



이학석사 학위논문

CO₂ 농도 변화에 대한 열대저기압 발생의 비대칭적인 반응

2023년 2월

서울대학교 대학원

지구환경과학부

윤 현 석

CO₂ 농도 변화에 대한 열대저기압 발생의 비대칭적인 반응

지도교수 손 석 우

이 논문을 이학석사 학위논문으로 제출함2022년 10월

서울대학교 대학원 지구환경과학부 윤 현 석

윤현석의 석사 학위논문을 인준함 2023년 1월

위욱	신 장 _	허	창	회	(인)
부위	원장 _	손	석	ዯ	(인)
위	원	김	형	석	(인)

국문초록

본 연구에서는 CO₂ 농도 변화에 대한 열대저기압(tropical cyclone, TC) 발생 빈도의 반응의 비대칭성 및 배경장과의 관계를 살펴보았다. 이를 위해 CO₂ 농도를 이상적으로 증가시켰다가 감소 시킨 지구 시스템 모델 실험 자료에 대해, 선행연구에서 제시된 알고리즘을 일부 수정한 열대저기압 추적 알고리즘을 적용하였다.

CO₂ 농도 증가 기간(ramp-up, RU) 동안 열대저기압은 태평양 에서 더 빈번해지고 남인도양에서는 덜 빈번해졌다. 반대로 CO₂ 농도 감소 시간(ramp-down, RD) 동안 열대저기압의 발생 빈도는 남반구에서 증가하고 북반구에서 감소하였다. 그 결과, RD 말기는 RU 초기와 CO₂ 농도가 동일함에도 불구하고 남태평양에서 더 높 은 열대저기압 빈도를 보였다. 이는 열대저기압 발생 분포가 CO₂ 농도 변화에 대해 비대칭적으로 반응할 수 있음을 암시한다.

CO₂ 농도 변화에 따른 열대저기압 발생 빈도 변화를 이해하기 위해, 열대저기압 발생 잠재 지표(genesis potential index, GPI) 및 이를 구성하는 4개의 항들의 log 값의 변화를 분석하였다. RU, RD, 그리고 RU와 RD를 합친 기간 동안, 주요 열대저기압 발생 변화가 나타난 지역에서 ln(GPI)는 열대저기압 발생 빈도와 동일 한 방향으로 변하였다. 이러한 ln(GPI)의 변화는 주로 하층 상대와 도 또는 중층 상대습도의 변화에 의한 것으로 나타났다. 이는 CO₂ 농도 변화에 대한 열대저기압 발생 빈도의 반응 및 이의 비대칭성 을 이해하는데 있어, 하층 상대와도와 중층 상대습도가 중요한 역 할을 할 수 있음을 암시한다. 주요어 : 열대저기압, 발생 빈도, 비대칭성, 열대저기압 발생 잠재 지 표

학 번 : 2020-29511

목 차

1

제

제

제

1 장 서론	•
2 장 자료 및 방법	• 3
제 1 절 관측	• 3
제 2 절 재분석	• 3
제 3 절 모델	• 3
제 4 절 열대저기압 추적 알고리즘	• 4
1. 열대저기압 후보 탐지(Detection)	• 5
2. 열대저기압 후보 추적(Tracking)	• 6
3. 열대저기압 판별(TC identification)	• 6
제 5 절 배경장 변수	• 8
3 장 결과	11
제 1 절 모델 및 열대저기압 추적 알고리즘 검증	$\cdot 11$

- 1 제 2 절 CO₂ 농도 변화에 따른 열대저기압 변화 …… 14 제 3 절 열대저기압 발생과 배경장 간의 관계 ………16

참고문헌	····· 2	23
Abstract		39

그림목차

 differences at the 95% confidence level based on two-tailed Student's t-test are depicted. Red and blue boxes denote the regions with significant increase and decrease in TC genesis, respectively. 37

[Figure 6] Changes in TC genesis (leftmost bar), ln(GPI) (2nd bar), sum of the four components of ln(GPI) (3rd bar), and each component of ln(GPI) (4–7th bar) at each region with significant changes in TC genesis (boxes in Figs. 5b–d). For each panel, all ln(GPI)–related terms are scaled with the ratio between changes in TC genesis and changes in ln(GPI) to imply their contribution to changes in TC genesis. The numbers in the parentheses refer to the relative contribution of each term to ln(GPI). 38

제 1 장 서론

따뜻한 열대 또는 아열대 해상에서 발생하며 온난핵 구조를 가지는 열대저기압은, 전체 극한기상현상에 의한 인명 및 재산피해의 약 40%를 일으켰다고 추정될 정도로(WMO, 2021), 가장 파괴적인 극한기상현상 중 하나다. 이러한 열대저기압의 발생과 같은 특성들을 이해하고 예측하는 것은 매우 중요하며, 관련하여 많은 연구들이 진행된 바 있다. 열대저기 압의 발생은 시공간적으로 균질하지 않으며, 높은 해수면 온도와 낮은 연직 바람 시어 등과 같은 열대저기압의 발생에 우호적인 대규모 배경장 조건들의 존재는 다수의 선행연구들에서 확인 또는 활용된 바 있다(e.g., Gray, 1979; Emanuel and Nolan, 2004; Emanuel, 2010; Tippett et al., 2011; Wang and Moon, 2017; Wang and Murakami, 2020; Murakami and Wang, 2022).

산업혁명 이후 배출된 CO₂와 같은 온실기체에 의한 기후변화로 대규 모 배경장이 바뀐다면, 열대저기압 또한 자연스레 달라질 것으로 예상할 수 있다. 기후변화에 따른 열대저기압의 변화는 관측 또는 기후모델을 통해 탐구될 수 있다. 그러나 관측 자료의 경우, 여러 한계들(e.g., 인공 위성 도입 이전과 이후 기간 간의 비균질성)로 인해 기후변화에 의한 열 대저기압 특성의 변화를 명확하게 파악하기 어려운 면이 있다(e.g., Knutson et al., 2019; Lanzante, 2019; Moon et al., 2019). 한편 기후모 델의 경우, 직접적인 모델 실험을 통해 이를 보다 명확하게 파악할 수 있으나, 모델의 해상도(e.g., Strachan et al., 2013; Wehner et al., 2015; Roberts et al., 2020a), 역학 코어(Reed et al., 2015), 모수화 과정(e.g., Murakami et al., 2016; Zarzycki, 2016; Song et al., 2020a), 열대저기 압 추적 알고리즘(e.g., Horn et al., 2014) 등에 따라 열대저기압을 모의 한 결과가 달라질 수 있다(Camargo et al., 2020). 그럼에도 불구하고, 많 은 기후모델 연구들 사이에는 지구온난화에 의해 전지구 열대저기압 개 수의 감소 또는 불변, 강한 열대저기압의 개수 또는 비율의 증가, 열대저 기압의 평균 세기와 강수율의 증가, 국지적인 열대저기압 분포의 이동 등이 일어날 것이라는 대체적인 합의가 존재한다(Knutson et al., 2020; Seneviratne et al., 2021). 이렇듯 CO₂ 농도 증가 및 지구온난화 시나리 오에 대해서는 많은 열대저기압 관련 연구가 진행되었지만, 반대로 CO₂ 농도 감소 시나리오 하에서의 열대저기압에 대한 연구는 상대적으로 찾 기 어렵다.

CO₂ 농도 감소 시나리오는, 파리기후변화협약 등에서 목표로 하는 온 실기체 농도 감축이 지구의 기후를 산업혁명 이전으로 되돌릴지, 또는 전혀 다른 기후변화를 초래할지와 같은 기후가역성 연구들에서 자주 고 려된다. 그리고 그러한 선행연구들은, 지표 기온 및 강수량(e.g., Wu et al., 2011, 2015; Kug et al., 2022), 대서양 열염순환(e.g., Wu et al., 2011, 2015; Haskins et al., 2019; An et al., 2021), 인도양 쌍극자(An et al., 2022), 적도수렴대(Kug et al., 2022) 등 다양한 요소들이 CO₂ 농도가 증가한 후 원래대로 감소하더라도 초기 상태를 회복하지 않음을 기후모 델을 통해 확인한 바 있다. 이는 기후시스템의 여러 요소들이 CO₂ 농도 변화에 대해 비대칭적 또는 비가역적으로 반응함을 암시하며, 열대저기 압의 반응의 비대칭성 여부 또한 살펴볼 필요가 있음을 역설한다.

본 연구에서는 결합된(coupled) 기후모형을 이용해 CO₂ 농도를 증가 시킨 후 초기 농도로 다시 감소시켰을 때 열대저기압의 발생 빈도 변화 에 대해 살펴보았다. 또한 CO₂ 농도 변화에 따른 열대저기압 발생 변화 및 이의 비대칭성을 이해하기 위해 열대저기압 발생과 관련된 배경장 변 수들을 분석하였다.

본 논문은 다음과 같이 구성되었다. 2장에서는 관측, 재분석 및 모델 자료와 열대저기압 추적 방법, 그리고 배경장 분석 방법에 대해 서술하 였다. 3장에서는 관측, 재분석 및 모델 내 열대저기압의 특성들을 비교하 고, CO₂ 증감에 대한 모델 열대저기압의 발생 빈도의 반응과 배경장 변 화를 소개하고 분석하였다. 이를 바탕으로 4장에서 결론을 제시하였다.

