K-16-SG-33-02R-1-C
BSPN66530-11166-7

온난화환경에서 강화되는 태풍해일 (국내독자) 예측기술 실용화 연구

(Independent Development of Prediction Technique for the Typhoon and Surge under Warming Environment)

한 국 해 양 과 학 기 술 원

2016. 12. 15

KiSTi www.kisti.re.kr
한국과학기술정보연구원
Korea Institute of Science and Technology Information

제 출 문

한국과학기술정보연구원장 귀하

이 보고서를 “온난화환경에서 강화되는 태풍해일 (국내독자) 예측기술 실용화 연구” 과제의 보고서로 제출합니다.

2016. 12.

위탁연구기관명 : 한국해양과학기술원(인)
위탁연구책임자 : 강 석 구 (인)
연 구 원 : 강현우,권민호,구본화,김경옥,
김미경,김영호,김용권,김윤칠,
김은진,김한나,민홍식,박재훈,
백규남,소재귀,이재학,장영석,
정경태,진현근,홍창수,Josef
Cherniawsky

보고서 요약서

<table>
<tr><td>보고서 번호</td><td colspan="3">K-16-SG-33-02R-1-C
BSPN66530-11166-7</td><td>연구기간</td><td colspan="2">2016.1.15 - 12.15</td></tr>
<tr><td>본과제명</td><td colspan="6">초고성능컴퓨팅 기반 국가현안 대응체계 구축</td></tr>
<tr><td>연구과제명</td><td colspan="6">온난화환경에서 강화되는 태풍해일 (국내독자) 예측기술 실용화 연구
(Independent development of prediction technique for the typhoon and surge under warming environment)</td></tr>
<tr><td>연구책임자</td><td>강 석 구</td><td>참여연구원수</td><td>총 : 18 명
내부 : 11 명
외부 : 7 명</td><td>연구비</td><td colspan="2">정부: 450,000천원
기업: 천원
계: 450,000천원</td></tr>
<tr><td>연구기관명 및 소속부서명</td><td colspan="2">한국해양과학기술원
해양순환기후연구센터</td><td>참여기관명</td><td colspan="3"></td></tr>
<tr><td colspan="5">요약(연구결과를 중심으로 개조식 500자이내)</td><td>보고서 면수</td><td></td></tr>
</table>

해양조사 분야:

- 2016년 하계 9월 동중국해 해양조사실시. 제주남측 및 위도 31°N 해역에서 CTD 조사, ADCP 계류 조사. 2016년 Wave glider 운용실험을 실시.
- 2014년 ADCP 및 CTD 자료 추가분석을 통해 새로운 난류확산계수 산정방법을 개발하고 10일 규모의 긴 시간동안 연속 난류관산 계수 관측 가능함을 보임. 황해저층수의 동남해역으로의 확장으로 해수의 불안전성 증가가 정량적으로 보임.
- CTD 혼합층 자료 및 Argo자료를 마이크로웨이브 자료 비교 결과 상부 20m 혼합층 수온을 전체적으로 RMS 오차 정확도 0.8℃내 일치하며 북서태평양 Argo자료와 비교결과 오차가 0.6℃정도로 양호. Argo 동해 중층순환 논문 미기상학회지(JPO)에 발간.

북서태평양 독자 해일모델링 분야:

- 북서태평양 및 한반도 주변 연안 해일 예측위한 북서태평양 모델링 시스템을 이용하여 모델 검증 실험의 일환으로 매미, 나리, 찬홈에 대한 실험 수행 및 검증 실시. 대체로 관측된 해일특성과 부합하여 성공적인 모델 검증
- 북서태평양 대양과 동중국해에서 해일은 각각 다른 특성을 보이며, 특히 대륙붕에서 발생하는 음의 해일은 전파특성은 최초로 재현에 성공한 사례임.
- 남해안에서의 첫 번째 양의 해일 발생후 나타나는 2, 3번째 해일은 동해 전역의 고유진동 연계된 진동으로서 격자망에 동해 전역을 포함의 중요성을 확인함.

태풍/해양순환 모델링 분야:

- NCEP GFS 자료와 마이크로웨이브 (MWIR) SST를 이용해 WRF 태풍모델 실험 결과 마이크로웨이브 SST자료가 기존 방법보다 진로/강도 예측에서 같거나 우월한 예측. 새로운 해양조건으로 활용 가능성을 재확인 하였으며, 태풍모델링 시스템에 연계 구축함
- 2016년 발생한 강한 태풍에 대한 예측 및 미국, 일본 등 기관과 결과 비교.

색인어 (각 5개 이상)		
	한 글	동중국해 현장조사, 확장가변형 격자체계, 북서태평양 태풍 해일모델링, 마이크로웨이브 SST, 2016년 내습 태풍 실험
	영 어	ECS field survey, fetched-variable grid system, NW typhoon-induced modeling, MW SST, 2016 attacking typhoon modeling

요 약 문

Ⅰ. 제목

온난화환경에서 강화되는 태풍해일 (국내독자) 예측기술 실용화 연구

Ⅱ. 연구개발의 목적 및 필요성

본 연구사업의 최종 목표는 독자적인 기술을 기반으로 효율적인 태풍해일 모델을 개발하며, 해양-태풍결합모델과 연계 개발한다. 태풍기인 해일모델은 특히 북서태평양 해역 내 한반도 주변해역에 대한 하나의 효율적인 최적 격자망을 통해 수행한다. 독자적인 모델은 최적격자망과 빠르고 효율적인 계산방식을 특징으로 한다.

태풍과 태풍기인 해일고 예측의 정확도를 높이기 위해서는 SST 활용 태풍모델 혹은 해양과 태풍 결합모델에 기반한 태풍정보 개선과 관련된 요소 연계 연구가 필요하며, 관측과 예측기술 분야에서 지속적인 핵심 원천기술개발 노력이 필요하다.

Ⅲ. 연구개발의 내용 및 범위

구분	년도	세부 연구목표	세부 연구개발 내용
3차 년도	2016	북서태평양 태풍-해양결합 모델링 및 해일모델 검증II	○ 모델 입력/검증위한 동중국해 현장조사 III -동중국해 남부해역 CTD, ADCP 관측 -새로운 기법기반 난류확산계수 산정기술개발
			○ 태풍-해양 결합 요소모델 수립 -북서태평양 태풍 모델링 기법 개선 -2016년 태풍실험/SST초기장-태풍모델 실험
			○ 독자 해일모델 검증 실험 II -개발된 독자 해일모델 수립 개선 -매미 나리 등 북서태평양 태풍해일 검증

Ⅳ. 연구개발 결과

해양조사 분야

- 해양조사는 2차에 걸쳐 수행하였으며, 1차조사는 9월 1일-9월 7일까지 실시하였으며, 온누리호 조사선을 이용하여 제주남측 및 위도 31°N 해역에서 CTD 조사와 ADCP를 단기 계류하였다. Wave-glider 적응을 위한 실험을 12월 1일～12월5일에 걸쳐 서귀포 남측에서 장비 테스트 및 적응 조사를 실시하였다. 1차 현장조사시 2일간 계류한 ADCP 자료는 낙하상으로 원인으로 추정되는 이유로 해서 저층 계류시의 자료가 확보되지 않았다.
- 1차년도(2014년) 태풍 풍웡 시기에 관측한 ADCP 자료의 심층 분석을 통하여 내부파가 발생함을 확인하였다. ADCP 유동장으로부터 난류 생성항을 직접 계산하여, 연속적으로 난류확산 계수 산정기법을 새로 제시하였다. TurboMap과 CTD자료를 이용한 난류확산계수와 비교하였으며, 연구결과는 국제학술계에 보고하기 위하여 논문 작성중이다.
- 2007년에서 2016년까지 CTD 관측 자료와 Argo 자료를 활용하여 상부 혼합층에서 마이크로웨이브 자료와 관측치를 비교한 결과, 상부 10m 층에서 마이크로웨이브파가 0.5℃ 내외의 정확도로 재현함을 확인하였으며, 15m～20m층에서의 정확도는 대륙붕 해역에서 냉수대 존재하는 해역에서 오차가 상대적으로 크다.

북서태평양 독자 해일모델링 분야

- 북서 태평양 해역에서 효율적인 해일 예측 시스템 구축의 일환으로 확장가변형 시스템을 채택하였다. 한반도 연안과 북서태평양 해역을 1개의 격자 격자망 시스템으로 구축한 해일모델을 이용하여 기상장 입력자료 산출, 매미, 나리태풍 실험 등을 수행하였고, 관측치와 비교, 검증을 통해 금년도 목표를 성공적으로 달성하였다.
- 태풍 매미, 나리시 계산된 해일은 서해안 및 남해안 검조소 자료에서 특징적으로 나타나는 해일 특성을 합리적으로 재현하였다. 동중국해로 태풍이 진입하면서 음의 해일이 광범위한 스케일로 발생하였으며, 이 음의 해일의 황해내부로의 전파특성이 합리적으로 계산되었다. 나리 관측시 수집된 해일자료와의 비교를 통해 모델에서 나타나는 음의 해일 특성이 사실적임을 증명하여, 본 모델의 우수성을 확안하게 되었다. 남해안 해일 예측에 있어서 모델영역에서 동해전역이 포함되어야 함을 확인하였다. 보다 향상된 해일계산 결과를 바탕으로 대양

과 대륙붕에서의 해일역학을 규명할 수 있는 계기가 되었다.

- 본 연구에서는 관측치와의 비교를 통해 확인된 해일발생 특성, 대양과 대륙붕의 해일 발생, 전파특성 등의 연구성과는 국제학술지에 제출되었으며, 현재 수정본 심사중이다. 구축된 모델을 이용하여 올해 내습한 차바에 대한 재현연구 등은 차년도 실시할 예정이다. 일련의 연구를 통해 기존 해일이 재현하지 못하였던 해일의 특성을 규명하게 됨에 따라 본 연구를 통해 개발된 모델링 시스템의 탁월한 성능을 증명하는 계기가 되었다.

태풍/태풍-해양결합 모델링 분야

- 본 연구 분야는 난수성 소용돌이 지역 (ER-NWP, Eddy Rich Northwestern Pacific)과 한반도를 통과하는 급강화 태풍을 조사하였다. 최근 8년 (2009년~2016년)의 경우에는 연평균 6.9개의 급격히 강화되는 (RI, Rapidly Intensified) 태풍이 발생하였으며, 이중 2.5개의 RI 태풍이 ER-NWP 지역을 지나는 것으로 나타났다. 최근 8년간 발생한 태풍 수와 RI태풍과의 비율은 전체 북태평양의 경우 29%의 태풍이 RI태풍이며, ER-NWP을 지나는 태풍은 42%가 RI태풍으로 나타났다. 전체적인 RI태풍의 개수는 큰 변동이 없으나, 최근 ER-NWP를 지나는 태풍이 RI로 발달되는 빈도는 증가 추세이다.
- 태풍모델은 WRF 기상모형 (버전 3.8)을 이용하여 구축되었으며, 이동세격자 (Vortex following moving nest) 기법을 이용하여 7.5분 (1/8도)에서 2.5분 (1/24도)의 해상도로 둥지화하는 체계를 구축하였고, 태풍 할룽, 네파닥, 라이온락에 대해 수치실험을 실시하였다. 태풍모델의 초기 및 경계장은 NOAA의 현업기상예측모델 (GFS)의 실시간 예측 자료를 이용하였으며, 자료동화를 하지 않은 Free run 예측의 경우 정확도가 높지 않아, Spectral Nudging 기법을 이용하여 정확도를 향상시켰다. 사실적인 태풍예측을 위해, 표층 수온은 위성관측 자료를 활용하여 입력하였다. 태풍 초기에는 경로차이가 관측치와 약간의 차이를 보이고 있으나, 중반 이후로는 비교적 잘 예측하고 있는 결과를 제시하였다.

Ⅴ. 연구개발결과의 활용계획

해양조사 분야 :

- 하계 동중국해 해양조사를 통하여, 금년도에 자세히 분석된 2014년 ADCP 관측결과는 동중국해에서 새로운 난류 혼합 산정 기법 개발을 통하여 이분야 연구에 크게 기여한 것으로 예상된다. 아울러 내부파의 난류특성 정량화에 기여할

것으로 예상된다. 본 연구성과를 바탕으로 이 분야에서 국내 연구진이 보다 진전된 세계적인 학술성과를 지속적으로 창출하게 될 것으로 예상한다.

- 2016년까지의 CTD, Argo 축적된 자료를 통해 검증한 마이크로웨이브 SST 자료는 동중국해 및 북서태평양 상부 혼합층 15m～20m 층의 혼합층 성격 해석에 유용하게 활용될 수 있을 것으로 예상된다. 상부 10m 층에서 마이크로웨이브로 관측한 0.5℃내의 정확도를 근거로 태풍모델의 초기자료로 활용되었다. 이는 태풍모델의 해양표층 SST 입력자료 정확도의 정량화에 기여한 것으로 평가된다.

독자 해일모델링 분야 :

- 한반도 주변 연안에 적합한 격자망 채용 등 독자적인 해일 예측모델링 시스템을 검증하였다. 모델실행, 입력기상자료 산출 시스템 구축 및 북서태평양 해역에 대한 효율적인 격자구성을 기반으로 한 시스템 개발이 완료되었다. 대표적인 태풍 매미에 대한 실험을 실시한 결과, 주요 해일발생 특성을 합리적으로 재현함에 따라 모델시스템이 성공적으로 개발되었음을 보여주었다.
- 북서 태평양 해역에서 확장가변 격자망 시스템을 채택하여 1개의 격자 효율적인 격자망 시스템으로 한반도 연안과 북서태평양 해역을 구성하였다. 모델계산 시간 간격설정에 융통성이 있는 음해법 기법을 이용하였기 때문에 최대 Courant Number가 30에 대한 계산에도 양호한 계산결과가 산출되었다. 그간 원천기술 축적을 통해 독자기술로 개발되었기 때문에 앞으로 적용성 및 검증을 수행한 연구결과는 다수의 국제 학술지에 발표할 수 있는 것으로 예상된다.

태풍/태풍-해양결합 모델링 분야 :

- 해양조건에 따른 태풍 강도 변화를 보기 위해 태풍의 중심위치에서의 표층수온과 하루 뒤와의 태풍 최강풍속 변화를 비교하였다. 비교결과, 표층수온과 태풍 발달률은 양의 상관관계를 가지고 있으며, SST가 28도 이상의 경우 태풍이 발달할 확률이 높아짐을 발견하였기 때문에, 향상된 SST를 태풍/태풍-해양모델에 적용하면 더 높은 정밀도의 태풍강도 예측이 가능할 것으로 예상된다.

Summary

Ⅰ. Title

Independent development of prediction technique for the typhoon and surge under warming environment

Ⅱ. Objective of the study and its importance

The final objective of this study is to develop the efficient typhoon-induced surge model, with new development of the numerical model code, linked with typhoon-ocean coupled model. The typhoon-induced surge modeling system is developed for the Northwest Pacific with fetched variable coordinate based grid system and efficient implicit modeling scheme.

The cooperative development of the element models for the improving the accuracy of typhoon prediction is necessary in order to increase the accuracy of the typhoon and typhoon-induced surge prediction, and the effort is necessary to develop the fundamental elements of the techniques for observations and prediction models.

Ⅲ. Content and scope of the study

		Detailed Purpose	Contents of research
3rd year	2016	Typhoon-ocean coupled modeling and validation of surge model	・Field Obs. of the ECS for model initialization/validation III - CTD and ADCP observations - New method development for turbulent diffusion coefficient
			・Establishment of typhoon/ocean coupled model - Improving typhoon prediction model - 2016 Typhoon exp./typhoon exp. with initialization using MWIR SST
			・Validation of surge model II - Revision of developed surge model - NWP surge experiment/validation

Ⅳ. Result of the study

Field Observations :

- Summer field survey has beeb carried two times (Sep.1-7; Dec.2-4). CTD casting and ADCP deployment were carried out during the 1st cruise. Field experiment for wave glider was carried out near the Seogwipo, Jeju. The short term deployment of ADCP failed due to bad data during deployment, which seems to be related to problem during falling down to the bottom.

- The analysis of ADCP data in 2014 showed that the internal waves appeared, and the vertical eddy diffusivity was calculated using the calculation of the turbulent generation terms, which was compared with other estimates from TurboMap observation and from Torpe method with CTD data. The paper is being described for submitting it to the international journal.

- the comparison of the upper mixed layer CTD data from 2007 to 2016 and Argo data with microwave (MWIR) SST reveals that the SST by Microwave satellites coincides with SST data from CTD and Argo data with RMS error of 0.50-0.85℃, with larger error in 15-20m depth in the shelf of the East China Sea. This suggests that MWIR SST can be used as data for initial condition for typhoon modeling.

Independant model development for surge modeling in the NW Pacific :

- Expanded fetched domain grid system was adopted for setting up a efficient surge modeling. One grid system model for the whole NWP region and Korean peninsula has been used to develop the integrated surge modeling system, which was linked to input data for the atmospheric forcing. The validation for typhoons Maemi and Nari has been carried out to result in a successful accomplishment of research target this year.

- Model results for typhoons Maemi and Nari show that the observed surges in the western and southern Korean coasts have been reasonably reproduced, while the negative surge in the shelf of the East China Sea are reasonably generated, propagating into the western Yellow Sea as tidal Kelvin wave propagates. The observed surge data during Nari in 2007 shows the negative surge in the shelf which corresponds to the computed surge in the model. The necessity of the East Sea inclusion was confirmed in surge modeling the the southern Korean peninsula, and we could look into the surge dynamics with help of the model results.

- The generation feature and propagation of the negative surge in the ECS shelf was incorporated into the manuscript to have been submitted to the international Journal. The surge study for the Chaba in 2006 will be carried out. The successful reproduction of the surge feature, which was not shown in the presvious studies, validated the excellent performance of the present modeling system.

Typhoon/Typhoon-Ocean coupled Modeling :

- WRF modeling with version 3.8 and 1/8°and 1/24°grid resolution, along with vortex following moving nest was carried out to examine this year typhoon including Nepatak, and a better results were produced with spectral nudging with atmospheric input dat of NFS from NOAA. The satellite data was used as a intial SST data, for realistic reflection of the SST.

- Research study for the rapidly intensified typhoon was examined this year, showing that the transition of tropical cyclones into RI typhoons are increasing, with passing through eddy rich area.

Ⅴ. Application schemes

Field Observations :

- The thorough analysis result of ADCP data in 2014 is expected to contribute to new estimate method development for turbulent diffusivity coefficient and to quantifying the turbulent feature of the internal waves. It is expected that we will continue to contribute advanced researched article to the internal journals.

- MWIR SST keeps validated using annual CTD and argo data, which is expected to be used to understand the mixed layer feature in the upper 20 m layer in the NWP. The microwave SST with 0.5 degree accuracy in the upper 10m surface layer was utilized as an initial SST for the numerical prediction model of typhoons. It contribute to provide typhoon model with the quantitative accuracy for the initial SST field.

Independent model development of typhoon-induced surge :

- New model validation for typhoon induced surge has been carried out based upon the efficient grid system for the Korean peninsula. That is, a series of modeling system setup process was accomplished, with yielding atmospheric forcing data and building up an efficient grid system, along with computing model code itself. The successful computation for the test typhoon, Mamie, has been carried out and model results have been well compared with observations, to show the successful developments of modeling system.

- One grid system for the whole NWP including surrounding Korean coastal area has been set up, and successful computation with ADI method has been carried out with Courant no of 30, permitting a large time interval. The continuous accumulation of the related technologies with originality will contribute to many pubilcations to international journals.

Typhoon/typhoon-ocean coupled modeling :

- The MW SST was compared with difference of peak winds with one day lag along the track, showing that there is a positive correlation between two values and, therefore, the improved accuracy of SST may produce a more accurate prediction of typhoon intensity for SST higher than 28℃.

Contents

Ⅰ. Overview of study ····· 1

Ⅱ. Current status of deomestic and foreign research ····· 3

Ⅲ. Contents and results ····· 13

Ⅳ. Achievement of goal and contributions on the research ····· 73

Ⅴ. Plans if utilization for the research and development research ····· 78

Ⅵ. Foreign information obtained during research work ····· 80

Ⅶ. Reference ····· 85

목 차

제1장 연구개발과제의 개요 ····· 1

제1절 연구의 필요성 ····· 1

제2절 연구 목적 ····· 2

제2장 국내외 기술개발 현황 ····· 3

제1절 국내 기술개발 동향 ····· 3

제2절 국외 기술개발 동향 ····· 6

제3장 연구개발수행 내용 및 결과 ····· 13

제1절 개요 ····· 13

제2절 하계 현장조사 및 관측결과 ····· 14

제3절 국내독자 해일모델 연구 ····· 44

제4절 태풍/해양모델 수립 ····· 59

제4장 목표달성도 및 관련분야에의 기여도 ····· 73

제1절 목표 달성도 ····· 73

제2절 관련 분야에의 기여도 ····· 76

제5장 연구개발결과의 활용계획 ····· 78

제1절 해양조사 분야 ····· 78

제2절 수치모델링 분야 ····· 78

제6장 연구개발과정에서 수집한 해외과학기술정보 ····· 80

제1절 일본 기상연구소 태풍연구부 연구 ····· 80

제2절 최신 로봇 글라이더 및 단기 아고 관측 ····· 82

참고문헌 ····· 85
부록 1 ····· 87
부록 2 ····· 115
부록 3 ····· 129
부록 4 ····· 135
부록 5 ····· 147
부록 6 ····· 155
부록 7 ····· 163

표 차 례

표 3.2.1 2016년 하계 동중국해 관측 개요. ····· 16

표 3.2.2 TRBM-ADCP와 CTR7 설치 정보. ····· 19

표 3.2.3 CTD 관측개요 및 관측점 정점수. ····· 38

표 3.4.1 북서태평양 (NWP) 및 난수성 소용돌이 지역 (ER-NWP)을 통과한
강도별 태풍 수 (1977년~2016년 기간). *2009년~2016년 기간 ····· 61

<표 2.1> 서귀포에서의 조화분석 결과. ····· 117

<표 2.2> 제주에서의 조화분석 결과. ····· 118

<표 2.3> 추자도에서의 조화분석 결과. ····· 119

<표 2.4> 여수에서의 조화분석 결과. ····· 120

<표 2.5> 통영에서의 조화분석 결과. ····· 121

<표 2.6> 가덕에서의 조화분석 결과. ····· 122

<표 2.7> 마산에서의 조화분석 결과. ····· 123

<표 2.8> 부산에서의 조화분석 결과. ····· 124

<표 2.9> 울산에서의 조화분석 결과. ····· 125

<표 2.10> 대흑산도에서의 조화분석 결과. ····· 126

<표 2.11> 위도에서의 조화분석 결과. ····· 127

<표 2.12> 안흥에서의 조화분석 결과. ····· 128

그 림 차 례

그림 2.1.1 일본(RSMC), 미국(JTWC), 한국(KMA) 48시간 진로 오차(좌). 2종류의 입력조건에서 GFDL-MOM3 모델의 48시간 진로 정확도 (우) (한국해양연구원, 2011) ····· 4

그림 2.2.1 카트리나와 리타가 멕시코만 난수성 해류를 통과하며 나타나는 태풍강도 강화특성. ····· 7

그림 2.2.2 위도 5^0-10^0N에서 일발생한 category 6의 태풍 하이엔이 발생한 저위도 해역의 100m 층에서의 수온 편차는 5^0 정도임. ····· 7

그림 2.2.3 일본 기상청 1분 해상도 격자 영역. ····· 9

그림 2.2.4 미수치기상서비스(NWS)의 아적도해일모델 5개 영역 (위) 및 하와이, 미동부 연안, 및 걸프영역 38개 격자 영역도 (아래). ····· 10

그림 2.2.5 전체 해일모델은 아래 뉴오를레앙 분지와 같이 극좌표계 시스템으로 구성됨. ····· 11

그림 2.2.6 wave glider METOC를 이용해 허리케인 Sandy시 조사 모습. ····· 12

그림 3.2.1 2016년 하계 동중국해 관측 정점 위치도 (상)과 온누리호 이동 항로 (하). 하계 조사는 수온•염분 (CTD) 공간 조사와 해류관측 (ADCP)을 하였으며, 해류계 설치 후 회수까지 CTD 반복관측 하였음. 이동 항로의 숫자는 날짜를 의미함. ····· 15

그림 3.2.2 (A) 태풍 제10호 라이언록 (Lionrock; 8/24, 04:00 발표), (B) 12호 남테운 (Namtheun; 9/01, 16:00 발표), (C) 13호 말로 (Malou; 9/07, 10:00 발표)의 예측궤적 (국가태풍센터). ····· 17

그림 3.2.3 일본에서 발표한 파고 예측자료 (A: 9/01, 15:00 (09:00 발표), B: 9/03,

09:00 (09:00 발표) ,C: 9/05, 09:00 (09:00 발표), D: 9/07, 09:00 (03:00 발표)). 빨간색에 가까울수록 파고가 높음. (A)는 출항 시기 (9/01, 15:00) 거제도 앞바다 및 남해의 파고, (A)와 (D)는 태풍 12호 남테운, 13호 말로 예보 시기 (그림 3.2.2)의 파고, (B)는 CTD 조사 시기 (9/03)의 파고 (C)는 TRBM-ADCP와 CTR7을 설치할 때의 파고 예측을 나타냄. ····· 18

그림 3.2.4 2016년 9월 수온 (좌)과 염분 (우)의 수평 분포도. 분포도 수심은 각각 표층 (3m), 50m, 70m 임. 실선은 수온 0.5℃, 염분 0.2 간격임. ····· 21

그림 3.2.5a 2016년 9월 수온 (좌)과 염분 (우)의 동서단면 수직구조. 조사해역 북쪽에서부터 각각 A, B, C′ , C-단면이며, C는 ADCP가 설치된 (정점 M2) 단면임. 그림 왼편은 서쪽, 오른편은 동쪽을 나타내며, 실선은 수온 0.5℃, 염분 0.2 간격임. ····· 22

그림 3.2.5b 2016년 9월 I-단면의 수온 (좌)과 염분 (우)의 수직구조. 그림 왼편은 서쪽 (장강 하구), 오른편은 동쪽 (제주도 동쪽)을 나타내며, 실선은 수온 0.5℃, 염분 0.2 간격임. ····· 23

그림 3.2.6 d06(좌상), di05(우상), di04(좌하), d09(우하) 정점에서 밀도, 부력 진동수(좌) 및 수온, 염분(우) 구조 ····· 24

그림 3.2.7 TRBM-ADCP 설치한 (A) 정점 M1과 (B) M2에서 약 30시간 동안 CTD 반복 (2시간 간격) 관측한 수온 (상), 염분 (하)의 수직구조 변화. 가로 축은 시간, 세로 축은 수심을 나타냄. 실선은 수온 0.25℃, 염분 0.1 간격임. ····· 25

그림 3.2.8 2016년 9월 5-6일 M2 지점에서의 5분간격 염분(위), 수온(아래) 시간 변화. ····· 26

그림 3.2.9 좌에서 우로 2007(8월 하순), 2014 (9월 중순), 2015년 (8월 하순), 2016년 (9월 초순) 해양열용량 (Ocean heat content). ····· 27

그림 3.2.10 CTD 정점(적색)과 검조소(삼각형) 및 태풍 차바(10월)와 남태운(9월) 진로. ····· 28
그림 3.2.11 태풍 차바 통과시 남해 검조소(위) 및 서해 검조소(아래)에서 잔차위(해일고). ····· 29
그림 3.2.12 2007년, 2016년 하계 부력진동수(좌) 및 최대 진동수가 나타는 수심(우). ·· 31
그림 3.2.13 2014년 9월 중순 3개 단면(A, B, C)에서 관측한 수온(좌) 및 염분(우)의 연직단면 분포. ····· 32
그림 3.2.14 2014년 9월26일 15시경 M2에서 24시간 ADCP 관측결과 (u,v,w) (위) 및 M2에서의 부력진동수/밀도구조 (좌) 및 수온/염분 구조 (우). ····· 33
그림 3.2.15 수치모델링(DNS)에 의한 난류강도에 따른 난류확산 관계. 난류강도가 100이상인 경우 Osborne과 Shih 관계식의 차이가 크게 나타남. ····· 34
그림 3.2.16 터보맵으로 3시간 마다 관측한 난류 확산 계수의 9월26-27일 시간 변화. ····· 34
그림 3.2.17 2014년 9월17일 M1, M2 CTD관측결과(위) 및 21/22일 MWIR SST (아래). ·· 35
그림 3.2.18 10일 차이로 다른 N2 차이에 따른 난류확산계수 차이. ····· 35
그림 3.2.19 심해 수온약층에서 난류확산계수 특성 (Hibiya et al., 2007). ····· 36
그림 3.2.20 2016년 태풍 남테운(위) 및 차바(아래)의 한반도 영향전(좌), 한반도 해역 통과시(중) SST 및 통과전후 (우) SST 차이. ····· 37
그림 3.2.21 2007-2016년 CTD 관측점(좌) 층별 관측치와 마이크로웨이브 SST간의 비교(우). ····· 39
그림 3.2.22 북서태평양 24,467 Argo 관측점 위치. 2010년 이후 수심 1m Argo자료 존재함. ····· 39
그림 3.2.23 북서태평양 Argo 자료와 MWIR 자료 비교. ····· 40
그림 3.2.24 9월 2일 서귀포 남측 사각형 해역중 가운데 정점(노란점)을 타겥으로

실행한 계획맵(좌상)과 실제 글라이더 궤적 (상우) 및 관측된 기압(청색) 및 기온(녹색)(중), 및 풍속(하). ····· 42
그림 3.2.25 9월 3-4일 서귀포 남측 사각형 해역중 가운데 정점(노란점)을 타겥으로 실행한 계획맵(상좌)과 실제 글라이더 궤적(상우) 및 관측된 기압(청색) 및 기온(녹색)(중), 및 풍속(하). ····· 43
그림 3.3.1 해일 및 태풍모델링 연계도중 해일모델링 분야 연계도. ····· 45
그림 3.3.2 미국 국립기상서비스(NWS)의 5개권역으로 구분한 해일모델 영역도 (좌) 및 하나의 1분(위도방향으로 1.85km 격자) 균일 격자망으로 구분한 일본 기상청 해일모델 영역도 (우). ····· 45
그림 3.3.3 미동부 38개 영역(좌상) 및 극좌표 격자망으로 구성된 세부역(우상). 본 연구의 전영역(좌하) 및 연안 확장가변 격자망 구성도(하우상) 및 경기만격자(하우하). ····· 46
그림 3.3.4 남해동부 서측(상) 및 남해동부 동측(하)의 격자망 구성도. ····· 47
그림 3.3.5 태풍 나리의 궤적(첫패널), 계산된 음 해일 발생 특성(두번째패널), 음해일 발생시기의 m2, M3, 서귀포(SG), 제주(JJ) 관측 해일(세번째 패널) 및 관측(실선) 및 계산(점선)된 결과. ····· 49
그림 3.3.6 태풍 매미가 동해로 진입한 후 9월 13일 한반도 주변해 해일 분포. ··· 50
그림 3.3.7a 2003년 매미통과시 9월 9일 12시 - 9월 10일 21시까지 계산된 해일 분포(컬러). ····· 52
그림 3.3.7b 2003년 매미시기 9월 11일 0시 - 9월 12일 09시까지 계산된 해일 분포(컬러). ····· 53
그림 3.3.7c 2003년 매미시기 9월 12일 12시 - 9월 13일 09시까지 계산된 해일 분포(컬러). ····· 54
그림 3.3.8 매미에 의한 대양(상) 및 대륙붕(하)에서 해일과 등기압선(실선).

대륙붕에서는 바람장을 함께 도시하였다. ····· 55
그림 3.3.9 2007년 태풍 나리진로와 북서태평양 해일고 수위 시간변화 (cm). 시간 간격은 3시간이며 t01는 2007년 9월 13일 6시(UST)이며 3시간 간격자료이다. ····· 57
그림 3.3.10 개방경계(좌:opn0w; 우:방사경계) 차이에 따른 동중국해 음해일발생 특성. ····· 58
그림 3.4.1 북서태평양에서 발생한 년도별 태풍 수 ····· 60
그림 3.4.2 북서태평양 난수성 소용돌이 지역을 통과한 년도별 태풍 수 ····· 60
그림 3.4.3 2009년 부터의 난수성 소용돌이 지역 (ER-NWP)를 지나는 급강화 (RI) 태풍의 예보 통계치 - 중심위치 및 최강풍속 오차 ····· 62
그림 3.4.4 2009년 부터의 한국을 지나는 급강화 (RI) 태풍의 예보 통계치 - 중심위치 및 최강풍속 오차 ····· 62
그림 3.4.5 표층 수온과 최강풍속 변화(1일 후와의 차이)의 비교 ····· 64
그림 3.4.6 태풍 할롱의 수치 실험 조건 ····· 66
그림 3.4.7 NCEP FNL 자료에서 추출한 태풍경로, 태풍중심기압, 1분 최강풍속 및 강풍반경 (JTWC와 JMA자료와 비교) ····· 66
그림 3.4.8 Spectral Nudging 기법 적용 유무에 따른 WRF로 계산된 태풍경로 ····· 67
그림 3.4.9 MOM 해양모델 재분석SST를 이용한 태풍경로, 태풍중심기압, 1분 최강풍속 및 강풍반경 ····· 67
그림 3.4.10 위성관측 MWOISST를 이용한 태풍경로, 태풍중심기압, 1분 최강풍속 및 강풍반경 ····· 68
그림 3.4.11 태풍네파닥의 실험 조건 ····· 69
그림 3.4.12 태풍 예측기관 (JTWC, JMA, KMA)과 본 실험의 태풍강도 예측치 ····· 70
그림 3.4.13 태풍 예측기관 (JTWC, JMA, KMA)과 본 실험의 태풍경로 오차 ····· 70

그림 3.4.14 태풍 예측기관 (JTWC, JMA, KMA)과 본 실험의 태풍강도 (최대풍속) 오차 ····· 71
그림 3.4.15 태풍 예측기관 (JTWC,JMA,KMA)과 본 실험의 태풍경로 오차 ····· 71
그림 3.4.16 태풍 예측기관 (JTWC, JMA, KMA)과 본 실험의 태풍강도(최대풍속) 오차 ····· 72
그림 6.1.1 비정역학 대기-파랑-해양 결합모델 (일본 기상연구소). ····· 81
그림 6.1.2 태풍-해양 결합 모델을 이용 했을 때 급강화 태풍의 재현이 어려운 결과. ····· 82
그림 6.2.1 차세대 관측기인 수중 글라이더(좌) 및 wave 글라이더 METOC 진로 및 기압 관측결과 (우). ····· 82
그림 6.2.2 차세대 관측기인 수중 글라이더(좌) 및 wave 글라이더 (우). ····· 83

<그림1-1> d02 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수 ····· 89
<그림1-2> d03 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수 ····· 89
<그림1-3> d04 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수 ····· 90
<그림1-4> d05 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수 ····· 90
<그림1-5> d06 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수 ····· 91
<그림1-6> d07 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수 ····· 91
<그림1-7> d08 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수 ····· 92
<그림1-8> d09 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수 ····· 92
<그림1-9> d10 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수 ····· 93
<그림1-10> d11 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수 ····· 93
<그림1-11> d13 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수 ····· 94
<그림1-12> d14 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수 ····· 94

<그림1-13> d15 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수 ····· 95

<그림1-14> d16 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수 ····· 95

<그림1-15> d19 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수 ····· 96

<그림1-16> d20 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수 ····· 96

<그림1-17> d21 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수 ····· 97

<그림1-18> i1 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수 ····· 97

<그림1-19> i2 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수 ····· 98

<그림1-20> i3 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수 ····· 98

<그림1-21> i4 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수 ····· 99

<그림1-22> i5 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수 ····· 99

<그림1-23> i6 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수 ····· 100

<그림1-24> i7 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수 ····· 100

<그림1-25> i8 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수 ····· 101

<그림1-26> M1-00 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수 ····· 101

<그림1-27> M1-01 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수 ····· 102

<그림1-28> M1-02 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수 ····· 102

<그림1-29> M1-03 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수 ····· 103

<그림1-30> M1-04 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수 ····· 103

<그림1-31> M1-05 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수 ····· 104

<그림1-32> M1-06 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수 ····· 104

<그림1-33> M1-07 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수 ····· 105

<그림1-34> M1-08 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수 ····· 105

<그림1-35> M1-09 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수 ····· 106

<그림1-36> M1-10 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수 ····· 106

<그림1-37> M1-11 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수 ····· 107

<그림1-38> M2-00 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수 ····· 107

<그림1-39> M2-01 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수 ····· 108

<그림1-40> M2-02 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수 ····· 108

<그림1-41> M2-03 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수 ····· 109

<그림1-42> M2-04 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수 ····· 109

<그림1-43> M2-05 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수 ····· 110

<그림1-44> M2-06 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수 ····· 110

<그림1-45> M2-07 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수 ····· 111

<그림1-46> M2-08 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수 ····· 111

<그림1-47> M2-09 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수 ····· 112

<그림1-48> M2-10 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수 ····· 112

<그림1-49> M2-11 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수 ····· 113

<그림2-1> 태풍 네파탁 시기의 SST 변화 (MW-IR OISST) ····· 131

<그림2-2> 태풍 남태운 시기의 SST 변화 (MW-IR OISST) ····· 132

<그림2-3> 태풍 메란티 시기의 SST 변화 (MW-IR OISST) ····· 133

<그림2-4> 태풍 차바 시기의 SST 변화 (MW-IR OISST) ····· 134

제1장 연구개발과제의 개요

제1절 연구의 필요성

2003년 태풍 매미, 2004년 인도네시아 수마트라 지진과 2013년 필리핀 태풍 하이엔과 같이 국내외에서 지진기인 및 태풍기인 해일은 일단 발생하면 막대한 피해를 주는 대표적인 해양재해 현상이다. 태풍에 대한 진로/강도 및 해일에 대한 사전 3일내지 5일전의 정확한 예측은 예견되는 피해를 최소화하기 위해 대표적으로 필요한 정보이다.

태풍과 지진해일을 예측하기 위한 노력은 전 세계적으로 많은 연구가 진행되었고, 그 예측 정확도를 높이기 위한 연구노력이 지속적으로 수행되고 있다. 최근에는 태풍시의 해표면에서 Wave glider 등과 같은 해양로봇이 이용가능하게 됨에 따라 해양-대기 상호작용에 대한 정보를 확보할 수 있게 되었다. 특히 태풍의 강도는 해양을 통과하면서 주고받는 열에너지의 정도에 따라 정해지며, 이는 해양의 열적 구조에 대한 이해와 함께 해양-대기 상호작용에 대한 보다 정교한 모수화의 필요성이 제기되고 있다. 2000년대 이후 미국에서부터 해양-태풍(대기) 결합모델이 개발되기 시작하게 됨에 따라, 태풍진로/강도만을 정확하게 예측하기 위해 지역해 모델이 개발되고 있으며, 대기와 해양 경계층에서의 관측 정보가 축적됨에 따라 정확도 개선 정도가 과거보다 빨라지고 있다.

태풍으로 인한 해일고는 큰 경우에는 수 m에 도달하기도 한다. 태풍에 의한 해일을 예측하기 위해서는 태풍예측 정보가 정확하여야 하며, 특히 태풍진로 예측의 정확도가 해일예측의 오차크기를 지배한다. 최근 수년간 태풍 진로 강도에 대한 예측 정확도가 점차 개선되고 있기 때문에 해일에 대한 예측 정확도도 점차 개선되리라 예산된다.

태풍과 이를 입력 자료로 하는 태풍기인 해일고 예측의 정확도를 높이기 위한 과학기술적인 요소로는 해양과 태풍 결합모델에 기반한 태풍정보 개선과 관련된 요소와 함께, 해일예측의 공간 해상도를 향상시키고, 해일예측의 신속성 유지하는 세부분야별 요소를 들 수 있다. 태풍/해일현상의 예측은 특성상 기초과학적인 연구와 실용적인 연구 측면을 지니고 있으며, 관측과 예측 분야에서 세부기술개발 및 예측기술 핵심 분야에서 원천기술개발 노력이 필요하다. 현재 국내 해양-대기 상호작용 분야의 관측기술은 매우 열악한 형편이나 가용 관측센서를 활용한 관측장비 개발을 통한 기술 축적도 필요하다.

태풍으로 인해 발생하는 태풍해일 모델은 컴퓨터 계산능력이 증대됨에 따라 공간적인 정밀도가 특히 증대되고 있으며, 향후 범람모델의 기반모델로서의 역할과 관련하여 높은 정확도가 요구되고 있다. 공간해상도를 높이기 위해서는 다양한 모델격자 기법이 사용될 수 있으며, 유한요소모델이나 유한차분기법을 적용한 모델의 경우 연안에서 수십m 수준의 해상도에 이르는 단계에 이르고 있다. 각국이 고유한 모델개발에 노력하고 있는

상황에서 우리도 이 분야 모델의 독자적인 개발역량 구축과 지속적인 모델개발/개선은 매우 필요하다고 볼 수 있다. 하나의 모델링 시스템은 한번에 구축되는 것이 아니고, 초기 구축된 시스템에 더하여 요소기술에 대한 지속적인 연구를 통해 기술 개선이 이루어지고, 이에 기반하여 최종적으로 예측기술의 정확도를 개선하려는 노력이 필요하다.

태풍예측정보를 제공하는 태풍모델에서 초기 태풍장을 산출하는 보거싱 기법은 태풍모델링 중 핵심기법중의 하나로서, 태풍-해양결합모델의 정확도와 관련된 분야로서, 선행연구를 통해 독자적인 기술자립을 이루지지 못한 분야이다. 이 기술과 아울러 해양초기장을 단순하고 효율적인 방법으로 획득하는 기법개선 등이 필요하며, 본 연구를 통해 마이크로웨이브를 활용하는 기법과 정확도 검증에 대한 상당한 성과를 축적하였다. 이 같이 주요 핵심 분야에서 기술자립을 위한 지속적인 연구개발 노력이 필요하다.

제2절 연구 목적

본 연구를 통해 빠르고 효율적인 장파방정식에 대한 차분계산 방식을 사용하여 한반도 연안에서 상세한 정보를 얻기 위해 효율적인 격자망에 근거한 독자적인 기술을 기반으로 효율적인 태풍해일 모델을 개발하고자 하며, 이는 해양-태풍모델의 결과를 입력자료로 활용하여 수행한다. 태풍기인 해일모델은 특히 북서태평양 해역 내 한반도 주변 해역에 대한 하나의 효율적인 최적 격자망을 통해 예측하고자 한다. 관련 주요 모델링 분야에서 핵심요소기술 분야에서 원천기술 개발과 축적을 부차적인 목표로 한다.

본 연구의 최종 연구목표는 아래와 같다.

- 해양-태풍결합 태풍모델 및 태풍 파라메터 모델과 연계한 독자 태풍해일 모델시스템 개선/개발.
- 한반도 주변 최적격자망 기반 태풍해일 예측 시스템 검증/세련화.

아울러 3차년도 연구 목표는 아래와 같다.

- 북서태평양 태풍-해양결합 모델링 연계 북서태평양 독자 해일모델 개발.
- 대표적인 태풍해일에 대한 개발한 해일모델의 검증.

구체적인 연구내용으로 태풍기인 해일모델은 국내 독자 수치모델링 기술을 기반으로 북서태평양 내 한반도 해역을 효율적으로 구성한 모델링 시스템 구축하고자 한다. 독자모델링 일환으로 영역별 다른 확장 가변 격자망 시스템을 채택한 코드를 개발, 개선하

였다. 수립 된 모델은 과거 대표 태풍사례인 나리(2007) 및 매미(2003)에 대한 모델링을 통해 2차년도 초기 검증에 이해 정밀하게 검증한다. 1, 2차 년도와 같이 수치모델의 검증 및 초기 자료 등을 확보하기 위하여 본 사업기간 동안 동중국해 해양조사를 실시하였다. 아울러 금년도에는 그간 검증한 마이크로웨이브 위성자료를 활용하여 보다 단순하고 개선된 해양 초기조건을 활용하여 태풍의 예측결과를 산출하는 시스템으로 발전시킨 적용연구를 실시하였다.

독자적인 태풍해일 모델이란 지배방정식의 차분계산식과 격자시스템 등에서 독자적인 특성을 지닌 모델을 의미하며, 기존 모델보다 정확도, 계산속도 등에서 향상된 결과를 기대하고 있으며 무엇보다도 국내에서 수치모델개발이라는 원천기술의 지속적인 축적의 일환으로 연구를 수행하고 있다.

제2장 국내외 기술개발 현황

제1절 국내 기술개발 동향

1 태풍-해양결합모델 모델분야 :

- 최근 2006-2011 기간 중에 한국해양과학기술원에서는 태풍-해양모델 접합연구를 통해 미국 GFDL태풍모델과 POM 모델을 기반으로 한 모델에 독자 수립한 해양모델을 접합, 태풍전용모델을 개발하였다. 연구를 통해 GFDL-MUM3 결합 태풍모델과 GFDL-HYCOM 결합 태풍모델 개발 성공하였다. 이들 연구를 통해 얻어진 각 모델 간 정확도는 아래와 같다.

- 2006년 현재 공주대학교 태풍연구센타의 경우 태풍을 따라 자동으로 이동하는 3중 둥지 기능 모델 (MM5T), DBAR (Double-Fourier Series BARotropic) 태풍 모델과 BATS (Barotropic Adapative-grid Typhoon Simulation) 모델을 개발하여 기상청에 현업 예보용으로 공급하고 있으며, 향후 주요 연구 목표로 자료 동화와 해양모델과의 결합 필요성에 대해 인식하고 있다.

- 기상청에서는 영국 전구 기상모델(UM모델)을 Set-up 하여, 이의 결과를 태풍진로 파악 등에 대표적으로 이용하고 있다.

- 현재 기상청 태풍센터에서는 단기 태풍 예보 모델로 DBAR (35km 해상도, 72시간 예보, 진로예측)과 TWARF (15km 해상도, 120시간 예보, 강도와 진로 예보)를 사용하고 있다. 향후 진로나 강도 예보 수준이 향상되기를 기대하고 있다.

- 한국, 일본, 미국의 13개 태풍을 대상으로 한 48시간 진로 오차(그림 2.1.1의 좌측 그림)는 약 200km 내외이나 해양과학기술원 연구결과는 48시간 예보(그림 2.1.1의 우측그림)가 약 100km 수준으로 크게 향상된 결과를 보이고 있다.

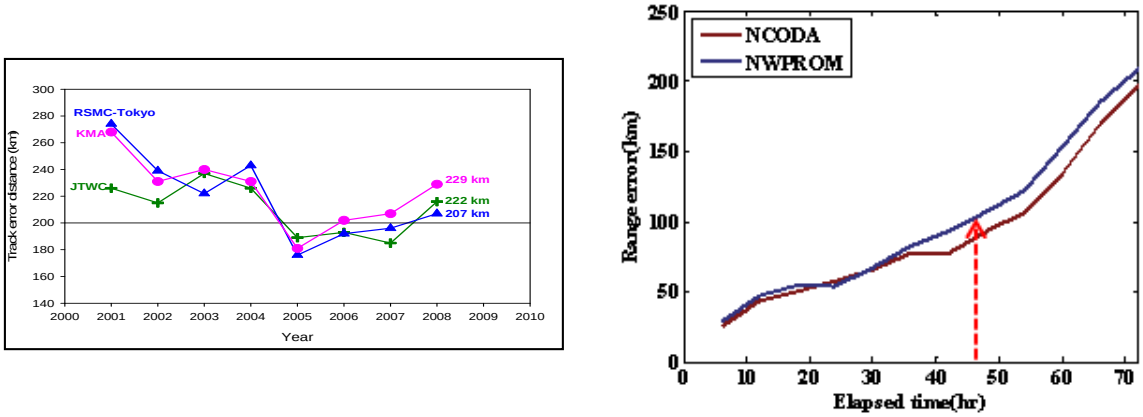


그림 2.1.1 일본(RSMC), 미국(JTWC), 한국(KMA) 48시간 진로 오차(좌). 2종류의 입력조건에서 GFDL-MOM3 모델의 48시간 진로 정확도 (우) (한국해양연구원, 2011)

- 결합모델의 핵심요소중의 하나는 태풍모델에서 초기태풍을 부여하는 태풍보거싱 기술이다. 이 같은 기술은 핵심기술로서 아직 개발되어야 할 여지가 많으며, 현재 독자 운용되지 못하고 있는 실정이다. 향후 태풍모델이나 결합모델의 개선을 위해 이 기술의 개선 및 자체기술이 확보되어야 한다.

- 2011년 이후 해양과학기술원에서 지역기후접합모형(RCCM) 개발 연구의 일환으로 우리나라 주변 해양 미래변화에 대한 시나리오를 제시하기 위해, 한반도 주변해 미래 변화 전망을 위해 해양과 대기 상호작용을 모사하는 해양-대기 기후 접합모형을 구축하는 프로젝트를 수행하였다. ROMS(해양모형)와 WRF(대기모형)에 기반한 RCCM을 개발 중이다. 한반도 주변해 미래 전망 초기 결과를 전지구기후모형(CMIP5)와 비교 등의 관점으로 연구를 수행 중이다.

- 최근 제주대학은 WRF-ROMS coupled model을 MPI2 함수를 이용한 WRF-ROMS 접합 모델 개발 중으로 태풍과 해양 및 태풍간의 상호작용을 접합 모델로 연구하였다.

2. 해일분야

- 2003/4년 태풍 매미가 내습한 시기에는, 기상청 해일 모델의 경우 모델 영역이 대륙붕단으로 한정되어 있어 매우 제한적이고 불충분하였다(이, 2004). 이후 기상청/기상연구소에서는 2006년에 광역의 고해상도(1/12)의 폭풍해일 모델을 개발하여 현업에 활용하고 있으며, 연안 지역에서의 정확도는 향상이 필요한 것으로 지적하고 있음. 이후 2006-2011년간 한국해양과학기술원과 공동연구를 통하여 기상연구소에서는 모델 영역을 확대하고, 네스팅 기법을 도입하여 연안해상도를 수백 m 수준까지 획기적으로 향상시켰다. 기상청의 현업모델은 미국 Princeton 대학에 개발한 POM (Princeton Ocean Model) 모델을 기반으로 하고 있다. 기본 모델인 POM모델의 개발자는 Blumberg and Mellor (1997) 이다.

- 2000년대 후반이후 국립해양조사원에서도 해일 예측을 위한 모델을 개발하기 위한 연구 프로그램을 진행하여 오고 있다. 하지만 대부분의 국내 사용코드는 외국에서 개발된 코드를 기본으로 하여 수치모델 코드의 개발이라는 원천기술 개발과 기술 축적이라는 측면에서는 매우 취약한 상태이다.

- 한국해양과학기술원에서는 “운용해양(해양예보) 시스템 연구(2013)” 에 따르면, 해일모델은 “KOSY“를 사용한 것으로 기술하고 있으나, 모델코드 특성, 개발자에 대한 기술은 자세히 제시되어 있지 않다. 아울러 MOHID, FVCOM등에 대한 사례 적용 소개가 되어 있으며 다양한 용도로 사용될 것으로 예상된다. MOHID는 포르투칼 Technical University of Lisbon의 IST (Instituto superior Te’cnico)에서 Maretec (Marine and Environmental technology Research center)에서 개발하였다. FVCOM은 University of Massachusetts-Dartmouth의 MEDML (Marine ecosystem dynamics modeling laboratory)에서 개발하였다. 개발자는 ChangSheng Chen이다.

3. 해양조사(태풍전후 해양모니터링 유동관측) 분야

- 태풍전후 해양특성 관측은 해양과학기술원이 동중국해에서 실시한 해양조사가 대표적이다. 2007-2011년 하계 조사기간 4 beam ADCP와 5 beam ADCP를 계류하여 많은 시행착오를 거쳐, 2007년 나리, 2010년 태풍 Kompasu 및 2011년 태풍 Roke 시 영향을 담은 자료를 획득하였다.

- 태풍 시 수백초의 부력진동수를 지닌 내부파가 보다 장주기로 이동되는 특성과 바람에 의한 혼합층의 급격한 변화 특성 역시 나타났다. 이층조건에서 준관성류 발달, 등에 대한 특성을 발견하였다.

- 당시 태풍조건에서 해저면에 계류한 ADCP를 이용해 유동장은 관측되었으나, 연직 밀도구조에 대한 관측 정보 결여는 태풍 시와 이후 유동특성과 해수특성의 상관관계를 명료하게 보이는 데 실패하였다. 유동특성과 혼합층 변화 정보는 태풍 예측의 정확도를 평가하고 해양모델을 개선하는 데 핵심자료이다. 태풍전후에 동중국해에서 ADCP 등을 이용한 유동장과 동시에 수온/염분 연직 구조에 대한 관측정보 획득은 향후 얻어져야할 해양 정보의 핵심적인 요소로 판단된다.

제2절 국외 기술개발 동향

1. 태풍-해양결합모델 모델분야

- 미국은 국가 허리케인 센터(National Huricane Center) 에서 허리케인 진로 및 강도 예측을 하고 있으며, 진로 예측과 강도예측에 다양한 종류의 수치 모형을 이용하고 있음. 초기부터 근래까지 평가에서 가장 발달된 형태의 GFDL (Geophysical Fluid Dynamics Lab., Princeton Univ.) 모델도 2001년에서야 해양 모델 결합을 성공하여 예측에 활용하고 있음 (Ginis, 2005). 해양-태풍 결합 연구에서 해수면 온도가 태풍 강도 강화에 매우 큰 영향을 준다는 연구결과(Emmanuel, 2005)로부터 2005년 카트리나, 리타 태풍 모두 따뜻한 해양의 온도로 인해 강도강화(그림2.2.1)는 잘 알려져 있으며,

- 2013년 올해 가을 필리핀에 상륙하여 현재까지 5000여명의 사망자를 발생시킨 하이엔도 북서태평양의 29° 이상이며 100m 층에서의 수온 편차가 5°에 달하는 고온해수 해역(그림2.2.2)을 통과하여 시속 380km/hr (초속 105m/s)로 역사상 가장 강한 태풍으로 기록되었다. 태풍 하이엔은 북위 5도-10도 해역에서 발생하여 서진하여 필리핀을 가로지른 태풍으로 100m 수심에서 수온 편차가 5도에 달하는 막대한 수온 상승으로 인해 발생한 태풍이다.

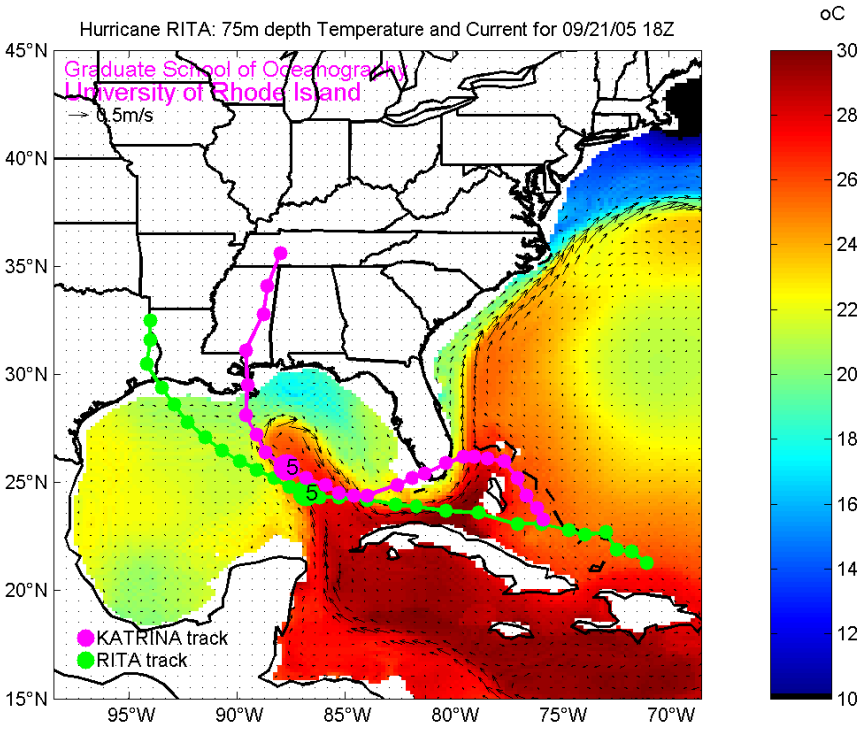


그림 2.2.1 카트리나와 리타가 멕시코만 난수성 해류를 통과하며 나타나는 태풍강도 강화특성.

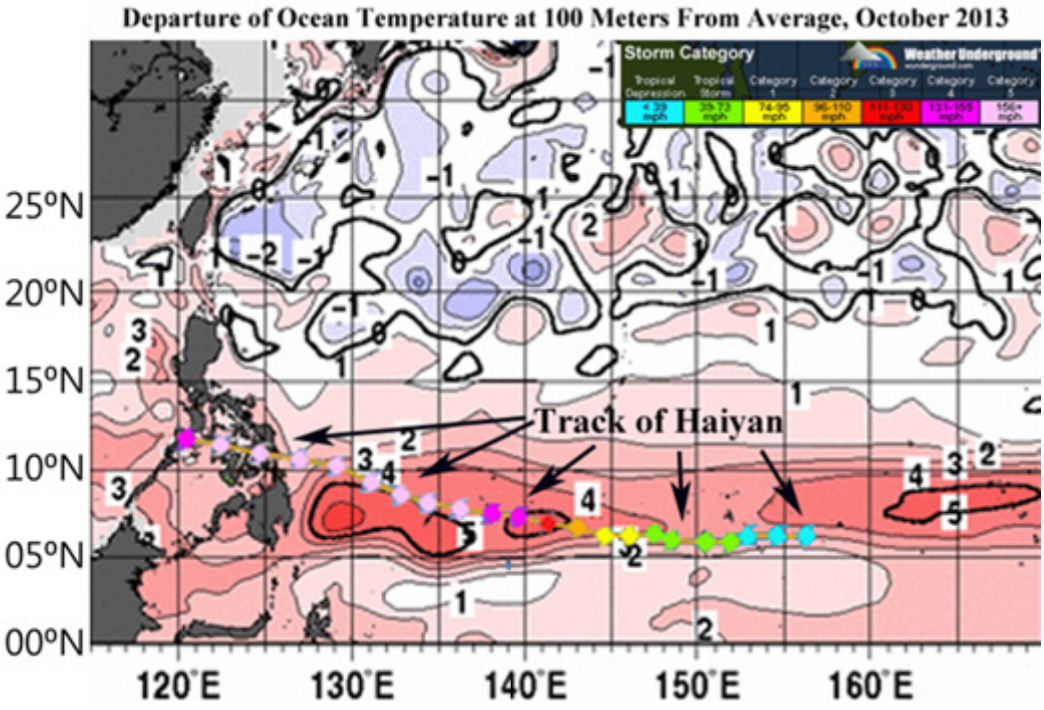


그림 2.2.2 위도 5⁰-10⁰N에서 일발생한 category 6의 태풍 하이엔이 발생한 저위도 해역의 100m 층에서의 수온 편차는 5⁰ 정도임.

- 대표적으로 사용되었던 GFDL-POM 모델에 이어 2000년 후반부터 HWARF와 다양한 해양모델을 접합한 모델개발에 많은 연구가 진행되었으며, 최근에는 GFDL-POM 모델과 대등한 수준 혹은 그 이상의 좋은 결과를 보이는 것으로 평가되고 있다.

- COAWST (미 USGS) : 연안 변화 연구를 위해 개발된 접합 모형. 대기(WRF), 해양(ROMS), 파랑(SWAN), 퇴적물(CSTM) 모형 간의 정보가 MCT(Model Coupling Toolkit)라는 coupler를 통해 상호간에 교환되는 방식으로 진행되고 있다.

- CCRCM (Texas A&M) : 대서양에서 발생하는 열대 폭풍의 생성과 발달 과정 중에 나타나는 대기-해양 상호작용을 이해하기 위해 WRF-ARW3.1 + ROMS3.0을 접합하였다.

- ROMS-WRF 접합 모형 (NCAR) : MCT를 이용한 WRF-ROMS 접합 모형. WRF는 ROMS로 바람응력과 열 속을 주고, ROMS로부터 해수 표층 온도를 받음. 접합 모형은 이상화된 허리케인과 관련된 연구에서 사용되고 있다.

- ACCIMA Coupled Modeling Project (Ohio State University) : CPL7(CCSM flux coupler)을 이용한 Polar WRF(PWRF)-CICE(sea ice)-ROMS 접합 시스템 개발 중이다.

- WRF-ROMS-PISCES(생지화학모형) 접합 시스템 개발 (프랑스 IRD 센터) 접합 모형 ROMS-PISCES는 WRF 모형에서 얻은 바람장에 의해 표층 응력을 받음. WRF 모형의 바람으로부터 바람 응력을 계산하기 위해서는 WRF모형의 USTR, U10, V10변수를 사용함. drag coefficient는 Large et Pond(1981)과 Jarosz et al.(2007)의 식을 사용하여 계산하고 있다.

- Coupled Ocean-Atmosphere-Wave-Sediment Transport Modelling System (스페인 SOCIB) : WRF/ROMS SOCIB Meteotsunamis 예측 시스템. 서지중해 연안 지역의 해양을 예측하고, 열대 저기압의 대기-해양 상호작용을 연구하기 위해 COAWST 시스템을 사용하고 있다.

2. 해일 분야

- 일본 기상청 해일 모델은 Fugita식 등 태풍 파라미터 모형으로 계산된 태풍을 이용하여 일본과 한반도 일부를 포함한 해역 (남북:24~42N, 동서:122~143E)을 대상(그림2.2.3)으로 하며, 해상도는 1분(minute) 간격으로 동서 방향, 약 1.5km, 남북방향, 약 1.9km 로서 총 격자수는 1백만 개 정도에 달함 (Higaki, 2004). 넓은 해역을 요구되는 정확도로 재현/예측하기 위해서는 모델의 해상도와 격자망 시스템에 대한 전략이 요구된다는 측면에서 엄밀한 검토가 필요하다.

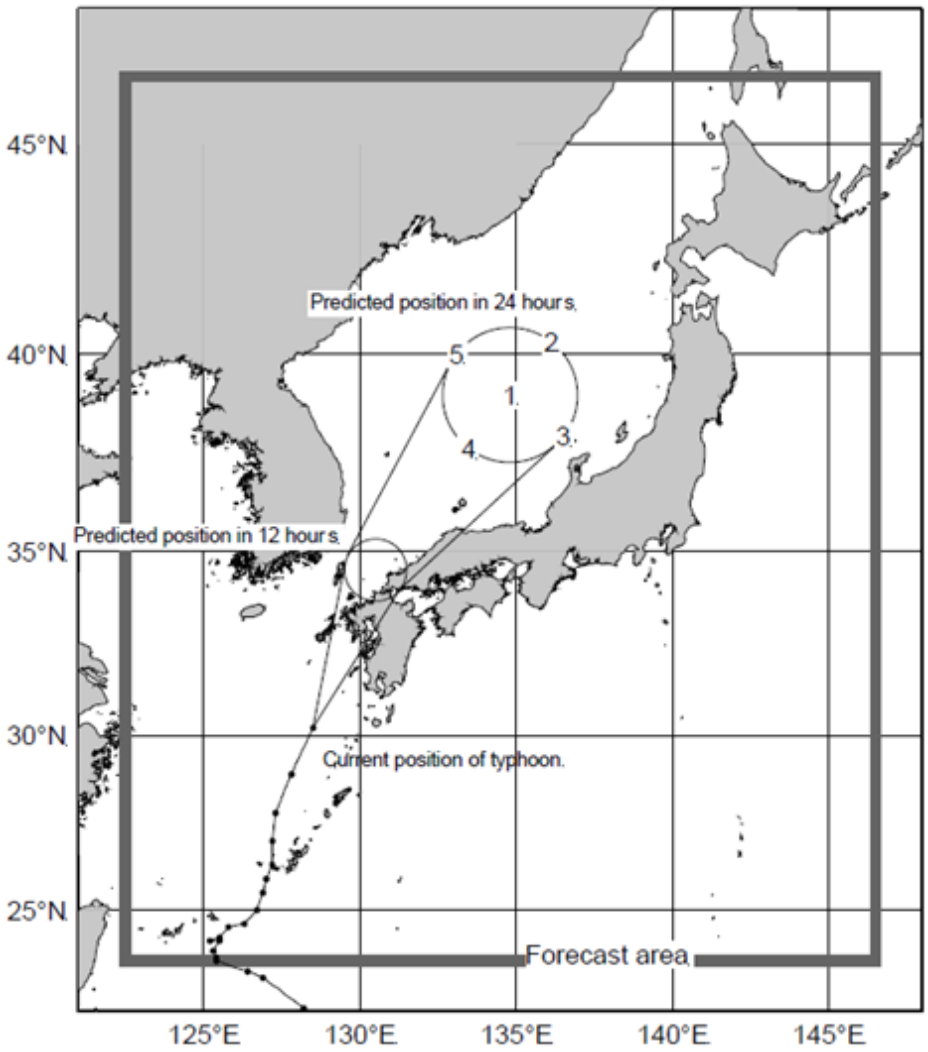


그림 2.2.3 일본 기상청 1분 해상도 격자 영역.

- 미수치기상서비스(NWS)에서는 미국 전역을 5개 구역(Basin)으로 구분(그림2.2.4)하여 아열대 표풍해일모델 (Extratropical storm surge model)을 아래와 같이 운용하고 있다. 5개 구역은 각각 세부영역군으로 구성되며, 하와이, 미동부 연안, 및 걸프영역 38개 세부격자 영역도로 구성되며 그림2.2.4(아래)와 같다.

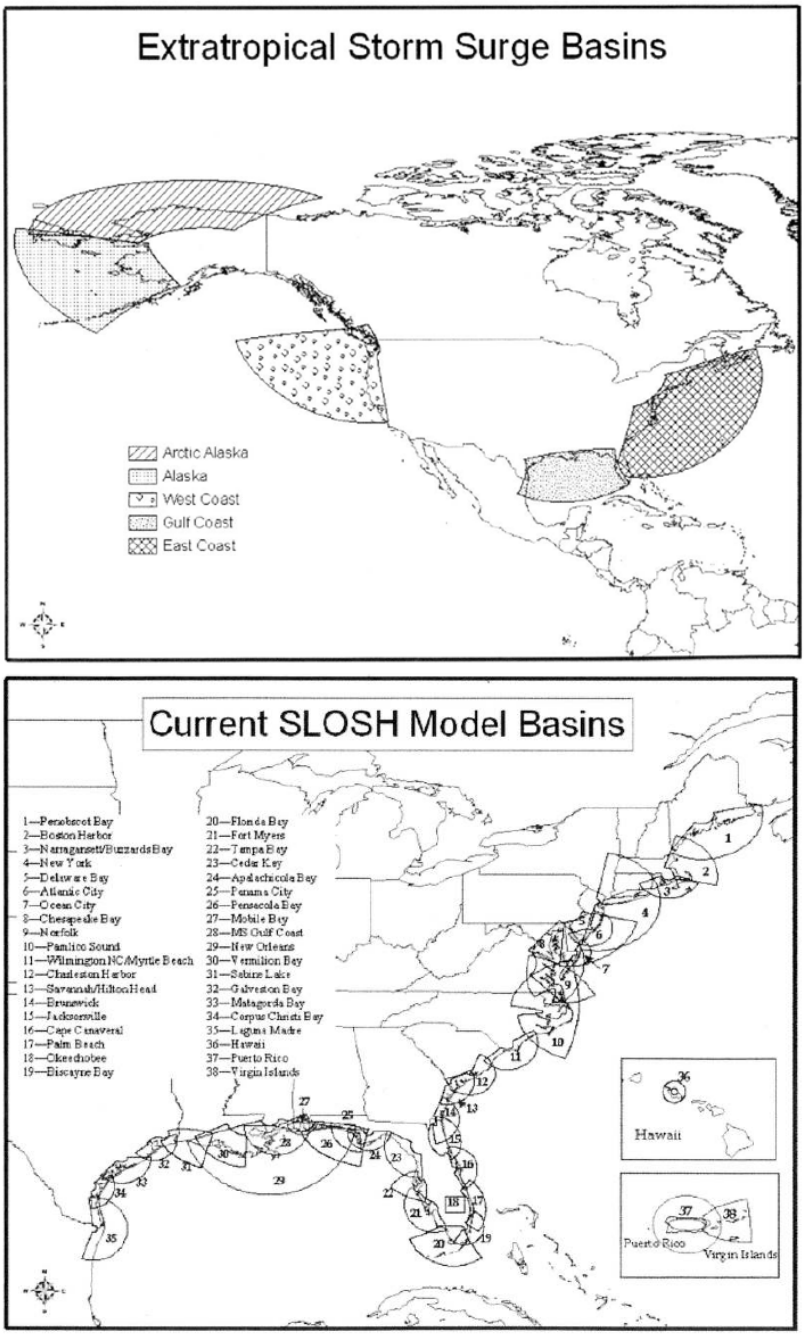


그림 2.2.4 미수치기상서비스(NWS)의 아적도해일모델 5개 영역 (위) 및 하와이, 미동부 연안, 및 걸프영역 38개 격자 영역도 (아래).

- 위의 38개 영역은 효율적인 시스템 연계 방안의 하나로 아래와 같이 각각 극좌표계 시스템으로 구성되었다. 아래와 같은 모델링 시스템은 해역, 해역에 대한 집중도를 높일 수 있는 해상도를 지녔으나, 외해 개방경계에서 완벽한 경계조건을 부여하지 않는 경우, 해일파가 반사되어 해가 왜곡될 가능성이 있으므로 주의해야 한다.

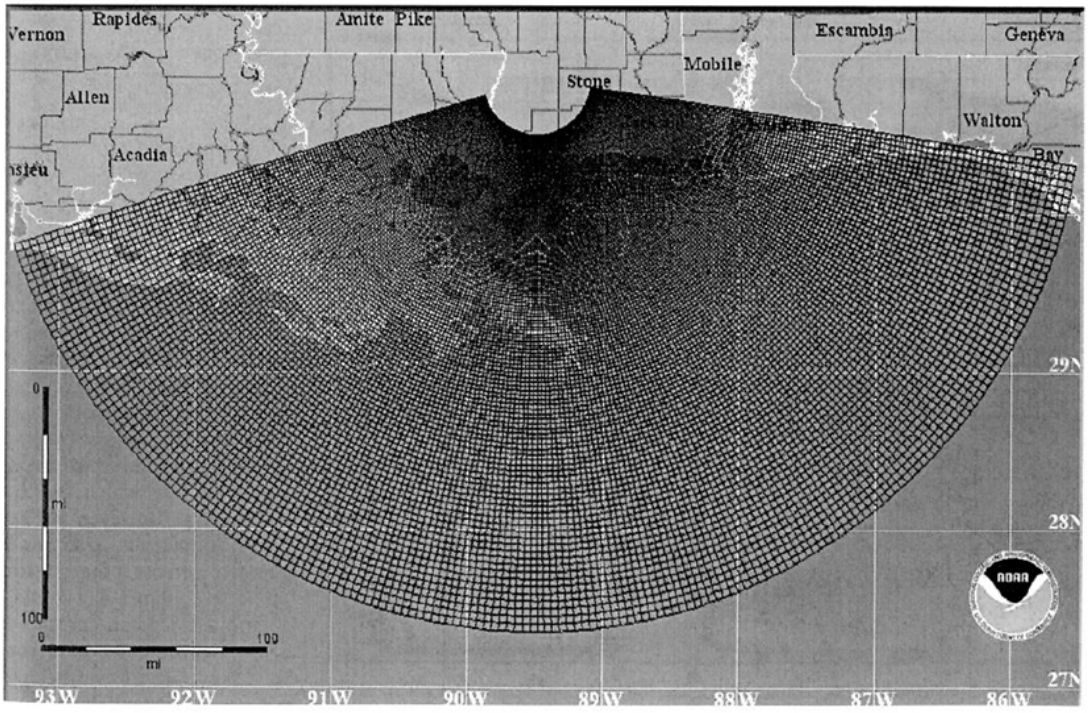


Fig. 1. The polar coordinate system used for the New Orleans basin.

