 3.6은 태양변동성에 따른 행성과 플럭스 남북 성분 (W_{ϕ})을 나타낸다. 결과를 뚜렷이 보이기 위해, Edmon et al. (1980)을 따라, W_{ϕ} 에 $(1000/p)^{0.85}/(a\pi)$ 을 곱했다. 여기서 a 는 지구 평균 반경이다.
- 12월에, LS 시기의 행성과 남북 성분이 강화되었고, HS 시기의 행성파가 약간 남쪽으로 그 중심이 이동한 것으로 보인다 (북위 30도 2-10 hPa 부근의 HS - LS). 2월에도 상부 성층권에서는 LS 시기 행성과 플럭스 남북 성분이 더 강한 것으로 보인다. HS 시기 중하부 성층권의 연직 성분의 강화와는 달리 남북 성분에서는 HS/LS 간의 큰 차이는 없었다. 이는 이 고도에서 행성파의 남북 전파가 기본적으로 약한 것과 관련이 있는 것으로 판단된다.

Zonally averaged meridional component of Eliassen-Palm flux

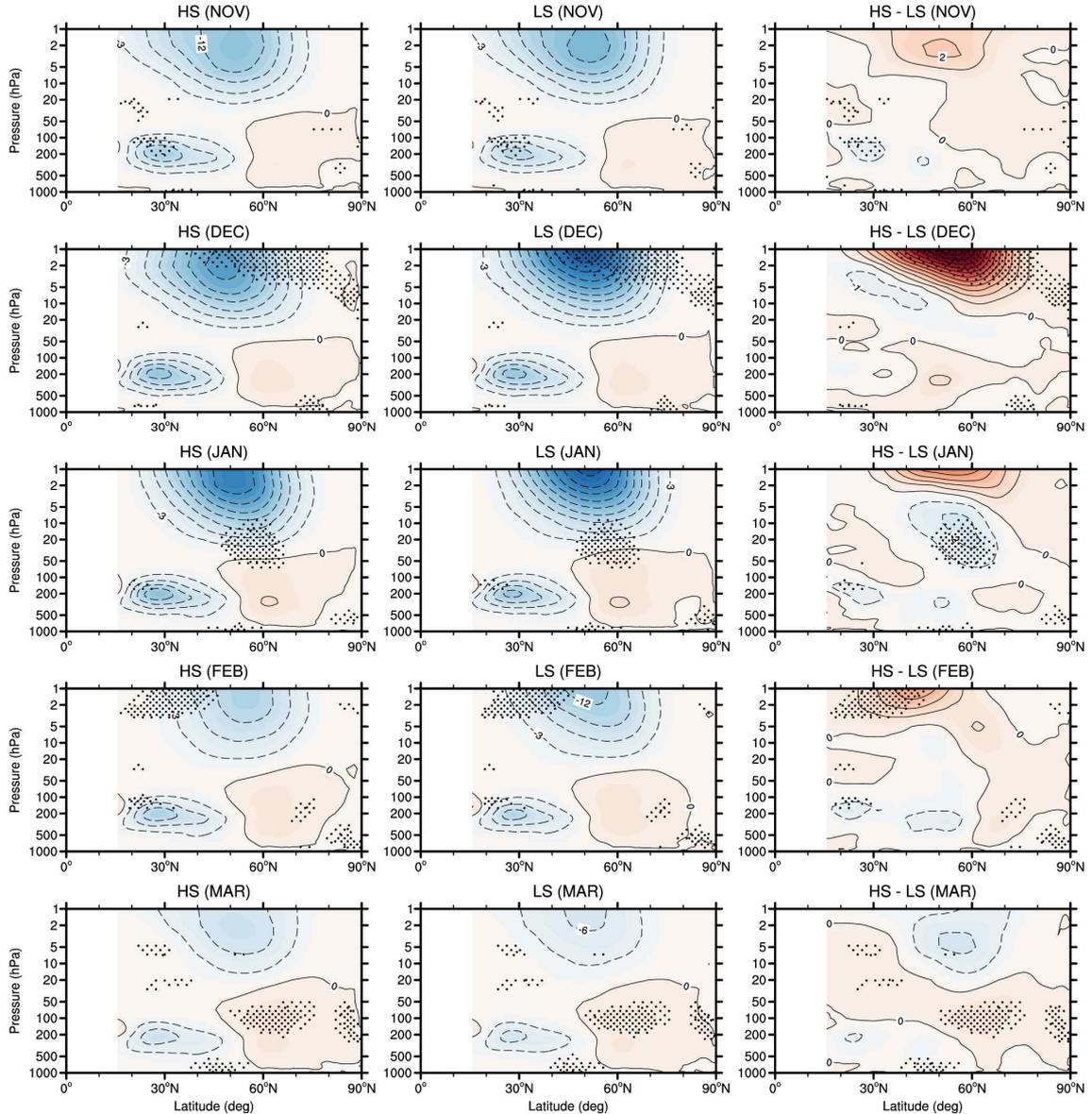


그림 3.6: 태양변동성(HS/LS)에 따른 동서평균된 행성과 플럭스의 남북 성분과 차이

- 그림 3.7은 태양변동성에 따른 행성과 플럭스 동서 성분 (W_λ)을 나타낸다. 결과를 뚜렷이 보이기 위해, Edmon et al. (1980)을 따라, W_λ 에 $(1000/p)^{0.85}/(a\pi)$ 을 곱했다. 여기서 a 는 지구 평균 반경이다.
- 12월에, LS 시기의 W_λ 가 성층권 전체에서 HS 시기에 비해 상대적으로 강했고, 이러한 차이는 1월에도 이어졌다. HS 행성과가 상부 성층권에서 남쪽으로 더 많이 전파함에 따라 아열대 성층권 상부에서 HS의 경우 양의 W_λ 가 더 강했다. 2월에는 HS와 LS 사이의 크기는 비슷했으나 HS의 행성과가 좀 더 북극 방향으로 치우쳐져 있는 모습을 확인할 수 있었다.

Zonally averaged zonal component of Eliassen-Palm flux

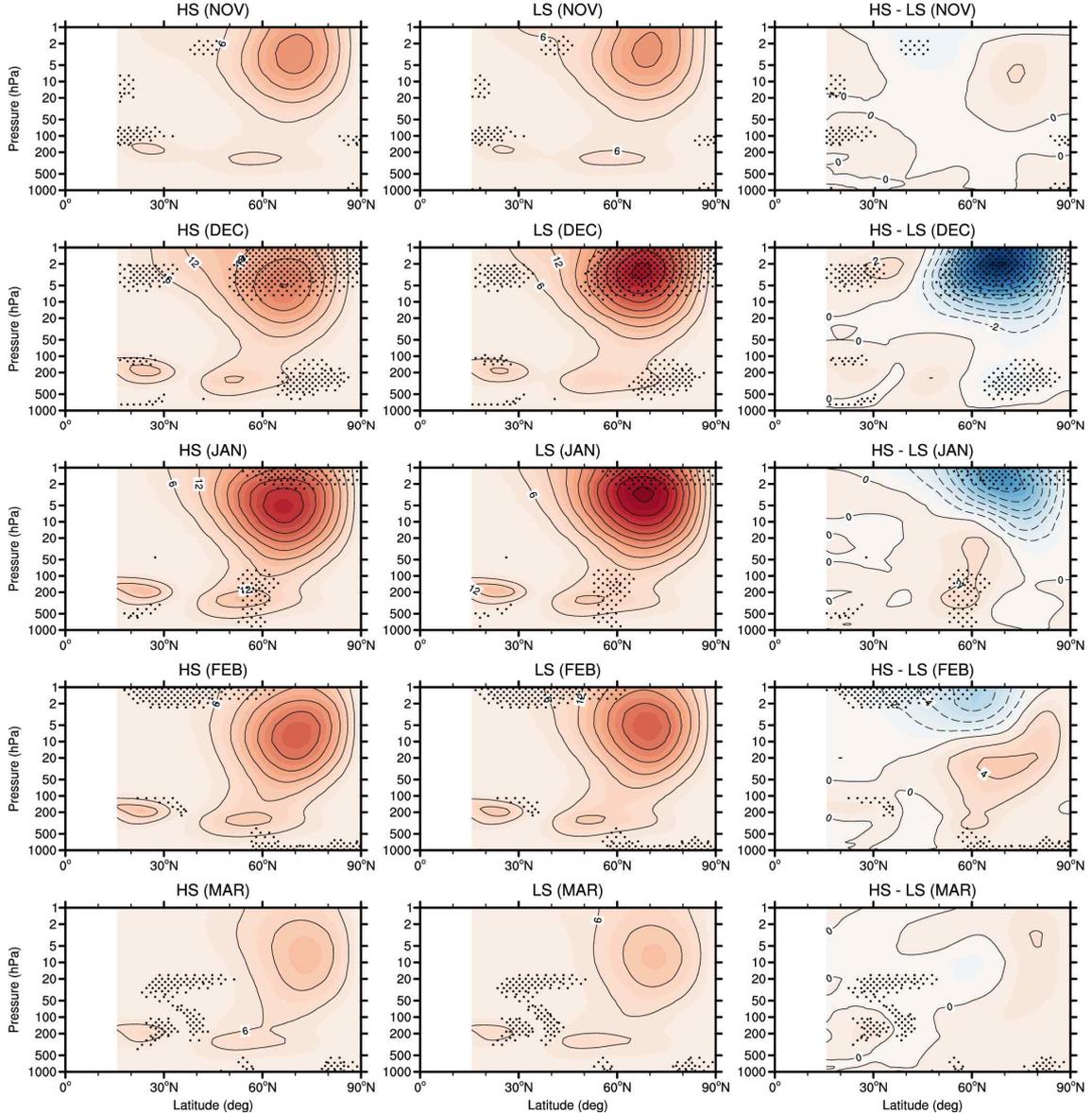


그림 3.7: 태양변동성(HS/LS)에 따른 동서평균된 행성과 플럭스의 동서 성분과 차이

- 그림 3.8은 태양변동성에 따른 행성파에 의한 동서바람 가속도의 동서 평균을 나타낸다. 12월에는 LS 시기의 상대적으로 강한 행성파로 인해 중·상부 성층권에서 더 강한 행성파 서향 가속도가 나타났다. 이러한 모습은 1월에도 마찬가지로 나타났다.
- 12월이나 1월과는 달리, 2월에는 성층권 중간에서 HS 시기에 행성파에 의한 감속이 더 강하게 나타났다. 행성파 감쇠에 의해 제트 감속이 강해지면서 행성파 플럭스는 상부 성층권에서 약해진 것으로 판단된다 (그림 3.5와 3.6 비교). 하부 성층권에서는 HS 시기에 행성파의 가속도가 LS 시기와 비교해 약간 크지만, 통계적으로 유의미하지는 않았다. 그림 3.4에서 HS 성층권 제트가 60oN 부근에서 약한 것과 관련되어 있을 것으로 보인다.

Zonally averaged Eliassen-Palm flux divergence

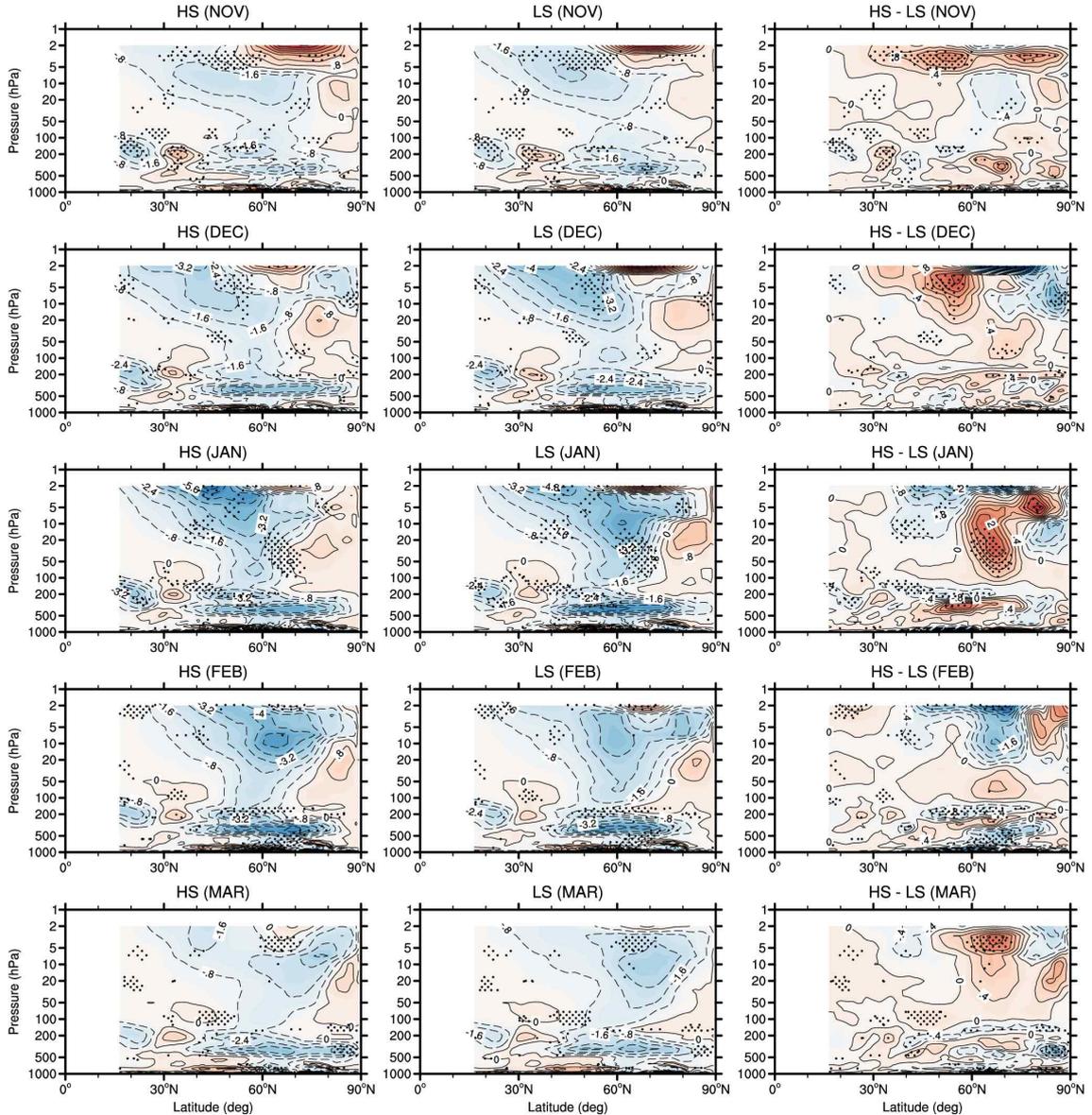


그림 3.8: 태양변동성에 따른 행성파에 의한 동서평균 동서 가속도 ($m s^{-1}/day$)와 차이

- 그림 3.9는 태양변동성에 따른 10 hPa 행성과 플릭스 연직 성분의 수평 분포를 나타낸다. 식 (30)에서와 같이 3차원 이론을 행성과 분석에 적용함으로써 행성과 플릭스의 수평 분포를 얻게 되었다. Edmon et al. (1980)에서와 같은 규모 인자는 위도-고도 분포에서와 같이 그대로 적용되었다.
- 북반구 겨울철에 상향 전파가 강한 지역은 60°N 서유럽, 동북아시아, 그리고 북미 동부 지역에서 발견되었다. 3 hPa과 같이 더 높은 고도에서는 행성파가 강한 지역이 대체로 서쪽으로 이동되어 있고, 서유럽 지역에서는 약해지고 북미 동부 지역에서 더 강화되었다 (여기선 보이지 않음). 12월에, HS 시기 하부 성층권에서 상대적으로 강한 행성파가 발견되었다. 그러나 1월에 2월에는 큰 차이를 발견하기는 어려웠다.

Vertical component of Eliassen-Palm flux (10 hPa)

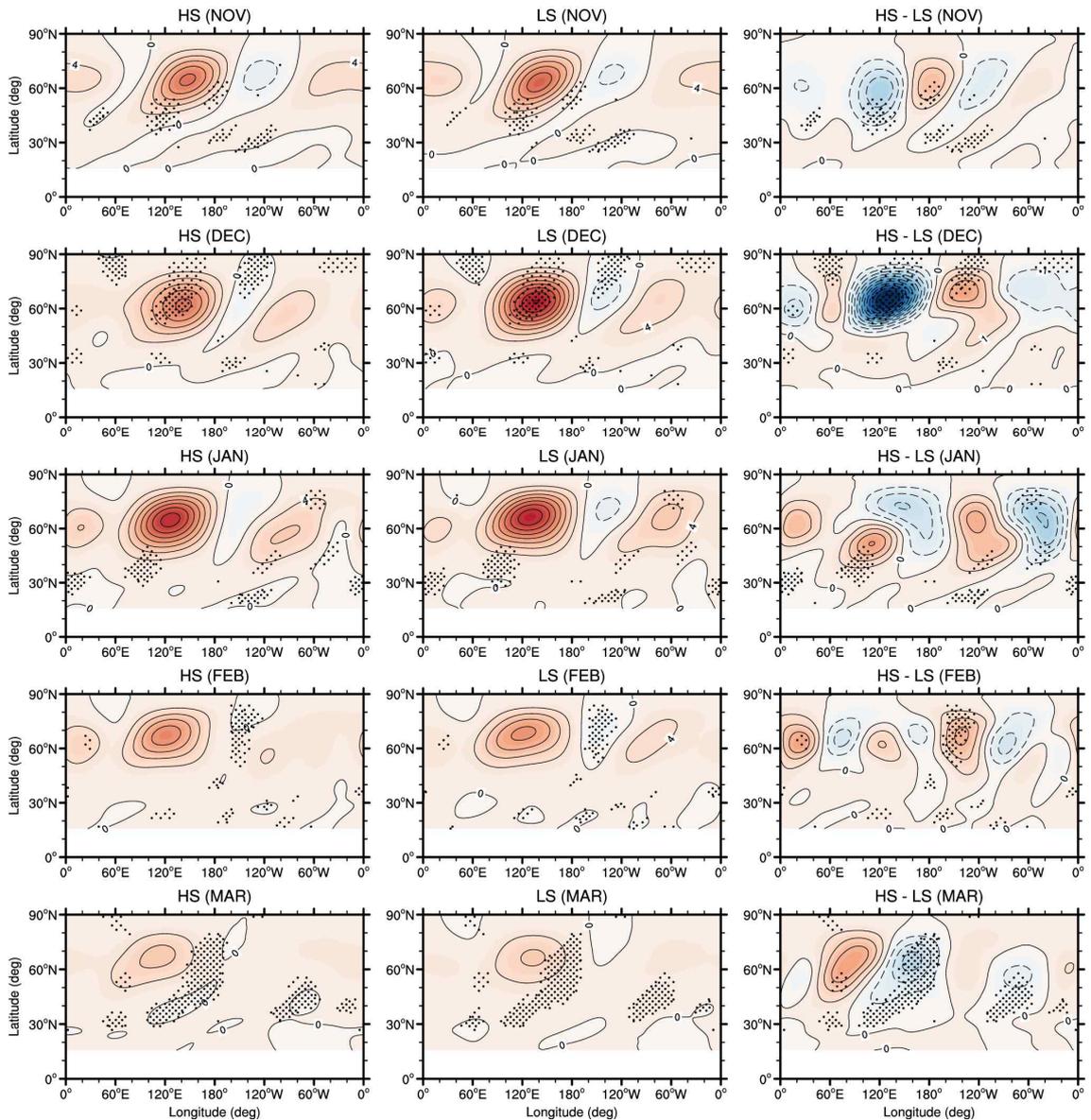


그림 3.9: 태양변동성에 따른 10 hPa 행성과 플럭스 연직 성분의 수평 분포와 차이

- 그림 3.10은 태양변동성에 따른 10 hPa 행성과 플럭스 남북 성분의 수평 분포를 나타낸다. Edmon et al. (1980)에서와 같은 규모 인자는 적용되었다.
- 12월과 1월에, HS 시기의 남향 행성과 플럭스가 경도 180°, 위도 30°N 부근에서 LS 시기에 비해서 강화되는 모습이 나타났다. 그림 12와 비교하면 행성과 남향 플럭스는 연직 상향 플럭스가 나타나는 지역의 서쪽으로 위상이 이동해 있는 것을 볼 수 있다. 2월에는 상대적으로 HS와 LS간의 차이가 크게 나타나지는 않았다.

Meridional component of Eliassen-Palm flux (10 hPa)

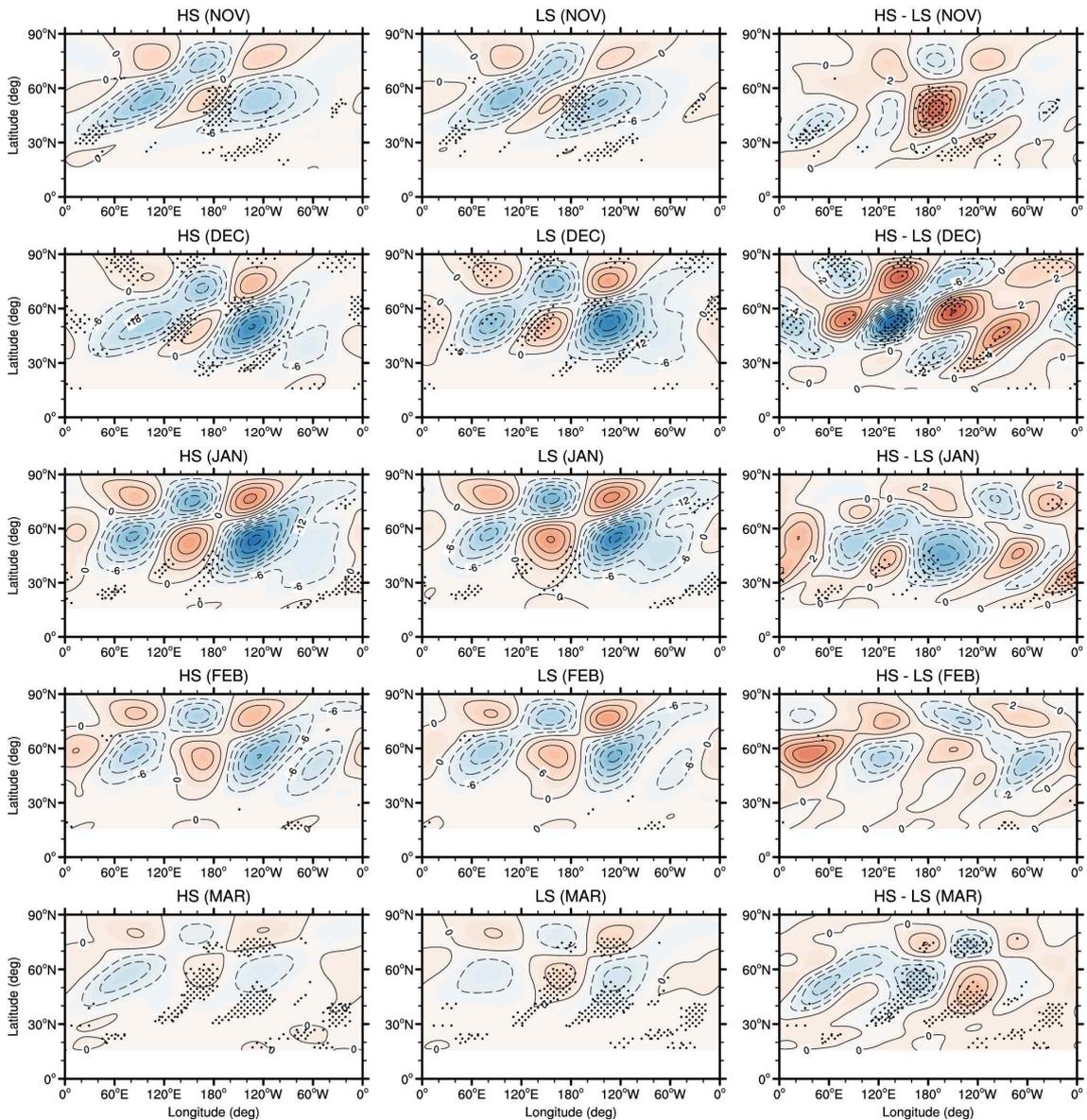


그림 3.10: 태양변동성에 따른 10 hPa 행성과 플럭스 남북 성분의 수평 분포와 차이

- 그림 3.11은 태양변동성에 따른 10 hPa 행성과 플럭스 동서 성분의 수평 분포를 나타낸다. Edmon et al. (1980)에서의 남북 성분에 대한 규모 인자가 적용되었다.
- 행성과 연직 성분과 비교했을 때 (그림 3.7), 동서 성분은 대체로 더 북쪽에서 나타나는 것을 확인할 수 있었다. 행성과 동서 플럭스는 대체로 동북아시아와 북미대륙에서 강한 모습을 보였다.
- 12월과 1월에 행성과는 LS에서 상대적으로 더 강했다. HS와 LS의 차이는 특히 12월에 뚜렷이 나타났다. 2월에는 HS와 LS사이에 통계적으로 유의미한 차이를 보이지는 않았다.

Zonal component of Eliassen-Palm flux (10 hPa)

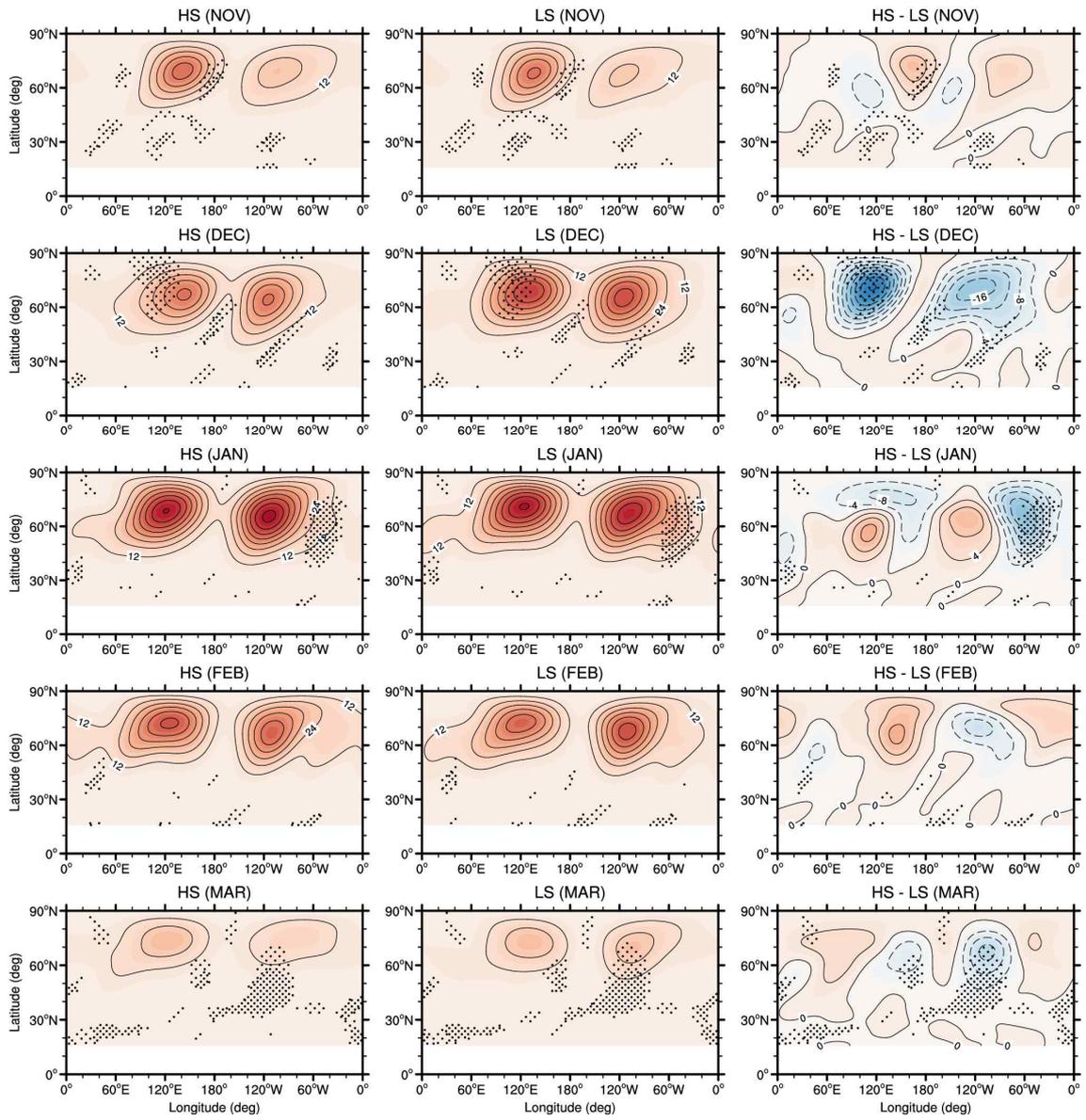


그림 3.11: 태양변동성에 따른 10 hPa 행성파 플럭스 동서 성분의 수평 분포와 차이

제 3 절 이상화된 전층 대기 전지구 모델의 모의실험 결과 분석

- 이상화된 전층 대기 모델로 태양 UV 변동에 의한 성층권계면 부근의 남북 온도 경도의 차이를 통해 나타나는 동서평균 바람의 변화에 이를 통해 일어나는 북반구 고위도 행성과 그리고 행성과와 중력파의 상호작용의 변화를 모의하기 위해서 그림 3.12와 같은 9가지의 복사평형 온도 분포를 고려하였다.
- 겨울 북반구 기온 (고도) 감률은 γ 로 표시하고 0.002, 0.003, 그리고 0.004 K km⁻¹ 세 가지 값으로 주었다. 감률의 값이 커질 수록 겨울 북반구의 기온이 고도에 따라서 급격하게 감소하여, 그 결과, 북반구 겨울철 성층권 및 중간권 제트가 강해진다. ΔT_{NH} 은 겨울 북반구 고위도 대류권계면 부근 (100 hPa)에 넣어준 복사 평형 온도의 국지적 섭동의 크기를 나타낸다. 이 대류권 복사 평형 온도 섭동은 북반구 성층권 돌연 승온의 빈도를 조절하는 파라미터로 사용된다.

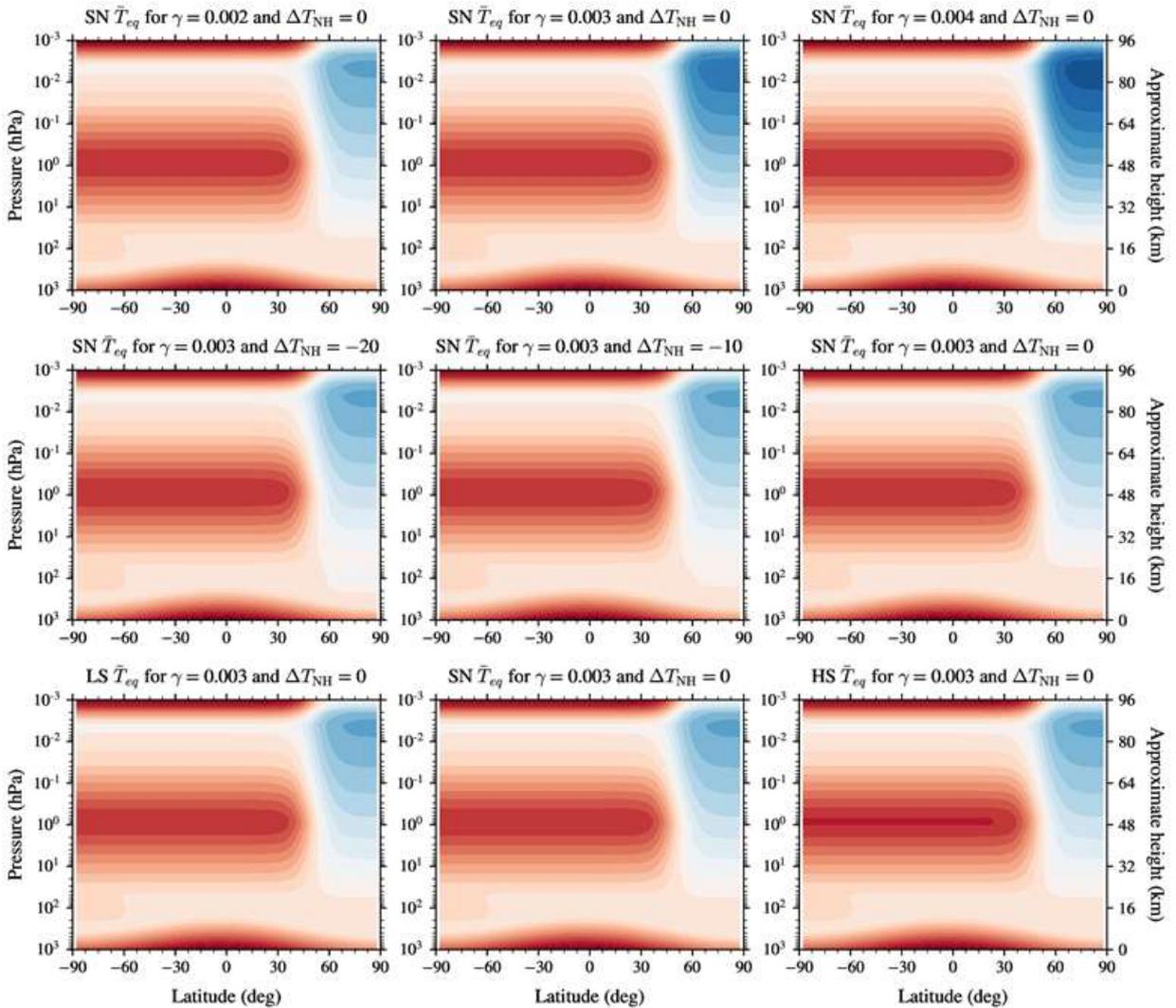


그림 3.12: 3가지의 γ 와 3가지의 ΔT_{NH} 에 대한 복사 평형 온도의 남북-고도 분포

○ 그림 3.13은 성층권계면 (1 hPa)에서 high-solar (HS)와 low-solar (LS)의 열대 지역에서 복사평형 온도의 차이는 단지 solar-neutral (SN)과 비교해서 각각 1 K 정도 뿐임을 보여준다. 또한, 겨울 북반구 대류권계면 복사평형 온도 섭동은 100 hPa를 중심으로 연직으로 4 km 정도의 반폭 (half-width)을 갖도록 설계되어 있다. 이 복사평형 온도의 섭동이 낮을수록 북극 대류권계면 온도가 낮아지고, 그에 따라 대류권 제트의 강도가 강해져서 대류권에서 성층권으로 전파하는 행성파가 전파하기에 더 좋은 조건을 나타내게 된다 (하지만, 제트가 너무 강해지면 행성파는 오히려 반사되어 대류권으로 다시 들어온다). 본 연구에서는 ΔT_{NH} 에 대해서 0, -10, 그리고 -20 K의 세 가지만을 고려하였으나, -30에 대한 실험도 추가적으로 필요한 것으로 보인다.

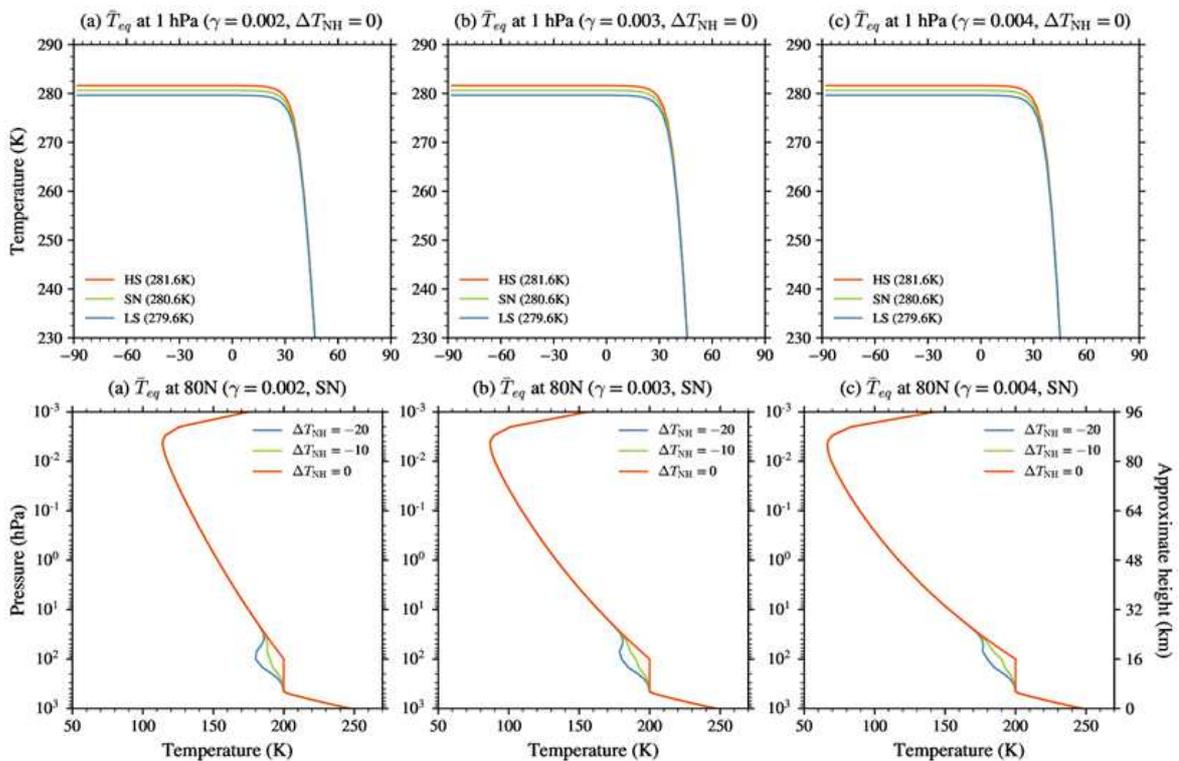


그림 3.13: (위) High-solar (HS), solar-neutral (SN), low-solar (LS)에서의 성층권계면에서의 복사평형 온도의 남북 구조와 (아래) 겨울 북반구 대류권계면 복사평형 온도 섭동의 연직 프로파일

○ 겨울 북반구 대류권계면 복사평형 온도 섭동은 북반구에서 성층권 돌연 승온의 빈도를 조절하는 역할을 한다. 그림 3.14는 SN의 경우에 대해서 ΔT_{NH} 가 큰 음의 값을 가질수록 돌연승온 (60N, 10 hPa의 동서평균 바람이 음이되는 기준)이 자주 발생한다. 물론 대기의 기온 감률 (γ)이 작아 극지역 성층권 온도가 높을수록 발생 빈도는 더 높아지기는 하지만, 같은 감률에 대해서는 ΔT_{NH} 에 따라서 돌연승온의 빈도는 확연히 다르게 나타나는 것을 확인할 수 있다. 참고로 γ 가 0.003이나 0.004 K km⁻¹인 경우, ΔT_{NH} 가 0인 경우에는 60년 (21900 일)의 수치 모의 기간에 대해서 단 한번의 성층권 돌연 승온도 일어나지 않았다.