제 2 장 자료 및 방법

제 1 절 관측

열대저기압에 대한 관측자료는 International Best Track Archive for Climate Stewardship (IBTrACS; Knapp et al., 2010) 자료 중 National Hurricane Center (NHC; Landsea and Franklin, 2013)과 Joint Typhoon Warning Center (JTWC; Chu et al., 2002)의 1979-2002년 동안의 자료 를 기반으로 하였다. 해당 자료를 바탕으로 2.5°x2.5° 공간해상도의 월별 열대저기압 존재 빈도 자료를 계산하였다.

제 2 절 재분석

열대저기압 추적 알고리즘의 성능 검증을 위해, 1979-2002년 동안 유 럽 중기예보센터(European Centre for Medium-Range Weather Forecast, ECMWF)의 중간단계 재분석자료(ERA-Interim, ERAI)를 이 용하였다(Dee et al., 2011). 해당 재분석자료 중 6시간 간격으로 제공된 0.75°x0.75° 공간해상도의 200, 850-hPa 바람장과 1.5°x1.5° 공간해상도의 해면기압 자료를 바탕으로 열대저기압을 추적 및 선별하였다.

제 3 절 모델

CO₂ 농도 증감에 대한 열대저기압의 반응을 살펴보기 위해, 결합된 Community Earth System Model version 1.2 (CESM1.2; Hurrell et al., 2013)을 이용하였다. CESM1.2는 대기(Community Atmospheric Model version 5, CAM5), 해양(Parallel Ocean Program version 2, POP2), 지 표(Community Land Model version 4, CLM4), 해빙(Community Ice Coe version 4, CICE4) 모델이 결합된 기후모델이다. 대기모델은 30개의 연직층과 약 1°x1°의 공간해상도를 가졌다(Neale et al., 2012). 해양모델 은 60개의 연직층을 가졌으며, 경도 방향으로는 약 1° 간격, 위도 방향으 로는 적도에서 극으로 갈수록 약 0.3°에서 0.5°로 증가하는 간격의 격자 에서 정의되었다(Smith et al., 2010). 지표모델은 탄소-질소 순환을 고려 하였다(Lawrence et al., 2011).

CESM1.2 실험에서 CO₂ 농도는 일정하게 유지되거나 시간에 따라 변 하는 2가지 종류의 경로를 따랐다. CO₂ 농도에 따라 실험은 총 4개의 시 기로 구분될 수 있다. 먼저 현생대기(present-day, PD) 시기에 CO₂ 농도 는 2000년대 기후값인 367 ppm으로 일정하게 900년 동안 유지되었다. 다음으로 CO₂ 농도 증가(ramp-up, RU) 시기의 CO₂ 농도는 초기 농도의 4배(1468 ppm)가 될 때까지 매년 1%씩 140년 동안 증가하였다. 이후 CO₂ 농도 감소(ramp-down, RD) 시기에는 RU 시기와 동일한 속도로 CO₂ 농도를 140년 동안 감소시켜 초기 농도(367 ppm)를 회복하였다. 마 지막으로 안정화(stabilization, ST) 시기에는 초기 농도인 367 ppm으로 CO₂ 농도가 일정하게 120년 동안 유지되었다. PD 시기의 서로 다른 태 평양 십년 진동(Pacific Decadal Oscillation, PDO) 및 대서양 십년 단위 진동(Atlantic Multi-decadal Oscillation, AMO)의 위상을 반영하여 초기 해양 및 대기 조건이 다른 총 28개의 앙상블 실험 자료가 존재하였다.

본 연구에서는 10개의 앙상블 자료에 대해 RU+RD+ST 기간(총 399 년) 동안 열대저기압을 추적한 후, RU 초기, CO₂ 정점, 그리고 RD 말기 40년(각각 P1, P2, P3) 동안의 열대저기압의 특성을 비교하였다(Fig. 1). 열대저기압 추적에는 6시간 간격의 1.5°x1.5° 공간해상도로 내삽된 200, 850-hPa 바람장 및 해면기압 자료가 사용되었다. 배경장 분석에 사용된 변수들은 5절에 서술하였다.

제 4 절 열대저기압 추적 알고리즘

모델 또는 재분석자료에서 열대저기압을 추적하는 다양한 알고리즘들 이 제시된 바 있으며(e.g., Ullrich and Zarzycki (2017)의 Appendix B), 동일한 자료를 사용하더라도 열대저기압 추적 알고리즘에 따라 열대저기 압 특성은 다르게 나타날 수 있다(e.g., Horn et al., 2014; Bourdin et al., 2022). 본 연구에서 사용한 열대저기압 추적 방법의 주된 구조는 TRACK 알고리즘(e.g., Strachan et al., 2013; Hodges et al., 2017; Befort et al., 2022)을 바탕으로 하였다. TRACK 알고리즘은 동일한 해 상도로 내삽된 상대와도 자료를 이용하여 열대저기압을 탐지 및 추적하 기 때문에 자료의 초기 해상도에 비교적 덜 민감하다. 하지만 일부 온대 저기압 또는 온대저기압과 열대저기압의 특성이 혼합된 저기압들도 포함 시킬 수 있다(Hodges et al., 2017; Bourdin et al., 2022). 때문에 본 연구 에서는, Murakami and Sugi (2010), Song et al. (2020a, b) 등을 참고하 여, 온대저기압과 유사한 저기압을 걸러내는 작업을 추가하는 등 약간의 변주를 더한 알고리즘을 이용하였다.

본 연구의 열대저기압 추적 알고리즘은 다음의 3단계로 진행된다.

1. 열대저기압 후보 탐지(Detection)

매 시점 60°S-60°N 위도 내에서 2.0 CVU 이상의 필터링된 하층 (850-hPa) 상대와도의 극댓값을 열대저기압 후보 지점으로 간주하여 탐 지하였다. 필터링의 경우 (1) 총 파수(total wavenumber)가 6-63 범위의 신호만을 남기는 T6-63 spectral truncation된 상대와도(이하 T6-63 ζ) 자료에 (2) 깁스 현상을 억제하기 위한 Hoskins 필터링을 추가로 적용하 였다(Sardeshmukh and Hoskins, 1984). 남반구의 경우 상대와도 장에 (-1)을 곱해 탐지하였다.

하층 상대와도 극댓값의 탐지 임계값은 TRACK 알고리즘을 사용한 선행연구들(e.g., Bengtsson et al., 2007; Strachan et al., 2013; Bell et al., 2013; Roberts et al., 2015; Hodges et al., 2017; Befort et al., 2022) 에서는 모두 0.5 CVU로 설정되었다. 본 연구에서는 2.0 CVU의 임계값 을 사용하였는데, 이 경우 열대저기압 추적 시간은 대폭 단축되지만 최 종적인 열대저기압의 분포는 전반적으로 크게 달라지지 않았다(그림 생 략). 한편 하층 상대와도의 필터링 범위는 T0-42 (Bengtsson et al., 2007; Strachan et al., 2013; Bell et al., 2013; Roberts et al., 2015) 또는 T6-63 (Hodges et al., 2017; Befort et al., 2022) 등이 사용된 바 있다. 실험 결과 T6-63 필터링을 했을 때 조금 더 많은 열대저기압이 최종적 으로 탐지되지만, 그 차이는 크지 않은 것으로 나타났다(그림 생략).

2. 열대저기압 후보 추적(Tracking)

이웃한 시점(6시간 간격)의 탐지된 열대저기압 후보들을 일정 거리 (6°) 내 가장 가까운 것들끼리 연결하여(최근접 이웃 방법; nearest-neighbor method) 1차적으로 열대저기압 후보 경로를 생성하였 다. 이후 전체 열대저기압 후보 경로들의 부드러움(smoothness)에 관한 손실함수 값을 최소화하는 방향으로 경로를 보정하였다(Hodges, 1994, 1995, 1999). 마지막으로 1일 이상 지속된 열대저기압 후보 경로만을 고 려하였다.

경로 지속시간의 임계값은 선행연구들(e.g., Bengtsson et al., 2007; Strachan et al., 2013; Hodges et al., 2017; Befort et al., 2022)과 같이 2 일로 설정해도 최종 결과는 거의 달라지지 않았으나, 후술할 열대저기압 판별 과정과의 일관성을 위해 1일로 설정하였다.

3. 열대저기압 판별(TC identification)

열대저기압 구조를 만족하는지 판별하기 위해 각 시점의 열대저기압 후보 주변 기상변수들을 기록하였다. (1) 먼저 850-200 hPa 내 각 등압 면에서 TO-63 ζ 극댓점을 탐색하였다. 850-hPa 등압면에서는 열대저기 압 후보 지점으로부터, 그 외 등압면에서는 바로 아래 등압면에서의 TO-63 ζ 극댓점으로부터 일정 반경(10°) 내에서 단순화된 최대경사상승 법(steepest ascent method)을 통해 TO-63 ζ 극댓점을 탐색하였다. 남반 구의 경우 상대와도에 (-1)을 곱해 동일한 과정을 적용했다. (2) 다음으 로 각 등압면에서의 TO-63 ζ 극댓점으로부터 일정 반경(6°) 내에서 풍속 (wind speed, WS) 최댓값을 기록하였다. (3) 마지막으로 열대저기압 후 보 지점으로부터 일정 반경(10°) 내에서 단순화된 최대경사하강법 (steepest descent method)을 이용해 해면기압(sea level pressure, SLP) 의 극솟점을 탐색하고 그 값을 기록하였다.

