NDSL
National Digital Science Library

쿠로시오 해역과 동중국해의 해양순환 - 동중국해 동부해역 중심 -

Ocean Circulation and Material Flux of the East China Sea - Eastern East China Sea -

주관연구기관	한국해양연구원
연구책임자	이흥재
발행년월	1997-02
주관부처	과학기술부
사업관리기관	한국해양연구원
NDSL URL	http://www.ndsl.kr/ndsl/search/detail/report/reportSearchResultDetail.do?cn=TRKO200200022653
IP/ID	14.49.138.138
이용시간	2017/11/03 16:04:40

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

제1 단 계
최종보고서

BSPN 00319-964-1

쿠로시오 해역과 동중국해의 해양순환

- 동중국해 동부해역 중심 -

Ocean Circulation and Material Flux of the East China Sea

- Eastern East China Sea -

1997. 2

연 구 기 관
한 국 해 양 연 구 소

과 학 기 술 처

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

提 出 文

科學技術處長官 貴下

本 報告書를 "쿠로시오 해역과 동중국해의 해양순환 - 동중국해 동부해역 중심"의 1단계 最終 報告書로 提出합니다.

1997년 2월 일

주관연구기관명 : 한 국 해 양 연 구 소

연 구 책 임 자 : 이 홍 재 (해양물리연구부)

해류 및 순환: 이 홍 재 · 조 철 호
황 상 철 · 전 호 경
박 동 원 · 나 정 렬
한 상 규 · 이 석

천생물순환 : 홍 기 훈 · 정 창 수
강 동 진 · 김 석 현
박 선 규 · 최 현 수
이 상 한 · 정 석 훈
이 혜 영 · 정 석 훈

조석 및 조류: 강 석 구 · 정 경 태
김 용 권 · 이 상 룡
소 재 귀 · 백 원 대

수괴 및 혼합: 이 재 학 · 신 홍 렬
이 하 웅 · 이 대 하
박 재 훈 · 강 현 우

생태계역학: 유 신 재 · 최 중 기
신 경 순 · 노 재 훈

해수순환모델: 장 경 일 · 남 수 용

제주도 해황 : 노 홍 길 · 방 익 찬
김 상 현 · 김 태 희

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

要 約 文

I. 제목

쿠로시오 해역과 동중국해의 해양순환 (3차년도)
-동중국해 동부해역 중심-

II. 연구의 필요성과 목적

1. 필요성
- 동중국해의 해류구조와 해양순환연구를 위한 학제적 조사연구.
- 동중국해의 해양환경보전, 수산 및 해양자원개발에 필요한 고급 해양자료와 정보의 획득.
- 국제해양자료의 교환, 첨단 관측기술과 분석기법의 도입과 국내해양 연구의 국제화를 위한 세계해양프로그램에 참여.

2. 연구개발의 1단계 (3년) 목표
동중국해 동부역의 주요해양과정 및 해수순환의 규명

구체적 목표
- 대마난류수의 기원과 경로.
- 대마난류 분기역에서 주요 해양과정.
- 제주도 주변해역에서 해황 구조.
- 조석잔차류 및 해수순환을 위한 모델계산.

III. 연구개발의 전체적 범위

1. 학제적 종합해양조사 실시
조사해역: 대한해협을 포함한 동중국해 중·동부역.
주요조사항목: CTD, 해류, 조석과 조류, 친생물물질, 일차생산력, 플랑크톤.
조사일정:
1차년도: 1994. 8. 27.-9. 9 (하계)
2차년도: 1995. 4. 26.-5. 7. (춘계)
3차년도: 1996. 10. 2.-10. 13. (추계)

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

조사선박: 한국해양연구소 연구선 온누리호 (1300톤급).
조사팀구성: 해양물리, 화학, 생물, 공학분야 4개팀

2. 큐슈서방 정밀해황조사
조사해역: 큐슈서방 깊은 골 왼쪽 대륙사면 및 대륙붕.
조사항목: CTD, 해류.
조사일정: 1995. 12. 1.-5.
조사선박: 한국해양연구소 연구선 온누리호 (1300톤급).
조사팀구성: 해양물리분야 1개팀

3. 제주도 주변 해양조사 실시
조사항목: CTD 및 일반해황.
조사일정:
1차년도: 1994. 2. 17-18; 6. 20-22; 9. 6-15 (3회)
2차년도: 1995. 5. 4.-7.; 11. 15.-17. (2회).
조사선박: 제주대 실습선 한라호.
조사팀: 제주대학교 해양물리연구팀.

4. 기존 및 관측자료의 일차처리 및 분석
분야별로 기초자료의 질 검토.
관측 자료 및 시료의 기본처리.
분야별 기본자료의 분석 완료.

5. 모델연구
조석·조류모델: 2차원 모델 도입, 시험운영, 개선, 조석잔차류 실험 및 입자이동궤적 분석.
해양순환모델: 3차원 스펙트럼 모델 도입, 적정시험, 대마난류 수송량 변동요인과 Island rule 적용성 검토.

6. 학술워크숍 개최
목적: 학술정보교환, 연구기획 및 평가
워크숍 명칭: 황·동중국해 해양 및 물질순환 워크숍.
장소 및 일시
제1차: 제주대 해양연구소, 1994. 12. 13-14
제2차: 제주대 해양연구소, 1995. 10. 26-27
제3차: 용평 리조트, 1996. 11. 21-22

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

7. 국제공동연구 참여 및 지역국가 협력

○ 국제공동연구 참여

세계해양대순환실험 (WOCE) 표층류 프로그램 참여 및 학술활동

지구해양물질플럭스연구 (JGOFS) 참여 및 학술활동

○ 지역국가협력

- 중국국가해양국 제1해양연구소: 최신해양자료 (JRK)의 상호교환 및 B. Guo 와 Y. Tang 교수 방문 연구.
- 중국국가해양국 제2해양연구소: 연구활동 현황 및 공동연구 협의. 소장인 J. Su 교수와 Y. Yuan 교수 방문.
- 일본 MASFLECS Project: 일본의 일-중 공동연구현황 파악 및 협력 협의. 중심연구자 방한 (Saito 박사, Tsunogai 교수, Iseki 박사). 한국해양연구소 과학자 일본방문 (이홍재 박사, 이재학 박사)
- 대만 KEEP Project: 자료입수 및 협력방안 검토 (대만국립대, 대만 국립해양대).

IV. 연구개발의 결과

1. 해류조사 및 해류구조

(1) 위성추적부이에 의한 해류실험

- 해양대순환실험 표준형인 Holey-sock 위성추적부이 11 대 자체 제작
- 부이투하실험: 총 34대 투하

  1994년 8-9월: 11대; 1995년 4-5월: 9대; 1995년 12월: 4대;

  1996년 10월: 11대
- 세계해양대순환실험 WOCE 상층류 프로그램 (Surface Velocity Programme)의 한국 계획으로 수행하고 WOCE 자료 획득

(2) 연구선 장착 ADCP에 의한 수직해류구조 조사

- 연구선 온누리호에 장착된 ADCP에 의한 수직 유속장 조사.
- 조사시기: 1, 2, 3차 학제적 종합해양관측 기간
- 조사해역: CTD 관측망과 동일
- 자료성격: 수직적으로 매 8 m 마다 30초 간격으로 평균된 자료.

(3) 주요결과

가. 동중국해 동부역의 해류구조 및 해류도 작성

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

1991-1996년 위성추적부이 궤적자료를 이용하여 상층해류도 작성
해류도에 의한 해류구조 분석

나. 대마난류의 기원
대마난류에 대한 기존 학설의 검토
쿠로시오로부터 대마난류의 분기

다. 동중국해 동부역에서 쿠로시오의 분기
대마난류가 쿠로시오로부터 분기되는 이론 연구

라. 쿠로시오수의 분리와 대륙붕으로의 유입
동중국해 동부역에서 쿠로시오수의 분리
분리된 쿠로시오수의 대륙붕으로의 유입

마. 한국 주변해역에서의 바람장 분포
상층해류에 영향을 미치는 바람장의 시·공간적 분포

2. 해수의 물리적 특성

본 연구는 동중국해 동부해역의 계절적인 해수특성을 조사하고, 저온저염의 연안수와 고온고염의 쿠로시오수 사이 혼합과정을 지배하는 물리적 현상을 파악하는데 그 목적을 두었다. 본 보고서에서는 1996년 10월의 관측자료를 분석하여 가을철 해황에 대하여 고찰하였으며, 1993년부터 1996년까지 얻어진 5차례의 관측자료를 종합 분석하여 물리적 특성 및 지역적 해황에 대하여 정리하였다. 관측자료의 분석결과 동중국해 대륙붕상 해수분포의 계절변화는 근본적으로 연안수와 대양수 사이의 경계선, 즉, 열염전선의 위치 변화로 설명할 수 있음을 보여주었다. 이러한 경계선은 육지에서 유출되는 담수의 양에 의해 좌우되기 때문에 담수는 바람처럼 동중국해 해황을 지배하는 주요 외력의 하나임을 의미한다. 이와 함께 황해냉수의 확장과 태양복사열의 영향이 동중국해 수괴분포의 주요 인자로 확인되었다. 관측자료는 동중국해 대륙붕단역 쿠로시오전선에서의 혼합이 주로 중소규모 현상들, 즉, 소용돌이, 관입, 용승의 과정을 거치며, 대륙붕 해저 부근에서의 혼합과정은 얇은 해저균질층을 형성시킴을 암시해 주었다. 지역적으로 동해의 입구에 해당하는 대한해협과 황해의 입구인 제주도 서쪽해역에서의 해황의 계절적 특성 파악은 되었으나 해황의 물리적 기작은 앞으로 연구되어져야 할 사항이다.

3. 제주도 주변해역의 해양순환과 대마난류수 분포의 북방한계

제주도 북서해역에서 해수분포의 계절변화와 계절순환을 1994년 겨울(2월 17-18일)과 여름(6월 20-22일과 9월 6-15일)에 관측된 CTD자료로 연구하였으며, 서해안을 따른 북상류의 수괴특성, 분지해역, 시작과 종료시기를 1995년 봄(5월 4

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

-7일)과 가을(11월 15-17일)의 CTD관측 자료와 국립수산진흥원의 해수특성자료 및 인공위성 적외선화상 자료를 분석한 표층수온 분포자료를 사용하여 분석하였다.

겨울에 대마해수는 제주도 근해에 분포하고 황해냉수는 서해안에 분포한다. 황해난류수는 대마해수와 황해냉수 사이에 분포하며 황해 중앙부로 연결된다. 여름에는 상층과 하층이 다른 분포를 보이는데 상층에서는 대마해수가 사라지고 저염분수가 제주도 서방해역에서 제주해협에 걸쳐 분포한다. 한반도 남서해역에는 비교적 차고 염분이 높은 표층냉수가 분포하고 있다. 이러한 표층냉수역의 수직균질 해수기둥은 남쪽의 따뜻하고 염분이 높은 해수가 북쪽으로 공급되고 있다는 것을 보여주고 있다. 하층에서는 황해냉수가 황해중앙부를 따라 남쪽으로 확장하며 황해난류수를 제주도 쪽으로 압박하고 황해난류수는 서해안을 따라 북쪽으로 확장되고 있다.

해수분포의 계절변화는 따뜻하고 비교적 높은 염분의 해수가 겨울에는 황해중앙부를 통해, 여름에는 서해안을 따라 황해로 유입되는 것을 보여주는 반면, 차고 비교적 낮은 염분의 해수는 여름에는 황해중앙부를 통해, 겨울에는 서해안을 따라 황해에서 유출되는 것을 보여 주는데, 이러한 흐름들이 제주도 주변해역의 계절순환을 형성하고 있다.

서해안을 따라 북상하는 해류를 보면 해수는 황해난류수와 대마해수 서쪽의 혼합수이며, 분지해역은 소흑산도와 추자도 사이의 해역이다. 특히 추자도 부근해역은 이 북상류의 주 공급해역으로 보인다. 이 북상류의 시작시기는 4월 중순과 하순 사이이며 종료시기는 10월 하순에서 11월 중순으로 보인다.

4. 친생물원소 분포 특성

1994년부터 1996년까지 3년동안 대한해협과 황해입구를 포함한 동중국해 동부해역에서 용존산소 및 용존무기영양염류의 분포를 조사하였다.

표층에서의 용존산소 및 용존무기영양소농도는 전 계절에 걸쳐 수온 및 염분이 낮은 한국서남해역 및 남해역에서 높은 반면에 고온고염인 쿠로시오 해역에서 낮다. 쿠로시오는 동중국해로 흘러 들어온 후에도 낮은 용존산소 및 용존무기영양소 함량을 가진 성질을 계속 유지하기 때문에 빈영양의 쿠로시오수와 고영양염의 연안수간의 혼합과정은 동중국해에서의 용존산소 및 용존무기영양소 함량 분포 및 변화에 중요하다. 일반적인 용존산소 및 용존무기영양소농도는 수온 및 염분분포 형태와 비슷하여 본 조사해역에서의 용존산소 및 용존무기영양소농도 분포는 물리특성에 의존한다고 볼 수 있다.

동중국해 대륙붕역에서의 용존무기영양소 농도분포는 대륙사면심층수의 용승세기와 쿠로시오 유속의 차이에 따라 상당히 다른 분포를 보인다. 대륙붕역에서의 쿠로시오와 연안수간의 강한 전선은 용존무기영양염류의 외해로의 운송을 방

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

해하여 대륙붕역에서의 식물플랑크톤의 높은 일차생산력에 기여를 한다.

동중국해 대륙붕역에서 용존산소는 성층이 발달해 있는 기간에는 매 1개월이 경과하면 유기물분해로 인하여 유광대 하부에서 14.9 μM 이 감소한다. 질산이온 및 인산이온의 경우에는 매 1개월 경과 시마다 각각 1.86, 0.08 μM 이 증가한다.

동중국해 대륙붕역에서 영양염이 풍부한 대륙사면 심층수의 용승에 의한 공급은 약 30 % 정도로서 동중국해 대륙붕역에서의 식물플랑크톤에 의한 일차생산력을 유지시키는데 상당히 중요하다.

5. 동중국해의 플랑크톤 역학

(1) 식물플랑크톤의 시·공간적 분포

1993년 12월, 1994년 8월, 1995년 5월 그리고 1996년 10월 동중국해의 식물플랑크톤 분포와 환경 특성에 대한 4회의 조사가 있었다.

결과로서, 조사 해역에서의 계절별 환경요인의 변화와 함께 식물플랑크톤의 종 조성과 군집 구조가 변화를 보였다. 조사 해역에서 시·공간적인 종조성의 변화의 많은 부분은 주요한 해황 및 해류순환과 밀접하게 연결되어 나타났다. 쿠로시오 본류와 대륙사면수에서는 많은 출현종이 계절적으로 작은 변화를 보이며 나타나는 반면, 대륙붕의 북쪽 해역과 대한해협에서는 반대되는 양상을 보였다. 쿠로시오본류와 대륙사면수의 안정적인 군집 구조는 동중국해에 분포하는 식물플랑크톤의 공급처 역할을 가능케 한다. 그러나 밀도구배와 담수의 유입이 일반적으로 강해지는 성층형성 시기에는 전체 출현종의 감소가 뚜렷이 나타난다.

또한, 양자강 희석수의 영향을 크게 받는 동중국해의 북쪽 해역에서 식물플랑크톤 종조성과 군집 구조의 뚜렷한 시·공간적인 변화가 나타났다. 주된 변화는 식물플랑크톤의 현존량과 분류군별 상대적 조성에서 나타났다. 규조류는 수층이 혼합되는 시기에 우점하였으며, 와편모류는 성층이 형성된 시기에 규조류의 현존량 보다 높게 나타났다.

(2) 1996년 10월의 일차생산 및 엽록소분포

83 개의 정점에서 엽록소의 수직분포가 측정되었다. 또한 α, P_m^B, I_k와 같은 광합성 매개변수를 측정하기 위하여 35개의 P-I 실험을 시행하였다. 이와 함께 조사항해중 측정한 PAR 값을 토대로 12 개 정점에서의 표층 일(日) 일차생산력을 추산하였다.

α 값의 범위는 0.0005~0.0196 mgC/mgChl-a/(μE/m^2/s)/h 였고 P_m^B은 0.05~14.86 mgC/mgChl-a/h의 범위를 보였다. 표층 일 일차생산력의 범위는 2.02~67.60 mg C/m^3/day였다. I_k 값의 범위는 83.5~255.9 μE/m^2/s 로 광합성 변수들은 대체적으로 1994년 여름과 1995년 봄의 중간적인 특성을 보였다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

전반적 양상을 보면 추계 대번성의 초기단계에 해당되는 것으로 추정된다. 연안류의 경계역에서 활발한 식물성장이 관측되며 무엇보다 염분구배에 의한 안정성이 중요한 요인이다. 특히 높은 탁도에도 불구하고 성장이 가능한 것은 혼합층의 깊이가 충분히 얕기 때문이다. 추계대번성의 발달과정과 규모는 동중국해의 생산력을 평가하기위해 필요하다.

(3) 동중국해에서 식물플랑크톤에 대한 요각류의 포식압과 식물플랑크톤과 요각류 사이의 에너지 흐름.

본 조사는 동물플랑크톤의 포식압과 식물플랑크톤과 동물플랑크톤 사이의 에너지 흐름을 규명하기 위하여 실시하였다. 조사는 1994년 8~9월 과 1995년 4~5월 사이에 실시되었다. 부유성 요각류의 먹이 섭취율은 체내 형광측정법으로 측정하였다. 조사기간동안 식물플랑크톤 현존량과 총 일차생산력에 대한 요각류의 포식압은 낮았으며 (각각 <10% 와 4~19% /일), 이 값은 문헌에 보고된 값들의 범위내에 있었다. 요각류의 생산량은 1994년 8-9월 0.62~7.94 mg C/m^3/day 이며, 1995년 4-5월에는 0.14~5.52 mg C/m^3/day 의 범위를 보였다. 본 조사에서 일차 생산량, 먹이 섭취율, 요각류의 생산량 자료를 사용하여 식물플랑크톤과 요각류 사이의 에너지 흐름을 계산하였다.

(4) 종합

일차생산에 있어 1 단계 조사에서 밝혀진 결과는 지역에 따라 일차생산의 변이가 크다는 것과 대륙붕 전선역에서 생산이 중요하다는 것이다. 또한 봄부터 가을까지 대부분의 해역에서 DCM (저층엽록소최대층)이 존재하며 물기둥 전체의 일차생산의 상당한 부분이 DCM에서 일어난다는 점이다. 이들 DCM에서의 생산력은 혼합층 수심, 탁도와 같은 물리적 요인에 의해 달라지게 되므로 기후변동에 의한 생태계 변화를 예측하기 위해서는 DCM과 물리적 요인의 관계가 규명되어야 한다. 또한, 본 연구에서는 하부영양준위에서의 에너지 전달을 추정하였다. 전체적인 에너지 흐름을 규명하기위해서는 미생물 생산과 같은 주요 생물과정의 연구가 동시에 이루어져야 할 것이다.

6. 조석·조류 예측 시스템 구축

황·동중해에서 주요 5개 조석분조의 조석체계, M_4와 MS_4 분조를 통한 비선형 조석현상 및 기조력에 의한 독립조석 연구를 위하여 정밀격자 수치모델실험을 수행하였다. 본 연구에서는 Subgrid 스케일 모델링 기법에 입각한 모델이 이용되었으며, 모델계산에 기조력을 포함하였다. 모델검증을 위하여 최근에 황·동중국해에서 관측된 조석 및 조류자료를 수집하여 검증에 활용하였다. 계산된 조석도는 기존 관측된 조석도와 대체로 양호하게 부합하였으며, 아울러 Ogura(1

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

933)나 Nishida (1980)의 조석도와 비교하여 개선된 결과에 관해 기술하였다. 일주조 성분의 진폭을 관측치와 비교한 결과, 제곱형태의 마찰식을 사용하는 경우 경기만 해역에서 감쇄가 크게 나타나는 것으로 나타났다.

M_4(MS_4)분조의 경우, 관측치와 계산치의 비교를 통해 황·동중국해에서의 전파특성을 검토하였다. M_4분조의 무조점 체계는 황·동중국해에서 매우 복잡한 형태를 보였으며, 한반도 서해 연안을 따라 M_2분조와는 반대로 M_4 조석파는 남진하며, 이는 관측결과와도 부합된다. MS_4분조의 전파특성은 M_4의 전파특성과 비슷하나 진폭은 상대적으로 작다. 천해역에서 M_4분조의 크기는, 마찰계수를 수심의 변수로 나타내 표기한 경우에 보다 증대되는 것으로 나타났는데, 이는 낙조시 천해역에서 비선형성이 증대되는 때문으로 보인다. M_4분조특성에 대한 수평확산항 효과 역시 검토하였다.

기조력에 의한 독립조석파가 외부경계력에 의한 공진조석파와 함께 존재할 때, 독립조석파는 감쇄하며 무조점은 서쪽으로 움직인다. 이는 입사 및 반사 독립조석파가 공진조석에 의해서 감쇄하는 현상으로 해석할 수 있다. 경기만에서 독립조석에 의한 M_2와 S_2 분조에 의한 크기는 최대 10, 4 cm에 이르며, 일주조는 전체 모델영역에서 1 cm 이하이다.

7. 쿠로시오의 동해로의 유입에 관한 수치모델 연구

대마난류의 수송량 변동에 영향을 미치는 요인을 파악하기 위하여 단순화된 모델영역에서 연해로 유입되는 서안경계류에 관하여 수치적으로 연구하였다. 1차년도에는 경압모델을 이용하여 구주 서방의 골이 대마난류 분지에 미치는 영향을 검토하였다. 모델해양은 초기에 상수의 부력주파수를 갖도록 성층화 되어 있고, 해양의 운동은 대양에 정현함수의 바람응력을 부과하여 유발시켰다. 대부분의 경계류는 지형적인 제약으로 인하여 대륙사면을 따라 흐르며, 대륙붕 해역의 남서쪽에는 미약한 반시계 방향의 순환이 형성된다. 반시계 방향의 순환과 연해의 남쪽 해협 사이에서 경계류의 일부가 대륙붕으로 유입되어 시계 방향으로 순환된 후 연해의 남쪽 해협을 통해 연해로 유입된다. 초기의 성층화된 조건에도 불구하고 대륙붕 및 연해의 순환은 순압적이며 연해로의 최대 유입량은 경계류 수송량의 약 10 %에 이른다. 연해의 남쪽 해협 입구에 골 모양의 해저지형이 존재할 경우에도 연해로의 유입량은 거의 변화가 없으나 골이 없는 경우보다 경계류의 영향이 대륙붕 해역에 넓게 나타난다.

2차년도에는 북태평양의 바람응력 변화가 대한해협을 통한 해수 수송량의 변동에 주는 영향을 파악하기 위하여 순압모델을 단순영역에 적용하여 수치실험을 실시하였다. 연해로 유입되는 수심 적분된 수송량 변화는 모델영역의 해저면이 평탄하고 대양의 내부와 대양과 연해를 연결하는 해협에서의 마찰효과 및 비선

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

형 효과가 작으면 Godfrey 의 island rule로부터 예측한대로 연해를 이루는 섬의 북단과 남단의 위도 상에서의 대양의 동서방향 바람응력 변화에 기인한다. 해협에서의 마찰효과는 약 20 % 의 유입량 감소를 가져오며 연해의 수심이 대양 수심의 절반일 경우 유입량의 감소는 80 - 90 % 에 달하지만 선형실험의 경우 유입량의 변화 경향은 island rule로부터 예측한 변화 경향과 일치한다. 비선형의 효과가 증가할 수 록 유입량의 고주파 변동이 점차 심해지고 이러한 고주파 변동은 대양의 바람응력이 최대값으로부터 감소하는 시기인 spin-down 때 특히 두드러지며 island rule 에 의해 예측된 경향이 고주파 변동에 의해 많이 변형된다.

V. 결론 및 제안

본 보고서는 1994년 - 1996년 3년간 동중국해의 동부역에서의 해양순환을 학제적으로 조사 연구한 결과를 종합한 것이다. 연구는 해류, 조류, 해양학적 특성(물리, 화학, 생물) 분야의 다분야 학제적 연구팀에 의해 수행되었으며, 국제공동프로그램인 WOCE와 JGOFS의 한국계획으로 참여하였다. 동중국해를 대상으로 한 국내 최초의 종합해양조사를 년 1회씩 3회 실시하였으며, 해류조사를 위해 위성추적부이 실험을 실시하였고, 이론 및 수치실험에 의한 해류역학 및 순환 연구를 하였다.

연구는 주요 해양과정 위주로 수행되었으며, 동중국해 동부역의 해양순환의 근간이 되는 대마난류의 기원과 형성, 대마난류역에서의 물질순환에 대해 중점조사 연구하였다. 위성부이 자료를 정리하여 동중국해 동부역의 해류도를 제시하였으며, 수치모델에 의한 조류도 작성을 위한 기본적인 연구도 병행하였다.

해양학계에서 폭 넓게 받아들이고 있는 황해난류가 대마난류에서 분기된다는 학설이 본 조사자료에서 입증되지 못하였다. 그러나 물리, 화학, 생물학적 공간분포가 좋은 유사성을 갖고 있음이 확인되었으며 이러한 해양학적 특징은 쿠로시오와 대마난류에 의해 강하게 영향을 받는다.

향후, 주요 해양과정에 대해 세심한 분석과 정교한 모델연구가 수행되어야 하며, 전반적 해양구조와 대륙붕수와 외해수 사이의 물질플럭스에 대한 종합적이고 학제적인 해석연구가 요청된다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

SUMMARY

I. Title

Study on the Ocean Circulation and Material Flux of the Eastern East China Sea (third year)

II. Necessity and objective of the study

1. Necessity

a. Interdisciplinary study on circulation and material flux of the East China Sea (ECS),

b. Acquisition of qualified data and information necessary for protection of ocean environment, fisheries, and exploitation of marine resources in the ECS,

c. Exchange and collection of oceanographic data, introduction of advanced observation and analyzing technics by involvement in the international programs, and internationalization of the Korean ocean sciences.

2. Goal of the first phase study (1994-1997)

Study on major coastal ocean processes related to the ocean circulation and material flux in the central and eastern ECS.

- Origin of the Tsushima Current and its path,
- Coastal ocean processes in the branching area of the Tsushima Current,
- Structure of oceanographic conditions around Chejudo,
- Model study on tide induced current and oceanic circulation.

III. General scope of the study

1. Interdisciplinary surveys

- Survey area: the eastern ECS including the Korea Strait.
- Major items: CTD, current, tide and tidal current, dissolved plant major inorganic nutrients, primary production, plankton.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

- Observation periods:
  first year: Aug. 27 - Sept. 9, 1994
  second year: Apr. 26 - May. 7, 1995
  third year: Oct. 2 - 13, 1996
- Vessel: R/V Onnuri of KORDI (1300 ton class)
- Survey group: four teams (physics, chemistry, biology, engineering).

2. Local survey west of Kyushu
   - Survey area: western shelf and shelf slope area of the deep trough west of Kyushu.
   - Major items: CTD, current.
   - Observation period: Dec. 1 - 5, 1995
   - Vessel: R/V Onnuri of KORDI (1300 ton class)
   - Survey group: one team (physics).

3. Local surveys around Chejudo
   - Survey items: CTD
   - Observation periods:
     first year: Feb. 17-18, June 20-22, Sept. 6-15, 1994
     second year: May 4-7; Nov. 15-17, 1995
   - Vessel: Training ship, Hanla, of Cheju National Univ.
   - Survey team: Cheju National Univ.

