

碩士學位論文

태풍에 의한 해수면 냉각에 있어
양자강 저염수의 영향

濟州大學校 大學院

海洋氣象學協同科程

金成勳

2009年 12月

태풍에 의한 해수면 냉각에 있어 양자강 저염수의 영향

지도교수 문 일 주

김 성 훈

이 논문을 이학 석사학위 논문으로 제출함.

2009年 12月

김성훈의 이학 석사학위 논문을 인준함.

심사위원장 _____ ㉠

위 원 _____ ㉠

위 원 _____ ㉠

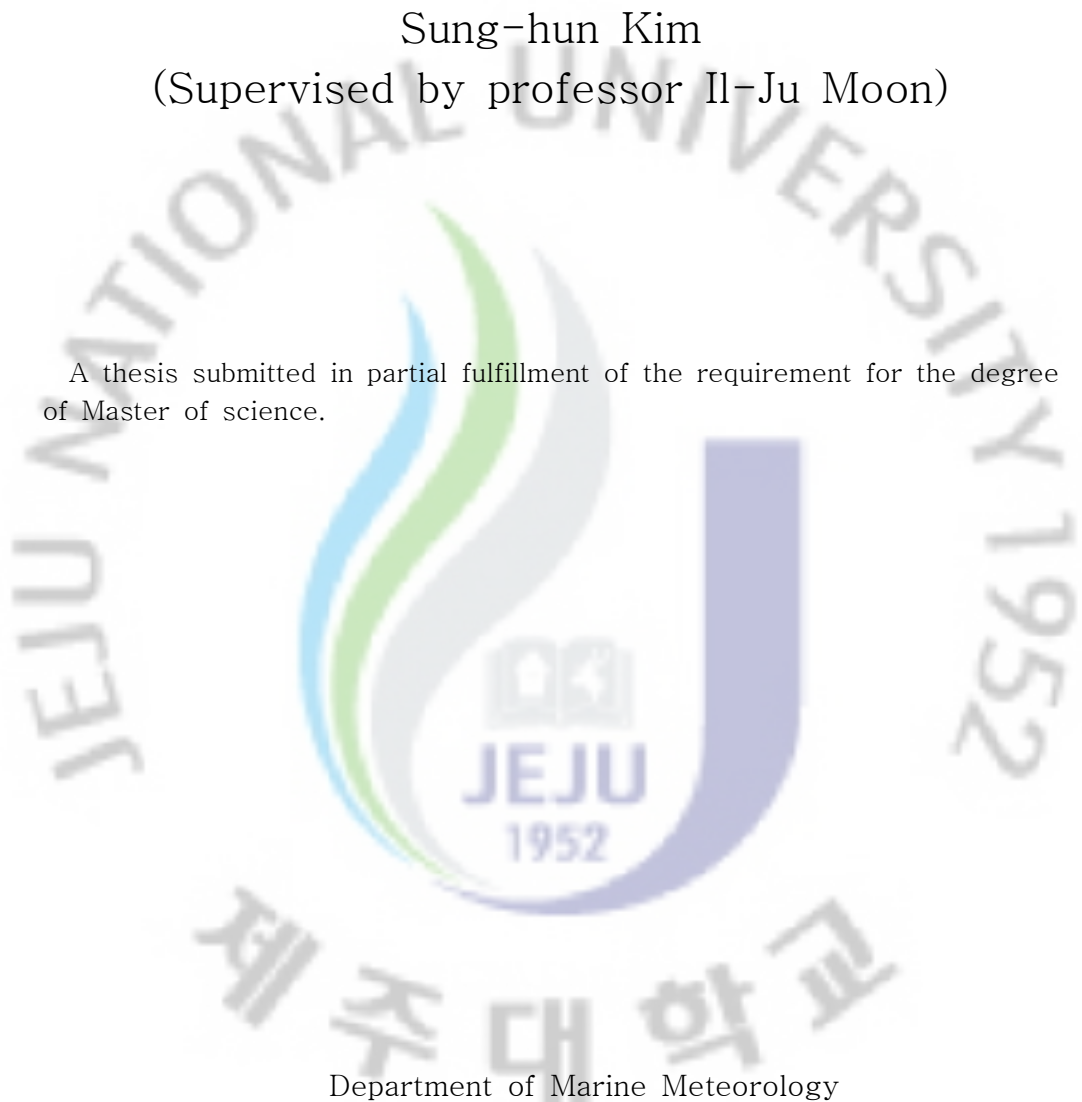
제주대학교 대학원

2009年 12月

Effect of the Changjiang diluted water on
typhoon-induced sea surface cooling

Sung-hun Kim
(Supervised by professor Il-Ju Moon)

A thesis submitted in partial fulfillment of the requirement for the degree
of Master of science.



Department of Marine Meteorology
GRADUATE SCHOOL
CHEJU NATIONAL UNIVERSITY

2009. 12

목 차

List of figures and tables.....	ii
Abstract.....	vi
1. 서론.....	1
2. 실험방법.....	4
3. 실험결과.....	8
3.1. 태풍이 정지한 경우.....	8
3.2. 태풍이 이동할 경우.....	18
3.3. 해양안정도가 변할 경우.....	24
4. 결론.....	28
참고문헌.....	32
부 록.....	34
감사의글.....	55

List of figures and tables

Fig. 1. Map of study area with salinity distribution (color) and typhoon track (white solid line). The dashed lines indicate 30 psu isohaline of July (black) and August (blue) based on China ocean press data. Lower left figure denotes vertical salinity distribution along the red line.....	2
Fig. 2. Initial distribution of (a) temperature, salinity, (b) density and Brunt-Vaisala frequency squared for the numerical experiment. The dashed and solid line indicate CDW experiment and CTRL experiment, respectively.....	4
Fig. 3. (a) Horizontal and (b) vertical wind distributions of idealized typhoon for numerical experiments.....	5
Table 1. Experimental designs and important parameters for all experiments.....	7
Fig. 4. Horizontal (a, b, c) and vertical (d, e, f) distributions of temperature and current for 1D-CTRL (a, d), 1D-CDW (b, e) experiment, and the difference between CTRL and CDW(c, f). Circles indicate 55 km and 200 km radii.....	9
Fig. 5. Vertical distributions of current speed (a, b, c) and shear (d, e, f) for 1D-CTRL (a, b) and CDW (b, e) experiment and the difference between CTRL and CDW(c, f).....	10
Fig. 6. Vertical distribution of shear squared value (a, d), the Brunt-vaisala frequency squared (b, e) and the reverse Richardson number (c, f) for 1D-CTRL (a, b, c) and 1D-CDW (d, e, f).....	12
Fig. 7. Same as Fig. 6 but for 3D experiments.....	13
Fig. 8. Same as Fig. 4 but for 3D experiments.....	14

Fig. 9. Same as Fig. 5 but for 3D experiments.....	15
Fig. 10. Horizontal (a, b, c) and vertical (d, e, f) distribution of vertical velocity for 3D-CTRL (a, d) and 3D-CDW (b, e) experiment. and the difference between CTRL and CDW (c, f). Circles indicate 55 km and 200 km radii. The horizontal distribution of vertical velocity calculated at 30 m depth.....	16
Fig. 11. 200 km radius averaged sea surface cooling in (a) total cooling, (b) turbulent mixing induced cooling and (c) upwelling induced cooling according to STS.....	19
Fig. 12. Sea surface cooling difference between CDW and CTRL experiment at the each mixing process according to STS.....	20
Fig. 13. Same as Fig. 11 but for 60km radius averaged sea surface cooling.....	21
Fig. 14. Same as Fig. 12 but for 60km radius averaged sea surface cooling.....	22
Fig. 15. A schematic for calculation of upward cold water transport . The colored area indicates overlapped area of typhoon radius. The arrow shows the direction of typhoon movement.....	23
Fig. 16. Variation of (a) vertical velocity, (b) the accumulation area and (c) the cold water volume induced upwelling averaged within 200 km radius according to STS.....	24
Fig. 17. Surface cooling difference between CDW and CTRL experiment according to stability.....	26
Fig. 18. Schematic diagrams of typhoon induced mixing in the normal case (left) and the strong stratification ocean case (right) for (a) fast-moving and (b) slow-moving typhoon.....	29
Fig. 19. Distribution of (a) sea surface temperature difference between before and after typhoon PRAPIROON(0012) which passed over the CDW, (b) sea surface salinity and (c) mixed layer depth	

before typhoon forced. The sea surface temperature data is obtained from NOAA-AVHRR satellite, the sea surface salinity and mixed layer depth is JCOPE analysis dataset. The solid line indicates track of typhoon based on the RSMC best track data.
 30

Fig. A. 1. Same as Fig. 4 but for CTRL-2-1D and CDW-2-1D.....34

Fig. A. 2. Same as Fig. 5 but for CTRL-2-1D and CDW-2-1D.....35

Fig. A. 3. Same as Fig. 6 but for CTRL-2-1D and CDW-2-1D.....36

Fig. A. 4. Same as Fig. 4 but for CTRL-2-3D and CDW-2-3D.....37

Fig. A. 5. Same as Fig. 5 but for CTRL-2-3D and CDW-2-3D.....38

Fig. A. 6. Same as Fig. 6 but for CTRL-2-3D and CDW-2-3D.....39

Fig. A. 7. Same as Fig. 10 but for CTRL-2-3D and CDW-2-3D.....40

Fig. A. 8. Same as Fig. 4 but for CTRL-4-1D and CDW-4-1D.....41

Fig. A. 9. Same as Fig. 5 but for CTRL-4-1D and CDW-4-1D.....42

Fig. A. 10. Same as Fig. 6 but for CTRL-4-1D and CDW-4-1D.....43

Fig. A. 11. Same as Fig. 4 but for CTRL-4-3D and CDW-4-3D.....44

Fig. A. 12. Same as Fig. 5 but for CTRL-4-3D and CDW-4-3D.....45

Fig. A. 13. Same as Fig. 6 but for CTRL-4-3D and CDW-4-3D.....46

Fig. A. 14. Same as Fig. 10 but for CTRL-4-3D and CDW-4-3D.....47

Fig. A. 15. Same as Fig. 4 but for CTRL-8-1D and CDW-8-1D.....48

Fig. A. 16. Same as Fig. 5 but for CTRL-8-1D and CDW-8-1D.....49

Fig. A. 17. Same as Fig. 6 but for CTRL-8-1D and CDW-8-1D.....50

Fig. A. 18. Same as Fig. 5 but for CTRL-8-3D and CDW-8-3D.....51

Fig. A. 19. Same as Fig. 4 but for CTRL-8-3D and CDW-8-3D.....52

Fig. A. 20. Same as Fig. 6 but for CTRL-8-3D and CDW-8-3D.....53

Fig. A. 21. Same as Fig. 10 but for CTRL-8-3D and CDW-8-3D.....54

Abstract

The impact of the Changjiang Diluted Water (CDW) on typhoon (TY) intensity was studied using the Princeton Ocean Model (POM). The numerical experiments consists of three part : i) the stationary typhoon experiment for the investigating effect of CDW on the cooling process, ii) the moving typhoon experiment for the finding role of translation speed on the CDW effect, iii) the ocean stability experiment for the investigating effect of ocean stability on the cooling. The results of the experiments suggest that the CDW can prevent the sea surface temperature (SST) cooling during the typhoon passage in the East China Sea (ECS) and affect the typhoon intensity. This was accomplished by the enhanced stratification in halocline due to the surface low salinity water originated from the CDW. The strong stratification prevented vertical transport of momentum to downward, and disturbed deep mixing, leading to the reduction of remains at the upper layer sea surface cooling. The momentum which could not transfer to deeper layer due to the strong stratification, produced stronger surface currents. The enhanced surface currents generated strong divergence, and resultantly strong upwelling. This accelerated the surface cooling process. Therefore, the effects of the enhanced stratification due to the CDW play both positive and negative roles on the sea surface cooling. And these two process depended on the storm translation speed (STS). For the fast (slow)-moving typhoon, upwelling process was unimportant (important), so the CDW contributed to less (more) surface cooling. However, when the STS was about 6m/s on average in this region, the CDW played a overall positive role on the typhoon intensity changed by the reduction of cooling.

Keyword: Changjiang Diluted Water, sea surface cooling, shear induced mixing, upwelling

1. 서론

태풍은 강도 발달에 쓰이는 대부분의 에너지를 현열과 잠열의 형태로 해양으로부터 공급 받는다. 따라서 태풍이 육지에 상륙할 경우나 차가운 해면 위를 지나가게 될 경우 얻을 수 있는 에너지가 작아지기 때문에 강도가 약해진다. 또한 해류의 시어(shear)에 의한 혼합작용과 용승에 의한 해수면 냉각은 해양에서 대기로의 열 흐름을 감소시켜 결국 태풍을 약화 시킨다(Miller, 1958; Evans, 1993; Kafatos et al., 2006).

태풍은 해수면뿐만 아니라 상층해양과도 상호작용을 하기 때문에 태풍의 강도에 미치는 해양의 역할을 조사하기 위해서는 해수면 온도를 포함한 상층 해양의 열적구조 또한 파악해야 한다. 상층해양의 열적구조로는 혼합층 깊이, 해양열용량(Ocean Heat Contents; OHC), 수온약층 온도 기울기, 난류성 소용돌이(Warm eddy), 난류 등이 있으며 이들과 태풍에 의한 해수면 냉각간의 관계를 알아내는 연구가 활발히 진행 중에 있다(Emanuel, 1986; Shay et al. 2000; Goni and Trinanes, 2003; Emanuel et al. 2004; Lin et al. 2005). 그러나 대부분의 이러한 연구는 상층해양의 열적 구조와 태풍과의 관련성을 찾는 데에만 초점이 맞추어져 있다. 실제로 해양의 밀도분포는 수온뿐만 아니라 염분에 의해 결정된다. 따라서 강 하구 같이 염분변화가 극심한 곳에서는 염분에 의한 해양의 밀도변화가 태풍의 강도에 영향을 미칠 수 있을 것이라 예상된다.

양자강은 전 세계에서 세 번째로 많은 담수를 방출하는 강으로 방출된 담수는 여름철 동중국해에 넓게 분포한다. 여름철 양자강 주변의 평균 염분 분포를 보면 동경 128도 부근 까지 30 psu 이하의 저염수가 넓게 확장되어 있음을 알 수 있다(Fig. 1). 저염수가 확장된 지역에는 수심 약 15 m에서 30 m사이에 큰 염분기울기에 의해 강한 성층이 존재한다. Lin et al.(2009)은 수치모델과 17개의 관측 결과를 가지고 카테고리 5의 강한 태풍의 되기 위한 조건으로 높은 해수면온도, 깊은 혼합층, 빠른 태풍이동 속도 외에 강한 성층을 들었다. 강한 성층 해양의 경우 최소 26°C등온 깊이가 충분히 깊지 않아도 카테고리 5의 강한 태풍

으로 발달할 수 있다는 것이다. Amy(2006)는 아마존 강과 오리노코 강에 의한 저염수가 성층을 강하게 만들어 해수면 온도 상승을 야기 시키고 이에 따라 저염수 위를 지나간 허리케인이 카테고리 5이상으로 강해졌다는 것을 통계 분석을 통해 밝혔다.

1951년부터 2008년까지 57년간 30 psu이하의 양자강 저염수 위를 지나간 태풍은 총 68개로 평균 매년 1.2개가 이곳을 지나간 것으로 나타났으며 이 중에서 58개(전체 85.3%)는 한반도에 상륙하였다 (RSMC best track 자료 이용). 따라서 한반도 상륙 태풍의 특성을 파악하고 보다 정확한 태풍의 강도 예측을 위해서는 양자강 저염수가 태풍에 미치는 영향에 대하여 조사할 필요가 있다.

본 연구에서는 이상적인 수치실험을 통하여 양자강 저염수에 의해 만들어진

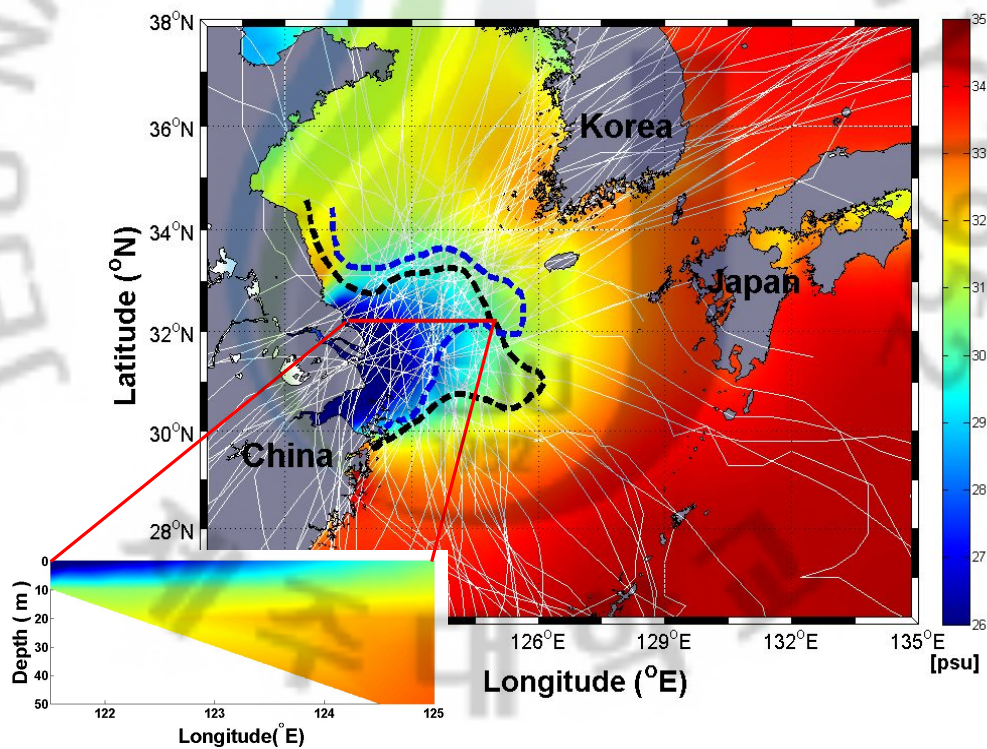


Fig. 1. Map of study area with salinity distribution (color) and typhoon track (white solid line). The dashed lines indicate 30 psu isohaline of July (black) and August (blue) based on China ocean press data. Lower left figure denotes vertical salinity distribution along the red line.

강한 성층이 태풍강도 변화에 어떤 영향을 주는지에 대하여 조사하였다. 2장에서는 수치실험에 사용된 모델과 초기조건, 수행한 실험들에 대하여 제시하며 3장에서는 실험결과에 대하여 설명하고, 4장에서는 실험결과를 요약하고 본 연구의 결론을 내릴 것이다. 마지막으로 부록에서는 3장의 실험결과 중 본문에 실지 못한 내용을 첨부 하였다.



2. 실험 방법

본 연구에서는 양자강 저염수가 태풍강도변화에 미치는 효과를 알아보기 위하여 Princeton Ocean Model(POM; Blumberg and Mellor 1987; Mellor 2004)을 사용하여 이상적인(idealized) 수치실험을 진행하였다. 모델은 미국의 태풍현업에 사용되는 GFDL/URI coupled hurricane-ocean prediction model(Bender et al. 2007)과 같이 1차원(1D-POM)과 3차원(3D-POM)모델을 구분하여 사용하였다. 1D-POM은 3D-POM과 전반적으로 같은 모델이나 확산 항과 압력 기울기 항이 제거된 것으로 각 격자점에서 주위 격자점과의 수평적 상호작용이 일어나지 않는다. 따라서 1D-POM에서는 태풍바람에 의한 수직혼합 시 시어에 의한 혼합만 일어나며 수평적 상호작용에 따른 이류(advection)와 용승(upwelling)은 모델에서 구현되지 않는다.

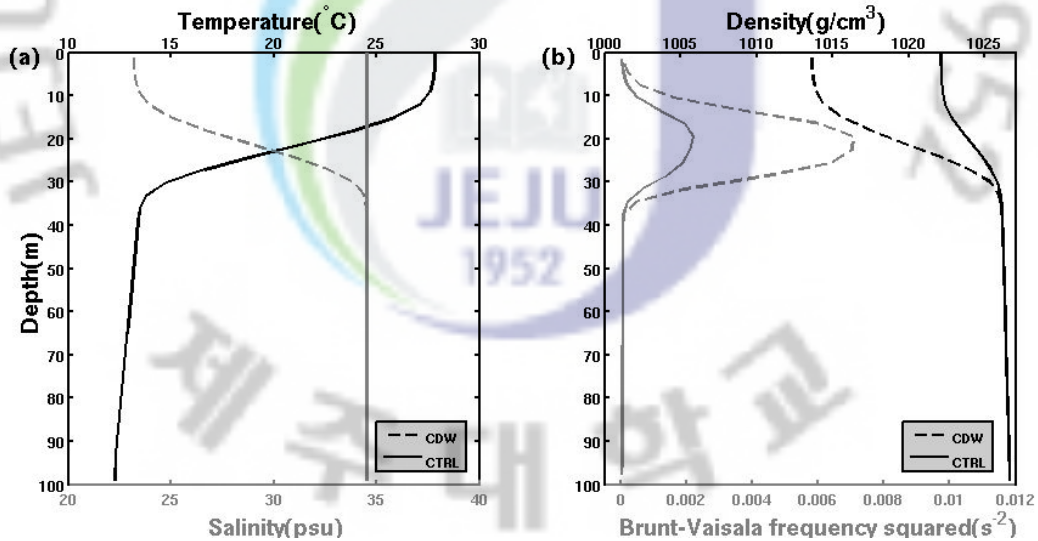


Fig. 2. Initial distribution of (a) temperature, salinity, (b) density and Brunt-Vaisala frequency squared for the numerical experiment. The dashed and solid line indicate CDW experiment and CTRL experiment, respectively.

모델 도메인은 10°N-40°N, 120°E-155°E 이며 위도에 따른 전향력의 효과를 배제하기 위하여 코리올리 진동수는 전 위도에 동일하게 적용하였다. 모델 수평 격자 간격은 1/12°, 수직은 3 m 등간격 34층, 수심은 100 m로 수평적으로 균질한 해양을 가정하였다.