선행연구들(e.g., Strachan et al., 2013; Bell et al., 2013; Roberts et al., 2015; Hodges et al., 2017; Befort et al., 2022)에서는 최소 3개(e.g., 850, 500, 200-hPa)의 등압면을 사용하고 TO-63 ζ 극댓점의 탐색 반경을 5°로 설정한 바 있다. 그러나 본 연구에서는 CESM1.2의 가용한 등압면 이 2개(850, 200-hPa)였기 때문에, 열대저기압의 연직으로 기울어진 정 도의 최대 허용치를 비슷하게 하기 위해 TO-63 ζ 극댓점의 탐색 반경을 10°로 늘려 사용했다. 또한 선행연구와 달리 B-spline 내삽을 사용하지 않았고, 최대경사상승법(최대경사하강법)을 단순화하여 이웃한 3x3 격자 점 내에서 최댓값(최솟값)을 찾는 과정을 반복하는 방법을 사용했다.

이후 열대저기압 후보 경로들 중 열대저기압과 관련된 다음의 조건들 을 모두 만족하는 경로만을 골라내 최종적인 열대저기압 경로들을 얻었 다.

조건 1. 아래 조건들을 1일 이상 해상에서 만족한다.

조건 1-1. T0-63 ζ850 극댓점의 세기가 3.5 CVU 이상이다.

조건 1-2. T0-63 ζ850 극댓점과 T0-63 ζ200 극댓점의 세기 차이가 3.5 CVU 이상이다.

조건 1-3. 850-200 hPa 내 모든 등압면에서 T0-63 ζ 극댓점을 찾을 수 있다.

조건 1-4. 850-hPa 풍속(WS850) 최댓값이 200-hPa 풍속(WS200) 최 댓값 이상이다. 조건 2. 발생 지점(경로의 시작점)은 5-30°S/N 위도대의 해상에 존재 한다.

조건 1-1, 1-2, 1-3은 각각 열대저기압이 강한 하층 저기압성 소용돌 이, 온난핵, 연직으로 크게 기울어지지 않은 구조를 가진다는 점을 반영 한 조건이다. 이는 선행연구들(e.g., Hodges et al., 2017; Befort et al., 2022)과 동일하나, 극댓점 세기에 대한 임계값은 본 연구의 재분석 및 모델 자료에서 관측과 정성적으로 유사한 열대저기압 분포 및 연주기를 주는 값으로 수정하였다. 해당 임계값을 선행연구와 동일하게 6.0 CVU 로 높일 경우, 열대저기압의 개수는 줄어들지만 전반적인 열대저기압의 분포는 크게 달라지지 않았다(그림 생략). 조건 1-4는 선행연구들(e.g., Bell et al. 2013; Roberts et al., 2015; Hodges et al., 2017; Befort et al., 2022)에서 사용되지 않았지만, TRACK 알고리즘이 온대저기압 특성이 혼재된 저기압을 일부 포함하는 경향이 있어(Hodges et al., 2017; Bourdin et al., 2022), 온대저기압을 배제하기 위해 추가한 조건이다(e.g., Oouchi et al., 2006; Murakami and Sugi, 2010; Song et al., 2020a, b). 마지막으로 조건 2의 경우, 선행연구들은 30°S-30°N (Hodges et al., 2017) 또는 0-40°N (Befort et al., 2022) 등과 같이 설정하였으나, 본 연 구에서는 적도나 육지 부근에서의 열대저기압 발생 과대평가를 줄이기 위해 열대저기압의 주된 발생 위도대 및 해양으로 범위를 제한하였다.

이러한 방식으로 최종적으로 추적된 열대저기압의 발생(존재) 빈도는 2.5°x2.5° 해상도의 각 격자점 주변 555 km 내에 발생(존재)한 열대저기 압 개수로 계산하였다.

제 5 절 배경장 변수

서로 다른 시기(P1, P2, P3) 간의 열대저기압 발생 빈도 차이를 이해 하기 위해, 열대저기압 발생과 관련된 배경장 변수들의 시기별 기후값을 비교하였다. 1000-hPa부터 50-hPa까지 50-hPa 간격의 등압면에서 정의 된 약 1°x1°의 공간해상도의 월평균 기온, 바람, 연직 속도(pressure velocity), 비습 및 해면기압, 해수면온도 자료를 사용하였다. 주요하게 고려한 배경장 변수에는 해수면온도, 500-hPa 상승 속도, 200, 850-hPa 바람장, 그리고 열대저기압 발생 잠재 지표(genesis potential index, GPI)가 있다. 이 중 열대저기압 발생 분포 및 변동을 잘 재현한다고 알 려진(e.g., Emanuel and Nolan, 2004; Camargo et al., 2007, 2009) GPI를 중점적으로 분석하였다.

Emanuel and Nolan (2004)에서 제시된 GPI는 다음과 같이 4개의 항, 이를테면 순서대로 절대와도 항(AVOterm), 상대습도 항(RHterm), PI 항 (PIterm), 시어 항(shearterm)의 곱으로 정의된다.

$$GPI = \left(\zeta_{a850} \times 10^5\right)^{1.5} \left(\frac{RH_{600}}{50}\right)^3 \left(\frac{PI}{70}\right)^3 (1 + 0.1 \times V_s)^{-2}$$

이 때 ζ_{a850} 는 850-hPa 절대와도(s⁻¹), RH_{600} 는 600-hPa 상대습도(%), V_s 는 200-hPa과 850-hPa 간의 연직 바람 시어(m s⁻¹)를 의미한다. PI는 열대저기압이 이론적으로 가질 수 있는 최대 풍속을 의미하는 잠재 세기 (potential intensity, PI; Emanuel, 1995; Bister and Emanuel, 1998)(m s⁻¹)로, 아래 식과 같이 계산될 수 있다(Bister and Emanuel, 1998).

$$PI^{2} = \frac{C_{k}}{C_{D}} \frac{T_{s} - T_{o}}{T_{o}} (h_{o}^{*} - h^{*})$$

이 때 C_k 는 지표 엔탈피 교환 계수, C_D 는 지표 운동량 교환 계수, T_s 는 해수면온도, T_o 는 열대저기압 상부의 유출 흐름(outflow)의 온도를 뜻 한다. h_o^* 는 해수면에서의 포화 습윤 정적 에너지, h^* 는 자유 대기의 포화 습윤 정적 에너지를 의미한다. 본 연구에서는 tcpyPI 파이썬 모듈 (Gilford, 2021)을 이용하여 PI를 계산하고 이를 바탕으로 GPI를 계산하였다.

제 3 장 결과

제 1 절 모델 및 열대저기압 추적 알고리즘 검증

CO₂ 농도 변화에 대한 열대저기압의 반응을 살펴보기에 앞서, 열대저 기압 추적 알고리즘이 열대저기압을 잘 탐지 및 추적하는지, 그리고 CESM1.2가 열대저기압을 충분히 잘 모의하는지 확인해보았다.

Figures 2a-c는 관측과 ERAI 재분석자료에서 나타난 여름철(북반구 의 경우 3-10월, 남반구의 경우 10-4월) 열대저기압의 발생 및 존재 빈 도를 나타낸 그림이다. 전반적으로 ERAI 열대저기압의 발생(Fig. 2b) 및 존재 빈도(Fig. 2c)는 관측된 열대저기압의 발생(e.g., Strachan et al. (2013)의 Fig. 4h; Wang and Murakami (2020)의 Fig. 1) 및 존재 빈도 (Fig. 2a)와 정성적으로 유사한 분포를 보였다.

다만 ERAI 열대저기압의 분포는 관측과 일부 지역에서 몇 가지 차이 점을 보였다. 가령 열대저기압의 발생 및 존재 빈도가 중앙태평양에서는 과대평가되었고, 북동태평양에서는 관측에 비해 북아메리카 해안 부근에 더 집중되어 나타났다(Figs. 2a-c). 또한 대부분의 해양에서 열대저기압 은 관측보다 더 넓은 위도대에 분포했다(cf. Fig. 2a와 Fig. 2c 비교). 한 편 북대서양 열대저기압의 빈도는 관측에 비해 크게 과소평가되었다 (Figs. 2a-c). 이러한 특징들은 열대저기압 추적 알고리즘의 특성 또는 한계에서 기인했을 수 있다. 가령 TRACK 알고리즘은 관측에 비해 열대 저기압을 더 일찍 탐지하기 시작하고 더 늦게까지 추적하는 경향이 있다 (Strachan et al., 2013; Hodges et al., 2017; Bourdin et al., 2022). 때문 에 선행연구에서도 ERAI 열대저기압은 적도 중앙태평양 지역과 고위도 지역 등 관측보다 더 넓은 지역에 분포하였다(cf. Strachan et al. (2013) 의 Fig. 3f와 Fig. 3h 비교). 따라서 TRACK 알고리즘과 비슷한 본 연구 의 열대저기압 추적 알고리즘 역시 태평양 열대저기압의 발생을 관측보 다 더 동쪽 지역에서 일찍 탐지하고, 열대저기압을 더 폭넓은 위도대에 서 추적했을 수 있다. 하지만 선행연구(Strachan et al., 2013)보다 북대

서양 열대저기압의 빈도를 크게 과소평가한 것은, 열대저기압 판별 과정 (2.4절의 (3))에서 열대저기압의 온난핵이 주로 위치한 대류권 중층~상층 자료를 충분히 사용하지 않았고, 일부 과정들(B-spline 내삽, 최대경사상 승법 또는 최대경사하강법)을 단순화 또는 생략하여 열대저기압 구조 만 족 여부를 정확하게 판별하지 못 했기 때문으로 추측된다.