4. Processing and analysis of historical and observed data
   - Quality-control of data
   - Processing of data collected in spring, 1995
   - Basic analysis of processed data

5. Model study
   - Tide and tidal current: test and improvement of 2-D model, tide-induced residual current, and particle trajectories.
   - Ocean circulation: test and improvement of 3-D spectral model, volume transport of the Tsushima Current.

6. Organization of workshops
   - Name: Ocean Circulation and Material Flux of the Yellow and East

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

China Seas

- Purpose: exchange of scientific information, planning and assessment of the project
- First workshop: Dec. 13-14, 1994, Cheju National Univ.
- Second workshop: Oct. 26-27, 1995, Cheju National Univ.
- Third workshop: Nov. 21-22, 1996, Yongpyung Resort.

7. Paticipation in international programs and reginal cooperation
   - ○ International cooperation: the World Ocean Circulation Experiment /Surface Velocity Programme (WOCE/SVP) and Joint Global Ocean Flux Study (JGOFS),
   - ○ Regional cooperation with China, Japan, and Taiwan
     - First Institute of Oceanography, SOA, China - data exchange, visit of two Chinese scientists, Professors B. Guo and Y. Tang
     - Second Institute of Oceanography, SOA, China - information exchange of research activities, visit of two scientists, Professors J. Su (Director) and Y. Yuan
     - Japan MASFLECS Program: exchange of information on Japanese research activities in ECS, visit of three scientists (Dr. Iseki, Professor Tsunogai, Dr. Saito) to KORDI, visit of two KORDI scientists to Japan
     - Taiwan KEEP Program : exchange of data and information (Taiwan National Univ., Taiwan National Ocean Univ.).

IV. Results of the study

1. Current measurements and structure

(1) Experiment of satellite-tracked surface drifters

- Manufacturing eleven satellite-tracked drifters in KORDI (WOCE standard type).
- Release of 34 drifters during 1994-1996.
  11 in August-September 1994, 9 in April-May 1995,
  4 in December 1995, 11 in October 1996.
- Contribution to WOCE / Surface Velocity Programme as the Korean program for 1994-1996 and collection of WOCE data.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

(2) Current measurements by a ship-mounted ADCP
- Survey of vertical current structure by an ADCP mounted on KORDI R/V Onnuri,
- Survey periods: the first, second and third interdisciplinary cruises,
- Survey area: along CTD sections,
- Data collection: at a 8 m interval vertically and averaged over 30 seconds,

(3) Major results of the drifter experiment
a. Current structure and surface current fields
- construction of surface current fields over the eastern East China Sea using drifter data collected during 1991-96,
- analysis of current structure.

b. Origin of the Tsushima Warm Current
- review of existing theories on the Tsushima Warm Current,
- branching of the Tsushima Warm Current from the Kuroshio.

c. Branching of the Kuroshio in the eastern East China Sea
- theoretical study on the branching of the Tsushima Warm Current from the Kuroshio

d. Separation of Kuroshio water and its penetration onto the shelf
- separation of the Kuroshio water in the eastern East China Sea,
- penetration of the separated Kuroshio water onto the continental shelf west of Kyushu

e. Surface wind fields around the Korean peninsula
- spatio-temporal distribution of surface current fields influencing the surface circulation

2. Physical Properties of Sea Waters

This study has purposes of investigating properties of sea waters and understanding physical phenomena which govern mixing processes between cold and fresher coastal waters and warm and saltier Kuroshio waters in the eastern East China Sea. In this report, we analysis the data obtained in October, 1996 and summarizes physical characteristics of sea waters and regional conditions based on all data gathered from five cruises between 1993 and 1996. It is shown that the seasonal variation of distributions of sea waters in the shelf area of the East China Sea can be explained by a

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

variation of the location of fronts which are boundaries between coastal and oceanic waters. This implies that the fresh water input is one of the major forcing terms to the oceanic condition in the East China Sea, because the boundaries are largely controlled by the volume of fresh water from the land. In addition, it is found that effects of the Yellow Sea Bottom Cold Water and solar radiation are also important factors for distributions of water masses. The data suggest that major mixing in the Kuroshio front near the shelf break happens through small to meso-scale phenomena such as eddies, intrusion and upwelling and that mixing processes near the bottom of the shelf lead to a thin homogeneous layer. Sea conditions in the Korea Strait and western region of Cheju island are now understood but the problem for physical processes remains to be solved.

3. Ocean circulation of the sea and water mass distribution of Tsushima Warm Water near Cheju-Do around

In the northwest sea of Cheju-do, the seasonal change of water mass distribution and seasonal circulation are studied with CTD data observed in winter (Feb. 17-18) and summer (Jun. 20-22 and Sep. 6-15) of 1994, and the water characteristics, the branching area, and the beginning and ending periods of the northward flows along the west coast (of the Korean Peninsula) are studied with CTD data observed in spring (May. 4-7) and fall (Nov. 15-17) of 1995 and the hydrographic data and surface temperature data obtained from satellite image in National Fisheries and Development Agency of Korea.

In winter, Tsushima Warm Water (TWW) is distributed near Cheju-do while Yellow Sea Cold Water (YSCW) is distributed in the west coast. Yellow Sea Warm Water (TSWW) is distributed between TWW and YSCW and linked to the central Yellow Sea. In summer, the upper and lower layers show different distributions. In the upper layer, TWW disappears and low salinity water is distributed from the west sea of Cheju-do to the Cheju Strait. On the southwest coast of the Korean Peninsula, relatively cold and saline water is distributed. The homogeneous water columns in the cold water area show the northward supply of southern warm and saline waters. In lower layer, Yellow Sea Bottom Cold Water (YSBCW) southerly expands along the central Yellow Sea and pushes YSWW to Cheju-do. YSWW northerly expands along the west coast.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

The seasonal variation of water mass distributions shows that warm and more saline waters flow north into the central Yellow Sea in winter and the west coast in summer. On the other hand, cold and less saline waters flow south out of the central Yellow Sea in summer and the west coast in winter. These flows make the seasonal circulation around Cheju-do.

For the northward flow in the west coast, the water masses are Yellow Sea Warm Water and the mixed water west of the Tsushima water. Their branching area from the Tsushima waters is between Soheuksan-do and Chuja-do. Specially, the adjacent sea of Chuja-do seems to be a main supply region. The flows seem to begin around between the middle third and the last third of April and end around between the middle third of October and the middle third of November.

4. The distribution of biogeochemical properties

Distributions of dissolved oxygen and dissolved inorganic nutrients were investigated from 1994 to 1996 in the eastern East China Sea including the mouths of the East Sea (Korea Strait) and the Yellow Sea.

In general, the concentrations of dissolved inorganic nutrients and dissolved oxygen in the mouth of the Yellow Sea and the southern sea of Korea reflect that the terrestrial input are obviously higher than those of the Kuroshio throughout the year. The concentrations of dissolved inorganic nutrients in the surface were depleted for the most area in the eastern China Sea and enriched in the depth below the surface mixed layer rather than pycnochline depth for the most area in the eastern East China Sea. The concentrations of dissolved oxygen in the depth below surface mixed layer decrease in a rate of 14.9 μM/month from spring to fall, but the concentrations of nitrate and phosphate increase in a rate of 1.86, 0.08 μM/month due to the reminalization of the sinking organic materials, respectively.

Vertical distribution of inorganic nutrients shows that the dissolved oxygen-poor, and nutrient-rich subsurface water of the Kuroshio is upwelled along the shelf break.

Nitrate supplied by upwelled water appears to be a major source of nutrients to the upper water column in the East China Sea. It contributes about 30% of total nitrogen requirement for phytoplankton primary production.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

5. Plankton dynamics in the East China Sea

(1) Spatio-temporal distribution of phytoplankton

The distribution of phytoplankton and enveronmental conditions on the East China Sea were investigated during four research cruises in December 1993, August 1994, May 1995 and November 1996.

As a results, distinct species composition and community structures of phytoplankton were observed with seasonal changes in environmental conditions. A large part of the spatial and temporal variation in species composition appears to be tightly coupled to major hydrographic conditions and to major circulation in the region. The Kuroshio main stream and continental slope waters had highest numbers in phytoplankton species and lowest seasonal variation, while northern part of continental shelf and Korea Strait displayed the opposite pattern. This indication of stable population Kuroshio main stream and slope water would make it a major source of phytoplankton in the region. However, decrease of total species numbers is apparent during the stratified season, when thermohaline density gradients and river discharge are generally strongest.

Also. distinct spatio-temporal changes in species composition and community structure of phytoplankton were observed northern part of East China sea where the water mass is largely affected by diluted water of Changjiang river. Major differences were found in the abundance and in the relative proportions of different taxonomic groups of phytoplankton. The diatom was the dominant compartment in water-mixing periods, whereas dinoflagellate sanding stock exceeded that the diatom in stratification periods.

(2) Primary production and chlorophyll distribution in October, 1996

Vertical structure of chlorophyll-a was investigated at about 83 stations. In addition, 35 P-I experiments were made to measure primary photosynthesis parameters such as α, P_m^B, and I_k. Based on these parameters and daily PAR, which was logged on board during the cruise, surface primary productivity was estimated at twelve stations.

The value of α ranged 0.0005~0.0196 mgC/mgChl-a/($\mu E/m^2/s$)/h and that of P_m^B ranged 0.34~14.86 mgC/mgChl-a/h. Surface distribution of daily primary productivity ranged 2.02 ~ 67.60 mg C/m^3/day. The value of I_k ranged 39.9~181.4 $\mu E/m^2/s$. These photosynthetic parameters, in general, showed intermediate values between summer of 1994 and spring of 1995

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

results.

Vertical structure of chlorophyll and the distribution of P-I parameters indicate that it was a beginning stage of the autumn bloom. At the boundaries of coastal currents, active plant growth was observed and presumably due to the stability of strong halocline. In these stations, although the turbidity was high, growth was maintained because the mixed layer depth was shallow enough. To estimate the annual primary prodcution of the East China Sea, the evolution and extent of the autumn bloom have to be studied.

(3) Grazing impact of copepod for phytoplankton and energy flow between phytoplankton and copepod in the East China Sea.

Our study concerns the grazing impact of the zooplankton and energy flow between phytoplankton and zooplankton. Samples were taken through the water column in August~September 1994 and April~May 1995. Ingestion rate of planktonic copepods was measured of gut fluoresece method. The grazing impact of the copepods on the total phytoplankton stock and on the primary production was low (~<10% and 4~19% day^{-1}, respectively) during this peroid, which was within the range of most results reported in literature. Production estimates of copepods ranged 0.62~7.94 mg C/m^3/day in August~September 1994 and 0.14~5.52 mg C/m^3/day in April~May 1995. Based on the estimates of primary production, ingestion rate and production of copepod, we calculated the energy flow between phytoplankton and copepod.

(4) Synthesis

In terms of primary production, the first phase study revealed that spatial variability of primary production was high in the East China Sea and production in the frontal area is important. From spring to autumn, DCM (deep chlorophyll maximum) is formed in most stations. A significant portion of water column primary prodcution occurs in DCM. DCM production depends on physical forcings such as the mixed layer depth and turbidity. To forecast the consequences of climate change in the marine ecosystems, the relationship of DCM properties to the physical forcing must be studied. In this study, the energy transfer at the lower trophic level was also studied. The results suggested that in order to elucidate the energy flows in the lower trophic level, other important processes like microbial production should be studied as well.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

6. Development of tidal prediction system

Fine grid tidal modelling experiment has been carried out in order to investigate the tidal regimes for major five tidal constituents, nonlinear tidal phenomena in terms of M_4 and MS_4 generation, and independent tide by tide generating force in the Yellow and East China Seas (YECS). In this study a two-dimensional numerical model based upon subgrid-scale(SGS) stress modeling technique is used with tide generating force included. Recently observed tide and current data in the YECS were collected from the various sources and the model was extensively calibrated with the data. The calculated tidal charts for tidal elevation show a generally good agreement with existing tidal charts. More accurate feature of the M_2 cotidal chart of present model result is presented in comparison with both the observed data and the tidal charts of Ogura (1933) and Nishida (1980). A careful comparison of the computed diurnal amplitude with observed ones suggests that the diurnal constituents seem to be overdamped, especially in the Kyunggi Bay region, for the case that quadratic bottom friction law is used.

Propagation features of the M_4(MS_4) tides have been 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 of noticeable characteristics 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, which coincides with observations. The propagation feature of MS_4 is almost similar to that of M_4, but with smaller amplitude. The M_4 in shallow water is shown to be more actively generated by depth dependent form of the friction coefficient, since the nonlinearity may be enhanced at shallower depth during ebb tide. The response of the M_4 tidal features to momentum diffusion terms is also discussed.

It is also shown that when the independent tide (Defant, 1960) by tide generating force (TGF) coexists with tidal waves (co-oscillating tide) by external boundary forcing, the tidal waves by TGF are dissipated and their amphidromes tend to move westward. This may be interpreted as a process that the incident and reflected tidal waves by TGF is damped by

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

co-oscillating tide induced by external forcing at open boundaries. The amplitude by TGF is found to be up to 10 cm and 4 cm in the Kyunggi Bay for M_2 and S_2 constituents while those by diurnal constituents are less than 1 cm over the model domain.

7. Modeling investigations of the penetration of the Kuroshio into the East Sea

The penetration of a western boundary current into a marginal sea is studied numerically in an idealized model basin in order to investigate factors affecting the volume transport of the Tsushima Current. A baroclinic model was used in the first year to examine any possible role of the trough west of Kyushu in the separation of the Tsushima Current from the Kuroshio. The model ocean is initially stratified with a constant value of the buoyancy frequency and spun up by a sinusoidal wind stress applied only to the deep ocean. Most of the western boundary current follows the topography and a weak cyclonic circulation is established in the southwestern part of the continental shelf. A part of the boundary current penetrates onto the shelf between the area of the cyclonic circulation and the southern strait of the marginal sea. The boundary current which penetrates onto the shelf turns anticyclonically and enters the marginal sea. The response of the shelf and the marginal sea is barotropic inspite of the initial stratification, and the maximum volume transport of the boundary current entering the marginal sea amounts to the 10 % of the total transport of the boundary current. When there exists a trough in the area south of the marginal sea like the trough west of Kyushu in the East China Sea, the effect of the boundary current reaches farther to the west on the continental shelf although the amount of the throughflow to the marginal sea changes little.

In the second year, effects of changes in the North Pacific wind stress on the barotropic component of the volume transport through the Korea Strait is investigated using a barotropic model with a simplified geometry . In agreement with the Godfrey's island rule, variations in the depth-integrated transport through a marginal sea result from zonal wind stress variations over the deep ocean at the latitudes of the northern and southern tips of an island providing both the non-linearity and the frictional effects in channels and the ocean interior are small and the model basin is flat bottomed. Frictional channels reduce the transport by about 20 % and the considerable

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

reduction (80 - 90 %) takes place if the depth of the marginal sea is only a half of that of the open ocean. Nevertheless, variations in the transport are in phase with those predicted from the island rule for linear experiments. As the non-linearity increases low-frequency variations in the transport are amplified especially during the spin-down periods. For a highly-inertial case, the low-frequency variation in the transport almost masks the trend predicted by the island rule during the spin-down periods.

V. Conclusion and suggestions

This report summarizes the first phase study during 1994-1996 on coastal ocean processes of the eastern East China Sea, especially for the oceanic circulation and material flux. The study was conducted by an interdisciplinary study group composing of various teams in ocean current, tides, oceanographic properties (physics, chemistry, biology) and was the Korean contributions to international programs of WOCE and JGOFS. Interdisciplinary surveys were done three times in the study area of the eastern East China Sea, once a year. Current structure and circulation were observed by satellite-tracked surface drifters and investigated by theory and models.

The study was focused on understanding of major oceanic processes, especially for origin an branching of the Tsushima Warm Current and material fluxes in association with the current in the eastern East China Sea. Surface current fields of the eastern East China Sea are suggested for the first time by analyzing available satellite-tracked drifters and tidal currents were also investigated by a numerical model.

The results provide no direct evidence for the branching of the Yellow Sea Warm Current from the Tsushima Current, broadly accepted by the oceanographic community. However, a good similarity is shown between spatial structures of physical, chemical, and biological parameters which are strongly influenced by the Kuroshio and the Tsushima Current.

In the near-future, major oceanographic processes should be investigated by both sophisticated analysis and elaborate models and synthetic interdisciplinary interpretation is required for our better understanding on the overall oceanographic structure and material flux between shelf water and offshore water.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

차 례

요약문 (국문) 1
요약문 (영문) 11
표차례 37
그림차례 43

제 1 장 서 론 75
제 1 절 연구동기 및 필요성 77
제 2 절 연구추진과정 78
제 3 절 연구개발 목표 및 주요사업 내용 79
가. 연구방향 79
나. 연구개발 목표 79
다. 연차별 연구개발목표 및 범위 80
라. 주요 연구내용 및 결과 80
마. 역할분담 및 추진체계 82
바. 연구개발의 문제점 및 개선책 82
참고문헌 84

제 1 편 해류관측 및 해류도 89

제 2 장 * 동중국해 동부해역에서의 해류조사 성과 91
제 1 절 해류의 역할과 대마난류의 연구현황 91
제 2 절 조사개요 93
제 3 절 ARGOS 표층부이에 의한 해류조사 94
가. 조사방법 94
나. 1차년도 하계조사의 주요성과 96
다. 2차년도 춘계조사의 주요성과 97
라. 3차년도 추계조사의 주요성과 99
제 4 절 ADCP에 의한 유속관측 100
가. 자료의 획득 및 처리방법 100
나. 유속의 수평분포 101
다. 유속의 수직분포 102
라. 정점 연속관측 104
바. 토의 105
참고문헌 106

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

제 3 장 동중국해 동부역에서의 상층해류장 133
제 1 절 요약문 134
제 2 절 서론 134
제 3 절 부이실험 135
제 4 절 상층해류장 136
제 5 절 해류장의 계절변화 137
제 6 절 결론 138
참고문헌 140

제 4 장 대마난류의 기원 149
제 1 절 요약문 150
제 2 절 서론 150
제 3 절 실험개요 152
제 4 절 실험결과 152
가. 1991년 여름 실험 152
나. 1992년 봄 실험 154
다. 1992년 가을 실험 156
제 5 절 종합 및 결론 157
참고문헌 160

제 5 장 큐슈 서방에서 쿠로시오의 분기 161
제 1 절 요약문 162
제 2 절 서론 162
제 3 절 관측 164
제 4 절 이론 167
제 5 절 결론 168
참고문헌 168

제 6 장 큐슈 서방에서 쿠로시오수의 분리와 대륙붕으로의 진입 169
제 1 절 본문 170
제 2 절 요약 172
참고문헌 173

제 7 장 한국 주변해역에서의 해상풍의 시공간적 특성 175
제 1 절 서론 177
제 2 절 자료 및 처리 178
제 3 절 연평균 및 월평균 바람장 178

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

가. 장기 연평균 178
나. 장기 월평균 181
제 4 절 시공간적 특성 182
가. 스펙토럼 182
나. cross 스펙트럼 184
제 5 절 결론 189
참고문헌 190

제 2 편 해수의 물리, 화학, 생물적 특성 191

제 8 장 해수의 물리적 특성 193
제 1 절 서론 193
제 2 절 관측 개요 193
제 3 절 1996년 10월 관측 결과 194
가. 수평분포 195
나. 수직분포 196
제 4 절 해수특성 분석 199
가. 수괴 199
나. 전선 202
다. 대한해협 입구해역 해황 205
라. 제주도 서부해역 해황 205
마. 대륙붕단해역 207
바. 오끼나와골 210
제 5 절 건의 및 맺음말 211
참고문헌 213

제 9 장 제주도 주변해역의 해양순환과 대마난류수 분포의 북방한계 257
제 1 절 서론 257
제 2 절 계절 해수순환 258
가. 수괴분석 258
나. 해수분포의 계절변화 260
다. 하계 한반도 남서연안의 저온현상해역과 해수분포 262
제 3 절 서해안 북상류의 해역과 시기 및 대마난류수 분포의 북방한계 265
가. 북상류의 성질과 분기해역 265
나. 북상류의 시작시기 266
다. 북상류의 안정도 267

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

라. 북상류의 종료시기 268
제 4 절 결론 269
제 5 절 고찰 270
참고문헌 272

제 10 장 동중국해 동부역에서의 친생물원소의 분포 특성 293
제 1 절 연구개요 293
제 2 절 동중국해의 생지화학적 특성 294
제 3 절 조사방법 295
가. 조사해역 및 관측시기 295
나. 시료채취, 보존 및 분석방법 295
제 4 절 결과 296
가. 용존산소 및 용존무기영양염류의 수평분포 특성 296
나. 용존산소 및 용존무기영양염류의 수직분포 특성 296
다. 용존산소 및 용존무기영양염류의 일주기변화 관측 302
제 5 절 고찰 302
가. 용존산소 및 용존무기영양염류의 수평분포 특성 302
나. 용존산소 및 용존무기영양염류의 수직분포 특성 303
다. 수괴특성에 따른 용존산소 및 용존무기영양염류의 분포특성 305
라. 계절변화에 따른 용존무기영양염류의 농도변화 305
마. 동중국해 대륙붕에서의 용존무기영양염 조절요인 306
제 6 절 결론 309
참고문헌 310

제 11 장 동중국해의 플랑크톤 역학 343
제 1 절 식물플랑크톤의 시·공간적 분포 343
가. 서론 343
나. 재료 및 방법 344
(1) 조사해역 및 시기 344
(2) 식물플랑크톤 정성 및 정량 조사 344
(3) Cyanobacteria 조사 345
다. 결과 345
(1) 식물플랑크톤의 종 조성 및 현존량 345
라. 토의 352
제 2 절 1996년 10월의 엽록소 분포와 일차 생산력 353
가. 재료 및 방법 353
(1) 엽록소 353

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

(2) 광합성 특성 354
(3) 일 일차생산력 (daily primary productivity) 355
나. 결과 357
(1) 엽록소의 분포 357
(2) P-I 특성 359
(3) 일차생산력 359
다. 토의 361
제 3 절. 동중국해에서 식물플랑크톤에 대한 요각류의 포식압과 식물플랑크톤과 요각류 사이의 에너지 흐름. 362
가. 서론 362
나. 재료 및 방법 363
(1) 조사해역 및 시기 363
(2) 조사방법 363
다. 결과 367
(1) 수온 및 염분 367
(2) 식물플랑크톤의 현존량 368
(3) 요각류의 현존량 및 생물량 369
(4) 체내 색소농도 및 먹이 섭취율 370
(5) 요각류의 군집 먹이 섭취율 과 포식압 373
(6) 요각류의 생산량 377
(7) 하부영양준위의 에너지 흐름 378
라. 토론 379
제 4 절 종합 386
가. 엽록소 및 일차생산의 변이 386
나. DCM 특성의 규명 386
다. 에너지 흐름 387
라. 추후 방향 387
참고문헌 389
부록 11-1. 조사정점에서 출현한 실물플랑크톤 종 목록 (Copex-93) 453
부록 11-2. 조사정점에서 출현한 실물플랑크톤 종 목록 (Copex-94) 459
부록 11-3. 조사정점에서 출현한 실물플랑크톤 종 목록 (Copex-95) 462
부록 11-4. 조사정점에서 출현한 실물플랑크톤 종 목록 (Copex-96) 466

제 3 편 수치 모델 471

제 12 장 동중국해역의 조석·조류 예측 시스템 구축(III) 473
제 1 절 서 론 473

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

제 2 절 황·동중국해 정밀격자 경압 조석모델링 474
가. 소개 476
나. 검증자료 및 분석 478
다. 2차원 조석모델 479
기본방정식 479
수치계산 481
모델검증 482
조류타원 특성 484
M_4와 MS_4 조석체계 485
기조력 효과 487
수평운동량 확산항 및 마찰계수 효과 490
라. 토의 491
마. 결론 493
참고문헌 496

제 13 장. 쿠로시오의 동해로의 유입에 관한 수치모델 연구 521
제 1 절 서론 521
제 2 절 수치모델 521
2-1. 모델 지배방정식 521
2-2. 경압모델의 구성 524
2-3. 순압모델의 구성 528
제 3 절 모델결과 530
3-1. 경압모델 결과 530
3-2. 순압모델 결과 531
3-2-1. Island rule 531
3-2-2. 대양의 바람응력 변화에 따른 연해로의 유입량 변화 532
3-2-3. 서안경계류의 비선형 효과에 의한 연해로의 유입량 변화 535
제 4 절 결론 및 제언 536
참고문헌 540

부록 1. 연구기간중 연구참여자의 연구발표현황. 553
부록 2. 제1-3차 황·동중국해 해양 및 물질순환 Workshop의 프로그램. 557
가. 1차, 1994년 12월 13-14일, 제주대. 557
나. 2차, 1995년 10월 26-27일, 제주대. 560
다. 3차, 1996년 11월 21-22일, 용평리조트. 562

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

CONTENTS

Summary (Korean) 1
Summary (English) 11
List of Tables 37
List of Figures 43

Chapter I. Introductory Remarks 75
1. Motive and necessity of the study 77
2. Promotion procedure of the study 78
3. Objectives and major items of the study 79
a. Goal 79
b. Objectives 79
c. Annual objectives and scope 80
d. Major contents and results 80
e. Responsibility and organization 82
f. Major problems and suggestion on improvement 82
References 84

Part 1. Current Measurements and Surface Current Fields 89

Chapter II. Current Observations in the Eastern East China Sea 91
1. Role of currents and research status of the Tsushima Warm Current 91
2. Outline of the survey 93
3. Current observations by ARGOS surface drifters 94
a. Method 94
b. Major results in summer of the first-year 96
c. Major results in spring of the second-year 97
d. Major results in autumn of the third-year 99
4. Current observations by a vessel-mounted ADCP 100
a. Data acquisition and processing 100
b. Horizontal distributions of the ADCP currents 101
c. Vertical distributions of the ADCP currents 102
d. Continuous ADCP observations at fixed points 104

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

f. Discussions 105
References 106

Chapter III. Surface Current Field in the Eastern East China Sea 133
1. Abstract 134
2. Introduction 134
3. Drifter experiment 135
4. Surface current field 136
5. Seasonal variation of surface current field 137
5. Conclusions 138
References 140

Chapter IV. On the Origin of the Tsushima Warm Current 149
1. Abstract 150
2. Introduction 150
3. Description of experiment 152
4. Results of experiment 152
a. Summer experiment of 1991 152
b. Spring experiment of 1992 154
c. Fall experiment of 1992 156
5. Summary and conclusions 157
References 160

Chapter V. On the Branching of the Kuroshio west of Kyushu 161
1. Abstract 162
2. Observations 162
3. Theory 164
4. Discussion 167
5. Conclusion 168
References 168

Chapter VI. Separation of the Kuroshio Water and Its Penetration onto the Continental Shelf West of Kyushu 169
1. Major results 170
2. Summary 172
References 173

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Chapter VII. Temporal and Spatial Characteristics of Surface Winds over the Adjacent Seas of the Korean Peninsula 175
1. Introduction 177
2. Data and processing 178
3. Annual and monthly mean wind fields 178
a. Long-term annual means 178
b. Long-term monthly means 181
4. Temporal and spatial characteristics 182
a. Wind spectra 182
b. Cross-spectra 184
5. Conclusions 189
References 190

