



저작자표시-비영리-변경금지 2.0 대한민국

이용자는 아래의 조건을 따르는 경우에 한하여 자유롭게

- 이 저작물을 복제, 배포, 전송, 전시, 공연 및 방송할 수 있습니다.

다음과 같은 조건을 따라야 합니다:



저작자표시. 귀하는 원저작자를 표시하여야 합니다.



비영리. 귀하는 이 저작물을 영리 목적으로 이용할 수 없습니다.



변경금지. 귀하는 이 저작물을 개작, 변형 또는 가공할 수 없습니다.

- 귀하는, 이 저작물의 재이용이나 배포의 경우, 이 저작물에 적용된 이용허락조건을 명확하게 나타내어야 합니다.
- 저작권자로부터 별도의 허가를 받으면 이러한 조건들은 적용되지 않습니다.

저작권법에 따른 이용자의 권리는 위의 내용에 의하여 영향을 받지 않습니다.

이것은 [이용허락규약\(Legal Code\)](#)을 이해하기 쉽게 요약한 것입니다.

[Disclaimer](#)

박사학위논문

제주도 주변해역의
양자강 저염수 분석과 예측

제주대학교 대학원

해양기상학 협동과정

이 준 호

2014년 6월

Analysis and Prediction of Changjiang Diluted Water in the Adjacent Sea of Jeju Island

지도교수 방 익 찬

이 준 호

이 논문을 이학 박사학위 논문으로 제출함

2014년 6월

이준호의 이학 박사학위 논문을 인준함

심사위원장	문 일 주
위 원	송 상 근
위 원	김 철 호
위 원	이 재 학
위 원	방 익 찬

제주대학교 대학원

2014년 6월

Analysis and Prediction
of Changjiang Diluted Water
in the Adjacent Sea of Jeju Island

Joon-Ho Lee
(Supervised by professor Ig-Chan Pang)

A thesis submitted in partial fulfillment of the requirement for the degree of
Doctor of Science

2014. June

Department of Marine Meteorology
GRADUATE SCHOOL
JEJU NATIONAL UNIVERSITY

목 차

List of Figures	iii
List of Tables	x
Abstract	xi
I 서론	1
II 우리나라 주변해역의 양자강 저염수 분석	5
1. 양자강 유출량과 남해의 염분	5
2. 해수분석과 양자강 저염수	6
III 양자강 저염수 모델 개발과 예측	23
1. 모델 설명	23
2. 1996년 양자강 저염수 재현	30
3. 2006-2009년 양자강 저염수 재현	32
4. 2010-2013년 양자강 저염수 유입 예측	33
IV 제주도 주변해역의 양자강 저염수 분석	48
1. 1996년	48
1.1 저염수 덩어리 형성에 대한 견해들	49
1.2 1996년 양자강 저염수 덩어리 형성 분석	52
1.3 1996년 양자강 저염수의 이동 시간과 경로	52
2. 2010년	53
2.1 2010년 양자강 저염수 개요	53

2.2 2010년 양자강 저염수 이동	54
3. 2011년	57
3.1 2011년 양자강 저염수 개요	57
3.2 2011년 양자강 저염수 이동	57
3.3 태풍의 영향	58
4. 2012년	61
4.1 2012년 양자강 저염수 개요	61
4.2 2012년 양자강 저염수 이동	61
5. 2013년	62
5.1 2013년 양자강 저염수 개요	62
 V 요약 및 결론	 107
 참고문헌	 112
요약문	116
감사의 글	119

<List of Figures>

- <Fig. 1> Changjiang river discharge and sea surface salinity in the South Sea of Korea from January 1990 to August 2013 (Data from KODC) 13
- <Fig. 2> Distributions of sea surface salinity around Korea water from 1990 to 2001 (Data from KODC) 14
- <Fig. 3> Distributions of sea surface salinity around Korea water from 2002 to 2013 (Data from KODC) 15
- <Fig. 4> Observational Stations of KODC and devided regions for water mass analysis. ES, WS and SS stand for East Sea, West sea and South Sea respectively. 16
- <Fig. 5> T-S diagrams of KODC data averaged over 1994-2009 on February (left) and August(Right) 17
- <Fig. 6> T-S diagram of KODC data around Korea both on February and August over 1994 to 2009 and four water types for water mass analysis 18
- <Fig. 7> Method of calculation for the mixing ratio (left) and the description of mixing process (right) 19
- <Fig. 8> Mixing ratios for sea surface (a) and the depth of 30m (b) in February (averaged over 1994 to 2009) 20
- <Fig. 9> Mixing ratios for sea surface (a) and the depth of 30m (b) in August (averaged over 1994 to 2009) 21
- <Fig. 10> Bimonthly variations of temperature(red) and salinity(black) for West Sea (WS), west South Sea (WSS), east South Sea (ESS), and East Sea (ES) (averaged over 1994-2009) 22
- <Fig. 11> Model domain for Yellow and East China Sea and grid point for input of Changjiang river discharge 29

<Fig. 12> Sea surface salinity distribution of Changjiang Diluted Water observed over 1st to 24th in August 1996 (Data from KODC)	34
<Fig. 13> Sea surface salinity distribution of observation in August 1996(a) and model calculations with tide using monthly averaged wind(b), 5-day averaged wind(c), and 6-hourly averaged wind(d) on 9th August 1996	35
<Fig. 14> Sea surface salinity distribution of observation in August 1966(a) and model results using vertical mixing scheme of GEN(b), K- ϵ (c), LMD(d), M-Y 2.5(e), and K-w(f) on 9th August 1996	36
<Fig. 15> Vertical structures of eddy viscosity(m ² /s) along CJ line displayed in (a) from the model results using vertical mixing scheme of GEN(b), K- ϵ (c), LMD(d), M-Y 2.5(e), and K-w(f) in August 1996	37
<Fig. 16> Sea surface salinity distribution of observation during July 19-23(a) and model result on July 21(b) in 2006	37
<Fig. 17> Sea surface salinity distribution of observation during July 19-28(a) and model result on July 21(b) in 2007	38
<Fig. 18> Sea surface salinity distribution of observation during July 31 to August 4(a) and model result on August 4(b) in 2008	38
<Fig. 19> Sea surface salinity distribution of observation during July 30 to August 4(a) and model result on August 2(b) in 2009	39
<Fig. 20> Stick diagrams of wind averaged spatially from 122° to 127°E and from 30° to 35°N from June to August 2006-2009	39
<Fig. 21> Vertical structure of salinity for observed (a) and model calculated (b) at <Fig. 26> C line	41
<Fig. 22> Sea surface salinity distribution of model predictions(a) and observation(b) on July 29, 2010. (c) is a part of (a) for comparing the model prediction and the observation. The black and red boxes in (c)	

are the observation area and the best fitting area to the observation.
Note that the observation carried out after the model prediction. 42

<Fig. 23> Correlation between the model salinity in the red box and the
observed salinity in the black box in <Fig. 22> (c) 43

<Fig. 24> Same as but for 26th July 2011. 44

<Fig. 25> Same as but for 17th Aug. 2012. 45

<Fig. 26> Same as but for 1st Aug. 2013. 46

<Fig. 27> Formation of CDW detachment by tide induced vertical mixing (Moon
et al., 2010b) 63

<Fig. 28> Time-space plot of the surface salinity along the S line of <Fig.
27a>(a) and the sea level variation at the center of the S line(b) 63

<Fig. 29> Distributions of sea surface salinity with tide(a) and without tide(b)
on 9th August 1996 64

<Fig. 30> Best track for the typhoon Herb(9609)(a) and wind vectors on 6 a.m
31st July 1996 from CCMP(b). Colors in (a) denote the radius of
gale(blue) and hurricane(red). Colors in (b) display the strength of
wind. 65

<Fig. 31> Sea surface salinity distribution of CDW before detachment(a) and
after detachment(b) in 1996, and transport variation across the white
line depicted in (a) during 180–240 Julian days(c). Blue and red dashed
vertical lines in (c) denote 26th July and 1st August, respectively. 66

<Fig. 32> Area of 122°–127°E and 30°–35°N, which CDW dominantly flows,(a)
and stick diagram of wind averaged spatially over the area(b) 67

<Fig. 33> Vertical structures for each terms in x-momentum equation(a) and
y-momentum equation(b). Left and right panels display July 26 and
August 1, respectively. 68

<Fig. 34> Schematics figures of CDW detachment process : eastward expansion of CDW by southerly wind(a), detachment over the steep bottom topography by strong easterly or southeasterly wind(b), and northeastward advection by southeasterly wind after detachment	69
<Fig. 35> Sea surface salinity distribution of CDW on September 20, 1996(a) and freshwater volume transport across Korea Strait during July to September 1996(b)	70
<Fig. 36> Sea surface salinity distribution of model prediction (top) and observation (middle), and sea surface temperature distribution of observation (bottom) in the west sea of Jeju on July 29, 2010	71
<Fig. 37> The stick diagram of wind averaged spatially from 122° to 126°E and from 31° to 34.5°N during July to early september in 2010	72
<Fig. 38> Observed Sea surface salinity (top) and temperature (middle) distribution in the west sea of Jeju on August 1, 2010 and vertical profiles of salinity (bottom left) and temperature (bottom right) of Lines C and D	73
<Fig. 39> Observed sea surface salinity (top) and temperature (middle) distributions in the west sea of Jeju on August 3, 2010 and vertical profiles of salinity (bottom left) and temperature (bottom right) of Lines C and D	74
<Fig. 40> Observed sea surface salinity (left) and temperature (right) distributions in the west sea of Jeju on August 6, 2010	75
<Fig. 41> Best track for typhoon Dianmu (Data: National Typhoon Center)	76
<Fig. 42> Observed sea surface salinity (left) and temperature (right) distributions in the west sea of Jeju on August 7, 2010	77
<Fig. 43> Time series of salinity observed at Chu-ja island. Salinity drastically decreased from August 6, 2010.	78

<Fig. 44> Observed sea surface salinity (left) and temperature (right) distributions in the west sea of Jeju on August 9, 2010	79
<Fig. 45> Observed sea surface salinity (left) and temperature (right) distributions in the west sea of Jeju on August 12-13, 2010	80
<Fig. 46> Observed sea surface salinity (left) and vertical salinity profiles along lines A and B on August 18, 2010.	81
<Fig. 47> Observed sea surface salinity (left) and vertical salinity profiles along lines A and B on August 23, 2010	82
<Fig. 48> Observed sea surface salinity (left) and vertical salinity profiles along line A on August 26, 2010	83
<Fig. 49> Observed sea surface salinity (left) and vertical salinity profiles along lines A, B, and C on August 31, 2010.	84
<Fig. 50> Monthly Changjiang river discharges of normal(black), 2010(blue), and 2011(red), respectively	85
<Fig. 51> Sea surface salinity distribution of model prediction (top) and observation (middle), and sea surface temperature distribution of observation (bottom) in the west sea of Jeju on July 26, 2011	86
<Fig. 52> Observed Sea surface salinity (top) and temperature (middle) distribution in the west sea of Jeju on July 29, 2010 and vertical profiles of salinity (bottom left) and temperature (bottom right) of Lines C and D	87
<Fig. 53> Observed sea surface salinity (top) and temperature (middle) distributions in the west sea of Jeju on August 2, 2011 and vertical profiles of salinity (bottom left) and temperature (bottom right) of Lines C and D	88
<Fig. 54> Observed sea surface salinity (top) and temperature (middle) distributions in the west sea of Jeju on August 10, 2010 and vertical	

profiles of salinity (bottom left) and temperature (bottom right) of Lines C and D	89
<Fig. 55> Distribution of sea surface temperature anomaly in August 2011	90
<Fig. 56> Time series for AO (Arctic Oscillation) index (Data from NOAA)	90
<Fig. 57> Development of Yellow Sea Bottom Cold Water from Yang et al., (1984)(a) and its southward expansion in summer from Moon et al., (2009)(b)	91
<Fig. 58> Temperature distribution of climatology(left) and 2010(right) at the depth of 50m in August (Data from KODC)	92
<Fig. 54> Temperature distribution at the depth of 50m in August 2010(a) and 2011(b). Low temperatures are expanded further south in 2011.	93
<Fig. 60> Observation stations and vertical profiles at station 8 depicted by red circle in (a) on August 3, 2010(b and d) and August 2, 2011 (c and e)	94
<Fig. 61> Best track for typhoons in 2010 (left) and 2011 (right)	95
<Fig. 62> Difference distributions of observed sea surface temperature between before and after typhoon Meary(left) and Muifa(right), 2011	95
<Fig. 63> Observation stations and vertical profiles of temperature and salinity at station 8 depicted by red circle in (a) before typhoon Muifa on August 2 (b and d) and after typhoon Muifa on August 10 (c and e), 2011	96
<Fig. 64> Sea surface salinity(upper) and temperature(lower) distributions before typhoon Muifa on August 2(left) and after typhoon Muifa on August 10(left), 2011	97
<Fig. 65> Salinity(upper) and temperature(lower) distributions at the depth of 38m before typhoon Muifa on August 2(left) and after typhoon Muifa	

on August 10(left), 2011	97
<Fig. 66> Sea surface temperature distributions in August 2010(left) and 2011(right)	98
<Fig. 67> Sea surface salinity distribution of model prediction for August 12(left) and observation during August 11-13(right), 2012 (Data from KODC). Box in left is the same as the observation area in right.	99
<Fig. 68> Sea surface salinity distribution of model prediction(left) and observation(right) on August 18, 2012.	100
<Fig. 69> Changjiang river discharges from Datong(China) of long term monthly average(grey) and daily observation(black), 2012	101
<Fig. 70> Stick diagram of wind averaged spatially from 122° to 126°E and from 31° to 34.5°N during July to early september in 2012	101
<Fig. 71> Sea surface salinity distributions and wind stress vectors() of 5 day period during July 20 - August 29, 2012	102
<Fig. 72> Observed sea surface salinity distribution during August 2-9, 2012(left) and long term averaged sea surface salinity on August(right) (Data from KIOST and KODC)	103
<Fig. 73> Best track with radius of gale(blue shade) and hurricane(red shade) wind for typhoon DAMREY(1210)(a) and HAIKUI(1211)(b)	104
<Fig. 74> Observed sea surface salinity distributions of model prediction(upper) and observation(lower) on August 1, 2013.	105

<List of Tables>

<Table 1> Changjiang river discharge from 1990 to 2013 13

<Table 2> Sea surface salinity around Korea from 1990 to 2013 13

<Table 3> Characteristic values of four water types for water mass analysis
(These are limit values for obtaining mixing ratios and may differ
from real) 19

Table 4 Information of the wind data used in the model 28

<Table 5> Time averaged temperature at 4 stations in Jeju and anomalies in
2010 and 2011 (°C) 90

<Table 6> Spatially averaged sea surface temperature of climatology, 2010 and
2011 92

Abstract

Since the massacre of shellfish due to abnormally low salinity in Jeju 1996, the Changjiang Diluted Water(CDW) has become one of the critical issue in Jeju in summer. The reason why CDW may damage Jeju is because Jeju locates in the middle of the CDW pathway. This makes Jeju devoting to coping with CDW approximately one month from late July. The first thing to do this is to figure out expected time and pathway of the CDW influx. However, since we do not have any observation between Changjiang river mouth and Jeju and salinity can not be observed from satellite, we can find CDW only after its arrival at Jeju coasts. In this circumstances, forecasting CDW with numerical model has been one of the most important topics in Jeju.

The massacre of shellfish in Jeju 1996 has made CDW a famous issue in the world as well as in Jeju, resulting in lots of research works. Now, we know many things such as structure, extension, seasonal, non-seasonal migration, etc.. However, most results so far focus on the initial movement of CDW near the China coasts qualitatively, and these are not so helpful to predict the pathway and time of its influx to Jeju quantitatively. The core problem is to precisely calculate a long migration of CDW more than a month without any observation.

Before developing the model, we analyze the data in the adjacent seas of Korea in August during 1990-2013 observed by NFRDI(National Fishery and Resear Development Institute). Compared with the reduction of Changjiang river discharge in summer after the construction of three George dam, the salinity around Korea rather decreased a little. This is due to the change of CDW pathway by winds, which means that the north pacific high air mass expands northwestward according to climate change. The water analysis with mixing ratio reveals that CDW flows eventually to the East Sea roughly along the isobath of 100m in the South Sea after flowing in the southwest sea of Jeju. During the migration in the South Sea, approximately 70% of CDW is mixed

with ambient sea water and only 20% of CDW remains in the East Korean Warm Current.

The model development was started by the reproduction of CDW movement of 1996 with ROMS and the model results made it possible to analyze CDW. The analysis tells us that the cause of patch formation in 1996 was not wave like salinity front, baroclinic instability, tide induced vertical mixing etc. suggested so far, but wind induced vertical mixing. In addition, comparing the maximum freshwater volumes passing through Datong in Changjiang river and the Korea Strait, we found that it takes about 2 months from Datong to the Korea Strait and also that about 90% of Changjiang river discharge flows into the East Sea in two months. The model was improved by reproducing the CDW distributions observed in the East China Sea by KIOST from 2006 to 2009. By the short observation period, the data exhibited the CDW distributions relatively precisely and played a key role in improving the model.

The improved model was first applied to forecasting the CDW migration in 2010. The accuracy of first forecast was confirmed by observation and thereafter we could figure out the movement of CDW in detail by the cooperation of model calculation and observation. After flowing into the west sea of Jeju in late July, CDW approached 20km away from the west coast of Jeju in early August, moving to the Jeju Strait along the outer edge of the Jeju current. In this state, easterly winds generated by a typhoon pushed the CDW northward and made the salinity in Chuja island drastically dropped by 3 psu in 12 hours. This shows that CDW is strongly influential on the South Sea. After the typhoon passed, continuous southerly winds pushed the CDW toward Jeju and eventually to the coasts of Jeju crossing over the Jeju current. Throughout these processes, we found that the southerly wind is needed for CDW to cross over the Jeju current.

Model prediction on the migration of CDW was also confirmed by observation consecutively in 2011, resulting in getting credibility. In 2011, CDW moved

directly toward Jeju and threatened Jeju eastward. The usual pattern of CDW movement toward Jeju in late July is a bypass to expand southeastward first in early July and then northward. The threatening of CDW was disappeared after a typhoon passing on August 10th accompanied by the upwelling of Yellow Sea Bottom Cold Water(YSBCW). Sea surface temperature in 2011 was remarkably low in the entire Yellow Sea, the South Sea, and also north of the East China Sea as well as the west sea of Jeju. YSBCW was developed in early 2011 by the arctic oscillation and expanded southeastward along the Yellow Sea trough to the west sea of Jeju in summer. The typhoon passed northward along the middle of the Yellow Sea, driving YSBCW upwelled and mixed with surface water, which resulted in abnormally low surface temperature. The surface salinity increased during this process.

As the accuracy of the model forecasting has been verified by observation consecutively in 4 years from 2010 and 2013, the action plan of Jeju to CDW has been based on model forecasting from observation. In 2012, abnormally low salinity was observed in west sea. Two typhoons passed through the East China Sea and generated strong easterly wind which pushed CDW northward. After the typhoon, southerly wind drove CDW eastward and reached the west sea. Since the action of Jeju to CDW was conducted based on the model forecasts, there was few observation on CDW and nothing to be analyzed in 2013.

The forecasting model has been established through the above processes and the forecast on CDW is open to the public via the homepage of Jeju KMA. This was possible because the observation and modeling institution mutually fed back. Having done with this research, our interpretation of CDW was broaden.

Key words : CDW, prediction, analysis, typhoon, wind

I. 서론

제주도 주변해역은 겨울철에는 대마 난류의 영향을 받아 고염을 유지하지만 여름철에는 염분이 상당히 낮아진다(Moon et al., 2009b). 이와 같은 저염화 현상의 원인은 제주도로부터 남서쪽으로 약 450km 떨어진 양자강 하구에서 유출되는 양자강 저염수의 영향에 의한 것이다. 양자강 유출량은 세계에서 3번째로 많으며(Lie et al., 2003) 양자강 하구에서 유입되어 생성되는 양자강 저염수는 아시아에서 가장 많은 담수를 주변 해역으로 유출시킨다(Chen and Beardseely, 1994, Chang and Iosbe, 2003). 양자강 저염수는 매해 여름철 제주도 주변해역을 지나는 것으로 알려져 있는데 제주도 서부해역으로 유입되어 제주해협을 통과하거나(Wang, 1988; Kim et al., 1991; Kim and Rho, 1994) 혹은 제주 남부해역을 통과하는 것으로 알려져 있다(Pang et al., 1999). 이 때 제주도는 저염에 의해 어장이 변하고 저서 생물들이 폐사의 위험에 노출되며 양식장 어류들이 스트레스를 받기도 한다(서등, 1999). 제주도 주변해역을 통과한 양자강 저염수는 대한해협을 거쳐 동해로 흘러 나간다고 보고되었다(Senjyu et al., 2006).

양자강 저염수의 이동과 경로에 대해서는 꾸준히 연구되어 왔다. Beardseely et al., (1985)는 양자강 하구로 유입되어 생긴 양자강 저염수가 동중국해로 유입되어 형성되는 해수의 구조와 이동에 대해서 보고하였으며 그들은 양자강 주변해역의 수평·수직 분포를 통해 저염수의 분포가 제주도 방향으로 이동한다고 하였다. 그러나 관측 범위의 제한과 황해로 유입되는 다양한 강물의 유입을 근거로 이러한 저염수가 모두 양자강 하구로부터 기원한 것이라 단정 짓기는 어렵다고 주장하였다. 이러한 연구의 연장선으로 Kim et al.(1991)은 동중국해 및 황해를 포함하는 큰 규모의 관측을 통해 제주도 주변해역에서 관측되는 저염수가 양자강으로부터 기인한다고 주장하였고, 또한 Lie et al(2003)은 우리나라 주변해역과 동중국해의 연속적인 해수 관측과 부표추적을 통해 양자강 저염수가 어떤 형태로 구조되어 있는지 그리고 어느 방향으로 움직이는지에 대해 분석하였다. 그들은 양자강 저염수는 계절풍의 영향을 받아 여름철 제주도 주변해역으로 북동진

한다고 하였으며, 이동하는 형태가 혀모양을 이루기도하고 때로는 덩어리 모양으로 이동하기도 한다고 하였다. Yang(2006)은 클로로필 분포와 바람장을 이용하여 양자강 저염수가 이동하는 경로를 분석하여 양자강 저염수는 양자강 입구로부터 대부분의 경우 동진하지만 바람의 방향에 따라 경로를 바꾼다고 보고하였다.

양자강 저염수가 어떤 경로로 이동하든 대부분의 경우에는 제주도 해역을 지나며 제주도 주변해역의 염분을 낮춘다. 이러한 현상에 의해 제주도에 심각한 문제가 발생한 것은 1996년이며 20psu 보다 낮은 염분에 의해 저서생물들이 폐사하여 60억원의 피해를 입었다. 1996년 이후 양자강 저염수는 여름철에 제주도의 현안문제가 되었으며 염분이 낮은 양자강 저염수가 지나가는 7월 말에서 8월 말까지 제주도는 비상태세를 유지하고 있다. 제주도에서 양자강 저염수에 대응할 때 가장 큰 어려움은 양자강 저염수가 제주도 연안에 유입하기 전까지는 저염수에 관한 정보를 거의 얻을 수 없다는 것이다. 최근에는 인공위성으로 염분을 측정하는 알고리즘이 개발되고 있으며 특히 육지에서 방사되는 강한 전파의 영향을 받는 연안 해역에서 이를 제거하는 알고리즘이 개발되고 있으나(Wentz and Le Vine, 2011; Le Vine et al., 2014) 아직은 만족스럽게 제거되지 않고 있는 상태이다(Kim, 2014). 양자강 저염수의 유입에 대한 정보가 없는 상태에서 제주도에서는 저염수 유입이 우려되는 시기에 제주도 서쪽 30마일까지의 해역을 관측하는 방법으로 대응하고 있다. 그러나 이 방법은 발견 후에 대응 시간이 촉박하다는 것과 양자강 저염수가 서쪽이 아닌 다른 방향으로 유입될 경우 발견하지 못할 위험성이 있다. 현재 이러한 단점을 보완할 수 있는 유일한 방법은 모델로 예측하는 것이다.

양자강 저염수를 계산할 수 있는 모델은 그동안 많이 발전되어 왔으며 이와 더불어 양자강 저염수 이동에 대한 이해도 넓어졌다. Bang and Lie(1999)와 Chang and Isobe(2003)등의 선행 연구결과에서는 단순화된 모형 혹은 현실적인 지형과 월평균 바람을 수치모델에 사용하여 양자강 저염수가 바람에 의해서 움직이는 것을 확인하였다. Moon et al.(2009b)은 양자강 저염수의 분포가 특히 달

랐던 2002년과 2006년의 경우를 일평균 바람을 사용하여 수치모델로 재현하고 양자강 저염수가 제주도 주변해역을 통과하는 시점이 판이하게 다르다는 것을 밝혔다. 그들은 조석의 역할을 연구하여 조석은 양자강 저염수가 수직적으로 잘 섞이게 해주고 저염수의 이동 경로를 황해에서 제주도 방향으로 향하게 한다고 하였으며, 또한 양자강 저염수의 덩어리가 형성되는 데 조석이 중요한 역할을 한다고 주장하였다(Moon et al., 2010). 최근 You et al., (2011)의 연구에서는 양자강 저염수의 염분에 대한 태풍의 영향을 보고하였으며 2010년 8월 양자강 하구와 제주도 사이를 관통하는 태풍에 의해 이어도 기지의 염분이 3.3psu 가량 상승한 현상을 모델로 재현하였다.

이처럼 양자강 저염수는 다양한 요소에 영향을 받으며 이동하기 때문에 제주도 주변해역을 이동하는 양자강 저염수를 모델로 예측하는 일은 쉽지 않다. 이 연구는 양자강 저염수의 유입을 정확하게 예측해야 하는 제주도의 필요에 의해 시작하였으며 2009년까지 양자강 저염수의 이동을 계산하는 모델을 개발한 후에 2010년부터 현장에 적용하여 저염수의 유입을 정확하게 예측한 내용이다. 모델 예측은 관측으로 검증되었으며 양자강 저염수가 발견된 후에는 관측과 모델이 협조하여 제주도 주변해역의 양자강 저염수 이동을 분석할 수 있었다. 이러한 연구가 필요했던 이유는 관측자료를 사용한 자료동화의 도움을 받을 수 없는 상황에서 양자강 입구부터 제주도 주변 해역까지 약 1달에 걸치는 저염수의 이동을 정확하게 예측해야 할 필요성과 제주도 주변해역에서 양자강 저염수의 이동이 충분히 밝혀지지 않았기 때문이었다.

모델개발 설명에 앞서 제2장에서는 그동안 우리나라 주변에서 관측된 양자강 저염수를 분석하였다. 우선 양자강 유출량과 남해 염분의 관계를 분석하였으며, 양자강 저염수의 혼합비율을 계산하여 양자강 저염수의 혼합정도와 이동경로를 확인하였다. 제3장에서는 양자강 저염수를 계산하는 황동중국해 모델에 대해 설명하고 모델 개발 과정을 설명하였다. 모델 개발은 제주도에 충격을 주었던 1996년의 양자강 저염수를 재현하는 것으로 시작하였으며 이 과정을 통해 양자강 저염수의 덩어리가 형성되는 역학을 이해할 수 있었다. 다음으로는 2006-2009년의

양자강 저염수를 재현하며 모델을 개발하였다. 2006년 이전에는 양자강 저염수를 관측한 자료의 대부분이 국립수산과학원의 정선관측(KODC, Korea Oceanographic Data Center)이었다. 정선관측은 오랜 시간에 걸쳐 관측하기 때문에 관측으로 얻은 저염수의 분포가 실제와 다를 가능성이 많았다. 이에 비해 2006년부터 한국해양과학기술원에서 실시한 동중국해를 관측은 관측 기간이 짧아 양자강 저염수의 실제 분포를 알 수 있게 해 주었다. 한국해양과학기술원이 관측한 2006-2009년의 양자강 저염수 자료와 제주도에서 관측한 제주도 서쪽 해역의 관측자료는 모델 개선에 많은 도움을 주었다. 이렇게 개선된 모델을 2010년에 처음으로 현장에 적용하여 양자강 저염수 유입을 정확하게 예측한 내용을 설명하였다. 제4장에서는 2010년부터 모델과 관측의 협조로 분석한 제주도 주변해역의 양자강 저염수 이동을 설명하였다. 2010년에는 양자강 유역의 홍수로 양자강 유출량이 2000년대에서 가장 많았고 제주도 주변해역에 저염수가 많이 유입되었다. 반면에 2011년에는 양자강 유역의 가뭄으로 양자강 유출량이 가장 적었고 제주도 주변해역에 저염수가 적게 유입되었다. 이와 더불어 2011년에는 황해 저층냉수의 발달과 태풍의 영향으로 수온이 매우 낮았으며, 2012년에는 양자강 저염수가 황해로 많이 유입되었던 특이한 경우들이었다. 2010년 이후 2013년까지 모델이 양자강 저염수의 유입을 정확하게 예측함으로써 제주도의 양자강 저염수 대응은 관측보다 모델에 많이 의존하는 단계에 이르렀으며 현재는 양자강 저염수의 분포를 제주지방기상청의 홈페이지에서 일별로 예보하고 있다. 이러한 과정으로 양자강 저염수를 예측하는 모델이 개발되었으며 모델을 통해 양자강 저염수의 이동에 대한 이해를 폭을 넓힐 수 있었다.

II. 우리나라 주변해역의 양자강 저염수

1. 양자강 유출량과 남해의 염분

여름철에 동중국해의 염분에 가장 큰 영향을 미치는 것은 양자강 유출수이다(Beardsley et al., 1985; Kim et al., 1991; Chang and Isobe, 2003). 양자강 유출수는 겨울철에 북서계절풍에 의해 중국대륙을 따라 남쪽으로 흐르는데 비해 여름철에는 남동계절풍에 의해 동쪽으로 이동하여 동중국해의 염분을 낮춘다. 양자강 유출수는 바다에 유입된 후 양자강 저염수를 형성하며 동중국해와 남해를 지나 동해로 유입되는데 그 경로는 바람에 의해 가장 많은 영향을 받는다고 알려져 있다(Bang and Lie, 1999; Chang and Isobe, 2003; Moon et al., 2009). 양자강 저염수의 이동은 바람 이외에도 많은 요인에 의해 영향을 받는다. 해류가 약한 중국대륙 연안에서는 조류의 영향을 받아 덩어리를 형성하기도 하며(Moon et al., 2010), 해류가 비교적 강한 동경 125° 20′ 이동에서는 제주해류의 영향을 받아 제주해협으로 유입되는 경우가 많다(Lie et al., 2003). 이에 따라 동중국해와 남해의 염분은 양자강 유출량에 가장 많은 영향을 받게 된다. 여름철 양자강 유출량은 산샤댐이 건설된 이후에는 유량이 줄어들었다(<Fig 1>). 1990년부터 2013년까지 다통에서 관측된 양자강 유출량은 평균 28,639t/s이고 월별 최소값과 최대값은 각각 1월의 12,788t/s과 7월의 51,335t/s이다(<Table 1>). 산샤댐이 건설되어 댐에 물을 가두기 시작한 2003년을 기준으로 그 전과 후를 비교해 보면 1월의 양자강 유출량은 건설 전의 12,906t/s과 후의 12,649t/s으로 변화가 거의 없으나 7월의 유출량은 전의 57,253t/s에서 후의 44,342t/s로 약 1만3천t/s 정도 줄었다. 특히 2003년 이전에는 1998년과 1999년과 같이 7만t/s 이상일 때도 있었으나 2003년 이후에는 2010년과 같이 대홍수가 발생했을 때에도 61,500t/s 정도이고 가장 적었던 2011년에는 36,500t/s 정도까지 낮았다(<Fig 1>). 연평균 양자강 유출량도 산샤댐 건설 전의 30,104t/s에서 후의 26,808t/s은 줄어들었다(<Table 1>). 이것은 댐건설로 인해 양자강 유출수가 많이 줄어들었음을 말해준다.

산사댐 건설로 여름철의 양자강 유출량이 많이 줄어든 것에 비해 우리나라 주변해역의 표층염분은 거의 변화가 없으며 오히려 약간이나마 낮아졌다(<Table 2>). 이것은 양자강 저염수가 이동한 경로 때문인데 2003년 이전에는 양자강 저염수가 많은 경우 제주도 남쪽 해역을 지나간 것에 비해 2003년 이후에는 대부분 제주도 주변해역을 관통하여 지나갔기 때문이다(<Fig 2>, <Fig 3>). 이러한 변화는 기후변화로 인해 동중국해의 바람방향이 변화되었을 가능성을 암시해 준다.

양자강 저염수의 영향을 가장 많이 받고 있는 우리 남해안의 평균 표층염분은 양자강 유출량이 적은 겨울철과 유출량이 많은 여름철의 차이가 약 1.5 psu 정도로 매우 크며 양자강 유출량과 반비례함을 볼 수 있다(<Fig 1>). 그러나 여름철 최대유출량의 변화와 남해안 최저염분의 변화의 관계는 그다지 뚜렷하지 않아 보인다. 유출량이 최대였던 1998년 여름에 남해안의 표층 염분은 최저가 아니었으며 남해안의 염분이 최저였던 2006년의 양자강 유출량은 매우 작았다. 이와 같은 이유 중의 하나는 양자강 저염수가 어디를 통과하느냐에 따라 염분이 영향을 받기 때문이다.

2. 해수분석과 양자강 저염수

양자강 저염수는 양자강에서 유출된 후부터 끊임없이 주변의 다른 해수와 혼합되며 흐르기 때문에 우리나라 주변의 해수에 양자강 저염수가 어느 정도 혼합되어 있는지를 알 수 있다면 양자강 저염수 분석에 많은 도움이 될 것이다. 혼합비율은 Mamayev(1975)가 제시한 해수분석 방법으로 구할 수 있다. 우리나라 주변해역의 해수 특성을 혼합비율로 분석을 하기 위해 우리나라 정선관측 해역을 <Fig 4>와 같이 구분하였고 1994년부터 2009년까지 관측된 자료의 2월과 8월 평균 해수특성을 수온염분도(T-S Diagram)에 그린 결과가 <Fig 5>이다. 2월에는 전반적으로 수온이 낮고 염분이 높으며 수온과 염분을 나타내는 점들은 3개의 무리로 나누어져 있다(<Fig 5>의 왼쪽). 34psu 이상

의 고염이며 수온이 0-17℃ 정도인 가장 오른쪽의 무리는 동해의 해수들이다. 남해의 해수는 수온이 가장 높은 무리를 이루며 서해의 해수는 그 중간의 특성을 갖는 무리를 이루고 있다. 이 세 무리 모두 수온이 약 17℃, 염분이 약 34.2psu 정도인 대마해류의 특성에서 만나며 대마난류수가 세 해역 모두로 유입된다는 것을 보여준다. 서해의 해수는 특히 염분이 가장 낮는데 담수의 영향을 받고 있다는 것을 의미한다.

8월에는 2월의 형태가 기본적으로 유지된 상태에서 고온저염화된 해수들이 나타난다(<Fig 5>의 오른쪽). 고온화된 해수들 중에는 동해보다도 염분이 높은 해수가 남해에서 많이 나타난다. 이것은 남해에는 여름에도 30m 보다 깊은 층에 고염의 난류수가 계속 흐르는 데 비해 동해의 표층 해수는 담수에 의해 저염화되었기 때문이다. 남해에는 염분이 높은 해수도 있으나 염분이 가장 낮은 해수도 있다. 염분이 낮은 해수는 표층 해수이며 가장 낮은 염분은 28psu에 이를 정도로 낮다. 서해의 해수는 특이하게 염분이 31-33psu 사이로 좁은 띠를 형성하고 있다. 그러나 수온은 7-27℃로 넓게 분산되어 있으며 수온이 7℃이고 염분이 32.5psu 정도인 찬 해수는 황해저층냉수이다.

혼합비율로 해수분석을 하기 위해서는 우리나라 주변해역에 나타날 수 있는 근원해수들의 해수특성을 설정하여야 한다. 2월과 8월에 우리나라 주변해역에 나타나는 해수특성을 모두 표시하고 이 해수들을 포함할 수 있는 4개의 근원해수를 표시한 결과는 <Fig 6>과 같으며 혼합비율을 계산하기 위해 정한 4개 근원해수의 해수특성은 <Table 3>과 같다. 4개의 근원해수는 연안수(Coastal Water, CW), 황해저층냉수(Yellow Sea Cold Water, YSCW), 대마난류 표층수(Tsushima Surface Water, TSW), 대마난류 심층수(Tsushima Deep Water, TDW)이다. 근원해수의 특성은 수온염분도에 표시된 해수특성의 점들을 가능한 많이 둘러싸는 4각형을 그린 후 4개 꼭지점의 특성으로 정하였다. 4각형은 가능한 많은 해수특성들을 포함시키고자 설정한 것으로 4개 근원해수의 특성은 실제와 다를 수 있다. 4개의 근원해수에 대한 혼합비율을 계산하기 위해서는 질량을 제외한 3개의 해수특성 변수가 필요하다. 3개의 변수는 일반

적으로 수온, 염분, 용존산소이다. 그러나 용존산소는 비보존성이므로 결과를 신뢰할 수 없기 때문에 수온과 염분만을 사용하여 계산하였다(Miller, 1950). 이 방법은 4개의 근원해수들이 각각 독립적으로 혼합되는 것이 아니라 연안에서 두 개의 근원해수(연안수와 황해냉수)가 주로 수평으로 혼합되고 외해에서는 다른 두 개의 근원해수(대마난류 표층수와 대마난류 심층수)가 주로 수직으로 혼합된다는 가정에 의한 것이다(<Fig 7>).

<Fig 7>은 혼합비율을 구하는 방법을 나타낸 것이다. 혼합비율은 수온염분도 상의 분석하고자 하는 해수 $P(P_x, P_y)$ 에서 각 근원해수 $A(A_x, A_y)$, $B(B_x, B_y)$, $C(C_x, C_y)$, $D(D_x, D_y)$ 까지의 거리를 계산함으로써 구해진다. 해수 P 는 A 와 D , B 와 C 가 수평으로 혼합되고 혼합된 해수들이 수직으로 혼합되었다고 가정하여 계산된다. 해수 P 를 구성하는 근원해수 A, B, C, D 의 혼합비율을 각각 f_a, f_b, f_c, f_d 라 하면 $f_a + f_b + f_c + f_d = 1$ 이 된다.

선분 \overline{AB} 를 $m:n$ 으로 내분하는 좌표를 $Q(Q_x, Q_y)$, 선분 \overline{DC} 를 $m:n$ 으로 내분하는 좌표를 $R(R_x, R_y)$, 선분 \overline{AD} 를 $k:l$ 으로 내분하는 좌표를 $S(S_x, S_y)$, 선분 \overline{BC} 를 $k:l$ 으로 내분하는 좌표를 $T(T_x, T_y)$ 라 하면 P 는 선분 \overline{ST} 를 $m:n$ 로 내분하고 선분 \overline{QR} 을 $k:l$ 로 내분하는 점이 된다. 그러므로 P 를 구성하는 각 근원해수들의 혼합비율은 $f_a = ln, f_b = lm, f_c = km, f_d = kn$ 이다. 여기서 $m+n=1$ 이고 $k+l=1$ 이다. 따라서 수온염분도에서 P 와 A, B, C, D 의 좌표를 알면 해수 P 의 혼합비율을 다음과 같이 구할 수 있다.

$$Q_x = \frac{mB_x + nA_x}{m+n}, Q_y = \frac{mB_y + nA_y}{m+n} \dots\dots\dots ①$$

$$R_x = \frac{mC_x + nD_x}{m+n}, R_y = \frac{mC_y + nD_y}{m+n} \dots\dots\dots ②$$

이므로 선분 \overline{QR} 을 지나는 직선의 방정식은

$$y - Q_y = \frac{R_y - Q_y}{R_x - Q_x}(x - Q_x)$$

이고 이 직선은 점 P 를 지나므로

$$P_y - Q_y = \frac{R_y - Q_y}{R_x - Q_x}(P_x - Q_x) \dots\dots\dots \textcircled{3}$$

식 ③에 ①과 ②를 대입하면

$$\begin{aligned} & (mC_x + nD_x)P_y - (mB_x + nA_x)P_y - (mB_y + nA_y)(mC_x + nD_x) \\ &= (mC_y + nD_y)P_x - (mB_y + nA_y)P_x - (mB_x + nA_x)(mC_x + nD_x) \\ & (\because m+n=1) \end{aligned}$$

m 과 n 으로 정리하면

$$\begin{aligned} & m[(C_xP_y - B_xP_y) - (C_yP_x - B_yP_x)] \\ & + n[(D_xP_y - A_xP_y) - (D_yP_x - A_yP_x)] \\ & + m^2(B_xC_x - B_yC_x) + n^2(D_xA_x - D_yA_y) \\ & + mn[(B_xD_x + A_xC_x) - (B_yD_x + A_yC_x)] = 0 \end{aligned}$$

$$E_1 = (C_xP_y - B_xP_y) - (C_yP_x - B_yP_x)$$

$$E_2 = (D_xP_y - A_xP_y) - (D_yP_x - A_yP_x)$$

$$E_3 = B_xC_x - B_yC_x$$

$$E_4 = D_xA_x - D_yA_y$$

$$E_5 = (B_xD_x + A_xC_x) - (B_yD_x + A_yC_x)$$

라 하고 $n=1-m$ 을 사용하고 m 으로 정리하면

$$m^2(E_3 + E_4 - E_5) + m(E_1 - E_2 - 2E_4 + E_5) + E_2 + E_4 = 0 \dots\dots\dots \textcircled{4}$$

$$\alpha = E_3 + E_4 - E_5$$

$$\beta = E_1 - E_2 - 2E_4 + E_5$$

$$\gamma = E_2 + E_4$$

라 하고 ④의 근을 구하면

$$m = \frac{-\beta \pm \sqrt{\beta^2 - 4\alpha\gamma}}{2\alpha}$$

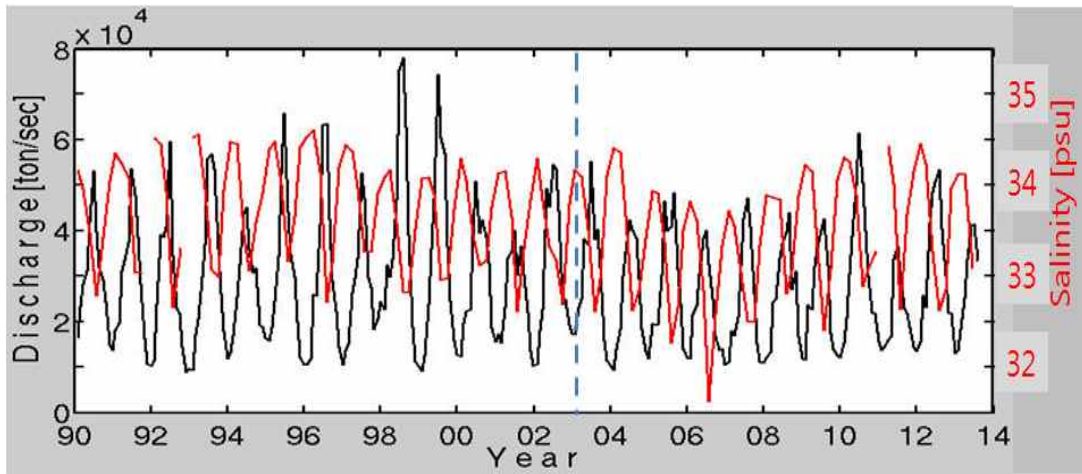
여기서 $+m$ 을 취하고 $n = 1 - m$ 을 사용하여 n 을 구할 수 있다. 같은 방법으로 k 와 l 을 구할 수 있다.