한편 Fig. 3의 회색 선과 검은색 선은 각각 관측과 ERAI 열대저기압 의 평균적인 연주기를 보여준다. 관측과 비교했을 때, ERAI 재분석자료 내 북반구 여름철 열대저기압은 과소탐지된 반편, 남반구 열대저기압은 대체로 연중 내내 과대탐지되었다. 비슷한 경향성이 TRACK 알고리즘에 서도 나타나지만(e.g., Strachan et al., 2013; Hodges et al., 2017; Roberts et al., 2020a, b), 선행연구들에 비해 북반구 과소탐지는 더 심 하고 남반구 과대탐지는 덜하다. 북반구에서의 심한 과소탐지는 본 연구 의 열대저기압 추적 알고리즘이 앞서 언급한 한계점들에 의해 열대저기 압을 충분히 탐지하지 못 했기 때문일 수 있다. 반면 남반구에서의 과대 탐지의 완화는 TRACK 알고리즘이 충분히 배제하지 못 한 온대저기압 과 유사한 열대저기압(e.g., Hodges et al., 2017; Bourdin et al., 2022)을 풍속 조건(조건 1-4)을 통해 일부 배제했기 때문으로 추측된다.

이렇듯 여러 한계점들이 있지만, 본 연구의 열대저기압 추적 알고리즘 은 ERAI 재분석자료에서 주요 열대저기압의 발생, 존재 분포 및 연주기 를 관측과 정성적으로 비슷하게 재현하였다. 이는 알고리즘이 모델 내 열대저기압을 정성적으로 살펴보는 데 사용될 수 있음을 암시한다.

Figures 2d-e는 CESM1.2에서 P1 시기 탐지된 열대저기압의 발생 및 존재 빈도를 나타낸다. 관측이나 ERAI 재분석자료와 비교했을 때, CESM1.2 열대저기압의 발생 및 존재 빈도는 적도 중앙태평양 부근을 제외하면 전반적으로 과소평가되었다(cf. Figs. 2a-c와 Figs. 2d-e 비교). 이러한 모델 오차는 모델 또는 열대저기압 추적 알고리즘 등 다양한 원 인에 의해 발생했을 수 있다. 가령 모델 해상도가 원인이 될 수 있는데, 일반적으로 고해상도 모델일수록 열대저기압을 더 많이 모의하며 열대저 기압의 분포, 세기, 구조와 같은 특성을 잘 모의한다고 알려져 있다(e.g., Strachan et al., 2013; Roberts et al., 2015; Wehner et al., 2015; Roberts et al., 2020a). 따라서 현재(약 100 km)보다 더 고해상도의 모델 을 사용했다면 열대저기압 분포의 과소평가가 일부 해소되었을 수도 있 다. 그러나 여러 선행연구들(e.g., Murakami and Sugi, 2010; Strachan et al., 2013, Roberts et al., 2015)은 본 연구와 비슷한 해상도의 대기모 델로도 관측과 비슷한 열대저기압 분포를 재현한 바 있다. 이는 모델 외 에도 앞서 설명한 본 연구의 열대저기압 추적 알고리즘의 한계가 오차의 중요한 원인일 수 있음을 암시한다. 한편 중앙태평양에서의 열대저기압 과대평가는, CESM1.2 또는 CAM5를 분석한 선행연구들(e.g., Bacmeister et al., 2014; Wehner et al., 2015; Li and Sriver, 2018; Song et al., 2020a)에서도 보고된 바 있어, 모델 내부 오차 또는 특성에 서 기인했을 것으로 추측된다.

한편 열대저기압의 연주기를 보면, 관측 및 ERAI 재분석자료에 비해 CESM1.2의 P1 시기 동안 북반구와 남반구 모두 여름철 열대저기압은 과소탐지되고 겨울철 열대저기압은 과대탐지되는 경향이 나타났다(Fig. 3의 빨간색 선과 검은색 및 회색 선을 비교). 겨울철 열대저기압의 과대 평가는 CESM1.2 (e.g., Chu et al., 2020) 또는 CAM5 (e.g., Song et al., 2020a)을 이용한 다른 선행연구들에서도 나타난 바 있어, 모델 자체의 특성 또는 오차의 영향을 받은 것으로 보인다. 하지만 해당 선행연구들 에서는 여름철 열대저기압의 연주기의 과소평가는 본 연구만큼 두드러지 지 않아, 열대저기압 추적 알고리즘 또는 저해상도 모델의 한계 등도 결 과의 오차에 기여한 것으로 추측된다.

이러한 주요 한계점들이 있지만, 본 연구의 CESM1.2는 열대저기압의 주요 발생 지역과 분포 및 연주기를 정성적으로 어느 정도 재현하였다고 볼 수 있다. 이는 본 연구의 열대저기압 추적 알고리즘 및 모델을 이용 하여, CO₂ 농도 변화에 대한 열대저기압의 반응을 적어도 정성적으로 살 펴볼 수 있음을 의미한다.

제 2 절 CO₂ 농도 변화에 따른 열대저기압 변화

Figures 2f-g는 P2와 P1 시기의 여름철 열대저기압의 발생 및 존재 빈도 차이, 즉 RU 기간 동안의 변화를 나타낸 그림이다. CO₂ 농도가 증 가할 때 열대저기압은 태평양, 특히 북동태평양에서 더 빈번해진 반면 남인도양에서는 빈도가 감소하였다(Figs. 2f-g). 이로 인해 연주기에서 북반구 여름철 열대저기압의 개수는 증가했지만, 남반구 열대저기압의 개수는 남인도양에서의 감소와 남태평양에서의 증가가 서로 상쇄되어 큰 변화를 보이지 않았다(Fig. 4).

북반구의 경우, 다수의 연구들이 열대저기압의 감소를 예측하고 있지 만(Knutson et al. 2020), 북동태평양 또는 중앙태평양에서의 열대저기압 증가를 예측한 연구들도 일부 있어(e.g., Bell et al. 2013; Roberts et al. 2015, 2020b), 본 연구의 결과가 선행연구와 완전히 배치되지는 않는다. 하지만 남반구에서 열대저기압의 증가를 말한 연구는 그보다 찾기 어려 운 편이다(Knutson et al. 2020). 선행연구와의 이러한 차이, 특히 남태평 양에서의 차이는, 본 연구에서 사용된 모델 및 열대저기압 추적 알고리 즘의 한계점들 때문일 수도 있다. 가령 Wehner et al. (2015)에서는, 동 일한 열대저기압 추적 알고리즘을 사용할 때, 기후강제력에 대한 저해상 도 모델과 고해상도 모델 내 열대저기압의 반응이 서로 다를 수 있음을 보인 바 있다(Wehner et al. 2015). 열대저기압 추적 알고리즘이 본 연구 와 다르긴 하지만, 고해상도(25 km)의 결합된 CESM1.2를 사용한 Chu et al. (2020)에서는 CO₂ 농도가 초기의 4배로 증가할 때 본 연구와 달리 대부분의 지역에서 열대저기압이 감소한 것 또한 모델 해상도의 중요성 을 암시한다고 볼 수 있다. 그러나 본 연구와 비슷한 해상도(90~130 km) 의 모델에 TRACK 알고리즘을 적용했을 때, 중앙태평양을 제외한 대부 분의 지역에서 열대저기압의 빈도 및 개수가 모두 감소한 선행연구들도 있다(Bell et al. 2013; Roberts et al. 2015). 이는 어쩌면 모델의 해상도 보다는 열대저기압 추적 알고리즘의 여러 한계점들(e.g., 대류권 중층 자

료 미사용, 단순화된 열대저기압 판별 과정)에 의해 선행연구와의 차이 가 발생했을 가능성이 높음을 암시한다고 볼 수 있다.

비록 이러한 한계점들이 있지만, 본 연구 결과에서 남인도양이나 중앙 태평양과 같이 대부분 또는 일부 선행연구들과 일맥상통하는 결과를 보 인 지역들도 있다(Figs. 2f-g). 따라서 정성적으로 CO₂ 농도 변화에 따 른 열대저기압의 변화를 살펴보는 것은 여전히 유의미하다고 판단하여, CO₂ 농도 감소 시나리오에서의 결과를 살펴보았다.

Figures 2h-i는 P3와 P2 기간의 열대저기압 발생 및 존재 빈도의 차이, 즉 CO₂ 농도가 감소하는 RD 기간 동안의 변화를 나타낸다. RD 기 간 동안 열대저기압은 북동태평양에서는 감소, 남인도양 및 남태평양에 서는 증가했다.