그림 2.2.5 전체 해일모델은 아래 뉴오를레앙 분지와 같이 극좌표계 시스템으로 구성됨.

- 영국 POL (Proudman Oceanographic Laboratory) 해일 모델은 10여년의 연구 개발 후 1978년부터 해일 예보 모델을 운용하며 50km 해상도의 기상 모델과 연계되어 있음. 대략 매 10년마다 예측시스템 개선하여 왔다.

3. 해양조사(태풍전후 해양모니터링 유동관측) 분야 :

- 최근 미국에서 실시되는 바와 같이 소형 기상부이를 태풍 진로 상에 투하하여 자료를 실시간으로 수신하여 해일모델, 태풍모델 개선에 활용하여야 할 것으로 예상된다. 미국에서 태풍내습 18시간 전 진로에 기상-해양 뜰개 투하하여 부이를 이용하여 투하 후 수 시간 후부터 해양-기상 정보를 수신하는 시스템을 운용하고 있음. 해양-기상 뜰개를 이용하는 경우 준 실시간 자료 확보에 매우 효율적임. 아

울러 내습 수일 전 해양구조 자료 확보를 위해 항공기 이용하여 AXBT를 투하, 활용하고 있다.

- 항공기를 이용한 투하 외에도 최근 wave glider 등을 활용한 연구가 등장하고 있다. Wave Glider는 태풍 통과 시에도 해표면을 항행하기 때문에 다양한 관측 센서를 탑재하여 기존에 불가능하였던 관측이 가능한 상태로 발전하였다. 그림 2.2.5는 해표면 층에서 관측하고 있는 wave glider의 항행 조사 모습이다. 그림에서 보이는 바와 같이 표층을 항행하기 때문에 태풍 통과 시에도 관측이 가능하다는 장점이 있다.

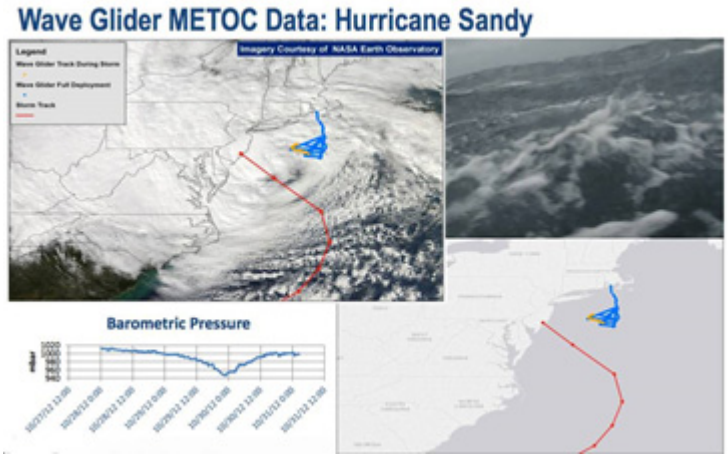


그림 2.2.6 wave glider METOC를 이용해 허리케인 Sandy시 조사 모습.

- 최근 미국에서 실시되는 바와 같이 소형 기상부이를 태풍 진로 상에 투하하여 자료를 실시간으로 수신하여 해일모델, 태풍모델 개선에 활용하여야 할 것으로 예상됨. 미국에서 태풍내습 18시간 전 진로에 기상-해양 뜰개 투하하여 사전 해양의 정보를 파악하고 해양 모델의 초기조건에 활용하고 있다.

- 태풍시 해수유동 특성을 파악하기 위한 조사는 멕시코만의 수심특성 등으로 ADCP를 이용한 관측시도에는 한계가 있으며, NRL (National Research laboratory)에서는 다른 목적으로 설치한 ADCP 기기 등에서 관측 기간 중 태풍이 전파하여 태풍 시그널을 확보한 예가 있다. 이러한 조사는 대륙붕 해역에서 바람장 조건이 주어진 상황에서 바람에 의해 해류를 관측하였기 때문에 바람에 의해 해류가 생성되는 특성을 분석하여 운동량 플럭스를 산정할 수 있으며, 이를 통해 운동량 교환계수, 즉 다양한 풍속조건에서 운동량 교환 계수를 산정하였다.

제3장 연구개발수행 내용 및 결과

제1절 개요

- 3차년도 연구사업의 주요 내용은, 동중국해 하계 해양조사, 국내독자 해일모델 검증 및 태풍모델 실험의 3개 분야로 구성된다.

- 제2절에서는 해양조사분야 3차년도 연구로서 해일모델과 태풍/해양모델의 입력 및 검증자료 확보 등을 목적으로 동중국해에서 하계 해양조사를 실시하였으며, 관련 관측 및 분석결과에 대한 내용을 기술한다. 2016년 금년도에는 이어도호의 노후화로 연안 100마일 조사연구에만 활용되도록 변경되어, 온누리호를 이용한 1회 조사만을 실시하였다. 관측기간 동안 태풍의 간접 영향만이 있었으며, 2014년 현장조사시 양호하게 수집된 ADCP 자료 등을 추가 분석한 결과를 수록하였다.

- 제3절에서는 태풍에 의한 해일 재현/예측을 위한 모델 개발 연구 분야를 다룬다. 2장 국외연구 동향에서 기술한 바와 같이 각국은 여건에 따라 각국에 적합한 모델을 사용하고 있다. 국내에서 사용되는 해일 모델들이 외국에서 개발된 모델을 사용한다는 점에 비추어 본 연구는 독자 해일모델 개발을 표방한 연구로서 미국에서 개발되어 해일예측 등에 널리 사용되고 있는 POM, SLOSH 및 ADCIR 모델과는 달리 본 연구는 수치모델 계산방식, 독창적인 격자망으로 구성한 모델개발, 수립, 적용과정을 과정을 의미한다. 본 연구에서 전체 모델링 영역은 해일의 3-5일 예보를 염두에 두고 북서태평양 해역까지 확장된 대상해역에 대해 영역마다 격자해상도를 달리하는 확장가변 격자 시스템 기반으로 북서태평양 전해역을 커버하고 우리 연안에서는 상세한 정보를 얻을 수 있도록 격자망 시스템의 최적화를 기하였다. 전년도에 구축한 격자망 시스템에서 코딩과 기본실험을 완료하고, 금년도에는 대표적인 해일에 대한 상세한 검증실험 결과를 제시한다.

- 제4절에서는 SST 조건을 다르게 하고, 금년도에 발생한 강한 태풍에 대한 태풍실험 결과에 대해 기술한다. 태풍모델 결과는 해일모델의 입력 자료 및 예측모델의 연계방안 개발에 활용하였다. 태풍모델은 해양으로부터의 에너지 수수관계를 고려하기 위하여 해양모델과 One way 결합한 실험결과와 다양한 방법을 활용한 각국 주요기관의 실험결과와 비교, 제시한다.

제2절 하계 현장조사 및 관측결과

1. 수온·염분 현장관측 및 분석

가. 해양조사 개요

- 현장조사는 동중국해 북부해역에서 진행되었으며 한국해양과학기술원의 연구선 온누리호를 이용하여 2016년 9월 1일부터 7일까지 7일간 실시되었다 (그림 3.2.1, 표 3.2.1). 제 10호 태풍 라이언룩과 13호 말로의 영향으로 일정이 지연, 축소되었으며 12호 남테운의 영향으로 기상악화도 있었지만 (그림 3.2.2, 3.2.3), CTD (Conductivity Temperature Depth profile) 공간조사 (총 27 정점)를 실시하여 여름철 동중국해 북부해역의 해황을 파악하였다 (그림 3.2.1).

- 트롤어선 방지틀 (Trawl Resistance Bottom Mount (TRBM))에 다층음파해류계 (Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP); 5-beam)를 장착하여 2개 정점(M1, M2) 해저면에 설치하였고 (9월 5일), 계류용 수온·염분기록계 (Conductivity Temperature Profile Recorder (CTR7)) 1대를 정점 M2의 ADCP 근처에 계류하였으며 (그림 3.2.1, 표 3.2.2), 회수 전까지 2개 정점을 왕복하며 매 2시간 간격으로 CTD 반복 관측을 하였다. 36시간 이상의 해수유동과 수온·염분 시계열 자료를 얻으려 하였으나 13호 태풍 말로의 북상으로 예정보다 일찍 장비를 회수 (9월 6일)하였다 (그림 3.2.2). 계류장비에는 음파분리기 (Acoustic Release)가 설치되지 않았고, TRBM-ADCP는 L-타입, CTR7은 U-타입으로 계류로프와 표층 보조부이를 연결하였으며, 표층 부이를 올려 장비를 회수하였다.

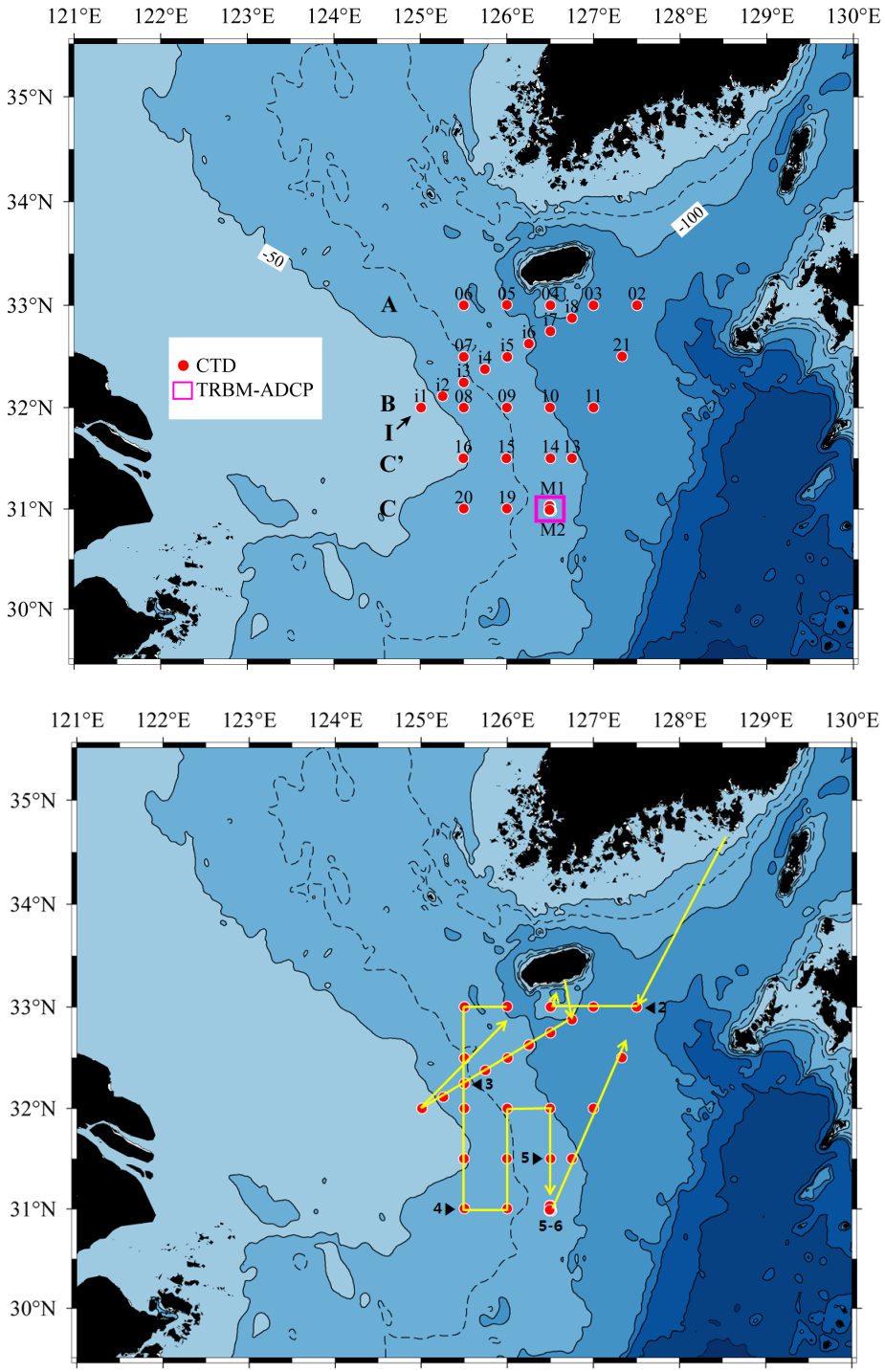


그림 3.2.1 2016년 하계 동중국해 관측 정점 위치도 (상)과 온누리호 이동 항로 (하). 하계 조사는 수온•염분 (CTD) 공간 조사와 해류관측 (ADCP)을 하였으며, 해류계 설치 후 회수까지 CTD 반복관측 하였음. 이동 항로의 숫자는 날짜를 의미함.

표 3.2.1. 2016년 하계 동중국해 관측 개요.

날짜 (시간)	내용	비고
8/27	- 출항 연기	- 10호 태풍 라이언록 영향 (그림 3.2.2)
9/01 (16:50)	- 출항 (남해연구소)	- 온누리호
9/02 (06:50)	- CTD 조사 시작 (정점 02)	
9/02 (12:15)	- 정점 04 조사 종료 후 서귀포항 이동	
9/02 (14:20)	- 승선연구책임자 승선	
9/02 (16:30)	- 정점 i8 조사 → 남서쪽 이동 - 제주도 남서쪽라인 우선 관측 (기상악화)	- 12호 태풍 남테운 영향 (그림 3.2.2, 3.2.3)
9/05	- TRBM-ADCP 2대 설치 (M1 (09:17), M2 (07:22)) - CTR7 1대 설치 (M2 (08:03)) - 2정점 CTD 반복 관측 (2시간 간격)	- ADCP 는 L-타입, CTR7은 U-타입으로 계류 (보조부이 연결) - 중국 어선이 많아서 2개 정점을 동시 감시에 어려움
9/06	- TRBM-ADCP 회수 (M1 (14:05), M2 (13:25)) - CTR7 회수 (13:00)	- 13호 태풍 말로 북상으로 예상보다 일찍 회수 (그림 3.2.2, 3.2.3)
9/07 (13:15)	- 입항 (남해연구소)	

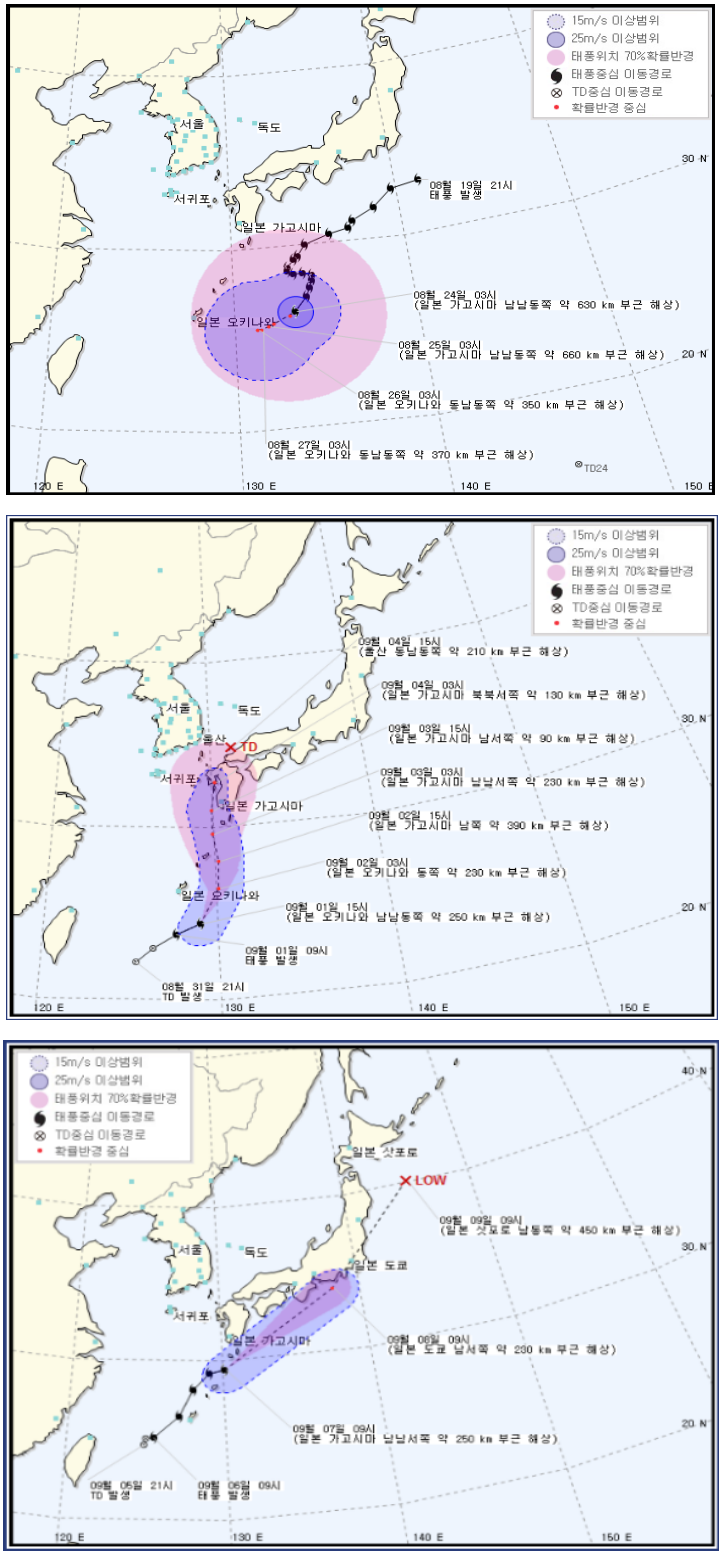
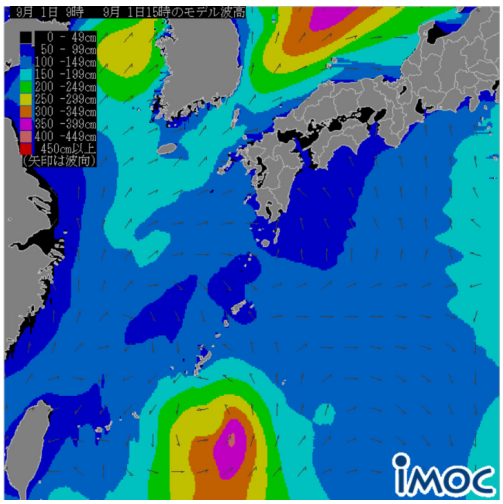
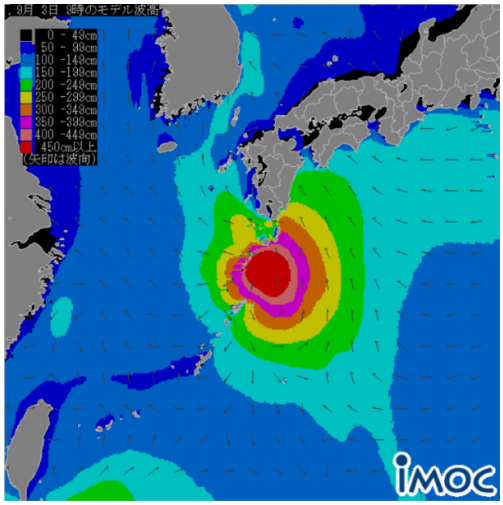


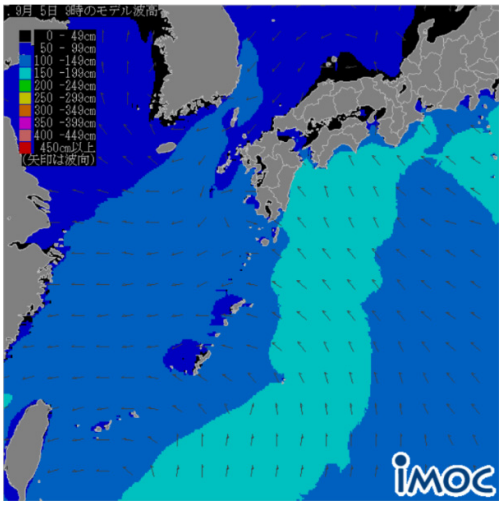
그림 3.2.2 (A) 태풍 제10호 라이언록 (Lionrock; 8/24, 04:00 발표), (B) 12호 남테운 (Namtheun; 9/01, 16:00 발표), (C) 13호 말로 (Malou; 9/07, 10:00 발표)의 예측 궤적 (국가태풍센터).



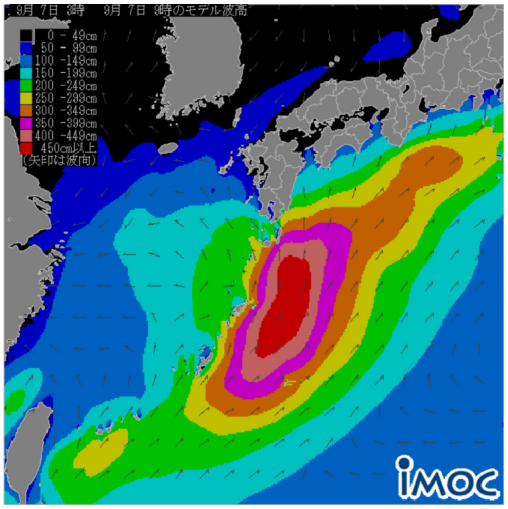
(A)



(B)



(C)



(D)

그림 3.2.3 일본에서 발표한 파고 예측자료 (A: 9/01, 15:00 (09:00 발표), B: 9/03, 09:00 (09:00 발표) ,C: 9/05, 09:00 (09:00 발표), D: 9/07, 09:00 (03:00 발표)). 빨간색에 가까울수록 파고가 높음. (A)는 출항 시기 (9/01, 15:00) 거제도 앞바다 및 남해의 파고, (A)와 (D)는 태풍 12호 남테운, 13호 말로 예보 시기 (그림 3.2.2)의 파고, (B)는 CTD 조사 시기 (9/03)의 파고 (C)는 TRBM-ADCP와 CTR7을 설치할 때의 파고 예측을 나타냄.

표 3.2.2. TRBM-ADCP와 CTR7 설치 정보.

정보 \ 정점명	M1	M2
ADCP (SN)	RDI Workhorse 300kHz (24520)	RDI Workhorse 300kHz (24521)
TRBM (SN)	BARNY sentinel system (107)	BARNY sentinel system (108)
AR	none	none
Deployment ADCP on the surface	2016/09/05, 09:05	2016/09/05, 06:54
Position (Depth)	31° 02.128′ N 126° 29.961′ E (89 m)	30° 59.8787′ N 126° 29.9457′ E (89 m)
Installation on the bottom	2016/09/05, 09:10	2016/09/05, 07:14
Position (Depth)	31° 02.028′ N 126° 29.914′ E (89m)	30° 59.4033′ N 126° 29.7182′ E (89m)
Dropping anchor	2016/09/05, 09:15	2016/09/05, 07:19
Position (Depth)	31° 01.950′ N 126° 29.858′ E (89m)	30° 59.2938′ N 126° 29.6998′ E (89m)
Recovery	2016/09/06, 14:05	2016/09/06, 13:25
CTR7 Deployment (weight drop)		2016/09/05, 07:51
Position (Depth)		30° 59.156′ N 126° 29.809′ E (89 m)
Recovery		2016/09/06, 13:00

나. 수온·염분 분포

- 그림 3.2.5에 2016년 9월 동중국해 북부 표층 (3 m)과 50 m, 70 m 수심 층의 수온과 염분 수평 분포를 나타내었으며, 그림 3.2.6a에 4개의 동서단면 (단면 A, B, C′, C)과 그림 3.2.6b에 대각선 방향 단면 I의 수직 구조를 나타내었다. 표층 수평분포를 보면 25.5~28.0℃ 범위의 수온을 보이며, 염분은 33‰ 이상의 고염수가 북동쪽에 이보다 낮은 염분 32‰ 해수가 남서쪽에 분포하며 29‰ 이하의 저염분수가 그 사이 해역에 분포하여 북서-남동 대각선 방향의 강한 염분 전선이 나타나고 있다. 수심 50-70m 층에서는 표층에서 상대적으로 낮은 수온이 나타난 위치에 황해냉수의 영향을 받은 염분이 낮은(33‰ 이하) 저온수 (14℃ 이하)가 분포하며 남동쪽으로 확장하는 혀모양 분포를 보인다. 표층과 저층에는 각각 서쪽에 나타나는 저염분수와 저온수의 영향으로 동쪽에 분포하는 고염인 난류수와 동고서저 형태의 수온•염분 수평 분포를 보인다.

- 단면 A의 수직분포에서는 성층 (약 20m 수심 층) 하부 정점 05-04를 경계로 서쪽 저염수와 동쪽 고염수가 구분되어 나타났다. 남쪽 단면 B에서는 저온수가 약 50 m 수심 층을 중심으로 동쪽으로 확장되었으며, 동쪽 (정점 11)에서는 염분 역전이 나타났다. 단면 I에서는 제주도 남쪽 정점 i6-i7 사이까지 저온수가 확장하였으며, 저온수 하부에는 동쪽해역을 중심으로 염분 34‰ 이상의 고염인 대마난류수가 분포하고 있으며 난류수는 제주도 서쪽 (정점 05)까지 분포하였다.

- 단면 C′에서는 저온수가 성층 하부 30 m 층에서 얕게 나타났으며, ADCP가 설치된 단면 C에서는 저온수의 영향이 약화되었지만, 수심 30 m 와 50 m 층에서 수온 역전이 나타났다.

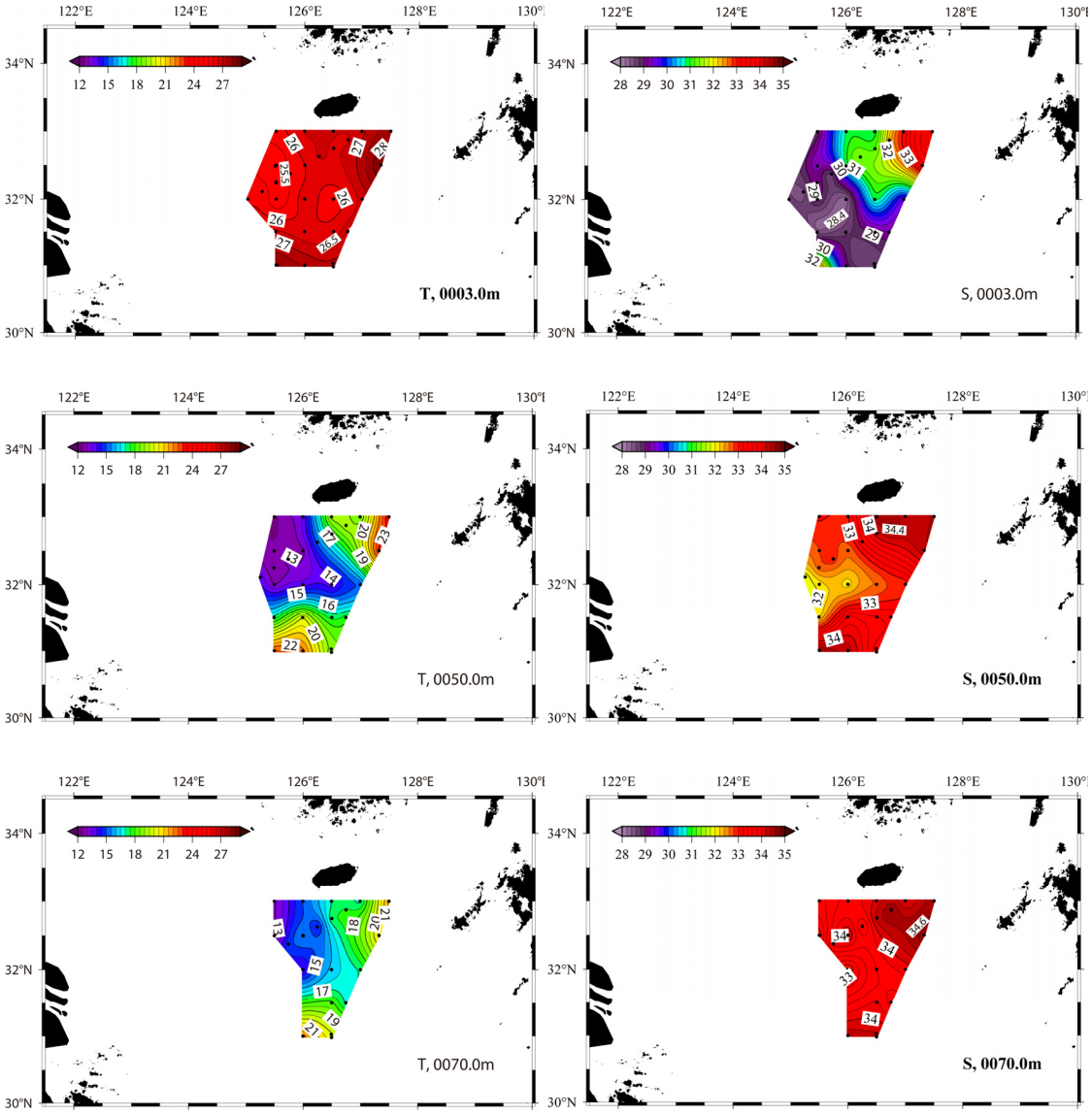


그림 3.2.4 2016년 9월 수온 (좌)과 염분 (우)의 수평 분포도. 분포도 수심은 각각 표층 (3m), 50m, 70m 임. 실선은 수온 0.5℃, 염분 0.2 간격임.

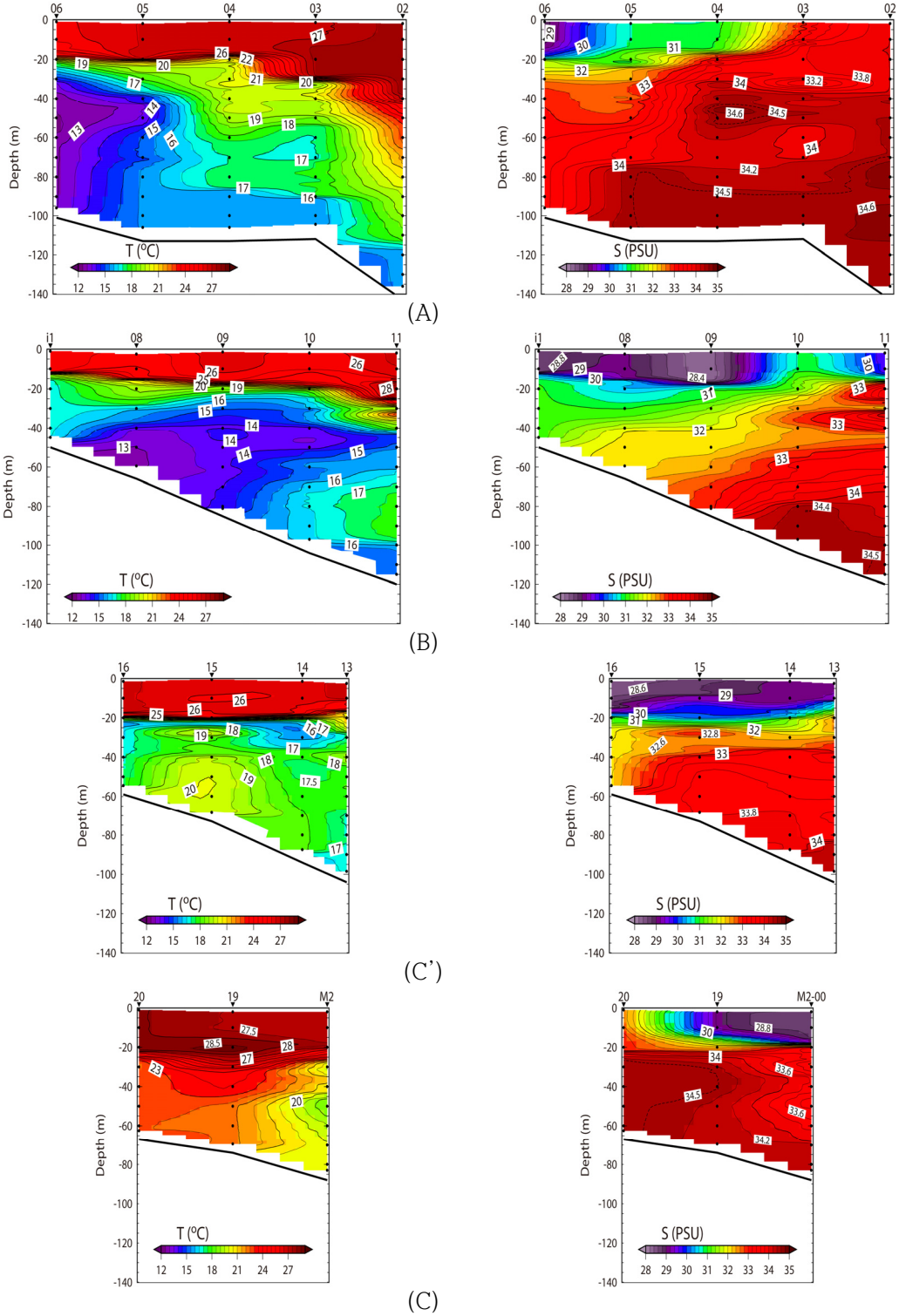


그림 3.2.5a 2016년 9월 수온 (좌)과 염분 (우)의 동서단면 수직구조. 조사해역 북쪽에서부터 각각 A, B, C′, C-단면이며, C는 ADCP가 설치된 (정점 M2) 단면임. 그림 왼편은 서쪽, 오른편은 동쪽을 나타내며, 실선은 수온 0.5℃, 염분 0.2 간격임.

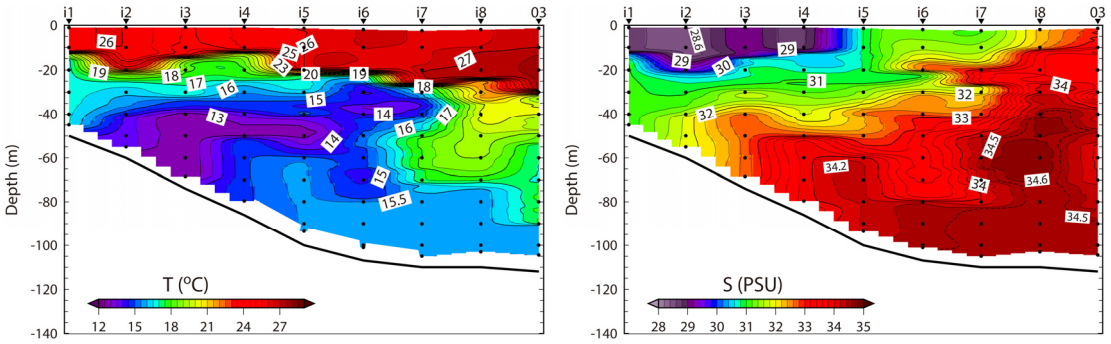


그림 3.2.5b 2016년 9월 I-단면의 수온 (좌)과 염분 (우)의 수직구조. 그림 왼편은 서쪽 (장강 하구), 오른편은 동쪽 (제주도 동쪽)을 나타내며, 실선은 수온 0.5℃, 염분 0.2 간격임.

- 그림 3.2.1에 d06, di04, di05, d09 정점에서 수온,염분 및 밀도와 부력진동수 연직구조를 나타내었다. d06은 가장 북서측 정점이며, di04, di05는 남동쪽 I 단면 중앙지점, d09는 이보다 남동쪽 지점이다.

- 3개 관측점에서 상부 혼합층 두께가 15-20m 이나 di04에서는 약 10m 두께이며, d09에서는 15m 두께이다. 이는 di04 지점과 d09을 잇는 선상이 항해저층수가 남하하는 주축임을 암시한다. 이 두 지점에서는 최대 부력진동수가 약 50초 혼합과 관련하여 매우 특징적임을 시사한다. 반면에 다른 2개 지점에서의 peak 부력진동수는 60-70초로서 상대적으로 길다. 모든 관측점에서 수온, 염분, 밀도 연직구조 및 부력진동수 연직분포를 부록1에 수록하였다.

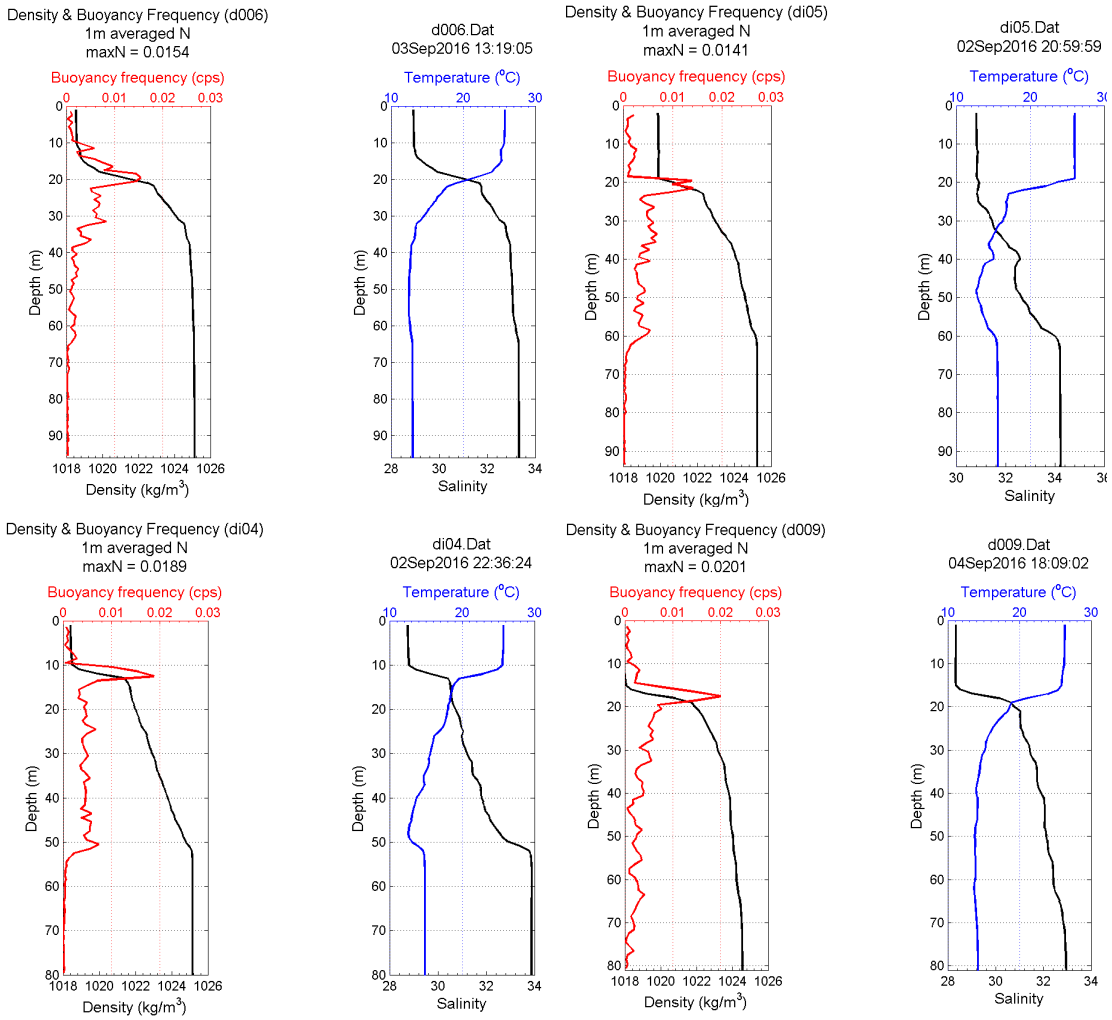
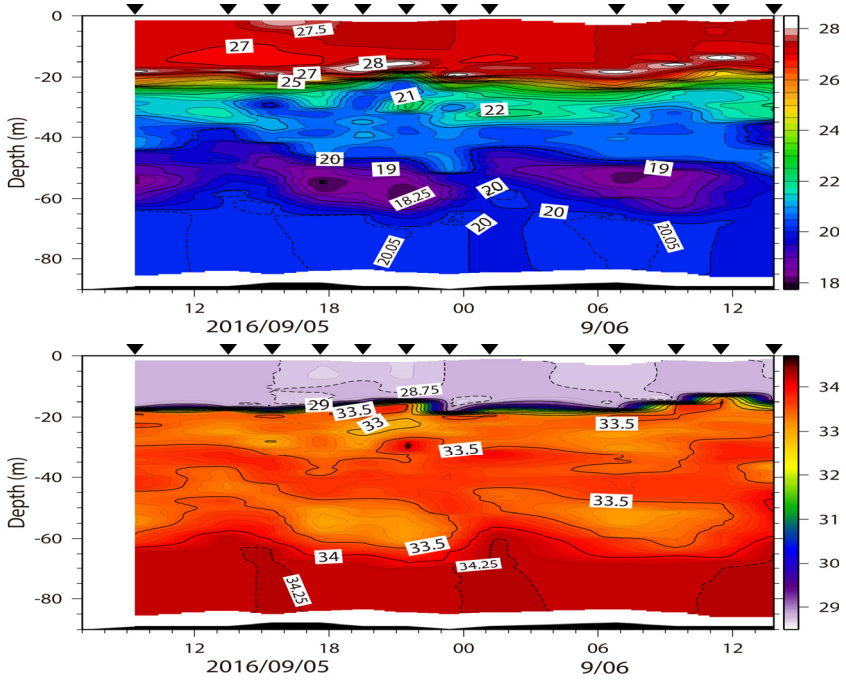


그림 3.2.6 d06(좌상), di05(우상), di04(좌하), d09(우하) 정점에서 밀도, 부력 진동수(좌) 및 수온, 염분(우) 구조

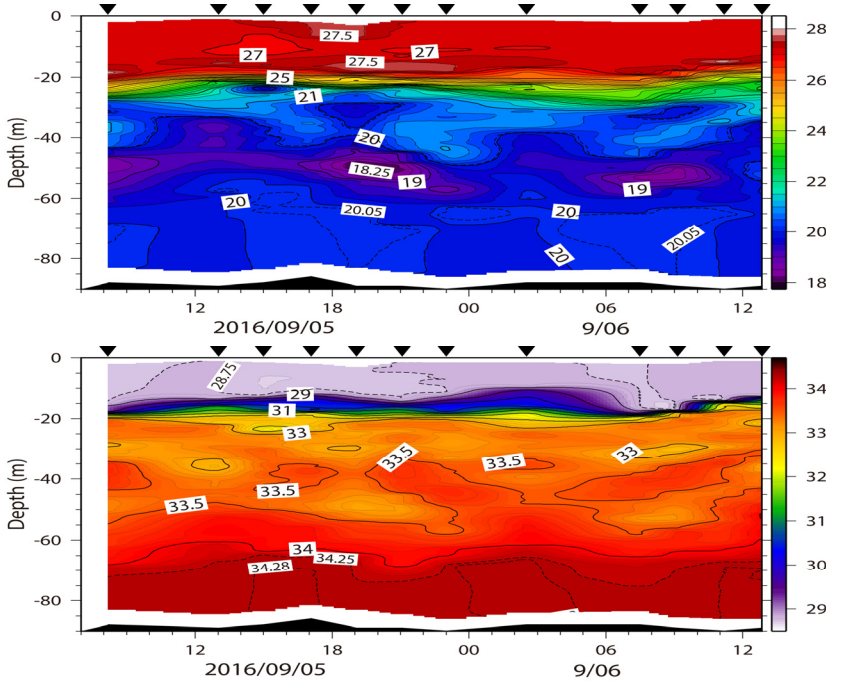
다. 수온·염분 시계열 관측

- 그림 3.2.8에 ADCP를 설치한 2개 정점 (M1, M2)을 약 30시간 동안 왕복하며 매 2시간 간격으로 반복 관측한 수온•염분의 수직구조 시계열 변화를 나타내었다 (두 정점사이의 거리는 약 5 km). 정점 M1에서는 9/5, 09:20부터 9/6, 13:50까지, M2에서는 9/5, 08:10부터 9/6, 12:35까지 총 12회 관측하였으며, 장비 설치와 중국 어선 통과 감시로 인해 관측하지 못한 경우도 있었다. 약 20 m 수심에서 성층이 강하였으며, 성층 부근 위와 아래층에서 패치형태로 수온 역전 나타났다. 관측기간 동안 성층하부 50m 층에서는 비교적 염분이 낮은 저온수 (19℃, 염분 33.5 이하)가 나타났으며, 세기는 약 6~7시간 간격의 변화를 보여 조석 영향을 받는 것으로 판

단된다. (B) 연직 단면 15-20m 층에서 강한 염분, 수온 성층이 나타나고 있으며, 간헐적인 흐름 patch가 나타나는 특성을 보였다.



(A)



(B)

그림 3.2.7 TRBM-ADCP 설치한 (A) 정점 M1과 (B) M2에서 약 30시간 동안 CTD 반복 (2시간 간격) 관측한 수온 (상), 염분 (하)의 수직구조 변화. 가로 축은 시간, 세로 축은 수심을 나타냄. 실선은 수온 0.25℃, 염분 0.1 간격임.

라. CTR 관측결과

- 그림 3.2.1의 M2 지점에 CTR-7 수온, 염분 프로파일러 관측기를 계류하여 단기간측을 실시하였다. 관측시간 간격은 5분으로 단주기 진동을 관측하고자 하였다. 센서 수심은 표층에서부터 3.0, 15.5, 28.0, 40.5, 53.0m로서 수온, 염분 관측결과는 그림 3.2.9와 같다. 염분의 경우, 3m 층에서의 28.8‰ 정도로서 거의 일정하나, 15.5m 수심에서는 29.0-32.0‰의 급격한 변화를 보인다.반면에 28m 이하 수심층에서는 33.0-34.0‰의 변화를 보여, 상대적으로 변화가 작다. 15.5m에서의 변화는 그림3.2.8에 보이는 바와 같이 20m 층 근처에서 큰 변화를 반영하고 있다. 수온의 경우, 3.0, 15.5m 층은 27.0℃ 정도로 거의 일정하여 상부 혼합층 특성을 나타내며, 하층은 28m층은 19.5-24.5℃ 변화가 크며, 40m 이하층은 18-21℃로서 상대적으로 변화가 작다. 그림3.2.8에서 50m층에서 18-19℃의 저온수가 나타나는 특성이 보이며, 이러한 특성은 CTR자료에도 53m 층의 18-20℃ 변화와 특성과 부합된다. 이런한 특성은 이해역에서 태풍 내습시 강력한 혼합을 유발하는 것으로 보인다.

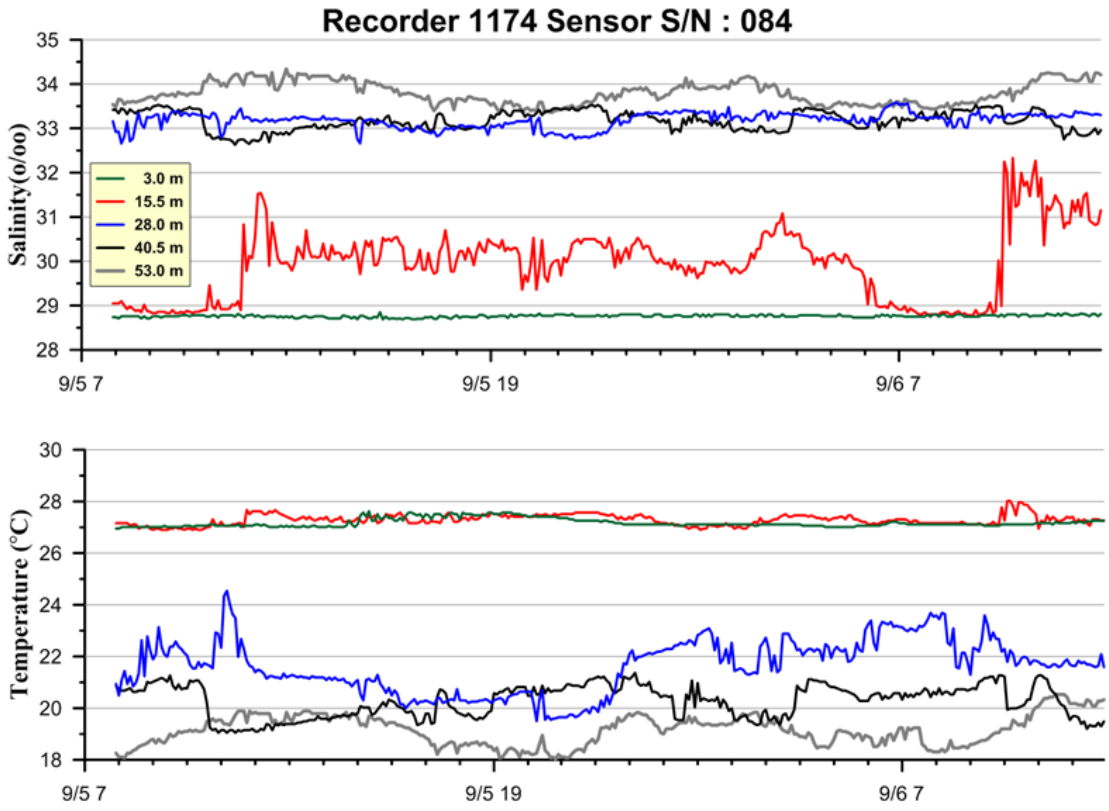


그림 3.2.8 2016년 9월 5-6일 M2 지점에서의 5분간격 염분(위), 수온(아래) 시간 변화.

라. 해양열용량 특성

- 그림 3.2.10은 2007-2016년까지 해양열용량 분포이다. 좌측 그림은 2007년 태풍 나리 내습 전 관측시 8월 하순에 관측된 결과로 최대 열용량은 50~70 KJ/cm^{2}으로 상당히 큰 값을 보이며, 2014년 9월12-28일에는 상대적으로 늦은 시기에 관측되어 OHC가 30 KJ/cm^2 이하로 매우 작다. 2015년에는 엘리뇨가 강하게 발달하는 여건에서 8월 하순에 관측되었음에도 불구하고, 40 KJ/cm^2 이하로 작다. 이시기 태풍이 빈번하게 발생되었으나, 대륙붕의 열에너지는 상대적으로 약화된 상태이다. 이는 엘니뇨 시기와 상관성이 있어 보인다. 엘니뇨가 지난 2016년에는 최대치가 30 KJ/cm^2 이하로서 역시 전후의 태풍 남테운 영향이 있는 것으로 보인다.

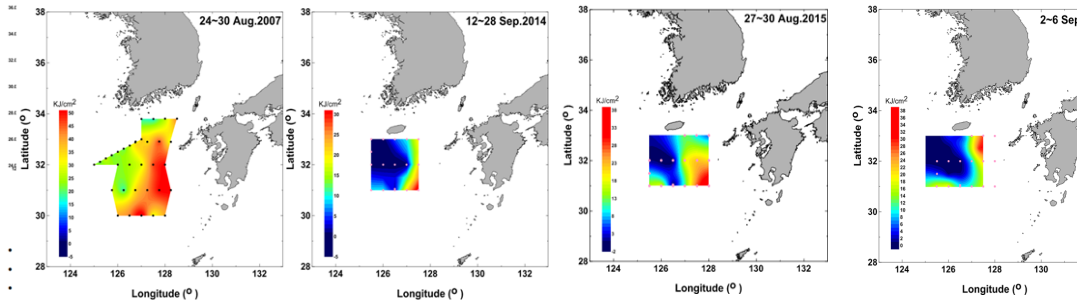


그림 3.2.9 좌에서 우로 2007(8월 하순), 2014 (9월 중순), 2015년 (8월 하순), 2016년 (9월 초순) 해양열용량 (Ocean heat content).

- 알려진 바와 같이 하계 황해 저층 냉수는 제주도 서측을 통해 동중국해로 확장하며, 이러한 특성은 그림3.2.10에 보이는 2014, 2015, 2016년 자료에 잘 나타나 있다. 예외적으로 2007년에는 상대적으로 그 크기가 크다. 당시 나리가 동중국해를 통과하면서 크게 약화되지 않은 특성을 설명해 준다. 2016년에는 약한 태풍 남테운이 큐슈로 통과하는 중에 관측이 수행되었기 때문에 상층 냉각에 의해 OHC가 크게 작은 특성을 반영한다. 알려진 바와 같이 태풍 내습 시 통과 방향이 어느 방향이냐에 따라 그 태풍에 대한 영향이 상당히 크게 나타날 것임을 시사하고 있다.

- 이해역의 난류특성이 왕성하다는 측면을 고려할 때, 태풍시 급격한 냉각은 이 저층수에 기인한 것임을 알 수 있으며, 정량적인 감쇄를 평가할 수 있느냐는 추가적인 연구가 필요할 것으로 보인다.

2. 해일 및 난류관측 특성

가. 태풍 차바에 의한 해일 분석

- 2015년 10월 제주도 우측을 통해 남해안에 영향을 미친 태풍 차바는 남해에 상륙하여 많은 피해를 야기한 2003년 9월 태풍 매미와 유사한 경로를 거쳐 북상하였다. 그림3.2.10과 같이 이 태풍은 특히 10월 3일 동중국해로 진입하여 10월 5일 동해로 진입하였다.류큐열도 근처에서 최대 5 등급까지 발달한 태풍으로 특별히 의미가 있는 태풍이다. 차바는 류큐열도를 통과하면서 5등급 태풍으로 강화되었다.
- 그림 3.2.11에 각 검조소에서 관측한 조위자료중 조석성분을 제거한 잔차위(해일)를 제시하였다. 서귀포, 제주 검조소를 포함하여, 서해안 검조소 지점은 추자도, 흑산도, 위도, 안흥의 검조자료 분석을 통해 산출한 잔차위(해일)를 산출하였다.

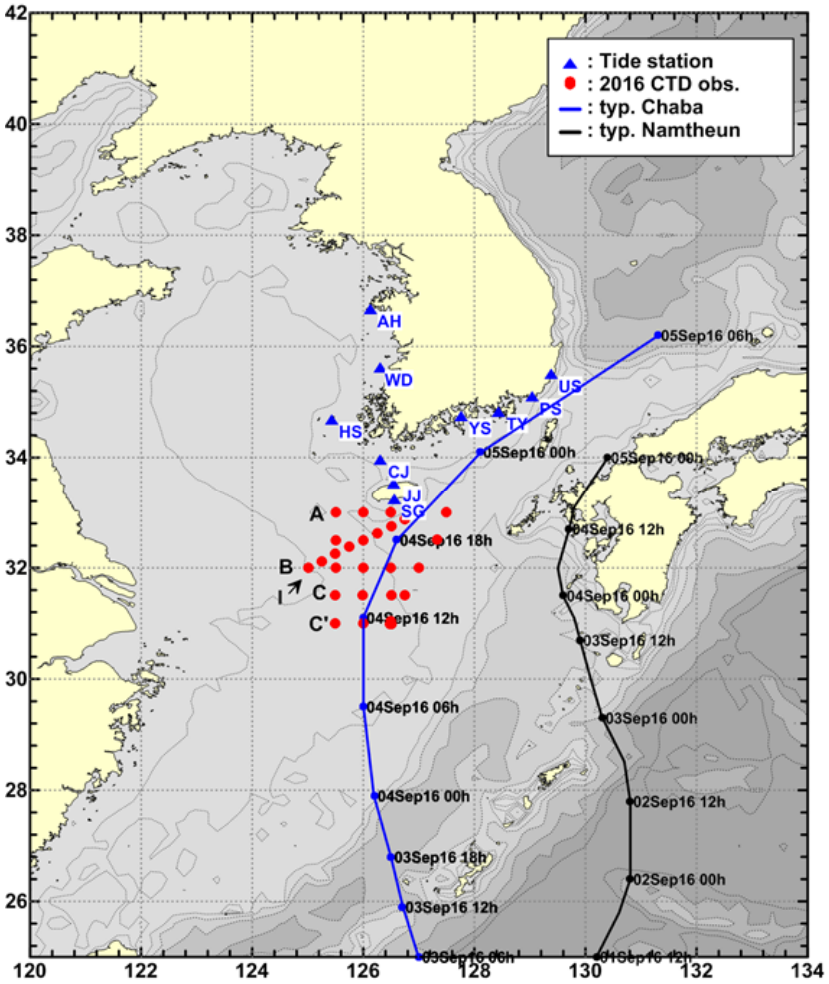


그림 3.2.10 CTD 정점(적색)과 검조소(삼각형) 및 태풍 차바(10월)와 남태운(9월) 진로.

- 그림 3.2.12는 차바에 의해서 제주를 통과하여 남해안을 따라 발생한 해일(그림 위)과 서해안을 따라 나타나는 해일(그림 아래)을 도시한 그림이다. 서귀포에서의 최대 해일고는 0.45m 정도이고, 제주는 이보다 훨씬 높은 1.6m 정도이다. 과거 매미나 나리시에 해일고가 두 지점에서 비슷하게 나타났다는 점을 감안하며, 매우 특징적이다. 차후 모델실험시 상세한 검토가 필요하다. 이후 여수, 통영에서 75cm 정도 기록하며, 마산, 부산, 울산에서 80, 65, 50 cm 해일고를 각각 기록하고 있다.

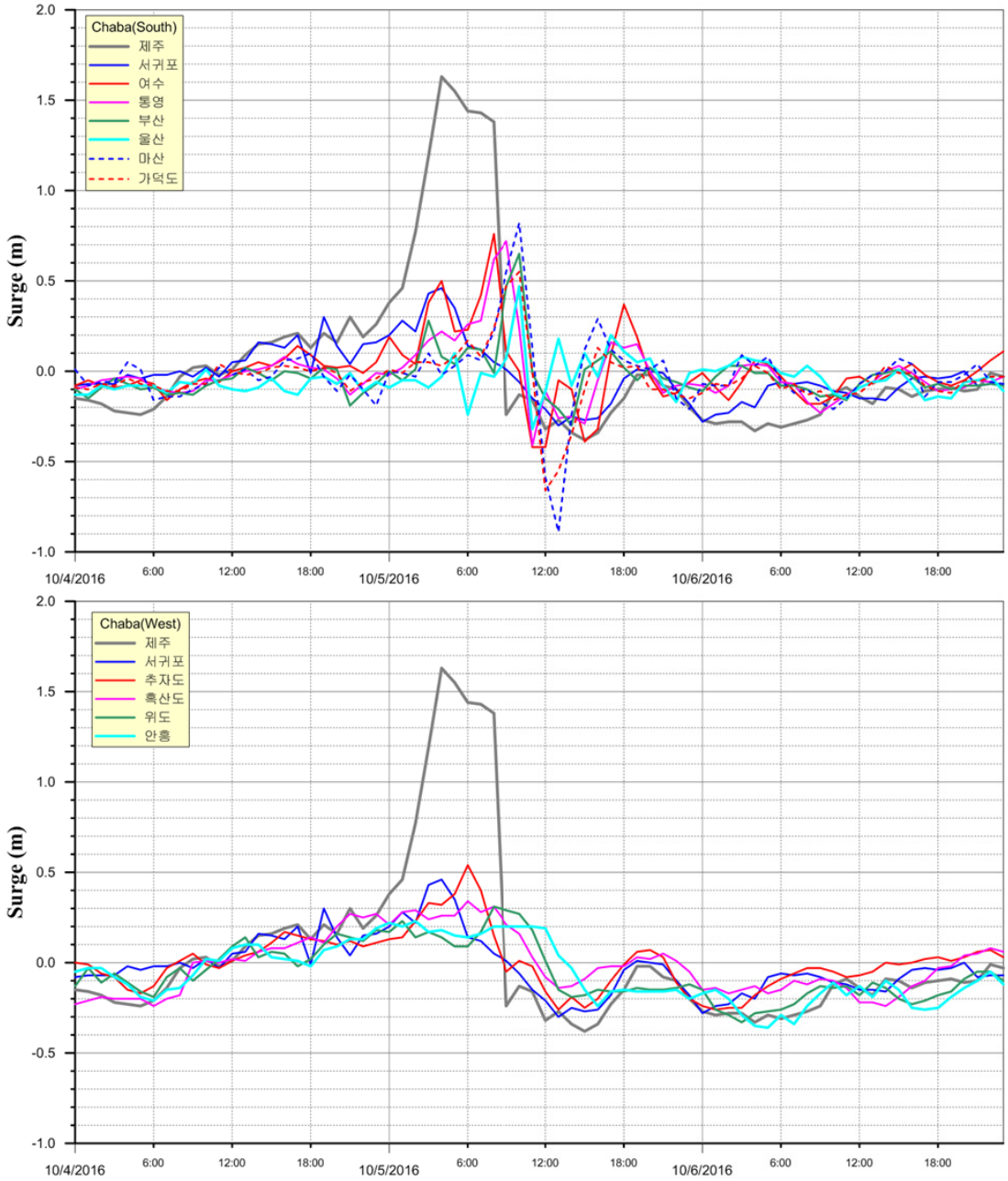


그림 3.2.11 태풍 차바 통과시 남해 검조소(위) 및 서해 검조소(아래)에서 잔차위(해일고).

- 검조소에서의 조화분석 결과는 부록 2 에 수록하였다.

- 그림 3.2.12(위)에서 나타나는 특징중의 하나는 10월 5일 12-15시경 남해안 관측점에서 최소 음의 해일고가 나타나다가 약 8-10시간 정도 후인 20-25시에 다시 최소 음의 해일고 특성이 나타난다. 이는 태풍 매미에서 나타나는 2번째, 3번째 나타나는 양의 해일, 음의 해일 발생 특성과 유사하다. 이 특성 역시 차년도 차바 해일모델 실험시 상세한 검토가 이루어질 예정이다.

- 남해안에서의 보다 정확한 최대 해일고를 파악하기 위해서는 보다 짧은 시간 간격 관측자료가 필요하다. 차년도에는 1분 간격 자료에 근거하여 남해안의 최대 해일고를 산정할 예정이다.

- 그림 3.2.12(아래)에 제시된 제주, 서귀포에 이어 서해안 검조소 지점에서 관측된 조위자료중 잔차위(해일)를 도시한 그림이다. 제주에서 최대 해일고 발생 약 2시간후에 추자도에서 약 55cm 정도의 해일 최대치가 발생하고, 이보다 2시간 정도 후에 위도에서 최대치가 발생하였다.

- 서해안 관측점에서 나타나는 해일 특성중의 하나는 태풍이 제주 인근을 10월 4일 18시-24시(UST) (KST: 10월 5일 03시-09시) (그림3.2.11) 시기에 제주, 서귀포, 추자도, 흑산도에서 양의 해일 최대치가 발생한 후에 서해안 지점에서는 이후 24시간 동안 (흑산도, 추자도에서 3-4시간 동안 약 5cm 정도의 양의 해일발생을 제외), 대부분의 서해안 관측점에서 음의 해일이 나타난다는 점이다. 이는 서해안을 통해서 해일이 Kelvin파의 형태로 서해안을 따라 전파하기 때문인 것으로 추정된다.

나. 해조류 난류 관측자료 분석

- 3차년도인 2016년 하계 조사시에 2개 정점에서 단기 2-3일 난류특성을 관측하기 위하여 ADCP를 단기 계류하였다. 하지만 계류당시 자유낙하 형식이 아닌 U 타입 계류를 시도하였기 때문에 장비 혹은 계류상의 문제로 의심되는 이유로 인해 장비 하강시와 회수시에는 자료가 기록되었으나, 계류시 자료가 관측되지 않은 것을 발견하였다. 따라서 그간 수회의 관측기간 동안 시도는 자유낙하성 계류를 하였기 때문에 이러한 미관측 사례는 없었으며, 이 문제에 대한 엄밀한 검토가 필요하다.

- 동중국해는 앞에서 기술한 바와 같이 황해 저층냉수로 인한 유속의 shear가 크기 때문에 난류적인 특성이 강하다. 따라서 2014년 관측한 관측결과를 기반으로 보다 심층적인 분석을 하였으며, 결과를 이 항에서 기술한다.

- 그림 3.2.13은 황동중국해 해역의 부력진동수를 파악하기 위하여 2007년 및 2016년 하계 CTD 관측결과를 이용하여 부력진동수(cps)(좌)와 최대 진동수가 나타나는 수심(우)을 제시하였다.

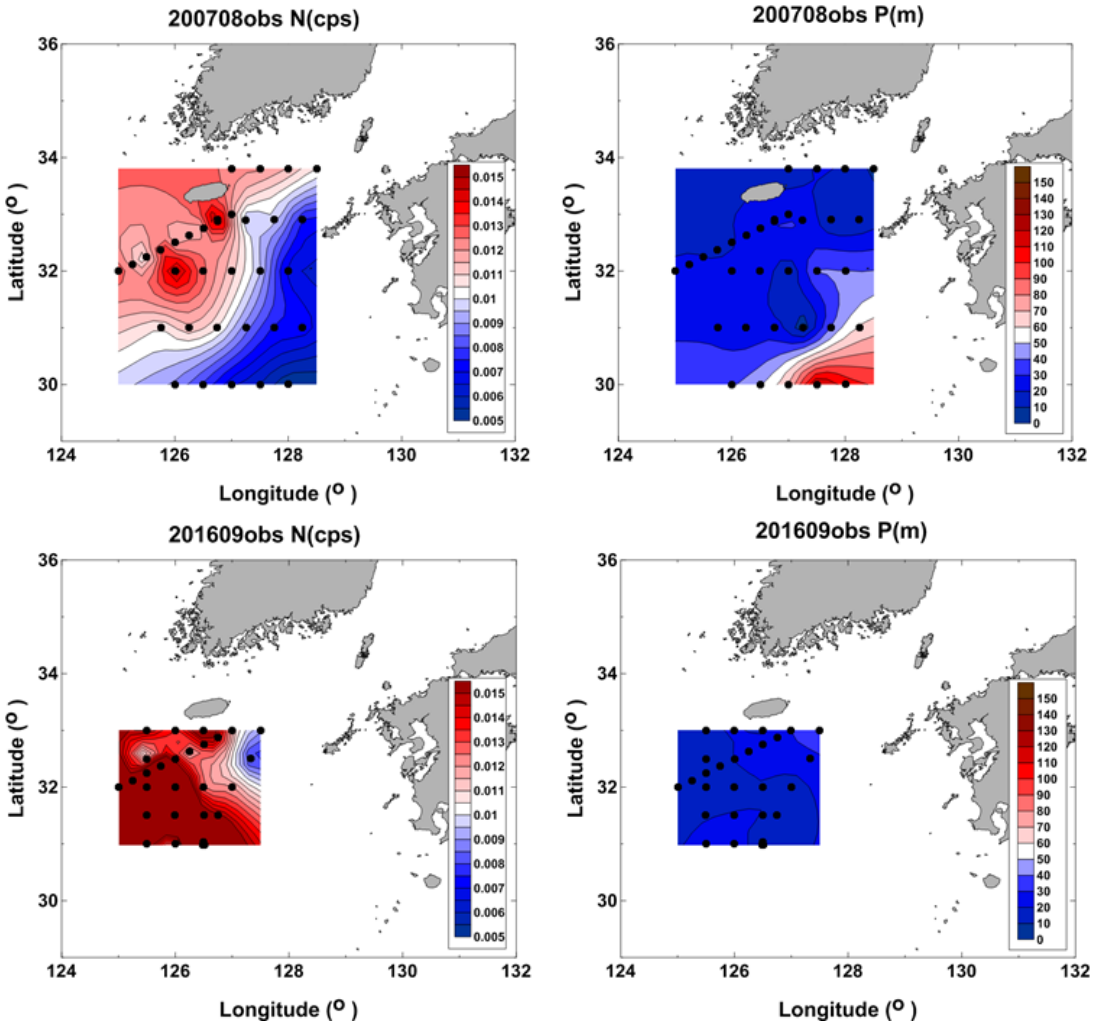


그림 3.2.12 2007년, 2016년 하계 부력진동수(좌) 및 최대 진동수가 나타는 수심(우).

- 그림3.2.13에 제시된 바와 같이, 하계 최대 진동수는 0.013-0.015 cps 정도로서 주기는 약 80초 정도이며, 이 진동이 나타나는 수심은 20-30m 정도임을 알 수 있다. 만약 내부파가 연직으로 45도 방향으로 진행한다면, 지배적인 내부파의 주기는 110초 정도라고 볼 수 있다. 이들 단주기 내부파는 상대적으로 장주기 내부파보다

쉽게 감쇄되는 특성을 보이게 되고, 상하층 혼합을 유도하게 된다.

- 그림 3.2.14는 2014년 9월 중순 3개 단면에서 CTD 조사 결과 및 계류조사가 수행된 지점 (M1, M2)의 위치를 나타낸다. 상층의 강한 혼합층 특성과 20-50m 층에서의 황해 저층냉수의 관입되는 특성이 단면 B에 뚜렷이 나타나며, 단면 C에서는 관입 끝부분의 특성이 M2 지점에 나타나고 있음을 알 수 있다. 9월 26일에서 27일 새벽까지 CTD 연속관측 결과(그림3.2.14 좌하)는 20-50m 층에 저온 냉수가 지속적으로 나타나는 것을 알 수 있다.

- 그림 3.2.14(위)는 2014년 9월 26일 24시간 동안 관측된 M2에서의 ADCP 관측결과인 u, v w 성분을 도시한 결과이다. 바닥에서 약 70m 수심까지의 자료가 획득되었다. 관측기 계류후인 9월 26일 15시경 CTD 관측 및 밀도 부력진동수 결과는 그림 3.2.14의 아래 그림과 같다.

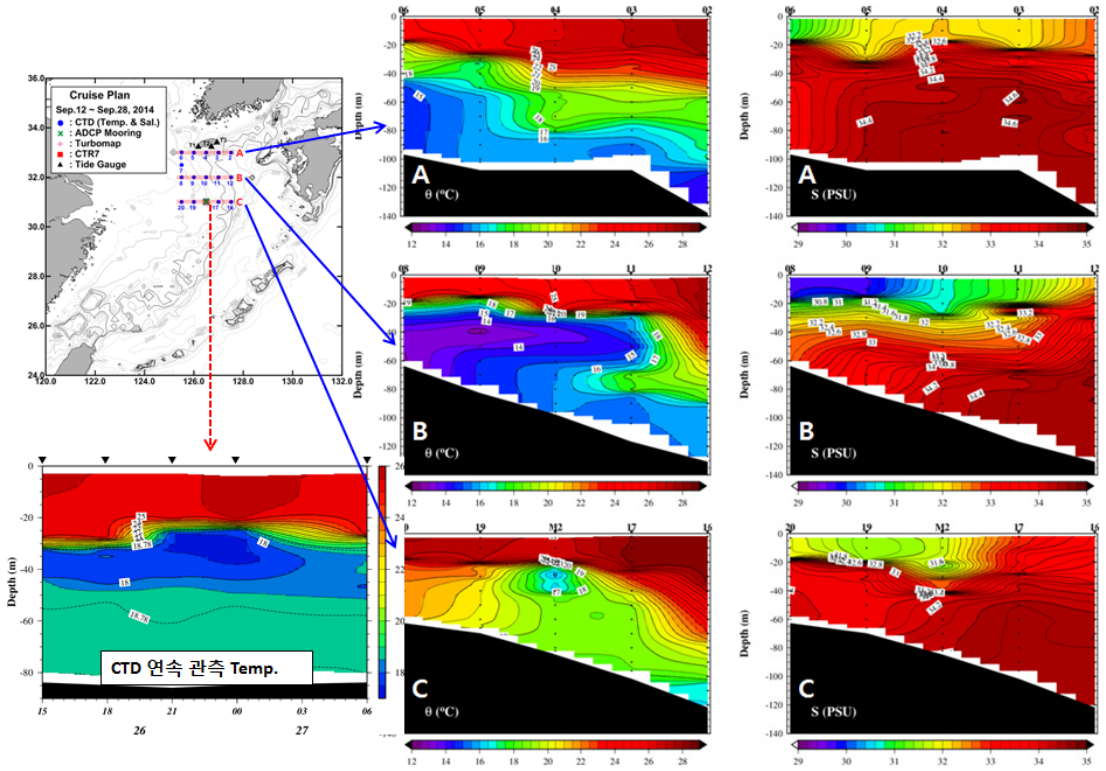


그림 3.2.13 2014년 9월 중순 3개 단면(A, B, C)에서 관측한 수온(좌) 및 염분(우)의 연직단면 분포.

