NDSL
National Digital Science Library

동중국해 중·서부해역의 해양순환 연구

Ocean Circulation in the Western and Middle Part of East China Sea

주관연구기관	한국해양연구원
연구책임자	이흥재
발행년월	2000-02
주관부처	국무조정실
사업관리기관	한국해양연구원
NDSL URL	http://www.ndsl.kr/ndsl/search/detail/report/reportSearchResultDetail.do?cn=TRKO200200054025
IP/ID	14.49.138.138
이용시간	2017/11/03 15:56:11

저작권 안내

① NDSL에서 제공하는 모든 저작물의 저작권은 원저작자에게 있으며, KISTI는 복제/배포/전송권을 확보하고 있습니다.

② NDSL에서 제공하는 콘텐츠를 상업적 및 기타 영리목적으로 복제/배포/전송할 경우 사전에 KISTI의 허락을 받아야 합니다.

③ NDSL에서 제공하는 콘텐츠를 보도, 비평, 교육, 연구 등을 위하여 정당한 범위 안에서 공정한 관행에 합치되게 인용할 수 있습니다.

④ NDSL에서 제공하는 콘텐츠를 무단 복제, 전송, 배포 기타 저작권법에 위반되는 방법으로 이용할 경우 저작권법 제136조에 따라 5년 이하의 징역 또는 5천만 원 이하의 벌금에 처해질 수 있습니다.

KiSTi
www.kisti.re.kr

BSPE 99754-00-1244-1

동중국해 중·서부해역의 해양순환 연구

Ocean Circulation in the Western and Middle Part of East China Sea

한 국 해 양 연 구 소

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

提 出 文

韓國海洋硏究所長 貴下

本 報告書를 "동중국해 중·서부해역의 해양순환 연구"의 最終報告書로 提出합니다.

2000년 2월 일

연구책임자 : 이 홍 재·이 재 학 (해양물리연구단)

해류 및 순환 : 이 홍 재·조 철 호
황 상 철·이 석
안 유 환·전 호 경
변 상 경·김 봉 채
문 정 언

해수유동모델 : 김 철 호·방 인 권
강 석 구·석 문 식
장 경 일

친생물 순환 : 정 창 수·홍 기 훈
김 석 현

수괴 및 혼합 : 이 재 학·이 하 웅
김 철 수·안 병 웅
전 동 철·장 영 석
최 복 경

생태계 역학 : 유 신 재·손 승 현
김 현 철·박 지 수
신 경 숙·이 정 아

제주도 해황 : 노 홍 길·방 익 찬

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

要 約 文

Ⅰ. 제목

동중국해 중·서부해역의 해양순환

Ⅱ. 연구의 목적 및 필요성

1. 연구개발의 2단계 목표 (1997-1999)
   동중국해 중서부해역의 해양순환과 주요해양과정의 규명

   중점 세부연구 목표
- 동중국해 중서부해역의 해수순환
- 제주난류, 황해난류의 기원과 경로
- 양자강 하천수의 거동과 확장범위 및 물질수송
- 황해 남부와 동중국해 북서부의 해수 및 물질교환
- 해양전선과 생물, 화학물질분포와의 관련성

2. 3차년도 주요목표
- 하계(장마시기) 학제적 해양관측 실시
- 동중국해 해수유동모델 (조석, 담수, 순환) 연구
- 주요 해양과정 분석
- 2단계 연구사업 종합 분석

3. 필요성
- 우리나라 동중국해의 배타적경제수역의 관리 및 이용을 위한 해양정책자료 제공
- 동중국해의 해양환경보전, 수산 및 해양자원개발에 필요한 해류구조와 해양순환 자료획득 및 연구
- 동중국해에서 주요 해양과정의 규명 및 해양순환에 대한 종합적인 고찰

Ⅲ. 연구개발의 내용 및 범위

1. 1차년도 연구내용 요약

가. 동계 종합해양조사
- 조사해역: 동중국해 중·서부역

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

- 조사기간: 1997. 3. 1. - 10.
- 조사선박: 한국해양연구소 연구선 온누리호 (1400톤급)
- 조사내용: CTD, 해류(위성추적부이, ADCP), 친생물물질, 일차생산력, 플랑크톤

나. 양자강수 거동추적 해양조사
- 조사해역: 양자강 하구와 제주도 사이 동중국해 북서부역
- 조사기간: 1997. 6. 7. - 13.
- 조사선박: 한국해양연구소 연구선 이어도호 (350톤급)
- 조사내용: CTD, 해류(위성추적부이, ADCP)

다. 제주도 주변 해양조사 (제주대 공동)
- 조사해역: 제주해협, 제주도 동부 및 서부역
- 조사기간: 제주해협-1997. 1. - 10. (월별),
  제주서부-1997. 7. 21. - 22., 제주동부- 1997. 2. 22. - 23.
- 조사선박: 제주대 실습선 한라호 (200톤급) 외 2척
- 조사내용: CTD, 해류(TGPS)

라. 국제공동연구
- 일본 가고시마대학 연구팀과 공동 해류관측 (해류계 계류)
- WOCE 참여
- 워크샵 개최: Circulation and air-sea interaction in the East China Sea
  (중국 항주, 1997. 10. 3. - 5.)

2. 2차년도 연구내용 요약

가. 춘계 해양-대기 교환 예비조사
- 조사해역: 제주도 남서해역
- 조사기간: 1998. 4. 24. - 30.
- 조사선박: 한국해양연구소 연구선 온누리호 (1400톤급)
- 조사내용: CTD, 해류(위성추적부이, ADCP)

나. 양자강수 거동추적 해양조사
- 조사해역: 제주해협과 제주도 서부해역
- 조사기간: 1998. 8. 12. - 18.
- 조사선박: 한국해양연구소 연구선 이어도호 (350톤급)
- 조사내용: CTD, 해류(위성추적부이, ADCP)

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

다. 하계 종합 해양조사
- 조사해역: 동중국해 중·서부역
- 조사기간: 1998. 9. 11. - 17.
- 조사선박: 한국해양연구소 연구선 온누리호 (1400톤급)
- 조사내용: CTD, 해류(위성추적부이, ADCP), 일차생산력, 광량조사, 해류계설치

라. 해양과정 연구
- 동중국해 중·서부역의 기본 해류구조
- 양자강담수 및 제주난류 구조와 확장
- 쿠로시오수의 분리 및 대륙붕 유입
- 동중국해 대륙사면의 해류구조
- 엽록소 분포와 일차생산력 관계

마. 해수순환모델 구축
- 조석, 양자강 담수 확장 및 순환 모델

바. 국제 공동연구 및 국가간 협력
- 일본 가고시마대학 연구팀과 공동 해류관측 (해류계 설치)
- WOCE 참여
- 워크샵 개최: Circulation and air-sea interaction in the East China Sea
(중국 항주, 1998. 10. 9. - 12.)

3. 3차년도 주요 연구 내용

가. 하계(장마시기) 학제적 종합 해양조사
- 조사해역: 동중국해 중·서부해역
- 조사항목: CTD, 해류 (위성추적부이), 일차생산력, 광량조사.
- 조사일정: 1999. 6. 17. - 29.
- 조사선박: 한국해양연구소 연구선 이어도호 (350톤급).
- 조사내용
  - 해류조사 (위성추적부이)
  - 대륙사면역 해류계 회수 및 재설치 (일본 가고시마대학팀과 공동조사)
  - 물리특성 (수온, 염분) 조사
    (중국국가해양국 제2해양연구소와 공동 집중조사)
  - 일차생산력 조사
  - 생물광학적 특성 조사

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

나. 자료의 일차처리 및 해양과정분석

- 분야별로 관측자료의 질 검토
- 관측 자료 및 시료의 기본처리
  - 해류자료: 위성추적부이 궤적, 해류계 계류자료
  - 해수물리특성: CTD 관측자료
  - 해양생태계 및 생물광학 : 인공위성 해색자료, 생물광학적 P-I 실험자료

다. 주요 해양과정 연구

- 동중국해 중서부역의 기본 해류구조
- 중국연안수의 시공간 구조와 계절변동
- 양자강 담수의 구조와 확장 분석
- 제주난류의 구조와 계절변동
- 동중국해 대륙사면에서 해류구조의 분석

라. 생태계 역학 및 생물광학

- 엽록소 분포, 기초생산, 생물광학적 변수를 조사
- 해색 인공위성 SeaWiFS 자료 분석
- 하계 양자강수의 일차생산력 효과 분석

마. 수치모델 연구

- 황·동중국해 일반 순환모델 운용
- 성층효과를 고려한 조석 모델 운용
- 조석 및 지형을 고려한 양자강수 확장 역학모델 실험

바. 국제공동연구 및 국가간 협력

- 국제공동연구 참여
  - 세계해양대순환실험 (WOCE) 표층류 프로그램 참여 및 학술활동
- 지역국가협력
  - 중국국가해양국 제2해양연구소: 하계 공동 집중조사
    연구제목: Circulation and air-sea interaction in the East China Sea
    (중국측 공동연구책임자: Y. Yuan 교수)
    공동참가국: 한국, 중국, 일본, 대만
  - 일본 가고시마대학: Kyushu 서방해역에서 공동 해류관측실시
    (연구책임자: Hiroshi Ichikawa 교수)

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

Ⅳ. 연구개발의 결과

1. 해류조사

연구해역에서 해류조사는 위성추적부이 실험, 조사선 장착 ADCP 관측과 해류계 계류에 의해 실시하였다.

(1) 해류관측 실험

- 1997년 3월초, 6월에 각각 13대, 8대의 위성추적부이 투하
- 1998년 4월말, 8월과 9월에 각각 10대, 3대, 8대의 위성추적부이 투하
- 1999년 2월 황해난류의 흐름을 조사하기 위해 제주도 서쪽에 3대의 위성추적부이 투하, 6월에 동중국해 중·서부역의 해류 조사를 위해 12대의 위성추적부이 투하.
- 1997년과 1998년 해양조사 기간 중 관측선을 따라 연구선에 장착된 ADCP로 유속측정.
- 1997년 11월 - 1998년 3월, Kyushu 서방 깊은 골 서쪽사면 부근 두 곳과 1998년 9월 - 1999년 6월, 쿠로시오 분기역 대륙사면에 해류계 계류 (계류점당 3대의 RCM 운영).

(2) 부이실험에 의한 주요결과

- 제주도 남서해역에서 북서진하는 부이 대부분은 제주도를 시계방향으로 돌아 제주해협으로 진입하였음.
- 황해 내부로 진입하는 황해난류에 대한 직접적인 증거는 없었고 태풍이 지나가는 기간에 제주도 북서해역에서 황해로 진입하는 서향류 혹은 북서류가 관측되었음.
- 1997년 6월과 1998년 8월, 양자강 희석수는 양자강퇴상에서 10~20 cm/s 속도로 제주도 남쪽해역을 향해 동쪽으로 이동하였음.
- 1999년 6-8월에 양자강퇴 상부에는 황해남부 중앙 골 서부해역으로 향하는 5-8 cm/s의 북향류가 관측되었음.
- 가을과 겨울철 양자강퇴 상부에는 뚜렷한 흐름이 없었음.
- 대만난류역 수심 100 이내의 중부 대륙붕상에 투하한 부이는 북위 30° 이남에서 동진 혹은 북동진하였고 이후 100 m 등수심선을 따라 북상하거나 쿠로시오와 합류하였음.

(3) 해류계 계류에 의한 주요결과

- Kyushu 서방 깊은 골 좌측 대륙사면역에 골을 빠져 나가는 남향 혹은 남서향의 심층류가 존재.
- 심층류는 약 15~20일 주기의 탁월한 시간변동성을 나타냄.
- 심층류는 골의 대륙붕단을 따라 북상하는 Kuroshio Branch Current의 반류이며 심층류의 발생은 용승현상과 깊은 관련성이 있음.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

2. 해수의 물리적 특성

제2단계 연구사업의 목적은 양자강유출수의 유동과 황해난류, 제주난류 및 황해저층냉수의 흐름 또는 확장, 그리고 소위 대만난류의 북향한계 등과 관련된 해수의 특성과 이들 수괴사이의 혼합을 지배하는 물리적 과정을 밝히는데 두었다. 이를 위하여 년차별로 1회씩 1997년 3월, 1998년 9월 그리고 1999년 6월에 종합해양조사를 실시하였으다. 또한, 전선역에서 해양구조와 하계 양자강수 확장을 파악하기 위하여 지역해양조사를 제주도 주변해역에서 1997년 6월, 1998년 4월과 8월에 각각 1회씩 실시하였다. 양자강유출수는 여름에 제주도 방향으로 이동하며 이동의 축은 제주해협 또는 제주도 남쪽으로 연변동성이 있는 것으로 나타났다. 이러한 변동성은 바람의 영향과 황해 남부의 해수면 변동에 의하여 조절되는 것으로 보이며 저층의 밀도분포와는 상관관계가 낮은 것으로 관측되었다. 양자강유출수는 덩어리 형태로 동중국해상에서 유동하는 것으로 나타났으며, 1998년 9월 자료의 경우 표층 저염수핵 덩어리의 크기는 약 100 km/2 psu였다. 여름철에 양자강과 황해북부에서 공급된 담수의 영향을 받은 저염수는 대부분 제주도 인접해역을 지나 동쪽으로 확장되는데 일부는 가을철에 황해남부를 거쳐 제주도와 양자강 사이의 해역에서 월동을 한 후 다음해 여름이 시작되면서 동중국해 동쪽해역으로 빠져나가는 것으로 사료된다. 동중국해 중·서부역의 다른 해황특성은 연안수와 동중국해대륙붕혼합수 또는 대만나류수괴 사이에 형성되는 전선이다. 이 전선은 겨울에 제주난류수와 양자강퇴의 저염수 및 황해의 해수를 구분하고, 여름에 남동쪽으로 이동하여 상층은 중국연안수와 대마난류수괴 사이의 경계, 그리고 저층은 제주난류수괴와 황해저층냉수의 확장세력간의 경계를 나타내는 계절변동성을 보인다. 전선역에서는 10 m 두께의 관입현상이 자주 발견되었는데 대체로 등밀도면을 따라 진행되는 것으로 판단된다. 이러한 소규모 수직구조는 두 수괴의 경계역에서 크기가 작은 규모의 현상으로의 에너지 전이를 통한 수괴 혼합이 활발함을 의미하며, 전선역 혼합이 반복 전환가능한 구조보다 전환불가능한 구조를 통하여 일어나는 것이 우세할 것임을 암시한다.

3. 친생물원소의 분포 특성

동중국해 중서부역의 용존산소 및 용존무기영양염류 농도는 저온저염의 제주서남해역에서 높고 고온고염인 쿠로시오 해류에서 낮다. 대륙붕역에서의 용존산소 및 용존무기영양염류 농도는 수직적으로 균일하다. 수온 및 염분은 용존산소와 용존무기영양염류 농도와 음의 상관관계를 보인다. 암모니아이온을 제외하고는 고산소고영양염의 저온저염수와 저산소 저영양염의 고온고염수, 그리고 이 두 해수의 수온과 염분 특성이 교차되는 혼합수 등 3개의 단성분(end-member)의 혼합 및 생물과정에 의해 동중국해 중서부해역의 용존산소 및 용존무기영양염류의 분포특성이 결정된다. 표층수중 ^{228}Ra 방사능세기는 쿠로시오 영향을 받는 동중국해 대륙붕단역과 대한해협의 동수도에서 0.2 dpm/l 이하의 낮은 농도를 보인 반면에 한국 및 중국연안역에서 0.3 dpm/l 이상으로 높다. ^{226}Ra 농도는 ^{228}Ra농도분포와 유사하다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

$^{228}Ra/\ ^{226}Ra$ 농도비는 염분과 역의 상관관계를 보이고 있고, 한국 남해 및 중국연안에서 1.61 ~ 2.12 로서 쿠로시오의 영향을 많이 받는 동중국해 대륙붕단역의 0.8 ~ 1.01 의 약 2배이다. ^{228}Ra의 방사 붕괴가 해수의 이동과 혼합시 무시된다고 가정하면 한국남해의 해수중 황해와 동중국해 기원의 대륙붕 해수는 약 11 ~41 %를 점유하는 것으로 추정된다.

4. 엽록소 분포 및 일차생산

동중국해 대륙붕 해역의 높은 생물 생산기작을 이해하기 위하여 엽록소 분포, 기초생산, 생물광학적 변수를 조사하였고 해색 인공위성 SeaWiFS 자료를 분석하였다. 1997년 3월은 양자강수의 세력이 약한 시기로 황해 서안을 따라 남진한 중국대륙연안수와 대마난류 사이의 전선역에서 높은 농도를 보여 주었다. 1998년 9월은 장마 후로 동진한 양자강수가 제주도 남쪽에서 넓게 퍼져 있으며 서쪽에서 한국 연안을 따라 동해로 들어가는 것으로 나타났다. 양자강수에 의한 기초생산의 증가는 영양염 증가에 의한 직접적 효과가 아니라 염분약층 형성에 의해 혼합층이 얕아져서 생긴 효과로 해석된다. 1999년 6월에는 전년도 여름과 유사한 양상을 보여주었다. 높은 엽록소 농도는 장강 입구와 제주도 중간에서 나타난다. 따라서 여름에는 양자강수에 의해, 겨울에는 수괴간의 전선역에서 국지적인 생산 증가가 일어나며 계절적 번성 순환 이외에도 이러한 기작에 의해 이 해역의 생산력이 높게 유지되는 것으로 보인다. α 값의 범위는 0.0042~0.169 $mgC/mg\text{Chl-a}/(\mu E/m^2/s)/h$ 였고 P_m^B은 1.817~24.6 $mgC/mg\text{Chl-a}/(\mu E/m^2/s)/h$의 범위를 보였다. I_k 값 범위는 89.8~306.4 $\mu E/m^2/s$ 로 광합성 변수들은 대체적으로 1995년 봄과 유사한 특성을 보였으나 P_m^B은 전반적으로 높았다. 생물광학적 특성에 의하면 조사해역의 대부분이 Case 2 해역이며 대부분에서 부유사와 용존유기물이 높게 나타났다. 결과적으로 case 1 알고리듬을 사용한 SeaWiFS 표준 영상에서는 넓은 해역에서 엽록소 농도가 증가한 것 처럼 보이지만 실제의 생산력의 증가는 공간적으로 제한되어 있었다.

5. 동중국해 해수순환모델 수립 및 수치실험

자유표면과 해저수심의 부분격자처리가 가능한 MOM 3.0을 기반으로 하여 동중국해 순환모델을 수립하고 초기실험을 수행하였다. 실험의 표면경계조건은 Hellerman and Rosenstein(1983)의 월별바람응력과 Levitus(1982)의 표층수온, 염분을 30일의 시간상수로 복원시키는 방식을 사용하였다. 모델의 초기조건은 Levitus(1982)의 수온과 염분을 사용하였으며, 전년도의 진단모델(robust-diagnostic) 방식이 아닌 예보모델(prognostic)방식을 취하였다.

본 실험의 초기적분결과로 얻어진 황·동중국해의 동계 순환형태는 한국과 중국의 양 연안측에서 북풍계열의 해면응력에 반응하여 비교적 강한 남향류가 형성되고 황해 중부를 통해 북상하는 흐름 패턴을 제시하고 있다. 또한 중국 남서부 연안과

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

대만해협 부근에는 강한 남서향류가 형성되었다. 쿠로시오는 모델에서 동중국해 대륙사면을 따라 다소 사행하는 형태로 북서진하는데, 큐슈 남서부 해역에서 쿠로시오 주류로부터 미세한 흐름이 일부 분리되어 한국 남해쪽으로 북상하는 양상을 보인다.

6. 양자강 하천수 plume의 확장

황해와 동중국해의 실제지형과 실제수심을 도입하였으며 바람과 유출량의 시간적 변화를 고려할 수 있는 수치모델을 수립하였다. 실제수심의 도입은 양자강 북쪽으로의 저염수의 확장을 용이하게 함을 밝혔다. 바람에 대한 Ekman 반응에 따라 남풍이 우리나라에 가장 큰 영향을 미치는 풍향임을 보였다. 또한, 조석을 고려한 실험결과 저염수의 북쪽으로의 확산이 조석이 없는 경우에 비해 상당히 작아진 반면 외해 방향인 우리나라 서해안과 남해안으로 확장이 증가하는 것으로 나타났다. 이러한 결과들은 양자강 하천수의 확장 경향이 해저지형, 바람 및 조석 등 여러 요인들의 복합적 조정에 의한 것을 시사해 주고 있다.

7. 양자강 담수 유출과 이동에 대한 고찰

1997년 하계 CTD 자료와 위성추적부이 자료, 1998년 하계 CTD 자료를 분석하여 제주도 서부역에서 나타나는 저염수의 공간분포, 이동경로, 그리고 이동원인을 검토하였다. 양자강 담수기원 저염수는 양자강 하구역에서 제주도 서부역 사이 해역에서 저염수핵을 중심으로 몇 개의 담수 덩어리 형태로 존재하며, 표층에 얇게 깔리는 분포를 보인다. 이러한 담수덩어리의 이동속도는 약 7 km/day로 추정되며 양자강 하구에서 제주도 서부역에 도착하는데 1달 이상 기간이 소요된다고 계산된다. 담수덩어리는 제주해협 혹은 제주 남부역을 통과하지만 이동 경로는 변화가 매우 심하다. 담수 덩어리는 하층의 고염수 위에 위치하기 때문에 흐름은 경압적이다. 양자강 하구 외해역과 제주난류 서쪽 사이 해역에서 담수의 북동쪽 이동은 주로 바람장에 기인하는 것으로 결론 맺을 수 있다.

8. Kuroshio 수의 분리 및 대륙붕으로 유입

1989-1996년 위성추적부이를 분석하여 Kyushu 서방에서 Kuroshio수의 분리와 동중국해 대륙붕으로의 유입을 연구하였다. 1993년 12월, 1995년 4-5월, 동중국해 동부역에서 조사한 CTD 자료도 분석하였다. 172대 위성부이의 합성궤적은 북동진하는 Kuroshio가 Kyushu 서방에 위치한 깊은 골 좌측 입구에서 둘로 분리되는 직접 증거를 제시하였다. Kuroshio 본류는 Tokara 해협을 향해 동으로 방향전환하며 북향하는 지류가 대륙사면을 가로질러 대륙붕으로 유입한다. CTD와 위성자료는 이 지류가 분리되기전 Kuroshio의 연안쪽에 해당하였음을 보였다. CTD 관측기간중 분리된 연안쪽 Kuroshio수가 깊은 골의 좌측 대륙붕단을 따라 혀 모양으로 관입하고 대륙사면을 비스듬히 올라와 대륙붕으로 유입하였다. 대륙붕으로 유입한 해수는 계

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

속 대한해협쪽으로 북상하였고 북상경로는 Kuroshio의 대표적 특징인 고염으로 쉽게 추적된다. 관측 CTD 자료에 역계산 (inverse method)을 적용한 결과, Kuroshio의 분리를 확인할 수 있었으며 지류의 수송량이 약 4.0 Sv로 추정되었다. Kuroshio 연안쪽 부분이 혀 모양으로 관입하는 것은 Kuroshio 주축이 동으로 방향전환하는 것과 밀접한 관계를 가지고 발생하며 방향전환에 따른 와도보정 (vorticity adjustment)에 기인한 것이라고 판단된다.

9. 제주난류의 계절변동

제주도 서부와 북부 연안역에는 고온·고염수가 제주도 서부역을 시계방향으로 돌아 제주해협으로 유입하는 제주난류가 존재한다. 제주난류수의 물리특성과 계절변화, 그리고 시계방향의 순환을 확인하기 위하여 1986-91년 CTD 자료, 1996-97년 CTD 자료와 위성추적부이 자료를 분석하였다. 제주난류수는 변형된 Kuroshio 수계로 겨울과 봄에는 제주도 서부역 넓은 해역에서 나타나고 그의 서방한계는 'Γ' 형의 열염전선에 의해 제한된다. 반면에, 여름과 가을에는 난류수가 제주도 서부 연안역으로 후퇴하게 되며 하층에서 존재한다. 제주도 남서 및 서부 연안역에 투하한 위성추적부이는 제주도를 시계방향으로 돌아 제주해협으로 유입하고 대한해협에서 제주도 동부역을 통과한 KBC와 합류하여 대마난류를 형성한다. 그러나 소위 제주도에서 황해로 들어가는 황해난류로 추정되는 흐름은 관측되지 않았으며, 해색 인공위성 SeaWiFS 자료의 탁도분포 분석의 결과도 이를 뒷받침해주었다. 제주난류의 축은 KBC와 마찬가지로 바람장과 연안 하천수의 계절변화에 따라 이동한다. 북풍이 탁월한 겨울, 난류축은 Ekman 수송에 의해 서쪽으로 이동하나 북풍이 약하거나 남풍이 우세한 여름과 가을에는 동쪽으로 이동하며 동으로 확장하는 중국연안수는 제주난류수를 오른쪽으로 압박하는 역할을 한다.

10. 황동중국해의 조류특성

2층모델을 이용하여 황동죽국해에서 조석 및 조류의 경압반응을 고찰하였다. 성층의 강도 변화는 상층 두께의 변화를 통해 조절하였다. 관측치와 모델치의 비교결과 관측조류의 기울기가 비교적 잘 재현되었으며, 경압에너지 플러스가 외해쪽으로 향하는 양자강 근처 외해역에서 유속의 연직 경사가 상대적으로 크게 나타났다. 층간의 유속기울기의 공간적 비균질성은 조석역학 측면에서 흥미롭다할 수 있다. 상층에서의 조류타원의 회전방향은 거의 같으나, 한반도 남서끝단외측에서는 서로 반대되는 특성을 보였다. 강 등(1995)에 의해서 발견된 M_2 반일주조의 계절변동성을 하계와 동계에 특징적인 실험을 통해 고찰하고자 하였다. 하계 성층조건에서 M_2 반일주조의 진폭은 동계에 비해 약 10cm 감소하였으며, 이는 관측결과에서도 나타나는 경향이다. 이러한 결과는 순압에너지의 경압 조석에너지로의 전환이, 하계에 들어섬에 따라, 점차 강화되기 때문이며, 이러한 기작이 이 해역의 반일주조 계절변화의 주된 이유로 생각된다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

V. 연구개발의 활용계획

본 보고서는 동중국해 중서부해역 해양순환 연구사업의 최종보고서로 3차년도인 1999년 1년간 수행한 해양조사와 연구결과를 중심으로 구성하였으며, 연구목표와 관련된 주요 사항은 3개년의 연구 결과를 기술하였다. 연구는 동중국해 중서부역의 해류관측 및 해양학적 특성 (물리, 생물), 수치모델 (담수 plume, 조석·조류, 해수순환) 등 다분야 학제적 연구팀에 의해 수행되었다. 또한, 국제공동프로그램인 WOCE의 한국계획으로 참여하였으며 중국 국가해양국 제2해양연구소, 일본 가고시마 대학과 지역국가간 협력을 추진하였다. 연차별로 1회씩 1997년 3월, 1998년 9월 그리고 1999년 6월에 종합해양조사를 실시하였으며, 전선역에서 해양구조와 하계 양자강수 확장을 파악하기 위하여 지역해양조사를 제주도 주변해역에서 1997년 6월, 1998년 4월과 8월에 각각 1회씩 실시하였다.

연구는 주요 해양과정 고찰 위주로 수행하였으며, 특히 동중국해 중·서부역의 해양순환의 근간이 되는 제주난류 및 황해난류, 해양전선, 대륙붕단 해양구조, 양자강 담수 구조와 확장에 초점을 맞추었다. 한편, 양자강수 확장 역학구조를 위한 수치모델실험, 황해-동중국해의 정교한 조석수치모델, 황해-동중국해 해수순환모델 정립을 위한 수치모델연구기반을 구축하였다.

사업기간중 획득한 모든 해양자료와 연구성과는 국내에서 이루어진 가장 최신의 해양정보이다. 연구해역의 해양구조와 변동에 대해 아직도 많은 부분이 규명되지 못하였으나, 본 연구결과는 우리보다 훨씬 앞서서 이 해역을 조사하고 연구해 오고 있는 인접연안국인 일본과 중국의 해양과학 연구수준에 비해 뒤떨어지지 않는다. 이러한 연구결과는 최근 배타적경제수역 선포에 따른 우리의 동중국해 관할수역의 관리 뿐 아니라 해양보전과 해양자원 이용을 위한 기초정책자료로 충분히 활용될 수 있다. 특히, 동중국해 중서부역에서 발생하는 주요 해양과정에 대한 이해는 향후 인접 연안국보다 우위를 점할 수 있는 정책결정에 밑바탕이 되는 과학정보를 제공할 수 있다. 특히, 주요해양과정 규명과 정교한 수치모델 개발을 통해 동중국해 해황예보, 해양환경보전과 해양수산자원의 효율적 관리, 전지구적 기후변동과 연계된 지역기후변동 예측에 큰 기여를 할 수 있다. 1999년 6월 해양조사는 1998년부터 중국국가해양국 제2해양연구소와 공동으로 수행중인 동중국해에서의 폭풍발달 연구를 위한 한중 공동 집중조사의 일환으로도 실시되었기 때문에 장마시 동중국해상의 해양-대기 상호작용 연구의 기초자료로 활용중이다.

특히, 1998년도 8월과 9월에 제주도 서부해역에서의 해양조사는 양자강 범람에 따른 극저염수의 제주도 주변해역으로 확장되는 상황을 실질적으로 감시하는 역할도 담당하였으며, 해양수산부와 국립수산진흥원, 국회 및 언론매체에 이르기까지 양자강 담수에 관한 해양정보를 관계기관 및 국민에게 적시에 제공하였다. 위성추적

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

부이에서 측정된 해표면 수온자료가 WMO의 전세계기상예보 기초자료로 활용되었으며, 향후 적외선위성영상을 보정하는데 활용할 것이다. 또한, 하계 조사시 관측된 클로로필의 농도는 인공위성 해색센서 SeaWiFS 자료의 보정을 위한 기초자료로 활용되었으며 앞으로 보다 정확한 실험식 산출에 계속 이용될 것이다. 황해와 동중국해 경계역에서 조사한 해류자료와 해수특성자료는 동중국해 자체는 물론 최근 악화되고 있는 황해의 해양환경보전을 위한 연구에 중요한 자료로 이용될 것이다. 한편, 동중국해 대륙사면역에서의 해양조사는 우리나라 해역에 공급되는 난류수의 기원과 변동 규명을 위한 국내 유일의 연구활동으로 해양변동은 지역기후시스템의 이해와 예측에 활용될 수 있다. 이외에 본 연구성과는 동중국해의 어·해황 분석 및 예보, 오염사고 발생시 오염경로, 해상사고시 인명구조와 수색에 직접 활용할 수 있으며, 더 나아가 해군작전에 직접 이용된다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

SUMMARY

Ⅰ. Title

Study on the Ocean Circulation in the Western and Middle area of the East China Sea

Ⅱ. Objective and necessity of the study

1. Goal of the second phase study (1997-1999)

Study on major coastal ocean processes related to the ocean circulation in the western and middle area of the East China Sea (ECS).

Major items

- Ocean circulation of the western ECS,
- Origin and route of the Cheju Warm Current and the Yellow Sea Warm Current,
- Eastward extension of the Changjiang freshwater plume and its dynamical processes,
- Exchange of sea water and materials between the southern Yellow Sea and the northwestern ECS,
- Relation between oceanic fronts and material transports.

2. Main purposes of the third-year study

- Interdisciplinary oceanographic survey in summer (Jang-Ma season) in the western and middle ECS,
- Numerical modelling study for tide, plume, and circulation.
- Analysis of major oceanographic processes
- Summarize the second stage project

3. Necessity

a. Providing ocean policy data for management and utilization of the exclusive economic zone (EEZ) of the East China Sea (ECS),

b. Investigating ocean current and circulation for environmental prevention, fisheries, and exploitation of marine resources in the ECS,

c. Clarifying major ocean processes in the western ECS and depicting the

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

ocean circulation of the western ECS.

Ⅲ. General scope of the study

1. Summary of the 1st year(1997) study

a. Interdisciplinary survey in winter
- Survey area: the western and middle ECS
- Observation periods: March 1 to 10, 1997
- Vessel: R/V Onnuri of KORDI (1400 ton class)
- Major items: CTD, current (drifters, ship-borne ADCP), primary production, plankton

b. Local survey for the movement of Changjiang plume
- Survey area: the area between Cheju-do and the mouth of Changjiang
- Observation period: June 7 to 13, 1997
- Vessel: R/V Eardo of KORDI (350 ton class)
- Major items: CTD, current (drifters, ship-borne ADCP)

c. Local survey the area around Cheju-do (co-survey with Cheju Nat'l Univ.)
- Survey area: the Cheju strait, the eastern and western area of Cheju-do
- Observation period: the Cheju strait- monthly obs. from Jan. to Oct. 1997, the areas west and east Chejudo- July 21 -22 and Feb. 22-23,1997
- Vessel: R/V Hanla(200 ton class) of Cheju Nat'l Univ.
- Survey items: CTD, current (TGPS)

d. International cooperation
- Participating in the World Ocean Circulation Experiment /Surface Velocity Programme (WOCE/SVP)
- Regional cooperation with China and Japan

2. Summary of the second year (1998) study

a. Local survey in the western area of Cheju-do in spring
- Survey area: southwestern area of Cheju-do
- Observation period: April 24 to 30, 1998
- Vessel: R/V Onnuri (1400 ton class) of KORDI

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

- Survey items: CTD, current (drifters, ship-borne ADCP)

b. Local survey in summer for Changjiang plume
- Survey area: the Cheju Strait and western area of Cheju-do
- Observation period: August 12 to 18, 1998
- Vessel: R/V Eardo of KORDI (350 ton class)
- Major items: CTD, current (drifters, ship-borne ADCP)

c. Interdisciplinary survey in summer
- Survey area: the western and middle ECS
- Observation periods: September 11 to 17, 1998
- Vessel: R/V Onnuri of KORDI (1400 ton class)
- Major items: CTD, current (drifters, ship-borne ADCP), primary production, plankton

d. Study on major oceanographic processes
- Basic current structure in the western ECS
- Hydrographic structure of Chinese coastal water and its seasonal variation
- Structure of the Changjiang plume and its eastward extension
- Chlorophyll distribution and its relation with primary production
- Separation of Kuroshio water and its penetration onto the shelf
- Structure of the Cheju Warm Current and its seasonal variation
- Preliminary analysis of current structure on the continental slope of ECS

e. Study on water movement by numerical models
- Tide, the eastward extension of Changjiang plume, and general circulation

f. International cooperation
- Participating in the World Ocean Circulation Experiment /Surface Velocity Programme (WOCE/SVP)
- Regional cooperation with China and Japan

3. The scope of the third year (1999) study

a. Interdisciplinary survey in summer (Jang-Ma season)
- Survey area: the western and middle ECS
- Major items: CTD, current (drifters, ship-borne ADCP), primary production,

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

plankton, ocean optics
- Observation periods: June 17 to 29, 1999
- Vessel: R/V Eardo of KORDI (350 ton class)

b. Processing of survey data and analysis of oceanographic processes
- Quality-control of survey data
- Basic processing of data collected in 1999
- Analysis of Hydrographic data for oceanographic processes

c. Study on major oceanographic processes
- Basic current structure in the western ECS
- Hydrographic structure of Chinese coastal water and its seasonal variation
- Structure of the Changjiang plume and its eastward extension
- Separation of Kuroshio water and its penetration onto the shelf
- Structure of the Cheju Warm Current and its seasonal variation
- Preliminary analysis of current structure on the continental slope of ECS

d. Ecological dynamics and biological optics
- Investigation of parameters for Chlorophyll distribution, primary production and biological optics
- Analysis of SeaWiFS data
- Effects of the Changjiang plume on the primary production

e. Study on water movement by numerical models
- Numerical modeling for the general circulation of the ECS
- Numerical modeling of tide in the case of background stratification
- Study for the eastward extension of Changjiang plume

f. Participation in international programs and regional cooperation with China and Japan
- International cooperation: participating in the World Ocean Circulation Experiment /Surface Velocity Programme (WOCE/SVP)
- Regional cooperation with China and Japan
  - Second Institute of Oceanography, SOA, China : intensive survey in June 1999 (Chinese P.I.: Professor Y. Yuan)
  - Kagoshima University, Japan : joint measurements of currents in the Okinawa trough (Japanese P.I.: Professor H. Ichikawa)

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

Ⅳ. Results of the study

1. Current measurements in the East China Sea

Current measurements were conducted by experiments of satellite-tracked drifters, ship-borne ADCP and moorings of current meters.

(1) Current observations

- Release of 13 and 8 drifters in early March and June 1997, respectively.
- Release of 10, 3 and 8 drifters in late April, August and September 1998, respectively.
- Release of 3 drifters in February 1999 in the western area of Cheju-do to examine Yellow Sea Warm Current and 12 drifters in June 1999 in the western and middle East China Sea.
- Operation of ship-mounted ADCP along cruise lines during oceanography survey in 1997 and 1998.
- Mooring of current meters at two points in the western continental slope area of the deep trough west of Kyushu during November 1997 to March 1998 and one point in the continental slope of Kuroshio branching area during September 1998 to June 1999. Each mooring had three RCMs.

(2) major results of the drifter experiments

- Most drifters, moving to the northwest in the southwestern area of Cheju-do, entered the Cheju Strait after turning clockwise around Cheju-do,
- There was no direct evidence of the Yellow Sea Warm Current flowing into the Yellow Sea, but westward or northwestward flows were observed in the northwest of Cheju-do during Typhoon season,
- Changjiang Diluted Water moved to the east toward south of Cheju-do with a mean speed of 10~20 cm/s on the Changiang bank in June 1997 and August 1998,
- A northward flow with a mean speed of 5~8 cm/s was observed in Changjiang bank toward western area of central through of southern Yellow Sea during June to August 1999,
- There was no dominant flow over the Changjiang Bank in autumn and winter,
- Drifters, released in the middle shelf shallower than 100 m of Taiwan Warm Current region, moved to the east or northeast in the area south of 30°N then moved to the northeast along the 100 m isobath or joined Kuroshio.

(3) Major results of the current moorings

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

- A southward or southwestward flowing deep current was observed in the western slope area of the deep trough west of Kyushu.
- The deep current had a dominant periodicity around 15-20 days.
- The deep current was a counter-current of the Kuroshio Branch current flowing northward along the western shelf edge of the trough and it might occur in close association with local upwelling there in the slope area.

2. Physical properties of sea waters

The purposes of the second stage study is to find characteristics of the movement of the Yangtze River diluted water, the Yellow Sea Warm Current, the Cheju Warm Current, and the Yellow Sea Bottom Cold Water etc. and to investigate physical processes which control mixing between water masses. For this, Interdisciplinary surveys were conducted once a year in March 1997, September 1998 and June 1999. In addition, three regional surveys were carried out to understand the frontal structure and the movement of the Yangtze River diluted water in the region around Cheju-do in June 1997 and April and August 1998. In summer, the Yangtze River plume flows generally toward Cheju-do but it is shown that the route of the axis passes the Cheju Strait or the region south of Cheju-do. It is suggested that the annual variation in the route of the Yangtze River Dilutes Water is governed by the winds and the sea level in the southern Yellow Sea but is not correlated with the density structure in the lower layer. The Yangtze River Diluted Water moves in the ECS in the shape of patch and the lateral scale of the low salinity core of a patch is about 100 km/2 psu. The low salinity waters originated from the Yangtze River and the northern Yellow Sea in summer flow generally toward Cheju-do, but parts of waters remains in the southern Yellow Sea in fall and the region between Cheju-do and the Yangtze River through the winter time and move to the eastward in the warm season. A distinctive feature in the mid-western ECS is the thermohaline front formed between coastal waters and the ECS shelf waters or the Tsushima Warm Current waters. In summer, the front is a demarcation between the Cheju Warm Current Water and fresh waters distributed in the shallow region east of the Yangtze River and the southern Yellow Sea. In winter, it moves slightly to the southeast and makes a boundary between the Yangtze River diluted water and the Tsushima Warm Current water and between the Yellow Sea Bottom Cold Water and the Cheju Warm Current Water in the upper and lower layers, respectively. Cross frontal intrusive phenomena with about 10 m thickness were

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

frequently observed and it is suggested that the intrusion occurs along the isopycnal surfaces. Such a small scale vertical structure means that the mixing is strong through a cascade of energy from the large to the small scale of variability and it also indicates that the frontal mixing in the region is governed by irreversible fine structure rather than reversible fine structure.

3. Distribution of biogeochemical properties

The concentrations of dissolved inorganic nutrients and dissolved oxygen in the southwestern parts of Cheju Island are obviously higher than those in the Kuroshio region. The concentrations of dissolved oxygen and nutrients in the shelf are vertically homogeneous. Temperature and salinity of water are negatively correlated with the concentrations of dissolved oxygen and dissolved inorganic nutrients. In general, the Kuroshio water contains low dissolved oxygen and dissolved inorganic nutrients contents, while coastal waters including the Changjiang Diluted Water contains high dissolved oxygen and high dissolved inorganic nutrients. Therefore, the mixing among the three end members, the nutrient-poor Kuroshio, the nutrient-rich coastal water, and the mixed water between the Kuroshio and coastal waters, controls the distribution patterns of dissolved oxygen and dissolved inorganic nutrients in the East China Sea in March 1997. Also, photosynthesis and respiration processes slightly modifies the characteristics of the water chemistry in the East China Sea. The activity of ^{228}Ra in the surface waters was higher in the coastal waters adjacent to the Korea peninsula and Chinese continent (>0.3 dpm/l) than those in the shelf break of the East China Sea and in the eastern channel of the Korea Strait (<0.2 dpm/l). The distribution pattern of ^{226}Ra activity was similar to those of ^{228}Ra. There was an inverse relationship between $^{228}Ra/\ ^{226}Ra$ activity and salinity. The $^{228}Ra/\ ^{226}Ra$ activity was about twice higher in the Korean and Chines coastal area (1.61 ~ 2.12) than those in the shelf break of East China Sea. Assuming that the decay of ^{228}Ra is negligible during mixing and transport of sea water, about 11~41% of the South Sea Water of Korea was originated from the shelf water of the East China Sea and the Yellow seas.

4. Distribution of chlorophyll and primary production

To understand the high production mechanism in the shelf region of the East China Sea, chlorophyll distribution, primary production and bio-optical properties have been investigated. Ocean color data from SeaWiFS have also



IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

been analysed. In March 1997, when the Changjiang River discharge is not strong, high chlorophyll concentration appears in the front region between the Tshushima Warm Current and the southerly Chinese Coastal Current. In September 1998, the Changjiang River Diluted Water spreaded in a broad region south to the Cheju Island eventually flowing east into the East Sea. The Changjiang River Diluted Water flowed eastward latitudinally. High chlorophyll area appeared where the water was stratified due to halocline. In June 1999, a similar pattern with the summer of 1998 was observed: High chlorophyll concentration was present haf way between the River mouth and the Cheju Island. Therefore, during summer season, local production enhancement occur by the Changjiang River Discharge while in March, local enhancement locally occurr at the frontal region. These mechanisms maintain the high productivity of the region in addition the seasonal bloom cycles. Photosynthesis parameters showed values similar to those of the spring of 1995, while P_m^B values were higher. α values ranged 0.0042~0.169 $mgC/mg\text{Chl-a}/(\mu E/m^2/s)/h$, P_m^B values ranged 1.817~24.6 $mgC/mg\text{Chl-a}/(\mu E/m^2/s)/h$. I_k values ranged 89.8~306.4 $\mu E/m^2/s$. Most of the study area belonged case 2 waters according to the bio-optical properties. The concentrations of suspended sediments and dissolved organic matter were substantial. The actual production enhancement was limited in space although the SeaWiFS images gave apparent increase in the chlorophyll concentration over a very wide area.

5. Establishment of circulation model and numerical experiment for the ECS

Numerical ocean circulation model was established for the East China Sea based on the GFDL MOM(Modular Ocean Model) version 3.0 which is capable of treating the bottom depth as a partial cell in the vertical grid and of calculating free surface in the top layer.

The circulation pattern obtained from the initial stage of the numerical integration for the Yellow Sea and the East China Sea in winter shows relatively strong southward currents both along the Korean and the Chinese coasts in response to the northerly wind stress, and the northward current through the middle part of the Yellow Sea. Strong southwestward current was formed off the southwestern coast of China. The Kuroshio simulated in the model flowed northwestward over the ECS shelf slope with a weak meandering. A part of the flow was separated from the main stream of the Kuroshio in the southwestern part off Kyushu and flowed to the southern sea of Korea, suggesting a formation of the Tsushima Current.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

6. Numerical study on the Changjiang plume

Realistic geometry and topography of the Yellow and East China Seas are introduced into the model and effects of wind and time variation of the river discharge are studied. It is shown that the realistic topography make the low salinity water to expand northward easier. It is confirmed that the low salinity water near the surface expands according to Ekman dynamics and the southerly among four main wind directions is most responsible for the eastward extension of the plume toward Cheju-do. It is also shown that the Yangtze (Changjiang) River Diluted Water can disperse to the entire Yellow Sea in the absence of tide, wind and mean current. In addition, the results from a model with tide show that the Yangtze River Diluted Water reaches further to the western and southern coastal regions of the Korean Peninsula than those without tide. All the results suggest that the movement of the Yangtze River Diluted Water is controled by complex parameters of topography, wind and tide etc..

7. Preliminary study on the northeastward movement of Changjiang freshwater.

We investigated spatial structure and pathway of the Changjiang freshwater in the area between the Changjiang estuary and Cheju-do, together with possible driving mechanism for the eastward movement. The Changjiang diluted water that originates from the Changjiang discharge extended to the northeast as a series of patches, distributed in the thin surface layer. The freshwater patches are estimated to move at a speed of about 7 *km/day*, so they may arrive at the western area of Cheju-do one month later after leaving the Changjiang estuary. The patches sometimes flew into the Cheju Strait or moved to the east by passing the area south of Cheju-do, although their pathway is very variable in time and space. The current structure is found to be dominated by baroclinicity in the area where the patches are located. The notheastward movement of the patches between the Changjiang estuary and west of Cheju-do is concluded to be caused mainly by surface wind field.

8. Separation of the Kuroshio water and its penetration onto the continental shelf west of Kyushu

The separation of Kuroshio water west of Kyushu and its penetration onto the continental shelf of the East China Sea were investigated by analyzing trajectories of satellite-tracked surface drifters deployed during 1989-1996. Conductivity, temperature, and depth (CTD) data collected in the eastern East

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

China Sea in December 1993 and late April - early May 1995 were also analyzed. Composite trajectories of 172 drogued drifters provided direct evidence of the separation of the northeastward flowing Kuroshio into two parts at the western mouth of the deep trough southwest of Kyushu. The Kuroshio main stream turns to the east toward the Tokara Strait and a northward flowing branch current penetrates onto the shelf across the continental slope west of the trough. Analysis of the CTD data and drifter trajectories, concurrently observed, shows that the branch current was part of the inshore Kuroshio, just upstream before its separation. During the periods of CTD observations, the separated, inshore Kuroshio water intruded northward in a tongue shape along the shelf break of the trough and penetrated onto the shelf after crossing obliquely the western continental slope of the trough. The water that penetrated onto the shelf continued to flow northward toward the Korea Strait. The main path of this water was easily traced by its high salinity, which is characteristic of the inshore Kuroshio water. Application of an inverse method to the observed CTD data also supports the separation and penetration of the Kuroshio and calculates the volume transport of the northward branch to be about 4.0 Sv for the two different surveys. The tongue shaped intrusion of the inshore Kuroshio water onto the outer shelf may take place in close association with the eastward turning of the Kuroshio main stream and it might be caused by the vorticity adjustment created by the eastward turning of the Kuroshio.

9. Seasonal variation of the Cheju Warm Current

The Cheju Warm Current has been defined as a mean current that rounds clockwise Cheju-do and transports warm and saline water to the western coastal area of Cheju-do and the Cheju Strait in the northern East China Sea (Lie et al., 1998). Seasonal variation of the Cheju Warm Current and its relevant hydrographic structures were examined by analyzing CTD data and trajectories of satellite-tracked drifters. Analysis of a combined data set of CTD and drifters confirmed the year-round existence of the Cheju Warm Current west of Cheju-do and in the Cheju Strait, which flew at speeds of 5 to 40 cm/s. In winter, the Cheju Warm Current water appeared in a relatively large area west of Cheju-do, bounded by a strong thermohaline front formed in a 'Γ' shape. In summer, it retreated to the western coastal area of Cheju-do, sometimes to the eastern coastal area in autumn and appeared only in the lower layer. The Cheju Warm Current is found to flow in the western channel of the Korea/Tsushima Strait after passing through the Cheju Strait and contributes significantly to the

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

Tsushima Warm Current.

10. Fine grid tidal modeling of the Yellow and East China Seas

Under stratified condition are investigated the baroclinic response of tide and tidal current in the Yellow and East China Seas, using two-layer numerical model. The varying degree of stratification in order to examine different baroclinic effect are assigned in terms of varying upper layer thickness and density difference.

Comparison between available current observations and model result shows the reasonable agreement for the shear characteristics of tidal current, with relatively large current shears dominated around the shelf region off the Yanztze river, where baroclinic energy flux are seen to radiate toward the offshore area. The degree of inhomogeneity of current shear between layers is quite interesting from the tidal dynamics point of view. In addition, the rotation direction of tidal ellipse are mostly same between upper and lower layers, but reverse at the region off the southwestern tip of Korean peninsula.

The seasonal variability of M_2 tide in the YECS, especially along the Korea/ Tsushima Strait, which was revealed in Kang et al. (1995), is investigated by a series of numerical experiments with varying degree of stratification which is specific for the winter and summer seasons. In particular the amplitude of M2 tide at Cheju harbor decreases nearly by 10 cm (about 10% less than that of winter) during summertime stratification condition, which coincides with the observations. This result indicates that the increased scattering of barotropic tidal energy into baroclinic energy, due to increased stratification toward summer season, could be the main cause of seasonal variability of the M2 tide in the area.

V. Conclusion suggestions

This report is the final report of the project for the ocean circulation of the western East China Sea (ECS). The report includes research activities and results conducted during 1997-1999 in the study area but more focused on results obtained in 1999. The project was conducted by an interdisciplinary study group composing of various teams in ocean current, oceanographic properties (physics, biology), numerical model for freshwater plume, tide and tidal current and the general circulation of the ECS. This project has also been performed as part of

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

the international WOCE program and Korean programs of regional cooperation with Kagoshima University in Japan and Second Institute of Oceanography in China. During the second-stage study, we conducted one interdisciplinary survey per year in the western ECS: in March 1997, September 1998 and June 1999. Also, the local surveys for studies on frontal structure and on the northeastward extension of the Changjiang fresh water toward Cheju-do in June 1997, April and August 1998.

The study was focused on understanding of major oceanic processes in the western ECS, especially for the Cheju Warm Current and the Yellow Sea Warm Current, fronts in shallow water, oceanographic structure in the shelf edge of ECS, structure in summer of the Changjiang fresh water together with its eastward extension. On the other hand, elaborate numerical modelling was peformed for the Changjiang freshwater plume, tide and tidal current in the study area and a general circulation model with simple code has been developed.

All data acquired through this project can be used as basic dataset not only for the general management of the ECS under the Korean jurisdiction, but also for marine preservation and utilization of marine resources. Our better understanding on the major oceanographic processes may provide a scientific information inevitable for the policy-making regarding the ECS. Clarification of the oceanic processes and development of elaborate numerical models may contribute significantly to the prediction system of oceanic conditions in the ECS, the efficient management system of marine resources and protection, and forecasting of the regional climate change in association with the global climate change. The survey in June 1999 was conducted as a part of intensive observation for the study of developing storm in the ECS with the Second Institute of Oceanography of SOA, China and the data is using in the study of air-sea interaction in the ECS as a basic data

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

목 차

요약문 (국문) 3
요약문 (영문) 15
표차례 39
그림차례 41

제 1 장 서론 47
제 1 절 연구사업의 배경 49
제 2 절 연구동기 및 필요성 49
제 3 절 연구추진과정 51
제 4 절 연구개발 목표 및 주요 사업 내용 51
1. 연구방향 51
2. 연구개발 목표 52
가. 제2단계 연구목표 (1997-1999) 52
나. 제2단계 중점 주요 해양과정 연구 52
다. 3차년도 주요목표 52
3. 연차별 연구개발목표 및 범위 53
제 5 절 주요 연구내용 53
1. 1차년도 연구내용 요약 53
2. 2차년도 연구내용 요약 54
3. 3차년도 주요 연구 내용 55
제 6 절 역할분담 및 추진체계 56

제 2 장 국내외 기술개발 현황 59
제 1 절 국내 기술개발 현황 61
제 2 절 국외 기술개발 현황 62
제 3 절 주요 분야별 연구동향 62
1. 해류 및 해수순환 분야 62
2. 해수특성분야 64
3. 기초생산 및 생물광학 분야 65
4. 양자강 하천수 plume의 확장 66
5. 해수순환 수치모델 분야 66
6. 조석수치모델 분야 68

제 3 장 연구개발수행 내용 및 결과 69
제 1 절 해류조사 성과 71

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

1. 서론 71
2. 조사 개요 72
3. 위성추적부이 실험에 의한 해류조사 73
가. 조사 방법 73
나. 1999년 2월 부이 실험 73
다. 1999년 6월 부이 실험 76
라. 토의 및 결론 79
4. 쿠로시오 분기역에서 심층해류의 구조 80
가. 해류관측 80
나. 자료분석 및 결과 81
다. 해류구조 82
제 2 절 해수의 물리적 특성 97
1. 관측 개요 97
2. 1999년 6월 관측 결과 97
가. 수온-염분도(T-S diagram)상의 분포 97
나. 수직분포 97
다. 수평분포 101
3. 동중국해 중·서부역의 해황 분석 102
가. 양자강유출수 확장 102
(1) 양자강유출수 분포의 연변화 102
(2) 양자강유출수의 공급형태 104
(3) 여름철 양자강유출수의 이동 주축의 방향 105
(4) 저염수덩어리 이동과 저층수 밀도분포와 관계 106
나. 전선구조 106
다. 약층구조 107
제 3 절 친생물원소의 동계분포 특성 124
1. 연구 개요 124
2. 재료 및 방법 125
가. 조사해역 및 관측시기 125
나. 시료채취, 보존 및 분석방법 125
(1) 시료채수 및 보존 125
(2) 용존산소 125
(3) 용존무기영양염류 125
(4) *Ra* 동위체 분석 126
3. 결과 126
가. 용존산소 및 용존무기영양염류 수평분포 특성 126
나. 용존산소 및 용존무기영양염류 수직분포 특성 127

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

4. 고찰 129
가. 동중국해 중·서부역 표층수의 해수기원 예비평가 129
나. 표층수중 ^{228}Ra, ^{226}Ra 방사능 분포 130
(1) 염분과 Ra 동위체와의 관계 132
(2) $^{228}Ra/^{226}Ra$의 농도비 132
(3) 한국 남해역에서의 황해 및 동중국해 대륙붕수 기여율 133
5. 결론 134
제 4 절 엽록소 분포 및 일차생산 156
1. 서론 156
2. 재료 및 방법 157
가. 엽록소 a 157
나. 광학적 특성 157
다. 부유물질 158
라. 일차생산력 158
마. 광합성-광도 모델과 매개변수의 산출 159
3. 결과 160
가. 엽록소의 분포 160
(1) 1997년 3월 161
(2) 1998년 9월 161
(3) 1999년 6월 161
나. 기초생산 163
(1) 1998년 9월 163
다. P-I 특성 163
(1) 1997년 3월 163
라. 광학적 특성 163
(1) 1998년 9월 163
마. 양자강수의 영향 범위 164
(1) 1998년 9월 164
4. 토의 164
제 5 절 동중국해 해수순환 수치모델 184
1. 모델구성과 경계조건 184
가. MOM 3.0의 특성 184
나. 모델구성 184
다. 모델 경계조건과 초기조건 186
2. 순환모델 실험 186
가. 해면 고도분포 186
나. 수심평균 속도장 188

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

3. 결론 189
제 6 절 양자강 하천수 plume의 확장 196
1. 서론 196
2. 수치모델 196
3. 결과 196
4. 논의 및 결론 198
제 7 절 황동중국해의 2층 조석 모델링 208
1. 서론 209
2. 2층모델 212
2.1 모델공식 212
2.2 계산 및 실험 214
3. 결과 : 성층정도 변화에 따른 순압 및 경압 반응 216
3.1 모델과 관측치간의 순압 조석도 비교 217
3.2 조류타원 220
4. 요약 220
제 8 절 위성자료에 의한 중국연안수 이동의 추적 229
1. 서론 229
2. 방법 229
3. 결과 230
가. SS 분포 230
나. SS 분포에 의한 해수 이동 방향 추적 230
(1) 동중국 연안수의 추적 230
(2) SS와 SST 분포에 의한 해수 이동 비교 231
(3) 양자강 담수의 이동 경로 232
4. 결론 233
제 9 절 동중국해 동부해역의 상층해수순환 238
1. 요약문 239
2. 서론 239
3. 부이실험 239
4. 상층해류장 241
5. 해류장의 계절변화 244
6. 'Kuroshio Branch Current' 새로운 용어 정의 244
7. 결론 245
제 10 절 큐슈 서방에서 Kuroshio수의 분리와 대륙붕으로의 유입 247
1. 서론 248
2. 실험 및 자료처리 249
3. Kuroshio의 방향전환과 분리 250

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

4. Kuroshio 수의 분리와 대륙붕으로의 유입 251
가. 겨울조사 253
나. 봄조사 255
5. 역계산법에 의한 수송량 산정 257
6. 표층순환 모식도 및 대마난류의 주경로 259
7. 토론 및 결론 259
제 11 절 제주난류수의 계절변화 262
1. 서론 263
2. 자료 및 해양조사 264
3. 제주난류수의 계절분포 265
4. 제주난류의 계절변화 268
5. 제주난류 연안근접범위 및 경로 273
6. 결론 276
제 12 절 황동중국해 조석모델 278
1. 서론 281
2. 검증 및 분석 자료 284
3. 2차원 조석모델 286
가. 모델공식 286
나. 계산 288
다. 모델검증 289
4. 조류타원특성 291
가. M_4 and MS_4 조석 체계 298
나. 기조력 효과 302
다. 운동량확산항 및 마찰식 효과 305
5. 토론 306
6. 결론 310
제 13 절 양자강유출수 확장 수치실험 314
1. 서론 315
2. 수치모델 316
3. 결과 318
가. 유출양이 일정한 경우 318
나. 바람의 영향을 받는 경우 322
다. 유출량의 연변화가 있는 경우 323
4. 토의 및 결론 327
제 14 절 동중국해 대륙붕단역 쿠로시오 전선소용돌이 세부구조 330
1. 서론 331
2. 현장관측 332

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

3. 결과 334
4. 토의 344

제 4 장 연구개발 목표 달성도 및 대외기여도 349
제 1 절 목표 달성도 351
제 2 절 주요 분야별 목표 달성도 351
1. 해양관측 351
2. 자료분석 및 해양과정연구 352
3. 해수유동 수치모델 연구 352
4. 국제공동연구 참여 및 지역국가 협력 352
제 3 절 과학기술 발전 기여도 353
1. 제주난류의 계절변동과 Kuroshio의 분기 353
2. 중국연안수의 구조와 이동 353
3. 조석·조류 및 해수순환 모델 354
4. 엽록소 분포 및 일차생산 355
제 4 절 연구발표성과 356
1. 국내외 논문발표 356
2. 국내외 논문게제 및 투고 357

제 5 장 연구개발결과의 활용계획 361
제 1 절 활용계획 363
제 2 절 추가연구의 필요성 364
1. 주변연안국 및 국제정세 364
2. 주요 해양과학 문제점 365
제 3 절 제언 367

제 6 장 참고문헌 369

부록 385
1. 동중국해 해수순환과 해양-대기 상호작용에 관한 한-중 공동연구 workshop 프로그램 387
가. 1차 workshop, 1997년 10월 3일- 5일, 중국 항주 387
나. 2차 workshop, 1998년 10월 8일-11일, 중국 항주 390
2. 연구기간중 연구참여자의 논문 게제 및 발표 요약문 393

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

Contents

Summary (Korean) 3
Summary (English) 15
List of Tables 39
List of Figures 41

Chapter Ⅰ. Introduction 47
Section 1. Background of the study 49
Section 2. Motive and necessity of the study 49
Section 3. Promotion procedure of the study 51
Section 4. Objectives and major items of the study 51
1. Goal 51
2. Objectives 52
a. Goal of the second phase study (1997-1999) 52
b. Major items of the second phase study 52
c. Main purposes of the third-year study 52
3. Annual objectives and scope 53
Section 5. Major contents of the study 53
1. Summary of the first-year study 53
2. Summary of the second-year study 54
3. Major contents of the third-year study 55
Section 6. Strategy and method 56

Chapter II. Research status 59
Section 1. Domestic research status 61
Section 2. International research status 62
Section 3. Research trend of major study items 62
1. Ocean currents and general circulation 62
2. Hydrographic characteristics 64
3. Primary production and bio-optical properties 65
4. Extension of the Changjiang freshwater plume 66
5. Numerical models for the general circulation 66
6. Numerical tide models 68

Chapter III. Research contents and results 69

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

Section 1. Current observations 71
1. Introduction 71
2. Outline of Survey 72
3. Current observations by satellite-tracked drifter experiments 73
a. Method 73
b. Buoy experiment in February 1999 73
c. Buoy experiment in June 1999 76
d. Discussion and conclusion 79
4. Structure of deep current in the Kuroshio branching area 80
a. Current measurements 80
b. Data analysis and results 81
c. Current structure 82
Section 2. Physical properties of Sea Water 97
1. Field observations 97
2. Analysis of the data observed in June 1999 97
a. Analysis of T-S diagram 97
b. Vertical distribution 97
c. Horizontal distribution 101
3. Analysis of physical properties of sea water 102
a. Extension of the Changjiang Coastal Water 102
b. Structure of fronts 106
c. Structure of thermo- and halocline 107
Section 3. Distribution of biogeochemical properties in winter 124
1. Introduction 124
2. Material and methods 125
a. Survey area and time 125
b. Water sampling and chemical analysis 125
3. Results 126
a. Spatial distribution of dissolved oxygen and dissolved inorganic nutrients 126
b. Vertical distribution of dissolved oxygen and dissolved inorganic nutrients 127
4. Discussion 129
a. Preliminary study on the origin of the surface water in the East China Sea 129
b. The distribution of 226Ra and 228Ra activity in the surface water 130

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

5. Conclusion 134
Section 4. Chlorophyll distribution and primary production 156
1. Introduction 156
2. Materials and methodology 157
a. Chlorophyll a 157
b. Optical properties 157
c. Suspended matter 158
d. Primary production 158
e. Photosynthesis-irradiance model and estimation of P-I parameters 159
3. Results 160
a. Distribution of chlorophyll a 160
(1) March 1997 161
(2) September 1998 161
(3) June 1999 161
b. Primary production 163
Section 5. Numerical ocean circulation model for the East China Sea ... 184
1. Model configuration and boundary/initial conditions 184
a. Characteristics of MOM 3.0 version 184
b. Model configuration 184
c. Boundary conditions and initial conditions 186
2. Numerical experiment 186
a. Sea surface height distribution 186
b. Depth-averaged velocity field 188
3. Results 189
Section 6. Dispersion of the Yangtze River Plume 196
1. Introduction 196
2. Numerical Model 196
3. Results 196
4. Discussion and Conclusions 198
Section 7. Two-layer Tide Model of the Yellow and East China Seas . 208
1. Introduction 209
2. A two-layer Model 212
2.1 Model formulation 212
2.3 Computation and Experiments 214
3. Results : barotropic and baroclinic responses according to varying stratification 216

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

3.1 Comparison of surface amplitude between model and observations 217
3.2 Tidal current ellipse 220
4. Summary 220
Section 8. Tracking of China Coastal Water by satellite data 229
1. Introduction 229
2. Method 229
3. Results 230
a. SS distribution 230
b. Tracking of seawater movement by SS distribution 230
(1) Tracking of East China Coastal Water 230
(2) Comparison of seawater movement by SS and SST 231
(3) Path of Changjiang River Diluted Water 232
4. Conclusion 233
Section 9. Surface Circulation of the Eastern East China Sea 239
1. Abstract 239
2. Introduction 239
3. Drifter experiment 239
4. Surface current field 241
5. Seasonal variation of surface currents 244
6. New terminology of Kuroshio Branch Current 244
7. Conclusions 245
Section 10. Separation of the Kuroshio water and its penetration onto the continental shelf west of Kyushu 248
1. Introduction 248
2. Experiments and data processing 249
3. Turning and separation of the Kuroshio 250
4. Separation of Kuroshio water and penetration onto shelf 251
a. Winter survey 253
b. Spring survey 255
5. Volume transport by inverse method 257
6. Schematic surface circulation and main route of TWC 259
7. Discussions and conclusions 259
Section 11. Seasonal Variation of the Cheju Warm Current in the Northern East China Sea 263
1. Introduction 263
2. Data used and regional surveys 264

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

3. Seasonal distribution of cheju warm current water 265
4. Seasonal movement of cheju warm current 268
5. Inshore limit and pathway of cheju warm current 273
6. Conclusions 276
Section 12. Fine grid tidal modeling of the Yellow and East China Seas 280
1. Introduction 281
2. Data for validation and analysis 284
3. A two-dimensional tidal model 286
a. Model formulation 286
b. Computation 288
c. Model Validation 289
4. Characteristics of tidal ellipses 291
a. M_4 and MS_4 tidal regimes 298
b. Effects of tide generating force 302
c. Effects of momentum diffusion term and different friction formula 305
5. Discussion 306
6. Conclusions 310
Section 13. A Numerical Experiment on the Dispersion of the Changjiang River Plume 315
1. Introduction 315
2. Numerical model 316
3. Results 318
a. Constant discharge experiment 318
b. Wind experiment 322
c. Annual variation of river discharge experiment 323
4. Discussion and conclusions 327
Section 14. A Detailed structure of the Kuroshio frontal eddy along the East China Sea 331
1. Introduction 331
2. Field observation 332
3. Results 334
4. Discussions 344

Chapter IV. Achievement of the study and contribution 349
Section 1. General achievement 351

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

Section 2. Achievement of major study fields 351
1. Oceanogrphic survey 351
2. Data analyses and study on oceanographic processes 352
3. Numerical modeling for water movement 352
4. Regional and international cooperations 352
Section 3. Scientific contribution 353
1. Seasonal variation of the Cheju Warm Current and separation of the Kuroshio 353
2. Structure of Chinese coastal water and its movement 353
3. Numerical model study on tide and general circulation 354
4. Chlorophyll distribution and primary production 355
Section 4. Presentation and publication of scientific articles 356
1. List of presented papers 356
2. List of publications printed and submitted 357

Chapter V. Application plan of the research outputs 361
Section 1. Application 363
Section 2. Necessity of further study 364
1. Situation of the neighboring coastal states and the world 364
2. Major issues in ocean sciences 365
Section 3. Suggestions 367

Chapter VI. References 369

Appendix 385
1. Agenda of the workshop of Korea-China cooperative study on Circulation and Air-sea Interaction in the East China Sea. 387
a. First workshop, October 3-5, 1997, Hangzhou, China. 387
b. Second workshop, October 8-11, 1998, Hangzhou, China. 390
2. Abstracts of publications presented during the second phase. 393

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

List of Tables

Table 1-1. Information on the satellite-tracked drifters experiment during 1997-1999. 74

Table 1-2. Information on moored data at station K98 since September 1998. 80

Table 1-3. Statistics of moored current data at station K98 for September 1998 - June 1999. The first and second periods represent during October 16, 1998 to March 16, 1999 and March 31 to June 22, 1999, respectively. 82

Table 2-1. Outline of CTD observations during the 2nd stage of the project. 97

Table 3-1. Characteristics of end-members in the Northwestern East China Sea. 130

Table 3-2. *Ra* isotopes activities in the surface water of the East China Sea and the South Sea of Korea in October 1996. 131

Table 4-1. P-I (photosynthesis-irradiance) parameters. 166

Table 5-1. Vertical grid resolution at T cell (unit in m). 185

Table 7-1. Experimental cases in this study. 216

Table 7-2. Observed (OBS) and calculated (CAL) M_2, elevation amplitudes and phases for the sites shown in Fig. 3. Phase lag are referred to 135 ° N. Amplitude(am) is in cm and phase lag(ph) in degrees. 218

Table 7-3. RMS (amplitude, phase lag) difference at all tide sites in Fig.3. ... 219

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

List of Figures

Fig. 1-1. Release point of satellite-tracked drifters deployed in 1999. Symbols '+' and '◇' denote release points in February and September, respectively. 83

Fig. 1-2. Trajectories of three satellite-tracked surface drifters released in the western area of Cheju-do in February 1999. 84

Fig. 1-3. Trajectories of seven satellite-tracked surface drifters released in the south - southwestern sea of Cheju-do in June 1999. 85

Fig. 1-4. Trajectories of two satellite-tracked surface drifters released over the Changjiang Bank in June 1999. 86

Fig. 1-5. Trajectories of three satellite-tracked surface drifters released in the Taiwan Warm Current region in June 1999. 87

Fig. 1-6. A composite map of trajectories of satellite-tracked drifers deployed in the western and middle part of East China Sea during 1997 to 1999. Arrows indicate daily mean velocity vector. 88

Fig. 1-7. Location of current moorings in the trough west of Kyushu during 1997 to 1999. 89

Fig. 1-8. Time plots of meter depth, current speed and direction, u and v currents, temperature and salinity at 498 m of station K98 during September 15, 1998 to June 22, 1999. 90

Fig. 1-9. Time plots of meter depth, temperature and salinity at 553 m of station K98 during September 15, 1998 to June 22, 1999. 91

Fig. 1-10. Time plots of meter depth, current speed and direction, u and v currents, temperature and salinity at 613 m of station K98 during September 15, 1998 to June 22, 1999. 92

Fig. 1-11. Time plots of meter depth, current speed and direction, u and v currents, temperature and salinity at 713 m of station K98 during September 15, 1998 to June 22, 1999. 93

Fig. 1-12. Stick vector plots of low-passed currents at station K98 during September 15, 1998 to June 22, 1999. 94

Fig. 1-13. Progressive vector diagrams at station K98 during (a) October 17, 1998 to March 15, 1999 and (b) April 1 to June 21, 1999. 95

Fig. 1-14. Rotary spectra of low-passed currents at station K98 during October 17, 1998 to March 15, 1999. 96

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

Fig. 2-1. Study area showing observation stations in June 1999. 108
Fig. 2-2. T-S diagram of data observed in June 1999. 109
Fig. 2-3. Vertical distribution of temperature, salinity and density in the section K in June 1999. 110
Fig. 2-4. Vertical distribution of temperature, salinity and density in the section A in June 1999. 111
Fig. 2-5. Vertical distribution of temperature, salinity and density in the section B in June 1999. 112
Fig. 2-6. Vertical distribution of temperature, salinity and density in the section C in June 1999. 113
Fig. 2-7. Vertical distribution of temperature, salinity and density in the section D in June 1999. 114
Fig. 2-8. Vertical distribution of temperature, salinity and density in the section E in June 1999. 115
Fig. 2-9. Vertical distribution of temperature, salinity and density in the section G in June 1999. 116
Fig. 2-10. Vertical distribution of temperature, salinity and density in the section I in June 1999. 117
Fig. 2-11. Vertical distribution of temperature, salinity and density in the section J in June 1999. 118
Fig. 2-12. Horizontal distribution of temperature, salinity and density at 5m depth in June 1999. 119
Fig. 2-13. Horizontal distribution of temperature, salinity and density at 15m depth in June 1999. 120
Fig. 2-14. Horizontal distribution of temperature, salinity and density at 30m depth in June 1999. 121
Fig. 2-15. Horizontal distribution of temperature, salinity and density at 50m depth in June 1999. 122
Fig. 2-16. Distribution of low salinity waters in September 1999 and trajectories of satellite-tracked drifters in August-September 1999. 123

Fig. 3-1. Location of sampling stations in the East China Sea in March, 1997. 135
Fig. 3-2. The horizontal distribution of dissolved oxygen (μM) in March, 1997. (a) 0m, (b) 20m, and (c) 50m layer. 136
Fig. 3-3. The horizontal distribution of ammonium ion (μM) in March, 1997. (a) 0m, (b) 20m, and (c) 50m layer. 137

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

Fig. 3-4. The horizontal distribution of nitrate (μM) in March, 1997. (a) 0m, (b) 20m, and (c) 50m layer. 138
Fig. 3-5. The horizontal distribution of phosphate (μM) in March, 1997. (a) 0m, (b) 20m, and (c) 50m layer. 139
Fig. 3-6. The horizontal distribution of silicate (μM) in March, 1997. (a) 0m, (b) 20m, and (c) 50m layer. 140
Fig. 3-7. The vertical distribution of dissolved oxygen, ammonium, nitrate, phosphate and silicate (μM) along section A. 141
Fig. 3-8. The vertical distribution of dissolved oxygen, ammonium, nitrate, phosphate and silicate (μM) along section D. 142
Fig. 3-9. The vertical distribution of dissolved oxygen, ammonium, nitrate, phosphate and silicate (μM) along section F. 143
Fig. 3-10. The vertical distribution of dissolved oxygen, ammonium, nitrate, phosphate and silicate (μM) along section L. 144
Fig. 3-11. The vertical distribution of dissolved oxygen, ammonium, nitrate, phosphate and silicate (μM) along section M. 145
Fig. 3-12. The vertical distribution of dissolved oxygen, ammonium, nitrate, phosphate and silicate (μM) along section O. 146
Fig. 3-13. The vertical distribution of dissolved oxygen, ammonium, nitrate, phosphate and silicate (μM) along section P. 147
Fig. 3-14. The vertical distribution of dissolved oxygen, ammonium, nitrate, phosphate and silicate (μM) along section Q. 148
Fig. 3-15. Relationship between dissolved and temperature in the surface water (March, 1997). 149
Fig. 3-16. Relationship between ammonia and temperature in the surface water (March, 1997). 149
Fig. 3-17. Relationship between nitrate and temperature in the surface water (March, 1997). 150
Fig. 3-18. Relationship between phosphate and temperature in the surface water (March, 1997). 150
Fig. 3-19. Relationship between silicate and temperature in the surface water (March, 1997). 151
Fig. 3-20. Relationship between temperature and salinity in the surface water (March, 1997). 151
Fig. 3-21. Relationship between NO and temperature in the surface water (March, 1997). 152

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

Fig. 3-22. Sampling station for ^{226}Ra and ^{228}Ra in October 1996. 153
Fig. 3-23. The correlations of salinity with ^{226}Ra activity. 154
Fig. 3-24. The correlations of salinity with ^{228}Ra activity. 154
Fig. 3-25. The correlations of salinity with $^{228}Ra/\ ^{226}Ra$ ratio in the surface water of study area, Kuroshio and Yellow Sea. 155

Fig. 4-1. Station map of biological surveys. a) Mar. 1997, b) Sep. 1998, c) Jun. 1999. 167
Fig. 4-2. In situ surface chl-a concentration distribution. a) Mar. 1997, b) Sep. 1998, c) Jun. 1999. 168
Fig. 4-3. SeaWiFS standard chl-a concentration distribution and false color image. a) chl-a in Mar. 1997, b) false color image in Mar. 1997, c) chl-a in Sep. 1998, d) false color image in Sep. 1998 ,e) chl-a in Jun. 1999 and f) false color image in Jun. 1999. 171
Fig. 4-4. Vertical profile of σ t and in situ surface chl-a concentration distribution. a) Mar. 1997, b) Sep. 1998, c) Jun. 1999. 174
Fig. 4-5. Profile of σ t about each line in Jun 1999. 177
Fig. 4-6. The vertical profiles of chlorophyll concentration at each lines. a) A line, b) B line, c) C line, d) D line, e) E line, and f) G line. 178
Fig. 4-7. AVHRR SST (sea surface tempersature) image in Mar. 1997. 179
Fig. 4-8. AVHRR SST (sea surface tempersature) image in Jun. 1999. 180
Fig. 4-9. Daily primary production in surface waters. 181
Fig. 4-10. The radiance reflectance at some stations. 182
Fig. 4-11. Total absorption coefficients estimated at each stations. 182
Fig. 4-12. The relationship between the total suspended solids and the suspended sediments (n=231). 183

Fig. 5-1. Model topography and geometry in the East China Sea and Yellow Sea (depth in meter). 190
Fig. 5-2. Hellerman and Rosenstein wind stress over the East China Sea and the Yellow Sea. a) February, b) August, and c) annual mean distribution. 191
Fig. 5-3. Sea surface height in the East China Sea and the Yellow Sea. a) 19th February, b) 10th March. 194
Fig. 5-4. Depth-averaged velocity field in the East China Sea and the Yellow Sea. a) 19th February, b) 10th March. 195

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

Fig. 6-1. Model domain. 199
Fig. 6-2. Time series of the elevation during last 25 hours at the east boundary of model domain, which calculated only by M_2 tide. 200
Fig. 6-3. Calculated M_2 co-tidal range and phase. 201
Fig. 6-4. Salinity distributions in the 1st layer at the 20-day interval. Upper and lower panels are for the case with and without tide, respectively. 202

Fig. 7-1. Schematic representation of the oceanic current in the East China Sea by Nitani (1972). 222
Fig. 7-2. Definition sketch for a two-layered, stratified flow. 223
Fig. 7-3. Location map for tide and tidal current validation (from Kang et al., 1998). B, D, F, I, M4, M5, M7, MS are current stations with depth sensors also available at B and D. 224
Fig. 7-4. Computed tidal chart of the semi-diurnal M_2 constituent from under winter condition RWN. Schrama and Ray (1986). Solid and dotted lines denote the co-amplitude (cm) and co-phase (degree) lines, respectively. 225
Fig. 7-5. Same as in Fig. 7-4, except for summer condition of RSM. 226
Fig. 7-6. M_2 upper layer current ellipses from RSM. Results are given every 30 data points. 227
Fig. 7-7. Same as in Fig. 7-6, except for lower layer current ellipse. 228

Fig. 8-1. General distribution of resuspended sediments in the northern East China Sea and around Korean waters obtained from SeaWiFS ocean color sensor. 234
Fig. 8-2. SS distribution in coastal area of East China Sea(Nov. 1. 1998, image from SeaWiFS data) 235
Fig. 8-3. Displacement of SS front after 3 months comparing with Fig. 8-2. SS front is moved to northeast direction. And the coastal water of northern East China Sea is mixing with the southwestern Korea water (Jan. 28. 1999). 236
Fig. 8-4. Sea surface temperature(SST) distribution on same day with Fig. 8-3. 236
Fig. 8-5. Turbid water reaching to the west part of Cheju island and joining with the water of South Sea in the Cheju strait (April 14. 1999). 237

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

Fig. 8-6. Direction of the Yantze River SS plume detected on Sept. 7. 1998. 237

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

제 1 장

서 론

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

제 1 장 서 론

본 보고서는 1997년 1월부터 1999년 12월까지 수행한 '동중국해 중·서부해역의 해양순환 연구'의 최종보고서이다. 1, 2차년도의 연차보고서(이 등, 1997, 1998)를 발간하였기 때문에 3차년도의 사업성과를 위주로 구성하였으며, 연구 목표와 관련된 주요 내용은 3개년의 연구 내용을 종합하여 정리하였다.

제 1 절 연구사업의 배경

동중국해 해양연구에 관한 국가적 관심은 일본 및 중국 등 주변국가뿐만 아니라 미국 등 서방국가에 비해 매우 낮으며, 국내 연구활동도 동해나 남해연안역에 비해 상대적으로 저조하다. 최근 주변국의 배타적경제수역(EEZ) 선포에 이어 해양환경보전, 수산자원 공동관리, 해양기후변동 등 연근 해역에 대한 중요성의 대두되고 있으며, 연안국들은 자국의 이익을 위해 보다 정확한 해양정보를 신속히 확보하고, 더 나아가 해역관리 및 이용에 유용한 고급 해양과학지식을 획득하고자 적극적으로 대처하고 있다.

본 연구사업은 우리나라에서 동중국해 전역을 연구대상으로 한 첫 번째 해양순환연구과제로서 1993년에 연구기간 10년의 3단계 연구 기존계획을 마련하여 1단계 사업을 1994 - 1997년에 수행하였다(이 등, 1995, 1997). 1단계 사업에서는 중점조사 연구해역으로 동중국해 동부역을 선정하여 동중국해는 물론 우리나라 동해와 황해에 큰 영향을 미치는 대마난류와 이에 관련된 해양과정에 대한 체계적인 연구를 수행하였다. 2단계 연구에서는 동중국해 중·서부역을 조사 중점해역으로 선정하여 해양순환과 관련 해양과정을 파악하고 규명하는 것을 연구목표로 설정하였다.

제 2 절 연구동기 및 필요성

동중국해는 수산자원을 위주로 부존 해양자원이 풍부하고 이용과 개발 가능성이 높으며, 인접 국가들의 국익과 맞물려 해양관리 측면에서도 특별한 관심과 대책이 필요한 해역이다. 특히, 일본은 1996년 7월에 배타적경제수역을 선포하였고, 우리나라와 중국도 1997년에 선포하였다. 또한, 한일어업협정과 한중어업협정 등의 협상 진행으로 인접 바다가 국가 영토라는 개념을 실체로 접하고 있다. 국가 정책적 환

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

경변화에 부응하기 위하여 우리나라도 이 해역을 어장으로만 취급하는 단순한 고정관념을 벗어나 해양환경보전, 해역의 이용과 개발, 해양자원의 보호라는 국익차원에서 장기적이고 종합적인 국가차원의 관심과 노력을 경주해야 할 것이다. 이러한 노력은 정책적 고려에서 바로 결실을 보는 것이 아니고 해역의 배경을 철저히 이해하는 것부터 이루어져야 한다. 즉, 관심 해역의 해양과학적 이해가 선결될 필요가 있는 것이다.

대륙붕이 발달된 동중국해는 중국대륙 및 한반도로부터 많은 양의 담수와 물질이 유입하고 있으며 세계 2대 해류의 하나인 쿠로시오가 통과하여 열과 염을 우리나라 연해에 공급하는 길목의 역할을 한다. 그러나 이 해역에 대한 해양조사와 연구활동은 일본과 중국에 비하여 매우 미미한 실정이다. 이 해역에 대한 국가정책수립과 해양경제활동을 위하여 기초자료의 획득과 해양순환의 이해가 요구된다. 동중국해의 해양현상은 근본적으로 북서태평양의 대양수와 육지에서 공급되는 담수가 섞인 연안수 사이의 혼합 과정으로 볼 수 있다. 두 해수의 혼합을 이해하기 위해서는 전반적인 해황의 시공간적인 분포와 변화를 파악하여야 하며, 해황의 시공간적 변화는 해수의 물리적 과정에 의하여 조절되기 때문에 주요 해양과정을 우선적으로 규명해야 한다. 동중국해 해황을 결정짓는 주요 해양과정은 쿠로시오로부터 분리되는 대마난류수의 세력과 유동경로, 양자강하천수의 유입과 이동, 그 밖의 연안수와 대륙붕수의 혼합, 동중국해와 황해를 연결하는 해수운동, 그리고 대륙사면에서 대양수와 대륙붕수와의 혼합과 연계되어 있다. 이러한 해양과정들은 독립적으로 발생되거나 여러 과정이 복합적으로 나타난다.

본 연구의 필요성을 요약하면 다음과 같다.

(1) 동중국해는 대부분 수심 200 m의 천해역으로 수산 및 해저자원의 보고이며 천혜으 양식장이자 지역기상변동의 조절자 역할을 한다.

(2) 동중국해의 해양보전과 이용은 물론 동중국해의 해황의 영향을 직접 받는 황해와 동해남부의 해양관리와 보전을 위해서도 동중국해의 해양순환에 관한 자료의 축적, 주요 해양과정의 이해와 규명, 해양환경변동 예측은 국익차원에서 해결해야할 중요한 과제이다.

(3) 한국 남해, 황해, 동중국해 동부해역의 해수 및 물질순환은 동중국해 중·서부역에서의 주요 해양과정에 의해 결정되거나 많은 영향을 받으나 이러한 해양과정에 대한 체계적인 조사와 연구가 이루어지지 못한 상태다.

(4) 황해, 남해, 동중국해의 해양환경구조와 변동에 대한 규명과 예측은 기본적으로 이들 해역간에 해수와 물질의 교환 및 순환에 대한 정확한 정보와 관련 해양과정을 필요로 한다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

제 3 절 연구추진과정

동중국해의 해양순환을 파악하기 위해서는 해황의 전반적 구조와 변동을 지배하는 주요 해양과정을 이해하고 규명하는 것이 선행되어야 하며, 어느 특정 분야만을 대상으로 중점 연구하는 것보다는 물리, 화학, 생물 등 다분야가 망라된 상호보완적인 연구가 더욱 효율적이고 좋은 성과를 얻을 수 있다. 최근 세계적인 연구동향도 단일분야 연구보다는 다분야가 참여하는 학제적 종합연구로 바뀌고 있다. 이러한 배경하에 1992년 10월 이후 한국해양연구소의 연구자들이 수 차례 의견 교환을 통하여 동중국해와 관련된 국내외 연구현황을 검토하고 학제적 공동연구의 필요성을 인식하였다.

한국해양연구소의 1993년도 기관첨단요소 후보과제로 1993년 1월에 '황·동중국해 이용과 개발을 위한 해황예측모델 개발연구'라는 연구과제를 제출하였는바 동 계획서는 해류 및 수괴, 순환모델과 대마난류, 조석과 조류, 친생물 물질순환, 일차생산력과 플랑크톤역학 그리고 해황예보모델과 해황도 작성의 6개 세부연구분야로 구성되었다. 연구계획서의 수정보완을 거쳐 1993년 10월에 '동중국해의 이용과 개발을 위한 동중국해의 해황과 대마난류수의 기원'이라는 제목으로 연구사업 협약이 되었으나 연구비의 삭감으로 연구내용 및 규모가 축소되었다. 또한, 연구과제 대형화 시책에 따라 연구기간이 7개월로 단축되었다.

본 연구과제는 10년간 3단계에 걸친 장기 사업으로 기획되어 제1단계는 1994년 4월에 협약 1997년까지 3년간 대만난류 분기해역을 중심으로 한 동중국해 동부해역을, 제2단계는 1997년부터 1999년까지 3년간 중서부해역을, 그리고 제3단계는 대륙붕단과 대륙사면해역이 연구해역으로 선정하였다. 최종년도인 10차년도에는 3단계 전 기간동안 획득된 자료를 종합하여 동중국해의 해류도를 포함한 종합해양도를 작성, 주요 해양과정의 설명과 해양예측모델을 제시하는 것으로 구성하였다. 실제 연구사업의 진행은 연구소의 정책 변화에 의하여 그 기간이 조정되어 제1단계 사업은 1994년 4월부터 1996년 12월까지, 제2단계는 1997년 1월부터 1999년 12월까지 수행되었고, 제3단계 이후의 사업은 기획단계의 내용에 따르지 못하고 2단계로서 사업이 종료되었다.

제 4 절 연구개발 목표 및 주요 사업 내용

1. 연구방향

동중국해 중·서부역의 해양순환과 주요 해양과정의 규명이라는 목적 달성을 위

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

하여 세부목적을 설정하였고, 동중국해의 지역성 특성을 고려하여 지역 및 국제협력을 강화하여 해양순환과 관련된 양질의 자료를 수집하고 분석하는데 초점을 맞추었다. 이를 위하여 연구소내에서 다분야 연구진이 참여하는 연구팀을 구성하고 다분야 공동 해양조사를 실시하였고, 제주도 부근 해역의 연구를 위하여 제주대학교와 공동연구를 수행하였다. 배타적경제수역 선포에 따른 현장조사 및 연구의 어려움을 해결하고 연구 결과의 수준을 향상시키기 위하여 일본 및 중국과 협력연구를 실시하였다. 또한, 연구 결과의 객관성을 높이기 위하여 현장 관측자료뿐만 아니라 인공위성 원격탐사 해색 영상자료의 해석 및 수치모델을 통한 과정 연구를 병행하였다.

2. 연구개발 목표

가. 제2단계 연구목표 (1997-1999)

- 동중국해 중·서부역의 종합해양순환과 주요 해양과정(ocean processes)의 규명
- 중점 세부 연구목표
  - 동중국해 중·서부역의 해수순환
  - 제주난류, 황해난류의 기원과 경로
  - 양자강하천수의 거동, 확장범위 및 물질수송
  - 황해 남부와 동중국해 북서부의 해수 및 물질교환
  - 해양전선과 생물, 화학물질분포와의 관련성

나. 제2단계 중점 주요 해양과정 연구

- 황해난류수의 세력과 계절 변동, 쿠로시오 (대마난류)와의 관계
- 양자각하천수의 거동과 확장범위, 물질수송
- 황해 남부와 동중국해 북서부의 해수 및 물질교환
- 하계 황해냉수의 남하와 황해난류와의 관계, 물질수송
- 해양전선과 생물, 화학물질분포와의 관련성

다. 3차년도 주요목표

- 하계(장마시기) 학제적 종합 해양조사
- 동중국해 해수유동모델 (조석, 담수, 순환) 연구
- 주요 해양과정 분석
- 2단계 연구사업 종합 분석

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

3. 연차별 연구개발목표 및 범위

년도	연구개발 목표	연구개발 내용 및 범위
1차년도 (1997)	동계 해양조사 및 주요 해양과정 분석 양자강수 확장과 영향	1. 중·서부역 동계 학제적 해양조사 및 자료분석 2. 제주도 주변해역에서 하계 양자강수의 확장과 영향에 대한 관측 및 분석 3. 황해난류의 기원과 동계 경로
2차년도 (1998)	춘계, 하계 해양조사 및 주요 해양과정 분석 해수순환모델 정립 및 시험운용	1. 중·서부 해역 하계 해양조사 및 자료분석 2. 춘계 해양-대기 상호작용 예비연구 3. 양자강담수의 흐름과 남해로의 확장조사 4. 동중국해 해수순환모델 정립
3차년도 (1999)	장마시기 해양-대기 상호작용 집중조사 주요 해양과정의 분석	1. 춘계 해양-대기 상호작용 집중조사 (한·중 공동) 2. 주요 해양과정에 대한 종합분석 3. 황해난류의 기원과 황해난류의 계절변동 4. 성층시 조석잔차류, 양자강수 거동 추정 및 일반순환 수치모델

제 5 절 주요 연구내용

1. 1차년도 연구내용 요약

가. 동계 종합해양조사

- 조사해역: 동중국해 중·서부역
- 조사기간: 1997. 3. 1. - 10.
- 조사선박: 한국해양연구소 연구선 온누리호 (1400톤급)
- 조사내용: CTD, 해류(위성추적부이, ADCP), 친생물물질, 일차생산력, 플랑크톤

나. 양자강수 거동추적 해양조사

- 조사해역: 양자강 하구와 제주도 사이 동중국해 북서부역

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

- 조사기간: 1997. 6. 7. - 13.
- 조사선박: 한국해양연구소 연구선 이어도호 (350톤급)
- 조사내용: CTD, 해류(위성추적부이, ADCP)

다. 제주도 주변 해양조사 (제주대 공동)
- 조사해역: 제주해협, 제주도 동부 및 서부역
- 조사기간: 제주해협-1997. 1. - 10. (월별),
  제주서부-1997. 7. 21. - 22., 제주동부- 1997. 2. 22. - 23.
- 조사선박: 제주대 실습선 한라호 (200톤급) 외 2척
- 조사내용: CTD, 해류(TGPS)

라. 국제공동연구
- 일본 가고시마대학 연구팀과 공동 해류관측 (해류계 계류)
- WOCE 참여
- 워크샵 개최: Circulation and air-sea interaction in the East China Sea
  (중국 항주, 1997. 10. 3. - 5.)

2. 2차년도 연구내용 요약

가. 춘계 해양-대기 교환 예비조사
- 조사해역: 제주도 남서해역
- 조사기간: 1998. 4. 24. - 30.
- 조사선박: 한국해양연구소 연구선 온누리호 (1400톤급)
- 조사내용: CTD, 해류(위성추적부이, ADCP)

나. 양자강수 거동추적 해양조사
- 조사해역: 제주해협과 제주도 서부해역
- 조사기간: 1998. 8. 12. - 18.
- 조사선박: 한국해양연구소 연구선 이어도호 (350톤급)
- 조사내용: CTD, 해류(위성추적부이, ADCP)

다. 하계 종합 해양조사
- 조사해역: 동중국해 중·서부역
- 조사기간: 1998. 9. 11. - 17.
- 조사선박: 한국해양연구소 연구선 온누리호 (1400톤급)
- 조사내용: CTD, 해류(위성추적부이, ADCP), 일차생산력, 광량조사, 해류계설치

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

라. 해양과정 연구
- 동중국해 중·서부역의 기본 해류구조
- 양자강담수 및 제주난류 구조와 확장
- 쿠로시오수의 분리 및 대륙붕 유입
- 동중국해 대륙사면의 해류구조
- 엽록소 분포와 일차생산력 관계

마. 해수순환모델 구축
- 조석, 양자강 담수 확장 및 순환 모델

바. 국제 공동연구 및 국가간 협력
- 일본 가고시마대 팀과 공동 해류관측 (해류계 설치)
- WOCE 참여
- 워크샵 개최: Circulation and air-sea interaction in the East China Sea
(중국 항주, 1998. 10. 9. - 12.)

3. 3차년도 주요 연구 내용

가. 하계(장마시기) 학제적 종합 해양조사
- 조사해역: 동중국해 중·서부해역
- 조사항목: CTD, 해류 (위성추적부이, ADCP), 일차생산력, 광량조사.
- 조사일정: 1999. 6. 17. - 29.
- 조사선박: 한국해양연구소 연구선 이어도호 (350톤급).
- 조사내용
  - 해류조사 (위성추적부이, ADCP)
  - 대륙사념역 해류계 회수 및 재설치 (일본 Kagoshima대와 공동조사)
  - 물리특성 (수온,염분) 조사
    (중국국가해양국 제2해양연구소와 공동 집중조사)
  - 일차생산력 조사
  - 생물광학적 특성 조사

나. 자료의 일차처리 및 해양과정분석
- 분야별로 관측자료의 질 검토
- 관측 자료 및 시료의 기본처리
  - 해류자료: 위성추적부이 궤적, 조사선 장착 ADCP 자료, 해류계 계류자료
  - 해수물리특성: CTD 관측자료
  - 해양생태계 및 생물광학 : 인공위성 해색자료, 생물광학적 P-I 실험자료

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

다 주요 해양과정 연구

- 동중국해 중서부역의 기본 해류구조
- 중국연안수의 시공간 구조와 계절변동
- 양자강 담수의 구조와 확장 분석
- 제주난류의 구조와 계절변동
- 동중국해 대륙사면에서 해류구조의 분석

라. 생태계 역학 및 생물광학

- 엽록소 분포, 기초생산, 생물광학적 변수를 조사
- 해색 인공위성 SeaWiFS 자료 분석
- 하계 양자강수의 일차생산력 효과 분석

마. 수치모델 연구

- 황·동중국해 일반 순환모델 운용
- 성층효과를 고려한 조석 모델 운용
- 조석 및 지형을 고려한 양자강수 확장 역학모델 실험

바. 국제공동연구 및 국가간 협력

- 국제공동연구 참여
  - 세계해양대순환실험 (WOCE) 표층류 프로그램 참여 및 학술활동
- 지역국가협력
  - 중국국가해양국 제2해양연구소: 하계 공동 집중조사
    연구제목: Circulation and air-sea interaction in the East China Sea
    (중국측 공동연구책임자: Y. Yuan 교수)
    공동참가국: 한국, 중국, 일본, 대만
  - 일본 Kagoshima 대학: Kyushu 서방해역에서 공동 해류관측실시
    (연구책임자: Hiroshi Ichikawa 교수)

제 6 절 역할분담 및 추진체계

1. 연구소내 다분야 참여

   물리, 화학 및 생물연구단, 공학연구센터

2. 국내기관 공동연구

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

제주대(1차년도): 제주도 주변해역

3. 지역국가간 공동연구

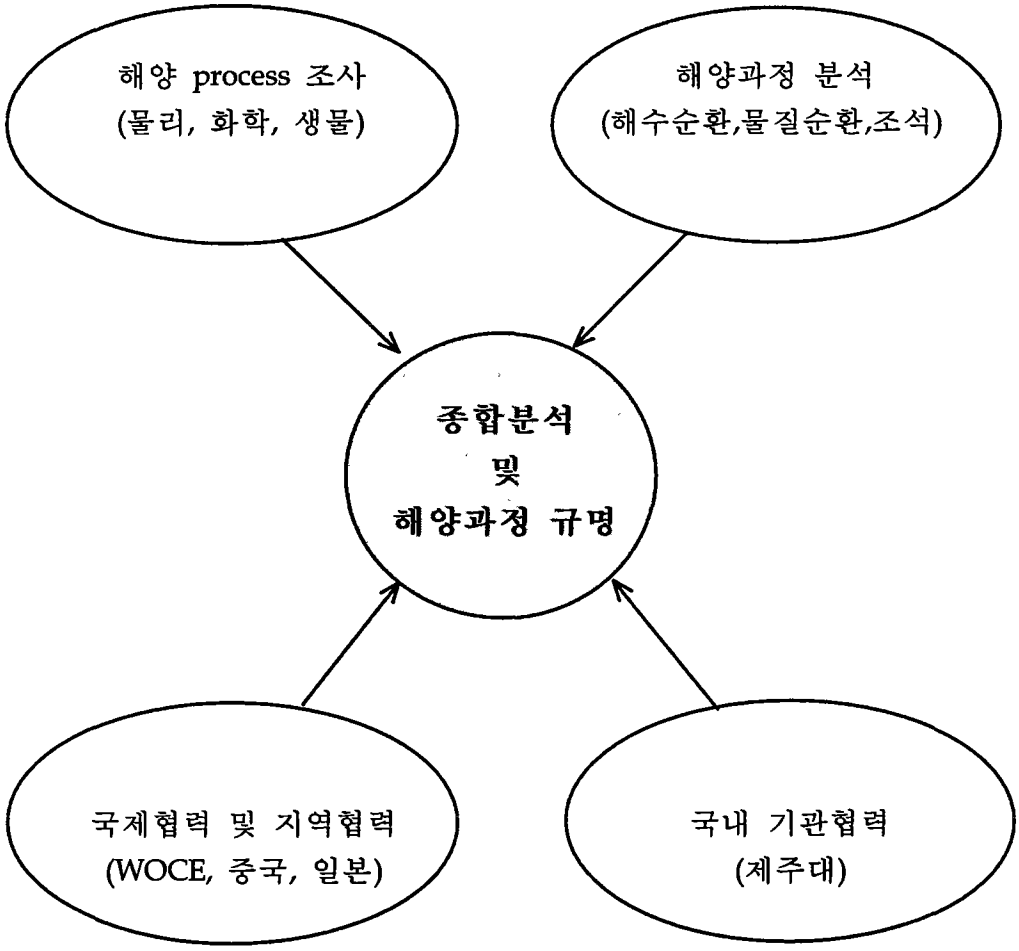
일본 가고시마대학: 대륙사면역 해류조사

중국국가해양국제2해양연구소: 북서부역의 해양-대기 상호작용 및 양자강수 확장

4. 국제공동연구프로그램 참여

세계해양대순환실험(WOCE)의 한국프로그램

5. 추진체계



IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

제 2 장

기술개발 현황

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

제 2 장 국내외 기술개발 현황

제 1 절 국내 기술개발 현황

동중국해의 대부분은 수심 200m 이하의 대륙붕역으로 구성되어 있으며 남쪽으로 수심이 깊은 Okinawa Trough를 통해 북태평양과 연결되어 있고 인접 연해(marginal seas)인 황해, 동해와 바로 연결되어 있다. 이러한 지리적 여건으로 동중국해는 북태평양수를 받아들여 황해와 동해로 공급해 주며 또한 동중국해와 황해의 연안수를 동해와 북태평양으로 공급해 주는 양방향성 공급지 역할을 한다. 따라서 동중국해에서는 외해수와 연안수가 항상 공존하여 해양과학적으로 매우 복잡한 분포와 구조를 보이며 수산학적으로는 다양하고 풍부한 어종이 서식하여 좋은 어장이 형성된다. 기상-기후학적으로도 해양-대기 교환을 통해 한반도 주변의 지역기후를 변형 조절하는 기능을 갖고 있으며, 우리나라의 수출입 해상물동량의 대부분이 동중국해를 통해 수송되는 해상교통로인 것이다. 동중국해의 이러한 다기능적 중요성에도 불구하고 동해나 황해에 비해 동중국해에 대한 정부나 국민의 인식은 매우 낮으며 우리의 해양과학 조사활동도 남해 연안을 중심으로 이루어져 왔다. 동중국해의 북부역인 남해의 해양구조와 변동은 동중국해 전체구조와 변동에 좌우되기 때문에 남해에서 조사한 자료만으로는 남해를 정확히 이해할 수 없다. 또한 표면적이 넓으나 수심이 얕은 동중국해는 시간변화 규모 (scale)가 짧아서 전체 해양구조는 물론 국부해역 구조의 규명은 동시관측자료를 필요로 한다.

국내 조사와 연구활동은 앞에서 언급하였듯이 남해 연안역 (제주해협)을 중심으로 이루어졌다. 국립수산진흥원이 1960년대부터 실시하고 있는 정선해양관측을 통해 많은 자료를 축적하였고 교통부수로국 (현, 국립해양조사원)은 주요 연안정점에 검조소를 설치하여 시간별 해면자료를 생산하고 있다. 한국해양연구소가 1986년부터 1992년에 걸쳐 환경도 (혹은 자원도) 사업을 통해 물리, 화학, 생물, 지질분야의 기초자료를 획득하여 해양도를 발간한 바 있다. 한편, 한국해양연구소는 1991년부터 남해 연안역을 벗어나 동중국해 해양순환을 학술적으로 접근하고 있으며, 1990년부터 세계해양대순환실험 (WOCE)에 적극 참여하고 있고, 1997년부터는 제주해협의 연안연구를 별도 연구사업으로 수행하고 있다. 한국해양연구소와 미국 Scripps 연구소는 1995년부터 1998년까지 3년간 동중국해 대륙붕단역의 해수순환을 공동으로 조사한 바 있다. 한편, 대학간 연합체인 해양과학공동연구소 (부경대 소재) 중심으로 1997년부터 3년간 남해에 대한 일반해양조사와 연구를 실시하고 있는 중이다. 동중국해의 해양순환은 연구관점에 따라 접근방법과 내용이 다를 수는 있으나 적어도 전문분야의 학제적 연구가 있어야 한다고 판단한다. 기본적인 전문분야로는 해수순

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

환, 해수의 물리특성, 조석과 조류, 해상기상, 해수의 화학적 특성 (영양염), 해수의 생물학적 특성(일차생산력)을 들 수 있다.

제 2 절 국외 기술개발 현황

Kuroshio와 동중국해의 중요성을 일찍부터 인식한 일본과 중국은 오랜 기간 단독 혹은 국제공동조사를 꾸준히 실시하고 있으며 관련연구도 매우 심층적고 양국이 보유하고 있는 해양자료도 그 규모면에서 방대하다. 일본 해상보안청, 기상청, 수산청, 그리고 중국 국가해양국은 Kuroshio 수역을 포함한 동중국해상에 기본관측선을 설정하여 수십년간 정기적으로 해양조사를 실시하고 있으며 장기간 축적된 자료를 이용하여 기후변동, 어황변동에 이르기까지 동중국해의 이용과 개발에 적극 활용하고 있다. 특히, 일본은 1970년대 중반에 Kuroshio 이용과 개발이라는 국책사업을 추진하여 10 여년에 걸쳐 체계적인 과학조사를 실시하였다. 한편, 일본과 중국은 1986년부터 1993년까지 7년에 걸쳐 동중국해 전역에 대한 대규모 공동조사를 계절별로 실시하여 연도별 해양수문도집을 발간하였다. 이후 일-중 해양공동조사는 지속되고 있으며 현재 Okinawa 해구를 포함한 북서태평양에서 계속 진행되고 있다. 중국과학원 산하 해양연구소도 독자적 혹은 타국의 연구기관과 공동으로 해양조사와 연구를 실시하고 있으며, 일본 Kyushu대, Nagasaki대, Kagoshima대 연구팀들도 조사규모는 작지만 연구주제에 맞는 짜임새 있는 해양조사와 연구를 통해 훌륭한 연구성과를 생산하고 있다.

미국은 중-미 해양과학협정에 근거하여 1980년대 초에 양자강 하구역에서 다분야 학제적 해양조사를 대규모로 공동으로 실시하였으며, 미국 주도하에 한-미-중 3국 공동해양조사가 1986년 1월과 7월에 황해 및 동중국해에서 실시된 바 있다. 한편, 미 해군연구소는 1994년부터 독자적으로 황해 및 동중국해상에서 해류조사와 XBT 조사를 실시하고 있으며 1999년부터 보다 정밀관측을 계획하고 있는 실정이다.

한편, 대만은 대만 북동역인 동중국해 남서부역을 대상으로 KEEP (Kuroshio Edge Exchange Processes) 연구사업을 1989년에 착수하여 물리와 화학분야 중심의 정밀관측을 계속 실시하고 있으며 (Liu and Chuang, 1994), 미국 연구기관과 공동으로 해류조사를 실시하고 있다.

제 3 절 주요 분야별 연구동향

1. 해류 및 해수순환 분야

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

동중국해의 해수순환은 크게는 동중국해 대륙사면을 따라 북동진하는 Kuroshio에 의해 좌우된다. Kuroshio는 남동대륙사면에서 Tokara 해협을 향해 계속 동진하는 본류와 우리나라 남해쪽으로 북상하는 Kuroshio Branch Current (KBC 혹은 대마난류)로 분리된다 (Lie and Cho, 1994). 그러나 동중국해의 해수순환과 Kuroshio에 대한 국내 조사와 연구는 1990년대 들어 착수되었으나, Kuroshio 본류와 대륙붕단역에서 해류에 대한 조사연구는 아직도 대단히 미미한 수준이다. 동중국해와 Kuroshio 연변에서의 해수순환 분야에서는 한국해양연구소가 처음으로 1990-1993년에 걸쳐 'Kuroshio 해역에서 해황변동연구'라는 소규모 기관고유사업을 수행하였다 (이 등, 1991, 1992, 1993). 동 연구사업에서 동중국해에 대한 전반적인 정보와 자료를 수집하였고, 대규모 국제공동조사 사업인 세계해양대순환실험의 한국프로그램으로 참가하였다. 이 연구사업을 통해 국내 처음으로 인공위성추적부이에 의한 해류관측기법을 도입하고 본 연구과제의 미국측 공동연구기관인 Scripps 해양연구소로부터 부이제작 기술을 이전 받았다. 1993년부터 1996년까지 3년에 걸쳐서 '동중국해 동부역의 해양순환'이라는 기관고유사업을 수행하였다. 이 사업에서는 동중국해 동부역에서 연 1회씩 체계적인 해양관측과 위성추적부이 실험을 실시하였고, 세계해양대순환 실험에 계속 참여하여 외국의 위성부이 자료도 꾸준히 수집하였다. 이 자료를 바탕으로 동중국해 동부역의 해양순환과 Kuroshio의 분기과정을 규명할 수 있었으며 우리의 동중국해 연구활동이 세계적인 수준에 접근할 수 있는 계기가 되었다. 한편, 1997년부터 동중국해 서부역 해수순환에 대한 연구를 계속하고 있으나 연구비의 제약과 연안국의 배타적경제수역 선포로 동중국해 대륙붕단역에서 체계적인 조사활동을 거의 못하고 있는 실정이다.

동중국해 대륙붕단역은 Kuroshio 수계와 대륙붕 수계가 서로 만나서 해수와 물질을 상호교환하고, 혼합에 의한 새로운 수계가 형성된다. 일부 학설은 이러한 혼합수가 Kuroshio Branch Current에 의해 우리 남해로 수송된다고 주장하고 있다 (Huh, 1982). 이러한 학설의 진위는 향후 정밀관측과 분석이 요구되지만 최근 한국해양연구소의 연구결과에 의하면 (이 등, 1997; Lie et al., 1998) 황해남부와 제주도 서부해역에서 나타나는 난류수가 이 혼합수에 기원하고 있을 가능성이 높은 것으로 나타나고 있다. 대륙붕단역에서는 소위 Kuroshio 전선이 형성되며, 오끼나와 골의 대륙사면역을 통과하는 쿠로시오의 흐름 가장자리에 놓여 있기 때문에 강한 수평 shear로 인하여 복잡한 해양물리적 과정이 발생된다 (이 등, 1997). 대륙붕단의 수심 100-200 m에서의 흐름은 쿠로시오와 평행하게 북동진 한다고 알려져 왔으나, 때에 따라서는 반대방향의 흐름이 관측되기도 한다 (이 등, 1995).

동중국해에서의 Kuroshio는 대륙사면을 따라 북동진하는 흐름으로 그 주축이 대륙사면에 위치한다. KBC의 분리와 대륙붕으로의 유입은 대륙붕수와 Kuroshio수계 사이의 교환과정과 더 나아가 동중국해는 물론 황해와 동해의 순환의 이해를 위해서도 대단히 중요하다. KBC 분기역에서 해수순환의 기본 구조는 Lie et al. (1998)에 의해 자세히 기술되었으나 분기역에서 직접 관측한 해류자료의 부족과 조밀하게 구

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

성된 정점에서 집중 조사된 해수특성자료가 없어서 해류구조는 아직도 잘 알려지지 않았다. 분기역 상층에서는 divergence가, 저층에서는 convergence가 발생하며, 대륙사면을 따라 남향류가 형성될 것으로 예상된다.

동중국해 대륙사면역과 대륙붕단역에서는 Kuroshio의 사행운동 (meander motion)과 전선소용돌이 혹은 와동류 (frontal eddy)가 발생하며, 봄철에 자주 발견되고 있다 (예, Qiu 등, 1990; Miyaji, 1991). 전선사행은 길이가 200-300 km, 주기가 10-20일의 특성을 가지며, 운동이 하류쪽으로 0.2-0.3 m/s의 위상속도로 전파된다. Ito (1994) 는 중앙대륙사면에서 반시계방향의 와동류가 전선사행이 통과할 때 종종 발생한다고 주장한 바 있다. 그러나 Kuroshio 상류 해역에서 해류의 자세한 구조와 전선과 와동류의 관계가 정리되지 못하였다.

동중국해 서부와 북서부의 지역순환은 양자강 담수 거동과 황해-동중국해 해수교환에 대한 정확한 과정을 바탕으로 규명하여야 하며 본 연구사업의 목표이기도 하다. 지금까지는 KBC로부터 분리된 황해난류가 황해로 유입하고 (Nitani, 1972) 강수량이 증가하는 여름에 양자강 담수의 일부가 제주도 쪽으로 확장하는 것으로 알려지고 있다 (Beardsley, 1985). 황해난류의 존재는 아직도 직접 해류관측에 의해 입증되지는 않았다. Lie (1985) 등이 이미 지적하였듯이 황해난류와 같은 평균해류가 황해로 유입하기는 어렵다. Hsueh (1988)는 겨울철 해류관측을 통해 간헐적 흐름의 발생을 보고한 바 있다. 본 보고서 3장 8절에서 논의하였듯이 황해난류 대신 제주도 서부역을 시계방향으로 돌아 제주해협으로 유입하는 제주난류가 연중 존재하고 있다. 이 제주난류는 기존의 황해난류와는 다른 해류이다. 제주난류 기원에 대해 심층 연구를 통하여 규명되어야 하겠지만 동중국해 외곽대륙붕 (outer shelf)로 관입한 Kuroshio 수의 연안쪽 부분이 제주난류수의 근원일 가능성이 높다. 제주난류는 대한해협에서 KBC 주류와 만나 대마난류를 형성하나 제주난류수의 수송량은 정확히 조사되지 않았다.

양자강 하구역으로 유입된 담수는 상당부분 중국 연안을 따라 남하하며 유출량이 증가하는 여름에는 일부분이 북동쪽으로 확장하여 제주도 서부역에 큰 영향을 미치나 그 이동경로는 매우 불안정한 것으로 보고 있다. 몇몇 자료를 검토해 보면, 양자강 희석수는 대체로 제주해협으로 유입하거나 혹은 제주도 남부를 거쳐 동중국해 북동부로 흘러 들어간다. 동중국해 북동부로 이동한 희석수의 대부분은 KBC에 의해 대한해협을 통해 동해로 유입할 수 밖에 없다. 그러나 양자강 담수의 구조와 흐름에 관한 조사는 양자강 하구역 중심으로 이루어졌기 때문에 제주도 주변에서 출현하는 저염화된 표층수가 어떤 경로와 과정을 통해 형성되는지 그리고 동중국해 북동부로 계속 확장하는지에 대해서는 면밀한 연구가 수행되어야 할 것이다.

2. 해수특성분야

동중국해 중서부 해역 전체의 해수특성 연구를 위한 국내 해양조사는 드물었고

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

주로 중국측에 의하여 해양조사가 실시되어 왔다 (Zhou et al., 1994). 국내의 경우에 국립수산진흥원의 정선관측에 제주도 남서해역이 포함되어있지만 우리나라 관할 수역에 국한되어 있다. 제주대학교의 연구팀은 위치상 특성 때문에 제주도 주변해역에 대한 해양조사의 빈도가 높은 편이지만 중국 관할 수역의 조사는 실시하지 않았다. 1980년대 들어 활발해지기 시작한 국제공동연구를 통하여 보다 종관적인 해양조사가 실시된 바 있다. 한국해양연구소에서는 '해양도집 발간을 위한 자원도 사업'에서 1993년 동중국해 북부해역이 포함된 남해환경도집을 발간한 바 있고(한국해양연구소, 1993) '동중국해 해양순환 연구(이 등, 1997)'에서 제주도와 양자강 사이의 해역을 포함하여 해수 특성 자료를 수집하였다. 한국과 중국의 황해 공동조사 (이 등, 1998)에서 황해남부와 동중국해의 경계수역이 포함된 해역에서 조사를 실시한 바 있다. 양자강유출수와 관련된 해수특성 조사는 주로 퇴적작용 연구의 일환으로 실시된바 있는데 1980년대 초 중국의 조사 (Su, 1986), 미국-중국의 공동 조사 (Beardsley et al., 1985) 등이 있다. 그러나 모든 조사들이 양자강 입구의 주변해역만을 대상으로 하였거나 조사회수가 적어 동중국해 전역에서의 양자강 유출수의 거동과 계절변동성을 파악하기에는 미흡한 점이 있다.

3. 기초생산 및 생물광학 분야

기초생산의 광역적 분포를 조사하기 위해서는 인공위성 자료의 사용이 필수적이다. 기초생산의 추산에 있어 기본이 되는 자료는 표층의 엽록소 농도, 일광량, 소광계수 (K_{PAR}) 등이며 이들 모두 위성관측이 가능하다 (Behrenfeld and Falkowski, 1998). 위성자료에서 엽록소 농도를 산출하기 위한 알고리듬은 case 1 해역 (Morel and Prieur, 1977)에 대해 경험적 알고리듬이 개발되어 있을 뿐이다. 예컨대 ADEOS/OCTS의 표준 엽록소 알고리듬은 case 1 해역용 3 채널 경험적 알고리듬이다 (NASDA, 1996). SeaWiFS의 경우 1997년 NASA 주관으로 SeaBAM (SeaWiFS Bio-optical Algorithm Mini-Workshop)을 개최하여 17개의 알고리듬을 평가한 바 있다 (O'Reilly *et al.*, 1998). 황해나 동중국해와 같은 case 2 해역에 대해서는 이러한 경험적 접근은 어려울 것이다 (Yoo and Park, 1998).

최근의 해양학의 추세는 여러 가지 측면에서 연안역으로 관심의 초점이 옮겨가고 있으나 대개의 연안역이 속한 case 2 해역에 대한 알고리듬은 일상적으로 사용될 수 있는 것이 없다. 반사도 모델의 inversion (Hoge and Lyon, 1995)의 방법이 가장 널리 연구되고 있으나 모델의 부분적인 항목은 (예컨대 부유사의 흡광함수) 경험적 함수를 사용할 수밖에 없으므로 경험적인 parameterization을 필요로 한다. 경험적 parameterization은 지역적인 성격을 띠므로 지역 적용에 대한 검토가 필요하다.

지역적 parameterization을 위하여 생물광학 자료의 데이터 베이스화가 선행되어야 한다. 동중국해에서는 국내외를 막론하여 생물광학 측정이 거의 이루어지지 않

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

았으나 본 연구에서는 1997년 1차년도에 이어 생물광학 조사를 계속하고 있다. 이들 자료가 충분히 누적되면 동중국해에 적용할 지역적 알고리듬의 개발이 가능할 것이다.

4. 양자강 하천수 plume의 확장

여름철 양자강 하천수의 북동으로의 방향전환은 지구자전의 효과가 무시된 것으로서 이를 설명하고자 많은 시도가 중국학자들에 의해 이루어져 왔다. Hu (1994)는 바람과 해류가 (Kuroshio 지류) 주 요인이라 하였다. 즉, 여름철에는 남풍계열의 바람이 우세하고 해류는 북향 내지 북동향하며 겨울철에는 연안에서는 해류가 남향내지 남서향하나 외해역에서는 여름철과 마찬가지로 북향 내지 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 중요성도 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 정상상태 (steady state) 순압모델과 time-dependent 2층 모델로 황해와 동중국해의 해수순환을 살펴보았다. 양자강의 담수 유출량은 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.

5. 해수순환 수치모델 분야

동중국해는 황해와 함께 조석현상이 탁월한 해역이므로 1970년대 후반부터 조석·조류 수치모델 연구가 우선적으로 수행되었다 (An, 1977; Choi, 1980). 최 (1990)와 Kang et al. (1998) 등이 산출한 조류모델에 의한 조석항류 분포를 보면 경기만과 한국 서남해안, 요동반도 부근 등에서 비교적 강한 항류성분이 나타나며, 제주도 주변과 양자강 하구역을 따라서 최대 4~5 cm/s의 비교적 큰 유속이 나타나고 있다. 그러나 황해 내부와 동중국해 대부분의 해역에서는 1 cm/s 이하이며 제주도 남서방 해역에서 1cm/s 정도 크기의 남동향류가 전반적으로 나타난다. 이 정도 세기의 미약한 조석항류는 해류계로 검증하기도 어려우며 또한 비교적 강하게 나타나는 연안측의 항류분포도 공간적으로 매우 복잡한 형태를 띄고 있기 때문에 조석항류만에 의한 동중국해의 순환형태는 아직도 불명료한 상황이다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

Choi (1982)와 An (1987)은 2차원 모델을 이용하여, 그리고 Choi (1984)는 밀도가 일정한 조건의 3차원 모델을 이용하여 이상적인 풍계 하에서의 황해와 동중국해 순환을 고찰하였다. 이러한 일련의 실험결과들은 대체로 한국측 연안과 중국측 연안에서 바람방향을 따르는 흐름이 형성되고, 수심이 상대적으로 깊은 황해 중앙부에서는 바람방향에 역행하는 흐름 (역풍류)이 형성되는 결과를 보였다. Choi and Suh (1992)는 이전보다 더 세밀한 격자망의 3차원 모델을 이용하여 계절풍에 의한 순환을 살펴 보았는데 실험결과는 연안류가 표층과 중층 수심에서 상대적으로 강하게 나타나며, 역풍류는 중, 저층 수심에서 강해지는 것으로 나타났다. Fang et al. (1997)은 2차원 수치모델에서 Hellerman and Rosenstein (1983)의 바람응력과 함께 쿠로시오의 유입도 고려하였다. Fang et al. (1997)의 결과는 동·하계 모두 대만해협을 통과한 대만난류가 동중국해 육붕상을 지나 제주도 서방으로 진출하는 형태를 보였다. 이 대만난류는 제주해협을 지나 대한해협으로 이어지며, 쿠로시오의 일부가 큐슈 남서방에서 분지되어 대한해협을 통과하는 흐름에 합류하는 것으로 나타난다. 황해난류는 동계에 중국과 한국 연안측에 형성되는 연안류의 보상류 형태로 대만난류의 일부가 황해 중앙부 해곡사면을 따라 황해 중북부로 진입함으로 형성되는 것으로 밝히고 있다. Pang et al. (1992, 1993) 및 방과 오 (1995)의 일련의 순압모델 실험들은 해수면 변화가 허용된 경우이건, 허용되지 못한 경우이건 모두 동중국해 해류패턴이 일차적으로 모델의 등수심선에 평행한 형태를 나타냈다. 이러한 실험결과들로부터 동중국해의 순환을 사실적으로 모사하기 위해서는 해양의 밀도성층 효과를 고려해야 함은 물론, 입력자료로서 채용되는 수심의 정확도와 모델의 정밀도를 현재의 수준보다 더욱 향상시키는 것이 중요한 요인임을 파악할 수 있다.

한편, Lee (1996)는 대순환모델에서 쿠로시오의 유입·유출조건을 지정하고 Hirose (1996)에 의한 열속자료와 Na 바람자료 (1992)를 사용하여 황·동중국해의 열염순환을 모사하였다. Lee (1996)의 모델결과는 2월에 동중국해 대륙붕 표층에서 비교적 등수심선을 거스르는 방향으로 황해 내부를 향해 북상류가 발달하며, 수심 40 m층에서는 등수심에 거의 평행한 방향의 해류패턴을 나타냈다. 하계에는 장강하구역에서 중국연안을 따라 남하하는 흐름을 보이며, 그 외의 동중국해 해역에서는 표층과 40 m 층 모두에서 등수심선을 따르는 흐름형태가 지배적으로 나타나 모델결과는 순압적 특성을 강하게 나타냈다. 이 모델은 대한해협을 통해 강제적으로 유출유량을 지정해 줌으로써 대한해협 부근의 흐름에는 인위적 요인이 작용하는 반면, 자유표면 변동효과를 고려하고 있다.

한편 남 (1997)은 고체표면 가정을 취하고 있는 Cox (1984) 모델에서 모델영역을 북서태평양 일부 해역에까지 확장함으로써 모델의 개방경계조건을 지정하는 데에서 야기될 수 있는 문제점을 극복하고, 해표면 경계조건으로서 Hellerman and Rosenstein (1983)의 월별 바람응력과 Levitus (1994)의 수온·염분에 수렴하는 완화경계조건을 사용하였다. 남 (1997)의 실험에서 모사된 수온과 염분장은 관측에 의한 평균분포와 대체로 일치하는 형태를 보이는데, 속도장과 해수 특성치 분포, 가상부

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

표 실험 등의 분석으로부터 쿠로시오 수송량이 강한 봄과 여름에 대마난류는 대부분 대만부근에서 유래되어 동중국해를 거쳐 동해로 유입되고, 쿠로시오 수송량이 적은 가을과 겨울에는 대부분 큐슈 서부해역에서 유래됨을 제시하고 있다. 남(1997)과 Lee (1996)의 모델은 공통적으로 산동반도 이남의 황해 중부해역에서 연중 시계방향 순환을 제시하고 있으나 동중국해의 순환은 남 (1997)의 경우 동계에 대만해협을 통과해 중국연안을 따라 북상하는 흐름과 쿠로시오와의 중간의 육붕해역에 시계방향의 순환이 나타나 Lee (1996)에 비해 시·공간적으로 더 큰 변동을 나타내고 있다.

6. 조석수치모델 분야

국내의 2차원 2층 조석모델링은 국내에서 본 연구가 최초 연구로서 그간의 2차원 수심평균모델과 1차원 2층 모델개발 단계를 거쳐, 독자 개발에 이르고 있다. 국외에서는 유럽에서 1980년대에 실용화되었으며, 이 분야의 모델 개발 능력은 국제 수준이다. 적용측면에서는 하와이 내부조석파에 의한 해표면 발현 현상을 세계 최초로 성공하여 Journal of Physical Oceanography 에 게재하는 등 국제 최고 수준에 이르른 단계이다. 단 천해에서의 비선형항을 보다 효율적으로 고려하는 계산 방식의 개선등은 추후 연구과제라 할 수 있다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

제 3 장

연구개발 수행 내용 및 결과

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

제 3 장 연구개발수행 내용 및 결과

제 1 절 해류조사 성과

1. 서 론

동중국해 중·서부역은 중국 연안으로부터 남쪽으로는 오끼나와 골로 연결되고, 남쪽으로는 대만북부해역에 이르며, 북쪽으로는 황해 남부와 제주도 주변해역과 접하는 대륙붕상 수심 200 m 이하의 천해역이다.

본 연구해역의 순환계를 지배하는 주요 요인으로는 쿠로시오로부터 분지된 고온, 고염의 특성을 갖는 난류, 그리고 육지로부터 유입된 담수와 고염수 혼합되어 형성된 상대적으로 저염의 특성을 갖는 연안수의 흐름이다. 저염의 흐름으로는 동중국해 담수 유입의 절대량을 차지하는 양자강수로부터 형성된 양자강 희석수의 흐름과 황해 서쪽연안을 따라 남하하여 동중국해 북부해역에 영향을 미치는 중국연안수의 흐름이 있다. 난류계의 흐름으로는 쿠로시오의 지류인 대만난류와 대마난류가 그리고 대마난류로부터 분지되는 것으로 알려진 황해난류가 있다 (Guan and Mao, 1982; Nitani, 1972). 양자강 희석수는 겨울철에는 중국연안을 따라 좁은 띠 형태로 남하하고 담수의 유량이 증가하는 여름철에는 북동쪽으로 확장하여 동중국해 북서해역 표층의 대부분을 차지한다 (Guan, 1994). 여름철 북동쪽으로 확장한 양자강 희석수는 제주도 서쪽을 지나 황해내부로 북상하거나 (Lie, 1986) 제주해협을 통과하여 남해로 빠져나간다 (김 등, 1991). 특히 저염의 양자강 희석수는 제주도 및 남해 양식장의 어패류를 집단 폐사시키는 등 우리나라 연근해 어장환경에도 지대한 영향을 미친다. 동중국해에서 난류의 순환구조는 Uda (1934)가 대마난류와 황해난류의 순환모식도를 제시한 이래 큐슈 서방의 깊은 골에서 분지된 대마난류가 동해로 유입되기 전 제주도 남동쪽에서 분리되어 제주도 서방의 골을 통해 황해로 유입되어 황해 난류를 형성한다는 주장 (Nitani, 1972)과 대만해협에서 시작하는 대만난류가 대륙붕을 가로질러 북상하여 제주도 남서쪽에서 분리되어 동해로 유입하는 대마난류와 황해난류를 형성한다는 학설 (Beardsley et al. , 1985; Fang et al., 1991)이 양립하여 왔으나 본연구사업의 1단계 사업을 통하여 대마난류는 큐슈서방의 골 왼쪽 대륙사면에서 쿠로시오로부터 분리되어 바깥 대륙붕상을 따라 북상하는 새로운 대마난류의 경로가 제시된 바 있다 (이 등,1997; Lie and Cho, 1994; Lie et al, 1998). 따라서 대만난류가 북동진하여 대마난류와 연결되는 않는다면 대만 북쪽의 동중국해 대륙붕상으로 유입하는 대만난류가 어디까지 영향을 미치고 어떠한 경로로 빠져나가는지에 대한 의문이 제기된다. 또한 황해난류는 제주도 서쪽해역을 지나 황해로 유입되는 것

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

으로 알려져 왔으나 (Nakao, 1977) 이 후의 연구 결과 (Lie, 1986; 김 등, 1991)는 제주도 서쪽에 유입된 황해난류는 황해 내부로 진입하지 않고 대부분이 제주도를 돌아서 제주해협으로 빠져나가는 것으로 밝혀졌다. 이러한 순환계의 제시는 기본적으로 해수의 물리특성 자료로부터 얻어진 것으로 해류의 직접관측에 의한 순환계 규명이 요구된다. 본 연구해역의 해류장을 알기 위해서는 양자강 희석수, 황해난류, 대만난류의 이동경로, 흐름의 세기, 영향범위 등과 계절변동이 정확히 파악되어져야 할 것이다.

2. 조사 개요

동중국해 중·서부역은 조업활동이 대단히 활발하여 해·조류 관측을 위한 유속계의 장기계류는 유실될 우려가 대단히 크다. 더욱이 동중국해와 같은 광역해역의 해수순환을 유속계의 계류로 조사하기 위해서는 해수순환의 특징적 공간규모를 충분히 분해할 수 있을 정도로 많은 점에서 관측이 필요하기 때문에 상당한 인력과 예산이 소요된다. 이에 동중국해 중·서부해역의 해류관측은 비교적 적은 예산으로 광역해역의 해류를 효과적으로 관측할 수 있는 위성추적부이와 연구선 온누리호와 이어도호에 부착된 ADCP로 실시하였다. 또한 1단계 사업에서 제기된 대마난류 분기역의 상층해류장 발산에 따른 사면역 심층의 흐름구조를 조사하기 위해 유속계 계류에 의한 장기 해류관측을 하였다.

1차년도인 1997년에는 3월 초순 동중국해 중·서부역의 광역해역 조사와 양자강수 유입량이 증가하는 6월에 양자강-제주도 해역의 국지 조사를 수행하였다. 또한 11월에는 큐슈 서방골 서쪽 사면역에 일본 Kagoshima 대학팀과 공동으로 RCM-7 3대, Seacat 1대가 장착된 계류선을 설치하였다. 2차년도인 1998년에는 춘계와 하계조사를 실시하였는데 춘계 해류조사는 4월말 '저기압 통과에 따른 동중국해의 반응연구' 예비조사시 제주도 남서해역과 대륙붕단역에서 하였고 하계조사는 8월 중국대륙연안수 거동 파악을 위한 양자강-제주도 사이의 국지해역과 9월 동중국해 중·서부역의 광역해역에서 실시하였다. 3월에는 1차년도에 설치한 계류선을 Kagoshima 대학 실습선 T/V Keiten maru를 이용 회수하였고 9월 광역해역 조사시 쿠로시오 분기해역 근처 사면역에 1차년도와 동일한 계류선을 설치하였다. 3차년도인 1999년에는 동계 황해난류 유입가능성이 제기되는 제주도 북서부해역에서 2월에 대학공동조사선 탐양호를 이용 부이실험을 하였다. 6월에는 중국 제2해양연구소와 공동으로 진행한 '저기압통과에 따른 해양-대기 상호작용연구' 프로그램의 한국측 현장조사시 동중국해 중·서부해역을 대상으로 위성추적부이에 의한 해류조사를 실시하였고 조사기간 중 2차년도에 설치한 계류선을 회수한 후 동일한 위치에 다시 설치하였다. 설치한 계류선은 2000년에 회수할 예정이다. 1999년 6월 조사의 경우 ADCP에 의한 해류조사는 연구선 이어도호에 장착된 ADCP 시스템에 문제가 정상적으로 실시되지 못하였다. 1차년도와 2차년도의 관측결과는 년차보고서 (이 등, 1998, 1999)에 수록되어 있다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

3. 위성추적부이실험에 의한 해류조사

가. 조사 방법

위성추적부이에 의한 해류조사는 Lagrangian 방법으로 표류부이를 해상에 투하하여 부이의 위치를 인공위성으로 측정하는 것이다. 따라서 인공위성 추적부이 (satellite-tracked drifter)라고 불리며 부이의 이동 위치는 극궤도를 선회하는 위성으로 모니터링하여 해류의 유속과 공간구조를 조사하는 것이다. 동중국해와 같이 조업활동이 대단히 활발한 광역해역의 해수순환을 조사하는데는 위성추적부이에 의한 해류조사가 유속계 계류에 비해 경제적이며 효과적이다. 본 연구에서는 동중국해 중·서부해역에서 ARGOS 위성추적부이를 이용한 해류관측을 실시하였다. 위성추적부이 실험은 세계해양대순환실험 WOCE 표층류 프로그램 (Surface Velocity Programme)의 한국측 계획으로 수행되었고, 부이실험 관련 기술 및 일반사항은 이 등 (1993)이 자세히 기술하였으며 부이 재원에 관한 사항은 Sybrandy와 Niiler (1991)의 보고서에 자세히 수록되었다.

본 연구에서는 자료송신 시간대를 2중으로 선택하였다. 즉, 부이 투하 후 첫 한달간은 투하 주변해역에서 조류와 같은 단주기성 운동에 의한 영향을 평가하기 위해서 하루 24시간 연속 송신 하였고, 둘째 달부터는 부이가 투하해역을 상당히 벗어날 확률이 높기 때문에 전원을 아껴 장기간 자료를 획득하기 위하여 하루에 8시간만 송신하고 16시간은 중단하는 8 hours-on, 16 hours-off 방법을 택하였다.

위성추적부이로부터 얻어진 자료는 시간 간격이 다르고 조류와 같은 단주기성 흐름이 포함되어 있다. 이를 제거하기 위해 위치자료를 매 시간 간격의 자료로 선형보간한 후 25시간 이동평균하여 6시간 간격의 자료로 재배열하였다. 부이의 이동궤적은 6시간 간격의 자료를 이용하여 도시하였고 일평균 유속을 계산하여 흐름을 분석하였다.

부이실험을 위해 1차년도인 1997년에는 3월초 동중국해 중·서부해역과 6월에 양자강-제주도 해역에 각각 13대, 8대의 부이를 투하하였고 2차년도에는 4월말, 8월, 9월에 각각 10대, 3대, 8대의 부이를 투하하였다. 3차년도인 1999년에는 2월에 황해난류 유입가능성이 제기되는 제주도 북서부해역에 대학공동조사선 탐양호를 이용 3대의 부이를 투하하였고 6월에는 동중국해 중·서부해역에 12대의 부이를 투하하였다. 6월 조사시 부이투하는 연구선 이어도호로 하였다. 3차년도 위성추적부이 실험을 위한 부이 투하위치는 그림 1-1에 나타내었다.

본 연구의 2단계 사업기간 (1997-1999)에 투하한 모든 부이의 투하지점, 투하시기 및 끌개수심 등의 내용은 표 1-1과 같다.

나. 1999년 2월 부이 실험

황해난류는 쿠로시오계의 고염수를 황해내부로 공급해 주는 해류로 알려져 왔으며 동중국해 북부 및 황해의 순환에 결정적인 역할을 한다. 최근 Lie 등 (2000)의 연구결과에 의하면 제주도 북서해역에 Γ 모양의 전선이 형성되어 있어 쿠로시오계

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

Table 1-1. Information on the satellite-tracked drifter experiments during 1997-1999.

I.D. number of floats	Date deployed	Releasing point Lat.(N)	Releasing point Long.(E)	Water depth (m)	Center of Drogue (m)
28697	Mar. 4, 1997	31-25.49′	123-14.27′	42	15
28698	Mar. 4, 1997	30-40.12′	123-25.07′	54	15
28699	Mar. 4, 1997	29-20.39′	123-15.19′	66	15
28700	Mar. 4, 1997	28-57.86′	124- .19′	78	15
28701	Mar. 4, 1997	28-47.53′	124-40.13′	86	15
28706	Mar. 4, 1997	28-42.46′	125- .05′	100	40
27511	Mar. 5, 1997	28-50.90′	127- 6.35′	452	50
28711	Mar. 5, 1997	29- 3.87′	126-15.01′	103	0
28712	Mar. 6, 1997	32- 0.04′	124- 7.43	43	0
28702	Mar. 7, 1997	32-18.45′	125- .36′	51	15
28703	Mar. 8, 1997	32-39.77′	125-36.04′	90	15
27512	Mar. 8, 1997	32-39.77′	125-36.04′	90	50
28707	Mar. 9, 1997	31-52.55′	125-25.44′	59	40
28719	June 11, 1997	31-57.50′	122-42.53′	29	0
28721	June 12, 1997	32-15.35′	123-25.63′	35	0
28713	June 12, 1997	32-29.49′	124-08.69′	39	15
28720	June 13, 1997	32-40.09′	124-37.50′	53	0
28718	June 13, 1997	33-07.15′	125-50.82′	104	15
28714	June 13, 1997	33-01.04′	125-34.80′	85	15
28715	June 13, 1997	33-01.04′	125-34.80′	85	50
28716	June 14, 1997	32-55.93′	125-18.80′	87	50
12784	Apr. 24, 1998	32-33.14′	125-39.18′	84	15
21223	Apr. 24, 1998	32-33.14′	125-39.18′	84	45
21219	Apr. 25, 1998	32-12.53′	126-22.49′	102	15
21221	Apr. 25, 1998	32-10.09′	126-15.05′	99	30
21218	Apr. 26, 1998	31-59.87′	125-45.18′	71	15
12789	Apr. 27, 1998	28-53.04′	126-57.67′	200	50
15370	Apr. 28, 1998	29-31.40′	126-07.80′	106	15
12787	Apr. 28, 1998	29-40.90′	125-55.19′	89	50
15369	Apr. 28, 1998	29-53.80′	125-38.17′	64	15
15368	Apr. 28, 1998	29-59.59′	125-29.85′	64	15
08896	Aug. 14, 1988	32-47.50′	123-45.00′	36	0
27253	Aug. 14, 1988	32-47.50′	123-45.00′	36	15
27517	Aug. 15, 1988	34-14.10′	124-52.10′	95	50
08140	Sept. 11, 1998	32-34.93′	124- .28′	40	10
08141	Sept. 12, 1998	32- 5.55′	124-29.70′	43	10
27256	Sept. 12, 1998	32-40.65′	126-14.47′	104	10
08142	Sept. 12, 1998	32-40.78′	126-14.41′	104	50
08172	Sept. 14, 1998	29- 2.56′	123-39.97′	69	50
27513	Sept. 14, 1998	28-54.82′	124- 9.59′	77	15
27514	Sept. 14, 1998	28-44.89′	124-50.39′	93	15
27271	Sept. 14, 1998	28-37.58′	125-19.64′	108	50

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

Table 1-1. Continued.

I.D. number of floats	Date deployed	Releasing point Lat.(N)	Releasing point Long.(E)	Water depth (m)	Center of Drogue (m)
09919	Feb. 6, 1999	32-56.18′	124-51.12′	70	15
27274	Feb. 6, 1999	32-56.18′	124-51.12′	70	50
27515	Feb. 6, 1999	32-48.27′	124-33.85′	60	15
09908	June 18, 1999	32-30.14′	123-44.91′	39	0
09968	June 19, 1999	32-10.61′	125-45.11′	77	8
10025	June 19, 1999	32-10.61′	125-45.11′	77	50
09969	June 20, 1999	31-29.66′	123-44.91′	40	15
10026	June 21, 1999	31-25.34′	126-29.67′	90	50
27265	June 21, 1999	31-34.80′	126-59.88′	106	15
27268	June 24, 1999	29-04.98′	123-29.40′	70	15
27257	June 24, 1999	29-27.94′	124-38.38′	78	15
10028	June 24, 1999	29-27.94′	124-38.38′	78	50
02721	June 27, 1999	33-04.30′	126-03.94′	112	15
27252	June 27, 1999	33-04.30′	126-03.94′	112	50
01568	June 27, 1999	32-51.14′	125-57.35′	107	15

고염수가 황해내부로 직접 유입하지 못하고 제주도를 시계방향으로 돌아 제주해협을 통과하여 남해로 유입하는 것으로 밝혀졌다. 한편 위성에서 관측한 겨울철 해표면수온 영상자료를 보면 Γ 전선의 북서단에서 중국 산둥반도쪽으로 향하는 혀모양의 고온수 분포가 존재하여 황해 중앙골 서편을 따라 황해내부로 유입하는 흐름이 존재할 가능성을 제시해 준다. 이러한 흐름의 존재 여부를 파악하기 위해 1999년 2월 제주도 북서부에 형성되는 Γ 전선 서쪽 경계에 해당하는 제주도 서쪽 - 양자강 퇴 북쪽 사면역의 수심 60 m 와 70 m 두 지점에 위성추적부이 3대를 투하하여 흐름을 추적하였다. 위성추적부이 실험을 위해 대학공동 조사선 탐양호의 현장조사시 부이 투하를 의뢰하였다.

그림 1-2는 1999년 2월 6일 제주도 서쪽에 투하한 위성추적부이 3대의 이동궤적이다. 제주도 연안에서 서쪽으로 약 125 km 떨어진 지점에는 끌개수심 15 m와 50 m인 부이 두 대를 동시에 투하하여 상층과 하층의 흐름을 조사하였다. 상층 (15 m)에 투하한 부이 9919는 약 2개월 동안 생존한 후 4월 7일 송신을 중단하였는데 관측기간동안 투하위치 주변에서 불규칙한 궤적을 그리며 정체하였다. 관측기간동안 북동쪽으로 약간 이동한 듯 보이나 전체 관측기간동안 평균유속은 1 cm/s 미만으로 뚜렷한 흐름을 보여주지 못하였다. 하층에 투하한 부이 27274는 투하 당일 동쪽으로 진행하다가 2월 7일 조업선박에 의해 제주도 쪽으로 약 30 km 정도 끌려가서 33.05°N, 125.14°E 부근에 재 투하된 것으로 보인다. 부이는 조업선박에 끌려 이동한

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

후 3일간 약 5 cm/s 속도로 북진하다가 동쪽으로 방향을 바꾸어 제주해협쪽으로 진행하여 2월 27일 제주도 북동쪽 약 30 km 해상을 지나 제주해협을 통과하였다. 제주해협 서쪽 입구역에서 일평균 유속은 10-12 cm/s 였고 제주해협 내에서는 10-20 cm/s로 빨라졌다. 제주해협을 통과한 부이는 북위 34°부근을 따라 남해를 지나 3월 19일 대마도 남서쪽에 도달한 후 북동쪽으로 급격히 방향전환하여 대한해협 서수도를 통해 우리나라 남동연안을 따라 동해로 진입하였다. 남해에서 동쪽으로 이동한 동안의 평균유속은 약 20 cm/s 이었고 대한해협에서는 20-30 cm/s로 다소 증가되었고 동한난류역에서는 50 cm/s 이상이었다. 양자강퇴 북쪽사면 수심 60 m 지점의 투하한 부이 27517 (끌개수심 15 m)은 북동쪽으로 진행하다가 투하 5일 만에 송신을 중단하였는데 관측기간중 평균 유속은 약 5 cm/s 였다. 세대의 부이는 투하지점 근처에서 정체 혹은 북동쪽으로 진행하여 제주해협을 통과하였고 황해내부로 유입하는 흐름을 보여주지 않았다. 따라서 동계 위성 표면수온자료의 산둥반도 쪽으로 향하는 혀모양의 고온수 분포는 지속적이고 직접적인 흐름의 결과이기보다는 바람장의 급격한 변화에 따른 간헐적 흐름이나 난류확산 등에 의한 결과로 보여진다.

다. 1999년 6월 부이 실험

부이실험은 한·중 공동연구로 진행된 '황·동중국해에서 폭풍발달에 따른 해양순환' 연구의 한국측 관측으로 수행된 동중국해 중·서부해역 광역조사시 부이를 투하하여 흐름을 조사하였다. 부이 투하는 6월 18-27일에 온누리호로 하였고 제주도 남서부역에 5대, 제주도-대마난류분기역 사이에 2대, 양자강퇴 상부에 2대, 동중국해 남부 대만난류역에 3대 총 12대를 투하하였다. 투하위치는 및 부이정보는 그림 1-1과 표 1-1에 나타내었다.

1) 제주도 주변해역의 흐름

그림 1-3는 제주도 남서부역 및 제주도-대마난류분기역 사이에 투하한 부이 7대의 이동경로이다.

6월 27일 제주도 남서쪽 골 중앙부 수심 112 m 지점에 끌개수심 15 m (2721)와 50 m (27252)인 부이 두 대를 동시에 투하하였다. 상층 부이 2721은 처음 3일 동안은 반시계방향으로 선회하는 궤적을 그리며 북서진하다가 북쪽으로 방향을 바꾸어 7일간 북진, 이후 3일간은 북동진하여 7월 10에는 제주도 북서쪽 약 40 km 해상에 도달하였다. 처음 13일 동안 부이궤적은 대체로 제주도 서방을 우회하는 흐름을 보였다. 이후 부이는 제주해협을 가로질러 북상하여 7월 16일에 추자도 북서쪽 34.03°N, 126.19°E에 도달한 후 다시 3일간 남하 후 서쪽으로 진행하다가 33.9°N, 125.6°E 부근에서 송신을 중단하였다. 한편, 50 m 층에 투하한 부이 27252는 상층부이와 비슷한 궤적을 그리며 북동진하다가 투하 3일 후 조업선박에 포획되었다. 첫

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

날의 15 m와 50 m 두 층의 흐름을 비교해 보면 유속은 각각 23.9 cm/s, 15.8 cm/s로 상층이 강하였고 유향은 각각 315.7°, 324.7°로 저층이 상층에 비해 오른쪽으로 9°만큼 편향하는 흐름 구조를 보여준다. 제주도 남서쪽 약 40 km 해역 수심 107 m 에 투하한 부이 1568 (끌개수심 15 m)은 처음 3일간은 제주도쪽에 투하한 부이들과 비슷한 궤적을 그리며 북서진하다가 제주도 남서쪽 33.0°N, 125.7°E 부근에서 규모 10 km 미만의 작은 반시계방향의 소용돌이 궤적을 그리며 약 10일간 정체하였고 7월 9일부터 다시 8-20 cm/s의 속도로 북상하여 7월 15일 제주도 북서쪽 33.6°N, 125.9°E에 도달하였다. 이후 부이는 서쪽으로 진행하여 8월 27일에는 황해남부의 중앙 골 33.6°N, 123.5°E에 도달하였다. 이러한 제주해협 서쪽 입구역에서 서쪽으로 진행하는 부이궤적은 제주도 우회하여 제주해협으로 진입하리라는 예상과는 다른 흐름을 보여주는 것인데 이는 7월 하순과 8월초에 태풍 닐 (NEIL)과 올가 (OLGA)가 우리나라 남서해역을 통과하는데 따른 해양반응의 결과로 사료된다.

제주도 남서쪽 125 km 떨어진 수심 77 m 지점에는 두 대의 부이 (9968, 8 m층; 10025, 50 m 층)를 동시에 투하하였다. 상층부이는 하계 수온약층이 10-20 m 에 분포하여 약층 상부의 흐름을 조사하기 위해 끌개수심을 8 m로 조정하였다. 투하후 4일동안 두 부이는 동쪽으로 진행하였는데 두 층의 4일간 평균유속은 각각 8.2 cm/s, 6.4 cm/s로 상층이 약간 강하였고 평균유향은 75.7°, 94.5°로 하층이 상층에 비해 오른쪽으로 편향하는 수직 구조를 보인다. 이후 상층 부이 9968은 100 m 등수심선을 부근을 따라 북상하여 7월 5일 제주도 남서쪽 40 km 해역을 통과한 후 약 20 cm/s 속도로 제주도 서쪽을 지나 북상을 계속하여 7월 19일 보길도 서쪽 33.6°N, 125.9°E에서 송신을 중단하였다. 한편, 저층부이 10025는 20일간 투하위치 주변에서 정체하다가 7월 중순부터 북상하여 7월말 제주도 남서쪽 약 30 km 해역을 지나 8월 8일 추자도 남서방 20 km 해역에 도달하였다. 이후 부이는 7일간 정체하다가 8월 중순경부터 동진하여 제주해협을 통과, 8월 27일 거문도 동쪽 20 km 해역에서 송신을 중단하였다.

제주도-대마난류 분기역 사이의 100 m 등수심선 부근에는 대륙붕수와 쿠로시오 계수 사이에 열·염전선이 남북으로 형성되어 있으며 이 전선은 제주도 서부해역으로 연결되어 있다 (그림 2-15 참조). 전선의 동쪽에는 대마난류의 줄기에 해당하는 쿠로시오 분지류가 북상하며 제주난류의 기원은 대마난류의 서쪽 가장자리의 일부인 것으로 예상되고 있다. 이를 조사하기 위해 6월 21일 북위 31.5° 선상 근처 수심 90 m와 106 m 에 두 대의 부이를 투하하였다. 전선 바깥쪽 수심 106 m 에 투하한 부이 27265 (끌개수심 15 m)는 10-20 cm/s 속도로 북상하여 7월 8일 제주도 동쪽 30 km 해역을 지나 북동쪽으로 방향을 바꾸어 7월말 우리나라 남해 연안에 도달하였다. 이후 부이는 욕지도 북쪽을 우회하여 8월 2일 거제도 남쪽 약 20 km 해상을 도달한 후 남동연안을 따라 북동진하여 동해로 진입하였다. 대한해협에서의 일평균 유속은 50 cm/s 이상으로 최대 86.3 cm/s에 달하였다. 전선역의 수심 90 m에 투하한 부이 10026 (끌개수심 50 m)은 약 20일 동안 투하위치 주변에서 정체한 후 북동

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

진하여 100 m 등수심선을 가로질러 7월 14일 동쪽에 투하한 부이 27265 투하지점 서쪽 약 15 km 해역까지 접근하였다. 북위 31.5°를 통과한 부이 10026은 부이 27265가 제주도 동쪽으로 북상한 것과는 달리 제주도 서단을 향하여 북상하여 8월 7일 제주도 서쪽 연안역에 도달하였다. 이후 부이는 제주도 돌아서 제주해협을 지나 8월 16일 제주도 북동쪽 33.7°N, 127.0°E 부근에 도달한 후 20 km 정도의 소용돌이 궤적을 그리며 20여일 정체하다가 9월 10일경부터 동쪽으로 진행하여 대한해협 서수도로 진입하였다.

2) 동중국해 북서부 해역의 흐름

중국대륙연안수의 거동을 조사하기 위해 6월 18, 19일 양자강퇴 상부 동경 123.75° 선상의 북위 32.5°와 31.5° 지점에 두 대의 부이를 투하하였다 (그림 1-4).

양자강퇴 북부에 투하한 표층부이 9908 (끌개수심 0.5m)은 6월 하순-8월 중순에 걸쳐 불규칙한 궤적을 그리며 북진하여 황해 중앙골 북위 35°까지 북상하였다. 북상기간 동안의 평균 북향유속은 5.6 cm/s 였다. 이후 부이는 황해 중앙골 35°N, 123.5°E 부근에서 약 20여일간 정체하였고 9월 11일부터 중국 연안쪽으로 서진하다가 9월 19-23일에는 122.2°E 자오선 부근을 따라 빠른 속도로 남진한후 9월 30일 양자강 입구 북쪽 32.6°N, 122.0°E에서 송신을 중단하였다. 제주도 남서쪽에 투하되어 8월 하순 황해남부의 중앙골 왼쪽 사면역에 진입한 부이 1568 (끌개수심 15 m)은 북서진하여 9월 중순경 34.4°N, 122.5°E 부근 도달한 후 시계방향의 소용돌이 궤적을 그린다가 부이 9908이 남진한 기간에 122.7°E 자오선을 따라 북위 33도까지 남하하였다. 부이 9908과 1568이 남하한 9월 19-23일의 평균 남향유속은 각각 50 cm/s, 31 cm/s 이었다. 이러한 빠른 흐름은 이 기간에 황해 남서해역을 통과한 태풍 앤 (ANN)의 영향에 의한 것으로 하계 태풍이 통과하면서 표층수괴를 수일만에 200 km 정도 이동시킬 수 있다는 것을 말해 준다. 태풍의 영향이 없었던 10월 이후 부이 1568은 양자강퇴 북서부 해역에서 복잡한 궤적을 그리면서 서서히 북동쪽으로 이동하다가 12월 16일 조업선박에 포획되었다. 이 기간 동안의 평균 북동유속은 1 cm/s 미만으로 태풍의 영향이 없는 가을철 양자강퇴 상부역에는 뚜렷한 흐름이 존재하지 않음을 시사해 준다.

북위 31.5°에 투하한 부이 9969 (끌개수심 15 m)는 투하 후 7월 중순까지 양자강퇴 위에서 북서진 하다가 북동쪽으로 방향을 전환하여 7월 24일 양자강퇴 북쪽의 50 m 등수심선을 가로지른 후, 황해 중앙 골 서쪽 사면 수심 50-70 m를 따라 북동진 하여 8월 14일 북위 35.2°N 까지 북상하였다. 투하 후 55일간의 평균 북상유속은 8.5 cm/s로 북쪽에 투하한 부이 9908보다 빨랐다.

3) 대만난류역의 흐름

대만 북쪽의 동중국해 남부 대륙붕으로 진입한 대만난류가 어디까지 북상하는지 그리고 어떠한 경로로 이동하는지를 조사하기 위해서 6월 24일 남부 대륙붕 수심

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

70 m, 78 m인 두 지점에 3대의 부이를 투하하여 흐름을 조사하였다 (그림 1-5).

중국 연안쪽 수심 70 m에 투하한 부이 27263 (끌개수심 15 m)은 처음 4일간 일평균유속 10-20 cm/s 로 북동진하여 북위 29.45° 까지 북상한 후 점차 동쪽, 남동쪽으로 방향을 전환하여 진행하다가 7월 13일 수심 100 m 부근에서 조업선박에 포획되었다. 생존 기간 동안의 평균 동향유속은 8.8 cm/s 였다. 동쪽의 수심 78 m 지점에는 끌개수심 15 m와 50 m인 부이 두 대를 동시에 투하하였다. 상층에 투하한 부이 27257은 비스듬히 남하하면서 동쪽으로 진행하다가 7월 12일 29.04°N, 125.45°E에서 송신을 중단하였는데 관측기간 동안의 평균 동향유속은 4.9 cm/s이었다. 50 m 층에 투하한 부이 10028은 상층부이와 비슷한 속도로 동쪽으로 진행하여 7월 23일 100 m 등수심선에 도달하였다. 이후 부이는 바깥 대륙붕 100-200 m 해역에서 반시계 방향으로 선회하면서 북동진하여 8월 4일 30.6°N, 128.0°E 까지 북상한 후 토까라해협을 통해 동중국해를 빠져 나갔다.

라. 토의 및 결론

그림 1-7은 2단계 연구 사업 기간 (1997-1999년)중 동중국해 중·서부역에 투하한 모든 부이의 일평균 유속벡터도이다. 제주도 남서쪽에서 북서진하는 부이 대부분은 제주도를 시계방향으로 돌아서 제주해협으로 진입하였다. 위성추적부이 실험 결과 제주도 서쪽을 지나 황해내부로 유입하는 황해난류에 대한 직접적인 증거는 보여주지 않았고 다만, 태풍이 통과하는 여름철 제주도 북서해역에서 황해로 진입하는 서향류 혹은 북서류가 관측되었다. 1997년 6월과 1998년 8월에 양자강 희석수는 양자강퇴 상부에서 10-20 cm/s 속도로 제주도 남쪽해역을 향해 동쪽으로 이동한 후 제주도쪽으로 북상하였다. 반면에 1999년 6-8월 양자강퇴 상부에는 황해남부 중앙 골 서부해역으로 향하는 북향류가 존재하여 1997년, 1998년도와는 다른 흐름을 보였다. 과거 Lie (1986)와 김 등 (1991) 연구에 의하면 양자강 유출수는 제주해협쪽으로 향하는 경우도 있어 이동경로가 매우 다양하게 변화함을 알 수 있다. 저염의 양자강 희석수가 연근해 양식장에 유입되면 어패류를 집단 폐사시키는 등 연안어장환경에 막대한 영향을 미치기 때문에 향후 양자강 유출수의 이동경로의 변동 및 기작에 대한 연구가 필요하다. 양자강 유출수의 유량이 급격히 감소하는 가을과 겨울철 양자강퇴 상부에는 뚜렷한 흐름을 보여주지 못하였다. 동중국해 남부 대만난류역의 수심 100 이내의 대륙붕상에 투하한 부이의 궤적은 북위 30° 이남에서 동쪽으로 진행하여 바깥대륙붕 100 m 등수심선 동쪽으로 빠져나가는 흐름을 보여준다 이 후 일부는 100-200 m 해역을 따라 북상하였고 일부는 쿠로시오에 합류하였다. 북상하는 부이 대부분이 북위 32도 이남에서 송신을 중단하여 확실히 알 수는 없으나 전체적인 흐름을 볼 때 수심 100 m 부근을 따라 북상하는 흐름은 제주도 서쪽까지 연결될 가능성이 크다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

4. 쿠로시오 분기역에서 심층해류의 구조

가. 해류관측

쿠로시오 분기역에서 심층류의 구조를 알기 위해 쿠로시오 분기역 부근 (위치: 28° 49.51'N, 127° 12.22'E)에 RCM-7 3대와 Seacat 1대가 장착된 계류선을 1998년 9월 15일에 설치하였다. 해류계의 설치는 연구선 온누리호 선상에서 진행되었다. 계류선은 1999년 6월 22일 연구선 이어도호의 현장조사시 무사히 회수되었고 지속적인 심층류 관측을 위해 동일한 계류선을 같은 위치에 다시 설치하였다. 1999년 6월 재설치한 계류선은 2000년도에 회수할 예정이다. 계류점은 그림 1-7에 표시하였고 계류자료의 일반 정보는 표 1-2와 같다.

Table 1-2. Information on moored data at station K98 since September 1998.

Ids	Stn.	Deploying point	Meter/water depths (m)	Observation period (d/m/y)	Remark
RCM9168	K98	28° 49.51′ N 127° 12.22′ E	498/743	15/9/1998 -22/6/1999	data blank for Sept. 15 - Oct 16, 1998
Seacat2289	K98	〃	553/743	〃	
RCM11795	K98	〃	613/743	〃	data blank for Mar. 17-31, 1999
RCM11796	K98	〃	713/743	〃	
RCM9692	K99	28° 50.04′ N 127° 12.58′ E	500/745	22/6/1999 -	will be recovered in 2000
Seacat2289	K99	〃	555/745	〃	〃
RCM11420	K99	〃	615/745	〃	〃
RCM12574	K99	〃	715/745	〃	〃

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

나. 자료분석 및 결과

관측한 모든 해류자료와 수온, 염분자료의 시간변화 곡선은 그림 1-8에서 1-11과 같다. 그림의 굵은 실선은 일주조 조석보다 짧은 주파수대의 변화가 제거된, 즉, 장주기변화 (low-frequency fluctuations)를 보여준다. 그림 1-12는 장주기 성분 해류의 유속벡터도이다. 장주기 성분의 시간변화는 전 층에서 크게 나타나고 있으며 전반적으로 남향류가 북향류에 비해 우세하였다.

관측기간 중 498 m 층에서 1998년 9-10월에 약 한달간, 613 m 층에서는 1999년 3월에 약 2주간 자료의 결측이 있었다. 층간 흐름비교를 위해 3개 층에서 동시에 측정된 기간인 1998년 10월 16일 - 1999년 3월 16일까지를 추-동계로 1999년 4월 1일 - 6월 22까지를 춘계로 나누어 분석하였다.

본 연구에서는 Kuroshio 분기역에서 해류구조에 초점을 맞추고 있기 때문에 수온과 염분을 분석하지 않았다. 표 1-3은 추-동계와 춘계기간동안 3대의 해류계에서 측정된 장주기 해류의 평균해류와 RMS 유속을 나타낸다.

평균해류의 유향은 남서남 방향이며 평균유속은 0.7~6.6 cm/s로 수심이 깊어짐에 따라 감소하였고 기간에 따라서 큰 차이를 보인다. 춘계 498 m 층에서의 평균유속은 추-동계에 비해 다소 증가하였으나 가장 깊은 층인 713 m 층에서는 급격히 감소하여 춘계 평균해류의 수직구배가 추-동계에 비해 커졌다. RMS 값은 613 m 층에서 가장 크게 나타났고 평균유속에 대한 RMS 유속의 비는 저층으로 갈수록 증가하였다. 498 m와 613 m 층의 평균유향은 수심이 깊어짐에 따라 반시계 방향으로 회전하여 1997-1998년 동계에 관측한 정점 KCM과 JCM에서와 같은 경향을 보였으나 613 m - 713 m 층에서는 수심이 증가함에 따라 시계방향으로 회전하였다.