Part 2. Physical, Chemical, and Biological Properties in the eastern East China Sea 191

Chapter VIII. Physical Properties of Sea Waters 193
1. Introduction 193
2. Field observations 193
3. Analysis of data observed in October 1996 194
a. Horizontal distributions 195
b. Vertical distributions 196
4. Analysis of sea water properties 199
a. Water masses 199
b. Fronts 202
c. The Korea Strait 205
d. Western region of Cheju Island 205
e. Shelf break region 207
f. The Okinawa trough 210
5. Concluding remarks 211
References 213

Chapter IX. Ocean circulation of the sea and water mass distribution of Tsushima Warm Water near Cheju-Do around 257
1. Introduction 257
2. seasonal circulation 258
a. Water mass distribution 258

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

b. Seasonal change of water mass distribution 260
c. Cold water area of the southwest coast of the Korean Peninsula and water mass distribution in summer 262
3. The area and the duration of the northward flow in the west coast, northen limitation of the Tsushima Warm Water mass distribution 265
a. Characteristics of the northward flow and brenching area 265
b. Starting period of the northward flow 266
c. Stability of the northward flow 267
d. Ending period of the northward flow 268
4. Conclusions 269
5. Discussions 270
References 272

Chapter X. The distribution of biogeochemical properties in the eastern East China Sea 293
1. Introduction 293
2. The biogeochemical characteristics of the East China Sea 294
3. Materials and methods 295
a. Survey area and time 295
b. Water sampling and analysis 295
4. Results 296
a. Spatial distribution of dissolved oxygen and dissolved inorganic nutrients. 296
b. Vertical distribution of dissolved oxygen and dissolved inorganic nutrients. 296
d. Diurnal variation of dissolved oxygen and dissolved inorganic nutrients. 302
5. Discussion 302
a. Spatial distribution of dissolved oxygen and dissolved inorganic nutrients 302
b. Vertical distribution of dissolved oxygen and dissolved inorganic nutrients 303
c. Characteristics of biogenic materials in relation with water masses. 305
d. Seasonal variation of concentrations of dissolved oxygen and dissolved inorganic nutrients. 305

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

e. Factors controlling nutrient distribution on the continental shelf ·· 306
6. Conclusion ····· 309
Reference ····· 310

Chapter XI. Plankton dynamics in the East China Sea ····· 343
1. Spatio-temporal distribution of phytoplankton ····· 343
a. Introduction ····· 343
b. Materials and methods ····· 344
(1) Study areas and oceanographic expedition periods ····· 344
(2) Methods for species composition and standing crops of phytoplankton ····· 344
(3) Method for cyanobacteria ····· 345
c. Results ····· 345
(1) Species composition and standing crops of phytoplankton ····· 345
d. Discussion ····· 352
2. Primary production and chlorophyll distribution in October 1996 ···· 353
a. Materials and methods ····· 353
(1) Chlorophyll ····· 353
(2) P-I properties ····· 354
(3) Daily primary productivity ····· 355
b. Results ····· 357
(1) Chlorophyll distribution ····· 357
(2) P-I properties ····· 359
(3) Primary productivity ····· 359
c. Discussion ····· 361
3. Grazing impact of copepod for phytoplankton and energy flow between phytoplankton and copepod in the East China Sea ····· 362
a. Introduction ····· 362
b. Materials and methods ····· 363
(1) Survey area and time ····· 363
(2) Sampling and analysis ····· 363
c. Results ····· 367
(1) Temperature and salinity ····· 367
(2) Phytoplankton ····· 368
(3) Standing stock and biomass of copepod ····· 369
(4) Gut pigment content and ingestion rate ····· 370
(5) Copepod community ingestion rate and grazing impact ····· 373

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

(6) Copepod production 377
(7) Energy flow of lower trophic level 378
d. Discussion 379
4. Synthesis 386
a. Variations of chlorophyll and primary productivity 386
b. DCM properties 386
c. Energy flow 387
d. Future research 387
Reference 389
Appendix 11-1. Phytoplankton species list from 30m depth net hauls taken on sampling station (Copex-93) 453
Appendix 11-2. Phytoplankton species list from 30m depth net hauls taken on sampling station (Copex-94) 459
Appendix 11-3. Phytoplankton species list from 30m depth net hauls taken on sampling station (Copex-95) 462
Appendix 11-4. Phytoplankton species list from 30m depth net hauls taken on sampling station (Copex-96) 466

Part 3. Numerical Model 471

Chapter XII. Development of tidal prediction system in the Yellow and East China Seas 473
1. Introduction 473
2. Fine grid barotropic, tidal modelling of the Yellow and East China Seas 474
a. Introduction 476
b. Data for verification and analysis 478
c. A two-dimensional tidal model 479
Model formulation 479
Computation 481
Model verification 482
Characteristics of tidal ellipses 484
M_4 and MS_4 tidal regimes 485
Effects of tide generating force 487
Effects of momentum diffusion term and different friction formula 490
d. Discussions 491

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

e. Conclusions 493
Reference 496

Chapter XIII. Modeling investigations of the penetration of the Kuroshio into the East Sea 521
1. Introduction 521
2. Numerical model 521
2-1. Governing equations 521
2-2. Configuration of a baroclinic model 524
2-3. Configuration of a barotropic model 525
3. Model results 530
3-1. Baroclinic model results 530
3-2. Barotropic model results 531
3-2-1. Island rule 531
3-2-2. Dependence of the amount of influx to a marginal sea on the changes in the wind stress field in a deep ocean 532
3-2-3. Dependence of the amount of influx to a marginal sea on the nonlinear behavior of the western boundary current 535
4. Conclusions and discussion 536
References 540

Appendix 1. List of publications presented during the first phase of COPEX. 553
Appendix 2. Agenda of the Workshops on Ocean Circulation and Material Flux of the Yellow and East China Seas. 557
a. First workshop, December 13-14, 1994, Chejudo. 557
b. Second workshop, October 26-27, 1995, Chejudo. 560
c. Third workshop, November 21-22, 1996, Yongpyung Resort. 562

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

표 차 례

표 2-1. 1994년 8-9월 위성추적부이 실험의 내용 95

표 4-1. 1991년, 1992년 위성추적부이 실험에 대한 정보. 152

표 5-1. h_c/H = 0인 경우, 방정식 (10)에서 $\cos\theta$ 값. 167

표 8-1. CTD 관측 개요. 194
표 8-2. 1994년 8-9월의 수괴특성 및 분포. 200
표 8-3. 1995년 4-5월의 수괴특성 및 분포. 201
표 8-4. 1996년 10월의 수괴특성 및 분포. 202
표 8-5. 동중국해 대륙붕역에서의 전선분포. 204

표 9-1. 황해냉수해역 (관측점 17), 조석혼합해역 (관측점 21), 제주해협해역 (관측점 27)의 표층에서 50m 수심과 표층에서 저층까지의 평균 수온과 염분값 263

표10-1. 동중국해에서의 암모니아이온 및 질산이온의 상향 확산 플럭스 308

표11-1. 동중국해의 외양성 난수종 목록. 348
표11-2. 조사기간 중의 일 PAR 변동. 356
표11-3. 광합성 매개변수와 엽록소 밀도. 360
표11-4. 일 일차생산의 표층 분포. 361
표11-5. 형광 측정기의 보정을 위해 사용된 회귀식. 364
표11-6. 조사지역으로부터 세 개의 요각류 크기집단의 체내 색소농도 (ng pig./ind.). 372
표11-7. 조사지역에서 요각류의 크기집단에 따른 체내 색소 제거율 (r). 373
표11-8. 세 개의 크기집단의 개체 탄소무게 (μg C)와 daily ration (체내 탄소량의 %). 374
표11-9. 1994년 8-9월 요각류 크기집단의 일 군집 먹이 섭취율 (μg pig./m3/day)과 각 크기집단의 기여도 (%). 376
표11-10. 1995년 4-5월 요각류 크기집단의 일 군집 먹이 섭취율 (μg pig./m3/day)과 각 크기집단의 기여도 (%). 377
표11-11. 온도에 대한 모델로부터 계산한 성장률 (day-1). 380
표11-12. 조사지역에서 요각류 크기집단의 여과율 (ml/ind./day). 383

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

표12-1. 황·동중국해의 조석 모델검증 지점. 499
표12-2. 황·동중국해 조석모델 검증을 위한 조류자료 내용. 500
표12-3. Fig.1에 표기된 지점에서 M_2, K_1, M_4 과 MS_4분조의 조위 진폭과 위상의 관측치 및 계산치. 위상차는 135°E 기준이다. 501
표12-4. Table 1과 Fig.1의 검증 지점에서의 진폭과 위상의 RMS 차. 502
표12-5a. 황·동중국해에서 M_2 분조의 조류 조화상수 비교. 수심은 유속계의 계류 수심을 나타낸다. 502
표12-5b. 황·동중국해에서 K_1분조의 조류 조화상수 비교. 수심은 유속계의 계류 수심을 나타낸다. 502
표12-6. (M_2, K_1) 분조의 조류타원 분석결과. 조류타원 부호 중 g는 KST기준한 지각 ; a, b는 조류타원의 장, 단축 유속이며 θ는 동에서 반시계방향으로 조류타원의 기울기; rot.는 시계(CW) 혹은 반시계(CCW)방향 회전을 나타낸다. 503
표12-7. Fig.1의 관측점 D에서 주요 5개 분조(M_2, S_2, N_2, K_1, O_1)에 대한 해저마찰 감쇄항의 상대적인 기여도와 5개 분조 합산 효과. 503

표13-1. 경압모델에서 대륙붕과 대양에서의 collocation points의 수심. 527
표13-2. 경압모델에 사용된 제반 매개변수 값. 528
표13-3. 평탄한 해저지형 조건에서 대양의 바람응력 변화에 따른 연해로의 유입량을 파악하기 위한 세 가지 순압수치실험에 사용된 parameter. 534
표13-4. 시간 변동하는 바람응력 분포를 대양에 적용했을 경우 비선형 효과에 따른 유입량 변동을 파악하기 위한 수치실험. 536

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

List of Tables

Table 2-1. Information on the satellite-tracked surface drifter experiment in April-May and December 1995. 95

Table 4-1. Information on satellite-tracked drifter experiments in 1991 and 1992. 152

Table 5-1. Values of $\cos\theta$ from Equation (10) with $h_c/H = 0$. 167
Table 8-1. Outline of CTD observations. 194
Table 8-2. Properties and distributions of water masses in August and September, 1994. 200
Table 8-3. Properties and distributions of water masses in April and May, 1995. 201
Table 8-4. Properties and distributions of water masses in October, 1996. 202
Table 8-5. Distributions of fronts in the shelf area of the East China Sea. 204

Table 9-1. Mean temperatures and salinities from surface to the depth of 50m and from surface to bottom in the area of Yellow Sea Cold Water (Station 17), the tidal mixing area (Station 21), and Cheju Strait (Station 27). 263

Table10-1. Calculated upward diffusive fluxes of ammonium and nitrate in the East China Sea. 308

Table11-1. List of warm-water oceanic species in the East China Sea. 348
Table11-2. Variation of total daily PAR during the survey period. 356
Table11-3. Primary photosynthesis parameters and derived parameters. Also included is chlorophyll-a concentration (mg m-3). 360
Table11-4. Surface distribution of daily primary productivity (mgC/m3/day). 361
Table11-5. Regressions used for calibration of fluorometer. 364
Table11-6. Gut pigment contents (ng pig./ind.) of three copepod size assemblages from the East China Sea. 372

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Table11-7. Gut evacuation rate constant (r) with size fractions of copepod in the East China Sea. 373
Table11-8. Individual carbon weights (μg C) and daily rations (in percent of body carbon) of the three size fractions. 374
Table11-9. Daily community ingestion rates (μg pig./m3/day) of copepods and contribution (%) of each size fractions in the East China Sea (Aug.-Sep. 1994). 376
Table11-10. Daily community ingestion rates (μg pig./m3/day) of copepods and contribution (%) of each size fractions in the East China Sea (Apr.-May 1994). 377
Table11-11. Growth rates (day-1) of copepod calculated from temperature-dependent model. 380
Table11-12. Filtering rates (ml/ind./day) of three copepod size assemblages in the East China Sea. 383

Table12-1. Details of tide data for model verification around the Yellow and East China Seas. 499
Table12-2. Details of tidal current data for model verification around the Yellow and East China Seas. 500
Table12-3. Observed(OBS) and calculated(CAL) M_2, K_1, M_4 and MS_4 elevation amplitudes and phases for the sites shown in Figure12-1. Phase lag are referred to 135 ° N. 501
Table12-4. RMS (amplitude, phase lag) difference at all the sites in Table12-1 and Fig.12-1. 502
Table12-5a. Comparison of the M_2 harmonics of the tidal current at the Yellow and East China Seas. Depth denotes the depth of current meter moored. 502
Table12-5b. Comparison of the K_1 harmonics of the tidal current at the Yellow and East China Seas. Depth denotes the depth of current meter moored. 502
Table12-6. Results from harmonic analysis of tidal currents in form of tidal ellipse for components (M_2, K_1). 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 θ the orientation of the ellipse measured anticlockwise from the east; rot.; clock-wise(CW) or counter clock-wise(CCW) rotation. 503

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Table12-7. Compositions of relative contribution 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.12-1. 503

Table13-1. Depths of collocation points in the ocean and the shelf used in a baroclinic model. 527
Table13-2. Model parameters for baroclinic model experiments. 528
Table13-3. Maximum and minimum streamfunctions over the whole model domain and the volume transport into the marginal sea every 800 days. 534
Table13-4. Parameter values used for three barotropic experiments in a flat-bottomed basin which examine the dependence of the influx to a marginal sea on the changes in the wind stress field in a deep ocean. 536

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

그 림 차 례

그림 1- 1. 1993년 12월 추-동계 해양조사해역과 관측점. ○는 CTD 관측점, △는 해수채취 및 플랑크톤 채집점, +는 위성추적부이 투하점이며 수심은 m이다. 85
그림 1- 2. 1994년 8월 하순-9월 초순 하계와 1995년 4월 하순-5월 초순 춘계 해양조사해역과 관측점. ○는 CTD 관측점, △는 해수채취 및 플랑크톤 채집점, +는 위성추적부이 투하점이며 수심은 m이다. 86
그림 1- 3. 1995년 12월 추-동계 해양조사해역과 관측점. ○는 CTD 관측점, △는 해수 채취점, +는 위성추적부이 투하점이며 수심은 m이다. 87
그림 1- 4. 1996년 10월 추계 해양조사해역과 관측점. ○는 CTD 관측점, △는 해수채취 및 플랑크톤 채집점, +는 위성추적부이 투하점이며 수심은 m이다. 88

그림 2- 1. 1994에 동중국해에 투하한 위성추적부이의 이동궤적. '◇'는 투하한 지점을 나타낸다. 108
그림 2- 2. 일평균 속도로 나타낸 1994년에 동중국해에 투하한 위성추적부이의 이동궤적. 화살표의 척도는 좌측 상단에 표시. 109
그림 2- 3. 1995에 동중국해에 투하한 위성추적부이의 이동궤적. '◇'는 투하한 지점을 나타낸다. 110
그림 2- 4. 일평균 속도로 나타낸 1995년에 동중국해에 투하한 위성추적부이의 이동궤적. 화살표의 척도는 좌측 상단에 표시. 111
그림 2- 5. 1996에 동중국해에 투하한 위성추적부이의 이동궤적. '◇'는 투하한 지점을 나타낸다. 112
그림 2- 6. 일평균 속도로 나타낸 1996년에 동중국해에 투하한 위성추적부이의 이동궤적. 화살표의 척도는 좌측 상단에 표시. 113
그림 2- 7. 1994년 8-9월 ADCP의 관측선 (조사선 온누리호). 114
그림 2- 8. 1995년 4-5월 ADCP의 관측선 (조사선 온누리호). 115
그림 2- 9. 1996년 10월 ADCP의 관측선 (조사선 온누리호). 116
그림 2-10. 1994년 8-9월 ADCP로 관측한 층별유속의 수평분포. (a) 25 m; (b) 97 m. 117
그림 2-11. 1995년 4-5월 ADCP로 관측한 층별유속의 수평분포. (a) 25 m; (b) 97 m. 118
그림 2-12. 1996년 10월 ADCP로 관측한 층별유속의 수평분포. (a) 25 m; (b) 97 m. 119
그림 2-13. 1994년 8월 단면 A에서 ADCP유속의 수직분포도. (a) 동-서 성분; (b) 남-북 성분. 120

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

그림 2-14. 1994년 8월 단면 B에서 ADCP유속의 수직분포도.
(a) 동-서 성분; (b) 남-북 성분. 121
그림 2-15. 1994년 9월 단면 L에서 ADCP유속의 수직분포도.
(a) 동-서 성분; (b) 남-북 성분. 122
그림 2-16. 1995년 4월 단면 A에서 ADCP유속의 수직분포도.
(a) 동-서 성분; (b) 남-북 성분. 123
그림 2-17. 1995년 4월 단면 B에서 ADCP유속의 수직분포도.
(a) 동-서 성분; (b) 남-북 성분. 124
그림 2-18. 1995년 5월 단면 L에서 ADCP유속의 수직분포도.
(a) 동-서 성분; (b) 남-북 성분. 125
그림 2-19. 1996년 10월 단면 A에서 ADCP유속의 수직분포도.
(a) 동-서 성분; (b) 남-북 성분. 126
그림 2-20. 1996년 10월 단면 B에서 ADCP유속의 수직분포도.
(a) 동-서 성분; (b) 남-북 성분. 127
그림 2-21. 1996년 10월 단면 L에서 ADCP유속의 수직분포도. (a) 동-서
성분; (b) 남-북 성분. 128
그림 2-22. 1994년 9월 정점 H8 주변에서 ADCP로 15시간 연속관측한 유속
벡터의 수직분포도와 표층수온. 129
그림 2-23. 1995년 5월 정점 M 주변에서 ADCP로 25시간 연속관측한 유속
벡터의 수직분포도와 표층수온. 130
그림 2-24. 1996년 10월 정점 MB 주변에서 ADCP로 18시간 연속관측한 유속
벡터의 수직분포도와 표층수온. 131

그림 3- 1. 1991년부터 1996년까지 한국해양연구소에서 동중국해에 투하한 위성
추적부이의 이동궤적. '◇'는 투하한 지점이며 붉은 색은 끌개의 수심
이 15 m, 푸른색은 끌개 수심이 30 m나 50 m인 부이의 궤적임. 142
그림 3- 2. 1991년부터 1996년까지 한국해양연구소에서 투하한 위성추적부이가 2
0' X 20'의 작은 상자를 통과한 자료수. 작은 상자 좌측 상단의 숫자
는 통과한 부이의 수이며 우측 하단의 숫자는 부이가 머문 시간임
(일) 143
그림 3- 3. 그림 3-1의 부이의 이동궤적으로부터 작성한 20' X 20' 상자평균한
상층해류장. 그림 좌상단에 벡터 크기를 표시. 144
그림 3- 4. 1991년부터 1996년까지 한국해양연구소에서 동중국해에 투하한 위성
추적부이의 하계 (4월 중순부터 10월 중순까지) 이동궤적. '◇'는 투
하 지점 혹은 출발점임. 145
그림 3- 5. 1991년부터 1996년까지 한국해양연구소에서 동중국해에 투하한 위성
추적부이의 동계 (10월 중순부터 4월 중순까지) 이동궤적. '◇'는 투
하 지점 혹은 출발점임. 146

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

그림 3- 6. 그림 3-4의 부이의 이동궤적을 이용하여 20′ X 20′ 상자평균한 하계 상층해류장. 147
그림 3- 7. 그림 3-5의 부이의 이동궤적을 이용하여 20′ X 20′ 상자평균한 동계 상층해류장. 148

그림 4- 1. 동중국해 해수순환의 모식도. (a) Nitani (1972)의 제안, (b) Beardsley 등의 제안 (1985) 151
그림 4- 2. 위성추적부이 투하점 (별표), CTD 관측점 (x, +, □표)을 나타내는 연구해역. 수심은 m. KS, TS, TI 는 대한해협, 토까라 해협, 대마도를 나타냄. 151
그림 4- 3. 1991년 여름, 수온, 염분 및 밀도의 수직단면. (a) 32° 10′ N, (b) 127° E , (c) 대한해협. CTD 정점은 그림 4-2와 같음. 153
그림 4- 4. 1991년 7월 17일, 32° N 선상에 투하한 위성추적부이 (9727, 9728, 9729)의 궤적. 투하지점은 작은 사각형으로 표시하였고, 투하후 5일 마다 화살표시를 하였음. 154
그림 4- 5. 1992년 4월, 수온, 염분 및 밀도의 수직단면. (a) 32° 10′ N, (b) 127° E , (c) 대한해협. CTD 정점은 그림 4-2와 같음. 155
그림 4- 6. 1992년 4월 17일, 32° 10′ N 선상에 투하한 위성추적부이 (2031, 2032, 2033)의 궤적. 사각형안에 궤적은 그림 좌측 하단에 확대하였다. 투하지점은 작은 사각형으로 표시하였고, 투하후 5일 마다 화살표시를 하였음. 156
그림 4- 7. 1992년 11월, 수온, 염분 및 밀도의 수직단면. (a) 32° 10′ N, (b) 127° E , (c) 대한해협. CTD 정점은 그림 4-2와 같음. 157
그림 4- 8. 1992년 11월, 수온, 염분 및 밀도의 수직단면. (a) 31° N, (b) 126° E. CTD 정점은 그림 4-2와 같음. 158
그림 4- 9. 1992년 11월 18일, 31° N 선상에 투하한 위성추적부이 (11010 - 11013)의 궤적. 투하지점은 작은 사각형으로 표시하였고, 투하후 5일 마다 화살표시를 하였음. 159
그림 4-10. 일평균 속도로 나타낸 10대의 위성추적부이의 이동궤적. 화살표의 척도는 좌측 상단에 표시. 4대의 부이의 궤적과 제주도 남동방향으로 표시한 굵은 선을 통과하였는데, 제주도에서 가까운 순으로 통과시각을 보면 1993년 1월 20일, 1991년 4월 28일, 1992년 12월 22일, 1991년 7월 21이다. 158

그림 5- 1. 1989-1993년, 북서태평양에 투하된 WOCE 표층부이의 궤적으로부터 도출한 0.5° x 0.5° 상자평균한 속도장. 163

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

그림 5- 2. 가장 최근 한국해양연구소가 실시한 표층부이의 궤적. 1991년 부이는 점선, 1992년 11월 부이는 쇄선. 1993년 12월 부이는 실선으로 표시. 164
그림 5- 3. 1971-1987년, GEK 자료로부터 도출한 가을 (9월, 10월, 11월) 상층 평균 유속장. 1° x 1° 상잔에 자료가 20개 미만인 지역은 점으로 진하게 표시. 1 ℃ 간격의 표층수온 도면을 중첩시킴. 165
그림 5- 4. 비압축성, reduced-gravity, f 평면 모델 해역에서, 계단구조 해저지형으로 경압류가 입사할 때 이론적 문제를 보여주는 도식. A-B-C-D-E-F-A로 표시된 경로는 운동량 균형을 고려하는 제어 체적을 포함. 166

그림 6- 1. 1994년 9월까지 조사한 WOCE 위성추적부이 자료와 1995년 6월까지 한국해양연구소 위성추적부이 자료를 합성하여 만든 궤적. 한국해양연구소 부이의 투하지점은 원으로 표시하였음. 170
그림 6- 2. 그림 6- 1의 궤적으로부터 도출한, 20'x20 상자평균한 상층해류도. 상자안에 자료가 3개 미만인 경우는 제외하였고 벡타 크기는 그림 좌측상단에 표시하였음. 170
그림 6- 3. 1993년 12월, 50 m 층에서 수온, 염분, 밀도와 위성추적부이로 계산한 투하후 15일간 일평균 유속벡타. 벡타 크기는 좌측상단에 표시. 171
그림 6- 4. 1995년 4월 하순 - 5월 초순, 50 m 층에서 수온, 염분, 밀도와 위성추적부이로 계산한 투하후 10일간의 일평균 유속벡타. 벡타 크기는 좌측상단에 표시. 172

그림 7- 1. 해상풍 계산을 위한 연구해역과 격자체계. 격자점 E1-E6, W1-W6는 스펙트럼과 cross스펙트럼을 위한 대표적으로 선정하였다. 178
그림 7- 2. 한국 주변해역에서 해상풍 stress의 장기 평균과 표준편차. (a) 평균, (b) 표준편차. 단위는 dyne/cm^2. 179
그림 7- 3. 한국 주변해역에서 해상풍 stress curl의 장기 평균과 표준편차. (a) 평균, (b) 표준편차. 단위는 10^{-9} dyne/cm^2. 사선 부분은 curl이 음인 지역. 179
그림 7- 4. 각 해역에서 공간적으로 평균한, 바람 stress의 동-서성분 (▲)과 남북성분 (+), 그리고 바람장의 stress curl (*)의 월 변화. (a) 동해, (b) 황해, (c) 동중국해. 180
그림 7- 5. 위도를 따라 동-서 평균한 바람 stress, stress curl의 월 변화. (a) 동해, (b) 황해, (c) 동중국해. wind stress의 경우 직선과 점선은 각각 동-서성분, 남-북성분에 해당함. 181

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

그림 7- 6. 동해에서 격자점 E1-E6에서 바람 stress의 스펙트럼. 직선과 점선은 각각 동-서성분, 남-북성분에 해당함. 격자점의 위치는 그림 7-1에 표시. 182
그림 7- 7. 황해와 동중국해에서 격자점 W1-W6에서 바람 stress의 스펙트럼. 직선과 점선은 각각 동-서성분, 남-북성분에 해당함. 격자점의 위치는 그림 7-1에 표시. 184
그림 7- 8. 동해에서 격자점 사이 바람 stress의 상관도 및 위상차. (a) E3-E1, (b) E3-E4, (c) E5-E6. 직선과 점선은 각각 동-서성분, 남-북성분에 해당함. 격자점의 위치는 그림 7-1에 표시. 186
그림 7- 9. 황해에서 격자점 사이 바람 stress의 상관도 및 위상차. (a) W2-W1, (b) W2-W3, (c) W5-W6. 직선과 점선은 각각 동-서성분, 남-북성분에 해당함. 격자점의 위치는 그림 7-1에 표시. 187
그림 7-10. 황해와 동해 혹은 동중국해 사이 바람 stress의 상관도 및 위상차. (a) W1-E1, (b) W2-E3, (c) W2-W4. 직선과 점선은 각각 동-서성분, 남-북성분에 해당함. 격자점의 위치는 그림 7-1에 표시. 188