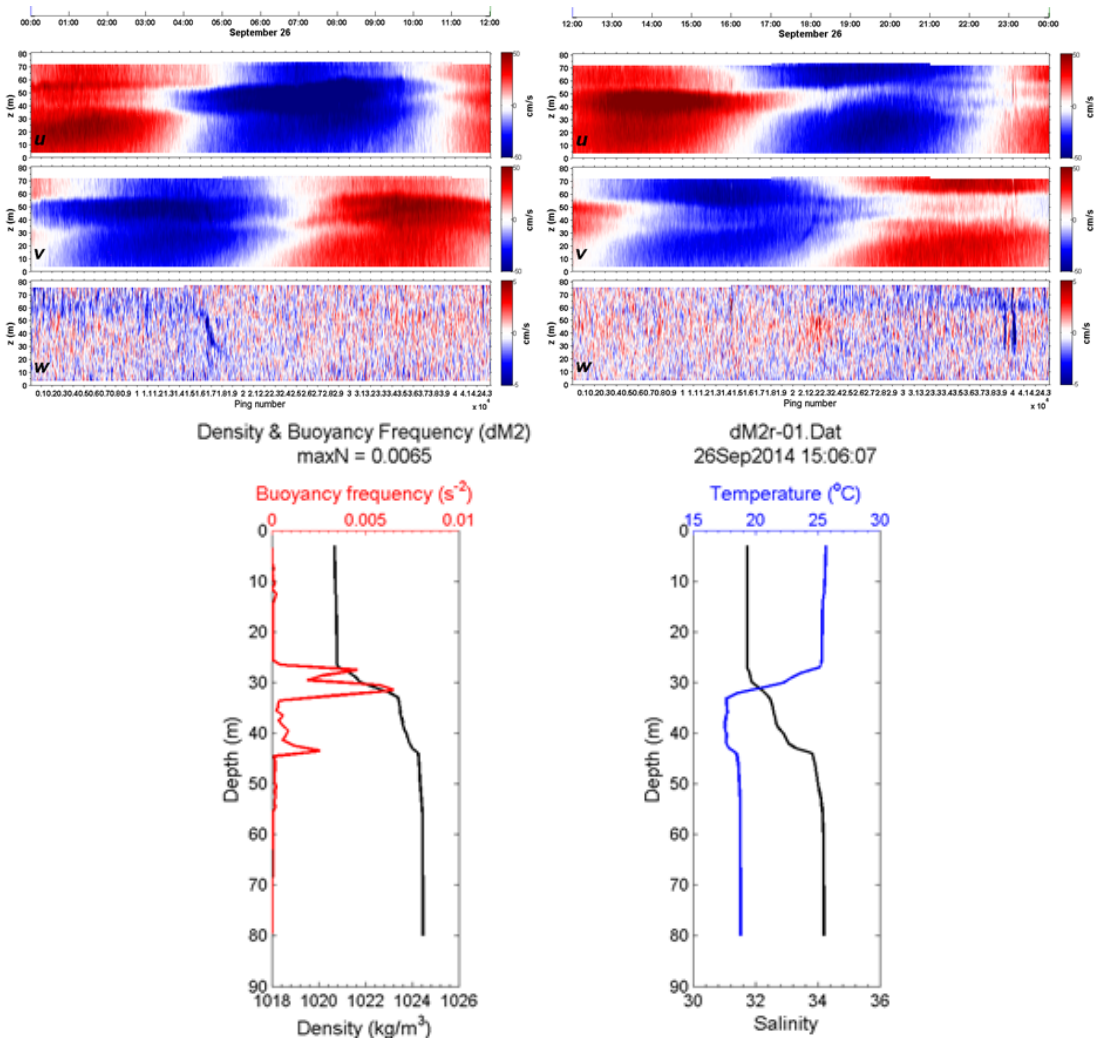


그림 3.2.14 2014년 9월26일 15시경 M2에서 24시간 ADCP 관측결과 (u,v,w) (위) 및 M2에서의 부력진동수/밀도구조(좌) 및 수온/염분 구조(우).

- Osborne (1980)의 연구에 따라 지구유체운동에서 난류운동 방정식의 균형은 난류생성항은 난류 감쇄항과 부력플럭스항과 아래와 같이 균형을 이룬다. 여기에서 동중국해 관측점 M2에서는 부력 생성항은 x, y 방향의 연직 shear에 의한 생성항의 합으로 단순화할 수 있다는 가정으로 아래와 같이 표현할 수 있다.

$$\overline{u_i u_j}\frac{\partial U_j}{\partial x_j} = -\overline{u_1 u_3}\frac{\partial U_1}{\partial x_3} - \overline{u_2 u_3}\frac{\partial U_2}{\partial x_3} = -\varepsilon - \frac{\overline{u_3'\rho'}}{\bar{\rho}}g(= K_\rho N^2)$$

- 따라서 난류생성이 왕성하며 주 관심수심대인 수온약층 혹은 밀도약층(20-50m)에서 난류생성항을 계산하면, 생성된 난류의 약 15%가 부력플럭스 항 생성에 기여한다는 이론적인 가정(Osbornes, 1980)에 따라 난류확산 계수를 산정할 수 있다.

- Shih (1992)는 수치모델실험을 통해 난류확산계수는 난류강도에 따라 난류파라미터라이제이션이 다르게 나타나며 OSborn 관계식은 난류강도가 100이하인 조건에서 부합하는 것으로 나타났다.

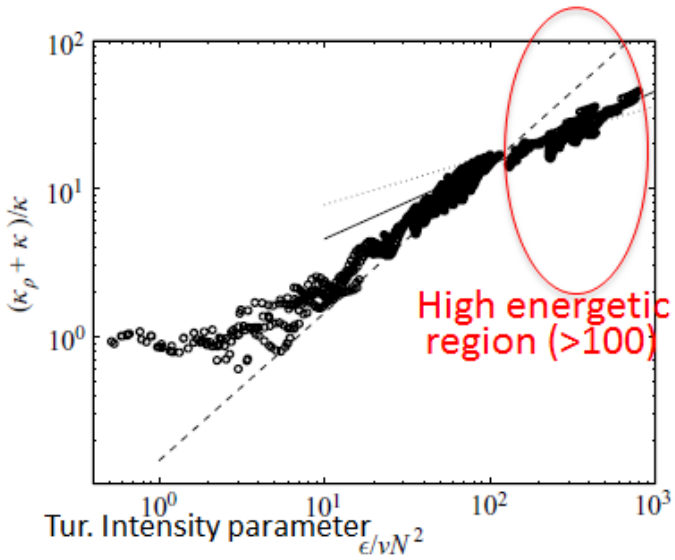


그림 3.2.15 수치모델링(DNS)에 의한 난류강도에 따른 난류확산 관계. 난류강도가 100이상인 경우 Osborne과 Shih 관계식의 차이가 크게 나타남.

- 새롭게 상출한 난류확산계수 산정결과는 TurboMap을 이용한 직접 유속 shear 관측결과를 이용하여 난류감쇄(turbulent dissipation)를 산정하며, 이로부터 난류확산계수를 산출한다. 관측시기인 9월 26일 관측한 결과는 아래와 같다.

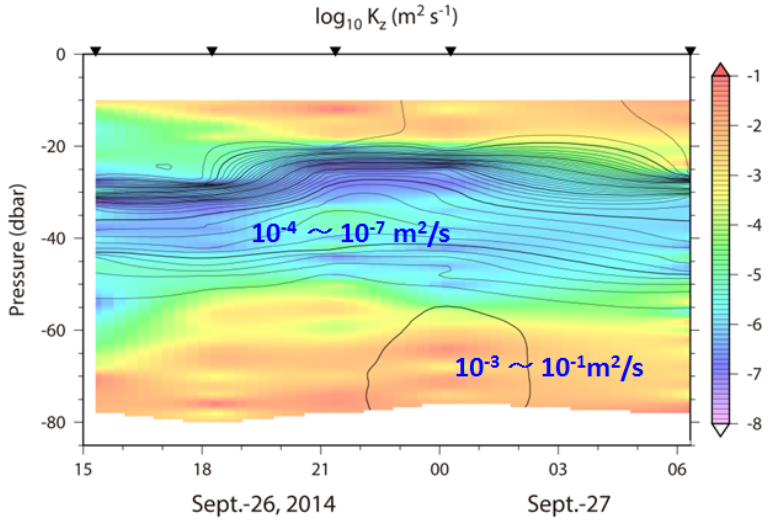


그림 3.2.16 터보맵으로 3시간마다 관측한 난류확산 계수의 9월26-27일 시간변화.

- 새롭게 계산한 난류확산계수의 10분 이동평균한 계수의 시간변화는 그림3.2.18과 같다. 난류확산 계수의 시간에 따른 크기는 2 order 정도 변하하는 것을 알 수 있다. 여기서 난류가 관측된 시기에는 배경난류가 지배적이나 특별히 수백초 스케일의 내부파에 의해 난류가 발생하지 않는 환경에서 산출한 난류확산 특성이다.

- 계산결과는 다른 관측방법 (TurboMap)과 밀도분포로부터 산정하는 방법(Thorpe method)과 비교하였다. 각 방법은 Osborn과 Shih 파라메터라이제이션 방법과 비교한 결과 대부분 오차범위내에서 일치하는 것을 알 수 있다. Buoyancy frequency 값을 9월 17일(N^2=0.006)과 9월 26일(N^2=0.00465) 값에 따라 값의 변화를 보기 위해 산정한 값은 그림3.2.19한 바와 같이 매우 작다.

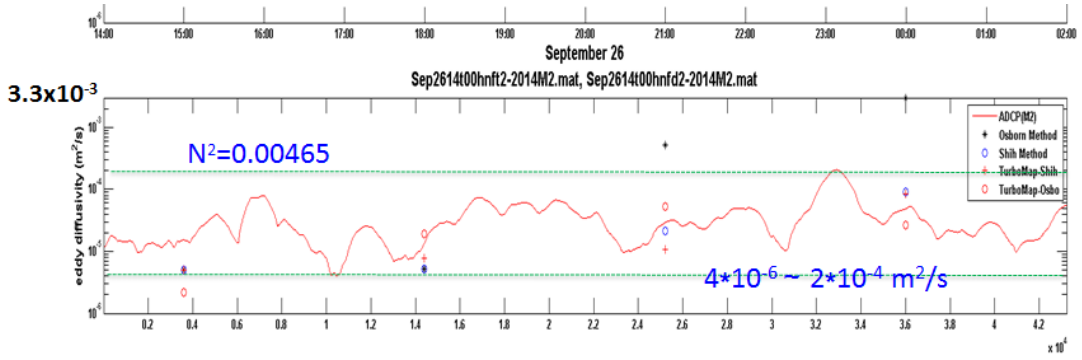


그림 3.2.17 2014년 9월17일 M1, M2 CTD관측결과(위) 및 21/22일 MWIR SST (아래).

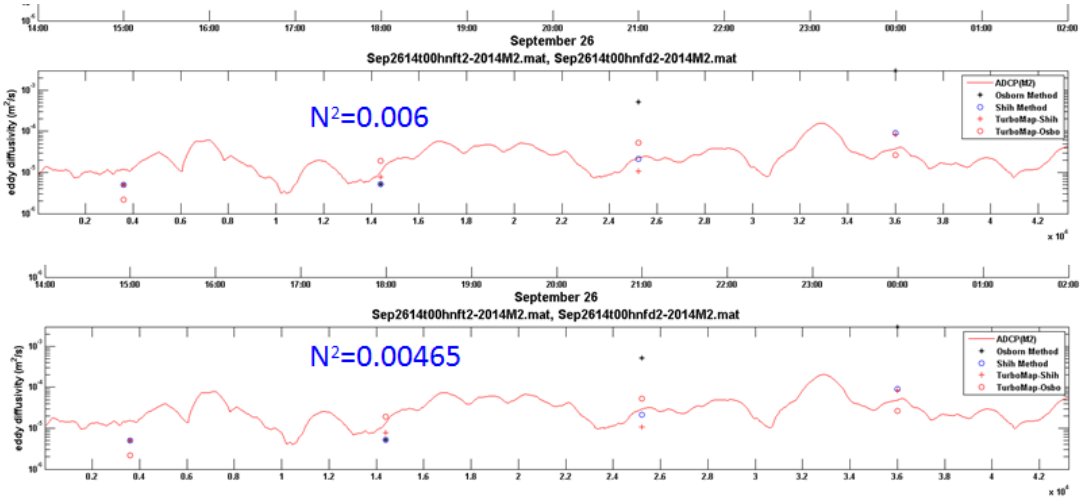


그림 3.2.18 10일 차이로 다른 N^2 차이에 따른 난류확산계수 차이.

- 본 연구성과는 현재 상위 10%수준급 SCI 논문지(GRL)에 제출할 목적으로 작성중이다.

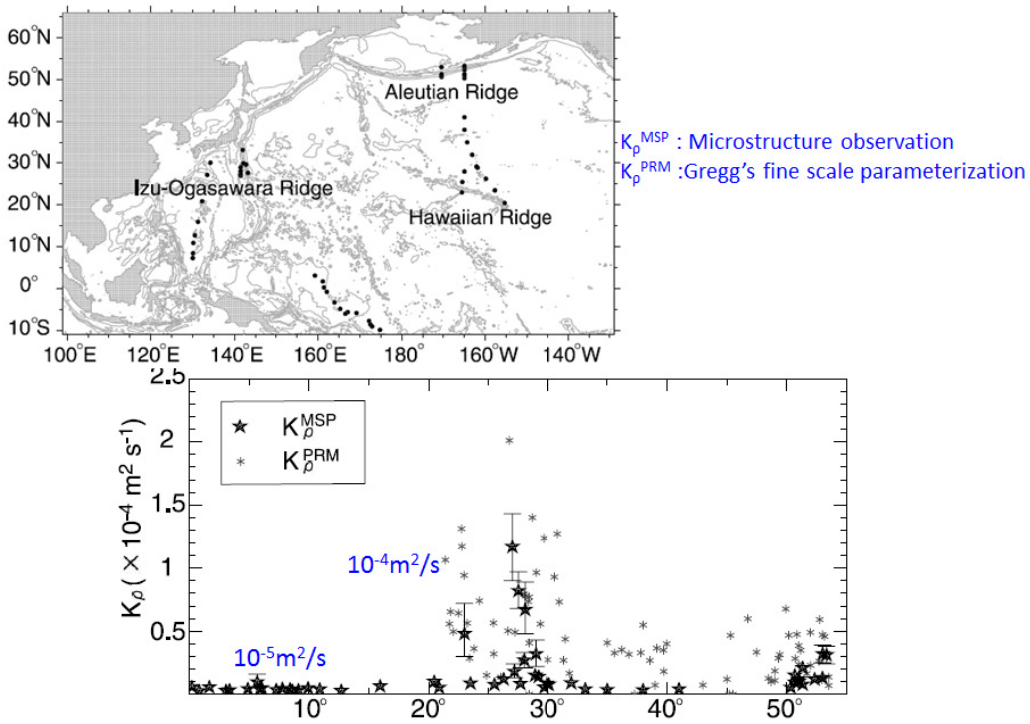


그림 3.2.19 심해 수온약층에서 난류확산계수 특성 (Hibiya et al., 2007).

- 그림3.1.18에 제시된 황동중국해 대륙붕 수온약층에서의 난류확산계수는 $2 \cdot 10^{-6}$ ~$4 \cdot 10^{-4}$ m^2/s는 대양에서의 일반적인 크기인 10^{-5}~10^{-4} m^2/s 과 유사한 영역내에 존재한다. 대양에서 위도 30해역에서는 특별한 효과로 한 오더가 큰 것으로 알려졌다. Hibiya et al.(2007)은 마이크로프로파일러를 이용하여 수온약층에서의 난류확산계수(Diapycnal diffusivity)가 반일주조 내부파의 가능한 에너지 유무에 상관없이 위도에 따라 다른 값을 보이는 것을 발견하였다.

- 그림 3.2.13, 3.2.14에는 수온약층에서의 관측특성이 하계에 항상 존재하고 SST에서 보이는 바와 같이 표층 수온 전선이 추가로 형성될 때, 2014년의 경우는 해양내부에서의 난류특성이 보다 왕성하게 나타났다. 2015년에 살펴본 바와 같이 이러한 특성은 태풍시기에 보다 복잡한 역할을 할 것으로 예상된다. 2016년에 한반도 해양에 내습(그림3.2.11)한 태풍 남테운(Namteun)과 차바(Chaba)에 대해 표층수온의 변화를 검토한다.

- 태풍 남태운과 차바의 발생초기 및 한반도 해역 통과후 진로와 SST를 그림3.2.21에 제시하였다. 태풍 남테운은 9월 1일 북위 20도 열대성 저기압으로부터 시작하여 북진하면서 류큐열도 상에서 3등급으로 강화되었다가 9월 5일 일본 큐슈지방

에 상륙하여 일본 서측해안을 따라 북진하는 것을 알 수 있다. 태풍 차바는 북위 13도 선상에서 발달하여 서진하다가 동경 138도 위치에서 북서진을 시작하여, 류큐열도를 약 5등급 태풍으로 강화되어 진행하다가 제주도 우측을 지나 9월5일에는 남해안을 따라 북동진하여 동해로 빠져나갔다. 강한 태풍인 차바가 동중국해 통과시는 표층수온이 25-26도 정도로 냉각된 것으로 알 수 있다.

- 태풍발생전과 진행후 SST와 냉각효과는 그림 3.2.21에 세 번째 컬럼에 제시하였으며, 강한 태풍인 태풍 차바 통과후 동중국해 해역의 표층수온 냉각특성이 잘 나타나 있다.

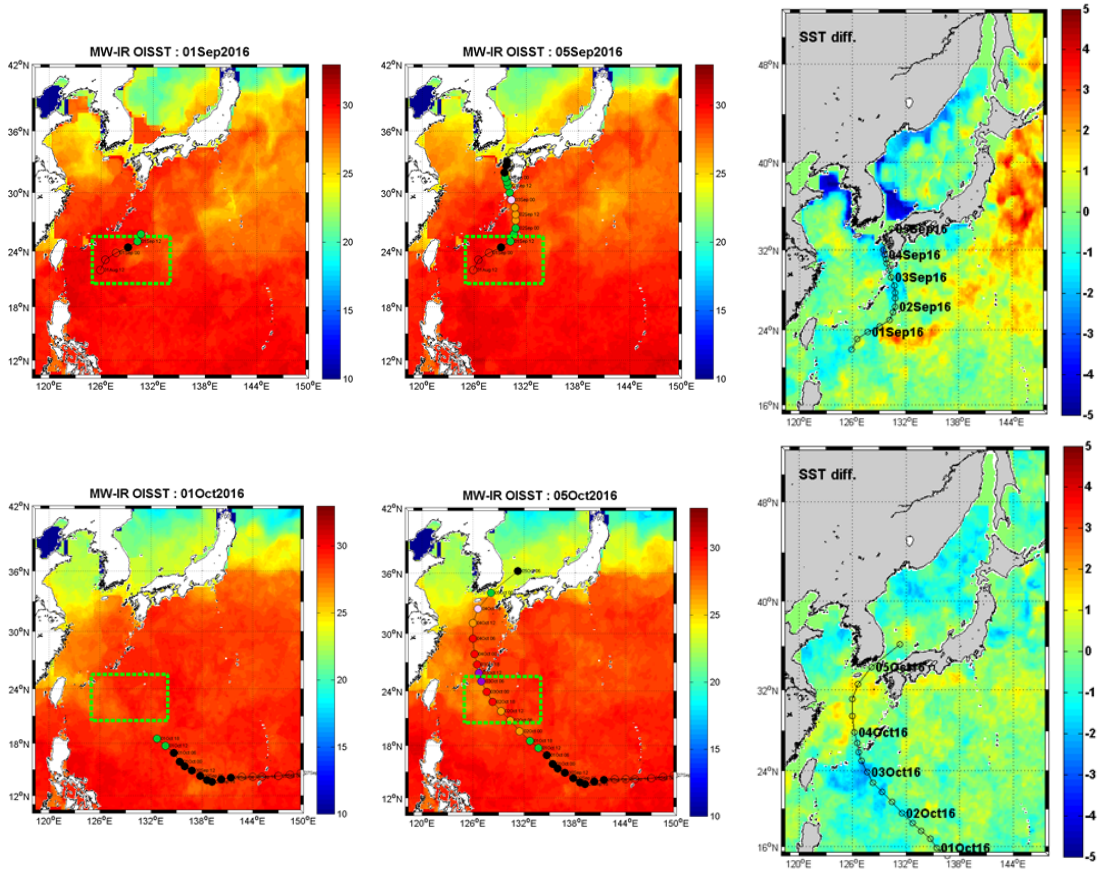


그림 3.2.20 2016년 태풍 남테운(위) 및 차바(아래)의 한반도 영향전(좌), 한반도 해역 통과시(중) SST 및 통과전후 (우) SST 차이.

- 태풍 남테운, 차바 통과시 SST 수온 변화와 5등급 태풍으로 대만에 영향을 준 태풍 네파탁(Nepartak)과 메란티(Meranti) 통과시 궤적과 수온을 부록 3 제시하였다.

3. 단기 모델링을 위한 북서태평양 새로운 해양초기 조건

가. 마크로웨이브 SST 자료 정확도 검증

- 2015년 자료에 추가하여 2016년 자료를 활용하여 마이크로웨이브 자료와 CTD자료 관측점(그림3.2.22(좌))에서의 자료와 비교를 실시하였다. 그림 3.2.22(우)는 2016년까지 관측된 CTD 자료를 활용하여 상부 20m 층의 수온과 마이크로웨이브(MW) 관측자료를 보간한(OI) SST 자료를 비교하였다. 대체로 상부 10m 수심과 마이크로웨이브간의 평균적인 오차는 0.8℃ 이내로서 상부 혼합층의 수온을 잘 반영하여, 태풍모델의 초기조건으로 활용될 수 있는 가능성을 보이고 있다.

- 표 3.2.3에 기술한 바와 같이 2007년부터 2016년까지 동중국해에서 여름철(8~10월 초 중)에 총 300여개의 정점(그림3.2.22(좌))에서 CTD 관측을 수행하였다. 표 3.2.3에 관측 기간과 정점의 개수를 표로 나타내었으며 그림에 전체 정점을 표기하였다.

- 그림 2.2.22b는 Argo자료와 마이크로웨이브 SST 관측치 간의 수온차를 비교한 그림이다. 10m 이상층에서의 냉수가 나타나지 않기 때문에 상부 10m 까지의 평균 수온차가 약 0.42-0.74℃ 이내로서 비교적 정확히 상층수온을 반영하고 있음을 보여주고 있다.

표 3.2.3 CTD 관측개요 및 관측점 정점수.

year	duration	Number of stations
2007	24Aug.2007 ~ 29Aug.2007	53
2008	23Aug.2008 ~ 09Sep.2008	47
2009	27Aug.2009 ~ 06Sep.2009	50
2010	25Aug.2010 ~ 16Oct.2010	39
2011	29Aug.2011 ~ 05Sep.2011	49
2014	13Sep.2014 ~ 29Sep.2014	24
2015	18Aug.2015 ~ 28Aug.2015	18
2016	02Sep.2016 ~ 06Sep.2016	26

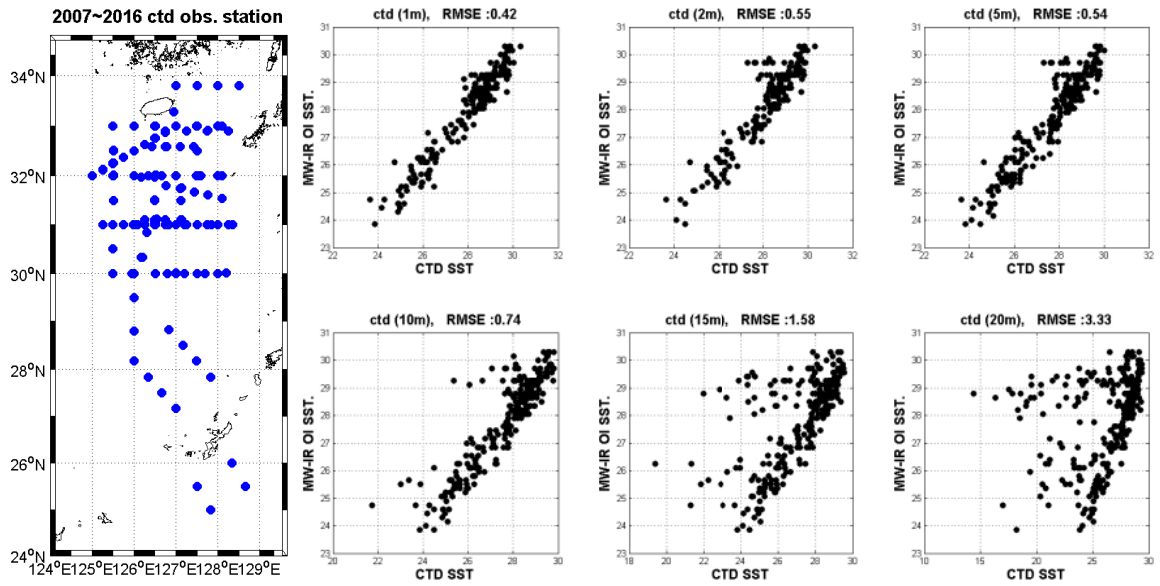


그림 3.2.21 2007-2016년 CTD 관측점(좌) 층별 관측치와 마이크로웨이브 SST간의 비교(우).

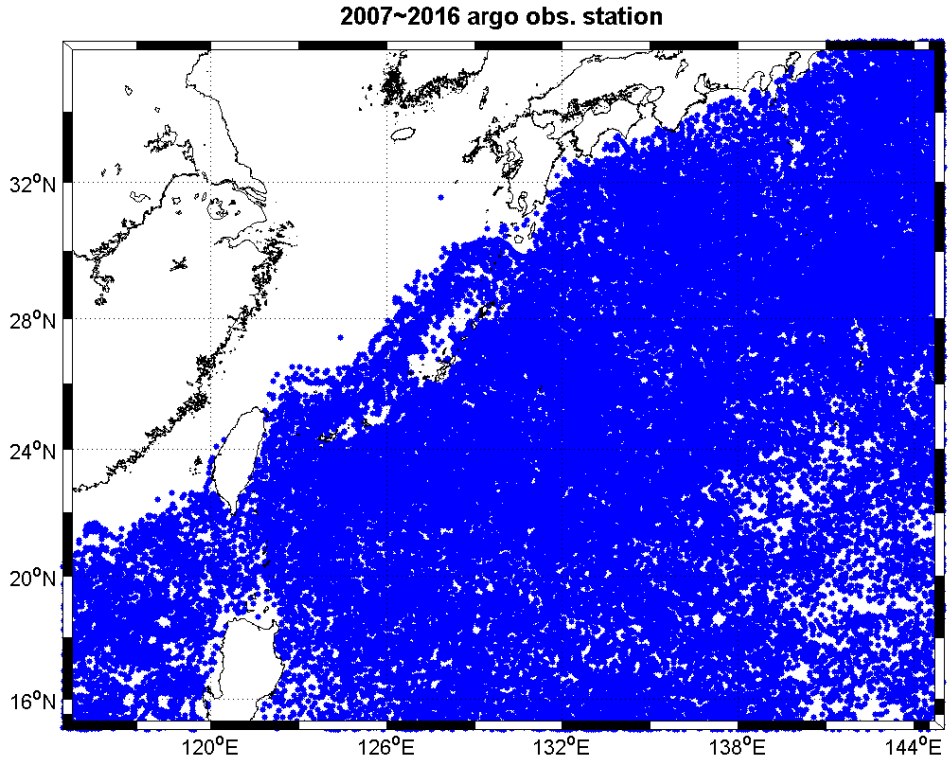


그림 3.2.22 북서태평양 24,467 Argo 관측점 위치. 2010년 이후 수심 1m Argo 자료 존재함.

- 그림 3.2.23은 2007년부터 2016년 사이에 관측된 북서태평양 ARGO 정점을 나타내며, 분석에 사용된 총 profiles의 개수는 54,146개이다. 일반적으로 ARGO 부이는 수심 5m부터 관측이 이루어지나, 2010년 이후 관측 최소 수심이 1m에 해당하

는 부이들이 존재한다.

- 관측된 ARGO 자료의 상부 1, 2, 5, 10, 15, 20m 층의 수온과 OI SST 자료를 비교한 결과(그림 3.2.24), 상부 10m 이내 수심의 수온과 OISST 간의 RMSE는 0.61℃ 이하로서, OI SST가 북서태평양에서 상부 혼합층의 수온을 잘 반영하고 있는 것으로 나타났다. 이 결과는 대륙붕 CTD 자료와의 비교치보다 정확도가 향상된 결과이다.

- 예상된 바와 같이, 이같은 향상된 정확도는 북서태평양 해역지점에서는 대륙붕에서 나타나는 15m 이하층 저온수가 나타나지 않으므로 혼합층 특성이 잘 나타나고 있는 것으로 이해된다.

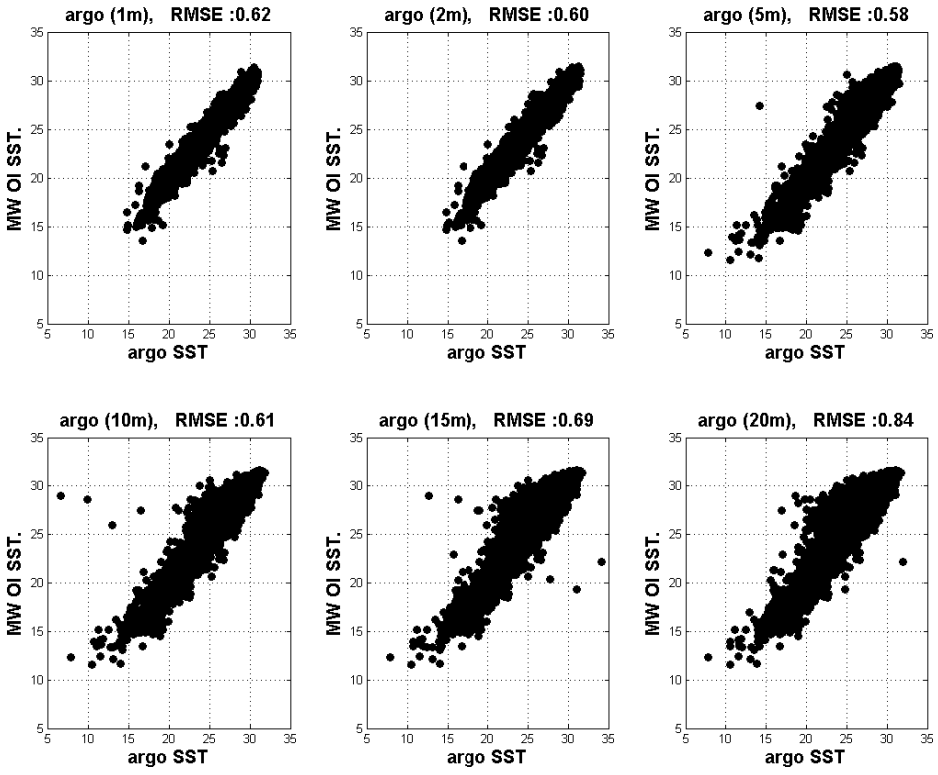


그림 3.2.23 북서태평양 Argo 자료와 MWIR 자료 비교.

나. MWIR 자료 및 해양 초기조건 활용성

- 앞항에서 검토한 바와 같이, 장기간에 걸친 CTD 자료와 북서태평양 해역에서의 Argo 자료와 비교한 결과, 10m 이하 층에서 0.61℃ 이하, 15-20m 층에서 0.69-0.8

5℃로서 OI SST가 북서태평양에서 상부 혼합층의 수온을 잘 반영하고 있는 것으로 나타났다.

- 대륙붕에서도 상부 10m까지의 평균 수온차가 약 0.42-0.77℃이내로서 비교적 정확히 상층수온을 반영하고 있음을 보여주고 있다. 따라서 북서태평양 해양 상층 초기 조건으로 사용될 수 있을 것으로 판단된다. 2015년까지의 정확도 평가를 근거로 MWIR 자료를 해양 초기조건으로 활용한 실험을 실시하여 오고 있다.

- 4절에서 상기 자료를 초기 해양 태풍 입력로 실험한 결과가 제시된 바와 같이, 단기 예측 목적으로는 기존 해양-태풍결합 모델과 견줄 수 있을 것으로 예상되고, 미해양기상청(NOAA)의 GFS 산출 자료와 비교하여 유사하거나 향상된 정확도를 보이는 것으로 나타났다.

4. Wave glider 시험 조사

가. 글라이더 운용 실험

- 12월 2일에서 4일까지 제주도 남측 서귀포 인근 10km x 10 km 해역에서 글라이더 운용 실험을 실시하였다. 이는 차년도에 계획하고 있는 글라이더의 센서 작동 및 장비 작동 특성을 기술진이 습득하기 위한 목적이다. 단기 관측 기간중 기상센서는 대체로 잘 작동하였으나 해양 센서인 ADCP가 작동되지 않아 자료 습득에는 실패하였다. 위치의 raw 데이터는 5분마다 기록되며, 기상센서는 1초 간격으로 관측되고 10분 평균자료가 산출된다.

- 그림3.2.25는 12월 2일 정점에서 연속 관측을 목적으로 수행되었다. 대체로 목적한 바를 잘 만족시킨 것으로 보이나, 해면상 1m 높이에 설치된 기상센서로 관측한 해면기압과 기온이 대체로 잘 관측된 것으로 보였다. 기상은 10분, 궤적은 5분 간격으로 자료가 산출되었다.

- 그림3.2.26은 12월 3일-4일 사이에 계획된 관측선상(좌상)을 대체로 잘 따른 특성(궤적(우상)) 것으로 보인다. 해면상 1m 높이에 설치된 기상센서로 관측한 해면기압과 기온이 대체로 예상된 특성을 보인다. 관측된 바람은 최대치가 약 20m/s로 비교적 큰 값이 관측되었다.

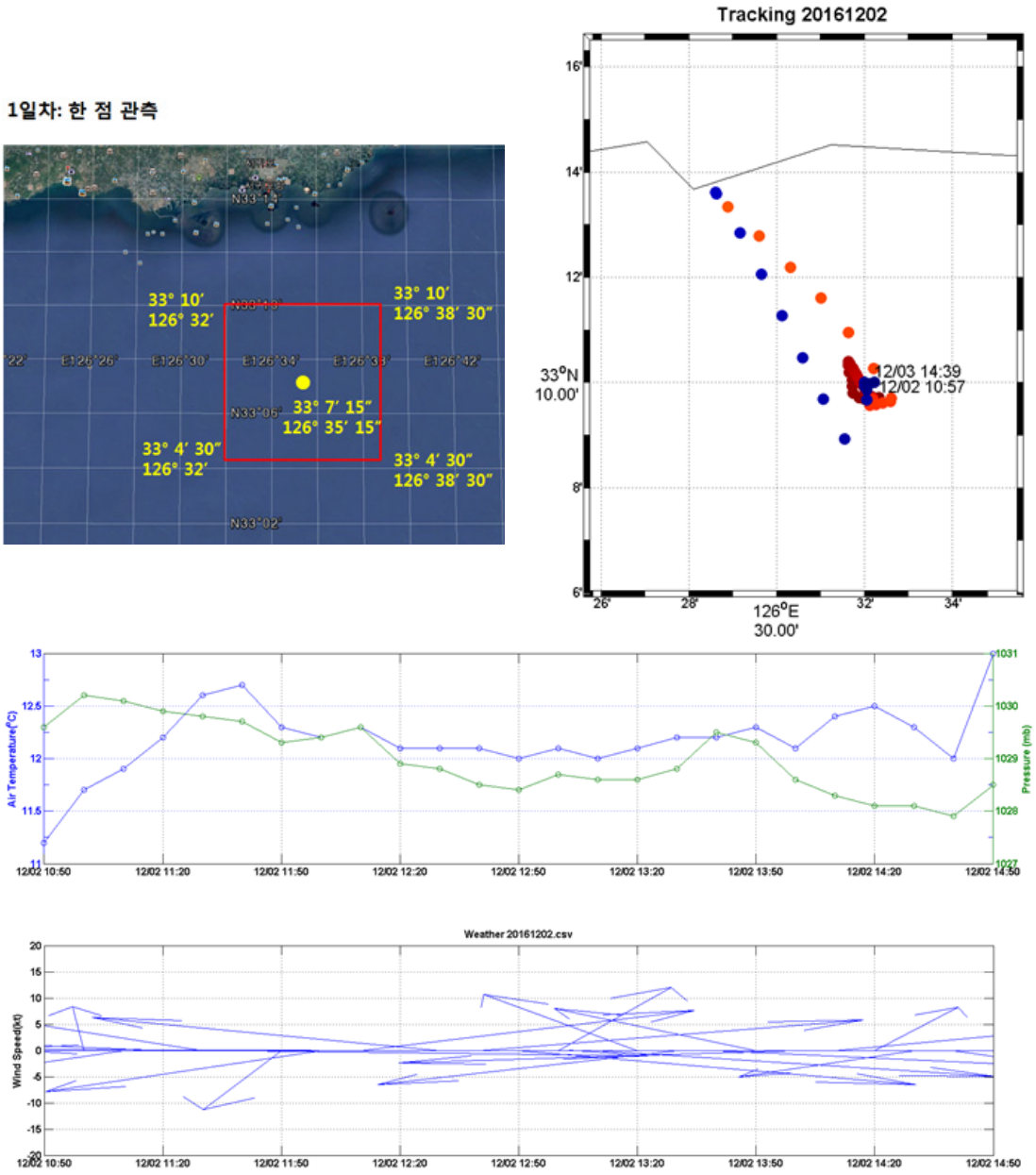


그림 3.2.24 9월 2일 서귀포 남측 사각형 해역중 가운데 정점(노란점)을 타겥으로 실행한 계획맵(좌상)과 실제 글라이더 궤적 (상우) 및 관측된 기압(청색) 및 기온(녹색)(중), 및 풍속(하).

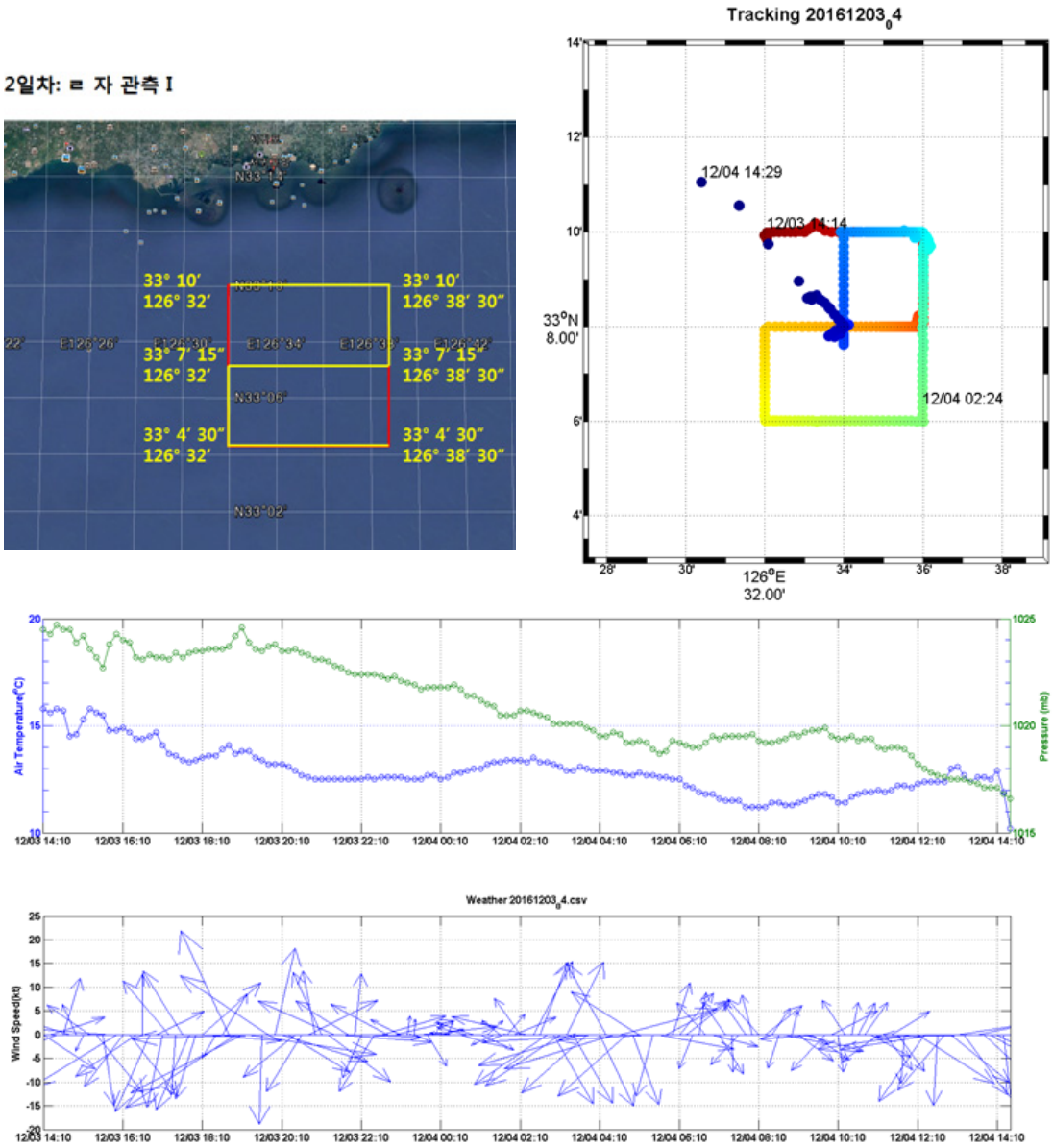


그림 3.2.25 9월 3-4일 서귀포 남측 사각형 해역중 가운데 정점(노란점)을 타겥으로 실행한 계획맵(상좌)과 실제 글라이더 궤적(상우) 및 관측된 기압(청색) 및 기온(녹색)(중), 및 풍속(하).

- Wave glider 관측결과는 전반적으로 기획된 궤적을 따르고 있으며, 기상센서는 전반적으로 기상장을 잘 관측한 것으로 보인다. 차년도에 태풍 전후 혹은 동중국해나 북서태평양 조사시 유용하게 사용될 수 있을 것으로 예상된다. 다만 해양센서의 문제로 인해 CTD 센서와 ADCP의 운용 결과가 없다는 점은 아쉽다. 차년도 관측전에 해양센서에 대한 사전 테스트가 필요할 것으로 보인다.

제3절 국내독자 해일모델 연구

1. 개요

- 본 연구에서는 국내의 지형에 적합하고 효율적인 독자적인 새로운 해일 예측 수치모델을 개발하는 것이 핵심목표이다. 새로운 모델이란 독자 계산방식에 근거한 코딩 및 개발된 코드를 실제 응용하여 효율적인 격자망을 개발, 적용하는 범위까지를 모두 포함한다.

- 2차 년도에 기본적인 테스트를 통하여 부산 해역에 대해 정밀 검증하여 조석/조류의 재현성을 확인하는 실험을 실시하였으며, 한반도주변과 북서태평양을 연계한 하나의 효율적인 최적 격자망 시스템을 채택하여 해일모델링 실험을 성공적으로 초기실험을 실시한 바 있다. 본 3차년도에는 주요 태풍에 대해 세부적인 정밀실험을 실시하고 결과를 상세히 분석한다.

- 개발된 코드에 의한 연구결과는 국제학술지에 제출하여 현재 수정본 심사 중이다. 부록 5에 제출한 논문을 수록하였다.

2. 독자해일 모델시스템 검증

가. 북서태평양 태풍해일 모델 격자망

- 그림 3.3.1는 해일모델링의 전체적인 개념도이다. 기존에 다양하게 존재하는 해일모델링 연구는 기법은 유한차분과 유한요소법을 기본으로 하고 있고, 대표적으로 미국 기상서비스 (NWS, National Weather Service)에서는 서론에서 기술한 바와 같이, 미국 전역을 SLOSH 모델로 구성하고 있다. 우리 기상청이나 일본 기상청에서는 유한차분법에 근거한 모델을 사용하고 있기 때문에 그에 따라 해상도를 높이기 위해 원웨이 네스팅 기법(한국)이나 1분 고해상 해상도의 균질한 격자망(일본)을 채택하고 있다. 지형특성이나 모델링 영역의 규모를 감안하여 각국은 각자 효율적인 격자시스템을 사용하며, 그림 3.3.2에 제시된 바와 같이 미국과 일본이 이러한 특성을 반영한 대표적인 예라고 할 수 있다.

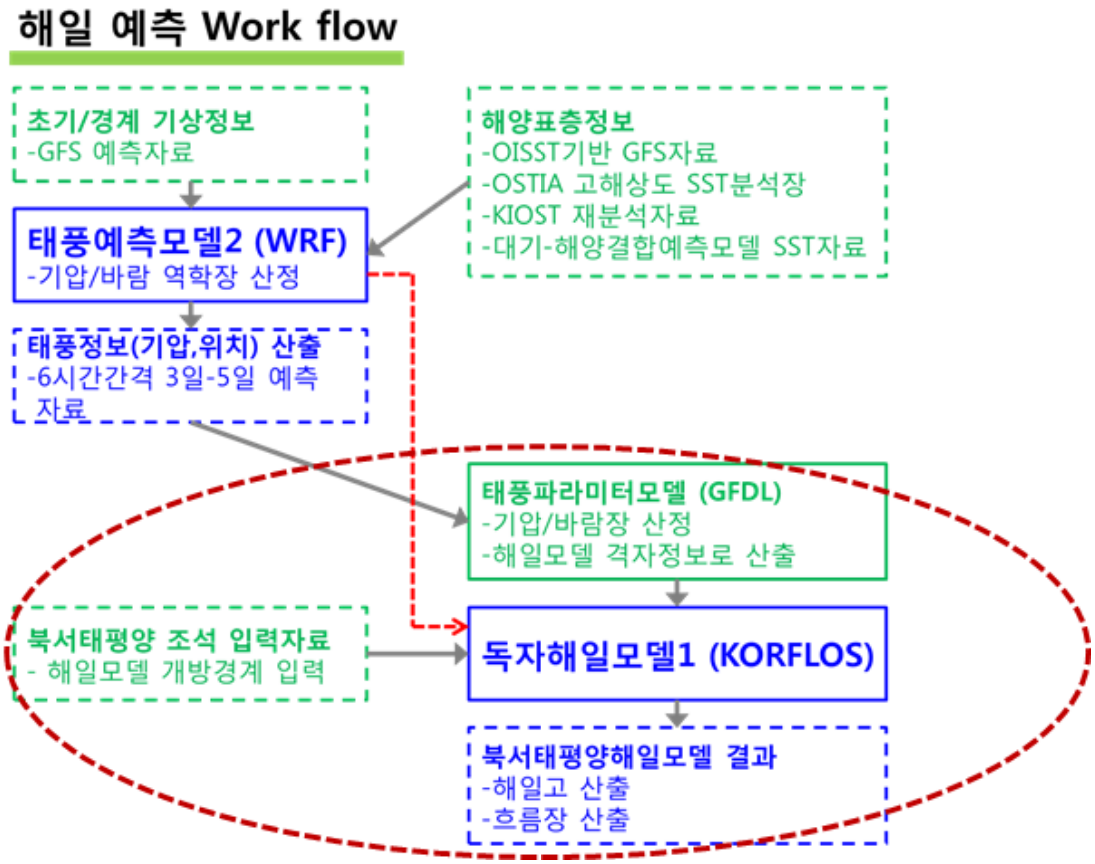


그림 3.3.1 해일 및 태풍모델링 연계도중 해일모델링 분야 연계도.

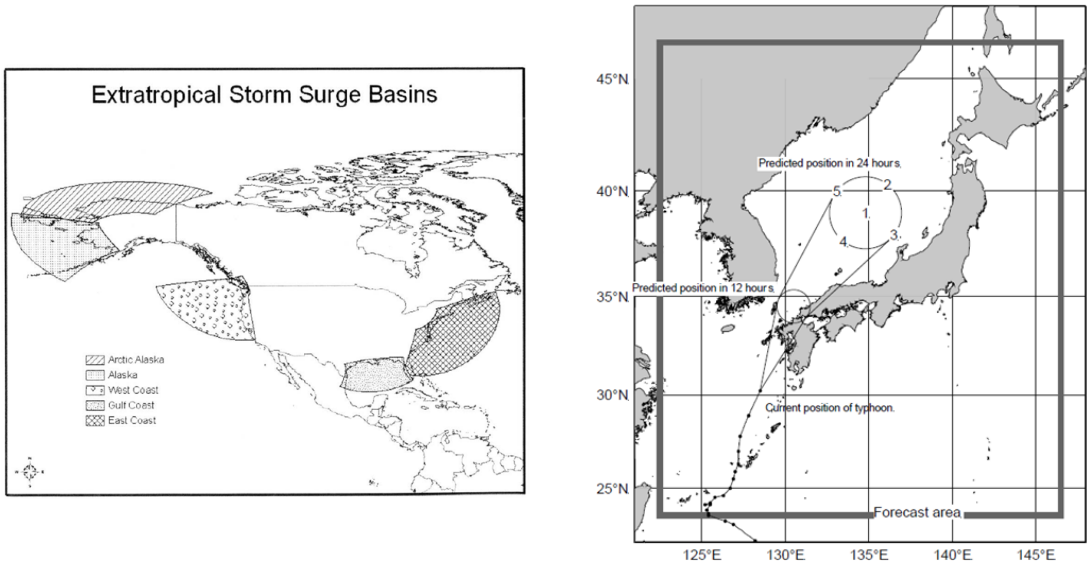


그림 3.3.2 미국 국립기상서비스(NWS)의 5개권역으로 구분한 해일모델 영역도 (좌) 및 하나의 1분(위도방향으로 1.85km 격자) 균일 격자망으로 구분한 일본 기상청 해일모델 영역도 (우).

- 미국NWS의 5개 권역(그림3.3.3좌상)중 하와이를 포함한 동부 및 걸프해역은 그림 3.3.3(우상)과 같이 38개 소해역으로 구분하며, 각 소해역은 다시 그림3.3.3(우상)과 같이 관심해역을 정밀한 격자로 구성하는 극좌표계 시스템을 채택하고 있다.

- 반면에 본 연구에서는 한반도와 북서태평양에서 발생하여 전파해 오는 태풍을 반영하여 그림3.3.3(좌하)와 같이 북서태평양 전역을 포함하나 그림3.3.3(하우상)과 같이 우리 연안을 100-300m 수준의 효율적인 격자망(그림3.3.3(하우하))으로 구성하였다. 이는 단순한 가변격자가 아닌 영역별 가변격자 시스템을 개발하였다.

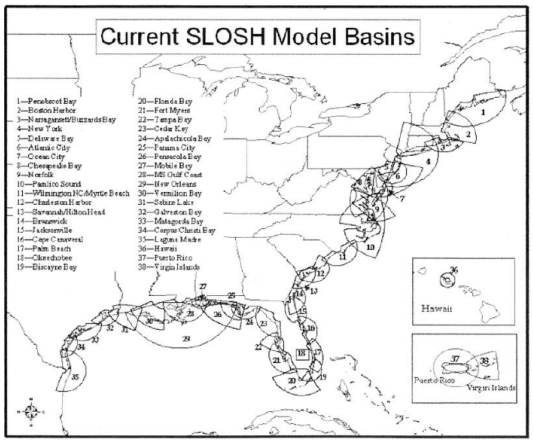


Fig. 2. Map showing the 38 SLOSH basins which encompass the Atlantic and Gulf of Mexico coasts of the United States; Puerto Rico; Oahu, Hawaii; and the Virgin Islands.

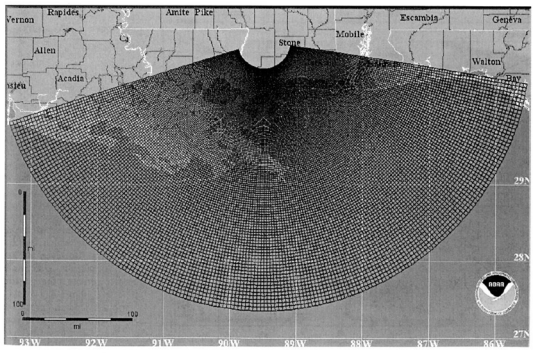
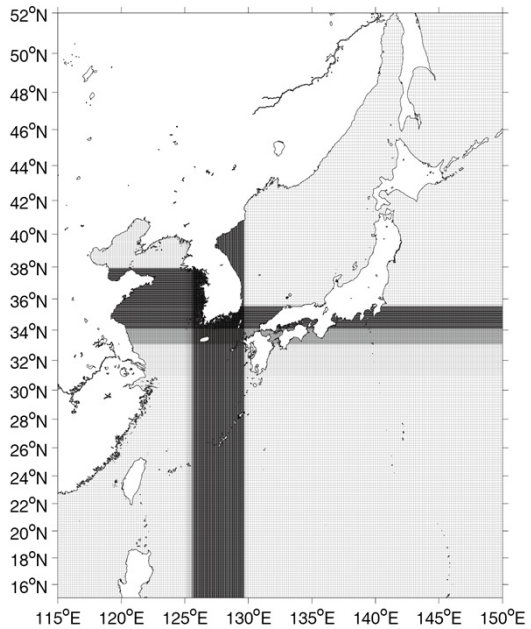
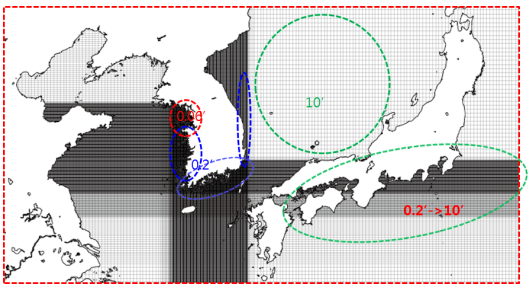


Fig. 1. The polar coordinate system used for the New Orleans basin.





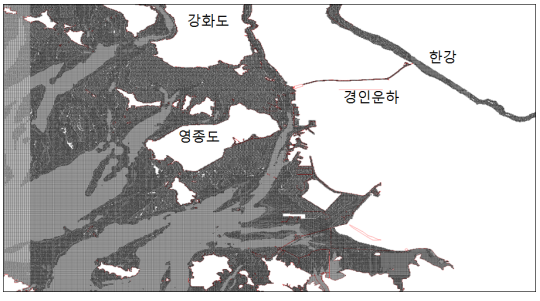


그림 3.3.3 미동부 38개 영역(좌상) 및 극좌표 격자망으로 구성된 세부역(우상). 본 연구의 전영역(좌하) 및 연안 확장가변 격자망 구성도(하우상) 및 경기만격자(하우하).

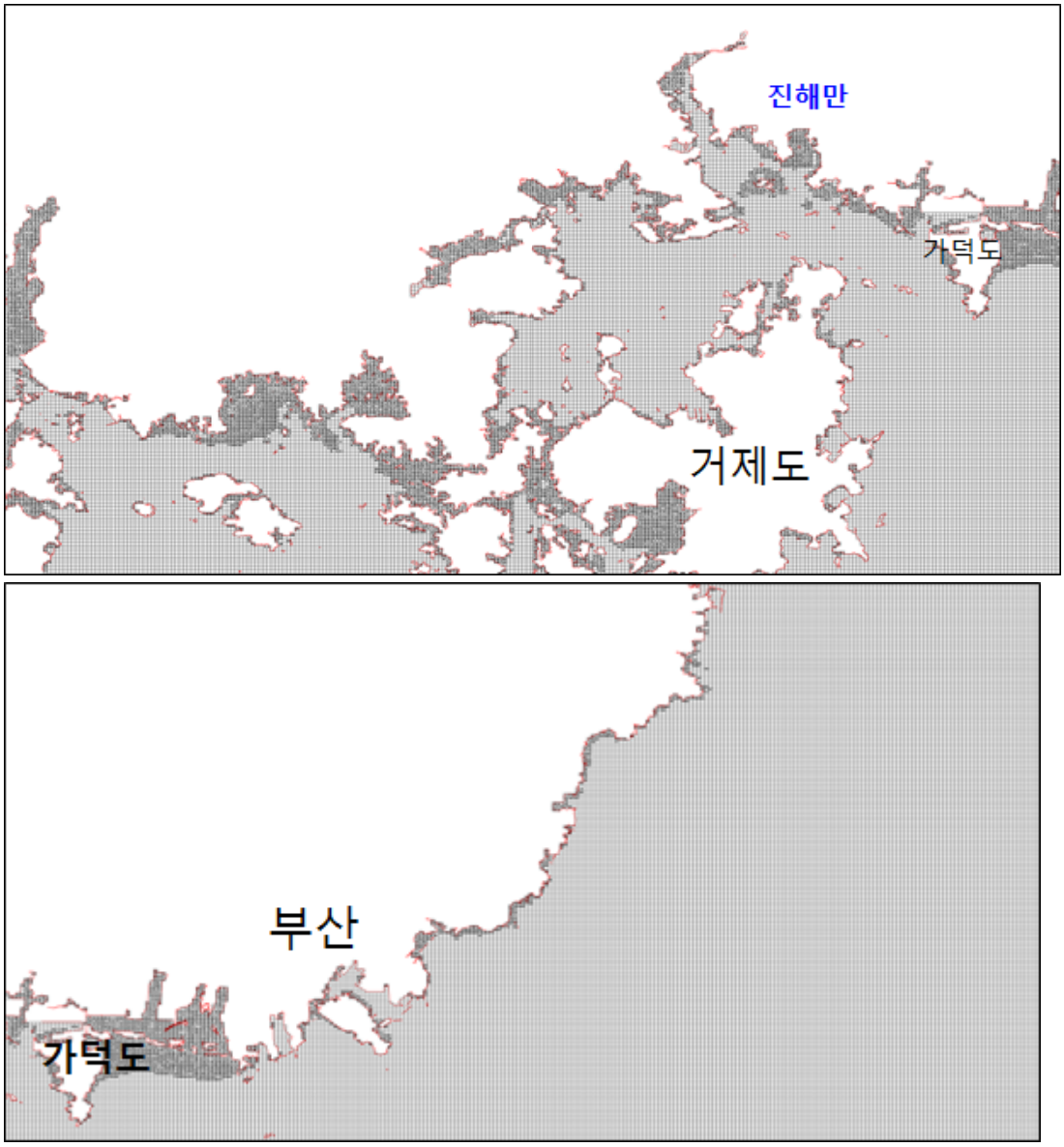


그림 3.3.4 남해동부 서측(상) 및 남해동부 동측(하)의 격자망 구성도.

- 그림 3.3.4(상)에서 진해마산만에서 해상도는 0.2′(위도 방향으로 370m) 정도로 무리가 없어 보인다.

- 그림 3.3.4(하)와 같이 남해 동부는 전체적으로 0.2′ 정도의 해상도로 구성된 영역이다. 부산 영도다리 아래의 폭이 약 200m 이므로 이해역에 대한 해상도는 추후 모델 세련화 과정동안 세부격자망으로 개선여부를 검토할 필요가 있다. 현 격자망에서 전반적인 해일고를 합리적으로 재현한다면 문제가 없겠으나 남해동부 해역의 해상도를 2배 정도 증진시키는 것이 검토할 필요가 있다.

나. 북서태평양 태풍해일 모델 실험

태풍 매미 실험

- 새롭게 구성된 확장가변형 격자망 체계에서 계산알고리즘이 성공적으로 작동하고 있다는 것을 확인한 바 있으며, 이를 기반으로 실제 태풍 조건에서 모델을 적용하였다. 대표적이고 뚜렷한 태풍으로서 2003년 발생한 태풍 매미와 2007년에 영향을 준 태풍 나리에 대한 실험을 실시하였다. 두 태풍의 진로와 검조소 지점 등이 그림3.3.5(상)에 제시하였으며, 태풍 나리의 경우에는 동중국해 대륙붕 통과 당시 대륙붕에 2 대 (그림3.3.5(상)의 M2, M3지점)의 ADCP가 계류하여 해일 관측을 본 연구진이 수행하여 해일 자료가 가용하여 보다 엄밀한 비교가 가능하였다.

- 기상장은 1차년도에 기술한 바와 같이 확장가변격자망으로 구성된 동중국해 영역 모델에 대하여 보간법을 적용하여 산출한 바람과 기압장을 산출한 결과를 제시하였다. 일반적인 알고리즘을 반영하여 등방격자상의 바람 및 기압장을 임의의 확장가변형 시스템으로 변환하는 시스템을 완성하였다. 일차적으로 관측된 Message file이나 예측된 태풍 진로 및 대표 거리에서 풍속 정보를 활용하여 태풍 파라메터 모델을 적용하였다.

- 그림3.3.5(둘째패널)에는 2007년 태풍나리에 의한 태풍해일 발생특성을 제시하였다. 이시기에 관측된 세 번째 패널에는 9월 16일 03시, 12시, 21시에 계산된 M2, M3, JJ, SG에서의 해일 화살표로 표기하였으며, M2, M3, SG, JJ에서의 음 양 해일은 대체로 정성적으로 부합된 결과를 보인다. 태풍 경로 근처에 위치한 M2에서 강한 해일이 M3에서는 약한 음의 해일 발생 특성 역시 잘 재현되었다. 직접적인 정량적인 비교 결과는 네 번째 패널에 도시하였다. 제주와 서귀포의 특성은 잘 계산되었으나 M2. M3에서의 차이는 바람장의 시간 해상도가 3시간인 것에 영향을 받은 것으로 보이며, 향후 보다 자세한 태풍장 입력 실험을 실행할 예정이다.

- 태풍 매미에 따른 해일검증 결과는 그림3.3.6에 남해안 관측점(상) 및 서해안 관측점(하)에서 관측치(실선)와 계산치(점선)를 비교한 결과를 제시하였다. 남해안 관측점에서 최고해일 발생시기 및 2번째 양의 해일 특성 등이 전반적으로 잘 재현되었다. 서해안 관측점에서는 9월 12일 16시경 양의 피크가 발생한 후에 전반적으로 음의 해일이 9월 12일 12시에서 24시간 정도 지속되는 특성이 잘 재현되었다.

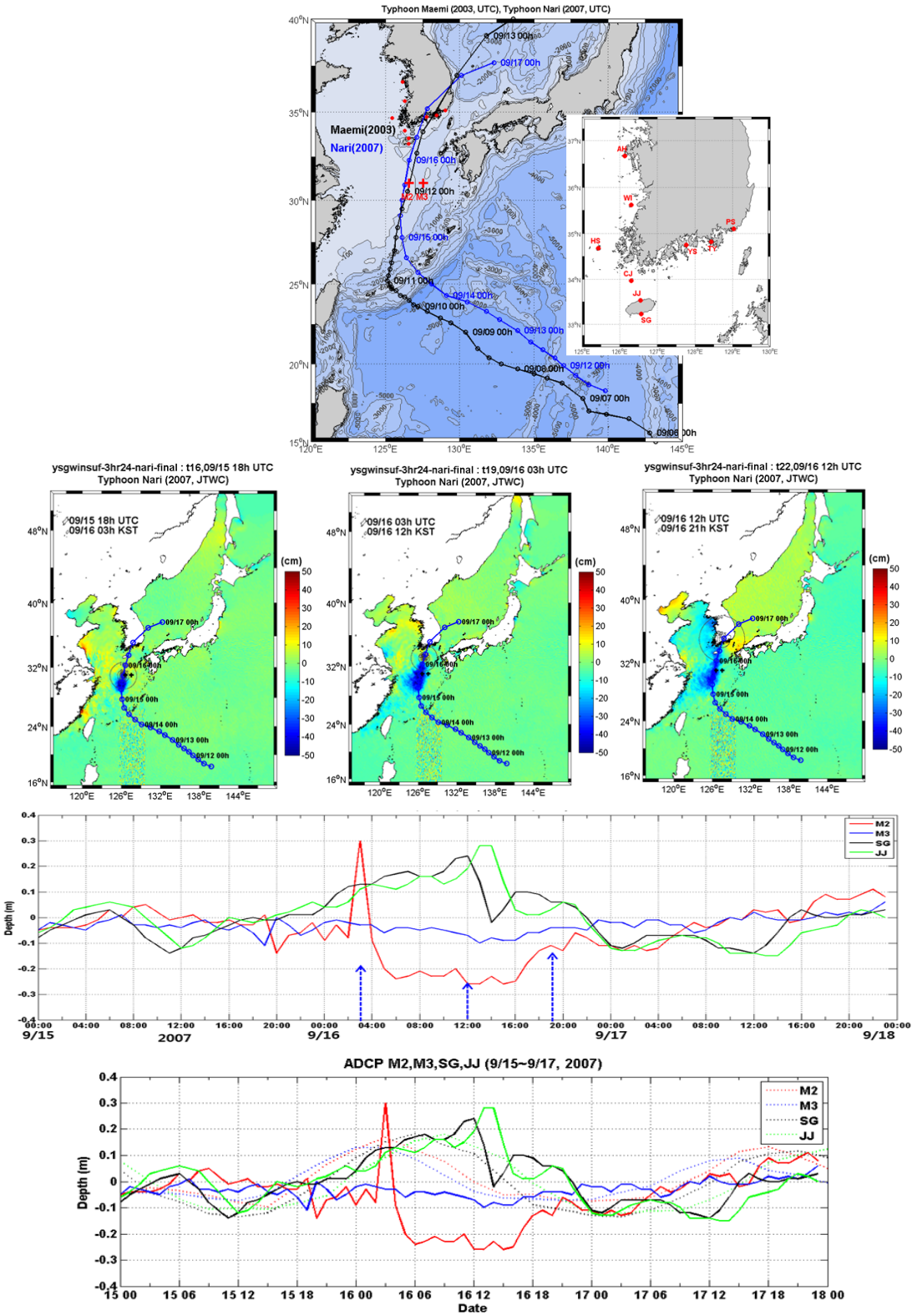


그림 3.3.5 태풍 나리의 궤적(첫패널), 계산된 음 해일 발생 특성(두번째패널), 음해일 발생시기의 m2, M3, 서귀포(SG), 제주(JJ) 관측 해일(세번째 패널) 및 관측(실선) 및 계산(점선)된 결과.

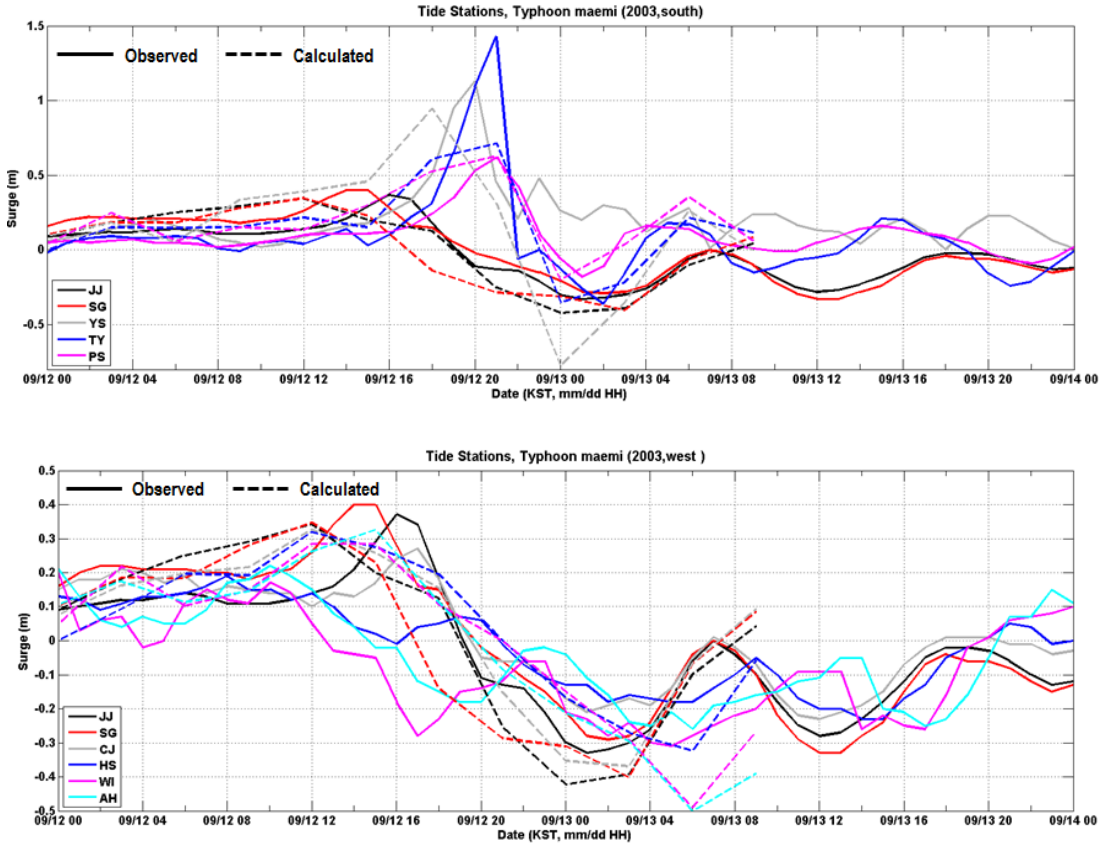


그림 3.3.6 태풍 매미가 동해로 진입한 후 9월 13일 한반도 주변해 해일 분포 .

- 태풍이 통과함에 따라 한국시간(KST)으로 2003년 9월 9일에서부터 3시간 간격으로 9월 10일 21시까지 태풍 매미가 전파하면서 생성한 해일공간 분포를 그림 3.3.7a에 제시하였다. 태풍중심이 북위 22도에서 북서진 및 동진하는 특성에 따라 해일특성이 잘 재현되었다. 북서진 하던 매미는 류큐열도에서 북동진으로 진로를 바꾸며 이에 따른 해일특성이 잘 재현되었다. 9월 10일 21시경에는 중국연안에서 높은 해일이 나타나기 시작한다.

- 그림3.3.7b에는 2003년 9월 11일 00시부터 3시간 간격으로 9월 12일 09까지 태풍 매미가 전파하면서 생성한 해일공간 분포를 그림3.3.7b에 제시하였다. 9월 11일 00시부터 15시까지 태풍중심은 류큐열도상에 거의 정체되듯이 진행하다가 9월 11일 18시부터 북동진하여 21시경에는 대륙붕에 상륙하여 북동진하기 시작하였다. 태풍이 진행하는 동안 계속 양의 해일이 발생하다가 21시 이후부터는 태풍 후면에 음의 해일이 발생하기 시작하였으며, 09시경에는 강한 음의해일이 나타난다.

- 그림3.3.7c에는 2003년 9월 12일 12시부터 3시간 간격으로 9월 13일 09까지 행리 계산 결과를 제시하였다. 태풍이 대륙붕을 따라 진행하면서 음의 해일은 더욱 강화되는 것처럼 나타나며, 태풍이 남해안에 들어서면서 음의 해일은 서해안으로 kelvin 파 형태로 진행한다. 9월 12일 18시에는 남해서측에 해일최고치가 나타나다가 9월 12일 21시경에는 남해동부 즉 마산, 부산 해역에 최고 수위가 나타나며 이는 알려진 마산만 해일 범람시기와 일치한다.

- 그림3.3.7c에는 2003년 9월 13일 00시에는 남해 전역이 음의해일을 보이다가 이후 9월 13일 09시까지 양의 해일이 나타나는 특성을 보인다. 이러한 특성은 동해안의 10시간 전후의 자연진동에 의한 것으로 설명될 수 있다.

다. 북서태평양 태풍해일 역학

- 그림3.3.8(상)은 대양에서 해일(칼라)과 등기압선(실선)을 표기한 그림이다. 대양에서는 태풍중심 저기압 위치와 해일 최대치가 잘 일치하며, 이는 역기압관계식을 잘 만족함을 알 수 있다.