실험에 사용한 초기조건은 국립수산과학원 정선 관측 자료와 World ocean atlas 2005의 기후 자료를 참고하여 구한 여름철 저염수 지역의 평균 수온·염분 분포를 사용하였다. Fig. 2a의 진한 선은 깊이별 수온, 연한 선은 염분을 나타내며, Fig. 2b의 진한 선은 깊이별 밀도, 연한 선은 브룬트-바이살라 진동수의 제공수로 해양안정도를 나타낸다. 수치실험은 저염수를 고려한 실험(CDW로 표시)과 고려하지 않은 실험(CTRL로 표시)으로 나누어 수행하였다. CDW실험과 CTRL실험에 같은 조건의 수온을 입력하였으나 염분을 다르게 입력하여 밀도 변화를 주었다. 또한 성층해양에서의 해수면 냉각 과정을 원인별로 분석하기 위하여 모든 실험은 1D 실험(1D-POM; 시어에 의한 혼합)과 3D 실험(3D-POM; 시어에 의한 혼합+ 용승효과)으로 나누어 수행하였다.

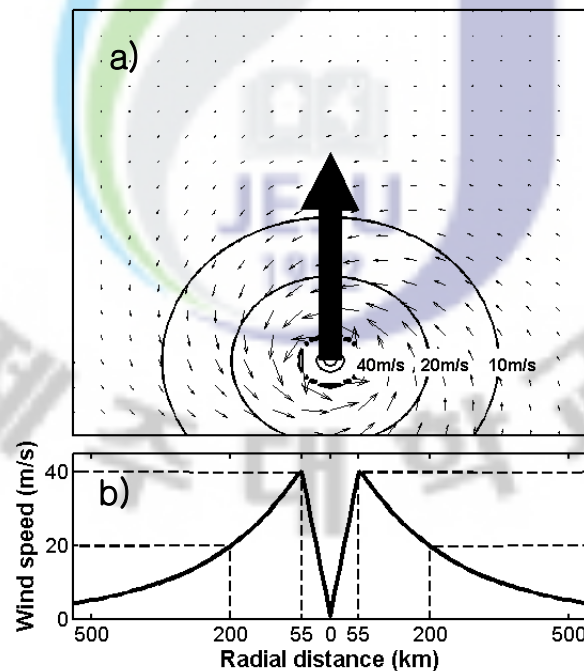


Fig. 3. (a) Horizontal and (b) vertical wind distributions of idealized typhoon for numerical experiments.

바람 장은 Holland 경험식을 이용하여 구한 대칭형태의 태풍을 사용하였으며 중심기압, 태풍주변 기압, 최대 풍속, 최대 풍속반경은 각각 950hPa, 1013hPa, 40 m/s, 55 km를 입력하였다. 양자강 저염수 위를 지나간 태풍의 평균 중심기압과 최대풍속은 각각 985hPa와 22 m/s이다. 그러나 이들 중 중국대륙을 지나 오거나 소멸기에 접어든 태풍이 다수 섞여있어 작은 수치가 나온 것으로 사료된다. 따라서 강한 태풍 하에서의 양자강 저염수의 효과를 보기 위해 이들 중 가장 강했던 1977년 9호 태풍 BABE와 1979년 10호 태풍 IRVING의 바람장을 참고하여 입력하였다.

Table 1은 각 수치실험에 사용된 변수들과 그에 따른 실험명을 나열한 것이다. 먼저 Exp. 1에서는 정지된 태풍에 의한 해양 반응 확인하여 해수면 냉각과정에 미친 양자강 저염수의 영향을 조사하였다. 두 번째로 Exp. 2에서는 태풍의 이동속도를 변화시켜 그에 따른 해수면 냉각과정의 변화를 확인하였다. 마지막으로 Exp. 3에서는 해양안정도를 변화시켜 이에 따른 해수면 냉각정도를 조사하였다.

Table 1. Experimental designs and important parameters for all experiments.

Experiment Name	Maximum Brunt-vaisala frequency squared (S^{-2})	Translation Speed (m/s)	Model Types
Exp. 1 stationary typhoon			
CTRL-0-1D	2.1×10^{-3}	0	1D
CTRL-0-3D	2.1×10^{-3}	0	1D
CDW-0-1D	6.9×10^{-3}	0	3D
CDW-0-3D	6.9×10^{-3}	0	3D
Exp. 2 effect of translation speed			
CTRL-1-1D	2.1×10^{-3}	1	1D
CTRL-1-3D	2.1×10^{-3}	1	1D
CDW-1-1D	6.9×10^{-3}	1	3D
CDW-1-3D	6.9×10^{-3}	1	3D
~	~	1~9 m/s, 1 m/s interval	~
CTRL-9-1D	2.1×10^{-3}	9	1D
CTRL-9-3D	2.1×10^{-3}	9	1D
CDW-9-1D	6.9×10^{-3}	9	3D
CDW-9-3D	6.9×10^{-3}	9	3D
Exp. 3 effect of stability			
CDW-2-N19	9.0×10^{-3}	2	3D
CDW-4-N19	9.0×10^{-3}	4	3D
CDW-6-N19	9.0×10^{-3}	6	3D
CDW-2-N21	7.9×10^{-3}	2	3D
CDW-4-N21	7.9×10^{-3}	4	3D
CDW-6-N21	7.9×10^{-3}	6	3D
CDW-2-N23	6.9×10^{-3}	2	3D
CDW-4-N23	6.9×10^{-3}	4	3D
CDW-6-N23	6.9×10^{-3}	6	3D
CDW-2-N25	5.8×10^{-3}	2	3D
CDW-4-N25	5.8×10^{-3}	4	3D
CDW-6-N25	5.8×10^{-3}	6	3D
CDW-2-N27	4.8×10^{-3}	2	3D
CDW-4-N27	4.8×10^{-3}	4	3D
CDW-6-N27	4.8×10^{-3}	6	3D

3. 실험 결과

3.1 태풍이 정지한 경우

강한 성층 해양환경에서 태풍에 의한 혼합과정을 살펴보기 위해 태풍의 정지한 경우의 해양 반응을 살펴보았다. 앞서 언급한 바와 같이 1D 실험에서는 시어에 의한 혼합만 고려되고, 3D 실험에서는 시어에 의한 혼합뿐만 아니라 용승효과도 함께 고려된다.

우선 태풍 생성 후 12시간 뒤의 1D 실험결과를 보면(Fig. 4) 염분을 고려하지 않은 실험(CTRL-0-1D, Fig. 4a)에서 염분에 의한 성층화를 고려한 실험(CDW-0-1D, Fig. 4b)보다 더 큰 해수면 냉각이 일어난 것을 알 수 있었으며 이 둘의 차이(Fig. 4c)는 태풍 중심으로부터 200 km 반경 내에서 평균 약 3°C로 나타났다. 바람에 의한 응력은 운동량을 해수에 전달하여 해류를 만들게 되는데 이때 얻어진 운동량은 층밀림 응력(shearing stress)에 의해 하층으로 전달된다. 하층에 전달된 운동량은 각 층에서 해류를 만들며 이때 생기는 해류 크기 차이(시어)에 의해 난류 혼합이 생긴다. 이때 차가운 하층의 물이 이끌림 현상(entrainment)에 의해 혼합되어 수온을 냉각 시킨다.

Fig. 5는 1D 실험에서 태풍이 생성 후 12시간 뒤의 수직적 해류 크기 분포(Fig. 5a, 5b, 5c)와 시어 분포(Fig. 5d, 5e, 5f)를 나타낸 것이다. CTRL-0-1D(Fig. 5a)과 CDW-0-1D(Fig. 5b)의 해류 크기 분포를 비교해 보면 CTRL실험의 경우 깊은 수심까지 해류가 분포해있는 반면 CDW실험의 경우 얇은 깊이에만 분포해있는 것을 볼 수 있다. 또한 해류의 크기를 비교해 보면 CDW실험에서의 해류가 CTRL실험에서의 해류보다 강하게 나타났다.

정적으로 안정된 층(안정 성층)은 수직적 운동량 교환을 방해한다. 강한 성층을 가지는 CDW실험의 성층구간에서 해류가 급격하게 작아지며 성층이 약한 CTRL실험의 경우보다 얇은 깊이에서 해류가 분포하게 된다. 또한 어떤 지점에서 바람응력에 의해 얻어진 운동량이 일정하다면 일정 수심까지 분배된 운동량의 합은 일정해야 한다. 따라서 깊은 수심까지 운동량이 전달된 CTRL실험의 경우

가 CDW실험의 경우에서보다 깊은 곳까지 해류가 발생하지만 표층의 해류의 속도는 그만큼 감소하게 된다.

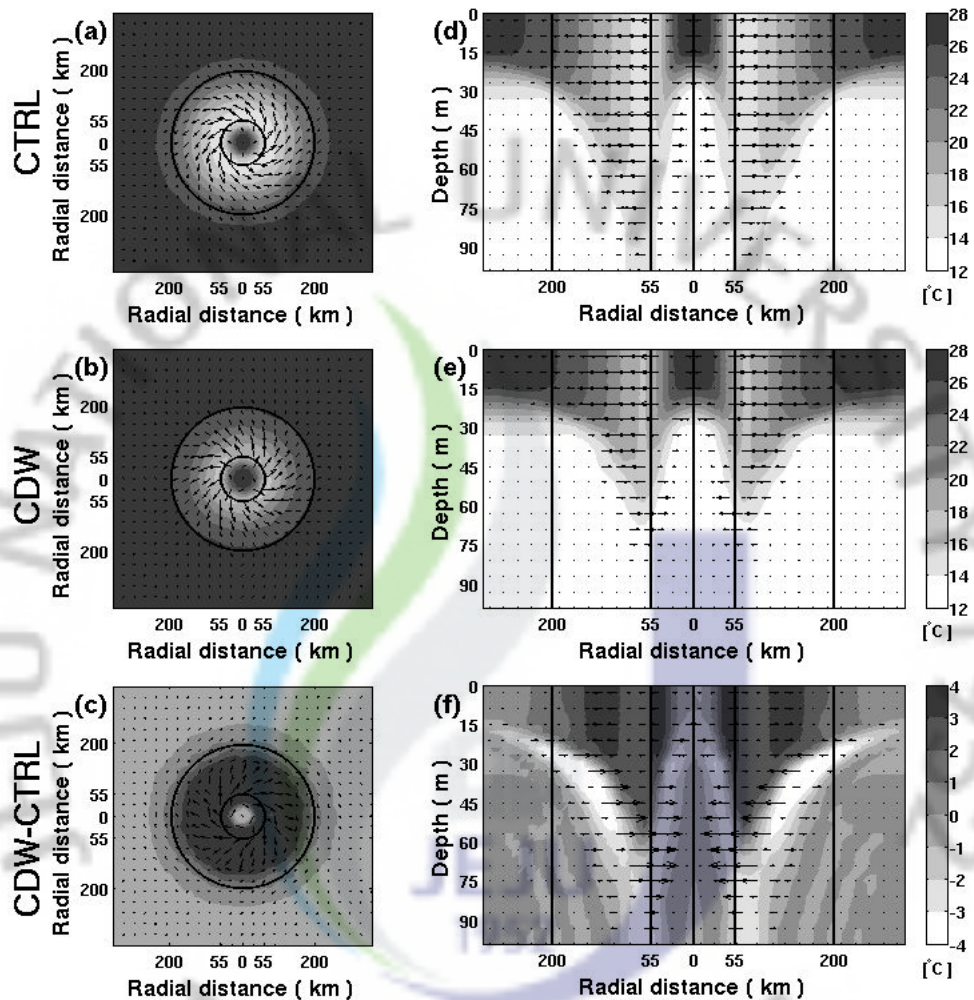


Fig. 4. Horizontal (a, b, c) and vertical (d, e, f) distributions of temperature and current for 1D-CTRL (a, d), 1D-CDW (b, e) experiment, and the difference between CTRL and CDW(c, f). Circles indicate 55 km and 200 km radii.

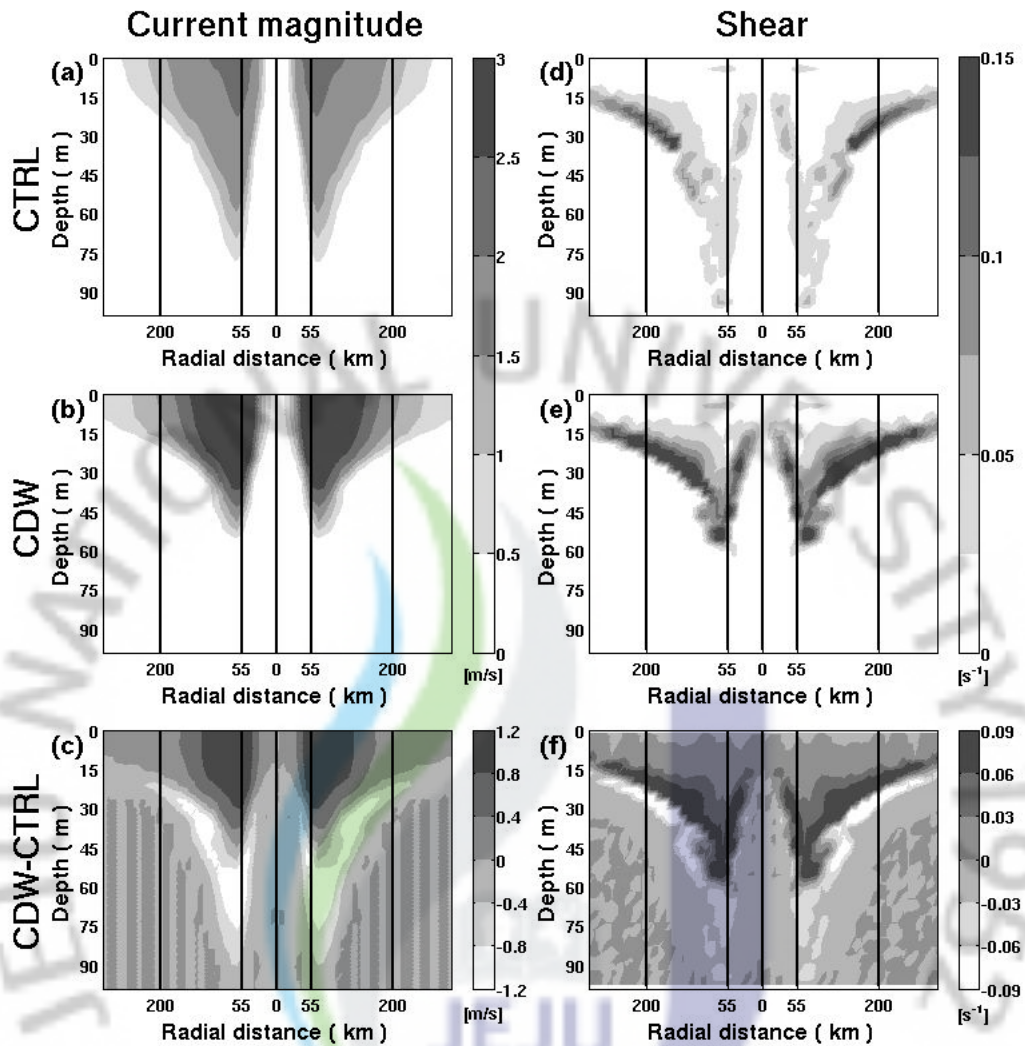


Fig. 5. Vertical distributions of current speed (a, b, c) and shear (d, e, f) for 1D-CTRL (a, b) and CDW (b, e) experiment and the difference between CTRL and CDW(c, f).

시어에 의한 역학적 불안정은 난류를 생성하며 여기서 생성된 난류는 하층의 차가운 물과 상층의 따뜻한 물을 혼합시키는 작용을 한다. 그러나 강한 성층조건에서 난류는 시어에 의한 역학적 움직임이 안정도와 점성소산의 감쇄 효과를 극복하기에 충분히 클 때에만 생기기 때문에 난류에 의한 혼합을 보기 위해서는 안정도를 고려해야만 한다.

기울기 리차슨 수($\text{gradient Richardson number}$)는 시어에 의한 난류 생성 가

능 정도를 나타내는 무차원수로 다음과 같이 표현된다(식 (1)).

$$Ri = \frac{\frac{-g}{\rho} \frac{d\rho}{dz}}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2} = \frac{N^2}{S^2} \quad (1)$$

여기서 N^2 는 브룬트-바이살라 진동수의 제곱수로 해양안정도를 나타내며 S^2 는 시어의 제곱수이다. 기울기 리차슨 수는 안정도와 시어의 비로 표현되며 안정된 층에서 해양안정도의 크기가 클수록 시어에 의한 난류생성이 억제된다. Miles(1961)는 선형 이론을 이용하여 일반적으로 기울기 리차슨 수가 0.25보다 작을 때 안정된 층에서 시어에 의한 난류에 의해 수직혼합이 일어남을 보였다. Fig. 6은 각 실험에서의 시어의 제곱수(Fig. 6a, 6b)와 해양안정도(Fig. 6b, 6e), 그리고 이들의 비인 리차슨 수(Fig. 6c, 6f)를 나타내었다. 리차슨 수의 경우 표현상의 편의를 위해 역수를 취해 사용하였다. 따라서 역리차슨 수가 4 이상인 부분에서 시어에 의해 난류가 생성된다고 할 수 있다. CTRL실험에서는 역리차슨 수가 4 이상인 부분이 수심 90 m 부근까지 분포한 반면 CDW실험에서는 그 부분이 60 m 부근까지만 분포되어 있다. 따라서 CDW실험에서는 비교적 따뜻한 물이 분포하는 얇은 수심에서만 시어에 의한 혼합이 일어나 깊은 수심까지 혼합이 일어난 CTRL실험의 경우보다 적은 해수면 냉각이 보이게 된다.

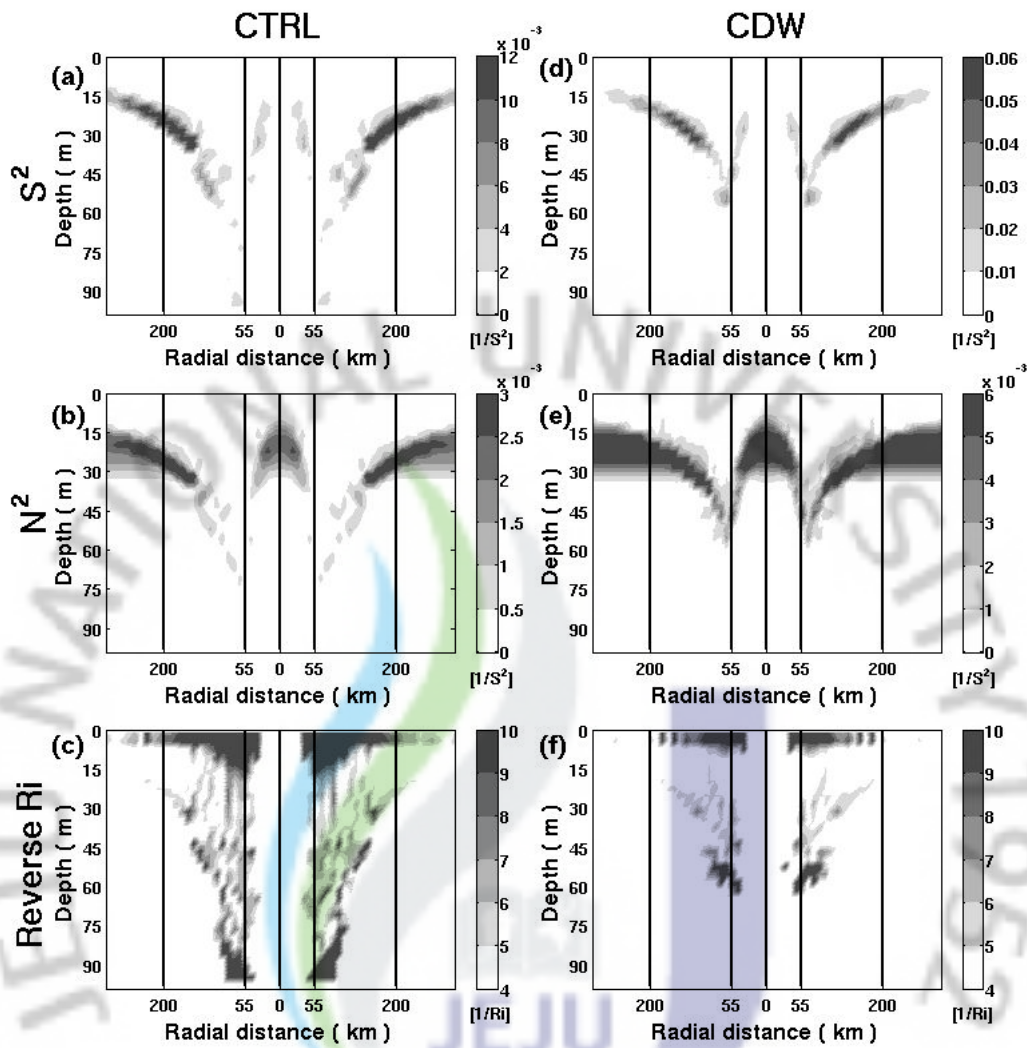


Fig. 6. Vertical distribution of shear squared value (a, d), the Brunt-vaisala frequency squared (b, e) and the reverse Richardson number (c, f) for 1D-CTRL (a, b, c) and 1D-CDW (d, e, f).

