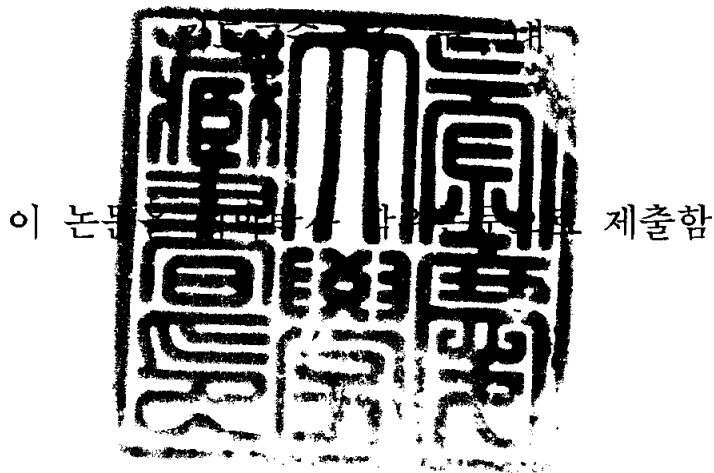


이학박사 학위논문

수치모델을 이용한 동중국해역에서의
저염분수 거동에 관한 연구



2004년 2월

부경대학교 대학원

해양학과

황재동

황재동의 이학박사 학위논문을 인준함

2003 년 12 월 26 일

주 심 이 학 박 사 홍 철 훈



부 심 농 학 박 사 조 규 대



위 원 이 학 박 사 윤 종 휘



위 원 공 학 박 사 김 동 선



위 원 수 산 학 박 사 김 상 우



목 차

<i>List of Tables</i>	iii
<i>List of Figures</i>	iv
<i>Abstract</i>	vi
I. 서 론	1
II. 수치모델	4
III. 결 과	15
3.1. 유량의 input-output 모델에서 하계 · 동계의 유속장	15
3.2. 저염분포에 영향을 미치는 요인	18
3.2.1. 쿠로시오 및 대만난류의 유량	18
3.2.2. 양자강유출량	28
3.2.3. 바람장	33
3.2.4. 해저지형	41
IV. 결론 및 고찰	46
V. 요약	49

VI. 감사의 글	51
VII. 참고문헌	53
Appendix	58

List of Tables

Table 1. Monthly volume transport (Unit: Sv) at open boundaries (after Lee and Chao, 2003)

Table 2. Conditions for sensitive studies to various parameters

List of Figures

- Fig. 1. Interannual mean salinity distribution (psu) in August during 1961–2000.
- Fig. 2. Numerical grid system of the study area. Dot and solid lines represent the open boundaries and closed boundaries, respectively.
- Fig. 3. Bathymetry in the study area. The depth is in meters.
- Fig. 4. Measured volume transport (a, b, and g), inferred (in parentheses) volume transports (c, d, e, and f), and climatological (in brackets) volume transports (h) and river outflow i) are shown for October–December, 1999. Units are sverdrups ($10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) (after Taegue *et al.*, 2003).
- Fig. 5. Monthly river discharge from the Yangtze River at Datong during 1922–1986.
- Fig. 6. The Yangtze River discharge (a) in the interannual-monthly mean, and (b) in July and (c) in January during 1920–1986.
- Fig. 7. Velocity field in level 1 (a), level 5 (b) and level 10 (c) with the maximum volume transport of the Taiwan Warm Current and the Kuroshio in three year-final run time.
- Fig. 8. The same as Fig. 7 except for the minimum volume transport in winter.
- Fig. 9. Velocity fields in level 1 with maximum volume transport of the Taiwan Warm Current and the Kuroshio, and discharge of monthly mean in July of the Yangtze River after 60 days (a), after 90 days (b), after 120 days (c) and after 150 days (d).
- Fig. 10. The same as Fig. 9 except for level 5.
- Fig. 11. The same as Fig. 9 except for level 10.
- Fig. 12. Salinity distribution in level 1 with maximum volume transport of the Taiwan Warm Current and the Kuroshio and the discharge of monthly mean in July of the Yangtze river after 60 days (a), after 90 days (b), after 120 days (c) and after 150 days (d).

- Fig. 13. The same as Fig. 9 except for case 2 (winter).
- Fig. 14. The same as Fig. 10 except for case 2 (winter).
- Fig. 15. The same as Fig. 11 except for case 2 (winter).
- Fig. 16. The same as Fig. 12 except for case 2 (winter).
- Fig. 17. Velocity fields in level 1 with maximum volume transport of the Taiwan Warm Current and the Kuroshio and maximum discharge of the Yangtze River after 60 days (a), after 90 days (b), after 120 days (c) and after 150 days (d).
- Fig. 18. Salinity distribution in level 10 with maximum volume transport of the Taiwan Warm Current and the Kuroshio and maximum discharge of the Yangtze River after 60 days (a), after 90 days (b), after 120 days (c) and after 150 days (d).
- Fig. 19. The same as Fig. 17 except for case 3 (winter).
- Fig. 20. The same as Fig. 18 except for case 3 (winter).
- Fig. 21. Velocity fields in level 1 with maximum volume transport of the Taiwan Warm Current and the Kuroshio and SSE-wind and monthly mean in July discharge of the Yangtze River after 60 days (a), after 90 days (b), after 120 days (c) and after 150 days (d).
- Fig. 22. The same as Fig. 21 except for level 10.
- Fig. 23. Salinity distribution in level 1 with maximum volume transport of the Taiwan Warm Current and the Kuroshio, with SSE-wind, with monthly mean in July discharge of the Yangtze River (a) after 60 days, (b) after 90days, (c) after 120 days and (d) after 150days.
- Fig. 24. Velocity fields in level 1 with minimum volume transport of the Taiwan Warm Current and the Kuroshio and NNW-wind and monthly mean in January discharge of the Yangtze River after 60 days (a), after 90days (b), after 120 days (c) and after 150days (d).
- Fig. 25. The same as Fig. 24 except for level 10.
- Fig. 26. Salinity distribution in level 1 with minimum volume transport of the Taiwan Warm Current and the Kuroshio and NNW-wind and monthly mean in January discharge of the Yangtze River after 60 days (a), after 90days (b), after 120 days (c) and after 150days (d).

Fig. 27. The same as Fig. 7 except for case 5 (50m flat).

Fig. 28. Velocity fields in level 1 with maximum volume transport of the Taiwan Warm Current and the Kuroshio and 50m flat bathymetry, with discharge of monthly mean in July of the Yangtze River after 60 days (a), after 90days (b), after 120 days (c) and after 150days (d).

Fig. 29. Salinity distribution in level 1 with maximum volume transport of the Taiwan Warm Current and the Kuroshio and 50m flat bathymetry and discharge of monthly mean in July of the Yangtze River after 60 days (a), after 90 days (b), after 120 days (c) and after 150days (d).

A study on low-salinity behaviors in the East China Sea using the Princeton Ocean Model

Jae-Dong Hwang

Department of Oceanography, Graduate school, Pukyong National University

Abstract

A three-dimensional primitive equation model (the Princeton Ocean Model, POM) is implemented to examine behaviors of low-salinity water in the East China Sea diluted by the Yangtze River (hereafter LSW). A main focus of experiments is to evaluate the effect on LSW by four factors, such as the volume transport (Kuroshio, Taiwan Current), river discharge of the Yangtze River, seasonal winds, and bottom topography etc. In particular, the experiments are separately performed in summer and winter seasons; the summer- and winter- seasons are regarded as volume transports of the Kuroshio and Taiwan Current from the southern open boundary given by the maximum and the minimum amounts, respectively, considering historically observed values. A basic experiment was run for three years to obtain a quasi steady solution of velocity field in summer and winter, respectively, with constant temperature and salinity conditions and without runoff of the Yangtze River and winds. Under this basic experiment, four-case studies were additionally carried out for one year.

In the basic experiment (Case 1), the surface velocity field in summer

shows a dominant Taiwan Current that flows along the isobaths between 70m and 100m and separates into the Yellow Sea Current and the Tsushima Current, respectively, at the south of Jeju Island. Moreover, this Yellow Sea Current causes a strong current in the Jeju Strait (hereafter, JC) and then intensifies the Tsushima Current in the western channel in the Korea/Tsushima Strait (hereafter West Channel Current, WCC), implying that the Taiwan Current is basically influenced on a traditional contrast between the current fields in the western and eastern channels. However, this contrast is very weakened as the depth deepens because the Yellow Sea Current becomes weaker so that the JC also becomes weak. It should be emphasized that a cyclonic eddy field (hereafter CEF) is created offshore the estuary of the Yangtze River (31N) and plays an important role in behavior of LSW in the East China Sea.

In seasonal volume transport variations of the Kuroshio and the Taiwan Current (Case 2), in summer season, CEF, JC, and WCC are more intensified rather than that in Case 1. The LSW is fast dispersed toward interior of the Yellow Sea and the Korea Strait, and also southward along the coast in China, comparing with a behavior of LSW in winter season.

In variation of the runoff from the Yangtze River (Case 3), the maximum runoff induces a fast dispersion of LSW with more diluted water than that in the minimum runoff. The CEF is also intensified by coupling effect with the current.

A steady wind effect (Case 4) in each season is most drastic on a behavior of LSW. The southerly wind (4m/s) in summer intensifies a dispersion of LSW toward the Yellow Sea, while the northerly wind in winter (9m/s) perfectly disturbs a dispersion of LSW toward the Yellow

Sea and the Korea Strait resulting in only southward dispersion of LSW in the East China Sea.

In experiment of evaluating the topographic effect under a flat bottom (50m) (Case 5), a prominent feature is that CEF entirely disappeared and the dispersion of LSW is mainly done in the Yellow Sea, implying that an ambient topographic effect offshore the estuary of the Yangtze River as well as southerly wind plays very important role in spreading LSW toward the Korea Strait and covering the surface layer of LSW in the East Sea in summer. This paper indicates that a decreased runoff of the Yangtze River by its bank construction planned by Chinese Government may give a great impact on horizontal distribution of LSW in the East China Sea.

I. 서론

하계 동중국해에서 발생하는 저염분수는 주로 양자강 담수 유출에 의해 형성되고 하계의 황해나 동해의 표층수 형성에 매우 중요한 영향을 미친다. 특히 이들 저염분수의 시공간적 변동은 이 해역의 동식물 분포 및 생활상에 지대한 영향을 미칠 것으로 예상되어 저염분수의 변동을 조사하는 것은 이 해역의 전체적인 해양변동을 살피는데 필요하리라 생각된다. 국립수산물과학원에 서 과거 40년간 (1961-2000년) 조사한 정선해양관측자료를 보면 하계 제주도 남서 해역에서 28.5psu의 저염분해역이 발생함을 알 수 있다 (Fig. 1). 이 저염분해역은 해에 따라 변동하여, 예를 들면, 1996년의 경우 제주도 서쪽 염분이 19~22psu로 나타난 바가 있고 (국립수산물과학원 1997), 이로 인해 제주도 서부연안의 정착성 저서생물들이 대량 폐사하여 그 피해액이 약 60억원에 달했다 (http://www.nfrda.re.kr/kodc/histroy/tes06_1999.htm). 하계 동중국해역에 출현하는 저염분 현상에 대해 柳 (1994)는 물질수송에 대한 수치모델을 통해 동중국해역에서 담수의 근원은 양자강이며, 저층퇴적물의 근원은 황하라고 밝혔다. 또한 Lie *et al.* (1998)은 부이 추적 실험을 통해 양자강 유출수가 동해까지 영향을 미친다고 밝혔다.

Bang 등 (1999)는 3차원 원시방정식모델 수치실험을 통해 저염분수에 미치는 바람효과 및 지형효과 등을 조사하였다. 그들 연구는 동중국해의 저염분 거동에 대한 초기 연구로서 그 의미가 크나 양자강 입구의 유출량 경계조건을 과도하게 이상화하였고, 쿠로시오 또는 대만난류의 효과가 제외되었을 뿐만 아니라 남쪽 경계부근 지형조건 등이 비현실적이므로 수치실험결과에 대한 신뢰성에 의구심을 준다. 한편, 최근 Chang 등 (2003)은 Bang 등 (1999)이 사용했던 수치모델 (The Princeton Ocean Model, POM)을 이용하여 저염분수의 계절변동에 연구의 초점을 맞춰 조사하였다. 더구나 동중국해와 황해에서의 담수거동에 대한 유출입량을 평가하였다. 방 등 (2003)은 3차원 수치모델

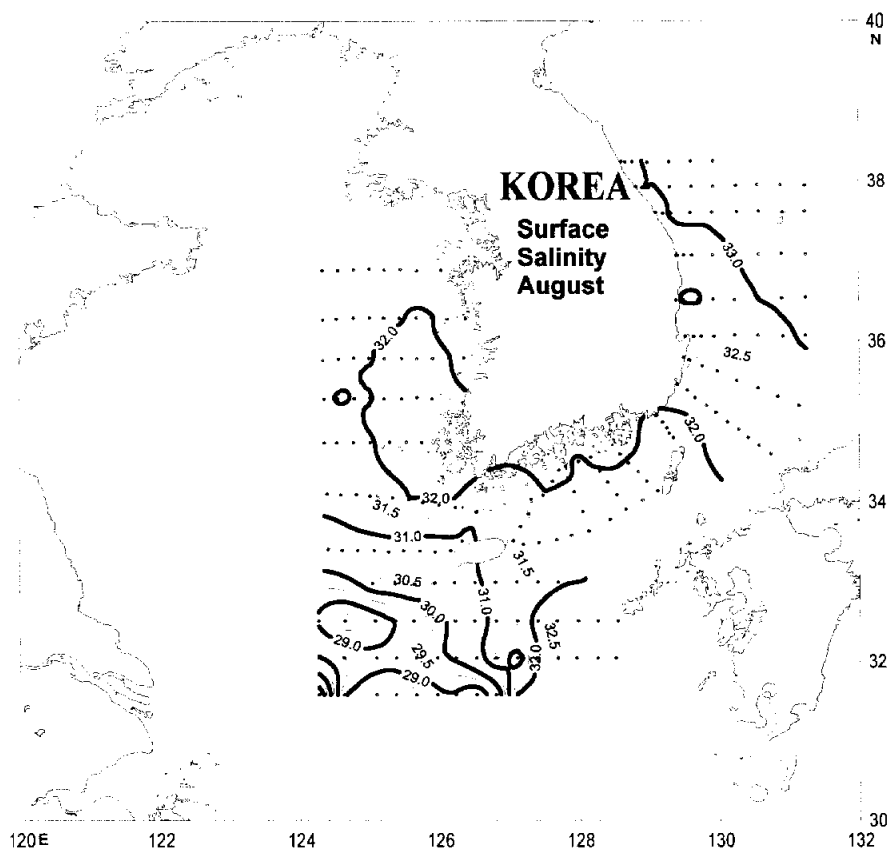


Fig. 1. Interannual-mean salinity distribution (psu) in August during 1961-2000.

(ROMS)을 이용하여 동중국해에서 바람이 해수분포에 미치는 영향을 조사하였고, 그 결과 바람의 주된 영향이 황해의 반시계 순환 형성에 영향을 미치는 것으로 보고하였다.

이들 제 연구는 동중국해의 저염분수 분포변동을 조사하였다 하더라도 모델의 과도한 비현실화 (Bang *et al.*, 1999), 지나친 locality (방 등, 2003) 등에서 연구의 보완점이 요구된다. 또 Chang *et al.* (2003)의 연구는 저염분수 거동에 상당한 정보를 제공한다 하더라도 저염분수의 거동에 영향을 미치는 쿠로시오, 대만난류 및 양자강 유출량의 계절변동에 따른 영향은 고려하지 못했다. 따라서 본 연구에서는 저염수의 시공간 분포에 직접적인 영향을 미칠 것으로 예상되는 제 조건 중 첫째 쿠로시오난류 및 대만난류의 유량변동, 둘째 양자강 유출량 변동, 셋째 계절적 바람변동, 넷째 양자강 외해 해저지형구조 효과에 초점을 맞추어 그 변동기구를 조사하였다.

II. 수치모델

본 연구에서는 Blumberg and Mellor (1987)에 의해 개발된 Princeton Ocean Model (POM)이 이용된다 (Appendix 참고). POM은 연직혼합계수를 계산하기 위해 Mellor and Yamada (1982)가 제안한 2.5 level의 난류종결모델을 포함하고 있다. 수평 점성계수와 수평 확산계수는 다음과 같은 Smagorinsky (1963)의 확산식을 사용하여 구하였다.

$$A_M = C\Delta x\Delta y[(\frac{\partial u}{\partial x})^2 + (\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y})^2/2 + (\frac{\partial v}{\partial y})^2]^{1/2}$$

여기서 Δx , Δy 는 수평격자간격으로 본 연구에서는 경위도 각각 10분이 되며, C는 0.2의 상수를 사용하였다 (Appendix 참고).

모델해역은 경도 117 ~ 131°E, 위도 24 ~ 41°N으로 황해와 동중국해를 포함한다. 직교좌표계에서 모델의 수평격자간격은 경위도 10분 간격을 사용하였으며, 연직적 방향의 sigma level 수는 12개 ($\sigma = 0.000, -0.091, -0.182, -0.273, -0.364, -0.455, -0.545, -0.636, -0.727, -0.818, -0.909, -1.000$)이다. 모델해역 내 Ryukyu열도를 통과하는 해수교환은 편의상 육상경계로 처리하였다. 따라서 모델해역에서 개방경계는 쿠로시오 및 대난난류의 유출입부분, 쓰시마난류의 유출부분과 같이 4곳의 개방경계를 주었다 (Fig. 2). 다만, 경계조건제공에 대한 편의성을 고려하여 동해의 한국 남동쪽을 육상경계로 처리하였다.

모델에 사용된 수심자료는 NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration)의 NGDC (National Geophysical Data Center)에서 제공하는 경위도 5분 간격의 ETOPO5자료와 국립해양조사원에서 발간한 해도 No. S-836을 사용하였다 (Fig. 3).

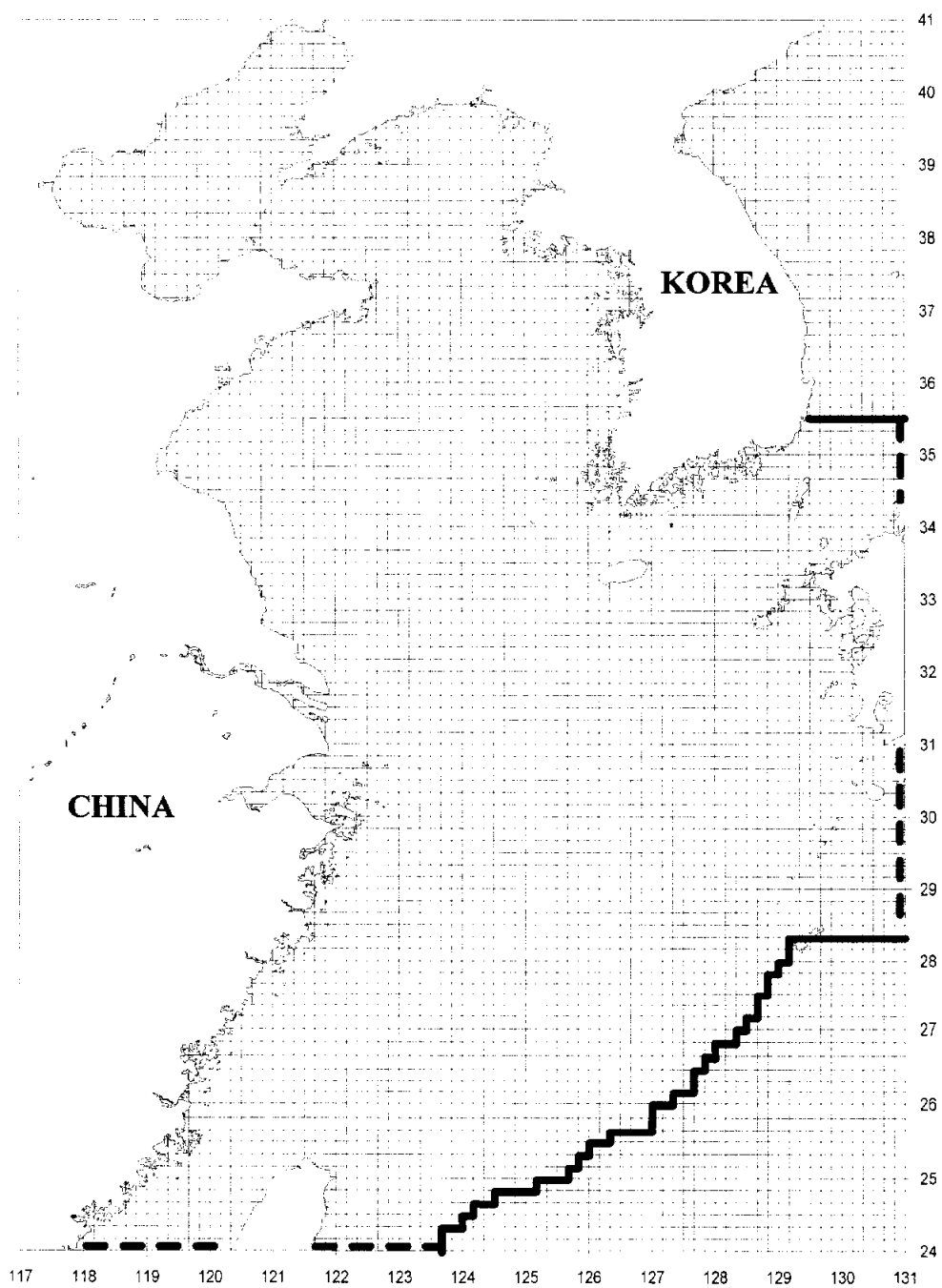


Fig. 2. Numerical grid system of the study area. Dot and solid lines represent the open boundaries and closed boundaries, respectively.

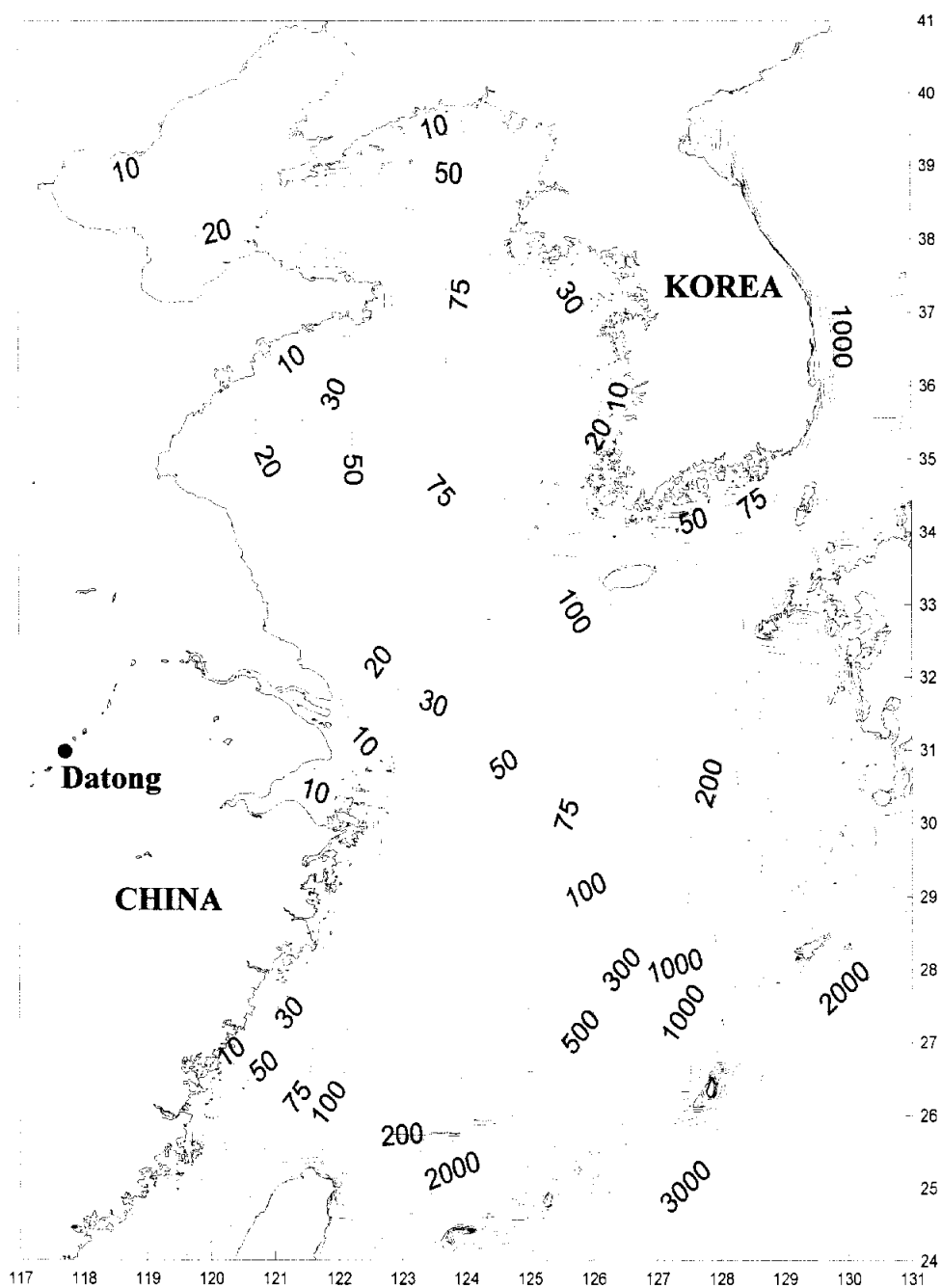


Fig. 3. Bathymetry in the study area. The depth is in meters.