그림 8- 1. 1993년 12월의 관측점. 214
그림 8- 2. 1994년 8-9월의 관측점. 215
그림 8- 3. 1995년 4-5월의 관측점. 216
그림 8- 4. 1995년 12월의 관측점. 217
그림 8- 5. 1996년 10월의 관측점. 218
그림 8- 6. 1996년 10월 모든 관측자료를 표시한 수온-염분도(T-S diagram). 219
그림 8- 7. 1996년 10월 5 m 층의 수온, 염분 및 밀도 분포. 220
그림 8- 8. 1996년 10월 15 m 층의 수온, 염분 및 밀도 분포. 221
그림 8- 9. 1996년 10월 50 m 층의 수온, 염분 및 밀도 분포. 222
그림 8-10. 1996년 10월 해저 및 150 m 층의 수온, 염분 및 밀도 분포. 223
그림 8-11. 1996년 10월 단면 A의 수온, 염분 및 밀도 분포. 224
그림 8-12. 1996년 10월 단면 C의 수온, 염분 및 밀도 분포. 225
그림 8-13. 1996년 10월 단면 G의 수온, 염분 및 밀도 분포. 226
그림 8-14. 1996년 10월 단면 D의 수온, 염분 및 밀도 분포. 227
그림 8-15. 1996년 10월 단면 E의 수온, 염분 및 밀도 분포. 228
그림 8-16. 1996년 10월 단면 B의 수온, 염분 및 밀도 분포. 229
그림 8-17. 1996년 10월 단면 I의 수온, 염분 및 밀도 분포. 230
그림 8-18. 1996년 10월 단면 K의 수온, 염분 및 밀도 분포. 231
그림 8-19. 1996년 10월 단면 L의 수온, 염분 및 밀도 분포. 232
그림 8-20. 1996년 10월 단면 O의 수온, 염분 및 밀도 분포. 233
그림 8-21. 1996년 10월 단면 P의 수온, 염분 및 밀도 분포. 234

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

그림 8-22. 1996년 10월 단면 Q의 수온, 염분 및 밀도 분포. 235
그림 8-23. 모든 관측자료를 표시한 수온-염분도(T-S diagram). (a) 1993 - 1996년, (b) 1994년 8 - 9월, (c) 1995년 4 - 5월. 236
그림 8-24. 1994년 8 - 9월 5 m 층의 수온 및 염분 분포. 239
그림 8-25. 1994년 8 - 9월 50 m 층의 수온 및 염분 분포. 240
그림 8-26. 1995년 4 - 5월 5 m 층의 수온 및 염분 분포. 241
그림 8-27. 1995년 4 - 5월 50 m 층의 수온 및 염분 분포. 242
그림 8-28. 계절별 전선위치의 모식도. 243
그림 8-29. 대한해협에서의 수온 및 염분 수직분포. 244
그림 8-30. 제주도 남서해역의 염분 수직분포. 245
그림 8-31. 1993년 12월 단면 K와 J의 수온, 염분 및 밀도 분포. 246
그림 8-32. 1994년 9월 단면 K와 J의 수온, 염분 및 밀도 분포. 247
그림 8-33. 1995년 5월 단면 K와 J의 수온, 염분 및 밀도 분포. 249
그림 8-34. 1993년 12월 50 m 층의 수온 및 염분 분포. 251
그림 8-35. 1994년 9월 100, 120, 150 m 층의 수온 및 염분 분포. 252
그림 8-36. 1995년 5월 100 m 층의 수온 및 염분 분포. 253
그림 8-37. 동중국해 대륙사면역의 해황모식도. 254
그림 8-38. 사행하는 해류 가장자리에서의 분리. 255

그림 9- 1. 제주도 북서해역의 관측점 (A) 1994년 2월 17-18일, 6월 20-22일, 9월 6-15일, 수심, (B) 1995년 5월 4-7일, 11월 15-17일, (C) 1994년 9월 6-15일의 모든 관측점.(A)에서는 1-68까지의 관측점만이 사용되었다. 274
그림 9- 2. 1994년 2월 17-18일, 6월 20-22일, 9월 6-15일 각각의 T-S Diagram과 합친 T-S Diagram. 277
그림 9- 3. 0m와 50m 층에서 1994년 2월 17-18일의 수온, 염분, Sigma-T 수평분포. 278
그림 9- 4. 그림 9-2에서 보이는 A, B, C, D 관측선에서 1994년 2월 17-18일의 수온, 염분, Sigma-T 수직분포. 279
그림 9- 5. 0m와 50m 층에서 1994년 6월 20-22일의 수온, 염분, Sigma-T 수평분포. 280
그림 9- 6. 그림5-2에서 보이는 A, B, C, D 관측선에서 1994년 6월 20-22일의 수온, 염분, Sigma-T 수직분포. 281
그림 9- 7. 0m와 50m 층에서 1994년 9월 6-15일의 수온, 염분, Sigma-T 수평분포. 282
그림 9- 8. 그림 9-2에서 보이는 A, B, C, D 관측선에서 1994년 9월 6-15일의 수온, 염분, Sigma-T 수직분포. 283

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

그림 9- 9. 1994년 9월 6-15일의 표층에서 70m 층(또는 해저)까지 수직평균 수온과 염분의 수평분포. 284
그림 9-10. 1995년 5월 4-7일의 저층 수온과 염분 수평분포. 285
그림 9-11. 1989년 5월 2-10일의 50m 층 수온과 염분 수평분포. 286
그림 9-12. 1986년 1월 30일 - 2월 6일의 50m 층 수온과 염분 수평분포. 287
그림 9-13. 1991년 2월 26일의 표층 수온 수평분포. 288
그림 9-14. (A) 1991년 4월 15일, (B) 1991년 4월 21일, (C) 1992년 4월 13일, (D) 1992년 4월 16일, (E) 1993년 4월 19일, (F) 1993년 4월 23일의 표층 수온 수평분포. 289
그림 9-15. 국립수산진흥원 관측점 311-4에서 1985-1994년 간의 염분 시계열. 290
그림 9-16. 1995년 11월 15-17일의 저층 수온과 염분 수평분포. 291
그림 9-17. (A) 1991년 10월 14일, (B) 1991년 10월 15일, (C) 1992년 10월 15일, (D) 1992 10월 22일, (E) 1993년 10월 27일, (F) 1993년 11월 1일의 표층 수온 수평분포. 292

그림 10- 1. 1994년 8월 동중국해 조사정점 314
그림 10- 2. 1995년 4월 동중국해 조사정점 314
그림 10- 3. 1995년 12월 동중국해 조사정점 315
그림 10- 4. 1996년 10월 동중국해 조사정점 315
그림 10- 5. 표층수에서의 용존산소 함량 (μM) 수평분포도 (a) 1995년 4월 (b) 1994년 8월 (c) 1996년 10월 316
그림 10- 6. 50m 수심에서의 용존산소 함량 (μM) 수평분포도 (a) 1995년 4월 (b) 1994년 8월 (c) 1996년 10월 317
그림 10- 7. 표층수에서의 질산이온 농도 (μM) 수평분포도 (a) 1995년 4월 (b) 1994년 8월 (c) 1996년 10월 318
그림 10- 8. 50 m 수심에서의 질산이온 농도 (μM) 수평분포도 (a) 1995년 4월 (b) 1994년 8월 (c) 1996년 10월 319
그림 10- 9. 표층수에서의 인산이온 농도 (μM) 수평 분포도 (a) 1995년 4월 (b) 1994년 8월 (c) 1996년 10월 320
그림 10-10. 50 m 수심에서의 인산이온 농도 (μM) 수평 분포도 (a) 1995년 4월 (b) 1994년 8월 (c) 1996년 10월 321
그림 10-11. 표층수에서의 규산 농도 (μM) 수평 분포도 (a) 1995년 4월 (b) 1994년 8월 (c) 1996년 10월 322
그림 10-12. 50 m 수심에서의 규산이온 농도 (μM) 수평 분포도 (a) 1995년 4월 (b) 1994년 8월 (c) 1996년 10월 323
그림 10-13. 1995년 12월 관측선 A에서의 용존산소 (μM)에대한 수직 분포도 324

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

그림 10-14. 1995년 12월 관측선 A에서의 질산이온 농도 (μM)에대한 수직분포도 324
그림 10-15. 1995년 12월 관측선 A에서의 인산이온 농도 (μM)에대한 수직분포도 324
그림 10-16. 1995년 12월 관측선 A에서의 규산 농도 (μM)에대한 수직분포도 325
그림 10-17. 1995년 12월 관측선 B에서의 용존산소 농도 (μM)에대한 수직분포도 325
그림 10-18. 1995년 12월 관측선 B에서의 질산이온 농도 (μM)에대한 수직분포도 325
그림 10-19. 1995년 12월 관측선 B에서의 인산이온 농도 (μM)에대한 수직분포도 326
그림 10-20. 1995년 12월 관측선 B에서의 규산 농도 (μM)에대한 수직분포도 326
그림 10-21. 1996년 10월 관측선 A에서의 용존산소 농도 (μM)에대한 수직분포도 327
그림 10-22. 1996년 10월 관측선 A에서의 질산이온 농도 (μM)에대한 수직분포도 327
그림 10-23. 1996년 10월 관측선 A에서의 인산이온 농도 (μM)에대한 수직분포도 327
그림 10-24. 1996년 10월 관측선 A에서의 규산 농도 (μM)에대한 수직분포도 328
그림 10-25. 1996년 10월 관측선 C에서의 용존산소 농도 (μM)에대한 수직분포도 328
그림 10-26. 1996년 10월 관측선 C에서의 질산이온 농도 (μM)에대한 수직분포도 328
그림 10-27. 1996년 10월 관측선 C에서의 인산이온 농도 (μM)에대한 수직분포도 329
그림 10-28. 1996년 10월 관측선 C에서의 규산 농도 (μM)에대한 수직분포도 329
그림 10-29. 1996년 10월 관측선 D에서의 용존산소 농도 (μM)에대한 수직분포도 329
그림 10-30. 1996년 10월 관측선 D에서의 질산이온 농도 (μM)에대한 수직분포도 330
그림 10-31. 1996년 10월 관측선 D에서의 인산이온 농도 (μM)에대한 수직분포도 330

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

그림 10-32. 1996년 10월 관측선 D에서의 규산 농도 (μM)에대한 수직분포도 ····330
그림 10-33. 1996년 10월 관측선 E에서의 용존산소 농도 (μM)에대한 수직분포도 ····331
그림 10-34. 1996년 10월 관측선 E에서의 질산이온 농도 (μM)에대한 수직분포도 ····331
그림 10-35. 1996년 10월 관측선 E에서의 인산이온 농도 (μM)에대한 수직분포도 ····331
그림 10-36. 1996년 10월 관측선 E에서의 규산 농도 (μM)에대한 수직분포도 ····332
그림 10-37. 1996년 10월 관측선 B에서의 용존산소 농도 (μM)에대한 수직분포도 ····332
그림 10-38. 1996년 10월 관측선 B에서의 질산이온 농도 (μM)에대한 수직분포도 ····332
그림 10-39. 1996년 10월 관측선 B에서의 인산이온 농도 (μM)에대한 수직분포도 ····333
그림 10-40. 1996년 10월 관측선 B에서의 규산 농도 (μM)에대한 수직분포도 ····333
그림 10-41. 1996년 10월 관측선 L에서의 용존산소 농도 (μM)에대한 수직분포도 ····333
그림 10-42. 1996년 10월 관측선 L에서의 질산이온 농도 (μM)에대한 수직분포도 ····334
그림 10-43. 1996년 10월 관측선 L에서의 인산이온 농도 (μM)에대한 수직분포도 ····334
그림 10-44. 1996년 10월 관측선 L에서의 규산 농도 (μM)에대한 수직분포도 ····334
그림 10-45. 용존산소함량에 대한 일주기 변화 (37° 57.49'N, 128° 16.97'E). ····335
그림 10-46. 질산이온농도에 대한 일주기 변화 (37° 57.49'N, 128° 16.97'E). ····335
그림 10-47. 인산이온농도에 대한 일주기 변화 (37° 57.49'N, 128° 16.97'E). ····335
그림 10-48. 규산 농도에 대한 일주기 변화 (37° 57.49'N, 128° 16.97'E). ····336
그림 10-49. 1996년 10월 관측선 A, C, E에서의 수온-염분도표에 대한 용존산소 함량 (μM) 분포도 ····337
그림 10-50. 1996년 10월 관측선 A, C, E에서의 수온-염분도표에 대한 질산이온농도 (μM) 분포도 ····337

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

그림 10-51. 1996년 10월 관측선 A, C, E에서의 수온-염분도표에 대한 인산 이온농도 (μM) 분포도 338
그림 10-52. 1996년 10월 관측선 A, C, E에서의 수온-염분도표에 대한 규산농도 (μM) 분포도 338
그림 10-53. 1996년 10월 관측선 B, P, L에서의 수온-염분도표에 대한 용존산소 함량 (μM) 분포도 339
그림 10-54. 1996년 10월 관측선 B, P, L에서의 수온-염분도표에 대한 질산이온 농도 (μM) 분포도 339
그림 10-55. 1996년 10월 관측선 B, P, L에서의 수온-염분도표에 대한 인산이온 농도(μM) 분포도 340
그림 10-56. 1996년 10월 관측선 B, P, L에서의 수온-염분도표에 대한 규산농도 (μM) 분포도 340
그림 10-57. 성층기간동안 동중국해 대륙붕 밀도약층 아래에서의 용존산소 및 용존무기영양염류의 계절별 변화 341

그림 11- 1 . 동중국해 조사정점 402
그림 11- 2. 난수성 외양종의 종 수 분포(1993). 403
그림 11- 3. 난수성 외양종의 종 수 분포(1994). 403
그림 11- 4. 난수성 외양종의 종 수 분포(1995). 404
그림 11- 5. 난수성 외양종의 종 수 분포(1996). 404
그림 11- 6. 표층과 75m 수층간 밀도차의 수평 분포(1993). 405
그림 11- 7. 표층과 75m 수층간 밀도차의 수평 분포(1994). 405
그림 11- 8. 표층과 75m 수층간 밀도차의 수평 분포(1995). 406
그림 11- 9. 표층과 75m 수층간 밀도차의 수평 분포(1996). 406
그림 11-10. 표층에서의 아질산+질산 이온 농도 (uM)의 수평 분포(1993). .. 407
그림 11-11. 표층에서의 질산 이온 농도 (uM)의 수평 분포(1994). 407
그림 11-12. 표층에서의 질산 이온 농도 (uM)의 수평 분포(1995). 408
그림 11-13. 수심 5m 수층의 염분의 수평분포 (1996). 409
그림 11-14. 수심 30m 수층의 염분의 수평분포 (1996). 409
그림 11-15. 각 관측선에서의 식물플랑크톤의 개체수 분포 410
그림 11-16. 상층 100m 물기둥 내에 분포하는 Synechococcus 생체량의 수평 분포(1993). 411
그림 11-17. 상층 100m 물기둥 내에 분포하는 Synechococcus 생체량의 수평 분포(1994). 411
그림 11-18. 상층 100m 물기둥 내에 분포하는 Synechococcus 생체량의 수평 분포(1995). 412
그림 11-19. 1993년 관측선 D에서 Synechococcus 개체수 수직분포 413

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

그림 11-20. 1993년 관측선 D에서 Synechococcus 개체수 수직분포 414
그림 11-21. 1993년 관측선 D에서 Synechococcus 개체수 수직분포 415
그림 11-22. 1996년 10월 형광계측기의 보정에 쓰인 회귀식. 416
그림 11-23 Beam 소광계수의 표층 분포. 416
그림 11-24. 선형 대비한 1980년 10월 3일자 CZCS 제 3 채널 영상. 416
그림 11-25. 엽록소의 표층 분포. 416
그림 11-26. 관측선 A에서의 엽록소의 수직단면. 416
그림 11-27. 관측선 C에서의 엽록소의 수직단면. 416
그림 11-28. 관측선 D에서의 엽록소의 수직단면. 416
그림 11-29. 관측선 E에서의 엽록소의 수직단면. 416
그림 11-30. 관측선 G에서의 엽록소의 수직단면. 416
그림 11-31. 관측선 I에서의 엽록소의 수직단면. 425
그림 11-32. 관측선 K에서의 엽록소의 수직단면. 426
그림 11-33. 관측선 L에서의 엽록소의 수직단면. 426
그림 11-34. 관측선 O에서의 엽록소의 수직단면. 426
그림 11-35. 관측선 O에서의 beam 소강계수의 수직단면. 426
그림 11-36. 광합성 매개변수의 빈도분포. 426
그림 11-37. 1994년 8-9월 관측선 D, E, L에서 엽록소 (μg/l)의 수직분포도. ... 426
그림 11-38. 1995년 4-5월 관측선 D, E, L에서 엽록소 (μg/l)의 수직분포도. ... 426
그림 11-39. 1994년 8-9월 조사정점에서 식물플랑크톤 크기에 따른 평균 엽록소 밀도 (μg/l). 426
그림 11-40. 1995년 4-5월 조사정점에서 식물플랑크톤 크기에 따른 평균 엽록소 밀도 (μg/l). 426
그림 11-41. 1994년 8-9월 조사정점에 출현한 세 개의 calanoid 요각류 크기 집단의 개체수 (ind./m3). 426
그림 11-42. 1995년 4-5월 조사정점에 출현한 세 개의 calanoid 요각류 크기 집단의 개체수 (ind./m3). 426
그림 11-43. 조사지역에서의 calanoid 요각류의 탄소 생물량 (mg C/m3). 왼쪽: 1994년 8-9월 자료, 오른쪽: 1995년 4-5월 자료. 426
그림 11-44. 조사지역에서 요각류 크기에 따른 탄소 함량 (%). (a): 1994년 8-9월 자료, (b): 1995년 4-5월 자료. 426
그림 11-45. 조사지역에서 요각류의 탄소 대 질소 비. 426
그림 11-46. 1994년 8-9월 요각류 크기 집단의 먹이 섭취율 (ng pig./ind./h.). 426
그림 11-47. 1995년 4-5월 요각류 크기 집단의 먹이 섭취율 (ng pig./ind./h.). 426
그림 11-48. 1994년 8-9월 총 식물플랑크톤 현존량 (엽록소, 왼쪽)과 11㎛ 보다 식물플랑크톤 현존량 (오른쪽)에 대한 요각류의 포식압. 426

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

그림 11-49. 1995년 4-5월 총 식물플랑크톤 현존량 (엽록소, 왼쪽)과 11㎛ 보다 큰 식물플랑크톤 현존량 (오른쪽)에 대한 요각류의 포식압. 426
그림 11-50. 조사지역에서 세 개의 크기집단의 상대적인 식물플랑크톤 소비 (1994년 8-9월). 426
그림 11-51. 조사지역에서 세 개의 크기집단의 상대적인 식물플랑크톤 소비 (1995년 4-5월). 426
그림 11-52. 관측선 D에서 하부영양준위의 에너지 흐름 (1994년 8-9월). 426
그림 11-53. 관측선 D에서 하부영양준위의 에너지 흐름 (1994년 4-5월). 426
그림 11-54. 관측선 E에서 하부영양준위의 에너지 흐름 (1994년 4-5월). 426
그림 11-55. 관측선 L에서 하부영양준위의 에너지 흐름 (1994년 4-5월). 426
그림 11-56. 총 일차 생산량 중 호흡율 (%)과 탄소 대 엽록소 비율 (30, 40, 50, 70, 100) 변화에 따른 소비효율 (%)의 변동. a: 1994년 8-9월 관측선 D. b, c, d: 1995년 4-5월 관측선 D, E, L. 450
그림 11-57. 총 일차 생산량 중 호흡율 (%)에 따른 전달효율(%)의 변동. ...451
그림 11-58. 1994년 8-9월 관측선 D (a)와 1995년 4-5월 관측선 D (b)에서 Euchaeta와 다른 대형요각류의 체내 색소농도(ng pig./ind.) 비교. 452

그림 12- 1. 모델 검증에 이용된 조석과 조류 관측점 위치도. 관측점 B, D에서는 조류와 조석이 동시에 관측되었다. 관측점에 관한 상세한 내용은 표 12-1.에 제시하였다. 504
그림 12- 2. 모델 격자망도 및 조류 검증점 위치. 격자간격은 위도, 경도 방향으로 각각 1/16° 와 1/12° 이다. 505
그림 12- 3. 모델 영역의 수심도(단위: meter). 506
그림 12- 4. 반일주조 M_2 분조의 계산된 조석도. 그림에서 실선은 진폭(cm), 점선은 등조시선을 각각 나타낸다. 조시(지각)는 동경 135° 기준이며, 추후 그림에 같은 시간기준이 사용된다. 507
그림 12- 5. 일주조 K_1의 조석도. 기타 그림12-4와 같다. 508
그림 12-6a. M_2 조류타원의 시계 및 반시계 방향 회전 영역도. 509
그림 12-6b. K_1 조류타원의 시계 및 반시계 방향 회전 영역도. 510
그림 12- 7. M_4(a)와 MS_4(b) 분조의 계산된 조석도. Smagorinsky 계수는 $C_s = 0.3$이고 Chezy 계수는 $C = 64.336\ m^{1/2}/s$이다. 기조력은 고려되지 않았으며, 그림에서 B와 D는 M_4(MS_4)분조의 조시를 검증하는 데 이용된 지점을 나타낸다. 511
그림 12-8a. 기조력만에 의한(독립조석) M_2분조의 계산된 조석도. 북서태평양으로부터 공진조석은 고려되지 않았다. 산동반도 남쪽에서 2개의 무조점이 주목되며, 보해만에서의 3개의 무조점이 뚜렷하다. 513

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

그림 12-8b. Pingree and Griffiths (1987)와 같은 방법으로 계산된 기조력에 의해서 의한 M_2 분조의 계산된 조석도. 그림12-8a에 나타났던 Yangtze강 근처에 나타났던 무조점이 사라졌으며, 다른 무조점은 서측으로 움직이는 특성을 보였다. 514
그림 12-9a. 기조력만에 의한(독립조석) S_2 분조의 계산된 조석도. 북서태평양으로부터 공진조석은 고려되지 않았다. M_2분조의 그림12-8a에 비해 산동반도 남쪽에서 1개의 무조점 만이 나타난다. 515
그림 12-9b. 기조력에 의해서 의한 M_2분조의 계산된 조석도. 북서 태평양에서의 공진조석 효과가 고려되었다. 그림12-9a와 비교할 때, 모든 무조점은 서 혹은 남서쪽으로 움직이는 경향을 보인다. 516
그림 12-10. M_4 분조의 계산된 조석도. Smagorinsky계수는 $C_s = 0.3$이고 Chezy 계수는 $C = 64.336\ m^{1/2}/s$이다. 기조력은 고려되지 않았다. 517
그림 12-11. M_2(a)와 M_4(b) 분조의 계산된 조석도. Smagorinsky 계수 $C_s = 0.3$이며, Chezy 마찰계수는 수심의 함수로서 $C = h^{1/6}/n$ $m^{1/2}/s$ 가 사용되었다. h와 n은 수심과 상수 0.029를 나타낸다. 기조력은 고려되지 않았다. 518

그림 13- 1. 경압모델실험에 사용된 모델영역 및 해저지형. 등수심선간의 간격은 50 m 이다. 542
그림 13- 2. 순압모델실험에 사용된 모델영역. 543
그림 13- 3. 골 모양의 해저지형이 없는 경우 전 모델영역 및 (왼쪽) 대륙붕과 연해 (오른쪽)에서 1600일째의 유선함수 분포. 유선함수간의 간격은 1 Sv. 544
그림 13- 4. 골 모양의 해저지형이 있는 경우 전 모델영역 및 (왼쪽) 대륙붕과 연해 (오른쪽)에서 1600일째의 유선함수 분포. 유선함수간의 간격은 1 Sv. 545
그림 13- 5. Godfrey의 Island Rule을 유도하기 위해 사용된 지형. 영역 D의 외부경계 ∂D (AA'B'BA)는 화살표 (—▸)를 따라 반시계 방향이며, ∂I는 섬 주위의 외부경계로 화살표 (—▷)를 따라 역시 반시계 방향이다. 546
그림 13- 6. 표13-3의 실험 Exp. 1, Exp. 2 와 Exp. 3 (왼쪽부터 오른쪽으로)의 300일째의 유선함수 분포. 547
그림 13- 7. 해저지형이 평탄한 경우 1년 주기의 바람응력 변화를 대양의 전 영역에 걸쳐 주었을 때 섬에서의 순압 유선함수의 시간에 따른 변화. 두개의 비선형모델 결과 (A_m=3000, A_m=2000) 및 식 (16)의 island rule에 의해 계산된 바람응력의 적분값을 함께 나타내었다. 548

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

그림 13- 8. 해저지형이 평탄한 경우 1년 주기의 바람응력 변화를 섬의 중심위도를 중심으로 하는 위도 band에 주었을 때 270 일째 (spin-down 기간)의 유선함수 분포. 선형모델 결과 (위 왼쪽), 비선형모델 (A_m=5000) 결과 (위 오른쪽), 비선형모델 (A_m=3000) 결과 (아래 왼쪽), 비선형모델 (A_m=2000) 결과 (아래 오른쪽). 549

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

List of Figures

Fig. 1- 1. Study area showing observation stations in December, 1993 (○ for CTD stations, △ for water and plankton sampling, + for releasing points of satellite-tracked surface drifters). Bottom topography is expressed in meters. 85

Fig. 1- 2. Study area showing observation stations in late August - early September and late April - early May, 1995 (○ for CTD stations, △ for water and plankton sampling, + for releasing points of satellite-tracked surface drifters). Bottom topography is expressed in meters. 86

Fig. 1- 3. Observation stations in early December, 1995 (○ for CTD stations, △ for water sampling, + for releasing points of satellite-tracked surface drifters). Bottom topography is expressed in meters. 87

Fig. 1- 4. Study area showing observation stations in October, 1996 (○ for CTD stations, △ for water and plankton sampling, + for releasing points of satellite-tracked surface drifters). Bottom topography is expressed in meters. 88

Fig. 2- 1. A composite map of all trajectories of satellite-tracked drifters deployed in the East China Sea in 1994. Symbol '◇' denotes release points. 108

Fig. 2- 2. Ensemble of satellite-tracked drifter trajectories deployed in the East China Sea in 1994 marked by arrows representing daily mean current. The scale of arrow vectors is marked in the upper left pannel. 109

Fig. 2- 3. A composite map of all trajectories of satellite-tracked drifters deployed in the East China Sea in 1995. Symbol '◇' denotes release points. 110

Fig. 2- 4. Ensemble of satellite-tracked drifter trajectories deployed in the East China Sea in 1995 marked by arrows representing daily mean current. The scale of arrow vectors is marked in the upper left pannel. 111

Fig. 2- 5. A composite map of all trajectories of satellite-tracked drifters deployed in the East China Sea in 1996. Symbol '◇' denotes release points. 112

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Fig. 2- 6. Ensemble of satellite-tracked drifter trajectories deployed in the East China Sea in 1996 marked by arrows represcnting daily mean current. The scale of arrow vectors is marked in the upper left pannel. 113
Fig. 2- 7. Survey line for ADCP measurements during August-September 1995 (R/V Onnuri). 114
Fig. 2- 8. Survey line for ADCP measurements during April-May 1995 (R/V Onnuri). 115
Fig. 2- 9. Survey line for ADCP measurements in October 1996 (R/V Onnuri). 116
Fig. 2-10. Distributions of horizontal velocities measured by ADCP at (a) 25 m and (b) 97 m during August-September 1994. 117
Fig. 2-11. Distributions of horizontal velocities measured by ADCP at (a) 25 m and (b) 97 m during April-May 1995. 118
Fig. 2-12. Distributions of horizontal velocities measured by ADCP at (a) 25 m and (b) 97 m in October 1996. 119
Fig. 2-13. Vertical distributions of current velocity measured by ADCP along section A in August 1994. (a) east-west component and (b) north-south component. 120
Fig. 2-14. Vertical distributions of current velocity measured by ADCP along section B in August 1994. (a) east-west component and (b) north-south component. 121
Fig. 2-15. Vertical distributions of current velocity measured by ADCP along section L in September 1994. (a) east-west component and (b) north-south component. 122
Fig. 2-16. Vertical distributions of current velocity measured by ADCP along section A in April 1995. (a) east-west component and (b) north-south component. 123
Fig. 2-17. Vertical distributions of current velocity measured by ADCP along section B in April 1995. (a) east-west component and (b) north-south component. 124
Fig. 2-18. Vertical distributions of current velocity measured by ADCP along section L in May 1995. (a) east-west component and (b) north-south component. 125
Fig. 2-19. Vertical distributions of current velocity measured by ADCP along section A in October 1996. (a) east-west component and (b) north-south component. 126