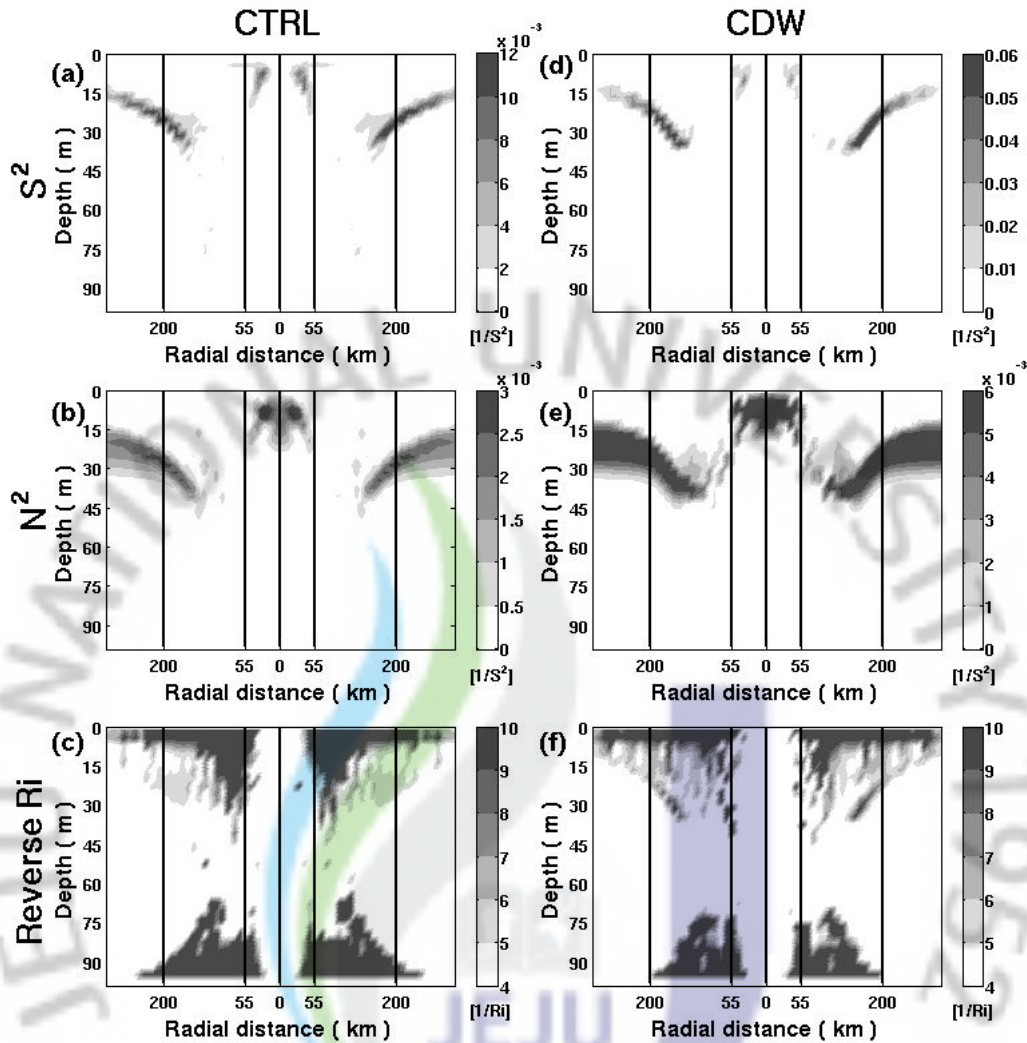


Fig. 7. Same as Fig. 6 but for 3D experiments.

3D 실험결과에서 시어에 의한 혼합을 나타내는 역리차순 수를 보면(Fig. 7c, 7f), 1D 실험의 결과처럼 뚜렷하지는 않지만 CDW실험의 경우 비교적 얇은 수심에서 CTRL실험 결과보다 작은 역리차순 수를 가지는 것을 확인 할 수 있다. 따라서 3D 실험의 경우에서도 1D 실험과 마찬가지로 CDW실험에서 시어에 의한 혼합이 얇은 수심에서 일어난다는 의미이다. 그러나 Fig. 8c에서 보여 지듯 두 실험에서의 해수면 냉각의 차이는 1D 실험의 결과와 다른 경향을 보인다. 즉 여기서 나타난 해수면 냉각은 시어에 의한 혼합으로만 설명할 수 없다.

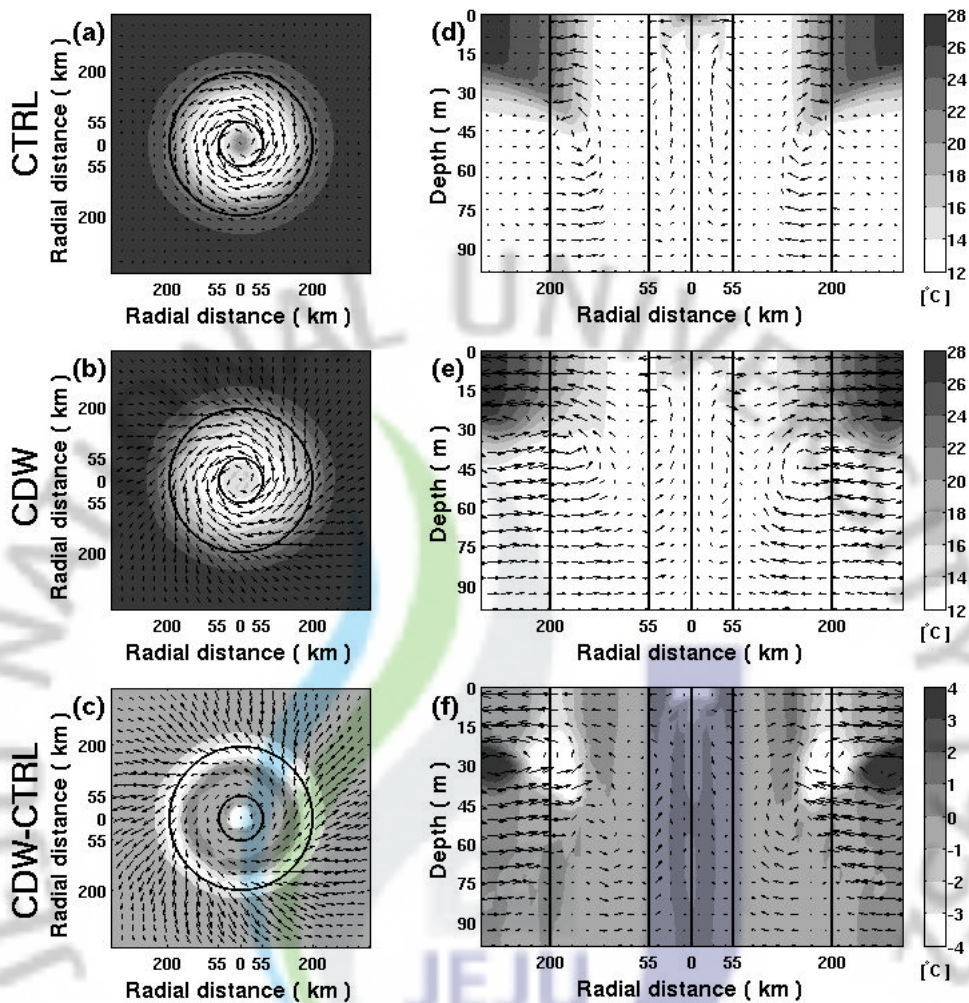


Fig. 8. Same as Fig. 4 but for 3D experiments.

용승은 하층의 차가운 물을 상층으로 끌어올려 시어에 의한 혼합이 일어날 때 차가운 물을 공급하여 해수면 냉각을 가속시키거나 직접적으로 찬물을 해수면까지 올려 해수면 냉각을 일으킨다. 용승의 크기는 표층에서 해수의 발산정도에 따라 달라지는데 반시계방향 해류의 세기가 클수록 용승의 크기는 커지게 된다. 표층해류의 세기는 1D 실험에서와 비슷하게 CDW 실험에서 더 강했으며 그 차이는 약 0.7 m/s(태풍 생성 후 12시간 뒤 200 km반경 평균)로 나타났다(Fig. 9c).

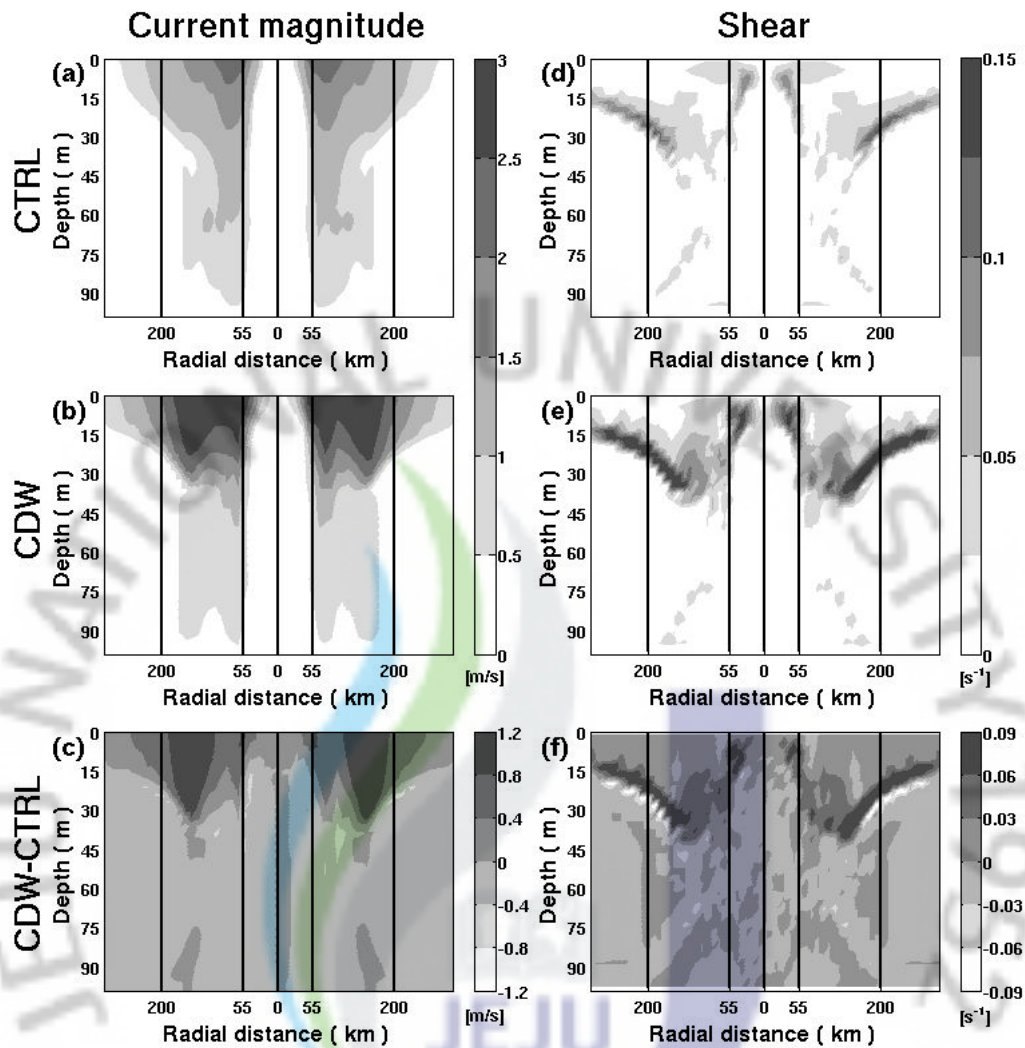


Fig. 9. Same as Fig. 5 but for 3D experiments.

따라서 CDW실험에서 더 강한 용승이 일어나게 되며 이로 인해 표층 가까이 끌어올려진 차가운 물 때문에 비교적 얕은 수심에서 혼합이 일어나게 되더라도 강한 해수면 냉각이 일어날 수 있게 된다(Fig. 8c).

각 실험에서 해수면 냉각이 발생한 위치를 비교해보면 55 km 반경 내 지역과 200 km반경 부근에 CDW실험에서 더 큰 크기의 해수면 냉각이 일어났다는 것을 알 수 있다(Fig. 8c). 이 결과는 1D 실험에서와는 반대의 결과로 강한 성층이 있는 CDW실험에서 더 강한 해수면 냉각이 발생한 것이다.

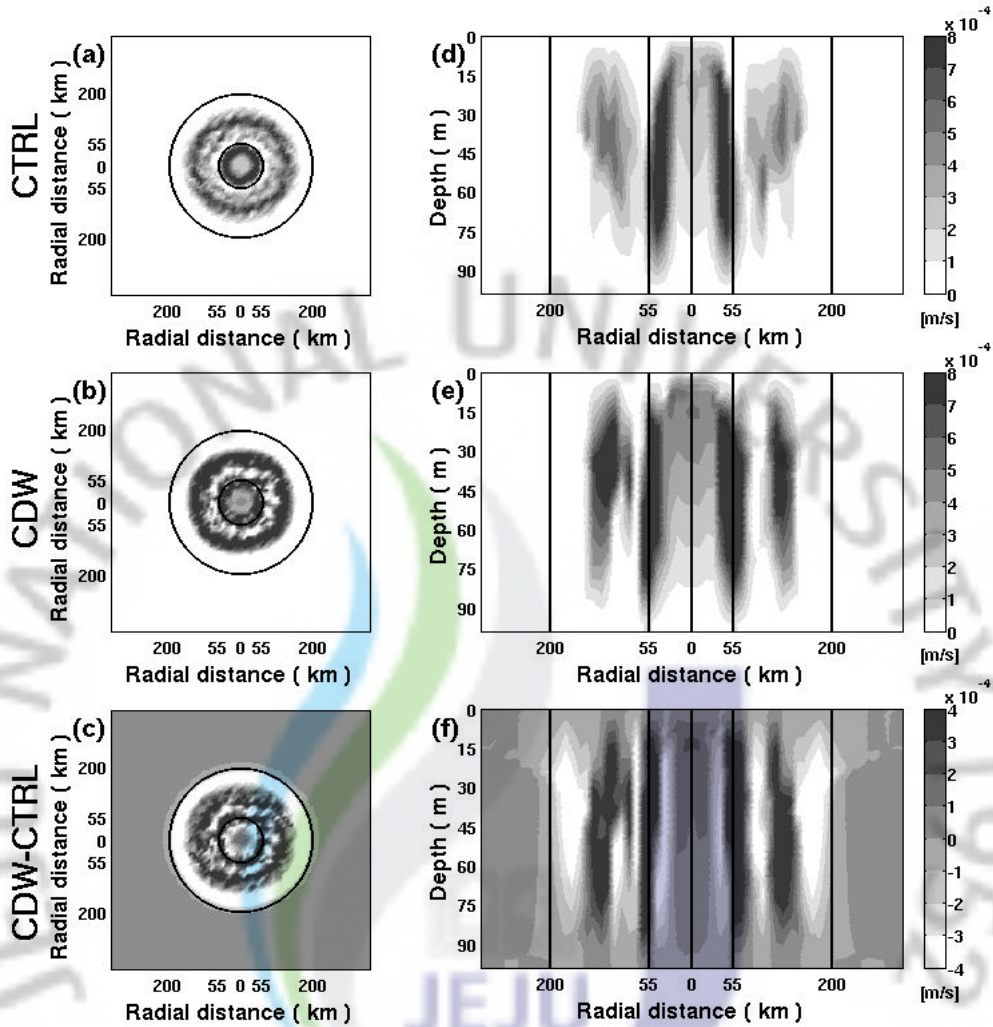


Fig. 10. Horizontal (a, b, c) and vertical (d, e, f) distribution of vertical velocity for 3D-CTRL (a, d) and 3D-CDW (b, e) experiment, and the difference between CTRL and CDW (c, f). Circles indicate 55 km and 200 km radii. The horizontal distribution of vertical velocity calculated at 30 m depth.

바람 응력이 작은 지역(최대 풍속 반경 내)의 해양에서는 수직시어에 의한 혼합이 거의 일어나지 않는다. 따라서 바람이 약한 태풍의 눈 안에서는 수직시어에 의한 해수면 냉각은 매우 작게 발생한다. Fig. 7b와 7e를 보면 55 km반경 내에 30 m 수심의 물(붉은색 부분)이 표층까지 올라와있는 것을 볼 수 있다. 이 물은 수직적으로 밀도 구배가 큰 수온약층에 존재하는 물로 표층보다 차갑다. 따라서

CDW실험결과에서 보이는 55 km반경 내 해수면 냉각은 용승에 의한 것으로 차가운 해수가 표층에 올라와 직접적으로 해수면 냉각을 일으킨 것이다.

냉각되어진 해수는 표층에서 해류 발산에 의해 확장 되는데 이 때 발산의 정도 차이에 의해 확장 정도가 달라진다. 따라서 발산이 상대적으로 큰 CDW실험에서 더 많은 확장이 일어나게 되며 200 km 반경 부근에서 보이는 해수면 냉각 차이는 이 때문에 생긴 것으로 사료된다.

이러한 결과로부터 강한 성층은 하층으로의 운동량 전달을 방해하여 해수면 냉각을 저해하는 요소로 작용하지만 반대로 강한 용승을 일으켜 해수면 냉각을 촉진 시키는 요소로도 작용한다는 것을 알 수 있었다. 그러나 용승이 해수면 냉각에 주는 효과는 태풍의 이동속도와 밀접한 관련이 있다. 따라서 다음 장에서 태풍의 이동속도에 따른 해수면 냉각의 차이에 대해 조사하고자 한다.



3.2 태풍이 이동할 경우

먼저 용승과 시어에 의한 혼합이 해수면 냉각에 미치는 효과를 정량적으로 계산하기 위하여 1D 실험에서 일어난 해수면 냉각을 시어에 의한 효과(C_S)라 정의하고 3D 실험에서 일어난 해수면 냉각(C_T)을 시어에 의한 효과(C_S)와 용승에 의한 효과(C_U)의 합이라 가정 하였다(식 2 참고). 이것은 시어에 의한 혼합작용과 용승의 효과가 선형적인 관계가 있다고 가정하는 것으로 실제와는 조금 다를 수 있지만 그 차이가 크지 않은 것으로 예상된다.

$$C_T \equiv C_S + C_U. \quad (2)$$

$$C_U = C_T - C_S. \quad (3)$$

따라서 용승에 의한 효과(C_U)는 3D 실험에서 나타난 해수면 냉각(C_T)에서 1D 실험에서의 해수면 냉각(C_S)을 뺀 값으로 표현 할 수 있다(식 3 참고).

태풍의 이동속도와 해수면 냉각간의 관계는 이미 기존의 연구에서 잘 알려져 있다. Bender et al.(1993)은 태풍의 이동속도에 따라 해수면 냉각의 정도가 달라지는 것에 대하여 태풍-해양 접합모델을 이용한 수치 실험을 통해 확인 하였다. 일반적으로 태풍의 이동속도가 느릴수록 해수면 냉각의 정도는 커지며 그 크기 차이는 용승효과에 기인한다.

Fig. 11은 태풍이동속도에 따른 해수면 냉각을 나타낸 것으로 태풍 반경 200 km내의 해수면 냉각 값을 평균한 것이다. 각 실험에서의 총 해수면냉각을 비교해보면 CTRL실험이 CDW실험에서보다 전반적으로 더 많은 해수면냉각이 일어났다는 것을 볼 수 있었다(Fig. 11a). 특히 시어에 의한 혼합의 경우 CTRL실험에서 냉각 효과가 더 크게 나타났으며 두 실험군의 차이는 이동속도가 느릴수록 커지는 것을 볼 수 있었다(Fig. 11b). 반면 용승의 경우에는 CDW실험에서 냉각 효과가 더 크게 나타났으며 태풍 이동속도가 6 m/s 이상의 경우에 그 효과는 0에 가까워 졌다(Fig. 11c).

태풍의 이동속도와 용승과정 간의 상관관계는 이전 연구에서 1D 실험과 3D

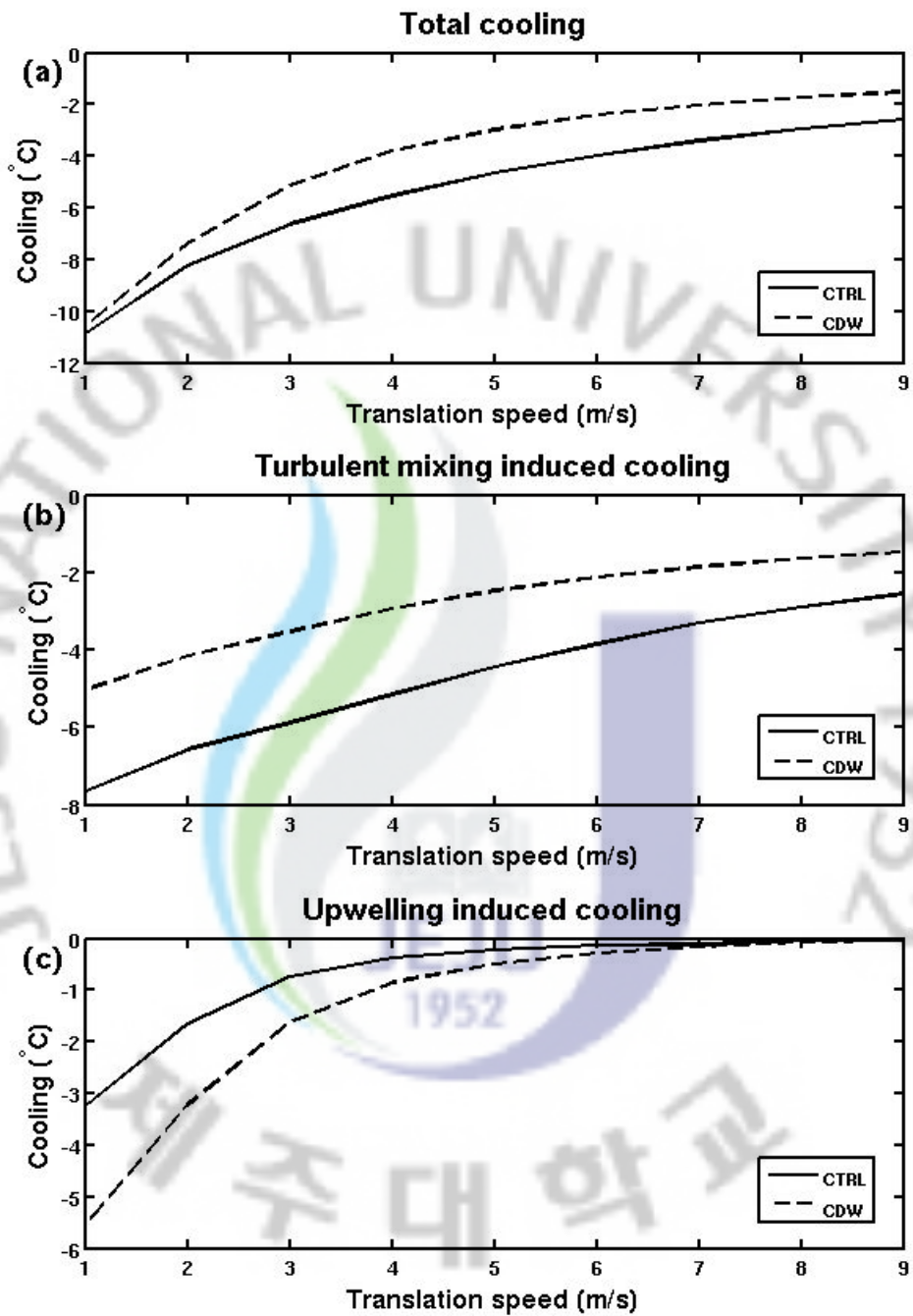


Fig. 11. 200 km radius averaged sea surface cooling in (a) total cooling, (b) turbulent mixing induced cooling and (c) upwelling induced cooling according to STS.