황해 및 동중국해역내의 해류는 대만과 Ryuku Island의 최남서단에 있는 섬인 Yonaguni-jima사이로 들어오는 쿠로시오 (Kuroshio)난류와 남중국해로부터 대만해협을 통해 들어오는 대만난류 (Taiwan warm current)에 직접적인 영향을 받는다 (Isobe, 1999; Naimie *et al.*, 2001; Lee and Chao, 2003; Teague *et al.*, 2003). 특히 Isobe (1999)는 황해 및 동중국해의 해류가 대만난류에 크게 영향을 받고 있음을 제시하였다. 한편 Teague *et al.* (2003)이 1999년 10월에서 12월까지 2개월 동안 관측한 자료에 의하면 대만 해협을 통해 들어오는 대만난류의 유량은 0.14Sv ($1\text{Sv} = 10^6\text{m}^3/\text{s}$)이고 쿠로시오난류의 유량은 23.0Sv 정도이며, 대한해협을 통해 나가는 쓰시마난류의 유량이 3.17Sv 이고 일본남부를 통해 빠져나가는 쿠로시오난류의 유량은 20.0 Sv으로 나타나 (Fig. 4) Lee and Chao (2003)에서 제시된 (Table 1) 추계 대만난류와 쿠로시오난류와도 차이를 보이고 있다. 또한 杉本隆成 (1999)는 과거 30년간 동중국해를 통과한 쿠로시오난류의 유량자료로부터 쿠로시오난류가 엘니뇨의 영향으로 연별변동을 한다는 것을 밝혔다. 따라서 개방경계 유량에 대해 변화를 주는 경우 최대 유량변동을 고려하여 Lee and Chao (2003)가 제시한 하계와 동계의 유량을 사용하였으며, 계산 편의상 하계의 경우 대만해협에서 유입되는 대만난류의 유량을 3 Sv으로, 대만동쪽해역에서 유입되는 쿠로시오난류의 유량을 24 Sv로 두었으며, 대한해협을 통해 나가는 쓰시마 난류의 유량을 4 Sv로, 일본 남쪽해역을 통해 나가는 쿠로시오난류의 유량을 23 Sv로 두었다. 이때 동계의 경우 대만해협에서 유입되는 대만난류의 유량을 1 Sv, 대만동쪽해역에서 유입되는 쿠로시오난류의 유량을 22 Sv으로 두었으며, 대한해협을 통해 나가는 쓰시마난류의 유량을 3 Sv, 일본 남쪽해역을 통해 나가는 유량을 20 Sv로 두었다. 이때 두 가지 경우 모두 양자강 유출량은 65년간 7월의 평균 유출량에 해당하는 $50,000\text{m}^3/\text{s}$ 를 적용하였으며, 바람은 고려하지 않았다 (Tabel 2).

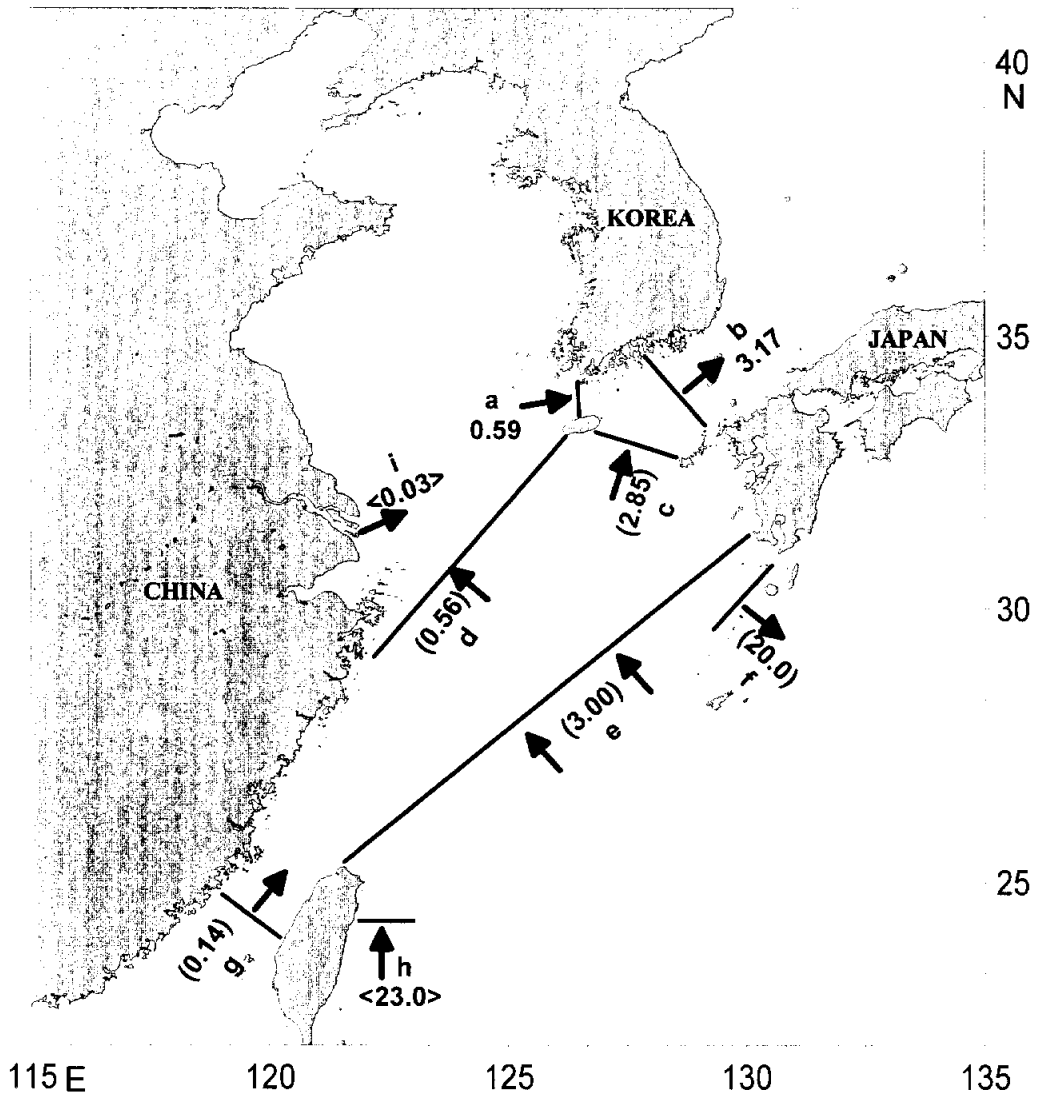


Fig. 4. Measured volume transport (a, b, and g), inferred (in parentheses) volume transports (c, d, e, and f), and climatological (in brackets) volume transports (h) and river outflow i) are shown for October–December, 1999. Units are sverdrups ($10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) (after Taegue *et al.*, 2003).

육지의 하천으로부터 연간 약 $1,200\text{km}^3$ 정도의 담수가 황해 및 동중국해로 유입되고 있으며, 그 중 중국대륙에 기원을 둔 양자강의 연간 유출량이 950km^3 정도로 전체 유입량의 79%를 차지한다. 양자강 이외에도 70여개의 크고 작은 하천이 있는데 그 중 황하와 압록강 (Yalu river)의 연간 유출량이 각각 42km^3 , 35km^3 정도로 연구해역으로 유입되는 전체 유입량의 3.5%와 2.9%를 차지한다 (柳, 1994). 따라서 본 연구에서는 연간 유출량이 가장 많은 양자강 유출수만을 고려하였다. 그러나 중국 大通에서 (Fig. 3) 지난 65년간 (1922 - 1986) 관측한 월별 양자강의 유출량자료에 의하면 해마다 같은 달의 유출량이 다르다는 것을 알 수 있다 (Fig. 5). 양자강 유출량에 변화를 주는 경우 황해 및 동중국해역에서 저염분수 확산 차이를 명확히 보기 위해 하계 양자강 최대 유출일 경우 개방경계에서 하계 유량을 사용하였으며, 동계 양자강 최소 유출일 경우 개방경계에서 동계 유량을 사용하였다. 하계와 동계 양자강 유출량은 중국 大通에서 지난 65년간 (1922 - 1986) 관측한 월별 양자강 유출량 자료 (Global Runoff Data Center, <http://www.bafg.de/grdc.htm>)를 사용하였다. 따라서 하계 최대 양자강 유출량은 Fig. 6b에 도시된 매년 7월 값들 중 최대 유출량인 $80,000\text{m}^3/\text{s}$ 를 사용하였으며, 동계 최소 양자강 유출량은 Fig. 6c에 도시된 매년 1월 값들 중 최소값인 $5,000\text{m}^3/\text{s}$ 를 사용하였다. 이 때에도 양자강 유출량은 계산의 편의를 위해 실제 관측값과는 다소 차이가 있다. 이 경우 개방경계에서 유입되는 대만난류와 쿠로시오난류의 유량 합을 하계일 경우 27 Sv로 동계일 경우 23 Sv를 사용하였으며, 바람은 고려하지 않았다 (Tabel 2).

해양에서 해류를 발생시키는 요인 중의 하나가 바람으로 풍향과 풍속에 따라 해류의 방향과 세기가 결정된다. 한반도 주변역에서의 풍계를 계절적으로 보면 동계에는 북풍 계열의 바람이 부는 반면, 하계에는 남풍 계열의 바람이 불며, 하계바람의 세기가 동계보다 현저히 작음을 알 수 있다 (Hellerman and Rosenstein, 1983; Na *et al.* 1992). 특히 바람응력 (wind stress)은 바람에 의해 유도되는 해수순환의 강도와 경향성을 결정하게 되는데, 바람응력 회전

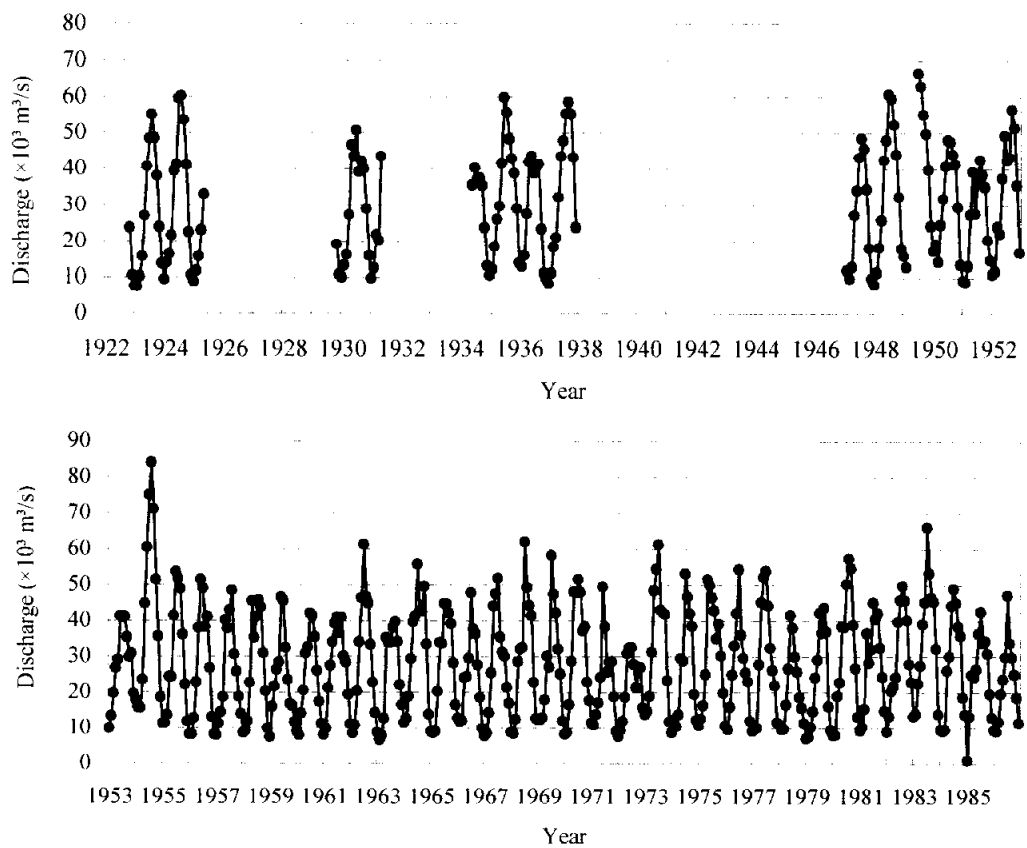


Fig. 5. Monthly river discharge from the Yangtze River at Datong during 1922-1986.

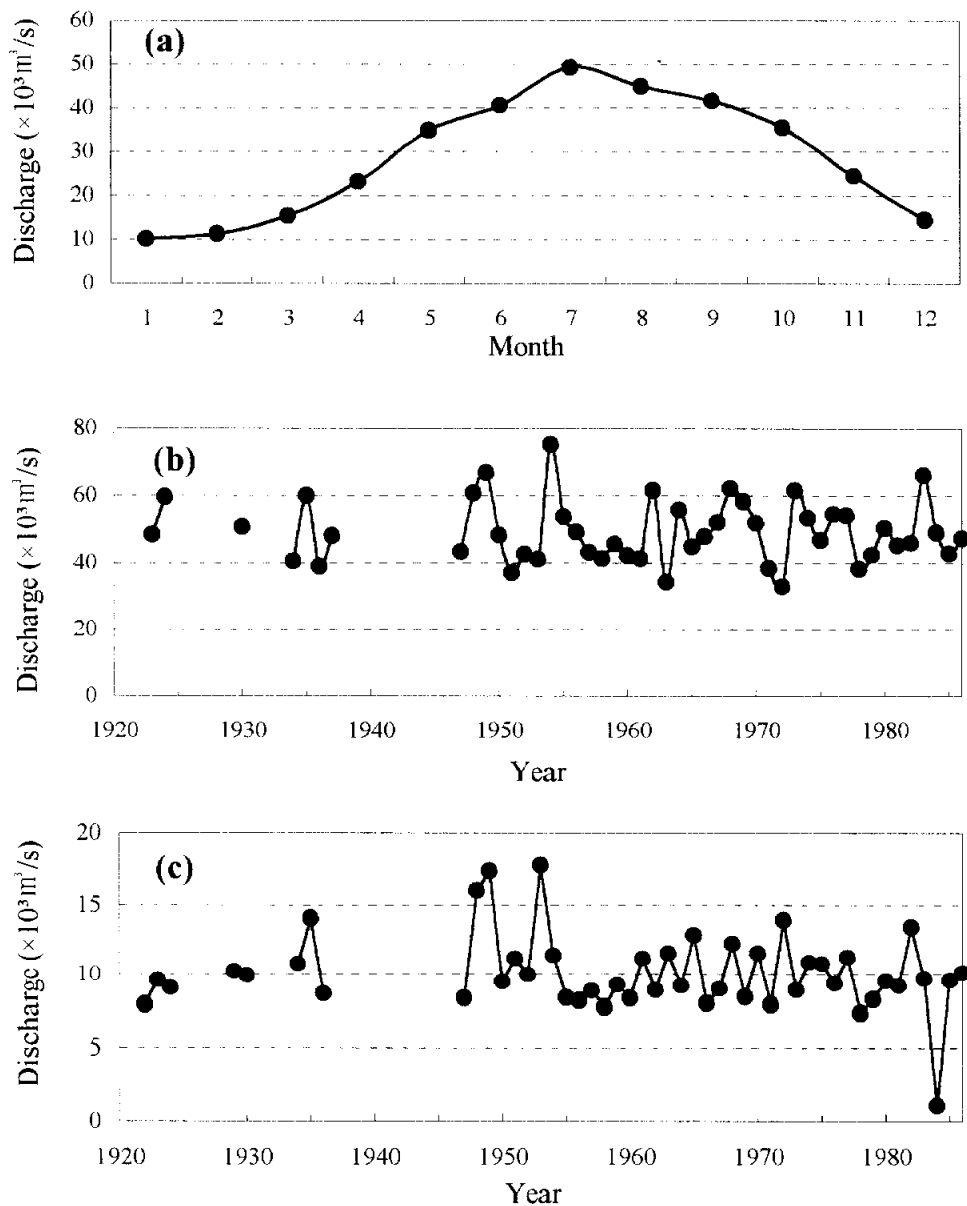


Fig. 6. The Yangtze River discharge (a) in the interannual-monthly mean, and (b) in July and (c) in January during 1920-1986.

자(wind stress curl)가 음의 값을 가지면 시계방향의 순환이 발생되며, 양의 값을 가지면 반시계방향의 순환이 발생된다. 이러한 이유로 바람응력 회전자가 해수순환을 결정하는 주된 요소로 작용함을 알 수 있다 (해양연구소, 1998). 따라서 황해 및 동중국해에서의 풍계에 대해 Hellerman & Rosenstein (1983), Na *et al.* (1992) 및 Chang and Isobe (2003)에 언급된 CODAS (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set)의 자료를 보면 하계 남풍-남남동풍 계열의 바람이 지배적이며, 동계에는 북풍-북북서풍 계열의 바람이 지배적으로 나타남을 알 수 있다. 따라서 본 연구에는 하계의 경우 4m/s의 남남동풍을 인위적으로 발생시켜 바람의 영향을 살펴보았다. 이 경우 양자강 유출량은 65년간 7월 평균 유출량인 $50,000\text{m}^3/\text{s}$ (Fig. 6a)을 산정하였으며, 개방경계에서의 유량은 하계 값인 27 Sv로 두었다. 동계의 경우 9m/s의 북북동풍을 인위적으로 발생시켰으며, 양자강 유출량은 65년간 1월 평균 유출량인 $10,000\text{m}^3/\text{s}$ (Fig. 6a)을 산정하였고 개방경계에서의 유량은 동계 값인 23 Sv로 두었다 (Table 2).

황해는 한반도와 중국대륙에 의해 둘러싸여 있는 반폐쇄적인 형태를 지닌 해역으로 수심은 대부분 60~80m로서 평균수심이 44m이며, 최대수심은 103m로 홍도 서부해역에 나타난다. 남부의 동중국해와 지형적인 경계는 없으나 일반적으로 제주도와 양자강을 연결하는 선으로 구분하고 있다 (국립수산진흥원, 2001). 남해는 동중국해의 연장으로 평균수심이 101m이며, 최대수심은 227m로 부산 영도 남동방 17마일 해역인 대한해협에서 나타난다 (국립수산진흥원, 2001). 동중국해는 중국 대륙중앙부 연안의 동쪽에 위치하고 있으며 북으로 황해와 접하고 있고, 한국 울기와 일본 川尻御埼를 연결한 선에 의해 동해와 구분된다. 동중국해 평균수심은 349m이고 최고수심은 류구해분 (Ryukyu Basin)으로 수심 2000m 이상이며, 대만 타이페이 (Taipei)와 일본 五島列島 (Goto Islands)를 연결한 선을 따라 수심 500m를 중심으로 한 대륙사면 (Continental slope)이 발달되어 있다 (柳, 1994; 이석, 2000, 국립수산진흥원,

2001) (Fig. 3). 따라서 해저지형구조가 저염분수 확산에 미치는 영향을 고려하기 위해 황해 및 동중국해역내 분포범위가 넓은 수심 50m를 적용하여 황해 및 동중국해역내 수심을 모두 50m로 둔 경우를 산정하였다. 이 경우 양자강 유출량은 65년간 7월 평균 유출량인 $50,000\text{m}^3/\text{sec}$ 을 산정하였으며, 개방경계에서의 유량은 하계값인 27 Sv를 사용하였다 (Tabel 2).

황해 및 동중국해역내 양자강 유출수에 의한 저염분수 확산을 고려하기 위해 증발이나 강우와 같은 해수면을 통한 담수 flux는 고려하지 않았으며, 또한 계절별 수온의 변화를 고려하지 않았기 때문에 해수면을 통한 heat flux를 고려하지 않았다.

Table 1. Monthly volume transport (unit: Sv) at open boundaries
(after Lee and Chao, 2003)

Month	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
Taiwan Strait	0.5	0.5	1.5	1.5	2.2	2.3	2.3	2.4	2.4	1.5	0.5	0.5
Kuroshio Inflow	22.00	22.00	22.50	23.00	24.00	23.50	23.50	28.00	28.00	22.00	21.00	22.00
Kuroshio Outflow	-20.24	-20.62	-22.27	-22.63	-23.96	-23.04	-22.53	-26.74	-26.59	-19.83	-18.20	-19.72
Tsushima Straits	-2.27	-1.89	-1.75	-1.89	-2.28	-2.80	-3.32	-3.71	-3.85	-3.71	-3.33	-2.80
Yangtze River	0.010	0.013	0.016	0.023	0.037	0.042	0.050	0.045	0.043	0.037	0.025	0.016

Positive and Negative values are for inflow and outflow, respectively.

Table 2. Conditions for sensitive studies to various parameters

Case		Volum transports		Yangtze River discharge	Wind	Bathymetry	Remark
		TWC	KWC				
1	Summer	3 Sv	24 Sv	No	NO	Real	
	Winter	1 Sv	22 Sv	No			
2	Summer	3 Sv	24 Sv	50,000 m ³ /s	NO	Real	
	Winter	1 Sv	22 Sv	50,000 m ³ /s			
3	Summer	3 Sv	24 Sv	80,000 m ³ /s	NO	Real	
	Winter	1 Sv	22 Sv	5,000 m ³ /s			
4	Summer	3 Sv	24 Sv	50,000 m ³ /s	SSE	Real	
	Winter	1 Sv	22 Sv	10,000 m ³ /s	NNW		
5	Summer	3 Sv	24 Sv	50,000 m ³ /s	NO	50m (flat)	

TWC: Taiwan Warm Current, KWC: Kuroshio Warm Current

III. 결과

3.1. 유량의 input-output 모델에서 하계 · 동계의 유속장

Fig. 7은 실험 Case 1 (Talbe 2)으로서 실제 지형조건에 남쪽개방경계에서 쿠로시오 및 대만난류의 하계유량을 부여한 조건에 3년 동안 계산한 후 마지막 해 유속장을 보여준다. 충분히 정상상태에 도달한 것은 아니라도 년 별 유속장의 변화가 매우 작으므로 준정상상태에 도달된 것으로 생각된다.