주목할 점은 RU 기간 동안의 열대저기압 변화(Figs. 2f-g)와 RD 기 간 동안의 열대저기압 변화(Figs. 2h-i)를 비교했을 때, 두 기간의 CO₂ 농도 변화가 대칭적임에도 불구하고, 열대저기압의 변화는 완전히 대칭 적이지 않았다는 점이다. 북동태평양과 남인도양에서는 RU와 RD 기간 동안의 변화가 서로 반대 방향이었으나, 남태평양에서는 RU와 RD 기간 모두 열대저기압이 더 빈번해졌다(Figs. 2f-i). 그 결과, P1에 비해 P3에 서 열대저기압은 남태평양에서 더 높은 발생 및 존재 빈도를 가졌으며 (Figs. 2j-k), 연주기에서도 남반구 여름철 열대저기압의 유의미한 증가 가 나타났다(Fig. 4b). 이러한 결과는 CO₂ 농도 변화에 대한 열대저기압 의 반응에 비대칭성이 존재할 수 있으며, CO₂ 농도가 원래대로 돌아오더 라도 열대저기압의 분포는 완전히 회복되지 않는 비가역적인 면모 또한 있을 수 있음을 암시한다.

한 가지 짚고 넘어갈 점은 CO₂ 농도 변화에 따른 CESM1.2 열대저기 압의 존재 빈도 변화가 대부분 저위도의 열대저기압 발생 지역 부근에 국한되어 나타났다는 점이다(Figs. 2f-k). 이는 모델 또는 열대저기압 추 적 알고리즘의 한계로 인한 것으로 추측된다. 열대저기압 중 중위도로 진입하는 열대저기압의 비율을 계산했을 때, 관측(Bourdin et al. (2022) 에서 처리한 IBTrACS 자료를 사용)과 ERAI 재분석자료에서의 비율은 각각 약 40%와 33%인 반면, 모델에서의 비율은 어느 기간(P1, P2, P3) 이든 20%를 채 넘지 못 했다. 재분석자료에서의 비율이 관측과 다르다 는 점에서, 본 연구의 열대저기압 추적 알고리즘이 중위도에서 열대저기 압을 정확히 추적하는 데 한계가 있음을 엿볼 수 있다. 그러나 CESM1.2 에서의 비율이 관측 및 재분석자료에 비해 훨씬 더 낮은 점으로 미루어 보아, CESM1.2 내에서 열대저기압이 열대 지역에 과하게 분포하도록 모 의되는 경향이 있으며, 이로 인해 열대저기압의 변화 또한 열대 지역에 한정되어 나타난 것으로 추측된다. 다른 열대저기압 추적 알고리즘을 사 용한 선행연구들에서도 CAM5 열대저기압이 적도 부근 중앙태평양 또는 북동태평양에서 과하게 빈번하게 나타났다는 점이 이러한 추측에 타당성 을 더해준다(e.g., Wehner et al. 2015; Song et al. 2020a).

제 3 절 열대저기압 발생과 배경장 간의 관계

CO₂ 농도 변화에 따른 CESM1.2 열대저기압의 분포 변화를 이해하기 위해 열대저기압과 관련된 배경장 변수들의 변화를 살펴보았다. 앞서 언 급했듯 모델 열대저기압의 분포 변화가 대체로 열대저기압 발생 지역 부 근에 두드러졌기 때문에, 열대저기압의 발생과 관련된 GPI 및 GPI의 각 항들의 분포 및 변화에 대해 살펴보았다. 이 때 각 항들의 GPI의 변화에 대한 기여도를 쉽게 평가하기 위해, 모든 GPI 관련 변수들은 log 값을 씌워 분석하였다.

먼저 모델 내에서 GPI가 실제로 열대저기압의 발생 분포를 잘 근사하는지 보기 위해, P1 시기 여름철 열대저기압의 발생 빈도와 ln(GPI)를 비교하였다(Fig. 5a). 북인도양이나 북대서양과 같이 GPI가 높음에도 열대저기압 발생 빈도가 낮은 지역들이 존재하지만, 전반적으로 GPI의 분 포는 열대저기압 발생 빈도의 분포와 정성적으로 잘 일치하였다(Fig. 5a). 이는 CESM1.2 모델 내에서 GPI가 열대저기압 발생과 긴밀하게 연관되어 있음을 말해준다. 열대저기압 발생과 GPI의 관계는 특정 시기 뿐만 아니라 서로 다른 두 시기의 차이에서도 잘 나타난다. Figures 5b-d는 각각 P2와 P1, P3와 P2, P3와 P1 시기의 ln(GPI)와 열대저기압 발생 빈도 변화를 계산한 결 과로, 각각 RU, RD, 그리고 RU+RD 기간 동안의 변화를 보여준다. 열대 저기압 발생 변화와 ln(GPI) 변화의 분포는 정량적으로는 잘 일치하지 않았다. 예를 들어 RU 기간과 RU+RD 기간 동안의 중위도 북대서양 (Figs. 5b and d), RD 기간과 RU+RD 기간 동안의 남동태평양(Figs. 5c and d)과 같은 지역에서는 ln(GPI) 변화는 크지만 열대저기압 발생 빈도 변화는 거의 없었다. 하지만 주요한 열대저기압 발생 빈도 변화가 나타 난 지역들(Figs. 5b-d의 상자들)에서는 대체로 열대저기압 발생 빈도의 증감 여부와 ln(GPI)의 증감 여부가 잘 일치하였다(Figs. 5b-d). 이러한 결과는, 적어도 열대저기압의 주된 발생 지역들 부근에서는, 열대저기압 발생 빈도의 증감 여부를 ln(GPI)의 변화를 통해 정성적으로 해석할 수 있음을 암시한다.

ln(GPI) 변화를 일으킨 주요 배경장 변수를 파악하기 위해, Figs. 5b-d에서 상자로 표시한 각 영역 내에서 ln(GPI)를 구성하는 4가지 항들 (AVOterm, RHterm, PIterm, shearterm의 log 값)의 평균적인 변화를 각 각 계산하였다. Figure 6은 각 시기 및 지역에서의 열대저기압 발생 빈 도 변화와 ln(GPI) 및 ln(GPI)의 각 항들의 변화를 나타낸 그림이다. 이 때 열대저기압 발생 변화와의 대략적인 비교를 위해, ln(GPI)와 관련된 모든 변수들은 열대저기압 발생 변화와 ln(GPI) 변화 간의 비율을 곱해 스케일을 조정하였다.

앞서 정성적으로 살펴본 결과와 동일하게, ln(GPI)는 모든 시기와 지 역에서 열대저기압 발생 빈도와 동일한 방향으로 변했다(cf. Fig. 6 내 각 그림의 1번째 막대와 2번째 막대 비교). 또한 ln(GPI)를 구성하는 각 항들의 변화량의 총합은 ln(GPI)의 변화와 거의 일치하여(cf. Fig. 6 내 각 그림의 2번째 막대와 3번째 막대 비교), ln(GPI) 변화가 4개의 항으로 선형적으로 잘 분해되었음을 알 수 있다. 한편 Fig. 6 내 각 그림의 4~7 번째 막대들은 각 지역 및 기간 동안 ln(GPI) 변화에 중요하게 작용한 변수들을 말해준다. RU 기간 동안 남인도양(Fig. 6a)과 남태평양(Fig. 6b)에서는 RHterm이, 북동태평양(Fig. 6c)에서는 AVOterm이 ln(GPI) 변화에 가장 크게 기여하였다. RD 기간의 경우, 마찬가지로 남인도양 (Fig. 6d)과 남태평양(Fig. 6e)에서는 RHterm이, 북동태평양(Fig. 6f)에서 는 AVOterm이 ln(GPI) 변화를 주도했다. RU+RD 기간 동안의 남태평양 (Fig. 6f)에서의 ln(GPI) 변화에는 RHterm이 가장 큰 비중을 차지했다.

종합해보면, 주요 지역들(Figs. 5b-d의 박스들)에서의 ln(GPI) 변화는 대부분 RHterm과 AVOterm에 의해 설명되는 것으로 나타났다. 이는 대 류권 중층 상대습도와 하층 상대와도가 ln(GPI)를 통해 암시된 열대저기 압 발생의 증감에 중요한 역할을 했을 가능성을 암시하며, 따라서 CO₂ 농도 변화에 대해 열대저기압 발생이 비대칭적으로 반응한 것 또한 이러 한 배경장 변수들과 관련이 있을 수 있음을 시사한다.

제 4 장 결론

본 연구에서는 CO₂ 농도가 증가할 때와 감소할 때 열대저기압의 분포 변화가 대칭적인지 살펴보고, 열대저기압의 발생 분포 변화를 대규모 배 경장의 변화를 통해 이해할 수 있는지 살펴보았다. 이를 위해 CO₂ 농도 를 초기 농도의 4배까지 증가시켰다가 감소시키는 결합된 CESM1.2 실 험 자료에 대해, 선행연구에서 제시된 알고리즘(TRACK)을 일부 수정한 열대저기압 추적 알고리즘을 적용하여 열대저기압을 추적하였다.