실험의 비교를 통해 이미 잘 밝혀진바 있다(Yablonsky, 2008). 이전 연구에서는 태풍의 이동속도가 5.5 m/s를 넘어서면 용승에 의한 해수면 냉각이 거의 발생하지 않는 것으로 보고하였다. 따라서 태풍의 이동속도가 느릴 때 강한 성층의 해양에서는 시어에 의한 혼합효과는 작지만 용승에 의한 효과가 커져 상쇄되며, 그에 따라 CDW실험과 CTRL실험 간의 해수면냉각 차이가 작아지게 된다. 그러나 이동속도가 커지면 용승의 효과가 사라져 해수면 냉각을 저해 하는 효과만 남게 된다. 이 효과는 태풍의 이동속도가 4 m/s일 때 최대이며 그 크기는 200 km 반경 평균 약 1.8°C로 나타났다(Fig. 12).

Fig. 13은 태풍이동속도에 따른 해수면 냉각을 나타낸 것으로 태풍 반경 60 km내의 해수면 냉각 값을 평균한 것이다. 전반적으로 200 km 반경을 평균한 결과(Fig. 11)와 비슷하지만 이동속도가 1 m/s일 때 CDW에서 오히려 더 많은 해수면 냉각이 보인다(Fig. 13a). 태풍 중심에서 반경 60 km내 지역은 직접적으로 용승이 일어나는 부분으로 해수면 냉각은 용승에 의한 영향을 많이 받게 된다. 따라서 용승이 강하게 일어나는 CDW에서 느린 태풍의 경우 보다 많은 해수면 냉각이 나타나게 되는 것이다.

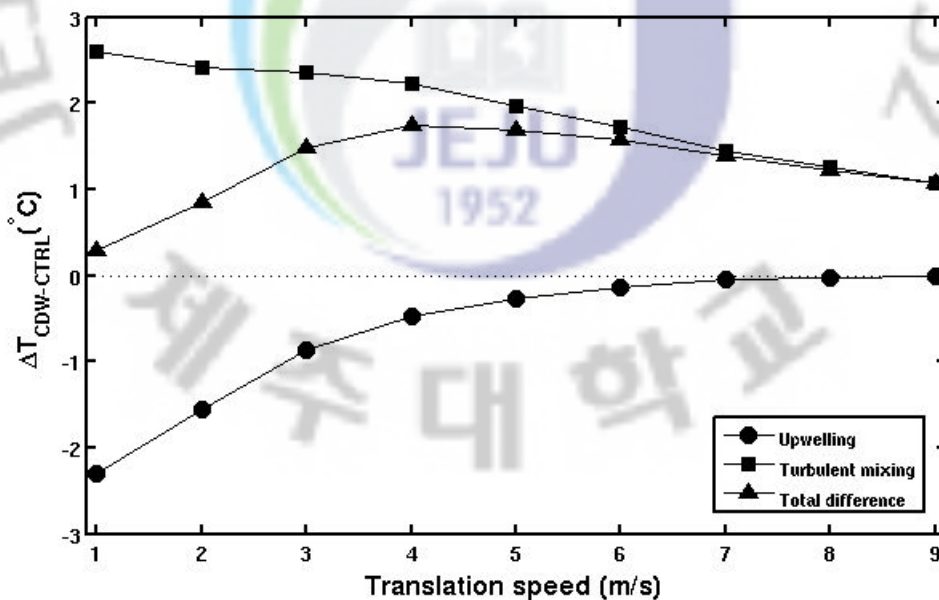


Fig. 12. Sea surface cooling difference between CDW and CTRL experiment at the each mixing process according to STS.

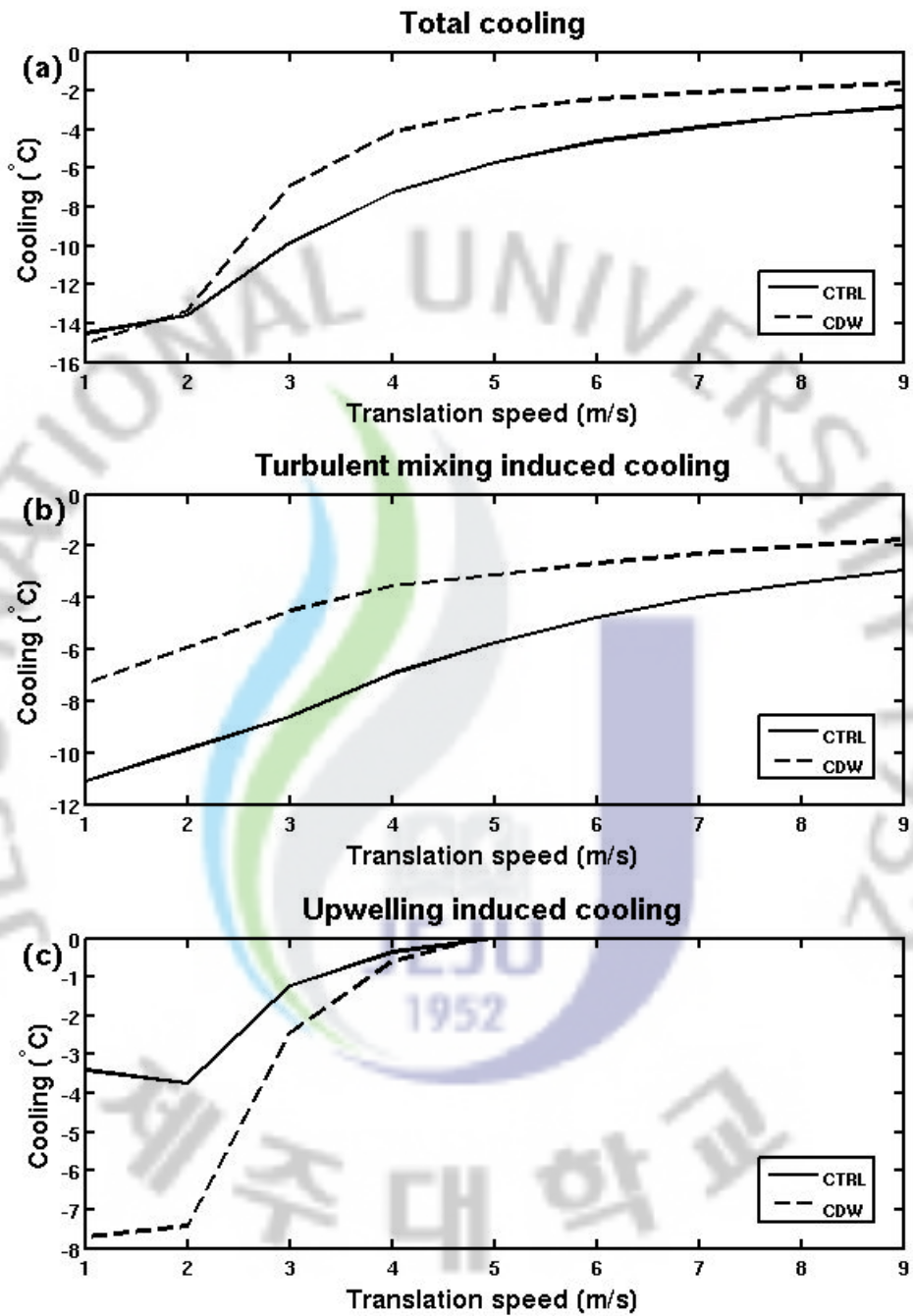


Fig. 13. Same as Fig. 11 but for 60 km radius averaged sea surface cooling.

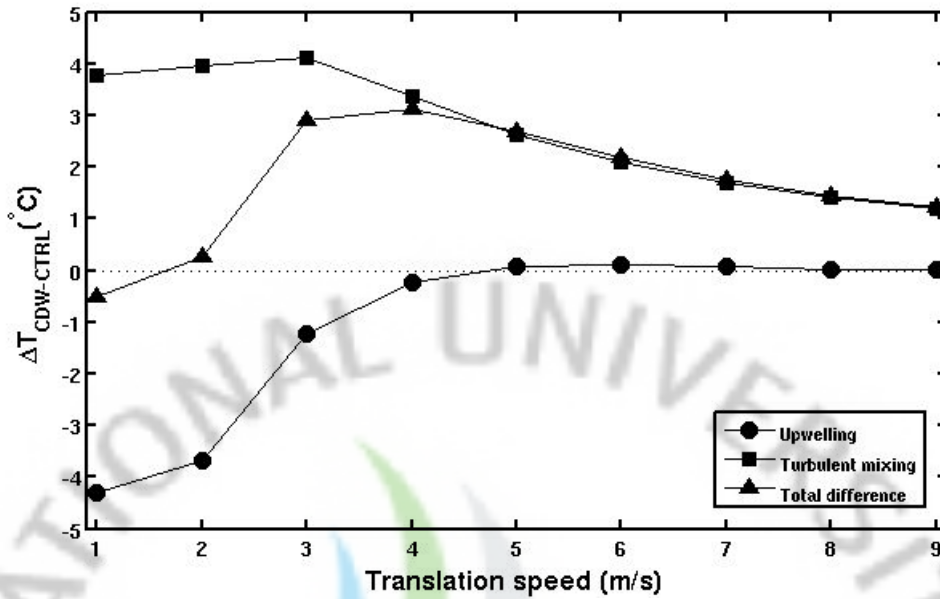


Fig. 14. Same as Fig. 12 but for 60 km radius averaged sea surface cooling.

용승은 주로 하층의 차가운 물을 상층으로 끌어올려 해수면 냉각을 가속시키는 역할을 한다. 따라서 용승에 의해 끌어올려진 차가운 물의 양에 따라 해수면 냉각의 정도가 달라진다. Fig. 15는 태풍의 이동 자취가 중첩된 부분(A(t))을 나타낸 것으로 태풍이 지나갈 때 T=0인 부분에서 끌어올려진 찬물이 T=t일 때의 혼합에 영향을 줄 수 있다. 따라서 T=t일 때 혼합에서는 T=0인 부분에서 끌어올려진 찬물의 양 또한 고려해야 한다. Fig. 16은 이동속도별 태풍 중심에서 200 km반경 내 밀도 약층 하층경계에서 용승에 의해 끌어올려진 찬물의 양을 나타낸 것이다. 용승이 해수면냉각에 주는 영향의 정도를 알아보기 위하여 태풍의 이동자취가 겹쳐지는 면적(A(t))과 수직속도(\overline{W}_e)를 계산하여 다음과 같은 식으로 찬물의 양(B_{cw})을 얻었다.

$$B_{cw} \equiv \overline{W}_e \sum_{t=0}^{2R/V} A(t), \quad (4)$$

$$A(t) = 2R^2(\cos^{-1}(C) - C \sin(\cos^{-1}(C))); \quad C \equiv \frac{Vt}{2R}, \quad (5)$$

\overline{w}_e 는 밀도약층 하층경계에서의 에크만 펌핑에 의한 평균 수직 속도이며 R은 계산반경, V는 태풍의 이동속도이다. 태풍의 이동속도가 느릴수록 한 지점에 머무는 시간이 길어지며 용승에 의한 해수면 냉각이 태풍 영향반경 내에 일어날 충분한 시간이 생기게 된다. $A(t)$ 는 태풍의 이동속도가 느릴수록 그 값이 크며 \overline{w}_e 는 이동속도가 5 m/s이하인 부분에서는 속도가 증가할수록 커지지만 그 이상인 부분에서는 작은 값을 보였다. \overline{w}_e 는 5 m/s에서 최대값을 갖지만 $A(t)$ 의 누적 값이 태풍이 빠를수록 작아지고 그 감소 비율이 이동속도가 5 m/s이하인 부분에서의 \overline{w}_e 증가량 비율보다 크기 때문에 두 변량의 곱으로 나타내어지는 B_{cw} 는 이동속도가 작을수록 큰 값을 가지게 된다. 또한 CTRL실험과 CDW실험에서의 \overline{w}_e 차이에 의해 전체적으로 CDW실험에서 큰 B_{cw} 값을 가졌다.

이것은 태풍반경 200 km내에 CDW실험에서 CTRL실험 보다 평균적으로 약 $10^{12}m^3$ 만큼 더 많은 찬물이 혼합층 및 밀도 약층에 유입되어 해수면냉각에 더 쓰일 수 있다는 의미로 해석할 수 있다. 따라서 성층이 강한 해양에서 더 많은 찬물이 태풍에 의한 혼합 시 쓰일 수 있다는 것이다.

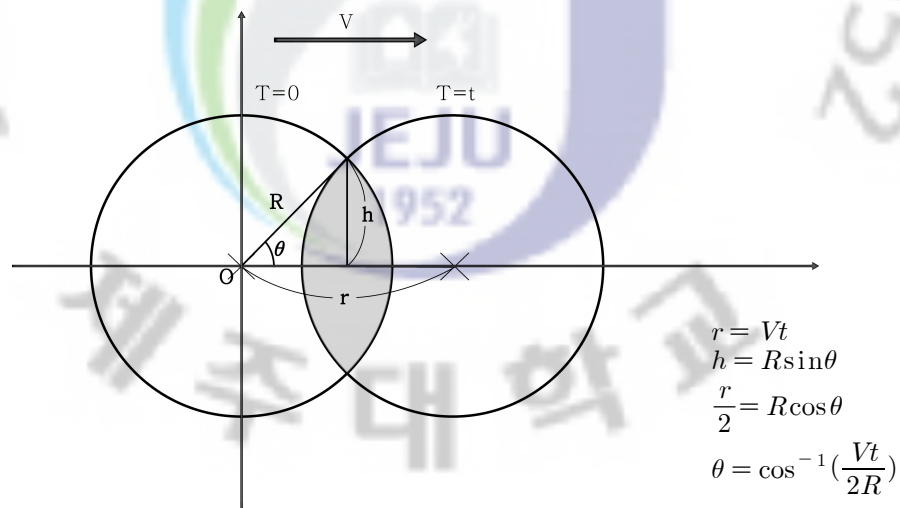


Fig. 15. A schematic for calculation of upward cold water transport . The colored area indicates overlapped area of typhoon radius. The arrow shows the direction of typhoon movement.

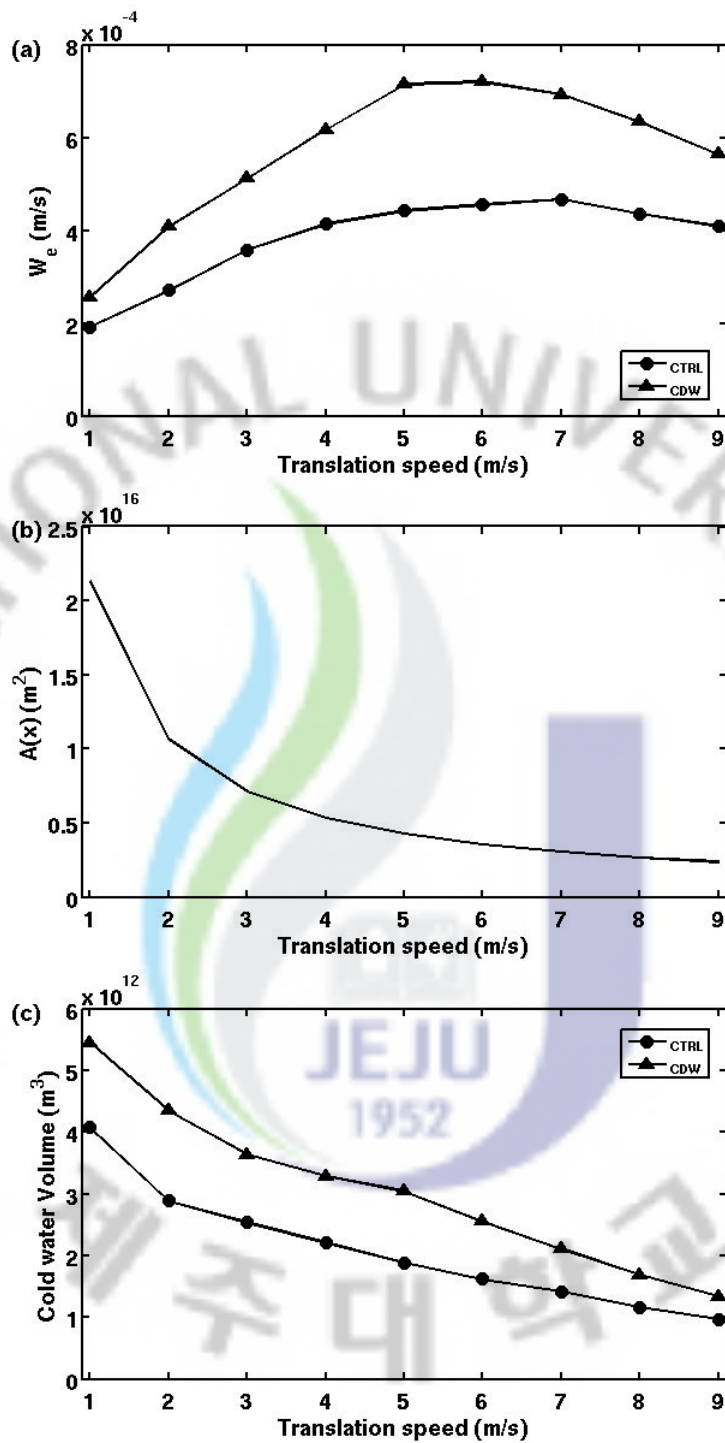


Fig. 16. Variation of (a) vertical velocity, (b) the accumulation area and (c) the cold water volume induced upwelling averaged within 200 km radius according to STS.

앞서 살펴본 실험 결과에서 알 수 있듯이 이동속도와 두 가지 효과(강한 성층에 따른 용승 및 시어에 의한 혼합) 간에는 밀접한 관계가 있었다. 전체적으로 모든 실험군에서 강한 성층에 의해 해수면 냉각이 저해되는 효과가 컸으며 그 크기는 약 0.4~1.8℃로 강한 성층 해양에서 그렇지 않은 해양보다 그만큼의 해수면 냉각이 적게 일어난다는 의미다. 실험결과 각 이동속도별 수직·수평적 수온 분포, 해류시어 및 역 리차드슨 수 등은 부록에 수록하였으며 Exp. 1과 비교해보았을 때 이동하는 태풍의 경우에서도 정지한 태풍과 비슷한 과정을 통해 해수면 냉각이 일어남을 확인 하였다.

본 실험에서는 표층염분이 23 psu로 상당히 낮은 염분의 물이 확장되어 있을 때의 해양안정도를 가지고 진행하였다. 그러나 양자강 저염수는 바람이나 양자강 담수방출량에 따라 확장 정도와 표층염분이 바뀌게 되며 그에 따라 해양안정도가 바뀌게 된다. 따라서 다음 장에서는 해양안정도의 변화에 따른 해수면 냉각 저해 효과의 정도를 살펴보겠다.

3.3 해양안정도가 변할 경우

해양안정도 변화에 따른 해수면 냉각 저해 효과 정도를 알아보기 위하여 각각 다른 안정도를 가지는 해양에서 동일한 실험을 실시하여 결과를 비교하였다. 해양안정도는 염분약층에서의 염분 기울기를 조절하여 변화를 주었다. 수치실험은 CTRL실험과 CDW실험 간의 차이가 최대로 나타났던(이동속도 4 m/s)경우와 태풍의 이동속도가 비교적 느린 경우(이동속도 2 m/s), 용승이 해수면 냉각에 미치는 효과가 사라지는 경우(이동속도 6 m/s)에 대해 실험을 진행하였다.

앞서 진행한 실험들(Exp. 1, Exp. 2)에서는 CDW실험의 해양안정도를 $6.9 \times 10^{-3} s^{-2}$ 으로 두어 진행하였으며 Exp. 3에서는 이보다 더 안정된 층에서의 실험(해양안정도는 N19인 경우 $9.0 \times 10^{-3} s^{-2}$, N21인 경우 $7.9 \times 10^{-3} s^{-2}$)과 이보다 불안정한 층에서의 실험(해양안정도는 N25인 경우 $5.8 \times 10^{-3} s^{-2}$, N27인 경우 $4.8 \times 10^{-3} s^{-2}$)을 각각 수행하였다. 실험은 3D 실험만을 진행하였으며 비교군은 각 이동속도별 Exp. 2에서의 CTRL실험으로 정하였다.

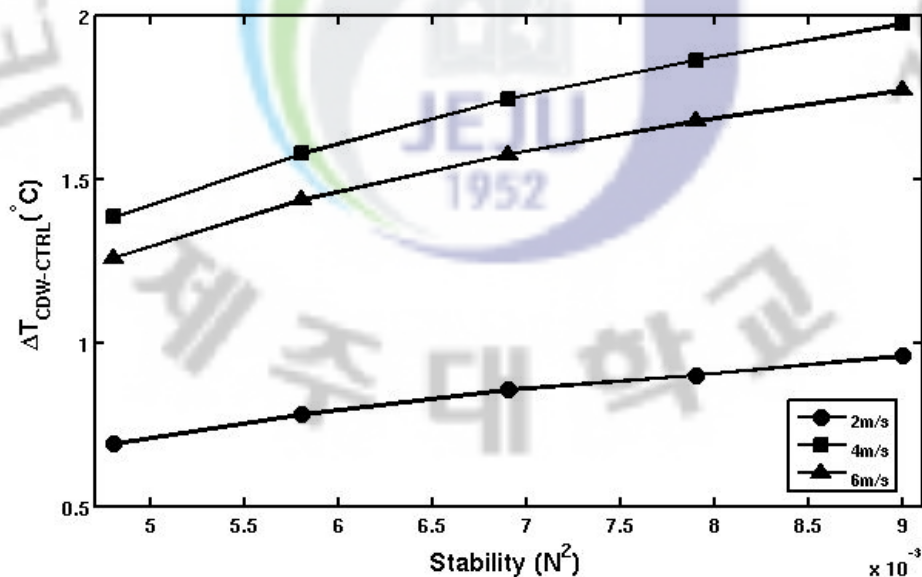


Fig. 17. Surface cooling difference between CDW and CTRL experiment according to stability.

실험 결과를 보면(Fig. 14) 해양안정도가 가장 큰 N19 실험군에서 CTRL실험과 가장 큰 차이를 보였으며 CDW-4-N19실험에서 최대 차이(약 2℃)를 보였다. 이동속도가 2 m/s인 실험군과 6 m/s인 실험군 역시 해양안정도가 클수록 CTRL실험군보다 해수면 냉각이 적게 일어난다는 것을 확인 하였다. 따라서 해양안정도가 클수록 해수면 냉각이 저해된다는 것을 알 수 있으며 태풍의 이동속도가 4 m/s의 경우에서 해수면냉각이 저해 되는 정도가 가장 크다는 것을 확인할 수 있었다.



4. 결론

본 연구에서는 양자강 저염수에 의해 만들어진 강한 성층이 태풍에 의한 해수면 냉각에 미치는 영향에 대하여 수치실험을 통해 알아보았다.

