BSPE 97616-00-1056-1

陽子江 河川水 Plume의 數値모델링 硏究

A Numerical Modeling Study of the Yangtze River Diluted Water

1997. 12

韓國海洋硏究所

提 出 文

韓國海洋研究所長 貴下

본 보고서를 "陽子江 河川水 Plume의 數値모델링 研究"사업의 최종보고서로 제출합니다.

1997년 12월 일

연구책임자 : 方 仁 權 (해황예측 연구실)
연 구 원 : 金 哲 洙 (물리환경 연구실)
: 全 東 哲 (해양역학 연구실)
: 李 大 夏 (해양역학 연구실)

要 約 文

Ⅰ. 제목

양자강 하천수 plume의 수치모델링 연구

Ⅱ. 연구의 필요성과 목적

1. 필요성
   - 여름철 양자강 하천수 plume의 북동향으로의 전향은 황해, 남해, 심지어는 동해에까지 많은 영향을 미치는 현상으로 이의 역학적 규명이 필요함.
2. 목표
   - 수치모델링을 이용하여 하천수 유입에 따른 연안 해수순환의 역학 규명

Ⅲ. 연구개발의 전체적 범위

- 단순화한 모델을 구성하여 다양한 물리적 조건하에서의 해양의 반응을 연구

Ⅳ. 연구개발의 결과

- 저염의 하천수 유입에 의한 연안 순환의 형성을 수치모델을 통하여 살펴보았다. 하구 남쪽연안을 따라 흐르는 연안류와 하구부근의 고기압형 순환이 잘 재현되었으며, 조건을 변화시켜가며 그에 따른 반응의 변화로부터 역학적 요인을 살펴보았다. 표준실험을 포함한 대부분의 실험에서 하구로부터의 저염수의 유출각도는 초기에는 동향이나 시간이 지남에 따라 북동향으로 변하는 흥미로운 결과가 나왔다. 해저면의 경사를 준 경우에는 유출각도가 더욱 북쪽으로 향하여져 하구

의 북쪽연안의 상당한 부분에까지 북향하는 흐름이 형성되었다. 유량이 작은 경우에도 많은 경우에 비하여 유출각도가 더 북쪽으로 향하였다. 이외에도 초기 해양의 성층, 하천수의 염분 등을 바꾸어가며 실험을 하였다.

V. 결론 및 제언

- 여름철 양자강 하천수의 북동향으로의 방향전환의 역학적 요인을 규명하기 위한 연구로서, 수치모델을 이용하여 간단한 조건하에서의 저염수 유입에 따른 해양의 반응을 살펴보았다. 앞으로 추가적으로 수직 와도계수, 하구의 폭, 바람, 평균해류, 조석, 유량의 시간적 변화, 실제 지형 및 해저지형 등을 추가하여 실험을 계속할 예정이다. 이와 더불어 인공위성 자료를 포함한 관측자료의 수집 및 분석이 필요하다.

SUMMARY

Ⅰ. Title

A numerical modeling study of the Yangtze River Diluted Water

Ⅱ. Necessities and objectives of the study

1. Necessities
   - It is necessary to investigate dynamics of the northeastward turning of the Yangtze River Diluted Water in summertime because a profound influences are exerted on the ocean environments in the Yellow Sea, South Sea of Korea and the East Sea.
2. Objectives
   - Numerical modeling investigation of the dynamics of the oceanic circulation induced by the fresh water input in the coastal ocean.

Ⅲ. Scopes of the study

- Investigate the ocean responses to various conditions in an idealized model basin

Ⅳ. Results of the study

- We have performed a numerical modeling study of the development of the oceanic circulation induced by the low-salinity river outflow. A coastal current along the coast south of the river mouth and an anticyclonic circulation just off the river mouth are all well reproduced. To investigate the dynamics various

conditions are applied and changes in the oceanic responses are studied. In most experiments including the control experiment the angle at which the river outflow leaves the river mouth was eastward in the early stage but later it has changed to northeastward. The outflow angle changed to more northward when the bottom has an slope and a northward flowing current has developed over a considerable length of the northern coast. There was also a little shift to northward in the outflow angle when the river discharge was small in contrast to large river discharge case. Other experiments were also performed with different conditions like including stratification in the ocean and changing salinity of the river water, etc..

V. Suggestions

- To investigate dynamics of the northeastward turning of the Yangtze River Diluted Water in summertime we have performed a numerical modeling study of the oceanic responses to the low-salinity water input in the simplified conditions. As a next step, other conditions such as vertical eddy coefficients, width of the river mouth, wind, mean current, tide, temporal change in the river discharge, real geometry, real bottom, etc. will be included. Also, observation data including the satellite images will be needed to be collected and analysed.

目　　次

요약문 (국문) 1
요약문 (영문) 3
표목차 9
그림목차 13

제 1 장 서론 17
  1) 국내·외 연구동향 17
  2) 양자강 하천수 plume의 계절적 변화 18
제 2 장 수치모델 21
제 3 장 결과 26
  1) 표준실험 26
  2) 하천유량의 변화 (EXP3-MBw) 31
  3) 해저면의 경사 (SLP) 32
  4) 유입수의 염분 (SRO) 33
  5) 연안수의 성층 (STR) 33
제 4 장 논의 및 결론 58
참고문헌 66

Contents

Summary (in Korean) 1
Summary 3
List of Tables 11
List of Figures 15

Chapter 1. Introduction 17
1) Previous works 17
2) Seasonal changes in the Yangtze River Diluted Water 18
Chapter 2. Numerical Model 21
Chapter 3. Results 26
1) Control experiment 26
2) Change in the river discharge (EXP3-MBw) 31
3) Bottom slope (SLP) 32
4) Salinity of river water (SRO) 33
5) Stratification in the ocean (STR) 33
Chapter 4. Discussion and Conclusions 58
References 66

表 目 次

표 1. 각 층 중심까지의 수심 21
표 2. 각 실험의 영역과 주어진 외력 및 계산 하천유량 28
표 3. 각 실험에 적용된 조건 32
표 4. 하구 단면을 통과하는 유출량과 유입량 및 순 유출량 61

List of Tables

Table 1. Depth to the center of each layer 21
Table 2. Model size, given condition and computed river discharge for each experiment 28
Table 3. Given condition for each experiment 32
Table 4. Outflow, inflow and net outflow through the river mouth 61

그 림 目 次

그림 1-1. 1975년 a) 2월과, b) 7월의 표층염분 분포도 (Hu (1994)로부터) 20
그림 2-1. 모델 디자인 23
그림 2-2. 모델 영역과 지형 24
그림 2-3. 36년 (1950-1985) 월평균 양자강 유량 (Sheng et al. (1997)로부터) 25
그림 3-1. EXP1-M의 시간에 따른 유량의 변화 35
그림 3-2. EXP1-M의 수직평균 유속 분포도 (양 축의 숫자는 격자 번호이므로 거리는 5 km를 곱하여야 한다.) 36
그림 3-3. EXP1-M의 해수면 분포도 37
그림 3-4. EXP1-M의 하구 부근에서의 유속 분포도. a) 수평분포, b) 강 중앙을 통과하는 동서방향 선상, c) 남북방향 선상 38
그림 3-5. EXP2-B의 시간에 따른 유량의 변화 39
그림 3-6. EXP2-B의 제 1층의 10일 간격 염분 분포도 (굵은 선은 30 psu) 40
그림 3-7. EXP2-MB의 시간에 따른 유량의 변화 41
그림 3-8. EXP2-MB의 제 1층의 10일 간격 염분 분포도 (굵은 선은 30 psu) 42
그림 3-9. EXP3-MB의 시간에 따른 유량의 변화 43
그림 3-10. EXP3-MB의 제 1층의 10일 간격 염분 분포도 (굵은 선은 30 psu) 44
그림 3-11. EXP3-MB의 제 7층의 10일 간격 염분 분포도 (굵은 선은 30 psu) 45
그림 3-12. EXP3-MB의 제 1층과 8층의 100일의 유속 분포도 46
그림 3-13. EXP3-MB의 강 중앙을 통과하는 동서방향 단면의 10일 간격 염분 수직분포도 (굵은 선은 30 psu) 47
그림 3-14. 수직순환의 모식도 48
그림 3-15. EXP3-MBw의 시간에 따른 유량의 변화 48
그림 3-16. EXP3-MBw의 제 1층의 10일 간격 염분 분포도 (굵은 선은 30 psu) 49
그림 3-17. SLP1의 제 1층의 10일 간격 염분 분포도 (굵은 선은 30 psu) 50

그림 3-18. SLP2의 제 1층의 10일 간격 염분 분포도
(굵은 선은 30 psu) 51
그림 3-19. SLP3의 제 1층의 10일 간격 염분 분포도
(굵은 선은 30 psu) 52
그림 3-20. SRO의 시간에 따른 유량의 변화 53
그림 3-21. SRO의 제 1층의 10일 간격 염분 분포도 (굵은 선은 30 psu) 54
그림 3-22. STR1의 제 1층의 10일 간격 염분 분포도
(굵은 선은 30 psu) 55
그림 3-23. STR2의 제 1층의 10일 간격 염분 분포도
(굵은 선은 30 psu) 56
그림 3-24. STR3의 제 1층의 10일 간격 염분 분포도
(굵은 선은 30 psu) 57
그림 4-1. EXP3-MB의 하구 단면상의 10일 간격 유속 분포도
(굵은 선은 0 cm/s) 63
그림 4-2. EXP3-MBw의 하구 단면상의 10일 간격 유속 분포도
(굵은 선은 0 cm/s) 64
그림 4-3. SRO의 하구 단면상의 10일 간격 유속 분포도
(굵은 선은 0 cm/s) 65

List of Figures

Figure 1-1. Surface salinity distributions in a) February, and b) July, 1975 (from Hu (1994)) 20
Figure 2-1. Model configuration 23
Figure 2-2. Model domain and geography 24
Figure 2-3. 36-year-long (1950-1985) monthly mean discharge of the Yangtze River (from Sheng et al. (1997)) 25
Figure 3-1. Time variation of net discharge of EXP1-M 35
Figure 3-2. Velocity distribution of EXP1-M at day 10 (Numbers on both axes are grid numbers. Multiply them by 5 km to get distances.) 36
Figure 3-3. Sealevel distribution of EXP1-M at day 10 37
Figure 3-4. Current speed distributions of EXP1-M at day 10 a) on horizontal plane, b) along the line through the center of river mouth, c) along N-S lines from the land 38
Figure 3-5. Time variation of net discharge of EXP2-B 39
Figure 3-6. Salinity distributions in the 1st layer of EXP2-B at 10-day interval (thick line indicates 30 psu) 40
Figure 3-7. Time variation of net discharge of EXP2-MB 41
Figure 3-8. Salinity distributions in the 1st layer of EXP2-MB at 10-day interval (thick line indicates 30 psu) 42
Figure 3-9. Time variation of net discharge of EXP3-MB 43
Figure 3-10. Salinity distributions in the 1st layer of EXP3-MB at 10-day interval (thick line indicates 30 psu) 44
Figure 3-11. Salinity distributions in the 7th layer of EXP3-MB at 10-day interval (thick line indicates 30 psu) 45
Figure 3-12. Velocity distributions in the 1st and 7th layers of EXP3-MB at day 100. 46
Figure 3-13. Salinity distributions in the zonal section through the center of river mouth of EXP3-MB at 10-day interval (thick line indicates 30 psu) 47
Figure 3-14. Schematic diagram of vertical circulation 48

Figure 3-15. Time variation of net discharge of EXP3-MBw 48
Figure 3-16. Salinity distributions in the 1st layer of EXP3-MBw at 10-day interval (thick line indicates 30 psu) 49
Figure 3-17. Salinity distributions in the 1st layer of SLP1 at 10-day interval (thick line indicates 30 psu) 50
Figure 3-18. Salinity distributions in the 1st layer of SLP2 at 10-day interval (thick line indicates 30 psu) 51
Figure 3-19. Salinity distributions in the 1st layer of SLP3 at 10-day interval (thick line indicates 30 psu) 52
Figure 3-20. Time variation of net discharge of SRO 53
Figure 3-21. Salinity distributions in the 1st layer of SRO at 10-day interval (thick line indicates 30 psu) 54
Figure 3-22. Salinity distributions in the 1st layer of STR1 at 10-day interval (thick line indicates 30 psu) 55
Figure 3-23. Salinity distributions in the 1st layer of STR2 at 10-day interval (thick line indicates 30 psu) 56
Figure 3-24. Salinity distributions in the 1st layer of STR3 at 10-day interval (thick line indicates 30 psu) 57
Figure 4-1. Vertical distributions of out/in-flow across the river mouth of EXP3-MB at 10-day interval (thick line indicates 0 cm/s) 63
Figure 4-2. Vertical distributions of out/in-flow across the river mouth of EXP3-MBw at 10-day interval (thick line indicates 0 cm/s) 64
Figure 4-3. Vertical distributions of out/in-flow across the river mouth of SRO at 10-day interval (thick line indicates 0 cm/s) 65

제 1 장 서론

1) 국내·외 연구동향

우리나라 주변해에는 육지로부터의 담수유입이 해양환경에 영향을 미치는 곳이 몇 군데 있다. 우선 강의 유량으로 볼 때 중국의 양자강이 가장 크며 그 외 황해에는 황하, 압록강, 대동강, 한강, 그리고 금강을 들 수 있으며 남해에 낙동강이 있고 동해에는 큰 강은 없으나 담수의 유입에 의해 연안 가까이에 밀도류가 형성됨이 보고된 바 있다.

담수의 유입으로 인해 가벼워진 연안수와 상대적으로 밀도가 높은 외해수 간에는 전선이 형성되며 이 전선을 따라 밀도 차에 의한 흐름이 형성되며 그 유향은 북반구에서는 육지를 오른쪽에 두고 흐른다. 이러한 연안밀도류는 불안정하여 많은 와동류를 형성하게 되는데 양자강 남쪽의 연안류에서 Qui et al. (1988)은 인공위성 사진으로부터 약 50 km의 와동류를 확인하였으며 Zhang과 Klemas (1982)는 장축이 120 km, 단축이 60 km인 타원형의 저기압형 (cyclonic) 와동류를 보고한 바 있다. Qui et al. (1988)은 이 와동류가 단순화한 3차원 Cox 모델을 이용하여 경압 불안정성에 의해 야기됨을 보였다. 그 외에 담수유입에 따라 형성된 연안밀도류로서 불안정파가 관측된 해류는 Leeuwin 해류 (Legeckis and Cresswell 1981, Cresswell and Golding 1980), Norwegian Coastal Current (Mork 1981), Ligurian Coastal Current (Crepon et al. 1982)를 들 수 있다.

유량이 세계에서 가장 많은 아마존강의 하천수 plume에 대한 연구로서 다분야 종합연구 (AMASSEDS)가 아마존강 하구의 대륙붕역에서 1989-1993년에 이루어졌다. 이 곳은 많은 담수유입, 강한 조류, 강한 바람, 서안경계류의 영향으로 상당히 역동적인 곳이다 (Geyer and Beardsley 1995). 아마존강의 유량은 11월에 80,000 m^3/s로 최소이며 5월에 250,000 m^3/s로 최대이다 (Geyer and Kineke 1995). 강한 염분전선이 수심 10-30m 사이의 해역에 형성되며 이는 고염수의 침투한계이다. Geyer and Kineke (1995)는 1989-1991에 염분전선이 하구로부터 약 150 km 떨어진 곳에 형성되어 있으며 북서쪽으로 수심 10-20 m 해역에 약 400 km 이상까지 연장되어 있음을 관측하였다. 표층의 담수는 외해쪽으

로는 수 백 km, 북서방향으로는 1000 km 이상 plume을 형성한다. 조류는 강한 대조기-소조기 변화를 보여 최대 200 cm/s에 이르며 주 유향은 대륙붕을 가로지르는 방향이다. 항류는 대체로 연안에 평행한 북서향이며 이는 대륙붕단 외해에 존재하는 북서향류인 북브라질 해류의 영향인 듯하다. 그러나 다른 중위도의 강과는 달리 적도에 가까운 관계로 Coriolis 효과가 역학 및 plume의 구조에 영향을 미치지 않으리라 사료된다.

2) 양자강 하천수 plume의 계절변화

양자강은 아시아에서 가장 큰 강으로 담수의 유출량은 (9×10^{11} m^3/a) 세계에서 3번째이며 토사의 유출량은 (5×10^8 t/a) 4번째이다 (Hu 1994). 양자강 plume은 26 psu 이하의 물로 정의된다 (Mao et al. 1963). 겨울철에는 연안을 따라 얇은 띠 모양으로 남향하나 여름철의 홍수시에는 제주도 방향으로 퍼져나간다 (그림 1-1). 그러나 겨울철에 제주도 방향으로 향하고 (Pu 1983) 여름철에 남동쪽으로 향하는 경우도 관측이 되었다 (Le 1984).

양자강 하천수는 계절에 따라 그 진행방향이 달라지는 것이 많이 관측되어왔다. 겨울철에는 양자강에서 나온 하천수가 해수와의 혼합으로 희석되며 연안을 따라 남향하고 여름철에는 이와는 달리 강 하구를 벗어나자마자 북동향하여 우리나라 제주도 방향으로 흘러가는 것으로 알려져 왔다. 겨울철에 연안을 따라 남향하는 것은 역학적으로 지구자전에 의한 것으로 다른 강에서도 많이 관측되었다. 그러나, 여름철의 북동향으로의 방향전환은 지구자전의 효과가 무시된 것으로서 이를 설명하고자 하는 많은 시도가 있었다. 특히 중국학자들이 많이 시도하였으며 우리나라에서는 전혀 연구가 이루어지지 않았다.

양자강 하천수가 우리나라에 미치는 직접적인 영향으로는 여름철 제주도 연안에 출현하는 비정상적인 저염수를 들 수 있으며 이로 인해 어패류가 폐사하여 어민들이 피해를 입게 된다. 또한, 여름철 동해에 나타나는 저염수의 기원이 양자강 하천수라는 연구결과도 있다 (이 등 1996).

양자강 plume의 북동향으로의 전환에 대한 설명으로 여러 시도가 있었다 (Mao et al. 1963, Le 1984, Gu 1985). Hu (1994)는 바람과 해류가 (쿠로시오의 지류) 주 요인이라 하였다. 즉, 여름철에는 남풍계열의 바람

이 우세하고 해류는 북향내지는 북동향하며 겨울철에는 연안 가까이에서는 해류가 남향내지 남서향하나 그 외해역에서는 여름철과 마찬가지로 북향내지 북동향한다. 바람이 바뀌거나 멈추게되면 이에 따라 양자강 plume의 진행방향도 바뀌게 된다고 설명하였다. Guan (1994)은 양자강 유출량의 시간적 변화가 양자강 plume의 범위와 방향을 결정하는 주 요인의 하나라 하였으며 하구로부터 외해로의 수심의 깊어짐, 대만난류의 boundary effect, 남풍계열 바람, 경압효과 등이 북동향으로의 방향전환에 영향을 미친다 하였다. 수평혼합의 중요성이 많은 사람에 의해 지적되었다 (Mao et al. 1963, Cao 1980, Le 1984, Yuan et al. 1982).

양자강 하천수 유입을 포함하여 Yuan and Su (1984)는 1° 간격의 불변상태 (steady state) 순압모델과 time-dependent 2층 모델로 황해와 동중국해의 해수순환을 살펴보았다. 양자강의 담수 유입량은 34,000 m^3/s로 주어졌으며, 북향하는 대만난류에 의해 하천수 plume은 같이 북향하게 되며 황해냉수는 그 북상을 저지하는 역할을 하는 것으로 보고하였다. Lee (1996)와 Zhu and Shen (1996)은 역시 양자강 하천수 유입을 포함하여 3차원 원시방정식 모델로 황해와 동중국해 전체를 대상으로 하여 여름과 겨울철 순환의 재현을 시도하였다.

단순화한 영역에서의 연구로서 Ikeda (1984)는 선형 2층 모델로 밀도플럭스에 의한 연안의 역학적 반응을 살펴보았다. 1차적 크기의 반응으로 anticyclonic eddy가 하구에 형성되며 연안류는 2차적 크기 반응으로 나타남을 보였다. 부력에 의한 비선형 반응의 이론 및 수치모델링 연구로는 Garvine (1987 and 1996), Chao and Boicourt (1986), Chao (1988), Oey and Mellor (1993), Kourafalou et al. (1996), McCreary and Zhang (1997) 등이 있다.