그림 1-13은 추-동계와 춘계의 누적위치곡선 (progressive vector diagram)이다. 평균해류의 유속이 매우 작았던 춘계 713 m 층을 제외한 나머지 자료는 남서남 방향으로 흐르는 평균해류를 잘 보여주며 498 m와 613 m 층의 누적위치곡선은 반시계방향의 회전특성 (rotary characteristics)이 있음을 보여준다.

해류의 시간 변동과 회전특성을 자세히 살펴보기 위해 자료의 길이가 긴 추-동계 자료를 이용 회전스펙트럼분석을 실시하였다 (그림 1-14). 스펙트럼 분석은 3개 층에서 모두 5일과 약 20일 주기성을 갖는 변동이 존재함을 보여준다. 반시계방향의 회전은 5일 주기의 경우 전 층에서, 18일 주기에서는 498 m 와 613 m 층에서 뚜렷하며 해류타원의 장축이 평균유향과 거의 평행하였다. 5일과 18일 주기에서 층간 상관성은 모두 0.8 이상이며 위상은 저층으로 갈수로 앞섰다. 498 m와 713 m 층에서 두 주기의 위상차는 각각 24°와 28°로 713 m 층의 반시계방향 회전이 498 m 층에 비해 5일 주기의 변동은 약 0.5일, 18일 주기는 약 1일 먼저 발생함을 의미한다. 바닥에서 30 m 떨어진 713 m 층은 두 주기에서 회전계수가 0.18 이하로 반시계방향 회전이 직선에 가까운 타원이었고 상층으로 갈수록 회전계수가 증가하여 해류타원의 장축대 단축의 비가 증가하였다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

Table 1-3 Statistics of moored current data at station K98 for September 1998 - June 1999. The first and second periods represent during October 16, 1998 to March 16, 1999 and March 31 to June 22, 1999, respectively.

Ids	Meter/water depths (m)	Mean current (1st period / 2nd period)				RMS (cm/s)	
		u (cm/s)	v (cm/s)	speed (cm/s)	dir (deg.)	u	v
RCM9168	498/743	-3.19	-4.88	5.83	213.2	6.85	9.85
		-2.63	-6.03	6.58	203.6	5.71	9.16
RCM11795	613/743	-1.62	-4.37	4.66	200.3	7.03	9.97
		-0.73	-3.44	3.51	192.0	5.93	9.85
RCM11796	713/743	-1.47	-2.32	2.75	212.5	6.23	8.99
		-0.40	-0.59	0.71	214.5	5.57	8.43

다. 해류구조

2차년도 관측의 KCM과 JCM에서는 각각 남향, 서남서향하는 심층류가 관측되었으며 3차년도의 관측에서는 대체로 남서남향의 심층류가 관측되었다. 평균해류의 방향은 수심에 따라 약간 변화하지만 대체로 계류지점의 해저지형에 평행하였다. Kyushu 서방 골의 심층에서 골 입구로 빠져나가는 해류의 존재는 Miyaji (1991)의 해류관측자료에서도 잘 나타나고 있으며, Lie 등 (1998)도 조사선 ADCP 관측과 CTD 자료에서 확인한 바 있다. Lie 등은 Kuroshio의 분기로 상층유속장이 발산하며 대륙사면역 상층을 빠져나가는 해수를 보충하기 위하여 저층에서 심층수가 대륙사면역으로 용승하게 된다고 해석하였다. 용승역에서는 대륙사면을 따라 골 밖으로 나가는 심층류가 발생하게 된다. Miyaji는 평균해류가 Kuroshio 상류에서 발생하여 하류로 전파되는 전선사행에 의해 교란된다고 보고한 바 있다. 본 연구의 겨울철 관측에서 15~20일 주기를 갖는 교란이 관측되었으나 이 교란이 전선사행에 의해 발생되었는지 여부는 현재로서 판단할 수 있는 근거는 없다. 정확한 원인을 알기 위해서 적어도 전선사행이 전 물기둥 (water column)에 직접 영향을 미치는가에 대한 정밀분석이 필요하다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

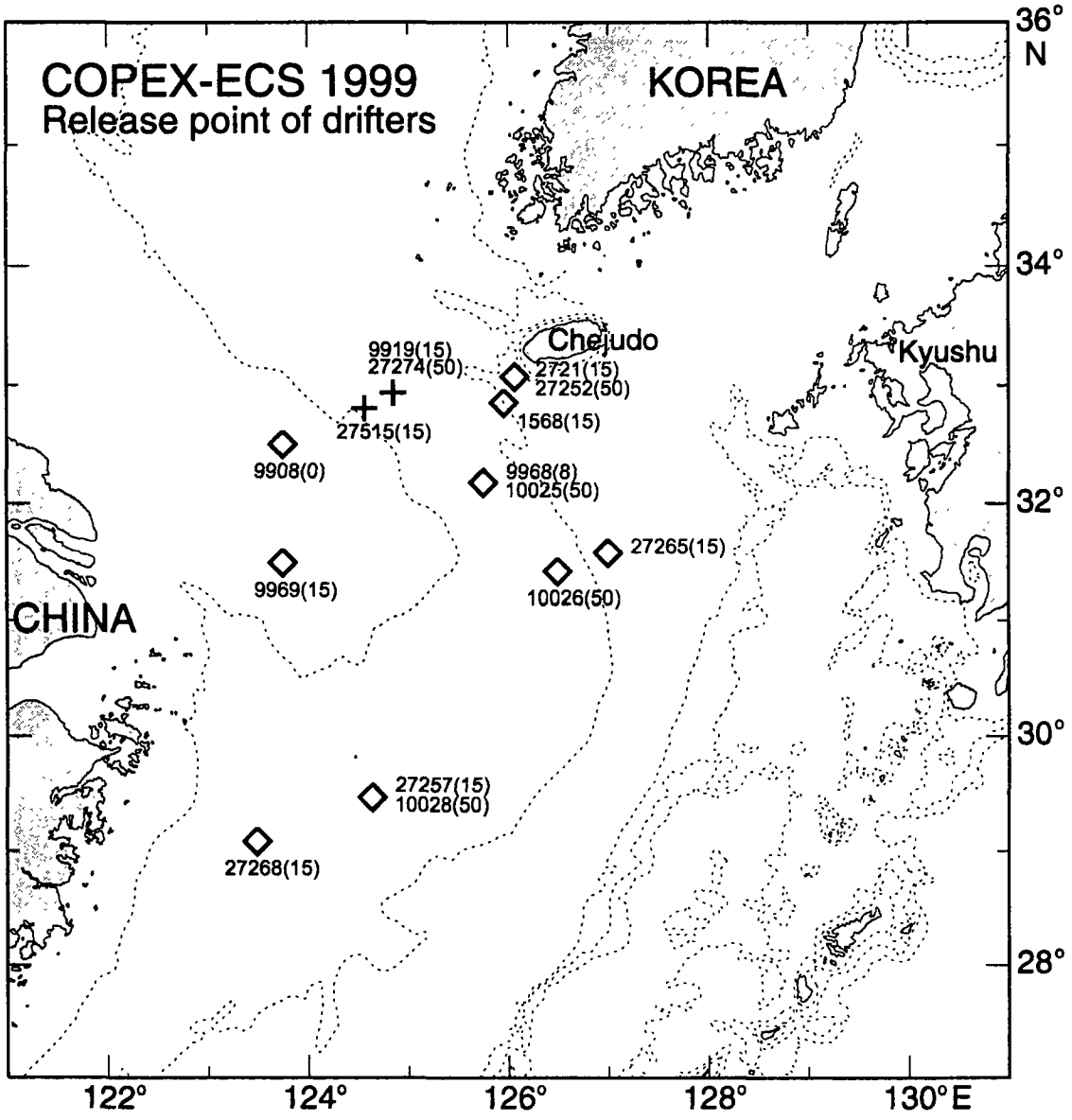


Fig. 1-1. Release point of satellite-tracked drifters deployed in 1999. Symbols '+' and '◇' denote release points in February and September, respectively.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

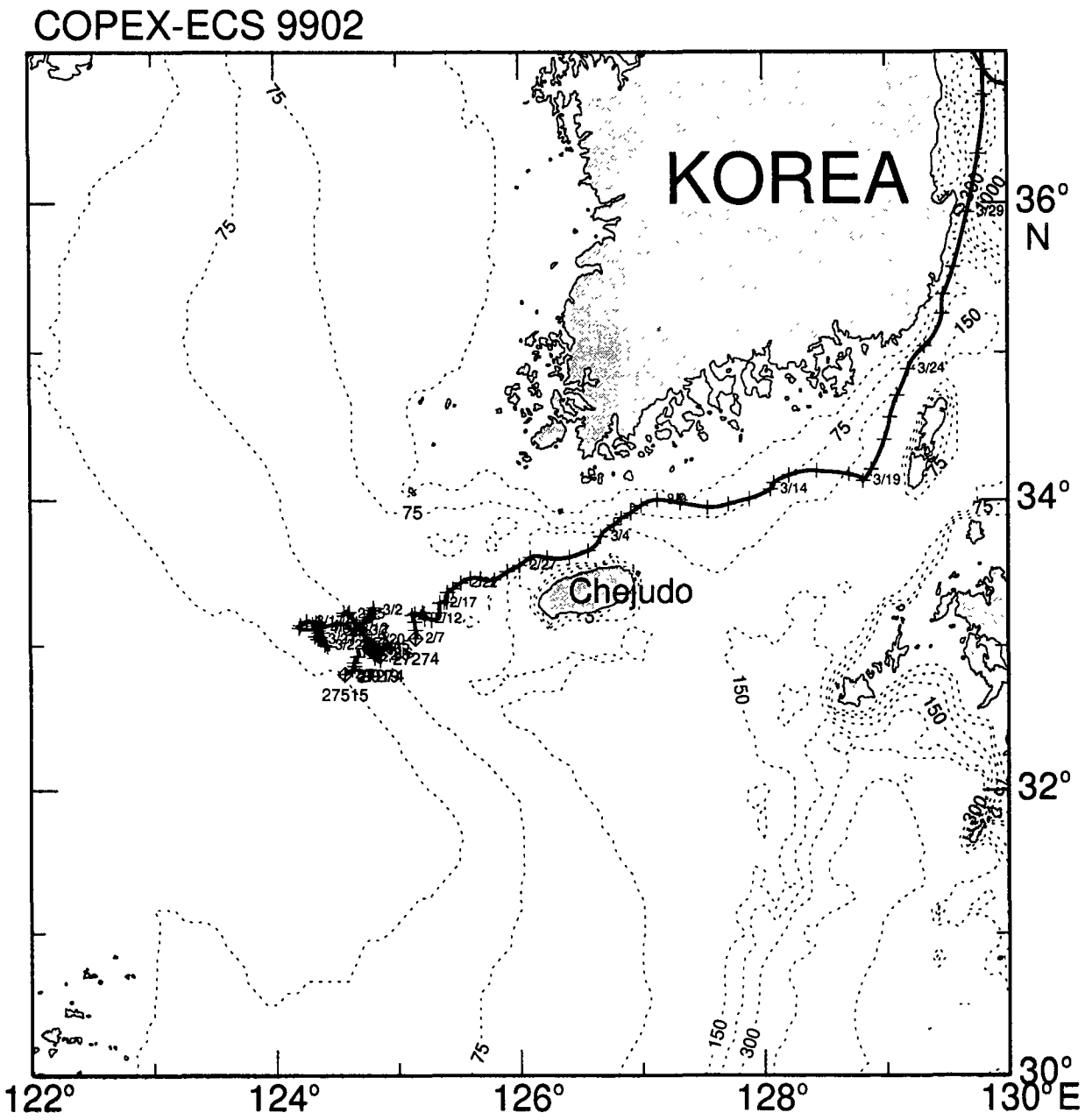


Fig. 1-2. Trajectories of three satellite-tracked surface drifters released in the west Cheju-do in February 1999.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

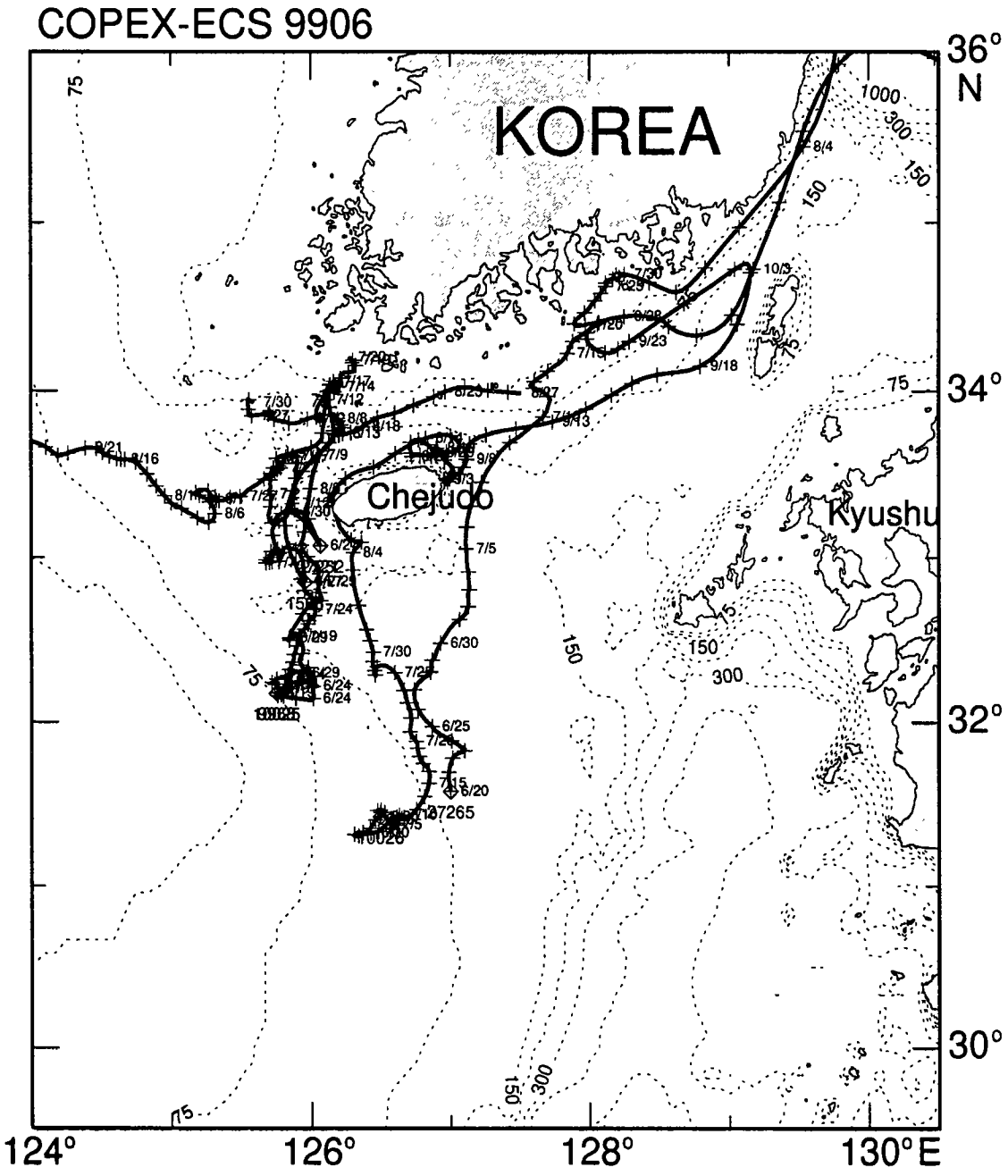


Fig. 1-3. Trajectories of seven satellite-tracked surface drifters released in the south - southwestern sea of Cheju-do in June 1999.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

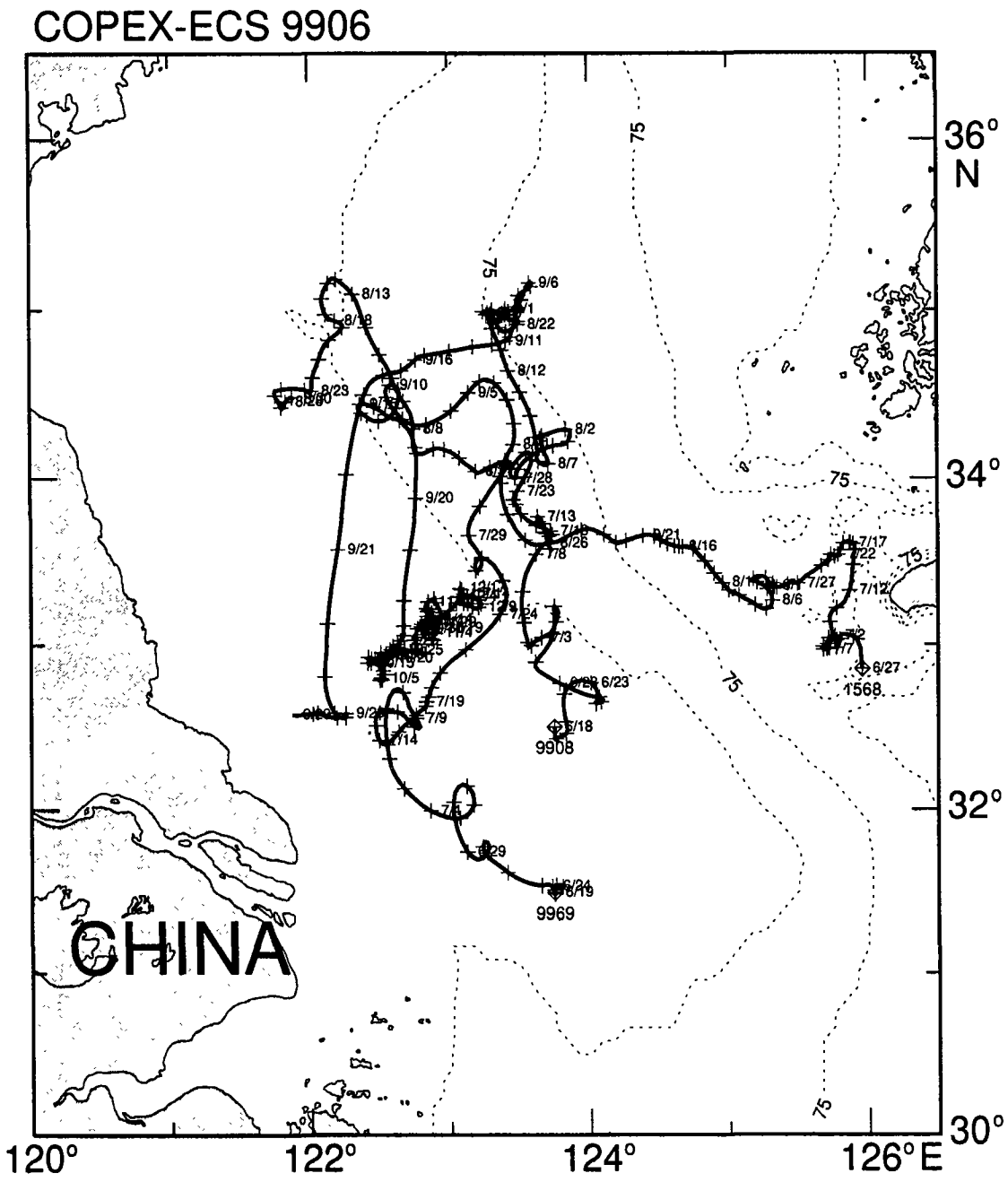


Fig. 1-4. Trajectories of two satellite-tracked surface drifters released in the Changjiang bank in June 1999.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

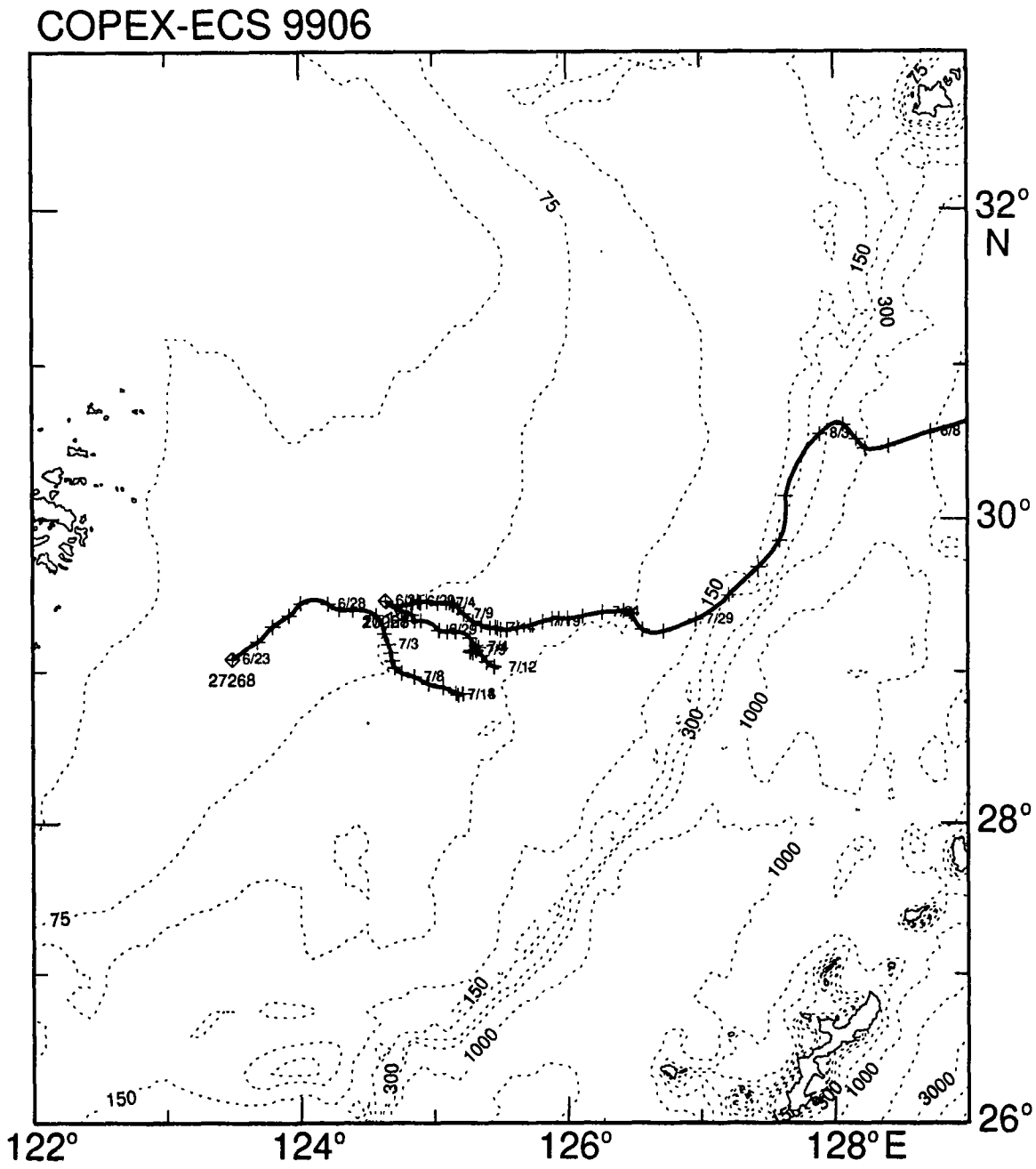


Fig. 1-5. Trajectories of three satellite-tracked surface drifters released in the Taiwan warm current region in June 1999.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

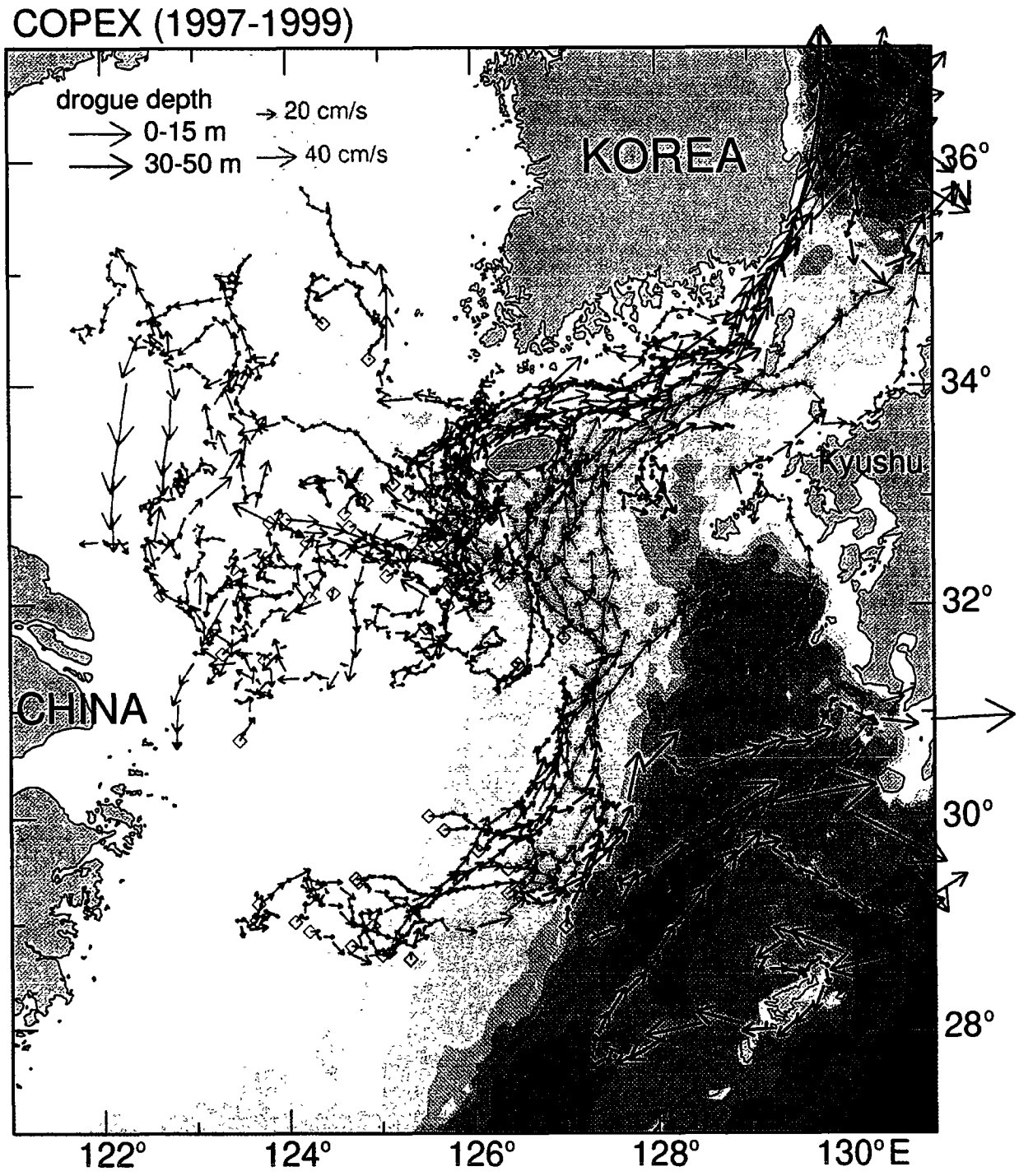


Fig. 1-6. A composite map of trajectories of satellite-tracked drifers deployed in the western and middle part of East China Sea during 1997 to 1999. Arrows indicate daily mean velocity vector.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

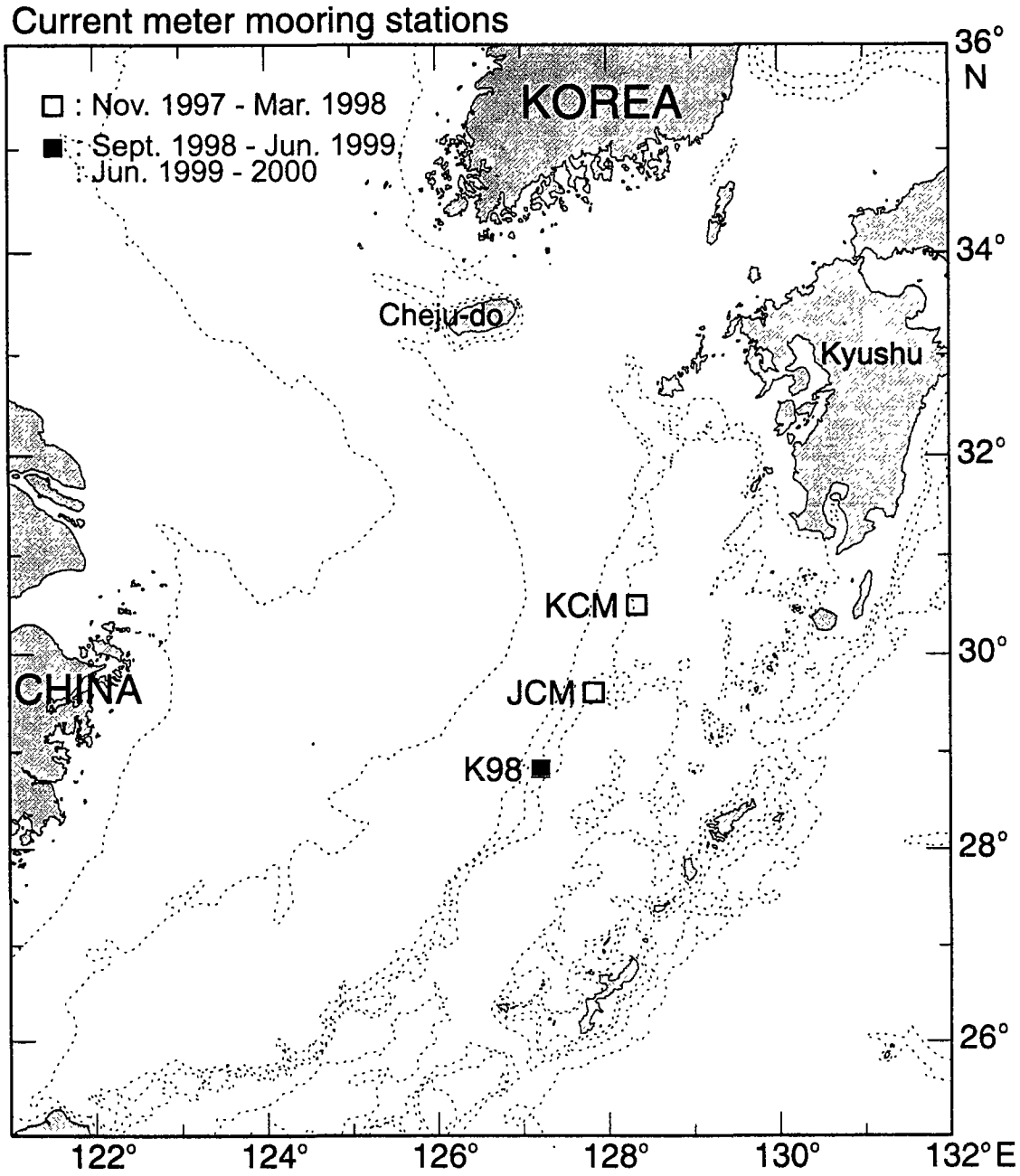


Fig. 1-7. Location of current moorings in the trough west of Kyushu during 1997 to 1999.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

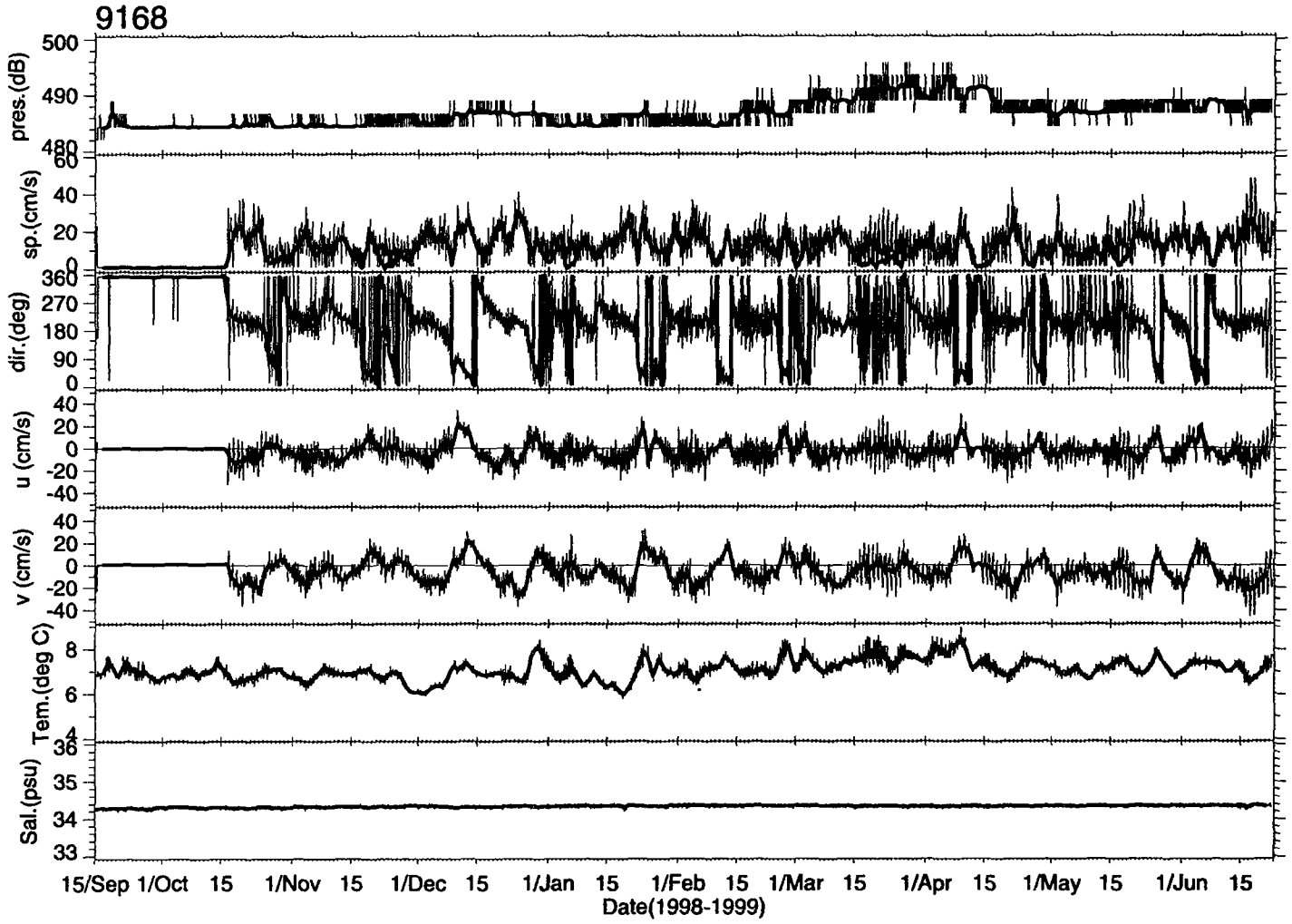


Fig. 1-8. Time plots of meter depth, current speed and direction, u and v currents, temperature and salinity at 498 m of station K98 during September 15, 1998 to June 22, 1999.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

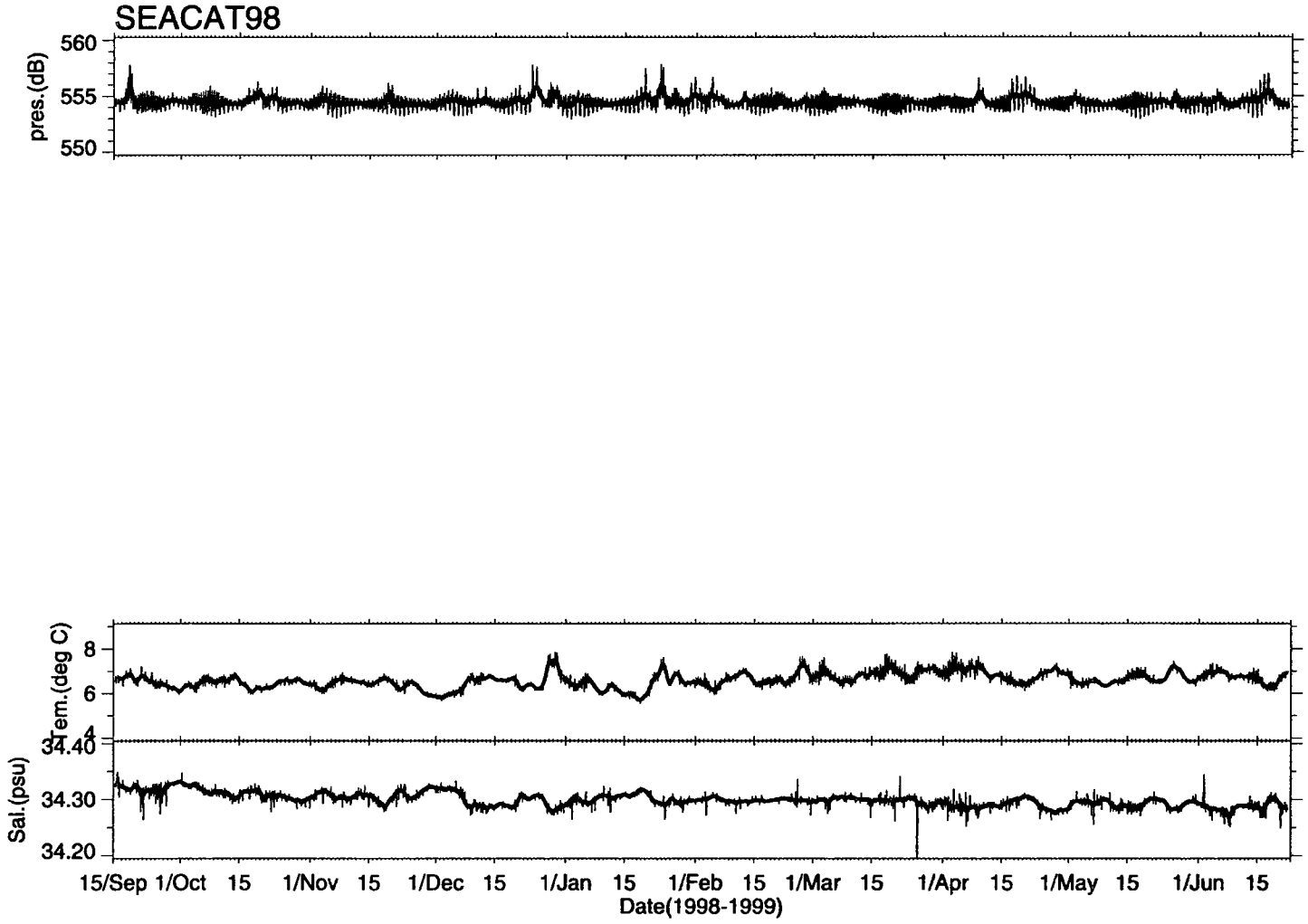


Fig. 1-9. Time plots of meter depth, temperature and salinity at 553 m of station K98 during September 15, 1998 to June 22, 1999.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

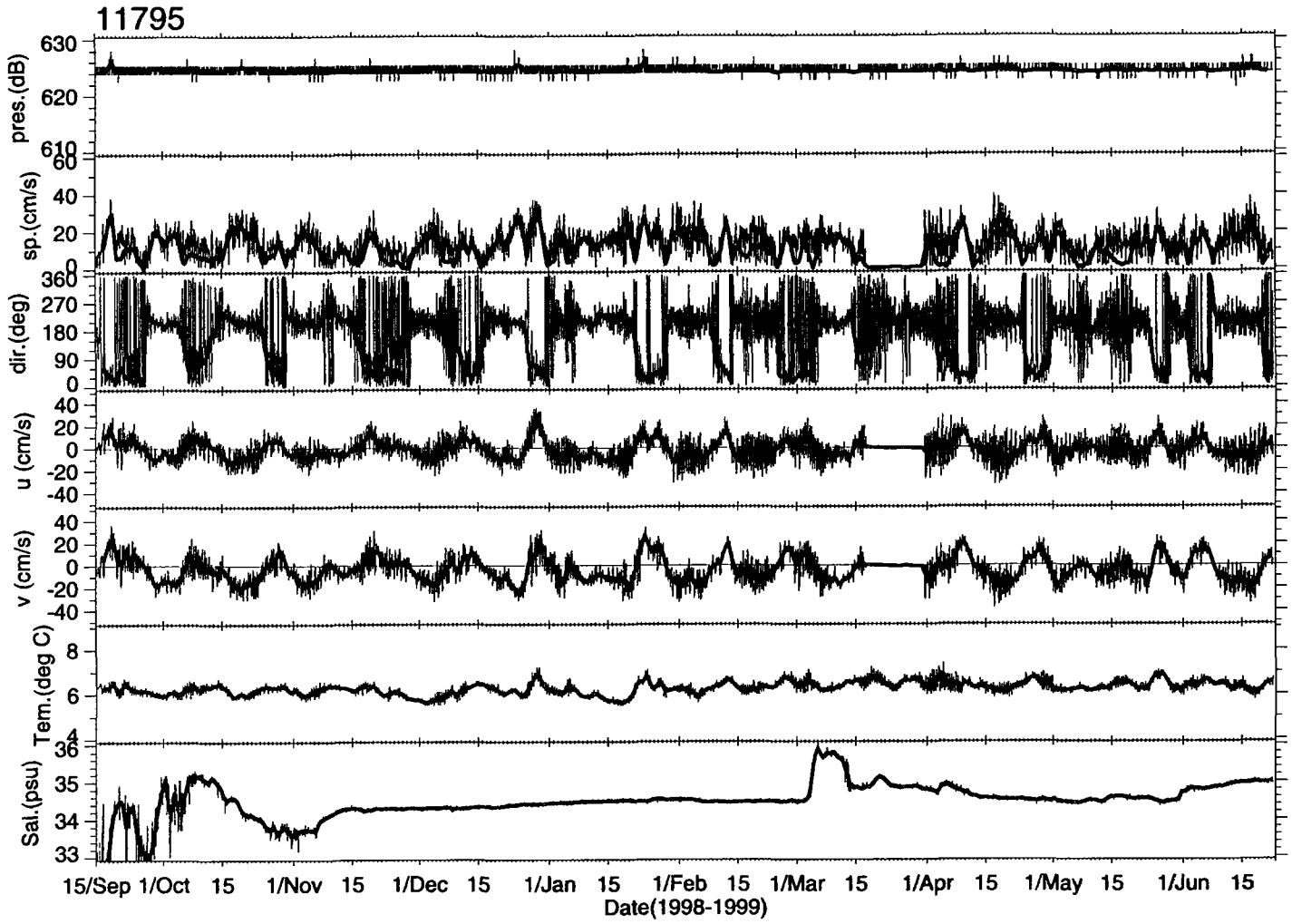


Fig. 1-10. Time plots of meter depth, current speed and direction, u and v currents, temperature and salinity at 613 m of station K98 during September 15, 1998 to June 22, 1999.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

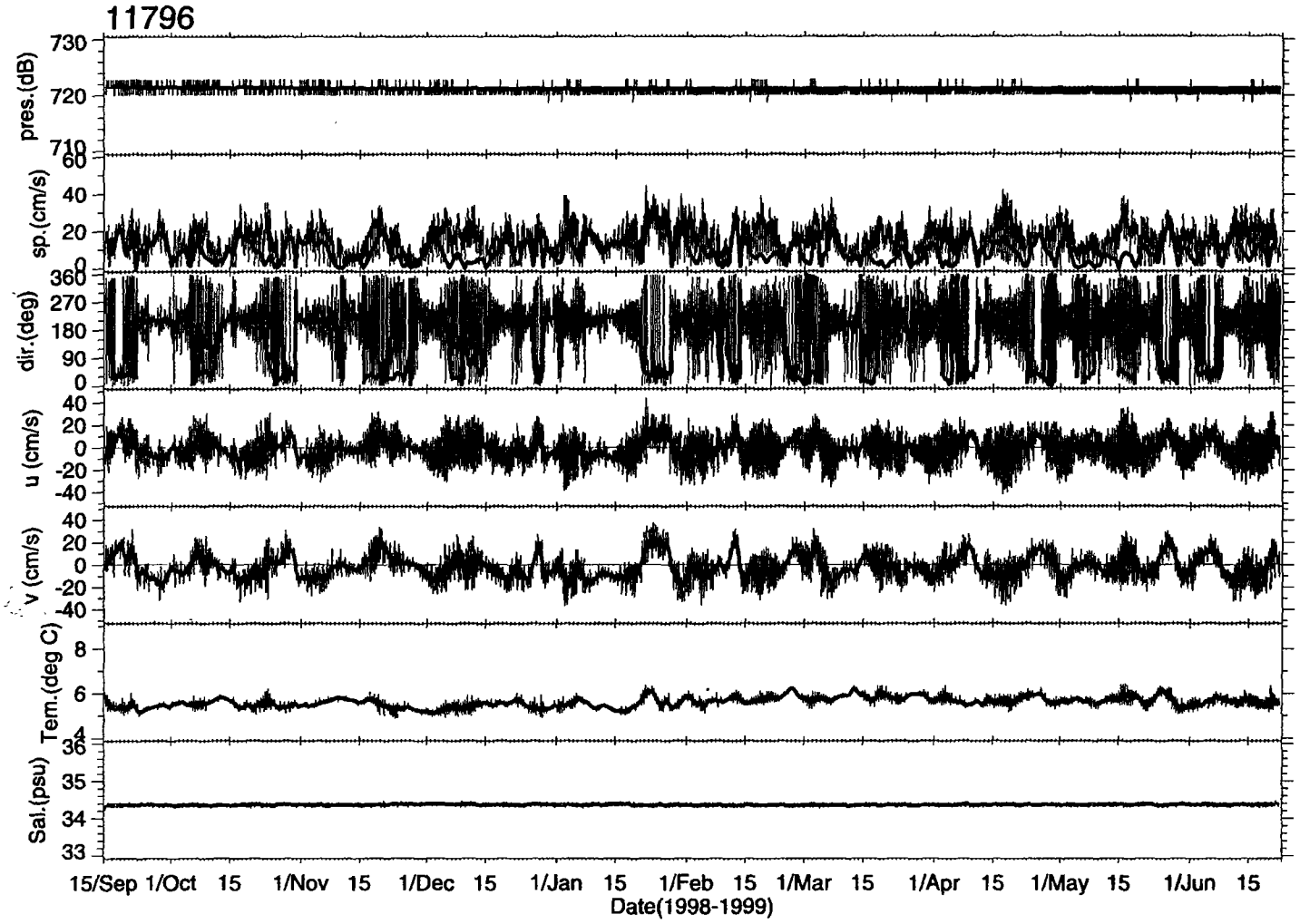


Fig. 1-11. Time plots of meter depth, current speed and direction, u and v currents, temperature and salinity at 713 m of station K98 during September 15, 1998 to June 22, 1999.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

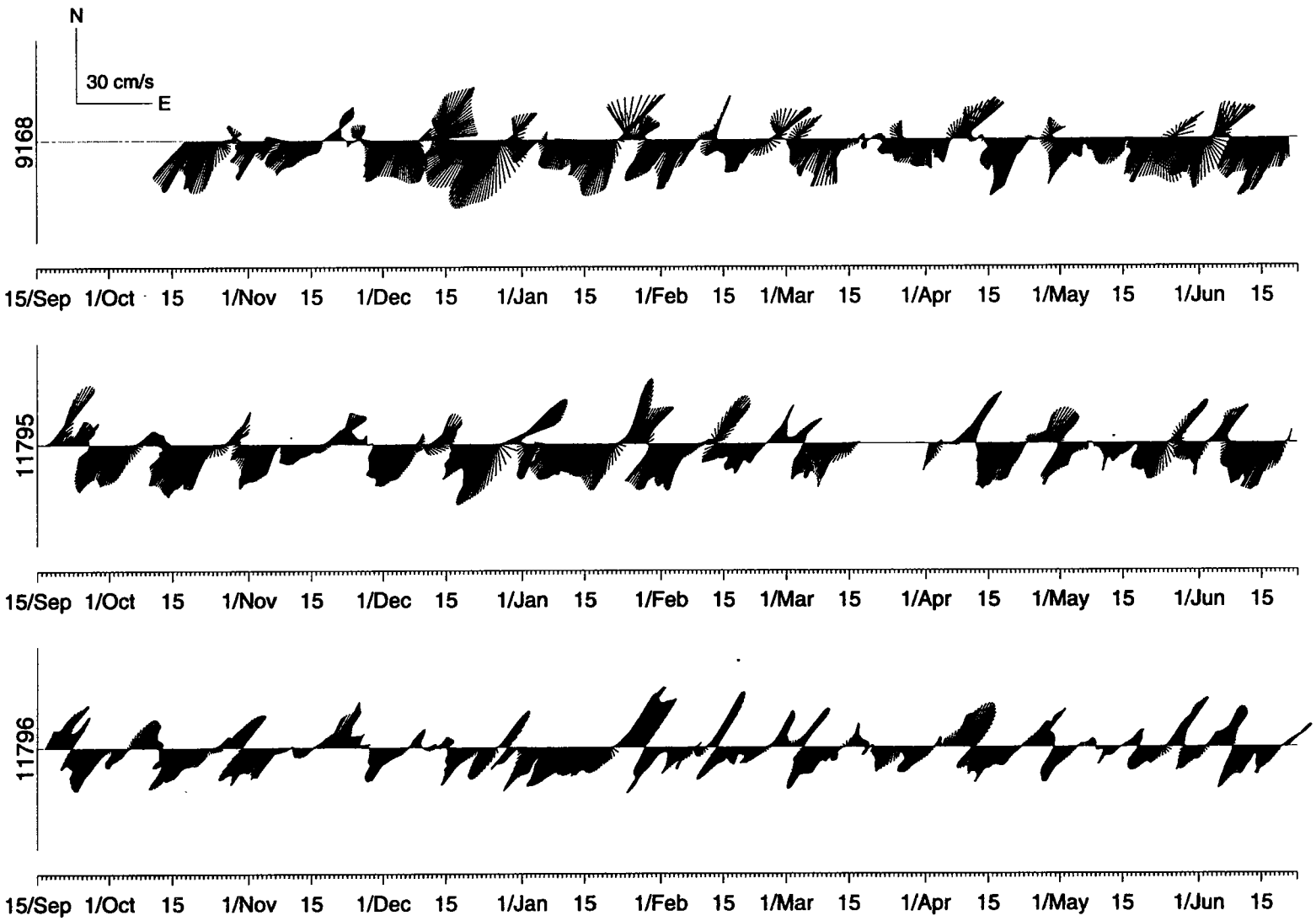


Fig. 1-12. Stick vector plots of low-passed currents at station K98 during September 15, 1998 to June 22, 1999.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

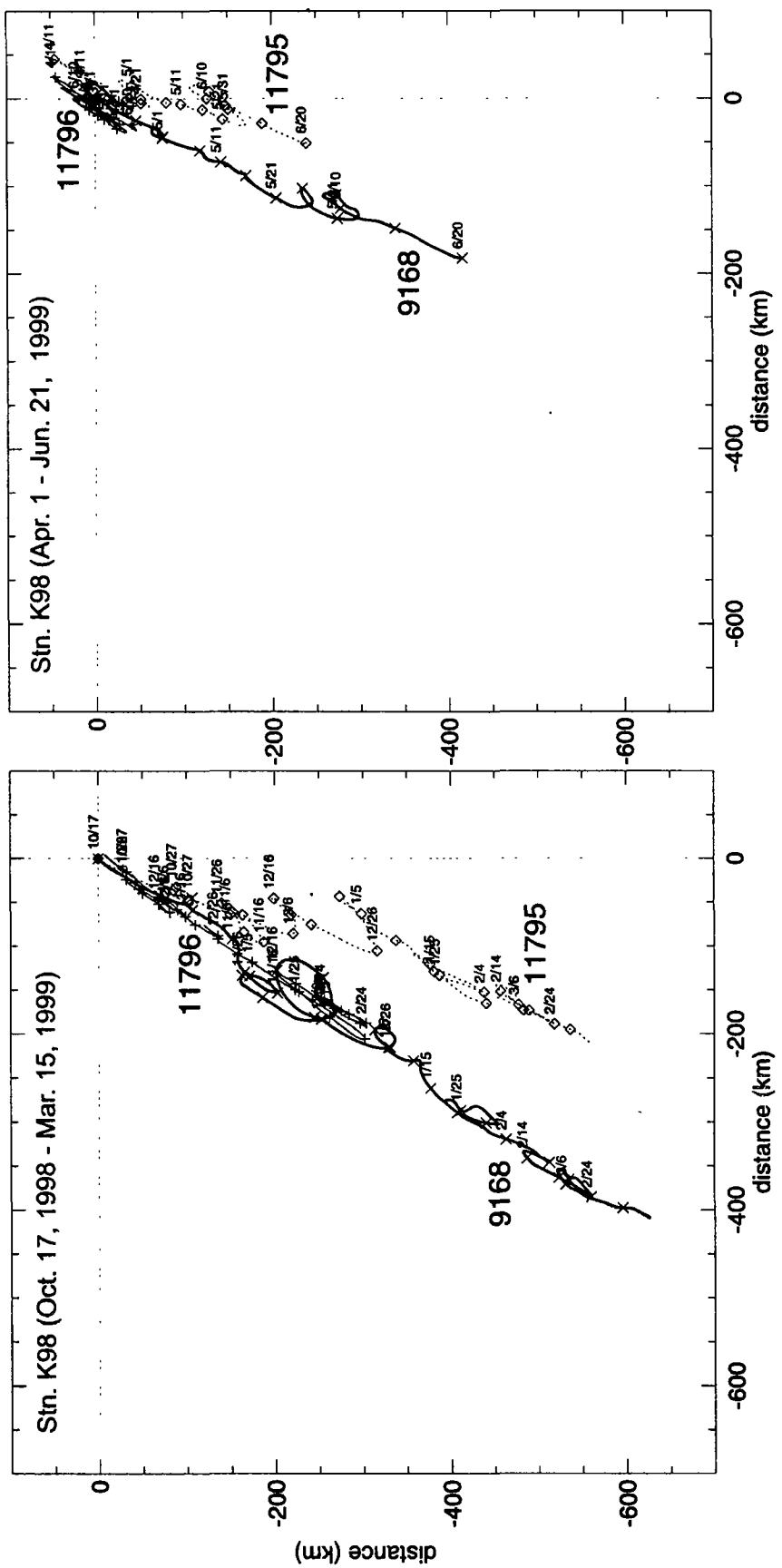


Fig. 1-13. Progressive vector diagrams at station K98 during (a) October 17, 1998 to March 15, 1999 and (b) April 1 to June 21, 1999.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

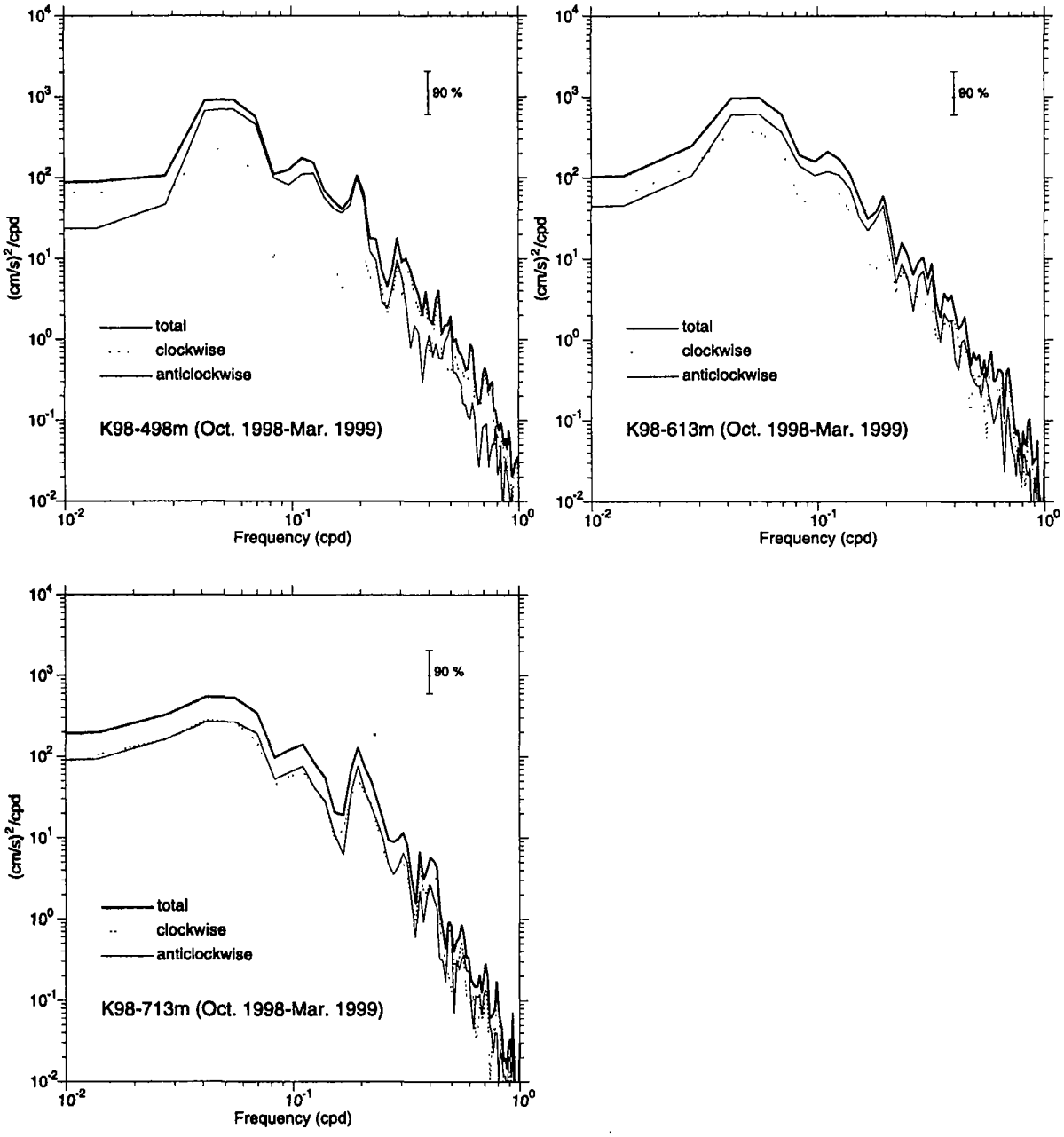


Fig. 1-14. Rotary spectra of low-passed currents at station K98 during October 17, 1998 to March 15, 1999.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

제 2 절 해수의 물리적 특성

1. 관측 개요

3차년도에는 중국국가해양국 제2해양연구소와의 공동연구의 목적으로 해양조사의 시기를 6월로 정하여 한국과 중국이 동시에 관측을 수행하였다. 해양조사는 1999년 6월 17 - 29일에 연구선 이어도호를 이용하여 동중국해 중서부해역 108개 정점에서 실시하였다 (그림 2-1). 수온 및 염분 측정에는 SBE 911 CTD를 사용하였다. 표 2-1은 제2단계 사업기간 동안의 관측을 요약한 것이다. 1,2차년도 관측결과는 년차보고서 (이 등, 1998, 1999)에 수록되어 있다.

Table 2-1. Outline of CTD observations during the 2nd stage of the project.

년도	관측기간	관측해역	관측점수	연구선	주요목적	비고
1차	1997. 3. 1 - 10	동중국해중서부	98	온누리	동계 해황	
	1997. 6. 7 - 13	제주도-양자강	58	이어도	하계 해황	반복관측 (한중공동)
2차	1998. 4. 24 - 30	동중국해중서부	64	온누리	춘계 전선역	황해연구 공동
	1998. 8. 12 - 18	제주도 남서쪽	50	이어도	하계 양자강수	황해연구 공동
	1998. 9. 11 - 17	제주도 남서쪽	81	이어도	하계 양자강수	
3차	1999. 6. 17 - 29	동중국해중서부	108	이어도	장마시기 해황	한중공동

2. 1999년 6월 관측 결과

가. 수온-염분도(T-S diagram)상의 분포

그림 2-2는 관측자료를 T-S도상에 나타낸 것이다. 수온과 염분은 각각 4.5 - 28.0 ℃ 및 27.2 - 34.7 psu의 변화폭을 보인다. 수괴는 고염과 수온의 변화폭이 큰 오끼나와골의 해수와 염분과 수온변화가 모두 두드러진 대륙붕상의 해수로 구분된다. 이를 세분하면 34.0 psu 이상인 쿠로시오계통의 해수, 10 ℃와 33.0 psu 부근의 황해저층냉수 20 - 22 ℃의 수온과 큰 염분변화를 보이는 양자강희석수를 들 수 있다.

나. 수직분포

(1) 관측선 K (그림 2-3) - 상층에서 수온은 관측점 K4 - K6에 21℃ 이상의 고온

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

수가 10 - 15 m 두께로 분포하고 제주도와 남해안쪽으로 전선형태로 분포한다. 수온약층은 남해안에서 제주해협 중심부인 관측점 K4까지 점차 강하고 두꺼워지며 이후 제주도에 이를수록 약층이 약해지면서 표층 전선과 연결된다. 상층염분은 제주도에 인접한 관측점 K1 - K4 사이에서 33.4 - 34.1 psu로 약 0.035 psu/km 크기의 비교적 강한 염분전선이 나타나고 있다. 이는 수온전선과도 일치하여 제주도 서쪽을 우회한 고온·고염수가 제주해협 남쪽으로 동진함을 나타내는 것이다. 관측점 K4에서 남해안까지의 상층에는 33.4 psu 이하의 저염수가 분포하는바 고온수에 해당하는 제주해협 중심부의 저염수는 양자강쪽에서 이동한 중국연안수로, 수온전선역에의 해수에 해당하는 남해안쪽 저염수는 우리나라 연안수로 판단된다. 하층에서 수온과 염분 분포도 남북방향의 대비를 보여준다. 골에서 남해안에 이르는 사면인 관측점 K5 - K8의 30 - 40 m 이심에 15 ℃ 이하의 저염수가 분포하는데 염분은 33.6 - 34.2 psu의 전선이 나타나고 있다. 반면 34.4 psu 이상의 고염수가 골을 중심으로 50 m 이심에 분포한다. 북쪽에 분포하는 저온수는 황해저층냉수가 황해남동부에서 주위해수와 혼합된 해수가 제주해협으로 유입된 것이며, 골 부근에 나타난 고염수는 제주도 서쪽을 우회하여 공급된 고염수로 판단된다. 이러한 상·하층의 수계분포는 해수가 제주해협 전층에 걸쳐 동쪽으로 이동된다는 설명을 뒷받침해준다. 밀도는 제주해협 중심부에서 성층이 강하고 제주도쪽 상층에서 밀도구배가 큰 특성을 보여준다. 전반적인 분포로 보아 밀도에 대하여 상층에서는 수온과 염분의 영향을 함께 받고 하층에서는 염분의 영향이 더 큼을 알 수 있다.

(2) 관측선 A, B (그림 2-4, 2-5) - 관측선 A와 B는 각각 제주해협 서쪽 입구의 북단해역과 남단해역에서 남서방향으로 중국쪽으로 향한 관측선이다. 단면 A상 수온분포는 한국연안에 가까운 해역을 제외하고 3층구조의 특징을 보인다. 황해 골에서 중국쪽 해역에서는 표층 5 - 10 m 에 21 ℃ 이상 고온의 혼합층이 있으며 혼합층 수온은 한국 연안쪽으로 상승하여 소흑산도 동쪽 해역인 관측점 A14 - A13에서 전선 형태를 나타낸다. 수온약층은 대체로 5 - 30 m에 나타나며 약층에서의 수온변화는 관측점 A7 - A9에서 11 - 21 ℃로서 0.5 ℃/m의 큰 구배를 보인다. 저층의 수온은 15 ℃ 이하로 수직적으로 균질하다. 중국쪽 50 m 수심해역에서 12 - 15 ℃의 전선이 형성되어 있으며 한국쪽에서는 완만한 변화를 보인다.황해저층냉수인 10 ℃ 이하의 최저온수는 골에 위치한 관측점 A11의 75 m 이심에 분포한다. 염분분포는 전층이 거의 균질한 한국 연안쪽 관측점 A14 - A15와 저층에 걸쳐 염분변화가 심한 관측점 A12 - A13을 제외하고 표층혼합층, 약층 및 저층의 3층 구조를 보인다. 그러나 분포의 모양은 수온보다 훨씬 복잡하다. 표층혼합층은 관측점 A4, A7 및 A12의 국지적인 염분최소해역을 중심으로 수평구배가 매우 심하게 나타난다. 염분약층이 나타난 수심은 수온약층 수심과 유사하지만 수온분포보다 굴곡이 심하고 소규모 구조들이 많이 보인다. 저층은 32.9 psu 이상의 고염수가 분포하며, 관측점 A6의 30 m 이심의 34.0 psu 이상의 고염수핵과 관측점 A12의 60 m 이심

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

의 33.3 psu 이상의 고염수핵이 황해저층냉수에 의하여 분리된 모양으로 분포한다. 밀도분포는 소흑산도 부근해역에서부터 서해안쪽을 제외하고 10 - 30 m 수심대에서 강한 성층을 이루고 있음을 보인다. 저층의 밀도는 대략 25.2 σt 이고 고염수핵이 분포한 중국쪽 사면에 25.4 σt 이상의 최고밀도핵이 나타나 있다.

단면 B상의 수온, 염분 및 밀도의 분포는 전반적으로 단면 A에 비하여 단순하다. 수온은 제주도에 인접한 관측점 B13을 제외하고 3층 구조를 보이며 중국쪽 관측점에서 8 m로 나타난 21 ℃이상의 표층혼합층은 수심이 깊어질수록 다소 두꺼워져 관측점 B12에서 14 m 수심까지 나타난다. 수온약층은 중국쪽의 관측점 B4에서 17 - 21 ℃ 변화를 갖고 8 - 13 m에서 5 m 두께로 나타나고 동쪽으로 향할수록 두꺼워져 관측점 B8에서는 13 - 21 ℃ 변화를 보이면서 10 - 22 m 수심에 약 12 m 두께로, 관측점 B12에서는 15 - 21 ℃ 변화를 보이면서 14 - 28 m 수심에 약 14 m 두께로 나타난다. 황해저층냉수인 13 ℃ 이하의 최저온수는 관측점 B8 - B9의 저층에 약 50 m 두께로 분포하고 있다. 염분분포는 상층에서 강한 전선이 특징적으로 나타나는바, 관측점 B4 - B6의 표층에는 중국연안수의 영향을 받은 28.4 - 30.6 psu 저염분수가 강한 전선형태로 나타나고, 관측점 B8에서 B11까지 동중국해 대륙붕 혼합수와 대마난류계의 고염수를 구분하는 31.0 - 33.6 psu 범위의 전선이 보인다. 저층의 염분은 중국쪽에서 제주도쪽에 이를수록 대체로 고른 염분증가를 보이며 제주도에 가까운 관측점 B12의 40 m보다 깊은 수심에 34.3 psu 이상의 고염수가 분포한다. 염분약층은 제주도 인접 해역을 제외하고 뚜렷하게 형성되고 있으며 최고 0.28 psu/m의 수직변화를 보여준다. 동중국해 대륙붕혼합수와 대만난류계 고염수의 경계해역인 관측점 B8 - B11 해역의 염분약층에는 수직크기는 5 - 15 m이고 수평크기는 약 50 km가지 이르는 미세관입구조가 두드러지게 발달되어 있다. 18.0 - 25.6 σt의 넓은 변화폭을 보이는 밀도의 분포는 상층과 저층은 염분분포의 모양과 유사하며 약층은 수온약층과 유사한 형태를 보여준다. 성층은 중국쪽에서 강하고 제주도쪽에 가까울수록 약해지는 경향을 나타내고 있다.

(3) 관측선 C, D (그림 2-6, 2-7) - 관측선 C와 D는 양자강 입구쪽에서 제주도 남쪽 동중국해 중앙해역을 남서-북동 방향으로 연결하는 관측선이다. 전반적인 수온, 염분 및 밀도의 분포 형태는 관측선 B와 유사하다. 관측단면 C에서의 수온분포는 중국쪽에서 19 ℃ 이상 동중국해 중앙부에서는 21 ℃ 이상의 혼합층을 보이며, 수온약층은 관측점 C7의 동쪽 해역에서 뚜렷하게 나타나고 있다. 저층의 13 ℃ 이하 저온수는 관측점 C12의 주위에서 관측선 B보다 훨씬 좁게 나타나고 있으며, 이 저온수가 관측선 C12 - C14의 30 - 40 m 수심대에서 동쪽으로 관입하는 형태로 분포하는 것이 특이하다. 염분은 상층에서 관측점 C8 - C9를 중심으로 약 10 m 두께로 분포하는 30.6 psu 염수핵과 관측점 C6 - C7과 C9 - C11에 형성된 강한 염분전선이 눈에 띈다. 관측점 C13 - C15에도 염분전선이 나타나고 있는바 이는 동중국해 대륙붕혼합수와 대마난류수 사이의 전선으로 판단된다. 이 전선은 저층까지 연결되

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

어 있으며 약층에서는 관입현상의 분포가 복잡하게 나타나고 있다. 특히 관측점 C13 - C14의 30 - 40 m 수심에 나타난 저염수의 관입은 13 ℃ 이하 저온수의 관입 분포와 일치하여 고온고염수의 관입보다 저온저염수의 외해쪽 관입이 우세함을 보여주고 있다. 밀도분포는 염분분포와 더 유사하다. 관측점 C13 - C15의 밀도약층은 단순한 수평구조를 나타내어 저온저염수의 관입이 등밀도면을 따라 일어나고 있음을 시사해 준다.

관측단면 D에서의 상층수온은 전반적으로 21 ℃ 이상의 혼합층이 20 m 까지 나타나며 중국쪽인 관측점 D6 - D7에서 값이 상승하여 23 ℃ 이상까지 이른다. 수온약층은 중국쪽 관측점에서 10 - 20 m 수심에 형성되고 수심이 깊어짐에 따라 20 - 40 m 수심으로 두께와 형성 깊이가 커지는 경향을 보이며 대마난류와 접하고 있는 관측점 D16 - D17에서는 전 층에서 수온 수직변화를 보인다. 저층의 최저수온은 관측선 C보다 높아진 값인 14 ℃ 이하로 관측점 D12 - D15에서 나타나고 있다. 염분은 약층을 제외한 상층과 저층에서 수평변화가 크며 상층에서는 관측점 D7 - D8, D10 및 D16을 중심으로 저염수들이 분포한다. 염분약층은 수온과 달리 전 관측점에 형성되어 있으며 관측점 D16 - D17의 30 - 50 m 수심대에 고염수의 관입구조가 나타나고 있다.

(4) 관측선 E, G (그림 2-8, 2-9) - 관측선 E와 D는 각각 대륙붕에서 오끼나와골에 이르는 동서 및 남북방향이 우세한 관측선으로 상층 150 m 까지만 나타내었다. 전반적인 수온, 염분 및 밀도 분포는 상층의 저염수가 오끼나와 골 해역까지 분포하고, 대륙붕단역의 해저면 부근에서는 사면으로부터 대륙붕 쪽으로 해수가 파고드는 모양을 보이며, 대륙붕수와 쿠로시오수 사이에 다양한 염분구조가 형성된 여름형태를 나타내고 있다. 수온은 14 - 15 ℃의 저온수가 대륙붕단 외해역 저층과 관측점 D17 - G1의 저층에 분포하며 오끼나와골 상층에 27 ℃ 이상의 최고온수가 나타나고 있다. 대륙붕단역 저층의 저온수는 오끼나와골의 저층 저온수가 대륙사면을 가로지르는 용승에 의한 것이며 관측점 D17 - G1 저층의 저온수는 황해남부의 저층냉수와 연결된 것이다. 염분은 관측선 E 및 G에서 각각 두 개 및 세개의 저염수 덩어리가 상층에 분포하고 있다. 대륙붕상에 나타난 저염수는 동중국해 북서쪽의 저염수와 연결되지만 오끼나와골 상층의 저염수 덩어리는 고립된 소규모 덩어리로 판단되며 밀도구조로 보아 쿠로시오해류 경계역에서 나타나는 소용돌이 형태로 분포할 가능성이 높다. 대륙붕단 주위의 30 - 80 m 수심대에서 염분구조는 쿠로시오수의 대륙붕쪽 분리(34.6 psu 이상의 고염수)나 소규모 관입이 매우 활발함을 시사해준다. 밀도분포의 모양은 수온과 유사하여 밀도에 대한 수온의 효과가 월등함을 보여준다.

(5) 관측선 I, J (그림 2-10, 2-11) - 제주도 남서해역의 관측선으로 관측점 간격 약 9 km로 정밀 관측을 실시하였다. 전반적인 해수 특성분포의 특징은 대륙붕상

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

다른 관측선과 유사하다. 표층혼합층의 두께는 제주도에서 가장 먼 지점에서 약 13 m이고 제주도에 가까울수록 두꺼워져 20 m 이상까지 이른다. 밀도약층은 약 20 - 40 m 두께로 형성되어 있으며 성층강도는 표층혼합층이 끝나는 수심부터 약 5 - 10 m에서 강하고 그 아래 부분에서 다소 약해진다. 다양한 소규모 염분구조가 성층이 다소 약해진 수심대에서 나타나고 있어 하부 약층의 성층약화가 소규모 현상에 의한 혼합 결과에 의한 것임을 암시해 준다. 또한, 소규모 현상의 특징적인 크기는 수평방향으로 수 십 km, 수직방향으로 20 m 정도임을 보여준다.

다. 수평 분포

(1) 5 m층 (그림 2-12) - 수온의 범위는 14 - 28 ℃로 황해 동남부에서 제주도 남동해역에서 14 - 21 ℃의 큰 변화를 보이고 동중국해 중심부에서는 21 - 24 ℃의 매우 완만한 변화를 나타낸다. 이는 태양열 복사에 의한 표층 수온 상승이 연안에 이를수록 늦어짐을 의미한다. 염분은 제주도와 양자강 입구 사이 천해역에서 27.6 psu 이하의 저염수핵을 중심으로 저염수가 넓게 분포하며 제주도 쪽과 오끼나와골 쪽으로 증가하여 각각 33.8, 34.2 psu 이상까지 분포한다. 저염수핵은 늦봄 이후 유출된 양자강 담수에 의하여 희석된 것으로 보는 것이 타당하다. 동경 127도와 북위 31.2도 부근에 나타난 32.0 psu 이하의 저염수는 제주도와 양자강 사이에서 월동한 저염수가 이동한 것으로 판단되며, 이 저염수의 북서 해역에 (제주도에서 남쪽으로 대륙붕단역 방향) 비교적 작은 변화(32.6 - 32.8 psu)를 보이는데 이는 월동한 저염수가 이동하면서 혼합되어 나타난 것으로 보인다. 관측해역의 남서쪽에 보이는 33.0 psu 이상의 고염수는 대만 북동쪽에서 쿠로시오로부터 공급된 소위 대만난류 세력의 부분일 가능성이 높다. 밀도는 동고서저 형태로서 분포모양이 전반적으로 염분분포의 모양과 유사하며 황해 남동부에서 제주도 남서쪽에 이르는 해역에서는 수온분포의 모양과 유사하다. 밀도가 동고서저형임에도 불구하고 표층해수가 양자강쪽에서 제주도쪽으로 확장하는 것은 여름철 상층 해수유동이 지형류나 밀도차에 의한 밀도경사류가 아님을 단적으로 보여주는 사항이다.

(2) 15 m층 (그림 2-13) - 수온은 대체로 남고북저 형태로 5 m 수심의 분포양상은 유사하나 제주도 남서해역에서 남서방향으로 18 - 21 ℃의 수온전선이 특이하게 나타나 있다. 이는 태양복사에 의한 열 유입 효과가 15 m 수심에는 이르지 못함을 나타낸 것으로 상층의 실질적인 수괴분포를 보여준다고 할 수 있다. 염분은 5 m 깊이에서의 분포와 거의 동일한 분포형태를 보여준다. 제주도 부근의 33.0 psu 이상의 고염수는 동중국해 중심에서는 나타나지 않기 때문에 이 해수가 겨울철에 공급된 고염수가 동쪽으로 이동하는 제주도와 양자강 사이에서 월동한 저염수와 혼합되어 나타난 것이거나 제주도 남동해역으로부터 제주도를 우회하여 공급된 해수일 것으로 판단된다. 이러한 해석을 받아들인다면 제주도 북서해역의 해수유동은 황해남부

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

해수의 영향보다는 중국연안수와 쿠로시오계의 고염수의 영향이 절대 우세함을 생각할 수 있다.

(3) 30 m층 (그림 2-14) - 수온과 염분분포 모두 15 m 수심보다 훨씬 단순해져 대체로 수심이 100 m 보다 깊은 해역을 제외하고 약층이 형성된 수심을 벗어난 것을 말해준다. 수온은 황해남부의 12 ℃ 이하의 저온수로부터 남동방향의 혀모양 분포를 보이면서 25 ℃ 이상의 쿠로시오해역 고온수까지 거의 균질한 변화를 보여준다. 염분은 양자강 쪽으로 32.0 psu 이하의 저염수로부터 전 방향으로 염분이 높아지는 특징을 보여준다. 이 저염수핵의 위치는 5 m나 15 m 수심에서의 저염수핵 위치와 거의 일치하지만 수괴의 해석에는 주의를 요한다. 즉, 상층의 저염수핵은 조사연도의 초여름에 양자강으로부터 공급된 담수가 혼합되어 나타난 것으로 보이지만 30 m 층의 저염수핵은 이 해역에서 월동한 저염수 영향을 받은 해수일 가능성이 높다. 중국연안으로부터 공급되는 담수의 양이 30 m 수심의 해수까지 영향을 미칠 만큼의 양이 되지 못하기 때문이다. 수직단면 B상의 염분분포를 보면 표층과 30 m 층의 저염수가 약층으로 구분이 되는 점도 이러한 설명을 뒷받침 해준다. 밀도는 황해 남부에서 제주도 남서쪽해역까지는 변화가 작아 수온과 염분이 밀도 크기에 상쇄적 역할을 하는 특징을 나타내고, 저염수핵 부근에서는 염분이 그리고 그 외 대부분 해역에서는 수온이 밀도구조에 우세함을 보여준다.

(4) 50 m층 (그림 2-15) - 수온과 염분분포 모두 30 m층보다 더욱 단순해져 황해쪽 저온저염값에서 쿠로시오쪽 고온고염값의 변화를 보여준다. 염분의 경우 33.2 - 34.2 psu 해수분포는 전선의 형태가 겨울철에 나타난 전선 전체가 남동쪽으로 이동한 것처럼 나타나고 있다. 이를 수온분포와 비교하면 염분전선의 이동이 남동쪽으로 힘을 가하는 황해저층냉수 세력에 밀려서 일어나는 가능성을 제시할 수 있다. 따라서 제주도 서쪽 해역의 해수 유동은 황해저층수와 쿠로시오수 계통 고염수 사이의 힘의 균형에 의한다고 볼 수 있다.

3. 동중국해 중·서부역의 해황 분석

본 항에서는 2단계 전 기간 관측자료를 바탕으로 동중국해 중·서부역의 주요 해황을 기술하였다. 양자강유출수와 관련된 부분을 주로 기술하였으며 제주난류에 관련된 부분은 '제주난류의 계절변화'에 설명되어 있다.

가. 양자강유출수 확장

(1) 양자강유출수 분포의 연변화

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

1차년도의 관측 자료는 제주도와 양자강 사이의 저염수 거동에 대하여 몇 가지 실마리를 제공해 주었다. 3월 자료에서 제주도와 양자강 사이의 50m 수심보다 얕은 곳에 분포하는 33.0 psu 이하의 저염수는 그 직접적인 기원이 겨울철에 양자강에서 바로 유출된 것은 아닌 것으로 판단된다. 3월 조사 직전 2월 말경에 실시한 한중 공동 황해조사 자료와 함께 비교하여 보면 33.3 psu의 동쪽 등염분선은 산동반도쪽으로 계속되고 서쪽 등염분선은 양자강 하구보다 훨씬 북쪽으로 향하고 있음를 알 수 있다. 또한 일반적으로 겨울철에 양자강 담수가 중국연안을 따라 남쪽으로 유출되는 것으로 알려져 있다. 따라서 이 저염수는 겨울철에 황해서쪽 연안 가까이서 남향한 것이거나 전년도 여름철에 양자강과 황해서북부에서 공급된 담수의 영향을 받은 해수가 더욱 희석되면서 월동한 것으로 생각된다. 이 등(1998) 및 Lee et al.(1999)은 여름철에 황해남부에 공급된 저염수가 1996년 9월에는 황해남부 전역에 분포하다가 10월이 되면 황해 서남부로 이동함을 관측자료로부터 보여준 바 있고, 이는 저염수괴가 제주도서쪽해역으로부터 점차 강해지는 고온고염수 세력에 밀리는 것으로 해석을 하였다. 이와 관련시켜 1997년도 2월의 황해 한중공동조사 자료와 본 연구의 3월 자료를 연속적으로 비교해보면 제주도와 양자강 사이의 저염수괴는 1996년 10월 황해남서해역에 분포하던 저염수괴가 강화된 황해난류수의 세력과 약화된 양자강 유출수의 세력의 틈을 따라 이동한 것이 해수순환의 해석에 무리가 없는 것으로 보인다. 또한 황하의 유출량이 점점 감소하고 있고 발해만이 해빙기가 아니기 때문에 3월에 분포하는 제주도와 양자강 사이의 저염수괴는 전년도 여름에 공급된 저염수가 월동한 것으로 보는 것이 더 타당하다.

1997년 6월에는 3월 저염수괴의 염분값 31.8 - 33.0 psu의 분포 범위가 제주도 및 소흑산도 방향으로 확장 이동된 것으로 나타난다. 3월 저염수괴 동쪽에 형성된 강한 열염전선도 제주도를 끼고 제주해협쪽으로 바로 연결되는 형태로 바뀌었다. 양자강 가까운 관측점에서는 27.0 psu 가까이 저염수가 제주도쪽으로 확장하는 형태로 분포하여 여름철 우기에 증가한 양자강유출수가 제주도와 양자강 사이에 있던 해수들을 동쪽으로 미는 역할을 하고 있음을 알 수 있다. 1999년 6월 자료에서는 겨울동안 제주도와 양자강 사이에서 정체되었던 저염수가 제주해협보다는 제주도 남쪽으로 밀려갔을 가능성을 보여주고 있다.

1998년 8월과 9월의 관측자료와 부이 궤적은 저염수덩어리의 주축이 제주도 남쪽을 통과한 후 대마난류수와 부딪히면서 혼합수로 바뀌면서 제주도 대마난류수의 경로를 따라 제주도 동쪽으로 흘러가거나 저염수의 성질을 다소 유지하면서 제주도 남쪽에서 서쪽을 우회하여 제주해협으로 빠져나가는 것을 보여주었다. 이러한 진행에는 대마난류수뿐만 아니라 바람의 영향도 주 요인일 것으로 사료된다.

이상의 설명을 바탕으로 하여 황해남부와 동중국해 사이의 저염수괴의 년변화는 다음과 같이 요약이 가능하다.

(가) 여름 우기에 증가된 담수가 6 - 8월에 양자강을 통하여 유출된 후 제주도

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

쪽으로 이동한다. 이 때 담수의 영향을 받은 저염수의 경로는 제주해협 또는 제주도 남쪽으로 연변화가 있다. 제주도 남쪽으로 통과한 저염수도 바람(남풍) 등 외력에 의하여 제주도 서쪽을 우회하여 제주해협을 통과할 가능성이 많다.

(나) Lee et al. (1999)이 제시한 바와 같이 양자강 유출수가 동쪽 또는 북동쪽으로 제주도를 향하여 확장되기 때문에 황해북서쪽에서 공급되는 저염수가 계속 남하하는 것을 가로막는 역할을 하여 황해남부 해역이 저염화된다. 이 저염수는 양자강 유출수의 일부와 혼합될 가능성이 높다. 따라서 제주도 주변해역을 바로 빠져나가지 못하는 양자강유출수의 일부는 황해 남부역으로 유입된다고 할 수 있다.

(다) 10월이 되면 제주도서쪽 해역에서 북쪽으로 향하는 고온고염수의 세력이 강해지면서 황해남부의 저염수괴는 황해남서쪽으로 밀리게 된다.

(라) 겨울철 고온고염수가 제주도서쪽에서 산동반도 방향으로 공급되고 (즉, 황해난류), 양자강 유출수는 양이 작아지면서 중국연안을 따라 남쪽으로 흐르게되어 힘의 공백을 매우는 쪽으로(즉, 제주도와 양자강 사이) 저염수괴가 분포한다. 이는 이 해역에서 SST/AVHRR 영상자료에서 겨울철에 저온수로 나타나는 해수와 동일하다.

(마) 봄이 지나면서 황해쪽으로 형성되었던 혀모양의 열염전선은 제주도쪽으로 후퇴를 하게된다.

(바) 6월 양자강으로부터 담수유입이 증가하고 이 유출수는 제주도 방향으로 압력을 가하여 월동을 한 저염수를 제주도쪽으로 미는 역할을 한다.

6월 이전에 제주도 주변해역과 동중국해 동쪽 대륙붕역에서 관측되는 저염수는 한반도 연안수를 제외하고 전년도에 중국쪽에서 공급된 저염수가 월동한 후 흘러들어온 것으로 볼 수 있다. 여기에서 제주도 남쪽에서 공급되는 고온고염수의 세력이 가을부터 강해지고 봄이 지나면 약해지는 것은 계절풍의 영향으로 판단된다. 이 등(1997b)은 동중국해 북부해역의 열염전선이 기계적인 계절변동성이 있음을 제시하였고 이의 요인으로 겨울철 강한 북풍계열의 바람과 여름철 담수유입의 증가라고 설명한 바가 있는데 1997년과 1999년 6월의 관측 자료는 이를 잘 뒷받침해준다.

(2) 양자강유출수의 공급형태

양자강 담수의 유출은 연속적이긴 하지만 유출량은 양자강 유역에서의 강우현상과 관련이 있다. 양자강 유역에서 집중강우로 인한 하천수의 이동은 급격한 수위변화로 인한 소위 물마루의 이동이 동중국해로 연결될 때 의미가 클 것으로 판단된다. 담수가 바다로 유출될 경우 표층에 퍼지기 때문에 소량의 담수 (또는 혼합수) 자체만으로는 외력에 대하여 물리적으로 대응할 힘을 갖지 못할 것이기 때문에 해수 전체의 운동을 따라가는 형태의 유동을 유지할 것으로 보인다. 그러나 어느 정도 이상의 많은 양의 담수가 순간적으로 유출될 때에는 담수덩어리 자체가 외력에

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

대하여 반응하는 유동형태를 유지하리라 본다. 이때 양자강 입구에서 담수가 해수면상에서 퍼지면서 유출시 가졌던 관성력은 급격히 소멸될 것이기 때문에 유출수는 직선적인 분포 형태보다는 원형의 분포형태를 나타낼 것이다. 원형의 분포 형태를 갖는 담수 덩어리는 빠른 속도로 주위해수와 혼합되면서 중심부에 최저염수핵을 형성하게 되고 원형분포의 형태를 계속 유지할 수 있을 만큼 원형분포의 형태가 커져 새로운 밀도관성력을 갖게될 때 동중국해 외해역으로 유동하리라 판단된다. 양자강에서의 하나의 물마루가 유출될 때마다 저염수 덩어리가 형성되기보다는 몇 개의 물마루의 유출이 합해져 하나의 저염수 덩어리를 형성할 가능성이 많다. 1998년 9월 관측자료에서는 뚜렷한 표층저염수핵이 4개정도 나타났지만 같은 해 7 - 8월초 양자강 중류에서의 물마루는 10회 이상 형성되었음이 보도된 것이 이를 뒷받침해준다. 9월 자료에서 저염수 덩어리의 크기는 직경 약 100 km/2 psu 로 나타났으며 다른 시기의 관측자료에서도 유사한 크기를 보여준다. 그림 2-16은 1998년 9월의 관측자료를 분석하여 나타낸 상층 저염수덩어리 분포와 인공위성 추적 부이의 궤적 자료로부터 산출한 유속장을 나타낸 것이다.

(3) 여름철 양자강유출수의 이동 주축의 방향

중국의 문헌에 의하면 (예, Hu, 1994) 유량이 급감하는 겨울에 양자강유출수는 중국 연안을 따라 남하하고 유량이 증가하는 여름에는 대체로 제주도쪽을 향한다고 되어 있다. 여름철에 양자강유출수가 제주도쪽을 향하여 이동된다는 것은 국내학자들에 의해서도 제시된바 있다 (예, 김 등, 1991). 특히, 여름철 제주해협에서 관측되는 동쪽으로 흐르는 표층 저염수는 그 근원이 양자강유출수일 것으로 받아들이고 있다. 이러한 주장이 타당성이 있어 보이지만 양자강 가까이에서 동시에 관측된 자료를 근거로 하고있지 못하기 때문에 매우 제한적인 주장일 수도 있다. 제주해협과 제주도 남쪽을 통과하는 표층수의 염분값을 비교하여 양자강유출수의 주축을 추정해보면 주축의 통과 경로가 항상 일정하지 않음을 알 수 있다. 1998년 8월과 9월의 자료는 양자강유출수의 저염수핵이 제주도 남쪽을 통과한 것을 보여준다(그림 2-16). 양자강유출수가 제주도 남쪽을 지난 경우는 1995년에도 있었기 때문에 주축의 경로가 제주해협이 아닌 경우도 자주 나타나는 것으로 판단된다. 그렇다면 무엇이 저염수핵의 이동경로를 결정할까? 우선 남풍계열의 바람을 들 수 있다. 저염수핵은 무거운 해수 위에 떠있는 덩어리로 간주할 수 있으므로 바람에 의하여 보다 쉽게 반응을 나타내리라 생각되며 취송방향과 일치하는 직접적이 유동과 표층경계층에서의 지구자전효과를 받는 에크만 유동이 복합적으로 작용할 것으로 판단된다. 양자강유출수 방향을 조절하는 다른 변수로 황해남부의 표층수위를 제시할 수 있다. 즉, 집중적인 강우나 다른 기상학적 원인으로 인하여 황해 남부해역의 수위가 상승하는 경우 황해남부와 동중국해 북부해역의 압력장의 조절에 의하여 양자강유출수가 보다 북쪽으로 진입하지 못할 가능성도 있다. 1998년 8월에 황해와 한반도

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

에 국지성 집중호우가 지속되었기 때문에 (동중국해북부에서는 집중 강우가 없었음) 이러한 해석의 가능성을 뒷받침해준다. 또한, 해저지형의 효과나 동중국해남서해역으로부터 고염수(대만난류수) 세력 등도 양자강유출수의 방향을 결정하는 조절인자라는 점을 배제할 수 없다.

(4) 저염수덩어리 이동과 저층수 밀도분포와 관계

여름에는 성층이 매우 강하기 때문에 저염수 덩어리는 염분약층(수온약층과 일치하지 않음)에 의하여 저층과는 뚜렷하게 구분된다. 본 연구의 양자강유출수 수치모델의 결과는 저염수핵이 분포하는 해역에서 수직순환이 있음을 보여주고 있다. 그러나 1998년 9월의 관측자료는 표층의 저염수핵 분포와 저층의 밀도분포와 일관성있는 상관관계를 나타내지 못하고 있다. 즉, 관측점 P01의 표층에 저염수핵이 분포하고 저층에는 고밀도핵이 분포하고 있지만 다른 저염수핵이 분포한 관측점 S05에서는 저층에서 밀도값이 주위보다 낮게 나타나고 있다. 만일 저염수핵분포가 저층의 순환(또는 그 반대의 경우에도)을 야기시킨다면 고밀도핵 아니면 저밀도핵 한가지가 나타나야 할 것이다. 저염수핵분포와 관련된 수직순환이 있다하더라도 그 크기가 매우 작아 저층의 밀도분포에 영향을 주지 못했을 가능성도 있지만 1998년 9월 관측자료만을 가지고 판단할 때 저층의 밀도 분포가 저염수덩어리 이동에 어떠한 변수로 작용하지는 않는 것으로 판단되며 양자강유출수의 이동이 순압성이라기보다 경압성이 강한 것으로 볼 수 있다.

나. 전선구조

동중국해 북부해역의 열염전선은 쿠로시오수 계통의 고온·고염수와 연안수 및 양자강유출수 계통의 저온·저염수 사이의 경계에서 연중 형성되고 위치와 전선강도는 계절변화를 보인다. Lee et al. (1997)은 열염전선이 겨울에는 제주해협에서 황해남부 및 양자강과 제주도 사이해역으로 황해쪽으로 다소 볼록한 형태로 이어지면서 강하게 발달하고 여름에는 상층과 저층에서 각각 염분전선과 수온전선이 뚜렷하게 형성되어 동중국해 남쪽을 향하여 볼록한 모양으로 지속된다고 지적한 바 있다. 이러한 전선은 대한해협 중앙부와 양자강퇴(50m 수심 해역) 남쪽 해역을 양끝 고정점으로 하고 그 사이에서 북서-남동방향으로 진동하는 형태의 계절변동을 보인다고 할 수 있다. 또한 겨울에서 여름으로 변하는 봄철에는 'Γ' 모양의 전선 전체가 남동방향으로 후퇴하는 과정으로 나타나는 반면 가을에는 남쪽을 향해 볼록한 모양에서 대한해협에서 양자강퇴 남쪽까지 직선형태의 전선을 형성하는 특징을 보인다. 동중국해상의 전선은 대체로 밀도에 대하여 수온과 염분이 상쇄적인 형태가 많으며 다른 수괴 사이의 혼합과정으로 불수 있는 관입 등과 같은 소규모 현상들이 자주 관측된다. 동중국해 대륙붕상의 전선에서 관측되는 관입(수온역전층)은 대체로 등밀

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

도면을 따를 것으로 판단된다. 이는 관입이 일어나는 수심이 밀도약층의 하부 수심대임을 고려할 때 성층을 가로지르는 (연직방향)운동 (또는 혼합)보다는 등밀도면을 따라 일어나는 것이 물리적으로 가장 힘이 덜 들기 때문이다. 전선역에서의 혼합은 두 수괴가 만나는 경계에서 공간적 크기가 작은 규모의 현상으로 전이되는 과정을 거치면서 일어나게 되며, 내부파 같은 반복 전환가능한 구조(reversible structure)보다 관입 등의 전환불가능한 구조(irreversible structure)를 통하는 것이 우세한 것으로 보인다. 이는 1차년도의 관측의 결과와 유사한 것으로 앞으로 전선역에서 정량적인 혼합 과정의 연구를 위해서는 관측단면에서의 반복관측과 함께 연속적인 유속의 측정이 필수적임을 뜻한다.

다. 약층구조

1997년과 1998년 6월 관측 자료에서 특이한 현상은 제주도 부근 해역에서 약층 깊이에 형성된 수온 역전 등의 소규모 변화분포다. 이들의 분포상 특징은 황해저층 냉수인 저온수핵이 위치하는 곳의 동쪽에서만 나타난다는 것과 제주도 북서쪽에서 소흑산도쪽으로 멀어질수록 강도가 약하고 남쪽으로 내려올수록 더욱 복잡해진다는 점이다. 소규모 현상들은 수직적으로 대략 5 - 10 m 크기의 특성을 보여준다. 이러한 현상들은 전선역에서 흔히 발견되는 것으로 제주도 남서쪽에서 공급되는 고온고염수와 제주도 서쪽에서 동쪽으로 이동하는 표층저염수 사이에 형성된 전선상에서 두 수괴 사이의 혼합과정으로 볼 수 있다. 수온과 염분의 수직분포의 모양으로 보아서는 난류(turbulence)에 의한 직접적인 혼합보다는 등밀도면을 따르는 관입의 특성이 강하다. 이 해역에서의 흐름이 조류의 성분도 강하므로 소규모 현상의 (해류의 크기를 고려한) 과정연구에 좋은 경우라 할 수 있다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

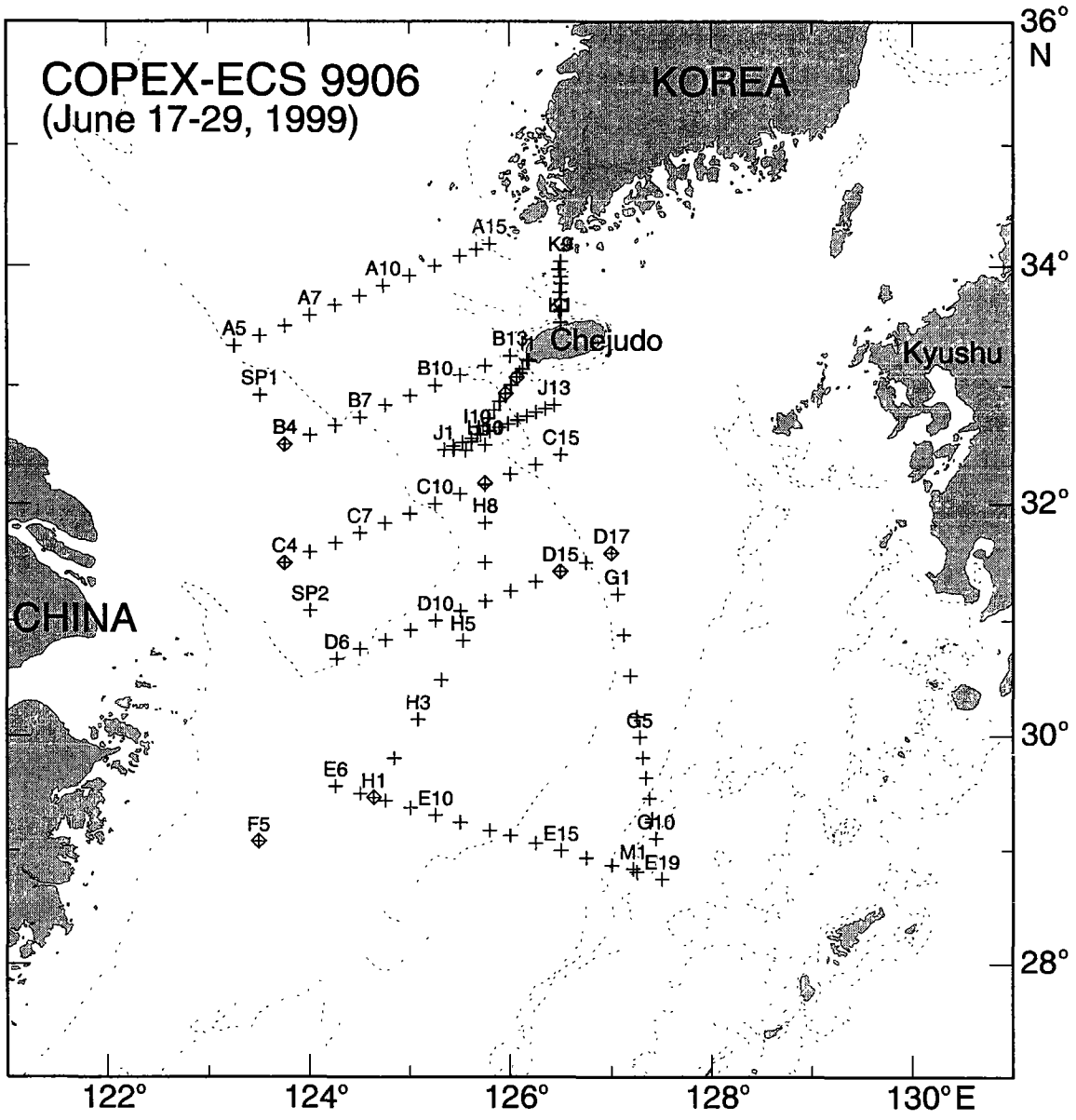


Fig. 2-1. Study area showing observation stations in June 1999.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

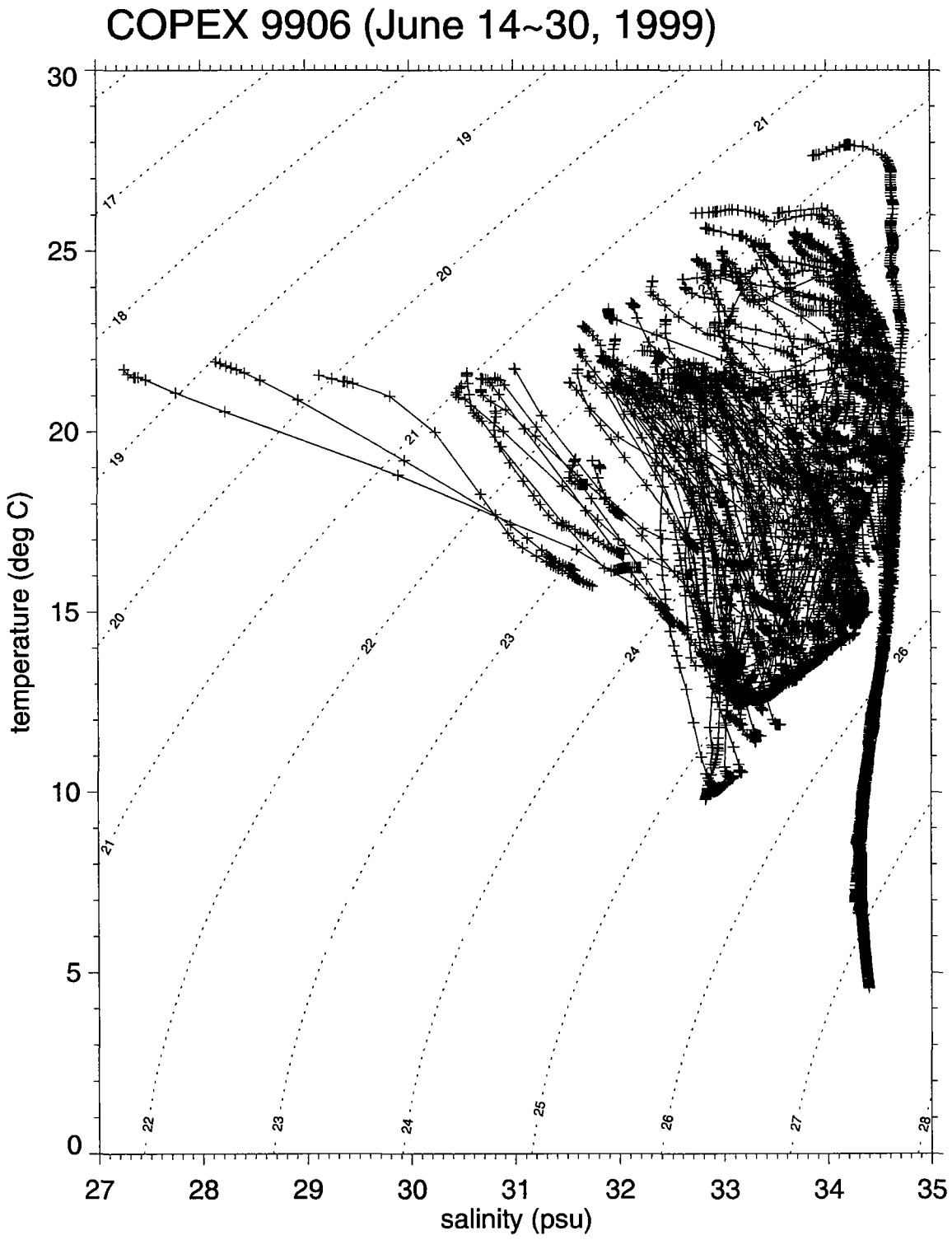


Fig. 2-2. T-S diagram of data observed in June 1999.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

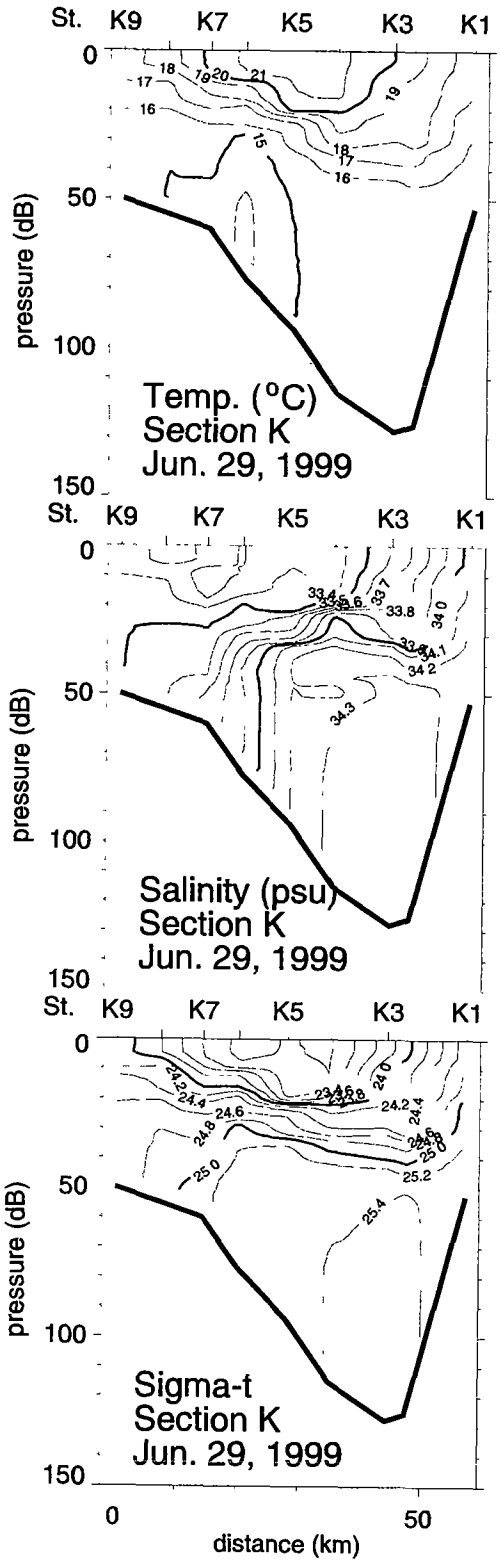


Fig. 2-3. Vertical distribution of temperature, salinity and density in the section K in June 1999.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

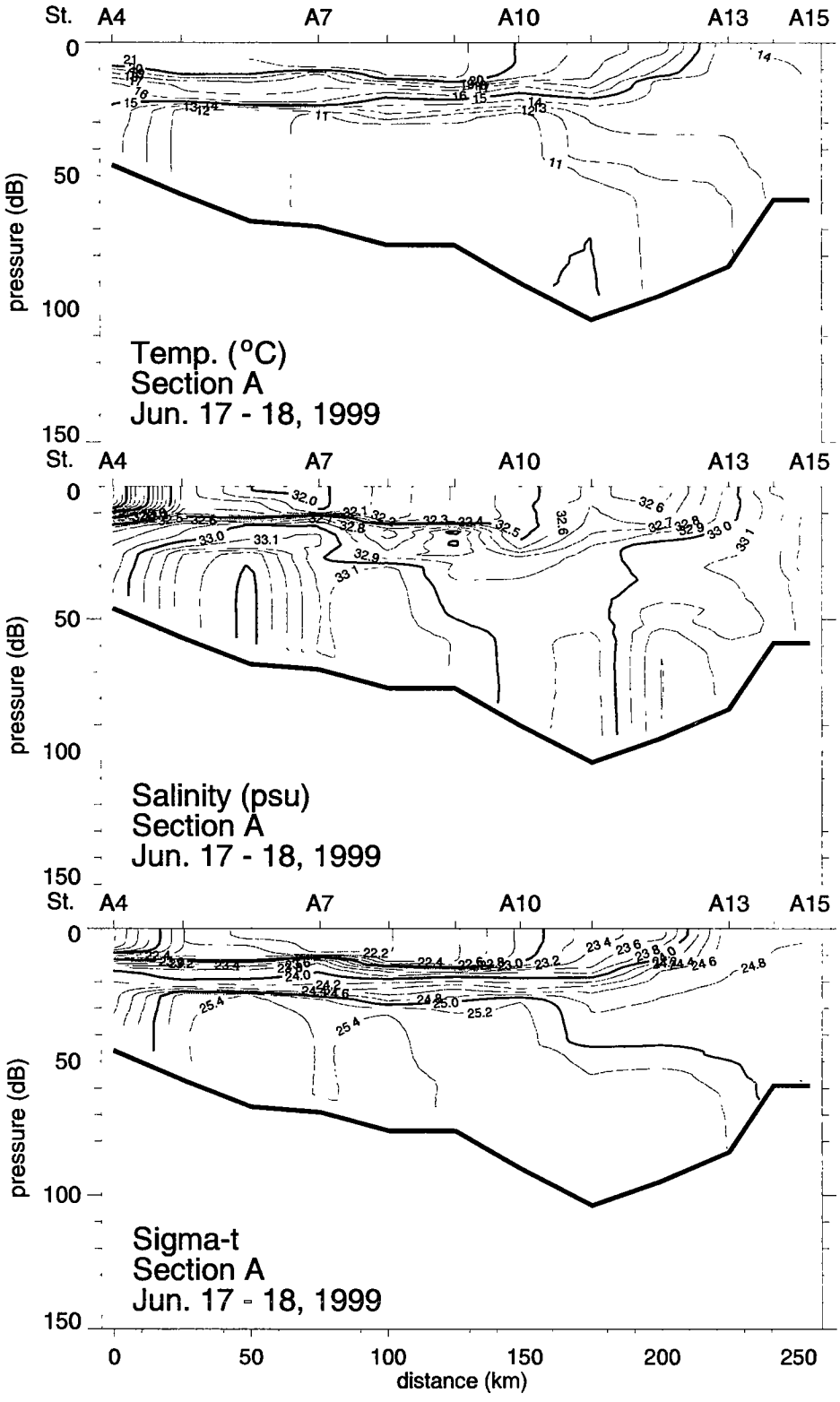


Fig. 2-4. Vertical distribution of temperature, salinity and density in the section A in June 1999.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

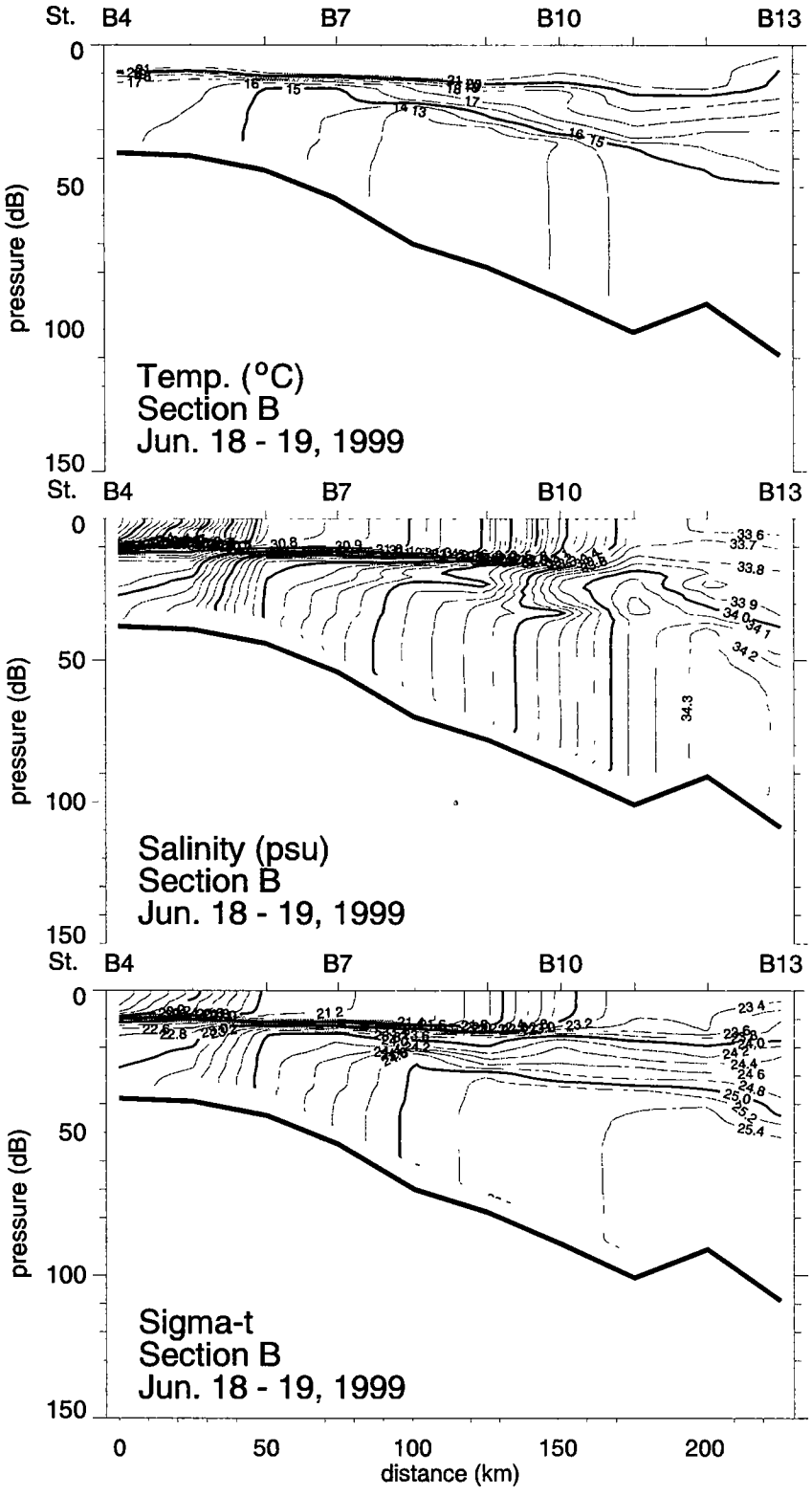


Fig. 2-5. Vertical distribution of temperature, salinity and density in the section B in June 1999.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

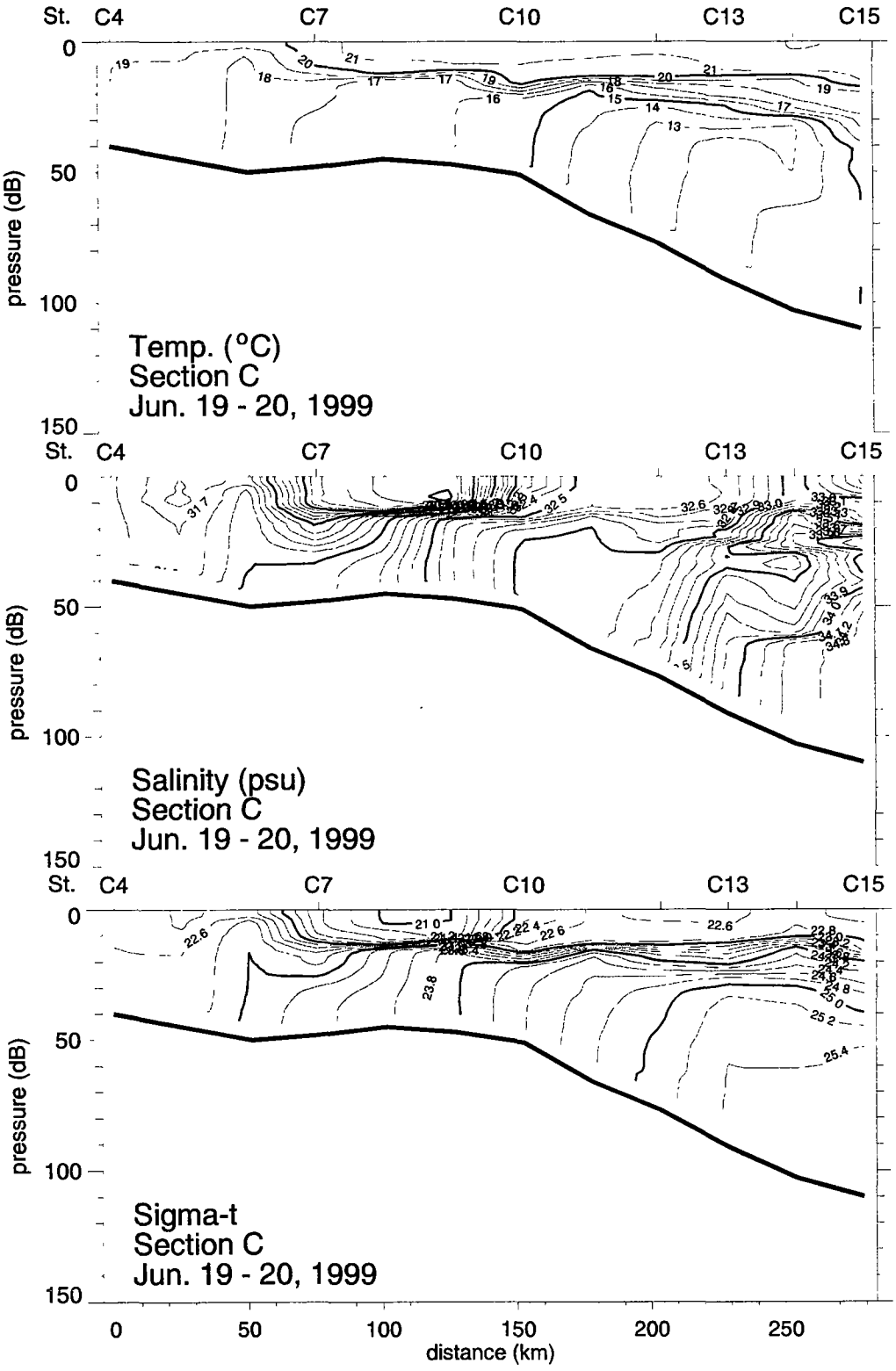


Fig. 2-6. Vertical distribution of temperature, salinity and density in the section C in June 1999.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

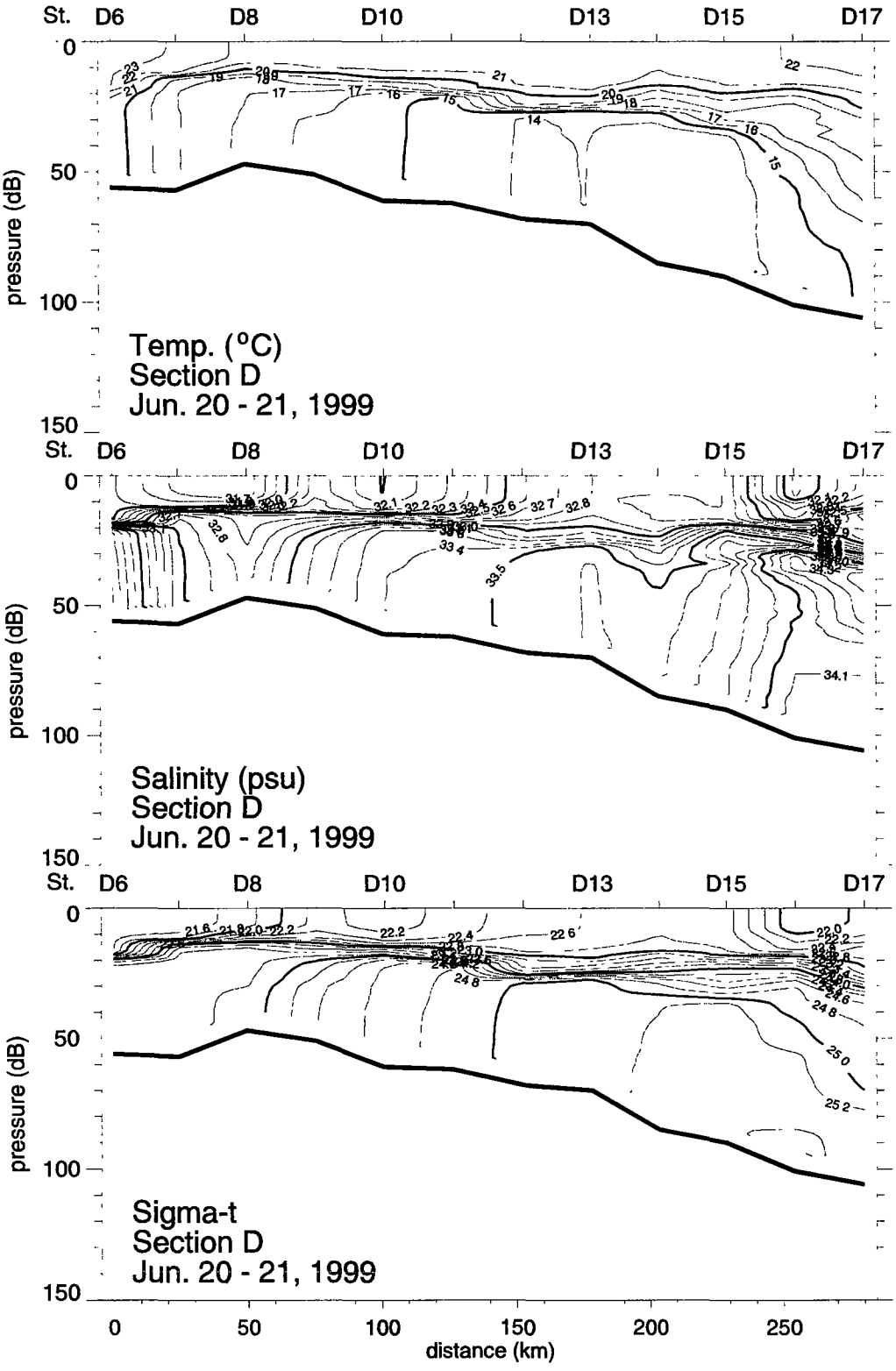


Fig. 2-7. Vertical distribution of temperature, salinity and density in the section D in June 1999.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

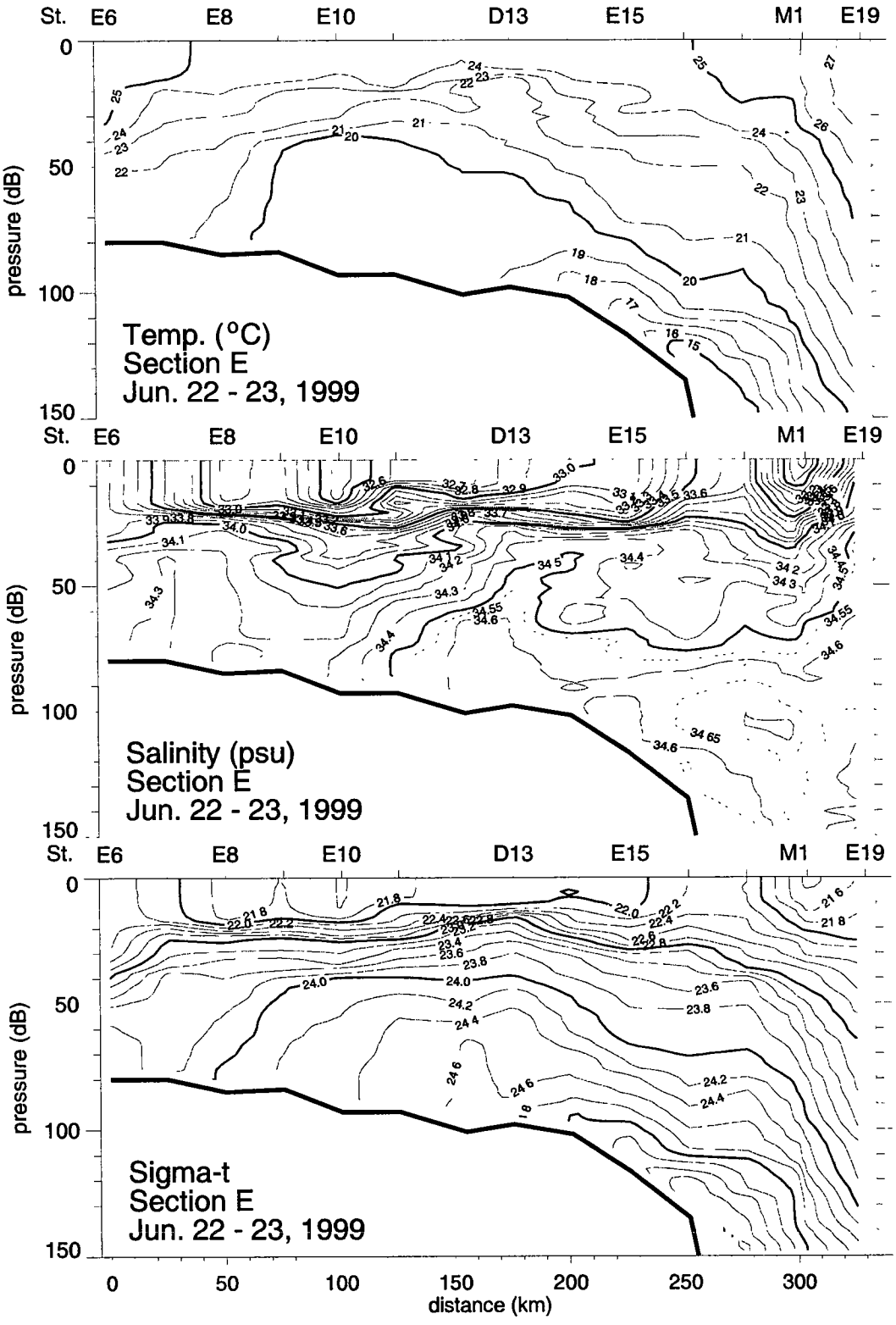


Fig. 2-8. Vertical distribution of temperature, salinity and density in the section E in June 1999.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

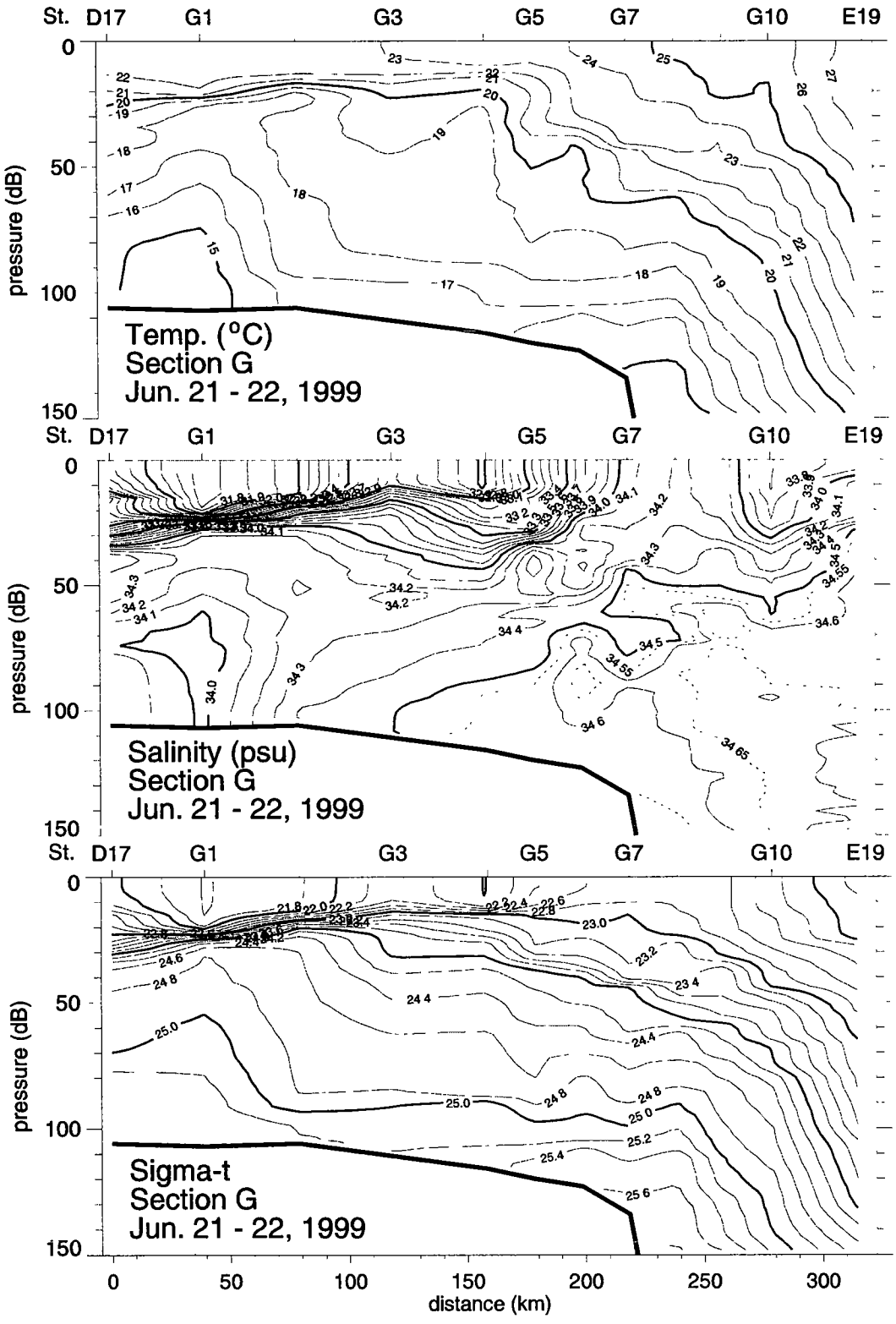


Fig. 2-9. Vertical distribution of temperature, salinity and density in the section G in June 1999.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

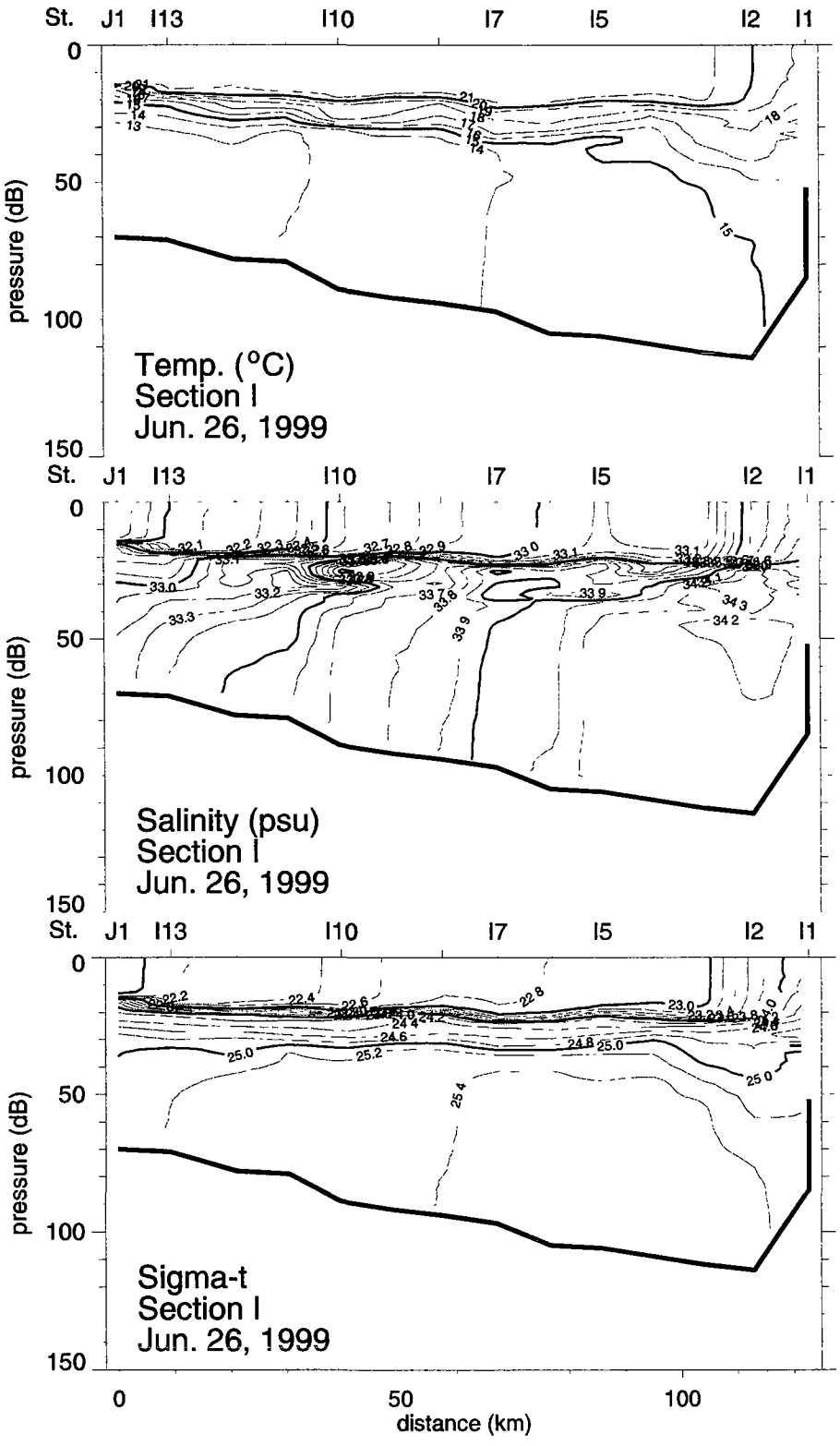


Fig. 2-10. Vertical distribution of temperature, salinity and density in the section I in June 1999.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

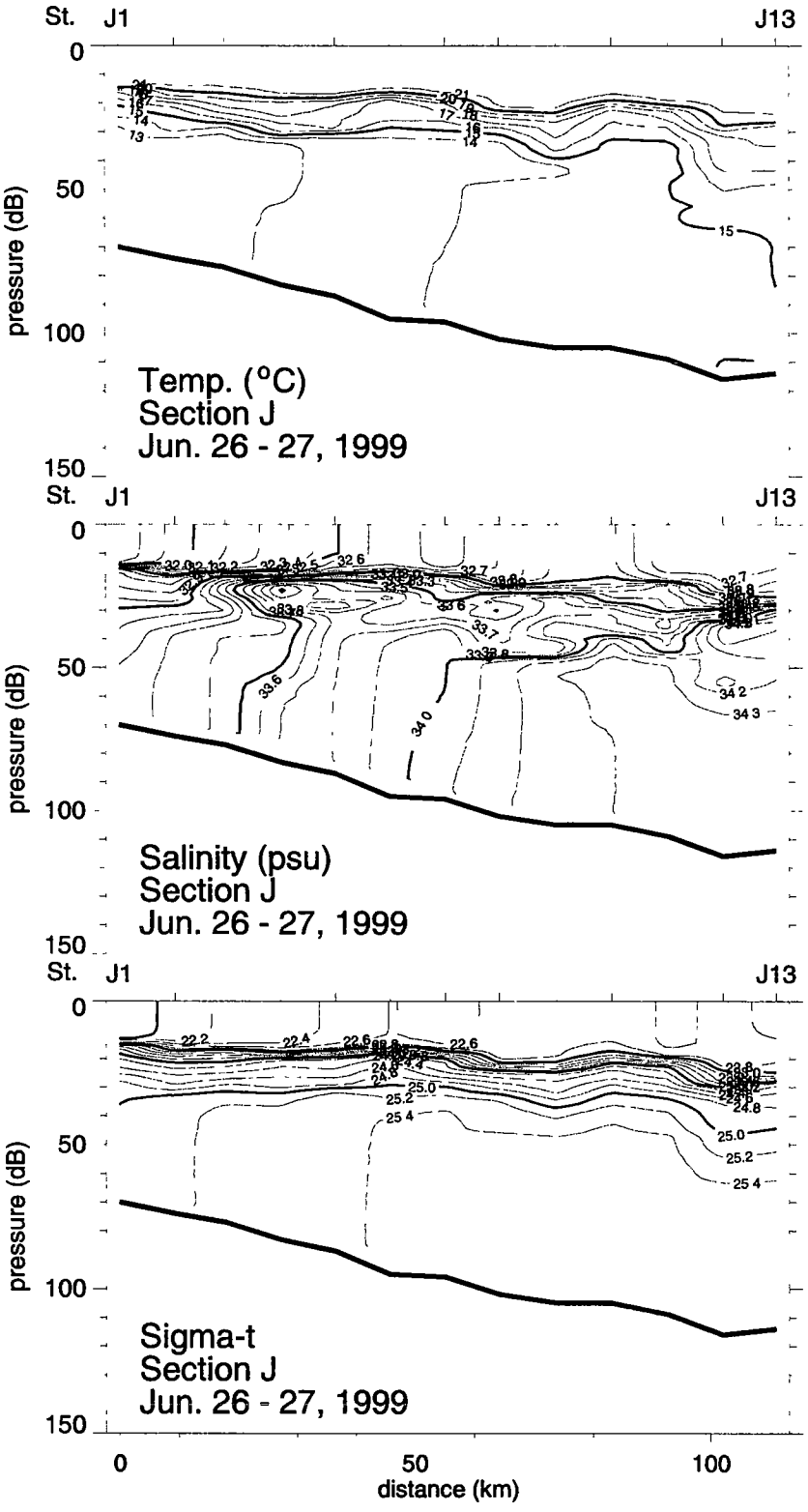


Fig. 2-11. Vertical distribution of temperature, salinity and density in the section J in June 1999.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

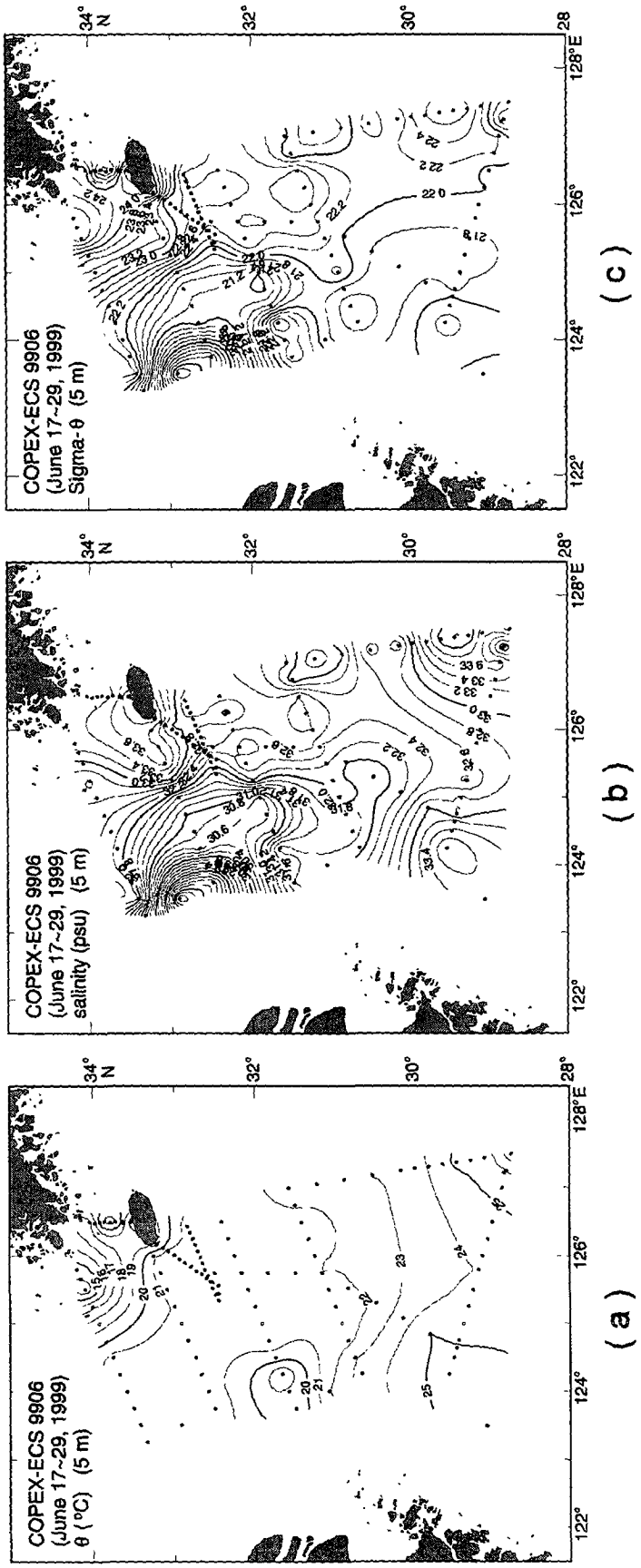


Fig. 2-12. Horizontal distribution of temperature, salinity and density at 5m depth in June 1999.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

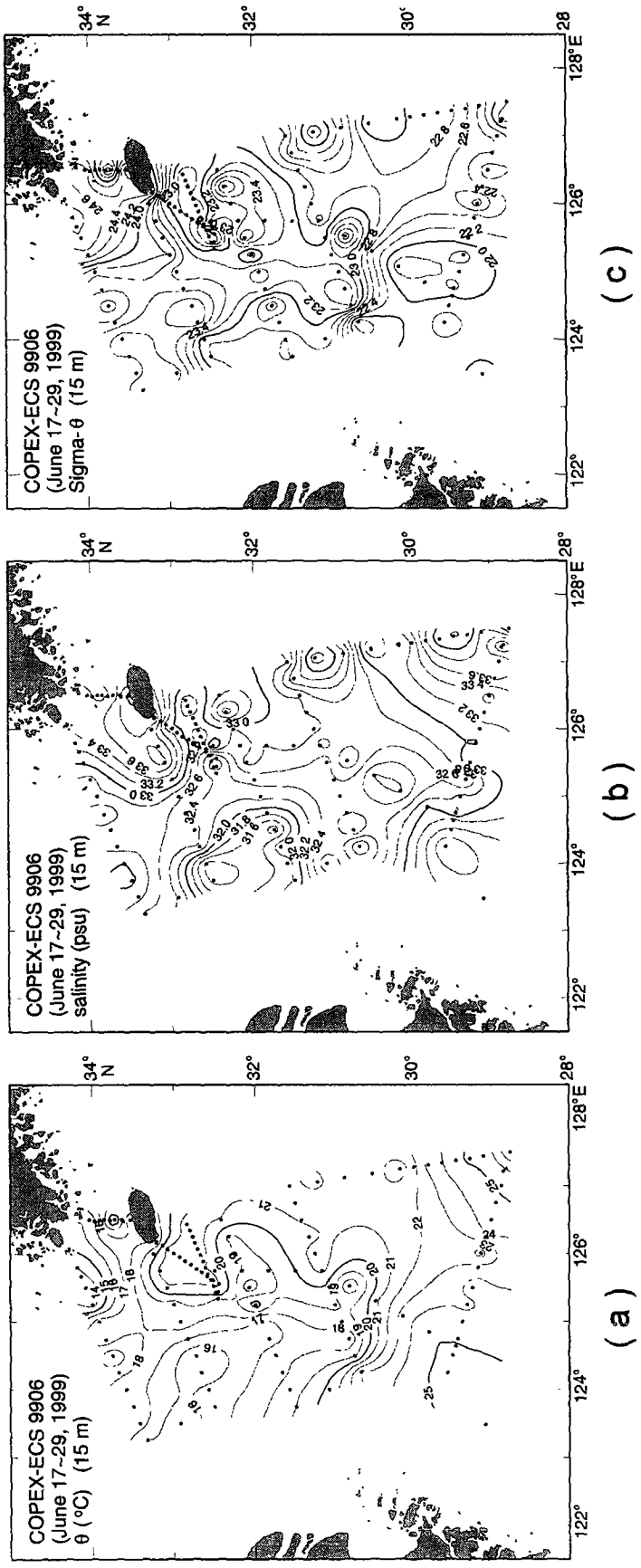


Fig. 2-13. Horizontal distribution of temperature, salinity and density at 15m depth in June 1999.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

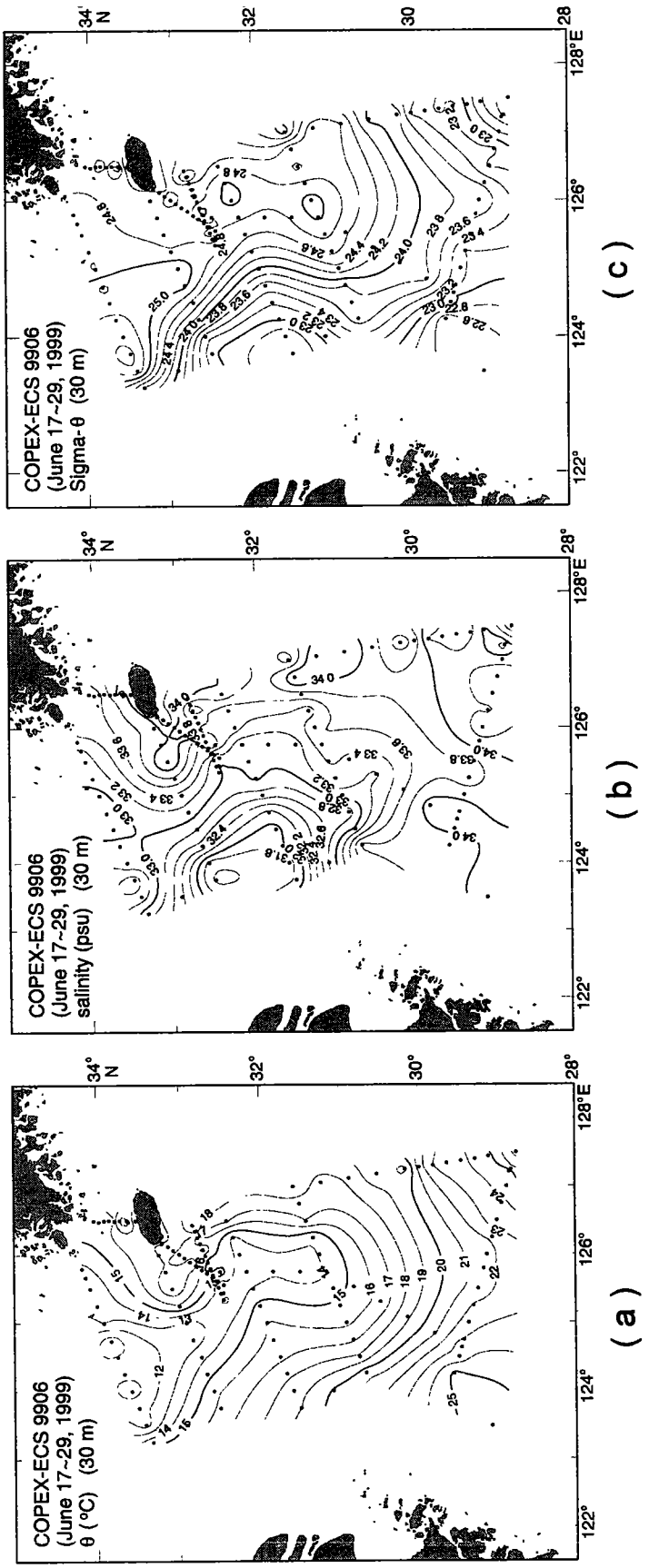


Fig. 2-14. Horizontal distribution of temperature, salinity and density at 30m depth in June 1999.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

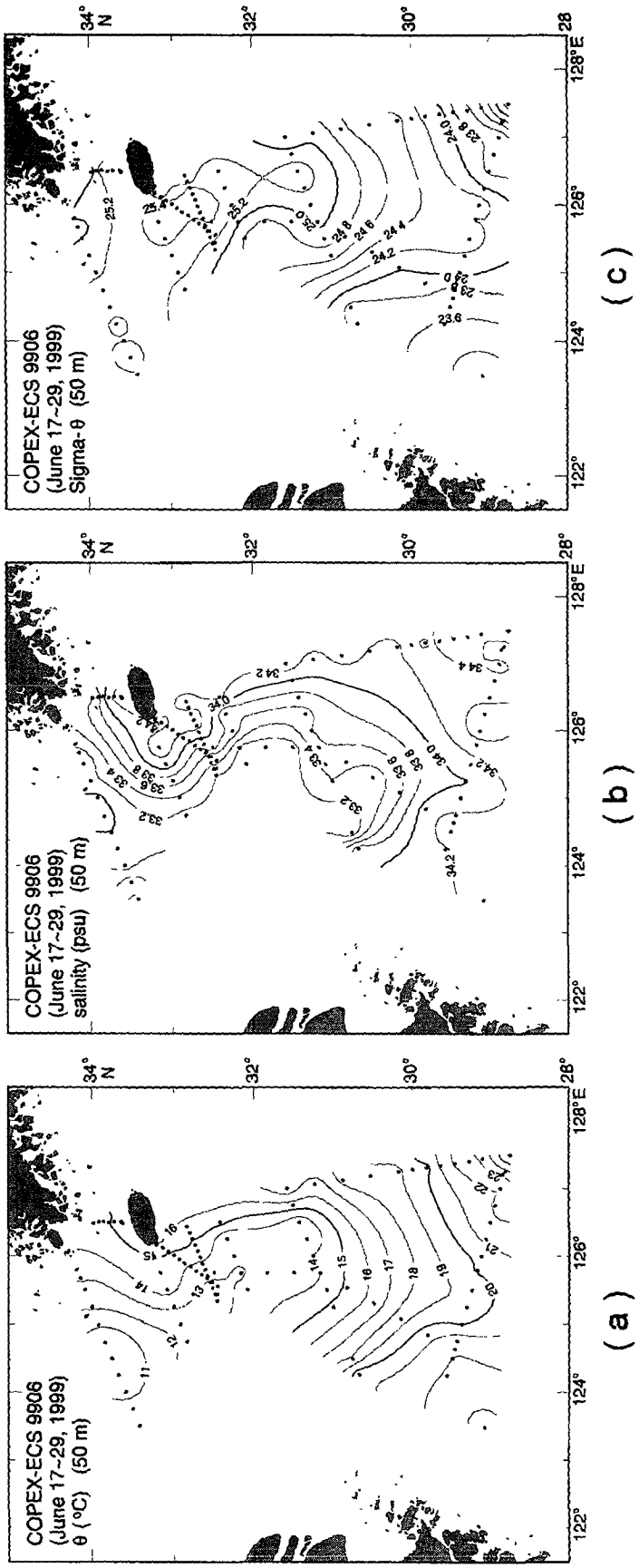


Fig. 2-15. Horizontal distribution of temperature, salinity and density at 50m depth in June 1999.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

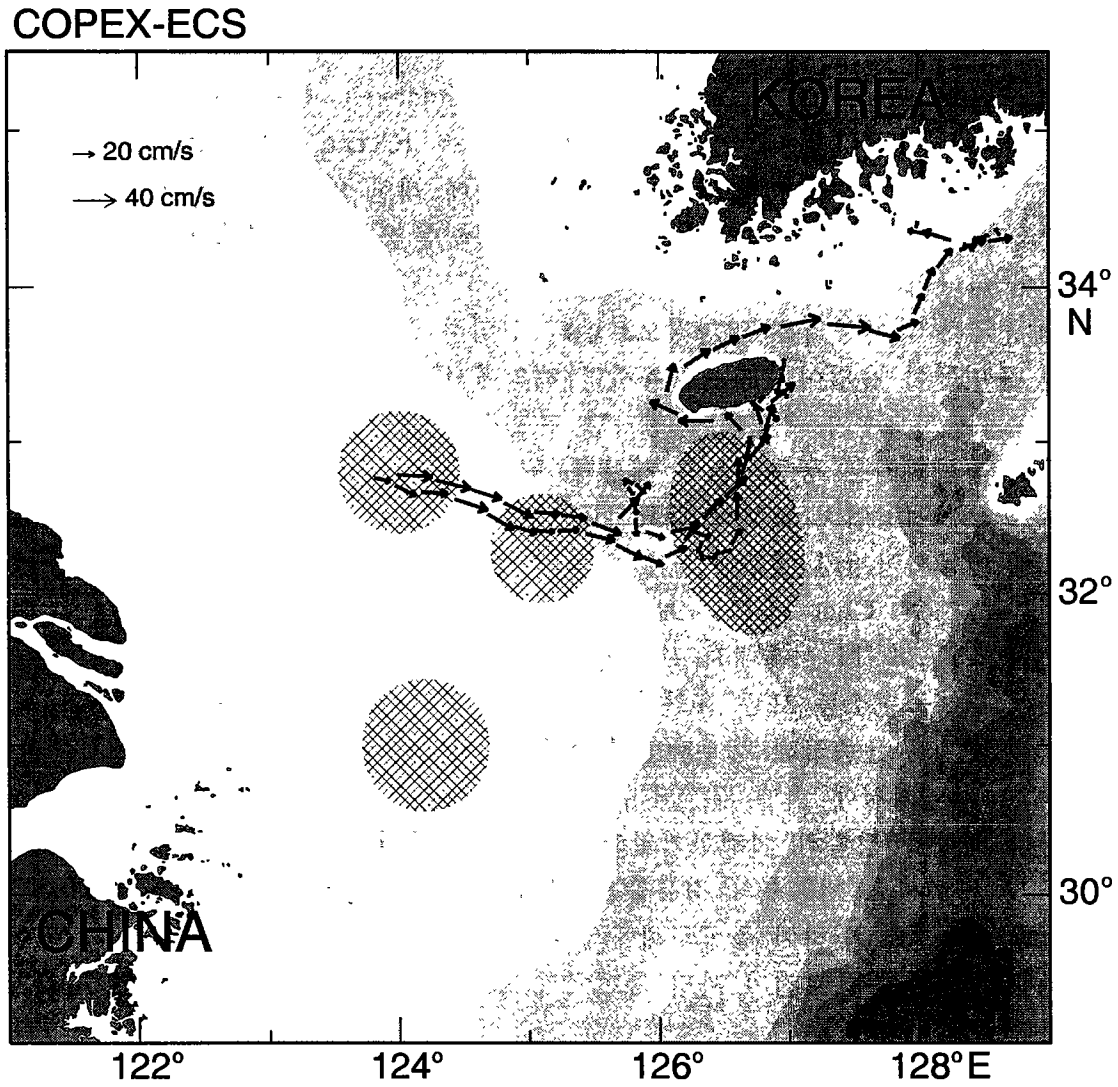


Fig. 2-16. Distribution of low salinity waters in September 1999 and trajectories of satellite-tracked drifters in August-September 1999.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

제 3 절 친생물원소의 동계분포특성

1. 연구 개요

ICSU (International Council of Scientific Unions)는 최근 JGOFS (Joint Global Ocean Flux Study)에 대한 평가에서해양 주변부 (Ocean margin)에서의 자료 부족을 지적하고 대륙주변부와 대양간의 물질교환에 대한 연구의 필요성을 강조하였다. 동중국해는 전세계에서 대륙주변부와 대양간의 물질교환 연구에서 매우 중요한 해역중의 하나이다.

동중국해 대륙붕역은 양자강으로부터 상당한 양의 담수 및 퇴적물과 인간활동 기원 물질들이 유입이 된다. 대륙사면 해역에서는 세계 2대 해류의 하나인 고온고염의 쿠로시오수가 유입되어 양자강 유출수등 연안해수와 서로 혼합되기 때문에 이들의 혼합과정은 동중국해의 해황과 물질교환을 결정한다. 또한 대륙붕단역에서는 용존무기영양염이 풍부한 대륙사면 심층수가 용승되어 대륙붕단을 따라 대륙붕상으로 이동되어지기 때문에 해수 화학 특성이 연중 변화가 크다 (Liu et al., 1992; Ito et al., 1994; Chen et al., 1995).

동중국해 28 °N 이북에서 분기되는 대마난류는 황해, 남해 및 동해에 열, 염을 비롯한 친생물원소등 모든 해양물질을 수송하기 때문에 (Song et al., 1990), 한국 남해, 황해 및 동중국해 동부해역의 해수 및 물질순환은 동중국해 중·서부역에서의 주요 해양과정에 의해 결정되거나 지대한 영향을 받는다. 따라서 우리나라 주변해역의 해황을 정확히 이해하기위해서는 동중국해에서의 용존무기영양염류 분포특성 및 쿠로시오 기원수의 점유율을 이해하는 것이 매우 중요하다. 특히 중국의 삼협댐의 건설로 인하여 동중국해에서의 이들 물질순환은 차후 변동이 예견되어 동중국해의 해양환경 보전과 관리 측면에서 동중국해 해황특성의 정량적인 자료가 요구된다 (Chen, 1997).

동중국해에서의 쿠로시오 기원수의 점유율은 Ra 동위체 (^{226}Ra, ^{228}Ra) 추적자를 이용하여 추정될 수 있다 (Nozaki, 1989; Elsinger and Moore, 1984). ^{228}Ra (반감기: 5.7년)과 ^{226}Ra (반감기: 1620년)은 천연 U/Th 계열 방사성 핵종으로서 주로 저층퇴적물로부터 공급되거나 강물기원의 입자들로부터 탈착 (desorption)되어 연안역에 공급된다 (Elsinger and Moore, 1984; Reid et al., 1979; Okubo, 1980). 육상기원의 중금속과 다른 오염물들은 연안역과 대륙붕에서 체류시간이 수개월 미만으로 짧아 대부분이 연안과 대륙붕지역 퇴적물에서 침적되는 반면에 이들 Ra 동위체들은 해수중에서 용해성 및 방사붕괴를 제외한 비반응성으로 혼합과 순환에 의해 확산되고 운반되면서 연안으로부터 외양으로 멀어짐에 따라 뚜렷하게 감소한다. 특히 $^{228}Ra/^{226}Ra$ 비는 오직 반감기가 짧은 ^{228}Ra의 붕괴에 의해 변화되기 때문에 해역 및 수심에 따라 현저히 다른 특성을 보인다. 따라서 이들 Ra 동위체들은 성질이

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

서로다른 수괴들의 특성을 이해하는 추적자로서 유용하다 (Moore et al., 1986; Okubo, 1980; Nozaki, 1989). 그러나 한반도 근해해역에서 현재까지 대부분의 연구는 동해 (Okubo, 1980; Harada and Tsunogai, 1986)와 동중국해 양쯔강 주변해역 (Nozaki, 1989; Elsinger and Moore, 1984)에서 조사되었으나 한국 남해역과 동중국해 30° N 이북해역에서의 연구는 미비한 상태이다.

이에따라 본 연구에서는 첫째, 동중국해 중서부역에서의 용존산소 및 용존무기영양염류의 동계 분포특성 및 수괴별 화학특성을 이해하고, 둘째로 수온과 화학성분들간의 관계를 이용하여 표층수의 기원을 추정하며, 셋째로 Ra 동위체를 이용하여 해수 기원 및 기원별 점유율을 규명하는데 주안점을 두었다.

2. 재료 및 방법

가. 조사해역 및 관측시기

본 연구해역은 북위 28° 30′ ~ 34° 30′, 동경 123° ~ 129° 30′으로서 대한해협의 남쪽입구, 황해와 동중국해 경계해역 및 동중국해 중서부해역을 포함한 해역으로서 1997년 3월 1일부터 10일까지 11일간에 걸쳐 한국해양연구소 해양연구선 온누리호를 사용하여 시료채취 및 현장관측을 실시하였다. (그림 3--1).

나. 시료채취, 보존 및 분석방법

(1) 시료채수 및 보존

용존무기영양염 및 용존산소 분석용 해수 시료채취는 표준수심 (0, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 150, 200, 300, 500, 700, 1000 m, bottom)을 기본으로 하여 Rosette에 부착된 5리터들이 Niskin 채수기를 이용하여 채수하였다. 용존무기영양염 측정을 위한 시료는 10 % 염산으로 미리 세척한 20 ml 고밀도 폴리에틸렌 병에 담아 냉동보관하여 실험실로 옮긴 후 분석하였다.

(2) 용존산소 (Dissolved Oxygen)

용존산소함량은 Winkler 방법을 이용하여 현장에서 측정하였고, 겉보기산소소비율 (AOU)은 포텐셜 수온 (potential temperature)과 염분으로부터 계산된 용존산소의 포화농도에서 관측된 용존산소의 농도를 뺀 값으로 정의하였다 (precision : ± 0.5% at 250 mmol/kg).