Fig.7a는 첫 번째 sigma-level에서의 유동결과로서 대만해협을 통해 유입되는 대만난류의 세기가 최고 0.6m/s에 이르며, 동중국해 중부해역으로 유입되고 제주도 남부해역에서 두 흐름으로 나누어져 한 흐름은 제주도 서쪽해역을 통하여 황해내부로 유입되고 있다. 황해로 유입된 흐름 중 일부는 다시 제주해협을 통해 한국남해로 유입되며, 주 흐름은 계속 북상하여 발해만까지 도달하였다. 다른 흐름은 제주도 동쪽해역을 통과하여 제주해협을 통과한 흐름과 만나서 대한해협을 통해 동해로 빠져나간다. 따라서 대한해협 서쪽이 동쪽보다 유속이 빠르게 나타난다. 대만동쪽에서 유입되는 쿠로시오난류는 최고 1.4m/s의 유속을 보이며 동중국해역내 대륙사면과 오키나와 해분을 따라 북동진하다 일본남부해역을 통해 서태평양으로 빠져나간다. 북위 30도에서 33도, 동경 125도에서 127도 사이에 해저지형에 의해 사행하는 흐름이 발생했다. Fig. 7b는 5번째 sigma-level에서의 유동결과로서 첫 번째 sigma-level에 비해 쿠로시오난류의 세기가 약하게 나타났으나 대만난류와 쓰시마난류의 세기는 거의 차이가 나지 않았으며, 대한해협 서쪽이 동쪽보다 유속이 빠르게 나타났다. 저층에 해당하는 10번째 sigma-level에서 쿠로시오난류의 난류의 세기는 매우 약하게 나타났다 (Fig. 7c). 그러나 쿠로시오역보다 수심이 얕은 대만해협과 대한해협에서의 대만난류와 쓰시마난류는 쿠로시오난류에 비해 표 · 저층

Case 1

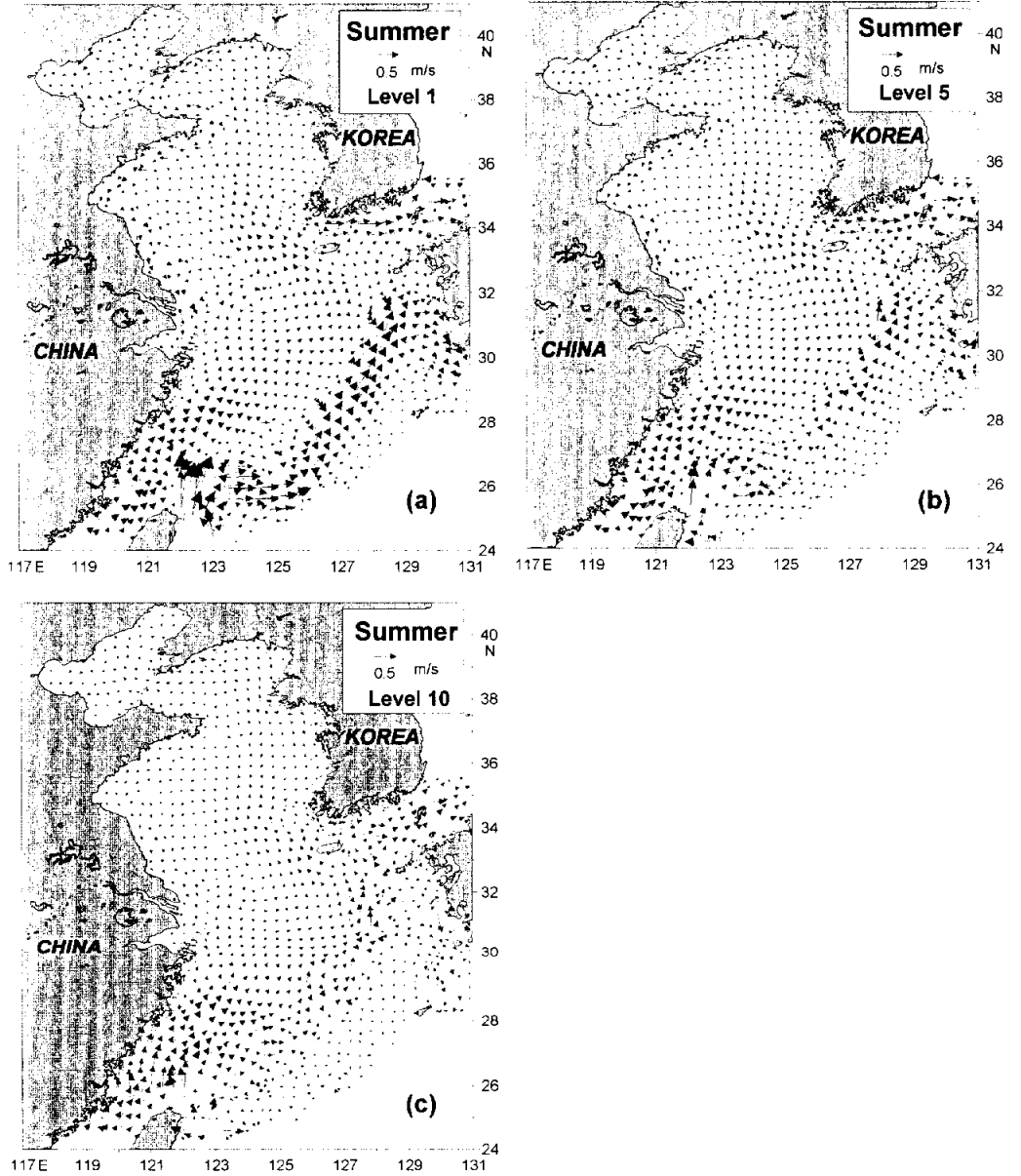


Fig. 7. Velocity field in level 1 (a), level 5 (b) and level 10 (c) with the maximum volume transport of the Taiwan Warm Current and the Kuroshio in three-year final run time.

Case 1

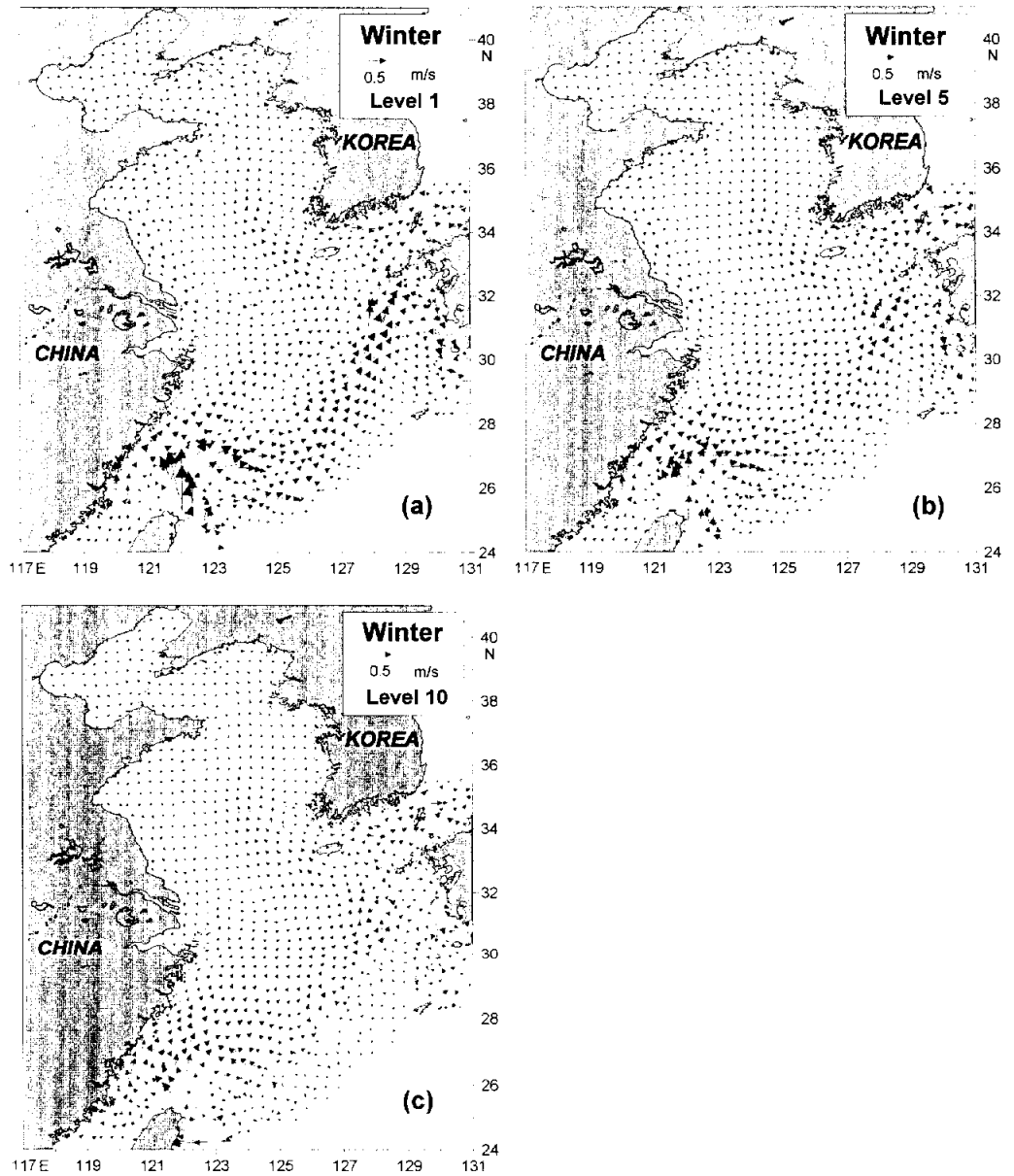


Fig. 8. The same as Fig. 7 except for the minimum volume transport in winter.

간의 유속차가 크게 나지 않았다.

Fig. 8은 실험 Case 1 (Talbe 2)으로서 실제 지형조건에 남쪽개방경계에서 쿠로시오 및 대만난류의 동계유량을 부여한 조건에 3년 동안 계산한 후 마지막 해 유속장을 보여준다.

Fig. 8a는 첫 번째 sigma-level에서의 유동장을 나타낸 그림으로 대만난류의 유속이 최고 0.3m/s로 하계에 비해 작게 나타났다. 쿠로시오난류의 세기도 대만동쪽해역에서 최고 1.0m/s로 하계에 비해 작게 나타나며, 대륙사면과 오키나와 해분을 따라 북동진하는 흐름도 하계에 비해 약하게 나타났다. 하계와 마찬가지로 대만난류의 수층별 유속 차이는 작게 나타났지만 쿠로시오난류는 수층별 유속차이가 크게 나타났다(Fig. 8a, 8b, 8c).

3.2. 저염분포에 영향을 미치는 요인

3.2.1 대만난류 및 쿠로시오난류의 유량

Fig. 9는 실험 Case 2 (Table2)으로서 남쪽개방경계에서 쿠로시오 및 대만난류 하계유량을 부여하여 준정상상태에 도달한 유속장에 65년간 7월 평균 양자강 유출량을 부여하여 다시 1년 계산한 후 첫 번째 sigma-level에서 60, 90, 120, 150일 후의 유동결과를 나타낸 것이며, Fig. 10은 5번째 sigma-level에서의 유동결과를, Fig. 11은 10번째 sigma level에서의 유동결과를 나타낸 것이다.

Fig. 9의 유동결과를 보면 60일 후 양자강 동쪽해역에서 남동방향으로 최고 유속 0.9m/s를 가지는 흐름이 나타났다. 90일 후 동경 124도 북위 32도에서 0.7m/s의 유속을 가지며 북상하는 흐름이 나타났다. 120일이 경과한 후에는 양자강 동쪽해역에서 반시계방향의 회전류가 나타났으며, 150일 후에 반시계방향의 흐름이 더욱 뚜렷하게 나타나있다. Fig. 10은 5번째 sigma-level에서

의 유동결과를 나타낸 것으로 60일 후에 양자강 동쪽해역에서 반시계방향의 회전류가 나타났다. Fig. 11은 10번째 sigma-level에서의 유동결과로 60일 후에 양자강 동쪽해역에서 반시계방향의 회전류가 나타남을 알 수 있다.

Fig. 12는 개방경계에서 유량을 크게 주었을 경우 첫 번째 sigma-level에서 60, 90, 120, 150일 후의 염분분포를 나타낸 것이다. Fig. 12a는 60일 후의 결과로 30psu의 등염분선이 동쪽으로 동경 125도, 북쪽으로 북위 33도, 남쪽으로 북위 27도에 저염분수가 나타났다. Fig. 12b는 90일 후의 결과로 동쪽으로 동경 126도, 북쪽으로 북위 34도, 남쪽으로 중국연안을 따라 북위 26도까지 확장되었으며, 황해로의 유입이 나타나고 있다. Fig. 12c는 120일 후의 결과로 30psu의 등염분선이 동쪽으로 동경 127도 30분까지 북쪽으로 북위 35도까지, 남쪽으로 대만해협 북부역인 북위 26도까지 확장되어 있으나 제주도에는 접근하지 않았다. 20psu의 등염분선은 동쪽으로 동경 126도 30분까지 확장된 후 반시계 방향의 회전류에 의해 북서진하여 북위 33도까지 확장되어 있음을 알 수 있다. Fig. 12d는 150일 후의 결과로 30psu의 등염분선이 제주도에 도달하였으며, 제주도 서쪽해역에 20psu의 저염분수가 나타났다.

Fig. 13은 개방경계에서 동계유량을 부여하여 3년 계산 후의 유동 결과에 65년간 7월 평균 양자강 유출량을 부여하여 1년 더 계산한 후 첫 번째 sigma level에서 60, 90, 120, 150일 후의 유동결과를 나타낸 것이며, Fig. 14는 5번째 sigma-level에서의 유동결과를, Fig. 15는 10번째 sigma-level에서의 유동결과를 나타낸 것이다.

Fig. 13의 결과를 보면 양자강의 유출수가 나타남을 알 수 있다. Fig. 14와 Fig. 15의 결과를 보면 90일 후에 양자강 동쪽해역에서 반시계 방향의 흐름이 나타났다.

Fig. 16은 개방경계에서 유량을 작게 주었을 경우 첫 번째 sigma-level에서 60, 90, 120, 150일 후의 염분분포를 나타낸 것이다. Fig. 16a는 60일 후의 결과로 30psu의 등염분선이 양자강 동쪽해역이 동경 124도, 북위 26도에서 북

Case 2

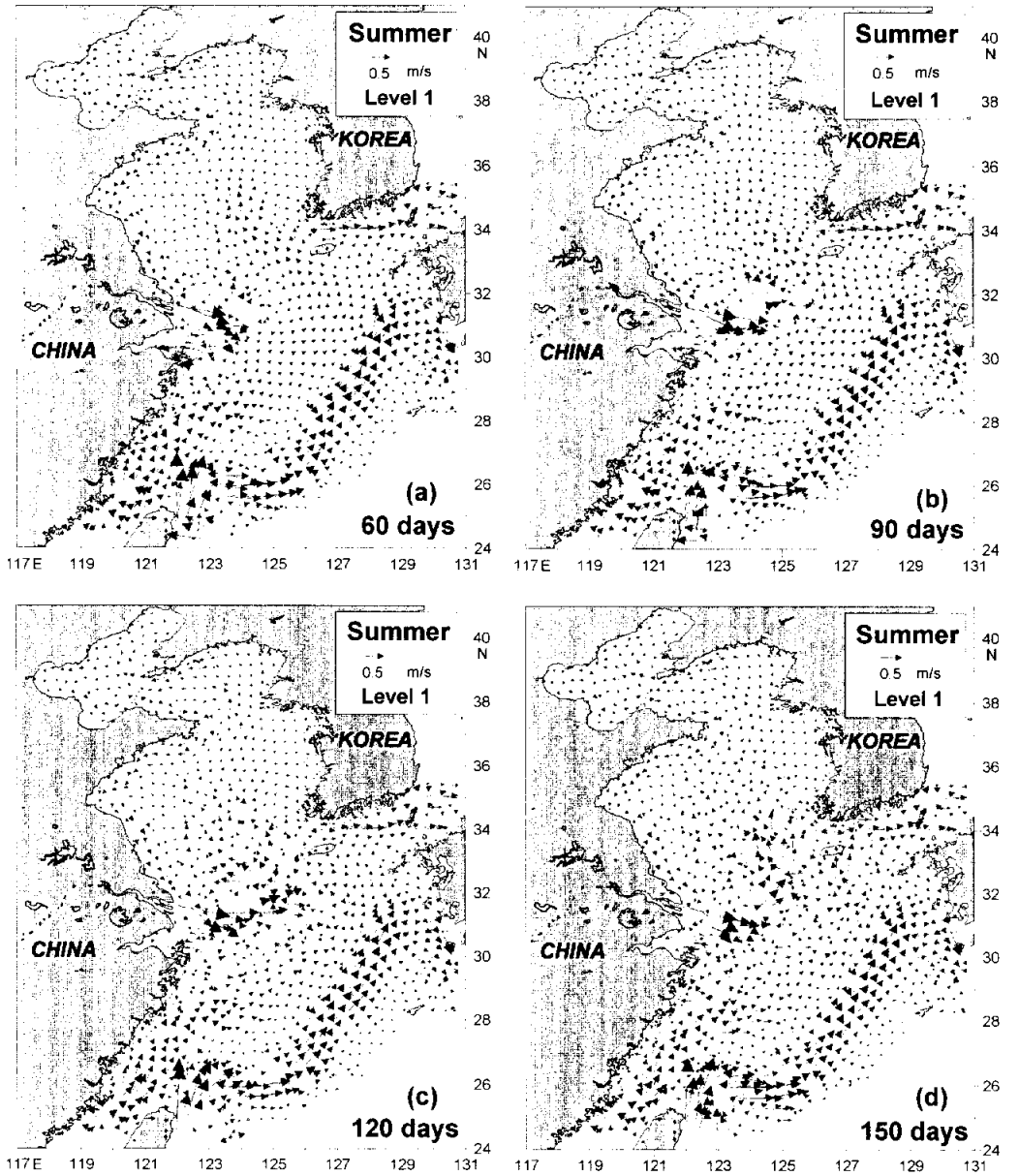


Fig. 9. Velocity fields in level 1 with maximum volume transport of the Taiwan Warm Current and the Kuroshio, and discharge of monthly mean in July of the Yangtze River after 60 days (a), after 90days (b), after 120 days (c) and after 150 days (d).

Case 2

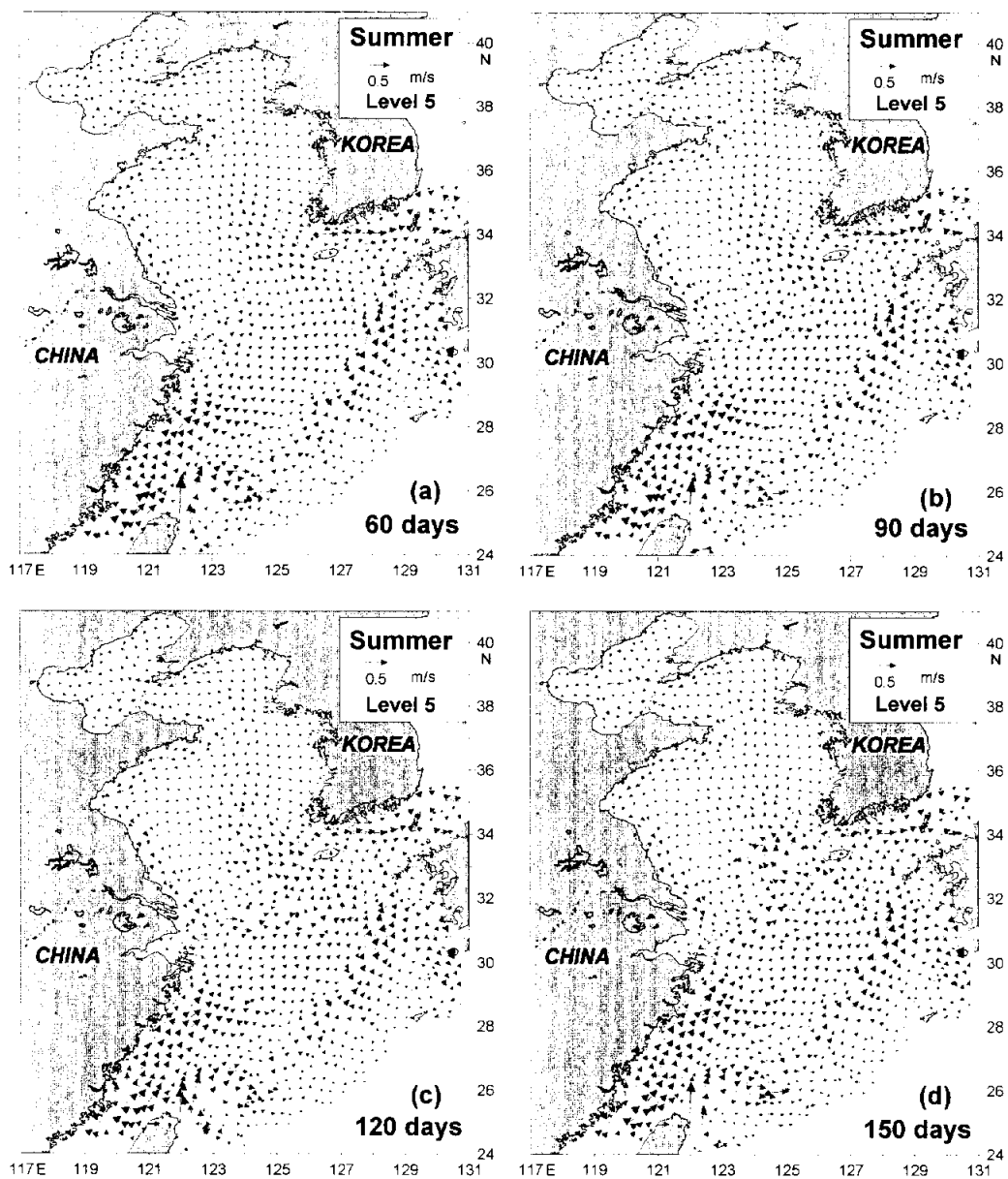


Fig. 10. The same as Fig. 9 except for level 5.