이와 같이 혼합비율을 구한 결과가 <Fig 8>과 <Fig 9>이다. 겨울철에는 표층과 30m 층 모두에서 대마난류 표층수와 연안수가 지배적인 해수로서 대마난류 표층수는 남해, 연안수는 황해와 중국대륙 연안해역에서 주요 해수로 분포한다. 그러나 여름철에는 연안수가 제주도 서쪽 해역에서 지배적인 해수가 되며 특히 제주도 남서 해역의 표층에는 연안수가 100%까지 올라간다. 100%가 되는 이유는 우리나라 주변해역에 나타나는 저염수를 근원해수로 정했기 때문이며 양자강 담수가 100%라는 뜻은 아니다. 이 해역은 양자강 저염수가 유입되는 해역이며 30m 층에서도 연안수가 여전히 지배적임을 알 수 있다. 혼합비율로 보면 표층에서 양자강 저염수는 제주도 남서해역에서 남해를 거쳐 동해로 이어져 있고 일부는 황해로 연결되어 있다. 30m 층에서는 연안수 외에 황해냉수가 지배적인 해수로 나타나며 황해 중앙부와 연결되어 황해 저층냉수의 남하를 나타내 주고 있다. 이 분석결과만으로는 남해 중부와 서해 중 어느 곳이 양자강 저염수의 영향을 더 받는지 구분하기 쉽지 않다. 그러나 연간 염분의 변화를 보면(<Fig 10>) 표층의 연변화 폭이 서해에서는 약 1psu 정도인데 비해 남해 동부에서는 약 2psu 정도로 남해가 양자강 저염수의 영향을 더 많이 받고 있다는 것을 알 수 있다. 특히 남해 서부에서는 여름의 표층 염분이 겨울보다 3.5psu 정도로 낮아져 양자강 저염수의 영향을 가장 크게 받고 있음을 볼 수 있다.

해수분석의 결과를 보면 겨울철(2월)의 남해안 해수에는 대마난류수가 대부분을 포함되어 있으며 양자강 저염수나 황해에서 형성된 황해저층냉수 같은 연안수는 적은 양으로 포함되어 있다. 그 중에서도 양자강 저염수는 극히 적다. 이러한 분포는 전 층이 비슷하여 혼합층이 깊은 겨울철의 특성이 잘 나타나 있다. 대마난류수가 대부분인 남해해수는 제주도 서쪽해역에서 황해 남부 중앙부를 향해 썩기 모양의 분포를 하고 있으며 이것은 겨울철 순환의 특징인 황해 중앙부를 통한 난류수의 유입을 보여준다(황해 중앙부를 통해 난류수가 유입되는 인공위성 사진을 넣을 것). 겨울철에 난류수가 황해 중앙부를 통해 황해로 유입되는 이유는 다음과 같다. 북풍에 의해 황해의 해수가 남쪽으로 이동하여 해수면 경사가 만들어지는데 이로 인해 북쪽으로 향하는 압력경도력이 발생한다. 북풍에 의한 마찰력은 남쪽으로 작용하는데 수심이 얕은 연안에서는 단위 질량에 작용하는 마찰력이 압력경도력 보다 커서 해수가 남쪽으로 흐르는 데 비해 수심이 깊은 황해 중앙부에서는 단위 질량에 작용하는 마찰력이 압력경도력 보다 작아 해수가 북쪽으로 흐르게 된다. 황해 전체적으로 보면 북풍에 의해 연안을 따라 남하하여 황해에서 유출되는 양만큼의 해수가 황해 중앙부를 통해 보충된다. 이에 따라 여름철에 양자강 저염수가 유입되는 제주도 서쪽 해역의 해수는 겨울철에 대마난류수의 특징인 고온고염의 특성을 갖고 있다.

이에 반해 여름철(8월)에는 제주도 서쪽 해역의 해수는 양자강 저염수를 압도적으로 많이 포함하고 있다. 표층해수의 혼합비율 분포를 보면 양자강 저염수가 제주도 서쪽 해역에서부터 남해안의 중앙부를 따라 동해 쪽으로 확산되는 형태를 보이고 있다. 이것은 양자강 저염수가 남해안의 중앙부를 따라 동해로 흐르며 혼합되고 있다는 것을 의미한다. 혼합비율은 서해의 값이 남해 동부와 비슷하여 양자강 저염수가 남해뿐만 아니라 황해 쪽으로도 상당량이 유입되는 것으로 해석할 수 있지만 이것은 서해에 양자강 저염수와 비슷한 연안수가 양자강 저염수와 구분이 안 된 결과이다. 이에 비해 남해에는 양자강 저염수와 특성이 아주 다른 대마난류수가 분포하고 있으며 같은 혼합비율이라

도 의미가 다르다. 따라서 서해와 남해 동부의 혼합비율이 같음에도 양자강 저염수는 남해를 통해 이동한다는 것을 알 수 있다. 양자강 저염수는 남해를 지남에 따라 대마난류수와 점점 더 많은 혼합이 이루어지고 있는 상태가 잘 나타나 있다. 남해 중앙부를 따라가는 저염수의 혼합비율은 남해 해안의 혼합비율보다 낮아 뚜렷이 구별되며 이 결과를 보면 우리나라 해안의 고유 연안수가 양자강 저염수와 구분된다는 것을 볼 수 있다. 여름철의 양자강 저염수의 영향은 수심이 깊어짐에 따라 급속히 약화되는데 수심 30m에서는 제주도 남서 해역을 제외하고는 혼합비율이 현저히 감소한다.



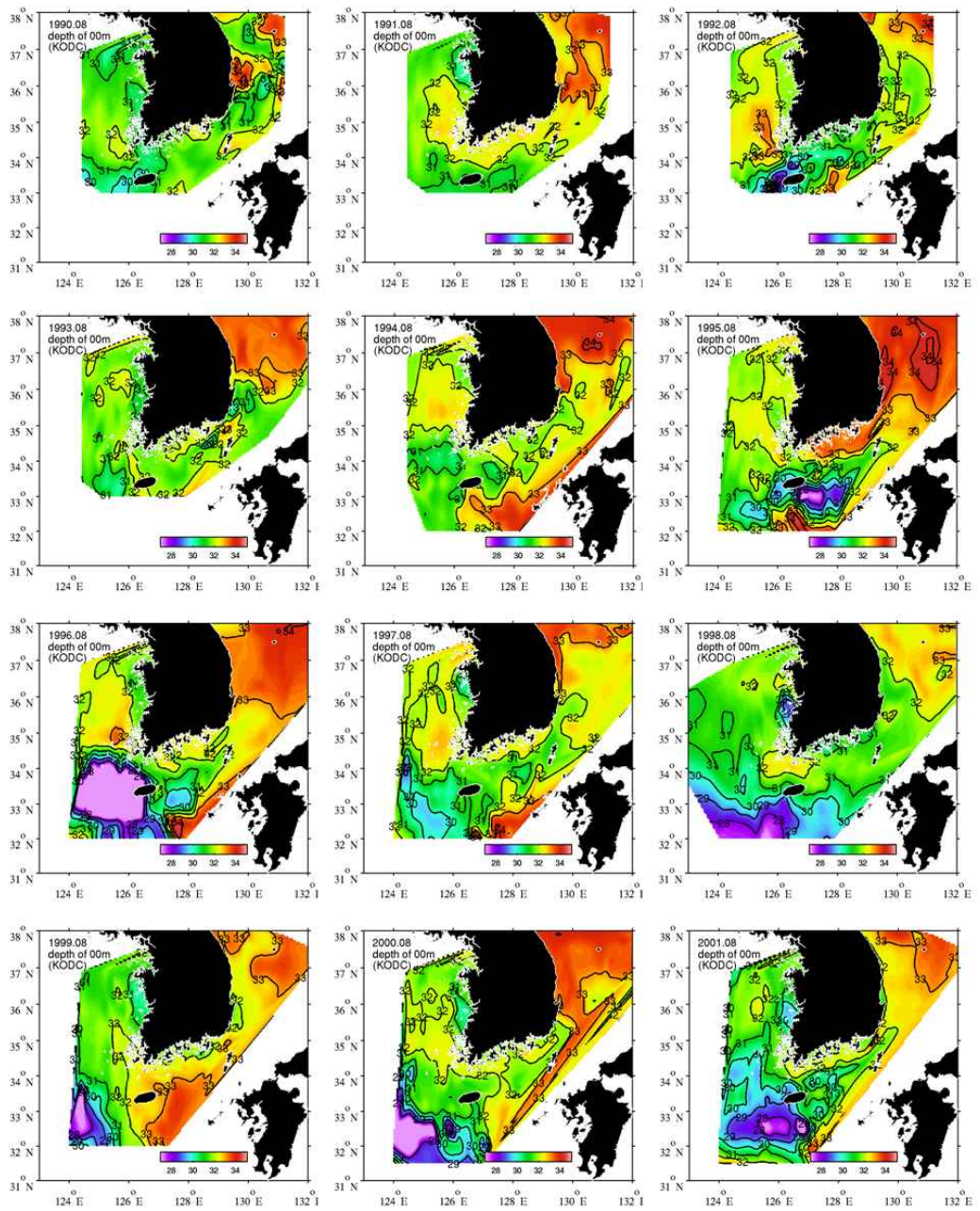
<Fig. 1> Changjiang river discharge and sea surface salinity in the South Sea of Korea from January 1990 to August 2013 (Data from KODC)

<Table 1> Changjiang river discharge from 1990 to 2013

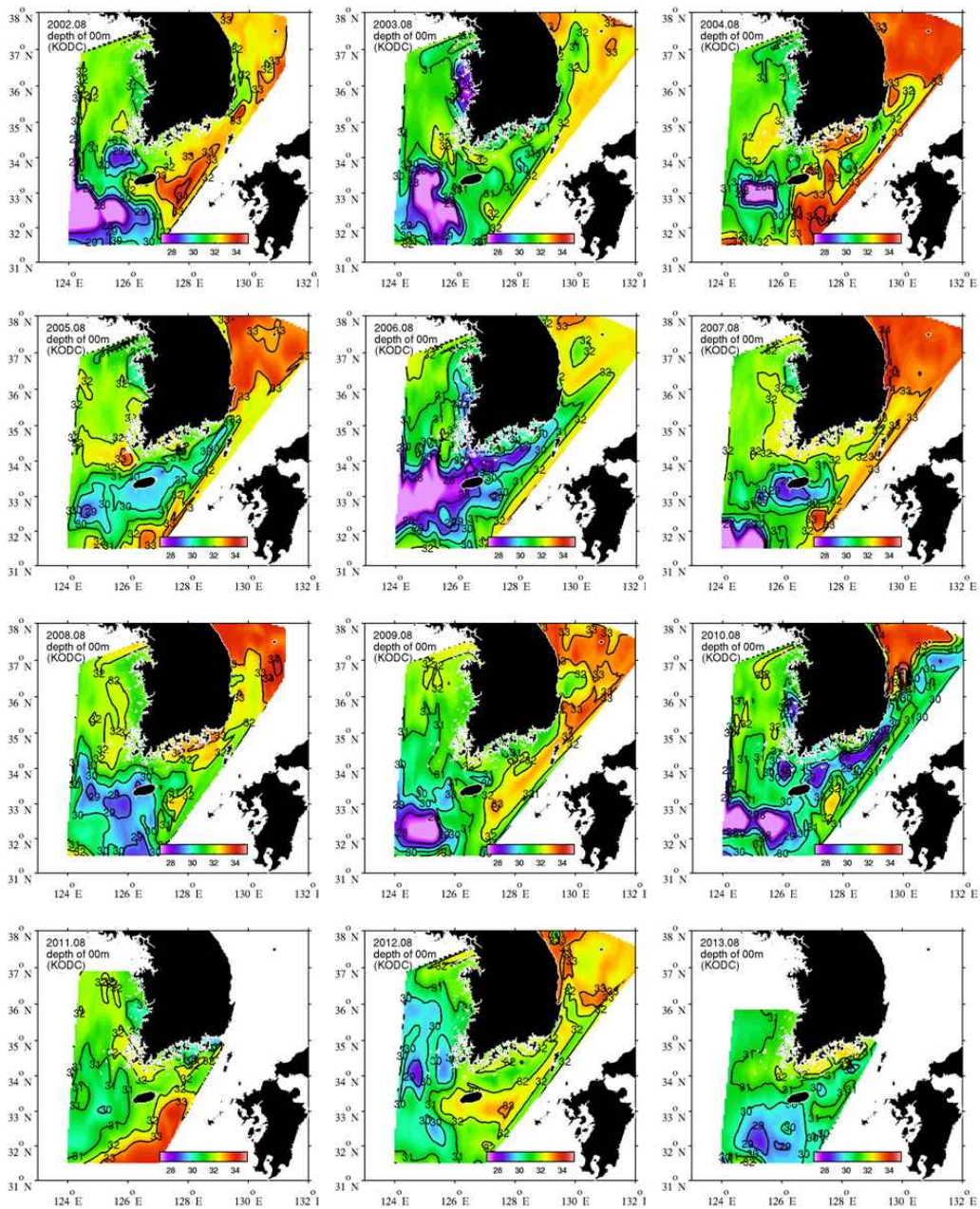
	양자강 유출량 (t/s)		
	1990-2013	1990-2002	2003-2013
연평균	28,639	30,104	26,808
7월	51,335	57,253	44,342
1월	12,788	12,906	12,649

<Table 2> Sea surface salinity around Korea from 1990 to 2013

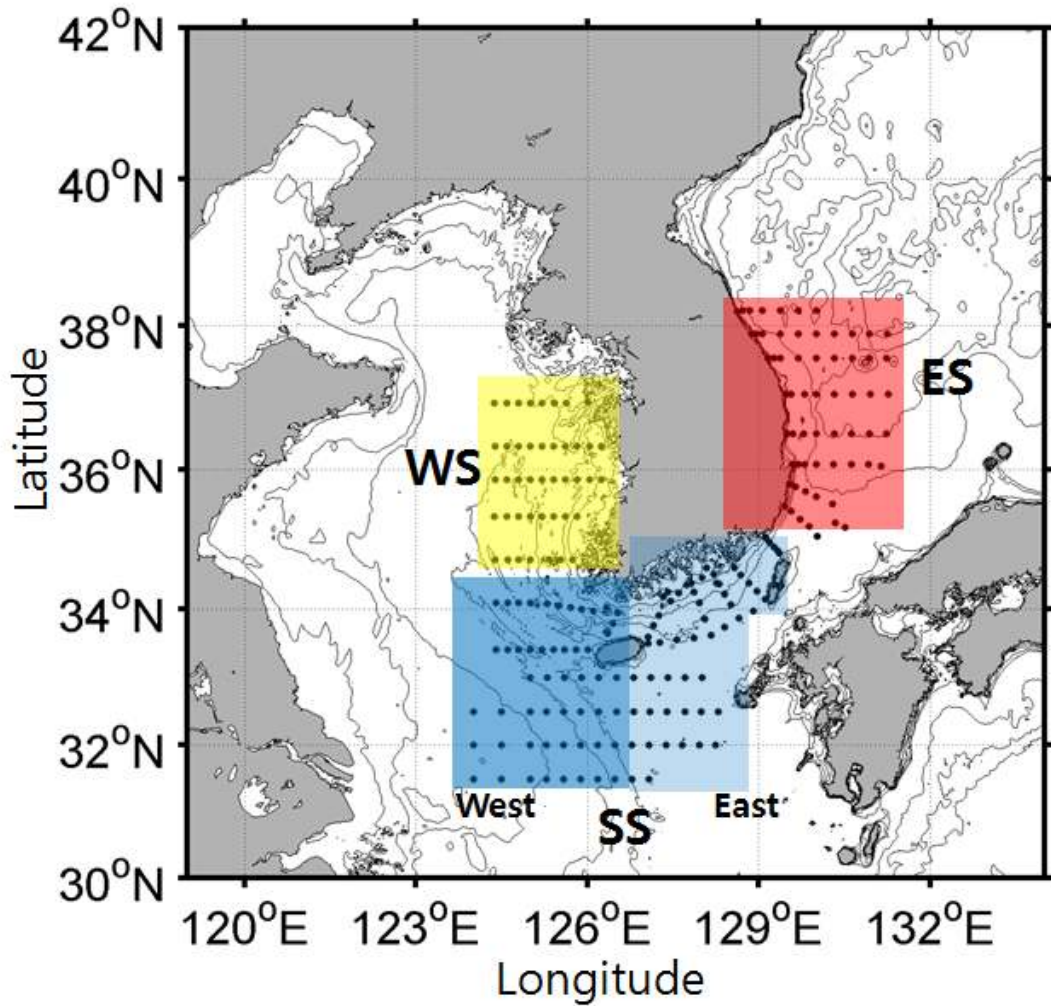
	우리나라 주변해역 전체의 표층염분(psu)		
	1990-2013	1990-2002	2003-2013
연평균	33.56	33.64	33.47
8월	30.76	30.90	30.60
2월	33.98	34.07	33.87



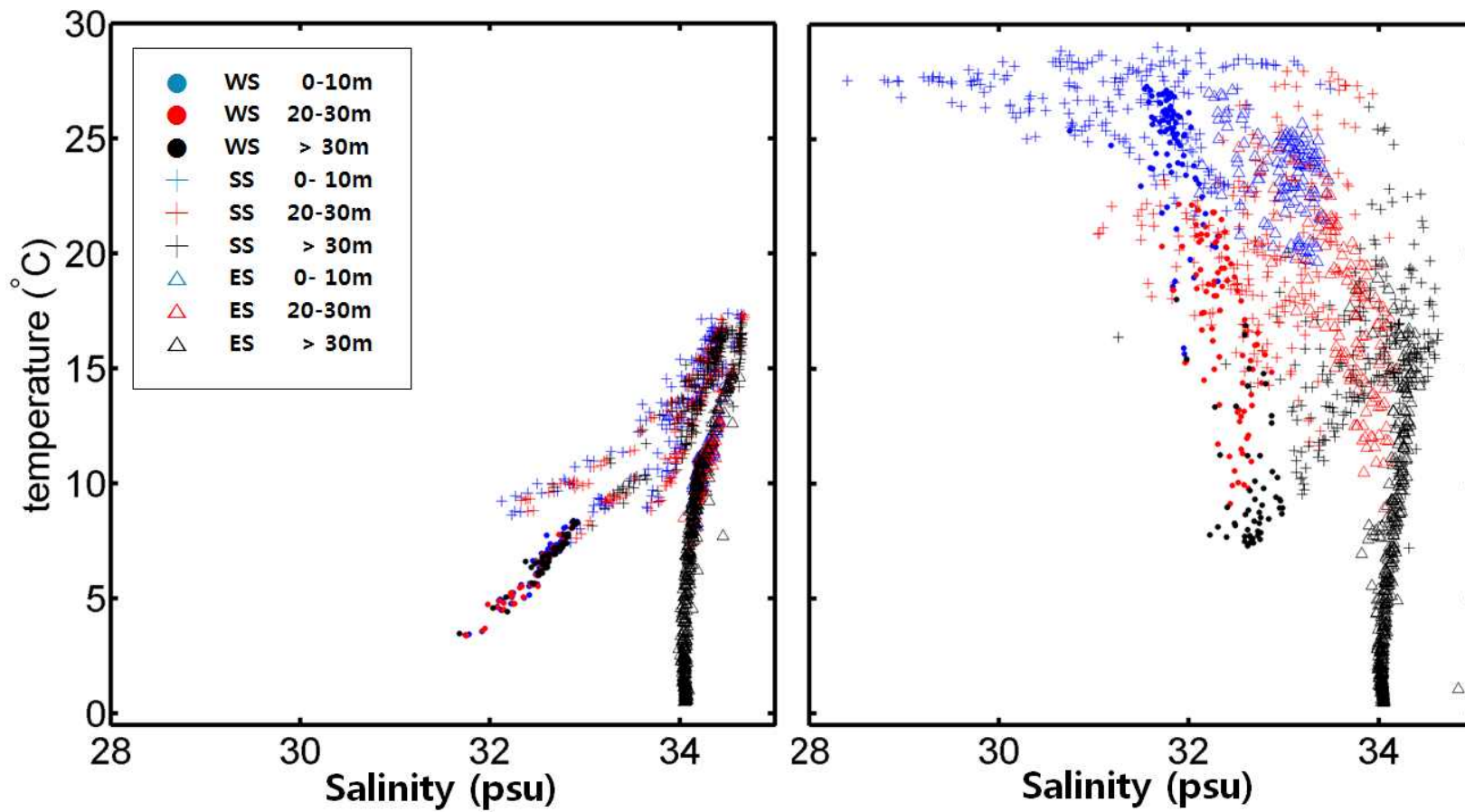
<Fig. 2> Distributions of sea surface salinity around Korea water from 1990 to 2001 (Data from KODC)



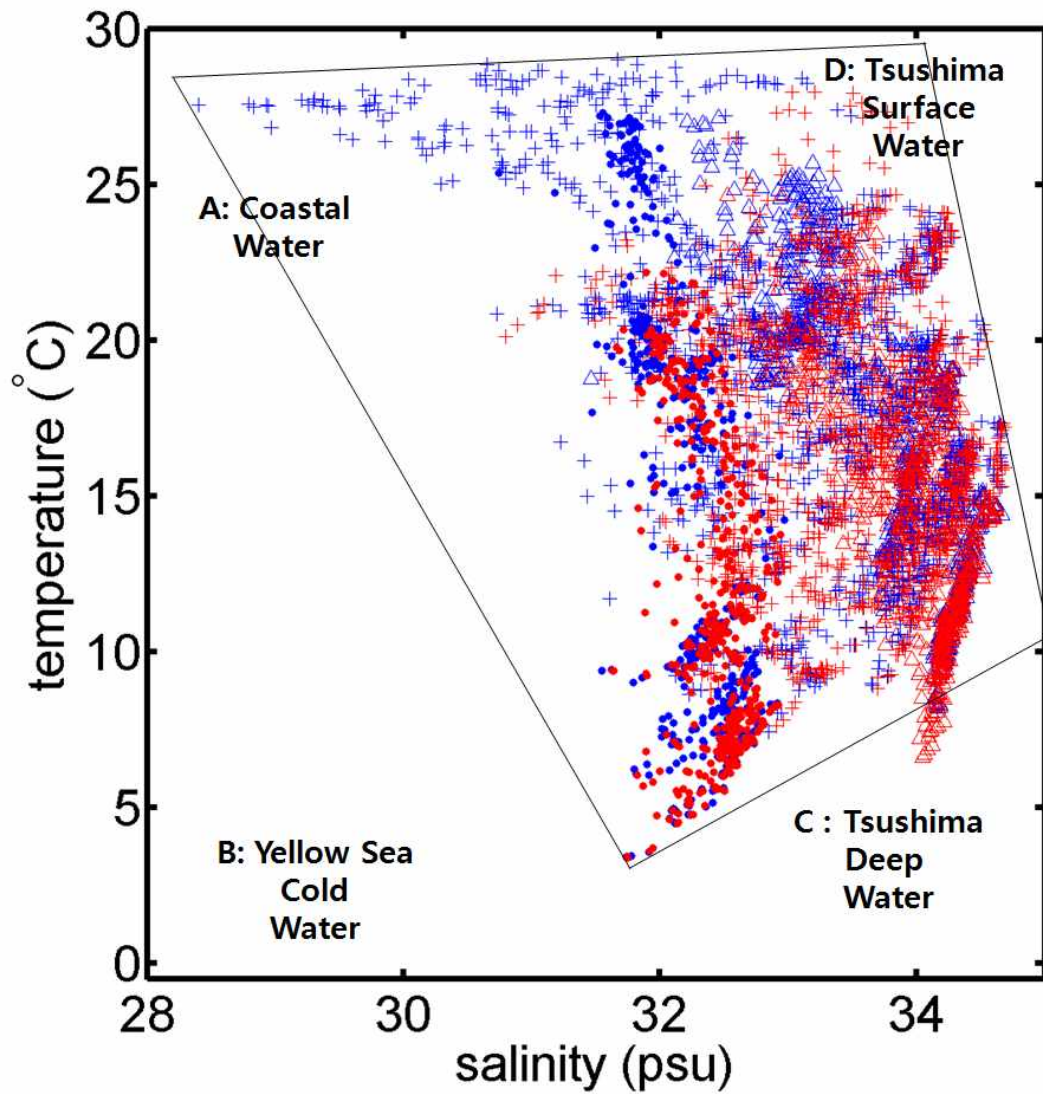
<Fig. 3> Distributions of sea surface salinity around Korea water from 2002 to 2013 (Data from KODC)



<Fig. 4> Observational Stations of KODC and divided regions for water mass analysis. ES, WS and SS stand for East Sea, West sea and South Sea respectively.



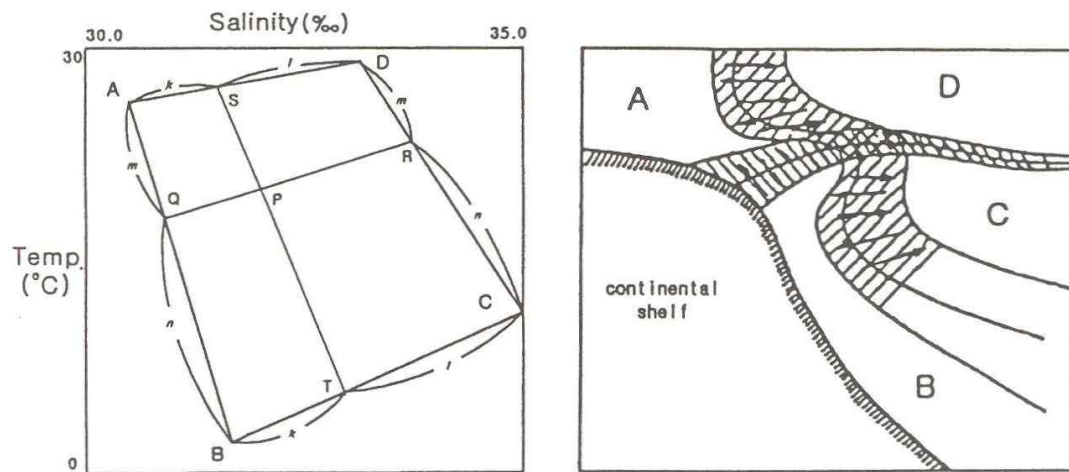
<Fig. 5> T-S diagrams of KODC data averaged over 1994-2009 on February(left) and August(Right)



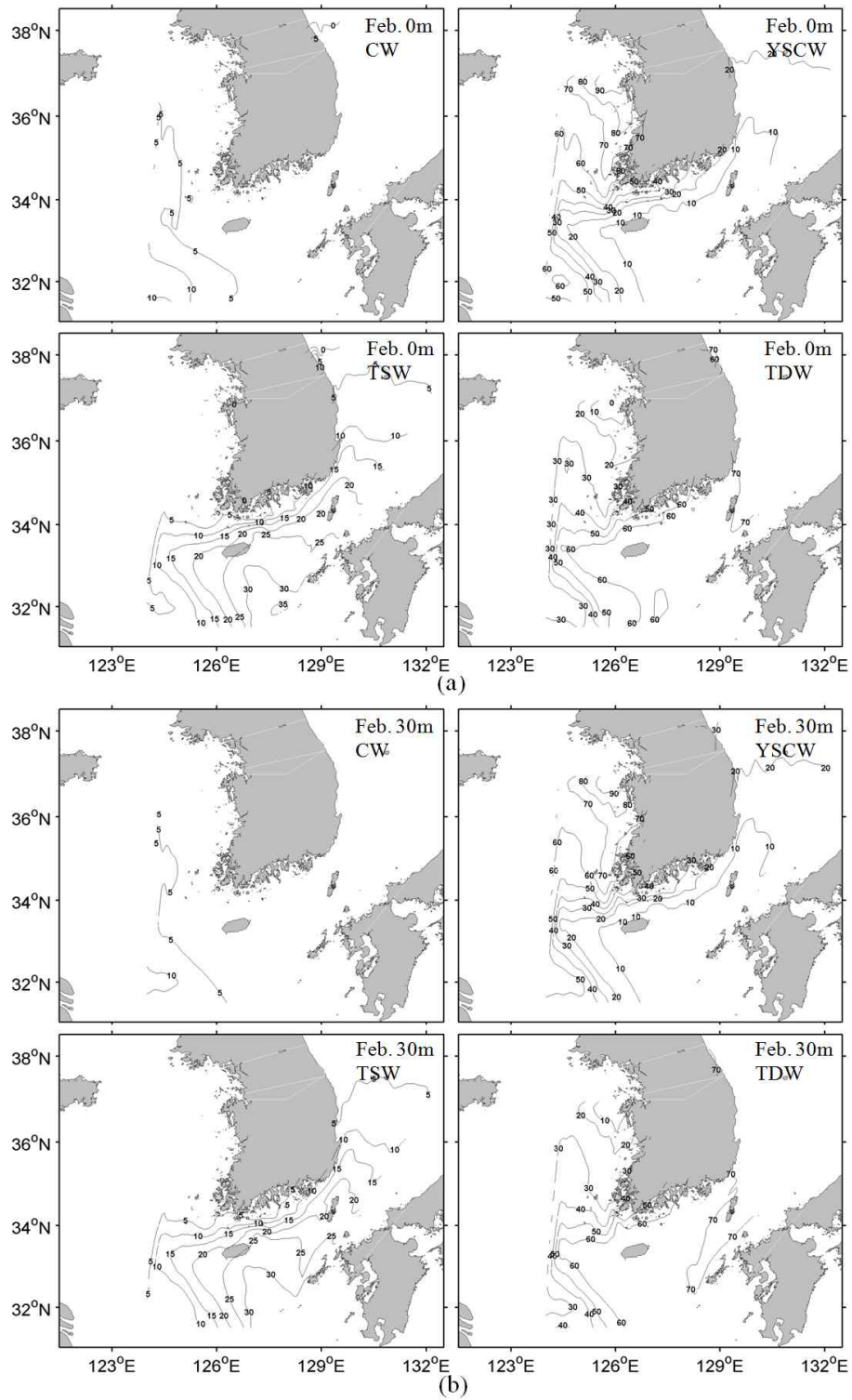
<Fig. 6> T-S diagram of KODC data around Korea both on February and August over 1994 to 2009 and four water types for water mass analysis

<Table 3> Characteristic values of four water types for water mass analysis (These are limit values for obtaining mixing ratios and may differ from real)

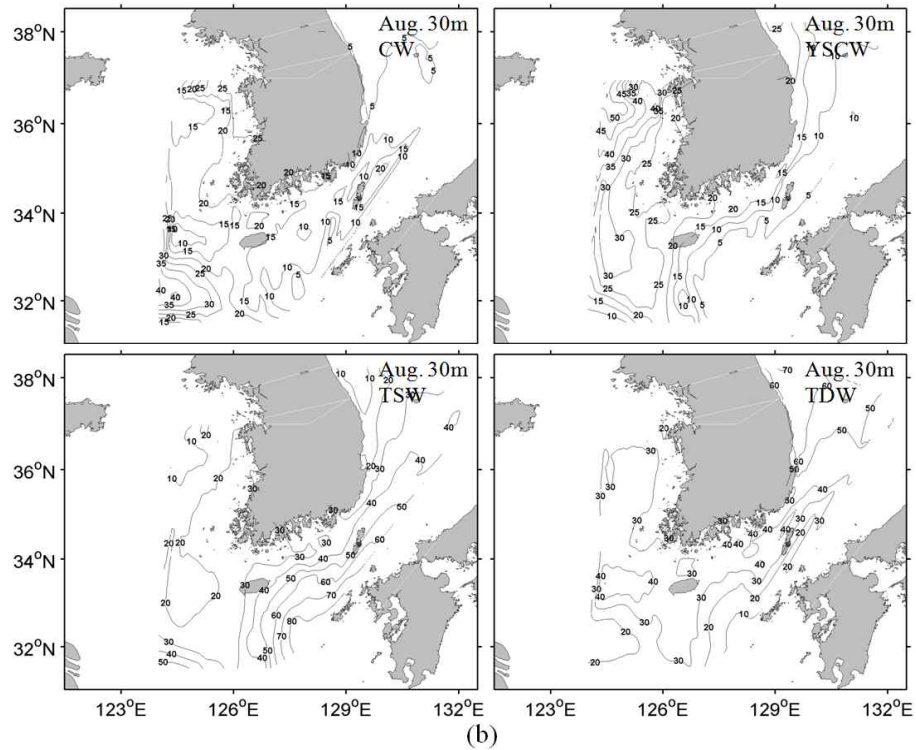
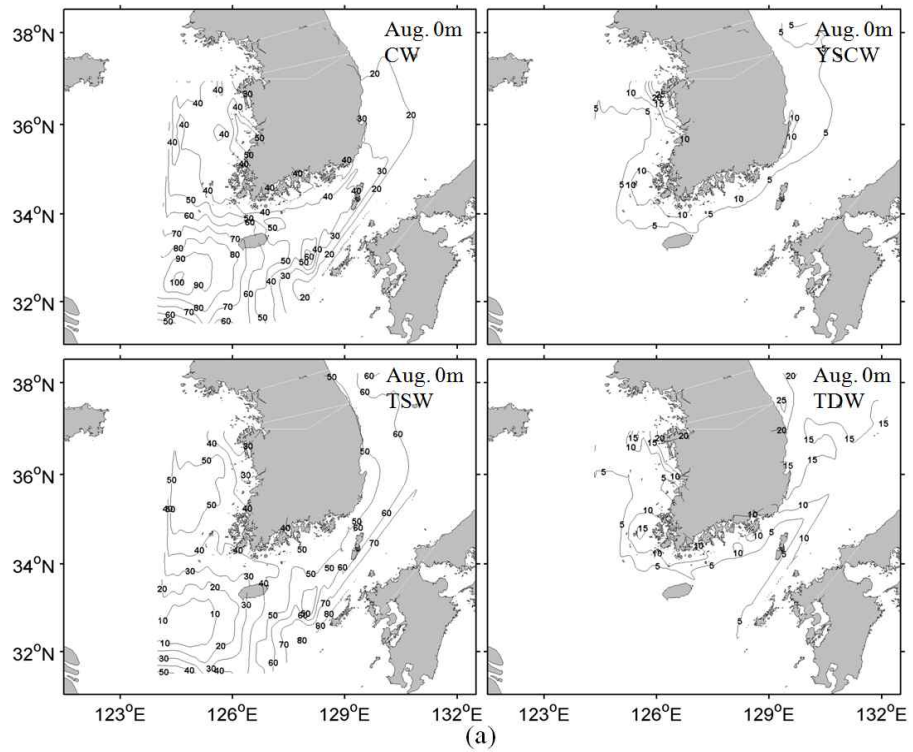
Water mass	T	S	Water name
A	28.0	28.5	Coastal Water (CW)
B	3.0	31.8	Yellow Sea Cold Water (YSCW)
C	11.0	35.0	Tsushima Deep Water (TDW)
D	29.0	34.0	Tsushima Surface Water (TSW)



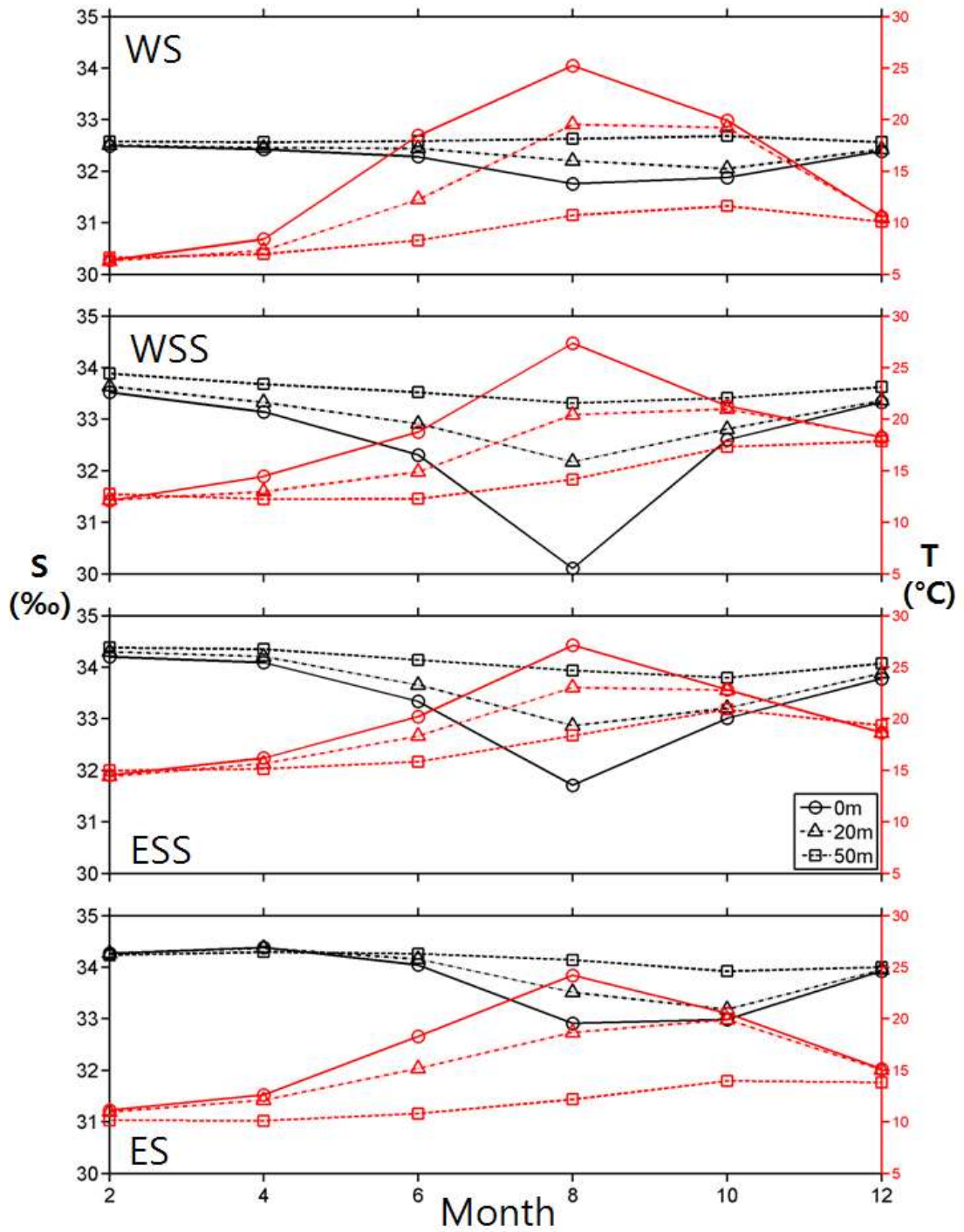
<Fig. 7> Method of calculation for the mixing ratio (left) and the description of mixing process (right)



<Fig. 8> Mixing ratios for sea surface (a) and the depth of 30m (b) in February (averaged over 1994 to 2009)



<Fig. 9> Mixing ratios for sea surface (a) and the depth of 30m (b) in August (averaged over 1994 to 2009)



<Fig. 10> Bimonthly variations of temperature(red) and salinity(black) for West Sea (WS), west South Sea (WSS), east South Sea (ESS), and East Sea (ES) (averaged over 1994-2009)

Ⅲ. 양자강 저염수 모델 개발과 예측

1. 모델 설명

1.1 ROMS 개요

양자강 저염수의 이동과 분포를 계산하는 연구에 사용된 해양순환 모델은 ROMS (Regional Ocean Model Systems)이다. 이 모델은 유체의 질량이 압력과 이상적으로 균형을 이루는 정수압근사와 중력 항이 곱해지지 않는 항의 밀도차는 무시한다는 Boussinesq 근사를 기본으로 사용하고 있다. 자유수면 정역학 원시방정식 (free surface primitive equations)이 적용된 수치모델로 수평 격자는 직교곡선좌표계 (Orthogonal Curvilinear coordinates)를 이용하여 각 격자의 중심에 밀도, 수심, 수온, 염분 등을 주고 각 격자의 좌우방향에서 u 값, 상하방향에서 v 값을 주는 Arakawa C-grid를 사용하며 수직적으로는 해저면 등의 분해능을 향상시킬 수 있는 S-coordinate (Stretched terrain-following Coordinate)를 사용한다(Song and Haidvogel, 1994; Shchepetkin and McWilliams, 1998, 2005). S-coordinate는 z-coordinate의 PBL 구현의 장점과 sigma-coordinate의 바닥경계층 구현의 장점만을 살린 좌표계로 수온약층이나 바닥경계층에서 현상과약이 용이하며, 지형에 민감하게 반응하는 압력구배의 오차를 줄일 수 있게 개발되었다(Song and Haidvogel, 1994; Shchepetkin and McWilliams, 2000).

이류항 계산을 위해 수평적으로 2차, 4차 중앙 차분, 3차 upstream scheme 을 사용하고 있으며, 이는 계산 오차를 줄이는데 아주 효과적이고 모델에서 예측수정 방법을 이용하여 좀 더 안정적인 계산을 가능하게 한다. 수직 혼합 기법(vertical mixing scheme)에는 M-Y(Mellor and Yamada, 1974), KPP(K-profile Parameterization; Large et al., 1994), GLS(Generic Length Scale)의 계산방법 중 한 가지를 선택하여 계산할 수 있다.

이 모델은 S-coordinate Rutgers University Model (SCRUM)을 기반으로 컴퓨터 성능을 최대화하기 위해 직렬 또는 병렬처리가 가능하도록 구성되어 있다(Song and Haidvogel, 1994). 정확한 압력구배 알고리즘, 하위 격자의 모수화와 해양, 대기, 해저 경계층, 생물학적 모듈, 방사 경계조건과 자료동화와 같은 고차원의 이류 기법들이 추가적으로 포함되어 있다. 계산시간은 2-D (barotropic)와 3-D(baroclinic)로 구분하는 방법(split-explicit time-stepping scheme)을 사용한다.

1.1.1 수치모델 기본방정식

ROMS는 대기 모델에서 최초로 사용된 terrain-following coordinate를 기본적으로 하여 Song and Haidvogel(1994)에 의해 발전한 stretched terrain-following coordinate (S-coordinate)를 사용한다.

S-coordinate에서 계산하는 수직적인 좌표범위는 다음과 같이 변하게 된다.

$$s = s \left[\frac{z - \zeta(x, y, t)}{H(x, y) + \zeta(x, y, t)} \right], \quad -1 \leq s \leq 0 \dots\dots\dots \text{식(1)}$$

식(1)에서 $H(x, y)$ 는 항상 일정하게 유지되는 수심이고 $\zeta(x, y, t)$ 는 시간에 따라 변화되는 수심을 말한다. 이러한 옵션은 표층과 저층 가까운 곳에서는 층별 두께를 좀 더 세분화 해주고 혼합 층과 수온약층을 좀 더 자세히 나타낼 수 있는데 이를 다시 ROMS에서 사용하는 수심으로 나타내면,

$$z = h_s + (h - h_s)C(s)$$

$$C(s) = (1 - \theta_b) \frac{\sinh(\theta_s)}{\sinh\theta} + \theta_b \frac{\tanh(\theta(s + 1/2)) - \tanh((1/2)\theta)}{2\tanh((1/2)\theta)} \dots\dots\dots \text{식(2)}$$

식(2)와 같다. 여기서 θ_s 와 θ_b 는 각각 표층과 저층을 조절하는 변수이고, θ_s 와 θ_b 의 범위는 각각 $0 \leq \theta_s \leq 20$, $0 \leq \theta_b \leq 1$ 이다. h_s 는 상수로서 모델내의 최소 수심이거나 고해상도에서 필요한 표층이나 바닥경계층의 폭을 의미한다. 이 연구에서는 θ_s 와 θ_b 를 각각 5와 0.4를 사용하였다.

또한, ROMS는 수평좌표계로 직교곡선좌표계를 사용하는데,

$$(ds)_\xi = \left(\frac{1}{m}\right)d\xi$$

$$(ds)_\eta = \left(\frac{1}{m}\right)d\eta \text{----- 식(3)}$$

일반적으로 직교좌표계에서는 n, m 이 고정되지만, 식(3)에서 보는 것과 같이 직교곡선좌표계의 경우는 $\Delta\xi, \Delta\eta$ 에 따라 n, m 이 달라질 수 있다.

1.1.2 수직 경계조건

수직 경계조건은 두 부분으로 나누어 볼 수 있는데 해양과 대기와의 경계인 해양의 표층과 최저 수심과 해저와의 경계인 해양의 바닥 두 부분으로 나뉘어 진다.

표층의 경계조건은 식과 같다.

$$K_m \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_s^x(x, y, t) \text{----- 식(4)}$$

$$K_m \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_s^y(x, y, t)$$

$$K_T \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{Q_T}{\rho_0 c_p} \frac{dQ_T}{dT} (T - T_{ref})$$

$$K_S \frac{\partial S}{\partial z} = (E - P)S$$

$$w = \frac{\partial \zeta}{\partial t}$$

바닥의 경계조건은 다음과 같다

$$K_m \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_b^x(x, y, t) \dots\dots\dots \text{식(5)}$$

$$K_m \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_b^y(x, y, t)$$

$$K_T \frac{\partial T}{\partial z} = 0$$

$$K_S \frac{\partial S}{\partial z} = 0$$

$$-w + \vec{v} \cdot \nabla h = 0$$

식(4)와 (5)에서 는 K_m , K_t , K_s 는 수직 점성계수와 확산계수이고, (4)식에서 E-P는 증발량에서 강수량을 뺀 값으로 표층 염분에 영향을 주는 요인이며, 는 표층 열수지 값이며, 바닥 경계의 열, 염수지는 항상 0이다.

