



이학석사 학위논문

수치모델링 실험을 통한 태풍 하기비스 주변 난류 발생 메커니즘 특성 이해

A Numerical Simulation of Near-Cloud Turbulence Associated with Tropical Cyclone Hagibis

2023년 2월

서울대학교 대학원

협동과정 계산과학 전공

이 주 헌

수치모델링 실험을 통한 태풍 하기비스 주변 난류 발생 메커니즘 특성 이해

지도 교수 김 정 훈

이 논문을 이학석사 학위논문으로 제출함 2022년 10월

> 서울대학교 대학원 협동과정 계산과학 전공 이 주 허

이주헌의 이학석사 학위논문을 인준함 2023년 1월

위 위	원장	허 창 회	(인)
부위	원장	김 정 훈	(인)
위	원	손 석 우	(인)

초 록

2019년 10월 11일 0840에서 0900 UTC 기간에 북서 태평양 상공을 지나던 항공기가 태풍 '하기비스' 북서쪽 전면의 약 11 km 고도에서 다발성의 난류를 조우하였다. 난류 발생 지점은 태풍 중심으로부터 500 km 이상 떨어져 있었으며, 항공기 관측 자료에 따르면 에너지 소산률이 0.22 m^{2/3}s⁻¹ 이상인 중강도 크기를 갖는 난류를 포함하였다. 따라서 본 연구에서는 본 난류 사례의 발생 메커니즘을 살펴보기 위해 Weather and Forecasting (WRF)을 이용한 수치모델 실험을 수행하였다. 수치실험은 난류 관측 지점을 중심으로 수평격자가 각각 15, 5, 1, 0.2 km인 영역 4개로 구성하였으며, 연직 해상도는 난류 발생 구간인 8-13 km에서 약 280 m로 설정하였다. 자유 대기에서의 연직 혼합 모수화를 위해 Mellor-Yamada 2.5차 난류 종결 방법론을 이용하여 아격자 규모의 난류 운동에너지(subgrid-scale turbulent kinetic energy, 이하 SGS TKE)를 산출하는 Mellor-Yamada-Janjić 방안을 각 영역에 적용하였다. 그 결과 SGS TKE가 0.25 m²s⁻² 이상인 강한 난류가 국지적으로 세 구간 1) z = 13-15 km, 2) z = 10-12 km, 3) z = 6-8 km에서 모의되었으며, 본 연구에서는 중강도의 난류가 관측된 2) 구간을 중점적으로 분석하였다. 난류 발생 2시간 이전부터 모루운 하층에 위치한 2) 구간에서는 태풍 상층의 고기압성 유출로 유도된 강한 연직 시어에 의한 Kelvin-Helmholtz 불안정이 지속적으로 존재하였다. 이후 0800 UTC 부터 정적 안정도가

i

감소하여 0840-0900 UTC에는 2) 구간 난류 발생의 직접적 원인인 대류 불안정이 발생하였다. 이때 태풍 상층의 고기압 흐름에 의한 중립 혹은 약한 관성 불안정이 지속적으로 존재했던 2) 구간에서는 난류 관측 시기에 태풍의 북상으로 고기압성 흐름이 강화되어 관성 불안정도가 증가하였다. 즉 관성 불안정 강화시기와 대류 불안정의 발현 시기가 일치하였으며, 이를 통해 관성 불안정이 2) 구간 난류 발생의 주원인인 대류 불안정 발현에 중요 요소로 작용한 것으로 해석된다. 한편, 1) 구간의 난류 발생은 태풍 고기압성 흐름 내 온도 이류 차이에 의한 얕은 대류 불안정, 3) 구간의 난류 발생은 권운 내 떨어지는 눈 입자의 승화 과정으로 발생하는 대류 불안정 때문인 것으로 분석된다.

주요어: 태풍, 대류 근처 난류, 관성 불안정, 대류 불안정, 수치 모델 **학 번**: 2021-21167

ii

ŧŀ

초 록 i
목 차iii
List of Tablesiv
List of Figures v
1. 서 론1
2. 사례 선정6
3. 실험 설계13
4. 실험 결과 개요17
5. 난류 메커니즘 분석24
5.1 횡적 권운 밴드 내 난류 발생24
5.2 태풍 상층 고기압성 흐름 내 난류 발생40
5.3 모루운 하단 내 난류 발생61
6. 요약 및 결론66
참고문헌71
Abstract

List of Tables

Table 1. Category of turbulence intensity with EDR V	alues
(Sharman et al., 2014)	9
Table 2. Information of observed turbulence provide	d by
AMDAR data	.11
Table 3. Description of WRF setting and parameteriz	ation
schemes used in this study	

List of Figures

Figure 1. Results obtained from ERA5 reanalysis data at 0800 UTC 11 October 2019. (a) Sea level pressure (black contour), (b) horizontal wind speed (shading) with geopotential height (black contour) and wind vector (wind barb) at 250 hPa, and (c) cloud ice water mixing ratio (shading) at 250 hPa. Purple, red, and black dots depict the severe, moderate and light Figure 2. Brightness temperature satellite images of Himawari 10.4 μm (band 13) for (a) 1230, (b) 1630, and (c) 2030 UTC 10 October 2019 and (d) 0030, (e) 0430, and (f) 0840 UTC 11 October 2019. Red and black dots depict the moderate and **Figure 3.** Configuration of WRF domain 1, 2, 3, and 4 ($\Delta x = 15$, 5, 1, 0.2 km) used in this study. Bold gray line shows the best provided by track of Hagibis Korea Meteorological Administration. Blue line displays the simulated track of Figure 4. Simulated result of sea level pressure (black

contour; (a), (c), and (e)) and horizontal wind speed (shading; (b), (d), and (f)) with wind vector (wind barb) in domain 1 at 250 hPa for (a) and (b) 0200, (c) and (d) 0500, (e) and (f) 0800 UTC 11 October 2019. (g) and (h) are same as (e) and (f) respectively but derived from ERA5 reanalysis data. ..21

Figure 7. Simulated results of (a) SGS TKE (shading) at 14.5 km in domain 2, (b)brightness temperature (shading)in domain 3, and (c) SGS TKE (shading) with brightness temperature (-65°C; black contour) at 0330 UTC 11 October

vi

0300, (b) 0330, (c) 0400, and (d) 0430 UTC 11 October

Figure 11. Vertical cross section of SGS TKE (shading) with potential temperature (gray contour) and x-component

Figure 12. Simulated results of maximum column radar reflectivity (shading) with bulk wind shear (28 m s⁻¹; black contour), wind vector at 12.5 km (blue wind barb), and wind vector at 15.5 km (red wind barb) for (a)0300, (b) 0400, (c) 0500, and (d) 0600 UTC 11 October 2019 in domain2. 35

Figure 13. Simulated results of radial wind (shading) parallel to AB line in Figure 12 with radial wind vector, potential temperature (gray contour; white contour for 358 K), and cloud mixing ratio (0.001 g/kg; blue contour) for (a) 0300, (b) 0400, (c) 0500, and (d) 0600 UTC 11 October 2019 along AB line in Figure 12. Green cross shows the closest point of green cross depicted in Figure 12 from the AB line. Yellow lines present the altitude of 15.5 km and 12.5 km respectively.

Figure 14. (a) Simulated results of brightness temperature (shading) with bulk wind shear vector (black wind barb)

between 15.5 and 12.5 km at 0400 UTC 11 October 2019 in domain 3. (b) Vertical profile of N_m^2 from 0300 to 0600 UTC 11 October 2019 within the area averaged over 25 km x 25 Figure 15. Maximum column radar reflectivity (shading) with bulk wind shear (28 m s⁻¹; black contour), wind vector at 12.5 km (blue wind barb), and wind vector at 15.5 km (red wind barb) at 0400 UTC 11 October 2019 in domain 2 for simulations (a) CTL, (b) NCR, and (c) DRY. Brightness temperature (shading) with SGS TKE (0.1, 0.3, 0.5, 0.7 m²s⁻ ²; black contour) at 0400 UTC 11 October 2019 in domain 3 Figure 16. Vertical cross section of (a) potential temperature tendency by longwave radiation (shading) and (b) potential temperature tendency by shortwave radiation (shading) with potential temperature (gray contour) and cloud mixing ratio (0.001 g/kg; gray dashed contour) at 0400 UTC 11 October Figure 17. (a) Simulated result of SGS TKE (shading) with wind vector at 11 km in domain 2 at 0850 UTC 11 October

2019. Vertical cross section of SGS TKE (shading) with potential temperature (gray contour), cloud mixing ratio (0.001 k/kg, blue dashed contour), and (b) Ri (0.25, black contour), (c) VWS (1.5 x 10^{-2} s⁻¹, orange contour), and (d) ${\rm N_m}^2$ (O ${\rm s}^{-1},$ green contour) along AB area in Fig. 17a.50 Figure 18. Time series of N_m^2 (blue line), VWS (orange line), Ri (green line), and SGS TKE (red line) from 0600 to 1200 UTC 11 October 2019 within the area averaged over 25 km x 25 km, which centered on the observed turbulent spot. Pink and gray areas refer the turbulent period induced by KHI and convective instability, respectively. Black hatched area Figure 19. (a) Simulated result of maximum column radar reflectivity (shading) with absolute vorticity (0 s^{-1} , red contour) and wind vector at 11 km in domain 1 at 0850 UTC 11 October 2019. (b) Simulated result of SGS TKE (shading) with wind vector at 11 km in domain 1 at 0850 UTC 11 October 2019. Vertical cross section of absolute vorticity (shading) with potential temperature (gray contour), cloud mixing ratio (0.001 g/kg, blue dashed contour), and (c) SGS

Х

TKE (0.25, 0.5, 1.0 m^2s^{-2} , black contour) and (d) N_m^2 (0 s⁻¹, green contour) along AB line in Fig. 19b at 0850 UTC 11 October 2019.

Figure 20. Simulated results of absolute vorticity (shading) with N_m^2 ($\leq 0 \text{ s}^{-1}$, blue contour; solid contour for zero, dashed contour for negative value, bold dashed contour for -0.3 x 10^{-4} s^{-1}) at 11 km for (a) 0550, (b) 0650, (c) 0750, and (d) Figure 21. Simulated results of SGS TKE (shading) with ${\rm N_m}^2$ $(\leq 0 \text{ s}^{-1})$, blue contour; solid contour for zero, dashed contour for negative value, bold dashed contour for $-0.3 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$) at 11 km for (a) 0550, (b) 0650, (c) 0750, and (d) 0850 UTC Figure 22. Time series of N_m^2 (blue line), absolute vorticity (black line), and SGS TKE (red line) from 0600 to 1200 UTC 11 October 2019 within the area averaged over 25 km x 25 km, which centered on the observed turbulent spot in domain2. Pink and gray areas refer the turbulent period induced by KHI and convective instability, respectively. Black hatched area

Figure 25. Vertical cross section of cloud mixing ratio (shading) with absolute angular momentum M (black contour; -40 m s^{-1} for red contour) and potential temperature (gray contour) for (a) 0330, (c) 0600, and (e) 0850 UTC 11 October 2019 along AB line in Figure 24. Vertical cross section of SGS TKE (shading) with -40 m s^{-1} absolute angular momentum (red contour), cloud mixing ratio (0.001 g/kg, blue contour), and potential temperature (gray contour) for (b) 0330, (d) 0600, and (f) 0850 UTC 11 October 2019 along AB line in Figure 24. Black bold contours in (b),(d), and (f) show the potential temperature values of 350, 352, 354 K.