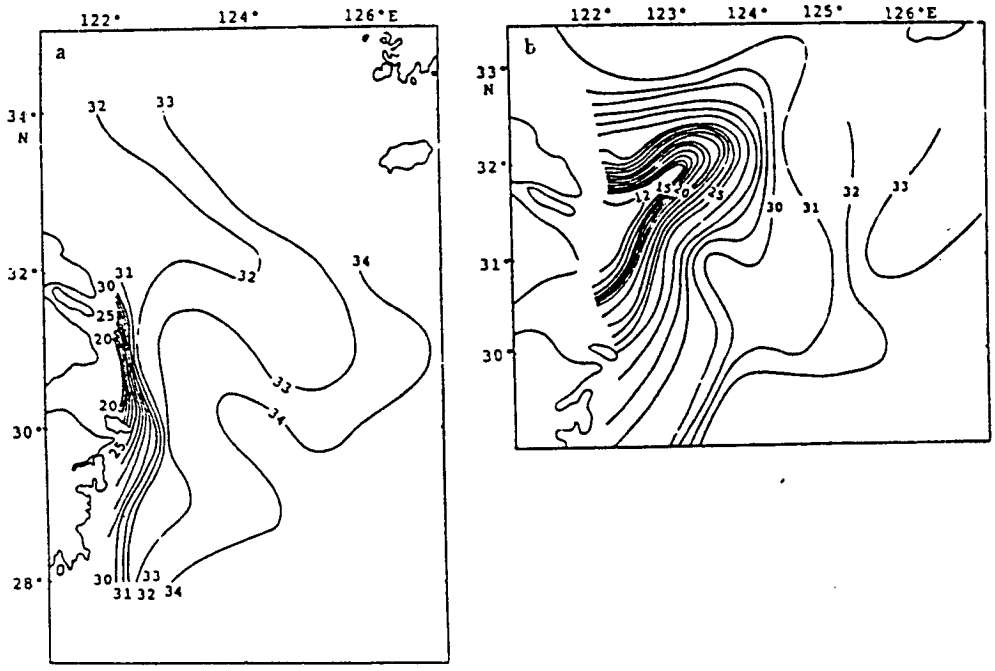

Figure 1-1. Surface salinity distributions in a) February, and b) July, 1975 (from Hu (1994))

제 2 장 수치모델

사용한 수치모델은 POM (Princeton Ocean Model)의 1996년도 version 이다. 모델의 영역은 직사각형의 channel로서 격자간격은 동서, 남북방향 모두 5 km이며 시간간격은 external mode는 20초, internal mode는 10분으로 하였다 (그림 2-1). POM은 sigma 좌표계를 사용하며 본 연구에서는 수직방향으로 10개의 층을 설정하였으며 각 층의 중심의 수심은 표 1과 같다. 위도는 북위 30°로 f-plane approximation을 사용하였다. 동쪽과 서쪽은 막힌 벽으로 하였으며 남쪽과 북쪽의 경계조건으로는 방사조건을 사용하였다. 남쪽경계에는 sponge layer를 설치하여 전파되어 오는 파를 소멸시켰다. sponge 층에서는 수평 와도계수가 증가되게 하였는데 이는 남북방향으로의 격자간격을 20개의 격자에 걸쳐 사인 함수의 형태로 증가시킴으로서 성취하였다. 강 입구의 넓이는 3개의 격자 크기인 15 km로 하였으며 동서방향으로는 10 km의 길이를 갖게 하였다. 강 입구와 서쪽 벽과의 사이에 담수 pool을 설정하였으며 동서방향 폭은 10 km이고 길이는 남북방향의 모델 영역과 같게 하였다. 모델의 크기는 세 종류를 실험하였으며 작은 영역부터 EXP1, 2, 3로 명명하였다 (그림 2-2).

표 1 각 층 중심까지의 수심

층	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
수심(m)	0.18	0.50	1.02	2.02	4.28	7.14	10.00	12.86	15.72	18.58

수평 와도계수는 다음의 Smagorinsky의 확산식으로부터 구하였다.

$$A = C_a \triangle x \triangle y \left[u_x^2 + v_y^2 + \frac{1}{2}(u_y + v_x)^2 \right]^{1/2}$$

여기서 $\triangle x$와 $\triangle y$는 수평방향의 격자크기이며, C_a는 상수로서 0.2의 값을 사용하였다. 수직방향의 운동량 및 염분의 혼합계수는 Mellor and Yamada (1974, 1982)의 난류 마감방안 (closure scheme)중 2½ level 모델에 의하여 구하였다. 상태방정식은 UNESCO 것에 기초한 Mellor

(1991)의 식을 사용하였다.

Sheng et al. (1997)은 하구로부터 640 km 상류에 위치한 Datong Station에서 관측한 1950-1985년 사이의 양자강 유량 자료를 분석하였다. 36년간의 년평균 유량은 28,400 m^3/s이며 계절적으로 큰 변화를 보여 7월에 최대 48,600 m^3/s에 이르며 1월에 최소 10,400 m^3/s의 유량을 보였다. 계절변화 외에도 경년변화를 보여 관측기간 중 1954년의 년평균 유량은 43,100 m^3/s로 최대였으며 1978년에 21,400 m^3/s로 최소였다. 월평균 최대 유량은 1954년 8월에 84,000 m^3/s가 관측되었으며 최소유량은 6,730 m^3/s로 1963년 2월에 관측되었다.

월평균 유량은 5~10월의 6개월간은 30,000 m^3/s 이상의 값을 보인다 (그림 2-3). 실험은 유량을 두 개의 경우로 나누어 실시하였다. 유량이 많은 경우는 30,000 m^3/s 정도로 하였고 유량이 작은 경우는 그 1/3인 10,000 m^3/s 정도가 되게 하였다. 참고로 Yuan and Su (1984)는 34,000 m^3/s를, Hu (1994)는 28,000 m^3/s를 사용하였다.

담수의 유입은 담수 pool의 서쪽 벽에 인위적으로 수심평균 유속을 처방함으로서 성취하였으며 전체 유입유량은 벽의 면적에 유속을 곱한 값이 된다. 즉, 수심이 20 m이고 격자간격이 5 km이며 격자수가 100개인 벽에 0.3 cm/s의 유속을 처방하였다면 전체유량은 $20 \times 5000 \times 100 \times 0.003 = 30{,}000\ m^3/s$가 된다. 유입되는 담수의 염분은 0인 경우와 20 psu인 경우로 나누어 실험하였다. 초기염분은 35 psu, 수온은 4 ℃로 하였으며 수심은 20 m로 일정한 해저면의 경우를 표준실험으로 하였다.

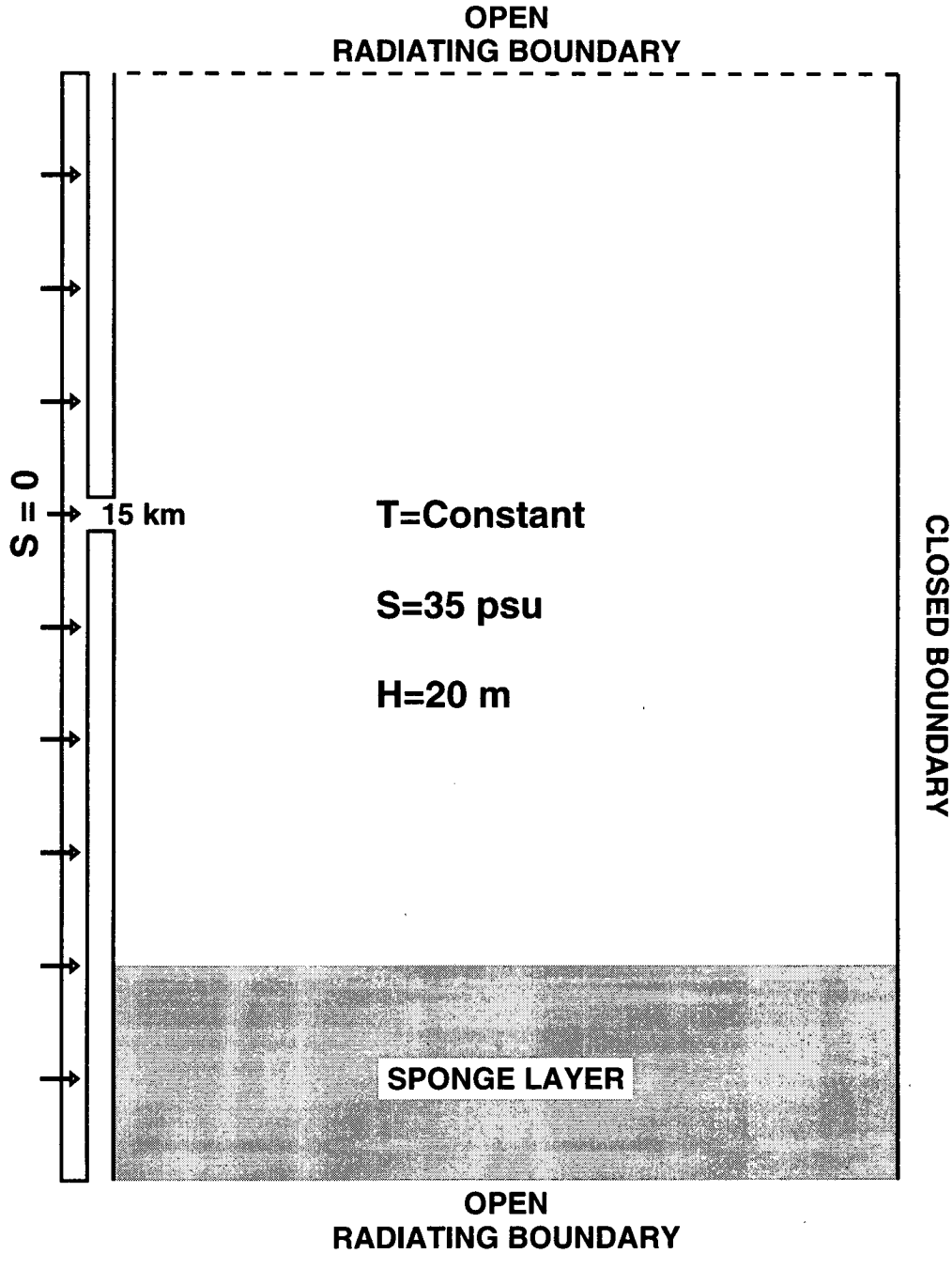

Figure 2-1. Model configuration

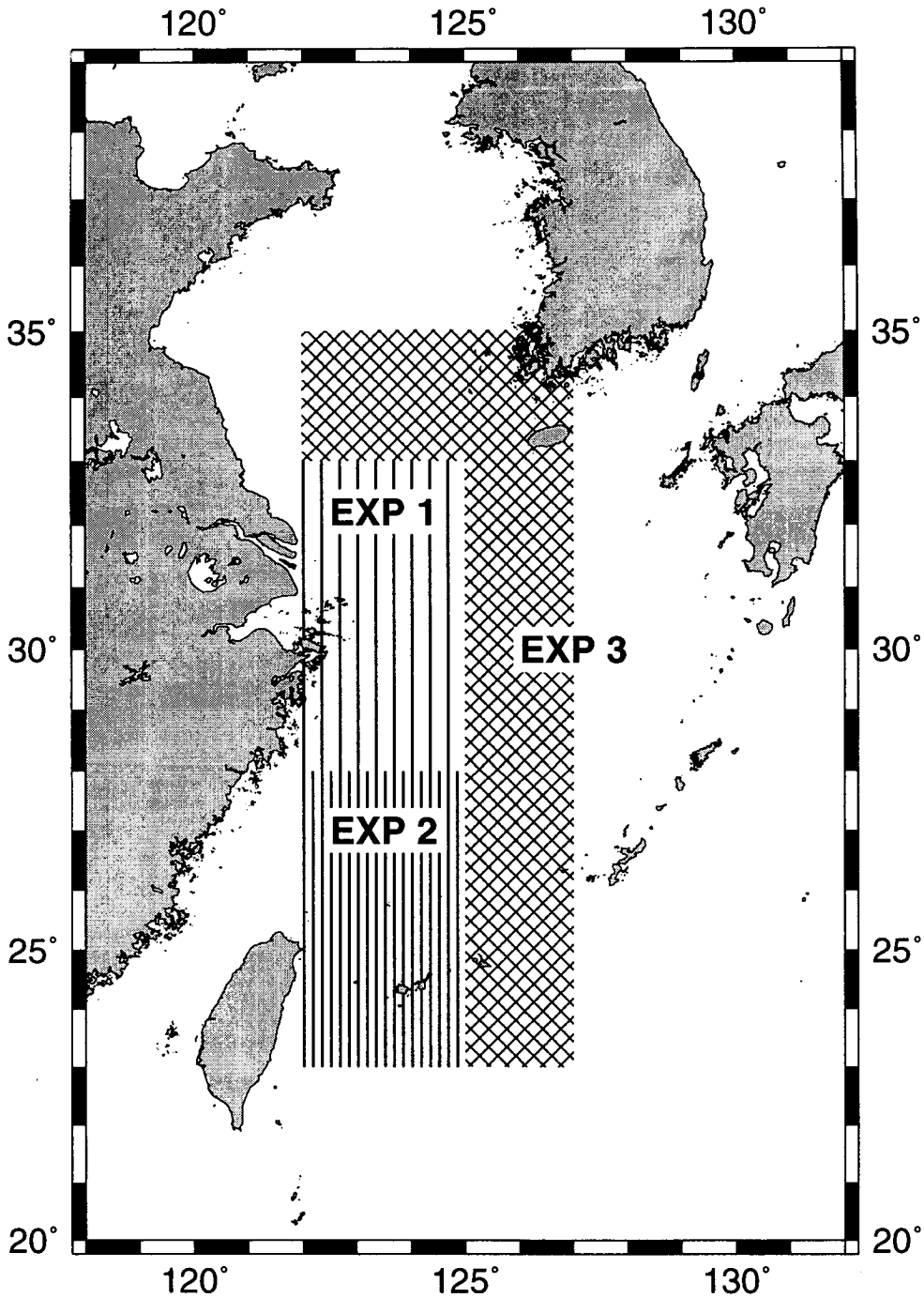

Figure 2-2. Model domain and geography

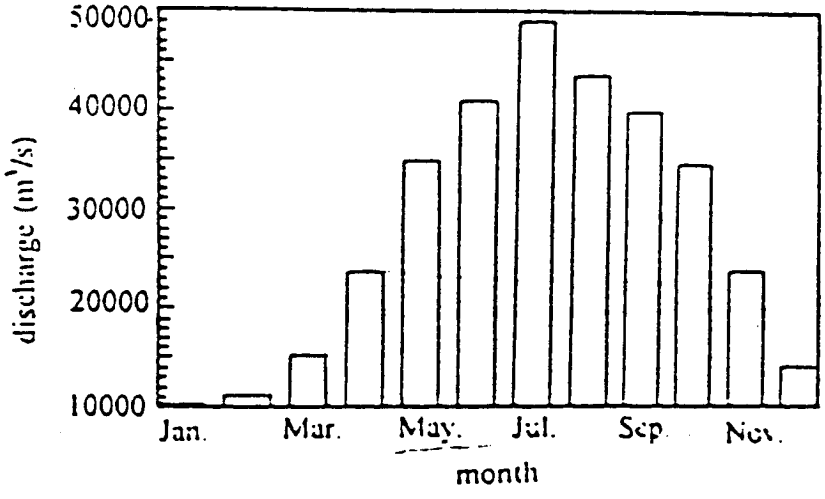

Figure 2-3. 36-year-long (1950-1985) monthly mean discharge of the Yangtze River (from Sheng et al. (1997))

제 3 장 결과

1) 표준실험 (Control Experiment)

최초의 실험은 65×99 개의 격자를 가진 영역에서 실시하였다. 강 입구의 중심은 남쪽 연안을 따라 형성되는 연안류를 고려하여 60번째 격자에 위치하게 하였다. 가해지는 힘은 모멘텀과 부력의 두 종류로 나누어 구별하였으며 각각 따로 주어졌을 때를 먼저 실험하여 반응이 어떻게 다른 가를 살펴보았으며 이 후의 실험에서는 두 종류의 힘을 같이 가하여 실험하였다.

먼저 모멘텀 만이 주어졌을 때를 실험하였다. 이 경우 부력의 유입이 없으므로 염분의 변화는 이루어지지 않아 해양은 순압반응 만을 하게 된다. 따라서, 반응시간도 빨라 강 입구를 통과하는 유량은 계산 시작 0.5일 만에 불변상태의 값에 도달하며 약간의 진동을 겪은 후 계산 시작 2일 후에는 불변상태에 이른다 (그림 3-1). 계산은 총 10일을 하였으나 불변상태에 도달한 2일 이후의 결과에는 변화가 없었다.

불변상태에서의 유량은 약 36,400 m^3/s로 격자의 크기가 일정한 경우의 예상 유량에 비해 크게 나타나는데 이는 sponge 지역에서 격자의 크기가 증가함에 기인하는 것으로 판단된다. 10일 후 유속의 수평분포를 보면 (그림 3-2) 하구를 중심으로 방사상으로 분포하여 Coriolis 효과가 없을 때의 경우와 거의 같은 것을 알 수 있다 (Paluszkiewicz 1993). 그러나, 자세히 살펴보면 유속벡터가 하구 오른쪽으로 더 크게 향하고 있으며 모델 estuary에서 해수면이 오른쪽에서 왼쪽에 비해 높아 (그림 3-3) 지구자전의 효과가 나타나고 있음을 알 수 있다.

이 실험 결과의 가장 큰 특징은 연안류가 형성되지 않는 것으로 이는 순압반응 만이 가능했기 때문으로 판단된다. 연안류는 경압 Kelvin파가 지난 후에 형성하게 되는데 (McCreary and Zhang 1997) 본 실험에서는 경압반응이 가능하지 않아 경압 Kelvin파가 발생하지 않았으며 결국 연안류가 형성되지 않았다.

유속은 하구로부터 멀어짐에 따라 급격히 감소하는데 (그림 3-2) 이를 더 자세히 살펴보기 위해 하구 부근에서의 유속의 크기를 그림 3-4에 도시하였다. 유속은 동서와 남북방향으로 모두 지수함수율로 급격히 감소함

을 알 수 있다.

두 번째 실험은 부력만을 주었을 경우로 남북방향으로의 영역을 2배로 확장하였다. 부력은 서쪽 벽에서 첫 격자점의 첫 층의 염분을 주어진 값으로 강제함으로서 주었다. 초기 값인 35 psu로 부터 주어진 값으로 완전히 바뀌는 데는 주어진 값이 0 psu인 경우 선형적으로 감소하여 하루가 걸리게 하였고 염분값을 20 psu로 낮춘 실험 SRO에서는 0 psu의 경우와 변화율을 같게 하여 20/35일 후에 되게 하였다. 계산은 100일 간 수행하였으며 그 결과를 그림 3-5~3-6에 도시하였다. 유량은 계산초기에 큰 진동을 보이다가 15일 경부터 불변상태에 도달하여 약 100 m^3/s의 값을 보였는데 이 정도의 하천수 유량은 역학적으로 무시할 수 있을 정도라고 판단된다 (그림 3-5).

이 실험에서는 하천수 유량에 의한 모멘텀의 입력은 없이 강제적으로 담수 pool의 표층에 주어지는 저염에 의해 형성되는 흐름이 어떠한 순환을 발생시킬 수 있는 가를 살펴보는데 초점이 있다. 저염의 조건이 표층에만 주어지므로 상하층이 완전히 혼합되어 염분이 균일해지기 전까지는 상층의 염분이 하층에 비해 낮은 2층 구조를 형성하게 될 것이다. 이러한 2층 구조는 순압반응뿐만 아니라 경압반응까지 가능하게 하여 그에 따른 해수순환 구조가 형성되게 된다.

제 1층에서의 염분분포의 시간에 따른 변화를 살펴보면 기본적인 분포형태는 강 입구의 고기압형 (anticyclonic) 순환과 남쪽 연안을 따라 흐르는 연안류로 구성되어 있다 (그림 3-6). 고기압형 순환은 마치 입으로 풍선을 불고 있는 모양으로 시간이 지남에 따라 초기의 반원형에서 점차로 원형에 가까워지며 그 크기가 커지고 있다. 연안류도 시간이 지남에 따라 남쪽으로 계속 진행·확장하며 그 폭도 커지고 와동류가 형성되고 있음을 보여준다. 이러한 구조는 담수의 유입시 형성되는 기본적인 형태로 단지 부력만으로도 가능함을 본 실험은 잘 보여주고 있다.

다음에는 부력과 모멘텀을 같이 주어 실험하였다. 모멘텀 입력을 위하여 서쪽 벽에 일정유속을 전 계산시간에 걸쳐 강제하였다. 주어진 유속은 0.15 cm/s로 강 입구에서의 유량은 약 33,000 m^3/s이며 (그림 3-7) 부력만 주어진 앞의 실험보다 빨라 계산시작 10일 후에 불변상태에 도달하였다. 염분의 분포를 보면 전체적인 형태는 앞의 실험과 유사하나 고기압형 순환의 크기나 연안류의 진행속도는 앞의 실험에 비해 크다 (그림 3-8).

고기압형 순환이 커짐에 따라 그 형태가 원형에서 벗어나 복잡한 모양을 보이고 있는데 이는 벽의 효과에 의한 인위적인 것으로 의심하여 동서방향의 영역을 넓혀 다시 실험을 실시하였다. 또한, 남북방향으로의 영역도 넓혀 최종적으로 99×249의 격자를 구성하였으며 앞으로의 모든 실험을 이 영역에서 실시하였다. 강 입구의 중심은 남쪽 연안을 따라 남향하는 연안류를 고려하여 160번째 격자에 위치하게 하였다. 모멘텀 입력을 위하여 서쪽 벽에 수심평균 유속을 일정하게 전 계산시간에 걸쳐 강제하였으며 본 실험에서 주어진 유속은 0.12 cm/s이다. 계산은 100일 간 수행하였으며 매 10일마다 결과를 저장하여 그림 3-9~3-13에 도시하였다. 입구에서의 초기 10일 간의 유량의 시간적 변화는 앞의 작은 영역에서의 실험과 같았으며 계산시작 10일 후에 불변상태에 도달하여 약 32,000 m^3/s의 유량을 보였다 (그림 3-9).