(3) 용존무기영양염류 (Dissolved Inorganic Nutrients)

용존성 암모니아이온, 질산이온, 규산은 Grasshoff 등 (1983)에 의거 자동분석기 (Aliance AutoAnalyzer)를 사용하여 측정하였으며 분석방법은 다음과 같다.

- 암모니아이온 (NH4+): 시료에 phenol과 sodium nitroprusiate 혼합용액 및 sodium citrate과 sodium dichloroisocyanuate 혼합용액을 가하여 발색시켰다

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

(precision : ±4.8% at 1 μM).

- 질산이온(NO3-): 시료를 Cu-Cd Column에 통과시켜서 아질산이온으로 환원시킨 후 아질산이온 분석방법과 같은 방법으로 발색시켰다 (precision : ±0.5% at 10 μM).
- 인산이온 (PO43-): 시료에 ammonium molybdate potassium antimonyl - tartarate와 황산의 혼합시약을 가하고 ascorbic acid로 환원시켜 발색시켰다 (precision : ±0.1% at 1 μM).
- 규산 (Si(OH)4): 시료에 ammonium molybdate를 가하여 silicomoly- bdate complex를 만든 후 oxalic acid와 ascorbic acid를 가하여 발색시켰다 (precision : ±0.5% at 10 μM).

(4) Ra 동위체 분석 (^{226}Ra, ^{228}Ra)

해수중 Ra 동위체를 추출하기 위해 선상 Ra 농축장치를 사용하였다. 선박에 설치된 해수펌프를 이용하여 표층해수를 30 L/min 속도로 입자 여과용 prefilter와 MnO2 를 피복시킨 2개의 폴리프로필렌 필터에 해수를 1000리터이상 통과시킨다. 시료채취 후 Mn 피복 필터를 회수하여 증류수로 씻어 염분을 제거한다. 필터를 절개하여 전기로에서 550℃의 온도로 태운 후 빻아 재로 만든 다음 234Th 측정을 위해 10 ml 튜브에 넣어 γ 계수기로 측정하였다. ^{228}Ra과 ^{226}Ra 측정을 위하여 20일 경과 후 다시 계수하였다. ^{228}Ra (반감기; 5.75년) 측정을 위하여 ^{228}Ra과 영년평형 (secular equilibrium)을 이룬 딸 핵종인 ^{228}Ac (반감기; 6.13시간)을 측정하였고, ^{226}Ra 측정은 영년평형을 이룬 딸 핵종인 ^{214}Pb (반감기; 26.8분)을 측정하였다.

3. 결과

가. 용존산소 및 용존무기영양염류 수평분포 특성

(1) 표층 용존산소 함량 범위는 232 (정점 L10) ~ 342 μM (정점 G3)로서 수온 및 염분의 분포양상과 유사하여 저온저염 (<10℃, <33 psu)의 제주도 서남해역에서는 310 μM 이상으로 높은 반면에 고온고염 (>20℃, >34.6 psu)을 보이는 동중국해 남동쪽의 쿠로시오 수계에서는 250 μM 이하이다. 300 μM 의 용존산소 함량 등치선이 30 °N 이남까지 확장되어 있다 (그림 3--2a).

(2) 수심 20 m와 50 m에서의 용존산소 함량은 각각 238 (정점 L11) ~ 322 μM (정점 A2), 215 (정점 L6) ~ 337 μM (정점 G5) 범위로서 표층과 거의 유사하여 제주도 서남해역의 저온저염수에서는 300 μM 이상으로 높고, 고온고염의 쿠로시오수에서는 250 μM 이하이다 (그림 3--2b, 7-2c). 이러한 고온고염의 외양수의 성질을 가진 쿠로시오는 동중국해로 유입되어 쿠로시오수와 연안수간의 혼합을 통해 용

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

존산소함량 변화와 분포에 중요한 역할을 한다.

(3) 표층 암모니아이온 농도는 0.01 (정점 F7) ~ 0.86 μM (정점 A4) 범위로서 용존산소 함량이 가장 높은 제주도 서남해역에서 대체로 낮은 농도를 보인다 (그림 3--3a). 수심 20 m에서는 0.49 ~ 0.61 μM로서 범위 폭이 표층보다는 작다 (그림 3--3b). 수심 50 m 에서의 암모니아이온농도 범위는 0.03 (정점 G3) ~ 1.33 μM (정점 A4)로서 표층의 분포양상과 유사하다 (그림 3--3c).

(4) 표층 질산이온 농도는 0.48 (정점 L9) ~ 9.95 μM (정점 O2)로서 용존산소 함량분포와 유사하여 저온저염 (<10℃, <33 psu)의 제주도 서남해역에서는 6 μM 이상으로 높은 반면에 고온고염 (>20℃, >34.6 psu)을 보이는 동중국해 남동쪽의 쿠로시오 수계에서는 1 μM 이하이다 (그림 3--4a). 수심 20 m에서는 0.62 ~ 10.59 μM로서 표층의 분포양상과 유사하다 (그림 3--4b). 수심 50 m에서의 질산이온 농도는 0.69 (정점 B9) ~ 6.54 μM (정점 O2)의 범위로서 표층 분포 양상과 유사하여 표층과의 혼합이 비교적 활발하다는 것을 암시한다 (그림 3--4c). 표층 인산이온 농도는 0.01 (정점 L9) ~ 0.65 μM (정점 O2) 범위로서 질산이온 농도 분포와 마찬가지로 저온저염 (10℃, <33 psu)의 제주도 서남해역에서는 0.3 μM 이상이고, 고온고염 (>20℃, >34.6 psu)의 동중국해 남동쪽의 쿠로시오 수계에서는 0.1 μM 이하이다 (그림 3--5a). 수심 20 m 와 수심 50m 에서의 인산이온 농도는 0.01 ~ 0.50 μM로서 표층과 유사한 분포를 보였다 (그림 3--5b, 7-5c). 규산농도는 표층이 2.1 (정점 M9) ~ 18.64 μM (정점 O2), 20 m에서는 0.9 ~ 22.03 μM, 50 m에서는 2.0 (정점 M9) ~ 13.83 (정점 O2)의 범위로서 질산이온 및 인산이온 농도분포와 유사하여 저온저염의 제주 서남해역에서 15 μM 이상으로 높다 (그림 3--6a,b,c).

나. 용존산소 및 용존무기영양염류 수직분포 특성

(1) 관측선 A (대한해협 횡단면)

용존산소 함량은 저온저염 (>11℃, <34.4 psu)인 정점 A4의 수심 75 m에서 296 μM로 최대값을 보였고, 한국연안에서 일본쪽으로 갈수록 감소하여 고염수 (34.53 psu)로 구성된 정점 A6의 50 m 수심에서 256 μM로서 최소값을 보였다 (그림 3--7). 수직적으로는 표층과 저층이 비교적 균일하다.

암모니아이온, 질산이온, 인산이온 및 규산농도는 대체로 용존산소함량 분포와 유사하다 (그림 3--7). 저온 (>11℃), 고함량의 용존산소 (>290 μM)를 함유한 정점 A4의 50~75 m 수심에서는 암모니아이온농도는 1.33 μM로 높은 반면에 질산이온, 인산이온 및 규산은 각각 <2.8, <0.2, <4.0 μM의 낮은 농도를 갖는 것이 특이하다.

(2) 관측선 D (126 °E 남북 횡단면)

용존산소와 용존무기영양염류 농도는 활발한 수직혼합이 일어나는 정점 D2~D7, 상층에 저온저염수 (<12℃, <33.9 psu)의 유입으로 성층이 형성되어 있는 정점 D 9~D15, 저온저염수와 고온고염수 (>20℃, >34.6 psu)간의 경계인 정점 D15~D17,

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

고온고염수가 유입되는 정점 L6~M8등 크게 4 구역으로 나눌 수 있다.

일반적으로 용존산소와 용존무기영양염류 농도는 북쪽에서 남쪽으로 갈수록 감소하며, 저온저염의 특성을 보이는 정점 D9~D15의 수심 30 m 이내의 상층부에서는 질산이온, 인산이온 및 규산농도가 각각 <3.0, <0.2, <4.0 μM로 낮다. 반면에 제주도 이북해역 (정점 D2~D7)에서는 활발한 수직혼합으로 인해 수직적으로 균일하며, 저층으로 부터의 공급으로 인해 질산이온, 인산이온 및 규산농도는 각각 3.5~6.0, 0.2~0.5, 4~10 μM의 범위이다. 29 °N 이남의 정점 L6~M8의 표면혼합층에서는 빈영양의 고온고염수 (>20℃, >34.6 psu)의 유입으로 질산이온, 인산이온 및 규산농도는 각각 <1.0, <0.1, <2.0 μM로서 거의 결핍되어 있지만 수온약층을 경계로 하여 수심증가에 따라 영양염 농도는 급격히 증가한다 (그림 3--8).

(3) 관측선 F (황해 입구)

용존산소 및 용존무기영양염류 농도분포는 활발한 표·저층수간의 혼합으로 인해 수직적으로 균일하다. 정점 F3~F7간의 수온 및 염분전선을 경계로 하여 저온저염 (<9℃, <32 psu)의 특성을 보이는 중국 근접해역에서 용존산소, 질산이온, 인산이온 및 규산농도가 각각 >310, >9.0, >0.6, >18 μM로 높고, 한반도근접해역에서는 각각 <280, <4.0, <0.3, <8 μM 로 낮다 (그림 3--9).

(4) 관측선 L (동중국해 횡단면; 28.5~29.5 °N)

용존산소함량 및 용존무기영양염류 농도는 내대륙붕 (정점 O8~L3)에서는 수직적으로 균일하다. 외해쪽으로 갈수록 이들 농도들은 감소하여 고염 (>34.6 psu)의 대륙사면해역 표면혼합층에서의 용존산소 함량은 240 μM 이하이고, 질산이온 및 인산이온농도는 각각 <1, <0.1 μM 로서 결핍되어 있다. 수심 증가에 따라 질산이온 및 인산이온농도는 급격히 증가하여 수심 500 m 에서 각각 31.7, 2.3 μM의 최대값을 보였다 (그림 3--10).

(5) 관측선 M (동중국해 동서횡단면; 28~29 °N)

용존산소 및 용존무기영양염류 농도분포는 수온 및 염분분포와 유사하다. 질산이온, 인산이온 및 규산농도는 대륙붕에서 외해쪽으로 갈수록 점차 감소하여 고온고염수 (>18℃, 34.6 psu)의 특성을 보이는 표면혼합층에서의 질산이온, 인산이온 및 규산농도는 각각 <1.0, <0.1, <2.0 μM 로 결핍되어 있다 (그림 3--11).

(6) 관측선 O (123 °E 남북횡단면)

수심이 70 m 이내로 얕은 관측선 O에서의 용존산소 및 용존무기영양염류 농도는 대체로 수직적으로 균일하다. 용존산소, 질산이온, 인산이온 및 규산농도범위는 각각 275~310 μM, 4.9~10.8 μM, 0.3~0.6 μM, 9.0~21.6 μM 로서 저온저염 (<10℃, <33 psu) 특성을 보이는 북쪽에서 고온고염 (>13℃, >34.3 psu)의 남쪽으로 내려올수록 점차 감소한다 (그림 3--12).

(7) 관측선 P (124 °E 남북단면)

관측선 O와 마찬가지로 용존산소 및 용존무기영양염류 농도는 수직적으로 균일하다. 용존산소, 질산이온, 인산이온 및 규산농도범위는 각각 272~313 μM. 3.5~

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

8.1 μM, 0.2~0.4 μM, 5.9~15.5 μM로서 용존무기영양염류 농도는 관측선 O와 마찬가지로 저온저염의 북쪽에서 고온고염의 남쪽으로 내려올수록 감소하지만, 농도는 3/4 수준이다 (그림 3--13).

(8) 관측선 Q (125 °E 남북단면)

용존산소 및 용존무기영양염류 농도는 대체로 수직적으로 균일하다. 정점 Q6의 수심 30 m 에서는 용존산소함량이 223 μM로 최소값을 보였다. 반면에 질산이온, 인산이온 및 규산농도는 각각 7.6, 0.4, 14.9 μM로서 최대값을 보였는데 이는 수심 30~40 m 에 형성된 염분약층으로 인해 축적된 유기물의 분해 결과이다. 용존산소, 질산이온, 인산이온 및 규산농도는 각각 223~329 μM. 0.7~7.6 μM, 0.1~0.4 μM, 3.0~14.9 μM 범위이다 (그림 3--14).

4. 고찰

가. 동중국해 중서부역의 해수기원 예비 평가

1997년 3월 동중국해 표층수에서의 염분과 수온, 화학성분들과 수온간의 관계를 그림 3--15~7-21에 나타내었다.

용존산소는 저온저염수 (<10℃, <33 psu)에서는 300 μM 이상이나 고온고염수 (>20℃, >34.6 psu)에서는 260 μM 이하로 낮다. (그림 3--15).

암모니아 이온 농도와 수온간의 관계는 질산이온, 인산이온 및 규산과는 달리 수온과는 빈약한 관계를 보인다 (그림 3--16). 이것은 일반적으로 해양에서 암모니아는 질소계 유기물의 분해시 가장 먼저 분해되어 나온 환원된 화학 형태로서 해양식물의 질소계 영양염중 가장 선택적으로 먼저 흡수하는 성분이기때문에 유광대에 낮은 농도로 존재하고, 그 농도 또한 시·공간적으로 크게 변화된다 (Spencer, 1975).

질산이온과 인산이온 농도는 저온저염수 (<10℃, <33 psu)에서는 각각 4~10, 0.25~0.65 μM의 범위로서 농도변이폭이 크다. 반면에 고온고염수 (>20℃, >34.6 psu)에서는 <1, <0.1 μM 이하로서 저온저염수에서의 농도들과는 달리 범위 폭이 매우 작고, 거의 결핍되어 있다 (그림 3--17~18). 규산농도 또한 질산이온 및 인산이온 농도와 마찬가지로 저온저염수 (<10℃, <33 psu)에서는 11~21 μM로 높고, 고온고염수 (>20℃, >34.6 psu)에서는 <2 μM 이하로서 변이폭이 작고, 농도 또한 낮다 (그림 3--19).

염분과 수온간의 도표에서는 저온저염수 (<9℃, <32 psu), 고온고염수 (>22℃, >34.6 psu), 그리고 이 두해수의 수온과 염분 특성이 교차되는 혼합수 (T:13~14℃, S≒34.5 psu) 등 크게 3개의 단성분(end-member)으로 나뉘어 진다 (그림 3--20). 암모니아이온을 제외한 용존산소 및 용존무기영양염류와 수온간의 관계에서도 고산소고영양염의 저온저온수 , 저산소저영양염의 고온고염수 및 이 두해수의 특성이 교차되는 혼합수 (T:13~14℃, S≒34.5psu)로 크게 3개의 단성분으로 나눌 수 있다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

각각의 단성분들에 해당하는 해수에서의 수온, 염분 및 화학성분들의 조성을 표 3-1에 나타내었다. 여기서 화학성분들은 평균값으로 나타내었다.

두해수의 특성이 교차되는 혼합수는 쿠로시오 해수에 중국대륙연안수가 일부 (11~49%) 혼합된 것으로 사료되나 동중국해 해수를 구성하는 단성분으로 뚜렷하게 정의하기 위해서는 차후 정밀관측과 심도있는 자료분석이 필요하다.

직선에서 벗어난 정점들 (Q9, O8, L1, M6, Q2, S4, S5)은 식물플랑크톤의 광합성으로 용존산소가 생성되고 영양염류가 흡수되어 주변 정점들보다 고용존산소와 저영양염 농도 특성을 보인다 (그림 3--15~19).

실제로 이들 정점들에서의 용존산소 포화도 및 엽록소 a 농도는 각각 >110%, >1 μg/l 로서 주변정점들보다 높아 식물플랑크톤에 의한 광합성이 활발하였다. 따라서 용존산소 및 용존무기영양염류농도는 비보존적 (non-conservative)으로 생물과정에 의해 변화되는 특성을 갖고 있기때문에 보존성 변수 (conservative parameter)인 NO로 치환하였다. NO는 유기물질이 분해되면서 소모된 용존산소와 생성된 질산이온의 합 ([NO] = 8.6[NO3] + [O2])으로서 용존산소와 질산이온농도는 각각은 생물과정에 의해 변화하지만 이 두개의 합은 변화되지 않는다 (Broecker, 1974). NO와 수온간의 관계에서 또한 높은 NO값을 갖는 저온저염수, 낮은 NO값의 고온고염수 및 변곡점부근의 해수등 3개의 단성분 (end-member)을 보여준다 (그림 3--21).

위의 사항들을 종합해보면 3월 동중국해 중서부역에서의 표층 해수는 저온저염수, 고온고염수 및 두해수이 수온과 염분 특성이 교차되는 혼합수에 해당하는 3개의 단성분 해수의 혼합과 생물과정에 의해 용존산소 및 용존무기영양염류의 분포특성이 결정되는 것으로 판단된다.

Table 3-1. Characterics of end-members in the northwestern East China Sea.

Water masses	T (℃)	S (psu)	DO (μM)	NO_3^- (μM)	PO_4^- (μM)	$Si(OH)_4$ (μM)	NO (μM)	$^{228}Ra/^{226}Ra$
중국대륙 연안수	<9	<32	325	9.9	0.65	21.0	395	3.5(Nozaki,1989)
혼합수	13~14	≒34.5	277	4.0	0.30	7.2	312	0.6
쿠로시오수	>20	>34.6	232	0.6	0.03	1.3	238	0.2(Nozaki,1989)

나 표층수중 ^{226}Ra, ^{228}Ra 방사능 분포

1996년 10월 2일부터 12일까지 11일간 총 12개 정점에서 표층수중 Ra 동위체 분석용 해수시료를 채수하여 분석하였다 (그림 3--22). 조사된 정점들에서의 수온 및 염분은 각각 20.15 ~ 26.06 ℃, 31.29 ~ 34.01 psu 범위로서 한국서남해역에서 저

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

온저염 (<23℃, <32 psu)을 보이고, 동중국해의 대륙붕단역에서 고온고염 (>25℃, 33.7 psu)을 보였다 (표 3-2).

표층수중 ^{228}Ra 방사능은 0.075 ~ 0.339 dpm/l 의 범위로서 쿠로시오의 영향을 받는 동중국해 대륙붕단역과 대한해협의 일본쪽 해역에서 0.2 dpm/l 이하의 낮은 농도를 보인 반면에 한국 및 중국연안정점들에서 0.3 dpm/l 이상의 높은 농도를 보였다. 동중국해 대륙붕단역에서의 ^{228}Ra 농도는 쿠로시오 본류역에서 Nozaki 등 (1991)에 의한 조사된 0.007 ~ 0.015 dpm/l 보다는 약 10배 정도 높다. 이것은 수심이 낮은 천해역에서는 저층퇴적물로부터 ^{228}Ra의 공급이 많기 때문이다.

표층수중 ^{226}Ra 방사능은 0.09 ~ 0.18 dpm/l 로서 황해표층수중의 0.16 ~ 0.20 dpm/l보다는 약간 낮다 (Nozaki et al., 1991). ^{226}Ra 방사능 분포는 ^{228}Ra과 유사하여 한국 및 중국연안에서 높고 동중국해 대륙붕단역에서 낮지만, ^{226}Ra의 최대값과 최소값간의 농도차이는 0.09 dpm/l 로서 ^{228}Ra 의 방사능 차이인 0.26 dpm/l 보다는 상당히 적다. 이것은 ^{226}Ra (t1/2: 1622년)과 ^{228}Ra (t1/2: 5.75년)간의 반감기 차이와 ^{228}Ra이 ^{226}Ra에 비해 해저퇴적물로부터 훨씬 많이 공급되기 때문으로 사료된다 (Yamada and Nozaki, 1986). 따라서 연안역 해수중에서 ^{228}Ra은 ^{226}Ra에 비해 상대적으로 높은 방사능을 보인다. 이와같이 Ra 동위체들은 해역에 따라 현저히 다르기 때문에 각 수괴의 특성과 혼합정도를 이해하는데 유용하다 (Moore et al., 1986).

Table 3-2. Ra isotopes activites in the surface water of East China Sea and the South Sea of Korea in October, 1996.

Region	St.	Location		T (℃)	S (psu)	^{228}Ra (dpm/l)	^{226}Ra (dpm/l)	^{228}Ra/^{226}Ra
		Latitude	Longitude					
Korea Strait	A2	34° 31.63′	128° 22.37′	22.14	31.954	0.334±0.020	0.178±0.009	1.88
	A4	34° 24.26′	128° 27.95′	22.96	32.856	0.226±0.014	0.140±0.007	1.61
	A6	33° 57.76′	128° 50.13′	24.98	34.013	0.075±0.007	0.093±0.002	0.83
South Sea	C1	34° 09.77′	127° 37.81′	22.15	32.143	0.283±0.009	0.148±0.004	1.90
	C3	33° 50.03′	127° 53.98′	20.61	32.450	0.299±0.018	0.157±0.009	1.92
	G1	34° 04.91′	126° 49.90′	21.59	31.702	0.337±0.010	0.116±0.004	2.12
	D2	34° 00.07′	126° 00.18′	22.43	31.806	0.339±0.017	0.160±0.007	2.12
	D4	33° 30.03′	126° 00.09′	22.75	32.404	0.293±0.015	0.154±0.007	1.90
	E6	33° 43.98′	124° 50.18′	20.83	31.342	0.293±0.009	0.142±0.004	2.06
	E8	34° 00.02′	125° 30.06′	20.15	31.929	0.290±0.011	0.144±0.005	2.02
East China Sea	B5	31° 29.89′	127° 00.09′	26.06	33.913	0.121±0.021	0.159±0.007	1.05
	D8	32° 30.04′	125° 59.88′	24.65	33.739	0.152±0.006	0.151±0.005	1.01

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

(1) 염분과 Ra 동위체와의 관계

천연 U/Th 계열 방사성 핵종인 ^{228}Ra과 ^{226}Ra은 주로 저층퇴적물로부터 확산에 의해 공급되거나 강물기원의 입자들로부터 탈착되어 연안역에 공급된다. 그러나 육상기원 중금속과 다른 오염물들은 연안역과 대륙붕에서 체류시간이 수개월 미만으로 짧아 대부분이 연안과 대륙붕지역 퇴적물에서 침적되는 반면에 이들 Ra 동위체들은 해수중에서 용해성으로 해수의 혼합과 순환에 의해 표층해수로 확산하고 운반되면서 방사붕괴하여 외양역까지 영향을 미쳐 연안으로부터 멀어짐에 따라 뚜렷한 농도구배를 나타낸다. 연구해역에서의 혼합과 순환에 의한 Ra 동위체 추적자로서의 유용성을 이해하기 위한 염분과 ^{226}Ra과 ^{228}Ra에 대한 상관관계는 아래와 같다.

^{226}Ra = 0.357 - 0.007×Salinity (r=-0.27)

^{228}Ra = 3.261 - 0.092×Salinity (r=-0.95)

^{226}Ra에 비해 ^{228}Ra은 염분과 상당히 양호한 역의 상관관계를 보여 저염수에서는 높은 ^{228}Ra 농도를 갖고있어 남해와 동중국해는 일반적으로 저염수에 의해 크게 영향을 받는 것을 알수있다 (Fig. 23, 24). 또한 ^{228}Ra의 기울기는 ^{226}Ra의 기울기보다 약 13배 정도 높다. 이것은 ^{226}Ra (1622년)과 ^{228}Ra (5.75년)간의 반감기 차이에 기인하는 것으로서 ^{228}Ra은 염분이 높은 외양으로 갈수록 ^{226}Ra보다는 상대적으로 현저히 감소하는 것을 알 수 있다.

(2) $^{228}Ra/\ ^{226}Ra$의 농도비

외양 표층에서의 ^{226}Ra과 ^{228}Ra은 염분과 같이 강수와 증발에 의해, 영양염류 같이 생물 섭취에 의해 농도가 변할 수 있다. 그러나 $^{228}Ra/\ ^{226}Ra$ 비율은 오직 혼합과 반감기가 짧은 ^{228}Ra의 붕괴에 의해서만 변화한다 (Moore et al., 1986; Key et al., 1985). 따라서 보존성인 Ra 동위체와 염분과의 관계를 이용하여 해수의 물리적 혼합, 확산과정을 이해하기위한 추적자로 이용할 수 있다. 또한 이들 Ra 동위체의 농도분포는 해역 및 수심에 따라 현저히 다르기 때문에 다양한 해양환경에서의 성질이 서로 다른 수괴들의 특성과 혼합정도를 이해하는 추적자로서도 유용하다 (Moore et al., 1986; Okubo, 1980; Nozaki, 1989).

본 연구해역비와 염분과의 상관관계는 다음과 같다.

$^{228}Ra/\ ^{226}Ra$ = 21.61 - 0.61 × Salinity (r=0.91)

본 연구해역에서 $^{228}Ra/\ ^{226}Ra$의 농도비는 한국 남해 및 중국연안에서 1.61 ~ 2.12 로서 쿠로시오의 영향을 많이 받는 동중국해 대륙붕단역의 0.80 ~ 1.01 보다 약 2배정도 높다 (표 3-2). $^{228}Ra/\ ^{226}Ra$ 비율 또한 염분과 상당히 양호한 역의 상관관계를 보여 남해와 동중국해는 일반적으로 저염수에 의해 크게 영향을 받는 것

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

을 알수있다. 일반적으로 쿠로시오 표층수에서의 $^{228}Ra/\ ^{226}Ra$ 비율은 0.5이하로서 낮고, 황해 및 동중국해 연안해역에서는 3-4 정도 범위이다 (Nozaki, 1989). 본 연구 해역과 쿠로시오 및 황해에서의 염분에 대한 $^{228}Ra/\ ^{226}Ra$ 비는 대체로 직선관계를 보이고 있다 (그림 3--25). 이것은 다음과 같이 추정할 수 있다. $^{228}Ra/\ ^{226}Ra$ 비가 3 이상으로서 높은 황해와 동중국해 대륙붕 해수가 한국 남해안으로 유입되고, 또한 $^{228}Ra/\ ^{226}Ra$가 1 이하로서 낮은 쿠로시오가 유입되면서 서로 혼합되어 남해의 $^{228}Ra/\ ^{226}Ra$ 비가 결정되는 것이다. 유입원인 대륙붕 해수는 높은 ^{228}Ra 농도를 갖고 있으며 쿠로시오 영향이 큰 제주도 남쪽에 위치한 정점 B5와 D5의 $^{228}Ra / ^{226}Ra$ 비는 약 1로서 한국 남해안보다 낮은 $^{228}Ra/\ ^{226}Ra$ 비를 갖는다.

(3) 한국 남해역에서의 황해 및 동중국해 대륙붕수의 기여율

^{228}Ra 붕괴가 이동과 혼합하는 동안 무시된다고 가정하여 (Nozaki, 1989) 아래 식을 통해 한국남해의 해수중 황해와 동중국해 기원의 대륙붕 해수의 기여율을 구할 수 있다.

$[\ ^{228}Ra/\ ^{226}Ra]SSK = [f\ ^{228}RaS + (1-f)\ ^{228}RaK]/[f\ ^{226}RaS + (1-f)\ ^{226}RaK]$

f에 대하여 방정식을 정리하면

$$f = [(\ ^{228}Ra/\ ^{226}Ra)SSK - (\ ^{228}Ra/\ ^{226}Ra)K]/\{(\ ^{228}Ra/\ ^{226}Ra)SSK - (\ ^{228}Ra/\ ^{226}Ra)K + \ ^{228}Ra/\ ^{226}Ra\ K[(\ ^{228}Ra/\ ^{226}Ra)S - (\ ^{228}Ra/\ ^{226}Ra)SSK]\} \quad (1)$$

f = a fraction of the shelf water component in the South Sea of Korea

SSK = South Sea of Korea

S = The Shelf Water

K = The Kuroshio Water

본 조사와 Nozaki (1989)의 결과를 인용하면 다음과 같다.

$(\ ^{228}Ra/\ ^{226}Ra)SSK$ = 남해 정점별 비율 (표 3-2)

$(\ ^{228}Ra/\ ^{226}Ra)S$ = 3.5 (Nozaki, 1989)

$(\ ^{228}Ra/\ ^{226}Ra)K$ = 0.2 (Nozaki, 1989)

^{226}Ras = 0.131 dpm/l (Nozaki, 1989)

$^{226}Ra_K$ = 0.065 dpm/l (Nozaki, 1989)

위의 결과를 방정식 (1)에 삽입을 하면 남해에서의 f 값은 0.105~0.408 (평균 0.36)의 범위이다. 염분이 32 psu 이하로서 비교적 한국연안에 위치한 정점 D2에서 최대값 (0.408)을 보이는 반면에 염분이 34 psu 이상으로서 비교적 남해 정점중 가장 쿠로시오의 영향을 많이 받는 대한해협 중앙부에 위치한 정점 A6에서 0.105로서 최소값을 보인다. 즉 다시말하면 연안에 위치한 정점 D2의 표층수중 약 41 %가 황해 및 동중국해의 대륙붕해수로 부터 기원하는 반면에 정점 A6는 11 % 정도에 불과하다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

5. 결론

(1) 1997년 3월 동중국해 중서부해역에서의 표층 용존산소 및 용존무기영양염농도는 대륙붕에서 쿠로시오쪽으로 갈수록 감소하고, 저온저염의 제주서남해역에서 높은 반면에 고온 고염인 쿠로시오 해역에서 낮다.

(2) 동중국해 중서부역에서의 표층 해수는 저온저염수, 고온고염수 및 이 두해수의 수온과 염분 특성이 교차되는 혼합수등 3개의 단성분 해수의 혼합과 생물과정에 의해 용존산소 및 용존무기영양염류의 분포특성이 결정되는 것으로 판단된다.

(3) 한국남해와 쿠로시오 및 황해대륙붕에서의 염분에 대한 $^{228}Ra/\ ^{226}Ra$ 비의 양호한 직선관계는 $^{228}Ra/\ ^{226}Ra$ 비가 3 이상으로서 높은 황해와 동중국해 대륙붕 해수가 한국 남해안으로 유입되고, 또한 $^{228}Ra/\ ^{226}Ra$가 1 이하로서 낮은 쿠로시오가 유입되면서 서로 혼합되어 남해의 $^{228}Ra/\ ^{226}Ra$ 비가 결정되는 것으로 사료된다.

(4) ^{228}Ra 붕괴가 이동과 혼합하는 동안 무시된다고 가정하여 계산한 춘계의 한국남해의 해수중 황해와 동중국해 기원의 대륙붕 해수의 기여율은 0.11~0.41 (평균 0.36)으로서 현재 남해의 해수중 약 11~41 % (평균 36 %)는 황해와 동중국해 대륙붕해수에서 기원하고 59~89 %는 쿠로시오해류에서 기인한다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

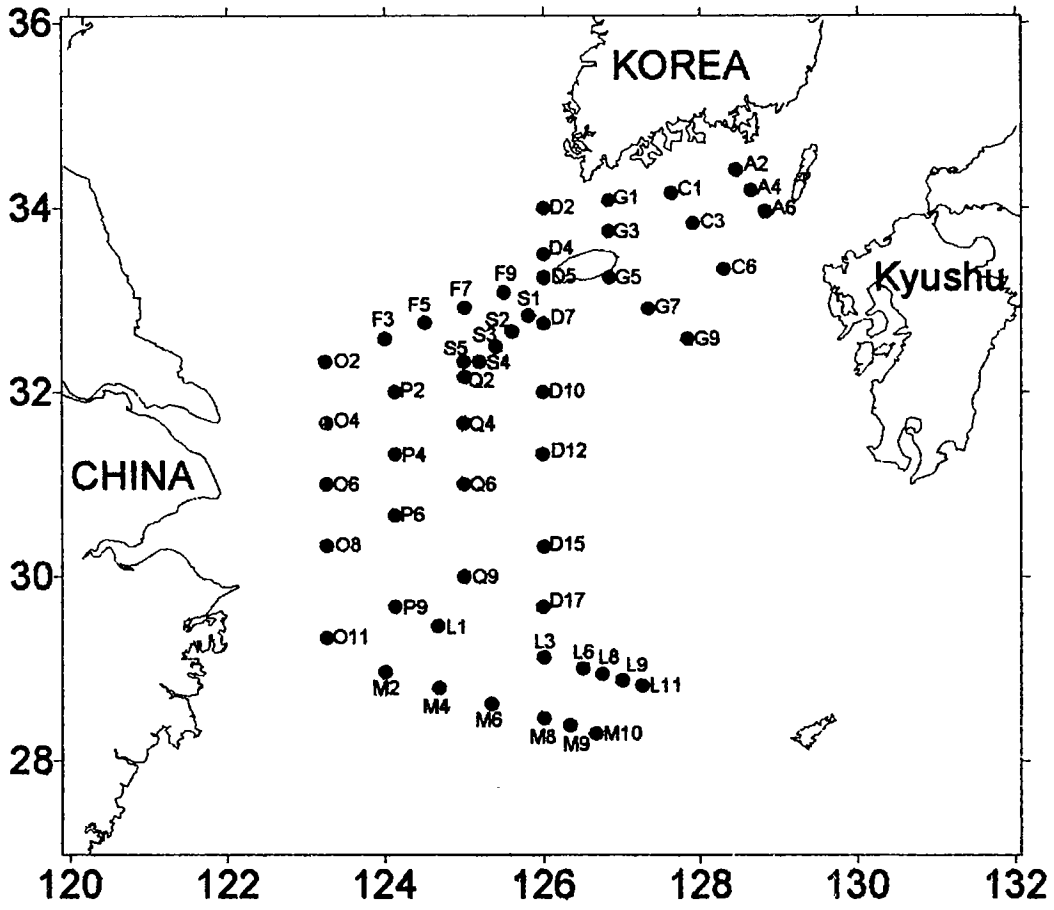


Fig. 3-1. Location of sampling stations in the East China Sea in March, 1997

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

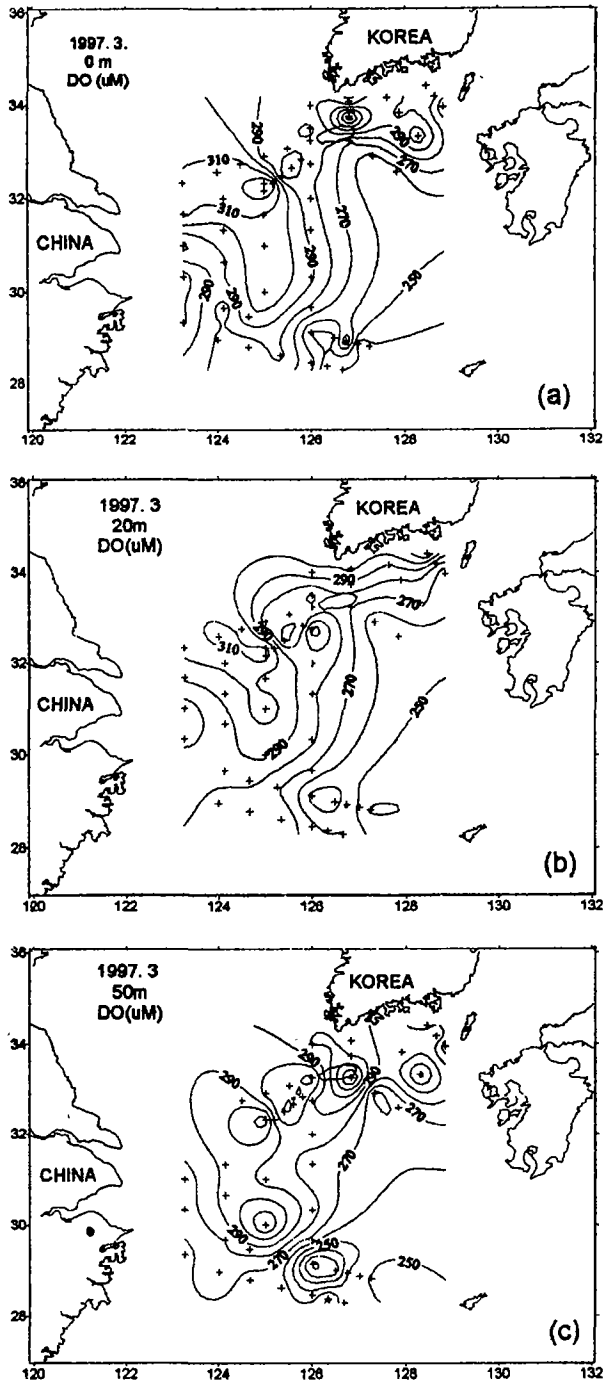


Fig. 3-2. The horizontal distribution of dissolved oxygen (μM) in March, 1997 (a) 0m, (b) 20m, and (c) 50m layer.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

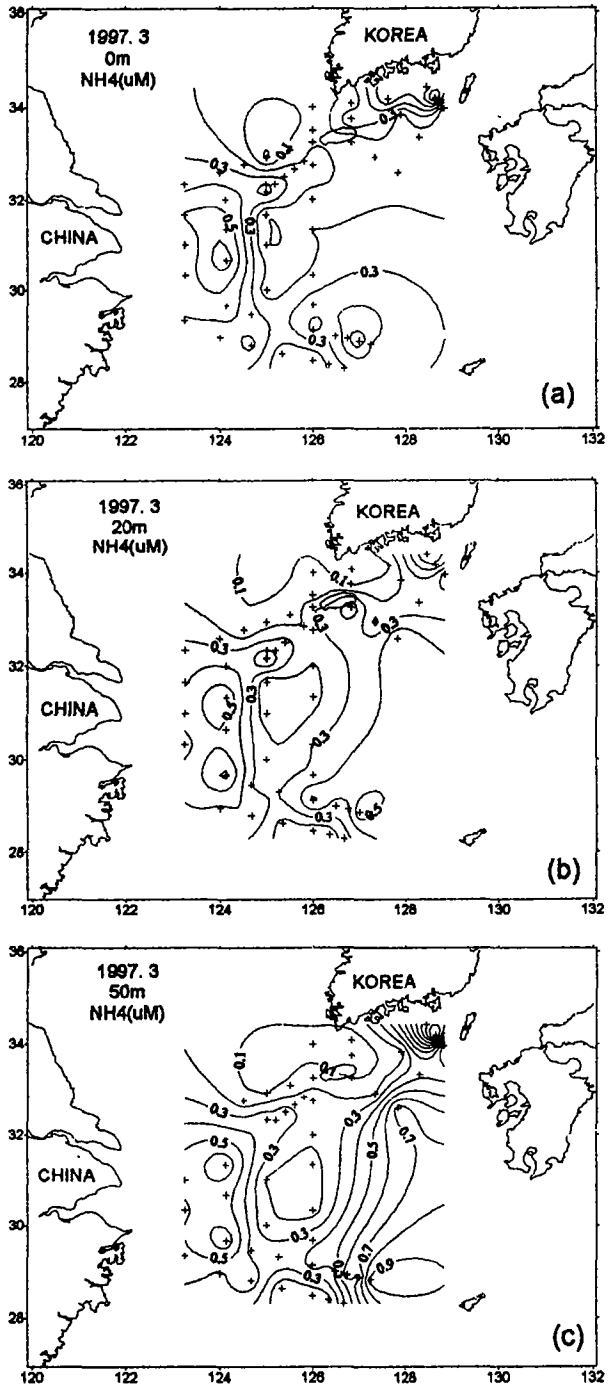


Fig. 3-3. The horizontal distribution of ammonium ion (μM) in March, 1997 (a) 0m, (b) 20m, and (c) 50m layer.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

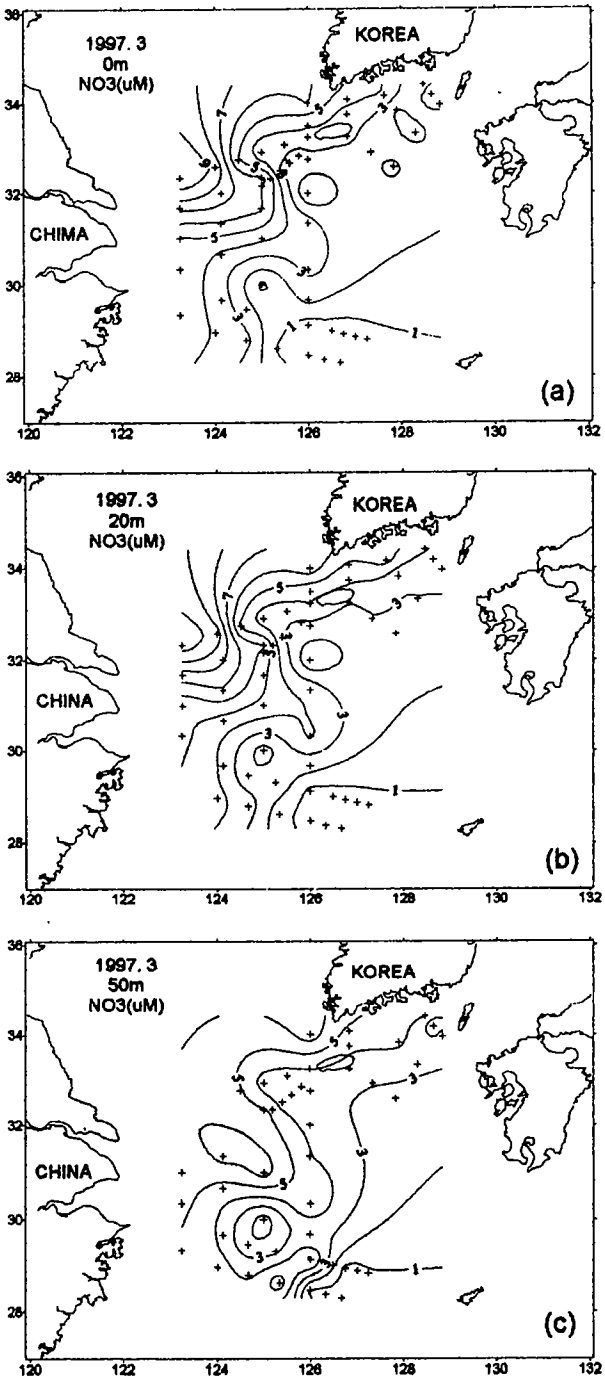


Fig. 3-4. The horizontal distribution of nitrate (μM) in March, 1997. (a) 0m, (b) 20m, and (c) 50m layer.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

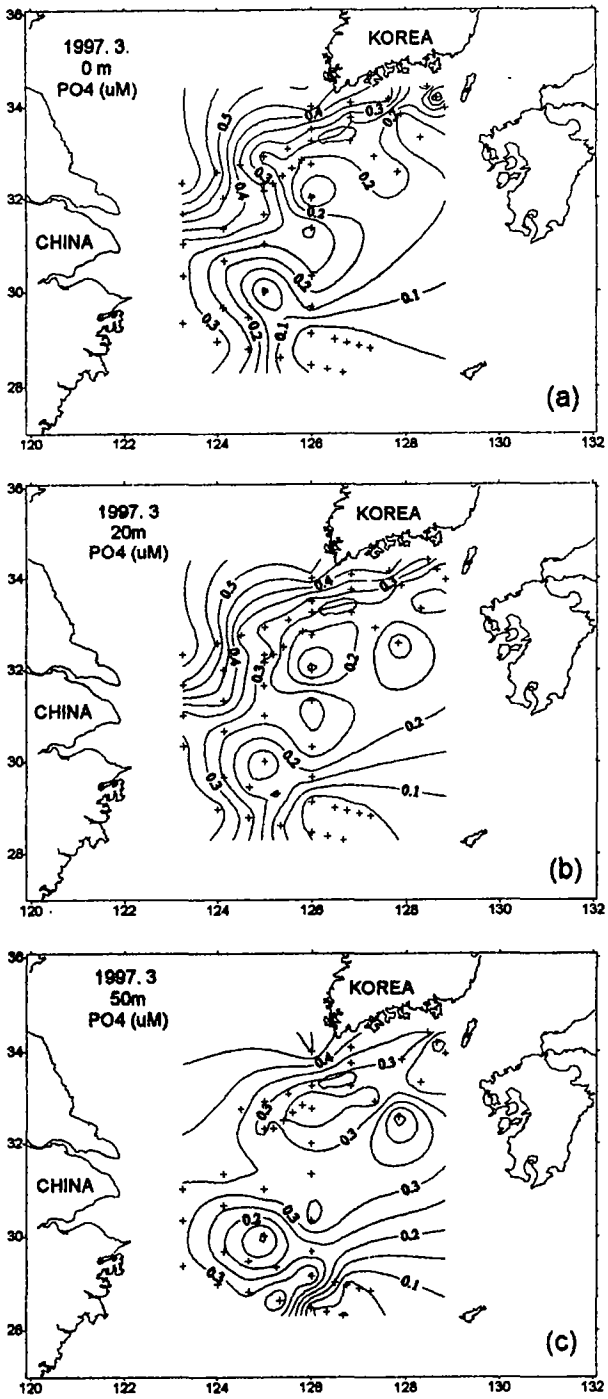


Fig. 3-5. The horizontal distribution of phosphate (μM) in March, 1997. (a) 0m, (b) 20m, and (c) 50m layer.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

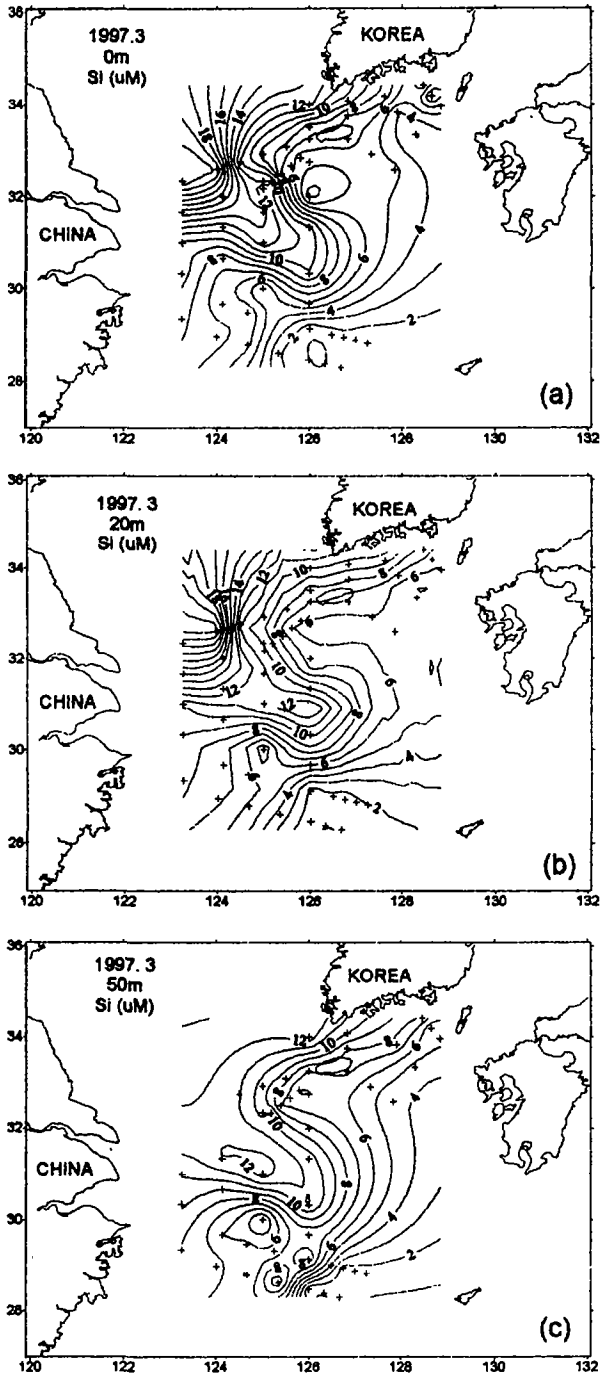


Fig. 3-6. The horizontal distribution of silicate (μM) in March, 1997. (a) 0m, (b) 20m, and (c) 50m layer.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

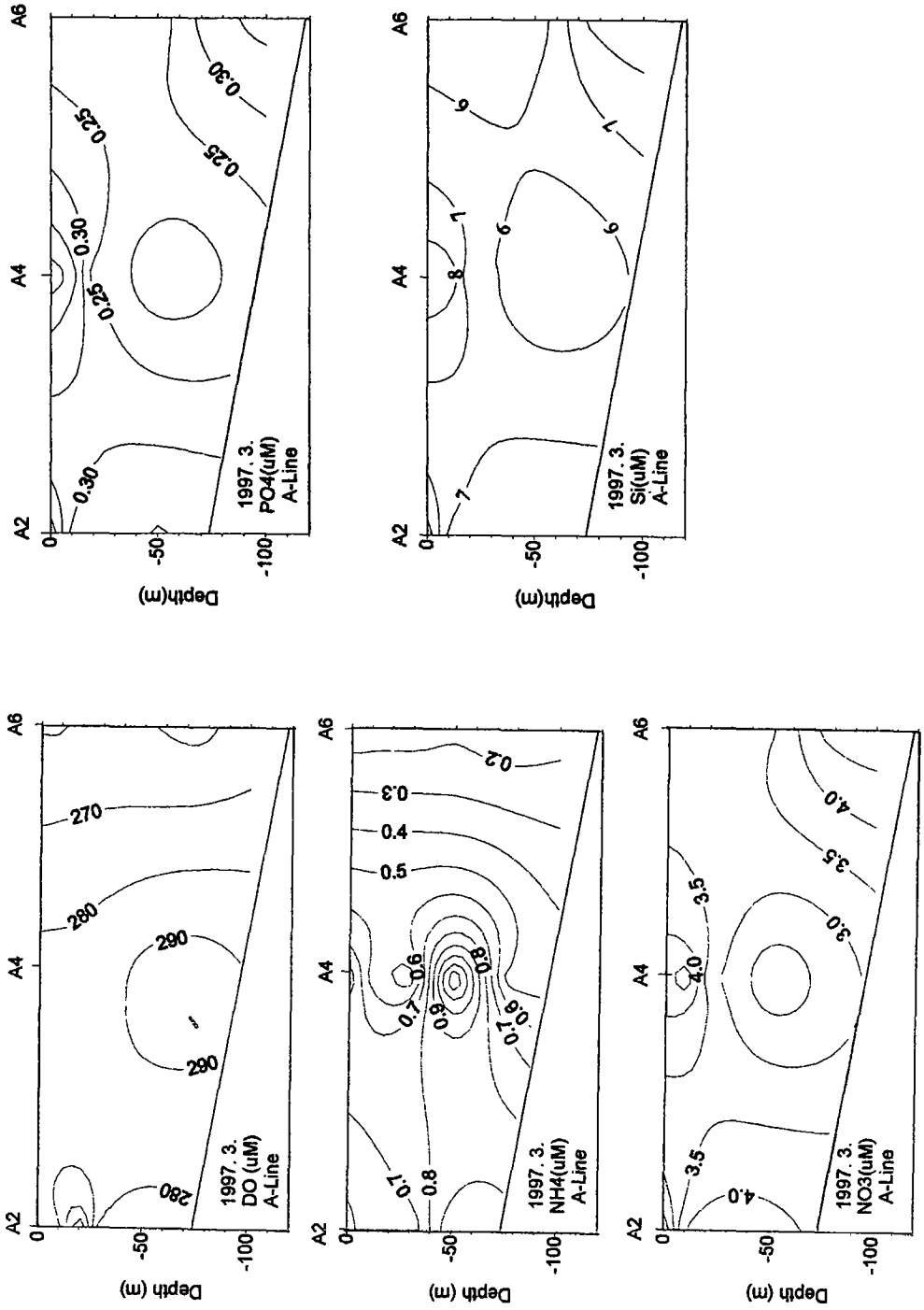


Fig. 3-7. The vertical distribution of dissolved oxygen, ammonium, nitrate, phosphate and silicate (μM) along section A.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

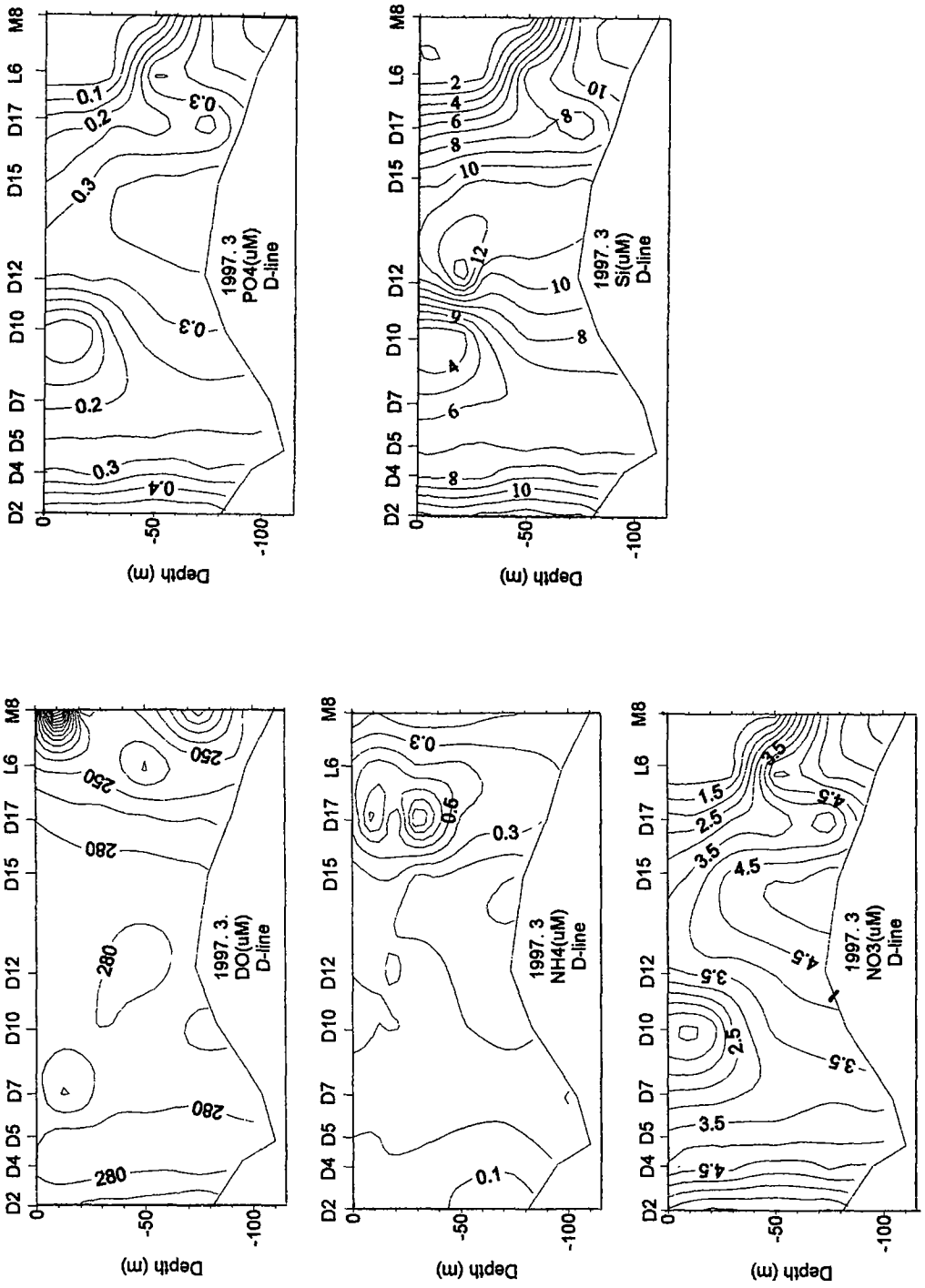


Fig. 3-8. The vertical distribution of dissolved oxygen, ammonium, nitrate, phosphate and silicate (μM) along section D.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

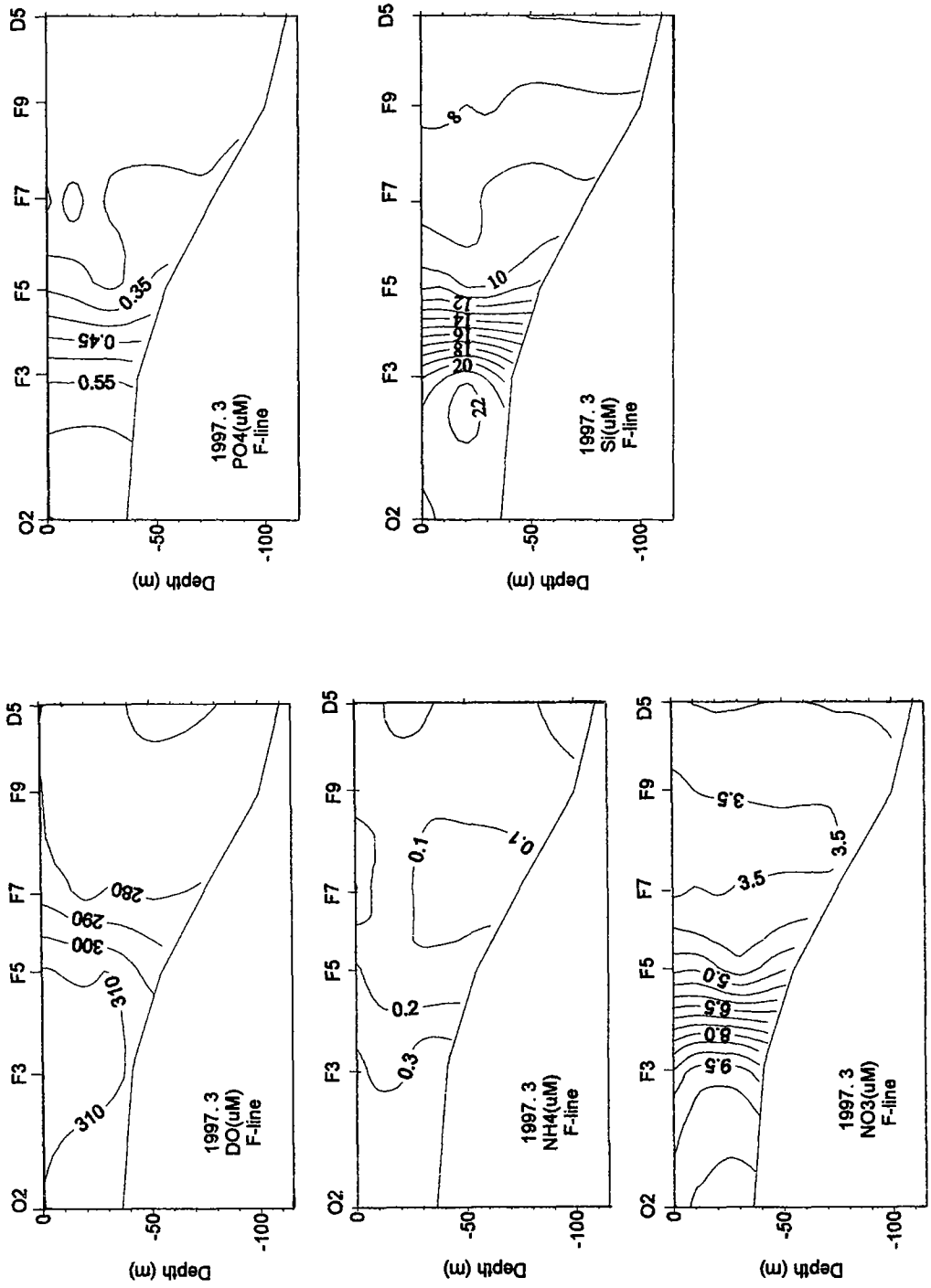


Fig. 3-9. The vertical distribution of dissolved oxygen, ammonium, nitrate, phosphate and silicate (μM) along section F.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

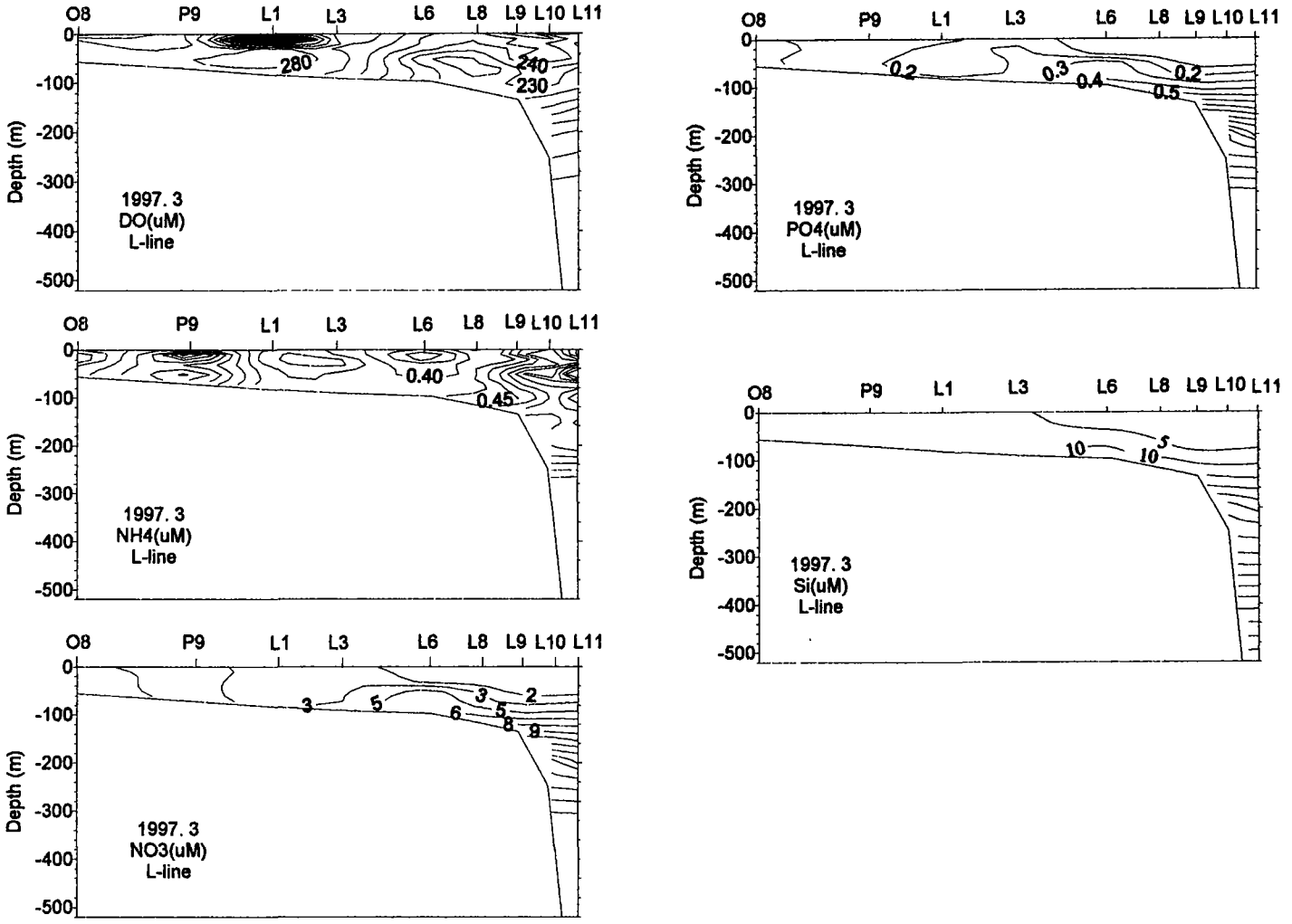


Fig. 3-10. The vertical distribution of dissolved oxygen, ammonium, nitrate, phosphate and silicate (μM) along section L.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

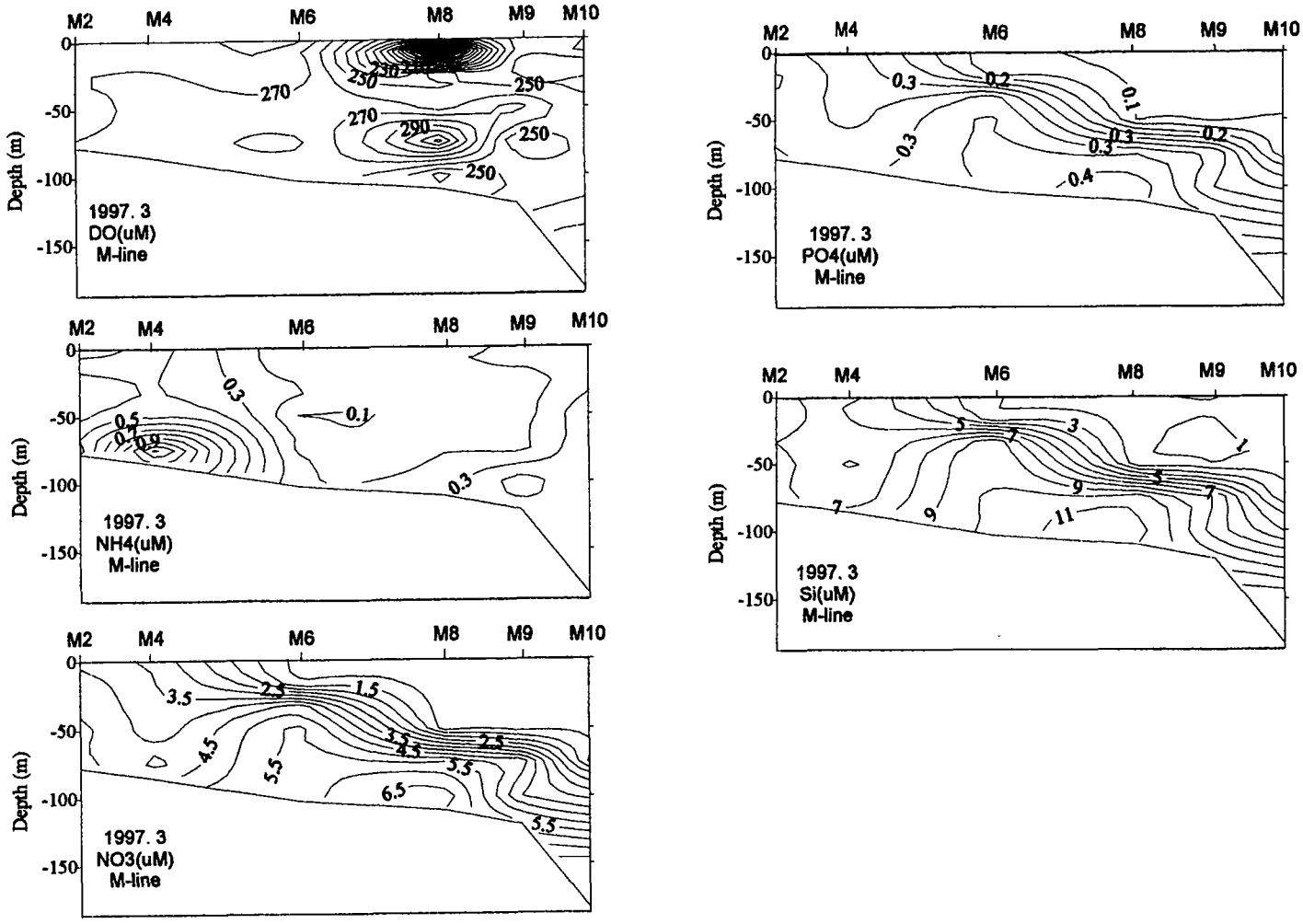


Fig. 3-11. The vertical distribution of dissolved oxygen, ammonium, nitrate, phosphate and silicate (μM) along section M.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

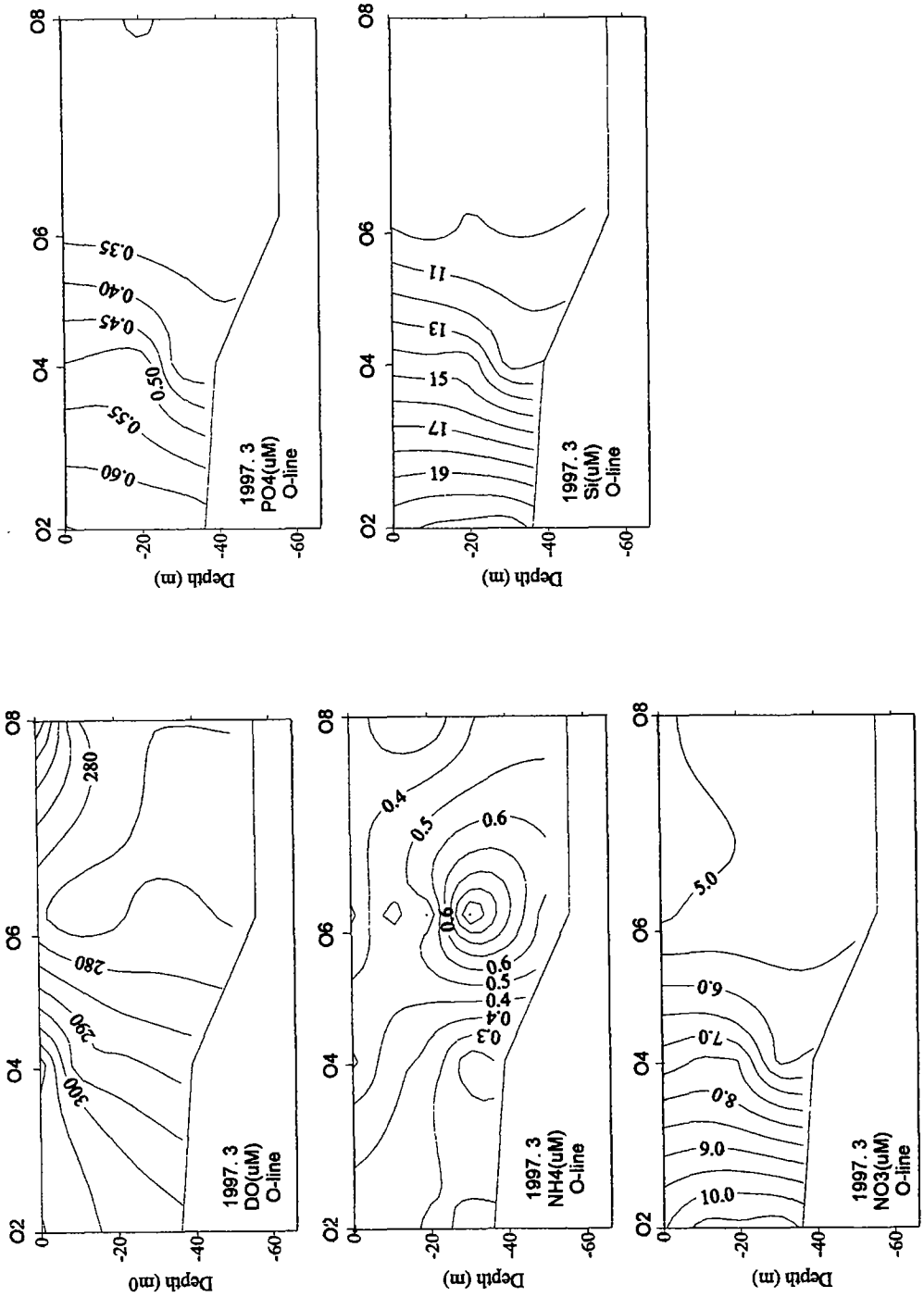


Fig. 3-12. The vertical distribution of dissolved oxygen, ammonium, nitrate, phosphate and silicate (μM) along section O.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

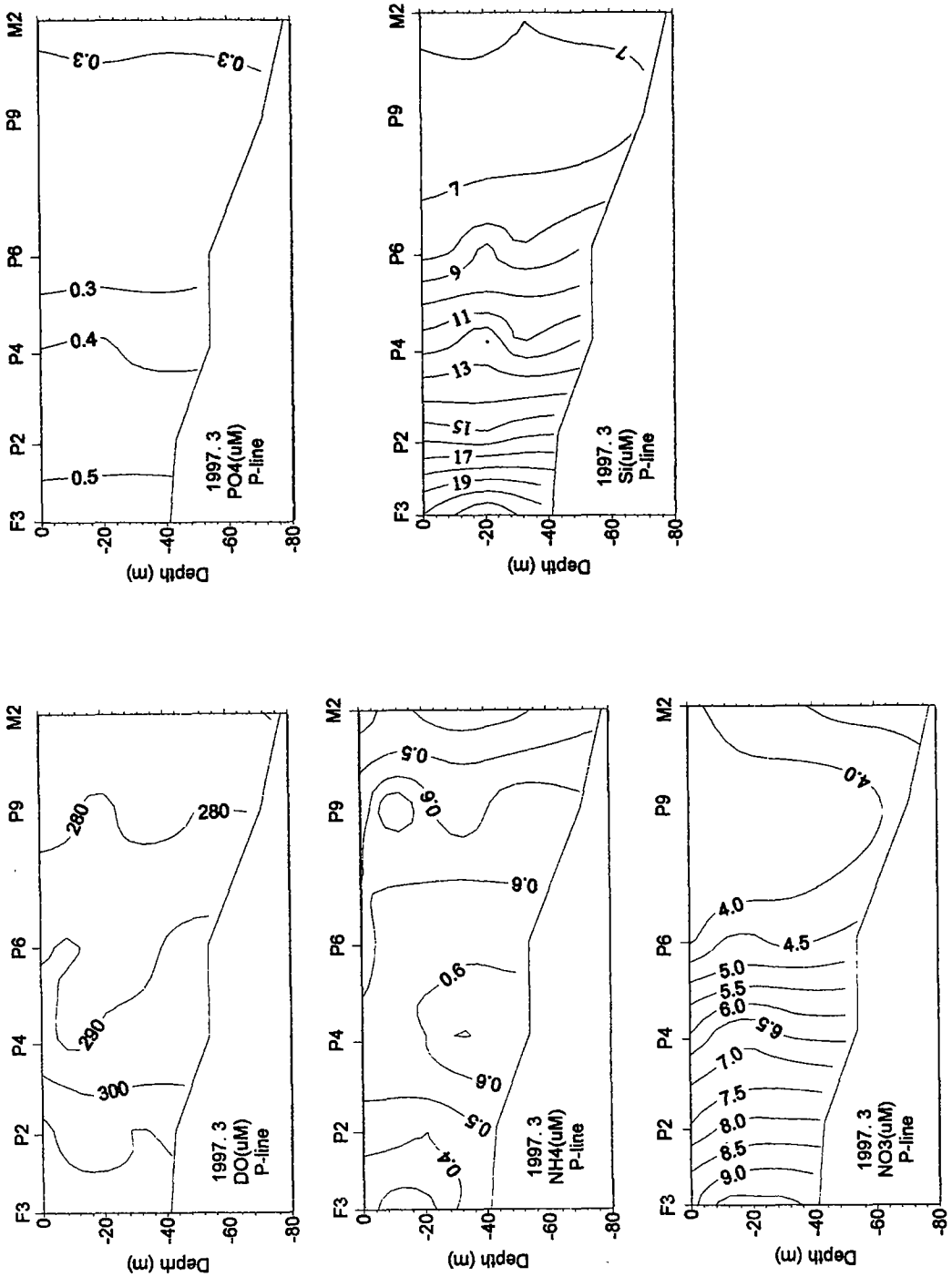


Fig. 3-13. The vertical distribution of dissolved oxygen, ammonium, nitrate, phosphate and silicate (μM) along section P.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

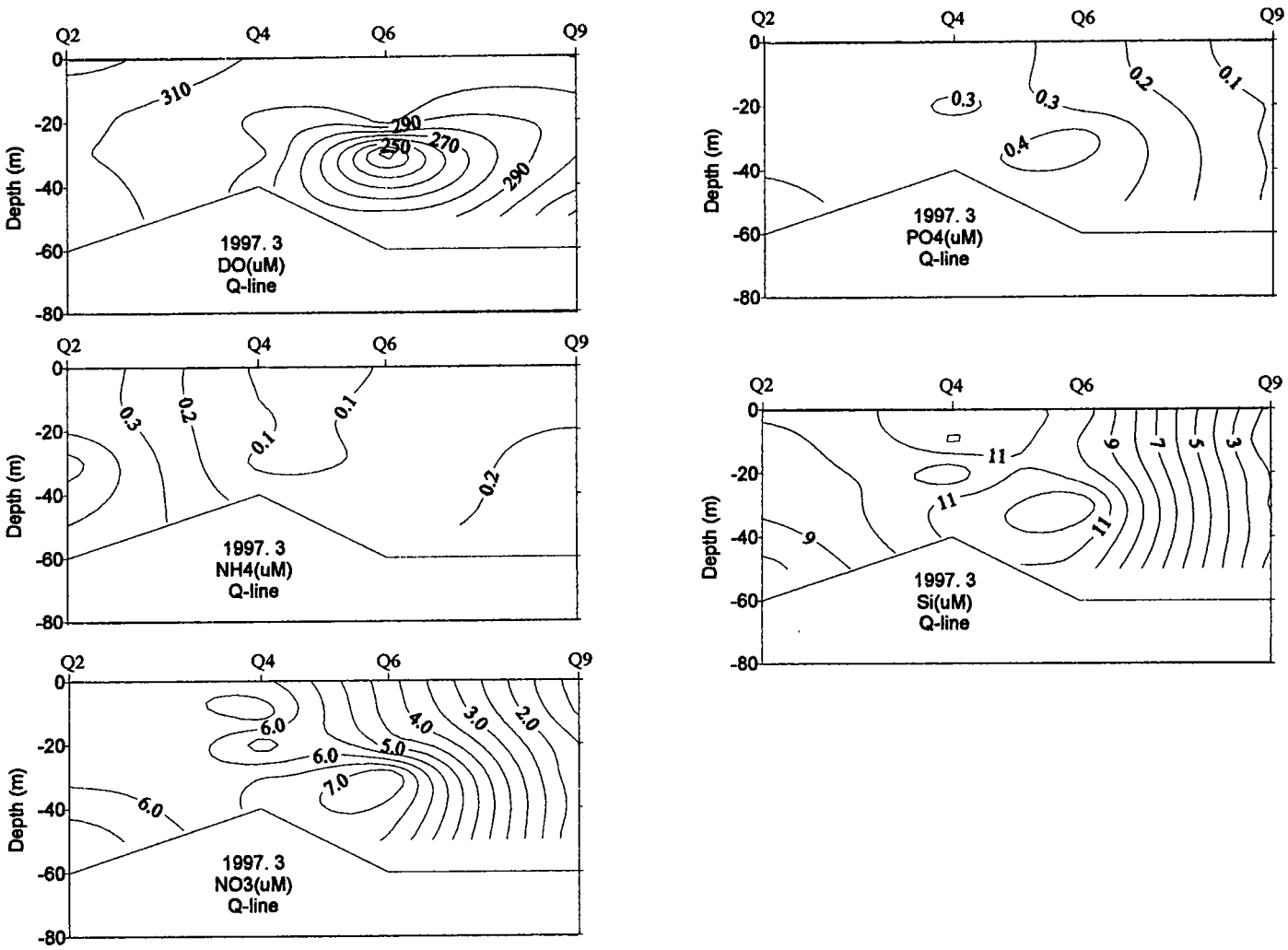


Fig. 3-14. The vertical distribution of dissolved oxygen, ammonium, nitrate, phosphate and silicate (μM) along section Q.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

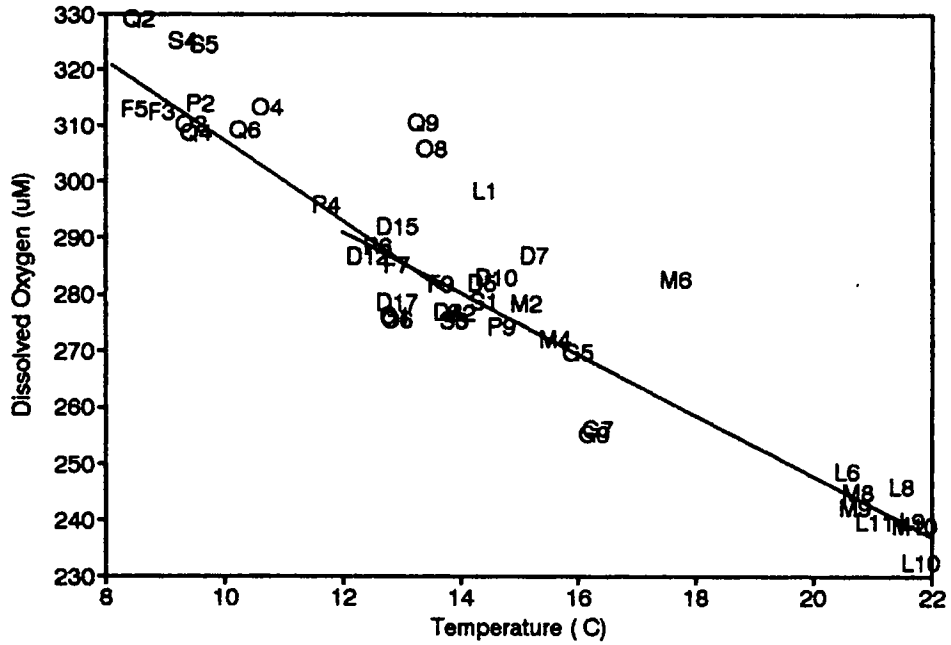


Fig. 3-15. Relationship between dissolved and temperature in the surface water (March, 1997).

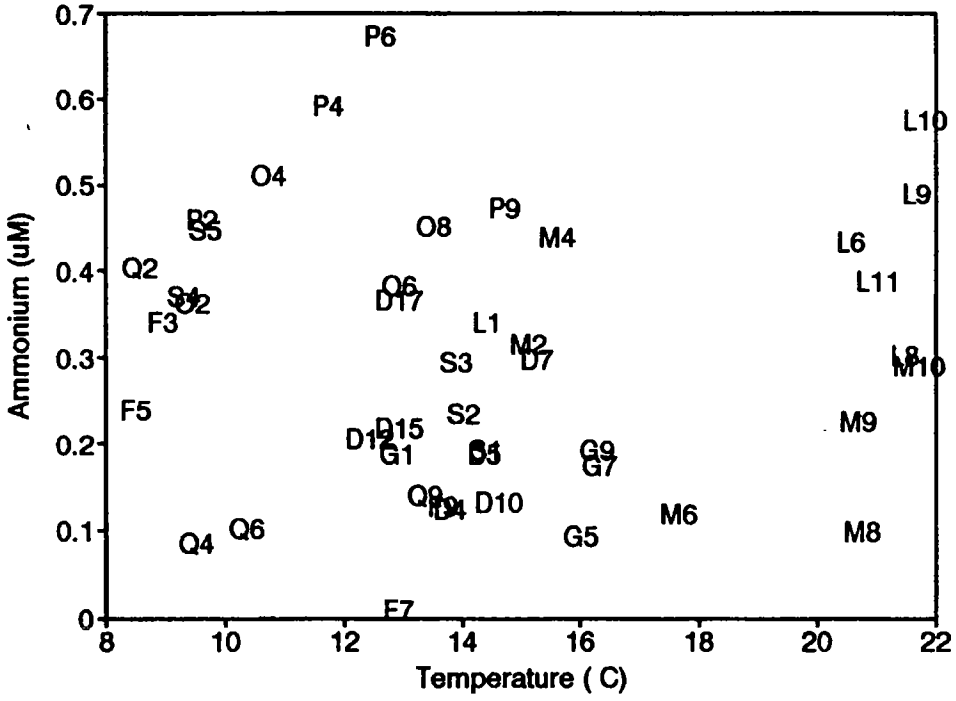


Fig. 3-16. Relationship between ammonia and temperature in the surface water (March, 1997).

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

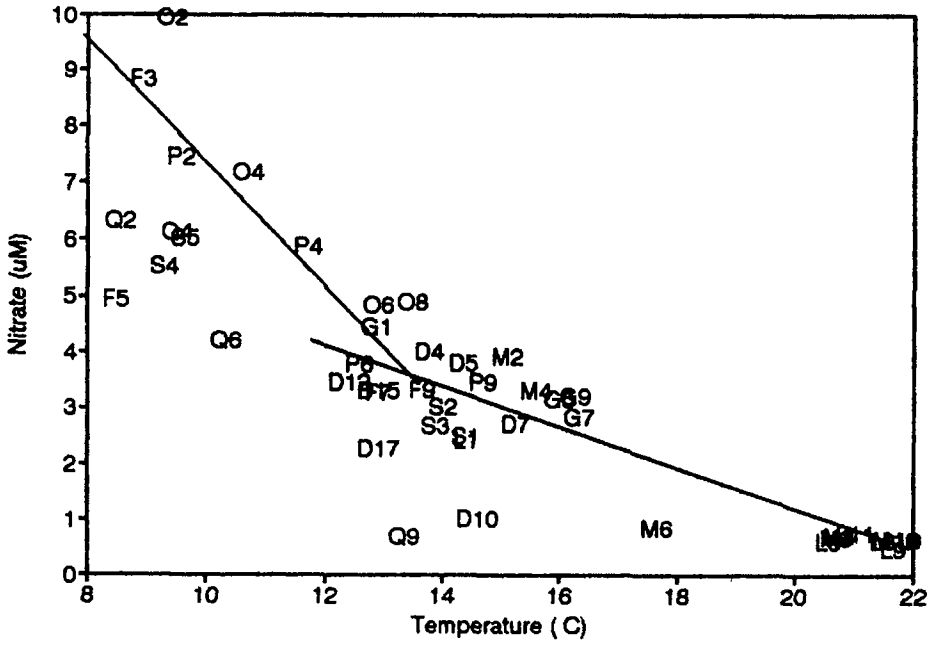


Fig. 3-17. Relationship between nitrate and temperature in the surface water (March, 1997).

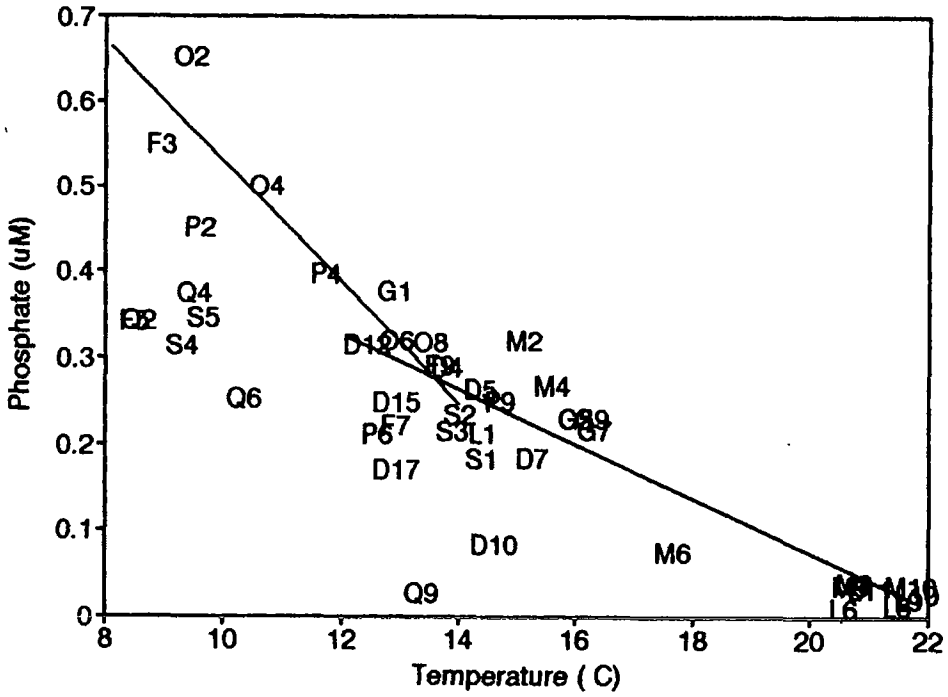


Fig. 3-18. Relationship between phosphate and temperature in the surface water (March, 1997).

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

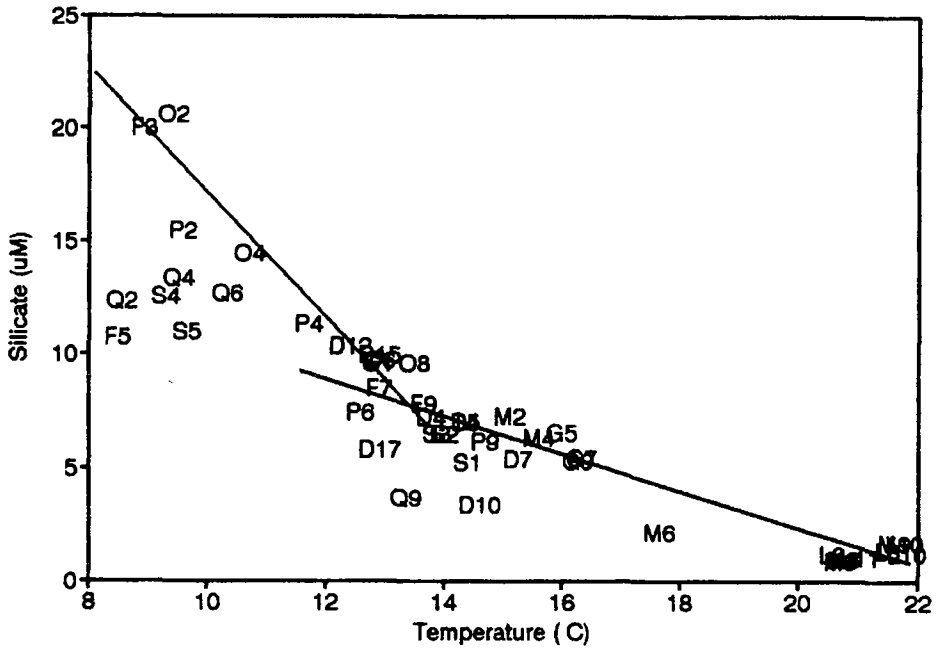


Fig. 3-19. Relationship between silicate and temperature in the surface water (March, 1997).

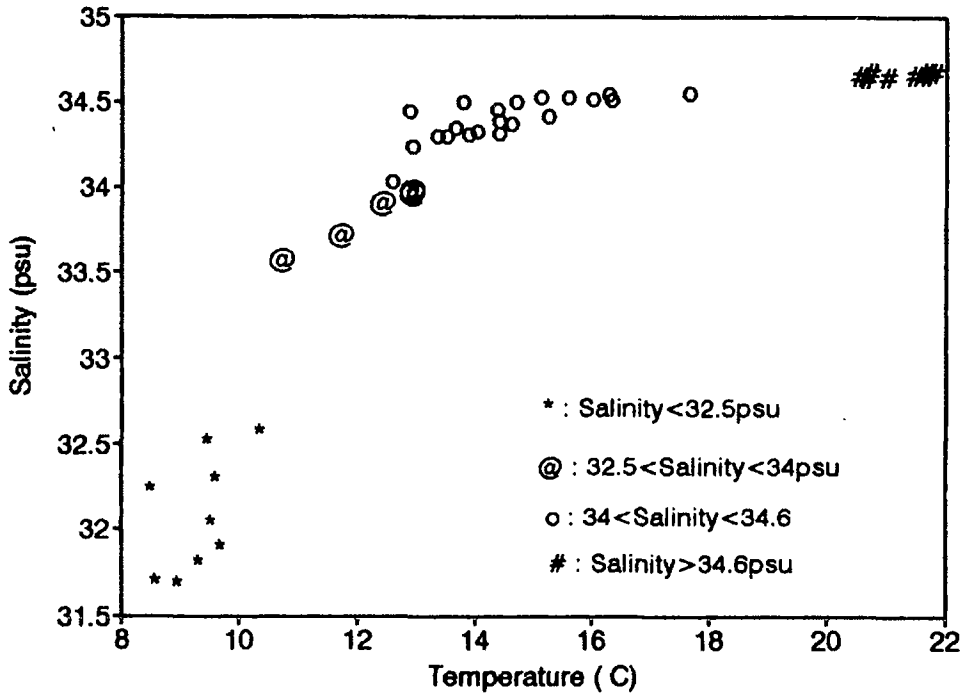


Fig. 3-20. Relationship between temperature and salinity in the surface water (March, 1997).

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

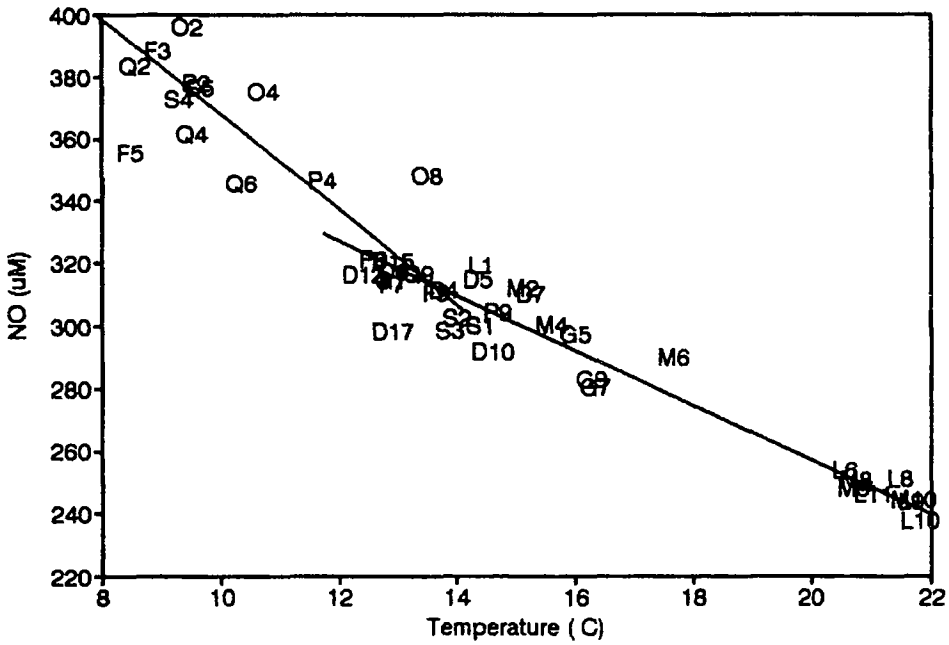


Fig. 3-21. Relationship between NO and temperature in the surface water (March, 1997).

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

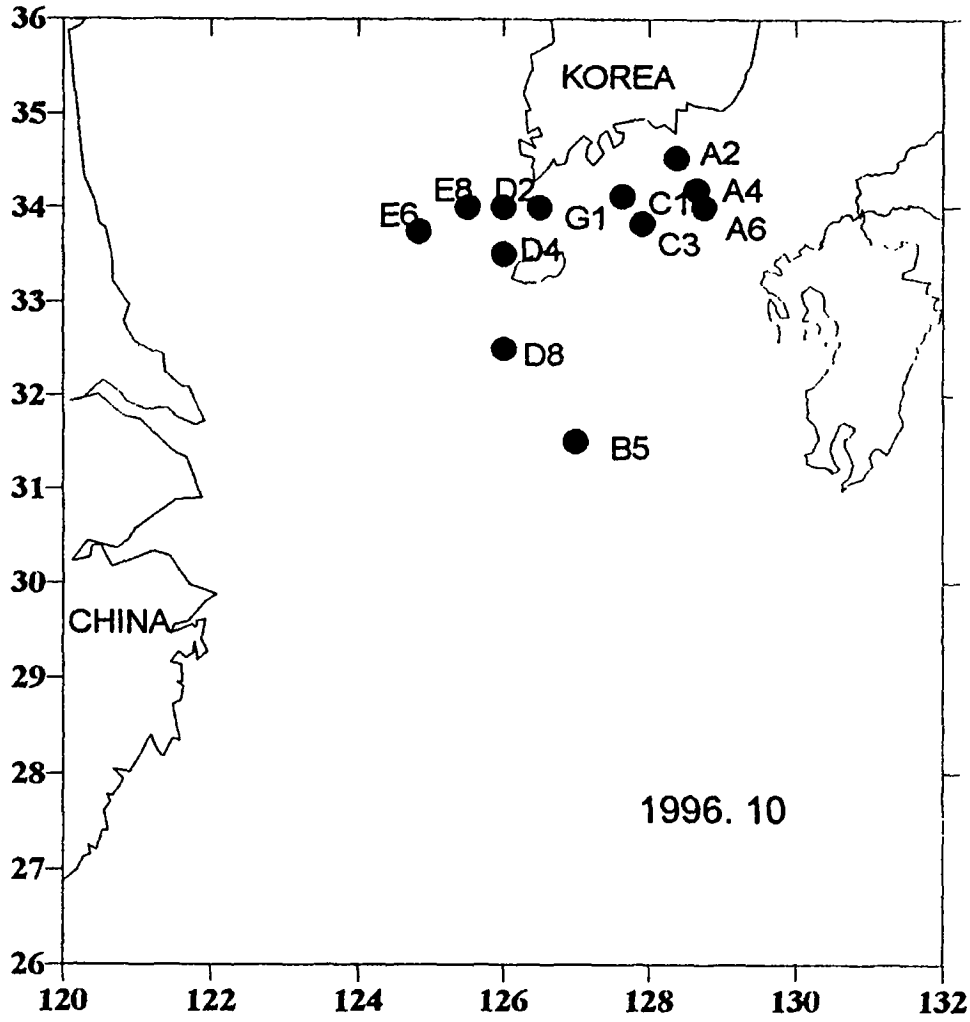


Fig. 3-22. Sampling station for ^{226}Ra and ^{228}Ra in October 1996.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

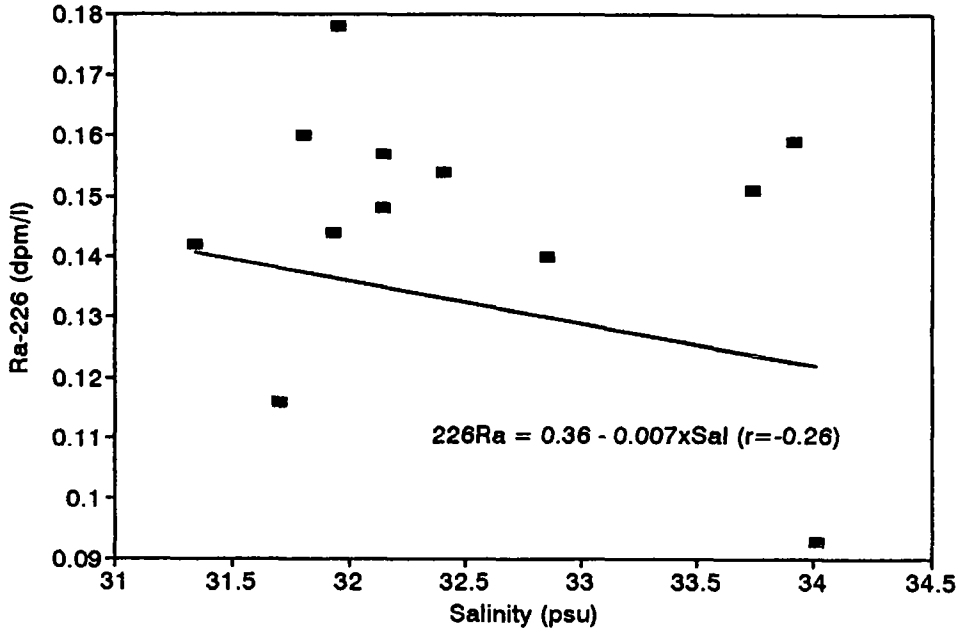


Fig. 3-23. The correlations of salinity with ^{226}Ra activity.

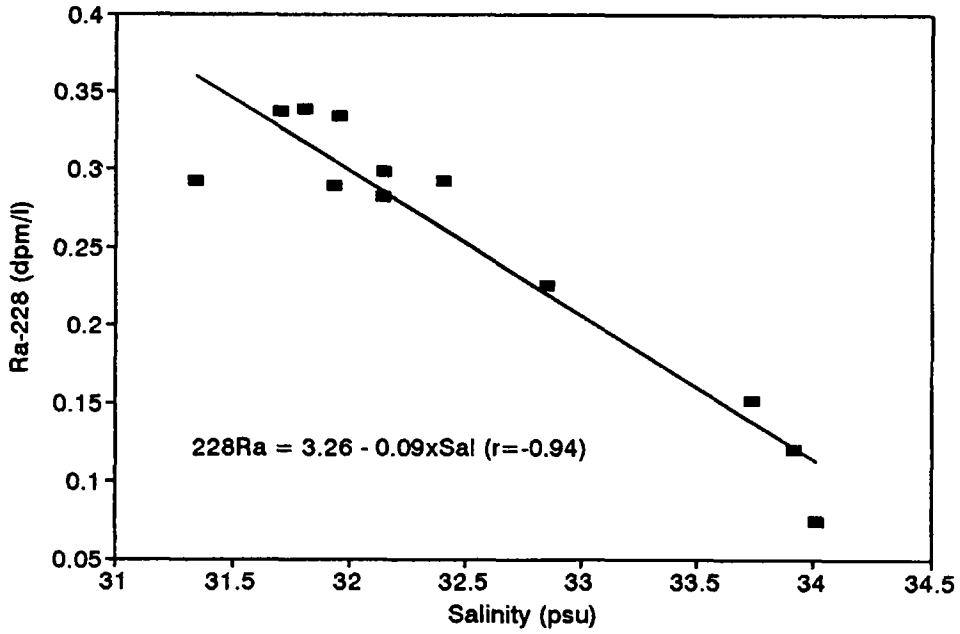


Fig. 3-24. The correlations of salinity with ^{228}Ra activity.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

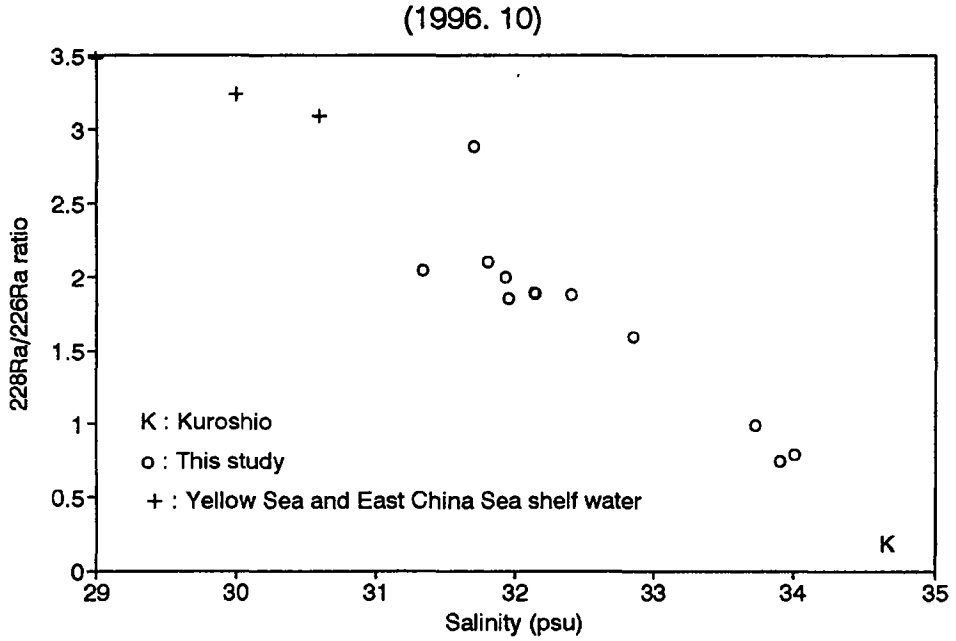


Fig. 3-25. The correlations of salinity with $^{228}Ra/\ ^{226}Ra$ ratio in the surface water of study area, Kuroshio and Yellow Sea.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

제 4 절 엽록소 분포 및 일차생산

1. 서론

동중국해는 생물생산력이 높아 큰 어장이 형성되는 곳이다. 특히 대륙붕 해역은 년중 생산력이 높으며 엽록소 분포가 높은 곳에 어장이 형성되는 것이 보고되고 있다 (Fei, 1991). 동중국해는 중국연안류, 대마난류, 대만난류, 황해냉수괴, 장강수, 한국연안수 등의 성질이 다른 수괴들이 만나므로 다양한 형태의 생산 기작이 예상된다. 본 연구는 97년 3월, 98년 9월 과 99년 6월의 3차에 걸쳐 대륙붕 해역의 기초생산의 변화 유형을 파악하기 위한 조사를 수행하였다. 특히 장강희석수의 영향과 그 범위에 초점을 두었다.

장강희석수는 계절에 따라 남해나 멀리 동해까지 유입되는 것으로 알려져 있다. 그러나 이러한 저염수가 생태계에 미치는 영향 (생물학적 영향)에 대해서는 거의 알려져 있지 않다. 직접적인 영향으로는 저염분화에 의한 생리적 이상이 생물체에 미치는 것을 들 수 있으며, 간접적인 영향으로는 장강희석수에 의해 운반되는 영양염이나 부유사 등이 기초생산력에 주는 것을 들 수 있다. 기초생산의 변화는 먹이망을 통하여 생태계 전체에 파급되어 생태계 구조의 변화를 유발할 수 있어 직접적인 영향 보다 더 큰 파급효과를 초래 할 수 있다.

기초생산의 광역적 분포를 조사하기 위해서는 인공위성 자료의 사용이 필수적이다. 위성자료에서 엽록소 농도를 산출하기 위한 알고리듬은 case 1 해역 (Morel and Prieur, 1977)에 대해 경험적 알고리듬이 개발되어 있을 뿐이다. ADEOS/OCTS의 표준 엽록소 알고리듬은 case 1 해역용 3 채널 경험적 알고리듬이다 (NASDA, 1996). SeaWiFS의 경우 1997년 NASA 주관으로 SeaBAM (SeaWiFS Bio-optical Algorithm Mini-Workshop)을 개최하여 17개의 알고리듬을 평가한 바 있다 (O'reilly *et al.*, 1998). Case 2 해역에 대해서는 이러한 경험적 접근은 어려울 것이다 (Yoo and Park, 1998).

최근의 해양학의 추세는 여러 가지 측면에서 연안역으로 관심의 초점이 옮겨가고 있으나 대개의 연안역이 속한 case 2 해역에 대한 알고리듬은 일상적으로 사용될 수 있는 것이 없다. 반사도 모델의 inversion (Hoge and Lyon, 1996)의 방법이 가장 널리 연구되고 있으나 모델의 부분적인 항목은 (예컨대 부유사의 흡광 함수) 경험적 함수를 사용할 수밖에 없으므로 경험적인 parameterization을 필요로 한다. 경험적 parameterization은 지역적인 성격을 띠므로 지역적 적용이 불가결하다.

지역적 parameterization을 위하여 생물광학 자료의 데이터 베이스화가 선행되어야 한다. 동중국해에서는 국내외를 막론하여 생물광학 측정이 거의 이루어지지 않았으나 본 연구에서는 1997년 1차년도와 1998년도 2차년도에 이어 생물광학 조사를 계속하고 있다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

2. 재료 및 방법

1997년 3월에는 43개의 정점 (그림 4-1a)에서 표준 수심의 해수를 채수하여 엽록소 a 분석을 하였으며 일차생산 배양실험을 수행하였다. 또한 6개의 정점에서 MER2040을 사용하여 13개 채널에 대해 수중 광을 측정하였다. 1998년 9월에는 SBE 9-11 CTD를 이용한 정선조사가 이루어져 연구해역의 수온, 염분 분포 및 수직 광 투과도에 대한 자료를 얻었으며, 39개 정점 (그림 4-1b)에서는 표준 수심에서 채수를 하여 엽록소 a, TSS, SS 분석을 하였다. 엽록소 a의 수직분포 및 수직적 광 분포의 프로파일을 얻기 위하여 20개 정점에서 MER 204X system을 사용하였다. 또한, 7개 정점의 총 12개 수심에서 채수한 해수를 이용하여 일차생산력 배양실험을 수행하였다. 1999년 6월 33 개의 정점 (그림 4-1a)의 표준 수심에서 채수하여 염록소 a 분석을 하였으며 같은 정점에서 SBE 25 CTD를 이용하여 수온, 염분 및 수직 광 투과를 측정하였다.

가. 엽록소 a

식물플랑크톤의 엽록소 a측정은 현장에서 채수한 500㎖ (1997년 1000㎖)의 해수를 47㎜ GF/F 여과지에 걸러낸 뒤 여과지를 20㎖ polyethylene vial에 담아 13㎖의 90% acetone을 넣어 24시간동안 추출하였다. 추출한 시료는 syringe filter set를 이용하여 GF/C 여과지에 걸러 입자를 제거한 뒤 Turner fluorometer (Turnerdesigns model 10)로 측정하여 fluorometric 방법 (Parsons et al, 1984)으로 정량적인 엽록소 a 값을 구하였다.

나. 광학적 특성

SBE 9-11 CTD나 MER 204X system을 사용하여 조사지역의 수온, 염분, 밀도, fluorescence, beam attenuation coefficient, PAR (photosynthetically available radiation)의 수직적 변화를 측정하였다. 수중의 광학 특성을 알아보기 위해서는 MER 2040을 사용하여 파장별로 (340, 380, 412, 443, 490, 510, 532, 555, 589, 620, 665, and 683nm) downwelling irradiance 와 upwelling radiance를 측정하였다. 또, 투명도 측정을 위해서는 Secchi disk를 사용하여 값을 얻었다. 측정된 광학자료에서 다음과 같이 광학적 성질을 추산하였다.

- 분산 소광 계수 (K_d)와 반사도 (R)

복사도 반사도 (radiance reflectance)는 $K_d(\lambda)$, $K_u(\lambda)$ 값의 외삽에 의한 표층 바로 아래에서의 하향 피복사도 (下向 被輻射度 : downwelling irradiance, $E_{d(-0)}$)와 상향 복사도 (upwelling radiance, $L_{u(-0)}$)의 측정값으로부터 계산되었다 (Gordon et al.,

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

1975). 이 값들은 Beer-Lambert 식에 가장 잘 맞는 수심에서 산출되었다. 표층 바로 아래에서의 상향 피복사도는 Monte Carlo simulation에 기초해 b/a 값의 범위가 1.0부터 5.0 사이를 보이는 물에서 얻은 계수 5.0 (Kirk, 1981)을 곱한 상향 복사도 (上向 輻射度 : upwelling radiance)값으로부터 변환되었다.

● 흡광계수 (absorption coefficients)의 추산

Morel and Prieur (1975)는 수중 광학 측정으로부터 얻어지는 흡광계수의 추산을 위한 다음의 식을 유도하였다.

$$a(\lambda) = \frac{K_d(\lambda)[1 - R(\lambda)]\cos j}{0.6 + [0.47 + 2.5R(\lambda)]\cos j} \quad (1)$$

$K_d(\lambda)$는 하향 분산 소광 계수이며 $R(\lambda)$은 반사도이다. j는 천정과 태양 사이의 각도를 나타내는 정점각이다. 계산은 태양고도가 45° 이상인 정점들에서 얻어진 자료만을 이용하였다.

다. 부유물질

부유물질을 측정하기 위해서는 엽록소 a 측정과 마찬가지 방법으로 채수한 500 ㎖의 해수를 미리 450℃ 이상의 온도에서 태워 불순물을 완전히 제거하여 무게를 잰 47㎜ GF/F 여과지에 걸러낸 뒤 염기를 제거하기 위해 증류수로 두 차례 씻어준 뒤, 여과지를 petri dish에 넣어 바로 냉동 보관하여 실험실로 운반하였다. 운반된 시료는 실험실에서 oven의 온도를 60℃로 유지하며 24시간 건조시켜 무게를 재서 TSS를 측정한 뒤, 450℃로 3시간 이상 태워 유기물을 제거한 뒤 무게를 재서 SS를 측정하였다.

라. 일차생산력

식물플랑크톤의 일차생산력 측정은 C-14 method를 사용하였다. P-I parameter 값을 얻기 위하여 각 정점에서 채수한 물에 pH 9.5 정도로 맞춘 $NaH^{14}CO_3$ 일정량을 첨가한 뒤 dispenser를 이용하여 12개의 Falcon flask에 60㎖씩 분배하여, 인공광을 광원으로 하여 광구배 (100, 80, 60, 50, 40, 30, 20, 10, 5, 1% 정도)가 이루어진 특수 제작한 box에 넣고, 항온수조를 사용하여 box내의 온도를 현장의 수온에 맞춰주며 2시간 가량 배양실험을 하였다. 배양실험을 거친 시료는 25㎜ (0.45㎛ pore size) 막 여과지로 걸러내어 여과지를 20㎖ LSC vial에 담은 뒤 3N Hcl을 1㎖ 넣어 24시간 훈증 (fuming)하여 무기탄소를 제거하였다.

훈증이 끝난 시료는 바로 섬광액 (scintillation cocktail)으로 Instagell-XF를 10㎖

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

넣어 냉암소에서 2~3일 보관한 뒤 실험실에서 섬광계수기 (RackBeta II Scintillation Counter)로 분당붕괴수 (dpm)를 측정하였다. Total alkalinity를 추정하기 위해서는 Parsons et al. (1984)의 방법에 따라 채수한 시료의 pH를 측정하고 시료 100㎖에 0.01N HCl 25㎖를 첨가하여 acid pH를 측정하였다.

마. 광합성-광도 모델과 매개변수의 산출

배양실험을 통해 얻은 결과를 가지고 다음의 광합성-광도 모델에 비선형 회귀법으로 적합화하여 (Press et al, 1986) 매개변수들을 구하였다.

우선 광저해가 없을 경우에는 다음의 식을 이용하였다 (Cullen, 1990).

$$P = B\,P_s^B\left(1-\exp\left[\frac{-\alpha^B}{P_s^B}I\right]\right) \tag{2}$$

여기에서 P는 구하고자하는 총 일차생산력이고, B는 엽록소량 (chlorophyll a), P_m^B는 포화광에서의 단위 클로로필당 최대 광합성량으로 동화율 (assimilation number)과 같으며, α^B는 광합성의 최대 광량자 수율 (maximum quantum yield)과 관련된 매개변수로서 세포가 입사광을 모을 수 있는 능력을 나타내는 값인데 (Platt et al., 1980), 포화광 이하에서 광합성-광도 모델의 초기 기울기를 나타낸다. 또, 광저해 현상이 일어난 경우엔 다음의 식을 이용하였다 (Platt et al, 1980).

$$P = B\,P_s^B\left(1-\exp\left[\frac{-\alpha^B}{P_s^B}I\right]\right)\exp\left[\frac{-\beta^B}{P_s^B}I\right] \tag{3}$$

여기에서 β는 광저해 정도를 나타내는 매개변수이고, P_s^B는 광저해가 없을때의 최대 잠재 광합성량으로 β = 0일 경우 P_s^B는 P_m^B와 동일하게 된다. 위의 식에서 유추될 수 있는 광합성이 최대가 되는 광도 I_m은

$$I_m = \frac{P_s^B}{\alpha}\ln\left(\frac{\alpha+\beta}{\beta}\right) \tag{4}$$

또, 광저해가 있을 경우의 P_m^B는 아래의 식으로 구할 수 있다.

$$P_m^B = P_s^B\left(\frac{\alpha}{\alpha+\beta}\right)\left(\frac{\beta}{\alpha+\beta}\right)^{\frac{\beta}{\alpha}} \tag{5}$$

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

그리고, 광적응 매개변수 I_k는 Talling의 정의에 (Cullen, 1990) 의하여 아래의 식으로 구하였다.

$$I_k = \frac{P_m^B}{\alpha} \quad (6)$$

3. 결과

가. 엽록소의 분포

현장 해수 채수를 통한 표층 엽록소의 농도 분포를 97년 3월 (그림 4-1a) 98년 9월 (그림 4-1b) 99년 6월 (그림 4-1c)의 3차 년에 걸쳐 각기 다른 계절에 조사하였다. 97년 3월의 동계 자료는 장강쪽의 천해 해역보다는 경도 125 ° E 선상에서 위도 30 ° N와 32 ° N에서 높은 분포를 보이고 있다 (그림 4-2a). 그러나 97년 3월을 제외한 98년 9월과 99년 6월의 하계에는 비슷한 형태의 표층 염록소 분포를 보이고 있으며 장강쪽에서 한반도 남서단쪽의 대각선 선상에서 장강쪽과 한국 연안에서 높은 농도를 보이고 있다 (그림 4-2bc). 98년과 99년의 경우 춘계번성 이후에 클로로필 농도가 높게 나타나는 것은 전선의 형성과 관련이 있다. 97년 3월의 경우 수층 구조를 보면 Q9 정점주위의 정점들에서 성층이 되어 있으며 20m 내외의 수심을 유지하고 있다. 표층수온의 위성 영상 (그림 4-7)을 보면 이 해역에서 겨울철 특징으로 알려져 있는 혀모양의 관입하는 난류가 관측되고 있다. 이러한 난류의 서남방의 경계를 따라 황해의 냉수가 일부 남하하고 있는데 이러한 경계를 따라 전선이 형성되어있으며 이 전선역의 성층으로 안정한 수층구조를 유지하고 있으며 표층에서 높은 농도의 엽록소 농도를 보이고 있다. 99년 6월의 경우 B 정선의 5-8 정점들과 C 정선의 6-9정점들에서 조밀한 구조가 보이고 있는데 (그림 4-5), 이는 다른 정점들에 비해 안정된 구조를 의미하고 있다. 또한 전선역일 가능성을 보이고 있는데 표층 수온 분포에 대한 위성 자료 (그림 4-8)를 보면 더욱 명확히 구분 할 수 있다. 클롤로필의 농도가 높은 해역은 주위와 수온이 구분되는 해역 즉 전선역에 해당되며 표층 수온이 낮은 해역이다. 이러한 해역은 동계와 춘계에 황해에서 남하한 냉각된 수괴가 하계에 접어들면서 장강 유출수의 증가와 대만난류 세력의 약화로 제주도 서남방에 고립된 형태를 보인다. 또한 장강에서 방출된 저염수가 제주도 방향으로 북동향함에 따라 많은 량의 영양염이 공급되며 이러한 영양염등에 의해 높은 농도의 엽록소 분포를 보이고 있다.

그림 4-4는 엽록소의 표층 농도와 수괴에서의 σ_t 값을 함께 도시한 것이다. 그림에서 알 수 있듯이 엽록소의 농도가 높은 곳은 그 가장자리에서 성층이 잘되어 있

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

음을 알 수 있다. 1998년 9월과 1999년 6월의 경우 대마난류의 세력에 의해 장강쪽에서 제주도 방향의 북 서부 해역에서 엽록소의 농도가 높게 나타나고 있다.

그러나 겨울철에 해당되는 1997년 3월의 경우 남하하는 중국연안수의 영향으로 여름철에 비해 남하한 형태의 엽록소 분포를 보이고 있다.

계절에 관계없이 서로 다른 수괴의 혼합이 일어나는 전선역에서는 높은 농도의 표층 엽록소 분포를 보이고 있다. 이러한 사실은 춘계 대 번성 이외에도 이 연구 해역에서와 같이 서로 다른 해황을 가진 수괴들이 혼합될 때 형성되는 전선역을 따라 형성되는 성층으로 안정된 구조를 형성한다. 또한 장강에서 유입되는 영양염이 수층의 상층에서 축척될 수 있다. 이러한 수층구조와 영양염의 공급으로 인해 춘계 대 번성 이외의 시기에도 일차 생산이 활발하게 일어나게 된다.

(1) 1997년 3월

엽록소의 수평적 분포는 연안류와 대마난류가 형성하는 전선의 분포와 밀접한 관계를 보인다 (그림 4-2a). 조사지역은 전제적으로 0.5 mg/m^3 이하의 낮은 엽록소 밀도를 보이나 세 개의 지점에서 1.0 mg/m^3 이상의 높은 색소량을 보이고 있다. SeaWiFS 엽록소 농도 영상 (그림 4-3a)에서도 표층에서의 실측치와 유사한 형태를 나타내고 있으며 이를 삼색 합성법으로 재구성한 영상 (그림 4-3b)에서 짙은 갈색에 해당 되는 부분이 엽록소를 나타내고 있으며 옅은 갈색은 부유사를 의미한다.

AVHRR SST (sea surface temperature) 자료 (그림 4-7)에서는 대마난류수의 황해 유입으로 보이는 혀모양의 구조가 관측이 되었으며 엽록소 농도 영상과 함께 보면 장강쪽에서 한반도 서남단의 북동 방향으로 길게 뻗어 있는 엽록소농도 영상에서 가운데 갈라진 부분에서 SST 영상의 혀모양의 관입 형상이 관측되고 있다.

(2) 1998년 9월

98년 9월 인공위성 표층엽록소 농도 영상 (그림 4-3c)을 보면 양자강수로 판단되는 수괴가 비교적 높은 엽록소 값에 의해 드러난다. 이 수괴는 위도와 평행하여 서쪽으로 뻗어나가고 있고 대마난류와의 전선을 따라 남북으로 400 km 정도 길게 퍼져 있으며 남해연안을 따라 동해로 진입하는 것을 볼 수 있다. 이러한 형태는 그림 4-3c를 삼색합성법으로 재구성한 영상 (그림 4-3d)에서 더욱 뚜렷하게 나타나고 있다.

이 때, 계산된 엽록소 농도와 실측치 (그림 4-2b)를 비교하면 계산치가 실측치보다 최고 약 2-4 배까지 높게 나타난다. 이는 SeaWiFS 표준 알고리듬이 외양역 (Case 1) 알고리듬이어서 유기물이나 부유사가 없는 해역에만 정확한 결과를 내기 때문이다. 실제의 엽록소 농도는 0.11 (정점 D2)~ 1.44 (정점 S3) mg m^{-3}이다. 양자강 하구에서 가까운 S 정점부근에서만 약간 높고 나머지 해역에서는 낮다.

(3) 1999년 6월

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

현장 해수 채수를 통한 표층 엽록소의 수평적 분포를 살펴보면 (그림 4-2c), 제주도 북쪽 연안수역과 제주도 서남방 (32° N, 124° E 지역을 중심으로) 수역에서 상대적으로 높은 엽록소 농도를 보였으며 그 밖의 다른 곳에서는 전체적으로 0.5 mg m^{-3} 이하의 낮은 엽록소 농도를 보였다. 이와 같은 사실은 그림 4-3e (SeaWiFS Chlorophyll a image)와 그림 4-3f (SeaWiFS 3색 합성 image)를 통해서도 확인할 수 있다. 그림 4-3a에서 31° 30′ N 124° E 지점이 높은 값을 갖는 것은 장강으로부터 기인한 부유사에 의한 영향인 것으로 판단되었으며, 그림 4-3f를 통해 확인할 수 있다.

관측선 A (그림 4-6a)

표층의 엽록소 a 농도는 중앙이 낮고 한국 연안과 중국방향의 양쪽 끝에서 높은 값을 보였으며, 제주도 북쪽 정점 12번 지역에서 수심 30~40 m 부근에 저층 엽록소 최대층이 나타났다.

관측선 B (그림 4-6b)

정점 4의 표층에서 높은 엽록소 a 농도를 나타냈으며, 상대적으로 저층의 엽록소 농도는 낮았다. 전체적으로 다른 관측선에 비해 비교적 높은 (0.5 mg m^{-3} 이상) 엽록소 a 농도를 보였으며, 저층 엽록소 최대층은 나타나지 않았다.

관측선 C (그림 4-6c)

중국연안역 쪽의 표층에서 0.5 mg/m^3 이상의 높은 엽록소 a 농도를 보였으며, 정점간의 수평적인 농도의 차이는 다른 관측선에 비해 적은 편이었다.

관측선 D (그림 4-6d)

관측선의 중앙부에서 수심 20 m 부근에 저층 엽록소 최대층이 관찰되었다. 전체적으로 표층에 비해 저층에서 높은 엽록소 a 값이 관찰되었다.

관측선 E (그림 4-6e)

자료의 수가 부족하여 정확한 형태를 구분하기 어려웠으나 다른 관측선에 비해 상대적으로 낮은 엽록소 a 농도값 (0.3 mg m^{-3} 이하)을 보였다.

관측선 G (그림 4-6f)

정점 2의 10 m 부근에서 0.5 mg m^{-3} 이상의 높은 값을 가지는 저층 엽록소 최대층이 형성된 것을 확인할 수 있었으며, 다른 정점에서도 표층과 저층에 비해 중층이 상대적으로 높은 엽록소 농도를 보이는 것이 관찰되었다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

나. 기초생산

(1) 1998년 9월

6개의 정점의 표층에서 측정된 기초생산은 2.01~65.31 mgC m^{-3} day로 S 정점들은 비교적 높고 M 정점들은 낮다 (그림 4-9). P_m^B 값은 2.07~15.116로 비교적 높은 값을 보이고 있다. α 값의 범위는 0.0005~0.0196 mgC mg^{-1}Chl-a (μE $m^{-2}s^{-1}$) h^{-1} 였고 P_m^B은 0.05~14.86 mgC mg^{-1}Chl-a h^{-1}의 범위를 보였다. I_k 값의 범위는 71.0~417.6 μE m^{-2} s^{-1} 로 광합성 변수들은 대체적으로 과거 동중국해 조사와 유사한 범위에 속한다. 현존량은 크게 높지는 않으나 기초생산값이나 광합성 매개변수는 식물 플랑크톤의 비교적 활발한 성장이 일어나고 있음을 시사한다.

다. P-I 특성

(1) 1997년 3월

총 38개의 P-I 실험 결과로 적합화된 P-I 특성은 각 정점 별로 표 4-1에 요약되어 있다. α의 경우 0.0042~0.169 mgC/mgChl-a/(μE/m^2/s)/h, P_m^B는 1.817~24.615 mgC/mgChl-a/h의 범위를 보였다. 광적응 정도를 나타내는 I_k는 89.8~306.4 μE/m^2/s의 범위를 보였다. α값의 분포는 대체적으로 1995년 봄과 비슷하고 P_m^B 값의 분포범위는 1995년 봄보다는 높았다. 따라서 조사시기의 식물 플랑크톤은 수층의 안정도가 만족되어 광조건이 좋아지면 급격한 성장을 할 수 있는 생리적 상태에 있다.

라. 광학적 특성

(1) 1998년 9월

측정된 반사도 특성은 2 개의 뚜렷이 다른 유형으로 나누어 진다 (그림 4-11). 청색대에서 높고 적색대로 갈수록 감소하는 유형 (정점 m5)과 녹색대에서 청색대로 점차적인 감소를 보이는 유형을 볼 수 있다 (나머지 정점). 첫 번째 유형은 case 1 유형에 가까우나 (Morel and Prieur, 1977), SeaWiFS 엽록소 농도와 실측치의 차이는 이 정점의 특성이 case 1이 아니라는 것을 의미한다. 청색대의 반사도가 높은 것은 엽록소나 용존 유기물 보다 부유사의 영향이 큰 것을 의미한다. 부유사는 분광대 전반에 걸쳐 반사도를 증가시키는 작용을 하기 때문이다 (Morel, 1980; Sathyendranath et al., 1989). 실제로 이 정점의 엽록소 농도는 매우 낮으나 반면에 부유사 농도는 비교적 높다 (8 mg l^{-1} 이상). CDOM의 a_{440} 또한 가장 낮아 0.03 m^{-1} 이다.

두 번째 유형은 용존 유기물의 영향이 뚜렷하며 전체적인 유형은 엽록소 보다 용존 유기물의 영향이 더 크게 나타난다 (Sathyendranath et al., 1989). 이러한 양상

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

은 흡광 계수(그림 4-11)에서도 동일하게 나타나며 여기서 용존유기물이 분광 signature에 더 큰 영향을 주고 있음을 볼 수 있다. 또한 입자의 대부분은 부유사이다 (그림 4-12).

마. 양자강수의 영향 범위

(1) 1998년 9월

SeaWiFS 엽록소 영상은 Case 1 알고리듬으로 처리된 값이며 이는 해수의 광학적 성질을 좌우하는 것이 물 자체를 제외하면 식물 플랑크톤 뿐 이라고 가정한 경우이다. 광학조사에서 보여준 것처럼 이 가정은 거의 대부분의 조사정점에서 맞지 않는다. 결과적으로 SeaWiFS 엽록소 농도는 (그림 4-3c) 실제의 엽록소 농도 보다 높게 나타난다. 삼색합성한 영상 (그림 4-3d)에서는 부유사에 의한 영향을 구분한 것으로 실측값과의 정량적 오차에도 불구하고 이 영상들은 양자강수의 영향 범위를 정밀하게 보여준다.

1980년대 초반의 CZCS자료에서는 하계 양자강수의 방향은 제주 해협을 통과하여 동진하는 것으로 나타났다. 1998년의 경우 양자강수는 위도와 평행하게 동진하여 제주도 남쪽에서 대마난류와의 전선을 따라 넓게 퍼지고 있으며 제주도 서쪽에서 한국 연안을 따라 동해로 들어 간다. 서경 124 °E를 지나서는 양자강수의 영양염은 고갈되어 영양염이 식물 플랑크톤의 성장을 직접적으로 촉진시키는 것은 아니다. 양자강수에 의해 얕은 염분약층이 형성되고 이것이 광범위한 식물 플랑크톤의 성장을 일으키는 것으로 보인다.

4. 토의

1997년 3월 조사는 96년 춘계조사에 (4-5월) 비해 1 달 이상 이른 시기이나 이미 국지적으로 식물 플랑크톤의 증식이 일어나고 있다. 이는 대개의 온대역에서 일어나는 춘계 대증식의 시기인 4-5월 보다 빠르다. 일반적인 춘계 대증식은 일사량의 증가로 성층이 일어나고 혼합층이 얕아지는 반면 임계수심 (critical depth)이 깊어져 식물의 증식이 일어나게 된다는 소위 광-영양염 가설 (Jones and Gowan, 1990; Pingree et al., 1976; Platt et al., 1991; Steele, 1974; Yentch, 1990)로 설명되고 있다. 그러나 1997년 3월 조사는 이러한 조건이 만족되기 전이라는 점에서 흥미롭다. 증식이 일어나는 곳이 서로 다른 수괴가 만나는 전선역이며 그림 4-2a에서 보듯이 3개의 핵이 나타난다. 두 개는 각각 D10, Q07을 중심으로 하고 있고 이는 대마난류와 중국대륙붕수가 만나는 해역이다. 나머지 하나는 O10, M01-M06를 중심으로하고 그 북쪽과는 극히 다른 구조를 보이고 있다. 이 곳은 이 시기에 북상하는 대만난류와 대륙붕수가 만나는 해역이다.

1998년 9월과 1999년 6월 조사에서 획득한 표층 엽록소의 농도 분포는 SeaWiFS

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

표층 엽록소 농도와 삼색합성한 영상에서 보이는 엽록소 분포와 유사한 형태를 보이고 있다. 본 연구역에서 SeaWiFS의 알고리듬이 엽록소 농도와 정량적으로는 차이를 보이지만 정성적으로 잘 맞음을 나타내고 있다. 엽록소의 농도분포를 보면 장강 쪽에서 제주도쪽의 북동 방향의 대각선상에서 높은 값을 나타내고 있는데, 이는 춘계대번성이 지난 시기로 국지적으로 대번성이 일어나고 있다. 이러한 해역은 황해에서 남하한 수괴의 일부가 중국대륙 연안수의 세력에 의해 제주도 서남방에서 정체되어 있는 형태를 하고 있다. 이 해역의 가장자리를 따라 전선대가 형성되어 있고 성층이 되어 공급된 영양염이 안정한 수층 구조로 인해 식물플랑크톤의 성장에 도움을 주고 있다. 또한 장강에서 제주도 방향으로 많은 양의 영양염이 장강을 통해 유입되고 있으므로 춘계 대번성 후에도 계속하여 식물 플랑크톤의 번성이 일어나고 있다. 이렇게 수괴가 만나는 전선역에서 생기는 국지적인 식물 플랑크톤의 번성이 얼마나 자주 일어나는지, 얼마나 지속하는가 하는 것은 동중국해 생태계의 에너지 흐름을 이해하는데 있어 중요하다.

Lounghurst (1998)은 순환 체계와 이에 따른 생산 기작의 유형에 의거하여 전 세계 해양생태계를 크게 12 개의 biome 으로 구분하였다. 그는 또한 각 biome을 province로 세분하였는데 이에 의하면 동중국해는 Pacific Coastal Biome중 China Coastal Province에 들어간다. Longhurst는 동중국해에서 예상되는 기초생산 기작을 크게 세 가지로 예상하였다. 즉, i) 성층과 혼합과정의 순환에서 일어나는 춘계번성, ii) 하구역 주변에 형성되는 조석전선의 바깥 쪽에서 간헐적으로 일어나는 생산 증가, iii) 국지적 와류나 용승에 의한 생산 증가가 그것이다.

본 조사에서 관측된 생산 증가 기작의 일부는 ii) 범주에 속한다고 할 수 있다. Longhurst가 간과한 것은 염분 약층에 의해 형성된 저층 엽록소 최대층에서의 생산 기작과 조석전선이 아닌 수괴 사이에서 형성된 성층이다. 본 조사에서 보면 이러한 기작이 더 중요한 것으로 판단된다. Fei (1991)은 대륙붕단 해역에서 발견되는 엽록소 저층 최대층을 쿠로시오 해류에 의한 용승과 이에 따른 영양염의 유입에 의한 것으로 해석하고 있으나 이는 부정확한 해석으로 보인다. Fei (1991)의 자료를 보면 저층 엽록소 최대층이 일어나는 위치와 용승이 일어나는 위치가 일치하지 않기 때문이다. 엽록소 최대층은 혼합층의 수심이 얕은 대륙붕 안쪽에서 일어나고 있고 여기서는 저층에서의 영양염 공급이 충분하다.

본 조사에서 처음 시도된 수중광 분포 측정은 조사 정점이 case 2 해수임을 보여주었다. 특히 흡광에 있어 CDOM과 부유사의 특성을 밝히는 것은 알고리듬 개발에 있어서도 중요하다 (Prieur and Sathyendranath, 1981). 엽록소의 광역적 분포를 알기 위해서는 해색 위성 자료를 사용할 수 밖에 없으며 (Eppley et al., 1985; Sathyendranath and Platt, 1995)) 동중국해와 같은 case 2 해역에서 정량적인 엽록소 정보를 추출하기 위하여는 적절한 알고리듬이 개발되어야 한다. 이를 위하여 생물광학 조사가 지속적으로 수행되어야 할 것이다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

Table 4-1. P-I (photosynthesis-irradiance) parameters.

Station.		α^{B} †	P^{B}_{m} **	I_k ††	Chi2.
D10	0a*	0.029	5.853	203.2	0.672
	0f**	0.021	3.927	189.7	0.261
	10a	0.023	4.851	208.2	0.333
	10f	0.027	3.951	146.0	0.109
	20a	0.014	2.340	163.8	0.090
	20f	0.012	2.056	165.2	0.083
D7	0a	0.022	4.681	209.6	1.499
	0f	0.021	2.384	113.2	0.108
	20a	0.039	7.567	192.2	0.436
	20f	0.028	5.031	178.1	0.234
	30a	0.044	7.211	162.4	0.356
	30f	0.037	4.694	127.1	0.492
D8	0f	0.016	3.808	232.5	0.321
	20f	0.035	5.176	148.8	0.544
L10	0f	0.010	1.817	189.2	0.048
	20a	0.052	8.568	166.3	1.955
	20f	0.046	7.317	159.9	0.285
L11	0f	0.004	1.302	306.4	0.029
	20a	0.170	23.770	139.9	11.799
	20f	0.150	17.445	116.6	1.779
O11	0a	0.150	24.615	163.7	3.452
	0f	0.124	20.531	165.2	2.162
	10a	0.036	3.291	91.3	0.051
	10f	0.026	3.220	123.7	0.018
O9	0a	0.116	16.615	143.6	2.773
	0f	0.031	9.379	302.0	4.169
	10a	0.092	8.292	89.8	1.766
	10f	0.045	4.284	95.7	0.891
P6	0f	0.033	6.535	198.5	2.410
	20f	0.013	2.519	195.1	0.395
Q9	0a	0.069	12.010	173.4	0.497
	0f	0.054	8.329	155.6	0.156
	10a	0.070	12.716	180.9	0.836
	10f	0.056	10.060	180.1	0.706
S14	0a	0.060	12.253	204.6	20.69
	0f	0.018	9.424	529.9	0.259
	22a	0.041	10.541	258.0	2.469
	22f	0.026	7.123	277.4	0.429

** Units mg C (mg Chl a)$^{-1}$ h^{-1}

† Units mg C (mg Chl a)$^{-1}$ (μE m^{-2}s^{-1})$^{-1}$h^{-1}

†† Units μE m^{-2}s^{-1}

* by ABM method

** by filter method

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

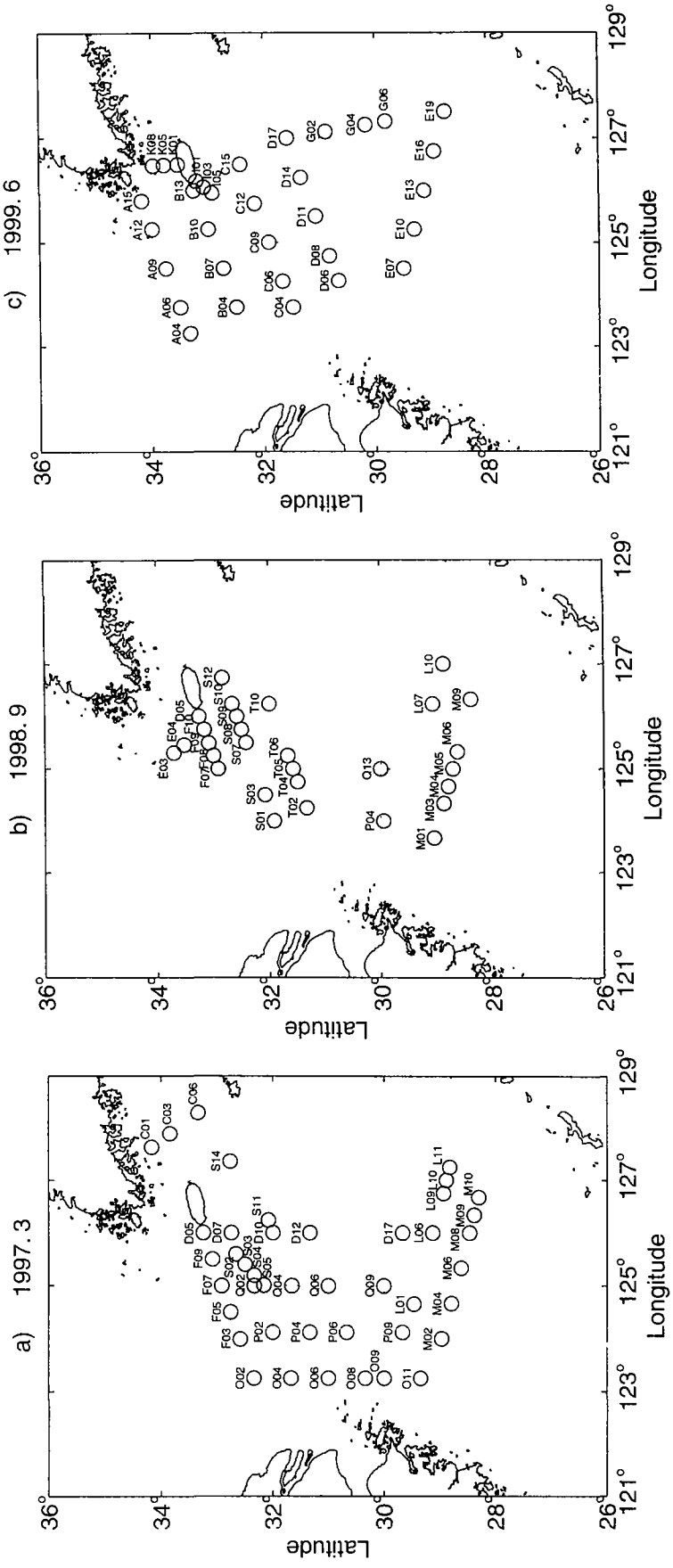


Fig. 4-1. Station map of biological surveys. a) Mar. 1997, b) Sep. 1998, c) Jun. 1999.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

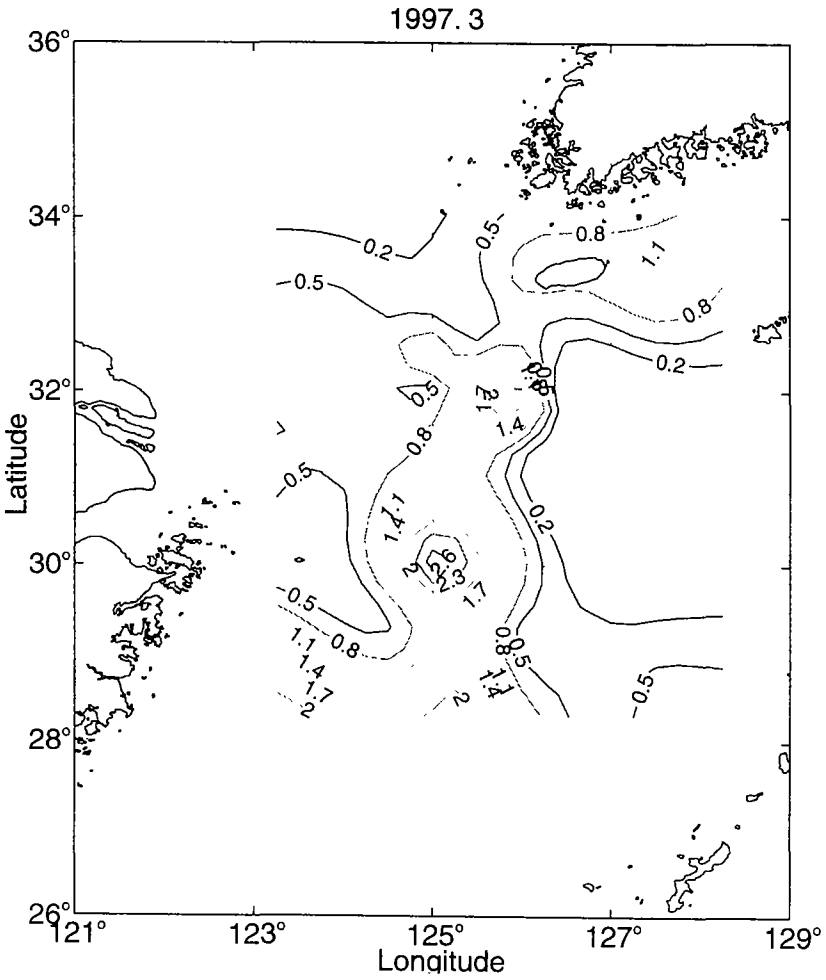


Fig. 4-2a. In situ surface chl-a concentration distribution in Mar. 1997

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

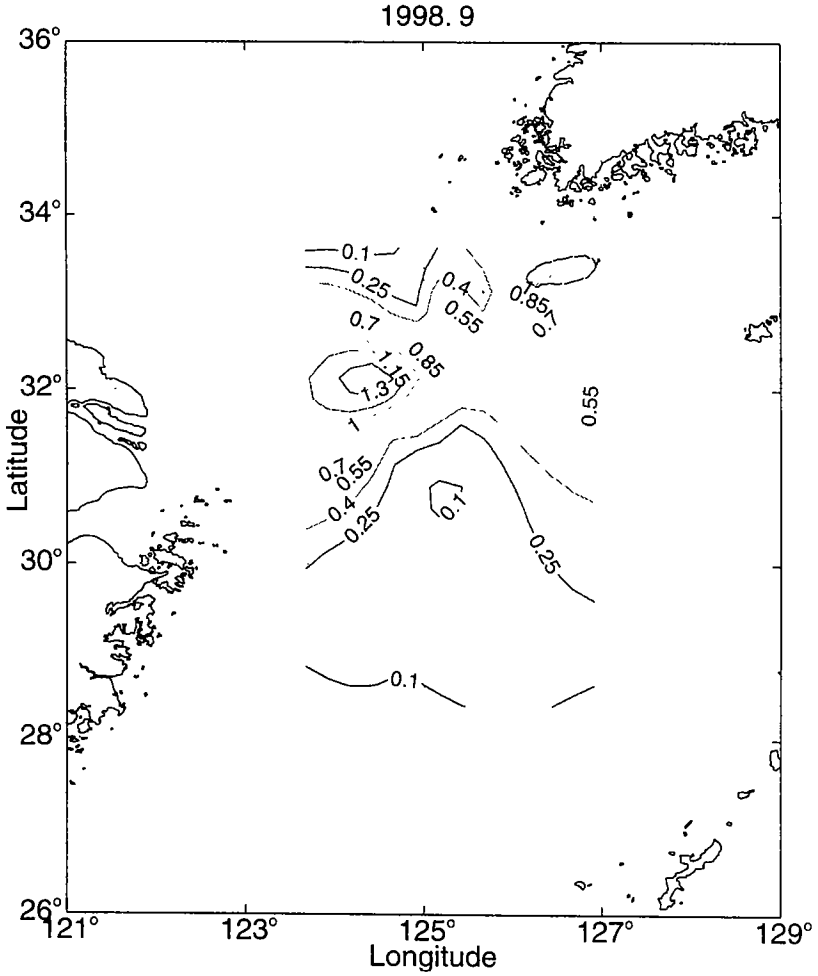


Fig. 4-2b. In situ surface chl-a concentration distribution in Sep. 1998

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

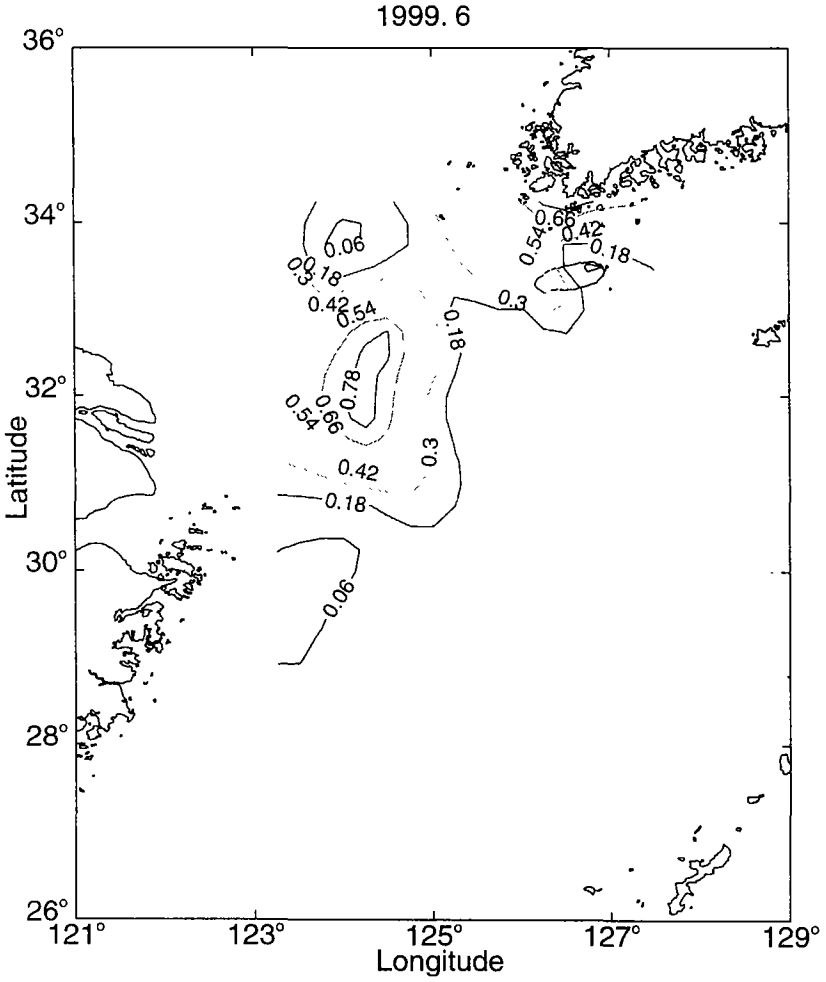


Fig. 4-2c. In situ surface chl-a concentration distribution in Jun. 1999

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

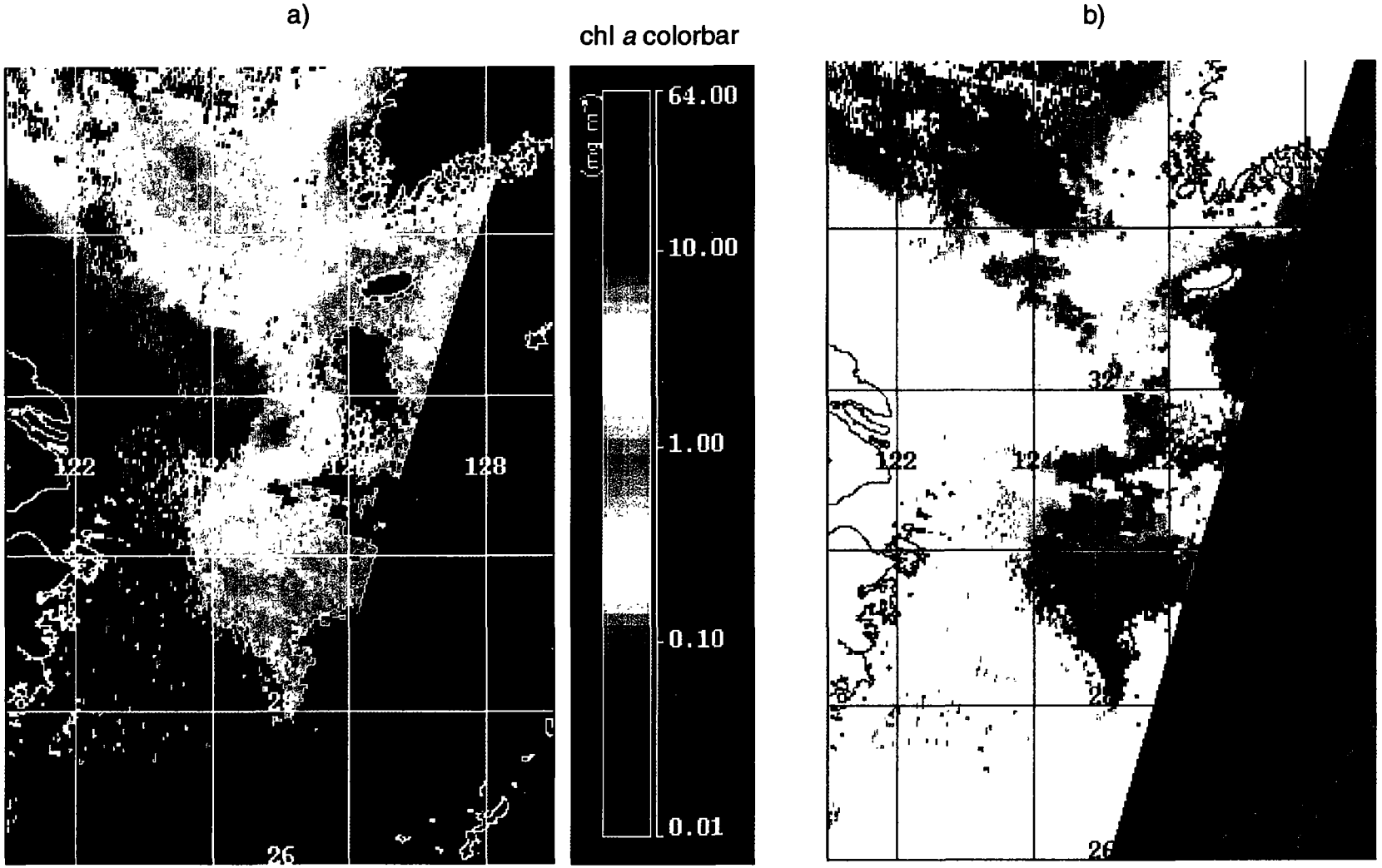


Fig. 4-3. SeaWiFS standard chl-a concentration distribution and false color image. a) chl-a in Mar. 1997, b) false color image in Mar. 1997, c) chl-a in Sep. 1998, d) false color image in Sep. 1998 ,e) chl-a in Jun. 1999 and f) false color image in Jun. 1999.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

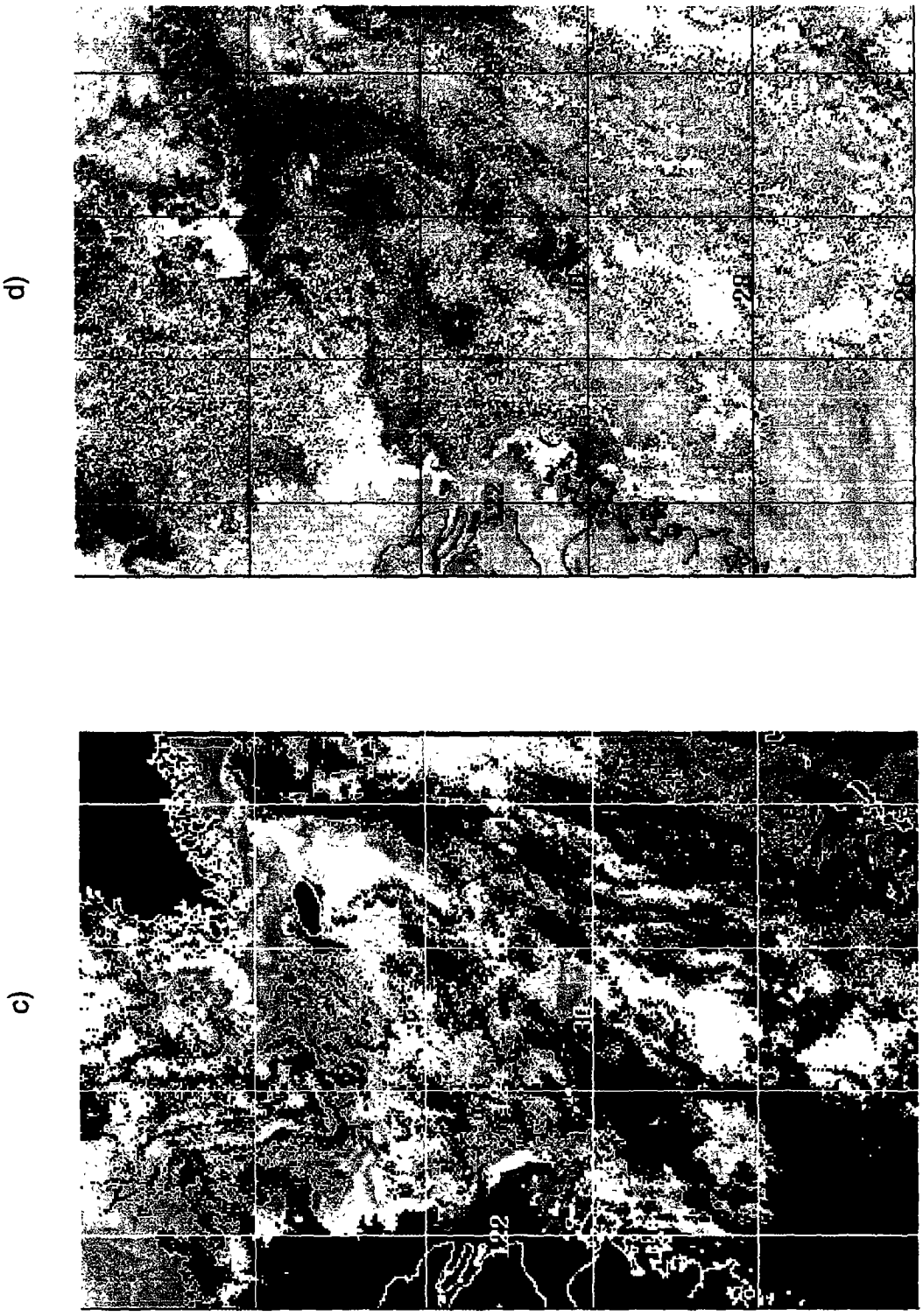


Fig. 4-3. (continued)

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

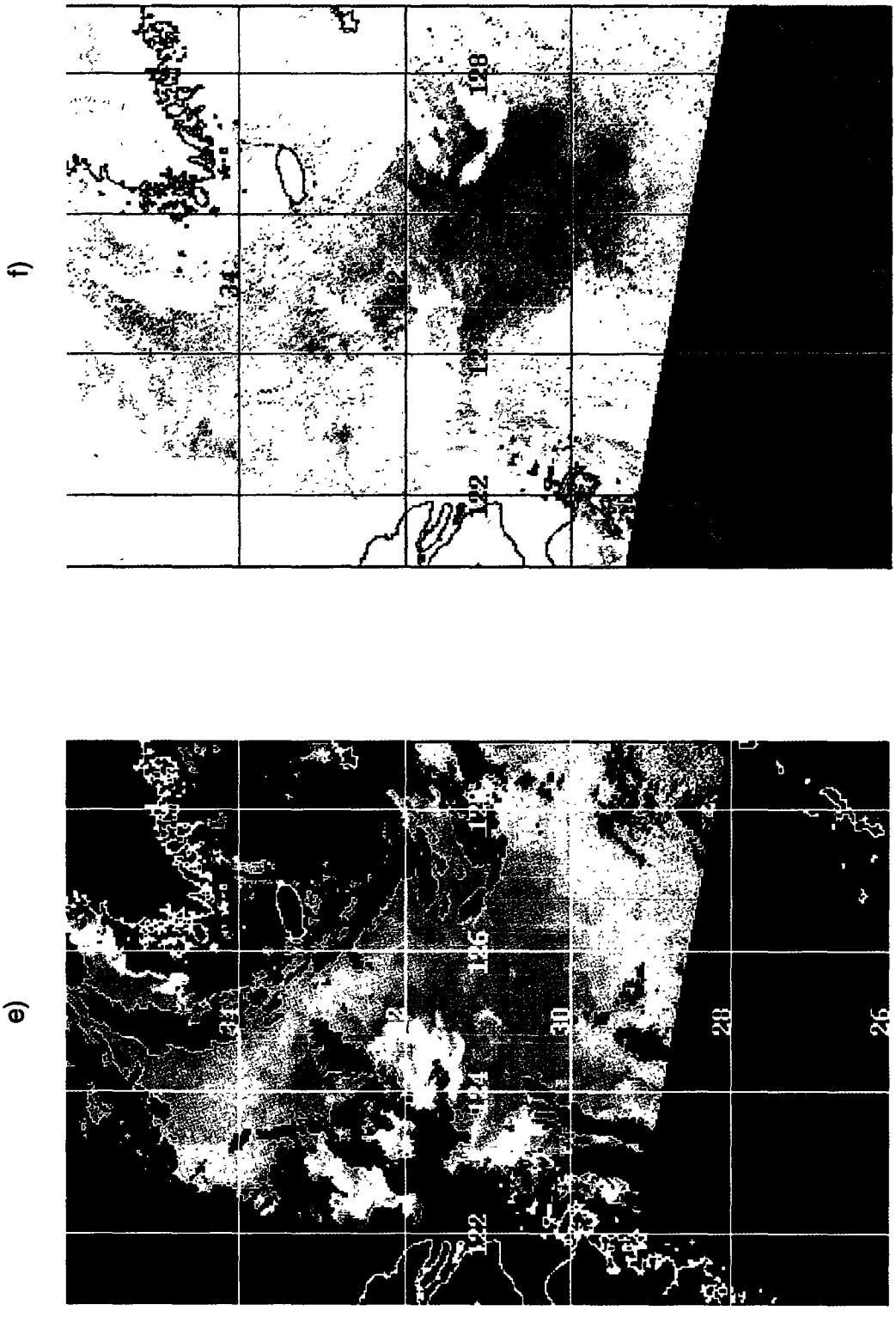


Fig. 4-3. (continued)