Figure 26. Vertical cross section of absolute angular momentum (black contour; -40 m s^{-1} for red contour) with potential temperature (gray contour) for (a) 0600 and (c) 0850 UTC 11 October 2019 in DRY simulation. Vertical cross section of SGS TKE (shading) with -40 m s^{-1} absolute angular momentum (red contour) and potential temperature (gray contour) for (b) 0600 and (d) 0850 UTC 11 October 2019 in DRY simulation. Black bold contours in (b) and (d) show the potential temperature values of 350, 352, 354 K. 59 **Figure 27.** Simulated result of horizontal wind speed (shading) with wind vector at 11 km for (a), (c) 0600 UTC and (b), (d) 0850 UTC 11 October 2019. (a), (b) and (c), (d) are the Figure 28. Simulated result of SGS TKE (shading) at 7 km in Figure 29. Vertical profile of (a) RH, (b) T, Td, (c) QI, (d) SGS TKE, (e) ${\rm N_m}^2,$ (f) SPD, (g) VWS at 0830 UTC 11 October 2019 within the are averaged over 25 km x 25 km, which centered on the black star in Figure 28. Blue dashed line and yellow area refer the altitude of cloud boundary and Figure 30. Vertical cross section of potential temperature tendency by diabatic process (shading) with potential temperature (gray contour), cloud mixing ratio (0.001 g/kg), and SGS TKE (0.25, 0.5, 1.0 $m^2 s^{-2}$, red contour) at 0830 UTC 11 October 2019 along AB area in Figure 28.65 Figure 31. (a) The values of resolved TKE (blue line), SGS TKE (red line), and total TKE (black line) for domain 1, 2, 3, and 4 on 0850 UTC 11 October 2019 at 11 km. (b) The values of resolved EDR (blue line), SGS EDR (red line), and total EDR (black line) for domain 1, 2, 3, and 4 on 0850 UTC 11 October 2019 at 11 km. The gray dashed line in Fig. 31b Figure 32. Distribution of total EDR (shading) for (a), (b) domain 3 and (c) domain 4 at 11 km on 0850 UTC 11 October

1. 서 론

항공 난류는 10 m에서 1,000 m의 작은 수평규모를 갖는 대기 중의 와류가 운항 중 항공기에 직접적으로 영향을 주는 현상이다(Lester, 1994; Sharman et al., 2006, 2014). 항공 난류 중 청천 난류(clearair turbulence)는 항공 사고 원인에서 가장 높은 비중을 차지하며, 항공기가 보통 강도 이상의 청천 난류를 조우하게 되면 승객과 승무원의 부상을 초래하고 비행 지연 및 경제적 손실을 야기할 수 있다(e.g., Kim et al., 2011, 2016, 2018; Sharman et al., 2006; Wolff & Sharman, 2008).

청천 난류는 주로 대류권계면(8-12 km MSL)에 위치한 제트 기류 근처에서 발생하며 몇 가지 요인들이 존재한다. 첫째, 제트의 상하층에서 크게 나타나는 연직 바람 시어에 의한 시어 불안정(shear instability)과 상층 전선에서 나타나는 수평 변형(horizontal deformation)은 청천 난류의 주 원인이다(Dutton & Panofsky, 1970; Ellrod & Knapp, 1992). 둘째, 제트 출구 지역에서 지균 조절과정으로 인해 발생하는 관성 중력과도 청천 난류를 야기시킬 수 있다(Ellrod & Knox, 2010; Koch et al., 2005; Lane et al., 2004). 셋째, 청천 난류는 고기압성 시어 및 곡률 흐름이 존재하는 지역에서 발생하는 관성 불안정에 의해 발생할 수 있다(Kim et al., 2014; Knox, 1997). 이렇듯 청천 난류는 구름의 발달과 같은 눈으로 판별 가능한 악기상이 없이 발생하기 때문에 조종사가 난류 발생 지역을 감지하기 어려우며, 레이더

에코 및 위성 영상 등의 관측 자료로도 예측하기가 어렵다.

청천 난류 중 대류가 활발한 지역으로부터 멀리 떨어진 지역에서 대류활동에 의해 발생하는 난류를 대류 근처 난류(Near Convective Turbulence, 이하 NCT)라고 한다(Lane et al., 2012). NCT는 구름의 경계 혹은 바깥쪽에서 발생할 수 있으며, 다양한 요인에 의해 발생한다. 예를 들어, 깊은 대류의 상충에서 발생하는 고기압성 유출(outflow)은 제트가 존재하는 고도 근처에서 제트의 흐름을 강화시켜 연직 바람 시어를 증가시킨다. 이러한 구간에서는 국지적으로 리차드슨 수(Richardson number, 이하 Ri)가 0.25 보다 작은 흐름이 형성되어 Kelvin-Helmholtz Instability(이하 KHI)을 발생시키고 곧 청천 난류를 유발할 수 있다(e.g., Trier et al., 2020; Trier & Sharman, 2009). 또한 청천 난류는 깊은 대류로부터 방출되는 수평 파장이 짧고 진폭이 큰 규모의 내부 중력파가 연직으로 전파 중 임계고도를 만나 깨지면 발생할 수 있다(Lane et al., 2003; Lane & Sharman, 2008).

NCT는 중규모 대류의 대표적 현상인 태풍의 근처에서도 다양한 요인에 의해 발생할 수 있다. Molinari et al., (2014)는 태풍 '이반(Ivan)' 주변을 관측한 라디오존데 자료를 이용하여 Ri가 0.25보다 작은 세 구간을 찾아 태풍 내 위치와 고도에 따른 난류 발생 메커니즘을 분석하였다. 간략히 설명하면 첫 구간은 모루운 밑에서 발생하는 난류로, 구름 내 얼음입자의 승화로 인한 난류 발생 지역이다. 두번째는 모루운의 하층 지역으로 구름 복사 효과에 의해 모루운 하층

곳이다. 세번째는 모루운의 상층 지역으로, 태풍 상층의 고기압성 흐름이 강한 상층 지역은 하층과의 강한 연직 시어를 발생시켜 시어 불안정에 의한 난류를 초래할 수 있다. Kudo (2013)과 Kudo et al. (2015)에서는 수치모델을 이용하여 모루운 하단 구역에서 승화 작용에 의한 Rayleigh-Benard-like 대류를 모의하고, 관측자료와 비교하여 해당 구역은 승화 작용에 의한 난류 발생 가능성이 높은 지역임을 밝혔다. Molinari et al. (2019)와 Molinari and Vollaro (2014)에서는 태풍의 상층 고기압성 흐름에서 발생하는 관성 불안정은 난류를 발현시키며, 약 12시간에 걸쳐 불안정성이 해소됨을 통해, 태풍 중심에서 멀리 떨어진 상층 유출 구간은 난류가 빈번히 존재할 수 있는 곳임을 시사하였다. Kawashima (2021)은 태풍의 모루운 상층에서 발생한 횡적 권운 밴드에 대한 발생 메커니즘을 분석하였으며, 횡적 권운 밴드가 발달하는 구역은 중립 및 약한 대류 불안정으로 인해 난류 발생 가능성이 높은 지역임을 확인하였다. Kim et al. (2014)는 소멸 단계에 있는 태풍이 온대 저기압으로 전환되는 기간 동안 발달한 횡적 권운 밴드내에서 발생한 NCT를 분석하였다. Kawashima (2021)과는 달리, 수치모델을 이용하여 횡적 권운 밴드가 발달한 영역에서 난류 모수화 변수인 아격자 난류 운동 에너지(subgrid-turbulent kinetic energy, 이하 SGS TKE)를 산출하여 횡적 권운 내 얕은 대류 불안정이 실제로 중강도 이상의 NCT를 발생시킬 수 있음을 보였다. 또한 횡적 권운 발달 메커니즘을 분석한 선행 연구(Kawashima, 2021; Trier et al., 2010; Trier & Sharman, 2016)와 달리, 본 연구에서는 횡적 권운

З

발달에 구름 복사 효과가 중요한 역할로 작용했음을 보였다.

현재 항공기들은 태풍에 의한 강한 바람 및 난류로 인한 피해를 줄이기 위해 태풍의 중심과 태풍 내 대류가 활발한 지역을 피해 우회하여 운항을 하다. 하지만 앞서 언급하 것과 같이 태풍의 중심으로부터 멀리 떨어진 지역에서도 태풍 대류로 발생한 간접적인 요인에 의해 다양한 기작으로 NCT가 발생할 수 있다. 횡적 권운 밴드의 경우 위성 영상으로 감지가 가능하지만, 발달한 고도를 정확히 가늠하기 어려우며, 선행 연구에서 언급한 태풍 주변의 난류 또한 위성 영상이나 레이더 자료로 예측하기에는 한계가 존재한다. 때문에 대류의 간접적인 영향으로 발생하는 난류 예방을 위해서는 난류 발생 원인 및 그 특성에 대한 이해가 요구되는 바이며 이를 위해 중규모 대류(Trier et al., 2010, 2020; Trier & Sharman, 2009, 2016) 혹은 온대 저기압화 된 태풍 주변(Kim et al., 2014)에서 관측된 난류 사례를 분석한 연구가 진행되었다. 하지만 아직까지 태풍 주변에서 관측된 난류 발생 메커니즘에 대한 연구는 이루어지지 않았다. 따라서 본 연구에서는 태풍 주변에서 관측된 난류 사례를 선정하고 고해상도 수치모델을 이용하여 난류 발생의 중규모 메커니즘을 분석하고자 한다.

본 논문의 2장에서는 항공기 관측자료와 재분석 자료를 이용한 사례 선정 과정을, 3장에서는 고해상도 수치 모델 설계 방안들을 설명할 것이다. 4장에서는 실험 결과에 대한 전반적인 개요를 설명하고, 5장에서는 시공간에 따라 다양한 기작으로 모의된 난류의 발생 메커니즘 분석에 대해 설명하며 6장을 요약 및 결론으로 마무리 짓고자

한다.

2. 사례 선정

본 연구에서는 태풍 주변에서 관측된 난류 사례를 선정하기 위해 Aircraft Meteorological Data Relay (AMDAR)에서 제공하는 에너지 소산률(eddy dissipation rate, 이하 EDR) 자료를 이용하였다. 이때, 한국을 포함한 동아시아 영역 내에서 발생한 난류 사례를 선정하기 위하여, 관측 범위를 20-60°N, 110-180°E로 제한하였으며, 2019년 1년 기간에 대해서 조사를 수행하였다. 또한 이·착륙 시 발생한 것이 아닌, 항공기가 대류권계면 및 성층권 운항 중 중강도(moderate) 이상의 난류를 조우한 사례를 선정하고자 하였다. 이를 위하여 8,000 m 이상의 고도에서, Sharman et al. (2014)에서 제시한 EDR 최대값에 따른 난류 강도 분류 범주를 기준으로(Table 1), 관측된 EDR 최대값이 0.22 m^{2/3}s⁻¹ 이상인 난류 관측 지점을 선별하였다. 그 결과, 2019년 10월 11일 0800에서 0900 UTC 기간에 북서 태평양 상공을 지나던 항공기가 태풍 '하기비스' 북부 및 북서쪽 전면의 약 11 km 고도에서 다발성의 난류를 조우하였다. Fig. 1a은 European Center for Medium-range Weather Forecast Reanalysis version 5 (ERA5) 데이터를 이용하여 0800 UTC의 해면 기압장과 난류 관측 지점을 나타내고 있으며. Table 2는 난류 관측 지점 및 기간에 대한 정보를 보여주고 있다. 본 연구에서는 0.22 m^{2/3}s⁻¹ 이상의 중강도 난류를 포함하고 연속적으로 난류가 발생한 0840에서 0900 UTC 기간에 관측된 난류 발생 사례에 초점을 맞추어 연구를 진행하였다.

0840-0900 UTC 사이에 관측된 난류 지점은 일본 남쪽 지역에 위치한 태풍 하기비스 중심으로부터 500 km이상 떨어져 있었다(Fig. 1a). 난류 관측 고도와 가장 근접한 등압면 250 hPa에서의 종관 규모 흐름 확인 결과(Fig. 1b), 태풍의 북쪽 지역에는 제트가 발달하여 있었고, 난류 관측 지점들은 태풍의 상층 고기압성 유출 지역에 위치하고 있었다. 250 hPa에서의 구름 혼합비 확인 결과(Fig. 1c), 난류 관측 지점은 태풍의 상층 유출 흐름에 의해 형성된 구름의 밀도가 낮고 얇은 구름이 분포하는 모루운 지역으로, 태풍 내 깊은 대류에 의한 직접적인 영향이 작은 지역이었다.