표 2 각 실험의 영역과 주어진 외력 및 계산 하천유량

Experiment		Model Domain	Forcing	Discharge (m^3/s)	River flow (cm/s)
EXP1-M		65 × 99 300km × 500km	Momentum	36,400	0.3
EXP2	B	65 × 199 300km × 1000km	Buoyancy	-100	0.15
	MB		Momentum + Buoyancy	33,000	0
EXP3	MB (표준)	99 × 249 500km × 1250km	Momentum + Buoyancy	32,000	0.12
	MBw		Momentum + Buoyancy	10,700	0.04

고기압형 순환이 계산 100일 까지도 원형을 유지하고 있어 앞의 좁은 영역에서의 결과가 벽의 효과에 의해 오염되었음을 확인할 수 있었다 (그

림 3-10). 부력만을 고려한 경우와 순환형태가 같음을 다시 확인할 수 있어 고기압형 순환, 연안류, 그리고 연안류의 불안정화가 모두 나타나고 있다. 편의상 34 psu의 등염선을 담수 plume의 경계로 정의하였다. 저염의 물이 공급처인 강으로부터 제공되고 있으며 이 혀 모양의 저염은 강으로부터 멀어짐에 따라 점차 오른쪽으로 휘어 결국은 원을 형성하고 있다. 이 저염으로 둘러싸인 원의 중심 염분은 높으며 시간이 지날수록 그 영역이 점차 확대된다.

연안류의 영향권은 하루 약 20 km 씩 남쪽으로 확대되어 그 이동속도는 약 23 cm/s로 1차 경압 Kelvin파의 속도에 해당하는 것으로 판단된다. 연안류의 폭은 고기압형 순환과 만나는 부분에서 좁고 그 남쪽에서 다시 커져 최대 폭을 보이고 이후 남쪽으로 갈수록 계속 작아진다. 그러나 시간이 지남에 따라 최대 폭을 나타난 곳의 남쪽에 폭이 좁아지는 부분이 생기고 더 남쪽에도 폭이 넓은 부분과 좁은 부분이 교대로 나타나 전체적으로 파 형태가 형성되는 데 이것은 연안류 자체의 경압 불안정성에 의한 것으로 사료된다.

고기압형 순환의 크기는 초기에는 반원에 가까우나 시간이 갈수록 점차로 커지면서 점차 원형이 되며, 순환의 중심위치도 변하여 초기에는 하구의 남쪽에 위치하다가 점차로 북상하여 나중에는 하구의 바로 외해에 자리잡고 있다. 이러한 변화와 더불어 강으로부터 유출되는 흐름의 방향도 시간이 지남에 따라 동향에서 북동향으로 변하고 있음을 알 수 있다. 이 결과는 특히 흥미로운 것으로 바람 등의 외력 없이도 하천수의 유출방향이 북동향이 될 수 있음을 보여주고 있다.

자세한 유속구조를 살펴보면 하구 바로 동쪽에서는 동향이 월등히 우세한 가운데 약간의 남향성분을 보여준다 (그림 3-12). 동향류 바로 남쪽에는 육지에서 약 15 km 까지 남향류가 존재하며 이 남향류는 남쪽으로 감에 따라 폭이 증가한다. 하구 남쪽 약 250 km부터 불안정파가 발달하여 연안류의 폭이 더욱 커져 하구 남쪽 약 300 km 지점에서 최대 약 100 km에 도달한 후 남쪽으로 갈수록 점차로 감소한다. 동향류의 북쪽에는 북동향류가 발달되어 있는 데, 이곳이 고기압형 순환의 시작점이며 하구 남쪽의 동향류역이 순환의 마지막 점에 해당한다. 염분분포를 보면 하구로부터 시작된 혀 모양의 저염역은 강으로부터 멀어짐에 따라 점차 오른쪽으로 휘어 결국은 원을 형성하고 있다 (그림 3-10). 이 저염으로 둘러

싸인 원의 중심 염분은 높으며 시간이 지날수록 그 영역이 점차 확대된다.

하층의 (제 7층) 염분 분포를 보면 (그림 3-11) 상층과 마찬가지로 고기압형 순환과 연안류가 형성되어 있다. 그러나 상층과 달리 고기압형 순환의 중심 염분은 주위에 비해 낮으나 순환의 방향은 상층과 마찬가지로 시계방향이다 (그림 3-12). 또한 이 저염의 핵은 저염의 source인 강과 연결되어 있지 않아 이 저염이 수평방향으로 공급되기보다는 수직방향으로부터 공급되었음을 보여준다. 저염의 핵은 시간이 지남에 따라 북쪽으로 이동하고 있다. 유속구조를 살펴보면 강 입구에서 상층과는 달리 강 상류쪽으로 향하는 흐름이 발달되어 있어 성층시의 2층 estuary 순환을 잘 재현하고 있음을 보여주고 있다. 고기압형 순환은 하구 부근에서 상층과 달리 강으로부터의 유출류의 방해를 받지 않고 하구의 북쪽과 남쪽의 북향류가 직접 연결되어 있다.

시간에 따른 염분의 수직분포의 변화를 그림 3-13에 도시하였다. 우선 하구 부근에서 하천수의 영향으로 2층 구조가 형성되어 있으며, 상층의 저염역은 시간이 지남에 따라 계속 외해 쪽으로 확장되고 하층의 염분은 점차로 낮아지고 있음을 볼 수 있다. 또한 상층의 저염역의 확장과 동시에 50일 경부터 상대적으로 고염인 해역이 중간에 형성되어 점차 그 영역을 넓히고 있음을 볼 수 있다. 이 고염의 해역은 수평분포도 (그림 3-10)에서 보았던 고기압형 순환의 중심에 해당된다.

하층에서는 30일 경부터 등염선이 아래쪽을 찌르는 쐐기모양을 하고 있으며 시간이 지날수록 쐐기가 커지며 바닥을 관통하는 듯한 분포를 하고 있고 그 뒤를 이어 더욱 낮은 등염선의 또 다른 쐐기가 형성되어 같은 과정을 되풀이하며 하층의 저염역을 점차 확대시키고 있음을 볼 수 있다. 흥미로운 것은 하층의 저염역이 상층의 고염역의 바로 밑에 위치하고 있으며 시간이 지남에 따라 그 영역이 확장되고 있는 점이다.

상층의 고염의 핵과 하층의 저염의 핵은 시간이 지날수록 커지고 있는데 이는 수직방향의 해수순환과 직접적인 연관이 있다고 판단이 된다. 즉, 상층에서는 고염의 핵이 저염수로 둘러싸여 있고 하층에서는 저염의 핵이 고염수로 둘러싸여 있는데 이 들 핵이 팽창하기 위해서는 수평방향으로의 유입에 의해서는 불가능하고 수직방향으로만 가능하기 때문이다. 상층에서는 밑으로부터의 유입만이 가능하며 하층의 경우는 염분이 낮은 위층으

로부터만 저염의 유입이 가능하므로, 이를 종합하면 상층의 고염의 핵은 용승에 의해, 하층의 저염의 핵은 침강 (downwelling)에 의해서만 유지·확장되고 있는 것으로 판단된다.

상층의 고기압형 순환 중심부에서 용승이 일어난다는 것은 Chao and Boicourt (1986)의 결과와 일치한다. Chao and Boicourt (1986)는 상층의 순환으로 중심에서 용승이 일어나고 변두리에서는 침강이 일어나며, 이들 수직이류가 표층에서는 중심에서 바깥으로, 상층의 바닥에서는 바깥에서 중심으로의 수평이류에 의해 연결되어 완결되는 수직방향의 순환구조를 제시하였다. 단, Chao and Boicourt (1986)의 고기압형 순환은 원형을 이루기보다는 반원형의 구조로 그 중심이 강 입구에 위치해 있다는 것이 본 연구와 다른 점이나

본 실험에서는 상층의 순환뿐만 아니라 하층의 순환구조도 저염역의 확대를 통하여 유추할 수 있다. 즉, 하층의 순환은 상층 순환의 거울에 비친 상의 구조로 중심에서 침강, 주변에서는 용승, 그리고 이 수직이류를 연결하는 하층 바닥에서의 중심에서 바깥으로, 하층 꼭대기에서의 바깥에서 중심으로의 수평이류가 예상된다. 이를 종합적으로 모식도로 도시하면 그림 3-14과 같다.

본 실험인 EXP3-MB를 표준실험으로 하여 이 후의 실험에서는 조건을 변화시켜가며 실시하여 해양의 반응이 어떻게 달라지는가를 살펴보았다 (표 3).

2) 하천유량의 변화 (EXP3-MBw)

유량이 작은 겨울철의 경우를 살펴보기 위해 서쪽 벽에 주어진 유속을 0.04 cm/s로 하여 하천유량을 많을 때의 1/3 수준으로 조절하였으며 강 입구에서의 유량은 약 10,700 m^3/s이었다 (그림 3-15). 전체적인 순환의 형태는 유량이 많을 때와 비교하여 큰 차이를 보이지 않으나 다만 고기압형 순환의 크기가 작게 나타나고 있어 (그림 3-16) 100일의 시점에서 약 200 km까지 확장되어 있다. 그 외에 차이나는 것은 하천수가 유출되는 각도로서 유량이 많을 때에 비해 더 북쪽 방향으로 향하고 있으며 그 결과 고기압형 순환의 위치도 더 북쪽으로 치우쳐 있다.

표 3. 각 실험에 적용된 조건

Condition	Experiment	Modification	Remarks
Slope	SLP1	flat region 80 km	
	SLP2	flat region 30 km	
	SLP3	no flat region	
Salinity of River Outflow	SRO	20 psu	Discharge = 32,500 m^3/s
Stratification	STR1	initial S=33 for k<7	
	STR2	initial S=30 for k<7	
	STR3	STR2 + SRO	

3) 해저면의 경사 (SLP)

표준실험은 해저면이 평평하였으므로 본 실험에서는 해저면의 경사가 어떤 영향을 주는가 살펴보기 위해 우선 경사도를 2×10^{-4}로 (5 km 마다 1 m) 일정하게 주어 실험하였다. 세 가지 경우로 나누어 실험을 실시하였는데 첫 번째 실험에서는 하구에서 80 km 까지는 평평하게 하고 그 동쪽으로만 경사를 주었으며, 두 번째는 평평한 부분을 30 km로 축소하였으며, 마지막에는 평평한 부분을 없애 하구로부터 바로 경사가 시작되게 하였다.

먼저 평평한 부분이 가장 넓은 경우 (SLP1)를 살펴보면 표준실험과의 가장 큰 차이는 고기압형 순환이 보다 북쪽으로 이동되어 있다는 점이다 (그림 3-17). 그에 따라 하구에서 나오는 저염수가 100일에는 거의 연안에 평행하게 북향하고 있음을 볼 수 있다. 고기압형 순환의 동쪽으로의 영향범위도 표준실험에 비해 적으나 그 외에는 표준실험과 별다른 차이점을 보이지 않는다.

실험 SLP2는 평평한 부분이 SLP1에 비해 50 km 축소되어 평평한 부분의 폭이 30 km에 불과하다. 이 경우도 SLP1과 마찬가지로 고기압형 순환이 표준실험에 비해 북쪽으로 이동되어 나타난다 (그림 3-18). 그러나 SLP1과 달리 연안류는 안정된 모습을 보여 앞의 실험들에서 불안정성에 의해 발생됐던 와동류가 사라졌다. 이는 해저면 경사의 안정화시키는 역할에 따른 것으로 동서방향으로의 운동이 역학적으로 어려워진 탓에 의한 것으로 판단된다.

평평한 부분이 전혀 없는 SLP3에서는 SLP2와 마찬가지로 연안류가 안정되어 있음을 알 수 있으나 고기압형 순환의 위치는 SLP2에 비해 오히려 남쪽에 있어 하구로부터의 유출방향이 약간 동쪽으로 향하고 있다 (그림 3-19).

4) 유입수의 염분 (SRO)

담수 pool의 서쪽 첫 번째 격자의 상층에 주어지는 강제 염분을 표준실험의 35 psu보다 낮은 20 psu를 주어 실험을 하였다. 하구에서의 유량은 32,500 m^3/s으로 표준실험의 경우와 거의 일치하였다 (그림 3-20). 순환의 형태도 역시 표준실험과 같아 고기압형 순환과 연안류가 발달하였다 (그림 3-21). 연안류는 폭과 세기에 있어 표준실험에 비해 약하나 불안정성에 의한 파 모양이 형성됨을 볼 수 있다.

5) 연안수의 성층 (STR)

표준실험에서는 초기 염분은 35 psu로 균일하다고 가정하였다. 그러나 동중국해에서 여름철에는 2층의 구조를 보이는 것으로 알려져 있으므로 이를 반영하기 위해 상층 6개 층의 초기염분을 35 psu보다 작게 주어 실험을 실시하였다. 첫 번째 실험인 STR1에서는 초기염분을 33 psu로 하였으며 그 결과를 보면 (그림 3-22) 고기압형 순환과 연안류의 형태는 표준실험과 그리 다르지 않음을 알 수 있다. 표층의 염분은 초기의 33 psu에서 점차 증가하여 60일에는 34 psu 이상의 염분을 지닌 영역이 크게 확장되어 표준실험의 경우와 비슷한 등염선 분포를 보인다. 두 번째 실험 (STR2)에서는 상층의 초기염분을 30 psu로 더 낮추었다. 이 실험의 결과도 (그림 3-23) 표준실험 및 STR1과 크게 다르지 않으나 단지 연안류의

세력이 크게 약화되었으며 표층의 염분이 시간이 지남에 따라 증가하는 것은 STR1과 같다.

마지막 실험 STR3에서는 초기 염분구조를 STR2와 같이 2층으로 하는 외에 실험 SRO과 같이 담수 pool에서의 강제염분을 20 psu로 하였다. 이 실험의 결과는 표준실험, SRO, 그리고 앞의 STR1, STR2와 많이 다른 모양을 보여주고 있다 (그림 3-24). 가장 특징적인 것은 하구로부터의 유출되는 각도가 표준실험과 달리 거의 동향이며 하구로부터 멀어짐에 따라 저염의 유출수가 오른쪽으로 휘는 모양도 보이지 않아 앞의 실험들에서 보였던 원형의 고기압형 순환의 모양이 안 나타나고 있다. 연안류는 STR2에 비해 많이 세력이 약화되어 있고 SRO와는 비슷한 세기이며 여전히 불안정한 모습을 보여주고 있다.

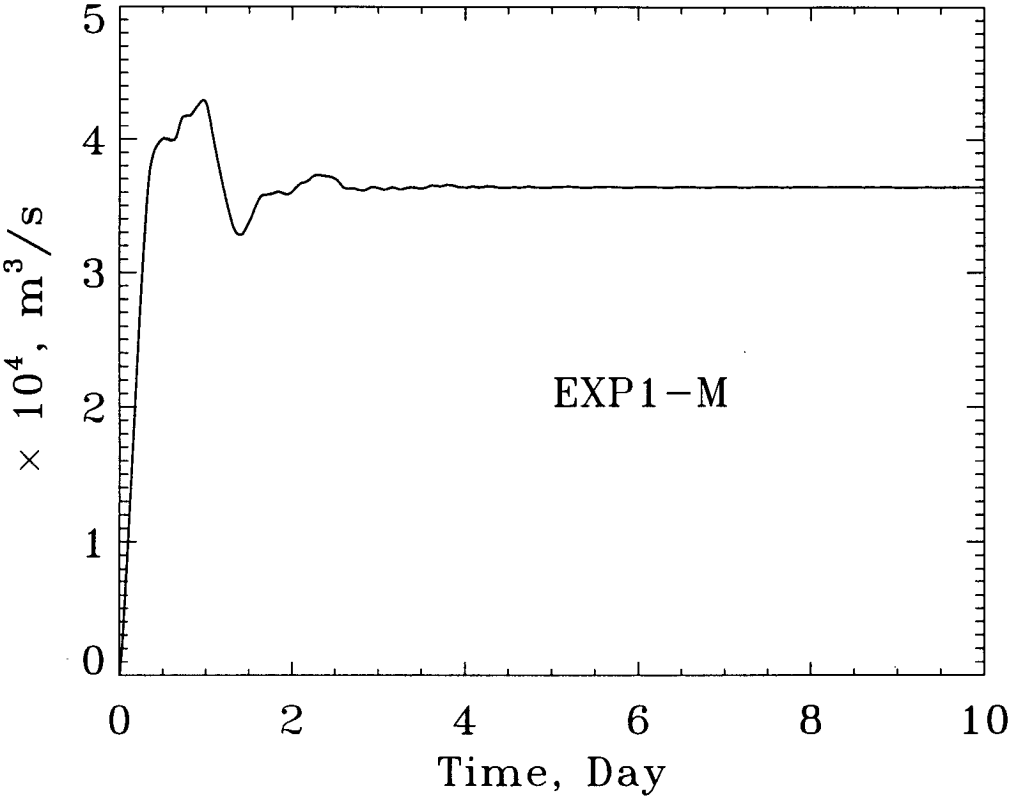

Figure 3-1. Time variation of net discharge of EXP1-M

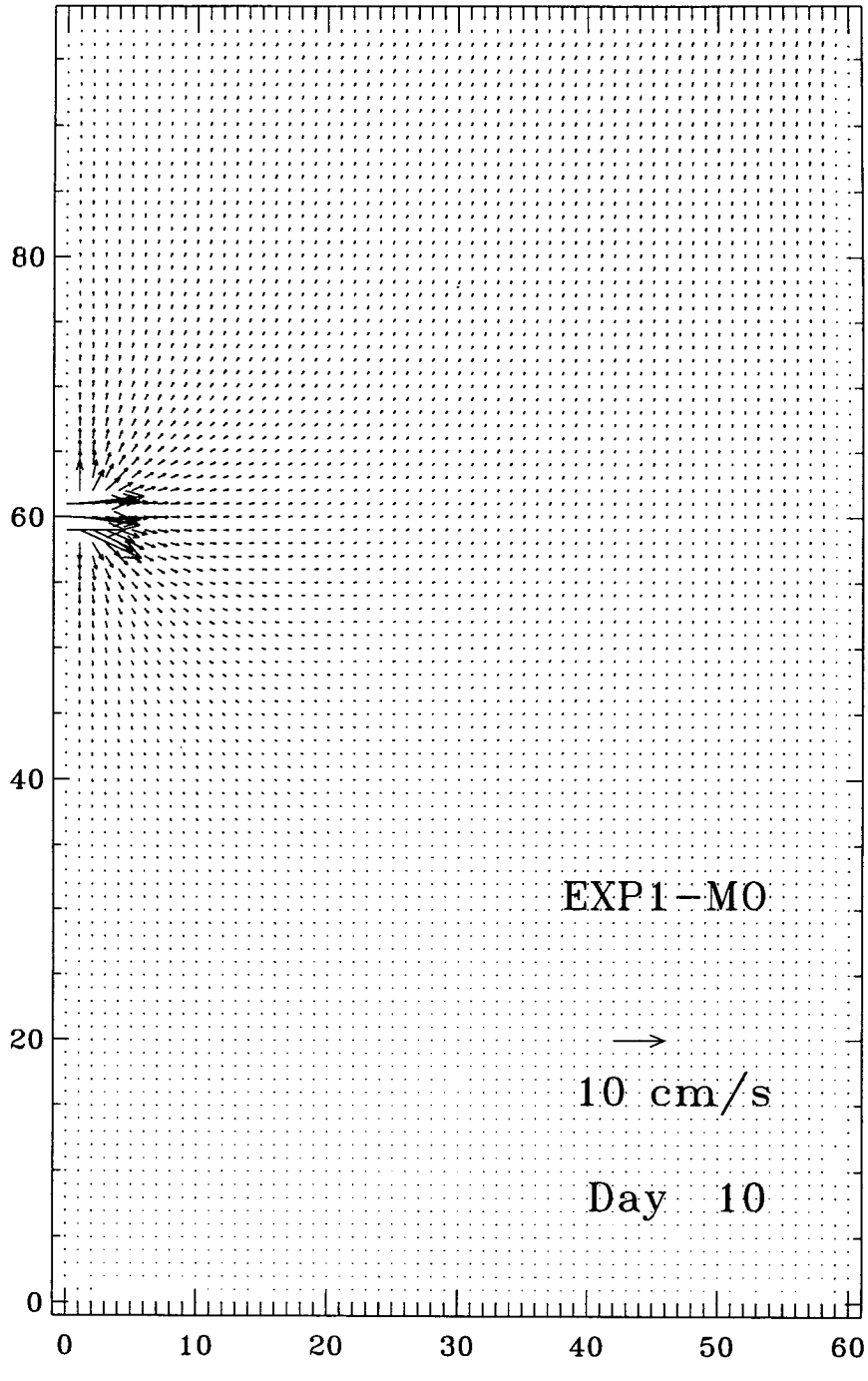

Figure 3-2. Velocity distribution of EXP1-M at day 10 (Numbers on both axes are grid numbers. Multiply them by 5 km to get distances.)