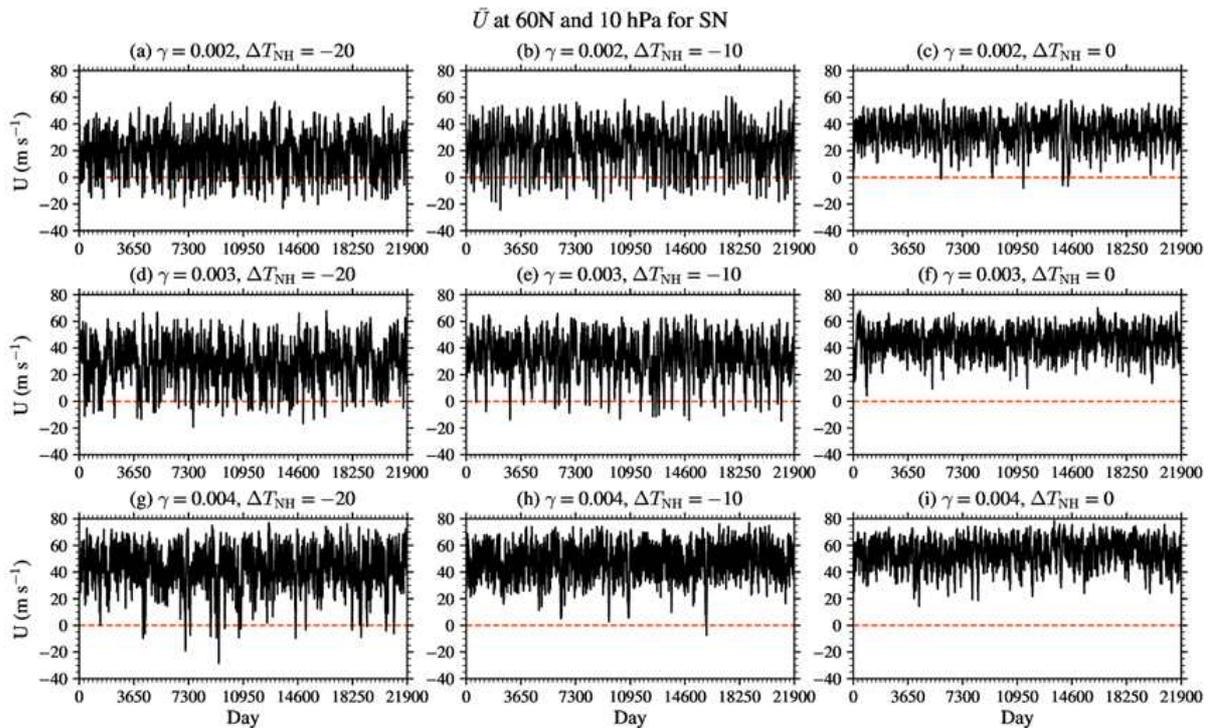


그림 3.14: SN의 경우에 대해서, 북위 60도, 10 hPa에서 동서평균 동서 바람의 시계열. 붉은색 점선은 0선을 나타낸다.

○ 태양 복사의 변화와 관련해서 북반구 지표 부근에서 일어나는 현상은 북반구 극지에서의 현상에만 의존하는 것이 아니라 열대지역 성층권의 바람의 변화에 따라서도 일어날 수 있다. 본 연구에서 수행한 수치 모델에서는 열대지역 성층권 하부의 준2년 주기 진동이 (외부 강제력 없이) 자체적으로 생성되기 때문에, 극지역과 열대지역의 변동성의 상관성을 파악하는데 좋은 조건을 제공한다. 그림 3.15는 SN에 대해서 고도 45 hPa 하부 성층권에서 열대지역 위도 5S와 5N 사이에서 평균된 동서평균 동서 바람의 시계열을 보여준다. 이 시계열에 따르면 현실의 준2년 주기 진동만큼의 주기를 갖지는 않지만 (본 모델에서의 주기는 약 12-13개월) 열대지역 하부 성층권 바람이 동서로 명확하게 (그리고 상당히 주기적으로) 진동하는 모습을 보여준다.

○ 열대지역 성층권 바람 진동의 정도는 대체로 매우 안정적이기는 하지만, $\Delta T_{NH} = -10$ K에서는 약하게 그리고 ΔT_{NH} 가 -20 K인 경우에는 다른 두 경우와 비교하여 그 진동이 꽤 불안정해지는 것을 확인할 수 있었다. 음의 복사평형 온도 섭동이 큰 경우에는 북반구 중고위도에서 대류권에서 성층권으로 향하는 행성파의 양이 증가하며, 이에 따라 열대지역 준2년 주기 진동에 교란이 일어난다는 점은 최근 발생한 성층권 준2년 주기 진동의 붕괴와 관련하여 매우 흥미로운 점이다. 이 부분은 좀 더 연구해야 할 주제로 파악된다.

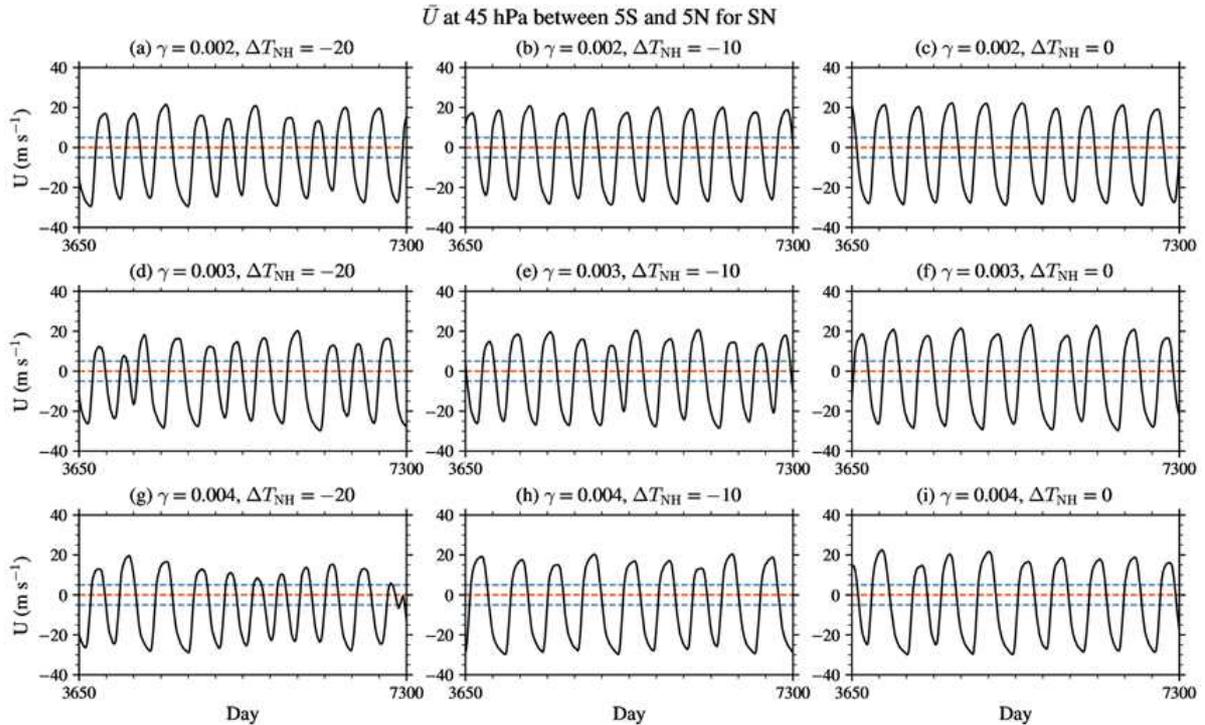


그림 3.15: SN에 대해서 고도 45 hPa 하부 성층권에서 열대지역 위도 5S와 5N사이에서 평균된 동서평균 동서 바람의 시계열

- 태양 복사의 복사 변동에 따른 북극 지역 지표 부근의 변동을 역학적으로 이해하기 위해서 총 27개의 60년 실험을 수행하였다. 그림 3.12에서 보인 복사 평형 온도는 Held and Suarez (1994)와 Polvani and Kushner (2002)의 결과에 기초한 것으로 이 복사평형 온도를 열권 하부까지 자체적으로 확장한 것이다. 앞에서 설명했듯이 이 복사평형 온도는 3개의 γ 와 3개의 ΔT_{NH} 에 따라 다르게 결정된다. HS, SN, LS의 3가지 경우까지 조합하면 모두 27개의 복사평형 온도 분포 조합을 얻게 된다. 각 실험은 60년 실험이며, 분석에서 최초 10년은 스피업으로 간주하고 사용하지 않았다.
- 겨울 북반구 대류권 상부의 온도를 통한 성층권 돌연 승온의 조절은 Martineau et al. (2018, JGRA)에 근거하여 도입되었다. Martineau et al. (2018)에서 보였듯이, 본 실험에서도 성층권 돌연 승온의 빈도가 상당한 정도로 북극 대류권계면 온도에 의존할 수 있음을 확인할 수 있었고, 이를 이용하여 ΔT_{NH} 를 도입하였다. 본 연구에서는 성층권 돌연 승온이 일어난 기간, 혹은 돌연 승온에 의해서 북극이 영향을 받는 기간을 산정하기 위해서, Charlton and Polvani (2007, JCLI)과 Limpasuvan et al. (2004, JCLI)의 기준을 이용하였다. 그 결과 60N, 10 hPa에서의 동서평균 동서 바람이 역전되는 central date 전 22일부터 이후 22일 동안을 돌연 승온의 영향을 받는 기간으로 설정하였다 (Limpasuvan et al. 2004). 동서평균 동서바람이 서풍인 기간이 연속적으로 20일이 있어야 새로운 central date가 존재할 수 있는 것으로 하였다 (Charlton and Polvani 2007).

○ 그림 3.15에서 보였듯이, 열대지역 하부 성층권에서는 유사 준2년 주기 진동 (QBO)이 존재하였으며, Cullen et al. (2016, JGRS)의 분석에 따라, 5S-5N에 대해서 평균된 동서 평균 동서 바람이 5 m s^{-1} 보다 크면, QBO 서풍 기간으로 설정하고 (QBOW), -5 m s^{-1} 보다 작으면 QBO 동풍기간으로 설정하였다 (QBOE).

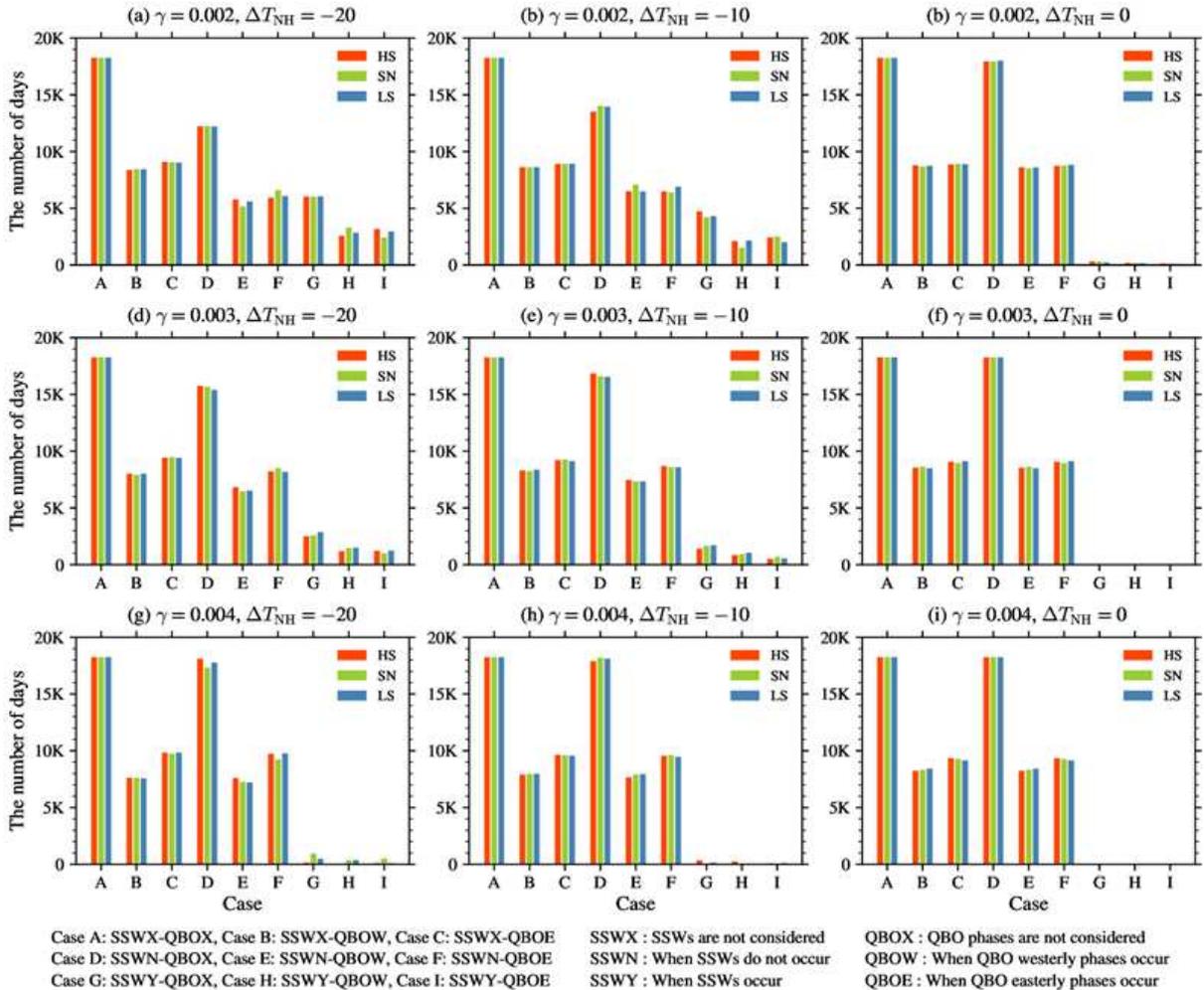


그림 3.16: HS, SN, LS 각각의 경우 및 성층권 돌연 승온이 수치모델 day에 대한 히스토그램. SSWX는 성층권 돌연 승온을 고려하지 않은 경우, QBOX는 준2년 주기 진동을 고려하지 않은 경우, SSWN은 돌연승온이 일어나지 않은 경우, SSWY는 돌연승온이 일어난 경우 (최소 42일 윈도우), QBOW는 QBO 서풍 기간, 그리고 QBOE는 QBO 동풍 기간.

○ 그림 3.16은 HS, SN, LS 실험에 대해서 그리고 각각의 γ 와 ΔT_{NH} 에 대해서, A부터 I까지 9가지 방식으로 샘플링을 달리했을 때, 총 샘플에 포함되는 날의 수를 보여주는 히스토그램이다. A는 SSWX-QBOX로서 돌연 승온의 발생 여부를 고려하지 않고, 준2년 주기 진동의 위상도 고려하지 않는 (즉, 50년에 대한 모든 날을 고려하는) 샘플이고, B는 SSWX-QBOW로서 돌연 승온의 발생 여부를 고려하지 않으나, 준2년 주기 진동의 서풍 위상만을 고려하는 샘플, C는 SSWX-QBOE로서 돌연 승온의 발생 여부를 고려하지 않으나, 준2년 주기 진동의 동풍 위상만을 고려하는 샘플, D는 SSWN-QBOX로서 돌연 승온이 발생하지 않는 기간에 대해서 준2년 주기 진동의 위상을 고려하지 않는 샘플

풀이고, E는 SSWN-QBOW로서 돌연 승온이 일어나지 않은 기간 중에서 준2년 주기 진동이 서풍인 경우이고, F는 SSWN-QBOE로서 돌연 승온이 일어나지 않은 기간 중에서 준2년 주기 진동이 동풍인 경우의 샘플이다. G, H, E는 모두 성층권 돌연 승온이 일어난 기간에 대한 샘플로서 각각 SSWY-QBOX, SSWY-QBOW, SSWY-QBOE를 표현한다.

- 그림 3.17은 태양 변동성 중립 (SN), $\gamma = 0.003 \text{ K km}^{-1}$, $\Delta T_{NH} = -20 \text{ K}$ 인 경우에 대한 동서평균 동서 바람을 SSWX-QBOX에 대해서 그리고 그외의 다른 경우가 SSWX-QBOX에 대해서 보이는 차이를 나타낸다. 빗금 부분은 95% 신뢰도를 기준으로 했을 때, 차이의 통계가 의미가 없는 지역을 의미한다. 성층권 돌연 승온과 관계없이 평균한 경우인 (SSWX)와 비교해서, 성층권 돌연 승온이 일어나지 않았을 때 (SSWN) 대체로 북반구의 제트의 크기가 강한 것을 확인할 수 있다. 반대로 돌연 승온이 일어나는 경우 (SSWY)에는 당연히 성층권 중하부의 제트가 매우 약하거나 부호가 반대이고, 중간권에서는 오히려 반대 부호의 차이가 나타나는 것을 알 수 있다.

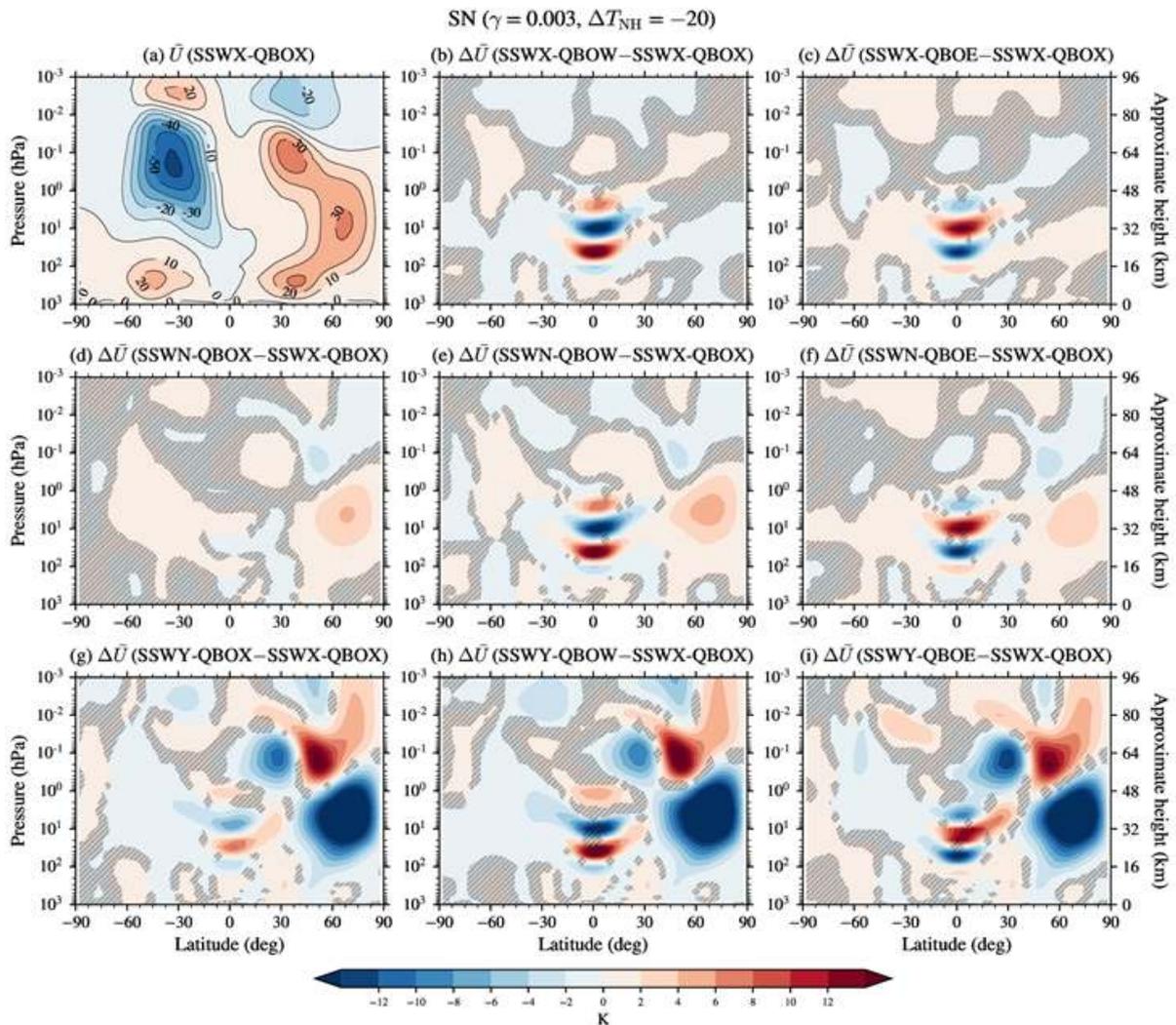


그림 3.17: 태양 활동 중립 (SN), $\gamma = 0.003 \text{ K km}^{-1}$, $\Delta T_{NH} = -20 \text{ K}$ 인 경우에 대한 동서평균 동서 바람: SSWX-QBOX 그리고 그외의 다른 경우가 SSWX-QBOX와 보이는 차이

○ 그림 3.18은 $\Delta T_{NH} = -10$ K인 것을 제외하고는 그림 3.17과 같다. 북극 대류권 복사평형 온도 섭동이 달라졌다고는 하지만, SSWX-QBOX에 대한 그의 다른 경우의 차이는 대체로 유사하다. 다만, SSWX-QBOX 자체를 살펴보면 $\Delta T_{NH} = -20$ K인 경우가 $\Delta T_{NH} = -10$ K인 경우보다 성층권 제트의 강도가 훨씬 더 약한 것을 알 수 있다. 즉, 북극 대류권 지역 복사평형 온도가 강한 음의 섭동을 가지면서 대류권에서 성층권으로 전파하는 파동 플럭스가 강해지는 것을 알 수 있다. 그 차이는 동서평균 동서류의 관점에서 10 m s^{-1} 보다 약간 작은 정도이지만 (동서평균이라는 점에서) 무시할 정도는 아닌 것으로 판단된다. 이러한 이유로 해서 $\Delta T_{NH} = -20$ K인 경우는 중간권 중위도 제트가 성층권 제트보다 전체적으로 더 강한 모습을 보이는데 반해, $\Delta T_{NH} = -10$ K인 경우는 성층권 제트가 상당히 더 강한 것으로 보인다. 돌연 승온을 고려하는 SSWY의 경우는 모두 SSWX-QBOX에 대해서 성층권에서 강한 제트의 감속 (혹은 역전)이 나타나고, 중간권에서는 반대로 강한 가속이 나타나는 것을 동일하게 확인할 수 있다.

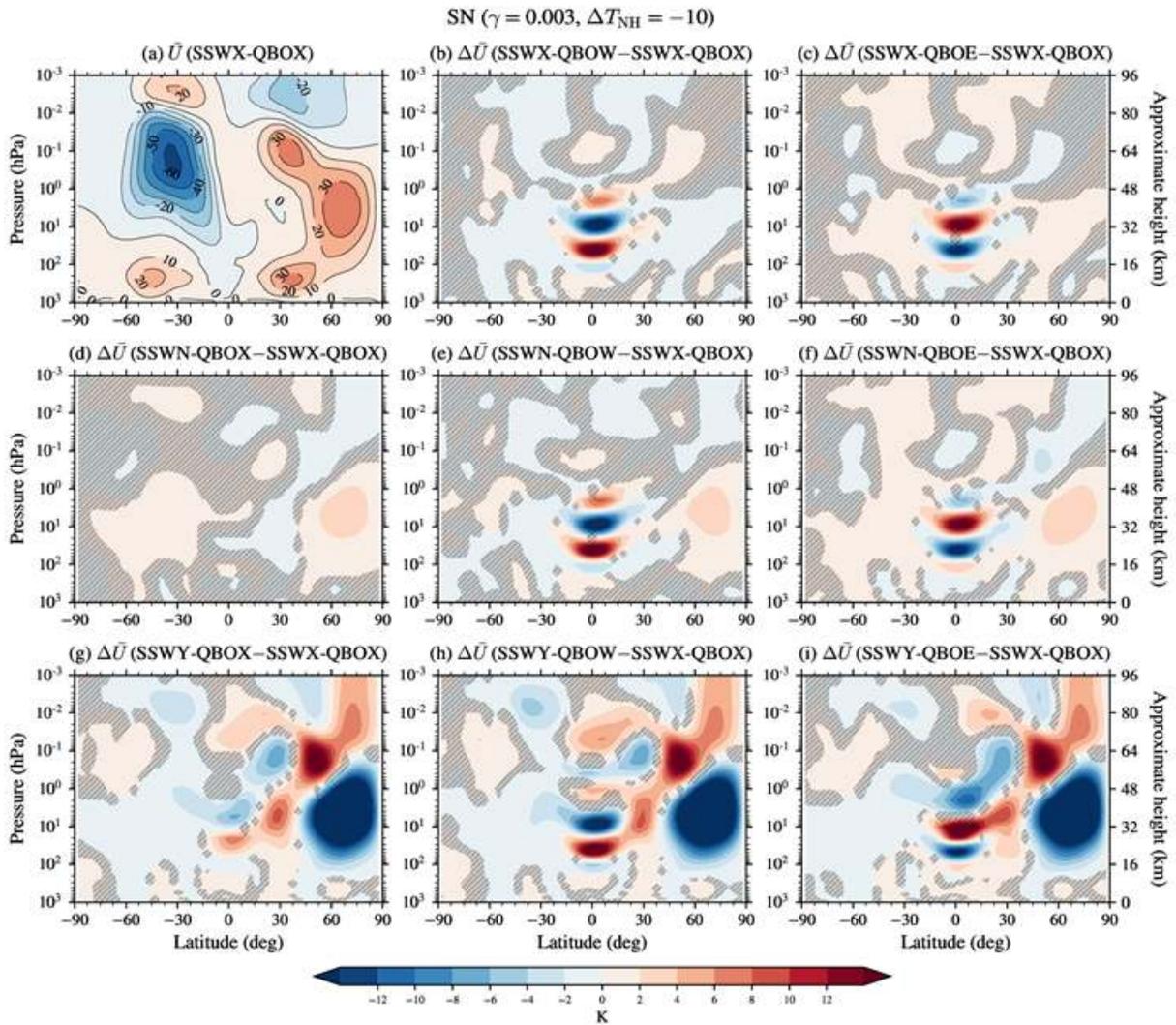


그림 3.18: $\Delta T_{NH} = -10$ K인 것을 제외하고는 그림 3.17과 동일.

○ 그림 3.19는 태양 변동성 중립시 (SN), $\gamma = 0.003$, $\Delta T_{NH} = -20$ K인 경우에 대한 동서 평균 온도를 SSWX-QBOX에 대해서 그리고 그 외의 다른 경우가 SSWX-QBOX와 보이는 차이를 보인다. 빗금 부분은 앞에서와 같이 95% 신뢰도를 기준으로 했을 때, 차이의 통계적 의미가 없는 지역을 의미한다. SSWX-QBOX에서의 동서평균된 온도의 구조는 상당히 현실적인 것으로 보인다. 돌연 승온이 없을 때 (SSWN)는, SSWX-QBOX와 비교하면, 북극 성층권 상부가 조금 더 따뜻하고 성층권 중하부는 조금 차갑게 모의되는 것을 알 수 있다. 하지만 열대지역 준2년 주기 진동의 위상에 따라 반응이 명확하지는 않은 것으로 보인다. 성층권 돌연 승온이 없는 경우에는 성층권계면 부근의 제트가 강해지는 것과 연관되어 그 위인 중간권에서는 냉각, 아래인 성층권에서는 승온이 약하게 일어나는 것으로 보인다. 성층권 돌연 승온이 일어나는 경우 (SSWY)에는 SSWX-QBOX와 비교하면, 북극 성층권에서는 매우 강한 승온, 북극 중간권 중부에서는 강한 냉각, 그리고 그보다 위인 북극 중간권 상부에서는 승온이 반복적으로 일어나고 있다.

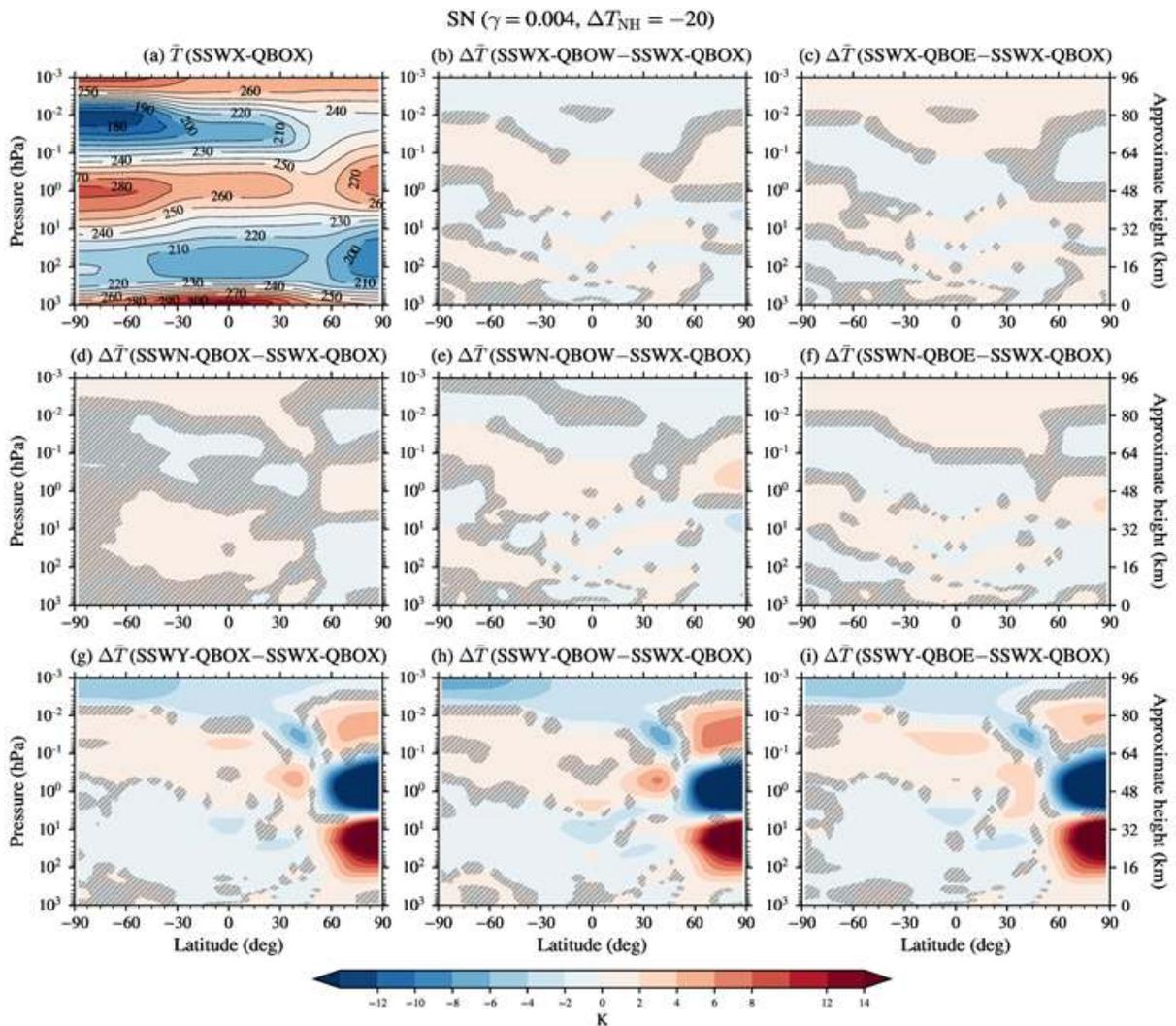


그림 3.19: 태양 활동 중립 (SN), $\gamma = 0.003$ K km⁻¹, $\Delta T_{NH} = -20$ K인 경우에 대한 동서평균 온도: SSWX-QBOX 그리고 그외의 다른 경우가 SSWX-QBOX와 보이는 차이

○ 그림 3.20은 $\Delta T_{NH} = -10$ K인 것을 제외하고는 그림 3.19와 동일하다. $\Delta T_{NH} = -20$ K의 경우와 마찬가지로 SSWX-QBOX에서의 동서평균된 온도의 구조는 상당히 현실적이다. SSWX-QBOX의 경우, $\Delta T_{NH} = -20$ K과 비교해보면, 북극 중간권은 약간 온도가 올라가고, 북극 성층권은 약간 온도가 낮아지는 양상을 보이고 있다. 동서평균 동서 바람에 있어서 $\Delta T_{NH} = -20$ K의 경우가 $\Delta T_{NH} = -10$ K인 경우에 비해서 꽤 줄어든 것을 볼 때, 그림 3.20에 나타난 북극 온도 패턴에서 온도의 극값은 $\Delta T_{NH} = -10$ K에서 줄어든 것으로 보이나, 온도의 남북 경도는 조금 급해진 것으로 파악된다. 성층권 돌연승온이 있는 경우, $\Delta T_{NH} = -10$ K에서도 성층권에서는 강한 승온, 중간권에서는 강한 냉각, 그리고 중간권 상부에서는 다시 승온이 일어나는 모습을 동일하게 보였다. 돌연승온이 없는 경우 (SSWN)에는, $\Delta T_{NH} = -20$ K와 유사하게, 성층권계면 부근은 따뜻해지고, 성층권 중하부는 차가워지는 모습을 확인할 수 있었다. 이러한 양상은 준2년 주기 진동의 위상에 아주 크게 의존하는 것으로 보이지는 않았다.