바닥 경계층의 마찰항은 식(6)과 같다

$$\tau_b^x = (\gamma_1 + \gamma_2 \sqrt{U^2 + V^2}) U \dots\dots\dots \text{식(6)}$$

$$\tau_b^y = (\gamma_1 + \gamma_2 \sqrt{U^2 + V^2}) V$$

1.1.4 Time stepping

모델 계산의 효율성을 고려하기 위해 사용한 time stepping 방법은 Adams Moulton predictor-corrector (Schepetkin and McWilliams, 1998) 방법을 사용하였다. 이 방법은 수직적으로 외부중력파의 속도를 고려해 시간차분에 따라

계산하고, 3차원 방정식은 내부 중력파를 고려하여 좀 더 긴 시간 후의 time step까지 계산할 수 있다. 또한 계산한 결과를 예측, 수정함으로써 이전 계산에서 발생할 수 있는 오차를 감소시킨다.

1.1.5 Heat flux

대기와 해양의 상호작용에 중요한 작용을 하는 열수지의 변화를 좀 더 잘 적용하기 위해 바람에 의한 표층의 운동, 현열, 잠열 등의 요소들을 이용하여 대기와 해양의 열수지를 계산하는 Bulk Parameterization(Fairall et al., 1996) 방법을 사용하였다.

1.2 황동중국해 모델

양자강 저염수의 이동과 분포를 계산하기 위한 황동중국해 모델은 황해, 남해 및 동중국해를 포함하는 모델로서 격자간격은 $1/12^\circ(8\text{km})$ 이며 수심은 최근 우리나라에서 관측된 자료를 중심으로 만들어진 수심자료 Korea bathymetry 30(Seo, 2008)를 사용하였다. 모델영역은 <Fig 11a>과 같이 기울어져 있으며 모델에서 바다의 범위는 위도 $22^\circ\sim 42^\circ\text{N}$, 경도 $116^\circ\sim 133^\circ\text{E}$ 정도의 범위를 가진다. 모델 격자는 동서(x), 남북(y), 수직(z) 방향으로 각각 202, 215, 20개이며 총 868,600개로 구성하였다. 수평 확산 계수와 수평 점성 계수는 각각 $20\text{ m}^2/\text{s}$ 와 $50\text{ m}^2/\text{s}$ 를 사용하였다. 바닥 마찰의 경우 Quadratic을 사용하였으며, 마찰 계수값은 0.0025를 사용하였다.

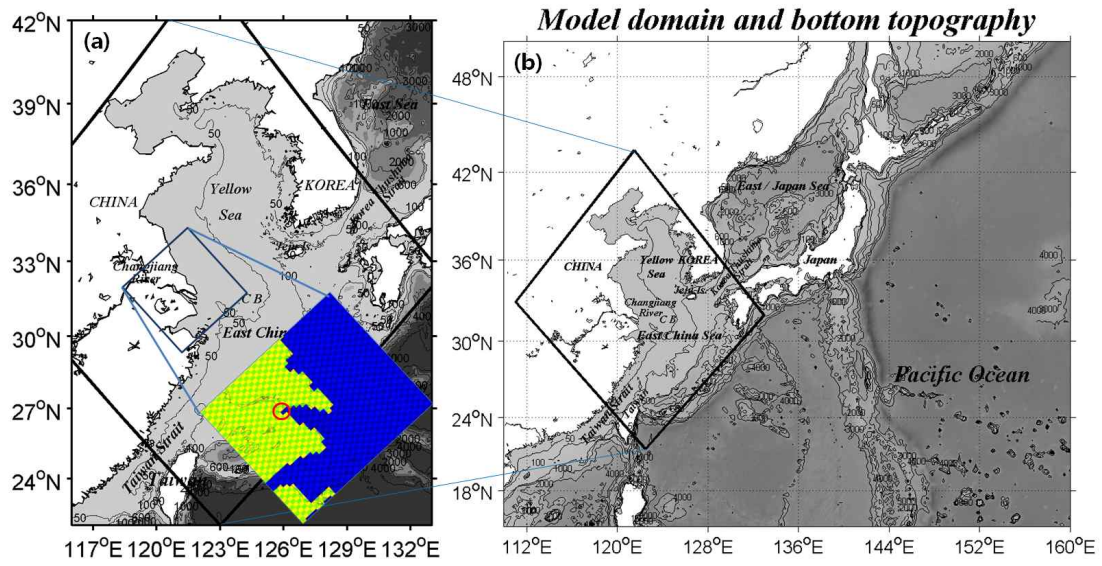
1.2.1 입력자료 구성

모델의 초기장은 북서태평양모델(<Fig 11 b>)을 이용하여 안정화 시킨 후 그 결과를 사용하였다. 북서태평양모델은 WOA(World Ocean Atlas) 2001의 수온, 염분 자료를 초기장으로 구성하여 10년간 안정화시켰다. 모델의 경계조

건은 HYCOM(HYbrid Coodibate Ocean Model) 전구 자료동화 해양모델 자료를 사용하였다. 모델에 사용된 변수는 해수면 높이, 수온, 염분, 해류의 일평균 자료이다. 바람은 CERSAT (Centre ERS d'Archivage et de Traitement)에서 제공하는 QuikSCAT 자료, NOAA(National Oceanic and Atmospheric Administration)에서 제공하는 CCMP(Cross Calibrated Multi Platform)자료, NCEP(National Center for Environmental Prediction)의 GFS(Global Forecasting System)자료들을 시기에 따라 적용하였다. 대기로부터의 열교환과 강수와 증발 자료는 Bulk Formulae(Fairall, 2003)를 사용하였는데 이 식에 들어가는 입력장들은 COADS (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set)의 월평균 자료 혹은 NCEP의 GFS자료들을 사용하였다<Table 4>. 조석은 오레곤 주립대학에서 제공하는 TPXO7 버전의 10개 분조를 사용하여 모델의 경계부에서 유입시키는 방법으로 계산했다. 강물의 유입은 실제 관측된 양자강 유출량을 사용하였는데 양자강 입구에 위치하는 모델 격자점들 중 한 개의 점에서 방류시키도록 하였다(<Fig 11 a>). 양자강 방류량의 염분은 0psu로 설정하였고 수온은 주변의 수온과 동일하게 설정하여 20개의 수직 격자에 나눠 방류되도록 하였다. 모델에서 정의된 강물은 오직 양자강 방류량만 고려하였다.

Table 4 Information of the wind data used in the model

바람자료이름	사용연도	해상도	시간간격
CCMP	1996	0.25 degree	6시간평균
QuikSCAT	2006-2009	0.5 degree	일평균
NCEP GFS	2010-2013	0.2 degree	6시간평균



<Fig. 11 > Model domain for Yellow and East China Sea and grid point for input of Changjiang river discharge

2. 1996년 양자강 저염수 재현

1996년에는 19psu까지 낮아진 양자강 저염수가 제주도의 마을어장으로 유입되어 소라와 전복 등 총 184톤의 해양저서 생물들을 폐사시켜 약 60억원의 피해가 발생하였다. 이 해의 특징은 양자강 저염수가 커다란 덩어리(patch)를 형성한 것이다(<Fig 12>). 양자강 저염수의 분포를 재현하는 데 바람자료의 시간 간격이 미치는 영향을 보기 위하여 NOAA에서 제공하는 CCMP(Cross Calibrated Multi Platform)의 월평균, 5일 평균, 6시간 평균 바람을 사용하여 1996년 8월 9일의 양자강 저염수를 계산하였다(<Fig 13>). 그 결과 하루 이상의 평균 바람으로는 양자강 저염수의 덩어리가 재현되지 않았으며 6시간 간격의 평균 바람에 의해 양자강 저염수의 덩어리가 재현되었다. 따라서 모델에서는 6시간 간격의 평균 바람을 사용하였다.

1996년 양자강 저염수 덩어리를 보다 정확하게 재현시키기 위하여 수직 확산 계수를 변경시키며 계산하였다. 수치모델에서는 다양한 수직 혼합 기법을 사용할 수 있는데 Warner et al.(2005)은 GLS(Generic Length Scale)을 사용한 수직혼합 기법을 ROMS에 도입시켜 다양한 수직 혼합 기법으로 연직 난류향을 계산할 수 있도록 하였다. <Fig 14>는 ROMS에서 사용가능한 수직혼합 방법을 모두 사용하여 계산한 분포들로서, 각각 Umlauf and Burchard(여기서는 gen), $k-\epsilon$, LMD, MY2.5, $k-\omega$ 로 계산한 양자강 저염수 분포와 관측 분포를 비교한 것이다. 각 수직 혼합 기법에 대한 설명은 Warner et al.,(2005)에 자세히 수록되어 있기 때문에 생략하도록 하겠다. 어떤 기법을 사용하여도 저염수 덩어리가 형성되지만 LMD의 경우가 가장 작고 염분이 높은 덩어리가 형성되었고 다음이 MY2.5의 경우이고 나머지 3경우에는 약간의 차이만 있을 뿐 거의 비슷한 덩어리를 형성하였다. 5 가지 경우 중 gen의 경우에 염분이 관측과 가장 비슷하여 1996년 양자강 저염수 계산에는 이 방식을 사용하였다.

LMD의 경우에 덩어리 형성이 가장 작은 이유는 수직 마찰 계수(vertical eddy viscosity)가 다른 경우에 비해 작기 때문이다(<Fig 15>). 작은 수직 마

찰 계수 때문에 해안의 저염수가 바람에 의해 다른 경우보다 많이 북쪽으로 이동하였고 이에 따라 상대적으로 크기가 작고 염분이 높은 저염수 덩어리가 형성되었다. 6시간 간격의 바람과 gen의 수직혼합 방법을 사용한 1996년의 모델결과(<Fig 14a>)는 관측과 매우 유사하게 재현되었다.

3. 2006-2009년 양자강 저염수 재현

국립수산과학원에서 관측한 정선관측자료는 관측기간이 길어 염분분포가 실제 분포와 다르게 표현될 수 있다. 예를 들어 <Fig 12>의 1996년 8월의 염분 분포는 8월 1-24일에 걸쳐 관측한 분포인데 비해 모델 분포는 8월 9일의 분포이므로 관측과 모델 분포는 다를 수 있다. 그러나 2000년 대 후반에는 한국해양연구원(KORDI, 현 한국해양과학기술원 KIOST)에서 동중국해를 짧은 기간에 관측한 결과들이 있어 수치모델로 양자강 저염수의 염분을 재현하는데 많은 도움이 되었다. 특히, 양자강 저염수의 관측자료가 거의 없는 상태에서 이러한 자료들은 매우 유용하였고 양자강 저염수의 이동을 이해하는데 많은 도움이 되었다. <Fig 16> - <Fig 19>는 2006-2009년에 KORDI에서 관측한 양자강 저염수 분포와 모델이 계산한 염분분포들이다. 저염수의 재현을 위해서는 여러 인자들을 바꿔가며 관측에 가장 유사한 저염수를 재현하였는데, 바꾼 인자들은 각각 수심, 조석 자료, 바람 자료 등이다. 수치모델에 사용되는 수심은 여러 종류의 수심이 있다. NOAA(National Ocean Atmospheric Agency)의 NGDC(National Geophysical Data Center)에서 제공하는 전구 5분 자료, 1분자료, Seo(2008)등이 제안한 30초 해상도의 한반도 주변 수심자료, 최(2002)등이 보고한 2분 자료 등이 그것이다. 그러나 NGDC에서 제공하는 자료는 황해 동중국해의 수심이 실제와 다소 차이가 있기 때문에 재현에 성공하지 못하고 이 연구에서는 Seo(2008)의 수심 자료를 사용하였다. 조석은 실시간 조석을 사용한 경우 관측과 가까운 분포를 얻을 수 있었으며 양자강 저염수 계산에는 조석이 중요하다는 것을 확인할 수 있었다. 바람은 QuikSCAT의 일평균 바람과 NCEP의 6시간 간격의 바람을 사용해 보았는데, 관측 바람인 QuikSCAT 자료를 사용하였을 때 관측에 더 유사한 염분분포를 재현할 수 있었다.

2006년과 2007년의 관측 염분을 비교해 보면 제주도 서쪽에서 2006년에는 27psu까지 낮은 반면 2007년에는 30psu 이상의 고염이었다. 2006년과 2007년 관측 전의 바람은 두 해 모두 남풍이었으나 2006년에는 2007년 보다 풍속이

켰고 남동풍 계열이 더 많았다(<Fig 20>). 이에 따라 양자강 저염수는 2006년에 북동방향으로 많이 이동하였고 제주도 서쪽 해역의 염분이 2007년 보다 낮아졌다. 모델 결과도 2006년에는 양자강 저염수가 북동 방향으로 이동했으며 2007년에는 남동 방향으로 이동했음을 보여준다.

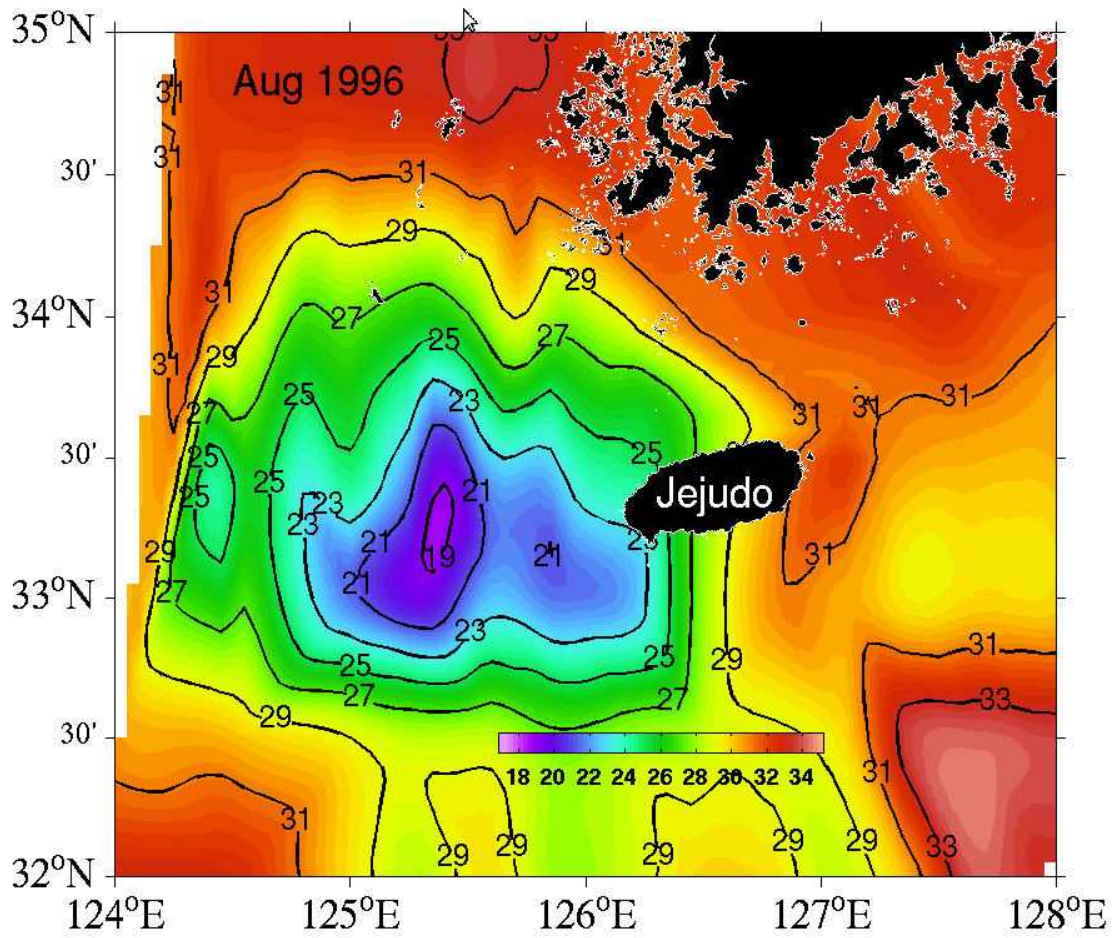
2008년과 2009년의 관측 염분 분포는 모두 제주도 남서 해역에 29psu 정도의 양자강 저염수가 분포하여 큰 차이가 없어 보인다. 그러나 모델 염분 분포를 보면 2008년에는 양자강 저염수가 북쪽으로 치우쳐 있고 2009년에는 남쪽으로 치우쳐 있다. 바람을 보면 2008년에는 6월에 동풍이 우세하였고 7월에는 남풍이 우세하여 양자강 저염수가 6월에 북쪽으로 이동한 후에 7월에 동쪽으로 이동했음을 알 수 있다. 2009년에는 6월과 7월에 남풍계열의 바람이 불었고 관측 직전에는 동풍이 불어 6월과 7월에 양자강 저염수가 동쪽으로 이동한 후에 관측 직전 동풍에 의해 북쪽으로 이동하고 있었다는 것을 짐작할 수 있다. <Fig 21>은 <Fig 17>에 표시한 직선을 따라 나타낸 수직 염분 분포로서 모델이 관측의 수평뿐만 아니라 수직 분포도 비교적 잘 재현하고 있는 것을 볼 수 있다.

4. 2010-2013년 양자강 저염수 유입 예측

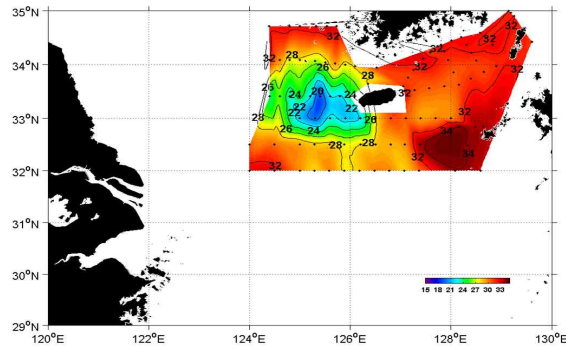
2010년에는 양자강 유역에 홍수가 발생하여 양자강 유출량이 2000년대에 들어 가장 많았으며 $60,000m^3/s$ 를 넘었다. 제주도에서는 저염수가 제주 연안 가까이에 오기 전에 이동 상황을 파악할 수 있도록 모델로 예측하여 줄 것을 요청하였으며 이에 따라 그동안 개발된 양자강 저염수 모델을 처음으로 현장에 적용하여 모델 예측을 시도하였다. 모델 예측에 사용한 바람은 NCEP의 GFS 자료이며 2일 후 예측자료와 위성관측자료(ASCAT, Advanced Scatterometer)와의 상관도를 비교해 본 결과, 4년 동안의 상관도가 평균 0.96 이상으로 높게 나타났다(결과는 보여주지 않았음). <Fig 22>의 (a)는 모델로

예측한 7월 29일의 양자강 저염수 분포이며 (b)는 이 예측분포를 참조하여 같은 날 저염수를 관측한 결과이다. 관측은 모델이 예측한 양자강 저염수 덩어리의 최전선을 발견할 수 있었으며 모델이 저염수의 분포와 이동을 실제와 비슷하게 예측하였다는 것을 알 수 있었다. <Fig 22>의 (c)는 모델분포를 관측분포와 비교하기 위하여 관측해역에 맞춘 모델 결과로서 검은 사각형은 관측해역이고 붉은 사각형은 관측 염분분포와 가장 가까운 염분분포를 나타낸 해역이다. <Fig 23>은 <Fig 22> (c)에 표시한 붉은 사각형 해역의 모델 염분값과 검은 사각형의 관측 염분값과의 관계를 나타낸 것으로 상관관계가 0.92 정도로 두 염분분포가 비슷하다. 이것은 모델이 두 사각형의 차이인 경도 0.11° , 위도 0.1° 의 오차로 저염수의 분포를 정확하게 예측하였다는 것을 의미한다. 2010년 양자강 저염수는 우려했던 대로 염분이 낮은 커다란 덩어리를 형성하며 접근하고 있었고 7월 29일 양자강 저염수를 발견한 후부터는 관측과 모델이 협조하며 양자강 저염수의 이동을 정확하게 추적할 수 있었다.

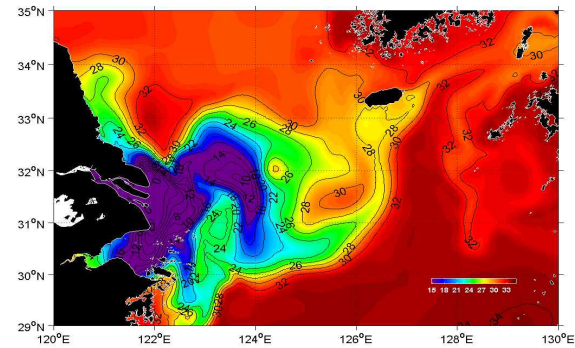
2010년에 모델예측이 양자강 저염수의 이동을 정확하게 예측함에 따라 제주도에서는 2010년 이 후 매년 양자강 저염수 유입 예측을 요청하였고 예측을 참조하여 양자강 저염수를 발견할 수 있었으며 관측한 결과 모델 예측이 잘 맞은 것을 확인 할 수 있었다(<Fig 24> - <Fig 26>). 이에 따라 제주도의 양자강 저염수 대응이 관측보다 모델에 의존하는 정도가 점점 높아졌으며 2013년에는 관측을 거의 하지 않았고 거의 모델 예측만으로 양자강 저염수에 대응할 수 있었다.



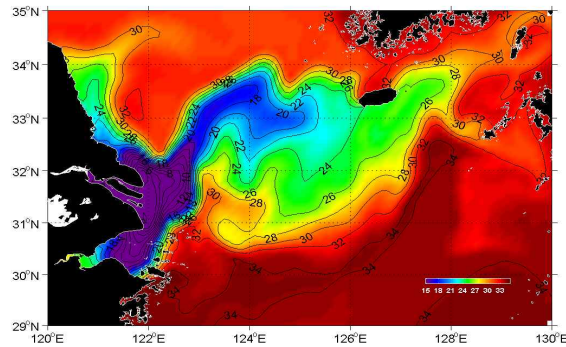
<Fig. 12> Sea surface salinity distribution of Changjiang Diluted Water observed over 1st to 24th in August 1996 (Data from KODC)



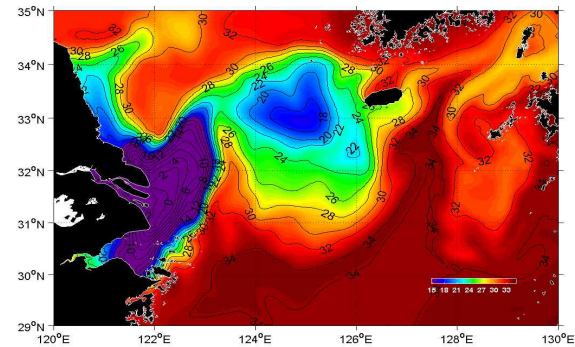
(a)



(b)

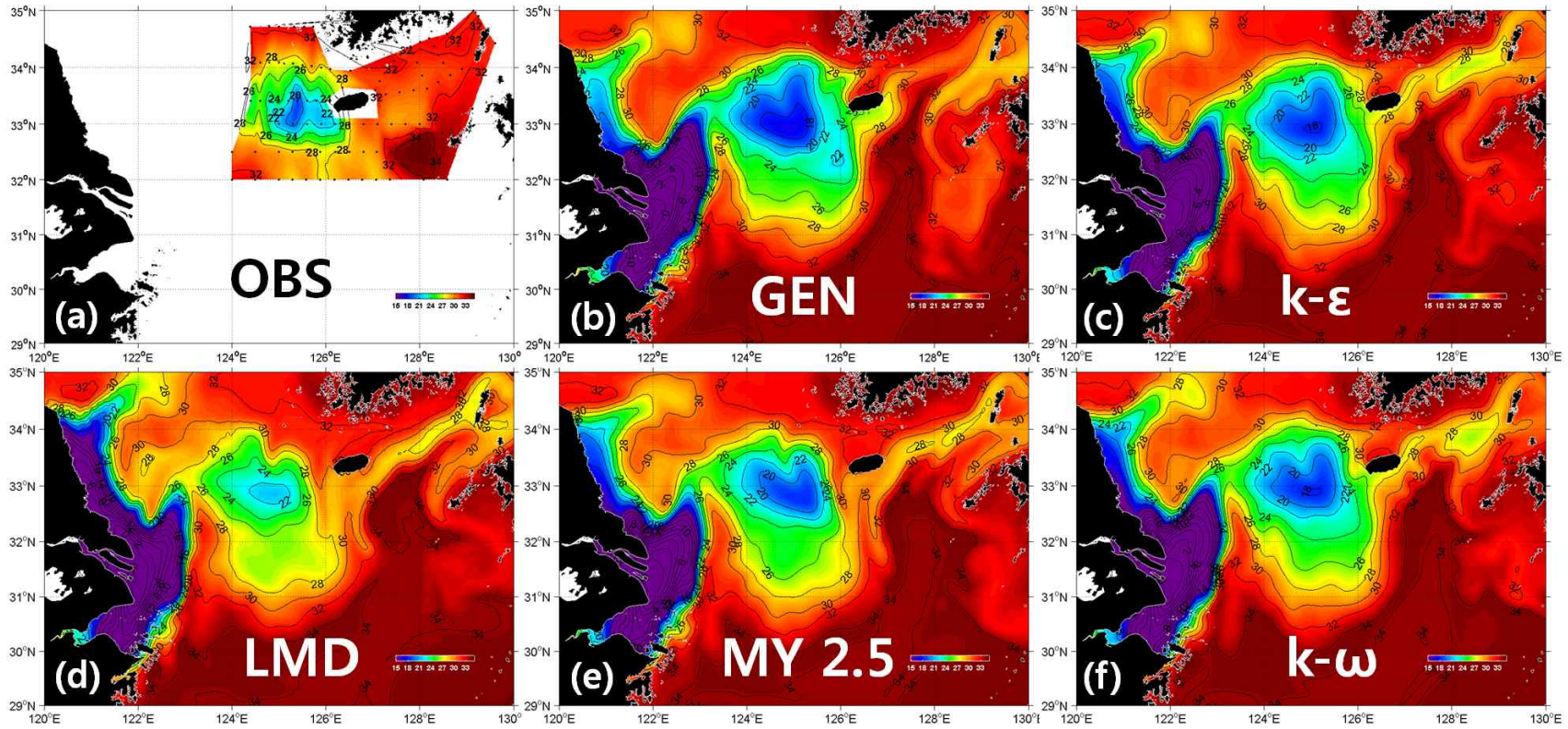


(c)

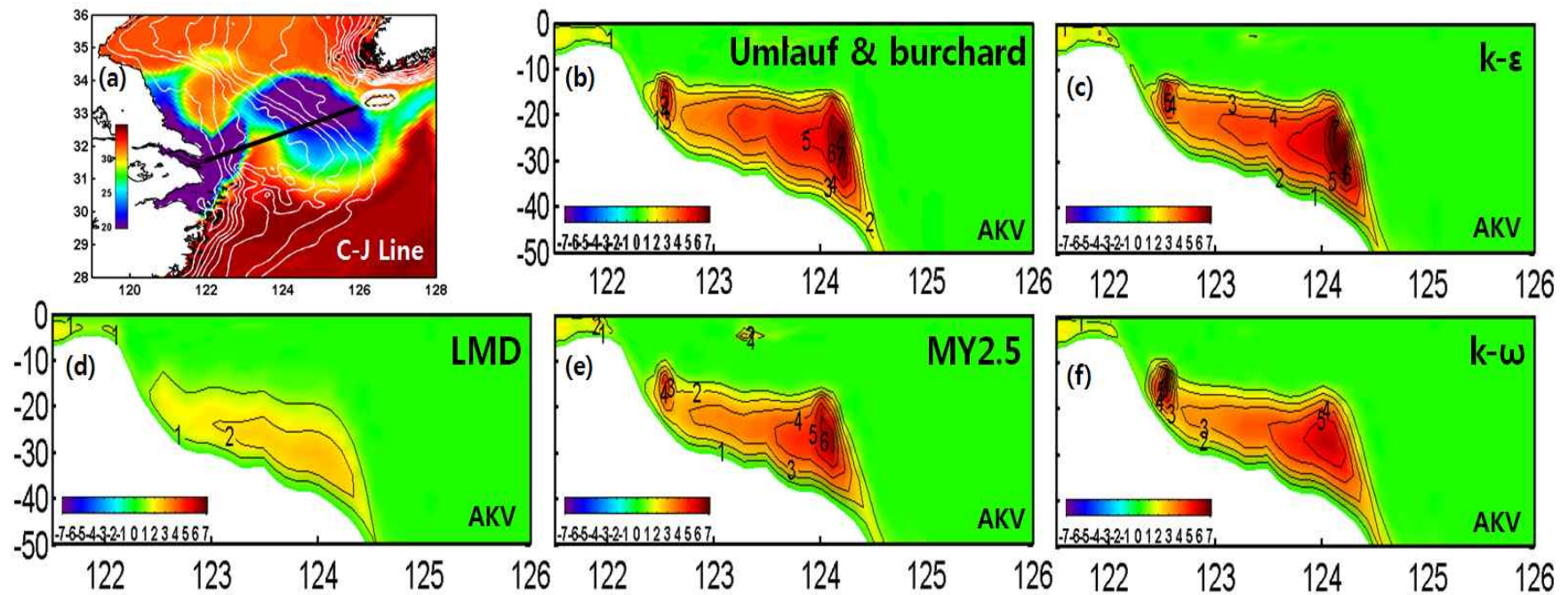


(d)

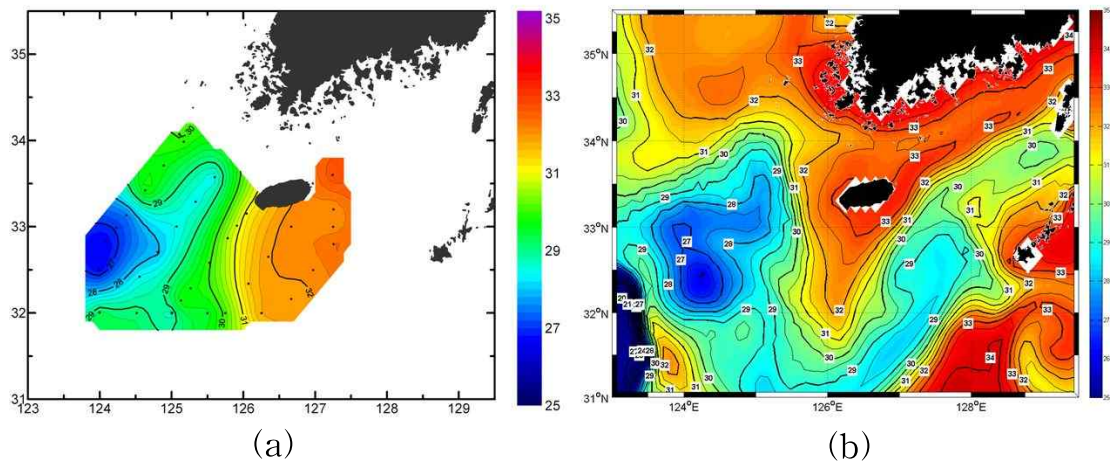
<Fig. 13> Sea surface salinity distribution of observation in August 1996(a) and model calculations with tide using monthly averaged wind(b), 5-day averaged wind(c), and 6-hourly averaged wind(d) on 9th August 1996



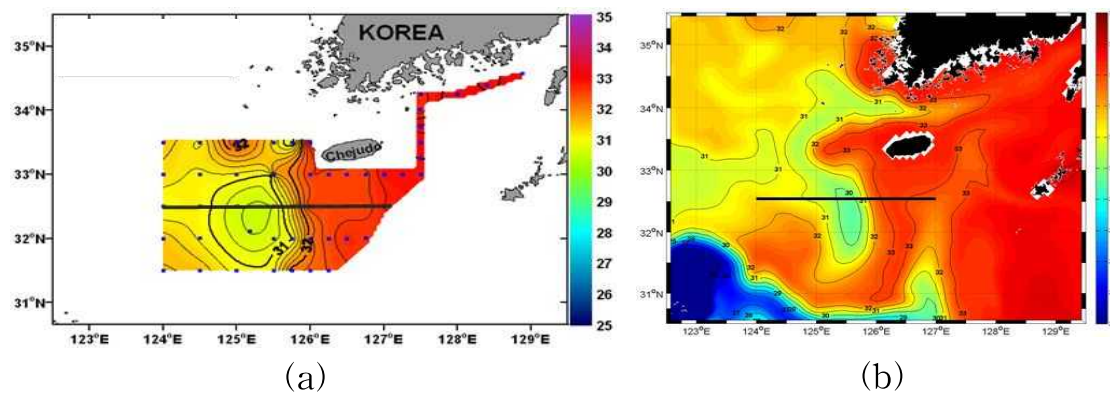
<Fig. 14> Sea surface salinity distribution of observation in August 1966(a) and model results using vertical mixing scheme of GEN(b), K- ϵ (c), LMD(d), M-Y 2.5(e), and K- ω (f) on 9th August 1996



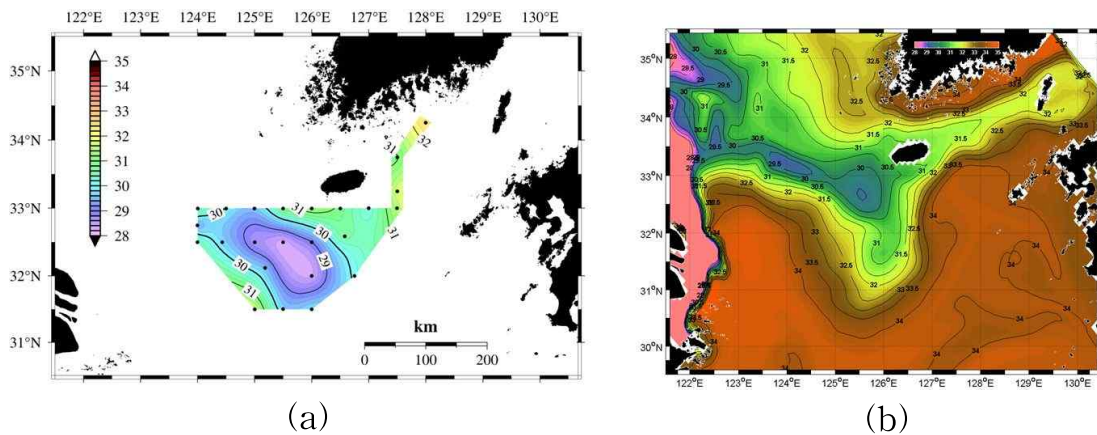
<Fig. 15> Vertical structures of eddy viscosity(m^2/s) along CJ line displayed in (a) from the model results using vertical mixing scheme of GEN(b), $K-\epsilon$ (c), LMD(d), M-Y 2.5(e), and $K-\omega$ (f) in August 1996



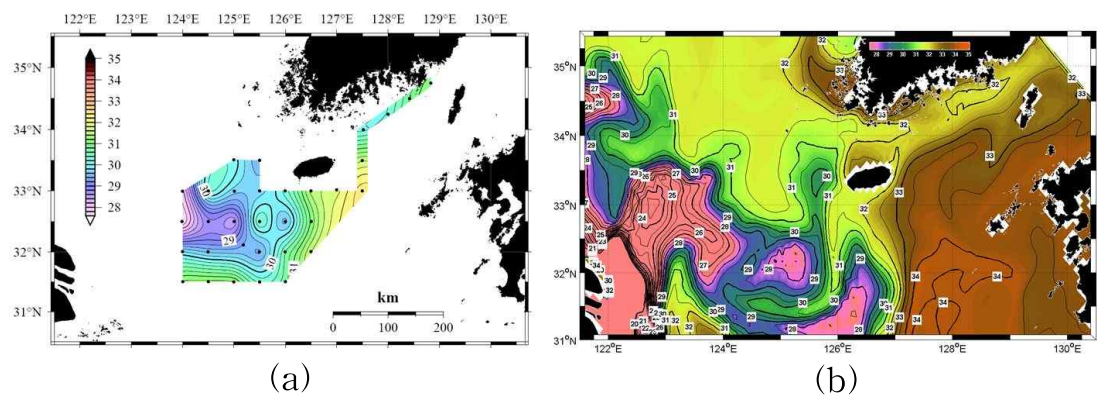
<Fig. 16> Sea surface salinity distribution of observation during July 19-23(a) and model result on July 21(b) in 2006



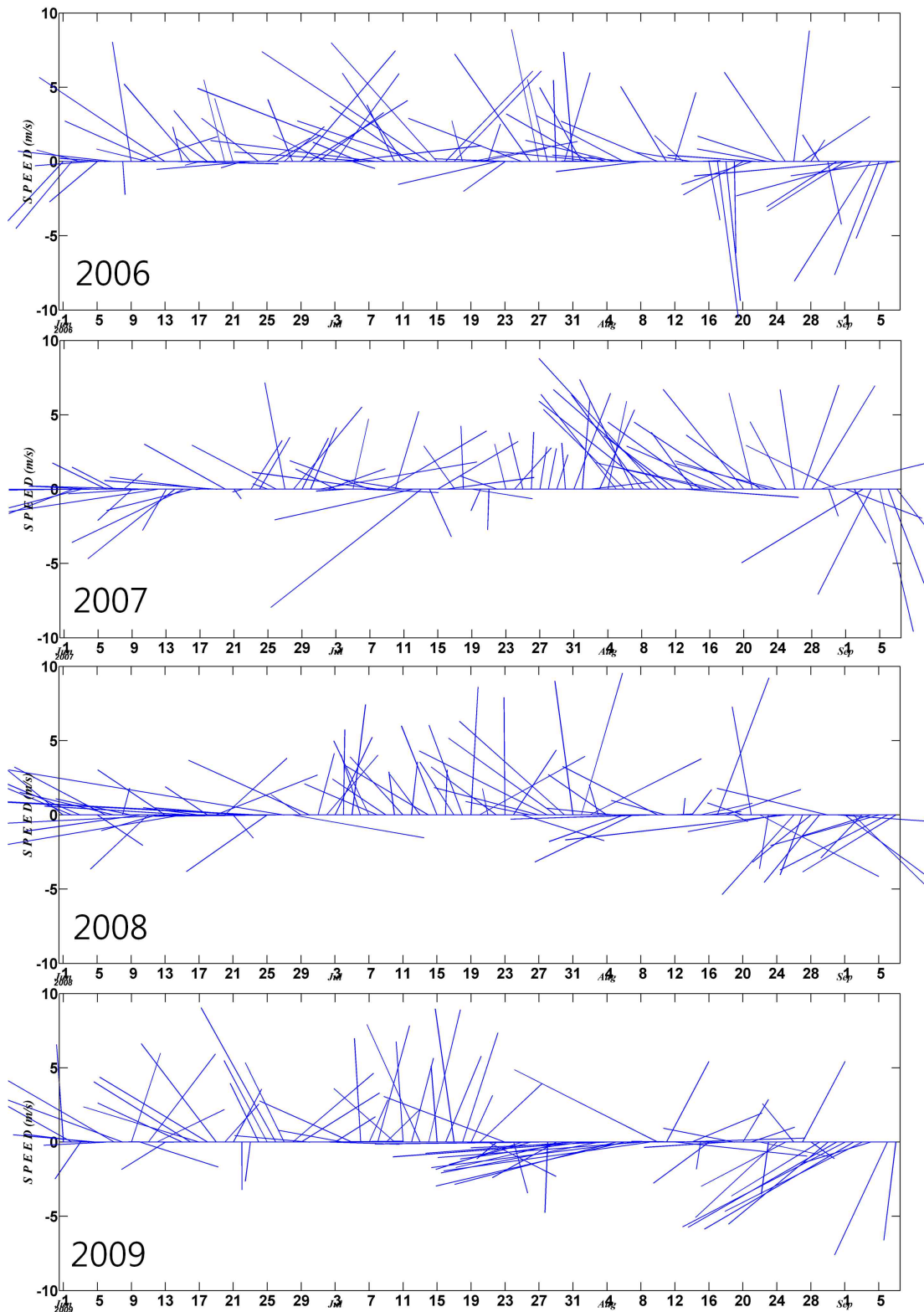
<Fig. 17> Sea surface salinity distribution of observation during July 19-28(a) and model result on July 21(b) in 2007



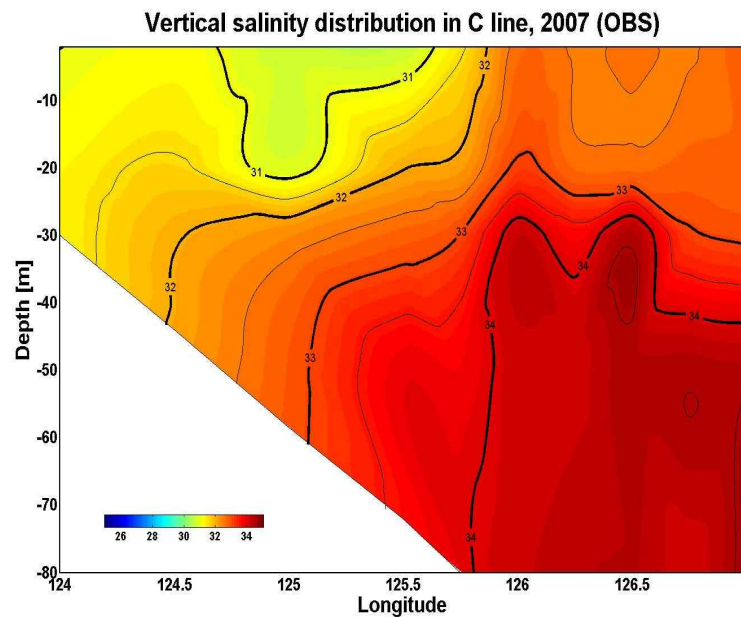
<Fig. 18> Sea surface salinity distribution of observation during July 31 to August 4(a) and model result on August 4(b) in 2008



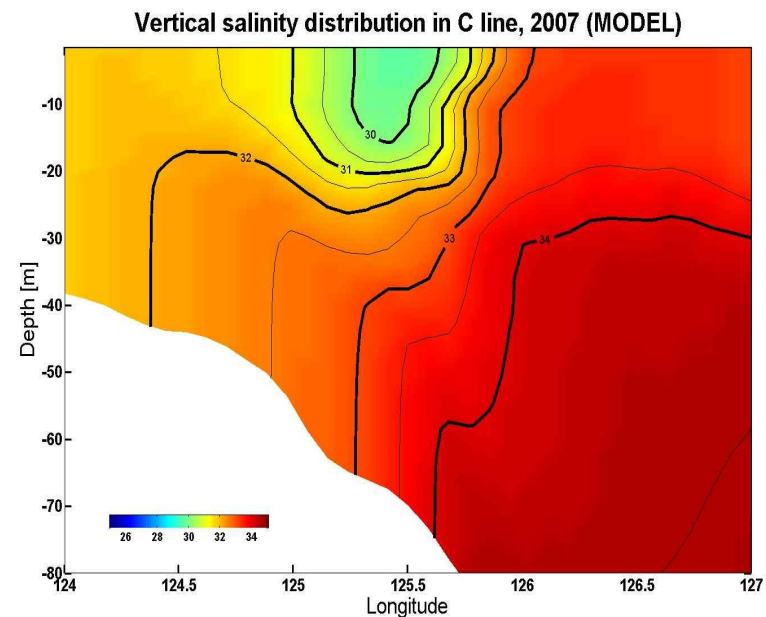
<Fig. 19> Sea surface salinity distribution of observation during July 30 to August 4(a) and model result on August 2(b) in 2009



<Fig. 20> Stick diagrams of wind averaged spatially from 122° to 127°E and from 30° to 35°N from June to August 2006-2009