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

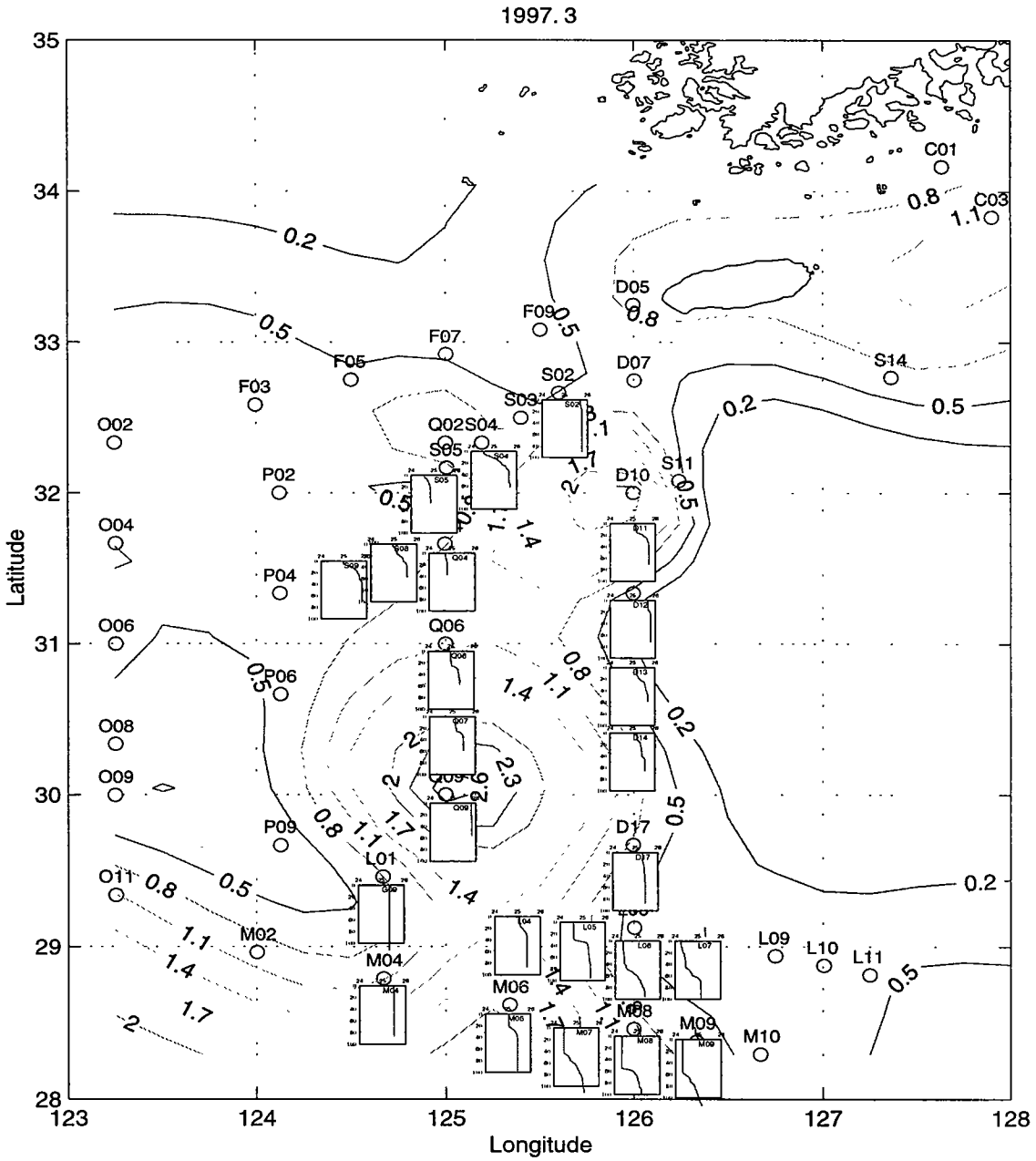


Fig. 4-4a. Vertical profile of σt and in situ surface chl-a concentration distribution in Mar. 1997.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

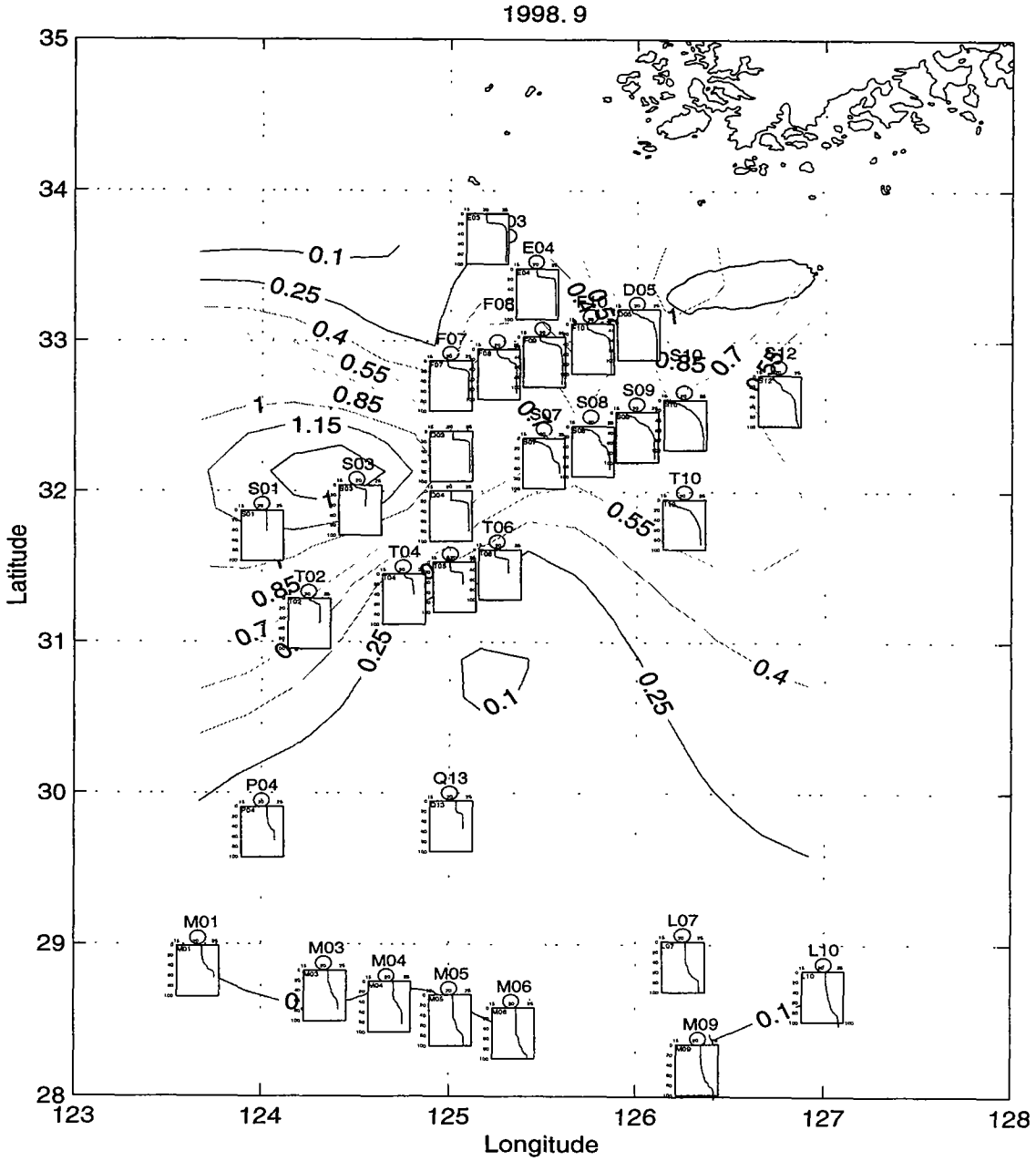


Fig. 4-4b. Vertical profile of σt and in situ surface chl-a concentration distribution in Sep. 1998.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

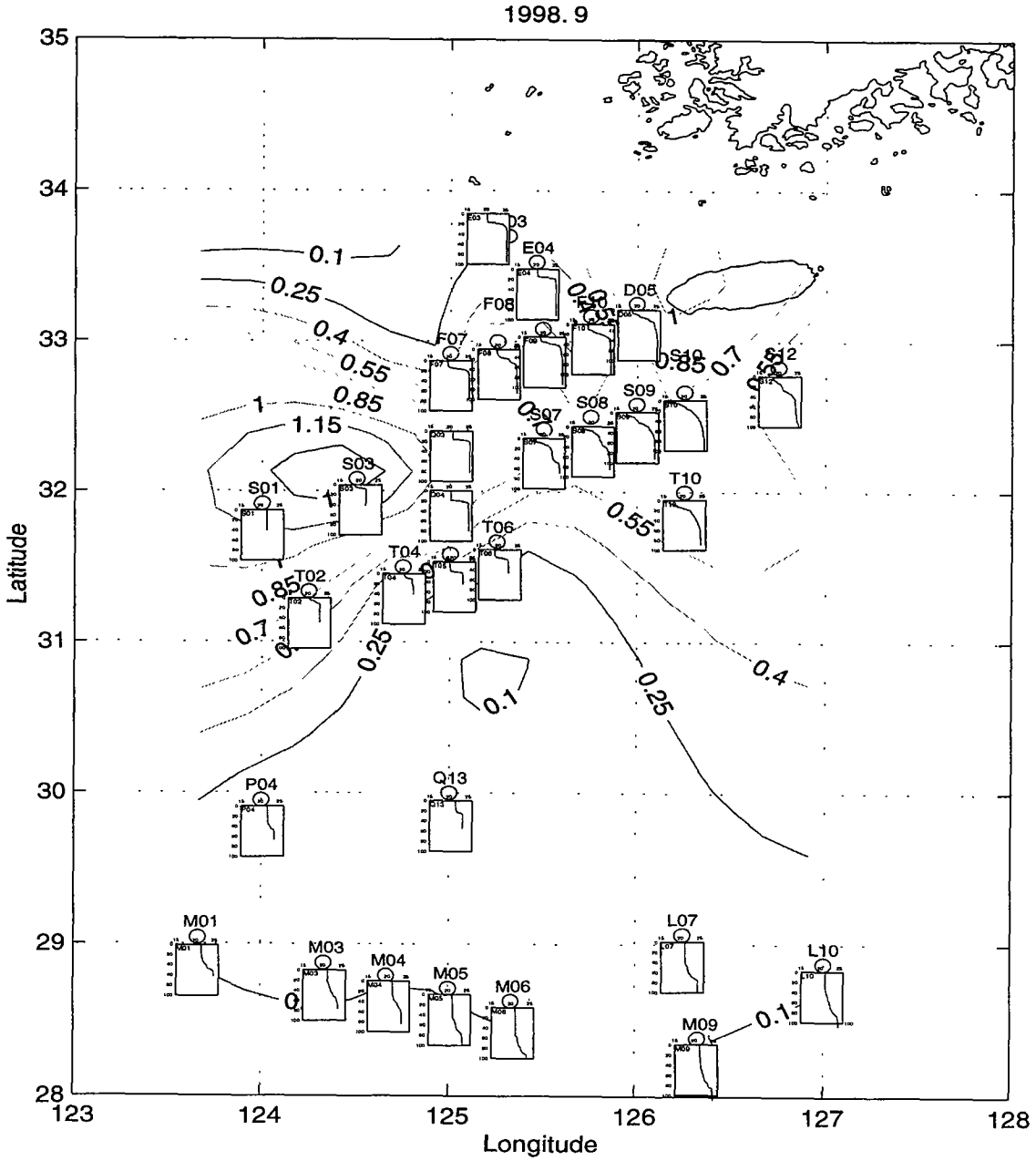


Fig. 4-4b. Vertical profile of σt and in situ surface chl-a concentration distribution in Sep. 1998.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

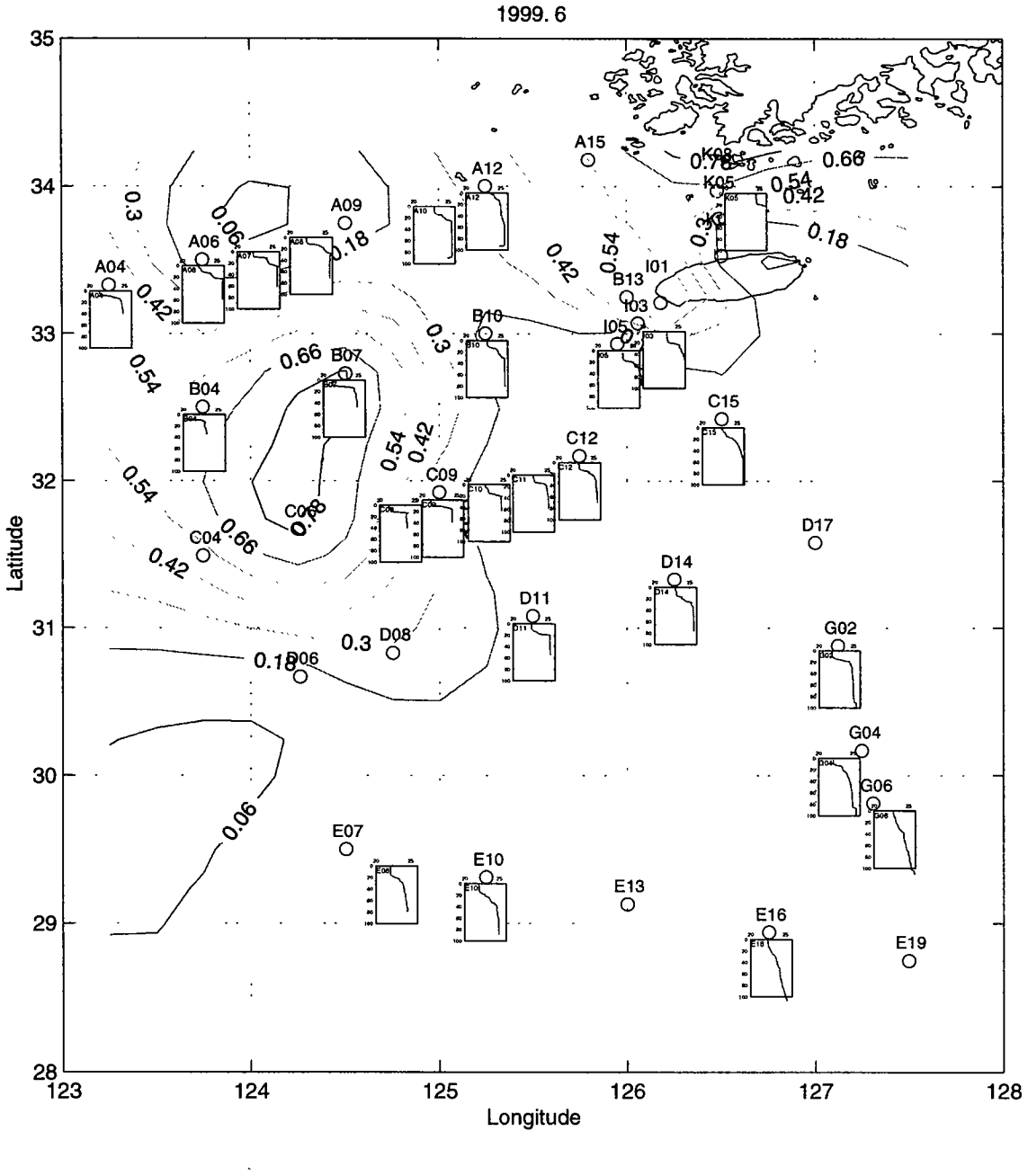


Fig. 4-4c. Vertical profile of σt and in situ surface chl-a concentration distribution in Jun. 1999.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

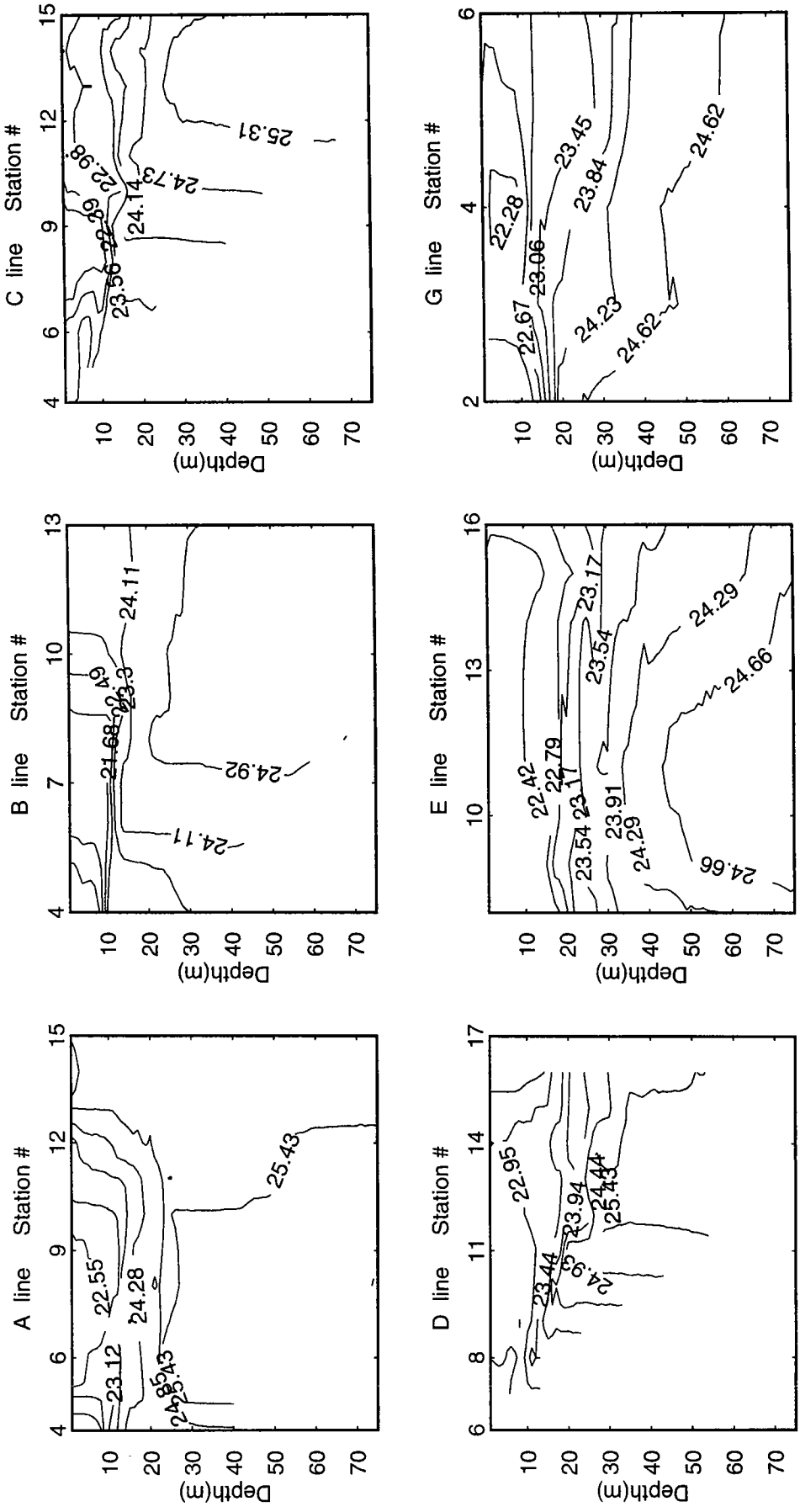


Fig. 4-5. Profile of σ t about each line in Jun 1999.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

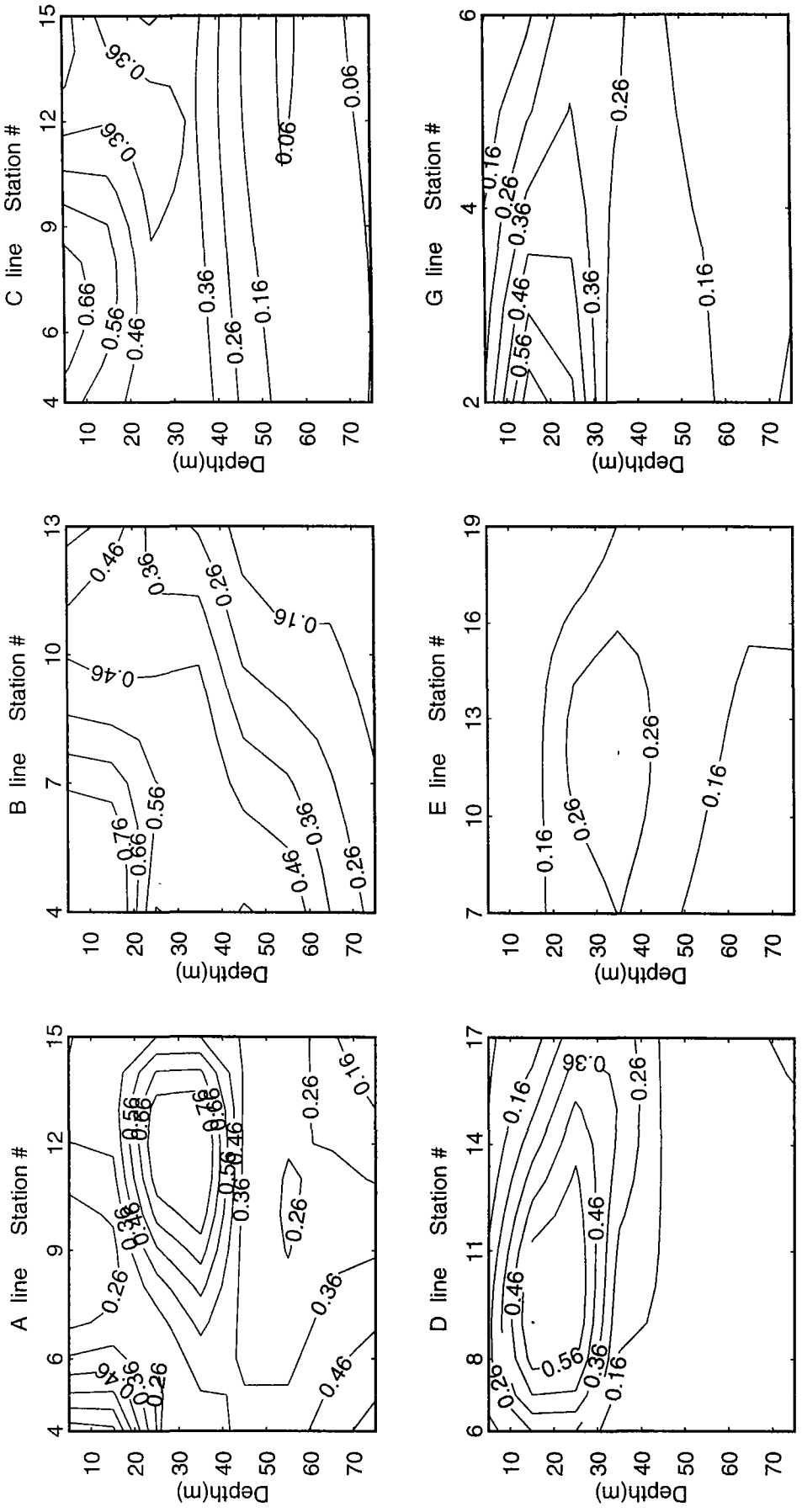


Fig. 4-6. The vertical profiles of chlorophyll concentration at each lines. a) A line, b) B line, c) C line, d) D line, e) E line, and f) G line.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

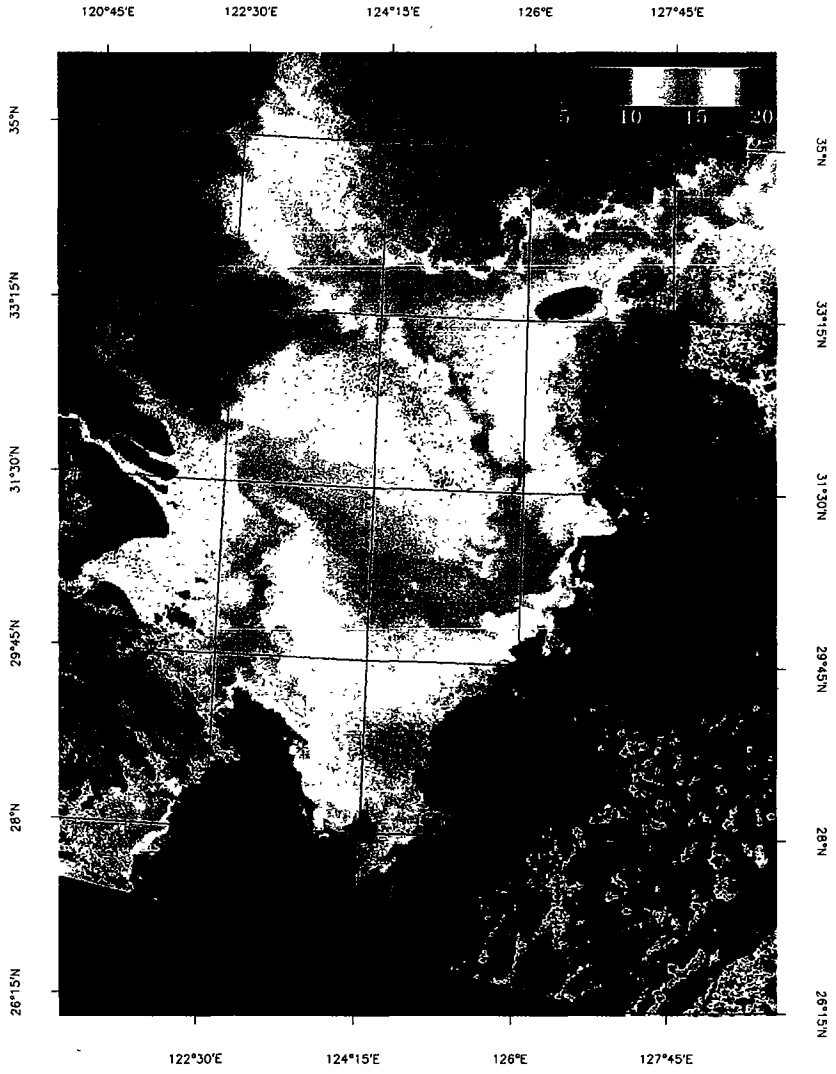


Fig. 4-7. AVHRR SST (sea surface tempersature) image in Mar. 1997

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

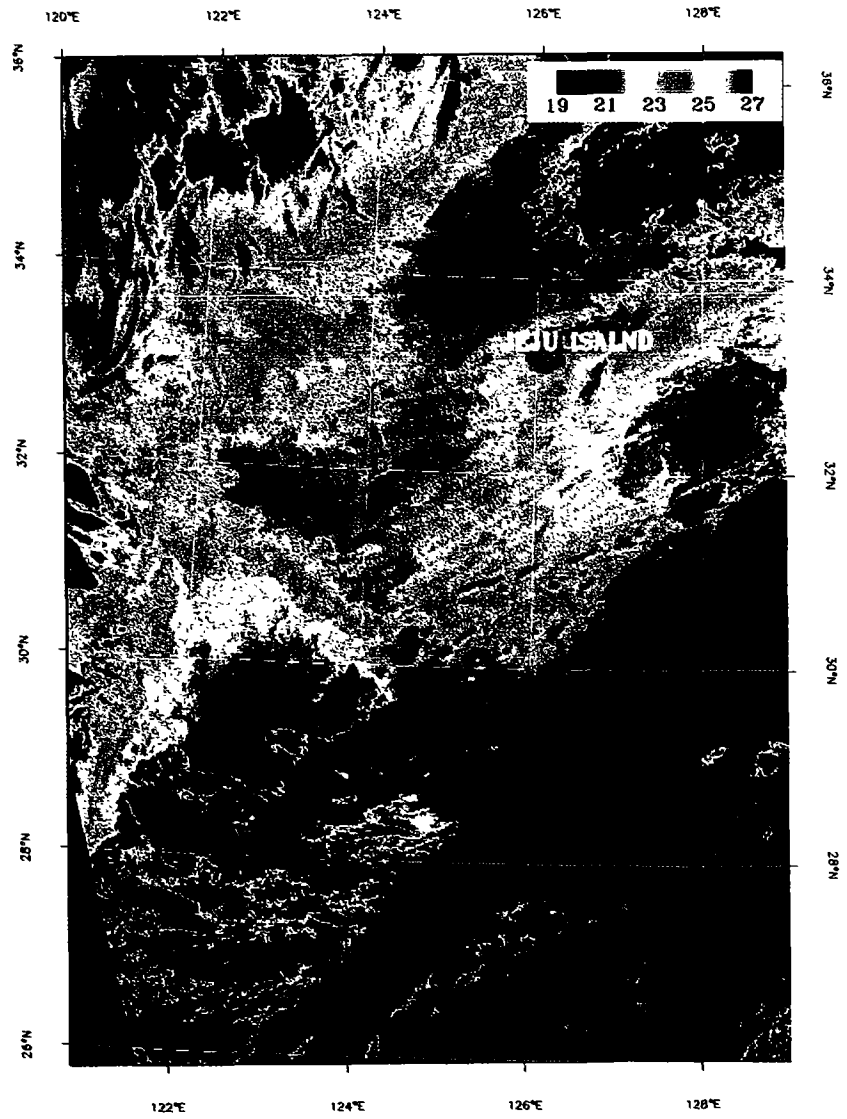


Fig. 4-8. AVHRR SST (sea surface tempersature) image in Jun. 1999

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

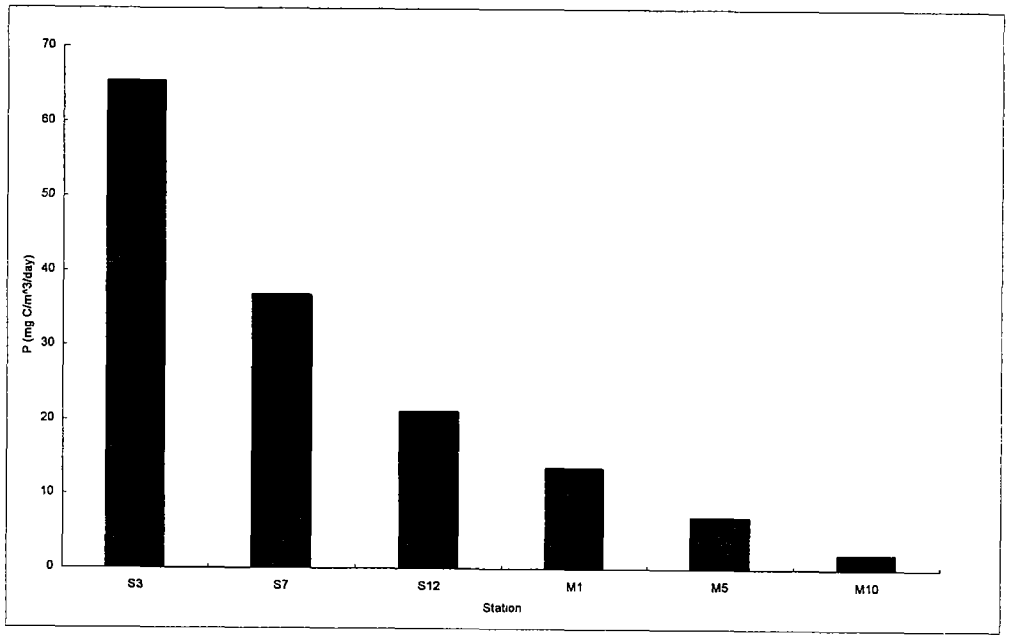


Fig. 4-9. Daily primary production in surface waters.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

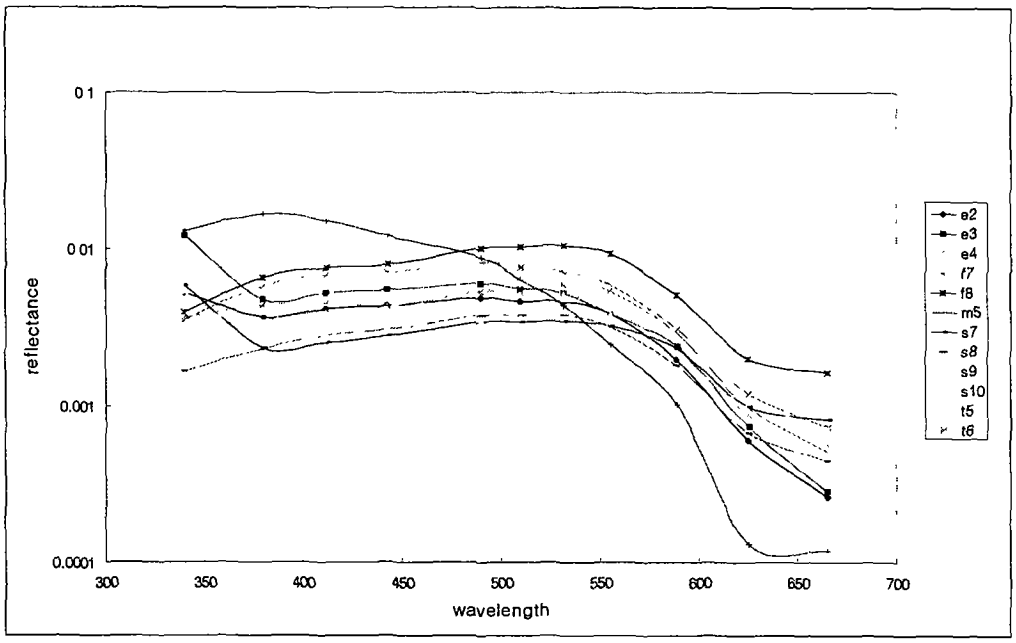


Fig. 4-10. The radiance reflectance at some stations.

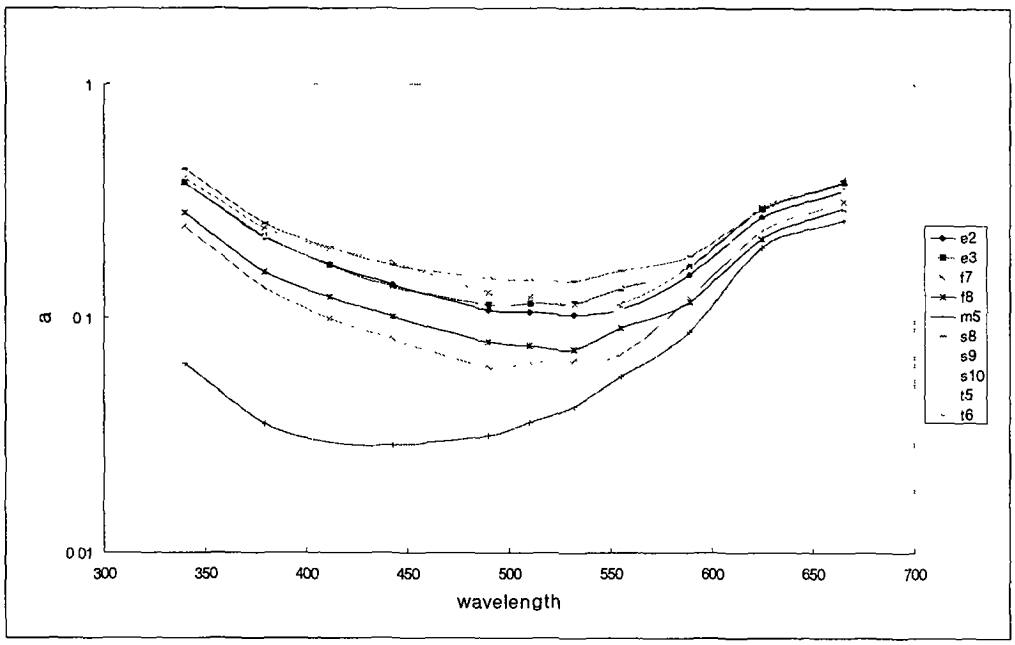


Fig. 4-11. Total absorption coefficients estimated at each stations.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

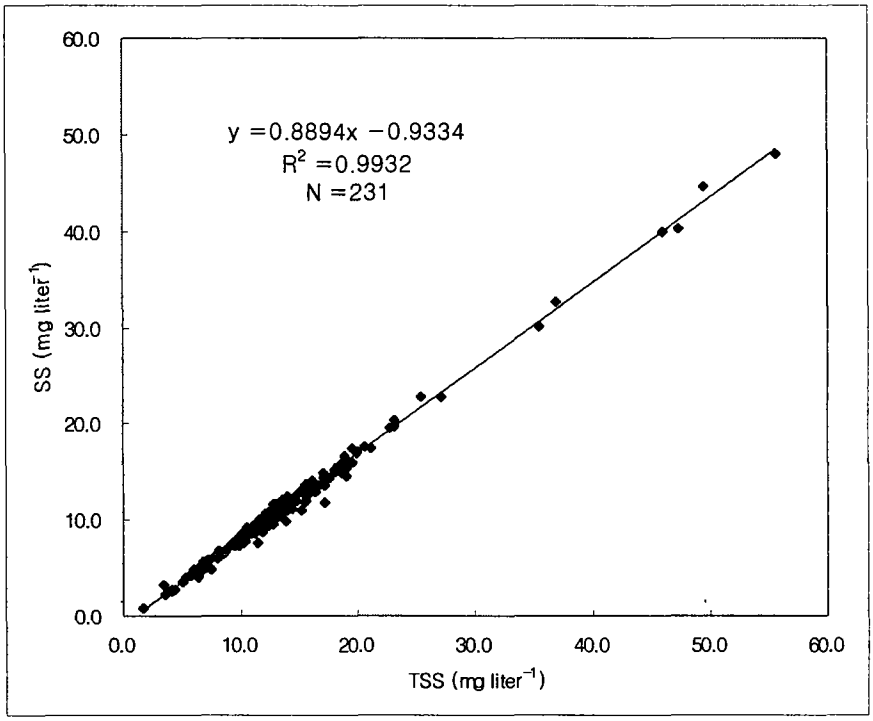


Fig. 4-12. The relationship between the total suspended solids and the suspended sediments (n=231).

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

제 5 절 동중국해 해수순환 수치모델

1. 모델구성과 경계조건

가. MOM 3.0의 특성

본 연구에서는 동중국해 순환모델을 수립하기 위한 기본모형으로서 2차년도 연구단계에서 검토한 여러 가지 선택 방안들이 수용 가능한 GFDL의 최신판 해양순환모델 MOM 3.0을 이용하였다. MOM 3.0은 MOM 1.1에 비교하여 여러 측면에서 개선된 방안을 제시하고 있다. 먼저 운동의 외부모드를 구하는 방식을 고찰하면, 1) 종래의 Bryan(1969) 방식에 의한 고체표면 유선함수법, 2) Dukowicz 등(1993)이 제시한 고체표면가정에 의한 표면압력 계산법, 3) Dukowicz and Smith(1994)에 의한 음해법, 4) Killworth 등(1991)에 의한 양해법, 5) 그리고 MOM에서 표준방식으로 제시하는 개선된 양해법 등이 있다. 수온, 염분 등의 tracer 이류방안으로서는 1) 2차의 정확도를 가지는 통상의 중앙차분 방안, 2) 4차 정도의 중앙차분 방안, 3) quicker, 4) fct 등의 여러 방안들을 제공하고 있다. 그리고 아격자 모수화 방안으로서 Laplacian 혼합방식과 biharmonic 혼합방식이 각각 선택 가능한데 각각의 경우 1) 확산계수를 상수로 취하는 방안과 2) Smagorinsky 방안이 제공되고 있다. 수평마찰항 계산도 tracer의 이류계산과 마찬가지로 Laplacian과 biharmonic 각 방식에 대해 점성계수를 상수 혹은 변수로 줄 수 있다. 이때 난류마찰계수가 가변적일 때 구면 좌표계상에서 강체회전에 의해 거짓 응력이 생기지 않도록 곡률항이 정확히 산정되는 것도 구 버전과의 차이점이다. 그 밖에 MOM 1.1의 등밀도면 혼합방안도 수치불안정이 생기지 않도록 개선되었다. 이 과정에서는 자연의 난류확산에서 항상적으로 tracer의 변량이 확산되어짐에도 불구하고 차분화 방안에 따라 이 특성이 지켜지지 못하는 수가 있기 때문에 먼저 이 특성을 보장해 주는 범함수를 찾아 이를 차분화 하고, 다시 이를 이용하여 등중립면 확산을 차분화하는 방안을 취하고 있다. GFDL에서 제공하고 있는 MOM 3.0은 CRAY T3E에서 병렬처리가 가능한 run script 파일과 소스코드가 지원되며, 지원 플랫포옴은 기본적으로 SGI를 상정하고 있다. 본 연구에서는 소스코드의 편집과 실행, 산출결과의 검토 등에 편의성을 도모하고 모델수립단계의 시간소모를 최소화하기 위해 DEC Alpha 워크스테이션을 기반으로 모델을 setup 시키는 것을 전략으로 하였다. 이 과정에서 원 프로그램의 이식단계에 많은 노력이 투입되었다.

나. 모델구성

본 실험에서는 모델의 안정적 수립을 위해서 종래부터 많이 채택되어온 방안들을 우선적으로 택하였다. 즉 tracer의 혼합방안으로서는 Laplacian 방식에 의한 2차

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

의 중앙차분 방안과 상수의 확산계수를 택하였다. 이때 수평확산계수(cgs 단위)는 3×10^6, 수직확산계수는 0.2로 주었다. 수평마찰항의 계산에서 점성계수는 적도지방에서 3×10^7의 크기를 가지며 위도에 따른 cosine 함수 형태로 줌으로써 격자간격이 고위도로 가면서 줄어드는 효과를 고려하도록 하였다. 외부모드 계산방식은 자유표면을 양해적으로 계산하는 MOM의 표준방식을 취하였다.

본 실험에서 수립한 모델의 전체 범위는 경도방향으로 0° ~ 360° , 위도 방향으로 80° S~ 85° N까지이다. 수평 격자간격은 위·경도 각각 0.5° 로서 등간격을 취하고 있고, 수직방향으로 30개의 층으로 구성되었다. 모델의 수심은 ETOPO5 수심자료를 이용하여 격자화하였는데, 수심 취급에 있어 z 좌표계가 가지는 약점을 보완해주는 최저층 부분격자 처리방안(partial cell)을 택하였다. 표 5-1은 T 격자점 위치에서 각 격자의 두께를 보여주는데, 모델 최상단에서 약 5.3 m, 최심부에서 약 480 m의 해상도를 가지며, 수심 100 m까지 8개의 층을 가짐으로 전지구 순환모델이면서도 동중국해와 같은 천해 지역의 수심변화 효과도 비교적 상세히 표현 가능하도록 구성되었다. 그림 5-1은 모델에 입력된 동중국해와 황해의 수심을 나타내고 있다. 2차년도 연구단계에서 시도한 위·경도 1° 의 해상도를 가지는 모델에 비해 지형과 수심을 좀 더 사실적으로 묘사하고 있음을 알 수 있다.

Table 5-1. Vertical grid resolution at T cell (unit in m)

층수	1	2	3	4	5
두께	5.29	6.38	8.41	11.06	13.94

층수	6	7	8	9	10
두께	16.59	18.62	19.71	21.17	25.83

층수	11	12	13	14	15
두께	35.05	48.65	66.34	87.78	112.52

층수	16	17	18	19	20
두께	140.05	169.83	201.23	233.63	266.37

층수	21	22	23	24	25
두께	298.77	330.17	359.95	387.48	412.22

층수	26	27	28	29	30
두께	433.66	451.35	464.95	474.17	478.83

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

본 모델은 상당히 고위도 해역까지 계산영역으로 포함하고 있기 때문에 이로 인해 수치해를 만족시키기 위한 안정조건에 매우 심하게 제약이 가해지는 것이 약점으로 드러난다. CFL 조건을 만족시키는 적분시간간격을 살펴보면 관성주기에 관련하여서는 최대 7214초, 내부 중력파에 대해서는 888초로 나온다. 안정조건에 대한 제약을 다소 완화시키기 위하여 80° N부터 85° N까지 극지방 부분에 finite impulse response 필터를 적용하였는데 이는 단순대칭형의 가중치를 적용시키는 방식이다. 이러한 필터를 적용시킬 경우 내부 중력파의 적분시간간격은 1609초까지 연장 가능한 것으로 나타나고 있다. 중력파의 경우에는 가장 짧은 격자길이가 극지방에서 5km에 불과하기 때문에 그에 관련된 외부모드 계산 시간간격은 13초 이하로 산출된다. 본 실험에서는 속도의 내부모드 적분시간간격과 수온, 염분의 적분시간간격을 동일하게 1800초로 주었고, 외부모드 적분시간간격은 30초로 하였다. 따라서 본 실험에서 준 적분시간간격은 이상의 안정조건들을 충분히 만족시키고 있지 못하다. 현재의 단기간 적분과정을 통해 검토되어지는 바로는 외부모드에서 수치불안정이 나타나고 있는데, 이에 관하여는 좀더 장시간 적분과정을 통해 확인해 보아야 할 것이다.

다. 모델 경계조건과 초기조건

운동량에 대한 해표면 경계조건으로서 Hellerman and Rosenstein(1983)의 월별 바람응력을 사용하였다. 열과 염에 대한 강제조건으로 해표면에서 월평균 Levitus(1982) 기후치에 복원하도록 하였으며 damping 시간상수는 온도, 염분 모두 30일로 주었다. 바람응력과 열·염에 대한 기후치는 매 적분시간 스텝마다 모델의 격자상으로 보간되어 입력된다. 해양 내부의 수온과 염분에 대한 초기치는 Levitus(1982)의 1월 기후치로 주어지고, 운동의 초기조건은 정지상태로부터 출발한다.

그림 5-2는 모델에 입력된 동중국해와 황해상의 Hellerman and Rosenstein(1983) 바람응력으로서 각각 2월과 8월 및 연평균 분포이다. 원래 위·경도 2° 간격의 자료를 모델의 수평해상도에 맞게 보간해 온 것이기 때문에 바람응력의 공간적 변화 형태가 매우 평활화되어 나타났다. 2월에는 황해 북부에서 북~북북서의, 동중국해상에서 북~북동방향의 바람응력이 1~2 dyne/cm^2의 크기로 강하게 주어지고, 8월에는 미약하나마 남~남동방향으로 바뀌어진다. 황·동중국해상의 연평균 응력분포가 2월과 유사한 형태로 나타나는 것은 바람에 의한 순환을 고찰함에 있어 주목할 만한 점이다.

2. 순환모델 실험

전년도 연구에서는 주어진 모델의 내부 밀도장에 대해 비교적 짧은 적분시간 내

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

에 해의 수렴을 얻을 수 있는 진단모델 실험을 행하였지만 금년도 연구에서는 그와 달리 예측모델실험 방식을 택하였다. 그 이유는 아직 MOM 3.0에서 제공하고 있는 각각의 방안에 대해 아직 충분한 검토가 이루어지지 못하였고, 추후로도 각 파라메타들에 대한 모델의 민감도 테스트가 계속 필요하기 때문이다. 또한 모델의 방대한 계산량으로 인해 현재 보유하고 있는 워크스테이션 상에서 실제적분시간이 과다히 소요되고 있기 때문에 수년 정도의 적분을 수행하는 것도 대단히 어려운 문제로 제기되고 있다. 따라서 본 실험에서는 모델의 초기결과에 주목하면서 순환모델의 안정적 수립 여부를 검토하는데 주안점을 두었다.

가. 해면고도분포

전년도 연구단계에서 MOM 1.1 코드를 이용하여 수행한 대순환모델에서는 자유수면이 계산되지 못하였다. 이는 대순환모델에 자유수면까지 고려하게 되면 중력파가 존재하게 되어 매우 짧은 적분시간간격을 주어야 하므로 계산이 비경제적이 되기 때문이다. 그래서 중력파를 제거하기 위하여 고체표면 가정을 하고 이로써 성립되는 유선함수를 풀어서 속도의 외부모드를 구하는 방식을 취하고 있다. 그러나 MOM 3.0에서는 운동의 외부모드를 구하는 과정에서 자유표면의 계산이 가능한데, 이를 위하여 모드분리 기법을 적용하고 있다.

그림 5-3은 MOM 3.0의 표준 양해법에 의해 구한 해면고도로서 각각 2월 19일과 3월 10일째의 동중국해와 황해의 해면 변위를 나타낸다. 2월 19일의 분포에서 쿠로시오 해역은 90~100 cm의 해면고도를 보이는 반면 동중국해 대륙사면을 경계로 고도가 전반적으로 낮아져서 동중국해 북부해역과 황해에서는 20~30 cm 정도를 나타내고 있다.

3월 10일의 해면고도분포는 2월 19일의 분포와 비교해 동중국해와 황해 내부에서 부분적으로 미소한 변화만을 보이고 있다. 그러나 쿠로시오 해역에서는 비교적 큰 변화를 보이고 있는데, 대만 남동부의 해면고도 100 cm 이상 되는 해역이 20일의 기간동안 배 이상 확대되고, 40~90 cm 사이의 등고도선 분포도 동중국해 육붕쪽으로 최대 수십 km에서 수 km 이상 이동함을 알 수 있다. 수심분포와 해면고도분포를 비교해 보면 40~70 cm 사이의 해면고도 등치선이 수심이 600~1000 m 정도로 급격히 증가하는 동중국해 대륙사면부의 등심선과 대체로 일치하는 형태로 나타난다. 동중국해 대륙사면부의 이러한 급격한 수심변화는 쿠로시오 해역에서 일어나는 해면고도 변화가 동중국해 육붕상으로 전파되는데 제한적인 요소로 작용하는 것으로 고찰된다.

한편 중국대륙 남동 연안역에서 비교적 큰 해면고도 값이 한 격자 걸러 나타나며 황해내부에서 바둑판 모양 분포를 이루고 있는데, 이는 소위 B 격자체계에서 중력파 차분에 기인하는 문제이다. 이러한 모양은 초기에 해저지형과 같은 격자규모의 외력에서 야기되거나 CFL 조건이 만족되지 못할 때 생기는 수치불안정과 관련

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

되어 있다. 본 실험에서는 실계산시간의 부하를 줄이기 위해 외부모드의 적분시간 간격에서 CFL조건을 벗어난 값을 취하고 있다. 차기 실험에서는 수치안정조건에 대해 더 엄밀한 검토를 필요로 한다.

나. 수심평균 속도장

그림 5-4는 외부모드 속도, 즉 수심 평균된 속도를 나타내며 각각 2월 19일과 3월 10일의 속도장을 보여준다. 두 속도장의 분포는 중국대륙 남부연안에서 남서향의 벡터 크기가 다소 줄어들은 정도 외에는 겉보기상 거의 차이를 보이지 않는다. 연구영역에서 제일 뚜렷하게 나타나는 해류는 쿠로시오로서 동중국해 대륙사면을 따라 크기 약 50 cm/sec 정도의 순압성분을 가지는 쿠로시오가 형성되어 있다. 쿠로시오는 대만 북동 해역에서 대륙사면을 가로지르는 방향으로 흐르다가 곧 방향을 바꾸어 큐슈 부근으로 향하고 있다. 동중국해의 육붕상에는 중국연안을 따라 남하하는 흐름 이외에는 별로 뚜렷한 경향이 나타나지 않는다. 그러나 30° N, 127.5° E 부근 해역에서 쿠로시오로부터 분기되어 제주 남동방으로 북상하는 흐름이 비교적 명료하게 나타나는 점이 주목된다. 황해에서는 제주 남서방에서 황해 중앙부를 거쳐 산동반도로 향하는 벡터성분이 비교적 연속적인 흐름의 형태로 나타나고 있는데, 이 흐름은 각각 한반도 서해안과 중국연안을 따라 돌아 나오는 형태를 취하고 있다. 동일한 바람응력자료를 입력자료로 사용했던 전년도의 진단모델 실험결과와 비교해보면 (2차년도 보고서 그림 4-2a), 진단모델 실험의 경우 황해의 수송함수 분포가 전체적으로 2월에 시계방향의 순환을 보인 점에 비해, 본 실험은 황해 중앙부를 중심으로 양 연안측에 서로 다른 방향의 순환형태를 보여주는 듯하다. 이러한 차이는 좀더 면밀히 검토해 보아야 분명히 알 수 있겠지만, 우선 지적할 수 있는 사항으로 2차년도 실험에서는 MOM 1.1에서 취한 고체표면 가정에 의해 중력파가 제거된 데 반해 MOM 3.0에서는 중력파의 영향이 고려되고 있다는 점이다. MOM 1.1의 고체표면 가정은 Bryan (1969)에 따른 것으로 모델의 자유표면 η가 0이고, 모델 최상층의 연직속도 w도 0으로 취하고 있다. 여기서 해면의 구배를 진단적으로 구할 수는 있으나 기본적으로 표면파의 전파와 관련된 외부모드 Kelvin 파나 wind setup의 천이과정 등은 모델 역학에서 표현되지 못한다. 본 실험에서 부여한 Hellerman and Rosenstein(1983) 바람응력은 동계에 북풍계열이 탁월하다 (그림 5-2a). 단순이론모델 혹은 수치모델을 사용하여 행한 이전의 연구결과들을 참조하면 북풍계열의 바람에 대해 한국과 중국연안의 천해역측에 바람방향의 흐름이 발달하고, 황해 중부의 깊은 골을 따라 역풍류가 형성되는 것으로 나타난다. 이런 연구결과로 볼 때 본 연구단계에서 수립된 모델이 MOM 1.1 version에 근거한 전년도의 1° x1° 모델보다 좀더 사실적으로 동중국해의 순환을 표현하고 있는 것으로 평가된다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

3. 결론

본 연구단계에서 수립된 동중국해 해수순환 모델은 전년도의 순환모델에 비하여 공간적으로 6배의 증대된 해상도를 가지고 있다. 또한 수치방안에 있어서도 전년도 순환모델보다 더 개선된 방안들을 포함하고 있다. 그 중 몇가지로 해저수심이 부분격자 처리방안에 의해서 더욱 현실성 있게 모델에서 취급되어진 점과 자유표면이 직접 예보적으로 구해지므로 자유표면 변동에 관련된 현상이 모사되고 있는 점이다. 또 본 순환모델은 이전에 제시된 여러 순환모델들(김철호, 1999)과 비교해 볼 때도 더 우월한 특성을 보유하고 있다. 즉, 이전 모델들은 많은 경우 고체표면가정을 취하고 있으며, 동중국해와 황해만을 모델영역으로 다루고 있기 때문에 개방경계부에서 인위적으로 경계조건을 부여하고 있다. 이들 모델에서 개방경계부의 조건은 유량 혹은 해수면 구배로 주어지고 있는데, 이러한 개방경계부의 조건은 모델내부에 가상의 파를 야기시켜 내부 순환장에 변형을 가져올 우려가 있다.

본 실험의 초기적분결과로 얻어진 황·동중국해의 동계 순환형태는 한국과 중국의 양 연안측에서 북풍계열의 해면응력에 반응하여 비교적 강한 남향류가 형성되고 황해 중부를 통해 북상하는 흐름 패턴을 제시하고 있다. 또한 중국 남서부 연안과 대만해협 부근에는 강한 남서향류가 형성되는 것으로 나타난다. 쿠로시오는 모델에서 동중국해 대륙사면을 따라 다소 사행하는 형태로 북서진하는 것으로 모사되고 있으며 큐슈 남서부 해역에서 쿠로시오 주류로부터 미세한 흐름이 일부 분리되어 한국 남해쪽으로 북상하는 양상을 보이는데, 대마난류의 형성과정을 고찰함에 있어 이런 특징적인 흐름이 현재의 모델 해상도에서 모사되고 있다는 것은 매우 고무적인 결과로 사료된다.

향후 본 실험은 몇 가지 아격자 모수화방안과 모델 파라메타에 대해 모델 민감도 실험을 거친 후 준정상상태에 이르기까지 장기적분을 수행하여 동중국해와 황해의 기후적 계절순환형태에 대해 고찰할 예정이다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

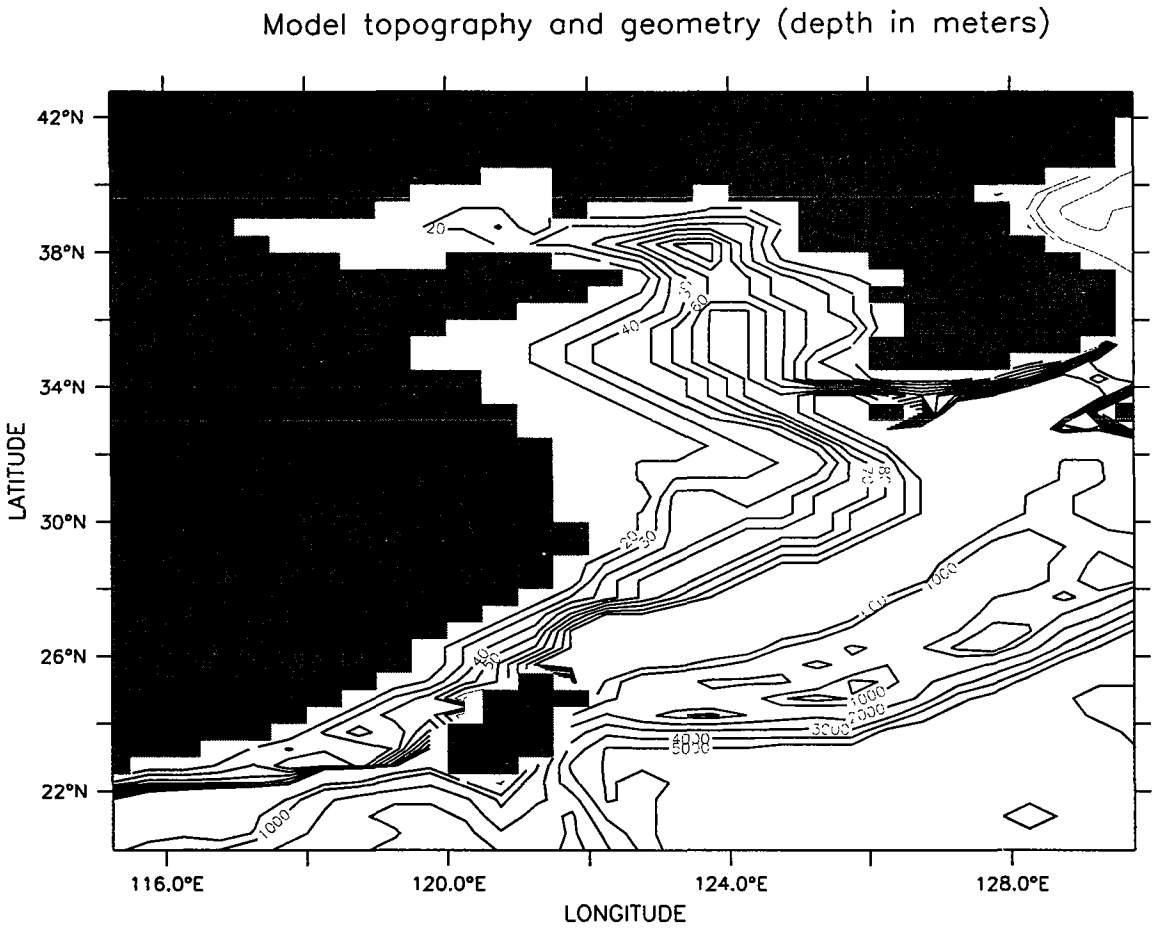


Fig. 5-1. Model topography and geometry in the East China Sea and Yellow Sea (depth in meter).

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

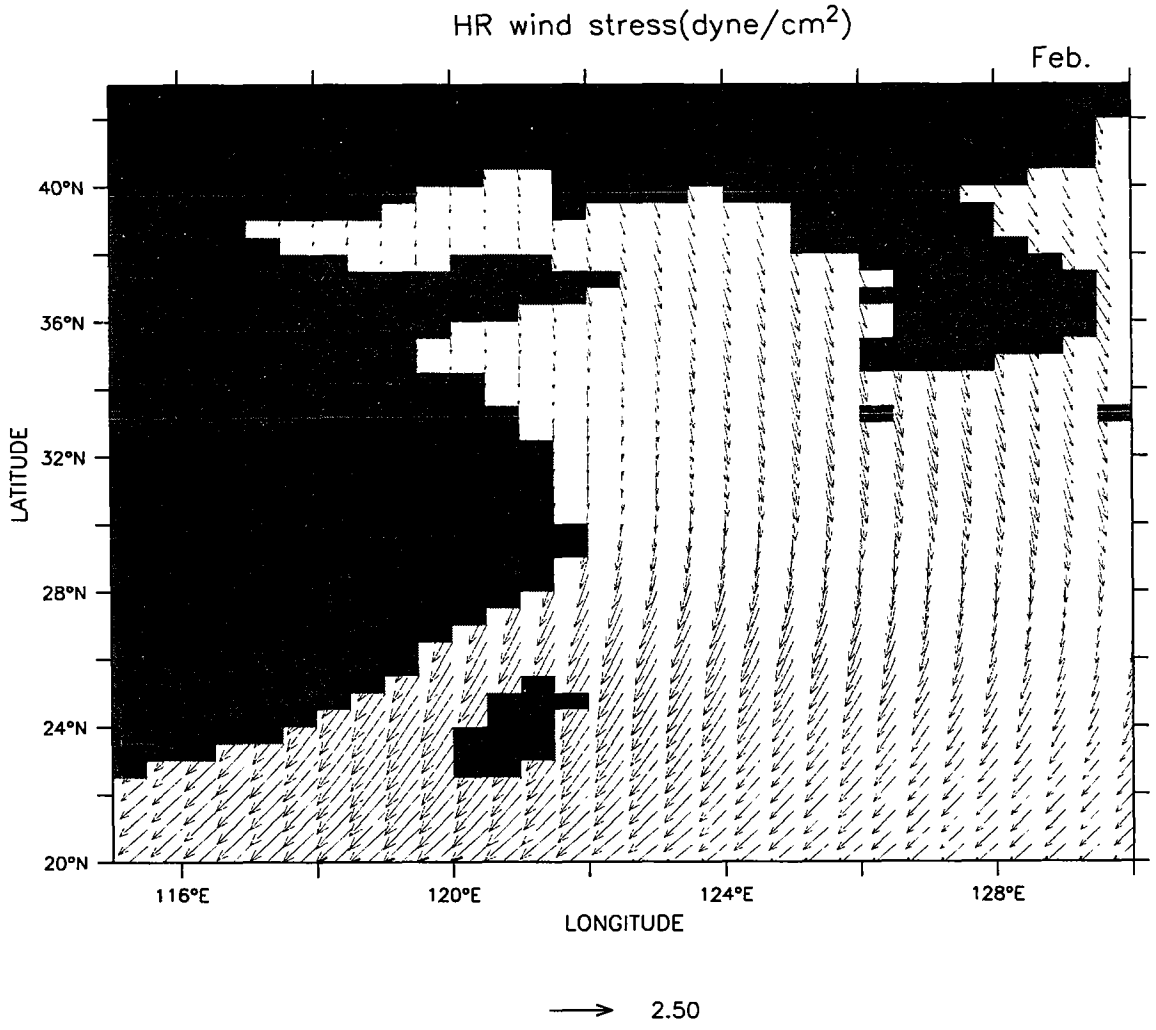


Fig. 5-2a. Hellerman and Rosenstein wind stress distribution over the East China Sea and the Yellow Sea in February.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

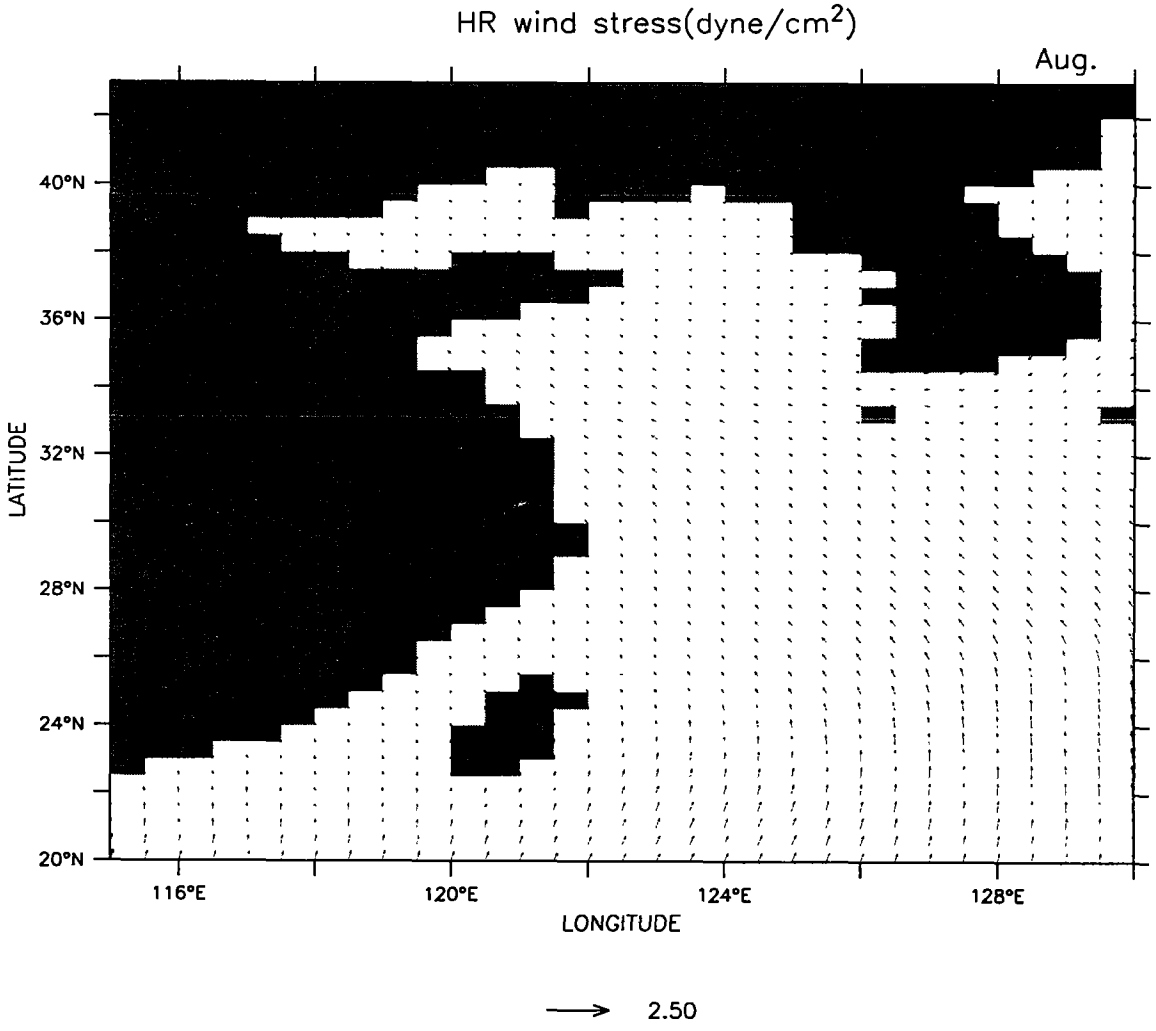


Fig. 5-2b. Hellerman and Rosenstein wind stress distribution over the East China Sea and the Yellow Sea in August.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

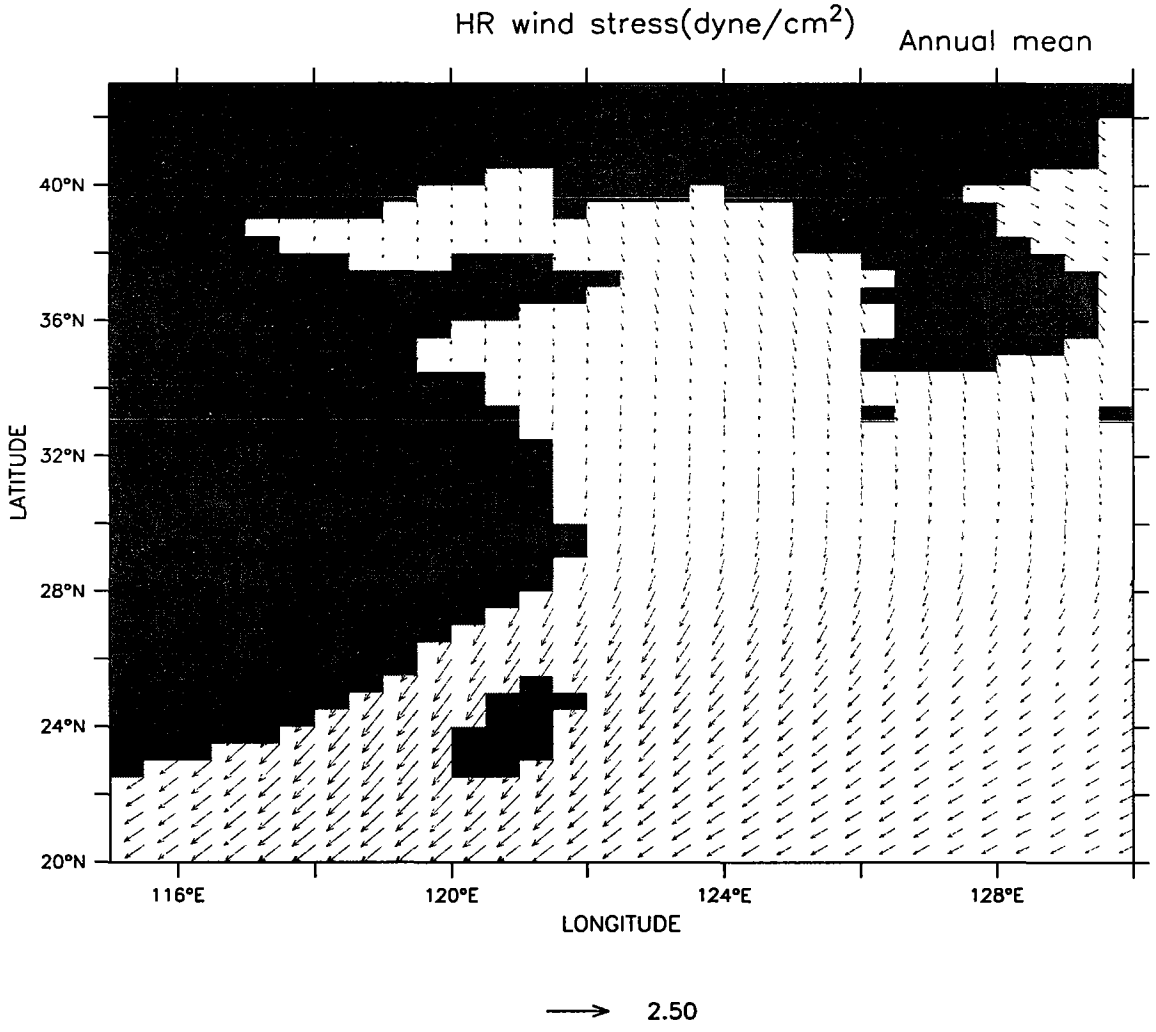


Fig. 5-2c. Annual mean distribution of Hellerman and Rosenstein wind stress over the East China Sea and the Yellow Sea.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

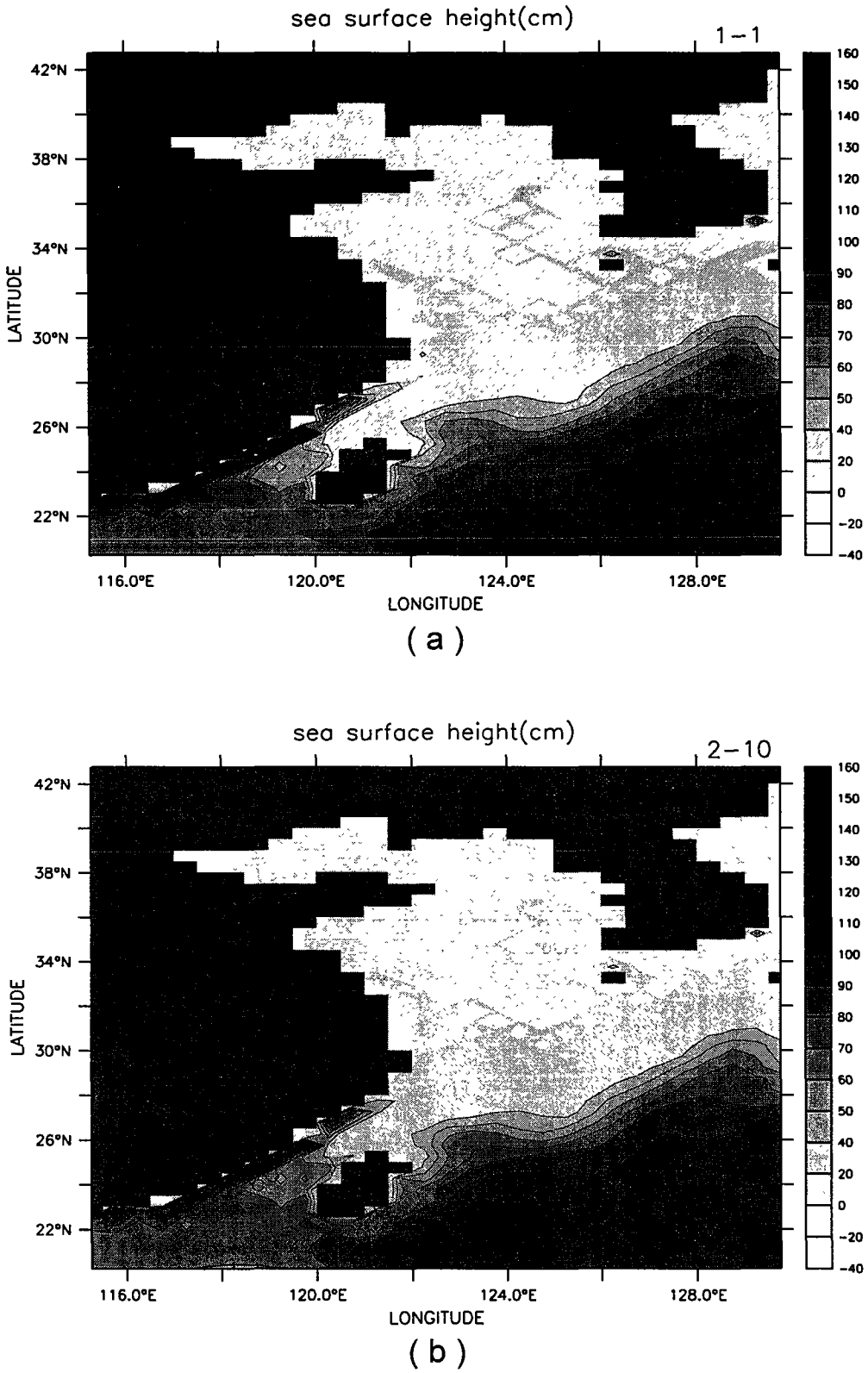


Fig. 5-3. Sea surface height in the East China Sea and the Yellow Sea. a) 19th February, b) 10th March.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

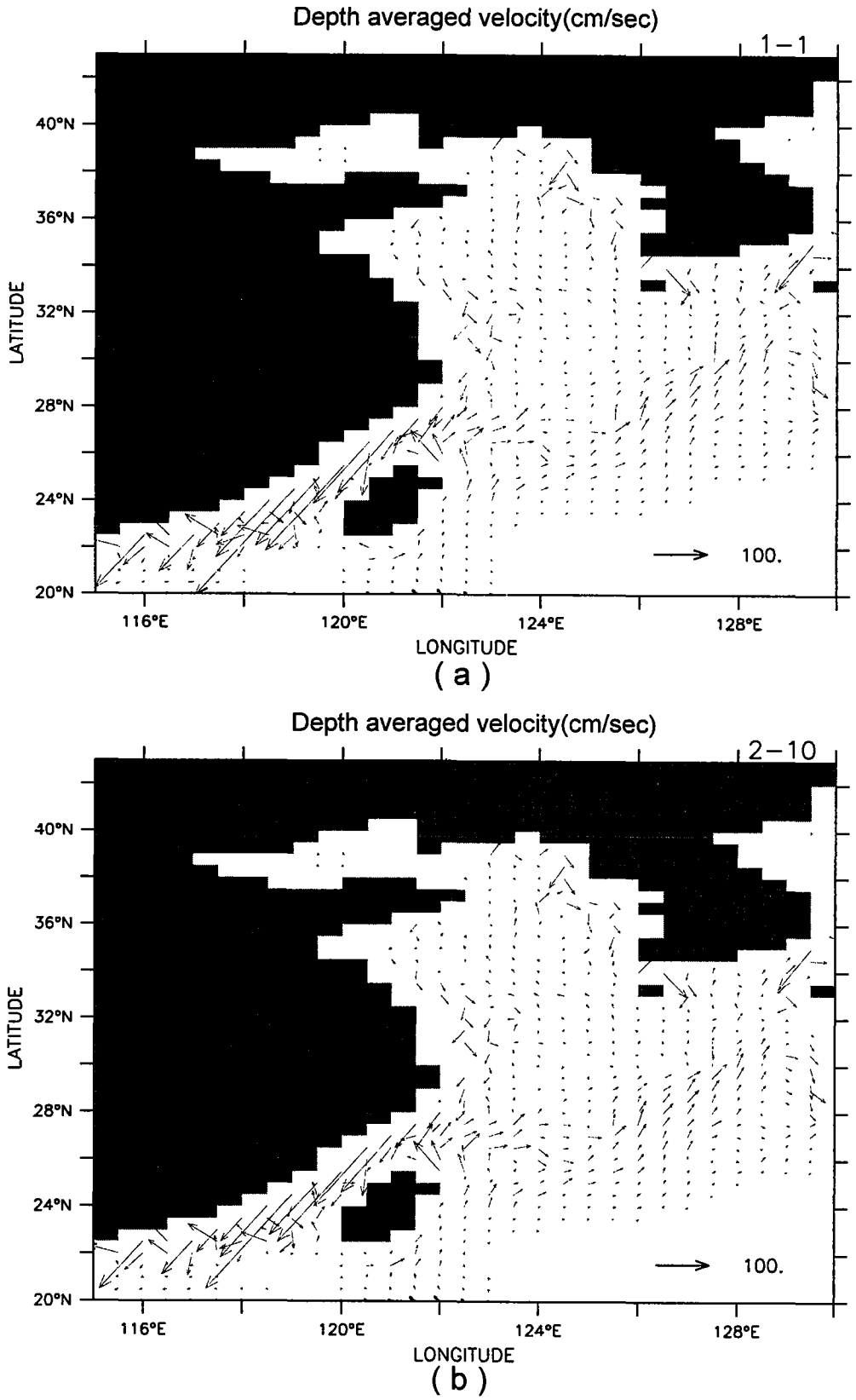


Fig. 5-4. Depth-averaged velocity field in the East China Sea and the Yellow Sea. a) 19th February, b) 10th March.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

제 6 절 양자강 하천수 plume의 확장

1. 서론

해양연구소(1998, 본 보고서 제3장 제13절 참조)에서 실제의 지형과 수심 조건하에서의 양자강으로부터 유출되는 저염수가 동중국해와 황해에 미치는 영향을 살펴보았다. 그 결과 저염수가 중국연안을 따라 남하할 뿐만 아니라 많은 양이 북쪽으로도 확산됨을 알 수 있었다. 그러나 황해와 동중국해는 조석이 강한 곳으로 그 효과를 포함하지 않은 해양연구소(1998)의 실험결과를 가지고 실제 현상을 설명하기에는 적당하지 않다. 그러므로 본 실험에서는 조석을 포함하였으며 그 효과가 저염수의 확산에 어떤 영향을 미치는가 살펴보았다.

2. 수치모델

해양연구소(1998)에 이어 POM (Princeton Ocean Model) 1996년도 version을 이용하였다. 모델영역도 해양연구소(1998)와 같으나 인위적인 수심과 지형의 변형을 가했던 북위 약 24도 남쪽의 해역에 실제지형과 수심을 도입하였으며 대한해협에서 끝났던 경계를 동해 내부로까지 확장하였으며 수심은 ETOPO5의 자료를 이용하였다. 해양연구소(1998)와 마찬가지로 수심이 500 m 이상인 곳은 500 m로 설정하여 각 위도별로 서쪽부터 수심을 검사하여 첫 번째로 수심이 500 m 이상이 되는 곳부터 시작하여 그 동쪽의 수심은 모두 500 m로 하였다. 남쪽의 50개 격자에는 이 곳을 sponge layer로 하기 위하여 수평 와도계수 값을 500 m^2/s로 하였다 (그림 6-1). 남쪽과 동해의 경계는 폐쇄경계로 하였으며 일본남쪽의 동쪽경계는 개방경계로 방사조건을 사용하였다. 조석은 해수면의 변동이 아닌 유속의 변동으로 동쪽경계에 주었으며 Mellor (1998)의 개방경계 조건 중에서 (A-3), (B-2), (B-3) 경계조건을 채택하였다. 동쪽경계에 주어진 조류의 진폭은 12.5 cm/s이며 위상은 0도로 전 격자에서 같다. 고 (1993)에 수록된 기존의 조석도에 의하면 조석도에 따라 약간의 차이는 있으나 대체로 본 모델의 동쪽경계에 해당하는 곳에서 M2분조의 위상은 1시간 이내로 같고 진폭도 일본 남쪽에서 약간 크나 대체로 약 50 cm임을 알 수 있다. 조류진폭 12.5 cm/s는 약 50 cm의 수위를 가질 수 있도록 몇 번의 간단한 실험을 통해 결정하였으며 조석만을 주어 모델링을 수행한 경우의 동쪽경계에서 monitoring한 마지막 25시간의 수위를 그림 6-2에 도시하였다.

3. 결과

먼저 조석이 제대로 재현되는가를 살펴보기 위하여 동쪽 경계에 조석만을 주었

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

을 경우의 M2분조의 진폭과 위상을 그림 6-3 에 도시하였다. 모델링은 먼저 150일 간 수행한 후 다시 25시간을 더 수행하는 방법을 취하였으며 마지막 25시간의 1시간 간격 자료로부터 진폭과 위상을 구하였다. 위상의 기준은 임의이며 그 분포형태만을 살펴보고자 하였다. 결과를 보면 기존의 M2의 진폭과 위상 분포형태와 잘 일치함을 알 수 있으며 양자강 하구역에서 1 m 이상의 진폭을 보이고 있다. 위상의 분포를 보면 산동반도 남쪽과 동쪽에 무조점이 형성되어 역시 기존의 조석도와 잘 일치한다. 다만 우리나라 서해안에서 진폭이 기존의 조석도보다 작게 나타나고 있는데 그 이유는 동쪽경계에 주어진 외력이 일반적으로 주어지는 수위가 아닌 유속이기 때문이 아닌가 여겨진다. 하나 그것이 사실이라면 우리나라 서해안뿐만 아니라 전 해역의 결과에 영향을 미칠 것으로 여겨지나 진폭과 위상의 공간분포는 큰 차이가 없어 본 실험이 조석의 영향을 살펴보기에 무난하다고 판단하였다.

다음 실험에서는 조석과 함께 해양연구소(1998)에서와 같이 양자강의 유출량에 시간에 따른 변화를 주어 실험하였다. 결과의 정확한 비교를 위하여 조석이 없을 때의 실험도 실시하였다. 조석이 없는 경우는 해양연구소(1998)에서 행했던 실험과 동일한 것으로 본 실험에서 추가된 대만 중부 이남과 대한해협 동쪽에서의 모델 수심 및 지형의 변화가 혹시 결과에 어떤 변화를 야기하는 가를 살펴보기 위해 수행하였다. 각각의 실험은 720일간 수행하였으며 두 실험의 첫째 층에서의 염분분포를 20일 간격으로 그림 6-4에 상호비교를 위하여 같이 도시하였다.

조석이 없는 경우의 결과는 해양연구소(1998)와 약간의 차이를 보이며 이는 대만 중부 이남의 수심 및 지형 차이에 의한 듯하다. 본 실험에서는 서쪽경계와 대만 그리고 남쪽경계와 대만 사이의 통로가 해양연구소(1998)의 경우에 비해 좁아 남향하는 연안류가 저지되는 효과가 생기는 것이 아닌가 여겨진다. 추후 서쪽경계를 서쪽으로 더 확장하여 실험을 실시하여 확인을 해야 할 것이다.

조석의 도입에 따른 가장 큰 변화는 저염수의 북쪽으로의 확산이 조석이 없는 경우에 비해 상당히 작아진다는 점이다. 조석이 없는 경우에는 저염수가 약 220일에 북위 35도에 도달하였으나 조석이 있는 경우에는 같은 시간에 그 보다 100 km 이상 남쪽인 북위 34도 부근에 겨우 도달하였다. 그 후로도 조석이 없는 경우에는 저염수가 산동반도의 남쪽해안을 따라 계속 확장되나 조석이 있는 경우에는 720일에야 북위 35도에 도달하였다. 북쪽으로의 확장이 원만치 못함에 따라 외해로의 확장이 조석이 없는 경우보다 약간 더 활발하나 그리 큰 차이는 보이지 않고 있다. 외해로 확장되는 저염수는 조석이 없는 경우나 있는 경우에 모두 제주도 남쪽으로 먼저 확장된 후 제주도쪽으로 이동이 이루어져 약 550일 경에는 제주도가 영향권에 들어간다. 이 때의 조석이 있는 경우를 살펴보면 양자강에서 유출된 저염수의 축은 북동쪽으로 향하며 제주도에서 정서방향의 지점인 약 북위 34도, 동경 123도에서 동쪽으로 방향을 틀어 제주해협으로 향하고 있다. 제주도를 지나친 저염수는 제주도 동쪽에서 다시 남진한다. 제주해협을 지나 한국남해안을 따라 동진하던 저염수의 축은 약 620일부터 양자강 하구로부터의 직접 연결된 다른 주축이 원래의 축의

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

남쪽에 형성됨에 따라 저염수의 공급이 끊겨 주변 고염수와 희석되어 염분이 높아진다. 620일 경부터 한국의 서해안을 따라 저염수가 북상하여 720일에는 서한만에까지 이르러 조석이 없는 경우에 비해 훨씬 북쪽까지 확장함을 알 수 있다.

4. 논의 및 결론

본 실험은 해양연구소 (1997, 1998)의 연장으로 실제 지형과 수심에 조석을 추가하였다. 조석의 도입에 따른 가장 큰 변화는 저염수의 양자강 북쪽으로의 확산범위가 조석이 없는 경우에 비해 훨씬 남쪽으로 제한되어 있다는 점이다. 두 실험 모두에서 양자강으로부터의 담수의 유출량은 같으므로 북쪽으로 확산되지 못한 만큼 외해나 남쪽으로의 확산이 많아야한다. 결과를 보면 남쪽으로의 확산은 조석이 없는 경우에 비해 그리 두드러지지 않으나 외해로의 확산은 활발하여 조석이 없는 경우에 비해 우리나라 서해안과 남해안의 더 넓은 지역에 저염수가 도달하고 있음을 볼 수 있다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

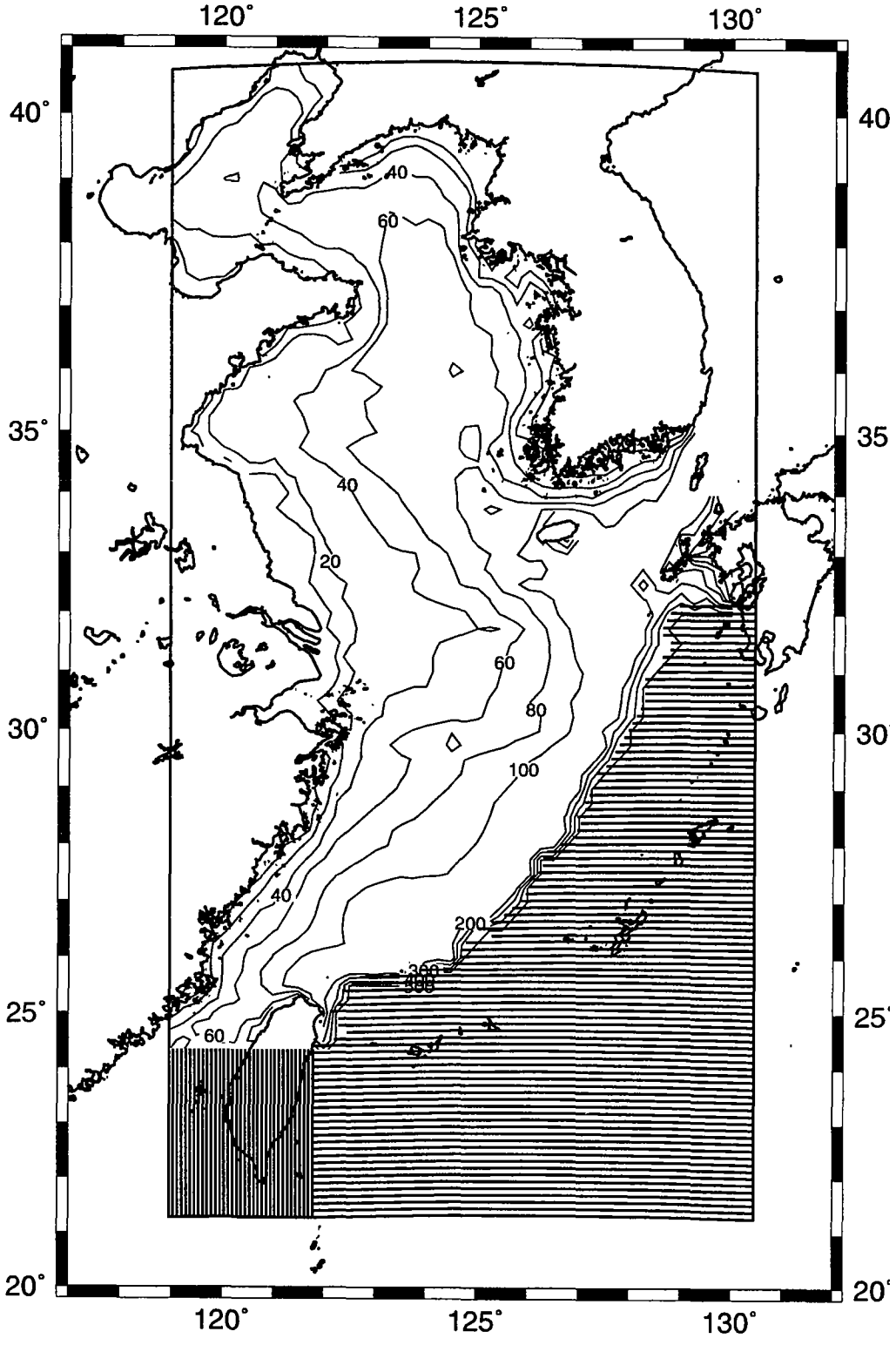


Fig. 6-1. Model domain.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

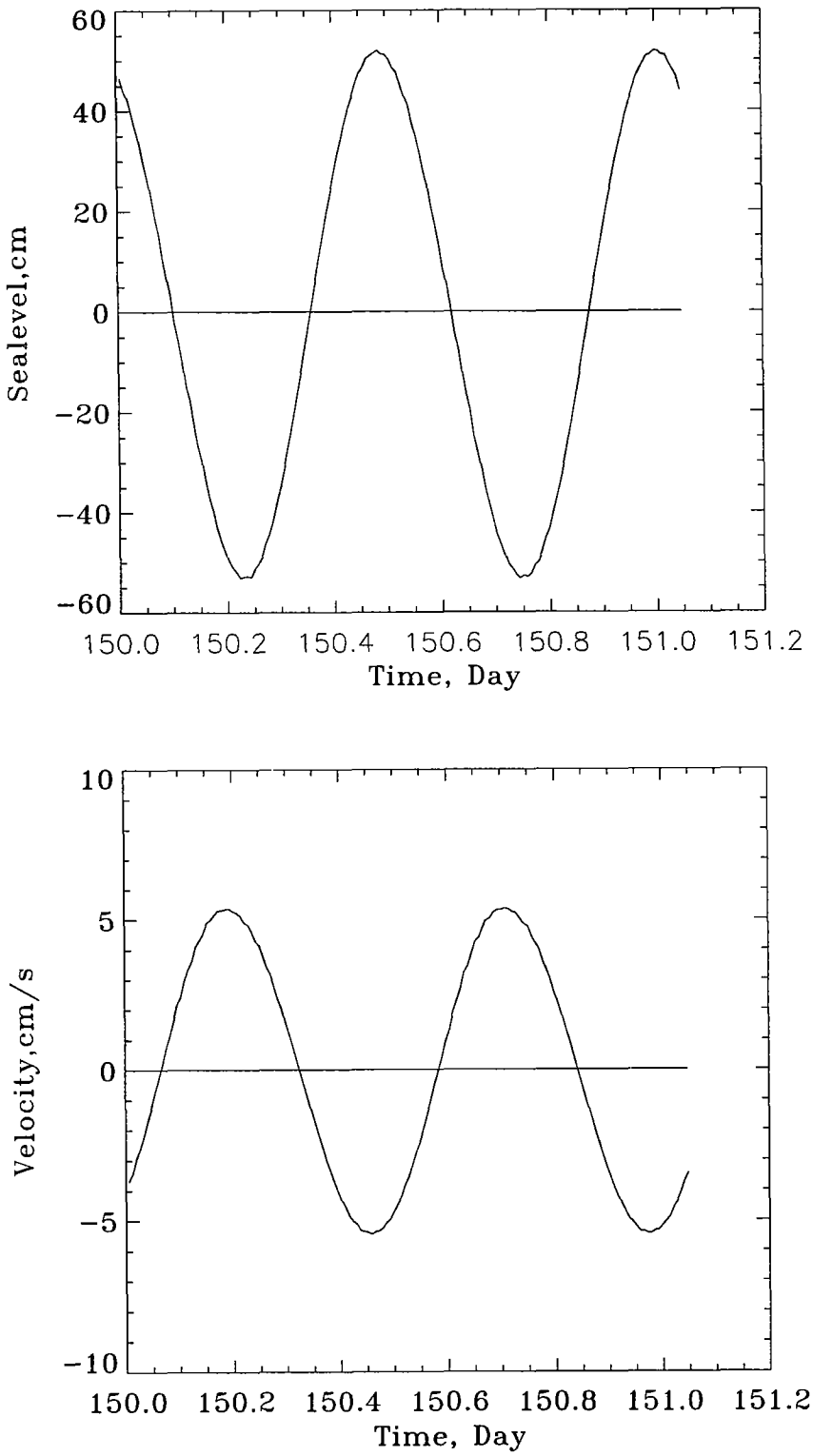


Fig. 6-2. Time series of the elevation during last 25 hours at the east boundary of model domain, which calculated only by M2 tide.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

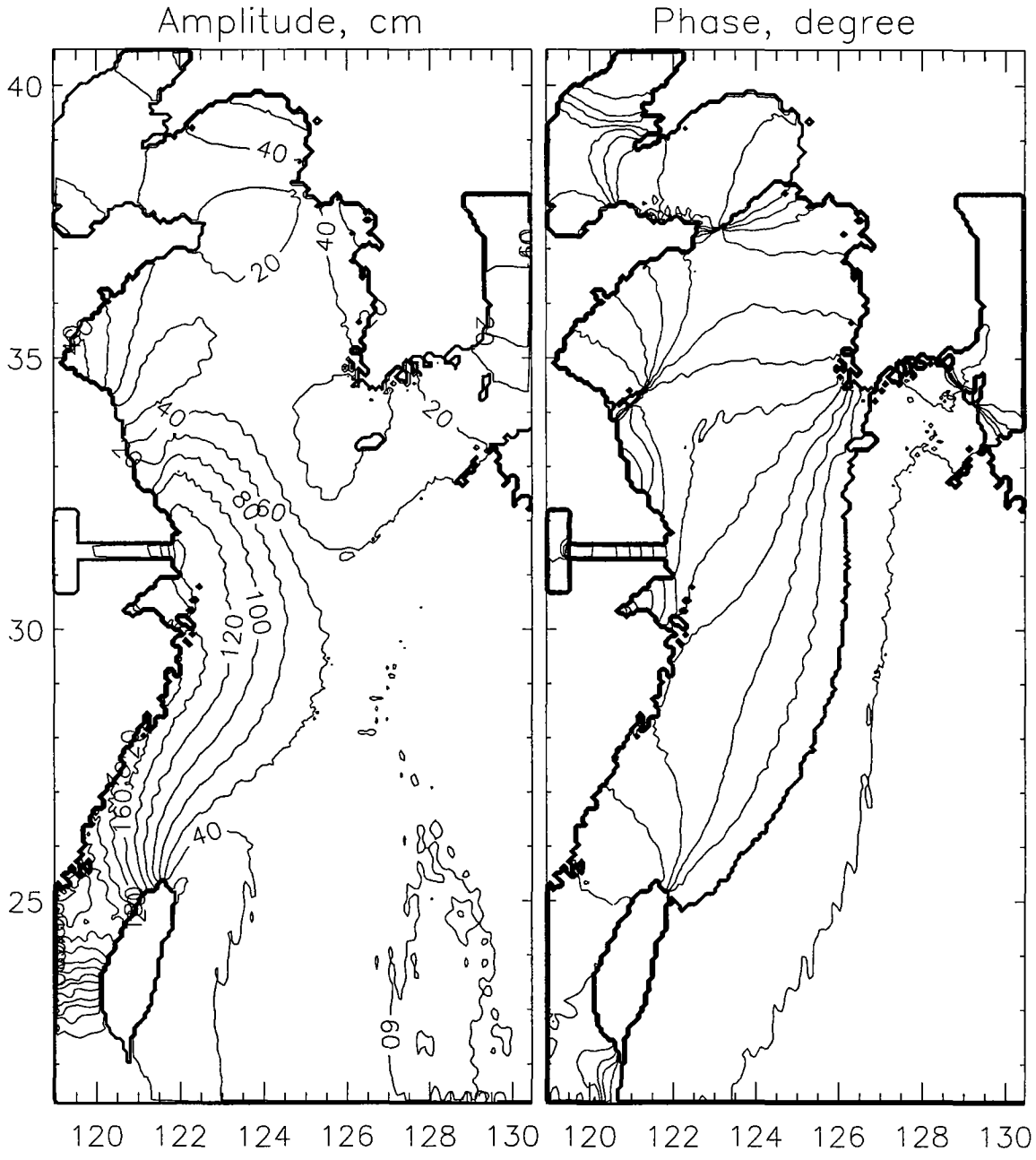


Fig. 6-3. Calculated M2 co-tidal range and phase.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

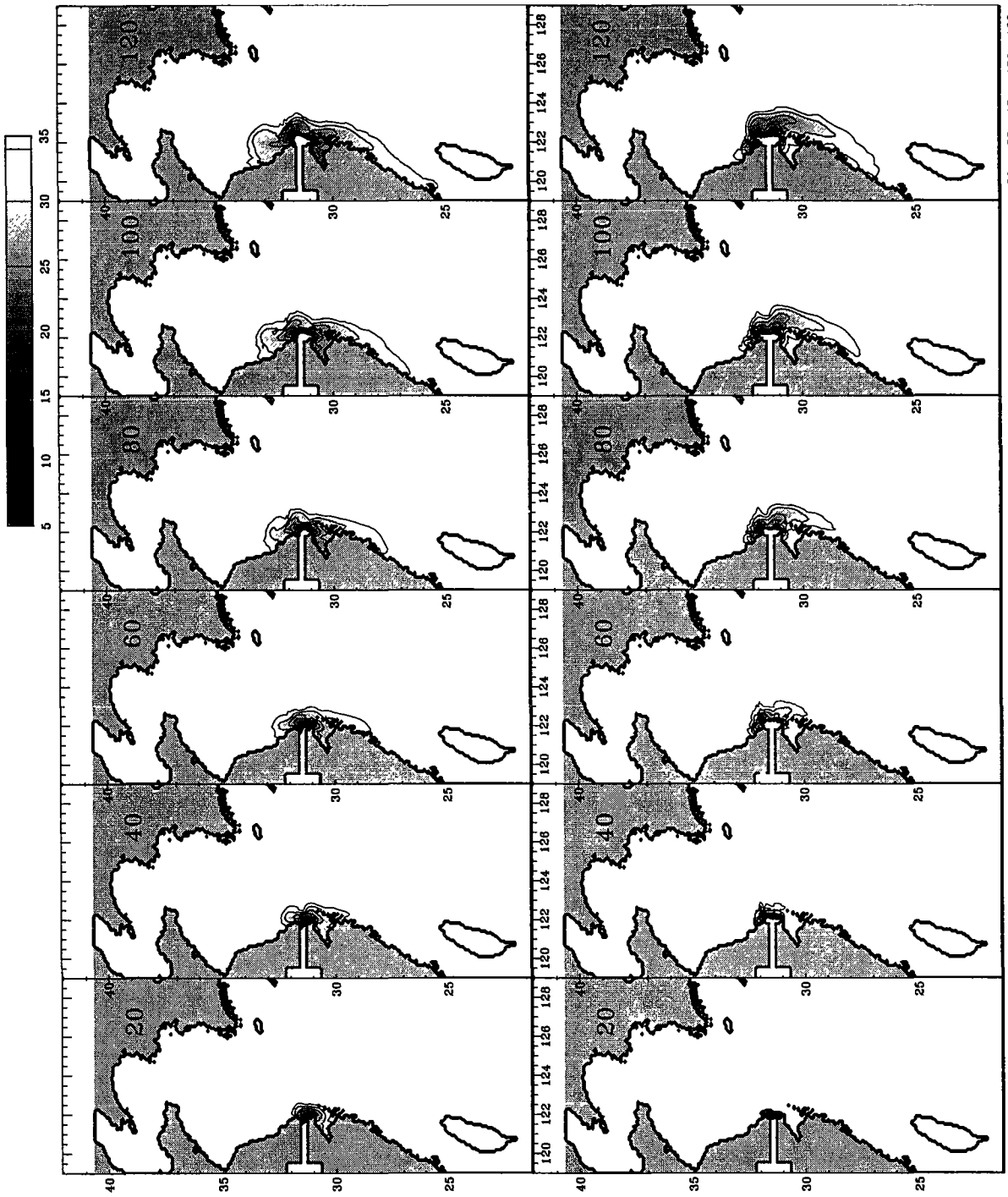


Fig. 6-4. Salinity distributions in the 1st layer at the 20-day interval. Upper and lower panels are for the case with and without tide, respectively.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

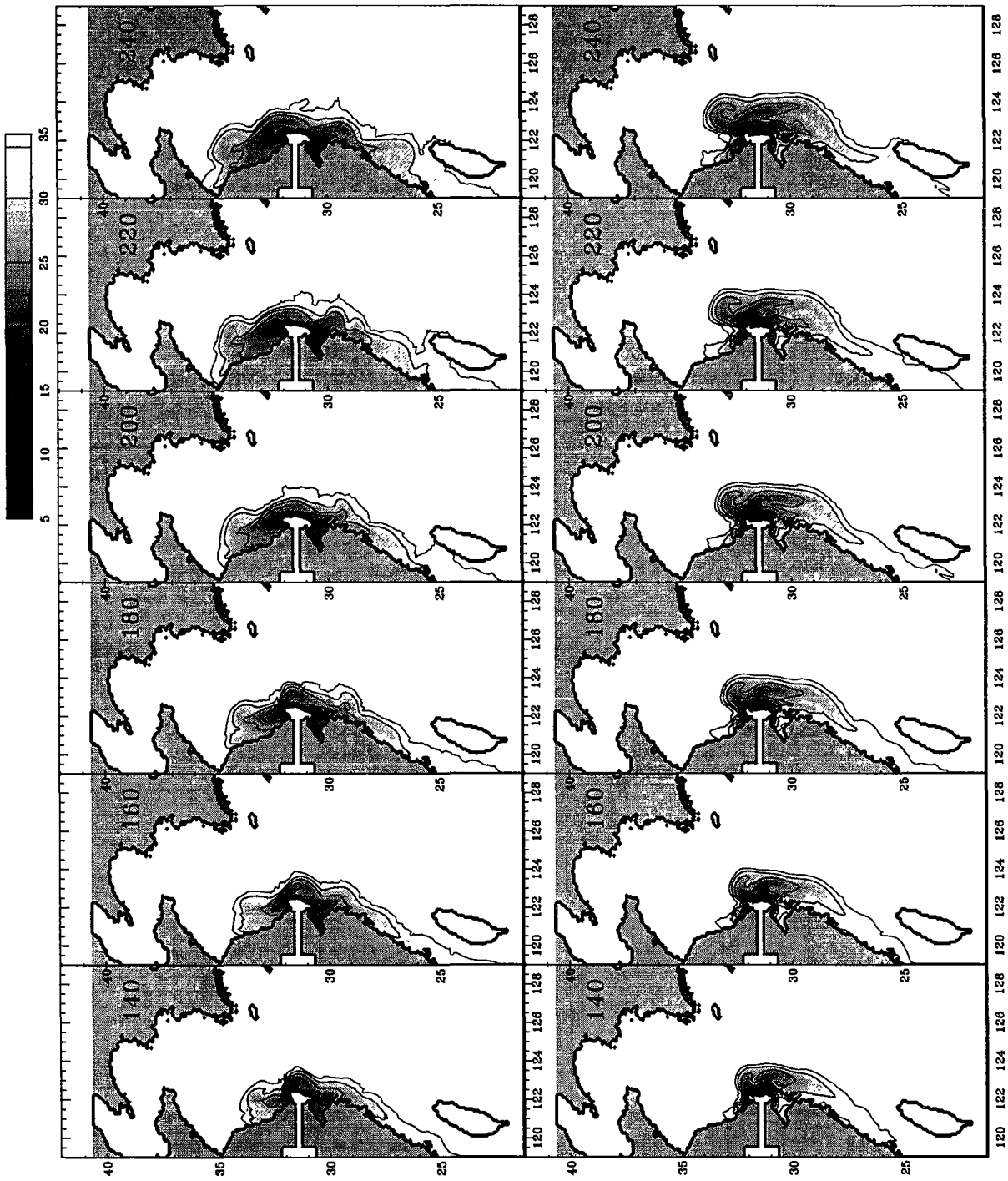


Fig. 6-4. (continued)

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

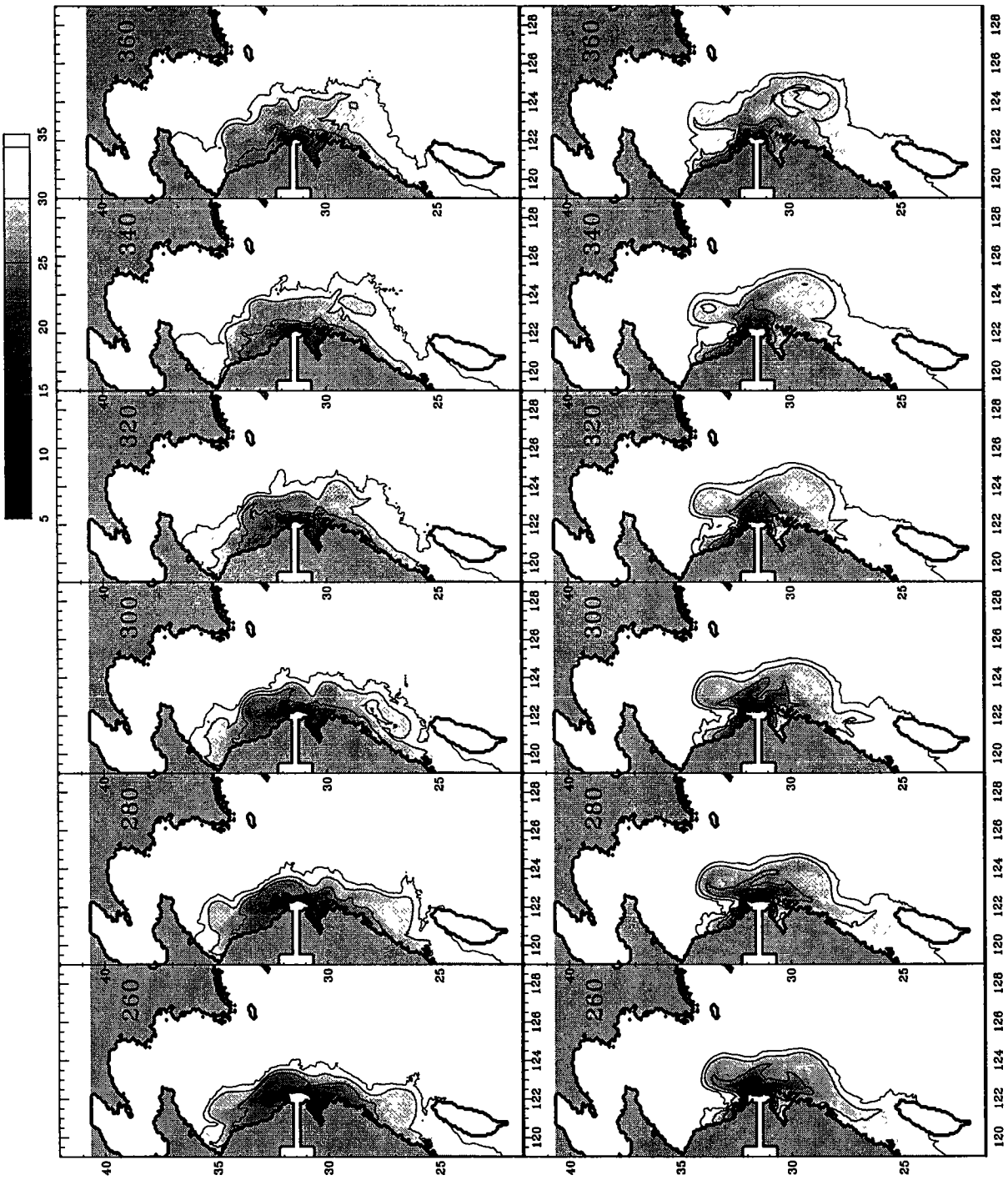


Fig. 6-4. (continued)

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

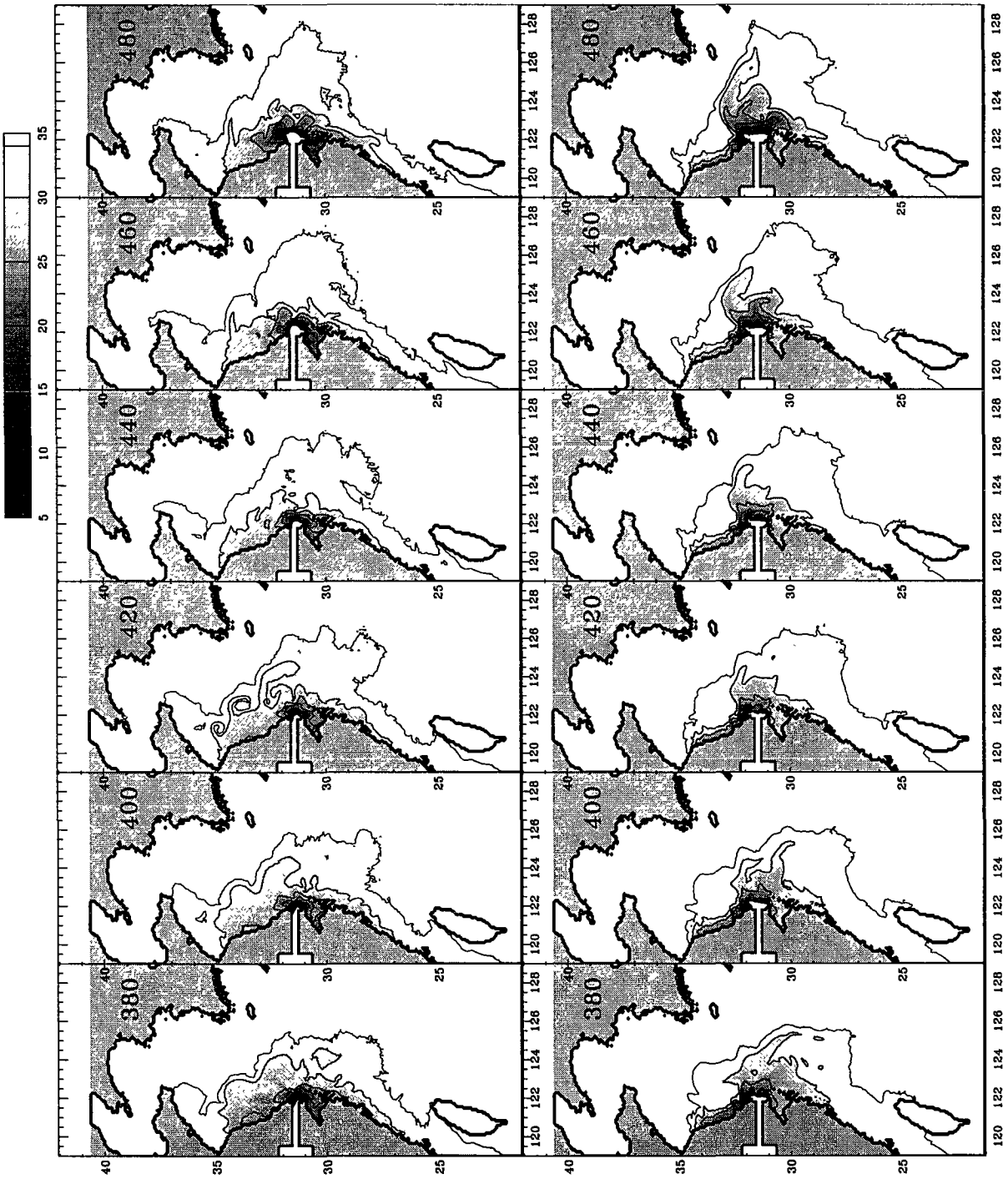


Fig. 6-4. (continued)

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

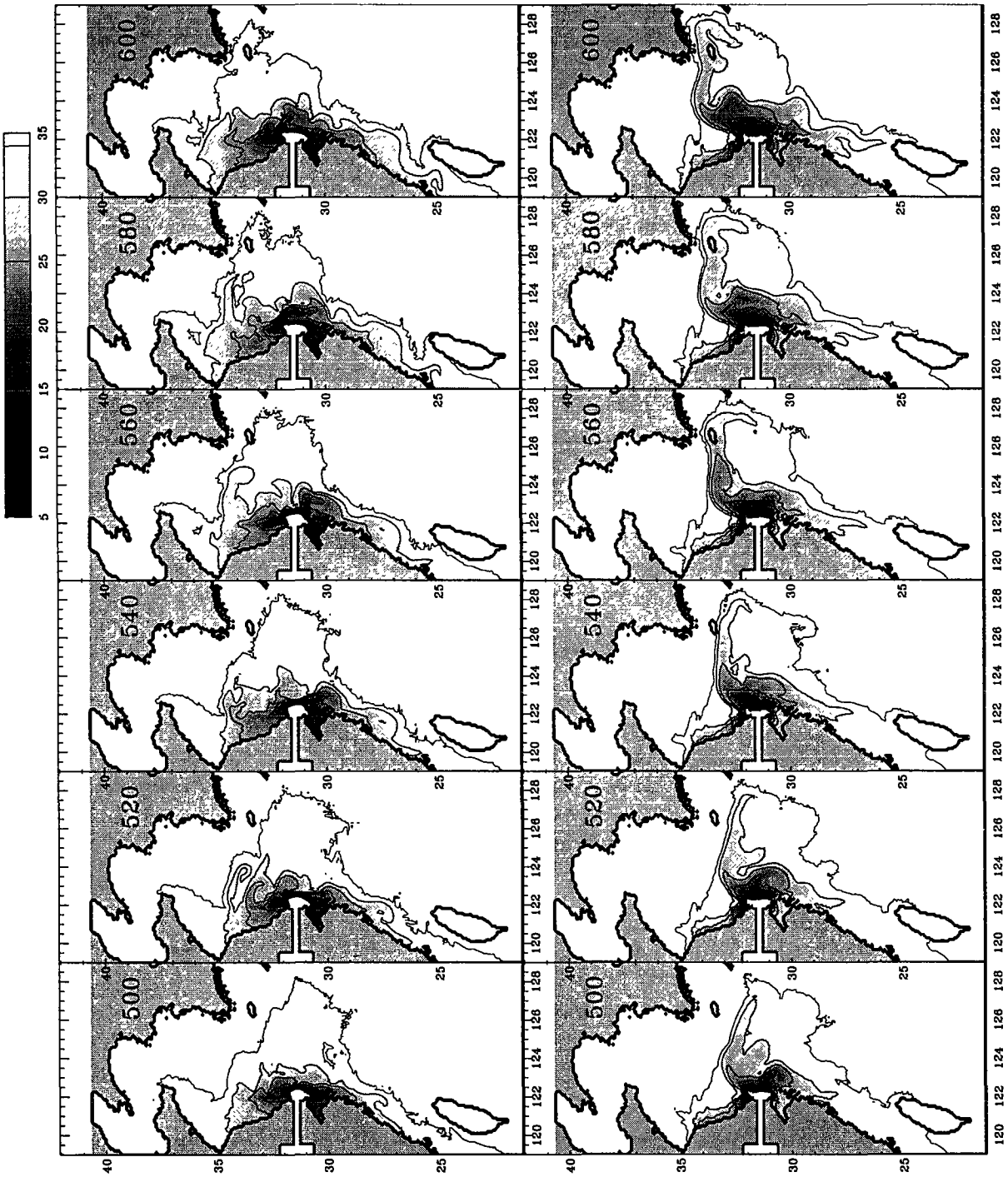


Fig. 6-4. (continued)

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

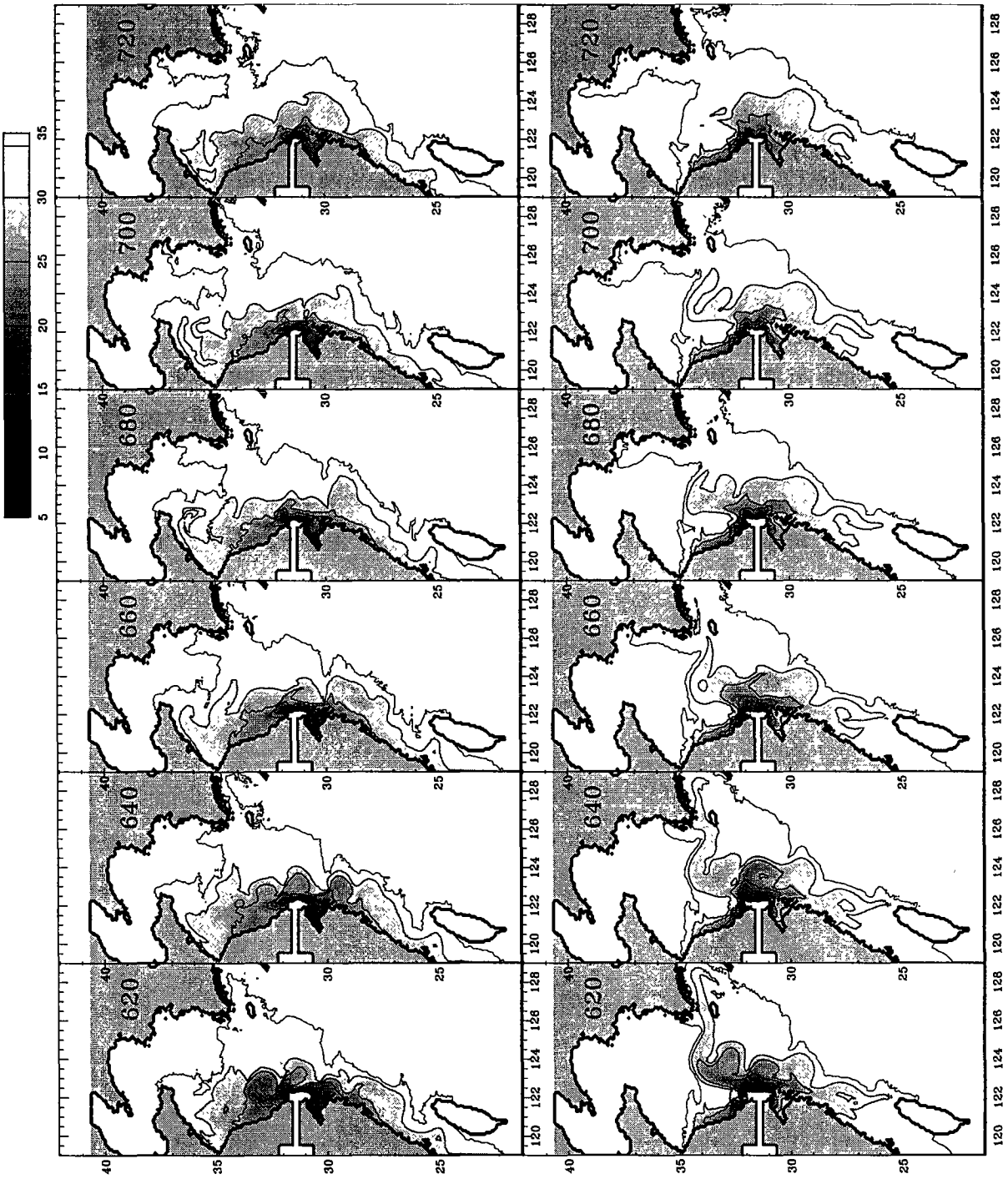


Fig. 6-4. (continued)

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

제7절 황동중국해 2층 조석 모델링

황동중국해의 이층(Two-layer) 조석 모델링의 본 연구결과를 국제학술지에 제출하기 위하여 1차적인 초안을 작성하였으며 주된 연구내용은 아래와 같다. 현재 본 초안은 내용은 계속 수정하여 추가적인 첨삭 후에 제출될 예정이며, 본 연구의 내용을 발췌 인용 및 그림의 인용이나 전재를 위해서는 저자의 허락을 득하시기 바랍니다.

본 연구는 황·동중국해를 대상으로 Ryukyu 열도와 대한해협을 개방경계로 하고, 위, 경도 약 7km (위도방향=1/16 °, 경도방향=1/12 °) 해상도상의 2차원 조석수치모델(Kang et al., 1998)과 동일한 격자상에서 2층 모델을 적용하여 M_2 조석과 조류의 경압특성을 고찰하고 있다. 본 내용의 주요 결과는 2층 모델을 통하여 성층조건에서의 조석, 조류의 경압특성을 고찰하고자 하는 것이며, 연구결과는 하계에 지역에 따른 유속의 연직특성 변화, 대한해협등에서 조석의 계절적인 특성에 대한 역학적 원인을 규명하는 데, 도움이 될 수 있을 것이다. 본 연구결과는 영문 초안은 아래와 같다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

Two-layer Tide Modeling of the Yellow and East China Seas

Abstract

Under stratified condition are investigated the baroclinic response of tide and tidal current in the Yellow and East China Seas, using two-layer numerical model. The varying degree of stratification in order to examine different baroclinic effect are assigned in terms of varying upper layer thickness and density difference.

Comparison between available current observations and model result shows the reasonable agreement for the shear characteristics of tidal current, with relatively large current shears dominated around the shelf region off the Yanztze river, where baroclinic energy flux are seen to radiate toward the offshore area. The degree of inhomogeneity of current shear between layers is quite interesting from the tidal dynamics point of view. In addition, the rotation direction of tidal ellipse are mostly same between upper and lower layers, but reverse at the region off the southwestern tip of Korean peninsula.

The seasonal variability of M_2 tide in the YECS, especially along the Korea/ Tsushima Strait, which was revealed in Kang et al. (1995), is investigated by a series of numerical experiments with varying degree of stratification which is specific for the winter and summer seasons. In particular the amplitude of M2 tide at Cheju harbor decreases nearly by 10 cm (about 10% less than that of winter) during summertime stratification condition, which coincides with the observations. This result indicates that the increased scattering of barotropic tidal energy into baroclinic energy, due to increased stratification toward summer season, could be the main cause of seasonal variability of the M2 tide in the area.

1. Introduction

A comprehensive work on the tide and tidal currents in the Yellow and East China Seas (YECS) was done by Ogura (1933) (see also Defant (1960)), who edited the co-tidal and co-range charts in these seas, based upon a large number of tidal measurements. The co-tidal and co-range charts for these seas were

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

recently redrawn by Nishida [1980]. The tide or tidal current data used for editing tidal chart is not usually classified according to the seasons, even though baroclinic effect may exist in the data. The tidal charts are generally believed to describe the barotropic tide. However, the coamplitude line may be significantly dostorted or have a large irregularity by strong baroclinic effects, as revealed by Topex/Poseidon satellite observation [Ray and Mitchum, 1997] and numerical modeling [Kang et al., 2000]

The tidal system of YECS is very complex with many amphidromic system and a large tidal range in Kyunggi Bay. Therfore, it deserves frequent numerical modeling or analytical model studies. Various numerical experiments have been carried out to investigate the tidal regime in the YECS, in terms of finite difference model [An, 1977; Choi, 1980, 1990; Kang et al., 1991, 1998; Kantha et al, 1996; Lee and Beardsley, 1999] or finite element model [Lefevre et al., 1998], using 2 or 3 dimensional models. However, most of the modeling works are focused upon barotropic features of tide and tidal currents in terms of 2-dimensional modeling, and even 3 dimensional modeling studies are mainly carried out with homogeneous case, except for Lee and Beardsley [1999], who investigated the residual circulation for the homogeneous and schematic stratified conditions due to complex water mass characteristics in the YECS.

Actually the contributing water masses in the YECS consists of Yellow Sea bottom cold water, Tsusima current flowing out of Kuroshio into East/Japan Sea through South Sea [Lie and Cho, 1994], and several Chinese and Korean coastal waters, Yanztze river.

Even though the water masses in the YECS is complicated in horizontal domain, the representative features in summer season is strongly stratified and turned into homogeneous or well mixed in most shelf region. The stratification are specially reinforced in the southern Yellow Sea region due to Yangtze river discharge and Tsusima current flowing through Korea/Tsusima Strait with detouring branch around the Cheju Island (Fig. 1). This seasonal pattern of water mass allows us to roughly schematize the water mass features to be partly stratified, strongly stratified, partly stratified, and well mixed, according to varying seasons from spring to winter. Then, the baroclinic tidal features could be investigated using two-layer model with varying stratification conditions in terms of upper layer thickness and density difference.

Actually we can expect that current shear appears in two layer schematization

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

as following process; That is, the surface barotropic tide may induce the slope of interface between layers in horizontal domain since there is horizontal gradient of surface cotidal line, assuming that the phase of interface disturbance has a linear relation with surface tide. Other mechanism inducing interfacial slope may be due to the internal tide generation, which is generated by depth gradient and stratification and many researchers have investigated internal tide generation using numerical models [e.g., Holloway 1996; Cummins and Oey 1997; Kang et al. 2000]. The gradient of interfacial slope occurring due to above processes will raise current shear between layers in terms of thermal wind relation.

In this paper the baroclinic features of the M_2 tide and tidal current in YECS are examined using two-layer numerical model in the same grid system used for barotropic tide study by Kang et al. [1998]. The computed current shears for strongly stratified summer condition are compared with observed current data of summer season and spatially inhomogeneous pattern of current shear appearing are discussed. A two-layer model can resolve the barotropic mode and the 1st baroclinic mode and Pingree et al. [1983] and Serpette and Maze [1989] used simple two-layer models in their respective Celtic Sea and Bay of Biscay studies,

Kang et al. [1995] showed that the M_2 tidal constant has dominant seasonal variability with large amplitude in summer and smaller amplitude in winter season and discussed that the seasonal variability of the M_2 tidal constant might be related to the frictional damping and advection effect [see also Ray and Mitchum, 1998] by mean current. However, the discussion are based upon quantitative analysis for the seasonally different damping coefficient. In this paper, with varying stratified conditions the tidal scattering problem of barotropic to baroclinic energy is investigated in terms of varying surface amplitude of the M_2 tide in this paper, which has, to our knowledge, rarely been studied before. Present study result strongly supports that the dominant seasonal variation of the M_2 harmonic constant especially along the Korea/Tsusima Strait [Kang et al., 1995] could be explained by the seasonally different tidal scattering of barotropic to baroclinic tidal energy due to varying degree of baroclinicity of water mass in this area.

Most numerical models have concentrated mainly on the continental shelf or slope regions [Cummins and Oey, 1997] and rarely on the underwater ridges [Kang et al., 2000]. Since the major axis of the tidal current in the shelf slope of

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

the East China Sea is directed across the isobath, the generation of internal tide is expected to occur. However, the grid resolution is not fine enough to resolve the generated internal tide of about several tens of km, and, therfore, the intensity of generation might be weakened or distorted under present grid resolution. Probably the grid resolution necessary to resolve about 20 km wavelength may require 2km or less grid interval, which is too many to handle under present situation. Therefore, our study are mainly focused on baroclinic effect by large scale, horzontal gradient of interfacial slope arising from surface barotropic tide propagation. Henceforth, the surface manifestation of internal tide [Ray and Mitchum, 1997; Kang et al., 2000] can not examined properly in present study.

2. A two-layer model

2.1. Model formulation

A two-layer, stratified, nearly horizontal flow is considered according to the definition sketch shown in Fig. 2. The governing equations for the two-layer flow are described under the spherical polar coordinate system. For a two-layered flow, the usual depth-averaged two-dimensional equations for shallow water waves can be alternatively represented in terms of layer-integrated velocities for each layer. KFCC examined Hawaiian internal tide generation with advection term,but here the effect is neglected since advection term is mainly related to higher harmonic generation and present purpose is to examine the baroclinic respone of the M_2 tidal wave for the seasonally different stratification condition. The momentum and continuity equations of the upper and lower layers, without surface wind stress, are as follows:

Upper layer;

$$\frac{\partial U_1}{\partial t} - 2\omega \sin\phi V_1 = -\frac{gh_1}{R\cos\phi}\frac{\partial}{\partial \chi}(h_1 + h_o + Z_b) + \frac{U_1 V_1 \tan\phi}{Rh_1} - \frac{K_i}{\triangle z}\sqrt{\left(\frac{U_1}{h_1} - \frac{U_0}{h_0}\right)^2 + \left(\frac{V_1}{h_1} - \frac{V_0}{h_0}\right)^2}\left(\frac{U_1}{h_1} - \frac{U_0}{h_0}\right) \quad (1)$$

$$\frac{\partial V_1}{\partial t} + 2\omega \sin\phi U_1 = -\frac{gh_1}{R}\frac{\partial}{\partial \phi}(h_1 + h_o + Z_b) + \frac{V_1^2 \tan\phi}{Rh_1}$$

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

$$-\frac{K_i}{\triangle z}\sqrt{\left(\frac{U_1}{h_1}-\frac{U_0}{h_0}\right)^2+\left(\frac{V_1}{h_1}-\frac{V_0}{h_0}\right)^2}\left(\frac{V_1}{h_1}-\frac{V_0}{h_0}\right) \tag{2}$$

$$R\cos\phi\frac{\partial h_1}{\partial t}+\frac{\partial U_1}{\partial \chi}+\frac{\partial(V_1\cos\phi)}{\partial\phi}=0 \tag{3}$$

Lower layer;

$$\frac{\partial U_o}{\partial t}-2\omega\sin\phi V_o=-\frac{gh_o}{R\cos\phi}\frac{\partial}{\partial\chi}(\lambda h_1+h_o+Z_b)$$
$$-\frac{K_b}{h_o}\sqrt{U_o^2+V_o^2}U_o+\frac{U_oV_o\tan\phi}{Rh_o}$$
$$-\frac{K_i}{\triangle z}\sqrt{\left(\frac{U_1}{h_1}-\frac{U_0}{h_0}\right)^2+\left(\frac{V_1}{h_1}-\frac{V_0}{h_0}\right)^2}\left(\frac{U_1}{h_1}-\frac{U_0}{h_0}\right) \tag{4}$$

$$\frac{\partial V_o}{\partial t}+2\omega\sin\phi U_o=-\frac{gh_o}{R}\frac{\partial}{\partial\phi}(\lambda h_1+h_o+Z_b)$$
$$-\frac{K_b}{h_o}\sqrt{U_o^2+V_o^2}V_o+\frac{V_o^2\tan\phi}{Rh_o}$$
$$-\frac{K_i}{\triangle z}\sqrt{\left(\frac{U_1}{h_1}-\frac{U_0}{h_0}\right)^2+\left(\frac{V_1}{h_1}-\frac{V_0}{h_0}\right)^2}\left(\frac{V_1}{h_1}-\frac{V_0}{h_0}\right) \tag{5}$$

$$R\cos\phi\frac{\partial h_o}{\partial t}+\frac{\partial U_o}{\partial\chi}+\frac{\partial(V_o\cos\phi)}{\partial\phi}=0, \tag{6}$$

where χ is longitude; ϕ is latitude; Z_b is bottom topography (Fig.1); $h_o(=H_o+\eta_o)$ is total water depth of the lower layer; $h_1(=H_1+\eta_1)$ is total water depth of the upper layer; $\triangle z=0.5(h_o+h_1)$; $U_1(U_o)$ is mass flux of the upper (lower) layer in χ; $V_1(V_o)$ is mass flux of the upper (lower) layer in ϕ; R is radius of the earth; $\lambda=\rho_1/\rho_o$; K_b is the bottom friction coefficient; K_i is the interfacial shear stress coefficient, and g is gravity acceleration. H_o, η_o, H_1, and η_1 are the thickness of mean lower layer, the disturbance of lower layer, the thickness of mean upper layer and the surface disturbance of upper layer, respectively.

The full set of equation system is discretized with time and space centered schem [Kang et al., 2000] and the finite difference equation system is solved alternating direction implicit (ADI) method. It can be said that the full set equations is solved with an extension of the one-dimensional two-layer modeling scheme [Hodgins 1979; Kang 1986] and a depth-averaged 2-dimensional modeling

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

method [Abbott et al. 1981; Kang et al. 1998] [see appendix A of Kang et al. (2000) for the details]. Solution procedure is that the continuity and momentum equations for the upper and lower layers in the χ coordinate are solved simultaneously, and continuity and ϕ direction momentum equations in the ϕ coordinates are solved in next stage, with dynamical linking and without resorting to the separation of variables or modes [Serpette and Maze, 1989].

The bottom friction term for the lower layer has been expressed in quadratic friction form, following the general applicability of the quadratic friction law for the semi-diurnal tide modeling [e.g., Pingree and Griffiths, 1987], and square-law formulation [Bertelsen and Warren, 1977] is also used for the interfacial stress at the interface. Linear interfacial coefficient instead of square-law was also found to work reasonably well for the exchange flow tests done in previous works [e.g., Hodgins, 1979] and internal tide modeling [Kang et al., 2000], but present quadratic form was also found to show similar result and it takes more general form.

2.2. Computation and Experiments

The initial and boundary conditions required for the solution of equations (1) to (6) are described as follows. At $t=0$, the values of $\eta_o=\eta_1=U_{0,1}(\chi, \phi, t)$ $=V_{0,1}(\chi, \phi, t)=0$ are specified at all points. The initial thickness of the upper layer was set to h_1=5, 10, 15, and 20 m. The shallow region where water depth is less than initial upper layer thickness was treated practically as one upper layer, with thin lower layer necessary to keep solution algorithm, which is a usual way to treat shallow region in layer model.

The model boundary is the same as barotropic model by Kang et al.[1998] and the same M_2 open boundary values were specified along the open boundaries. These open boundary elevations are prescribed for tide according to the expression: as

$$\eta_o(t) = A\cos(\omega t - G), \tag{7}$$

where A is the tidal amplitude and G the phase lag of the M_2 tide. The boundary elevation was defined as a variation of the interfacial surface while keeping the thickness of upper layer constant as 5, 10, 15 or 20 m. Since the propagation speed of a surface gravitation wave is about 100 times faster than

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

the internal wave speed, $\left\{ \frac{\Delta\rho}{\rho_o} g \frac{H_o H_1}{(H_o+H_1)(1-f^2/\omega^2)} \right\}^{1/2}$, the response of interfacial motion to the barotropic tidal wave travelling over the shelf region can be investigated, which idea was proved to work successfully in modeling work of internal tide generation along the Hawaiian aubmarine ridge [Kang et al.,2000] .

Grid resolution is about 7 km in latitude and longitude with $1/16^\circ$ in latitude by $1/12^\circ$ in longitude. The time step used is 43.666 seconds and one M_2 period consists of 1024 time step.

The bottom friction coefficient for one M_2 component experiment was chosen to be $K_b=0.0026$ to consider mutual damping effect between components bottom. Kang et al. [1998] showed that dissipation contribution to M_2 tide by itself is about 87% by ltself, about 8% by S_2 tide, and remaining contribution by other components. The magnitude of the interfacial stress coefficient (K_i) for quadratic form is chosen to be 0.017, and interfacial coefficient in case of linear form was given as $K_i=0.0015$, which used by Hodgins (1977) with exchange flow tests and internal tide modeling by Kang et al.[2000].

Density structure according to seasons in the Yellow and East China Seas are well observed by the Eastern East China Sea and Western East China Sea circulation program as well as Yellow Sea Observation program. As mentioned in introduction section, the density structure in the most of model region on continental shelf is well-mixed homogeneous in winter, while well stratified in summer season with intensified stratification during August. The during spring and fall the stratification are relatively weak with increasing stratification phase and decreasing stratification phase.

Following observations we need to schematize input parameters for our experimental cases. Specifically, for summer season we estimated the upper and lower layer densities, $\rho_{1,0}$ to be 1021.5 and 1025.5 $\mathrm{kg\,m^{-3}}$; and the upper layer thickness H_1 to be 20 m (RSM). Difficulty arises in schematizing the parameters for winter season. We set parameters in order to keep the structure near to homogeneous and keep consistency of experiment. We set the upper and lower layer densities, $\rho_{1,0}$ to be 1021.5 and 1025.5 $\mathrm{kg\,m^{-3}}$; and the upper layer thickness H_1 to be 5 m (RWN). 5 m thickness of upper during winter season

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

may be reasonable in some sense since surface thin layer would be kept by solar radiation. Intermediate depth of upper layer such as 10 and 15 m could be set for partly mixed case representing spring and/or fall cases, with the upper and lower layer densities, $\rho_{1,0}$ to be 1021.5 and 1025.5 kg m^{-3} (RSP and RFA)

In order to reinforce the homogeneous feature in winter season, experiment weak stratification was also carried out, with the upper and lower layer densities, $\rho_{1,0}$ to be 1022.5 and 1024.5 kg m^{-3} (RWW). Experimental cases are given in Table 1.

Table 1. Experimental cases in this study.

Experiment	H_1 (m)	$\triangle\rho/\rho_o$	K_t
RUNSP	10	0.0039	0.017
RUNSM	20	0.0039	0.017
RUNFA	15	0.0039	0.017
RUNWI	5	0.0039	0.017
RUNWW	5	0.0020	0.017

Continuous model runs were carried out over 7 M_2 tidal cycles. An FFT analysis over the 7th cycle was used to calculate amplitudes and phase lags of the M_2 tide.

3. Results : barotropic and baroclinic responses according to varying stratification

Most interesting result is the baroclinic result in summer season (RUNSM) and the parameterization with upper layer thickness and degree of stratification are rather near to the observed ones in the shelf region of YECS. Also baroclinic effect in observed data may appear clearly, compared with those in other seasons. Therfore, most description is focused upon the result in summer case [RUNSM] and comparison of summer result with winter result [RUNWN] ,

Major results are described in terms of tidal ellipse and the ellipse in shallow region where total water depth is less than upper layer thickness is described for the upper layer result. Tidal scattering problem of barotropic to baroclinic energy is also examined in terms of comparison of surface amplitude between summer and winter results, which is again compared with observed features of

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

harmonic constants showing seasonal variability in stations along the Korea/Tsusima Strait.

3.1 Comparison of surface amplitude between model and observations

The computed harmonic constants for RWN and RSM are listed in Table 2 as well as barotropic model result (BTM) by Kang et al. [1998] and observations at 34 points (Fig. 3) used for validation purpose in Kang et al. [1998]. The RMS error of BTM, RWN and RSM are given in Table 3.

Results of winter condition (RWN) are more or less similar to those of barotropic model by Kang et al. [1998] (BTM), with (amplitude, phase)RMS error of BTM and RWN being (9.7cm, 4.5°) and (10.5cm, 6.4°). The (amplitude, phase)RMS error of summer condition experiment (RSM) are (14.9cm, 5.6°) where amplitude error is especially larger than other cases. This is specially due to greater amplitudes of RSM than RWN in inner Kyunggi Bay, as is to be seen in Fig.5. This large values in the Kyunggi Bay is decreased with experiment considering M_2 and S_2. The results with these two components are presented in the following tidal charts (Figs. 6 and 7). However, relatively large amplitudes do appear with the conditions, implying large amplitudes in Kyunggi Bay may occur as a phenomenon. The model result in Table 2 is one from one component experiment, since there is still some instability in numerical solution when 2 components are included. That seems to be due to large interfacial disturbance by two components during spring tide, raising large disturbance probably over upper layer thickness of 20 m.

The computed M_2 tidal charts for RWN and RSM with only M_2 component are presented in Figs. 4 and 5. The relatively smaller amplitude in Fig. 4 in inner Kyunggy Bay are obvious, compared with those of Fig. 5 (RSM).

Careful comparion of Figs. 4 and 5 shows that there exists some difference between two results in several aspects. First, the location of amphidromic points of Fig. 4 in Pohai Bay appears in deamphidromic pattern, compared with amphidromic points of summer case experiment (RSM). Maximum co-amplitude values of Fig. 5 in the northern and western ends in Pohai Sea are larger than 100 cm, but 100 cm co-amplitude line does not appear both in winter condition experiment result (Fig. 4) and barotropic model (Fig. 3 of Kang et al. (1998)). Also 3, 4, and 5 hr co-phase lines of experiment RSM leads slightly those of experiment RWN.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

Table 2. Observed (OBS), Kang et al.'s barotropic model (BTM), winter condition(RWN) and summer condition(RSM) M_2 elevation amplitudes and phases for the sites shown in Fig. 1. Phase lag are referred to 135 ° E. Amplitude (am) is in cm and phase lag (ph) in degrees.

Site	M_2(OBS)		M_2(BTM)		M_2(RWN)		M_2(RSM)	
	am	ph	am	ph	am	ph	am	ph
IC	290.6	138.4	277.0	135.4	282.4	142.6	320.9	138.3
PM	272.8	133.6	267.5	132.9	270.7	139.5	304.7	135.7
JW	250.5	129.3	249.2	132.4	249.4	138.7	278.6	135.1
YD	250.6	125.6	251.1	127.7	252.4	133.3	281.6	130.1
SM	232.9	127.7	229.4	133.5	227.7	139.6	251.9	136.6
SD	242.2	138.1	248.9	140.6	247.9	148.1	276.9	144.5
IP	261.3	127.5	257.4	127.9	260.2	133.7	290.1	130.2
SK	222.4	121.7	216.2	126.5	209.6	131.7	233.3	130.0
AD	220.3	115.8	216.3	121.9	208.7	125.7	231.8	125.7
GD	192.6	116.6	187.7	122.3	181.5	125.3	198.0	126.1
B	63.2	122.6	70.3	123.8	61.6	123.3	70.5	128.7
AH	211.0	104.3	194.3	106.4	190.1	107.0	206.7	110.3
GE	195.5	105.8	190.1	108.9	184.8	109.5	202.4	112.8
DS	199.9	90.8	190.9	94.4	186.5	91.4	198.7	96.5
D	101.9	87.5	94.3	91.2	89.0	88.1	95.2	95.7
KS	218.5	90.1	203.5	89.4	204.1	87.1	217.7	91.6
WI	197.6	77.0	185.8	79.9	182.0	75.2	191.9	79.7
SO	168.5	67.7	158.1	66.8	154.6	61.8	159.6	67.1
CM	78.0	253.0	87.2	251.4	86.9	251.3	83.5	249.9
YS	97.5	262.6	106.5	258.5	107.6	258.2	102.7	256.2
DH	106.4	40.4	99.3	25.3	99.6	23.6	93.1	31.6
HD	61.6	252.9	66.4	254.7	65.1	254.4	63.5	253.0
WA	105.1	295.0	124.9	294.8	125.0	295.4	113.6	294.9
CS	94.1	289.2	108.6	291.7	107.1	291.7	95.4	290.0
KM	88.9	277.6	103.1	278.5	101.4	278.6	93.3	275.6
CJ	87.4	323.4	101.0	316.8	100.8	317.4	87.7	317.9
JE	69.8	318.6	83.4	308.4	82.6	309.1	70.9	307.8
SG	76.5	281.8	92.4	283.2	90.6	282.8	84.3	279.2
SA	83.7	241.7	92.9	243.6	90.4	243.6	89.3	241.7
FU	75.5	233.3	83.7	234.1	81.6	233.9	81.4	231.8
NH	49.1	244.3	49.0	250.1	47.1	252.7	47.6	249.5
YJ	50.9	242.6	51.2	246.5	52.8	246.9	51.2	247.6
KD	55.9	244.4	51.1	244.9	49.7	245.9	8.0	246.9
PS	39.1	236.4	40.5	240.7	40.3	243.2	40.7	243.5

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

Table 3. RMS difference of M2 (amplitude(cm), phase lag(deg)) at the sites in Table 1 and Fig.3.

Experiments	BTM	RWN	RSM
RMS DIF(am, ph)	(9.7, 4.5)	(10.5, 6.4)	(14.9, 5.6)

Careful comparion of Fig. 4 and 5 shows that there exists some difference between two results in several aspects. First, the location of amphidromic points of Fig. 4 in Pohai Bay appears in deamphidromic pattern, compared with amphidromic points of summer case experiment (RSM). Maximum co-amplitude values of Fig. 5 in the northern and western ends in Pohai Sea are larger than 100 cm, but 100 cm co-amplitude line does not appear both in winter condition experiment result (Fig. 4) and barotropic model (Fig. 3 of Kang et al. (1998)). Also 3, 4, and 5 hr co-phase lines of experiment RSM leads slightly those of experiment RWN.

Noticeable difference appears in the location of 70, 80, 90, and 100 cm co -amplitude lines around Cheju island. During summer season 70 cm coamplitude line crossing 0 hr cophase line outreaches Cheju island and 80 cm coamplitude line appears in Cheju Strait, while 70 cm coamplitude is much retreated and 80cm coamplitude line does not appear, in Fig 4. That is, M_2 tidal amplitudes in summer season around Cheju island are about 10 cm smaller that those in winter season. Quantitatively, amplitudes in experiment RSM explains observations better in the stations around Cheju island, that is, Daeheuksan(DH), Wando(WA), CS(Chongsando), Komundo(KM), Chujado(CJ), Cheju(JE), Sogwipo(SG), Daeheuksan(DH), and Yeosu(YS) (refer Table1 of Kane et al. [1998], by larger than 5cm. It is in reverse situation in Kyunggi Bay, where summer season amplitudes are larger that those in winter condition experiment.

This above result must deserve a great attention, since the result may imply how the scattering of barotropic to baroclinic energy may occur in the shelf region of the Yellow and East China Seas. After examining ellispe of current and barotropic and baroclinic energy flux in the following two sections we will look into this problem in details in relation to seasonal variability of the M_2 tide revealed by Kang et al. (1995).

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

3.2 Tidal current ellipses

The computed tidal current harmonics for the upper and lower layer are compared with observations and generally reasonable results were obtained, which is not given here.

Tidal current ellipses are presented in Figs. 6 and 7 for the upper (u_0, v_0) and lower layer velocity (u_1, v_1). The baroclinic features of tidal flows in the Yellow Seas are to be presented in terms of tidal ellipse. Fig. 6 indicates that relatively large curren shear from two layer model are dominated around the specially limited region in the Yellow and East China Seas. The degree of inhomogeneity of current shear between layers is quite interesting from the tidal dynamics point of view, and needed to be examined in some details later. Present model results also show that the alternating changes of rotation directions from clockwise to counterclockwise occurs both in upper and lower layers along the Cheju Strait, which feature appears in the barotropic model. In addition, the rotation direction of tidal ellipse are almostly same between upper and lower layers, but reverse at the region off the southwestern tip of Korean peninsula.

The strong tidal current of upper layer flows appears off the northeastern tip of Taiwan. Some hint of surface manifestation of internal tide seems to appear around shelf break region, as shown in Kang et al. (2000). However, the general features of internal tide generation over the continental shelf region would not be shown due to the coarse grid resolution to resolve the expected internal tide along the shelf break. Present model results indicate that the major baroclinic dynamics on shelf region can be reasonably well represented in terms of a two-layer system, even though this representation is fairly schematic.

4. Summary

Under stratified condition are investigated the baroclinic response of tide and tidal current in the Yellow and East China Seas, using two-layer numerical model. The varying degree of stratification in order to examine different baroclinic effect are assigned in terms of varying upper layer thickness and density difference. Comparison between available current observations and model result shows the reasonable agreement for the shear characteristics of tidal current, with relatively large current shears dominated around the shelf region off the Yanztze river. In addition, the rotation direction of tidal ellipse are mostly same between upper and lower layers, but reverse at the region off the

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

southwestern tip of Korean peninsula.

In this work the seasonal variability of M_2 tide in the YECS, especially along the Korea/ Tsushima Strait, which was revealed in Kang et al. (1995), has been examined by a series of numerical experiments with varying degree of stratification which are specific for the winter and summer seasons. In particular the amplitude of M2 tide at Cheju harbor decreases nearly by 10 cm (about 10% less than that of winter) during summertime stratification condition, which coincides with the observations. This result indicates that the increased scattering of barotropic tidal energy into baroclinic energy, due to increased stratification toward summer season, could be the main cause of seasonal variability of the M2 tide in the area. Present model results indicate that the major baroclinic dynamics on shelf region can be reasonably well represented in terms of a two-layer system, even though this representation is fairly schematic.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

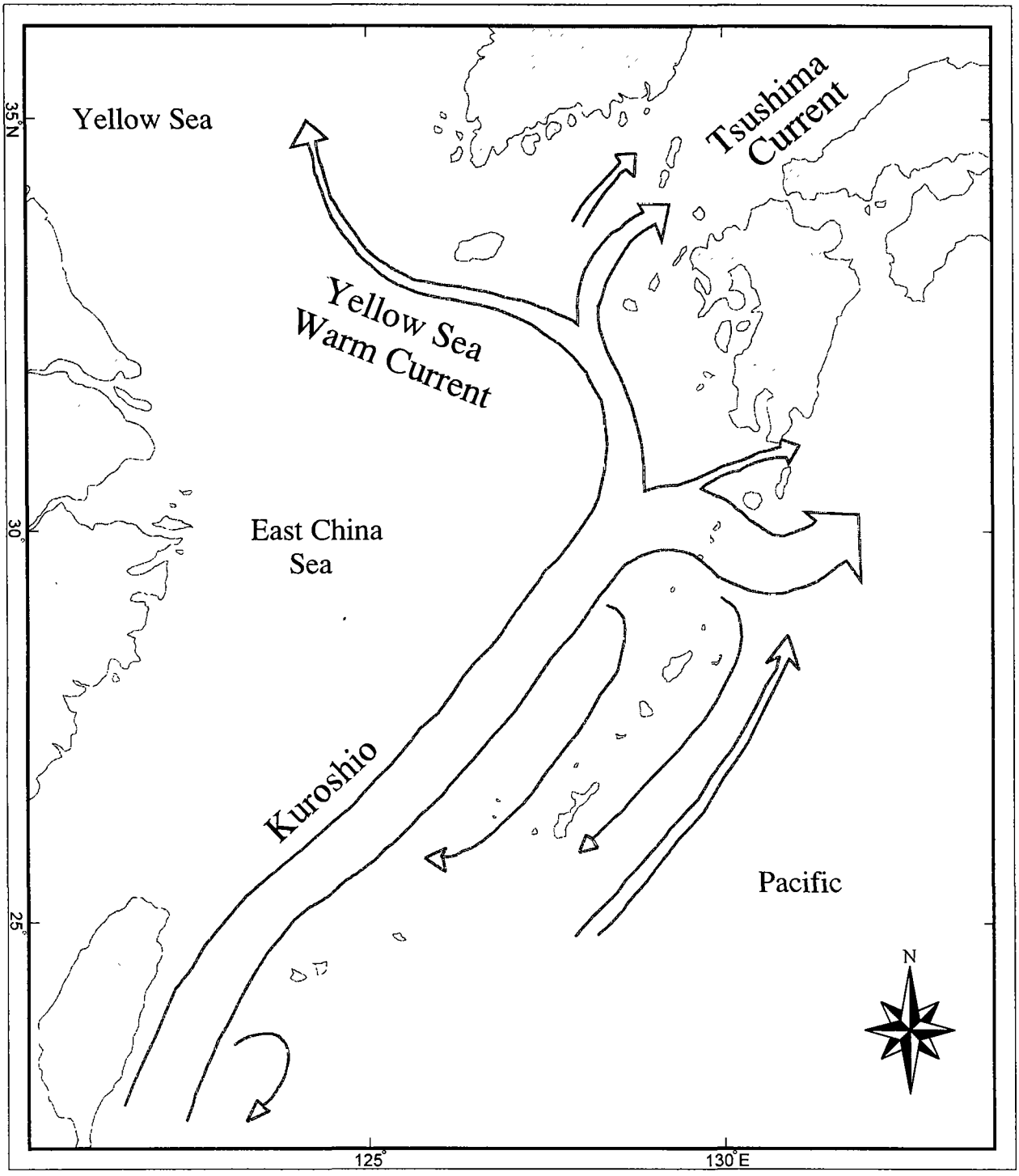


Fig. 7-1. Schematic representation of the oceanic current in the East China Sea by Nitani (1972).