Case 2

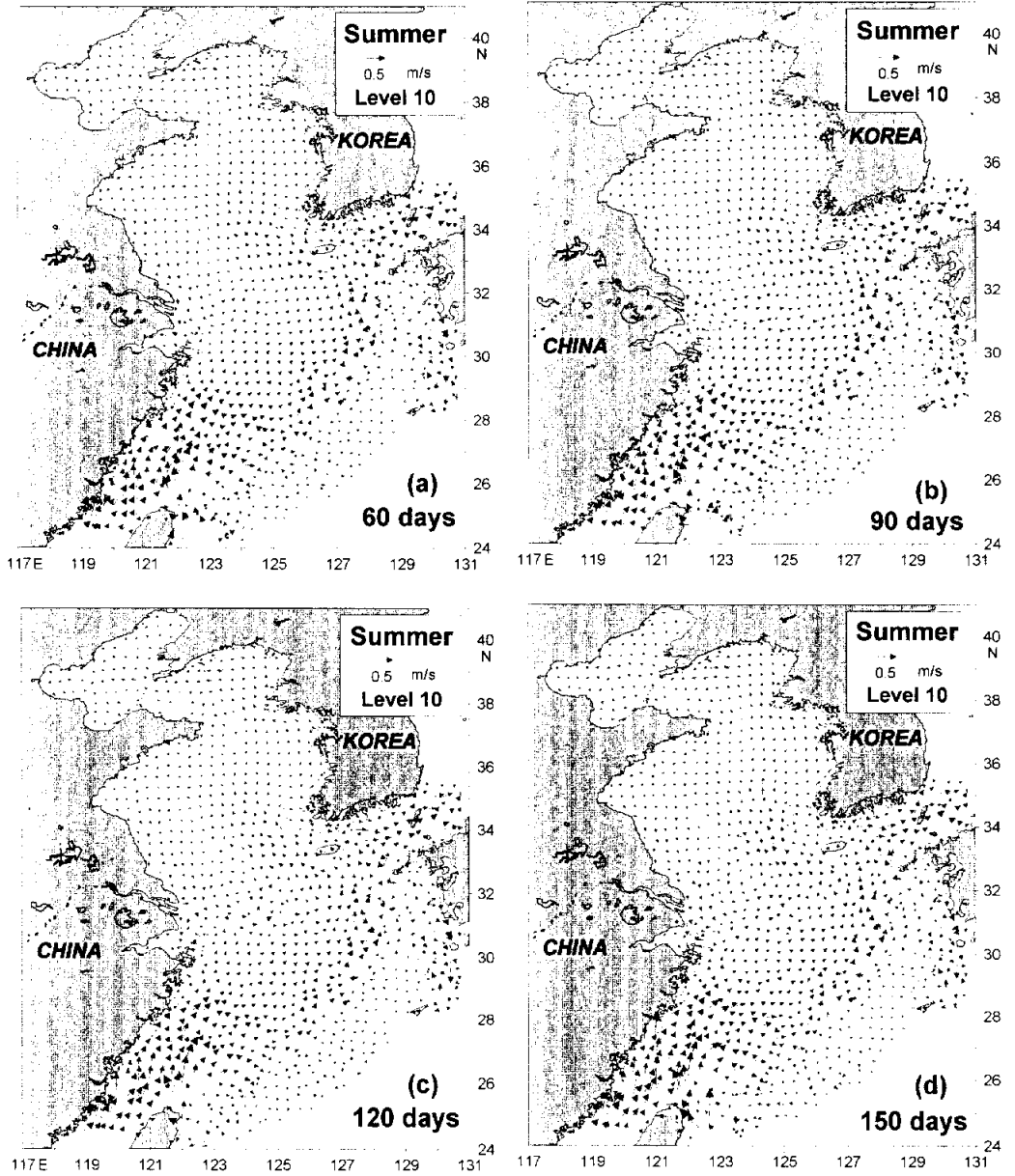


Fig. 11. The same as Fig. 9 except for level 10.

Case 2

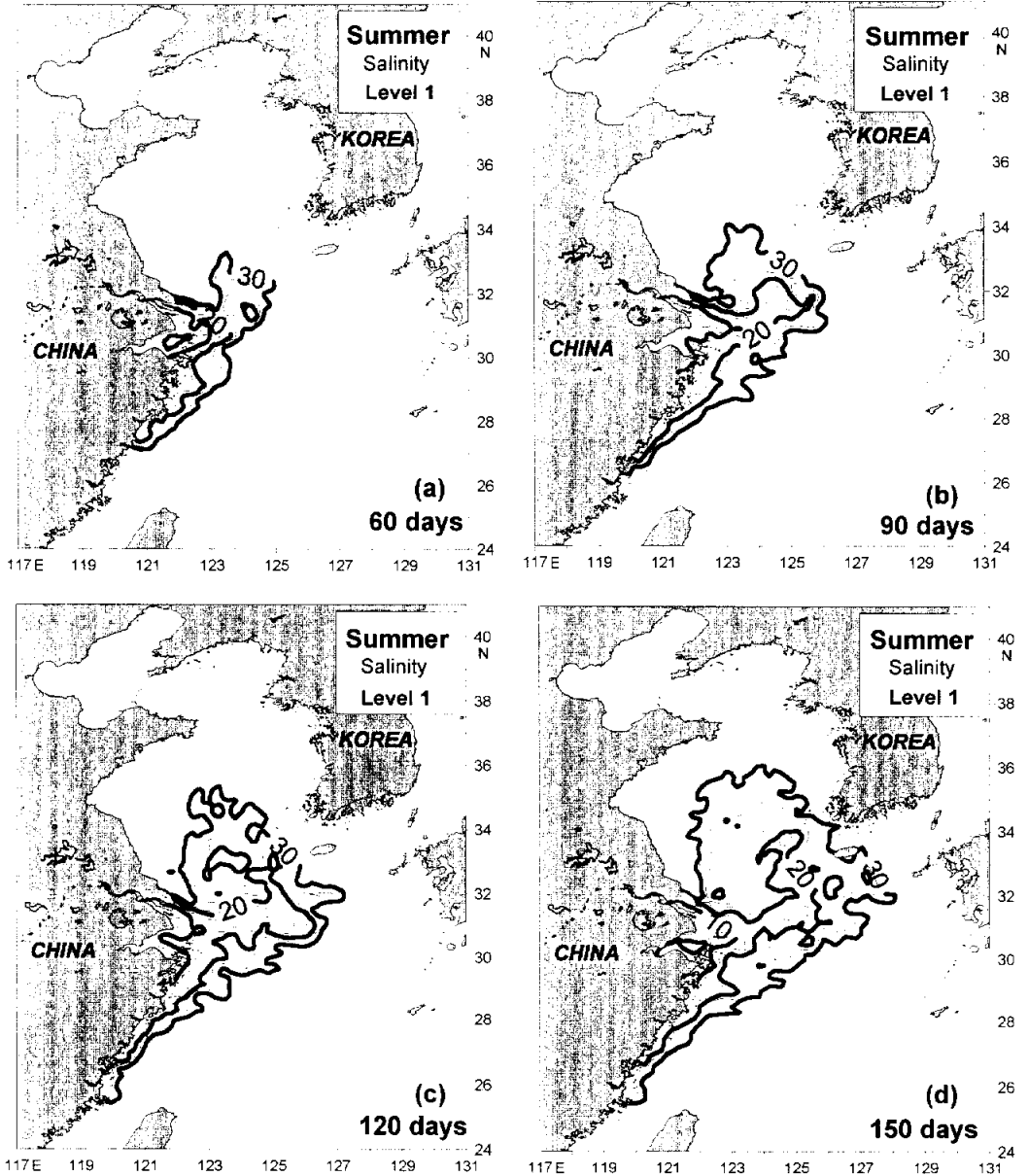


Fig. 12. Salinity distribution in level 1 with maximum volume transport of the Taiwan Warm Current and the Kuroshio and the discharge of monthly mean in July of the Yangtze river after 60 days (a), after 90 days (b), after 120 days (c) and after 150 days (d).

Case 2

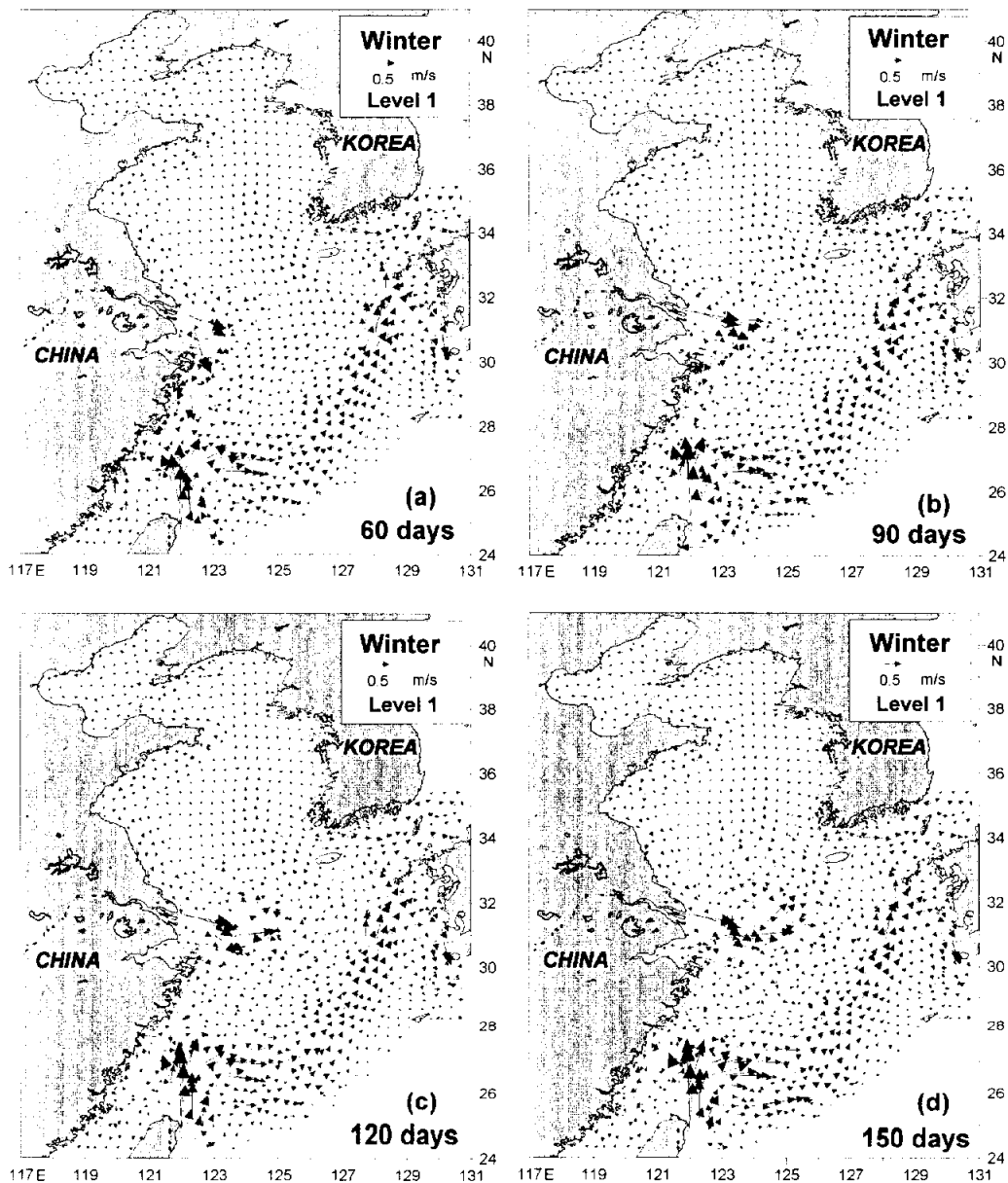


Fig. 13. The same as Fig. 9 except for case 2 (winter).

Case 2

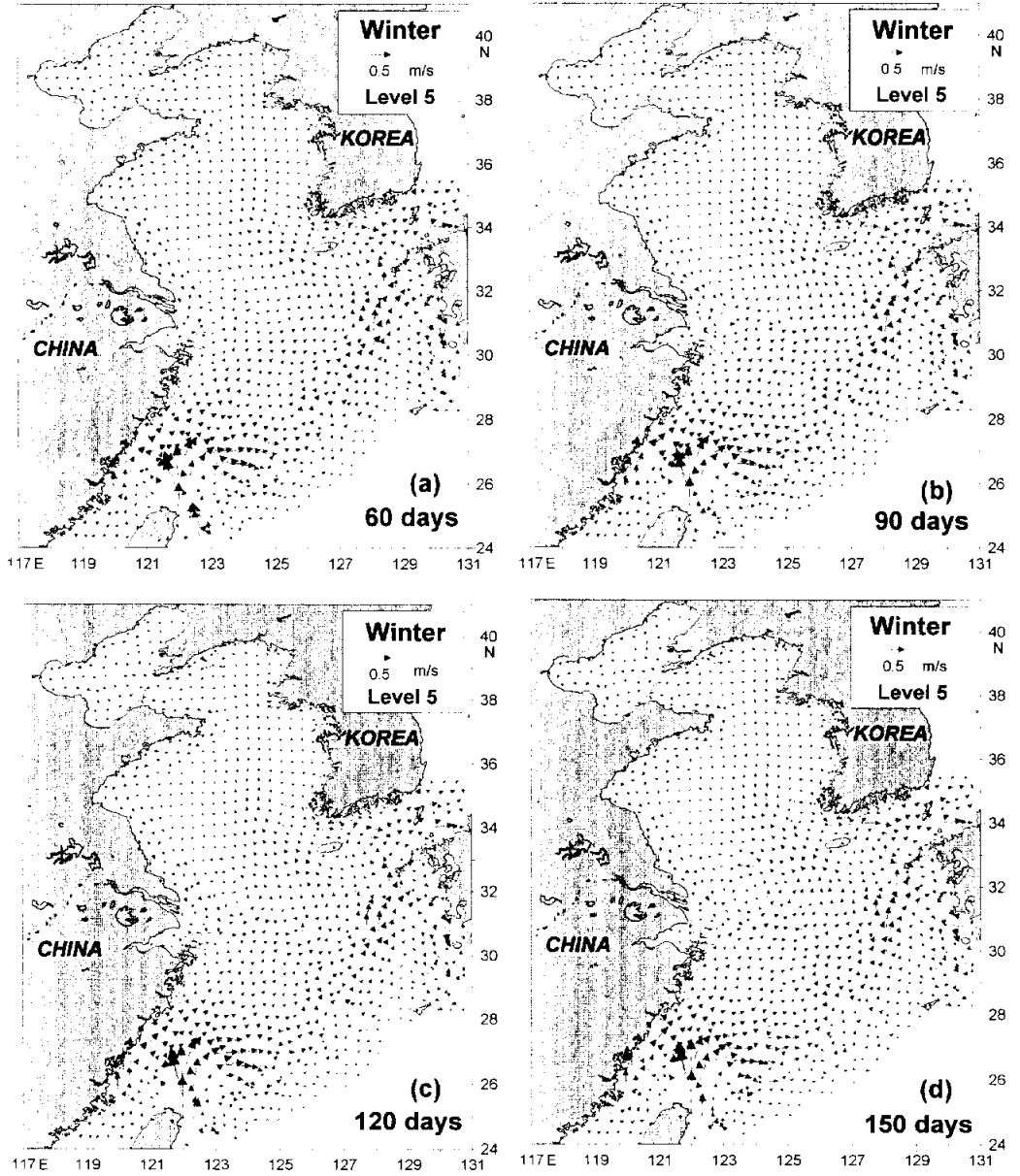


Fig. 14. The same as Fig. 10 except for case 2 (winter).

Case 2

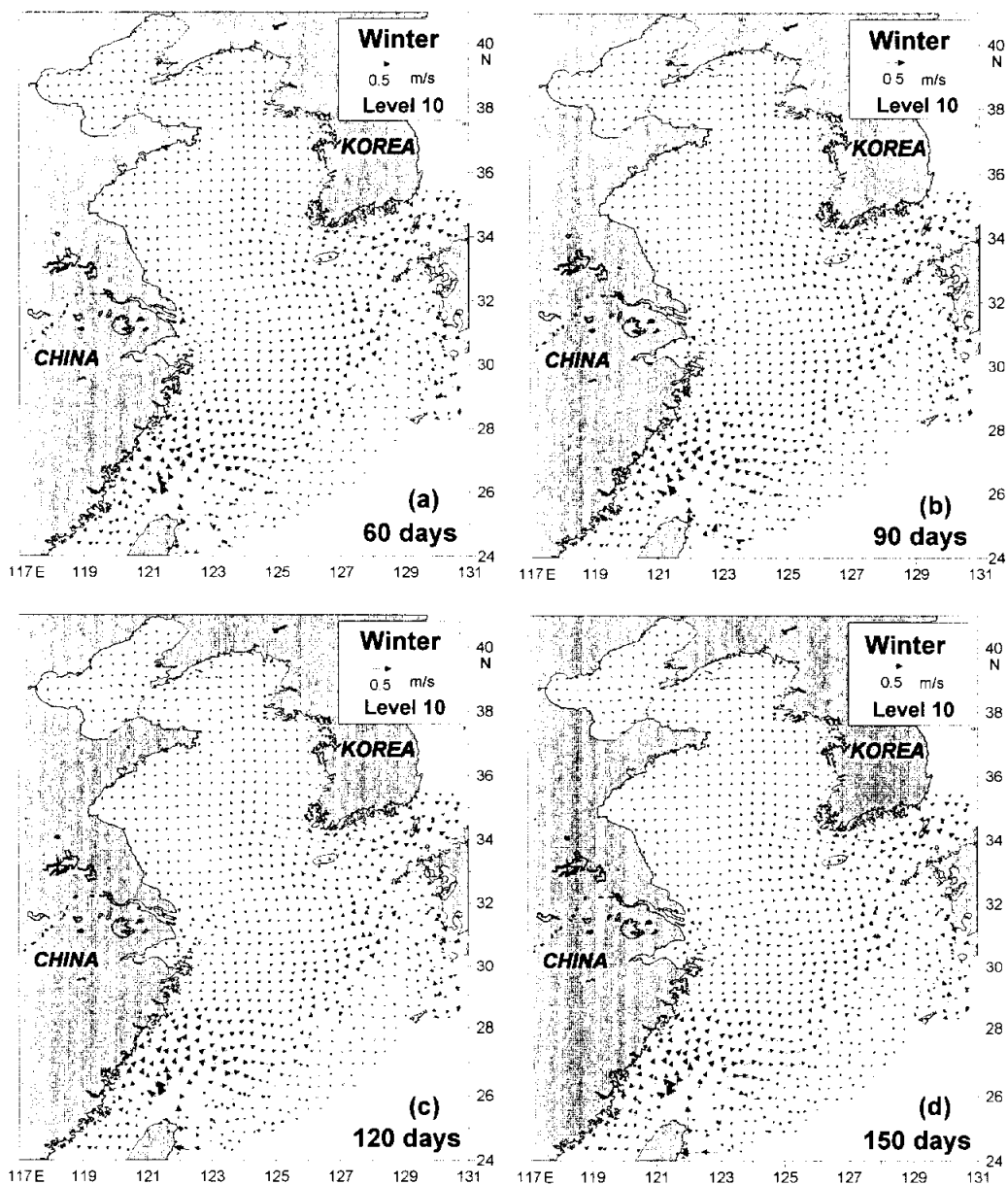


Fig. 15. The same as Fig. 11 except for case 2 (winter).

Case 2

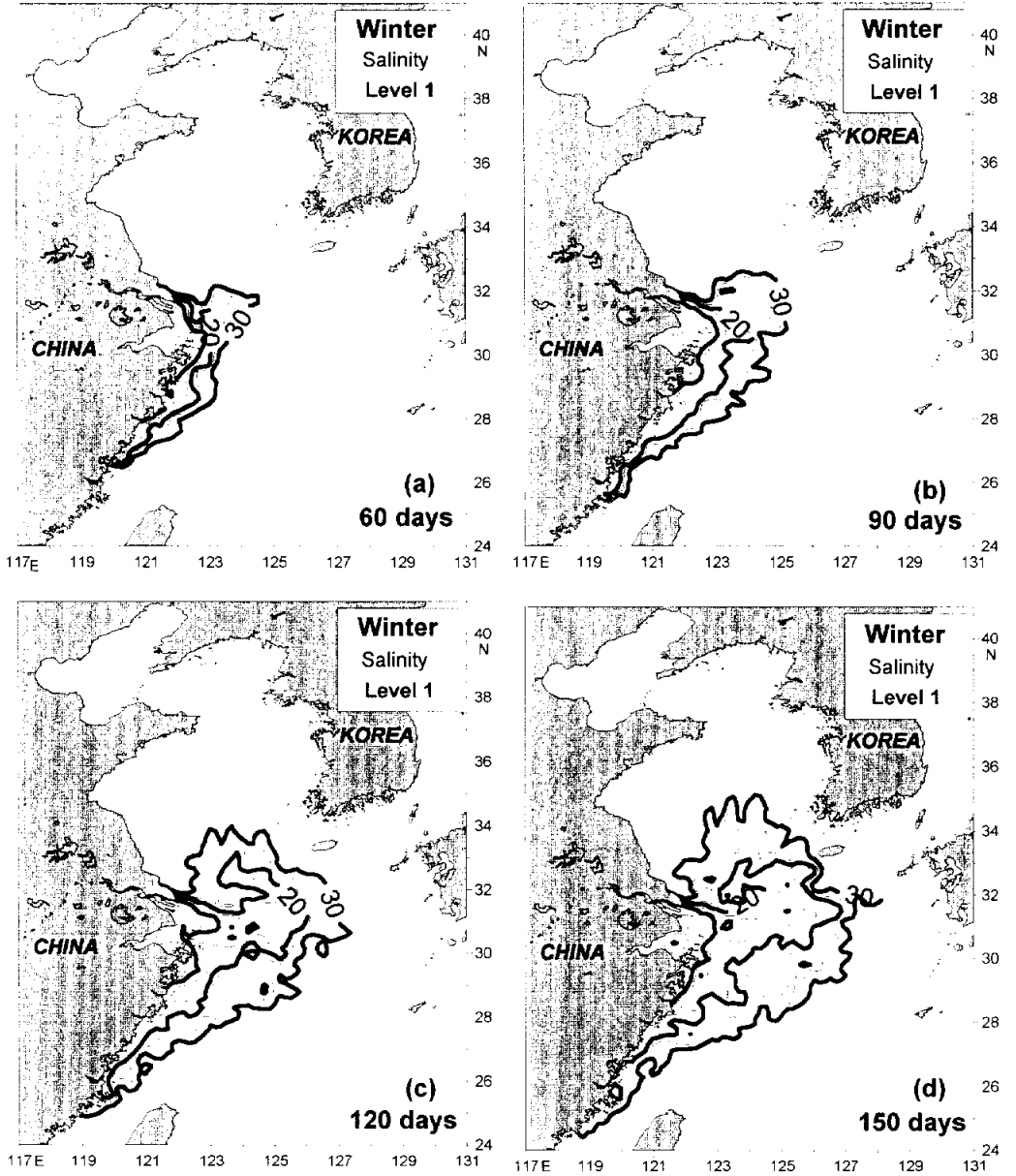


Fig. 16. The same as Fig. 12 except for case 2 (winter).

위 32도 사이에 나타났다. Fig. 16b는 90일 후의 결과로 30psu의 등염분선이 북위 32도 30분, 동쪽으로 동경 125도까지 확장되어 있으며 남쪽으로 중국대륙연안을 따라 북위 25도까지 확장되어 있으며, Fig. 16c는 120일 후의 결과로 30psu의 등염분선이 동쪽으로 동경 127도, 북쪽으로 북위 34도, 남쪽으로 대만해협 북부해역인 북위 25도까지 확장되어 있으며, 황해로의 유입이 나타나고 있다. Fig. 16d는 150일 후의 결과로 30psu의 등염분선이 제주도로 접근하고 있다.

3.2.2 양자강 유출량

Fig. 17은 하계 양자강 유출량을 $80000\text{m}^3/\text{s}$ 로 주었을 때 60, 90, 120, 150일 후의 첫 번째 sigma-level에서의 유동장을 나타내었다 Fig. 17을 보면 대만해협에서 최고 0.7m/s 의 유속을 가지는 대만난류가 나타나며, 대만동쪽해역에서 최고 1.2m/s 의 유속을 가지는 쿠로시오난류가 나타난다. 쿠로시오난류는 동중국해 대륙사면과 오키나와 해분을 따라 북동진하면서 일본 남부해역을 통해 서태평양으로 나간다. 대만해협에서 유입되는 대만난류는 동중국해 중부해역으로 유입되며, 제주도 남부해역에서 두 갈래로 나누어져 일부는 제주도 서쪽해역을 통해 황해로 유입된다. 다른 한 갈래는 제주도 동부해역을 통해 대한해협으로 빠져나간다. 이때 제주해협에서 유입되는 흐름과 만난다. 중국대륙 동부해역에 양자강유출수에 의해 발생한 반시계 방향의 흐름이 시간이 지날수록 강하게 나타난다.