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Fig. 2-20. Vertical distributions of current velocity measured by ADCP along section B in October 1996. (a) east-west component and (b) north-south component. 127
Fig. 2-21. Vertical distributions of current velocity measured by ADCP along section L in October 1996. (a) east-west component and (b) north-south component. 128
Fig. 2-22. Vertical distributions of current vector and SST observed by ADCP for 15 hours around St. H8 in September 1994. 129
Fig. 2-23. Vertical distributions of current vector and SST observed by ADCP for 25 hours around St. M in May 1995. 130
Fig. 2-24. Vertical distributions of current vector and SST observed by ADCP for 18 hours around St. MB in October 1996. 131

Fig. 3- 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. 142
Fig. 3- 2. Data number of drifters deployed during 1991-1996 by KORDI. Numerals on the upper left and lower right corners of each box correspond respectively to number of drifters entering the box and length of position data in days. 143
Fig. 3- 3. 20′ by 20′ box-averaged surface current field derived from the composite map of trajectories in Fig. 3-1. 144
Fig. 3- 4. A composite map of all trajectories of satellite-tracked drifters observed in the warm season (mid April - mid October) in the East China Sea by KORDI during 1991-1996. Symbol '◇' denotes release points. 145
Fig. 3- 5. A composite map of all trajectories of satellite-tracked drifters observed in the cold season (mid October - mid April) in the East China Sea by KORDI during 1991-1996. Symbol '◇' denotes release points. 146
Fig. 3- 6. 20′ by 20′ box-averaged surface current field for the warm season, derived from the composite map of Fig. 3-4. 147
Fig. 3- 7. 20′ by 20′ box-averaged surface current field for the cold season, derived from the composite map of Fig. 3-5. 148

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Fig. 4- 1. Schematic circulation patterns in the East China Sea. (a) Nitani's theory (1972) and (b) theory of Beardsley et al. (1985). 151
Fig. 4- 2. Study area, indicating release points of satellite-tracked surface drifters (stars) and CTD stations (large and small crosses, plus signs, and squares). Bottom topography is in meters. KS, TS, and TI denote the Korea Strait, the Tokara Strait, and Tsushima Island, respectively. 151
Fig. 4- 3. Vertical sections of temperature and salinty in summer 1991 at (a) 32° 10′ N, (b) 127° E, and (c) the western channel of the Korea Strait. CTD stations are marked in Figure 4-2. 153
Fig. 4- 4. Trajectories of three satellite-tracked surface drifters (9727, 9728, and 9729) launched at 32° N on July 17, 1991. Starting points are marked by square symbols, and arrows are placed on trajectories every 5 days from the launch. 154
Fig. 4- 5. Vertical sections of temperature and salinity in April 1991 at (a) 32° 10′ N, (b) 127° E, and (c) the Korea Strait. CTD stations are marked in Figure 4-2. 155
Fig. 4- 6. Trajectories of three satellite-tracked surface drifters (2031, 2032, and 2033) launched at 32° 10′ N on April 17, 1992. Trajectories in a rectangular box are enlarged in the left lower pannel. Starting points are marked by square symbols, and arrows are placed on trajectories every 5 days from the launch. 156
Fig. 4- 7. Vertical sections of temperature and salinty in November 1992 at (a) 32° 10′ N, (b) 127° E, and (c) the Korea Strait. CTD stations are marked in Figure 4-2. 157
Fig. 4- 8. Vertical sections of temperature and salinty in November 1992 at (a) 31° N and (b) line of 126° E. CTD stations are marked in Figure 4-2. 158
Fig. 4- 9. Trajectories of four satellite-tracked surface drifters (11010 - 11013) launched at 31° N on November 18, 1992. Starting points are marked by square symbols, and arrows are placed on trajectories every five days from the launch. 159
Fig. 4-10. Ensemble of ten satellite-tracked drifter trajectories marked by arrows representing daily mean current. The scale of arrow vectors is marked in the upper left pannel. Four drifters crossed the thick line southeast Chejudo on January 20, 1993, April 28, 1991, December 22, 1992, and July 21, 1991 in order of the distance from Chejudo to the crossing points. 158

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Fig. 5- 1. A plot of 0.5° by 0.5° box-averaged velocity vectors derived from trajectories of World Ocean Circulation Experiment surface drifters deployed in the western North Pacific during 1989-1993. 163
Fig. 5- 2. A composite of trajectories of the most recent Korean Ocean Research and Development Institute surface drifters. Those deployed in summer of 1991 are dotted, those from November 1992 are dashed, and those from December 1993 are solid. 164
Fig. 5- 3. A vector plot of mean surface currents for the autumn months (September, October, and November) derived from geomagnetic electrokinetograph measurements for the period of 1971-1987. Areas in which the number of data points in a 1° x 1° square is less than 20 are stippled. Contours of sea surface temperature at 1 °C intervals are superimposed. 165
Fig. 5- 4. The geometry of the theoretical problem of a baroclinic current incident upon a step rise in bottom topography in an invisid, reduced-gravity, f plane model ocean. The path marked by A-B-C-D-E-F-A encloses the control volume for momentum balance considerations. 166

Fig. 6- 1. A composite map of trajectories of satellite-tracked surface drifters conducted by the WOCE-SVP until September 1994 and by the KORDI until June 1995. Release points of KORDI drifters are marked by circles. 170
Fig. 6- 2. Surface current vectors derived from trajectories in Fig. 6- 1 by 20′ x 20′ box averaging. Vectors were computed using ≥3 drifters passing through corresponding boxes. For vector scale see upper left panel. 170
Fig. 6- 3. Temperature, salinity, and sigma-t at 50 m 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. 171
Fig. 6- 4. Temperature, salinity, and sigma-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. 172

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Fig. 7- 1. Study area and grid system for computation of surface wind. Grids E1-E6 and W1-W6 are selected as representative ones for spectral and cross-spectral analysis. 178
Fig. 7- 2. Long-term mean and standard deviation of surface wind stress over the Korean neighbouring seas. (a) Mean wind stress and (b) standard deviation. The unit is dyne/cm^2. 179
Fig. 7- 3. Long-term mean and standard deviation of surface wind stress curl over the Korean neighbouring seas. (a) Mean wind stress curl and (b) standard deviation. The unit is 10^{-9}dyne/cm^3 and shaded area indicated negative curl. 179
Fig. 7- 4. Monthly variations of eastward (▲) and northward (+) wind stress, and wind stress curl (*), spatially averaged over each basin. (a) the East Sea, (b) the Yellow Sea, and (c) the East China Sea. 180
Fig. 7- 5. Monthly variation of zonally averaged wind stress and curl.(a) the East Sea and (b) the Yellow and East China Seas. Solid and dashed lines for the wind stress correspond to the northward and eastward wind components, respectively. 181
Fig. 7- 6. Spectra of wind stresses at grids E1-E6 in the East Sea. Solid and dashed lines correspond to the eastward and northward wind components, respectively. The grids are marked in Fig. 7-1. ... 182
Fig. 7- 7. Spectra of wind stresses at grids W1-W6 in the Yellow and East China Seas. Solid and dashed lines correspond to the eastward and northward wind components, respectively. The grids are marked in Fig. 7-1. 184
Fig. 7- 8. Coherence and phase difference for wind stress for pairs of grids in the East Sea. (a) E3-E1, (b) E3-E4, and (c) E5-E6. Solid and dashed lines correspond to the eastward and northward wind components, respectively. The grids are marked in Fig. 7-1. ... 186
Fig. 7- 9. Coherence and phase difference for wind stress for pairs of grids in the Yellow Sea. (a) W2-W1, (b) W2-W3, and (c) W5-W6. Solid and dashed lines correspond to the eastward and northward wind components, respectively. The grids are marked in Fig. 7-1. ... 187
Fig. 7-10. Coherence and phase difference of wind stress between the Yellow Sea and the East Sea or the East China Sea. (a) W1-E1, (b) W2-E3, and (c) W2-W4. Solid and dashed lines correspond to the eastward and northward wind components, respectively. The grids are marked in Fig. 7-1. 188

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Fig. 8- 1. Observation stations in December, 1993. 214
Fig. 8- 2. Observation stations in August-September, 1994. 215
Fig. 8- 3. Observation stations in April-May, 1995. 216
Fig. 8- 4. Observation stations in December, 1995. 217
Fig. 8- 5. Observation stations in October, 1996. 218
Fig. 8- 6. T-S diagram of all data observed in October, 1996. 219
Fig. 8- 7. Horizontal distributions of temperature, salinity and density at 5 m depth in October, 1996. 220
Fig. 8- 8. Horizontal distributions of temperature, salinity and density at 15 m depth in October, 1996. 221
Fig. 8- 9. Horizontal distributions of temperature, salinity and density at 50 m depth in October, 1996. 222
Fig. 8-10. Horizontal distributions of temperature, salinity and density at the bottom and 150 m depth in October, 1996. 223
Fig. 8-11. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the section A in October, 1996. 224
Fig. 8-12. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the section C in October, 1996. 224
Fig. 8-13. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the section G in October, 1996. 224
Fig. 8-14. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the section D in October, 1996. 224
Fig. 8-15. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the section E in October, 1996. 224
Fig. 8-16. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the section B in October, 1996. 224
Fig. 8-17. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the section I in October, 1996. 224
Fig. 8-18. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the section K in October, 1996. 224
Fig. 8-19. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the section L in October, 1996. 224
Fig. 8-20. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the section O in October, 1996. 233
Fig. 8-21. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the section P in October, 1996. 234
Fig. 8-22. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the section Q in October, 1996. 235

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Fig. 8-23. T-S diagram of all data observed (a) during 1993-1996, in (b) August-September, 1994 and (c) April-May, 1995. 236
Fig. 8-24. Horizontal distributions of temperature and salinity at 5 m depth in August-September, 1994. 239
Fig. 8-25. Horizontal distributions of temperature and salinity at 50 m depth in August-September, 1994. 240
Fig. 8-26. Horizontal distributions of temperature and salinity at 5 m depth in April-May, 1995. 240
Fig. 8-27. Horizontal distributions of temperature and salinity at 50 m depth in April-May, 1995. 240
Fig. 8-28. Schematics of locations of seasonal fronts. 240
Fig. 8-29. Vertical distributions of temperature and salinity in the Korea Strait. 240
Fig. 8-30. Vertical distributions of salinity off the southwestern Cheju Island. 240
Fig. 8-31. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the sections K and J in December, 1993. 240
Fig. 8-32. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the sections K and J in September, 1994. 247
Fig. 8-33. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the sections K and J in May, 1995. 249
Fig. 8-34. Horizontal distributions of temperature and salinity at 50 m depth in December, 1993. 251
Fig. 8-35. Horizontal distributions of temperature and salinity at 100, 120, 150 m depths in September, 1994. 252
Fig. 8-36. Horizontal distributions of temperature and salinity at 100 m depth in May, 1995. 253
Fig. 8-37. Schematics of the hypothesized physical processes near the slope region in the East China Sea. 254
Fig. 8-38. Separation of fluid along the edge of a meandering current. 255

Fig. 9- 1. Observation Stations on the northwestern Sea of Cheju Island (A) in Feb. 17-18, Jun. 20-22, and Sep. 6-15, 1994, and Bathymetry, (B) in May 4-7 and Nov. 15-17, 1995. (C) all stations in Sep. 6-15. Only stations 1-68 are used in (A). 274
Fig. 9- 2. T-S Diagrams of Feb. 17-18, Jun. 20-22, Sep. 6-15, 1994, and Combined all data. 277

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Fig. 9- 3. Horizontal Distributions of Temperature, Salinity, and Sigma-T on the depth of 0m and 50m in Feb. 17-18, 1994. 278
Fig. 9- 4. Vertical Distributions of Temperature, Salinity, and Sigma-T along A, B, C, and D Lines shown in Fig. 9-2 in Feb. 17-18, 1994. ... 278
Fig. 9- 5. Horizontal Distributions of Temperature, Salinity, and Sigma-T on the depth of 0m and 50m in Jun. 20-22, 1994. 278
Fig. 9- 6. Vertical Distributions of Temperature, Salinity, and Sigma-T along A, B, C, and D Lines shown in Fig. 9-2 in Jun. 20-22, 1994. ... 278
Fig. 9- 7. Horizontal Distributions of Temperature, Salinity, and Sigma-T on the depth of 0m and 50m in Sep. 6-15, 1994. 278
Fig. 9- 8. Vertical Distributions of Temperature, Salinity, and Sigma-T along A, B, C, and D Lines shown in Fig. 2 in Sep. 6-15, 1994. 278
Fig. 9-9. Horizontal Distributions of vertically mean Temperature and Salinity from surface to the depth of 70m (or bottom) in Sep. 6-15, 1994. 278
Fig. 9-10. Horizontal Distributions of Temperature and Salinity on the bottom layer in May 4-7, 1995. 278
Fig. 9-11. Horizontal Distributions of Temperature and Salinity on the depth of 50m in May 2-10, 1989. 278
Fig. 9-12. Horizontal Distributions of Temperature and Salinity on the depth of 50m in Jan.30 - Feb.6, 1986. 278
Fig. 9-13. Horizontal Distribution of Surface Temperature in Feb. 26, 1991. 278
Fig. 9-14. Horizontal Distributions of Surface Temperature in (A) Apr. 15, 1991, (B) Apr. 21, 1991, (C) Apr. 13, 1992, (D) Apr. 16, 1992, (E) Apr. 19, 1993, and (F) Apr. 23, 1993. 278
Fig. 9-15. Time Series of Salinity in 1985 to 1994 at the hydrographic 311-4 of FRDA 278
Fig. 9-16. Horizontal Distributions of Temperature and Salinity on the bottom layer in Nov. 15-17, 1995. 278
Fig. 9-17. Horizontal Distributions of Surface Temperature in (A) Oct. 14, 1991, (B) Oct. 15, 1991, (C) Oct. 15, 1992, (D) Oct. 22, 1992, (E) Oct. 27, 1993, and (F) Nov. 1, 1993. 292

Fig.10- 1. Location of sampling stations in the East China Sea in August, 1994. 314
Fig.10- 2. Location of sampling stations in the East China Sea in April, 1995. 314

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Fig.10- 3. Location of sampling stations in the East China Sea in December, 1995. 315
Fig.10- 4. Location of sampling stations in the East China Sea in October, 1996. 315
Fig.10- 5. The horizontal distribution of dissolved oxygen (μM) in the surface waters. (a) April 1995, (b) August 1994 (c) October, 1996. 316
Fig.10- 6. The horizontal distribution of dissolved oxygen(μM) at 50 m layer. (a) April 1995, (b) August 1994 (c) October, 1996. 317
Fig.10- 7. The horizontal distribution of nitrate concentration (μM) in the surface waters. (a) April 1995, (b) August 1994 (c) October, 1996. 317
Fig.10- 8. The horizontal distribution of nitrate concentration (μM) at 50 m layer. (a) April 1995, (b) August 1994 (c) October, 1996. 317
Fig.10- 9. The horizontal distribution of phosphate concentration (μM) in the surface waters. (a) April 1995, (b) August 1994 (c) October, 1996. 317
Fig.10-10. The horizontal distribution of phosphate concentration (μM) at 50 m layer. (a) April 1995, (b) August 1994 (c) October, 1996. 317
Fig.10-11. The horizontal distribution of silicate concentration (μM) in the surface waters. (a) April 1995, (b) August 1994 (c) October, 1996. 317
Fig.10-12 The horizontal distribution of silicate concentration (μM) at 50 m layer. (a) April 1995, (b) August 1994 (c) October, 1996. 317
Fig.10-13. The vertical distribution of dissolved oxygen (μM) along section B in December, 1995. 324
Fig.10-14. The vertical distribution of nitrate concentration (μM) along section A in December, 1995. 324
Fig.10-15. The vertical distribution of phosphate concentration (μM) along section A in December, 1995. 324
Fig.10-16. The vertical distribution of silicate concentration (μM) along section A in December, 1995. 325
Fig.10-17. The vertical distribution of dissolved oxygen (μM) along section B in December, 1995. 325
Fig.10-18. The vertical distribution of nitrate concentration (μM) along section B in December, 1995. 325

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Fig.10-19. The vertical distribution of phosphate concentration (μM) along section B in December, 1995. 326
Fig.10-20. The vertical distribution of silicate concentration (μM) along section B in December, 1995. 326
Fig.10-21. The vertical distribution of dissolved oxygen (μM) along section A in October, 1996. 327
Fig.10-22. The vertical distribution of nitrate concentration (μM) along section A in October, 1996. 327
Fig.10-23. The vertical distribution of phosphate concentration (μM) along section A in October, 1996. 327
Fig.10-24. The vertical distribution of silicate concentration (μM) along section A in October, 1996. 328
Fig.10-25. The vertical distribution of dissolved oxygen (μM) along section C in October, 1996. 328
Fig.10-26. The vertical distribution of nitrate concentration (μM) along section C in October, 1996. 328
Fig.10-27. The vertical distribution of phosphate concentration (μM) along section C in October, 1996. 329
Fig.10-28. The vertical distribution of silicate concentration (μM) along section C in October, 1996. 329
Fig.10-29. The vertical distribution of dissolved oxygen (μM) along section D in October, 1996. 329
Fig.10-30. The vertical distribution of nitrate concentration (μM) along section D in October, 1996. 330
Fig.10-31. The vertical distribution of phosphate concentration (μM) along section D in October, 1996. 330
Fig.10-32. The vertical distribution of silicate concentration (μM) along section D in October, 1996. 330
Fig.10-33. The vertical distribution of dissolved oxygen (μM) along section E in October, 1996. 331
Fig.10-34. The vertical distribution of nitrate concentration (μM) along section E in October, 1996. 331
Fig.10-35. The vertical distribution of phosphate concentration (μM) along section E in October, 1996. 331
Fig.10-36. The vertical distribution of silicate concentration (μM) along section E in October, 1996. 332
Fig.10-37. The vertical distribution of dissolved oxygen (μM) along section B in October, 1996. 332

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Fig.10-38. The vertical distribution of nitrate concentration (μM) along section B in October, 1996. 332
Fig.10-39. The vertical distribution of phosphate concentration (μM) along section B in October, 1996. 333
Fig.10-40. The vertical distribution of silicate concentration (μM) along section B in October, 1996. 333
Fig.10-41. The vertical distribution of dissolved oxygen (μM) along section L in October, 1996. 333
Fig.10-42. The vertical distribution of nitrate concentration (μM) along section L in October, 1996. 334
Fig.10-43. The vertical distribution of phosphate concentration (μM) along section L in October, 1996. 334
Fig.10-44. The vertical distribution of silicate concentration (μM) along section L in October, 1996. 334
Fig.10-45. The diurnal variation of dissolved oxygen contents (μM) at a representative station (33° 57.49'N, 128° 16.97'E) in October, 1996. 335
Fig.10-46. The diurnal variation of nitrate concentration (μM) at a representative station (33° 57.49'N, 128° 16.97'E) in October, 1996. 335
Fig.10-47. The diurnal variation of phosphate concentration (μM) at a representative station (33° 57.49'N, 128° 16.97'E) in October, 1996. 335
Fig.10-48. The diurnal variation of silicate concentration (μM) at a representative station (33° 57.49'N, 128° 16.97'E) in October, 1996. 336
Fig.10-49. Plot of dissolved oxygen contents (μM) on the T-S diagram at the section A, C, E in October, 1996. 337
Fig.10-50. Plot of the nitrate concentration (μM) on the T-S diagram at the section A, C, E in October, 1996. 337
Fig.10-51. Plot of the phosphate concentration (μM) on the T-S diagram at the section A, C, E in October, 1996. 338
Fig.10-52. Plot of the silicate concentration (μM) on the T-S diagram at the section A, C, E in October, 1996. 338
Fig.10-53. Plot of dissolved oxygen contents (μM) on the T-S diagram at the section B, P, L in October, 1996. 339
Fig.10-54. Plot of the nitrate concentration (μM) on the T-S diagram at the section in October, 1996. 339

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Fig.10-55. Plot of the phosphate concentration (μM) on the T-S diagram at the section B, P, L in October, 1996. 340
Fig.10-56. Plot of the silicate concentration (μM) on the T-S diagram at the section B, P, L in October, 1996. 340
Fig.10-57. Time variation of concentrations of dissolved oxygen and dissolved inorganic nutrients below the pycnocline during the thermally stratified period in the East Sea shelf. 341

Fig.11- 1. Study area showing sampling stations 402
Fig.11- 2. Distribution of warm-water oceanic phytoplankton expressed in species numbers, (COPEX-93) 403
Fig.11- 3. Distribution of warm-water oceanic phytoplankton expressed in species numbers, (COPEX-94) 403
Fig.11- 4. Distribution of warm-water oceanic phytoplankton expressed in species numbers, (COPEX-95) 404
Fig.11- 5. Distribution of warm-water oceanic phytoplankton expressed in species numbers, (COPEX-96) 404
Fig.11- 6. The horizontal distribution of σ tsurface-75m, (COPEX-93) ... 405
Fig.11- 7. The horizontal distribution of σ tsurface-75m, (COPEX-94) ... 405
Fig.11- 8. The horizontal distribution of σ tsurface-75m, (COPEX-95) ... 406
Fig.11- 9. The horizontal distribution of σ tsurface-75m, (COPEX-96) ... 406
Fig.11-10. The horizontal distribution of nitrite + nitrate concentration (μM) at surface,(COPEX-93) 407
Fig.11-11. The horizontal distribution of nitrate concentration (μM) at surface,(COPEX-94) 407
Fig.11-12. The horizontal distribution of nitrate concentration (μM) at surface,(COPEX-95) 408
Fig.11-13. The horizontal distribution of salinity at 5 m layer, (COPEX-96) 409
Fig.11-14. The horizontal distribution of salinity at 30 m layer, (COPEX-96) 409
Fig.11-15. Distribution of phytoplankton cell abundances (cells/liter)in each transect. 410
Fig.11-16. The horizontal distribution of integrated synechococcus cell biomass (mg c/m2) upper 100 m water column, (COPEX-93) 411
Fig.11-17. The horizontal distribution of integrated synechococcus cell biomass (mg c/m2) upper 100 m water column, (COPEX-94) 411

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Fig.11-18. The horizontal distribution of integrated synechococcus cell biomass (mg c/m2) upper 100 m water column, (COPEX-95) 412
Fig.11-19 Vertical profiles of Synechococcus cell abundances at each station on the D-line (Copex-93). 413
Fig.11-20 Vertical profiles of Synechococcus cell abundances at each station on the D-line (Copex-94). 414
Fig.11-21 Vertical profiles of Synechococcus cell abundances at each station on the D-line (Copex-95). 415
Fig.11-22. Regressions used for calibration of fluorometer in October 1996. 416
Fig.11-23. Surface distribution of beam attenuation coefficient. 416
Fig.11-24. A linearly streched image of CZCS channel 3 of October 2nd, 1980. 416
Fig.11-25. Surface distribution of chlorophyll-a. 416
Fig.11-26 Vertical profile of chlorophyll-a at the cross-section A. 416
Fig.11-27. Vertical profile of chlorophyll-a at the cross-section C. 416
Fig.11-28. Vertical profile of chlorophyll-a at the cross-section D. 416
Fig.11-29. Vertical profile of chlorophyll-a at the cross-section E. 416
Fig.11-30 Vertical profile of chlorophyll-a at the cross-section G. 416
Fig.11-31. Vertical profile of chlorophyll-a at the cross-section I. 416
Fig.11-32. Vertical profile of chlorophyll-a at the cross-section K. 416
Fig.11-33. Vertical profile of chlorophyll-a at the cross-section L. 416
Fig.11-34. Vertical profile of chlorophyll-a at the cross-section O. 416
Fig.11-35. Vertical profile of beam attenuation coefficient at the cross-section O. 416
Fig.11-36. Frequency distribution of photosynthetic parameters. 416
Fig.11-37. Vertical distribution of chlorophyll (μg/l) at the section D, E, L in Aug.-Sep. 1994. 416
Fig.11-38. Vertical distribution of chlorophyll (μg/l) at the section D, E, L in Apr.-May 1995. 416
Fig.11-39. Mean chlorophyll concentrations (μg/l) with cell size at the sampling stations in Aug.-Sep. 1994. 416
Fig.11-40. Mean chlorophyll concentrations (μg/l) with cell size at the sampling stations in Apr.-May 1995. 416
Fig.11-41. Numerical abundance (ind./m3) of three calanoid copepod size assemblages at the sampling stations in Aug.-Sep. 1994. 435

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Fig.11-42. Numerical abundance (ind./m3) of three calanoid copepod size assemblages at the sampling stations in Apr.-May. 1995. ····· 436
Fig.11-43 Carbon biomass (mg C/m3) of calanoid copepod in the East China Sea. (Left : Aug.-Sep. 1994, Right : Apr.-May 1995) ····· 436
Fig.11-44. Carbon content (%) of copepod size fractions in the East China Sea. (a): Aug.-Sep. 1994, (b): Apr.-May 1995. ····· 436
Fig.11-45. Carbon:nitrogen ratio of copepod in the East China Sea. ····· 436
Fig.11-46. Ingestion rates (ng pig./ind./h.) with size fractions of copepod in Aug.-Sep. 1994. ····· 436
Fig.11-47. Ingestion rates (ng pig./ind./h.) with size fractions of copepod in Apr.-May 1995. ····· 436
Fig.11-48. Grazing impact of copepod for total phytoplankton stock (chlorophyll, left) and phytoplankton stock >11 ㎛ (right) in Aug.-Sep. 1994. ····· 436
Fig.11-49. Grazing impact of copepod for total phytoplankton stock (chlorophyll, left) and phytoplankton stock >11 ㎛ (right) in Apr.-May 1995. ····· 436
Fig.11-50. Relative algal consumption of the three size fractions in the East China Sea (Aug.-Sep. 1994). ····· 436
Fig.11-51. Relative algal consumption of the three size fractions in the East China Sea (Apr.-May 1995). ····· 436
Fig.11-52. Energy flow of low trophic level at the section D in the East China Sea (Aug.-Sep. 1994). ····· 436
Fig.11-53. Energy flow of low trophic level at the section D in the East China Sea (Apr.-May 1995). ····· 436
Fig.11-54. Energy flow of low trophic level at the section E in the East China Sea (Apr.-May 1995). ····· 436
Fig.11-55. Energy flow of low trophic level at the section L in the East China Sea (Apr.-May 1995). ····· 436
Fig.11-56. Variations of consumption efficiency (%) with change of respiration rate (%) of gross primary production and C:chl ratio (30, 40, 50, 70, 100). a: section D in Aug.-Sep. 1994, b, c, d: section D, E, L in Apr.-May 1995. ····· 436
Fig.11-57. Variations of transfer efficiency (%) with respiration rate (%) of gross primary production. ····· 451
Fig.11-58 Comparative of gut pigment contents (ng pig./ind.) for Euchaeta and other large size copepods at the section D in Aug.-Sep. 1994 (a) and in Apr.-May 1995 (b). ····· 452