CO₂ 농도가 증가하는 RU 기간 동안 열대저기압은 남인도양에서 덜 빈번해지고 중앙태평양 및 북동태평양에서 더 빈번해졌다. 반면 CO₂ 농 도가 감소하는 RD 기간 동안 열대저기압은 북동태평양에서 적어졌고 남 인도양과 남태평양에서 더 많이 발생하였다. 그 결과, RD 말기(P3)에는 CO₂ 농도가 동일한 RU 초기(P1)에 비해 남태평양에서 열대저기압이 더 욱 빈번해졌다. 이는 열대저기압이 CO₂ 농도 변화에 대해 비대칭적으로 반응하며, CO₂ 농도가 회복되더라도 곧바로 이전과 같은 상태를 회복하 지 않을 수 있음을 암시한다.

열대저기압 발생 빈도가 변한 주요 지역들을 살펴본 결과, 열대저기압 발생 빈도의 증감 여부는 ln(GPI)의 증감 여부와 대체로 일치했으며, ln(GPI)의 변화는 대류권 하층 상대와도 또는 중층 상대습도에 의한 것 으로 나타났다. 이는 CO₂ 농도 변화에 대한 열대저기압 발생의 반응 및 이의 비대칭성이 대류권 하층 상대와도와 중층 상대습도와 연관되었을 가능성을 시사한다.

본 연구의 결과는 CO₂ 농도의 증가 뿐만 아니라 감소 시나리오에서의 열대저기압 변화와 그에 대한 가능한 원인을 살펴보았다는 점에서 의미 가 있지만, 본 연구에서 사용한 모델, 열대저기압 추적 방법, 배경장 분 석 방법 등에 있어 많은 한계점들을 지닌다.

먼저 저해상도(약 100 km)의 모델을 사용했기 때문에 고해상도 모델

에 비해 열대저기압을 모의하는 정확도에 한계가 있을 수 있다(e.g., Strachan et al. 2013; Wehner et al. 2015; Roberts et al. 2020a). 또한 단일 모델(CESM1.2)만을 사용했기 때문에, 모델의 물리모수화 과정과 같은 내부 구조에 의한 모델의 열대저기압 모의 오차에 취약할 수 있다. 가령 CESM1.2 또는 CAM5 내 열대저기압은 북반구 중앙태평양 또는 동태평양에서 지나치게 분포하는 경향이 있으며(e.g., Bacmeister et al. 2014; Shaevitz et al. 2014; Small et al. 2014; Wehner et al. 2015; Bacmeister et al. 2018; Li and Sriver 2018; Chu et al. 2020), 이 중 전 자는 적도수렴대 모의 오차와 관련이 있다고 알려져 있다(Bacmeister et al. 2014). 실제로 CAM5의 대류 과정(convection scheme)을 개선한 SAM0에서는 이러한 중앙태평양에서의 과대모의가 크게 개선된 바 있으 며(Song et al. 2020a), 이는 모델 내부 구조에서 비롯된 열대저기압 모 의 오차를 간과할 수 없음을 암시한다. 덧붙여 적은 수(10개)의 앙상블 자료만을 사용했기에 앙상블의 초기 조건의 효과가 결과에 일부 잔재했 을 수도 있다. 따라서 다양한 고해상도 기후모델을 이용해 CO2를 증가시 켰다가 감소시키는 실험의 다수의 앙상블 자료에 대해 열대저기압을 추 적한 결과를 종합한다면, 모델 특성 또는 오차에 덜 민감한 신뢰성 있는 결과를 얻을 수 있을 것이다.

한편 본 연구의 열대저기압 추적 알고리즘에도 여러 중요한 한계점들 이 존재한다. 본 연구의 열대저기압 추적 알고리즘은 선행연구(Strachan et al. 2013)에 비해 ERAI 재분석자료에서 북대서양 열대저기압을 지나 치게 적게 탐지했다(cf. 본 연구의 Figs. 2b-c와 Strachan et al. (2013)의 Figs. 3f, 4f 비교). 또한 각 지역별 열대저기압의 연주기를 관측과 비슷 하게 재현하지 못 했으며(그림 생략), 특히 북동태평양 및 북대서양에서 탐지된 열대저기압이 저조해(그림 생략) 북반구 여름철 열대저기압의 개 수를 크게 과소평가했다(Fig. 3a). 저해상도(약 100 km) 모델을 사용한 선행연구들(e.g., Bell et al. 2013; Roberts et al. 2015)에서도 본 연구만 큼 심한 오차를 보이지 않은 것으로 보아, 이러한 오차들은 본 연구의 열대저기압 추적 알고리즘이 개선되어야 할 필요가 있음을 암시한다. 이 러한 문제점들의 정확한 원인을 찾지는 못 했으나, (1) TRACK 알고리 즘을 사용한 선행연구들(e.g., Strachan et al. 2013; Hodges et al. 2017) 과 같이 대류권 중층(e.g., 500-hPa) 자료를 사용하여 열대저기압의 온난 핵 및 연직 구조를 더욱 정확히 판별하거나, (2) B-spline 내삽, 최대경 사상승법(steepest ascent method)과 같이 열대저기압 판별 과정에서 단 순화하거나 생략한 계산 과정들을 정확하게 반영한다면 결과를 일부 개 선할 수 있을 것으로 추측된다. TRACK 알고리즘이나 다른 검증된 열대 저기압 추적 알고리즘 코드를 직접 사용하는 것 또한 좋은 해결책이 될 것이다. 한편 열대저기압 추적 알고리즘에 따라서도 결과가 달라질 수 있기 때문에(e.g., Horn et al. 2014; Zarzycki and Ullrich 2017; Bourdin et al. 2022), 2개 이상의 충분히 검증된 열대저기압 추적 알고리즘을 사 용한다면 결과의 신뢰성을 더욱 높일 수 있을 것이다.

마지막으로 본 연구의 열대저기압 분포 변화를 설명하는 관점 및 방 법에도 여러 개선할 점들이 존재한다. 먼저 본 연구에서는 ln(GPI) 변화 에 중요하게 작용한 배경장 변수들의 변화 원인을 제시하지 않았다. 한 가지 가능성으로는 적도 지역 순환장의 변화가 이와 관련이 있을 수 있 다. 가령 중층 상대습도의 변화는 중층(500-hPa) 상승기류의 변화와 정 성적으로 비슷한 분포를 보였다(그림 생략). 이는 몇몇 선행연구들(e.g., Bell et al. 2013; Chu et al. 2020)의 주장과 비슷하게, 해들리 세포 (Hadley cell) 또는 워커 순환(Walker circulation)과 같은 적도 지역 대 류나 순환장의 변화가 중층 상대습도, 그리고 열대저기압 발생 변화에 연관되었을 가능성을 보여준다. 추후 다양한 변수들 간의 관계를 정성적 또는 정량적으로 분석하고 보다 많은 선행연구를 조사한다면, 열대저기 압 발생과 배경장 간의 관계를 보다 복합적으로 이해할 수 있을 것으로 기대한다. 2번째로, GPI는 현생 기후의 열대저기압 발생을 잘 근사하지 만, 기후변화에 따른 열대저기압 발생 변화는 설명하지 못 할 수도 있다 고 주장한 연구들도 있다(Yokoi and Takayabu 2009; Camargo et al. 2014; Wehner et al. 2015; Wang and Murakami 2020). 따라서 열대저 기압 발생을 근사하는 다른 지표들, 가령 역학적인 변수들만으로 구성된

역학적인 GPI (dynamic GPI, DGPI)를 통해 기후변화에 따른 열대저기 압 발생 분포 및 변동성을 해석해 볼 필요 또한 있을 수 있다(Wang and Murakami 2020; Murakami and Wang 2022). 마지막으로, 고정된 특정 지역에서의 대규모 배경장을 분석하는 방법 대신, 열대저기압 또는 이를 선행하는 작은 요란을 따라가면서 주변 배경장을 분석하거나(e.g., Song et al. 2020a, b), 열대저기압과 관련된 중규모 또는 종관규모 조건 들(e.g., 적도 동풍 파동)을 분석한다면(Studholme et al. 2022), 열대저기 압의 발생과 같은 특성들의 변화에 대한 보다 정확한 관점을 얻는 데 도 움이 될 수 있을 것이다.

참 고 문 헌

- An, S. I., Park, H. J., Kim, S. K., Shin, J., Yeh, S. W., and Kug, J. S., 2022: Intensity changes of Indian Ocean dipole mode in a carbon dioxide removal scenario. *npj Climate and Atmospheric Science*, 5(1), 1–8.
- _____, Shin, J., Yeh, S. W., Son, S. W., Kug, J. S., Min, S. K., and Kim, H. J., 2021: Global cooling hiatus driven by an AMOC overshoot in a carbon dioxide removal scenario. *Earth's Future*, 9(7), e2021EF002165.
- Bacmeister, J. T., Reed, K. A., Hannay, C., Lawrence, P., Bates, S., Truesdale, J. E., ... and Levy, M., 2018: Projected changes in tropical cyclone activity under future warming scenarios using a high-resolution climate model. *Climatic Change*, 146(3), 547–560.
- _____, Wehner, M. F., Neale, R. B., Gettelman, A., Hannay, C., Lauritzen, P. H., ... and Truesdale, J. E., 2014: Exploratory high-resolution climate simulations using the Community Atmosphere Model (CAM). *Journal of Climate*, **27**(9), 3073–3099.
- Befort, D. J., Hodges, K. I., and Weisheimer, A., 2022: Seasonal Prediction of Tropical Cyclones over the North Atlantic and Western North Pacific. *Journal of Climate*, **35**(5), 1385–1397.
- Bell, R., Strachan, J., Vidale, P. L., Hodges, K., and Roberts, M., 2013: Response of tropical cyclones to idealized climate change experiments in a global high-resolution coupled general circulation model. *Journal of Climate*, **26**(20), 7966–7980.
- Bengtsson, L., Hodges, K. I., and Esch, M, 2007: Tropical cyclones in a T159 resolution global climate model: Comparison with

observations and re-analyses. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, **59**(4), 396–416.