먼저 정지된 태풍에서 시어에 의한 혼합과정 만을 고려한 1D 실험에서는 저염수가 고려된 실험(CDW)이 저염수를 고려하지 않은 실험(CTRL) 보다 상대적으로 작은 해수면 냉각을 보였다. 이것은 저염수에 의해 형성된 강한 성층이 아래 방향의 운동량 전달을 방해하여 시어에 의한 혼합을 얇은 수심으로 제한하여 발생한 것으로 사료된다. 따라서 양자강 저염수에 의해 상층에서 강한 성층이 발생할 경우 찬물이 분포하는 깊은 수심까지 혼합이 일어나지 않아 작은 크기의 해수면 냉각만 일어나게 된다. 이러한 결과는 양자강 저염수가 해수면 냉각을 저해하는 요소로 작용함을 증명한다(Fig. 18a).

정지된 태풍에서 시어에 의한 혼합과정과 용승과정을 모두 포함한 3D 실험에서는 CDW실험과 CTRL실험에 큰 차이는 없었으며 오히려 55 km반경 내에서는 CDW실험에서 더 강한 해수면 냉각이 발생하였다. 이것은 강한 성층으로 인해 하층으로 전달되지 못한 운동량이 상층해류를 강하게 만들어 표층에 강한 발산을 유발시켜 그 결과 강한 용승이 발생 했기 때문이다. 즉, 3D 실험의 경우에는 1D 실험과는 달리 혼합이 얇은 수심으로 제한되었던 CDW실험의 경우에서도 강한 용승에 의해 해수면 냉각이 가속되어 CTRL실험과 비슷한 크기의 해수면 냉각이 발생하였다(Fig. 18b).

이와 같은 강한 성층의 두 가지 상반되는 효과는 태풍의 이동속도와 밀접한 관련이 있다. 태풍의 이동속도에 따른 해수면 냉각 효과 변화를 조사해본 결과, 이동속도가 6 m/s 이상일 때 해수면 냉각에 미치는 용승의 효과가 사라졌으며 태풍의 이동속도가 4 m/s일 때 최대로 해수면 냉각이 저해되는 것을 발견 하였다. 따라서 아주 느린 태풍(이동속도 1m/s 이하)을 제외하면 대부분의 태풍에서는 양자강 저염수가 해수면 냉각을 저해하는 작용을 하게 된다. 또한 해양안정도에 따른 해수면 냉각 효과는 해양안정도가 클수록 해수면 냉각이 저해되는 정도가 커짐을 알 수 있었다.

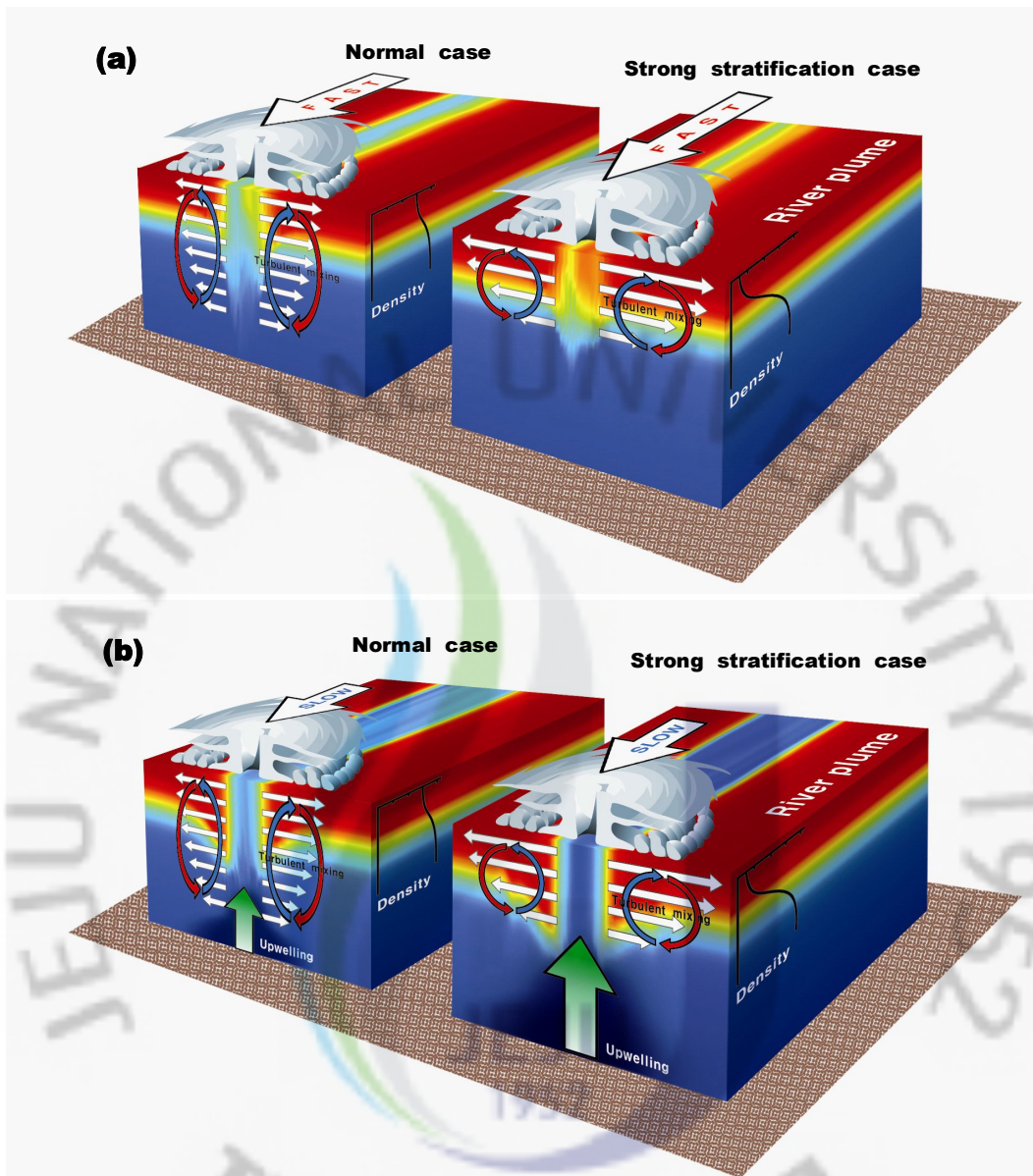


Fig. 18. Schematic diagrams of typhoon induced mixing in the normal case (left) and the strong stratification ocean case (right) for (a) fast-moving and (b) slow-moving typhoon.

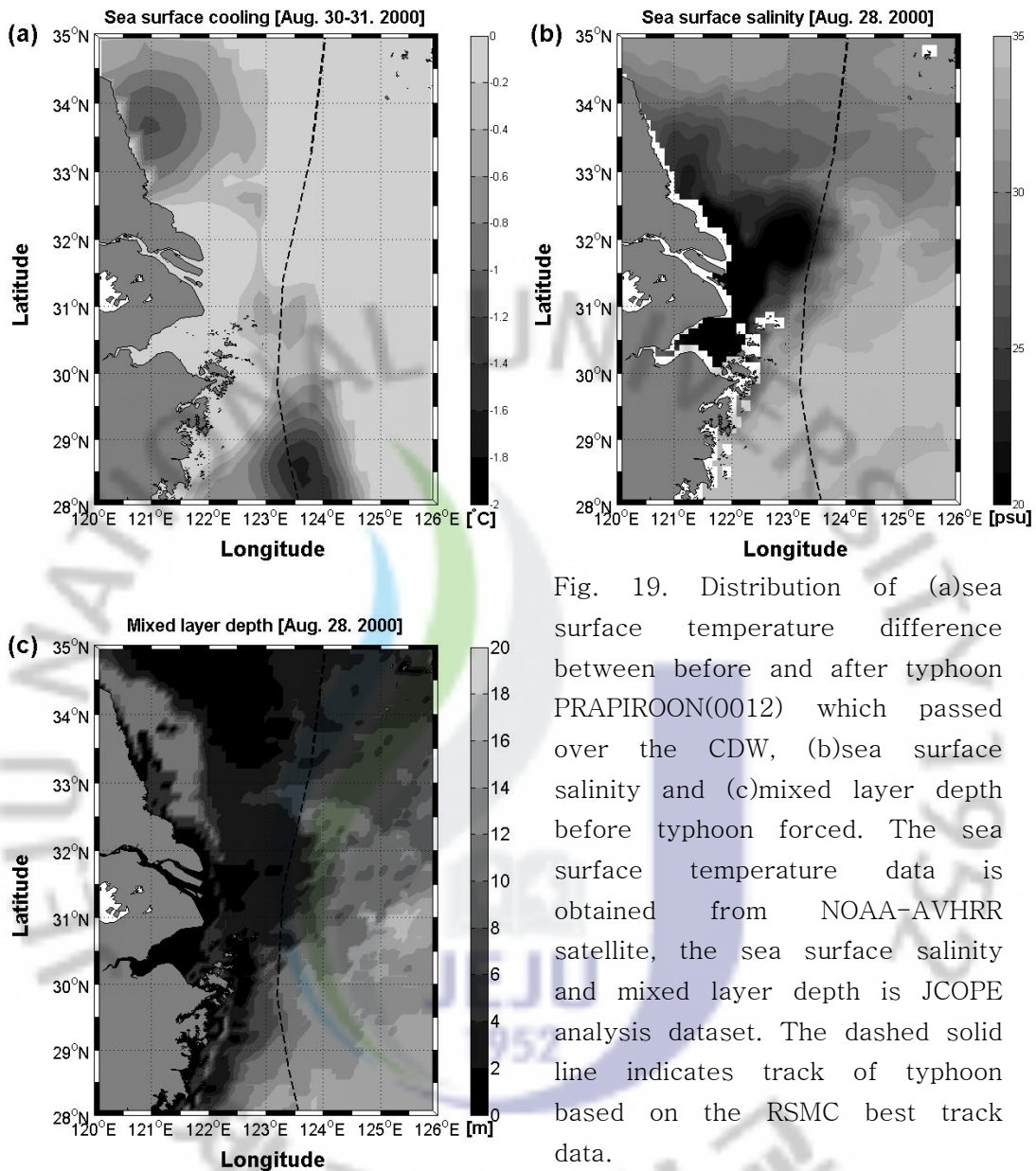


Fig. 19. Distribution of (a) sea surface temperature difference between before and after typhoon PRAPIROON(0012) which passed over the CDW, (b) sea surface salinity and (c) mixed layer depth before typhoon forced. The sea surface temperature data is obtained from NOAA-AVHRR satellite, the sea surface salinity and mixed layer depth is JCOPE analysis dataset. The dashed solid line indicates track of typhoon based on the RSMC best track data.

RSMC best track 자료 분석 결과 1951년부터 2008년까지 57년간 양자강 저염수 위를 통과한 태풍의 평균 이동속도는 약 6 m/s로 나타났다. 따라서 평균적으로 양자강 저염수 위를 통과한 태풍은 강한 성층효과로 해양안정도가 $4.8 \sim 9.0 \times 10^{-3} s^{-2}$ 사이인 경우 해수면 냉각(200 km반경 평균)이 약 1.25~1.7 5°C 정도가 작게 나타나게 되며 이로 인해 저염수 위를 통과한 태풍은 그렇지

않은 태풍보다 강한 강도를 유지 시킬 수 있다.

2000년 12호 태풍 PRAPIROON은 8월 30일과 31일 사이 양자강 저염수 위를 지나 한반도에 상륙하였다. PRAPIROON은 저염수 위를 지나면서 최저중심 기압 975hPa에서 965hPa로, 최대풍속은 27m/s에서 35m/s로 더 강해졌다. Fig. 19는 태풍이 저염수 통과 전후의 해수면 온도 차이(Fig. 19a), 태풍이 지나가기 전의 표층 염분분포(Fig. 19b), 그리고 같은 시기 혼합층 깊이(Fig. 19c)를 나타낸 것이다. 해수면 온도는 NOAA AVHRR 위성 자료를 사용하였으며 해양자료는 JCOPE 분석 자료를 사용하였다. 이 그림에서 태풍 경로를 따라 해수면 냉각 정도를 비교해보면 양자강 저염수 위를 지날 때 상대적으로 해수면 냉각이 적게 일어난 것을 확인 할 수 있다(Fig. 19a). 해수면 냉각에 있어 중요한 환경변수인 초기 혼합층 깊이를 비교해보면 오히려 저염수 지역에서 혼합층이 얇았고(Fig. 19c), 혼합을 일으키는 주요 힘인 바람 역시 저염수 위를 지날 때 가장 강했다. 따라서 혼합층 깊이가 얇을수록, 바람이 강할수록 해수면 냉각이 잘 일어난다는 점을 고려한다면 저염수 지역을 지나갈 때 해수면 냉각이 적게 발생한 것은 양자강 저염수에 의한 성층강화의 효과로 볼 수 있을 것이다.

본 연구에서 수행한 수치 실험은 해양모델에 의해 도출된 결과이기 때문에 여기서 얻어진 결과가 태풍의 강도 변화에 어떤 영향을 미치는지 정확하게 예측하기는 어렵다. 따라서 차후 태풍-해양 접합모델을 이용한 실험을 통해 저염수에 의한 태풍의 강도 변화를 확인 할 수 있을 것이라 기대 된다.

참고문헌

- Bender, M.A., and I. Ginis, 2000: Real-case simulations of hurricane-ocean interaction using a high-resolution coupled model: effects on hurricane intensity. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 917-946.
- Emanuel, K.A., 1986: An air-sea interaction theory for tropical cyclone, Part I: Steady-state maintenance. *J. Atmos. sci.*, **43**, 585-604.
- Emanuel, K.A., C. DesAutels, C. Holloway and R.Korty, 2004: Environmental control of tropical cyclone intensity. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 843-858.
- Evans, J.L., 1993: Sensitivity of Tropical cyclone intensity to sea surface temperature, *J. Climate.*, **6**, 1133-1140.
- Goni, G. J., P. G. Black, and J. a. Trinanes, 2003: Use of satellite altimetry to identify regions of hurricane intensification. *NASA/CNES AVISO Altimetry Newsletter, July issue.*
- Hong, X., S. W. Chang, S. Raman, L. K. Shay, and R. Hodur, 2000: The interaction between Hurricane Opal (1995) and a warm core ring in the Gulf of Mexico. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 1347-1365.
- Kafatos, M., D. Sun, R. Gautam, Z. Boyberi, and R.Yang, 2006: Role of anomalous warm gulf waters in the intensification of Hurricane Katrina. *Geophys. Res. Letter.*, **33**, 1-5.
- Lin. I-I, Chun-Chieh Wu, Iam-Fei Pun, and Dong-Shan Ko, 2008: Upper-Ocean Thermal Structure and the Western North Pacific Category 5 Typhoons. Part I: Ocean Features and the Category 5 Typhoons Intensification, *Mon. Wea. Rev.*,
- Lin. I-I, Iam-Fei Pun, and Chun-Chieh Wu, 2009: Upper Ocean Thermal Structure and the Western North Pacific Category-5 Typhoons Part II: Dependence on Translation Speed, *Mon. Wea. Rev.*

- Lin, I-I., Chun-Chieh Wu, Kerry Emanuel, I-Huan Lee, Chau-Ron Wu and Iam-Fei Pun. 2005: The interaction of supertyphoon Maemi (2003) with a warm ocean eddy, *Mon. Wea. Rev.*
- Miles, J. 1961: On the stability of heterogeneous shear flows. *J. Fluid Mech.*, **10**, 496-508.
- Miller, B. I., 1958: On the maximum intensity of hurricanes. *J. Meteor.*, **15**, 184-195.
- Shade, L. R. and K. A. Emanuel, 1999: The ocean's effect on the intensity of tropical cyclone: results from a simple coupled atmosphere-ocean model. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 642-651.
- Shay, L. K., G. J. Goni, and P. G. Black, 2000: Effects of a warm oceanic feature on Hurricane Opal. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 1366-1383.
- Wu, C.C., C. Y. Lee, and I-I. Lin, 2007: The effect of the ocean eddy on tropical cyclone intensity. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 3562-3578.
- Yablonsky, R. M., and I. Ginis, 2009: Impact of a warm ocean eddy's circulation on hurricane-induced sea surface cooling with implications for hurricane intensity. *Mon. Wea. Rev.*, in review.
- Yablonsky, R. M., and I. Ginis, 2009: Limitation of one-dimensional ocean models for coupled hurricane-ocean model forecasts. *Mon. Wea. Rev.*, in press.

부 록

태풍 이동속도에 따른 해수면 냉각 효과 변화- 이동속도별 해양의 반응

(1) 이동 속도가 2m/s인 경우

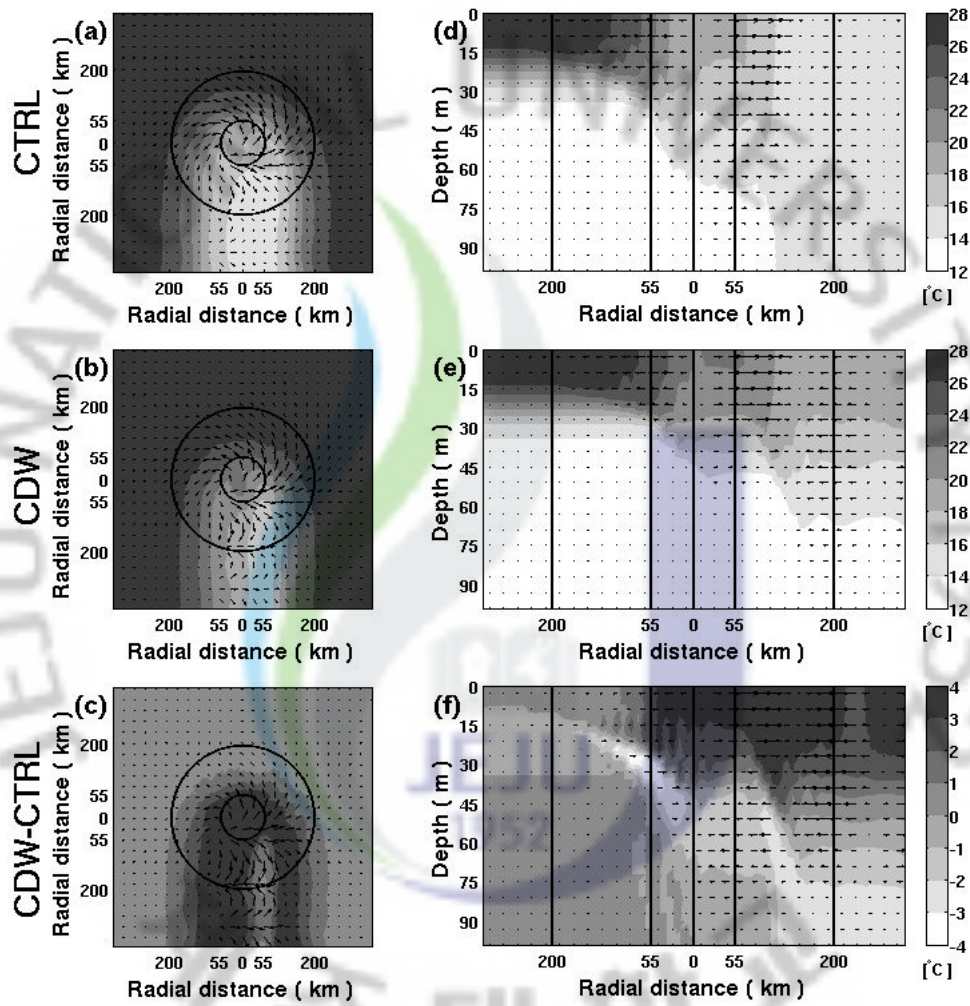


Fig. A. 1. Same as Fig. 4 but for CTRL-2-1D and CDW-2-1D.

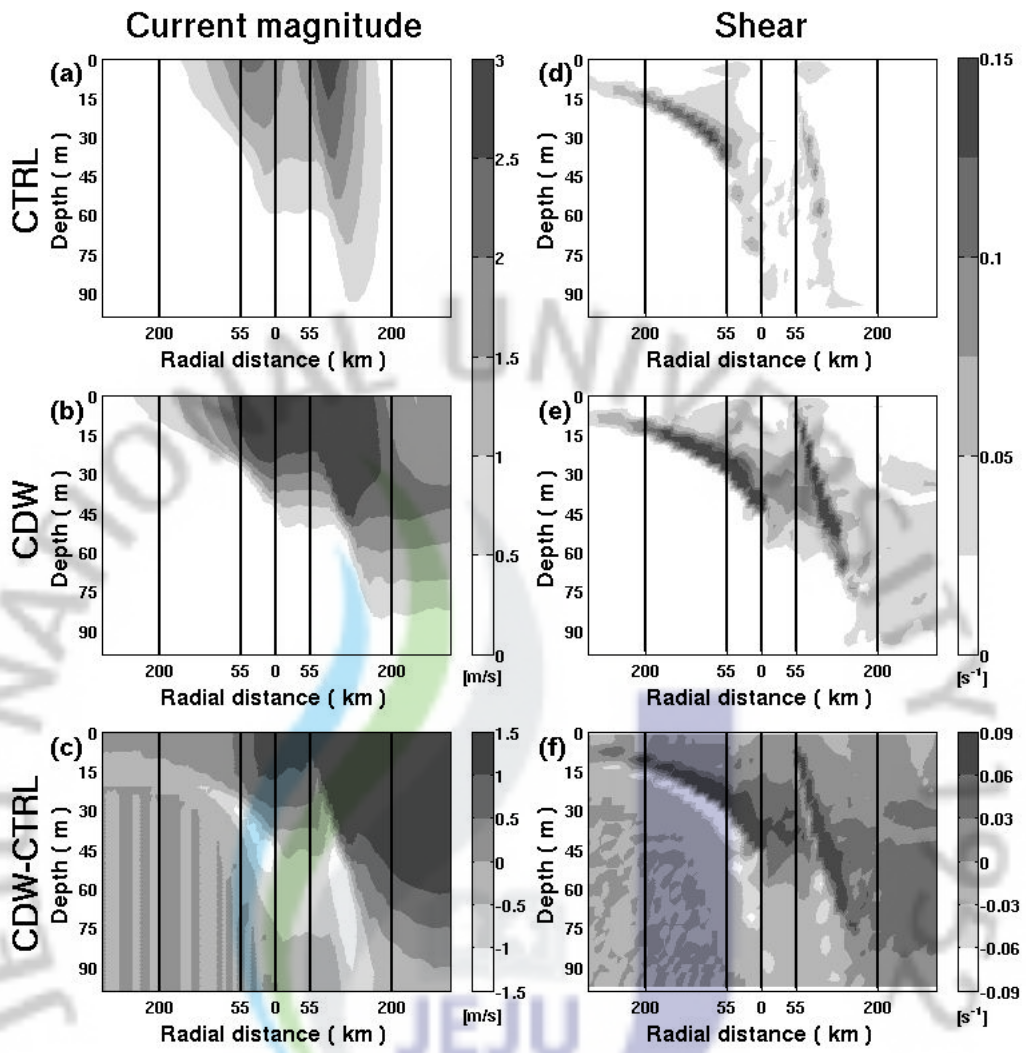


Fig. A. 2. Same as Fig. 5 but for CTRL-2-1D and CDW-2-1D.