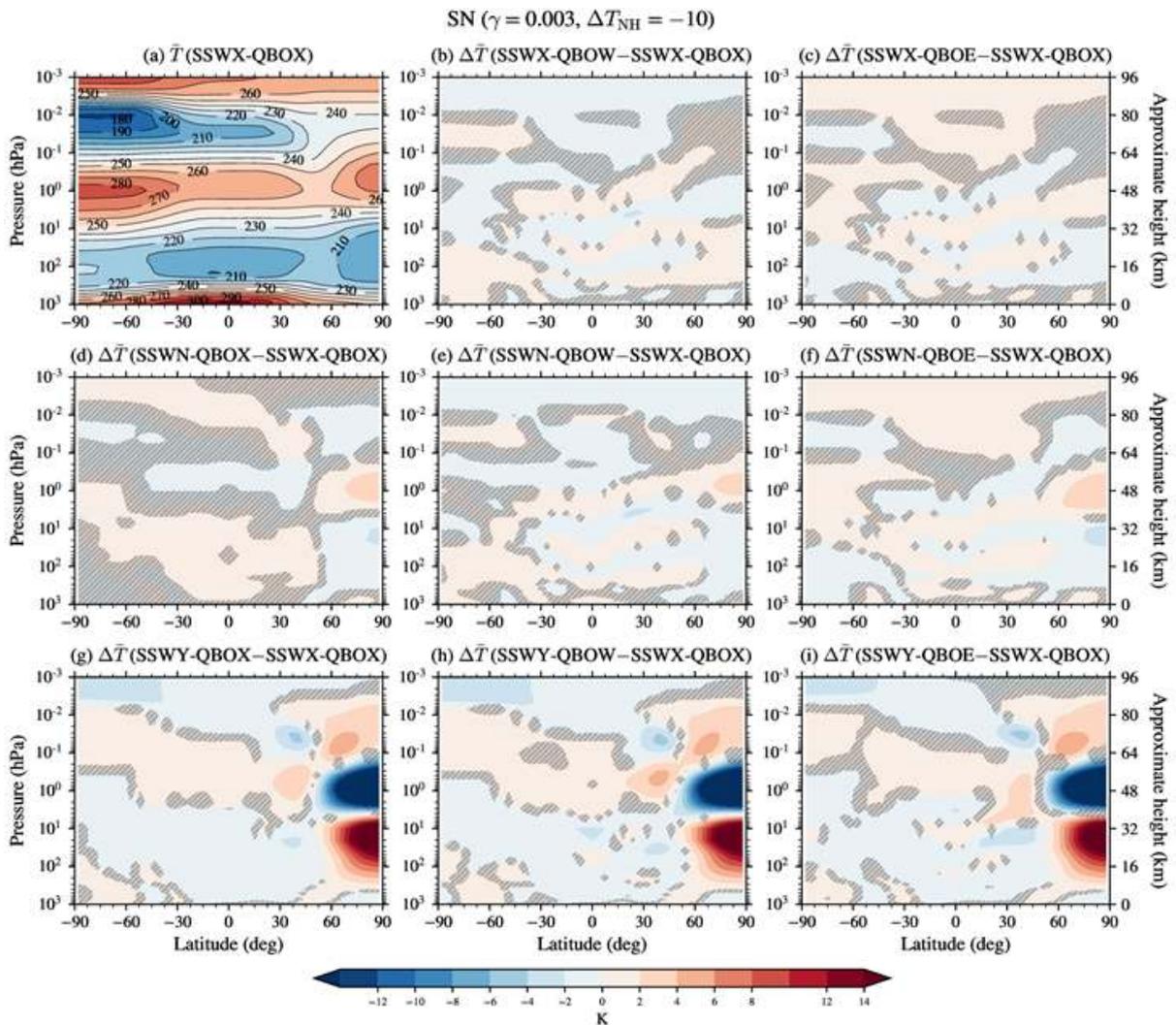


그림 3.20: $\Delta T_{NH} = -10$ K인 것을 제외하고는 그림 3.19와 동일.

○ 그림 3.21은 SSWX-QBOW (돌연 승온 여부와 상관없고, 준2년 주기 진동이 서풍인 경우)에 대해서, 동서평균 동서 바람에서 HS와 LS간의 차이 (HS-LS)를 보여준다. 지금까지 주로 SN의 $\gamma = 0.003 \text{ K km}^{-1}$ 에 대한 $\Delta T_{NH} = -20 \text{ K}$ 와 -10 K 의 경우를 살펴보았기 때문에 (이 두 경우의 동서평균 동서 바람이나 온도가 실제 기후값과 가장 많이 유사했음), 여기서도 주로 그 두 경우에 대한 HS와 LS의 차이를 살펴보고자 한다. HS와 LS이 비교를 통해서 알 수 있는 것은, HS때 중간권 하부 아열대 제트의 크기가 증가하고, 이와 대조적으로 중간권 하부 혹은 성층권 상부의 고위도 제트는 약해진다는 점이다. 즉, HS때 LS에 비해서 극제트가 중간권 하부- 성층권 상부에서 아열대 쪽으로 더 기울어지고 있음을 보여준다. 그러나 이러한 적도 방향으로 기울어지는 구조는 준2년 주기 진동이 서풍인 경우에 대한 것이고, 동풍인 경우에는 상당히 다른 구조를 나타낸다. ΔT_{NH} 의 값이 -20 K 인지 -10 K 인지에 따라서도 제트가 아열대로 중간권에서 기울어지는 정도가 다르게 나타난다 (그림 3.21d와 3.21e를 비교).

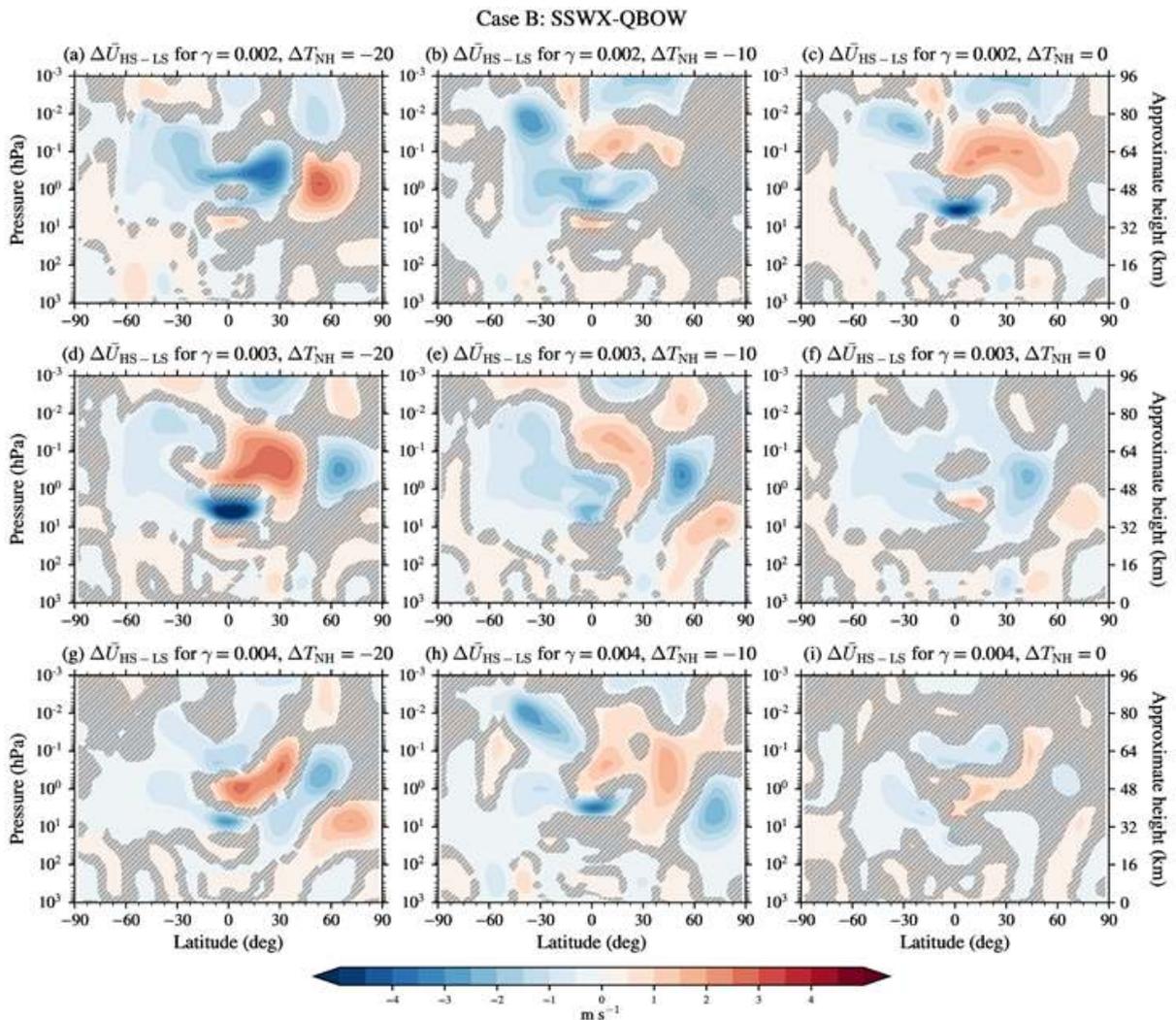


그림 3.21: 성층권 돌연 승온 발생에 관계 없이 (SSWX), 열대 준2년 주기 진동 서풍 기간인 경우에 대한 high-solar (HS)와 low-solar (LS)의 동서평균 동서 바람의 차이

○ 그림 3.22는 SSWX-QBOE (돌연 승온 여부와 상관없고, 준2년 주기 진동이 동풍인 경우)에 대해서, 동서평균 동서 바람에서 HS와 LS간의 차이 (HS-LS)를 보여준다. 앞서 그림 3.21에서와 같이, $\gamma = 0.003 \text{ K km}^{-1}$ 에 대한 $\Delta T_{NH} = -20 \text{ K}$ 와 -10 K 의 경우를 살펴 보면, 준2년 주기 진동이 동풍인 경우에는 극제트가 전반적으로 더 강해지는 모습을 확인할 수 있다 (그림 3.22d와 3.22e). 중간권 아열대 제트와 성층권 극제트가 모두 강해지는 양상을 확인할 수 있는데, $\Delta T_{NH} = -10 \text{ K}$ 인 경우에는 성층권 극제트가 상대적으로 더 많이 강해지고 성층권 제트가 아열대로 꺾이기 보다는 반대로 북극 방향으로 꺾이는 모습을 보이고 있다. 그림 3.21과 3.22에서 알 수 있듯이, HS와 LS간의 차이는 열대지역 준2년 주기 진동의 위상에 따라 다르다는 것을 보여준다. 그림 3.21과 3.22는 성층권 돌연 승온 여부와 관계없이 모은 샘플에 대한 분석인데, 성층권 돌연 승온이 일어나지 않았을 경우에 대한 HS와 LS와의 차이는 그림 3.23과 3.24에 보였으며, 그림 3.21 및 3.22과 유사하다. 이는 돌연 승온 사례가 상대적으로 적기 때문으로 판단된다.

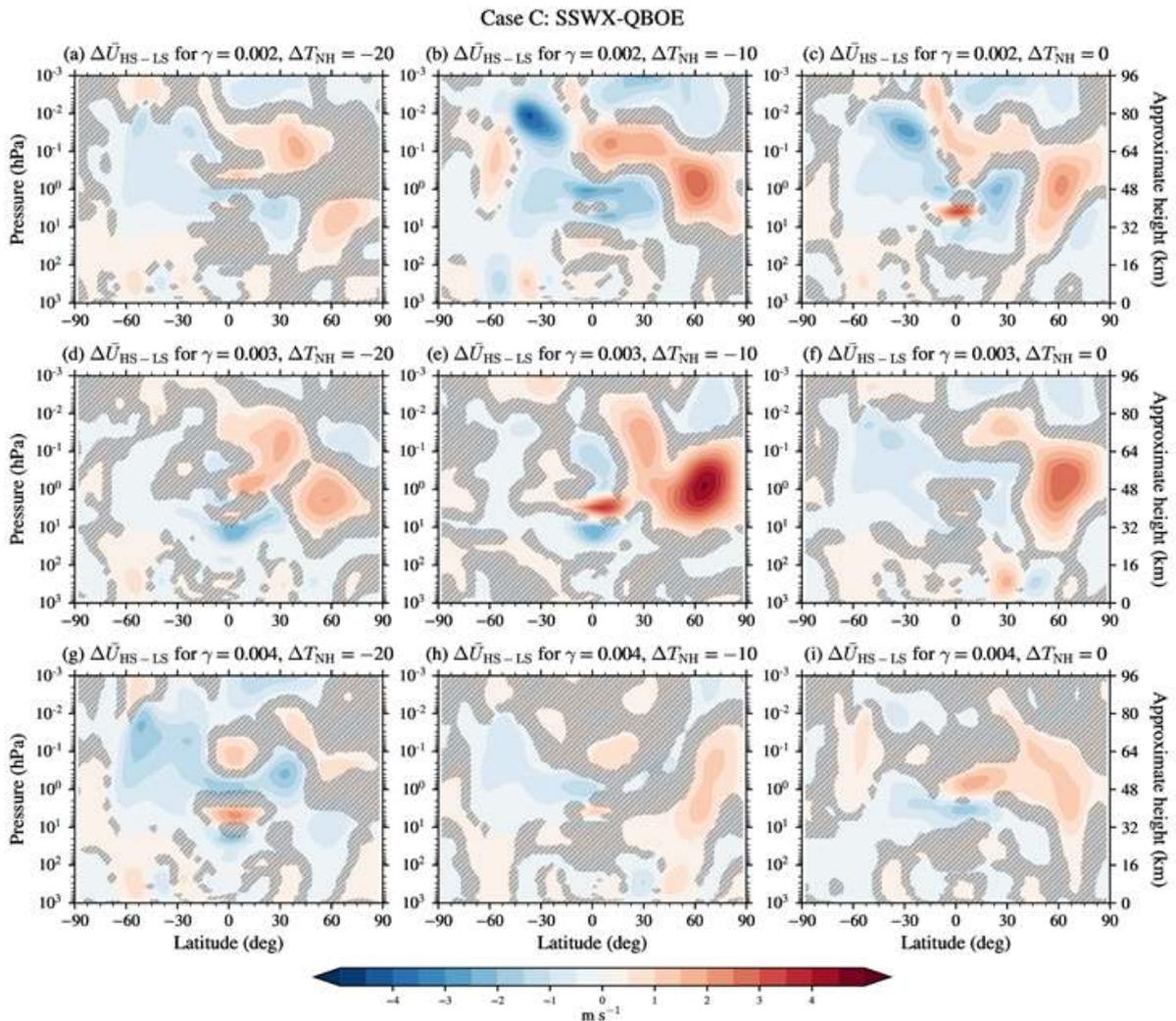


그림 3.22: 성층권 돌연 승온 발생에 관계 없이 (SSWX), 열대 준2년 주기 진동 동풍 기간인 경우에 대한 high-solar (HS)와 low-solar (LS)의 동서평균 동서 바람의 차이

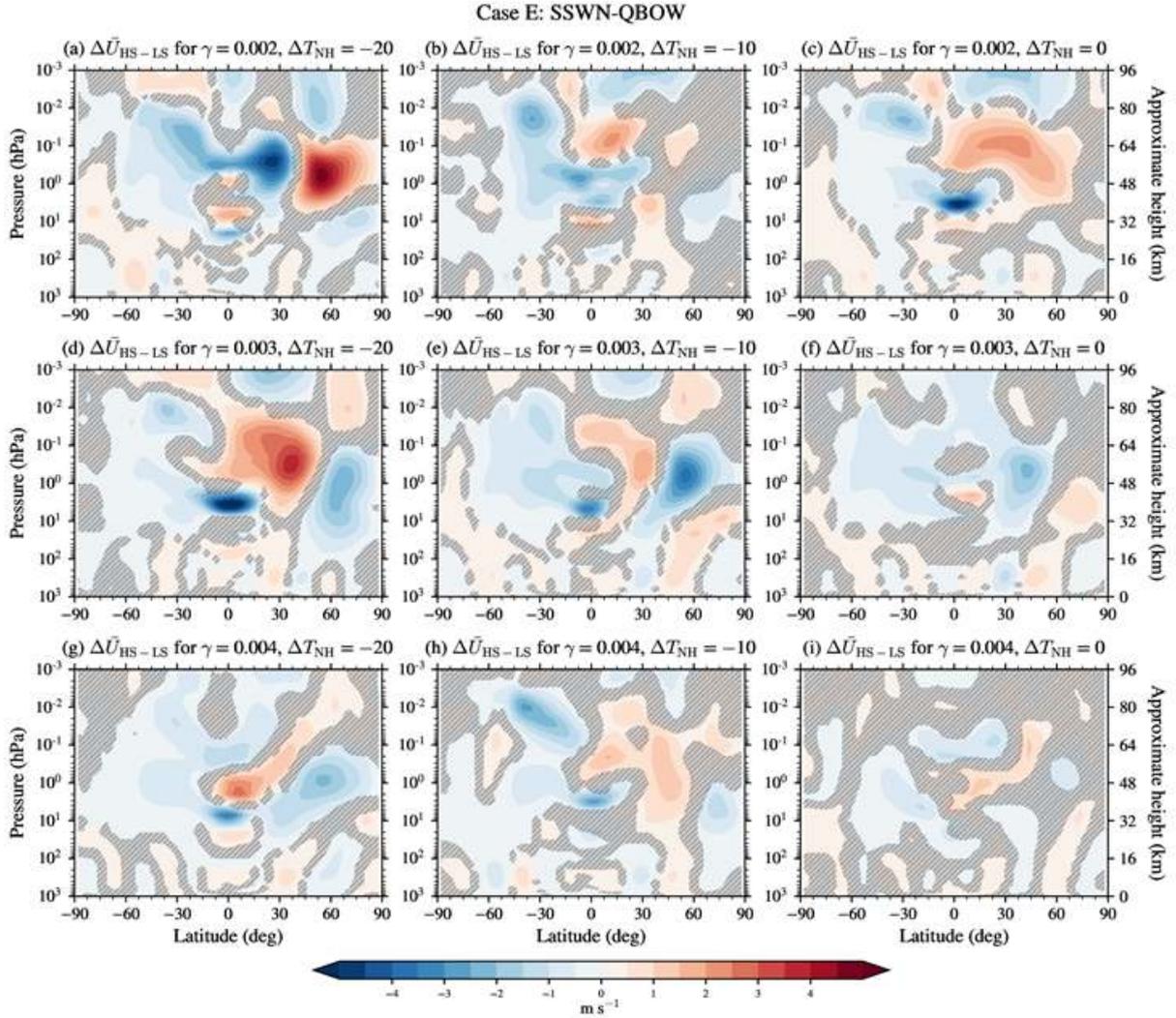


그림 3.23: SSWN인 것을 제외하고는 그림 3.21과 동일

- 그림 3.21-3.24에서 $\gamma = 0.002$ 나 0.004 K km^{-1} 인 경우에는, HS와 LS의 반응이 상당히 다르게 나타나는 것을 알 수 있다. 복사 평형 온도의 감률은 결국 기본적인 극 제트의 세기와 연관되며, 결국 행성파의 전파 특성의 변화와도 연관될 수 밖에 없다. 이 보고서에서는 일단 논의를 비교적 현실적인 제트의 크기가 나왔던 $\gamma = 0.003 \text{ K km}^{-1}$ 의 경우에 대부분 한정시키겠지만, 제트의 기본적인 세기가 크게 변화하는 경우에 대한 후속 연구도 필요해 보인다. 이러한 HS-LS가 보이는 복잡한 의존성은 실제 전층 대기 (whole atmosphere)가 forcing에 대해서 보이는 반응의 복잡성을 보여주는 것으로 치부할 수도 있겠지만, 다른 한편으로는 (비교적 단순한 모델이기는 하지만), 이 모델이 보여주는 기후계를 최소한의 적은 변수로 기술할 수 있는 방법을 (혹은 그 해당 위상 변수를) 찾아내지 못하고 있다는 것으로도 이해할 수 있을 것이다.

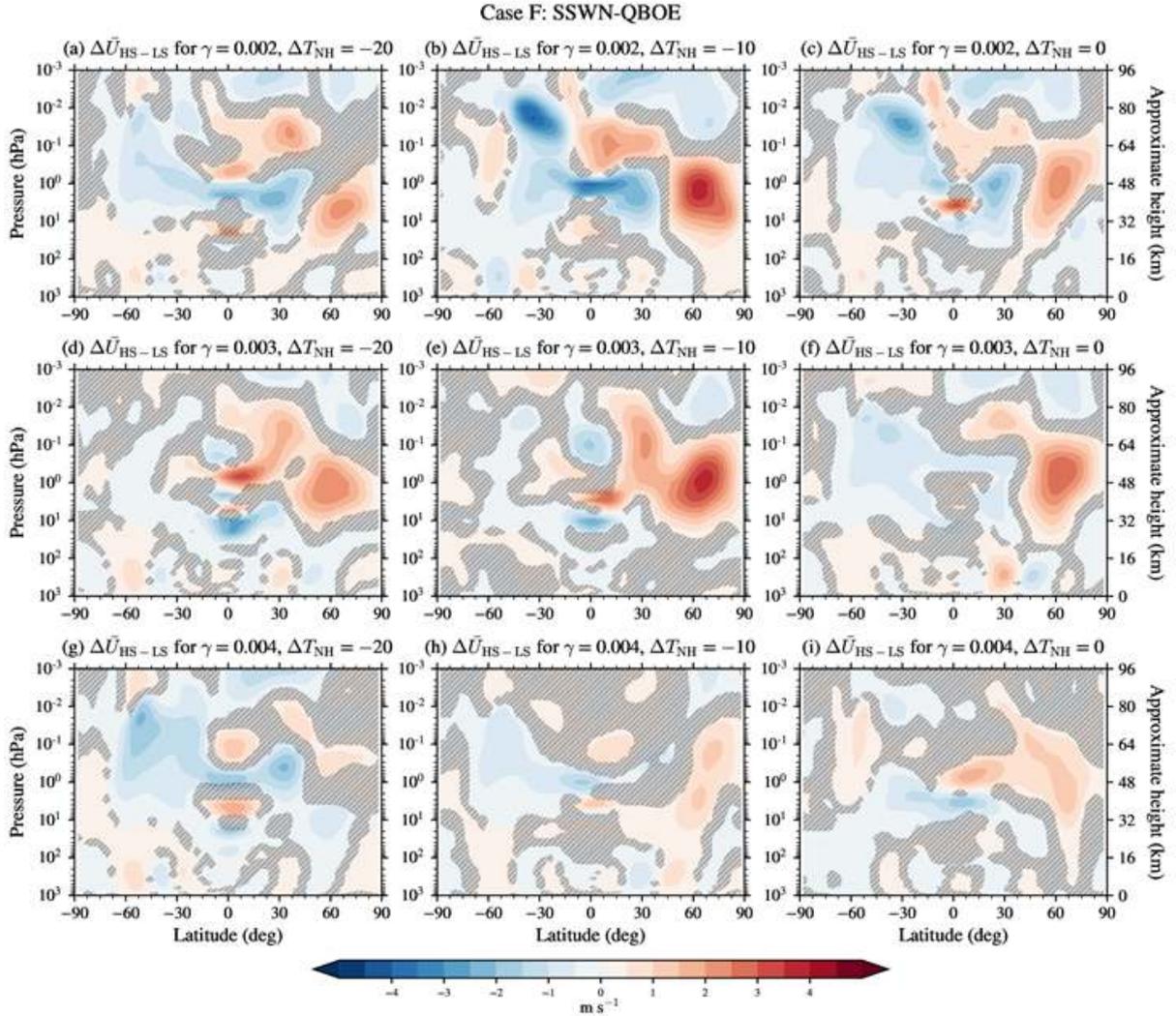


그림 3.24: SSWN인 것을 제외하고는 그림 3.22와 동일

- 그림 3.25는 SSWX-QBOW (돌연 승온 여부와 상관없고, 준2년 주기 진동이 서풍인 경우)에 대해서, 동서평균 온도에서 HS와 LS간의 차이 (HS-LS)를 보여준다. 지금까지 주로 SN의 $\gamma = 0.003 \text{ K km}^{-1}$ 에 대한 $\Delta T_{NH} = -20 \text{ K}$ 와 -10 K 의 경우를 살펴보았기 때문에, 여기서도 주로 그 두 경우에 대한 HS와 LS의 차이를 살펴보려고 한다. HS와 LS이 비교를 통해서 알 수 있는 것은, 우선 열대지역 성층권계면 부근에서 HS가 LS보다 2 K 정도 높다는 점이다. 이는 Gray et al. (2010)의 재분석 자료 연구에서도 나타났던 것으로 본 연구에서 수행한 모델링의 결과과 재분석 자료 결과와 크게 다르지 않다는 점을 보여준다. 북반구 중위도 성층권계면에서는 승온의 정도가 약간 작아지다가 극지역에서는 오히려 더 큰 승온이 일어나는 모습을 보여준다. 특이한 것은 겨울극 성층권계면의 온도가 ΔT_{NH} 의 값에 의존성을 보인다는 점이다.

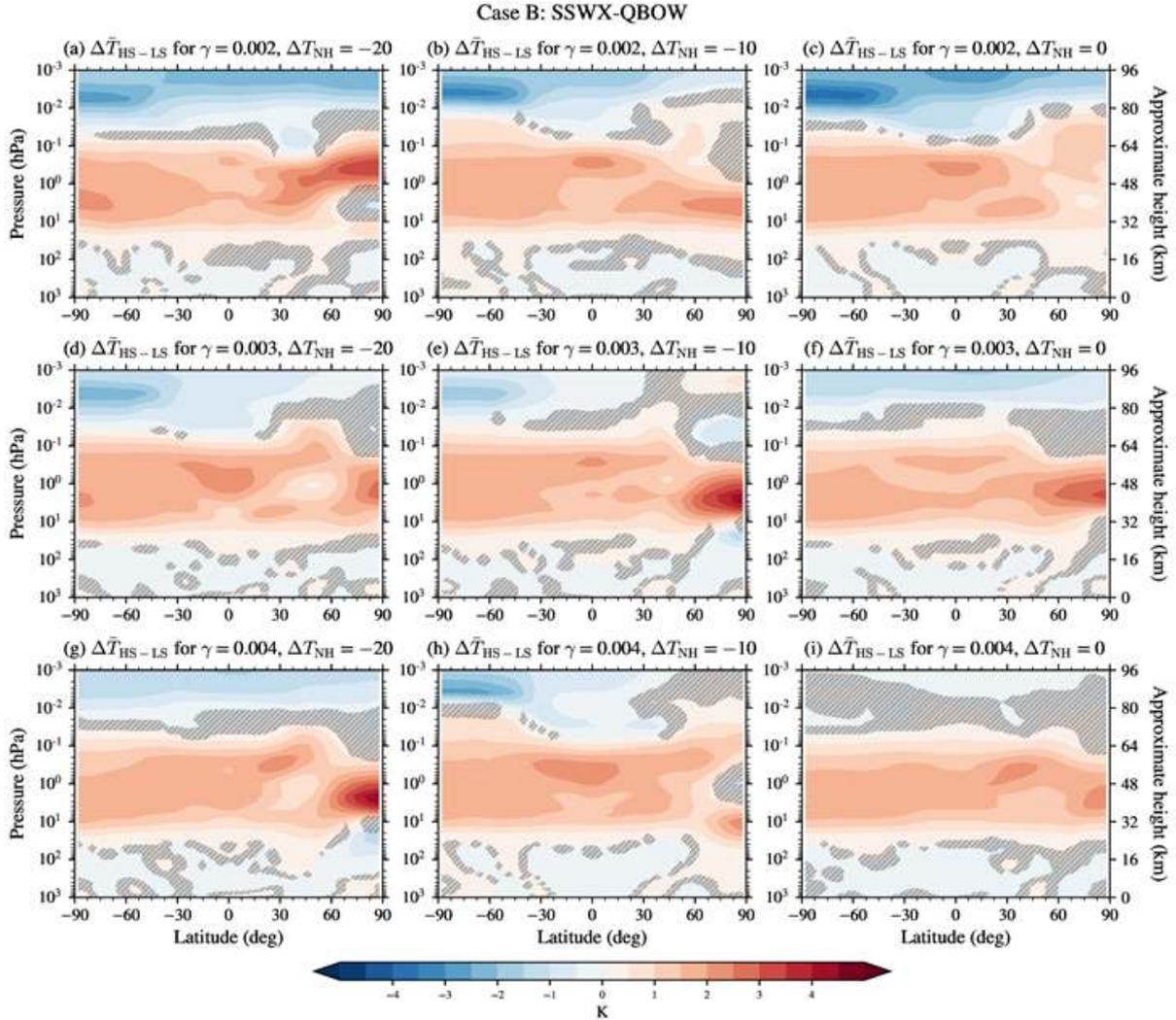


그림 3.25: 성층권 돌연 승온 발생에 관계 없이 (SSWX), 열대 준2년 주기 진동 서풍 기간인 경우에 대한 high-solar (HS)와 low-solar (LS)의 동서평균 온도의 차이

○ 그림 3.26은 SSWX-QBOE (돌연 승온 여부와 상관없고, 준2년 주기 진동이 동풍인 경우)에 대해서, 동서평균 온도에서 HS와 LS간의 차이 (HS-LS)를 보여준다. 앞서 그림 3.25에서와 같이, $\gamma = 0.003 \text{ K km}^{-1}$ 에 대한 $\Delta T_{NH} = -20 \text{ K}$ 와 -10 K 의 경우를 살펴보면, 준2년 주기 진동이 동풍인 경우에는 서풍인 경우와 비교해서 북극 중간권 온도가 더 많이 올라간다는 점이다 (그림 3.26d와 3.26e). 즉, HS에서 LS에 비해서 겨울 북극 중간권 온도가 더 올라갈 수 있다. 특징적으로 북극 중간권에서는 온도가 올라가지만, 성층권에서는 오히려 온도가 떨어진다는 점이다. 열대지역 성층권계면의 온도는 HS에서 2K 정도 높게 나온 것은 준2년 주기 진동의 위상에 크게 의존하지는 않는 것으로 보인다. 앞의 동서평균 동서 바람의 경우와 유사하게, 성층권 돌연 승온을 제외한 SSWN의 경우에 대해서도 HS와 LS간의 온도 차이는 그림 3.25와 3.26에 보인 것과 유사한 방식으로 준2년 주기 진동에 의존하는 것을 알 수 있다 (여기서 보이지는 않음).

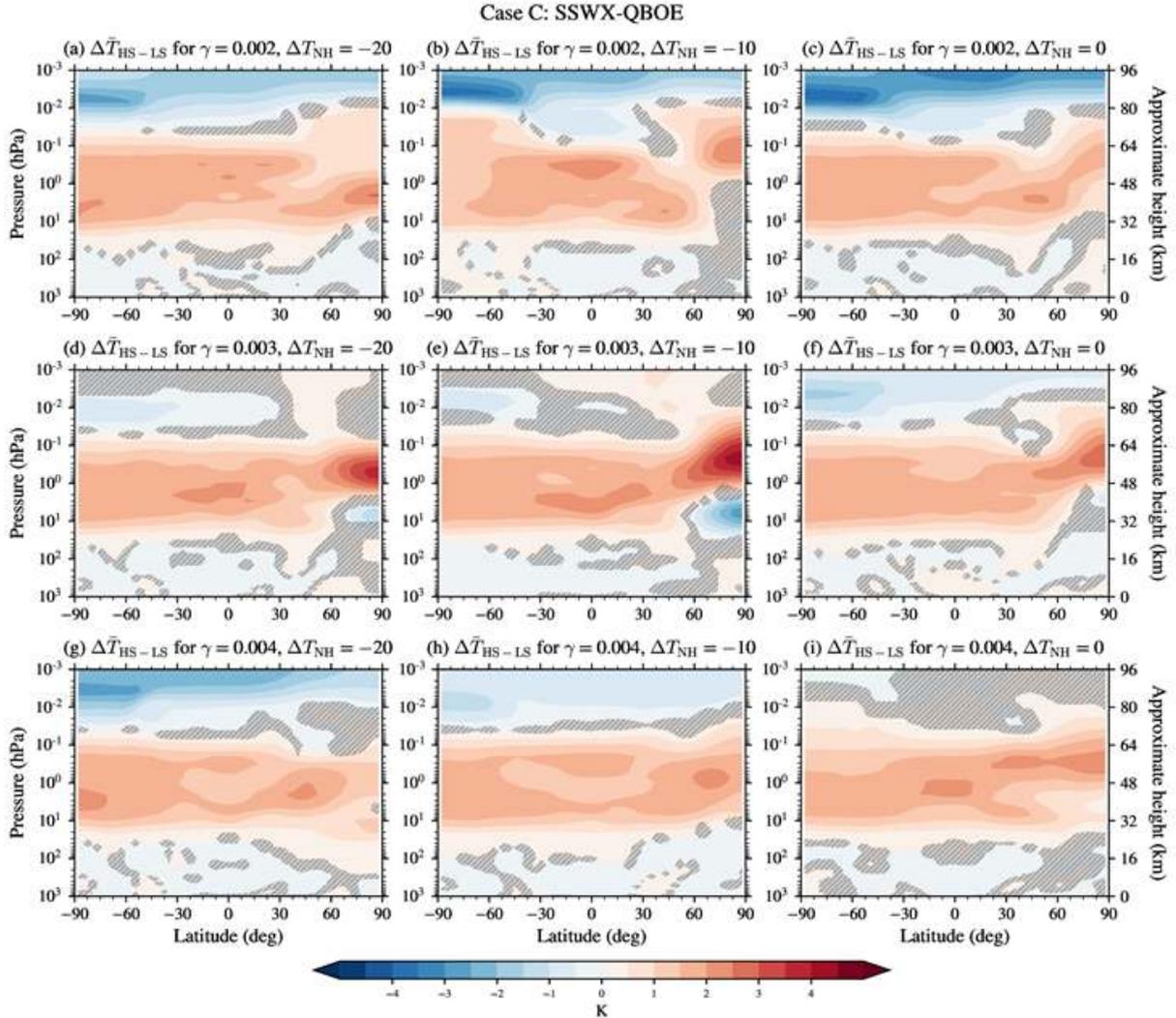


그림 3.26: 성층권 돌연 승온 발생에 관계 없이 (SSWX), 열대 준2년 주기 진동 동풍 기간인 경우에 대한 high-solar (HS)와 low-solar (LS)의 동서평균 온도의 차이

○ 그림 3.27은 태양 변동성 중립 (SN), $\gamma = 0.003 \text{ K km}^{-1}$, $\Delta T_{NH} = -20 \text{ K}$ 인 경우에 대한 동서평균 해수면 기압을 SSWX-QBOE에 대해서 그리고 그외의 다른 경우가 SSWX-QBOE에 대해서 보이는 차이를 나타낸다. 빗금 부분은 95% 신뢰도를 기준으로 했을 때, 차이의 통계가 의미가 없는 지역을 의미한다. 성층권 돌연 승온과 관계없이 평균한 경우인 (SSWX)와 비교해서, 성층권 돌연 승온이 일어나지 않았을 때 (SSWN) 대체로 북극 해수면 기압이 약하게 낮아지고, 북반구 중위도 해수면 기압은 약간 증가하는 것을 확인할 수 있다. 반대로 돌연 승온이 일어나는 경우 (SSWY)에는 북극 지역 해수면 기압은 상당히 증가하나 북반구 중위도 해수면 기압은 상당한 정도로 감소하는 모습을 보였다. 이것은 돌연 승온이 (안) 일어날 때, 행성과 연관된 극향 성층권 자오면 질량 순환이 (약해지는) 강해지는 것으로 설명할 수 있다. 행성과 연관되는 극향 질량 순환의 강약에 따라 북극 해수면 기압이 변화한다는 것을 알 수 있다. 그림 3.28

은 $\Delta T_{NH} = -10$ K인 경우인데, SSWN의 경우가 조금 모호하지만 대체로 $\Delta T_{NH} = -20$ K의 경우와 유사한 방식으로 설명될 수 있다.