Figure 2는 난류 관측 시점으로부터 4시간 간격으로 20시간 이전 까지의 히마와리 10.4 µm (밴드 13) 적외 영상을 보여주고 있다. 난류 관측 지점은 10월 11일 0030 UTC(Fig. 2d)부터 태풍의 영향권에 들었으며, 일본 남쪽 지역에서 북상해 오고 있던 하기비스는 0430 UTC(Fig. 2e)부터 태풍의 눈이 작아지며 그 세기가 감소하고 있었다. 태풍이 약화됨에 따라 ERA5 결과와 동일하게 이전 시기보다 난류 관측 기간(Fig. 2f)에 태풍 북서쪽 지역의 구름 밀도가 낮은 것을 확인할 수 있다. 0430, 0840 UTC(Fig. 2f, 2e) 난류 관측 지점 부근에는 얕은 대류 불안정에 의한 난류 발생 가능성이 높은 권운 밴드가 약하게 발달해 있었다. 결과적으로, 본 난류 사례는 태풍이 북상하며 약화되고 있는 시기에 태풍의 중심으로부터 500 km 이상 멀리 떨어져 구름의 밀도가 낮고 상층 고기압성 유출 흐름이 존재하는 지역에서 중강도급으로 발생하였다. 이는 태풍으로 인한 강풍 혹은 태풍 내 강한

대류에 의해 발생하는 난류와는 다른 양상일 것으로 판단되어, 본 사례에 대한 구체적인 중규모 메커니즘 분석을 위해 고해상도 수치 모델 실험을 수행하였다.

EDR 최대값	강도
$0.15 \text{ m}^{2/3} \text{s}^{-1} \leq \text{EDR} \leq 0.22 \text{ m}^{2/3} \text{s}^{-1}$	약함 (light)
$0.22 \text{ m}^{2/3} \text{s}^{-1} \le \text{EDR} \le 0.34 \text{ m}^{2/3} \text{s}^{-1}$	중간 (moderate)
EDR > $0.34 \text{ m}^{2/3} \text{s}^{-1}$	강함 (severe)

Table 1. Category of turbulence intensity with EDR Values (Sharman et al., 2014).



Figure 1. Results obtained from ERA5 reanalysis data at 0800 UTC 11 October 2019. (a) Sea level pressure (black contour), (b) horizontal wind speed (shading) with geopotential height (black contour) and wind vector (wind barb) at 250 hPa, and (c) cloud ice water mixing ratio (shading) at 250 hPa. Purple, red, and black dots depict the severe, moderate and light intensity of observed turbulence, respectively.

기간	위도 (°)	경도 (º)	고도 (m)	EDR 최대값 (m ^{2/3} s ⁻¹)
2019.10.11 0759 UTC	139.5	36.3	8232.7 (≒ 367 hPa)	0.18
2019.10.11 0840-0900 UTC	~ 133	~ 33	~ 10975 (≒ 250 hPa)	0.16-0.28

Table 2. Information of observed turbulence provided by AMDAR data.



Figure 2. Brightness temperature satellite images of Himawari 10.4 μm (band 13) for (a) 1230, (b) 1630, and (c) 2030 UTC 10 October 2019 and (d) 0030, (e) 0430, and (f) 0840 UTC 11 October 2019. Red and black dots depict the moderate and light intensity of observed turbulence, respectively.

3. 실험 설계

본 연구에서는 태풍 주변에서 발생한 난류의 중규모 메커니즘을 분석하기 위해 고해상도 수치 모델 Advanced Research version of the Weather Research and Forecasting (ARW-WRF) 4.3 버전을 이용하였다. 수치 실험은 난류 관측 지점을 중심으로 수평 격자가 각각 15, 5, 1, 0.2 km인 영역 4개로 구성하였다(Figure 3). 연직 해상도는 난류 발생 구간인 8-13 km에서 약 280 m로 설정하였으며, 하층은 지형을 따르고 상층은 에타 층으로 이루어진 총 112 개의 혼합층으로 구성하였다. 모든 영역의 모델 연직 최상층은 20 hPa(약 26 km)이며, 레일리 감쇠는 최상층의 5 km 이내부터 이루어지도록 설정하였다. 난류 관측 시간을 고려하여 2019년 10월 11일 0000 UTC부터 12 UTC까지 총 12시간을 적분하였다. 초기 및 측면 경계 조건으로는 ECMWF에서 1시간 간격으로 제공하는 0.25° x 0.25° 수평 격자를 갖는 ERA5 자료를 이용하였고, 해면 온도는 National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)에서 24시간 간격으로 제공하는 Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST)자료를 사용하였다.

제어 실험(control run, 이하 CTL)의 미세물리 모수화 방안으로 WSM 6-class graupel 방안(Hong & Lim, 2006)을 모든 영역에 적용하였으며, 적운 모수화 방안으로는 Kain-Fritsch (new Eta)방안(Kain, 2004)을 영역1 에만 적용하였다. 장파 및 단파 복사 모수화 방안은 RRTMG 방안(Iacono et al., 2008; Mlawer et al., 1997)을 이용하였으며, 지표면 모델로는 Noah land-surface 모델(Ek et al., 2003)을 이용하였다. 자유 대기에서의 연직 혼합 모수화를 위해 Mellor-Yamada 2.5차 난류종결 방법론을 이용하여 아격자 규모의 난류 운동 에너지(subgrid-scale turbulent kinetic energy, 이하 SGS TKE)를 산출하는 Mellor-Yamada-Janjić 행성 경계층 방안을 각 영역에 적용하였다.

본 연구에서는 환경적 요인에 따른 난류 발생 양상 분석을 위해 2가지 추가적인 민감도 실험을 수행하였다. 첫째로, 대류에 의한 상층의 유출 흐름 효과를 제거하기 위하여 미세물리와 적운 모수화 방안을 적용시키지 않은 건조 실험(dry run, 이하 DRY)을 수행하였다. 두번째로, 구름에 의한 장파·단파 복사 효과를 적용하지 않은 no cloud radiative(이하 NCR) 실험을 수행하였다. 외에 나머지 설정은 CTL과 동일하게 진행하였다. Table 3은 WRF 설정 및 본 연구에서 사용된 물리 모수화 방안을 보여주고 있다.



Figure 3. Configuration of WRF domain 1, 2, 3, and 4 ($\Delta x = 15, 5, 1, 0.2 \text{ km}$) used in this study. Bold gray line shows the best track of Hagibis provided by Korea Meteorological Administration. Blue line displays the simulated track of Hagibis derived from the domain 1.

Domains and Time Controls					
Initial and Boundary Conditions	 ERA5 Reanalysis (0.25 ° ×0.25 °), hourly 				
Conditions	• OISST Analysis, daily				
	1st domain	2nd domain	3rd domain	4th domain	
Horizontal Domain	192× 192	298× 298	881× 881	1596× 1406	
	15 km	5 km	1 km	0.2 km	
	one-way nesting				
Vertical Domain	112 hybrid layers (p _{top} = 2000 Pa)				
Integration Time	2019-10-11 00:00 UTC - 2019-10-11 12:00 UTC				
Physics Parameterization Schemes					
Microphysics Scheme	WSM 6-class scheme				
Boundary Layer Scheme	MYJ PBL scheme				
Radiation Scheme	RRTMG longwave/shortwave radiation scheme				
Land Surface Model	Unified Noah land-surface model				
Cumulus	Kain-Fritsch (new Eta) scheme				
Scheme	(1st domain only)				
Sensitivity Test					
DRY simulation	Turn off Microphysics and Cumulus Parameterization Scheme				
NCR simulation	Turn off Cloud Radiative Feedback Effect (No Cloud Radiative)				
Table 3 Description of WRF setting and parameterization schemes					

Table 3. Description of WRF setting and parameterization schemes used in this study.

4. 실험 결과 개요

Figs. 4a-f는 WRF 결과로부터 산출된 사고 발생 시간 약 6시간 이전부터 3시간 간격으로 해면기압과 상층 종관 흐름을 나타낸 모습이다. 2장의 히마와리 적외 영상과 동일하게 태풍은 시간이 지남에 따라 북상하며 약화되고 있었고, 이로 인해 태풍 상층 오른 반원의 저기압성 흐름도 약화되고 있었다. ERA5 자료(Figs. 4g, 4h)로 0800 UTC의 종관 규모를 비교해 본 결과, 태풍의 중심 및 태풍에 의한 상층 흐름이 거의 일치하였으며, 태풍 북쪽에 위치한 제트의 위치 및 강도 또한 일치하였다. 추가적으로 연구 기간 동안 관측 자료와 모델 결과의 태풍 중심 기압을 비교해 본 결과, 모델에서 태풍의 세기를 과소모의한 경향이 있었다. 하지만 그 차이가 작았으며 Figure 3에서 볼 수 있듯. 기상청에서 제공한 태풍의 최적 경로와 WRF에서 모의된 태풍의 이동 경로가 거의 일치함을 확인하였다. 따라서 본 연구에서는 수치 실험 결과가 지상 및 상층의 종관 패턴을 잘 모의하여 태풍 주변에서 관측된 난류의 메커니즘을 분석하는데 적합하다고 판단하였다.

Figure 5는 영역2 11 km에서의 수평 바람 속력과 SGS TKE의 분포를 보여주고 있다. 그 결과, 난류 관측 시기 이전부터 태풍의 고기압성 흐름이 존재하는 북서쪽 전면 지역에서는 지속적으로 SGS TKE가 분포하였으며, 이에 대한 논의는 5장에서 자세히 다루고자 한다. 0850 UTC(Fig. 5d)에는 1.0 m²s⁻² 이상의 강한 SGS TKE가 모의된 구간과 난류 관측 지점이 정확히 일치하는 것을 통해, 수치 모델에서

관측된 난류가 잘 모의되었음을 확인하였다. Figure 6은 Figure 5의 AB 회색 구간을 평균한 연직 단면 구조이다. 수평 분포와 마찬가지로 난류 관측 시점 이전부터 난류 관측 지점 부근의 10-12 km 구간 에서는 0.25 m²s⁻²이상의 SGS TKE가 나타나, 태풍 중심에서 멀리 떨어진 고기압성 유출 흐름이 나타나는 지역에서는 약한 난류가 지속적으로 존재 했음을 확인하였다. 0850 UTC 때에는 수평 분포와 마찬가지로, Fig. 6d에서 난류 관측 지점을 포함하는 2번으로 표시된 빨간색 구간내에서 0.75 m²s⁻² 이상의 강한 SGS TKE가 모의되었다. 앞으로 본 논문에서 난류 관측 지점을 포함한 이 구간을 2번 구간이라고 칭하고자 한다.

본 연구에서는 2번 구간 뿐 아니라, 추가적으로 시간에 따라 태풍 내 SGS TKE의 분포가 달라지는 것을 확인 하였다. 예를 들어, Fig. 6a의 1번으로 표시된 파란색 구역은 2번 구간보다 태풍 중심으로부터 더욱 멀리 떨어진 상층 구간(약 13-15 km)이었음에도 불구하고, 0330 UTC에는 태풍 내에서 SGS TKE가 1.0 m²s⁻² 이상으로 가장 크게 나타났다. 하지만 시간이 지남에 따라 SGS TKE는 점점 감소하여 난류 관측 시점인 0850 UTC에는 해당 구역에서 SGS TKE가 나타나지 않은 것을 볼 수 있다. 앞으로 이 구간은 1번 구간이라고 칭할 것이다. 두번째로, Fig. 6d의 3번으로 표시된 녹색 구역의 SGS TKE 분포는 2번 구간과 수평적 위치가 비슷하지만 2번 구간보다 하층(약 6-8 km)에서 나타났다. 또한 1번 구간과는 다르게, 0850 UTC 이전부터 SGS TKE가 해당 구간에서 0.25 m²s⁻² 이상으로 지속적으로 약하게 모의되었으며,

0850 UTC 때 분포 영역이 넓어졌으나 세기는 비슷한 것을 볼 수 있었다. 앞으로 이 구간은 3번 구간이라 칭할 것이다. 시공간에 따른 태풍 내 SGS TKE 분포 분석 결과, 각 구간에 따라 분포 시기와 세기가 다른 것을 통해 각 구간에서 모의된 SGS TKE는 서로 다른 메커니즘을 통해 발생한 것으로 추정되었다. 따라서, 본 연구에서는 중강도의 난류가 관측된 2번 구간에서의 난류 발생 메커니즘에 초점을 맞추어 분석을 진행하되, 1번과 3번 구역의 SGS TKE 발생 메커니즘을 추가적으로 분석하여, 태풍 주변에서 나타나는 다양한 난류 발생 메커니즘 및 특성을 확인하고자 한다.






Figure 4. Simulated result of sea level pressure (black contour; (a), (c), and (e)) and horizontal wind speed (shading; (b), (d), and (f)) with wind vector (wind barb) in domain 1 at 250 hPa for (a) and (b) 0200, (c) and (d) 0500, (e) and (f) 0800 UTC 11 October 2019. (g) and (h) are same as (e) and (f) respectively but derived from ERA5 reanalysis data.