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

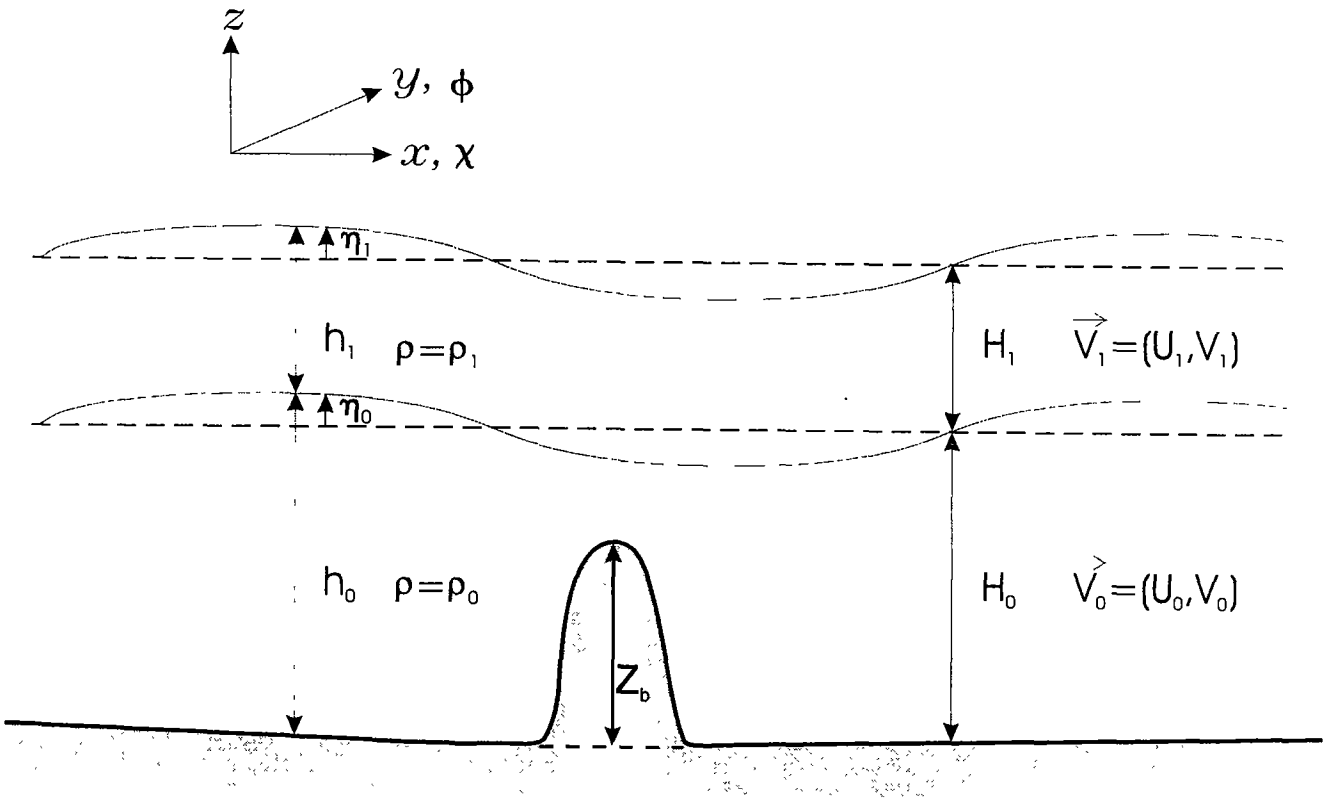


Fig. 7-2. Definition sketch for a two-layered, stratified flow.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

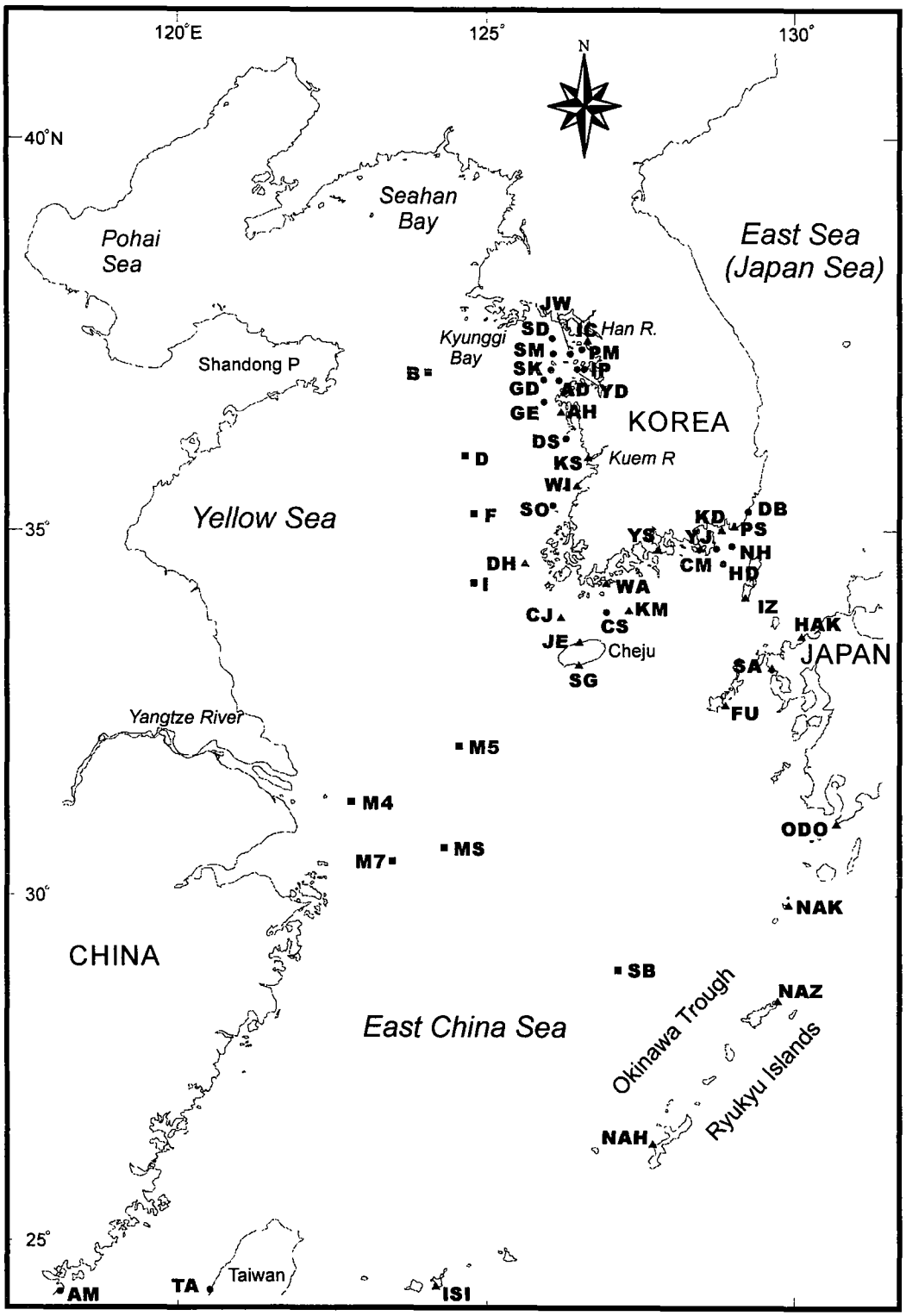


Fig. 7-3. Location map for tide and tidal current validation (from Kang et al 1998). B, D, F, I, M4, M5, M7, MS are current stations with depth sensors also available at B and D.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

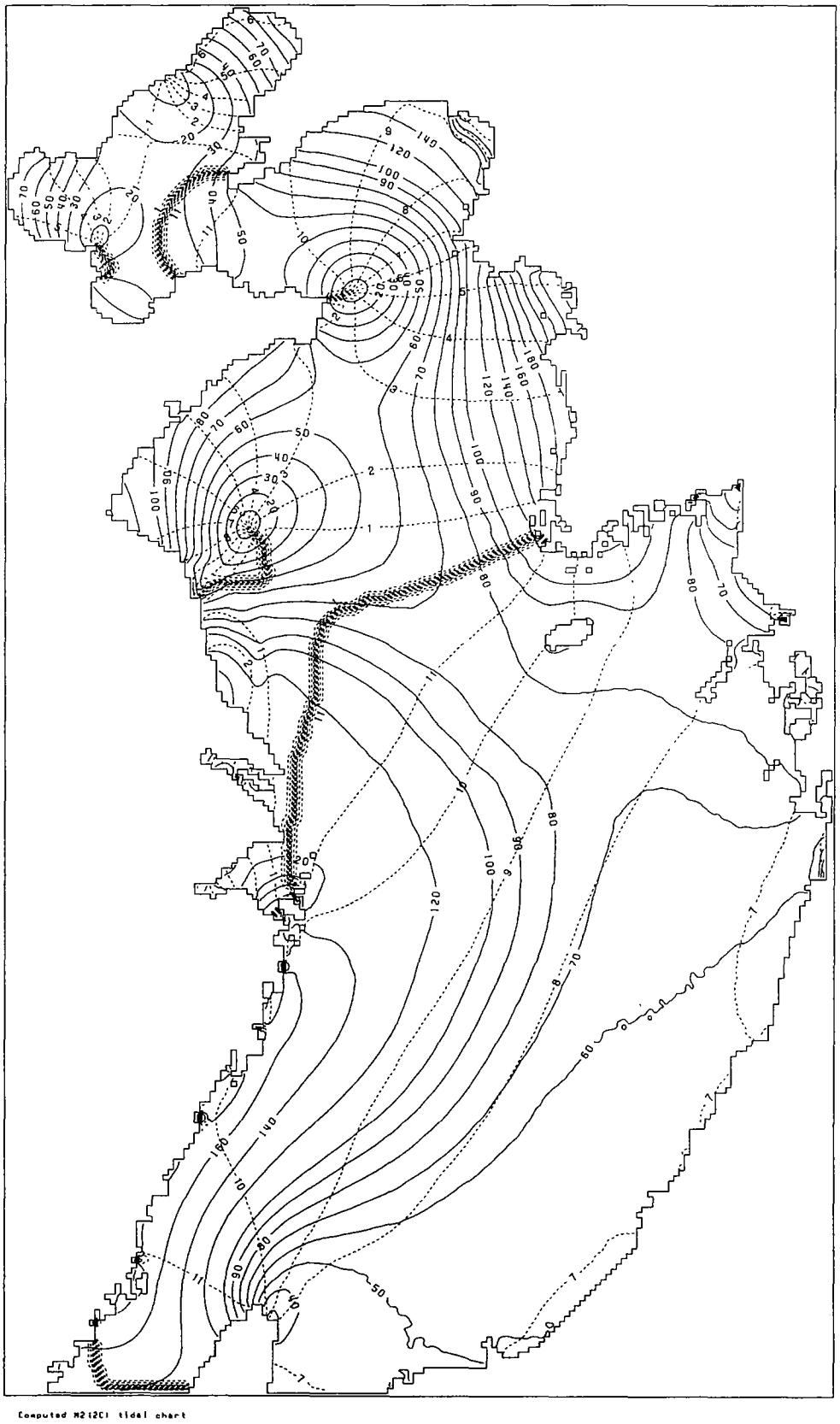


Fig. 7-4. Computed tidal chart of the semi-diurnal M_2 constituent from under winter condition RWN. Schrama and Ray (1986). Solid and dotted lines denote the co-amplitude (cm) and co-phase (degree) lines, respectively.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

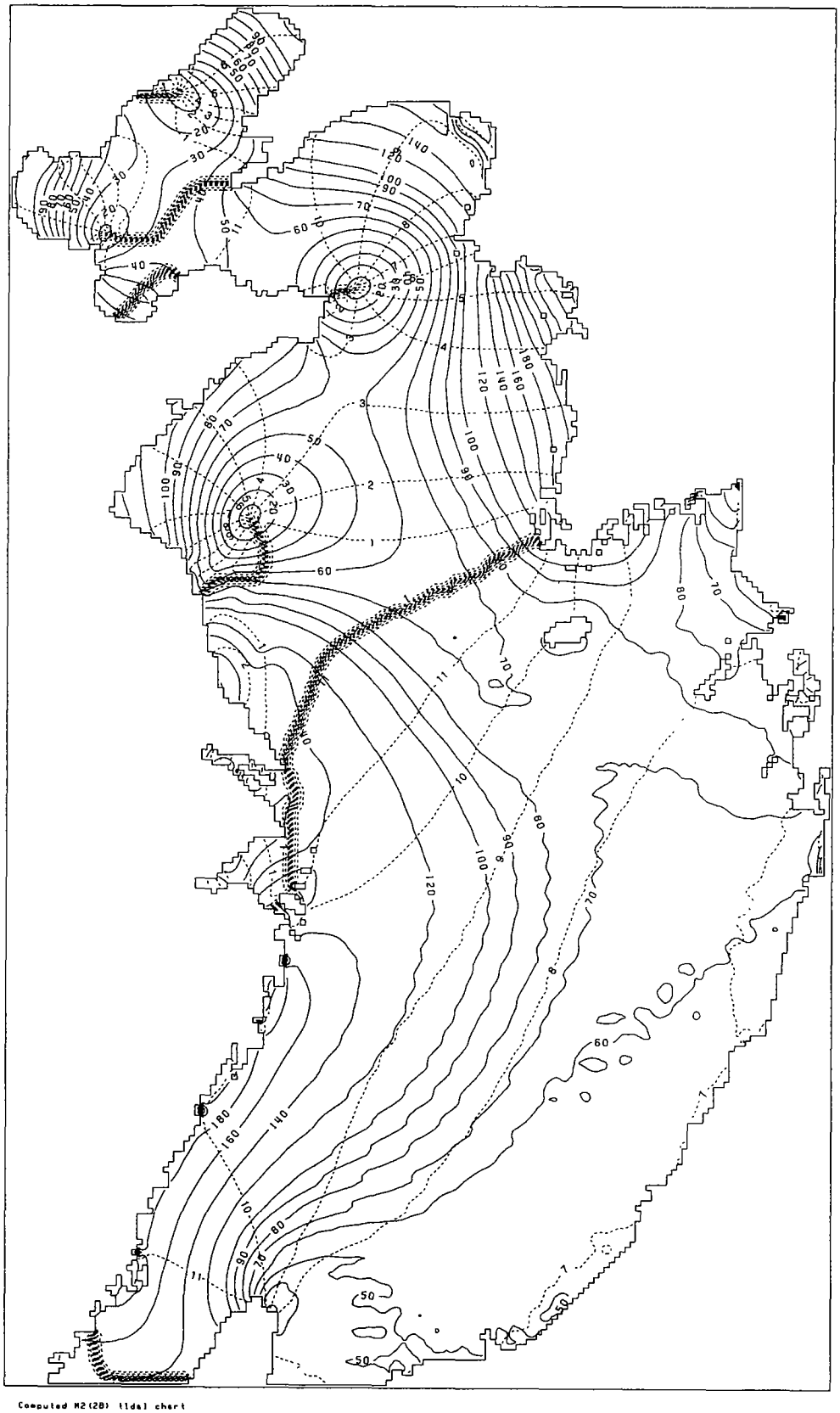


Fig. 7-5. Same as in Fig. 7-4, except for summer condition of RSM.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

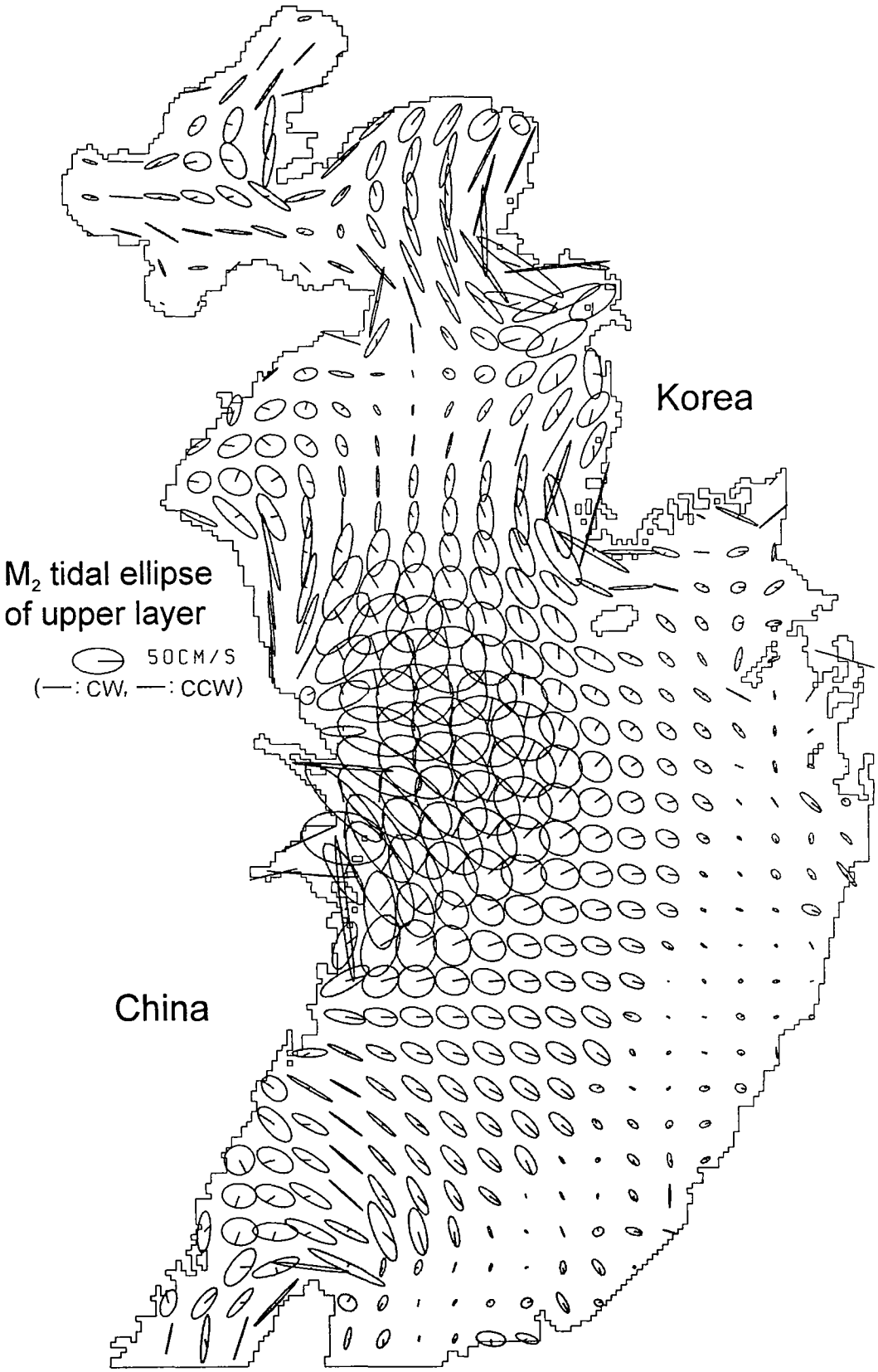


Fig. 7-6. M_2 upper layer current ellipses from RSM. Results are given every 30 data points.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

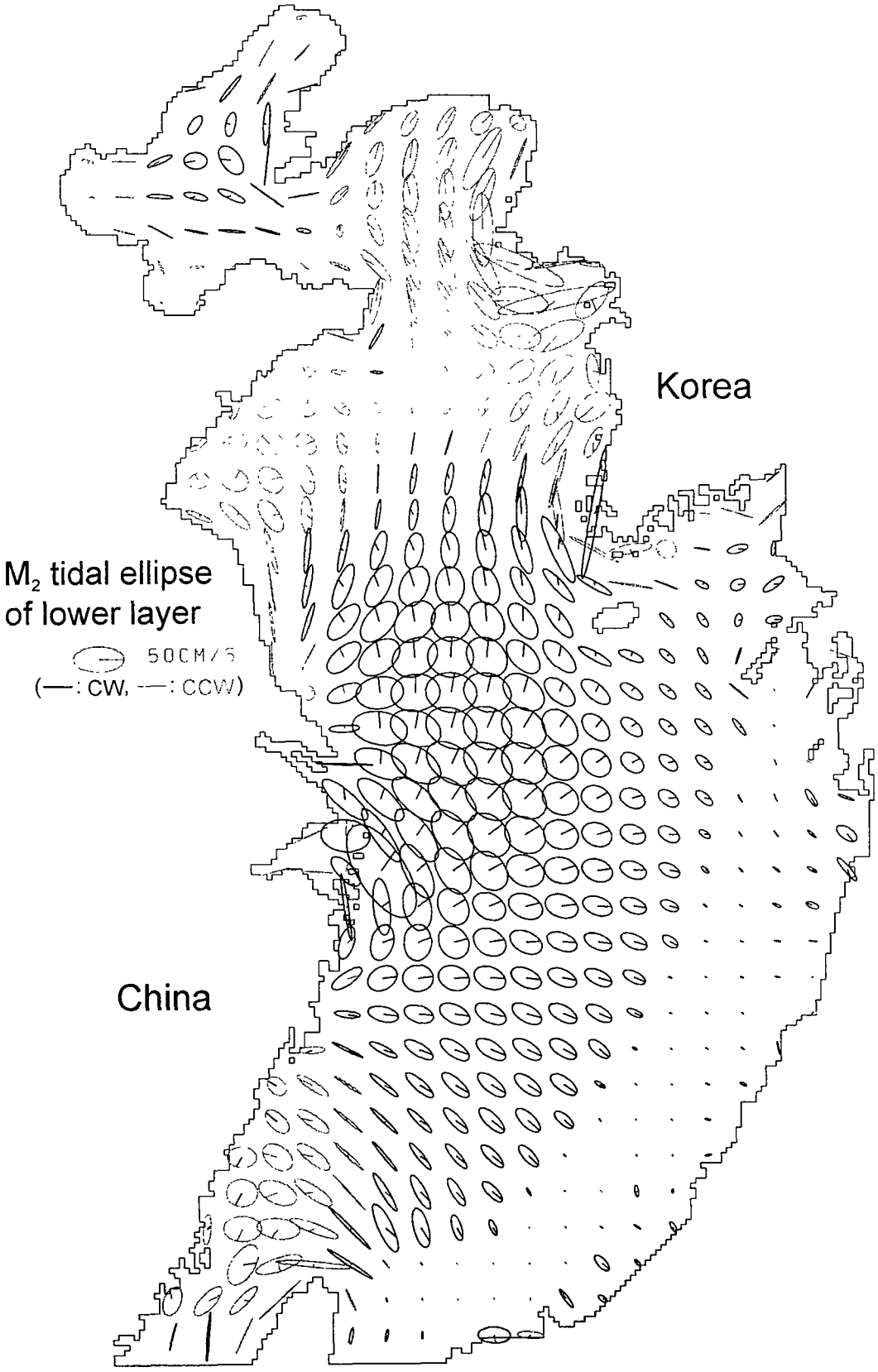


Fig. 7-7. Same as in Fig. 7-6, except for lower layer current ellipse.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

제 8 절 위성자료에 의한 중국 연안수 이동의 추적

1. 서론

해수표면수온(SST) 위성 영상자료는 표층해수의 움직임을 연구하는데 많이 사용되어 왔다. 동해 와동류 등 중규모 현상도 NOAA SST 위성영상에서 분명하게 보이며 표류부이의 관측과 잘 일치한다. 안 등 (1995)은 동계와 춘계 연속된 위성영상자료를 분석하여 쿠로시오 난류의 일부가 제주 서부역을 거쳐서 황해의 중국측 경사면을 따라 진입하는 것처럼 보이는 현상을 확인한 바 있다. 많은 연구자들이 외관상 보이는 고온수의 분포를 황해난류(YSWC)라고 해석하였다. 그러나 Lie *et al.* (1999)의 위성추적 표류부이 실험에 의하면 황해의 해수 움직임은 아주 불규칙하며 특히 평균해류라고 할만한 해수의 움직임은 보이지 않는다고 하였다. 이 사실은 앞의 SST 위성자료와 현장관측 자료와는 차이가 있음을 보이는 것이다. 본 연구에서는 동시 관측된 SST와 해수탁도 (SS)를 비교하여 동중국해 및 황해의 해수의 움직임을 추적해 보았다.

해수중의 부유물은 수괴와 함께 이동하므로 시간에 따른 탁도 분포는 해수의 움직임을 잘 나타낸다고 사료된다. 물론 해수 중에 위성에서 감지할 수 있는 부유물이 존재하는 경우에 한하여 해수 추적자로 사용할 수 있으며 SS가 급격히 침전하거나 재부유하는 경우에는 사용할 수 없을 것이다. SST는 SS와는 다르게 열에너지의 분포임으로 수직혼합 혹은 용승에 의하여 열보존이 교란될 경우에는 해수이동 추적자로 사용하기가 곤란하다. 즉, 해수이동 추적자는 해수 내에서 그 양이 물리적으로 보존되어야 완벽한 추적자가 될 수 있다. SS와 SST 어느 것도 완벽한 추적자가 될 수는 없지만 동시 관측자료를 상호 비교함으로써 동중국해 북부 해수와 황해의 표면 해수의 움직임을 알아보고자 한다.

2. 방법

SS 농도분석을 위하여 1998년1월부터 1999년 8월까지 한국해양연구소에서 직접 수신하고 있는 해색 센서인 SeaWiFS의 자료를 사용하였다. 수신된 자료는 단순 digital 값인 level-0 형태이므로 radiance인 level-1으로 바꾸고, 순수 해수신호인 level-2로 전환하였다. 이 level-2 자료를 활용하여 한국근해, 특히 동중국해 북부해역, 황해의 해수탁도를 분석하였다. 동시에 같은 일자 (혹은 같은 시간 대)에 수신된 NOAA SST 영상자료와 상호 비교하였다. 8개의 band에서 해수의 탁도를 얻는데 가장 실용적인 파장대로 증명된 band-5 (555nm)의 단일 band 알고리즘을 사용하였다 (Ahn *et al.* 1999). 영상 분석에 이용된 SW는 미국의 SeaSpace사에서 제공한 TeraScan package 및 NASA에서 제공한 "SeaDAS"를 사용하여 규격화된 해수신호(Normalized water leaving radiance) 및 영상자료를 얻었다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

3. 결과

1년 8개월간의 SeaWiFS 자료에서 부분적이라도 사용할 만한 자료의 수는 약 30개 정도로 많지 않았기 때문에 계절별로 충분한 자료를 얻을 수 없었다. Ocean color 위성은 가시영역의 빛을 이용하므로 대기중의 수증기, 짙은 에어로졸, 옅은 구름 등에 대단히 민감하여 해수 신호를 추출하는 과정에서 많은 자료가 유실된다. 해수의 움직임을 추적하기 위하여 SS와 SST 영상의 특이한 분포모양의 시공간적인 변동을 분석하였다.

가. SS 분포

조사기간 중 연구대상해역의 SS분포를 보면 대체로 유사하거나 반복적인 양상을 보인다(그림 8-1참조). 중국 연안측에서 탁도가 항상 높게 나타나는 해역을 보면 발해만 (A), 산동반도 근해(B), 양자강 하구외측 양자강퇴 (C)로 나눌 수 있다. 이들 해역의 높은 SS 분포는 양자강의 홍수기를 제외하고는 바람이나 조류에 의한 침전물의 재부유에 기인한 것으로 주로 수심이 얕은 천해역에 해당한다. 동중국해 북부 연안의 SS 농도의 년 변화를 보면 크게 동절기(12월 - 4월)와 하절기(5월 - 11월)로 나누어졌다. 동절기에는 강한 바람에 의하여 전반적으로 하절기에 비하여 높은 부유물 농도를 보여주었다. 한국 연안에서 탁도가 항상 높은 해역은 인천에서 태안반도 근해(D), 진도 및 완도 근해 (E) 그리고 남해 연안으로 나눌 수 있다. 탁도가 가장 높은 해역은 진도 및 완도 근 해역으로 강한 조류에 의한 수직혼합이 저층 퇴적물을 재 부상시킨 것이다.

나. SS 분포에 의한 해수 이동 방향 추적

(1) 동중국 연안수의 추적

본 연구에서 탁도분포 위주로 해수의 움직임을 분석하였고 SST는 보조자료로 사용하였다. 1998년 11월에 동중국해 대륙붕 천해역에서 형성된 연안 "탁도 전선(SS front)"의 변화를 1개월 간격으로 1999년 2월까지 추적한 결과, 동중국해 연안의 SS 전선은 동북방향으로 움직이며 99년 1월에는 제주서편까지 확장되었다 (그림 8-2와 3 참조). 그리고 한반도 서남해의 연안수와 서로 만나서 연결되는 모습을 볼 수 있다. 두 그림을 비교하면 이 기간동안 SS 전선의 움직인 거리로 해수의 이동 속도를 계산하면 약 1.5 cm/sec로 아주 느리게 나타났다. 이 정도의 빠르기 해류라고 보기보다는 동계 동안 점차 강하여 지는 바람으로 인한 수평확산 혹은 SS의 재 부상 현상으로 사료된다. 만약 이 탁수의 이동이 확산이나 재부상 이든 이곳을 가로 통과하는 해류가 있다면 동북방향의 확산 해수이동 pattern은 나타나지 않을 것이다. 그림 8-3에 의하면 중국 측 연안수와 한국 측 연안수가 서로 만나는 곳에서 형성된 탁수의 띠가 상당히 불규칙하게 분포되어 있음을 보아서 이곳 해역이 쿠로시오 난류의 지류가 일정한 평균 속력으로 통과는 해역이라고 보기에는 어려우며, 이러한 상태는 다음에서 제시한 시간 연속적으로 얻어진 영상자료에서 더욱 확실하게 증명된다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

그림 8-3에서보면 이 기간(동계)동안에 중국연안 탁수는 제주 서부 및 남부까지 도달하여 더 이상 진행되지 못하고 북상하는 쿠로시오 난류와 서로 세력의 균형을 이루고 있음을 볼 수 있다. 이 경계면은 바로 대륙붕 사면이 시작하는 수심 7 - 80m에 해당하는 곳이다. 반면 미약하나마 제주 남부 연안에서는 중국측 연안탁수가 이곳까지 도달하여 그 영향이 제주 동부연안까지 영향을 미치고 있음을 볼 수 있다. 그러나 제주 서쪽 연안의 맑은 해수가 갖혀 있음을 보아서 이 제주 남부연안에 도착하는 탁수는 지속적이 아니고 간헐적인 흐름으로 추정된다.

(2) SS와 SST 분포에 의한 해수 이동 비교

일반적으로 동계와 춘계에 연안역에서 SS의 농도가 높은 곳에서 SST가 상대적으로 낮게 나타났다 (그림 8-3과 4의 비교). SS의 영상은 SST의 영상자료의 명암을 반전시키면 정확하게 일치하여 보인다. 그 정밀도는 두 영상에서 비교하면, 제주도 북부의 탁수 plume의 접근, 대마도 쪽으로의 탁수 등이 SST에서 상대적으로 수온이 낮게 그 plume이 나타나고 있다. 양자강의 북부 연안해역에서는 수온이 낮게 나타나는 곳에서, SS 영상에서는 탁도가 높게 나타난다. 그러나 하계에는 양자강 퇴에서는 SS의 농도가 높지만 수온도 높게 나타났으나, 한반도의 서남 해역에서는 반대로 수온이 낮았다. SS 농도가 높은 곳은 수심이 얕아서 동계- 춘계에는 쉽게 냉각되고 하절기에는 쉽게 가열되지만 저층에 저온수가 존재하는 경우 조석혼합으로 SST가 낮아지나 저온수가 없는 경우에는 태양복사열을 흡수하여 가열되는 것이다.

해수의 움직임을 비교하여 보면, SS 분포에서는 동중국해의 연안수는 동북쪽으로 확장하여 나가며 일부의 plume이 제주 서편으로 점차 접근하고 있음을 볼 수 있다.(그림 8-3). 이 연안 대륙붕 탁수의 북동진 현상은 바람에 의하여 저층 퇴적물의 재 부상에 의하여 그 세력이 수심이 깊은 곳으로 확장되어 가는 것으로도 생각해 볼 수 있다. 그러나 다음 영상자료에서 plume이 해수의 이동이라는 사실이 더욱 확실하게 증명된다. 그림 8-5는 1999년 4월14일의 자료로 동중국해 북부의 연안 탁수는 수심 경사면을 가로질러 제주 서북쪽에서 반 시계 방향으로 회전하여 제주해협으로 유입하는 것을 보여준다. 그리고 역시 일부는 서해 연안을 따라 진입하는 듯한 모습도 볼 수 있다. 그러나 그림 8-4의 SST 영상은 앞에서와 마찬가지로 고온수가 제주 서부역을 통하여 황해의 서북부로 진입하는 소위 "황해난류 (YSWC)"처럼 보인다. 이 상반되는 해수의 움직임은(서로 직교하여 움직이는 것처럼 보임) 어느 한쪽이 분명하게 비현실적인 허상을 보여주는 것이라 사료된다. 이 현상을 규명하기 위하여서는 좀더 정밀한 현장 관측자료가 필요하겠으나 물질의 이동인 SS의 분포가 해수이동의 현실적인 추적자라고 생각하였다. 그러면 동계와 춘계에 꾸준히 보이는 이 혀 모양의 더운물은 무엇을 의미하는가. 이 현상은 다음과 같이 설명하여 보았다.

즉, 쿠로시오의 일부 해수는 일정한 세력으로 황해로 진입하려고 하며 이 더운 해수가

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

그림 8-3에서보면 이 기간(동계)동안에 중국연안 탁수는 제주 서부 및 남부까지 도달하여 더 이상 진행되지 못하고 북상하는 쿠로시오 난류와 서로 세력의 균형을 이루고 있음을 볼 수 있다. 이 경계면은 바로 대륙붕 사면이 시작하는 수심 7 - 80m에 해당하는 곳이다. 반면 미약하나마 제주 남부 연안에서는 중국측 연안탁수가 이곳까지 도달하여 그 영향이 제주 동부연안까지 영향을 미치고 있음을 볼 수 있다. 그러나 제주 서쪽 연안의 맑은 해수가 갖혀 있음을 보아서 이 제주 남부연안에 도착하는 탁수는 지속적이 아니고 간헐적인 흐름으로 추정된다.

(2) SS와 SST 분포에 의한 해수 이동 비교

일반적으로 동계와 춘계에 연안역에서 SS의 농도가 높은 곳에서 SST가 상대적으로 낮게 나타났다 (그림 8-3과 4의 비교). SS의 영상은 SST의 영상자료의 명암을 반전시키면 정확하게 일치하여 보인다. 그 정밀도는 두 영상에서 비교하면, 제주도 북부의 탁수 plume의 접근, 대마도 쪽으로의 탁수 등이 SST에서 상대적으로 수온이 낮게 그 plume이 나타나고 있다. 양자강의 북부 연안해역에서는 수온이 낮게 나타나는 곳에서, SS 영상에서는 탁도가 높게 나타난다. 그러나 하계에는 양자강 퇴에서는 SS의 농도가 높지만 수온도 높게 나타났으나, 한반도의 서남 해역에서는 반대로 수온이 낮았다. SS 농도가 높은 곳은 수심이 얕아서 동계- 춘계에는 쉽게 냉각되고 하절기에는 쉽게 가열되지만 저층에 저온수가 존재하는 경우 조석혼합으로 SST가 낮아지나 저온수가 없는 경우에는 태양복사열을 흡수하여 가열되는 것이다.

해수의 움직임을 비교하여 보면, SS 분포에서는 동중국해의 연안수는 동북쪽으로 확장하여 나가며 일부의 plume이 제주 서편으로 점차 접근하고 있음을 볼 수 있다.(그림 8-3). 이 연안 대륙붕 탁수의 북동진 현상은 바람에 의하여 저층 퇴적물의 재 부상에 의하여 그 세력이 수심이 깊은 곳으로 확장되어 가는 것으로도 생각해 볼 수 있다. 그러나 다음 영상자료에서 plume이 해수의 이동이라는 사실이 더욱 확실하게 증명된다. 그림 8-5는 1999년 4월14일의 자료로 동중국해 북부의 연안 탁수는 수심 경사면을 가로질러 제주 서북쪽에서 반 시계 방향으로 회전하여 제주해협으로 유입하는 것을 보여준다. 그리고 역시 일부는 서해 연안을 따라 진입하는 듯한 모습도 볼 수 있다. 그러나 그림 8-4의 SST 영상은 앞에서와 마찬가지로 고온수가 제주 서부역을 통하여 황해의 서북부로 진입하는 소위 "황해난류 (YSWC)"처럼 보인다. 이 상반되는 해수의 움직임은(서로 직교하여 움직이는 것처럼 보임) 어느 한쪽이 분명하게 비현실적인 허상을 보여주는 것이라 사료된다. 이 현상을 규명하기 위하여서는 좀더 정밀한 현장 관측자료가 필요하겠으나 물질의 이동인 SS의 분포가 해수이동의 현실적인 추적자라고 생각하였다. 그러면 동계와 춘계에 꾸준히 보이는 이 혀 모양의 더운물은 무엇을 의미하는가. 이 현상은 다음과 같이 설명하여 보았다.

즉, 쿠로시오의 일부 해수는 일정한 세력으로 황해로 진입하려고 하며 이 더운 해수가

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

제주의 서편까지 도달하고 있다. 그러나 황해의 정지한 찬 해수의 세력은 연안 쪽에서 더욱 우세하며 (얕은 수심에 의하여 저층의 물이 노출되기 쉬움) 수심이 깊을수록 안정된 성층이 형성되며 더운 해수는 더욱 진입하기 쉬워진다. 물론 일부의 더운물이 진입되었으나 해류의 형태로 지속적으로 운송되는 것은 아니다. 다만 찬물과 더운물이 서로 세력의 균형을 이루고 있으며, 춘계에서 하계로 시간이 지남에 따라 증가하는 일사량과 더블어 이 혀 모양의 더운 해수분포는 지속적으로 냉수세력이 약한 부분을 따라가면서 수온이 증가하게 된다. 이것이 위성의 영상에서 더운물이 진입하는 것처럼 보이는 허상의 SST 영상이다.

이와 같은 결론은 Lie (1985)가 겨울철에 제주 북서부에서는 강한 열염전선이 형성되어 황해난류가 이 전선을 가로질러 황해로 진입하는 것은 어렵다는 주장과 일치한다. 그 외에도 표류부이 실험 및 ADCP에 의한 해류 측정에 의하면 황해난류라고 부를만한 평균해류는 존재하지 않았다는 연구보고 (이홍재 외 19, 1998)는 위성관측 사실을 더욱 분명하게 뒷받침한다고 볼 수 있다. 그리고, 1999년 3월 16일에서 4월 14일까지 1개월간 SS 영상자료에 의하면, 지금까지 알려진 현상과는 반대로, 황해 중앙에 위치한 비교적 저온수가 남쪽으로 내려오는 것으로 나타났다 (그림 8-5의 제주 서편 V 모양의 위치가 점차 남쪽으로 이동하였음, 이동속도 약 5cm/sec, 화살표로 표기됨). 이 사실은 제주 서편 해역에서는 동중국해 연안수가 일부 북동쪽으로 진행함과 동시에 북쪽에서도 남하하는 찬 해수도 있음을 보여주며, 해수 이동이 어느 한 방향으로 지속적으로 움직이지 않음을 보여주는 좋은 예이라 사료된다.

그림 8-5에서 보면, 앞에서 언급하였듯이 제주 난류에 대한 성분을 확인할 수 있다. 즉, 제주 해협을 진입하는 해수는 제주 해협의 중앙으로 진입하는 중국 연안수 그리고 소량의 쿠로시오 해류가 제주 서편의 해안선 쪽으로 붙어서 제주 해협으로 진입하는 모습을 볼 수 있다. 이 사실은 Kim 등(1991)이 주장한 사실과 Lie 등(1998)의 표류부이 실험과 잘 일치하고 있다. 그러므로 제주 해협수는 크게 서해 연안수, 중국 연안수 그리고 쿠로시오 해류의 3 성분으로 나눌 수 있다고 사료된다.

(3) 양자강 담수의 이동 경로

상기 기간동안 양자강 연안 탁수는 일반적으로 중국연안의 대륙붕 탁수와 연결이 되어있었고 이 대륙붕 탁수는 다시 한반도 서해남부 부근의 탁수와 연결된다. 이 사실은 양자강의 담수가 대륙붕으로 이동하고 다시 제주 해협 쪽으로 이동하고 있다고 말할 수 있으나 꼭 그렇다고는 볼 수 없다. 그 이유는 대륙붕 탁수의 SS근원이 바로 대륙붕 일 수 있기 때문이다. 그림 8-6은 1998년 9월 7일 유일하게 얻은 양자강의 plume을 보여준다. 동남방향으로 유출된 Plume은 다시 연안 쪽으로 접하여 남쪽으로 움직이는 것을 보여준다. Hu(1994)년에 의하면 양자강 담수는 대체로 동계에는 남쪽으로, 유량이 증가하는 하절기에는 제주도 쪽으로 흐른다고 하였다. 그림 8-5는 하절기에도 남쪽으로 흐를 수 있음을 보여준다. 양자강 유출수의 방향을 조정하는 것으로 이 등(1998)은 해수 표면의 바람

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

의 영향과 황해 남부의 표층수의 수위를 제안하였다. 본 연구에서는 상기변수 외에도 양자강 근해까지 도달하여 있는 쿠로시오 난류의 세력(열전선)의 위치에 따라 plume의 방향이 결정될 수 있다고 사료된다. 즉, 열전선의 위치가 하구보다 높거나 가로막으면 정상적인 남향이 선택되지만 그렇지 못하면 동향이나 동북방향으로 결정되는 것처럼 보인다. 그림 8-6의 경우 열전선이 양자강 입구까지 가로막고 있는 것으로 나타났다.

4. 결론

해색 위성자료에 의한 탁도를 분석하여 동중국해 북부 연안수의 이동을 추적하였다. 탁도가 충분히 높은 동중국해 북부 연안역에서는 해수이동을 추적하는 데는 SST 보다는 물질 분포에 의한 SS 영상자료가 보다 신빙성 있는 자료로 활용 가능한 것으로 판단된다. 조사 기간동안 추계에서 2월까지는 동중국 연안수의 SS 전선이 북동쪽으로 이동하여 제주 서북부 해역에서 혼합되거나 혹은 제주해협으로 진입하는 하는 것으로 나타났다. 제주해협으로 유입하는 해수는 쿠로시오 난류의 일부와 동중국해 연안수가 혼합되어 지는 것으로 추정된다. 동중국해 연안 탁수의 일부는 제주 남부 및 동남방향으로 확산되는 것처럼 보이나 대륙붕 사면까지 도달한 후 그 이상은 진행되지 않았다. 특히 동계와 춘계에 황해 중앙으로 진입하는 것으로 알려진 황해난류의 현상은 SS 영상 자료에서는 나타나지 않았다. 이러한 사실은 보다 정교한 위성자료와 현장관측 자료분석과 검증이 필요하나 SS 자료가 '황해난류 존재' 여부에 대한 연구에 중요한 자료로 활용될 수 있을 것으로 확신한다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

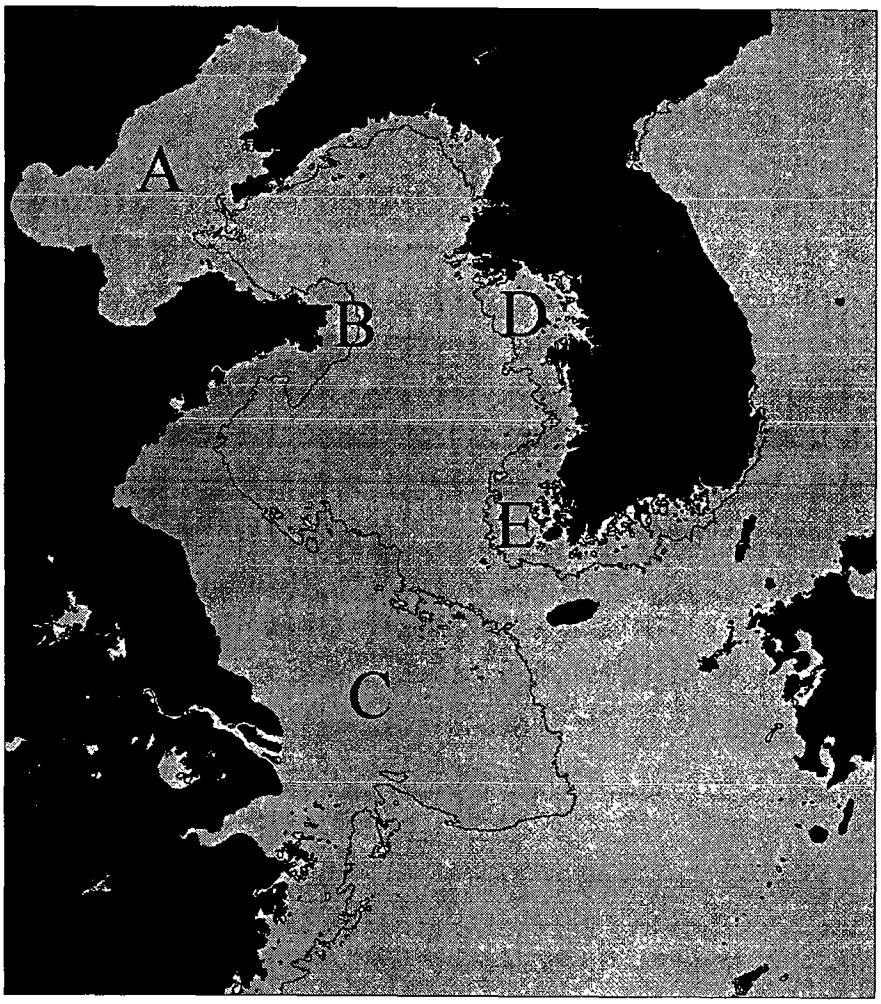


Fig. 8-1. General distribution of resuspended sediments in the northern East China Sea and around Korean waters obtained from SeaWiFS ocean color sensor.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

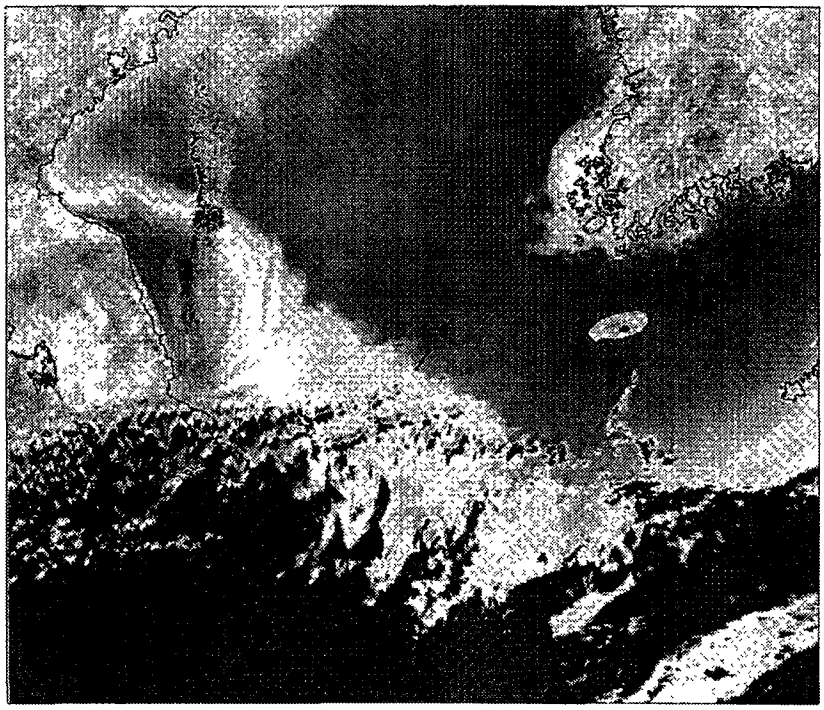


Fig. 8-2. SS distribution in coastal area of East China Sea(Nov. 1. 1998, image from SeaWiFS data)

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

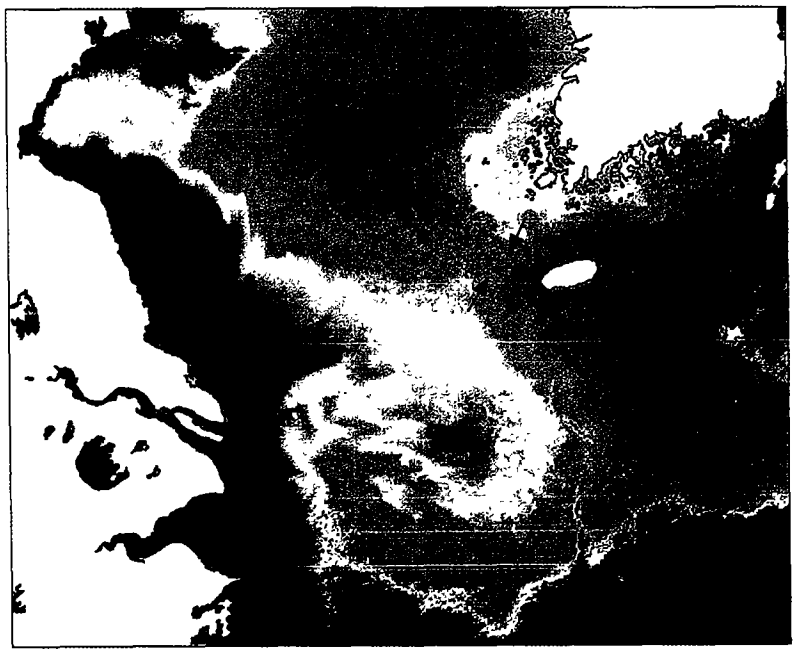


Fig. 8-3. Displacement of SS front after 3 months comparing with Fig. 8-2. SS front is moved to northeast direction. And the coastal water of northern East China Sea is mixing with the southwestern Korea water (Jan. 28. 1999).

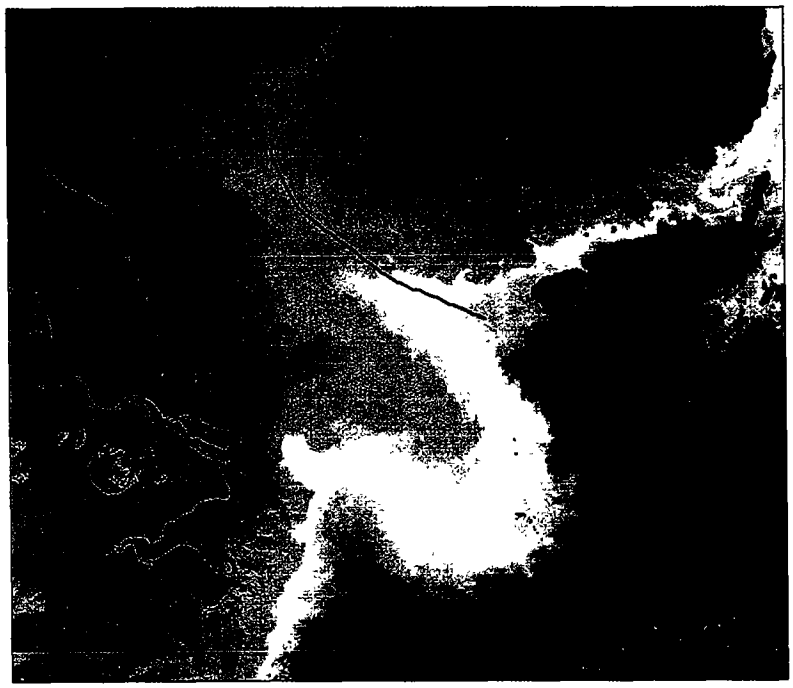


Fig. 8-4. Sea surface temperature(SST) distribution on same day with Fig. 8-3.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

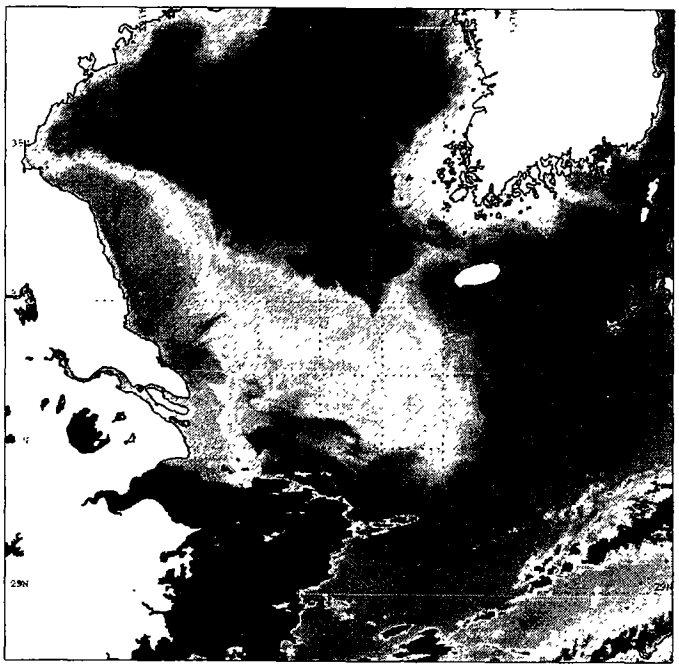


Fig. 8-5. Turbid water reaching to the west part of Cheju island and joining with the water of South Sea in the Cheju strait (April 14. 1999).

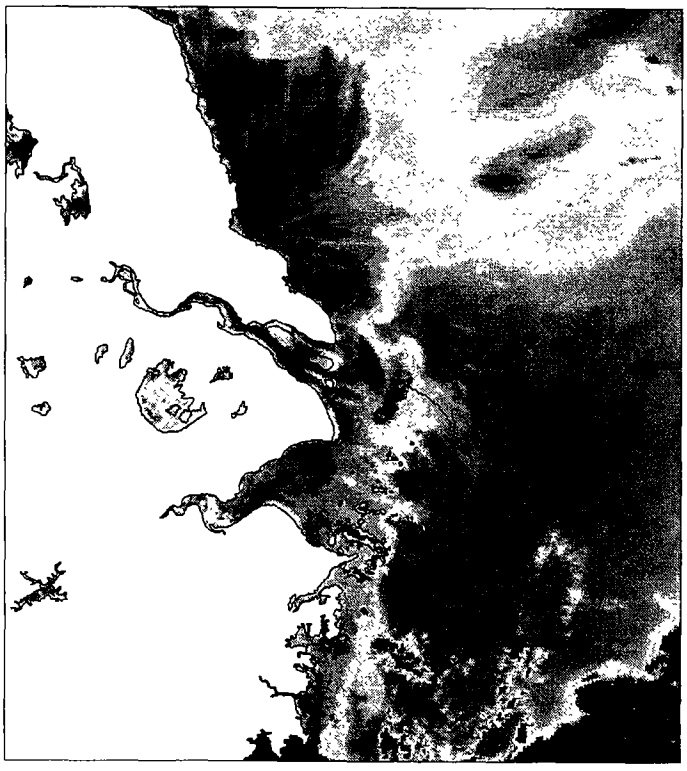


Fig. 8-6. Direction of the Yantze River SS plume detected on Sept. 7. 1998

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

제 9 절 동중국해 동부역의 상층해수순환

1991년도부터 1996년도까지 6년간 조사한 58대의 위성추적부이의 이동궤적을 분석하여 동중국해 동부역의 상층해류장을 작성하였다. 전체 부이의 이동궤적과 경위도 20′ x 20′ 평균 해류벡터는 다음과 같은 세가지 해류로 구성된 기본구조로 나타났다.

(1) 동중국해 대륙사면을 따라 북동진하는 Kuroshio가 Tokara 해협을 향해 동으로 방향전환을 하며,
(2) Kuroshio의 지류가 수심 100 m 이상 외곽대륙붕역에서 북상하며,
(3) 큐슈서방 Okinawa Trough내에서 시계방향의 순환이 있다. 북향류인 지류는 한국의 제주도와 일본의 Goto열도를 잇는 선을 통과하자마자 흐름방향을 급격하게 북동류로 바꾼다. 겨울과 여름철사이 해류장의 기본형태는 약간 바뀌고 대한해협에서 대마난류의 주축도 겨절적으로 이동한다. 위성추적부이 실험은 황해난류 (Yellow Sea Warm Current)가 제주도 남동해역에서 북향류인 지류로부터 분기된다는 기존의 주장을 뒷받침하지는 않는다.

대마해류 (Tsushima Current)는 다음과 같이 세가지 다른 의미로 혼합하여 사용하고 있기 때문에 정확하게 어떤 해류를 지칭하는지 자주 혼란을 일으킨다.

(1) 큐슈서방에서 Kuroshio로부터 분기되는 해류 (Uda, 1934; Nitani, 1972),
(2) 대만해협을 통과한 해류가 동중국해 중간대륙붕 (middle shelf)을 거쳐 대한해협으로 유입하는 북동해류 (Beardsley et al., 1985, Fang et al., 1991),
(3) 대한해협을 통해 동해로 유입하는 북향류 (Yi, 1966, Kawabe, 1982).

따라서, 대마해류 용어는 (3)에서 정의한 해류에만 제한적으로 적용하고 또한 'Tsushima'가 대마도라는 지명을 지칭하기 때문에 (1)의 의미로 사용하는 대마해류는 'Kuroshio Branch Current'라는 새로운 용어로 사용할 것을 제안하였다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

The Journal of the Korean Society of Oceanography
Vol. 32, No. 1, pp. 1-7, March 1997

Surface Current Fields in the Eastern East China Sea

HEUNG-JAE LIE AND CHEOL-HO CHO
Physical Oceanography Division Korea Ocean Research and Development Institute
P.O. Box 29, Ansan, 425-600 Seoul, Korea

Surface current fields in the eastern East China Sea (ECS) were constructed by analyzing trajectories of 58 satellite-tracked surface drifters released during 1991-1996. Composite trajectories and 20-minute-by-20-minute box-averaged current vectors show that the basic current pattern composes of: the Kuroshio main stream, which turns eastward toward the Tokara Strait; a northward branch current of the Kuroshio on the ECS outer shelf deeper than 100 m; and an anticyclonic circulation in the northern Okinawa Trough west of Kyushu. The northward branch current sharply changes its direction to the northeast when it crosses a line connecting Cheju Island, Korea and Goto Islands, Japan. The basic pattern of current field changes slightly from winter to summer, and the main axis of the Tsushima Current in the Korea Strait is found to shift seasonally. The drifter experiment does not support the claim that the Yellow Sea Warm Current is separated from the northward branch current on the outer shelf southeast of Cheju Island. We suggest that the use of the term 'Tsushima Current' be limited to the northeast channel flow in the Korea Strait The new term 'Kuroshio Branch Current' is suggested for the northward branch current on the outer shelf south of Cheju-do, which is separated from the Kuroshio.

INTRODUCTION

The circulation in the eastern East China Sea (ECS) may be determined basically by the Kuroshio main stream, a branch current of the Kuroshio west of Kyushu, and the outward extension of fresh coastal water in summer, even though the three are variable in time and space. Schematic flow patterns of the ESC have been suggested, mostly based on hydrographic data (e.g., Uda, 1934; Nitani, 1972; Guan and Mao, 1982; Beardsley *et al.*, 1985; Fang *et al.*, 1991). Some of the patterns are similar, but others are totally different. The differences have been briefly commented on by Lie and Cho (1994). Qiu and Imasato (1990) presented a comprehensive surface current field, using historical Japanese geoelectrokinetograph (GEK) data accumulated over a period of more than three decades. The current field properly represents the main path of Kuroshio along the continental shelf of the ECS and its eastward turning toward the Tokara Strait southwest of Kyushu. However, it does not show the existence of a branch current in the eastern ECS which is separated from the Kuroshio. Recently, Lie and Cho (1994) deployed satellite-tracked drifters west of Kyushu during 1991~1992 and observed a branch current which flowed northward along the western shelf edge of the deep trough west of Kyushu.

Although various circulations have been suggested, there are no comprehensive and reliable current fields for the ECS denoting current direction and speed, because of shortage of direct current measurements Tracking of cost-effective drifters is one of the best ways to observe ocean current. Therefore, we conducted an extensive drifter experiment in the eastern ECS during the Coastal Ocean Process Experiment of East China Sea (COPEX-ECS) in 1991~1996. In this study, we present the mean surface current field of the eastern ECS, using all drifter data collected through the COPEX-ECS in 1991~1996. Seasonal patterns of the current field are also constructed from the same drifter data file.

DRIFTER EXPERIMENT

Fifty eight satellite-tracked drifters were released at different times during 1991~1996. The number of drifters deployed each year was 3 in 1991, 7 in 1992, 5 in 1993, 13 in 1994, 14 in 1995, and 16 in 1996. Most of the drifters were released on the outer shelf of the eastern ECS deeper than 100 m, and on the

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

Table 1. Information on satellite-tracked drifter experiments for 1991~1996

Float number	Date Deployed	Releasing Point		Wast depth, m	Center of drogue, m
		North Latitude	Float Longitude		
9728	July 17, 1991	32°	127°	124	15
9729	July 17, 1991	32°	128°	166	15
9727	July 17, 1991	32°	129°	821	15
2031	Apr 17, 1992	32° 10'	127°	112	15
2032	Apr 17, 1992	32° 10'	128°	143	15
2033	Apr. 17, 1992	32° 10'	129°	466	15
11010	Nov 18, 1992	31°	125° 30'	63	15
11013	Nov. 18, 1992	31°	126° 20'	81	15
11012	Nov. 18, 1992	31°	127° 10'	110	15
11011	Nov 18, 1992	31°	128°	210	15
09729	Dec. 9, 1993	30°	126° 46'	100	15
03157	Dec. 9, 1993	29° 48'	127° 18'	126	45
09731	Dec 9, 1993	29° 45'	127° 26'	200	15
09728	Dec 12, 1993	32° 30'	126° 45'	115	15
09727	Dec 12, 1993	33° 20'	125° 30'	88	15
23019	Aug 31, 1994	30° 51'	127°	101	30
23024	Aug. 31, 1994	30° 40'	127° 50'	164	30
23020	Sept. 3, 1994	29° 20'	127° 13'	180	50
23017	Sept 3, 1994	29° 19'	127° 16'	220	50
21581	Sept. 3, 1994	29° 19'	127° 18'	260	15
23016	Sept. 3, 1994	29° 18'	127° 21'	353	50
23022	Sept. 3, 1994	29° 18'	125° 15'	92	15
23025	Sept 3, 1994	29° 30'	126° 30'	104	15
21582	Sept 3, 1994	29° 22'	127°	124	30
23018	Sept. 5, 1994	32° 30'	126° 02'	100	15
23023	Sept. 5, 1994	33°	127° 20'	127	15
09761	Oct. 6, 1994	33° 57'	125° 07'	94	50
23021	Oct 6, 1994	32° 57'	123° 46'	41	15
21584	Apr. 27, 1995	31° 30'	128°	150	15
09728	Apr. 27, 1995	31° 30'	127° 30'	131	15
09730	Apr. 30, 1995	30° 12'	127° 45'	250	50
03156	Apr. 30, 1995	30° 23'	127°	103	15
09731	May 3, 1995	29° 38'	126°	97	15
21581	May 3, 1995	29° 26'	126° 45'	110	15
03157	May 3, 1995	29° 23'	126° 59'	122	50
21579	May 3, 1995	29° 19'	127° 15'	204	15
21582	May 3, 1995	29° 18'	127° 19'	282	15
21580	Sept 27, 1995	33° 12'	125° 6'	85	15
03548	Dec 3, 1995	31° 30'	126° 30'	89	15
03580	Dec. 5, 1995	30° 54'	128° 01'	307	50
03531	Dec 5, 1995	30° 55'	127° 57'	180	15
08041	Dec. 5, 1995	31°	127° 30'	124	50
27262	May 28, 1996	28° 26'	126° 40'	170	50
27263	May 28, 1996	28° 42'	126° 20'	119	50
27264	May 28, 1996	28° 50'	126° 10'	112	15
27265	May 28, 1996	28° 10'	126° 50'	260	15
27266	May 28, 1996	28° 34'	126° 30'	136	15
27267	Oct. 5, 1996	33° 45.14'	126° .13'	87	15
27268	Oct. 5, 1996	33° 44 13'	124° 50 12'	82	15
27269	Oct. 7, 1996	29° 49 61'	123° 40.87'	74	15
27270	Oct. 9, 1996	30° 50 14'	125° 9.78'	58	15
27513	Oct. 9, 1996	30° 30.01'	126° 29.81'	87	50
27271	Oct. 9, 1996	30° 15 00'	127° 29.90'	130	15
27272	Oct. 11, 1996	29° 18.87'	125° 15.12'	90	15
27514	Oct 11, 1996	29° 15 03'	125° 30.03'	89	50
27274	Oct. 11, 1996	29° 3 98'	126° 14.86'	103	15
27515	Oct. 11, 1996	29° 2 16'	126° 21.64'	110	50
27273	Oct. 12, 1996	33° 51.59'	128° 9.70'	100	15

continental slope. The others were released on the middle shelf 70~100 m deep, and in the northern ECS. Table 1 presents information on the drifter experiment, including date and location of releases,

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

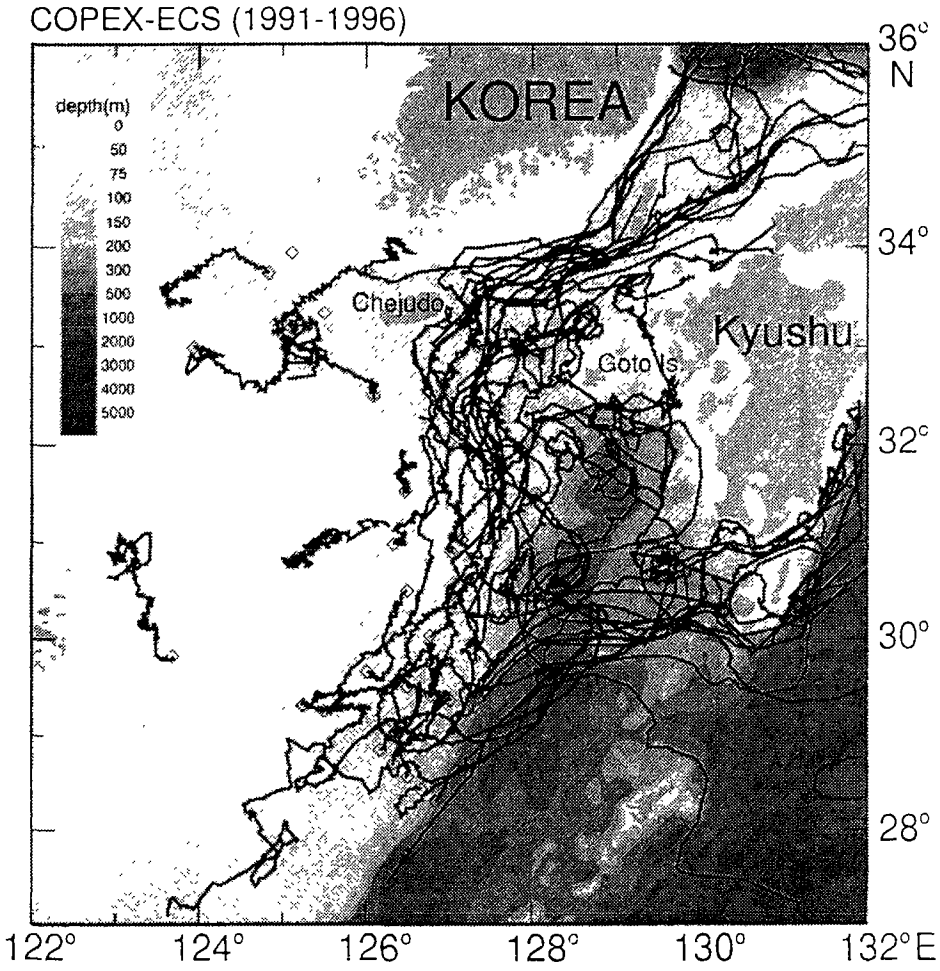


Fig. 1. A composite map of all trajectories of satellite-tracked drifters deployed in the East China Sea by KORDI during 1991~1996. Symbol '◇' denotes release points. Red and blue lines correspond respectively drifters drogued at 15 m and at deeper depths of 30 m and 50 m

water depth, and drogue depth.

The drifters used for the study were of the World Ocean Circulation Experiment/Surface Velocity Programme (WOCE/SVP) type, equipped with a thermistor for sea surface temperature and holey sock drogue 644 cm in length. Of 58 drifters, 41 sets were drogued at 15 m below sea surface and the others at deeper depths of 30 m or 50 m. Drifters which were released in 1991 and 1992 transmitted positions for 8 hours a day, while drifters released in 1993~1996 were manufactured to transmit positions in dual cycles, for 24 hours a day during the first 30 days after launch, and for 8 hours a day during the remaining lifetime. The reason for the dual transmission cycles was to observe drifter positions more frequently in the study area.

SURFACE CURRENT FIELD

A composite map of all trajectories positioned during 1991~1996 is presented in Fig. 1. Trajectories of the 41 standard drifters with a drogue at 15 m are marked in red, and those of drifters drogued at deeper depths are marked in blue. Trajectories are distributed in a southwest-northeast direction on the continental slope, and in a west-east direction in the deep Okinawa Trough west of the Tokara Strait. This shows that the northeastward-flowing Kuroshio main stream along the continental slope turns eastward toward the Tokara Strait. Trajectories in the northern cul-de-sac of the trough west of Kyushu result from clockwise turning of drifters around the trough (Lie and Cho, 1994). South-north trajectories on the outer shelf deeper

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

than 100 m between Cheju Island and the Kuroshio, and southwest-northeast trajectories in the Korea Strait show the main path of a branch current of the Kuroshio. This branch current will be discussed in detail later. The trajectories on the shelf are clearly indicative of a sharp change in direction of the branch current when it crosses a line connecting Cheju Island, Korea and Goto Islands, Japan (hereafter, this line is called the 'Cheju-do line').

Fig. 2 shows the distribution of data in 20'-by-20' boxes. Numerals on the upper left and lower right sides of each box correspond, respectively, to number of drifters entering the box and the length of position data in days. In an area where strong current exists, the data length is short relative to a large number of drifters, and vice versa. Fig. 3 presents box-averaged current vectors which are estimated from the trajectories in Fig. 1. The Kuroshio main stream is identified by strong current vectors at a speed of about 1 m/s, faster than the estimate based on GEK data (Qiu and Imasato, 1990). The northeast-flowing Kuroshio along the continental slope of the ECS turns eastward toward the Tokara Strait after leaving the slope. The eastward turning of the Kuroshio is clearly seen in the trajectories. In the neighbourhood of the turning

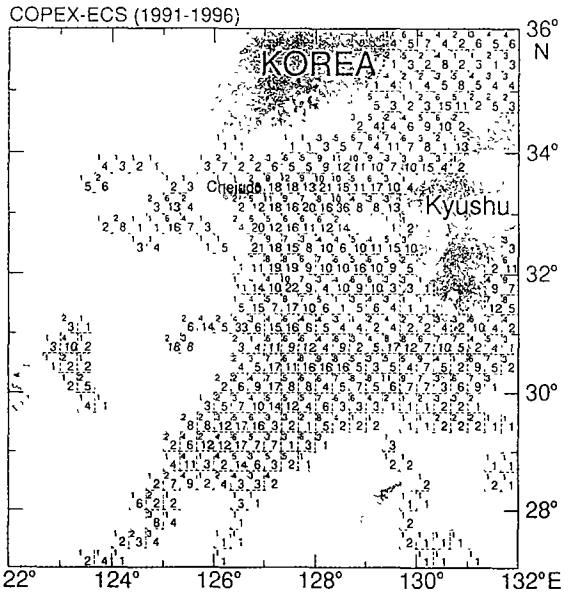


Fig. 2. Data number of drifters deployed during 1991~1996 by KORDI. Numerals on the upper left and lower right corners of each 20-minute-by-20-minute box correspond respectively to number of drifters entering the box and the length of position data in days.

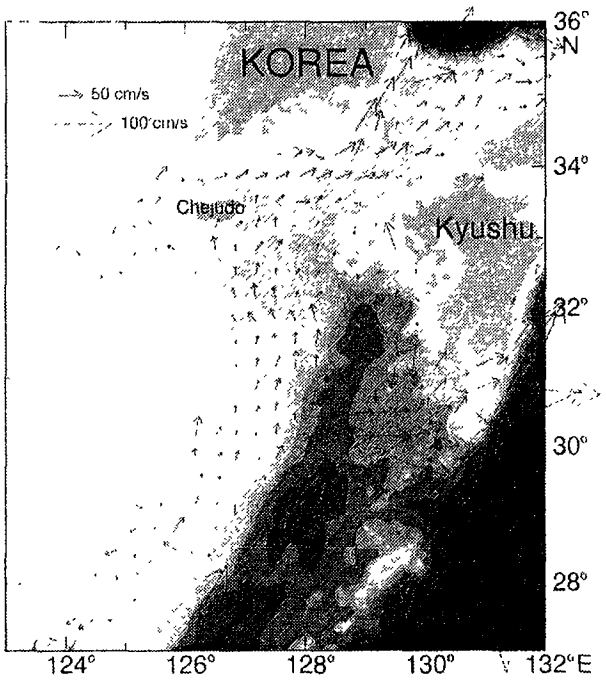


Fig. 3. 20'-by-20' box-averaged surface current vectors derived from the composite map of trajectories in Fig. 1

point of the Kuroshio, the Kuroshio is separated into the main stream and a branch current (Lie *et al.*, 1995). The branch current at a speed of 10~35 cm/s flows northward both on the outer shelf deeper than 100 m and on the western flank of the trough west of Kyushu. Southwest of the Goto Islands, it splits into a northward-continuing flow and an eastward-turning flow along the shelf edge, as already pointed out by Lie and Cho (1994). The eastward flow turns back to the south along the west coast of Kyushu. Therefore, an anticyclonic circulation is formed in the northern trough. This anticyclonic circulation is also seen on the current field constructed from GEK data (Hsueh *et al.*, 1996). The northward-continuing flow turns sharply to the northeast after passing the Cheju-do line.

The northeast flow maintains its direction almost along isobaths between Cheju Island and Tsushima Island. It is interesting to see the trajectory of a drifter which was deployed southwest of Cheju Island. The drifter turned around Cheju Island and moved into the Korea Strait after passing through the Cheju Strait in autumn. The existence of the eastward channel flow in the Cheju Strait was detected by drifter trajectories in summer (Beardsley *et al.*, 1992) and by moored current data in spring (Chang *et al.*, 1995). The eastward channel

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

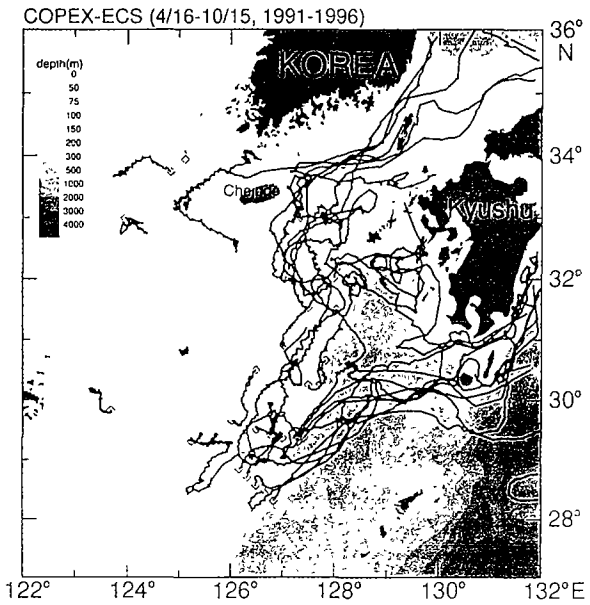


Fig. 4. A composite map of all trajectories of satellite-tracked drifters observed in the warm season (mid-April through mid-October) in the East China Sea by KORDI during 1991~1996. Symbol '◇' denotes release points.

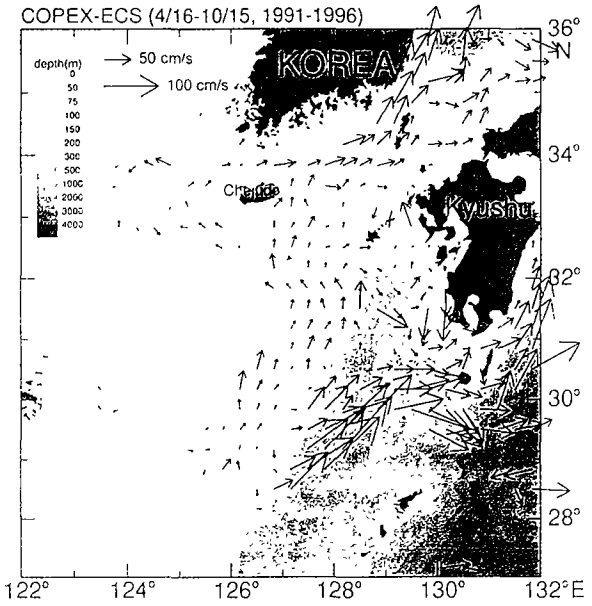


Fig. 6. 20'-by-20' box-averaged surface current vectors for the warm season, derived from the composite map of Fig 4

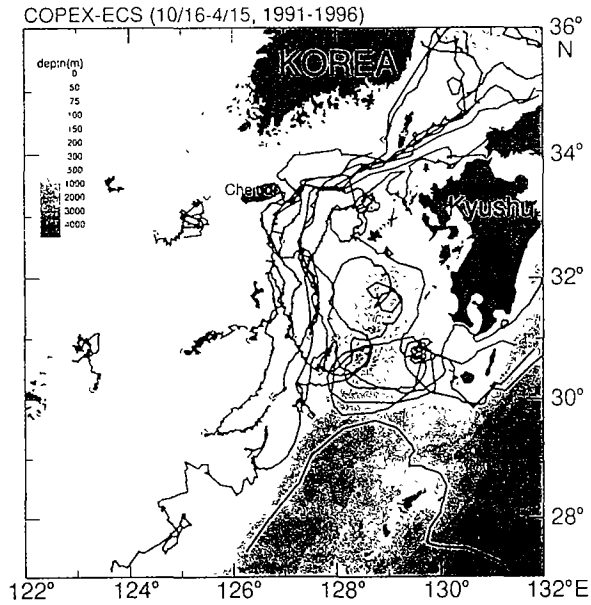


Fig. 5. A composite map of all trajectories of satellite-tracked drifters observed in the cold season (mid-October through mid-April) in the East China Sea by KORDI during 1991~1996. Symbol '◇' denotes release points

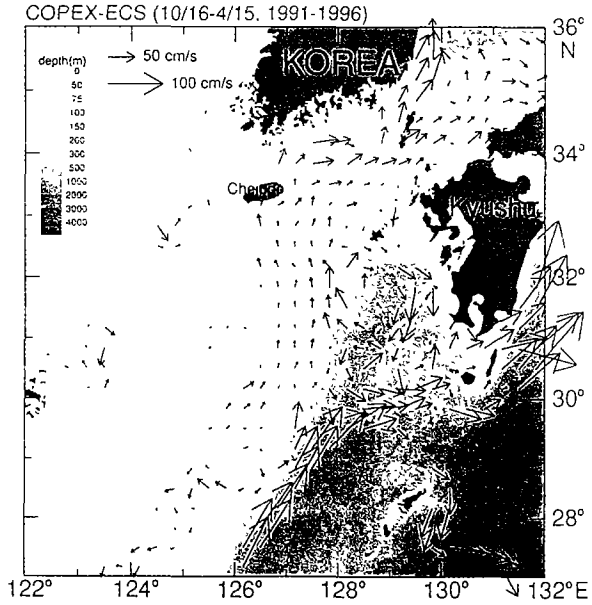


Fig. 7. 20'-by-20' box-averaged surface current vectors for the cold season, derived from the composite map of Fig. 5.

flow eventually joins the northeast extension of the branch current in the eastern part of the Cheju Strait. Consequently, the northeastward flow in the Korea Strait is concluded to consist of the northeast continuation of the branch current and the eastward channel flow passing through the Cheju Strait. The flow in the western channel, with a speed of more than 50 cm/s, is much stronger than that in the

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

eastern channel. The eastward channel flow in the Cheju Strait contributes to an increase in flow speed in the western channel of the Korea Strait

SEASONAL VARIATION OF SURFACE CURRENTS

The water column on the ECS shelf is strongly stratified in the warm season, but well mixed or weakly stratified in the cold season (e.g., Lie and Cho, 1994). Surface wind fields are also very seasonal: strong northerly wind in the cold season, but weaker southerly wind in the warm season (Lie *et al.*, 1994; Han *et al.*, 1995). Therefore, it is necessary to examine seasonal patterns of the surface current. Trajectories and box-averaged current vectors were mapped for both the warm season (mid-April through mid-October) and the cold season (mid-October through mid-April).

Spaghetti diagrams of trajectories and box-averaged current vectors for the two seasons are presented in Figs. 4-7. The Kuroshio path in the cold season is not clearly seen in Figs. 5 and 7, since only a small number of drifters were deployed across the continental slope. However, WOCE drifter data clearly show the eastward turning of the Kuroshio west of the Tokara Strait (Lie *et al.*, 1995). The flow patterns for the two seasons resemble each other, both showing the eastward Kuroshio west of the Tokara Strait, the northward branch current on the outer shelf west of Kyushu, and the northeast continuation of the branch current in the Korea Strait. However, smaller scale structures are slightly different, especially on the shelf.

Trajectories on the outer shelf in the cold season are relatively straight in the north-south direction, while those in the warm season are bent (Figs. 4 and 5). Furthermore, the northward current in the cold season is weaker than that in the warm season (Figs. 6 and 7). Reasons for the bent trajectories are not clear, although the trajectories are expected to be associated with the meander of the Kuroshio front (e.g., Qiu *et al.*, 1990) and an outward extension of fresh coastal water in summer, mostly the Changjiang diluted water (Lie and Cho, 1994). Drifters which were deployed in the area south of the Chejudo line, approached closer to the southern Korean coast in the warm season than those deployed in the cold season, but drifters deployed in the cold season shifted toward the northwestern Kyushu coast. In the cold season, a surface-to-bottom thermohaline front runs almost along a line between Cheju Island and the southern tip of Tsushima Island, as pointed out by Lie and Cho (1994). Sea surface temperature estimated from an infrared image of NOAA-14 on February 22, 1997 (Fig. 8) clearly shows the existence of a strong thermal front along the southern Korean coast in winter. Drifters coming up from the south hardly cross the front. On the other hand, in the warm season, the thermohaline front is broken and the water column in the Korea Strait is vertically stratified. The surface layer in the southern Korean coastal area is largely filled in with fresh coastal water. Therefore, drifters which were deployed south of Cheju Island approached a little closer to the Korean coast in the warm season than those deployed in the cold season. This implies a shift of the northeast branch current to the Korean coast in the Korea Strait in the warm season.

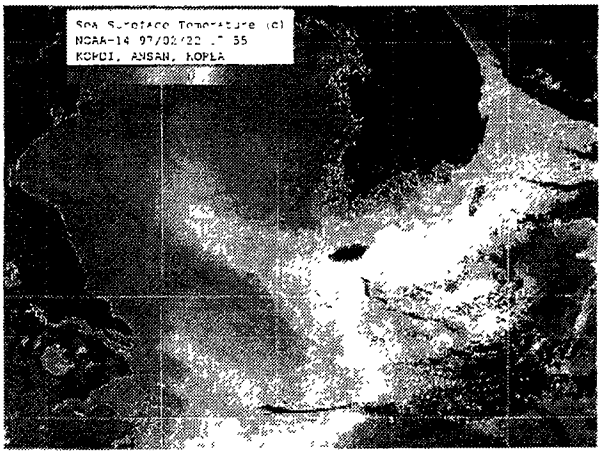


Fig. 8. Sea surface temperature estimated from an infrared image of NOAA-14 on February 22, 1997

NEW TERMINOLOGY OF KUROSHIO BRANCH CURRENT

The term 'Tsushima Current' (TC) has been confusingly used in three different senses: (1) a branch current of the Kuroshio west of Kyushu (Uda, 1934; Nitani, 1972); (2) a northeastward continuation over the ECS shelf of the outflow through the Taiwan Strait (Beardsley *et al.*, 1985; Fang *et al.*, 1991); and (3) a northeastward channel flow passing through the Korea Strait (e.g., Yi, 1966; Kawabe, 1982). Therefore, the terminology should be more precisely defined to avoid such confusion. We suggest that the use of the term 'TC' be limited to the northeast channel flow in the Korea Strait, since

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

the word 'Tsushima' is the geographical name of the Tsushima Island, located in the Korea Strait. In this sense, 'TC' may designate the channel flow in the Korea Strait which transports two different water masses of saline Kuroshio water and fresher coastal water to the East Sea. Therefore, the northward branch current on the outer shelf south of Cheju Island needs to be newly named to differentiate it from the TC in the Korea Strait. 'Kyushu Warm Current', 'Cheju Warm Current', 'East China Sea Warm Current', and 'Kuroshio Branch Current' may be candidate names for the branch current. Of the four candidates, 'Kuroshio Branch Current' seems to be the most proper name, since it describes the branching of the Kuroshio more explicitly than the other three. It may be objected that the Kuroshio has another branch current northeast of Taiwan. However, the latter has been known to the oceanographic community as the 'Taiwan Warm Current', rather than the 'Kuroshio Branch Current'.

CONCLUSIONS

The surface current fields in the eastern ECS were constructed, based on trajectories of numerous drifters deployed during 1991~1996. They present clearly for the first time the surface current pattern which consists of: (1) the eastward turning of the Kuroshio; (2) a northward branch current on the outer shelf; (3) an anticyclonic circulation in the northern Okinawa Trough west of Kyushu; and (4) a northeastward channel flow in the Korea Strait. The basic pattern changes slightly from the warm season to the cold season.

We suggest that the use of the term 'Tsushima Current' be limited to the northeast channel flow in the Korea Strait. The new term 'Kuroshio Branch Current' is suggested for the northward branch current on the outer shelf south of Cheju-do, since it describes the branching of the Kuroshio more explicitly than the Tsushima Current.

Uda (1934) and Nitani (1972) suggested that the Yellow Sea Warm Current (YSWC) is branched from the northward branch current southeast of Cheju Island. However, the drifter experiment does not indicate its branching there southeast of Cheju Island. The origin and detailed structure of the YSWC should be investigated in future, which will require comprehensive current measurements in the northwestern ECS.

ACKNOWLEDGEMENT

This study is a Korean contribution to the World Ocean Circulation Experiment/Surface Velocity Programme and was supported mostly by grants from the Korean Ministry of Science and Technology for 1991~1997.

REFERENCES

Beardsley, R.C., R. Limeburner, K. Kim, and J. Candela, 1992. Lagrangian flow observations in the East China, Yellow and Japan Seas, *La mer*, **30**: 297-314.

Beardsley, R.C., R. Limeburner, H. Yu, and G.A. Cannon, 1985. Discharge of the Changjiang (Yangtze River) into the East China Sea. *Cont. Shelf Res.*, **4**: 57-76.

Chang, K.-I., K. Kim, S.W. Lee, and T.B. Shim, 1995. Hydrography and sub-tidal current in the Cheju Strait in spring 1983. *J. Kor. Soc. Oceanogr.*, **30**: 203-215.

Fang, G., B. Zhao, and Y. Zhu, 1991. Water volume transport through the Taiwan Strait and the continental shelf of the East China Sea measured with current meters. In: Oceanography of Asian Marginal Seas, edited by K. Takano, Elsevier, New York.

Guan, B. and H. Mao, 1982. A note on circulation of the East China Sea. *Chinese J. Oceanol. Limnol.*, **1**: 5-16.

Han, S.-K., H.-J. Lie, and J.-Y. Na, 1995. Temporal and spatial characteristics of surface winds over the adjacent seas of the Korean peninsula. *J. Korean Soc. Oceanogr.*, **30**: 550-564.

Hsueh, Y., H.-J. Lie, and H. Ichikawa, 1996. On the branching of the Kuroshio west of Kyushu. *J. Geophys. Res.*, **101**: 3851-3857.

Kawabe, M. 1982. Branching of the Tsushima Current in the Japan Sea. Part I. Data analysis. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **38**: 95-107.

Lie, H.-J. and C.-H. Cho. 1994. On the origin of the Tsushima Warm Current. *J. Geophys. Res.*, **99**: 25081-25091.

Lie, H.-J., J.-Y. Na, S.-K. Han, and J.-W. Seo, 1994. Monthly mean sea surface winds over the East China Sea. KORDI Rep., BSPE 00367-683-1, 91 pp (abstract only in English).

Lie, H.-J., C.-H. Cho, J.-H. Lee, P. Niiler, and J.-H. Hu, 1995. Separation of the Kuroshio water and its penetration onto the continental shelf west of Kyushu. *International WOCE Newsletter*, **20**: 10-13.

Nitani, H., 1972. Beginning of the Kuroshio. In: Kuroshio, edited by H. Stommel and K. Yoshida, University of Tokyo Press, Tokyo.

Qiu, B. and N. Imasato, 1990. A numerical study on the formation of the Kuroshio countercurrent and the Kuroshio branch current in the East China Sea. *Cont. Shelf Res.*, **10**: 165-184.

Qiu, B., T. Toda, and N. Imasato, 1990. On Kuroshio front fluctuations in the East China Sea using satellite and in situ observational data. *J. Geophys. Res.*, **95**: 18191-18204.

Uda, M., 1934. The results of simultaneous oceanographical investigations in the Japan Sea and its adjacent waters in May and June, 1932. *J. Imp. Fish. Exp. St.*, **5**: 138-190 (in Japanese).

Yi, S.-U., 1966. Seasonal and secular variations on the water volume transport across the Korea Strait. *J. Oceanol. Soc. Korea*, **1**: 7-13.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

The Journal of the Korean Society of Oceanography
Vol. 32, No. 1, pp. 8-16, March 1997

Application of the Ventilation Theory to the East Sea

YOUNG HO SEUNG
Department of Oceanography, Inha University

The ventilation theory developed by Luyten, Pedlosky and Stommel (1983) is applied to the East Sea to understand the general circulation pattern of the Intermediate Water, especially the ventilated circulation beneath the Tsushima Warm Current. The original model is slightly modified such that it takes the inflow-outflow of the Tsushima Current into consideration. Results of the model indica
이 쪽은 본보고서와 관련이 없는 내용임.
Vater circulates cyclonically by
a Warm Water through the western boundary layer. Off the western boundary layer, it turns northward, outcrops to the north by passing the polar front and continues to flow northward until it finally is absorbed by the northern boundary layer. This result seems to be compatible with some recent observations. Over the ventilated area, the transport of the Tsushima Current is negligible and most transport occurs in the shadow area where the Intermediate layer is motionless indicating that, over the deep motionless layer, the two-layered vertical structure under consideration becomes substantially single-layered.

INTRODUCTION

The East Sea is a marginal sea in the Northwest Pacific. From the geographical point of view, the northern part of the basin belongs to the subpolar region and the southern part to the subtropical region with the former slightly larger than the latter. Through the southern inlet, a warm current originating from the Kuroshio, called the Tsushima Current (briefly TC), enters the basin and flows out through the northern outlets into the subpolar region. A part of the warm current, called the East Korean Warm Current, flows northward along the Korean coast. It separates from the coast and flows in nearly zonal direction toward the outlets. Further south, a part of the TC flowing along the Japanese coast, called the Nearshore Branch, is known to be topographically trapped (Yoon, 1982b). In the north, a cold current, called the Liman Current or the North Korean Cold Current, flows southward along the Siberian/Korean coast. The boundary between the warm and cold waters form a polar front (Fig. 1). The surface of the basin is known to be affected largely by positive wind stress curl, which is maximum near the northern boundary (Na *et al.*, 1992).

Below the TC water, the Intermediate Water (briefly IW) characterized by minimum salinity and maximum dissolved oxygen is found, which seems to be connected to the surface north of the polar front (Fig. 2). The IW here comprises the classical one (Moriyasu, 1972) and the one found by Kim and Chung (1984) off Korean coast. The latter one, named the East Sea Intermediate Water (briefly ESIW), is richer in dissolved oxygen than the former but these two water masses might be classified as the same one (Fig. 3). The ESIW may be formed more recently than the other. Beneath the IW, a deep homogeneous water called the Japan Sea Proper Water (briefly DW) is found. Further details of general hydrography can be found in Moriyasu (1972).

According to Senjyu and Sudo (1994), the upper portion of the DW just below the IW nearly outcrops to the northwest of the basin, suggesting that this is the source region of the water mass considered. They also show that this water mass circulates cyclonically around the basin. In fact, an indication of deep convection is reported by Seung and Yoon (1995a). The cyclonic circulation of the deep water is also compatible with the observation in Kim and Chung (1984) because the ESIW, which is richer in oxygen than that found eastward, occupies the upstream portion of this circulation. Cho and Kim (1994) suggest, however, that the ESIW found off the Korean coast comes through two distinct paths: one from the north along the

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

제 10 절 큐슈 서방에서 Kuroshio수의 분리와 대륙붕으로의 유입

본 연구의 1단계 사업을 통해 큐슈 서방 깊은 골의 좌측 대륙붕단을 따라 북향하는 지속적인 해류를 관측하였고, 이를 근거로 Lie와 Cho (1994)는 Kuroshio 수의 대륙붕쪽 가장자리가 깊은 골 입구의 서쪽 대륙사면에서 분리된다고 제안하였다. Hsueh 등 (1996)은 단순 이론모델을 2층 해저지형을 갖는 해역에 적용하여 경압해류가 일정한 각도로 입사할 때 방향전환과 분기된다고 제안하였다. 그러나 Kuroshio 수의 분기나 대륙붕으로의 진입이 CTD와 위성추적부이 실험에서 명확히 입증되지는 못하였다. 이러한 분기 및 진입을 밝히기 위하여 본 연구실험과 한국해양연구소에서 과거에 획득한 위성부이 자료, 세계해양대순환 실험에서 수집된 위성부이 자료, 그리고 1993년 12월 및 1995년 4-5월에 조사한 CTD 자료를 종합적으로 분석하였다.

연구결과, 북동진하는 Kuroshio가 Kyushu 남서쪽 골 입구 서쪽에서 두 갈래로 분기된다는 사실이 입증되었다. Kuroshio 본류는 Tokara 해협쪽을 향해 방향전환하며 북향하는 지류는 골 왼쪽 대륙사면을 가로질러 대륙붕으로 유입한다. 북향류는 분기전에 쿠로시오의 연안쪽 가장자리였다. 대륙붕으로 유입한 Kuroshio 수는 혀모양으로 관입하며 이후에 계속 북상하여 대한해협으로 유입한다. 관측 CTD 자료에 역계산 (inverse calculation)을 적용한 결과, 북상류에 의해 대륙붕으로 관입하는 유입량은 약 4 Sv 정도로 추정되었다. Kuroshio의 분기는 본류의 방향전환과 밀접한 관계를 맺고 있으며, 분기는 방향전환에 따른 와도보정 (vorticity adjustment)에 의해 발생되는 것으로 판단된다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 103, NO. C2, PAGES 2963–2976, FEBRUARY 15, 1998

Separation of the Kuroshio water and its penetration onto the continental shelf west of Kyushu

Heung-Jae Lie, Cheol-Ho Cho, and Jae-Hak Lee
Physical Oceanography Division, Korea Ocean Research and Development Institute, Ansan, Korea

Peter Niiler
Scripps Institution of Oceanography, University of California at San Diego, La Jolla

Jian-Hwa Hu
Department of Oceanography, National Taiwan Ocean University, Keelung, Taiwan

Abstract. The separation of Kuroshio water west of Kyushu and its penetration onto the continental shelf of the East China Sea were investigated by analyzing trajectories of satellite-tracked surface drifters deployed during 1989–1996. Conductivity, temperature, and depth (CTD) data collected in the eastern East China Sea in December 1993 and late April/early May 1995 were also analyzed. Composite trajectories of 172 drogued drifters provided direct evidence of the separation of the northeastward flowing Kuroshio into two parts at the western mouth of the deep trough southwest of Kyushu. The Kuroshio main stream turns to the east toward the Tokara Strait, and a northward flowing branch current penetrates onto the shelf across the continental slope west of the trough. Analysis of the CTD data and drifter trajectories, concurrently observed, shows that the branch current was part of the inshore Kuroshio, just upstream before its separation. During the periods of CTD observations, the separated, inshore Kuroshio water intruded northward in a tongue shape along the shelf break of the trough and penetrated onto the shelf after crossing obliquely the western continental slope of the trough. The water that penetrated onto the shelf continued to flow northward toward the Korea Strait. The main path of this water was easily traced by its high salinity, which is characteristic of the inshore Kuroshio water. Application of an inverse method to the observed CTD data also supports the separation and penetration of the Kuroshio and calculates the volume transport of the northward branch to be about 4.0×10^6 m^3/s for the two different surveys. The tongue-shaped intrusion of the inshore Kuroshio water onto the outer shelf may take place in close association with the eastward turning of the Kuroshio main stream and it might be caused by the vorticity adjustment created by the eastward turning of the Kuroshio.

1. Introduction

The Kuroshio flowing northeast along the continental slope of the East China Sea (hereafter ECS) has been known to have two branch currents: the Tsushima Warm Current (TWC) in the southeastern ECS [e.g., *Nitani*, 1972], west of Kyushu, and the Taiwan Current in the southwestern ECS, northeast of Taiwan [e.g., *Chao*, 1991]. The branch currents transport warm and saline Kuroshio waters and oceanic materials not only for the ECS through its shelf edge, but also for the Yellow Sea and East Sea (often called Japan Sea), located to the north. The Kuroshio water intrudes onto the shelf northeast of Taiwan and forms a Γ-shaped front surrounded by fresher shelf water. A major portion of this water returns to the Kuroshio, its physical properties modified due to mixing with the shelf water [*Chern and Wang*, 1992]. However, the penetration of Kuroshio water onto the eastern ECS shelf remains relatively unclear to date, mainly due to the lack of sufficient direct current measurements and hydrographic data. The origin of TWC carrying the penetrated Kuroshio water to the northern ECS has been debated since *Uda* [1934] first suggested that it branches from the Kuroshio southwest of Kyushu.

The branching of TWC from the Kuroshio and the northward penetration of the warm and saline Kuroshio water into the eastern ECS are of great importance for understanding the circulation of the ECS, Yellow Sea, and East Sea, since the TWC is the main supplier of heat and salt for the marginal seas. The warm and saline waters in the eastern ECS, often referred to as the TWC water, have been classified as a mixture of ECS shelf water and Kuroshio water by *Sawara and Hanzawa* [1979] and *Song et al.* [1991]. *Huh* [1982] suggested episodic intrusions of Kuroshio waters into mixed waters occupying the deep trough west of Kyushu, after examining NOAA satellite images taken during the spring. *Guo et al.* [1991] proposed that the Kuroshio warm filament observed at the shelf break of the trough was the main source of TWC water. Based on the analysis of trajectories of satellite-tracked drifters and conductivity-temperature-depth (CTD) data collected in 1991–1992, *Lie and Cho* [1994] observed a persistent northward flow near the western shelf edge of the deep north-south trough west of Kyushu and came to the conclusion that the inshore fringe of the Kuroshio separates from the Kuroshio

Copyright 1998 by the American Geophysical Union.

Paper number 97JC03288.
0148-0227/98/97JC-03288$09.00

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

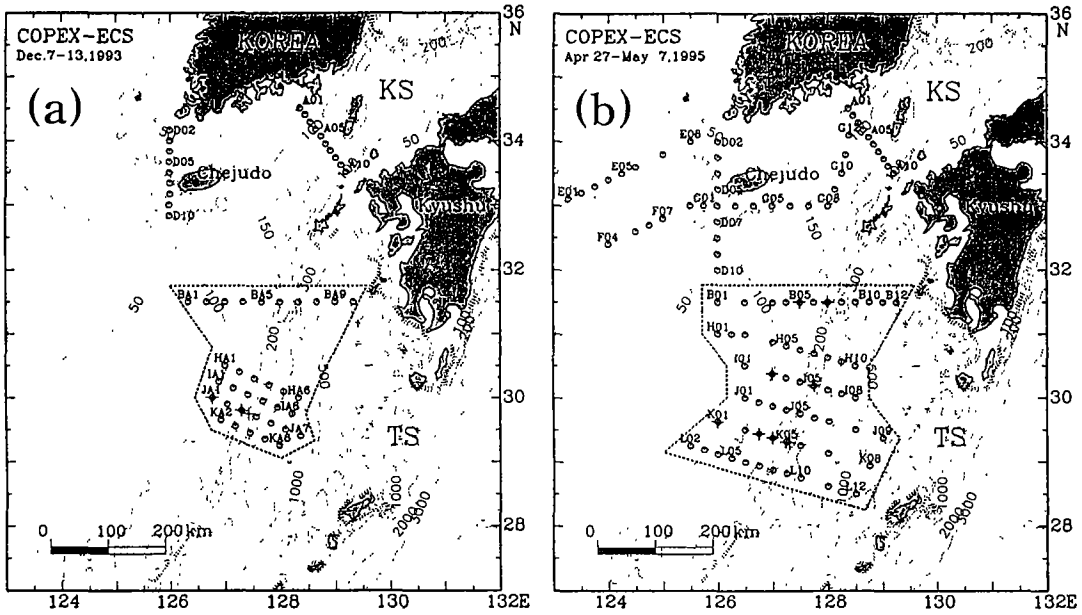


Figure 1. Study area indicating CTD stations (open circles) and release points of satellite-tracked surface drifters (crosses). (a) December 1993 and (b) April–May 1995. Bottom topography is in meters. KS and TS denote the Korea Strait and the Tokara Strait, respectively. The thick dashed lines indicate intensive CTD survey areas for the two surveys.

near the continental slope at the mouth of the trough. *Hsueh et al.* [1996] applied a theoretical model of the bifurcation of a baroclinic current incident upon a step rise in bottom topography to the turning and branching of the Kuroshio west of Kyushu.

Historical hydrographic data and moored current data collected in the eastern ECS could hardly provide concrete and direct evidence for the separation and penetration of the Kuroshio. The hydrographic stations were not closely spaced enough to resolve the spatial structure of hydrography and different water masses across the continental slope, and the current measurements were not originally designed to detect the separation of Kuroshio. Three fundamental questions relevant to the TWC can be raised. (1) Where does the separation of TWC from the Kuroshio take place? (2) How does the separated water penetrate onto the ECS shelf? (3) What route does the penetrated TWC follow? To answer these questions and to elucidate oceanographic processes related to TWC, the Korea Ocean Research and Development Institute (KORDI) in 1993 launched the first phase of a survey-oriented interdisciplinary project entitled Coastal Ocean Processes Experiment of the East China Sea (COPEX-ECS). Tracking of satellite-tracked surface drifters, CTD casts, and current measurements by a shipborne acoustic Doppler current profiler (ADCP) were used as observational techniques for physical oceanography.

In general, physical structures of the eastern ECS during the cold season are much simpler than during the warm season, and representative water types such as shelf water and Kuroshio water can be readily identified. For this paper, data of COPEX-ECS collected in December 1993 and late April/early May 1995 were subjected to analyses, focusing on the separation of TWC at the mouth of the deep trough and on its northward penetration onto the shelf across the continental slope. Also, a large number of World Ocean Circulation Experiment (WOCE) drifter data in the ECS, collected through the Taiwan-U.S. joint program and the COPEX-ECS, were used to construct a surface current field of ECS and to detect the turning and separation of the Kuroshio west of the Tokara Strait. Thus the present study is a Korean-U.S.-Taiwanese joint contribution to the WOCE/Surface Velocity Programme (SVP). Finally, we estimated the volume transport of TWC by applying an inverse method to the observed CTD data and sketched a schematic surface circulation of the eastern ECS for the cold season when the vertical stratification on the shelf is weak or broken.

2. Experiments and Data Processing

Figure 1 presents CTD stations and release points of drifters for the two COPEX-ECS surveys undertaken in early December 1993 (hereafter, winter survey) and late April/early May 1995 (hereafter, spring survey). Intensive CTD castings were made on the western shelf and slope of the deep trough, elongated in the north-south direction. The deep trough is the northeastern cul-de-sac of the Okinawa Trough. The separation of TWC from the Kuroshio has been proposed to take place at the western mouth of the trough [*Lie and Cho*, 1994]. The CTD sections in the intensive survey area are approximately normal to isobaths and marked by a thick dashed line in Figure 1. Spacing of stations was chosen to be closely spaced enough to identify the separation of the inshore Kuroshio from the main stream and to resolve the spatial hydrographic structure of the separated Kuroshio water in the outer shelf and slope area. Satellite-tracked surface drifters were deployed during the CTD surveys. The release points were selected on board, from viewing vertical sections of temperature and salinity, together with the trajectories of drifters deployed by KORDI and WOCE in the past.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

During the winter survey, CTD casts were made at 35 stations on five sections. During the spring survey, CTD data were collected at 58 stations on six sections. The sections extended inward to the shelf and outward to the southeast in order to allow observation of spatial distribution of the two representative water types of shelf and Kuroshio waters over a relatively large area. We used a Neil Brown CTD Mark V for the winter cruise and a Sea-Bird CTD 911 for the spring cruise. Observed temperature T and salinity S were resampled every 1 m by depth averaging over 1 m after removing spiked data.

During the two CTD surveys, we deployed 13 WOCE/SVP surface drifters, equipped with a sea surface temperature sensor and a holey sock drogue 644 cm in length [*Sybrandy and Nuler*, 1991]. Most drifters were drogued at 15 m below sea surface, and release points are denoted by crosses in Figure 1. For the winter survey, three drifters were released on December 9, 1993, at stations JA1, JA3, and near station JA4 of section JA. The drifter released at JA3 was drogued at 45 m. For the spring survey, two drifters were released at stations B5 and B7 on April 27, two at stations I2 and I5 on April 30, five at stations K1, K3, K4, K5, and near station K5 on May 3. The two drifters released at I5 and K5 were drogued at 50 m. The drifter at K4 failed to transmit signals, due to an unknown cause.

A good number of WOCE drifters were released east of Taiwan, jointly by the Scripps Institution of Oceanography and Taiwan Ocean University. In the eastern ECS, drifters were deployed by COPEX-ECS between 1991 and 1996. We combined all these data with other WOCE drifter data collected between March 1989 and March 1996. The combined data set of 172 trajectories of drogued drifters, positioned at 6-hour intervals, was used to construct a composite map of trajectories and the surface Lagrangian current field depicting the separation of TWC from the Kuroshio (Plate 1).

3. Turning and Separation of the Kuroshio

The separation of TWC from the Kuroshio at the southern mouth of the trough, along with the eastward turning of the Kuroshio toward the Tokara Strait are examined using the comprehensive drifter trajectories and 20 arc min by 20 arc min box average surface current vectors derived from the trajectories. Plate 1 is a composite map of trajectories constructed from 172 drifters released during 1989–1996. Red and green lines denote trajectories of 119 WOCE drifters and of 53 KORDI drifters, respectively. An average surface current pattern of the eastern and southern ECS was computed by applying 20 arc min by 20 arc min box averaging to the trajectories (Plate 2). Arrow vectors are the box mean Lagrangian velocity obtained from three or more drifters passing through each box. Scales of arrow vectors and isobaths are marked on the upper left side of Plate 2. Figure 2 presents the number of drifters entering each box.

Trajectories are densely distributed off the east coast of Taiwan, along the ECS shelf slope, and the Okinawa Trough west of the Tokara Strait. The dense trajectories correspond to the main axis of the Kuroshio at high speed (Plate 2) and are in agreement with the main path of the Kuroshio, traced from historical hydrographic and Geoelectrokinetograph (GEK) data [*Qiu and Imasato*, 1990]. The Kuroshio mean path is largely controlled by the steep bottom topography in the western slope area of 127.5°E. The northeastward flowing Kuroshio, located on the midshelf slope, leaves the slope near 127°E by gradually turning its direction to the east and overshoots the mouth of a narrow deep trough west of Kyushu toward the Tokara Strait. The Kuroshio is also observed to turn clockwise northeast of Taiwan, where isobaths change sharply. Many of the trajectories on the outer shelf, where isobaths veer sharply, do not follow the isobaths. Northeast of Taiwan, many drifters moving in from the south entered the shallow shelf area across the shelf slope and then returned to the main path of Kuroshio, eventually forming a clockwise circulation in the outer shelf area. The general pattern of trajectories is consistent with the observed hydrographic structure, reflecting intrusion of the Kuroshio water into the shelf and clockwise circulation [*Chern and Wang*, 1992; *Chuang and Liang*, 1994; *Hsueh et al.*, 1992].

On the other hand, dense trajectories in the midshelf slope area between 125° and 127°E are distributed parallel to rectilinear isobaths, while trajectories on the outer shelf, deeper than 100 m, are irregularly distributed. The irregular trajectories may reflect that a unidirectional current does not exist on the middle outer shelf. Plate 2 clearly confirms that there is not a predominant current on the outer shelf even though the Kuroshio does touch the shelf edge. This might be closely associated with Kuroshio frontal waves [*Guo et al.*, 1991; *Qiu et al.*, 1990]. In the eastern ECS of 127°E, trajectories can be grouped into three pathways: (1) a clockwise path turning toward the Tokara Strait, (2) a north-south path on the outer shelf west of the deep trough, and (3) an eddy-like path in the trough. The first two pathways are indicative of the separation of the Kuroshio into the eastward main stream and a northward branch current. The northward current is clearly seen on the outer shelf between the Kuroshio and Cheju-do, in striking contrast to the uneven current structure on the middle outer shelf. Its separation from the Kuroshio main stream may occur on the slope, where the Kuroshio turns clockwise toward the Tokara Strait. Plates 1 and 2 reveal that the branch current corresponds to the inshore part of the Kuroshio, immediately before the separation. The separation takes place around 29°30′N, 127°30′E, in the neighborhood of the turning point of the Kuroshio main stream, as suggested by *Lie and Cho* [1994].

When we take a close look at trajectories in the neighborhood of the turning point of the Kuroshio, however, it is found that many drifters on the inshore side of the Kuroshio were displaced away from the Kuroshio and crossed the slope at an oblique angle. Of approximately 70 drifters passing through a box area between 126.5–129°E and 28.5–30°N, eight moved into the outer shelf area after crossing the slope. It is also remarkable that some drifters on the northwestern slope of the deep trough moved into the outer shelf area. Once the drifters crossed the shelf slope into the outer shelf area, most moved northward along the 100–200 m isobaths to the Korea Strait, just like the drifters which were released on the outer shelf area. Thus the ensemble of trajectories demonstrate the eastward turning of the Kuroshio main stream toward the Tokara Strait, more clearly and comprehensively than the previous study [e.g., *Nitani*, 1972], and provide direct evidence for the separation of a northward branch current, TWC, from the Kuroshio around the turning point.

In the north-south trough west of Kyushu, trajectories look very complicated, especially in the southwestern trough just above the Kuroshio turning point. Existence of a large anticyclonic eddy in the northern trough as seen in Plate 2 has been detected on infrared imagery in spring 1986 [*Qiu et al.*, 1990], on absolute geostrophic current field estimated from ADCP and CTD data in January 1986 [*Chen et al.*, 1992], and on mean

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

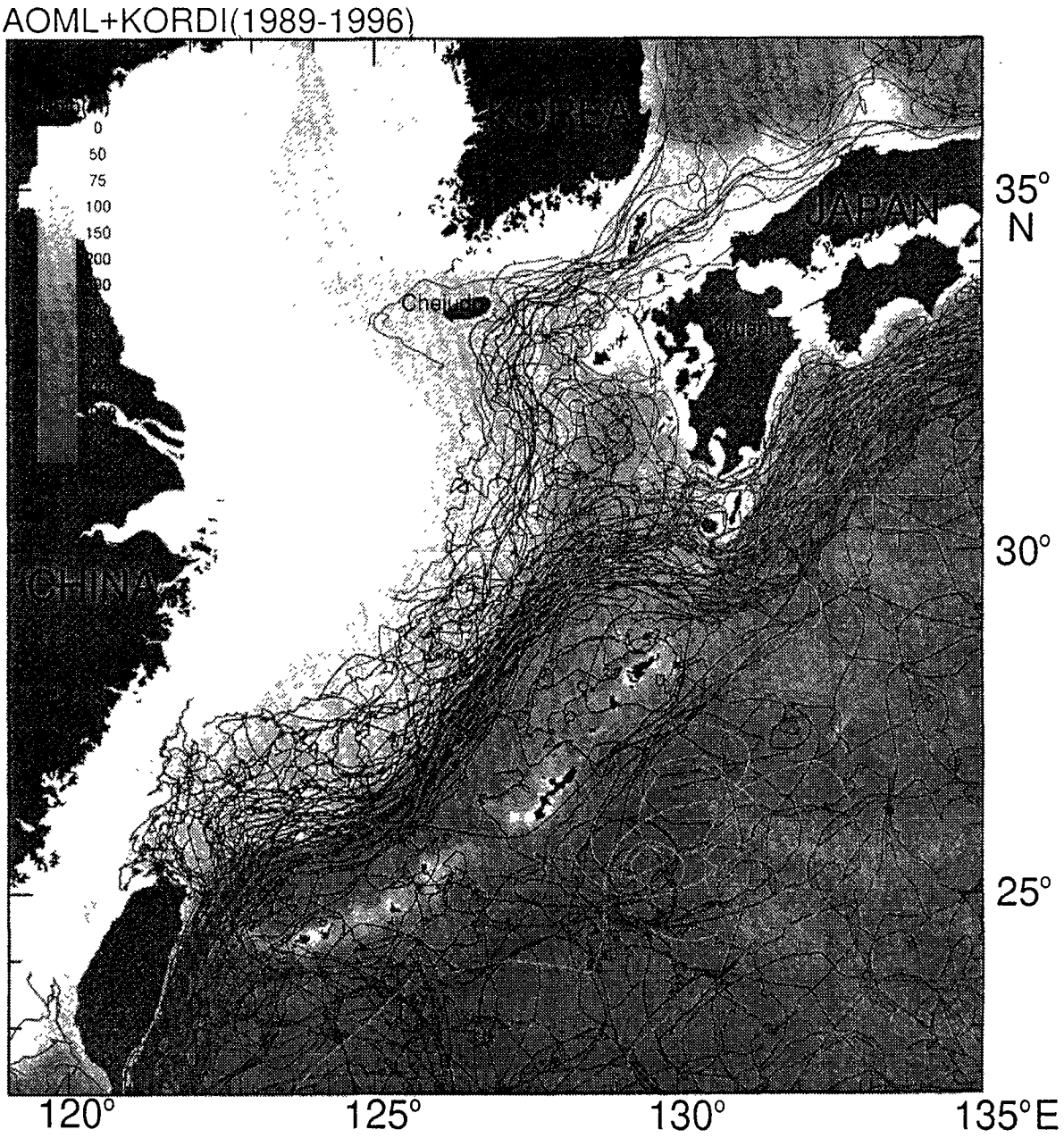


Plate 1. A composite map of trajectories of 172 satellite-tracked surface drifters conducted by the WOCE/SVP during March 1989 to March 1996 and by KORDI during 1991–1996. Green and red lines denote trajectories of the KORDI drifters and the WOCE drifters, respectively. The WOCE drifter data were compiled and edited by Atlantic Oceanographic and Meteorological Laboratory of NOAA.

surface currents for autumn derived from GEK data for the period of 1971–1987 [*Hsueh et al.*, 1996]. *Lie and Cho* [1994] also observed a large warm eddy by drifter trajectories from November 1992 to January 1993. A drifter released on the western slope of the trough made a clockwise rotating loop trajectory in the northern trough. *Chen et al.* [1992] suggested a relationship between the eddy and a countercurrent of the Kuroshio in the trough. *Lie and Cho* [1994] pointed out a bifurcation of the northward flow near the northwestern corner of the trough into a northward continuing flow and an eastward flow along the northern wall of the trough, the latter forming the clockwise eddy in the northern trough. Thus the formation of a large anticyclonic warm eddy in the trough is one of the major circulation features, frequently detected during the cold season.

4. Separation of Kuroshio Water and Penetration Onto Shelf

The Lagrangian surface current field revealed the separation of the Kuroshio into the eastward Kuroshio main stream and

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

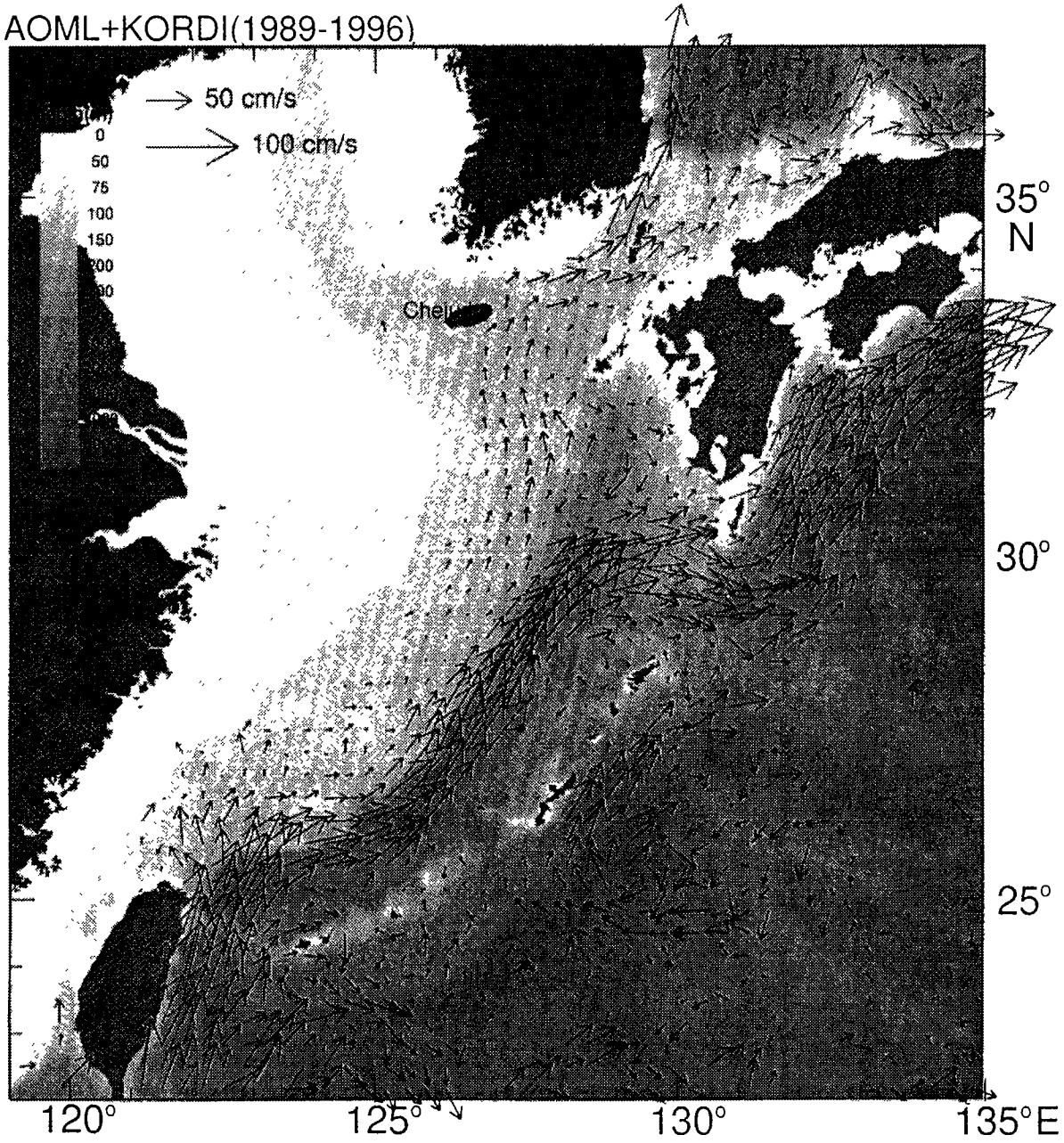


Plate 2. Surface current fields derived from the drifter trajectories in Plate 1 by 20 arc min by 20 arc min box averaging. Current vectors were computed using three or more drifters passing through corresponding boxes. Scales of arrow vectors and isobaths are on the upper left panel.

the northward flow in the neighborhood of the turning point of the Kuroshio southwest of Kyushu. Detailed structures of the separation and penetration are examined in this section by analyzing the CTD data and drifter trajectories observed in the intensive survey area for the two surveys that were conducted in winter and spring. The Kuroshio and shelf waters of the ECS have a large seasonality in T and S, mainly due to seasonal heating and cooling, and heavy precipitation and flooding in summer. The Kuroshio water is characterized by high T and S throughout the year, while the ECS shelf water is saltier and colder (fresher and warmer) during the cold (warm) season. Furthermore, hydrographic structures during the cold season are much simpler than those during the warm season, when various mixed waters of the Kuroshio and shelf waters coexist. T and S can be used to trace the separation of the Kuroshio water and its northward penetration onto the shelf, and we examine CTD data collected twice during the winter and spring surveys. In general, drifters move following the water parcel in which the drifters are deployed, so a combination of hydrography and drifter trajectories help us to locate the separation of the Kuroshio water and to trace its northward penetration route more accurately. We present horizontal maps of

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

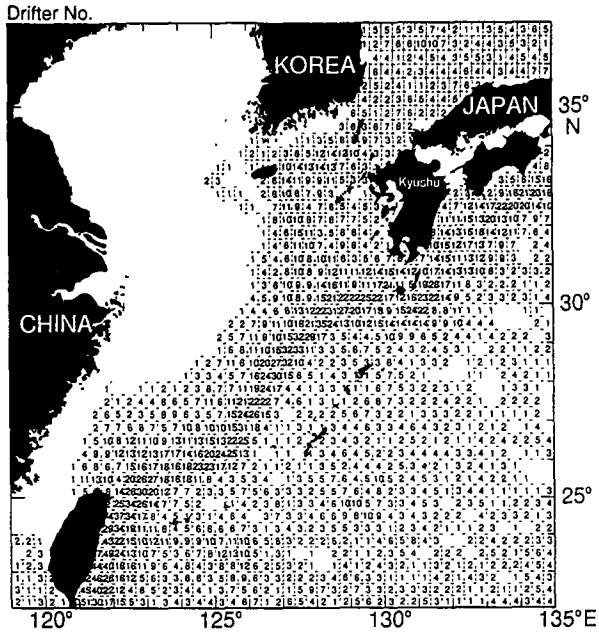


Figure 2. Number of surface drifters, deployed during 1989–1996, passing through the 20 arc min by 20 arc min boxes.

T, S, and σ_t at a depth of 50 m for the two surveys on which daily mean Lagrangian velocity estimated from drifter trajectories are marked as arrows. Although drifters were drogued at 15 m or at a deeper depth around 50 m, hydrographic structures at 15 m were very similar to those at 50 m, mainly due to strong vertical mixing. The velocity vectors are plotted only for the first 15 days or a shorter period after release of drifters, since the Kuroshio front is especially well developed in spring and fluctuates with characteristic scales of 14–20 days in time and of 100–150 km in length [e.g., *Chen et al.*, 1992; *Qiu et al.*, 1990]. The Kuroshio water can be more readily identified by S than T in the survey area for the two observation periods, since T is much more sensitive to the surface cooling. Therefore only vertical sections of S are presented to examine how the inshore part of the Kuroshio water penetrates onto the shelf from the south to the north.

4.1. Winter Survey

Figure 3 presents T, S, and σ_t at 50 m in December 1993. In the southern intensive survey area, isotherms and isopycnals diverged toward the north, and Kuroshio water of $T > 22.5$°C, $S > 34.7$ psu, and $\sigma_t < 24.0$ occupied the southeastern survey area. The radial pattern of isolines of high T and S implies the eastward turning of the Kuroshio main stream. The shipborne ADCP velocity measurements during the CTD casts [*Lie*, 1994] indicated that the Kuroshio main stream was located approximately along isolines of $T > 22.5$°C and of $S > 34.8$ psu. On the other hand, water of 21.5–22.5°C and 34.5–34.8 psu intruded into the shelf across the continental slope, and isolines of 22.0–23.0°C and 34.75–34.85 psu extended to the north in a tongue shape, displaced away from the Kuroshio main stream. Three drifters, deployed in the expected separation area, moved northward almost along the 34.3–34.75 psu isolines. The northward movement suggests a northward penetration of the saline Kuroshio water onto the shelf. In particular, a drifter, released at the shelf edge, crossed the continental slope obliquely in the northwest direction parallel to isolines in the neighborhood of the release point. The similarity of the northward and northwestward trajectories and the isolines is direct proof of the penetration of saline Kuroshio water onto the shelf. The penetrated Kuroshio water lay on the cyclonic side of the Kuroshio water just before its separation

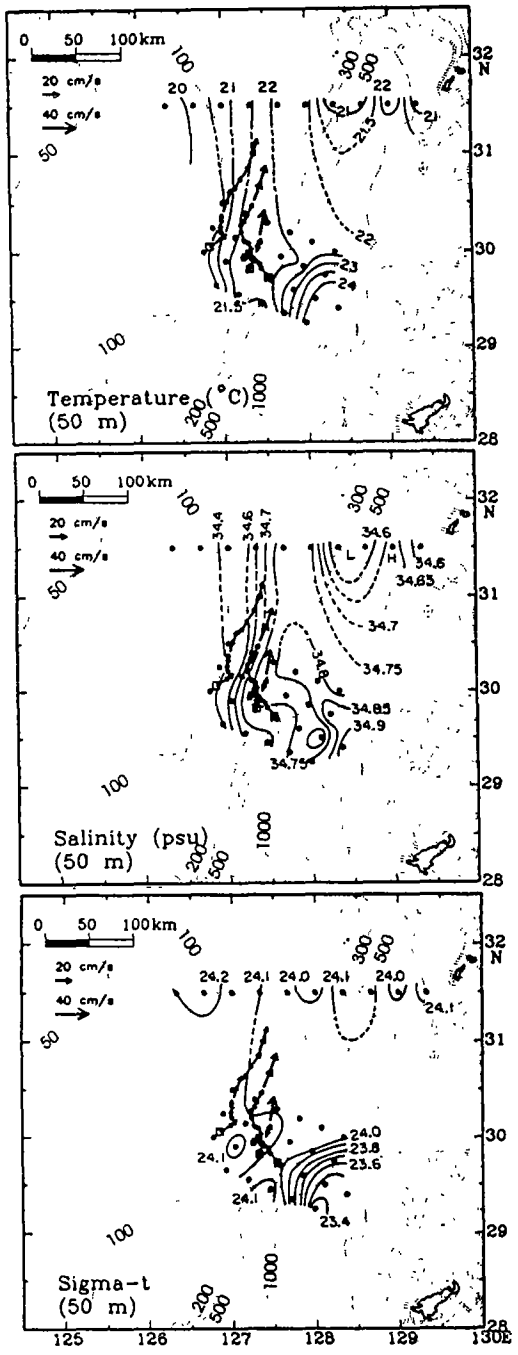


Figure 3. Temperature, salinity, and σ_t at 50 m depth in December 1993, with daily mean current vectors derived from drifter trajectories during the first 15 days after release. The scale of arrow vectors is shown on the upper left corner.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

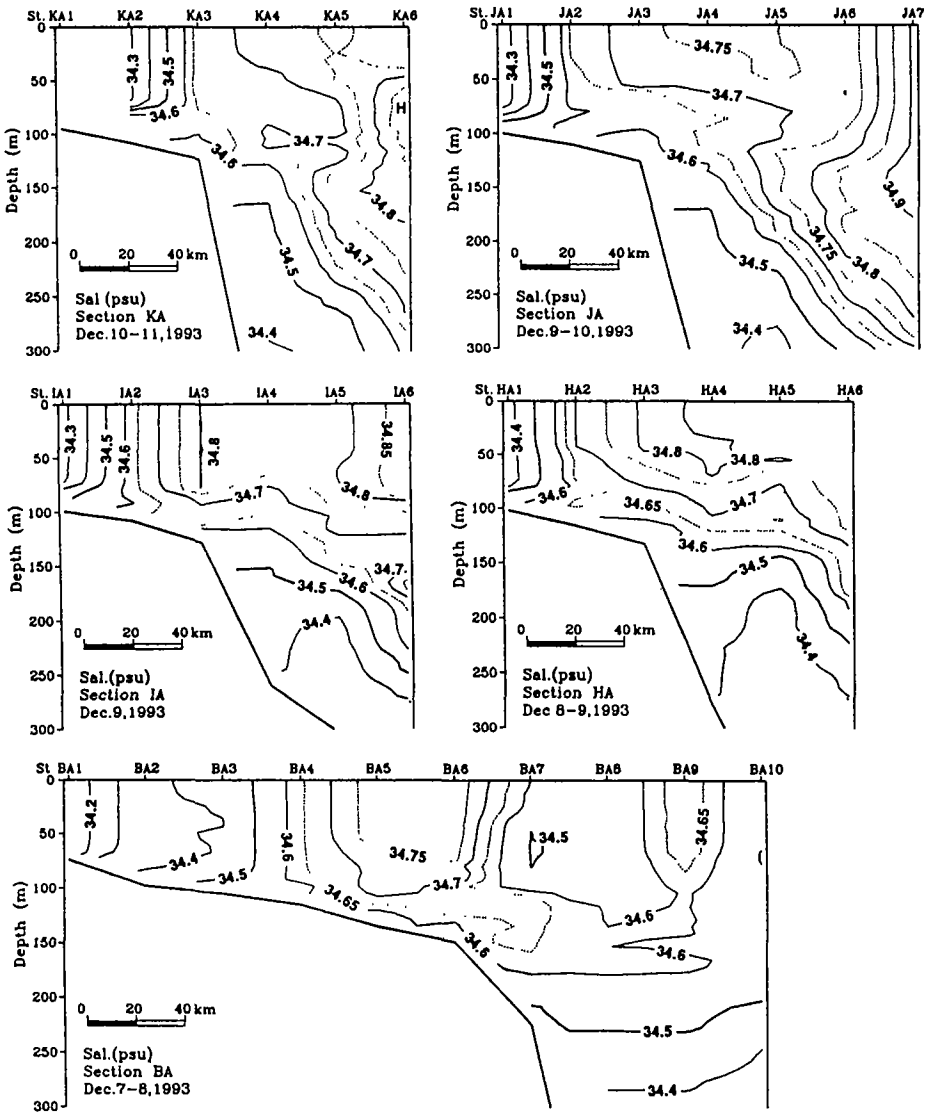


Figure 4. Vertical sections of salinity at lines KA to BA for December 1993. Stations are marked in Figure 1a.

and its S was slightly lower than the maximum S of the Kuroshio core water, reflecting that the penetrated water was the inshore Kuroshio water.

Vertical sections of S at five CTD lines in Figure 4 demonstrate how the inshore Kuroshio water intruded into the shelf across the slope. The water column on the shelf was vertically well mixed, mainly due to surface cooling and stirring by the strong northerly wind, except for the near-bottom layer near the shelf edge. In the surface mixed layer 80–100 m thick, S increased from the shelf to the offshore direction, and a strong salinity front on the shelf separated shelf water of low T and S from Kuroshio water of higher T and S. For convenience, surface S = 34.5 psu is taken as a reference value, indicating the shelf front. At the southernmost line KA, the inshore boundary of saline Kuroshio water (S = 34.6 psu is here referred to as a lower limit value) was located at KA3, right at the shelf edge. The Kuroshio core water of $S > 34.7$ psu was distributed in a wedge shape in the upper layer, with its forehead extending up to the shelf edge. At line JA, 27 km distance from line KA, the inshore boundary moved to the outer shelf at about 35 km from the edge, and the wedge became thinner and wider. At line IA, isohalines of 34.6–34.7 psu moved farther inward, and the Kuroshio core water was much thinner. Therefore the Kuroshio main stream had already turned to the east in the survey area south of this line. At line HA the inshore boundary advanced farther inward, about 45 km distance from the edge, and an S maximum appeared at station H3 at the shelf edge. At line BA, 75 km away from line HA to the north, the salt wedge no longer existed, although two high-salinity cores (>34.6 psu) were observed at stations BA4–BA7 on the shelf and at station BA9 located in the central trough. The S core on the shelf is about 100 m thick and 90 km wide. A similar hydrographic structure with two S cores was observed in November 1992, and the saline water, flowing northward on the shelf, was suggested to be separated into two parts: one flowing into the Korea Strait and the other turning clock-

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

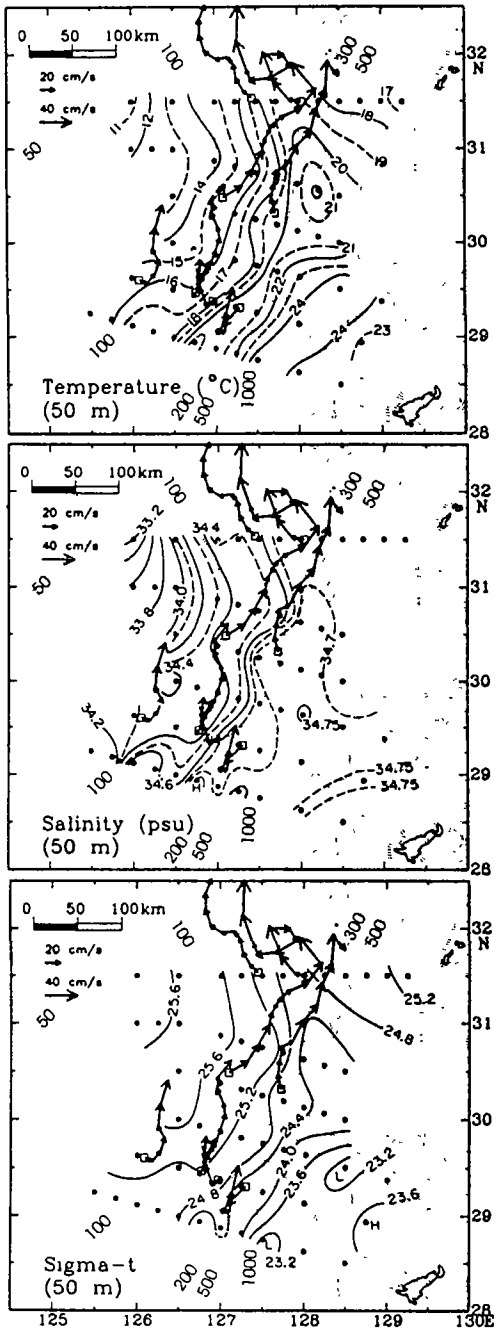


Figure 5. Temperature, salinity, and σ_t at 50 m in late April/early May 1995, with daily mean current vectors derived from drifter trajectories during the first 10 days after release. The scale of arrow vectors is shown on the upper left corner.

wise in the northern trough [*Lie and Cho*, 1994]. Thus the S core in the trough during the winter survey appeared to be part of a water mass which had split off from the Kuroshio as it penetrated onto the shelf.

From the wintertime hydrographic structure and drifter trajectories, it can be concluded that part of the inshore Kuroshio separated from the Kuroshio main stream near the shelf slope at the western mouth of the trough and then penetrated onto the shelf across the western shelf edge of the trough.

4.2. Spring Survey

Figure 5 is T, S, and σ_t at 50 m observed in April–May 1995. During the spring cruise, the eastward turning of the Kuroshio main stream at the mouth of the trough was clearly detected on the surface current measured by an ADCP (not shown here). The Kuroshio core water with maximum T (>23°C) and S (>34.70 psu) at 50 m was consistent with the main axis of the Kuroshio. The inshore boundary of the Kuroshio water is referred to as S = 34.6 psu and T = 18°C, just as it was for the winter cruise. It is noteworthy to see that the Kuroshio core water having the highest T (>23°C) is not characterized by the highest S and that shelf water was colder and fresher than it was during the winter survey. Tongue-shaped isolines of high T and S show that part of the Kuroshio water detached from the Kuroshio main stream near the continental slope at 29° 30′N, 128°N, almost in the same area observed during the winter survey. The separated inshore Kuroshio water intruded northward along the western shelf break of the trough and extended to the shelf across the shelf edge north of line I. Furthermore, the two drifters that were released at line B, moving northwestward almost parallel to isolines of S and T, traveled in a direction perpendicular to the 200–500 m isobaths. Thus the intruded inshore Kuroshio water penetrated mainly onto the shelf across the northwestern trough north of line I. On the other hand, mixed water of S of 34.3–34.5 psu occupied a narrow band on the shelf and was located between the 100-m isobath and the inshore Kuroshio water. The band gradually widened from line K to line B, due to lateral mixing between fresher shelf water and the inshore Kuroshio water coming from the south.

Of four drifters deployed at line K, two on the shelf moved northward almost along the isolines, but two, near the shelf edge, moved southward for several days after release and then moved north in a small eddy-like trajectory. This suggests large spatiotemporal variability of surface current in the southern intensive survey area covering lines J–L, which might be related to the existence of frontal meander or eddy, as was frequently observed in spring [*Chen et al.*, 1992; *Guo et al.*, 1991; *Qiu et al.*, 1990]. Two drifters, released at line I, roughly followed the isolines for the first several days between lines I and H and continued in the same direction, apparently crossing the isolines between lines B and H. CTD observations at lines B and H were made a few days before the two drifters passed the lines. The misalignment of the trajectories with the isolines may have been caused by a frontal meander. The northwest movement of drifters and the distribution of isolines across the continental slope north of line H imply that the inshore Kuroshio water penetrated mainly onto the shelf across the northwestern trough.

Vertical sections of S at six lines in Figure 6 also reveal separation of the inshore Kuroshio water from the Kuroshio main stream and its penetration onto the shelf across the slope at the northern intensive survey area. The water column on the shelf was stratified at the southern lines J–L but was vertically homogeneous at the northern lines B–I. The Kuroshio core water was a few hundred meters thick in the central trough of the southern three lines J–L, but much thinner at the northern lines. This can be considered a result of the eastward turning of the Kuroshio main stream in the southern survey area as seen in Figure 5. At the southernmost line L, a very strong front

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

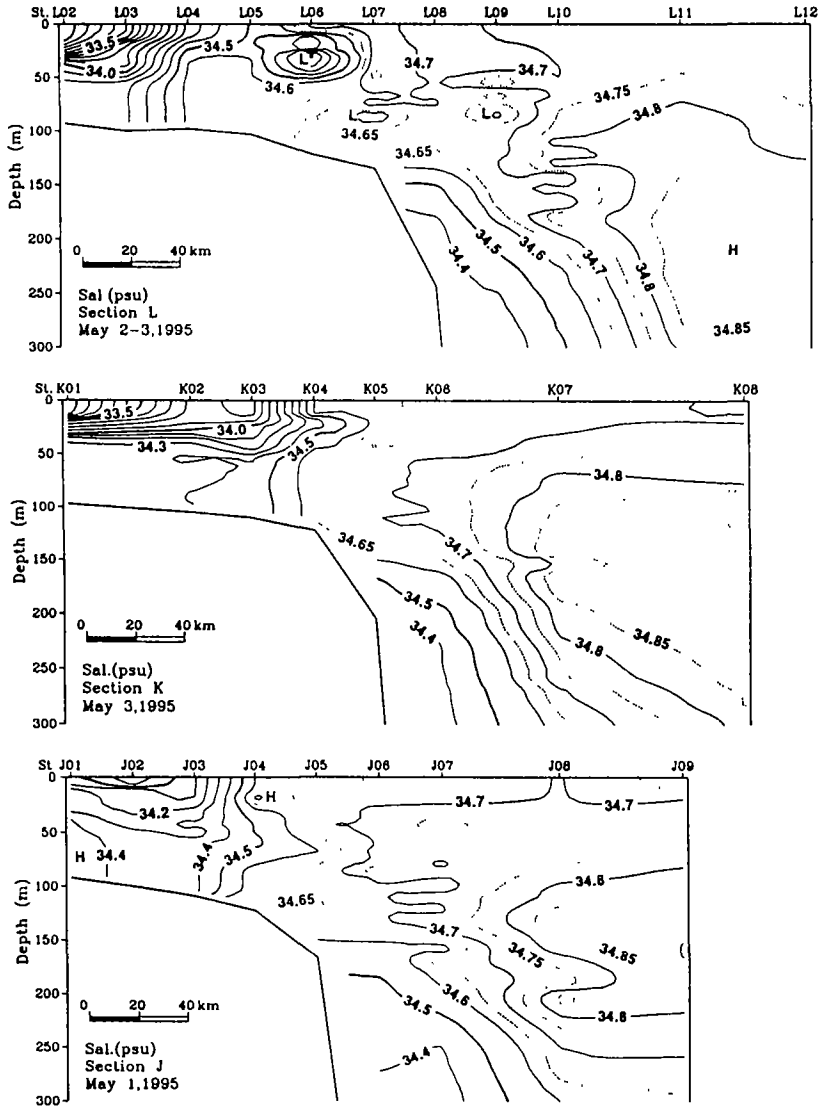


Figure 6. Vertical sections of salinity at lines L to B for late April/early May 1995. Stations are marked in Figure 1b.

formed near station L4 on the shelf, and the inshore boundary of the core water was located at station L9. The inshore Kuroshio water of S = 34.6–34.7 psu was approximately 80 km wide in the area of the outer shelf east of the front and the upper layer of the slope area. At line K the front moved outward to station K4 near the shelf edge, while the core water approached the shelf edge. Thus the inshore Kuroshio water shrank largely in sectional volume at line K, when compared to that at line L. Two drifters on the shelf at line K moved northward along the isolines with different speeds, but two, deployed near the shelf edge in the inshore Kuroshio water, moved southwestward for the first few days after release and then moved northward. This suggests that the decrease in sectional volume of the inshore Kuroshio water at line K may be related to the southwestward movement of the two drifters, possibly due to a frontal meander or eddy during the survey. At line J the vertical structure was similar to line K, but the gradient of S across the front was much weaker. Disappearance of saline water of $S > 34.8$ psu north of line J indicates that the major portion of Kuroshio core water turned eastward south of this line. At the two northern lines, I and H, the inshore Kuroshio core water approached the shelf edge in a salt wedge 80–100 m thick in the upper layer. This implies that the inshore Kuroshio water was completely detached from the Kuroshio main stream and intruded northward along the shelf edge. At line B the front moved closer to the inner shelf, about 80 km from the shelf edge, and the wide shelf area was occupied by the inshore Kuroshio water. The inshore Kuroshio water near the shelf edge was warmer and slightly saltier than in the central trough, with isolines crossing the shelf edge.

The vertical sections of S and the trajectories during the spring cruise also show that the inshore Kuroshio water separated from the Kuroshio main stream near the continental slope of the western mouth of the trough as observed for the

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

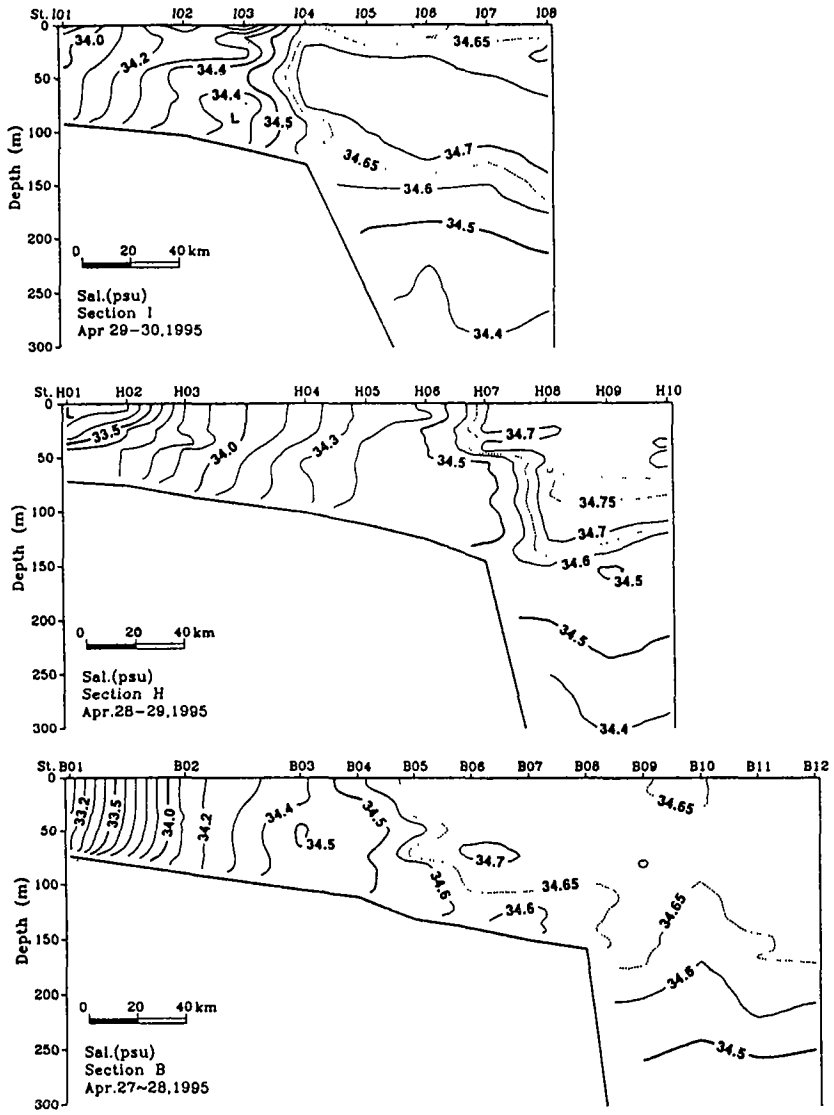


Figure 6. (continued)

winter survey, and the intruded Kuroshio water along the shelf edge of the trough penetrated onto the shelf, mainly across the northwestern trough and partly in the neighborhood of its separation.

5. Volume Transport by Inverse Method

Volume transport for the two different surveys in the intensive survey area is estimated by applying an inverse method to the observed CTD data. ADCP data are not used for the calculation because the shipborne ADCP covers only the upper 300 m layer and tidal components contained in the one time surveyed data are not effectively filtered out. Tidal excursions in the shelf edge area of the study area are estimated to be less than 20 km from harmonic analysis of moored current data and tide model results [*Lie*, 1996]. This implies that disturbances of T and S by tidal current do not have serious effects on the inverse calculation because the calculation deals with a mean state of T and S over the length scale of the distance between hydrographic stations. This means that the density field can be inverted to the flow field without consideration of tidal current. However, we tested the model with ADCP data observed in May 1995 for a comparison between volume transports with and without ADCP data. In this section, we present briefly the outline of the method and some results related to the separation of the Kuroshio. More details will be presented separately.

T and S data along the boundaries marked by solid lines in Figure 7 were used as input data for estimating volume transport in the three-dimensional region. The vertical was divided into five layers by four isopycnal interfaces. The σ_t values of the interfaces are 24.4, 25.9, 26.5, and 27.0, which were chosen on the basis of water mass analysis. The upper three layers correspond to the Kuroshio waters, and the lower two represent the intermediate layer of S minimum and the deep water layer

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

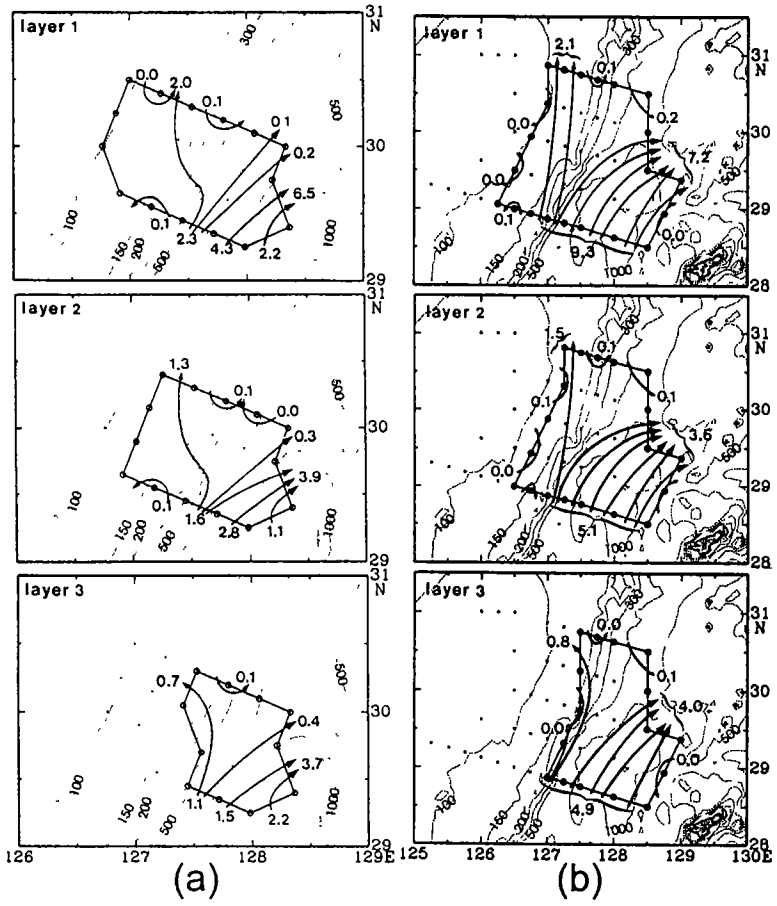


Figure 7. Contours of transport for the upper three layers estimated by an inverse calculation. (a) December 1993 and (b) April–May 1995. The solid lines indicate lateral boundaries to compute the geostrophic velocity.

of low T. Each layer has a different horizontal boundary on the shallow shelf and the continental slope region. We assume no vertical transport across the selected density interfaces, so the total volume flux in each layer should be conserved.

With assumption of the hydrostatic and geostrophic balances, the thermal wind equations yield the velocity relative to a reference level. However, the mass flux based on the relative velocity is not conserved for each layer considered. The imbalance of mass is due to the reference (or barotropic) velocity. This means that the conservation of total volume flux can be used to determine the reference velocity [*Veronis*, 1987]. Therefore the inverse analysis allows us to estimate the absolute velocity. We denote the reference velocities between pairs of stations in the study area as elements of an unknown vector **m**, and we take the coefficients of the unknown elements in the matrix **G**. The problem can be expressed as a linear algebraic system $\mathbf{Gm} = \mathbf{d}$, where **d** contains components given by the baroclinic transport. The system of the inverse model here is highly underdetermined. Solutions can be obtained by a method of singular value decomposition.

Contours of volume transport in each layer are constructed from results of the inverse calculations, and most of the transport is concentrated in the upper three layers. Figures 7a and 7b are contours of volume transport in the upper three layers for the two surveys, respectively. The contours have a pattern similar to the divergent trajectories in the survey area, and contours of large transport in the trough are consistent with the Kuroshio main path. The total volume transport of inflow through the southern section is estimated 20.6×10^6 and 19.3×10^6 m^3/s for the winter and spring cruises, respectively. The observation line in the trough for the spring cruise is longer than for the winter cruise, so the Kuroshio transport might be larger in December 1993 than in May 1995, implying a seasonal variation of the Kuroshio transport. The transport values are slightly less than those of *Yuan et al.* [1990] and *Nakano et al.* [1994] across the Tokara Strait. They estimated 23.3×10^6 and 28.0×10^6 m^3/s, respectively, by applying inverse methods to the same data observed in the fall of 1987. Some of the contours near the slope region extend northward to the outer shelf west of the trough, not along the Kuroshio main path. This remarkable feature strongly supports the separation of the Kuroshio at the western mouth of the trough and its penetration onto the shelf west of the trough, as discussed in the previous sections. The northward transport is estimated to be 4.0×10^6 and 4.4×10^6 m^3/s for the winter and spring cruises, respectively, which are about double the value of the transport across the Korea Strait [e.g., *Yi*, 1966].

We next explored the inversion including the ADCP measurements observed in May 1995, but we did not test the model for the case of December 1993 because ADCP data were not

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

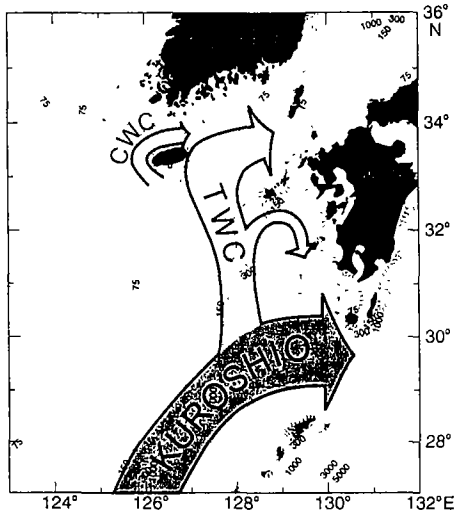


Figure 8. A schematic surface circulation pattern in the eastern East China Sea and main path of the Tsushima Warm Current (TWC) during the cold season. The pattern was constructed from the drifter trajectories and the salinity distribution. The clockwise circulation around Cheju-do is denoted by CWC (Cheju Warm Current) in order to avoid confusion with part of the YSWC entering the Yellow Sea.

of good quality. For the case of May 1995, ADCP data along outer boundaries deeper than 300 m depth were taken into consideration. The data averaged for the upper first or second layers between stations were constrained in the same inverse model used for the above calculation without consideration of ADCP data. The results show that the general pattern of the volume transport is not different from the previous one in Figure 7b. The volume transport is estimated to increase less than 5% in the trough region. The slight discrepancy may be interpreted as values within the error bound of solutions. Whether tidal current is considered or not, the general pattern of streamlines and volume transport change slightly, which clearly supports the penetration of the Kuroshio waters onto the shelf area.

6. Schematic Surface Circulation and Main Route of TWC

Figure 8 is a schematic surface circulation pattern of the eastern ECS during the cold season and of the main route of the TWC. This pattern was made from the data collected during the two surveys, the comprehensive WOCE drifter data as well as from other CTD data in KORDI files in the northern ECS during 1986–1993. The Kuroshio flowing northeast along the continental slope of ECS turns to the east toward the Tokara Strait near 29°N, 127°30°E, and the inshore Kuroshio separates from the Kuroshio main stream in the neighborhood of the eastward turning point of the Kuroshio. The separated Kuroshio water intrudes northward along the western shelf edge of the trough, as clearly marked by the tongue-shaped isolines of high T and S and light density in Figures 3 and 5. The intruded Kuroshio water of $S > 34.6$ psu is referred to as the TWC water in order to differentiate it from mixed waters on the shelf. The TWC splits into two parts near the northwestern trough: a northward continuing TWC after penetration onto the shelf and an eastward turning TWC along the northern wall of the trough. The penetration of TWC onto the shelf takes place mainly across the northwestern trough, and the TWC on the shelf continues northward up to 33°30'N, east of Cheju-do. On the other hand, the TWC in the northern trough turns clockwise, forming an anticyclonic warm eddy of the order of 100 km in diameter in the northern trough and eventually joins the Kuroshio [*Lie and Cho*, 1994].

During the cold season, a strong surface-to-bottom front forms almost exactly along the 100 m isobath, approximately parallel to a line connecting Cheju-do and Tsushima Island in the Korea Strait as pointed out by *Lie and Cho* [1994]. The TWC water is generally bounded to the north by the front, although the front moves back and forth during the cold season. The front running west to east has been frequently observed [e.g., *Lie*, 1994], and drifters following the TWC water rarely entered the fresher coastal water across the front. North of 33°30'N, drifters turned northeast and moved toward the Korea Strait. A mixed water of S = 34.4–34.6 between fresher shelf water and the TWC water was found to exist on the inner shelf west of the TWC and its width widened toward the north.

The Yellow Sea Warm Current (YSWC) has long been believed to separate from the TWC between Cheju-do and Kyushu and to flow into the eastern Yellow Sea, even though the different origin of the TWC has been suggested [*Uda*, 1934; *Nitani*, 1972; *Chen et al.*, 1994]. Analysis of historical hydrographic data has shown the existence of a mixed water with $S > 33.0$ psu throughout the year west of Cheju-do [*Lie*, 1985], and relatively saline mixed water with $S > 34.0$ psu, lying in a narrow band close to the west coast of Cheju-do, is found to turn clockwise around Cheju-do [*Lie*, 1986; *Kim et al.*, 1991]. However, branching of the YSWC from the TWC is not evident on the drifter trajectories in Plate 1. Only CTD data around Cheju-do during the cold season show that the saline mixed water close to the southern Cheju-do infiltrated partly into the southwestern coastal area of Cheju-do and that a major portion tended to turn clockwise around Cheju-do. This suggests that the YSWC water may not separate directly from the TWC water and that these may be a northwest infiltration of the mixed water just south of Cheju-do. The clockwise circulation around Cheju-do is denoted as the Cheju Warm Current (CWC) in Figure 8 in order to avoid confusion with the portion of the YSWC entering the Yellow Sea.

During the winter survey, the drifters, released near or in the inshore Kuroshio water, moved northward at a daily mean speed of 5–10 cm/s near the separation area and at a faster speed up to 15 cm/s north of line IA. During the spring survey, the drifters moved northward at about 10–15 cm/s in the neighborhood of separation and more than 20 cm/s north of line I. The intruded Kuroshio water in the trough was located in the surface layer of the stratified water column, but the penetrated TWC water onto the shelf occupied almost the whole water column on the shelf. This suggests that TWC in the trough was characteristic of a baroclinic flow in the trough, but of a barotropic flow on the shelf after its penetration onto the shelf. The transition from a baroclinic flow to a barotropic one has been pointed out by *Hsueh et al.* [1996].

7. Discussion and Conclusions

Lie and Cho [1994] and *Hsueh et al.* [1996] have observed the existence of the Kuroshio branch current west of Kyushu, for

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

the first time by drifter experiments, and they have also hinted the separation of the inshore Kuroshio water from the Kuroshio main stream. By analyzing numerous drifter trajectories of KORDI and WOCE and CTD data collected in the extensive area of the eastern ECS, we have validated the hint on the separation of the inshore Kuroshio water and have successfully demonstrated the penetration of the inshore Kuroshio water onto the shelf. The separation takes place in the western mouth of the deep trough, elongated south-north west of Kyushu, where the northeast Kuroshio main stream changes its direction to the east. The separated branch current, TWC, transports the inshore Kuroshio water, just upstream before the separation. The TWC water penetrates onto the shelf primarily across the western flank of the trough, although there is a partial penetration also on the continental slope in the neighborhood of the turning point of the Kuroshio. The penetrated TWC onto the shelf continues northward and east of Cheju-do and turns to the northeast toward the Korea Strait, which is bounded to the north by a strong surface to bottom front. The application of an inverse model to the CTD data also supports the separation and penetration of the Kuroshio. The estimated volume transport of the Kuroshio flowing in the study area is about 20 10^6 m^3/s, and the northward transport by the TWC is about one fifth of the inflow.

The separation of the TWC at the western mouth of the trough may be closely associated with the eastward turning of the Kuroshio main stream toward the Tokara Strait. *Lie and Cho* [1994] have suggested that while the Kuroshio main stream overshoots the mouth of the trough, the inshore Kuroshio does not leave the shelf edge and might change its direction toward the north, following isobaths of the western trough. *Hsueh et al.* [1996] have demonstrated that a baroclinic current incident upon a step rise in bottom topography is bifurcated into a deflected main stream to the right to follow the step and a barotropic branch current to the left of the main stream that enters the shelf. The model is qualitatively in agreement with the observed separation at the mouth of the trough. However, the observed results of a tongue-shaped intrusion of the inshore Kuroshio water into the surface layer of the trough and its penetration onto the shelf across the isobaths cannot be satisfactorily explained by the above two simplified suggestions. The branch current in the trough is still a baroclinic flow with a large vertical shear when the geostrophic velocity is estimated, and it does not follow the same isobaths.

The vorticity adjustment created by the eastward turning of the Kuroshio might be one of the possible mechanisms responsible for the tongue-shaped intrusion of the inshore Kuroshio water that separates from the Kuroshio main stream. The eastward turning of the Kuroshio may be forced by the geographic location of the Tokara Strait, the main outlet of the Kuroshio in the ECS. The strait is found to the south of an extended line of the main axis of the Kuroshio flowing to the northeast in the upstream area. We assume that the jet (i.e., Kuroshio) meanders on an f-plane ocean with flat bottom and that the potential vorticity is conserved. Consider that upstream of the meander the jet has no shear and no curvature (orbital) vorticity. When the jet with no shear turns to the right, a fluid parcel on the main axis of the jet acquires anticyclonic vorticity, which must be compensated by a cyclonic vorticity of the same magnitude [*Cushman-Roisin*, 1994]. That is, the fluid parcel acquires clockwise curvature vorticity, V/R, which is at the expense of shear vorticity, $\Delta V/D$, where V is flow speed, ΔV is reduction of the parcel's original velocity, R is the radius of local curvature, and D is the internal radius of deformation. As a consequence of the vorticity adjustment, the jet becomes a sheared flow, and all fluid parcels on the main axis upstream of the meander are displaced leftward with respect to the main axis in the rightward meander. Fluid parcels near the cyclonic edge of the jet may separate from the jet. The Kuroshio mean path west of the Tokara Strait meanders with a radius R of about 150 km on the composite trajectories in Plate 1. The curvature vorticity V/R is estimated to be 0.67 10^{-5}/s so that its ratio to the planetary vorticity is of the same order, 0.1, as the estimation of *Chen et al.* [1992]. In fact, the Kuroshio upstream of the meander is not horizontally uniform in speed, with a large shear across the stream, and it is controlled by the continental slope. On the other hand, the Kuroshio leaves the continental slope near the turning point. Thus a fluid parcel on the cyclonic side of the Kuroshio that possesses a significant cyclonic shear vorticity acquires additional shear vorticity due to the eastward turning of the Kuroshio, and the Kuroshio is less constrained by the slope. Consequently, the parcel could be displaced further leftward to the shelf edge, away from the Kuroshio main stream. The tongue-shaped isotherms and isohalines extending to the shelf (see Figures 3 and 5) can be considered as a result of leftward displacement of inshore Kuroshio water by the vorticity adjustment. The tongue-shaped isotherms and isohalines extending to the shelf can be considered as a result of leftward displacement of inshore Kuroshio water by the combined cyclonic vorticity.

The rapidly shoaling bottom topography of the trough and the incidence of the Kuroshio upon the trough appear to be the cause for the separation of TWC. The vorticity adjustment might be one of the major causes of the penetration of the inshore Kuroshio water onto the shelf which separates from the Kuroshio main stream. Therefore the combined effect of these three mechanisms on the separation and the penetration should be investigated to better understand the Kuroshio and TWC and related oceanic processes in the eastern ECS.

Acknowledgments. The authors express their deep thanks to the staff of KORDI and crew of the R/V *Onnuri*, who assisted in the surveys in the East China Sea. This study is a Korean-U S -Taiwanese joint contribution to the World Ocean Circulation Experiment/Surface Velocity Programme. The study was supported by grants to H.-J. Lie from the Ministry of Science and Technology of Korea during 1993–1996, to P. Niiler from the National Science Foundation and National Ocean and Atmosphere Administration (NOAA), and to J.-H. Hu from the Taiwan National Science Council. We also appreciate the Atlantic Oceanographic and Meteorological Laboratory, NOAA, for compilations of data of WOCE drifters and Sea-Bird Electronics, Inc. for providing its 911 CTD system free of charge for the survey in 1995. Thanks are also given anonymous reviewers for their valuable comments on an earlier version

References

Chao, S.-Y., Circulation of the East China Sea· A numerical model, *J. Oceanogr Soc Jpn*, *46*, 273–295, 1991

Chen, C., R. C. Beardsley, and R. Limeburner, The structure of the Kuroshio southwest of Kyushu Velocity, transport and potential vorticity fields, *Deep Sea Res.*, *39*, 245–268, 1992.

Chen, C., R. C. Beardsley, R Limeburner, and K. Kim, Comparison of winter and summer hydrographic observations in the Yellow and East China Seas and adjacent Kuroshio during 1986, *Cont. Shelf Res.*, *14*, 909–929, 1994

Chern, C S , and J. Wang, On the seasonal variation of the Kuroshio intrusion onto the East China Sea, *Acta Oceanogr Taiwanica*, *29*, 1–17, 1992.

Chuang, W.-S., and W.-D. Liang, Seasonal variability of intrusion of

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

the Kuroshio water across the continental shelf northeast of Taiwan, *J. Oceanogr., 50*, 531–542, 1994.

Cushman-Roisin, B., *Introduction to Geophysical Fluid Dynamics*, 320 pp., Prentice-Hall, Eaglewood Cliffs, N. J., 1994.

Guo, B., S. Xiu, H. Ishii, and Y. Nakamura, Kuroshio warm filament and the source of the warm water of the Tsushima Current, *Acta Oceanol. Sin., 10*, 325–340, 1991.

Hsueh, Y., J. Wang, and C.-S. Chern, The intrusion of the Kuroshio across the continental shelf northeast of Taiwan, *J. Geophys. Res., 97*, 14,323–14,330, 1992.

Hsueh, Y., H.-J. Lie, and H. Ichikawa, On the branching of the Kuroshio west of Kyushu, *J. Geophys. Res., 101*, 3851–3857, 1996.

Huh, O. K., Spring season flow of the Tsushima Current and its separation from the Kuroshio: Satellite evidence, *J. Geophys. Res., 87*, 9687–9693, 1982.

Kim, K., H. K. Rho, and S. H. Lee, Water masses and circulation around Cheju-do in summer, *J. Oceanol. Soc. Korea, 26*, 262–277, 1991.

Lie, H.-J., Wintertime temperature-salinity characteristics in the southeastern Hwanghae (Yellow Sea), *J. Oceanogr Soc. Jpn , 41*, 291–298, 1985.

Lie, H.-J., Summertime hydrographic features in the southeastern Hwanghae, *Prog. Oceanogr., 17*, 229–242, 1986.

Lie, H.-J. (Ed.), Preliminary study on oceanographic conditions of the East China Sea and origin of the Tsushima Warm Current (in Korean), *Rep. BSPN 00246-711-1*, Korea Ocean Res. and Dev. Inst., 226 pp., Seoul, 1994.

Lie, H.-J. (Ed.), Ocean circulation and material flux of the East China Sea (second year)–Eastern East China Sea, (in Korean), *Rep. BSPN 00278-901-1*, Korea Ocean Res. and Dev. Inst. 467 pp., Seoul, 1996.

Lie, H.-J., and C.-H. Cho, On the origin of the Tsushima Warm Current, *J. Geophys. Res., 99*, 25,081–25,091, 1994.