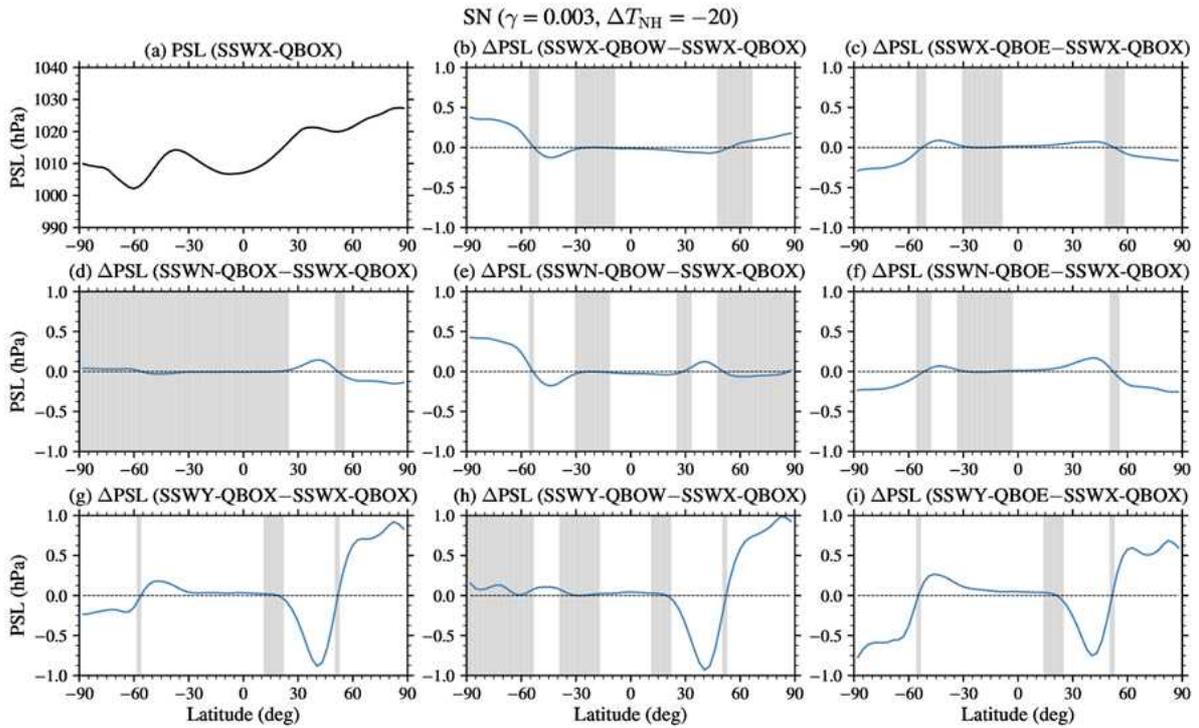


그림 3.27: 태양 활동 중립 ($SN, \gamma = 0.003 \text{ K km}^{-1}, \Delta T_{NH} = -20 \text{ K}$ 인 경우에 대한 동서평균 해수면 기압: SSWX-QBOX 그리고 그외의 다른 경우가 SSWX-QBOX와 보이는 차이

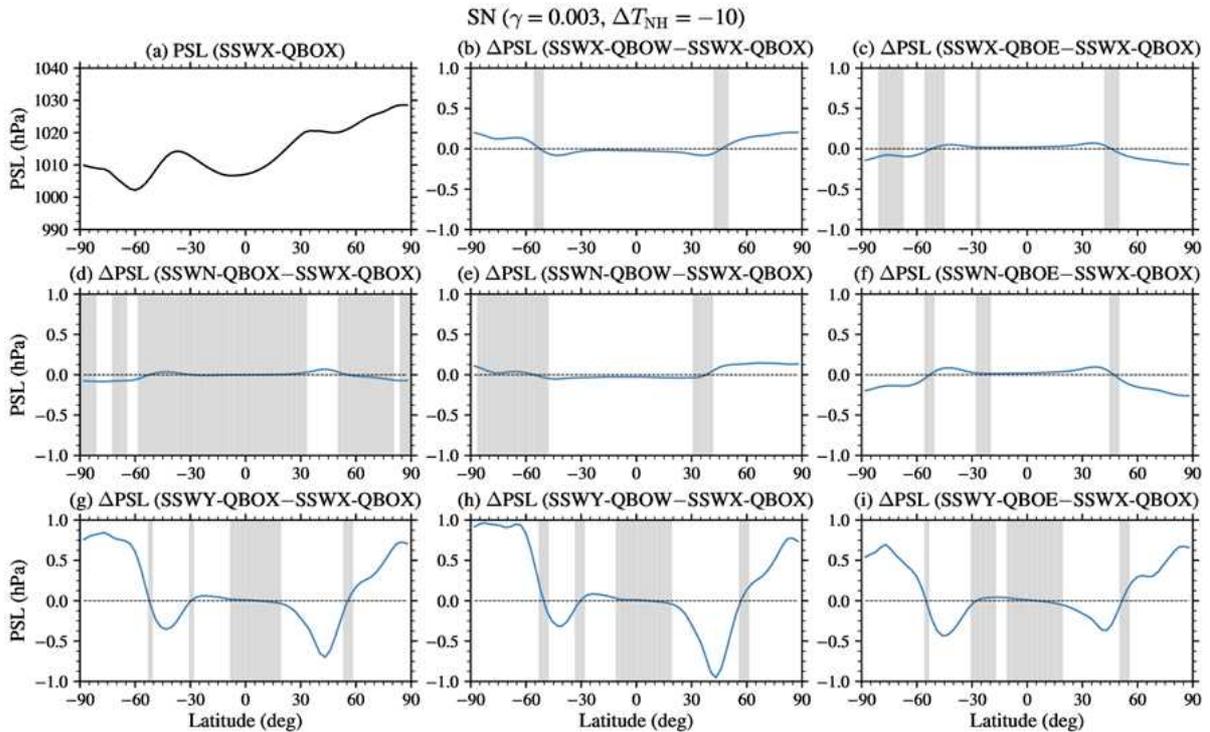


그림 3.28: $\Delta T_{NH} = -10$ K인 것을 제외하고는 그림 3.27과 동일.

- 그림 3.29는 SSWX-QBOW (돌연 승온 여부와 상관없고, 준2년 주기 진동이 서풍인 경우)에 대해서, 동서평균 해수면 기압에서 HS와 LS간의 차이 (HS-LS)를 보여준다. 지금까지 주로 SN의 $\gamma = 0.003 \text{ K km}^{-1}$ 에 대한 $\Delta T_{NH} = -20 \text{ K}$ 와 -10 K 의 경우를 살펴보았기 때문에 (이 두 경우의 동서평균 동서 바람이나 온도가 실제 기후값과 가장 많이 유사했음), 여기서도 주로 그 두 경우에 대한 HS와 LS의 차이를 살펴보고자 한다. HS와 LS의 비교를 통해서 알 수 있는 것은, HS때 북극 해수면 기압의 증가나 감소가 ΔT_{NH} 에 의존한다는 점이다. 즉, 대류권에서 성층권으로의 행성과 플릭스의 유입량에 따라서 그 반응이 다르게 나타나는데, 유입량이 비교적 많은 $\Delta T_{NH} = -20 \text{ K}$ 의 경우 (그림 3.29d), HS때 북극 해수면 기압은 증가하나, $\Delta T_{NH} = -10 \text{ K}$ 인 경우 (그림 3.29e), HS때 북극 해수면 기압은 반대로 감소하는 모습을 보인다. 이러한 해수면 기압의 변화는 준2년 주기 진동의 위상이 동풍인 경우에도 유사하게 변하는 모습을 보인다 (그림 3.30).
- 그림 3.30은 SSWX-QBOE (돌연 승온 여부와 상관없고, 준2년 주기 진동이 동풍인 경우)에 대해서, 동서평균 해수면 기압에서 HS와 LS간의 차이 (HS-LS)를 보여준다. 준2년 주기 진동이 서풍인 경우와 유사하게, $\Delta T_{NH} = -20 \text{ K}$ 의 경우 (그림 3.30d) HS때 북극 해수면 기압은 증가하나, $\Delta T_{NH} = -10 \text{ K}$ 인 경우 (그림 3.30e), HS때 북극 해수면 기압은 반대로 감소하는 모습을 보인다. 특이한 것은, 북극의 해수면 기압의 변화와 남극의 해수면 기압의 변화의 부호가 반대로 나타난다는 점이다. 그러나 준2년주기 진동이 서풍인 경우에는 남극 해수면 기압의 변화가 반드시 북극과 그 부호가 반대가 되는 것은 아니었다.
- Ineson et al. (2011)이나 Kidston et al. (2015)에서는 태양 활동이 강할 때 북극 지역의 해수면 기압이 더 낮아진다는 것을 행성과 관련된 질량 수송으로 설명한 바 있다. 즉, 태양 활동이 강해지면, 극제트가 강화되고 이 경우 행성과의 파괴가 줄어들어서 성층권 극향 질량 수송이 줄어들어 북극 해수면 기압이 낮아진다. 반대로, 태양 활동이 극소인 경우에는 극제트가 약화되고 행성과의 파괴가 증가하면서 성층권 극향 질량 수송이 증가하여 해수면 기압이 높아진다는 이론이다. 하지만, 본 연구의 모델링 결과에서는 그런 간단한 방식으로 설명되는 것은 아니었고, 해수면 기압의 증감은 ΔT_{NH} 에 따라서 (즉, 대류권으로 성층권으로 전파하는 행성과의 플릭스의 양에 따라서) 완전히 다른 부호로 나타날 수 있음을 보여준다. 가령, 행성과의 플릭스의 양이 $\Delta T_{NH} = -10 \text{ K}$ 인 경우가 정상 혹은 평균적인 것이라면, $\gamma = 0.003 \text{ K km}^{-1}$ 일때의 북극 해수면 기압의 변화는 기존의 연구와 일치하는 것으로 보일 것이다. 하지만, $\Delta T_{NH} = -20 \text{ K}$ 로 커지는 경우에는 그 부호가 완전히 반대로 나올 수도 있다. 이는 행성과의 붕괴로 인한 wave-mean interaction이 대류권에서의 파동의 진폭에 의존할 수 밖에 없다는 점에서는 이해될 수 있는 부분이다. 또 하나 기존 연구와의 차이점은 HS와 LS 사이에서 해수면 기압의 변화 정도가 작다는 점이다 (기존의 연구에서는 최대 1-2 hPa).

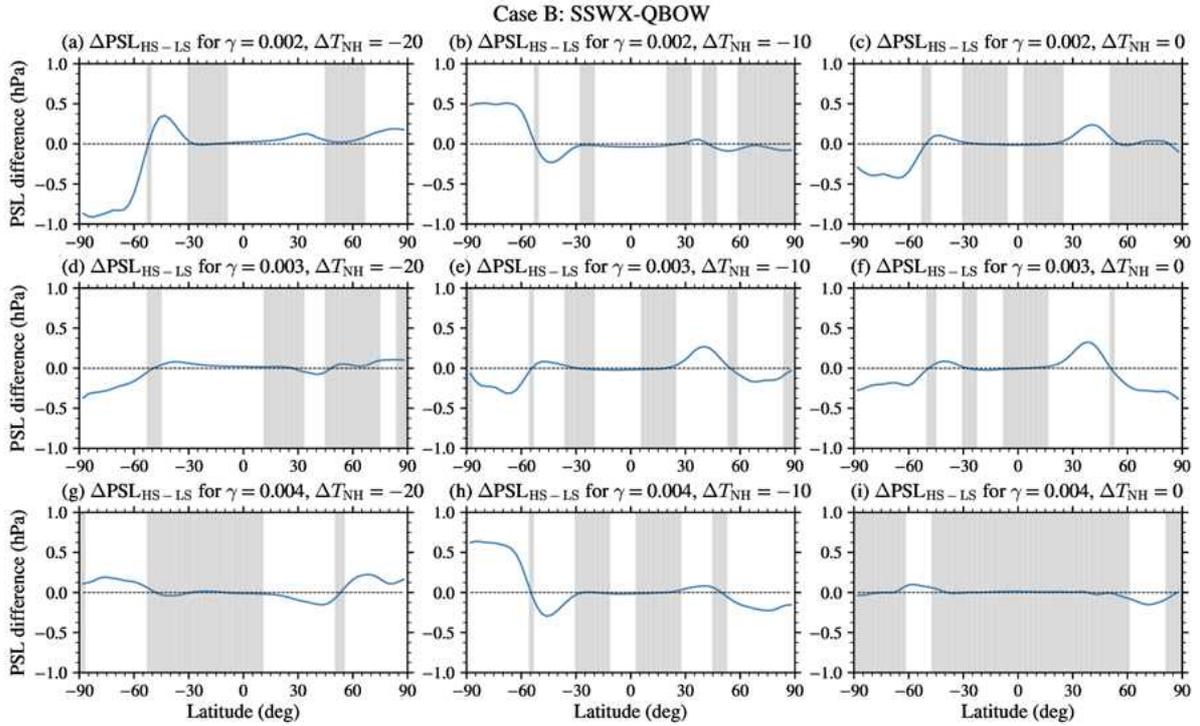


그림 3.29: 성층권 돌연 승온 발생에 관계 없이 (SSWX), 열대 준2년 주기 진동 서풍 기간인 경우에 대한 high-solar (HS)와 low-solar (LS)의 동서평균 해수면 기압의 차이

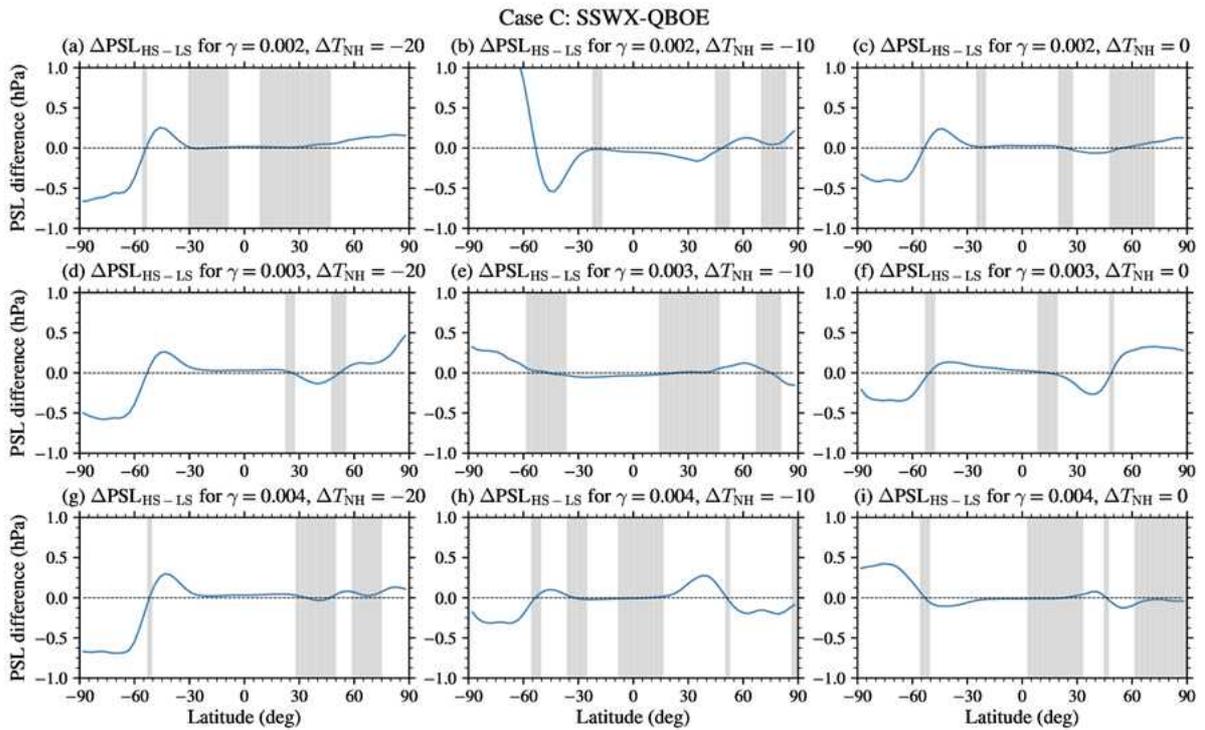


그림 3.30: 성층권 돌연 승온 발생에 관계 없이 (SSWX), 열대 준2년 주기 진동 동풍 기간인 경우에 대한 high-solar (HS)와 low-solar (LS)의 동서평균 해수면 기압의 차이

- 그림 3.29와 3.30에서는 보인 것은 성층권 돌연 승온의 발생 여부를 고려하지 않은 경우 (SSWX)에 대한 것으로, 많은 경우 돌연 승온이 일어나는 비율이 적기 때문에, 돌연 승온이 일어나지 않은 경우 (SSWN)로 샘플을 만들어서 분석하여도 SSWX와 크게 다르지는 않은 것으로 보인다 (그림 3.31과 3.32 참조).
- 성층권 돌연 승온이 일어나는 경우에는 상당한 정도의 북극 해수면 기압 변화가 일어난다. 준2년 주기 진동이 서풍인 경우 (그림 3.33), HS때 북극 해수면 기압의 증가가 발견되었으며 이것은 기존의 이론으로는 설명하기 어려웠다. 기존의 이론에서 설명하는 방식으로 HS때 극지 해수면 기압의 감소가 일어나는 경우는 $\gamma = 0.004 \text{ K km}^{-1}$ 과 같이 제트가 기본적으로 상당히 강한 경우였다 (그림 3.33g, 3.33h, 3.34g, 3.34h 참조). 준2년 주기 진동이 동풍인 경우 (그림 3.34), HS때 북극 해수면 기압의 LS에 대한 변화는 ΔT_{NH} 에 따라 변하는 것으로 보인다 (그림 3.34d와 3.34e). ΔT_{NH} 에 따른 해수면 기압 변화의 차이는 본 연구에서는 깊이 다루지 못하였다. 좀 더 연구할 부분으로 판단된다.
- 태양 변동성의 문제는 차치하더라도, 그림 3.27과 3.28에서 보였듯이 성층권 돌연 승온이 일어나는 경우에는 북극 해수면 기압은 보통 상당히 증가하고 북반구 중위도는 상대적으로 해수면 기압이 감소한다. 이러한 기압장의 변화는 북반구 중위도 제트의 위치에도 상당한 영향을 주게 된다. 모델 결과에서도 돌연 승온이 일어나게 되면, 대류권 제트의 위치가 남쪽으로 밀리는 것을 확인할 수 있다 (그림 3.35와 3.36 참고). 성층권 돌연 승온이 일어나지 않는 경우 (SSWN)의 경우에는 대류권 제트가 약하게 극쪽으로 이동하게 된다. 요약하면, 성층권 돌연 승온이 강한 기간에는 북극 해수면 기압이 크게 올라가면서 대류권 제트가 남쪽으로 치우치게 되나, 돌연 승온이 없는 보통의 경우에는 북극 해수면 기압이 줄어들면서 대류권 제트가 북쪽으로 조금 밀리는 모습을 보여준다. 단, 그림 3.28e에서 보인 $\Delta T_{NH} = -10 \text{ K}$ 인 경우에서 알 수 있듯이, 돌연 승온이 없어진다고 반드시 북극 해수면 기압이 낮아지는 것은 아닐 경우도 있음을 주의할 필요는 있다. 이 부분에 대해서는 좀 더 많은 분석이 필요해 보인다. 특히, 이러한 경우가 $\Delta T_{NH} = -20 \text{ K}$ 인 경우에도 약하지만 발견되고 (그림 3.27e), 준2년 주기 진동이 서풍일 경우라는 점이 특징적이다.
- 그림 2.27-3.28 그리고 3.35-3.36은 태양 활동이 중립인 경우에 대한 해수면 기압과 대류권 제트의 위치에 대한 분석 결과를 보여준다. 기본적인 형태는 성층권 돌연 승온이 없으면, 북극 해수면 기압은 평균보다 낮아지고, 대류권 제트는 평균보다 약간 북쪽으로 치우친다는 것이다. 반면, 돌연 승온이 있으며, 북극 해수면 기압이 평균보다 많이 높아지고, 대류권 제트는 평균보다 강하게 남쪽으로 치우친다는 점이다. 이러한 논리를 만족시키지 않는 예외적인 경우가 돌연 승온이 없이 준2년 주기 진동이 서풍인 경우였다. 이후로는 태양 변동성이 HS인 경우와 LS인 경우의 차이를 살펴볼 것이다.

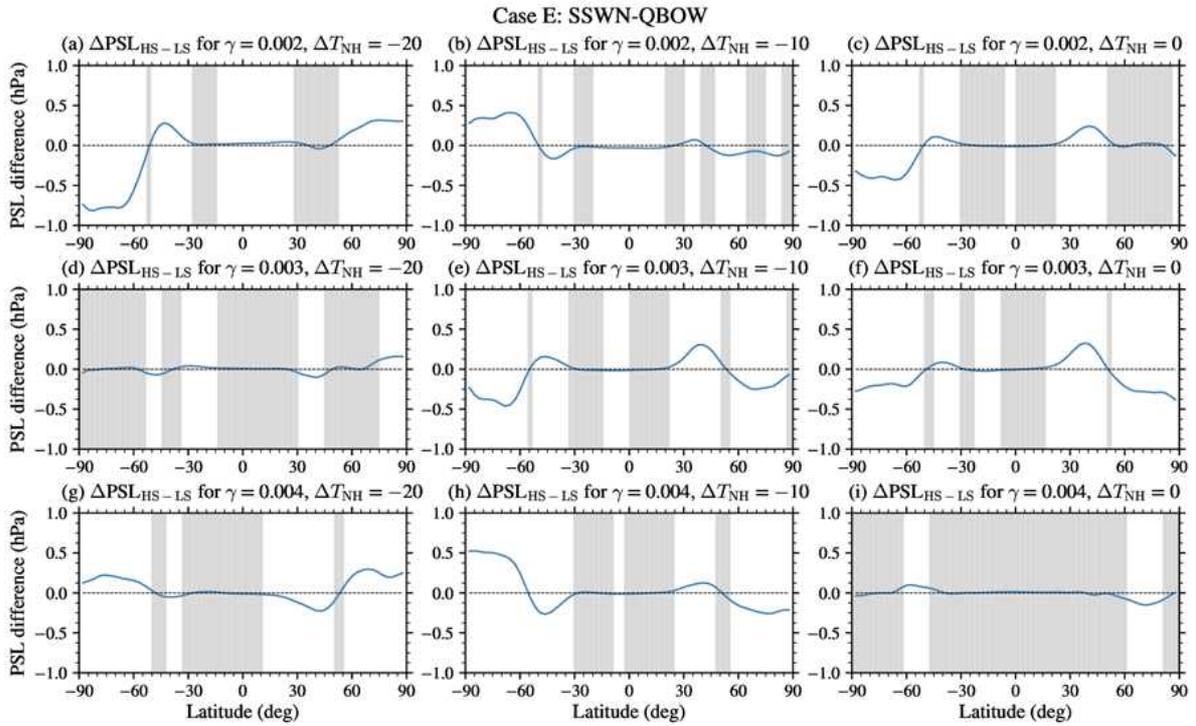


그림 3.31: 성층권 돌연 승온이 발생하지 않은 경우 (SSWN), 열대 준2년 주기 진동 서풍 기간인 경우에 대한 high-solar (HS)와 low-solar (LS)의 동서평균 해수면 기압의 차이

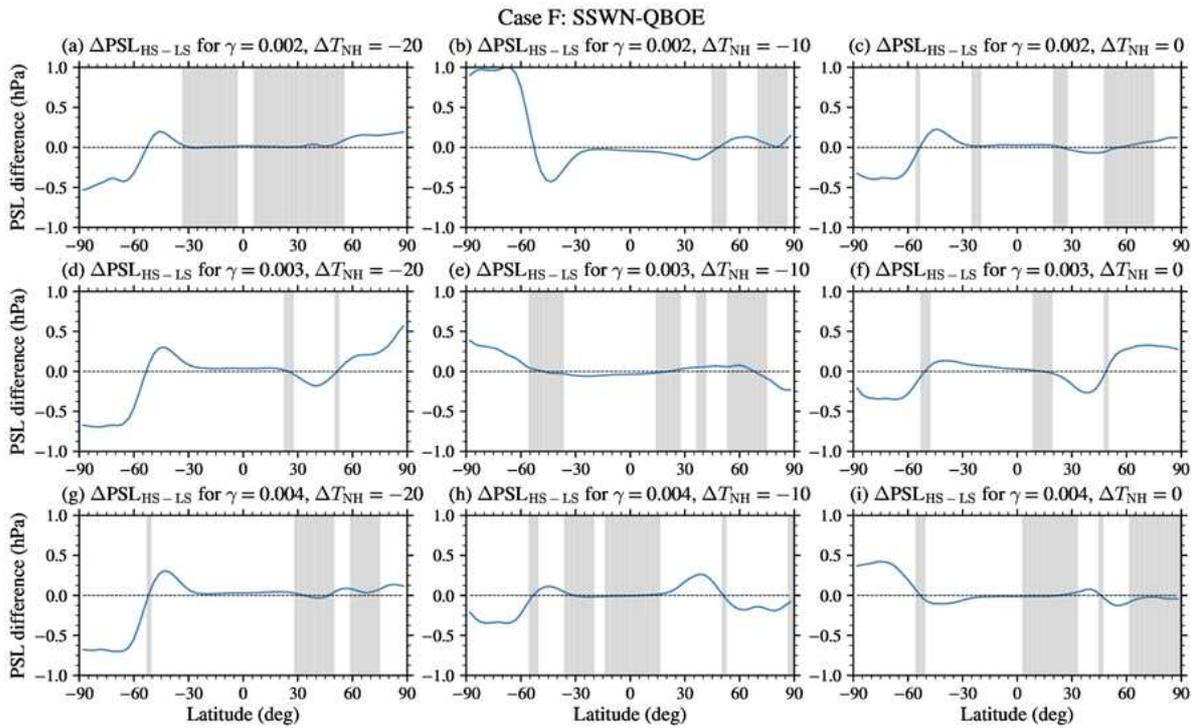


그림 3.32: 성층권 돌연 승온이 발생하지 않은 경우 (SSWN), 열대 준2년 주기 진동 동풍 기간인 경우에 대한 high-solar (HS)와 low-solar (LS)의 동서평균 해수면 기압의 차이

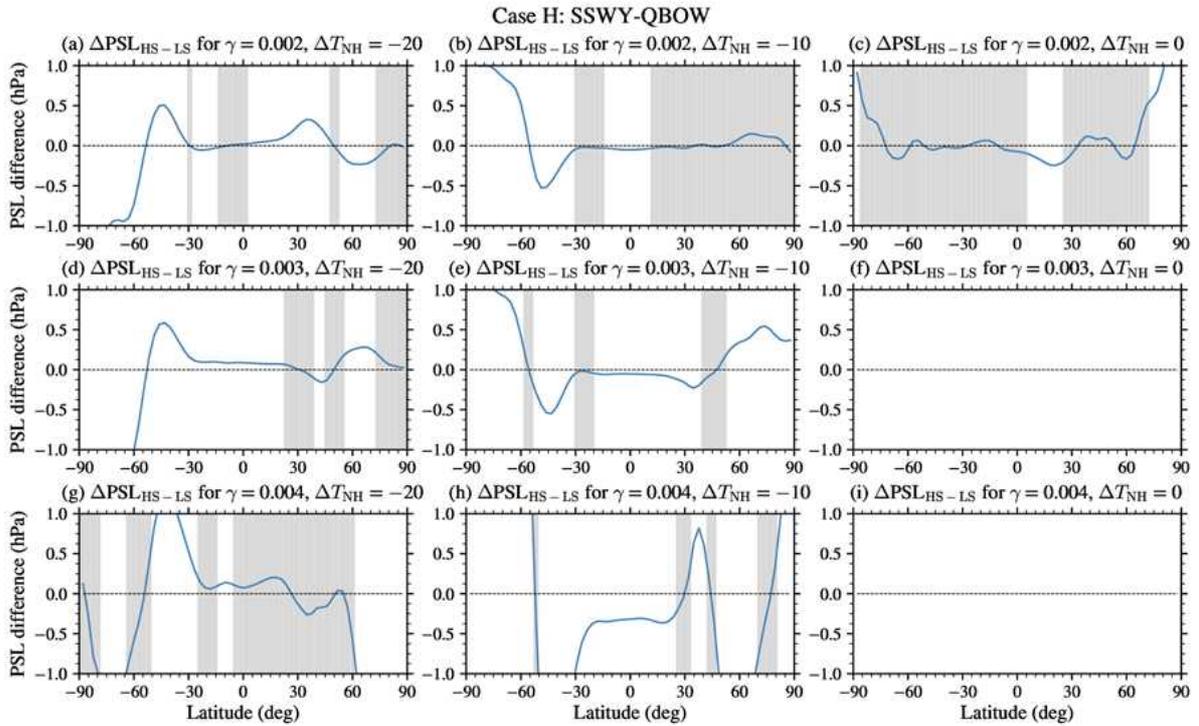


그림 3.33: 성층권 돌연 승온이 발생한 경우 (SSWY), 열대 준2년 주기 진동 서풍 기간인 경우에 대한 high-solar (HS)와 low-solar (LS)의 동서평균 해수면 기압의 차이

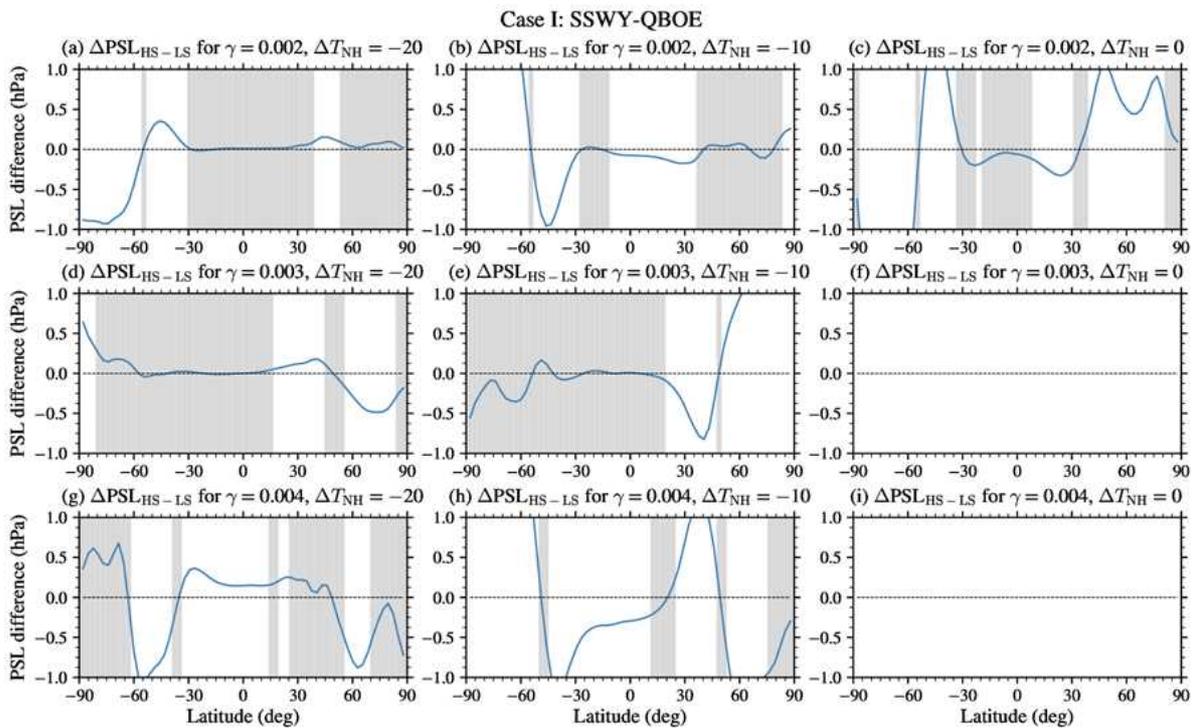


그림 3.34: 성층권 돌연 승온이 발생한 경우 (SSWY), 열대 준2년 주기 진동 동풍 기간인 경우에 대한 high-solar (HS)와 low-solar (LS)의 동서평균 해수면 기압의 차이

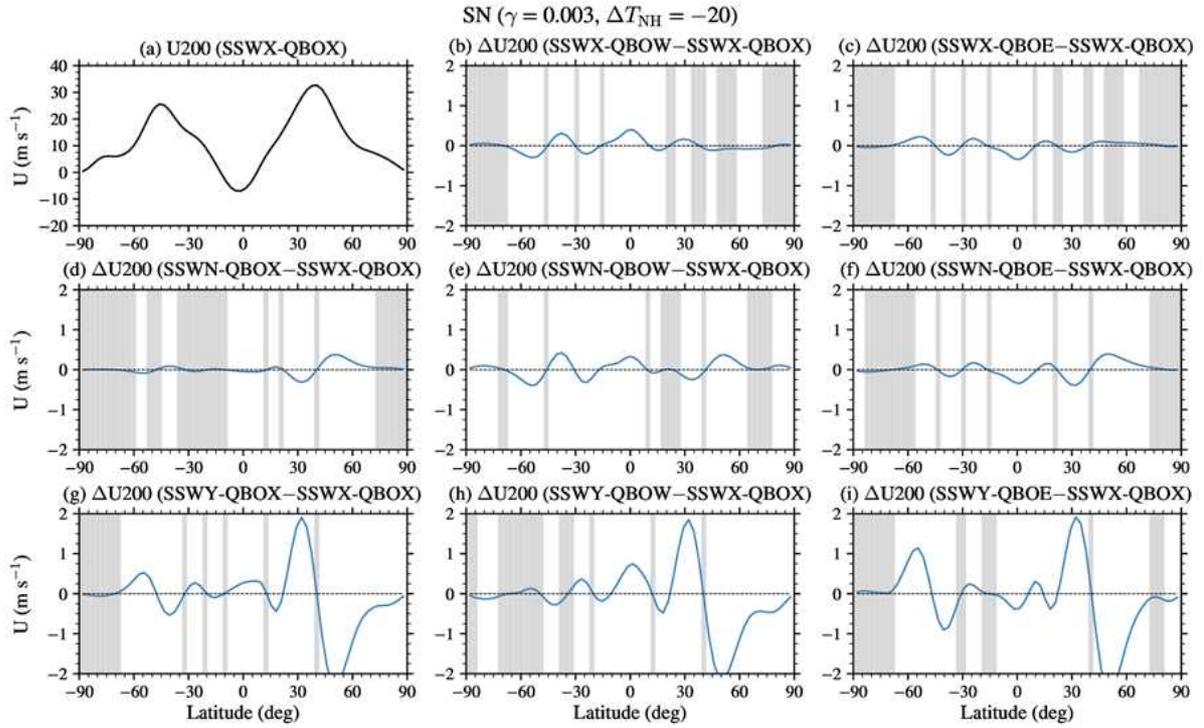


그림 3.35: 태양 활동 중립 (SN), $\gamma = 0.003 \text{ K km}^{-1}$, $\Delta T_{NH} = -20 \text{ K}$ 인 경우에 대한 200 hPa 동서 평균 동서 바람: SSWX-QBOX 그리고 그외의 다른 경우가 SSWX-QBOX와 보이는 차이

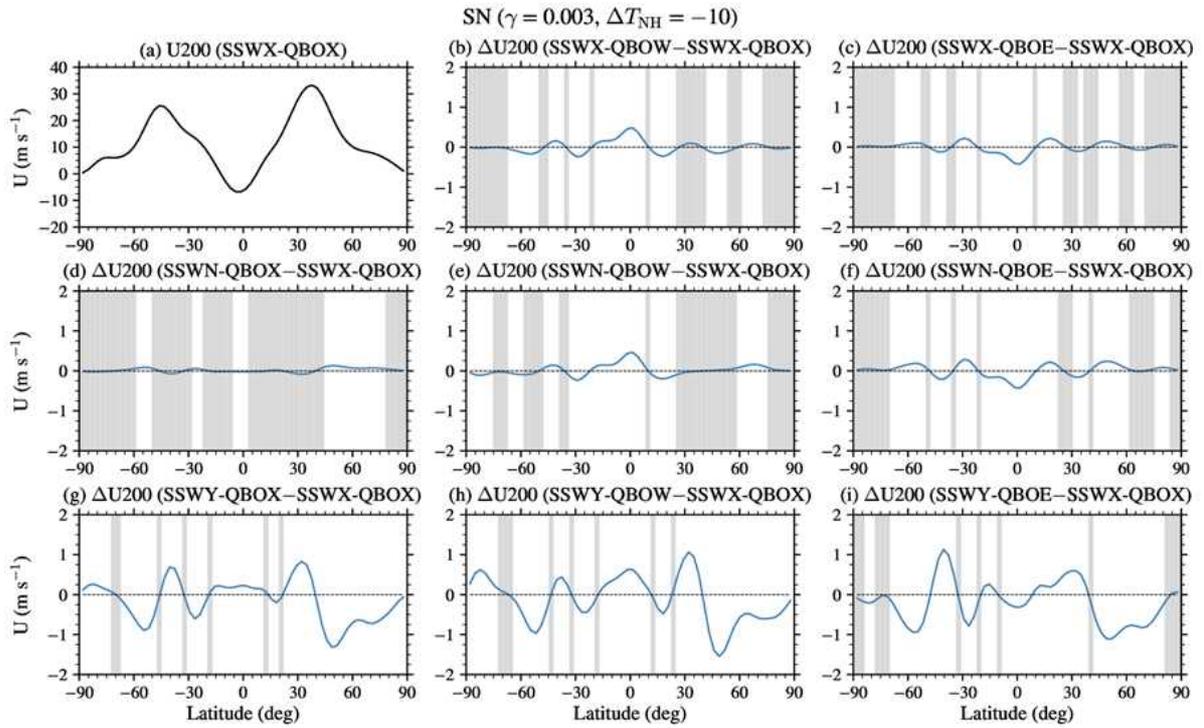


그림 3.36: $\Delta T_{NH} = -10 \text{ K}$ 인 것을 제외하고는 그림 3.35와 동일

- 그림 3.37은 SSWX-QBOW (돌연 승온 여부와 상관없고, 준2년 주기 진동이 서풍인 경우)에 대해서, 200 hPa 동서평균 동서류에서 HS와 LS간의 차이 (HS-LS)를 보여준다. 지금까지 주로 SN의 $\gamma = 0.003 \text{ K km}^{-1}$ 에 대한 $\Delta T_{NH} = -20 \text{ K}$ 와 -10 K 의 경우를 살펴보았기 때문에 (이 두 경우의 동서평균 동서 바람이나 온도가 실제 기후값과 가장 많이 유사했음), 여기서도 주로 그 두 경우에 대한 HS와 LS의 차이를 살펴보고자 한다. HS와 LS의 비교를 통해서 알 수 있는 것은, HS때 200 hPa 제트의 위치의 변화가 ΔT_{NH} 에 의존한다는 점이다. 이는 앞서 준2년 주기 진동의 서풍인 경우에서 주로 나왔던 모습이다. SN의 경우 북반구 200 hPa 제트는 북위 40도 정도에 위치하고 있는데, 그림 3.37d와 3.37e는 $\Delta T_{NH} = -20 \text{ K}$ 의 경우 (그림 3.37d), 200 hPa 제트는 남쪽으로 이동하는 듯하나, $\Delta T_{NH} = -10 \text{ K}$ 인 경우 (그림 3.37e)에는, 제트는 북쪽으로 이동하는 모습을 보인다. 이러한 대류권 제트 위치의 변화는 준2년 주기 진동의 위상이 동풍인 경우에도 유사하게 나타난다 (그림 3.38).
- 그림 3.38은 SSWX-QBOE (돌연 승온 여부와 상관없고, 준2년 주기 진동이 동풍인 경우)에 대해서, 200 hPa 동서평균 동서류에서 HS와 LS간의 차이 (HS-LS)를 보여준다. 준2년 주기 진동이 서풍인 경우와 유사하게, $\Delta T_{NH} = -20 \text{ K}$ 의 경우 (그림 3.38d) HS때 대류권 제트가 대체로 남쪽으로 이동하나, $\Delta T_{NH} = -10 \text{ K}$ 인 경우 (그림 3.38e), HS때 큰 차이를 보이지는 않았다. 동서 평균된 제트류의 구조로 파악이 어려운 부분은 이후에 제트의 수평 구조 변화를 통해서 좀 더 자세히 살펴볼 예정이다.
- 성층권 돌연 승온이 있고 준2년 주기 진동이 서풍인 경우 (그림 3.39), LS때와 비교해서 HS때는 대류권 제트가 대체로 남쪽으로 더 치우쳐 위도 30도 근처까지 내려가는 듯한 모습을 보이고 있다 (그림 3.39d와 3.39e). 그러나 그 모습이 역시 동서 평균 분석으로는 뚜렷하지 않아 보인다. 이는 기존의 이론과 다르게 HS때 북극 지역의 해수면 기압이 올라가기 때문인 것으로 보이기도 한다. $\gamma = 0.004 \text{ K km}^{-1}$ 과 같이 감률이 커서 기본적으로 제트가 강할 경우에는 제트의 변화도 더 강하게 나타난다. 이러한 양상은 해수면 기압이나 대류권 제트 모두에서 공통적으로 나타났다.
- 성층권 돌연 승온이 있고 준2년 주기 진동이 동풍인 경우 (그림 3.40), HS와 LS의 차이는 ΔT_{NH} 에 따라 달라지는 양상을 보인다. $\Delta T_{NH} = -20 \text{ K}$ 인 경우에는 대류권 제트가 HS때 전반적으로 더 북쪽으로 이동하는 것으로 보인다 (즉, 북극 저기압). 반면, $\Delta T_{NH} = -10 \text{ K}$ 인 경우에는 대류권 제트가 HS때 더 남쪽으로 강하게 이동하는 것으로 보인다 (즉, 북극 고기압). 준2년 주기 진동 서풍때와 마찬가지로, $\gamma = 0.004 \text{ K km}^{-1}$ 로 제트가 기본적으로 강한 경우에는 돌연 승온이 있을 경우, HS와 LS의 차이도 상당히 강하게 나타났다.