- 그림3.3.8(하)는 동중국해 대륙붕에서의 해일과 등기압선 및 바람장을 함께 도시한 그림이다. 음의 해일 발생 및 전파특성은 본 실험에서 최초로 제시하였다.

- 대륙붕에서 발생하는 태풍중심 전면 및 후면에서 발생하는 해일 특성은 이론해와 부합한다. 대륙붕에서는 바람스케일이 로스비 스케일보다 커서 기압효과보다 두드러지며, 후면에서는 시계방향 바람응력이 divergence 효과에 의해 음의 해일이 나타나고, 전면에서는 바람 응력의 반시계방향 응력으로 인해 convergence 효과에 의해 양의 해일이 발생한다.

- 그림 3.3.9는 대체적으로 태풍이 전파하면서 동해 해역은 양의 해일일 발생하고, 동중국해, 서해역은 음의 해일이 두드러지게 나타나는 것을 알 수 있다. 특히 음의 해일은 동중국해에서 제주를 거쳐 황해 동부, 즉 한반도 연안을 따라 북상하는 특성을 보임을 알 수 있다. 음의 해일은 한반도 서해안을 Kelvin wave 형태로 전파함을 알 수 있다.

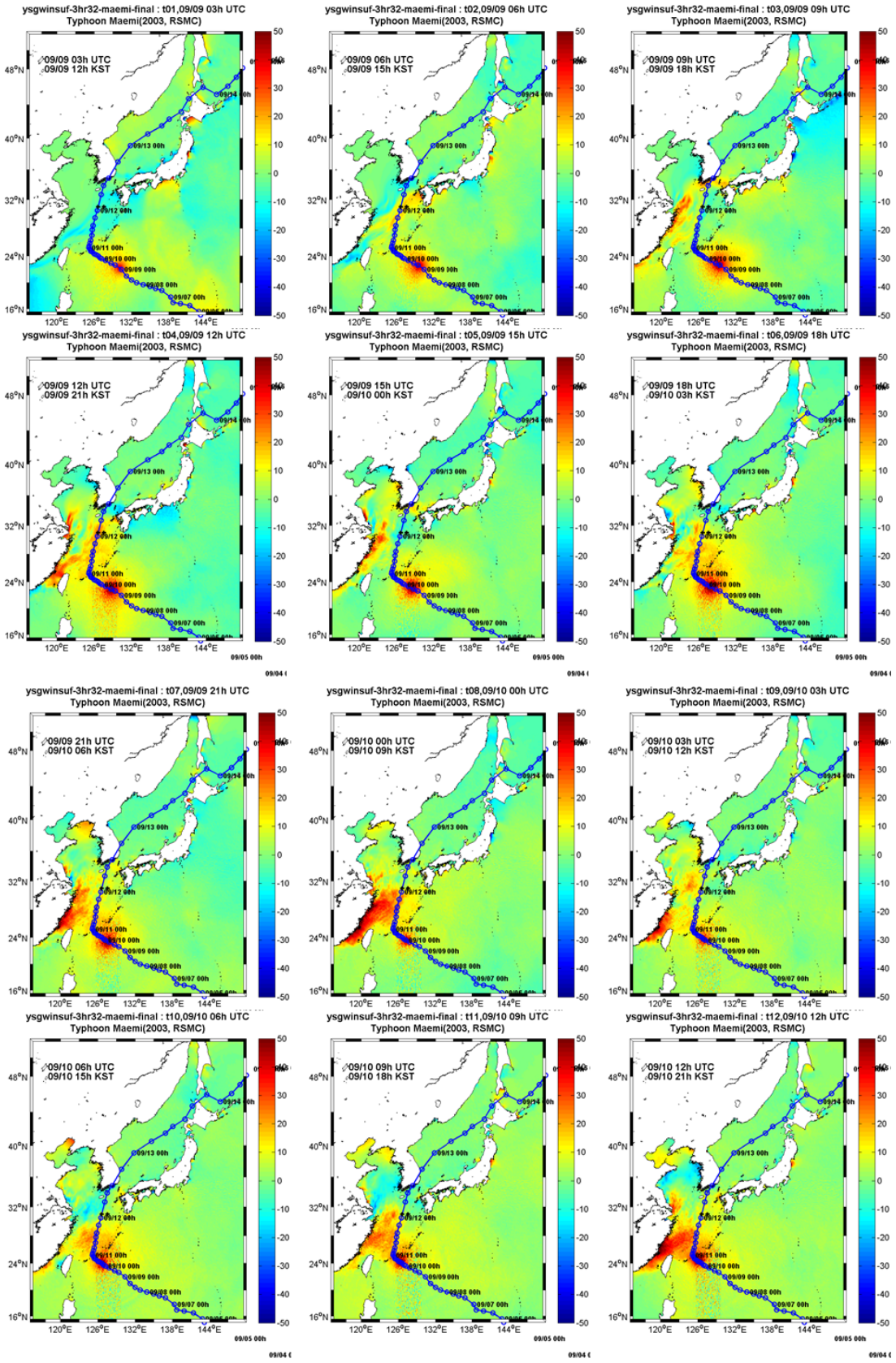


그림 3.3.7a 2003년 매미통과시 9월 9일 12시 - 9월 10일 21시까지 계산된 해일 분포(컬러).

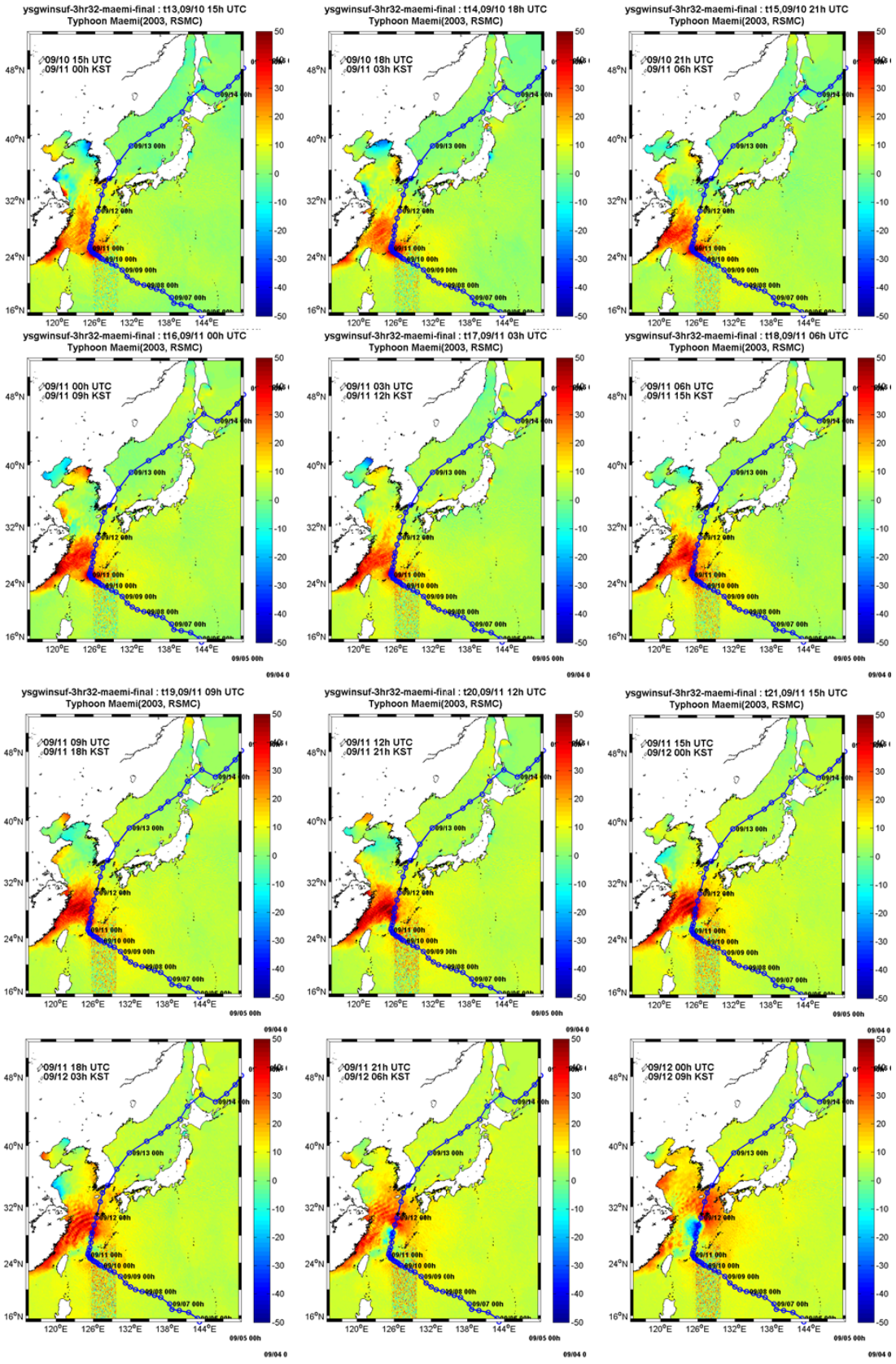


그림 3.3.7b 2003년 매미시기 9월 11일 0시 - 9월 12일 09시까지 계산된 해일 분포(컬러).

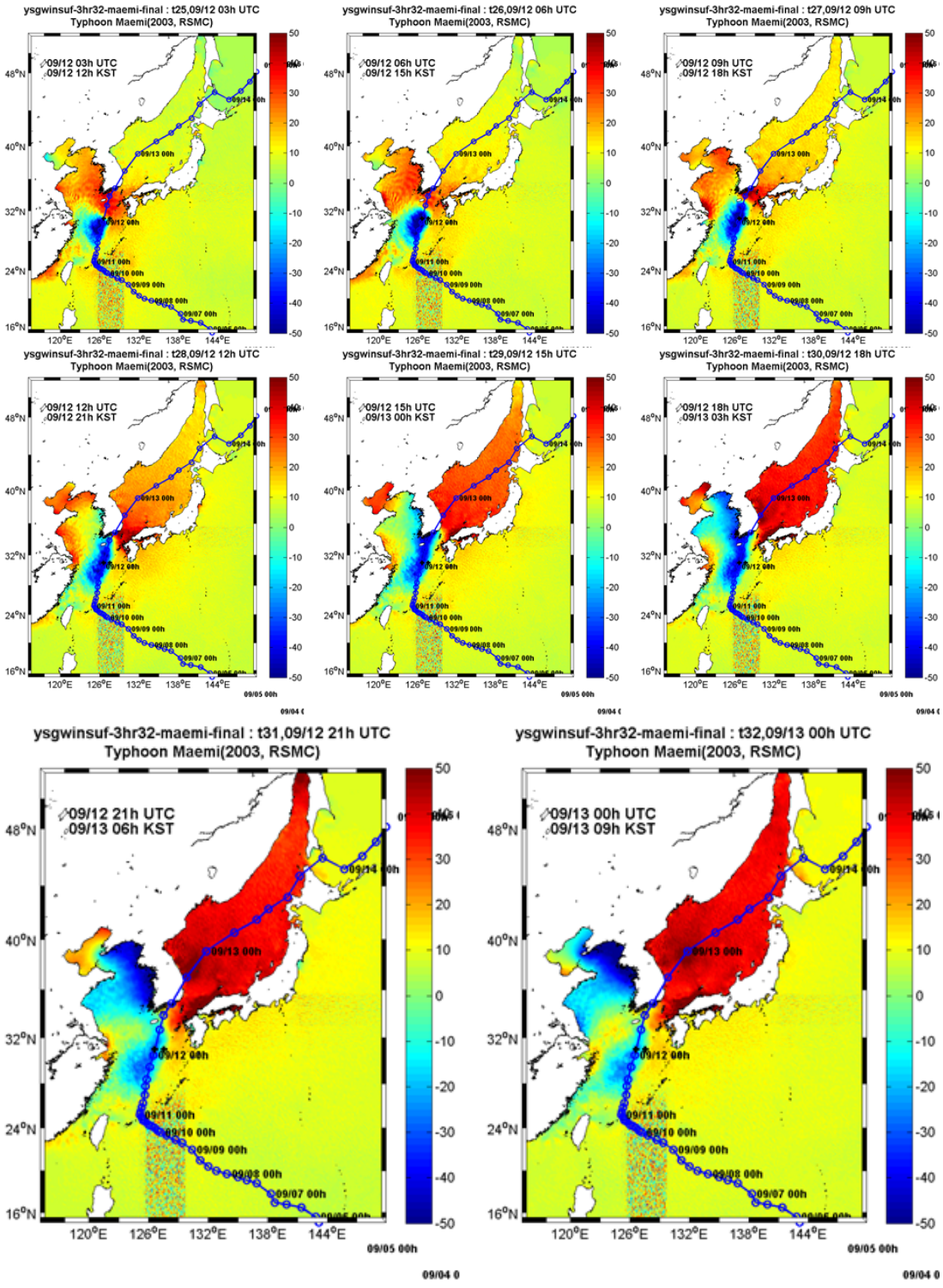


그림 3.3.7c 2003년 매미시기 9월 12일 12시 - 9월 13일 09시까지 계산된 해일 분포(컬러).

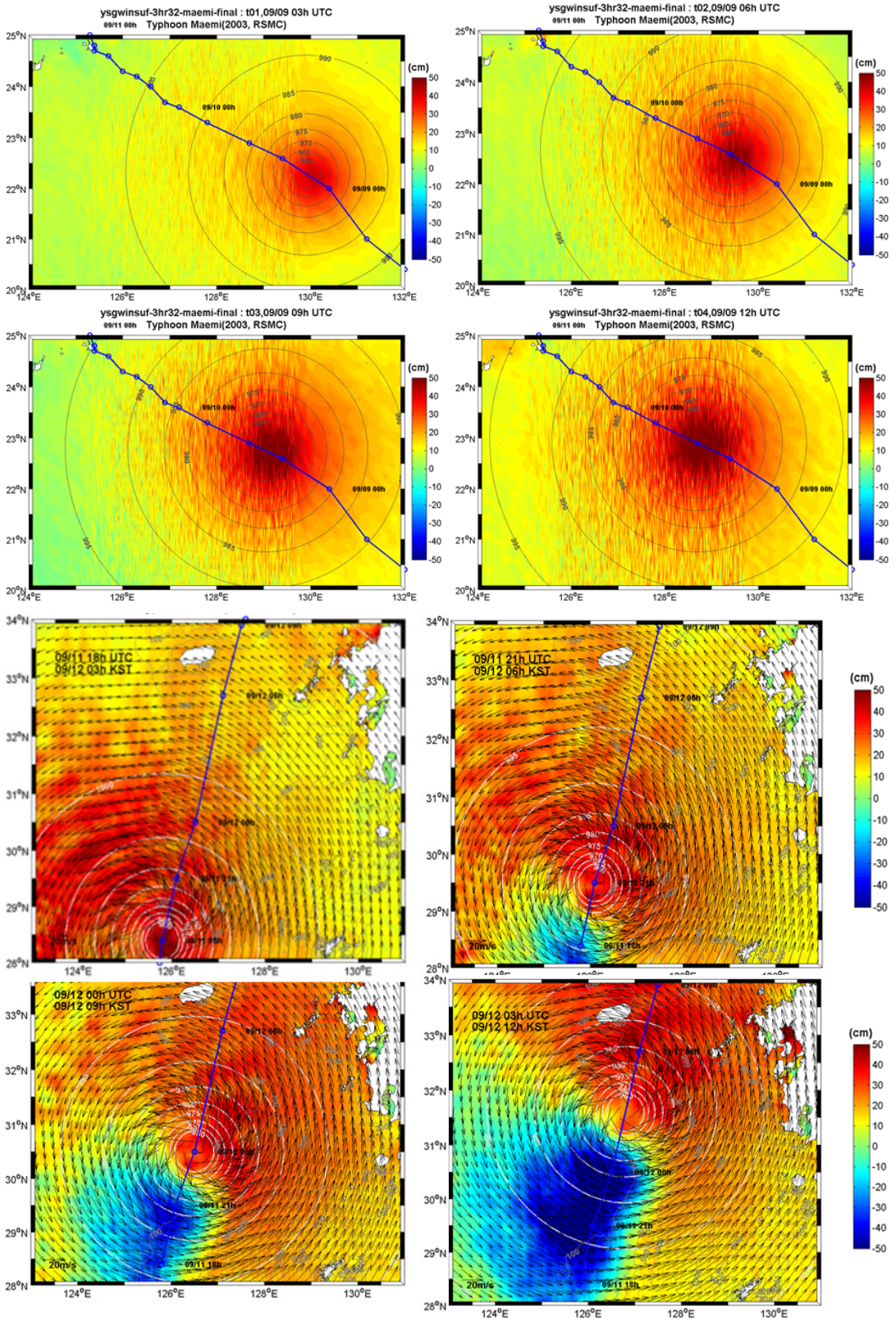


그림 3.3.8 매미에 의한 대양(상) 및 대륙붕(하)에서 해일과 등기압선(실선). 대륙붕에서는 바람장을 함께 도시하였다.

라. 개방경계 조건에 따른 해일특성 비교

- 개방경계조건 차이에 따른 모델의 반응을 살펴보기 위하여 방사경계 조건 실험(final)과 외해 경계의 변위가 0.0으로 일정하게 둔 실험(opn0w)을 실시하였다. 예상되는 바와 같이 외해 경계가 모델 내부와 멀리 떨어져 있기 때문에 내부 영역에서의 결과는 상대적으로 작았다. 이 실험을 실시하게 된 배경은 컴퓨터 컴파일러 변경에 따라 기존의 모델 시스템의 반응이 차이를 보여 이를 확인하기 위한 목적으로 실험을 실시하였다.

- 그림 3.3.9는 위의 두경계 조건을 사용한 실험에서 내부 남해안 해역에 대한 해일재현 결과의 차이를 비교한 그림이다. 그림 3.3.9(상)은 두조건에서 9월 12일 21시(KST)의 해일 분포를 계산한 결과이다. 반면에 그림3.3.9(중)은 9월 13일 00시 음의 해일이 발생한 시기에 해일 공간분포를 계산한 결과이다. 그림 3.3.9(하)는 21시와 00시에 통영과 부산 검조소에서 관측된 해일 높이로서 양의 해일 발생후 3시간 만에 음의 해일이 나타나는 특성을 잘 재현하고 있음을 알 수 있다.

- 위의 결과에서 두 경계 조건 차이에도 불구하고 남해와 같은 내부에서의 해일 특성은 유사하게 재현되고 있는 것을 알 수 있다.

- 그림3.3.10은 경계조건에 따라 태풍 진로에 따라 대륙붕에서의 공간적인 특성이 어떻게 나타나는가를 비교하기 위한 그림이다. 9월 10일 00시, 12일 15시, 18시에 계산된 해일 분포 특성이다. 대체로 고정 경계(opn0w)와 방사경계(final)의 황동중국해 음해일 발생 특성과 남해 해일발생 특성은 유사한 결과를 보이나 황해 내부의 해일 분포 특성이 다르게 나타난다.

- 실험결과 태풍 매미와 나리 실험에서 태풍에 반응하는 해수위 반응이 물리적으로 타당하게 반응하는 것으로 나타났다. 남해안 주요 관측점에서 해일고와 계산치를 1차 비교한 결과, 매우 근접한 결과를 보였으며, 성공적으로 모델이 개발되었음을 시사한다. 차년도에는 모델 연안격자망의 개선 및 모델 세련화를 통한 시스템 구축을 완료할 예정이다.

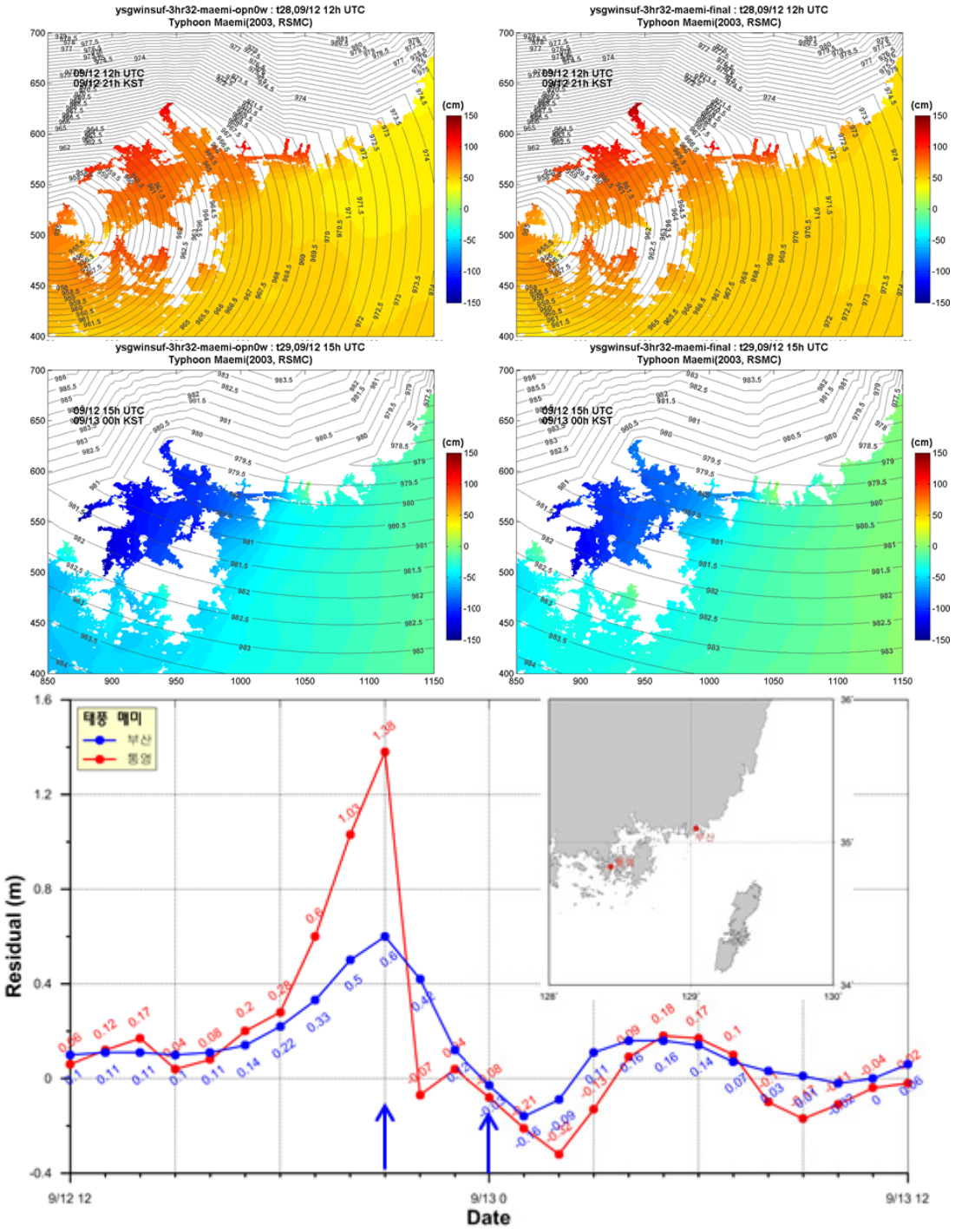


그림 3.3.9 2007년 태풍 나리진로와 북서태평양 해일고 수위 시간변화 (cm). 시간격은 3시간이며 t01는 2007년 9월 13일 6시(UST)이며 3시간 간격자료이다.

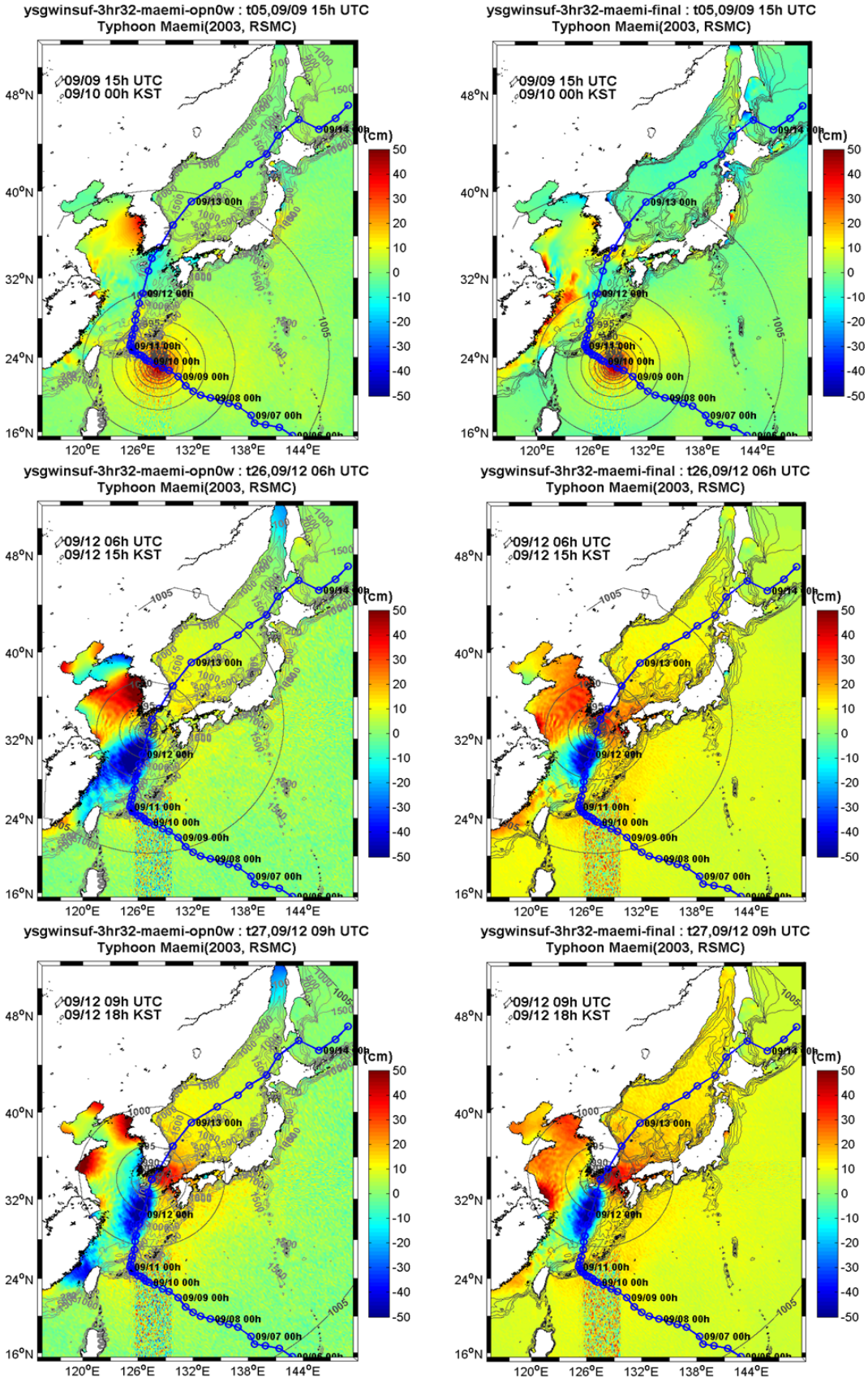


그림 3.3.10 개방경계(좌:opn0w; 우:방사경계) 차이에 따른 동중국해 음해일발생 특성.

제4절 태풍/해양모델 수립

1. 북서태평양에서의 급강화 태풍

가. 급강화 태풍

(1) 급강화 태풍의 정의

- 태풍은 우리나라에서 발생하는 자연재해중 가장 파괴적이고 그 피해가 광범위한 해양기원 재해요소인데, 태풍의 강도는 해양에서 얼마나 많은 에너지를 공급받느냐에 따라 강도가 결정된다. 북서태평양은 온난화 진전에 따라 더욱 강한 태풍 발생이 예상되는 지역이다.

- 북서태평양 저위도(5° N-15° N)에서 발생하는 태풍은 대부분 난수성 소용돌이(warm eddies) (20° N -24° N) 해역에서 최대 강도(매미 등)가 나타난다.

- 2000년 이후 한반도에 1-2등급 수준으로 상륙하거나 영향을 준 강한 4-5등급 태풍은 북서태평양 난류해역을 통과시 급격히 강화된다.

- National Hurricane Center에서는 24시간내에 30 knot (10분 평균 풍속에서는 26 knot) 이상의 최대풍속 증가가 이루어 졌을 경우 급강화 태풍(RI-Typhoon)이라고 정의하고 있으며, 표층수온이 따뜻할 때 주로 일어난다고 알려져 있지만, 이에 대한 정확한 예측은 아직 못하고 있다.

(2) 북서태평양 난수성 소용돌이 지역에서의 급강화 태풍

- 북서태평양 난수성 소용돌이 지역 (ER-NWP, Eddy Rich-North West Pacific)에서의 급강화 (RI, Rapidly Intensified) 태풍의 조사를 위하여 일본기상청(JMA) RSMC의 Best Track 자료를 이용하였다.
- RSMC 자료가 존재하는 1977년부터 2016년까지의 40년간의 태풍을 조사하였으며, 북서태평양에서 발생한 RI태풍은 281개, ER-NWP 지역을 지난 RI태풍은 총 76개로, 연평균 7개의 RI태풍이 북서태평양에 발생하며, 이 중 1.9개의 RI태풍이 ER-NWP 지역을 지나는 것으로 나타났다. 또한 전체 발생한 태풍 수와

RI태풍과의 비율을 살펴보면 전체 북태평양의 경우 28%의 태풍이 RI태풍이며, ER-NWP을 지나는 태풍은 30%가 RI태풍이다.

- 최근 8년 (2009년~2016년)의 경우에는 연평균 6.9개의 RI태풍이 발생하였으며, 이중 2.5개의 RI태풍이 ER-NWP 지역을 지나는 것으로 나타났으며, 최근 8년간 발생한 태풍 수와 RI태풍과의 비율을 살펴보면 전체 북태평양의 경우 29%의 태풍이 RI태풍이며, ER-NWP을 지나는 태풍은 42%가 RI태풍으로 나타났다.

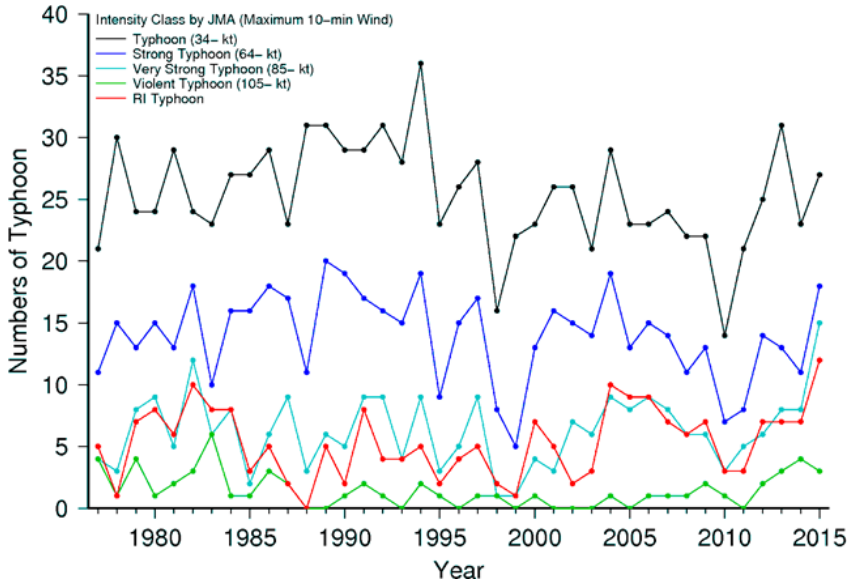


그림 3.4.1 북서태평양에서 발생한 년도별 태풍 수

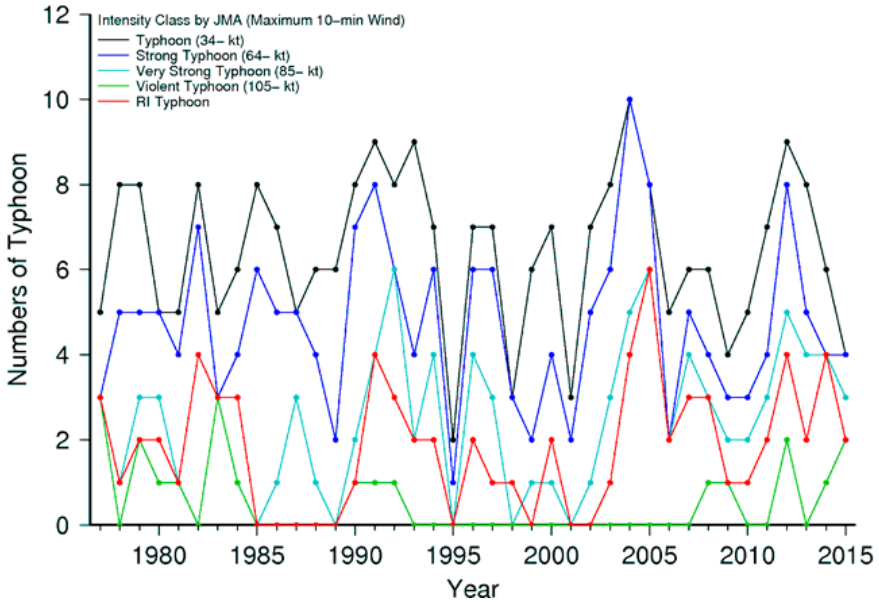


그림 3.4.2 북서태평양 난수성 소용돌이 지역을 통과한 년도별 태풍 수

표 3.4.1 북서태평양 (NWP) 및 난수성 소용돌이 지역 (ER-NWP)을 통과한 강도별 태풍 수 (1977년~2016년 기간). *2009년~2016년 기간

카테고리 (JMA)	최강풍속	NWP 영역	ER-NWP 영역
Typhoon (TP)	34 kt~	1016 (188*)	256 (48*)
Strong Typhoon (ST)	64 kt~	559	189
Very Strong Typhoon (VS)	85 kt~	255	103
Violent Typhoon (VT)	105 kt~	61	23
RI Typhoon		218 (55*)	76 (20*)

- 전체적인 RI태풍의 개수는 큰 변동이 없으나, 최근 ER-NWP를 지나는 태풍이 RI로 발달되는 빈도는 증가하였다.
- 2009년부터 ER-NWP을 지나는 RI태풍 중, 한국에 직접 영향을 미쳤던 태풍은 KOMPAS (201007), MUIFA (201109), SANBA (201216) 및 CHABA (201618)의 총 4개의 태풍이며, 일본에 직접 영향을 미쳤던 태풍은 총 9개이다.

나. 태풍 예측

(1) 주요 태풍 예측 기관

- 태풍의 실시간 예측은 미국 JTWC, 일본 JMA-RSMC, 한국 KMA, 중국 NMC 및 CWB, 홍콩 HKO, 필리핀 PAGASA 등이 발표하고 있으며, http://typhoon2000.ph 사이트에서 2009년부터의 예측자료를 수집하여 공개하고 있다.
- 이중 JTWC, JMA 및 KMA 발표한 태풍예측자료를 JMA의 태풍 Best Track 자료와 비교하였다.

(2) 난수성 소용돌이 지역 (ER-NWP)에서의 급강화 (RI) 태풍의 예측결과

- 2009년부터의 난수성 소용돌이 지역 (ER-NWP)에서의 급강화 (RI) 태풍은 총 20개로, 20개의 태풍의 중심위치 (3일 예보) 오차는 약 150km로 나타났다. (그림 3.4.3)
- 태풍 강도 예보의 경우 태풍의 최강풍속으로 예보가 되며, JMA 및 KMA는 10

분 평균 풍속인 반면, JTWC는 1분 평균 풍속으로, 통계적으로 약 0.88배의 차이를 감안하여 10분 평균 풍속으로 비교하였다. 또한 태풍의 강화기와 약화기의 예측이 다르므로, 강화기 (최강풍속의 최대치의 시간 이전)의 예측치만 비교하였다.

- 20개 태풍의 최강풍속 (2일 예보) 오차의 경우 JTWC는 약 10 m/s가 강하게 예측하였으며, JMA 및 KMA의 경우 최강풍속의 오차는 약 5m/s 약하게 예측되었다. (그림 3.4.3)
- 이중 한반도에 직접 영향을 미치는 4개 태풍 (KOMPAS (201007), MUIFA (201109), SANBA (201216) 및 CHABA (201618))의 예측치를 비교해 보면 전체 (그림 6)보다 예측오차가 정확하지 않음을 알 수 있는데, 3일 예보의 중심위치 오차는 약 200km, 2일 예보의 중심기압 오차는 약 10 m/s 약하게 예측된 것으로 일본을 향하는 태풍의 오차보다 약하게 예측되고 있다. (그림 3.4.4)

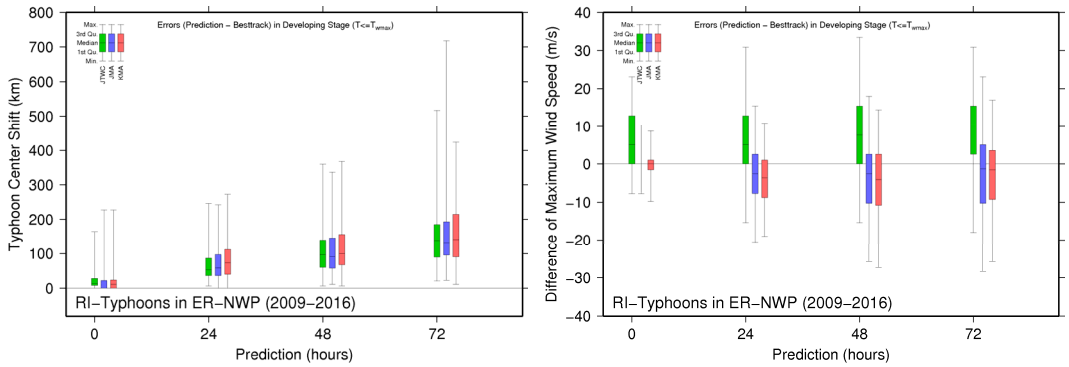


그림 3.4.3 2009년 부터의 난수성 소용돌이 지역 (ER-NWP)를 지나는 급강화 (RI) 태풍의 예보 통계치 - 중심위치 및 최강풍속 오차

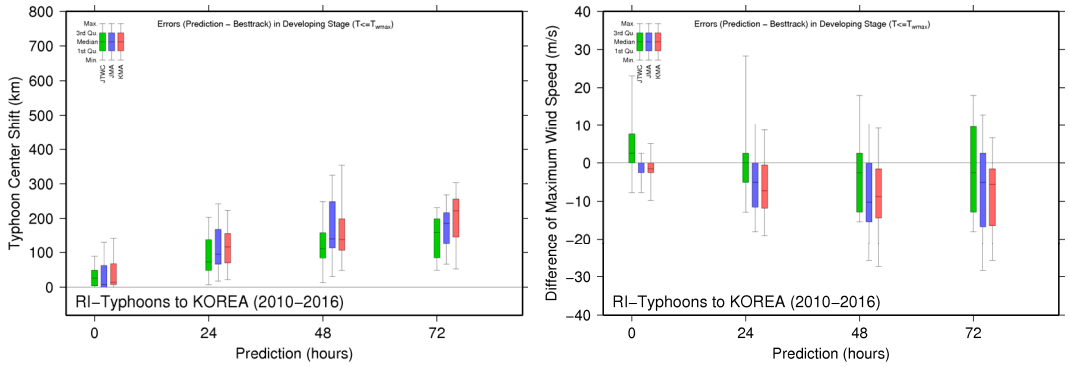


그림 3.4.4 2009년 부터의 한국을 지나는 급강화 (RI) 태풍의 예보 통계치 - 중심위치 및 최강풍속 오차

2. 태풍모델

가. 태풍모델 구축

(1) 위성자료 활용 이동세격자 태풍모델

- 태풍모델은 WRF 기상모형 (버전 3.8)을 이용하여 구축되었으며, 이동세격자 (Vortex following moving nest) 기법을 이용하여 7.5분 (1/8도)에서 2.5분 (1/24도)의 해상도로 둥지화하는 체계를 구축하였다.

- WRF 모델은 아도메인의 격자체계 설정옵션에 따라 고정격자와 이동격자 (moving nesting)로 나뉜다. 고정격자 수치모델에서 아도메인의 영역 설정 시, 태풍의 생성부터 소멸까지 태풍의 전체 생애주기를 고려해 방대한 영역을 포함해야 하므로 막대한 전산자원이 소요된다. 이는 고해상도 수치모델 구동에 있어서 많은 제약요소로 작용한다. 반면에 이동격자체계로 구성된 모델은 아도메인 설정 시, 태풍을 중심으로 주변지역으로 한정하여 전산자원 소모가 적은 장점이 있다.

- 태풍모델의 초기 및 경계장은 NOAA의 현업기상예측모델 (GFS)의 실시간 예측자료를 이용하였으며, 자료동화를 하지 않은 Free run 예측의 경우 정확도가 높지 않아, Spectral Nudging 기법을 이용하여 정확도를 향상시켰다.
- 사실적인 태풍예측을 위해, 표층 수온은 위성관측 자료를 활용하여 입력하였다. 태풍 초기에는 경로차이가 관측치와 약간의 차이를 보이고 있으나, 중반 이후로는 비교적 잘 예측하고 있는 결과를 보여준다.

(2) 표층 수온 조건

- WRF의 입력자료로 사용되는 NOAA의 현업기상예측모델 (GFS)에서 사용하는 SST 자료는 (NOAA Optimum Interpolation Sea Surface Temperature Analysis)는 Optimum Interpolation (OI) 기법을 사용한 5분해상도의 daily Real-Time Global (RTG) 해양표층온도(SST)를 사용하며, 5분 해상도의 일평균 Real-Time Global (RTG) SST를 사용하며 (http://polar.ncep.noaa.gov/sst/rtg_high_res), 최근 24시간 부이 및 선박관측 자료와, 위성으로 관측된 해빙 커버리지 정보를 여러 내삽기법을 이용하여 제작된다.

- 하지만 지역적으로 오차가 여전히 존재하여, 위성관측 마이크로웨이브 관측자료 (MWSST)를 표층 수온으로 입력하였다. 4~11 GHz 주파수의 수직편광 마이크로파 명암온도는 해면에서의 SST에 상당히 민감하며, 표면거칠기와 기상온도 및 습기에도 영향을 받는다. 해수의 낮은 전자파 방사도(방사 효율 : 35 - 40%)로 인하여 신호의 크기가 아주 미약하며, 대기의 영향, 해수의 표면상태, 안테나의 모양, 구름 등에 의하여 부정확성이 추가되나, MWSST는 이를 이용하여 표층온도를 추정한다.

나. 해양조건에 따른 태풍 강도 변화

- 해양조건에 따른 태풍 강도 변화를 보기 위해 태풍의 중심위치에서의 표층수온과 하루 뒤와의 태풍 최강풍속 변화를 비교하였다. 표층 수온은 위성관측자료은 MWSST를 사용하였으며, 2009년부터 2016년까지의 55개의 RI 태풍에 대하여 표층수온과 최강풍속의 하루변화치를 비교하였다. (그림 3.4.5)

- 표층수온과 태풍 발달률은 양의 상관관계를 가지고 있으며, SST가 28도 이상의 경우 태풍이 발달할 확률이 높아진다.

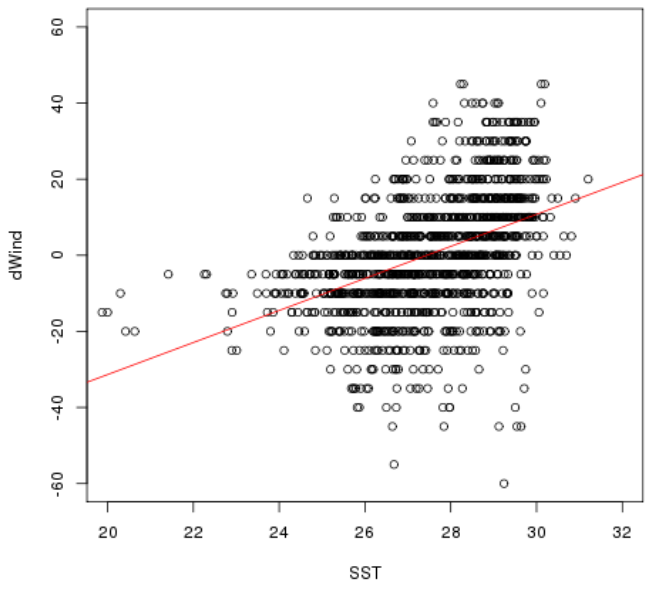


그림 3.4.5 표층 수온과 최강풍속 변화(1일 후와의 차이)의 비교

다. 해양조건에 따른 태풍진로 및 강도 영향 실험

(1) 태풍 할롱

- 태풍은 2014년 7월 말에 생성되어 일본쪽으로 상륙한 태풍 할롱을 선정하여 태풍예측을 수행하였다.

- 해양조건에 따른 태풍진로 및 강도 영향 실험을 위해, 태풍기상모델 (WRF V3.8)을 수립하였다.

- 태풍모델(WRF V3.8)의 격자 체계는 동경 99도~170도, 북위 5도~63도로 설정하고, 해상도는 7.5분 (약 14km)으로 구성하였다. 태풍의 와류를 추적하여 격자를 이동시키는 Vortex following 둥지화 기법을 이용하기 위해 2.5분 해상도의 300x300격자 체계를 갖는 자도메인을 구성하였으며, 태풍초기 위치를 중심으로 각 12.5도의 가로세로의 크기로 초기 설정하였다. 전체영역을 2.5분 해상도로 계산하는 것보다 1/60의 계산자원만 소요된다.

- NOAA 표층수온 자료, MOM 해양모델 재분석 자료 및 위성관측자료인 마이크로웨이브SST를 태풍모델의 해양입력자료로 사용하여 태풍변화 실험을 수행하였다.

- NCEP FNL에는 NOAA의 SST자료가 이용되며, 이 SST자료는 저해상도에 일주일평균자료로 실제와는 상당히 다른 표층수온 분포를 보여주고 있다. MOM 해양모델의 재분석 SST 자료와 위성관측 SST인 MWOI SST자료를 적용하여 WRF를 이용하여 태풍할롱을 시뮬레이션하였다. (그림 3.4.6)

- 태풍 할롱은 8월 1일에 960 hPa에서 하루만에 920 hPa까지 급격히 강화한 RI 태풍으로 초기 및 배경장 자료는 NCEP의 FNL 재분석 자료를 이용하였다. NCEP 자료는 재분석 자료인 FNL 자료와 실시간 예측자료인 GFS 자료가 이용가능한데, FNL 자료는 저해상도 이나 관측치가 포함된 후측자료로 본 실험과 같은 후측 실험에서 활용가능하며, GFS 자료는 실시간 예측에 사용되며 최근에는 고해상도(0.25도)의 자료까지 제공하고 있다.

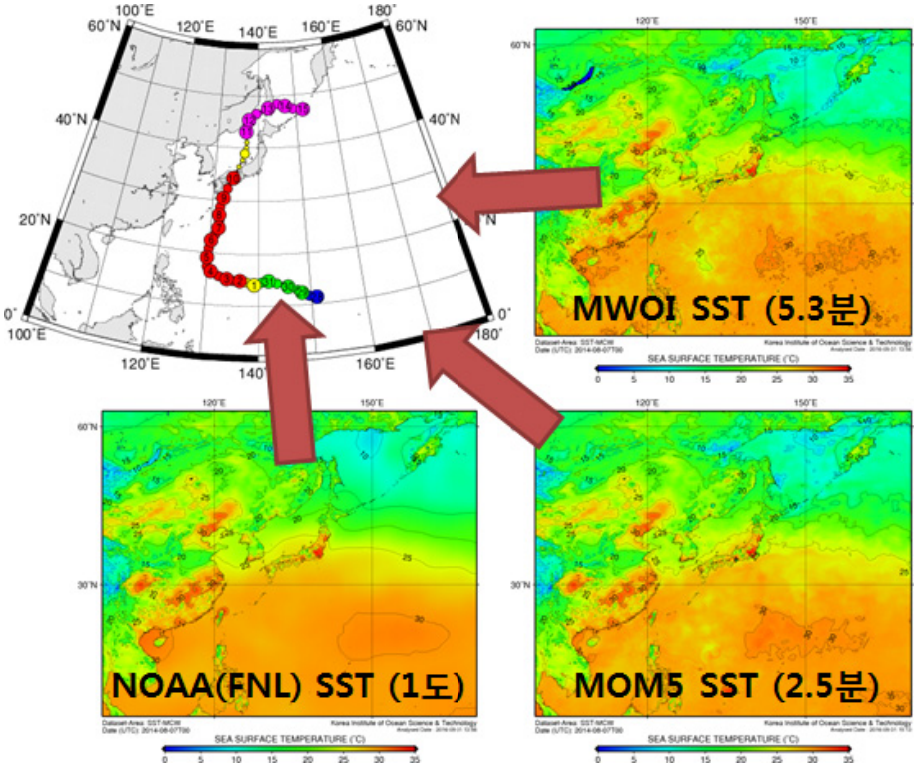


그림 3.4.6. 태풍 할롱의 수치 실험 조건

- NCEP FNL자료의 경우 후측자료라 태풍진로의 경우 우수한 결과를 보여주고 있으나, 격자해상도 (1도)의 영향으로 태풍강도 및 크기(강풍반경)는 JTWC의 Best track 데이터와는 상당히 다른 결과를 보여주고 있다. (그림 3.4.7)

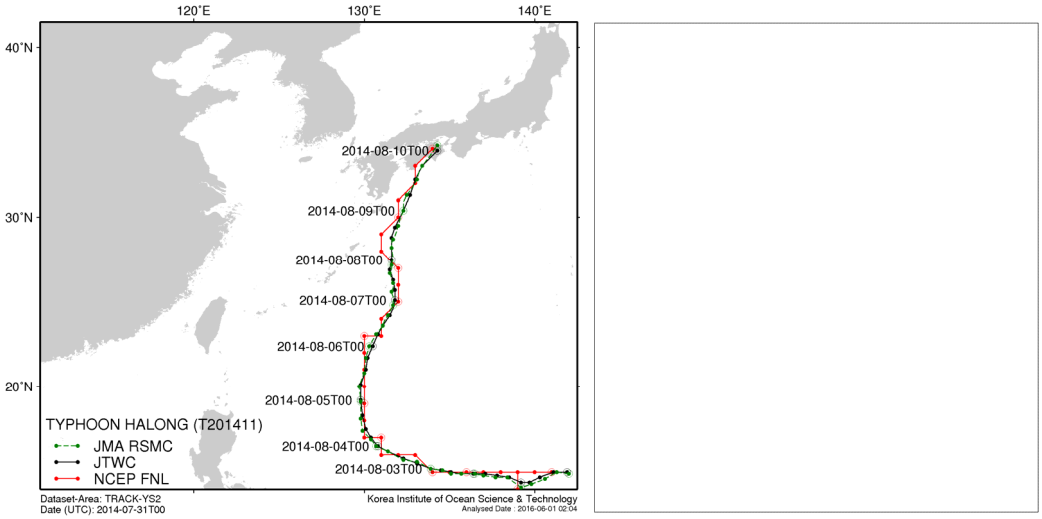


그림 3.4.7 NCEP FNL 자료에서 추출한 태풍경로, 태풍중심기압, 1분 최강풍속 및 강풍반경 (JTWC와 JMA자료와 비교)

- NCEP FNL자료를 이용한 태풍할롱의 WRF 시뮬레이션 결과는 태풍진로의 경우 크게 벗어나는 계산결과를 보여주고 있어, 태풍강도에 대한 비교는 의미가 없는 것으로 판단된다. Spectral Nudging 기법을 이용하여 태풍 경로 정확도를 비약적으로 향상시켰으나 아직 300km 이상의 경로오차를 보여주고 있어 경로오차를 줄이려는 노력이 필요하다. (그림 3.4.8)

(a) No Assimilation　　(b) Spectral Nudging

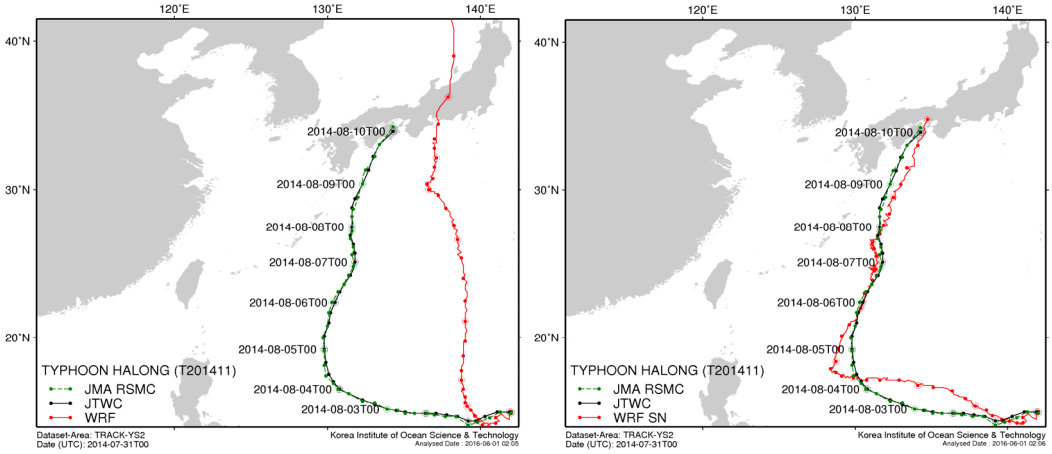


그림 3.4.8 Spectral Nudging 기법 적용 유무에 따른 WRF로 계산된 태풍경로

- MOM 해양모델의 재분석 SST 자료와 위성관측 SST인 MWOISST자료를 적용하여 계산된 태풍할롱의 진로 및 강도는 비슷한 결과(그림 3.4.9)를 보여주고 있는데, NOAA의 SST를 이용한 WRF의 결과보다는 낫지만 태풍 강화과정이 미흡하게 산정되고 있으며, MOM SST보다는 MWOISST가 8월 2~3일의 태풍약화과정을 재현하는데 더 나은 결과(그림 3.4.10)를 보이고 있다.

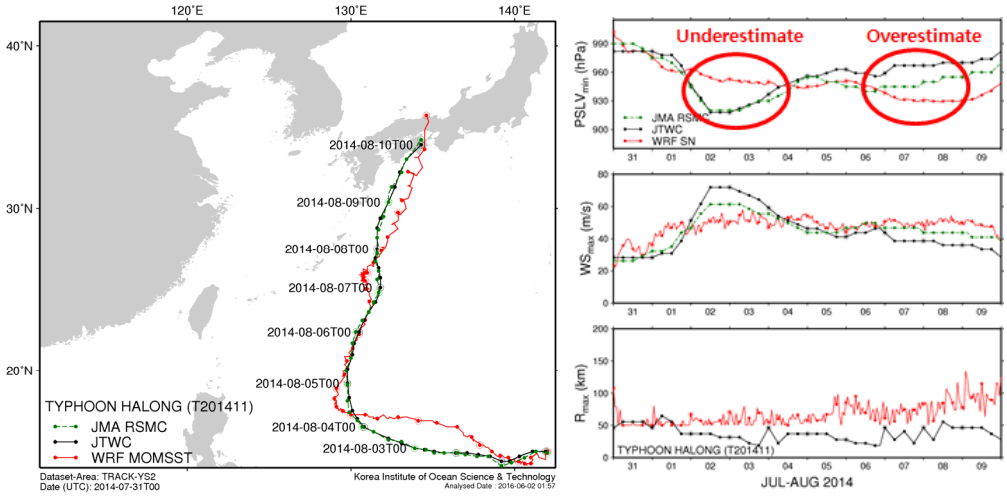


그림 3.4.9 MOM 해양모델 재분석SST를 이용한 태풍경로, 태풍중심기압, 1분 최강풍속 및 강풍반경

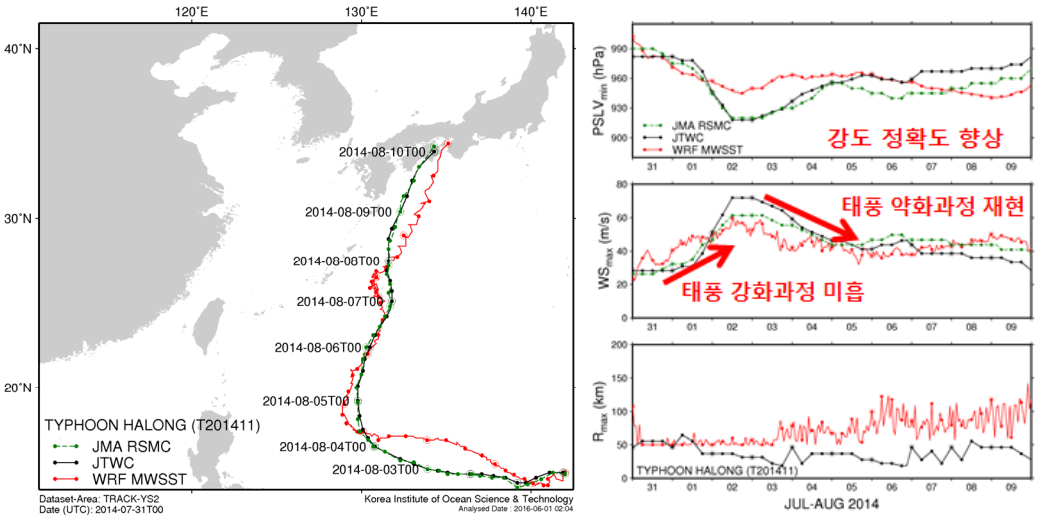


그림 3.4.10 위성관측 MWOISST를 이용한 태풍경로, 태풍중심기압, 1분 최강풍속 및 강풍반경

(2) 태풍 네파닥

- 2016년 1호 태풍 NEPARTAK에 대해 경로 및 강도 예측을 수행하였다.

- 표층수온은 MWSST 위성관측 자료를 이용하였으며, Spectral Nudging 기법 도입의 유무 실험을 1개의 도메인 실험과 소용돌이 추척 둥지화 기법을 적용한 2개의 도메인 실험을 수행하였다. (D1, D2, D1-SN, D2-SN 실험)

- SN 자료동화를 하는 경우 모델의 배경장 자료인 NCEP-GFS의 예측결과와 비슷한 경로를 따라가기 때문에 SN 자료동화를 수행하지 않은 WRF의 결과가 우수한 경로 예측을 보여주고 있다.

- 강도 예측의 경우 태풍의 강화기에는 강화율이 낮게 예측되었으며, 약화기에는 약화율이 낮게 예측되었으며, 소용돌이 추척 둥지화 기법을 적용 2개의 도메인으로 강도 예측이 향상되었다.

- 중심위치의 오차를 보면, 3일 태풍 경로 예보의 경우 기관별로 130~400km 이며, 오차 중간값(Median)이 200km보다 작은 경우는 JMA와 WRF (D1 & D2 cases)이며, 이외에는 200km보다 큰 오차를 보인다.

- 최대강풍의 오차를 보면, 3일 태풍 강도 예보의 경우 모델초기치의 오차 중간값(Median)은 관측치보다 과대산정되고 있으나, 1일 및 2일 예측치의 경우 태풍강도가 약하게 예측되고 있다. JTWC의 강도예측이 비교적 안정된 예측치를 보여주고 있으며, WRF의 예측의 경우 멀티도메인(D2)의 태풍강도 예측치가 단일도메인(D1)의 태풍강도 예측치보다 좋은 결과를 보여주고 있다.

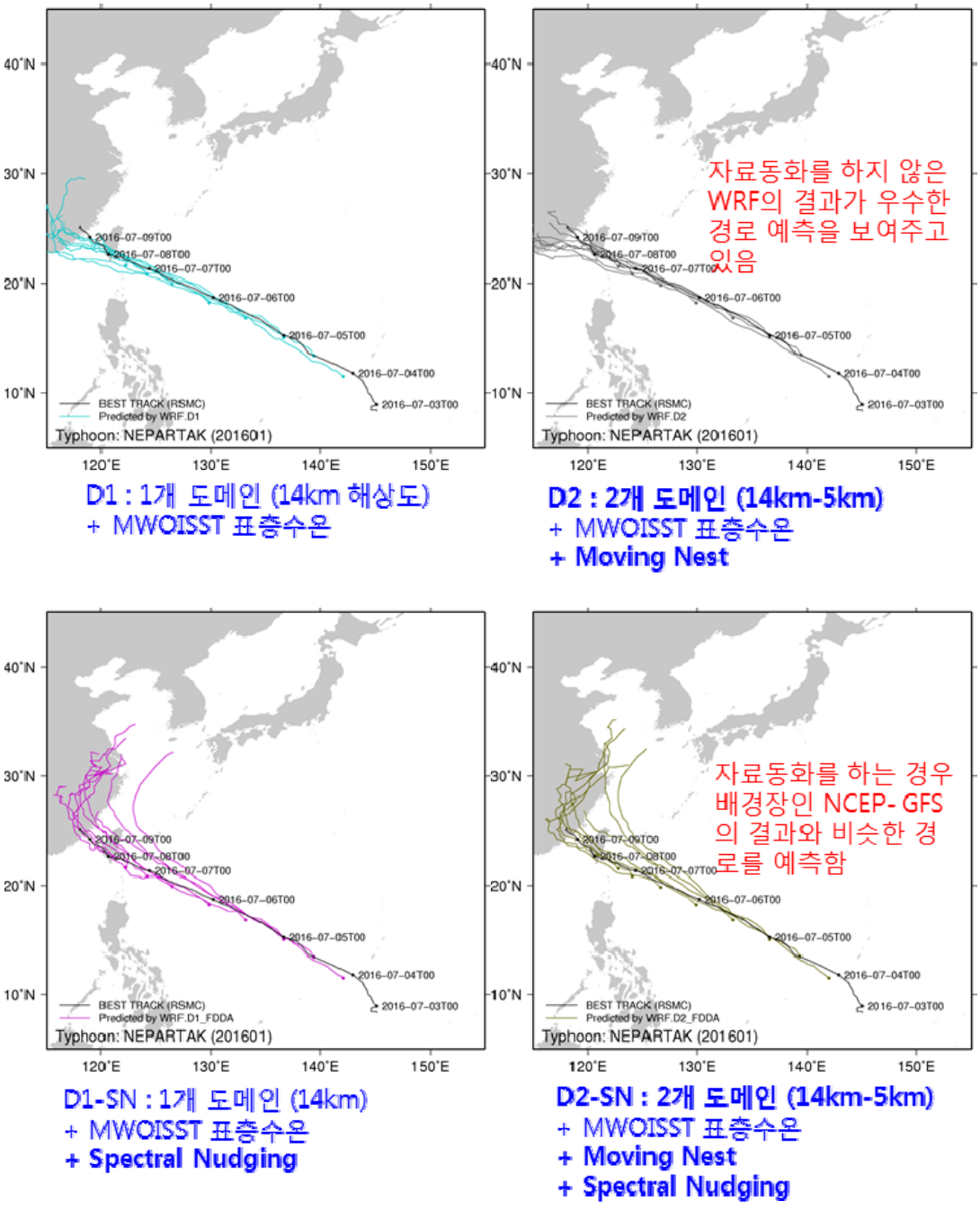


그림 3.4.11 태풍네파닥의 실험 조건

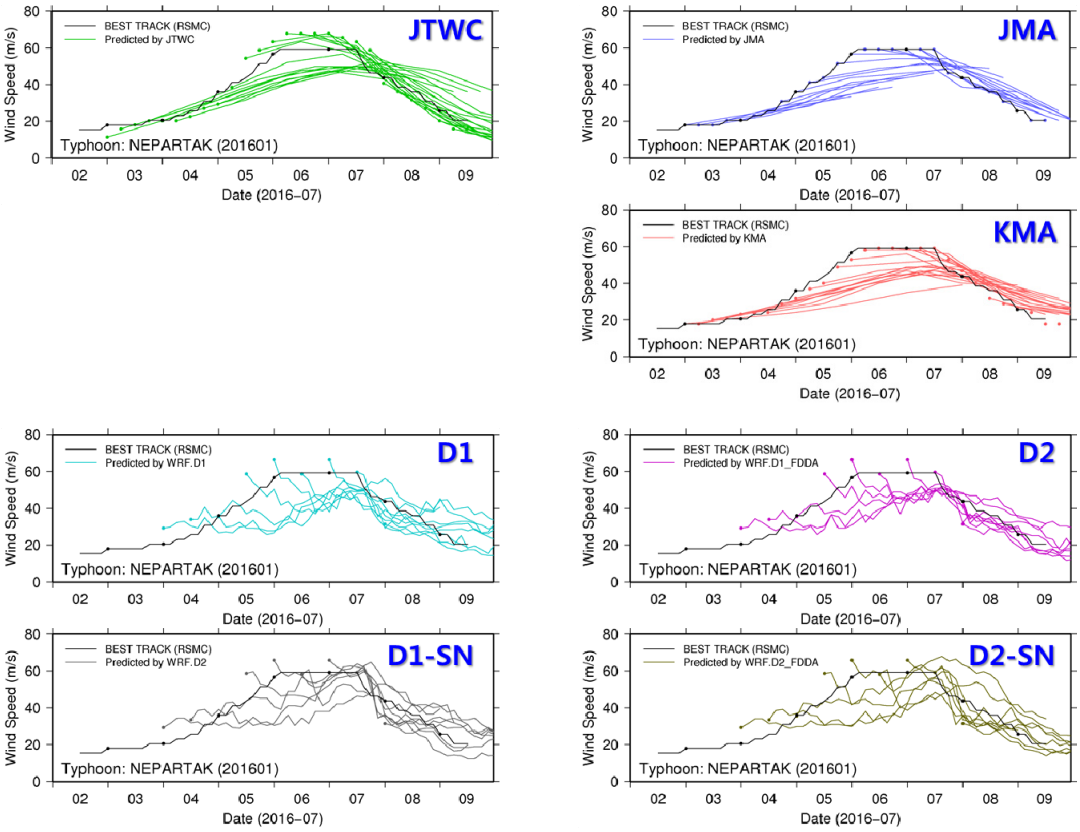


그림 3.4.12 태풍 예측기관 (JTWC, JMA, KMA)과 본 실험의 태풍강도 예측치

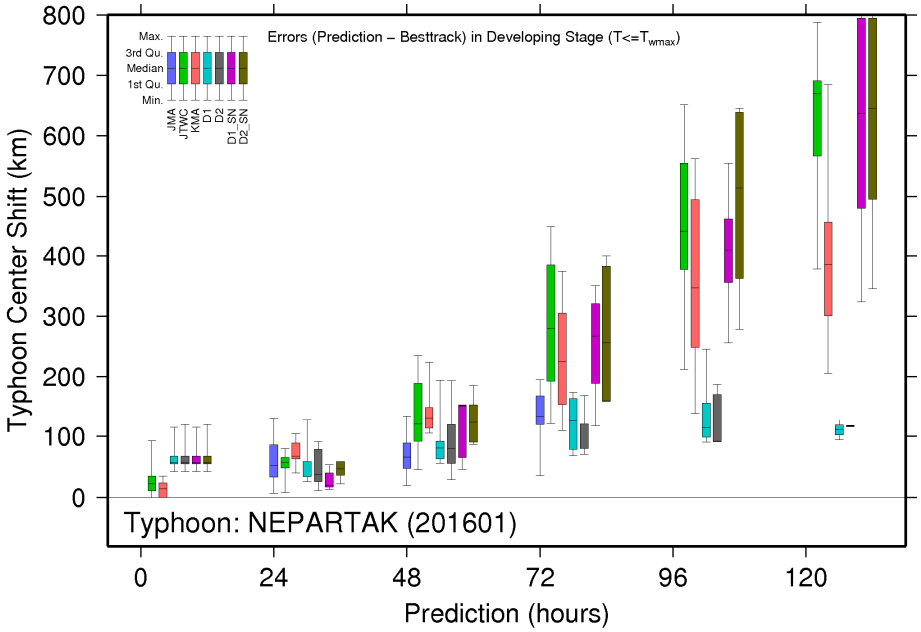


그림 3.4.13 태풍 예측기관 (JTWC, JMA, KMA)과 본 실험의 태풍경로 오차

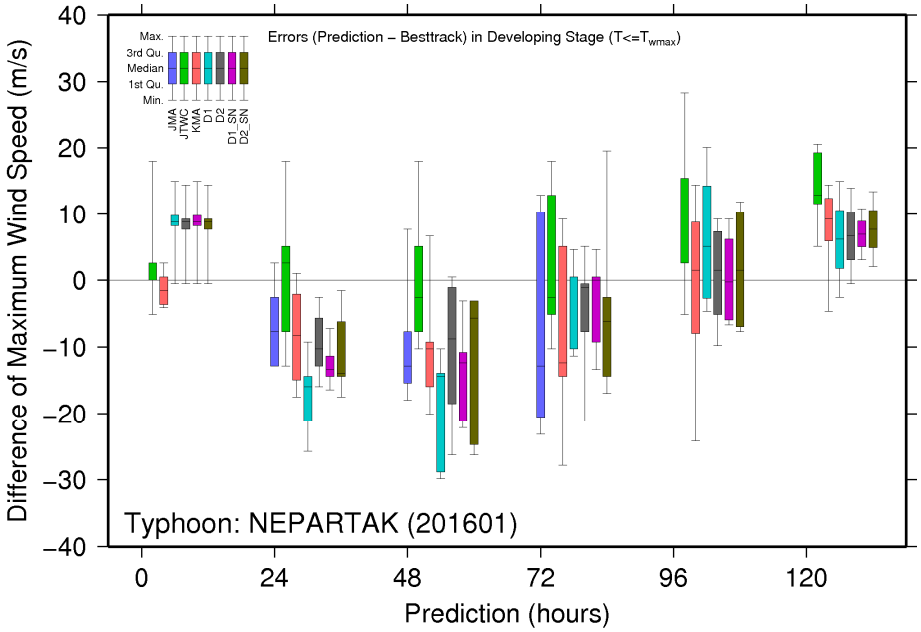


그림 3.4.14 태풍 예측기관 (JTWC, JMA, KMA)과 본 실험의 태풍강도 (최대풍속) 오차

(3) 태풍 라이온락

- 모든 오차 비교는 태풍의 강화과정(T<=Twmax)에서만 비교하였으며, JTWC의 최대풍속은 는 10-minute wind로 변환(*0.88) 하여 계산하였다.