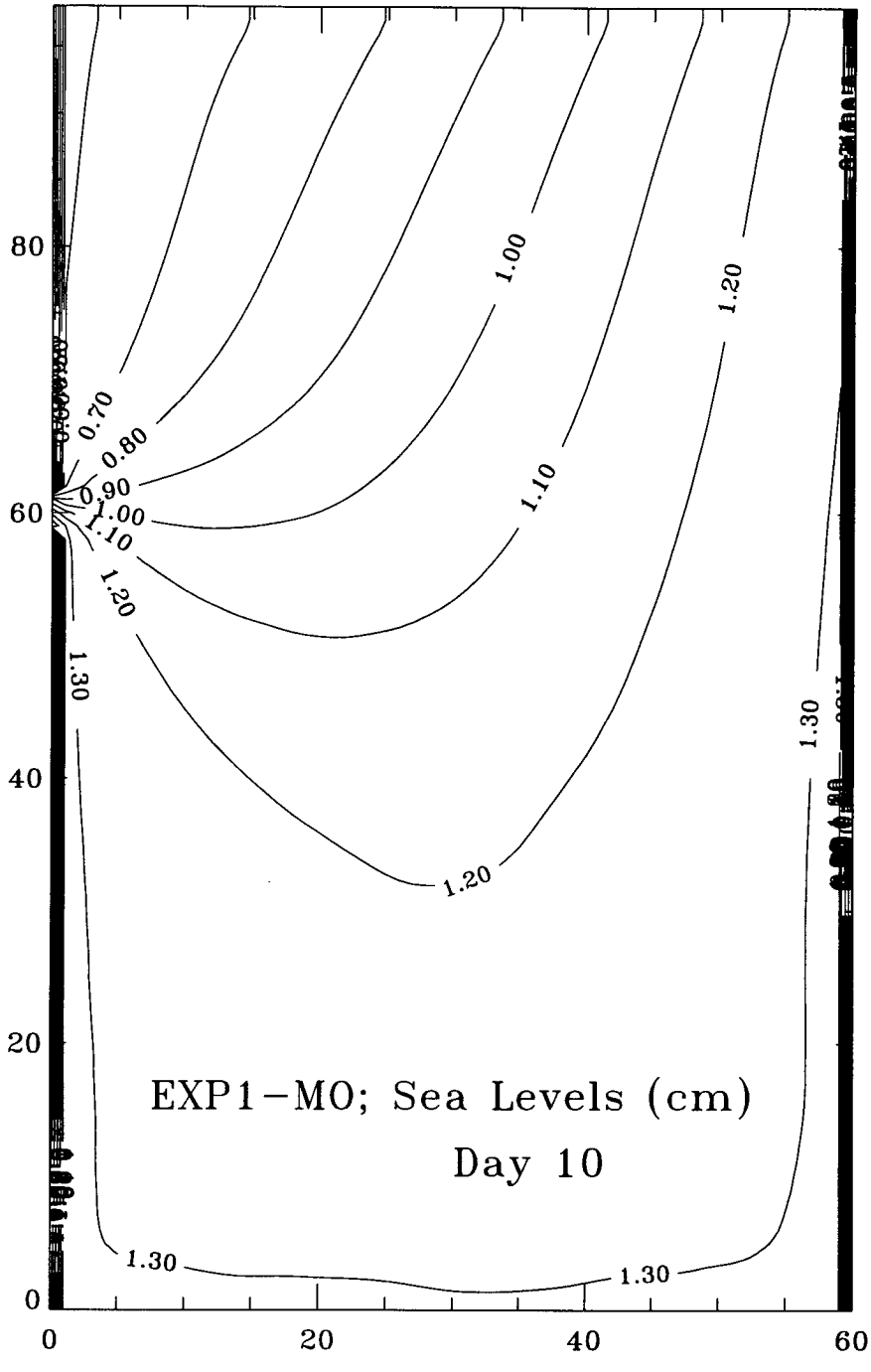

Figure 3-3. Sealevel distribution of EXP1-M at day 10

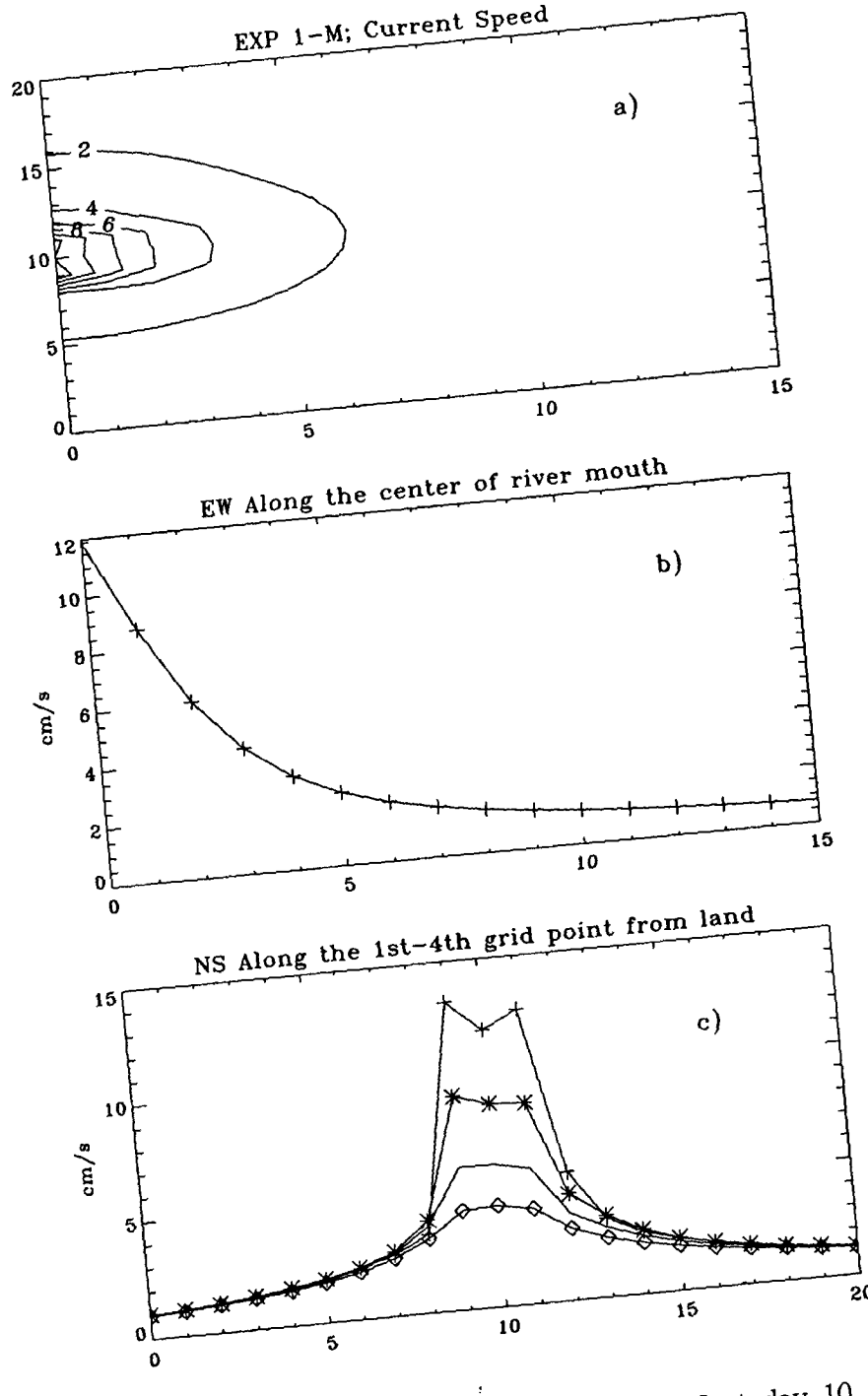

Figure 3-4. Current speed distributions of EXP1-M at day 10 a) on horizontal plane, b) along the line through the center of river mouth, c) along N-S lines from the land

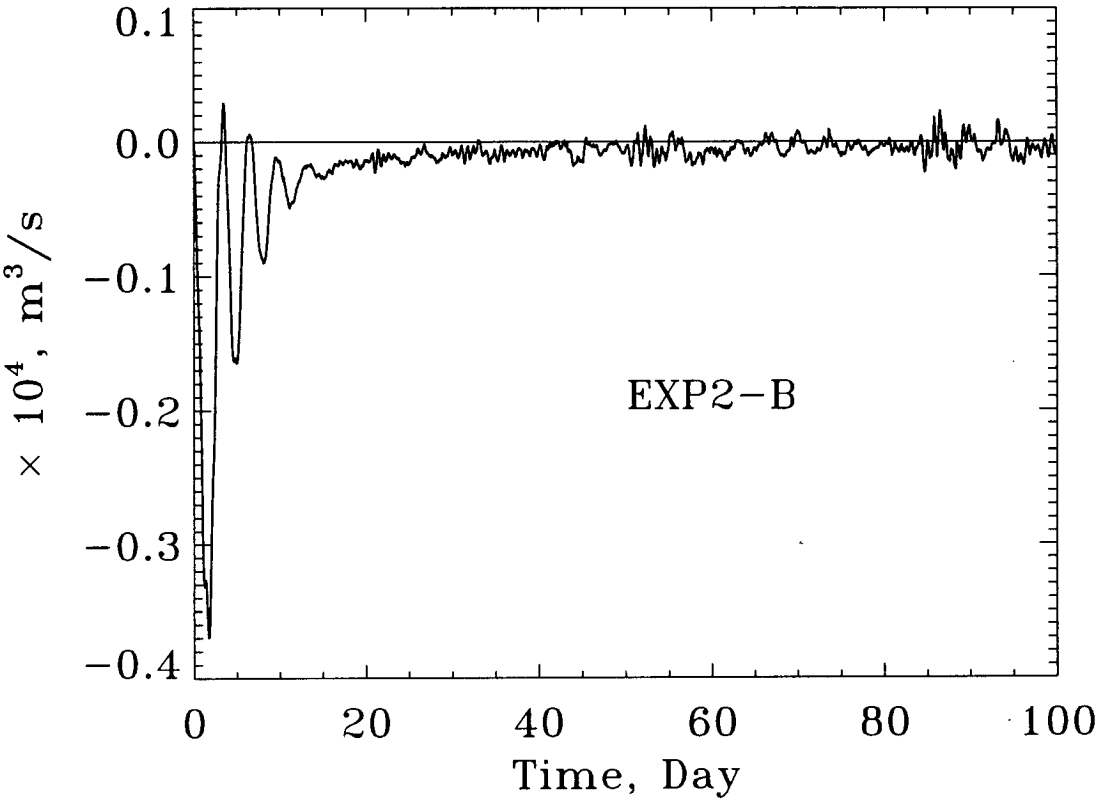

Figure 3-5. Time variation of net discharge of EXP2-B

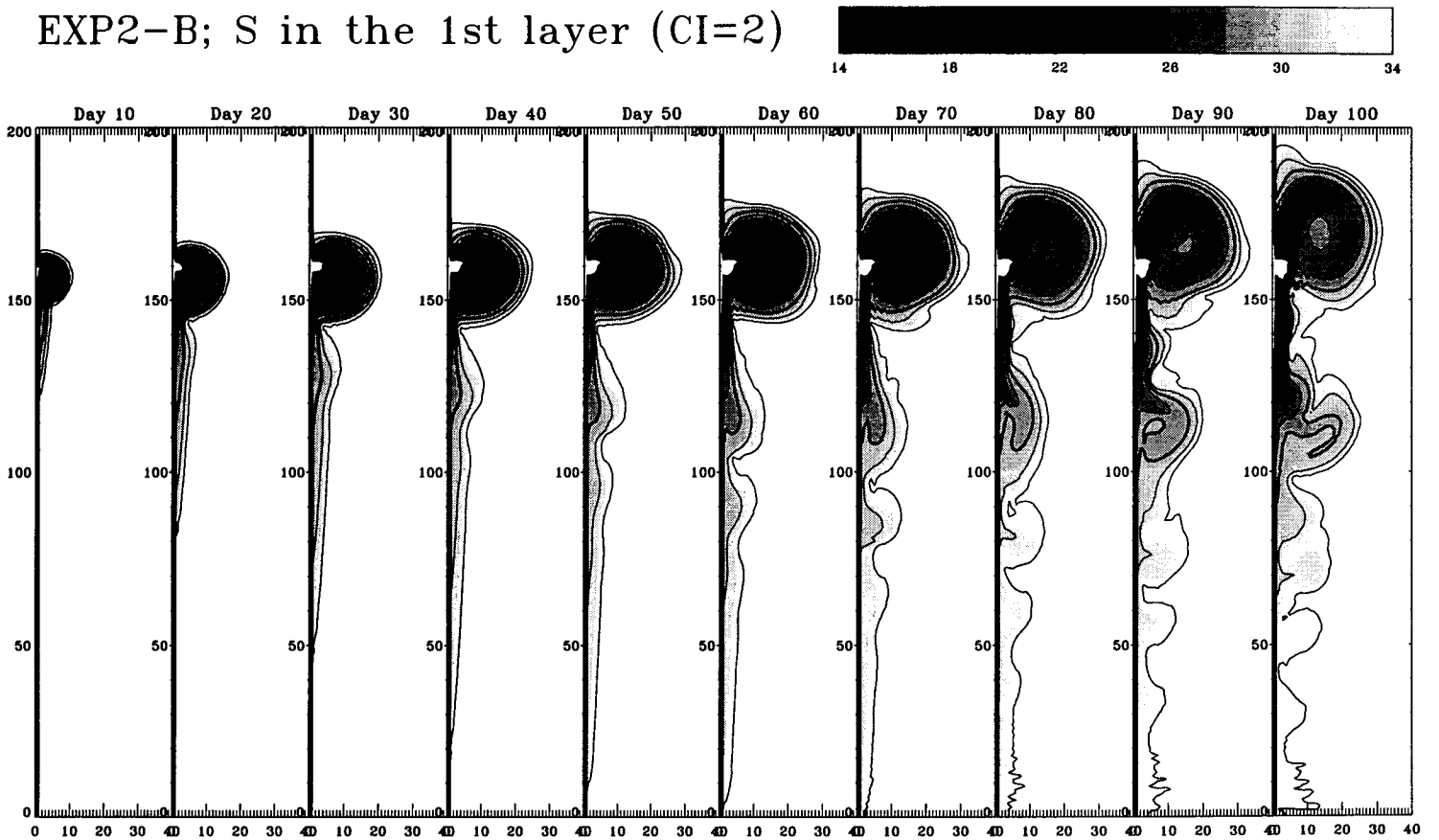

Figure 3-6. Salinity distributions in the 1st layer of EXP2-B at 10-day interval (thick line indicates 30 psu)

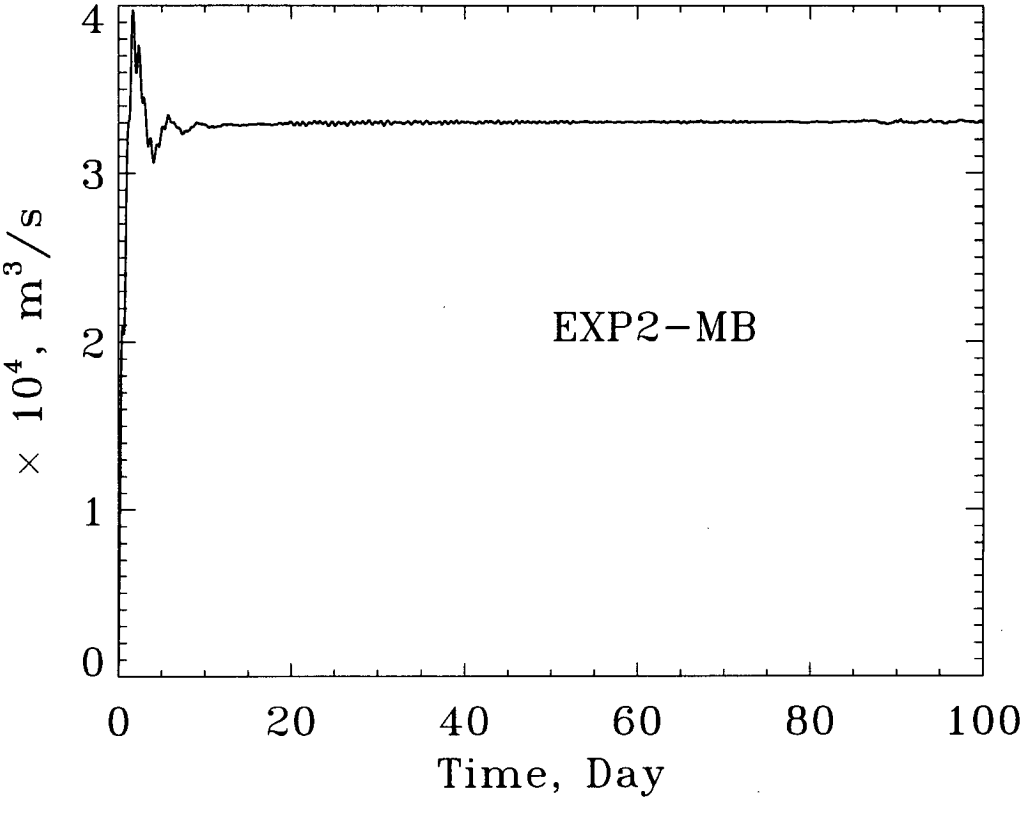

Figure 3-7. Time variation of net discharge of EXP2-MB

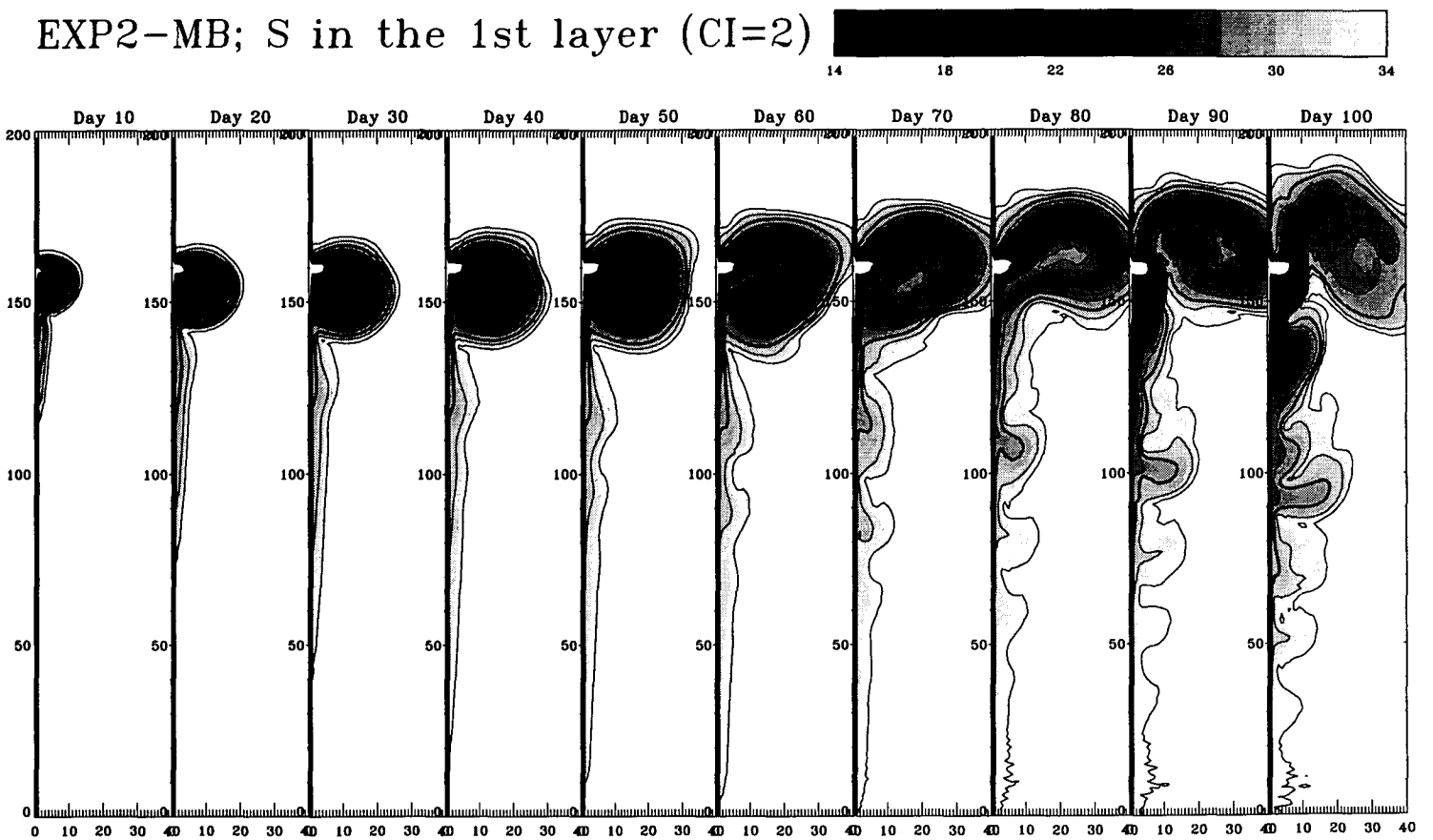

Figure 3-8. Salinity distributions in the 1st layer of EXP2-MB at 10-day interval (thick line indicates 30 psu)