- Bister, M., and Emanuel, K. A., 1998: Dissipative heating and hurricane intensity. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 65(3), 233–240.
- Bourdin, S., Fromang, S., Dulac, W., Cattiaux, J., and Chauvin, F., 2022: Intercomparison of Four Tropical Cyclones Detection Algorithms on ERA5. *EGUsphere*, 1–43.
- Camargo, S. J., Emanuel, K. A., and Sobel, A. H., 2007: Use of a genesis potential index to diagnose ENSO effects on tropical cyclone genesis. *Journal of Climate*, **20**(19), 4819–4834.
- _____, Giulivi, C. F., Sobel, A. H., Wing, A. A., Kim, D., Moon, Y., ... and Zhao, M., 2020: Characteristics of model tropical cyclone climatology and the large-scale environment. *Journal* of Climate, **33**(11), 4463–4487.
- _____, Tippett, M. K., Sobel, A. H., Vecchi, G. A., and Zhao, M., 2014: Testing the performance of tropical cyclone genesis indices in future climates using the HiRAM model. *Journal of Climate*, **27**(24), 9171–9196.
- _____, Wheeler, M. C., and Sobel, A. H., 2009: Diagnosis of the MJO modulation of tropical cyclogenesis using an empirical index. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **66**(10), 3061–3074.
- Chand, S. S., Tory, K. J., Ye, H., and Walsh, K. J., 2017: Projected increase in El Niño-driven tropical cyclone frequency in the Pacific. *Nature Climate Change*, 7(2), 123–127.
- Chu, J. E., Lee, S. S., Timmermann, A., Wengel, C., Stuecker, M. F., and Yamaguchi, R., 2020: Reduced tropical cyclone densities and ocean effects due to anthropogenic greenhouse warming. *Science Advances*, 6(51), eabd5109.

- Chu, J. H., Sampson, C. R., Levine, A. S., and Fukada, E., 2002: The joint typhoon warning center tropical cyclone best-tracks, 1945
 2000. Naval Research Laboratory, Reference Number NRL/MR/7540-02-16, 22.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., ... and Vitart, F., 2011: The ERA Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **137**(656), 553–597.
- Emanuel, K., 2010: Tropical cyclone activity downscaled from NOAA CIRES reanalysis, 1908 - 1958. Journal of Advances in Modeling Earth Systems, 2(1).
- _____, and Nolan, D. S., 2004: Tropical cyclone activity and the global climate system. In *26th conference on hurricanes and tropical meteorology*.
- Gray, W. M., 1979: Hurricanes: Their formation, structure, and likely role in the general circulation. In: Shaw, D. B. (Ed.), *Meteorology over the Tropical Oceans*, Royal Meteorological Society, Bracknell, UK, 155–218.
- Gilford, D. M., 2021: pyPI (v1. 3): Tropical cyclone potential intensity calculations in Python. *Geoscientific Model Development*, 14(5), 2351–2369.
- Haskins, R. K., Oliver, K. I., Jackson, L. C., Drijfhout, S. S., and Wood, R. A., 2019: Explaining asymmetry between weakening and recovery of the AMOC in a coupled climate model. *Climate Dynamics*, 53(1), 67–79.
- Hodges, K. I., 1994: A general method for tracking analysis and its application to meteorological data. *Monthly Weather Review*, 122(11), 2573–2586.

- _____, 1995: Feature tracking on the unit sphere. *Monthly Weather Review*, **123**(12), 3458–3465.
- _____, 1999: Adaptive constraints for feature tracking. *Monthly Weather Review*, **127**(6), 1362–1373.
- _____, Cobb, A., and Vidale, P. L., 2017: How well are tropical cyclones represented in reanalysis datasets?. *Journal of Climate*, **30**(14), 5243–5264.
- Horn, M., Walsh, K., Zhao, M., Camargo, S. J., Scoccimarro, E., Murakami, H., ... and Oouchi, K., 2014: Tracking scheme dependence of simulated tropical cyclone response to idealized climate simulations. *Journal of Climate*, 27(24), 9197–9213.
- Hurrell, J. W., Holland, M. M., Gent, P. R., Ghan, S., Kay, J. E., Kushner, P. J., ... and Marshall, S., 2013: The community earth system model: a framework for collaborative research. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 94(9), 1339–1360.
- Knapp, K. R., Kruk, M. C., Levinson, D. H., Diamond, H. J., and Neumann, C. J., 2010: The international best track archive for climate stewardship (IBTrACS) unifying tropical cyclone data. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **91**(3), 363–376.
- Knutson, T., Camargo, S. J., Chan, J. C., Emanuel, K., Ho, C. H., Kossin, J., ... and Wu, L., 2019: Tropical cyclones and climate change assessment: Part I: Detection and attribution. *Bulletin* of the American Meteorological Society, **100**(10), 1987–2007.

_, ____, ____, ____, ____, ____, ... and _____, 2020: Tropical cyclones and climate change assessment: Part II: Projected response to anthropogenic warming. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **101**(3), E303–E322.

- Kug, J. S., Oh, J. H., An, S. I., Yeh, S. W., Min, S. K., Son, S. W., ... and Shin, J., 2022: Hysteresis of the intertropical convergence zone to CO₂ forcing. *Nature Climate Change*, 12(1), 47–53.
- Landsea, C. W., and Franklin, J. L., 2013: Atlantic hurricane database uncertainty and presentation of a new database format. *Monthly Weather Review*, **141**(10), 3576–3592.
- Lanzante, J. R., 2019: Uncertainties in tropical-cyclone translation speed. *Nature*, **570**(7759), E6–E15.
- Lawrence, D. M., Oleson, K. W., Flanner, M. G., Thornton, P. E., Swenson, S. C., Lawrence, P. J., ... and Slater, A. G., 2011: Parameterization improvements and functional and structural advances in version 4 of the Community Land Model. *Journal* of Advances in Modeling Earth Systems, 3(1).
- Li, H., and Sriver, R. L., 2018: Tropical cyclone activity in the high resolution community earth system model and the impact of ocean coupling. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, **10**(1), 165–186.
- Moon, I. J., Kim, S. H., and Chan, J. C., 2019: Climate change and tropical cyclone trend. *Nature*, **570**(7759), E3–E5.
- Murakami, H., Mizuta, R., and Shindo, E., 2012: Future changes in tropical cyclone activity projected by multi-physics and multi-SST ensemble experiments using the 60-km-mesh MRI-AGCM. *Climate Dynamics*, **39**(9), 2569–2584.
- _____, and Sugi, M., 2010: Effect of model resolution on tropical cyclone climate projections. *SOLA*, **6**, 73–76.
- _____, and Wang, B., 2022: Patterns and frequency of projected future tropical cyclone genesis are governed by dynamic effects. *Communications Earth & Environment*, **3**(1), 1–10.

- Nakamura, J., Camargo, S. J., Sobel, A. H., Henderson, N., Emanuel, K. A., Kumar, A., ... and Zhao, M., 2017: Western North Pacific tropical cyclone model tracks in present and future climates. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 122(18), 9721–9744.
- Neale, R. B., Gettelman, A., Park, S., Chen, C. -C., Lauritzen, P. H., Williamson, D. L., … and Taylor, M. A., 2012: Description of the NCAR Community Atmosphere Model (CAM 5.0). NCAR Tech. Note NCAR/TN-486+STR, 1-10.
- Ogata, T., Mizuta, R., Adachi, Y., Murakami, H., and Ose, T., 2016: Atmosphere-ocean coupling effect on intense tropical cyclone distribution and its future change with 60 km-AOGCM. *Scientific Reports*, **6**(1), 1–8.
- Oouchi, K., Yoshimura, J., Yoshimura, H., Mizuta, R., Kusunoki, S., and Noda, A., 2006: Tropical cyclone climatology in a global-warming climate as simulated in a 20 km-mesh global atmospheric model: Frequency and wind intensity analyses. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, **84**(2), 259–276.
- Reed, K. A., Bacmeister, J. T., Rosenbloom, N. A., Wehner, M. F., Bates, S. C., Lauritzen, P. H., ... and Hannay, C., 2015: Impact of the dynamical core on the direct simulation of tropical cyclones in a high resolution global model. *Geophysical Research Letters*, 42(9), 3603–3608.
- Roberts, M. J., Camp, J., Seddon, J., Vidale, P. L., Hodges, K., Vanniere, B., ... and Ullrich, P., 2020a: Impact of model resolution on tropical cyclone simulation using the HighResMIP - PRIMAVERA multimodel ensemble. *Journal of Climate*, **33**(7), 2557–2583.