Fig. 18은 하계 양자강유출량이 최대인 $80000\text{m}^3/\text{s}$ 이 유출되었을 경우 첫 번째 sigma-level에서의 저염분 확산범위를 나타내었다. 60일 후의 결과인 Fig. 18a를 보면 30psu의 등염분선이 황해로 유입됨을 알 수 있다. 90일 후에는 30psu의 등염분선이 제주도에 도달했으며, 120일 후에는 제주해협과 제주도 남부해역을 지나 대한해협까지 확장되어 있음을 알 수 있다. 150일 후의

Case 3

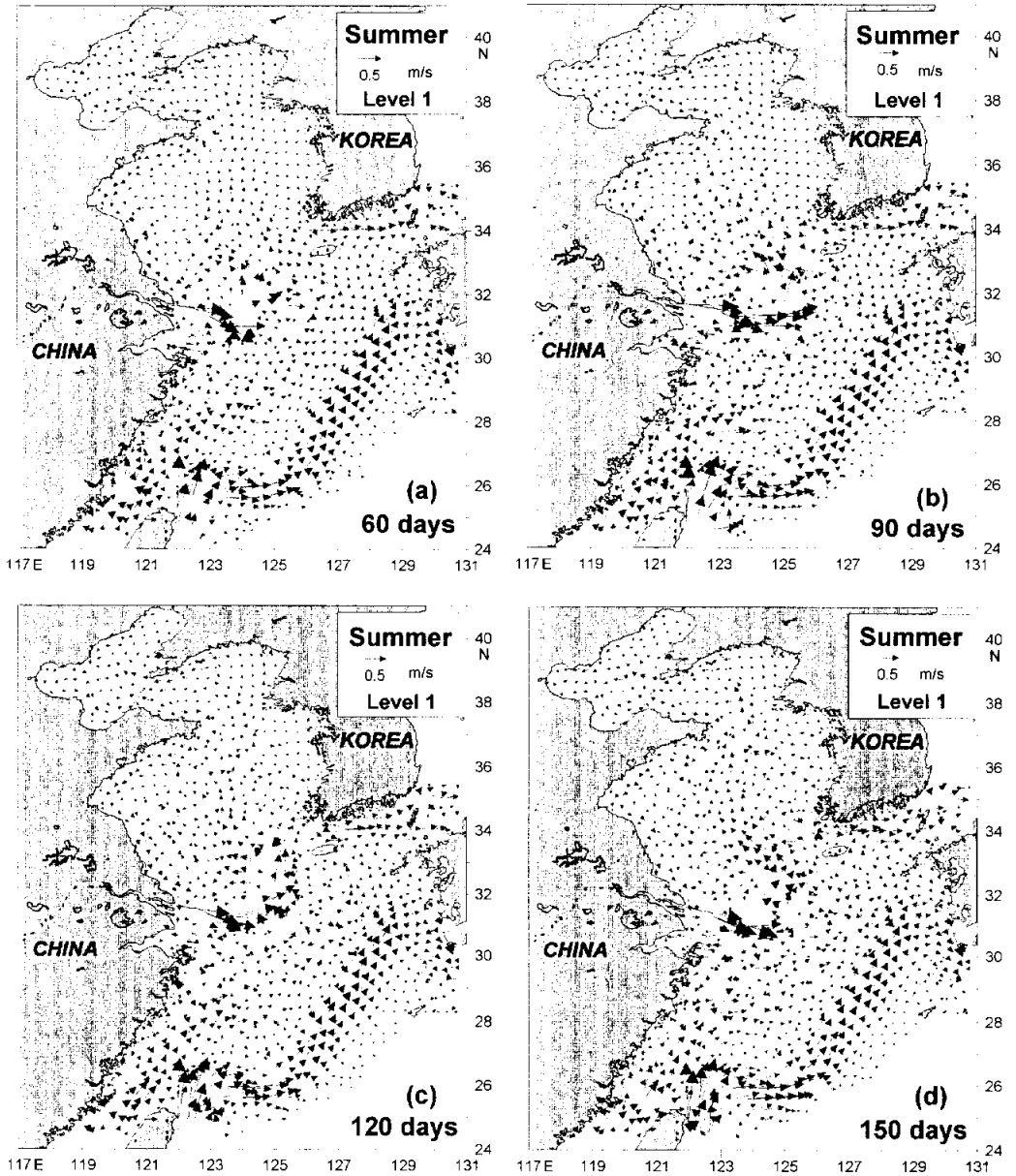


Fig. 17. Velocity fields in level 1 with maximum volume transport of the Taiwan Warm Current and the Kuroshio and maximum discharge of the Yangtze River after 60 days (a), after 90 days (b), after 120 days (c) and after 150 days (d).

Case 3

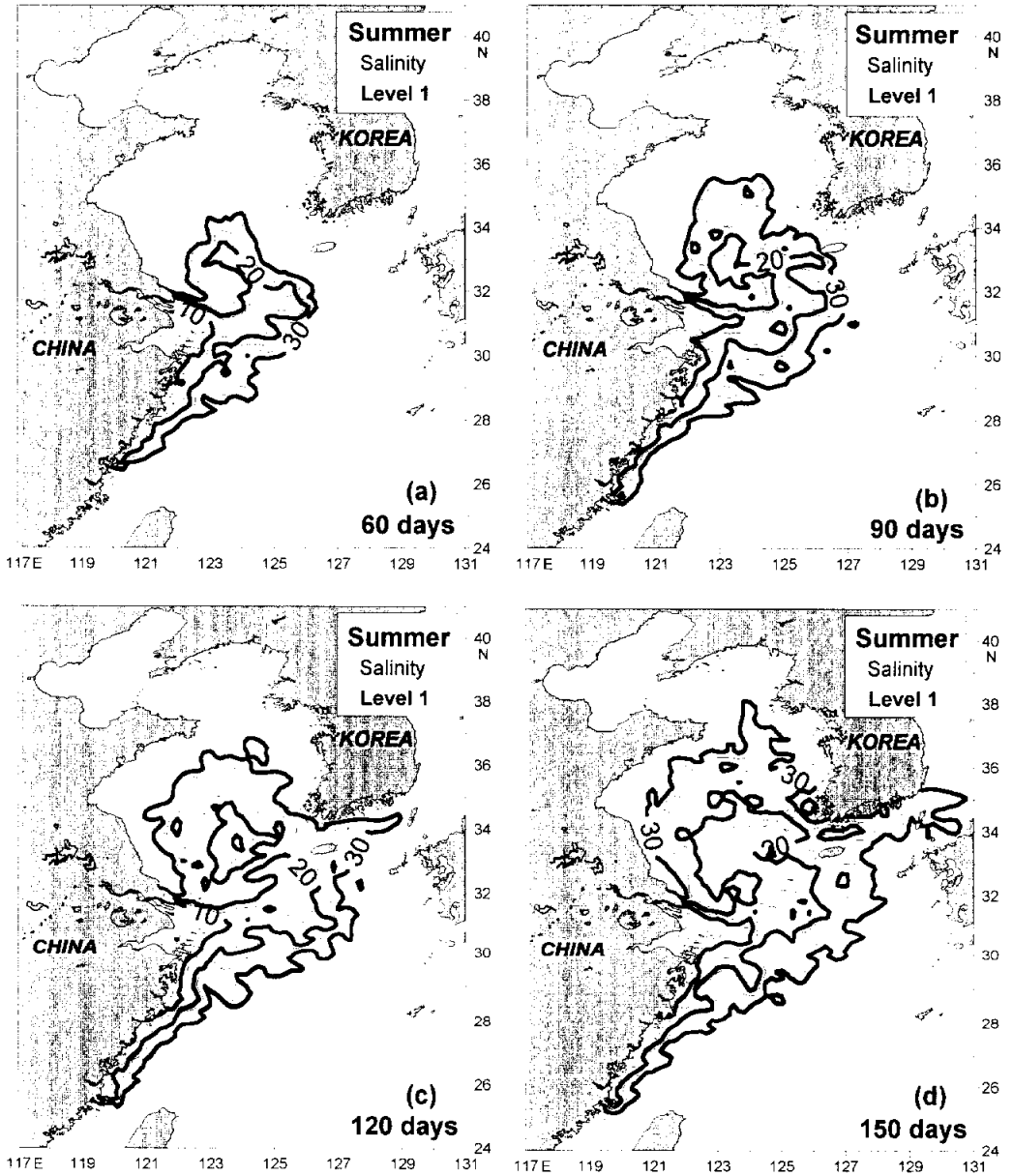


Fig. 18. Salinity distribution in level 10 with maximum volume transport of the Taiwan Warm Current and the Kuroshio and maximum discharge of the Yangtze River after 60 days (a), after 90 days (b), after 120 days (c) and after 150 days (d).

Case 3

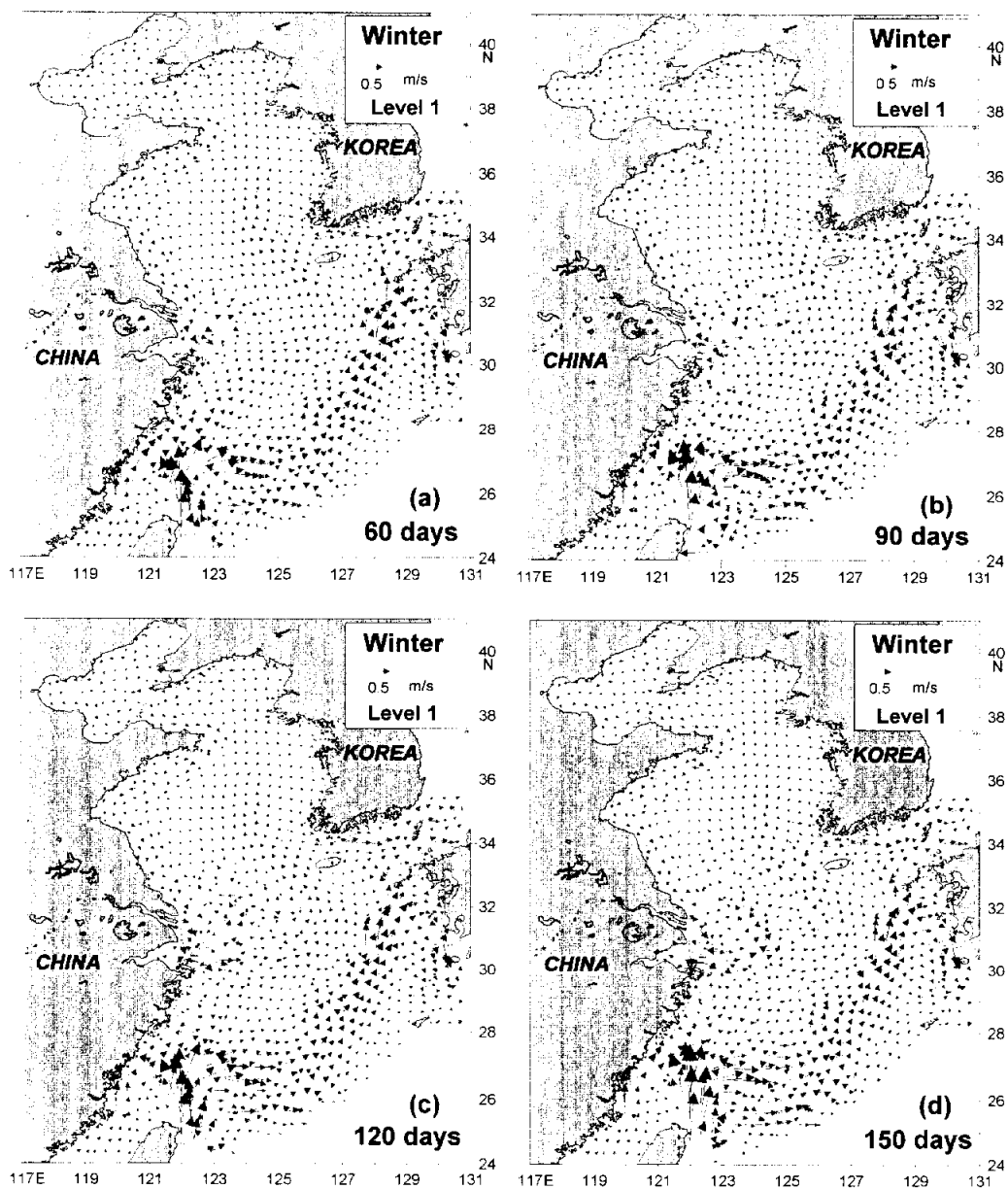


Fig. 19. The same as Fig. 17 except for case 3 (winter).

Case 3

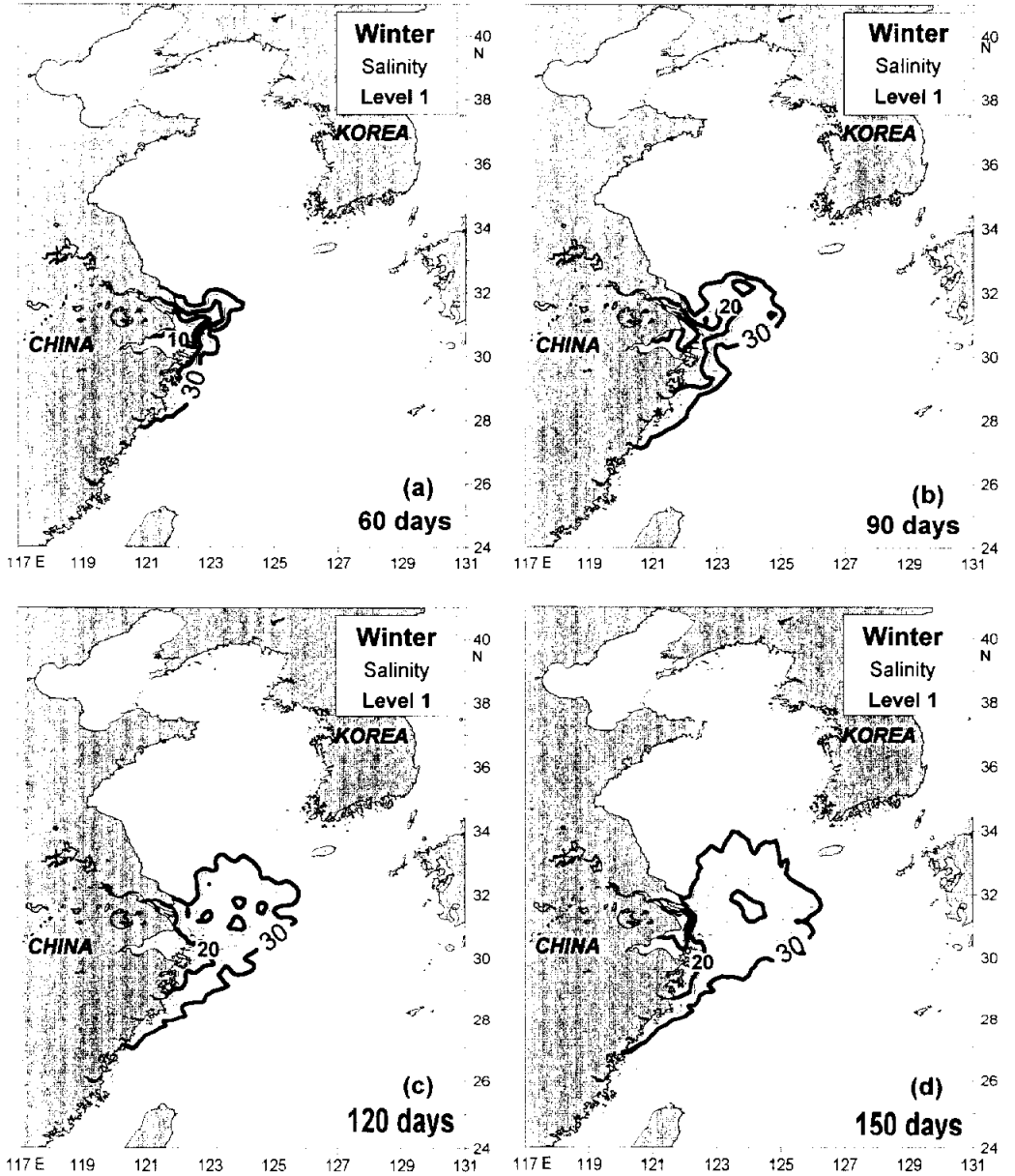


Fig. 20. The same as Fig. 18 except for case 3 (winter).

결과인 Fig. 18d를 보면 30 psu의 등염분선이 대한해협을 통과한 것으로 나타났다.

Fig. 19는 동계 양자강 유출량을 $5000\text{m}^3/\text{s}$ 로 주었을 때 60, 90, 120, 150일 후의 첫 번째 sigma-level에서의 유동장을 나타낸 것이다. Fig. 19를 보면 대만해협에 하계에 비해 대만난류의 유속이 작게 나타나며, 특히 150일 후의 결과인 Fig. 19d를 보면 양자강 동쪽해역인 북위 31도를 중심으로 동경 123도에서 124도 사이에 반시계 방향의 회전류가 발생하였다.

Fig. 20은 동계 양자강 유출량이 $5000\text{m}^3/\text{s}$ 일 경우에 첫 번째 sigma-level에서의 저염분 확산범위를 나타내었다. Fig. 20a는 양자강 유출 60일 후의 결과를 나타낸 것으로 30psu의 등염분선이 동쪽으로 동경 124도까지 북쪽으로 북위32도까지 남쪽으로 북위 27도까지 확장되어 있으며, 120일 후에 동경 125도 30분까지 확장되었다. 이 경우 150일이 경과하여도 제주도에 30psu의 등염분선이 도달하지 않았다 (Fig. 20d).

3.2.3 바람장

Fig. 21은 하계 4m/s 의 남남동풍이 불었을 때의 첫 번째 sigma-level에서의 60, 90, 120, 150일 후의 유동장을 나타낸 것이며, Fig. 22는 10번째 sigma-level에서의 유동장을 나타낸 것이다.

Fig. 21a는 60일 후의 유동장 결과를 나타낸 것으로 대만해협에서 유입되는 대만난류는 최고 0.7m/s 의 유속을 보이고 동중국해 중부해역으로 유입되며, 제주도 남부해역에서 두 흐름으로 갈라져 한 흐름은 제주도 서쪽해역을 통해 북상하며 다른 흐름은 제주도 동쪽해역을 통해 북상함을 알 수 있다. 그러나 제주도 서쪽해역을 통해 북상한 흐름은 제주해협을 통해 동진하며 이때 제주도 동쪽해역을 통해 북상한 흐름과 다시 합류하여 대한해협을 통해 동해로 빠져나간다. 양자강에서의 유출수는 남남동풍에 의해 북상하는 것으로 나

타났다. 한편 대만동쪽해역에서 유입되는 쿠로시오난류는 최고 1.6m/s의 유속을 보이며, 동중국해역내의 대륙사면과 오키나와 해분을 따라 흐르며, 일본남부해역을 통해 서태평양으로 빠져나갔다.

Fig. 22의 결과를 보면 60일 후에 양자강 동쪽해역에서 반시계 방향의 회전류가 나타났다. 중국대륙연안에서 첫 번째 sigma-level과는 반대로 남하하는 흐름이 나타났다.

Fig. 23은 하계 4m/s의 남남풍을 고려할 경우 첫 번째 sigma-level에서 60, 90, 120, 150일 후의 염분분포를 나타내었다. Fig. 23a는 60일 후의 결과를 나타낸 것으로 남남동풍에 의해 양자강 유출수가 북북서진하여 황해로의 유입됨을 보이고 있다. 30psu의 등염분선이 한국 남서해안에 도달해 있으며, 20psu의 등염분선도 한국 남서해안에 접근해 있음을 알 수 있다. Fig. 23b는 90일 후의 결과를 나타낸 것으로 20psu 및 30psu의 등염분선이 한국 서해안 북부지역까지 도달해 있으며, 30psu의 등염분선은 한국 남해안까지 도달해 있음을 알 수 있다. Fig. 23c와 Fig. 23d로부터 저염분역이 한국 서해안을 따라 북상하여 발해만까지 이르고 있음을 알 수 있다.

Fig. 24는 동계 9m/s의 북북서풍이 불었을 경우의 첫 번째 sigma-level에서의 60, 90, 120, 150일 후의 유동장을, Fig. 25는 10번째 sigma-level에서의 유동장을 나타내었다.

Fig. 24의 결과를 보면 겨울철 북북서풍에 의해 한국서해안 및 중국대륙연안을 따라 남하하는 흐름이 나타나며, 양자강에서의 유출수가 동쪽으로 진행하지 못하고 남쪽으로 남하하는 것을 알 수 있다. 대만해협에서 중국대륙연안을 따라 남하한 흐름이 대만해협을 통과하여 남중국해로 유입됨을 나타내고 있으며, 대만동쪽해역에서 유입되는 쿠로시오난류는 최고 유속이 1.0m/s로 바람의 영향을 받아 유속이 줄었음을 알 수 있다.

Fig. 25의 결과를 보면 쿠로시오난류가 유입되는 역보다 수심이 얕은 대만해협과 대한해협에서의 대만난류와 쓰시마난류가 보이고 있으나 쿠로시오난

Case 4

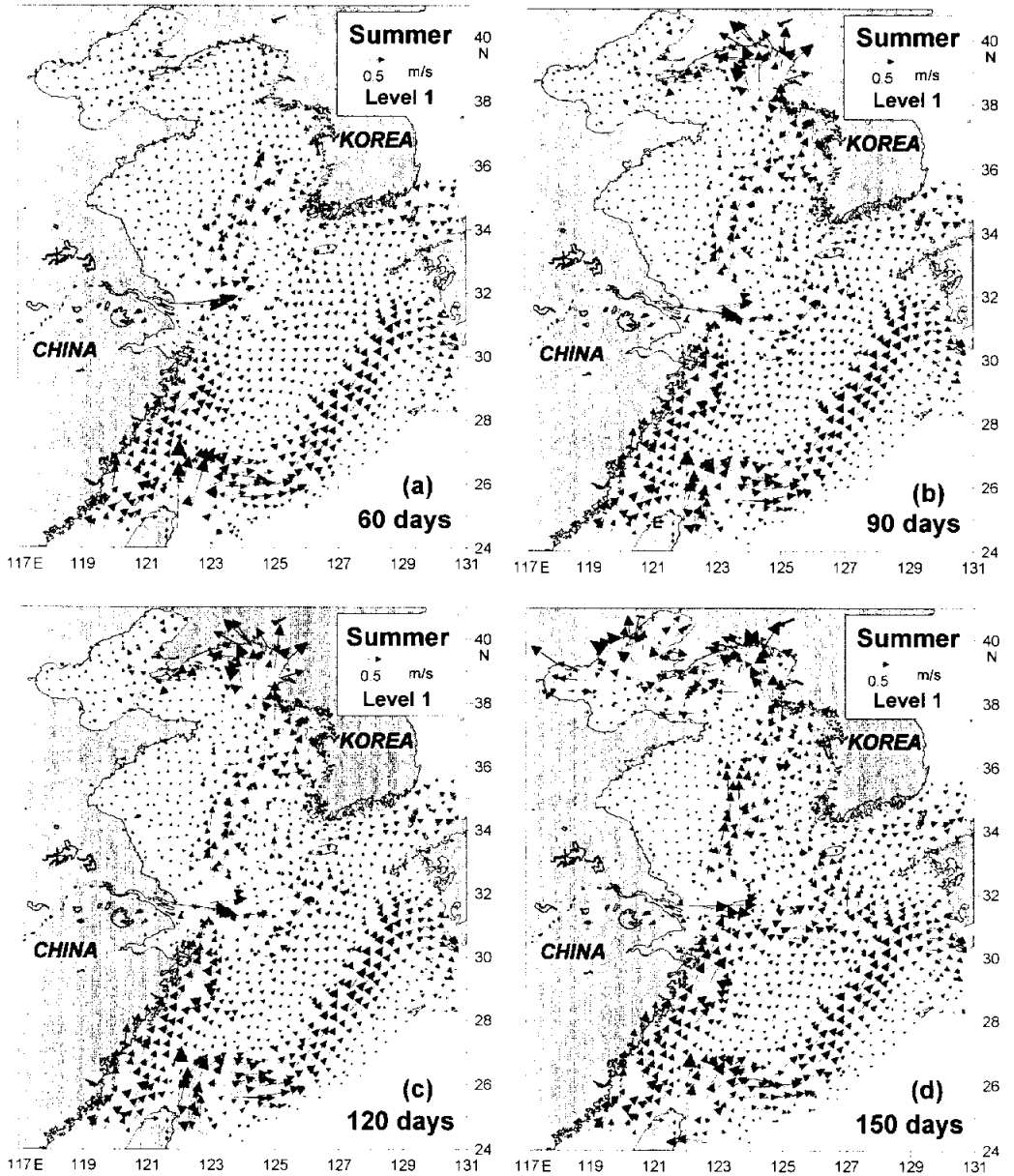


Fig. 21. Velocity fields in level 1 with maximum volume transport of the Taiwan Warm Current and the Kuroshio and SSE-wind and monthly mean in July discharge of the Yangtze River after 60 days (a), after 90 days (b), after 120 days (c) and after 150 days (d).