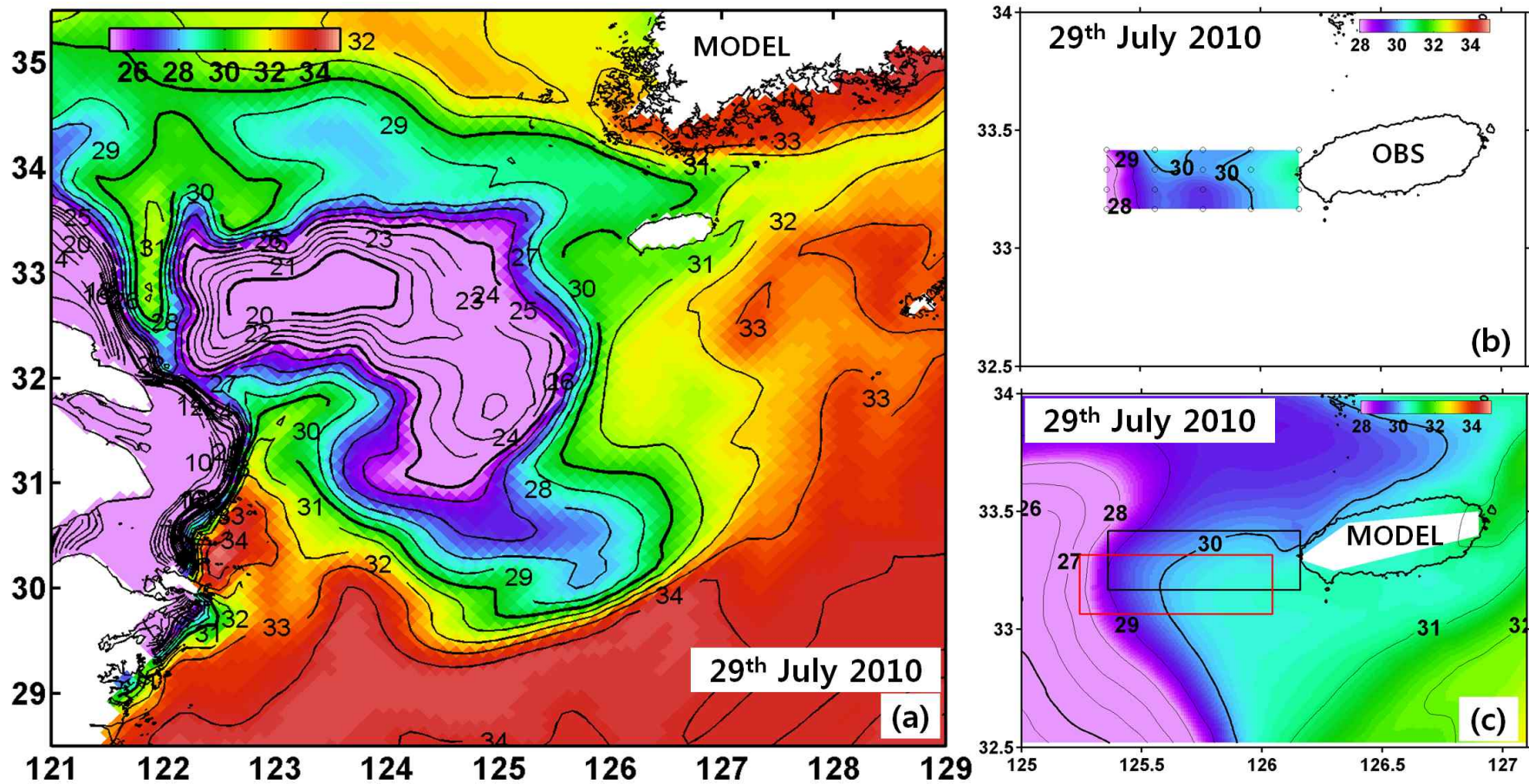


(a)

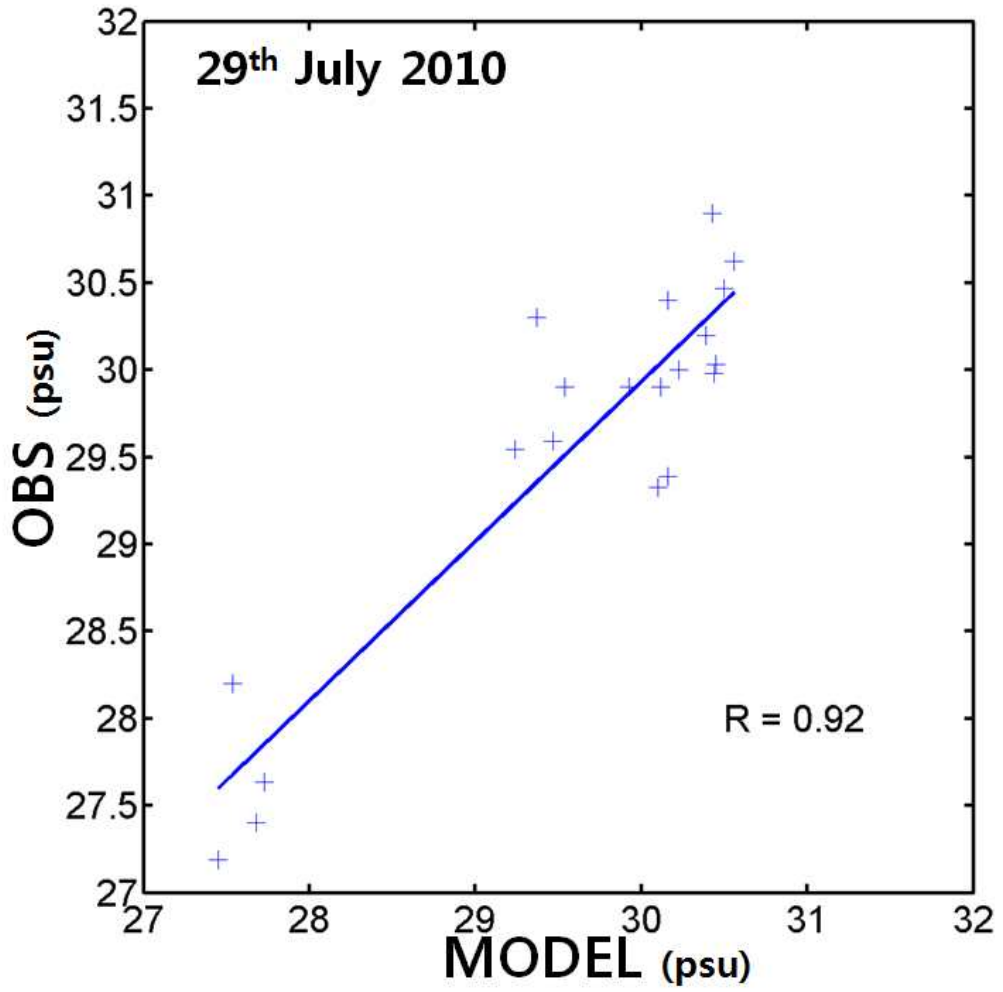


(b)

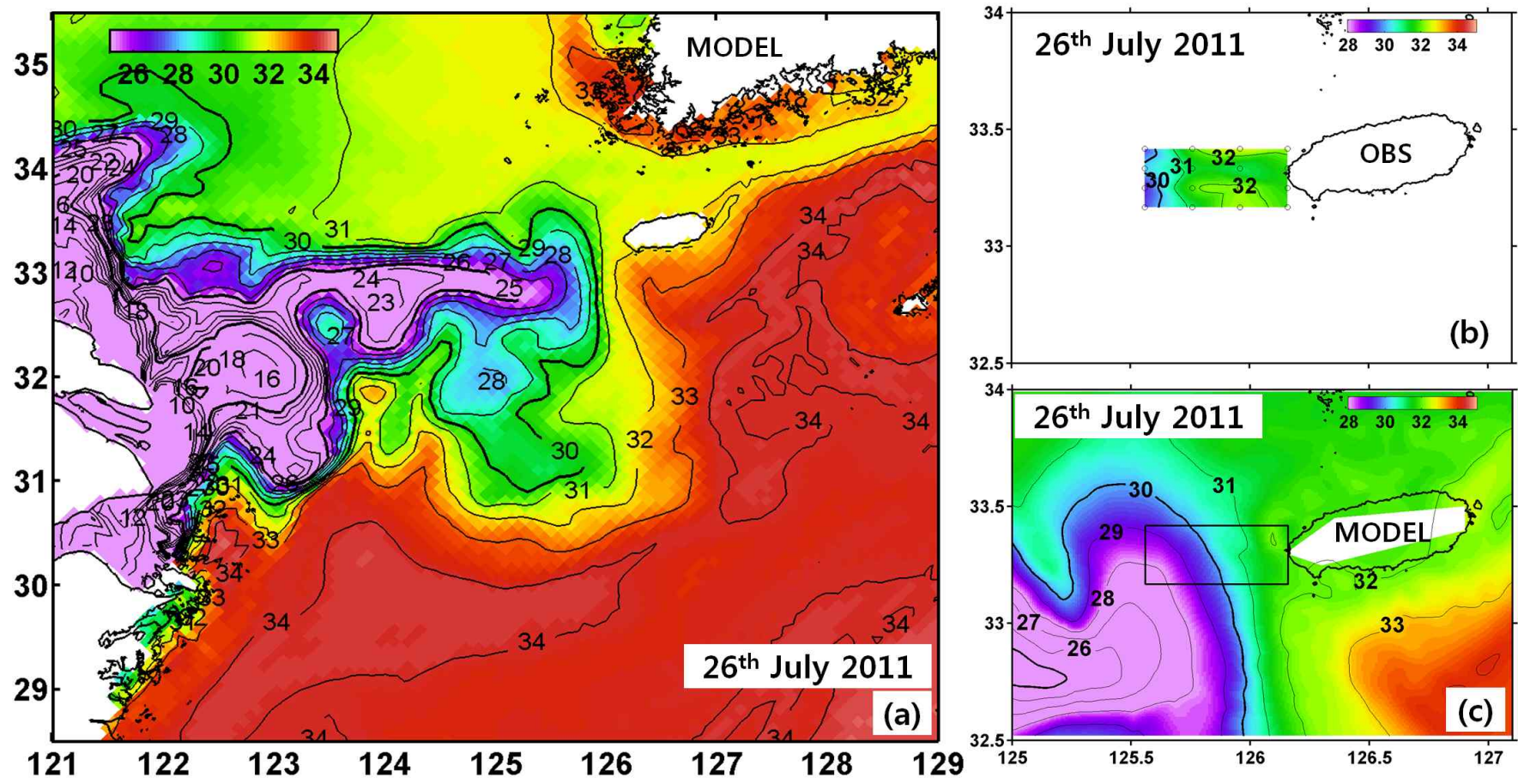
<Fig. 21> Vertical structure of salinity for observed (a) and model calculated (b) at <Fig. 26> C line



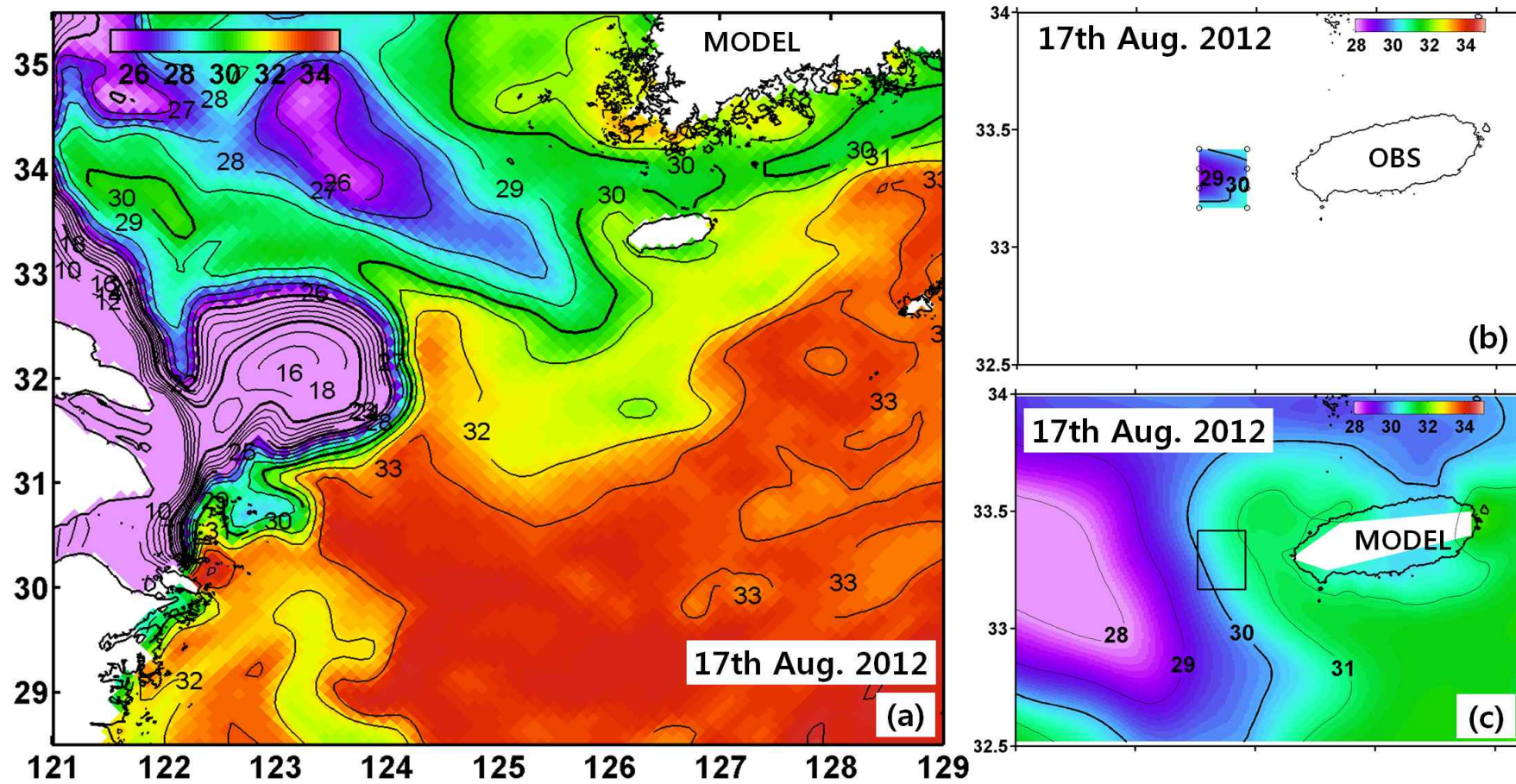
<Fig. 22> Sea surface salinity distribution of model predictions(a) and observation(b) on July 29, 2010. (c) is a part of (a) for comparing the model prediction and the observation. The black and red boxes in (c) are the observation area and the best fitting area to the observation. Note that the observation carried out after the model prediction.



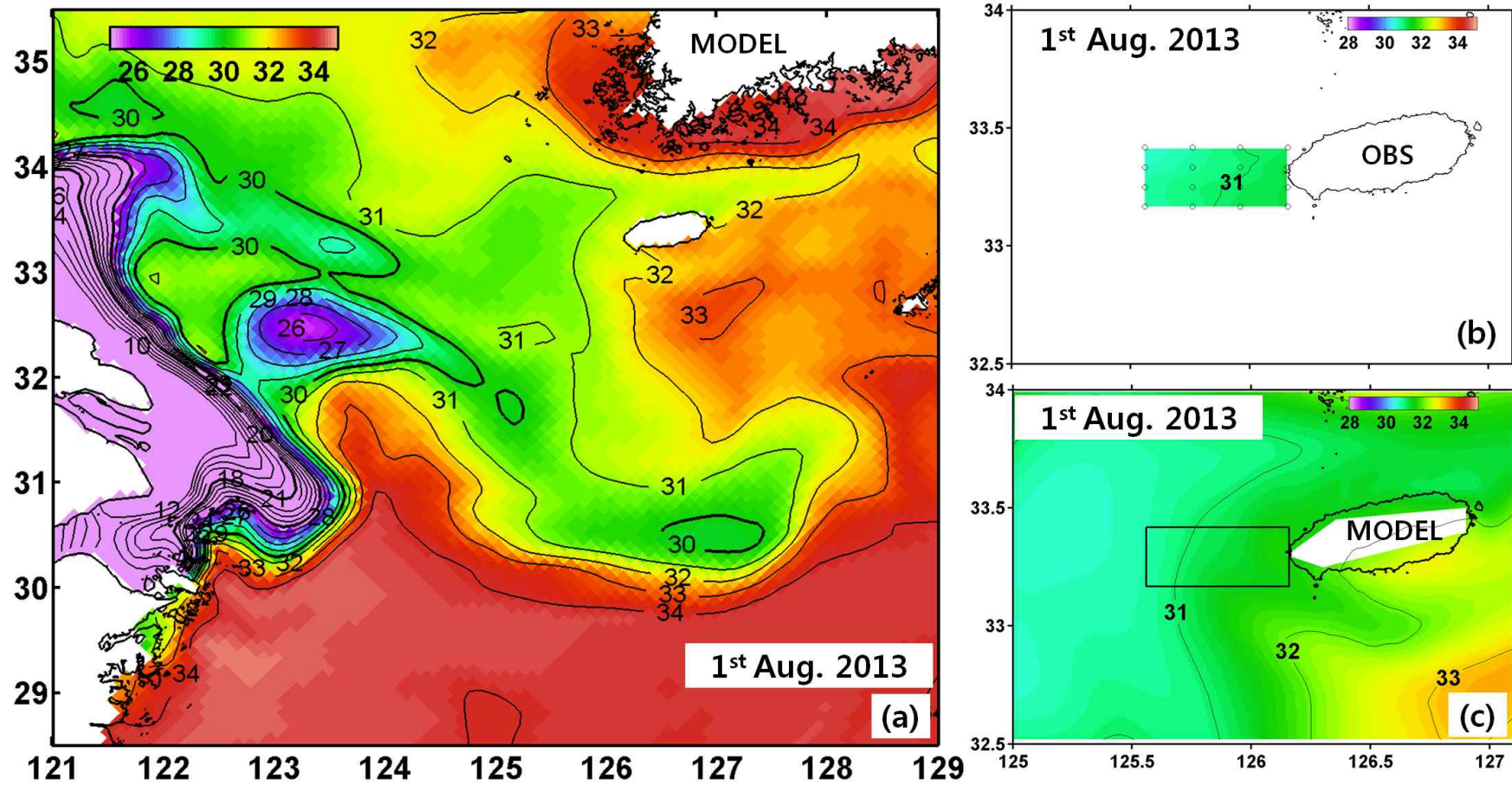
<Fig. 23> Correlation between the model salinity in the red box and the observed salinity in the black box in <Fig. 22> (c)



<Fig. 24> Same as but for 26th July 2011.



<Fig. 25> Same as but for 17th Aug. 2012.



<Fig. 26> Same as but for 1st Aug. 2013.

V. 제주도 주변해역의 양자강 저염수 분석

1. 1996년

1.1 저염수 덩어리 형성에 대한 견해들

1996년에 피해가 컸던 이유 중의 하나는 양자강 저염수가 커다란 덩어리를 이루고 있었기 때문일 수도 있으며 그 후로 양자강 저염수의 덩어리 형성에 관한 연구들이 이루어졌다. Chen (1999)은 미국 SAB(South Atlantic Bight)에서 생기는 저염수 덩어리 발생 메카니즘을 해안선 방향으로 형성된 파동모양의 염분전선과 그에 적응하는 압력경도력, 이류, 용승, 마찰 등의 상호작용으로 설명하였으며 그 후 양자강 저염수의 덩어리 발생은 경압성불안정에 의해 시계방향과 반시계방향의 와류(eddy)가 발생하며 이 중 시계 방향의 와류가 양자강 저염수의 덩어리를 발생시킨다고 주장하였다(Chen et al., 2008). 그러나 Chen et al.(2008)이 고해상도 모델로 보여준 덩어리의 규모는 지름이 약 수-수십 km인 소규모로 1996년 양자강 저염수의 덩어리 규모인 수백 km와는 비교가 되지 않는다. 그리고 양자강 저염수가 덩어리를 형성할 때는 Chen(2008)의 설명과 같이 반시계방향과 시계방향으로 회전하는 많은 와류가 형성되는 것이 아니라 커다란 하나의 덩어리가 형성되기 때문에 Chen의 설명은 우리나라로 유입되는 양자강 저염수에는 해당되지 않는다.

Lee & Beardsley(1999)는 성층이 발달하는 여름철에 양자강퇴 최하층 경계에서 조석에 의한 수직혼합이 일어난다고 하였고 특히 대조 때 강해진 조류에 의해 수직혼합이 강하게 발생한다고 하였다. 이러한 선행 연구의 연장으로 Moon et al.(2010b)은 조석에 의한 수직혼합이 양자강 저염수를 분리시켜 덩어리가 대조의 시기에 맞추어 주기적으로 형성되는 것을 모델결과로 보여주었다(<Fig 27>, <Fig 28>).

1.2 1996년 양자강 저염수 덩어리 형성 분석

Moon et al. (2010b)은 양자강 저염수의 덩어리 형성이 조석에 의한 것이라고 주장하였다. 조석이 저염수 덩어리를 형성시키는 이유는 해저경사가 급한 곳에서 수직혼합이 활발하여 저염수의 분포가 분리되기 때문이다. 1996년에 있었던 저염수 덩어리 형성에서 조석의 영향을 확인하기 위해 조석을 포함하는 경우와 포함하지 않은 경우를 모델로 계산해 보았다. <Fig 29>는 1996년 양자강 저염수를 조석이 포함된 경우와 포함되지 않은 경우에 계산한 결과로서 8월 29일의 표층 염분을 나타낸 것이다. 조석을 포함하지 않은 경우에도 저염수는 커다란 덩어리를 형성하였으며 조석을 포함한 경우보다 덩어리가 크고 염분이 낮았다. 조석이 없는 경우에는 조석에 의한 수직 혼합이 약화되어 저염수가 표층에만 얇게 분포하게 되기 때문이다. 이와 같이 양자강 저염수가 얇은 표층에만 머무르게 될 경우 바람의 영향으로 더 많은 이류가 발생하여 더 멀리 이동한다. 이 결과는 1996년에 양자강 저염수의 덩어리 형성에는 조석이 결정적이 아닌 것을 의미한다.

1996년 양자강 저염수의 덩어리가 형성된 원인을 찾기 위하여 덩어리가 분리되는 시기의 모델 결과를 분석해 보았다. 1996년 7월 23일에 적도 부근의 서태평양에서 발달하기 시작한 9호 태풍 Hurb은 거의 서쪽으로 진행하여 8월 초에는 양자강 남쪽의 중국대륙에 상륙하였으며(<Fig 30a>) 이 태풍에 의해 양자강 입구에는 8월 초에 강한 남동풍이 발생하였다(<Fig 30b>). 이 남동풍에 의해 해안선을 따라 북쪽으로 향하는 강한 해류가 발생하였고 동쪽으로 길게 뻗어 나온 양자강 저염수가 분리되며 분리된 외해의 양자강 저염수가 덩어리를 형성하였다. 해안선을 따라 북쪽으로 향하는 해류에 의해 양자강 저염수가 분리된 과정을 살펴보기 위하여 양자강 저염수가 분리되기 전인 7월 26일과 분리되는 과정 중인 8월 1일을 비교해 보았다(<Fig 31>). 이 결과 8월 1일에 양자강 저염수 분포의 중간이 해류에 의해 북쪽으로 밀려 올라가며 가늘어지고 끊어지는 과정을 볼 수 있었다.

<Fig 31a>에 표시된 양자강 입구에서 동쪽으로 뺀 단면을 통과하여 북쪽으로 흐르는 수송량이 8월 1일(213일)에 갑자기 커졌는데 이 해류에 의해 양자강 저염수 분포의 중간이 가늘어지고 끊어진 것이다. 양자강 저염수가 주로 이동하는 해역인 양자강 입구와 제주도 사이(122°-127°E와 30°-35°N) 해역에서 평균한 바람을 보면 7월 26일에는 남풍이 분 반면 8월 1일에는 강한 남동풍이 불었으며(<Fig 32>) 이 바람에 의해 북쪽으로 강한 해류가 발생하였고 양자강 저염수가 분리된 것을 확인할 수 있다. 그러나 양자강 저염수는 양자강 입구 동쪽의 해저지형이 급격한 경사를 이루는 해역인 122.5°E 부근에서 거의 분리되지만(Moon et al., 2010b) 강한 해류가 이 해역에만 국한된 것은 아니다. 그러므로 강한 해류에 의해 분리된 것이라고 말할 수는 없다. 양자강 저염수가 양자강 입구 동쪽의 해저지형이 급격한 경사를 이루는 해역에서 분리되는 원인을 찾기 위해 운동방정식의 각 항이 저염수가 분리되기 전과 후에 어떻게 변화하는지 살펴 보았다. <Fig 33>은 1996년 7월 26일과 8월 1일에 나타난 운동방정식의 각 항들의 크기를 비교한 것으로 크기는 다음 식에 Δt 를 곱한 값이다. +x 방향은 동쪽이며 +y 방향은 북쪽이다.

$$\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + fv + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial u}{\partial z} \right)$$

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - fu + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial v}{\partial z} \right)$$

남풍이 불었던 7월 26일에 x 방향의 압력경도력을 보면 수심이 얇은 입구(122.0°E 서쪽)에서는 양자강 유출량에 의해 +x 방향의 압력경도력이 형성된 반면 외해(122.0°-123.3°E)에서는 남풍에 의해 표층의 따뜻한 해수가 바깥으로 밀려 나가고 비교적 찬 해수가 용승하면서 -x 방향의 압력경도력이 형성되었다. 이러한 압력경도력과 균형을 이루는 항은 외해에서는 전향력이며 가속항이 거의 0으로 지균형(geostrophic balance)이 이루어져 있음을 알 수 있다. 이에 비해 수심이 얇은 입구에서는 마찰력이 압력경도력과 균형을 이루고 있다. 표면 마찰력을 보면 대부분 표층 약 10m 정도에 나타나는데 입구는 수심이

10m 보다 얇기 때문이다. y 방향에서는 남풍에 의해 수심 5m까지의 표층에서 $+y$ 방향의 마찰력과 $-y$ 방향의 전향력이 주로 균형을 이루고 있어 에크만 층의 균형임을 알 수 있다. 에크만 수심이 비교적 얇은 것은 이 시기의 강한 성층 때문이다. 전반적으로 7월 26일에는 양자강 저염수가 분리될 요인이 없었던 것을 알 수 있다. 동풍이 강했던 8월 1일을 보면 전반적으로 각 항의 크기가 7월 26일에 비해 커졌다. 압력경도력은 역시 입구(122°E 서쪽)에서는 $+x$ 방향의 압력경도력이 형성되어 있고 외해($122.0^{\circ}\text{--}123.3^{\circ}\text{E}$)에서는 $-x$ 방향의 압력경도력이 형성되어 있다. 123.5°E 동쪽 해역에는 압력경도력이 매우 약하게 형성되어 있는데 표층에서는 $-x$ 방향의 마찰력과 $+x$ 방향의 전향력이 균형을 이루며 동풍에 의한 에크만 층의 균형이 형성되어 있다. 외해($122.0^{\circ}\text{--}123.3^{\circ}\text{E}$)에서는 기본적으로 지형류가 흐르고 있지만 표층에서는 마찰이 추가되었고 입구(122°E 서쪽)에서는 압력경도력과 마찰력이 균형을 이루고 있다. 그러나 8월 1일의 특이한 점은 수심의 경사가 급한 곳(122.5°E 전후)에서 해저 마찰이 크게 나타난 것이다. 이것은 동풍에 의해 표층의 해수가 해안 쪽으로 이동하여 해수의 침강이 해저를 따라 발생하면서 나타난 것으로 표층의 마찰층과 해저의 마찰층이 연결되는 해역이 발생하였다. 이러한 현상은 y 방향에서도 나타나는데 y 방향의 해저마찰은 경사가 급한 해저지형 위를 강한 해류가 흐를 때 유도되는 수직혼합에 의한 것이다(Nicolas et al., 2000; Chen et al., 1995; Moon et al., 2010b). 이에 따라 해저경사가 급한 122.5°E 부근에서 표층의 마찰층과 해저의 마찰층이 연결되어 성층이 깨지고 표층의 염분이 높아지며 양자강 저염수가 분리된다. 이 해역은 조석에 의해 양자강 저염수가 분리된다고 한 해역과 같은 해역이다(Moon et al., 2010b). 그러나 1996년에는 조석이 아니라 태풍 바람에 의해 등수심선을 따른 강한 흐름이 발생하며 저염수가 분리되었다.

<Fig 34>는 양자강 저염수가 분리되는 과정을 나타낸 것이다. <Fig 34a>는 태풍 Herb가 영향을 미치기 전의 상태이며 이 때 불었던 남풍에 의해 양자강 저염수는 동쪽으로 이동하여 혀 모양의 분포를 하고 있었다. <Fig 34b>는 태풍 Herb(d)가 양자강 남쪽으로 지나가며 양자강 입구해역에 남동풍을

발생시킨 상태이며 이 바람에 의해 해안을 따라 북쪽으로 향하는 강한 해류가 발생하였다. 강한 바람과 해안을 따라 흐르는 강한 해류의 영향은 수심에 따라 다르게 나타난다. 수심이 10m 보다 얇은 양자강 입구 해역에서는 바람과 해류에 의해 전 수심의 해수가 수직혼합이 되지만 이 해역에는 원래부터 양자강 저염수가 전 수심에 분포하였기 때문에 큰 영향이 없다. 또한 수심이 30m 보다 깊은 외해에서는 표층의 혼합층이 10m 정도 밖에 형성되지 않아 수직혼합의 효과가 그렇게 크게 나타나지 않는다. 그러나 두 해역 사이의 해저지형이 급한 곳에서는 강한 바람에 의한 표층의 혼합층과 강한 해류에 의한 해저의 혼합층이 연결되는 해역(약 122.5°E 부근 해역)에서 양자강 저염수가 수직혼합에 의해 고염화 되면서 양자강 저염수가 분리된다. 태풍이 지나간 후에는 <Fig 34c>에서와 같이 다시 남풍이 불며 분리된 양자강 저염수를 제주도 쪽으로 이동시킨다.

1.2 1996년 양자강 저염수리 이동 시간과 경로

양자강 저염수는 여름철에 남동 계절풍에 의해 동쪽으로 이동하여 제주도 주변해역을 지나 남해를 거쳐 동해로 흐른다(<Fig 35a>). <Fig 35b>는 대한해협을 통과하는 담수량을 다음 식을 사용하여 구한 결과이다.

$$V_f = \iiint \frac{S_0 - S}{S_0} dV$$

여기서 V_f 는 담수량, S_0 는 양자강 저염수의 영향을 받지 않은 주변의 염분, S 는 양자강 저염수의 염분이다. 대한해협을 지나가는 담수량은 8월 초에 증가하기 시작하여 중순부터는 3Sv 정도에 이르며 9월 말에는 4Sv로 증가한다. 이에 비해 양자강 유출량은 7월 말에 최대였으며 대한해협에서 최대 수송량이 나타난 시간과의 차이를 보면 약 2달 정도 차이가 난다. 최대 수송량 위상이 나타난 시간의 차이로 양자강 저염수가 이동한 시간을 유추해 보면 양자강 유출량이 관측되는 다통(Datong)에서 대한해협까지 흐르는 데는 약 2달이 걸린

다고 볼 수 있다.

양자강 입구(Datong)에서 보면 양자강 유출량은 1996년에는 7월에 53,114 t/s이었으며 대한해협을 통과하는 담수량은 9월 말에 최대로 약 $4 \times 10^9 m^3/day$ 이었다. 9월 말의 최대 담수량을 환산하면 46,296t/s로서 유출량의 대부분이 동해로 유출되었다는 것을 알 수 있다. 그러나 양자강 저염수가 남풍에 의해 동쪽으로 이동하는 시기에 양자강에서 유출된 담수량이 그 해 여름에 모두 동해로 유출되지 않는 것이다. 왜냐하면 겨울철에 고염의 난류수가 황해로 유입되는데도 불구하고 황해의 염분이 동중국해의 염분보다 많이 낮게 유지되기 위해서는 황해에 있는 여러 강의 유출량과 강수량보다 많은 담수량이 필요하기 때문이다. 따라서 양자강 유출수의 일부가 황해로 유입되는 경로와 황해에 머무르는 시간은 황해 순환을 이해하는 데 중요하며 앞으로 밝혀야 할 과제이다.

1. 2010년

1.1 2010년 양자강 저염수 개요

양자강 유출량이 많아지는 여름철에 양자강 저염수가 지나가는 길목에 위치한 제주도에서는 저염수의 피해를 줄이기 위해 단계별 방안을 마련하고 대응하고 있다. 1단계는 수온 27℃ 이상, 염분 28.0psu 이하의 저염수가 연안 10마일까지 유입할 경우, 2단계는 수온 27℃ 이상, 염분 28.0psu 이하의 저염수가 마을어장으로 유입할 경우, 3단계는 수온 27℃ 이상, 염분 28.0psu 이하의 저염수가 마을어장으로 유입하여 3일 이상 지속할 경우, 4단계는 수산생물이 폐사할 경우이다. 그러나 이러한 단계는 양자강 저염수가 제주연안에 가까이 유입된 후의 대응으로 대응할 시간이 매우 촉박하다는 문제가 있다. 제주도에서는 양자강 저염수가 제주 연안 10마일에 이르기 전에 파악하기 위하여 유입

우려가 있을 때는 제주도 서쪽 약 30마일까지의 해역을 관측 방법을 사용하고 있다. 그러나 이 방법도 30마일까지 범위를 넓히기는 했으나 발견 후에 대응 시간이 촉박한 것은 비슷하며 또한 양자강 저염수가 서쪽이 아닌 다른 방향으로 유입될 경우 대응을 못 할 위험이 있다. 더구나 2010년에는 양자강 유역에 홍수가 발생하여 양자강 유출량이 $60,000m^3/s$ 를 넘었으며 저염수 피해 가능성이 매우 높았다. 이에 따라 이 해에 처음으로 저염수 유입을 모델로 예측하여 7월 29일에 제주도 서방 72km에서 27.1psu의 저염수가 관측할 수 있었다(<Fig 36>). 그 후로는 관측과 모델이 협조하며 양자강 저염수의 이동을 추적하였다.

1.2 2010년 양자강 저염수 이동

2010년 7월 29일 제주도 서쪽에서 관측된 염분을 보면 해안으로부터 55km까지는 약 30psu 정도로 여름철 평균 염분 범위를 보이고 있었으나 제주도 서방 72km에서 27.1psu의 저염수가 관측되었다(<Fig 36>). 제주도 서쪽 해안 가까이에는 남쪽에서부터 올라온 제주해류에 의해 주변보다 고염인 약 31psu 정도의 해수가 분포하고 있었다. 양자강 저염수가 제주도에 서쪽에 도달하기까지의 과정을 모델로 보면 2010년 7월 중순부터 강하게 불었던 남-남동풍(<Fig 37>)과 북쪽으로 흐르는 해류에 의해 빠르게 제주도를 향해 동북동쪽으로 이동하여 제주도 서쪽에 도달하였다. 제주도 서쪽 해역에 도달한 양자강 저염수는 매우 큰 덩어리의 가장자리였으며 덩어리 중심은 19psu 정도로 염분이 매우 낮았다. 특이한 점은 양자강 저염수의 수온이 26.3℃로서 주변보다 높은 수온을 보이고 있는데, 이것은 양자강 저염수가 저염에 의해 강한 성층을 이루고 있어 주변보다 수직혼합이 덜 발생하기 때문이다.

7월 29일에 제주도 서쪽 약 70km에 접근했던 양자강 저염수는 이틀 후인 8월 1일에는 약 20km까지 다가왔다(<Fig 38>). 7월 29일과 같은 관측 해역에서 8월 1일에 관측된 표층 염분은 23.4-30.4psu로 낮아졌으며 표층 수온은

26.6-27.8℃로 높아졌다. 이 값은 전년에 비해 표층 염분은 5-6psu가 낮은 값이고 표층 수온은 약 1.8℃ 높은 값이다. 저염수의 두께는 제주도 서방 72km에서는 약 10m 정도이다(<Fig 38> bottom). 7월 29일부터 8월 1일 사이에 양자강 저염수가 빠르게 제주도 해안으로 접근한 이유는 <Fig 37>에 나타난 바와 같이 역시 남풍에 의한 것이었다. 8월 3일에 같은 해역에서 관측된 표층 염분은 23.3-30.4psu로 8월 1일과 비슷하지만 저염수의 두께가 두꺼워졌고 표층 수온이 26.8-29.6℃로 8월 1일보다 높아졌다(<Fig 39>). <Fig 38>과 <Fig 39>를 보면 양자강 저염수가 제주도 서쪽에 유입된 후에는 제주해협을 향해 북동쪽으로 흐르는 것을 알 수 있다. 제주도 서쪽 해역의 해수는 제주연안의 제주해류를 따라 제주해협으로 유입되는데 2010년에 제주도 남서 해역에 도달한 양자강 저염수도 제주해류를 따라 제주해협으로 유입되고 있었다. 이에 따라 양자강 저염수는 제주해류에 밀려 해안으로 접근하지 못하고 있었고, 제주해류가 흐르는 제주도 서방 18km인 관측점 C2나 D2 이내에서는 염분이 29.5-30.4psu로 저염수의 영향을 받지 않고 있었다. 양자강 저염수가 제주해류의 바깥을 따라 제주해협으로 유입되는 형태는 8월 6일에 제주도 북서 해역을 관측한 <Fig 40>에서 확인할 수 있었으며 이것은 여름철 제주도 서쪽 해역에 나타나는 전형적인 형태이다. 이와 같은 상태에서 양자강 저염수가 제주도 해안으로 유입될지 여부는 바람에 달려있다. 이 때 남풍 또는 남동풍이 강하게 불 경우에는 양자강 저염수가 제주해류를 가로질러 제주해안에 유입되고 심할 경우 해안 저서 생물들을 폐사시킬 수 있다.

2010년에는 이러한 상태에서 8월 6일부터 바람의 방향이 동풍으로 급격하게 바뀌었으며 계속해서 반시계 방향으로 바뀌었다(<Fig 37>). 이것은 태풍 Dianmu가 타이완 동쪽의 수온이 높은 지역에서 발생하여 제주도를 향해 북상하면서 나타난 현상이다(<Fig 41>). 이에 따라 제주해협을 지나던 양자강 저염수는 동풍의 영향을 받아 북쪽으로 이동하기 시작하였고(<Fig 42>) 저염수의 유입으로 인해 추자도의 염분은 급격하게 떨어지기 시작하였다(<Fig 43>). 8월 9일의 관측(<Fig 44>)를 보면 양자강 저염수가 제주도로부터 북서 방향으로 떨어진 것을 볼 수 있다. 태풍이 지나간 8월 10일부터는 풍향이 다

시 남풍으로 바뀌었고 양자강 저염수는 다시 제주도 연안으로 접근하여 12-13일에 제주도 서쪽 해역과 북서 해역에 낮은 염분이 관측되었다(<Fig 4 5>). 그러나 전반적으로 염분은 태풍이 지나가기 전보다 높아졌다. 8월 10일부터 지속된 남풍은 양자강 저염수를 다시 제주도 해역으로 이동시켰고 8월 18일에는 제주도 서쪽 해역에 표층 염분이 26.6-28.3psu이고 두께도 약 8m로 고르게 분포하여 저염수가 해안 가까이까지 접근한 것을 볼 수 있다(<Fig 4 6>). 8월 23일에는 제주도 서쪽의 염분이 24.4-28.0psu로 낮아지고 두께도 10m 정도로 두꺼워졌다(<Fig 47>).

8월의 지속적인 남풍은 결국 양자강 저염수를 제주해류를 넘어 제주도 서쪽 해안으로 유입시켰다. 8월 26일에는 양자강 저염수가 제주도 서부 해안에서 외해로 20km 해역까지 26.5-27.5psu의 저염수가 10-12m 두께로 남북방향의 띠모양으로 길게 분포하고 있었으며(<Fig 48>), 이 상태가 더 지속되면 저염수가 지나는 해안에서는 마을어장의 저서생물들과 양식장 생물들이 영향을 받을 수 있었다. 그러나 8월 27일 이후로 태풍 Compasu가 북상하며 다시 바람이 동풍으로 바뀌었고(<Fig 37>) 연안의 저염수를 외해로 밀어내었다. 8월 31일에는 저염수가 외해쪽으로 이동하여 해안에서 멀어졌고 제주도 서해안의 표층염분은 28-30psu로 높아졌고 저염수의 염분도 26.8-29.0psu로 다소 높아지고 두께가 얇아졌다(<Fig 49>). 태풍 Compasu가 지나간 후에는 다시 바람이 남풍으로 바뀌었으나 이 시기에는 양자강 유출량이 이미 적어져 제주도를 해역을 다시 저염으로 만들 만큼의 저염수가 유입되지 않아 더 이상 저염수가 나타나지 않았다. 2010년에는 양자강 유역의 홍수로 인해 제주도 해역이 저염수에 의한 피해를 입었을 가능성이 많았으나 때 마침 지나간 2번의 태풍에 의해 저염수의 피해가 발생하지 않았다. 2010년에는 최초로 모델과 관측이 협력하며 제주도 주변해역에서 양자강 저염수의 이동을 추적하여 저염수의 이동상황을 파악할 수 있었던 의미있는 해였다. 이 과정을 통해 양자강 저염수는 제주해류에 의해 제주도 해안으로 유입되지 않고 제주해협으로 흐르는 것을 알 수 있었으며, 저염수가 제주해류를 넘어 제주 해안으로 유입되기 위해서는 지속적인 남풍이 필요하다는 것을 알 수 있었다.

2. 2011년

2.1 2011년 양자강 저염수 개요

2010년에는 양자강 유역에 홍수가 발생한데 비해 2011년에는 양자강 유역에 60년만의 가뭄이 발생하여 양자강 유출량이 1990년 이후로 가장 낮았다(<Fig 50>). 2010년에는 최대 유출량이 $61,500m^3/s$ 을 넘는데 비해 2011년에는 최대 유출량이 $36,500m^3/s$ 밖에 되지 않았다. 전년도에 비해 양자강 유출량이 많이 감소하였기 때문에 제주도에서는 양자강 저염수에 의한 피해를 우려 하지 않았다. 양자강 저염수는 대부분의 경우 7월 초에는 남서풍에 의해 <Fig 17>이나 <Fig 19>에 나타난 형태와 같이 남동방향으로 확장하며 그 후 북상하는 해류나 남-남동풍에 의해 7월 말쯤 제주도 서쪽 해역에 도달하는데 이 경로로 유입될 때는 양자강 입구에서 제주도까지 시간이 많이 걸리며 혼합에 의해 염분이 많이 높아져 있다. 그러나 2011년에는 양자강 저염수가 바로 제주도를 향해 이동하였기 때문에 양자강 유출량이 적었음에도 불구하고 염분이 낮은 저염수가 제주도 서쪽 해역으로 유입하게 되었다.

2.2 2011년 양자강 저염수 이동

<Fig 51>은 모델로 예측한 7월 26일의 양자강 저염수 분포와 모델 결과를 참조하여 같은 날 저염수를 관측한 결과이다. 2011년에도 모델이 예측한 대로 양자강 저염수가 관측되었으며 모델계산의 신뢰성을 확보할 수 있었다. 7월 26일 양자강 저염수를 확인한 후부터는 2010년과 마찬가지로 관측과 모델이 협조하며 저염수의 이동을 분석하고 예측하였다. 7월 26일 관측 해역의 표층을 보면 염분이 29.5-32.5psu이고 수온이 26.4-28.7℃로 2010년 7월 29일에 비해 염분은 1.5-2.0psu 높으며 수온은 비슷하다(<Fig 51>). 이러한 염분값은 2010년에 비해서는 높은 값이지만 양자강 유출량이 90년 이후 가장 적었던 것(유출량 자료가 90년 이후부터 있음)을 감안하면 이례적으로 낮은 값이었으며

그 이유는 양자강 저염수가 양자강 입구에서 제주도 해역으로 곧바로 이동하여 유입되었기 때문이다. 7월 26일에 저염수는 제주도 서방 약 56km 해역에 약 10m의 두께를 형성하고 있었다. 3일이 지난 7월 29일에 제주도 서쪽 해역의 표층염분은 29.1-30.6psu로 전반적으로 낮아졌고 표층 수온은 27.5-28.7°C로 약간 높아졌다(<Fig 52>). 염분이 낮아지기는 했으나 해안 가까이의 염분은 30psu 보다 높아 위험할 정도는 아니었다. 8월 2일에는 제주도 서쪽 관측해역의 표층염분이 28.9-32.7psu로서 해안에서는 높아졌고 외해에서는 낮아졌다(<Fig 53>). 외해에는 저염수가 더 유입된 반면 해안에는 제주해류가 저염수를 밀어낸 결과이다. 저염수를 외해로 밀어낸 역할에는 북풍의 바람도 포함되어 있다. 북풍은 제주도 서쪽 해안의 표층수를 서쪽으로 밀어 냈으며 이에 따라 용승이 발생하여 해안의 표층 수온이 21.9°C까지 내려갔다. 제주도 서부 56km 해역에는 염분이 29.1psu이고 두께가 5m인 저염수가 분포하지만 해안 가까이의 염분은 30psu 보다 높아 위험할 정도는 아니었다. 8월 10일에는 제주도 서쪽 관측해역의 표층염분이 31.1-32.1psu로 높아졌고 표층 수온은 19.7-24.6°C으로 이례적으로 많이 낮아졌다(<Fig 54>). 8월 2일에 비해 표층 수온이 최대 8°C 정도 낮아진 것이며 8월 수온으로는 관측된 적이 없는 낮은 수온이다. 이것은 태풍 Muifa의 영향으로 발생한 현상으로 태풍이 지나간 후 저염수는 사라졌으나 수온은 낮은 상태로 한동안 지속되었다. 2011년에 염분이 그다지 낮지 않았던 원인은 유출량이 작았기 때문이다.