Figure 5. Simulated result of horizontal wind speed (shading) with SGS TKE (black contour; 0.25, 0.5, and 1.0 m^2s^{-2}), sea level pressure (thin gray contour), and wind vector in domain 2 at 11 km for (a) 0330, (b) 0530, (c) 0730, and (d) 0850 UTC 11 October 2019.



Figure 6. Vertical structure of SGS TKE (shading), potential temperature (gray contour), and cloud mixing ratio (black dashed contour; 0.001 g/kg) along AB area in Fig. 5 for (a) 0330, (b) 0530, (c) 0730, and (d) 0850 UTC 11 October 2019. Red dot depicts the observed moderate-level turbulence.

5. 난류 발생 메커니즘

5장에서는 4장에서 선정한 1번 구간(z = 13-15 km), 2번 구간(z = 10-12 km), 3번 구간(z = 6-8 km)에서 모의된 난류의 발생 메커니즘을 차례대로 분석하고자 한다.

5.1 횡적 권운 밴드 내 난류 발생

앞서 4장에서 언급했듯이, 1번 구간의 SGS TKE는 난류 관측 이전 시기(2019년 10월 11일 약 0300-0600 UTC)에 모의되었으므로, 5.1장은 해당 기간에 초점을 맞추어 분석하였다. Fig. 7a는 0330 UTC 영역2 14.5 km에서의 SGS TKE 분포를 나타낸 것으로, 태풍 북서쪽 전면 지역에서 1.25 m²s⁻² 이상의 SGS TKE가 발생하였다. 이때 앞서 언급한 것과 같이, 0430 UTC 태풍 북서쪽 전면 지역에는 횡적 권운 밴드가 형성되어 있었으며(Fig. 2e), 1번 구간의 SGS TKE는 모루운의 상층 구간에서 약 2 km 깊이로 발생하였다(Fig. 6a). 이를 통해 선행 연구에 따라 1번 구간의 난류 발생은 횡적 권운 밴드 형성과 관련이 있을 것으로 추정하였다. 따라서 Fig. 7a의 파란 영역을 영역3에서 구름 밝기 온도로 살펴본 결과(Fig. 7b), 1번 구간에서 횡적 권운 밴드가 모의되었고, 횡적 권운 밴드가 발달한 영역을 따라 1.25 m²s⁻² 이상의 SGS TKE가 발생하였다(Fig. 7c). 이는 곧 0330 UTC 히마와리 적외 영상(Fig. 7d)의 횡적 권운 밴드 발달 지역과 일치하였다. 따라서 1번 구간의 SGS TKE 발생 원인은 선행 연구(Kim et al., 2014, Trier et al., 2010)와 같이, 행성 경계층 내 수평 대류 두루마리(horizontal

convective roll, 이하 HCR)에 의해 발생하는 난류 메커니즘과 동일한 방식으로 나타나는 횡적 권운 밴드 내 난류 때문인 것으로 추정하였다.

Figure 8은 0300에서 0400 UTC까지 30분 간격으로 구름 밝기 온도를 나타낸 모습이다. 0330 UTC(Fig. 8b) AB 점선 영역에 새로운 횡적 권운 밴드가 형성되어 0400 UTC(Fig. 8c)에 가장 강하게 발달하였으며, 0430 UTC(Fig. 8d)에는 권운 밴드가 흩어져 소멸하고 있었다. Figure 9는 Figure 8의 AB 점선 구간에서의 연직 단면 구조를 나타낸 것으로, 연직 속도와 x축 방향의 상대 와도를 나타내고 있다. 권운 밴드가 발달하지 않았던 0300 UTC(Fig. 9a)에는 상층에는 양의 와도가, 하층에는 음의 와도가 분포하여 HCR의 구조가 나타나지 않았다. 반면 권운 밴드가 발달한 0330와 0400 UTC에는 12.5 km와 15.5 km 사이에서 양의 와도와 음의 와도가 번갈아 나타나는 HCR이 발달하였고, 이로 인해 HCR 내에서 상승과 하강 운동이 번갈아 발생하는 것을 확인하였다(Fig. 9b, 9c). 이때 상승 구간에서는 구름이 형성되고, 하강 구간에서는 구름이 소멸되어 약 2.5 km 깊이의 권운 밴드가 형성되었으며(Fig. 10b, 10c), HCR 내 활발한 연직 운동으로 인해 0.75 m²s⁻² 이상의 SGS TKE가 모의되었다(Fig. 11b, 11c). 이후 0430 UTC에는 HCR의 소멸로 연직 운동이 약해져(Fig. 9d) SGS TKE가 11d)하고 밴드의 구조 또한 사라지고 있는 것을 감소(Fig. 확인하였다(Fig. 10d). 결론적으로 1번 구간의 난류는 횡적 권운 밴드 내에서 발생한 것이며, 행성 경계층 내 HCR에 의한 난류 발생 메커니즘과 동일한 방식으로 모의된 것임을 확인하였다.

다음으로는 0300-0600 UTC 기간에 HCR이 발달한 배경적 요인에 대해 분석하였다. 행성 경계층 내 HCR은 하층과 상층의 수평 바람 속도 차이로 유도되는 연직으로의 온도 이류차에 의한 대류 불안정의 발현으로 발생한다(Kim et al., 2014, Trier et al., 2010). 따라서, 본 연구에서는 권운 밴드가 발달하였던 구간을 포함한 15.5 km 와 12.5 km의 수평 바람 속도를 비교해 보았다. Figure 12는 상층(15.5 km)의 수평 벡터(빨강 벡터), 하층(12.5 km)의 수평 벡터(파랑 벡터), 15.5 km와 12.5 km 사이의 벌크 윈드 시어 크기(검정 contour)를 나타낸 모습이다. 그 결과, 0300, 0400 UTC(Fig. 12a, 12b) 횡적 권운 밴드가 발달하였던 태풍의 북서쪽 전면(Fig. 12b의 파란색 네모 영역)에서 28 m s⁻¹ 이상의 강한 벌크 윈드 시어가 넓게 나타났다. 반면 권운 밴드가 소멸하던 시기인 0500 UTC(Fig. 12c)에는 벌크 윈드 시어가 강한 영역이 감소하였고, 0600 UTC(Fig. 12d)에는 횡적 권운 밴드가 발달하였던 지역에서 벌크 윈드 시어가 강한 지역이 나타나지 않았다. 즉, 15.5 km와 12.5 km 사이의 벌크 윈드 시어가 강했던 지역과 기간이 횡적 권운 밴드가 형성된 지역과 기간과 일치하였고. 이를 통해 상층과 하층 사이의 강한 연직 시어로 인해 횡적 권운 밴드가 형성되었음을 확인하였다. 그 구조를 자세히 보기 위해 Figure 12의 AB 검정 실선 영역의 연직 단면구조를 본 모습은 Figure 13과 같다. Shading은 AB 단면에 평행한 성분의 바람 속도이며, 검정 벡터 또한 단면에 평행한 성분의 바람 방향으로, 태풍의 중심으로부터 AB 불어나가는 시선 바람(radial wind)을 의미한다. 그 결과, 약 12.5-

14.0 km 사이에서 시선 바람의 코어가 존재했으며 14.0 km 이상에서는 시선 바람 속도가 감소하였다(Fig. 13a, 13b). 즉 횡적 권운 밴드가 발달했던 지역에서 태풍 중심으로부터 불어나가는 상층(15.5 km)의 남서풍 속력(빨강 벡터)이 하층(12.5 km)의 남풍·남동풍 속력(파랑 벡터)보다 작아 강한 벌크 윈드 시어가 발달한 것으로 분석된다(Fig. 12a, 12b). 이로 인해 하층에는 상층보다 상대적으로 강한 온난 이류가 발생하여 0300 UTC(Fig. 13a)에 358 K의 온위(하얀 실선)가 고도에 따라 감소하는 대류 불안정이 발생하였으며(Fig. 14b), 0400 UTC에는 15.5 km와 12.5 km 사이의 벌크 윈드 시어의 강화(Fig. 12b)로 대류 불안정이 강화되었다(Fig. 13b. 14b). 정리하면, 모루운 내 강한 하층(12.5 km) 수평 바람과 약한 상층(15.5 km) 수평 바람으로 나타난 강한 연직 시어가 연직으로의 온도 이류차를 유도하였고, 이로 인해 발현된 대류 불안정이 HCR을 형성하였다. 이후 HCR에 의한 상승과 하강의 연직운동이 번갈아 나타나 Fig. 14a와 같이 위쪽 시어 벡터에 평행한 횡적 권운 밴드가 발달하였고, 이 과정에서 난류가 발생한 것으로 분석된다. 횡적 권운 밴드가 소멸하던 시기인 0500 UTC에는 상층의 시선 바람 강화로(Fig. 13c) 상층과 하층 사이의 벌크 윈드 시어가 감소하여(Fig. 12c) 대류 불안정이 약화되었다(Fig. 14b). 0600 UTC에는 상층과 하층의 바람차 감소로(Fig. 13d) 횡적 권운 밴드 발달 지역에서 강한 벌크 윈드 시어가 나타나지 않았으며, 온위 또한 고도에 따라 일정해지는 정적 중립 상태로 돌아간 모습을 볼 수 있었다(Fig. 14b). 정리하면, 1번 구간에서 모의된 난류는 모루운 내 강한 하층 수평

바람과 약한 상층 수평 바람의 연직 시어로 유도된 연직으로의 온도 이류차에 의해 발현된 대류 불안정이 HCR을 형성함으로써 발생하였다. 이후 상층의 시선 바람이 강해져 상층과 하층 사이의 연직 시어가 감소함에 따라 1번 구간은 대류 불안정에서 정적 중립 상태로 안정화되어 횡적 권운 밴드가 소멸하고 난류가 더 이상 모의되지 않은 것으로 분석된다. 이때, 대류에 의한 상층 유출 흐름이 하층보다 상층이 강하여 아래 시어 방향에 평행하게 횡적 권운 밴드가 발달하였던 선행 연구(Kim et al., 2014, Trier et al., 2010)와 달리, 본 연구의 1번 구간처럼 상층보다 하층의 유출 흐름이 더 강할 때는 횡적 권운 밴드가 위쪽 시어 방향에 평행하게 나타날 수 있음을 확인하였다.

Kim et al. (2014)는 횡적 권운 밴드의 발달 및 난류를 일으킨 대류 불안정 발현에 연직으로의 온도 이류차 뿐 아니라, 구름 복사 효과가 필수적 이었음을 밝혔다. 따라서 본 연구의 1번 구간에서의 횡적 권운 밴드 형성 및 난류 발생에도 구름 복사 효과가 중요 역할로 작용하였는지 확인하기 위해 NCR과 DRY 실험 결과를 비교해 보았다. 그 결과, NCR에서는 12.5 km와 15.5 km 사이의 강한 벌크 연직 시어가 나타났으며(Fig. 15b), 이 지역에서 횡적 권운 밴드가 발달한 것을 확인하였다(Fig. 15e). 또한 횡적 권운 밴드를 따라 SGS TKE가 모의되었으며(Fig. 15e), 밴드의 전반적인 구조가 CTL 결과(Fig. 15d)와 거의 일치하는 것을 통해 본 사례에서는 횡적 권운 밴드와 난류를 발생시킨 대류 불안정의 발현에 구름 복사 효과가 주 요인으로 작용하지 않은 것으로 판단된다. 이는 Figure 16과 같이, 모루운의 상층

구간(빨간 네모 영역)내에서 장파복사에 의한 냉각과 단파복사에 의한 가열효과가 서로 상쇄되었기 때문이며, 상쇄효과가 없었더라도 구름 복사 효과는 대류 불안정의 발생 유무가 아닌 대류 불안정의 강도 증폭에 영향을 주었을 것으로 해석된다. 반면 DRY 실험의 경우 상층의 유출 흐름 효과가 제거되어 모루운 내 상층과 하층의 연직 시어가 발생하지 않아(Fig. 15c), 대류 불안정이 발현되지 않았으며 따라서 횡적 권운 밴드와 SGS TKE, 즉 난류가 모의되지 않았다(Fig. 15f). 결과적으로, 본 사례의 1번 구간에서의 횡적 권운 밴드 형성 및 난류 발생에는 태풍의 상층 유출류 내 강한 12.5 km 유출류와 약한 15.5 km 유출류의 연직으로의 속도 차이가 주 요인으로 작용한 것으로 분석된다.