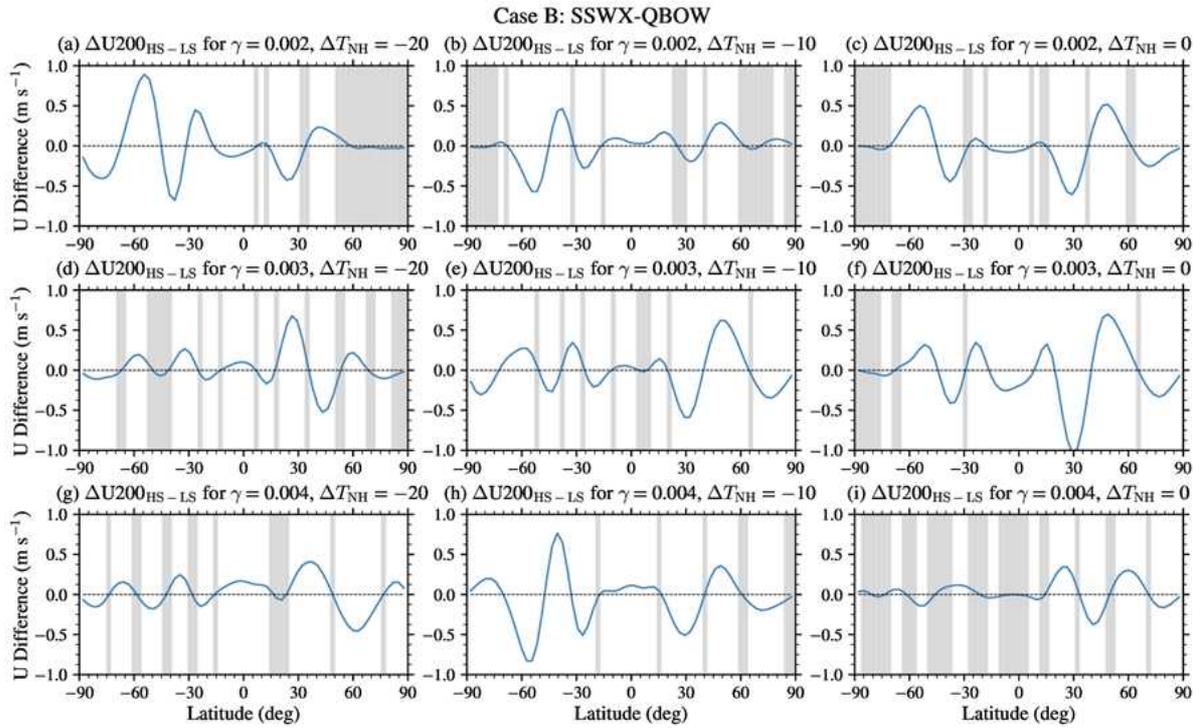


그림 3.37: 성층권 돌연 승온 발생에 관계 없이 (SSWX), 열대 준2년 주기 진동 서풍 기간인 경우에 대한 high-solar (HS)와 low-solar (LS)의 200 hPa 동서평균 동서류의 차이

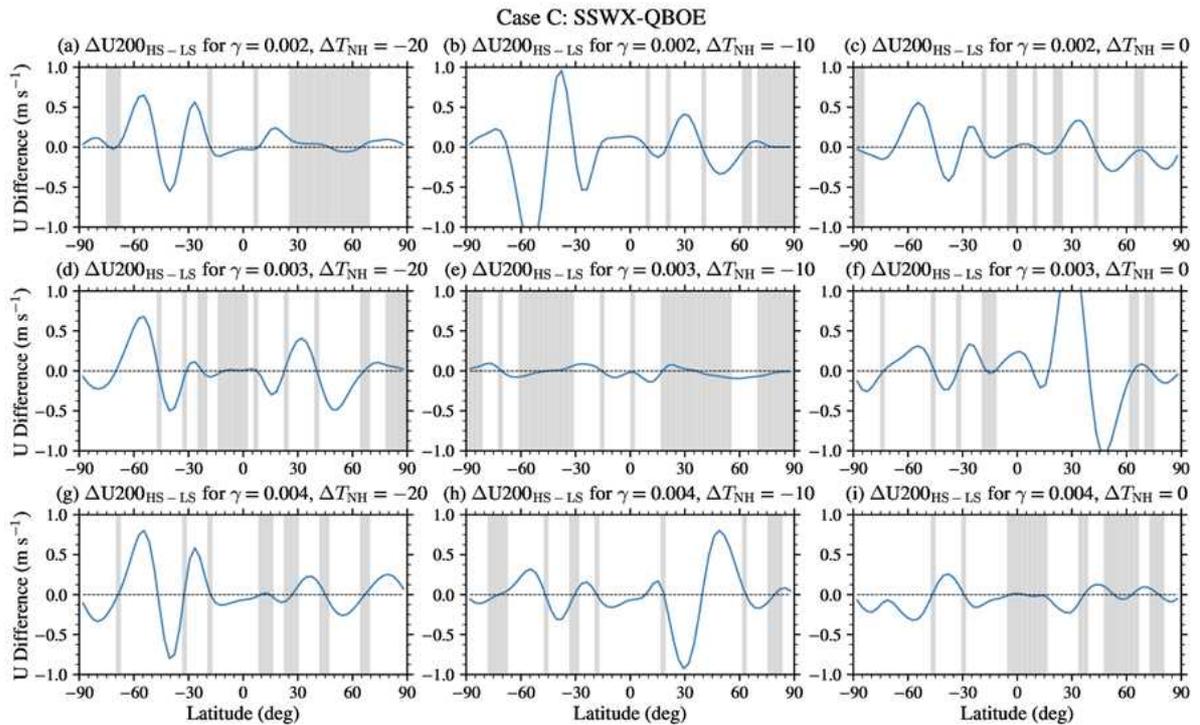


그림 3.38: 성층권 돌연 승온 발생에 관계 없이 (SSWX), 열대 준2년 주기 진동 동풍 기간인 경우에 대한 high-solar (HS)와 low-solar (LS)의 200 hPa 동서평균 동서류의 차이

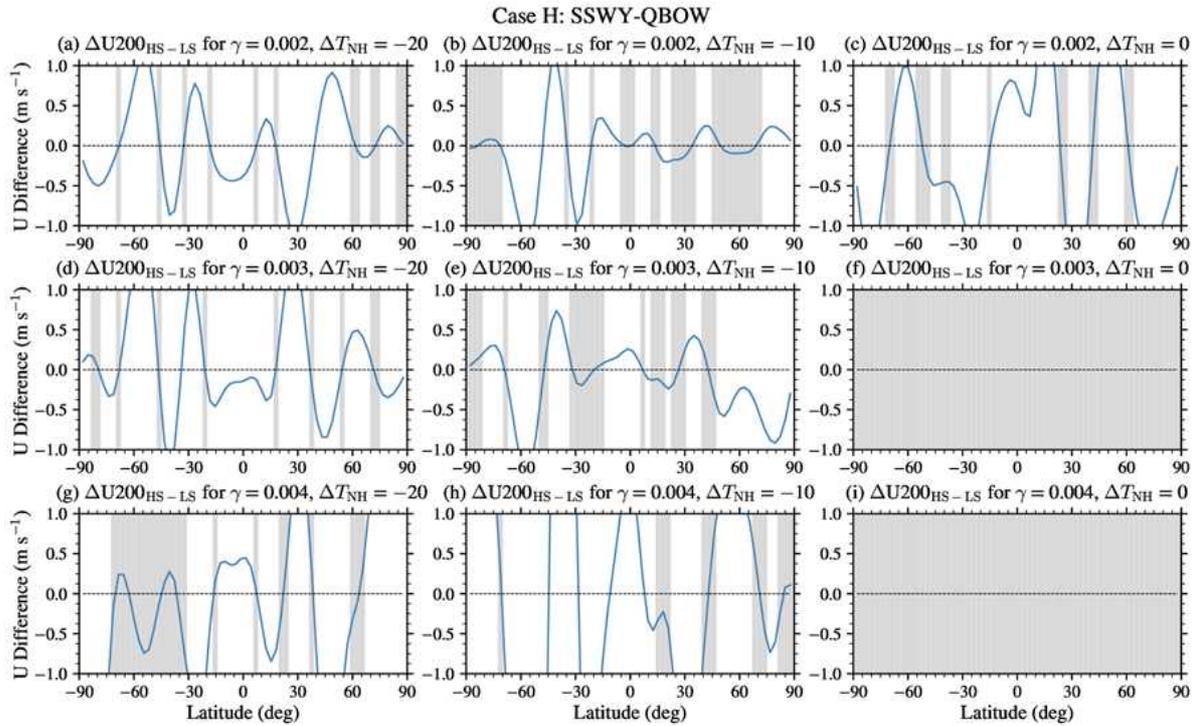


그림 3.39: 성층권 돌연 승온이 발생한 경우 (SSWY), 열대 준2년 주기 진동 서풍 기간인 경우에 대한 high-solar (HS)와 low-solar (LS)의 200 hPa 동서평균 동서류의 차이

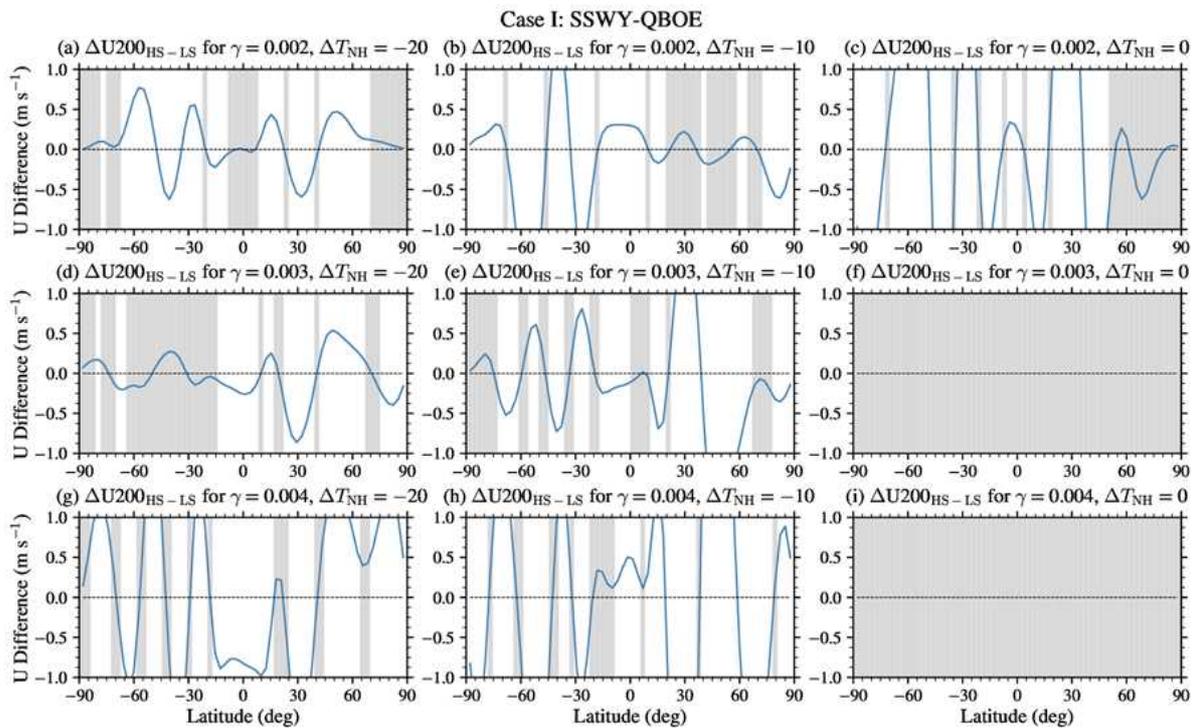


그림 3.40: 성층권 돌연 승온이 발생한 경우 (SSWY), 열대 준2년 주기 진동 동풍 기간인 경우에 대한 high-solar (HS)와 low-solar (LS)의 200 hPa 동서평균 동서류의 차이

- 그림 3.41은 태양 변동성 중립 (SN), $\gamma = 0.003 \text{ K km}^{-1}$, $\Delta T_{NH} = -20 \text{ K}$ 인 경우에 대한 북극 주변 해수면 기압의 수평 분포를 SSWX-QBOX에 대해서 그리고 그외의 다른 경우가 SSWX-QBOX에 대해서 보이는 차이를 나타낸다. 성층권 돌연 승온과 관계없이 평균한 경우인 (SSWX)와 비교해서, 성층권 돌연 승온이 일어나지 않았을 때 (SSWN) 대체로 북극 해수면 기압이 약하게 낮아지고, 북반구 중위도 해수면 기압은 약간 증가하는 것을 확인할 수 있다 (SSWN-QBOX의 경우는 북극 해수면 저기압 지역이 태평양 지역으로 이동해 있어 약간의 예외처럼 보임). 반대로 돌연 승온이 일어나는 경우 (SSWY)에는 북극 지역 해수면 기압은 상당히 증가하나 북반구 중위도 해수면 기압은 상당한 정도로 감소하는 모습을 보였다. 이것은 돌연 승온이 일어날 때, 행성과와 연관된 극향 성층권 자오면 질량 순환이 강해지는 것으로 설명할 수 있다. 즉, 돌연 승온이 일어나지 않았던 경우 (SSWN)은 행성과와 연관된 극향 자오면 질량 수송이 약해지면서 북극 해수면 기압이 낮아지는 것으로 이해할 수 있다. 결과적으로, 그림 3.41은 행성과와 연관되는 극향 질량 순환 강약에 따라 북극 해수면 기압이 변화한다는 것을 잘 보여준다.
- 그림 3.42는 $\Delta T_{NH} = -10 \text{ K}$ 인 경우인데, SSWN-QBOX의 경우가 여전히 조금 모호하지만 대체로 $\Delta T_{NH} = -20 \text{ K}$ 의 경우와 유사한 방식으로 설명될 수 있다. 단, 돌연 승온이 일어나는 경우의 북극 해수면 기압의 상승의 중심 지역이 북극에서 꽤 벗어나 있음을 알 수 있다. 동서평균한 해수면 기압의 그림으로는 정확히 확인하기 어려웠지만, 북극 주변 수평 해수면 기압 분포는 성층권 돌연 승온이나 준2년 주기 진동과 연관되어 나타나게 될 북극 지역 해수면 기압 분포가 동서 방향으로 대칭적이지 않을 경우가 있음을 보여준다.
- 그림 3.41b와 3.41c는 북극 해수면 기압의 분포는 돌연 승온의 발생 여부를 고려하지 않는 경우 준2년 주기 진동의 위상에 크게 의존하는 모습을 보였다. 준2년 주기 진동이 서풍인 경우에는 평균보다 북극 해수면 기압이 더 올라가고 (국지적으로 최대 0.5 hPa 정도), 준2년 주기 진동이 동풍인 경우에는 북극 해수면 기압이 더 낮아지는 것을 보여준다 (국지적으로 최대 -0.5 hPa). 이러한 모습은 $\Delta T_{NH} = -10 \text{ K}$ 인 경우에도 일관성 있게 나타났다. 성층권 돌연 승온 여부와 관계없이 준2년 주기 진동의 위상만으로 겨울 북극 지역 해수면 기압이 바뀐다는 것은 흥미로운 점이다.
- 준2년 주기 진동이 서풍일 때, 겨울 북반구의 행성과가 열대지역으로 더 잘 전파할 수 있고, 동풍인 경우 중위도 지역에서 더 상향 전파하여 교란을 많이 일으킬 수 있다는 점을 감안하면, 동풍일 경우 극제트가 약해지고, 약화된 극제트는 극향 질량 수송의 증가를 암시하기 때문에 북극 해수면 기압이 전체적으로 올라가야 할 것 같은데 (Garfinkel et al. 2012), 본 연구에서는 그 반대의 현상이 나타났다. 이에 대해서는 좀 더 다양한 제대로된 분석이 필요해 보인다.

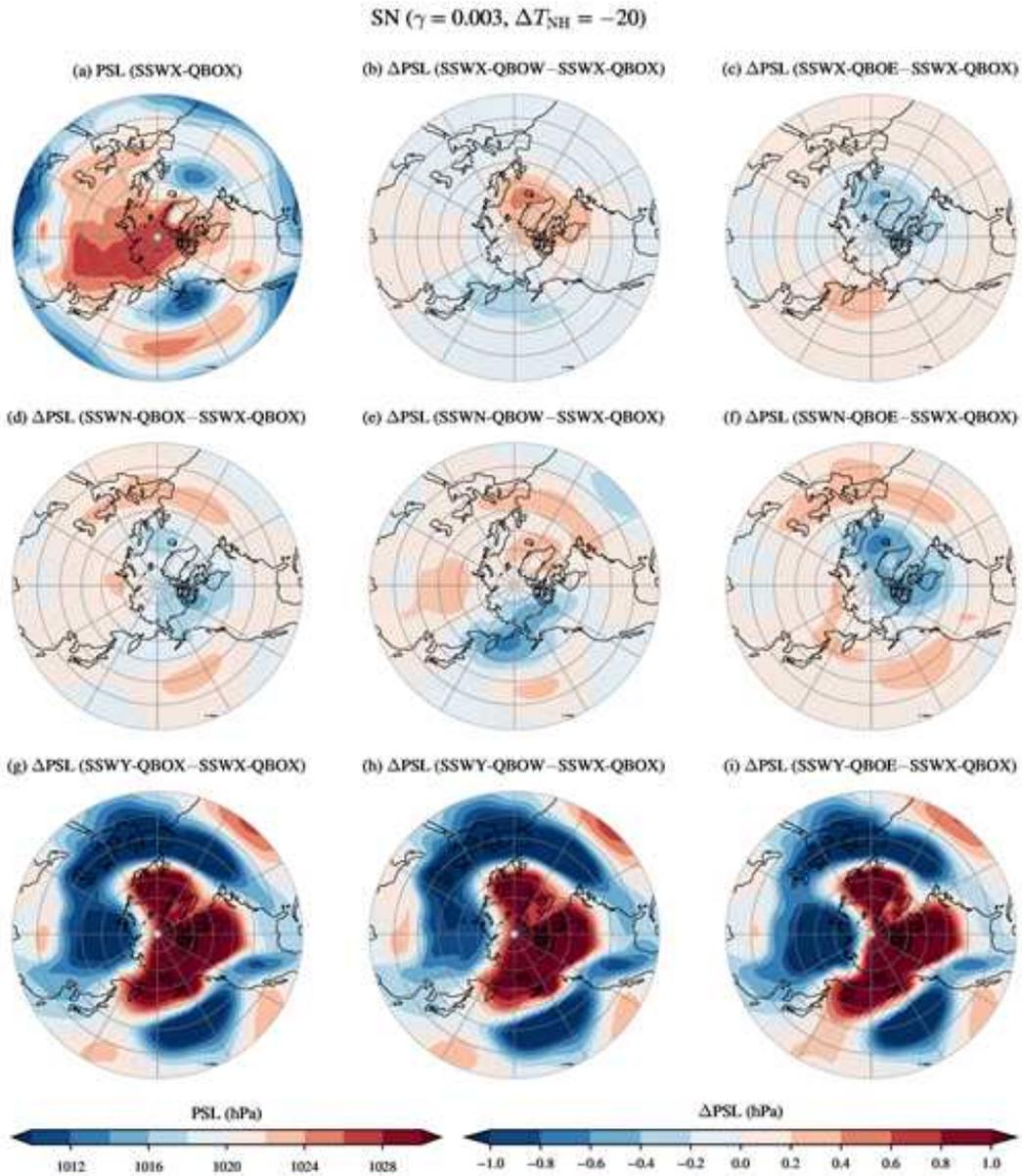


그림 3.41: 태양 활동 중립 (SN), $\gamma = 0.003 \text{ K km}^{-1}$, $\Delta T_{NH} = -20 \text{ K}$ 인 경우에 대한 북극 주변 해수면 기압 수평 분포: SSWX-QBOX 그리고 그외의 다른 경우가 SSWX-QBOX와 보이는 차이

○ 준2년 주기 진동에 따라서 그림 3.17과 3.18을 보면, 준2년 주기 진동이 서풍일 경우 성층권 제트가 약해지고, 동풍일 때는 제트가 강해지는 반대의 성향을 보이는 것을 확인 할 수 있었다. 이 보고서의 뒷 부분에서 행성과 및 중력과와 연관된 자오면 순환이 준2년 주기 진동과 연관되어 어떻게 바뀌는지에 대한 추가 설명을 시도하기는 한다. 그림에도 불구하고 이 부분은 향후 연구를 통해서 좀 더 확실히 해석하도록 노력을 기울여야 할 것으로 보인다. 그림 3.35-3.36은 태양 활동이 중립인 경우에 대한 해수면 기압과 대류권 제트의 위치에 대한 분석 결과를 보여준다. 기본적인 형태는 성층권 들연 승온이 없으면, 북극 해수면 기압은 평균보다 낮아지고, 대류권 제트는 평균보다 약간 북쪽으로 치우친다는 것이다.

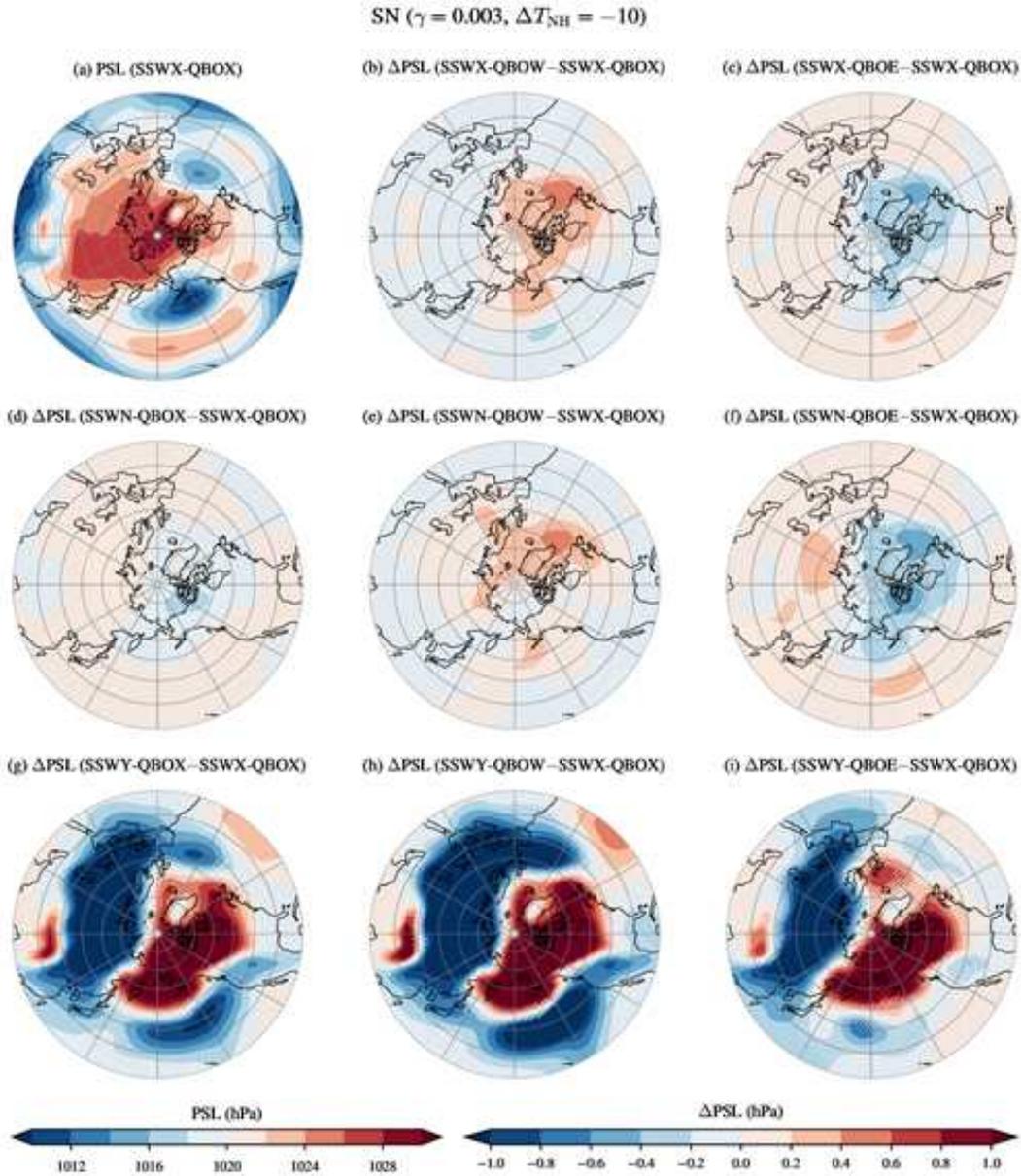


그림 3.42: $\Delta T_{NH} = -10$ K인 것을 제외하고는 그림 3.41과 동일.

- 그림 3.43은 SSWX-QBOW (돌연 승온 여부와 상관없고, 준2년 주기 진동이 서풍인 경우)에 대해서, 북극 주변 해수면 기압에서 HS와 LS간의 차이 (HS-LS)를 보여준다. 지금까지 주로 SN의 $\gamma = 0.003 \text{ K km}^{-1}$ 에 대한 $\Delta T_{NH} = -20 \text{ K}$ 와 -10 K 의 경우를 살펴보았기 때문에, 여기서도 주로 그 두 경우에 대한 HS와 LS의 차이를 살펴본다. HS와 LS의 비교를 통해서 알 수 있는 것은, HS때 북극 해수면 기압의 증가나 감소가 ΔT_{NH} 에 의존한다는 점이다. 즉, 대류권에서 성층권으로의 행성과 플릭스의 유입량에 따라서 그 반응이 다르게 나타나는데, 유입량이 비교적 많은 $\Delta T_{NH} = -20 \text{ K}$ 의 경우 (그림 3.43d), HS때 북극 해수면 기압은 증가하나, $\Delta T_{NH} = -10 \text{ K}$ 인 경우 (그림 3.43e), HS때 북극 해수면 기압은 대체로 감소하는 모습을 보인다. 이러한 해수면 기압의 변화는 준2년 주기 진동의 위상이 동풍인 경우에도 유사하게 변하는 모습을 보인다 (그림 3.44).

Case B: SSWX-QBOW

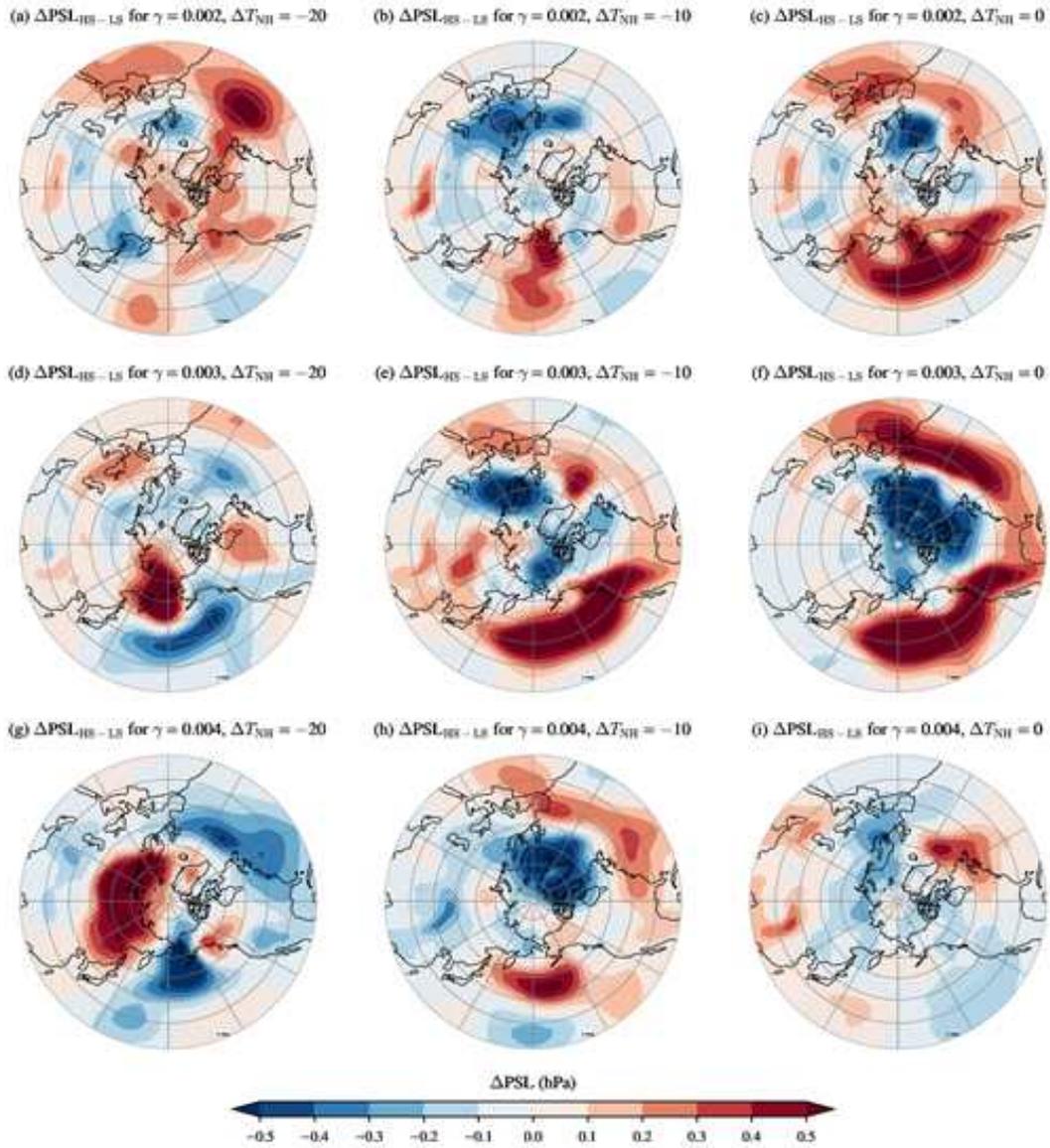


그림 3.43: 성층권 돌연 승온 발생에 관계 없이 (SSWX), 열대 준2년 주기 진동 서풍 기간인 경우에 대한 high-solar (HS)와 low-solar (LS)의 북극 주변 해수면 기압 수평 분포의 차이

○ 그림 3.44는 SSWX-QBOE (돌연 승온 여부와 상관없고, 준2년 주기 진동이 동풍인 경우)에 대해서, 북극 주변 해수면 기압에서 HS와 LS간의 차이 (HS-Ls)를 보여준다. 준2년주기 진동이 서풍인 경우와 유사하게, $\Delta T_{\text{NH}} = -20$ K의 경우 (그림 3.44d) HS때 북극 해수면 기압은 증가하나, $\Delta T_{\text{NH}} = -10$ K인 경우 (그림 3.44e), HS때 북극 해수면 기압은 반대로 감소하는 모습을 보인다. 동서평균된 해수면의 경우와는 다르게 국지적으로 해수면 기압의 변화의 크기는 상당한 정도일 수 있다. 그림 3.43-3.44에서 지역적으로 1-2 hPa 이상의 해수면 기압 변화가 나타나는 것을 확인할 수 있다. 이러한 변화량은 Ineson et al. (2010)이나 Kidston et al. (2015)에서 제시한 결과와 변동 크기의 측면에서는 유사하다.

Case C: SSWX-QBOE

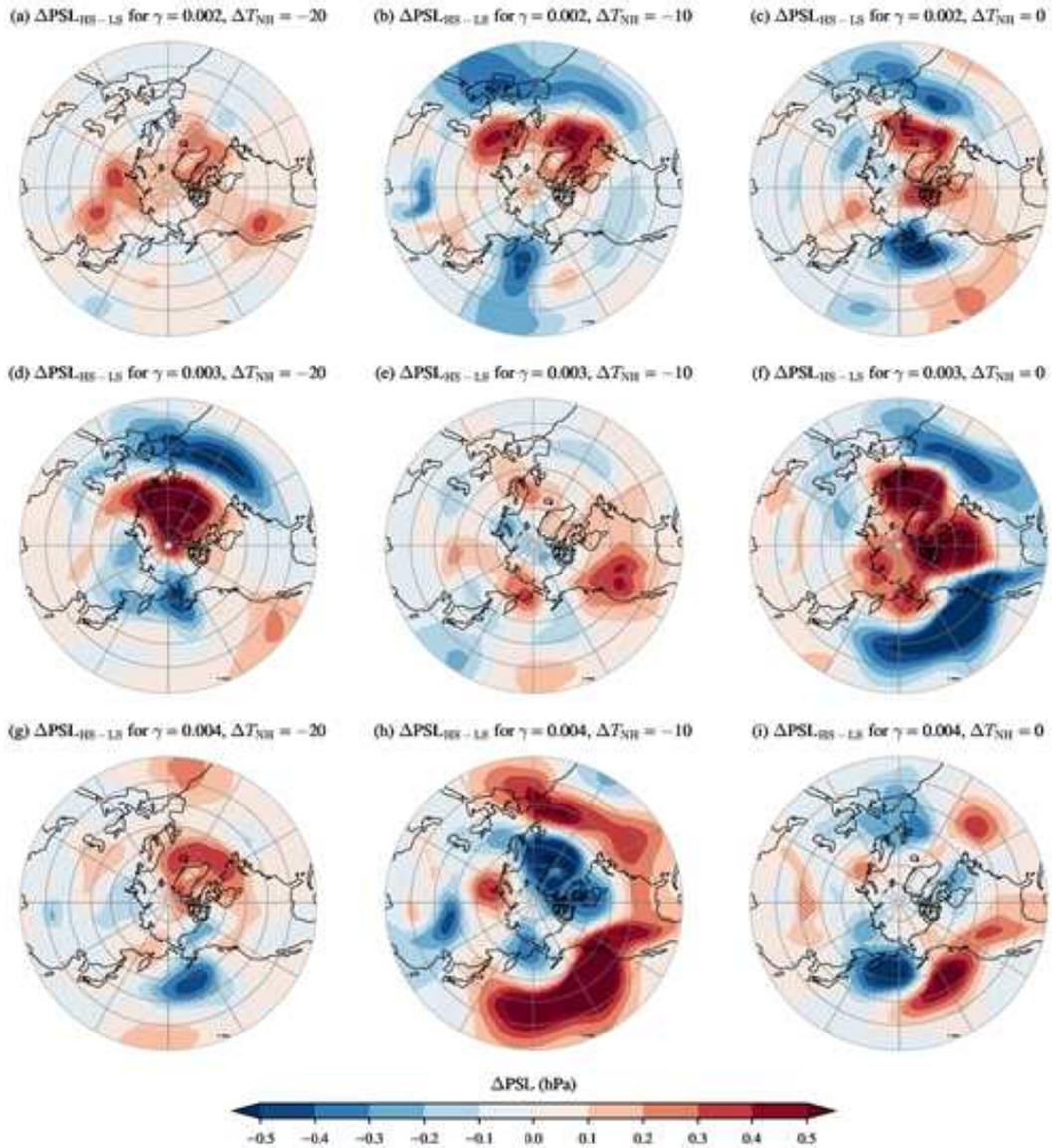


그림 3.44: 성층권 돌연 승온 발생에 관계 없이 (SSWX), 열대 준2년 주기 진동 동풍 기간인 경우에 대한 high-solar (HS)와 low-solar (LS)의 북극 주변 해수면 기압 수평 분포의 차이

○ 앞에서 보였듯이 성층권 돌연 승온이 일어나는 경우에는 북극 해수면 기압은 보통 상당히 증가하고 북반구 중위도는 상대적으로 해수면 기압이 감소한다. 이러한 기압장의 변화는 북반구 중위도 제트의 위치에도 상당한 영향을 주게 된다. 모델 결과에서도 돌연 승온이 일어나게 되면, 대류권 제트의 위치가 남쪽으로 밀리는 것을 확인할 수 있다 (그림 3.35와 3.36 참고). 성층권 돌연 승온이 일어나지 않는 경우 (SSWN)의 경우에는 대류권 제트가 약하게 극쪽으로 이동하게 된다. 그림 3.45-3.46은 태양 활동이 중립인 경우에 대한 대류권 제트의 위치에 대한 분석 결과를 보여준다. 기본적인 형태는 성층권 돌연 승온이 없으면, 대류권 제트는 평균보다 약간 북쪽으로 치우치고, 돌연 승온이 있으며, 대류권 제트는 강하게 남쪽으로 이동할 수 있다.