Case 4

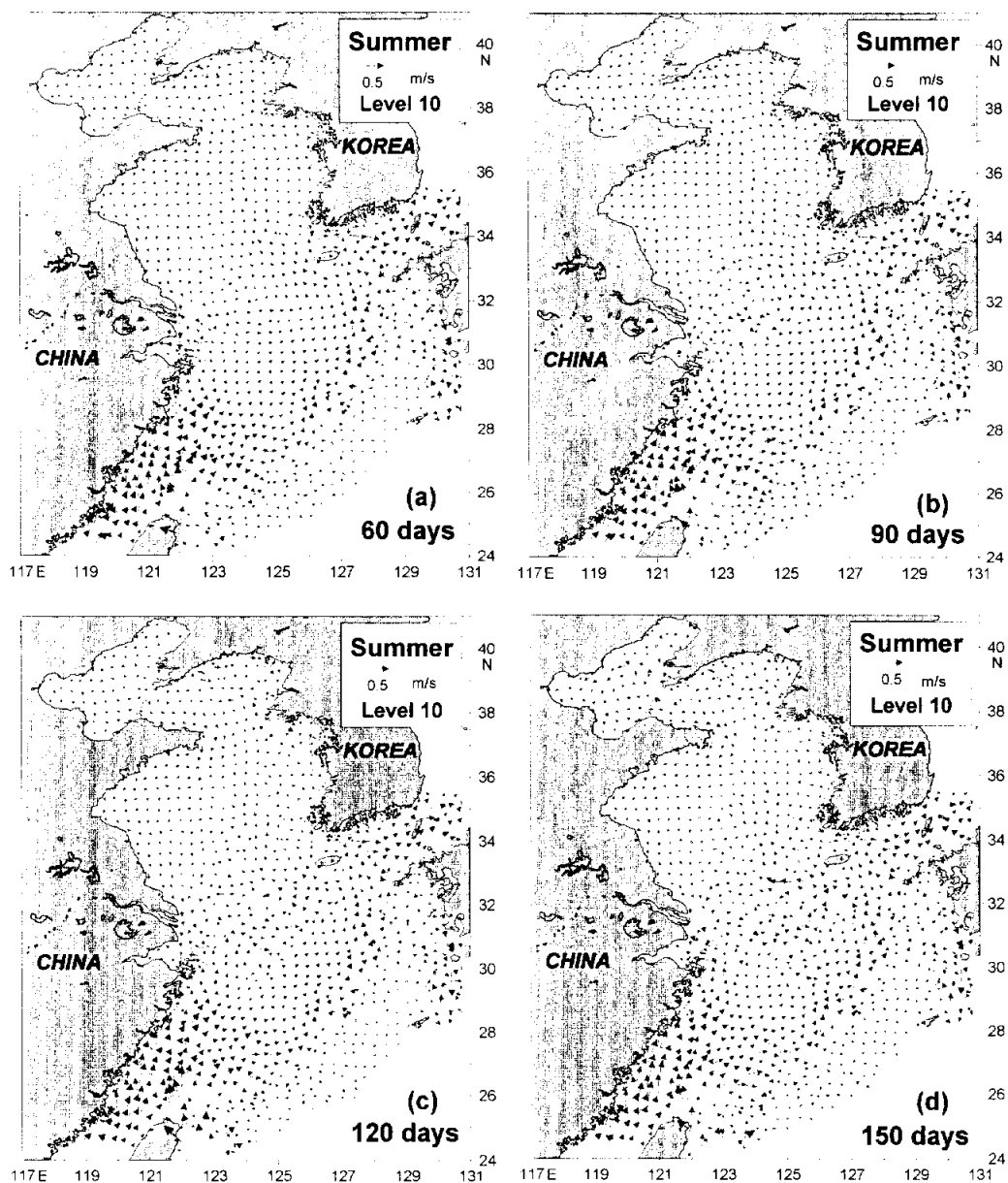


Fig. 22. The same as Fig. 21 except for level 10.

Case 4

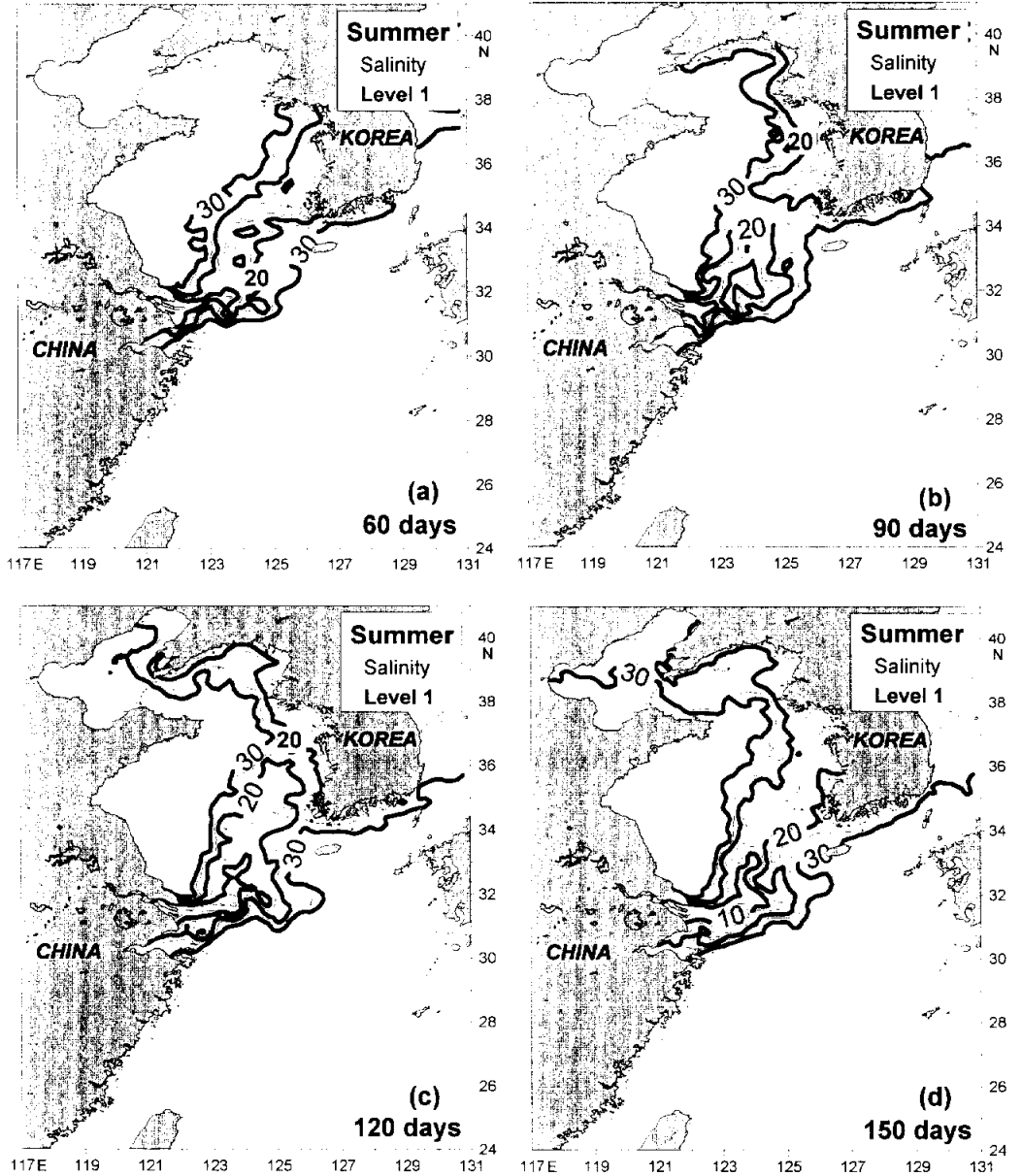


Fig. 23. Salinity distribution in level 1 with maximum volume transport of the Taiwan Warm Current and the Kuroshio, with SSE-wind, with monthly mean in July discharge of the Yangtze River (a) after 60 days, (b) after 90days, (c) after 120 days and (d) after 150days.

Case 4

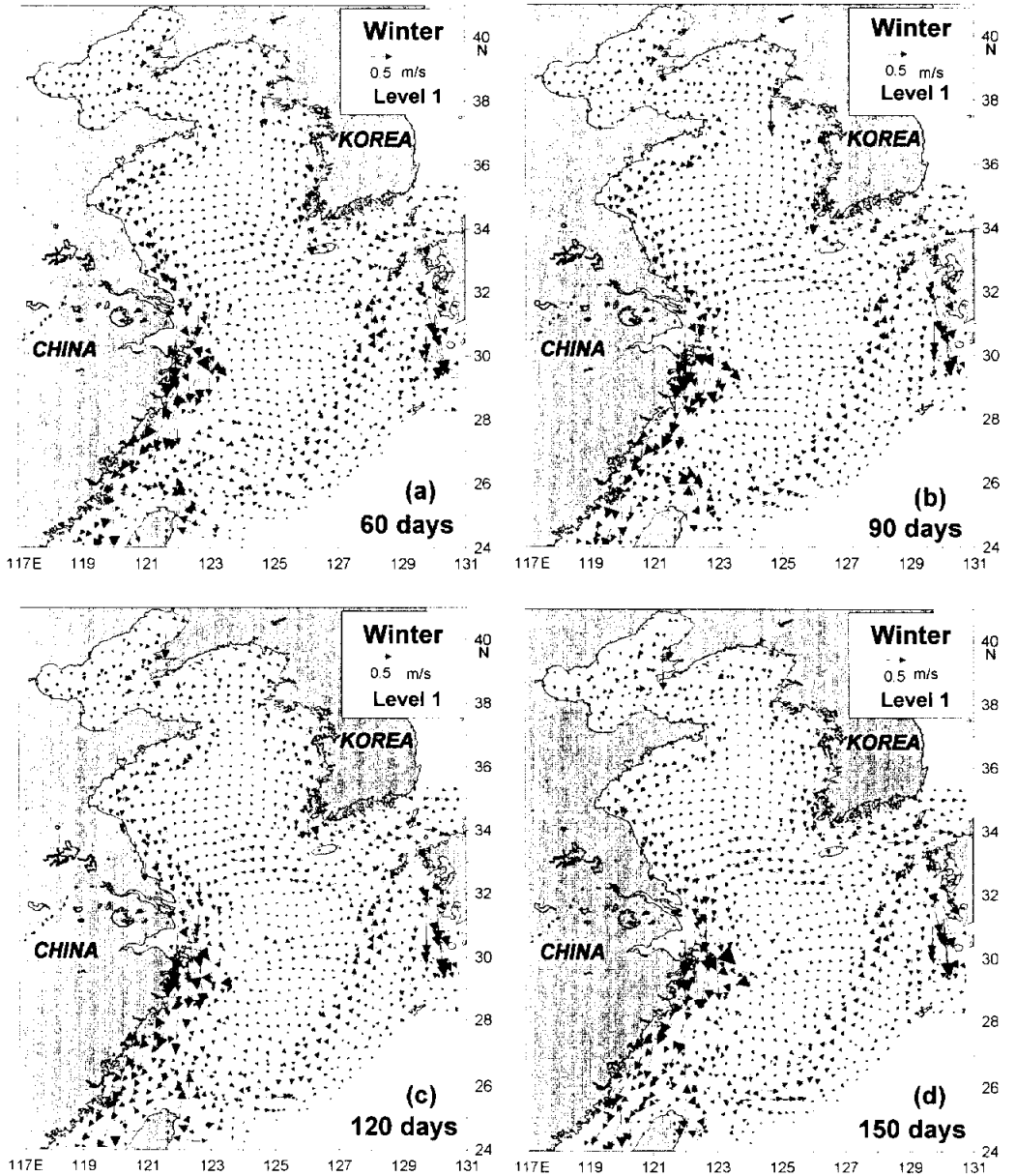


Fig. 24. Velocity fields in level 1 with minimum volume transport of the Taiwan Warm Current and the Kuroshio and NNW-wind and monthly mean in January discharge of the Yangtze River after 60 days (a), after 90days (b), after 120 days (c) and after 150days (d).

Case 4

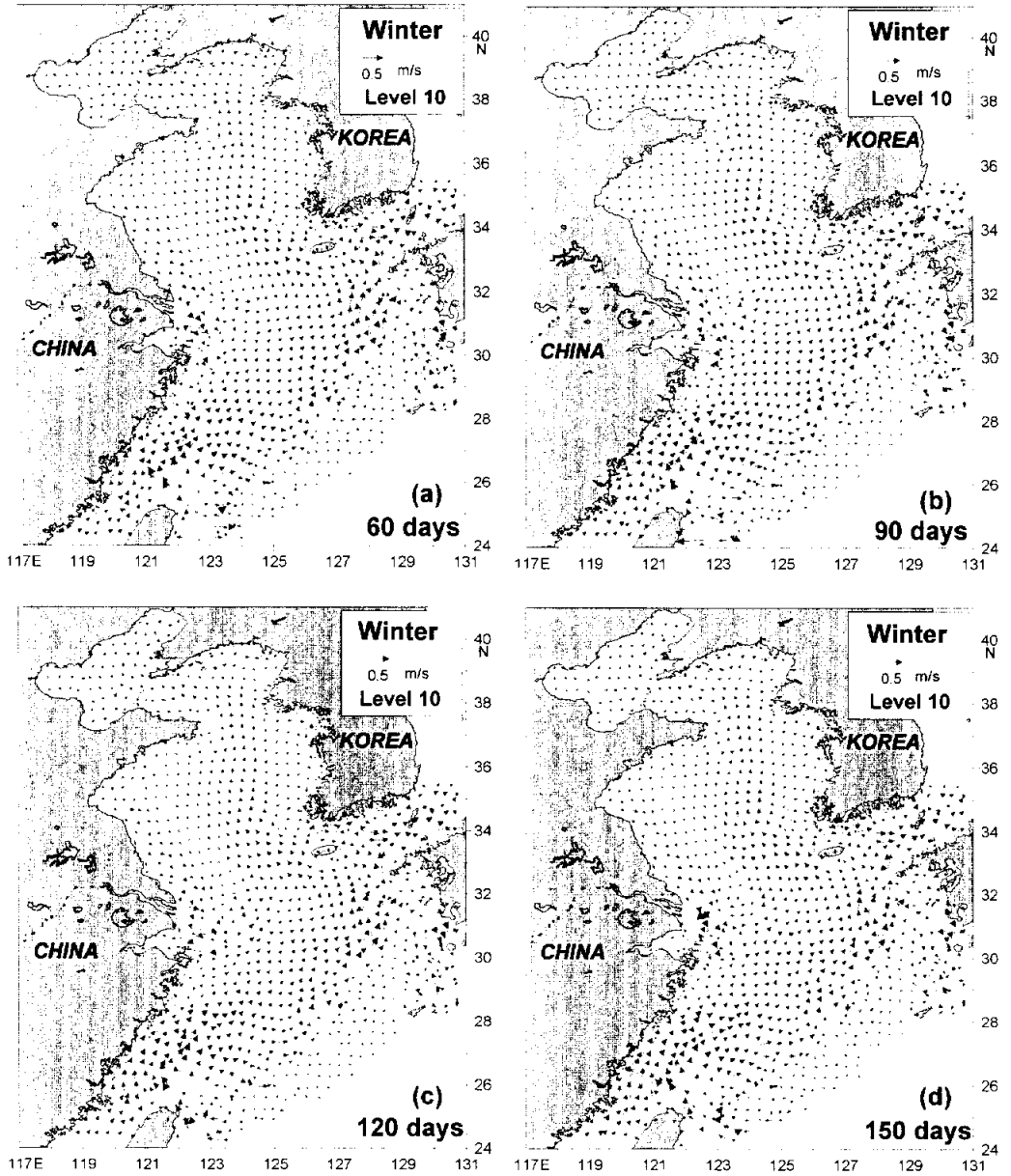


Fig. 25. The same as Fig. 24 except for level 10.

Case 4

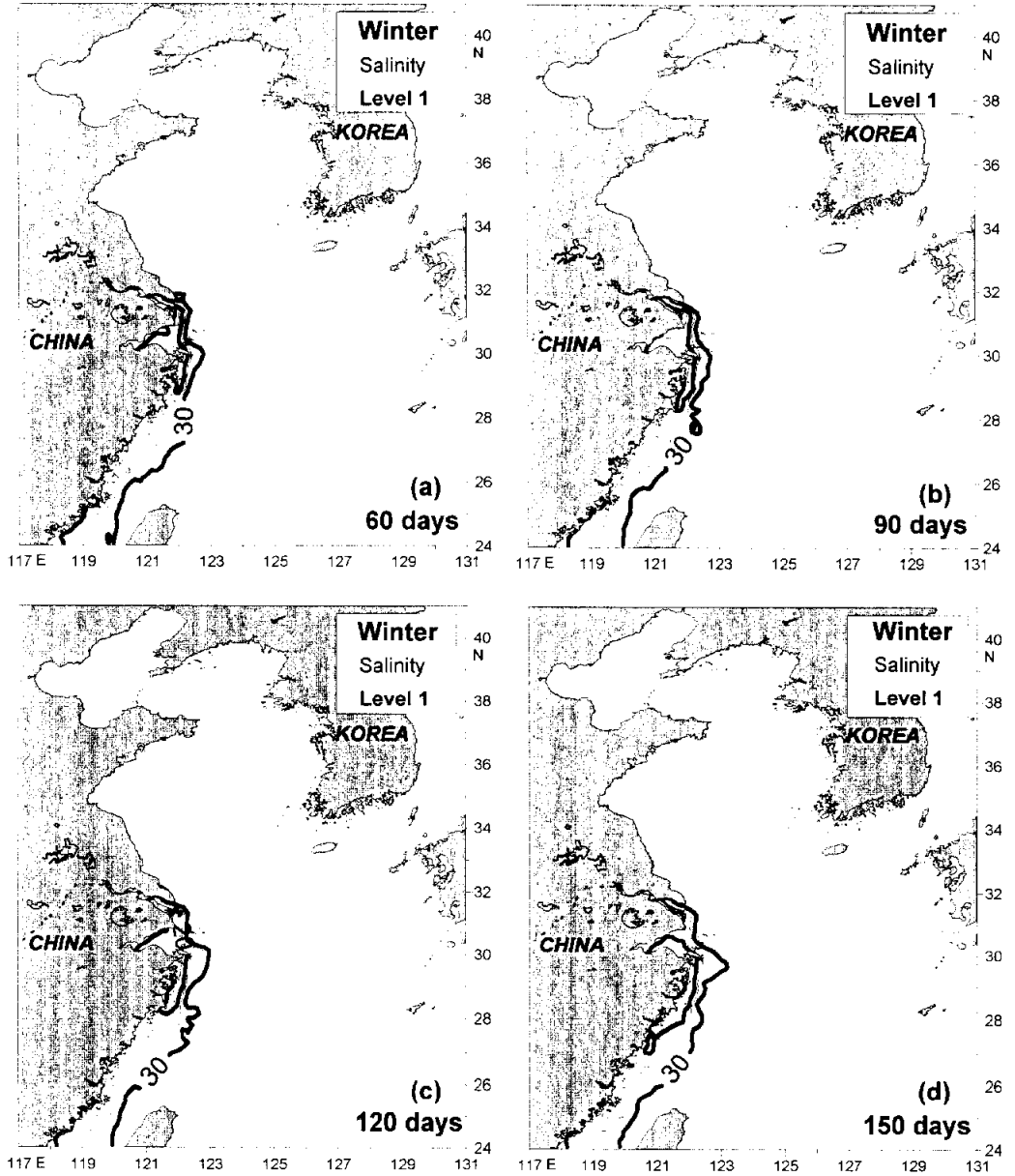


Fig. 26. Salinity distribution in level 1 with minimum volume transport of the Taiwan Warm Current and the Kuroshio and NNW-wind and monthly mean in January discharge of the Yangtze River after 60 days (a), after 90days (b), after 120 days (c) and after 150days (d).

류는 명확하게 보이지 않는다.

Fig. 26은 동계 9m/s의 북북서풍을 고려할 경우 첫 번째 sigma-level에서 60, 90, 120, 150일 후의 염분분포를 나타내었다. Fig. 26로부터 겨울철 북북서풍이 불 경우 바람에 의해 저염분수가 남하하여 대만해협을 통해 남중국해로 유입됨을 나타내고 있다.

3.2.4 해저지형

Fig. 27는 실험 Case 5 (Table 2)으로서 수심을 50m로 동일하게 주고 남쪽개방경계에서 쿠로시오 및 대만난류의 하계유량을 부여한 조건에 3년 동안 계산한 후 마지막 해의 유속장을 보여준다.

Fig. 27a는 첫 번째 sigma-level에서의 유동장을 나타낸 것으로 대만동쪽해역에서 강한 쿠로시오난류의 유입을 보이고 있다. 유입된 쿠로시오난류는 북위 33도까지 북동하다 대한해협과 일본남부해역을 통해 빠져나간다. Fig. 27b와 27c는 5번째 및 10번째 sigma-level에서 유동장의 결과를 나타낸 것으로 유향은 Fig. 27a와 비슷하게 나타나지만 유속은 저층으로 갈수록 작게 나타났다.

Fig. 28에 수심을 모두 50m로 두었을 경우 첫 번째 sigma-level에서의 유동장을 나타내었다. 대만동쪽해역에서 유속 2.5m/s의 강한 쿠로시오난류의 유입이 보이며 대만해협에서 유입되는 대만난류의 유속 세기는 0.6m/s로 쿠로시오난류에 비해 상대적으로 약하게 나타났다. 동중국해로 유입된 쿠로시오난류는 북위 32도까지 중국대륙연안을 따라 북동방향으로 흘렀다. 양자강 유출수는 중국대륙연안을 따라 북상하며, 북위 35도에서 동진하여 제주해협을 통해 한국 남해안을 따라 흐르나 대한해협을 통해 동해로 빠져나간다.

Fig. 29에 첫 번째 sigma-level에서의 60, 90, 120, 150일 후의 저염분수확산을 나타내었다. Fig. 29a는 첫 번째 sigma-level에서 60일 후의 저염분 확

산을 나타낸 것으로 양자강 입구에서 북상하는 흐름에 의해 저염분수가 북상함을 알 수 있다. Fig. 29b는 90일 후의 저염분 확산을 나타낸 것으로 북상한 저염분의 동진이 나타나고 있으며, 120일 후에는 제주해협까지 도달하는 것으로 나타났으며 (Fig. 29c), 150일 후에는 제주해협을 통과하는 것으로 나타났다 (Fig. 29d).