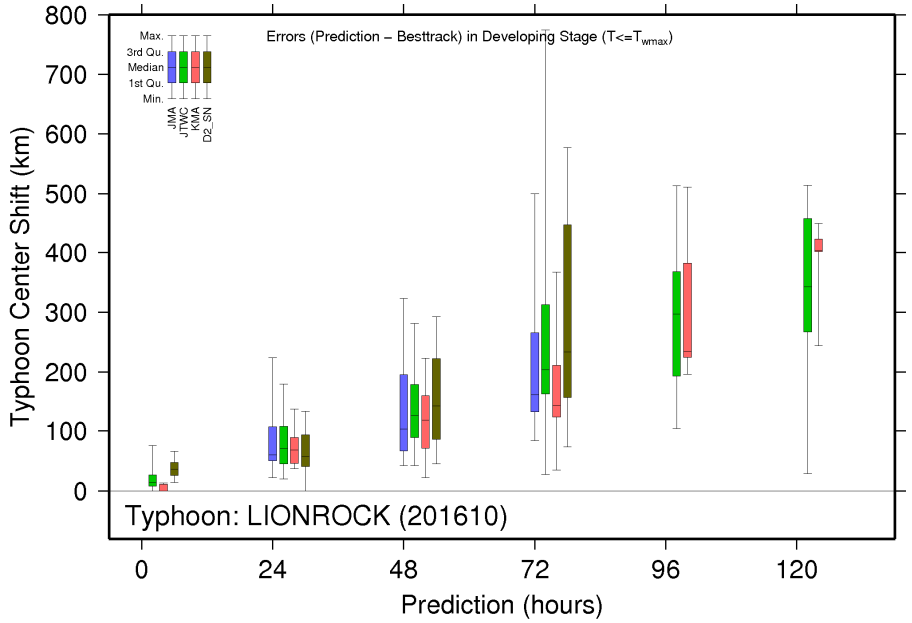


그림 3.4.15 태풍 예측기관 (JTWC,JMA,KMA)과 본 실험의 태풍경로 오차

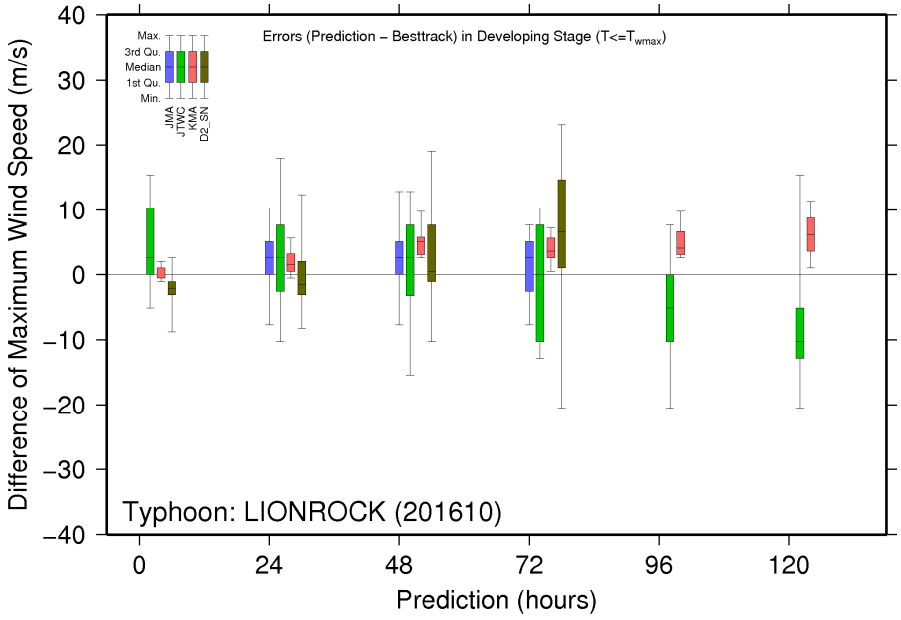


그림 3.4.16 태풍 예측기관 (JTWC, JMA, KMA)과 본 실험의 태풍강도 (최대풍속) 오차

- 2016년 10호 태풍 LIONROCK의 경우 D2-SN의 실험과 태풍예측기관과의 오차 비교를 수행하였으며, 타기관의 예측과 비슷한 오차를 보여주고 있다.

제4장 목표달성도 및 관련분야에의 기여도

제1절 목표 달성도

연구목표 달성도는 1,2 차년도와 같이 각 분야별로 기술한다. 본 연구에서는 해양, 태풍모델 초기조건 및 검증을 위한 해양조사 분야, 국내독자 해일모델 개발을 위한 독자 해일모델링 분야, 태풍모델링 분야로 대별된다.

1. 해양조사 분야

- 해양조사는 2차에 걸쳐 수행하였으며, 1차조사는 9월 1일-9월 7일까지 실시하였으며, 온누리호 조사선을 이용하여 제주남측 및 위도 31° N 해역에서 CTD 조사, ADCP 계류를 하였다. Wave-glider 적응을 위한 실험을 12월 1일-12월5일에 걸쳐 서귀포 남측에서 장비 테스트 및 적응 조사를 실시하였다. 1차 현장조사시 단기기간 동안인 약 2일간 계류한 ADCP 자료는 낙하상으로 원인으로 추정되는 이유로 해서 저층 계류시의 자료가 기록되지 않았다.

- 1차년도에 관측한 ADCP 자료 분석을 통하여 2014년 태풍 풍웡 시기에 내부파가 발생함을 확인하였으며, 최초로 난류생성항을 직접 계산하여 ADCP 유동장을 이용하여 연속적으로 난류확산 계수 산정기법을 개발하였으며, TurboMap과 CTD자료를 이용한 계산치와 비교하였다. 연구결과는 국제학술계에 보고할 목적으로 논문 작성중이다.

- 아울러 2007년에서 2016년까지 CTD 관측 자료와 Argo 자료를 활용하여 상부 혼합층에서 마이크로웨이브 자료와 관측치를 비교한 결과, 상부 10m 층까지의 수온을 마이크로웨이브파가 정확도 0.5℃내외에서 재현함을 확인하였으며, 15m-20m층에서의 정확도는 대륙붕 해역에서 냉수대 존재하는 해역에서 오차가 상대적으로 크다.

2. 북서태평양 독자 해일모델링 분야

- 북서 태평양 해역에서 효율적인 해일 예측 시스템 구축의 일환으로 확장가변

형 시스템을 채택하였다. 한반도 연안과 북서태평양 해역을 1개의 격자 격자망 시스템으로 구축한 해일모델을 이용하여 기상장 입력자료 산출, 매미, 나리태풍 실험 등을 수행하였고, 가용한 관측치와 비교, 검증을 통해 성공적으로 금년도 목표를 달성하였다.

- 태풍 매미, 나리시 계산된 해일은 서해안 및 남해안 검조소 자료에서 특징적으로 나타나는 해일 특성을 합리적으로 재현하였다. 동중국해로 태풍이 진입하면서 음의 해일이 광범위한 스케일로 발생하였으며, 이 음의 해일의 황해내부로의 전파특성이 합리적으로 계산되었다. 나리 관측시 수집된 해일은 모델에서 나타나는 음의 해일의 특성을 잘 재현하여 본 모델의 우수성을 잘 반영하였다. 남해안 해일 예측에 있어 동해전역이 모델영역에 포함될 필요가 있음이 확인되었다. 대양과 대륙붕에서의 해일역학을 규명하는 계기가 되었다.

- 본 연구에서는 관측치와의 비교를 통해 확인된 해일발생 특성, 대양과 대륙붕의 해일 발생, 전파특성 등의 연구성과는 국제학술지에 제출되었으며, 현재 수정본 심사중이다. 구축된 모델을 이용하여 올해 내습한 차바에 대한 재현연구 등은 차년도 실시할 예정이다. 일련의 연구를 통해 기존 해일이 재현하지 못하였던 해일의 특성을 규명하게 됨에 따라 본 연구를 통해 개발된 모델링 시스템의 탁월한 성능을 증명하는 계기가 되었다.

3. 태풍/태풍-해양결합 모델링 분야

- 본 연구 분야는 난수성 소용돌이 지역 (ER-NWP, Eddy Rich Northwestern Pacific)과 한반도를 통과하는 급강화 태풍을 조사하였다. 최근 8년 (2009년~2016년)의 경우에는 연평균 6.9개의 급격히 강화되는 (RI, Rapidly Intensified) 태풍이 발생하였으며, 이중 2.5개의 RI 태풍이 ER-NWP 지역을 지나는 것으로 나타났으며, 최근 8년간 발생한 태풍 수와 RI태풍과의 비율을 살펴보면 전체 북태평양의 경우 29%의 태풍이 RI태풍이며, ER-NWP을 지나는 태풍은 42%가 RI태풍으로 나타났다. 전체적인 RI태풍의 개수는 큰 변동이 없으나, 최근 ER-NWP를 지나는 태풍이 RI로 발달되는 빈도는 증가함을 제시하였다.

- 태풍모델은 WRF 기상모형 (버전 3.8)을 이용하여 구축되었으며, 이동세격자 (Vortex following moving nest) 기법을 이용하여 7.5분 (1/8도)에서 2.5분 (1/24

도)의 해상도로 둥지화하는 체계를 구축하였고, 태풍 할룽, 네파닥, 라이온락에 대해 수치실험을 실시하였다. 태풍모델의 초기 및 경계장은 NOAA의 현업기상예측모델 (GFS)의 실시간 예측 자료를 이용하였으며, 자료동화를 하지 않은 Free run 예측의 경우 정확도가 높지 않아, Spectral Nudging 기법을 이용하여 정확도를 향상시켰다. 사실적인 태풍예측을 위해, 표층 수온은 위성관측 자료를 활용하여 입력하였다. 태풍 초기에는 경로차이가 관측치와 약간의 차이를 보이고 있으나, 중반 이후로는 비교적 잘 예측하고 있는 결과를 제시하였다.

제2절 관련 분야에의 기여도

1. 해양조사 분야

- 하계 동중국해 해양조사를 통하여, 금년도에 자세히 분석된 2014년 ADCP 관측결과는 동중국해에서 새로운 난류 혼합 산정 기법 개발을 통하여 이분야 연구에 크게 기여한 것으로 평가되고, 아울러 내부파 난류특성에 정량화에 기여할 것으로 예상된다. 본 연구성과를 바탕으로 이 분야 연구에서 국내 연구진이 보다 진전된 세계적인 학술성과를 지속적으로 창출하게 될 것으로 예상한다.

- 2016년까지의 CTD, Argo 축적된 자료를 통해 검증한 마이크로웨이브 SST 자료는 동중국해 및 북서태평양 상부 혼합층 15m-20m 층의 혼합층 성격 해석에 유용하게 활용될 수 있을 것으로 예상된다. 상부 10m 층에서 마이크로웨이브로 관측한 0.5℃ 내의 정확도를 근거로 태풍모델의 초기자료로 활용되었다. 새로운 모델링의 초기자료를 개발하는 데, 정확도 측면에서 관측자료를 통해 그 정량적인 정확도를 제시하여, 관측 정확도의 근거를 제시하는 데 기여하였다.

2. 독자 해일모델링 분야

- 한반도 주변 연안에 적합한 격자망 채용 등 독자적인 해일 예측모델링 시스템을 검증하였다. 모델실행, 입력기상자료 산출 시스템 구축 및 북서태평양 해역에 대한 효율적인 격자구성을 기반으로 한 새로운 시스템 개발을 1차적으로 완료하였다. 대표적인 태풍 매미에 대한 실험을 실시한 결과, 주요 해일발생 특성을 성공적으로 재현함에 따라 모델시스템이 성공적으로 개발되었음을 확인하였다.

- 북서 태평양 해역에서 확장가변 격자망 시스템을 채택하여 1개의 격자 격자망 시스템으로 한반도 연안과 북서태평양 해역을 구성하였으며, 음해법 기버을 이용하여 30정도의 Courant Number에 대하여 계산이 수행된다는 장점이 있다. 우리의 원천기술 축적을 통해 우리의 기술로 독자적으로 개발된 이 시스템은 추가적인 적용성 검증과 국제 학술지 발간을 통해 그 성과를 알릴 예정이다.

3. 태풍/태풍-해양결합 모델링 분야

- 해양조건에 따른 태풍 강도 변화를 보기 위해 태풍의 중심위치에서의 표층수온과 하루 뒤와의 태풍 최강풍속 변화를 비교하였다. 비교결과, 표층수온과 태풍 발달률은 양의 상관관계를 가지고 있으며, SST가 28도 이상의 경우 태풍이 발달할 확률이 높아짐을 발견하였기 때문에, 향상된 SST를 태풍/태풍-해양모델에 적용하면 더 높은 정밀도의 태풍강도 예측이 가능할 것으로 예상된다.

제5장 연구개발결과의 활용계획

제1절 해양조사 분야

- 2016년 하계 동중국해 해양조사를 통하여, 동중국해 해역에서 얻어진 CTD 조사 자료는 태풍모델의 입력/초기/검증 자료로 활용할 예정이다. 특히 1차년도에 수집한 해수유동 자료는 난류확산 계수 산정 등에 새로운 방법 개발에 활용되었다. 본 연구성과는 국제학술지에 소개를 목적으로 논문 작성중이다.

- 2007-2016년까지 축적한 CTD, Argo 자료로 검증한 마이크로웨이브 (MWIR) SST 자료는 2016년 연구에서 태풍모델의 초기 입력자료로 활용하였다. 차년도에도 이 자료를 활용한 태풍실험을 위한 자료로 활용할 예정이다. Argo 자료 활용중 얻어진 성과는 미국 기상학회에서 발간하는 JPO (Journal of Physical Ocenography)에 발간(Kang et al., 2016) 되었다.

제2절 수치모델링 분야

1. 독자 해일모델링 분야

- 북서 태평양 해역에서 확장가변 격자망 시스템을 채택하여 구축된 효율적인 해일예측 시스템은 1개의 격자 격자망 시스템으로 한반도 연안과 북서태평양 해역에 대한 격자망에서 과거 주요 태풍에 대한 태풍 해일 검증실험이 실시하여, 전반적으로 양호한 결과를 산정하는 것을 확인하였다. 실험을 통해 밝힌 대양과 대륙붕의 발생 기작 및 동중국해 음해일 발생 특성 등은 다음과 같다.

- 북서 태평양 태풍해일 모델은 대양과 대륙붕에서 특별한 반응을 보이는 것으로 나타났으며, 대륙붕에서 발생하는 음해일 특성은 이론해 특성과 부합하였다. 이 결과는 국제학술지 JCR (Kang et al., 2016)에 제출하였으며, 현재 수정본 심사중이며, 논문 전체 내용은 부록 5에 제시하였다.

- 본 연구에서는 개발, 개선된 북서태평양 태풍해일 모델 코드는 차년도 연구에서 올해 내습한 태풍 차바로 인한 해일재현에 활용될 예정이다.

3. 태풍/태풍-해양결합 모델링 분야

- 해양표층 입력자료를 NCEP GFS SST 자료로 활용하여 비교한 결과, 2014년 너구리, 2015년 내습 태풍에 적용하였으며, MWIR-OI SST 자료를 이용한 결과가 보다 개선된 결과를 보였기 때문에 이자료를 이용한 WRF 모델 실험도 2016년도 내습하는 태풍 예측실험에 사용되었다.

- 본 3차년도를 통해 수립된 태풍예측모델의 결과로 제시되는 태풍경로와 태풍강도의 실시간 예측치는 독자 조석-해일 모델의 입력자료로 사용되며, 이를 기술화 하는 연구에 계속적으로 활용할 예정이다.

제6장 연구개발과정에서 수집한 해외과학기술정보

제1절 일본 기상연구소 태풍연구부 연구

1. 일본 기상연구소 태풍연구부 강도변화 연구

- 태풍의 진로 예측은 과학 기술의 발전에 의해 꾸준히 그 정밀도는 향상하고 있으나 태풍의 강도 예측은 최근 수십 년 사이에 관해서 말하면 눈에 띄는 개선은 보이지 않는데, 그 이유는 태풍을 직접 관측하는 방법은 매우 한정되어 있는 반면, 수치 예보에 사용되는 시스템 (데이터 동화 시스템 + 예측 모델)이 치밀하게 될수록 그 구조를 이해하는 것이 반대로 힘들게 된다는 현실 문제가 태풍의 강도 예측 정확도의 향상을 방해하고 있다는 의견을 내고 있다.

- 이 문제 상황을 해결하기 위해서는 태풍 사례에 대한 케이스 별로 그 강화 과정과 해양의 상호 작용 시스템 구조 변화 및 온대 저기압 화에 포커스를 맞춘 연구가 필요하므로, 일본 기상연구소에서는 비정역학 대기모델에 파랑모델과 간단한 해양모델을 결합한 비정역학 대기-파랑-해양 결합모델을 구축(그림 6.1.1)하고, 이를 이용한 수치 실험을 실시하였다.

- 2013년 30호 태풍 하이얀의 수치 시뮬레이션을 수행하였으며, 이 결과는 급속한 발달과 최대 강도가 된 배경 및 과정에 대한 연구에 이용되었다. 다양한 감도 실험 결과를 수행하여 기후학적인 대기-해양 환경 공간의 변화를 검토하였는데, 이는 하이얀의 최대 강도에 영향을 미칠 가능성이 있지만, 태풍에 의한 해수 온도 저하의 효과가 가장 컸을 가능성이 있다는 것이 발견되었다. 태풍의 급속한 발달 과정을 시뮬레이션 할 태풍의 최대 강도를 재현하는 데 중요하나, 다만 태풍의 발달 프로세스와 최대 강도에 관련된 프로세스는 분리하여 검토하여야 한다.

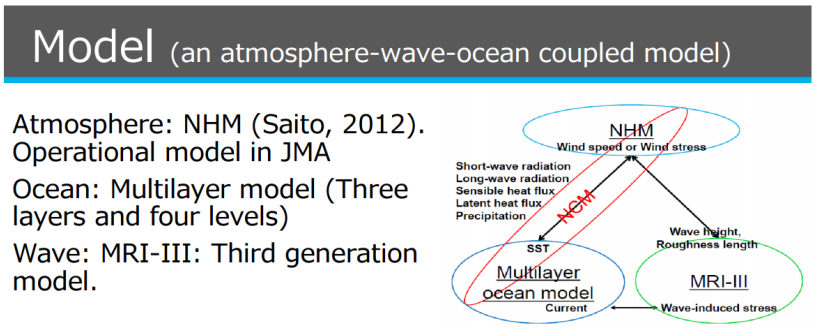


그림 6.1.1. 비정역학 대기-파랑-해양 결합모델 (일본 기상연구소).

2. 일본 기상연구소 태풍연구부 태풍-해양 상호작용 연구

- 태풍은 해양에서 발생하고 발달하므로, 태풍의 라이프 사이클에서 해양과의 관계를 따로 생각할 수 없으며, 해수의 밀도는 공기 밀도의 약 1000 배이기 때문에 해양이 축적되는 열용량 (해양 열용량)는 대기에 비해 훨씬 더 많은 것을 알 수 있다. 태풍이 발달함에 따라 태풍 아래의 해수 온도를 저하 시킨다고 알려져 있으며, 태풍 경로의 오른쪽을 따른 형태로 해수면 온도가 저하된 위성관측 이미지는 쉽게 찾아 볼 수 있다. 이 해수 온도 저하의 해양역학 물리과정 메커니즘을 이해하고 수치 모델에 의해 재현하는 것이 가능하다면 태풍 강도 예측의 개선에 도움이 될 것이다.

- 일본 기상연구소에서는 태풍 통과에 의한 해수 온도 저하가 태풍이나 대기 교란에 주는 영향은 태풍 강도 변화뿐만 아니라 태풍이나 대기 교란의 이동 등에도 영향을 미칠 수 있다. 수치 예보 시스템의 개선을 위해서는 대기와 해양을 함께 분석하는 시스템이 필요하다. 또한 수치 예보 시스템의 대기 해양 간의 소규모 과정 (파랑에 의한 저항 계수의 변화, Sea Spray에 의한 난류 플럭스의 변화)가 대기 해양 분석 장이나 예측에 어떤 영향을 미칠지 관심을 가지고 연구를 수행하고 있다.

- 해양 환경 공간 (초기 값으로 주는 해양 데이터)와 해양 결합 (태풍으로 인한 해수 온도 저하 프로세스의 재현)의 효과로 태풍 강도 예측 결과뿐만 아니라 호우의 재현도 다르다는 것을 제시하였다 (그림 6.1.2).

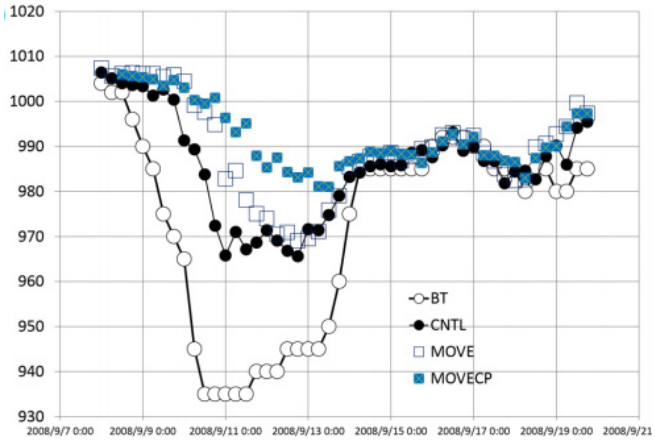


그림 6.1.2. 태풍-해양 결합모델을 이용했을 때
급강화태풍의 재현이 어려운 결과.

제2절 최신 로봇 글라이더 및 단기 아고 관측

- 2차년도 연구에서 2014년 11월 스페인 바르셀로나에서 개최된 제2회 국제 해양연구 학술대회(2nd International Ocean Research Conference (IORC))에서 소개된 바와 같이 국내에서도 자동관측 장비를 활용한 장비개발, 관측기획 등이 추진되고 있다. 아래 그림 6.2.1(좌)는 표층을 항행하는 글라이더 모습이다.

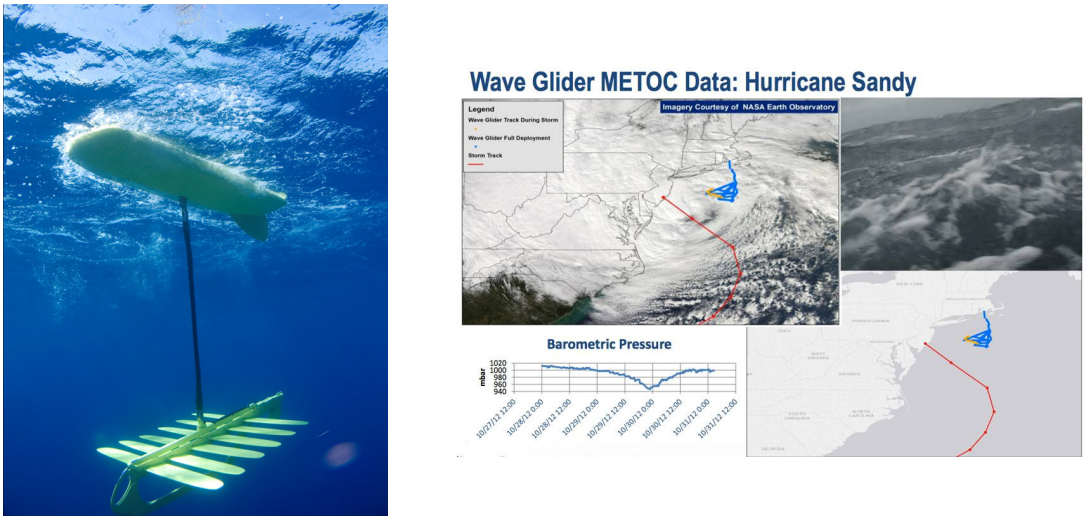


그림 6.2.1 차세대 관측기인 수중 글라이더(좌) 및 wave 글라이더 METOC 진로 및 기압 관측결과 (우).

- 현재 미국 연구팀에서 관련 장비를 활용하여 북서태평양에서 공동조사에 참여할 예정이며, 여건에 따라 성숙되면 동중국해 해역에서 공동 조사를 실행할 예정이다. 현재 동중국해 태풍시 나타나는 특성에 대해 바다층 계류 ADCP를 제외하고 수온, 염분 변동 특성 등은 관측되지 못하고 있는 형편이다. 상기 장비를 활용하는 경우에 태풍시 조건에서도 자료확보가 가능할 것이다.

- 그림6.2.1(우)는 허리케인 Sandy 내습시 waveglider METOC가 관측한 풍속등 결과이다. 이러한 장비개발이 진척됨에 따라 태풍이 진행 시점에서도 기존에는 관측이 불가능하였던 요소에 대한 시계열 관측이 가능해 지고 있다. 대양이나 동중국해 조사시 이러한 정비 활용을 통해 우수한 품질의 자료를 생산하는 것이 앞선 연구결과를 얻는 전략이 될 수 있을 것이다.

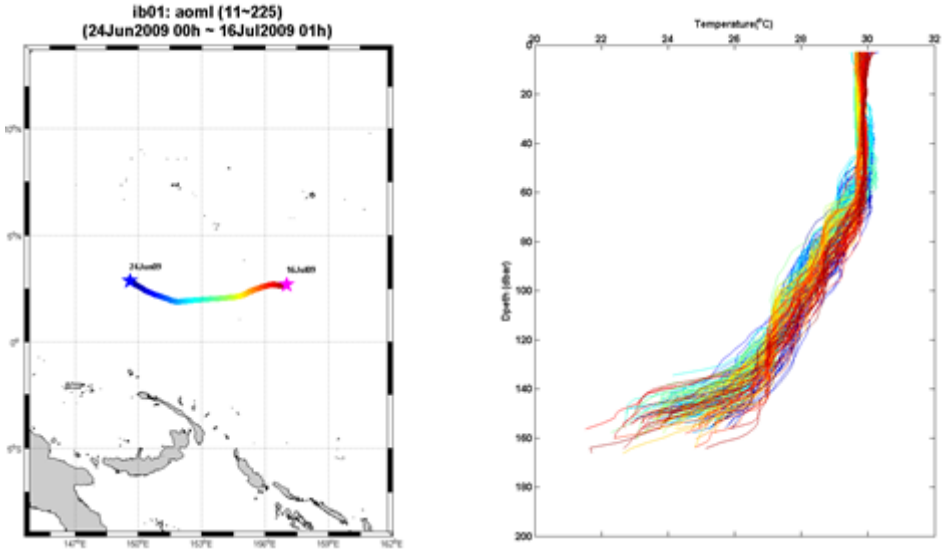


그림 6.2.2 차세대 관측기인 수중 글라이더(좌) 및 wave 글라이더 (우).

- 미국 AOML에서는 2시간 20분 간격으로 북위 2도 동경 150도 인근에서 Argo 자료를 이용한 관측을 시도하였으며, 그림6.2.2(좌)는 관측위치, 그림6.2.2(우)는 연직 수온 프로파일을 나타낸다. 2시간 20분 간격인 경우 상부혼합층의 특성을 잘 관측할 수 있음을 시사한다. 동중국해에서 약 1시간 정도 간격으로 샘플링을 하는 경우, 상부 70m 층의 수온 모니터링이 가능할 것임을 시사하고 있다.

참 고 문 헌

Choi, B.H. (1980) A tidal model of the Yellow Sea and the eastern China Sea. KORDI report 80-02, 72p.

Foreman, M.G.G. (1977) Manual for tidal height analysis and prediction, *Pac. Mar. Sci. Rep. 77-10, Inst. of Ocean Sci.* Sidney, B.C. Canada, 66p.

Foreman, M.G.G. and R.A. Waters (1990) A finite-element tidal model for the southwest coast of Vancouver Island. *Atmos.-Ocean 28*:261-287.

Henry R.F. and M.G.G. Foreman (2001) A representation of tidal currents based upon energy flux. *Mar. Geo. 24*:139-152.

Herzfeld et al., (2011) Realistic test cases for limited area ocean modelling, Ocean Model., 37, pp. 1-34

Hibiya, T., Nagasawa M., Niwa Y. (2007) Latitudinal dependence of diapycnal diffusivity in the thermocline observed using a microstructure profiler. *Geophys. Res. Lett.,* Doi:10.1029/2007GL032323.

Jayne, S. R., and L. C. St. Laurent (2001) Parameterizing tidal dissipation over rough topography, Geophys. Res. Lett., 28, 811 -814.

Kang, S.K., Yum K.D., So J.K., Song W.O. (2003) Nonlinear tidal characteristics along the Uldolmok waterway off the Southwestern tip of the Korean Peninsula, *Ocean and Polar Res. 25(1)*:89-106.

Kang, S.K., Foreman M.G.G., Lies H.J., Lee J.H, Cherniawsky J.Y., Yum K.D. (2002) Two-layer tidal modeling of the Yellow and East China Seas with application to seasonal variability of the M2 tide. *J. Geophys. Res.* Doi:10.1029/2001JC000838.

Kang, S.K., Foreman M.G.G., Lee J.H, Kim E.J. Jung K.T. (2015) Fine grid tidal modeling of transient tidal eddies behind two headlands off Southeast Korea. *J. Geophys. Res.* (Under revision).

Kang, S.K., Seung Y.H., Park J.J., Lee J.H., Kim E.J., Kim Y.H., Suk M.S. (2015) Seasonal variability in mid-depth gyral circulation patterns in the central East/Japan Sea as revealed by long-term Argo data, *J. Physic. Oceanogra.* (Under review of revised version).

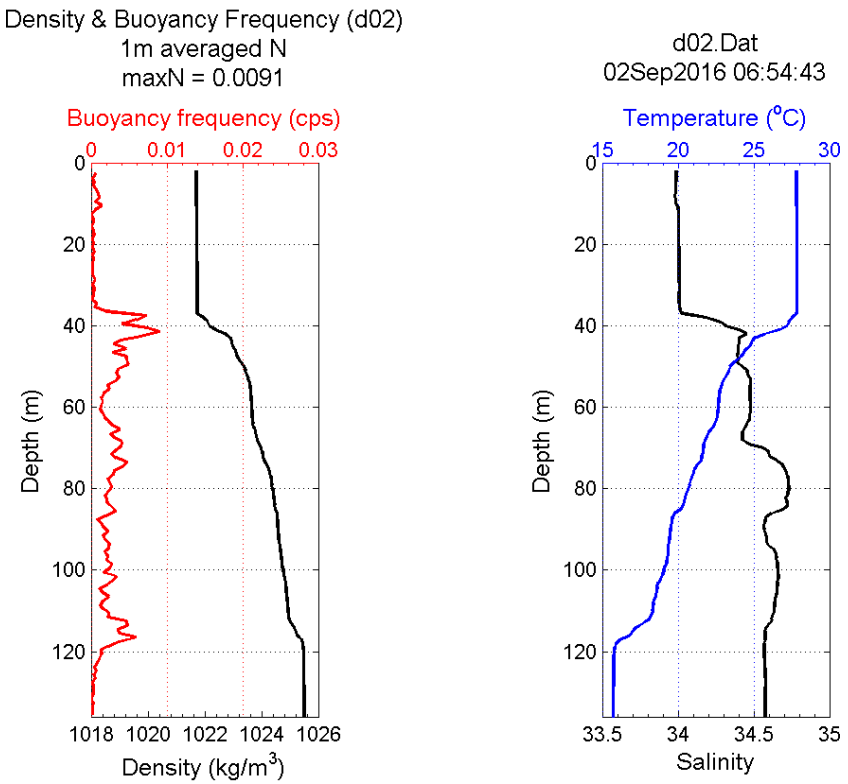
Raymond, W.H., Kuo, H.L. (1984) A radiation boundary condition for multidimensional flows. Quarterly Journal of the Royal Meterological Society 110, 535-551.

T. R. Osborn (1980) Estimates of the Local Rate of Vertical Diffusion from Dissipation Measurements. J. Phys. Oceanogr., 10, 83-89.

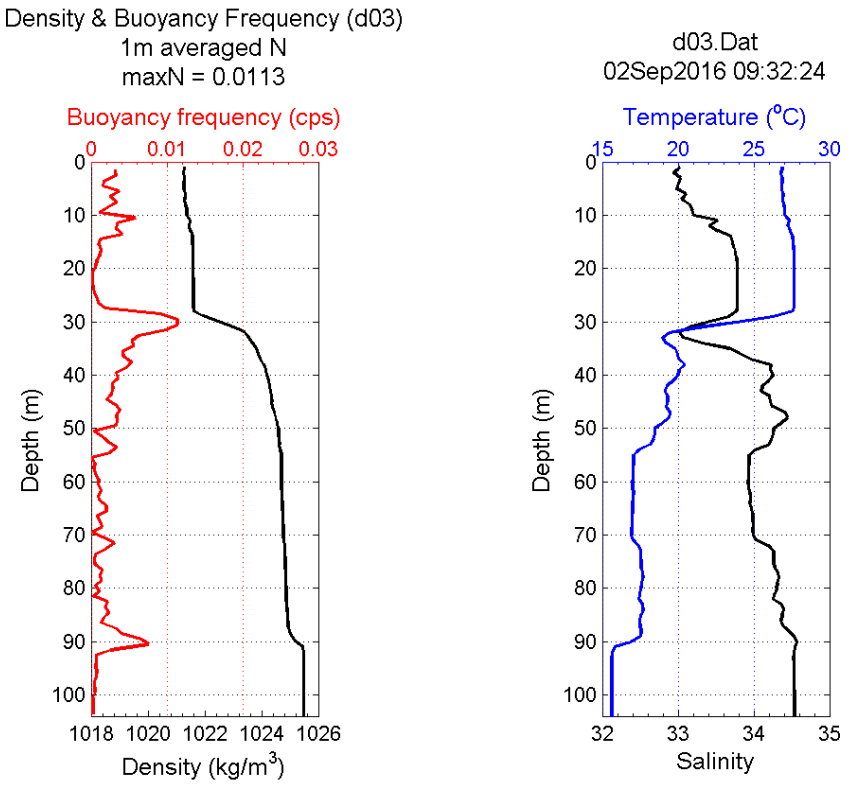
doi: http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485(1980)010<0083:EOTLRO>2.0.CO;2

[부록 1]

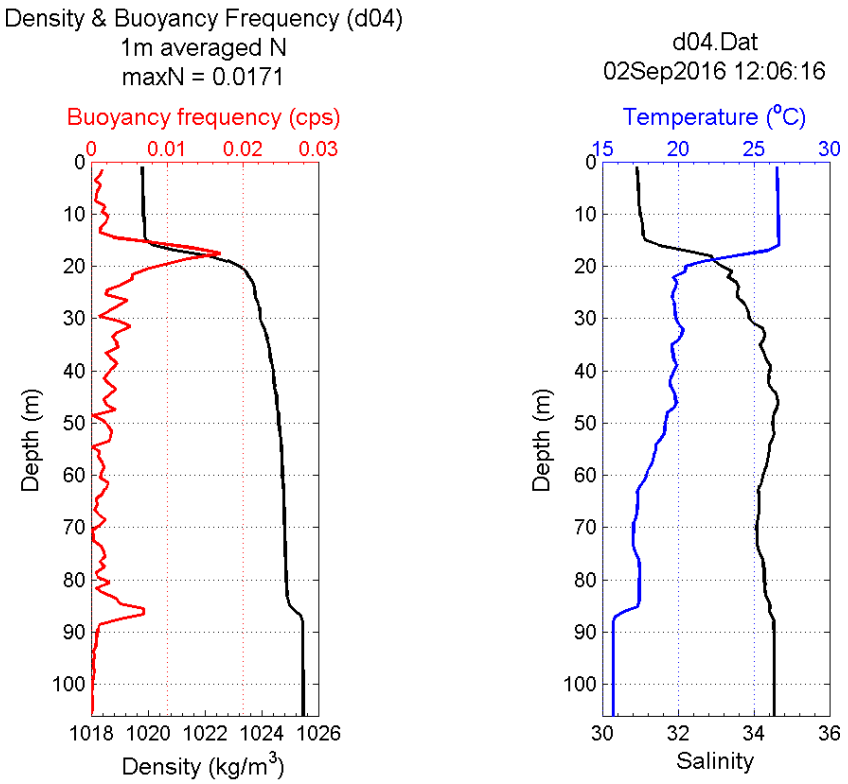
CTD observation



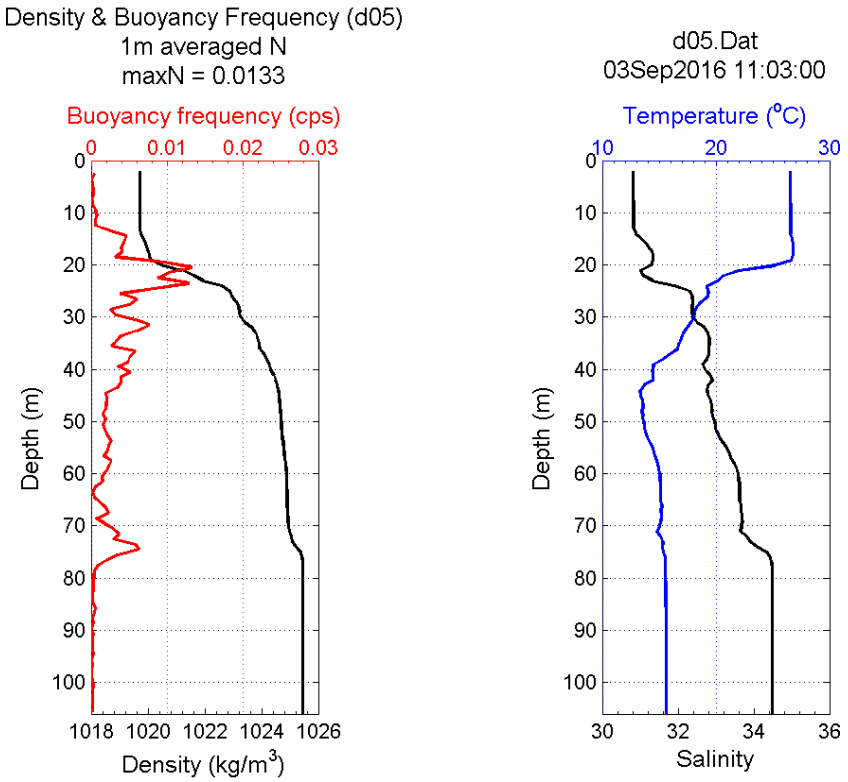
<그림1-1> d02 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수



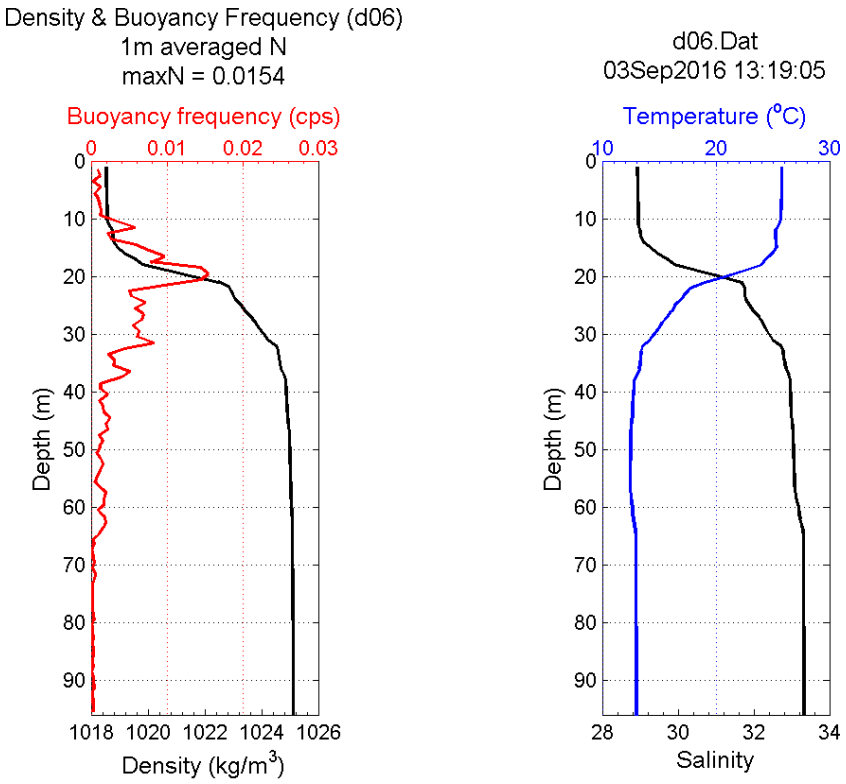
<그림1-2> d03 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수



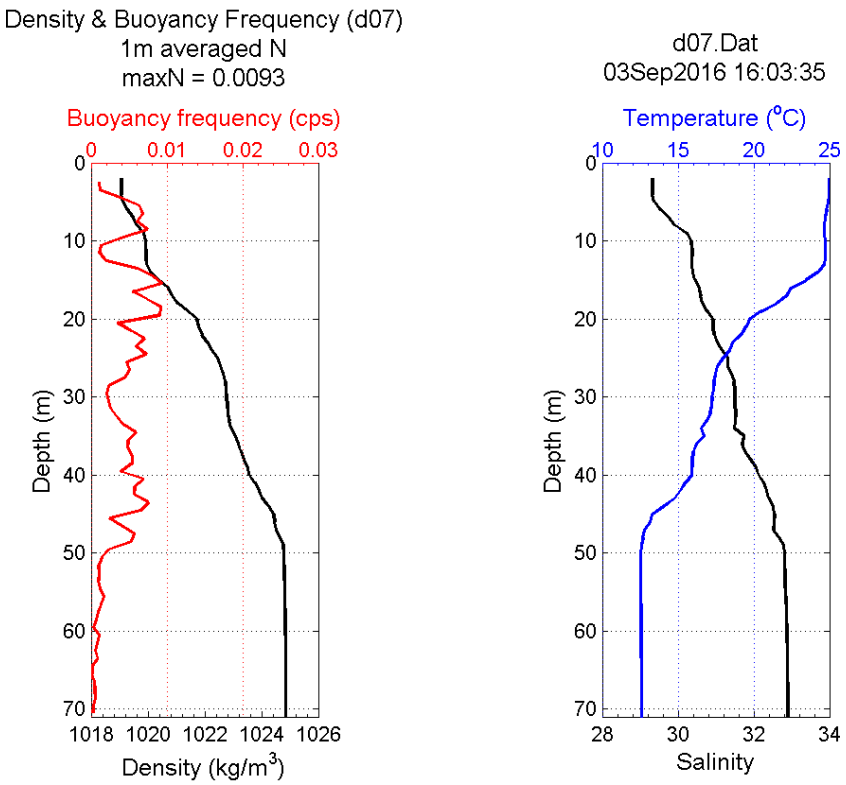
<그림1-3> d04 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수



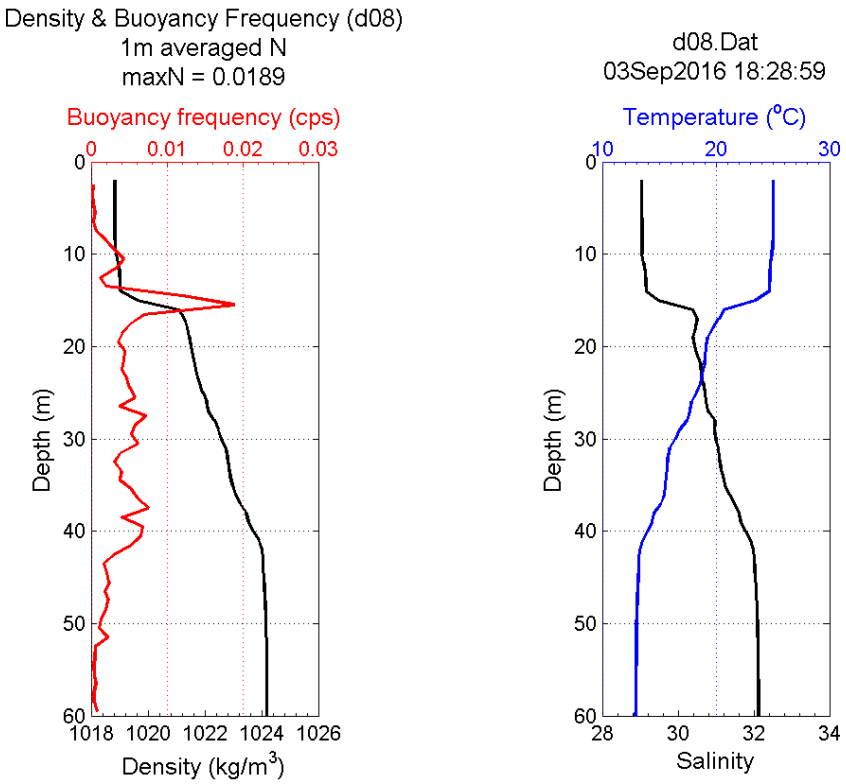
<그림1-4> d05 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수



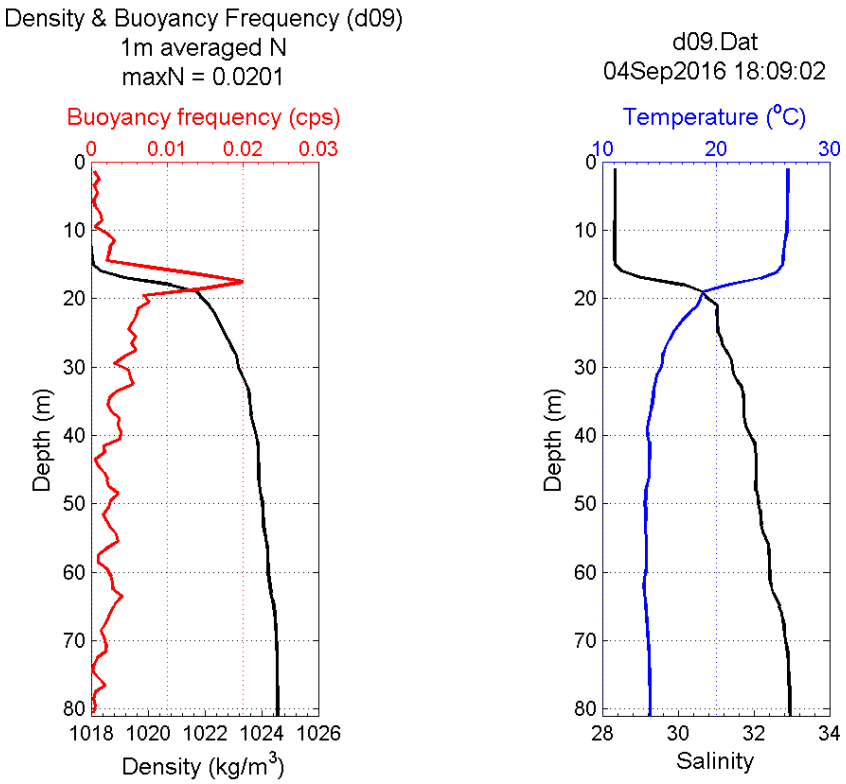
<그림1-5> d06 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수



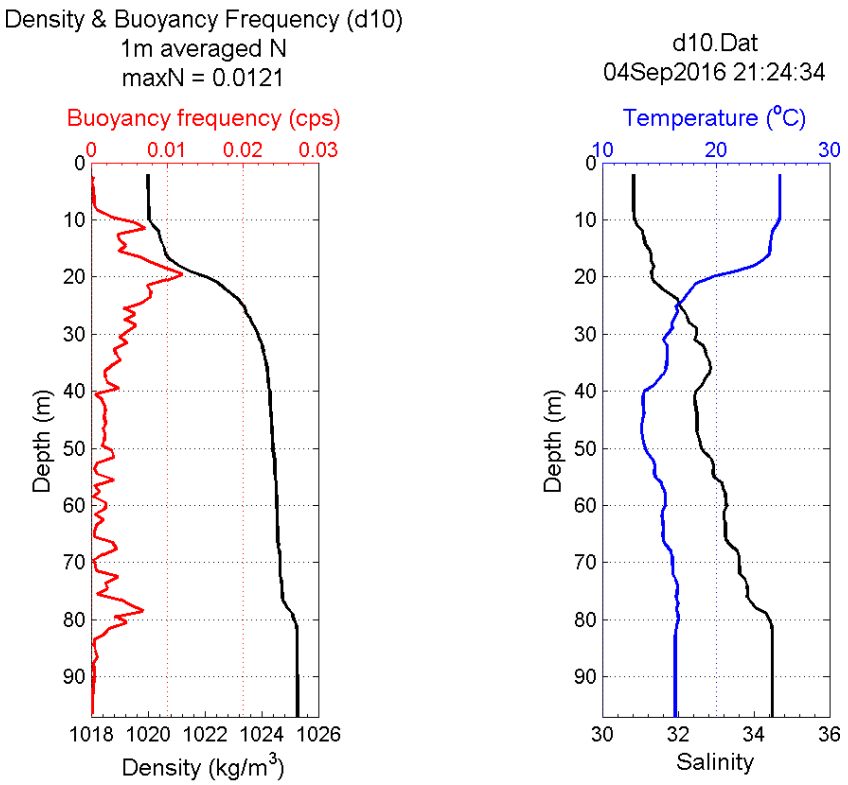
<그림1-6> d07 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수



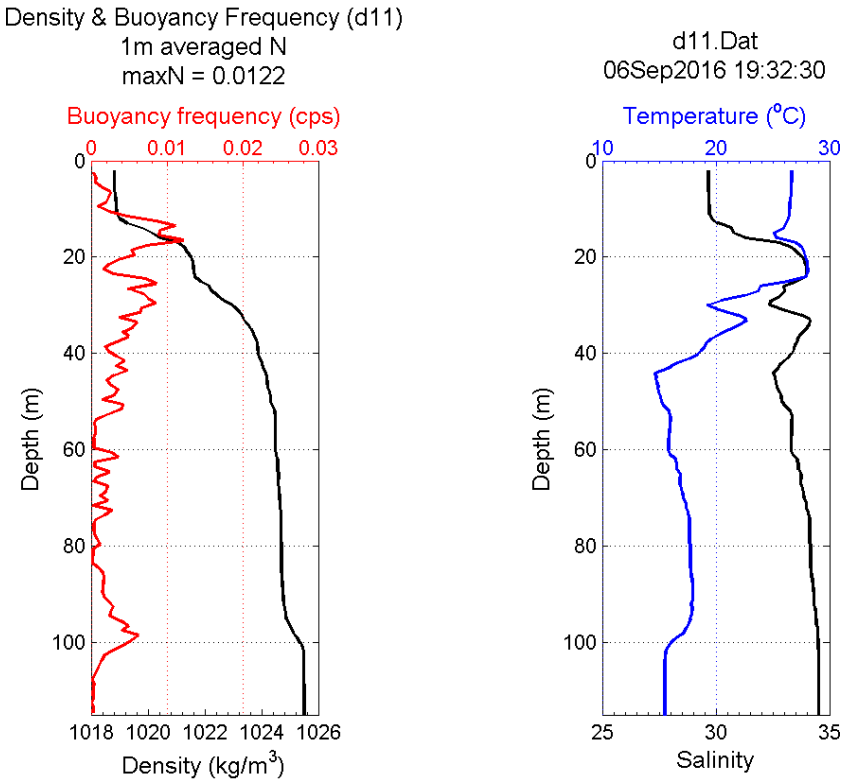
<그림1-7> d08 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수



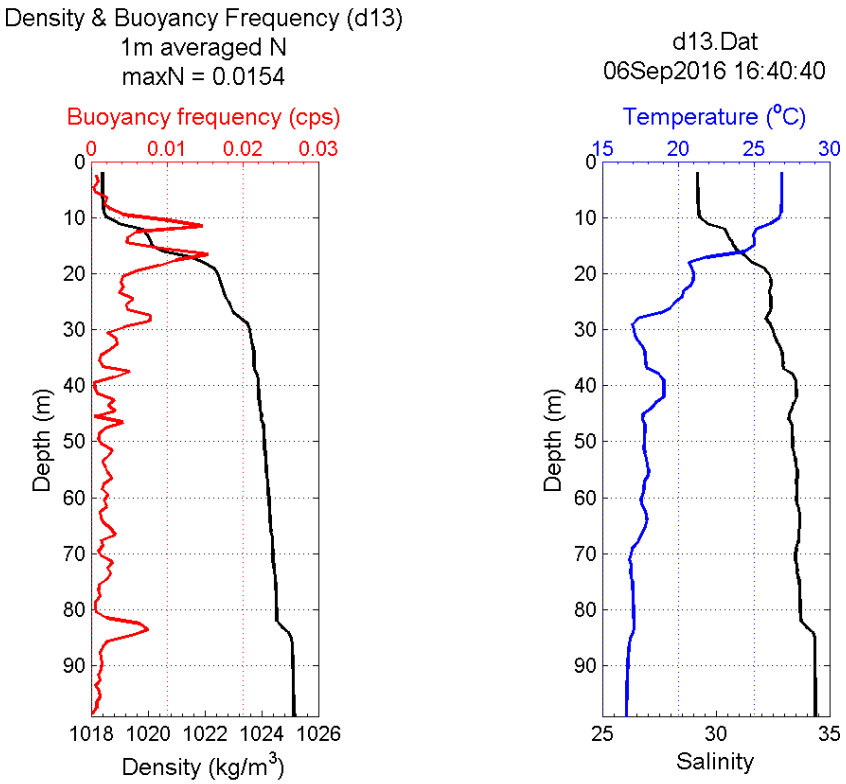
<그림1-8> d09 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수



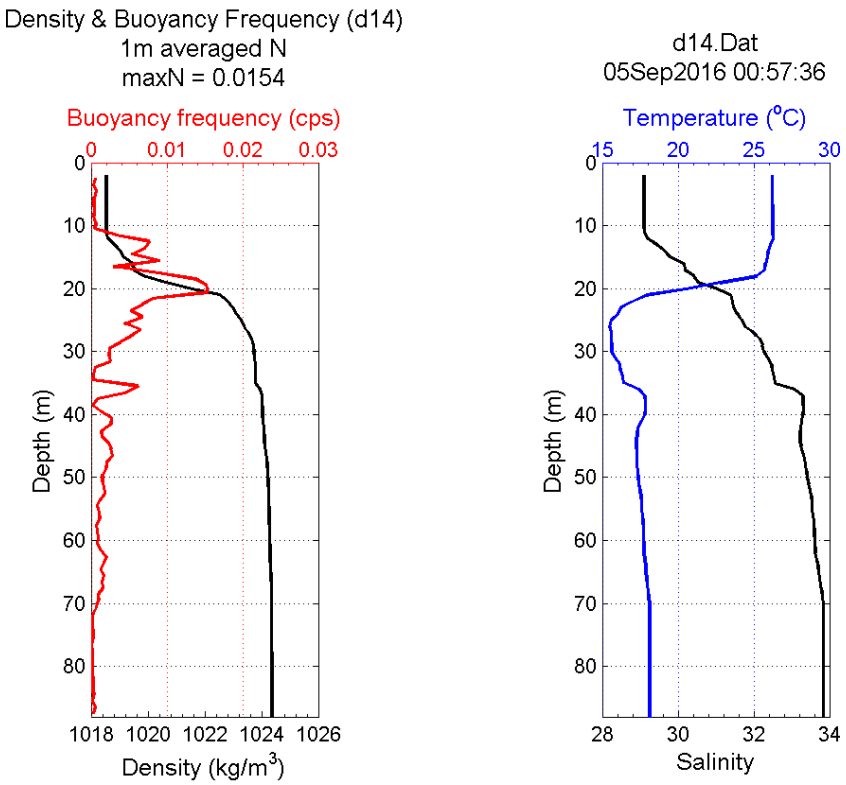
<그림1-9> d10 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수



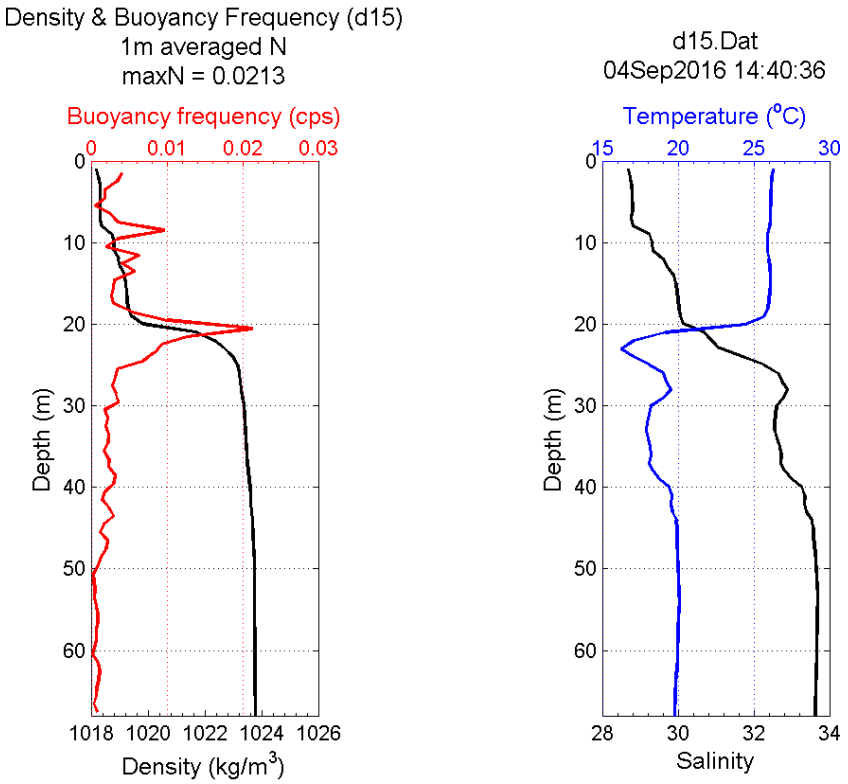
<그림1-10> d11 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수



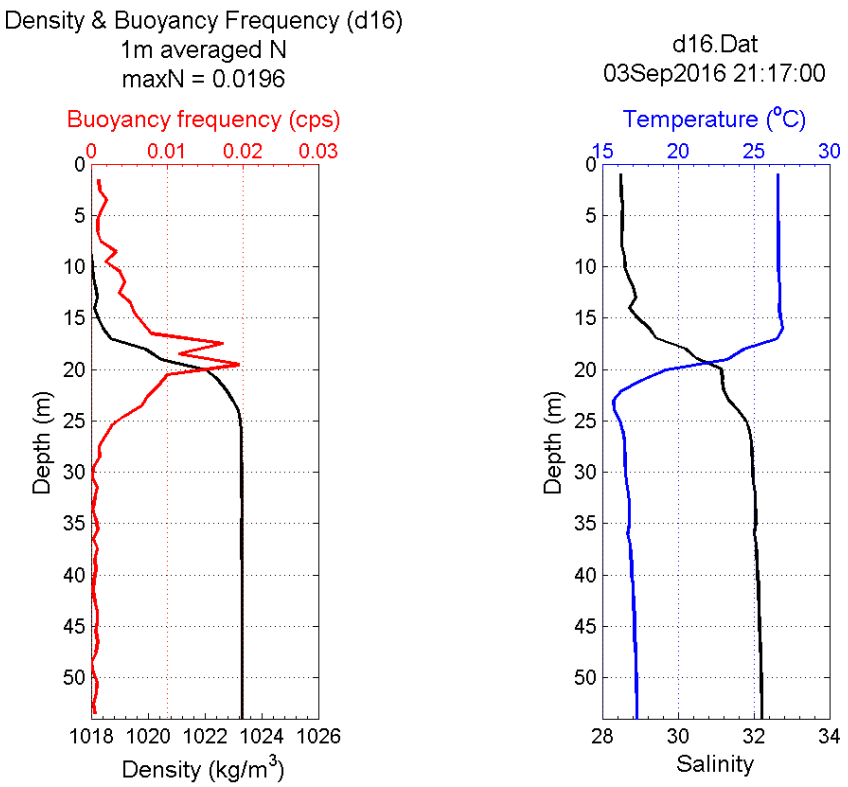
<그림1-11> d13 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수



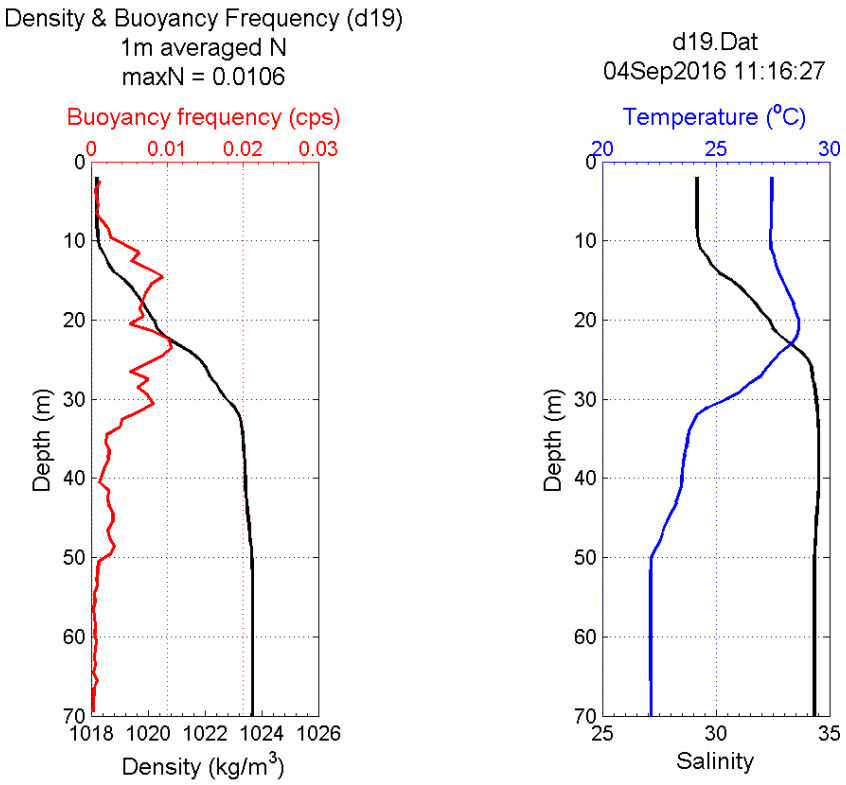
<그림1-12> d14 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수



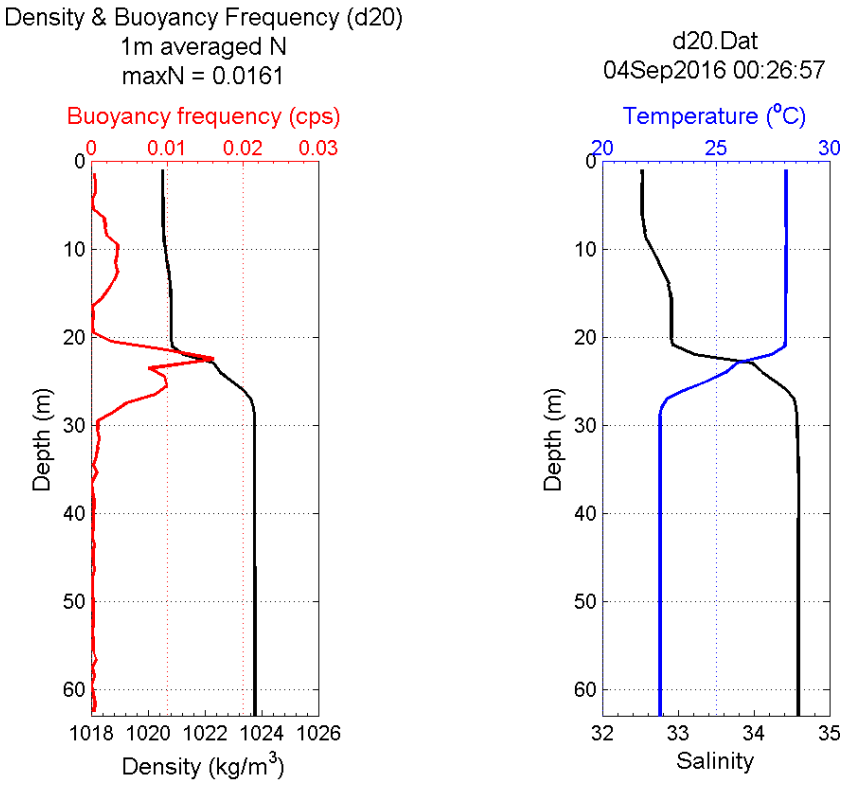
<그림1-13> d15 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수



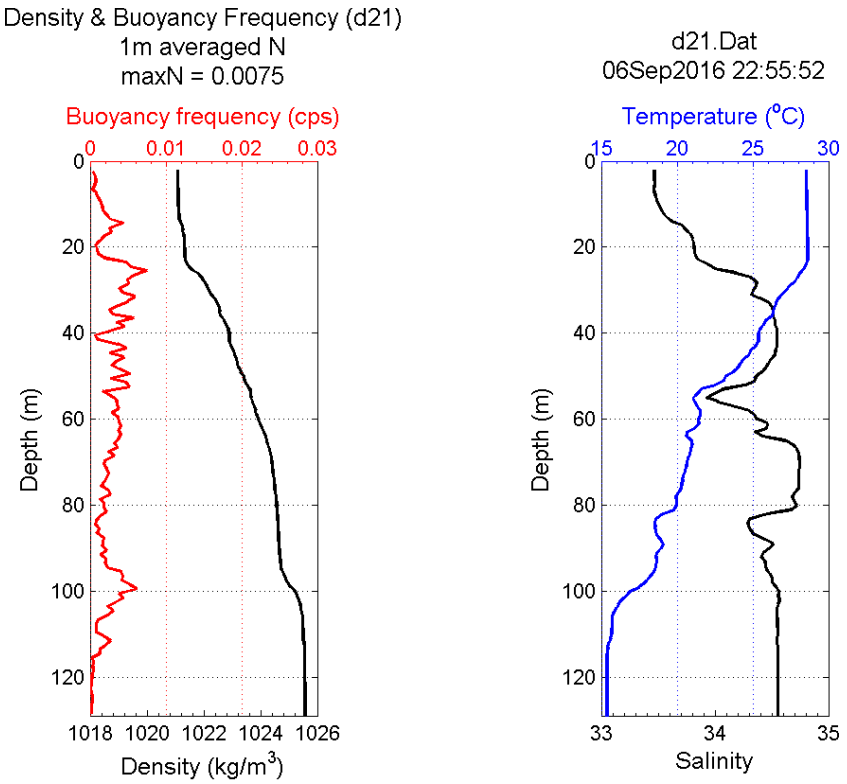
<그림1-14> d16 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수



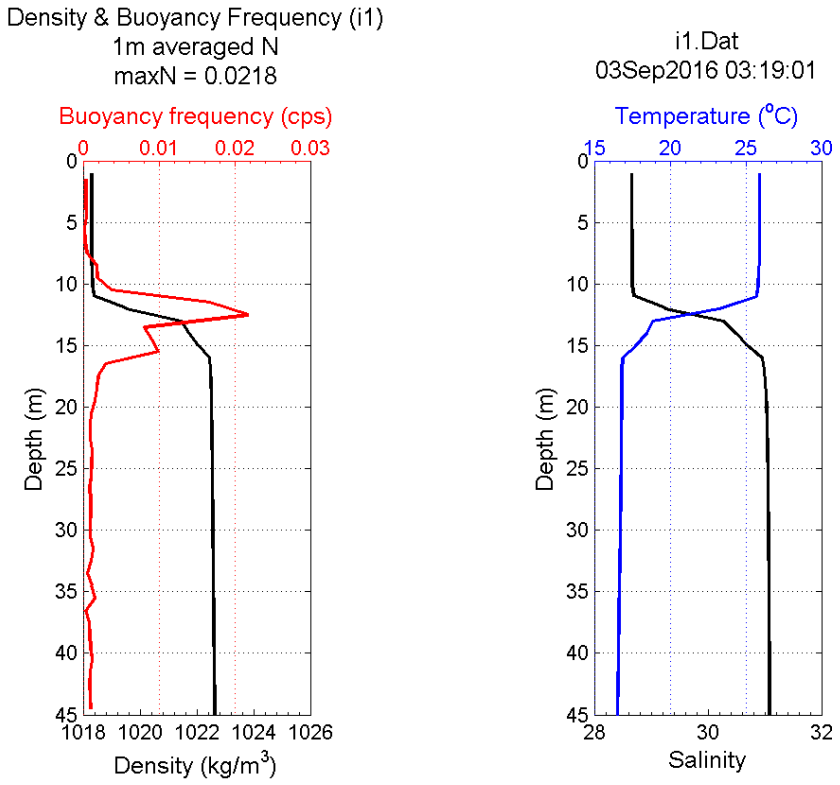
<그림1-15> d19 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수



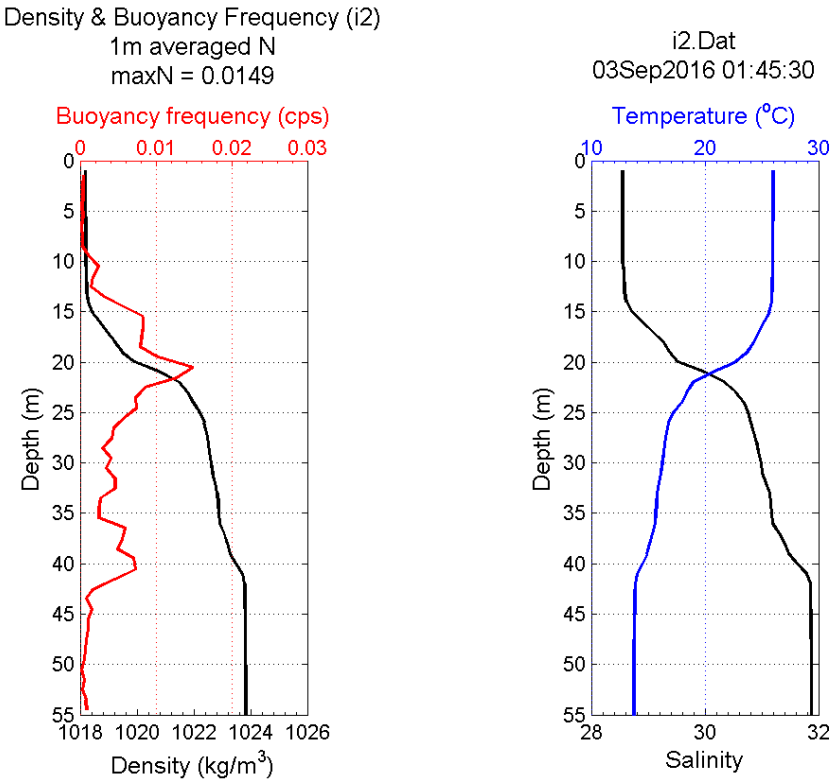
<그림1-16> d20 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수



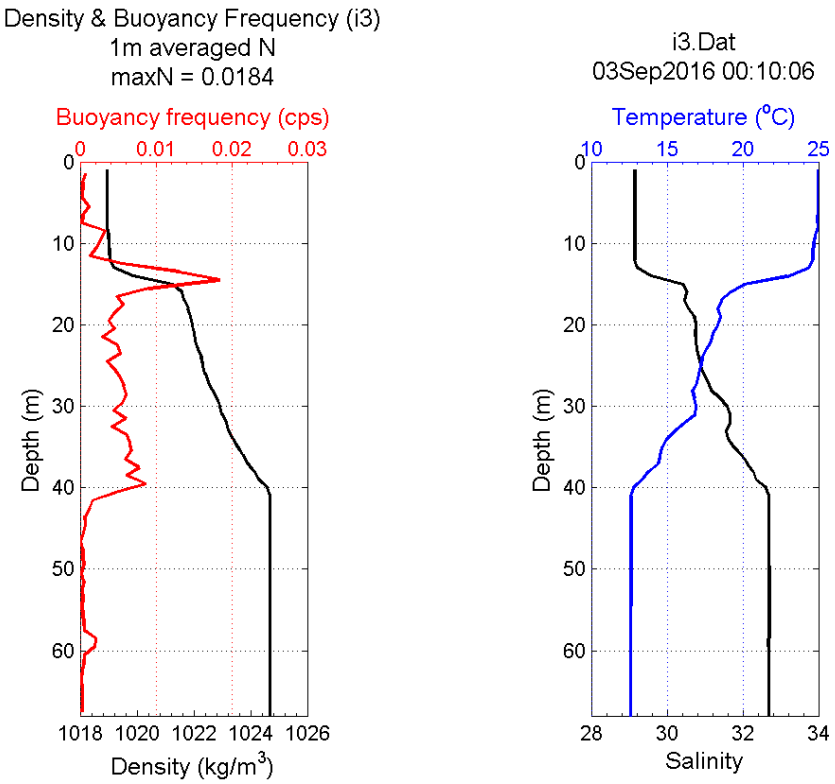
<그림1-17> d21 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수



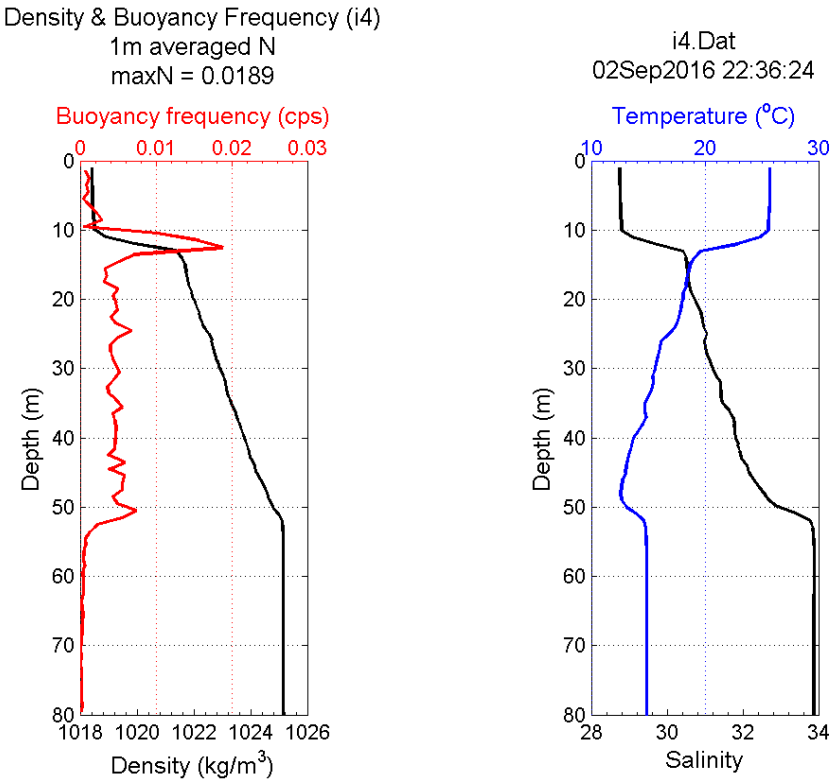
<그림1-18> i1 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수