Figure 7. Simulated results of (a) SGS TKE (shading) at 14.5 km in domain 2, (b) brightness temperature (shading) in domain 3, and (c) SGS TKE (shading) with brightness temperature (-65° C; black contour) at 0330 UTC 11 October 2019. (d) displays the brightness temperature satellite images of Himawari 10.4 μm (band 13) at 0330 UTC 11 October 2019.



Figure 8. Simulated result of brightness temperature for (a) 0300, (b) 0330, (c) 0400, and (d) 0430 UTC 11 October 2019 in domain3.



Figure 9. Vertical cross section of vertical velocity (shading) with potential temperature (gray contour) and x-component vorticity (-5, -1, 0, 1, 5 x 10^{-3} s⁻¹; red contour, dashed contour for negative values) for (a) 0300, (b) 0330, (c) 0400, and (d) 0430 UTC 11 October 2019 along AB line depicted in Figure 8.



Figure 10. Vertical cross section of cloud mixing ratio (shading) with potential temperature (gray contour) and x-component vorticity (-5, -1, 0, 1, 5 x 10^{-3} s⁻¹; red contour, dashed contour for negative values) for (a) 0300, (b) 0330, (c) 0400, and (d) 0430 UTC 11 October 2019 along AB line depicted in Figure 8.



Figure 11. Vertical cross section of SGS TKE (shading) with potential temperature (gray contour) and x-component vorticity ($-5, -1, 0, 1, 5 \ge 10^{-3} \text{ s}^{-1}$; red contour, dashed contour for negative values) for (a) 0300, (b) 0330, (c) 0400, and (d) 0430 UTC 11 October 2019 along AB line depicted in Figure 8.



Figure 12. Simulated results of maximum column radar reflectivity (shading) with bulk wind shear (28 m s^{-1} ; black contour), wind vector at 12.5 km (blue wind barb), and wind vector at 15.5 km (red wind barb) for (a)0300, (b) 0400, (c) 0500, and (d) 0600 UTC 11 October 2019 in domain2.



Figure 13. Simulated results of radial wind (shading) parallel to AB line in Figure 12 with radial wind vector, potential temperature (gray contour; white contour for 358 K), and cloud mixing ratio (0.001 g/kg; blue contour) for (a) 0300, (b) 0400, (c) 0500, and (d) 0600 UTC 11 October 2019 along AB line in Figure 12. Green cross shows the closest point of green cross depicted in Figure 12 from the AB line. Yellow lines present the altitude of 15.5 km and 12.5 km respectively.



Figure 14. (a) Simulated results of brightness temperature (shading) with bulk wind shear vector (black wind barb) between 15.5 and 12.5 km at 0400 UTC 11 October 2019 in domain 3. (b) Vertical profile of N_m^2 from 0300 to 0600 UTC 11 October 2019 within the area averaged over 25 km x 25 km, which centered on the green cross in Figure 12.



Figure 15. Maximum column radar reflectivity (shading) with bulk wind shear (28 m s⁻¹; black contour), wind vector at 12.5 km (blue wind barb), and wind vector at 15.5 km (red wind barb) at 0400 UTC 11 October 2019 in domain 2 for simulations (a) CTL, (b) NCR, and (c) DRY. Brightness temperature (shading) with SGS TKE (0.1, 0.3, 0.5, 0.7 m²s⁻²; black contour) at 0400 UTC 11 October 2019 in domain 3 for simulations (d) CTL, (e) NCR, and (f) DRY.



Figure 16. Vertical cross section of (a) potential temperature tendency by longwave radiation (shading) and (b) potential temperature tendency by shortwave radiation (shading) with potential temperature (gray contour) and cloud mixing ratio (0.001 g/kg; gray dashed contour) at 0400 UTC 11 October 2019 along AB line in Figure 12.

5.2 태풍 상층 고기압성 흐름 내 난류 발생

5.2장은 0840에서 0900 UTC 기간에 2번 구간에서 관측된 난류 발생 메커니즘에 대해 논의하고자 한다. Fig. 17a는 영역2 11 km에서의 SGS TKE 분포로, 난류 관측 지점에서 1.25 m²s⁻² 이상의 강한 SGS TKE가 모의되었다. 본 연구에서는 2번 구간에서 SGS TKE가 높게 모의된 원인 분석을 위해, TKE 예단 방정식을 살펴보았으며, 그 식은 다음과 같다.

$$\frac{\partial TKE}{\partial t} = -\overline{u}_{j} \frac{\partial TKE}{\partial t} + \delta_{i3} \frac{g}{\overline{\theta_{v}}} \overline{u_{i}} \theta_{v} - \overline{u_{i}} u_{j} \frac{\partial \overline{u_{i}}}{\partial x_{j}} - \frac{1}{\overline{\rho}} \frac{\overline{\partial (u_{i}} p_{j})}{\partial x_{i}} - \varepsilon \quad (1)$$

(1) 식의 오른쪽 식은 왼쪽부터 차례대로 TKE 이류, 부력, 시어, TKE 재분배, 소멸 항을 나타내며, 규모 분석 결과 부력과 시어에 의한 TKE 생성 및 손실이 가장 컸다. 따라서 부력과 시어에 의한 난류 발생을 진단해주는 지수인 리차드슨 수(Richardson number, 이하 Ri)를 계산하여 난류 관측 지점에서 Ri의 분포를 살펴보았으며, 리차드슨 수는 다음과 같이 계산하였다.

$$Ri = N_m^2 \div VWS^2, \ N_m^2 = \frac{g}{\theta_m} \frac{\partial \theta_m}{\partial z}, \ VWS = \left(\frac{\partial u^2}{\partial z} + \frac{\partial v^2}{\partial z}\right)^{\frac{1}{2}}$$
 (2)

이때 θ_m 은 상당 온위를 의미한다. Fig. 17b는 0850 UTC Figure 12의 검정 점선 영역을 따라 나타낸 연직 단면 구조이다. 그 결과, 난류 관측 지점과 Ri < 0.25인 지역이 일치하였고, 이를 통해 난류 관측 지점은 연직 시어가 강할 때 발현되는 Kelvin-Helmholtz instability(이하 KHI) 발생 가능 지역인 것으로 나타났다. 따라서 연직 시어 분포를 살펴본 결과(Fig. 17c), 난류 관측 지점은 태풍의 상층 유출에 의해 형성된 모루운의 하층 지역이기 때문에 연직 시어가 강하게 나타났다. 하지만 음의 Ri 값을 갖게 되면, Ri < 0.25 인 지역은 KHI 뿐 아니라 대류 불안정에 의한 난류 발생 지역을 포함한다. 따라서 2번 구간의 난류 발생 원인을 강한 연직 시어에 의한 KHI로 단정할 수 없어 대류 불안정을 진단해 주는 Nm²을 계산하여 그 분포를 살펴보았다. 그 결과(Fig. 17d), 난류 관측 지점과 Nm² < 0 인 지역이 일치하여 2번 구간에서 발생한 난류의 직접적인 원인은 대류 불안정임을 확인하였다. Figure 18은 0600부터 1200 UTC까지 11 km에서의 Ri, N_m², 연직 시어(Vertical Wind Shear, 이하 VWS), SGS TKE의 타임 시리즈를 나타낸 모습이다. 첫째로 SGS TKE의 분포를 살펴보면, 약 0720 UTC때부터 SGS TKE는 서서히 증가하다 0800 UTC부터 급격하게 증가하여 난류 관측 시기에 최대값을 가졌고 이후 조금씩 감소하였다. VWS의 경우, 난류 관측 지점은 모루운의 하층 구간이기 때문에, 0600 UTC 때부터 1.0 x 10⁻² s⁻¹ 이상의 높은 값을 보였다. 이후 VWS 또한 0720 UTC부터 서서히 증가하여 0800 UTC 부터는 빠르게 증가해 0830 UTC에 최대값을 갖고 그 이후로 감소하는 것을 볼 수 있었다. Ri의 경우 0600 UTC부터 약 0830 UTC까지 그 값이 0.25보다 작고 0보다는 커 이 기간 동안 난류 관측 지점에서는 KHI가 발생했음을 알 수 있었다. 이러한 결과는 해당 기간에 Nm²≈0 으로 중립 혹은 약한 정적 안정 상태이고 앞서 언급한 것과 같이 2번 구간은 모루운의 하층 구간으로 강한 VWS가 지속적으로 존재하였기 때문이었다. 하지만

0600 부터 0720 UTC 사이에서는 KHI에 의한 SGS TKE가 크게 나타나지 않았다. 반면 VWS가 증가하는 0720 UTC 부터는 Nm²가 증가해 정적 안정도가 증가함에도 불구하고 SGS TKE가 증가하는 것을 통해, 0720 UTC부터 0830 UTC까지 SGS TKE의 증가는 강한 VWS로 유도된 KHI에 의해 발생한 난류 때문인 것으로 분석된다. 하지만 0830 UTC 이후, VWS는 감소하지만 SGS TKE는 증가하여 0850 UTC에 최대값을 갖는 것을 볼 수 있다. 이는 앞서 언급한 것과 같이, 대류 불안정에 의한 것이며, Figure 18에서 0830 UTC부터 Nm²가 0보다 작아지며 대류 불안정이 강화된 0850 UTC에 SGS TKE가 최대값을 갖는 결과와 일치한다. 결과적으로, 0720부터 0830 UTC까지 2번 구간의 강화된 난류는 VWS 증가로 인해 발생한 KHI에 의한 것이었으며, 0830 UTC 이후에는 대류 불안정의 발현 및 강화에 의해 강한 난류가 발생했던 것으로 분석된다.

난류 진단 지수들을 통해 관측된 난류의 직접적인 원인은 대류 불안정의 발현과 강화 때문임을 밝혔다. 따라서 앞으로는 난류 관측 시기 동안 2번 구간에서 대류 불안정이 발현되고 강화된 원인을 분석하고자 한다. 앞서 언급했듯, 난류가 관측된 2번 구간은 태풍 상층의 고기압성 흐름이 존재하는 지역이었다.

$$\zeta_a = \zeta + f, \qquad \zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$$
 (3)

식 (3)의 ζ_a는 절대 와도, ζ는 상대와도, f는 행성 와도를 의미한다. 고기압성 흐름이 존재하면, 식 (3)의 상대 와도가 0보다 작아지며, 그

흐름이 강해질수록 상대 와도의 음의 크기가 커져 절대 와도가 0보다 작아질 수 있다. 북반구에서 절대 와도가 0보다 작게 되면 관성 불안정이 발생할 수 있으며, 관성 불안정 지역은 난류가 일어날 수 있는 좋은 조건을 제공한다(Kim et al., 2014; Knox & Harvev, 2005; Sato & Dunkerton, 2002; Stanley B Trier & Sharman, 2016). 따라서 본 연구에서는 태풍에 의한 상층의 고기압성 흐름이 존재했던 2번 구간에서 발생한 난류와 관성 불안정이 연관이 있을 것이라 추정하고, 절대 와도 분포를 통해 난류 관측 지역에서 관성 불안정이 존재하였는지 확인하였다. Fig. 19a는 0850 UTC 영역1 11 km에서의 절대 와도가 0인 지역과 수평 바람 벡터를 나타내고 있다. 그 결과, 태풍의 북서쪽 전면의 고기압성 흐름이 강한 지역에서 난류 관측 지점을 포함하여 절대 와도가 0보다 작은 지역이 나타나, 난류 관측 지점에 관성 불안정이 존재했음을 알 수 있었다. Fig. 19b는 11 km에서의 SGS TKE의 분포로, 난류가 관측된 지점을 포함하여 태풍의 북서쪽 전면에서 0.25 m²s⁻² 이상의 SGS TKE가 넓게 모의되었으며, 이는 관성 불안정이 존재하는 지역과 일치하였다. 이를 통해 2번 구간의 난류 발생과 관성 불안정은 연관이 있으며, 이는 곧 2번 구간 난류 발생의 직접적 원인인 대류 불안정과 관성 불안정이 관련 있는 것임을 시사하였다. Fig. 19c, 19d는 Fig. 19b의 AB 점선 영역을 따라 나타낸 영역1에서의 연직 단면 구조이다. 그 결과, 난류가 관측된 10-12 km에서 관성 불안정이 구간에서 0.25 m²s⁻² 이상의 존재하였고, 해당 SGS TKE가 19c). 이 구간에서 동시에 대류 불안정이 모의되었으며(Fig.