2.3 태풍의 영향

2011년 8월 10일에 표층 염분이 높아지고 표층 수온이 낮아진 것은 태풍 Muifa의 영향이었다. 2011년은 제주도 주변해역의 수온이 특히 낮았던 해였는데 해양조사원에서 관측한 제주도 동서남북 4개 지점의 평년(2003-2009년) 수온과 비교해 보면 2010년은 비슷했으나 2011년은 평년보다 3°C 정도 낮았던 것을 볼 수 있다(<Table 5>).

저수온 현상은 제주도 해역 뿐만 아니라 황해 전체와 남해 그리고 동중국해

북부 해역에 나타났던 현상이었다. <Fig 55>는 2003-2010년 8월의 평균 표층 수온과 2011년 8월의 표층 수온의 차이를 나타낸 것으로 2011의 수온이 연안에서는 1-2℃ 정도, 외해에서는 3-5℃ 낮은 것을 볼 수 있다. 특이한 것은 수온차이가 많은 해역을 보면 황해저층냉수가 존재하는 해역과 분포가 비슷하다는 것이다. 2011년에 수온이 낮은 원인은 2011년 초 겨울에 황해저층냉수가 발달하여 저층에 찬 냉수가 분포하고 있었고 여름에 태풍이 황해 가운데를 남북으로 관통하며 용승을 발생시켰기 때문이었다. 황해저층냉수는 황해에서 겨울철에 차가워진 해수가 여름철에도 저층에서 저수온을 유지하며 남아있는 해수를 말하며 황해저층냉수의 수온은 전 겨울철의 기온에 의해 결정된다. 2010년과 2011년 초의 겨울에는 북극진동 지수(Artic Oscillation Index)가 낮았다(<Fig 56>). 이에 따라 두 해의 겨울에는 황해 수온이 낮았으며 특히 2011년에는 평년보다 약 1℃ 정도 낮았다. 2011년에는 태풍 Meary와 Muifa가 황해 중앙을 남에서 북으로 이동하며 황해저층냉수의 분포 해역을 관통했고 이 중 Muifa는 수온이 가장 높은 8월 초에 지나가며 찬 황해저층냉수의 용승을 발생시켜 수온을 많이 떨어 드렸다.

여름철 황해저층냉수의 발달은 그 해 초 겨울의 기온에 의해 결정는데(Uda, 1934; Yang, 1984; Jang et al, 2011)(<Fig 57a>) 이에 따라 겨울철 기온이 낮았던 2010년과 2011년의 여름철에는 수온이 낮은 황해저층냉수가 발달하였다. 황해저층냉수는 여름철에 남동계절풍에 의해 황해 중앙의 끝을 따라 남하한다(Lee & Beardsley, 1999; Lu et al., 2006; Moon et al., 2009a; Jang et al., 2011)(<Fig 57b>). 2010년 50m 층 수온분포(<Fig 58>)를 보면 2010년의 여름철 황해저층냉수의 수온은 1992-2009년 평균보다 낮았고 제주도 남서 해역에서 더 많이 남하한 것을 볼 수 있다. 2011년에는 2010년 보다 황해저층냉수의 수온이 더 낮았고 더 남하하여 제주도 남쪽 해역에까지 남하하였다(<Fig 59>). <Fig 60>은 제주특별자치도 해양수산연구원과 국립수산물품질관리원 아열대수산물연구센터가 양자강 저염수가 유입될 때 관측하는 제주도 서쪽 해역 중 St. 8에서 2010년 8월 3일과 2011년 8월 2일에 관측한 수온과 염분의 수직 분포를 비교한 것이다. 최저 수온은 2010년에는 12.39℃였고 2011년에는 10.61℃

로 2011년이 2010년 보다 낮았다. 최저 수온이 나타난 수심은 2010년에는 수심 25m였으며 2011년에는 수심 45m였다. 최저 수온의 수심이 해저가 아닌 중간 수심인 이유는 이 해역의 해저에는 염분이 높은 난류수가 분포하기 때문이며 2011년에 최저 수온의 수심이 2010년 보다 깊은 것은 수온이 낮기 때문이다. 2010년 우리나라 주변을 지나간 태풍 중 Dianmu와 Malou는 황해저층냉수의 분포 해역의 비켜 지나갔고 태풍 Kompasu는 황해저층냉수의 분포 해역을 지나갔으나 이미 표층 수온이 낮아진 8월 말에 지나갔기 때문에 수온을 떨어뜨린 영향이 크게 느껴지지 않았다(<Fig 61 left> and <Fig 62a>).

그러나 2011년에는 태풍이 황해 중앙을 남에서 북으로 관통하면서 용승을 발생시켜 표층 수온을 많이 떨어뜨렸다. 2011년 태풍 Meary(1105)는 6월 25-27일에 황해를 지나가며 수온을 2-4℃ 정도 떨어뜨렸고 태풍 Muifa(1108)는 8월 4-9일에 황해를 지나가며 수온을 6-8℃ 정도 떨어뜨렸다(<Fig 62b>). 특히 제주도 서쪽해역의 수온을 많이 떨어뜨렸다. <Fig 63>은 제주특별자치도 해양수산연구원과 국립수산물품질관리원 아열대수산물연구센터가 양자강 저염수가 유입될 때 관측한 제주도 서쪽 해역 중 St. 8에서 태풍 Muifa가 지나가기 전인 2011년 8월 2일과 태풍 Muifa가 지나간 후인 2011년 8월 10일에 관측한 수온과 염분의 수직 분포를 비교한 것이다. 표층 수온은 8월 2일의 28.46℃에서 8월 10일의 20.10℃로 8.36℃ 낮아진 반면 8월 2일에 최저 수온이 있었던 수심 45m 층의 수온은 8월 2일의 10.61℃에서 8월 10일의 13.11℃로 2.5℃ 높아졌다. 태풍 Muifa가 지나간 후에 표층의 변화를 보면 염분이 높아지고 수온이 낮아진데 비해(<Fig 64>), 아표층(수심 38m 층)에서는 태풍이 지나간 후에 염분이 낮아지고 수온이 높아졌다(Fig 65>). 그러므로 2011년 8월 10일에 제주도 서쪽에서 관측된 20℃ 정도의 낮은 수온(<Fig 54>)은 황해저층냉수의 발달과 황해의 중앙을 통과한 태풍에 의한 것이었다. 요약하면, 북극진동의 영향으로 2011년 초의 매우 추웠던 겨울에 수온이 낮은 황해저층냉수가 형성되었으며 여름철에 남하하여 황해와 제주도 서쪽 해역의 아표층(약 40m 층)에 평소보다 낮은 수온으로 분포하고 있었다. 이런 상태에서 태풍이 황해의 중앙을 관통하며 표층과 아표층 사이의 해수를 혼합시키고 이로 인해 표층 수온이

낮아진 것이었다. 2010년에도 황해저층냉수가 발달하였으나 2010년에는 태풍이 황해저층냉수를 용승시키지 못하여 표층수온이 낮지 않았다(<Fig 66>).

태풍은 저온고염의 저층수를 용승시키고 고온저염의 표층수와 혼합시켜 표층수온을 떨어뜨림과 함께 표층염분은 높인다. 2010년과 2011년 모두 염분이 낮은 양자강 저염수가 태풍이 지나간 후에 고염의 저층수와 혼합하여 염분이 높아지며 저염수에 대한 경계 상태가 해소되었다.

3. 2012년

3.1 2012년 양자강 저염수 개요

<Fig 67>의 왼쪽 그림은 모델로 예측한 2012년 8월 12일의 염분 분포이며 오른쪽 그림은 8월 11-13일에 국립수산물과학원에서 관측한 동중국해 표층염분 분포이다. 관측에서 125.2-125.4°E, 32.1-32.5°N 해역에 30psu 이하의 저염수가 관측되었으며 모델 분포에서도 125.1-125.5°E, 31.9-32.5°N 해역에 30psu 이하의 저염수가 예측되었다. 또한 모델에서 8월 18일에 30psu 이하의 양자강 저염수가 제주도 서쪽 125.6°E, 33.2°N 부근에 접근하는 것으로 예측되었으며 같은 날 관측에서 125.8°E, 33.2°N 해역에서 30psu 이하의 저염수가 관측되었다(<Fig 68>).

3.2 2012년 양자강 저염수 이동

2012년 4-8월 동안 양자강 유출량은 평년보다 많았으며(<Fig 69>) 평년 보다 많은 양자강 저염수가 7월의 남풍계열의 바람(<Fig 70>)에 의해 동진하여 7월 말에는 양자강 하구와 제주도 사이의 약 2/3지점까지 확장하였다(<Fig

71c>). 그 후 7월 말에서 8월초에 동중국해를 통과했던 연속적인 2개의 태풍에 의해 빠르게 북서쪽으로 이동하였으며(<Fig 71 d, e>), 그 후 다시 바편 남풍에 의해 동쪽으로 이동하며 한반도 남서 해역에 도달하였다(<Fig 71 f, g>). 그러나 2개의 태풍에 의해 양자강 저염수의 염분은 많이 높아진 상태이며 이 시기에는 양자강 유출량도 이미 작아진 상태이기 때문에 저염수는 빠르게 고염화되었다(<Fig 71 h, i>).

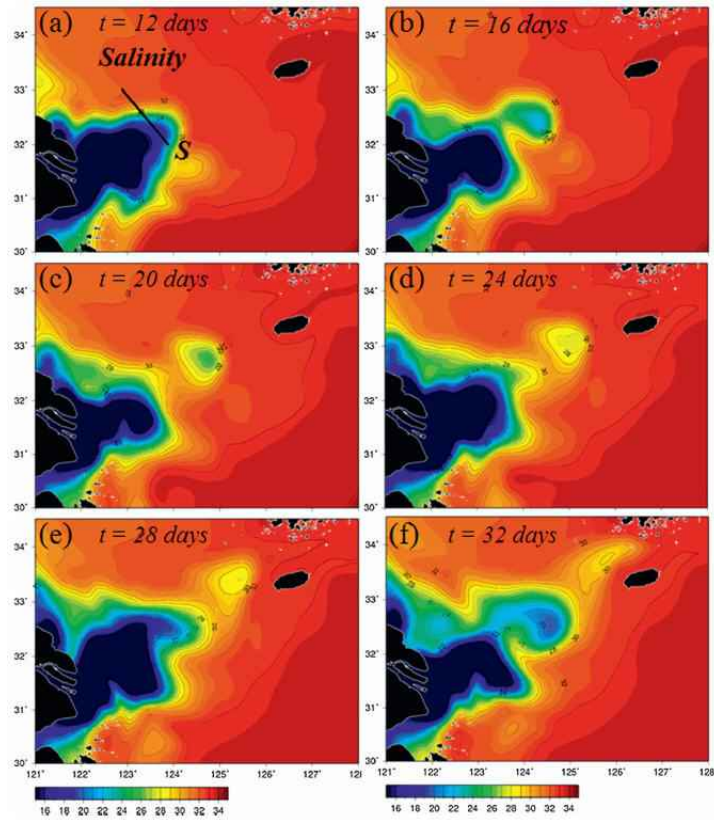
2012년의 양자강 저염수 이동에서 특이한 점은 다량의 양자강 저염수가 황해로 유입되었다는 것이다. 8월 2-9일에 황해 중남부 해역에 최저 29psu 이하의 염분을 갖는 저염수 덩어리가 관측되었는데 이것은 평년의 염분(31-31.5 psu)보다 약 2-3psu 정도 낮은 것이다(<Fig 72>). 2012년에 양자강 저염수가 일반적인 경로와 달리 황해로 유입된 원인은 바람 때문이었다. 2012년 7월 말과 8월 초에는 2개의 태풍이 동중국해를 통과하였다. 첫 번째 태풍인 담레이는 태풍의 중심이 양자강 하구의 북쪽을 통과하였으며 다음 태풍인 하이쿠이는 태풍의 중심이 양자강 하구 남쪽을 통과하였다(<Fig 73>). 이 태풍이 지나면서 양자강 입구와 제주도 사이의 2012년 일평균 바람은 7월 말과 8월 초에 남풍 계열에서 동풍으로 바뀌었으며 태풍이 지나간 후에는 다시 남풍으로 복귀하였다(<Fig 70>). 동풍 계열의 바람에 의해 양자강 저염수는 북쪽으로 이동하였고(<Fig 71 d, e>) 태풍이 지나간 후에는 남풍에 의해 다시 동쪽으로 이동하여(<Fig 71 e, f>) 2012년 8월 초에는 관측과 같이 서해에 남부 해역에 이르러 평소보다 염분이 많이 낮은 저염수가 서해에서 관측된 것이다.

4. 2013년

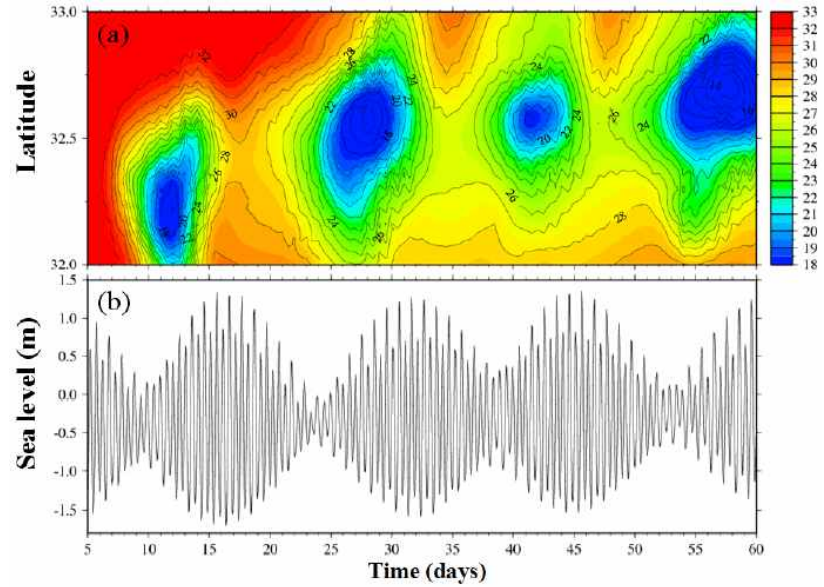
4.1 2013년 양자강 저염수 개요

<Fig 74>는 모델로 예측한 2013년 8월 1일의 염분 분포와 같은 날 제주도

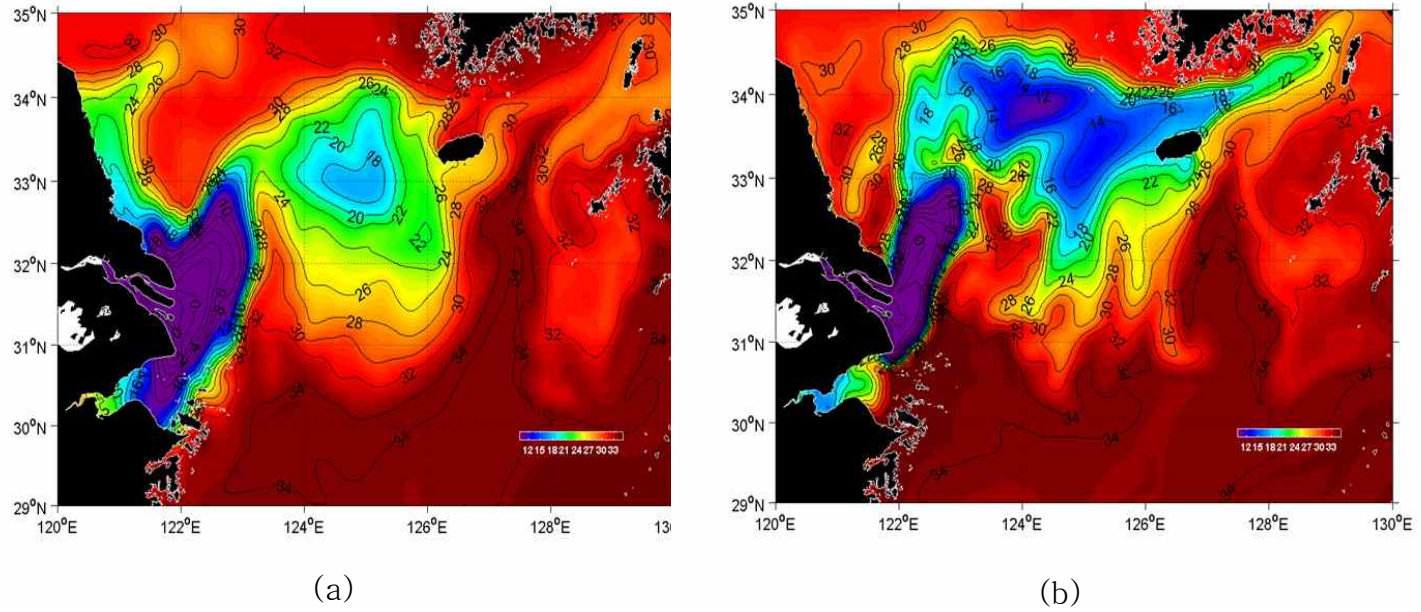
해양수산연구원에서 관측한 염분 분포이며 양자강 저염수는 관측되지 않았으나 모델 예측 분포는 관측과 거의 일치하는 염분분포를 보여주고 있다. 2010-2013년 4년 연속 모델이 예측한 해역에서 저염수가 관측됨으로써 모델 예측의 신뢰성이 확립되었고 2013년 여름에는 양자강 저염수가 제주도 근해에 오지 않았기 때문에 2013년의 양자강 저염수 대응은 관측을 거의 하지 않고 주로 모델예측에 의존하였다. 이에 따라 2013년에는 제주도 서쪽 해역의 관측이 거의 없었으며 분석할 내용도 별로 없었다.



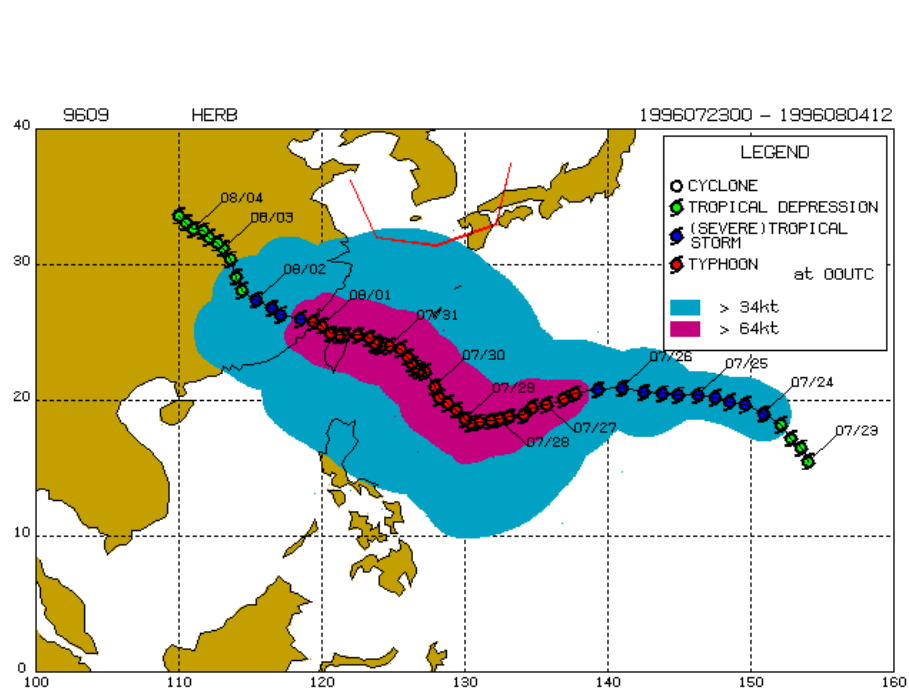
<Fig. 27> Formation of CDW detachment by tide induced vertical mixing (Moon et al., 2010b)



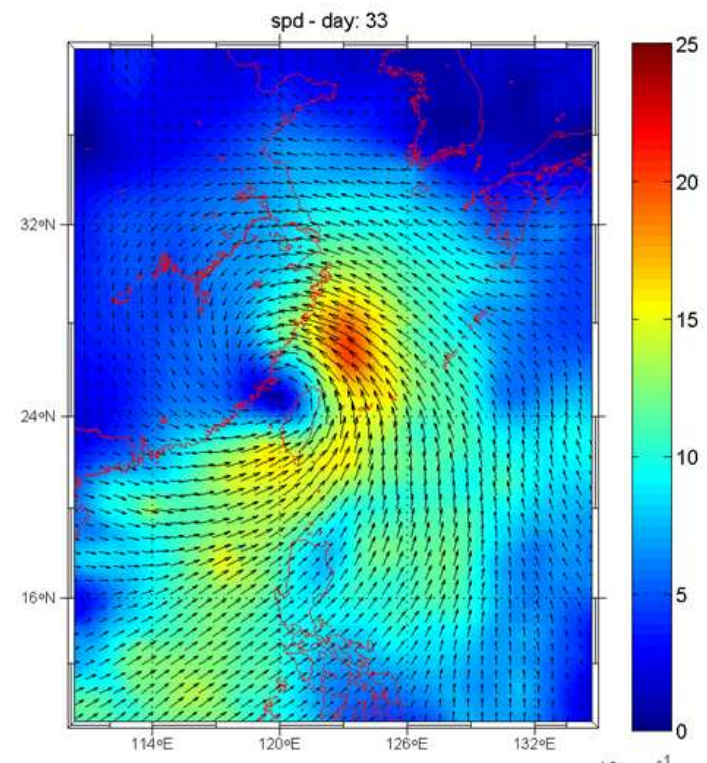
<Fig. 28> Time-space plot of the surface salinity along the S line of <Fig. 27a>(a) and the sea level variation at the center of the S line(b)



<Fig. 29> Distributions of sea surface salinity with tide(a) and without tide(b) on 9th August 1996

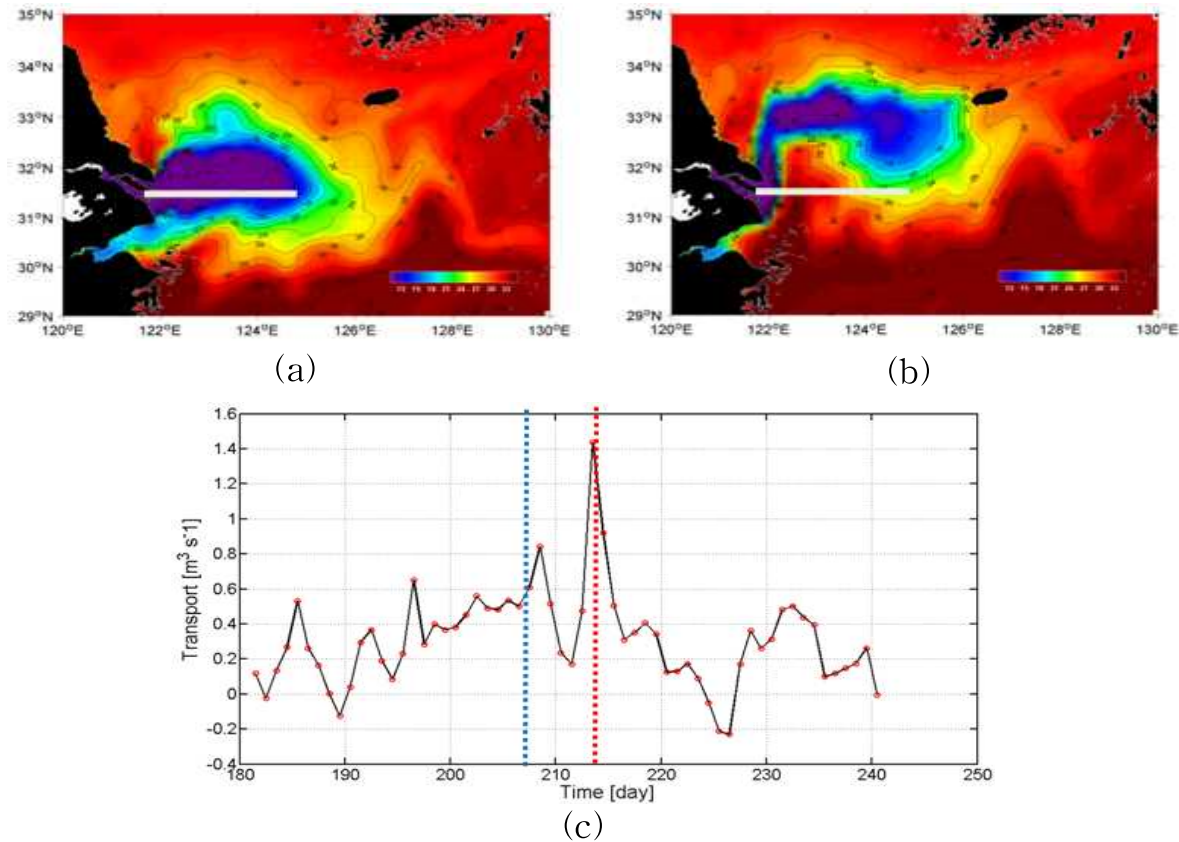


(a)

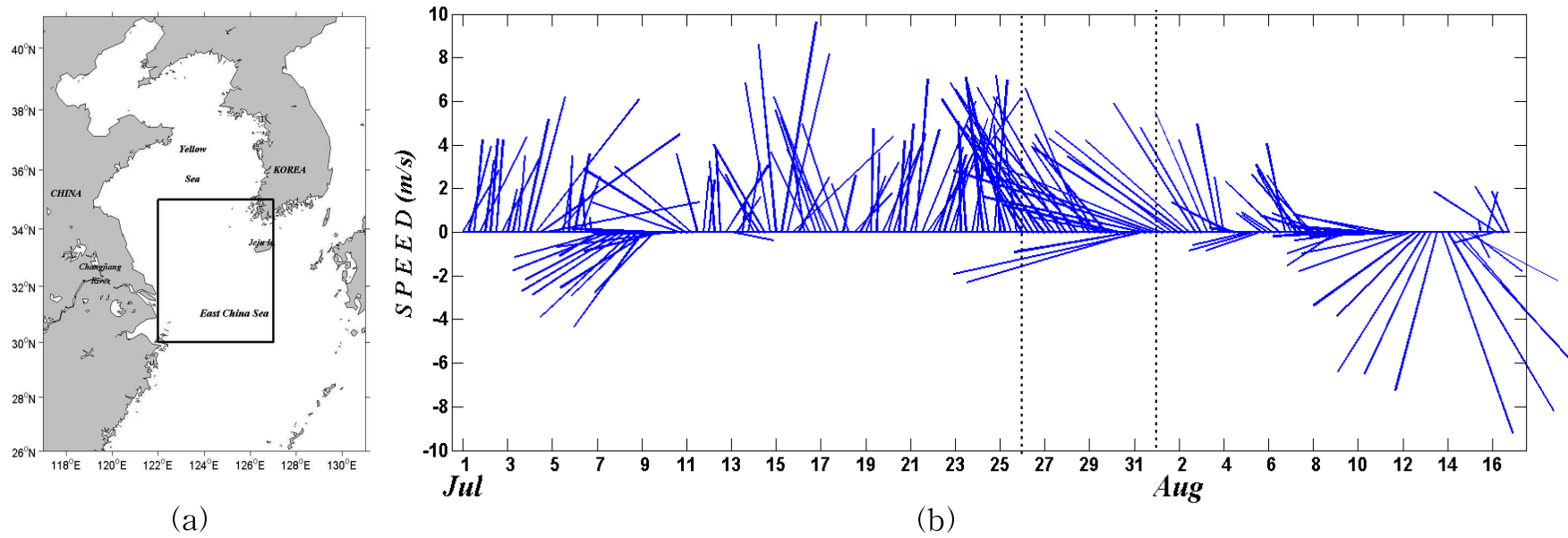


(b)

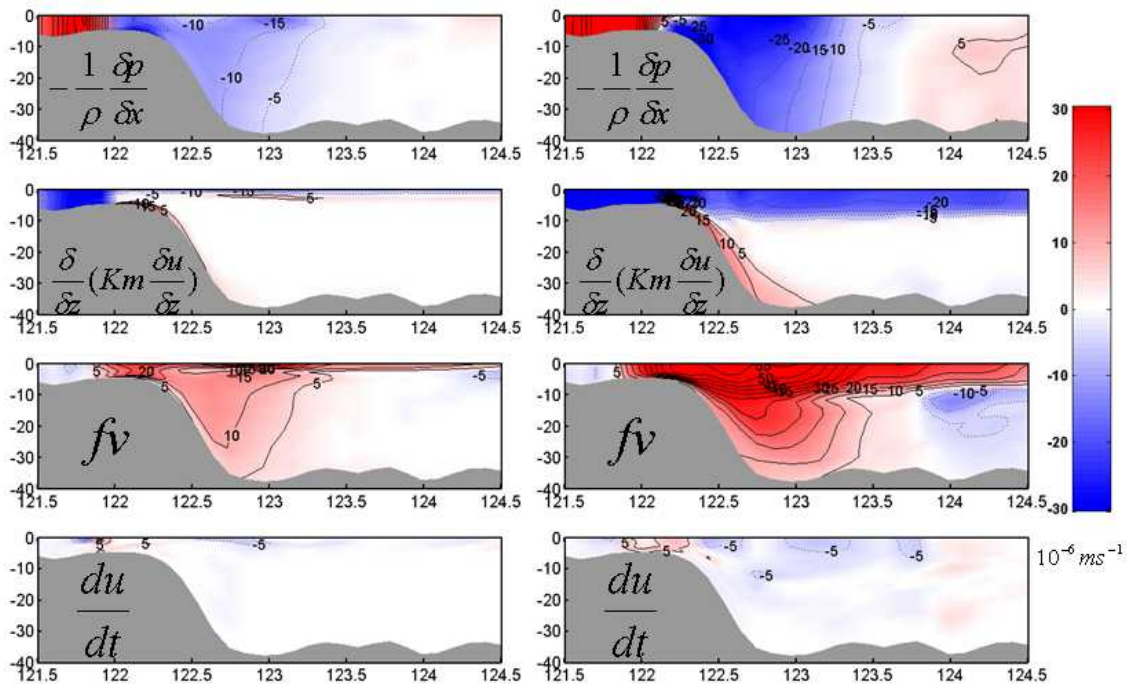
<Fig. 30> Best track for the typhoon Herb(9609)(a) and wind vectors on 6 a.m 31st July 1996 from CCMP(b). Colors in (a) denote the radius of gale(blue) and hurricane(red). Colors in (b) display the strength of wind.



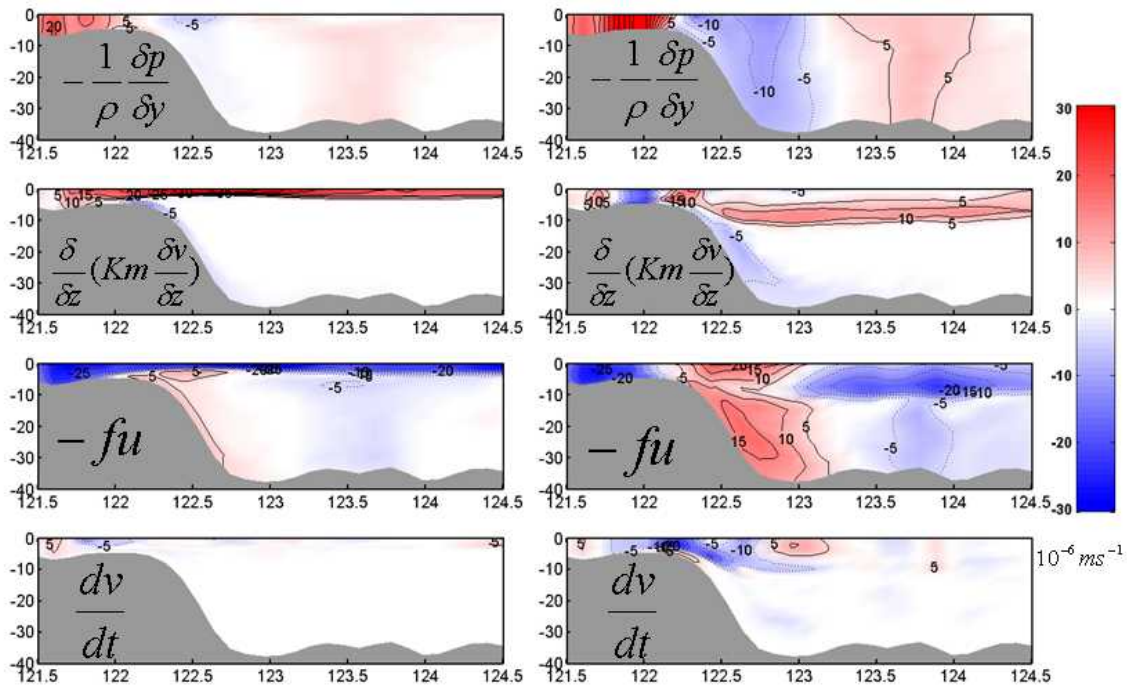
<Fig. 31> Sea surface salinity distribution of CDW before detachment(a) and after detachment(b) in 1996, and transport variation across the white line depicted in (a) during 180-240 Julian days(c). Blue and red dashed vertical lines in (c) denote 26th July and 1st August, respectively.



<Fig. 32> Area of 122°-127°E and 30°-35°N, which CDW dominantly flows,(a) and stick diagram of wind averaged spatially over the area(b)

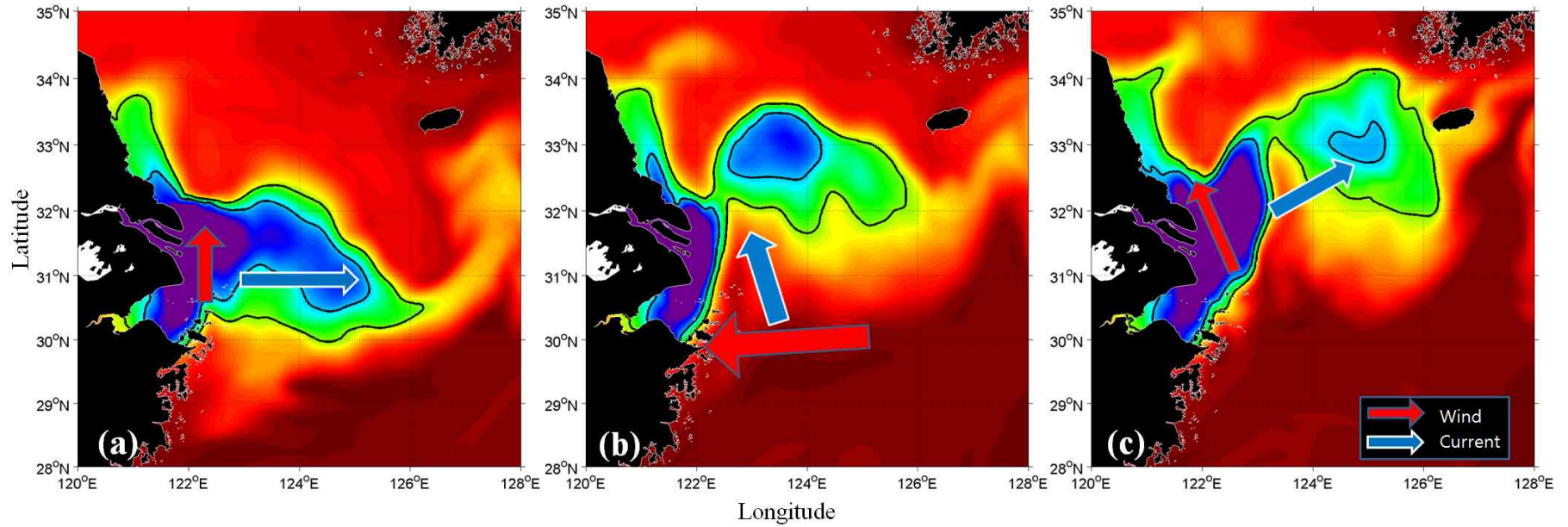


(a)

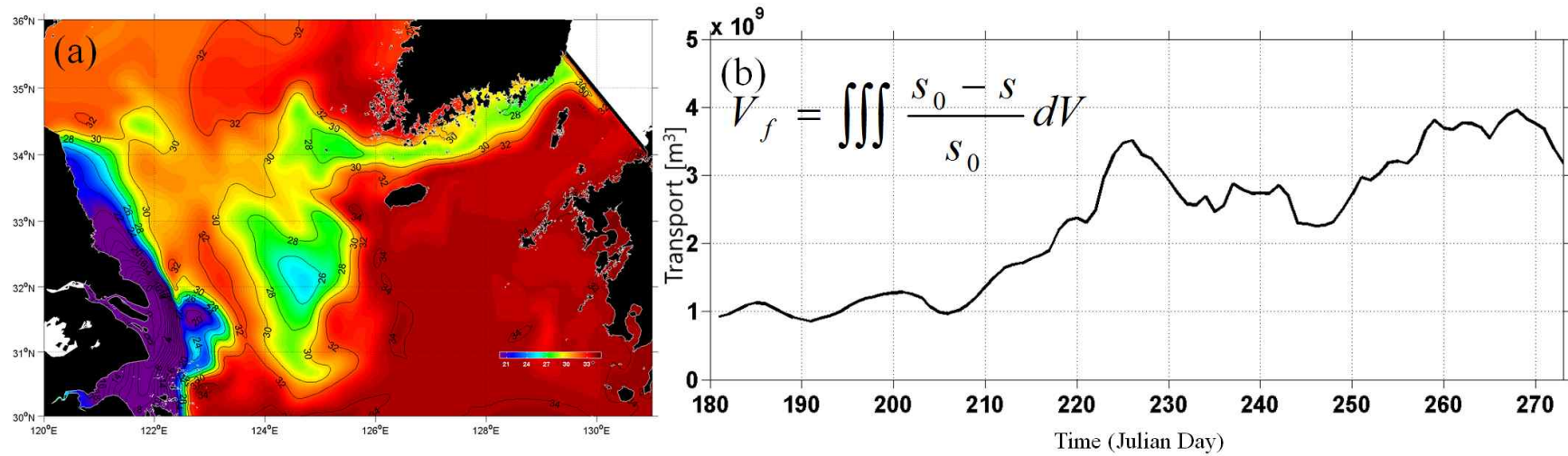


(b)

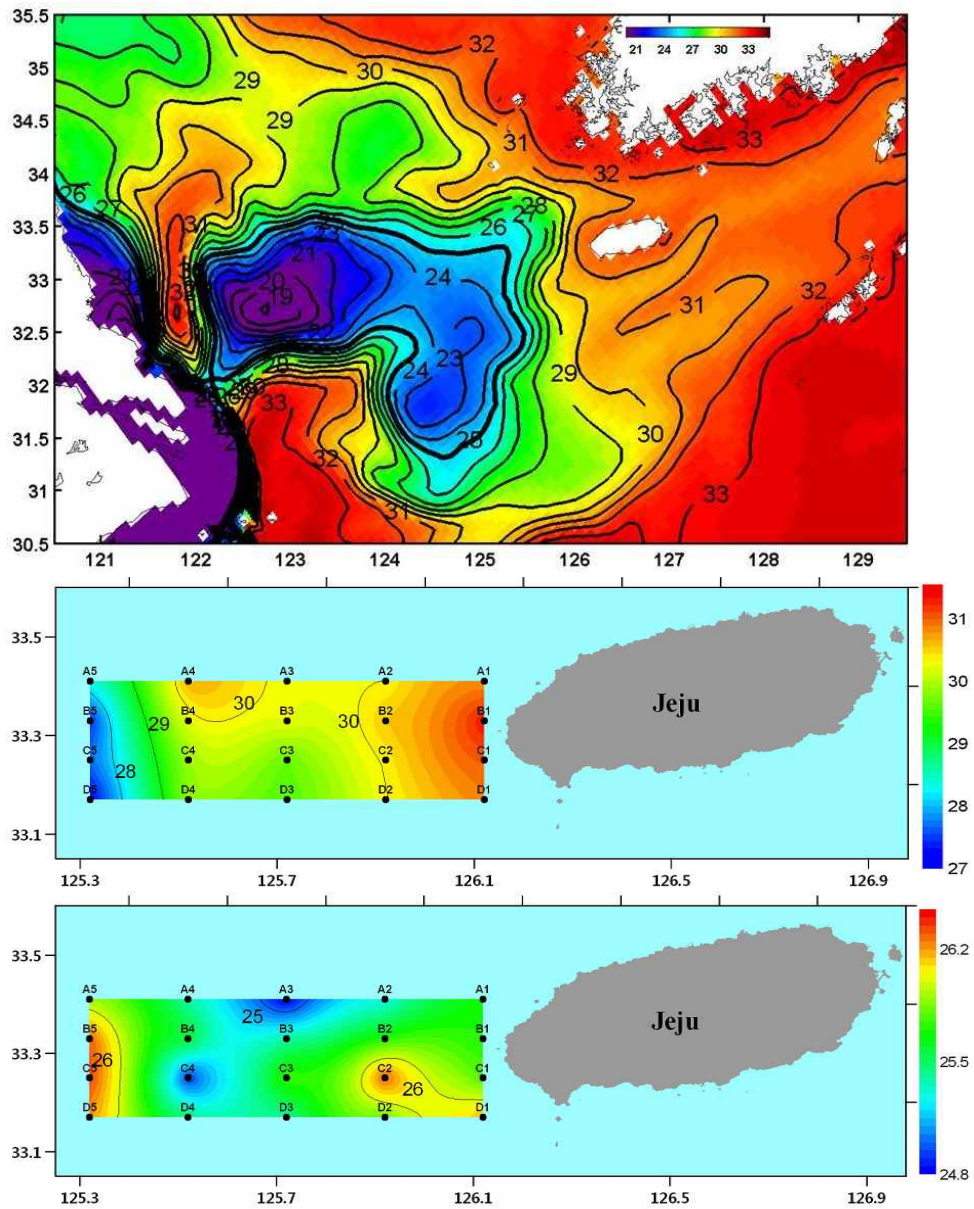
<Fig. 33> Vertical structures for each terms in x-momentum equation(a) and y-momentum equation(b). Left and right panels display July 26 and August 1, respectively.