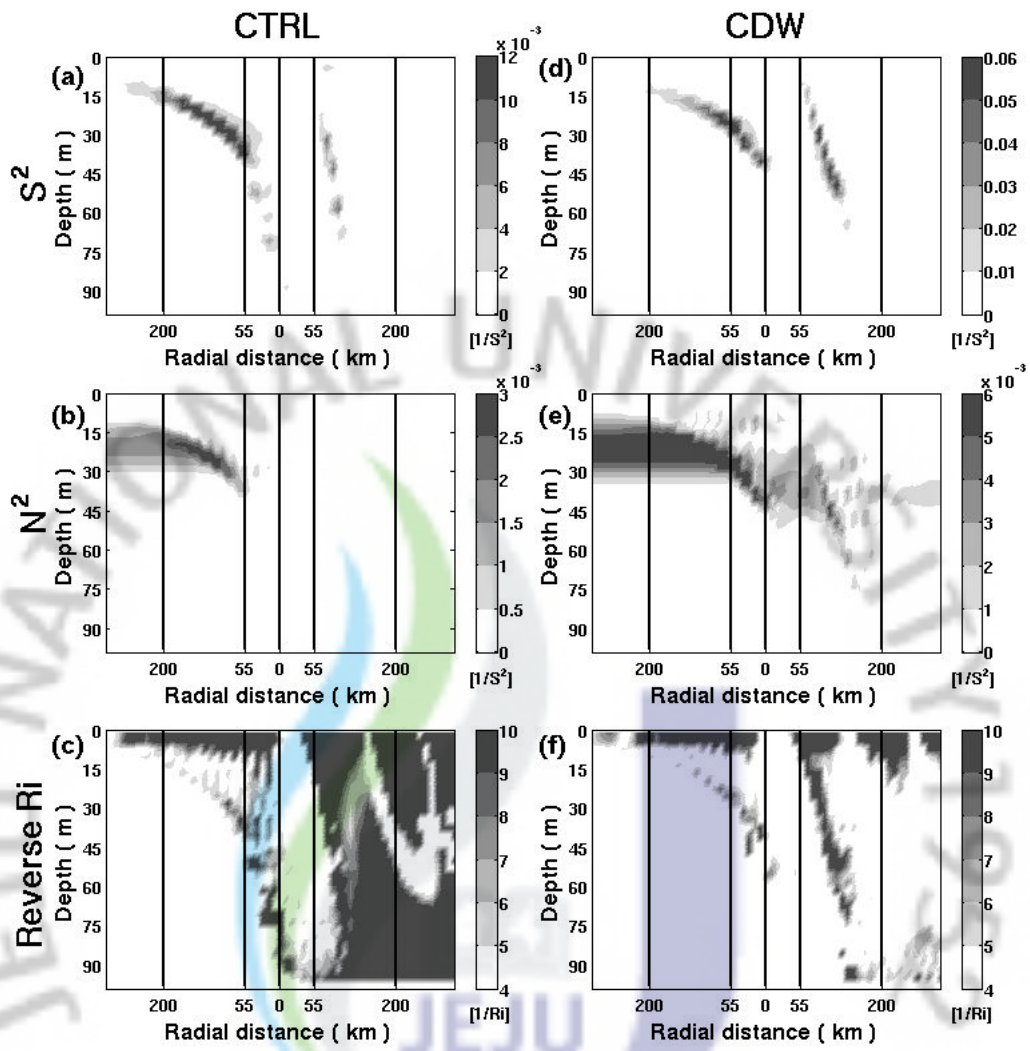


Fig. A. 3. Same as Fig. 6 but for CTRL-2-1D and CDW-2-1D.

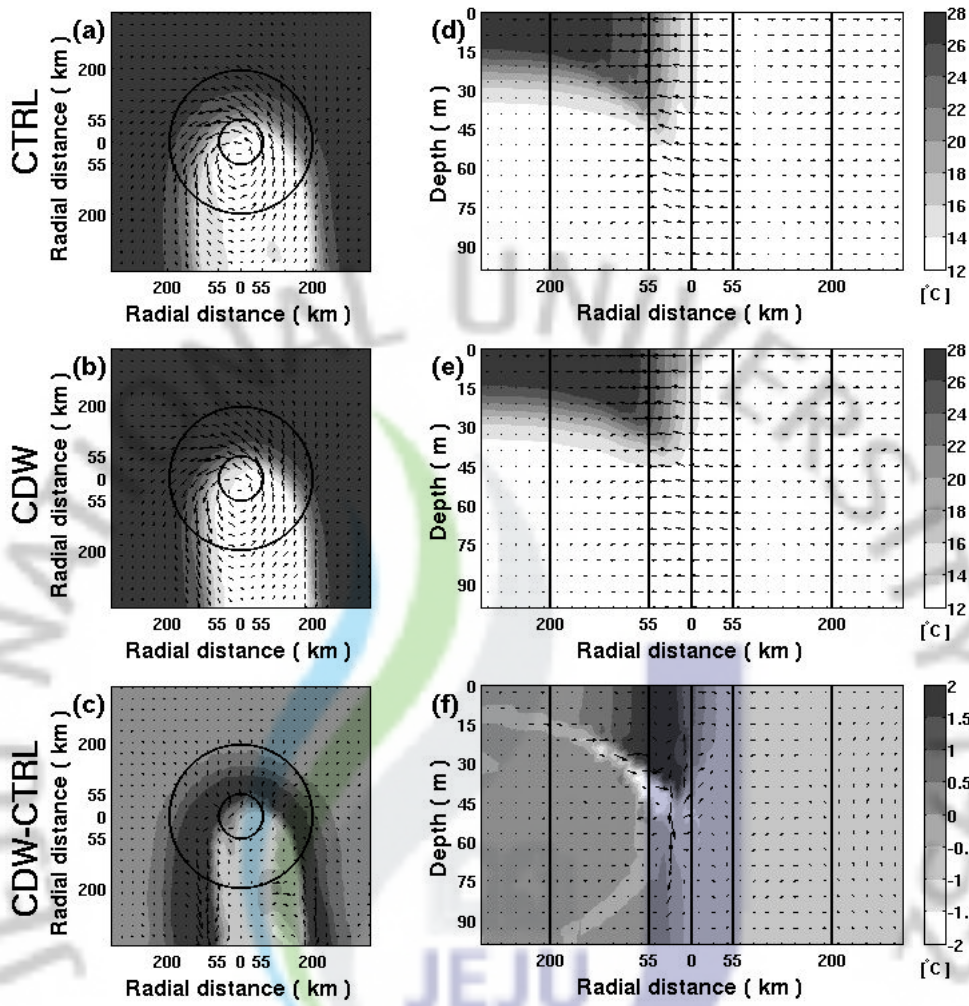


Fig. A. 4. Same as Fig. 4 but for CTRL-2-3D and CDW-2-3D.

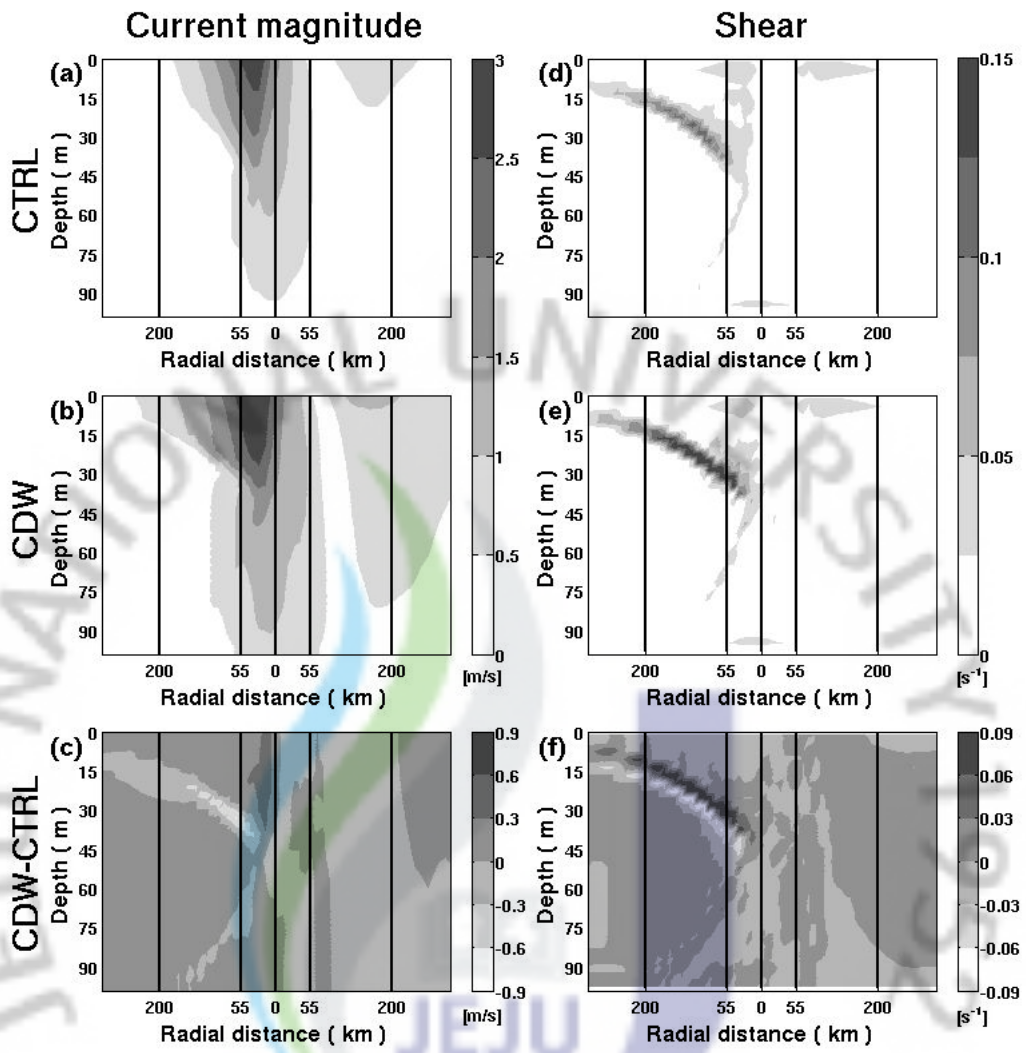


Fig. A. 5. Same as Fig. 5 but for CTRL-2-3D and CDW-2-3D.

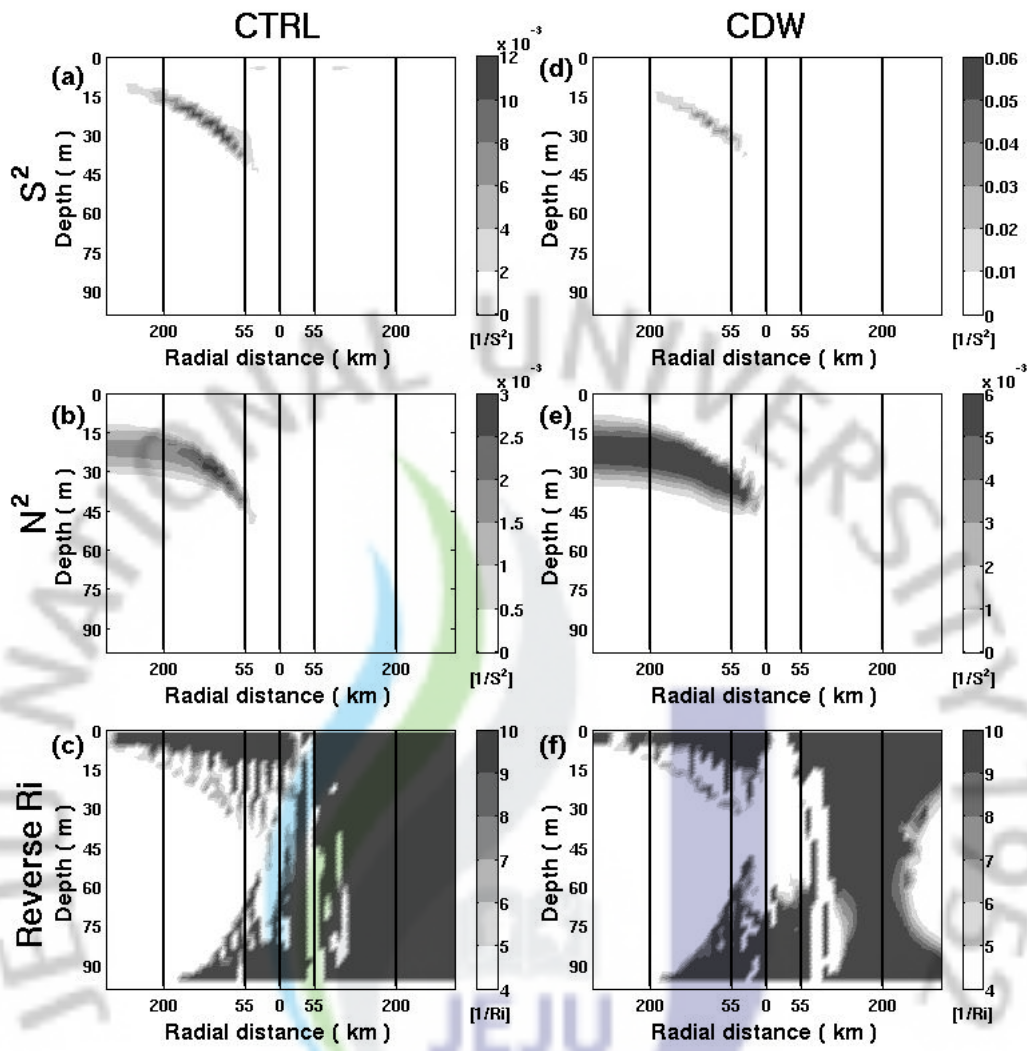


Fig. A. 6. Same as Fig. 6 but for CTRL-2-3D and CDW-2-3D.

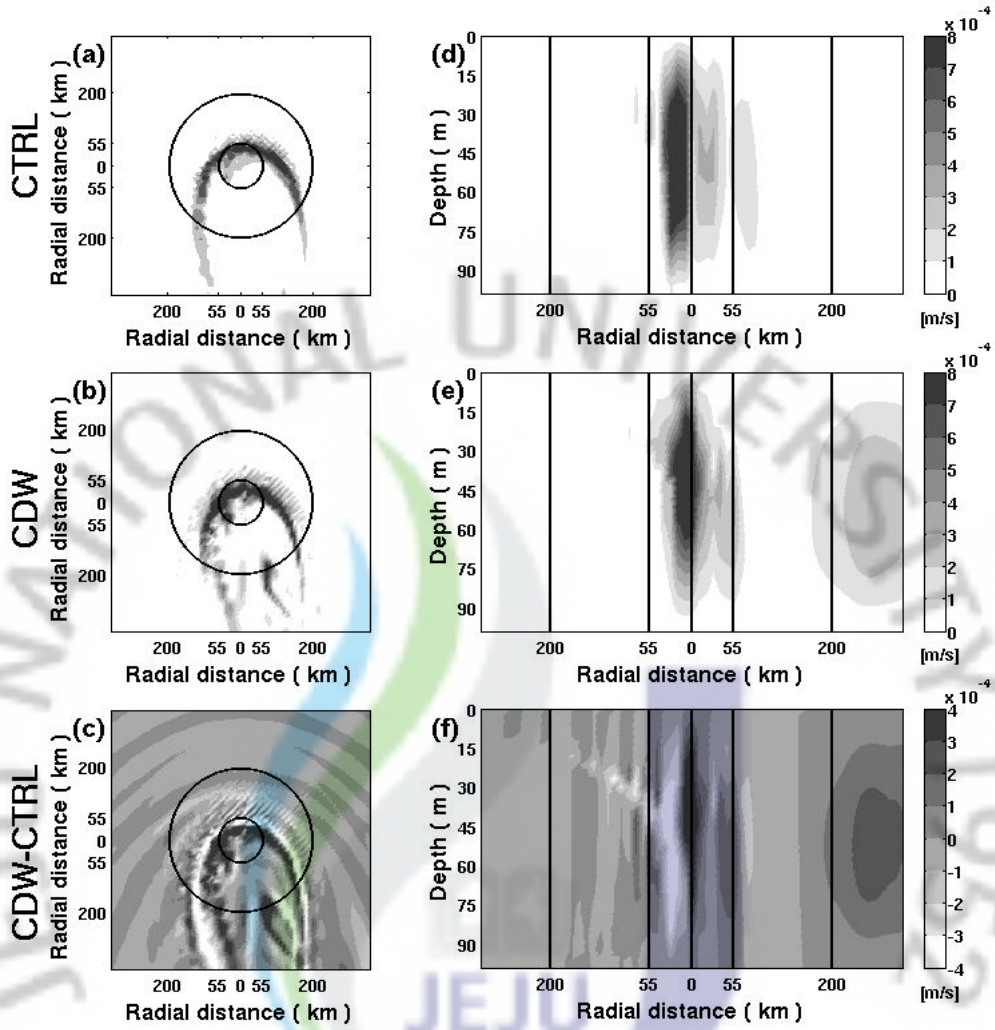


Fig. A. 7. Same as Fig. 10 but for CTRL-2-3D and CDW-2-3D.

(2) 이동 속도가 4m/s인 경우

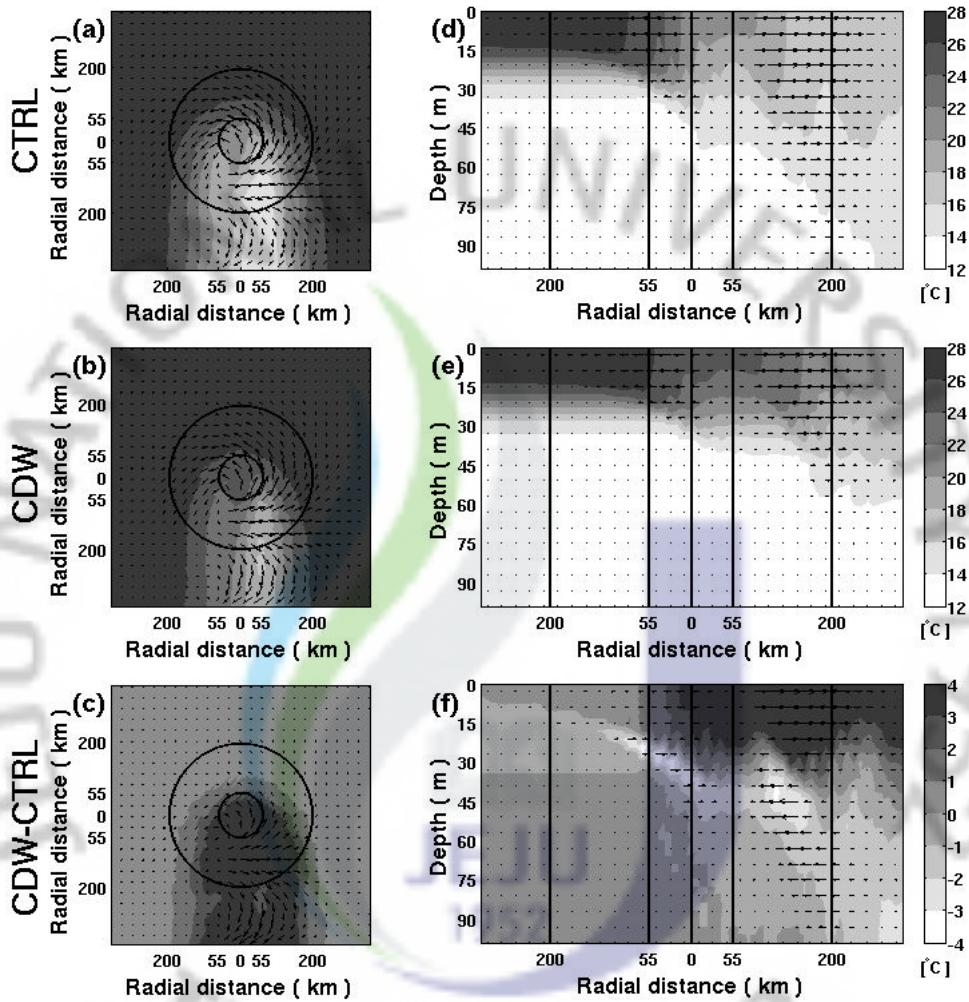


Fig. A. 8. Same as Fig. 4 but for CTRL-4-1D and CDW-4-1D.