발생하였다(Fig. 19d). 영역2에서 절대 와도, SGS TKE, 정적 안정도의 분포를 더 자세히 살펴본 결과, 0850 UTC에 절대 와도가 0보다 작은 지역과 N_m²가 0보다 작은 지역이 완연히 일치하여 관성 불안정이 존재했던 곳에서 동시에 대류 불안정이 발생했음을 알 수 있다(Fig. 20d). SGS TKE와 N_m²의 분포 분석 결과(Fig. 21d), 대류 불안정의 분포와 SGS TKE의 분포 또한 완연하게 일치하며, 대류 불안정이 강한 구역에서 SGS TKE가 높게 나타나는 것을 볼 수 있다. 정리하면, 난류가 관측된 0850 UTC에 대류 불안정의 증가로 강한 난류가 발생하였으며, 이때 관성 불안정이 대류 불안정의 발현 및 강화에 기여한 것으로 해석된다.

난류가 관측된 태풍의 북서쪽 전면 지역은 난류 관측 시기 이전부터 태풍의 고기압성 흐름이 존재하던 곳으로 관성 불안정과 대류 불안정에 의한 난류 또한 지속적으로 발생하였다(Fig. 20a-20c, 21a-21c). 하지만 0550-0750 UTC에는 대류 불안정과 SGS TKE의 분포가 0850 UTC와 같이 완연하게 일치하지 않은 것을 볼 수 있다(Fig. 21a-21c). 이는 앞서 언급한 것과 같이, 0600-0830 UTC 기간에는 강한 연직 시어로 유도되는 KHI에 의한 난류 발생이 관성 불안정으로 유도되는 대류 불안정에 의한 난류 발생보다 지배적이었기 때문이다(Fig. 18). 또한 0550-0750 UTC 기간동안 SGS TKE의 최대값은 약 0.5 m²s⁻²로, 최대값이 1.5 m²s⁻² 이상이었던 난류 관측 시점인 0850 UTC에 비해 난류의 세기가 약했으며(Fig. 21a-21c), 이는 KHI에 의해 발생하는 난류의 강도가 대류 불안정에 의해 발생하는

난류의 강도보다 약했던 결과와 일치하였다(Fig. 18). Figure 22는 난류 관측 지점을 평균하여 나타낸 절대 와도, Nm², SGS TKE의 타임시리즈로, 앞선 결과와 같이 0600-0830 UTC 기간에도 관성 불안정이 존재하나 SGS TKE가 강하지 않으며 관성 불안정과 SGS TKE의 연관성이 크게 나타나지 않았다. 하지만 0830 UTC때부터 관성 불안정도가 증가하자 대류 불안정이 발현되었으며, 0850 UTC에 절대 와도가 음의 최대값을 가질 때 대류 불안정이 강화되고 SGS TKE가 최대값을 보였다(Fig. 22, 23). 즉 관성 불안정이 강화되던 시기 및 구간과 대류 불안정이 발현 및 강화되어 이로 인한 강한 난류가 발생한 시기 및 구간이 일치(Fig. 22. 23)하는 것을 통해 대류 불안정에 의한 난류 발생에 관성 불안정이 중요한 요소로 작용했으며. 대류 불안정의 발현 및 강화에 관성 불안정의 강도가 중요함을 알 수 있었다. 정리하면, 태풍의 북서쪽 전면은 관성 불안정이 지속적으로 존재하던 지역으로. 난류 관측 이전 기간 동안은 관성 불안정의 세기가 강하지 않아 KHI에 의한 난류 발생이 지배적이었다. 하지만 약 0830 UTC부터 관성 불안정도가 증가함에 따라 대류 불안정이 발현되고 강화되어. 순항 중인 항공기가 중강도의 난류를 조우한 것으로 분석된다.

Figure 23에 따르면 난류 관측 시기에 관성 불안정의 강화는 항공기 운항 고도였던 10-12 km에서 가장 크게 나타났다. 따라서 앞으로는 난류 관측 시기에 2번 구간에서 관성 불안정이 강해진 원인을 분석해 보고자 한다.

$$M = u - fy \quad (4)$$

(4)식의 M은 절대 각운동량으로, ^{∂M}/_{∂v} > 0 일 경우 관성 불안정이 발생한다(e.g., Molinari and Vollaro, 2014). 따라서 본 연구에서는 Figure 24와 같이 태풍 중심에서 B지점 까지를 축으로 하여 AB축에 수직인 바람 성분을 u, AB축 상의 임의의 점에서 태풍 중심까지의 거리를 y로 두어 절대 각운동량 M을 계산하였으며 그 결과는 Figure 25와 같다. 지금부터 편의상 AB축을 y축, AB 방향을 남-북 방향으로 칭할 것이다. 0600 UTC M의 분포를 살펴보면(Fig. 25c), 절대 각운동량은 전반적으로 북쪽으로 갈수록 감소하는 것을 볼 수 있다. 하지만 노란색 네모 영역내에서는 절대 각운동량이 y축을 따라 일정하거나 약간의 수평적 전도가 있어 사고 발생 시간 이전부터 2번 구간은 중립 혹은 약한 관성 불안정 상태임을 알 수 있었다. 이로 인해 관성 불안정에 의한 대류 불안정의 발현으로 온위의 전도가 발생해 약한 난류가 모의되었음을 알 수 있다(Fig. 25d). 이러한 결과는 앞서 태풍의 북서쪽 전면에서 고기압성 흐름으로 인해 지속적으로 관성 불안정이 존재하는 결과와 일치하였다. 하지만 앞서 분석한 것과 같이 약한 난류의 모의는 관성 불안정뿐 아니라 KHI에 의한 난류 발생까지 포함하여 복합적인 요소에 의해 모의된 결과인 것으로 해석된다. 이후 0850 UTC에는 -40 m s⁻¹의 절대 각운동량(빨간 실선)이 0600 UTC보다 북쪽으로 확장되어 노란색 영역 내의 절대 각운동량이 북쪽으로 갈수록 급격하게 증가하고 그 영역도 넓어진 것을 볼 수 있다. 이로 인해 Fig. 25f와 같이 관성 불안정의 강화로 대류 불안정도가 증가하여 높은 SGS TKE가 모의된 것을 볼 수 있었다. 정리하면,

지속적으로 고기압성 흐름이 존재하던 2번 구간은 난류 관측 이전 시기부터 중립 혹은 약한 관성 불안정 상태였으며, 이로 인한 대류 불안정과 강한 연직 시어에 의한 KHI의 복합적인 작용으로 약한 난류가 발생하였다. 이후 시간이 지남에 따라 사고 발생 지점 부근의 절대 각운동량은 증가하여 관성 불안정이 더 강화되었으며, 이로 인해 발현되는 대류 불안정에 의한 난류의 강도가 더욱 강해진 것으로 해석된다. 본 연구에서는 난류가 관측된 시점의 2번 구간에 초점을 맞추어 절대 각운동량의 분포를 살펴보았다. 하지만, 절대 각운동량의 남-북으로의 수평적 전도에 의한 관성 불안정은 2번 구간 뿐 아니라. 다른 지역에서도 발생한 것을 볼 수 있다. 예를 들면, 0850 UTC 12-14 km구간에서도 절대 각운동량의 약한 전도로 중립 혹은 약한 관성 불안정이 존재하였으며(Fig. 25e), 동일 지역에서 SGS TKE가 넓게 모의된 것을 통해(Fig. 25f) 난류의 구체적인 발생 기작은 본 연구에서 분석하지 않았으나, 관성 불안정이 해당 지역의 난류 발생에 기여했을 것으로 해석된다. 또한 0330 UTC SGS TKE가 강하게 모의된 13-15 km구간은 앞서 본 연구에서 분석한 횡적 권운 밴드가 형성되었던 1번 구간이다(Fig. 25b). 1번 구간은 모루운 내 하층과 상층 사이의 강한 연직 시어로 발생한 대류 불안정에 의한 난류 발생 구간이었지만, 절대 운동량의 약한 수평적 전도가 나타나는 것을 통해 1번 구간에서도 중립 혹은 약한 관성 불안정이 존재했음을 알 수 있었다(Fig. 25a). 즉, 1번 구간의 횡적 권운 밴드 및 난류 발생에도 태풍의 고기압성 유출에 의해 발생하는 큰 규모의 관성 불안정이 기여했을 것으로 해석되며, 이는

Kim et al. (2014)에서도 횡적 권운 밴드 발달 지역에서 관성 불안정이 존재했던 결과와 일치한다. 결과적으로, 태풍 상층의 고기압성 유출은 남-북으로의 절대 각운동량을 증가시켜, 유출 흐름 내에서 지속적으로 큰 규모의 관성 불안정을 발생시키고, 관성 불안정은 결국 시공간에 따라 태풍으로부터 불어나가는 고기압성 유출 내에서 서로 다른 기작으로 나타나는 작은 규모의 불안정 발현에 중요한 역할로 작용하는 것으로 분석된다.

Figure 26은 DRY 실험 결과로, Figure 25와 같이 AB영역에서 절대 각운동량의 분포를 살펴본 모습이다. 그 결과, CTL과 달리 고기압성 유출 흐름 내에서 전체적으로 절대 각운동량이 남-북방향으로 감소하는 모습을 볼 수 있다. 이러한 결과는 남-북으로 절대 각운동량을 증가시키는 태풍 상층의 고기압성 흐름 효과가 제거되었기 때문이다. 따라서 고기압성 유출에 의한 관성 불안정 지역이 나타나지 않았으며(Fig. 26a, 26c), 관성 불안정에 의해 유도되는 대류 불안정에 의한 난류도 모의되지 않은 모습을 볼 수 있었다(Fig. 26b, 26d). 이를 통해 태풍 상층 큰 규모의 고기압성 흐름으로 인한 절대 각운동량의 증가는 작은 규모의 불안정을 발현시켜 중강도 이상의 난류를 발생시키는데 중요한 요인으로 작용함을 다시 한번 알 수 있었다. 마지막으로 Figure 27은 영역2 11 km에서의 수평 바람 속도와 수평 바람 벡터를 나타낸 모습이다. 0600 UTC CTL 결과를 살펴보면(Fig. 27a), 태풍의 중심에서 불어나가는 고기압성 흐름(노란 네모 영역)의 크기는 약 9-21 m s⁻¹이다. 반면 시간이 지남에 따라 태풍이 북상하여

난류가 관측된 0850 UTC에는 그 크기가 15-30 m s⁻¹로 고기압성 흐름이 강화된 것을 알 수 있다(Fig. 27b). 결국, 태풍이 북상함에 따라 사고 지점 부근의 고기압성 흐름 강화로 인해 2번 구간의 남-북으로의 절대 각운동량이 증가하였으며, 이로 인해 발현된 대류 불안정이 강화되어 중강도 이상의 난류가 발생했던 것으로 해석된다. 반면 DRY 실험 결과에서는(Fig. 27c, 27d) 0600-0850 UTC 동안 난류 관측 지점 부근에서 유출 흐름 효과 제거로 인해 고기압성 흐름이 강해지지 않았으며, 이로 인해 2번 구간에서 남-북으로의 절대 각운동량 증가가 발생하지 않은 것으로 분석된다(Fig. 26).



Figure 17. (a) Simulated result of SGS TKE (shading) with wind vector at 11 km in domain 2 at 0850 UTC 11 October 2019. Vertical cross section of SGS TKE (shading) with potential temperature (gray contour), cloud mixing ratio (0.001 k/kg, blue dashed contour), and (b) Ri (0.25, black contour), (c) VWS ($1.5 \times 10^{-2} \text{ s}^{-1}$, orange contour), and (d) N_m² (0 s⁻¹, green contour) along AB area in Fig. 17a.



Figure 18. Time series of N_m^2 (blue line), VWS (orange line), Ri (green line), and SGS TKE (red line) from 0600 to 1200 UTC 11 October 2019 within the area averaged over 25 km x 25 km, which centered on the observed turbulent spot. Pink and gray areas refer the turbulent period induced by KHI and convective instability, respectively. Black hatched area depicts the observed turbulent period.