_____, ____, ____, ____, ____, and Wu, L., 2020b: Projected future changes in tropical cyclones using the CMIP6 HighResMIP multimodel ensemble. *Geophysical Research Letters*, **47**(14), e2020GL088662.

- _____, Vidale, P. L., Mizielinski, M. S., Demory, M. E., Schiemann, R., Strachan, J., ... and Camp, J., 2015: Tropical cyclones in the UPSCALE ensemble of high-resolution global climate models. *Journal of Climate*, **28**(2), 574–596.
- Sardeshmukh, P. D., and Hoskins, B. I., 1984: Spatial smoothing on the sphere. *Monthly Weather Review*, **112**(12), 2524–2529.
- Schreck, C. J., Knapp, K. R., and Kossin, J. P., 2014: The impact of best track discrepancies on global tropical cyclone climatologies using IBTrACS. *Monthly Weather Review*, 142(10), 3881–3899.
- Seneviratne, S. I., Zhang, X., Adnan, M., Badi, W., Dereczynski, C., Di Luca, A., ... and Zhou, B., 2021: Weather and Climate Extreme Events in a Changing Climate. In *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, ..., and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 1513-1766, doi:10.1017/9781009157896.013.
- Shaevitz, D. A., Camargo, S. J., Sobel, A. H., Jonas, J. A., Kim, D., Kumar, A., ... and Henderson, N., 2014: Characteristics of tropical cyclones in high resolution models in the present climate. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 6(4), 1154–1172.

- Small, R. J., Bacmeister, J., Bailey, D., Baker, A., Bishop, S., Bryan, F., ... and Vertenstein, M., 2014: A new synoptic scale resolving global climate simulation using the Community Earth System Model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 6(4), 1065–1094.
- Smith, R., Jones, P., Briegleb, B., Bryan, F., Danabasoglu, G., Dennis, J., ... and Yeager, S., 2010: The parallel ocean program (POP) reference manual ocean component of the community climate system model (CCSM) and community earth system model (CESM). LAUR-01853, 141, 1–140.
- Song, C., Park, S., and Shin, J., 2020a: Lagrangian analysis of tropical cyclone genesis simulated by general circulation models compared with observations. *Journal of Climate*, **33**(11), 4489-4511.
- _____, ____, and _____, 2020b: Tropical Cyclone Activities in Warm Climate with Quadrupled CO₂ Concentration Simulated by a New General Circulation Model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **125**(17), e2019JD032314.
- Strachan, J., Vidale, P. L., Hodges, K., Roberts, M., and Demory, M. E., 2013: Investigating global tropical cyclone activity with a hierarchy of AGCMs: The role of model resolution. *Journal of Climate*, **26**(1), 133–152.
- Studholme, J., Fedorov, A. V., Gulev, S. K., Emanuel, K., and Hodges, K., 2022: Poleward expansion of tropical cyclone latitudes in warming climates. *Nature Geoscience*, **15**(1), 14–28.
- Tippett, M. K., Camargo, S. J., and Sobel, A. H., 2011: A Poisson regression index for tropical cyclone genesis and the role of large-scale vorticity in genesis. *Journal of Climate*, 24(9), 2335–2357.

- Ullrich, P. A., Zarzycki, C. M., McClenny, E. E., Pinheiro, M. C., Stansfield, A. M., and Reed, K. A., 2021: TempestExtremes v2. 1: a community framework for feature detection, tracking, and analysis in large datasets. *Geoscientific Model Development*, 14(8), 5023–5048.
- Wang, B., and Moon, J. Y., 2017: An anomalous genesis potential index for MJO modulation of tropical cyclones. *Journal of Climate*, **30**(11), 4021–4035.
- _____, and Murakami, H., 2020: Dynamic genesis potential index for diagnosing present-day and future global tropical cyclone genesis. *Environmental Research Letters*, **15**(11), 114008.
- Wehner, M., Reed, K. A., Stone, D., Collins, W. D., and Bacmeister, J., 2015: Resolution dependence of future tropical cyclone projections of CAM5.1 in the US CLIVAR Hurricane Working Group idealized configurations. *Journal of Climate*, 28(10), 3905–3925.
- World Meteorological Organization., 2021: WMO atlas of mortality and economic losses from weather, climate and water extremes (1970 - 2019). (Technical Report No. 1267). World Meteorological Organization. https://library.wmo.int/doc_num.php?explnum_id=10989
- Wu, P., Jackson, L., Pardaens, A., and Schaller, N., 2011: Extended warming of the northern high latitudes due to an overshoot of the Atlantic meridional overturning circulation. *Geophysical Research Letters*, 38(24).
- _____, Ridley, J., Pardaens, A., Levine, R., and Lowe, J., 2015: The reversibility of CO₂ induced climate change. *Climate Dynamics*, **45**(3), 745–754.
- Yokoi, S., and Takayabu, Y. N., 2009: Multi-model projection of

global warming impact on tropical cyclone genesis frequency over the western North Pacific. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, **87**(3), 525–538.

- Zarzycki, C. M., 2016: Tropical cyclone intensity errors associated with lack of two-way ocean coupling in high-resolution global simulations. *Journal of Climate*, **29**(23), 8589–8610.
- _____, and Ullrich, P. A., 2017: Assessing sensitivities in algorithmic detection of tropical cyclones in climate data. *Geophysical Research Letters*, **44**(2), 1141–1149.





Figure 1. Time series of CO_2 concentration (ppm) during the period TC is tracked in CESM1.2. Forty years of early RU (2001–2040), peak (2121–2160), and late RD (2241–2280) periods are shaded in red, green, and blue, respectively.



(a) Frequency (IBTrACS)

Figure 2. (left) Genesis and (right) frequency of warm-season (March-October for the Northern Hemisphere, October-April for the Southern Hemisphere) TCs from (a) IBTrACS during 1979–2002, (b-c) ERAI during 1979–2002, (d-e) CESM1.2 during P1 and their differences between (f-g) P2 and P1, (h-i) P3 and P2, and (j-k) P3 and P1. All variables have units of # month⁻¹ (10⁶ km²)⁻¹. Only statistically significant differences at the 95% confidence level based on two-tailed Student's t-test are shown in (f-k).



Figure 3. Annual cycle of the (a) Northern Hemisphere and (b) Southern Hemisphere TCs from IBTrACS during 1980/81-2010 (gray; Schreck et al., 2014), ERAI during 1979-2002 (black), and CESM1.2 during P1 (red).



Figure 4. Same as Fig. 3 but for CESM1.2 TCs during P1 (red), P2 (green), and P3 (blue). Markers denote the months with statistically significant differences with P1 at the 99% confidence level based on two-tailed Student's t-test.



Figure 5. (a) Warm-season climatology of $\ln(\text{GPI})$ (shading) and TC genesis (# month^{-1} (10⁶ km²)⁻¹, contour) during P1. (b-d) Same as (a) but for differences between (b) P2 and P1, (c) P3 and P2, and (d) P3 and P1. Only statistically significant differences at the 95% confidence level based on two-tailed Student's t-test are depicted. Red and blue boxes denote the regions with significant increase and decrease in TC genesis, respectively.



Figure 6. Changes in TC genesis (leftmost bar), ln(GPI) (2nd bar), sum of the four components of ln(GPI) (3rd bar), and each component of ln(GPI) (4–7th bar) at each region with significant changes in TC genesis (boxes in Figs. 5b–d). For each panel, all ln(GPI)–related terms are scaled with the ratio between changes in TC genesis and changes in ln(GPI) to imply their contribution to changes in TC genesis. The numbers in the parentheses refer to the relative contribution of each term to ln(GPI).

Abstract

Asymmetric response of tropical cyclone genesis to CO₂ changes

Hyunsuk Yoon

School of Earth and Environmental Sciences The Graduate School Seoul National University

This study investigates the existence of asymmetry in the response of tropical cyclone (TC) genesis to CO_2 changes and its association with the large-scale environment. A TC tracking algorithm modified from the algorithm of previous studies is applied to track TCs in the transient CO_2 reversibility experiment data of an Earth system model.

During CO_2 ramp-up (RU), TC occurred more frequently in the Pacific but less frequently in the South Indian Ocean. During CO_2 ramp-down (RD), TC became more abundant in the Southern Hemisphere but less abundant in the Northern Hemisphere. As a result, TC genesis was enhanced in the Southern Pacific at the end of RD compared to the start of RU. This indicates that TC genesis distribution may respond asymmetrically to CO_2 changes. To understand the changes in TC genesis during each period, the log of genesis potential index (GPI) and its four components are analyzed. During RU, RD, and RU and RD combined, changes in the log of GPI matched well with that of TC genesis in terms of sign in the regions with significant changes in TC genesis. It was found that such changes in the log of GPI are dominated by the changes in low-level absolute vorticity or mid-troposphere relative humidity. This suggests that relative vorticity and humidity may be the key factors behind the changes in TC genesis during each period and thus the asymmetry in the response of TC genesis to CO_2 changes.

keywords : tropical cyclone, genesis, asymmetry, genesis potential index *Student Number* : 2020-29511

- 40 -