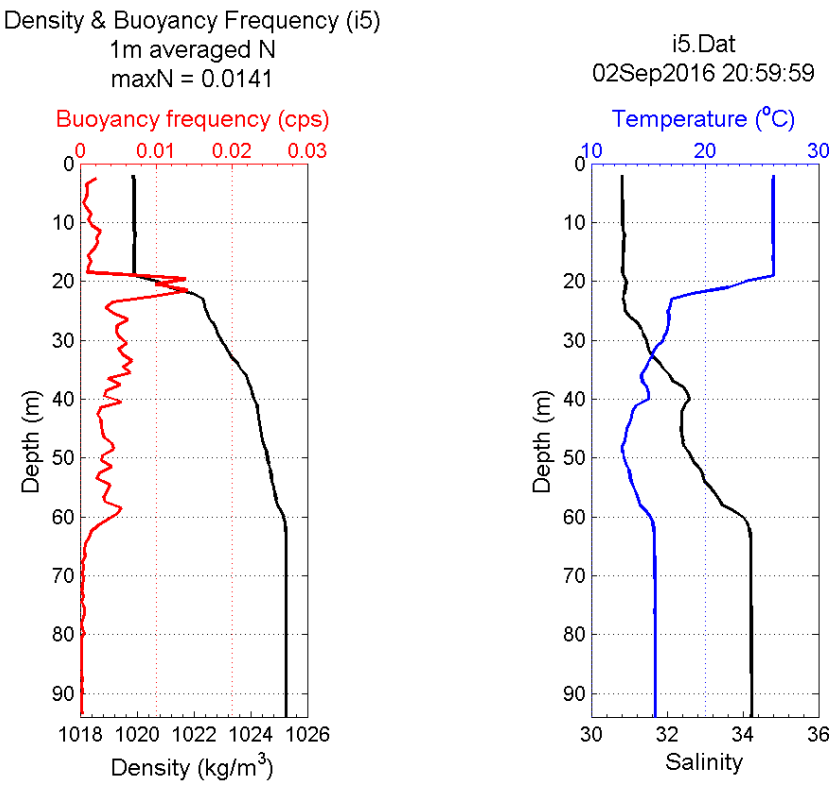
<그림1-19> i2 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수



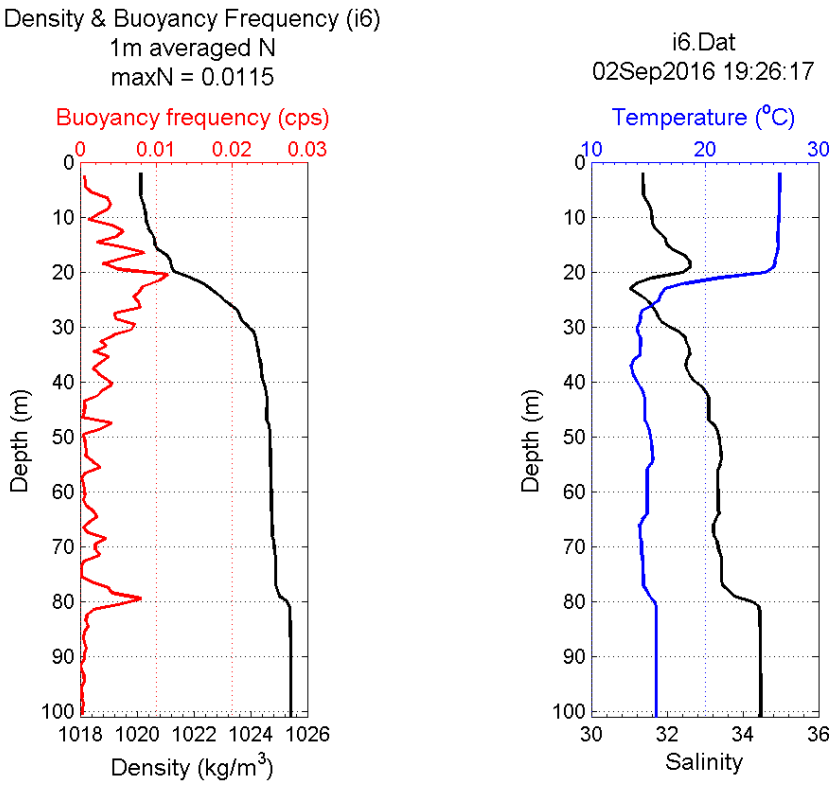
<그림1-20> i3 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수



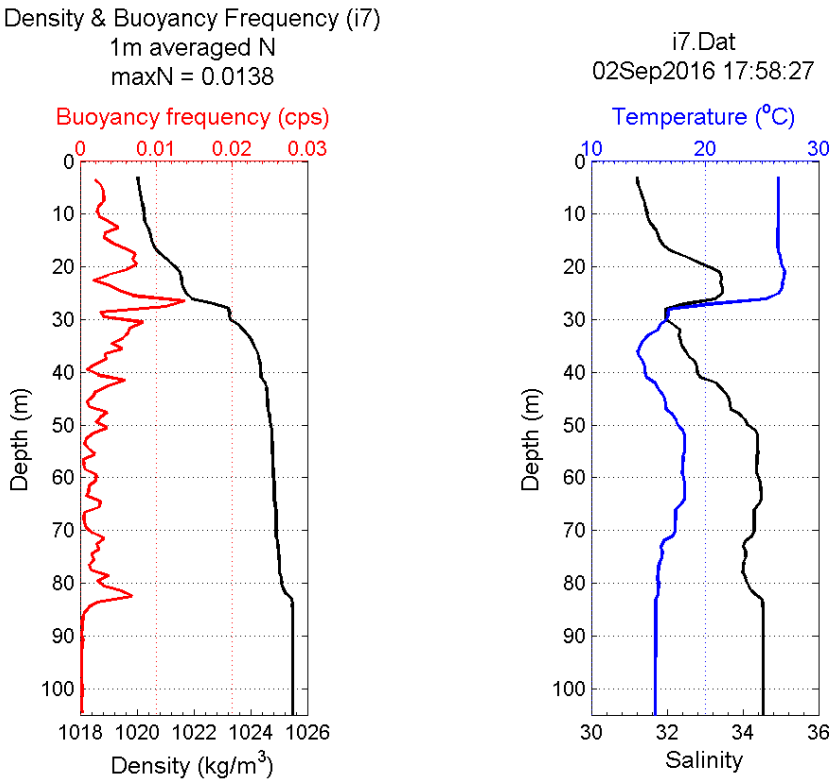
<그림1-21> i4 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수



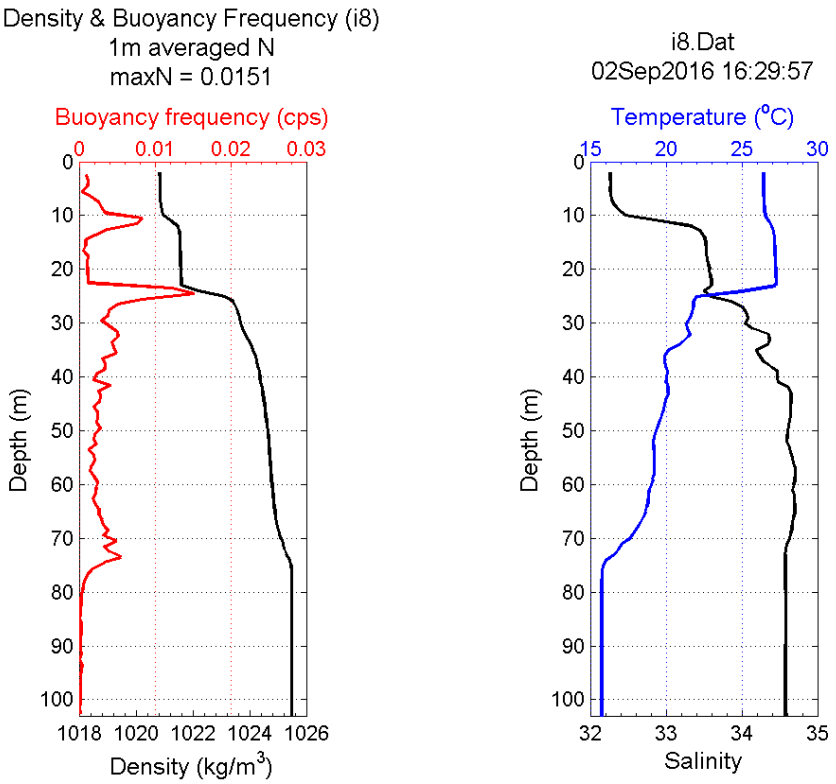
<그림1-22> i5 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수



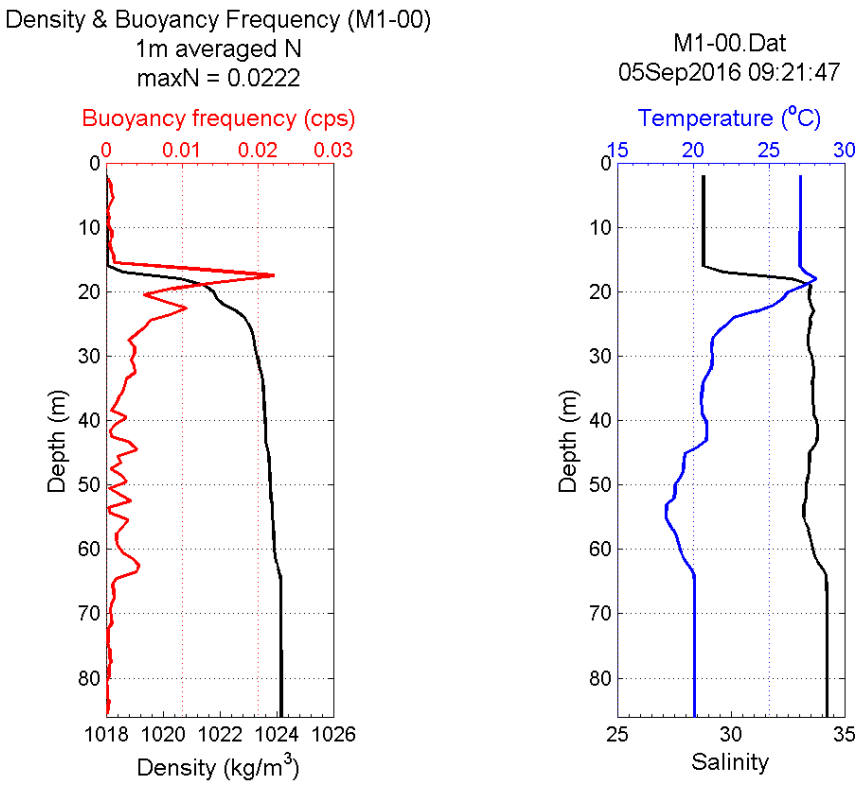
<그림1-23> i6 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수



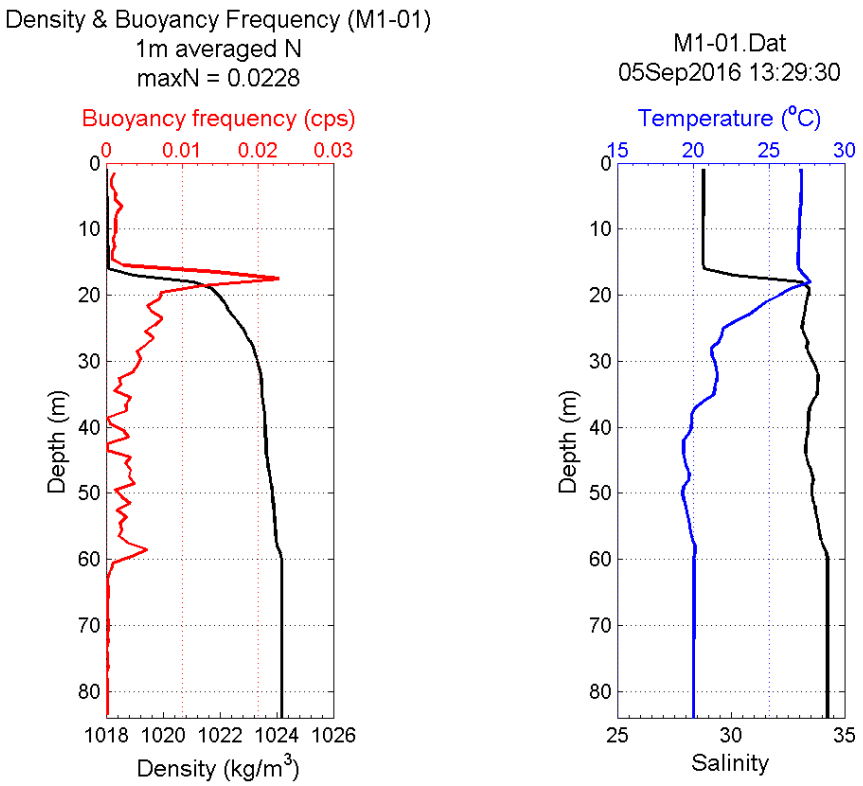
<그림1-24> i7 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수



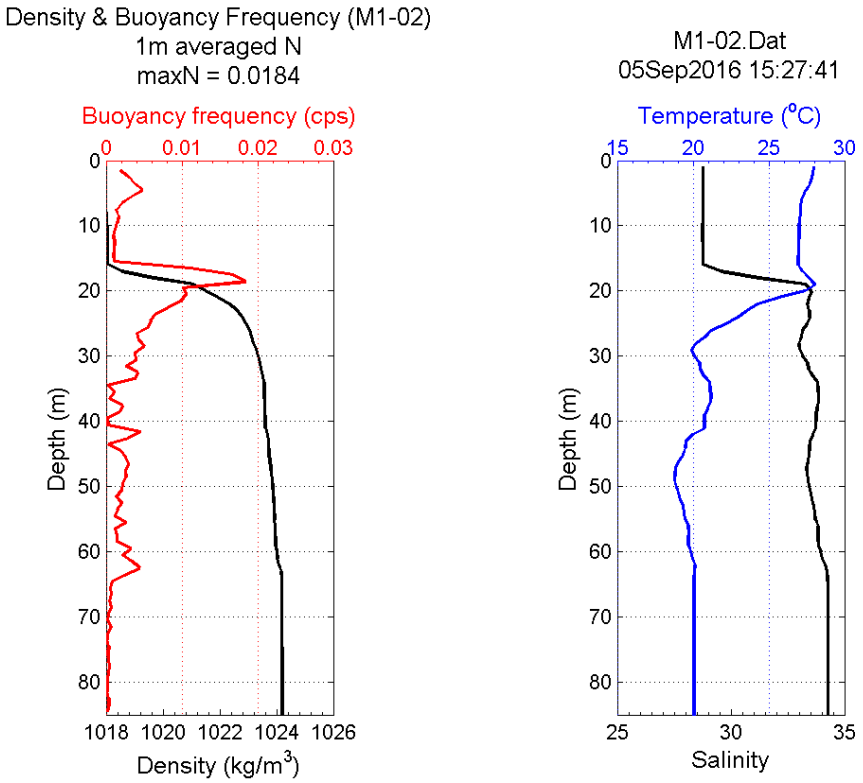
<그림1-25> i8 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수



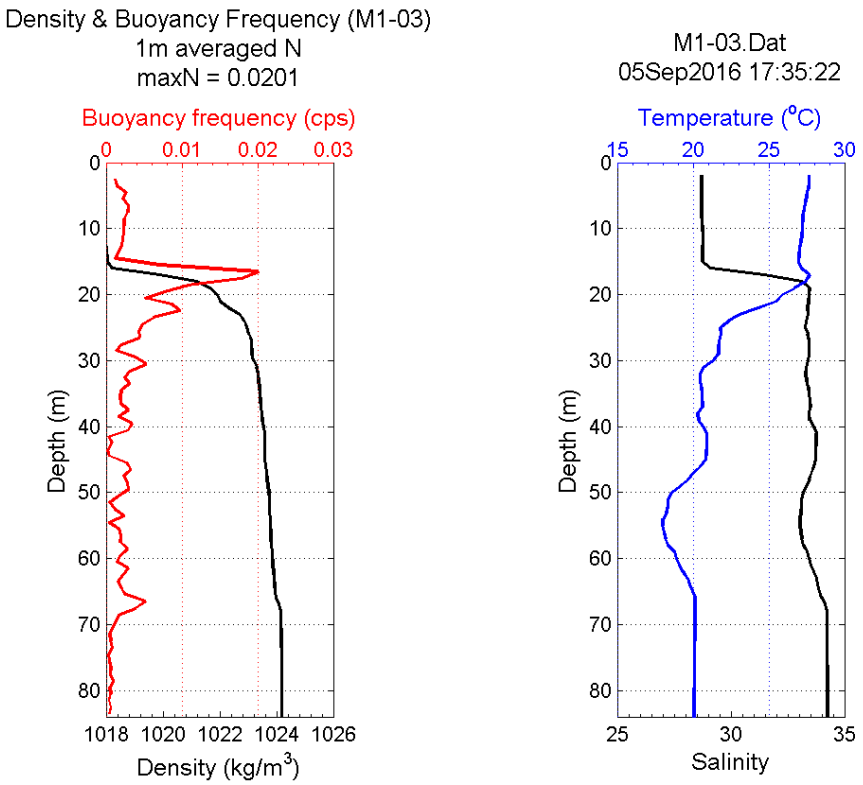
<그림1-26> M1-00 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수



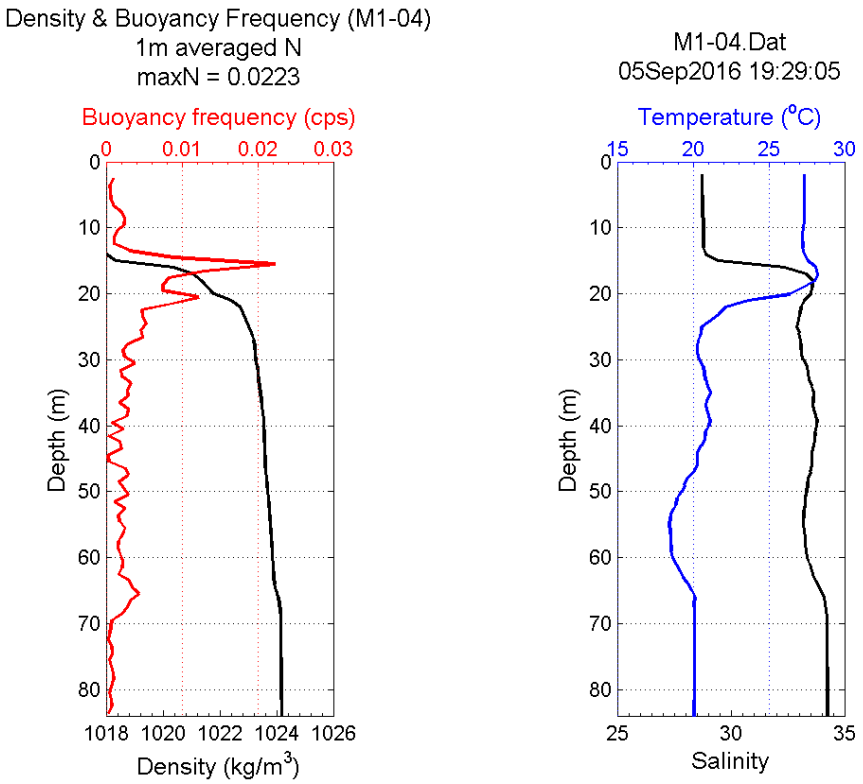
<그림1-27> M1-01 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수



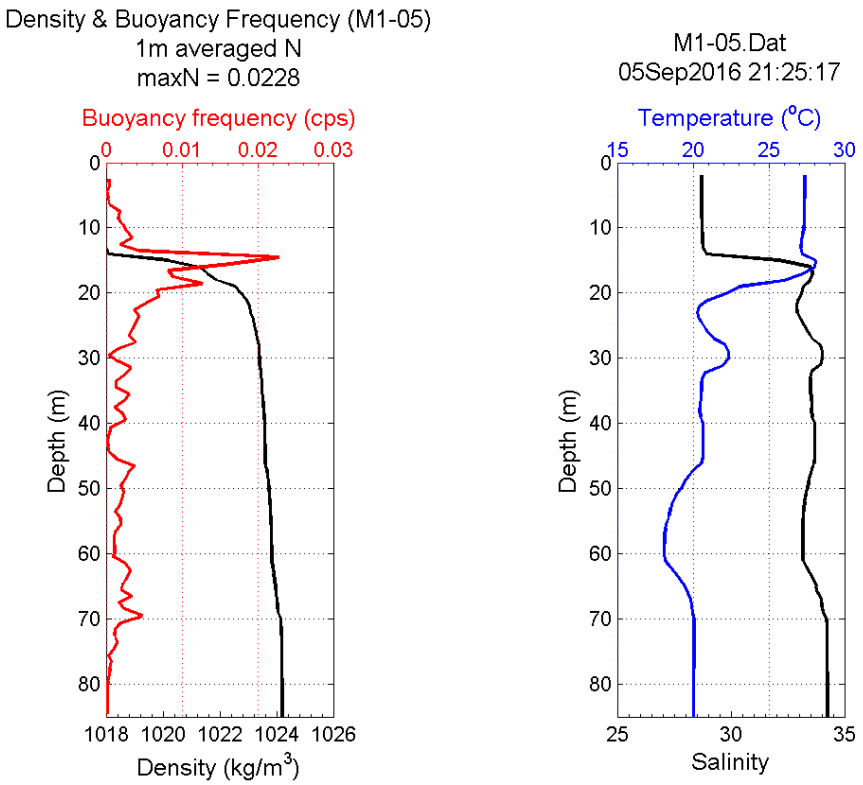
<그림1-28> M1-02 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수



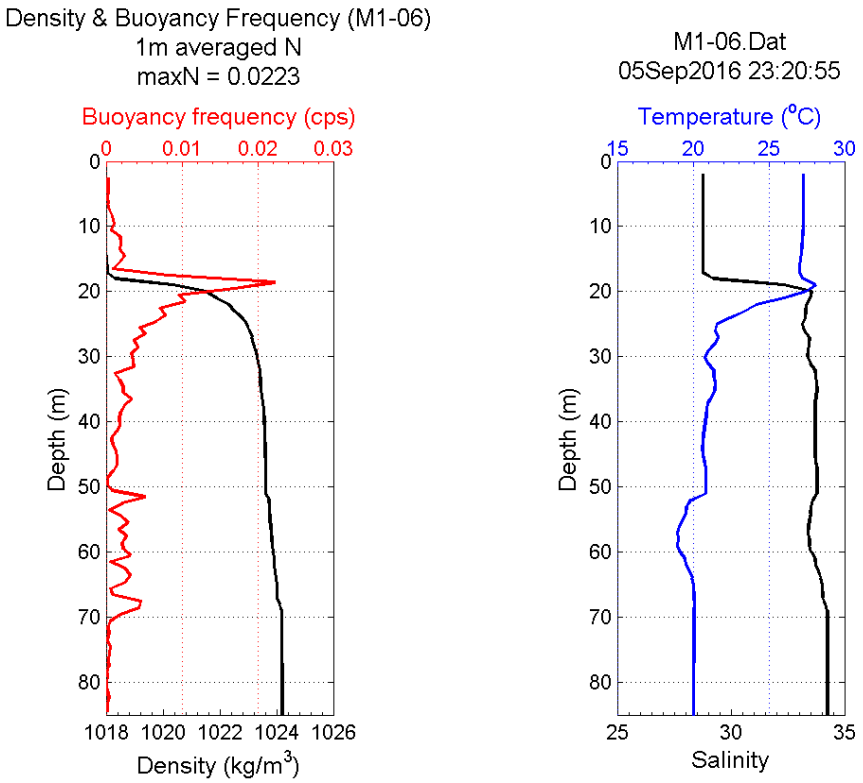
<그림1-29> M1-03 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수



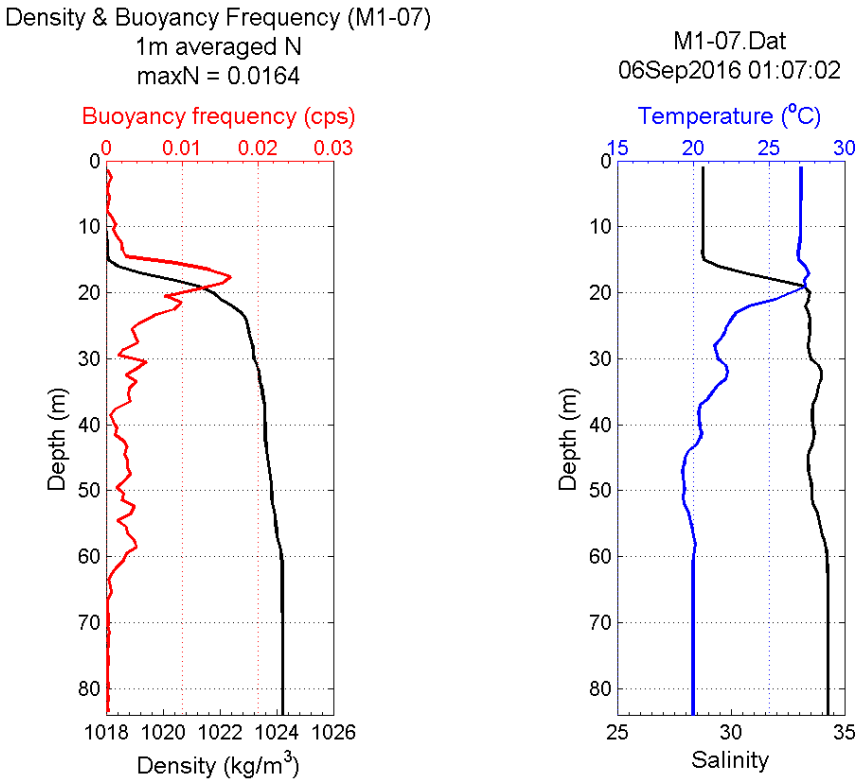
<그림1-30> M1-04 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수



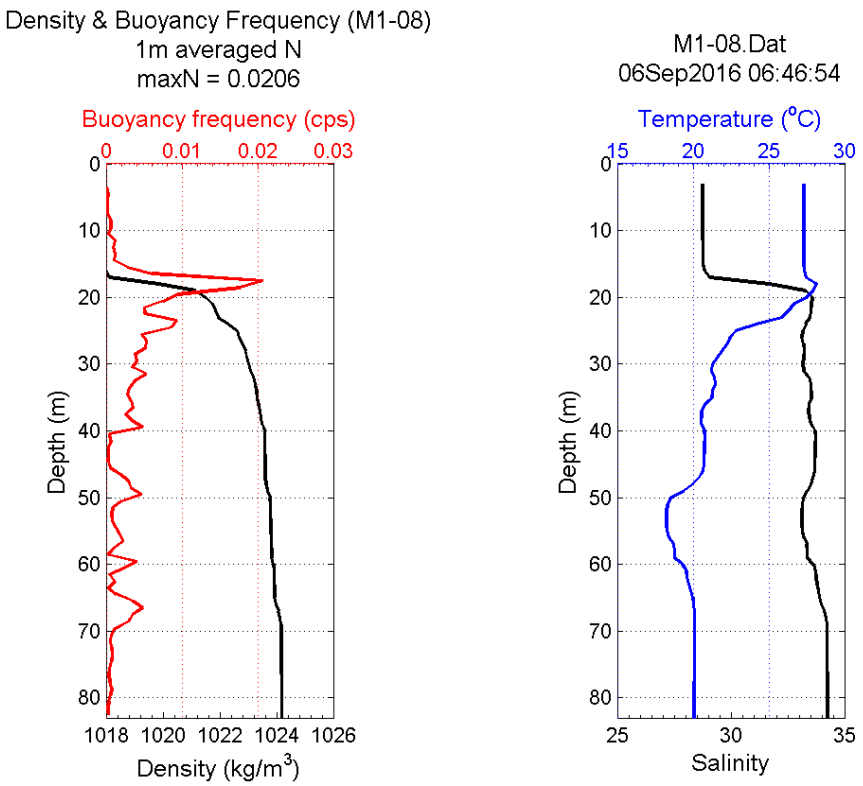
<그림1-31> M1-05 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수



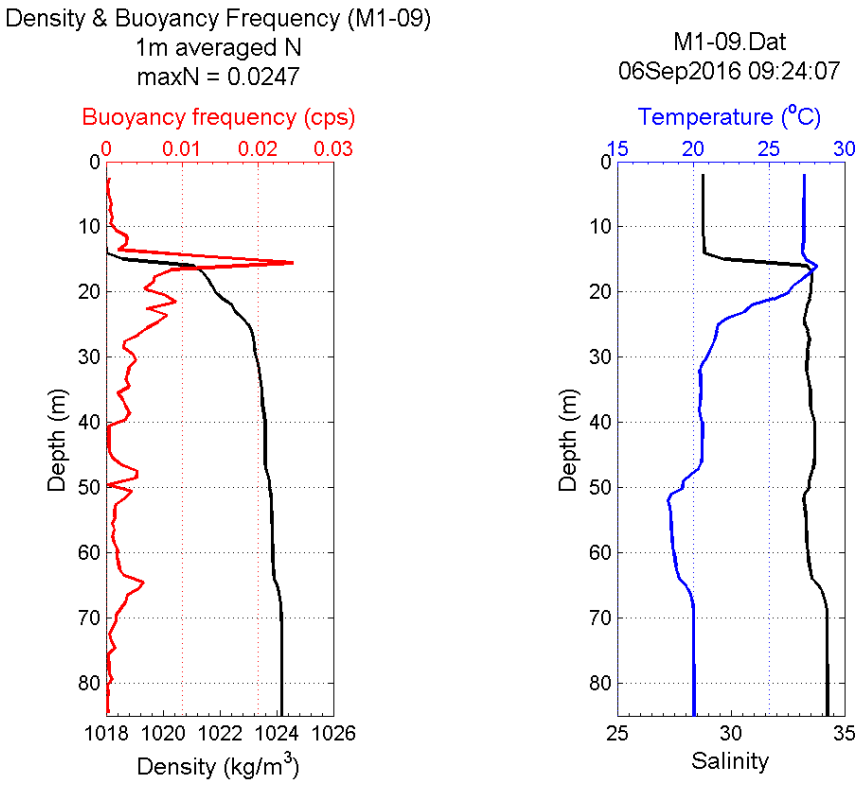
<그림1-32> M1-06 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수



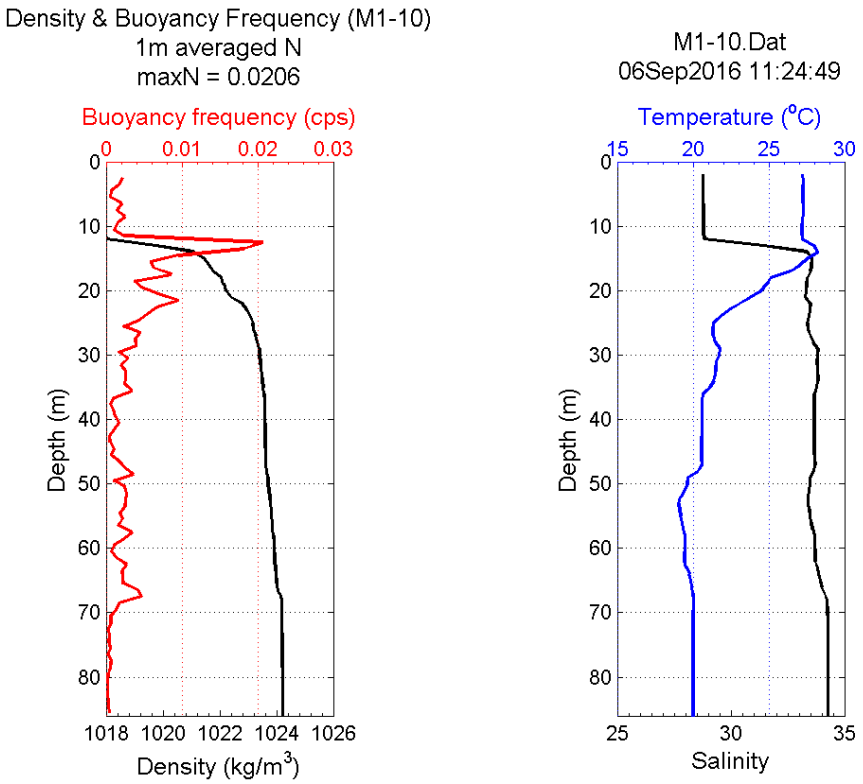
<그림1-33> M1-07 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수



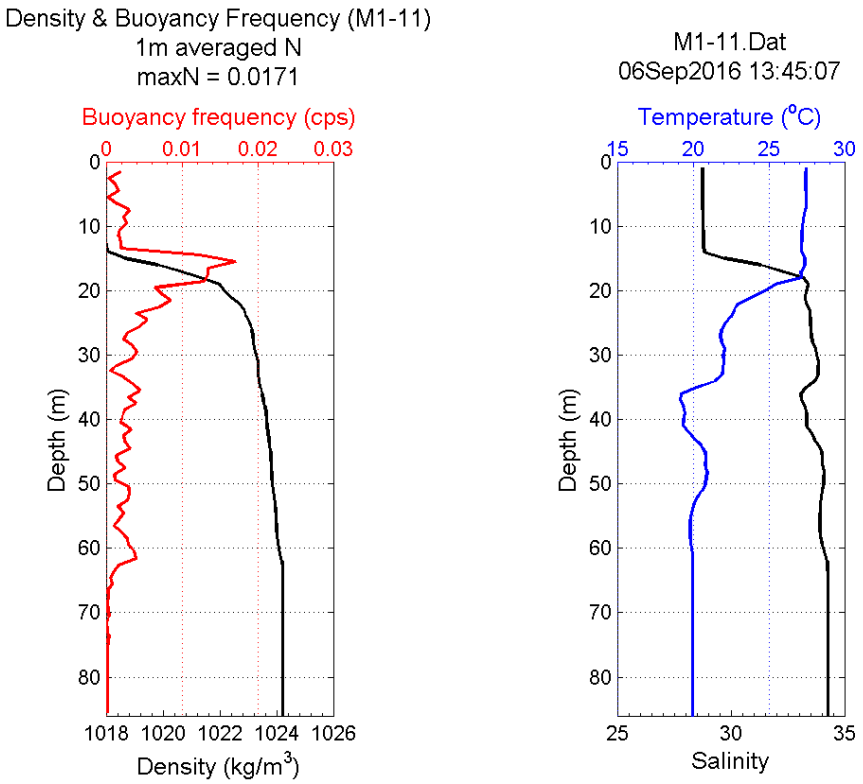
<그림1-34> M1-08 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수



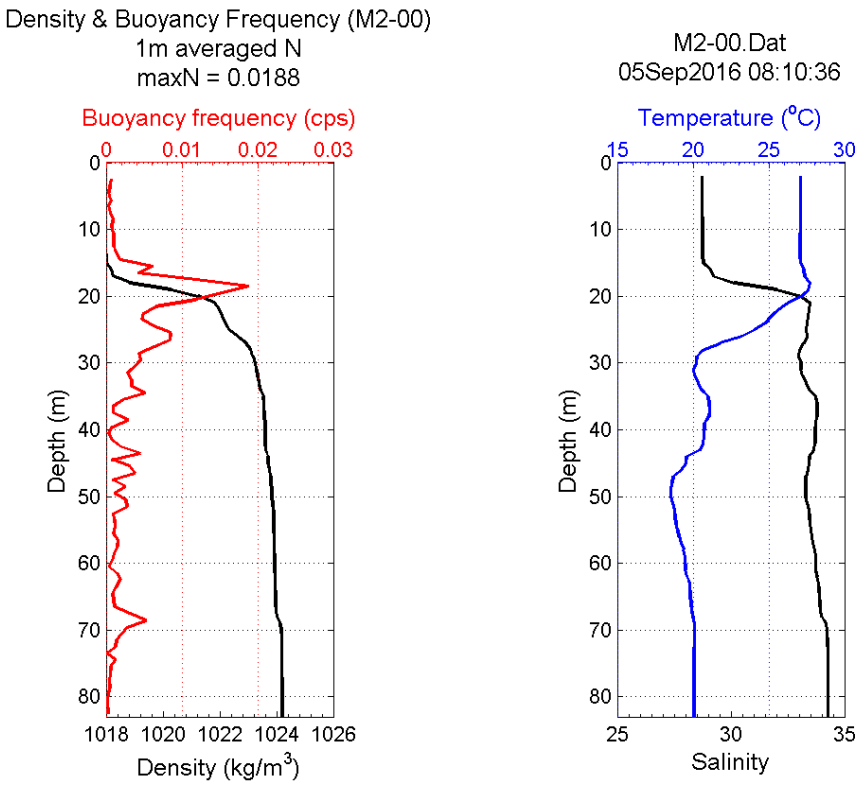
<그림1-35> M1-09 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수



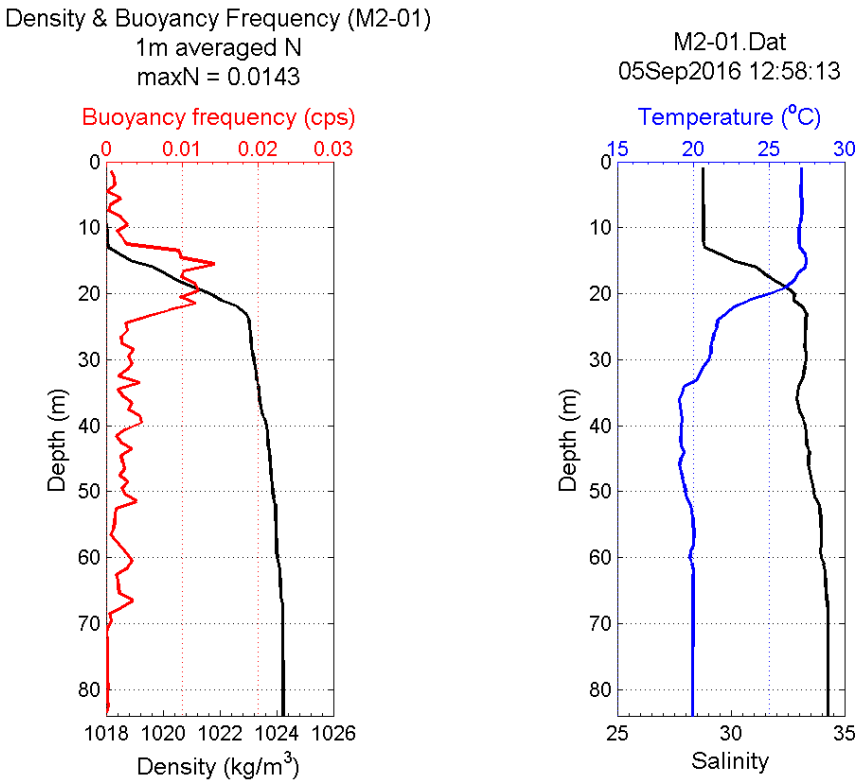
<그림1-36> M1-10 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수



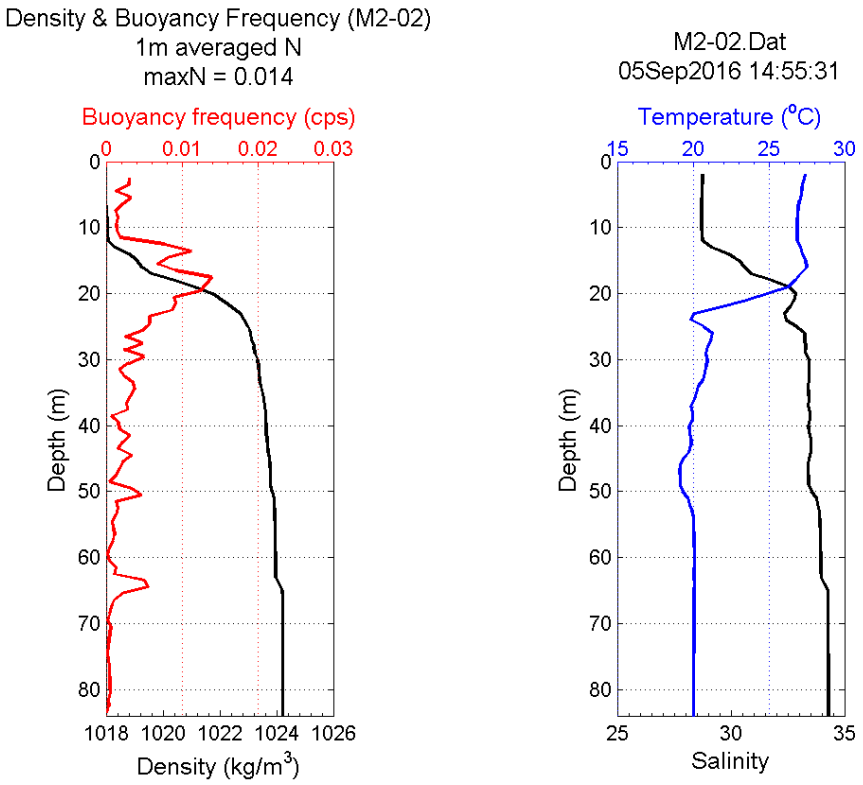
<그림1-37> M1-11 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수



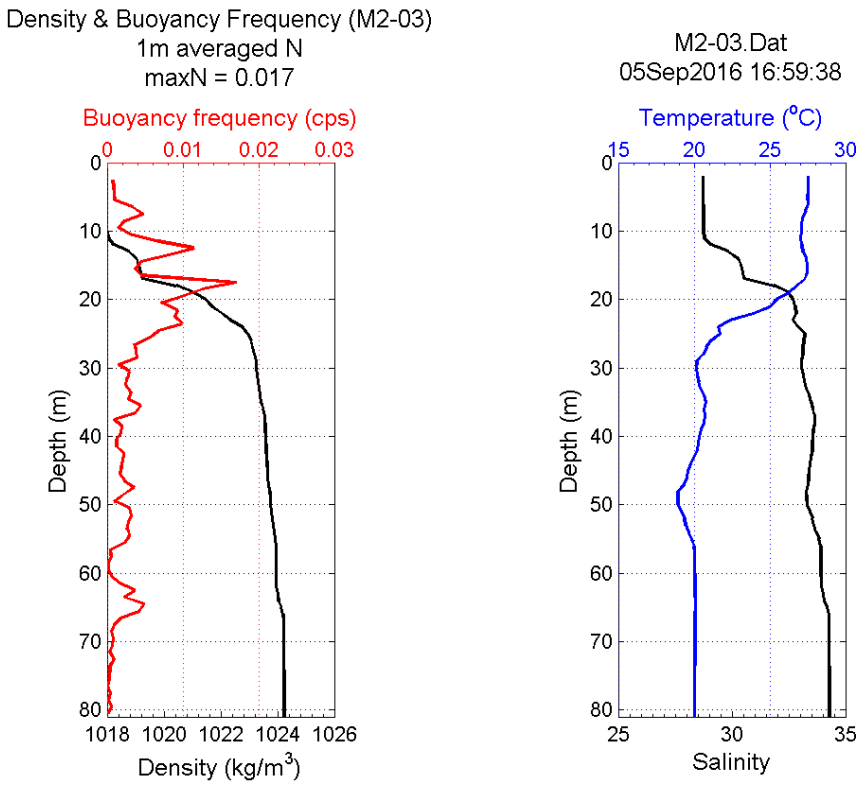
<그림1-38> M2-00 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수



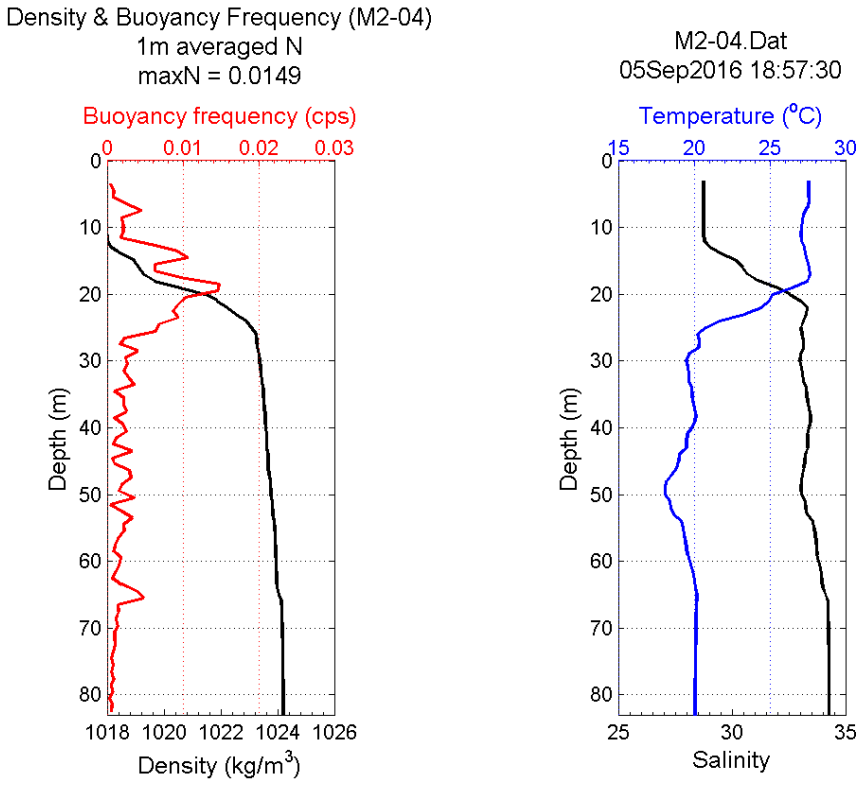
<그림1-39> M2-01 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수



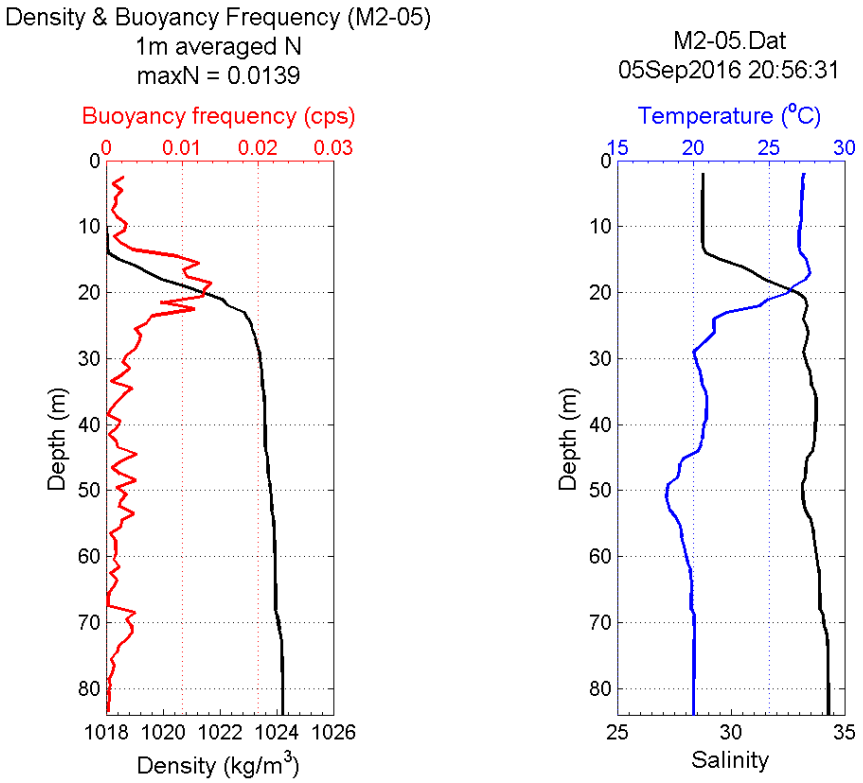
<그림1-40> M2-02 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수



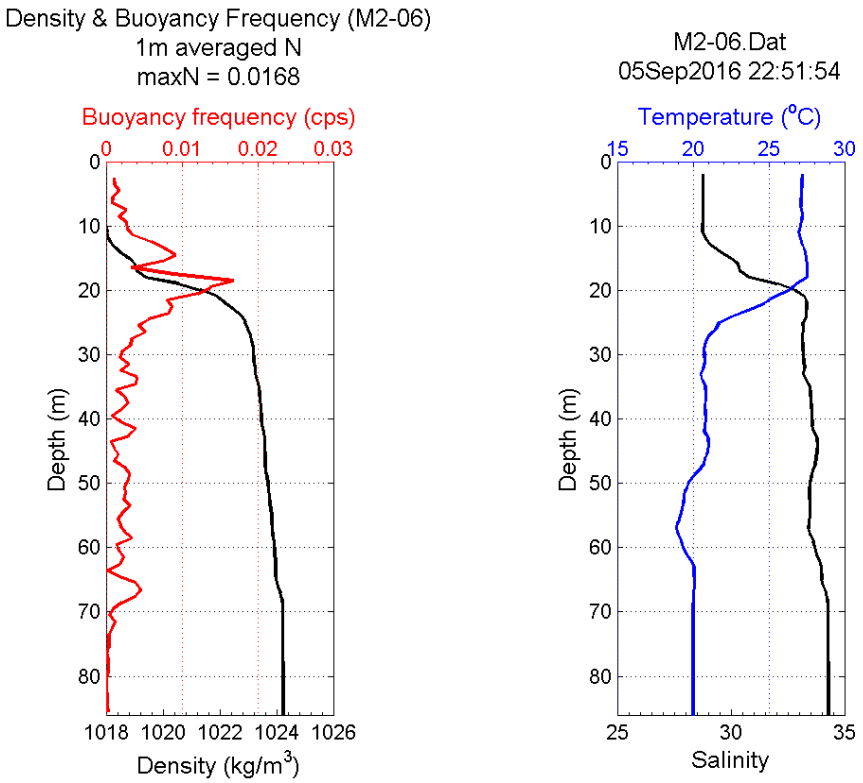
<그림1-41> M2-03 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수



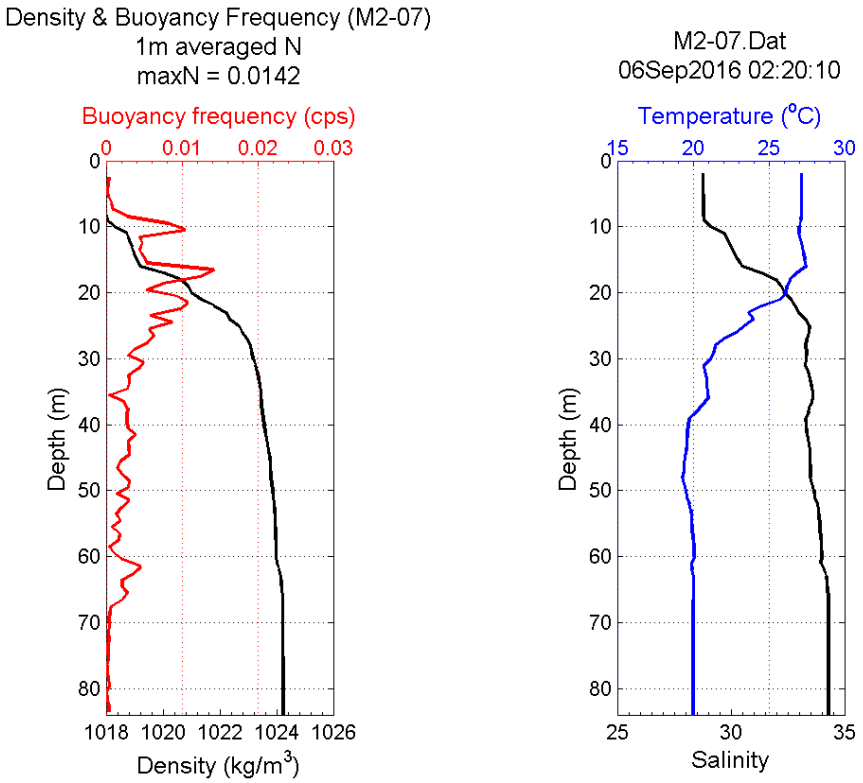
<그림1-42> M2-04 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수



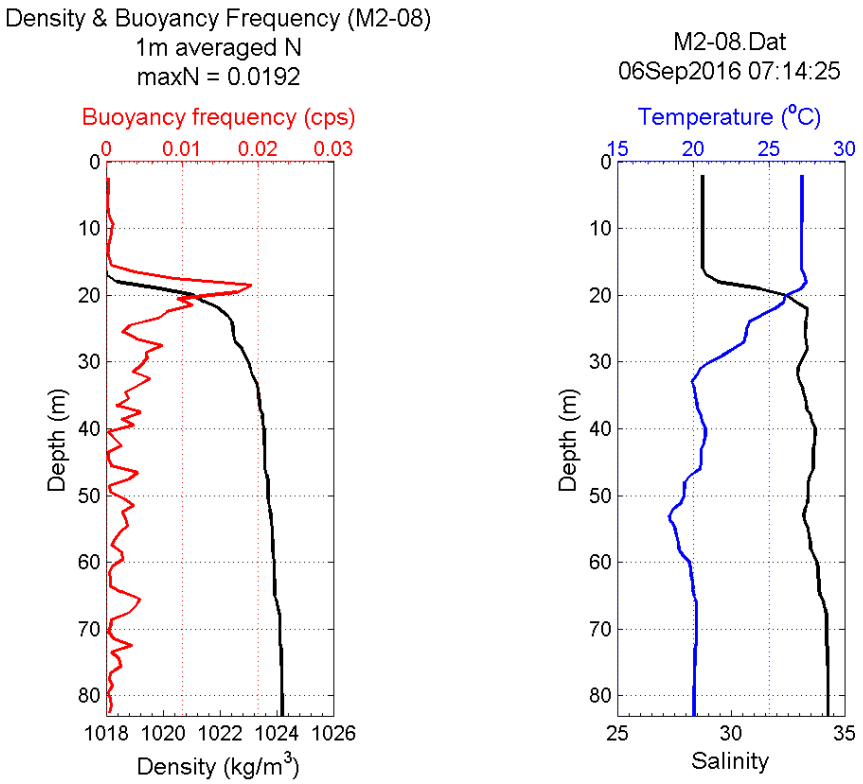
<그림1-43> M2-05 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수



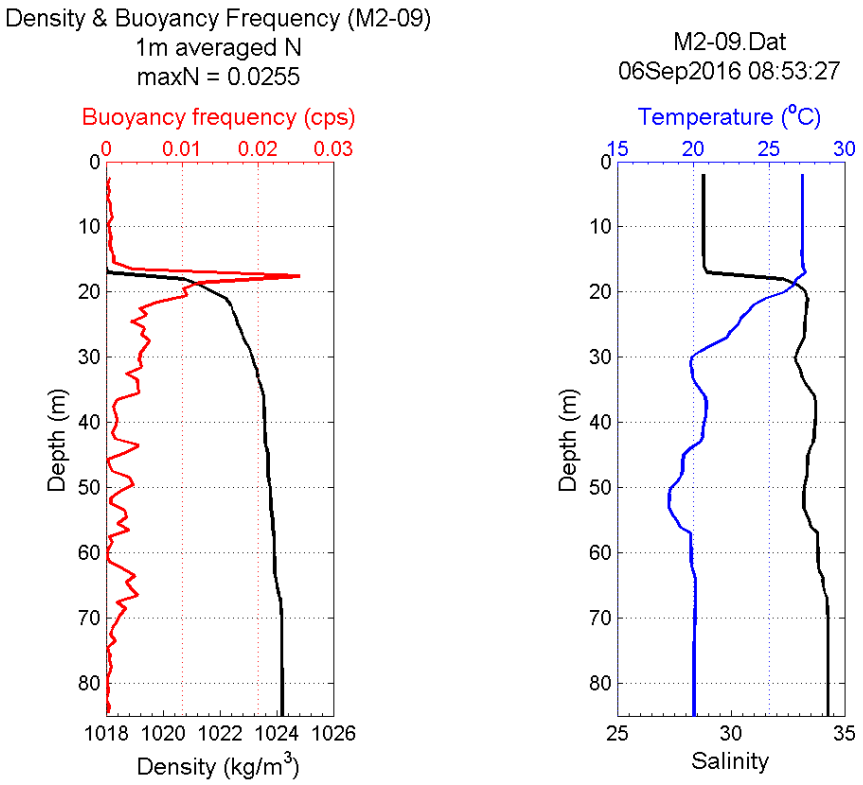
<그림1-44> M2-06 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수



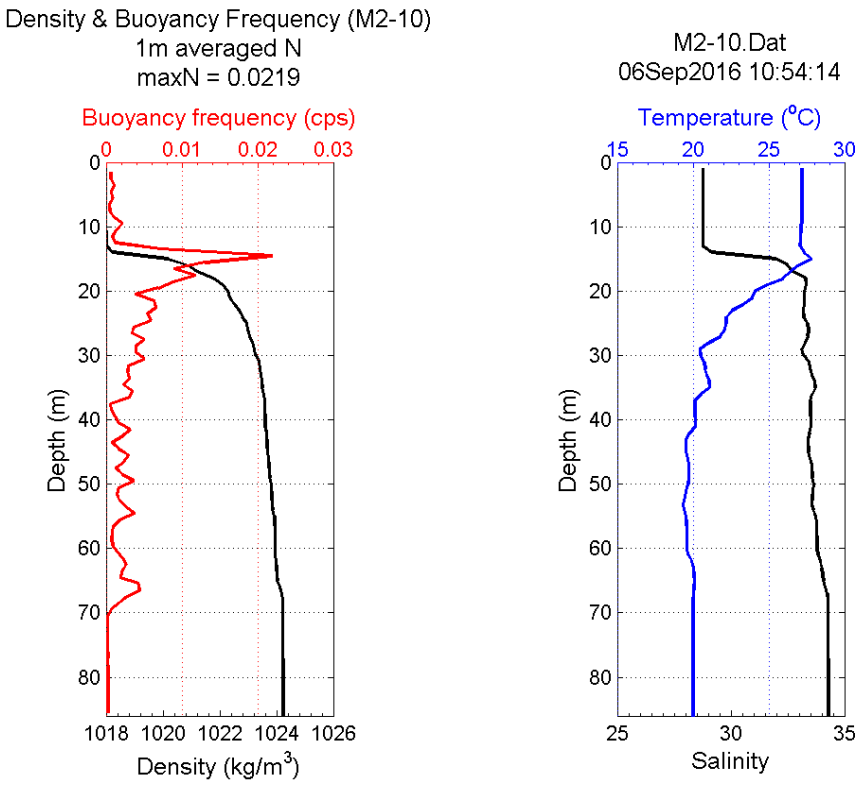
<그림1-45> M2-07 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수



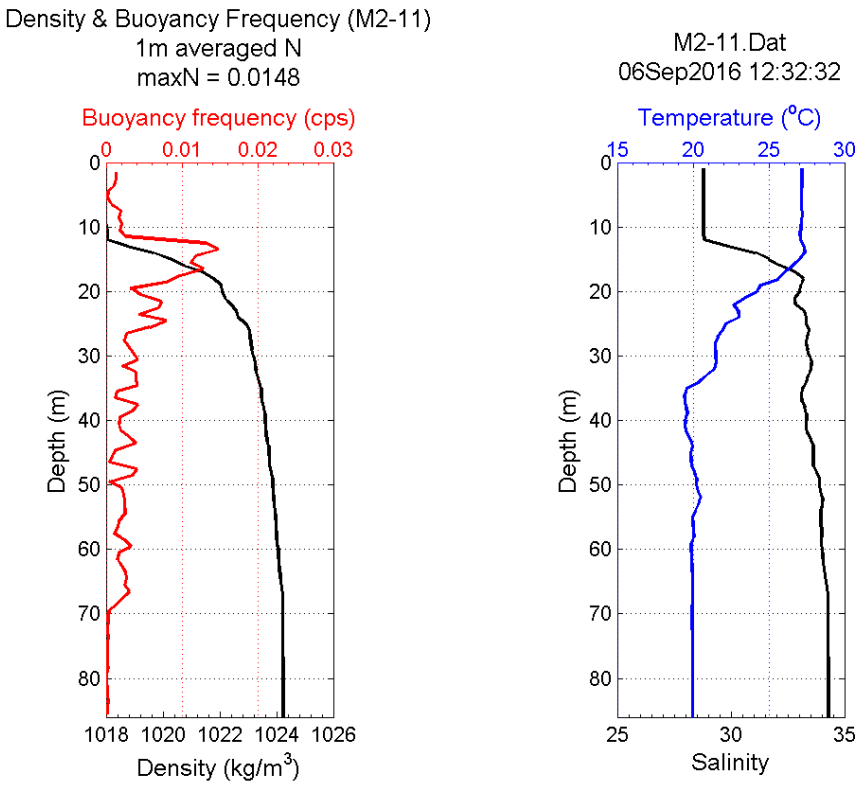
<그림1-46> M2-08 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수



<그림1-47> M2-09 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수



<그림1-48> M2-10 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수



<그림1-49> M2-11 정점의 CTD 관측결과와 밀도, 부력진동수

[부록 2]

태풍 차바 내습시

검조소별 조화분석 결과

<표 2.1> 서귀포에서의 조화분석 결과.

Locatation : Seogwipo T1 (126 33 42, 33 14 24)
Duration : 32 days (0:00, Sep. 5, 2016 - 23:00, Oct. 6, 2016)
Observed M. : 0.1896D+01, S.D. : 0.5999D+00
Residual M. : 0.1673D-04, S.D. : 0.7966D-01

Related constituents Nrel= 8

No	Rel. const.	Ref. const.	Speed (deg./hr)	H (m)	g (deg.)
1	PI1	K1	14.9178647	0.0034	204.899
2	P1	K1	14.9589314	0.0705	205.999
3	PSI1	K1	15.0821353	0.0023	167.179
4	PHI1	K1	15.1232059	0.0039	176.099
5	2N2	N2	27.8953548	0.0202	214.780
6	NU2	N2	28.5125831	0.0276	278.570
7	T2	S2	29.9589333	0.0218	308.993
8	K2	S2	30.0821373	0.0761	305.163

Major constituents Nsig= 27

No	Constituent	Speed (deg./hr)	H (m)	g (deg.)
1	Z0	0.0000000	1.8947	0.000
2	MM	0.5443747	0.0087	320.914
3	MSF	1.0158958	0.0181	114.957
4	Q1	13.3986609	0.0551	171.031
5	O1	13.9430356	0.1844	179.680
6	M1	14.4920521	0.0056	232.824
7	K1	15.0410686	0.2267	214.069
8	J1	15.5854433	0.0084	229.342
9	OO1	16.1391017	0.0207	42.267
10	MU2	27.9682084	0.0593	241.033
11	N2	28.4397295	0.1519	270.400
12	M2	28.9841042	0.7271	284.842
13	L2	29.5284789	0.0092	289.338
14	S2	30.0000000	0.3308	314.963
15	2SM2	31.0158958	0.0116	18.696
16	MO3	42.9271398	0.0013	53.422
17	M3	43.4761563	0.0069	13.287
18	MK3	44.0251729	0.0037	318.979
19	MN4	57.4238337	0.0081	93.010
20	M4	57.9682084	0.0120	117.543
21	SN4	58.4397295	0.0064	113.764
22	MS4	58.9841042	0.0102	160.436
23	2MN6	86.4079380	0.0033	131.846
24	M6	86.9523127	0.0062	104.344
25	MSN6	87.4238337	0.0022	65.821
26	2MS6	87.9682084	0.0070	212.830
27	2SM6	88.9841042	0.0011	146.373

<표 2.2> 제주에서의 조화분석 결과.

Locatation : Jeju T1 (126 32 35, 33 31 39)
Duration : 32 days (0:00, Sep. 5, 2016 - 23:00, Oct. 6, 2016)
Observed M. : 0.1920D+01, S.D. : 0.5727D+00
Residual M. : 0.8022D-05, S.D. : 0.2015D+00

Related constituents Nrel= 8

No	Rel. const.	Ref. const.	Speed (deg./hr)	H (m)	g (deg.)
1	PI1	K1	14.9178647	0.0033	226.569
2	P1	K1	14.9589314	0.0679	227.669
3	PSI1	K1	15.0821353	0.0022	188.849
4	PHI1	K1	15.1232059	0.0037	197.769
5	2N2	N2	27.8953548	0.0188	243.718
6	NU2	N2	28.5125831	0.0258	307.508
7	T2	S2	29.9589333	0.0170	338.751
8	K2	S2	30.0821373	0.0594	334.921

Major constituents Nsig= 27

No	Constituent	Speed (deg./hr)	H (m)	g (deg.)
1	Z0	0.0000000	1.9171	0.000
2	MM	0.5443747	0.0197	125.064
3	MSF	1.0158958	0.0737	15.898
4	Q1	13.3986609	0.0437	174.333
5	O1	13.9430356	0.1722	182.630
6	M1	14.4920521	0.0194	170.567
7	K1	15.0410686	0.2184	235.739
8	J1	15.5854433	0.0209	174.100
9	OO1	16.1391017	0.0139	55.927
10	MU2	27.9682084	0.0684	257.583
11	N2	28.4397295	0.1416	299.338
12	M2	28.9841042	0.6674	320.399
13	L2	29.5284789	0.0208	56.941
14	S2	30.0000000	0.2583	344.721
15	2SM2	31.0158958	0.0080	293.040
16	MO3	42.9271398	0.0052	79.264
17	M3	43.4761563	0.0074	339.729
18	MK3	44.0251729	0.0076	28.079
19	MN4	57.4238337	0.0180	111.832
20	M4	57.9682084	0.0550	139.192
21	SN4	58.4397295	0.0069	97.864
22	MS4	58.9841042	0.0441	190.636
23	2MN6	86.4079380	0.0012	251.607
24	M6	86.9523127	0.0018	272.188
25	MSN6	87.4238337	0.0126	280.786
26	2MS6	87.9682084	0.0060	260.102
27	2SM6	88.9841042	0.0023	272.994

<표 2.3> 추자도에서의 조화분석 결과.

Locatation : Chujado T1 (126 18 1, 33 57 43)
Duration : 32 days (0:00, Sep. 5, 2016 - 23:00, Oct. 6, 2016)
Observed M. : 0.2011D+01, S.D. : 0.7175D+00
Residual M. : -0.2561D-05, S.D. : 0.1106D+00

Related constituents Nrel= 8

No	Rel. const.	Ref. const.	Speed (deg./hr)	H (m)	g (deg.)
1	PI1	K1	14.9178647	0.0036	214.889
2	P1	K1	14.9589314	0.0749	215.989
3	PSI1	K1	15.0821353	0.0024	177.169
4	PHI1	K1	15.1232059	0.0041	186.089
5	2N2	N2	27.8953548	0.0270	259.062
6	NU2	N2	28.5125831	0.0370	322.852
7	T2	S2	29.9589333	0.0223	356.437
8	K2	S2	30.0821373	0.0779	352.607

Major constituents Nsig= 27

No	Constituent	Speed (deg./hr)	H (m)	g (deg.)
1	Z0	0.0000000	2.0083	0.000
2	MM	0.5443747	0.0075	287.709
3	MSF	1.0158958	0.0239	144.356
4	Q1	13.3986609	0.0616	175.202
5	O1	13.9430356	0.1953	194.426
6	M1	14.4920521	0.0176	271.920
7	K1	15.0410686	0.2410	224.059
8	J1	15.5854433	0.0232	214.792
9	OO1	16.1391017	0.0442	43.424
10	MU2	27.9682084	0.0731	244.812
11	N2	28.4397295	0.2035	314.682
12	M2	28.9841042	0.8891	330.449
13	L2	29.5284789	0.0216	23.978
14	S2	30.0000000	0.3385	2.407
15	2SM2	31.0158958	0.0265	5.593
16	MO3	42.9271398	0.0014	80.456
17	M3	43.4761563	0.0055	48.860
18	MK3	44.0251729	0.0160	345.615
19	MN4	57.4238337	0.0239	131.741
20	M4	57.9682084	0.0713	128.360
21	SN4	58.4397295	0.0039	130.382
22	MS4	58.9841042	0.0500	184.572
23	2MN6	86.4079380	0.0010	236.446
24	M6	86.9523127	0.0091	253.640
25	MSN6	87.4238337	0.0045	251.162
26	2MS6	87.9682084	0.0105	293.699
27	2SM6	88.9841042	0.0036	352.921

<표 2.4> 여수에서의 조화분석 결과.

Locatation : Yeosu T1 (127 45 56, 34 44 50)
Duration : 32 days (0:00, Sep. 5, 2016 - 23:00, Oct. 6, 2016)
Observed M. : 0.2119D+01, S.D. : 0.7645D+00
Residual M. : 0.6030D-04, S.D. : 0.8764D-01

Related constituents Nrel= 8

No	Rel. const.	Ref. const.	Speed (deg./hr)	H (m)	g (deg.)
1	PI1	K1	14.9178647	0.0047	176.280
2	P1	K1	14.9589314	0.0979	178.840
3	PSI1	K1	15.0821353	0.0049	336.960
4	PHI1	K1	15.1232059	0.0067	224.080
5	2N2	N2	27.8953548	0.0300	228.066
6	NU2	N2	28.5125831	0.0274	249.206
7	T2	S2	29.9589333	0.0357	247.946
8	K2	S2	30.0821373	0.1253	287.996

Major constituents Nsig= 27

No	Constituent	Speed (deg./hr)	H (m)	g (deg.)
1	Z0	0.0000000	2.1192	0.000
2	MM	0.5443747	0.0193	321.108
3	MSF	1.0158958	0.0327	129.472
4	Q1	13.3986609	0.0280	166.911
5	O1	13.9430356	0.1279	146.328
6	M1	14.4920521	0.0136	191.877
7	K1	15.0410686	0.2220	183.440
8	J1	15.5854433	0.0041	228.017
9	OO1	16.1391017	0.0219	78.508
10	MU2	27.9682084	0.0474	241.433
11	N2	28.4397295	0.1866	251.526
12	M2	28.9841042	0.9398	261.795
13	L2	29.5284789	0.0007	202.162
14	S2	30.0000000	0.4460	291.696
15	2SM2	31.0158958	0.0128	341.107
16	MO3	42.9271398	0.0071	131.772
17	M3	43.4761563	0.0291	354.322
18	MK3	44.0251729	0.0110	226.550
19	MN4	57.4238337	0.0105	265.835
20	M4	57.9682084	0.0255	257.727
21	SN4	58.4397295	0.0025	237.929
22	MS4	58.9841042	0.0272	314.379
23	2MN6	86.4079380	0.0081	45.926
24	M6	86.9523127	0.0196	75.518
25	MSN6	87.4238337	0.0072	62.833
26	2MS6	87.9682084	0.0318	106.502
27	2SM6	88.9841042	0.0075	156.235

<표 2.5> 통영에서의 조화분석 결과.