Nakano, T., I. Kaneko, and Y. Takatsuki, The Kuroshio structure and transport estimated by the inverse method, *J. Phys. Oceanogr., 24*, 609–618, 1994.

Nitani, H., Beginning of the Kuroshio, in *Kuroshio*, edited by H. Stommel and K. Yoshida, pp. 353–369, Univ. of Tokyo Press, Tokyo, 1972.

Qiu, B., and N. Imasato, A numerical study on the formation of the Kuroshio countercurrent and the Kuroshio branch current in the East China Sea, *Cont. Shelf. Res., 10*, 164–184, 1990.

Qiu, B., T. Toda, and N. Imasato, On Kuroshio front fluctuations in the East China Sea using satellite and in situ observational data, *J. Geophys. Res., 95*, 18,191–18,204, 1990.

Sawara, T., and Y. Hanzawa, Distribution of water type in the East China Sea, *Umi to Sora, 54*, 13–26, 1979.

Song, W., K. Lin, and B. Guo, A study on the source of the Tsushima Warm Current water, *Acta Oceanol. Sin., 10*, 341–353, 1991.

Sybrandy, A. L., and P. P. Niiler, The WOCE/TOGA SVP Lagrangian drifter construction manual, *WOCE Rep. 63*, 58 pp., Scripps Inst. of Oceanogr., Univ. of Calif., La Jolla, 1991.

Uda, M., The results of simultaneous oceanographical investigations in the Japan Sea and its adjacent waters in May and June 1932 (in Japanese), *J Imperial Fish. Exp. Stn., 5*, 138–190, 1934.

Veronis, G , Inverse methods for ocean circulation, in *General Circulation of Ocean*, edited by H. D. I. Abarbanel and W. G. Young, pp. 102–133, Springer-Verlag, New York, 1987.

Yi, S.-U., Seasonal and secular variations of the water volume transport across the Korea Strait, *J. Oceanol. Soc. Korea, 1*, 7–13, 1966.

Yuan, Y., M Endoh, and H. Ishizaki, The study of the Kuroshio in the East China Sea of Ryukyu Islands, in *Proceedings of Japan-China Joint Symposium of the Cooperative Study on the Kuroshio, Nov. 14–16, 1989*, pp. 39–57, Sci. and Technol. Agency, Japan/State Oceanic Admin., China, 1990.

J.-H. Hu, National Taiwan Ocean University, 20224 Keelung, Taiwan. (e-mail: hu@vax.ntou.oce.edu)

H.-J. Lie, Physical Oceanography Division, Korea Ocean Research and Development Institute, Ansan P.O. Box 29, Seoul, Korea, 425-600. (e-mail: hjlie@kordi re.kr)

P. Niiler, Scripps Institution of Oceanography, 9500 Gilman Drive, La Jolla, CA 92093-0230. (e-mail: pniiler@ucsd edu)

(Received April 8, 1996; revised September 12, 1997;
accepted October 16, 1997.)

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

제 11 절 제주난류수의 계절변화

제 9 절의 Lie et al. (1998) 논문에서 동중국해 북부해역에서 제주도 서쪽을 우회하여 제주해협으로 빠져나가는 해류를 제주난류로 정의한바 있다. 본 절에서는 CTD 관측 자료와 위성추적부이 이동궤적을 분석하여 제주난류의 계절변화를 살펴보았다. 분석결과 제주난류는 5 - 40 cm/sec 유속을 가지고 년중 존재하는 것이 확인되었다. 제주난류에 의하여 이류되는 해수중 34.0 psu 이상의 고염수와 33.5-34.0 psu의 해수를 각각 제주난류수 및 변질된 제주난류수로 구분하였다. 제주난류수는 겨울에 'T' 형태의 전선을 경계로 하여 제주도 서쪽해역에서 비교적 넓게 분포하고, 여름과 가을에는 겨울에 비해 남동 방향으로 후퇴하여 저층에만 분포하는 것으로 나타났다. 이러한 제주난류는 제주해협을 통과한후 대한해협의 서수도의 대만난류와 합류하는 것으로 밝혀졌다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

Journal of Oceanography, Vol 56, pp 197 to 211 2000

Seasonal Variation of the Cheju Warm Current in the Northern East China Sea

HEUNG-JAE LIE[1]*, CHEOL-HO CHO[1], JAE-HAK LEE[1], SUK LEE[1] and YUXIANG TANG[2]

[1]*Physical Oceanography Division, Korea Ocean Research and Development Institute, P.O. Box 29, Ansan 425-600, Korea*
[2]*Physical Oceanography Division, First Institute of Oceanography, State Oceanic Administration, P.O. Box 98, Qindao 266003, China*

(Received 1 February 1999, in revised form 31 August 1999; accepted 31 August 1999)

The Cheju Warm Current has been defined as a mean current that rounds Cheju-do clockwise, transporting warm and saline water to the western coastal area of Cheju-do and into the Cheju Strait in the northern East China Sea (Lie *et al.*, 1998). Seasonal variation of the Cheju Warm Current and its relevant hydrographic structures were examined by analyzing CTD data and trajectories of satellite-tracked drifters. Analysis of a combined data set of CTD and drifters confirms the year-round existence of the Cheju Warm Current west of Cheju-do and in the Cheju Strait, with current speeds of 5 to 40 cm/s. Saline waters transported by the Cheju Warm Current are classified Cheju Warm Current water for water of salinity greater than 34.0 psu and modified Cheju Warm Current for water having salinity of 33.5–34.0 psu. In winter, Cheju Warm Current water appears in a relatively large area west of Cheju-do, bounded by a strong thermohaline front formed in a "Γ" shape. In summer and autumn, the Cheju Warm Current water appears only in the lower layer, retreating to the western coastal area of Cheju-do in summer and to the eastern coastal area sometimes in autumn. The Cheju Warm Current is found to flow in the western channel of the Korea/Tsushima Strait after passing through the Cheju Strait, contributing significantly to the Tsushima Warm Current.

Keywords:
· Cheju Warm Current,
Tsushima Warm Current,
CTD data,
· satellite-tracked drifters,
Cheju-do,
East China Sea.

1. Introduction

The Cheju Warm Current (hereafter, CWC) has recently been defined as a mean current that turns clockwise around Cheju-do (often Cheju Island) in the northern East China Sea (Lie *et al.*, 1998). This mean current transports warm and saline water to the western coastal area of Cheju-do and to the Cheju Strait, located between Cheju-do and the southern coast of Korea. The CWC is different from the Yellow Sea Warm Current (YSWC), although the latter has long been accepted to represent the regional circulation in the western area of Cheju-do. It has been suggested that the YSWC transports warm and saline water to the Yellow Sea through the western area of Cheju-do. There are two different concepts concerning the origin of the YSWC. The first concept is branching of the YSWC from a northward flowing Kuroshio branch current southeast of Cheju-do (Uda, 1934; Nitani, 1972; Guan and Mao, 1982) and the second is branching of the YSWC from the Taiwan Current southwest of Cheju-do (Beardsley *et al.*, 1985). Beardsley *et al.* (1985) and Fang *et al.* (1991) have claimed that the Taiwan Current continues to flow northeastward over the middle continental shelf 50–100 m deep towards the Korea/Tsushima Strait Neither of the two concepts commonly indicates the existence of a strong mean current in the Cheju Strait. In fact, the mean current of YSWC has not been confirmed by current measurements to date

Lie (1985) found that a strong thermohaline front running in the west-to-east direction in the southeastern YS is formed throughout the winter monsoon (late October to early April) and has argued that in general a mean current such as the YSWC does not cross the front. In the eastern Yellow Sea, an intermittent northward flow is generated in winter when the northerly wind weakens (Hsueh, 1988). Warm water west of Cheju-do seems to extend to the northwest in a tongue shape and its temperature structure is often interpreted as decisive proof that the YSWC flows into the Yellow Sea (e.g., Asaoka and Moriyasu, 1966). In summer, the water column is strongly stratified, with a two-layered structure such that

* Corresponding author. E-mail: hjlie@kordi.re.kr

Copyright © The Oceanographic Society of Japan

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

warm, fresh water is in the upper layer, and cold, saltier water is in the bottom layer. Saline water with salinity greater than 34.0 psu appears only in a narrow band close to the west coast of Cheju-do. It is suggested that this flows in the Cheju Strait after turning clockwise around Cheju-do (Lie, 1986, Kim *et al.*, 1991).

Most suggestions on the regional circulation around Cheju-do, including the YSWC and the CWC, have mainly been based on spatial distributions of temperature and salinity. However, they should be supported by current data collected over a relatively long period, since hydrographic characteristics and currents in shallow water respond quickly and sensitively to changes in external forcing. All of the individual current observations in the Cheju Strait have shown the existence of an eastward mean current in the southern strait throughout the year, although the data series is not sufficiently long (Lee, 1974; Chang *et al.*, 1995; Suk *et al.*, 1996; Kim and Rho, 1997; Lie and Cho, 1997) On the other hand, in the western area of Cheju-do, a northward current has neither been observed by current measurements, nor has the detailed hydrographic structure of the warm and saline water been investigated in connection with the northward current. The year-round existence of an eastward current in the southern Cheju Strait requires a continuous supply of saline water from the west. The saline water must come from the southwestern area of Cheju-do. Consequently, we may pose following fundamental questions. Is the CWC a part of the YSWC? Is the eastward mean current in the Cheju Strait a continuation of the CWC? How does the CWC change seasonally? We have attempted to answer these questions by analyzing CTD data and trajectories of satellite-tracked drifters collected around Cheju-do.

2. Data Used and Regional Surveys

Seasonal distributions of the CWC water or YSWC water in the neighboring sea of Cheju-do have not been described in detail. First of all, we need to examine the geographical boundary between the two representative water masses of coastal water of low salinity and Kuroshio-origin water of high salinity since the frontal boundary corresponds to the inshore limit of the CWC and/or YSWC. Seasonal patterns of the front and temperature-salinity (T-S) characteristics may provide us with a basic information on the seasonal evolution of the current system in the study area. Therefore, we analyze historical conductivity-salinity-depth (CTD) data collected in the four seasons in the northern East China Sea (ECS). The data used for this study were gathered by the Korea Ocean Research and Development Institute (KORDI) using a CTD system (model: Mark IIIb) during February 23–March 6, 1988 (winter), May 13–23, 1991 (spring), August 16–27, 1988 (summer), and November 19–December 3, 1986 (autumn). The CTD casts were made along

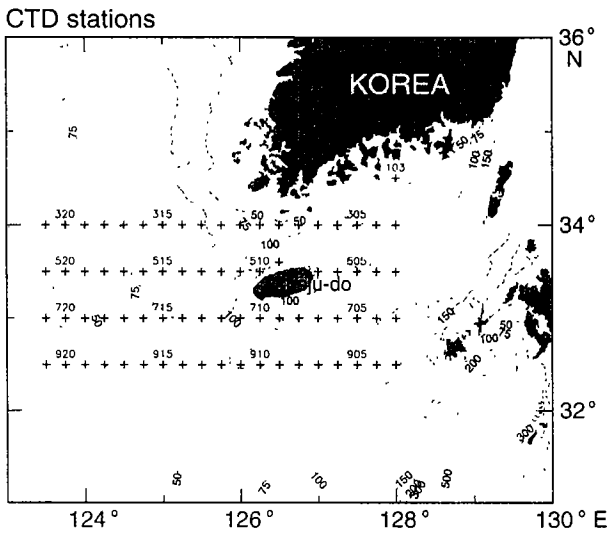


Fig. 1. Study area and location of CTD stations marked by crosses. CTD measurements were made four times: during February 23–March 6, 1988 (winter), May 13–23, 1991 (spring), August 16–27, 1988 (summer), and November 19–December 3, 1986 (autumn). Numerals above the crosses indicate name of stations.

four west-to-east lines (Fig. 1). The distance between the lines is 55 km and stations are spaced about 23 km apart along the lines.

The circulation pattern inferred from hydrographic properties in shallow water should be compared with current data measured at key points on pathways of its major mean currents since the geostrophic balance does not always hold effectively in shallow water. However, it is extremely difficult to moor current meters for long periods in the study area because of the very high fishing activity throughout the year, especially in the frontal zones. Deployment of satellite-tracked drifters is an alternative, cost-effective measure to collect current data since the drifters are known to follow the water movement effectively (Sybrandy and Niiler, 1991). We deployed drifters of the World Ocean Circulation Experiment prototype in the western coastal area of Cheju-do at three different times during 1996 to 1997. Most drifters had a drogue at 15 m below the sea surface and the others had a drogue at 40 m or 50 m in order to trace water movement in the lower layer. Hourly positions are interpolated using position fixes sensed at irregular intervals by the ARGOS system and daily mean positions are computed by applying a moving average to the hourly data in order to remove diurnal and semi-diurnal tide signals contained in the data. We also analyze CTD data, collected by a Seabird 911 CTD during April 6 to 16, 1996, October 2 to 13, 1996, February 23 to March 6, 1997, and June 7 to

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

13, 1997. A combination of drifter and CTD data that were observed concurrently enables us to deal with the movement of the CWC water and its pathway. Finally, we present a composite map of trajectories of available satellite-tracked drifters deployed in the ECS by KORDI for a brief discussion on the relation between the CWC and the YSWC.

3. Seasonal Distribution of Cheju Warm Current Water

To examine seasonal variation of the CWC water, spatial distributions of temperature (T), salinity (S), sigma-t and T-S relations are drawn using CTD data collected for the four seasons (Figs. 2 to 6). The analysis shows that saline water (S > 33.5 psu) appears both in the western coastal area of Cheju-do and in the whole eastern area of Cheju-do and that a salinity front exists in the lower layer of the western area separating the Kuroshio-origin saline water and fresher coastal water. The median salinity in the front is around 33.5 psu, although it changes seasonally. In general, the saline water in the western area is slightly fresher than that in the eastern area. Higher S in the eastern area reflects that the main pathway of a northward flowing branch of the Kuroshio is located between Cheju-do and Kyushu (Lie and Cho, 1994). The branch has been named the Kuroshio Branch Current (KBC) to avoid confusion with the Tsushima Warm Current (TWC) in the Korea/Tsushima Strait (Lie and Cho, 1997). In this study we adopt the definition of Lie and Cho. The saline water in the western area of a north-south line 126°30′ E presumably flows into the Cheju Strait after turning clockwise around Cheju-do. For convenience of discussion, this saline water with S > 33.5 psu in the western area of Cheju-do is grouped into two types: water with S > 34.0 psu on the eastern side of the salinity front which is referred to as the CWC water and that of 33.5–34.0 psu in the frontal zone which is referred to as the modified CWC water. Seasonal distributions of T, S and sigma-t are presented for two depths of 10 m and 50 m because the water column is strongly stratified in summer.

3.1 Winter structure

T, S, and sigma-t at 10 and 50 m depths during February 23 to March 6, 1988 (Fig. 3) show that the water

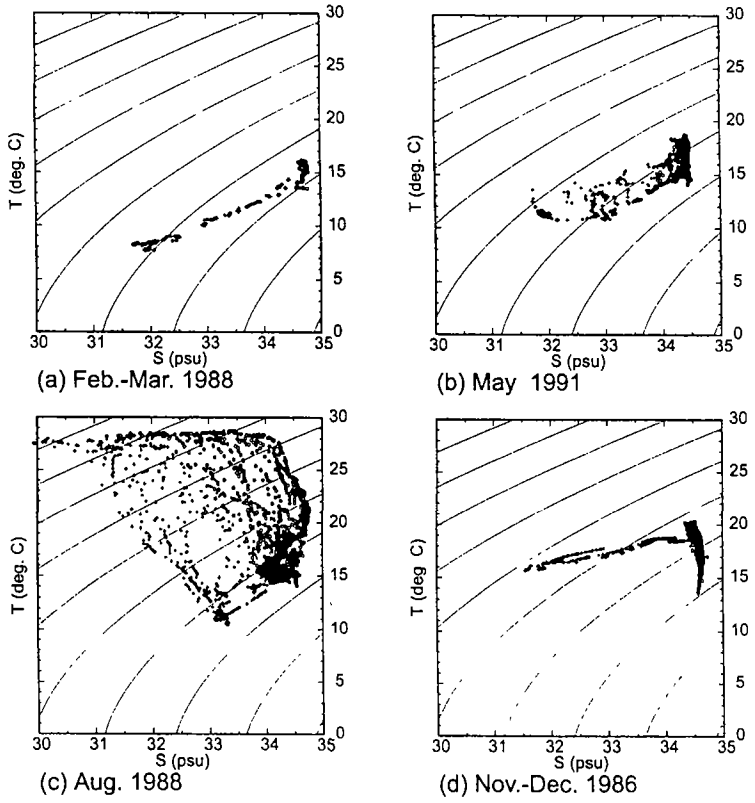


Fig. 2. Temperature and salinity diagrams plotted using CTD data collected at stations shown in Fig. 1. (a) February 23–March 6, 1988, (b) May 13–23, 1991, (c) August 16–27, 1988, and (d) November 19–December 3, 1986. Open circles and crosses denote, respectively, stations located east and west of 126°20′ E.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

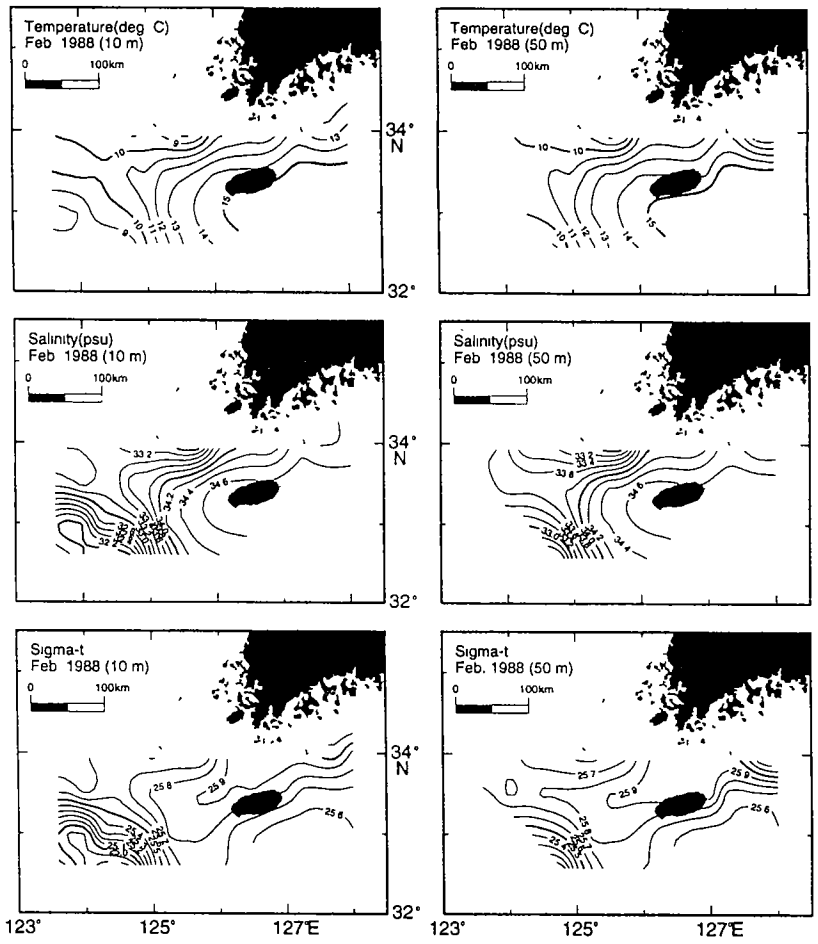


Fig. 3. Temperature, salinity and sigma-t at depths of 10 m and 50 m in the northern East China Sea during February 23 to March 6, 1988 (winter).

column was vertically well mixed everywhere in the study area. A strong surface-to-bottom thermohaline front is formed in the western area of Cheju-do and its spatial pattern was shaped in the form of a letter "Γ". Isolines in the frontal zone are running roughly west-to-east in the boundary zone of the YS and ECS north of 33°30′ N, but are running north-to-south south of 33°30′ N. The front separates the warm and saline offshore water (T > 12.0°C, S > 34.0 psu) on the eastern side from the cold and fresh coastal water in the inner coastal area. It persists from December to April, although it has a temporal variation in location and gradients of T and S across the front (Lie, 1985). The isotherms and isohalines in the frontal zone apparently surround Cheju-do. Mixed water of T = 10–11°C and S = 33.0–34.0 psu extends to the northwest as if it penetrates the coastal water. A density front is formed parallel to the north-south thermohaline front, with light coastal water on the western side and heavy offshore water on the eastern side, but no density front is formed along the west-to-east thermohaline front. Waters in the western area of Cheju-do may be classified into three different water types (Figs. 2(a) and 3). The CWC water of high T (>12.0°C) and S (34.0–34.7 psu) is located on the eastern side of the front, while the coastal water of low T (<10.0°C) and S (<33.0 psu) is located on the western side. The mixed water of T = 10–12°C and S = 33.0–34.0 psu extends to the northwest. The mixed water is a mixture of the CWC water and coastal water.

3.2 Spring structure

In spring (May 13–23, 1991), the water column is weakly stratified due to the surface heating (Figs. 2(b) and 4). The general pattern of isotherms and isohalines at 10 m and 50 m are similar each other. The strong thermohaline front formed in winter is still maintained in May, although its T and S gradient becomes weaker. A

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

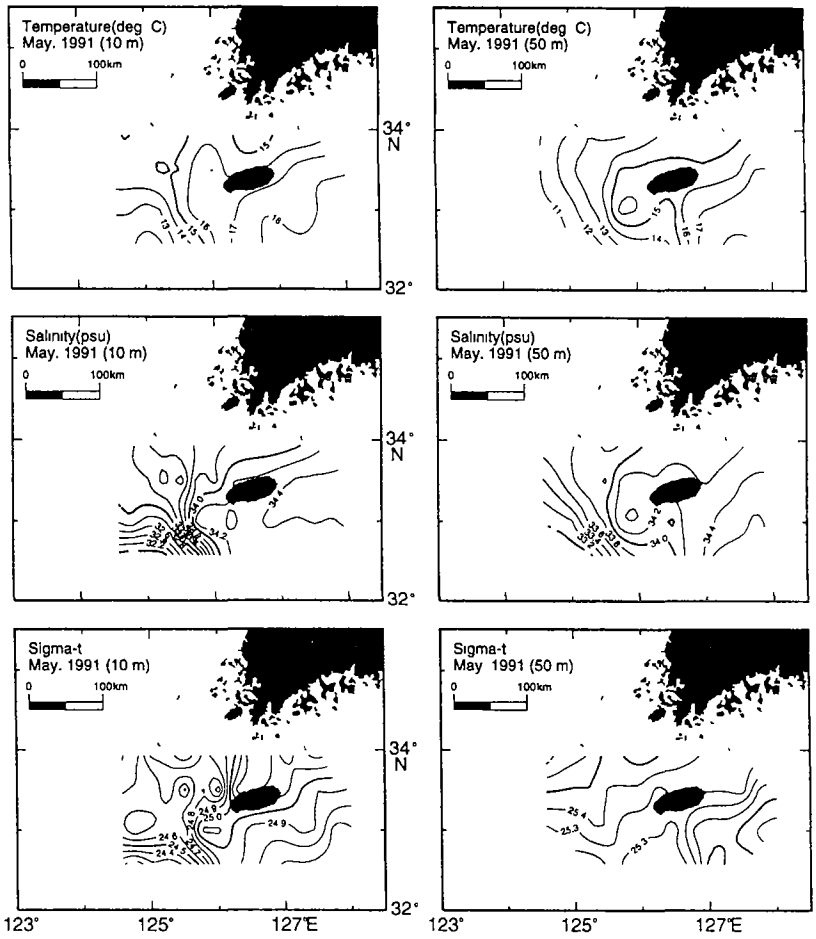


Fig. 4. Temperature, salinity and sigma-t at depths of 10 m and 50 m in the northern East China Sea during May 13 to 23, 1991 (spring).

strong density front appears in the surface layer in the southwestern study area, but it disappears in the lower layer. The CWC water is warmer than 14.0°C and has a narrow range of S = 34.0–34.3 psu, with its location being pushed out to the east as compared with that in winter. When the 34.0 psu isohaline is taken as a reference for the western bound of CWC water, the bound at 50 m depth was displaced about 45 km to the east at latitude 33°N, from 125°10′ E in winter of 1988 to 125°40′ E in spring of 1991. The mixed water of 33.0–34.0 psu lies in a larger area, with its isohalines distributed as ribs of a fan.

3.3 Summer structure

In midsummer (August 16–27, 1988), the waters have wide ranges of T = 10–28°C and S = 29.0–34.8 psu (Figs. 2(c) and 5). The water column is strongly stratified in the whole study area, with a two-layered structure composed of high T and low S in the upper layer, and low T and high S in the lower layer. Difference in T between 10 and 50 m exceeds 10°C everywhere in the southern study area south of Cheju-do. T at 10 m and 50 m depths increases gradually from west to east, with smaller scale features west of Cheju-do at 10 m. The difference in T between the westernmost and easternmost parts of the survey area reached 13°C at 50 m. In the lower layer one can see two prominent fronts both west and east of Cheju-do. Pockets of coastal water of low S (<32.0 psu), discharged from the Changjiang (Yangtze) River, spread in the thin surface layer. The northeastward extension of the discharged water to Cheju-do has been observed by drifter experiments (Beardsley *et al.*, 1992; Lie, 1999). The distribution of S at 50 m, however, is much simpler and saline water with S > 34.0 is bounded approximately by 33°30′ N to the north and by 125°30′ E to the west. Two haline fronts are located along the two thermal fronts, so the

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

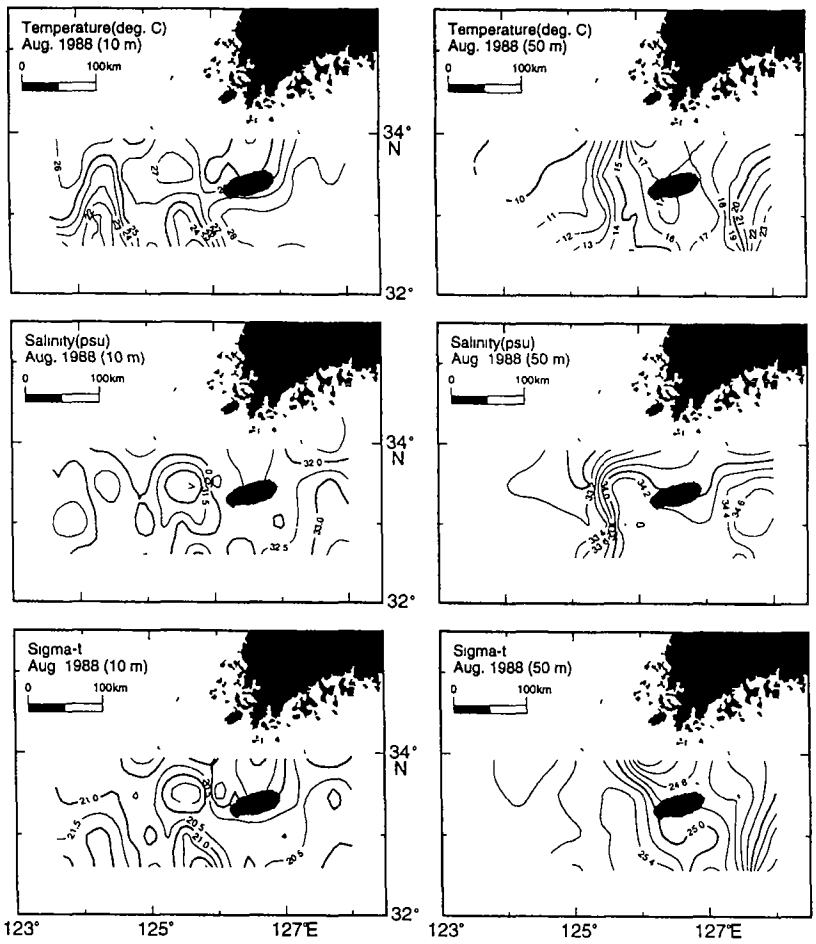


Fig. 5. Temperature, salinity and sigma-t at depths of 10 m and 50 m in the northern East China Sea during August 16 to 27, 1988 (summer).

fronts are thermohaline. The western front along 125°30′ E corresponds to the geographical boundary between the coastal water and the CWC water, while the eastern one along 127°30′ E corresponds to a boundary between the CWC water and the core water of the KBC.

3.4 Autumn structure

In autumn, the northerly winter monsoon begins to blow over the YS and ECS, and the river discharge is greatly reduced. The stratification during November 19 to December 3, 1986 was weakened by radiative surface cooling and wind stirring (Figs. 2(d) and 6). The Γ-shaped thermohaline front is being developed for winter. The front between the coastal water and the CWC water in the lower layer advances farther to the west (124°30′ E) as compared with that in summer. The fresh surface water retreats to the west of 124°E toward the Chinese coast. On the other hand, the mixed water of S = 33.0–34.0 psu appears on the inshore side of the deep frontal zone, but it does not yet extend to the northwest as seen in winter (Fig. 3).

4. Seasonal Movement of Cheju Warm Current

4.1 Winter

CTD casts were made during February 23–March 6, 1997 and three satellite-tracked drifters that had drogues at 15 m were released in order to trace movement of CWC water during these casts in the southern YS and northern ECS. Overlapping of drifter trajectories on horizontal maps of T and S at 15 m enables us to compare readily hydrographic structure and drifter movements (Fig. 7). The basic hydrographic structure and the Γ-shaped thermohaline front as seen in Fig. 3 are again repeated. On the western side of the front, the Chinese coastal water of low T (<10°C) and S (<33.0 psu) is pushed in a

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

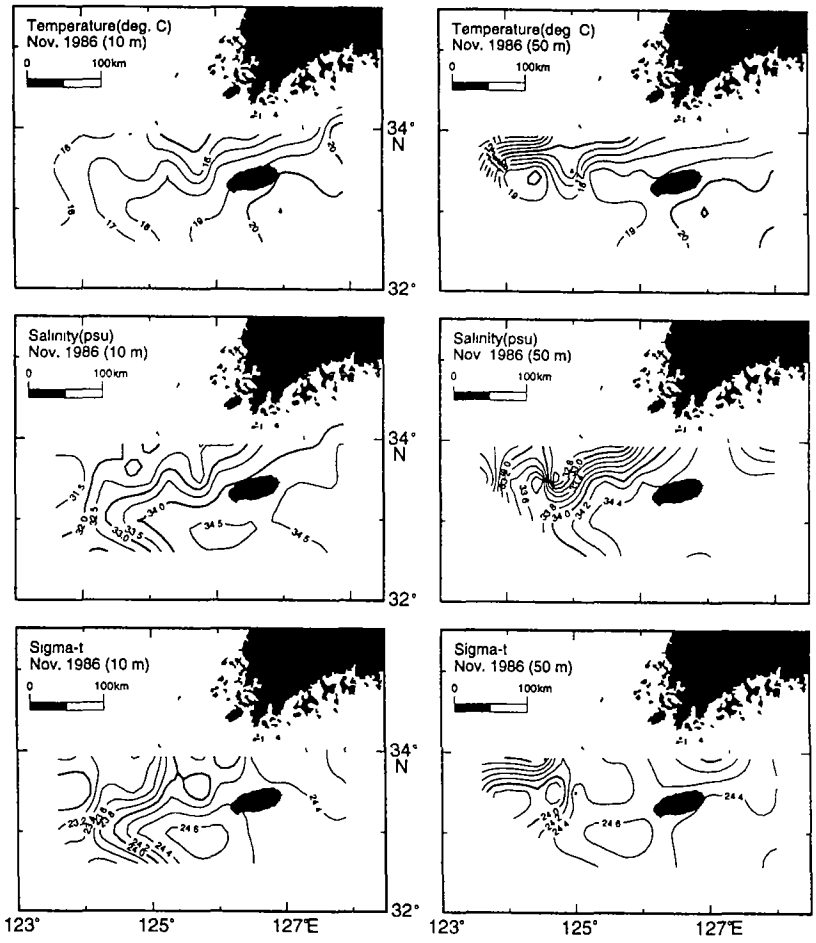


Fig. 6. Temperature, salinity and sigma-t at depths of 10 m and 50 m in the northern East China Sea during November 19 to December 3, 1986 (autumn).

tongue shape out to the southeast, parallel to the front. The CWC water is located in the western coastal area of Cheju-do.

Asaoka and Moriyasu (1966) have suggested that the YSWC flow to the northwest toward the Chinese coast. To check their suggestion and Nitani's (1972) concept, two drifters were released at two key points of the conceptualized YSWC, at the northwestern corner of the front and inside the CWC water near the western coast of Cheju-do. A drifter that was released on February 25 at the corner moved to the east at a daily mean speed of about 4 cm/s, roughly along the front during its lifetime of ten days. The second drifter, which was released on February 27 in the CWC water, moved faster, penetrating into the Cheju Strait, following the 14°C isotherm, with its current speed of 22 cm/s between the release point and the Cheju Strait (127°E). The mean speeds of both drifters during the same period of February 27 to March 6 are, respectively, about 4 8 cm/s and 17.4 cm/s. The third drifter was released in the CWC water near the front southwest of Cheju-do on March 10. This moved to the northwest at a speed of 11 cm/s during the first four days and then crossed the frontal zone perpendicularly after abruptly switching direction to the southwest on March 14. This sharp direction change might take place in association with a change of wind field over the study area since the southerly wind switched to a strong northerly around March 14.

The drifter movement, approximately parallel to the thermohaline front, is evidence that the CWC water in the western area of Cheju-do flows into the Cheju Strait in a clockwise manner around Cheju-do. This observed result is not explained by the classical concepts of the YSWC, viz., the YSWC water intrudes in the southwestern or southeastern parts of the YS. The width of the CWC water in the Cheju Strait is narrower than that in the south-

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

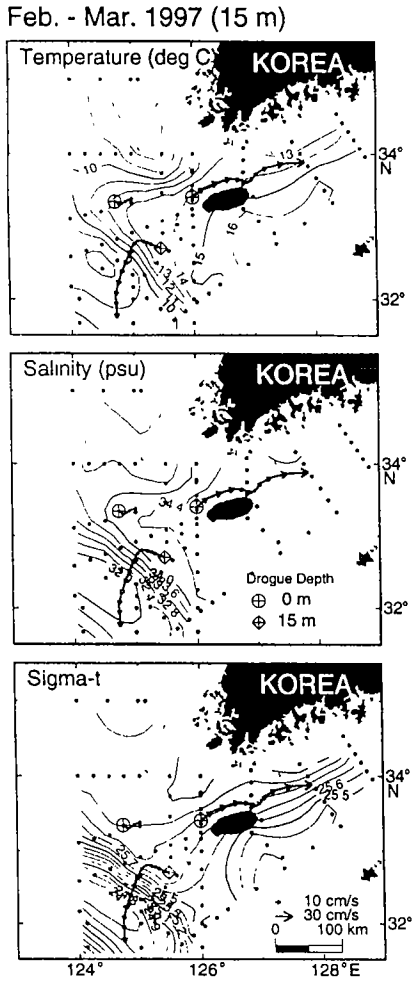


Fig. 7. Temperature, salinity and sigma-t at the 15 m depth during late February to early March, 1997 and trajectories of three satellite-tracked drifters having drogues at 15 m Dots denote CTD stations. Arrows on the trajectories indicate daily mean current vectors estimated from daily positions of the drifters, with scales at the lower right corner

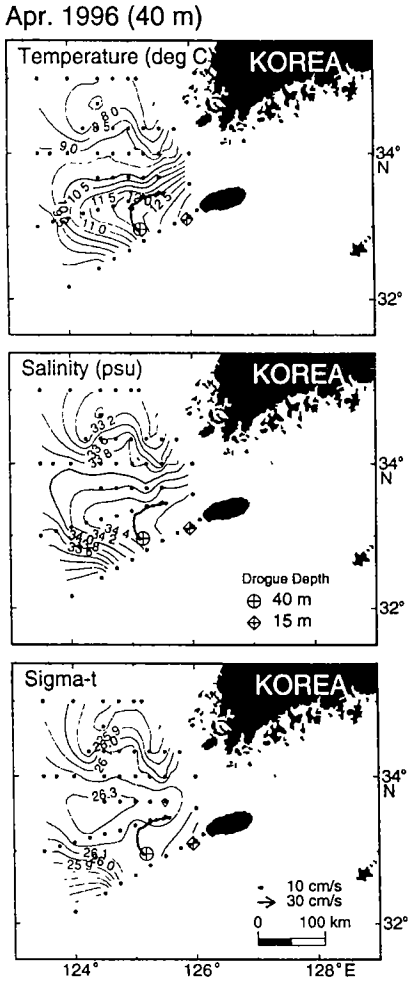


Fig. 8. Temperature, salinity and sigma-t at the 40 m depth in early April 1996 and trajectories of two satellite-tracked drifters Dots denote CTD stations. The two drifters had a drogue at 15 m and 40 m, respectively. Arrows on the trajectories indicate daily mean current vectors estimated from daily positions of the drifters, with scales at the lower right corner

western area of Cheju-do and the speed of the CWC is faster near the Cheju coast than near the frontal zone. In the Cheju Strait, density is almost uniform in space across the strait and geostrophic flow, estimated with a reference of no motion at the bottom, does not exceed 6 cm/s. Thus, the strong mean speed of 22 cm/s observed in the strait in winter cannot be explained satisfactorily by the geostrophic balance across the strait, although the flow direction is the same.

4.2 Spring

CTD casts were made in the western area of Cheju-do during April 6–16, 1996 and two drifters were deployed on April 8, 1996 at points, 25 km and 96 km distant from the western coast of Cheju-do. Drogues of the drifters were centered at 15 m and 40 m, respectively, where the corresponding water depths were 107 m and 85 m. Figure 8 presents T and S at 40 m depth, together with drifter trajectories. The water column in early April is not yet stratified and the Γ-shaped thermohaline front, formed in winter, is still preserved. The deep drifter was released in the CWC water of T =12°C and S = 34.4 psu near the front. It moved to the southwest at a speed of 4 cm/s during the first two days after release, but then switched its direction to the north. After turning, it moved a little faster

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

along the front at a mean speed of 6.5 cm/s during the remaining lifetime of 25 days. The northeastward trajectory is parallel to an isopycnal of 26.2 and the direction of motion is consistent with geostrophic flow. The surface drifter was released into the CWC water of 13°C and S = 34.6 psu near the coast and it survived for only three days. During its short lifetime it also moved towards the southwest at a mean speed of about 5 cm/s The unexpected southwest movement of the drifters might be caused by a northerly wind burst since wind records at a buoy station in the study area show that northerly winds with speeds higher than 10 m/s blew during the southwest movement.

4.3 Summer

We made CTD casts during June 7–13, 1997 and deployed four drifters on June 13 at three locations The drogues of the drifters were located at 15 m and 50 m in order to compare water movements at the two depths The drifter trajectories overlapped on horizontal distributions of T and S at 50 m (Fig. 9). Vertical sections of T, S, and sigma-t along two heavy lines in the upper panel of Fig. 9 are presented to allow comparison of hydrographic distributions in the western area of Cheju-do and the Cheju Strait north of Cheju-do (Fig. 10). Cross symbols in Fig. 10(a) indicate drogue depths of the drifters at their release points.

During the observation period, fresh water discharged from the Changjiang River did not extend to the western area of Cheju-do and the water column was two-layered: warm and fresh water in the upper layer and cold and saline water in the lower layer. The CWC water appears in the lower layer of the western coastal area of Cheju-do. Near the west coast of Cheju-do, isotherms of 18–20°C incline up to the surface to form a surface front layer but isotherms of lower temperature decline down to the bottom in the lower layer In addition, salinity is vertically uniform. This typical structure, formed in summer by tidal mixing, is also seen in the Cheju Strait. In the Cheju Strait, the CWC water appears everywhere, except the upper layer where fresh, warm water floats on the CWC water.

A surface drifter at station CC8 in the surface frontal zone (see location in Fig. 10(a)) entered the Cheju Strait by changing its direction clockwise. Its movement accelerated quickly from 3 cm/s near the release point to more than 30 cm/s in the Cheju Strait within seven days after release. This rapid increase in velocity in the Cheju Strait is also perceived by a geostrophic flow at 15 m depth estimated with a reference of no motion at bottom, although CTD measurements at the Cheju line were conducted 12 days before the drifter passed by station CS4 at the line (see location in Fig. 10(b)). The geostrophic current at the depth that the drifter was released is 3

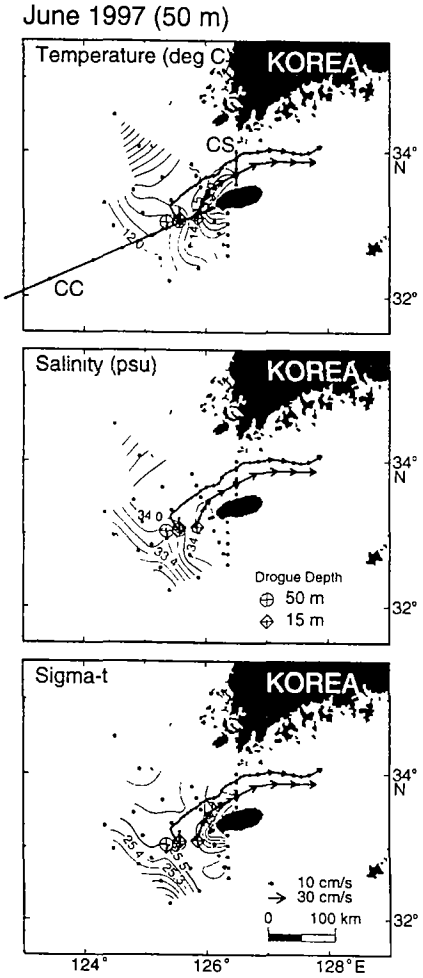


Fig. 9. Temperature, salinity and sigma-t at the 50 m depths in early June, 1996 and trajectories of four satellite-tracked drifters. Two drifters had a drogue at 15 m and the other two had a drogue at 50 m Dots denote CTD stations Arrows on the trajectories indicate daily mean current vectors estimated from daily positions of drifters, with scales at the lower right corner Thick lines southwest of Cheju-do and in the Cheju Strait indicate CTD lines for vertical hydrographic sections in Fig 10

cm/s at station CC8 and 10 cm/s at station CS4. A surface drifter and a deep one were released at CC7 where the salinity front appeared in the lower layer. The surface drifter moved to the north at a mean speed of 6.4 cm/s during its short lifetime of three days. The deeper one moved to the northwest at about 4.0 cm/s during the first seven days, then turned sharply to the northeast, and finally entered the Cheju Strait at about 8.5 cm/s. Another deep drifter at CC6, farthest from the coast of Cheju-do, moved at a speed of 3 cm/s to the south during its life-

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

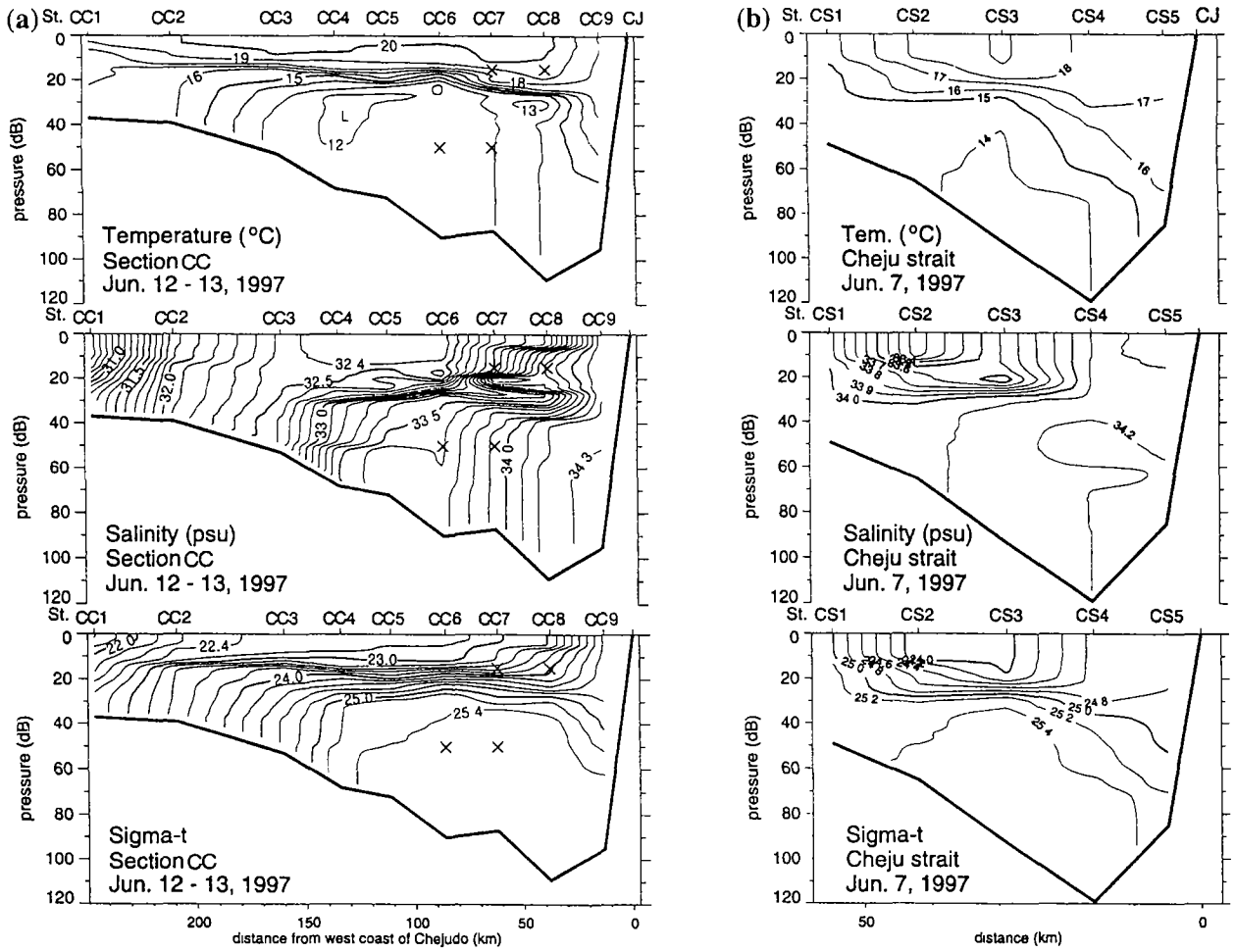


Fig. 10. Vertical sections of temperature, salinity, and sigma-t in early June 1996. (a) Line CC between Cheju-do and Changjiang estuary and (b) line CS in the Cheju Strait. The sections are marked by thick lines in Fig. 9. Crosses in Fig. 10(a) denote drogue depths of drifters at release points and CJ indicates coast of Cheju-do. Note that different distance scales are used for Figs. 10(a) and 10(b).

time of three days, in the direction opposite to the northward movement of the deep drifter at CC7. The opposite movements of the two deep drifters indicate the complex structure of the deep current, although the two drifters were deployed in dense water of sigma-t greater than 25.4. It is worth noting that the dense water of sigma-t > 25.4 is distributed as a dome centered between CC6 and CC7. Another deep drifter with its drogue at 45 m, which was released in the modified CWC water west of Cheju-do on August 13, 1997 (trajectory not presented here), also moved into the Cheju Strait.

4.4 Autumn

We conducted CTD casts during October 2–13, 1996 and released a surface drifter drogued at 15 m at the western entrance of the Cheju Strait and another one at a midpoint between Cheju-do and Tsushima Island in the Korea/Tsushima Strait. Strong vertical stratification is still maintained and spatial distributions of T are similar to those of S (not presented here). A strong haline front is formed in the southwest-to-northeast direction, parallel to a line from Tsushima Island toward the Changjiang estuary through Cheju-do (Fig. 11). Fresh coastal water is observed north of the line and saline offshore water is south of the line. However, in early October 1996 the CWC water of S > 34.0 psu disappeared west of Cheju-do and the modified CWC water of S = 33.0–34.0 psu appeared in the lower layer throughout a large area including the YS-ECS boundary zone and the whole southern coastal area of Korea. This distribution is seen fre-

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

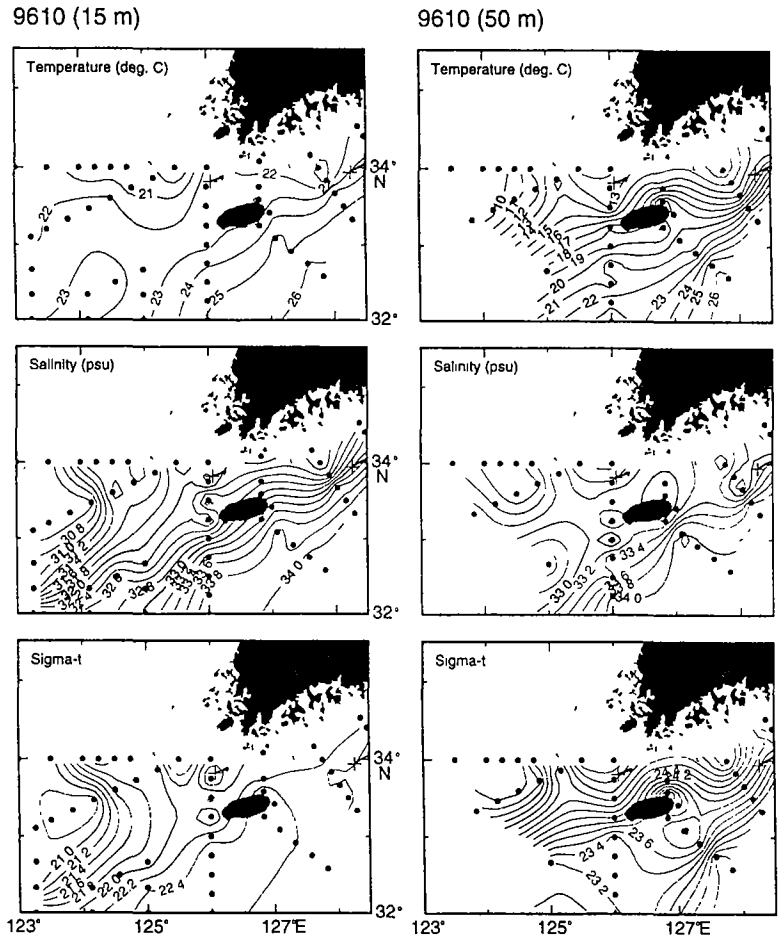


Fig. 11. Temperature, salinity and sigma-t at 15 m and 50 m depths during early October, 1996 and trajectories of two satellite-tracked drifters having drogues at 15 m. Dots denote CTD stations. Arrows on the trajectories indicate daily mean current vectors, with scales at the upper left corner.

quently in early autumn (e.g., Gong, 1971). Long-term hydrographic data collected in early October during 1967 to 1995 by the Korea Fisheries Research and Development Agency show that the distribution similar to that in October 1996 has appeared 16 times while the CWC water has appeared 13 times in the western area of Cheju-do. A drifter in the western entrance of the Cheju Strait, surviving for only 26 hours, moved to the east-northeast at a speed of 24 cm/s. Another drifter released at the mid-point between Cheju-do and Tsushima Island arrived at the western channel of the Korea/Tsushima Strait at a speed of about 33 cm/s and passed through the western channel into the East/Japan Sea at a faster speed of about 47 cm/s.

5. Inshore Limit and Pathway of Cheju Warm Current

The CWC water advances to the northwest in winter and retreats to the southeast in summer. In summer when the vertical stratification is established, it appears only in the lower layer. The inshore limit of the CWC water is well described by a 34.0 psu isohaline near the bottom. The farthest advance of the CWC water to the northwest occurred early in April 1996, but its farthest retreat to the southeast occurred early in October 1996 when the CWC water disappeared completely in the western area of Cheju-do (Fig. 12). In an area between 33–34°N, the annual displacement of the western limit is estimated to be about 200 km. In the winter monsoon, prevailing from October to April, the strong northerly wind dominates the YS and ECS (Han *et al.*, 1995) and monthly precipitation is much reduced to less than 100 mm (Lie, 1984). That is, the months of April and October correspond to the transition periods of the winter and summer monsoons in the YS and ECS. Therefore, the clear contrast between April and October and the seasonal change of the inshore limit

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

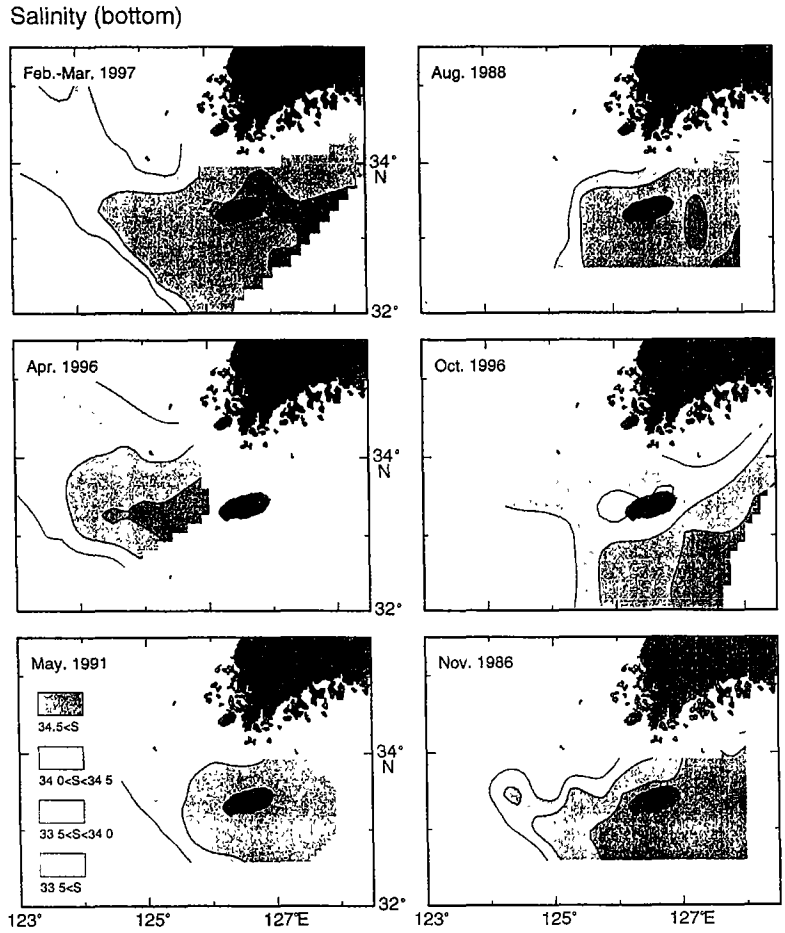


Fig. 12. Seasonal distribution of the Cheju Warm Current water having a salinity greater than 34.0 psu and the modified Cheju Warm Current water with salinity of 33.5 to 34 0 psu near the bottom. The Cheju Warm Current water advanced farthest to the northwest in April 1996, but retreated farthest to the southeast in October 1996.

of the CWC water may be closely associated with seasonal changes of surface wind fields and freshwater input into the YS and northern ECS.

During the southeast retreat of the CWC water, the mixed water with S = 33.0–34.0 psu replaces the CWC water in the lower layer of the western coastal area of Cheju-do and the southern Cheju Strait, as is the case in early October 1996 (Fig. 11). This mixed water is a mixture of Chinese coastal water and the CWC water formed in the salinity frontal zone west of Cheju-do. The front is observed throughout the year, with its median salinity of about 33.5 psu, although the median salinity and salinity gradient across the front change seasonally. The mixed water may be grouped into subtypes according to the relative importance of water types to mixing. In this study, mixed water of 33.0–33.5 psu is termed "modified coastal water", while mixed water of 33.5–34.0 psu is called "modified CWC water". The modified CWC water is detected in the Cheju Strait all the year round. In the study area, the modified CWC water is well developed in winter, but the area it occupies is much shrunken in summer, appearing close to the west coast of Cheju-do (Fig. 12). Drifters released in the CWC water and modified CWC water in the western area of Cheju-do in late summer to early autumn also moved into the Cheju Strait after a clockwise rounding of the west coast of Cheju-do (Lie, 1998). It may therefore be concluded that the modified CWC water in the southern Cheju Strait comes from the western coastal area of Cheju-do.

The main pathway of the CWC may be inferred from hydrographic structure and drifter trajectories. Four stations (705, 710, 510, and 317 in Fig. 1) are selected to compare seasonal change of T-S properties around Cheju-do (Fig. 13). The highest S value appears at 705 among

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

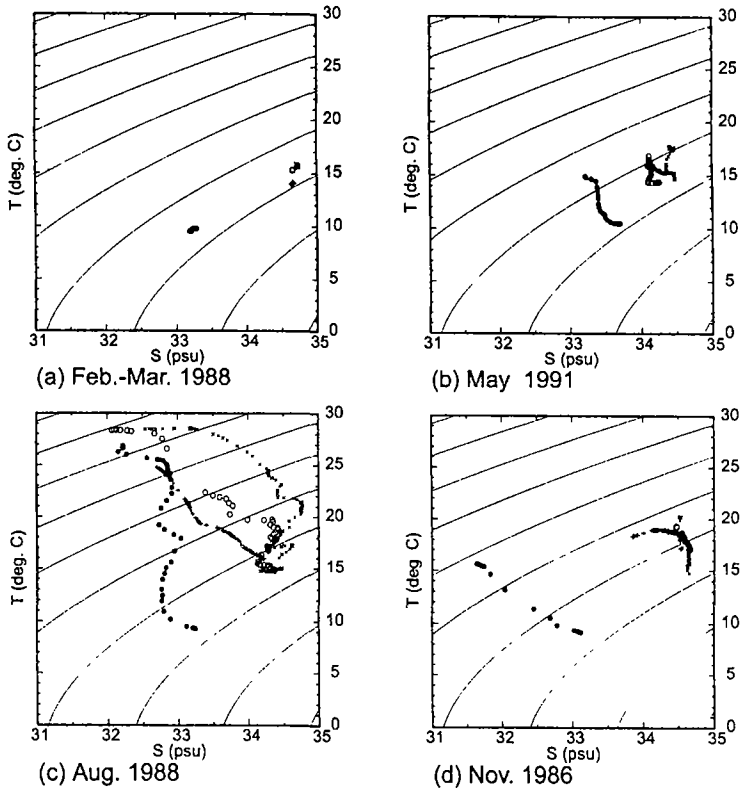


Fig. 13. Seasonal temperature and salinity diagrams at four selected stations, 317 (dots), 510 (crosses), 705 (× marks), and 710 (open circles). Locations of the stations are in Fig. 1.

the four points throughout the year where the main pathway of the KBC is located. At 710 and 510 southwest and northwest of Cheju-do, the CWC water always exists. The S values at the two stations are slightly lower than that at 705. The CWC water occupies the whole water column in the cold season, but in the warm season it appears only in the lower layer. At 317 where the Yellow Sea Warm Current water was believed to extend to the northwest in winter, the maximum S value is 0.5 to 1.2 psu lower than the CWC water. In this study, we find that mixed water appears partly at this station. From these observational results it may be concluded that the CWC water does not intrude to the northwest, in contrast to the previous opinions concerning the YSWC. T-S properties at 710 and 510 are almost the same, except in August when the strong stratification is established. Even in August, deep waters in the lower layer at the two stations have similar T-S properties. All drifters moved into the Cheju Strait approximately along isotherms and/or isohalines. From these results we may draw the conclusion that the CWC water and modified CWC water in the western area of Cheju-do flow into the Cheju Strait after turning clockwise around Cheju-do.

The CWC water is located in the relatively deep area where the water depth in general is deeper than 80 m. Drifter experiments show that drifters that have been deployed or appeared in the southwestern area of Cheju-do do not move to the southeastern area. This observational result differs greatly from the viewpoint concerning the northeast continuation of the Taiwan Current over the middle continental shelf of 50–100 m depth, i.e., the so-called Taiwan-Tsushima Warm Current System (Beardsley *et al.*, 1985; Fang *et al.*, 1991). Under the influence of such a Taiwan-Tsushima Warm Current system, drifters in the southern area of Cheju-do should have moved to the northeast following the main flow or to the northwest to the YS following the pathway of the YSWC Shelf water of $S < 34.0$ psu occupies most of the ECS middle shelf at depths shallower than 100 m (Kondo, 1985) and saline Kuroshio water intrudes into the outer shelf after crossing the continental shelf edge (Lie *et al.*, 1998). Although saline Kuroshio water of $S > 34.0$ psu northeast of Taiwan intrudes to the north off the southeastern coast of China, its intrusion is bounded by a small submerged valley located offshore of the Changjiang mouth (Beardsley *et al.*, 1985). On the other hand, the high salinity water in

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

the southeastern area of Cheju-do in Figs. 3–6 extends to the northeast toward the Korea Strait rather than intruding into the southwestern area of Cheju-do (Lie and Cho, 1994). Our observations using drifter and CTD data do not support the branching of the YSWC from the KBC southeast of Cheju-do (Nitani, 1972), nor do drifters in the eastern ECS by Lie and Cho (1997) show any evidence of the branching.

6. Conclusions

The CWC water of S > 34.0 psu and the modified CWC water of 33.5 < S < 34.0 psu in the western area of Cheju-do are found to flow into the Cheju Strait after turning clockwise around Cheju-do. The CWC water is slightly less saline than the core water in the eastern area of Cheju-do transported by the KBC. As seen in a composite map of available trajectories of 57 drifters deployed in saline water of S > 33.5 psu (Fig. 14), the CWC is defined as the clockwise current transporting the CWC water and modified CWC water to the Cheju Strait. The CWC flows in the western channel of the Korea/Tsushima Strait after passing through the Cheju Strait. The CWC joins the KBC northeast of Cheju-do and the two currents eventually form the Tsushima Warm Current in the Korea/Tsushima Strait. Any drifters passing through the Cheju Strait have not entered the eastern channel of the Korea/Tsushima Strait and this means that the Tsushima Warm Current in the eastern channel may come mainly from the KBC.

Neither the origin nor the main pathway of the CWC are satisfactorily explained by the concepts of the YSWC suggested in the past. If the Taiwan-Tsushima Warm Current System (Beardsley *et al.*, 1985; Fang *et al.*, 1991) is valid, drifters in the southern area of Cheju-do should move to the northeast to the southeastern area or flow to the northwest into the southern YS. According to Nitani's suggestion (1972), some of the drifters in the southeastern area of Cheju-do should move to the YS after passing through the western area of Cheju-do. The composite map of drifter trajectories in Fig. 14 reveals that drifter motions do not follow the two concepts. Most drifters in the southwestern area of Cheju-do enter the Cheju Strait after turning clockwise around Cheju-do.

In winter, mixed water of T = 10–11°C and S = 33.0–34.0 psu extends to the northwest, but this does not result from a continuous intrusion of the CWC water nor the YSWC from the western coastal area of Cheju-do. It is thought that the CWC water mixes with fresher coastal water and the mixed water intrudes intermittently. The intermittent intrusion may occur when the northwestern part of the Γ-shaped thermohaline front is broken down, possibly by outbreaks of the northerly winds.

The CWC water has a large seasonal variation in location. It retreats to the east toward the western coast of Cheju-do in summer and sometimes to the eastern coast of Cheju-do in autumn, but it advances to the west to-

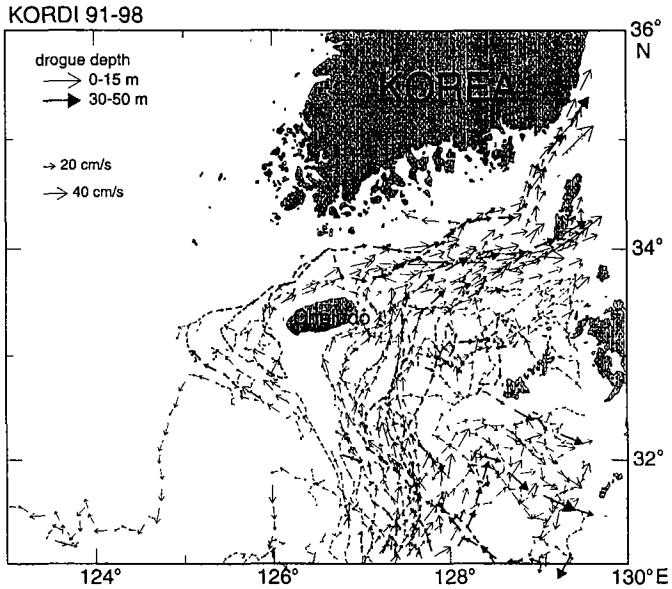


Fig. 14. A composite map of trajectories of 57 satellite-tracked drifters deployed in the northern East China Sea during 1991 to 1998 by KORDI. The drifter drogues at release points were located in saline water of salinity greater than 33.5 psu. Arrows indicate daily mean velocity vectors. Thin and thick lines correspond to surface drifters with drogues at the surface or 15 m and to deep drifters with drogues at depths of 30 to 50 m, respectively.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

ward the Chinese coast in winter. The advance to the west in winter may take place due to the strong northerly wind and the eastward retreat in summer may be due to both the southerly wind and the eastward extension of fresh water discharged from the Chinese coast. A discussion of the origin of CWC water is beyond the scope of this study since it requires more systematic data. Nevertheless, a guess can be made based on our experiment and previous studies. A very pronounced front is formed near the 80–100 m isobaths between the middle and outer shelves of the ECS throughout the year. The main pathway of the KBC is located between the 100 m isobath and the western shelf edge of the deep trough west of Kyushu (Lie and Cho, 1994). Thus, the saline water lying between the front and the main pathway of the KBC might be the source of the CWC water. This water corresponds to the inshore part of the intruded Kuroshio water and it flows northward toward Cheju-do as can be seen in Figs. 12 and 14.

Acknowledgements

This study was performed as part of the Coastal Ocean Processes Experiment of the East China Sea (COPEX-ECS) and of the Korea-China Joint Study on the Yellow Sea circulation. It was supported by funds from the Korea Ministries of Science and Technology, and of Maritime Affairs and Fisheries. The authors give their thanks to all staff and crew of KORDI who assisted in field measurements. They also thank Dr. W. Teague and an anonymous reviewer for their useful comments on the manuscript.

References

Asaoka, O. and S. Moriyasu (1966): On the circulation in the East China Sea and the Yellow Sea in winter (Preliminary Rep.). *Oceanogr. Mag.*, **18**, 73–81.

Beardsley, R. C., R. Limeburner, H. Yu and G. A. Cannon (1985): Discharge of the Changjiang (Yangtze River) into the East China Sea. *Cont. Shelf Res.*, **4**, 57–76.

Beardsley, R. C., R. Limeburner, K. Kim and J. Candela (1992): Lagrangian flow observations in the East China, Yellow and Japan Seas. *La mer*, **30**, 297–314.

Chang, K.-I., K. Kim, S. W. Lee and T. B. Shim (1995): Hydrography and sub-tidal current in the Cheju Strait in spring 1983. *J. Korean Soc. Oceanogr.*, **20**, 203–215

Fang, G., B. Zhao and Y. Zhu (1991): Water volume transport through the Taiwan Strait and the continental shelf of the East China Sea measured with current meters. p. 345–358. In *Oceanography of Asian Marginal Seas*, ed. by K Takano, Elsevier, New York.

Gong, Y. (1971). A study on the south Korean coastal front. *J. Oceanol. Soc. Korea*, **6**, 25–36.

Guan, B. and H. Mao (1982): A note on circulation on the East China Sea. *Chinese J. Oceanol. and Limnol.*, **1**, 5–16

Han, S.-K., H.-J. Lie and J.-Y Na (1995): Temporal and spatial characteristics of surface winds over the adjacent seas of the Korean peninsula *J. Korea Soc. Oceanogr.*, **30**, 550–564.

Hsueh, Y. (1988): Recent current observations in the eastern Yellow Sea. *J. Geophys. Res.*, **93**, 6875–6884.

Kim, K , H. G. Rho and S. H. Lee (1991). Water masses and circulation around Cheju-do in summer. *J. Oceanol Soc. Korea*, **26**, 262–277.

Kim, S. H. and H. G. Rho (1997): A study on the residual current in the Cheju Strait. *J. Korean Fish Soc.*, **30**, 759–770 (in Korean with English abstract).

Kondo, M. (1985): Oceanographic investigations of fishing grounds in the East China Sea and the Yellow Sea, I. Characteristics of the mean temperature and salinity distributions measured at 50 m and near the bottom *Bull. Seikai Reg. Fish. Res. Lab.*, **62**, 19–66 (in Japanese).

Lee, C.-K. (1974): The drift bottle experiments in the southern Sea of Korea. *Bull. Fish. Res. Dev Agency*, **12**, 7–26 (in Korean).

Lie, H.-J. (1984): A note on water masses and general circulation in the Yellow Sea (Hwanghae). *J. Oceanol. Soc. Korea*, **19**, 187–194.

Lie, H.-J. (1985): Wintertime temperature-salinity characteristics in the southeastern Hwanghae (Yellow Sea) *J Oceanogr. Soc. Japan*, **41**, 291–298

Lie, H -J. (1986): Summertime hydrographic features in the southeastern Hwanghae. *Prog Oceanogr.*, **17**, 229–242.

Lie, H.-J. (ed) (1998): Current measurements and circulation of the Yellow Sea. KORDI Rep. 97-LO-01-03-A-01, 348 pp. (in Korean with English summary)

Lie, H.-J. (ed.) (1999): Ocean circulation in the western and middle part of East China Sea (second year). KORDI Rep. BSPE98708-00-141-1, 335 pp. (in Korean).

Lie, H.-J. and C.-H. Cho (1994): On the origin of the Tsushima Warm Current. *J. Geophys. Res.*, **99**, 25081–25091.

Lie, H.-J. and C.-H. Cho (1997): Surface current fields in the East China Sea. *J. Oceanogr. Soc Korea*, **32**, 1–7.

Lie, H.-J., C.-H. Cho, J.-H. Lee, P. Niiler and J.-H. Hu (1998). Separation of the Kuroshio water and its penetration onto the continental shelf west of Kyushu. *J. Geophys. Res.*, **103**, 2963–2976.

Nitani, H. (1972): Beginning of the Kuroshio. p. 353–369. In *Kuroshio*, ed. by H Stommel and K Yoshida, Univ. of Tokyo Press, Tokyo.

Suk, M.-S., G.-H. Hong, C.-S. Chung, K.-I. Chang and D.-J. Kang (1996). Distribution and transport of suspended particulate matter, dissolved oxygen and major inorganic nutrients in the Cheju Strait. *J. Korean Soc Oceanogr.*, **31**, 55–63.

Sybrandy, A. L. and P. P. Niiler (1991). The WOCE/TOGA SVP Lagrangian drifter construction manual. WOCE Rep., No. 63, 58 pp., Scripps Institution of Oceanogr., Univ. California.

Uda, M. (1934): The results of simultaneous oceanographical investigations in the Japan Sea and its adjacent waters in May and June 1932. *J. Imperial Fish. Exp. St.*, **5**, 138–190 (in Japanese).

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

제 12 절 황동중국해 조석모델링

황동중국해의 수심평균 순압(Barotropic) 조석 모델링의 연구 결과를 *Continental Shelf Research* (Vol.18, issue 7, p739-772, 1998)에 게재하였으며, 이를 본 보고서에 수록한다. 상기 연구결과를 요약하면 아래와 같다.

상기 연구는 황·동중국해를 대상으로 Ryukyu 열도와 대한해협을 개방경계로 하고, 위, 경도 약 7km (위도방향=1/16°, 경도방향=1/12°) 해상도상의 2차원 조석 수치모델을 통하여 주요 5개 분조(M_2, S_2, N_2, K_1, O_1)와 2개 천해분조 (M_4, MS_4)의 조석체계에 대한 연구 결과를 제시하고 있다. 본 논문에서는 1980년대 이후 한반도 서남해 연안과 일본 연안의 최근의 조석자료, 조류 관측자료와의 비교를 통한 충분한 검증을 실시하여, 연안의 상세역 모델링 및 외해역에서의 ADCP관측자료로부터의 조류성분 제거 등 기초 해양물리 연구 및 응용연구에 이용할 수 있는 정도의 정확도를 지닌 계산결과를 제시하고 있다. M_2분조의 조석전파도의 경우 기존의 결과들보다 일부 개선된 결과를 산출하였으며, 관측치와의 rms 편차는 진폭 9.7 cm, 위상 4.5° 로서 연안의 조석모델링의 입력자료로 활용할 수 있을 것으로 사료된다. K_1과 같은 일주조는 반일주조에 비해 오차가 상대적으로 크게 나타나는 데 이는 Quadratic 형태의 해저마찰력이 일주조와 반일주조에의 영향의 차이에 기인하는 것으로 보인다.

조류관측자료를 이용한 조류타원 특성의 비교를 통해 황동중국해에서 반일주조 및 일주조의 조류타원 회전방향의 경계를 구분하였으며, 제주도 북방에서 관측된 조류타원 방향의 변화도 성공적으로 잘 재현하였다. 조류타원의 영역 구획은 기존의 Fang et al. (1991)이 경우보다 향상된 결과를 산출하였다.

아울러 그간 검증자료의 불충분과 비선형 특성으로 인해, 그 특성을 명확하게 이해하지 못했던 천해분조 M_4, MS_4 분조의 생성과 전파특성을 제시, 황·동중국해에서 비선형 현상을 이해할 수 있는 계기를 마련하였다. 천해분조중에서 상대적으로 진폭크기가 큰 이들 분조의 계산치와 관측치와의 비교결과, 황해내에서 그간 신뢰성 있게 제시되지 않았던 천해분조의 전체적인 전파특성은 파악하였으나, 경기만내에서의 관측치와 계산치와의 위상차는 설명하지 못하였는 데 이는 경기만내의 복잡한 지형효과에 기인한 것으로 판단된다. 추후 보다 해상도 높은 모델 적용이 필요할 것으로 사료되며, 이 경우 광역모델의 천해분조 계산결과는 정밀격자 모델의 입력자료로 활용될 수 있을 것이다.

본 연구를 통해 밝혀진 학술성과 중의 하나는 독립조석과 공진조석간의 상호작용 기작에 대한 발견이다. 한반도 주변의 조석현상을 이해하는 데 있어서 주요한

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

요소중의 하나는 주변해 자체에서 태양과 달의 기조력 (Tide generating force)에 의해 발생하는 독립조석 (Independent tide)과 태평양을 통해 Ryuky 열도를 통해 황동중국해 내부에서 반응하는 공진조석 (Co-oscillating tide)의 역할에 대한 이해이다. 본 논문에서는 황·동중국해에서의 예를 통하여, 내부에서 기조력 (Tide generating force)에 의한 독립조석이 상대적으로 큰 에너지를 지닌 공진조석에 의한 마찰 상호작용 (Frictional interaction)에 의하여 독립조석파가 감쇄를 일으킨다는 기작을 발견하였다. 이로인해 독립조석파의 황해 중앙부에 위치한 내부 무조점은 중국연안 방향으로 이동하며, 경기만에서의 30cm에 달하던 M_2 분조의 진폭의 크기는 10cm 정도의 크기로 감쇄됨을 보였다. 이같이 감쇄된 진폭의 독립조석은 공진조석과 위상차에 의하여 최종적으로 인천해역에서의 공진조석의 M_2 진폭을 약 1% 변화시키는 것으로 밝혀졌다. 이러한 황·동중국해 조석 모델링 연구에서 발견된 독립조석과 공진조석의 상호작용에 대한 기작은 북해 (North Sea)나 여타 대양과 연결된 연변해 (Marginal seas)에서의 공진조석과 독립조석의 상호작용을 규명하는 데도 확대 적용될 수 있을 것으로 예상된다.

기조력 효과와 아울러 본 논문에서는 수심에 따라 달리 표현되는 해저마찰력의 효과 등에 대한 실험을 실시하였는 데 일정한 마찰력의 경우와 비교하여 비슷한 결과를 산출되어, 광역모델링에서 수심에 따라 변화되는 마찰계수 공식의 적용가능성을 확인하였다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

PERGAMON

Continental Shelf Research 18 (1998) 739–772

CONTINENTAL SHELF RESEARCH

Fine Grid Tidal Modeling of the Yellow and East China Seas

Sok Kuh Kang[a], Sang-Ryong Lee[b], Heung-Jae Lie[a]

[a] *Korea Ocean Research and Development Institute, Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600,South Korea*
[b] *Department of Marine Science, Pusan National University, Pusan 609-735, South Korea*

Received 14 October 1996; accepted 29 May 1997

Abstract

A fine grid tidal modeling experiment is carried out in order to investigate the tidal regimes for major five tidal constituents, the nonlinear tidal phenomena in terms of M_4 and MS_4 generation, and the independent tide by the tide generating force in the Yellow and East China Seas (YECS). In this study a two-dimensional numerical model based upon a subgrid-scale (SGS) stress modeling technique is used with the tide generating force included. The model was validated with recently observed tide and current data. The calculated tidal charts for tidal elevation show a generally good agreement with existing ones, with more accurate feature of the M_2 cotidal chart in comparison with both the observed data and the existing tidal charts. A careful comparison of the computed diurnal amplitude with observations suggests that the diurnal constituents seem to be overdamped especially in the Kyunggi Bay region, for the case when quadratic bottom friction law is used.

Propagation features of the $M_4(MS_4)$ tides are discussed in the YECS, based upon the analyses of the observed and calculated results. The amphidromic system of the M_4 is quite complicated and one noticeable characteristic is that the propagation direction of the M_4 tidal wave along the west coast of Korean peninsula is opposite to that of the M_2 tidal wave. This result coincides with observations. The propagation feature of the MS_4 is almost similar to that of the M_4, but with lesser amplitude. The responses of the M_4 tidal features to momentum diffusion term and depth-dependent form of the friction coefficient are also discussed.

It is also shown that when the independent tide (Defant, 1960) arising from tide generating force (TGF) coexists with tidal waves (co-oscillating tide) arising from external boundary forcing, the TGF tidal waves are dissipated and their amphidromes tend to move westward. This may be interpreted as a process whereby the incident and reflected TGF tidal waves are damped by co-oscillating tide arising from external force at open boundaries. The TGF amplitude is found to be up to 10 cm and 4 cm in the Kyunggi Bay for the M_2 and S_2 constituents while those for all diurnal constituents are less than 1 cm over the entire model domain. © 1998 Elsevier Science Ltd. All rights reserved

0278–4343/98/$19.00 © 1998 Elsevier Science Ltd. All rights reserved
PII S0278-4343(98)00014-4

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

1. Introduction

A comprehensive work on the tide and tidal currents in the Yellow and East China Seas (YECS) was done by Ogura (1933) (see also Defant, 1960). He also edited the co-tidal and co-range charts on these seas using the method of Proudman and Doodson (in Defant), based upon a large number of tidal measurements. Recently the co-tidal and co-range charts were redrawn by Nishida (1980), but the updated tidal charts were also argued for the amphidromic pattern in Korea Strait (Odamaki, 1989). A comparison between the observed and computed phase lags and amplitudes also indicates that the M_2 tidal chart is inaccurate somewhere in the western coast of the Korean peninsula. For example, the largest coamplitude value in the Kyunggi Bay in Nishida (1980) is 240 cm, but the observed value is larger. Further the co-tidal line passing Kunsan (KS) (see Fig. 1) and Inchon (IC) in Nishida's chart also seem to be inaccurate. A numerical experiment with boundary condition extracted from inaccurate tidal charts would produce erroneous results.

Various numerical experiments (An, 1977; Choi, 1980, 1990; Kang et al., 1991) have been carried out to investigate the tidal regime in the YECS. However, the model boundaries of An (1977) and Choi (1980, 1990) are on the continental shelf edge of about the 200 m isobath or further in the inner region of the YECS. Modeling with the above boundary should use the open boundary data extracted from the tidal charts by Ogura (1933) or Nishida (1980), but will result in possible inaccuracies due to errors in their charts.

Momentum diffusion has not been considered in the tidal modeling for the YECS in the previous studies and is often neglected in other regions, for example, the fine grid tidal flow study of the North Sea by Verboom et al. (1992). The momentum diffusion term, however, needs to be investigated as it may affect the tidal regime of high wave number motion such as the M_4 component, since the term is increasingly effective for higher wave motion.

It should be observed that the model area covers the shallow region of the Yellow Sea (mostly shallower than 100 m) and the deep region in the Okinawa trough (up to 2,500 m) of the East China Sea, as seen in Fig. 2 showing model depth. This feature raises two kinds of issues in numerical modeling in the YECS. Firstly, effectiveness of depth-dependent form of the bottom friction coefficient needs to be examined. Secondly, the tide generating force (TGF) should be considered. It is well known that the response of TGF depends upon depth and other factors. Kang et al. (1991) first investigated the effects of the tide generating force of the M_2 tide in the surrounding seas of the Korean peninsula. However, they did not investigate the deformation of tidal waves by TGF (independent tide) (Defant, 1960) by the tidal waves arising from external force (co-oscillating tide). The tidal waves of smaller amplitude are expected to be strongly distorted by the tidal waves of larger amplitude, when an independent tide propagates along with co-oscillating tides.

In particular the tidal regimes of higher harmonic components such as M_4 and MS_4 have not been thoroughly investigated in the YECS in the sense that validation against the observed data was not made, even though Choi (1990) compared the result

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

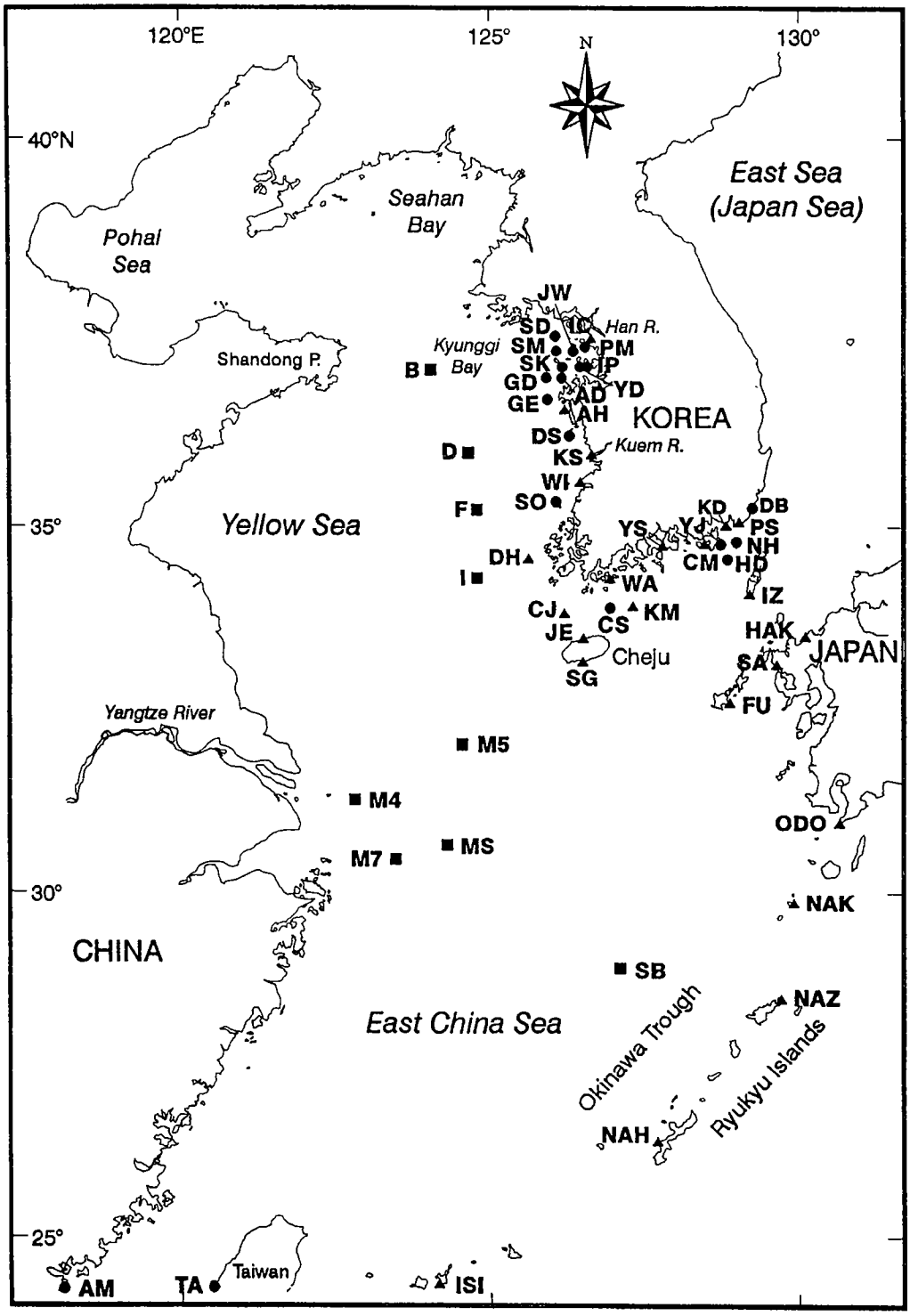


Fig. 1. Location map for temporary (dark circle) and long-term (dark triangle) tide and tidal current stations used for model validation and extracting open boundary values. Tidal elevation are simultaneously recorded at stations B and D. See also Table 1 for details.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

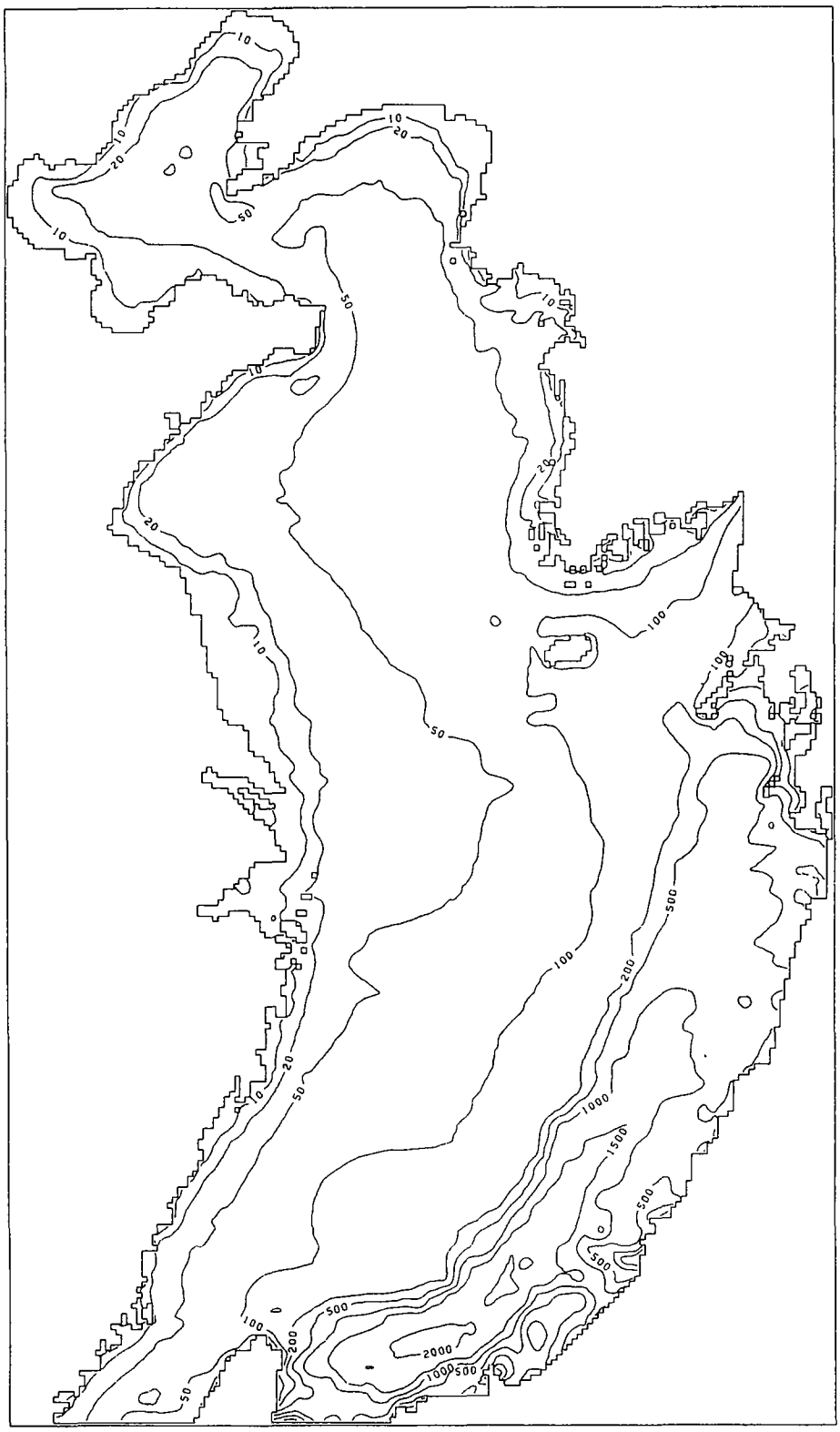


Fig. 2. Depth contour of the modelled area (unit: meter).

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

of the M_4 tide with tidal current data. The M_4 tidal regimes in the YECS were not also examined in the traditional tide studies by Ogura (1933) and Defant (1960).

In this paper the M_2, S_2, N_2, K_1 and O_1 tidal regimes of the YECS are investigated by using a two-dimensional depth averaged numerical model on the fine grid system. The present model also considers momentum diffusion, which is taken into account based upon subgrid-scale (SGS) stress modeling techniques, using the Smagorinsky (1963) formula. The response of the tidal regime to both the depth-dependent, and constant, friction coefficient is examined. The model region extends to Ryukyu islands to utilize the observed data for open boundary condition. Model results are extensively validated using current data both in winter in the eastern Yellow Sea and in summer in the East China Sea, as well as recently observed tidal data around the western and southern coasts of the Korean peninsula.

This paper also examines the mutual interaction between the tidal waves only by TGF without external force and the tidal waves by external force. The interaction is investigated in terms of the dissipation of independent tides and the movement of their amphidromic points under the presence of the co-oscillating tides. In addition, the tidal regimes of the M_4 and MS_4 tides, having relatively larger amplitudes compared with other higher harmonics, are investigated. The results of the M_4 and MS_4 tides are first compared with the observed tidal elevation data in the western and southern coasts of the Korean peninsula, and the propagation features of the M_4 and MS_4 tides in the YECS are discussed in some detail.

2. Data for validation and analysis

Recent work by Kang et al. (1995) shows that monthly harmonic constants at tidal stations around the Korean peninsula have a seasonal variability and tidal data for validation should be carefully selected before expressing the validated accuracy of numerical model, as also noted by Foreman et al. (1995). Recently observed tidal and tidal current data in the YECS are used for model validation and open boundary values. The stations are shown in Fig. 1 and other details are given in Table 1. The tidal stations consist of permanent stations where yearly tidal data were supplied by Republic of Korea Hydrographic Office (ROKHO) and Japan Ocean Data Center (JODC) and temporary stations where one month long tidal data were measured by Korea Ocean Research and Development Institute (KORDI). In particular, at stations D and B of Harkema and Hsueh (1987), pressure sensors were deployed on the bottom as well as current meters, so pressure data are especially useful for model validation. The hourly data at the stations along the Ryukyu islands (ISI (Isigaki), NAH (Naha), NAZ (Naze), NAK (Nakanoshima) and ODO (Odomari)) and the Korea Strait (DB (Daebyun), IZ (Izuhara) and HAK (Hakada)) were used for extracting open boundary values, and in the case of the Taiwan Strait (AM (Amoy), TA (Taian Ko)) the existing harmonic constants were used for open boundary values.

Two current data sets have been used for the current validation of model results. One set (I, F, D and B) is around the eastern Yellow Sea by Harkema and Hsueh (1987) and the other (SB, MS, M5, M4 and M7) in the East China Sea by Larsen et al.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

Table 1
Details of tide data for model validation around the Yellow and East China Seas

Site	(name)	Latitude, (°N	Longitude, (°E)	Period of data analysis	Source of data
IC	Inchon	37°28'08"	126°35'51"	1991.1–1991.12 (12 months)	ROKHO
KM	Komundo	34°01'30"	127°18'39"	1987 1–1987.12 (12 months)	ROKHO
CS	Chongsando	34°09'00"	126°51'50"	1989.4.16–5 20 (1 month)	KORDI
HD	Hongdo	34°32'04"	128°43'57"	1989 4 13–5 25 (1 month)	KORDI
YJ	Yangjiam	34°52'24"	128°44'53"	1991.8. 1–8 30 (1 month)	KORDI
NH	Namhyungje	34°52'52"	128°57'32"	1991.3.15–4.16 (1 month)	KORDI
SO	Sokmando	35°22'00"	126°02'36"	1990.7. 4–8 2 (1 month)	KORDI
DS	Daehwasado	36°14'35"	126°17'00"	1990.6.30–8. 1 (1 month)	KORDI
GE	Gaeuido	36°40'42"	126°03'49"	1994.6 1–7. 9 (1 month)	KORDI
GD	Gadukdo	36°57'41"	125°49'34"	1994.6. 1–7. 9 (1 month)	KORDI
SK	Sonkapdo	37°06'17"	126°05'21"	1994.5.31–7.20 (1 month)	KORDI
JW	Jawoldo	37°15'40"	126°20'13"	1994.5.31–7. 8 (1 month)	KORDI
YD	Yukdo	37°04'51"	126°28'01"	1994.6. 3–7. 8 (1 month)	KORDI
AD	Ando	36°57'15"	126°10'13"	1992.5.10–6. 9 (1 month)	KORDI
SM	Sonmido	37°16'38"	126°05'00"	1992.5.10–6. 9 (1 month)	KORDI
SD	Sindo	37°30'18"	126°02'43"	1992.5.10–6. 9 (1 month)	KORDI
IP	Ibpado	37°06'40"	126°32'27"	1992.5.11–6.10 (1 month)	KORDI
PM	Palmido	37°21'32"	126°30'50"	1992.5.10–6. 9 (1 month)	KORDI
D	Yellow Sea	34°00'06"	124°41'30"	1986.1–1986. 4 (3 months)	Harkema and Hsueh
B	Yellow Sea	34°56'54"	124°05'00"	1986.1–1986. 4 (3 months)	Harkema and Hsueh
AH	Anheung	36°40'12"	126°08'06"	1987.1–1987.12 (12 months)	ROKHO
KS	Kunsan	35°58'06"	126°37'36"	1987.1–1987.12 (12 months)	ROKHO
WI	Wido	35°37'04"	126°18'12"	1987.1–1987 12 (12 months)	ROKHO
PS	Pusan	35°05'35"	129°02'15"	1991.1–1991.12 (12 months)	ROKHO
KD	Kadokdo	35°01'18"	128°48'47"	1987.1–1991.12 (12 months)	ROKHO
CM	Chungmu	34°49'29"	128°26'13"	1987.1–1987.12 (12 months)	ROKHO
YS	Yeosu	35°44'39"	127°46'05"	1987.1–1987.12 (12 months)	ROKHO
DH	Daeheuksan	34°40'55"	125°26'36"	1987.1–1987.12 (12 months)	ROKHO
WA	Wando	34°18'45"	126°45'41"	1991.1–1991.12 (12 months)	ROKHO
CJ	Chujado	33°57'33"	126°17'57"	1987.1–1987.12 (12 months)	ROKHO
JE	Cheju	33°30'53"	126°31'51"	1991.1–1991.12 (12 months)	ROKHO
SG	Sogwipo	33°14'12"	126°33'50"	1991.1–1991.12 (12 months)	ROKHO
SA	Sasebo	33°09'18"	129°43'36"	1991.1–1991.12 (12 months)	JODC
FU	Fukue	32°42'00"	128°51'00"	1987.1–1987.12 (12 months)	JODC

(1985), as given in Fig. 1 and Table 2. The tidal currents in the eastern Yellow Sea are suitable for the validation of a barotropic tidal model due to the homogeneity of water mass during the winter season.

The tide and current data were analyzed using a standard least-square fitting method with nodal correction. The analysis of the monthly and yearly data is made using the method by Murray (1963). The amplitudes and phases of lesser constituents for monthly data analysis can be related to the nearby larger constituents (e.g. Foreman, 1977). For the stations operated temporarily for field experiments along the

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

Table 2
Details of tidal current data for model validation around the Yellow and East China Seas

	Site	Observation period (record length)	Mooring depth/ water depth (m)	Source of data
I	Eastern Yellow Sea	1991.1–1991.12 (21 days)	48/94	Harkema and Hsueh (1987)
F	Eastern Yellow Sea	1991.1–1991.12 (57 days)	70/96	Harkema and Hsueh (1987)
D	Eastern Yellow Sea	1986.1–1986.4 (3 months)	41/87	Harkema and Hsueh (1987)
B	Eastern Yellow Sea	1986.1–1986.4 (3 months)	38/75	Harkema and Hsueh et al. (1987)
SB	Self Break	1980.6–1980.7 (31 days)	177/250[a]	Larsen et al. (1985)
MS	Mid-shelf 1	1980.6–1980.6 (21 days)	32/48[a]	Larsen et al. (1985)
M5	Mid-shelf 2	1981.8–1981.8 (10 days)	20/40[a]	Larsen et al. (1985)
M4	East China Sea	1981.8–1981.8 (10 days)	38/50[a]	Larsen et al. (1985)
M7	East China Sea	1991.8–1991.8 (10 months)	50/70[a]	Larsen et al. (1985)

[a]The total depth at stations marked by [a] was not given in reference and the depths were read from bathymetric charts.

western and southern coasts of Korean peninsula the harmonic constants at the neighbouring permanent tidal stations were used for reference values, as is also done in Kang et al. (1995).

3. A two-dimensional tidal model

3.1. Model formulation

The governing equations are described under the spherical polar coordinate system to consider curvature of the earth, variation of Coriolis force with latitude, and variation of the tide generating forces with latitude as well as longitude. The usual depth averaged two-dimensional equation of shallow water waves can be alternatively represented in terms of depth-integrated velocities as follows:

$$\frac{\partial U}{\partial t}+\frac{1}{R\cos\phi}\frac{\partial}{\partial\chi}\left(\frac{U^2}{h}\right)+\frac{1}{R}\frac{\partial}{\partial\phi}\left(\frac{UV}{h}\right)=-\frac{gh}{R\cos\phi}\frac{\partial}{\partial\chi}(\eta-(1+k-h')\zeta_n)$$
$$+\frac{UV\tan\phi}{Rh}+2\omega\sin\phi V-K_b\frac{U\sqrt{U^2+V^2}}{h^2}+F_\chi \quad (1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t}+\frac{1}{R\cos\phi}\frac{\partial}{\partial\chi}\left(\frac{UV}{h}\right)+\frac{1}{R}\frac{\partial}{\partial\phi}\left(\frac{V^2}{h}\right)=-\frac{gh}{R}\frac{\partial}{\partial\phi}(\eta-(1+k-h')\zeta_n)$$
$$+\frac{V^2\tan\phi}{Rh}-2\omega\sin\phi U-K_b\frac{V\sqrt{U^2+V^2}}{h^2}+F_\phi \quad (2)$$

$$R\cos\phi\frac{\partial\eta}{\partial t}+\frac{\partial U}{\partial\chi}+\frac{\partial(V\cos\phi)}{\partial\phi}=0 \quad (3)$$

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

where χ is longitude, ϕ latitude, h water depth, η surface elevation, U mass flux in χ, V mass flux in ϕ, R radius of the earth, $K_b = g/C^2$, g gravity acceleration, C Chezy coefficient and F unresolved processes. The full set of non-linear equations is solved with an ADI finite difference scheme (Kang, 1991). The characteristic of the scheme of linear equations is the same as the S21 scheme and is described in detail by Abbott et al. (1981).

The term $(1 + k - h')\zeta_n$ in Eqs. (1) and (2) represents the tide generating forces. The modification factor by earth tide, $(1 + k - h')$ or Love numbers k and h' are chosen to be dependent on frequency following Foreman et al. (1993). However, they are often assumed to be constant, as in Pingree and Griffiths (1987). The tidal potential function ζ_n for the M_2, S_2, N_2, K_1 and O_1 tides were taken from Foreman et al. (1993).

$$\zeta_n = H_n \cos^2\phi \cos(\omega_n t + 2\chi + V_n) \quad \text{for semi-diurnals} \tag{4a}$$

$$= H_n \sin 2\phi \cos(\omega_n t + \chi + V_n) \quad \text{for diurnals} \tag{4b}$$

where the amplitudes H_n are listed in Table 3 from Foreman et al. (1993), ω_n is the frequency and V_n is the astronomical argument.

The momentum diffusion term was considered in terms of a subgrid-scale modeling technique, since momentum diffusion effects induced from the subgrid term is often larger than the dispersion effect (Elder, 1959). All of the motions induced by small-scale processes, not directly resolved by model grid (subgrid-scale), are parameterized in terms of horizontal diffusion processes. The terms F_χ and F_ϕ represent these unresolved processes and can be written as

$$F_\chi \approx \frac{\partial}{R\cos\phi\,\partial\chi}\left(2A_M \frac{\partial u}{R\cos\phi\,\partial\chi}\right) + \frac{\partial}{R\,\partial\phi}\left\{A_M\left(\frac{\partial u}{R\,\partial\phi} + \frac{\partial v}{R\cos\phi\,\partial\chi}\right)\right\} \tag{5a}$$

$$F_\phi \approx \frac{\partial}{R\partial\phi}\left(2A_M \frac{\partial v}{R\,\partial\phi}\right) + \frac{\partial}{R\cos\phi\,\partial\chi}\left\{A_M\left(\frac{\partial u}{R\,\partial\phi} + \frac{\partial v}{R\cos\phi\,\partial\chi}\right)\right\} \tag{5b}$$

where (u, v) is velocity component with constant C_S.

$$A_M = C_S\Delta\chi\,\Delta\phi\left[\left(\frac{\partial u}{R\cos\phi\,\partial\chi}\right)^2 + \frac{1}{2}\left(\frac{\partial v}{R\cos\phi\,\partial\chi} + \frac{\partial u}{R\,\partial\phi}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{R\,\partial\phi}\right)^2\right]^{1/2} \tag{5c}$$

Table 3
Love numbers and tidal potential amplitude from Foreman et al. (1993)

Constituent	k	h'	H_n
O_1	0.298	0.603	0.10128
K_1	0.256	0.520	0.14246
N_2	0.302	0.609	0.04674
M_2	0.302	0.609	0.24408
S_2	0.302	0.609	0.11355

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

where $\Delta\chi$ and $\Delta\phi$ denote the grid interval in the χ and ϕ directions. For the coefficient of subgrid-scale (SGS) stress we used the Smagorinsky (1967) diffusivity idea. The technique of subgrid-scale stress modeling is described in detail by Abbott and Basco (1989).

The bottom friction term has been expressed in quadratic friction form following the general applicability of the quadratic friction law for semi-diurnal tide modeling (Pingree and Griffiths, 1987). However, the model domain covers the shallow part (less than 100 m) of the Yellow Sea and the deep part (up to 2,500 m) in the Okinawa Trough. This implies that nonuniformity of the bottom friction coefficient might be required. Therefore, both the constant and depth-dependent form of the Chezy coefficient ($m^{1/2}$/s) were applied.

$$c = 64.336, \tag{6a}$$

$$c = h^{1/6}/n \quad \text{with } n = 0.029. \tag{6b}$$

According to Eq. (6b) the Chezy coefficient for $h = 40$, 65 and 1000 m are $C = 63.8$, 69.1 and 109.0 $m^{1/2}$/s, respectively, which allows a more depth-dependent form for the bottom friction coefficient than the form used by Verboom et al. (1992).

3.2. Computation

The initial and boundary conditions required for the solution of Eqs. (1)–(3) are described as follows. At $t = 0$, $U(\chi, \phi, t) = V(\chi, \phi, t) = 0$ are specified at all points. Boundary conditions for the tidal model are no flow normal to the coast and specified elevations along the open boundaries. The open boundaries consist of three sections; Taiwan Strait, section along the Ryukyu islands and Korea Strait. Along the open boundaries five tidal constituents M_2, S_2, N_2, K_1 and O_1, except for shallow water constituents to be generated inside the region, have been considered, based upon the measured data along the open boundary points in comparison with existing tidal chart (Nishida, 1980). For the boundary points between the observed boundary points, linearly interpolated amplitudes and phases are used. The open boundary elevations are prescribed for the five constituents according to the expression:

$$\eta(t) = \sum f_j A_j \cos(\omega_j t - G_j + V_{0j} + U_j) \tag{7}$$

where f_j and U_j are the astronomical amplitude and phase corrections and V_{0j} is the astronomical argument related to Greenwich.

The grid resolution is 1/16° in latitude and 1/12° in longitude, twice as fine as that of Kang et al. (1991). The total number of grid cells is 22,742, and the depth contours of the model domain is presented in Fig. 2. The time step used is 100.0 s and maximum depth in the Okinawa Trough about 2500 m. Thus the Courant number C_r, defined as

$$C_r = \frac{\Delta t\sqrt{g(h+\eta)}}{R\Delta\phi}, \tag{8}$$

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

reaches to about 2.2 in the Okinawa Trough and less than 1.0 in most of model region of depth less than 200 m. The numerical scheme with $C_r = 1.0$ enables the short wave, having 24 grid intervals per wave length, to keep celerity ratio about 0.98, as shown in Abbott et al. (1981). This confirms that the M_4 tidal wave, having about 30 grid intervals (see Fig. 6a), in the shallow area of YECS, can be simulated with almost no error of phase celerity.

In this study the Smagorinsky eddy viscosity model was extended to the two-dimensional free surface flow modeling, and the empirical constant of equation (5c), dependent only on Kolmogorov's universal constant, is chosen as $C_s = 0.3$ in the present study, which is a little larger than the value ($C_s \sim 0.2$) used by Lilly (1967) and Deardorff (1971) for the three-dimensional study.

After initial warming run, a continuous 28 day run was carried out. The 28 day long time series are subject to harmonic analysis to calculate amplitudes and phases of the M_2, S_2, N_2, K_1, O_1, M_4 and MS_4 constituents. For harmonic analysis of calculated time series the related components have not been considered, since the components expected to occur are forcing components and higher harmonics generated through nonlinear interaction.

3.3. Model validation

The present model was validated by comparing the model results with observations at 34 tidal stations, including (B and D) located at the central Yellow Sea and 9 current meter sites (see Fig. 1, Tables 1 and 2).

The results for elevation validation of the M_2, K_1, M_4 and MS_4 tides are listed in Table 4 and root-mean-square (rms) amplitude and phase differences for the 5 components are given in Table 5, showing that the M_2 rms (amplitude, phase) differences are (9.7 cm, 4.5°). The accuracy of the present model for M_2 elevation is better than that of Choi (1980) where the M_2 rms (amplitude, phase) differences are (17.7 cm, 22.0°). The difference between the two works may be due to the different grid resolution and the data quality used for validation.

The computed tidal chart for the M_2 tide is shown in Fig. 3. Solid lines denote coamplitude lines and dotted lines the co-tidal lines. The general pattern of the tidal chart shows a generally good agreement with existing tidal charts, even though two amphidromic points in the Pohai Sea show a degenerate amphidrome pattern, compared to those by Ogura (1933) (see also Defant (1960)) and Nishida (1980). However, our results show a partly more accurate, but meaningful result in cotidal chart of the M_2 tide than in previous tidal charts. That is, the tidal phase at Kunsan (KS) is about 3 h, while the 3 h line in Ogura and Nishida's charts is located about 20′ southward. The reason for the error is that Ogura and Nishida used the tidal data measured at farther inner station of Kunsan where tidal hour is about 25 min later than that at the present outer station of Kunsan. It seems that they did not consider the propagation time of the M_2 tidal wave from entrance of Keum estuary to the tidal station. Some erroneous features of the existing tidal charts in regard to phase of M_2 occurs again in cotidal hour around Inchon (IC) located in inner Kyunggi Bay, since observed lunar hour at Inchon is about 4.6 h, as shown in Table 4, but Ogura's

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

Table 4
Observed (OBS) and calculated (CAL) M_2, K_1, M_4 and MS_4 elevation amplitudes and phases for the sites shown in Fig 1.

Site	M_2 (OBS)		M_2 (CAL)		K_1 (OBS)		K_1 (CAL)		M_4 (OBS)		M_4 (CAL)		MS_4 (OBS)		MS_4 (CAL)	
	am	*ph*	*am*	*ph*	*am*	*ph*	*am*	*ph*	*am*	*ph*	*am*	*ph*	*am*	*ph*	*am*	*ph*
IC	290.6	138.4	277 0	135.4	38.8	306.6	31.9	299.6	6.9	88.3	11.6	241.7	5.7	160 7	8.9	282.7
PM	272.8	133 6	267.5	132.9	39.5	303.1	31.9	298.0	5.1	87.2	10.6	246.5	2.4	154.4	7.9	288.8
JW	250.5	129.3	249 2	132.4	38.0	300.0	31 3	297.9	4.7	95.7	9.5	252.4	2 9	179.3	7.0	296.3
YD	250.6	125.6	251.1	127.7	37 9	298 3	31 4	295.2	4 2	96 7	8.8	245.6	2.6	181.7	6.4	289.2
SM	232.9	127.7	229.4	133.5	39 4	299.8	30.8	298.7	2.4	83.9	9.6	260.0	1 4	158.1	7.0	305.8
SD	242.2	138.1	248.9	140.6	39.8	304.1	31.4	301.9	3 5	149.6	12.5	254.9	2 4	212 4	9 3	299.7
IP	261.3	127.5	257.4	127.9	39.1	299.8	31.6	295.3	3.2	111.2	9.2	243.3	2.1	191 7	6.7	286.2
SK	222.4	121.7	216.2	126.5	37.4	295.4	30 4	294.9	3.9	91.2	6.2	255 6	2.3	161.8	4.4	302.6
AD	220.3	115.8	216.3	121.9	37 1	292.6	30 5	292.4	2.6	49.8	5.4	251 9	1.4	110.2	3.8	298.7
GD	192.6	116.6	187.7	122.3	35.7	294.8	29 4	293.9	2.7	75 2	3.7	259.4	1.7	142.6	2.6	309.8
B	63.2	122.6	70.3	123.8	24.6	320.0	20.8	312.7	0.8	345.1	2.9	357.5	0.5	86.3	2.2	59.0
AH	211.0	104.3	194.3	106 4	36.0	289.3	29.6	284.0	4 9	84.0	4.7	109.9	3 7	126.5	3.5	150.3
GE	195.5	105.8	190.1	108.9	35.7	290.1	29.2	286.1	4 0	58 7	2.5	112.0	2 2	122.1	1 9	149.0
DS	199.9	90.8	190.9	94.4	34.6	282 2	29.1	277.7	6.5	87.3	12.8	93.9	3.8	150.4	9 3	138.0
D	101.9	87.5	94.3	91.2	22 3	296.2	19.2	288.6	2.0	77.8	3 2	51 3	2.0	140.5	2.3	98.0
KS	218.5	90.1	203.5	89.4	34 4	282 1	29 3	275.1	13.1	103.4	20.8	87.5	9.1	149 4	15.3	132.4
WI	197.6	77.0	185 8	79.9	33 8	275 4	28 5	270.2	6.5	92.8	15 1	77 0	3.3	138 4	10.5	120.7
SO	168.5	67.7	158.1	66 8	32 3	271 2	27.2	262.9	2.6	142 2	6.8	83.3	1.5	241.8	4.0	130.0
CM	78.0	253.0	87.2	251.4	15.1	180.3	14.7	168.3	1.0	239 3	3.0	181.0	0.9	276.5	1.5	220.6
YS	97.5	262.6	106.5	258.5	19.3	183.3	17.5	171.8	1.4	239.5	4.4	196.6	1 9	294.9	1.5	224.6
DH	106.4	40.4	99 3	25.3	24 2	257 2	23.8	243.1	4.0	167.3	4 1	176.7	3 3	228.4	3.4	234.0
HD	61.6	252 9	66.4	254.7	11.5	194.3	11 1	180.9	0.7	232.5	1.4	174.1	0.6	236.7	0.8	211.5
WA	105.1	295.0	124.9	294.8	26.7	205.0	27.5	196.4	4 6	123.4	4.3	179.7	3.1	176.6	2.9	217.1
CS	94.1	289.2	108.6	291 7	26.0	203.6	26.4	199.1	2.4	97.1	3.6	183.6	1.0	135 8	2.3	222.7
KM	88.9	277.6	103.1	278.5	23.6	201.6	24.1	195.4	0.8	115.1	3.5	193.4	0.4	192.8	2.1	232.6
CJ	87.4	323.4	101.0	316.8	26.5	220.3	27.0	212.8	4.4	123.3	4.6	174.4	2.9	176.2	3.2	221.3
JE	69.8	318.6	83.4	308.4	23.0	222.7	23 8	213.8	3.1	151.1	4.0	184.7	2.3	216.0	2.7	232.0
SG	76.5	281.8	92.4	283.2	24.2	209.9	25.5	204.1	0.4	116.6	1.0	206.5	0.2	114.9	0.6	255.6
SA	83.7	241.7	92.9	243.6	24 3	219.0	29.5	213.9	1.3	305.3	0.6	325.3	1 0	23.1	0.5	8.7
FU	75.5	233.3	83.7	234.1	23.3	212.6	26 8	206.5	1.2	317.4	0 7	333.1	1 0	29.4	0.4	28.1
NH	49.1	244.3	49 0	250.1	6 7	171.9	7 2	163.6	1.2	200.1	0.6	170.0	1.3	211.9	0.3	203.0
YJ	50.9	242.6	51.2	246.5	8.1	159 5	8.0	154.7	0.9	243.6	0.6	175.4	1.2	277.9	0.3	224.6
KD	55.9	244.4	51.1	244.9	8.0	163.2	8.0	148.9	1.4	214.8	0.6	184.1	1.3	242.7	0.3	246.7
PS	39.1	236.4	40.5	240.7	4.4	143.7	7 3	133.4	0.7	198.7	0.3	158.6	0.7	223.0	0.1	200.2

Note: Phase lag are referred to 135°E. Amplitude (*am*) is in cm and phase lag (*ph*) in degrees

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

Table 5
RMS difference of (amplitude(cm), phase lag(deg)) at the sites in Table 1 and Fig. 1

Component	M_2	S_2	N_2	K_1	O_1
RMS DIF (*am, ph*)	(9.7, 4.5)	(8.1, 8.8)	(6.5, 9.0)	(4.8, 7.4)	(4.4, 5.7)

tidal charts show 5 h co-tidal line passes through Inchon. Of particular interest is the co-amplitude line of 90 cm around the Cheju island (see also Fig. 9). The larger amplitude at the southwestern, and the smaller amplitude in the northeastern corner of the Cheju may show that this model has simulated the subtle amplitude variation around the island by scattering of tidal waves, as investigated by Lee (1989) and Kim and Lee (1986). This is because with finer resolution, spatial current variation around the island would be better resolved with stronger currents in the NE and SW corner, as expected, and eventually tidal scattering process will appear around the Cheju island.

The computed tidal chart for K_1 is shown in Fig. 4. The general pattern of present model is in good agreement with the existing tidal charts by Ogura (1933) and Nishida (1980). In the case of diurnal K_1 tide the rms amplitude and phase differences are relatively large, considering its mean amplitude, and some of the observed K_1 amplitudes are 25% larger. The computed values are generally smaller than observed values, with computed values being a little larger than 30 cm at Kyunggi Bay. Considering that with only K_1 constituent included in modeling, the amplitude around Kyunggi bay reaches to more than 40 cm, this large difference seems to have originated from over-damping of the diurnal component by other semi-diurnal components under quadratic bottom friction, since the damping of the constituent by semi-diurnal constituents is about 30%, as estimated in Table 9.

The results for tidal current validation for M_2 and K_1 are listed in Tables 6a and 6b. The computed harmonic constants for current with the grid resolution of about 7 km coincide quite well with observed ones. At I, F, D and B, RMS difference of the M_2 for u-amplitude, u-phase lag, v-amplitude, and v-phase lag are 2.9 cm, 24.6°, 4.4 cm and 7.4°, respectively which are less than those, at other stations, of 8.1 cm, 27.8°, 6.8 cm and 20.9, respectively. This trend is also found in the K_1 tide. The better agreement at I, F, D and B seems to result, not only from the barotropic feature, but also from their locations in a better behaved region where tidal propagation more characteristically behaves as a Kelvin wave, as pointed out by a referee.

4. Characteristics of tidal ellipses

The observed tidal ellipse features as well as the direction of tidal rotation are compared with those of the calculated results, and the results are given in Table 7. The computed major and minor axis speed for M_2 and K_1 are generally in good agreement with the observed ones, but with less agreement of K_1 at M4 and M7. For the rotation

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

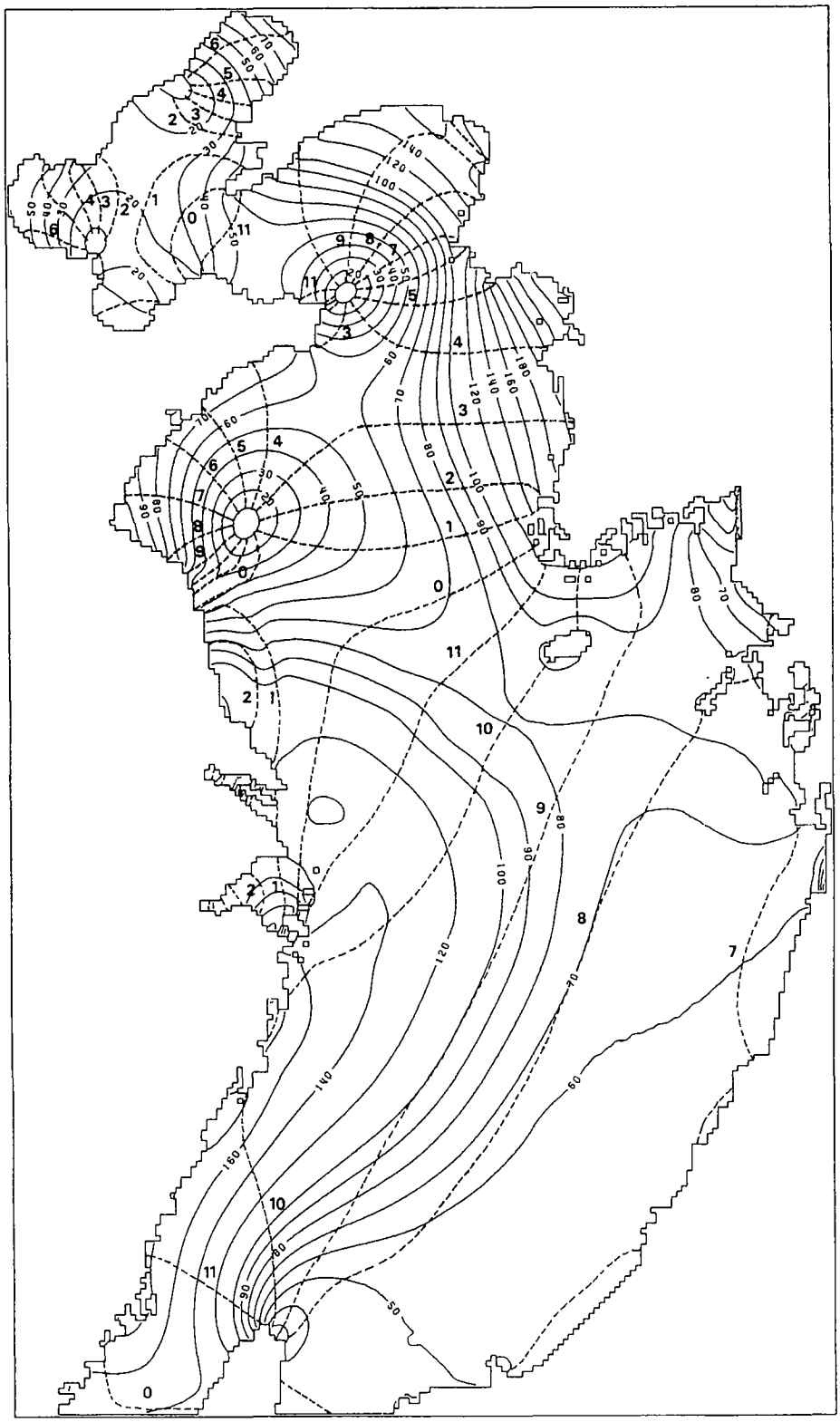


Fig. 3. Computed tidal chart of the semi-diurnal M_2 constituent. Solid and dotted lines denote the co-amplitude in cm and co-tidal hour line, respectively. Tidal hour (Phase lag) is referred to 135°E. Same notation is used in following figures

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

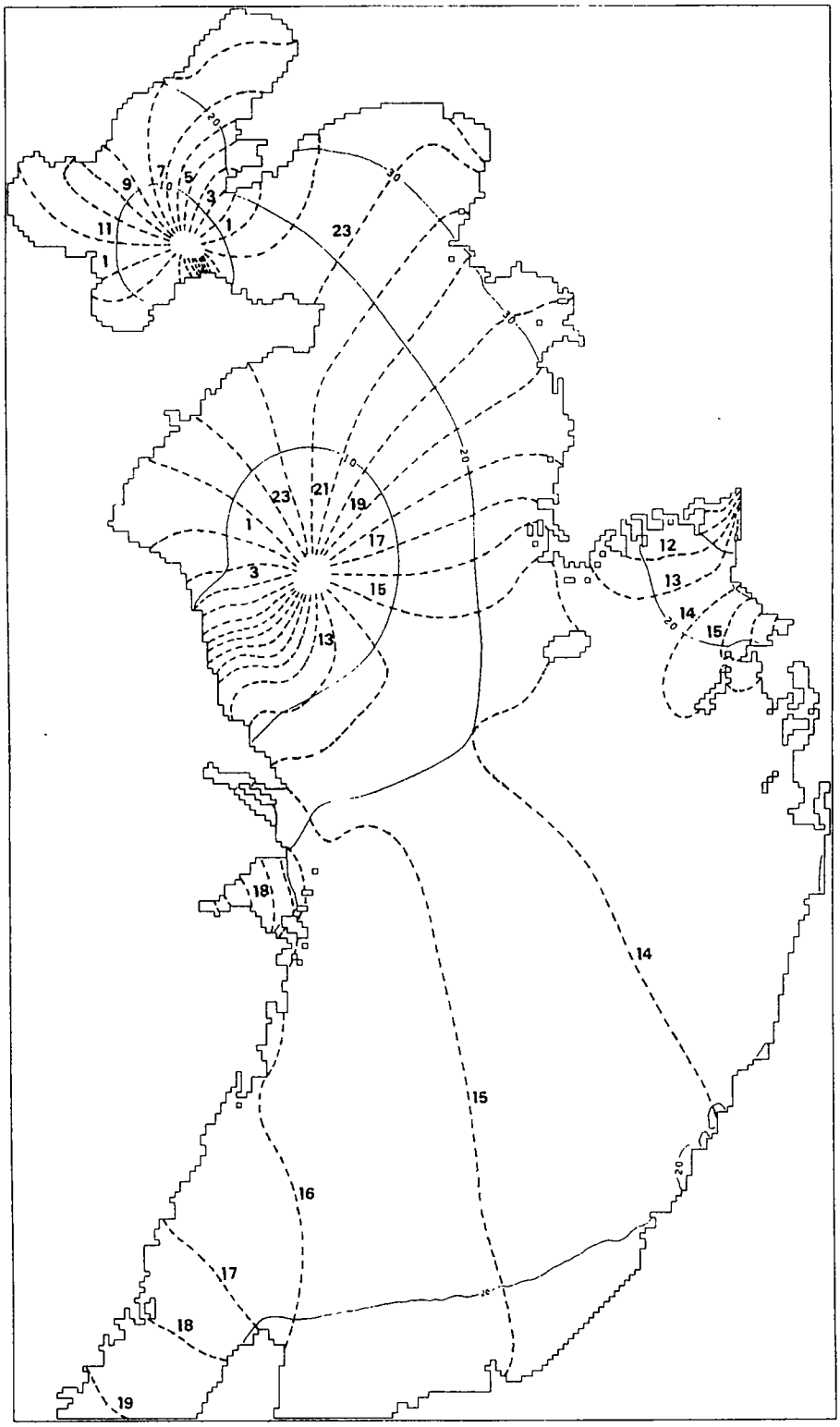


Fig. 4. Same as Fig. 4 except for the diurnal K_1 constituent.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

Table 6a
Comparison of the M_2 harmonics of the tidal current at the Yellow and East China Seas

Station (depth)	*U am* (cm/s)		*U ph* (deg)		*V am* (cm/s)		*V ph* (deg)	
	OBS	CAL	OBS	CAL	OBS	CAL	OBS	CAL
I(48)	13.3	15.7	111.5	136.7	43.7	44.9	358.5	8.0
F(70)	5.0	10.0	7.2	41.5	39.9	45.7	19.4	28.1
D(41)	15.1	15.5	10.8	21.3	26.1	27.9	63.3	65.9
B(38)	18.6	19.9	4.4	26.7	32.8	26.5	146.2	153.0
SB(110)	11.8	7.1	339.9	9.9	7.4	4.3	218.7	234.0
MS(32)	35.9	50.9	59.0	45.4	34.2	42.9	266.9	296.3
M5(20)	53.2	57.8	61.0	76.7	59.5	53.2	324.3	342.3
M4(25)	44.4	42.7	63.8	113.2	44.8	40.2	312.4	338.7
M7(28)	32.0	39.3	52.7	62.5	43.1	52.5	298.8	306.6

Note: Depth in meter denotes the depth of moored current meter.

Table 6b
Same as Table 6a except for the K_1 harmonic

Station (depth)	*U am* (cm/s)		*U ph* (deg)		*V am* (cm/s)		*V ph* (deg)	
	OBS	CAL	OBS	CAL	OBS	CAL	OBS	CAL
I(48)	2.6	3.1	79.3	56.7	12.6	10.2	253.2	240.3
F(70)	2.4	0.8	127.3	142.8	10.4	10.7	252.0	240.7
D(41)	1.4	1.8	230.9	153.6	8.8	8.4	257.2	254.3
B(38)	2.4	2.1	144.3	144.5	5.8	7.3	272.3	272.1
SB(110)	1.7	1.8	10.5	14.1	1.3	0.9	136.4	52.5
MS(32)	3.2	7.4	319.4	329.8	4.3	5.7	265.7	234.5
M5(20)	10.0	7.7	333.1	326.7	9.8	8.6	256.5	243.5
M4(25)	8.1	3.5	245.0	350.3	5.8	5.3	276.9	280.6
M7(28)	2.9	4.7	310.0	335.8	7.6	5.1	182.0	248.6

Note: Data at M7 are from the average of 3 data over the depth.

direction of tidal ellipses, Table 7 shows that the observed tidal current of the M_2 constituent rotates counterclockwise at F, D and B, but clockwise at I, SB, MS, M5, M4 and M7, which coincides well with the directions of the computed ones except for F, where the minor axis speed is very small compared with major axis speed. In the case of K_1 the observed tidal current rotates clockwise at MS, M5 and M7, and counterclockwise at I, F, D, B, SB and M4, which agree with those of computed direction except for I and M4.

The rotary features of tidal current in the whole model domain is investigated by analyzing the results of the current data. The rotation direction of the M_2 current ellipse is also plotted in Fig. 5a, and K_1 in Fig. 5b. Considering the location of F(I) and the location of limit line where the direction of the $M_2(K_1)$ changes, the inequality of

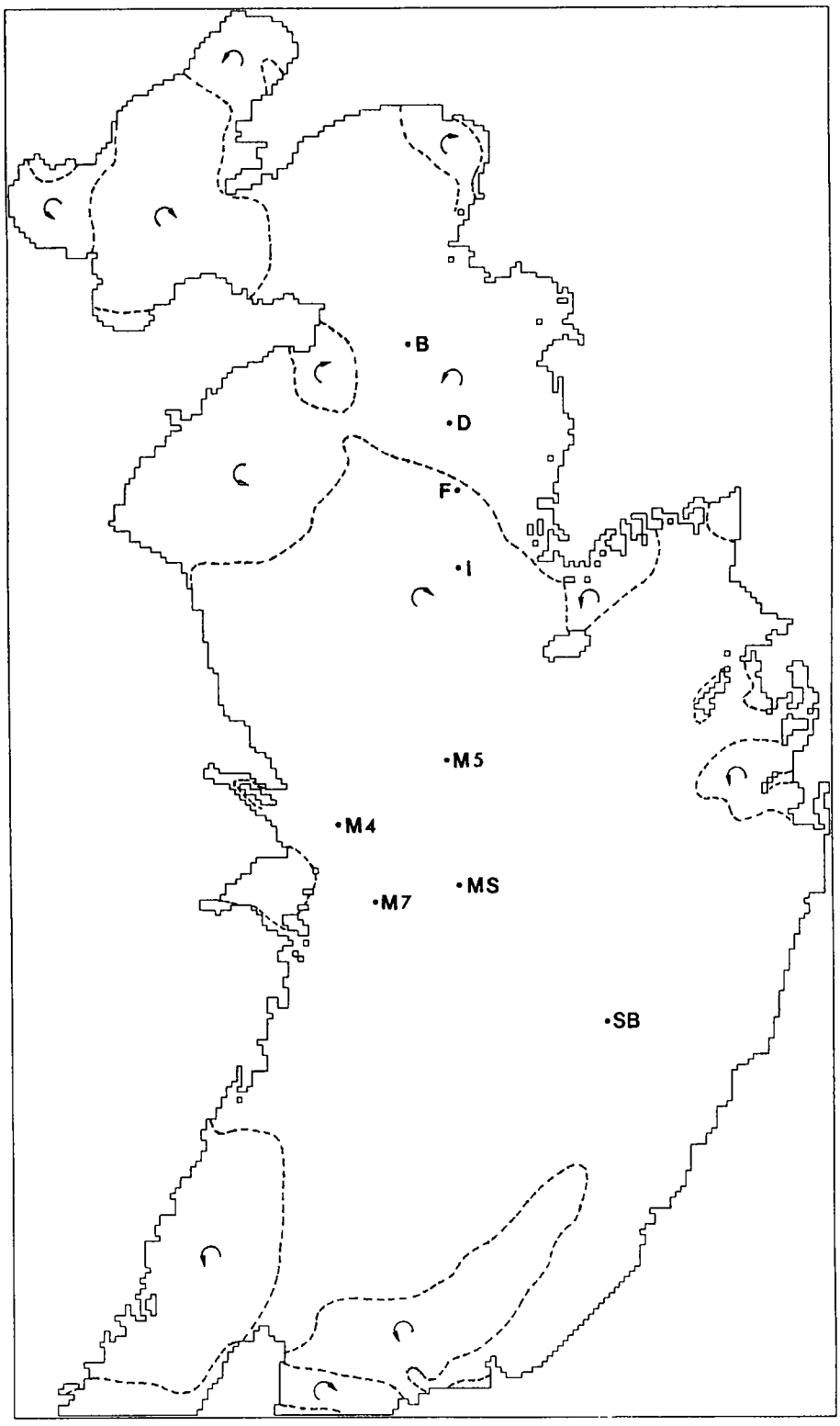
IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

Table 7
Observed (OBS) and Calculated (CAL) tidal currents in form of tidal ellipse for components (M_2, K_1)

St.	M_2										K_1									
	OBS					CAL					OBS					CAL				
	a	b	g	$è$	r	a	b	g	$è$	r	a	b	g	$è$	r	a	b	g	$è$	r
I	44.0	12.1	356.8	97.3	CW	46.0	11.9	5.8	103.2	CW	12.9	0.3	253.7	101.6	CC	10.7	0.2	240.2	106.9	CW
F	40.2	1.0	20.3	83.0	CC	46.7	2.3	29.0	78.0	CW	10.5	2.0	253.7	97.8	CC	10.7	0.8	240.2	90.6	CC
D	28.0	11.2	52.2	66.7	CC	30.3	10.0	58.0	65.6	CC	8.9	0.6	256 7	81.8	CC	8.4	1.8	255.2	92.4	CC
B	36.2	10.4	153.6	116.4	CC	29.9	14.2	168.1	121.9	CC	6.0	1.8	277.8	105.8	CC	7.4	1.6	274.8	100.5	CC
SB	12.6	5.9	171.0	156.5	CW	7.8	2.7	200.3	333.0	CW	1.9	0.9	173.0	147.4	CC	1.9	0.5	21.1	23.1	CC
MS	48.1	11.9	252.5	136 6	CW	55.0	37.5	246.7	148.9	CW	4.8	2.3	282.3	58.4	CW	7.4	5.6	156.4	170.4	CW
M5	60.8	51.7	304.6	113.1	CW	58.6	52.3	275.6	158.6	CW	11.0	8.7	297.3	42.5	CW	8.8	7.5	264.2	66.5	CW
M4	52.1	35.5	278.5	134.3	CW	54.1	22.6	313.3	137.5	CW	9.6	2 6	255.2	34.i	CC	5.5	3.2	292.8	70.5	CW
M7	46.2	27.3	281.4	116.6	CW	56.9	32.6	290.1	118.0	CW	7.8	2.2	177.5	104.4	CW	5.1	4.7	262.7	74.6	CW

Symbols for tidal ellipse denote g the phase lag in degree with respect to KST; a, b the major- and minor-axis speeds of the tidal ellipses, and the orientation of the ellipse measured counterclockwise from the east; r rotation; clockwise (CW) or counterclockwise (CC) rotation.

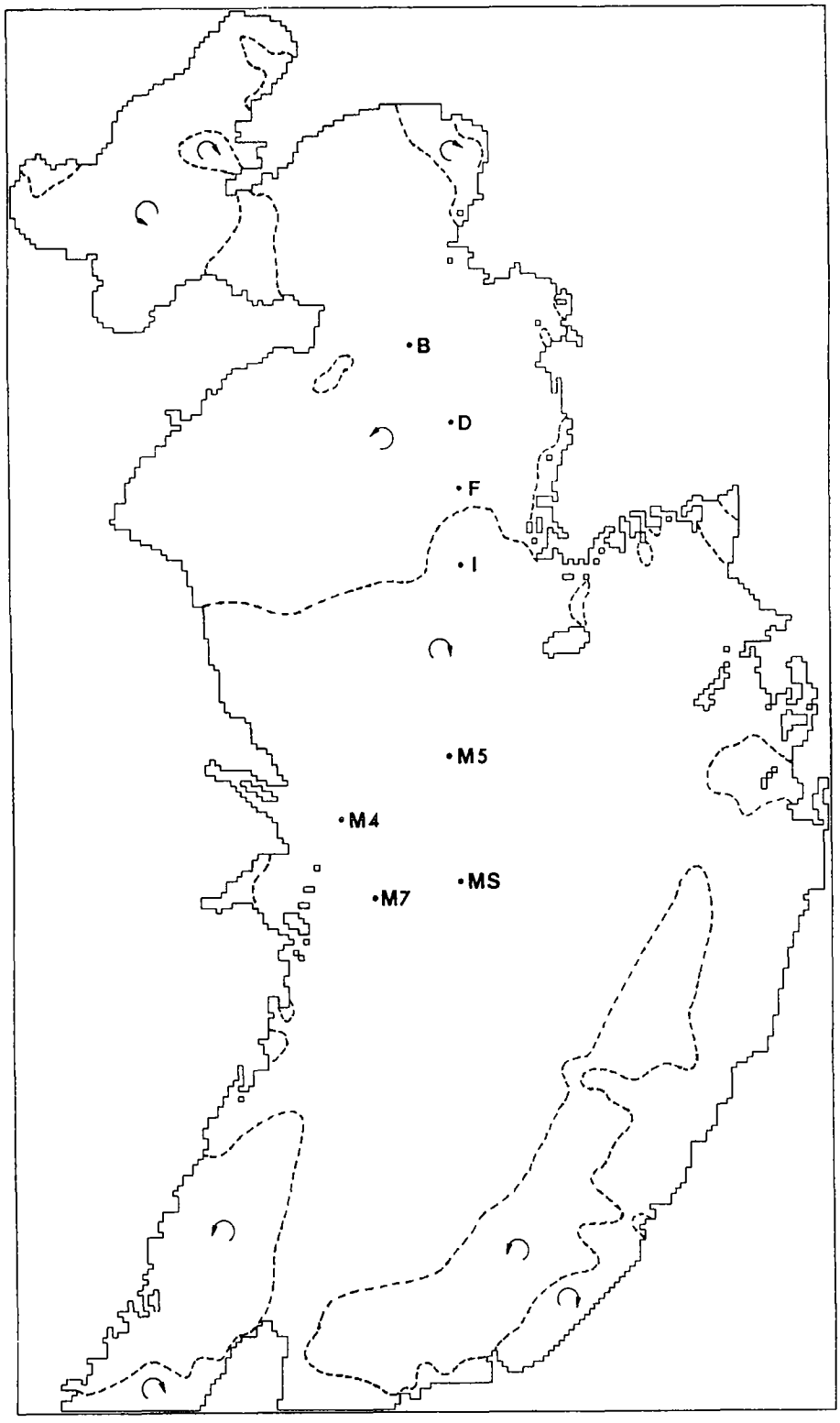
IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10



(a)

Fig. 5(a). Contours of clockwise or counterclockwise rotations of the M_2 tidal ellipse.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10



(b)

Fig. 5(b). Same as Fig. 5a except for the diurnal K_1 tidal ellipse.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

rotation direction at F(I) is thought to be due to some inaccuracy of the computed results. Further, the inequality of K_1 at M4 seems to be possibly due to a complicated current structure at the station near the Yangtze River, since the effect of buoyant outflow inducing stratification and baroclinic current structure may occur. The general trend of the M_2 rotation direction in the Yellow Sea is more or less similar to that of Fang et al. (1991). However, a careful comparison between the two results reveals that the present study demonstrates finer structure, such as the existence of counterclockwise rotation in the region south of Shandong peninsula. As expected from analytical study, the rotation in the head region of a closed bay is cyclonic in the northern hemisphere.

It is interesting to note that the rotation of the M_2 changes rapidly at the Cheju Strait between the Cheju Island and Korean peninsula, as seen in Fig. 5a. This seems to be the complicated response of tidal waves between the peninsula and Cheju Island. The computed rapid change of the rotation of M_2 was validated by observation using Lagrangian drift tracking for several days, which is not shown here. The present study shows more accurate results for categorizing the rotation domain in the Cheju Strait than Fang et al. (1991).

4.1. M_4 and MS_4 tidal regimes

The nonlinear characteristics of the tidal phenomena in the YECS are investigated in terms of higher harmonics generation, that is, the generation of the M_4 and MS_4 tides. Among others, these two constituents were chosen for the investigation of nonlinear characteristics, since the tidal amplitudes of those are most dominantly generated through nonlinear interaction and they can be compared with observations with more confidence. In spite of the limited investigation in the M_4 tide, several researchers (Le Provost, 1976; Pingree and Maddock, 1978) paid attention to the M_4 phenomena in case of the North Sea and the English Channel, which has a more or less similar physical dimension as those of the YECS, that is, shallow and semi-enclosed shelf sea. In this part the basic characteristics of the M_4 and MS_4 in the YECS are described based upon model results without open boundary forcing and the observed data around the Korean peninsula. The computed and observed values of the M_4 and MS_4 tidal harmonics are also presented in Table 4.

Since the propagation feature of the M_4 tidal wave has rarely been investigated in the YECS it is necessary to examine what the general pattern of propagation of the M_4 tide looks like. One of the general patterns for validation of the M_4 tide is to check propagation in the eastern Yellow Sea, since observed tidal data are available. The two observed values (stations B and D in Fig. 1 and Table 1) at the central Yellow Sea, where the local generation effect of the M_4 by islands or complicated geometry can be completely neglected from the observed results, suggest that the M_4 tidal wave propagates southward along the western coast of the Korean peninsula. Such a propagation is also shown in the comparison of phase lags at AH and DH. This propagation direction coincides with that of the computed M_4 tide in Table 4. Considering the much larger monthly variability of M_4 tidal harmonic constants compared with those of semi-diurnal or diurnal constituents and general trend of

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

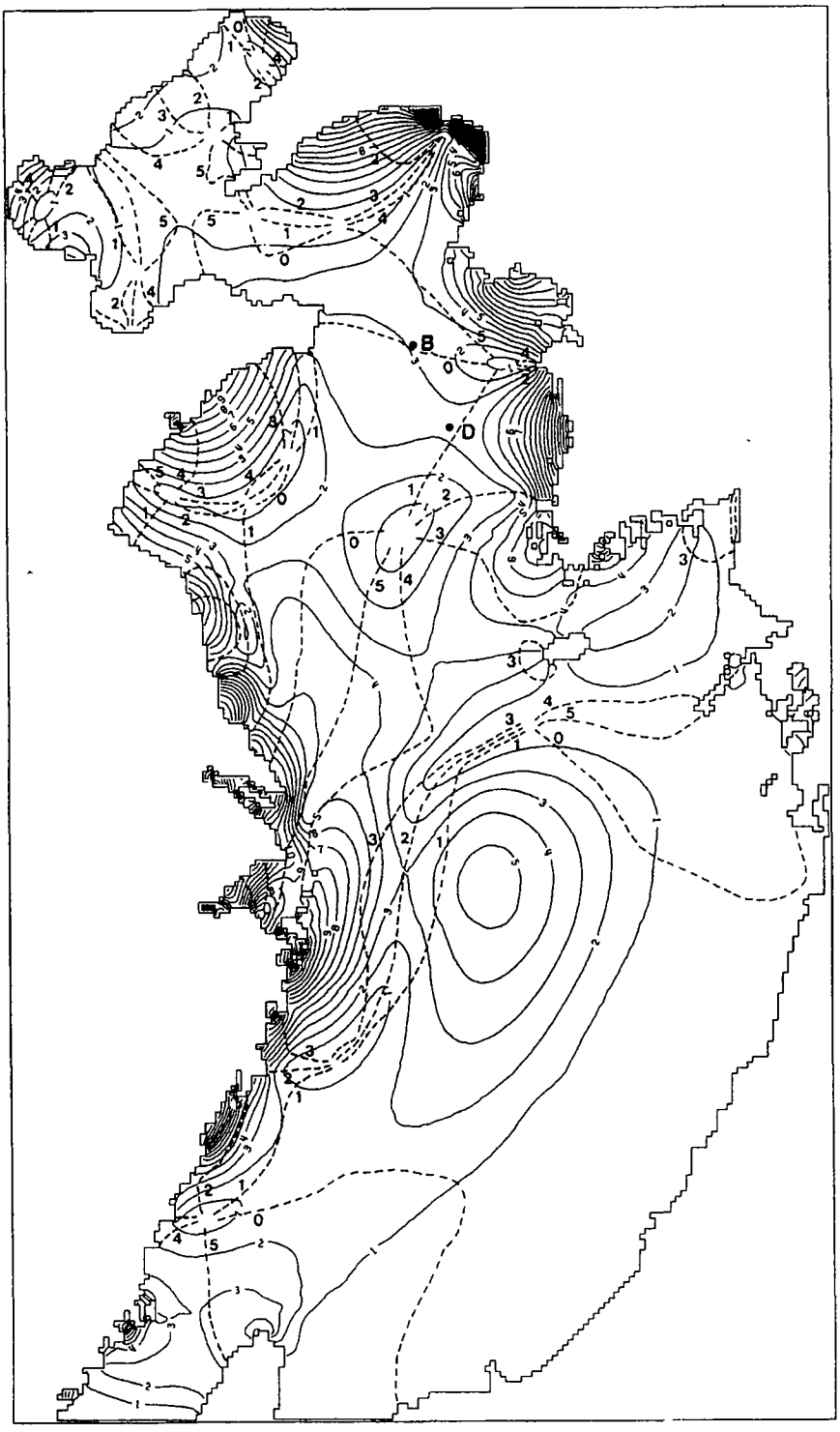
agreement between the observed and computed results especially for phase lag, the existence of the computed M_4 amphidromic point in the central Yellow Sea may be considered reliable.

The M_4 tidal chart in Fig. 6a shows that the amphidromic pattern of the M_4 tide is much complicated than those of the semi-diurnal or diurnal constituents. The amphidromic system in the East China Sea consists of 4 amphidromic points, 5 amphidromic points in the middle Yellow Sea and 6 amphidromes in the northern Yellow Sea. The M_4 tidal wave propagates counterclockwise and clockwise in turn. Such a propagation also appears in the central Yellow Sea. The M_2 tidal wave propagates southward along the western Korean coast, which is in the opposite direction to the propagation direction of the M_2 tidal wave. The tidal chart of the MS_4 tide in Fig. 6b shows a generally similar propagation pattern to that of the M_4 tide. Degenerate amphidrome feature south of Shandong peninsula is noticeable compared with the M_4 amphidrome.

Along the East China Sea the 1 cm co-amplitude line of the M_4 tide, running northeastward from the tip of Taiwan, seems to roughly coincide with that of abrupt bathymetric change. The high amplitude lines of the M_4 and MS_4 tides appear in several coastal areas, that is, the eastern Chinese coast, western Korean coast and Seohan Bay. The general pattern of the computed M_4 amplitude seems to roughly coincide with the observed ones. However, the computed M_4 amplitude tends to be larger along the entire west Korean coast. This may be due to several factors, such as insufficient frictional damping by additional constituents, still poor resolution of local geometry, and so on. The amplitudes of the MS_4 are generally a little smaller than that of the M_4. The largest values of the MS_4 in the Kyunggi Bay and around Kunsan are about 70% larger than the M_4 there. Like M_4, the computed amplitudes of MS_4 tend to be larger than those measured in many stations. Comparison of Fig. 6a with Fig. 6b also reveals that M_4 tidal wave leads the MS_4 tidal wave by about one hour along west coast of Korean peninsula, which generally coincides with the trend of observations in Table 4.

It should also be noted that a large phase lag difference (about 100°–150°) in both the M_4 and MS_4 exists at the 10 stations in the Kyunggi Bay. Considering the relatively small difference at other stations and a good agreement between observed and computed phase lag at stations B and D located off the Kyunggi Bay, this large disagreement in the Kyunggi Bay seems to be induced by a relatively poor simulation for the location of the amphidromic point off the Kyunggi bay. Even though several experiments for the different parameters have been carried out, the magnitude of deviation is not reduced significantly. The poor simulation may also be related to poor resolution of the complicated geometry, as expected from many small islands and submarine channels of Kyunggi Bay. The local generation effects of the M_4 and MS_4 tides around the small islands are also expected to influence the phase lag and amplitude. The effects of submarine channels and islands could be examined with finer resolution of a 2D grid system rather than with a method combining the solution of 1D and 2D equations, suitable for dealing with estuarine channels (Flather, 1994).

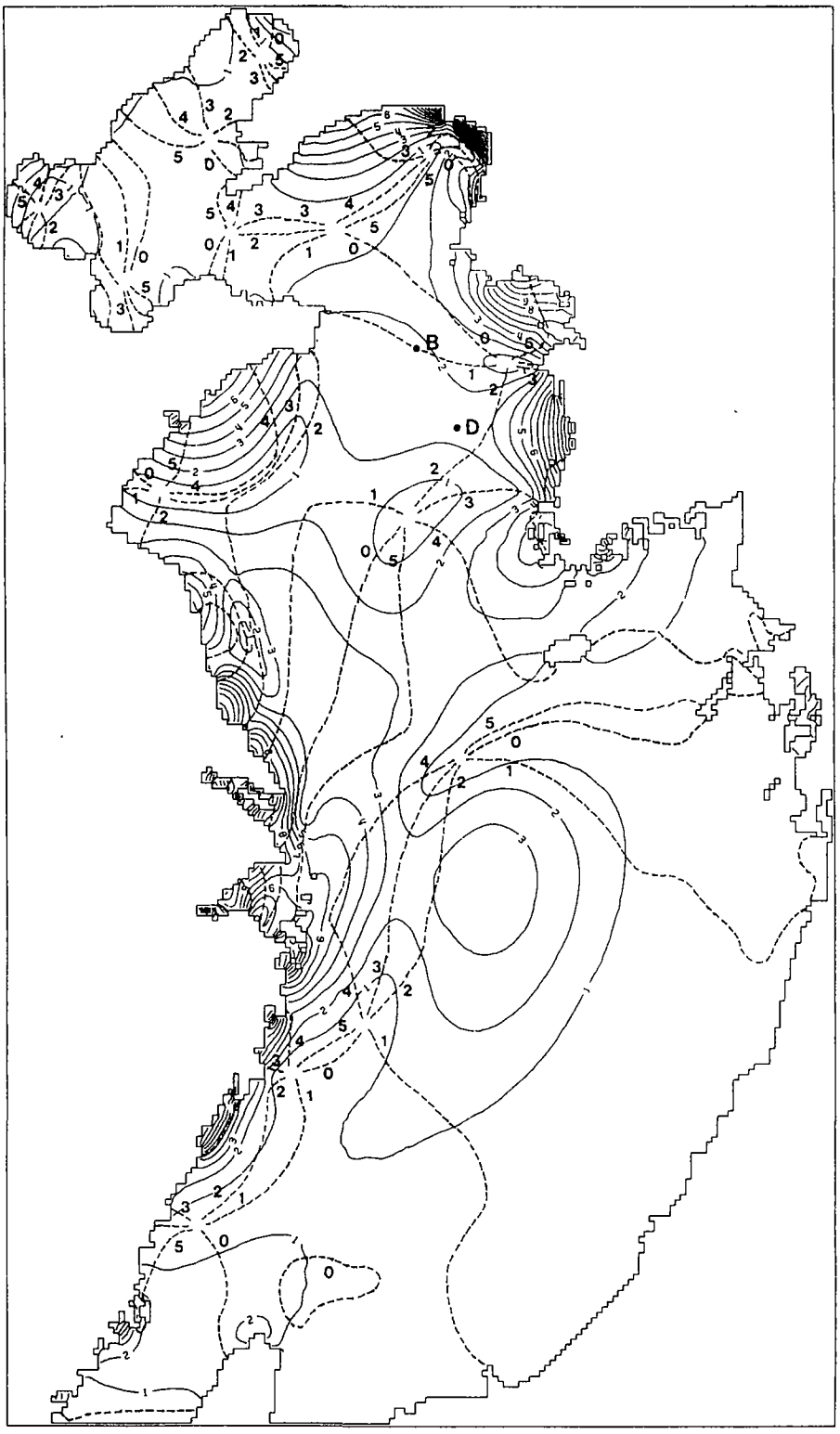
IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10



(a)

Fig. 6(a). Computed M_4 tidal chart for the coefficient of Smagorinsky formula $C_s = 0.3$ and Chezy friction coefficient $C = 64.336\ m^{1/2}/s$. B and D denote the offshore tidal stations for validation of 0(1) and 1(2) h co-tidal lines of the $M_4(MS_4)$ tide.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10



(b)

Fig. 6(b). Same as Fig. 6a except for MS_4

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

4.2. Effects of tide generating force

As expected, the tidal regime in the YECS consists of independent tide, driven by the tide generating force (TGF) in the model domain, and co-oscillating tide, affected by tidal propagation from the northwestern Pacific. From this point of view two kinds of experiments were carried out. Firstly, an experiment with TGF, but without external co-oscillating tidal force from open boundaries, was carried out, and the results were subject to analysis to yield tidal chart by TGF. Secondly, both computations with and without TGF were carried out, but both experiments considered external force from open boundaries. The amplitude and phase lag were computed by analyzing the difference between the solutions with and without TGF in the equations of motion as is done in Pingree and Griffiths (1987).

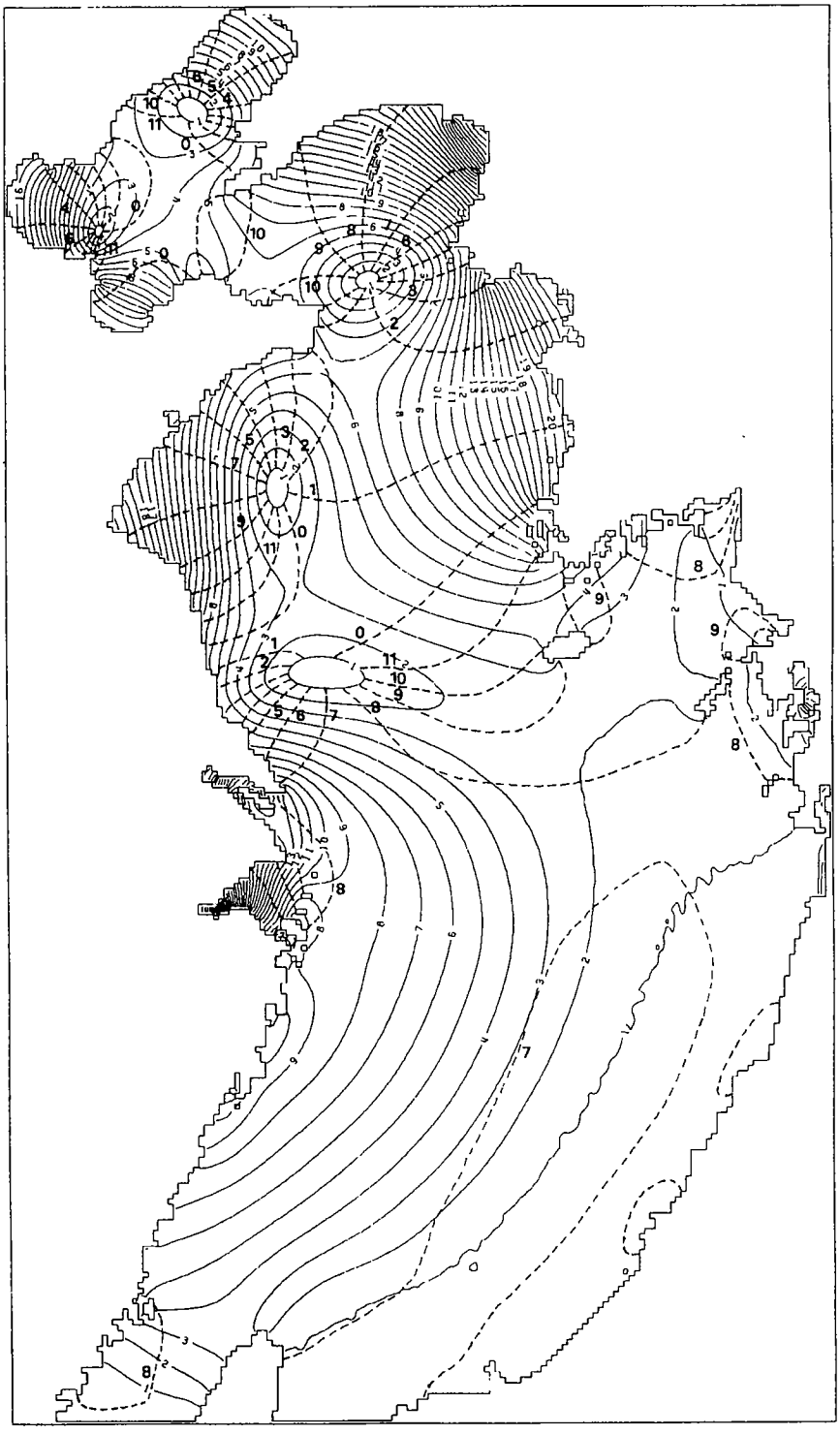
Fig. 7a shows computed tidal chart of the M_2 constituent generated only by TGF (independent tide) without external force and Fig. 7b with external force. That is, co-oscillating tide from northwestern Pacific was not considered in the result of Fig. 7a. Both figures show a standing wave pattern at the deep water region around the Okinawa Trough and progressive wave character on the continental shelf. In Fig. 7a two amphidromic points south of the Shandong Peninsula are worth noting. Furthermore, two amphidromic points appear clearly in the Pohai Sea. The high amplitude only by pure tide generating force reached up to nearly 27 cm in the Kyunggi Bay and 35 cm at Seohan Bay.

Fig. 7b is the tidal chart of the M2 by TGF with external force. That is, the effect by co-oscillating tide from northwestern Pacific was considered. All amphidromic points by TGF tend to move westward and show a degenerate amphidrome pattern. In particular, amphidromic points near the Yangtze river estuary and in the western Pohai Sea, in Fig. 7a, completely disappeared. The amplitude in Fig. 7b reaches up to 10 cm at the Kyunggi Bay and 5 cm in the Seohan Bay, much decreased compared to that of Fig. 7a.

The S_2 amphidromic patterns by TGF with and without external force are more or less similar to those of the M_2, however, with only one amphidromic point south of Shandong Peninsula. The amplitude only by TGF reaches up to 12 cm in the Kyunggi Bay and 15 cm in the Seohan Bay. The amplitudes again decrease to 4 and 2 cm in the Kyunggi and Seohan Bays, respectively, when external force at open boundaries is included. More dominant dissipation of the M_2 and S_2 amplitudes in the Seohan Bay seems to be caused by relatively shallower depths and strong current speeds around 60 cm/s for the v component at 10–20 m isobath region, as also seen in Lie (1995). The amplitude of the K_1 tide by TGF without external force is at most 1 cm order of magnitude in the Seohan Bay. This small amplitude may be due to the smaller amplitude of tidal potential and relatively smaller amplification of tidal waves in the Yellow Sea, compared with those of the semi-diurnal constituents, which is not shown here.

As shown above, the amplitude by TGF with co-oscillating tide was found to be about 10 and 4 cm in the Kyunggi Bay for M_2 and S_2 constituents, while those by diurnal constituents are less than 1 cm. The TGF effect for the M_2 constituent was found to increase the amplitude of the co-oscillating tide by nearly 1.0% at Inchon in

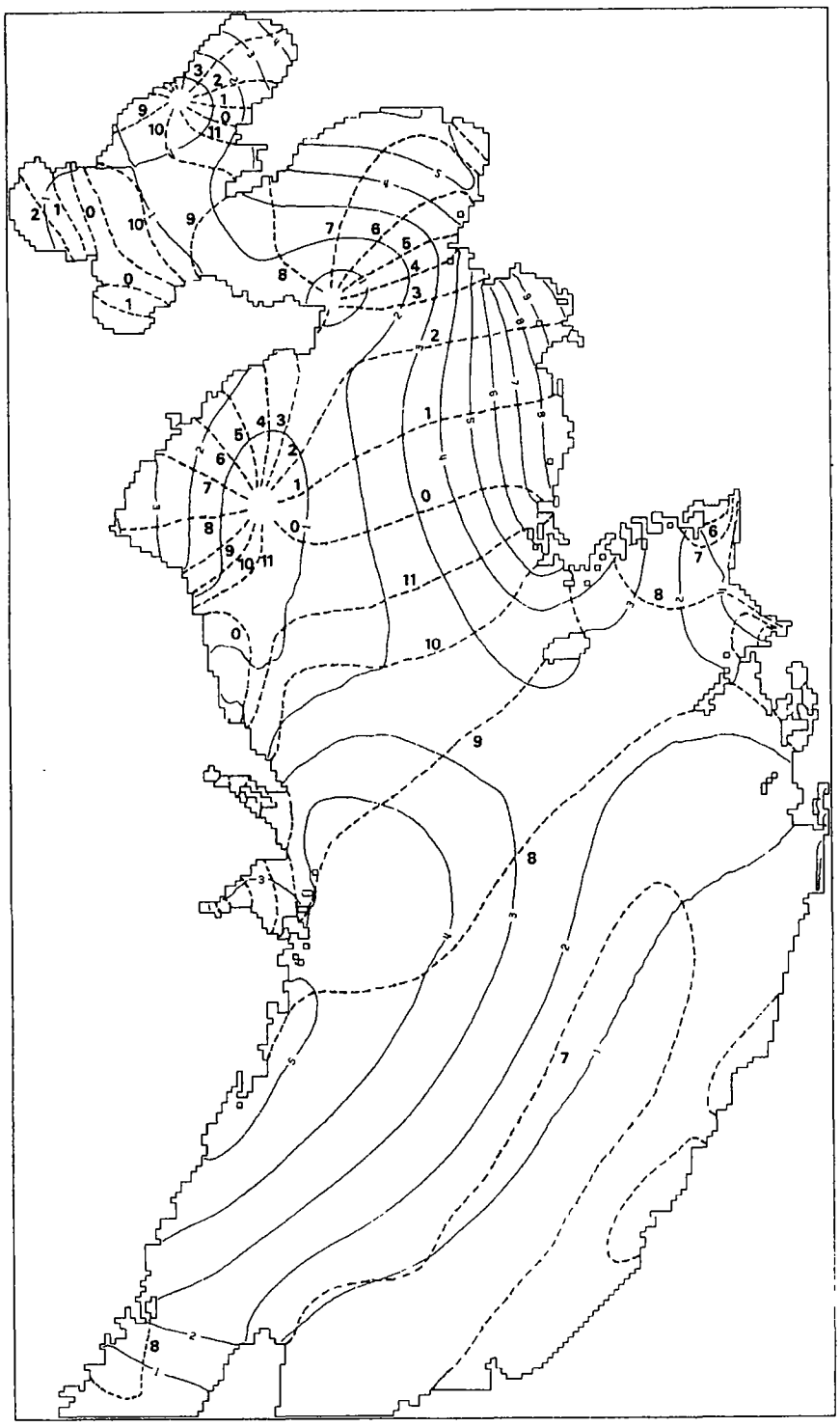
IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10



(a)

Fig. 7(a). Computed M_2 tidal chart by tide generating force without co-oscillating tide effect from the northwestern Pacific.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10



(b)

Fig. 7(b). Computed M_2 tidal chart by tide generating force similarly to Pingree and Griffiths (1987) with co-oscillating tide effect from the northwestern Pacific.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

the Kyunggi Bay. However, the effect for other constituents at Inchon was found to decrease the amplitude by about 1.0° 2.5% due to phase lag larger than 90°between the results with and without TGF.