Case 5

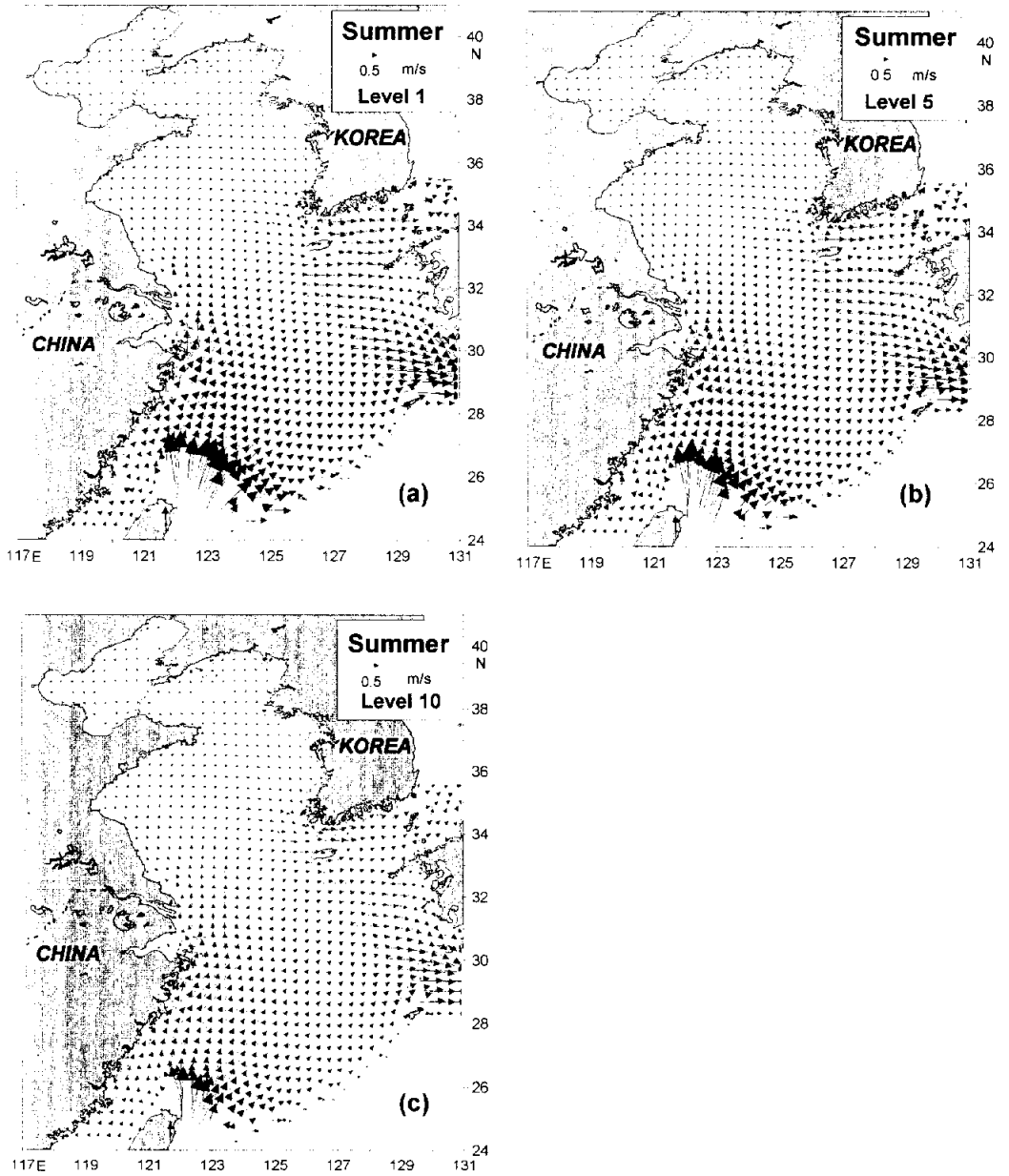


Fig. 27. The same as Fig. 7 except for case 5 (50m flat).

Case 5

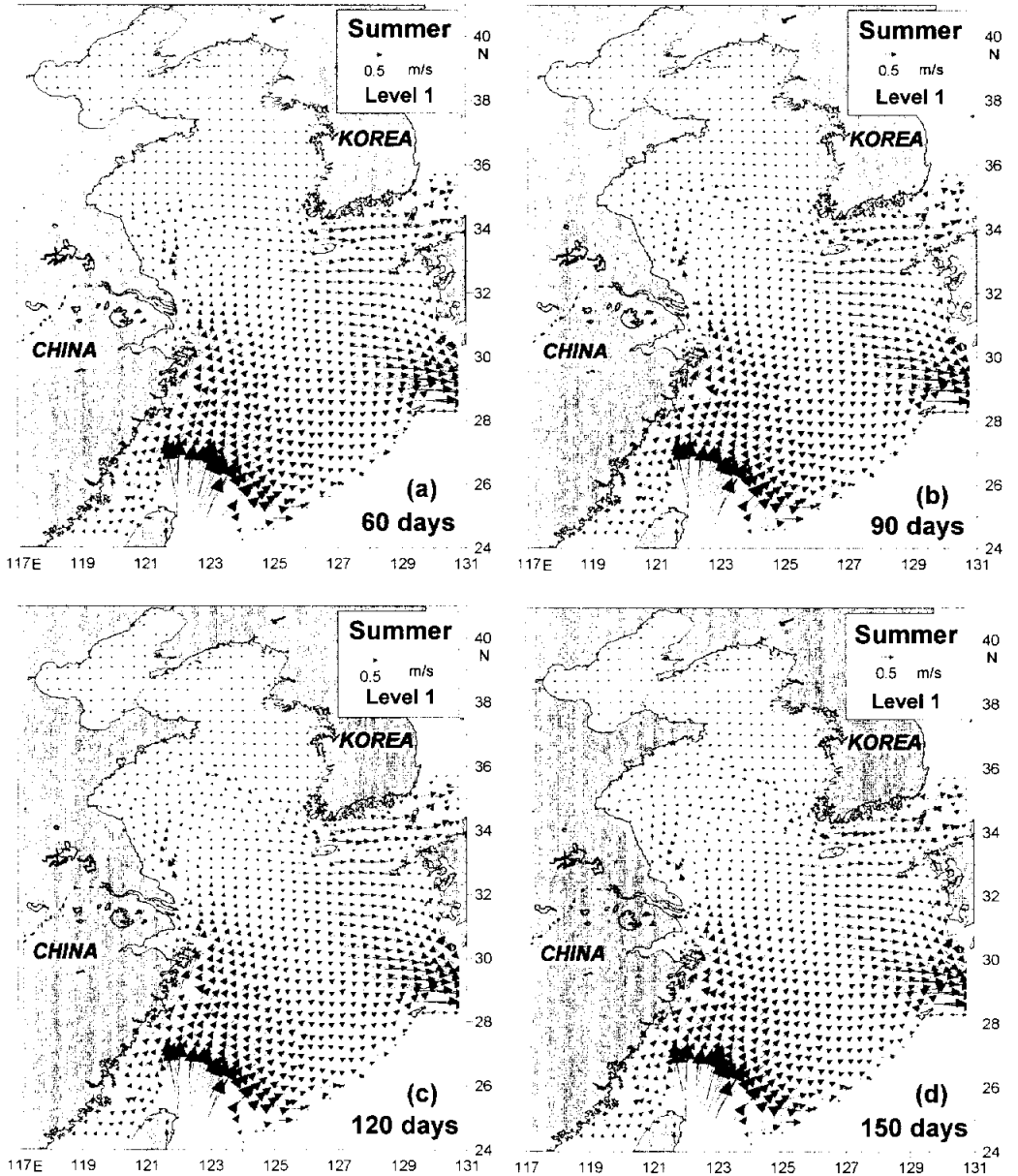


Fig. 28. Velocity fields in level 1 with maximum volume transport of the Taiwan Warm Current and the Kuroshio and 50m flat bathymetry, with discharge of monthly mean in July of the Yangtze River after 60 days (a), after 90days (b), after 120 days (c) and after 150days (d).

Case 5

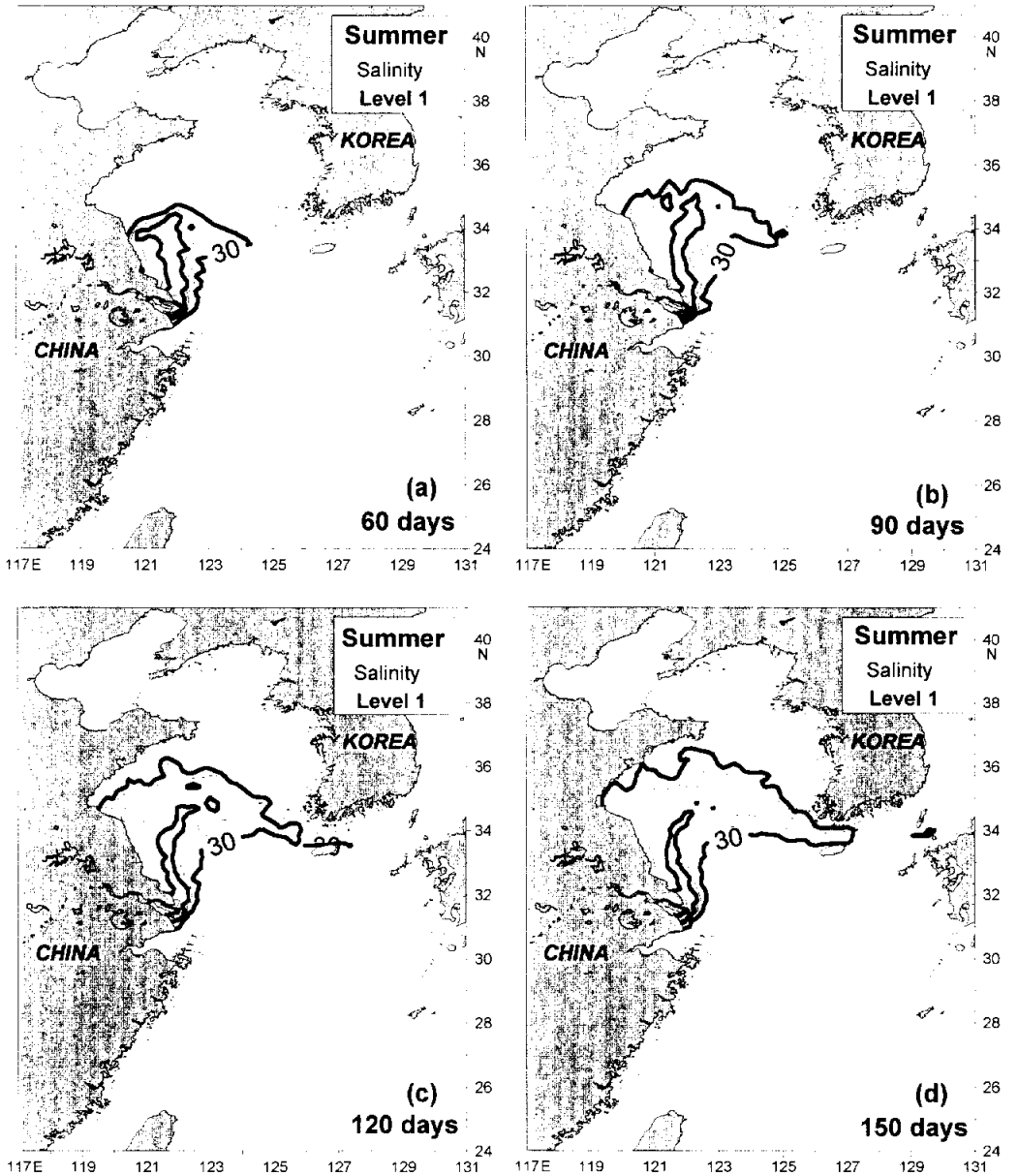


Fig. 29. Salinity distribution in level 1 with maximum volume transport of the Taiwan Warm Current and the Kuroshio and 50m flat bathymetry and discharge of monthly mean in July of the Yangtze River after 60 days (a), after 90 days (b), after 120 days (c) and after 150days (d).

IV. 결론 및 고찰

본 연구에서는 3차원 원시방정식모델(POM)을 이용하여 동중국해에서 저염분수의 시공간적 분포변동에 미치는 제 요인들을 조사하였다. 그 결과 대만 난류 및 쿠로시오난류가 강할 때 저염분수의 황해 유입이 약할 때 보다 빨리 나타나지만 제주도 남부해역의 유입에는 뚜렷한 차이가 나지 않았다. 양자강 유출량이 많을 때 저염분수는 황해 및 한반도 남쪽 쓰시마난류역에 급속히 확산되었으며, 작을 때는 황해남부에 머무르고 있었다. 계절적인 바람을 고려할 때 하계 남풍이 불면 저염분수는 한반도 서해와 남해로 확산되는 반면 동계 북풍이 불면 중국대륙연안을 따라 남하하였다. 수심을 50m로 동일하게 둘 경우 반시계방향의 회전류가 사라지며 저염분수는 황해로의 유입이 먼저 이루어진 후 제주해협을 통과하였다.

모델 수행 후 유동장의 결과를 보면 두 가지 경우 모두 대만과 일본을 연결한 선을 따라 형성된 대륙사면에서 유속이 강하게 나타났는데 이것은 대륙사면에서 지형의 경사가 급하기 때문이라 생각된다. 또한 McClimans (1986)과 최 (2001)의 경우에서처럼 양자강 유출수에 기인한 강한 제트류가 양자강 동쪽해역에 형성되었다. 강물 유출수는 연안해역으로 유출됨과 동시에 편향력을 받게 되며 결국 시계방향으로의 회전류가 발생하지만 동중국해 북부해역에서는 앞서 기술한 지형의 영향으로 인해 반시계 방향의 흐름이 발생한 것으로 생각된다. 연구해역내의 해류와 쓰시마 난류는 주로 대만난류에 의해 지배되는 것으로 나타났는데 이는 Isobe (1999)의 결과 유사함을 보였다. 또한 양자강 남부 중국대륙연안에 나타나는 남하하는 흐름은 양자강 유출수에 작용한 편향력과 연안의 담수화에 의한 해수면 상승효과에 따른 압력경도력이 평행을 이루어 연안을 따라 남하하는 연안류가 발생하기 때문이다 (McClimans, 1986; 최, 2001; Xing and Davies, 2002)

경계에서 유입되는 수송량의 차이가 황해 및 동중국해역내 해류의 세기에

차이를 유발시켰으며, 이들 유속의 차이가 저염분수 확산에 영향을 미친 것으로 생각된다. 경계에서 수송량이 많은 경우 연구해역내 양자강 동쪽해역에 반시계 방향의 빠른 흐름이 나타났으며 이 흐름에 의해 30psu의 영역이 제주도 서쪽을 지나 황해로 유입되었으리라 생각된다. 또한 양자강 이남에 중국대륙연안을 따라 남하하는 연안류에 의해 양자강 이남의 중국대륙연안에 저염분역이 나타났으며 이것은 Xing and Davies (2002)의 결과와 비슷한 양상을 나타내었다.

양자강 동쪽 해역에 반시계 방향의 흐름이 발생한 것은 양자강 유출수가 해저지형의 영향을 받았기 때문으로 생각된다. 최 (2001)의 경우에 의하면 유량이 변화할 경우에는 $R = c/f$ 로 (f 는 코리올리 파라미터) 주어지는 Rossby 변형반경에 대해 유속이 증가하므로 c 가 증가하게 되고 이로 인해 Rossby 변형반경이 증가하며 따라서 강물 유출수를 외해쪽 및 남쪽으로 증가 시킨다고 하였다. 그러나 본 논문에서는 반시계 방향의 흐름이 발생했으며 그 규모가 크게 증가하지는 않았다. 이것은 앞서 기술한 해저지형의 효과에 기인한 것으로 생각된다. 그러나 흐름의 방향은 더욱 명확히 볼 수 있으며 이것은 최 (2001)의 경우와 비슷하게 나타났다.

하계 남남동풍이 불 경우 양자강입구 동쪽해역 표층에서 바람에 의해 북상하는 흐름이 발생했다. 따라서 이 흐름에 의해 한국 서해안에서 시간이 지날수록 저염분수가 계속적으로 모이게 되며, 그 후 압력경도력과 편향력에 의해 육지를 오른편에 두며 북상하는 강한 흐름이 발생하였다. 동계 황해 및 동중국해역에 저염분수가 나타나지 않는 것은 북북서풍에 의해 흐름이 남하하기 때문이며 양자강 이남 중국대륙에 역시 압력경도력과 편향력에 의해 육지를 오른편에 두고 남하하는 흐름이 발생하였다.

모텔 영역내 수심을 50m 로 동일하게 두고 대만동쪽해역 개방경계에서 하계 쿠로시오 유량인 24 Sv로 둔 경우에 연구해역으로 유입되는 유속의 세기가 강하게 나타났다. 이는 유속이 수송량을 수송량 방향에 직각이 되는 단

면적으로 나눈 성분이기 때문에 수심이 얕을수록 유속이 강하게 나타남을 알 수 있다. 수심을 50m로 동일하게 줄 경우 동중국해 북부해역으로 저염분수가 진행하지 못하고 황해로의 유입이 이루어 졌는데 이는 중국대륙연안에서 북상하는 흐름 때문이라 생각되며, 이 경우 양자강 동쪽해역에 반시계 방향의 회전류를 형성시키지 않았다. 따라서 양자강 동쪽해역에서 형성되는 반시계 방향의 회전류는 해저지형효과에 기인한 것으로 생각된다.

V. 요약

양자강에서 유출된 담수에 의한 동중국해에서 저염분수 거동을 3차원 원시방정식모델 (POM)을 이용하여 살펴보았다. 본 연구의 주제는 대만난류 및 쿠로시오난류의 유량변동, 양자강 유출량변동, 계절별 바람 및 해저지형과 같은 4가지 요인이 저염분수 거동에 미치는 영향을 알아보는 것이다. 관측자료에 의하면 개방경계에서 대만난류와 쿠로시오난류는 하계에 최대유량을 가지며 동계에 최소유량을 가지는 것으로 알려져 있으며, 따라서 하계와 동계를 분리하여 연구하였다. 수온과 염분을 상수로 주고 양자강 유출량과 바람을 고려하지 않은 하계와 동계에 대해 준정상상태(quasi-steady condition)의 유속장을 구하기 위해 3년 동안 모델을 수행하였다.

Case 1과 같은 기본실험에서 여름철 표층흐름은 70m-100m 사이의 등 수심을 따라 흐르는 대만난류가 지배적이었으며, 대만난류는 제주남부에서 황해난류와 쓰시마난류로 분류된다. 제주해협에서 동진하는 강한 황해난류가 보여지며, 대한해협 서수도에서의 쓰시마난류의 세기를 증가시킨다. 따라서 대만난류가 기본적으로 서수도와 동수도에서 흐름장에 기본적으로 영향을 미친다. 그러나 수심이 깊어질수록 동수도와 서수도에서의 흐름 세기에 차이가 나지 않는다. 이는 수심이 깊을수록 황해난류가 약해지며, 이에 따라 제주해협에서의 흐름이 약해지기 때문이다. 양자강 입구 연안에 형성되어 있는 반시계방향의 와류는 동중국해역에서 저염분수 거동에 중요한 역할을 하고 있다.

대만난류와 쿠로시오난류의 계절적인 유량의 변동에 대한 경우 (Case 2)를 보면 하계 반시계방향의 회전류, 제주해협에서 흐름과 대한해협 서수도에서 흐름이 Case 1에 비해 더욱 강해진다.

양자강 유출수의 변동 (Case 3)의 경우 유출량이 많을수록 저염분수의 확산이 더 빨리 이루어지고 있으며, 반시계 방향의 회전류가 양자강 유출수에 의해 더욱 세게 나타나고 있다.

하계 및 동계에 바람의 영향을 고려한 경우(Case 4) 극단적인 저염분수의 확산이 일어난다. 하계 남풍이 불 경우 저염분수는 황해로 유입되며, 동계 북풍이 불 경우 황해와 대한해협에서 저염분수는 나타나지 않으며, 중국대륙연안을 따라 남쪽으로 이동한다.

수심 50m로 해저지형을 평평하게 줄 경우 (Case 5) 반시계 방향의 회전류가 나타나지 않았으며, 저염분수는 주로 황해로 이동한다. 따라서 남풍은 물론 양자강 입구의 지형효과가 하계 대한해협으로 저염분수 이동과 동중국해 표층을 이루게 한다.

Ⅵ. 감사의 글

학문의 길로 인도해주시고 본 논문이 완성되기까지 시종 세심하게 지도해주시고 사랑으로 이끌어주신 조규대 교수님의 무한한 은혜에 머리숙여 진심으로 감사드립니다. 또한 바쁘신 중에도 보다 나은 논문이 될 수 있도록 세심한 지도와 격려를 해주시고 자연과학을 하는 눈을 뜨게 해주신 홍철훈 교수님께도 지면을 빌어 감사하는 마음을 전합니다. 그리고 언제나 자상하게 질문에 대답해 주시며 좋은 논문이 될 수 있도록 인도해주신 윤종휘 교수님께도 감사하는 마음을 전하며, 보다 좋은 논문을 쓰도록 방향을 제시하며 미진한 후배를 이끌어 주신 김동선 박사님과 김상우 박사님께도 감사하는 마음을 전합니다. 1987년 해양학을 처음 접한 이래 해양학이라는 꿈을 간직하여 학창시절을 보내게 해주신 강용균 교수님께도 감사의 마음을 전합니다. 학문의 길뿐만 아니라 사람의 길을 가르쳐 주셨던 허성희 교수님, 이재철 교수님, 양한섭 교수님, 문창호 교수님, 박미옥 교수님, 김석운 교수님께도 감사의 마음을 전합니다.

항상 따뜻한 격려를 해주셨던 국립수산과학원 김학균 부장님, 이필용 소장님 그리고 부족한 후배를 위해 항상 걱정해 주셨던 정희동 과장님께도 감사의 마음을 드리며, 항상 관심을 가져주시고 격려를 해주신 한국해양연구원 강해석 실장님께도 감사드립니다. 자신의 일인 양 많은 도움을 주신 해양연구과 서영상 연구관님, 성기탁 연구관님, 환경관리과 최우정 연구관님께도 감사드리며, 고운진 연구사님, 정규귀 연구사님, 오현주 연구사님, 허승 연구사님, 이원찬 연구사님과 이정미님께도 지면을 빌어 감사를 드립니다.

논문이 나오기까지 물심양면으로 많은 힘이 되어 주었던 동기 박진호, 권기영, 이재영, 장이현, 임월에 에게도 깊은 감사를 표하며, 박성은, 이충일을 비롯한 기술물리해양학 실험실원에게 감사를 전합니다.

항상 사랑과 따뜻한 보살핌으로 현재 위치까지 오게끔 해주신 아버님과

어머님의 사랑에 조금이나마 보답이 되었으면 하는 바램이며, 공부만 하느라 아무런 도움도 드리지 못한 사위를 항상 사랑으로 지켜봐 주시고 격려해주신 장인어른과 장모님에게도 자그마한 보람이 되었으면 합니다. 언제나 형의 역할을 제대로 못했지만 아무소리 없이 오늘까지 와 준 동생과 처남에게도 미안한 마음을 전합니다. 항상 힘들 때 곁에서 힘이 되어준 사랑하는 아내 선정선과 힘들 때 온갖 아양을 부려 힘들음을 잊게 해준 딸 서희에게 미진하지만 조그마한 영광이 되었으면 합니다.

VII. 참고문헌

국립수산진흥원, 1997. 1996년도 한국근해 수온분포도 pp 277.

국립수산진흥원, 2001. 한국해양편람 제4판 pp437.

최병중, 2001. 3차원 해수유동모델을 이용한 담수유출의 혼합거동에 관한 연구. 석사학위논문. 부경대학교 토목공학과. pp 59.