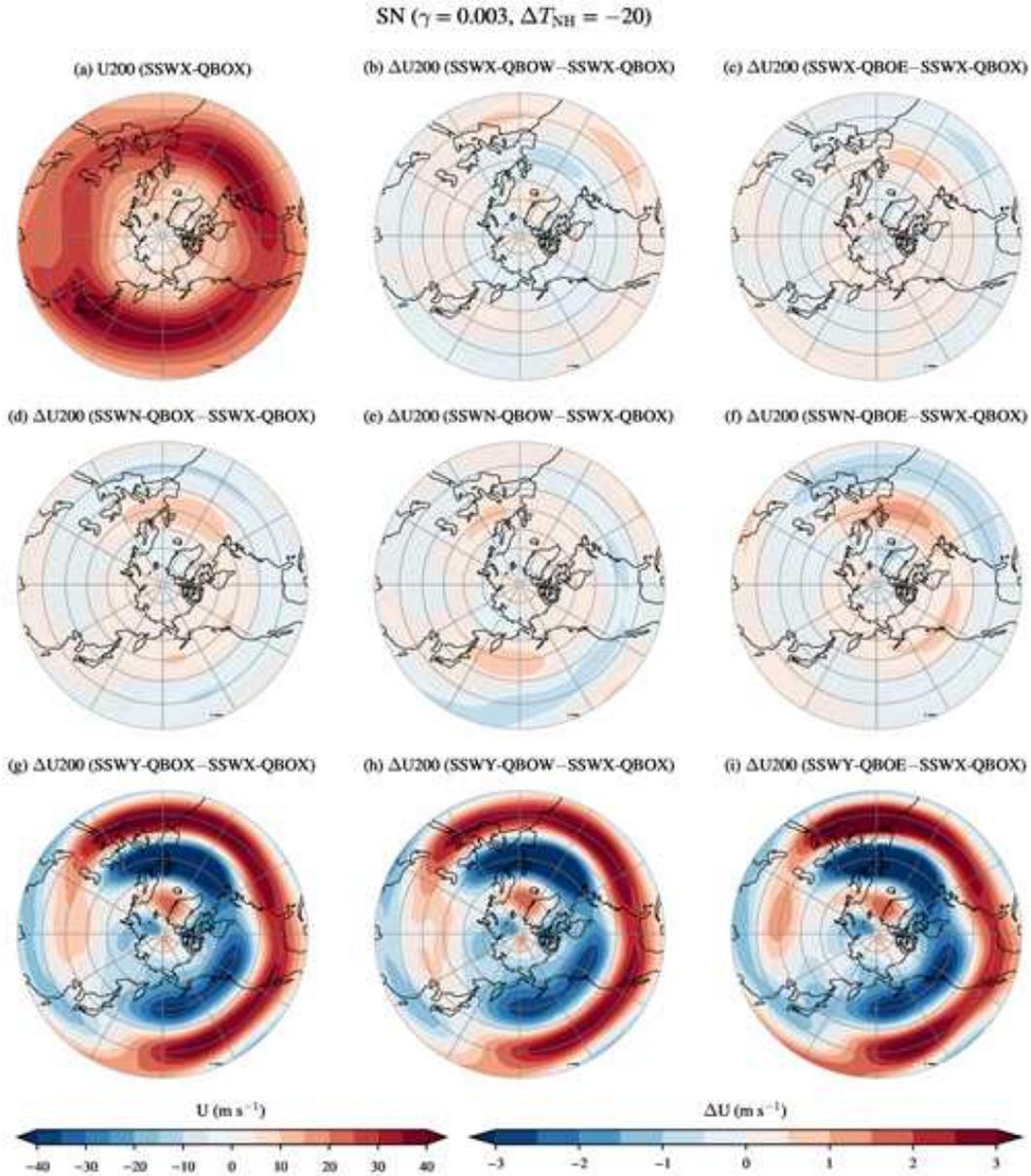


그림 3.45: 태양 활동 중립 (SN), $\gamma = 0.003 \text{ K km}^{-1}$, $\Delta T_{NH} = -20 \text{ K}$ 인 경우에 대한 북극 주변 200 hPa 동서 바람 크기의 수평 분포: SSWX-QBOX 그리고 그외의 다른 경우가 SSWX-QBOX와 보이는 차이

○ 대류권 제트의 남북 이동은 ΔT_{NH} 의 값에 따라서도 (즉, 대류권에서 성층권으로 올라가는 행성과 플릭스의 양에 따라서도) 달라진다. 그림 3.45와 3.46을 비교할 경우, 성층권 돌연 승온의 여부와 상관없이 $\Delta T_{NH} = -20 \text{ K}$ 일 때가 -10 K 일 때보다, 대류권 제트의 변화가 더 심하게 나타나는 것을 확인할 수 있다. $\Delta T_{NH} = -20 \text{ K}$ 일 때, 돌연 승온 발생 시 제트 변화량의 크기는 최대 $5-6 \text{ m s}^{-1}$ 였으나, $\Delta T_{NH} = -10 \text{ K}$ 일 때는 돌연 승온 발생 시 변화량의 크기는 최대 $2-3 \text{ m s}^{-1}$ 인 것으로 보인다. 성층권 돌연 승온이 일어나지 않는 경우는 대류권 제트 크기의 변화가 적기는 하지만, $\Delta T_{NH} = -20 \text{ K}$ 일 때 대류권 제트 크기 변화량은 1 m s^{-1} 정도이고, $\Delta T_{NH} = -10 \text{ K}$ 일 때는 0.5 m s^{-1} 정도였다.

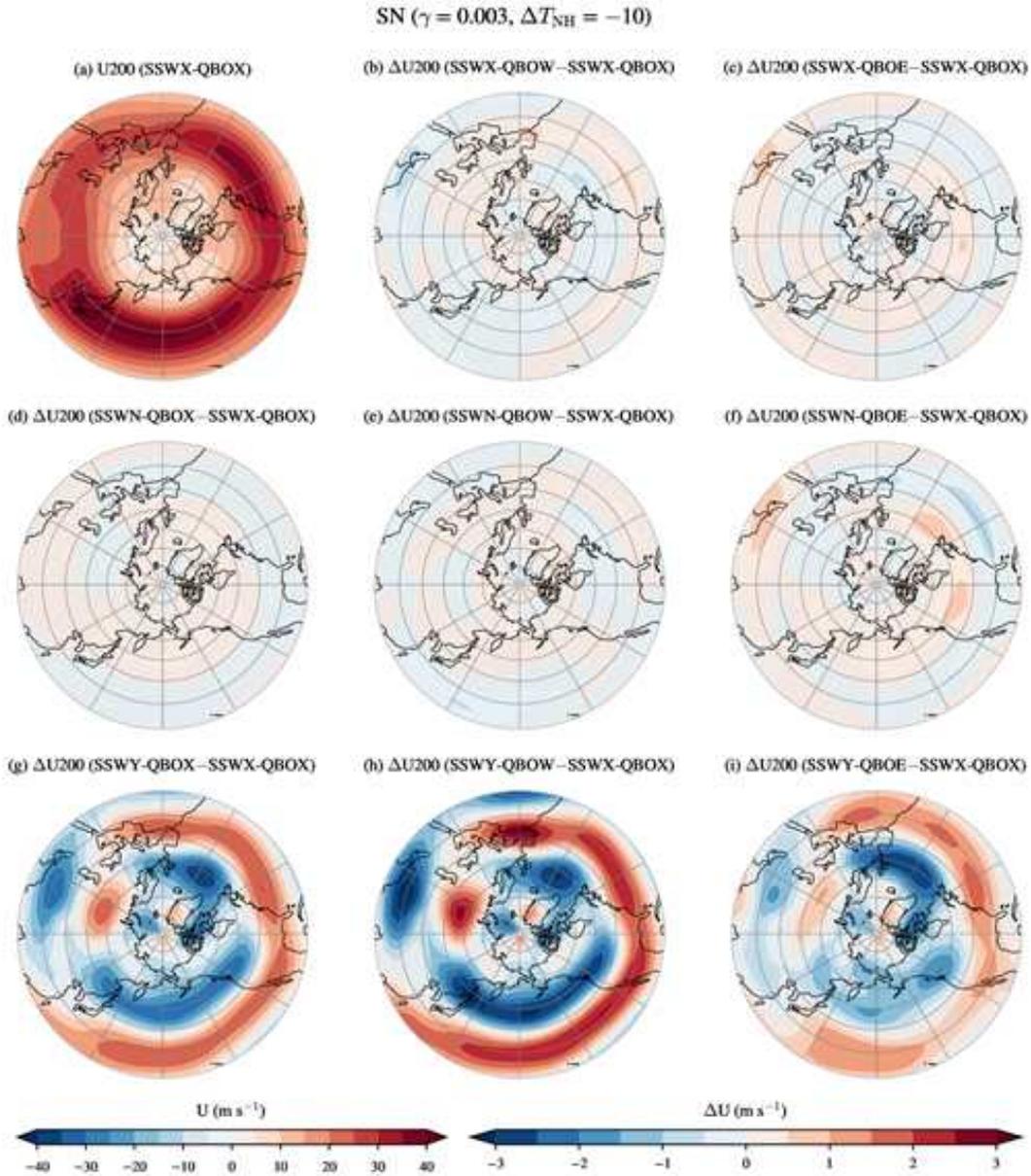


그림 3.46: $\Delta T_{NH} = -10$ K인 것을 제외하고는 그림 3.45와 동일.

○ 그림 3.47은 SSWX-QBOW (돌연 상승 여부와 상관없고, 준2년 주기 진동이 서풍인 경우)에 대해서, 200 hPa 동서 류에서 HS와 LS간의 차이 (HS-LS)를 보여준다. 지금까지 주로 SN의 $\gamma = 0.003 K km^{-1}$ 에 대한 $\Delta T_{NH} = -20 K$ 와 $-10 K$ 의 경우를 살펴보았기 때문에, 여기서도 주로 그 두 경우에 대한 HS와 LS의 차이를 살펴본다. HS와 LS의 비교를 통해서 알 수 있는 것은, HS 때 200 hPa 제트의 위치의 변화도 ΔT_{NH} 에 의존한다는 점이다. 이는 앞서 준2년 주기 진동의 서풍인 경우에서 주로 나왔던 모습이다. SN의 경우 북반구 200 hPa 제트는 북위 40도 정도에 위치하고 있는데, 그림 3.47d와 3.47e는 $\Delta T_{NH} = -20 K$ 의 경우 (그림 3.47d), 제트는 남쪽으로 이동하는 듯 하나, $\Delta T_{NH} = -10 K$ 인 경우 (그림 3.47e)에는, 제트는 북쪽으로 이동하는 모습을 보인다. 이러한 대류권 제트 위치 변화는 준2년 주기 진동이 동풍인 경우에도 유사하게 나타난다 (그림 3.48).

Case B: SSWX-QBOW

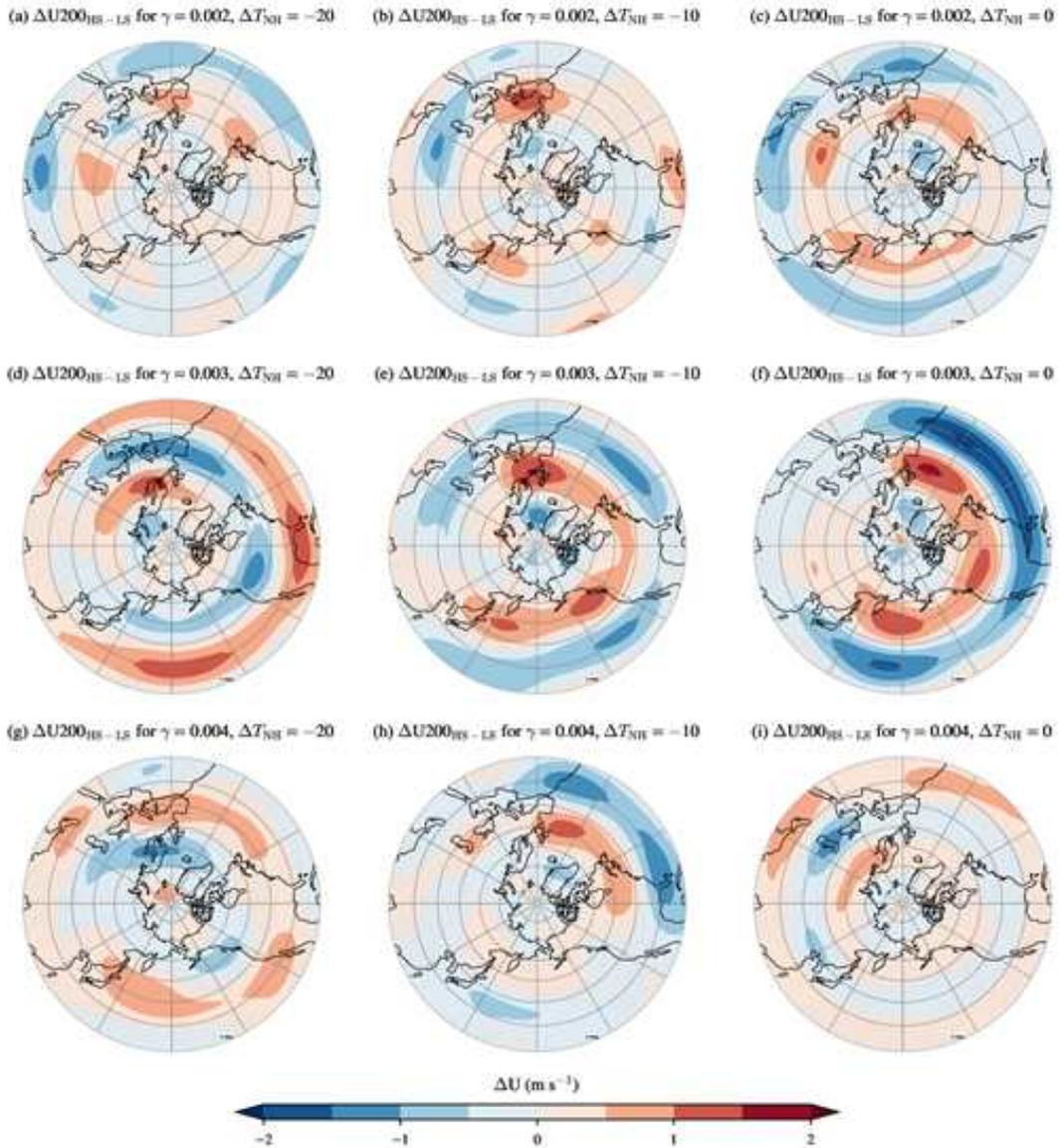


그림 3.47: 성층권 돌연 승온 발생에 관계 없이 (SSWX), 열대 준2년 주기 진동 서풍 기간인 경우에 대한 high-solar (HS)와 low-solar (LS)의 북극 주변 200 hPa 동서 바람 크기 수평 분포의 차이

○ 그림 3.48은 SSWX-QBOE (돌연 승온 여부와 상관없고, 준2년 주기 진동이 동풍인 경우)에 대해서, 200 hPa 북극 주변 동서류에서 HS와 LS간의 차이 (HS-LS)를 보여준다. 준2년 주기 진동이 서풍인 경우와 유사하게, $\Delta T_{NH} = -20$ K의 경우 (그림 3.48d) HS 때 대류권 제트가 대체로 남쪽으로 이동하나, $\Delta T_{NH} = -10$ K인 경우 (그림 3.48e), HS 때 큰 차이를 보이지는 않았다. 다만, $\Delta T_{NH} = -10$ K인 경우는 HS와 LS의 차이를 구분하기 조금 애매할 정도로 그 차이가 작아보이는 특징이 있었다. 왜 HS와 LS의 차이가 ΔT_{NH} 에 따라서 변화해야 하는지를 이해하는 것은 본 보고서에서는 수행하지 못했다. SN의 경우에서도 그렇고 HS-LS의 차이가 준2년 주기 진동과 ΔT_{NH} (행성과 플릭스의 양)에 의존하는 것으로 보이는데 심도있는 분석과 연구가 필요한 것으로 보인다.

Case C: SSWX-QBOE

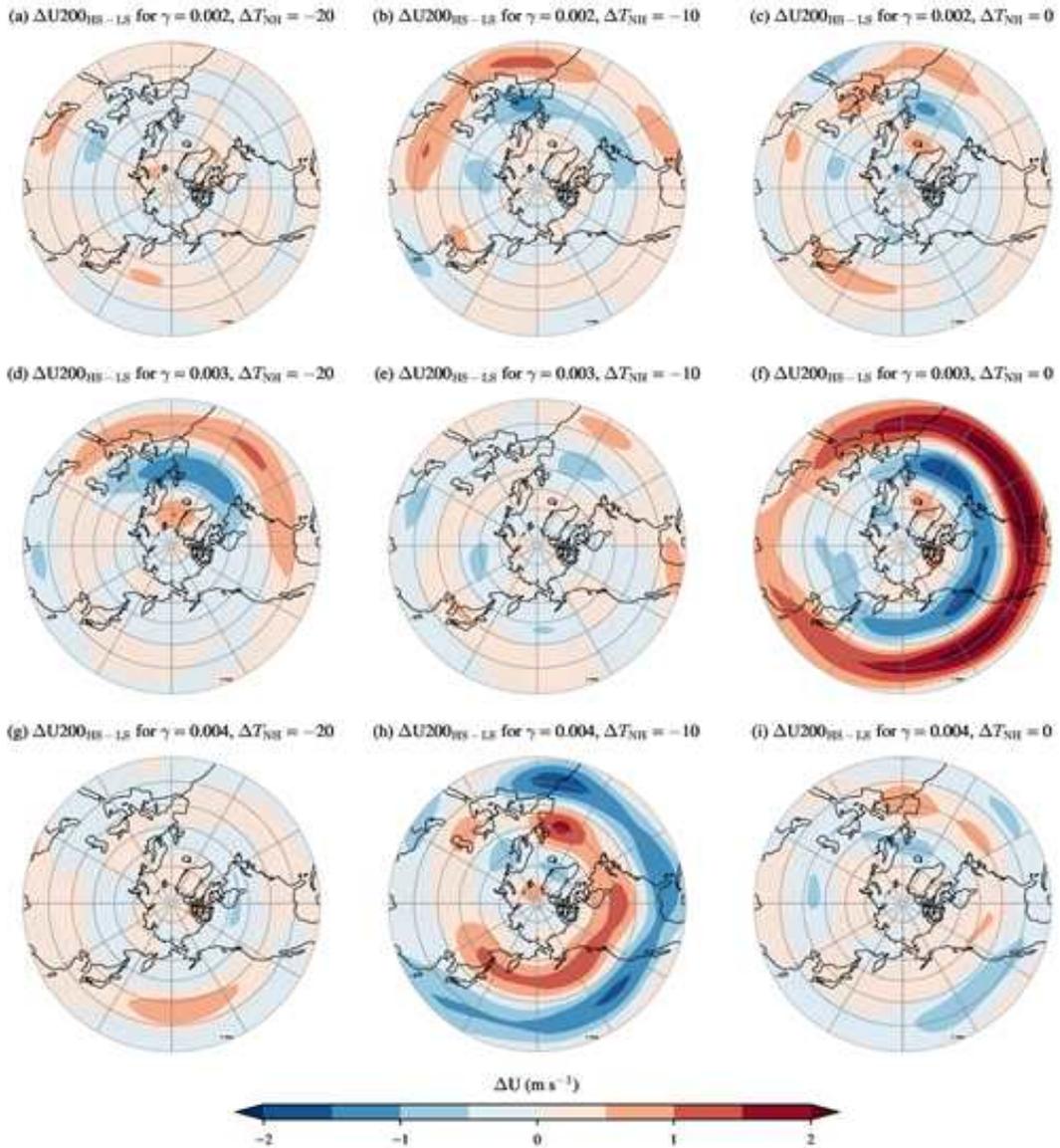


그림 3.48: 성층권 돌연 승온 발생에 관계 없이 (SSWX), 열대 준2년 주기 진동 동풍 기간인 경우에 대한 high-solar (HS)와 low-solar (LS)의 북극 주변 200 hPa 동서 바람 크기 수평 분포의 차이

○ 그림 3.49는 태양 변동성 중립 (SN), $\gamma = 0.003 \text{ K km}^{-1}$, $\Delta T_{NH} = -20 \text{ K}$ 인 경우에 대한 남북 방향 질량 수송 흐름을 SSWX-QBO에 대해서 그리고 그외의 다른 경우가 SSWX-QBO에 대해서 보이는 차이를 나타낸다. 성층권 돌연 승온과 관계없이 평균한 경우인 (SSWX)와 비교해서, 성층권 돌연 승온이 일어나지 않았을 때 (SSWN) 대체로 중간권의 남북 질량 수송은 상당한 정도로 준2년 주기 진동의 위상에 의존하는 것으로 보이며, 성층권에서는 준2년 주기 진동의 위상과 관계없이 열대방향 성층권 질량 순환이 나타나는 것을 알 수 있다. 반대로 돌연 승온이 일어나는 경우 (SSWY)에는 성층권 중간에서 행성과 붕괴와 연관된 극향 성층권 자오면 질량 순환이 강해지는 것이 나타났다. 결과적으로, 그림 3.49는 행성과 연관되는 극향 질량 순환 강약에 따라 북극 해수면 기압이 변화한다는 것을 잘 보여준다.

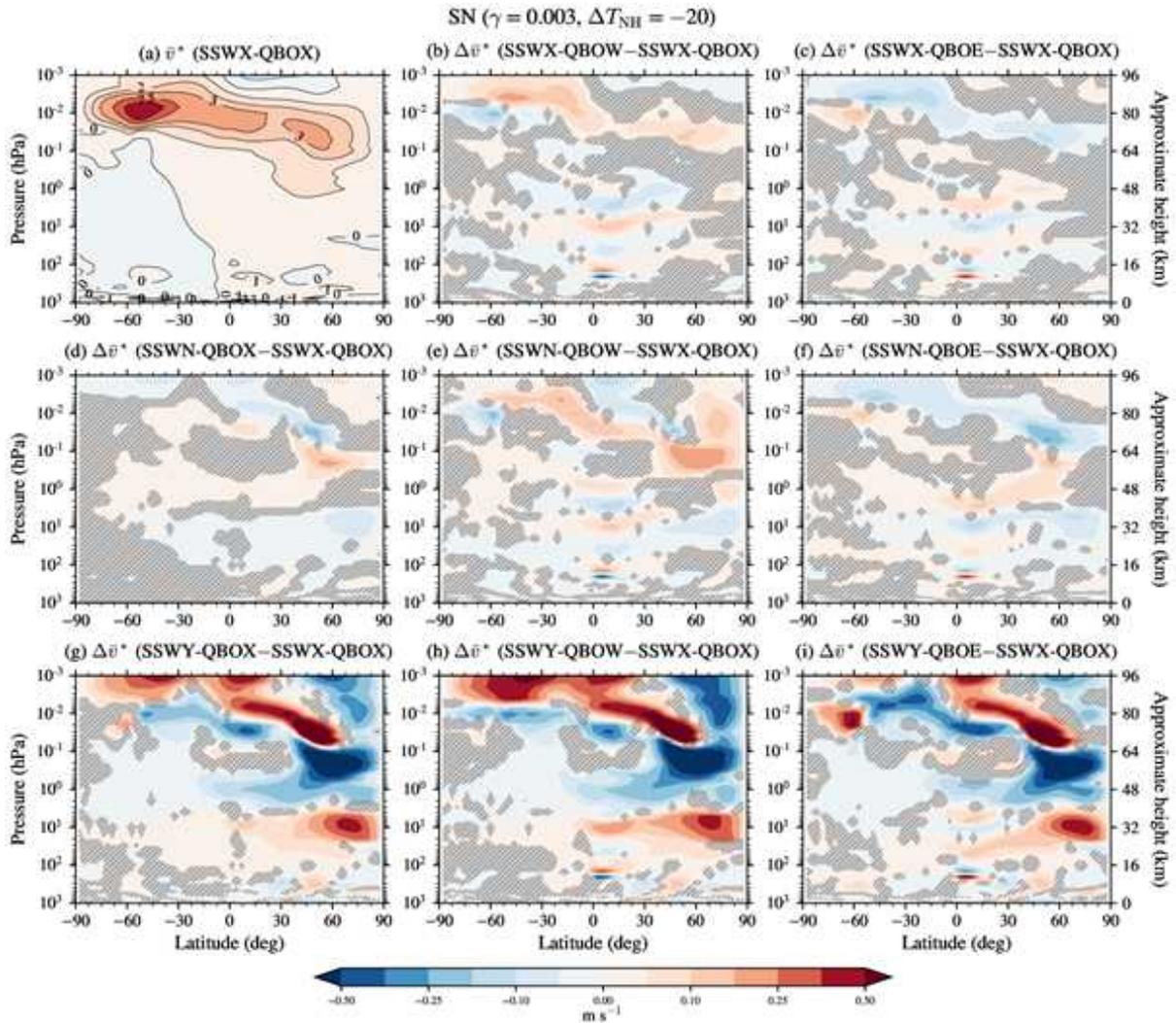


그림 3.49: 태양 활동 중립 (SN), $\gamma = 0.003 \text{ K km}^{-1}$, $\Delta T_{NH} = -20 \text{ K}$ 인 경우에 대한 동서평균 남북 질량 순환: SSWX-QBOX 그리고 그외의 다른 경우가 SSWX-QBOX와 보이는 차이

○ 그림 3.50은 $\Delta T_{NH} = -10 \text{ K}$ 인 경우인데, 대체로 $\Delta T_{NH} = -20 \text{ K}$ 의 경우와 유사한 방식으로 설명될 수 있다. 그림 3.49b와 3.49c (혹은 그림 3.50b와 3.50c)는 고층 대기 남북 질량 수송이 돌연 승온의 발생 여부를 고려하지 않는 경우 준2년 주기 진동의 위상에 크게 의존하는 모습을 보인다는 점을 확인할 수 있다. 고층대기는 밀도가 낮은 층으로서 고층대기에서의 질량 수송은 해수면 기압에 큰 영향을 주기는 어렵겠지만, 중간권과 연계되는 성층권의 바람의 구조를 바꾼다는 점에서는 중요성은 분명해 보인다. 성층권 돌연 승온이 있는 경우의 남북 질량 순환의 모습은 성층권 중간에서는 분명히 극향이지만, 중간권 중부에서는 강한 열대지역 방향 흐름이 모든 경우에서 나타나는 것으로 보인다. 그리고 중간권 상부나 그 위에서는 다시 극향 질량 수송이 강하게 나타나는 것으로 보아, 연직으로 쌓아 올려진 여러개의 자오면 순환 셀이 성층권 돌연 승온에 동반하는 것으로 판단된다.

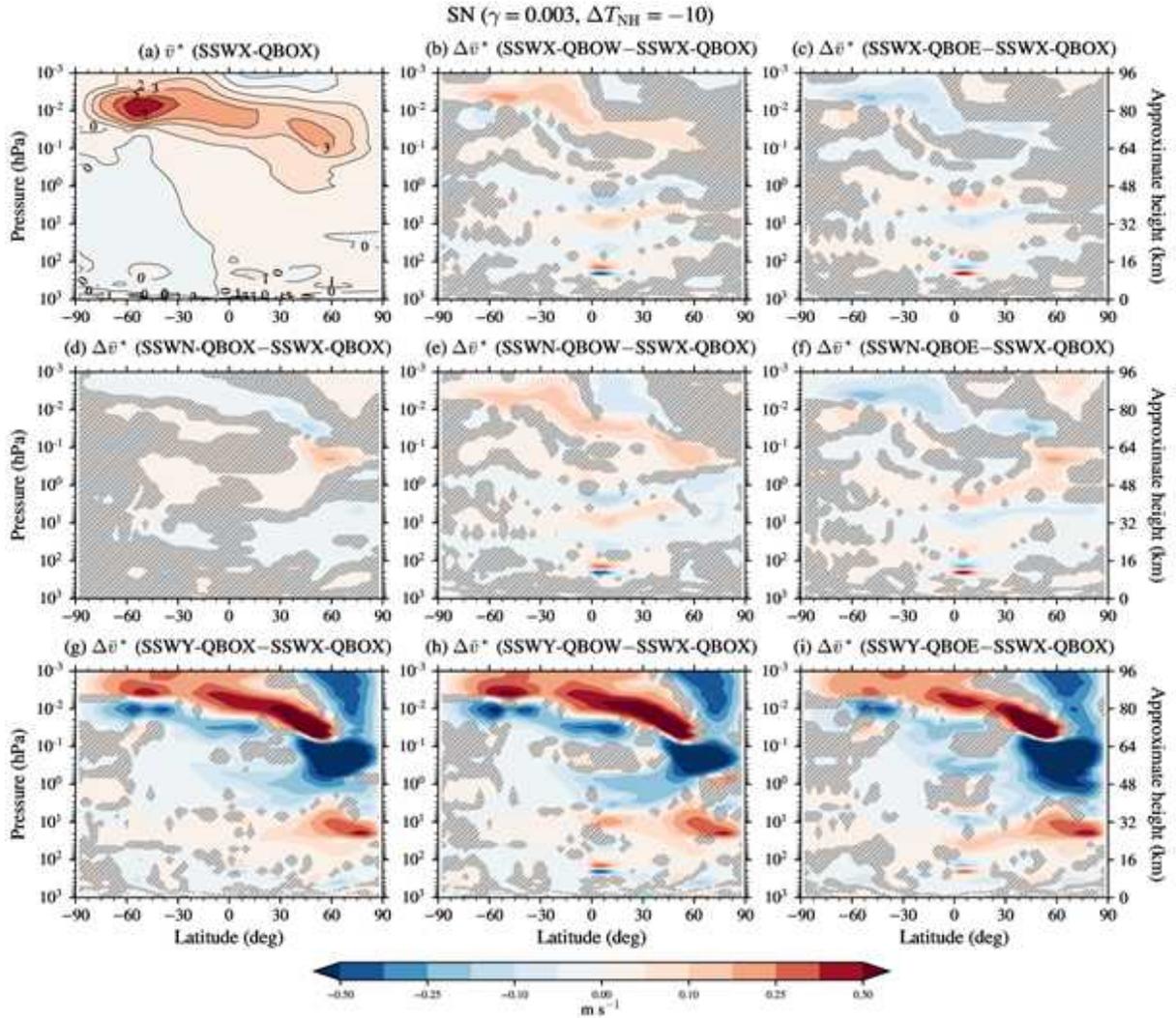


그림 3.50: $\Delta T_{NH} = -10$ K인 것을 제외하고는 그림 3.49와 동일.

○ 그림 3.51은 태양 변동성 중립 (SN), $\gamma = 0.003 \text{ K km}^{-1}$, $\Delta T_{NH} = -20 \text{ K}$ 인 경우에 대한 연직 방향 질량 수송 흐름을 SSWX-QBOX에 대해서 그리고 그외의 다른 경우가 SSWX-QBOX에 대해서 보이는 차이를 나타낸다. 성층권 돌연 승온과 관계없이 평균한 경우인 (SSWX)와 비교해서, 성층권 돌연 승온이 일어나지 않았을 때 (SSWN) 대체로 극지 중간권의 남북 질량 수송은 상당한 정도로 준2년 주기 진동의 위상에 의존하는 것으로 보이며, 극지 성층권에서는 준2년 주기 진동의 위상과 관계없이 상향 질량 순환이 나타나는 것을 알 수 있다. 단, 준2년주기 진동이 서풍이 일 경우에는 극지 중간권에서 강한 하향 질량 수송이 일어나는 점이 특징적이다. 반대로 돌연 승온이 일어나는 경우 (SSWY)에는 극지 성층권 중부에서 행성과 붕괴와 연관된 하향 질량 순환이 강해지는 것이 나타났다. 그 보다 위쪽에서는 강한 상향 질량 수송이 일어난다. 결과적으로, 그림 3.51은 행성과 연관되는 극향 질량 순환 강약에 따라 북극 해수면 기압이 변화할 것이라는 것을 잘 보여준다.

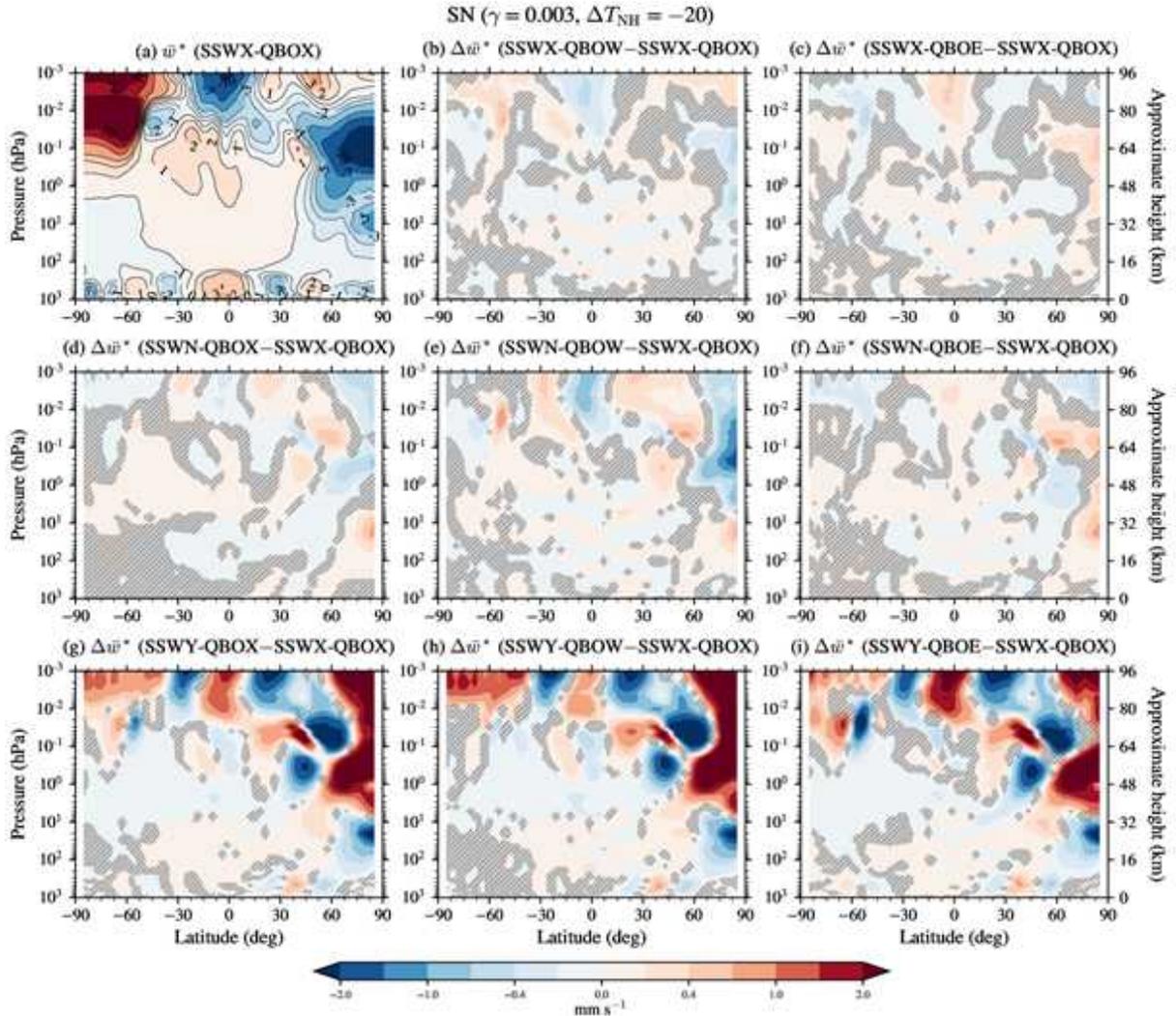


그림 3.51: 태양 활동 중립 (SN), $\gamma = 0.003 \text{ K km}^{-1}$, $\Delta T_{NH} = -20 \text{ K}$ 인 경우에 대한 동서평균 연직 질량 순환: SSWX-QBOX 그리고 그외의 다른 경우가 SSWX-QBOX와 보이는 차이

○ 그림 3.52는 $\Delta T_{NH} = -10 \text{ K}$ 인 경우인데, 성층권의 경우는 대체로 $\Delta T_{NH} = -20 \text{ K}$ 의 경우와 유사한 방식으로 설명될 수 있었다. $\Delta T_{NH} = -20 \text{ K}$ 인 경우 (그림 3.51b와 3.51c), 극지 고층 대기 연직 질량 수송이 돌연 승온의 발생 여부를 고려하지 않는 경우 준2년 주기 진동에 영향을 받는 것으로 보였으나, $\Delta T_{NH} = -20 \text{ K}$ 인 경우 (그림 3.52b와 3.52c)에서는 준2년주기 진동과의 상관성이 크게 나타나지는 않았다. 성층권 돌연 승온이 일어나면서 $\Delta T_{NH} = -20 \text{ K}$ 인 경우, 북극 성층권 하양 질량 순환이 $\Delta T_{NH} = -10 \text{ K}$ 인 경우와 비교해서 상당히 강하게 나타났는데, 이러한 점 때문에 돌연 승온 시 해수면 기압의 변화가 $\Delta T_{NH} = -20 \text{ K}$ 인 경우에서 더 강하게 나오는 것으로 판단된다. 하향 질량 수송이 강하는 것은 앞서 그림 3.49-3.50에서 극향 질량 수송이 $\Delta T_{NH} = -20 \text{ K}$ 인 경우가 성층권 중층에서 더 강하다는 것과 일관성이 있는 모습이다.