Now let us consider the dynamics for different patterns of tidal regime between Fig. 7a and b. The frictional damping effect to a certain frequency motion by other components in quadratic friction form was studied by Godin and Gutierrez (1989), and Reinecker and Teubner (1980) examined the movement of amphidrome by friction effect. Kang (1995) also showed that the westward movement of the M_2 amphidrome in the Yellow Sea is driven by nearly equal amounts, both by bottom friction and head opening effect. Therefore, the decrease of amplitude and the westward movement of amphidromic points in Fig. 7b, compared with those of Fig. 7a, can be explained by the dynamical process that tidal waves only by TGF experience an increased frictional damping by the co-existence of the co-oscillating tides by external force and the westward movement of amphidromic points results from the dissipation of the incident and reflected tidal waves by TGF. Quantitatively without co-oscillating tide the M_2 amplitude by TGF at the inner Kyunggi Bay are in the range of 20–27 cm, approximately equal to those of the diurnal constituents. This indicates that the relative damping contribution of the co-oscillating M_2 tide to the M_2 tide by TGF is roughly of the same order of magnitude (about 25%) as to the $O_1(K_1)$, as is shown in discussion section for the mutual damping contribution among the major constituents. Garrett (1975) pointed out that independent tide according to the definition of Defant (1960) would be partly 'co-oscillating' and the definition does not seem to be appropriate, since tidal elevation would not be zero at the mouth of the gulf. Defant's definition, however, was adopted here, as done by Pingree and Griffiths (1987), because the main purpose of the present study of TGF is how the independent tide is affected by co-oscillating tides and the results with Garrett's definition would be confined to the domain near the open boundary.

4.3. Effects of momentum diffusion term and different friction formula

As expected from the form of momentum diffusion term of Eqs. (5), having second-order differentiation, the term has some smoothing effect, which is specially effective to the high wave number motion. It is well known that momentum diffusion term is often used to smooth out high frequency motion and to obtain a stable numerical solution. Therefore, it is expected that the tidal charts of semi-diurnal or diurnal constituents with and without the momentum diffusion term do not differ from each other. However, the solution of the quarter-diurnal M_4 constituent, which has a relatively high frequency wave compared with semi-diurnal or diurnal constituent, is expected to respond to whether momentum diffusion term is included or not.

As already introduced, Fig. 6a is the tidal chart of the M_4 tide with Smagorinsky coefficient $C_s = 0.3$ and Chezy coefficient $C = 64.336\ \mathrm{m}^{1/2}/\mathrm{s}$. An experiment with $C_s = 0.0$ and $C = 64.336\ \mathrm{m}^{1/2}/\mathrm{s}$ has been carried out in order to investigate the role of momentum diffusion term. The result is shown in Fig. 8. At a glance the tidal charts of Figs. 6a and 8 seem to be almost the same, but a closer look shows a slight difference. The pattern of three amphidromes above Taiwan shows a different configuration, and

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

the 3 h line northwest of Cheju island also shows a slightly different feature. In the case of the co-amplitude line, the 4 cm line is connected to Cheju island in Fig. 6(a), but not connected to it in Fig. 8. Also, the locations of co-amplitude lines in the Kyunggi Bay are slightly different between the two figures. Considering that the momentum diffusion term is often used to damp out high wave number motion, it is worth noting that the momentum diffusion term has an effect on tidal wave motion up to the M_4 tidal wave, even though its effect is relatively small.

The response of the model to the different friction forms of (6a) and (6b) is now examined. The tidal chart of M_2 using the depth dependent form of friction coefficient (6b) is presented in Fig. 9. Comparing Figs. 3 and 9, the general patterns between M_2 tidal charts are more or less the same. This general agreement is quite interesting, since the magnitude of bottom friction plays an important role in dissipating tidal waves and influencing the movement of the amphidrome. A careful look shows that the differences are found in the locations of 280 cm co-amplitude and 5 h cotidal lines of the M_2 in the Kyunggi Bay. The degenerate amphidrome feature of the M_2 in the Pohai Sea is also increased in Fig. 9. For the M_4, the locations of amphidromes vary more sensitively than for the M_2 (not shown here). The amplitude and phase difference of the M_4 at stations in the Kyunggi Bay are listed in Table 8. This table illustrates that the amplitude differences are less than about 1 cm, and noticeable phase delay with depth-dependent friction coefficient appears. Model results also show the M_4 in the shallow region appears more actively generated by the depth dependent form, since the nonlinearity may be enhanced at shallower depths.

5. Discussion

Of particular interest is the existence of the high M_4 amplitude zone in Fig. 6a along the west coast of Korean peninsula, especially in the Kyunggi Bay, off Kunsan and around southwestern tip of the peninsula. The fact that the tidal waves in such a bay as the Yellow Sea consist of Kelvin and Poincare waves (e.g. see LeBlond and Mysak, 1978) implies that the Poincare waves may play an important role in the M_4 amplitude pattern and they are trapped over the zones. This idea is shortly examined with an assumption that the generated M_4 tidal waves also have propagating features in the Yellow Sea.

Let the parameters of the Yellow Sea be mean depth of $H = 50$ m and width of $b = 600$ km for latitude of 36°N, then the critical periods T_c of the 1st and 2nd Poincare waves are 12.1 and 7.1 h from the following relation (LeBlond and Mysak, 1978; Kang, 1984).

$$\frac{2\pi}{\omega_c} = T_{c_n=1,2} = \frac{2\pi}{(f^2 + n^2\pi^2 gH/b^2)^{1/2}} \tag{9}$$

Therefore, the 1st ($n = 1$) and 2nd ($n = 2$) Poincare modes become propagating modes, since the period of the M_4 (6.2 h) is shorter than the critical periods, and the modes have a prevailing influence on the M_4 amplitude, resulting in a complicated

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

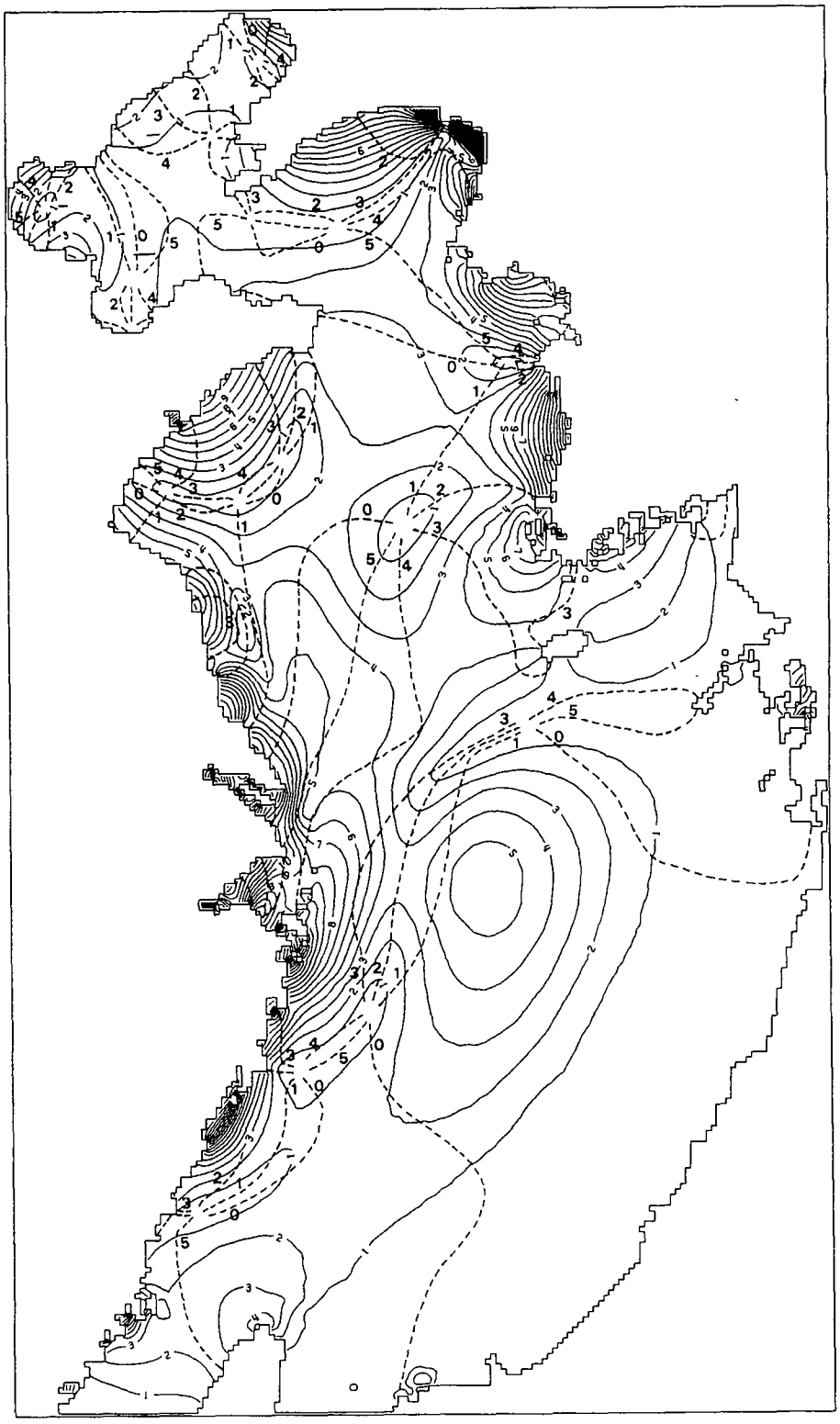


Fig. 8. Computed M_4 tidal chart for coefficient of Smagorinsky formula $C_s = 0.3$ and Chezy friction coefficient $C = 64.336\ m^{1/2}/s$.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

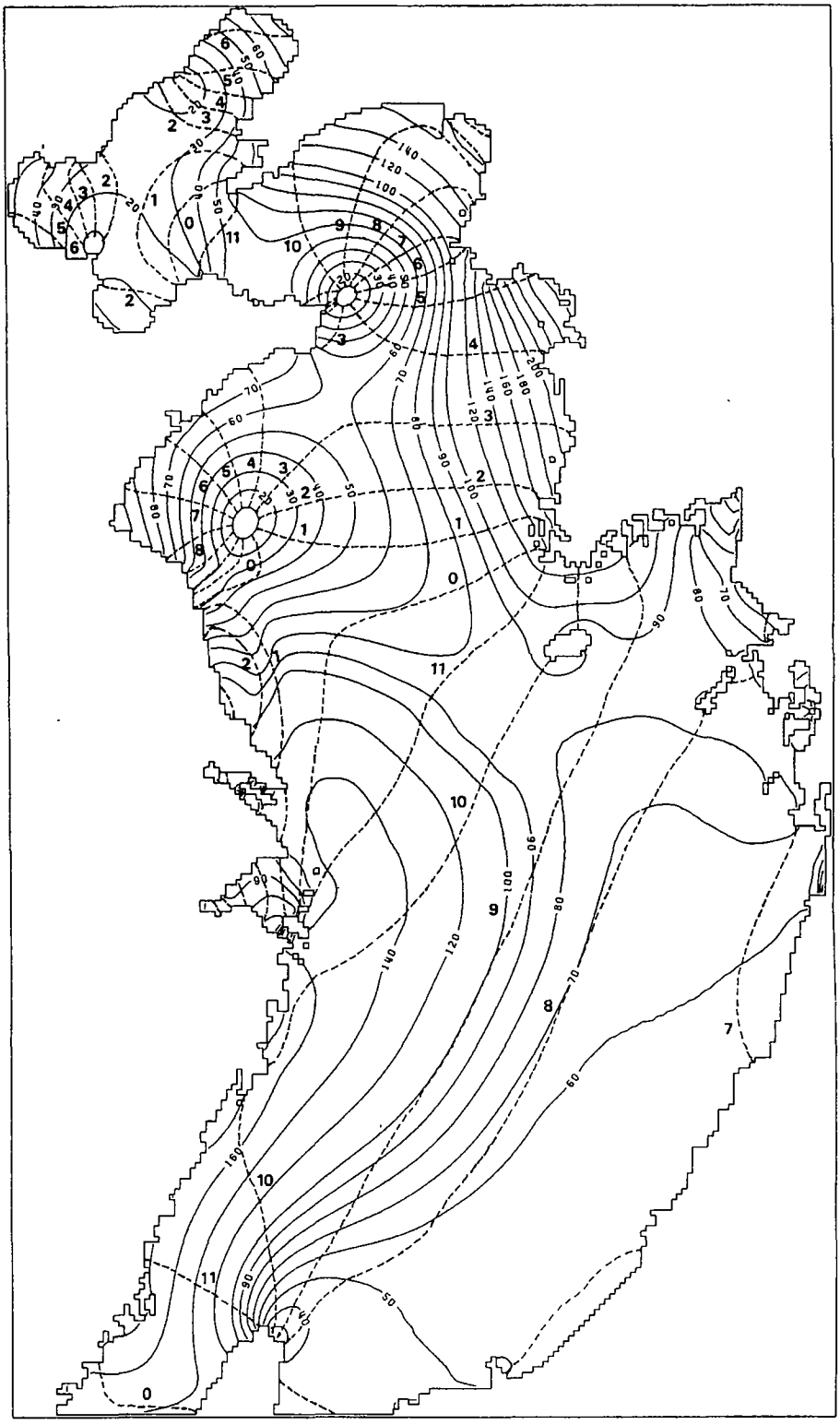


Fig. 9. Computed M_2 tidal chart with Chezy friction coefficient of a depth-dependent form of $C = h^{1/6}/n$ $m^{1/2}/s$ with h and n being depth and 0.029.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

Table 8
Difference (DIF = *DEP-CON*) of the M_4 harmonic constants between the results with constant (CON) and depth-dependent (DEP) drag coefficients at the Kyunggi Bay (amplitude (am) in cm and phase lag(ph) in degrees)

Site	DIF (*am, ph*)	Site	DIF (am,ph)
IC	(1.1, 1.1)	SD	(0.8, 5.0)
PM	(0.4, 2.5)	IP	(−0.3, 3.5)
JW	(0.0, 4.6)	SK	(−0.3, 8.0)
YD	(0.3, 4.4)	AD	(−0.3, 8.4)
SM	(0.0, 5.9)	GD	(−0.1,10.6)

amphidromic system (Brown, 1973). Actually it is likely that the analytical model, as used by Kang (1984) with semi-diurnal and diurnal tides, is carefully applied to the M_4 tide, since M_4 tidal wave also has a generated feature in the YECS as well as the southward propagation in the Yellow Sea in contrast to the northward propagation of the semi-diurnal or diurnal constituents. The fact that the M_4 tidal wave propagates southward along the west coast of the Korean peninsula, however, could also be interpreted as the mechanism that the reflected Poincare waves prevail over the incident waves.

In this numerical experiment we utilized only 5 major constituents. However, since the frictional damping effect (Godin and Gutierrez, 1986) between tidal constituents exists, it is necessary to investigate if the friction damping for each component is sufficient or not. In particular, qualitatively accurate evaluation is required for the effect of the bottom friction both to the damping of amplitude and influence to phase speed of tidal wave speed. Therefore, mutual damping effects have been estimated using the current data at I, F, D and B. 30 constituents for I and 36 constituents for F, D and B were obtained. Let u_0 be a vector consisting of 30 or 36 tidal components and mean current. Then, the approximate relation (13a) for the bottom friction of Godin and Gutierrez (1986), which acts as a damping term on the input frequency, is expressed by (10).

$$\frac{2u_0|u_0|}{U_T^2} = \sum_{j=1}^{n}\left(ma_j + \frac{3}{4m}a_j^3 + \frac{3}{2m}\sum_{k\neq j} a_j a_k^2\right)\cos\sigma_j,\ n = 30 \text{ or } 36 \tag{10}$$

with

$$u_0 = \sum_{j=1}^{n} a_j' \cos(\sigma_j' t - b_j'),\ \sigma_j = (\sigma_j' t - b_j'),\ a_j = a_j'/U_T \text{ and } U_T = \sum_{j=1}^{n} a_j'$$

where σ_j' are the frequencies of the tidal input component, m a constant equal to 0.7, and a_j' and b_j' the amplitude and the phase lag of the components. The frictional contributions of 5 constituents to 5 components were computed using (10) and major axis components, since the major axis components are predominant at most stations

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

Table 9
Composition of relative contributions of the damping terms for the major 5 constituents and sum of 5 constituents (M_2, S_2, N_2, K_1, O_1) at station D of Fig. 1

k		$j = O_1$	$j = K_1$	$j = N_2$	$j = M_2$	$j = S_2$
Contribution of (%)	O_1	64.6	1.2	1.2	1.4	1.2
	K_1	2.2	65.4	2.2	2.5	2.2
	N_2	0.9	0.9	64.4	1.1	1.0
	M_2	25.1	25.2	25.0	86 9	25 8
	S_2	6.8	6.8	6.7	7 7	69.3
Contribution (%) by own component		64 6	65.4	64 4	86.9	69 3
Sum of 5 comp.		99.6	99.6	99.6	99 5	99 6

in the central Yellow Sea. The result for station D is given in Table 9 where the sum of 5 constituents is also calculated. The contributions of O_1, K_1, N_2 and S_2 to the damping of themselves are in the range of 65–70%, while the contribution of M_2 to the damping of itself is about 87%. The contribution sum of 5 constituents to each component is more than 99%, indicating that the inclusion of only 5 major constituents in the central Yellow Sea is sufficient to consider the damping effect by the bottom friction to each constituent. It is worth noting that the contribution of M_2 to other constituents is about 25%, and is the second most important factor.

6. Conclusions

The present tidal modeling considers full non-linear, horizontal momentum diffusion and tide generating force terms for the Yellow and East China Seas. In particular the open boundaries were extended to Ryukyu islands where observed tidal data are available. Also, more explicit comparison between observed and computed data has been carried out, and especially the validation using tidal current data were attempted. It was demonstrated that the calculated M_2 tidal chart by the present study shows explicitly that the M_2 co-tidal chart is more accurate along the eastern Yellow Sea, based upon comparison between model results, observation, existing charts and previous models, while the feature of over-dissipation of the K_1 tide in Kyunggi Bay appears from model results. The computed major and minor axis speed for M_2 and K_1 are generally in good agreement with observed ones, and the present study shows more accurate results for categorizing the rotation domain of tidal ellipse in the Cheju Strait than previous study.

In particular the validation of the M_4 and MS_4 tides was carried out against observed data and the regimes of the higher harmonics constituents in the YECS have been investigated. The results of the present model and observed data for the M_4 and MS_4 tide have revealed that the M_4 and MS_4 tidal waves in the eastern Yellow Sea propagate southward. The model result also shows that there exist complicated

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

amphidromic systems for the two constituents in the Yellow Sea. The relatively large value of the M_4 amplitude in the Kyunggi Bay, off Kunsan and southwestern tip of the Korean peninsula implies that the M_4 tidal wave seems to be trapped around the areas. The large deviation in phase lag of the M_4 in the Kyunggi Bay implies that the model simulates the propagation of the M_4 with a relatively large error, and this needs to be investigated further in the future.

The experiment with a subgrid-scale stress term has shown that the momentum diffusion term has an effect on tidal wave motion up to the M_4 tidal wave, even though its effect is relatively small. The experiment with depth-dependent drag coefficient illustrates that the generated amphidrome feature of the M_2 in shallow region such as Pohai Sea is enhanced, in spite of the generally similar pattern when compared with the result using a constant drag coefficient, while the amphidromes of the M_4 respond sensitively. This may be due to the enhanced nonlinearity and dissipation.

The present study also demonstrates that the amplitude of the tidal wave only by TGF decreases and the amphidrome moves westward, when the co-oscillating tide by external boundary force coexists. This could be interpreted as a process in which the incident and reflected independent tidal waves with lesser amplitudes experience a frictional damping under co-oscillating tidal waves in a similar way to frictional damping process between tidal constituents.

Acknowledgements

We would like to thank Dr. M.G.G. Foreman of Institute of Ocean Sciences (IOS), Canada, for reading the manuscript and providing helpful suggestions and Dr. C.L. Smith of IOS for reading the manuscript and English corrections. We express our thanks to JODC, JMA, KODC and ROKHO for kindly supplying the hourly tidal data, and Prof. Hsueh of Florida State University for supplying the current data in the eastern Yellow Sea. We also thank the reviewers for their constructive criticism of an earlier version of the manuscript. Partial support for this research was provided by the Korea Ministry of Science and Technology through Grant BSPN 00257-812-1, BSPN 00278-901-1 and BSPN 00261-825-2.

References

Abbott, M.B., Mccowan, A., Warren, I.R., 1981. Numerical modeling of free-surface flows and coastal waters. In: Fisher, H.B. (Ed.), Transport Models for Inland and Coastal Waters, Academic Press, New York.

Abbott, M.B., Basco, D.R., 1989. Computational Fluid Dynamics: an Introduction for Engineers. Wiley, New York.

An, H.S., 1977. A numerical experiment of the M_2 tide in the Yellow Sea. Journal of Oceanographical Society of Japan 33, 103–110.

Brown, P.J., 1973. Kelvin-wave reflection in a semi-infinite canal. Journal of Marine Research 31, 1–10.

Choi, B.H., 1980. A tidal model of Yellow Sea and Eastern China Sea. KORDI Report, 80-02, Korea Ocean Research and Development Institute, Seoul.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

Choi, B.H., 1990. Development of fine-grid numerical tidal models of the Yellow Sea and the East China Sea. Journal of Korean Society of Coastal and Ocean Engineers 2(4), 231–234 (in Korean).

Deardorff, J.W., 1971. On the magnitude of the subgrid scale eddy coefficient. Journal of Computational Physics 7, 120–133.

Defant, A., 1960. Physical Oceanography, vol. II, Pergamon, Oxford.

Elder, J.W., 1959. The dispersion of a marked fluid in a turbulent shear flow. Journal of Fluid Mechanism 5, 544–560.

Fang, G., 1986. Tides and tidal currents in the East China Sea, Huanghai Sea and Bohai Sea (manuscript).

Fang, Z., Ye, A., Fang, G., 1991. Solutions of tidal motions in a semi-closed rectangular gulf with open boundary condition specified. In: Parker, B.B. (Ed.), Tidal Hydrodynamics, Wiley, New York, pp. 153–168.

Flather, R.A., 1994. A storm surge prediction model for the northern bay of Bengal with application to the cyclone disaster in April 1991. Journal of Physical Oceanography 24, 172–190.

Foreman, M.G.G., 1977. Manual for Tidal Heights Analysis and Prediction. Pacific Marine Science, Report, 77-10, IOS, British Columbia, Canada.

Foreman, M.G.G., Walters, R.A., Henry, R.F., Keller, C.P., Dolling, A.G., 1995. A tidal model for eastern Juan de Fuca Strait and the southern Strait of Georgia. Journal of Geophysical Research 100, C1, 721–740.

Foreman, M.G.G., Henry, R.F., Walters, R.A., Ballantyne, V.A., 1993. A finite element model for tides and resonance along the north coast of British Columbia. Journal of Geophysical Research 98, C2, 2509–2531.

Garrett, C., 1975. Tides in gulfs. Deep-Sea Research 22, 23–35.

Godin, G., Gutierrez, G., 1986. Non-linear effects in the tide of the Bay of Fundy. Continental Shelf Research 5, 379–402.

Harkema, R., Hsueh, Y., 1987. A compilation of moored current meter data in the Eastern Yellow Sea January–April 1986. Tech. Rept. CMF-87.01, Department of Oceanography, Florida State University, Tallahassee.

Hunter, J.R., 1975. A note on quadratic friction in the presence of tides. Estuarine and Coastal Marine Science 3, 473–475.

Kang, S.K., Lee, S.R., Yum, K D., 1991. Tidal Computation of the East China Sea, the Yellow Sea and the East Sea. In: Takano, K. (Ed.), Oceanography of Asian Marginal Seas, Elsevier Oceanography Series 54, pp. 25–48.

Kang, S.K., 1991. Non-linear tidal modeling of the East China Sea, the Yellow Sea, and the East Sea. M. Sc. Thesis, H.H. 65, International Institute for Hydraulic and Environmental Engineering (IHE) and Danish Hydraulic Institute.

Kang, S.K., 1995. An analytical model of tidal waves in bay and strait under current effect, Ph.D. Thesis, Seoul National University.

Kang, S.K., Chung, J.-Y., Lee, S.-R., Yum, K.D., 1995. Seasonal variability in the M_2 tide in the seas adjacent to Korea. Continental Shelf Research 15(9), 1087–1113.

Kang, Y.Q., 1984. An analytical model of tidal waves in the Yellow Sea. Journal of Marine Research 42, 473–483.

Larsen, L.H., Cannon, G.A., Choi, B.H., 1985. East China Sea tide current. Continental Shelf Research 4(1/2), 77–103.

Leblond, P.H., Mysak, L.A., 1978. Waves in the Ocean. Elsevier, Amsterdam.

Le Provost, C., 1976. Theoretical analysis of the tidal wave's spectrum in shallow water area. Memories de la Societe Royale des Sciences de Liege, 6th serie, T.X, 97–111.

Lee, S.H., 1989. Scattering of tidal waves and residual currents around an island on the shelf sea. Ph.D. Thesis, Seoul National University.

Lie, H.J., 1995. Ocean circulation and material flux of East China Sea (first year)—Eastern East China Sea. KORDI report number, BSN 00257-812-1, 462pp (In Korean).

Lilly, D.K., 1967. The representation of small scale turbulence in numerical simulation experiments. In: Proceedings of the IBM Scientific Computing Symposium on Environmental Sciences, IBM form No. 320–1951.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

Kim, K., Lee, S.H., 1986. Variation of the M_2 tide amplitude around Jeju-Do. Journal of the Oceanological Society of Korea 21, 171–183.

Murray, M.T., 1963. Tidal analysis with an electric digital computer. Casbiers Oceanography, pp. 699–711.

Nishida, H., 1980. Improved tidal charts for the western part of the north Pacific Ocean. Report of Hydrographical Research, Number 15.

Odamaki, M., 1989. Tides and tidal currents in the Tsushima Strait. Journal of Oceanographical Society of Japan 45, 65–82.

Ogura, S., 1933. The tides in the seas adjacent to Japan. Bulletin of Hydrographic Department, Imperial Japanese Navy, No. 7, 1–189.

Pingree, R.D., Maddock, L., 1978. The M_4 tide in the English channel derived from a nonlinear numerical model of the M_2 tide. Deep-Sea Research 25, 52–63.

Pingree, R.D., Griffiths, D.K., 1987. Tidal friction for semidiurnal tides. Continental Shelf Research 7, 1181–1209.

Reinecker, M.M., Teubner, M.D., 1980 A note on frictional effects in Taylor's problem. Journal of Marine Research 38, 183–191.

Smagorinsky, J.S., 1963. General circulation experiment with the primitive equations: I the basic experiment. Monthly Weather Review 91, 99–164.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

제 13 절 양자강유출수 수치실험

제 6 절의 양자강유출수 수치실험에서는 조석의 영향을 살펴보았으며, 본 절에서는 해저지형 및 바람의 영향과 유출량 조절에 의한 변화를 파악하는 수치실험의 결과로서 2차년도보고서 내용을 바탕으로 한국해양학회지에 발간된 논문을 전재하였다.

모델은 Princeton Ocean Model을 이용하였으며 모델영역은 북쪽으로 산동반도와 태안반도를 잇는 선, 동쪽은 대한해협 그리고 남동쪽은 Ryukyu열도까지를 포함하였다. 모델링 결과 실제수심의 도입은 양자강 북쪽으로의 저염수의 확장을 용이하게 하는 것으로 나타났으며, 바람에 대한 Ekman 반응에 따라 유출수의 방향이 매우 민감하고 남풍이 유출수를 제주도쪽으로 확장시키는데 가장 큰 영향을 미치는 풍향임을 보였다. 또한, 조석, 바람 및 해류가 없는 경우에 양자강유출수 자체만으로도 우리나라 남해를 포함하여 황해까지의 해황과 순환 형태에 상당한 영향을 미치는 것을 보여주었다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

Journal of the Korean Society of Oceanography
Vol. 34, No. 4, pp. 185—199 December 1999

A Numerical Experiment on the Dispersion of the Changjiang River Plume

INKWEON BANG AND HEUNG-JAE LIE
Physical Oceanography Division, Korea Ocean Research and Development Institute
Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea

With a realistic geography and topography the Princeton Ocean Model is used to study the effects of topography, wind and time-varying Changjiang (Yangtze) River discharge on the dispersion of the Changjiang River plume in the Yellow and East China Seas. The topographic feature of deepening offshore suppresses the offshore expansion of the discharged low salinity water while spreading along the coast is not hindered. Also the spreading of the Changjiang River plume is very sensitive to wind conditions and the southerly wind is most responsible for the eastward expansion toward the Cheju Island. It is also shown that the influence of the Changjiang River Diluted Water on the hydrography and circulation of the Yellow Sea including the South Sea of Korea is substantial even in the absence of tide, wind and current.

INTRODUCTION

The Changjiang River originates from the Tibetan Plateau and empties to the East China Sea. Its length is 6,300 km and in the middle of the Changjiang River Three Gorges Dam is now under construction with the scheduled completion year of 2009. The freshwater discharge of the Changjiang River is the third largest in the world after the Amazon River and the Congo River. The annual discharge is 900 km^3 and it corresponds to about 32 times that of the Aprok River and 18 times that of the Yellow River (Hong *et al.*, 1995). Therefore, this huge amount of freshwater discharge would influence not only on the ocean environment and circulation in the East China Sea but also those in the Yellow Sea. Furthermore, as the construction of the Three Gorges Dam is expected to cause big changes in the East China and Yellow Seas, prediction studies on the possible changes as well as data gathering prior to the construction are absolutely necessary.

In July and August, 1998 there were lots of losses in the properties and lives in China due to heavy rains and flooding. A record-high water levels were observed and we may therefore assume that the discharge was about the same as that in August 1954 when the largest monthly mean discharge of 84,000 m^3/s was observed (Shen *et al.*, 1998). Observation data in Shen *et al.* (1998) are from the Datong Station located 640 km upstream from the river mouth and the annual mean discharge over 36 years (1950—1985) is 28,400 m^3/s.

The behavior of the Changjiang River Diluted Water (hereafter CRDW) shows seasonal variations. Observations showed that in winter the outflow of the Changjiang River flows southward along the coast but in summer it directs to the northeast toward the Cheju Island (see Fig. 6 in Hu, 1994). Low salinity water which appears in summer occasionally near the Cheju Island and causes annihilation of the fish and bivalves is suspected to originate from the CRDW. The low salinity water spotted even in the East Sea is suspected to originate from CRDW with the trajectories of the recent drifter experiments (Lie *et al.*, 1998). The turning of the outflow to the right (southward) in winter is due to the Coriolis effect. However, the northeastward turning in summer requires other dynamical explanations and many efforts have been attempted to explain it (Guan, 1994; Mao *et al.*, 1963; Cao, 1980; Le, 1984; Yuan *et al.*, 1982; Hu, 1994).

Guan (1994) considered the fluctuation of the Changjiang River discharge as one of the major factors controlling the dimension and direction of the CRDW. He also listed the seaward deepening of the bottom, boundary effect of the Taiwan Warm Current, southerly wind and baroclinic effects as possible factors influencing the northeastward turning. Importance of the lateral mixing is also mentioned by many researchers (Mao *et al.*, 1963; Cao, 1980; Le, 1984; Yuan *et al.*, 1982). Hu (1994) concluded that the wind

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

is the major factor for the turning, *i.e.* the southerly wind is dominant in summer and the current is northward or northeastward from the coast to the offshore (the Kuroshio and its branches are also responsible for this). He noticed also that when wind collapses or reverses either in winter or in summer for a certain period of time, the plume turns right in summer or turns left in winter.

There have not been many numerical modeling studies about the detailed extent and range of the CRDW. Most numerical modeling studies on the ocean circulation in the Yellow and East China Seas considered the discharge of the Changjiang River as one of the boundary condition. Yuan and Su (1984) used a steady-state barotropic model and time-dependent two-layer model with poor resolution of 1°. For the discharge amounting to 34,000 m^3/s, the resulting plume was shown to be advected with the northward flowing Taiwan Current and blocked by the Yellow Sea Bottom Cold Water. Lee (1996) and Zhu and Shen (1996) simulated the winter and summer circulations in the Yellow and East China Seas using 3-dimensional numerical models. Recently, Lee (1999) included M_2 tide as well as the wind and the Kuroshio in the simulation of the time-varying circulation. However, in these studies river discharge from the Changjiang River was one of the many forcings that its individual effect could not be evaluated properly.

A coastal current is established along the coast on the right hand side of the river in the northern hemisphere after the passage of Kelvin wave (McCreary *et al.*, 1997). If the flow is nonlinear, an anticyclonic gyre is formed at the river mouth and the river outflow is bypassed through this gyre to feed the coastal current. However, this circulation pattern will be greatly altered if other effects are included such as topography, wind, mean current, tide. Furthermore, it is not easy to isolate the effects of individual forces if all of these external forces are present at the same time. Therefore, in this study we start from the very simple experiment and add factors one by one to the model to assess their individual impact on the ocean circulation in the Yellow and East China Seas.

Firstly, we are considering the effect of topography on the northeastward turning of the CRDW. It is studied by comparing the results with those of a control experiment which has a flat bottom. Secondly, effect of the wind on the dispersion of CRDW are discussed. The last experiment is performed by employing fluctuations in the Changjiang River discharge and we run the model for a period of two years. This experiment is aimed to examine the dispersion pattern of the CRDW and time required to reach Korea in the absence of any other external forces. The model experiments are unrealistic but they clearly show the importance of the CRDW both in the ocean circulation and in the ocean environment in the Yellow and East China Seas.

NUMERICAL MODEL

Princeton Ocean Model (POM) which is formulated in sigma coordinate system is used for this study and detailed model descriptions are given in Mellor (1996). Mellor and Yamada (1982) 2.5-level turbulence closure scheme is implemented for the calculation of the vertical eddy coefficients. The horizontal eddy coefficients are parameterized using the Smagorinsky diffusion formula

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

where Δx, Δy is the horizontal grid size and C is a constant taken to be 0.2.

Model domain consists of 139×249 horizontal grids with 5'×3.75' grid spacing and spans the area of about 21°—37°N, 119°—130°E. Topography data compiled by KORDI (1997a) are used but maximum depth is set to 500 m. Since water depth increases to the east we set the depths at all grid points east of the first grid point where the water depth is greater than 500 m along each latitude line. This is done to avoid possible numerical instability in the region of sudden depth changes. Also depths at the grid points south of the 50th grid point are set equal to the depth at the 50th grid point (Fig. 1). Regions of these artificial treatments are far from the river mouth and are located in the downstream region that the solution is not expected to be affected. Integration time interval is 20 seconds for the external mode and 10 minutes for the internal mode. In vertical direction there are 10 layers (the layer is defined here as the water column between levels and the top and bottom levels correspond to the sea surface and the bottom, respectively) and the depths to the center of each layer (water depth is 20 m) are listed in Table 1. The Coriolis parameter varies with latitude and all boundaries are closed except the east and south boundaries where a radiating boundary condition is used.

Four y-grid points of 162—165 corresponds to the mouth of the Changjiang River and the width is about 28 km (Fig. 2). The river mouth is located at 35th

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

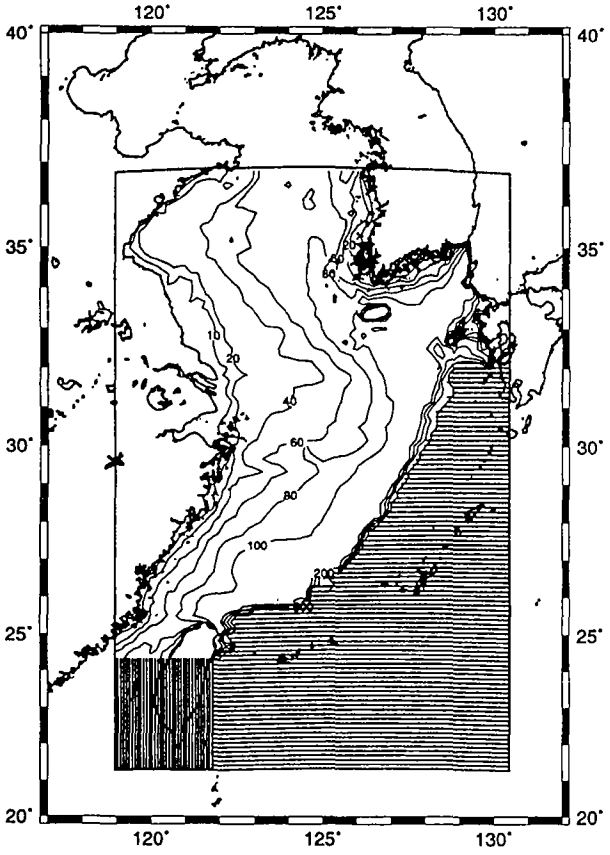


Fig. 1. The rectangular box shows the model region. Model is closed across the Korea Strait and along the Ryukyu Islands. Depth in the horizontally hatched area is 500 m and meridional depth change is zero in the vertically hatched area (isobath intervals are 20 m to 100 m and 100 m to 500 m. Isobath of 10 m is also shown).

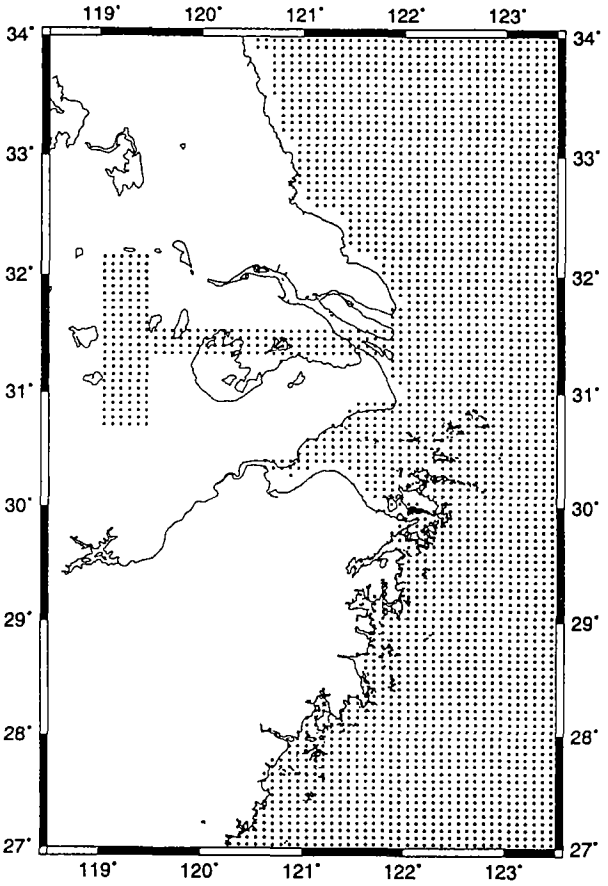


Fig. 2. Grid points near the Changjiang River. The model Changjiang River consists of a reservoir and a long channel.

x-grid point and its width is maintained to the 7th x-grid point. The Changjiang River estuary has two branches, North Branch (NB) and South Branch (SB) and net flow through the NB is practically zero (Kangshan *et al.* 1983). SB again is divided into two passages by the presence of the Changxing Island, North Passage (NP) and South Passage (SP). NP carries 2/3 of the total discharge and SP the rest. The combined width of NP and SP is about 20 km at the river mouth and is about one grid point smaller than the model river mouth but we do not expect the resulting change to be large

SP again is divided into two channels, North Channel (NC) and South Channel (SC). Net discharge through SC averaged over a tidal cycle is negative, *i.e.* landward and therefore all the discharge through SP occurs through NC (Kangshan *et al.*, 1983). The Changjiang River near the river mouth is oriented to the southeast, but NP and NC of SP where most of the discharge flows is more or less oriented to the east-southeast (ESE). Also, observations in summer shows that the outflow have a stronger eastward component than the southward component (Kangshan *et al.*, 1983). Thus, the model river mouth may represents the orientation of the Changjiang River properly.

The model river mouth is connected to a freshwater reservoir with 24 y-grid points wide and 6 x-grid

Table 1. Depths to the center of each layer

Layer	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Depth (m)	0.18	0.50	1.02	2.02	4 28	7.14	10.00	12.86	15.72	18.58

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

points long. Such freshwater reservoir is also employed in Oey and Mellor (1993) and this approach mitigates the need to prescribe boundary condition at the river mouth which usually takes the form of the two-layer estuarine circulation (for example, see Chao, 1988). The magnitude of discharge is controlled by setting the vertically averaged velocity over the west wall of the freshwater reservoir to a prescribed value. Salinity values are set to zero at all vertical layers of the west 30 grid points at every timestep.

RESULTS

Constant discharge experiment

In this experiment a constant velocity is given at the west wall of the freshwater reservoir to produce a constant discharge of about 80,000 m^3/s which presumably corresponds to the magnitude in summer, 1998. To find out the effect of topography, two cases, one with a flat bottom and the other with a realistic topography, are integrated for 100 days. The flat bottom case has a water depth of 20 m everywhere and the prescribed velocity is 5 cm/s. In the realistic topography case the prescribed velocity is increased to 10 cm/s to compensate for the shallower water depth at the river mouth. Discharge at the river mouth is monitored during the whole integration period (Fig. 3a). Initially the model ocean and river are filled with motionless waters of constant salinity of 35 psu (temperature is excluded in the computation).

In the flat bottom case the discharge jumps to about 80,000 m^3/s within one day and shows oscillations with almost equal period and amplitude. In Fig. 4 salinity distributions in the first layer are shown at 20-day interval for both the flat bottom and realistic topography cases. In this study the 34 psu isopleths are considered as the boundary of the low salinity plume. An anticyclonic gyre near the river mouth and a coastal current along the south coast are formed as in the channel experiment of KORDI (1997b). The coastal current reaches the Taiwan Strait (~25°N) after 40 days of integration with the propagation speed of about 19 cm/s. This speed is less than 23 cm/s of the channel experiment (KORDI, 1997b).

The offshore boundary of the coastal current remains stable until day 20 but it becomes unstable from day 30 and a wavelike structure is being developed. The boundary becomes more unstable with time and

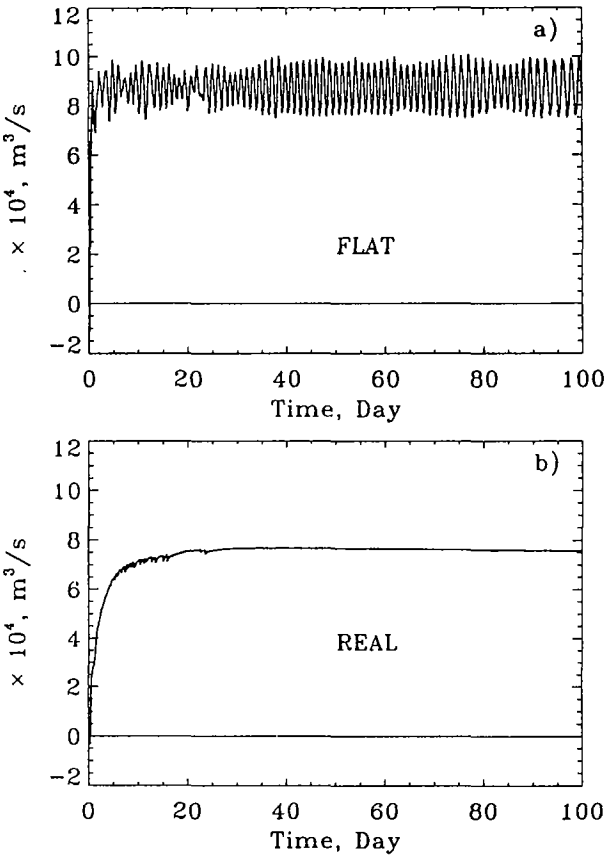


Fig. 3. Time variation of discharge at the river mouth for (a) flat bottom and (b) realistic topography case.

the coastal current becomes wider. At day 80 the low salinity plume arrives at the Taiwan Strait and surrounds the whole Taiwan at day 100. As a result the coastal current is wider than the bulge near the river mouth.

In the realistic topography case the discharge increases slowly as compared with the flat bottom case and the magnitude larger than 70,000 m^3/s is reached after 10 days of integration. Unlike the flat bottom case there are no significant oscillations. (Fig. 3b). Salinity distributions are similar to the flat bottom case but there are also differences (Fig. 4). The plume is shifted further north, the offshore expansion is less, and the coastal current is less unstable. All these differences are caused by the introduction of the topography and the east-west depth gradient is especially thought to play a major role. The water depth deepens to the east and therefore the isobaths are oriented along the north-south direction. The isobaths are lines of the equal potential vorticity that the east-west movement of the water column would be difficult

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

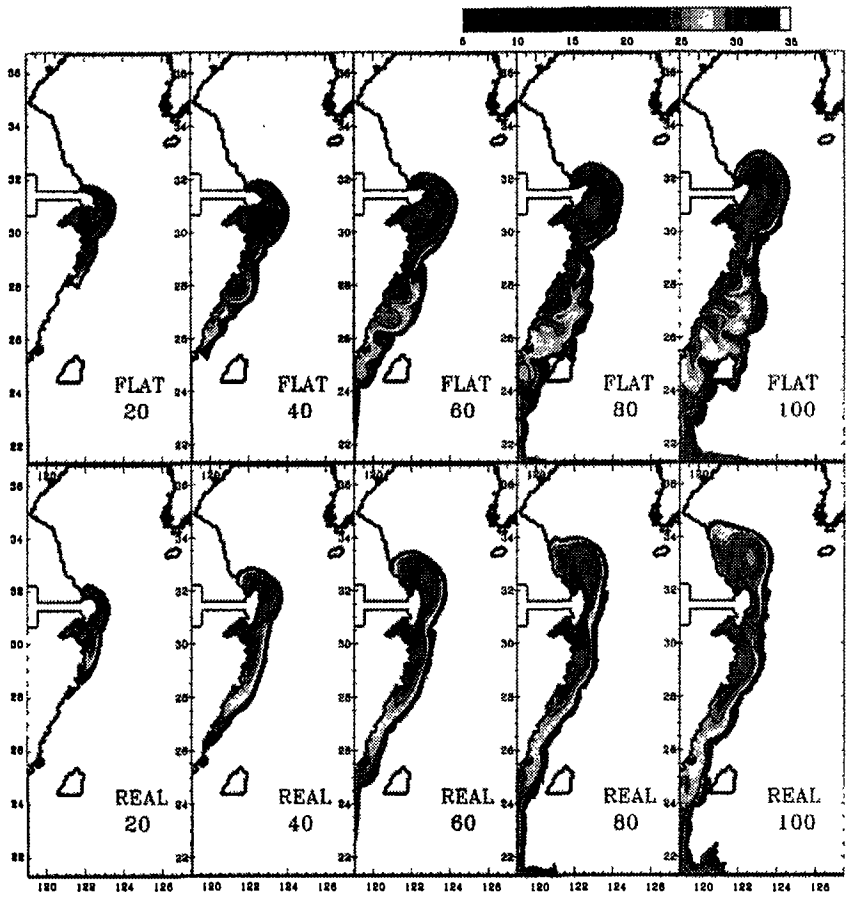


Fig. 4. Salinity distributions in the 1st layer at 20-day interval for the flat bottom (upper) and realistic topography (lower) cases (thick line indicates 30 psu).

while the north-south movement is rather easy. As a result, the coastal current becomes stable and the offshore expansion is reduced. The northward shift of the plume could be due to the positive vorticity induced by the stretching as the water column enters the deeper region from the shallower region. Or, it could be explained in terms of the coastally trapped solution of McCreary *et al.* (1997) in that a northward current along the north coast is formed as a compensating flow of the southward current along the offshore front.

The coastal current along the south coast reaches the Taiwan Strait after 100 days of integration, 20 days later than the flat bottom case. The width of the coastal current remains fairly constant at about 100 km with a slight increase with time. At day 100 the northward plume reaches 34.5°N and the maximum offshore expansion, about 300 km wide, occurs at locations north of the river mouth. Current distributions in the first layer at days 50 and 100 are shown in Figs. 5 and 6. The river flow initiated in the freshwater reservoir exits the river with a small northward excursion, but it soon flows southward. On the contrary, waters at the grid points north of the river mouth flow to the north or northeast. At day 50, flows exiting through the southern two grid points in the river mouth change the direction to the south right after exit. But flows through the northern two grids turn first to the northeast and gradual change in the clockwise direction occurs after flowing some distance. It finally joins the southward flow.

Offshore of this local flow structure there exist a large scale anticyclonic gyre as is also shown in the salinity distribution. A northward flow is formed north of the river mouth along the coast. At the northern tip of the flow it turns clockwise and then heads to the south. The southward flow continues to the latitudes of the river mouth and changes its direction to southwest to become the coastal current along the south coast. At day 100 the waters flowing through the southern two grid points in the river mouth turn immediately to the south like at day 50, but the waters through the northern two grid points join the southward flow of the large-scale gyre. The north-

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

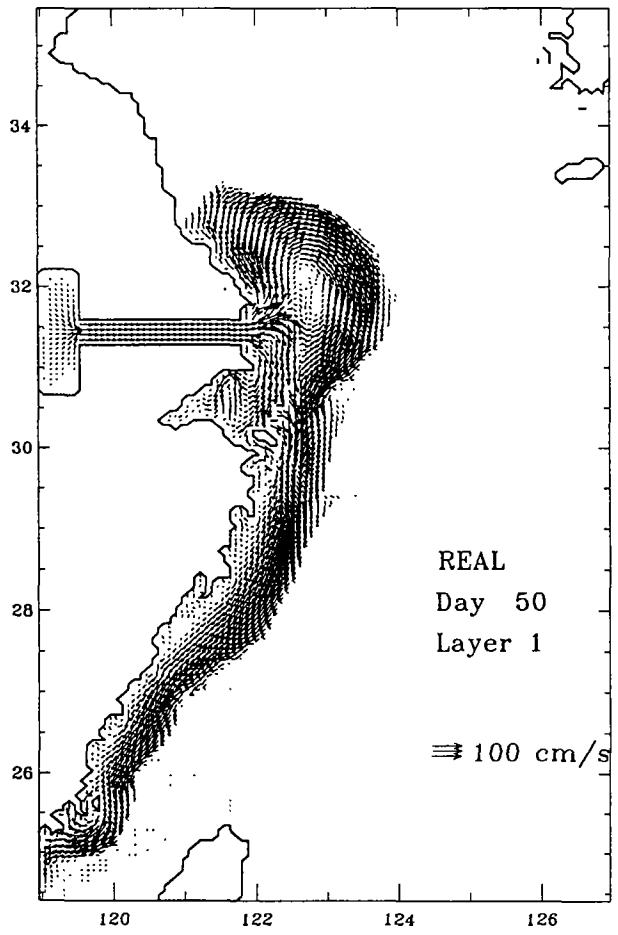


Fig. 5. Velocity distribution in the 1st layer at day 50 for the realistic topography.

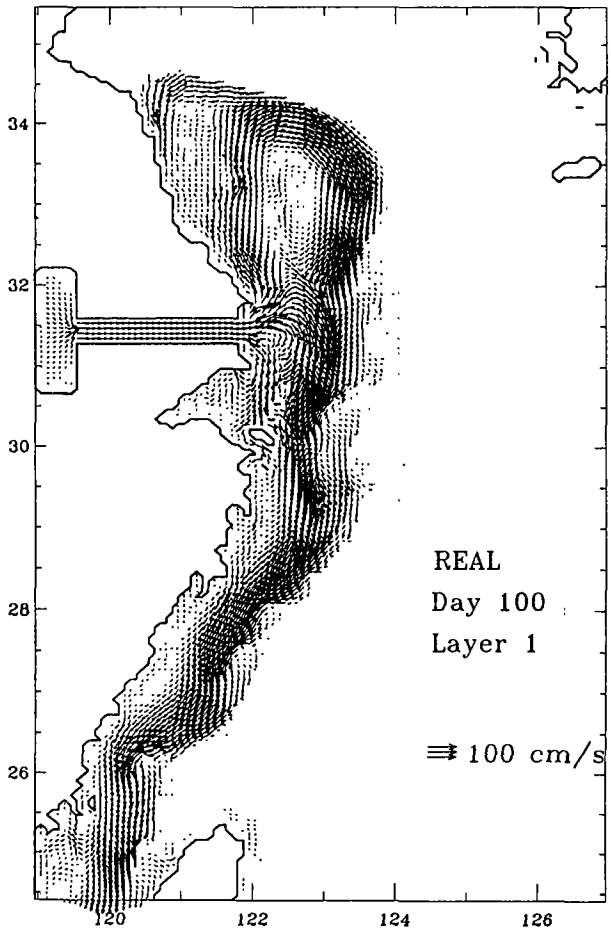


Fig. 6. Same as Fig. 6, but at day 100.

ward current north of the river mouth flows along the coast before it leaves the coast at 32.5°N and continues to flow northward. Near the coast at 34°N a remnant of the old northward flow that existed before day 100 is seen. The northward flow separated from the coast forms a gyre like at day 50 but the location is shifted to the north, i.e. at day 50 the anticyclonic gyre is present around the river mouth, but at day 100 the gyre is shifted to the north and a new gyre is about to be formed near the river mouth. However, formation of a circular shape gyre would not be possible because of the changes in the background state. At the beginning there was no background stratification and therefore no background current, but now the presence of the low salinity waters make the flow structure very complicated that the formation of the circular shape gyre would be challenged at each moment by the current.

Figs. 5 and 6 are the flow distributions at the sigma levels that the current vector cannot be considered to represent the flow path since the water depths at each grid point are different for the realistic topography case. Therefore we interpolated velocities from the sigma-level to the z-level to obtain velocities at a constant depth and current vectors at water depth of 5, 10, 30 m are shown for day 50 (Fig. 7). In the interpolation, sea level variations are ignored because it is much less than the water depth.

At 2 m depth the flow distribution has almost the same pattern as in the sigma coordinate system with only one noticeable difference; more waters seem to flow northward near the river mouth (not shown). At 5 m depth there is almost no southward flow at the river mouth and all the waters coming out of the river flow to the north and form an anticyclonic gyre. Most of the southward flow in the right half of the gyre continues to the coastal current along the south coast and a small portion flows westward to join the northward outflow from the river. At 10 m depth the

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

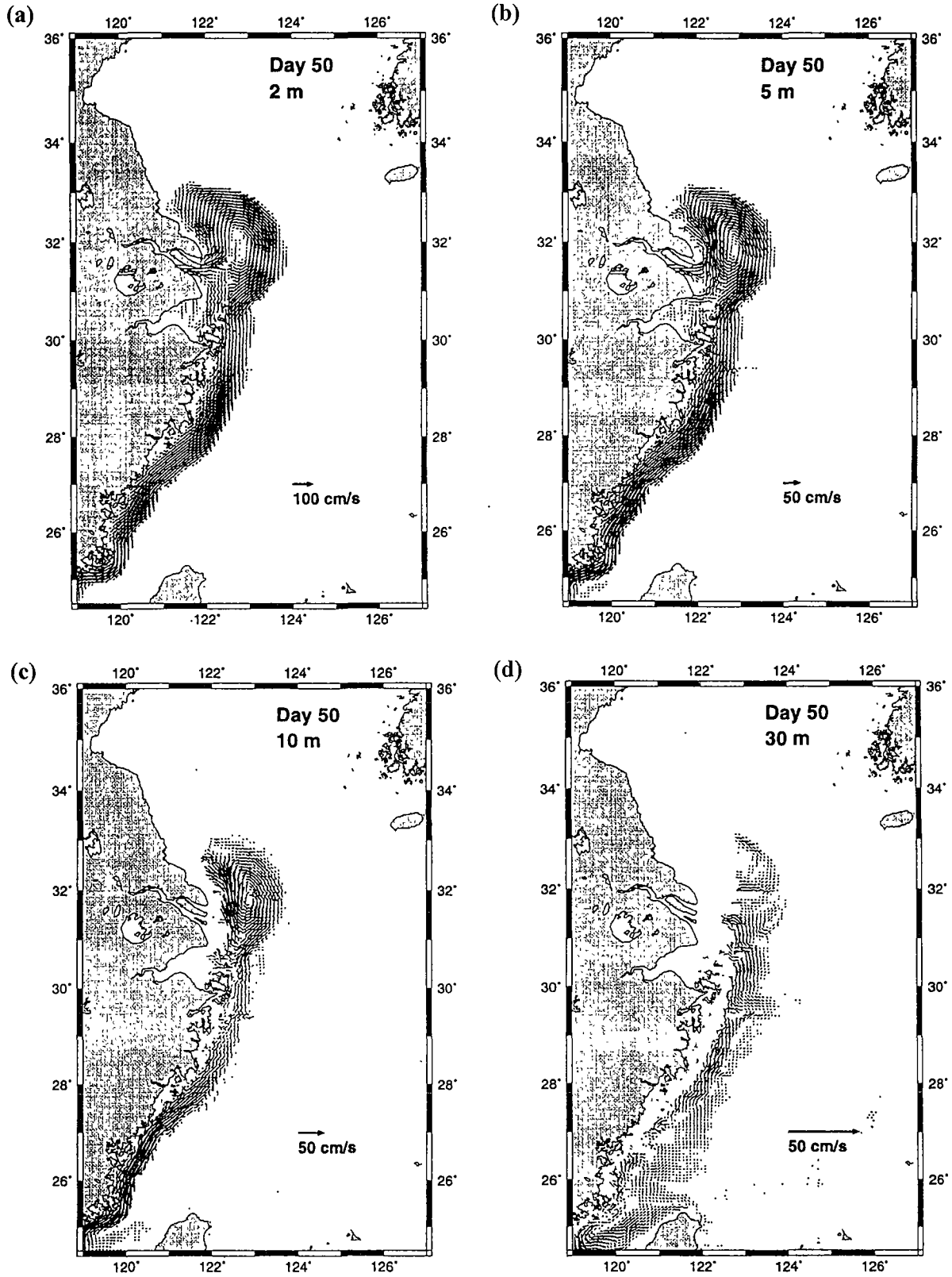


Fig. 7. Velocity distribution at depths of 2, 5, 10, 30 m at day 50 for realistic topography case.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

flow has no direct connection with the river (the water depth at the river mouth is 7 m), but there still exist a similar anticyclonic gyre and coastal current as in the shallow depths. At 30 m depth, however, the anticyclonic gyre disappears and a northward flow is developed along the coast where a southward flowing coastal current exists at shallower depths. There is also onshore flow near the river mouth.

Wind experiment

In this experiment we examine the effects of the wind on the distribution of the low salinity water. The end state of the previous experiment, *i.e.* day 100 is the starting point in this experiment. Wind with magnitude of 0.5 dyne/cm^2 are applied for 10 days. To reduce the shock by the sudden introduction of the wind it has been ramped up linearly over 1 day. Four different wind directions are applied and salinity distributions in the first layer are shown at 2-day interval. First, upper panel of Fig. 8 is for the westerly case and it shows that the low salinity region has expanded to the south, *i.e.* the water is transported to the right of the applied wind stress as expected by Ekman dynamics. This Ekman response is clear in all cases. The low salinity plume is advected to the north in the easterly case (lower panel of Fig. 8) and to the west toward the Chinese coast in the northerly case (Fig. 9).

When the wind blows from south the plume is advected to the east, *i.e.* to the offshore direction and reaches the Cheju Island (lower panel of Fig. 9). This clearly suggests a possibility that the low salinity water that appears in summer near the Cheju Island may be the CRDW advected by the southerly wind, predominant in summer. Of course, other factors such as current and tide can affect the situation. But this experiment clearly shows that the wind effects on the dispersion of the CRDW are big and the ocean response to the wind is fast.

Fig. 10 shows changes in the salinity by the introduction of the southerly wind, *i.e.* difference of the salinity between the southerly case and no wind case.

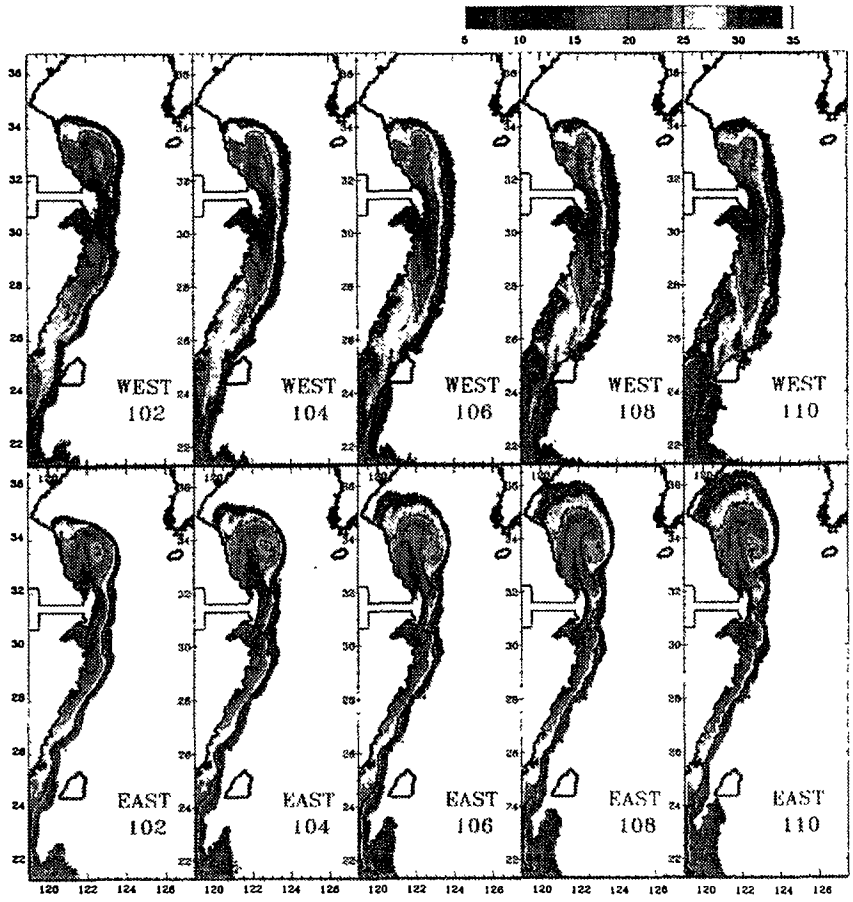


Fig. 8. Salinity distribution in the 1st layer for the westerly wind (upper) and easterly wind (lower) cases (thick line indicates 30 psu).

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

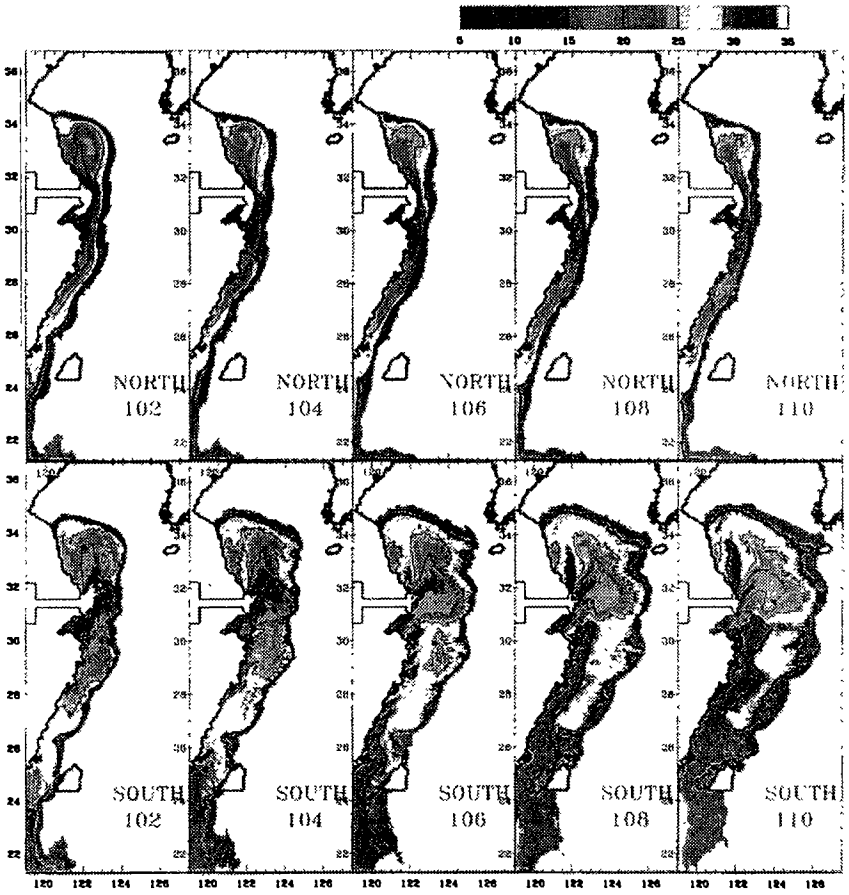


Fig. 9. Same as Fig. 8, but for the northerly and southerly cases.

In the offshore regions where low salinity waters are transported from the west the salinity decreases while in the nearshore regions the salinity increases. The wind effect is not restricted to the redistribution of the low salinity waters. It also affects the discharge from the river. Fig. 11 shows the time series of the discharge for different wind directions. There are more discharge when the wind blows from the south or west than the no wind case and less discharge when the wind blows from the north and east. During the first day when the wind speed increases linearly, the discharge also increases or decreases linearly depending on the wind direction. After the first day the discharge gradually approaches to the magnitude of no wind case. It is expected that the total salinity values over the whole domain would be smaller for the southerly and westerly cases than the northerly and easterly cases because the total discharges are larger in the former.

Vertical salinity distributions in the five east-west sections north of the river mouth starting from the one that crosses the river mouth are shown for the no wind case (Fig. 12) and southerly case (Fig. 13) It clearly shows the effect of the wind on the salinity distribution not only in the horizontal direction but also in the vertical direction. The vertical distribution has a similarity with the observed data of 1996 near the Cheju Island by Kim *et al.* (1998).

Fig. 14 shows the current distribution in the first layer at day 110 in response to the southerly wind. As a direct response to the southerly wind the surface flow is eastward or northward. The coastal current which flows southward when there is no wind now flows to the north and eastward flow is dominant in the offshore region where low salinity waters are transported into. Flow direction near the river mouth is northeastward and the anticyclonic gyre does not exist. Boundary of the flow with appreciable magnitude coincides with the 34 psu isopleths.

Annual variation of river discharge experiment

In this experiment the velocity at the west wall is specified as a sinusoidal form to make the discharge

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

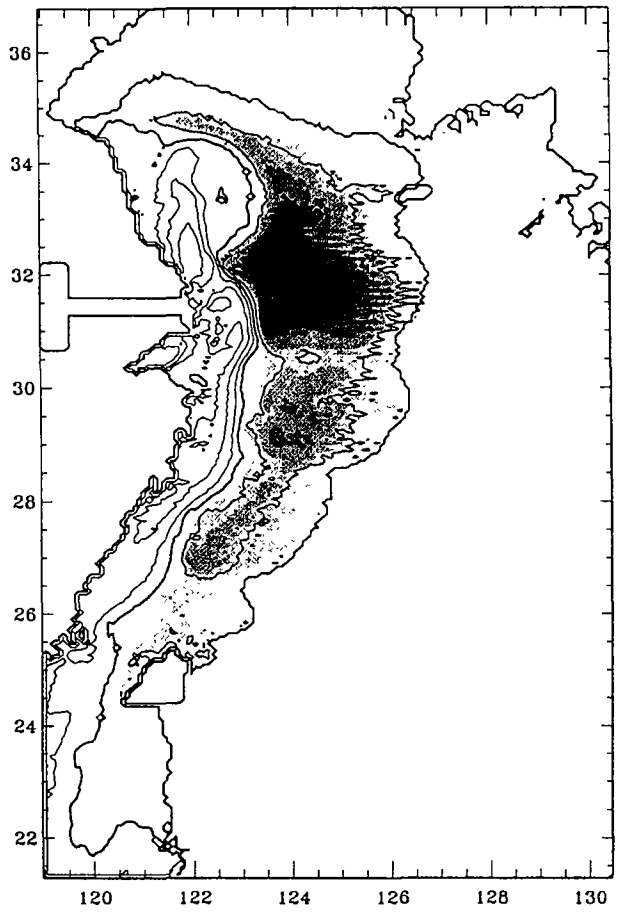


Fig. 10. Salinity changes in the 1st layer due to southerly wind from the no wind case (contour interval is 5 psu and negative values are shaded).

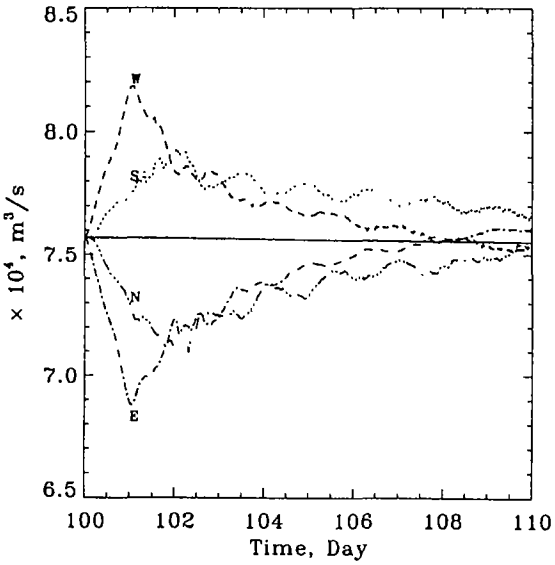


Fig. 11. Time series of the discharge for four different wind directions.

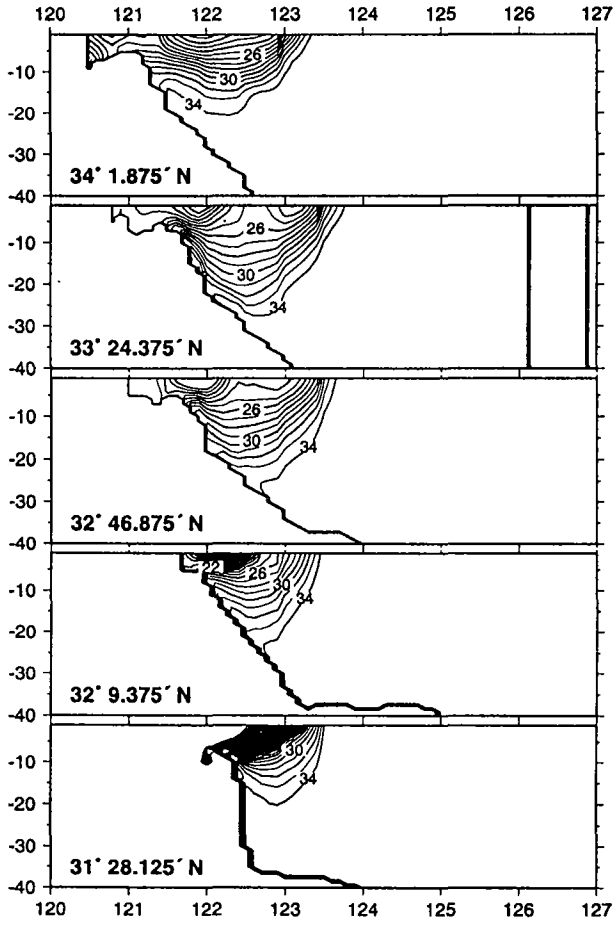


Fig. 12. Salinity distributions in the zonal sections for the no wind case.

vary with time.

$$U=A \sin\left(\frac{2\pi}{360}t+\phi\right)+U_0$$

where

A=3 cm/sec, ϕ=255 days, U_0=4.5 cm/sec

and they are chosen to approximate the time variation of the monthly discharge of Shen *et al.* (1998). The monitored model discharge at the river mouth is shown in Fig. 15. Above values are for the realistic topography case and in the flat bottom case following reduced values are used to take into account the shallow water depth at the river mouth.

A=1 cm/sec, U_0=1.5 cm/sec

The model domain is extended to the north to include the Bohai Sea and the number of y-grid point is now 311. This is because it is expected that the fresh water

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

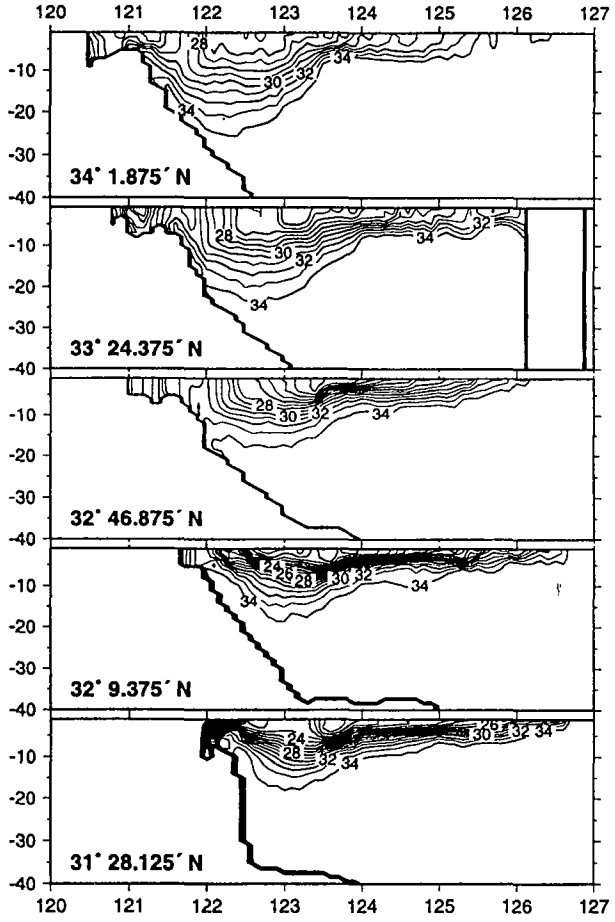


Fig. 13. Same as Fig. 12, but for the southerly case.

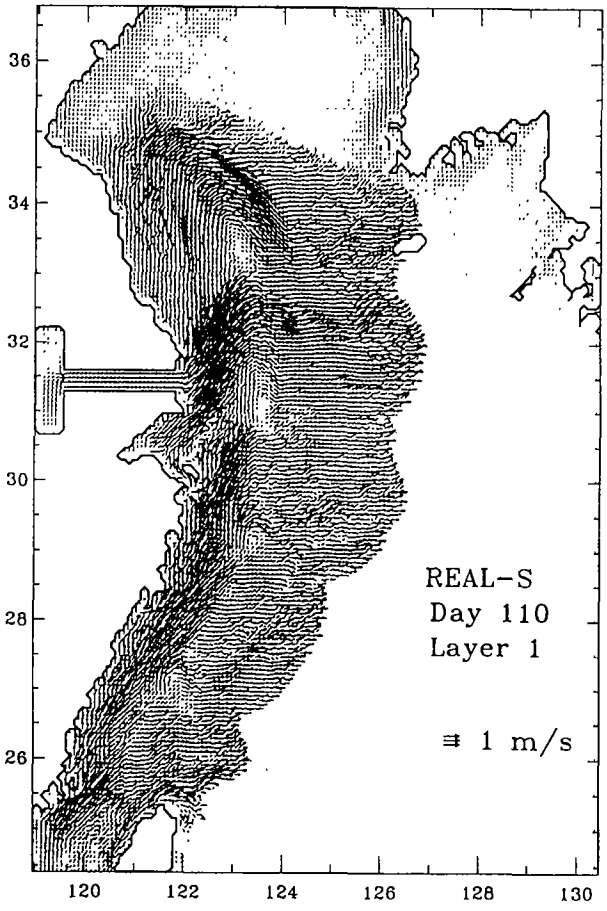


Fig. 14. Velocity distribution in the 1st layer at day 110 for the southerly wind case.

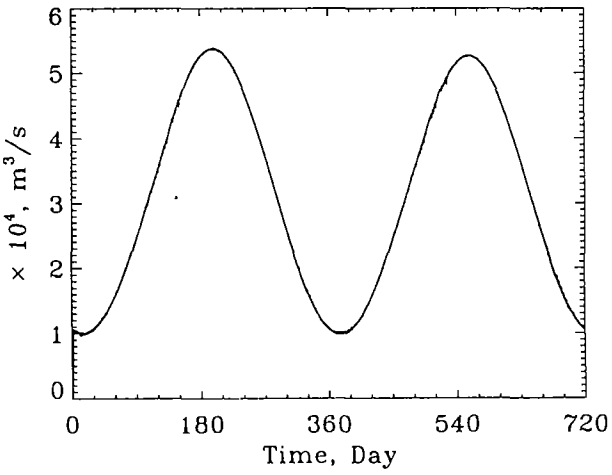


Fig. 15. Annual variation of discharge at the river mouth.

plume will be advected further north than in the previous experiments. Again, flat and realistic bottom cases are tried and the integration is performed for two years (720 days). Salinity distributions in the first layer of the realistic topography case at 60-day interval are shown in Fig. 16. Initial salinity distribution pattern is not much different from the previous experiment but the area is smaller because of the less amount of freshwater discharge. As time goes on the plume becomes larger and at day 120 it reaches the Taiwan Strait to the south and 34°N to the north. The coastal current south of the river mouth reaches the southern boundary at day 160 and the northward plume reaches 35°N at day 200.

After one year (day 360) the plume appears east of Taiwan and the northward plume reaches almost the eastern tip of the Shantung peninsula. In the offshore direction the plume expands to 125°E. The domain of the coastal current is continuously growing to the offshore direction and its width becomes 250 km at day 360. In the second year the northward

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

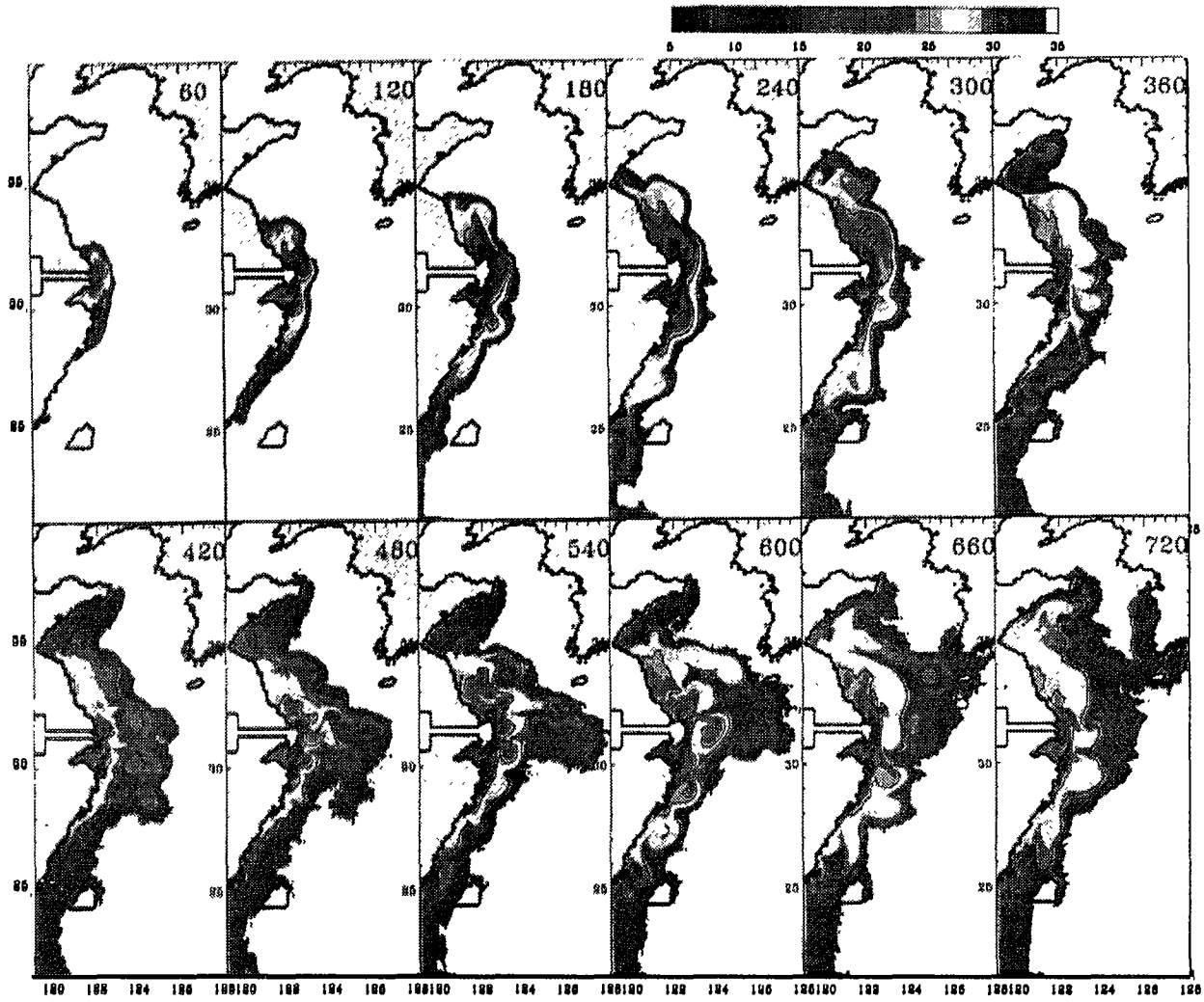


Fig. 16. Salinity distributions in the 1st layer at 60-day interval.

plume reaches the eastern tip of the Shantung peninsula at day 420. It advances westward along the northen coast of the Shantung peninsular until day 480 but soon retreats to the east. The southern plume remains west of 122°E not advancing along the southern wall.

In the central region of 30°—35°N the plume keeps expanding to the offshore direction while the northern and southern plumes are stalling. The main tongue of the plume in the central region is expanding eastward in the southern region of the Cheju Island and reaches 126°E at day 440. At day 500 it passes the longitudes of the Cheju Island and reaches 127°E. Then this tongue is now expanding to the north and reaches the coast of the Cheju Island at day 600. The expansion to the north continues and the whole Cheju Island is surrounded by the low salinity waters at day 640. The plume keeps this northward expansion until it reaches the south and west coasts of Korea. The plume then advances eastward along the south coast and northward along the west coast and at day 720 the plume reaches 129°E in the south coast and 37°N in the west coast.

This experiment is performed to find out the dispersion of the low salinity water by applying only the time-varying discharge without any other external forcing. Therefore the model results cannot be directly compared with the real ocean data. The inclusion of the tide and current would change the whole picture. Nevertheless this experiment shows that the influence of the freshwater from the Changjiang River is large on the ocean environment in the Yellow Sea

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

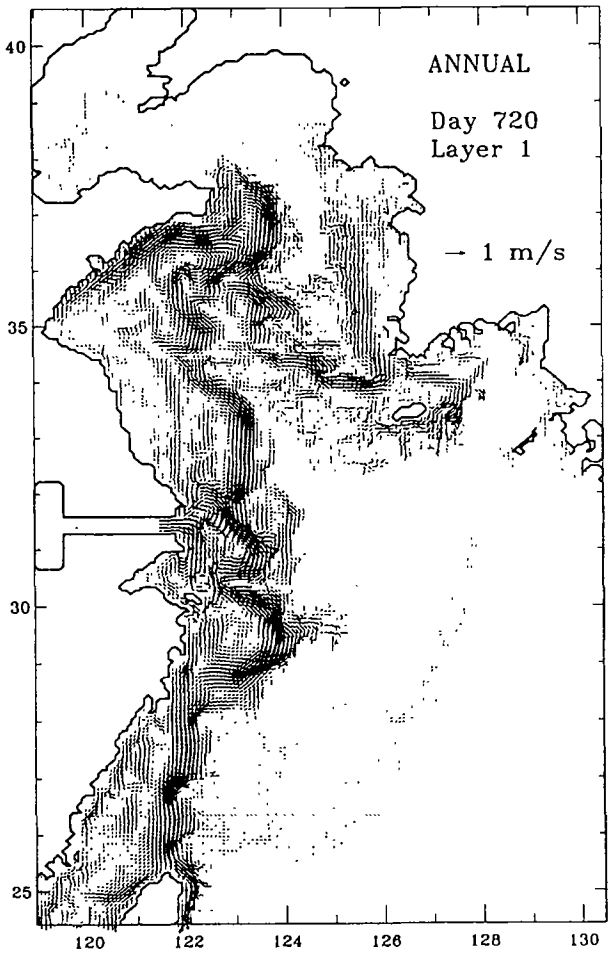


Fig. 17. Velocity distribution in the 1st layer at day 720

including the South Sea of Korea. In the southern region of the Changjiang River the influence is felt mostly all along near the coast and the offshore expansion is limited to the west of Taiwan. On the other hand the plume expands further offshore in the northen region that the low salinity waters reach not only to the Cheju Island but also to the west and south coasts of Korea. The dispersion of the low salinity waters generates density currents and consequently the ocean circulation would be very complicated. The changes in the ocean circulation would alter the distributions of the chemical/biological parameters and it would lead to the modifications in the ocean ecosystem.

Fig. 17 shows complicated velocity distributions in the first layer at day 720. Strong southward currents are found mostly at offshore locations unlike the first experiment with constant discharge. There exists a northeastward coastal current along the south coast of the Shantung Peninsula and its direction changes clockwise near the eastern tip and then begins to flow southward. Most of this southward current flows through the offshore region all the way to the east of Taiwan. A part of it however flows southeastward toward the Cheju Island until it becomes a northward flowing current at the southwestern corner of Korea. It should be remembered, however, this current pattern is only temporary because the current is a density current induced by the low salinity water which is changing fast in its distribution.

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

In this study several experiments are performed under a realistic configuration in the geography and topography. The applied external forcings are designed to be added one by one so that the ocean response to the individual elements could be isolated. In the first experiment the discharge of the Changjiang River is set to a constant value of about 80,000 m^3/s which is, we assume, the same magnitude as in the summer of 1998. Experiments with flat bottom and realistic topography are performed and the introduction of topography reduces the eastward expansion of the plume and enhances the northward flow.

In the second experiment a constant wind is added and we look into the ocean response to the different wind direction. Results confirm that the ocean responds to the applied wind according to the Ekman dynamics and the southerly wind which is the dominant in summer advects the low salinity waters to the east. Therefore the southerly wind alone could be responsible for the appearance of the low salinity waters near the Cheju Island in summer. Certainly, the southerly wind have to be strong enough and/or to last long enough to be effective.

In the third experiment wind is now excluded and a long integration of two years is performed with the time variation in the river discharge. The discharge is designed to change as closely as possible to the monthly discharge data of Shen *et al.* (1998). The experiment starts from a calm and homogeneous ocean and the low salinity water reaches the west and south coasts of Korea in less than two years. The low salinity water occupies the whole Yellow Sea south of the Shantung Peninsula and the resulting density current dominates the circulation.

Anticyclonic gyre and the coastal current along the south coast, an essential feature of the ocean response to the input of the low salinity water, are also present

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

in our experiments. However, a long integration in the third experiment destroys this basic and simple feature and the structure becomes more complicated. In the basic pattern the outflow from the river flows around the gyre and is connected to the coastal current along the south coast but this simple pattern is no longer possible once the gyre is destroyed by instability or whatever reasons. The flow direction at the river mouth now strongly depends on the local current and this in turn influences the salinity distribution which again changes the current structure. This negative feedback between salinity and current makes the problem very complicated and unpredictable. In other words, the system is predictable when the anticyclonic circular gyre is present but once it is destroyed the system becomes chaotic.

In the realistic topography case of the first experiment more volames of the low salinity waters are advected to the north than in the flat bottom case. The development of the northward flow is also a characteristic feature of the coastally trapped solution of McCreary *et al.* (1997). This feature is explained as a compensating flow induced by the southward flow generated along the density front which is formed offshore between the low salinity river water and the high salinity ocean water. The northward flow in our experiment could be due to the positive relative vorticity associated with the depth increase near the river mouth. The depth increase might be too small to cause this sharp turning, so the dynamics of McCreary *et al.* (1997) looks more responsible for the northward flow.

In this study, simple and idealized external forcings are applied to investigate the behaviors of CRDW in three cases. Thus, we do not attempt to compare the outcomes of this numerical experiments to the real situation. However, our experiments demonstrate that the CRDW can be spreaded significantly in the vast area. Strong tidal current may play a very important role in mixing the freshwater with the saline water in the Changjiang estuary. The Kuroshio system in the East China Sea controls not only the general circulation in the region but also influences the estuarine system. Therefore, tide and the Kuroshio system together with variable winds in time and space should be included to get a closer picture of the real ocean.

ACKNOWLEDGEMENTS

This study was supported partly by the Korean Ministry of Maritime Affairs and Fisheries.

REFERENCES

Kim, S.S., W J Go, Y J Jo, P Y. Lee and K.A. Jeon, 1998. Low salinity anomaly and nutrient distribution at surface waters of the South Sea of Korea during 1996 summer. *The Sea, J. Korean Soc Oceanogr.*, **3**: 165 – 169.

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

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

Guan, B., 1994 Patterns and structures of the currents in Bohai, Huanghai, and East China Seas. In. Oceanology of China Seas, Vol. 1, edited by D. Zhou, Y.B. Liang and C.K. Zeng, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 17 –26.

Hong, G H , S.H. Kim, C.S. Chung and S.J. Pae, 1995. The role of the anthropogenic nutrient input in the carbon fixation of the coastal ocean Yellow Sea: a preliminary study. In: Direct Ocean Disposal of Carbon Dioxide, edited by N. Handa and T. Ohsumi, Terra Scientific Publishing Company, Tokyo, pp 13 – 22.

Hu, D., 1994 Some striking features of circulation in Huanghai Sea and East China Sea. In: Oceanology of China Seas, Vol. 1, edited by D. Zhou, Y.B. Liang and C.K. Zeng, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands, pp 27 – 38.

Kangshan, W , S. Jilan and D Lixian, 1983 Hydrographic features of the Changjiang Estuary. In: Sedimentation on the Continental Shelf, With Special Reference to the East China Sea, Vol 1, edited by Acta Oceanologica Sinica, China Ocean Press, Beijing, China, pp. 137–147.

KORDI, 1997a Ocean circulation and material flux of the East China Sea -Eastern East China Sea-. KORDI Report, BSPN 00319-964-1, 563 pp.

KORDI, 1997b. A numerical modeling study of the Yangtze River Diluted Water KORDI Report, BSPE 97616-00-1056-1, 69 pp.

Lie, H.J., C.H. Cho, J.H. Lee, P. Niiler and J.H. Hu, 1998 Separation of the Kuroshio water and its penetration onto the continental shelf west of Kyushu. *J. Geophys. Res* , **103**: 2963 - 2976.

Lee, D.E., 1999. Three-dimensional modeling of the circulation in the Yellow and the East China Seas. M.S Thesis, Seoul National University, Seoul, Korea, 102 pp.

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, 150 pp.

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

McCreary, J P Jr., S. Zhang, and S R. Shetye, 1997. Coastal circulation driven by river outflow in a variable-density 1-layer model *J Geophys. Res* , **102** 15535 – 15554.

Mellor, G L , 1996 Users guide for a three-dimensional, primitive equation, numerical ocean model. Atmospheric and Oceanic Sciences Program, Princeton University, Princeton, 40 pp.

Mellor, G L and T Yamada, 1982 Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **20**: 851 – 875

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.

Shen, H , C. Zhang, C. Xiao and J Zhu, 1998. Change of the dis-

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

charge and sediment flux to estuary in Changjiang River. In: Health of The Yellow Sea, edited by G.H. Hong, J. Zhang and B.K. Park, The Earth Love Publication Association, Seoul, pp. 129 – 148.

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, Elsevier, Amsterdam, Netherlands, pp. 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.

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, 255 pp.

Manuscript received May 6, 1999
Revision accepted September 20, 1999

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

제 14 절 동중국해 대륙붕단에서 Kuroshio 전선 소용돌이의 세부구조

동중국해의 대륙붕단에서는 Kuroshio 수와 대륙붕수가 서로 만나 소위 Kuroshio 전선을 형성한다. 이 전선은 사행운동을 하며 사행운동과 관련하여 종종 반시계방향의 소용돌이 (와동류)가 형성되는 것으로 알려지고 있다. 본 절에서는 일본 Nagasaki 대의 Matshuno 교수와 Ehime 대의 Yanagi 교수 (현재, Kyushu대 교수)의 협조를 받아 Nagasaki 대 실습선인 T/V Kakuyo- Maru이 1996년 5월 동중국해 대륙붕단역에서 조사시 한국측 연구팀이 동승하였다. 조사기간중 일본연구팀은 CTD 관측과 조사선장착 ADCP를 운영하였으며, 한국측 연구팀은 위성추적부이 5대를 대륙붕단역에 투하하였다. 이 관측성과를 처리하여 대륙붕단에서 Kuroshio 전선 소용돌이의 구조를 분석하였다.

1996년 5월에 조사된 CTD, ADCP, 위성추적부이 자료를 종합하여 동중국해 대륙붕단에서 Kuroshio 전선소용돌이의 3차원 구조를 기술하였다. 반시계방향의 소용돌이는 대륙사면수가 대륙붕단으로 용승하는 현상과 밀접히 관련되었으며 Kuroshio의 주축이 대륙붕단을 벗어날 때 형성된다. 위성추적부이의 궤적으로부터 소용돌이의 회전속도가 약 20 cm/s로 계산되었고 소용돌이의 중심이 수심이 증가함에 따라 외측 (깊은 쪽)으로 위치가 이동된다. Gulf Stream 전선 소용돌이에 대한 Lee 등 (1981)의 제안과 같이 동중국해에서 전선 소용돌이는 Kuroshio 사행운동과 관련하여 형성되는 것으로 추정된다. 대륙사면상의 영양염은 소용돌이를 통해 대륙붕단역을 거쳐 대륙붕역으로 이류되나, 소용돌이가 형성되지 않을 때에는 반대로 대륙붕단의 영양염이 외해쪽에 위치한 대륙사면으로 이류된다.

본 절의 논문은 국제공동연구인 '쿠로시오 연변에서의 상층해류의 계절변동 연구'(이홍재 등, 1998) 사업과의 공동성과이다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

PERGAMON

Continental Shelf Research 18 (1998) 1039–1056

CONTINENTAL SHELF RESEARCH

Detailed structure of the Kuroshio frontal eddy along the shelf edge of the East China Sea

Tetsuo Yanagi[a,*], Takanori Shimizu[b], Heung-Jae Lie[c]

[a]*Research Institute for Applied Mechanics, Kyushu University, Kasuga 816, Japan*
[b]*Shin-Nippon Meteorological and Oceanographical Consultant Co Ltd, Edobori, Nishi-Ku Osaka 550, Japan*
[c]*Korea Ocean Research and Development Institute, Ansan 29, 425-600 Seoul, Korea*

Received 4 April 1997; received in revised form 11 August 1997; accepted 30 March 1998

Abstract

The detailed three-dimensional structure of the Kuroshio frontal eddy along the shelf edge of the East China Sea is revealed by the CTD, ADCP, and satellite-tracked drifter observations. The length and width of the cold core of the Kuroshio frontal eddy are about 60 and 40 km, respectively, and its phase speed is about 30 cm s^{-1}. The calculated buoy tracks with the use of the observed ADCP data well reproduce the observed tracks of satellite-tracked drifters around the frontal eddy. The observed maximum horizontal velocity around this frontal eddy are 40 cm s^{-1} and the center of this eddy shifts offshore in the deep layer. Nutrient is advected onshore across the shelf edge by passing of this frontal eddy while it is advected offshore without the frontal eddy at the shelf edge. © 1998 Elsevier Science Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

The features of warm, tongue-like extrusions of the Kuroshio which are oriented southwestward around cold upwelled cores have been frequently observed in infrared image from the satellite (Fig. 1). Such features are related to the meander of the Kuroshio front along the shelf edge of the East China Sea. Shibata (1983) showed that the wavelength and phase velocity of the meander of the Kuroshio front along the shelf edge of the East China Sea are about 300 km and 20 cm s^{-1}, respectively, from the analysis of the water temperature data and the NOAA infrared

* Corresponding author. tyanagi@riam.kyushu-u.ac.jp

0278-4343/98/$ – See front matter © 1998 Elsevier Science Ltd All rights reserved
PII S0278-4343(98)00013 4

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

images. Sugimoto et al. (1988) found that the period of the meander of the Kuroshio front at the East China Sea was 11–14 days, its wavelength 300–350 km and its phase speed 30 cm s^{-1} by the current measurement. On the other hand, Qiu et al. (1990) reported that the typical period of the meander of the Kuroshio front was 14–20 days, its wavelength 100–150 km and its phase speed 20–26 cm s^{-1} on the basis of consecutive satellite infrared images, sea level data and water temperature records. The meander of the Kuroshio front, accompanied by a cold core with the horizontal scale of 40–60 km (Sugimoto et al., 1988), has some characteristic spatial and temporal scales and it is advected down-stream along the shelf edge of the East China Sea. However, the detailed three-dimensional structure of the Kuroshio frontal eddy in the East China Sea has not been clarified yet.

Similar meander phenomena are observed in the Gulf Stream, which is 'the Kuroshio in the north Atlantic', and Lee et al. (1981) gave a terminology of 'frontal eddy' to such phenomena and presented a schematic representation of the Gulf Stream frontal eddy as shown in Fig. 2. The typical horizontal scale of the meander of the Gulf Stream and its cold core are 100–300 and 10–50 km, respectively (Lee et al., 1981). The Kuroshio frontal eddy is expected to have a similar structure as Fig. 2.

We carried out an intensive field observation with the use of CTD, ADCP and satellite-tracked drifters around the shelf edge of the East China Sea (Fig. 3) in order to clarify the detailed three-dimensional structure of the Kuroshio frontal eddy there and show the results in this paper.

2. Field observation

The field observation was carried out at Stns. 1–6 across the shelf edge of the East China Sea shown in Fig. 1b from 27 May to 1 June 1996 by the T/V *Kakuyo–Maru* of Nagasaki University. The distance between two consecutive observation stations is 22 km. The vertical distributions of water temperature and salinity were observed every day along this observation line from Stn. 1 to Stn. 6 during 6 days with the use of the CTD (Neil Brown Mark III B). The current speed and direction at three depths were observed along the same observation line from Stn. 1 to Stn. 6 by a ship-borne ADCP (Furuno CI30). The shallow observation depth was fixed to be 20 m below the sea surface, the depth 0.7 times the water depth there and the middle depth, the averaged depth of the shallow and deep ones. The ADCP data were averaged over 5 min, which corresponded to a 1500 m interval for T/V Kakuyo-Maru steaming at about 10 kt and this implied about 1000 pings in each ensemble average. The bin length of 2 m was fixed and the instrument was used in bottom tracking mode, in which the ADCP measured the apparent velocity of the sea floor and subtracted this from the measured water velocity. The water velocity was measured relative to the sea floor.

The satellite-tracked drifters were deployed at Stns. 1–5 on 28 May. The drifters were drogued 15 m below the sea surface at Stns. 1, 3 and 5 and 50 m below the sea surface at Stns. 2 and 4.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

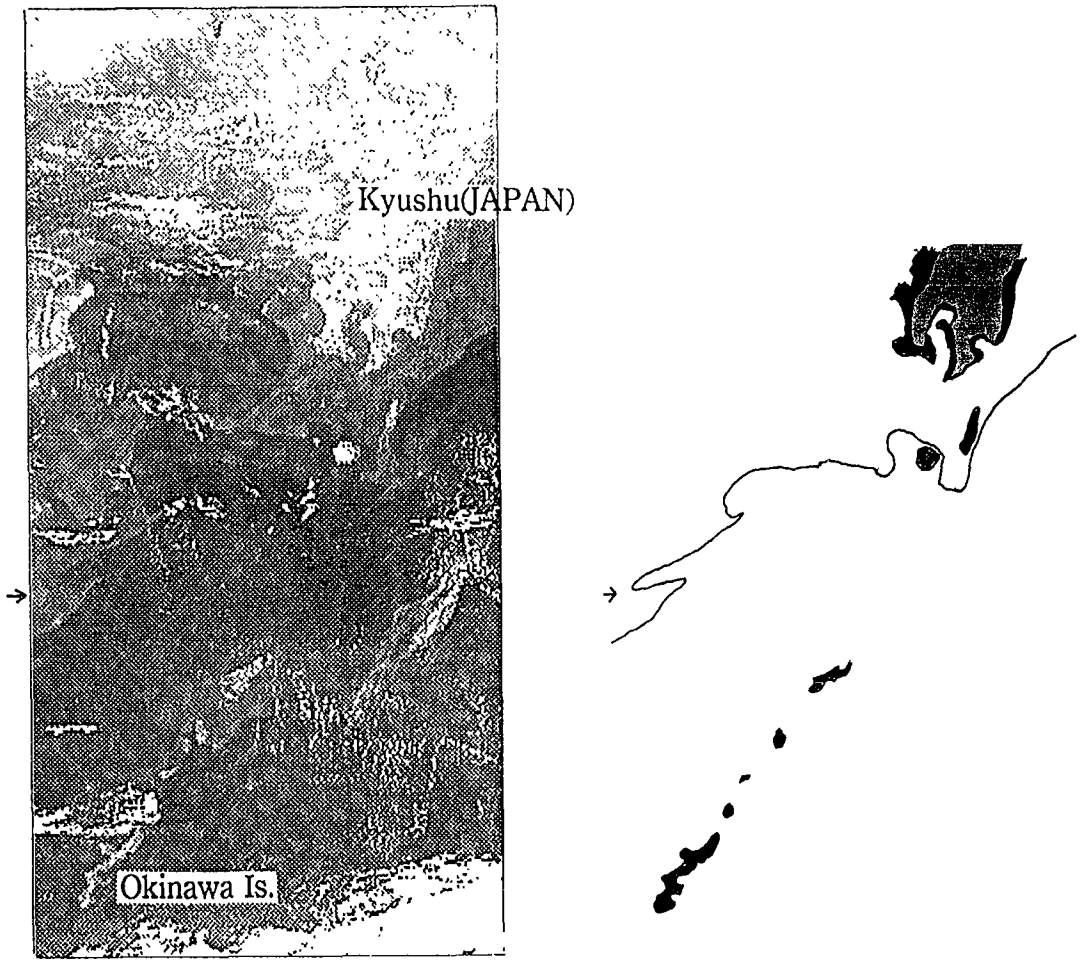


Fig. 1. NOAA 12 infrared image taken at 7:12 JMT on 13 May 1996 two weeks before our observation (a) and the Kuroshio front depicted from this image (b). Arrow denotes the position of Kuroshio frontal eddy. We could not obtain a good infrared image during our observation period due to continuous cloud weather.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

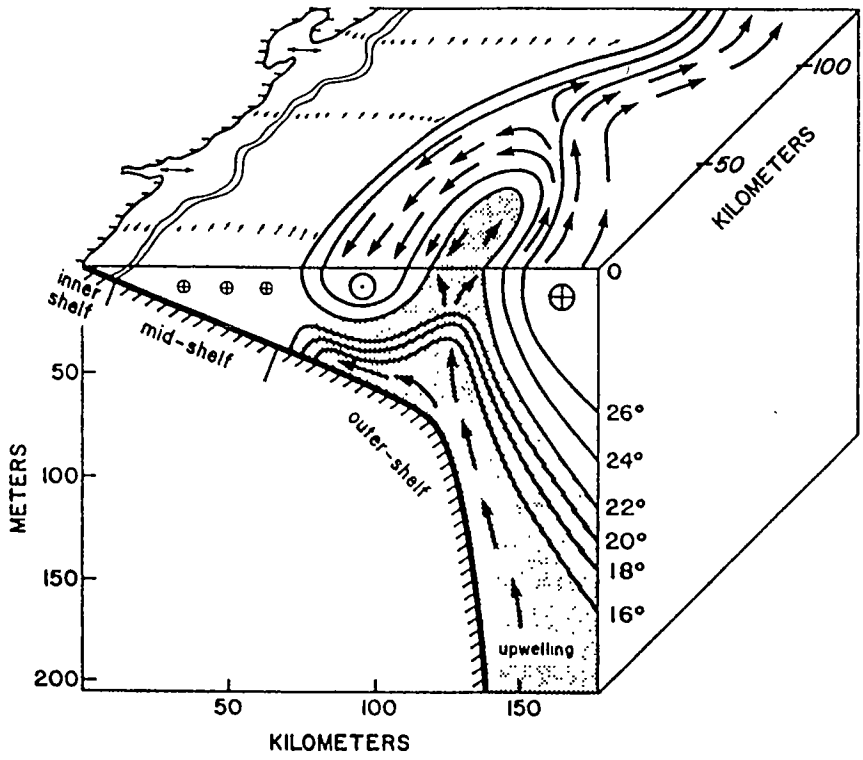


Fig. 2. Schematic characterization of a Gulf Stream frontal eddy in the South Atlantic Bight (Lee et al., 1981).

3. Results

The averaged vertical distributions of water temperature, salinity and density (sigma t) along the observation line during 6 days and their normalized standard deviation (standard deviation/averaged value) are shown in Fig. 4a and b, respectively. The warm, saline and light Kuroshio water flows in the surface layer at Stns. 5 and 6. The normalized standard deviation of water temperature is high in the bottom layer of Stns. 4 and 5 and this corresponds to the upwelling of the cold slope water as discussed in detail later. On the other hand, the normalized standard deviation of salinity is high in the surface layer of Stns. 5 and 6 and this suggests that the salinity variation in this observation area is mainly affected by the fluctuation of the Kuroshio front. The salinity increases at Stns. 5 and 6 when the Kuroshio front approaches the shelf edge but it decreases when the Kuroshio front is apart from the shelf edge. The high variation of water temperature in the bottom layer of Stns. 4 and 5 does not correspond to the high variation of sigma-t there because the upwelling of the cold slope water is accompanied with low salinity. The high variation of sigma-t in the middle layer of Stns. 4 and 5 is due to the upwelling of cold and saline bottom water to the middle layer around the shelf edge.

The most dominant variation during this observation period was due to the upwelling of slope water onto the shelf on 29 and 30 May 1996. The change of the

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

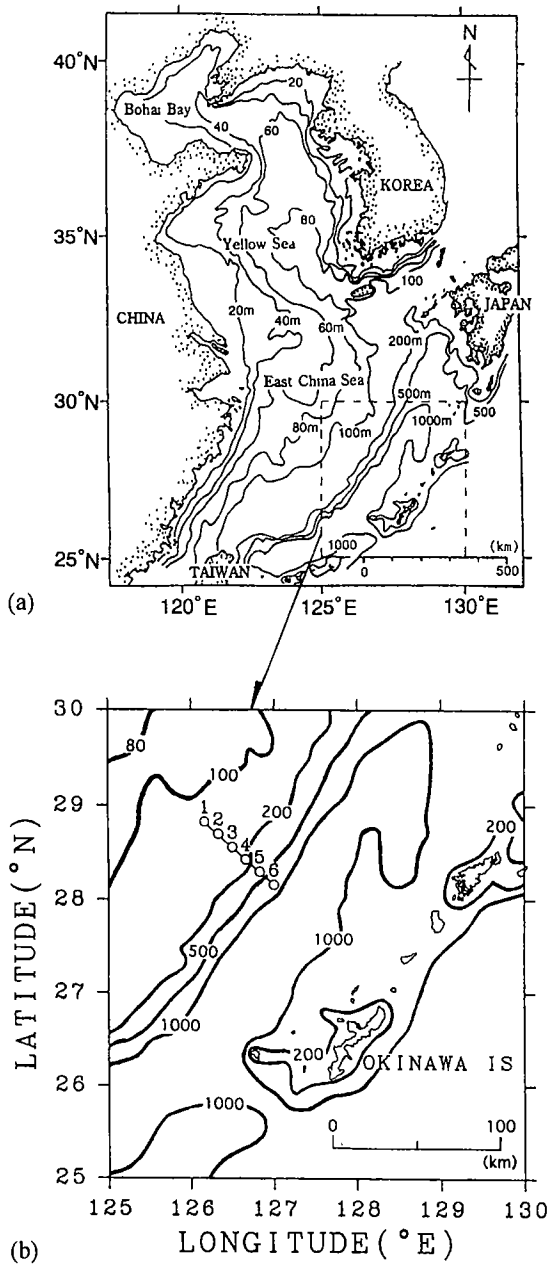
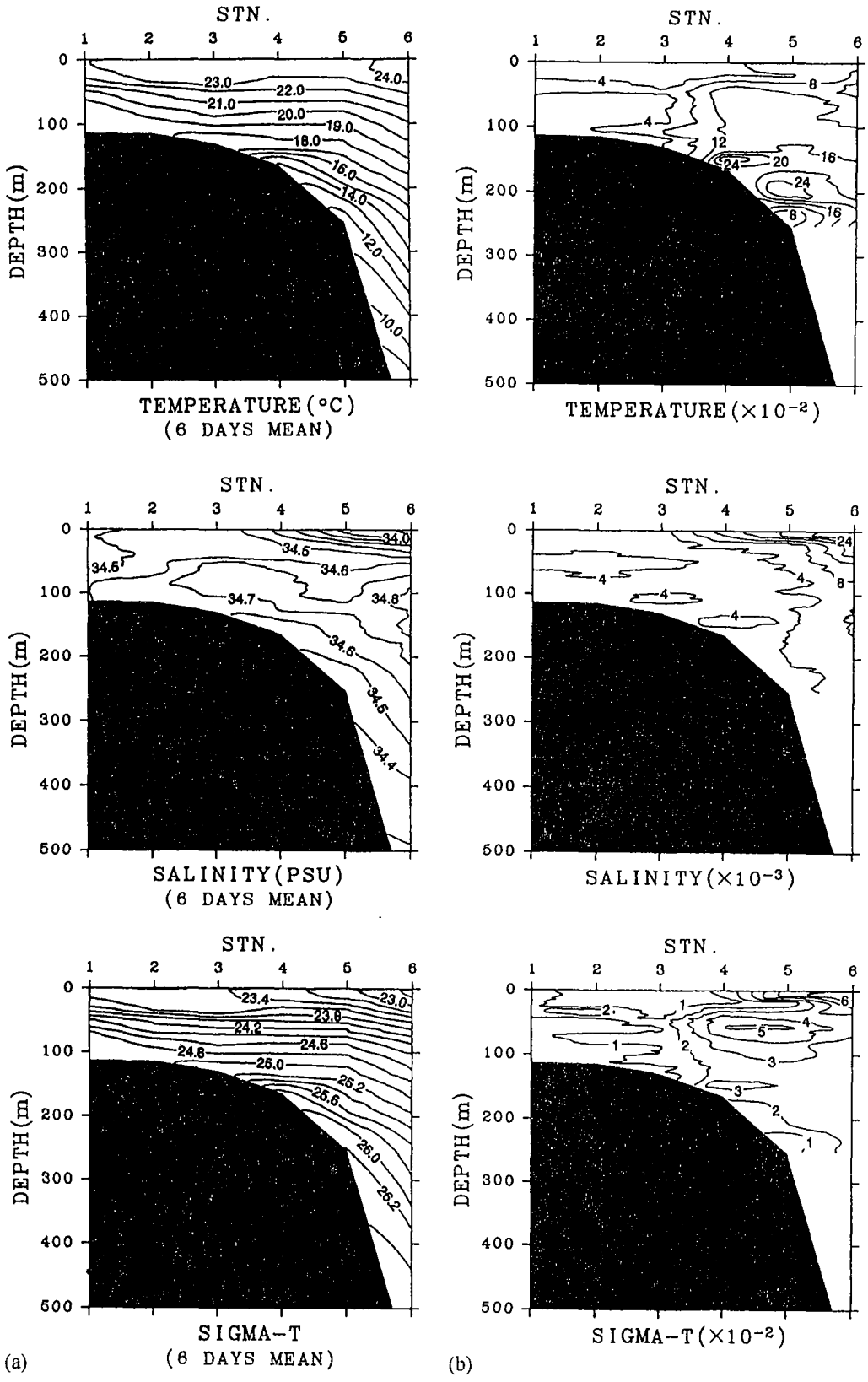


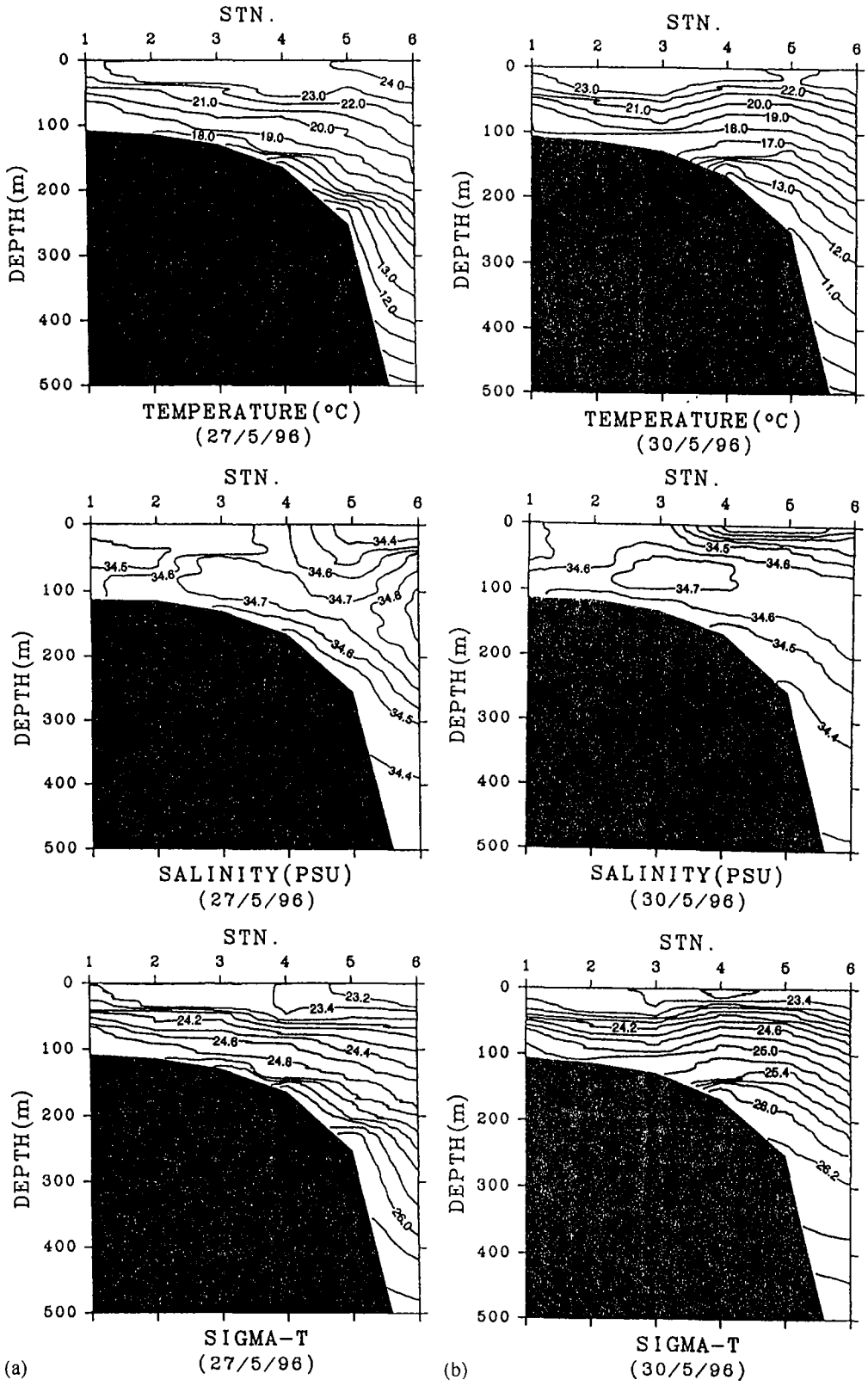
Fig. 3. The East China Sea and the Yellow Sea (a) and the observation stations (b). Numbers show the depth in meters.

Fig. 4. Averaged water temperature, salinity and density distributions during 6 days (a) and their normalized standard deviations (b).

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10



IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10



IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

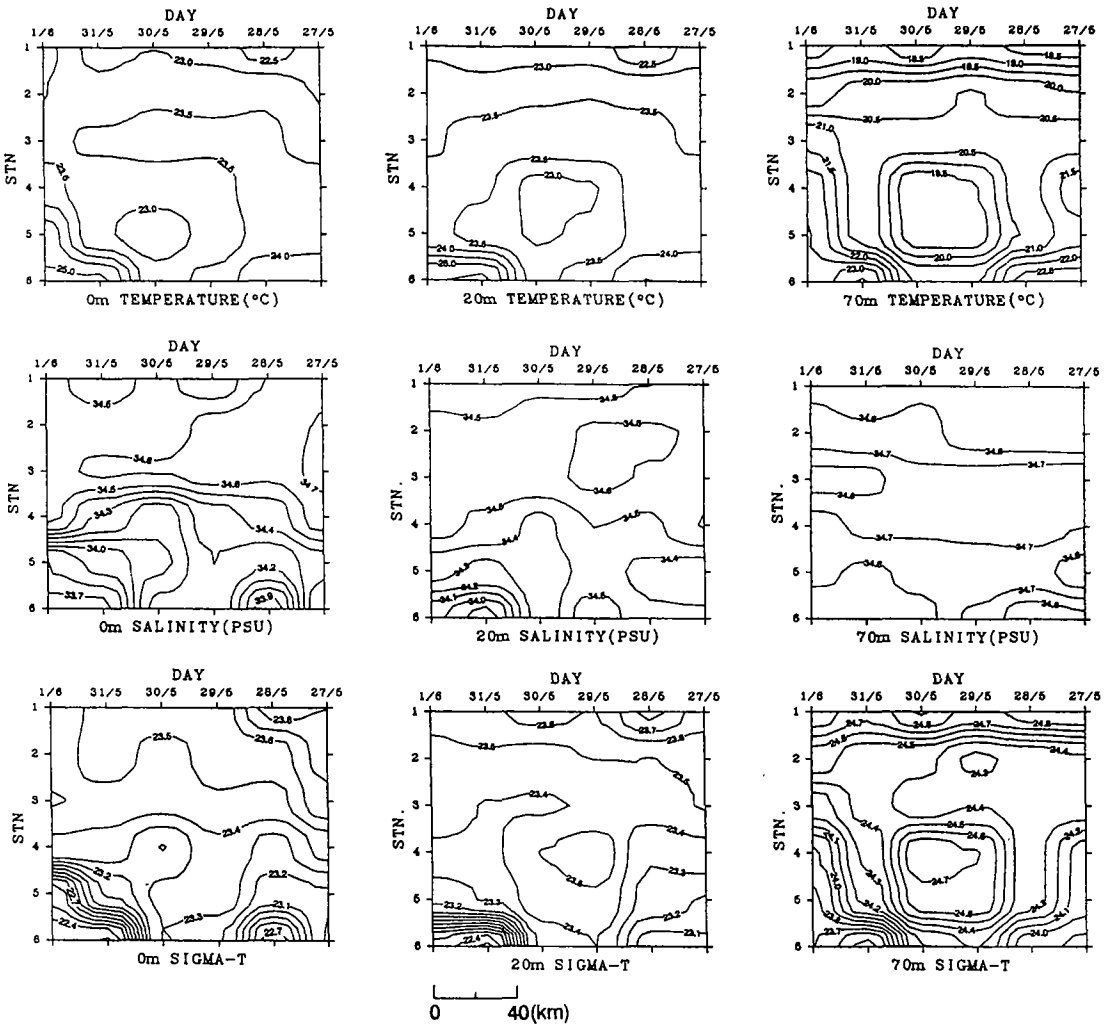


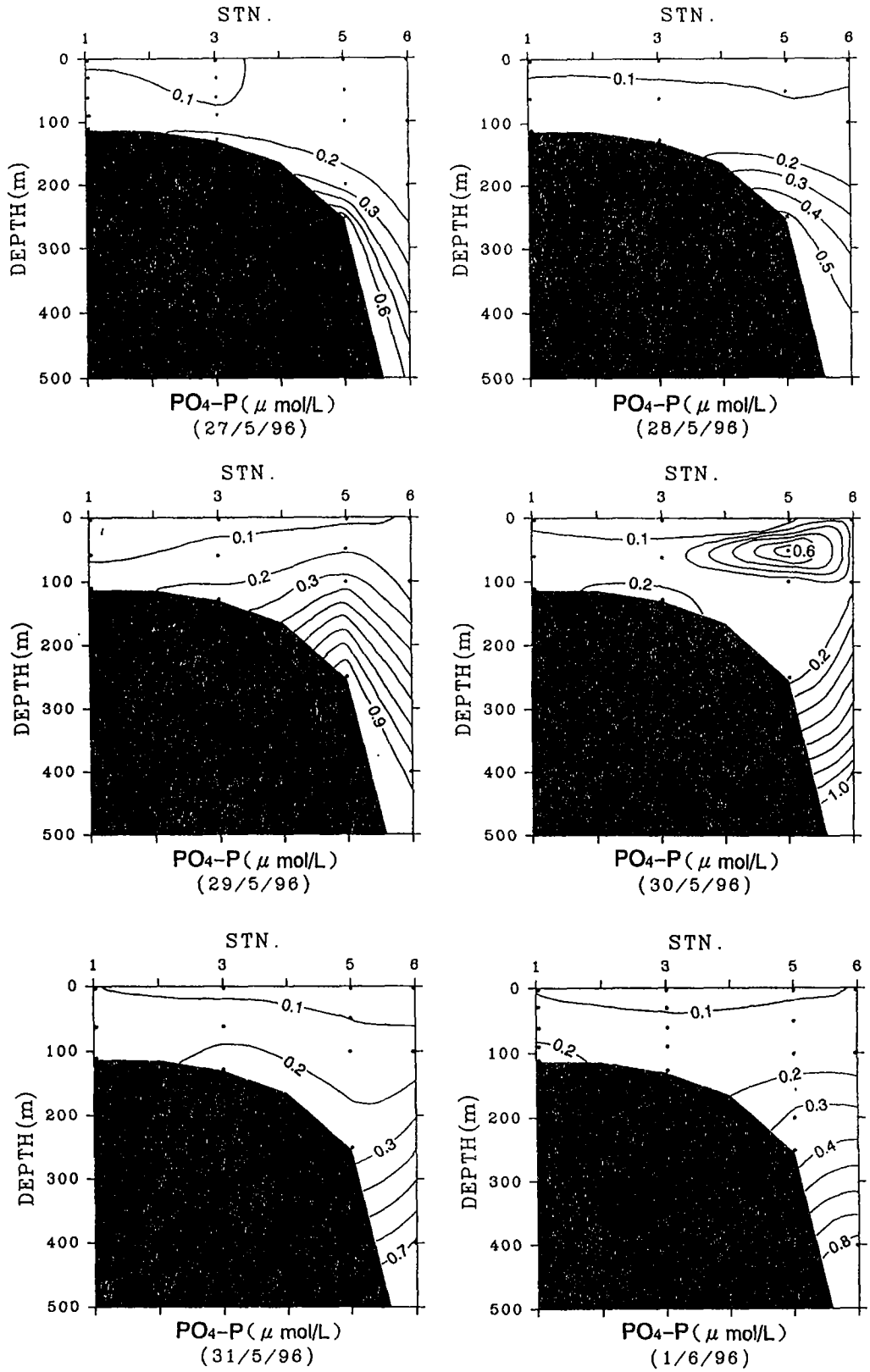
Fig. 6. Horizontal distributions of water temperature, salinity and density, 20 m and 70 m below the sea surface.

vertical distributions of water temperature, salinity and density before the upwelling (27 May) and at the upwelling (30 May) is shown in Fig. 5a and b. There was no cold water below 15°C at the bottom layer of Stn. 4 on 27 May but the cold water of 13°C existed there on 30 May. Surface salinity at Stns. 4 and 5 decreased during the upwelling event.

Such an upwelling event is considered to correspond to the passing of the Kuroshio frontal eddy through the observation area because Sugimoto et al. (1988) and Qiu et al. (1990) pointed out that the Kuroshio frontal eddy was accompanied with

Fig. 5. Distributions of water temperature, salinity and density without upwelling event (a) and those with upwelling at the shelf edge (b).

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10



IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

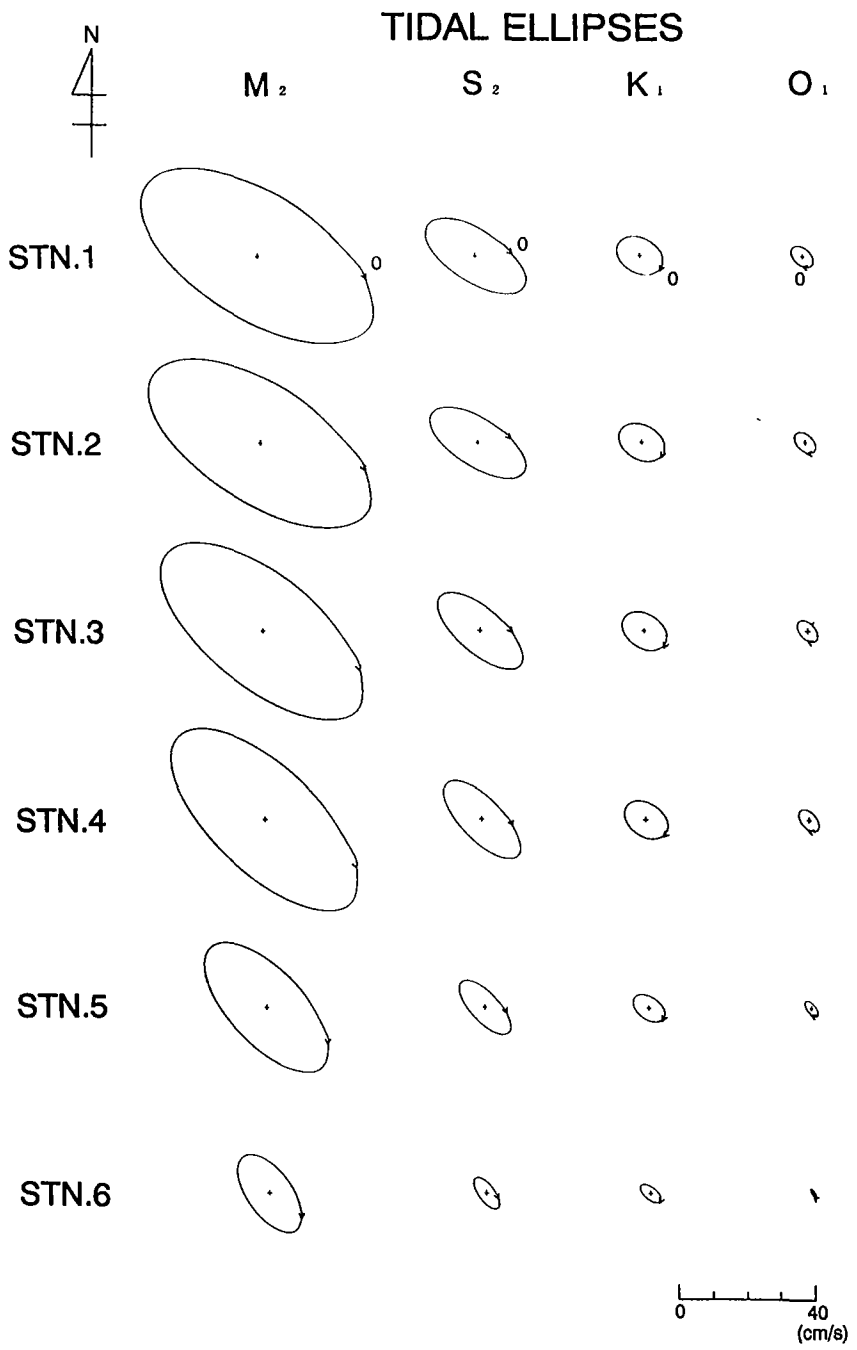
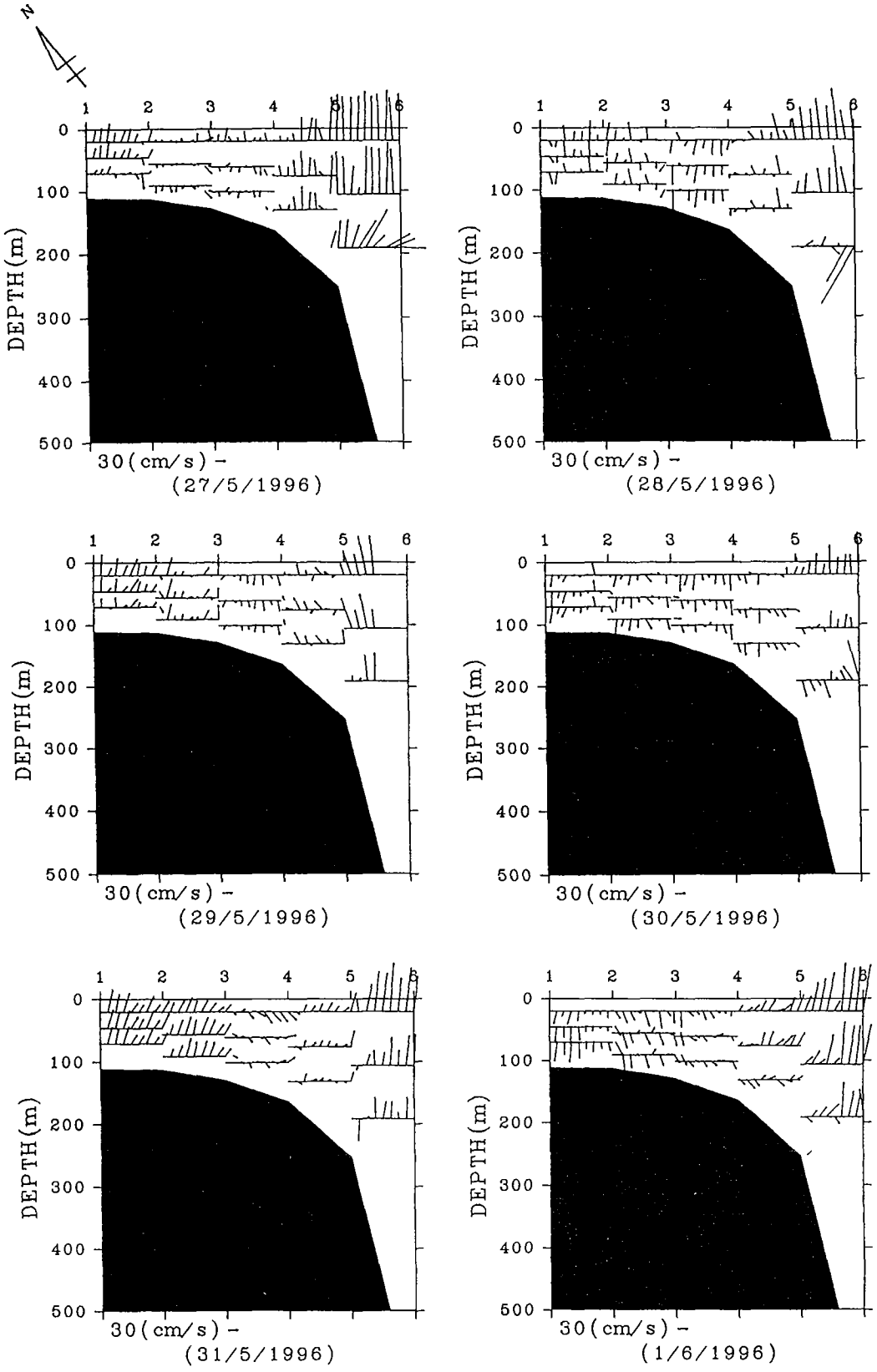


Fig. 8. Calculated tidal current ellipses by numerical model of Guo and Yanagi (1998).

Fig. 7 Day-to-day variation in the vertical distribution of PO_4–P concentration Black dots show the sampling points.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10



IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

the upwelling of the cold slope water at its central region and the wind was very calm during our observation period. They reported that the phase speed of Kuroshi frontal eddy was 20–30 cm s^{-1} along the shelf edge of the East China Sea. Therefore, we draw the horizontal distributions of water temperature, salinity and density on the assumption that the observed water temperature and salinity distributions were advected in a frozen pattern at a speed of 30 cm s^{-1} (26 km day^{-1}).The magnitude of this phase speed will be discussed later. The results are shown in Fig. 6. A cold and heavy-water mass with the length of about 60 km and the width of about 40 km appeared 0, 20 and 70 m below the sea surface in the observation area only on 29 and 30 May 1996. A feature of warm, tongue-like extrusion of the Kuroshio water is suggested by a 23.5°C contour line in the horizontal distribution of water temperature at 0 m depth in Fig. 6. The day-to-day variation in the vertical distribution of PO_4–P concentration (which was kindly provided by Mr. M. Egashira of Shizuoka University) is shown in Fig. 7. The water mass with high concentration of PO_4–P upwelled onto the shelf edge on 29 May and the dispatched water mass with high PO_4–P existed 50 m below the sea surface on 30 May 1996.

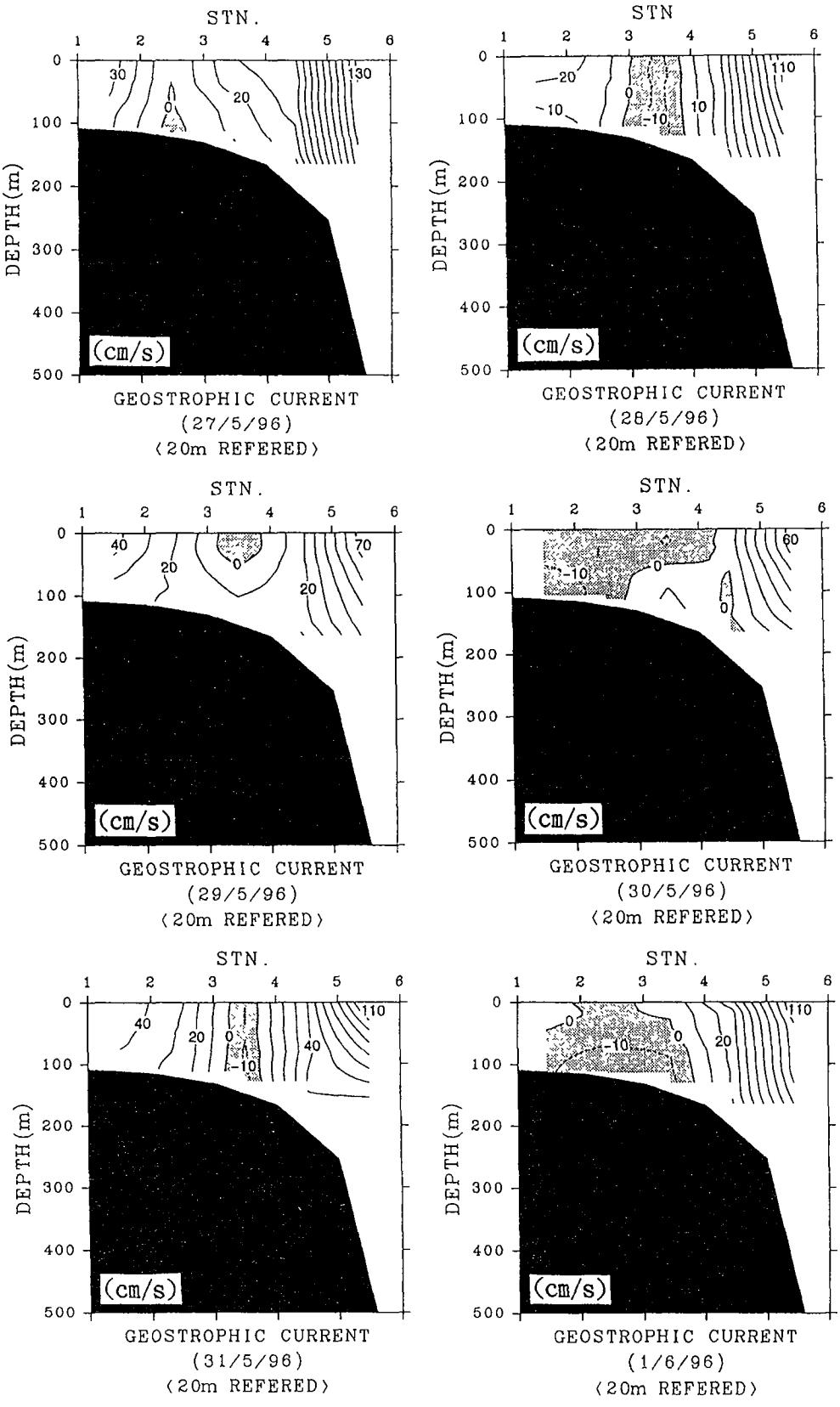
The barotropic tidal current component has to be subtracted from the observed ADCP data in order to clarify the velocity field around the frontal eddy. The barotropic tidal component during the observation period is estimated by the superposition of M_2, S_2, K_1 and O_1 tidal currents at observation stations shown in Fig. 8 which are obtained by the three-dimensional numerical model with fine mesh size of 25 km × 25 km of the East China Sea (Guo and Yanagi, 1998). The day-to-day variation in the observed currents by ADCP without the tidal current components is shown in Fig. 9. The barotropic current component was dominant in the observed area and the strong Kuroshio with the speed of about 3 kt flew at Stns. 5 and 6 above the shelf edge on 27, 28, 31 May and on 1 June but the Kuroshio front was apart from the shelf edge on 30 May 1996 from Fig. 9. The high variability of currents at Stns. 1–4 on the shelf is due to the passing of Kuroshio frontal eddy which will be discussed in detail later.

The day-to-day variation in the calculated geostrophic current is shown in Fig. 10. The reference level of this geostrophic calculation is 20 m where the observed velocity by ADCP after the elimination of tidal current is used for the reference velocity. The barotropic current component is dominant in Fig. 10, and such characteristics well coincides with the result of ADCP observation shown in Fig. 9 though the absolute values of velocity do not coincide quantitatively.

The distributions of the horizontal velocity observed by ADCP at 20, 50 and 70 m depths are shown in Fig. 11, which are averaged by a box filter with the length of 20 km. Those at 50 and 70 m depths are obtained by linear interpolation from observed data at the upper and lower layers of 50 and 70 m, respectively. The

Fig. 9. Day-to-day variation in the vertical distributions of observed current by ADCP without tidal current component.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10



IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

Kuroshio axis was apart from the shelf edge (Sta. 5) on 30 May. An anticlockwise eddy with the speed of about 40 cm s^{-1} existed at the central part of this figure and this anticlockwise eddy well corresponds to the cold and heavy water mass shown in Fig. 5.

On 30 May, the center of this eddy exits between Stn. 4 and 5 at a depth of 20 m but it exists at Stn. 5 at a depth of 70 m. This suggests that the center of the cold core of frontal eddy shifts offshore in the deep layer.

The observed drifter tracks are shown in Fig. 12b. The buoys at Stns. 1, 2 and 3 flew clockwise, only the buoy injected at Stn. 4 flew anticlockwise and that at Stn. 5 quickly flew out of this observation area within one day. The speed of the anticlockwise circulating drifter deployed at Stn. 4 was about 20 cm s^{-1} from Fig. 12b.

The reproduction of the observed drifter tracks shown in Fig. 12b is tried with the use of Euler–Lagrange method using the observed current field by ADCP shown in Fig. 11. The position of a buoy X_{n+1} at time $n+1$, which was at X_n at time n is calculated by the following equation:

$$X_{n+1} = X_n + V\Delta t + (\nabla V)V\Delta t^2, \tag{1}$$

where V denotes the velocity vector, Δt the time step of the calculation (= 60 min in this case) and ∇V the horizontal gradient of velocity. The third term on the right-hand side shows the effect of the current shear. In this calculation, the interpolated current field on the basis of Fig. 11 is advected northeastward by 20–30 cm s^{-1} normal to the observation line because we assume that the phase speed of the Kuroshio frontal eddy is 20–30 cm s^{-1}. The best result is obtained with the phase speed of 30 cm s^{-1} as shown in Fig. 12a. The calculated tracks shown in Fig. 12a well reproduce the observed ones shown in Fig. 12b and this implies that the assumed phase speed of the Kuroshio frontal eddy of 30 cm s^{-1} is reasonable in the present case.

4. Discussions

Lee et al. (1981) pointed out that the Gulf Stream frontal eddy played a very important role in the nutrient supply from the bottom slope water to the shelf water. Now we examine, the role of the Kuroshio frontal eddy in the nutrient transport across the shelf edge of the East China Sea by using the data observed.

The day-to-day variation in the horizontal advective flux of PO_4–P per unit width of 1 cm at Stn. 5 across the shelf edge is calculated with the use of observed velocity data by ADCP and observed PO_4–P concentration data. The result is shown in Fig. 13. The onshore flux of PO_4–P appeared only on 28 and 29 May when the Kuroshio frontal eddy passed through the observation line. The advective flux determines the

Fig. 10 Day-to-day variation in the calculated geostrophic current. The observed current velocity 20 m below the sea surface by ADCP is used for the reference Shadow area shows the southwestward current.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

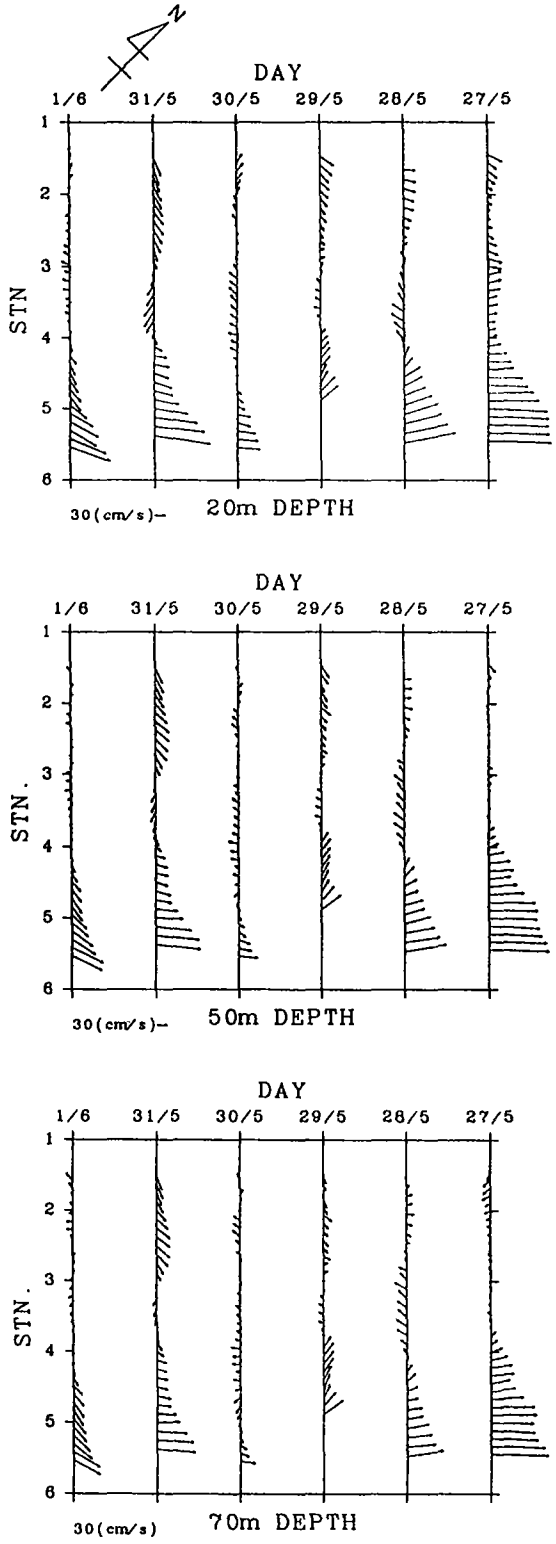
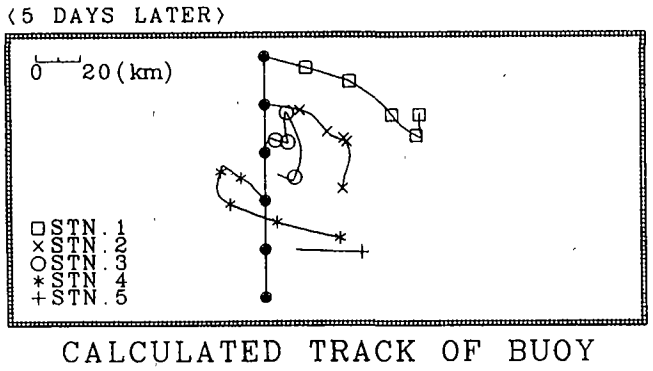
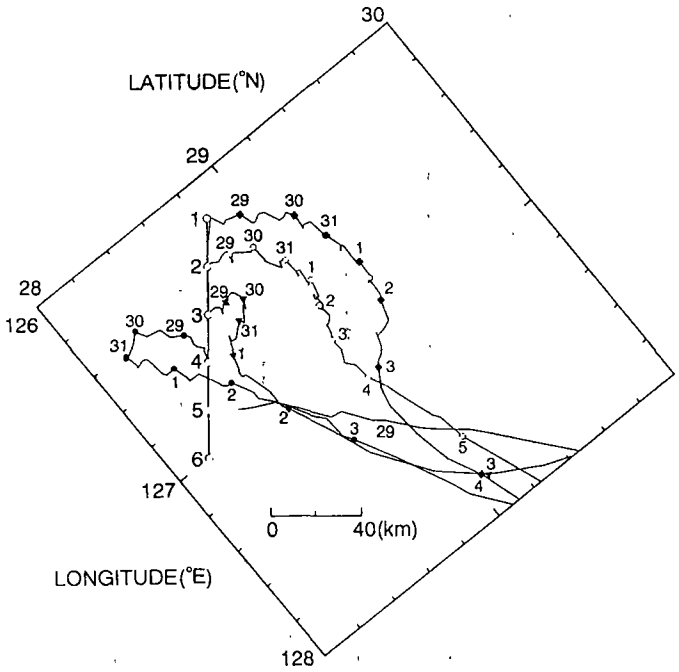


Fig. 11. Horizontal distributions of the observed current by ADCP 20, 50 m and 70 m below the sea surface.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10



CALCULATED TRACK OF BUOY



OBSERVED TRACK OF ARGOS BUOY

Fig. 12. Calculated tracks of buoys injected at Stns. 1–5 (a) and observed tracks of ARGOS buoys (b). The position every day after the injection is marked and the buoy injected at Stn. 5 flew out of this region within a day both in the calculation and observation.

total horizontal flux of PO_4–P across the shelf edge because the diffusive flux is smaller by one-order than the advective flux even with the horizontal diffusivity of 10^7 cm^2 s^{-1}. This suggests that the Kuroshio frontal eddy plays a very important role in the nutrient transport across the shelf edge of the East China Sea.

We have to develop our study in order to clarify quantitatively the role of Kuroshio frontal eddy not only in the nutrient transport but also in the material exchange across the shelf edge of the East China Sea.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

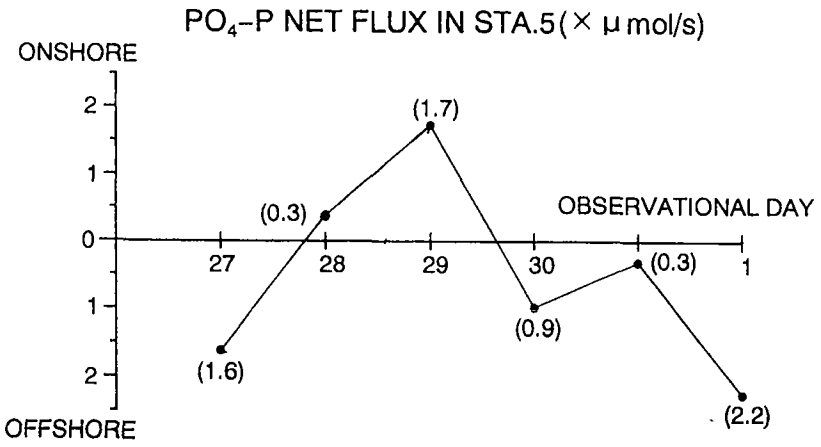


Fig. 13. Day-to-day variation in horizontal advective flux of PO_4–P per unit width of 1 cm at Stn. 5 across the shelf edge.

Acknowledgements

The authors express their sincere thanks to Captain Y. Akishige, the officers and crew of T/V Kakuyo-Maru of Nagasaki University and Mr. T. Takao of Ehime University for their kind help in the field observation. We also appreciate Mr. M. Egashira of Shizuoka University for his kind offer of PO_4–P data and Prof. H. Takeoka of Ehime University for fruitful discussions. This study was partly supported by the fund defrayed from the Ministry of Education, Science, Sports and Culture, Japan and the drifter experiment was supported by a grant of the Korean Ministry of Science and Technology.

References

Lee,T.N., Atkinson, L.P., Legeckis, R., 1981. Observations of a Gulf Stream frontal eddy on the Georgia continental shelf, April 1977. Deep-Sea Research 28A, 347–378.

Qiu, B., Toda, T., Imasato, N., 1990. On Kuroshio front fluctuations in the East China Sea using satellite and in situ observational data. Journal of Geophysical Research 95 (C10), 18,191–18,204.

Shibata, A., 1983. Meander of the Kuroshio along the edge of continental shelf in the East China Sea. Umi to Sora, 58, 113–120 (in Japanese with English abstract and captions).

Sugimoto, T., Kimura, S., Miyaji, K., 1988. Meander of the Kuroshio front and current variability in the East China Sea. Journal of Oceanographic Society Japan, 44, 125–135.

Guo, X., Yanagi, T., 1997. Tide and tidal current in the Yellow/East China Seas. J. Oceanogr. (in press).

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

제 4 장

연구개발 목표 달성도 및 기여도

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

제 4 장 연구개발 목표 달성도 및 대외기여도

제 1 절 목표 달성도

동중국해 중·서부역의 해양순환과 주요 해양과정의 규명이라는 목적 달성을 위하여 3차년도 연구사업의 주요목표를 아래와 같이 정하였고 본래 목표를 100% 달성하였다.

(1) 동중국해 중·서부역에서 하계 학제적 해양관측 실시
(2) 생태계 역학 및 해양광학
(3) 동중국해 해수유동모델 (조석, 담수, 일반순환) 운용
(4) 주요 해양과정 검토 및 분석

위 연구목표 달성을 위하여 다분야 전문가들로 연구팀을 구성하였으며, 동중국해를 공유하고 있는 일본 및 중국과 공동협력을 강화하였다. 1회 광역해양조사와 실시하여 자료를 획득하였으며, 주요해양과정을 분석하고 해양과정역학 규명을 위한 수치모델 실험을 성공적으로 실시하였다. 특히, 해양관측은 중국과 공동으로 수행중인 '동중국해 순환과 해양-대기 상호작용 연구'의 중국측 조사와 동일한 시기에 한국측 집중조사로 참여하였다.

아울러 2단계 3년간 연구사업의 주요 목표도 100% 달성하였으며, 특히, 제주난류의 실체 규명과 양자강유출수의 거동 파악은 동중국해 중·서부역의 해양순환과 관련하여 가장 실질적인 성과이다.

제 2 절 주요 분야별 목표 달성도

1. 해양관측

동중국해 중·서부해역의 하계 일반해양구조 규명에 필요한 해양자료를 획득하기 위하여 년차별로 1회씩 연구해역 전역을 대상으로 해수특성, 해류구조, 생물광학적 종합 해양조사를 실시하였다. 1997년과 1998년은 겨울과 여름 특성파악을 위하여 각각 3월 1일-10일 및 9월 11일-17일에 연구선 온누리호를 이용하여 관측을 수행하였으며, 3차년도인 1999년에는 연구선 이어도호를 이용하여 6월 11일-17일 사이에 조사를 실시하였다. 3차년도 조사는 한중 공동연구인 '동중국해 해양순환과 해양-대기 상호작용 연구'의 공동 집중조사로 참여하였다.

또한, 양자강유출수의 거동 파악에 초점을 둔 지역 해양조사는 1997년 6월 7일-13일 (이어도호), 1998년 4월 24일-30일 (온누리호), 8월 12일-18일 (이어도호) 기간

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

에 세 차례 실시하였고, 제주해협을 중심으로 한 제주도 주변해역을 제주대에서 맡아 1997년 1월-10월 기간에 집중 조사하였다. 한편, 일본측 관할수역에서 해류자료를 획득하기 위하여 1997년도에 Okinawa Trough에 설치한 해류계를 일본 Kagoshima 대학의 도움으로 회수하였고 동중국해 대륙사면에서 해류의 수직구조 파악을 위하여 해류계를 설치하였고, 1999년에도 회수 및 재설치를 반복하였다.

2. 자료분석 및 해양과정연구

가. 자료의 일차처리

- 각 전문분야별로 조사한 해양관측자료와 기존자료의 질을 검토하고, 현장에서 획득한 시료와 자료를 일차 처리하여 주요 해양과정연구에 활용하였다.

나. 해양광학 자료의 분석

- 인공위성 해색 영상자료(SeaWiFS)를 이용하여 제주도 서쪽해역의 해수 흐름을 분석하였고, 생태계 역학과도 결부시켜 해석하였다.

다. 주요 해양과정

- 동중국해 중서부역의 기본 해류구조 분석
- 중국연안수의 시공간 구조와 계절변동 분석
- 양자강 담수의 구조와 확장 예비분석
- 엽록소 분포와 일차생산력과의 관계 검토
- Kuroshio 수의분리와 대륙붕으로의 유입과정 분석
- 제주난류의 구조와 계절변동 분석
- 동중국해 대륙사면에서 해류구조의 예비분석

3. 해수유동 수치모델 연구

- 동중국해의 조석잔차류를 재현할 수 있는 성층을 고려한 조석 수치모델 정립과 모델검증 실험을 통하여 동중국해의 조석 특성을 파악아였다.
- 양자강 담수 확장을 고찰할 수 있는 역학 수치모델 개발 및 실험
- 기존 해수순환 수치모델 특성 평가 및 적합한 순환모델의 개발 및 실험

4. 국제공동연구 참여 및 지역국가 협력

- 세계해양대순환실험 (WOCE) 표층류 프로그램 참여 및 학술활동
- 1997년 및 1998년 한중 공동 워크샵 개최 (중국 항주)
- 1999년도 한국-중국 동중국해 공동조사 (중국국가해양국 제2해양연구소)
- Okinawa 해구에서 한국-일본 해류 공동조사 (일본 Kagoshima 대학)

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

제 3 절 과학기술 발전 기여도

1. 제주난류의 계절변동과 Kuroshio의 분기

제주도 서부와 북부 연안역에는 고온·고염수가 제주도 서부역을 시계방향으로 돌아 제주해협으로 유입하는 제주난류가 존재한다. 제주난류수는 변형된 Kuroshio 수계로 겨울과 봄에는 제주도 서부역 넓은 해역에서 나타나고 그의 서방한계는 문자 'T' 형의 열염전선에 의해 제한된다. 반면에, 여름과 가을에는 난류수가 제주도 서부 연안역으로 후퇴하게 되며 하층에서 존재한다. 제주해협을 통과한 제주난류는 대한해협에서 제주도 동부역을 통과한 KBC와 합류하여 대마난류를 형성한다. 그러나 소위 제주도에서 황해로 들어가는 황해난류로 추정되는 흐름은 인공위성 추적부이 실험의 자료에서는 관측되지 않았다. 또한, 인공위성 해색영상 (SeaWiFS) 자료의 분석 결과도 황해난류의 뚜렷한 증거를 보여주지 못한 반면 제주난류의 증거는 잘 나타내 주었다. 제주난류의 축은 북풍이 탁월한 겨울, 난류축은 Ekman 수송에 의해 서쪽으로 이동하나 북풍이 약하거나 남풍이 우세한 여름과 가을에는 동쪽으로 이동하며 동으로 확장하는 중국연안수는 제주난류수를 오른쪽으로 압박하는 역할을 한다.

동중국해 대륙사면을 따라 북동진하는 Kuroshio가 Kyushu 서방에 위치한 깊은 골 좌측 입구에서 둘로 분리된다. Kuroshio 본류는 Tokara 해협을 향해 동으로 방향전환하며 와도보정 (vorticity adjustment)에 의해 분리된 북향하는 지류는 대륙사면을 가로질러 대륙붕으로 유입한다. 지류는 분리되기 전 Kuroshio의 연안쪽에 해당하고, Kyushu 서방의 깊은 골 좌측 대륙붕단을 따라 혀 모양으로 관입하고 대륙사면을 비슴듬히 올라와 대륙붕으로 유입하였다. 대륙붕으로 유입한 해수는 계속 대한해협쪽으로 북상한다. 역계산법 (inverse method)에 의하면, 지류의 수송량이 약 4.0 Sv로 추정되었다.

2. 중국연안수의 구조와 이동

양자강유출수의 이동은 표층저염수핵을 갖는 덩어리 형태를 유지하는 것으로 확인되었으며 수평적 크기는 약 100 km/2 psu 정도인 것으로 나타났다. 양자강 담수의 북동방향으로 이동속도는 약 10 km/day로 추정되어 양자강 하구에서 유출된 담수가 제주도 서부 연안에 도착하는데는 한달 이상의 시간을 요한다. 제주도 쪽으로 확장된 담수는 제주해협 혹은 제주도 남부 연안역을 통과하여 상당량이 대한해협으로 유입한다. 양자강수에 의한 기초생산의 증가는 영양염 증가에 의한 직접적

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

효과가 아니라 염분약층 형성에 의해 혼합층이 얕아져서 생긴 효과로 해석된다. 생물광학적 특성에 의하면 조사해역의 대부분이 Case 2 해역이며 대부분에서 부유사와 용존유기물이 높게 나타났다. 이는 과거 해양 조사에서는 확인되지 않았던 사항이다.