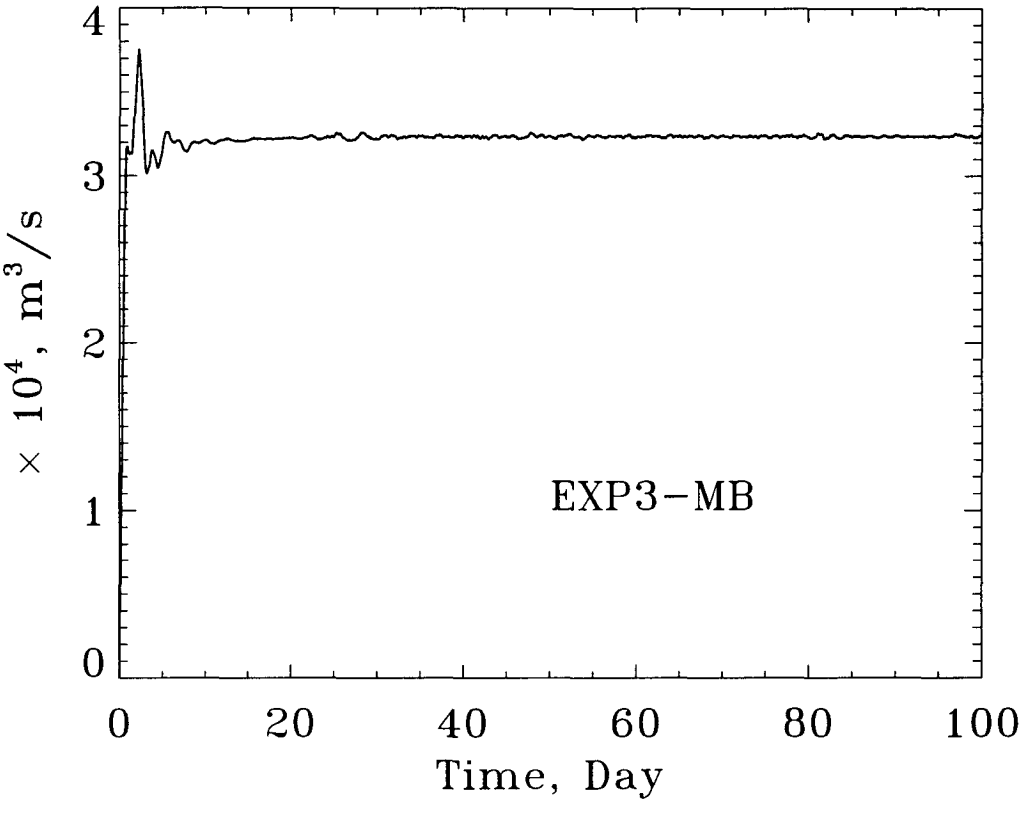

Figure 3-9. Time variation of net discharge of EXP3-MB

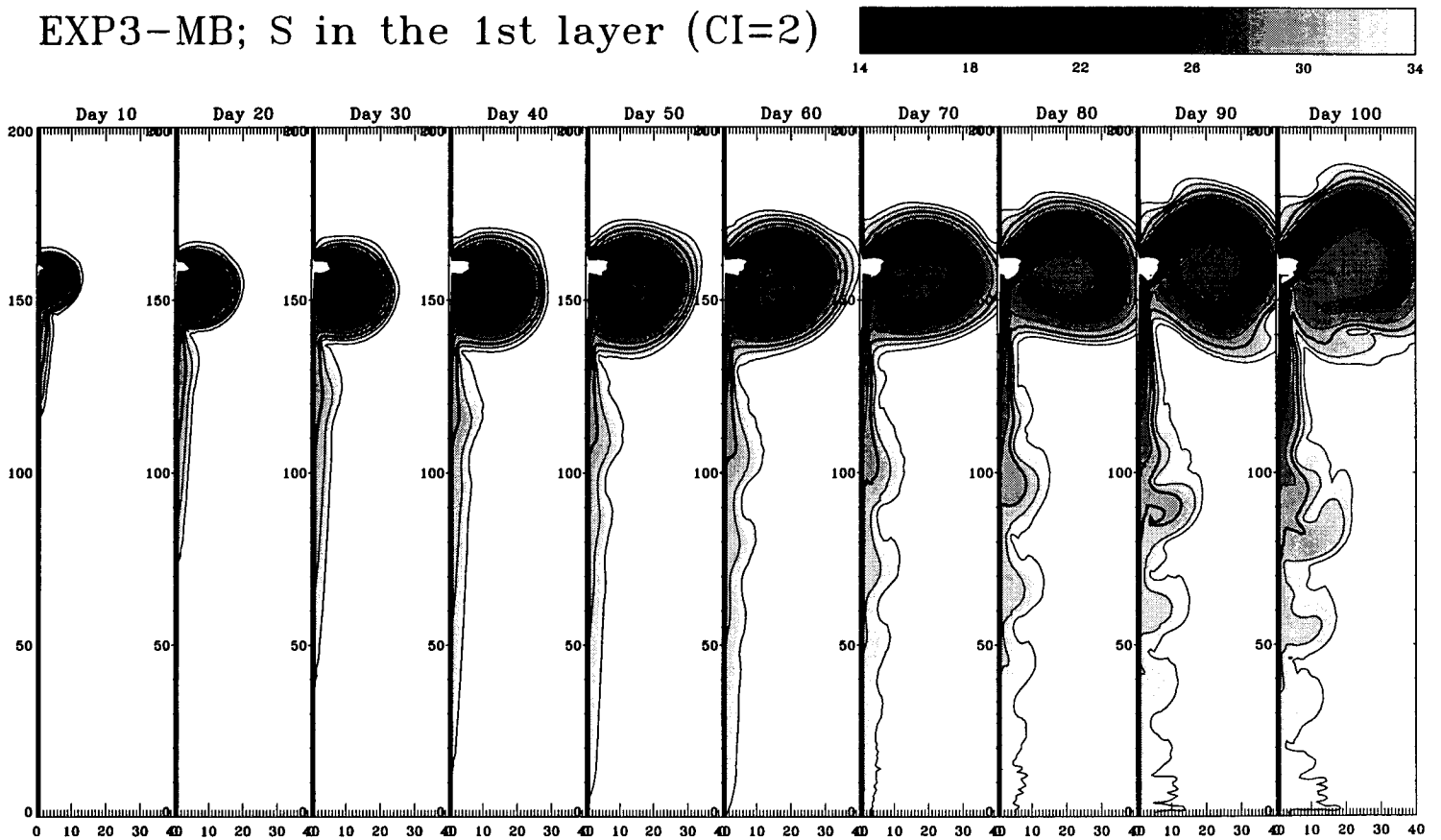

Figure 3-10. Salinity distributions in the 1st layer of EXP3-MB at 10-day interval (thick line indicates 30 psu)

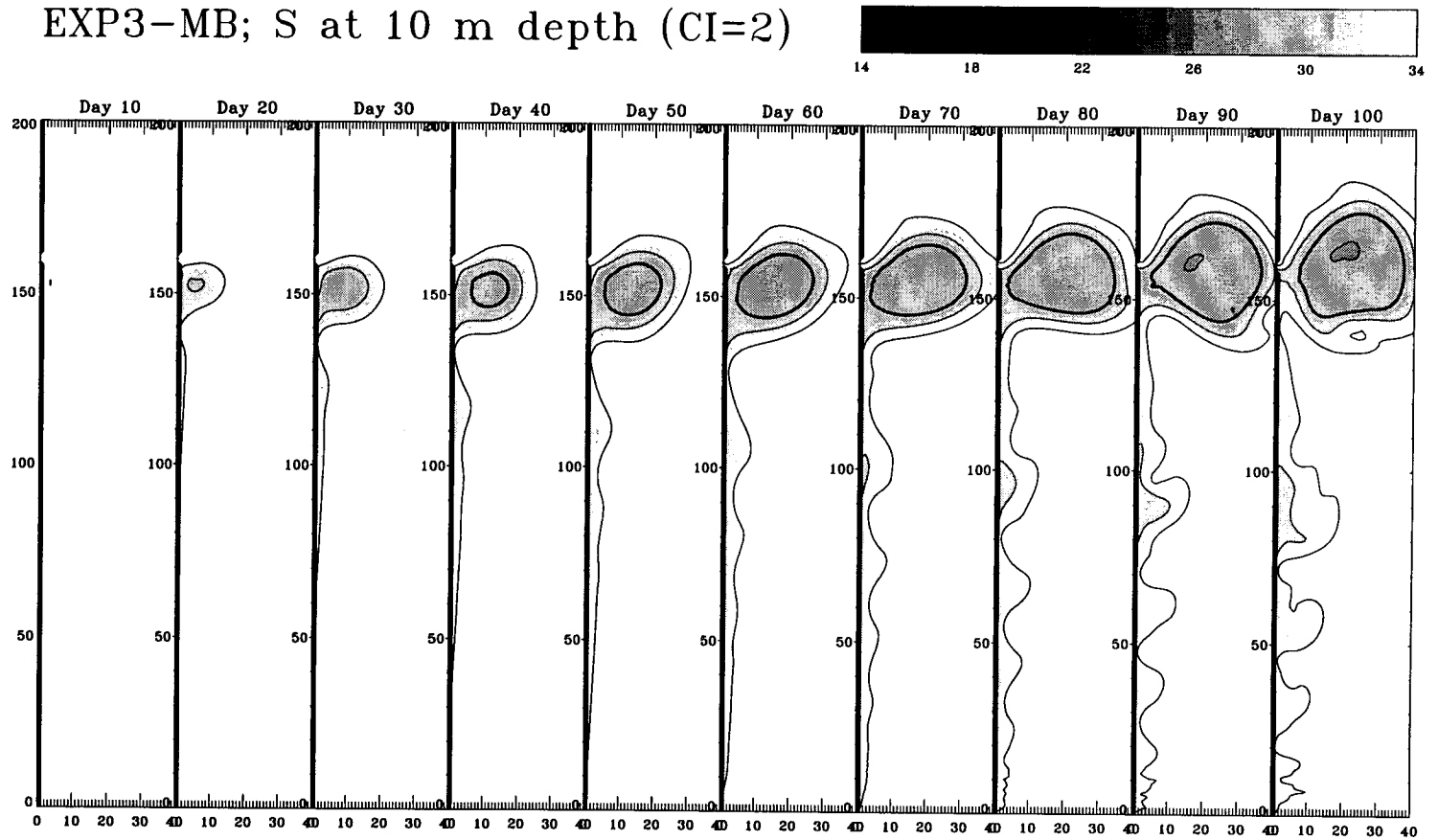

Figure 3-11. Salinity distributions in the 7th layer of EXP3-MB at 10-day interval (thick line indicates 30 psu)

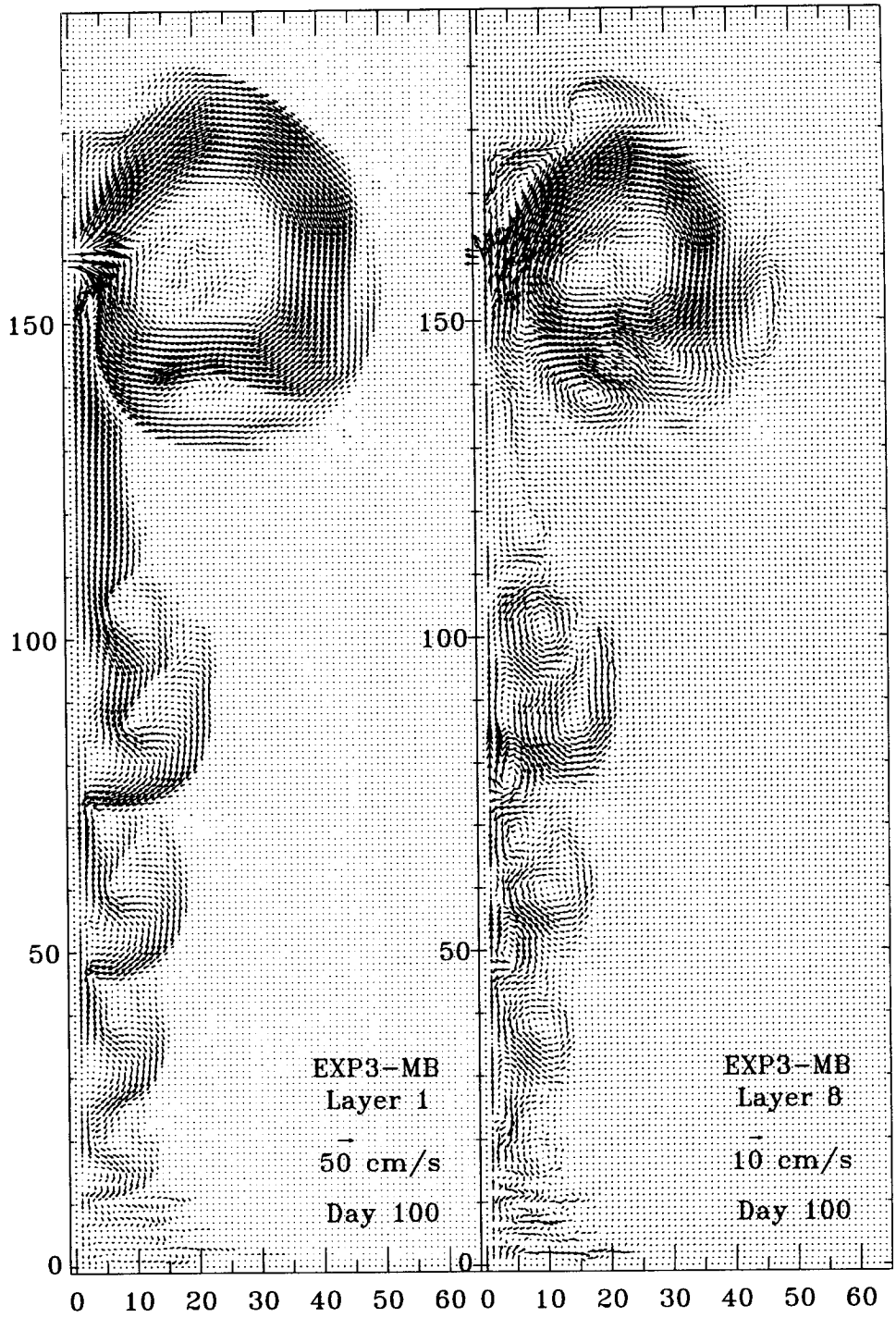

Figure 3-12. Velocity distributions in the 1st and 7th layers of EXP3-MB at day 100.

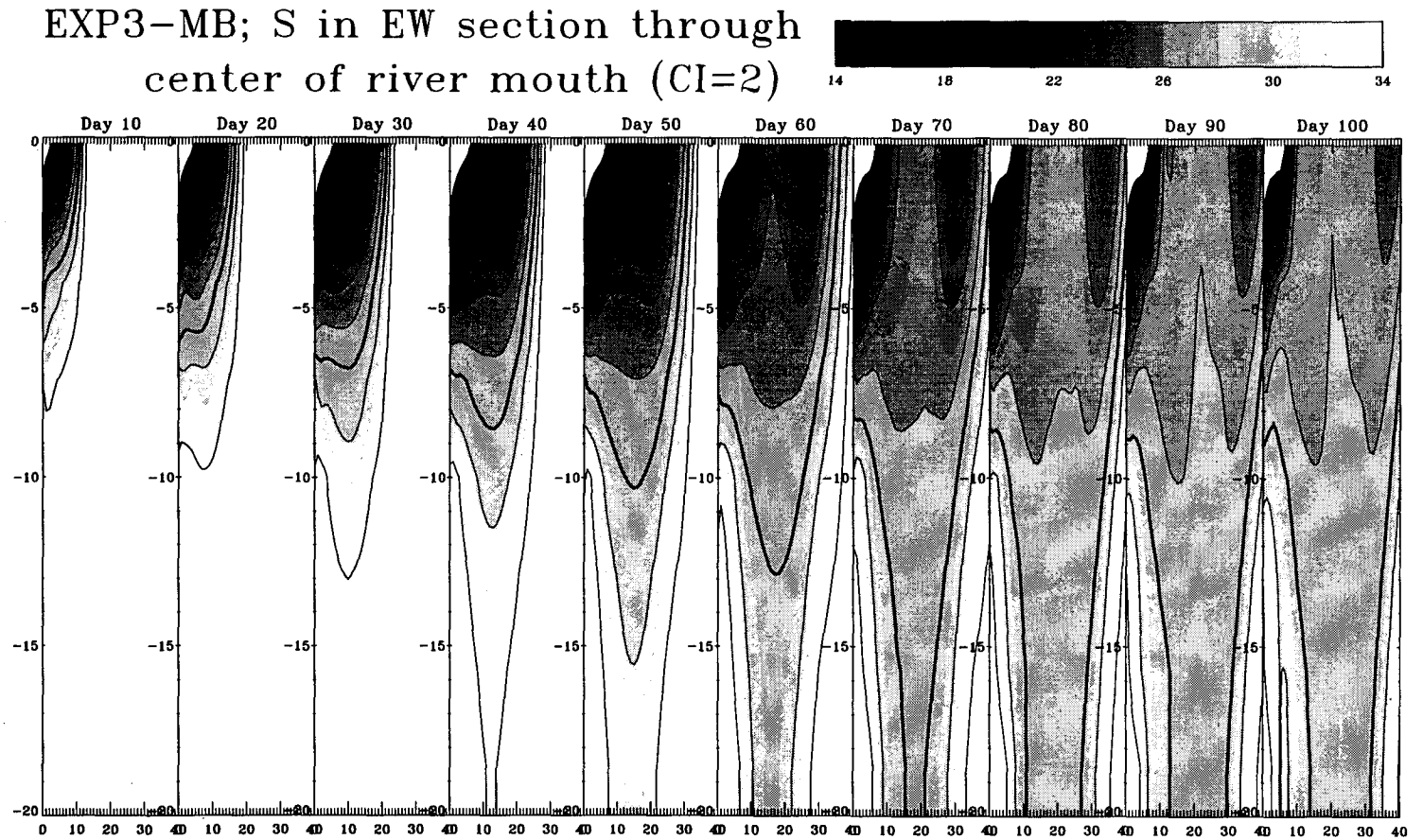

Figure 3-13. Salinity distributions in the zonal section through the center of river mouth of EXP3-MB at 10-day interval (thick line indicates 30 psu)