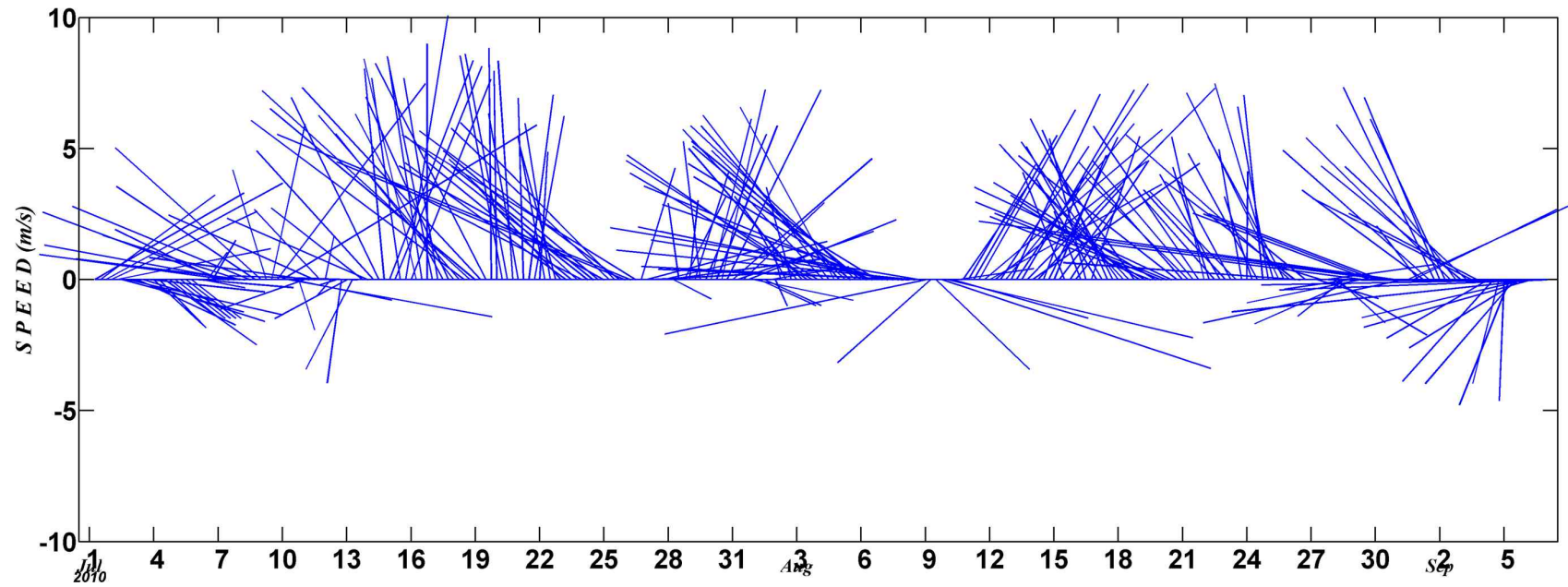
<Fig. 34> Schematics figures of CDW detachment process : eastward expansion of CDW by southerly wind(a), detachment over the steep bottom topography by strong easterly or southeasterly wind(b), and northeastward advection by southeasterly wind after detachment



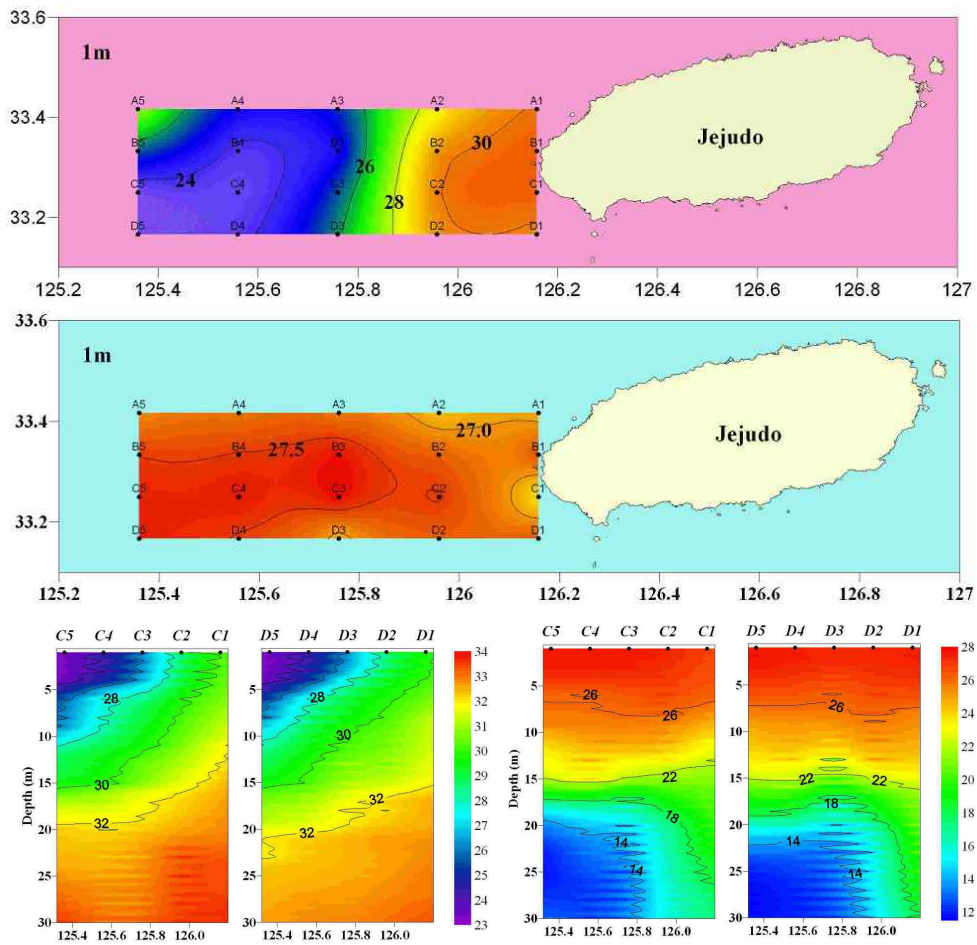
<Fig. 35> Sea surface salinity distribution of CDW on September 20, 1996(a) and freshwater volume transport across Korea Strait during July to September 1996(b)



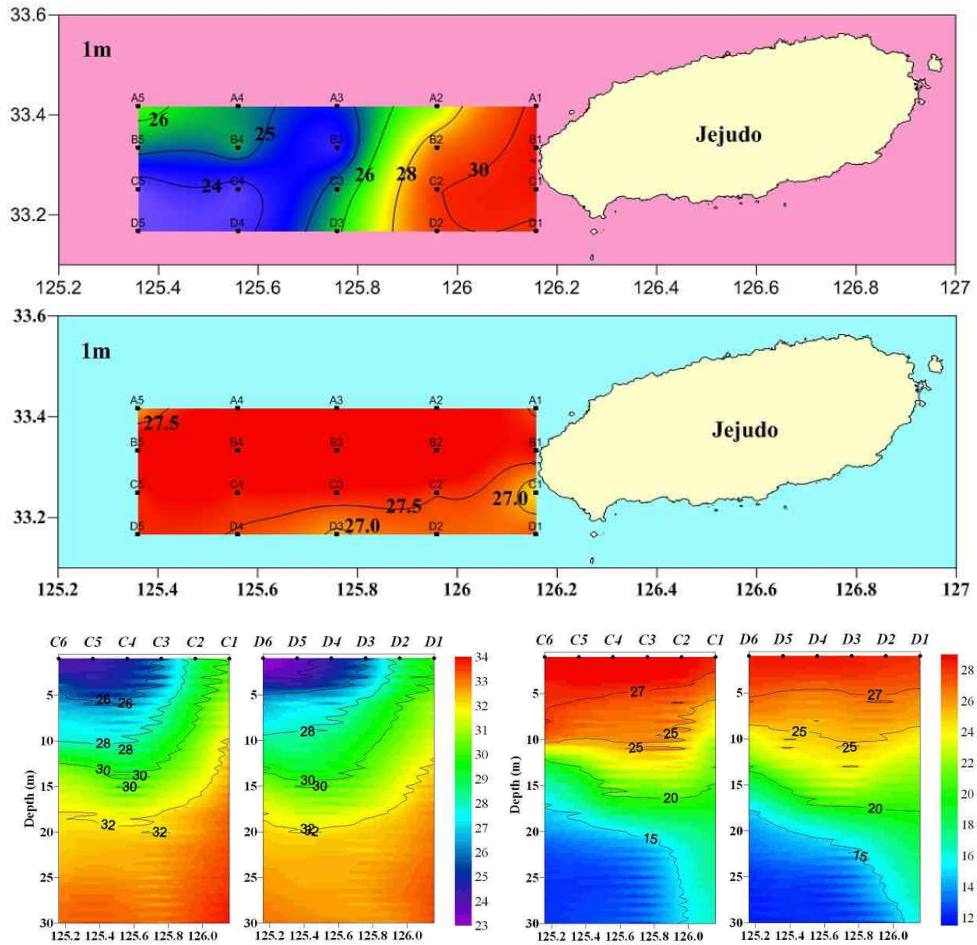
<Fig. 36> Sea surface salinity distribution of model prediction (top) and observation (middle), and sea surface temperature distribution of observation (bottom) in the west sea of Jeju on July 29, 2010



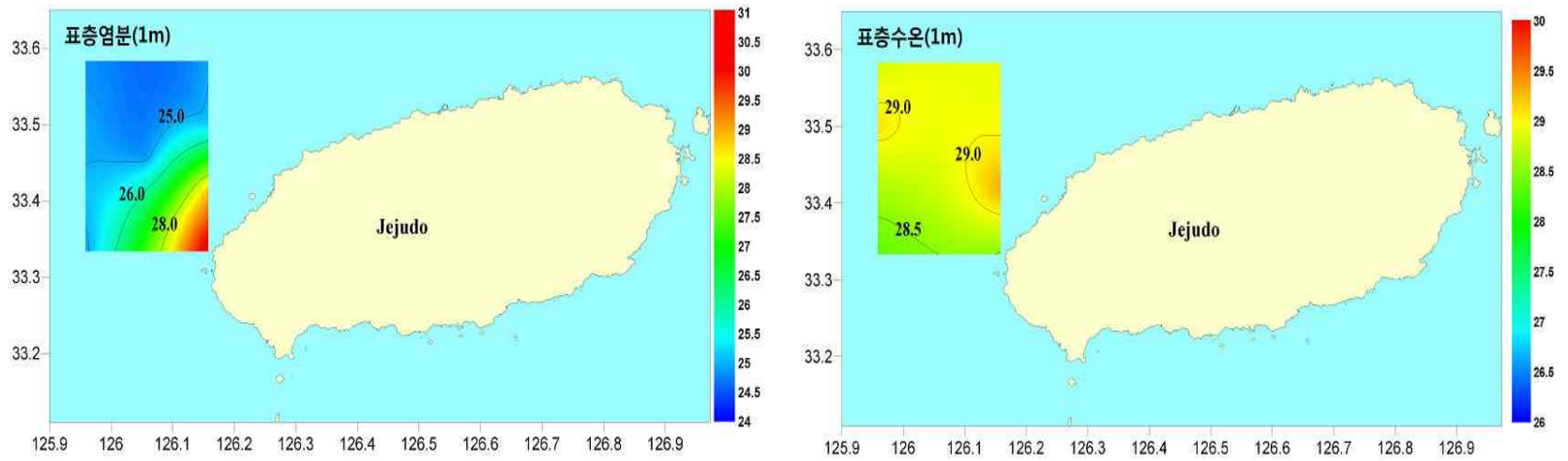
<Fig. 37> The stick diagram of wind averaged spatially from 122° to 126°E and from 31° to 34.5°N during July to early september in 2010



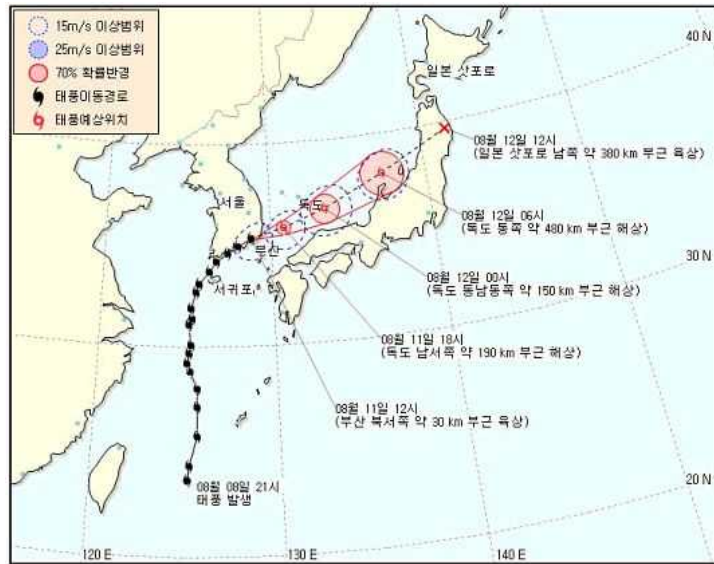
<Fig. 38> Observed Sea surface salinity (top) and temperature (middle) distribution in the west sea of Jeju on August 1, 2010 and vertical profiles of salinity (bottom left) and temperature (bottom right) of Lines C and D



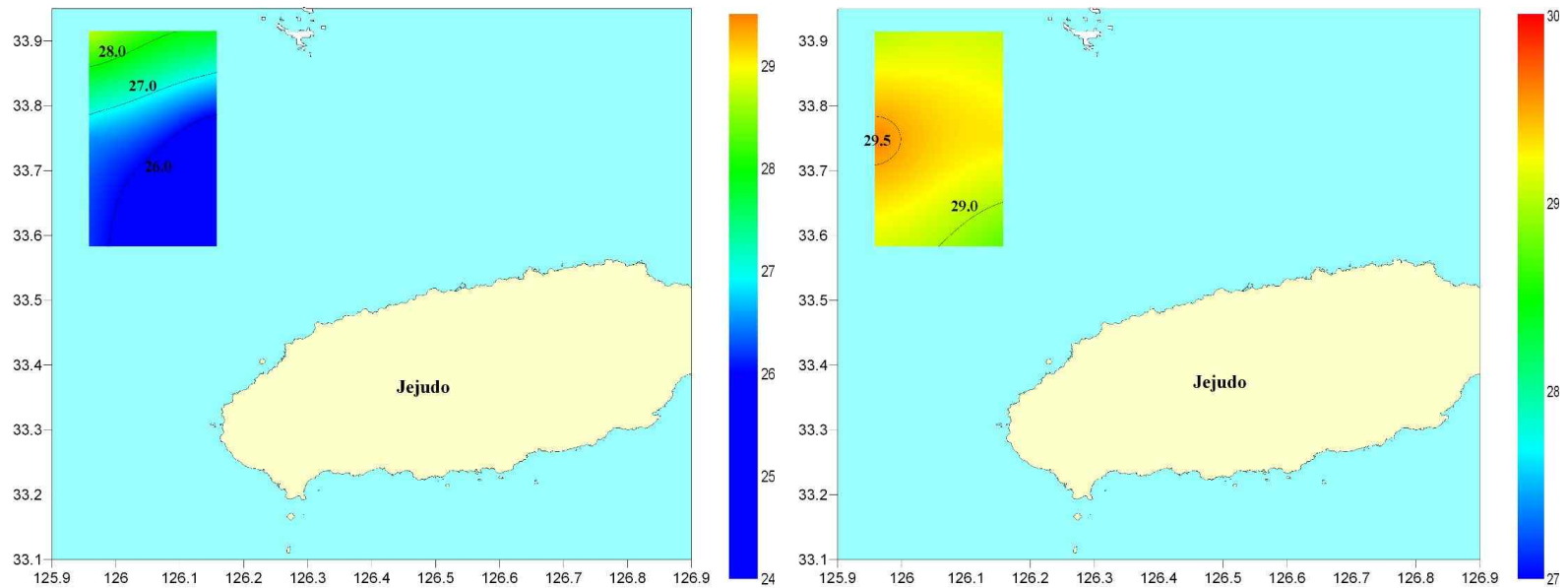
<Fig. 39> Observed sea surface salinity (top) and temperature (middle) distributions in the west sea of Jeju on August 3, 2010 and vertical profiles of salinity (bottom left) and temperature (bottom right) of Lines C and D



<Fig. 40> Observed sea surface salinity (left) and temperature (right) distributions in the west sea of Jeju on August 6, 2010



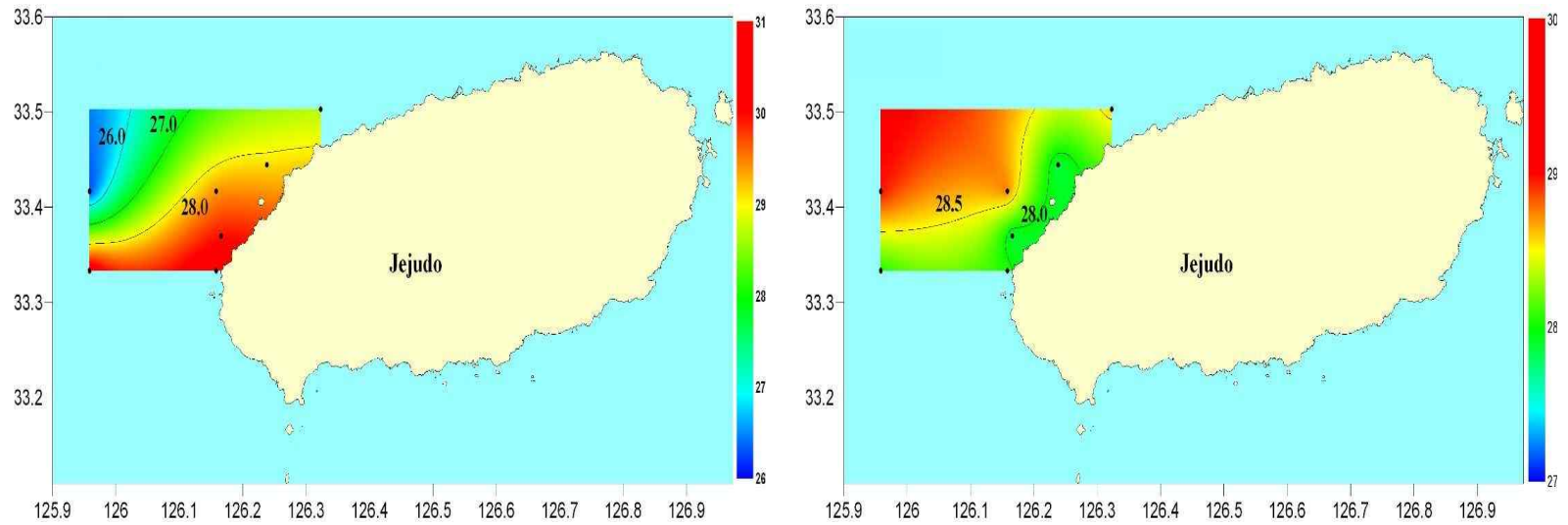
<Fig. 41> Best track for typhoon Dianmu (Data: National Typhoon Center)



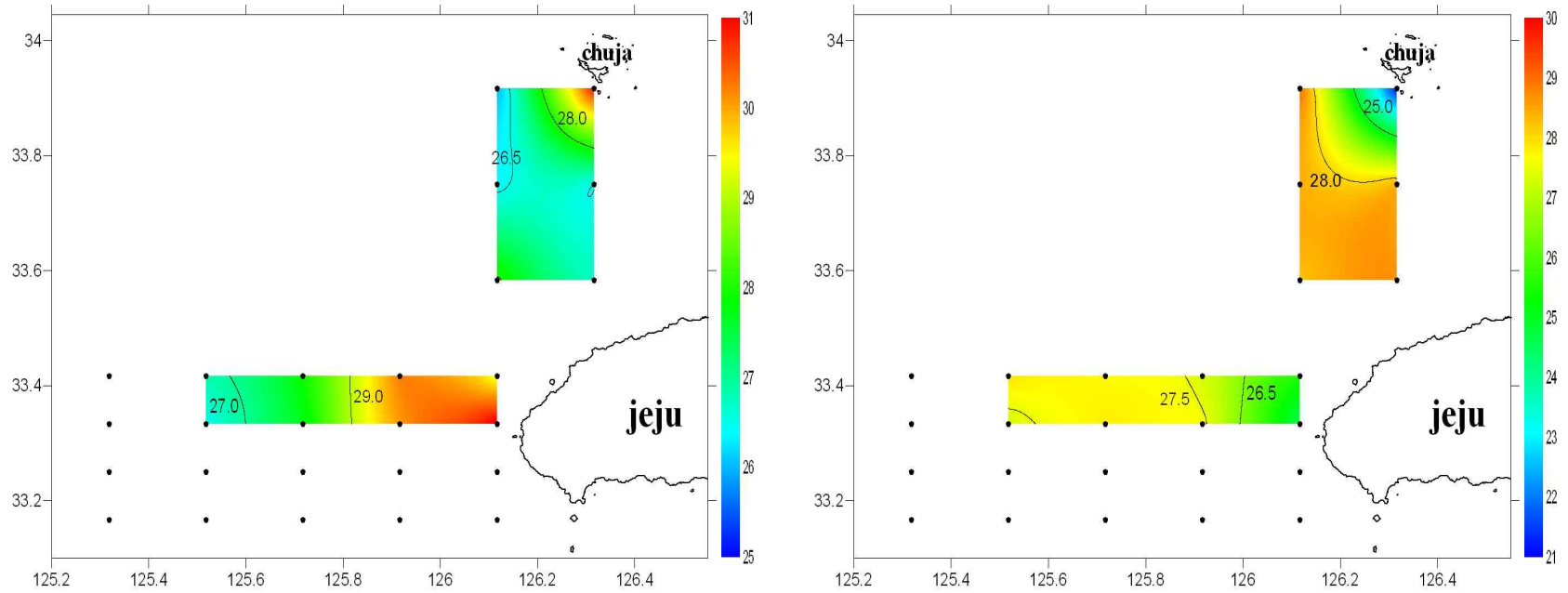
<Fig. 42> Observed sea surface salinity (left) and temperature (right) distributions in the west sea of Jeju on August 7, 2010



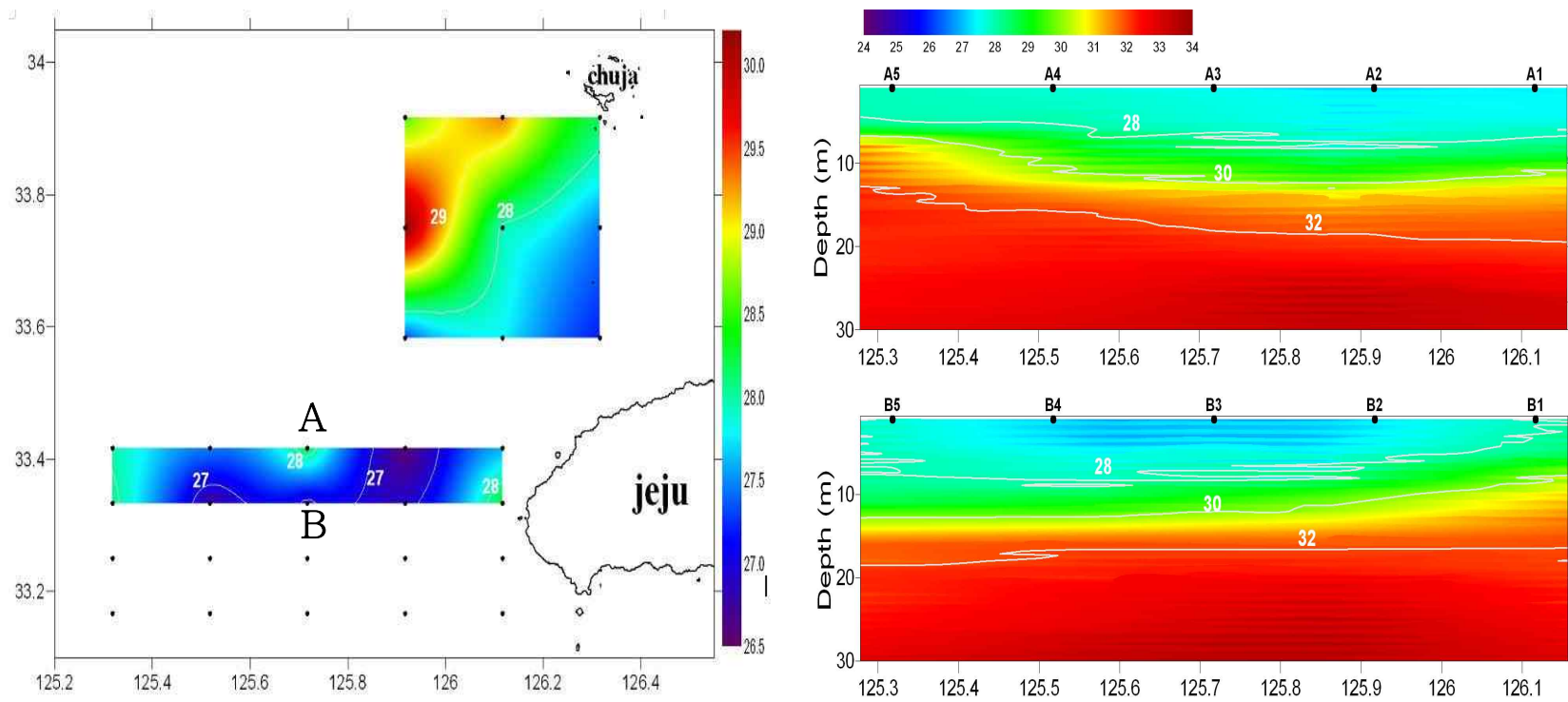
<Fig. 43> Time series of salinity observed at Chu-ja island. Salinity drastically decreased from August 6, 2010.



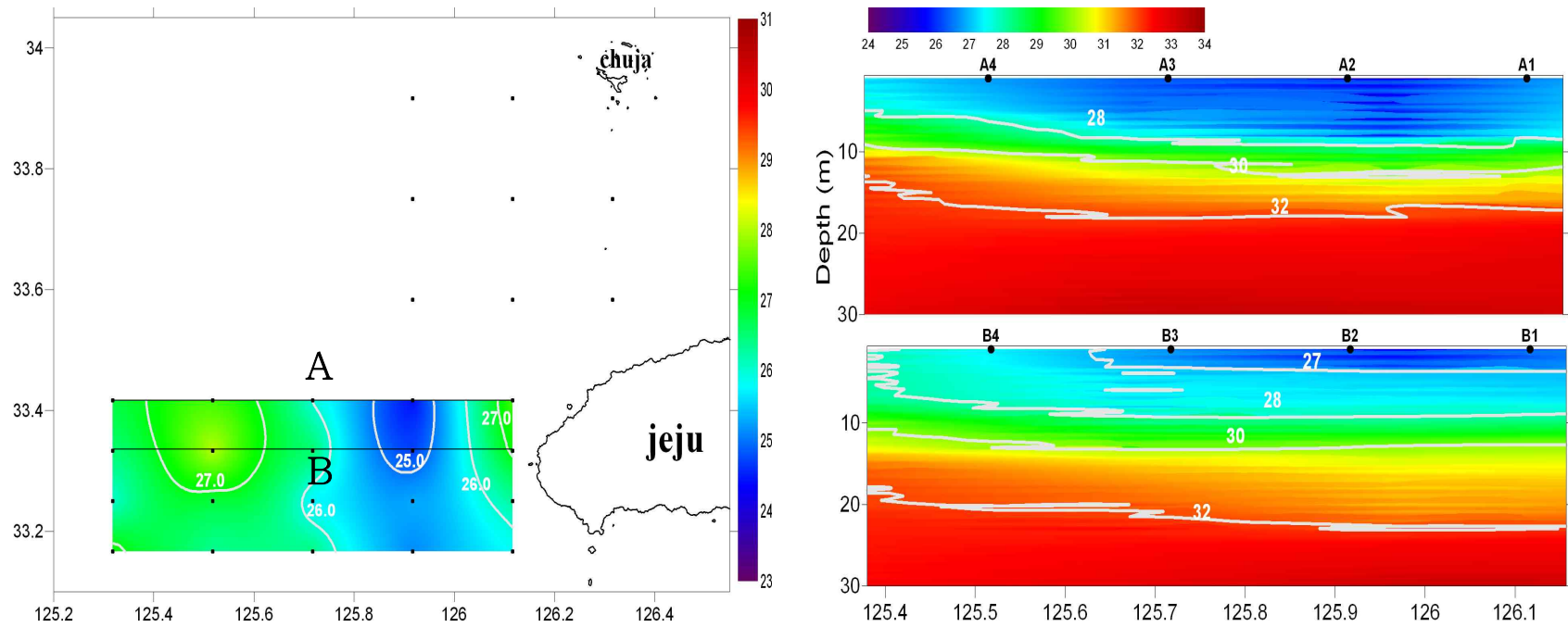
<Fig. 44> Observed sea surface salinity (left) and temperature (right) distributions in the west sea of Jeju on August 9, 2010



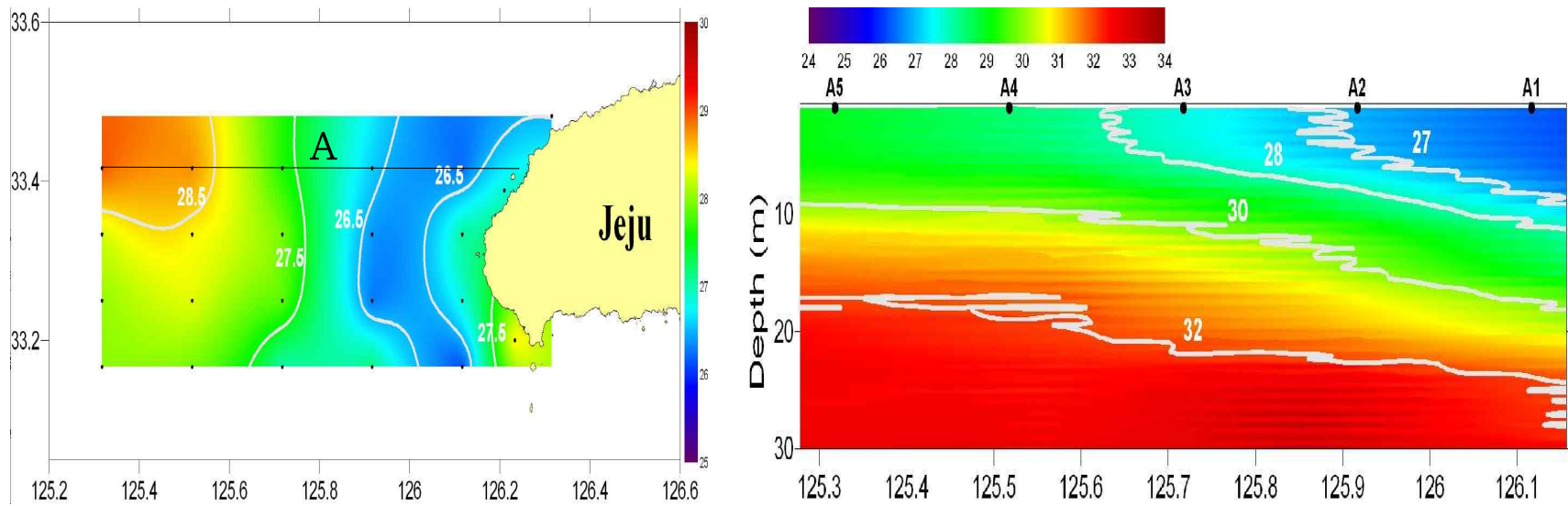
<Fig. 45> Observed sea surface salinity (left) and temperature (right) distributions in the west sea of Jeju on August 12-13, 2010



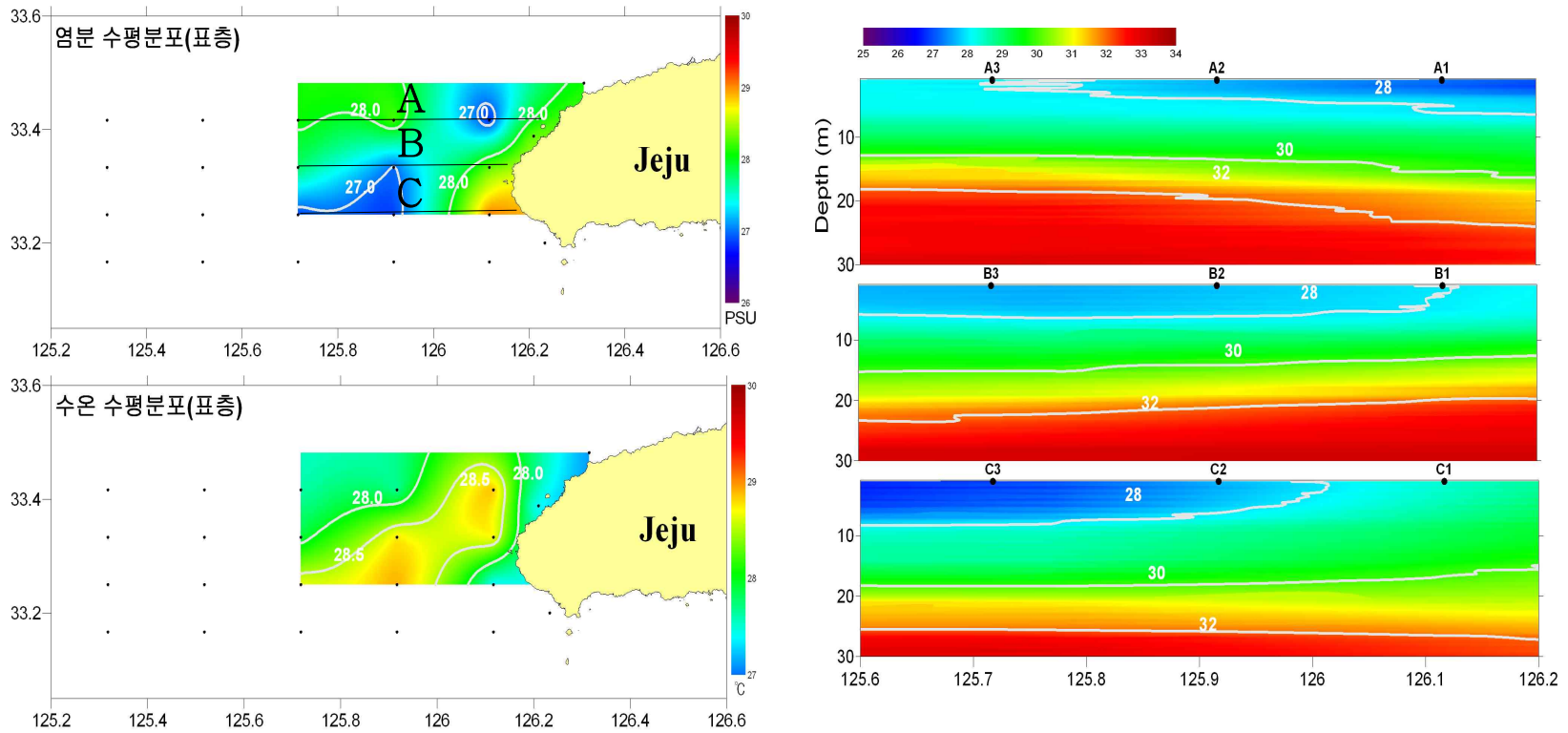
<Fig. 46> Observed sea surface salinity (left) and vertical salinity profiles along lines A and B on August 18, 2010



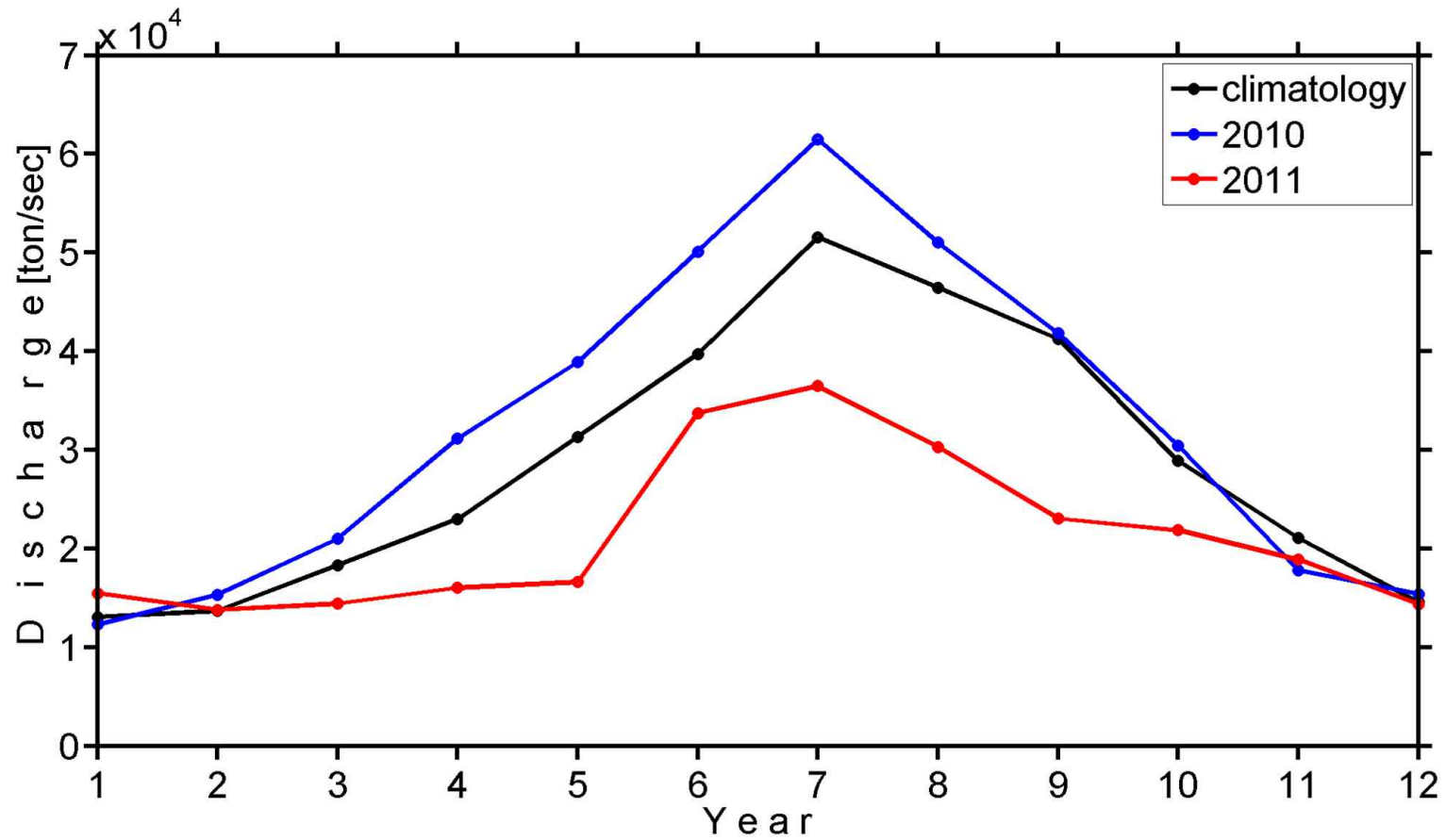
<Fig. 47> Observed sea surface salinity (left) and vertical salinity profiles along lines A and B on August 23, 2010



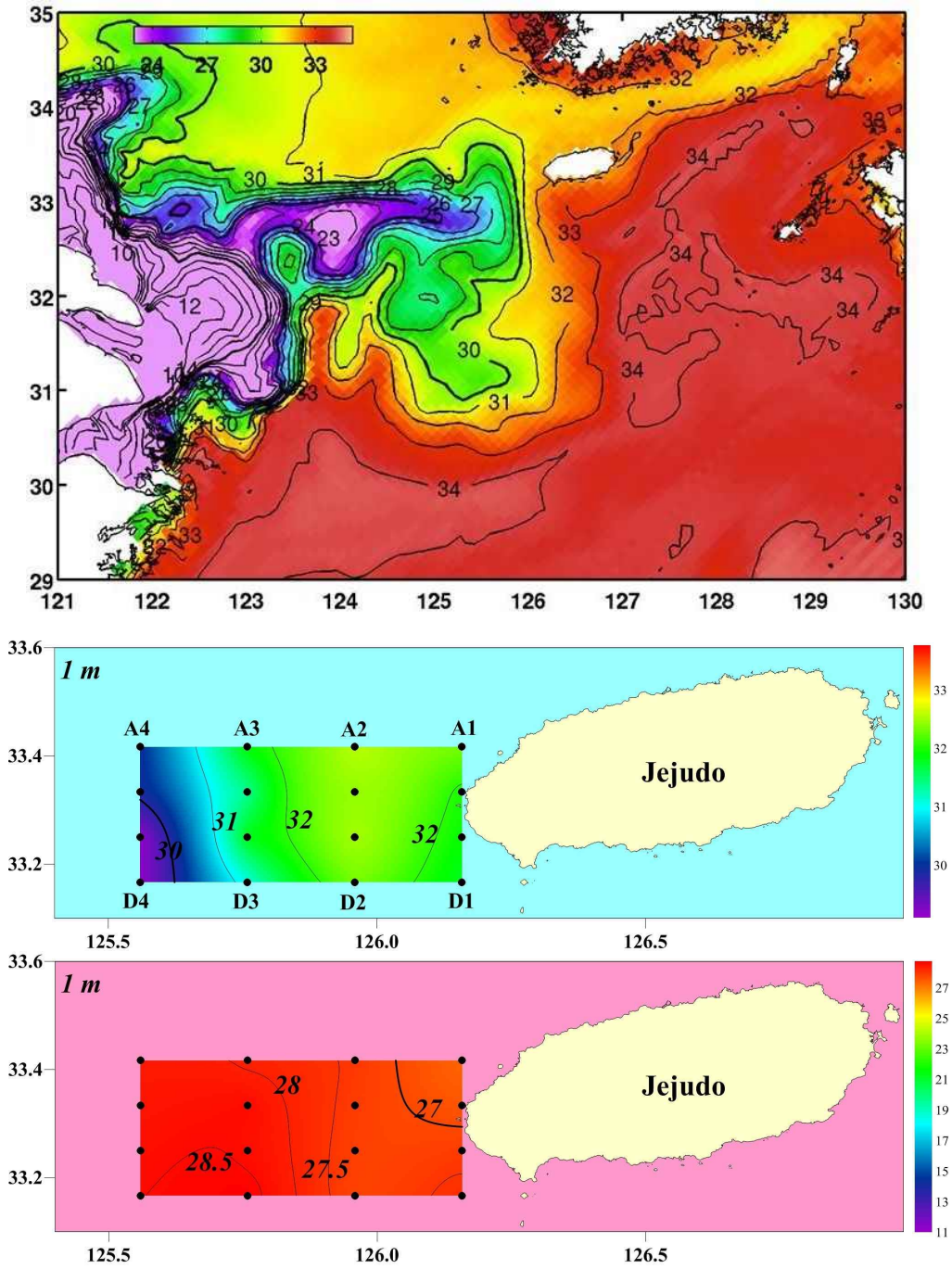
<Fig. 48> Observed sea surface salinity (left) and vertical salinity profiles along line A on August 26, 2010



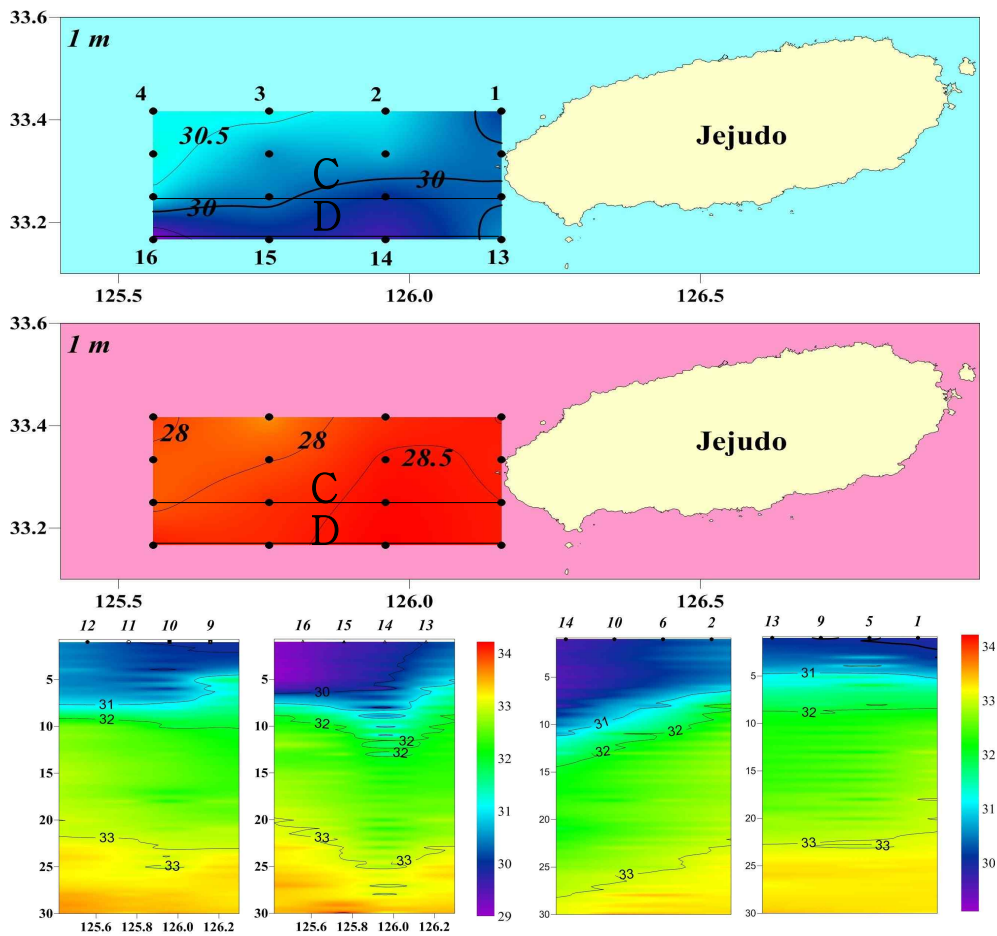
<Fig. 49> Observed sea surface salinity (left) and vertical salinity profiles along lines A, B, and C on August 31, 2010