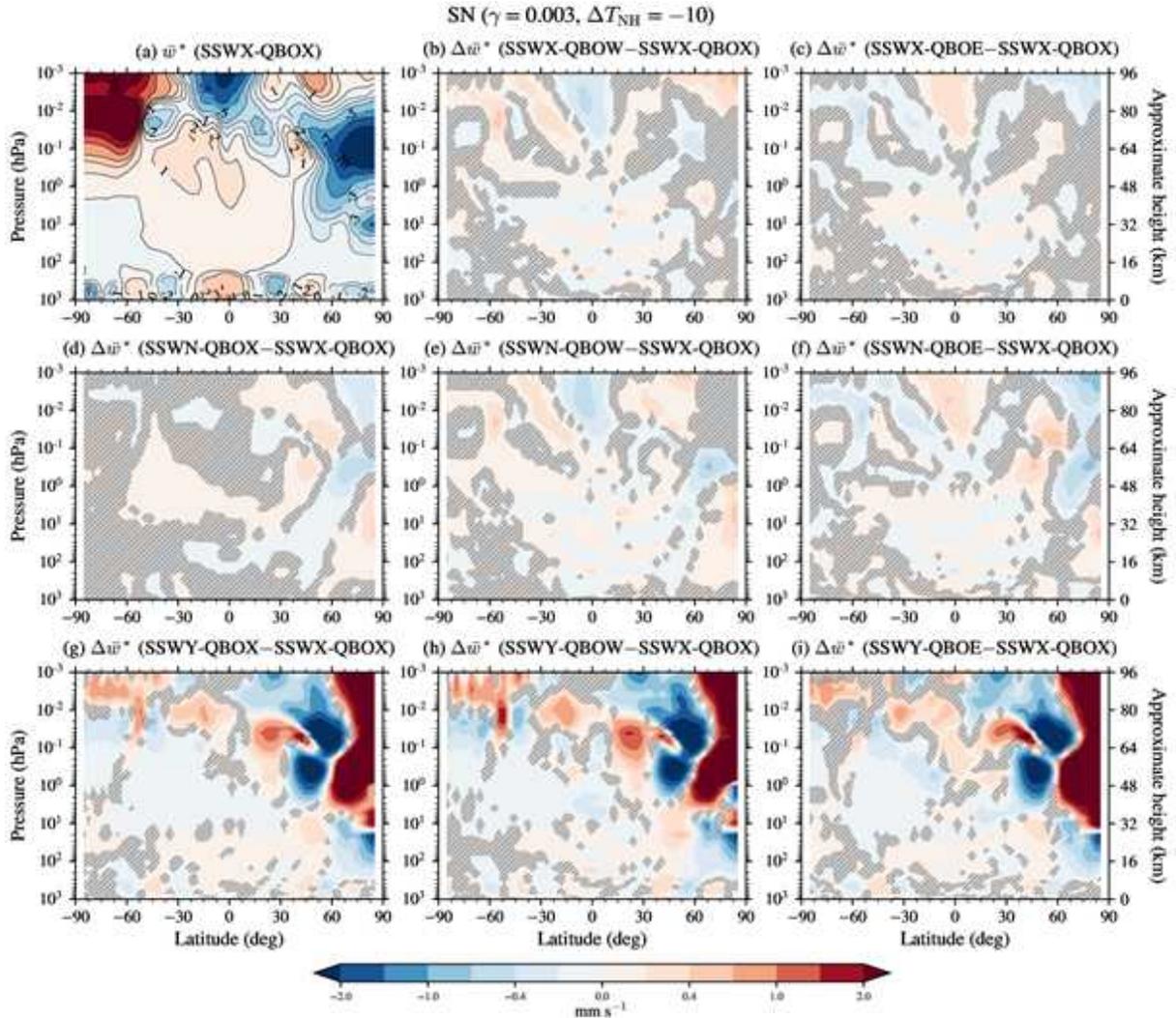


그림 3.52: $\Delta T_{NH} = -10$ K인 것을 제외하고는 그림 3.51과 동일.

- 그림 3.53은 SSWX-QBOW (돌연 승온 여부와 상관없고, 준2년 주기 진동이 서풍인 경우)에 대해서, 남북 질량 수송에서 HS와 LS간의 차이 (HS-LS)를 보여준다. 지금까지 주로 SN의 $\gamma = 0.003 \text{ K km}^{-1}$ 에 대한 $\Delta T_{NH} = -20 \text{ K}$ 와 -10 K 의 경우를 살펴보았기 때문에, 여기서도 주로 그 두 경우에 대한 HS와 LS의 차이를 살펴본다. HS와 LS의 비교를 통해서 알 수 있는 것은, HS때 남북 질량 수송의 결과가 ΔT_{NH} 에 의존한다는 점이다. 즉, 대류권에서 성층권으로의 행성과 플럭스의 유입량에 따라서 그 반응이 다르게 나타나는데, 유입량이 비교적 많은 $\Delta T_{NH} = -20 \text{ K}$ 의 경우 (그림 3.53d), HS때 북극 해수면 기압이 증가할 수 있으나, $\Delta T_{NH} = -10 \text{ K}$ 인 경우 (그림 3.53e) HS때 북극 해수면 기압은 대체로 감소하는 모습을 보인다. 이러한 남북 질량 수송의 변화는 준2년 주기 진동의 위상이 동풍인 경우에는 상당히 다르게 나타나는 모습을 보인다 (그림 3.54).

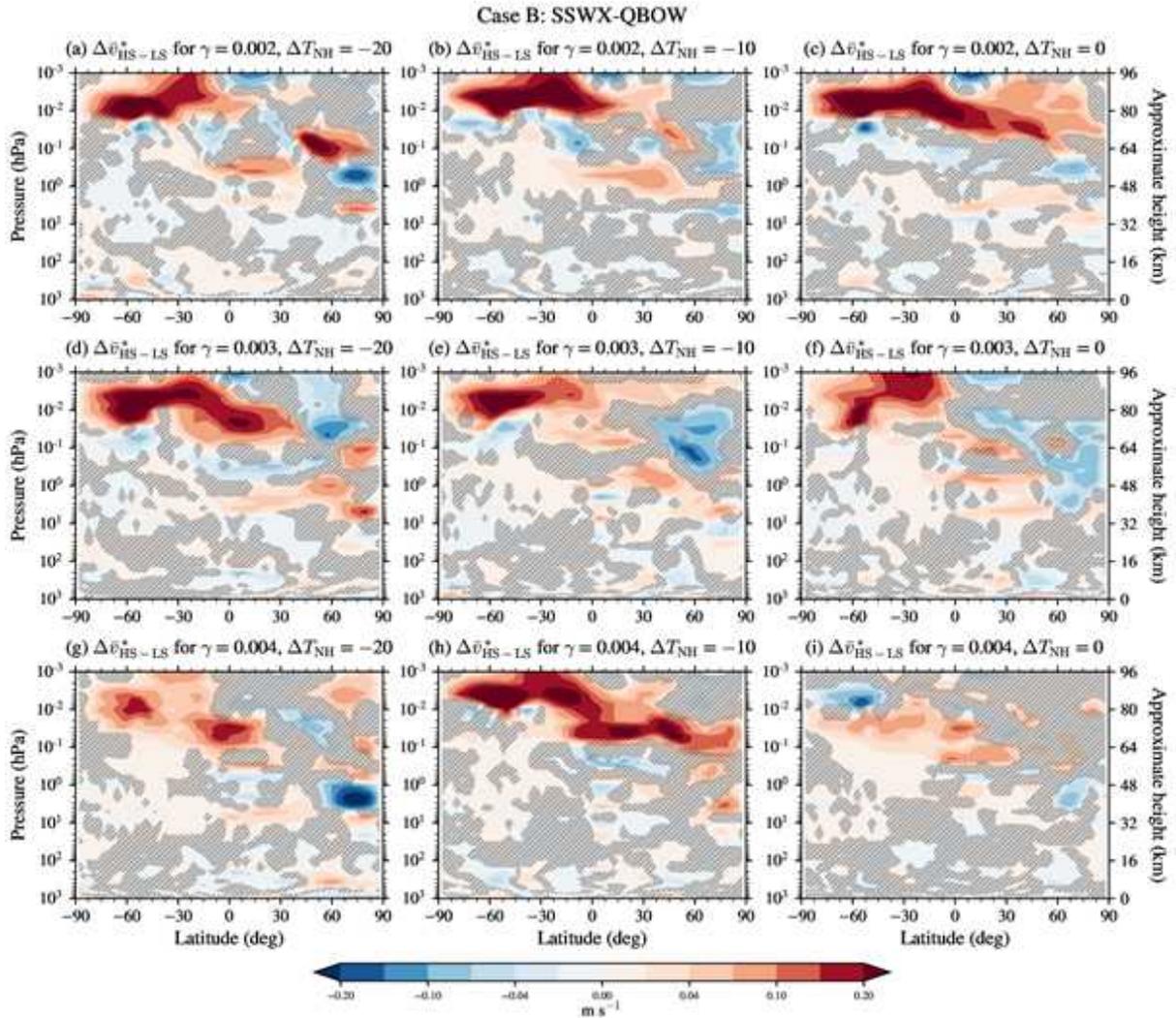


그림 3.53: 성층권 돌연 승온 발생에 관계 없이 (SSWX), 열대 준2년 주기 진동 서풍 기간인 경우에 대한 high-solar (HS)와 low-solar (LS)의 동서평균 남북 질량 순환의 차이

○ 그림 3.54는 SSWX-QBOE (돌연 승온 여부와 상관없고, 준2년 주기 진동이 동풍인 경우)에 대해서, 남북 질량 수송에서 HS와 LS간의 차이 (HS-LS)를 보여준다. 준2년 주기 진동이 서풍인 경우와 유사하게, $\Delta T_{NH} = -20$ K의 경우 (그림 3.54d) HS 때 극향 질량 수송이 강해지는 것을 볼 수 있다. 이와 연관되어서 대류권 제트가 대체로 남쪽으로 이동했었다. $\Delta T_{NH} = -10$ K인 경우 (그림 3.54e), HS 때 오히려 열대지역 질량 수송이 커지는 것을 볼 수 있었다. 다만, $\Delta T_{NH} = -10$ K인 경우는 성층권에서는 HS와 LS의 차이를 구분하기 조금 애매할 정도로 그 차이가 작아보이는 특징이 있었다. 왜 HS와 LS의 차이가 ΔT_{NH} 에 따라서 변화해야 하는지를 이해하는 것은 본 보고서에서는 수행하지 못했다. SN의 경우에서도 그렇고 HS-LS의 차이가 준2년 주기 진동과 ΔT_{NH} (행성과 플럭스의 양)에 의존하는 것으로 보이는데 심도있는 분석과 연구가 필요한 것으로 보인다.

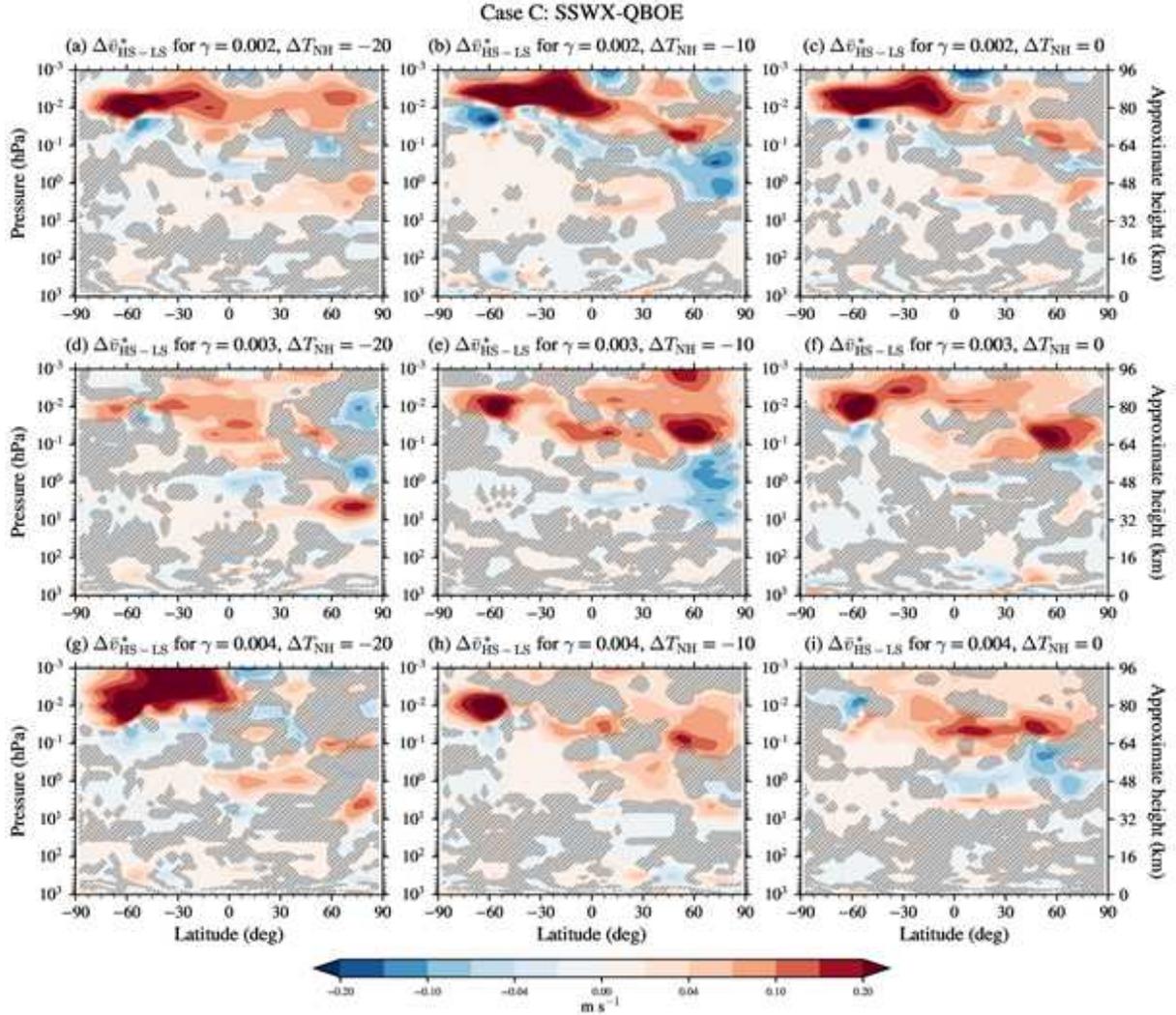


그림 3.54: 성층권 돌연 승온 발생에 관계 없이 (SSWX), 열대 준2년 주기 진동 동풍 기간인 경우에 대한 high-solar (HS)와 low-solar (LS)의 동서평균 남북 질량 순환의 차이

○ 그림 3.55는 태양 변동성 중립 (SN), $\gamma = 0.003 \text{ K km}^{-1}$, $\Delta T_{NH} = -20 \text{ K}$ 인 경우에 대한 남북 방향 Eliassen-Palm (행성과) 플럭스를 SSWX-QBO에 대해서 그리고 그외의 다른 경우가 SSWX-QBO에 대해서 보이는 차이를 나타낸다. 성층권 돌연 승온과 관계없이 평균한 경우인 (SSWX)와 비교해서, 성층권 돌연 승온이 일어나지 않았을 때 (SSWN) 대체로 극지 성층권 상부에서는 준2년 주기 진동의 위상과 관계없이 열대지역으로 더 많이 전파하는 행성과를 확인할 수 있다. 그러나 성층권 하부에서는, 준2년주기 진동이 서풍인 경우 열대지역으로 향하는 행성과 플럭스가 줄어드는 모습을 보였다 (그림 3.55e에서 고도 16-32 km 40N를 볼 것). 이러한 모습은 기존의 이론에서 확인하기는 조금 어려운 것들이었다. 돌연 승온이 일어나는 경우 (SSWY)에는 기후학적으로 나타나야 할 행성과의 열대지역으로의 전파가 완전히 극향 전파로 역전되는 모습을 보여준다. 이러한 모습은 준2년 주기 진동의 위상과 상관없이 나타났다.

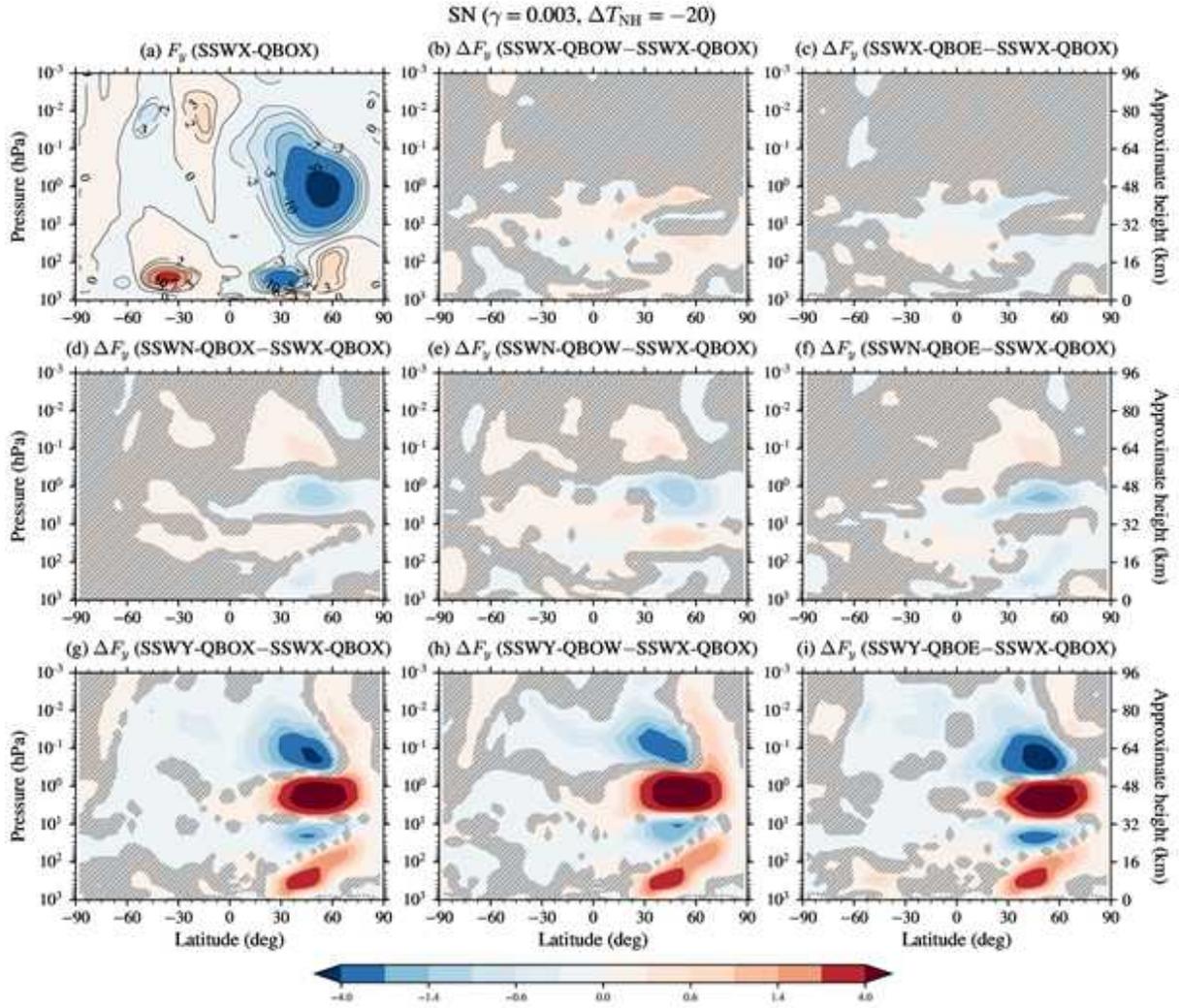


그림 3.55: 태양 활동 중립 (SN), $\gamma = 0.003 \text{ K km}^{-1}$, $\Delta T_{NH} = -20 \text{ K}$ 인 경우에 대한 동서평균 남북 성분 Eliassen-Palm (행성파) 플럭스: SSWX-QBOX 그리고 그외의 다른 경우가 SSWX-QBOX와 보이는 차이

○ 그림 3.56은 $\Delta T_{NH} = -10 \text{ K}$ 인 경우인데, 성층권의 경우는 대체로 $\Delta T_{NH} = -20 \text{ K}$ 의 경우 (그림 3.55)와 유사한 방식으로 설명될 수 있었다. 성층권 돌연 승온이 일어나지 않으면서 준2년 주기 진동이 서풍인 경우, 하부 성층권에서 행성파의 열대지역으로의 전파가 약화되는 모습을 동일하게 보였다. 동일 방식으로 성층권 재분석 자료 분석을 통해서 행성파의 전파 양상이 본 연구의 모델링 결과와 유사한지 확인해 볼 필요가 있을 것 같다. 만약 재분석 자료의 평균적인 모습과 일치하지 않는 모양을 현재 모델링이 보인다면, 현재 사용한 이상화된 모델이 평균적인 기후 패턴을 나타낼 수 있도록 다양한 수정을 해야할 수도 있을 것이다. 특히 남북 및 연직 행성파 플럭스 성분의 크기 및 구조 비교를 좀 더 세밀하게 해야할 것으로 판단된다.

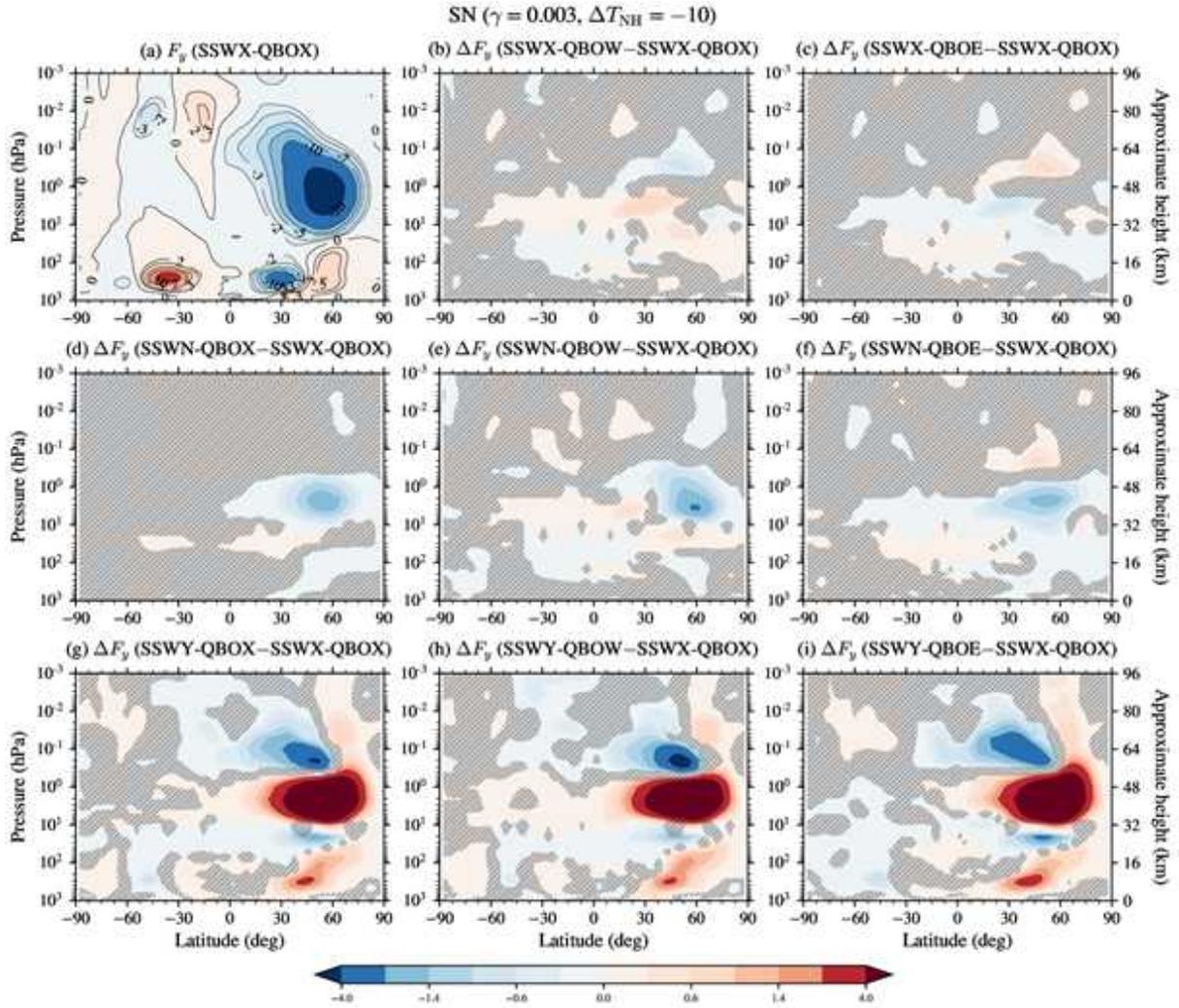


그림 3.56: $\Delta T_{NH} = -10$ K인 것을 제외하고는 그림 3.57과 동일.

- 그림 3.57은 태양 변동성 증립 (SN), $\gamma = 0.003 \text{ K km}^{-1}$, $\Delta T_{NH} = -20$ K인 경우에 대한 연직 방향 Eliassen-Palm (행성파) 플럭스를 SSWX-QBOX에 대해서 그리고 그외의 다른 경우가 SSWX-QBOX에 대해서 보이는 차이를 나타낸다. 성층권 돌연 승온과 관계없이 평균한 경우인 (SSWX)와 비교해서, 성층권 돌연 승온이 일어나지 않았을 때 (SSWN) 대체로 극지 성층권 중하부에서는 준2년 주기 진동의 위상과 관계없이 행성파의 상향 전파가 조금 줄어드는 것을 확인할 수 있다. 그러나 준2년주기 진동이 서풍인 경우 상향 행성파 플럭스가 더 많이 줄어드는 모습을 보였다 (그림 3.57e에서 고도 16-32 km 60N를 볼 것). 이러한 모습은 기존의 이론에서 확인하기는 조금 어려운 것들이었다. 돌연 승온이 일어나는 경우 (SSWY)에는 기후학적으로 나타나야 할 행성파의 상향 전파가 중하부 성층권에서는 상당히 강화되는 모습을 보여준다. 이러한 모습은 준2년 주기 진동의 위상과 상관없이 나타났다.

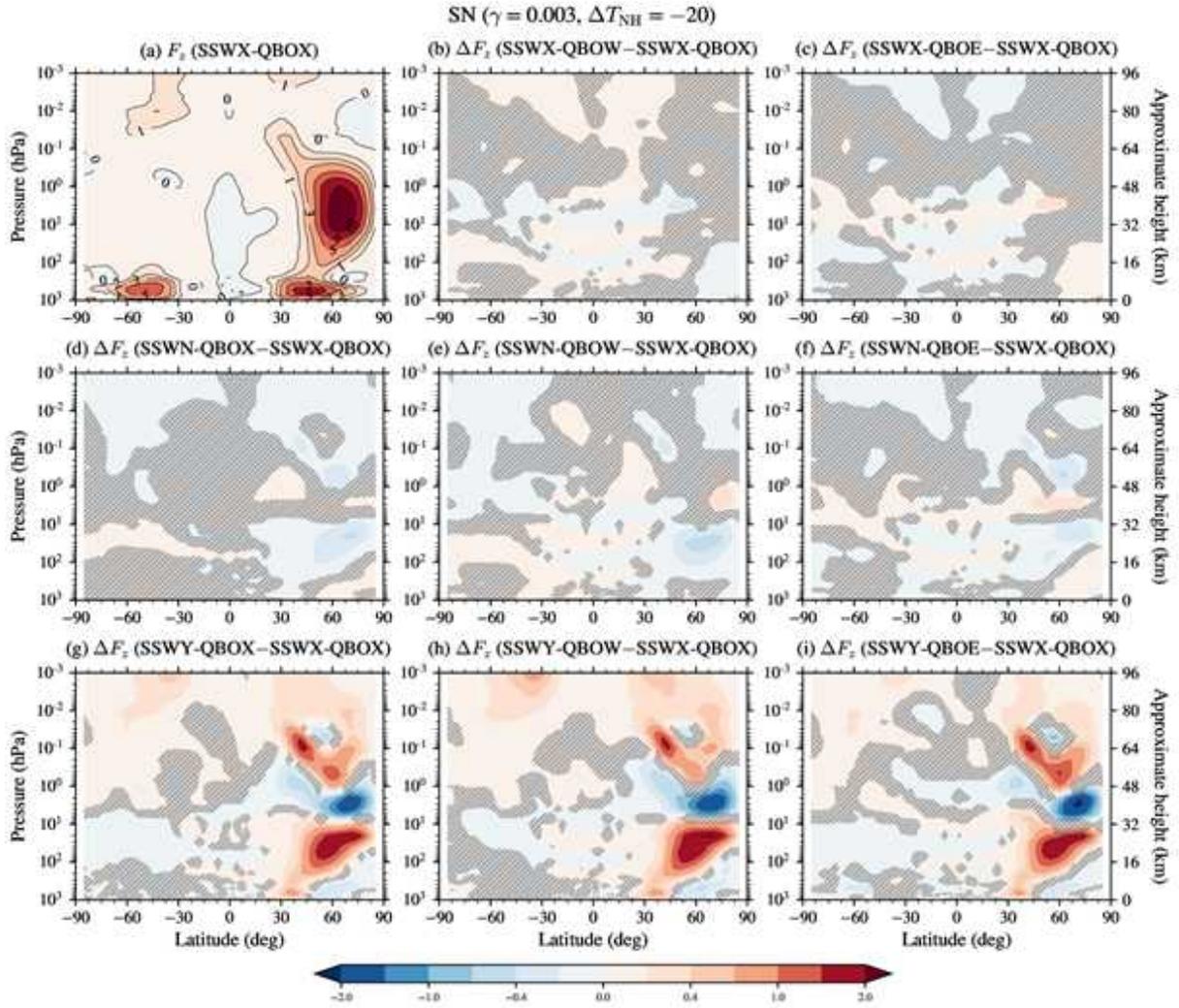


그림 3.57: 태양 활동 중립 (SN), $\gamma = 0.003 \text{ K km}^{-1}$, $\Delta T_{NH} = -20 \text{ K}$ 인 경우에 대한 동서평균 연직 성분 Eliassen-Palm (행성파) 플럭스: SSWX-QBOX 그리고 그외의 다른 경우가 SSWX-QBOX와 보이는 차이

○ 그림 3.58은 $\Delta T_{NH} = -10 \text{ K}$ 인 경우인데, 성층권의 경우는 대체로 $\Delta T_{NH} = -20 \text{ K}$ 의 경우 (그림 3.57)와 유사한 방식으로 설명될 수 있었다. 특징적으로는 ΔT_{NH} 가 값이 커짐에 따라 북반구 대류권계면 부근에서 행성과 플럭스의 상향 성분이 더 증가하였다는 점이다 (그림 3.57a와 3.58a를 비교). 성층권 돌연 승온이 일어나지 않으면서 준2년 주기 진동이 서풍인 경우, 하부 성층권에서 행성과의 상향 전파가 약화되는 모습을 동일하게 보였다. 동일 방식으로 성층권 재분석 자료 분석을 통해서 행성과의 전파 양상이 본 연구의 모델링 결과와 유사한지 확인해 볼 필요가 있을 것 같다. 만약 재분석 자료의 평균적인 모습과 일치하지 않는 모양을 현재 모델링이 보인다면, 현재 사용한 이상화된 모델이 평균적인 기후 패턴을 나타낼 수 있도록 다양한 수정을 해야할 수도 있을 것이다. 특히 행성과 플럭스 성분의 비교를 세밀하게 해야할 것으로 판단된다.

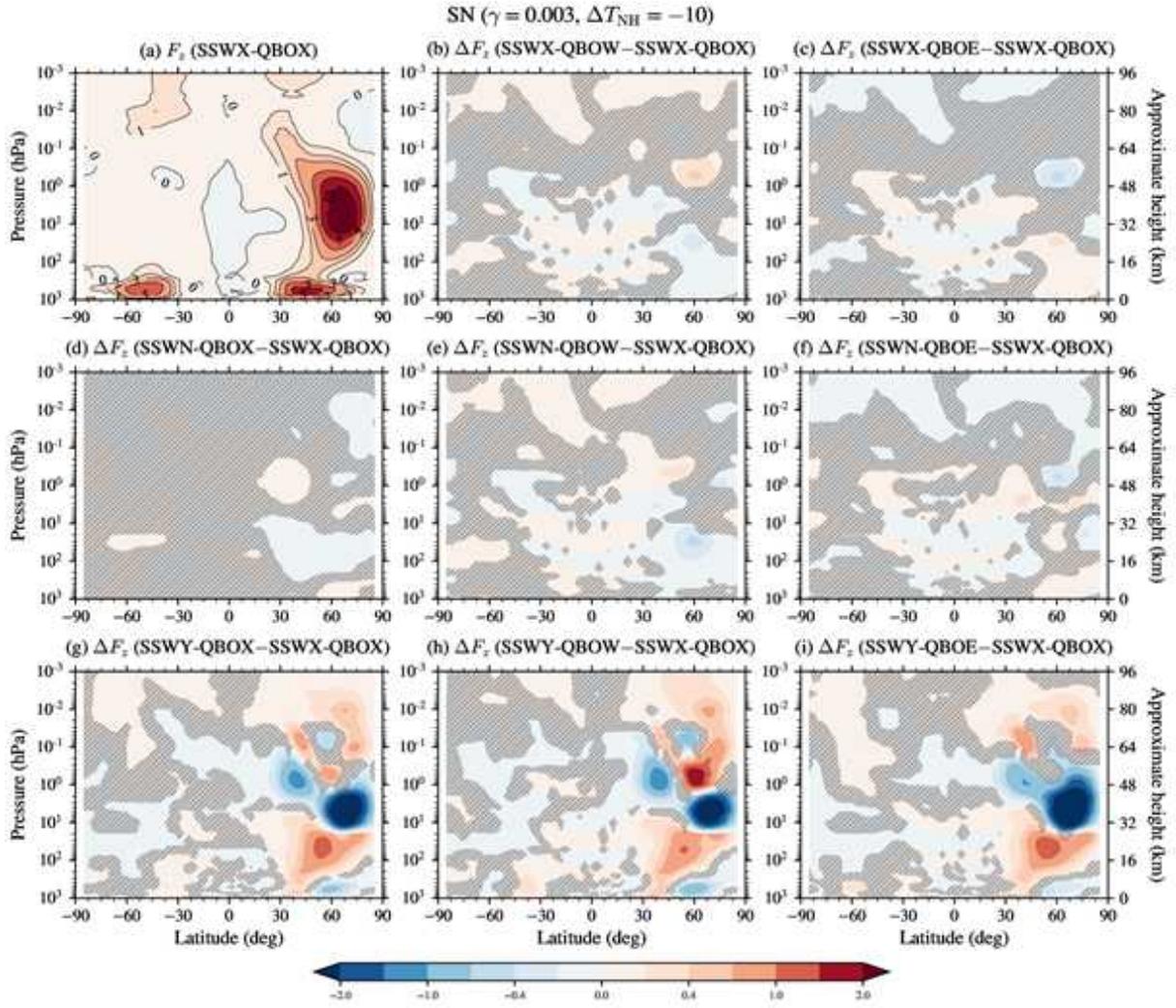


그림 3.58: $\Delta T_{NH} = -10$ K인 것을 제외하고는 그림 3.59와 동일.