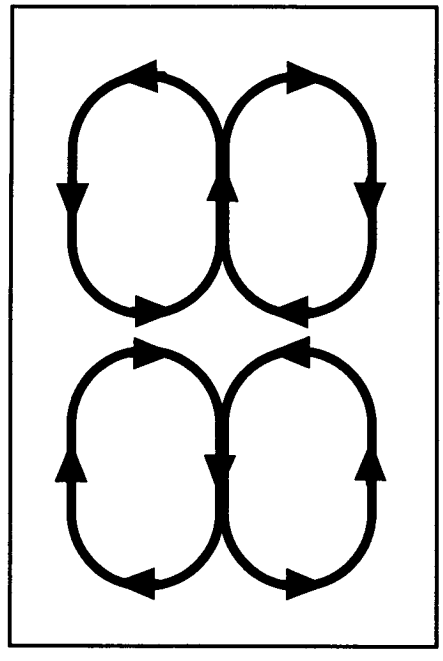

Figure 3-14. Schematic diagram of vertical circulation

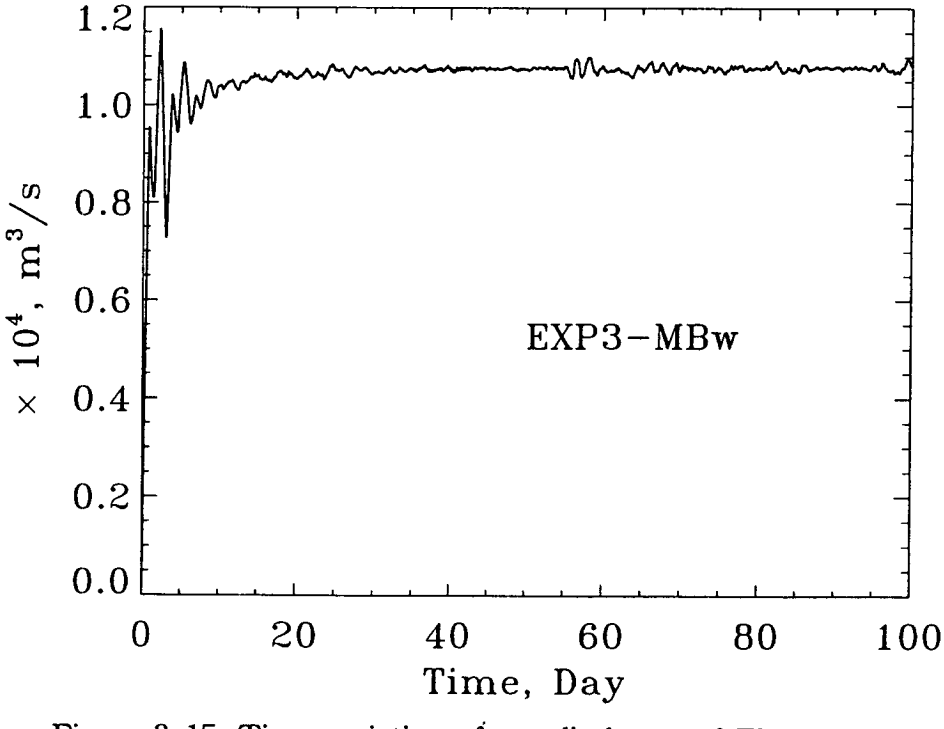

Figure 3-15. Time variation of net discharge of EXP3-MBw

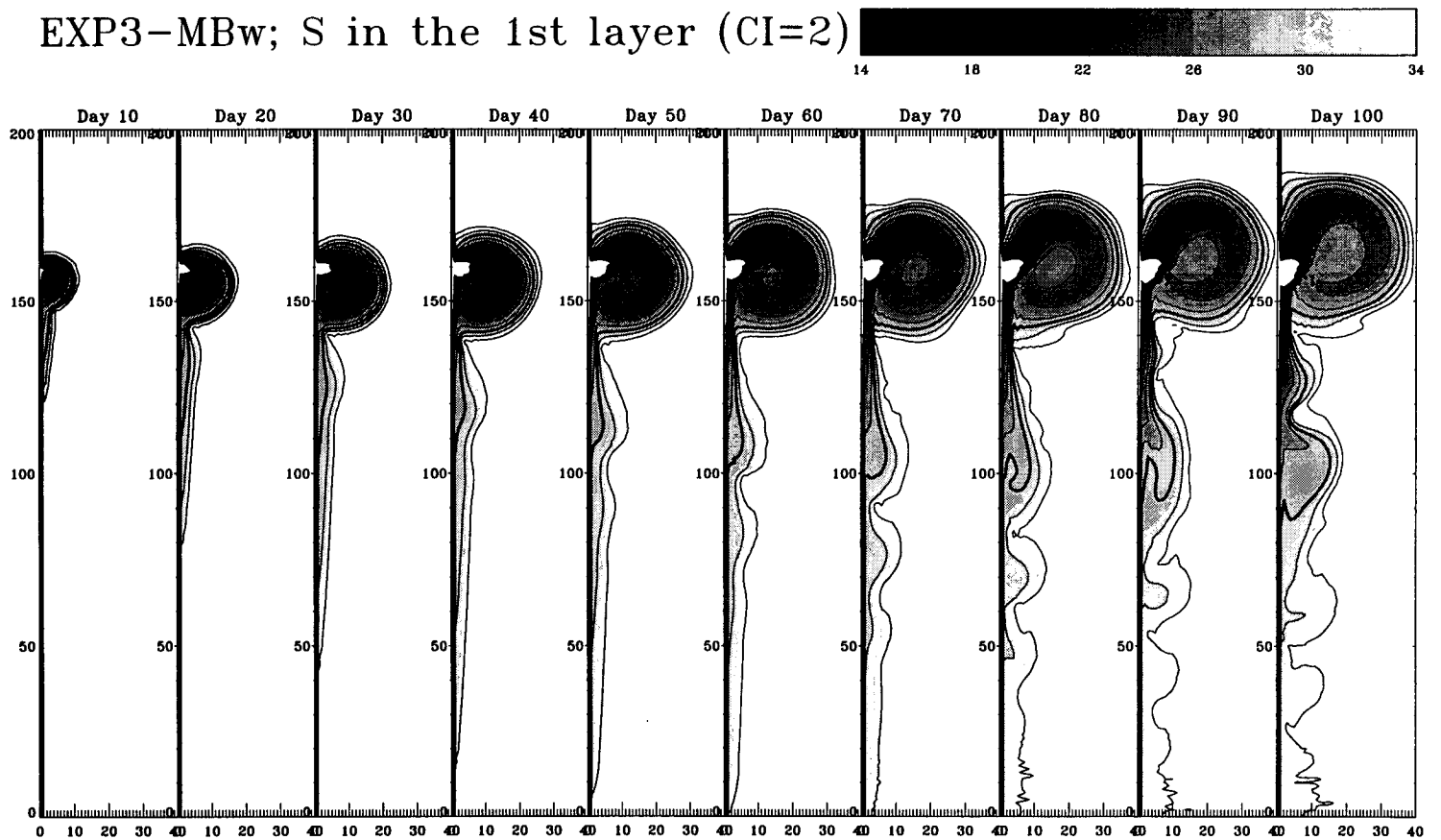

Figure 3-16. Salinity distributions in the 1st layer of EXP3-MBw at 10-day interval (thick line indicates 30 psu)

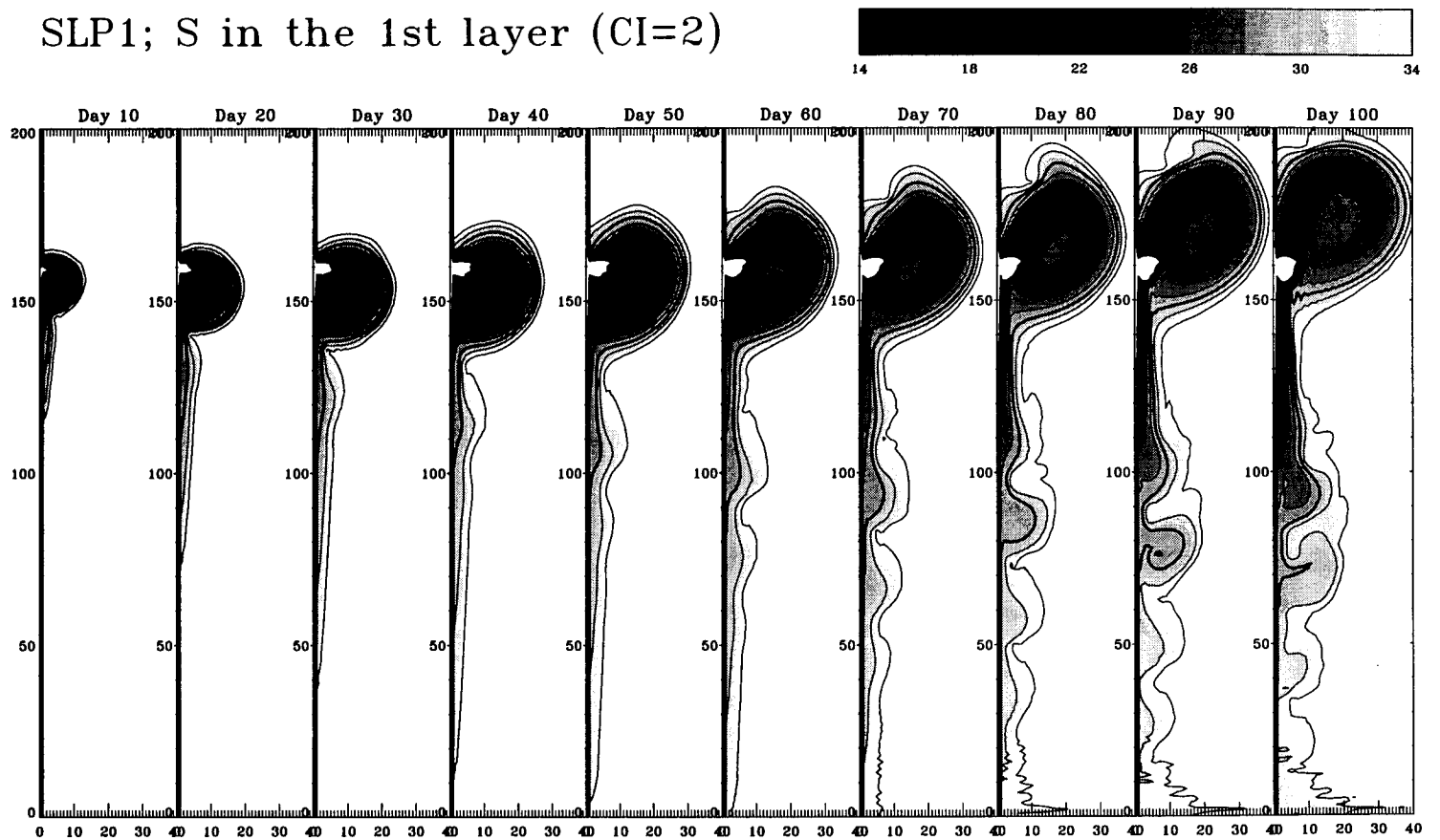

Figure 3-17. Salinity distributions in the 1st layer of SLP1 at 10-day interval (thick line indicates 30 psu)

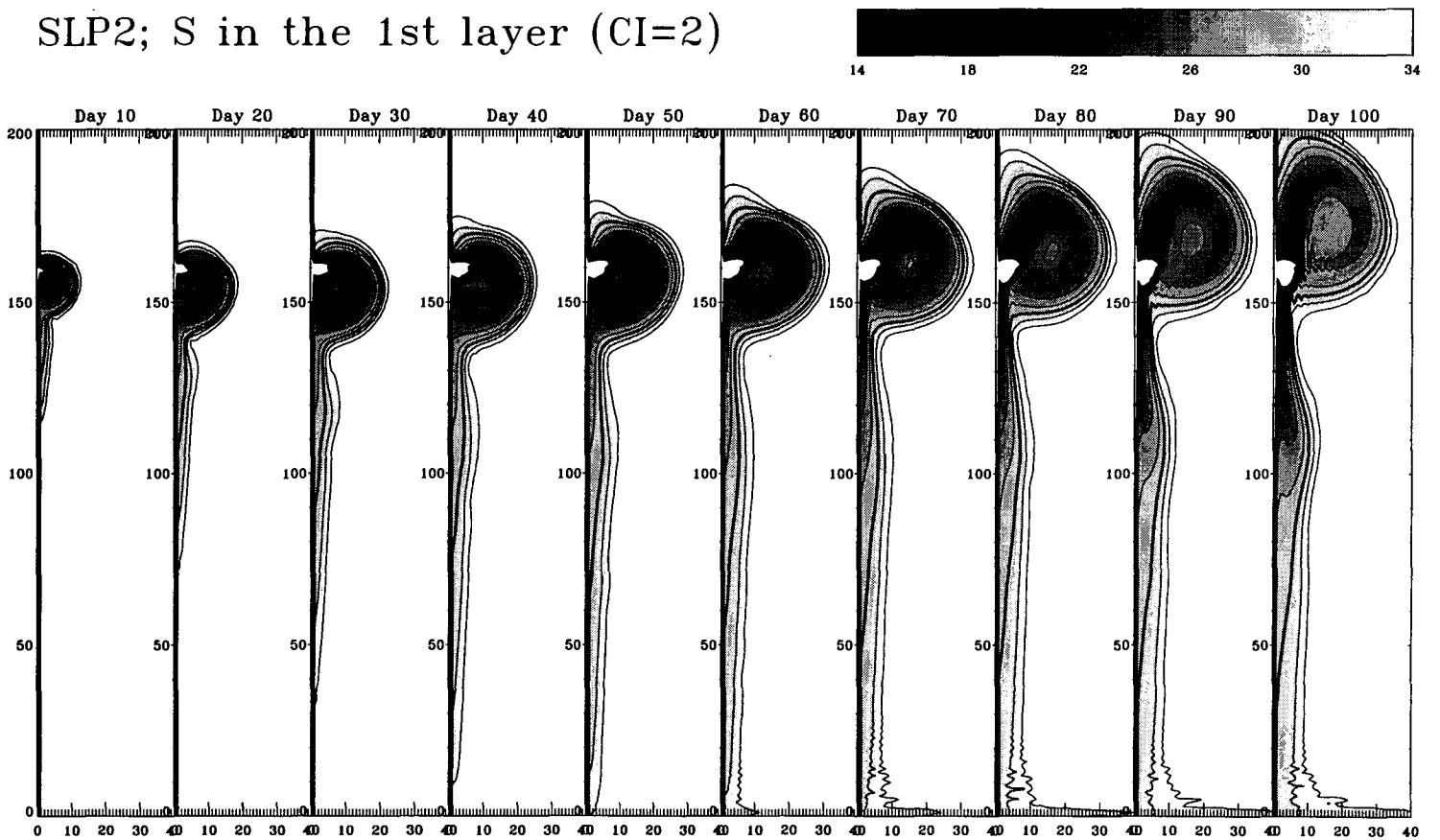

Figure 3-18. Salinity distributions in the 1st layer of SLP2 at 10-day interval (thick line indicates 30 psu)

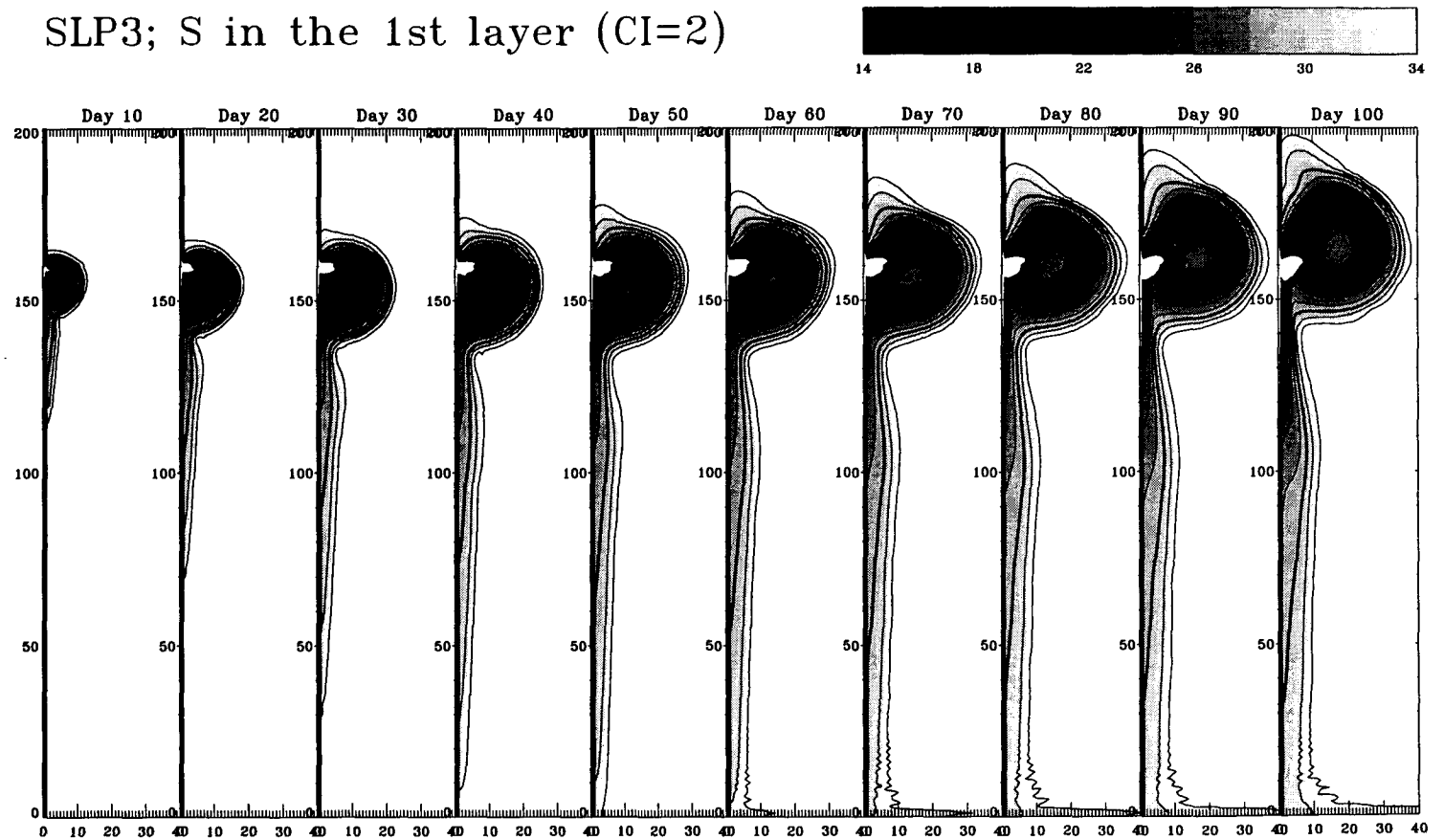

Figure 3-19. Salinity distributions in the 1st layer of SLP3 at 10-day interval (thick line indicates 30 psu)

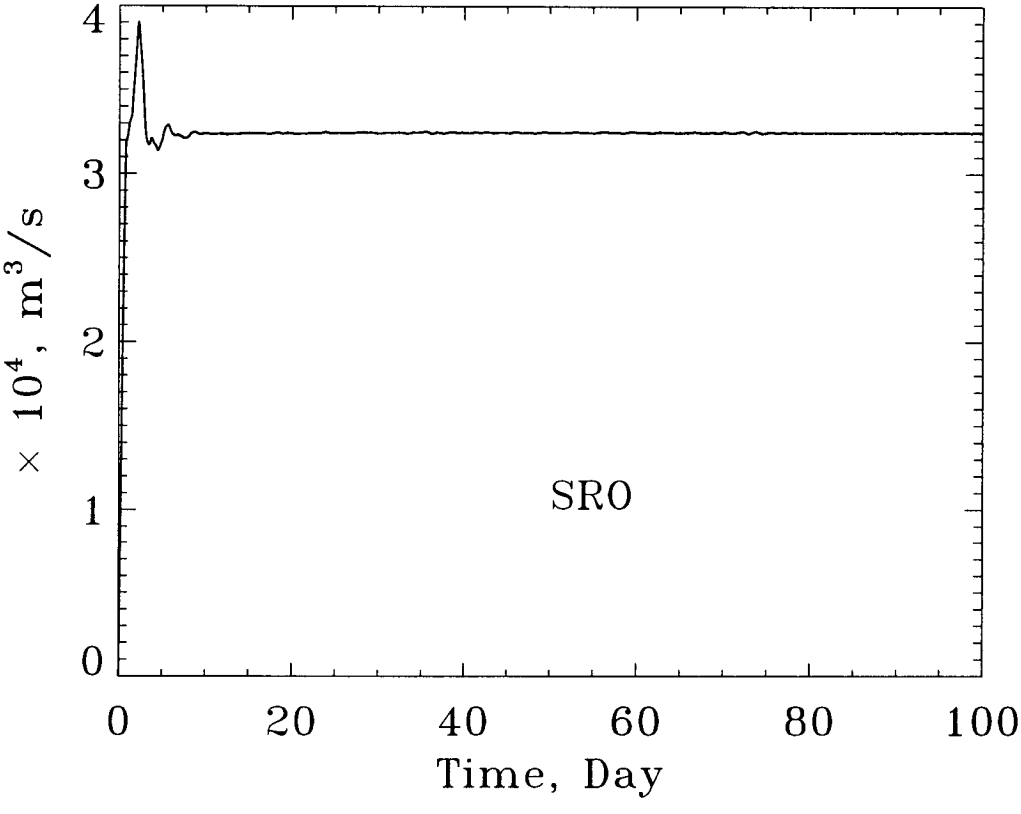

Figure 3-20. Time variation of net discharge of SRO

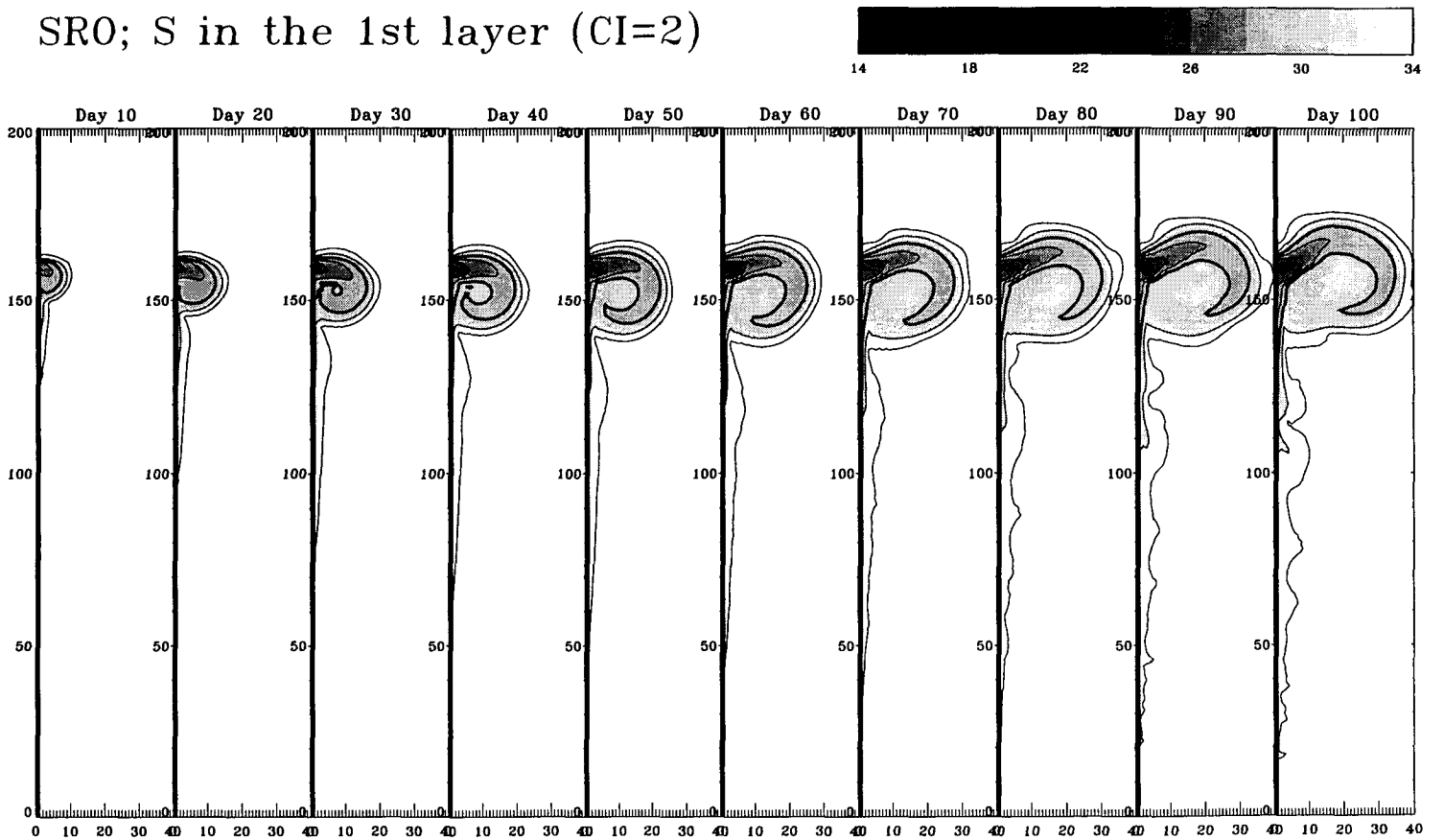

Figure 3-21. Salinity distributions in the 1st layer of SRO at 10-day interval (thick line indicates 30 psu)