한국해양연구소, 1998. 해양예보시스템 구축. BSPM98006-00-1121-1. 306pp.

柳哲雄, 1994. Material Transport in the Yellow/East China Seas. 沿岸海洋研究ノート, 第31卷, 第2号. p239-256.

杉本隆成, 1999. 氣候變動・エルニーニョ現象が海況・漁況に及ぼす影響. 水産海洋研究, 第63卷, 第3号. p51-55.

Bang, I. and H.-J. Lie, 1999. A numerical experiment on the dispersion of the Changjiang River plume. *J. Korean Soc. Oceanogr.*, 34, 185-199.

Blumberg, A. F. and G. L. Mellor, 1981. A numerical calculation of the circulation in the Gulf of Mexico, Dynalysis of Princeton, Report No. 66, pp. 153.

Blumberg, A. F. and G. L. Mellor, 1987. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. In: N. Heaps

(Editor), Three-Dimensional Coastal Ocean Models. Vol. 4, American Geophysical Union, Washington, D.C., pp. 1-16.

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, 3299-3315.

Ezer, T., H. Arango and A. F. Shchepetkin, 2002. Developments in terrain-following ocean models: intercomparison of numerical aspects, *Ocean Modelling*, 4, 249-267.

Galperin, B., L. H. Kantha, S. Hassid and A. Rosati, 1988. A quasi-equilibrium turbulent energy model for geophysical flow. *J. Atmos. Sci.*, 45, 55-62.

Hellerman, S. and M. Rosenstein, 1983. Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates. *J. Phys. Oceanogr.*, 10, 541-556.

Isobe, A., 1999. On the origin of the Tsushima warm current and its seasonality. *Continental Shelf Research*, 19, 117-133.

Lee, H.-J. and S.-Y. Chao, 2003. A climatological description of circulation in and around the East China Sea. *Deep-Sea Research II* 50, 1065-1084.

- Madala, R. V. and S. A. Piacsek, 1977. A semi-implicit numerical model for baroclinic oceans. *J. Comput. Phys.*, 23, 167-178.
- McClimans, T. A., 1986. Estuarine fronts and river plumes. In: J. Dronkers and W. van leussen (Editors), *Physical Processes in Estuarine*. Springer-Verlag, New York, pp. 55-69.
- Mellor, G. L., 1973. Analytic prediction of the properties of stratified planetary boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, 30, 1061-1069.
- Mellor, G. L., 2001. One-dimensional, ocean surface modeling, a problem and a solution. *J. Phys. Oceanogr.*, 31, 790-809.
- Mellor, G. L., 2003. Users Guide for A Three-Dimensional, Primitive Equation, Numerical Ocean Model. Princeton University. Princeton. NJ, 40 pp
- Mellor, G. L., S. Hakkinen, T. Ezer, and R. Patchen, 2002. Conceptual Basis and Applications. In: N. Pinardi, J. Woods (Eds.), *Ocean Forecasting*. Springer, Berlin, 55-72.
- Mellor, G. L. and T. Yamada, 1974. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, 31, 1791-1806.
- Mellor, G. L. and T. Yamada, 1982. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys. Space Phys.*,

20, 851-875.

Mellor, G. L., T. Ezer and L. Y. Oey, 1994.. The pressure gradient conundrum of sigma coordinate ocean models. *J. Atmos. Oceanic. Technol.*, 11, 1126-1134.

Mellor, G. L., L. Y. Oey and T. Ezer, 1998. sigma coordinate gradient errors and the seamount problem. *J. Atmos. Oceanic. Technol.*, 12, 1122-1131.

Na, J. Y., J. W. Seo, and S. K. Han, 1992. Monthly-mean sea surface winds over the adjacent seas of the Korea Peninsula. *J. of Oceanol. Soc. Korea*, 27(1) 1-10.

Naimie, C. E., C. A. Blain and D. R. Lynch, 2001. Seasonal mean circulation in the Yellow Sea - a model generated climatology. *Continental shelf Research*, 21, 667-695.

Oey, L. -Y., G. L. Mellor, and R. I. Hires, 1985a. A Three-Dimensional simulation of the Judson-Raritan Estuary. Part I: Description of the model and model simulations. *J. of Phys. Oceanogr.*, 15, 1676-1692.

Oey, L. -Y., G. L. Mellor, and R. I. Hires, 1985b. A Three-Dimensional simulation of the Judson-Raritan Estuary. Part II: Comparison with observation. *J. of Phys. Oceanogr.*, 15, 1693-1709.

- Phillips, N. A., 1957. A coordinate system having some special advantages for numerical forecasting. *Journal of Meteorology*, 14: 184-185.
- Pond, S. and G. L. Pickard, 1983. Introductory dynamical oceanography 2nd edition. Pergamon press, pp. 329.
- Simons, T. J., 1974. Verification of numerical models of Lake Ontario, Part I. Circulation in spring and early summer, *J. Phys. Oceanogr.*, 4, pp 507-523
- Smagorinsky, J., 1963. General circulation experiments with the primitive equations, I. The basic experiment. *Mon. weather Rev.*, 91, pp. 99-164.
- Teague, W. J., G. A. Jacobs, D. S. Ko, T. Y. Tang, K.-I. Chang and M.-S. Suk, 2003. Connectivity of the Taiwan, Cheju, and Korea straits. *Continental Shelf Research*, 23, 63-77.
- Xing, J and A. M. Davies, 2002. Influence of topographic features and along shelf flow upon the Ebro plume. *Continental Shelf Research*, 22, 199-227.

Appendix

1. 기본방정식

연직적으로 σ -좌표계로 사용하기 위해 식 (1)을 사용하여 기본방정식을 σ -좌표계로 변환시켰다 (Phillips, 1957; Blumberg and Mellor, 1980; 1987).

$$x^* = x, \quad y^* = y, \quad \sigma = \frac{z - \eta}{H + \eta}, \quad t^* = t \quad (1)$$

여기서 x, y, z 는 직각좌표계에서의 수평, 연직성분을 나타내며, 시간에 따른 해면변위를 고려한 자유표면조건을 만족하도록 $H + \eta = D$ 로 두었다. H 는 수심을 η 은 해면변위를 나타낸다. 따라서 식 (1)의 σ 조건에 의해 $z = \eta$ 이면 $\sigma = 0$ 이 되고, $z = H$ 이면 $\sigma = -1$ 이 된다. 따라서 σ 의 범위는 -1 과 0 사이의 값을 가지게 된다. σ -좌표계로 변환시킨 후 기본방정식은 식 (2), (3), (4), (5), (6), (7) 및 (8)이 된다.

$$\frac{\partial DU}{\partial x} + \frac{\partial DV}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} + \frac{\partial \eta}{\partial t} = 0 \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial UD}{\partial t} + \frac{\partial U^2 D}{\partial x} + \frac{\partial UVD}{\partial y} + \frac{\partial U\omega}{\partial \sigma} - fVD + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} \\ + \frac{gD^2}{\rho_0} \int_{\sigma=-1}^0 \left[\frac{\partial \rho}{\partial x} - \frac{\sigma}{D} \frac{\partial D}{\partial x} \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} \right] d\sigma = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_M}{D} \frac{\partial U}{\partial \sigma} \right] + F_x \end{aligned} \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial UD}{\partial t} + \frac{\partial UVD}{\partial x} + \frac{\partial V^2 D}{\partial y} + \frac{\partial V\omega}{\partial \sigma} + fUD + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} \\ + \frac{gD^2}{\rho_0} \int_{\sigma=-1}^0 \left[\frac{\partial \rho}{\partial y} - \frac{\sigma}{D} \frac{\partial D}{\partial y} \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} \right] d\sigma = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_M}{D} \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right] + F_y \end{aligned} \quad (4)$$

$$\frac{\partial TD}{\partial t} + \frac{\partial TUD}{\partial x} + \frac{\partial TVD}{\partial y} + \frac{\partial T\omega}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_H}{D} \frac{\partial T}{\partial \sigma} \right] + F_T - \frac{\partial R}{\partial z} \quad (5)$$

$$\frac{\partial SD}{\partial t} + \frac{\partial SUD}{\partial x} + \frac{\partial SVD}{\partial y} + \frac{\partial S\omega}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_H}{D} \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right] + F_S \quad (6)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial q^2 D}{\partial t} + \frac{\partial Uq^2 D}{\partial x} + \frac{\partial Vq^2 D}{\partial y} + \frac{\partial \omega q^2}{\partial \sigma} &= \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_q}{D} \frac{\partial q^2}{\partial \sigma} \right] \\ &+ \frac{2K_M}{D} \left[\left(\frac{\partial U}{\partial \sigma} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial \sigma} \right)^2 \right] + \frac{2g}{\rho_0} K_H \frac{\partial \tilde{\rho}}{\partial \sigma} - \frac{2Dq^3}{B_1 l} + F_q \end{aligned} \quad (7)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial q^2 l D}{\partial t} + \frac{\partial Uq^2 l D}{\partial x} + \frac{\partial Vq^2 l D}{\partial y} + \frac{\partial \omega q^2 l}{\partial \sigma} &= \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_q}{D} \frac{\partial q^2 l}{\partial \sigma} \right] \\ &+ E_1 K \frac{K_M}{D} \left[\left(\frac{\partial U}{\partial \sigma} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial \sigma} \right)^2 \right] + E_3 \frac{g}{\rho_0} K_H \frac{\partial \tilde{\rho}}{\partial \sigma} - \frac{Dq^3}{B_1} W + F_l \end{aligned} \quad (8)$$

여기서 ω 는 변환된 σ -좌표계에서의 수직유속으로 수층에 수직 유속이 아니라 σ -표면에 수직성분의 속도이다. 따라서 ω 는 식 (9)를 사용하여 직각좌표계에서의 연직유속으로 변환시킬 수 있다.

$$W = \omega + U \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial x} + \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) + V \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial y} + \frac{\partial \eta}{\partial y} \right) + \sigma \frac{\partial D}{\partial t} + \frac{\partial \eta}{\partial t} \quad (9)$$

식 (8)에서 $\tilde{W} = W = 1 + E_2(l/kL)$ 을 나타내며, 여기서 L^{-1} 은 $L^{-1} = (\eta - z)^{-1} + (H - z)^{-1}$ 을 나타낸다. 또한 식 (7)과 (8)에서 $\partial \tilde{\rho} / \partial \sigma$ $\partial \tilde{\rho} / \partial \sigma \equiv \partial \rho / \partial \sigma - c_s^{-2} \partial p / \partial \sigma$ 이 되며, 여기서 c_s 는 해수 중 음파속도이다. 식 (5)에 사용되는 수온 T 는 압력에 의한 온도상승 (Pond and Pickard, 1983) 호

과를 없애기 위해 온위 (potential temperature)를 사용하였다. σ -좌표계에서 수심의 경사가 급한 곳에서 압력구배를 계산할 때 절단오차 (truncation errors)를 줄이기 위해 식 (3)과 (4)에서 ρ_{MEAN} 을 ρ 대신 ρ' 으로 사용하였다 (Mellor *et al.*, 1994 and Mellor *et al.* 1998).

식 (3)과 (4)의 수평점성 및 확산항인 F_x 와 F_y 는 식 (10a), (10b)와 같이 나타낸다.

$$F_x \equiv -\frac{\partial}{\partial x}(H\tau_{xx}) + \frac{\partial}{\partial y}(H\tau_{xy}) \quad (10a)$$

$$F_y \equiv -\frac{\partial}{\partial x}(H\tau_{xy}) + \frac{\partial}{\partial y}(H\tau_{yy}) \quad (10b)$$

식 (10a)와 (10b)에서 격자간격보다 작은 운동스케일과 같이 직접적으로 풀어지지 않는 작은 규모의 난류를 수평와동확산계수를 도입하여 분자확산과 유사하게 취급하는 방법이 일반적으로 많이 사용된다. 따라서 식 (10a)와 (10b)의 τ 는

$$\tau_{xx} = 2A_M \frac{\partial U}{\partial x}, \quad \tau_{xy} = \tau_{yx} = A_M \left(\frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right), \quad \tau_{yy} = 2A_M \frac{\partial V}{\partial y} \text{ 이 된다.}$$

또한 식 (5), (6), (7) 및 (8)에서 F항은 식 (11)과 같이 나타내며

$$F_\phi \equiv -\frac{\partial}{\partial x}(Hq_x) + \frac{\partial}{\partial y}(Hq_y) \quad (11)$$

식 (11)에서 q 는 $q_x \equiv A_H \frac{\partial \phi}{\partial x}$, $q_y \equiv A_H \frac{\partial \phi}{\partial y}$ 를 의미하고 이때 ϕ 는 T, S, q^2 , q^3 을 의미한다

2. 수평 확산

식 (10a)와 (10b)를 수평와동확산계수 (A_M)를 도입하여 분자확산과 유사하게 취급할 경우에는 수평와동확산계수를 산정하여야 한다. 이때 수평와동확산계수를 상수로 주는 경우도 있지만, 본 연구에서는 수평와동확산계수가 격자크기와 속도의 수평 구배에 비례하는 이점을 지닌 식 (12)와 같은 Smagorinsky (1963) 확산계수를 사용하였다.

$$A_M = C \Delta x \Delta y \frac{1}{2} | \nabla V + (\nabla V)^T | \quad (12)$$

여기서 $\frac{1}{2} | \nabla V + (\nabla V)^T | = [(\frac{\partial u}{\partial x})^2 + (\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y})^2/2 + (\frac{\partial v}{\partial y})^2]^{1/2}$ 이다.

3. 난류종결방법

식 (7)과 (8)을 이용한 Mellor and Yamada (1982)의 2차 난류종결방법 (turbulence closure scheme)을 사용하여 난류운동에너지 (Turbulent kinetic energy)인 q^2 와 난류규모 (Turbulent length scale)인 l 을 구하며 이 결과들로부터 식(3), (4), (5), (6)에 나타나있는 연직혼합계수 K_M 과 K_H 를 구하였다.

따라서 연직확산인 K_M 과 K_H 는 q 와 l 에 의해 아래와 같이 정의된다.

$$K_M = qlS_M$$

$$K_H = qlS_H$$

여기서 S_M 과 S_H 는 Mellor (1973), Mellor and Yamada (1982), Mellor (2001)에서 기술된 안정함수로서 아래와 같은 형태를 지니며

$$S_H[1 - (3A_2B_2 + 18A_1A_2)G_H] = A_2[1 - 6A_1/B_1]$$

$$S_M[1 - 9A_1A_2G_H] - S_H[(18A_2^2 + 9A_1A_2)G_H] = A_1[1 - 3C_1 - 6A_1/B_1]$$

안정함수내의 G_H 는 아래와 같은 Richardson number이다.

$$G_H = \frac{l^2}{q^2} \frac{g}{\rho_0} \left[\frac{\partial \rho}{\partial z} - \frac{1}{c_s^2} \frac{\partial p}{\partial z} \right]$$

안정함수내에 있는 5개 상수 (A_1, B_1, A_2, B_2, C_1)와 식 (8)의 3개 상수 (E_1, E_2, E_3)는 Mellor and Yamada (1982)의 실험실 데이터에 바탕을 둔 경험적 상수이며 아래와 같은 값을 가진다.

$$(A_1, B_1, A_2, B_2, C_1) = (0.92, 16.6, 0.74, 10.1, 0.08)$$

$$(E_1, E_2, E_3) = (1.8, 1.33, 1.0)$$

4. 연직경계조건

식 (2)에 대해 표층과 저층을 통한 유속이 없다고 가정하면 연직유속경계조건은 식 (16)과 같다.

$$\omega(0) = \omega(-1) = 0 \quad (16)$$

그러나 담수유입과 같은 표층을 통한 흐름이 있을 경우 식 (16)에서

$\omega(0) \neq 0$ 이 된다.

식 (3)과 (4)에서 표층경계조건은 식 (17)과 같으며, 저층경계조건은 식 (18)과 같다.

$$\frac{K_M}{D} \left(\frac{\partial U}{\partial \sigma}, \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right) = - (\langle wu(0) \rangle, \langle wv(0) \rangle), \sigma \rightarrow 0 \quad (17)$$

식 (17)에서 오른쪽항은 표층을 통한 turbulence momentum flux 값이며, 거의 대부분의 경우 표면바람응력 값이다.

$$\frac{K_M}{D} \left(\frac{\partial U}{\partial \sigma}, \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right) = C_Z [U^2 + V^2]^{1/2} (U, V), \sigma \rightarrow -1 \quad (18)$$

이때

$$C_Z = \text{MAX} \left[\frac{\kappa^2}{[\ln(1 + \sigma_{kb-1})H/z_0]^2}, 0.0025 \right] \quad (19)$$

이며, 이때 식 (19)에서 k 는 von Karman 상수로서 0.4의 값을 가진다. z_0 는 조도계수 (roughness parameter)이며 수치적으로 해저에 가장 가까운 격자점에 적용된다. 식 (18)과 (19)는 “벽법칙 (raw of the wall)”에 해당하는 수치해에 부합되게 유도할 수 있다. 해저 조건이 잘 알려져 있지 않을 경우 $(1 + \sigma_{kb-1})H/z_0$ 가 큰 값을 가지게 되며 따라서 0.0025의 constant drag coefficient를 가지게 된다.

식 (5)와 (6)에서의 표층 및 저층경계조건은 식 (20) 및 (21)과 같다.

$$\frac{K_H}{D} \left(\frac{\partial T}{\partial \sigma}, \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right) = - \langle w \theta(0) \rangle, \sigma \rightarrow 0 \quad (20)$$

$$\frac{K_H}{D} \left(\frac{\partial T}{\partial \sigma}, \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right) = 0, \sigma \rightarrow -1 \quad (21)$$

식 (20)의 오른쪽항은 표층을 통해 유입되는 수온과 염분 값을 의미하며, 식 (21)의 오른쪽항이 '0'이라는 것은 저층을 통해 수온과 염분의 유입이 없다는 것을 의미한다.

식 (7) 과 (8)의 경계조건은 식(22) 및 (23)과 같다.

$$(q^2(0), q^2 k(0)) = (B_1^{2/3} u_\tau^2(0), 0) \quad (22)$$

$$(q^2(-1), q^2 k(-1)) = (B_1^{2/3} u_\tau^2(-1), 0) \quad (23)$$

식 (22) 및 (23)에서 B_1 은 난류종결상수 (turbulence closure constants)중의 하나이며, u_τ 는 해수면과 해저면에서 마찰속도 (friction velocity)이다.

5. 연직적분된 방정식

연안순환역학을 지배하는 방정식을 보면 매우 빨리 이동하는 외부중력과 (external gravity waves)와 천천히 이동하는 내부중력과 (internal gravity waves)를 포함한다. 따라서 경제적인 계산시간을 위해 내부중력과 (internal mode)와 외부중력과 (external mode)를 나누어 계산하다. 이런 방법을 모드분리 (mode splitting)기법이라 (Simons, 1974; Madala and Piacsek, 1977) 부른다. 모드분리법은 속도와 열역학적 특징의 3차원 계산으로부터 개별적으로 속도수송(velocity transport)을 계산함으로써, 계산시간에 있어 조금의 손실도

없이 자유해면 변위를 계산하게 한다.

외부모드(external mode)의 방정식은 내부모드(internal mode)의 방정식을 연직적분하여 구하는데, 해면승강방정식과 운동방정식은 각각 아래와 같이 주어진다.

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial \overline{UD}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{VD}}{\partial y} = 0 \quad (24)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial \overline{UD}}{\partial t} + \frac{\partial \overline{U^2 D}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{U V D}}{\partial y} - \overline{F_x} - \overline{f V D} + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} \\ & = -\langle wu(0) \rangle + \langle wu(-1) \rangle \\ & + G_x - \frac{gD}{\rho_0} \int_{-1}^0 \int_{\sigma}^0 \left[D \frac{\partial \rho}{\partial x} - \frac{\partial D}{\partial x} \sigma \frac{\sigma \rho}{\partial \sigma} \right] d\sigma' d\sigma \end{aligned} \quad (25)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial \overline{VD}}{\partial t} + \frac{\partial \overline{U V D}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{V^2 D}}{\partial y} - \overline{F_y} + \overline{f U D} + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} \\ & = -\langle wv(0) \rangle + \langle wv(-1) \rangle \\ & + G_y - \frac{gD}{\rho_0} \int_{-1}^0 \int_{\sigma}^0 \left[D \frac{\partial \rho}{\partial y} - \frac{\partial D}{\partial y} \sigma \frac{\sigma \rho}{\partial \sigma} \right] d\sigma' d\sigma \end{aligned} \quad (26)$$

이며 $\overline{U}$ 는 연직적분한 유속으로써 다음과 같다.

$$\overline{U} \equiv \int_{-1}^0 U d\sigma$$

$-\langle wu(0) \rangle$ 와 $-\langle wu(-1) \rangle$ 는 바람응력 (wind stress) 항이며, $-\langle wv(0) \rangle$ 와 $-\langle wv(-1) \rangle$ 는 bottom stress 항이며, $\overline{F_x}$ 와 $\overline{F_y}$ 는 다음과 같이 정의된다.

$$\widetilde{F}_x = \frac{\partial}{\partial x} [H^2 \overline{A}_M \frac{\partial \overline{U}}{\partial x}] + \frac{\partial}{\partial y} [H \overline{A}_M (\frac{\partial \overline{U}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{V}}{\partial x})] \quad (27a)$$

$$\widetilde{F}_y = \frac{\partial}{\partial y} [H^2 \overline{A}_M \frac{\partial \overline{V}}{\partial y}] + \frac{\partial}{\partial x} [H \overline{A}_M (\frac{\partial \overline{U}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{V}}{\partial x})] \quad (27b)$$

그리고 확산항 (dispersion terms)은 다음과 같이 정의된다.

$$G_x = \frac{\partial \overline{U}^2 D}{\partial x} + \frac{\partial \overline{U} \overline{V} D}{\partial y} - \widetilde{F}_x - \frac{\partial \overline{U}^2 D}{\partial x} - \frac{\partial \overline{U} \overline{V} D}{\partial y} + \overline{F}_x \quad (28a)$$

$$G_y = \frac{\partial \overline{U} \overline{V} D}{\partial x} + \frac{\partial \overline{V}^2 D}{\partial y} - \widetilde{F}_y - \frac{\partial \overline{U} \overline{V} D}{\partial x} - \frac{\partial \overline{V}^2 D}{\partial y} + \overline{F}_y \quad (29b)$$

만약 A_M 이 연속적으로 상수이면 “F”항은 무시되지만 Smagorinsky 타입의 diffusivity가 사용될 경우, 수평확산 (horizontal diffusivity)에서처럼 연속적으로 변화(variability)가 가능하다 (Mellor, 2003).

6. 계산시간 간격조건

연직적분된 (external mode) 수송방정식에 대한 계산시간 간격은 계산 안정조건인 아래와 같은 Courant-Friedrichs Levy(CFL) 조건에 의해 제한된다 (Blumberg and Mellor, 1981).

$$\Delta t_E \leq \frac{1}{C_t} \left| \frac{1}{\partial x^2} + \frac{1}{\partial y^2} \right|^{-1/2}$$

여기서 $C_t = 2(gH)^{1/2} + U_{\max}$; $U_{\max}$ 는 최대 유속이다.

Internal mode에서의 안정조건은 아래와 같다.

$$\Delta t_I \leq \left(\frac{1}{C_T} + \frac{1}{\delta x^2} + \frac{1}{\delta y^2} \right)^{1/2}$$

여기서 $C_T = 2C + U_{\max}$; C_T 는 최고 빠른 내부중력과 속도이며 일반적으로 2m/s 정도이며, $U_{\max}$ 는 최대이류속도이다. 대부분의 해양상태에서 시간 간격비 ($\Delta t_I / \Delta t_E$)는 30-80정도 혹은 조금 크게 주어진다 (Ezer *et al.*, 2002).