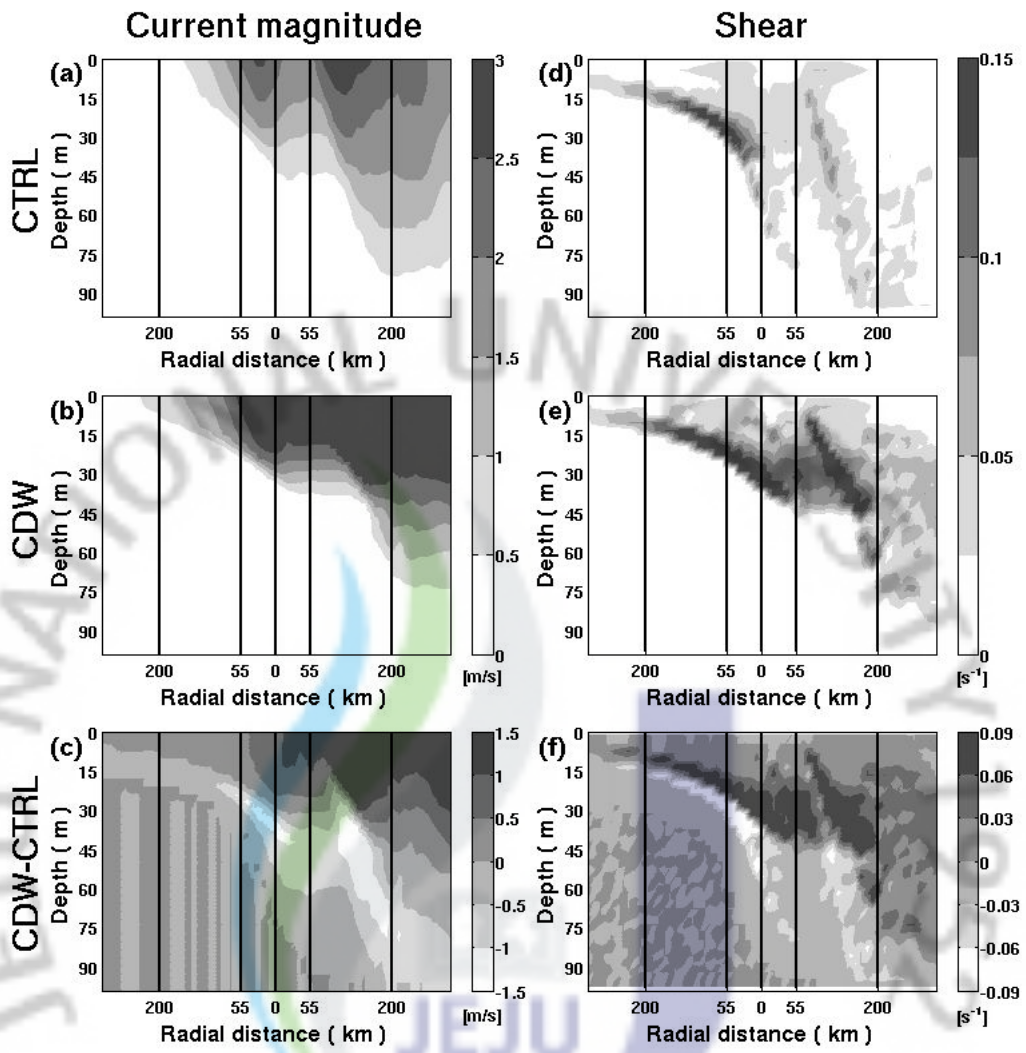


Fig. A. 9. Same as Fig. 5 but for CTRL-4-1D and CDW-4-1D.

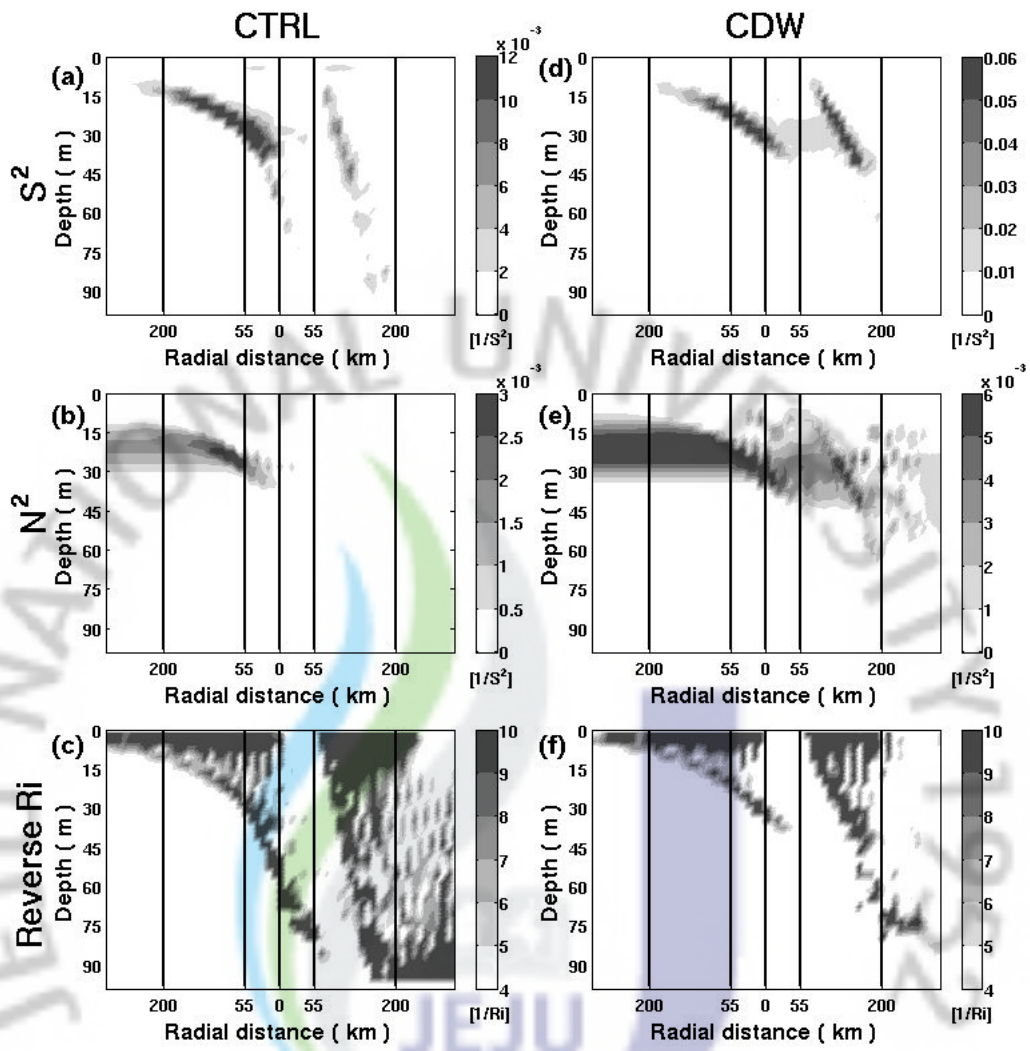


Fig. A. 10. Same as Fig. 6 but for CTRL-4-1D and CDW-4-1D.

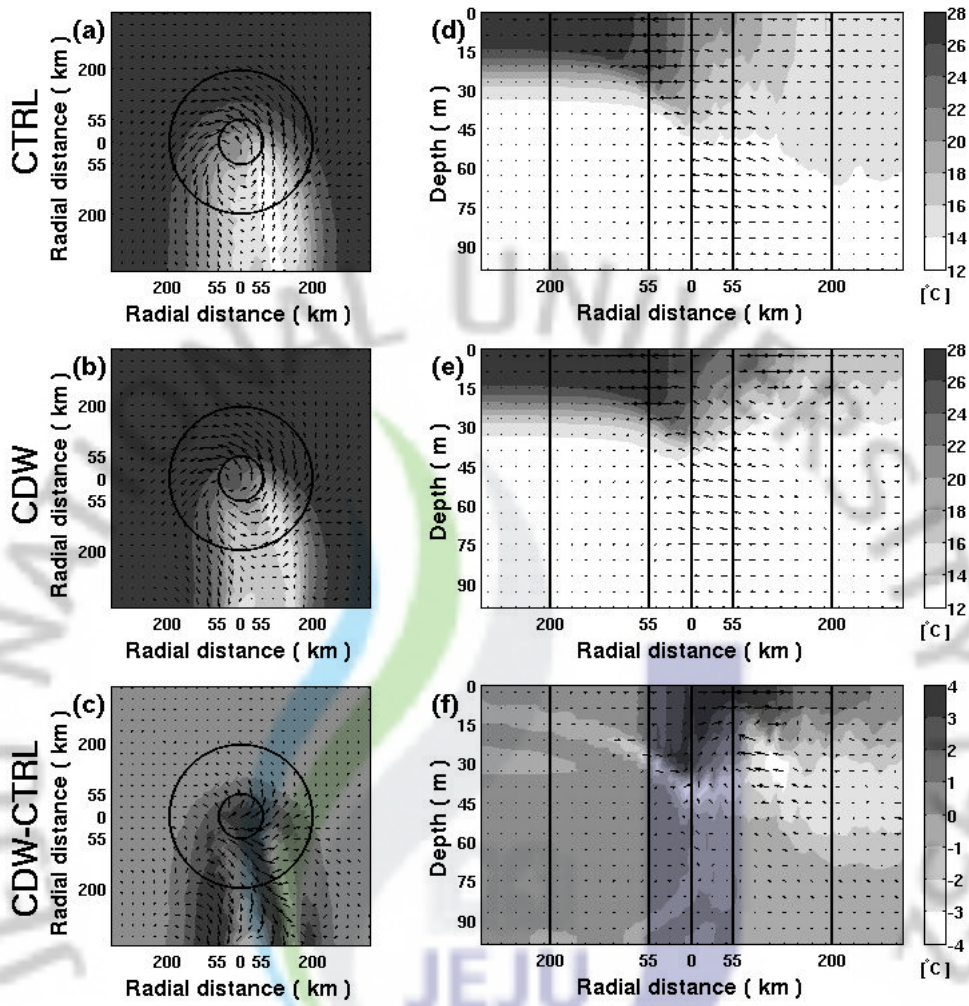


Fig. A. 11. Same as Fig. 4 but for CTRL-4-3D and CDW-4-3D.

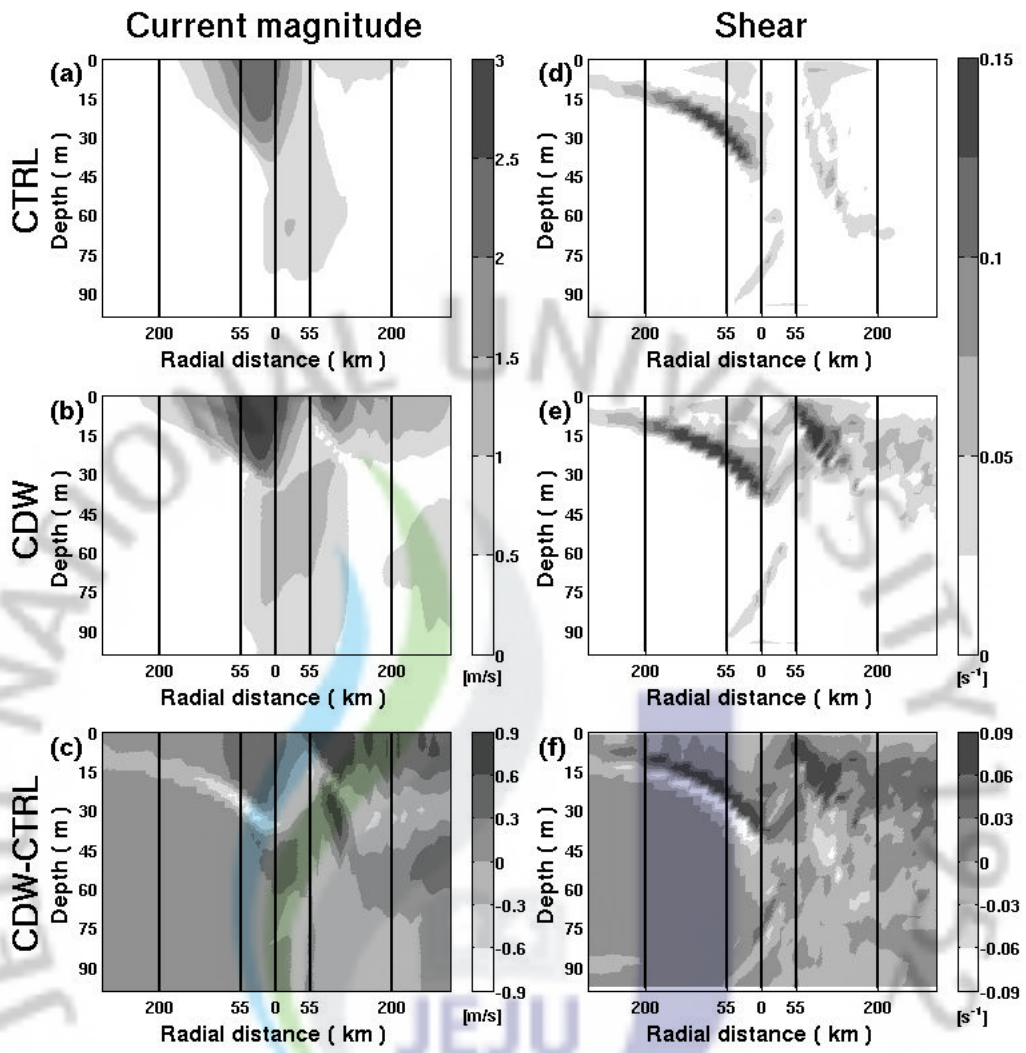


Fig. A. 12. Same as Fig. 5 but for CTRL-4-3D and CDW-4-3D.

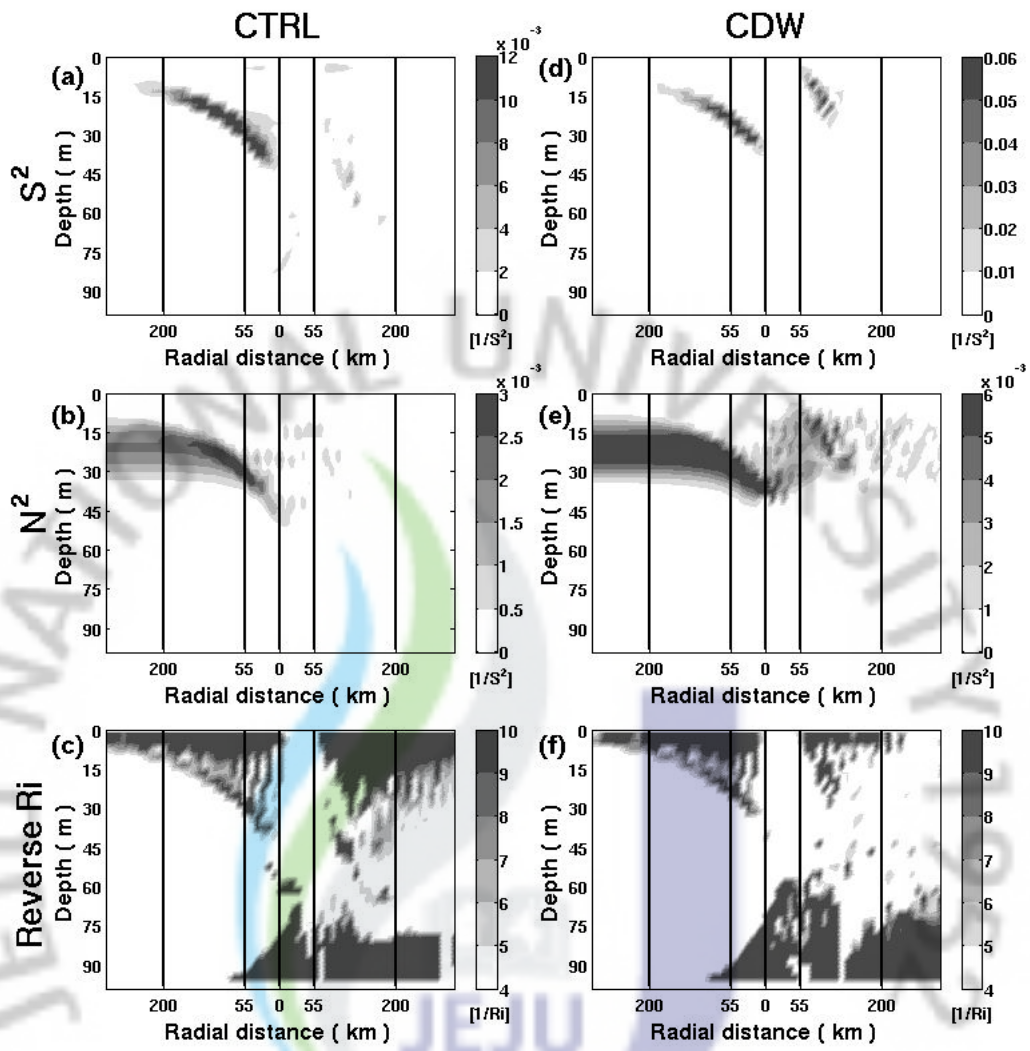


Fig. A. 13. Same as Fig. 6 but for CTRL-4-3D and CDW-4-3D.

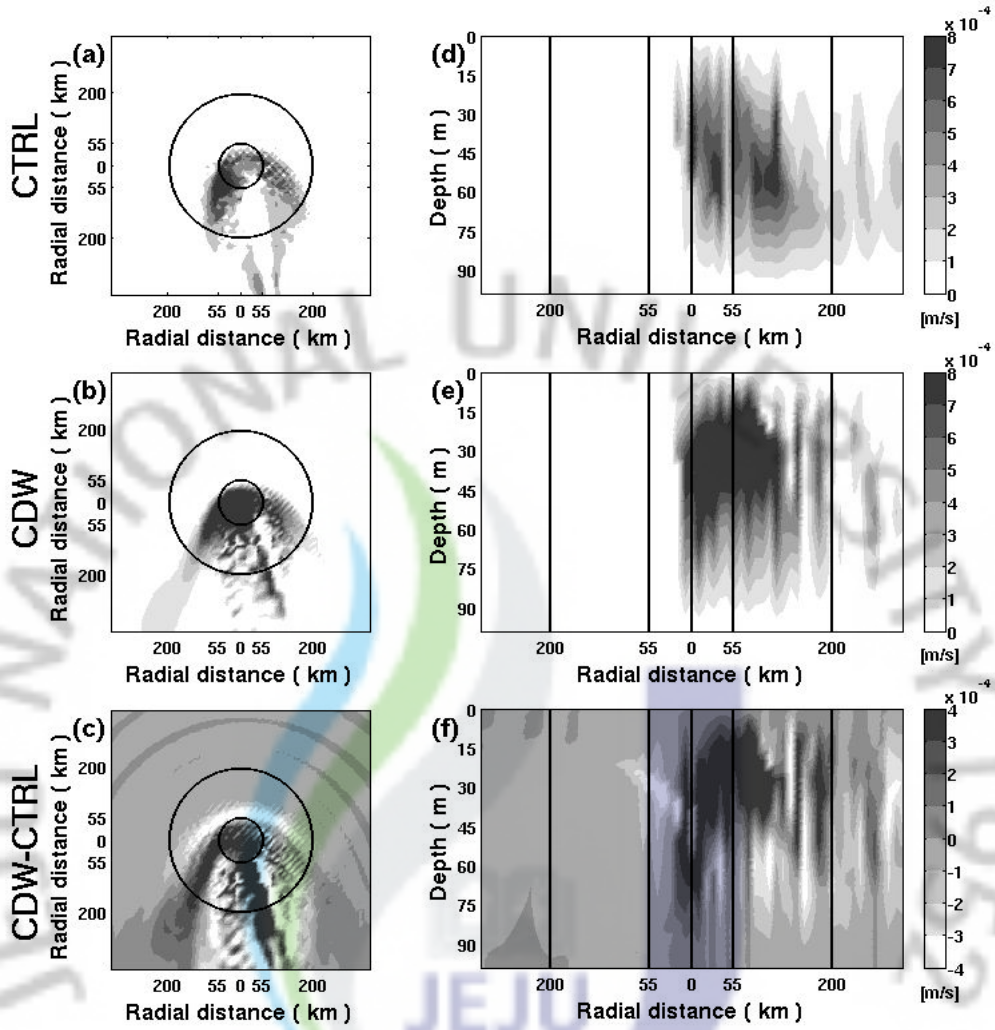


Fig. A. 14. Same as Fig. 10 but for CTRL-4-3D and CDW-4-3D.

(3) 이동 속도가 8m/s인 경우

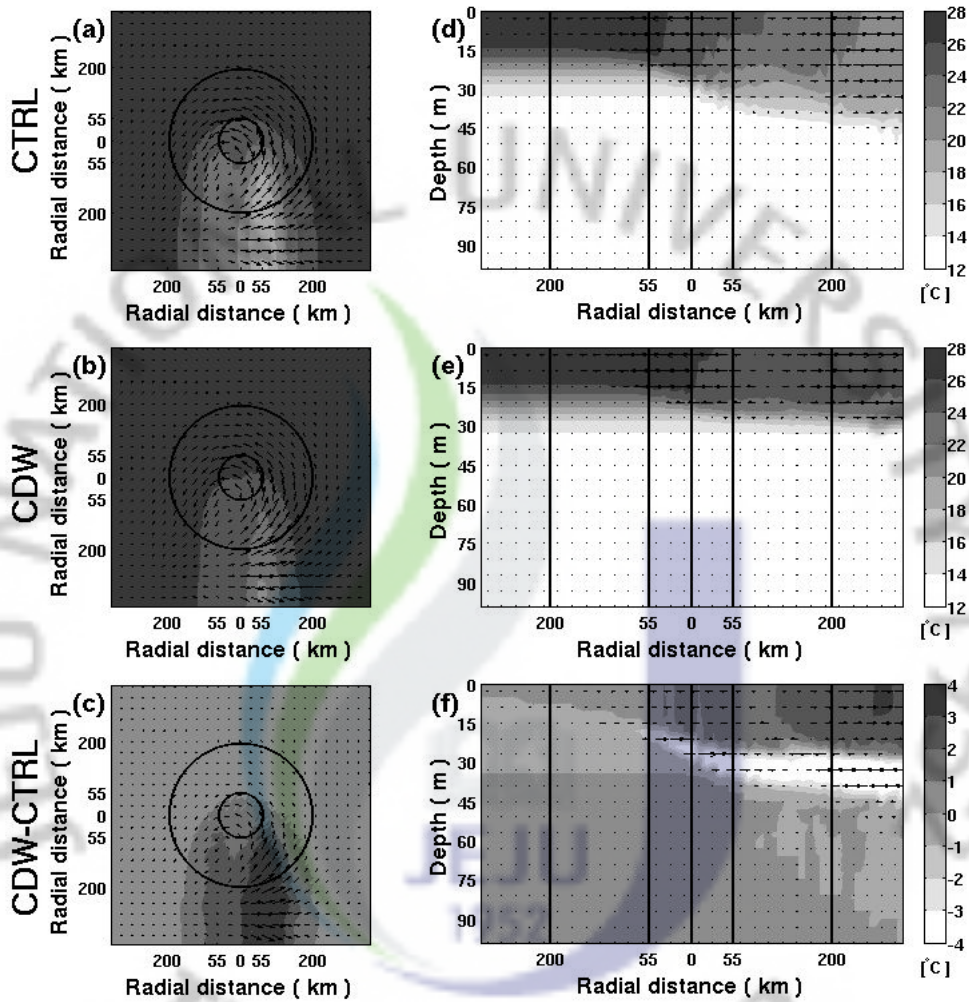


Fig. A. 15. Same as Fig. 4 but for CTRL-8-1D and CDW-8-1D.