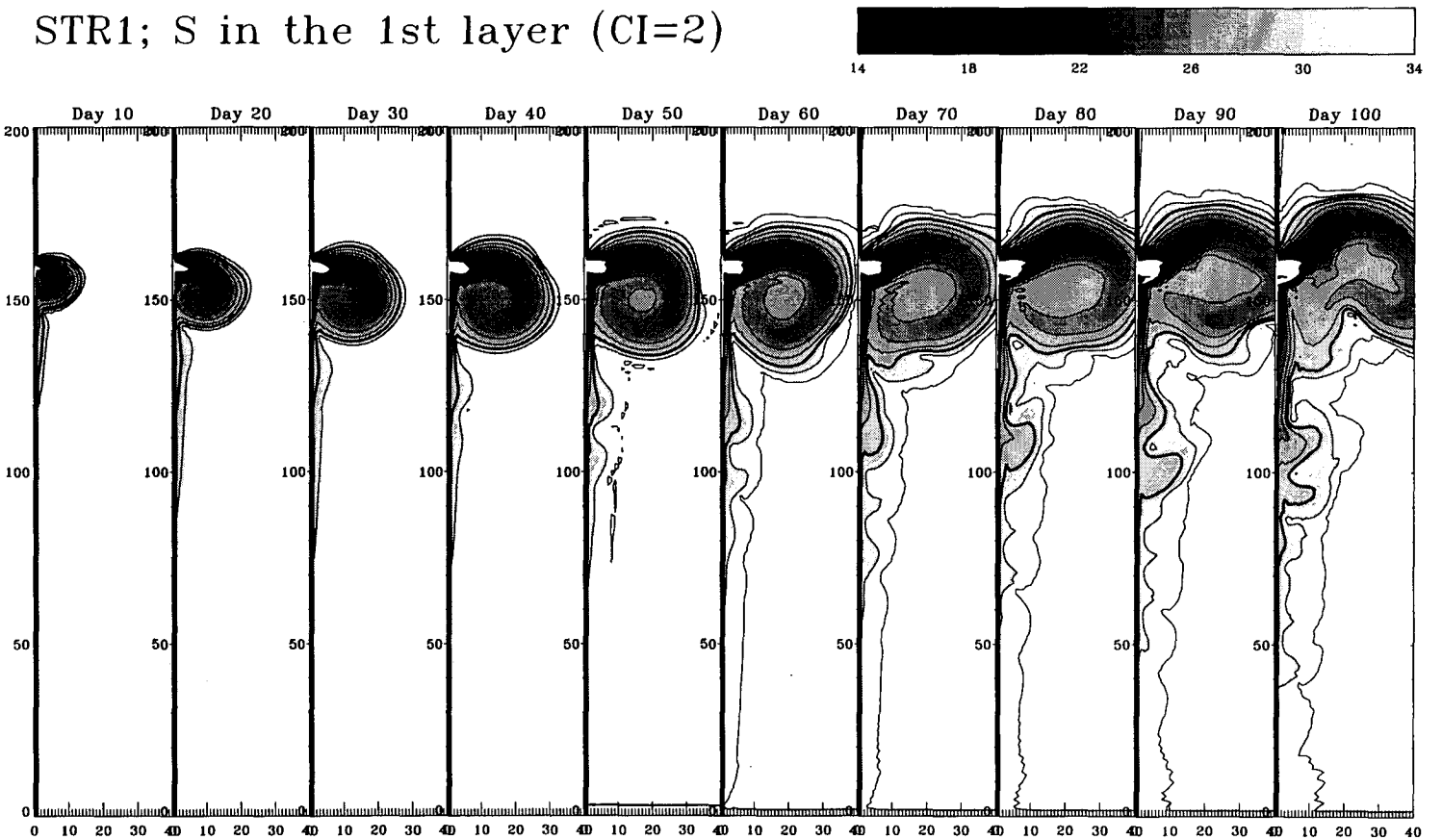

Figure 3-22. Salinity distributions in the 1st layer of STR1 at 10-day interval (thick line indicates 30 psu)

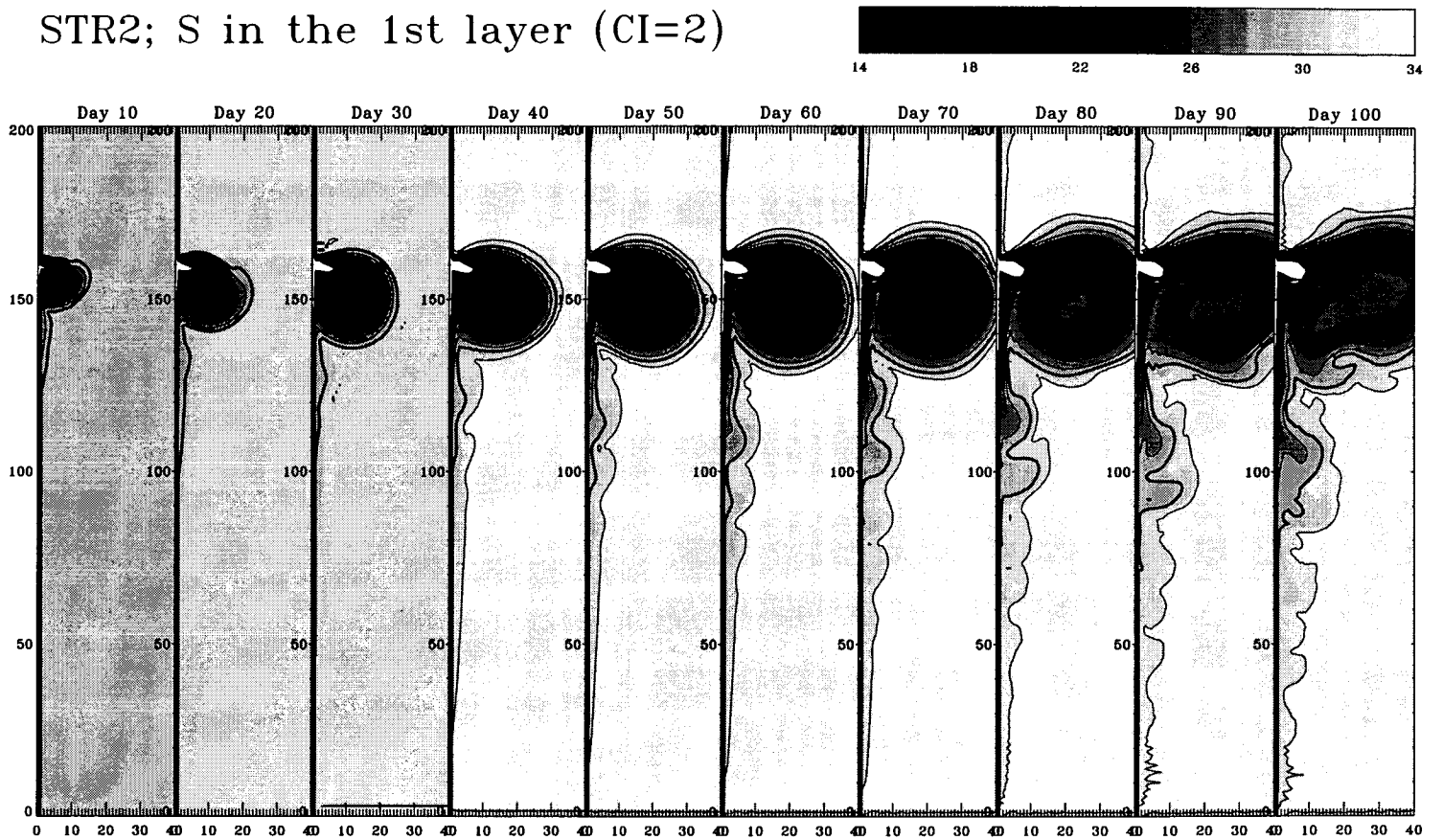

Figure 3-23. Salinity distributions in the 1st layer of STR2 at 10-day interval (thick line indicates 30 psu)

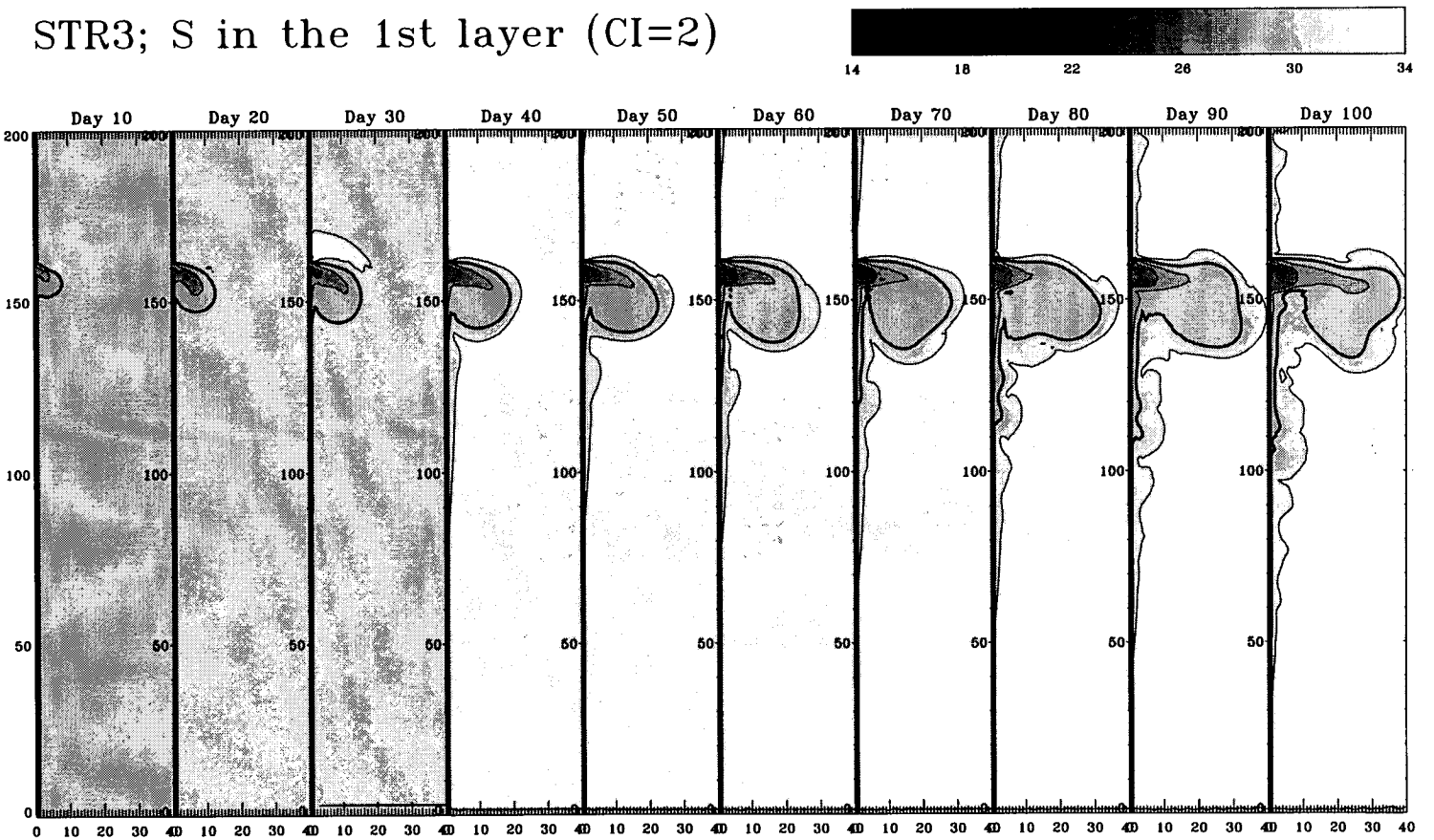

Figure 3-24. Salinity distributions in the 1st layer of STR3 at 10-day interval (thick line indicates 30 psu)

제 4 장 논의 및 결론

표준실험을 통하여 하천으로부터 부력과 모멘텀의 외력이 주어졌을 때 연안해양이 어떻게 반응하는 가를 POM을 이용하여 살펴보았다. 이전의 연구들과 마찬가지로 하구의 남쪽연안을 따라 외해수와 하천으로부터 유래된 저염수와의 밀도차이로 인해 남향하는 밀도류가 형성되었으며 이 밀도류는 시간이 지남에 따라 불안정하여져 불안정파가 발생되었다. 하구부근에는 시계방향의 고기압형 순환이 형성되며 그 크기는 본 연구의 계산시간인 100일 동안 계속 증가하여 100일에는 동서 약 250 km, 남북 약 300 km로 성장하였다. 하천수의 유출각도는 초기에는 동향이나 시간이 지남에 따라 북동향으로 점차로 바뀌었으며 그에 따라 고기압형 순환의 중심도 점차로 북으로 이동되었다.

이러한 형태는 Yankovsky and Chapman (1997)이 분류한 상층이류 (surface-advected) plume에 속하는 것으로 이 경우 저염수는 상층에만 국한되어 하층과 외해에 존재하는 고염수와 염분전선을 형성하게 된다. 이와 구별되는 경우로서 Yankovsky and Chapman (1997)은 저염수가 표층부터 해저까지 채우며 하구로부터 외해로 밀고나오는 해저이류 (bottom-advected) plume을 들었다. 상층이류 plume의 경우 고기압형 순환의 역학 균형은 불변상태일 때 cyclostrohpic 균형으로 원심력과 Coriolis힘, 그리고 압력경사힘이 균형을 이루게 된다.

하층의 유속 크기는 상층에 비해 작으나 수평방향의 순환은 상·하층 모두에서 시계방향으로 형성되어 있는데 반해 수직방향의 제2 순환은 상층과 하층에서 공통적으로 두 개의 cell 모양의 순환구조를 갖고 있으나 그 방향은 서로 반대방향이다. 즉, 상층에서는 중심부에서 용승이 일어나며 변두리에서 침강이 일어나나, 하층에서는 중심부에서 침강, 변두리에서 용승이 일어나고 있으며 이 들 수직방향의 이류는 각각의 층에서 수평방향의 이류에 의해 닫혀진 cell 모양의 순환을 형성하게 된다.

McCreary and Zhang (1997, 앞으로 MZ)은 1½층 모델을 이용하여 하천수 유입에 따른 해양의 반응을 상층혼합층이 존재하는 경우에 대해 살펴보았다. 표준실험 외의 실험결과를 그 들의 결과에 비추어 해석을 시도해 보고자 한다. 본 연구는 원시방정식 모델로 1½층 모델에 비해 더 많

은 역학적 요소가 포함되어 있어 해석하는데 있어 어려움이 있으나 간단한 조건으로부터 시작하여 점점 많은 조건을 더해갔으므로 그에 따른 변화를 살펴봄으로서 하천수 plume의 역학적 반응을 이해할 수 있으리라 여겨진다.

MZ의 연구결과 중 특이한 해로서 강으로부터 유출된 저염의 하천수가 연안에 포획되어 모두 북쪽의 연안을 따라 북향하는 경우가 있는데 이는 유량이 작을 때에 발생한다. 이의 발생기작으로 저염의 하천수와 고염의 외해수와의 사이에 형성된 전선을 따라 남향류가 생기며 이 남향류에 대한 보류로서 하천으로부터 나온 저염수가 북향류를 형성하는 것으로 설명하였다. 북향한 저염수는 어느 정도까지 진행하다 U턴하여 북향류의 외해 쪽을 따라 남하하는 데 결국은 하구를 지나친 후 다시 연안에 붙어 남향의 연안류를 형성하게 된다.

본 연구에서는 MZ에서처럼 극단적으로 연안에 포획된 해는 보이지 않는다. 다만, 유량을 작게 주었던 EXP3-MBw의 경우 하천 유출수의 각도가 유량이 많았던 표준실험에 비해 더 북쪽을 향하고 있고 결과적으로 고기압형 순환의 위치도 더 북쪽으로 이동되어 있어 MZ에서 유량이 작을 때 포획된 해가 존재한다는 것과 일치하는 경향을 보여주었다. 이러한 경향은 해저에 경사를 준 세 실험에서도 모두 나타나고 있으며 그 중 특히 평평한 지역이 있는 경우에 잘 나타나고 있음을 볼 수 있다. 그러나, 이 세 실험은 모두 유량이 표준실험과 거의 같아 유량이 원인이 될 수는 없고 주어진 해저면의 조건에 의한 것임이 분명하다. 본 연구는 f-plane이므로 등수심선이 바로 potential vorticity의 등치선이다. 수심이 깊어지면 양의 상대와도 (relative vorticity)가 유도되며 또한 potential vorticity벽을 가로지르는 동서방향으로의 운동도 제한되어 북쪽으로의 운동이 용이하게 되어 결과적으로 고기압형 순환의 위치가 북쪽으로 이동하게 되는 것으로 판단된다.

MZ에 의하면 유량이 많고 Rossby 수가 큰 경우에는 연안에 포획되는 해가 성립되지 않고 저염의 하천수가 하구를 떠나 바로 외해로 향하게 되는 데 하구를 떠나는 각도는 여러 변수에 따라 달라짐을 보여주었다. 즉, 유량이 많아짐에 따라 유출류의 각도가 더 남쪽으로 향하게 되며 또한 하천의 염분이 높아짐에 따라 또는 초기에 주어진 해양의 혼합층의 깊이가 낮을수록 남쪽을 향하였다.

외해로 향하는 저염의 jet는 본 연구에서와 같이 그 남쪽에 고기압형 순환을 형성하며 jet의 북쪽에는 본 연구에는 나타나지 않는 저기압형인 반시계방향의 순환이 발생한다. 이 반시계방향의 순환 중 연안쪽으로 향하는 흐름은 연안을 만난 후 북쪽으로 향하게 되며 이 북향하는 저염수의 외해에는 연안에 포획된 해의 경우와 마찬가지로 남향하는 고염수가 존재한다. 이 남향류는 jet를 만나 jet의 외곽을 따라 흐르며 하구 남쪽의 연안류에 합류하게 된다.

흥미로운 결과로 북쪽으로 향하는 흐름은 혼합층이 없는 경우에 발생하지 않으며 또한 혼합층이 있는 경우에도 혼합층으로의 entrainment가 강할수록 북향류가 약하여지며 극단적으로 entrainment의 시간스케일이 2 △t인 경우에는 전혀 북쪽으로 향하는 저염수가 보이지 않고 있다. 이는 본 연구의 결과와도 일치하는 것으로 본 연구에서는 혼합층이 없으며 또한 활발한 수직방향의 운동이 일어나고 있어 본 연구에서 북향류가 나타나지 않거나 나타나더라도 약한 이유를 설명할 수 있을 것으로 보인다.

연안에 포획된 해에서 하천으로부터 유출되는 모든 저염수가 북향하는 것은 우리가 알고 있는 순환과는 배치되는 것으로 MZ도 실제 이러한 흐름을 관측하기는 어렵다고 하였으나 양자강의 바로 북쪽에서 염분이나 부유물질의 분포로부터 그런 흔적을 찾을 수 있다 하였다. 다만, MZ는 북향류를 형성하는 기작, 즉, 전선을 따른 남향류의 형성과 북향한 저염수의 끝부분으로부터 남쪽으로 전파되는 Kelvin파의 진행 후 북향류의 형성은 실제 해양에서도 일어나고 있으리라고 주장하였으며 이 부분이 지금까지의 하천수 plume 연구에서 간과된 부분이라 하였다.