Figure 19. (a) Simulated result of maximum column radar reflectivity (shading) with absolute vorticity (0 s⁻¹, red contour) and wind vector at 11 km in domain 1 at 0850 UTC 11 October 2019. (b) Simulated result of SGS TKE (shading) with wind vector at 11 km in domain 1 at 0850 UTC 11 October 2019. Vertical cross section of absolute vorticity (shading) with potential temperature (gray contour), cloud mixing ratio (0.001 g/kg, blue dashed contour), and (c) SGS TKE (0.25, 0.5, 1.0 m²s⁻², black contour) and (d) N_m² (0 s⁻¹, green contour) along AB line in Fig. 19b at 0850 UTC 11 October 2019.



Figure 20. Simulated results of absolute vorticity (shading) with N_m^2 ($\leq 0 \text{ s}^{-1}$, blue contour; solid contour for zero, dashed contour for negative value, bold dashed contour for $-0.3 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$) at 11 km for (a) 0550, (b) 0650, (c) 0750, and (d) 0850 UTC 11 October 2019 in domain 2.



Figure 21. Simulated results of SGS TKE (shading) with $N_m^2 (\leq 0 \text{ s}^{-1}$, blue contour; solid contour for zero, dashed contour for negative value, bold dashed contour for $-0.3 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$) at 11 km for (a) 0550, (b) 0650, (c) 0750, and (d) 0850 UTC 11 October 2019 in domain 2.



UTC Figure 22. Time series of N_m^2 (blue line), absolute vorticity (black line), and SGS TKE (red line) from 0600 to 1200 UTC 11 October 2019 within the area averaged over 25 km x 25 km, which centered on the observed turbulent spot in domain2. Pink and gray areas refer the turbulent period induced by KHI and convective instability, respectively. Black hatched area depicts the observed turbulent period.


Figure 23. Vertical profile of (a) absolute vorticity, (b) N_m^2 , and (c) SGS TKE at 0850 UTC 11 October 2019 within the area averaged over 25 km x 25 km, which centered on the observed turbulent spot in domain 2.



Figure 24. Schematic of coordination used to compute the absolute momentum. Point A is the center of the tropical cyclone and y depicts the distance from the A to arbitrary point on the AB axis. u is the wind component perpendicular to the AB line.



Figure 25. Vertical cross section of cloud mixing ratio (shading) with absolute angular momentum M (black contour; -40 m s^{-1} for red contour) and potential temperature (gray contour) for (a) 0330, (c) 0600, and (e) 0850 UTC 11 October 2019 along AB line in Figure 24. Vertical cross section of SGS TKE (shading) with -40 m s^{-1} absolute angular momentum (red contour), cloud mixing ratio (0.001 g/kg, blue contour), and potential temperature (gray contour) for (b) 0330, (d) 0600, and (f) 0850 UTC 11 October 2019 along AB line in Figure 24. Black bold contours in (b),(d), and (f) show the potential temperature values of 350, 352, 354 K.



Figure 26. Vertical cross section of absolute angular momentum (black contour; -40 m s^{-1} for red contour) with potential temperature (gray contour) for (a) 0600 and (c) 0850 UTC 11 October 2019 in DRY simulation. Vertical cross section of SGS TKE (shading) with -40 m s^{-1} absolute angular momentum (red contour) and potential temperature (gray contour) for (b) 0600 and (d) 0850 UTC 11 October 2019 in DRY simulation. Black bold contours in (b) and (d) show the potential temperature values of 350, 352, 354 K.



Figure 27. Simulated result of horizontal wind speed (shading) with wind vector at 11 km for (a), (c) 0600 UTC and (b), (d) 0850 UTC 11 October 2019. (a), (b) and (c), (d) are the results of CTL and DRY simulation, respectively.

5.3 모루운 하단 내 난류 발생

마지막으로, 5.3장은 3번 구간에서 모의된 난류 발생 원인에 대해 분석하고자 한다. 앞서 언급한 것과 같이 3번 구간은 모루운의 하단 지역으로 0830 UTC에 SGS TKE가 더 넓게 분포하였지만, 그 이전 시간부터 지속적으로 약한 강도의 난류가 모의되었다. Figure 28은 영역2 7 km에서의 SGS TKE 분포로, 태풍 중심으로부터 약 300 km 이상 떨어진 구간에서 1.25 m²s⁻² 이상의 난류가 모의된 것을 볼 수 있다. Kudo (2013)에 따르면, 구름 바깥쪽의 중층(5-8 km)은 모루운 내의 떨어지는 눈입자에 의한 승화작용으로 Rayleigh-Benard-like 대류가 발생하여 난류 발생 가능성이 높은 구간이다. 따라서 본 연구에서는 선행 연구와 3번 구간의 난류 발생 위치 및 고도가 비슷했다는 점을 통해. 3번 구간이 승화 작용에 의한 난류 발생 지역이라 추정하고 분석을 진행하였다. Figure 29는 Figure 28의 별표 표시된 지점을 중심으로 25 km × 25 km 영역을 평균하여 상대 습도(Relative humidity, 이하 RH), 온도(Temperature, 이하 T), 이슬점 온도(Dew Temperature, 이하 Td), 얼음 혼합비(Qice, 이하 QI), SGS TKE, Nm², 수평 바람 속력(Horizontal wind speed, 이하 SPD), VWS의 연직 프로파일을 나타낸 모습이다. 그 결과 약 8.5 km에서 RH(Fig. 29a)와 Td(Fig. 29d)가 감소하는 것을 통해 8.5 km가 운저 고도(파란 점선)임을 알 수 있었다. 또한 이슬점 온도와 온도의 차이가 8.5 km 이하부터는 급격히 증가하는 것을 통해 모루운 하단의 대기는 건조한 상태임을 알 수 있었다. 얼음 혼합비의 경우(Fig.

29c), 운저 고도 이하에서 그 비율이 감소하다 약 8.0-7.5 km 사이에서 얼음이 소멸되는 것을 통해 건조한 상태였던 8.0-7.5 km 구간(노란 영역)에서 승화 작용이 일어났음을 알 수 있다. 이로 인해 8.0-7.5 km 사이에서는 증발 냉각으로 인한 찬 기류가 유도되어 7.5 km 이하의 구간에서는 정적 안정도를 감소시키고, 8.0 km 이상의 고도에서는 정적 안정도를 증가시킨 것을 볼 수 있다(Fig. 29e). 따라서 정적 안정도가 감소했던 7.5-6.0 km 사이에서는 Rayleigh-Benardlike 대류가 일어나 난류를 발생시켰고, 이로 인해 7.0 km에서 강한 SGS TKE가 모의된 것으로 확인되었다(Fig. 29d). 이때 7.5-6.0 km 사이의 지속적인 혼합 작용으로 인해 승화 구간에서는 수평 바람의 연직으로의 변화가 크지 않았다(Fig. 29f). 이러한 결과는 대류가 일어난 8.0-6.0 km 사이에서는 VWS가 감소하거나 일정한 반면, 약 8.5 km와 5.5 km에서는 VWS가 증가한 것과 일치하였다(Fig. 29g). 마지막으로 Figure 30은 비단열 과정에 의한 온위의 변화를 보여주는 것으로, 고도 5-8 km, x = 600 km 지점에서 비단열 과정에 의한 냉각이 발생했으며, 동일 지역에서 SGS TKE가 모의된 것을 통해 3번 구간은 모루운 내 떨어지는 눈입자의 승화 과정으로 모의된 난류 발생 구간인 것으로 분석된다. 본 연구에서는 Ravleigh-Benard-like convection을 진단하는 지수인 Rayleigh 수에 대한 분석은 진행하지 않았지만, 연직 프로파일의 분포가 기존의 선행 연구들과 일치한다는 점에서 승화 작용에 의해 발생한 난류 발생 사례로 보기에 적합하다고 판단하였다.



Figure 28. Simulated result of SGS TKE (shading) at 7 km in domain 2 on 0830 UTC 11 October 2019.



refer the altitude of cloud boundary and sublimation area, respectively.

4000

0.0

. 4.0

Vertical Wind Shear (s⁻¹)

6.0

8.0

2.0



Figure 30. Vertical cross section of potential temperature tendency by diabatic process (shading) with potential temperature (gray contour), cloud mixing ratio (0.001 g/kg), and SGS TKE (0.25, 0.5, 1.0 m²s⁻², red contour) at 0830 UTC 11 October 2019 along AB area in Figure 28.

6. 결론 및 요약

보 연구에서는 고해상도 수치모델을 이용하여 태풍 하기비스 주변에서 나타난 난류 발생 메커니즘 분석을 수행하였다. 실험 결과, 시공간에 따라 0.25 m²s⁻² 이상의 SGS TKE가 태풍의 중심으로부터 멀리 떨어져 국지적으로 세 구간 1) 횡적 권운 밴드(z = 13-15 km). 2) 상층 고기압성 흐름(z = 10-12 km), 3) 모루운 하단(z = 6-8 km)에서 모의되었다. 1번 구간은 태풍의 상층 유출 흐름 내에서 강한 하층(약 12.5 km) 수평 바람과 약한 상층(15.5 km) 수평 바람의 차이로 유도된 연직 온도 이류차에 의한 얕은 대류 불안정으로 난류가 발생한 구가이었다. 이때, 선행 연구와는 달리 하층의 바람이 상층 보다 강하여 위쪽 시어 방향에 평행하게 횡적 권운 밴드가 발달하였으며, 본 연구에서 분석한 횡적 권운 밴드 발달에는 구름 복사 효과가 주요소로 작용하지 않았음을 확인하였다. 2번 구간은 난류가 관측된 구간으로 태풍 상층의 고기압성 유출이 존재하는 모루운 하층에서 발생하였다. 2번 구간은 난류 관측 이전 시기부터 태풍의 고기압성 흐름으로 인해 중립 혹은 약한 관성 불안정이 존재하였다. 분석 결과 큰 규모의 관성 불안정은 대류 불안정을 발혀시켜 난류를 유도하였지만, 난류 관측 이전 시기에는 그 강도가 약해 강한 연직 시어로 나타나는 KHI에 의한 난류 발생이 지배적이었다. 하지만 이후 태풍이 북상하여 난류 관측 지점 부근의 고기압성 흐름이 강해지자, 관성 불안정도가 증가하였으며 동시에 대류 불안정이 강화되어 강한 난류가 발생한 것을 확인하였다. 따라서 관성 불안정도의 증가가 관측된 난류의 직접적 원인인 대류

불안정 발현 및 강화에 기여한 것으로 해석되며, 태풍 중심에서 멀리 떨어져 고기압성 유출이 존재하는 10-12 km 구간에서는 상층의 큰 규모의 고기압성 흐름이 작은 규모의 불안정 발생에 중요한 역할로 작용할 수 있음을 확인하였다. 마지막으로 3번 구간은 모루운 하층에서 떨어지는 눈입자의 승화에 의한 증발 냉각으로 모루운 하단에서 정적 안정도 감소 및 대류 불안정이 발생하여 난류가 모의된 것으로 분석된다.

본 연구에서는 추가적으로 수치 모델 해상도에 따른 난류 모의 정도를 살펴보기 위해 각 영역에서의 SGS TKE, 분해된 TKE, 총 TKE를 계산하였다. 그 결과, 작은 규모의 난류를 분해하지 못하는 영역1과 영역2에서는 SGS TKE가 크게 나타났으며, 분해된 TKE는 작게 나타났다(Fig. 31a). 반면 작은 규모의 난류를 분해한 영역3과 영역4에서는 SGS TKE가 작고 분해된 TKE가 크게 나타났다(Fig. 31a). 이러한 결과는 수평 규모가 작은 항공 난류는 수평 해상도가 좋을수록 부분적으로 잘 분해될 수 있으며, 결론적으로 수치 모델을 통한 항공기 운항에 영향을 미치는 작은 규모의 난류 진단 및 예측에는 수치 모델의 수평 해상도가 민감하게 작용할 수 있음을 시사한다. 또한 각 영역에서 모의된 난류 강도의 정량적 평가를 위해 SGS TKE를 통해 총 EDR값을 계산한 결과, 영역3과 영역4에서 0.2 m^{2/3}s⁻¹ 이상의 값을 보였다(Fig. 31b, 32a-32c). 이는 항공기에서 관측된 EDR 값과 유사한 값으로 본 실험에서 관측된 중강도 난류가 잘 모의된 것으로 분석되며, 이를 통해 현업에서 사용하고 있는 중규모 수치 모델을 통해서도 작은 규모의 난류 예측이 가능할 것으로 판단된다.