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Fig.12- 1. Location map for tide and tidal current stations used for model verification. Tidal current and elevation are simultaneously recorded at stations B and D. The details for each station is also described in Table12-1. 504

Fig.12- 2. Grid system of the present tidal model and verification points for tidal current. Grid intervals in latitude and longitude are 1/16 ° and 1/12 °, respectively. 505

Fig.12- 3. Depth contour of the modelled area (unit : meter). 506

Fig.12- 4. 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 unit is used in following figures. 507

Fig.12- 5. Same as Fig.12-4 except for the diurnal K_1 constituent. 508

Fig.12-6a. Contour of clockwise or counter clockwise rotations of the M_2 tidal ellipse. 509

Fig.12-6b. Same as Fig.12-6a except for the diurnal K_1 tidal ellipse. 510

Fig.12- 7. Computed tidal chart of the M_4 (a) and MS_4 (b) constituents. Coefficient for Smagorinsky formula and Chezy coefficient bottom friction are $C_s = 0.3$ and $C = 64.336\ m^{1/2}/s$. Tide generating force was not taken account into. B and D in figure denote the offshore tidal stations where harmonic constants of the M_4 and MS_4 are available for verification of 0(1) and 1(2) hour co-tidal lines of the M_4(MS_4) tide. 511

Fig.12-8a. Computed tidal chart of the M_2 constituent only by tide generating force(independent tide). Co-oscillating tide from the northwestern Pacific was not considered. Two amphidromic points south of the Shandong Peninsula is worth noting. Three amphidromic points appear clearly in the Pohai Sea. 513

Fig.12-8b. Computed tidal chart of the M_2 constituent by tide generating force(independent tide) similarly to Pingree and Griffiths (1987). Co-oscillating tide from the northwestern Pacific was considered. One amphidromic point near the Yangtze river, appearing in Fig.12-8a, now disappeared. Other amphidromic points move westward and shows amphidromic pattern. 514

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Fig.12-9a. Computed tidal chart of the S_2 constituent only by tide generating force (independent tide). Co-oscillating tide from the northwestern Pacific was not considered. Only one amphidromic points south of the Shandong peninsula appears compared with those of the M_2 tide in Fig.12-8a. 515

Fig.12-9b. Computed tidal chart of the S_2 constituent by tide generating force(independent tide). Co-oscillating tide from the northwestern Pacific was considered. All amphidromic points tends to move west or southwestward, and shows amphidromic pattern. 516

Fig.12-10. Computed tidal chart of the M_4 constituent. Coefficient for Smagorinsky formula and Chezy coefficient bottom friction are $C_s = 0.3$ and $C = 64.336\ m^{1/2}/s$. Tide generating force was not taken account of. 517

Fig.12-11. Computed tidal charts of the M_2 (a) and M_4 (b) constituents. Coefficient for bottom friction is given in a depth-dependent form of $C = h^{1/6}/n \quad m^{1/2}/s$ with h and n being depth and 0.029, respectively. Tide generating force was not taken account of. 518

Fig.13- 1. Plane view of the two types of model basin and topography used in a baroclinic model. Contour intervals between isobaths are 50 m. 542

Fig.13- 2. Plane view of the model basin used in a barotropic model. 543

Fig.13- 3. Transport streamfunction in the whole domain (left) and in the shelf and the marginal sea (right) at 1600 days for an experiment with no hump-like topography. Contour intervals between streamlines are 1 Sv. 544

Fig.13- 4. Transport streamfunction in the whole domain (left) and in the shelf and the marginal sea (right) at 1600 days for an experiment with hump-like topography. Contour intervals between streamlines are 1 Sv. 545

Fig.13- 5. The geometry used in deriving Godfrey's Island Rule. The path ∂ D: AA'B'BA follows the arrows ——▸. The path ∂I is around an island following the arrows ——▷. 546

Fig.13- 6. Transport streamfunction at day 300 for Exp. 1, Exp. 2 and Exp. 3 from left to right in Table13-3. 547

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Fig.13- 7. The value of the barotropic streamfunction on the island for a wind stress anomaly of period of one year applied to a whole open ocean basin. Two non-linear model results (A_m=3000, A_m=2000) together with the value given by the wind stress integral in the island rule are shown. 548

Fig.13- 8. Transport streamfunction at day 270 (spin-down period) for a wind stress anomaly of period of one year applied to a whole open ocean basin, as given by equation. Linear model result (top left), non-linear model (A_m=5000) result (top right), non-linear model (A_m=3000) result (bottom left), non-linear model (A_m=2000) result (bottom right). 549

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

서 론

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

제 1 장 서 론

본 보고서는 특정연구과제로 1994년 5월부터 1996년 12월까지 수행한 연구성과를 정리한 것이다. 본 과제는 동중국해 동부역을 조사 연구대상으로 한 국내 최초의 학제적 종합해양연구사업이다. 동중국해는 면적이 대단히 넓고 해양현상도 복잡 다양하여 장기간에 걸쳐 지속적인 조사가 요구된다. 따라서 1993년도에 연구기간 10년의 3단계 동중국해 연구의 기본계획을 마련하였고, 1단계 3개년 사업을 1994년 5월에 착수하였다. 일 단계 3년간의 중점조사 연구해역으로 동중국해 동부역을 선정한 이유는, 동중국해는 물론 우리 나라의 동해와 황해에 가장 큰 영향을 미치는 대마난류와 이에 관련된 해양과정에 대한 체계적인 이해와 규명을 위한 것이었다.

1단계 연구사업을 성공적으로 수행하기 위하여 1993년 12월 동중국해 동부역에서 다분야 학제적 예비조사를 실시하였고 그 결과를 토대로 분야별 중점 연구대상과 조사 방법을 구체화하였다 (예비연구 과제명: 동중국해의 이용과 개발을 위한 동중국해 해황과 대마난류의 기원-예비조사). 종합해양관측은 한국해양연구소 해양조사선 온누리호로 3회 실시하였다. 1차년도에는 1994년 8월 하순 - 9월 초순에 하계 종합조사를 실시하였고, 2차년도에는 1995년 4월 하순 - 5월 초순에 춘계 종합조사와 12월 초순에 큐슈 서방 깊은 골의 왼쪽 사면역과 대륙붕역에서 혼합과정에 대한 소규모 관측을 실시하였으며, 3차년도에는 1996년 10월에 추계 종합조사를 실시하였다. 본 보고서에는 분야별 주요 관측성과와 해양과정에 대한 연구결과를 수록하였다.

제 1 절 연구동기 및 필요성

연구 대상해역인 동중국해는 우리나라 주변 해역 중에서 부존 해양자원이 풍부하고 이용과 개발 가능성이 가장 높으며, 해양환경관리 측면에서도 특별한 관심과 국가적 대책이 필요한 해역이다. 특히, 주변 연안국인 일본이 자국의 국익 보호를 위하여 1996년 7월에 배타적 경제수역을 선포하였고, 중국도 1997년도 전반기에 선포할 계획이다. 따라서 우리나라도 이 해역을 어장으로만 취급하던 관념을 불식시키고 해양환경보전, 해역의 이용과 개발, 해양자원의 보호라는 국익을 위하여 장기적이고 종합적인 국가적 차원의 관심과 노력을 기울여야 할 것이다. 본 연구에서는 국익 차원에서 필요로 하는 해양 기초과학자료의 수집과 해양환경 구조와 변동을 결정 짓는 주요 해양과정의 이해와 규명을 체계적으로 접근하였다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

대륙붕이 잘 발달된 동중국해는 생물자원과 해저자원의 보고이며 세계 2대 해류의 하나인 Kuroshio가 통과할 뿐만 아니라 중국대륙 및 한반도로부터 막대한 양의 담수 유입 등 다양한 해양현상이 공존하고 있다. 그러나 이 해역에 대한 국내 해양조사와 연구활동은 일본과 중국에 비해 미미하였다. 이에 이 해역에 대한 국가정책수립과 해양경제활동을 위하여 기초자료의 획득과 해양순환의 이해가 요청된다.

동중국해 동부역의 전체적인 해양구조를 간략히 살펴보면, 세계 최대 해류중 하나인 Kuroshio가 통과하는 동중국해 대륙사면역에서는 대양수 (물질)와 대륙붕수 (물질)가 교환하며, Kuroshio로부터 분기되는 대마난류가 대양수인 고온·고염수를 동중국해, 황해와 동해로 수송하는 반면에 중국대륙과 한반도의 하천과 연안역을 통해 황·동중국해로 유입되는 연안수는 북서태평양 및 동해로 수송된다. 따라서 동중국해의 기본적인 해황을 이해하기 위하여, 크게는 연안수와 대양수의 시간에 따른 공간적 구조와 분포, 그리고 두 해수와의 혼합과정을 파악해야 한다. 이러한 해황의 공간적 구조와 시간에 따른 변화는 물리, 화학, 생물학적 해양과정에 의해 결정되며, 해황의 시·공간 변화를 예측하기 위해 무엇보다 주요 해양과정을 우선적으로 규명해야 한다.

동중국해 해황을 결정 짓는 주요 해양과정은 Kuroshio로부터 분리되는 대마난류수의 세력과 유동경로, 양자강 하천수의 유입과 유동, 한국 남해의 연안수와 대륙붕수의 혼합, 그리고 대륙사면에서 대양수와 대륙붕수와의 혼합과 연계되어 있다. 이러한 주요 해양과정은 독립적으로 발생되기도 하지만 여러 과정이 복합적으로 혹은 다른 과정이 더 개입되어 복잡한 해황변동을 야기시키기 때문에 단시간에 이 모든 해양과정과 이에 관련된 해양역학을 정확히 조사하고 규명하기는 대단히 어렵다.

제 2 절 연구추진과정

동중국해의 해양순환을 파악하기 위해서는 해황의 전반적 구조와 변동을 지배하는 주요 해양과정을 이해하고 규명하는 것이 선행되어야 하며, 어느 특정분야만을 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. 이에, 동중국해의 해양과정에 관심을 가진 한국해양연구소의 전문분야 연구자들이 1992년 10월 이후 수 차례의 모임을 통해 동중국해와 관련된 국내외 연구현황을 검토하였고 학제적 공동연구의 필요성을 공통적으로 인식하였다.

1993년 1월, 한국해양연구소 '93 기관첨단요소 후보과제로 '황·동중국해 이용과 개발을 위한 해황예측모델 개발연구'라는 연구과제를 제출하였으며, 동 계획

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

서는 6개 세부연구분야 (해류 및 수괴, 순환모델과 대마난류, 조석과 조류, 친생물 물질순환, 일차생산력과 플랑크톤역학, 해황예보모델과 해황도 작성)로 구성되었다. 연구계획서가 수차례 수정 보완되어 '동중국해의 이용과 개발을 위한 동중국해의 해황과 대마난류수의 기원'이라는 제목으로 1993년 10월에 협약되었으나, 연구비의 대폭 삭감으로 연구내용 및 규모가 축소되었다. 한편, 연구과제의 대형화라는 시책에 따라 상기과제의 연구기간이 1년에서 7개월로 단축되었으며 본과제의 1단계 연구사업이 1994년 4월에 새로 협약되었다.

본 연구과제는 10년에 걸쳐 3단계로 수행하는 것으로 기획하였다. 1단계는 1994년부터 1997년까지 3년간으로 대마난류 분기역인 동중국해 동부역을, 2단계 3년간은 담수의 영향이 우세한 동중국해 서부역을, 3단계 3년간은 대륙붕수와 대양수의 혼합이 활발한 동중국해의 남부해역, 즉 대륙붕단 및 사면역을 중점해역으로 선정하였다. 최종 년도인 10차년도에는 모든 자료를 종합하여 동중국해의 표층해류도를 포함한 종합해양도를 작성하고, 해양순환을 지배하는 주요 해양과정을 밝히며, 이를 근거로 해양예측모델을 제시하는 것으로 구성하였다. 한편, 본래의 1단계 사업 기간은 1994년 4월부터 1997년 4월까지 3차년으로 예정되었으나 기간이 단축되어 1996년 12월에 종료하게 되었다.

제 3 절 연구개발 목표와 주요사업 내용

가. 연구방향

동중국해 동부역의 해양순환과 주요 해양과정의 규명이라는 목적을 달성하기 위하여 실현 가능한 세부목표를 설정하였고, 지역 및 국제협력을 강화하여 해양순환과 관련된 양질의 자료를 수집·분석하는데 초점을 맞추었다. 이를 위해 연구소내외 전문가들로 연구팀을 구성하였고, 연구비의 효율적 집행과 조사자료의 동시성을 유지하기 위해 공동해양조사를 실시하였으며, 자료의 분석과 해석을 위해 학제적 연구를 하였다. 또한 관련 지역 및 국제공동조사에 적극 참여하여 선진 과학적 기법을 도입하였으며 국외자료를 수집 분석하였다.

나. 연구개발 목표

연구목표

동중국해 동부역의 해양순환과 주요 해양과정 (coastal ocean processes)의 규명

세부목표

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

- 동중국해 동부역의 기본해류도 작성
- 대마난류수의 기원 규명
- 대마난류 분기역에서의 대륙붕수와 Kuroshio 대양수의 혼합과정 및 물질 플럭스의 규명.
- 국제해양조사 프로그램인 세계해양대순환실험 (WOCE)과 지구해양물질플럭스 (JGOFS) 프로그램에 참여.
- 지역국가간 해양협력 강화.

다. 연차별 연구개발목표 및 범위

구 분	연구개발 목표	연구개발 내용 및 범위
1차년도 (1994)	하계 주요 해양과정 및 해수순환 규명 (대마난류 중심)	1. 하계 종합해양조사 2. 대마난류의 기원과 하계경로 3. 대마난류 분기역에서 하계 물리,화학,생물학적 분포특성 4. 제주도 주변해역 해양관측 5. 조석 및 단순 해수유동 모델 준비 및 실험
2차년도 (1995)	춘계 주요 해양과정 및 해수순환 규명 (대마난류 중심)	1. 춘계 종합해양조사 2. 대마난류의 기원과 춘계경로 3. 대마난류 분기역에서 춘계 물리,화학,생물학적 분포특성 4. 제주도 주변해역 해양관측 5. 조석 및 잔차류 계산 6. 단순 해수유동모델 실험
3차년도 (1996)	추계 주요 해양과정 및 해수순환 규명 (해류도 작성 중심)	1. 추계 종합해양조사 2. 대마난류의 기원과 추계경로 3. 대마난류 분기역에서 추계 물리,화학,생물학적 분포특성 4. 제주도 주변해역 황해난류 조사 및 분석 5. 조석잔차류 계산실험 6. 동중국해 동부역의 해류도 작성

라. 주요 연구내용 및 결과

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

(1) 목표 지향적이고 종합적인 연구

- 동중국해의 이용과 개발을 위한 해양순환 규명을 연구방향으로 결정하여 목표 지향적으로 운영
- 세부과제의 목표를 최종목표에 맞도록 조정하고 분야간 유기적인 연계성 유지
- 해양과정의 종합적 이해를 위하여 다분야 학제적 공동연구
- 연구소의 물리, 화학, 생물, 공학연구부 소속 연구원이 공동 참여

(2) 주요 연구내용

- 해류관측 및 해류도 작성: 위성추적부이 실험 실시 및 상층해류도 작성
- 해류역학: 위성추적부이와 CTD 자료를 이용한 해류의 시·공간적 분포, 대마난류의 기원과 분기
- 해수의 물리특성과 물리과정: CTD 자료분석에 의한 물리특성분포, 해양 혼합과정, 해류경로에 대한 연구
- 조석·조류: 관측과 모델을 통하여 조석과 조류의 공간특성, 조석 잔차류에 의한 순환
- 해수기원과 친생물 물질순환: 동위원소기법과 화학원소의 flux, 동중국해의 해수 기원과 친생물 화학물질분포
- 해양생태계 및 플랑크톤 역학 (dynamics) : P-I 실험 및 엽록소 수직구조 측정에 의한 일차생산력 추산과 해황, 동물플랑크톤, 일차 생산력과의 상관분석
- 단순해수순환모델 : 동중국해의 해수순환역학구조을 위한 단순모델 실험

(3) 국내 기관과 공동연구

최종목표달성을 위해 소내 전문연구진이 부족한 분야에 국내 대학 연구팀의 참여

- 인하대학교: 식물 플랑크톤
- 제주대학교: 제주도 주변해역의 해황
- 부산대학교: 조석모델

(4) 광역해역 해양조사 및 국부해역조사

- 광역해양조사 (그림 1-1, 1-2, 1-4)
  1993년 12월 (동계), 1994년 8-9월 (하계)
  1995년 4-5월 (춘계), 1996년 10월 (추계)
- 국부해역조사: 큐슈 서방 (그림 1-3)
  1995년 12월

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

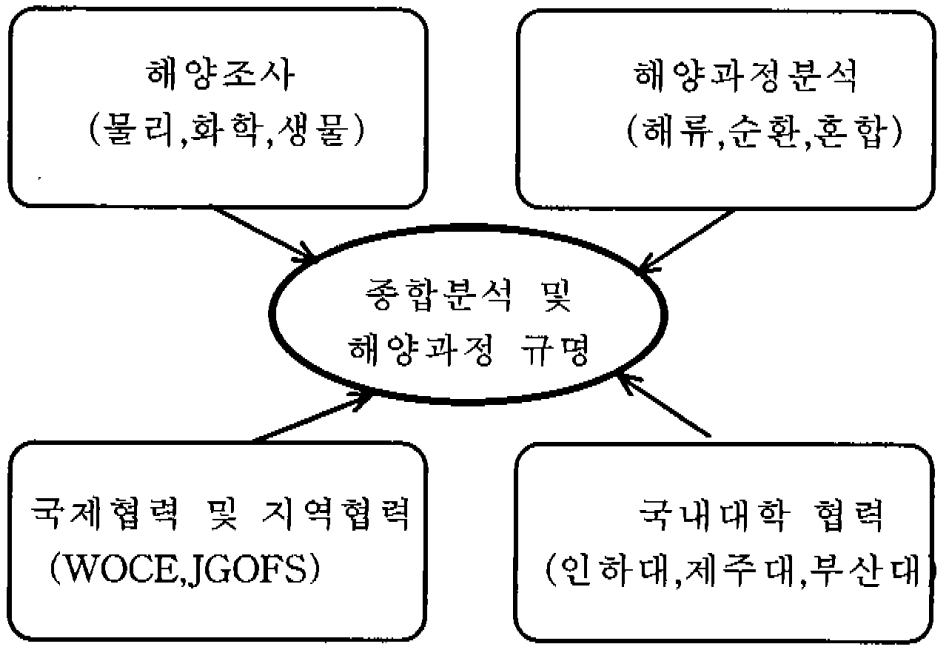
(5) 국제협력 및 공동조사

- 국제지구환경공동프로그램인 WOCE, JGOFS에 참여하여 선진국의 연구 동향과 현황파악 및 조사자료 획득
- 동중국해의 해양조사 현황 및 정보수집을 위하여 중국 국가 해양국의 제 1, 2 해양연구소, 일본의 관계기관과 협력
- 한-중-일-대만 지역공동 협력을 활성화하여 공동조사 연구 분위기 조성

(6) 황·동중국해 해양 및 물질순환 워크숍 개최

1차 워크숍: 1994년 12월 13-14일, 제주대 해양연구소
2차 워크숍: 1995년 10월 26-27일, 제주대 해양연구소
3차 워크숍: 1996년 11월 21-22일, 강원도 용평리조트

마. 역할분담 및 추진체계



바. 연구개발의 문제점 및 개선책

(1) 배타적 경제수역 선포에 따른 조사제약

1차와 2차년도 해양관측은 계획된 동중국해 중·동부역의 모든 관측점에서 실시하였으나, 3차년도에는 '96년 7월 일본의 배타적 경제수역 (EEZ)의 선포

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

로 Okinawa Trough 및 대륙사면에 위치한 정점에서 조사를 할 수 없었다. 일본 EEZ내에서 해양조사시 6개월 전에 일본정부에 동의 요청서를 제출하도록 되어 있다. 따라서 연구 기간 내에 해양조사 동의 요청서를 처리할 수 없는 상황이었고, 한-일 정부간 경계 확정이 합의되지도 못한 실정이다. 197년도에는 중국 정부도 EEZ를 선포할 것으로 알려지고 있다. 향후, 동중국해의 연안국 EEZ 해역 내에서 조사는 지역국가간 공동조사가 바람직하며, 이를 위해 일본과 중국의 관계 연구팀과의 공동협력을 적극 강화시켜야 할 것이다.

(2) 해양과정의 시간변동성 규명

대륙사면 및 대륙붕에서 해양구조는 시·공간적으로 변화가 대단히 심하다. 해양과정의 공간구조에 대한 자료는 주로 조사선에 의한 해양관측에 의해 획득되고 시간변동에 대한 자료는 관측 기장비의 장기 계류에 의해서 가능하나 계류에 의한 장기관측은 많은 예산이 소요되고 또한 유실우려가 대단히 크다. 그러나 해양과정의 규명은 핵심지역에서 기장비 계류에 의한 시계열 자료의 확보를 전제로 하기 때문에 이를 위한 충분한 예산확보와 조업선박에 의해 계류 기장비의 피해를 최소화하는 방안이 강구되어야 할 것이다.

(3) 황해난류의 기원연구

황해난류는 일본 고또열도 부근에서 대마난류로부터 분기되어 황해로 유입한다는 이론이 우세하나, 본 연구 결과와 부합되지 않았다. 단지, 고염인 대마난류 혼합수의 일부가 제주도 서안을 시계방향으로 돌아 제주해협을 통과하여 대한해협으로 유입하는 현상을 확인하였다. 황해와 동중국해 북서 경계역에서 나타나는 대마난류수보다 낮은 염분을 갖는 저염수의 기원 혹은 형성에 대한 세밀한 조사와 연구가 필요하다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

참고문헌

이 홍재 등, 1991: Kuroshio 해역에서 해황변동연구 (I) -세계해양대순환실험 표층류계획 한국해양연구소 프로그램 (1차년도)-. 한국해양연구소 보고서 BSPG 00131-377-1, pp. 135.

이 홍재 등, 1992: Kuroshio 해역에서 해황변동연구 (I) -세계해양대순환실험 표층류계획 한국해양연구소 프로그램 (2차년도)-. 한국해양연구소 보고서 BSPG 00168-473-1, pp. 122.

이 홍재 등, 1993: Kuroshio 해역에서 해황변동연구 (I) -세계해양대순환실험 표층류계획 한국해양연구소 프로그램 (최종년도)-. 한국해양연구소 보고서 BSPN 00179-603-1, pp. 193.

이 홍재 등, 1994: 동중국해의 이용과 개발을 위한 동중국해 해황과 대마난류수의 기원 (예비조사). 한국해양연구소 보고서, BSPN 00246-711-1, pp. 226.

이 홍재 등, 1995: 쿠로시오 해역과 동중국해의 해양순환 (1차년도) -동중국해 동부해역 중심. 한국해양연구소 보고서, BSPN 00257-812-1, pp. 462.

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.

Japan National Committee for the IGBP, 1994: Global fluxes of carbon and its related substances in the coastal sea-ocean-atmosphere system. Ed. S. Tsunogai, Proceedings of the 1994 Sapporo IGBP Symposium, Sapporo, Japan. Nov. 14-17, 1994. pp. 558.

Liu, K.-K and W.-S. Chuang, 1994. Kuroshio edge exchange processes. Monograph (collected papers), vol. 2, Taiwan, pp. 266.

Science and Technology Agency of Japan and State Oceanic Administration of China, 1990: Proceedings of Japan-China Joint Symposium of the Cooperative Study on the Kuroshio. Nov. 14-16, Tokyo, Japan. pp. 361.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

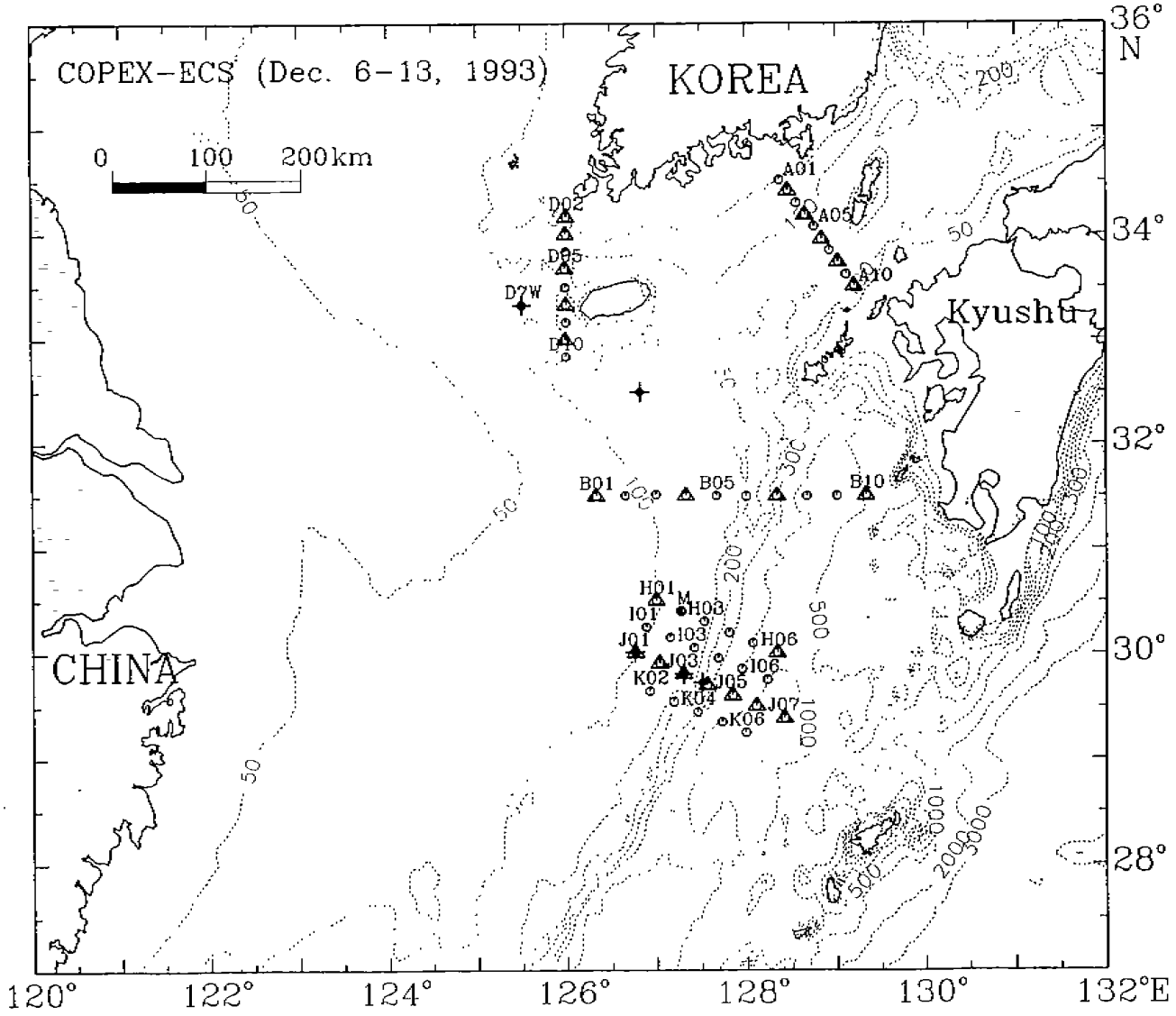


Fig. 1-1. Study area showing observation stations in December, 1993 (○ for CTD stations, △ for water and plankton sampling, + for releasing points of satellite-tracked surface drifters). Bottom topography is expressed in meters.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