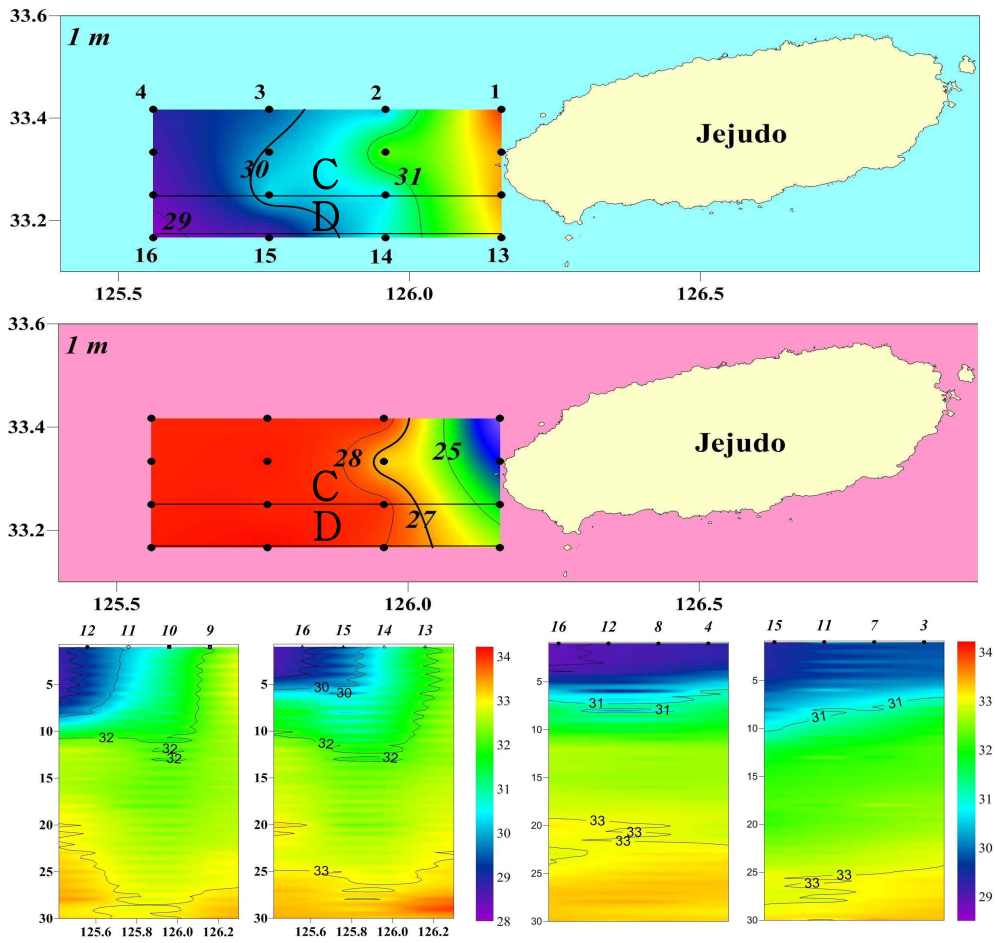
<Fig. 50> Monthly Changjiang river discharges of normal(black), 2010(blue), and 2011(red), respectively



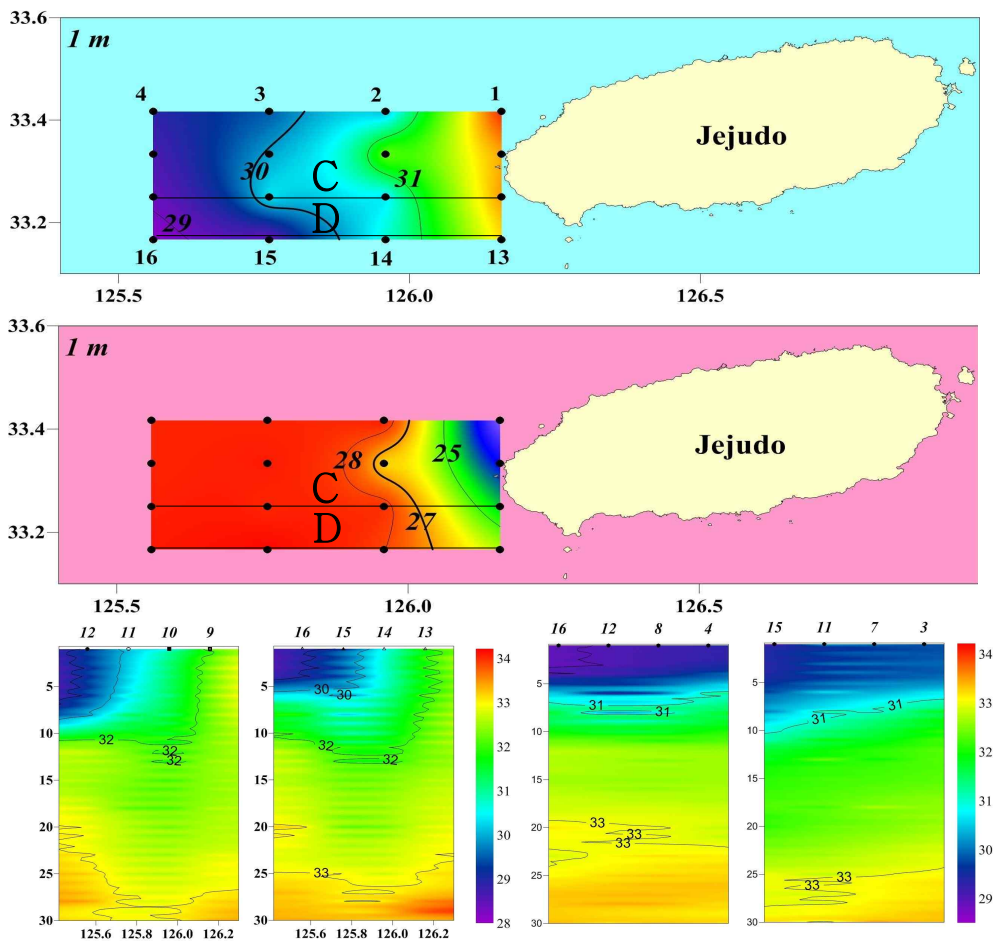
<Fig. 51> Sea surface salinity distribution of model prediction (top) and observation (middle), and sea surface temperature distribution of observation (bottom) in the west sea of Jeju on July 26, 2011



<Fig. 52> Observed Sea surface salinity (top) and temperature (middle) distribution in the west sea of Jeju on July 29, 2010 and vertical profiles of salinity (bottom left) and temperature (bottom right) of Lines C and D



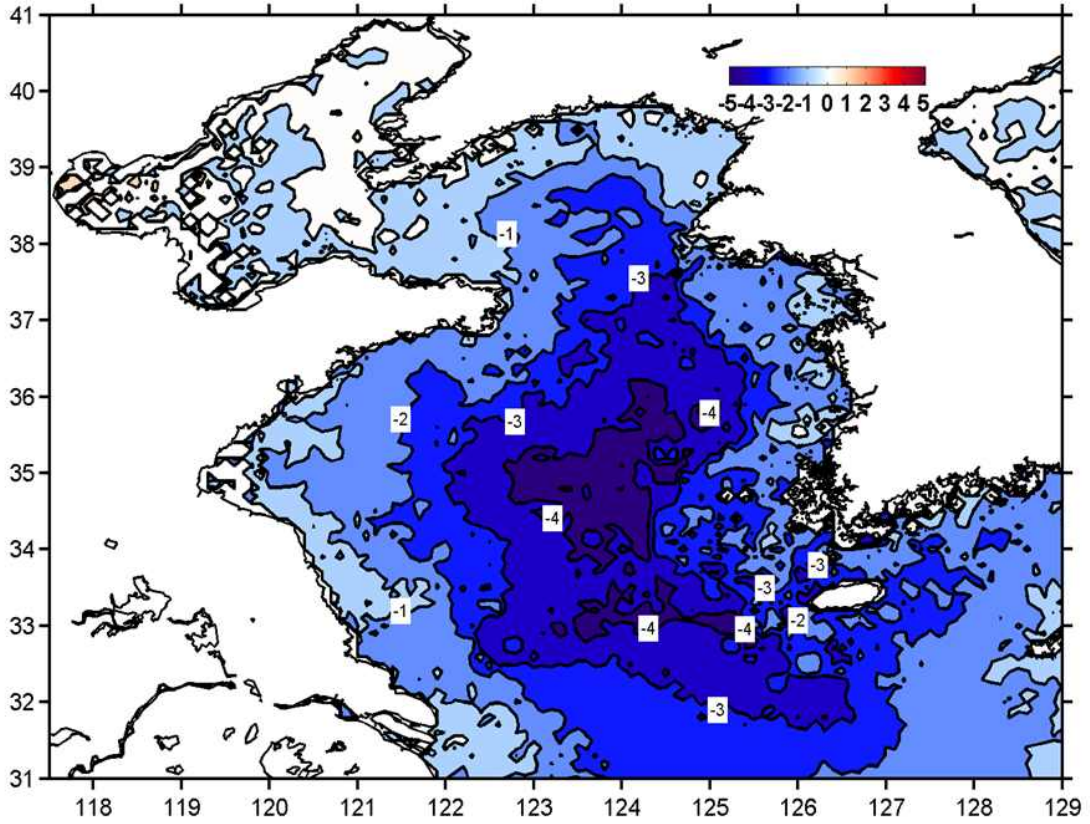
<Fig. 53> Observed sea surface salinity (top) and temperature (middle) distributions in the west sea of Jeju on August 2, 2011 and vertical profiles of salinity (bottom left) and temperature (bottom right) of Lines C and D



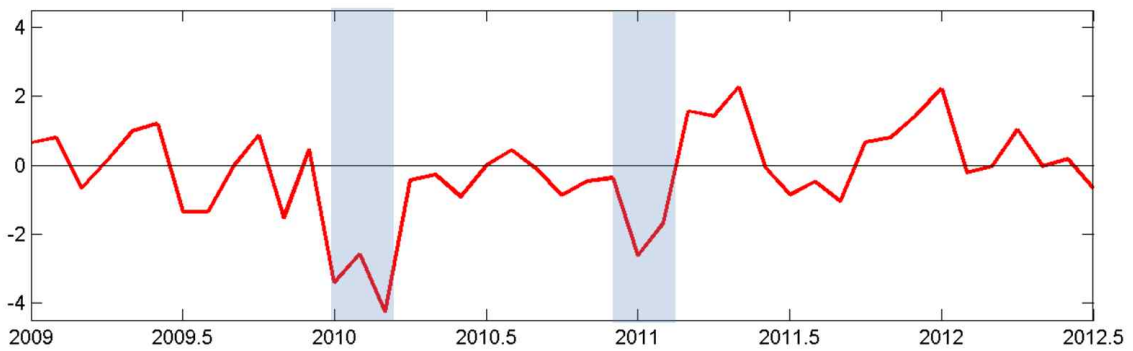
<Fig. 54> Observed sea surface salinity (top) and temperature (middle) distributions in the west sea of Jeju on August 2, 2011 and vertical profiles of salinity (bottom left) and temperature (bottom right) of Lines C and D

<Table 5> Time averaged temperature at 4 stations in Jeju and anomalies in 2010 and 2011 (°C)

	Clim.(Aug.)	2010(anomaly)	2011(anomaly)
Jeju	26.2	0.9	-3.6
Mosulop	24.2	-0.6	-2.3
Sungsanpo	25.4	0.5	-3.5
Seogwipo	24.9	-2.1	-3.0



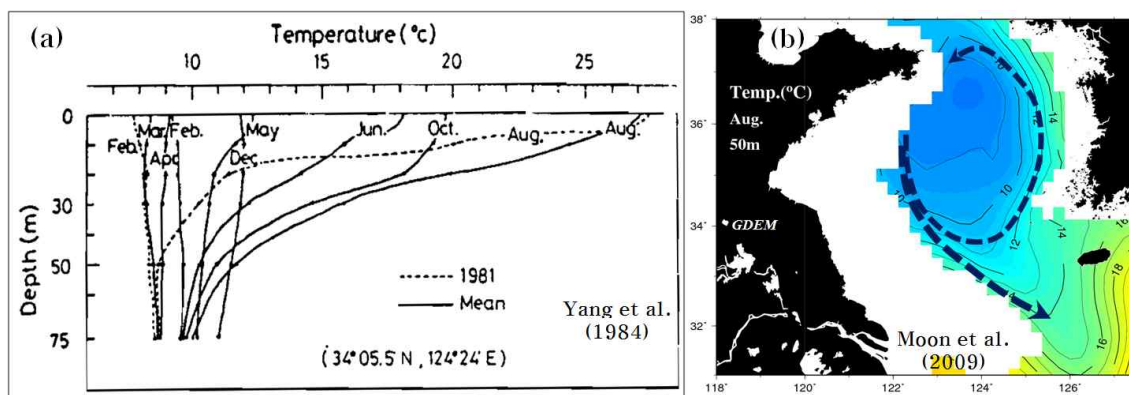
<Fig. 55> Distribution of sea surface temperature anomaly in August 2011



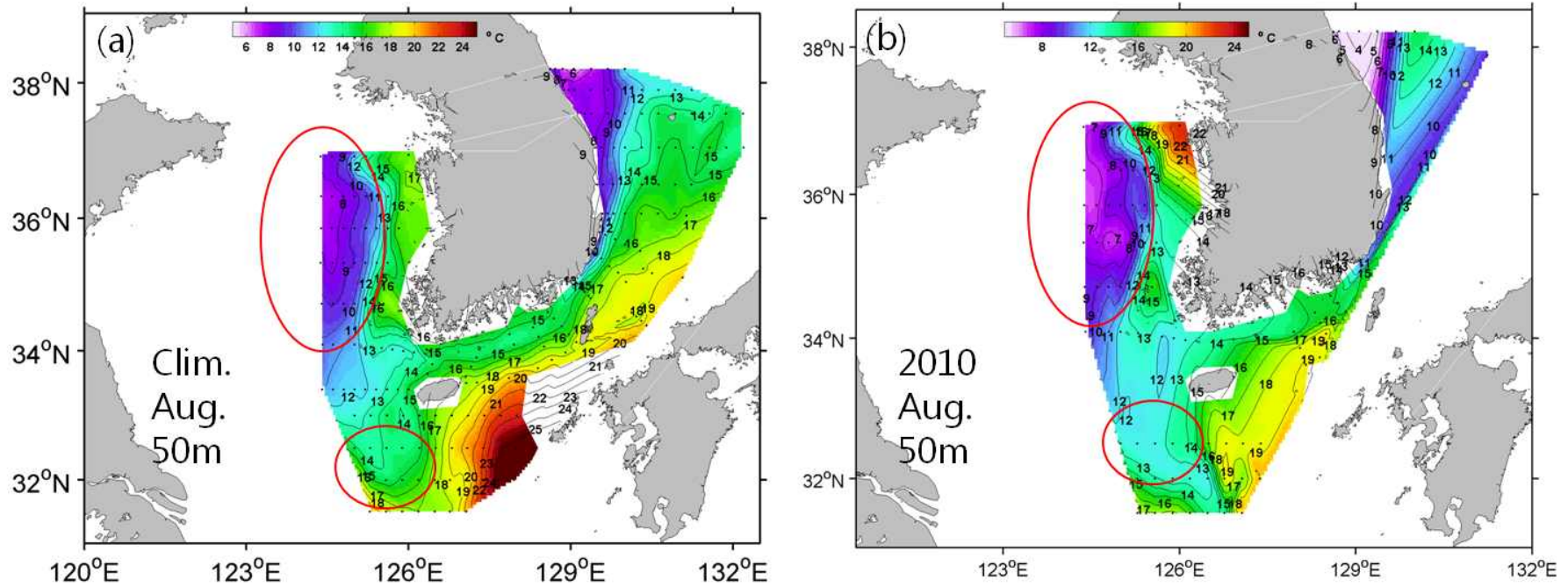
<Fig. 56> Time series for AO (Arctic Oscillation) index (Data from NOAA)

<Table 6> Spatially averaged sea surface temperature of climatology, 2010 and 2011

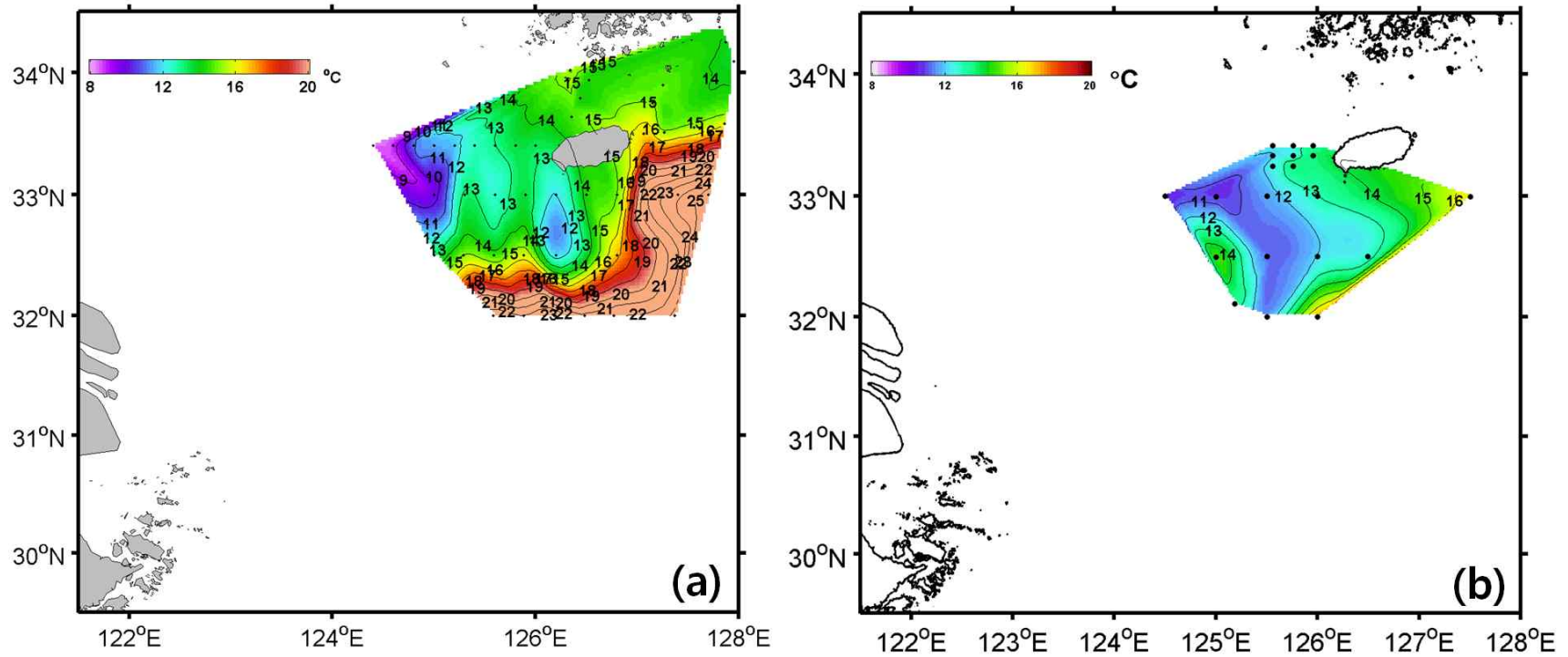
	Clim.(1992-2009)	2010	2011
Jan.	7.6	6.3	6.8
Feb.	6.1	5.6	5.2
Mar.	6.3	5.8	5.4



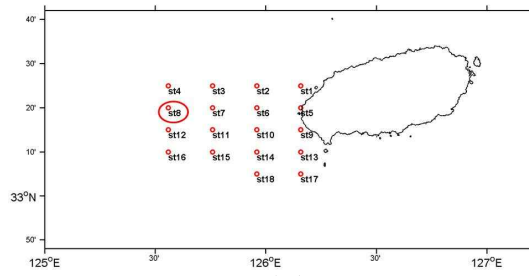
<Fig. 57> Development of Yellow Sea Bottom Cold Water from Yang et al., (1984)(a) and its southward expansion in summer from Moon et al., (2009)(b)



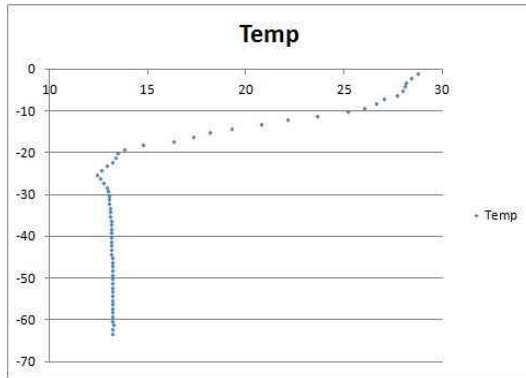
<Fig. 58> Temperature distribution of climatology(left) and 2010(right) at the depth of 50m in August (Data from KODC)



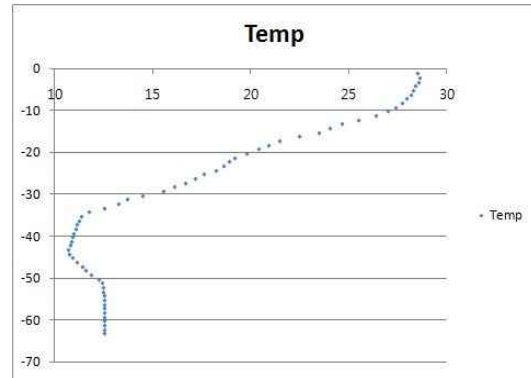
<Fig. 59> Temperature distribution at the depth of 50m in August 2010(a) and 2011(b). Low temperatures are expanded further southward in 2011.



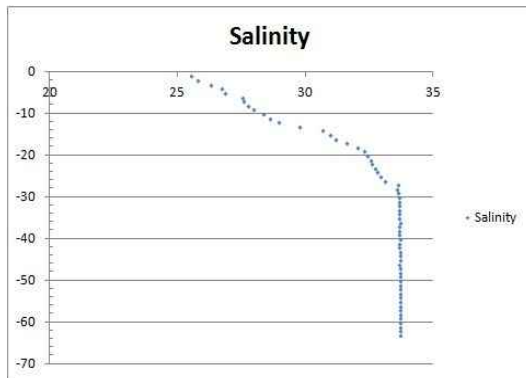
(a)



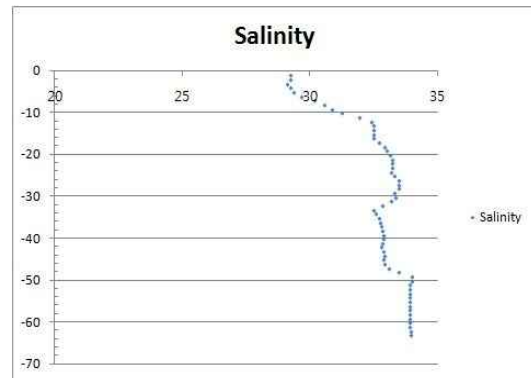
(b)



(c)

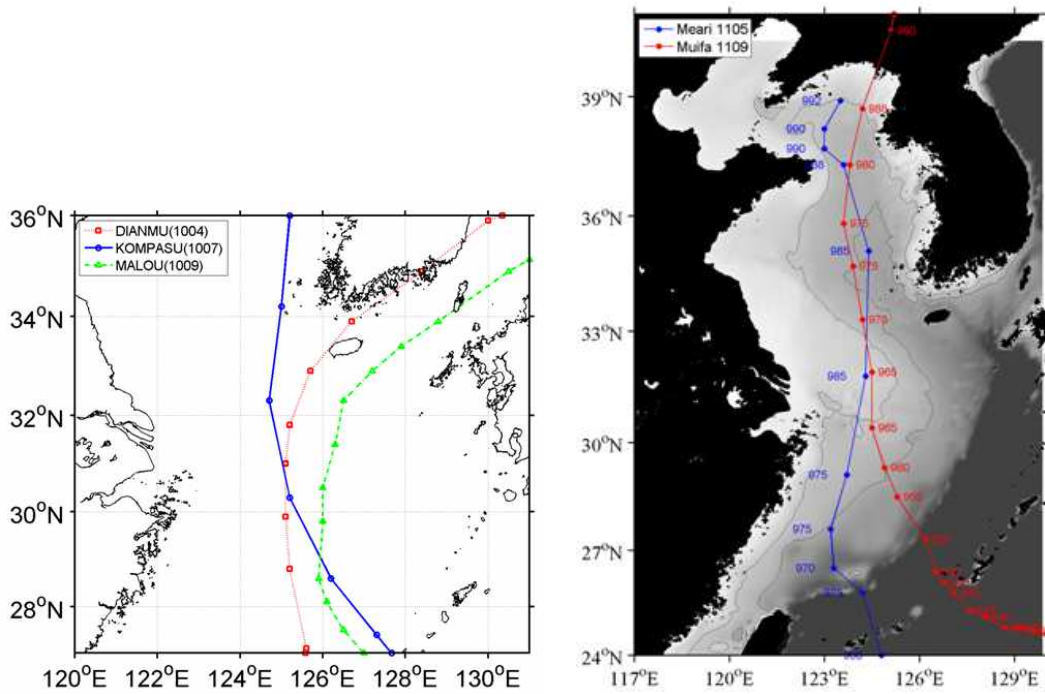


(d)

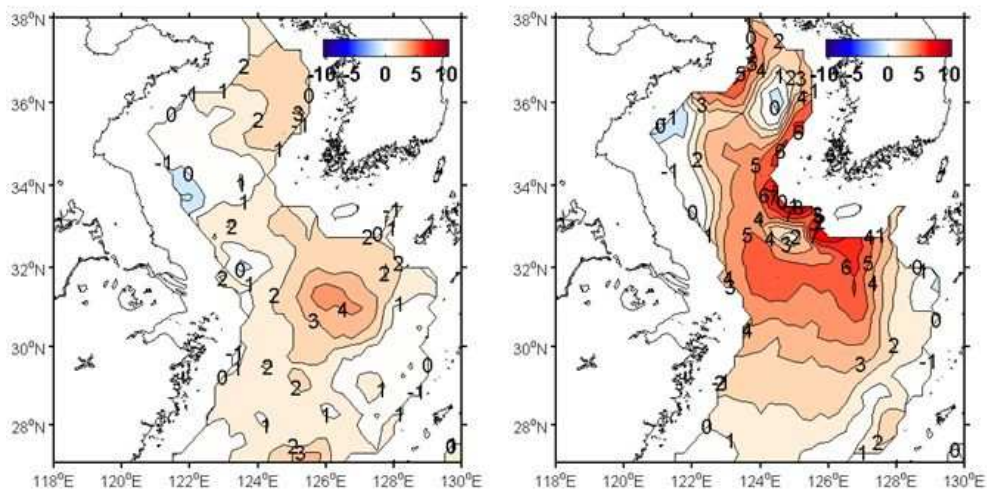


(e)

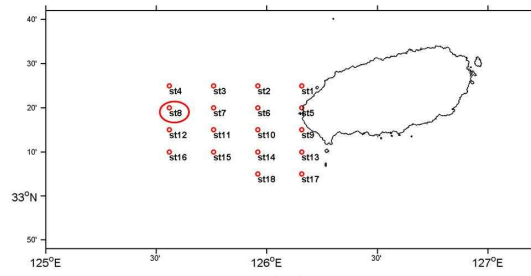
<Fig. 60> Observation stations and vertical profiles at station 8 depicted by red circle in (a) on August 3, 2010(b and d) and August 2, 2011 (c and e)



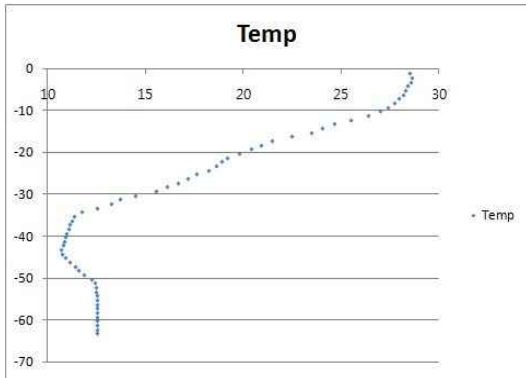
<Fig. 61> Best track for typhoons in 2010 (left) and 2011 (right)



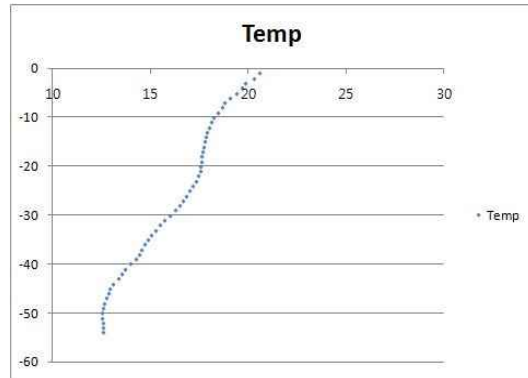
<Fig. 62> Difference distributions of observed sea surface temperature between before and after typhoon Meary(left) and Muifa(right), 2011



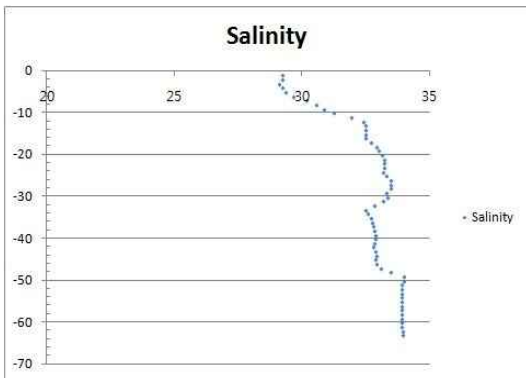
(a)



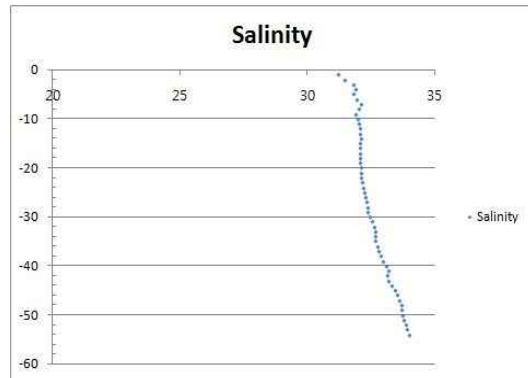
(b)



(c)

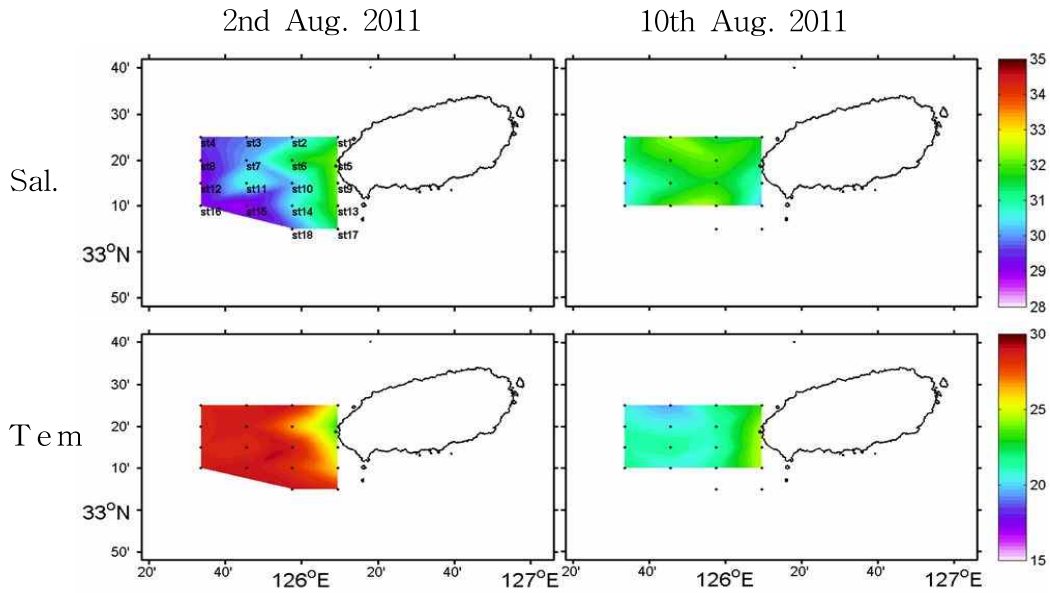


(d)

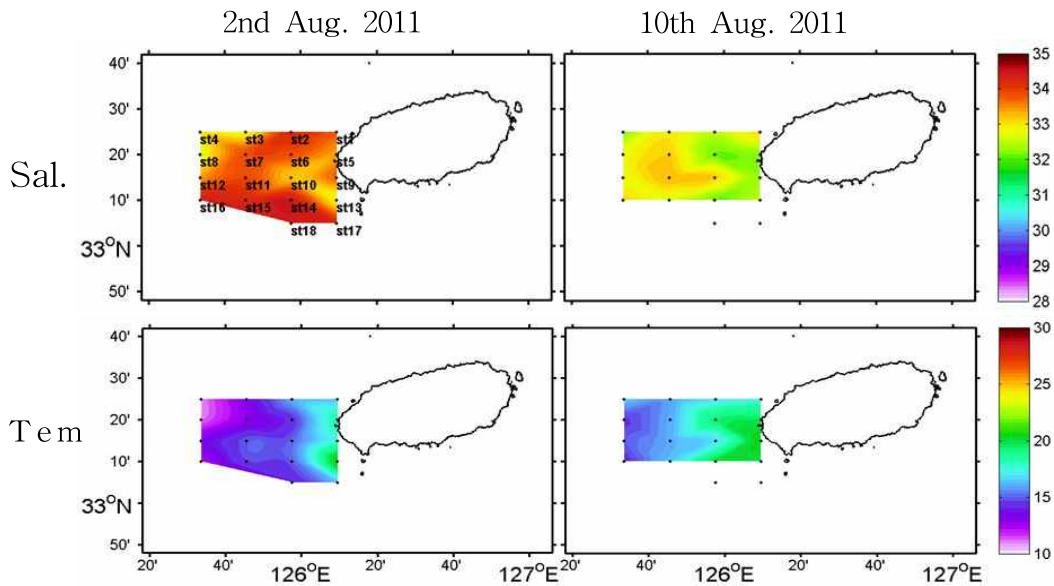


(e)

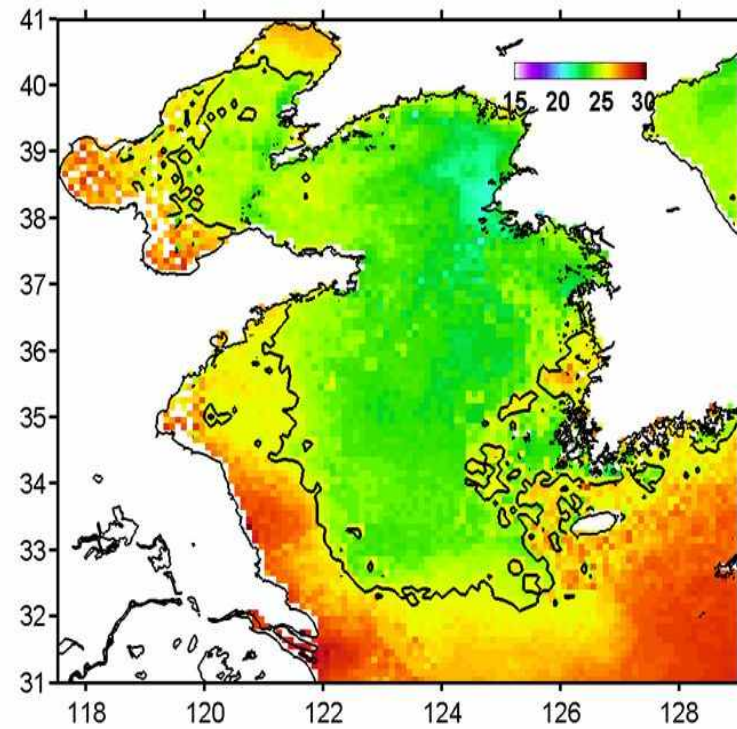
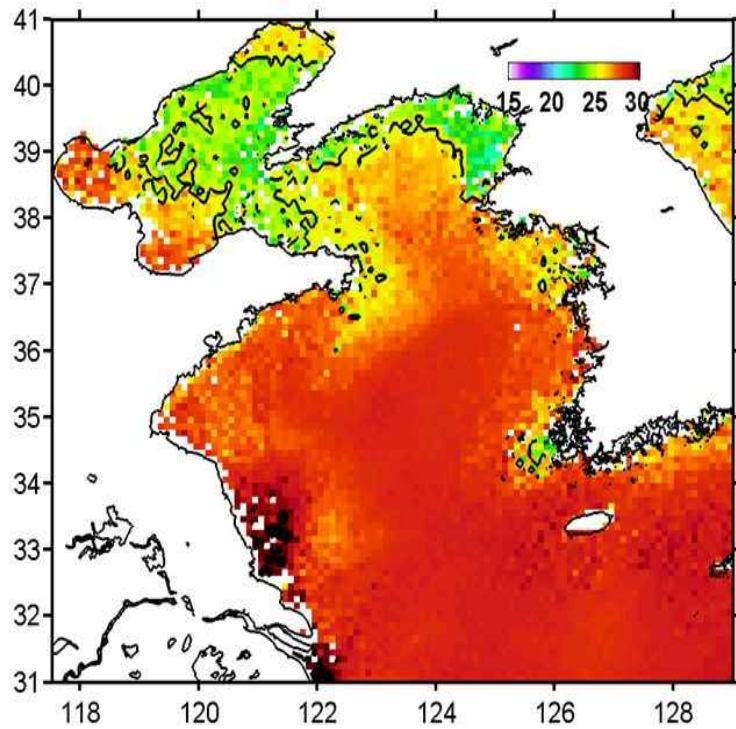
<Fig. 63> Observation stations and vertical profiles of temperature and salinity at station 8 depicted by red circle in (a) before typhoon Muifa on August 2 (b and d) and after typhoon Muifa on August 10 (c and e), 2011



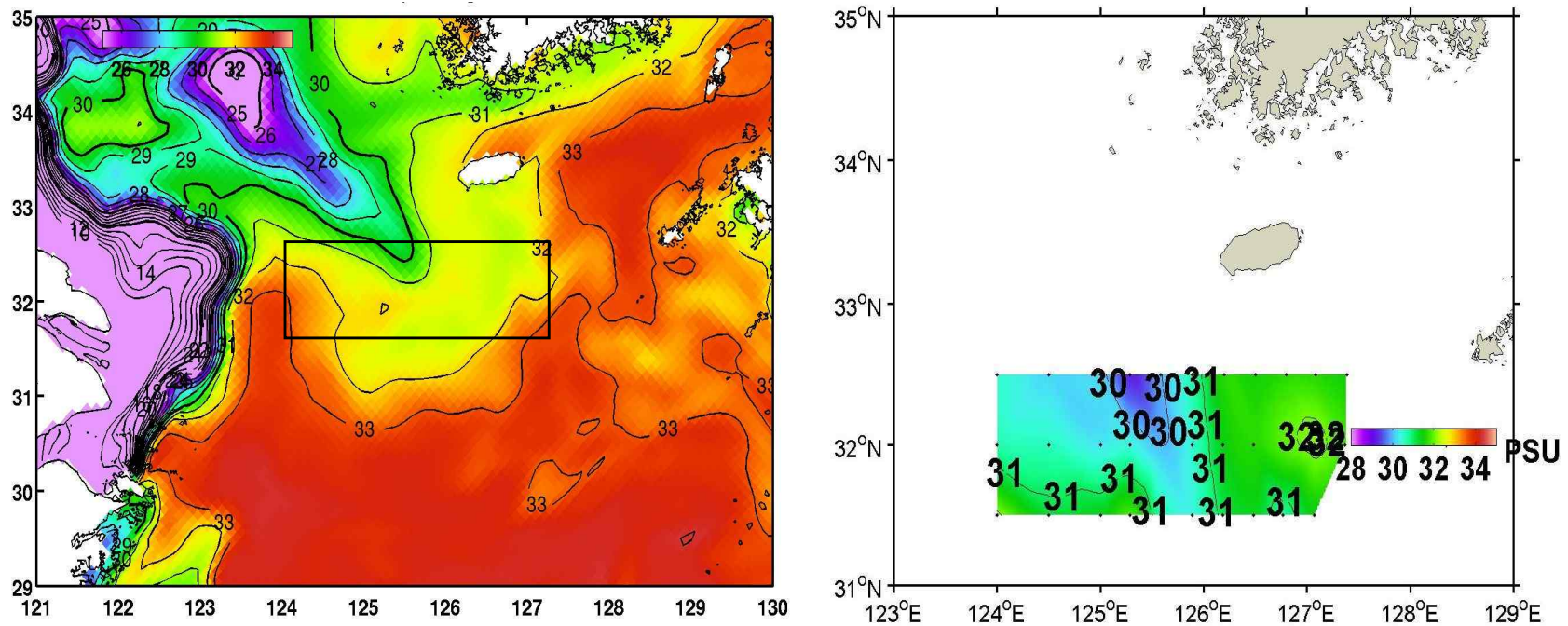
<Fig. 64> Sea surface salinity(upper) and temperature(lower) distributions before typhoon Muifa on August 2(left) and after typhoon Muifa on August 10(left), 2011



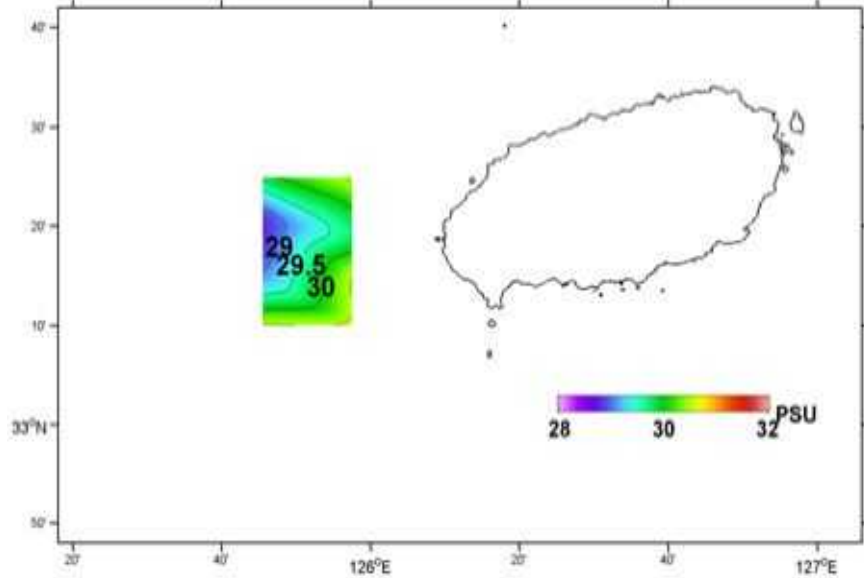
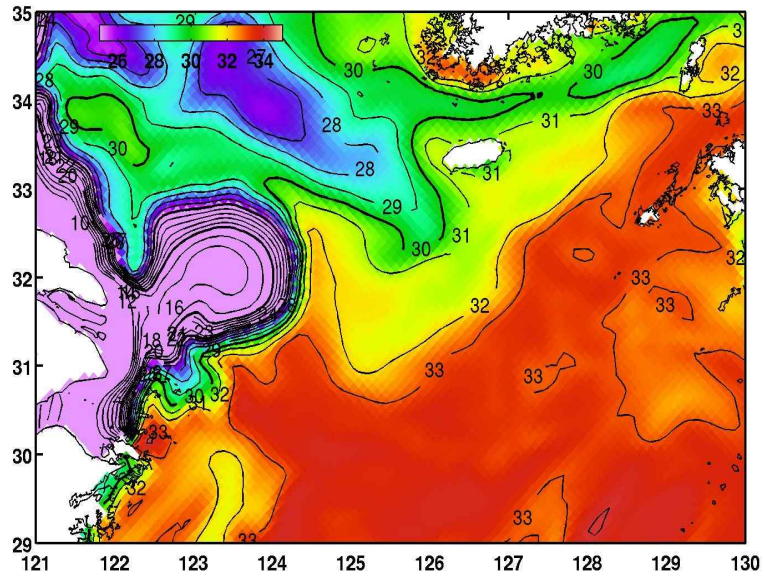
<Fig. 65> Salinity(upper) and temperature(lower) distributions at the depth of 38m before typhoon Muifa on August 2(left) and after typhoon Muifa on August 10(left), 2011



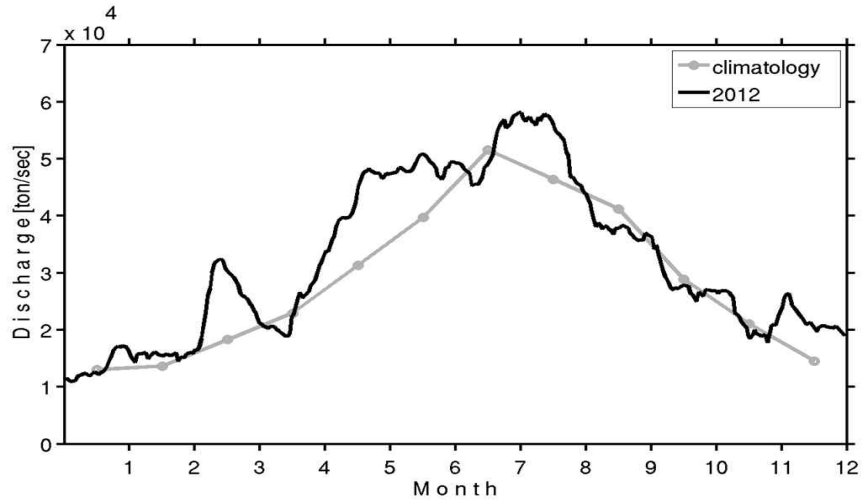
<Fig. 66> Sea surface temperature distributions in August 2010(left) and 2011(right)



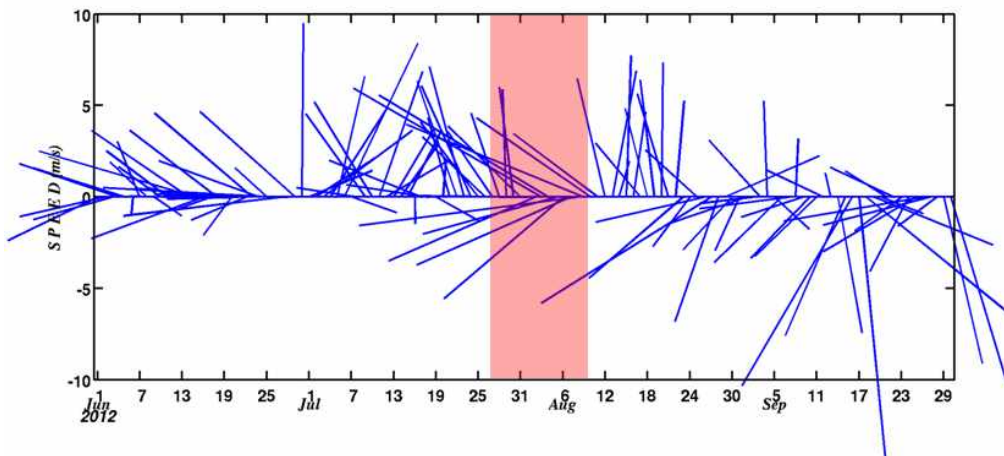
<Fig. 67> Sea surface salinity distribution of model prediction for August 12(left) and observation during August 11-13(right), 2012 (Data from KODC). Box in left is the same as the observation area in right.