유량이 해양의 반응에 미치는 영향을 고려하여 표 2에 제시된 유량을 자세히 살펴보았다. 하구단면 전체의 순 유출량이 아닌 상층을 통하여 바다로 나가는 유출량과 하층을 통하여 강으로 들어오는 유입량으로 나누어 100일째의 값을 표 4에 나타내었다. 표준실험을 우선 살펴보면 순 유출량은 32,500 m^3/s이나 상층에서 유출되는 양은 45,500 m^3/s로 하층의 유입량에 비해 3.5배 크다. 그림 4-1은 단면상에서의 유출·유입류의 수직분포를 매 10일 간격으로 보여준다. 유출류와 유입류의 경계는 7~13 m에 형성되어 있으며 지구자전의 효과로 강의 오른쪽인 남쪽에서 북쪽에 비해 깊은 곳에 위치한다. 유출류가 차지하는 두께는 유입류에 비해 작으나 유속은 강하여 최강유속은 유출류의 경우 60 cm/s 이상이나 유입류는 10

cm/s 정도에 불과하다.

표 4 하구 단면을 통과하는 유출량과 유입량 및 순 유출량

Experiment	Outflow (m^3/s)	Inflow (m^3/s)	Net (m^3/s)
EXP3-MB	45,500	13,000	32,500
EXP3-MBW	32,500	21,500	11,000
SLP1	42,500	10,000	32,500
SLP2	46,000	14,000	32,000
SLP3	42,000	10,000	32,000
SRO	39,500	7,000	32,500
STR3	38,900	6,400	32,500

유출량을 작게 한 실험 EXP3-MBw에서는 상층의 유출량이 32,500 m^3/s로 표준실험의 순 유출량과 같고, 표준실험 상층의 유출량에 비해서도 그리 작지 않아 유출량을 작게 하려던 의도와는 달리 실질적으로 유출량이 크게 나타나 결과적으로 유출량이 작은 경우를 대표한다고 할 수가 없다고 할 수 있다. 이 경우의 유출류와 유입류의 경계는 6~10 m에 형성되어 있어 표준실험에 비해 높은 수심에 위치하며 상층의 유속은 표준실험에 비해 작으나 하층의 최강유속은 표준실험에 비해 커 20 cm/s 이상의 값을 보인다 (그림 4-2).

해저면에 경사를 준 경우의 유출량과 유입량은 표준실험에 비해 그리 큰 차이를 보이지 않는다. 그러나, 하천수의 염분을 낮게 한 SRO와 STR3의 경우에는 유입류가 유출류에 비해 상대적으로 더 많이 줄어들었음을 알 수 있는데 실험 SRO의 수직단면을 보면 하층의 유입류의 두께가 많이 작아졌음을 볼 수 있다 (그림 4-3).

본 연구의 결과 중 몇 부분에 있어 MZ와 일치하는 것이 있으나 MZ의 모델과 본 연구에서 사용한 모델과는 차이가 있어 MZ의 주장을 철저히 시험하기 위해서는 앞으로 좀더 다양한 조건들을 포함한 실험이 필요하리라 본다. 또한, MZ의 실험은 가장 단순한 경압모델로서 실제 해양에서 일어나는 현상을 설명하기에는 거리가 있을 수 있어 본 연구와 같이 원시방정식 모델을 이용한 실험이 필요하다. 앞으로, 본 연구에서 살펴본 조건에 대해 더 자세히 살펴봐야 하며 더 고려해봐야 할 조건들로서는 수직 와도계수의 영향, 하구의 폭, 바람 및 평균해류의 영향, 조석의 영향, 유량의 시간적 변화, 실제 지형 및 해저경사의 영향 등이 있다.

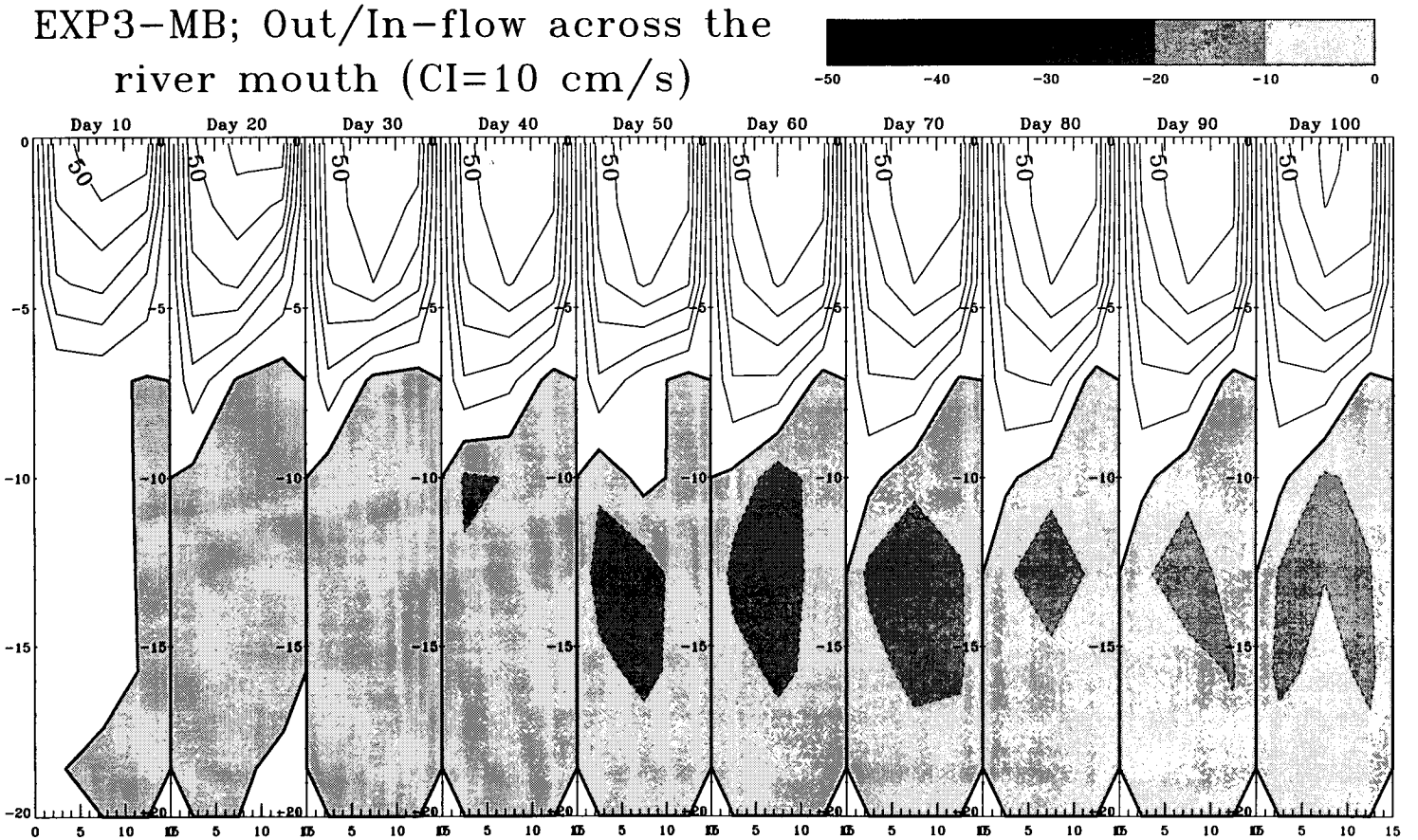

Figure 4-1. Vertical distributions of out/in-flow across the river mouth of EXP3-MB at 10-day interval (thick line indicates 0 cm/s)

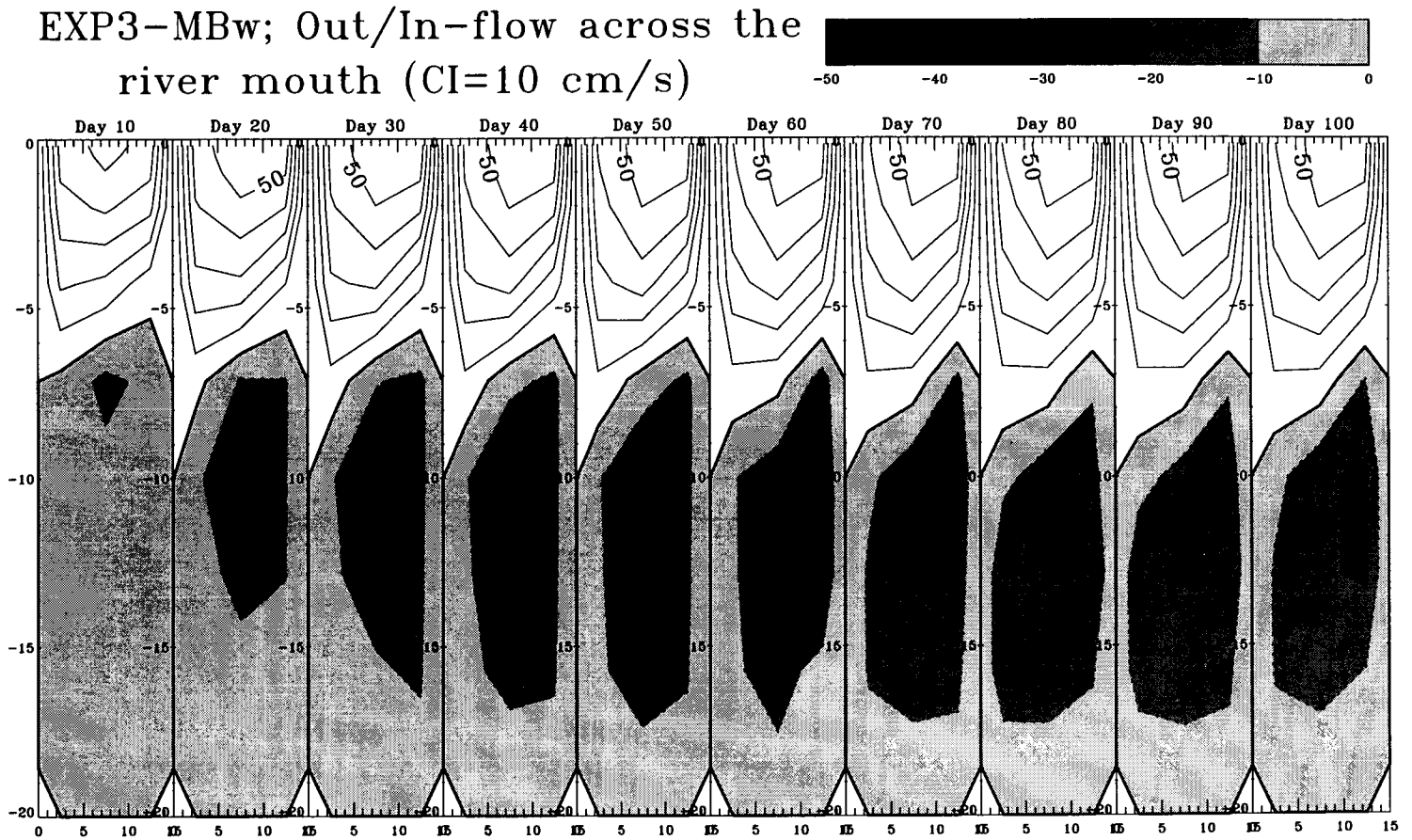

Figure 4-2. Vertical distributions of out/in-flow across the river mouth of EXP3-MBw at 10-day interval (thick line indicates 0 cm/s)

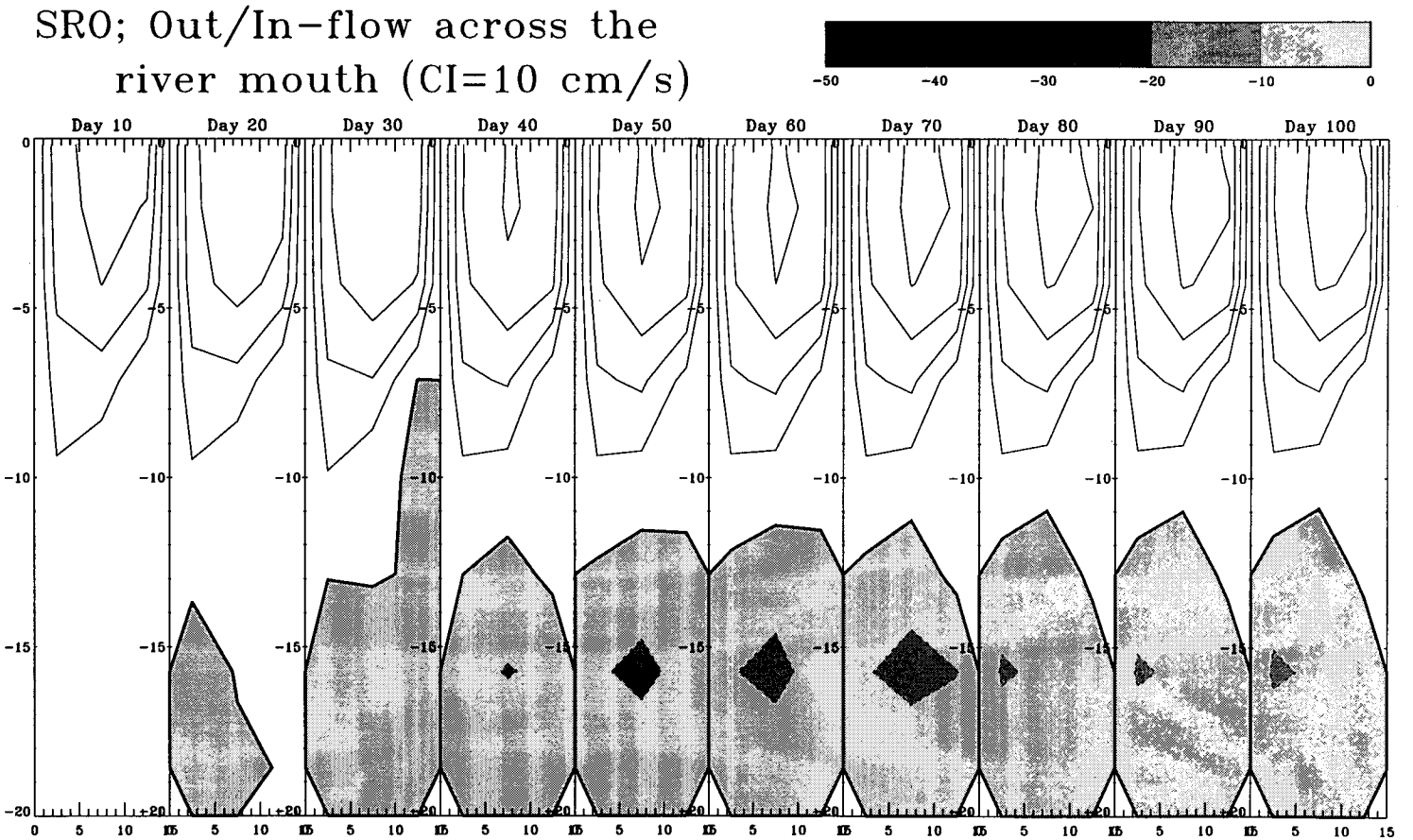

Figure 4-3. Vertical distributions of out/in-flow across the river mouth of SRO at 10-day interval (thick line indicates 0 cm/s)

참고문헌

해양연구소 1991, 수온의 수직구조 분석연구, 한국해양연구소 보고서, BSPE 00194-349-1, pp64.

이동규, 강기룡, 한상복 1996. 여름-가을 동해표층해역의 저염수에 관한 연구. 한국해양학회 1996년도 추계학술발표회, 1996년 10월 31일-11월 1일, 서울대학교, 서울.

Cao, X. 1980. The numerical model of the summer surface salinity distribution of the Changjiang Diluted Water. Acta Oceanological Sinica, 2(2), 1-6 (in Chinese).

Chao, S.-Y. 1988. River-forced estuarine plumes. J. Phys. Oceanogr., 18, 72-88.

Chao, S.-Y. and W.C. Boicourt 1986. Onset of estuarine plumes. J. Phys. Oceanogr., 16, 2137-2149.

Crepon, M., L. Wald and J.M. Monget 1982. Low-frequency waves in the Ligurian Sea during December 1977. J. Geophy. Res., 87, 595-600.

Cresswell, G.R. and T.G. Golding 1980. Observations of south-flowing current in the southeastern Indian Ocean. Deep Sea Res., 27, 449-466.

Garvine, R.W. 1987. Estuary plumes and fronts in shelf waters: a layer model. J. Phys. Oceanogr., 17, 1877-1896.

Garvine, R.W. 1996. Buoyant discharge on the inner continental shelf: a frontal model. J. Mar. Res., 54, 1-33.

Geyer, W.R. and R.C. Beardsley 1995. Introduction to special section on physical oceanography of the Amazon shelf. J. Geophy. Res., 100(2), 2281-2282.

Geyer, W.R. and G.C. Kineke 1995. Observations of currents and water properties in the Amazon frontal zone. J. Geophy. Res., 100(2), 2321-2339.

Gu, Y. 1985. A study on the cause of the path turning of the

Changjiang River Diluted Water. Oceanologia et Limnologia Sinica, 16(5), 354-363 (in Chinese).

Guan, B. 1994. Patterns and structures of the currents in Bohai, Huanghai, and East China Seas. In Oceanology of China Seas. Volume 1. edited by Zhou Di et al., Kluwer Academic Publishers, 17-26.

Hu, D. 1994. Some striking features of circulation in Huanghai Sea and East China Sea. In Oceanology of China Seas. Volume 1. edited by Zhou Di et al., Kluwer Academic Publishers, 27-38.

Ikeda, M. 1984. Coastal flows driven by a local density flux. J. Geophy. Res., 89, 8008-8016.

Kourafalou, V.H., L.-Y. Oey, J.D. Wang, and T.N. Lee, 1996. The fate of river discharge on the continental shelf 1. modeling the river plume and the inner shelf coastal current. J. Geophy. Res., 101(2), 3415-3434.

Le, K. 1984. A preliminary study of the path of the Changjiang Diluted Water (I) model. Oceanologia et Limnologia Sinica, 15(2), 157-167 (in Chinese).

Lee, H.-C. 1996. A numerical simulation for the water masses and circulations of the Yellow Sea and the East China Sea. Ph.D. Thesis, Kyushu university, Fukuoka, Kyushu, Japan, pp. 150.

Legeckis, R. and G. Cresswell 1981. Satellite observations of sea surface temperature fronts off the coast of western and southern Australia. Deep Sea Res., 28, 279-306.

Mao, H., Y. Ren and G. Sun 1963. A preliminary study of the Yangtze Diluted Water and its mixing process. Oceanologia et Limnologia Sinica, 5(3), 183-206 (in Chinese with English abstract).

Mellor, G.L. 1991. An equation of state for numerical models for oceans and estuaries. J. Atmos. Oceanic Tech., 8, 609-611.

Mellor, G.L. and T. Yamada 1974. A hierarchy of a turbulence closure model 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.

Mork, M. 1981. Circulation phenomena and frontal dynamics of the Norwegian Coastal Current. Philos. Trans. R. Soc. London, 302, 635-647.

Oey, L.-Y. and G.L. Mellor 1993. Subtidal variability of estuarine outflow, plume, and coastal current: a model study. J. Phys. Oceanogr., 23, 164-171.

Paluszkiewicz, T. 1993. A numerical modeling study of the near- and far-field dispersal of the Amazon outflow. Ph.D. Thesis, University of Maryland College Park, pp. 147.

Pu, Y. 1983. The preliminary analysis of the expansion mechanism of the Changjiang Diluted Water. Donghai Marine Science, 1, 43-51 (in Chinese).

Qui, B. and N. Imasato 1988. Baroclinic instability of buoyancy-driven coastal density currents. J. Geophy. Res., 93, 5037-5050.

Sheng, H., C. Zhang, C. Xiao, and J. Zhu 1997. Change of the discharge and sediment flux to estuary in Changjiang River. Proceedings of The International Symposium on The Health of The Yellow Sea, September 30, 1997, Seoul, Korea, 79-89.

Yankovsky, A.E. and D.C. Chapman 1997. A simple theory for the fate of buoyant coastal discharges. J. Phys. Oceanogr., 27, 1386-1401.

Yuan, Y. and J. Su 1984. Numerical modelling of the circulation in the East China Sea. In Ocean Hydrodynamics of the Japan and East China Seas. edited by T. Ichiye, 167-186.

Yuan, Y., J. Su and J. Zhao 1982. A single layer model of the continental shelf circulation in the East China Sea. La mer, 20, 131-135.

Zhang, Q.A. and V. Klemas 1982. Determination of winter temperature patte군, fronts, and surface current in the Yellow Sea and East china Sea from satellite imagery. Remote Sens, Environ., 12, 201-218.

Zhang, S. 1997. Coastal circulation driven by river outflow. Ph.D. Thesis, Nova Southeastern University, pp. 130.

Zhu, J. and H. Shen 1996. The mechanism of the expansion of the Changjiang (Yangtze River) Diluted Water. East China Normal University Press, Shanghai, China, pp. 255.