- 그림 3.59는 SSWX-QBOW (돌연 승온 여부와 상관없고, 준2년 주기 진동이 서풍인 경우)에 대해서, 행성과 플럭스의 남북 성분에서 HS와 LS간의 차이 (HS-LS)를 보여준다. 지금까지 주로 SN의 $\gamma = 0.003 \text{ K km}^{-1}$ 에 대한 $\Delta T_{NH} = -20 \text{ K}$ 와 -10 K 의 경우를 살펴 보았기 때문에, 여기서도 주로 그 두 경우에 대한 HS와 LS의 차이를 살펴본다. HS와 LS의 비교를 통해서 알 수 있는 것은, LS때와 비교되는 HS때의 행성과 플럭스의 남북 성분이 ΔT_{NH} 에 의존한다는 점이다 (그림 3.59d와 3.59e를 비교). 즉, 대류권에서 성층권으로의 행성과 플럭스의 유입량에 따라서 그 반응이 다르게 나타나는데, 유입량이 비교적 많은 $\Delta T_{NH} = -20 \text{ K}$ 의 경우 (그림 3.59d), HS때 열대지역으로 향하는 행성과 플럭스가 증가할 수 있으나, $\Delta T_{NH} = -10 \text{ K}$ 인 경우 (그림 3.59e) HS때 열대지역으로 향하는 행성과 플럭스의 증가는 약한 것으로 보인다. 이러한 남북 성분 행성과 플럭스의 변화는 준2년 주기 진동의 위상이 동풍인 경우에는 상당히 다르게 나타나는 모습을 보인다 (그림 3.54).

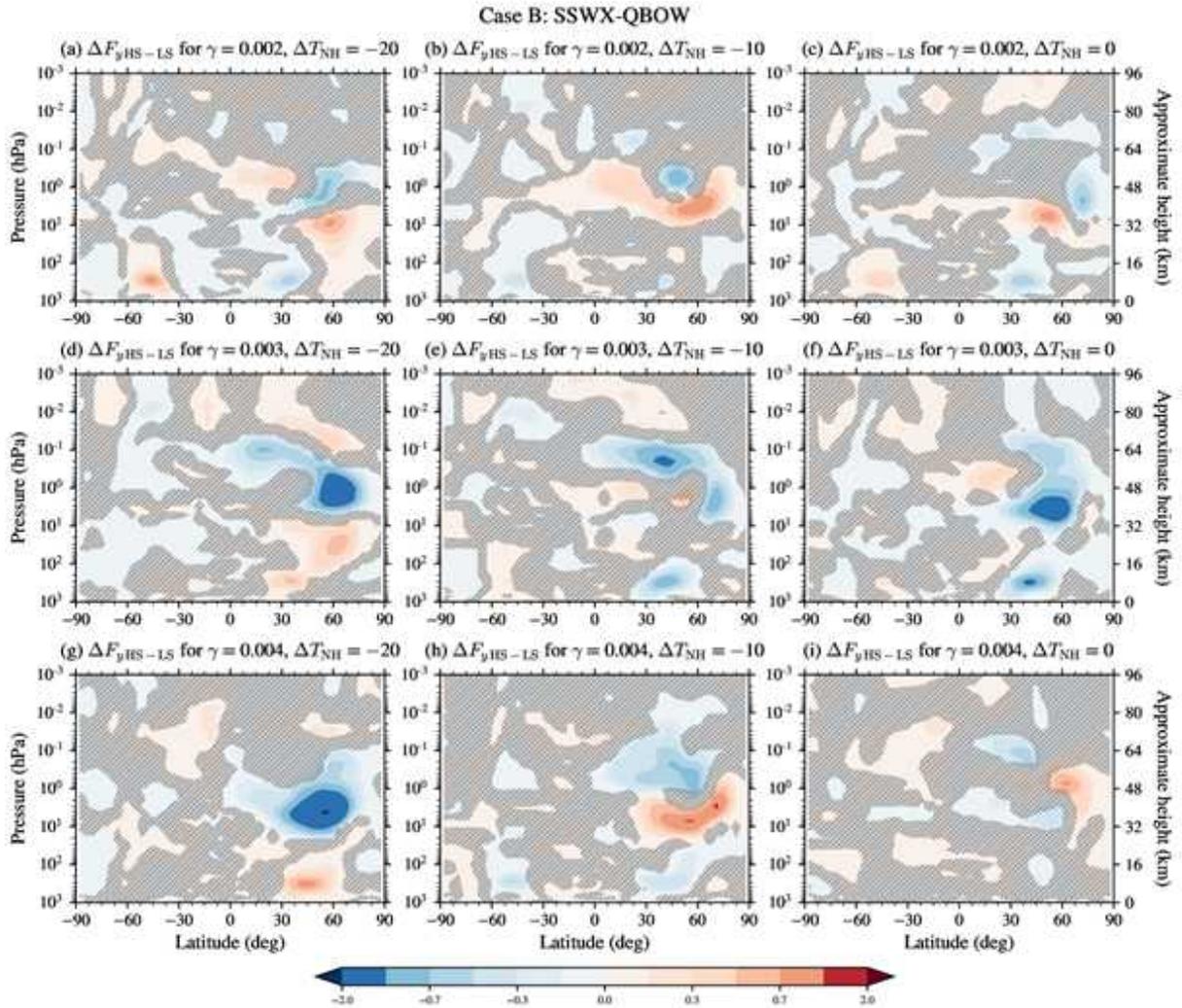


그림 3.59: 성층권 돌연 승온 발생에 관계 없이 (SSWX), 열대 준2년 주기 진동 서풍 기간인 경우에 대한 high-solar (HS)와 low-solar (LS)의 동서평균 남북 성분 Eliassen-Palm (행성과 플릭스) 플럭스의 차이

○ 그림 3.60은 SSWX-QBOE (돌연 승온 여부와 상관없고, 준2년 주기 진동이 동풍인 경우)에 대해서, 남북 질량 수송에서 HS와 LS간의 차이 (HS-LS)를 보여준다. 준2년 주기 진동이 서풍인 경우와 유사하게, $\Delta T_{NH} = -20$ K의 경우 (그림 3.60d) HS 때 열대지역 방향 행성과 플릭스가 강해지는 것을 볼 수 있다. 이와 연관되어서 대류권 제트가 대체로 남쪽으로 이동했었다. $\Delta T_{NH} = -10$ K인 경우 (그림 3.60e), HS 때 오히려 열대지역으로 향하는 행성과 플릭스가 줄어드는 것을 볼 수 있었다. 왜 HS와 LS의 차이가 ΔT_{NH} 에 따라서 변화해야 하는지를 이해하는 것은 본 보고서에서는 수행하지 못했다. SN의 경우에서도 그렇고 HS-LS의 차이가 준2년 주기 진동과 ΔT_{NH} (행성과 플릭스의 양)에 의존하는 것으로 보이는데 심도있는 분석과 연구가 필요한 것으로 보인다.

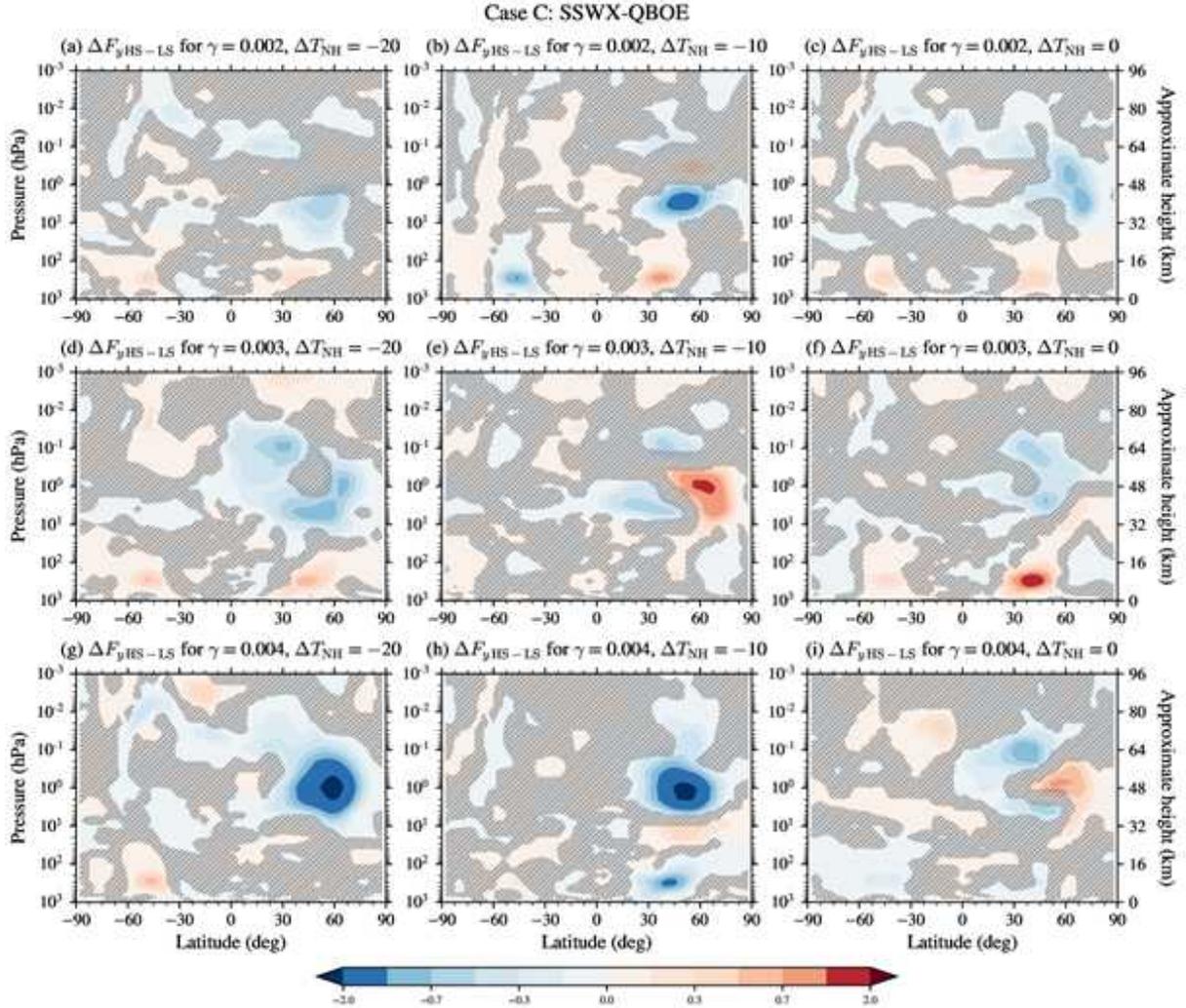


그림 3.60: 성층권 돌연 승온 발생에 관계 없이 (SSWX), 열대 준2년 주기 진동 동풍 기간인 경우에 대한 high-solar (HS)와 low-solar (LS)의 동서평균 남북 성분 Eliassen-Palm (행성파) 플럭스의 차이

○ 그림 3.61은 SSWX-QBOW (돌연 승온 여부와 상관없고, 준2년 주기 진동이 서풍인 경우)에 대해서, 행성과 플럭스의 연직 성분에서 HS와 LS간의 차이 (HS-LS)를 보여준다. 지금까지 주로 SN의 $\gamma = 0.003 \text{ K km}^{-1}$ 에 대한 $\Delta T_{NH} = -20 \text{ K}$ 와 -10 K 의 경우를 살펴 보았기 때문에, 여기서도 주로 그 두 경우에 대한 HS와 LS의 차이를 살펴본다. HS와 LS의 비교를 통해서 알 수 있는 것은, LS때와 비교되는 HS때의 행성과의 연직 플럭스가 ΔT_{NH} 에 의존한다는 점이다 (그림 3.61d와 3.61e를 비교). 즉, 대류권에서 성층권으로의 행성과 플럭스의 유입량에 따라서 그 반응이 다르게 나타나는데, 유입량이 비교적 많은 $\Delta T_{NH} = -20 \text{ K}$ 의 경우 (그림 3.61d), HS때 상향 행성과 플럭스가 상당히 증가할 수 있으나, $\Delta T_{NH} = -10 \text{ K}$ 인 경우 (그림 3.61e) HS때 상향 행성과 플럭스의 증가는 약한 것으로 보인다. 이러한 남북 성분 행성과 플럭스의 변화는 준2년 주기 진동의 위상이 동풍인 경우에는 상당히 다르게 나타나는 모습을 보인다 (그림 3.54).

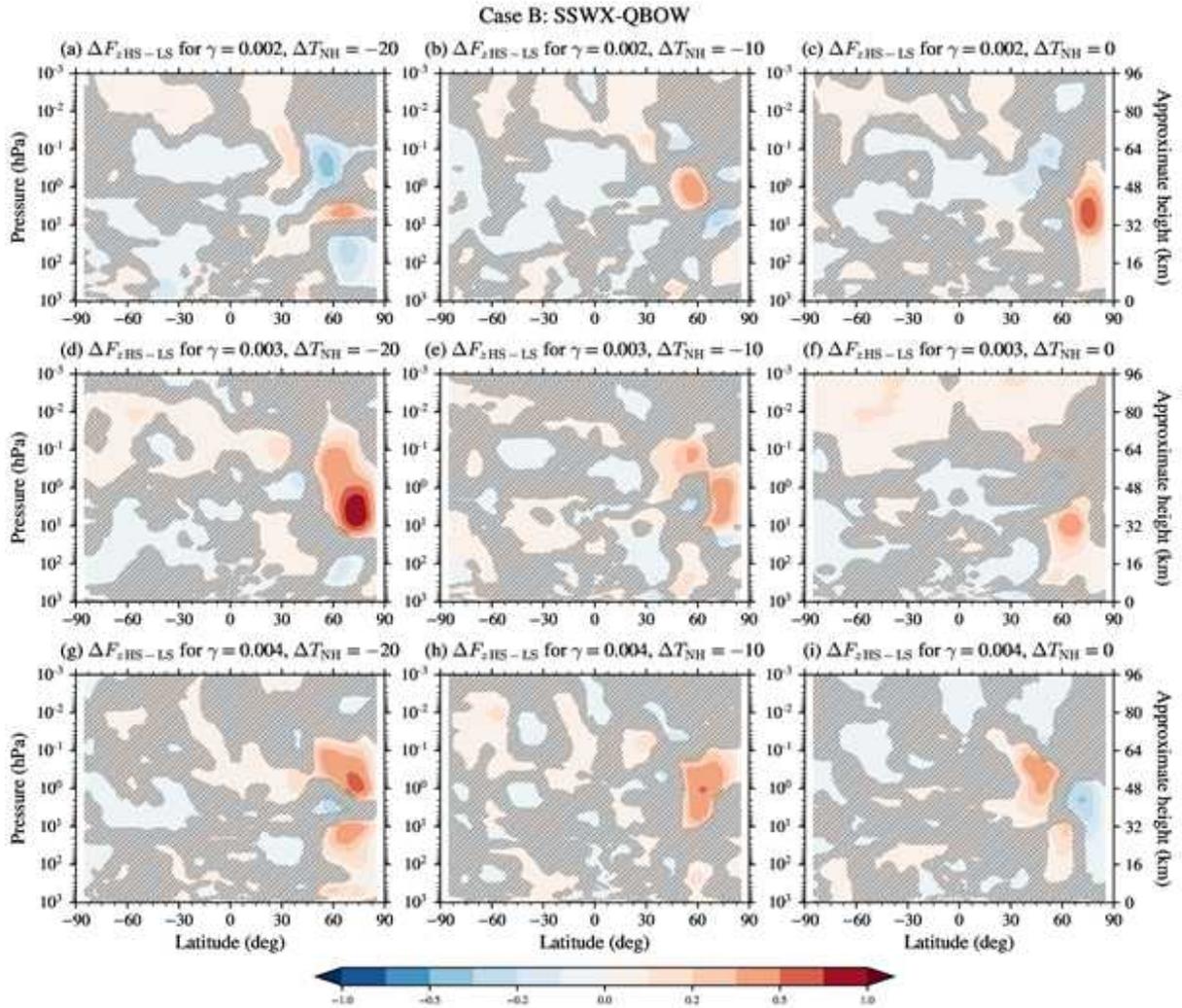


그림 3.61: 성층권 돌연 승온 발생에 관계 없이 (SSWX), 열대 준2년 주기 진동 서풍 기간인 경우에 대한 high-solar (HS)와 low-solar (LS)의 동서평균 연직 성분 Eliassen-Palm (행성파) 플럭스의 차이

○ 그림 3.62는 SSWX-QBOE (돌연 승온 여부와 상관없고, 준2년 주기 진동이 동풍인 경우)에 대해서, 남북 질량 수송에서 HS와 LS간의 차이 (HS-LS)를 보여준다. 준2년 주기 진동이 서풍인 경우와 유사하게, $\Delta T_{NH} = -20$ K의 경우 (그림 3.62d) HS 때 상향 행성과 플럭스가 강해지는 것을 볼 수 있다. 이와 연관되어서 대류권 제트가 대체로 남쪽으로 이동했었다. $\Delta T_{NH} = -10$ K인 경우 (그림 3.62e), HS 때 오히려 상향 행성과가 줄어드는 것을 볼 수 있었다. 왜 HS와 LS의 차이가 ΔT_{NH} 에 따라서 변화해야 하는지를 이해하는 것은 본 보고서에서는 수행하지 못했다. SN의 경우에서도 그렇고 HS-LS의 차이가 준2년 주기 진동과 ΔT_{NH} (행성과 플럭스의 양)에 의존하는 것으로 보이는데 심도있는 분석과 연구가 필요한 것으로 보인다.

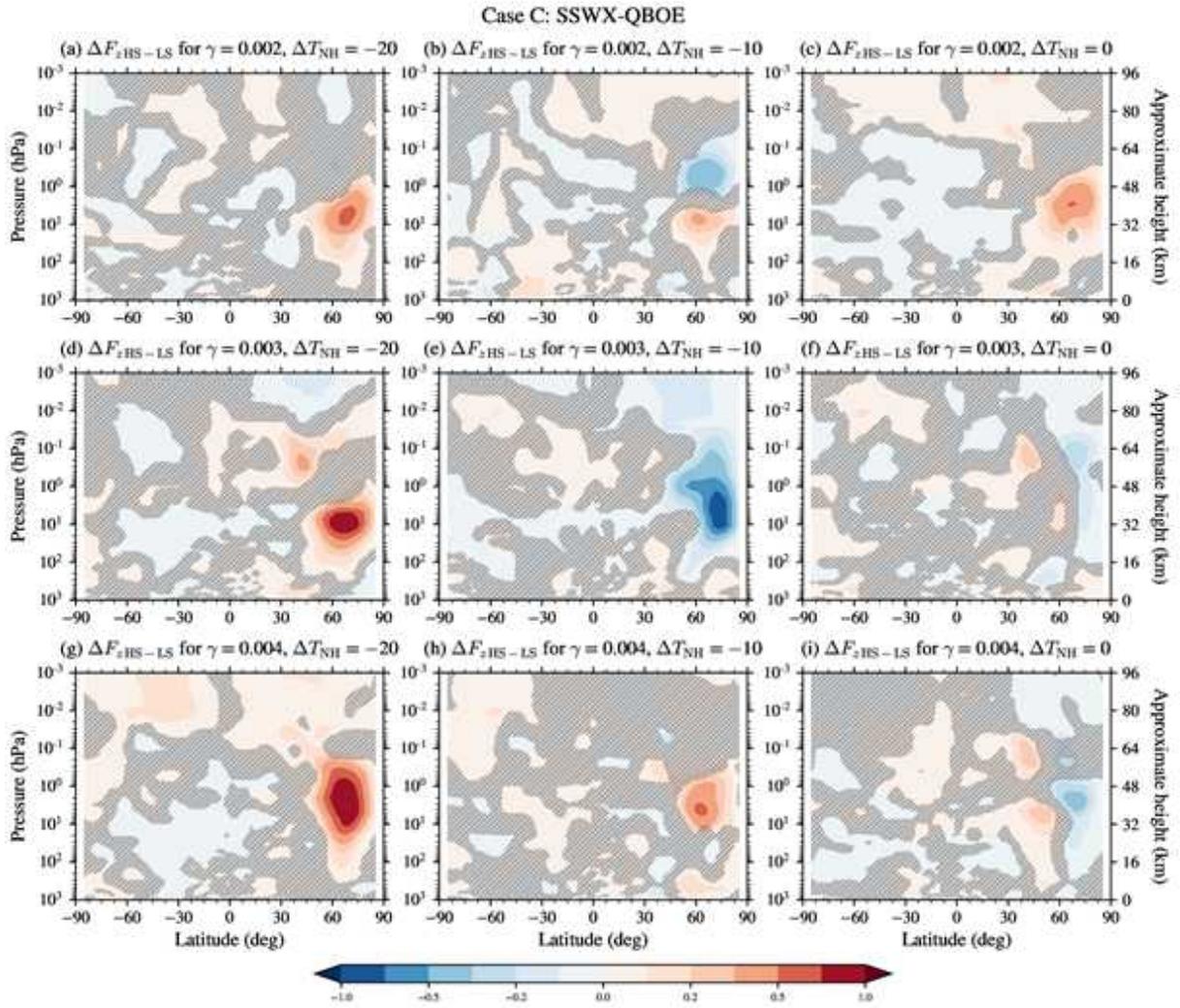


그림 3.62: 성층권 돌연 승온 발생에 관계 없이 (SSWX), 열대 준2년 주기 진동 동풍 기간인 경우에 대한 high-solar (HS)와 low-solar (LS)의 동서평균 연직 성분 Eliassen-Palm (행성파) 플럭스의 차이

제 4 장 요약 및 결론

본 연구에서는 태양 복사의 변동이 지표 부근의 기후 변동에 주는 영향을 조사하기 위해서, 이론적 연구, 재분석 자료 연구, 그리고 모델링 연구를 수행한다. 이론적 연구를 위해서는 동서 평균된 평균류에 대해서 남북-연직 (2차원)으로 전파하는 고전적 행성과 이론과 함께, 동서 방향까지 포함하는 3차원으로 전파하는 행성과 이론을 정리하였다. 재분석 자료를 이용해서는 1979년부터 최근의 재분석 자료를 이용하여 실제 태양 변동성에 따라 북극 지면 (혹은 해수면) 기압의 변화에 어떠한 영향을 주는지 조사하였으며, 마지막으로 11년 주기와 같이 태양 변동성의 주기가 긴 것 때문에 실제 관측이나 재분석 자료의 샘플 수가 적은 것을 극복하기 위한 이상화된 모델링 기법을 개발 및 적용하였다.

재분석 자료 연구를 통해서 북반구 초겨울 (11월과 12월)과 늦겨울 (1월 및 2월)이 서로 다른 방식으로 태양 변동성에 반응한다는 점을 알 수 있었다. 초겨울에는 태양 활동이 강한 경우 (high-solar: HS), 성층권-중간권 극제트가 강해지면서 행성과의 평균류와의 상호작용이 줄어들었고, 그 결과 성층권에서의 극향 질량 수송이 약화되어, 태양 활동이 약한 (low-solar, LS) 경우와 비교하여, 북극 지역 해수면 기압이 낮아지게 되었다. 반면에 늦겨울에는 초겨울과 반대로 HS때 LS에 비해 성층권-중간권 극제트가 약해지면서 성층권에서의 극향 질량 수송이 강화되어 HS때 북극 지역 해수면 기압이 상대적으로 높아지게 되었다. 실제로 이러한 해수면 기압의 변화는 동서 방향으로 대칭적이지 않고, 상당한 정도의 비대칭성을 띄기도 하였다.

이상화된 모델링 기법을 통해서 조사된 태양 변동성의 효과는 태양 변동성의 효과가 상당한 정도로 열대지역 하부 성층권의 준2년 주기 진동과의 연관성이 크다는 점이였다. 특히 겨울 중위도의 상향 행성과 플릭스가 증가함에 따라 열대지역 성층권 준2년 주기 진동의 안정도가 낮아진다는 점은 최근 발생한 준2년 주기 진동의 붕괴와 관련하여 의미있는 결과를 제시하는 것으로 보인다. 그러나 태양 변동성 중립 (solar-neutral: SN)에서, 준2년 주기 진동에 대한 겨울철 극지 성층권-중간권 제트의 반응이 기존의 연구와 반대로 나타났다는 점에 문제가 있었다. 즉, 준2년 주기 진동이 서풍이면 극제트가 강해지고, 동풍이면 극제트가 약해진다는 기존의 통상적인 연구 결과와 반대로 나왔다는 점에 문제가 있었다. 이러한 모델의 상황에서 HS와 LS의 민감도를 보이는 것에 문제가 있을 수는 있지만, 그러한 문제점에도 불구하고 현재 모델에서는 재분석 자료의 늦겨울에서와 유사한 형태의 태양 변동성 반응을 얻을 수 있었다. 하지만 준2년 주기 진동이 서풍인 경우에는 북극 지역 해수면 기압의 반응이 일정하지 않고 상당한 변동성을 갖는 점은 특이한 점이였다. 재분석 자료를 통한 분석과 이상화된 모델링 결과를 상호 비교함으로써 모델링의 추가 개선점을 찾는 것이 필요해 보인다. 특히 열대 지역 성층권 준2년 주기 진동의 주기를 현재 12-13개월이 아닌 28개월 근처로 현실화 하는 것이 필요해 보인다.

제 5 장 연구결과의 활용계획

- 태양 활동성 변화에 대한 북극 지역 기후요소들의 반응 결과와 향후 남극 지역 기후요소들의 반응 결과를 비교·분석하는 연구에 활용
- 현재 대부분의 전층대기 수치모델에서는 2차원으로 수직 전파하는 행성파만을 고려하고 있으나 본 연구에서 이론적으로 접근한 3차원 행성파 전파를 적용하는 연구에 기초자료로 활용
- 태양 변동성에 반응하는 저층·고층 극제트 변화의 물리적 과정 연구에 기초자료로 활용
- 향후 태양 활동성 변화에 따른 양 극지방의 반응과 그에 따르는 전지구 순환 시스템으로의 영향에 관한 연구에 초기자료로 활용



□ 참고문헌

- Adams, J. C., and P. N. Swarztrauber (1999), SPHEREPACK 3.0: A model development facility, *Mon. Wea. Rev.*, *127*, 1872-1878, doi:10.1175/1520-0493(1999)127<1872:SAMDF>2.0.CO;2.
- Andrews, D. G., J. R. Holton, and C. B. Leovy (1987), *Middle Atmosphere Dynamics*, Academic Press, 489 pp.
- Andrews, D. G., and M. E. McIntyre (1978), Generalized Eliassen-Palm and Charney-Drazin theorems for waves on axisymmetric mean flows in compressible atmospheres, *J. Atmos. Sci.*, *35*, 175-185, doi:10.1175/1520-0469(1978)035<0175:GEPACD>2.0.CO;2.
- Boslaugh, S. (2013), *Statistics in a Nutshell*, 2nd ed., O' Reilly Media, 569 pp.
- Bretherton, F. P., and C. J. R. Garret (1968). Wavetrains in inhomogeneous moving media. *Proc. Roy. Soc. London A*, *302*, 529-554, doi:10.1098/rspa.1968.0034.
- Bühler, O. (2014), *Waves and mean flows*, Cambridge University Press, 360 pp.
- Charney, J. G., and P. G. Drazin (1961), Propagation of planetary-scale disturbance from the lower into the upper atmosphere. *J. Geophys. Res.*, *66*, 83-109, doi:10.1029/JZ066i001p00083.
- Charlton, A. J., and L. M. Polvani (2007). A new look at stratospheric sudden warmings. Part I: Climatology and modeling benchmarks. *J. Climate*, *20*, 449-469. doi:10.1175/JCLI3996.1.
- Chiodo, G., N. Calvo, D. R. Marsh, and R. Garcia-Herrera (2012), The 11 year solar cycle signal in transient simulations from the Whole Atmosphere Community Climate Model, *J. Geophys. Res.*, *117*, D06109, doi:10.1029/2011JD016393.
- Chiodo, G., D. R. Marsh, R. Garcia-Herrera, N. Calvo, and J. A. Garcia (2014), On the detection of the solar signal in the tropical stratosphere. *Atmos. Chem. Phys.*, *14*, 5251-5269, doi:10.5194/acp-14-5251-2014.
- Coddington, O., J. L. Lean, P. Pilewskie, M. Snow, and D. Lindholm (2016), A solar irradiance climate data record, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, *97*, 1265-1282, doi:10.1175/BAMS-D-14-00265.1
- Cohen, N. Y., E. P. Gerber, and O. Bühler (2014), What drives the Brewer-Dobson circulation?. *J. Atmos. Sci.*, *71*, 3837-3855. doi:10.1175/JAS-D-14-0021.1
- Collins, W. D., P. J. Rasch, B. A. Boville, J. J. Hack, J. R. McCaa, et al. (2004), Description of the NCAR Community Atmospheric Model. NCAR Technote, NCAR/TN-464+STR.
- Cullens, C. Y., S. L. England, and R. R. Garcia (2016), The 11 year solar cycle signature on wave-driven dynamics in WACCM, *J. Geophys. Res. Space Physics*, *121*, 3484-3496, doi:10.1002/2016JA022455.
- Dee, D. P., and Coauthors (2011), The ERA-Interim reanalysis configuration and performance of the data assimilation system, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *137*, 553-597, doi:10.1002/qj.828.

- Edmon, H. J., B. J. Hoskins, and M. E. McIntyre (1980), Eliassen–Palm cross sections for the troposphere, *J. Atmos. Sci.*, *37*, 2600–2616, doi:10.1175/1520-0469(1980)037<2600:EPCSFT>2.0.CO;2.
- Garcia, R. R., and S. Solomon (1985), The effect of breaking gravity waves on the dynamics and chemical composition of the mesosphere and lower thermosphere, *J. Geophys. Res.*, *90*, 3850–3868, doi:10.1029/JD090iD02p03850.
- Garfinkel, C. J., T. A. Shaw, D. L. Hartmann, and D. W. Waugh (2012). Does the Holton–Tan mechanism explain how the quasi-biennial oscillation modulates the arctic polar vortex? *J. Atmos. Sci.*, *69*, 1713–1733. doi:10.1175/JAS-D-11-0209.1
- Gerber, E. P., C. Orbe, and L. M. Polvani (2009), Stratospheric influence on the tropospheric circulation revealed by idealized ensemble forecasts. *Geophys. Res. Lett.*, *36*, L24801, doi:10.1029/2009GL040913.
- Haigh, J., A. Winning, R. Toumi, et al. (2010), An influence of solar spectral variations on radiative forcing of climate. *Nature*, *467*, 696–699. doi:10.1038/nature09426
- Haigh, J. D. and P. Cargill (2015), *The Sun's influence on climate*. Princeton University Press, 216 pp.
- Held, I. M., and J. S. Max (1994), A proposal for the Intercomparison of the Dynamical Cores of Atmospheric General Circulation Models. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* *75*, 1825–1830. doi:10.1175/1520-0477(1994)075<1825:APFTIO>2.0.CO;2
- Hines, C. O. (1974), A possible mechanism for the production of sun-weather correlations. *J. Atmos. Sci.*, *31*, 589–591, doi:10.1175/1520-0469(1974)031<0589:APMFTP>2.0.CO;2.
- Ineson, S., A. A. Scaife, J. R. Knight, J. C. Manners, N. J. Dunstone, L. J. Gray, and J. D. Haigh (2011), Solar forcing of winter climate variability in the Northern Hemisphere, *Nature Geosci.*, *4*, 753–757, doi:10.1038/NGEO1282.
- Kidston, J., A. A. Scaife, S. C. Hardiman, D. M. Mitchell, N. Butchart, M. P. Baldwin, and L. J. Gray (2015), Stratospheric influence on tropospheric jet streams, storm tracks and surface weather, *Nature Geosci.*, *8*, 433–440, doi:10.1038/NGEO2424.
- Kodera, K. (1995), On the origin and nature of the interannual variability of the winter stratospheric circulation in the northern hemisphere, *J. Geophys. Res.*, *100*, 14077–14087, doi:10.1029/95JD01172.
- Kodera, K., and Y. Kuroda (2002), Dynamical response to the solar cycle, *J. Geophys. Res.*, *107*, 4749, doi:10.1029/2002JD002224.
- Lean, J. L., and M. T. DeLand (2012). How does the Sun's spectrum vary? *J. Climate*, *25*, 2555–2560. doi:10.1175/JCLI-D-11-00571.1.
- Limpasuvan, V., D. W. J. Thompson, and D. L. Hartmann (2004), The life cycle of the Northern Hemisphere sudden stratospheric warmings. *J. Climate*, *17*,

- 2584-2596. doi:10.1175/1520-0442(2004)017<2584:TLCOTN>2.0.CO;2.
- Lindzen, R. s. (1982), Turbulence and stress owing to gravity wave and tidal breakdown. *J. Geophys. Res.*, *86*, 9707-9714
- Lu, H., A. A. Scaife, G. J. Marshall, J. Turner, and L. J. Gray (2017a), Downward wave reflection as a mechanism for the stratosphere-troposphere response to the 11-yr solar cycle. *J. Climate*, *30*, 2395-2414, doi: 10.1175/JCLI-D-16-0400.1.
- Lu, H., L. J. Gray, I. P. White, and T. J. Bracegirdle (2017b), Stratospheric response to the 11-yr solar cycle: Breaking planetary waves, internal reflection, and resonance. *J. Climate*, *30*, 7169-7190, doi:10.1175/JCLI-D-17-0023.1.
- Matthes, K., B. Funke, M. E. Andersson, L. Barnard, J. Beer, P. Charbonneau, et al. (2017), Solar forcing for CMIP6 (v3.2). *Geosci. Model Dev.*, *10*, 2247-2302. doi:10.5194/gmd-10-2247-2017.
- Martineau, P., Chen, G., Son, S.-W., and Kim, J. (2018). Lower-stratospheric control of the frequency of sudden stratospheric warming events. *J. Geophys. Res. Atmos.*, *123*, 3051-3070. doi:10.1002/2017JD027648
- McFarlane, N. A. (1987). The effect of orographically excited gravity wave drag on the general circulation of the lower stratosphere and troposphere". *J. Atmos. Sci.*, *44*, 1775-1800. doi:10.1175/1520-0469(1987)044<1775:TEOOEG>2.0.CO;2.
- Molod, A., L. L. Takacs, M. J. Suarez, J. T. Bacmeister, I.-S. Song, and A. Eichmann, A(2012). *The GEOS-5 Atmospheric General Circulation Model: Mean Climate and Development from MERRA to Fortuna*. NASA Tech. Memo. 104606, Vol. 28, Tech. Rep. Series on Global Modeling and Data Assimilation, edited by: Suarez, M. J., 117 pp., 2012.
- Plumb, R. A. (1985), On the three-dimensional propagation of stationary waves. *J. Atmos. Sci.*, *42*, 217-229, doi:0.1175/1520-0469(1985)042<0217:OTTDPO>2.0.CO;2.
- Polvani, L. M., and P. J. Kushner (2002), Tropospheric response to stratospheric perturbations in a relatively simple general circulation model, *Geophys. Res. Lett.*, *29*, doi:10.1029/2001GL014284
- Shaw, T. A., and J. Perlwitz (2013), The life cycle of northern hemisphere downward wave coupling between the stratosphere and troposphere. *J. Climate*, *26*, 1745-1763, doi:10.1175/JCLI-D-12-00251.1.
- Smith, A. K. (2012). Global dynamics of the MLT. *Surv. Geophys.*, *33*, 1177-1230. doi:10.1007/s10712-012-9196-9
- Simmons, A. J., and D. M. Burridge, (1981), An energy and angular-momentum conserving vertical finite-difference scheme and hybrid vertical coordinates. *Mon. Wea. Rev.*, *109*, 758-766. doi:10.1175/1520-0493(1981)109<0758:AEAAMC>2.0.CO;2
- Snow, M., M. Weber, J. Machol, R. Viereck, and E. Richard (2014), Comparison of Magnesium II core-to-wing ratio observations during solar minimum 23/24, *J.*

- Space Weather Space Clim.*, 4, A04, doi:10.1051/swsc/2014001.
- Takaya, K., and H. Nakamura (2001), A formulation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow. *J. Atmos. Sci.*, 58, 608-627, doi:10.1175/1520-0469(2001)058<0608:AFOAPI>2.0.CO;2.
- Usoskin, I. G. (2017), A history of solar activity over millennia. *Living Rev. Sol. Phys.*, 14, 3. doi:10.1007/s41116-017-0006-9
- Viereck, R. A. and L. C. Puga (1999), The NOAA Mg II core-to-wing solar index: Construction of a 20-year time series of chromospheric variability from multiple satellites. *J. Geophys. Res.*, 104, A5, 9995-10005, doi:10.1029/1998JA900163.
- Williamson, D. L., and J. G. Olson (1994), Climate simulations with a semi-Lagrangian version of the NCAR community climate model, *Mon. Wea. Rev.*, 122, 1594-1610. doi:10.1175/1520-0493(1994)122<1594:CSWASL>2.0.CO;2
- Zharkova, V., S. Shepherd, E. Popova, et al. (2015), Heartbeat of the Sun from principal component analysis and prediction of solar activity on a millenium timescale. *Sci. Rep.*, 5, 15689. doi:10.1038/srep15689



뒷 면

주 의

1. 이 보고서는 극지연구소에서 수행한 기본연구사업의 연구결과보고서입니다.
2. 이 보고서 내용을 발표할 때에는 반드시 극지연구소에서 수행한 기본연구사업의 연구결과임을 밝혀야 합니다.
3. 국가과학기술 기밀유지에 필요한 내용은 대외적으로 발표 또는 공개하여서는 안 됩니다.