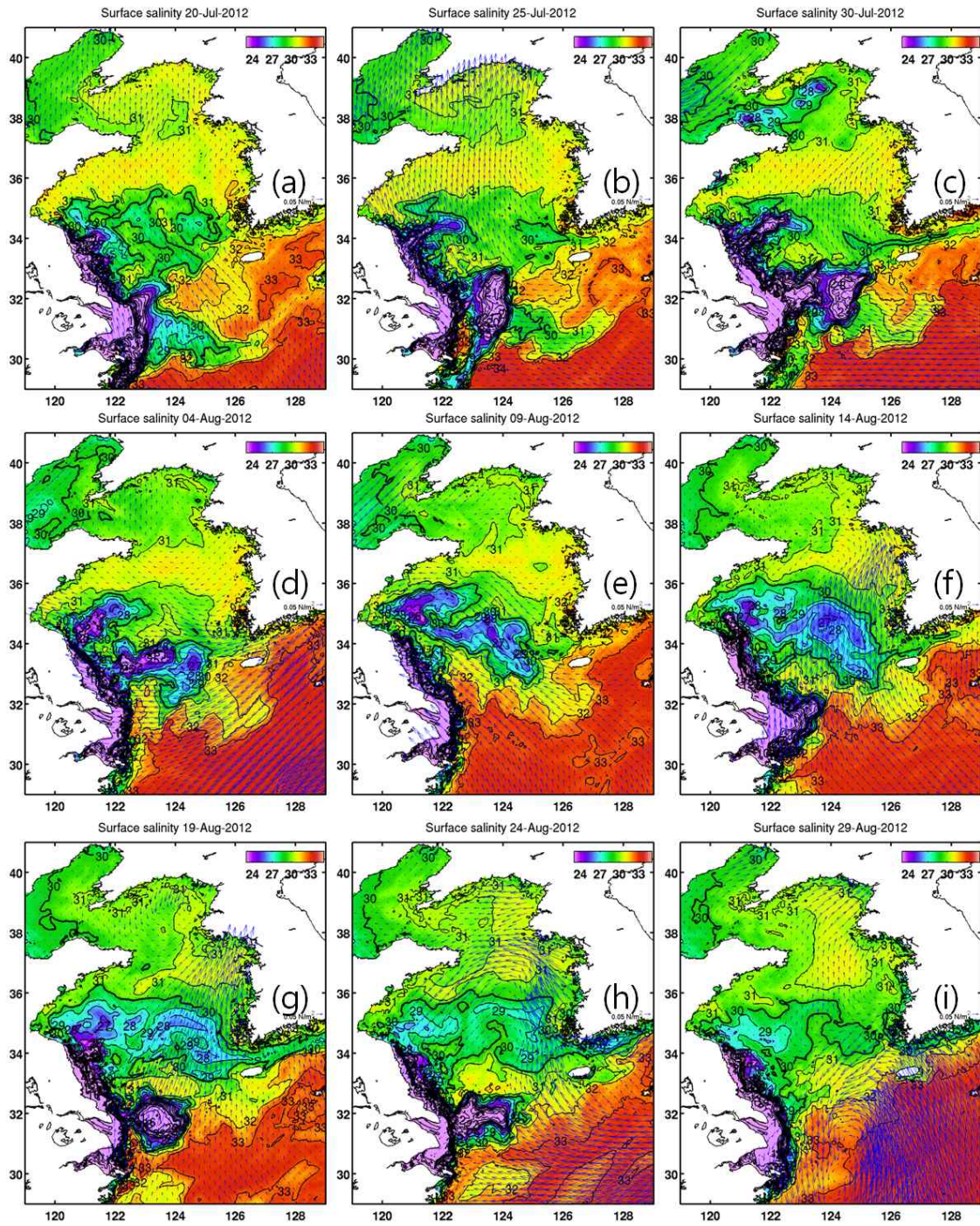
<Fig. 68> Sea surface salinity distribution of model prediction(left) and observation(right) on August 18, 2012.



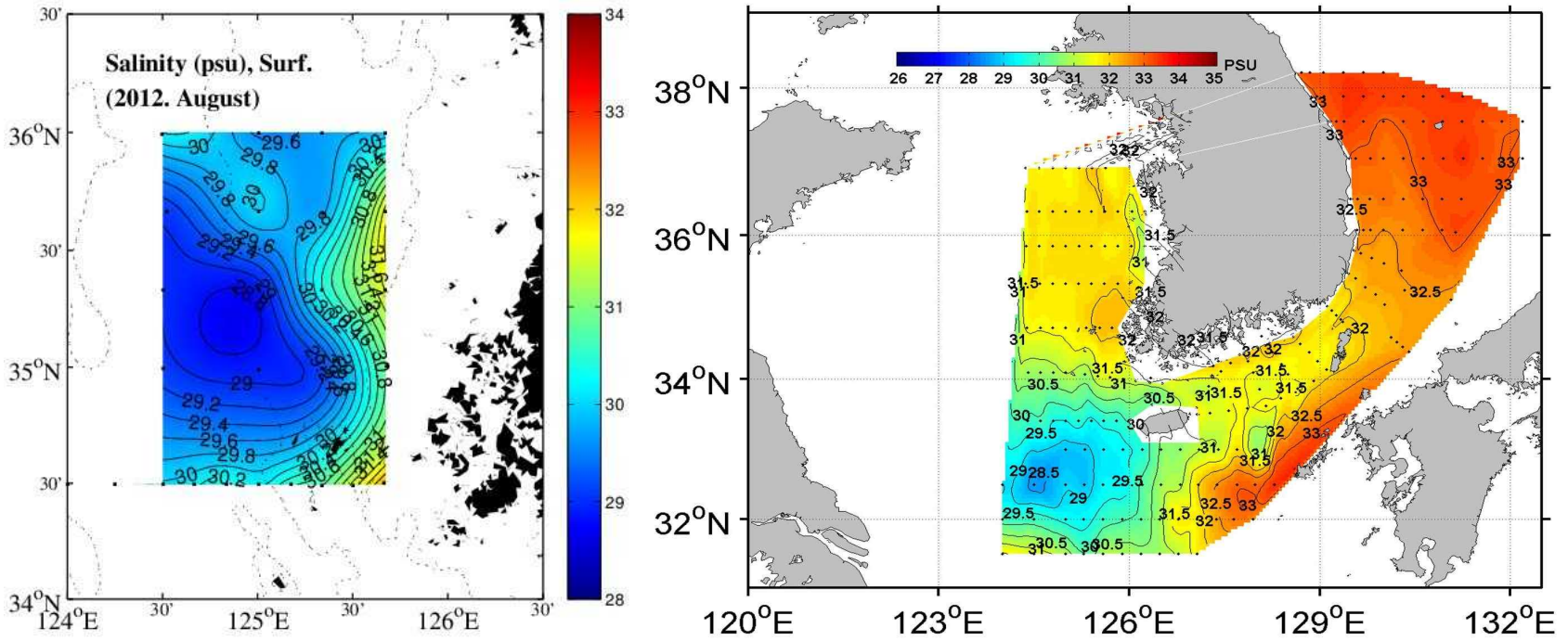
<Fig. 69> Changjiang river discharges from Datong(China) of long term monthly average(grey) and daily observation(black), 2012



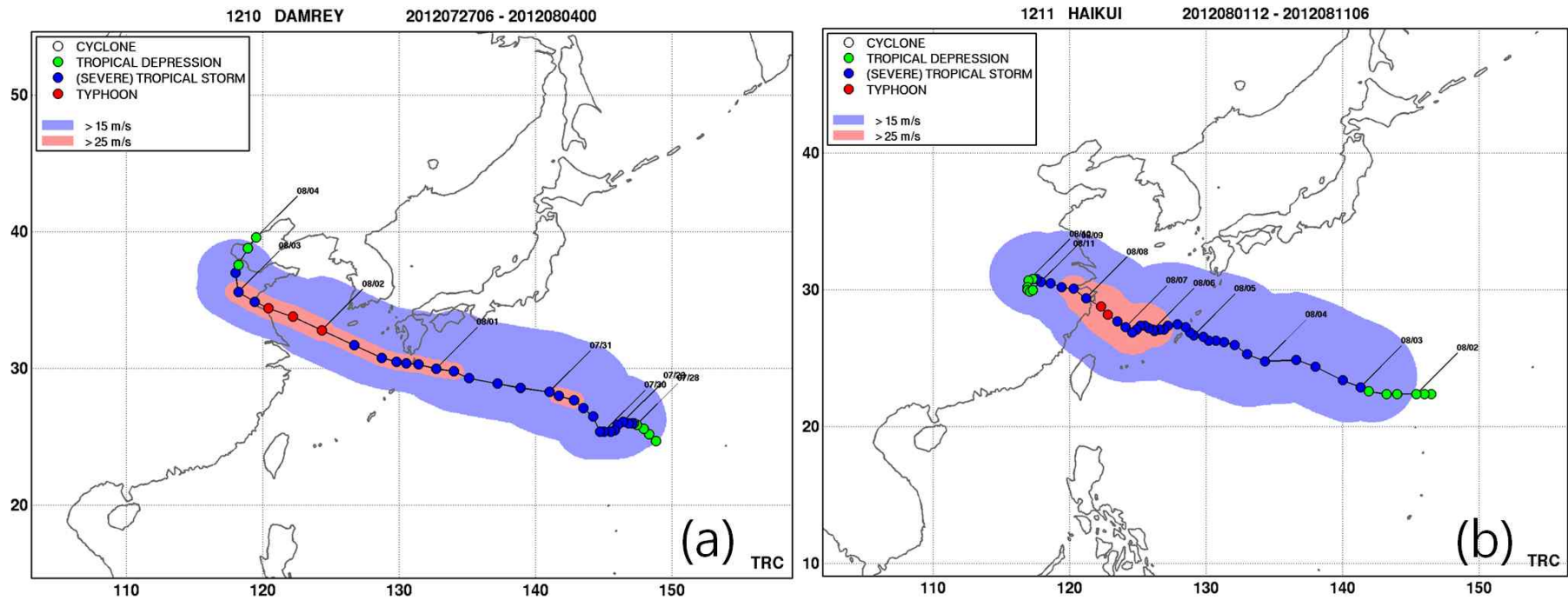
<Fig. 70> Stick diagram of wind averaged spatially from 122° to 126°E and from 31° to 34.5°N during July to early September in 2012



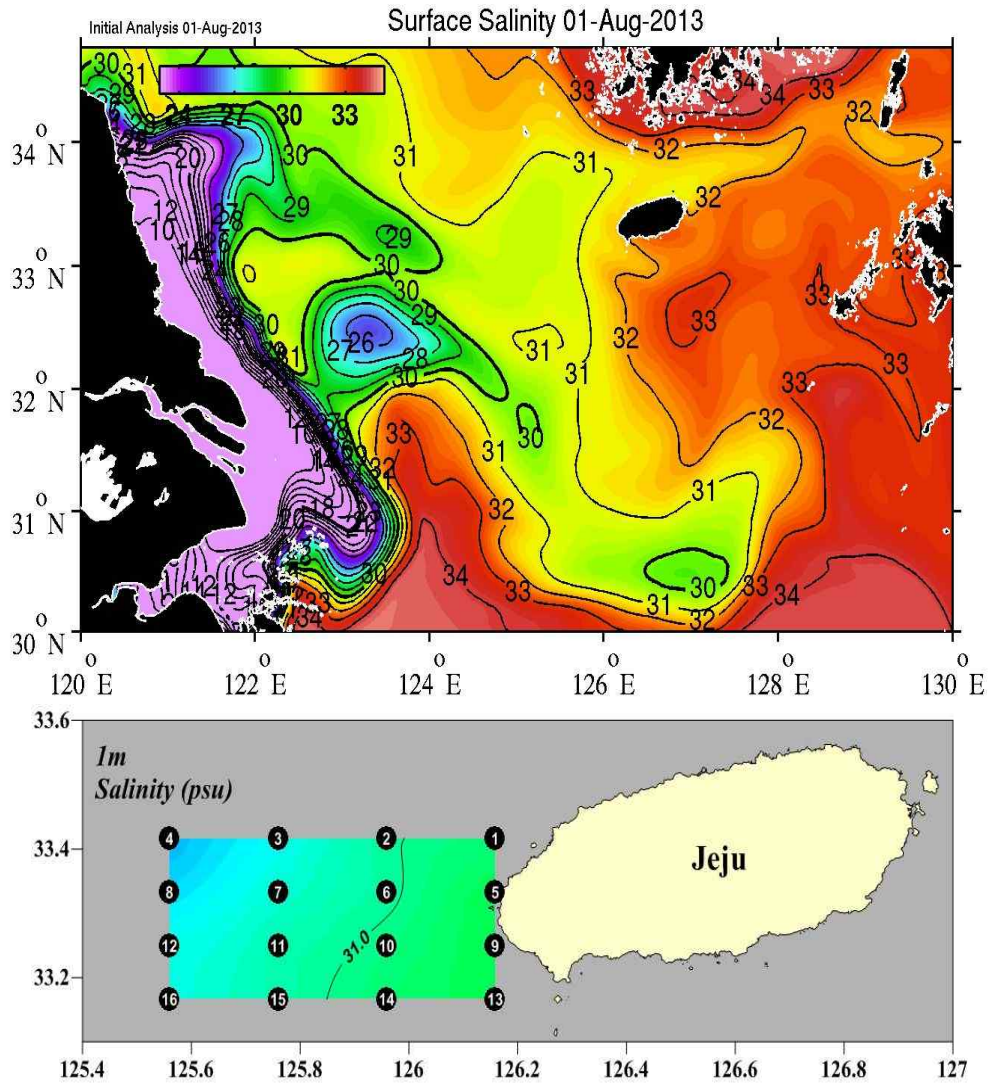
<Fig. 71> Sea surface salinity distributions and wind stress vectors(N/m^2) of 5 day period during July 20 – August 29, 2012



<Fig. 72> Observed sea surface salinity distribution during August 2-9, 2012(left) and long term averaged sea surface salinity on August(right) (Data from KIOST and KODC)



<Fig. 73> Best track with radius of gale(blue shade) and hurricane(red shade) wind for typhoon DAMREY(1210)(a) and HAIKUI(1211)(b)



<Fig. 74> Observed sea surface salinity distributions of model prediction(upper) and observation(lower) on August 1, 2013.

VI. 요약 및 결론

양자강 저염수는 매년 여름 제주도 주변해역을 지나며 어장을 변화시키고 해안에 유입될 때는 저서 생물들을 위협한다. 이러한 피해에 대응하기 위해서는 양자강 저염수의 이동을 정확하게 예측할 필요가 있다. 그러나 양자강 저염수가 이동해 오는 해역의 염분 관측이 거의 이루어지지 않는 상황에서 관측으로 저염수 유입을 예측하는 일은 쉽지 않다. 현재로는 모델로 예측할 수밖에 없으며 관측자료로 보정해 주지 못하는 상태에서 양자강 저염수의 유입을 정확하게 예보할 수 있어야 한다. 이 연구에서는 우리나라 주변해역의 양자강 저염수를 분석하고 모델로 재현하며 양자강 저염수 이동을 계산할 수 있는 모델을 개발하였고 개발된 모델을 현장에 적용하여 양자강 저염수를 정확하게 예보할 수 있었다. 이러한 과정을 통해 우리나라 주변해역의 양자강 저염수에 대해 얻은 결과는 다음과 같다.

(1) 우리나라 주변해역의 양자강 저염수 분석

- 국립수산과학원에서 관측한 1990-2013년 8월의 정선관측자료를 이용하여 우리나라 주변해역의 양자강 저염수 분석을 분석한 결과 산샤댐 건설로 여름철의 양자강 유출량이 많이 줄어든 것에 비해 우리나라 주변해역의 표층염분은 거의 변화가 없으며 오히려 약간이나마 낮아졌다. 이것은 양자강 저염수가 이동한 경로 때문인데 산샤댐이 건설되기 전에는 양자강 저염수가 많은 경우 제주도 남쪽 해역을 지나간 것에 비해 이후에는 대부분 제주도 주변해역을 관통하여 지나갔기 때문이다. 이러한 변화는 기후변화로 북태평양의 기단의 세력이 북서방향으로 확장되며 동중국해의 바람방향이 변화했기 때문인 것으로 추정된다
- 양자강 저염수가 우리나라 주변해역에 어느 정도 영향을 미치는지 정량적

으로 파악하기 위하여 혼합비율을 계산하여 해수분석을 한 결과 양자강 저염수가 제주도 남서 해역으로 유입되어 주로 남해의 100m 수심을 따라 동으로 흘러 동해로 유입되며, 남해를 지나는 동안 양자강 저염수는 70% 정도 주변 해수와 혼합되고 동해안에서는 약 20% 정도만 유지되고 있었다.

(2) 양자강 저염수 예측모델 개발과 적용

- 동중국해 모델을 안정화시키기 위하여 북서태평양모델을 먼저 수행하였으며 그 결과를 초기조건으로 사용하고 HYCOM의 결과를 경계조건으로 사용하여 계산할 경우 양자강 저염수가 잘 계산되었다.
- 모델 개발은 우선 저염수의 피해가 컸던 1996년의 염분 분포를 재현하며 이루어졌다. 1996년의 덩어리 형성을 재현하기 위해서는 바람이 가장 중요했으며 6시간 간격의 바람을 사용하여 덩어리를 재현할 수 있었다.
- 양자강 저염수 계산에는 수직혼합이 중요하다는 것을 알 수 있었고 K-kl scheme를 사용할 경우 저염수가 잘 재현되었다.
- 다음은 한국해양과학기술연구원(KIOST)에서 관측한 2006-2009년의 관측 자료를 재현하며 모델을 개선하였다. 국립수산과학원에서 관측한 정선관측자료는 오랜 기간 동안 정기적으로 관측해왔다는 장점이 있으나 모든 관측 지점을 관측하는 데 소요되는 시간이 길어 관측된 염분분포가 실제 분포와 다를 수 있다는 단점이 있다. 이에 비해 2000년 대 후반부터 한국해양연구원(한국해양과학기술연구원)이 동중국해에서 관측한 자료는 단 기간에 관측하여 실제 염분 분포를 잘 나타낼 수 있는 자료들이다. 이러한 관측자료들을 모델로 재현하며 모델을 개선한 결과 모델이 양자강 저염수의 이동을 잘 계산하게 되었다.
- 그 결과 2010년부터는 양자강 저염수의 유입을 모델로 예측하였으며 모델

예측을 참고하여 관측한 결과 모델예측이 잘 맞았다. 이런 과정이 2013년까지 지속되며 모델예측이 신뢰를 얻어 2013년에는 저염수 관측을 거의 하지 않고 모델예측만으로 양자강 저염수에 대응하였다.

(3) 제주도 주변해역의 양자강 저염수 분석

- 1996년에는 양자강 저염수가 커다란 덩어리(patch)를 형성하며 제주도에 큰 피해를 입혔는데 덩어리가 형성된 원인으로 해안선 방향으로 형성된 파동모양의 염분전선과 그에 적응하는 압력경도력, 이류, 용승, 마찰 등의 상호작용(Chen 1999), 경압성불안정(Chen et al., 2008), 조석혼합(Lee & Beardsley 1999; Moon et al. 2010b) 등이 제시되었으나 모델로 재현된 1996년 양자강 저염수를 분석한 결과로는 바람에 의한 수직혼합의 발달에 의한 것이었다. 태풍 Hurb가 지나가며 중국연안을 따라 북쪽으로 흐르는 강한 해류를 발생시켰고 이 해류가 해저지형이 급한 곳에서 해저에 수직혼합을 발달시켰다. 이에 따라 강한 바람에 의한 표층의 혼합층과 강한 해류에 의한 해저의 혼합층이 연결되면서 표층의 양자강 저염수가 저층의 고염수와 수직 혼합되어 고염화되면서 분리되었다.

- 1996년 대한해협을 지나가는 담수량은 8월 초에 증가하기 시작하여 9월 말에는 최대로 증가하였다. 다통에서 양자강 유출량의 최대가 7월 말인 것과 비교하면 양자강 유출량이 다통에서 대한해협까지 흐르는 데 약 2달이 소요된다는 것을 알 수 있었다. 양자강 유출량은 7월 말에 최대 $53,114m^3/s$ 이었고 대한해협을 통과하는 담수량은 9월 말에 최대 $46,296m^3/s$ 으로 양자강 유출량의 대부분이 동해로 유출되었다는 알 수 있었다.

- 2010년에는 양자강 유역에 2000년 대에서 가장 큰 홍수가 발생하여 많은 양의 저염수가 유입되었다. 7월 29일에 제주도 서쪽 약 70km에 접근한 후에 8월 1일에는 제주도 서쪽 약 20km까지 접근하였다. 그러나 많은 양의 저염수

가 유입되었음에도 불구하고 저염수는 제주해안으로 유입되지 못하고 제주해류에 의해 제주해협으로 유출되었다. 8월 6일에는 태풍 Dianmu가 북상하며 바람의 방향이 동풍으로 바뀌었고 양자강 저염수를 북쪽으로 이동시켜 추자도의 염분을 12 시간동안 약 3psu 정도로 급격하게 떨어뜨려 양자강 저염수의 영향이 남해에서 매우 위력적이라는 것을 알 수 있었다. 그 후 지속적인 남풍으로 양자강 저염수는 제주해류를 넘어 마침내 제주도 서쪽 해안에 유입되었으며 양자강 저염수가 제주해류를 넘어 해안으로 유입되기 위해서는 남풍이 필요하다는 것을 알 수 있었다.

- 2011년에는 양자강 유역에 60년만의 가뭄이 발생하여 양자강 유출량이 최저였으나 양자강 저염수가 7월 초에 예년처럼 동쪽으로 확장하고 북상하는 우회로를 거치지 않고 바로 제주도를 향해 이동하면서 적은 유출량에도 불구하고 이른 시기에 양자강 저염수가 제주도 서쪽 해역에 유입되었다. 2011년에는 태풍에 의한 황해저층냉수의 용승으로 표층 수온이 매우 낮은 특이한 현상이 나타났다. 저수온 현상은 제주도 해역뿐만 아니라 황해 전체와 남해 그리고 동중국해 북부 해역에 나타났던 현상으로 연안에서는 1-2℃ 정도, 외해에서는 3-5℃ 낮았다. 이렇게 낮아진 원인은 2011년 초에 북극진동으로 황해의 기온이 매우 낮았으며 이로 인해 수온이 낮은 황해저층냉수가 발달하였고 이 해수가 여름철의 남동계절풍에 의해 남하하여 황해와 제주도 서쪽해역의 저층에 분포하고 있었던 것과 이런 상태에서 여름에 태풍이 황해 중앙을 지나며 저층냉수를 용승시켰기 때문이었다. 태풍 Muifa가 지나간 8월 4-9일에 표층의 고온저염의 해수와 저층의 저온고염의 해수가 섞이며 표층의 염분은 높아지고 수온이 낮아졌으며 표층 아래의 염분은 낮아지고 수온이 높아진 것을 관측하였으며 태풍에 의한 용승과 수직 혼합을 확인할 수 있었다.

- 2012년에는 8월 2-9일에 서해의 외해에 평소의 염분(31-31.5psu)보다 약 2-3psu 정도 낮은 저염수(최저 29psu 이하)가 관측되었다. 모델로 확인한 바에 의하면 이 저염수는 양자강 저염수였으며 태풍에 의해 양자강 저염수가 일반적인 경로와 달리 대량으로 황해로 유입된 특이한 해였다. 2012년 7월 말과

8월 초에는 2개의 태풍이 동중국해를 통과하였는데 첫 번째 태풍인 담레이는 태풍의 중심이 양자강 하구의 북쪽을 통과하였으며 다음 태풍인 하이쿠이는 태풍의 중심이 양자강 하구 남쪽을 통과하였다. 두 태풍이 지나면서 양자강 입구와 제주도 사이의 일평균 바람은 7월 말과 8월 초에 남풍 계열에서 동풍으로 바뀌었으며 동풍 계열의 바람에 의해 양자강 저염수는 북쪽으로 이동하였고 태풍이 지나간 후에는 남풍에 의해 다시 동쪽으로 이동하여 8월 초에 서해의 외해에 유입되었다.

- 2013년 여름에는 관측 대신에 모델예측으로 양자강 저염수를 모니터링한 해였으며 모델계산만으로 양자강 저염수를 모니터링 할 수 있다는 것을 확인할 수 있었다.

- 제주도 주변해역의 양자강 저염수를 분석한 결과 태풍의 영향이 지대하다는 것을 확인할 수 있었다.

(4) 양자강 저염수 예보

- 2010-2013년 동안 모델을 현장에 적용하며 신뢰를 얻었으며 현재는 이렇게 개발된 모델로 제주도 주변해역의 양자강 저염수를 제주지방기상청의 홈페이지를 통해 일별로 예보하고 있다.

<참고문헌>

- 제주특별자치도 제주발전연구원, 2010. 기후변화 영향평가 및 적응모델 개발. pp390
- 서해립, 조양기, 서호영, 김대환, 1999: 1996년 제주도에 나타난 대형저서동물의 대량폐사 : 물리해양학적 요인의 역할, Vol.17 No.2 [1999] 한국환경생물학회
- 한국해양과학기술원, 2013. 황해저층냉수괴의 거동과 생태계에 미치는 영향연구, BSPE 98744-10188-7, 35p
- Bang, I. K. and H. J. Lie, 1999: A Numerical Experiment on the Dispersion of the Changjiang River Plume. *J. Korean Soc. Oceanog.*, 34:185-199.
- Beardsley, R. C., R. Limeburner, H. Yu and G. A. Cannon, 1985: Discharge of the Changjiang (Yangtze River) into the East China Sea. *Cont. Shelf Res.*, 4(1-2), 57-76.
- Chang, P. H. and A. Isobe, 2003: A numerical study on the Changjiang Diluted Water in the Yellow and East China Seas. *J. Geophys. Res.*, 108(C9), 3299, doi:10.1029/2002JC001749.2003.
- Chen, C. and R. C. Beardsley, 1995: A numerical study of stratified tidal rectification over finite-amplitude banks. Part I: Symmetric banks. *J. Phys. Oceanogr.*, 25, 2090-2110
- Chen, C., P. Xue, P. Ding, R. C. Beardsley, Q. Xu, X. Mao, G. Gao, J. Qi, C. Li, H. Lin, G. Cowles and M. Shi, 2008 Physical mechanisms for the offshore detachment of Changjiang Diluted Water in the East China Sea. *J. Geophys. Res.*, 113, C02002, doi:10.1029/2006JC003994.
- Choi, B. H., K. O. Kim, and H. M. Eum, 2002: Digital bathymetric and topographic data for neighboring seas of Korea. *J. Korean Soc. Coastal Ocean Eng.*, 14, 41-50 (in Korean with English abstract).
- Fairall, C. W., E. F. Bradley, D. P. Rogers, J. B. Edson, and G. S. Young, 1996a: Bulk parameterization of air-sea fluxes for tropical ocean-global

- atmosphere coupled-ocean atmosphere response experiment. *J. Geophys. Res.*, 101, 3747-3764, doi: 10.1029/95JC03205.
- Ichikawa, H. and R. C. Beardsley, 2002: The current system in the Yellow and East China Seas. *J. Oceanogr.*, 58, 77-92.
- Jang, S., J.H.Lee, C.H.Kim, C.J.Jang, Y.S.Jang, 2011. Movement of Cold Water Mass in the Northern East China Sea in Summer. *J. oceanol.Soc.Korea*, 16:1-13 (in Korean with English abstract).
- Kim, I.-O., Rho, H.-K., 1994. A Study on China Coastal Water appeared in the neighbouring seas of Cheju Island. *J. Korean Fish. Soc.* 27 (5), 515 - 528.
- Kim, K., H.K.Rho and S.H.Lee, 1991. Water masses and circulation around Cheju-Do in summer. *J. oceanol.Soc.Korea*, 26:262-277 (in Korean with English abstract).
- Lee, S.-H. and R. C. Beardsley, 1999: Influence of stratification on residual tidal currents in the Yellow Sea. *J. Geophys. Res.*, 104(C7), 15679-15701
- Lie, H. J., C. H. Cho, J. H. Lee, and S. Lee, 2003: Structure and eastward extension of the Changjiang River plume in the East China Sea, *J. Geophys. Res.*, 108(3), 3077, doi: 10.1029/2001JC001194.
- Lü, X., F. Qiao, C. Xia, J. Zhu, and Y. Yuan (2006), Upwelling off Yangtze River estuary in summer, *J. Geophys. Res.*, 111, C11S08, doi:10.1029/2005JC003250.
- Mamayev O. I., 1975. Temperature-Salinity Analysis of World Ocean Waters. Elsevier, pp374.
- Miller, A.R., 1950. A study of mixing processes of the edge of the continental shelf. *J. Mar. Res.*, 9.
- Moon, J.H N. Hirose, J.-H. Yoon, 2009a: Comparison of wind-tidal contributions to seasonal circulation of the Yellow Sea *J. Geophys. Res.*, 114 (C08016) <http://dx.doi.org/10.1029/2009JC005314>
- Moon, J.H., I. C. Pang, and J. H. Yoon, 2009b: Response of the Changjiang

- diluted water around Jeju Island to external forcings: A modeling study of 2002 and 2006. *Cont. Shelf Res.*, 29, 1549-1564, doi: 10.1016/j.csr.2009.04.007.
- Moon, J.H., I.-C. Pang, J.-Y. Yang, and W. D. Yoon, 2010a: Behavior of the giant jellyfish *Nemopilema nomurai* in the East China Sea and East/Japan Sea during the summer of 2005: A numerical model approach using a particle-tracking experiment, *J. Mar. Syst.*, 80(1 - 2), 101 - ,114, doi:10.1016/j.jmarsys.2009.10.015
- Moon, J. H., N. Hirose, J. H. Yoon, and I. C. Pang, 2010b: Offshore detachment process of the low-salinity water around Changjiang Bank in the East China Sea. *J. Phys. Oceanogr.*, 40, 1035-1053, doi: 10.1175/2010JPO4167.1.
- Nicolas, P., A. Pichon, and P. Huet, 2000: A numerical study of stratified tidal rectification. *Cont. Shelf Res.*, 20, 37-68, PII: S0278-4343(99)00057-6.
- Pang, I.-C., K.-H. Hyun and H.-K. Rho, 1999. Preliminary Study on Abnormally Low Salinity Saters around Cheju Island in Summer. *Proc. 2nd Internat. Workshop on Oceanography and Fisheries in the East China Sea*. Nagasaki, 25-26 Nov. 1999.
- Perenne, N.; Pichon, A.; Huet, P.2000: A numerical study of stratified tidal rectification - a barotropic frictionless model, *Continental Shelf Research*, Volume 20, Number 1, January, pp. 37-68(32)
- Oey, 2005: A wetting and drying scheme for POM. *Ocean Modelling*, 9, 133-150.
- Shchepetkin, A., and J. C. McWilliams, 1998: Quasi-monotone advection schemes based on explicit locally adaptive dissipation. *Mon. Wea. Rev.*, 126, 1541 - 1580.
- Shchepetkin, A., and J. C. McWilliams, 2005: The Regional Oceanic Modeling System: A split-explicit, free-surface, topography -following-coordinate ocean model. *Ocean Modeling*, 9, 347-404.

- Seo, S.N., 2008. Digital 30sec Gridded Bathymetric Data of Korea Marginal Seas - KorBathy30s. *J. Korean Soc. Coast. ocean Eng.*, 20: 110–120.
- Song, Y. and D. B. Haidvogel, 1994: A semi-implicit ocean circulation model using a generalized topography-following coordinate. *J. Comput. Phys.* 115:228–244.
- Yang, J. Y., 2006. Path variability of the Changjiang Diluted Water in summer. Ph.D Thesis, Seoul National University, 97p.
- You, S. H., H. M. Eom and S. B. Ryoo (2011), Numerical Study of Typhoon Effects on the Changjiang Diluted Water using an Operational Ocean Forecasting System, *Journal of Coastal Research*, SI64
- Wang, W., 1988. Yangtze brackish water plume-circulation and diffusion. *Progress Oceanogr.* 21, 373 - 385.
- Warner, J.C., C.R. Sherwood, B. Butman, H. Arango, and R.P. Signell (2005a), Performance of four turbulence closure models implemented using a generic length scale method, *Ocean Modell.*, 8, 81–113

요 약 문

1996년 저염수에 의해 제주도 해안의 저서생물이 집단 폐사한 이래 양자강 저염수는 제주도의 중요한 현안문제였다. 양자강 저염수가 제주도에만 피해를 입힐 수 있는 이유는 제주도가 양자강 저염수가 지나가는 길목에 위치해 있기 때문이다. 이에 따라 제주도는 7월 말에서 약 한 달 동안 양자강 저염수에 대응하기 위하여 총력을 기울이고 있다. 양자강 저염수에 대응하기 위하여 가장 먼저 하여야 할 일은 양자강 저염수의 유입 시기와 유입 경로를 가능한 빠르게 파악하는 것이다. 그러나 양자강 유역부터 제주도 사이는 해양관측이 거의 이루어지지 않으며 또한 염분은 인공위성으로 관측할 수 없기 때문에 양자강 저염수가 제주도 해안 가까이 유입된 후에야 파악할 수 있었다. 이러한 상황에서 양자강 저염수의 유입을 해양모델로 예보하는 것은 제주도의 중요한 과제였다.

1996년의 집단 폐사는 양자강 저염수를 제주도뿐만 아니라 세계적인 문제로 만들었으며 그 이후 양자강 저염수에 대한 연구가 많이 이루어져 왔다. 이에 따라 지금은 양자강 저염수에 대해서 많은 것이 알려진 상태이다. 그러나 지금까지의 연구 결과들은 대부분 양자강 저염수가 중국 연안 해역을 이동할 때인 비교적 초기 상태에 대한 연구 결과들로서 제주도 해역에 유입되는 경로와 시간을 예측하는 정량적인 문제에는 별로 도움이 되지 않는다. 정량적인 문제의 핵심은 관측자료가 없는 상태에서 한 달 이상 걸리는 양자강 저염수의 긴 이동을 정확하게 계산할 수 있어야 한다는 것이다.

모델 개발에 앞서 국립수산과학원에서 관측한 1990-2013년 8월의 정선관측자료를 이용하여 우리나라 주변해역의 양자강 저염수를 분석하였다. 산사댐 건설로 여름철의 양자강 유출량이 많이 줄어든 것에 비해 우리나라 주변해역의 표층염분은 거의 변화가 없으며 오히려 약간 낮아졌다. 이것은 양자강 저염수의 이동 경로가 바람에 의해 변화되었기 때문인데 이러한 변화는 기후변화로 북태평양 기단의 세력이 북서방향으로 확장되었다는 것을 암시해 준다. 혼합비율을 이용한

해수분석 결과로부터 양자강 저염수는 제주도 남서 해역으로 유입되어 대략 남해의 100m 수심을 따라 동으로 흘러 동해로 유입되며 남해를 지나는 동안 양자강 저염수는 70%가 정도 주변해수와 혼합되고 동해안에서는 약 20% 정도만 남아있음을 알 수 있었다.

양자강 저염수의 이동을 계산하는 모델의 개발은 ROMS를 사용하여 1996년의 양자강 저염수를 재현하는 것으로 시작하였으며 모델 결과를 이용하여 양자강 저염수에 대한 분석을 할 수 있었다. 1996년에 양자강 저염수가 커다란 덩어리(patch)를 형성하게 된 원인은 그동안 제시되어 왔던 염분전선의 파동, 경압성불안정, 조석혼합 등이 아니라 양자강 입구 남서쪽을 통과하는 강한 태풍 바람에 의한 수직혼합의 발달에 의한 것이었다는 것을 알 수 있었다. 또한 양자강 입구와 대한해협에서 담수량의 최대값과 그 시기를 비교함으로써 양자강 유출량이 양자강 입구에서 대한해협까지 흐르는 데 약 2달이 소요된다는 것과 양자강 유출량의 90% 정도가 동해로 유출되었다는 것을 알 수 있었다. 1996년 다음에는 2006-2009년에 한국해양과학기술연구원에서 관측한 동중국해의 양자강 저염수를 재현하며 모델을 개선하였다. 이 관측자료는 관측기간이 짧아 양자강 저염수의 분포를 비교적 정확하게 제시하였고 모델 개선에 결정적인 도움을 주었다.

이렇게 개발된 모델은 2010년에 처음으로 현장에 적용되었다. 처음 예보의 우려와는 달리 모델 예측이 정확하게 관측으로 확인되었으며 이 후 관측과 협조하여 양자강 저염수의 움직임을 자세하게 파악할 수 있었다. 양자강 저염수는 7월 말에 제주도 서쪽 해역에 유입된 후 8월 초에는 약 20km까지 해안에 접근하여 제주해류의 바깥을 따라 제주해협으로 유입되고 있었다. 이런 상태에서 태풍에 의한 동풍이 양자강 저염수를 북쪽으로 이동시키며 추자도의 염분을 12시간 만에 3psu를 떨어뜨려 양자강 저염수의 영향이 남해에서 매우 위력적이라는 것을 보여 주었다. 태풍이 지나간 후의 지속적인 남풍은 양자강 저염수를 다시 제주도로 접근시켰고 제주해류를 넘어 마침내 제주도 해안에 유입시켰다. 이 과정을 통해 양자강 저염수가 제주해류를 넘어 해안으로 유입되기 위해서는 남풍이 필요하다는 것을 확인할 수 있었다.

2010년에 이어 2011에도 모델이 예측한 대로 양자강 저염수가 관측되었으며 모델계산의 신뢰성을 확보할 수 있었다. 2011년에는 양자강 저염수가 7월 초에 예년처럼 동쪽으로 확장한 후 북상하는 우회로를 거치지 않고 바로 제주도를 향해 이동하면서 위협적으로 제주도 서쪽 해역에 유입되었다. 그러나 8월 10일 태풍이 지나간 후에는 황해저층냉수의 영향으로 더 이상 위협적이지 않았다. 2011년에는 제주도 해역뿐만 아니라 황해 전체와 남해 그리고 동중국해 북부 해역의 표층 수온이 매우 낮은 특이한 현상이 나타났다. 2011년 초의 북극진동으로 황해 저층냉수가 발달하였고 이 해수가 여름철에 남하하여 황해와 제주도 서쪽해역의 저층에 분포하고 있었다. 이런 상태에서 태풍이 황해 중앙을 관통하며 저층냉수를 용승시키고 표층수와 혼합시켰기 때문에 표층 수온이 낮아진 것이다. 이런 과정에 따라 표층 염분이 높아졌기 때문에 저염수가 위협적이지 않았다.

2010년과 2011년에 이어 2012년과 2013년에도 모델 예측이 관측으로 정확하게 확인되었고 4년 연속 모델 예측이 정확해짐에 따라 제주도의 양자강 저염수 대응 방법이 관측에서 모델로 이동하게 되었다. 2012년에는 서해의 외해에 평소 염분보다 약 2-3psu 정도 낮은 저염수가 관측되었다. 7월 말과 8월 초에 동중국해 중앙을 서쪽으로 통과한 2개의 태풍으로 동풍이 발생하였고 양자강 저염수는 북쪽으로 이동하였다. 태풍이 지나간 후 남풍에 의해 양자강 저염수는 다시 동쪽으로 이동하여 서해의 외해에 유입된 것이다. 2013년에는 양자강 저염수 대응이 주로 모델로 이루어졌기 때문에 관측자료가 거의 없으며 분석할 내용도 별로 없었다.

이러한 과정을 통해 양자강 저염수를 예보할 수 있는 모델을 개발하였으며 현재는 제주도 주변해역의 양자강 저염수를 제주지방기상청의 홈페이지에 일별로 예보하고 있다. 관측과 협조하며 양자강 저염수에 대응한 결과 양자강 저염수를 정확하게 예보할 수 있는 모델을 개발할 수 있었으며 아울러 우리나라 주변 해역에서 양자강 저염수의 이동에 대한 이해를 넓히게 해주었다.

주요어 : 양자강 저염수, 예측, 분석, 태풍, 바람

감사의 글

이 논문이 나오기까지 많은 관심과 격려, 지도를 해주신 방익찬 교수님께 먼저 깊은 감사의 말씀을 드립니다. 교수님의 정년과 함께 학위를 받을 수 있게 되어 참으로 다행이라 생각하며 앞으로도 교수님의 앞날에 항상 행운, 축복 그리고 신의 가호가 함께하기를 바랍니다. 안산에서 먼 발걸음을 해주셨던 한국해양과학기술원의 김철호, 이재학 박사님께도 감사의 말씀 전합니다. 두 분의 꼼꼼한 지적 덕분에 논문이 한 층 더 개선될 수 있었습니다. 문일주 교수님과 송상근 교수님 역시 제가 볼 수 없었던 미흡한 부분들을 개선할 수 있게 해주셨으며 이에 감사드립니다.

언제나 묵묵히 지켜봐주시고 응원해주시는 어머니와 형이 없었다면 제가 무사히 박사과정을 마칠 수 없었을 것입니다. 이 글을 적으며 가족의 소중함에 대해 다시 한 번 되돌아보게 됩니다. 두 분 모두 항상 건강 잘 챙기시고 행복한 일들로만 가득하길 기원합니다. 이하 제가 학위를 하는 동안 도움을 주셨던 모든 분들께 깊은 감사를 드립니다. 이 박사학위 논문은 새로운 시작이라는 데 의의를 갖고 앞으로도 열심히 하겠습니다. 고맙습니다.