Locatation : Tongyoung T1 (128 26 5, 34 49 40)
Duration : 32 days (0:00, Sep. 5, 2016 - 23:00, Oct. 6, 2016)
Observed M. : 0.1736D+01, S.D. : 0.6152D+00
Residual M. : 0.4126D-04, S.D. : 0.7651D-01

Related constituents Nrel= 8

No	Rel. const.	Ref. const.	Speed (deg./hr)	H (m)	g (deg.)
1	PI1	K1	14.9178647	0.0036	265.617
2	P1	K1	14.9589314	0.0449	189.227
3	PSI1	K1	15.0821353	0.0050	95.097
4	PHI1	K1	15.1232059	0.0070	204.687
5	2N2	N2	27.8953548	0.0217	220.569
6	NU2	N2	28.5125831	0.0239	240.099
7	T2	S2	29.9589333	0.0297	282.927
8	K2	S2	30.0821373	0.0969	278.357

Major constituents Nsig= 27

No	Constituent	Speed (deg./hr)	H (m)	g (deg.)
1	Z0	0.0000000	1.7346	0.000
2	MM	0.5443747	0.0242	283.858
3	MSF	1.0158958	0.0325	137.813
4	Q1	13.3986609	0.0250	160.112
5	O1	13.9430356	0.1070	144.969
6	M1	14.4920521	0.0103	187.720
7	K1	15.0410686	0.1376	182.637
8	J1	15.5854433	0.0085	181.761
9	OO1	16.1391017	0.0094	135.901
10	MU2	27.9682084	0.0366	230.616
11	N2	28.4397295	0.1457	244.779
12	M2	28.9841042	0.7497	253.817
13	L2	29.5284789	0.0030	202.869
14	S2	30.0000000	0.3575	286.007
15	2SM2	31.0158958	0.0117	354.343
16	MO3	42.9271398	0.0055	41.033
17	M3	43.4761563	0.0259	351.279
18	MK3	44.0251729	0.0084	222.706
19	MN4	57.4238337	0.0113	225.624
20	M4	57.9682084	0.0275	251.630
21	SN4	58.4397295	0.0083	251.590
22	MS4	58.9841042	0.0237	299.791
23	2MN6	86.4079380	0.0076	324.197
24	M6	86.9523127	0.0078	40.030
25	MSN6	87.4238337	0.0067	38.583
26	2MS6	87.9682084	0.0148	69.989
27	2SM6	88.9841042	0.0044	94.944

<표 2.6> 가덕에서의 조화분석 결과.

Locatation : Gaduckdo T1 (128 48 39, 35 1 27)
Duration : 32 days (0:00, Sep. 5, 2016 - 23:00, Oct. 6, 2016)
Observed M. : 0.1300D+01, S.D. : 0.4346D+00
Residual M. : 0.2979D-04, S.D. : 0.7628D-01

Related constituents Nrel= 8

No	Rel. const.	Ref. const.	Speed (deg./hr)	H (m)	g (deg.)
1	PI1	K1	14.9178647	0.0017	246.109
2	P1	K1	14.9589314	0.0219	169.719
3	PSI1	K1	15.0821353	0.0024	75.589
4	PHI1	K1	15.1232059	0.0034	185.179
5	2N2	N2	27.8953548	0.0149	213.712
6	NU2	N2	28.5125831	0.0165	233.242
7	T2	S2	29.9589333	0.0212	275.559
8	K2	S2	30.0821373	0.0691	270.989

Major constituents Nsig= 27

No	Constituent	Speed (deg./hr)	H (m)	g (deg.)
1	Z0	0.0000000	1.2992	0.000
2	MM	0.5443747	0.0403	287.618
3	MSF	1.0158958	0.0359	121.922
4	Q1	13.3986609	0.0104	168.175
5	O1	13.9430356	0.0429	126.080
6	M1	14.4920521	0.0057	177.384
7	K1	15.0410686	0.0673	163.129
8	J1	15.5854433	0.0025	129.415
9	OO1	16.1391017	0.0145	146.799
10	MU2	27.9682084	0.0257	235.404
11	N2	28.4397295	0.1004	237.922
12	M2	28.9841042	0.5235	244.599
13	L2	29.5284789	0.0048	185.197
14	S2	30.0000000	0.2550	278.639
15	2SM2	31.0158958	0.0100	350.421
16	MO3	42.9271398	0.0049	326.701
17	M3	43.4761563	0.0198	353.094
18	MK3	44.0251729	0.0074	212.244
19	MN4	57.4238337	0.0135	233.522
20	M4	57.9682084	0.0233	254.623
21	SN4	58.4397295	0.0095	261.381
22	MS4	58.9841042	0.0201	301.480
23	2MN6	86.4079380	0.0011	349.347
24	M6	86.9523127	0.0016	206.940
25	MSN6	87.4238337	0.0011	135.516
26	2MS6	87.9682084	0.0001	157.396
27	2SM6	88.9841042	0.0027	143.973

<표 2.7> 마산에서의 조화분석 결과.

Locatation : Masan T1 (128 35 20, 35 12 36)
Duration : 32 days (0:00, Sep. 5, 2016 - 23:00, Oct. 6, 2016)
Observed M. : 0.1216D+01, S.D. : 0.4883D+00
Residual M. : 0.2997D-04, S.D. : 0.9202D-01

Related constituents Nrel= 8

No	Rel. const.	Ref. const.	Speed (deg./hr)	H (m)	g (deg.)
1	PI1	K1	14.9178647	0.0023	244.265
2	P1	K1	14.9589314	0.0285	167.875
3	PSI1	K1	15.0821353	0.0031	73.745
4	PHI1	K1	15.1232059	0.0045	183.335
5	2N2	N2	27.8953548	0.0161	215.188
6	NU2	N2	28.5125831	0.0177	234.718
7	T2	S2	29.9589333	0.0236	276.533
8	K2	S2	30.0821373	0.0772	271.963

Major constituents Nsig= 27

No	Constituent	Speed (deg./hr)	H (m)	g (deg.)
1	Z0	0.0000000	1.2150	0.000
2	MM	0.5443747	0.0363	286.135
3	MSF	1.0158958	0.0324	133.464
4	Q1	13.3986609	0.0169	159.021
5	O1	13.9430356	0.0396	129.483
6	M1	14.4920521	0.0051	205.649
7	K1	15.0410686	0.0873	161.285
8	J1	15.5854433	0.0059	166.217
9	OO1	16.1391017	0.0121	89.464
10	MU2	27.9682084	0.0331	232.265
11	N2	28.4397295	0.1079	239.398
12	M2	28.9841042	0.5869	246.245
13	L2	29.5284789	0.0110	133.883
14	S2	30.0000000	0.2847	279.613
15	2SM2	31.0158958	0.0111	18.479
16	MO3	42.9271398	0.0074	0.076
17	M3	43.4761563	0.0298	356.140
18	MK3	44.0251729	0.0069	227.539
19	MN4	57.4238337	0.0193	237.901
20	M4	57.9682084	0.0454	268.085
21	SN4	58.4397295	0.0170	287.606
22	MS4	58.9841042	0.0349	316.625
23	2MN6	86.4079380	0.0066	57.628
24	M6	86.9523127	0.0031	113.941
25	MSN6	87.4238337	0.0030	142.535
26	2MS6	87.9682084	0.0104	155.184
27	2SM6	88.9841042	0.0030	120.815

<표 2.8> 부산에서의 조화분석 결과.

Locatation : Pusan T1 (129 2 7, 35 5 47)
Duration : 32 days (0:00, Sep. 5, 2016 - 23:00, Oct. 6, 2016)
Observed M. : 0.9299D+00, S.D. : 0.3155D+00
Residual M. : 0.1967D-04, S.D. : 0.7081D-01

Related constituents Nrel= 8

No	Rel. const.	Ref. const.	Speed (deg./hr)	H (m)	g (deg.)
1	PI1	K1	14.9178647	0.0011	237.670
2	P1	K1	14.9589314	0.0132	161.280
3	PSI1	K1	15.0821353	0.0015	67.150
4	PHI1	K1	15.1232059	0.0021	176.740
5	2N2	N2	27.8953548	0.0103	206.942
6	NU2	N2	28.5125831	0.0114	226.472
7	T2	S2	29.9589333	0.0151	267.457
8	K2	S2	30.0821373	0.0492	262.887

Major constituents Nsig= 27

No	Constituent	Speed (deg./hr)	H (m)	g (deg.)
1	Z0	0.0000000	0.9291	0.000
2	MM	0.5443747	0.0476	288.520
3	MSF	1.0158958	0.0474	150.068
4	Q1	13.3986609	0.0082	202.824
5	O1	13.9430356	0.0258	113.211
6	M1	14.4920521	0.0062	193.234
7	K1	15.0410686	0.0406	154.690
8	J1	15.5854433	0.0008	186.428
9	OO1	16.1391017	0.0101	109.173
10	MU2	27.9682084	0.0184	223.632
11	N2	28.4397295	0.0693	231.152
12	M2	28.9841042	0.3737	236.449
13	L2	29.5284789	0.0077	162.896
14	S2	30.0000000	0.1814	270.537
15	2SM2	31.0158958	0.0054	18.195
16	MO3	42.9271398	0.0095	11.726
17	M3	43.4761563	0.0136	337.982
18	MK3	44.0251729	0.0050	238.993
19	MN4	57.4238337	0.0044	200.795
20	M4	57.9682084	0.0126	231.499
21	SN4	58.4397295	0.0070	275.845
22	MS4	58.9841042	0.0079	270.738
23	2MN6	86.4079380	0.0030	355.896
24	M6	86.9523127	0.0010	187.770
25	MSN6	87.4238337	0.0027	328.191
26	2MS6	87.9682084	0.0021	341.253
27	2SM6	88.9841042	0.0064	74.910

<표 2.9> 울산에서의 조화분석 결과.

Locatation : Ulsan T1 (129 23 14, 35 30 7)
Duration : 32 days (0:00, Sep. 5, 2016 - 23:00, Oct. 6, 2016)
Observed M. : 0.5840D+00, S.D. : 0.1495D+00
Residual M. : 0.1069D-04, S.D. : 0.7129D-01

Related constituents Nrel= 8

No	Rel. const.	Ref. const.	Speed (deg./hr)	H (m)	g (deg.)
1	PI1	K1	14.9178647	0.0016	323.881
2	P1	K1	14.9589314	0.0111	44.441
3	PSI1	K1	15.0821353	0.0033	78.681
4	PHI1	K1	15.1232059	0.0010	350.681
5	2N2	N2	27.8953548	0.0029	204.245
6	NU2	N2	28.5125831	0.0034	195.435
7	T2	S2	29.9589333	0.0051	237.498
8	K2	S2	30.0821373	0.0210	241.738

Major constituents Nsig= 27

No	Constituent	Speed (deg./hr)	H (m)	g (deg.)
1	Z0	0.0000000	0.5812	0.000
2	MM	0.5443747	0.0396	269.860
3	MSF	1.0158958	0.0407	143.769
4	Q1	13.3986609	0.0079	9.593
5	O1	13.9430356	0.0367	349.990
6	M1	14.4920521	0.0013	241.735
7	K1	15.0410686	0.0369	48.351
8	J1	15.5854433	0.0040	249.709
9	OO1	16.1391017	0.0082	168.948
10	MU2	27.9682084	0.0071	171.020
11	N2	28.4397295	0.0218	205.705
12	M2	28.9841042	0.1492	213.121
13	L2	29.5284789	0.0068	121.587
14	S2	30.0000000	0.0741	247.948
15	2SM2	31.0158958	0.0043	303.542
16	MO3	42.9271398	0.0006	24.055
17	M3	43.4761563	0.0063	345.613
18	MK3	44.0251729	0.0020	158.793
19	MN4	57.4238337	0.0050	210.369
20	M4	57.9682084	0.0064	212.705
21	SN4	58.4397295	0.0045	202.743
22	MS4	58.9841042	0.0058	235.510
23	2MN6	86.4079380	0.0047	1.060
24	M6	86.9523127	0.0014	354.291
25	MSN6	87.4238337	0.0044	57.665
26	2MS6	87.9682084	0.0023	0.109
27	2SM6	88.9841042	0.0033	101.462

<표 2.10> 대흑산도에서의 조화분석 결과.

Locatation : Daeheuksando T1 (125 26 8, 34 41 3)
Duration : 32 days (0:00, Sep. 5, 2016 - 23:00, Oct. 6, 2016)
Observed M. : 0.2084D+01, S.D. : 0.8913D+00
Residual M. : -0.4996D-04, S.D. : 0.1163D+00

Related constituents Nrel= 8

No	Rel. const.	Ref. const.	Speed (deg./hr)	H (m)	g (deg.)
1	PI1	K1	14.9178647	0.0042	257.128
2	P1	K1	14.9589314	0.0759	249.388
3	PSI1	K1	15.0821353	0.0016	82.458
4	PHI1	K1	15.1232059	0.0065	287.768
5	2N2	N2	27.8953548	0.0249	5.029
6	NU2	N2	28.5125831	0.0519	32.169
7	T2	S2	29.9589333	0.0287	64.562
8	K2	S2	30.0821373	0.1152	69.502

Major constituents Nsig= 27

No	Constituent	Speed (deg./hr)	H (m)	g (deg.)
1	Z0	0.0000000	2.0786	0.000
2	MM	0.5443747	0.0359	222.480
3	MSF	1.0158958	0.0484	232.094
4	Q1	13.3986609	0.0504	214.323
5	O1	13.9430356	0.1770	220.306
6	M1	14.4920521	0.0089	254.078
7	K1	15.0410686	0.2327	256.418
8	J1	15.5854433	0.0251	286.266
9	OO1	16.1391017	0.0067	267.318
10	MU2	27.9682084	0.0189	155.804
11	N2	28.4397295	0.2357	19.789
12	M2	28.9841042	1.1282	40.854
13	L2	29.5284789	0.0551	31.835
14	S2	30.0000000	0.4098	90.462
15	2SM2	31.0158958	0.0245	339.947
16	MO3	42.9271398	0.0068	52.151
17	M3	43.4761563	0.0045	231.317
18	MK3	44.0251729	0.0148	85.447
19	MN4	57.4238337	0.0177	143.437
20	M4	57.9682084	0.0568	149.015
21	SN4	58.4397295	0.0054	132.561
22	MS4	58.9841042	0.0518	210.641
23	2MN6	86.4079380	0.0036	48.441
24	M6	86.9523127	0.0081	62.377
25	MSN6	87.4238337	0.0036	102.934
26	2MS6	87.9682084	0.0147	118.973
27	2SM6	88.9841042	0.0036	138.922

<표 2.11> 위도에서의 조화분석 결과.

Locatation : WIDO T1 (126 18 6, 35 37 5)
Duration : 32 days (0:00, Sep. 5, 2016 - 23:00, Oct. 6, 2016)
Observed M. : 0.3587D+01, S.D. : 0.1628D+01
Residual M. : -0.1212D-03, S.D. : 0.1094D+00

Related constituents Nrel= 8

No	Rel. const.	Ref. const.	Speed (deg./hr)	H (m)	g (deg.)
1	PI1	K1	14.9178647	0.0075	128.320
2	P1	K1	14.9589314	0.0974	279.230
3	PSI1	K1	15.0821353	0.0164	145.250
4	PHI1	K1	15.1232059	0.0102	241.140
5	2N2	N2	27.8953548	0.0468	60.355
6	NU2	N2	28.5125831	0.1183	44.595
7	T2	S2	29.9589333	0.0497	157.252
8	K2	S2	30.0821373	0.2288	123.172

Major constituents Nsig= 27

No	Constituent	Speed (deg./hr)	H (m)	g (deg.)
1	Z0	0.0000000	3.5804	0.000
2	MM	0.5443747	0.0092	209.678
3	MSF	1.0158958	0.0090	158.827
4	Q1	13.3986609	0.0662	226.230
5	O1	13.9430356	0.2695	238.457
6	M1	14.4920521	0.0165	302.933
7	K1	15.0410686	0.3280	284.630
8	J1	15.5854433	0.0118	268.411
9	OO1	16.1391017	0.0226	86.640
10	MU2	27.9682084	0.0433	185.939
11	N2	28.4397295	0.3500	50.755
12	M2	28.9841042	2.0535	77.046
13	L2	29.5284789	0.0761	64.626
14	S2	30.0000000	0.7650	128.852
15	2SM2	31.0158958	0.0262	358.523
16	MO3	42.9271398	0.0093	82.180
17	M3	43.4761563	0.0078	263.135
18	MK3	44.0251729	0.0069	186.432
19	MN4	57.4238337	0.0413	60.012
20	M4	57.9682084	0.1068	78.663
21	SN4	58.4397295	0.0190	96.880
22	MS4	58.9841042	0.0676	119.874
23	2MN6	86.4079380	0.0159	284.901
24	M6	86.9523127	0.0329	286.610
25	MSN6	87.4238337	0.0058	314.808
26	2MS6	87.9682084	0.0525	345.106
27	2SM6	88.9841042	0.0133	54.905

<표 2.12> 안흥에서의 조화분석 결과.

Locatation : Anheung T1 (126 7 56, 36 40 25)
Duration : 32 days (0:00, Sep. 5, 2016 - 23:00, Oct. 6, 2016)
Observed M. : 0.3805D+01, S.D. : 0.1750D+01
Residual M. : -0.6961D-04, S.D. : 0.1095D+00

Related constituents Nrel= 8

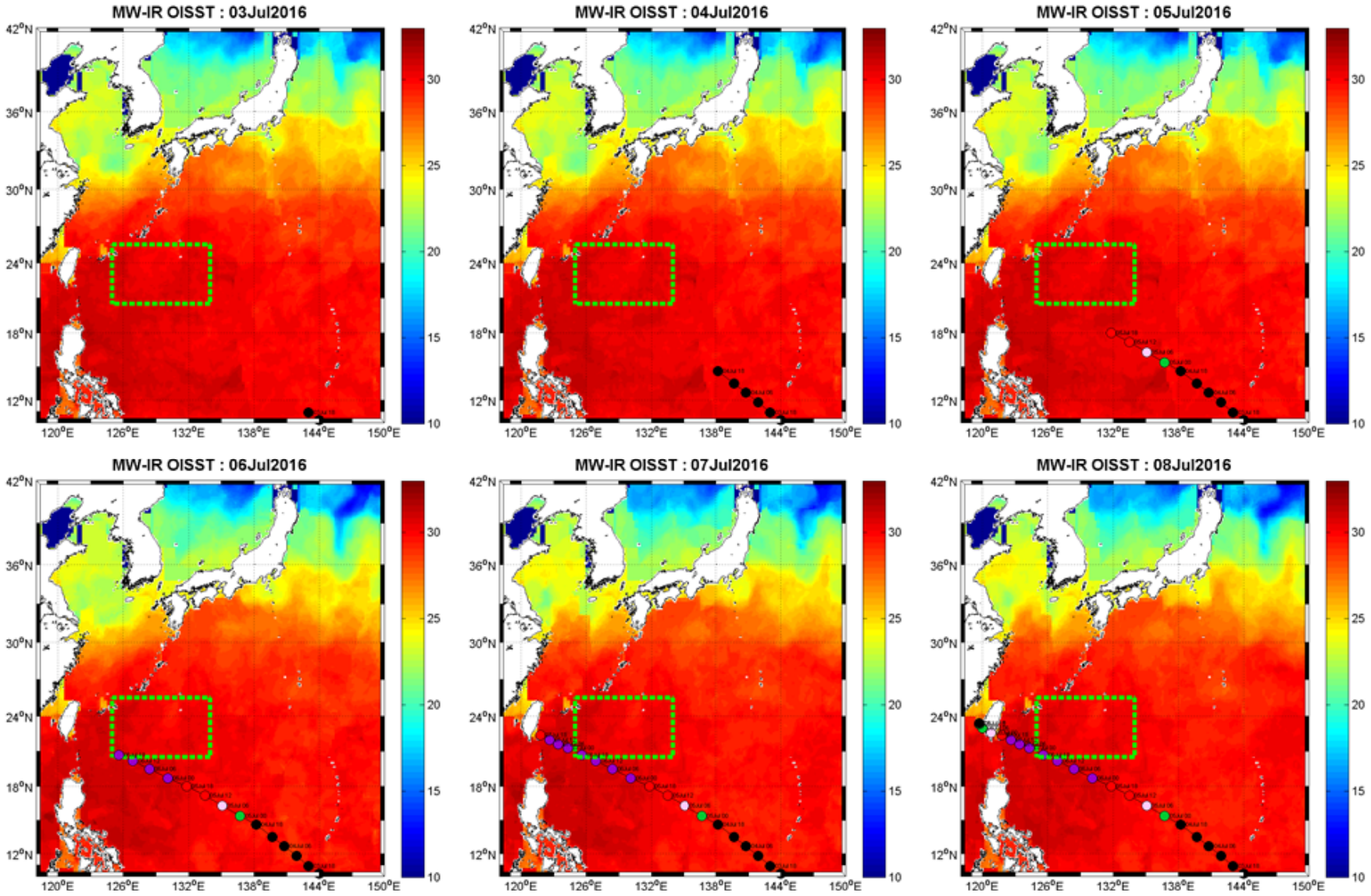
No	Rel. const.	Ref. const.	Speed (deg./hr)	H (m)	g (deg.)
1	PI1	K1	14.9178647	0.0069	205.022
2	P1	K1	14.9589314	0.1095	285.652
3	PSI1	K1	15.0821353	0.0058	112.232
4	PHI1	K1	15.1232059	0.0055	253.992
5	2N2	N2	27.8953548	0.0696	53.460
6	NU2	N2	28.5125831	0.0811	68.000
7	T2	S2	29.9589333	0.0580	150.077
8	K2	S2	30.0821373	0.2505	153.307

Major constituents Nsig= 27

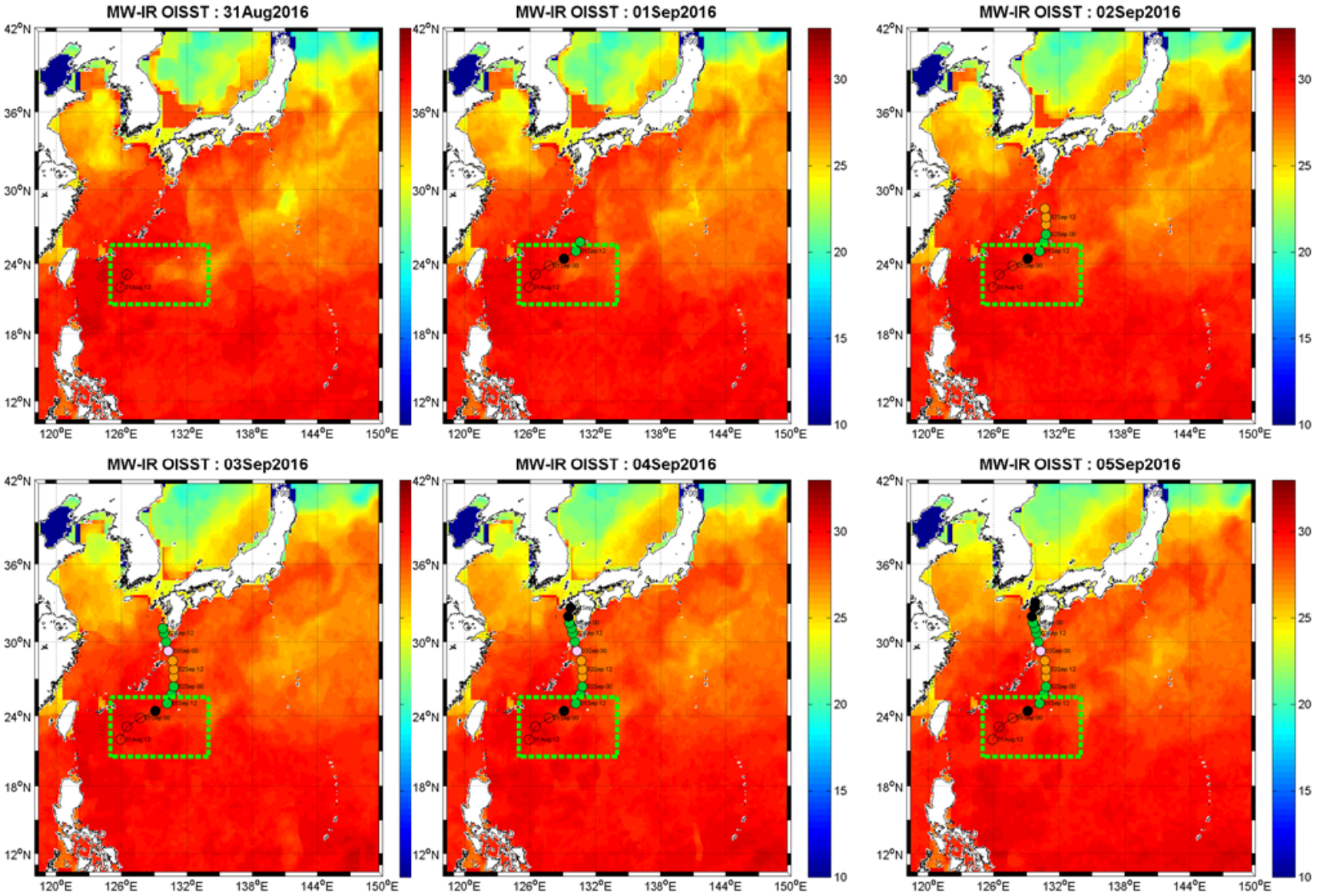
No	Constituent	Speed (deg./hr)	H (m)	g (deg.)
1	Z0	0.0000000	3.8015	0.000
2	MM	0.5443747	0.0057	180.513
3	MSF	1.0158958	0.0249	195.626
4	Q1	13.3986609	0.0690	233.260
5	O1	13.9430356	0.2848	250.695
6	M1	14.4920521	0.0155	324.978
7	K1	15.0410686	0.3649	293.732
8	J1	15.5854433	0.0140	292.143
9	OO1	16.1391017	0.0224	127.365
10	MU2	27.9682084	0.0560	168.189
11	N2	28.4397295	0.3808	83.080
12	M2	28.9841042	2.1964	103.639
13	L2	29.5284789	0.0818	93.906
14	S2	30.0000000	0.8789	154.987
15	2SM2	31.0158958	0.0317	21.177
16	MO3	42.9271398	0.0141	145.056
17	M3	43.4761563	0.0121	327.469
18	MK3	44.0251729	0.0089	256.457
19	MN4	57.4238337	0.0231	85.960
20	M4	57.9682084	0.0591	86.844
21	SN4	58.4397295	0.0064	142.025
22	MS4	58.9841042	0.0477	136.588
23	2MN6	86.4079380	0.0096	72.634
24	M6	86.9523127	0.0195	64.266
25	MSN6	87.4238337	0.0106	87.767
26	2MS6	87.9682084	0.0252	117.251
27	2SM6	88.9841042	0.0100	136.318

[부록 3]

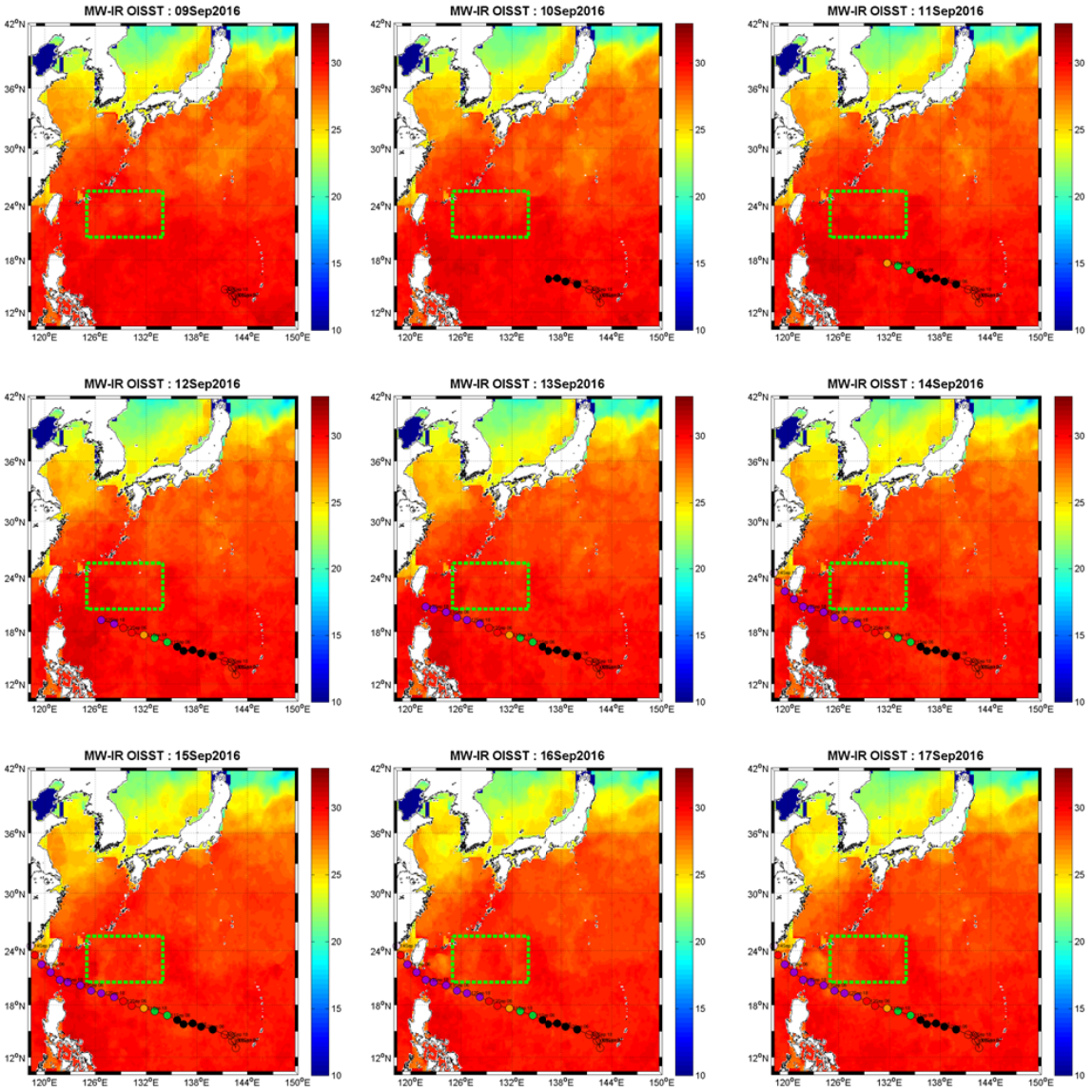
MW-IR OI SST during Typhoon



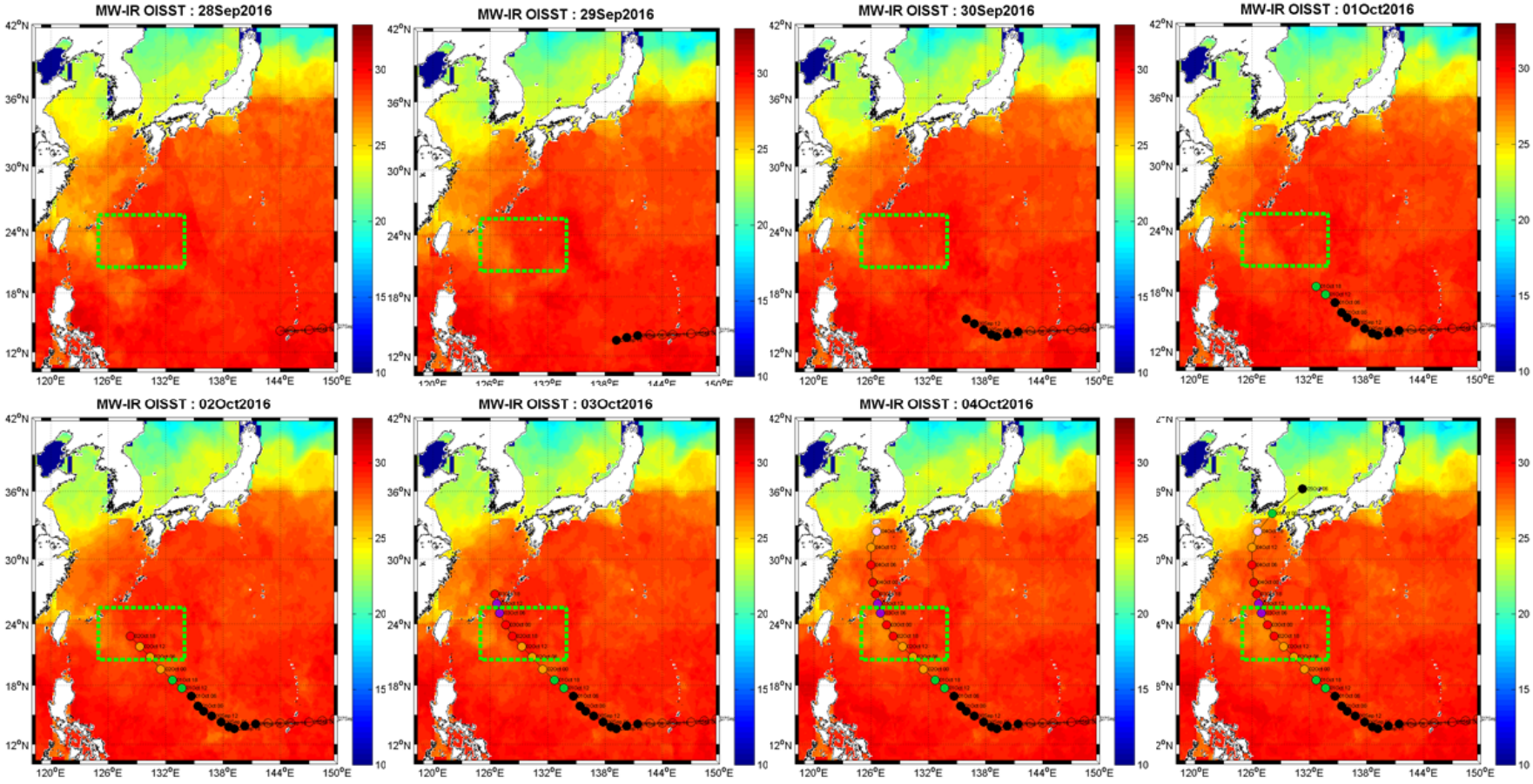
<그림2-1> 태풍 네파탁 시기의 SST 변화 (MW-IR OISST)



<그림2-2> 태풍 남태운 시기의 SST 변화 (MW-IR OISST)



<그림2-3> 태풍 메란티 시기의 SST 변화 (MW-IR OISST)



<그림2-4> 태풍 차바 시기의 SST 변화 (MW-IR OISST)

[부록 4]

JPO 발간 논문

Seasonal Variability in Middepth Gyral Circulation Patterns in the Central East/Japan Sea as Revealed by Long-Term Argo Data

SOK KUH KANG

Korea Institute of Ocean Science and Technology, Ansan, South Korea

YOUNG HO SEUNG

Geo System Research Corporation, Gunpo, South Korea

JONG JIN PARK

Kyungpook National University/Kyungpook Institute of Oceanography, Daegu, South Korea

JAE-HUN PARK,* JAE HAK LEE, EUN JIN KIM, YOUNG HO KIM, AND MOON-SIK SUK

Korea Institute of Ocean Science and Technology, Ansan, South Korea

(Manuscript received 16 August 2015, in final form 30 November 2015)

ABSTRACT

Trajectories of Argo floats deployed in the East/Japan Sea from 2001 to 2014 reveal that the middepth gyral circulation pattern of the Japan basin, the central part of the East/Japan Sea, undergoes a seasonal variation. The middepth circulation of the Japan basin is found to be characterized usually by the gyres trapped to the east of the Bogorov Rise (E-gyres) and those extending farther westward into the whole basin (BW-gyres). The E-gyre trajectories are generally associated with the turning of the floats toward deeper regions off the isobaths. This occurs in winter either on the northern or eastern side of the eastern Japan basin. It seems that the upstream part of the otherwise BW-gyre is subject to a strong negative wind stress curl in winter, and there the circulating water columns are driven toward the deeper region, thus triggering the formation of the E-gyre. The topographic effect associated with the Bogorov Rise seems to interfere thereafter in the process of determining the passage of the E-gyre. Otherwise, the water columns continue to flow along the isobaths, hence maintaining the BW-gyre. To the knowledge of the authors, this is the first observational evidence of seasonal variability in the middepth gyral circulation pattern in the East/Japan Sea. It suggests that oceanic middepth circulation, usually known to be quasi steady or slowly varying on climatological time scales, might also undergo a significant seasonal variation as it does in the East/Japan Sea.

1. Introduction

The East/Japan Sea (EJS) is an almost landlocked sea, without the exchange of intermediate and deep waters with the surrounding open oceans (Gamo et al. 1986). However, the EJS is often compared to a miniature ocean (Gamo 1999): it has both a subtropical-like and a subpolar-like region separated by a subpolar front. In the former, the surface current is anticyclonic, driven by an inflow and outflow, and is western intensified, whereas in the latter, the surface current is cyclonic with wintertime deep convection that is known to have been affected by recent global warming (Kim et al. 2001). Bottom water formation (Kim et al. 2002; Talley et al. 2003) in 2000/01 was reported to have taken place, but the corresponding thermohaline "conveyor belt system" has slowed down since the mid-1980s (Gamo 1999). On the other hand, the intermediate and central water masses have been more actively formed in wintertime, increasing their volumes in the EJS (Kim et al. 2004).

Denotes Open Access content.

* Current affiliation: Inha University, Incheon, South Korea.

Corresponding author address: Sok Kuh Kang, Korea Institute of Ocean Science and Technology, 787 Haeanro, Ansan 426-744, South Korea.
E-mail: skkang@kiost.ac.kr

DOI: 10.1175/JPO-D-15-0157.1

© 2016 American Meteorological Society

The upper part (generally shallower than 200 m) of the East/Japan Sea can be divided into a warm region to the south and a cold region to the north. The warm region is occupied by the warm Tsushima Current Water originating from the Kuroshio and entering the basin through the inlet located on the southern part of the basin and flowing out through the outlets located on the northeastern part of the basin. The cold region is not covered by the Tsushima Current Water and is separated from the warm region by a subpolar front. In the warm region, there is a strong stratification between the upper layer occupied by the Tsushima Current Water and the lower layer underlying it. The lower layer is generally divided into the intermediate (or middepth) and deep layers. However, the water density and current are known to vary very little throughout the whole lower layer (Kim et al. 2004; Chang et al. 2004). There is an indication that the currents in the lower layer of the warm region do not undergo a significant seasonal variation (Mitchell et al. 2005). In the cold region, where stratification is much weaker than in the warm region, the current is expected to be largely barotropic in the middepth and deep layers, especially in winter.

Many attempts have been made to understand the middepth circulation of the EJS (Danchenkov et al. 2003; Takematsu et al. 1999; Yoshikawa et al. 1999; Hogan and Hurlburt 2000; Yanagimoto and Taira 2003; Danchenkov et al. 2006; Choi and Yoon 2010; Choi 2015; Park et al. 2015). Generally, they show that it is cyclonic and flows along the isobaths. However, many questions still remain unanswered. Among others, it is quite interesting to know whether the middepth or deep circulation pattern undergoes a seasonal variation. In the warm region, the middepth or deep circulation does not seem to undergo a seasonal variation as described above. However, this may not be the case for the cold region because it has weaker stratification and stronger wind forcing. Analyzing the seasonal behavior of the middepth or deep circulation has now become possible because of 15 yr of Argo float data.

In this study, we use autonomous quasi-Lagrangian float trajectories to show that the middepth gyral circulation of the EJS can be classified into two patterns: one occupying the whole central basin and the other occupying only the eastern Japan basin (EJB). There is an indication that the latter is probably driven by negative wind stress curl prevailing in the northern/eastern part of the eastern Japan basin. The results of this study suggest that oceanic middepth gyral circulation, usually known to be quasi-steady or varying slowly on climatological time scales (Bower et al. 2002, 2009; Lavender et al. 2000), might also change its pattern seasonally.

2. Data and methods

The detailed descriptions of Argo and wind data used in this study are given as follows.

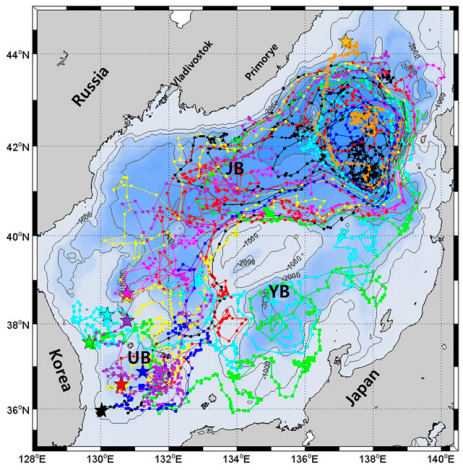


FIG. 1. Trajectories of the selected nine floats presented in different colors. Eight floats are deployed in the UB, with one in the eastern location of Primorye, and the deployment locations are marked with stars. See Table 1 for more details on the nine floats.

a. Argo data

The compiled Argo float data were obtained from the Global Data Assembly Center (GDAC; ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/argo/) (Roemmich et al. 2009; Freeland et al. 2010). From 2001 to 2014, nearly 150 Argo floats have been deployed at depths of 700–800 m in the EJS, mostly around the Ulleung basin (UB), and they have subsequently moved around the whole EJS basin (Fig. 1). Most of the deployed Argo floats survived for 36–60 months, with some of them still active, and moved northward and penetrated into the Japan basin. Argo floats occupy the depths 700–800 m. Hence, the corresponding trajectories may represent the middepth or deep circulation because, as noted earlier, the whole water column below the upper layer (~200 m) is nearly barotropic in the cold region (Kim et al. 2001; Chang et al. 2004). Since we are interested in the circulation within the JB, only those seven floats that have traveled sufficient distances within the JB are selected (Table 1). Each of these nine floats shows very complicated trajectories of various length scales (Fig. 1), indicating that the middepth circulation of the JB can be characterized by cyclonic gyres of various sizes. A very interesting point is that the gyres are quite often trapped to the east of the Bogorov Rise off Primorye (see Fig. 2 for location), which otherwise extend westward on various scales. Additionally, the Autonomous Profiling Explorer (APEX) float data obtained from 2000 to 2004 (Danchenkov et al.

TABLE 1. Argo data details used for analysis.

Buoy number	Organization	Start date	Start position	End date	End position	Deployed depth (m)	Status (December 2014)
2900205	KORDI	22 Sep 2002	35.908°N, 129.972°E	27 Dec 2014	42.202°N, 135.029°E	700	Active
2900452	KORDI	17 Oct 2004	36.511°N, 130.615°E	24 Dec 2014	40.782°N, 135.537°E	700	Active
2900914	KORDI	19 Sep 2007	38.587°N, 130.849°E	18 Sep 2011	43.321°N, 139.856°E	700	Inactive
2900922	KORDI	19 Sep 2007	38.571°N, 130.814°E	31 Dec 2014	36.797°N, 132.155°E	721	Active
2900440	KMA	28 Nov 2004	38.086°N, 130.160°E	20 Apr 2014	43.116°N, 138.438°E	800	Inactive
2900527	KMA	20 Sep 2005	37.729°N, 130.171°E	26 Apr 2013	42.593°N, 139.577°E	800	Inactive
2900901	KMA	27 May 2008	38.020°N, 130.755°E	01 Jul 2014	41.486°N, 132.951°E	800	Inactive
2901232	KMA	11 Jul 2010	36.519°N, 131.196°E	18 Sep 2013	42.214°N, 137.546°E	800	Inactive
2901356	AOML	15 Oct 2009	44.172°N, 137.281°E	18 Sep 2010	42.608°N, 137.730°E	1000	Inactive

2003) were also used in constructing the time series that measures the relative strength of the trapping gyres, as will be presented shortly.

b. *Wind data*

Wind data are also needed because the observed circulations may be related to the wind stress field. For this purpose, climatological wind stress curl (Fig. A1) is obtained using the Scatterometer Climatology of Ocean Winds (SCOW; ftp://numbat.coas.oregonstate.edu/pub/scow/) data based on 10 yr (September 1999–October 2009) of QuikSCAT scatterometer measurements. On the other hand, the time series of wind stress curl is obtained using QuikSCAT (ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/cersat/products/gridded/MWF/L3/QuikSCAT/Monthly/) and Advanced Scatterometer (ASCAT; ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/cersat/products/gridded/MWF/L3/ASCAT/Monthly/) data. QuikSCAT data are for the period from 2000 to 2007, and ASCAT data are for the period from 2008 to 2014. ASCAT data are also used to check the magnitude of the wind stress curl during March and April (Fig. A2a) and during November and December 2013 (Fig. A2b). More details on the wind data are described in the appendix.

Finally, a special comment may be needed about possible errors in estimating the middepth circulation using the Argo float trajectories. The estimated circulations are inevitably affected by surface currents, while the floats periodically move up and down between the middepth and the surface, thereby contaminating the quality of estimation. This problem, however, is not considered to be serious for the following reasons: First, the average time period of staying above the middepth for each float is about 6 h (Park et al. 2005), which is only 10% of the total floating period (Fig. B1). Second, the currents in this region are known to be nearly barotropic.

3. Results

As noted earlier, the trajectories of the nine floats indicate that the middepth circulation in the JB can generally be characterized by the gyres trapped to the east of the Bogorov Rise, referred to as "E-gyres" (Fig. 2b), and those extending farther westward into the whole basin, referred to as "BW-gyres" (Fig. 2a). The BW-gyres can generally be considered to have length scales on the order of the basin scale and complete their circulations in about 430–970 days. The E-gyres have length scales of 100–400 km and time scales of 180–420 days. It is interesting to note that the smaller-scale E-gyres tend to be centered to the south compared with the larger-scale E-gyres (Fig. 1).

a. *BW-gyre in central basin of the East/Japan Sea*

The trajectories of six BW-gyres (Fig. 2a) show the circulation over the whole basin. Most of the BW-gyres (floats 1–5) show that they pass through the northern EJB during times other than winter. Float 1, traveling northward, arrives at its northernmost position of 43.8°N in August 2008, moves westward/southwestward during autumn months in the northern EJB, and continues to move southwestward during November to January 2009. Finally, in January and February 2009, it moves southward off Vladivostok. Float 2 arrives at its northernmost position of 43.7°N in March 2010 and then moves southwestward along isobaths in the northern EJB from March to May 2010. Finally, it arrives at a location off Vladivostok and turns southward there. Float 3 arrives at its northernmost position of 43.7°N in March 2010 and then moves southwestward along isobaths in the northern EJB from March to June 2010, arrives at a location off Vladivostok during autumn, and turns southward there in January 2011. Float 4 arrives at its northernmost position of 43.5°N in late June 2011, moves westward roughly along the 3600-m isobath in the northern EJB during July and August, and then continues to move southwestward during August and September 2011 before it arrives between Vladivostok and Primorye. Float 5 arrives at its northernmost position of 43.6°N in early May 2010, moves southwestward during May and June along the 3600-m isobath in northern EJB, and then

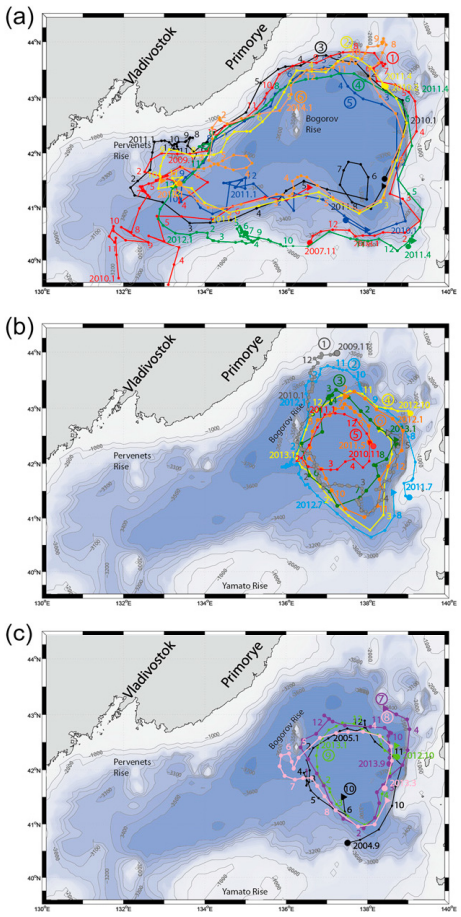


FIG. 2. (a) Trajectories of Argo floats associated with the BW-gyre. The starting point of each trajectory is marked with a large, solid circle and the end point is marked with a triangle. Floats are the circled numbers 1 through 6, and numerals corresponding to year and month are marked along the trajectory of each float. The same notations are used in following figures. (b) Trajectories of Argo floats associated with the first E-gyre group. They turn toward deeper regions off the isobaths on the northern edge of the EJB north of 43°N. Floats are numbered from 1 to 6. (c) As in Fig. 2b, but for the second E-gyre group. They (floats 7–10) turn toward deeper regions off the isobaths on the eastern side of the EJB roughly between 42.5° and 43°N. Note that the region of negative wind stress curl reaches far offshore (138°–139.5°E) in November (Fig. A1).

keeps moving southwestward during August 2010 before it reaches 134°E between Vladivostok and Primorye. All these floats are seen to move along isobaths, especially when they are in the northern part of the EJB.

Float 6 is an exception in that it passes through the northern EJB in winter. A close examination indicates that it slightly crosses isobaths in the northern EJB, while floats 1–5 follow the isobaths there. For example, float 6 arrives at its northernmost position of 44.0°N in September 2013, moves southwestward across the 3000-m isobath in October, crosses the 3500-m isobath in November and finally moves across the 3600-m isobath in December. Afterward, it meets the northwestern slope of the Bogorov Rise, follows the western side of the Bogorov Rise, and finally joins to the BW-gyre. The cross-isobathic movement toward deeper regions is likely due to negative wind stress curl, as will be explained later. Also, it will become clear shortly that the float 6 trajectory would form an E-gyre if the negative wind stress curl were sufficiently strong.

The BW-gyre trajectories shown above look very similar to various numerical model results obtained with annual mean or seasonal wind (Hogan and Hurlburt 2000; Yoshikawa 2012; Park et al. 2015; Choi 2015).

b. *E-gyre*

Trajectories in the JB also show shorter-scale gyres mostly centered in the EJB, as shown in Fig. 1. The presence of the E-gyre has already been remarked by Choi and Yoon (2010) but has not been rigorously discussed. To examine the behavior of E-gyres more closely, the corresponding trajectories made by 10 floats are shown. For visual convenience, they are separated into two groups (Figs. 2b,c). The first group (floats 1–6) consists of midsize gyres generally extending to the north of 43°N and nearly occupying the whole EJB. The second group (floats 7–10) consists of small gyres occupying the southern EJB with a limited northward extension.

In general, the E-gyre floats in the first group are around their northernmost position in winter. Float 1 traveling southward arrives at the 3000-m isobath in early December 2009 and keeps moving southward during December 2009, traveling east of Bogorov Rise during January 2010. Float 2 arrives at its northernmost position of 43.7°N in mid-November 2011 and then crosses the isobaths southward during December 2011 and January 2012. Float 3 arrives at its northernmost position of 43.4°N in late-February 2013, moving slightly southward during March and April and then moving rapidly southward during May. Float 4 arrives at its northernmost position of 43.3°N in mid-November 2012, after crossing

isobaths, and then moves southwestward during December 2012 along the eastern side of Bogorov Rise.

Float 5, traveling northwestward, arrives at its northernmost position of 42.9°N in late December 2010, moves southward during January and February 2011, and then begins moving eastward during mid-February, forming the smallest E-gyre. After completing this gyral circulation, this float continues to move, forming a different type of trajectory that, for convenience, is named float 6. Unlike the other E-gyres in the first group, however, float 6 happens to arrive at its northernmost position of 43°N in early August 2011, not in winter. Afterward, it travels southward following isobaths during October 2011 to February 2012 and forming a larger E-gyre. It seems that float 6 has been already trapped deep inside the basin before it begins its gyral motion and hence does not need to follow the isobaths.

The floats (7, 9, and 10) in the second group generally tend to turn toward deeper regions off the isobaths in early winter around November. Float 7 moves along isobaths in the eastern EJB during September and October 2013, turns westward into deeper regions off the 3600-m isobath at 42.8°N in early November 2013, travels farther westward in December, and turns southward in January 2014 before completing its E-gyre. Float 8 is an exception in that it moves along the isobaths in the eastern EJB, turns westward into deeper regions during late March and April 2013, reaches its northernmost position, travels westward, and then moves southward after showing a small cyclonic loop during June and July. In general, the turning of floats into deeper regions off the isobaths is associated with negative stress curl. In fact, the exceptional behavior of float 8 seems to be due to an unusual development of negative wind stress curl in the early spring of 2013 (see Fig. A2a in comparison with the climatological wind stress curl in Fig. A1). Float 9, after crossing the 3600-m isobaths in the eastern EJB in early November 2012, arrives at its northernmost position of 42.8°N in mid-December and then flows southwestward during December and January 2013, forming an E-gyre. Float 10, after crossing the 3600-m isobath at 42.3°N in the eastern EJB in early November 2004, arrives at its northernmost position of 42.9°N in mid-December 2004, moves southwestward during January 2005, and goes southward during February 2005. The climatological wind stress curl in November (Fig. A1) shows that the region of negative wind stress curl reaches far offshore, extending to 138°–139.5°E, probably triggering the formation of the second group of E-gyres in early winter.

Overall, the formation of the E-gyres seems to be correlated with negative wind stress curl in winter. In fact, as described in the next section, negative wind stress curl may effectively push the water column into deeper regions and across isobaths, triggering the formation of an E-gyre. In the absence of the wind stress curl, the middepth circulation would extend westward, following the isobaths, into the whole basin, hence maintaining the BW-gyre rather than the E-gyre. Note that the middepth circulation of the JB has been traditionally known to take place over the whole basin, similar to the BW-gyre defined here, with currents generally following the isobaths (Hogan and Hurlburt 2000; Park et al. 2005; Choi and Yoon 2010; Park and Kim 2013).

Figures 3a and 3b show quasi-Eulerian current vectors obtained from all the floats present during summer and winter, respectively. It is seen that in summer, there is a strong along-isobathic flow through the region 41.5°–42.5°N, 134°–136°E, referred to as region PS (Fig. 3a), whereas in winter, there is a strong southward flow through the region 42°–43°N, 136°–137°E, referred to as region PW (Fig. 3b). An exception is that westward currents are present in region PS in winter (yellow vectors in Fig. 3b). This seems to be because the wind stress curl in this region was weaker in November and December 2013 (Fig. A2b) than the climatological average (Fig. 4). An exception present in region PW in summer (red vectors in Fig. 3a) is related to float 6 of the BW-gyre due to the trapped motion inside the basin in summer, as discussed in the BW-gyre.

4. Discussion

An interesting question that arises is why the flow changes its direction, from along isobathic to cross isobathic, in winter. It is likely that wind forcing plays an important role in this process, either wind stress itself or its curl. To answer this question, trajectories of the E-gyre (from Figs. 2b,c) are overlaid with the horizontal fields of climatological winter wind stress and its curl (Fig. 4). The dipole pattern of wind stress curl in the northern EJS, which has already been known to be due to orographic effects (Yoon et al. 2005), is evident. In the region of the E-gyres, no apparent relationship can be found between wind drag and trajectories. Instead, the turning of flow direction inherent to the E-gyre of the first group seems to take place in the region of negative stress curl, referred to as region WF (rectangular area off Primorye in Fig. 4). For the E-gyres in the second group, the turning occurs earlier around November on the eastern side of the EJB. The presence and location of negative wind stress curl at this time of year is not clear in the seasonal-mean wind field (Fig. 4) but can be seen in the monthly mean November wind field (Fig. A1). It is not quite clear whether similar processes occur in the

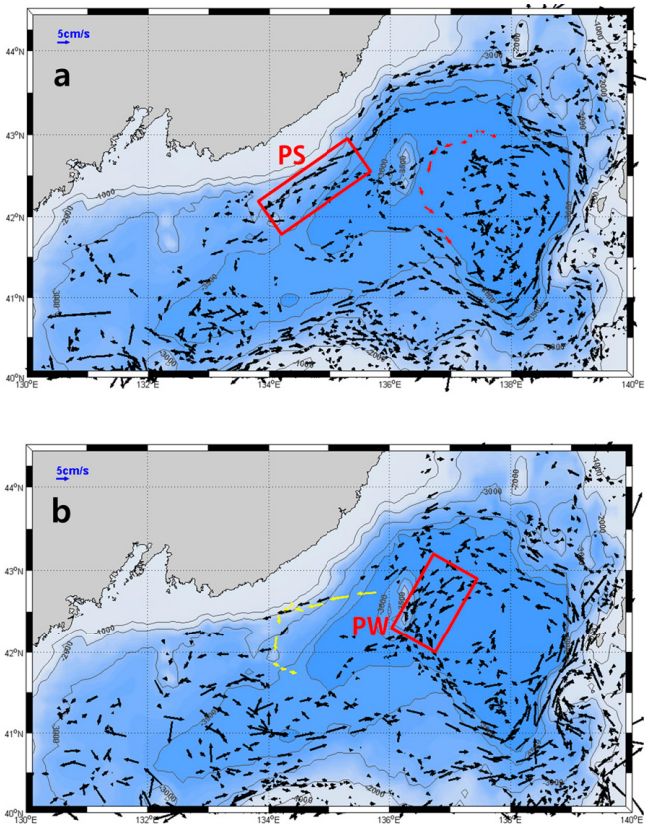


FIG. 3. Quasi-Eulerian vectors obtained from Argo data for (a) summer (June to September) and (b) winter (December to March). Strong along-isobathic currents are present in region PS in summer, whereas strong southward currents are present in the region PW in winter. Red (yellow) vectors indicate the exceptional trajectory associated with float 6 of E-gyre (float 6 of BW-gyre), as explained in the text.

region farther west. However, in the region around 41°–42°N, 132°–134°E, cross-isobath movements appear to be stronger in winter than in summer (cf. Figs. 3a and 3b). The fact that stress curl is more related to circulation than stress itself may be further supported by the following considerations. First, the Ekman depth does not usually extend downward beyond a few hundred meters, and second, the water column is strongly subjected to the Coriolis' effect. Assume that (i) the ocean is nearly barotropic, (ii) wind stress dominates over the bottom frictional stress, and (iii) the topographic beta effect is locally much larger than the planetary beta effect. Then, negative wind stress curl drives water columns toward regions of smaller background potential vorticity and vice versa. In the study area, the geostrophic contours generally run in the same direction as the isobaths, that is, roughly in the east–west direction on the northern side and north–south direction on the eastern side. Hence, one can expect that water columns flowing westward (northward) north of the region PW (on the eastern side of the EJB) in winter are driven southward (westward) toward deeper regions by negative wind stress curl. It seems that a topographic effect might interfere thereafter in the process of determining the passage of the E-gyre because, for the E-gyres in the first group, floats usually go along the eastern side of the

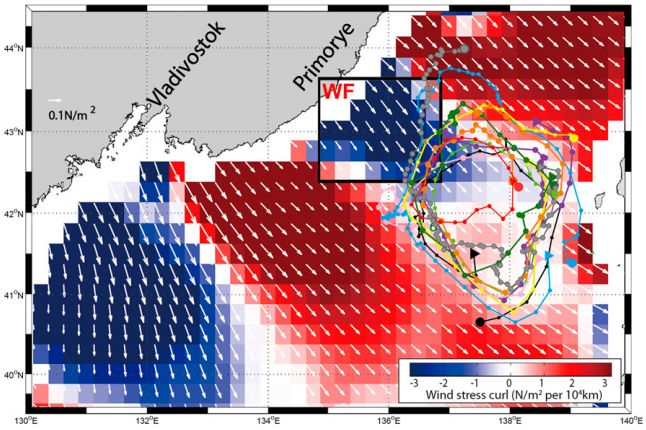


FIG. 4. Wind stress vectors (arrows) and wind stress curl (colored shading) in winter (November–February) overlaid with the trajectories associated with the E-gyre (Figs. 2b and 2c). In region WF (the rectangular area off Primorye), negative wind stress curl is presumed to drive water columns toward deeper regions, hence enhancing the E-gyre. Note that the distribution of wind stress curl in November is somewhat different from the winter average, especially on the eastern side of the EJB (138°–139.5°E), as seen in Fig. A1.

Bogorov Rise, that is, through the region PW. The circulation patterns in spring and fall are similar to those in summer (Fig. 3a), although they are not presented here.

Consider now the floats passing through the region WF. Many of them, including the nine floats considered earlier (Table 1), make trajectories that can be classified into either BW- or E-gyres or others that do not make any gyral shape trajectories. On the other hand, recalling the important role played by wind stress curl in region WF, it is expected that the floats found in region WF in winter will later trace out E-gyre trajectories, while those found in the same region in other seasons will later trace out BW-gyre trajectories. In other words, the time when floats are found in region WF, referred to as "time of occurrence," may subsequently determine the type of trajectories they make. This presumption can be checked by investigating the time of occurrence of each float found in region WF and the type of trajectory it subsequently makes. The time of occurrence and the type of trajectory thus obtained are marked along a time series plot of wind stress curl averaged over the region WF (Fig. 5). In obtaining these values, the data from 2000 to 2004 are adopted from a previous work (Danchenkov et al. 2003), and those floats whose trajectories do not show any clear gyral shape are excluded. Indeed, there is a tendency that the floats found in the region WF in winter are subject to a strong negative wind stress curl and subsequently trace out E-gyre trajectories. Those found in WF in other seasons, trace out BW-gyres. The above explanation applies more to E-gyres in the first group of floats. For the second group, the same explanation can be applied. In the eastern part of the EJB, the water column is driven westward toward deeper regions by a negative wind stress curl, which otherwise continues to move northward along isobaths to form BW-gyres.

5. Concluding remarks

Trajectories of Argo floats deployed at depths of 700–800 m in the EJS from 2001 to 2014 reveal that the middepth gyral circulation pattern of the JB undergoes a seasonal variation. The middepth circulation can usually be characterized by the gyres trapped to the east of the Bogorov Rise, referred to as E-gyres, and those extending farther westward into the whole basin, referred to as BW-gyres. The E-gyre trajectories are generally associated with the turning of the floats toward deeper regions off the isobaths. This occurs in winter either on the northern or eastern side of the eastern Japan basin. It seems that in the upstream part of the otherwise BW-gyre, a strong negative wind stress curl drives the circulating water columns toward deeper regions, triggering the formation of the E-gyre. The topographic effect caused by the Bogorov Rise seems to interfere thereafter in the process

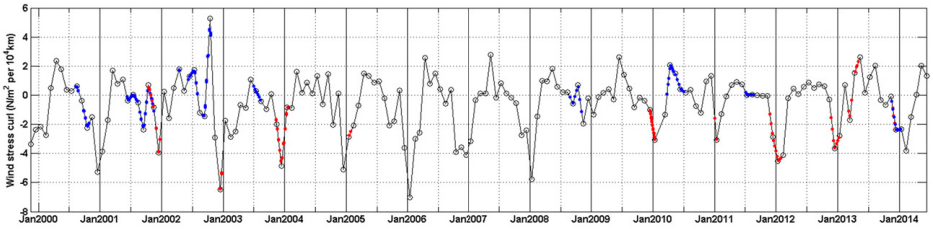


FIG. 5. Time of occurrence of each float found in region WF (dots in red and blue) marked along the time series plot of wind stress curl averaged over the region WF. They subsequently trace out a trajectory of type BW-gyre (blue) or E-gyre (red).

of determining the passage of an E-gyre. Otherwise, the water columns continue to flow along the isobaths, hence maintaining the BW-gyre. To our knowledge, this may be the first report of seasonal variability of middepth gyral circulation pattern. This result suggests that oceanic middepth circulations, usually known to be quasi steady or varying slowly on climatological time scales, might also undergo significant seasonal variations as in the EJB.

Although it is evident that the middepth circulation undergoes a seasonal variation in the JB, the dynamics of how wind enhances the E-gyre and how the topographic effect associated with the Bogorov Rise interferes thereafter in the process of determining the passage of the E-gyre are not clearly understood. Direct field measurements, including the mooring of current meters at the locations of interest, together with further float tracking may help to resolve this problem. It is quite unfortunate that there has not been any numerical model result supporting the seasonal variation of the middepth gyral circulation pattern found in this study. It is quite probable that there are still some processes, like the formation of the E-gyres considered here, that are too complicated to be reproduced accurately by numerical models. Perhaps, the dynamics may involve various interactions among the eddy, topography, mean current, and even wind forcing.

Acknowledgments. We express our thanks to Dr. M. G. G. Foreman of the Institute of Ocean Sciences

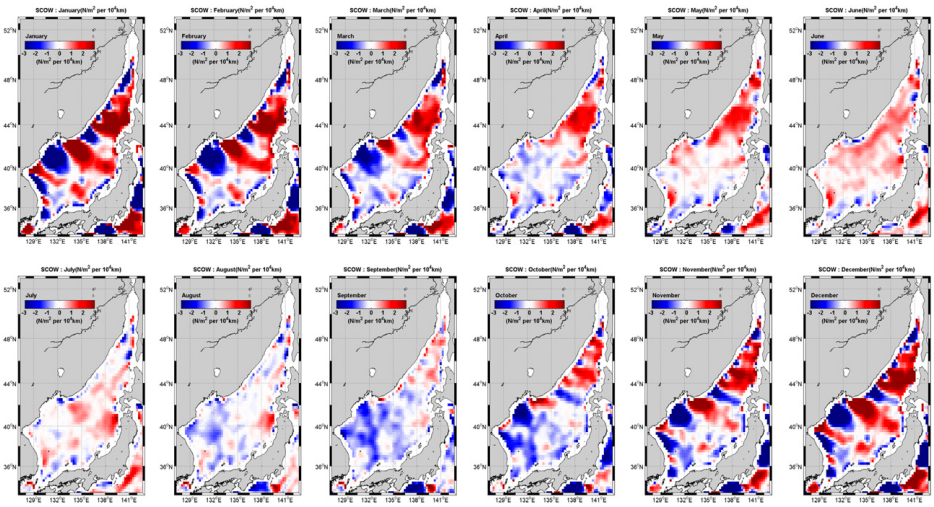


FIG. A1. Climatological monthly mean wind stress curl from SCOW in the East/Japan Sea. During winter, the wind stress curl patterns are very similar to each other, with a dipole pattern in the northern EJS. The patterns are altogether different and weaker in other seasons.

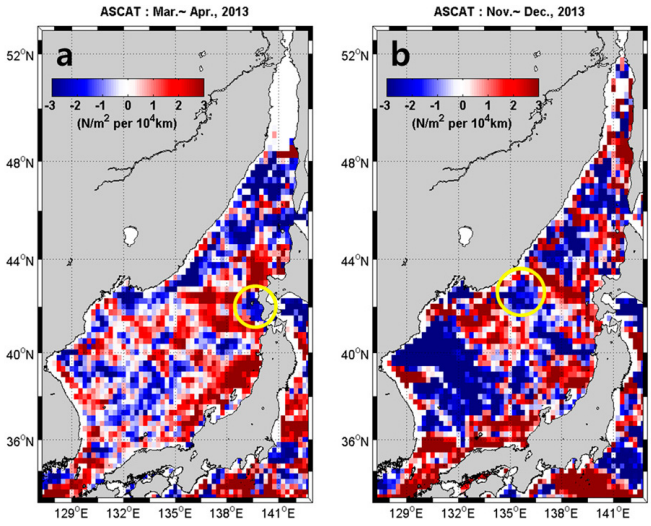


FIG. A2. The 2-month mean wind stress curl during (a) March and April and (b) November and December in 2013 in the East/Japan Sea. Fig. A2a shows the presence of obvious negative wind stress curl region (42°N, 139.5°E; yellow circled region) in early spring. During November and December, the negative wind stress curl is weak, south of Primorye (Fig. 1; yellow circled region), compared with that of Fig. 4.

(IOS), Canada, for reading the manuscript and providing English corrections. We thank two anonymous reviewers for many constructive comments and suggestions. The Argo data were made available in the public domain. This work was partially supported by grants from KIOST Research programs (PE99396 and PE99392) and was performed as a collaborative research project of project No (Development of HPC-based management system against national-scale disaster) and supported by the Korea Institute of Science and Technology Information (KISTI). J. H. L. and Y. H. K. were supported by the National Research Foundation of Korea grant funded by the South Korean government (NRF-2009-C1AAA001-0093065).

APPENDIX A

Climatological and Time Series Wind Data

a. Climatology data of ocean winds (SCOW)

The SCOW data are based on 10 yr (September 1999–October 2009) of QuikSCAT scatterometer data. Monthly wind stress curl data from these data are presented in Fig. A1 from January to December. Winter wind stress curl (Fig. 4) is averaged for the three winter months (December to February).

b. Quick Scatterometer

The Quick Scatterometer (a SeaWinds instrument placed in orbit quickly) was launched in June 1999 and operated until November 2009. QuikSCAT provided measurements of wind speed and direction referenced to 10 m above the sea surface at a spatial resolution of 25 km (operator: NASA/JPL; FTP: ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/cersat/products/gridded/MWF/L3/QuikSCAT/Monthly/).

c. Advanced Scatterometer

Gridded monthly wind fields have been estimated over the global ocean for the period of April 2007 to the present. ASCAT wind fields are estimated as equivalent to neutral stability 10-m daily winds and have spatial resolutions of 0.25° in longitude and latitude. The 2-month (March and April 2013) means of the wind stress curl in EJS are also presented in Fig. A2a, along with 2-month mean wind stress curl data (Fig. A2b) during November and December 2013 (FTP: ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/cersat/products/gridded/MWF/L3/ASCAT/Monthly/.)

QuikSCAT data were used for 2000 to 2007, and ASCAT data were used for 2008 to 2014.

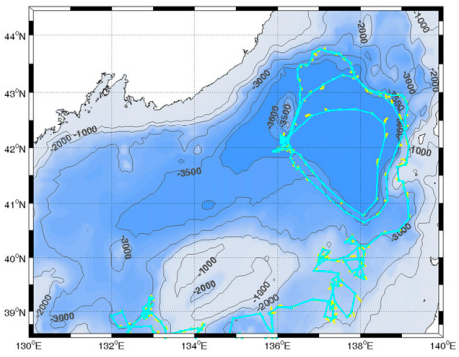


FIG. B1. The track of float 2900440 showing all locations between 28 Nov 2004 and 26 May 2013, with yellow points representing at surface locations during its communication with satellites. The surface drifting effect on middepth circulation is seen to be minor, even though this is the most extreme surface drifting case.

APPENDIX B

Surface Drifting Distance

The mean duration of the Argo floats at the sea surface is about 4.5–6.5 h (4–6 h for the communication with satellites and 0.5 h of unknown surface drift). All the drifting locations in the surface are plotted in Fig. B1, which demonstrates their negligible effect on the pattern of each gyre track. Thus, such an effect is too small to change the middepth circulation patterns.

REFERENCES

Bower, A. S., and Coauthors, 2002: Directly measured mid-depth circulation in the northeastern North Atlantic Ocean. *Nature*, **419**, 603–607, doi:10.1038/nature01078.

——, M. S. Lozier, S. F. Gary, and C. W. Boning, 2009: Interior pathways of the North Atlantic meridional overturning circulation. *Nature*, **459**, 243–248, doi:10.1038/nature07979.

Chang, K. I., and Coauthors, 2004: Circulation and currents in the southwestern East/Japan Sea: Overview and review. *Prog. Oceanogr.*, **61**, 105–156, doi:10.1016/j.pocean.2004.06.005.

Choi, Y. J., 2015: Comparative simulation study of effects of eddy-topography interaction in the East/Japan Sea deep circulation. *Acta Oceanol. Sin.*, **34**, 1–18, doi:10.1007/s13131-015-0693-1.

——, and J. H. Yoon, 2010: Structure and seasonal variability of the deep mean circulation of the East Sea (Sea of Japan). *J. Oceanogr.*, **66**, 349–361, doi:10.1007/s10872-010-0031-y.

Danchenkov, M. A., S. C. Riser, and J. H. Yoon, 2003: Deep currents of the central Sea of Japan. *Pacific Oceanogr. J.*, **1**, 6–11.

——, V. B. Lobanov, S. C. Riser, K. Kim, M. Takematsu, and J.-H. Yoon, 2006: A history of physical oceanographic research in the Japan/East Sea. *Oceanography*, **19**, 18–31, doi:10.5670/oceanog.2006.41.