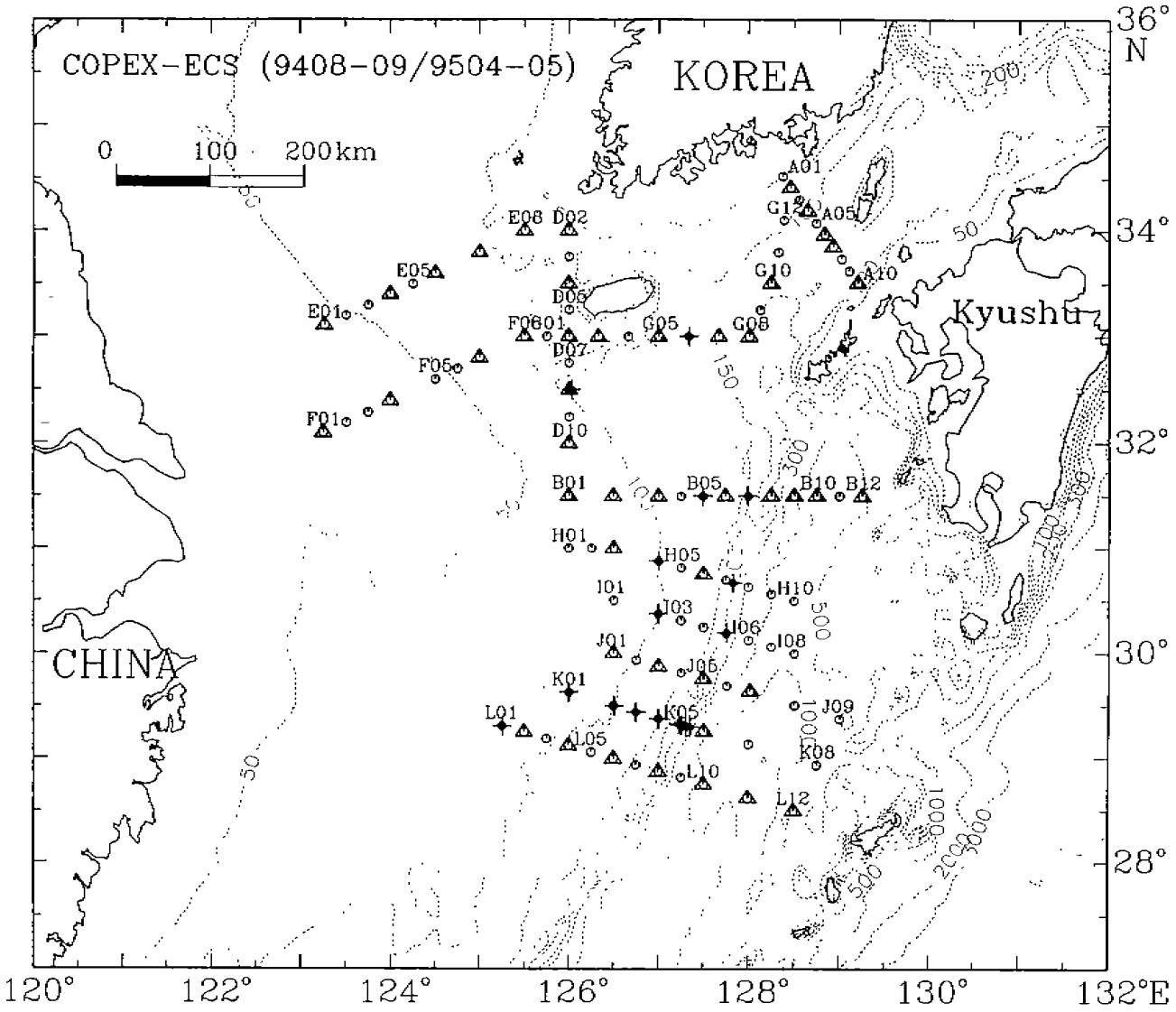


Fig. 1-2. Study area showing observation stations in late August - early September and late April - early May, 1995 (○ for CTD stations, △ for water and plankton sampling, + for releasing points of satellite-tracked surface drifters). Bottom topography is expressed in meters.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

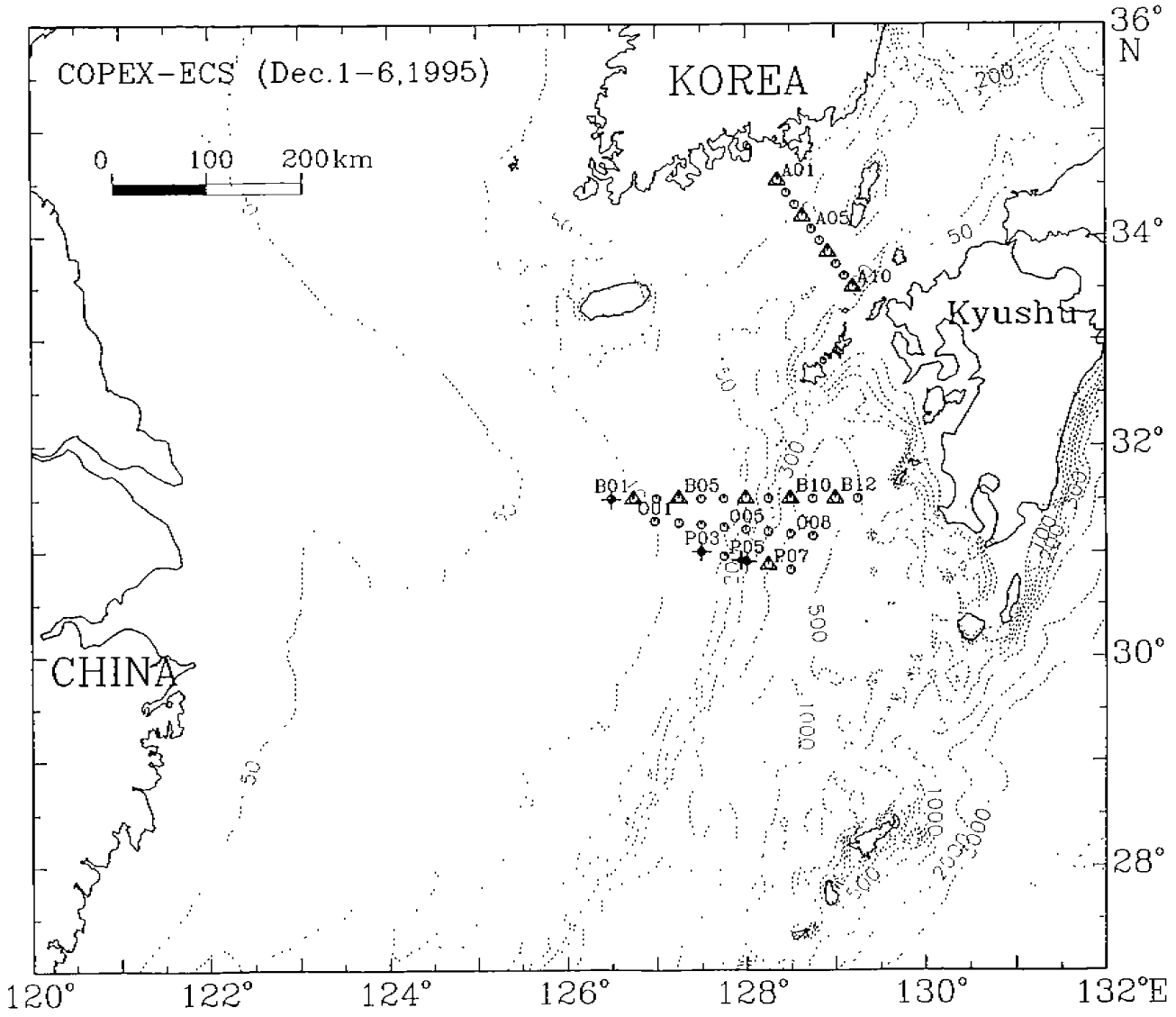


Fig. 1-3. Observation stations in early December, 1995 (○ for CTD stations, △ for water sampling, + for releasing points of satellite-tracked surface drifters). Bottom topography is expressed in meters.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

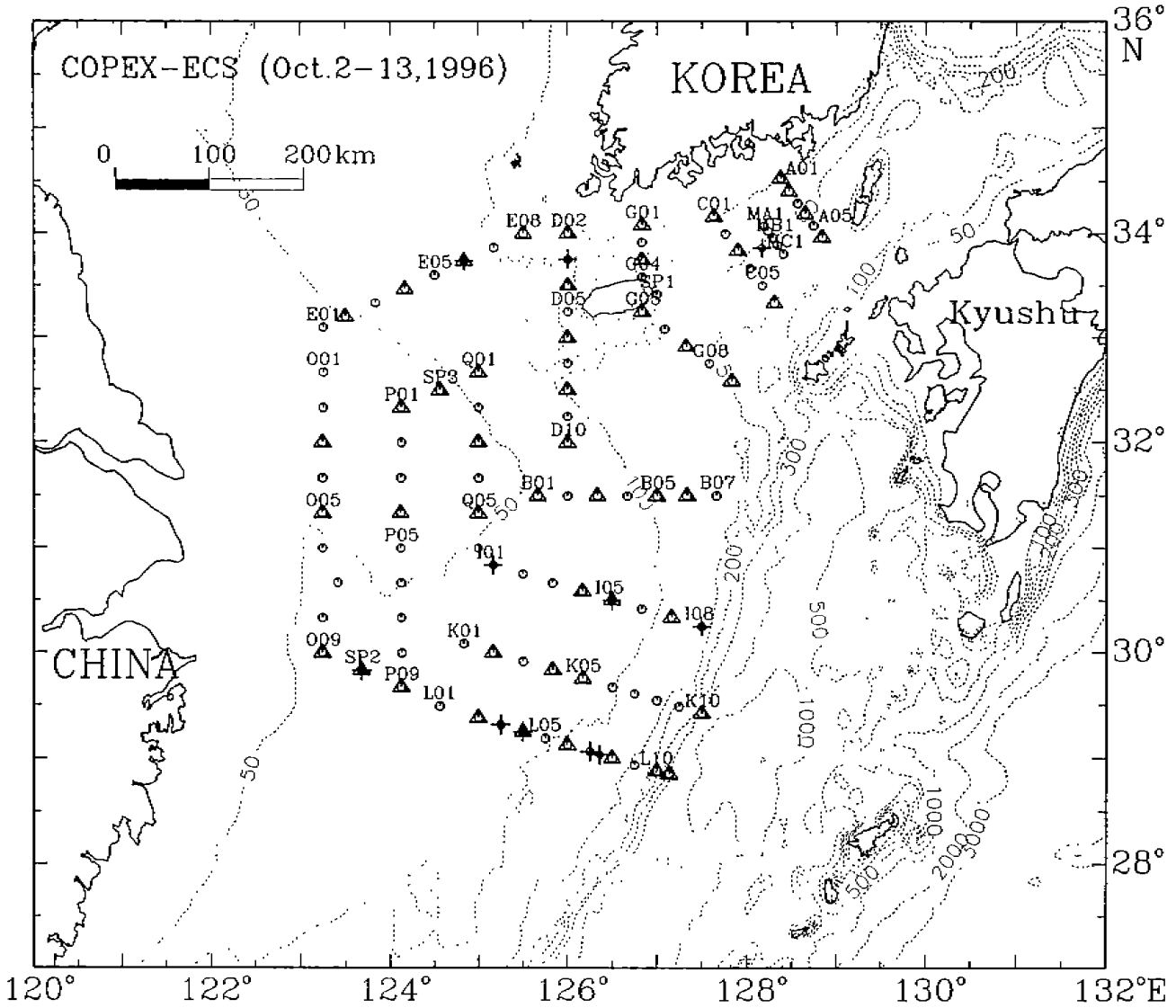


Fig. 1-4. Study area showing observation stations in October, 1996 (○ for CTD stations, △ for water and plankton sampling, + for releasing points of satellite-tracked surface drifters). Bottom topography is expressed in meters.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

제 1 편

해류관측 및 해류도

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

제 2 장 동중국해 동부역에서의 해류조사 성과

제 1 절 해류의 역할과 대마난류의 연구현황

바닷물의 일반특성과 구조 그리고 해양환경의 시간 공간적 변화를 결정짓는 가장 중요한 요인은 무엇일까? 관점에 따라 우선 순위가 바뀔 수도 있으나, 해양순환이라는 관점에서는 해류가 가장 중요하다. 해류는 해수와 해수내 용해되어 있는 생물 화학적 물질을 한 곳에서 다른 곳으로 수송할 뿐 아니라 부유물, 난분해성 오염물질, 유영능력이 없거나 약한 생물체, 해저퇴적물까지도 이동시키는 역할을 한다. 또한 해류는 각종 물질을 보다 넓은 해역으로 확산 혹은 분산시키며, 열에너지도 운반하는 기후조절자로서의 역할도 담당한다. 즉, 해류는 인체에서 혈액의 흐름에 해당하는 역할을 한다. 따라서, 해류는 해양환경의 전반적인 수직 수평적 구조와 시·공간적 변화를 결정한다고 해도 지나친 표현은 아닐 것이다.

우리나라 주변해역에서는 가장 중요한 해류가 어떤 것일까? 해양환경에 미치는 영향과 해수 수송량에서 대마난류가 최대 최고의 해류이다. 대마난류는 아열대 태평양의 고온 고염의 해수를, 즉 열과 염을 우리나라 주변해역으로 공급하는 유일한 난류이며, 동중국해는 물론 황해남부 그리고 동해 남부역의 해양환경에 직접 영향을 미친다. 또한, 대마난류는 대양성 해양물질을 운반하기 때문에 우리나라 연근해에서는 연안과 대양 현상이 상호 공존하게 되고 좋은 어장환경이 조성된다. 특히, 연안수와 대양수가 서로 만나는 경계역 (전선역)에서는 복잡 다양한 해양과정 (ocean processes)이 일어난다. 따라서 우리나라 주변해역의 전체적 해양구조나 해양물질순환, 해양오염 (좁은 의미의 해양환경)의 조사 연구에서는 대마난류(수)의 역할과 영향 그리고 이와 관련된 해양과정이 반듯이 검토되어야 하는 것이다.

대마난류의 근원지는 어디일까? 1930년대부터 꾸준히 동중국해에서 조직적인 조사와 연구를 해온 일본학자들은 고온 고염수가 큐슈 남서방의 Kuroshio로부터 분기되어 Okinawa Trough를 통해 동해로 유입하는 해류를 대마난류로 제안하였다. 그러나 1980년대 중국과 미국의 일부 학자들은 대만해협을 통과한 대만난류가 동중국해 대륙붕을 가로질러 대한해협으로 유입하는 해류가 대마난류라는 다른 학설을 제안하였다. 이 두 학설은 황해난류의 기원에 대해서도 다른

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

견해를 보인다. 하나는 황해난류가 제주도 남동방에서 대마난류로부터 분기된다고 주장하는 반면에 다른 하나는 대만난류의 일부가 제주도 서쪽에서 분기된다는 것이다. 최근에는 대마난류에 대해 제 3의 학설도 제기되고 있다. 서로 다른 학설에 따라 우리나라 주변해역에서의 해양의 구조, 변동과 원인에 대한 분석과 해석이 달라질 수 있다.

그러면 왜 이렇게 여러 학설이 제시되었는가? 이유는 매우 간단하다. 해류자료의 절대부족, 자료 해석의 오류, 이론연구의 부족이다. 기존 학설은, 첫째 각각의 주장을 객관적으로 입증할만한 장기 해류자료를 확보하지 못하였고, 둘째 대마난류의 분기와 구조에 적합한 관측자료를 획득하지 못하였고, 셋째 관측자료에 대해 종합적 해석이 결여되었거나 이론적 가정과 모델이 실제 현상에 부합되지 못하였다. 예를 들면, 대만난류의 연장 학설은 단지 제한된 관측점에서의 단기 해류관측자료와 단순 수치모델실험을 근거로 제시되었기에 물리적 특성의 공간구조와 잘 일치하지 않는다. 원론적인 이야기지만 실험이 중시되는 해양과학에서는 문제를 명확히 도출해 내고 이에 맞는 실험방안이 강구되어야 한다.

일본 학설의 확인과 대마난류의 주경로를 추적하기 위하여 한국해양연구소 해양물리연구팀은 1991년부터 3년간 대마난류의 길목으로 추정되는 큐슈 서방에서 소규모이긴 하지만 관측정점간 거리가 짧은 관측망을 구성하여 CTD조사를 실시하였고 인공위성 추적부이 실험을 실시하여 해류경로를 추적하였다. 한편, 대만난류의 확장설에 대한 직접검증은 막대한 예산과 기간이 필요하기에 간접방법으로 확인하기로 하였다. 즉, 대만난류가 대한해협으로까지 연장된다면, 대마난류수의 기원인 대만해협에서 염분최대치는 대한해협에서 보다 연중 항상 높아야 할 것이다. 연구결과, 쿠로시오로부터 분기된 고온 고염수는 큐슈서방의 깊은 골을 통해 북상하는 것이 아니라 골의 좌측 대륙붕단역을 따라 북상하는 것이며, 대만해협에서 염분최대치는 단지 겨울철에만 대한해협에서 보다 약간 높다는 사실을 확인할 수 있었다. 따라서 대한해협에서 출현하는 고온 고염수는 대만난류의 연장설로 해석할 수는 없으며, 큐슈 서방에서 쿠로시오로부터 분기된 고염수 일부가 대륙붕단을 따라 북상한 것으로 해석된다. 큐슈 서방 깊은 골에 유입된 나머지 고염수는 골 내에서 시계방향으로 돌아 나가서 큐슈 남단에서 쿠로시오에 다시 합류하는 것으로 확인되었다.

대마난류는 어디서 분기되는가 (기원)와 대마난류와 관련된 주요해양과정의 규명을 위해 1994년부터 3년간 동중국해 동부해역 전체를 대상으로 한 본 연구과제 (일명, Coastal Ocean Processes Experiment - East China Sea, COPEX-ECS)라는 다분야 학제적 조사연구를 실시하였다. COPEX 프로그램중 위성부이 실험은 세계해양대순환실험 (World Ocean Circulation Experiment, WOCE)의 한국프로그램으로 참여하여 북태평양에서 실시된 모든 위성부이 실험자료를 합성할 수 있었다. COPEX 자료를 분석함으로써 대륙사면을 따라 북동진하는 쿠로시오가 큐슈 남서쪽에서 동으로 방향 전환하는 곳에서 대마난류가 분리되어 대

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

륙사면을 가로질러 대륙붕으로 유입한 후 100-200 m 등수심선을 따라 북진하며, 제주도 동부역을 통과하면서 북동 내지 동북동으로 방향을 전환하고 대한해협을 통과하여 동해로 유입한다는 것을 밝힐 수 있었다. 또한 제주도 동쪽에서 대마난류의 주축은 뚜렷한 계절변화를 보이는데 여름철에 한국 남해안에 더욱 가까이 접근한다.

대마난류가 쿠로시오로부터 분기되는 원인은 무엇인가? 개념적으로는 쿠로시오의 대륙붕단으로의 입사각, 쿠로시오의 방향전환, 쿠로시오의 수평적 shear에 좌우되지만 앞으로 쿠로시오 방향전환 해역에서 해류구조에 관한 정교한 조사와 이론연구가 수행되어야 할 것이다. 끝으로 해류도는 해양환경보전과 배타적 경제수역 관리측면에서 기본적으로 가장 필요한 정보이나 유속계 장기계류를 위한 막대한 연구비 소요와 계류선의 안전성 결여는 해류관측을 어렵게 만들기 때문에 아직도 신뢰성이 높은 해류도를 작성할 수 없는 실정이다. 따라서 해양조사 자료를 해류와 연결하여 해석할 경우 각별한 주의가 필요하다는 점을 아무리 강조해도 지나치지는 않을 것이다.

제 2 절 조사개요

동중국해에서는 조업활동이 대단히 활발하여 해·조류 관측을 위한 유속계의 장기계류는 유실될 우려가 대단히 크다. 더욱, 동중국해와 같은 광역 해역의 해수순환을 유속계의 계류로 조사하기 위해서는 해수순환의 특징적 공간규모 (characteristic space scale)를 충분히 분해할 수 있을 정도로 많은 점에서 관측이 필요하기 때문에 상당한 인력과 예산이 소요된다. 이에 한정된 예산으로 동중국해 동부역의 해류관측은 비교적 적은 예산으로도 해류를 관측할 수 있는 ARGOS 위성추적부이와 조사선 온누리호에 부착된 ADCP로 실시하였다. 1980년대 후반에 개발된 이 두 가지 관측방법으로 조사되는 자료는 그 정밀도가 세계적으로 이미 인정되었고 국내에서도 1991년부터 동중국해 연구사업에 최초로 도입하였으며 지금은 그 효용성이 잘 인식되어 여러 학자들이 이 방법을 널리 이용하고 있다.

1차년도인 1994년에는 8-9월에 동중국해 동부역 전체를 대상으로 여름조사를 하였다. 2차년도인 1995년에는 봄조사를 4-5월에 동부역 전체를 대상으로 실시하였고, 12월에 대륙붕수와 쿠로시오수의 혼합이 비교적 활발하고 쿠로시오수가 대륙붕으로 진입되는 해역으로 예상되는 큐슈 서방 깊은 골의 북서쪽 대륙사면 부근에서 지역조사를 실시하였다. 3차년도인 1996년에는 10월에는 배타적 경제수역 선포에 따라 조사해역을 중부역으로 조정하여 가을조사를 실시하였다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

제 3 절 ARGOS 표류부이에 의한 해류조사

가. 조사방법

위성추적부이에 의한 해류조사는 Lagrangian 방법으로 표류부이를 해상에 투하하여 부이의 위치를 극궤도 선회 위성으로 모니터링하여 해류의 유속과 공간구조를 측정하는 것이다. 이와 같은 기능을 가진 부이를 인공위성 추적부이 (satellite-tracked drifter)라고 한다. 본 연구의 부이실험은 세계해양대순환실험인 WOCE의 표층류 프로그램 (Surface Velocity Programme)의 한국 계획으로 수행하였다. 부이실험 관련 기술 및 일반사항은 1990-1993년에 걸쳐 수행한 'Kuroshio 해역에서 해황변동연구 (I)'의 보고서 (이홍재 등, 1993)에 자세히 기술하였고, 부이의 재원과 제작과정에 관한 사항은 Sybrandy와 Niiler (1991)가 제시한 바 있다.

본 연구에서는 자료송신을 위해 두 가지 방법을 택하였다. 부이 투하 후 30일 동안은 조류와 같은 단주기성 운동에 의한 영향을 평가하기 위해서 하루 24시간 연속 송신하였고, 30일 이후는 부이가 투하해역을 상당히 벗어날 확률이 높기 때문에 송신전원을 아껴서 장기간 자료를 획득하기 위하여 하루에 8시간만 송신하고 16시간은 중단하는 8 hours-on, 16 hours-off 방법을 택하였다.

부이의 투하지점과 끌개 (drogue)의 수심은 1991-1993년 4회에 걸쳐 실시한 부이실험 결과 (Lie와 Cho, 1994; 이 등, 1994), 본 연구과제의 년도별 실험결과 (이 등, 1995, 1996), 그리고 WOCE 표층류프로그램을 통해 획득한 자료를 검토하여 결정하였다. 특히 다음과 같은 사항을 고려하기 위하여 투하지점을 선택하였다.

(1) 큐슈 남서쪽 30° N 이남에 위치한 Okinawa Trough에서 쿠로시오의 연안쪽 가장자리가 쿠로시오 본류로부터 어떻게 분리되는지,

(2) 대마난류가 쿠로시오로부터 분리되는 바로 북쪽인 대륙붕단역에서 대마난류수와 혼합수가 어떻게 흐르는지,

(3) 대마난류의 분기역과 제주도 사이 대마난류수계가 북상하는 중간해역에서 해류는 어떤 경로를 따라 북상하며 제주도 부근과 대한해협사이에서 어떻게 방향전환을 하여 대한해협으로 진입하는가.

연도별 부이의 이동궤적은 그림 2-1, 2-3, 2-5와 같으며 1991년부터 투하한 모든 부이의 투하지점, 투하시기, 끌개수심 (center of drogue)은 표 2-1에 수록하였다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Table 2-1. Information on satellite-tracked drifter experiments of KORDI during 1991 - 1996.

Float number	Date Deployed	Releasing Point		Water depth, m	Center of drogue, m
		North Latitude	East 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
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
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

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Table 2-1. Continued.

Float number	Date Deployed	Releasing Point: North Latitude	Releasing Point: East Longitude	Water depth, m	Center of drogue, m
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

나. 1차년도 하계조사의 주요성과 (그림 2-1, 2-2)

대마난류의 분기역으로 추정되는 큐슈 서방 골의 좌측입구에 위치한 수심이 급격히 변하는 정점 K5 부근 대륙사면을 가로질러 4대의 부이를 투하하였다. 세 대의 부이는 30° N 부근에서 동으로 방향을 전환하여 골을 가로질러 토까라 해협으로 진입하였으나 수심 180 m에 투하한 부이는 등수심선을 벗어나 수심이 깊은 골 중앙부로 북동진한 후 북서로 방향을 전환하여 수심이 얕아지는 골의 서쪽 사면의 등수심선을 비스듬히 가로질러 대륙붕역으로 진입하였고, 이후 제주도를 향해 북서진 하였다. 투하후 3일간의 평균유속을 보면 좌측에서부터 39, 44, 70, 71 cm/s로 증가하여 쿠로시오의 shear가 대단히 큼을 알 수 있다.

쿠로시오 수계와 동중국해의 대륙붕 수계는 동중국해의 대륙붕단역에서 서로 만나 전선을 형성하며 혼합이 활발하다 (Huh, 1982; Kondo, 1985). 쿠로시오 전선파동 현상은 SST의 공간구배가 크게 되는 찬 계절에 적외선 영상자료상에 뚜렷하게 나타나나 (예. Guo 등, 1990) 표층수온의 공간구배가 매우 작은 따뜻한 계절에는 식별이 어렵다. 이에 대륙붕단에서의 흐름에 대한 정보를 얻고자 부이 3대를 정점 L1, K2, K4에 투하하였다. 부이 궤적은 28° 50′-29 40′ N 사이 대륙붕단에 공간규모가 50 km, 시간규모가 15일 정도의 특성을 갖는 전선파동 (frontal wave) 내지 소용돌이의 존재 가능성을 시사하고 있다.

9월 3일 수심 92 m인 정점 L1에 투하한 부이 23022의 이동궤적은 120여 일

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

간에 걸쳐 90-150 m 등수심선을 따라 남서로 이동하여 95년도 1월 초에 대만북쪽 해역에 도달한 후 방향을 동으로 바꾼 후 빠른 속도로 이동하여 쿠로시오에 합류하였다. 대륙붕단에서의 남서방향의 흐름은 처음으로 관측된 중요한 현상으로 과거에 북동류의 흐름이 존재한다는 기존의 연구결과와 상반되며 또한, 수심 100-200 m의 대륙붕단역에서 형성된 혼합수는 쿠로시오와 평행하게 북동진하여 대마난류수의 일부를 형성한다는 주장 (예, Inoue, 1981; Katoh 등, 1994)과도 일치하지 않는다. 대만 북동해역은 쿠로시오 중층수가 대륙사면을 거슬러 올라왔다가 다시 쿠로시오에 합류한다 (Hsueh 등, 1992). 따라서 대만 북동쪽에는 'T' 형의 전선이 형성되며 쿠로시오수의 유입은 겨울철에 더욱 강화되는 것으로 보고된 바 있다 (Chao, 1990; Chern과 Wang, 1992). 대만 북동해역에서 부이가 동쪽으로 이동하는 것은 대륙붕으로 올라온 쿠로시오 중층수가 쿠로시오로 본류에 합류되는 순환구조로 설명이 가능하나 100 m 수심을 따라 남서진하는 원인은 앞으로 연구 검토되어야 할 사항이다.