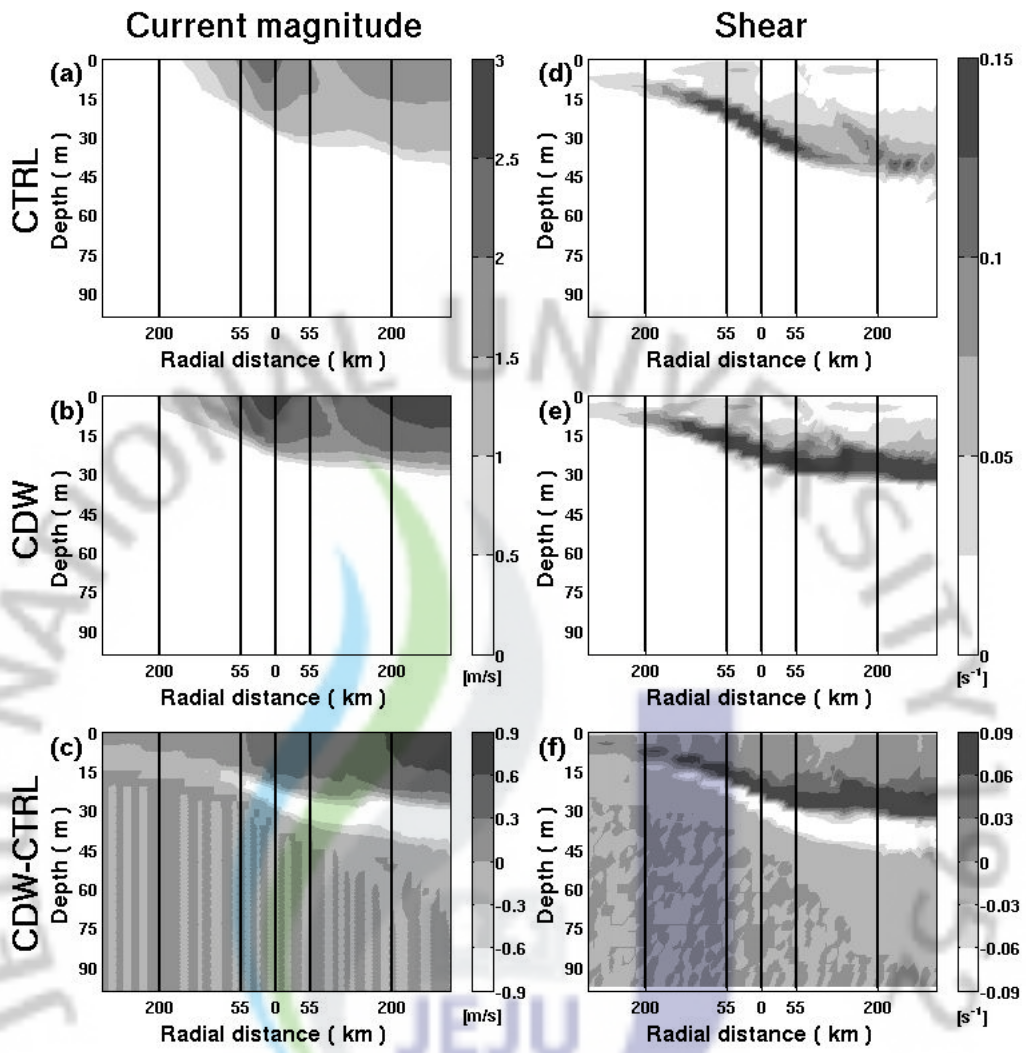


Fig. A. 16. Same as Fig. 5 but for CTRL-8-1D and CDW-8-1D.

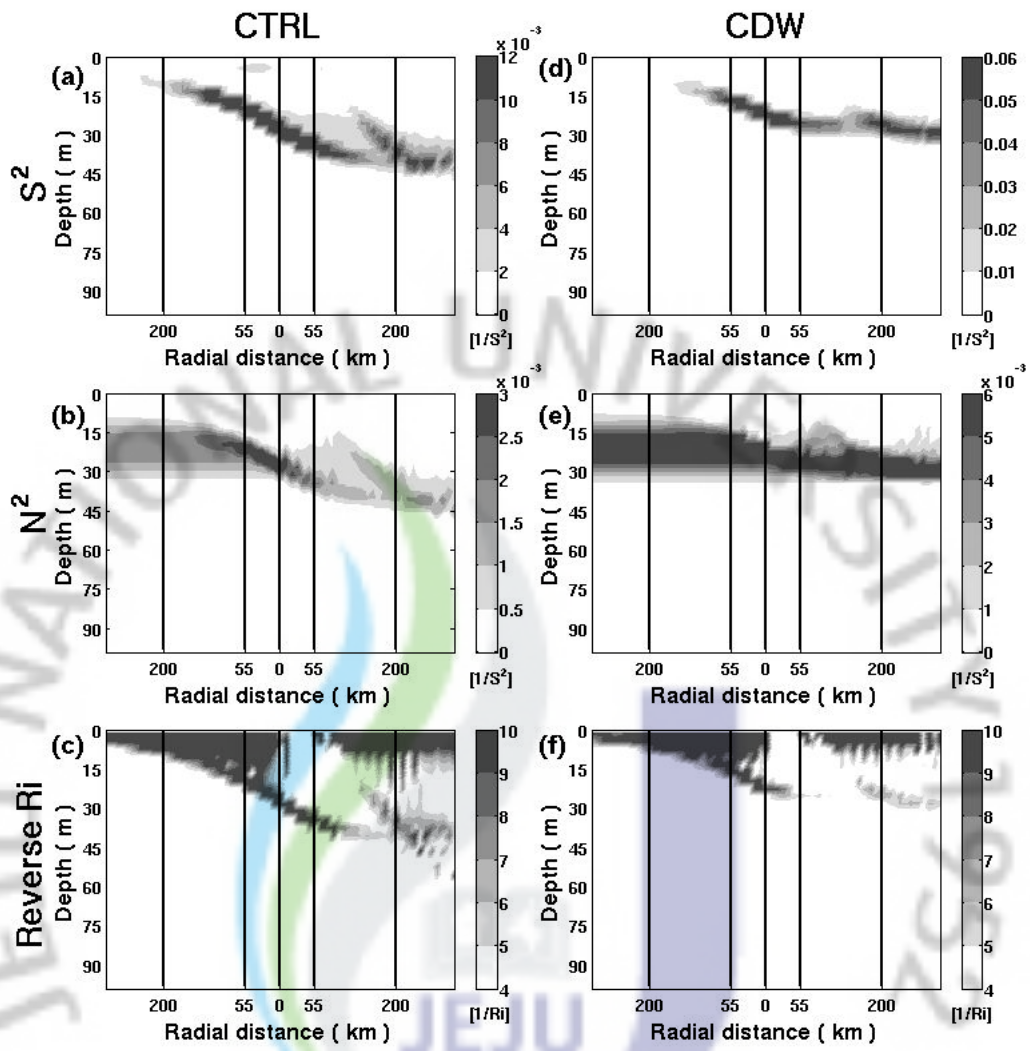


Fig. A. 17. Same as Fig. 6 but for CTRL-8-1D and CDW-8-1D.

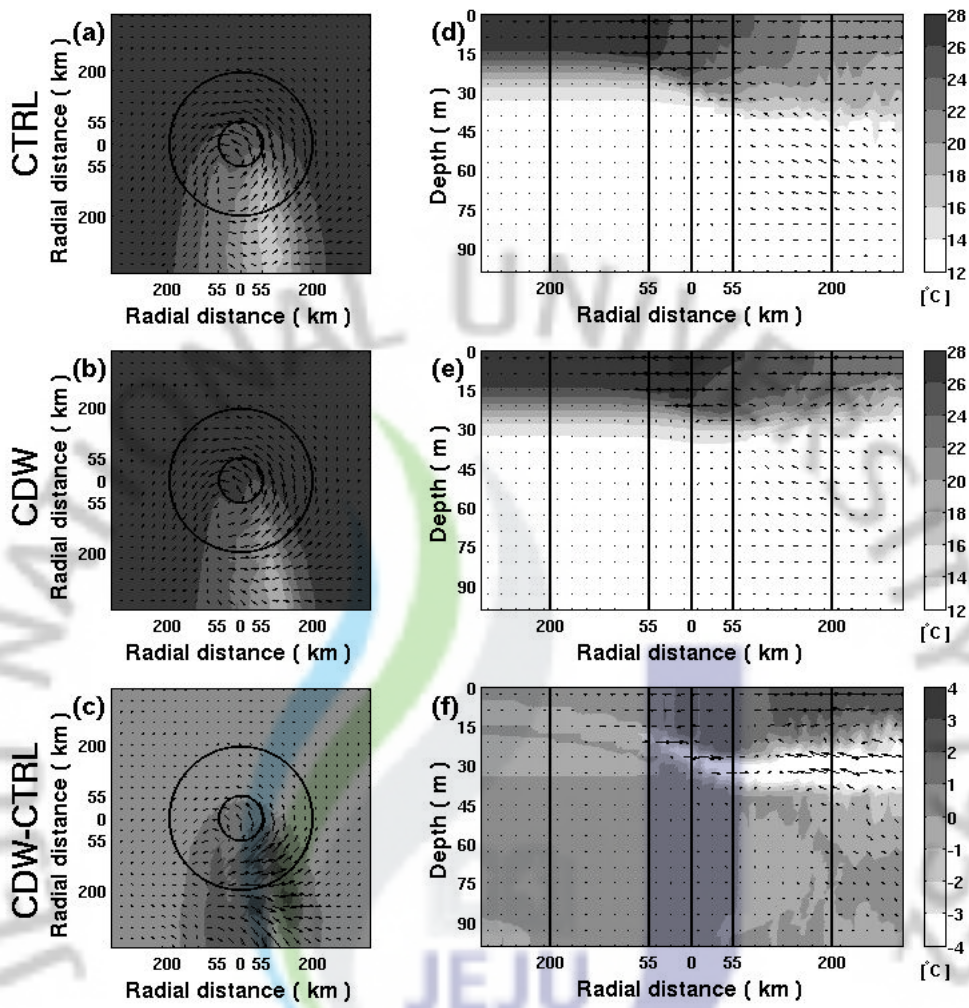


Fig. A. 18. Same as Fig. 4 but for CTRL-8-3D and CDW-8-3D.

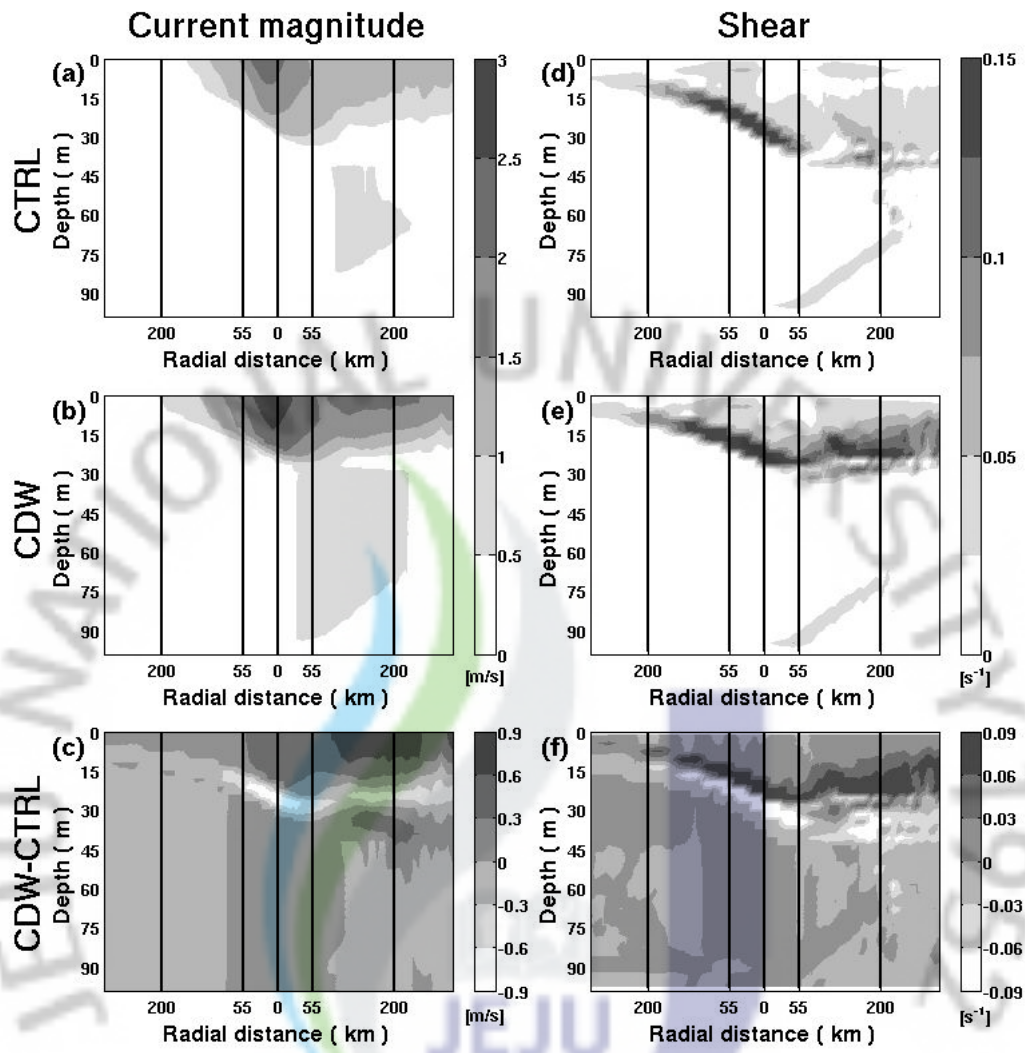


Fig. A. 19. Same as Fig. 5 but for CTRL-8-3D and CDW-8-3D.

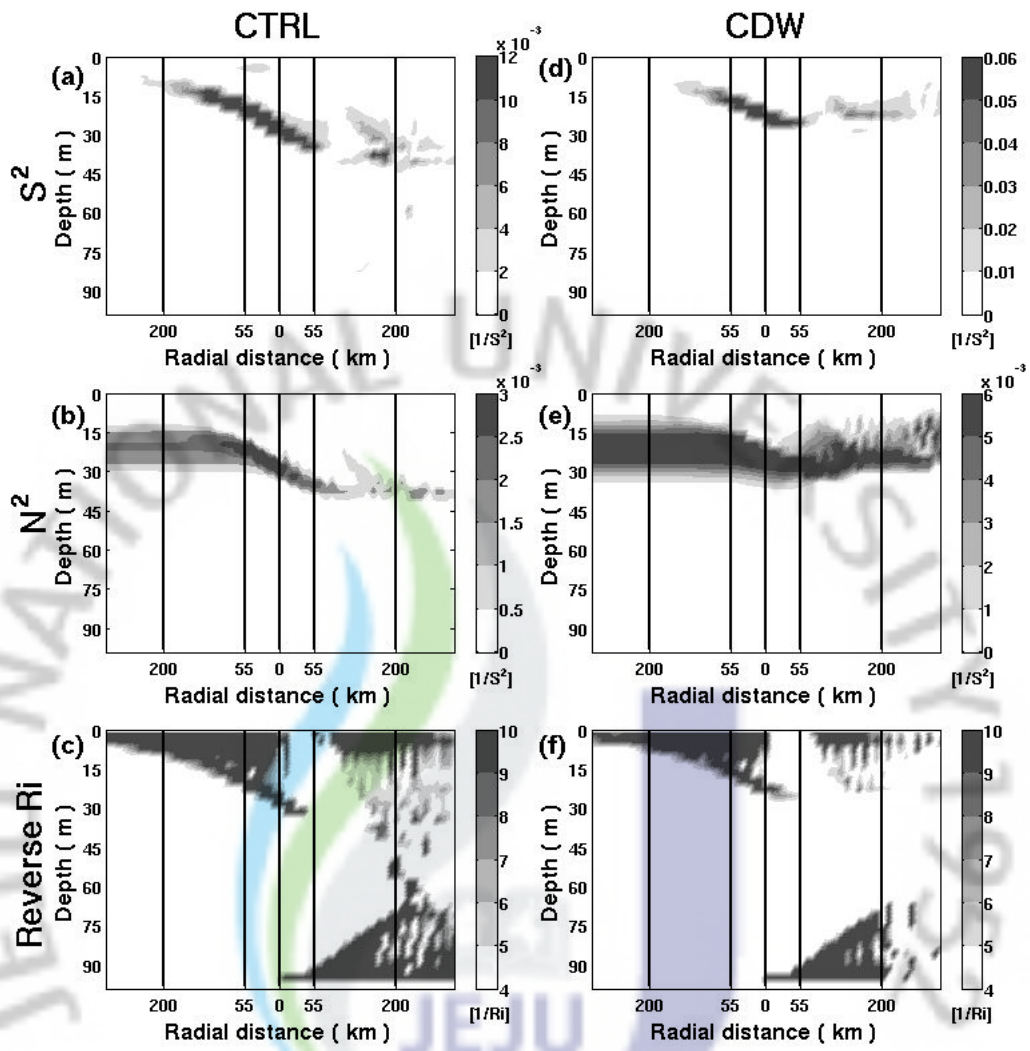


Fig. A. 20. Same as Fig. 6 but for CTRL-8-3D and CDW-8-3D.

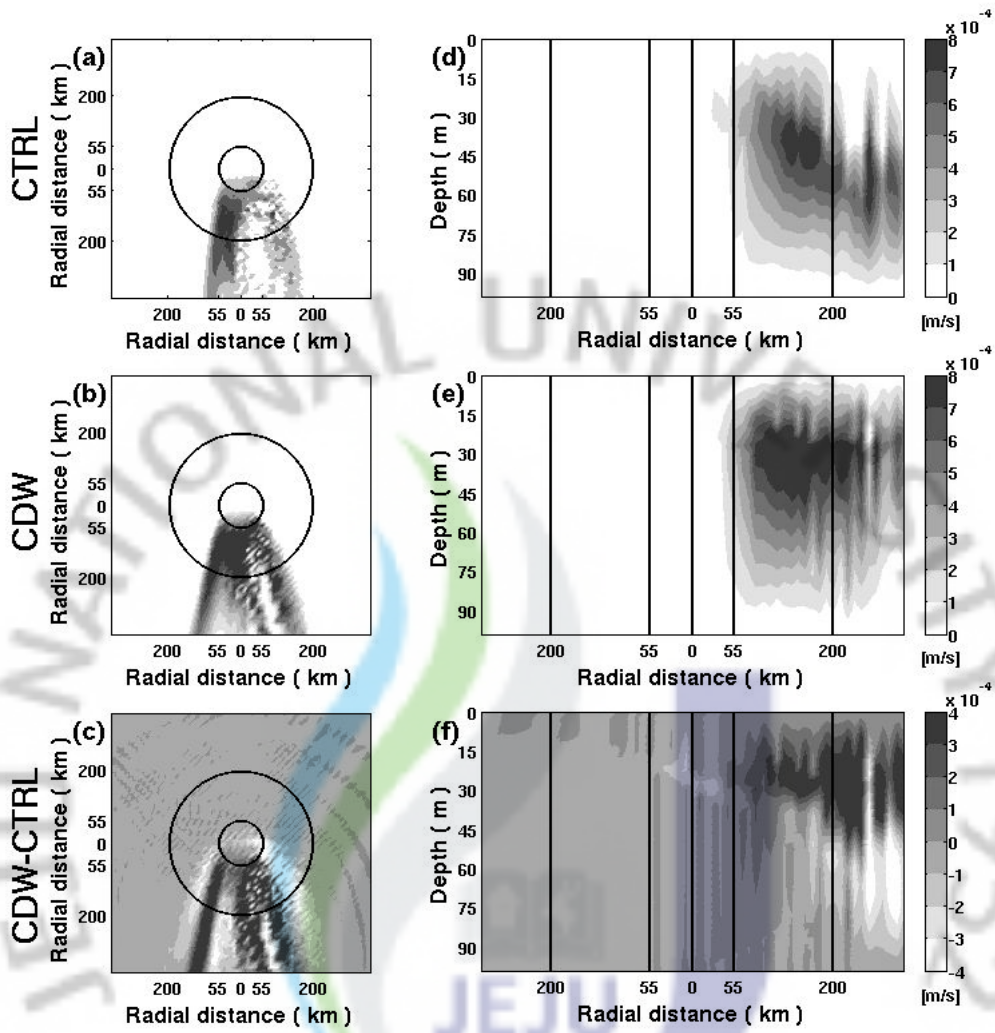


Fig. A. 21. Same as Fig. 10 but for CTRL-8-3D and CDW-8-3D.

감사의 글

어느덧 짧지 않은 대학원 생활을 마무리하며 지난 시간들을 돌이켜보니 많은 아쉬움과 후회가 남습니다. 학업적 성취에 있어서의 아쉬움만이 아닌, 고마운 많은 분들께 감사의 마음을 제대로 전하지 못했기에 더욱 그러한 것 같습니다. 제가 이렇게 성장하기까지 오랜 시간이 걸렸지만 그 세월 속에서 직·간접적으로 힘이 되고 방향을 잡아주셨던 많은 분들께 감사의 말씀을 전하고자 합니다. 먼저 본 논문이 완성되기까지 세심한 지도와 많은 격려로 이끌어 주신 문일주 교수님께 진심으로 감사드립니다. 또한 논문 심사 과정에서 아낌없는 지도로 많은 가르침을 주신 방익찬 교수님, 강기룡 박사님께도 감사드립니다. 그리고 매 학기 마다 큰 열정으로 심도 있는 강의를 해주신 조일형 교수님과 차은정 박사님께도 감사드립니다.

실험 과정에서 마치 자신의 일처럼 도와주신 최의수 선배님, 강경식 선배님, 그리고 준호형, 학교생활 중에 많은 추억과 보람을 함께 나누었던 광석이형, 민영이형, 상훈이형, 파브리시오, 철민이, 영윤이, 명순이, 유정이, 현아, 수아 등의 학우들에게도 고마움을 전합니다. 특히 함께 입학하여 서로 연구하는데 많은 도움과 힘이 되어준 동기들, 상명이형, 지희누나, 미영이, 기호에게 고맙다는 말씀을 전하고 싶습니다. 앞으로 하고자 하는 분야에서 최고가 될 수 있도록 기원하겠습니다.

마지막으로 항상 사랑으로 키워주시고 부족한 자식을 믿어주신 부모님께 감사의 말씀을 드립니다. 언제나 제 편이 되어 힘을 주시고 바르게 생각하고 행동할 수 있도록 가르쳐주신 부모님께 누가 되지 않는 아들이 되기 위해 더욱 성장하도록 노력하겠습니다. 고맙습니다.