황해와 동중국해의 실제지형, 실제수심, 바람과 양자강 담수 유출량의 시간적 변화를 고려할 수 있는 수치모델을 수립하여 양자강 담수가 북동쪽으로 확장하는 것을 바람에 대한 Ekman 반응에 따라 남풍이 우리나라에 가장 큰 영향을 미치는 풍향임을 보였다. 또한, 조석을 고려한 실험에서는 양자강 희석수가 황해서쪽연안의 북쪽보다 외해방향인 우리나라 남해안과 서해안에 더 많이 도달하는 결과를 얻었다. 이러한 결과들은 양자강 희석수의 확장 방향이 주로 바람과 조석의 영향을 받을 가능성을 보여주는 것이다.

늦가을부터 초봄까지 제주도 남서해역에서 형성되는 'T'형의 열염전선역에서 해양구조는 'irreversible' 형태 소규모 현상으로의 전이를 통한 혼합이 우세할 것으로 사료가 되지만 이의 정성적 분석을 위하여 해수특성 분포의 시간적 변동을 보기 위한 조사와 함께 유동장의 연속 관측자료가 절대적으로 필요하다.

3. 조석·조류 및 해수순환 모델

황·동중국해에서 주요 5개분조의 조석체계, 비선형 천해분조 (M_4, MS_4)의 특성 및 기조력에 의한 독립조석의 특성연구를 위한 정밀격자 조석모델링을 실시한 결과, M_4 분조의 무조점은 아주 복잡한 특성을 보이며 한반도 서해안에서 M_2 분조와 반대 방향으로 전파하는 것을 보였다. MS_4 분조의 전파특성은 M_4와 비슷하나, 진폭은 상대적으로 작다. 기조력으로부터 기인하는 독립조석 (Defant, 1960)이 외해경계로부의 공진조석과 함께 존재할 때, 독립 조석파의 감쇄가 발생하며, 무조점은 서쪽으로 이동한다. 기조력에 의한 M_2, S_2 분조의 진폭은 경기만에서 각각 10 cm, 4 cm에 달하나, 일조주의 경우 1 cm인 것으로 나타났다. 하계 성층을 고려한 조석모델의 실험에서는 황동중국해 영역에서의 하계 조류의 연직 shear는 황해중심부나 남해역보다 양자강 외해역 부근에서 두드러지게 나타고 있음을 밝혔으며, 성층조건에서 경압(baroclinic) 에너지 플럭스 산출결과도 양자강 외해역에서 황해 중앙부 및 남해방향으로 방사하는 특성을 보이며 순압(barotropic)에너지 플럭스는 기존 barotropic 모델결과와 유사한 결과를 얻었다.

황·동중국해의 해수순환 역학을 고찰하기 위하여 해상풍, 유입·유출수 등을 고려할 수 있고 자유표면과 해저수심의 부분격자처리가 가능한 MOM 3.0 기반 동중국해 순환모델을 수립하였다. 2층 밀도 구조를 가진 사각형 해양에서 초기에 해양

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

내부 경계면에 교란 (disturbances)이 주어질 때 내부 켈빈파와 로스비파가 발생되며 전파속도와 크기가 이론치와 거의 일치하는 수치해를 산출하였다. 이는 개발된 다층모델이 수치적으로 안정되었고 비교적 정확한 결과를 생산할 수 있음을 뜻한다. 예보모델 (prognostic)방식을 취한 실험의 초기적분결과는 황·동중국해의 동계 순환형태가 한국과 중국의 양 연안측에서 북풍계열의 해면응력에 반응하여 비교적 강한 남향류가 형성되고 황해 중부를 통해 북상하는 흐름 패턴을 제시하고 있고, 중국 남서부 연안과 대만해협 부근에는 강한 남서향류가 형성되고 있으며, 동중국해 대륙사면을 따라 다소 사행하는 형태로 북서진하는 쿠로시오 주류로부터 큐슈 남서부 해역에서 미세한 흐름이 일부 분리되어 한국 남해쪽으로 북상하는 양상을 보여 비교적 관측과 유사한 결과를 보여주었다.

4. 엽록소 분포 및 일차생산

동중국해 대륙붕 해역의 높은 생물 생산 기작을 이해하기 위하여 엽록소 분포, 기초생산, 생물광학적 변수를 조사하였고 해색 인공위성 SeaWiFS 자료를 분석하였다. 1997년 3월은 양자강수의 세력이 약한 시기로 황해 서안을 따라 남진한 중국대륙 연안수와 대마난류 사이의 전선역에서 높은 농도를 보인다. 1998년 9월은 장마 후로 동진한 양자강수가 제주도 남쪽에서 넓게 퍼져 있으며 서쪽에서 한국 연안을 따라 동해로 들어간다. 양자강수에 의한 기초생산의 증가는 영양염 증가에 의한 직접적 효과가 아니라 염분약층 형성에 의해 혼합층이 얕아져서 생긴 효과로 해석된다. 1999년 6월에는 전년도 여름과 유사한 양상을 보여준다. 높은 엽록소 농도는 장강 입구와 제주도 중간에서 나타난다. 따라서 여름에는 장강수에 의해, 겨울에는 수괴 간의 전선역에서 국지적인 생산 증가가 일어나며 계절적 번성 순환 이외에도 이러한 기작에 의해 이 해역의 생산력이 높게 유지되는 것으로 보인다. α 값의 범위는 0.0042~0.169 mgC/mgChl-a/(μE/m^2/s)/h 였고 P_m^B은 1.817~24.6 mgC/mgChl-a/h의 범위를 보였다. I_k 값의 범위는 89.8~306.4 μE/m^2/s 로 광합성 변수 들은 대체적으로 1995년 봄과 유사한 특성을 보였으나 P_m^B 은 전반적으로 높았다. 생물광학적 특성에 의하면 조사해역의 대부분이 Case 2 해역이며 대부분에서 부유사와 용존유기물이 높게 나타났다. 결과적으로 case 1 알고리듬을 사용한 SeaWiFS 표준 영상에서는 넓은 해역에서 엽록소 농도가 증가한 것처럼 보이지만 실제의 생산력의 증가는 공간적으로 제한되어 있었다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

제 4 절 연구발표성과

2단계 3년 동안의 연구기간 중 17편의 학술논문을 국내외 학술모임에서 발표하였고, 12편의 논문이 국내외 전문학술지에 게재 혹은 투고되었다. 발표 목록은 다음과 같다. 발간된 논문 중 연구목표와 직접적인 관련이 높은 것은 제 3 장에 수록하였으며, 기타 발간논문과 논문발표 요약문은 부록에 수록하였다.

1. 국내외 논문발표

가. 국내

유신재, 손승현, 1998. ADEOS/OCTS images of Korean Waters. 한국해양학회 춘계학술발표회, 1998. 5. 1-2., 충남대학교.

이재학, 이홍재, Y. Tang, E. Zou, 1998. Seasonal variation of low salinity waters in the northwestern East China Sea, 한국해양학회 춘계학술발표회, 1998. 5. 2.,충남대학교.

이홍재, 조철호, 이석, 이재학, 1998. 제주난류의 계절변화. 한국해양학회 춘계발표회, 1998. 5. 1-2, 충남대학교.

조철호, 이홍재, Kaneko, 1998. 동중국해 대륙사면에세 해류의 수직구조와 반류 형성. 한국해양학회 춘계학술발표회, 1998년 5월 1-2일, 충남대학교. (국제공동연구 'Kuroshio 연변에서의 상층해류의 계절변동 연구' 과제와 공동 성과임)

이재학, 이상룡, 이홍재, 안병웅, 1998. 1997년 9월 중순 제주도 주변해역 CTD 관측결과, 한국남해의 해양수송과 과정연구 워크샵, 1998. 9. 4, 한국해양연구소.

방인권, 1998. Dispersion of the Yangtze River Diluted Water, 1998년도 세계해양의 해 기념 해양.수산 관련학회 공동심포지움 및 학술발표, 1998년 10월 22-24일, 여수대학교.

안유환, 이홍재, 문정언, 1999, 위성자료에 의한 중국연안수 이동의 추적, 한국해양학회 추계학술발표회, 1999. 10. 22-23, 목포대학교.

나. 국외

Lee, J.H., H.-J. Lie and C.-H. Cho, 1997, Frontal structure in the northern East China Sea, *9th PAMS & JECSS Workshop*, Taipei, Taiwan, Sept. 22-24, 1997.

Lie, H.-J., C.-H. Cho, and A. Kaneko, 1997, On the branching of the Kuroshio and the formation of slope counter-current in the East China Sea. *Japan-China Joint Symp. of Cooperative Study on Subtropical Circulation System*, Japan

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

Nagasaki, Dec. 1-4, 1997.

Cho C.-H., H.-J. Lie and A. Kaneko, 1998. Formation of slope counter-current in the East China Sea. *WOCE Conference*, Halifax, Canada, May 24-29, 1998. (국제공동연구 'Kuroshio 연변에서의 상층해류의 계절변동 연구' 과제와 공동성과임)

Lie, H.-J., C.-H. Cho, J.-H. Lee and P. Niiler, 1998. On the branching of Kuorshio and circulation in the East China Sea. *WOCE Conference*, Halifax, Canada, May 24-29, 1998.

Son, S.-H., S. Yoo, and J. Park, 1999. The Primary Production and Chlorophyll distribution in the Yellow Sea and East China Sea. *The JGOFS Arabian Sea & Indian Ocean Symposium*, Bangalore, India, Jan. 18-20, 1999.

Kim, C.-H., 1999. Multi-Layer Numerical Modeling of the East Sea Circulation. *CREAMS'99 Symposium*. Fukuoka, Japan, Jan. 26-28, 1999.

Heung-Jae Lie, Peter Niiler and Cheol-Ho Cho, 1999, Dynamical structure of the Kuroshio and its frontal motion in the East China Sea, *10th PAMS/ JECSS Workshop*, Kagoshima, Japan, Oct. 1999.

Cho, C.-H., H.-J. Lie, J.H. Lee, S. Lee and Y. Tang, 1999, Seasonal variation of Cheju Warm Current in the northern East China Sea, *10th PAMS/ JECSS Workshop*, Kagoshima, Japan, Oct. 1999.

Kang, S.K., H.-J. Lie, M.G.G. Foreman, J.H. Lee and J.Y. Cherniawsky, 1999, Two-layer modeling of stratified tidal flow in the Yellow and East China Seas, *10th PAMS/JECSS Workshop*, Kagoshima, Japan, Oct. 1999.

Heung-Jae Lie, Cheol-Ho Cho and Suk Lee, 2000, Shelf circulation of the Yellow and East China Seas deduced from satellite-tracked drifters. *International Symposium - What is the Current System in the East China and Yellow Seas?* Hukuoka, Japan, Jan. 27, 2000.

2. 국내외 논문게재 및 투고

가. 국내

김철호, 1998. 황해 해수순환 모형검토, *해양연구*, 제20권3호, 325-335.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

Lee, D.-K., J.-C. Lee, S.-R. Lee and H.-J. Lie, 1997, A circulation study of the East Sea using satellite-tracked drifters. *J. Korean Fisheries Soc.* 30(6), 1021-1032.

Ahn, Y. H. H.-J. Lie and J. M. Moon, 1999. Variation of water turbidity inKorean waters. *Proceeding of International Symposium on Progress in Coastal Engineering and Oceanography*. Vol. 1, 45-53.

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

나. 국외

Guo, B., H.-J. Lie, and J.H. Lee, 1998. Interaction of the Kuroshio water and shelf water in the Tsushima current region in summer, *Acta. Oceanologia Sinica*, 17(3), 277-292.

Kang, S. K., S.-R. Lee and H.-J. Lie, 1998. Fine grid tidal modeling of the Yellow and East China Seas. *Continental Shelf Research*, 18(7), 739-772.

Lie, H.-J., C.-H. Cho, J.-H. Lee, P. Niiler, and J.-H. Hu, 1998. Separation of the Kuroshio water and its penetration onto the continental shelf west of Kyushu. *Journal of Geophysical Research*, 103(C2), 2963-2976.

Son, S.-H. and S. Yoo, 1998. Some features of Korean Seas observed by ADEOS/OCTS', *Proceedings of International Symposium on Remote Sensing*, Sept. 16-18, 1998. pp. 64-69.

Yanagi, T., T. Shimizu, H.-J. Lie, 1998. Detailed structure of the Kuroshio frontal eddy along the shelf edge of the East China Sea. *Continental Shelf Research*, 18: 1039-1056. (국제공동연구 'Kuroshio 연변에서의 상층해류의 계절변동 연구' 과제와 공동 성과임)

Lie, H.-J., C.-H. Cho, and A. Kaneko, 1999, On the branching of the Kuroshio and the formation of slope counter-current in the East China Sea. *Proceedings of Japan-China Joint Symp. of Cooperative Study on Subtropical Circulation System*, 일본 Nagasaki, Dec. 1-4, 1997, 25-41.

Na, J.Y., J. Seo, and H.-J. Lie, 1999, Annual and seasonal variation of the sea surface heat fluxes in the east Asian marginal seas, *Journal of*

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

Oceanography, 55, 257-270.

Lie, H.-J., C.-H. Cho, J.H. Lee, S. Lee, and Y. Tang, 2000, Seasonal variation of the Cheju Warm Current in the northern East China Sea, *Journal of Ocenography*, 56, 197-211.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

제 5 장

연구개발 결과의 활용계획

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

제 5 장 연구개발 결과의 활용계획

제 1 절 활용계획

본 보고서는 동중국해 중서부해역 해양순환 연구사업의 최종보고서로 3차년도인 1999년 1년간 수행한 해양조사와 연구결과를 중심으로 구성하였으며, 연구목표와 관련된 주요 사항은 3개년의 연구 결과를 기술하였다. 연구는 동중국해 중서부역의 해류관측 및 해양학적 특성 (물리, 생물), 수치모델 (담수 plume, 조석·조류, 해수순환) 등 다분야 학제적 연구팀에 의해 수행되었다. 또한, 국제공동프로그램인 WOCE의 한국계획으로 참여하였으며 중국 국가해양국 제2해양연구소, 일본 Kagoshima 대학과 지역국가간 협력을 추진하였다. 년차별로 1회씩 1997년 3월, 1998년 9월 그리고 1999년 6월에 종합해양조사를 실시하였으며, 전선역에서 해양구조와 하계 양자강수 확장을 파악하기 위하여 지역해양조사를 제주도 주변해역에서 1997년 6월, 1998년 4월과 8월에 각각 1회씩 실시하였다.

연구는 주요 해양과정 고찰 위주로 수행하였으며, 특히 동중국해 중·서부역의 해양순환의 근간이 되는 제주난류 및 황해난류, 해양전선, 대륙붕단 해양구조, 양자강담수 구조와 확장에 초점을 맞추었다. 한편, 양자강수 확장 역학구조를 위한 수치모델실험, 황해-동중국해의 정교한 조석수치모델, 황해-동중국해 해수순환모델 정립을 위한 수치모델연구기반을 구축하였다.

사업기간중 획득한 모든 해양자료와 연구성과는 국내에서 이루어진 가장 최신의 해양정보이다. 연구해역의 해양구조와 변동에 대해 아직도 많은 부분이 규명되지 못하였으나, 본 연구결과는 우리보다 훨씬 앞서서 이 해역을 조사하고 연구해 오고 있는 인접연안국인 일본과 중국의 해양과학 연구수준에 비해 뒤떨어지지 않는다. 이러한 연구결과는 최근 배타적경제수역 선포에 따른 우리의 동중국해 관할수역의 관리 뿐 아니라 해양보전과 해양자원 이용을 위한 기초정책자료로 충분히 활용될 수 있다. 특히, 동중국해 중서부역에서 발생하는 주요 해양과정에 대한 이해는 향후 인접 연안국보다 우위를 점할 수 있는 정책결정에 밑바탕이 되는 과학정보를 제공할 수 있다. 특히, 주요해양과정 규명과 정교한 수치모델 개발을 통해 동중국해 해황예보, 해양환경보전과 해양수산자원의 효율적 관리, 전지구적 기후변동과 연계된 지역기후변동 예측에 큰 기여를 할 수 있다. 1999년 6월 해양조사는 1998년부터 중국국가해양국 제2해양연구소와 공동으로 수행중인 동중국해에서의 폭풍발달 연구를 위한 한중 공동 집중조사의 일환으로도 실시되었기 때문에 장마시 동중국해상의 해양-대기 상호작용 연구의 기초자료로 활용중이다.

특히, 1998년도 8월과 9월에 제주도 서부해역에서의 해양조사는 양자강 범람에

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

따른 극저염수의 제주도 주변해역으로 확장되는 상황을 실질적으로 감시하는 역할도 담당하였으며, 해양수산부와 국립수산진흥원, 국회 및 언론매체에 이르기까지 양자강 담수에 관한 해양정보를 관계기관 및 국민에게 적시에 제공하였다. 위성추적부이에서 측정된 해표면 수온자료가 WMO의 전세계기상예보 기초자료로 활용되었으며, 향후 적외선위성영상을 보정하는데 활용할 것이다. 또한, 하계 조사시 관측된 클로로필의 농도는 인공위성 해색센서 SeaWiFS 자료의 보정을 위한 기초자료로 활용되었으며 앞으로 보다 정확한 실험식 산출에 계속 이용될 것이다. 황해와 동중국해 경계역에서 조사한 해류자료와 해수특성자료는 동중국해 자체는 물론 최근 악화되고 있는 황해의 해양환경보전을 위한 연구에 중요한 자료로 이용될 것이다. 한편, 동중국해 대륙사면역에서의 해양조사는 우리나라 해역에 공급되는 난류수의 기원과 변동 규명을 위한 국내 유일의 연구활동으로 해양변동은 지역기후시스템의 이해와 예측에 활용될 수 있다. 이외에 본 연구성과는 동중국해의 어·해황 분석 및 예보, 오염사고 발생시 오염경로, 해상사고시 인명구조와 수색에 직접 활용할 수 있으며, 더 나아가 해군작전에 직접 이용된다.

제 2 절 추가연구의 필요성

1. 주변연안국 및 국제정세

연구 대상해역인 동중국해는 수많은 어종의 산란장이자 월동장으로 우리나라 수역중에서 해양수산자원이 가장 풍부하고 부존 해저자원 개발 가능성이 매우 높은 해역이다. 동중국해는 태평양 대양수를 황해와 동해로 공급하는 중간보급지 역할을 하며 황해 해수 및 우리나라와 중국의 하천수를 받아들이는 수용처로 동중국해의 해양환경의 악화는 즉시 한국 남해, 황해, 동해에 영향을 미치기 때문에 해양환경관리 측면에서 특별한 국가적 관심과 투자가 필요하다. 1999년부터 새롭게 발효된 배타적 경제수역 원칙에 입각한 한-일간 어업협정, 한-중 어업협정 등, 동중국해를 둘러싼 연안국가간에 이 해역관리에 대한 첨예한 논쟁이 지속될 것이다. 한편, 동중국해는 지역 기후측면에서 한반도 주변의 대기에 열과 수분을 공급하며, 겨울철 한냉한 대륙성기단을 변형시키는 역할을 한다. 최근 경제력이 급팽창하는 중국의 군사력 증대를 견제하기 위한 미국의 군사적 전략대응을 우리는 주목해야 할 것이다. 미국은 구체적 군사활동방안을 마련하기 위하여 1990년대 중반부터 미해군 연구소를 중심으로 은밀하게 해양조사활동을 착수하였으나 최근에는 연구기관을 동원한 국제공동조사로까지 해양조사 연구의 규모를 확대하고 있다.

위와 같은 국제정세의 변화에도 불구하고 우리 대부분은 아직도 동중국해를 어장으로만 취급하는 고정관념에 매달려 있다. 동중국해를 효율적으로 관리하고, 자원을 경제적으로 이용개발하며, 더 나아가 고조되는 군사긴장에 대한 대처를 위하여 이 해역에 대한 국

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

가적 차원에서 국내해양조사와 연구활동을 적극 활성화시켜야 할 시점에 있다. 그러나 본 연구사업이 동중국해를 대상으로 한 첫 번째 국내 연구일 정도로 동중국해를 등한시하고 있는 것도 우리의 현실이다.

2. 주요 해양과학 문제점

동중국해에 대한 국내 해양조사와 연구가 일천하기 때문에 본 연구에서는 동중국해 서부역의 해양환경보전, 자원 이용과 개발, 지역기후 등 전분야에 걸쳐 공통적으로 필요로 하는 기초 해양과학자료의 수집과 동중국해 서부역의 전체 해양구조와 변동을 결정 짓는 주요 해양과정의 이해에 초점을 맞추었다. 아직은 주변 연안국인 일본과 중국, 그리고 이 해역에 관심을 가지고 있는 미국의 조사 연구에 비해 연구규모와 조사활동이 상당히 미미하지만, 주요 해양과정연구분야에서는 비교적 체계적인 조사활동을 하고 있으며 견실한 연구성과를 얻고 있다. 그러나 적은 연구비와 3년의 짧은 연구기간내에 복잡하게 연계되어 있는 주요 해양과정을 만족할만한 수준으로 규명할 수는 없고 장기간에 걸쳐 지속적이고 집중적인 연구가 필요하다. 지난 3년간 연구를 통해 동중국해 서부역에서 다음과 같은 해양과정연구의 중요성이 구체적으로 부각되었다.

(1) 황해와 동중국해 사이에 교환되는 해수와 해양물질량은 얼마이며 어떤 해양과정을 통해 교환되는가? 또한 이러한 교환은 시간 공간적으로 어떤 변화를 갖는가? 해수와 보전성 해양물질 교환은 주로 조류와 해류에 의해 이루어지며 기상학적 수문학적 요인들이 관여하게 된다. 해양구조의 시간변화 중 계절변화가 가장 우세하나 해양특성 (물리, 화학, 생물)과 해류의 계절분포가 아직도 정확히 조사되지 못하였다. 다양한 조석·조류와 일반해양순환 수치모델 연구가 수행되었으나, 복잡한 해저지형을 충분히 반영하고 외력의 시공간 분포에 대한 해양반응을 고려하는 정교한 모델이 개발되어야 하며 모델의 입력조건 및 검증에 필요한 신뢰성 있는 자료가 요청된다. 특히, 제주난류와 황해난류의 발생과 경로, 그리고 중국연안수와 Kuroshio 기원 외해수 사이에 정력학적, 동력학적 관계가 규명되어야 한다.

(2) 양자강 담수는 어떤 과정을 통해 한국남해로 확장하며 동중국해 해양구조는 어떤 변화를 보이는가? 양자강 담수가 남해 해양환경에 미치는 직접, 간접 영향은 무엇인가? 담수경로와 확장범위는 예측이 가능한가? 양자강 담수는 남북방향의 강한 조류역을 통과하여 담수덩어리 형태로 이동되지만 이에 대한 원인은 아직 해명되지 못하였다. 예비관측과 단순모델 실험결과는 제주도 쪽으로의 담수확장을 예견하지만 이동경로를 확인하지는 못하였다. 담수확장시 남해 서부역에서 적조발생 가능성이 제기되었으며 제주도 연안양식장 어류의 급사가 보고되었지만 담수의 직·간접적 영향에 대한 체계적인 조사와 연구는 거의 이루어지지 않았다. 한편, 담수확장 시기에 제주난류와 황해난류 세력은 크게 약화되어 황

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

해로 유입하는 외해수가 대폭 감소하며 이를 해상풍과 압력구배로 설명하고 있지만 역학 과정이 정확히 규명된 것은 아니다. 양자강 담수 문제를 해결하기 위하여 정밀 해양관측, 해상풍 관측, 원격탐사, 해양과정연구, 수치모형 실험 등 다각적인 접근이 필요하다. 또한, 현재 양자강 중류지역에 건설중인 삼협댐이 완공되고 황하와 양자강을 잇는 운하의 재 이용으로 양자강 담수 유출의 형태에 변화가 예상되는바 이는 황해남부 및 동중국해 대륙붕 상층의 해황에 어떠한 영향을 미칠 것이며 생태계 또는 물질 유입 등 우리나라 주변 해역에 이차적인 영향은 어떠할 것인지의 사전 연구가 필요한 사항이다.

(3) 동중국해 서부역의 일반해양순환은 어떤 기본구조를 가지고 있으며 계절별로 어떤 변화를 보이는가? Kuroshio와 branch currents에 의해 얼마나 영향을 받는가? 연안역과 외해역 사이에 해수와 해양물질 교환은 어떤 과정을 통해 이루어 지는가? 중국연안수의 흐름은 비교적 잘 알려져 있으나 중간대륙붕상 (middle shelf area)에서 흐름은 거의 알려진 바가 없다. 단지, 대만북동쪽 대륙사면을 올라온 Kuroshio 수가 양자강 외해로까지 북상하며, 제주도 남서방에 반시계방향의 순환이 존재한다고 보고된 바 있다. 대만해협을 통과한 해류가 중간대륙붕을 따라 북동진한다는 가설이 제시되었지만 아직은 이를 구체적으로 입증할만한 근거는 없다. 다만, 중간대륙붕과 외곽대륙붕 (outer shelf area) 경계역에 연중 강력한 해양전선이 형성되며 외곽대륙붕에서 중규모 소용돌이가 자주 발생된다. 동중국해 서부역의 전체적 해양순환은 해양전선 구조와 공간분포와 밀접한 관련이 있는 것으로 추정되나 내부순환구조에 대한 해양정보는 대단히 부족하다. 해수와 물질교환은 주로 전선역에서 이루어지고 물질이동은 전선역에서 해류구조와 소용돌이에 의해 지배되나 이러한 해양과정의 규명은 정교하고 세밀한 해양관측과 중규모 소용돌이 분해가 가능한 수치모델 실험에 의해서 가능하다.

(4) 동중국해에서의 폭풍의 발달에 있어 동중국해 해수의 역할은 무엇인가? 이 문제는 한국과 중국의 관련 학자들 사이에 오래 전부터 관심의 대상이 되어왔으나 최근에야 실질적인 연구가 시작된 사항이다. 중국대륙으로부터 동진하는 저기압이 황해나 동중국해에 이르면 바로 그 세력의 변화가 있음은 경험적으로 알려진 있다. 또한, 여름철 자주 발생하는 한반도 남부에서의 국지성 집중호우는 황해나 동중국해 북부해역으로부터 급격하게 발달하는 강우 구름대에 의한 것이 대부분이다. 이러한 현상들을 어업, 해상교통 뿐만 아니라 육상에서의 1차산업의 경제활동에 밀접한 관련이 있기 때문에 기상예보나 해상악기상 예보를 통하여 방재 차원의 사전 대책이 제공되어져야 할 필요성을 제기해주고 있으며, 이는 적절한 모델변수의 입력이 없이는 그 성과를 기대하기 어려우므로 동중국해에서의 해양-대기 상호작용의 이해가 우선적으로 해결되어져야 할 사항이다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

제 3 절 제 언

연구기간중 우리나라는 물론 중국과 일본이 배타적경제수역 (EEZ)을 선포하였고 연구해역이 일본 및 중국 EEZ내에 위치하게 되어 조사활동에 많은 제약이 따르게 되었다. 타국 경제수역 내에서 조사하기 위하여 6개월 전에 조사활동 동의요청서를 한국외무부를 통해 해당국 정부에 신청하여야 하나 상대국과의 공동연구가 아니면 사실상 조사가 불가능하다. 우리 관할수역내 해양순환은 동중국해 전체 해양순환의 일부임으로 우리 관할수역의 관리와 이용을 위해서 동중국해 전역에 대한 해양자료의 획득이 반드시 필요하다. 따라서 지역국가간 국제공동연구를 적극 활성화 시켜서 국내 연구수준의 향상을 도모하고 해양자료의 꾸준한 수집과 좋은 연구성과를 낼 수 있도록 정부 관계기관의 적극적인 협조가 필요하다.

동중국해의 해양구조와 해양순환을 이해하기 위하여, 크게는 연안수와 대양수의 시간에 따른 공간적 구조와 분포, 그리고 두 해수와의 혼합과정을 파악해야 한다. 동중국해 해황을 결정 짓는 주요 해양과정은 Kuroshio와 Kuroshio로부터 분기되는 난류수의 세력과 유동경로, 양자강 하천수의 유입과 유동, 한국 남해의 연안수와 대륙붕수의 혼합, 그리고 대륙붕단에서 대양수와 대륙붕수와의 혼합과 연계되어 있다. 해양과정은 독립적으로 발생되기도 하지만 여러 과정이 복합적으로 혹은 다른 과정이 더 개입하여 해양구조와 변동을 더욱 복잡하게 만든다. 따라서 단기간에 모든 해양과정과 관련된 해양역학을 정확히 조사하고 규명하기는 대단히 어렵기 때문에 연구팀이 중장기적으로 꾸준히 연구할 수 있도록 연구비의 안정적 지원이 필요하며 연구팀은 동중국해 전체 해양구조와 해양순환을 결정짓는 주요 해양과정을 선별하여 관련된 역학과정과 해양구조 규명에 제한된 연구비, 연구인력을 집중시켜야 할 것이다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

제 6 장

참 고 문 헌

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

제 6 장 참고문헌

1, 2장

남수용, 1997. 동중국해에서 대마난류 형성에 대한 수치실험 연구. 인하대학교 박사 학위논문. 158p.

방익찬, 오임상, 1995. 해수면 변화와 해저지형에 의한 난류수의 순환과 그 기원. *한국수산학회지*, 28, 677-697.

이재학 등, 1998. 황해의 해수순환과 물질플럭스 연구: 황해 해수특성 조사, 한국해양연구소 연구보고서, 97-LO-01-03-A-02, 과학기술부, 263pp.

이홍재 등, 1991. Kuroshio 해역에서 해황변동연구 (I) - 세계해양대순환실험 표층류 계획 한국해양연구소 프로그램 (1차년도)-. 한국해양연구소 보고서 BSPG 00131-377-1, 135pp.

이홍재 등, 1992. Kuroshio 해역에서 해황변동연구 (I) - 세계해양대순환실험 표층류 계획 한국해양연구소 프로그램 (2차년도)-. 한국해양연구소 보고서 BSPG 00168-473-1, 122pp.

이홍재 등, 1993. Kuroshio 해역에서 해황변동연구 (I) - 세계해양대순환실험 표층류 계획 한국해양연구소 프로그램 (최종년도)-. 한국해양연구소 보고서 BSPN 00179-603-1, 193pp.

이홍재 등, 1994. 동중국해의 이용과 개발을 위한 동중국해 해황과 대마난류수의 기원 (예비조사). 한국해양연구소 보고서, BSPN 00246-711-1, 226pp.

이홍재 등, 1995. 쿠로시오 해역과 동중국해의 해양순환- 동중국해 동부해역 중심, 1차년도 연차보고서, BSPN 00257-812-1, 한국해양연구소, 462pp

이홍재 등, 1997. 쿠로시오 해역과 동중국해의 해양순환- 동중국해 동부해역 중심, 1단계최종보고서, BSPN 00319-964-1, 한국해양연구소, 563pp.

이홍재 등, 1998. 동중국해 중·서부해역의 해양순환연구, 1차년도 연차보고서, BSPE 97603-00-1042-1, 한국해양연구소, 278pp.

이홍재 등, 1999, 동중국해 중·서부해역의 해양순환연구, 2차년도 연차보고서, BSPE 98708-00-1141-1, 한국해양연구소, 335pp.

日本科學技術廳, 1995. 明日おめざす科學技術シンポジウム-科學技術振興調整費 成果. 1994年 3月14-16日, 日本, 東京, pp. 68.

최병호, 1990. 세격자체계의 황해 및 동지나해 조석모형의 개발. 한국해안·해양공학회지. 2: 231-244.

An, H.S., 1977. A numerical experiment of the M_2 tide in the Yellow Sea. *J.*

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

Oceanogr. Soc. Japan, 33, 103-110.

An, H.-S., 1987. The numerical simulation of the oceanic circulation in the Yellow Sea. *J. Kor. Earth Sci. Soc.* 8, 171-176.

Choi, B.H., 1980. A tidal model of the Yellow Sea and the Eastern China Sea. Korea Ocean Research and Development Institute Report. 80-02, Seoul, 72p.

Choi, B.H., 1982. Note on currents driven by a steady uniform wind stress on the Yellow Sea and the East China Sea. *La mer*, 20, 65-74.

Choi, B.H., 1984. Computation of currents driven by a steady uniform wind stress on the East China Sea using a three-dimensional numerical model. *J. Oceanol. Soc. Korea*, 19, 36-43.

Choi, B.H. and K.S. Suh., 1992. Computation of meteorologically-induced circulation on the East China Sea using a fine grid three-dimensional numerical model. *J. Kor. Soc. Coast. Oce. Eng.*, 4, 45-58.

Beardsley, R.C., R. Limeburner, H. Yu, and G.A. Cannon, 1985. Discharge of the Changjiang (Yangtze River) into the East China Sea. *Cont. Shelf Res.*, 4, 57-76.

Behrenfeld, M. J., and P. Falkowski, 1998. Photosynthetic rates derived from satellite-based chlorophyll concentration. *Limnol. Oceanogr.*, 421, 1-20.

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

Cox, M. D., 1984. *A primitive equation, 3-dimensional model of the ocean.* GFDL Ocean Group Technical Report No. 1., GFDL/Princeton Univ.

Fang, Y., Q.-H. Zhang, and G.-H. Fang, 1997. A numerical study on the path and origin of the Yellow Sea Warm Current. *The Yellow Sea*, 3, 18-26.

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

Hellerman, S. and M. Rosenstein, 1983. Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates. *J. Phys. Oceanogr.* 13, 1093-1104.

Hirose, N., C.-H. Kim and J.-H. Yoon, 1996. Heat budget in the Japan Sea. *J. Oceanogr.*, 52, 553-574.

Hoge, F. E., and P. E. Lyon, 1996. Satellite retrieval of inherent optical properties by linear matrix inversion of oceanic radiance models: An analysis of model and radiance measurement errors. *J. Geophys. Res.*, 101, 16,631-16,648.

Hsueh, Y., 1988. Recent current observations in the eastern Yellow Sea. *J. Geophys. Res.*, **93**, 6875-6884.

Hu, D., 1994. Some striking features of circulation in Huanghai Sea and East

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

China Sea. In *Oceanology of China Seas*. Vol. 1. Eds. Zhou Di et al., Kluwer Academic Publishers, 27-38.

Huh, O. K., 1982. Spring season flow of the Tsushima Current and its separation from the Kuroshio: Satellite evidence. *J. Geophys. Res.*, 87, 9687-9693.

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

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 circulation of the Yellow Sea and the East China Sea. Doctoral Dissertation. Kyushu Univ. 150pp.

Levitus, S., 1982. *Climatological atlas of the world ocean*. NOAA Prof. Pap. 13, 173pp. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.

Lie, H.-J., 1985. Wintertime temperature-salinity characteristics in the southeastern Hwanghae (Yellow Sea), *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 41, 291-298.

Lie, H.-J. and C.-H. Cho, 1994. On the origin of the Tsushima Warm Current, *J. Geophys. Res.*, 99, 25,081-25,091.

Lie, H.-J., C.-H. Cho, J.-H. Lee, P. Niiler, and J.-H. Hu 1998. Separation of the Kuroshio water and its penetration onto the continental shelf west of Kyushu. *J. Geophys. Res.*, 103, 2963-2976.

Liu, K.-K and W.-S. Chuang, 1994. *Kuroshio edge exchange processes. Monograph* (collected papers), Vol. 2, Taiwan, 266pp.

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).

Miyaji, K., 1991. Studies on the eddies associated with the meander of the Kuroshio in the waters off southwest coast of Kyushu and their effects on egg and larval transport. *Bull. Sekai Fish. Res. Inst.*, 69, 1-77 (in Japanese).

Morel, A., and L. Prieur, 1977. Analysis of variations in ocean color. *Limnol. Oceanogr.* 22, 709-722.

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

NASDA, 1996. OCTS Reference Manual - Technical Report, 203-255.

Nitani, H., 1972. Beginning of the Kuroshio, in Kuroshio, edited by H. Stommel and K. Yoshida, pp. 353-369, Univ. of Tokyo Press, Tokyo.

O'Reilly, J. E., S. Maritorena, B. G. Mitchell, D. A. Siegel, K. L. Carder, S. A. Garver, M. Kahru, and C. McClain, 1998. Ocean color chlorophyll algorithms

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

for SeaWiFS. *J. Geophys. Res.*, 103, 24,937-24,953.

Pang, I.-C., H.-K. Rho and T.-H. Kim, 1992. Seasonal variations of water mass distributions and their causes in the Yellow Sea, the East China Sea and the adjacent seas of Cheju Island. *Bull. Korean Fish. Soc.*, 25, 151-163.

Pang, I.-C., T.-H. Kim, T. Matsuno and H.-K. Rho., 1993. On the origin of the Tsushima Current (I): Barotropic case. *Bull. Korean Fish. Soc.*, 26, 580-593.

Qiu, B., T. Toda, and N. Imasato, 1990. On Kuroshio front fluctuations in the East China Sea using satellite and in situ observational data, *J. Geophys. Res.*, 95, 18,191-18,204.

Su, J., 1990. Review of the works of Chinese scientists in the first three years of JRK. *Japan-China Joint Research Programme on the Kuroshio (JRK)*, 7-12.

Yoo, S, and J. Park, 1998. Bio-optical properties of the Yellow Sea. *Korean J. Remote Sensing* 14, 285-294.

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.* Ed. 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.

Zhou, D., Y.-B. Liang and C.-K. Zeng, 1994, *Oceanology of China Seas*, Vol. 1, Kluwer Academic Pub., London, 344pp.

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, 255pp.

3장 1절

김구, 노홍길, 이상호, 1991. 하계 제주도 주변해역의 수계 및 해수순환. 한국해양학회지, 26: 262-277.

이 홍재 등, 1993. Kuroshio 해역에서 해황변동연구 (I) -세계해양대순환실험 표층류 계획 한국해양연구소 프로그램 (최종년도)-. 한국해양연구소 보고서 BSPN 00179-603-1, pp. 193.

이 홍재 등, 1998. 동중국해 중·서부해역의 해양순환 연구 (1차년도). 한국해양연구소 보고서 BSPE 097603-00-1042-1, pp. 278.

이 홍재 등, 1999. 동중국해 중·서부해역의 해양순환 연구 (2차년도). 한국해양연구소 보고서 BSPE 098708-00-1141-1, pp. 335.

Beardsley, R.C., R. Limeburner, K. Kim, and J. Candela, 1992. Lagrangian flow observations in the East China, Yellow and Japan Seas. La Mer, 30: 297-314.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

Fang, G., B. Zhao and Y. Zhu, 1991. Water volume transport through the Taiwan strait and the continental shelf of the East China Sea measured with current meters. In: Oceanography of Asian Marginal Seas, ed. K. Takano, Elsevier, New York, 345-358.

Guan, B., 1994. Patterns and structures of the currents in Bohai, Huangjai and East China Seas. In: Oceanology of China Seas. Vol. 1, Ed. by Zhou D., Y. Liang and C. Zeng, Kluwer Academic Publishers, 17-26.

Lie, H.-J., 1986. Summertime hydrographic features in the southern Hwanghae. Progress in Oceanogr., 17: 229-242.

Lie, H.-J., C.-H. Cho and A. Kaneko, 1998. On the branching of the Kuroshio and the formation of slope countercurrent in the East China Sea. Proceedings of Japan-China Joint Symposium on CSSCS, 1998., 25-41.

Lie, H.-J., C.-H. Cho, J.-H. Lee, S. Lee and Y. Tang, 2000. Seasonal Variation of the Cheju Warm Current in the Northern East China Sea. J. Oceanogr. (in print)

Miyaji, K., 1991. Studies on the eddies associated with the meander of the Kuroshio in the waters off southwest coast of Kyushu and their effects on egg and larval transport. Bull. Sekai Fish. Res. Inst., 69: 1-77 (in Japanese).

Nakao, T., 1977. Oceanic variability in relation to fisheries in the East China Sea and the Yellow Sea. J. Fac. Mar. Sci. Tech., Sp. No., 199-367

Nitani, H., 1972. Beginning of the Kuroshio, In: Kuroshio, ed. H. stommel and K. Yoshida, Univ. Tokyo Press, 353-369

Sybrandy, A.L. and P.P. Niiler, 1991. The WOCE/TOGA SVP Lagrangian drifter construction manual, WOCE Rep. 63, 58 pp., Scripps Inst. of Oceanogr., Univ. of Calif., La Jolla.

Uda, M., 1934. The results of simultaneous oceanographical investigations in the Japan Sea and its adjacent waters in May and June, 1932. Japan Imp. Fish. Exp. stations, 5: 57-190.

3장 2절

김구, 노홍길, 이상호, 1991. 하계 제주도 주변 해역의 수괴 및 해수순환, *한국해양학회지*, 26: 262-277.

이재학 등, 1998. 황해의 해수순환과 물질플럭스 연구: 황해 해수특성 조사, 한국해양연구소 연구보고서, 97-LO-01-03-A-02, 과학기술부, 263pp.

이홍재 등, 1998. 동중국해 중·서부해역의 해양순환연구, 1차년도 연차보고서, BSPE 97603-00-1042-1, 한국해양연구소, 278pp.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

이홍재 등, 1999, 동중국해 중·서부해역의 해양순환연구, 2차년도 연차보고서, BSPE 98708-00-1141-1, 한국해양연구소, 335pp.

Hu, D.-X., 1994. Some striking features of circulation in Huanghai Sea and East China Sea, In *Oceanology of China Seas*. Vol. 1. Eds. Zhou D. et al., 27-38.

Lee, J.H., H.-J. Lie and C.-H. Cho, 1997. Frontal structure in the northern East China Sea, *9th PAMS & JECSS Workshop*, 22-24 Sept., 1997. Taipei, Taiwan.

Lee, J.H., H.-J. Lie and Y. Tang, 1999. Seasonal distribution of the low salinity core waters in the southern Yellow Sea, *10th PAMS/JECSS Workshop*, Kagoshima, Japan.

3장 3절

Chen, C.T.A., S.L. Wang, and H.I. Huang, 1995. Sources of the high nutrient near-bottom water on the East China Sea continental shelf. *8th PAMS and JECSS Workshop*.

Chen, C.T.A., 1997. Eutrophication is not responsible for making East China Sea a large CO2 sink. *9th PAMS and JECSS Workshop* 4-1～4-7. September 1997. Taipei.

Elsinger, R.J. and W.S. Moore, 1984. ^{226}Ra and ^{228}Ra in the mixing zones of the Pee Dee River-Winyah Bay, Yangtze River and Delaware Bay estuaries, Estnarine, *Coastal and Shelf Sci.* 18, 601-613.

Grasshoff, K., M. Ehrhardt and K. Kremling, 1983. *Methods of seawater analysis*. verlag chemic., 419p.

Harada, K. and S. Tsunogai, 1986. ^{226}Ra in the Japan Sea and the residence time of the Japan Sea water. *Earth Planet. Sci. Lett.* 77, 236-244.

Ito, T., A. Kaneko, H. Tsubota and N. Gohda, 1994. The characteristic distirbution of silica over the East China Sea Shelf Slope. *J. Oceonogr. Japan*, 50, 465-477.

Key, R.M., R.F. Stallard, W.S. Moore, and J. Sarmiento, 1985. Distribution and flux of Ra-226 and Ra-228 in the Amazon River estuary, *J. Geophys. Res.*, 90, 6995～7004.

Liu, K.K., G.C. Gong, C.Z. Shyu, S.C. Pai, C.L. Wei and S.Y. Chao, 1992. Response of Kuroshio upwelling to the onset of the northeast monsoon in the sea north of Taiwan: Observations and a numerical simulation. *J. Geophys. Res.*, 97(C8), 12,511-12,526.

Moore, W.S., J.L. Sarmiento and R.M. Key, 1986. Tracing the Amazon component

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

of surface Atlantic water using ^{228}Ra, salinity and silica. *J. Geophys. Res.*, 91, 2574-2580.

Nozaki, Y., 1989. Mean residence time of the shelf water in the East China and the Yellow Seas determined by $^{228}Ra/^{226}Ra$ measurements. *Geophys. Res. Lett.*, 16(11), 1297-1300.

Nozaki, Y., H. Tsubota, V. Kasemsupaya, M. Yashima and N. Ikuta, 1991. Residence times of surface water and particle-reactive 210Pb and 210Po in the East China and Yellow Seas. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 55, 1265-1272.

Okubo, T., 1980. ^{228}Ra in the Japan Sea. *J. Oceanogr. Soc. Japan,* 36, 263-268.

Park, Y.H., 1985. Some important summer oceanographic phenomena in the East China Sea. *J. Oceanogr. Soc. Korea,* 20(2), 12-21.

Reid, D.F., W.S. Moore and W.M. Sackett, 1979. Temporal variation of ^{228}Ra in the near-surface Gulf of Mexico. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 43, 227-236.

Song, W., K. Lin and B. Guo, 1990. *A study on the source of the Tsushima warm current water.* Science and Technology Agency, Japan and State Oceanic Administration, China, 361pp.

Spencer, C.P., 1975. The micronutrient elements. *Chemical Oceanogr.* 2, 245-300.

Su, J., 1990. Review of the works of Chinese scientists in the first three years of JRK. *Japan-China Joint Research Programme on the Kuroshio (JRK),* 7-12.

Yamada, M. and Y. Nozaki, 1986. Radium isotopes in coastal and open ocean surface waters of the western North Pacific. *Mar. Chem.* 19, 379-389.

3장 4절

Cullen J. J., 1990. On the models of growth and photosynthesis in phyto-plankton. *Deep-Sea Res.* 37, 667-683

Eppley, R. W., E. Stewart, M. R. Abbott, and U. Heyman, 1985. Estimating ocean primary production from satellite-derived chlorophyll: Introduction to regional differences and statics for the southern Californian bight, *J. Plankton Res.*, 7, 57-70.

Fei, Z. L., 1991. An analysis on the formation mechanism of the distribution of high content of chlorohhyll-a in the continental shelf edge waters of East China Sea. *Acta Oceanologia Sinica,* 11, 97-107

Guo, Y.J., 1991. The Kuroshio. part 2. Primary productivity and phytoplankton. Oceanogar. *Mar. Biol. Annu. Rev.*, 29, 155-189.

Hoge, F. E., and P. E. Lyon, 1996. Satellite retrieval of inherent optical properties

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

by linear matrix inversion of oceanic radiance models: An analysis of model and radiance measurement errors. *J. Geophys. Res.*, 101, 16,631-16,648.

Huang, R., 1988. The influence of hydrography on the distribution of phytoplankton in the southern Taiwan strait. *Esturine, Coastal and Shelf Sci.*, 26, 643-656.

Jones, K. J., and R. J. Gowan, 1990. Influence of stratification and irradiance regime on summer phytoplankton composition in coastal water and shelf seas of the Btitish Isles. *Estuar. Coast Shelf. Sci.*, 30, 557-567.

Kirk, J. T. O., 1981. Monte Carlo procedure for simulating the penetration of light into natural waters. *Aust. CSIRO Div. Plant Ind. Tech. Pap.* 36, 1-16.

Kirk, J., 1994. *Light and Photosynthesis in Aquatic Environments.* 2nd. Ed. Cambridge Univ. Press.

Longhurst, A., 1998. *Ecological Geography of the Sea.* Academic Press, 398pp.

Morel, A., 1980. In-water and remote measurement of ocean color. *Boundary Layer Meteorol.* 18, 343-355.

Morel, A., and L. Prieur, 1975. Analyse spectraledes coefficients d'attenuation diffuse, d'absorption et de retrodiffusion pour diverses regions marines. Center Rech. Oceanogr. Villefranche-sur-Mer Rapp. 17. 157pp.

Morel, A., and L. Prieur, 1977. Analysis of variations in ocean color. *Limnol. Oceanogr.* 22, 709-722.

NASDA, 1996. OCTS Reference Manual - Technical Report, 203-255.

O'Reilly, J. E., S. Maritorena, B. G. Mitchell, D. A. Siegel, K. L. Carder, S. A. Garver, M. Kahru, and C. McClain, 1998. Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS. *J. Geophys. Res.*, 103, 24,937-24,953.

Parsons, T. R., Y. Maita and C. M. Lalli, 1984. *A manual of chemical and biological methods for seawater analysis.* Pergamon Press.

Pingree, R.D., Holligan, P.M., Mardell, G.T. and R .N. Head, 1976. The inflence of physical stability on, spring summer and autumn phytoplankton blooms in the Celtic Sea. *J. Mar. Biol. Assoc. UK,* 56,845-56,874

Platt, T., C. Gallegos, and W.G. Harrison, 1980. Photoinhibition of photosynthesis in natural assemblages of marine phytoplankton. *J. Mar. Res.*, 38, 687-701.

Press, W. H., B. P. Flannery, S. A. Teukolsky, and W. T. Vetterling, 1988. *Numerical Recipes,* Cambridge Univ. Press, 735pp.

Prieur, L., and S. Sathyendranath, 1981. An optical classification of coastal and oceanic waters based on the spectral absorption curves of phytoplankton pigments, dissolved organic matter, and other particulate materials. *Limnol. Oceanogr.*, 26(4), 671-689

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

Sathyendranath, S., and T. Platt, 1995. Remote sensing of water-column primary production. Preprint. Published, In *Measurement of primary production from the molecular to the global scale,* Eds. W. K. W. Li and S. Maestrini, *ICES Marine Science Symposia,* Vol. 197. Copenhagen. 236-243.

Sathyendranath, S., L. Prieur, and A. Morel, 1989. A three-component model of ocean colour and its application to remote sensing of phytoplankton pigments in coastal waters. *Int. J. Remote Sensing,* 10(8), 1317-1394.

Steele, J. H., 1974. *The structure of marine ecosystems.* Blackwell, Oxford, England.

Yentsch, C.S., 1990. Estimates of 'new production' in the Mid-North Atlantic. *J. Plankton Res.,* 12, 717-734.

Yoo, S., and J. Park, 1998. Bio-optical properties in the Yellow Sea. *J. of Korean Soc. Remote Sensing,* 14, 285-294.

3장 5절

김철호, 1999. 황해 해수순환 모형검토, *해양연구,* 제20권3호.

Bryan, K., 1969. A numerical method for the study of the circulation of the world ocean. *J. Comp. Phys.,* 4, 347-376.

Dukowicz, J.K., R.D. Smith, and R.C. Malone, 1993. A reformulation and implementation of the Bryan-Cox-Semtner ocean model on the Connection Machine. *J. Atm. & Ocean. Tech.,* 10, 195-208.

Dukowicz, J.K. and R.D. Smith, 1994. Implicit free-surface method for the Bryan-Cox-Semtner ocean model. *J. Geophys. Res.,* 99. 7991-8014.

Killworth, P.D., D. Stainforth, D.J. Webb, and S.M. Paterson, 1991. The development of a free-surface Bryan-Cox_Semtner ocean model. *J. Phys. Oceanogr.,* 21, 1333-1348.

Hellerman, S. and M. Rosenstein, 1983. Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates. *J. Phys. Oceanogr.,* 13, 1093-1104.

Levitus, S., 1982. *Climatological atlas of the world ocean.* NOAA Prof. Pap. 13, 173pp. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.

3장 6절

김성수, 고우진, 조영조, 이필용, 전경암, 1998. 1996년 여름철 남해 표층수의 이상저염수 현상과 영양염류의 분포특성. *한국해양학회지,* 3(3), 165-169.

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

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

해양연구소, 1997. 양자강 하천수 plume의 수치모델링 연구. 한국해양연구소 보고서, BSPE 97616-00-1056-1, 69pp.

해양연구소, 1998. 동중국해 중·서부해역의 해양순환 연구 (2차년도). 한국해양연구소 보고서, BSPE 98708-00-1141-1, 335pp.

中國科學院 三峽工程 生態與環境科研項目組, 1989. *長江三峽 生態與環境地圖集*, 科學出版社, 北京, 中國.

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

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.

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

Hong, G.H., S.H. Kim, C.S. Chung, and S.J. Pae, 1995. The role of the anthropogenic nutrient input in the carbon fixation of the coastal ocean Yellow Sea: a preliminary study. In *Direct Ocean Disposal of Carbon Dioxide*, Eds. N. Handa and T. Ohsumi, Terra Scientific Publishing Company, Tokyo, 13-22.

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

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, 150pp.

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).

McCreary, J.P. Jr., S. Zhang, and S.R. Shetye, 1997. Coastal circulation driven by river outflow in a variable-density 1½-layer model. *J. Geophys. Res.*, 102, 15,535-15,554.

Mellor, G.L., 1998. *Users guide for a three-dimensional, primitive equation, numerical ocean model.* Program in Atmospheric and Oceanic Sciences, Princeton University, Princeton, 41pp.

Shen, H., C. Zhang, C. Xiao, and J. Zhu, 1998. Change of the discharge and sediment flux to estuary in Changjiang River. In *Health of The Yellow Sea,*

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

Eds. G.H. Hong, J. Zhang, and B.-K. Park, The Earth Love Publication Association, Seoul, 129-148.

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.* Ed. 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.

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, 255pp.

3장 7절

Abbott, M.B., A. McCowan, and I.R. Warren, 1981. Numerical modeling of free-surface flows and coastal waters. In *Transport Models for Inland and Coastal Waters,* Ed. H.B. Fisher, Academic Press, New York, 542pp.

Abbott, M.B. and D.R. Basco, 1989. *Computational fluid dynamics : an introduction for engineers.* John Wiley & Sons Inc., 425pp. .

AN, H.S., 1977. A numerical experiment of the M2 tide in the Yellow Sea, *J. Oceanogr. Soc. Japan,* 33, 103-110.

Cherniawsky, J.Y., M.G.G. Foreman, and W.R. Crawford, 1999. Ocean tides from TOPEX/POSEIDON sea level data. (Submitted to J. Geophys. Res.).

Choi, B.H., 1980. A tidal model of Yellow Sea and Eastern China Sea. KORDI Report, 80-02, Korea Ocean Research and Development Institute, Seoul, 72pp.

Choi, B.H., 1990. Development of fine-grid numerical tidal models of the Yellow Sea and the East China Sea. *J. Korean Soc. Coastal and Ocean Engineers,* 2(4), 231-234(in Korean).

Cummins, P.F., and L.Y. Oey, 1997. Simulation of barotropic and baroclinic tides off northern British Columbia. *J. Phys. Oceanogr.,* 27, 762-781.

Defant, A., 1960. *Physical Oceanography,* Vol. II, Pergamon press, 598pp.

Hodgins, D.O., 1979. On the numerical computation of two-layer nearly horizontal flows. *J. Hydrau. Res.,* 17, 23-42.

Holloway, P.E., 1996. A numerical model of internal tides with application to the Australian North West Shelf. *J. Phys. Oceanogr.,* 26, 21-37.

Kang S.K., Chung, J.-Y., Lee, S.-R., and Yum, K.D., 1995. Seasonal variability in the M_2 tide in the seas adjacent to Korea. *Cont. Shelf Res.,* 15(9), 1087-1113.

Kang S.K., S.R. Lee and K.D. Yum, 1991. Tidal Computation of the East China

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

Sea, the Yellow Sea and the East Sea. In *Oceanography of Asian Marginal Seas,* Ed. K. Takano, Elsevier Oceanography Series 54, 25-48.

Kang, S.K., M.G.G. Foreman, and W.R. Crawford, and J.Y. Cherniawsky, 2000. Numerical modeling of internal tide generation along the Hawaiian Ridge. *J. Phys. Oceanogr.* (in press).

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

Kantha, L.H., I. Bang, J.-K. Choi, and M.-S. Suk, 1996, Shallow Water Tides in the Seas around Kprea, *J. Korean Soc. Oceanogr.*, 31(3), 123-133.

Lefevre, F., C. Le Provost, and F. Lyard, 1999. How can we improve a global ocean tide model at a regional scale? A test on the Yellow Sea and the East China Sea, *J. Geophys. Res.* (In press).

LeProvost, C., A.F. Bennett, D.E. Cartwright, 1995. Ocean tides for and from Topex/Poseidon. *Science*, 267, 639-642.

Lee, S.H., and R.C. Beardsley, 1999. Influence of stratification on residual tidal currents in the Yellow Sea, *J. Geophys. Res.*, 104(C7), 15,679-15,701.

Lie, H.J., and C.H. Cho, 1994. On the origin of Tsushima warm current. *J. Geophys. Res.*, 99, 25,081-25,091.

Morozov,E.G., 1995. Semidiurnal internal wave global field. *Deep-Sea Res.*, 42, 135-148.

Nishida, H., 1980. Improved tidal charts for the western part of the north Pacific Ocean. *Report of Hydrographical. Research,* No. 15.

OGURA, S., 1933. The tides in the seas adjacent to Japan. *Bull. Hydrographic Dept., Imperial Japanese Navy,* No. 7, 1-189.

Pingree, R.D., D.K. Griffiths, and G.T. Mardell, 1983. The structure of the Celtic Sea shelf break. *J. Mar. Biol. Assoc. U.K.*, 64, 99-113.

Pingree, R.D. and D.K. Griffiths, 1987. Tidal friction for semidiurnal tides. *Cont.. Shelf Res.*, 7, 1181-1209.

Ray, R.D. and G.T. Mitchum, 1996. Surface manifestation of internal tides generated near Hawaii. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 2101-2104.

Ray, R.D. and G.T. Mitchum, 1997. Surface manifestation of internal tides in the deep ocean: observation from altimetry and island gauges. *Prog. in Oceanogr.*, 40, 135-162.

Serpettte, A., and R. Maze, 1989. Internal tides in the Bay of Biscay: A two-dimensional model. *Cont. Shelf Res.*, 9, 795-821.

Sherin, T.J., and N.K. Taylor, 1990. Numerical investigations of linear internal tide generation in the Rockall Trough. *Deep-Sea Res.*, 10, 1595-1618.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

3장 8절

안유환, 서영상, 한상복. 1995. 해저지형이 춘계 수온분포에 미치는 영향.(추계, 해양학회 발표 요약집)

Lie, H-J., C-H Cho, J-H Lee, S. Lee and Y. Tang, 1999. Seasonal variation of Cheju Warm Current in the Northern East China Sea (accepted, Journal of Oceanography).

Ahn Y. H. H.-J. Lie and J. M. Moon, 1999. Variation of water turbidity in Korean waters. <*Proceeding of International Symposium on Progress in Coastal Engineering and Oceanography*>. Vol. 1, 45 - 53p.

Kim K., H. K. Rho, and S. H. Lee, 1991. Water masses and circulation around Cheju-Do in summer, *J. Oceanol. Soc. Korea*, 26: 262-277.

Lie H-J., 1985. Wintertime temperature-salinity characteristic in the southeastern Hwanghae (Yellow Sea). *J. Oceanol. Soc. Japan*, 41: 291-298.

Hu, D., 1994. Some strikeing features of circulation in Huanghae Sea and East China Sea. In Oceanography of China Seas. Volume 1. edited by Zhou Di *et al.* , Kluwer Acdemic Publishers, 27-38.

이홍재 외 26, 1998. 동중국 중서부 해역의 해양순환 연구 (2차 년도), 한국해양연구소 기관고유연구 사업보고서, BSPE 98708-00-1141-1.

이홍재 외 19, 1998. "황해의 해수순환과 물질 플럭스 연구"의 세부과제 "황해의 해류관측 및 해수유동", 과학기술부 사업보고서, BSPN 97357-01-1101-1.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

부 록

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

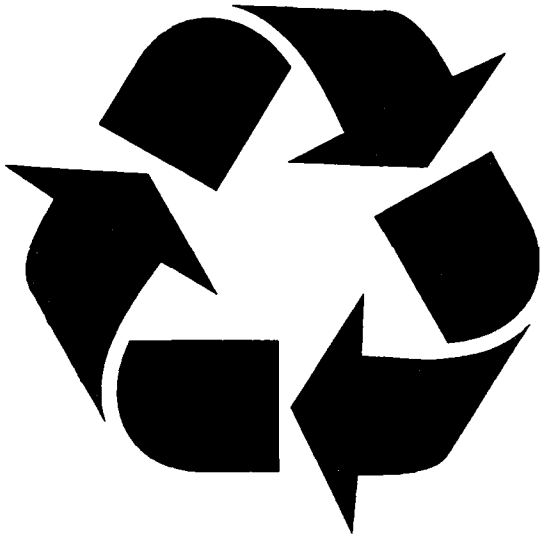
IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

부록 1. 동중국해 해수순환과 해양-대기 상호작용에 관한 한-중 공동연구 workshop 프로그램

가. 1차 workshop, 1997년 10월 3일- 5일, 중국 항주

"Circulation and Air-Sea Interaction in the East China Sea" Workshop

东海环流和海气相互作用研讨会



3-5 October 1997
Hangzhou

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

The Program of "Circulation and Air-Sea Interaction in the East China Sea" Workshop

Thursday, October 2

14:00-22:00 Registration

Friday, October 3

7:30 Breakfast

Chairpersons: Jilan Su and Haisheng Zhang
8:40-9:20 Opening Remark

Chairperson: Yaochu Yuan
9:20-9:40 Structure of surface current and hydrography in summer in the boundary zone between the yellow and East China Seas
Heung Jae Lie*, Cheol Ho Cho, Seok Lee and Jae Hak Lee
9:40-10:00 Geographical and temporal variation of sensible and latent heat fluxes in the ocean area near China
Mingyu Zhou*, Fenlan Qian and Shiming Li
10:00-10:20 Advances in the study of coastal and oceanic cyclones to the East of China
Zenghao Qin*
10:20-10:50 Coffee Break
10:50-11:10 Synoptic characteristics of 1993 and 1994 Changma in Korea
Yoon Hong* and Deuk-Kyun Rha
11:10-11:30 Variability of the Kuroshio in the East China Sea during 1992~1995
Yonggang Liu* and Yaochu Yuan

12:00 Lunch

Chairperson Heung Jae Lie
14:00-14:20 Tide and wave simulations for the Hangzhou Bay
Byung Ho Choi*
14:20-14:40 On the current field associated with the Yellow Sea cold water mass
Jilan Su and Daji Huang*
14:40-15:00 Three dimensional diagnostic, semidiagnostic and prognostic calculations of current in the Taiwan Strait during summer
Huiqun Wang* and Yaochu Yuan
15:00-15:30 Coffee Break
15:30-15:50 A numerical modeling study of the fresh water plume
Inkweon Bang*
15:50-16:10 Distribution of low salinity waters in the southwestern Yellow Sea in October 1996
Jae Hak Lee*
16:10-16:30 Hydrographical conditions in the East China Sea
Jingzhong Jiang* and Tongde Fang

18:00 Welcome Party(at *Huajiashan Hotel*)

Saturday, October 4

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

7:30	Breakfast
Chairpersons:	Jilan Su and S.K. Yi
9:00-10:00	Proposals of Chinese side (1)Yaochu Yuan: The physical oceanography (2)Mingyu Zhou: Meteorology(I) (3)Zenghao Qin: Meteorology(II)
10:00-10:30	Coffee Break
10:30-11;30	Proposal of Korea side Heung Jae Lie
11:30-12:00	Proposal of Japanese side Yaochu Yuan
12:00	Lunch
14:00-17:00	Discussion and summary
18:00	Dinner
19:00-20:45	Excursion around *the West Lake*

Sunday, October 5

7:30	Breakfast
8:00-11:30	Excursion to *the Lingyin Temple, Tea Museum* and so on
12:00	Lunch
13:00-17:00	Excursion to *the Tiger Spring, Six Harmony Pagoda* and so on
18:00	Closing Party

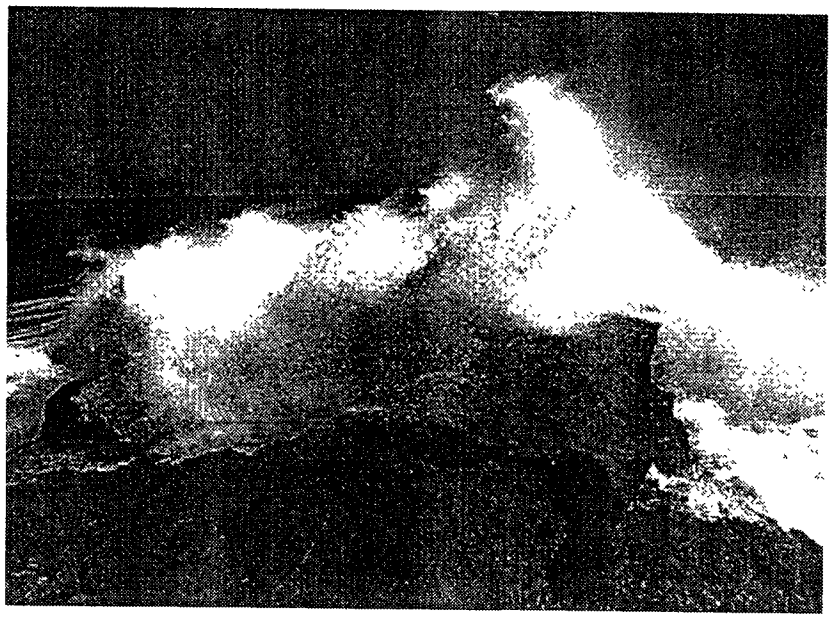
*The mark * means the person who will present the paper.*

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

나. 2차 workshop, 1998년 10월 8일-11일, 중국 항주

The Workshop of Cooperative Study on the Air-sea Interaction Process of Cyclone Outbreak over the Yellow and East China Seas

黄东海入海气旋爆发性发展过程的海气相互作用研讨会



October 8-11, 1998
Hangzhou, China

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

The Workshop of Cooperative Study on the Air-Sea Interaction Process of Cyclone Outbreak over the Yellow and East China Seas

(October 8-12, 1998, Hangzhou, China)

PROGRAMME

October 8:

Registration at Ling Feng Hotel,. Hangzhou (杭州灵峰山庄，
Tel： 7971456)

October 9:

1)Watch the tidal bore of Qian-Tang River

2)18：00- Dinner Party

October 10 AM:

1)09：00 Meeting begin, Chaired by Prof. Zhang Haisheng, Deputy Director of Second Institute of Oceanography (SIO)

09：00-09：30 Speeches given by

Dr. Wang hui , Director of Division of Ocean Science, Department of Earth Science, NNSF

Mr. Ni Yuefeng, Director of Department of Science & Technology, SOA

Prof. Su Jilan, Director of SIO

2)09：30-10：00 Group photo & Break

3)10：00-12：00 Chaired by Prof. Su Jilan

10：00-10：25 Prof. Yuan Yaochu "Project of 1999 Investigation cruise on the Sea-Air Interaction of the developing Process of cyclone outbreak over the Yellow and East China Seas"

10：25-10：50 Prof. Zhou Mingyu "The observation for air-sea exchange of heat and substance during developing process of outbreak cyclone over Yellow and East China Seas"

IP：14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

10:50-11:15 Prof. Qin Zenghao "Some Aspects of extratropical cyclones over the Yellow and East China Seas"

11:15-11:40 Prof. Arate Kaneko "1999 Cruise Plan for the Air-Sea Interaction Process of cyclone outbreak over the Yellow and East China Seas"

12:00 Lunch

October 10 PM:

14:00-17:30 Chaired by Prof. Cao Jiping

14:00-14:25 Dr. Heung-Jae Lie "Implementation Plan of KORDI"

14:25-14:50 Speak by Prof. Cho-Teng Liu

14:50-15:10 Break

15:10-17:30 Discussion

October 10 evening:

18:00-21:00 Visit the Lantern Festival at "Listening to the Orioles Singing in the Willows "Park

October 11 AM:

1)09:00-10:30 Chaired by Prof. Arate Kaneko
Discussion

10:30-10:45 Break

2)10:45-12:00 Chaired by Dr.Heung-Jae Lie
Discussion

12:00: Lunch

October 11 PM :

13:30- Sight Seeing

October 12 AM

Leave Hangzhou for Shanghai at 09:10 by train Y204

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

부록 2. 연구기간중 연구참여자의 논문 게제 및 발표 요약문

한국해양학회 춘계학술발표회, 1998. 5. 2.,충남대학교.

Seasonal variation of low salinity waters in the northwestern East China Sea

이재학*, 이홍재*, Yuxiang Tang**, 조철호*, 안병응*
*한국해양연구소, **중국국가해양국 제1해양연구소

A series of cruises conducted by Korea Ocean Research and Development Institute during 1996-1997 enables to trace low salinity waters in the region between the Yellow and East China Seas. We present a scenario of seasonal variation of low salinity waters as follows based on CTD data gathered: In summer, with monsoonal rainfall an amount of discharge from the Changjiang River flows out and directs to Chejudo. It acts as a barrier between the Yellow and East China Seas. Consequently, the southward coastal waters from the northwestern Yellow Sea and a part of the Changjiang diluted waters are mixed and piled up in the southern Yellow Sea. As a result, the decrease of salinity in the surface 20 m layer of the southern Yellow Sea exceeds 2.0 psu. In autumn, the core of low salinity waters isolated in the southern Yellow Sea moves to the southwestern Yellow Sea as warm saline waters in the region west of Chejudo begin to press the water body in the southeastern Yellow Sea. In winter, the low salinity waters are intruded into the area between Chejudo and the Changjiang River. Boundaries of the region where the low salinity waters stay during the winter season are consistent with contours of 40-50 m depths. In spring of the next year, runoff of the Changjiang River is increasing and it pushes the (old) low salinity waters which have passed the winter. The annual cycle of distribution of low salinity waters implies that the residence time of the waters from the Changjiang River in the warm season in the northwestern East China Sea has a range from one month to one year. This also suggests an estimate of the upper bound of the residence time for geochemical materials originated from the land.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

한국해양학회 춘계발표회, 1998. 5. 1-2, 충남대학교.

제주난류의 계절변화

이홍재·조철호·이 석·이재학
한국해양연구소 해양물리연구부

제주도 서부와 북부 연안역에는 고온·고염의 특징을 갖는 Kuroshio 수계가 연중 발견되며 제주도 서부역을 시계방향으로 돌아 제주해협으로 유입하는 것으로 알려지고 있다. 제주해협에서 동향류는 수차례 관측된 바 있으나 시계방향의 순환은 Lie 등 (1998)의 위성추적부이 실험에 의해 최근에 확인되었으며 황해난류의 통상적 개념과 차별화하기 위하여 제주난류로 정의하였다. 아직도 황해난류와 제주난류의 관계가 정립되지 않았으며, 황해난류수와 제주난류수의 기원이 명확하게 규명되지도 못하였으며, 물리특성과 시계방향순환의 관계가 구체적으로 연구된 바가 없다.

제주도 서부연안역에서 시계방향의 순환이 항상 존재하는지 그리고 시계방향의 순환은 고온·고염수를 수송하는지를 확인하기 위하여 1993년부터 1997년까지 제주도 주변해역에서 조사된 위성추적부이의 궤적과 CTD 자료를 분석하였다. 겨울과 봄철에는 고온·고염수가 제주도 서부역에서 넓게 분포하나 여름과 가을철에는 연안역의 좁은 범위로 위축되며 고염수의 염분도 상대적으로 낮아지는 뚜렷한 계절변화를 보인다. 겨울과 봄철, 동중국해의 고온 고염수가 황해 남서부쪽을 향해 .허모양으로 확장하는 분포를 보이고 추적부이는 등치선을 따라 제주도를 시계방향으로 돌아서 제주해협으로 이동한다. 여름과 가을, 허모양의 분포형태가 사라지나 추적부이의 궤적은 양자강 담수의 제주도쪽으로의 확장과 제주도 서북부역에서의 시계방향 순환을 잘 나타낸다. 충분한 수의 위성추적부이가 투하되지는 않았지만 소위 황해난류로 추정되는 흐름은 관측되지 않았다. 제주난류역의 확장과 축소는 바람장과 중국연안수의 계절변동과 관련이 있음을 알 수 있다. 겨울철의 탁월한 북풍은 황해-동중국해 경계역에서 'S' 형의 강력한 전선을 형성시키는 것으로 판단한다. 북풍은 동-서 및 남-북 방향의 압력구배를 야기시키고 황해 남서부역에서의 동-서 압력구배는 황해의 저온 저염수를 동중국해로 밀어내며 이를 보충하기 위하여 동중국해의 고온·고염수가 황해 남서부역으로 허모양으로 확장될 것이다. 반면에 북풍이 약화되거나 남풍이 우세할 때는 동중국해 해수가 황해로 확장되기가 어렵다. 더욱, 중국 하천수의 유출은 동중국해 해수를 오른쪽으로 압박하는 역할을 하게된다.

Lie, Cho, Lee, Niiler, and Hu, 1998. Separation of the Kuroshio water and its penetration onto the continental shelf west of Kyushu. J. Geophys. Res., 103(C2), 2963-2976.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

한국해양학회 춘계학술발표회, 1998년 5월 1-2일, 충남대학교. (국제공동연구 'Kuroshio 연변에서의 상층해류의 계절변동 연구' 과제와 공동 성과임)

동중국해 대륙사면에서 해류의 수직구조와 반류 형성

조철호 · 이홍재 · Arata KANEKO*
한국해양연구소, 해양물리연구부
*Departmant of Environmental Sciences, Hiroshima University

동중국해 중앙 대륙사면에서 1990년-1991년에 ADCP로 관측한 층별 유속자료를 분석하여 동중국해 대륙사면의 해류의 수직구조와 반류의 시간변동을 연구하였다. 관측은 대륙사면의 수심 430 m에서 약 9개월 동안, 수심 402 m 와 1550 m에서 3개월 동안 ADCP를 계류하여 매 1시간 마다 수직적으로 8 m 간격에서 연속 관측하였다. 자료는 장주기 변동을 살펴보기 위해 저주파 통과 filter를 사용하여 일주조와 반일주조의 조류 성분을 제거 하였다. 해류의 주방향은 북동쪽으로 대륙사면의 등수심선에 거의 평행한 방향이고 대륙사면의 저층에는 쿠로시오 방향과 반대 방향인 남서쪽으로 흐르는 사면 반류 (slope countercurrent)가 자주 형성되었다. 이 반류는 해류가 북동쪽에서 북쪽으로 방향을 급격히 바꾼후 발생하며 반시계방향의 유향변화를 보인다. 반류의 형성은 해저면 근처에서 먼저 시작하여 반류층의 두께가 최대 200 m 이상에 달한다. 유속 anomaly의 분산은 250 m 수심에서 최대이며 표층과 저층으로 갈수록 감소 한다. 경험적 직교함수의 제 1 모드는 순압수직구조를 가지며 분산의 72.3 %를 차지하고 제 2모드는 경압수직구조를 가지며 분산의 12.5 %를 설명해 준다. 층별 회전 스펙트럼은 전층에서 0.067 cpd (15일 주기)에서 최대를 보이며 반시계방향 성분이 시계방향 성분보다 우세하다. 15일 주기의 반시계방향 성분의 상관도는 전체 층 간에서 0.8 이상으로 높고 위상은 300-350 m 층에서 가장 늦게 일어나며 이 층을 기준으로 표층과 저층에서 각각 1일과 0.5 일 빠르게 나타난다. 이러한 반류의 형성은 쿠로시오의 전선 사행이나 소용돌이와 밀접한 관련이 있을 것으로 생각된다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

한국남해의 해양수송과 과정연구 워크샵, 1998. 9. 4, 한국해양연구소.

1997년 9월 중순 제주도 주변해역 CTD 관측 결과

이재학*, 이상룡**, 이홍재*, 안병웅*
*한국해양연구소 해양물리연구부, **부산대학교 해양과학과

1. 서론

제주도 주변 해역은 동중국해 대륙붕수, 황해 해수, 양자강희석수 및 한국연안수 등이 만나는 곳으로 전반적인 해황의 파악과 물리적 과정의 이해는 황해로 유입된 대륙과 대기기원 물질이 동해와 동중국해쪽으로 어떻게 이동되는지에 관한 국지해역간 물질 교환, 남해안 적조 발생과 저염수에 의한 제주도 연안 양식어장의 피해 등과 관련하여 매우 중요한 사항이다. 최근의 여러 관측들은 동중국해로부터의 고온고염수가 제주도 서쪽을 우회하여 제주해협을 통과하고(Lie et al., 1998) 여름철 양자강희석수가 제주도 주변 해역을 통과하여 대한해협쪽으로 공급되는 것을 보여주고 있다. 또한 황해의 해수가 제주해협으로 유입될 가능성을 보여주는 관측 결과들이 보고된 바 있다. 1997년 9월 18 - 23일에 제주도 주변 해역(그림 1)에서 조사선 탐양호를 이용한 현장 관측을 실시하였는바 본 발표에서는 CTD(SBE 911) 자료로부터 조사해역의 해황을 설명하였다.

2. 수온 및 염분의 수평 분포

표층에서는 제주도 동쪽에서 대마난류수와 연안수 사이에 24.0 - 25.0 ℃의 전선이 형성되어 있고, 제주해협과 제주도 서쪽에서는 뚜렷한 수온전선이 없이 22.0 - 24.0 ℃에서 수평 변화가 작은 분포특성을 나타낸다. 그러나 염분분포(그림 2)에서는 31.5 psu 이하의 저염수가 제주도와 소흑산도 사이에서 제주해협으로 혀모양 분포를 보여 저염수가 제주해협을 통과하여 동쪽으로 이동함을 암시해준다. 제주도 남쪽에서 제주도 서단을 우회하여 공급되는 고염수는 제주해협에서 저염수의 세력에 밀려 제주해협을 통과하지 못하고 제주도 북서 연안에 포획되는 형태를 보인다. 이러한 수평분포 구조는 수온약층이 나타나는 20 m 수심까지 유사하게 나타난다. 저층에서는 수직혼합이 활발한 제주도 서단 해역을 제외하고 북서쪽의 저온수와 남동쪽의 고온수 분포가 뚜렷한 대비를 보이면서 남해안의 저온수가 황해쪽의 저온수와 연결이 된다. 특히, 해저면상의 수온분포(그림 3)는 소흑산도 부근의 11.0 ℃ 이하의 최저온수가 분포하고 12.0 - 13.5 ℃의 저온수가 제주해협을 통과하는 혀모양 분포를 보여 황해저층 저온수의 일부가 제주해협을 통하여 동쪽으로 유입되고 있음을 시사해준다.

3. 수온 및 염분의 수직분포

그림 4는 128 °E의 관측선상의 수온, 염분 및 밀도 수직분포이다. 수온약층이 50 - 70 m로 여름에 비해 깊어졌으며 저염수의 관입(entrainment)이 활발함을 보여준

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

다. 수온약층은 황해쪽에서는 20 - 50 m로 남해보다 얕은 수심에 형성되어 있으며 대체로 연안에서 외해 또는 제주도 쪽으로 갈수록 깊어져 이러한 구조를 유지시키는 해수의 운동이 강할 것임을 암시해준다. 저염수의 관입은 전선을 가로지르는 방향으로 수온약층의 등온선들과 일치하며 보다 상층에서는 고온고염수가 남해안쪽 저염수 해역으로 확장하는 양상이 함께 나타나고 있다. 이러한 분포구조는 제주도 서쪽에서도 나타나 조사해역 전체에서 동일한 물리적 과정이 진행되고 있음을 시사해준다. 밀도구조는 수온약층 윗부분 수심을 경계로 상하층에서 각각 염분과 수온의 영향을 더 받는 특성을 나타낸다.

4. 제주도 서단 해역의 특성

제주도 서단 해역에서는 연안에 가까울수록 염분이 수직적으로 균질하고 수온약층이 형성되지 않음을 보이는데 이는 활발한 수직방향 혼합의 결과일 가능성이 크다. 조류가 상대적으로 약한 제주도 동단 해역에서 강한 성층을 보여주는 점이 이를 뒷받침해주고 있다. 제주도 서단 부근 각 관측점들의 전층 평균염분과 평균수온은 모두 제주도에 가까울수록 높아지는 값을 보였다. 수온의 경우는 Kim and Lee (1982)와 상반된 경향을 보여주는 결과이기 때문에 세심한 해석이 요구된다.

5. 토의

제주해협에서 해수의 흐름은 전층에 걸쳐 동쪽으로 향하고 있으며 표층과 저층에서 각각 저염수와 저온수가 대한해협쪽으로 공급된다고 할 수 있다. 표층의 저염수는 소흑산도와 제주도 사이에 있는 저염수핵 분포를 고려하면 덩어리 형태로 흘러온 양자강희석수가 근원일 것으로 보이며, 저층저온수는 황해쪽에서 공급된 것으로 해석하는 것이 타당하다. 제주해협의 수온 및 염분 분포는 1997년 10월의 관측자료에서도 유사한 양상을 보여 (이 등, 1998) 가을철의 일반적일 해황으로 판단된다. 그러나, 다른 자료에서 1984년 8월에는 유사한 구조가 보이지만 1988년 8월에는 저층저온수가 제주해협에서는 나타나지 않아(한국해양연구소, 1987. 1993) 황해저층냉수 세력과 제주도 남쪽으로부터의 고염수 세력의 강약에 따른 결과로서 저층저온수의 제주해협 통과에 년변화가 있음을 시사하고 있으며, 제주해협으로 공급이 늦여름 이후에 시작될 가능성을 암시해 준다. 다만 어떠한 경우이든지 황해남동부의 해수중 물질이 제주해협을 통과하여 동쪽으로 수송되고 있음을 제시할 수 있다. 제주해협의 상층 저염수는 9월 초(노와 방, 1998), 9월 중순(본 연구), 10월 초(석 등, 1998), 10월 중순 및 11월(이, 1998)의 자료들과 비교하면 매우 빠른 속도(0.4 psu/10일)로 고염화 됨을 보여 제주도 서단을 우회하여 공급되는 고염수와 제주해협을 통과하는 표층저염수 사이의 혼합정도를 가늠케 해 준다. 수온약층의 등밀도면(예, σ_t = 24.0)상의 염분분포에서 저염수의 띠가 동서방향으로 제주해협을 통과하는 것으로 나타나 수온약층에서 발견되는 저염수핵들이 등밀도면을 따르는 복합적인 물리적 과정, 즉, 전선을 가로지르는 관입과 전선에 평행한 흐름의 결과일 것으로 사료된다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

참고문헌

노홍길, 방익찬, 1998. 양자강 연안수의 유입과 제주도 주변해역의 해양순환, 동중국해 중서부해역의 해양순환연구 보고서(이홍재 외). BSPE 97603-00-1042-1, 한국해양연구소, 181-207.

석문식 외 7명, 1997. 해류 및 해수순환, 남해 대륙붕 물질순환과 생지화학적 환경 연구 보고서 (홍기훈 외). BSPE 97612, 한국해양연구소, 49-178.

이상호, 1998. personal communication.

이상호, 신은주, 권효근, 1998. 남해의 1997년 가을철 전선구조와 변동. 한국해양학회 1998년 춘계학술발표회 요약집, 116.

한국해양연구소, 1987, Oceanographic Atlas of Korean Waters, Vol 1. Yellow Sea.

한국해양연구소, 1993, Oceanographic Atlas of Korean Waters, Vol 2. South Sea.

Kim, K. and S.H. Lee, 1982. Vertically homogeneous water along the west coast of Jeju Island. J. Oceanol. Soc. Korea, 17, 59-68.

Lie, H.-J., C.-H. Cho, J.H. Lee, P.Niiler, and J.-H. Hu, 1998. Separation of the Kuroshio water and its penetration onto the continental shelf west of Kyushu. J. Geophys. Res., 103, 2963-2976.

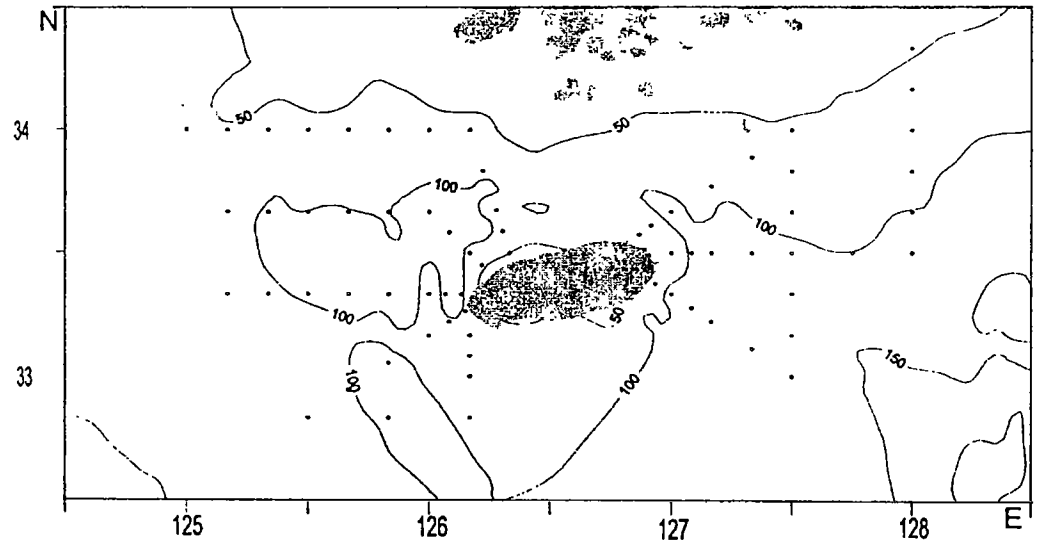


그림 1. 1997년 9월 18 - 23일 CTD 관측점.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

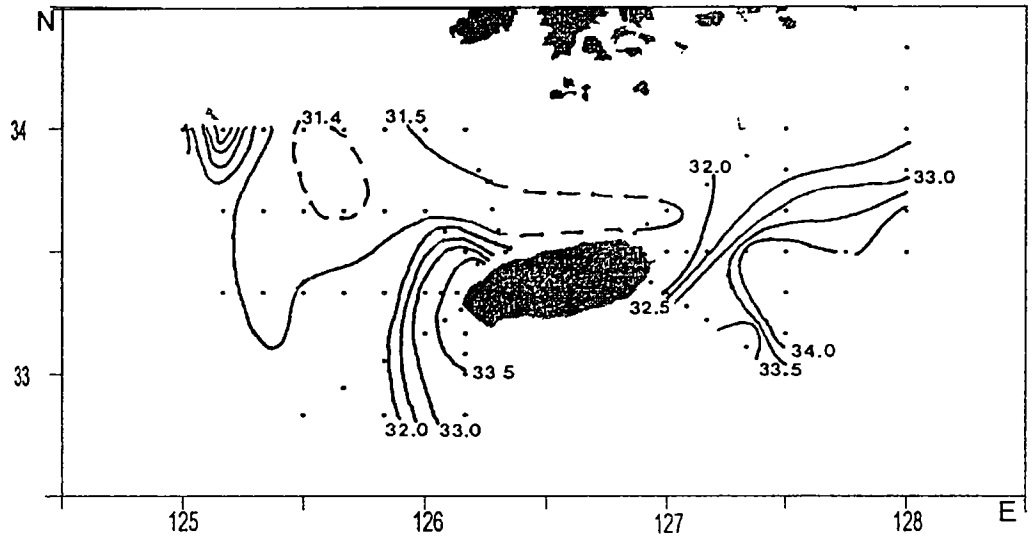


그림 2. 수심 5m 단면상의 염분 수평분포도.

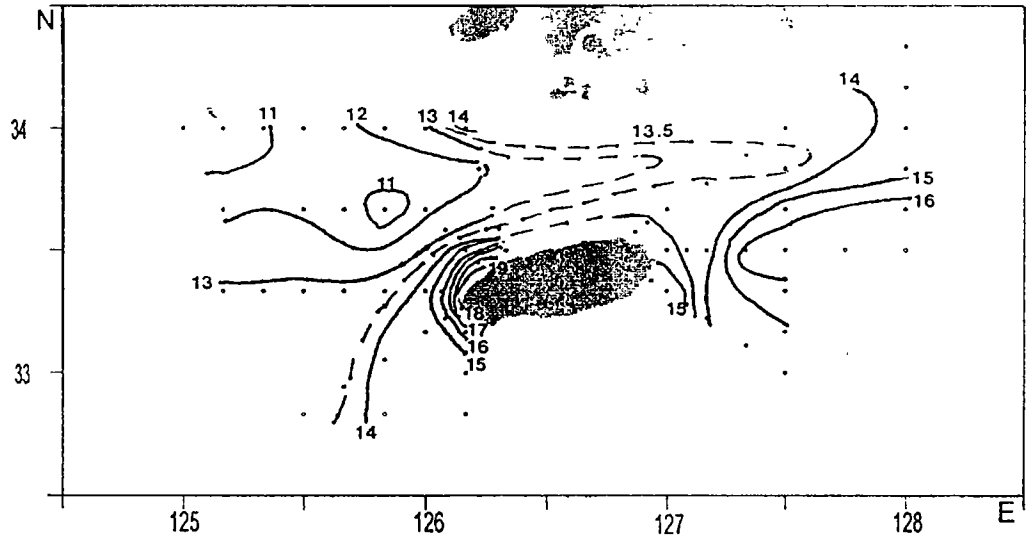


그림 3. 해저면 상의 수온 수평분포도.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

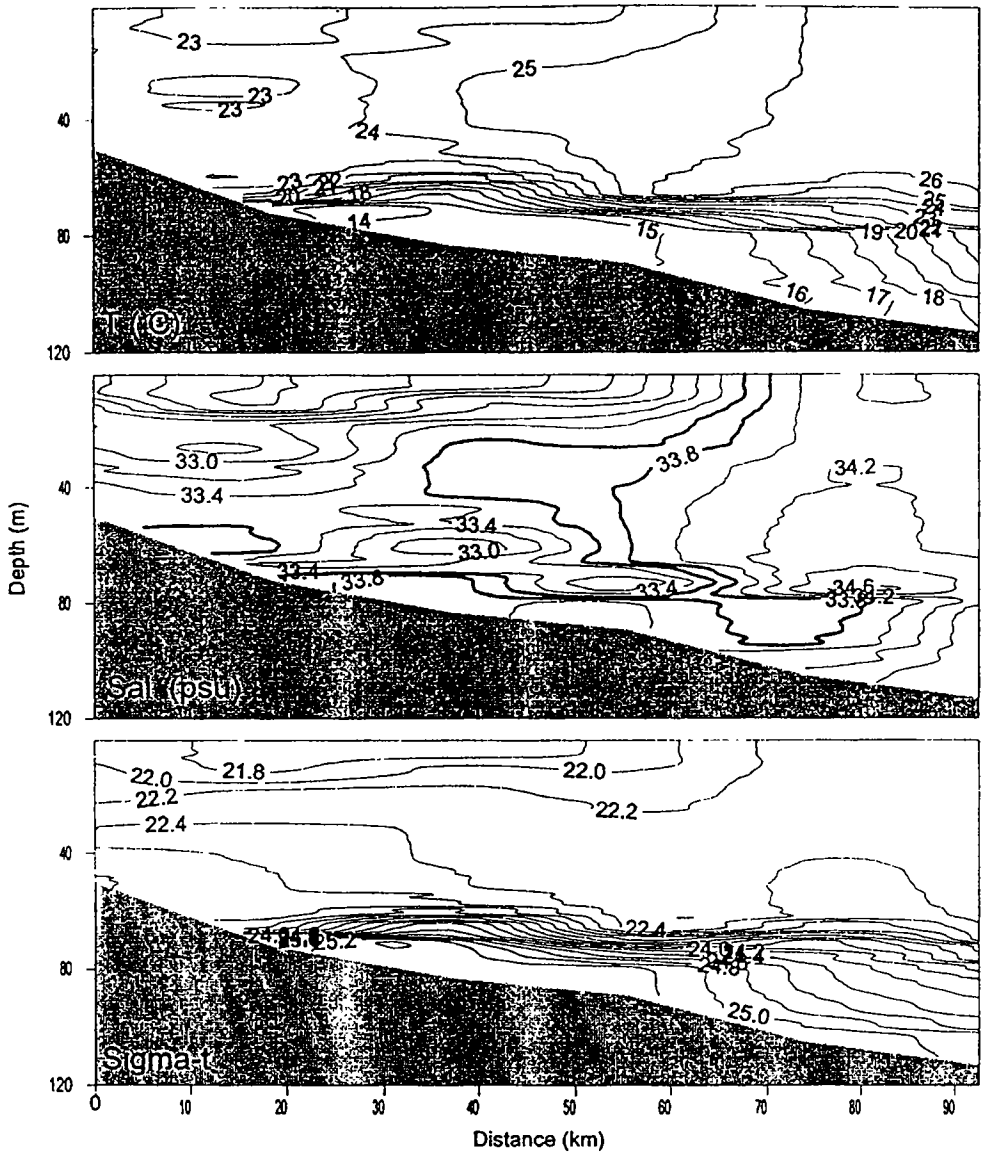


그림 4. 수온, 염분 및 밀도의 128 °E의 관측단면상 수직분포도. 염분 분포도의 굵은 선은 33.6, 33.8 psu를 나타낸 것이다. 고온고염수가 40m 깊이를 중심으로 저염분의 해수 쪽으로 확장하고, 저염분의 해수는 수온약층을 따라 관입하는 양상을 보인다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

1998년도 세계해양의 해 기념 해양.수산 관련학회 공동심포지움 및 학술발표, 1998년 10월 22-24일 여수대학교.

Dispersion of the Yangtze River Diluted Water

방인권
한국해양연구소 해양물리연구부

Dispersion of the Yangtze River Diluted Water (YRDW) is investigated using POM (Princeton Ocean Model) in a realistic configuration. No external forcing is given in the control experiment which has been run for 100 days with a constant river discharge only. First experiment is a flat-bottom case and in the next experiment realistic topography is introduced to see the changes in the response. Next, wind stress of 0.5 dyn/cm^2 is applied continuously for another 10 days beginning from day 100 of the control experiment. Four wind directions are tested and the southerly wind gives dispersion area that affects Korea most.

In another experiment annual variation in the river discharge is implemented and is run for 720 days. Results show that YRDW disperses to the north as much as to the south even without any external forcing. Within two years, the YRDW reachs Cheju Island and the west and south coasts of Korea are also influenced. The northward dispersion of the YRDW is similar to the coastally trapped solution of McCreary and Zhang(1997) in dynamics that the northward flow near the coast is induced as a compensating flow to the southward flowing density current along the offshore front.

참고문헌

McCreary, J. P. Jr and S. Zhang, 1997. Coastal circulation driven by river outflow in a variable-density 1½-layer model. J. Geophys. Res., 102, 15535-15554

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

한국해양학회 추계학술발표회, 1999. 10. 22-23., 목포대학교.

위성자료에 의한 중국 연안수 이동의 추적

안유환, 이홍재, 문정언
한국해양연구소 해양물리연구단

1. 서 론

해수표면수온(SST) 위성 영상자료는 표층해수의 움직임을 연구하는데 많이 사용되어 왔다. 동해 와동류 등 중규모 현상도 NOAA SST 위성영상에서 분명하게 보이며 표류부이의 관측과 잘 일치한다. 안 등(1995)은 동계와 춘계 연속된 위성영상자료를 분석하여 쿠로시오 난류의 일부가 제주 서부역을 거쳐서 황해의 중국측 경사면을 따라 진입하는 것처럼 보이는 현상을 확인한 바 있다. 많은 연구자들이 외관상 보이는 고온수의 분포를 황해난류라고 해석하였다. 그러나 Lie et al. (1999)의 위성추적 표류부이 실험에 의하면 황해의 해수 움직임은 아주 불규칙하며 특히 평균해류라고 할만한 해수의 움직임은 보이지 않는다고 하였다. 이 사실은 앞의 SST 위성자료와 현장관측 자료와는 차이가 있음을 보이는 것이다. 본 연구에서는 동시 관측된 SST와 해수탁도(SS)를 비교하여 동중국해 및 황해의 해수의 움직임을 추적해 보았다.

해수중의 부유물은 수괴와 함께 이동하므로 시간에 따른 탁도 분포는 해수의 움직임을 잘 나타낸다고 사료된다. 물론 해수 중에 위성에서 감지할 수 있는 부유물이 존재하는 경우에 한하여 해수 추적자로 사용할 수 있으며 SS가 급격히 침전하거나 재부유하는 경우에는 사용할 수 없을 것이다. SST는 SS와는 다르게 열에너지의 분포임으로 수직혼합 혹은 용승에 의하여 열보존이 교란될 경우에는 해수이동 추적자로 사용하기가 곤란하다. 즉, 해수이동 추적자는 해수 내에서 그 양이 물리적으로 보존되어야 완벽한 추적자가 될 수 있다. SS와 SST 어느 것도 완벽한 추적자가 될 수는 없지만 동시 관측자료를 상호 비교함으로써 동중국해 북부 해수와 황해의 표면 해수의 움직임을 알아보고자 한다.

2. 방 법

1998년1월부터 1999년 8월까지 수신된 SeaWiFS 자료를 활용하여 한국근해, 특히 동중국해 북부해역, 황해의 해수탁도를 분석하였다. 동시에 혹은 같은 시기(혹은 같은 시간 대)에 수신된 NOAA SST 영상자료와 상호 비교하였다. SS 농도분석을 위하여 SeaWiFS의 band-5 555nm를 사용하였다(Ahn *et al.* 1999).

3. 결 과

1년 8개월간의 SeaWiFS 자료에서 부분적이라도 사용할 만한 자료의 수는 약 30개 정도로 많지 않았기 때문에 계절별로 충분한 자료를 얻을 수 없었다. Ocean color 위성

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

9th PAMS & JECSS Workshop, Taipei, Taiwan, Sept. 22-24, 1997.

Frontal structure in the northern East China Sea

Jae Hak Lee, Heung-Jae Lie and Cheol-Ho Cho
Korea Ocean Research and Development Institute
P.O. Box 29, Ansan, 425-600, Seoul, Korea

1. Introduction

One of the dominant phenomena in the northern East China Sea is the thermohaline front which is described as a demarcation between the cold and fresh coastal waters and the warm and saline open ocean waters. It has been longtime believed that water masses in the region are mainly governed by the northward Tsushima and Yellow Sea Warm Currents, the southward Yellow Sea Bottom Cold Water, eastward diluted waters from the Yangtz river and coastal waters along the Korean Peninsula. However, the related (synoptic) frontal structure and its seasonality are not well understood. The satellite thermal infrared images are useful to study a synoptic frontal distribution, i.e. the sea surface temperature pattern, but only in the winter season. Recently, Korea Ocean Research and Development Institute(KORDI) has carried out intensive hydrographic observations in the Yellow and East China Seas and this enables the seasonal frontal structure to be analysed.

2. Data

The field observation was conducted six times by R/V Eardo or R/V Onnuri of KORDI during the period of 1993-1996. The observational region is not the same for all cruises but the boundary area between the Yellow and East China Seas, i.e., the region between the Yangtz river and Chejudo, is always included. The temperature and salinity data were collected using Neil Brown Mark IIIb and/or SBE 911PLUS CTD systems.

3. Results

The temperature front is generally coincide with the salinity front. In summer, however, the fronts in the bottom and surface layers are largely controlled by temperature and salinity, respectively. The strength and location of the fronts show strong seasonal variation especially in the mid East China Sea. The thermal front is very steep with the gradient over 0.15 ℃/km in winter and in summer but the frontal pattern is reversed

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

between the two seasons from the northward tongue shape to the southward one. An interesting feature is density gradients across the front which show very low values in winter. Table 1 summarizes the front characteristics.

Dynamical consideration suggests that the seasonality of the frontal structure is controled mainly by the change of sea surface pressure fields caused by the diluted waters from the Yangtz river and the northerly monsoon winds in summer and in winter, respectively. Thus, the effects of these external forcing terms should be investigated to understand the seasonality of frontal pattern. Understanding the role of northerly winds on the fronts in the region south of the Korean Peninsula, i.e., from the Korea Strait to the Cheju Strait, is another important problem for the small scale frontal process.

Table 1. Characteristics of the fronts in the northern East China Sea.

Observation		Front characteristics					
Time	Area*	Area**	Formation depth***	Thermal- and haline fronts		Density front	
				Coincidence	Difference	Existence	None
Feb. 1993	SYE	KS-CS, WC	W	o			o
Apr. 1996	ECS	CS-WC	W	o			o
May 1995	ECS	KS-SC-SB	W	o		o	
July 1994	SYE	WC	M, B	o (M)	o (B)		o
Sep. 1994	ECS	KS-SC-YS	T: M, B S.: W	o (M,B)	o (S)	o (S)	
Oct. 1996	ECS	KS-SC-YR	W	o		o (M,B)	o (S)

* SYE- the Southern Yellow Sea, ECS- the East China Sea

** KS- the Korea Strait, CS- the Cheju Strait, WC- west of Chejudo, SC- south of Chejudo SB- shelf break, YS- the Yellow Sea, YR- the Yangtz river

*** W- whole layers, S- surface layer, M- mid layer, B- bottom layer

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

Proceedings of Japan-China
Joint Symposium on CSSCS. 1998

On the Branching of the Kuroshio and the Formation of Slope Countercurrent in the East China Sea

LIE Heung-Jae, CHO Cheol-Ho
Korea Ocean Research & Development Institute, Korea
KANEKO Arata
Hiroshima University, Japan

Abstract

The branching of the Kuroshio west of Kyushu and the slope countercurrents in the East China Sea continental slope were investigated by analyzing trajectories of satellite-tracked surface drifters, moored current data, and CTD data. Composite trajectories of satellite-tracked surface drifters show separation of the northeastward flowing Kuroshio into the Kuroshio main stream turning to the east toward the Tokara Strait and a northward branch current flowing into the shelf across the continental slope. The Kuroshio branch current (KBC) was part of the inshore Kuroshio, just upstream before its separation and its branching might be caused by the vorticity adjustment created by the eastward turning of the Kuroshio.

The Kuroshio branching is indicative of surface divergence, accompanied by convergence in the lower layer. In the branching area, vertical hydrographic sections across the slope were dome-like shaped, which is a typical pattern associated with upwelling. Also southward or southwestward currents were observed in the lower layer of the slope area below the KBC. In the central slope area, upstream of the Kuroshio, southwestward slope current was often formed in the deep layer when the onshore current component was strengthened. This slope countercurrent may be part of a cyclonic circulation in the lower layer, possibly associated with local upwelling in the slope area.

1 Introduction

The Kuroshio in the East China Sea (ECS) flows northeast along the continental slope and its mean axis is located on the shelf slope. It has long been known that the Kuroshio has a branch current west of Kyushu, often called the Tsushima Warm Current (*e.g.*, Nitani, 1972) or the Kuroshio Branch Current (Lie and Cho, 1997). The separation and penetration of KBC water are of great importance for elucidating exchange processes between shelf and Kuroshio waters, and understanding the circulation of the ECS, Yellow Sea, and East Sea. Lie and Cho (1994) observed a persistent northward flow along the western shelf edge of the deep north-south elongated trough west of Kyushu. They also suggested that part of the inshore fringe of the Kuroshio, with a relatively weak speed, separated from the Kuroshio near the continental slope at the entrance of the trough. The Kuroshio turns its direction in the clockwise sens southwest of Kyushu where bottom topography shoals and isobaths are curved. The eastward turning of the Kuroshio and the penetration of Kuroshio water onto the shelf west of Kyushu may be very responsible for complicated circulation in the branching area.

Current structure in the Kuroshio separation area remains relatively unclear to date, mainly both due to the lack of direct current measurements and to hydrographic data

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

WOCE Conference, Halifax, Canada, May 24-29, 1998.

Formation of Slope Countercurrent in the East China Sea

Cheol-Ho Cho, Korea Ocean Research and Development Institute, Ansan PO Box 29, Seoul 425-600, Korea, chcho@sari.kordi.re.kr, Heung-Jae Lie, Arata Kaneko

Wednesday variability Var-03c

Current structures on the continental slope of the East China Sea were investigated by analyzing moored ADCP data, historical current data, ship-mounted ADCP and CTD data. The Kuroshio in the East China Sea flows northeastward along the continental slope and turns to the east southwest of Kyushu. A northward branch current is separated from the Kuroshio in the neighborhood of the eastward turning point toward the Tokara Strait. In the upstream area of Kuroshio west of the eastward turning, a slope countercurrent is frequently formed in the deeper layer below 250 m, with 10-25 day periodicity and the slope current has a maximum variance near a 250 m depth. The formation of countercurrent occurs just after the Kuroshio turns instantaneously toward the north, i.e., when the onshore transport takes place. During the formation of countercurrent, current anomaly in the upper layer is in phase with that in the lower layer, but otherwise, the anomalies between the upper and lower layers show an out-of phase difference. According to the EOF analysis of current anomalies, the first mode explains 72.3% of the variance and the barotropic vertical structure during the formation of countercurrent. The baroclinic vertical structure with the out-of-phase difference are well described by the second mode, explaining 12.5% of the variance. On the other hand, in the downstream area where the branch current is separated from the Kuroshio, geostrophic and observed currents show that there exists a persistent countercurrent flowing to the south or southwest. The countercurrent in the upstream area may be closely associated with Kuroshio frontal eddies or meanders, while the persistent countercurrent in the downstream area may be a consequence of upwelling induced by a divergence in the upper layer due to the branching of the Kuroshio.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

WOCE Conference, Halifax, Canada, May 24-29, 1998.

On the Branching of Kuroshio and Circulation in the East China Sea

Heung-Jae Lie, Korea Ocean Research & Development Institute, Ansan PO Box 29, Seoul 425-6000, Korea, hjlie@sari.kordi.re.kr, Cheol-Ho Cho, Jae-Hak Lee, Peter Niileer

Wednesday variability Var-03j

The branching of Kuroshio west of Kyushu and the circulation of the East China Sea were investigated by analyzing trajectories of satellite-tracked surface drifters deployed during 1989-1997. We also analyzed CTD data collected in the eastern East China Sea in December 1993, September 1994 and late April - early May 1995. Composite trajectories of surface drifters of WOCE/Surface Velocity Programme and KORDI clearly show branching of the Kuroshio into two parts. The northeast Kuroshio flowing along the continental slope turns to the east toward the Tokara Strait and a northward branch current (henceforth Kuroshio Branch Current, KBC) is separated from the main stream in the neighbourhood of the eastward turning point southwest of Kyushu. The KBC on the outer shelf flows northward along the shelf edge of the deep trough west of Kyushu after crossing the continental slope. The KBC also bifurcates into two parts; a northward continuing flow toward the Korea Strait and an eastward turning flow around the trough west of Kyushu. The latter flow eventually joins the Kuroshio main stream west of the Tokara Strait after forming a clockwise circulation in the trough. On the other hand, the former one corresponds to the Tsushima Warm Current which supplies heat and salt to the East/Japan Sea through the Korea Strait. The Yellow Sea Warm Current has long been believed to separate from the KBC between Cheju-do and Kyushu and to flow into the Yellow Sea. However, this classic concept of the Yellow Sea Warm Current is not evidenced by drifter trajectories and CTD measurements. Rather, a clockwise current around Cheju-do is observed and is newly named the Cheju Warm Current. It joins the Tsushima Warm Current in the Korea Strait. The KBC, the Tsushima Warm Current and the Cheju Warm Current are easily traced by high salinity, which is characteristic of the inshore Kuroshio water. The volume transport of the KBC is estimated to be about 4.0 x 106 m^3/sec.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

The 10th
PAMS/JECSS
in Kagoshima, Japan, on Oct.7-9, 1999

Dynamical structures of the Kuroshio and its frontal motions in the East China Sea

Heung-Jae Lie*, Peter Niiler** and Cheol-Ho Cho*

* Physical Oceanography Division, Korea Ocean Research and Development Institute, P.O. Box 29, Ansan, 425-600, Korea
E-mail: hjlee@kordi.re.kr
** Scripps Institution of Oceanography, 9500 Gilman Drive, La Jolla, CA 92093-0230, USA

Keywords: Kuroshio front, cyclonic eddy, cycloid track, East China Sea

1. Introduction

The Kuroshio front and its meander motions in the East China Sea (ECS) are frequently seen on satellite infrared images (e.g., Qiu et al., 1990). The Kuroshio frontal meander motions, often accompanied by mesoscale eddies, are well developed in spring and propagate downstream with typical scales of 14-20 days in period and of 100-150 km in wavelength, and of 20-30 km/d in phase speed. Previous studies on the Kuroshio frontal motions have been made mostly using hydrographic data and satellite infrared images observed in spring. However, dynamical aspects of the Kuroshio frontal motions in the ECS still remain unclear to date because of insufficient current data.

In this study we attempt first to discuss the horizontal structures of surface eddy field in the ECS, mainly based on surface drifter data collected by KORDI and WOCE. Next, we investigate dynamical characteristics of frontal meanders and eddies in the central outer continental shelf and slope by analyzing drifter trajectories during 1996-1998 and CTD data collected concurrently at the drifter experiments, together with available NOAA infrared images.

2. Frontal meander motion and eddy activities

Most drifters in the outer shelf move downstream in drawing tangled trajectories and these tangled trajectories may result from Kuroshio frontal meanders and eddies. Large MKE (> 1000 cm^2/s^2) is confined to a narrow band along the mean axis of the surface Kuroshio. EKE in the outer continental shelf and slope ranges100 to 1500 cm^2/s^2 and decreases sharply from the Kuroshio axis to the shelf. Local EKE maxima in the central slope (> 300 cm^2/s^2) are shifted about 40 km to the shelf edge. In the Kuroshio turning areas where the surface Kuroshio decelerates, EKE is locally maximum with values larger than 600 cm^2/s^2. The eddy activity is predominant in the outer continental shelf on the cyclonic side of the Kuroshio and

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

in the deep trough west of Kyushu where shed-off warm eddy or clockwise circulation are observed (e.g., Lie et al., 1998).

Eddy-mean flow interaction, given by $<u_i u_j> \partial U_i / \partial x_j$ where subscripts i and j are 1 or 2 (Baturin and Niiler, 1997), changes its sign successively along the continental slope of the East China Sea. Large production of eddy energy in the Kuroshio turning areas is well consistent with the local maximums of eddy kinetic energy produced by branching and turning of the Kuroshio.

3. Structure of frontal eddies in the central outer shelf

3.1. Experiment in May 1996

Upwelling of cold slope water occurred at the shelf edge during May 27 to June 1 (Yanagi et al., 1998). A drifter near the shelf edge moved downstream after drawing a closed cyclonic trajectory with an elliptical shape of about 40 km along the Kuroshio and 20 km across the Kuroshio. On the other hand, drifters in the outer shelf gradually turned clockwise after release. The cyclonic track presents occurrence of a counterclockwise rotation of water particles around the upwelled water column, while the clockwise tracks are drawn in and around saline Kuroshio water intruded in the outer shelf. The clockwise motion in the outer shelf is estimated to have relative vorticity of order of -0.1×10^{-5}/s.

3.2. Experiment in March 1997

Intrusion of warm Kuroshio water into the outer shelf is clearly seen in NOAA images and CTD data. The intruded warm water near 126° E has scales of 140 km in the along-Kuroshio and 110 km in the cross-Kuroshio. This warm water lump moved downstream at a mean speed of 12.5 km/d, about half of a propagation speed estimated from images in early March 1986 (Qiu et al., 1990).

Drifters on the continental slope moved downstream in drawing cycloid tracks. Drifters in the outer shelf turned clockwise as they moved from shallow depth to deep one, but they turned counterclockwise for the opposite movement from deep depth to shallow one. The anticyclonic eddy-like tracks are formed in and around the intruded Kuroshio water in the outer shelf, which strongly support the existence of a warm eddy detached from the Kuroshio in the slope.

4. Dynamical Implications of the Cycloid Track

Cycloid or trochoid tracks along the shelf edge are frequently observed when drifters near the central shelf edge move offshore. The cycloid or trochoid track is supposed as trajectory of a fluid particle fixed on a circle rolling. Therefore, the observed cycloid or trochoid tracks can be considered as particle movement on an eddy of radius R advected downstream in the x-axis. Particle trajectory is expressed by

$$X = R \sin(\omega t) + V_o t \quad \text{and} \quad Y = R \cos(\omega t) \tag{1}$$

, where ω is angular frequency of the eddy and V_o is the translation speed along the x-axis. For constant V_o, particle speed V_t on the track is given by

$$V_t = [C^2 + (V_o)^2 - 2 C V_o Y / R]^{1/2} \tag{2}$$

, where C is the propagation speed of a rotational motion, ωR. The particle speed is dependent upon y-position of the particle and the third term on the right hand side of (2) shows a rotation-advection interaction. For $C = V_o$, the particle draws a cycloid track. The maximum particle speed at Y = R appears at the mid-trough for cyclonic rotational motion and at the mid-crest for anticyclonic rotational motion.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

The trochoid track observed in the frontal zone in March 1997 is taken as an example for a simple analysis. It provides V_o = 20 km/d, T = 4 days, and R = 17 km. The observed speed along the track accelerates from an apex to the mid-trough (or mid-crest) and decelerates from the mid-trough (or mid-crest) to the next apex. Thus, the observed speed is maximal at the mid-trough (crest) and minimum at the apexes. These characteristics of drifter motion are in good agreement with the computed particle track and speed. The frontal waves are found to propagate downstream at a phase speed of 27 km, faster than the translation speed and the corresponding wavelength is 107 km, longer than the distance of 80 km between the two apexes.

6. Summary and conclusions

Frontal meander motions propagate along the continental slope and eddy-like frontal motions occur in the outer shelf and slope, especially in spring. Cyclonic eddies near the shelf edge is in close association with upwelling of cold slope water, while anticylonic eddies in the outer shelf are formed in the intruded Kuroshio water. The observed cycloid tracks near the shelf edge and moving speed profiles are well represented by a rotating eddy translating downstream. The typical observed frontal waves have wavelengths of about 100 km and amplitudes of about 15 km, propagation speed of 20 km/d.

References

Lie, H.-J., C.-H. Cho, J-H. Lee, J.-H., P. Niiler, and J.-H, Hu (1998). Separation of the Kuroshio water and its penetration onto the continental shelf west of Kyushu. *J. Geophy. Res.*, 103, 2963-2976.

Qiu, B., T. Toda, and N. Imasato (1990). On Kuroshio front fluctuations in the East China Sea using satellite and in situ observational data, *J. Geophys. Res., 95*, 18191-18204.

Yanagi, T., T. Shimizu, and H.-J. Lie (1998). Detailed structure of the Kuroshio frontal eddy along the shelf edge of the East China Sea. *Cont. Shelf Res., 18*, 1039-1056.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

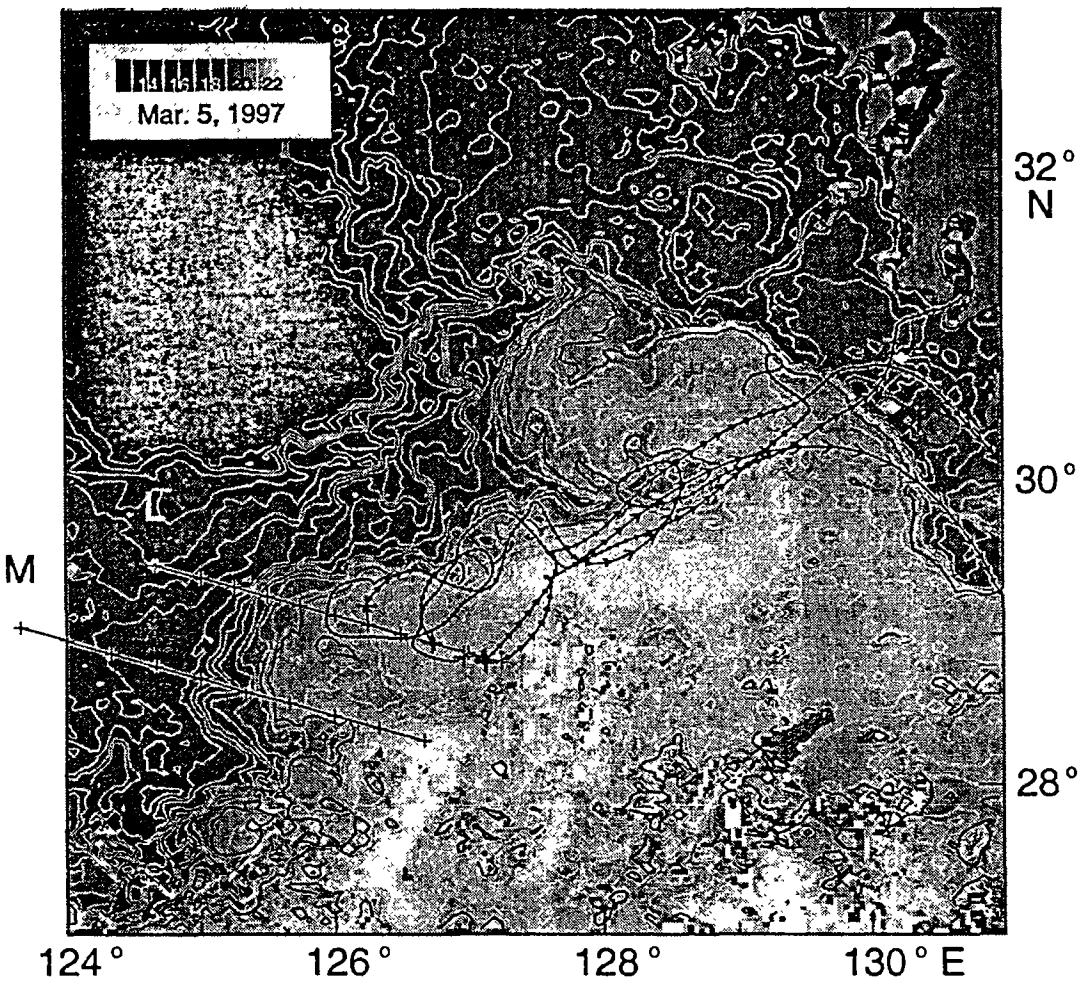


Fig. 1. Sea surface temperature on March 5, 1987, estimated from an image of NOAA/AVHRR and trajectories of satellite-tracked drifters showing Kuroshio frontal motions. Drifters in the outer shelf turn clockwise in or around Kuroshio warm water intruded into the shelf, whereas drifters near the shelf edge draw cycloid / trochoid tracks along the shelf edge

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

The 10th PAMS/JECSS
in Kagoshima, Japan, on Oct.7-9, 1999

Seasonal variation of the Cheju Warm Current in the northern East China Sea

Cheol-Ho Cho*, Heung-Jae Lie*, Jae-Hak Lee*, Suk Lee* and Yuxiang Tang**

* Physical Oceanography Division, Korea Ocean Research and Development Institute, P.O. Box 29, Ansan, 425-600, Korea
E-mail: chcho@kordi.re.kr
** Physical Oceanography Division, First Institute of Oceanography, State Oceanic Administration, P.O. Box 98, Qindao 266003, China

Keywords: Cheju Warm Current, Tsushima Warm Current, East China Sea

1. Introduction

The Cheju Warm Current (hereafter, CWC) has been defined as a mean current that turns clockwise around Cheju-do (often Cheju Island) in the northern East China Sea (Lie et al., 1998). This mean current transports warm and saline water to the western coastal area of Cheju-do and to the Cheju Strait. The CWC is different from the Yellow Sea Warm Current (YSWC). Although there exist two different concepts on the origin of the YSWC (e.g., Nitani, 1972; Beardsley et al., 1985), neither of the two concepts commonly indicates the existence of a strong mean current in the Cheju Strait. The year-round existence of an eastward current in the southern Cheju Strait requires a continuous supply of saline water from the southwestern area of Cheju-do. Consequently, we may pose following questions. Is the CWC a part of the YSWC? How does the CWC change seasonally? We have attempted to answer these questions by analyzing CTD data and trajectories of satellite-tracked drifters collected around Cheju-do.

To examine the geographical boundary between the two representative water masses of fresh coastal water and saline Kuroshio-origin water in the western area of Cheju-do, we analyzed historical CTD data collected in the four seasons during 1986-1991 in the northern East China Sea (ECS). The circulation pattern inferred from hydrographic properties in shallow water should be inter-compared with current data measured at key points on pathways of its major mean currents. Therefore, we deployed satellite-tracked drifters and collected CTD data at three different times during 1996 – 1997. At last, we have constructed a composite map of trajectories of all available satellite-tracked drifters deployed in the ECS by KORDI.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

2. Seasonal distribution of CWC water

Analysis of CTD data shows that saline water with salinity (S) greater than 33.5 psu appears both in the western coastal area of Cheju-do and in the whole eastern area of Cheju-do and that there exists a salinity front in the lower layer of the western area separating the Kuroshio-origin saline water and fresher coastal water. The median S in the front is around 33.5 psu, although it changes seasonally. The saline water with S > 33.5 psu in the western area of Cheju-do is grouped into two types: water with S > 34.0 psu on the eastern side of the salinity front which is referred to as the CWC water and that of 33.5-34.0 psu in the frontal zone which is referred to as the modified CWC water.

In winter, a strong surface-to-bottom thermohaline front is formed in the western area of Cheju-do and its spatial pattern is shaped in a form of letter 'Γ'. Mixed water of T = 10-11 °C and S = 33.0-34.0 psu extends to the northwest as if it pierce the coastal water. The CWC water advances to the northwest in winter and retreats to the southeast in summer. In summer when the vertical stratification is established, the CWC water appears only in the lower layer. The inshore limit of the CWC water is well described by a 34.0 psu isohaline near the bottom. Its farthest advancing of the CWC water to the northwest occurs in late winter to early spring, but its farthest retreating to the southeast occurs in autumn. In autumn, the CWC water retreats sometimes to the eastern coast of Cheju-do. In an area between 33-34° N, the annual displacement of the western limit is estimated about 200 km. The seasonal change of the inshore limit of the CWC water may be closely associated with seasonal changes of surface wind fields and freshwater input into the YS and northern ECS.

3. Seasonal movement of CWC

We have compared hydrographic structure and drifter movements. In winter to early spring, drifters move approximately parallel to the Γ-shaped thermohaline front and this is evidence that the CWC water in the western area of Cheju-do flows into the Cheju Strait in a clockwise manner around Cheju-do. In summer and early autumn, the CWC water in the lower layer and part of fresh surface water in the western coastal area of Cheju-do are found to flow into the Cheju Strait. In general, the width of CWC water is much narrower in the Cheju Strait than that in the western area of Cheju-do. This decrease in width is associated with an increase in speed of the CWC in the Cheju Strait.

The CWC water does not intrude to the northwest, different from the previous belief. All drifters have moved into the Cheju Strait approximately along isotherms and/or isohalines. It is to remark that drifters that have been deployed or appeared in the southwestern area of Cheju-do do not move to the southeastern area. From these results we may draw a conclusion that the CWC water and modified CWC water in the western area of Cheju-do flow into the Cheju-Strait after turning clockwise around Cheju-do.

4. Conclusions

The CWC water and the modified CWC water in the western area of Cheju-do are found to flow into the Cheju Strait after turning clockwise around Cheju-do. As seen in a composite map of available drifter trajectories in Fig. 1, the CWC is defined the clockwise current transporting the CWC water and modified CWC water. The CWC flows in the western channel of the Korea/Tsushima Strait after passing through the Cheju Strait and eventually joins the Tsushima Warm Current in the Korea/Tsushima Strait.

The advancement of the CWC water to the west in winter may take place due to the strong

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

northerly wind and the eastward retreat in summer may be due to both the southerly wind and the eastward extension of fresh water discharged from the Chinese coast. In winter, mixed water of T of 10-11 °C and S of 33.0-34.0 psu extends to the northwest, but it does not result from a continuous intrusion of the CWC water nor the YSWC from the western coastal area of Cheju-do. It is thought that the CWC water mixes with fresher coastal water and the mixed water intermittently intrudes. The intermittent intrusion may occur when the northwestern part of the Γ-shaped thermohaline front is broken down, possibly by outbreaks of the northerly winds.

References

Beardsley, R. C., R. Limeburner, H. Yu, and G. A. Cannon (1985): Discharge of the Changjiang (Yangtze River) into the East China Sea. *Cont. Shelf Res.*, **4**, 57-76.

Lie, H.-J., C.-H. Cho, J.-H. Lee, P. Niiler, and J.-H. Hu (1998): Separation of the Kuroshio water and its penetration onto the continental shelf west of Kyushu. *J. Geophys Res*., **103**, 2963-2976.

Nitani, H. (1972): Beginning of the Kuroshio. p. 353-369. In *Kuroshio* ed. by H. Stommel and K. Yoshida, , Univ of Tokyo Press, Tokyo.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

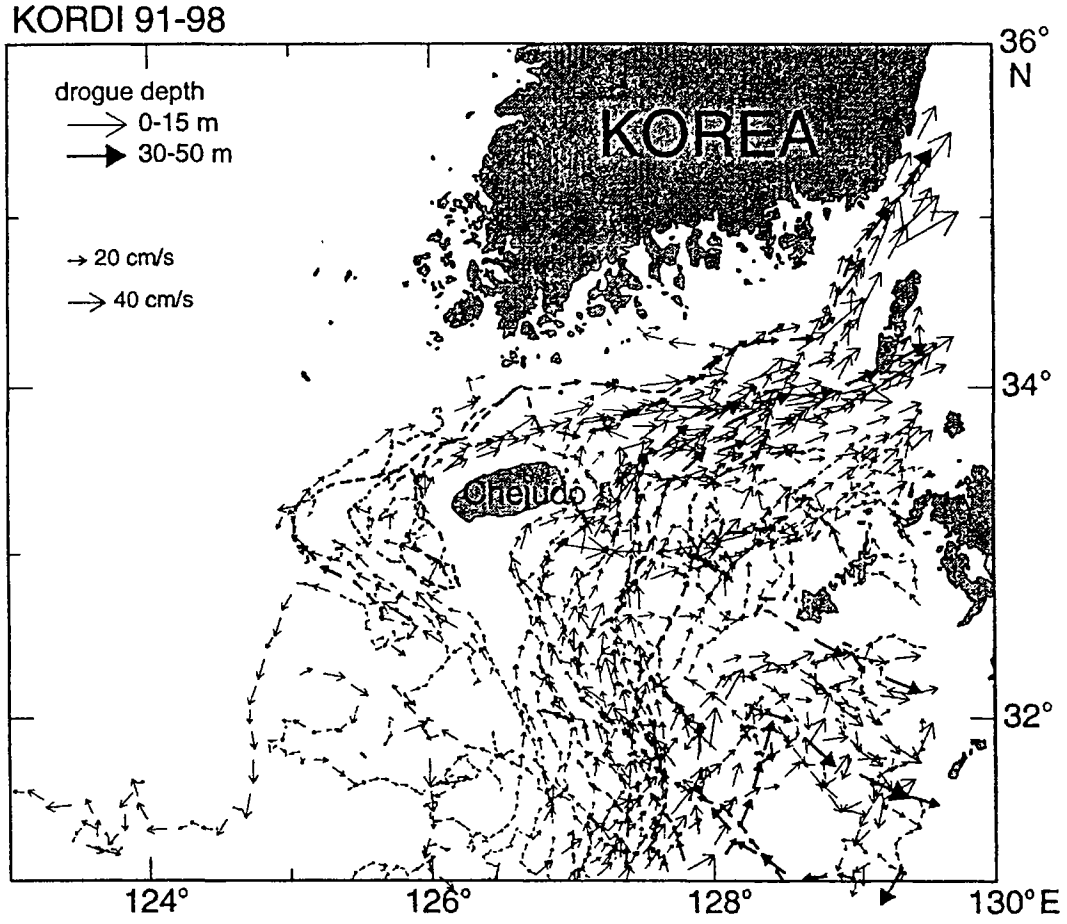


Fig. 1. A composite map of trajectories of satellite-tracked drifters in the northern East China Sea. The drifters were released during 1991 to 1998 by KORDI. Arrows indicate daily mean velocity vectors. Thin and thick lines correspond to surface drifters with drogues at the surface or 15 m and to deep drifters with drogues at depths of 30 to 50 m, respectively.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

The 10th PAMS/JECSS
in Kagoshima, Japan, on Oct 7-9, 1999

Two-layer Modeling of Stratified Tidal Flow in the Yellow and East China Seas

S. K. Kang*, H. J. Lie*, M.G.G. Foreman**, J. H. Lee*, and J.Y. Cherniawsky**

* Korea Ocean Research and Development Institute, Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea . Email address: skkang@kordi.re.kr
** Institute of Ocean Sciences, Department of Fisheries and Oceans, P.O. Box 6000, Sidney, B.C., V8L 4B2, Canada

Keywords : two-layer modeling, tidal flow, barotropic, baroclinic tide

1. Introduction

The vertical structure of summertime water characteristics in the Yellow and East China Seas are strongly stratified and the dynamical system of tidal characteristics can be reasonably well schematized in terms of two-layer system. Henceforth, in order to examine the summertime baroclinic tidal characteristics of the Yellow and East China Seas, two-layer numerical model has been implemented.

The model grid resolution is 1/16 degree in latitude and 1/12 degree in longitude, and open boundary consists of mainly three sections, Tiwan Strait, Ryukyu islands, and Korea (Tsusima) Strait, which has the same model domain as in Kang et al. (1998). The water level data used by the previous barotropic model study was also given as open boundary data for the present two-layer model. The long wave equations governing shallow water two-layer motion are solved, based upon alternating direction implicit scheme of second order accuracy in space and time.

2. Numerical Experiments

The model experiments been initially carried out in order to investigate the model response according to basic model parameters such as the thickness of upper layer, interfacial stress coefficient, density difference between layers, and bottom friction. Bottom friction is represented by quadratic form as usually used in barotropic model. The interfacial shear stress is represented by linear current shear form, and the coefficient of interfacial shear stress has been tested for the cases of constant and varying coefficient in terms of quadratic form. Among the parameters the form adopting the varying magnitude of interfacial shear stress shows better results in comparison with the observed current speed in the southern Yellow Sea. In addition,

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

the model responds more sensitively to the form of a varying coefficient of interfacial shear stress rather than constant coefficient as used in Kang et al. (1999). It is thought that the response to interfacial stress term seems to play an dominant role to determine the degree of current shear between layers.

The model results are verified against the available tide and tidal current data (Kang et al., 1998; Larsen et al., 1985) and some ADCP data, including data recently observed in the model area. The present results of barotropic tidal current compares well with the 2-dim., barotropic tidal model by Choi (1980) and Kang et al. (1998).

3. Results

The M2 tidal chart (see Figure) from two-layer model is more or less similar to those of the existing barotropic tide models, with some difference in amplitude distribution in the southern Yellow Sea.

The baroclinic features of tidal flows in the Yellow Seas are to be presented in terms of tidal ellipse and baroclinic energy flux. The model results indicates that relatively large current shears from the two-layer model are dominated around the specially limited region in the Yellow and East China Seas. Comparion between available current observations and model result is to be made. The degree of inhomogeneity of current shear between layers is quite interesting from the tidal dynamics point of view, and needed to be examined in some details later. Present model results also show that the alternating changs of rotation directions from clockwise to counterclockwise occurs both in upper and lower layers along the Cheju Strait, which feature appears in the barotropic model. In addition, the rotation direction of tidal ellipse are mostly same between upper and lower layers, but reverse at the region off the southwestern tip of Korean peninsula.

The strong tidal current of upper layer flows appears off the northeastern tip of Taiwan. Some hint of surface manifestation of internal tide seems to appear around shelf break region, as shown in Kang et al. (1999). However, the general features of internal tide generation over the continental shelf region would not be shown due to the coarse grid resolution to resolve the expected internal tide along the shelf break.

It is also interesting to note that some features of the M2 tidal chart are better represented with layer model in some sense, compared with depth-averaged, barotropic model. Detailed features of baroclinic tidal flows are to be discussed.

4. Discussion

Generally speaking, the representative feature of the summertime tidal flow structure, such as strong current shear at a certain region, is thought to be well resolved from the present two-layer model, even though this two-layer model is fairly schematic. In other words, this model, through the resolution of the 1st baroclinic behavior, gives us an information upon the summertime tidal current structure, in addition to rather simple barotropic structure, which is dominated mostly in the Yellow Sea and southern East China Sea during winter season.

References

Choi, B.H. (1980): A tidal model of Yellow Sea and Eastern China Sea. KORDI Report, 80-02, Korea Ocean Research and Development Institute, Seoul.

Kang, S.K., S.R. Lee, H.J. Lie (1998): Fine grid tidal modeling of the Yellow and East China Seas. *Continental Shelf Research*, **18(7)**, 739 -772.

Kang, S.K., M.G.G. Foreman, W.R. Crawford, J.Y. Cherniwsky (1999): Numerical modeling of internal tide generation along the Hawaiian Ridge. *Journal of Physical Oceanography*. In press.

Larsen, L.H., G.A. Cannon, B.H. Choi (1985): East China Sea tidal current. *Continental Shelf Research*, **4(1/2)**, 77-103.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

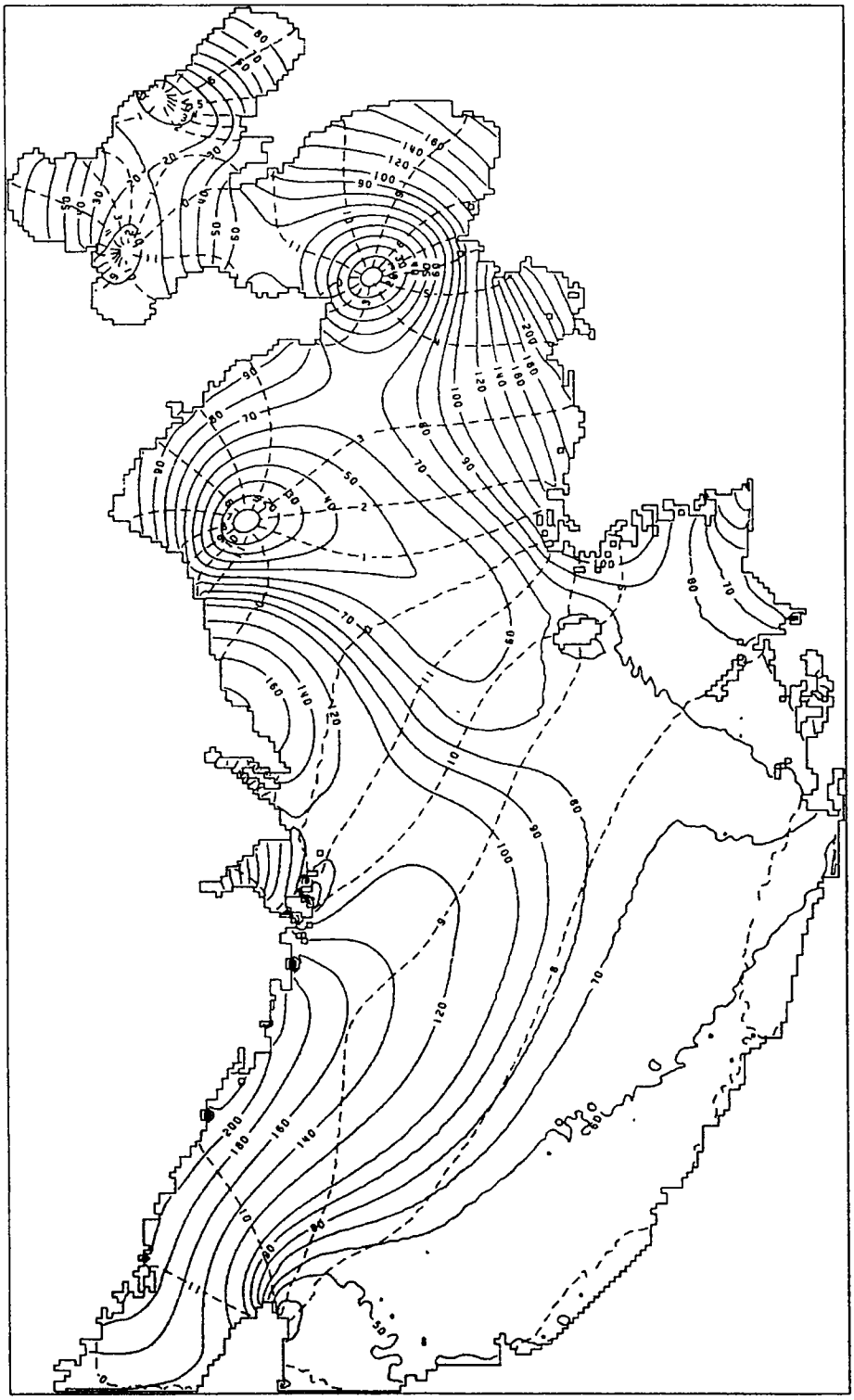


Figure. Computed M2 tidal chart (—— : co-amplitude line, - - - : co-tidal line).

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

International Symposium
What is the Current System in the East China and Yellow Seas?

January 27, 2000
Research Institute for Applied Mechanics, Kyushu University,

Shelf circulation of the Yellow and East China Seas deduced from satellite-tracked drifters

Heung-Jae Lie[1*], Cheol-Ho Cho[*] and Suk Lee[*]

1) Research Institute for Applied Physics, Kyushu Univ., 6-1 Kasuka-kouen, 790-8577, Japan
*) Korea Ocean Research and Development Institute, P.O. Box 29, Ansan, 425-600, Korea

1. Introduction

The shelf circulation of the Yellow and East China Seas (YECS) has not been well clarified to date. Although two schematic patterns of Nitani (1972) and Beardsley et al. (1985) have been widely accepted in the oceanographic community, their reliability is still questioned (Lie, 1985; Lie and Cho, 1994) and recent current measurements do not match with or sometimes contradict the patterns. For instance, the Cheju Warm Current (CWC), rounding clockwise Cheju-do (Lie et al., 1999), is not described in the previous patterns and the Yellow Sea Warm Current (YSWC) as a mean current has not yet been obviously detected. Various viewpoints and hot debates on the basic current structures and circulation of the YECS result mainly from insufficient current information collected evenly in time and space. Since tracking of drifting floats is a cost-effective measure adequate to shallow basins where fishing activities are extremely high throughout the year, the Korea Ocean Research and Development Institute (KORDI) deployed satellite-tracked surface drifters of WOCE prototype in 1990s. By combining the KORDI data and available WOCE drifter data, we describe our preliminary results on the major mean currents of the YECS and also attempt to sketch the YECS circulation.

2. Data Processing

The total number of drifters used for this study is 321, composing of 195 KORDI drifters deployed during 1991 to 1999 and 125 WOCE drifters deployed during 1989 to 1996. Of the KORDI drifters, 145 sets had a drogue at 0.5 m or 15 m (hereafter, surface drogue) and the other 51 sets had a drogue at 30 to 50 m (deep drogue) to trace water movement in the lower layer. The KORDI drifters were designed to transmit positions at a dual cycle of 24-hours on a day for the first 30 days after release and 8-hours on/ 16-hours off for the

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

remaining lifetime. They were deployed at many places in the Yellow Sea (YS) and East China Sea (ECS) except the southwestern ECS. The WOCE drifters had a drogue at 15 m below sea surface and transmitted position signals at a cycle of 1-day on/2-day off. Most of them were deployed east of Taiwan and the others deployed in the tropical Pacific Ocean. The WOCE data, interpolated at 6 hours intervals using krigging method, were provided for this study. All of individual trajectories were interpolated at one-hour interval and then low-passed to remove high-frequency signals in the tidal and inertial frequency bands using a 24-hour running mean. Daily mean currents are used as a basic database for this study.

3. General Characteristics of Drifter Trajectories

A composite map of all drifter trajectories is constructed using daily mean current vectors in order to examine the overall pattern of mean current fields (Fig. 1). Thin and thick arrows respectively mark trajectories of surface and deep drogues. Dense trajectories with the same current direction reveal existence of mean currents in the slope and outer shelf area of the southern ECS, in the outer shelf south of Cheju-do, and in the Cheju and Korea/Tsushima Straits. However, in the Yellow Sea and in the middle shelf of ECS where bottom topography is shallower than 100 m, trajectories are sparsely distributed and current directions look much irregular. In particular, data vacancy in the western ECS implies that drifters in its neighboring areas seldom flew into this shallow area.

In the dense areas, trajectories are sometimes divergent or convergent. Divergent patterns appear in the shelf break north of Taiwan (DT), in the shelf break southwest of Kyushu (DK), in the outer shelf south of Cheju-do (DC), and in the northern channel of the Korea/Tsushima Straits (DKT). On the other hand, convergent patterns are seen in the shelf break near 125° E downstream of DT (CT), in the shelf break near 127° E upstream of DK (CK), and in the coastal area between Cheju-do and Tsushima (CKT). In the divergent areas, branching of mean currents occur; branching of the Kuroshio in DT and DK, branching of the northward shelf flow in DC, and branching of the Tsushima Current in DKT (here, the Tsushima Current is defined as the mean current flowing northeastward in the Korea/Tsushima Strait to enter the East/Japan Sea, while the northward flow south of Cheju-do is called as the Kuroshio Branch Current to make difference from the Tsushima Current). In the convergent areas, branch currents may rejoin their original main currents or different two currents are confluent. Most of the Kuroshio water penetrating in DT returns to the Kuroshio in CT. Water in the southern outer shelf moving slowly downstream meets Kuroshio water in CK. In CKT, the Cheju Warm Current joins the Kuroshio Branch Current (KBC).

In the southwestern middle shelf of depths of 50 to 100 m south of 31° N, drifters tended to move eastward or southward rather than moving to the northeast. Although trajectories are not numerous there, currents are very weak and directions are irregular. In the Yellow Sea interior, trajectories are neither

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

so convergent nor divergent as in the East China Sea. The Yellow Sea Warm Current as a mean current is not supported. In summer when the freshwater discharge becomes important, relatively strong coastal currents appear respectively in the Chinese and Korean coastal areas and eastward current is formed between the Changjiang River and Cheju-do. In the Yellow Sea and northwestern East China Sea, currents are weak and variable, although strong currents are generated intermittently.

4. Spatial Distribution of Major Mean Currents

Box averaged currents and rms currents are computed by 0.5 degree by 0.5 degree averaging to construct a synoptic circulation pattern (Fig. 2). The pattern presents the major mean currents and circulation in the YECS more quantitatively and realistically than ever. Our preliminary analysis shows that the previous concepts of the YECS circulation do not properly represent the real shelf circulation. It also shows that the mean shelf circulation composes mainly of the northeast current in the southern outer shelf, the KBC in the eastern outer shelf, and the Cheju Warm Current and Tsushima Current in the northern shelf. Coastal currents in the inner and middle shelf areas also contribute to the general circulation, but its significant contribution is limited to only the summer season. We have not observed the Yellow Sea Warm Current or the northeastward continuation of the outflow through the Taiwan Strait in the middle shelf of the East China Sea.

In the central outer shelf, the mean velocities are weak and largely variable, which may be closely associated with high mesoscale eddy activities in the Kuroshio frontal zone near the shelf edge. Water in the middle shelf tends to move slowly to the east and turns its direction to the north at the eastern outer shelf. These weak currents may reinforce the KBC in the eastern outer shelf. On the other hand, a part of the northward current on the western flank of the deep trough west of Kyushu turns clockwise in the trough as observed by Lie and Cho (1994) and Hsueh et al. (1996), while in the deep layer of the western flank, a slope countercurrent is persistently formed. To elucidate these complicated current system in the branching area is one of key problems to understanding of the YECS circulation.

References

Beardsley, R. C., R. Limeburner, H. Yu, and G. A. Cannon (1985): Discharge of the Changjiang (Yangtze River) into the East China Sea. *Cont. Shelf Res.*, **4**, 57-76.

Hsueh, Y., H.-J. Lie and H. Ichikawa (1996): On the branching of the Kuroshio west of Kyushu. *J. Geophys. Res.*, 101, 3851-3857.

Lie, H.-J. (1985): Wintertime temperature-salinity characteristics in the southeastern Hwanghae (Yellow Sea). *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **41**, 291-298.

Lie, H.-J. and C.-H. Cho (1994): On the origin of the Tsushima Warm Current. *J. Geophys. Res.*, **99**, 25081-25091.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

Lie, H.-J., C.-H. Cho, J.-H. Lee, P. Niiler, and J.-H. Hu (1998): Separation of the Kuroshio water and its penetration onto the continental shelf west of Kyushu. *J. Geophys. Res.*, **103**, 2963-2976.
Lie, H.-J, C.-H. Cho, and J.-H. Lee, S. Lee, and Y. Tang (1999): Seasonal variation of the Cheju Warm Current in the northern East China Sea. *J. Oceanogr.*, in press.
Nitani, H. (1972): Beginning of the Kuroshio. p. 353-369. In *Kuroshio.* ed. by H. Stommel and K. Yoshida, , Univ. of Tokyo Press, Tokyo.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

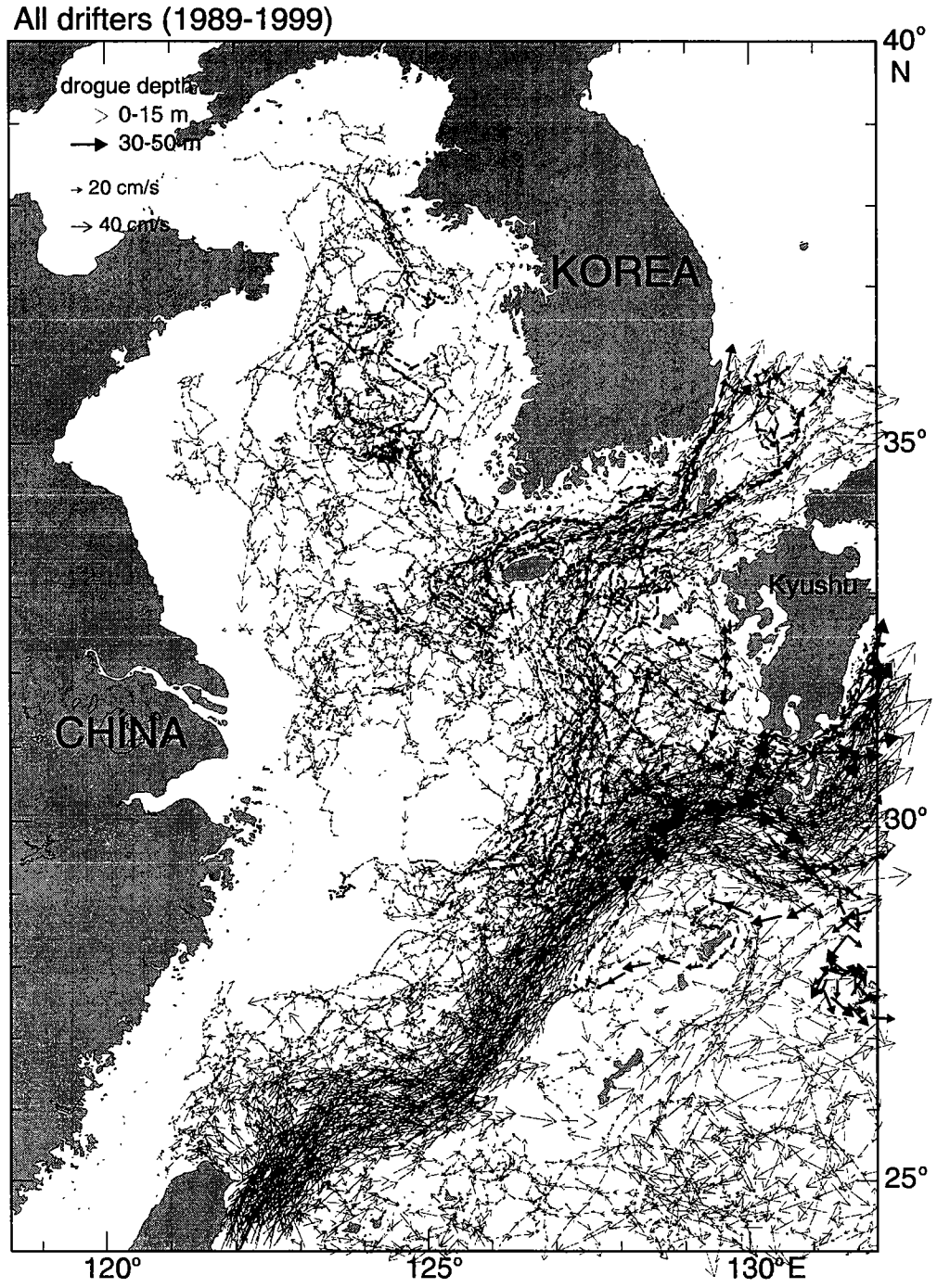


Fig. 1. A composite map of trajectories of 321 satellite-tracked drifters during 1988 to 1999. Arrows indicate daily mean current vectors. Thin and thick arrows mark respectively surface drifters having a drogue at 0.5 or 15 m and deep drifters having a drogue at 30 to 50 m.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

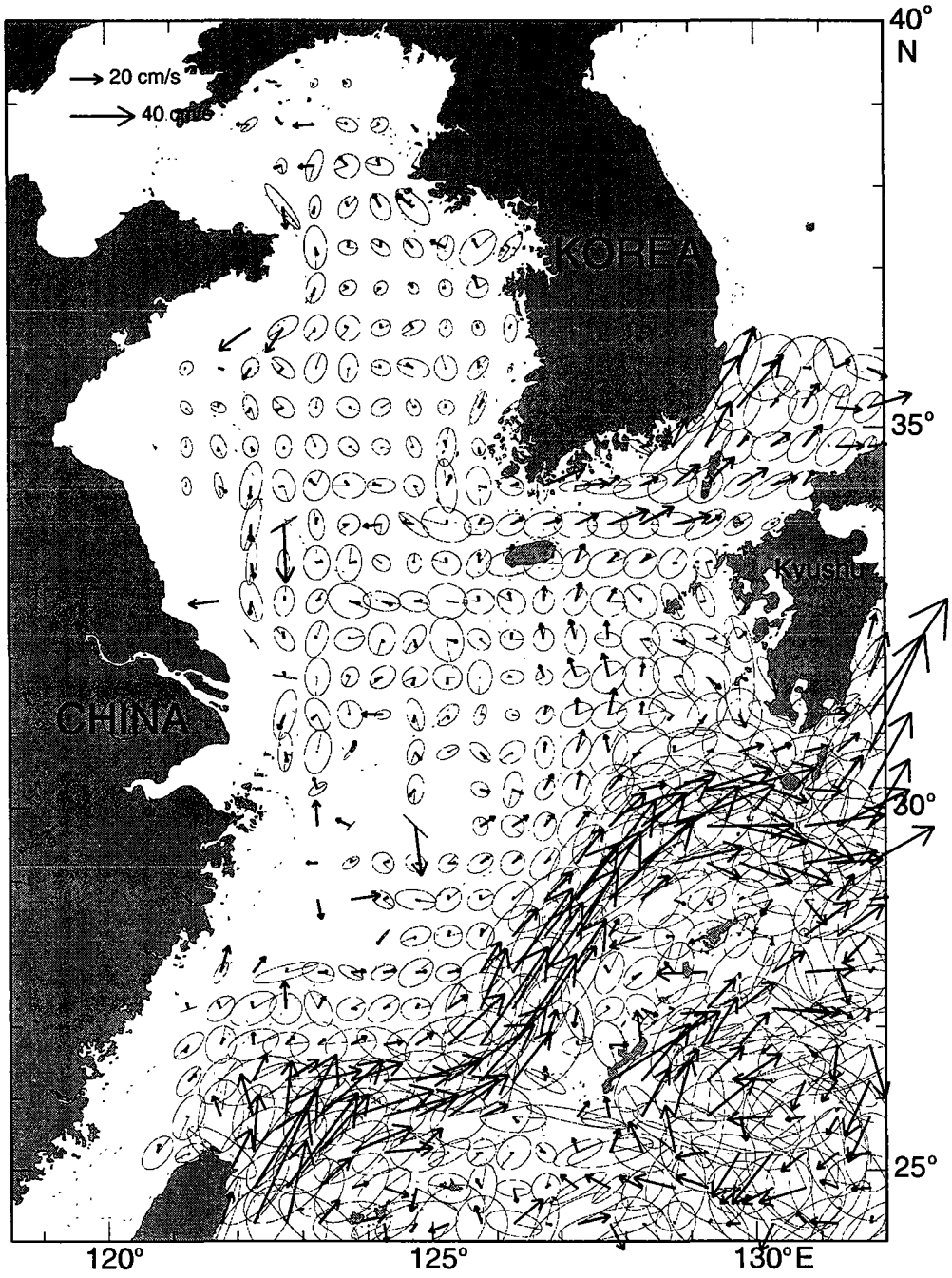


Fig. 2. Mean current fields and rms currents derived from the drifter trajectories in Fig. 1 by 0.5 degree by 0.5 degree averaging. Scales are on the upper left panel.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

Ocean Research 20(3): 325-335, 1998

황해 해수순환모델 검토

김철호

한국해양연구소 해양물리연구단

A Review of the Yellow Sea Circulation Models

Cheol-Ho Kim

Physical Oceanography Division, KORDI
Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea

Abstract : Similar features and differences in the results of the previous numerical/analytical models for the Yellow Sea circulation are reviewed. Major factors which govern the Yellow Sea circulation are strong tidal phenomena, the East Asian monsoon, the Kuroshio and Tsushima Currents, buoyancy input, etc. Most of the circulation models reviewed dealt with the main physical factors set partially in idealized conditions. To achieve realistic simulations for the basin-scale circulations in the Yellow Sea, it is necessary to incorporate those various physical factors in one OGCM(Ocean General Circulation Model) as a whole. For better construction of the numerical model in future, several key points in model constituents are suggested.

Key words : 고찰(Review), 황해(Yellow Sea), 순환모델(Circulation model), 조석항류(Tidal residual current), 역풍류(Upwind current), 밀도성층모델(Density stratified model).

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

International Symposium on Progress in
Coastal Engineering and Oceanography
September 9-11, 1999, Seoul, Korea

VARIATIONS OF WATER TURBIDITY IN KOREAN WATERS

Yu Hwan Ahn[1], Heung Jae Lie[1] and Jeong Eon Moon[1]

ABSTRACT: An algorithm model for total suspended sediments is developed using normalized water leaving radiance at 555nm in the SeaWiFS band 5. And the model is compared with the empirically derived algorithm from in-situ measurements. Using the new algorithm, the water turbidity in Korean waters was analyzed for the first time for the SeaWiFS data. The turbidity images were used in the general study of suspended sediment (SS) distribution at the Yellow Sea, the South Sea and of water mass movement in coastal area, especially for the waters of estuaries. Satellite images showed large spatial variance in suspended sediment distributions. High turbidity always appeares at the estuaries of Han River, along the Taean peninsula and coastal areas of Jin-do for the Korean side and the Yantze River estuary and adjacent seas and Shandong peninsula for the Chinese side. The SS values range between 3 – 50g/m^3 in coastal areas and 1 – 5g/m^3 in open seas. Most turbid region was observed along the Jin-do where maximum SS concentration reaches 100 g/m^3. Interestingly, the waters of Yantze River estuary and the shelf waters of East China Sea extent to the west part of Cheju Island and mixed with the waters of South Sea, and a comparison of SS with sea surface temperature does not support the existence of Yellow Sea Warm Current.

1. Introduction

Ocean turbidity is one of major environmental parameters of water and is a good tracer of water movement and transport of suspended materials and pollutants. Waters of Korean seas have various water turbidity attributes determined by optical characteristics, i.e, the Yellow-Sea is well known as a typical CASE-II water (Morel and Gordon, 1983) where optical properties of water are dominated by the resuspended sediment and inorganic particles. East Sea is CASE-I water where the biological particles are the main contents of the water. The South Sea is regarded as a mixture of CASE-I and CASE-II type waters.

Recently, satellite remote sensing technique is widely used to monitor ocean environments from space. In 1978, NASA developed the CZCS (Coastal Zone Color Scanner), which was launched on Nimbus-7. It shows distribution of marine phytoplankton and water turbidity. Ocean color sensors were not mounted on satellites during 10years after the termination of CZCS in 1986. AVHRR Band 1 on NOAA (550 – 680 nm) provides visible images. A new ocean color

[1] Principal Scientist, Physical Oceanography Division, Korea Ocean Research and Development Institute, Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea. yhahn@kordi.re.kr and hjlie@kordi.re.kr

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

Journal of Oceanography, Vol. 55, pp. 257 to 270. 1999

Annual and Seasonal Variations of the Sea Surface Heat Fluxes in the East Asian Marginal Seas

JUNGYUL NA[1], JANGWON SEO[2] and HEUNG-JAE LIE[3]

[1]*Department of Earth & Marine Sciences, Hanyang University, 1271 sa-1-dong Ansan 425-791, Korea*
[2]*Marine Meteorology Research Laboratory, Meteorological Research Institute, Korea Meteorological Administration, 110-360, Korea*
[3]*Physical Oceanography Division, Korea Ocean Research and Development Institute, P.O. Box 29, Ansan 425-600, Korea*

(Received 13 October 1998; in revised form 5 December 1998; accepted 10 December 1998)

Based on the twice-daily marine atmospheric variables which were derived mostly from the weather maps for 18 years period from 1978 to 1995, the surface heat flux over the East Asian marginal seas was calculated at 0.5° × 0.5° grid points twice a day. The annual mean distribution of the net heat flux shows that the maximum heat loss occurs in the central part of the Yellow Sea, along the Kuroshio axis and along the west coast of the northern Japanese islands. The area off Vladivostok turned out to be a heat-losing region, however, on the average, the amount of heat loss is minimum over the study area and the estuary of the Yangtze River also appears as a region of the minimum heat loss. The seasonal variations of heat flux show that the period of heat gain is longest in the Yellow Sea, and the maximum heat gain occurs in June. The maximum heat loss occurs in January over the study area, except the Yellow Sea where the heat loss is maximum in December. The annual mean value of the net heat flux in the East/Japan Sea is −108 W/m² which is about twice the value of Hirose *et al.* (1996) or about 30% higher than Kato and Asai (1983). For the Yellow Sea, it is about −89 W/m² and it becomes −75 W/m² in the East China Sea. This increase in values of the net heat flux comes mostly from the turbulent fluxes which are strongly dependent on the wind speed, which fluctuates largely during the winter season.

Keywords:
- Surface heat flux,
- net heat flux,
- Yellow Sea,
- East/Japan Sea,
- East China Sea,
- monthly and annual means.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10

Acta Oceanologica Sinica, Vol. 17, No. 3, pp. 277~292, 1998. ISSN 0253-505X
Published by China Ocean Press.

Interaction of the Kuroshio water and shelf water in the Tsushima Current region in summer

Guo Binghuo,[1] Heung-Jae Lie[2] and Jae Hak Lee[2]

(*Received September* 20, 1997; *accepted October* 25, 1997)

Abstract——The separation of the Kuroshio water in the northeastern East China Sea and its interaction with the shelf water are analysed on the basis of CTD data and the observations of 11 satellite-tracked surface drifters conducted by the R/V *Onnuri* of Korea Ocean Research & Development Institute during August 25 ·· September 7, 1994 and then the formation process of the Tsushima Current in summer is also discussed.

Key Words Kuroshio water, shelf water, interaction

INTRODUCTION

The Tsushima Warm Current (TWC) is usually considered to originate in the northeastern East China Sea (NE-ECS) and then to enter the Japan Sea through the Korea/Tsushima-kaikyō (K/TK). However, the origin of the TWC has still been controversy. Based on the distribution of temperature (t) previous oceanographers (Uda, 1934; Nitani, 1972) thought that the TWC separated from the Kuroshio southwest of Kyūshū. But, since the 1970s, the traditional views have come under suspicion. On the basis of the analysis of water masses, Lim(1973), Sawara and Hanzawa (1979)indicated that the TWC came from the shelf mixing water in the ECS. Going a step further, Beardsley *et al*. (1985) and Fang *et al*. (1991) suggested by analysing the hydrographic and short-term direct current data that the TWC is an extension of the Taiwan Warm Current coming from the Taiwan Strait and flowing northeastward off Zhejiang. On the other hand, separated patterns of part of the Kuroshio water from its main stream in an area southwest of Kyūshū have been discovered with the application of the satillite remote sensing technique

1. First Institute of Oceanography, State Oceanic Administration, Qingdao 266003, China
2. Korea Ocean Research & Development Institute, Ansan, Korea

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 15:56:10