Freeland, H. D., and Coauthors, 2010: Argo—A decade of progress. *Proc. OceanObs'09: Sustained Ocean Observations and Information for Society*, Venice, Italy, IOC/UNESCO/ESA, 21–25, doi:10.5270/OceanObs09.cwp.32.

Gamo, T., 1999: Global warming may have slowed down the deep conveyor belt of a marginal sea of the northwestern Pacific: Japan Sea. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 3137–3140, doi:10.1029/1999GL002341.

——, Y. Nozaki, H. Saki, T. Nakai, and H. Tsubota, 1986: Spatial and temporal variations of water characteristics in the Japan Sea bottom layer. *J. Mar. Res.*, **44**, 781–793, doi:10.1357/002224086788401620.

Hogan, P. J., and H. E. Hurlburt, 2000: Impact of upper ocean–topographical coupling and isopycnal outcropping in Japan/East Sea models with 1/8° to 1/64° resolution. *J. Phys. Oceanogr.*, **30**, 2535–2561, doi:10.1175/1520-0485(2000)030<2535:IOUOTC>2.0.CO;2.

Kim, K., R.-R. Kim, D.-H. Min, Y. Volkov, J.-W. Yoon, and M. Takematsu, 2001: Warming and structural changes in the East (Japan) Sea: A clue to future changes in global oceans. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3293–3296, doi:10.1029/2001GL013078.

——, K.-R. Kim, Y.-G. Kim, Y.-K. Cho, D.-J. Kang, M. Takematsu, and Y. Volkov, 2004: Water masses and decadal variability in the East Sea (Sea of Japan). *Prog. Oceanogr.*, **61**, 157–174, doi:10.1016/j.pocean.2004.06.003.

Kim, K.-R., G. Kim, K. Kim, V. Lobanov, V. Ponomareyv, and A. Salyuk, 2002: A sudden bottom-water formation during the severe winter 2000–2001: The case of the East/Japan Sea. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, doi:10.1029/2001GL014498.

Lavender, K. L., R. E. Davis, and W. B. Owens, 2000: Mid-depth recirculation observed in the interior Labrador and Irminger Seas by direct velocity measurements. *Nature*, **407**, 66–69, doi:10.1038/35024048.

Mitchell, D. A., and Coauthors, 2005: Upper circulation patterns in the Ulleung basin. *Deep-Sea Res. II*, **52**, 1617–1638, doi:10.1016/j.dsr2.2003.09.005.

Park, J. J., and K. Kim, 2013: Deep currents obtained from Argo float trajectories in the Japan/East Sea. *Deep-Sea Res. II*, **85**, 169–181, doi:10.1016/j.dsr2.2012.07.032.

——, ——, B. A. King, and S. C. Riser, 2005: An advanced method to estimate deep currents from profiling floats. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **22**, 1294–1304, doi:10.1175/JTECH1748.1.

Park, Y., H.-R. Shin, J.-H. Yoon, C.-H. Kim, and Y. Yoshikawa, 2015: Simulation of eddy-driven deep circulation in the East/Japan Sea by using a three-layer model with wind, throughflow and deep water formation forcings. *J. Mar. Syst.*, **150**, 41–55, doi:10.1016/j.jmarsys.2015.05.006.

Roemmich, D., and Coauthors, 2009: The Argo Program: Observing the global ocean with profiling floats. *Oceanography*, **22**, 34–43, doi:10.5670/oceanog.2009.36.

Takematsu, M., Z. Nagano, A. G. Ostrovskii, K. Kim, and Y. Volkov, 1999: Direct measurements of deep current in the northern Japan Sea. *J. Oceanogr.*, **55**, 207–216, doi:10.1023/A:1007842013257.

Talley, L. D., V. Lobanov, V. Ponomarev, A. Salyuk, P. Tishchenko, and I. Zhabin, 2003: Deep convection and brine rejection in the Japan Sea. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1159–1162, doi:10.1029/2002GL016451.

Yanagimoto, D., and K. Taira, 2003: Current measurements of the Japan Sea Proper Water and the Intermediate Water by ALACE floats. *J. Oceanogr.*, **59**, 359–368, doi:10.1023/A:1025572112019.

Yoon, J. H., K. Abe, T. Ogata, and Y. Wakamatsu, 2005: The effects of wind-stress curl on the Japan/East Sea circulation. *Deep-Sea Res. II*, **52**, 1827–1844, doi:10.1016/j.dsr2.2004.03.004.

Yoshikawa, Y., 2012: An eddy-driven abyssal circulation in a bowl-shaped basin due to deep water formation. *J. Oceanogr.*, **86**, 971–983, doi:10.1007/s10872-012-0148-2.

——, T. Awaji, and K. Akitomo, 1999: Formation and circulation processes of intermediate water in the Japan Sea. *J. Phys. Oceanogr.*, **29**, 1701–1722, doi:10.1175/1520-0485(1999)029<1701:FACPOI>2.0.CO;2.

[부록 5]

JCR 제출 논문 I

Journal of Coastal Research	SI	79	1–6	Coconut Creek, Florida

A Unified Numerical Model for Surge in the Northwestern Pacific

Sok Kuh Kang†*, Young Ho Seung††, Kyeong Ok Kim†, Eun Jin Kim†, and Kyung Tae Jung†

†Korea Institute of Ocean Science and Technology
Ansan 15627, Korea

††Geo System Research Corporation
Gunpo, South Korea

www.cerf-jcr.org

www.JCRonline.org

ABSTRACT

Kang, S.K.; Seung, Y.H.; Kim, K.O.; Kim, E.J., and Jung, K.T., 2017. A unified numerical model for typhoon surge in the Northwestern Pacific. *In:* Lee, J.L.; Griffiths, T.; Lotan, A.; Suh, K-S, and Lee, J. (eds.), *The 2nd International Water Safety Symposium. Journal of Coastal Research*, Special Issue, No. 79, pp. 1–6. Coconut Creek (Florida), ISSN 0749-0208.

A new finite difference modeling system with modified fetched variable grid technique has been developed in order to predict the typhoon induced surge over the Northwestern Pacific. The grid resolution ranges from 18.5km (10′) in open ocean to 109 m (1/17′) near the coastal areas of interest, which is quite suitable for resolving the complicated coastal boundaries of the Korean coasts. The total grid number is about 1,350,000 points and the model computation can be effectively carried out with efficient time interval satisfying 1-30 Courant numbers. This system has various advantages over regular finite difference grid system, allowing one to avoid possible numerical errors arising when adopting nested grid technique. Experiments for typical typhoons such as Maemi in 2003 and Nari in 2007 have been carried out to demonstrate that the system works reasonably well. The model results are compared well with observations. It is found that negative surges are generated by typhoons over the shelf, horizontally grow while moving with typhoons, and propagate along the coastline as Kelvin waves on arriving at the coast. The alternating positive and negative surges, occurring in the southern Korean coasts including Pusan area and also along the Japanese coasts of the Korea Strait, seem to be due to the geometric effect by the East/Japan Sea.

ADDITIONAL INDEX WORDS: *Unified model for surge, fetched variable grid, Northwestern Pacific.*

INTRODUCTION

A surge numerical model often deals with a broad area in order to cover its generation, propagation, and decays over the lands: In case of the northwestern Pacific the tropical cyclones (TCs) get generated usually in the lower latitude band (5°-20°N) (Gray, 1968) where they are largely affected by rotational effect, high sea temperature over 26° and strong evaporation. These TCs often get intensified into stronger typhoons during their passages over the warm waters, mostly in the latitudes of 20° to 25°N (Kang *et al*., 2016; Lin *et al*., 2005), especially due to the interaction of TCs with warm ocean eddies in the eddy-rich zone (Lin *et al*., 2005). They gradually damp over the East China Sea shelf or over the land mass of Taiwan, China, Korea, and Japan while travelling northward up to about 50°N. In this respect, it is practically important for surge modeling to keep a necessary high resolution and a large domain enough to cover the areas of generation, intensification and decay. The usually adopted strategy in the finite difference modeling under such an environment is to use a relatively coarse grid over the whole area. Nesting technique can also be used but it causes numerical errors, even using one-way or two-way nesting (Park *et al*., 2014). Of course, finite element modeling approach has better flexibility in the grid resolution near coasts (for instance, Choi *et al*., 2013). However, finite difference method using flexible grid sizes can also be an efficient tool where the grid resolution can be controlled from place to place according to the degree of interest of areas under consideration.

In this paper a new finite difference modeling system with revised fetched variable grid system has been developed in order to calculate the typhoon induced surge over the Northwestern Pacific, with focus on coastal areas around Korean Peninsula (KP). This system allows one to avoid possible numerical errors which can occur by adopting nested grid system, as noted above. The grid resolution ranges from 18.5km (10′) in the open ocean down to 109 m (1/17′) near the western coastal areas of the KP, which is considered to be suitable for resolving the complicated coastal boundaries of the Korean coasts.

The coastal water safety depends upon the accuracy of the prediction results, since flood warning by the coastal surge is based upon the numerical model prediction. Therefore, the development of a faster and accurate prediction model for typhoon-induced surge may be greatly important for enhancing the coastal safety from the aspect of warning swiftness and accuracy. The objective of this study is to develop a faster and more accurate prediction model for typhoon-induced surge, which is fundamental to flood warning system of coastal region

METHODS

The governing equations for long wave motion are described in the spherical polar coordinate system to consider curvature of the earth, and variation of Coriolis force with latitude, as described in previous works (Kang *et al*., 1998; Kang *et al*., 2013). The typhoon-forced, depth-integrated, two-dimensional

DOI: 10.2112/SI79-001.1 received (Day Month Year); accepted in revision (Day Month Year).
*Corresponding author: skkang@kiost.ac.kr
©Coastal Education and Research Foundation, Inc. 2017

shallow water equations in terms of depth-integrated velocities are described as follows:

$$R\cos\varphi\frac{\partial\eta}{\partial t}+\frac{\partial U}{\partial x}+\frac{\partial(V\cos\varphi)}{\partial\varphi}=0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial U}{\partial t}+\frac{1}{R\cos\varphi}\frac{\partial}{\partial\chi}\left(\frac{U^2}{h}\right)+\frac{1}{R}\frac{\partial}{\partial\varphi}\left(\frac{UV}{h}\right)=-\frac{gh}{R\cos\varphi}\frac{\partial}{\partial\chi}\left(\eta-\eta_a\right)+\frac{UV\tan\varphi}{Rh}$$
$$+2\omega\sin\varphi+\frac{C_w\rho_{air}}{\rho_0}\frac{\sqrt{W_\chi^2+W_\varphi^2}}{h^2}W_\chi-K_b\frac{\sqrt{U^2+V^2}}{h^2}U+F_\chi \quad (2)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t}+\frac{1}{R\cos\varphi}\frac{\partial}{\partial\chi}\left(\frac{UV}{h}\right)+\frac{1}{R}\frac{\partial}{\partial\varphi}=-\frac{gh}{R}\frac{\partial}{\partial\varphi}\left(\eta-\eta_a\right)+\frac{V^2\tan\phi}{Rh}$$
$$-2\omega\sin\phi U+\frac{C_w\rho_{air}}{\rho_0}\frac{\sqrt{W_\chi^2+W_\varphi^2}}{h^2}W_\varphi-K_b\frac{V\sqrt{U^2+V^2}}{h^2}+F_\phi \quad (3)$$

where the subscripts χ and φ indicate the east-west and south-north coordinate components and:

h =total-water depth
η = water-surface elevation
t = time
U = flow per unit width, east-west direction
V = flow per unit width, south-north direction
R = radius of earth
$K_b = g/C^2$,
bottom friction coefficient with Chezy coefficient C
g = acceleration due to gravity
f = Coriolis parameter
W_χ = wind component, south-north direction
W_φ = wind component, south-north direction
C_w = wind stress coefficient
$F_\phi(F_\chi)$= turbulent diff. component in χ (φ)

Wind stress coefficient Cw, is parameterized following Moon *et al.* (2009). The Chezy coefficient is normally chosen as 62.642 $m^{1/2}/s$, which corresponds to bottom friction coefficient of 0.0025.

The governing equations are discretized using alternating direction implicit (ADI) finite difference method, as explained in Kang *et al.* (1998). This method has been successfully applied to many regions dominated by tides (Kang *et al.*, 1998; Kang *et al.*, 2013). It is noted that the ADI method is also applied well to stratified ocean, such as two-layered internal tidal flow (Kang *et al.*, 2002) and two-layered inertial current generation by typhoon (Kang *et al*, 2013).

In modeling with variable grid size, the grid size, say $\Delta\chi$ in χ-direction, is usually held the same over the whole meridional (φ-) direction despite the fact that it is needed only in a region with limited meridional extent. Although this is for the sake of computational convenience, it is certainly an inefficient method. An attempt is made in this study to improve this drawback. For example, the eastern part of EJS does not need to be fine-resolved because this region hardly affects the coastal region under consideration. The resulting grid system is shown in Figure 1a where grid size is 10 minute in eastern EJS whereas it is 0.2 minute near the coastal areas of KP. Note also that the grid size in φ-direction, $\Delta\varphi$, varies from 0.2 to 10 minute southward from the Yellow Sea toward the southern boundary, while $\Delta\varphi$ in the EJS and PO is 10 minute (Figure 1b). With this strategy, grids can be saved in offshore region of EJS and PO. Since the coastal regions of the EJS are also interested, they are fine-resolved. Feature of present grid system is similar to usual variable grid system, as seen in Figure 1 in the southern latitude from south open boundary latitude to 35.5°N. In χ-direction, $\Delta\chi$ is taken to vary from 0.2 minute to 10 minute. $\Delta\chi$ also varies with y in the northwestern coastal region of the KP, although not shown here.

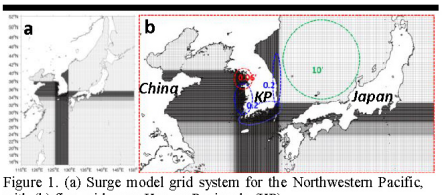


Figure 1. (a) Surge model grid system for the Northwestern Pacific, with (b) fine grids near Korean Peninsula (KP).

After all, the grid resolution ranges from 18.5km (10′) in open ocean to 109 m (1/17′) near the coastal areas of interest, which is quite suitable for resolving the complicated coastal boundaries of the Korean coasts. The total grid number is about 1,350,000 points and the model computation can be efficiently carried out with appropriate time interval satisfying large Courant numbers. The method of variable grid size adopted here may raise truncation errors but it is advantageous over the nesting technique in that it considers accurate two-way interaction, *i.e.*, the waves reflected by land boundaries can radiate away with this method.

The maximum Courant number in the open ocean of the Pacific is about 30 ($=\sqrt{gh}\Delta t/\Delta x$) for depth=9118.6m and time interval of 30 s, while it is about 1.9 in shallow water of depth 5m.

We considered two typhoon cases of Maemi in 2003 and Nari in 2007 to test the model. The typhoon of Maemi in 2003 brought a huge damage to the KP and typhoon Nari, to Jeju Island. The tracks of the two typhoons are presented in Figure 2. Also, tidal stations along the southern and western coasts of the KP are presented in Figure 2 (refer to inset for abbreviation of tidal stations): Southern stations are SG (Seogwipo), JJ (Jeju), CJ (Chujado), YS (Yeosu), TY (Tongyoung), and PS (Pusan) and western stations are HS (Heksando), WI (Wido), and AH (Anheung). The observed sea levels at these stations are later used in checking the model results. The points M2 and M3 along the latitude of 31°N in Figure 2 denote the mooring stations of the two ADCPs during typhoon Nari's passage in 2007. Note that tidal residuals (surges) have been estimated by performing tidal analysis (Kang *et al.*, 1995; Foreman, 1977) of sea level data obtained from pressure sensor of ADCP and those obtained at the tidal stations operated by Korea Hydrographic and

Oceanographic Agency (KHOA). Wind and air pressure fields are obtained by using the data supplied by JTWC and RSMC.

The computation was carried out with full radiation condition of sea level along the open boundary. For the purpose of comparison, fixed value open boundary condition was also used.

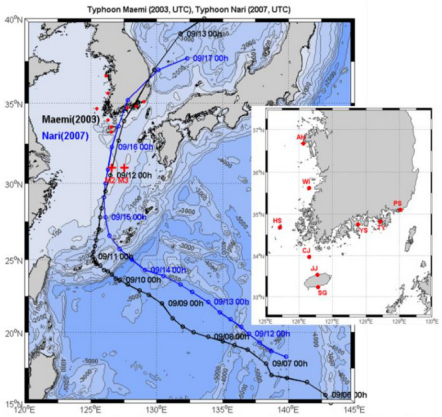


Figure 2. Tracks of typhoon Maemi and Nari, with major tidal stations (refer to inset for names). At the time of passage of Nari, sea level variations with ADCP were performed at points M2 and M3.

RESULTS

The residuals are calculated from the tidal analysis of the observed tidal data at coastal tidal stations and the pressure data from the moored ADCP. Figure 3 shows the surge or residual sea levels at M2, M3, SG, and JJ. Since typhoon Nari is a small size of typhoon, it is seen that the residual values are relatively small as being, less than 0.3 m. Horizontal distribution of the calculated surges are presented at Figure 4.

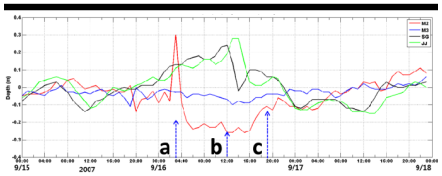


Figure 3. Surge height calculated with standard water surface elevation boundary condition.

Over the ECS shelf, negative surges grow successively as typhoon Nari progresses northward (Figure 4a, 4b, 4c). It is clear that the negative surges were dominant at M2 and M3 on Sept 16 although positive surge at 03:00, Sep.16 shortly appeared when typhoon Nari passed through near the M2. Since M2 is about 30 km nearer to the track, larger surge values appear at M2 than at M3.

The generation of surge by typhoon Maemi in 2003 was also calculated as the Maemi moves toward the Korean coasts from the NWP across the ECS. Figure 5 shows the calculated surges (in color) with track of typhoon Maemi and the atmospheric pressure field.

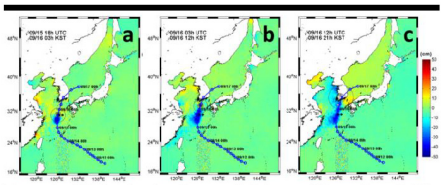


Figure 4. Calculated colored surges heights on 03h to through 21h, Sep.16, 2007, with atmospheric pressure contour, when typhoon Nari propagates along the East China Sea. Times are both in UTC and KST.

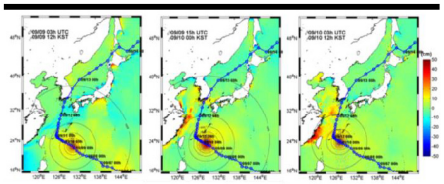


Figure 5. Calculated colored surges heights and atmospheric pressure contour in solid line on during Sep.9-10, 2003, with 12h interval, when typhoon Maemi propagates along the western Pacific Ocean.

During Maemi's propagation along the ECS shelf, the computed surges are presented in Figure 6, from 09h Sep.12 to 09h Sep.13 with 3 hour interval. As Maemi arrived on the shelf, it is clearly seen that the negative surges are generated behind the typhoon and positive surges ahead. Actually, the positive surge peak has caused a great damage in the southeastern coasts of the KP around 21h (middle center of Figure 6), Sep.12, 2003.

Lowest panel of Figure 6 shows that the surges move into the EJS after passing through southeastern coasts of the KP. It seems to be reflected in the EJS, and propagates back toward the Korea Strait, suggesting some oscillations at southern stations such as TY and PS.

The observed and calculated surges at the southern stations are presented in Figure 7, showing general agreement between observations and model results. The 1st surge peak appears at the southern stations of the KP (YS, TY, PS) after those at SG and JJ with some time lag. Afterwards, negative surges are dominant until the 2nd surge peak appears at TY and PS with about 8-9 hour lag. It roughly corresponds to natural oscillation of the EJS basin with period of 6.7 hour suggested by (Xu *et al*., 2007). Indeed, as expected, the observed 3rd

surge peaks with reduced magnitude appears later. This secondary surge and its generation mechanism have not been reported in previous works (Choi *et al.*, 2013; Moon *et al.*, 2009).

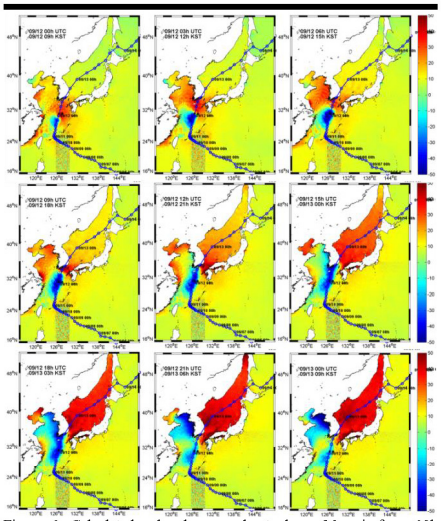


Figure 6. Calculated colored surges by typhoon Maemi, from 09h (Sep.12) to 09h (Sep.13), with 3h interval.

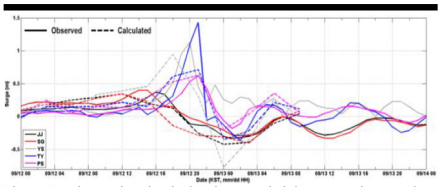


Figure 7. Observed and calculated surges heights at southern stations (SG, JJ, YS, TY, PS) generated by typhoon Maemi.

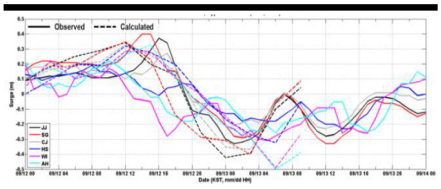


Figure 8. Observed and calculated surge heights along the western coastal stations (SG, JJ, HS, WI, AH) of the KP. After positive surge peak the negative surges follow during the next one day both in model data and observations.

The most noticeable feature of the surge by Maemi is the negative surges over the ECS shelf and the Yellow Sea, as seen in Figure 6. The negative surges are also observed at the western stations (SG, JJ, CJ, HS, WI, AH) of the KP, as shown in calculated and observed data (Figure 8). First, the positive surges appear at western stations from 09h to 15h, Sep.12 (Figure 8). Then, the negative surges move along the western stations, as observed at most of stations.

Even secondary positive surges appear at SG and JJ after the appearance of negative surges, as has already been observed in the lower right pannel of Figure 6.

This propagation feature of the negative surge along the west coast of the KP has never been reported, although the existence of weak negative stationary surge has been indicated by You and Seo (2009). We think that this negative surge is important from modeling and practical point of views, since large negative surges may cause damage to the cooling water supply system of the atomic power plant located near the point WI. The process of generation and propagation may be highly sensitive to the modeling technique, such as open boundary treatment and/or resolution with two way linkage between coast and open sea.

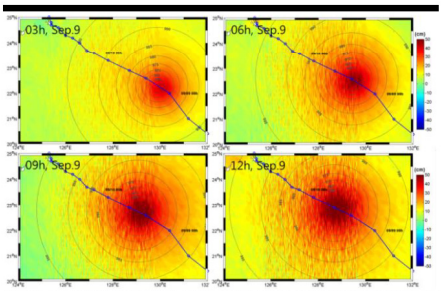


Figure 9. Calculated colored surge heights and atmospheric pressure in solid line in the deep open Pacific Ocean.

The relationship between surges and atmospheric forcing by the typhoon Maemi are shown for two cases separately. When Maemi is over the deep open sea off the shelf break (Figure 9) and the other, when it is on the ECS (Figure 10). The near coincidence of the surge and pressure suggests that the deep sea responses to the air pressure according to inverse barometer effect. However, this is not the case for the second case. Over the ECS shelf, positive and negative surges occur, respectively, ahead of and behind the pressure center as predicted by an analytic solution for surges forced by a unidirectional wind of sinusoidal form (Gill, 1982, p346), although the pressure center is slightly more affected by the positive surges. Physically, the region sufficiently away from the pressure center is affected by

Ekman convergence and hence positive surges arise. In the region near the center, negative surges arise by Ekman divergence. Since the air pressure system moves, there is some phase lag between forcing and response, hence the boundary between positive and negative surges appears near the pressure center. It seems that the inverse barometric effect, though weaker than the wind effect, somehow acts to cause the slight dominance of positive surges near the pressure center. The question then arises as why the wind effect dominates over the pressure effect on the shelf and the reverse over the deep ocean. The simple analytic model mentioned above (Gill, 1982) indicates that wind effect becomes larger as the Rossby radius (R) becomes smaller compared with the scale of forcing (L). In deep ocean, R is much larger than L and the reverse on shallow shelf region. Overall, it seems that inverse barometric effect dominates over the wind effect in the deep ocean off the ECS and vice versa on the ECS shelf.

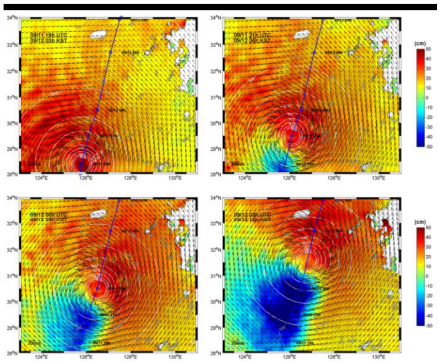


Figure 10. Calculated colored surge heights, wind vectors, and atmospheric pressure in solid line are presented in on the shelf of the East China Sea for on 03h, 06h, 09h and 12h, Sep.12, 2003.

DISCUSSION

The general comparison of the calculated results with observations suggests that large computation time step of 30 s works well even for the large Courant Number of about 30, implying that this modeling system is very efficient. The successful reproduction of typhoon-induced surge in the coastal regions also suggests that the multi-fetched grid system works accurately, suggesting that the results can be usefully used for the safety purpose for the people living near the coasts.

CONCLUSIONS

As one of future applications, this grid system with revised fetched variable grids looks promising in regional and global modeling, especially for regional studies. This method does not require nesting technique which is known to result in intrinsic numerical problems, usually not explicitly noticed, probably mostly caused by one way exchange of information. This study confirms that the effective numerical prediction model for the typhoon-induced surge has been successfully developed to show its accuracy both in simulating the negative surge in the ECS and abrupt change of surges in the Korea Strait with validation against observations.

ACKNOWLEDGMENTS

This work was partially supported by KIOST project (PE99396) and collaborative research project of KISTI for the construction of HPC-based service infrastructure responding to national-scale disaster.

LITERATURE CITED

Choi, B. H.; Min, B.I.; Kim, K.O., and Yuk, J. H., 2013. Wave-tide-surge coupled simulation for typhoon Maemi, *China Ocean Eng.,* 27(2), 141-158.

Moon, I.J.; Kwon, J.I.; Lee, J.C.; Shim, J.S.; Kang, S.K., and Oh, I. S., 2009. Effect of the surface wind stress parameterization on the storm surge modeling, *Ocean Modelling,* 29(2), 115-127.

Lin, I.-I.; Wu, C.C.; Emanuel, K.; Lee, I.H.; Wu,C.R., and Pun, I.F., 2005. The interaction of supertyphoon Maemi (2003) with as warm ocean eddy, *Mon. Wea. Rev.,* 133, 2635-2649.

Gray, W.M., 1968. Global view of the origin of tropical disturbances and storms, *Mon. Wea. Rev.,* 96(10), 669-700.

Kang, S.K.; Chung, J.Y.; Lee, S.R., and Yum K.D., 1995, Seasonal variability of the M2 tide in the adjacent to Korea, *Ocean Modelling,* 15, 1087-1113.

Kang, S.K.; Lee, S.R., and Lie H.J., 1998, Fine grid tidal modeling of the Yellow and East China Seas, *Con. Shelf. Res.,* 18, 739-772.

Kang, S.K.; Foreman, M.G.G.; Lie, H.J.; Lee, J.H.; Cherniawsky, J.Y., and Yum, K.D., 2002, Two-layer tidal modeling of the Yellow and East China Seas with application to seasonal variability of the M2 tide, *J. Geophy. Res.,* 107(C3), doi:10.1029/2001JC000838.

Kang, S.K.; Lee, J.H.; Kim, E.J., and Kim, Y.H., 2013, Two-layer modeling of inertial current response to different typhoon forcing in the shallow shelf of the Yellow and the East China Seas, Taiwan Geoscience Assembly, Taoyuan.

Kang, S.K.; Kim, K.O.; Ju, S.J.; Kim, D.S.; Kwon, M.H.; Kang, D.J., and Kim, Y.H., 2016, Research program for air-sea interaction study in the Northwestern Pacific, The 9th Korea-China Joint workshop on tropical cyclones, Program book, Hyatt Regency, Jeju, May 16.

Park, S.H.; Klemp, J. B., and Skamarock, W.C., 2014, A comparison of mesh refinement in the global MPAS-A and WRF models using an idealized normal-mode baroclinic wave simulation, *Mon. Wea. Rev.*, 142, 3614-3634, doi: 10.1175/MWR-D-14-00004.1.

Xu, Y.; Watts, D. R.; Wimbush, M., and Park, J.H., 2007, Fundamental-mode basin oscillation in the Japan/East sea., *Geophysical Research Letter*, 34, 1-5.

You, S.H.; Seo, J.W., 2013, Numerical study of storm surges and tide around Korea using operational ocean model, *Mar. Geo.,* 32(2), 243-263.

[부록 6]

JCR 발간 논문 I

Journal of Coastal Research	SI	75	1127 - 1131	Coconut Creek, Florida	2016

Simulation of Typhoon Bolaven using Integrally Coupled Tide-Surge-Wave Models based on locally Enhanced Fine-Mesh Unstructured Grid System

Kyeong Ok Kim†, Jin-Hee Yuk‡, and Byung Ho Choi††*

†Marine Radionuclide Research Center
Korea Institute of Ocean Science & Technology
Ansan, Korea

‡Disaster Management HPC Technology Research Center,
Korea Institute of Science and Technology
Information, Daejeon, Korea

††Department of Civil and Environment Engineering
Sungkyunkwan University
Suwon, Korea

www.cerf-jcr.org

www.JCRonline.org

ABSTRACT

Kim, K.O.; Yuk, J.-H., and Choi, B.H., 2016. Simulation of Typhoon Bolaven using integrally coupled tide-surge-wave models based on locally enhanced fine-mesh unstructured grid system. *In:* Vila-Concejo, A.; Bruce, E.; Kennedy, D.M., and McCarroll, R.J. (eds.), *Proceedings of the 14th International Coastal Symposium* (Sydney, Australia). *Journal of Coastal Research*, Special Issue, No. 75, pp. 1127 - 1131. Coconut Creek (Florida), ISSN 0749-0208.

The integrally coupled wave-tide-surge models based on hydrodynamic and spectral wave models with an unstructured mesh system were tested in the typhoon Bolaven, which hit the Korean Peninsula in 2012 and caused the deaths of 19 victims. The identical and homogeneous mesh allows the physics of wave-circulation interactions to be correctly resolved in both models. The unstructured mesh can be applied to a large domain allowing all energy from deep to shallow waters to be seamlessly followed. The model results were compared with the observations, and the model performance was evaluated. The results show that it is important to incorporate the wave-current interaction effect into coastal areas in the wave-tide-surge coupled model. The model should consider effects of depth-induced wave breaking, wind field, currents and sea surface elevation in the prediction of waves. The resulting modeling system can be used for hindcasting (prediction) and forecasting the wave-tide-surge coupled environments at complex coastlines, shallow water and fine sediment areas, such as around the Korean Peninsula.

ADDITIONAL INDEX WORDS: *Typhoon Bolaven, tide-surge-wave interaction, finite element numerical model.*

INTRODUCTION

The recent introduction of unstructured wave models has made nesting unnecessary, and the coupled system can run on the same unstructured mesh. This identical and homogeneous mesh allows the physics of wave-circulation interactions to be correctly resolved in both models. The unstructured mesh can be applied to a large domain, allowing all energy from deep to shallow waters to be seamlessly followed. There is no nesting or overlapping of structured wave meshes, and no interpolation is required. The waves and storm surge were allowed to develop on the continental shelf and interact with the complex nearshore environment. The integrally coupled wave-tide-surge models were developed based on the hydrodynamic and spectral wave models, ADCIRC-SWAN and SELFE-WWMII. The two model systems use an unstructured mesh grid, but different numerical schemes and wave modules are used. The major difference of the hydrodynamic parts are that ADCIRC solves the 2-dimensional finite element equation designed in the focused coastal water dynamics in an explicit scheme, and SELFE solves the 3-dimensional equation, which can be used in 2-dimensions using one vertical layer in an implicit scheme. In this study, the tide, surge and wave were simulated to evaluate the model performances considering the tide-surge-wave interaction and coexistence with the local fine-mesh using two modeling systems during the typhoon Bolaven, which hit the Korean Peninsula in 2012 and caused the deaths of 19 victims.

DOI: 10.2112/SI75-226.1 received 15 October, 2015; accepted in revision 15 January, 2015.
*Corresponding author: bhchoi.skku@gmail.com
©Coastal Education and Research Foundation, Inc. 2016

METHODS

The ADvanced CIRCulation (ADCIRC) model is a finite-element hydrodynamic model based on the generalized wave continuity equation (GWCE) to render a smooth, noise-free, dampened solution. ADCIRC was developed to properly resolve the complex coastline and bathymetry of shallow water that results from artificial structures. ADCIRC was able to attain some success on large-scale tide, storm surge, and inundation simulations (Westerink *et al.*, 1994).

SWAN (Simulating WAves Nearshore) predicts the evolution in geographical space and time of the wave action density spectrum as governed by the action balance equation (Booij *et al.*, 1999). The associated SWAN parameterizations are provided by Booij *et al.* (1999), with all subsequent modifications as present in version 40.72, including the phase-

decoupled refraction-diffraction. The unstructured-mesh version of SWAN implements an analog to the four-direction Gauss-Seidel iteration technique employed in the structured version, and it maintains SWAN's unconditional stability (Zijlema 2010). SWAN computes the wave action density spectrum at the vertices of an unstructured triangular mesh and orders the mesh vertices to sweep through them and update the action density using information from neighboring vertices.

The coupled ADCIRC-SWAN model is highly scalable and seamlessly integrates the physics and numerics from deep ocean to shelf to floodplain. Waves, water levels and currents are allowed to interact in complex problems and in a way that is accurate and efficient to thousands of computational cores. ADCIRC-SWAN is well suited for the simulation of hurricane waves and surges (Dietrich, 2010).

SELFE (A Semi-implicit Eulerian-Lagrangian Finite-Element; Zhang and Baptista, 2008) is an open-source community-supported modeling system, based on unstructured grids and designed for the effective simulation of 3D baroclinic circulation. SELFE uses a semi-implicit finite-element Eulerian-Lagrangian algorithm to solve the Navier-Stokes equations (in either hydrostatic or non-hydrostatic form), written to realistically address a wide range of physical processes and of atmospheric, ocean and river forcings. The numerical algorithm is high-order, stable and computationally efficient.

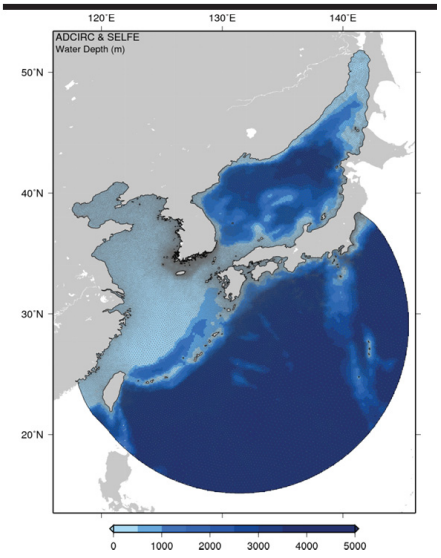


Figure 1. Mesh system for FEM numerical models

A new generation of the wind wave model (WWM) solves the Wave Action Equation on spatially unstructured grids (Roland *et al.*, 2012). This unstructured wind-wave model allows direct coupling with the circulation model. Initially, the finite element method (FEM) was implemented into the first version of WWM. However, this scheme is non-monotone and results in oscillations when strong gradients in the solution are present. To remedy this behavior, alternative numerical schemes have been implemented into the WWMII. Because the WWMII employs a Residual Distribution method for the discretization of the model area (unstructured mesh), the resolution can be enhanced near-shore and relaxed in deep water, allowing the model to simulate the wave evolution efficiently. Teng (2012) introduced a new community-driven, parallel, and innovative numerical framework that can be utilized to study the wave-current interaction processes based on unstructured meshes in geographical space. The wind wave model WWMII was coupled with the ocean circulation model SELFE, accounting for the wave-induced momentum flux from waves to currents, based on the radiation stress formulations, the wave boundary layer, surface mixing and the current-induced Doppler shift for waves.

Figure 1 depicts the whole mesh system in this study for FEM numerical models with approximately 100,000 nodes and 200,000 elements.

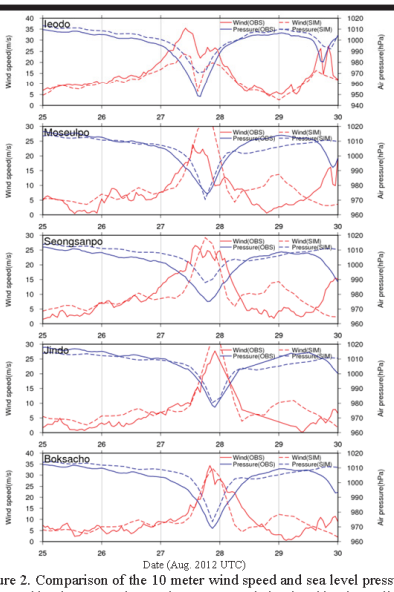


Figure 2. Comparison of the 10 meter wind speed and sea level pressure measured by the KMA observation system and simulated by the Holland model and NCEP dataset using the blending scheme.

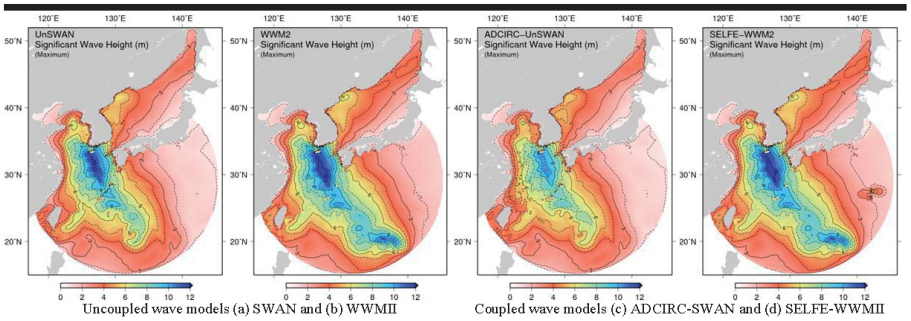


Figure 3. The maximum significant wave height computed by uncoupled and coupled wave models during the typhoon event.

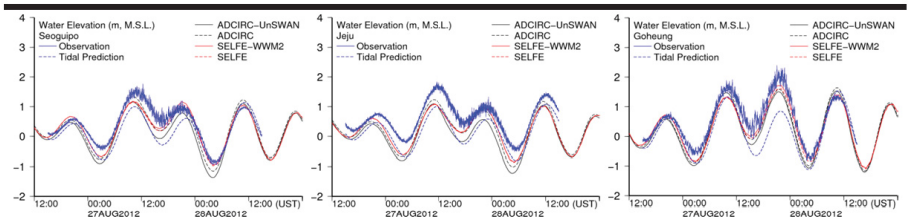


Figure 4. Observed and computed water elevations in Seoguipo, Jeju and Goheung.

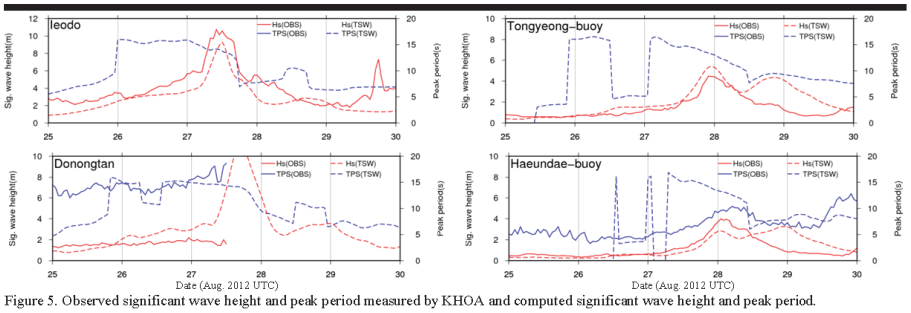
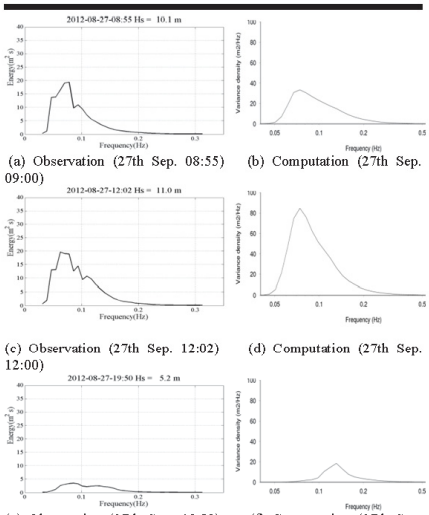


Figure 5. Observed significant wave height and peak period measured by KHOA and computed significant wave height and peak period.

RESULTS

Typhoon Bolaven was regarded as the most powerful storm to strike the Korean Peninsula in nearly a decade with wind gusts measured up to 50 m/s. Although Bolaven struck the Ryukyu Islands as a powerful typhoon, damage was less than expected in Japan. In South Korea, 19 people were killed by the storm. Many buildings were damaged and approximately 1.9 million homes were left without power. Losses in the country reached 420 billion won, the majority of which was due to destroyed apple orchards. Significant damage also occurred in North Korea where at least 59 people were killed and 50 others were reported missing. Additionally, 6,700 homes were destroyed. The wind and pressure field during Typhoon Bolaven was generated by the blending method (Kim, 2015). Figure 2 shows the comparison of the 10 meter wind speed and sea level pressure measured by the KMA observation system and simulated by the Holland model and the NCEP dataset using the blending scheme.

Figure 3 shows the maximum distributions of the significant wave heights computed by uncoupled (SWAN and WWMII) and coupled (ADCIRC-SWAN and SELFE-WWMII) wave models during the typhoon event. The significant wave height of SWAN was reduced after coupling with the hydrodynamic model, ADCIRC. However, the coupling results of SELFE-WWMII show similar results with the WWMII case. The negative coupling effect to wave height were observed in the SWAN models, but the effective differences were not observed in WWMII models.



(a) Observation (27th Sep. 08:55) (b) Computation (27th Sep. 09:00)

(c) Observation (27th Sep. 12:02) (d) Computation (27th Sep. 12:00)

(e) Observation (27th Sep. 19:50) (f) Computation (27th Sep. 20:00)

Figure 6. Observed 1-dimensional wave energy spectrum in Ieodo and simulated wave energy using the ADCIRC-SWAN.

Figure 4 shows the computed results of water elevation using the coupling and single hydrodynamic models in Seoguipo, Jeju and Goheung. Models show similar results for water elevations to the positive effects in coupled models. Figure 5 shows the observed significant wave height and peak period in the Ieodo station, Tongyeong buoy, Donaongtan and Haeundae buoy and was computed using ADCIRC-SWAN coupled model. The wave heights and periods were well-simulated in the open ocean observatory. Figs. 6 and 7 are the observed 1 and 2 dimensional wave spectrums (27th September 08:55, 12:02 and 19:50) in the Ieodo observation station (Chae *et al.*, 2013) and the simulated wave spectrum (27th September 09:00, 12:00 and 20:00) using ADCIRC-SWAN coupled model.

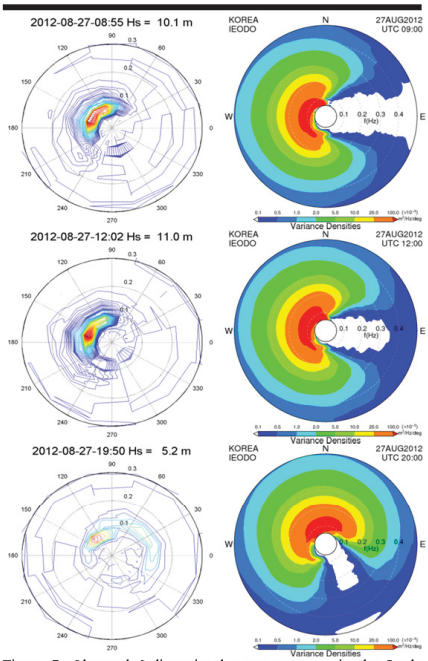


Figure 7. Observed 2-dimensional wave spectrum in the Ieodo observation station and the simulated wave spectrum using the ADCIRC-SWAN.

DISCUSSION

For the locally enhanced mesh system, the regions of Gageo Island (offshore southwestern corner of the Korean Peninsula) and south of Jeju Island (Gangjeong port and Seogwipo port) were refined in the whole YS-ECS mesh system (Figure 2).

The explicit and implicit numerical methods were selected to address the problem. The implicit methods use less computational resources with a comparably large time step and provided stable computation results. However, unexpected abnormal values resulted when an inappropriate time step was used. The time step is strongly dependent on the cell size and the water depth of the model domain.

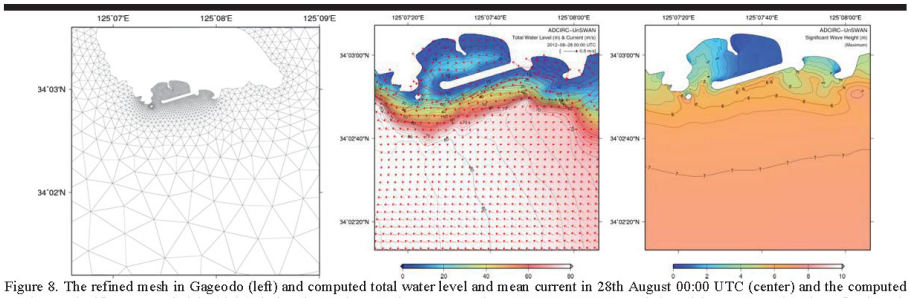


Figure 8. The refined mesh in Gageodo (left) and computed total water level and mean current in 28th August 00:00 UTC (center) and the computed maximum significant wave height (right) during the Typhoon Bolaven event using ADCIRC-SWAN coupled model near Gageodo. The refined mesh is overlaid.

When the numerical integration truncation error is ignored, the explicit method can use the smallest time step that satisfies the CFL condition, but contradiction exists in the implicit method to set the time step. A small time step is necessary to resolve the local fine mesh area, but this small time step creates unexpected results in the outer large mesh area. We could not determine the valid time step resolving fine and coarse meshes at the same time in the SELFE-WWM model.

Figure 8 shows the computed total water level and mean current on 28th August 00:00 UTC (up) and the computed maximum significant wave height (down) during the Typhoon Bolaven event using the ADCIRC-SWAN coupled Model near Gageodo.

CONCLUSIONS

The model results were compared with the observations, and the model performance was evaluated. The resulting modeling system can be used extensively for the prediction of the typhoon surge and usual barotropic forecast. The results show that incorporating the wave-current interaction effect into coastal areas is important in the wave-tide-surge coupled model. Additionally, the model should consider the effects of depth-induced wave breaking, wind field, currents and sea surface elevation in wave predictions. In particular, we found that the wind wave significantly enhances the current and surge elevation.

The local fine mesh system was tested using the ADCIR-SWAN coupled model near Gageodo. The resulting modeling system can be used for hindcasting (prediction) and forecasting the wave-tide-surge coupled environments at complex coastlines, shallow water and fine sediment areas, such as around Korean Peninsula.

ACKNOWLEDGMENTS

This study was supported by the China-Korea Cooperative Research Project funded by CKJORC, as well as a major project titled the development of the marine environmental impact prediction system funded by KIOST, the development of the safe voyage planning system for vessels operating by KIMST, and the project of KISTI for the development of HPC-based management system against national-scale disasters.

LITERATURE CITED

Booij, N.; Ris, R.C., and Holthuijsen, L.H., 1999. A third-generation wave model for coastal regions 1. Model description and validation. *J. Geophys. Res.*, 104(C4), 7649-7666.

Chae, J.W.; Jeong W.M.; Jun, K.C.; Choi, J.Y.; Park, W.S., and Park, W.K., 2013. Extreme waves generated by typhoon Bolaven (201215) in southern Korean waters. *Proceedings of the 7th International Conference on Asian and Pacific Coasts* (Bali, Indonesia), pp. 996-1001.

Dietrich, J.C., 2010. Development and Application of Coupled Hurricane Wave and Surge Models for Southern Louisiana, University of Notre Dame, Ph.D. dissertation, 310p.

Kim, K.O., 2015. Typhoon Storm Surge Simulation for Typhoon Haiyan. *J. Int. Dev. Coop.*, 21, 17-25.

Roland, A.; Zhang, Y.J.; Wang, H.V.; Meng, Y.; Teng, Y.-C.; Maderich, V.; Brovchenkod, I; Dutour-Sikiric, M., and Zanke, U., 2012. A fully coupled 3D wave-current interaction model on unstructured grids, *J. Geophys. Res.*, 117, C00J33, doi:10.1029/2012JC007952.

Teng, Y., 2012. Developing an Unstructured Grid, Coupled Storm Surge, Wind Wave and Inundation Model for Super-regional Applications. The College of William and Mary in Virginia, Ph.D. dissertation, 300p.

Westerink, J.J.; Luettich, R.A., and Muccino, J., 1994. Modeling tides in the western North Atlantic using unstructured graded grids. *Tellus*, 46A, 178-199.

Zhang, Y.-L. and Baptista, A.M., 2008. SELFE: A semi-implicit Eulerian-Lagrangian finite-element model for cross-scale ocean circulation. *Ocean Modelling*, 21(3-4), 71-96.

Zijlema, M., 2010. Computation of wind-wave spectra in coastal waters with SWAN on unstructured grids. *Coastal Engineering*, 57(3), 267-277.

[부록 7]

JCR 발간 논문 Ⅱ

Journal of Coastal Research	SI	75	1122 - 1126	Coconut Creek, Florida	2016

Typhoon Morakot Induced Waves and Surges with an Integrally Coupled Tide-Surge-Wave Finite Element Model

Kyeong Ok Kim[†], Jin-Hee Yuk[‡], Han Soo Lee[††], and Byung Ho Choi[§*]

[†]Marine Radionuclide Research Center
Korea Institute of Ocean Science & Technology
Ansan, Korea

[‡]Disaster Management HPC Technology Research Center, Korea Institute of Science and Technology Information
Daejeon, Korea

[††]Graduate School of Science and Engineering
Saitama University
Saitama, Japan

[§]Department of Civil and Environment Engineering
Sungkyunkwan University
Suwon, Korea

www.cerf-jcr.org

www.JCRonline.org

ABSTRACT

Kim, K.O.; Yuk, J.-H.; Lee, H.S., and Choi, B.H., 2016. Typhoon Morakot induced wave and surges with an integrally coupled tide-surge-wave finite element model. *In:* Vila-Concejo, A.; Bruce, E.; Kennedy, D.M., and McCarroll, R.J. (eds.), *Proceedings of the 14th International Coastal Symposium* (Sydney, Australia). *Journal of Coastal Research*, Special Issue, No. 75, pp. 1122 - 1226. Coconut Creek (Florida), ISSN 0749-0208.

A coupled system of unstructured-mesh SWAN and ADCIRC, running on the same unstructured mesh, has been applied to simulate storm surges and waves during typhoon Morakot in August 2009. Emphasis is placed on the effect of wave-tidal current interaction on storm surges and wind waves. Two advantages of this system are that the physics of wave-circulation interactions can be satisfactorily resolved, and a large domain covering a deep ocean and shallow shelf can be dealt with seamlessly, requiring no mesh nesting. Wave refraction and directional spreading induced a wave-current effect, which was confirmed by the cross correlation between the observed significant wave periods and the wave-current angle. The results from the application of the system show that waves resulting from a typhoon can be reasonably simulated in a coastal area. The effect of coupling wave heights and wave periods is found to be approximately 5% and 10%, respectively. Spectral characteristics such as directional spreading and refraction support the influence of tidal current effects on wind waves. This coupled system is a good starting point for operational wave-tide-surge forecasting and can be easily extended to regional sites of interest without a significant increase in the computational burden. The system currently uses a set of depth-integrated equations that simplifies the vertical structure of the current, radiation stress, surface stress and bottom boundary layer.

ADDITIONAL INDEX WORDS: *Typhoon Morakot, tide-surge-wave interaction, finite element numerical model.*

INTRODUCTION

Typhoon Morakot was the most devastating storm of the 2009 Pacific typhoon season, and it was also the deadliest typhoon in the recorded history of Taiwan. A total of 461 people were killed in the typhoon and another 192 were missing. The entire village of Xiaolin was buried in the southern county of Kaohsiung, killing 439 people with many roads left damaged and the landscape changed. The damages totaled roughly $3.3 billion (USD). Morakot brought huge amounts of rainfall, peaking at 2,777 mm. The slow moving storm also caused widespread damage in China, leaving eight people dead and causing $1.4 billion (USD) in damages. This study attempts to simulate wind waves and storm surges near Taiwan during typhoon Morakot in August 2009 using a coupled system of unstructured-mesh SWAN and ADCIRC. Two advantages of this system are that the physics of wave-circulation interactions can be satisfactorily resolved and a large domain covering a deep ocean and shallow shelf can be dealt with seamlessly, requiring no mesh nesting. Focus is placed on the identification of the effect of wave-tidal current interaction on storm surges and wind waves. In this study, all numerical results have been calculated using both the fully coupled and uncoupled systems. Additionally, current-induced refraction and directional wave energy spreading induced by tidal currents are described through spectral analysis.

DOI: 10.2112/SI75-225.1 received 15 October, 2015; accepted in revision 15 January, 2015.
*Corresponding author: bhchoi.skku @gmail.com
©Coastal Education and Research Foundation, Inc. 2016

METHODS

The modeling system used in this study is composed of two sub-models, a wind wave model and a tide-surge model. The essential features of each sub-model are briefly described below.

Wind wave and tide-surge models

A sophisticated model known as SWAN, developed by Booij *et al.* (1999), incorporates depth-induced wave breaking and triad wave-wave interaction. This model predicts the evolution in geographic space and time of the wave action density spectrum with the relative frequency and the wave direction, as governed by the action balance equation (Booij *et al.*, 1999). The details of the equation have been described

in earlier studies (Booij *et al.*, 1999). ADCIRC (the ADvanced CIRCulation model) is a continuous-Galerkin, finite-element, shallow-water model that solves for water levels and currents at a range of scales (Luettich and Westerink, 2004). The details of this solution have been widely published (refer to http://www3.nd.edu/~adcirc/manual.htm for the User's Manual and Theory Report) and will not be stated here.

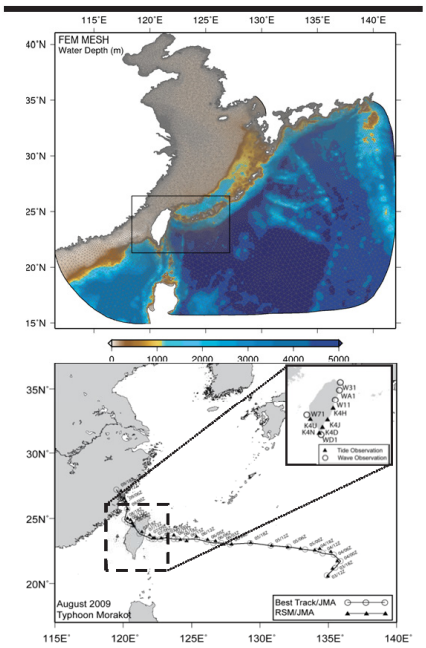


Figure 1. Model domain and water depth with FEM mesh composed of variable sizes (upper). Typhoon Morakot (2009) track of the RSMC/JMA best track and the RSM/JMA numerical model and locations of the 5 tidal stations used for tide-surge validation and 5 wave stations used for wave validation (lower).

Coupling of ADCIRC and SWAN

SWAN is driven by wind speeds, water levels and currents computed at the vertices by ADCIRC. Marine winds can be input to ADCIRC, and these winds are adjusted directionally to account for surface roughness. ADCIRC interpolates spatially and temporally to project these winds to the computational vertices, and then it passes them to SWAN. The water levels and ambient currents are computed in ADCIRC before being passed to SWAN, where they are used to re-compute the water depth and all related wave processes (wave propagation, depth-induced breaking, *etc.*). The ADCIRC model is driven partly by radiation stress gradients that are calculated with information from SWAN. ADCIRC and SWAN run in series on the same local mesh and core. The two models leap frog through time, each being forced with information from the other model. The coupling interval is set to be the same as SWAN's time step. The basic structure of this coupling system (ADCIRC-SWAN) was developed by Dietrich *et al.* (2010).

Mesh generation

To obtain stable and accurate solutions on the unstructured grids of the tide-surge model and spectral wind wave model, the mesh must be carefully generated to satisfy the requirements of both models. The ADCIRC model needs to satisfy the CFL condition for long wave propagation (or shallow water depth in the area). For the spectral wave model SWAN, steep topography can cause numerical instability, creating spurious wave refraction over an element. Preliminary calculations have also revealed that with the fully coupled wind wave, storm surge and tide model, computed radiation stress is very sensitive to grid size. For this study, we adopted BatTri to create a mesh that is a graphical Matlab interface to the C language two-dimensional quality grid generator (Bilgill *et al.*, 2006). Iterative calculations indicate that this generation method is very efficient and produces reasonable results. Figure 1 shows the mesh system ultimately used in this study, which is comprised of mesh sizes of 1 km on the continental shelf, less than 100 m in the wave breaking zones and inland, and as little as 20-30 m in coastal areas.

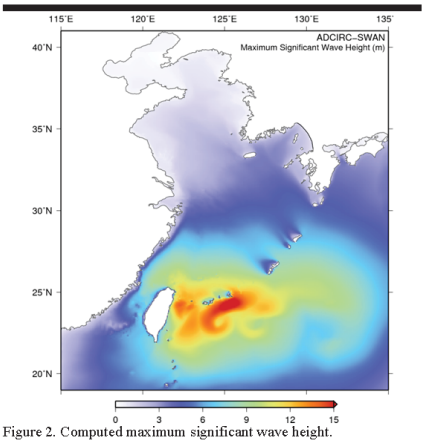


Figure 2. Computed maximum significant wave height.

Model setups for typhoon Morakot

Figure 1 shows the best track data from the Regional Specialized Meteorological Center (RSMC) from Japan Meteorological Agency (JMA) for comparison, including the

location of the pressure center in the Regional Spectral Model (RSM) of JMA data. Despite the low resolution (horizontally, 20 km) of the RSM data, it can be seen that the two datasets are in agreement. In particular, we can see that the time and location of landfall, which have important effects on our results, are in very good agreement. Sea level pressures and wind field data for storm surge and storm wave modeling were obtained from the RSM data, which generates predictions at three-hour intervals. Time steps for the ADCIRC and SWAN calculations are 3 and 300 seconds, respectively. The NAO's tidal predictions (Matsumoto *et al.*, 2000) are the source of real-time tidal elevation for the simulation.

RESULTS

Figure 2 shows the distribution of the maximum significant wave height. A maximum significant wave height over 15 meters is computed south of the Ryukyu Islands. Waves propagating to the East China Sea with long periods decay as they enter the Yellow Sea. Figure 3 compares computed sea levels from the uncoupled system (dashed line) and coupled system (triangle symbol) with measured sea levels (circle symbol) from the Central Weather Bureau in Taiwan at five stations (shown in Figure 1). The water elevation is relative to the Taiwan Vertical Datum (TWVD2001). Additionally, the peak sea level anomaly is shown in Taiwan during the summer season by the Kuroshio transport current (Gilson and Roemmich, 2002). Detailed information of the observation stations are also described in Lee *et al.* (2013). At Yongan (K4U), on the west side of Taiwan, water level predictions were reasonably accurate, within 0.16 cm of the measured peak surge values. However, at Shihit (K4H), on the east side of Taiwan, the model under-predicted the peak surge by approximately 0.5 m. Shihit was located at the center of Morakot's path from UTC August 6-8, 2009, but the model results hardly show the effect of the storm. Although it is difficult to isolate the cause, errors in meteorological forcing, which can be pronounced during the passage of a typhoon, are one possible explanation for the under-prediction. Systematic problems with the measurement instruments are another possible explanation, but no information is available to confirm or exclude this possibility.

Figure 4 shows changes in significant wave heights, wave period and mean wave direction with current direction over time during the passage of typhoon Morakot as measured at wave gauges in Taiwan. Early on August 7, the storm attained its peak intensity, with winds of 140 km/h (85 mph 10-minute sustained), according to the JMA. The JTWC reported the storm to be slightly stronger, with winds peaking at 150 km/h. Generally, all wave gauges show an increase in both significant wave heights and the wave period at this time. Typhoon Morakot weakened slightly before making landfall in central Taiwan later that day. Approximately 24 hours later, the wave height and period gradually decreased as the storm moved into the Taiwan Strait, weakening to a severe tropical storm before making landfall in mainland China on August 9. At Kenting (WD1), located left of Morakot's path, the model under-predicted the peak wave height by approximately 5 m. In contrast, the model largely agreed with observational data at Suao and Longdong, to the right of the typhoon's path, with a maximum difference of approximately 2.2 m between the model and observed peaks. Because typhoon winds blow counterclockwise, it is possible that the wind is strongly affected by Taiwan's topography on the left side of the typhoon. The grid resolution of the meteorological data (RSM/JMA) is approximately 20 km, and with this coarse resolution, the effect of the terrain may not be fully reflected. The right side of the typhoon may be relatively less affected by topography.

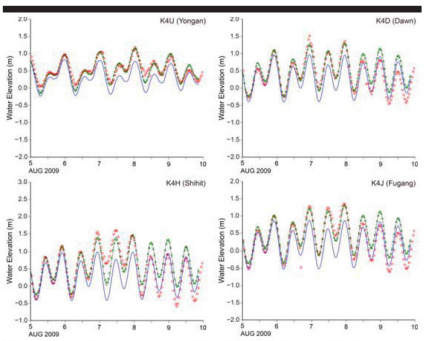


Figure 3. Hydrographs of modeled (dashed line and triangle) and recorded (circle). Water surface elevation relative to the tide level (TWVD2001).

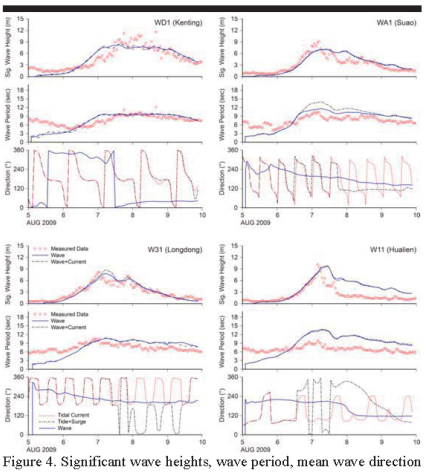


Figure 4. Significant wave heights, wave period, mean wave direction and current direction during typhoon Morakot.

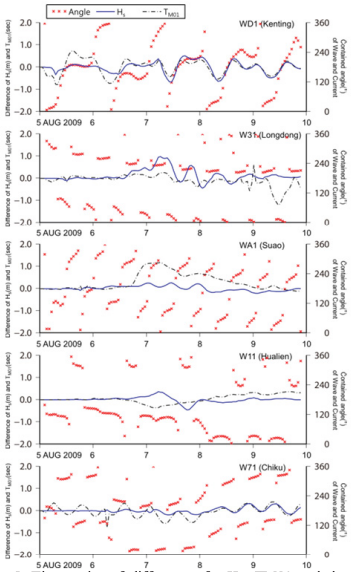


Figure 5. Time series of differences for Hs, TM01 and the angle between mean wave direction and current at each station.

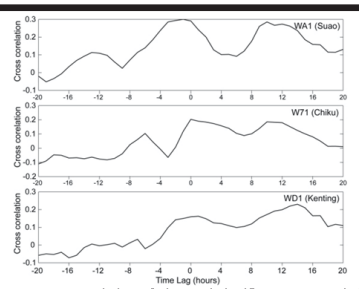


Figure 6. Cross correlation of observed significant wave period and wave-current angle.

DISCUSSION

Ou *et al.* (2002) observed an effect of semi-diurnal tides on waves, known as current-induced refraction. To quantify the impact of the coupling processes on waves, this study uses a series of statistical parameters to compute significant wave heights (H_s) and the mean period (T_{M01}) at each station during the passage of Morakot.

Figure 5 shows the time series of the differences in H_s and T_{M01} between the fully coupled and uncoupled systems. The influence of semi-diurnal tides on waves was clearly observed in the time series of both parameters, but the statistical parameters computed for the mean wave period, T_{M01}, were more sensitive to the tide/surge interaction than those for H_s. The difference in H_s between the fully coupled and uncoupled systems was approximately 2 cm, approximately 5% of the local values. These oscillations occur during strong wind conditions and are in phase with the depth variation of the water column. Positive differences (*i.e.*, higher values computed by the coupled system) in phase with the tidal signals are the main cause of the observed oscillations in the H_s time series. Oscillations induced by the tide/surge effect on T_{M01} were approximately 1.0 s, representing up to 10% of the local values. Stronger modulations were observed during typhoon Morakot, especially before and after the typhoon made landfall, when the current induced wave refraction and directional spreading were more visible. To aid identification of the current induced refraction and directional spreading effects, a cross correlation between the observed significant wave periods and the angle between the mean wave and current directions might be useful.

Figure 6 shows the cross correlation between the observed significant wave periods and the wave-current angle. The analysis period covered two days beginning August 7, when the wave modulation was pronounced. The semi-diurnal tidal effect was clearly observed during the time lags at 0 and 12 hours at Suao and Chiku. Figure 7 depicts the computed energy density spectra at Kenting (south of Taiwan) and Suao (east of Taiwan) every 6 hours. At Kenting station, the frequency dropped to a lower band than that of the uncoupled results at 21:00 UTC on August 7, 2009, when wind wave and current directions were nearly opposite (see Figure 5). After 12 hours, the wind wave and current directions were nearly the same, such that the spectral energies tended to spread out on the high frequency band. At Suao station, the wind wave and current directions were nearly orthogonal, and thus, the frequency moved counterclockwise compared with the uncoupled results at 15:00 UTC on August 8, 2009. The propagation of a wave across a current can be calculated as the sum of the propagation of the wave in the absence of the current and the bodily transport of the wave by the current (Holthuijsen, 2007). If the current is not uniform, the bodily transport of the wave will induce a change in the refraction of the wave.

CONCLUSIONS

The ADCIRC-SWAN coupled system, which uses a single unstructured-mesh, was employed to study the effect of currents on wave-current interaction during the passage of typhoon Morakot. Validation has shown that the model results, including sea levels and wind waves, are in reasonable agreement with observed values at several stations in Taiwan.

Examining differences in the wave height and wave period parameters between the coupled and uncoupled systems, the coupled system reproduces the wave period, T_{M01}, more accurately. The coupling effect on H_s is found to be marginal compared with T_{M01}.

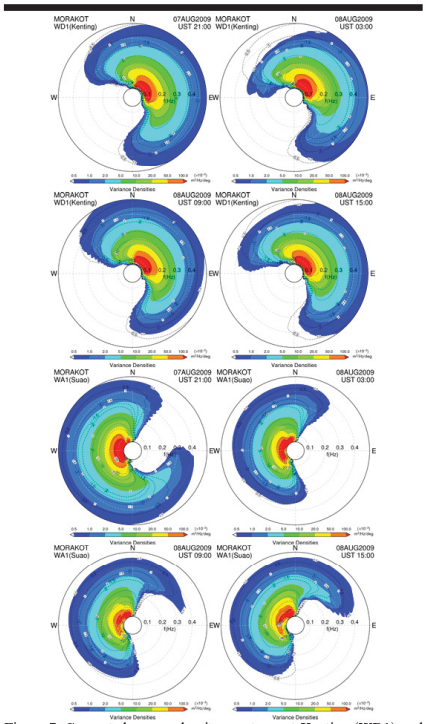


Figure 7. Computed energy density spectrum at Kenting (WD1) and Suao (WA1). Shaded colors represent the energy density considering coupled processes and the wave-only simulation results are shown in contours of dashed lines.

Wave refraction and directional spreading induced a wave-current effect, which was confirmed by the cross correlation between the observed significant wave periods and the wave-current angle. The current-induced refraction was also illustrated in the spectra of the computed energy densities.

In this study, ocean currents, including the north-flowing Kuroshio currents off the eastern coast of Taiwan, are not considered in the ambient currents. The Kuroshio currents in the open sea are considerably stronger than the tidal currents in the shallow water. Therefore, we have to take into account the effects of ocean currents, particularly Kuroshio currents, when interpreting the results of this study.

The ADCIRC-SWAN system was found to be sufficiently appropriate for the hindcast simulation of coupled processes of wave-tide-surges in both the deep open and shelf sea regions. This coupled system is a good starting point for operational wave-tide-surge forecasting and can be easily extended to regional sites of interest without a significant increase in the computational burden. There is, however, an obvious need further refinement and extension of the system. One immediate need is to introduce a diffraction term and higher-order propagation scheme into the spectral wind wave model, especially for application to engineering problems. The system currently uses a set of depth-integrated equations that simplifies the vertical structure of the current, the radiation stress, the surface stress and the bottom boundary layer. A future extension of the system with three dimensions will be needed.

ACKNOWLEDGMENTS

This study was supported by the China-Korea Cooperative Research Project funded by CKJORC, a major project titled "the development of the marine environmental impact prediction system" funded by KIOST and the project of KISTI for the development of a HPC-based management system against national-scale disaster.

LITERATURE CITED

Bilgill, A.; Smith, K.W., and Lynch, D.R., 2006. BatTri: A two-dimensional bathymetry-based unstructured triangular grid generator for finite element circulation modeling. *Computers & Geosciences*, 32(5), 632-642.

Booij, N.; Ris, R.C., and Holthuijsen, L.H., 1999. A third-generation wave model for coastal regions, Part I, Model description and validation. *J. Geoph. Res.*, 104, 7649-7666.

Dietrich, J.C.; Bunya, S.; Westerink, J.J.; Ebersole, B.A.; Smith, J.M.; Atkinson, J.H.; Jensen, R.; Resio, D.T.; Luettich, R.A.; Dawson, C.; Cardone, V.J.; Cox, A.T.; Powell, M.D.; Westerink, H.J., and Roberts, H.J., 2010. A high resolution coupled riverine flow, tide, wind, wind wave and storm surge model for southern Louisiana and Mississippi: Part II − Synoptic description and analyses of Hurricanes Katrina and Rita. *Mon. Weather Rev.*, 138(2), 378−404.

Gilson, J. and Roemmich, D., 2002. Mean and temporal variability of Kuroshio geostrophic transport south of Taiwan (1993–2001). *J. Oceanogr.*, 58, 183–195.

Holthuijsen, L.H., 2007. *Waves in Oceanic and Coastal Waters*. Cambridge University Press.

Lee, H.S.; Yamashita, T.; Hsu, J., and Ding, F., 2013. Integrated modeling of the dynamic meteorological and seasurface conditions during the passage of Typhoon Morakot. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 59, 1-23.

Luettich, R.A. and Westerink, J.J., 2004. *Formulation and Numerical Implementation of the 2D/3D ADCIRC Finite Element Model, version 44.XX*, http://adcirc.org/adcirc_theory_ 2004_12_08.pdf.

Matsumoto, K.; Takanezawa, T., and Ooe, M., 2000. Ocean tide models developed by assimilating TOPEX/POSEIDON altimeter data into hydrodynamical model: A global model and a regional model around Japan. *Journal of Oceanography*, 56, 567-581.

Ou, S.-H.; Liau, J.-M.; Hsu, T.-W., and Tzang, S.-Y., 2002. Simulating typhoon waves by SWAN wave model in coastal waters of Taiwan. *Ocean Eng.*, 29(8), 947-971.