본 연구에서는 고해상도 수치 모델 실험을 통하여 태풍 주변에서 발생하는 난류의 다양한 메커니즘을 분석하였으며, 현업에서 활용하고 있는 중규모 수치 모델을 통해서도 태풍 주변에서 발생하는 항공 난류의 예측이 가능함을 확인하였다. 이를 통해 앞으로 본 연구 결과가 태풍 내에서 다양한 기작으로 발생하는 난류 특성에 대한 이해를 돕고 추후 태풍 주변 난류 예보 가이던스 설립에 기초자료로 제공될 수 있을 것을 기대하는 바이다.



Figure 31. (a) The values of resolved TKE (blue line), SGS TKE (red line), and total TKE (black line) for domain 1, 2, 3, and 4 on 0850 UTC 11 October 2019 at 11 km. (b) The values of resolved EDR (blue line), SGS EDR (red line), and total EDR (black line) for domain 1, 2, 3, and 4 on 0850 UTC 11 October 2019 at 11 km. The gray dashed line in Fig. 31b depicted the value of observed AMDAR EDR.



Figure 32. Distribution of total EDR (shading) for (a), (b) domain 3 and (c) domain 4 at 11 km on 0850 UTC 11 October 2019.

참고 문헌

Dutton, J. A., & Panofsky, H. A. (1970). Clear Air Turbulence: A Mystery May Be Unfolding: High altitude turbulence poses serious problems for aviation and atmospheric science. *Science*, *167*(3920), 937–944.

Ek, M. B., Mitchell, K. E., Lin, Y., Rogers, E., Grunmann, P., Koren, V., et al. (2003). Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 108*(D22).

https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2002JD003296

Ellrod, G. P., & Knapp, D. I. (1992). An Objective Clear-Air Turbulence Forecasting Technique: Verification and Operational Use. *Weather and Forecasting*, 7(1), 150–165. https://doi.org/10.1175/1520-

0434(1992)007<0150:AOCATF>2.0.CO;2

Ellrod, G. P., & Knox, J. A. (2010). Improvements to an Operational Clear-Air Turbulence Diagnostic Index by Addition of a Divergence Trend Term. *Weather and Forecasting*, *25*(2), 789-798. https://doi.org/10.1175/2009WAF2222290.1

Hong, S.-Y., & Lim, J.-O. J. (2006). The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6). *Asia-Pacific Journal of* *Atmospheric Sciences*, *42*(2), 129–151.

Iacono, M. J., Delamere, J. S., Mlawer, E. J., Shephard, M. W., Clough, S. A., & Collins, W. D. (2008). Radiative forcing by longlived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 113*(D13). https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2008JD009944

Kain, J. S. (2004). The Kain-Fritsch Convective Parameterization: An Update. *Journal of Applied Meteorology*, 43(1), 170–181. https://doi.org/10.1175/1520– 0450(2004)043<0170:TKCPAU>2.0.CO;2

Kawashima, M. (2021). A Numerical Study of Cirrus Bands and Low-Static-Stability Layers Associated with Tropical Cyclone Outflow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *78*(11), 3691–3716. https://doi.org/10.1175/JAS-D-21-0047.1

Kim, J.-H., Chun, H.-Y., Sharman, R. D., & Keller, T. L. (2011). Evaluations of Upper-Level Turbulence Diagnostics Performance Using the Graphical Turbulence Guidance (GTG) System and Pilot Reports (PIREPs) over East Asia. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, *50*(9), 1936–1951. https://doi.org/10.1175/JAMC-D-10-05017.1

Kim, J.-H., Chun, H.-Y., Sharman, R. D., & Trier, S. B. (2014). The role of vertical shear on aviation turbulence within cirrus bands of a simulated western Pacific cyclone. *Monthly Weather Review*, *142*(8), 2794–2813.

Kim, J.-H., Chan, W. N., Sridhar, B., Sharman, R. D., Williams, P. D., & Strahan, M. (2016). Impact of the North Atlantic Oscillation on Transatlantic Flight Routes and Clear-Air Turbulence. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, *55*(3), 763-771. https://doi.org/10.1175/JAMC-D-15-0261.1

Kim, J.-H., Sharman, R., Strahan, M., Scheck, J. W., Bartholomew, C., Cheung, J. C. H., et al. (2018). Improvements in Nonconvective Aviation Turbulence Prediction for the World Area Forecast System. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *99*(11), 2295–2311. https://doi.org/10.1175/BAMS-D-17-0117.1

Knox, J. A. (1997). Possible Mechanisms of Clear-Air Turbulence in Strongly Anticyclonic Flows. *Monthly Weather Review*, *125*(6), 1251–1259. https://doi.org/10.1175/1520-0493(1997)125<1251:PMOCAT>2.0.CO;2

Knox, J. A., & Harvey, V. L. (2005). Global climatology of inertial instability and Rossby wave breaking in the stratosphere. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 110*(D6). https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2004JD005068

Koch, S. E., Jamison, B. D., Lu, C., Smith, T. L., Tollerud, E. I., Girz, C., et al. (2005). Turbulence and Gravity Waves within an Upper-Level Front. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *62*(11), 3885-3908. https://doi.org/10.1175/JAS3574.1

Kudo, A. (2013). The generation of turbulence below midlevel cloud bases: The effect of cooling due to sublimation of snow. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, *52*(4), 819–833.

Kudo, A., Luce, H., Hashiguchi, H., & Wilson, R. (2015). Convective instability underneath midlevel clouds: comparisons between numerical simulations and VHF radar observations. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, *54*(11), 2217–2227.

Lane, T. P., & Sharman, R. D. (2008). Some Influences of Background Flow Conditions on the Generation of Turbulence due to Gravity Wave Breaking above Deep Convection. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, *47*(11), 2777–2796. https://doi.org/10.1175/2008JAMC1787.1

Lane, T. P., Sharman, R. D., Clark, T. L., & Hsu, H.-M. (2003). An Investigation of Turbulence Generation Mechanisms above Deep Convection. *Journal of the Atmospheric Sciences, 60*(10), 1297– 1321. https://doi.org/10.1175/1520– 0469(2003)60<1297:AIOTGM>2.0.CO;2

Lane, T. P., Doyle, J. D., Plougonven, R., Shapiro, M. A., & Sharman, R. D. (2004). Observations and Numerical Simulations of Inertia-Gravity Waves and Shearing Instabilities in the Vicinity of a Jet Stream. Journal of the Atmospheric Sciences, 61(22), 2692– 2706. https://doi.org/10.1175/JAS3305.1

Lester, P. F. (1994). *Turbulence: A new perspective for pilots*. Jeppesen Sanderson.

Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J., & Clough, S. A. (1997). Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 102*(D14), 16663-16682.

https://doi.org/https://doi.org/10.1029/97JD00237

Molinari, J., & Vollaro, D. (2014). Symmetric instability in the outflow layer of a major hurricane. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *71*(10), 3739–3746.

Molinari, J., Duran, P., & Vollaro, D. (2014). Low Richardson number in the tropical cyclone outflow layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *71*(9), 3164–3179.

Molinari, J., Rosenmayer, M., Vollaro, D., & Ditchek, S. D. (2019). Turbulence variations in the upper troposphere in tropical cyclones from NOAA G-IV flight-level vertical acceleration data. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, *58*(3), 569–583.

Sato, K., & Dunkerton, T. J. (2002). Layered Structure Associated with Low Potential Vorticity near the Tropopause Seen in High-Resolution Radiosondes over Japan. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *59*(19), 2782-2800. https://doi.org/10.1175/1520-

0469(2002)059<2782:LSAWLP>2.0.CO;2

Sharman, R., Tebaldi, C., Wiener, G., & Wolff, J. (2006). An Integrated Approach to Mid- and Upper-Level Turbulence Forecasting. *Weather and Forecasting*, *21*(3), 268-287. https://doi.org/10.1175/WAF924.1

Sharman, R. D., Cornman, L. B., Meymaris, G., Pearson, J., & Farrar, T. (2014). Description and Derived Climatologies of Automated In Situ Eddy-Dissipation-Rate Reports of Atmospheric Turbulence. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, *53*(6), 1416–1432. https://doi.org/10.1175/JAMC-D-13-0329.1

Trier, S B, Sharman, R. D., Fovell, R. G., & Frehlich, R. G. (2010). Numerical Simulation of Radial Cloud Bands within the Upper-Level Outflow of an Observed Mesoscale Convective System. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *67*(9), 2990–2999. https://doi.org/10.1175/2010JAS3531.1

Trier, Stanley B, & Sharman, R. D. (2009). Convection-Permitting Simulations of the Environment Supporting Widespread Turbulence within the Upper-Level Outflow of a Mesoscale Convective System. *Monthly Weather Review*, *137*(6), 1972–1990. https://doi.org/10.1175/2008MWR2770.1

Trier, Stanley B, & Sharman, R. D. (2016). Mechanisms Influencing Cirrus Banding and Aviation Turbulence near a Convectively Enhanced Upper-Level Jet Stream. *Monthly Weather Review*, 144(8), 3003-3027. https://doi.org/10.1175/MWR-D-16-0094.1

Trier, Stanley B, Sharman, R. D., Muñoz-Esparza, D., & Lane, T. P. (2020). Environment and Mechanisms of Severe Turbulence in a Midlatitude Cyclone. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *77*(11), 3869-3889. https://doi.org/10.1175/JAS-D-20-0095.1

Wolff, J. K., & Sharman, R. D. (2008). Climatology of Upper-Level Turbulence over the Contiguous United States. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, *47*(8), 2198-2214. https://doi.org/10.1175/2008JAMC1799.1

Abstract

A Numerical Simulation of Near-Cloud Turbulence Associated with Tropical Cyclone Hagibis

Ju Heon Lee Computational science and Technology The Graduate School Seoul National University

From 0840 to 0900 UTC 11 October 2019, light-ormoderate turbulence events were observed with in situ eddy dissipation rate data provided by Aircraft Meteorological Data Relay at 11 km within the anticyclonic outflow of tropical cyclone (TC) Hagibis over the northwestern Pacific Ocean. The area of turbulence was farther than 500 km from the central of the TC and showed the low density of cloud. The generation mechanism of near-cloud turbulence (NCT) occurred in the northwestern side of the TC was examined using the Weather Research and Forecasting (WRF) model. Four nested model domains with horizontal grid spacings of 15, 5, 1, and 0.2 km and 112 hybrid layers with vertical grid spacing of about 280 m within z = 8-13 km, near altitudes where the NCT encounters occurred were used. The MellorYamada-Janjic scheme was applied in each domain to parameterize local vertical mixings by computing subgrid-scale turbulent kinetic energy (SGS TKE) in free atmosphere by Mellor-Yamada 2.5level turbulence closure method. The results showed that there were three distinct areas of simulated turbulence, which occurred in 1) z = 13-15 km, 2) z = 10-12 km, and 3) z = 6-8 km layers showing SGS TKE larger than 0.25 m²s⁻². We focused on the 10 to 12 km layer in which turbulence was observed. Richardson (Ri) number smaller than 0.25 was found consistently before the time of the incident, which implies Kelvin-Helmholtz instability occurred due to strong vertical wind shear induced by anticyclonic outflow of the TC at the beneath of the cirrus anvil cloud. From 0800 UTC, static stability started to decrease and convective instability occurred during 0840 to 0900 UTC, which produced light-ormoderate level turbulence. At the same time, intensity of inertial instability at z = 10-12 km layer increased with strengthened upper-level anticyclonic outflow where neutral or weak inertial instability was consistently existed due to anticyclonic outflow of the TC. Consequently, we suggested that inertial instability was responsible for the occurrence of convective instability given that the strengthening period of inertial instability was coincided with the manifestation period of convective instability. SGS TKE

simulated at z = 13-15 km was due to convective instability induced by the differential thermal advection within the anticyclonic outflow of the TC. SGS TKE found at z = 6-8 km was also induced by convective instability by sublimation of precipitating snow in the beneath of cirrus anvil cloud.

Keywords : Tropical cyclone, Near-cloud turbulence, inertial instability, convective instability, numerical simulation **Student Number** : 2021-21167