대마난류 분기역과 제주도 사이 중간역에서는 쿠로시오의 연안쪽 가장자리에 투하된 부이는 대체로 제주도를 향해 10-20 cm/s 정도의 유속을 유지하며 북상하였다. 수심이 복잡한 고또열도 북서해역에서는 작은 타원궤적을 그린 후 동수도로 진입하였다. 제주도 남쪽의 수심 100-200 m의 해역을 통해 북상하는 대부분의 부이는 대한해협으로 진입하였고, 33° 이북을 통과하면 부이의 궤적이 서로 수렴하며 유속이 상당히 증가한다. 유속 증가는 33° N 에서 폭이 약 250 km인 100-150 m의 등수심선의 폭이 대마도 남단에서 100 km로 좁아지는 지형적 특성에다 여름철 제주도 서부해역으로 확장된 양자강 하천수의 일부와 한국 남해의 연안수가 제주해협을 통해 대한해협으로 유입되는 것으로 설명할 수 있다. 또한, 부이의 궤적은 대마도를 통과하면서 두 갈래로 나뉜다. 이는 거의 남북으로 자리잡고 있는 대마도의 지형특성이 유속 (streamline)을 분리시키는 역할을 하는 것으로 판단된다.

다. 2차년도 춘계조사의 주요성과 (그림 2-3, 2-4)

동중국해 대륙사면을 따라 북동진하는 쿠로시오가 토까라해협을 향해 방향을 전환하는 깊은 골 입구가 바로 대마난류가 형성되는 해역으로 제안되었다 (Lie and Cho, 1994). 성층이 시작되는 봄철의 상황을 파악하기 위하여 1차년도 여름조사와 같이 관측선 K 선상에서 5대의 부이를 5월 3일 투하하였다. 쿠로시오가 통과하는 골 입구의 대륙붕단과 바깥쪽 대륙붕 (outer shelf)에서 상층해류는 큰 시간과 공간변화를 보인다는 것을 알 수 있다. K 관측선에서의 염분은 정점 K1과 K4사이에 강력한 쿠로시오 전선역이 형성되었음을 보이며 이 지역에서 전선사행과 소용돌이가 봄철에 빈번히 관측되고 있다는 사실 (Qiu et al., 1990; Song

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

et al., 1989)은 이 해역에서 해류는 변동성이 매우 크며 또한 부이의 이동궤적이 사행 혹은 소용돌이와 밀접한 관계를 맺고 있을 것으로 추정된다.

쿠로시오 전선은, 대륙붕에서 성층이 깨치거나 약한 추운 계절에 큐슈서방 깊은 골 좌측 대륙붕단역을 따라 북으로 확장되며 쿠로시오 전선 및 대륙붕 전선으로 분리되는 2중 구조를 갖는다는 사실을 최근에 확인하였다 (Lie et al., 1996). 따라서 전선역에서 혼합수의 흐름과 전선역학에 대한 정보를 얻고자 부이 2대를 4월 30일 정점 I2와 I5에 투하하였다. 투하 당시 쿠로시오 전선은 대륙붕단에 위치하였는데 한대의 부이는 쿠로시오로부터 분리되어 골로 유입한 염분 34.7 psu 이상의 대마난류수내에 투하되었고 다른 한대는 등염분선이 해표면에서 해저까지 확장하고 수직혼합이 활발한 염분이 34.2-24.3 psu인 전선역내에 투하되었다. 일반적으로 전선역내에서는 흐름이 복잡하여 관측 자료만으로는 전선이 어느 정도 이동하였는지 정확히 계산할 수는 없어도 4월 27일과 두 부이가 통과한 5월 10일 사이에 전선의 위치가 상당히 변화하였을 것으로 추정된다.

큐슈 서방의 Okinawa Trough의 깊은 골이 32° 30' N 부근에서 얕아져 끝나며 골 북단에 바로 고또열도가, 그리고 서쪽에 제주도가 자리하고 있어서 이 해역의 해류장이 섬과 해저지형의 영향으로 공간적인 변화가 심한 곳으로 판단된다 (Lie and Cho, 1994). 1995년 4월 27일 B 선상에서 CTD 자료는 대마난류수가 골을 넘어 대륙붕으로 확장된 상태로, 34.6 psu의 고염수가 골 좌측에서 대륙붕쪽으로 약 80 km까지 진출하였다. 염분전선이 B4와 B5사이에 형성되었고 대마난류의 핵이 B6과 B7사이에 위치하는 분포특성을 보였다. 이 해역에서 부이궤적을 정리하면 골 북서 대륙붕에서는 32° N까지는 북서진하나 대륙붕단을 따라 북상한 부이는 골 북단을 가로질러 큐슈쪽으로 이동하였다. 그러나 제주도와 고또열도 사이 중간해역에서는 전체적으로는 부이가 북상을 하였으나 작은 규모의 복잡한 소용돌이 형태의 궤적을 그렸다.

제주도 주변과 대한해협 남단에 부이를 투하하지는 않았지만 남쪽에서 올라온 부이 3대가 33° N을 통과하여 제주도 동부해역을 지나 33° 30'N 까지 북상한 후 방향을 동으로 전환하여 대한해협으로 진입하였다. 부이가 동으로 방향전환을 한 후 대마도 남단까지는 평균유속 약 30 cm/s의 빠른 속도로 이동하였다. 제주도와 대한해협에서 부이 이동속도의 증가는 타 계절에서도 관측되는 공통점이다. 부이가 제주도 동부역 수심 100-200 m 해역을 통과하면서 동으로의 방향전환은 제주도 남부역에서 남-북으로 형성된 등수심선이 제주도와 대한해협에서는 북동-남서 방향으로 발달한 지형적 특성에 기인하는 것으로 판단된다. 더욱, 이 해역에서 연안수가 확장하기 전에 연안전선이 등수심선에 평행하게 형성되는 것도 부이의 이동궤적을 제한하는 요소로 생각된다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

라. 3차년도 추계조사의 주요성과 (그림 2-5, 2-6)

수직성층이 약해지는 가을철의 해수순환을 이해하기 위하여 총 10대의 부이를 1996년 10월 초순에 투하하였다. 황해난류에 관한 정보를 얻기 위하여 제주해협 서방에 두 대, 북동류가 있을 것이라는 대만난류 학설을 재확인하기 위하여 수심 50-100 m인 가운데 대륙붕 (middle shelf)에 두 대, 대마난류 분기역보다 남쪽에 위치한 L 선상 바깥쪽 대륙붕에 3 대, 대마난류 분기역 바로 북쪽에 위치한 바깥쪽 대륙붕상의 흐름을 추적하기 위하여 두 대, 제주도와 대마도 사이에서 흐름을 보기 위하여 한 대를 투하하였다.

황해 남부의 수심이 비교적 깊은 중앙골에 10월 6일 투하한 부이는 골을 따라 황해 내부로 북상할 것이라는 일반적인 예상과는 달리 투하후 약 13 일간 약 12 cm/s의 속도로 서진하였다. 한편, 제주도와 진도 사이에 투하한 부이는 수일간 동진하다 조업어선에 의해 회수되어 진도 부근에 재 투하되었으나 마침내 섬에 상륙하여 좋은 자료를 얻지 못하였다. 황해 남부에서 서향류의 존재 원인은 좀 더 정밀분석이 필요하나 황해난류수가 북상할 것이라는 통념적인 개념에 배치되는 중요한 결과이다.

동중국해 대륙붕상에서 50 m 등수심선은 양자강 쪽으로 작은 골 (valley)이 형성되어 있음을 보인다. 바로 골 남쪽에 10월 7일 투하한 부이는 골 중앙축을 따라 북진하여 10월 23일경 골 끝단에 도달하였다. 이 부이는 11월 18일까지 골 끝단에 머물렀으며 이 기간중 부이의 움직임은 매우 불규칙적이었다. 한편, 작은 골 북동쪽 가운데 대륙붕상에 10월 9일 투하한 부이는 등수심선을 따라 27일간 북동진하였으나 이 기간중 평균유속이 약 2.2 cm/s로 대단히 미약하였다. 이 두 부이의 이동궤적과 속도는 가운데 대륙붕상에 비교적 강한 북동류가 있을 것이라는 일부 주장과 다르며, 대만난류의 연장 학설과도 일치하지 않는다.

1, 2차년도 조사를 통해 바깥쪽 대륙붕 (outer shelf)에서는 상층해류가 시공간적 변화가 크며 전선 파동현상이 존재함을 확인할 수 있었다. L 관측선 100 m 등수심선 부근에 투하한 두 대의 부이는 등수심선을 따라 북상하였으나 한 대는 제주도 남쪽에서 중국 어선에 포획되었고 다른 한 대는 투하 후 20일 후에 자료전송을 중단하였다. 부이의 이동궤적은 가운데 대륙붕상에 있는 해수가 북상하여 제주도 서쪽을 통과할 듯한 경향을 보였기 때문에 제주도 동부역을 지나 대한해협으로 유입하지는 않았을 것으로 판단된다. 바깥쪽 대륙붕상에 투하한 부이는 대륙붕단을 따라 이동하면서 두 번에 걸쳐 반시계방향의 전선파동의 궤적을 그리다 큐슈 서방 깊은 골의 왼쪽 대륙사면을 넘어서 대륙붕으로 진입하였다. 가을 조사기간중 한-미 국제공동과제에서 L 관측선 바깥쪽 대륙붕과 대륙사면에 투하한 5대의 위성추적부이 자료를 참고하면, 전선파동 궤적을 보인 바로 바깥쪽에 투하한 부이는 동으로 방향을 전환하는 쿠로시오 본류를 따라 토까라 해협으로 빠져나갔으며, 100 - 150 m 수심내에 투하한 부이의 궤적은 전선파동에 크게 영

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

향을 받는 것으로 나타났다.

과거 부이실험 결과와 같이 제주도 남쪽의 수심 100-200 m의 해역을 통해 북상하는 부이는 대한해협 입구까지 도달하였고, 제주도와 대마도 중간에 투하한 부이는 30 cm/s 이상의 빠른 속도로 대한해협 서수도를 통과하여 동해로 유입하였다.

제 4 절 ADCP에 의한 유속관측

가. 자료획득 및 처리방법

1994년 하계, 1995년 춘계, 1996년 추계의 동중국해 종합 관측시 조사선 온누리호에 장착된 ADCP를 이용하여 CTD 관측선을 따라 층별 흐름을 연속적으로 조사하였다. 관측기간은 각각 1994년 8월 29일-9월 8일 (음, 7월 23일-8월 3일), 1995년 4월 26일-5월 7일 (음, 3월 27일-4월 8일), 1996년 10월 2-13일 (음, 8월 20일-9월 2)이다. 1994년 하계와 1995년 춘계에는 대한해협과 제주도 주변해역, 큐수남서부의 오키나와골을 포함한 동중국해 중·동부역에서 관측하였으나 1996년 추계에는 주변국의 배타적 경제수역의 선포로 큐슈남서부의 오끼나와골을 제외한 우리나라 남부해역과 동중국해 중·서부해역에서 관측을 수행하였다. 조사선이 관측선을 따라 통과한 시각을 그림 2-7 ~ 2-9에 각각 표시하였다.

관측시 사용한 ADCP는 153.6 kHz의 음파를 이용하며 최대 관측 수심은 약 350 m 이다. 관측은 350 m 보다 얕은 천해역에서는 bottom tracking mode (BT mode)로, 수심이 350 m 보다 깊은 심해역에서는 none tracking mode (NONE mode)로 하였다. NONE mode로 관측한 자료에는 선박의 이동속도가 포함되어 있는데 선속 제거를 위해 위성항법장치 (GPS)에 의한 시간대별 선박의 위치 (위·경도)자료를 이용하여 조사선의 이동속도를 계산한 후에 선속을 제거하였다.

1994년 춘계 관측자료의 분석시 ADCP transducer의 heading과 선수의 방향이 일치하지 않는 misalignment 문제가 제기되었으며 1995년 춘계관측시에 조사선 온누리호에 장착된 ADCP transducer의 misalignment를 조사하였다. Misalignment 각을 계산하는 방법에 대해서는 2차년도 보고서에 자세히 수록되어 있으며 ADCP 관측자료로부터 실제 유속을 계산하는 방법은 아래의 식과 같다.

NONE mode 관측자료의 경우:

$$\begin{pmatrix} u_w \\ v_w \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos\alpha & -\sin\alpha \\ \sin\alpha & \cos\alpha \end{pmatrix} \begin{pmatrix} u_d' \\ v_d' \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} u_s \\ v_s \end{pmatrix}$$

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

BT mode 관측자료의 경우:

$$\begin{pmatrix} u_w \\ v_w \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos\alpha & -\sin\alpha \\ \sin\alpha & \cos\alpha \end{pmatrix} \begin{pmatrix} u_d' \\ v_d' \end{pmatrix}$$

여기서 u_w, u_d', u_s는 각각 실제 유속, ADCP로 관측한 유속, GPS 위치자료료부터 산정된 선속 벡터를 나타내며 α는 ADCP transduser의 misalignment 각이다.

1995년도 춘계 시험조사 자료로부터 계산한 결과한 결과, ADCP transduser의 편각은 약 2.49° 였다 모든 관측치를 같은 값으로 보정하여 재처리 하였다.

ADCP로부터 얻어진 유속자료는 각층에서 30초 평균치이며 이상치의 보정을 위해서 10분 간격으로 이동평균하였으며 평균시 평균간격내의 자료중 최대치와 최소치는 제외하였다.

나. 유속의 수평분포

수평분포 작성시 1차 처리자료를 5 km 간격으로 공간평균하였다. ADCP는 상층 17 m부터 8 m 간격으로 각 층에서 유속을 관측하나 여기서는 25 m와 97 m 층의 유속분포만을 제시하였다

(1) 1994년 하계 조사 (그림 2-10)

황해남부를 포함한 제주도 주변해역과 대륙붕상의 천해역에는 시간에 따른 조류성분에 의한 흐름변화가 지배적으로 나타나는 반면, 대한해협 입구에서는 전반적으로 북동-동북동류의 강한 흐름을 보였는데 이는 대한해협을 통과하여 동해로 유입되는 대마난류에 해당한다.

쿠로시오는 최남단 관측선 L의 대륙붕단 바깥에서 100 km 정도의 폭으로 관측선을 가로질러 대륙사면에 평행하게 북동진하여 관측선 K를 통과하여 관측선 J의 동경 128° -129° 사이를 지나 오른쪽으로 돌아나가는 흐름을 보인다. 대륙붕단 바깥 오끼나와 골에서 25 m 층과 97 m 층의 유속은 크기와 방향이 대체로 비슷하지만 관측선 H-L의 대륙붕상의 천해역에서는 두층의 유속과 유향이 서로 다른 경향을 보여 경압성분의 흐름이 존재함을 말해준다.

(2) 1995년 춘계 조사 (그림 2-11)

쿠로시오는 가장 남쪽에 위치한 관측선 L의 대륙붕단 바깥을 통해 조사해역으로 유입하여 대륙사면과 평행하게 북동북진하여 관측선 K를 통과한 후 관측선 J에서는 급격히 오른쪽으로 방향을 바꾸어 토카라 해협으로 빠져나가는 흐름분포를 보이며 최강유속이 150 cm/s 이상에 달한다. 관측선 L의 쿠로시오 동쪽에는 중심유속이 약 55 cm/s이고 30 km 정도의 폭을 갖는 또 하나의 북동북류의 핵이 존재하는 특이한 구조를 보인다. 단면 J, H, B에는 동경 127.5° - 128° 사

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

이에서 북상하는 흐름이 존재한다.

(3) 1996년 추계 조사 (그림 2-12)

관측해역이 동중국해 중·서부역으로 이동하여 쿠로시오 주축의 흐름을 관측할 수는 없었으나 관측선 K와 L의 동쪽 끝단 주변에는 유속이 90 cm/s 이상의 강한 북동류가 존재하는 것으로 보아 쿠로시오 흐름의 가장자리에 걸쳐 있음을 보여준다. 대륙붕상의 흐름은 강한 조류성분의 시간변화에 의한 흐름의 변화가 지배적이나 우리나라 남해의 대한해협 입구역에는 전반적으로 약 50 cm/s 정도의 북동쪽으로 흐르는 대마난류가 존재한다. 97 m 층의 유속분포는 25 m 층과 비슷한 경향을 보이나 흐름의 세기가 상층보다 약하다. 제주도 동남해역에서는 97 m층의 유향이 25 m 층의 유향과 일치하지 않아 유향의 수직변화가 존재한다.

다. 유속의 수직분포

수직분포도 작성시 2 km 간격으로 공간평균한 자료를 사용였으며 상층 17 m의 자료는 이상치가 많아서 제외하였다. 모든 관측선에서 흐름의 수직분포도를 작성하였으나 여기서는 대한해협을 가로지르는 단면 A, 큐슈 서쪽의 동서단면 B, 쿠로시오가 통과하는 최남단의 관측선 L에서 유속의 수직분포도를 대표적으로 제시하였다.

(1) 1994년 하계 조사

대한해협 입구에 위치하는 관측선 A의 수직분포 (그림 2-13)는 전반적으로 동북동류로 대마난류의 흐름을 보여주고 있으며 큐슈 서안에 위치한 정점 A8-A10에서 일부 남향류가 나타난다. 정점 A6 부근의 수심 50 m 상부에서는 60 cm/s 이상의 강한 동북동류가 존재하는데 수심 60 m 이하의 저층에서는 40 cm/s 정도로 경압성분의 흐름이 존재한다. 밀도분포로부터 계산한 저층을 기준으로한 두 수심간 지형류의 차이가 20 cm/s 이상으로 경압류의 수직구배가 ADCP 관측결과와 잘 일치한다.

큐슈 서방의 관측선 B의 대륙붕단에서 약 20 km 바깥에 위치하는 정점 B8의 수심 120 m 부근에는 약 25 cm/s의 북향류가 관측되었는데 이곳은 쿠로시오의 본류에서 떨어져 나온 것으로 판단되는 34.7 psu 이상의 고염수가 존재하여 큐슈 서방의 골 왼쪽 대륙붕단 옆에서 북상하는 고염수의 흐름이 있음을 말해준다. 한편 정점 B9와 B10사이에서는 남향류가 우세하며 30 cm/s 이상의 최대 동향류가 관측되었다 (그림 2-14).

최남단 관측선 L의 대륙붕단에서 약 50 km 떨어진 정점 L9-L10사이에 최대

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

유속이 100 cm/s 이상에 달하는 쿠로시오의 유축이 존재한다. 50 cm/s 이상의 유속을 갖는 흐름을 쿠로시오로 보았을 때 흐름의 폭은 약 80 km 정도이며 상층에서 수심 150 m 까지 수직적으로 흐름의 세기가 비슷한 수직구조를 갖고 있다. 쿠로시오 유축에서 동쪽으로 60 km 정도 떨어진 정점 L11의 수심 100 m 부근에는 약 40 cm/s 의 북동류가 존재한다 (그림 2-15).

(2) 1995년 춘계 조사

대한해협의 서수도의 입구에 해당하는 정점 A1-A5 사이에는 10 cm/s 이하의 남향류를 보이고 동수도 입구역 (정점 A6-A10)에서는 30 cm/s 이하의 북동류가 존재하며 흐름의 수직적인 차이는 10 cm/s 이하이다. 1994년 하계의 흐름에 비해서 유속의 크기가 작고 흐름의 경압성분도 비교적 작고 조류의 크기가 비슷하여 대마난류의 분포에 대해 언급하기는 곤란하다 (그림 2-16).

큐슈서방의 대륙붕단 바깥에 약 50 km 떨어진 정점 B9-B10에는 최대유속이 30 cm/s 이상이고 30-40 km 정도의 폭으로 북상하는 흐름이 존재하며, 이 흐름의 동쪽에 위치한 정점 B11-B12에는 최대유속이 50 cm/s 이상의 남향류가 폭넓게 존재한다. 이러한 흐름은 큐슈서방의 골에서 시계방향으로 형성되는 와류의 존재를 뒷받침해주며 북향류와 남향류의 최대유속을 보이는 두곳의 동서 거리로 추정한 와류의 규모는 50 km 이상이다. 대륙붕단에서 연안쪽으로 약 50 km 떨어진 대륙붕상위의 정점 B6 부근에는 최대유속이 50 cm/s 이상의 북향류가 존재하는데 이 곳은 수온이 19 ℃이상이고 염분이 34.6 psu 이상의 고온·고염의 해수가 존재한다. 대륙붕상에 존재하는 고온·고염의 북향류는 대륙붕단 바깥의 깊은 골에서 시계방향으로 돌아나가는 북향류와는 따로 분리되어 북상하는 것으로 대한해협을 통과하는 대마난류와 직접 연결되는 흐름으로 생각할 수 있다 (그림 2-17).

관측선 L의 대륙붕단에서 약 50 km 떨어진 정점 L9-L10사이에 최대 유속이 표층에서 170 cm/s 에 달하는 매우 강한 쿠로시오 유축이 존재하는데 이 곳의 수심 150 m 층의 유속은 약 120 cm/s 로 두 층간의 유속차가 약 50 cm/s 인 수직구배를 보인다. 유속이 50 cm/s 이상인 쿠로시오 흐름의 폭은 약 80 km 정도이다. 쿠로시오의 유축에서 동쪽으로 약 80 km 떨어진 정점 L11과 L12 사이에는 40 cm/s 이상의 유속을 갖는 북향류 핵이 존재한다 (그림 2-18).

(3) 1996년 추계 조사

대한해협의 서수도 입구역에 해당하는 단면 A에서 흐름의 수직분포 (그림 2-19)는 수심 50-60 m 를 경계로 상층과 하층에서 다른 흐름구조를 갖고 있으며 정점 A3에서 동쪽으로 갈수록 그 경계가 점차 깊어 진다. 상하층의 유속차는 정점 A3 서쪽해역에서는 10 cm/s 이하로 비교적 작으나 정점 A4 동쪽에서는 15-20 cm/s 정도로 상대적으로 큰 경압성분이 존재한다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

큐슈 서방의 동서 단면 B의 정점 B4-B6 사이에서 수심 60-70 m를 경계로 상하 유속차가 20 cm/s 이상의 경압성분의 흐름이 존재하나 그 외의 정점에서는 유속의 수직구배가 비교적 작다 (그림 2-20).

단면 L 동쪽 끝단의 정점 L11 부근에서 표층유속이 약 90 cm/s 정도를 갖는 북동북류가 존재하여 쿠로시오의 가장자리에 해당하며 수심 150 m 이심의 유속은 20 cm/s 이하로 흐름의 수직구배가 매우 크다 (그림 2-21).

라. 정점 연속관측

관측 정선을 따라 관측한 ADCP 자료는 특정한 시·공간에서의 순간유속이기 때문에 조류성분이 큰 대륙붕상의 천해역에서 흐름을 파악하기 위해서는 고정점에서의 연속관측이 필수적이다. 조류의 시간 변동을 고려한 흐름을 파악하기 위하여 대륙붕단역에서 1994년 하계에 정점 H8 근처에서 약 15시간, 1995년 춘계에 정점 I5-I6 사이 (그림 8-3의 정점 M)에서 25시간동안 온누리호장착 ADCP로 흐름을 연속관측하였으며 1996년 추계에는 대한해협 입구역의 정점 MB (그림 8-5의 관측점 참조)에서 정점 MA와 MC를 왕복하면서 약 18시간 동안 흐름을 연속 관측하였다.

1994년 하계에 대륙붕단역에 있는 정점 H8 (30° 41.2′ N, 127° 45′ E)부근 반경 2 km 이내의 주변해역에서 9월 4일에 15시간 연속 관측한 유속자료를 보면 수온과 밀도약층이 강하게 형성된 수심 약 70 m 층을 경계로 상층과 하층에서의 유속과 유향은 뚜렷이 다른 구조를 보이는데 대륙붕쪽을 향한 흐름일 때 (북서/북향류)는 상층에서 강한 흐름을 보이고 심해쪽을 향한 흐름일 때 (남동/남향류)는 하층에서 우세하게 나타나며 상하층의 유속 차이는 최대 50 cm/s 이상이었다 (그림 2-22). 1995년 춘계에 정점 I5와 I6 사이 (30° 12.6′ N, 127° 40.6′ E) 사이에서 4월 29일-30일에 25시간동안 연속관측 유속자료는 4월 29일 12-23시 사이에는 수심 50-60 m 층과을 경계로 상하층이 다른 경향을 보이며 4월 30일 1시 이후에는 수심 50-60 m 층과 수심 110-120 m 층을 경계로 상,중,하 층이 서로 다른 흐름 구조로 보다 복잡한 양상을 보인다 (그림 2-23). 춘계 연속관측 자료를 반일주조 조석주기동안 이동평균하면 50 m 이내의 표층에서는 10-20 cm/s 정도의 대륙붕쪽으로 향하는 흐름이 뚜렷하게 나타나는 반면 50 m 이심의 하층에서는 일정한 흐름의 방향을 유지하지 않고 유속의 크기도 10 cm/s 이하로 작다. 두 번의 연속관측자료로 볼 때 동중국해 동부 대륙붕단역에는 내부(조석)파동에 의한 강한 경압성분의 흐름이 존재하여 대륙붕단을 통한 외해수와 대륙붕수 사이의 물질교환이 수심에 따라 다르게 일어날 수 있음을 시사해 준다.

1996년 추계에 대한해협 서수도 입구역에서 18시간 연속관측한 자료를 보면 흐름이 약할때에는 유속이 5 cm/s 이하이고 강할때에는 60 cm/s 이상에 달하는

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

북동류가 존재하여 대마난류의 세기는 조류성분의 흐름과 비슷한 크기를 갖는 것으로 보여진다 (그림 2-23).

마. 토의

1994년 하계조사 자료에서 조사선 온누리호에 장착된 ADCP의 heading이 선수의 방향과 일치하지 않는 문제가 제기되었으며 1995년 춘계조사시 misalignment 값을 측정하기 위한 간단한 시험조사를 수행하였다. 1995년 춘계 시험조사 자료로부터 계산한 misalignment 각은 2.49° 이었으며 이 정도의 편각은 심해역에서 NONE tracking mode로 선속 10 kt 로 관측할 때 단면에 수직한 방향으로 20 cm/s 이상의 중대한 오류를 발생시킬 수 있어 반듯이 보정해 주어야 한다.

동중국해의 대륙붕상에서는 조류성분의 유속이 강하게 포함되어 있어 관측선을 따라가면서 관측한 ADCP 유속자료로부터 해류의 수평 분포를 파악하기 위해서는 조류성분이 제거되어야 하나 아직 조류성분을 적절히 제거하는 방법이 제시되지 못한 실정이다. 그러나 ADCP는 수직적으로 동시에 관측하기 때문에 흐름의 경압성분 같은 수직 구조를 알아보는데는 유용하게 사용할 수 있다. 1994년 하계와 1995년 춘계에 대륙붕단에서 연속관측한 자료는 상,하층 혹은 상,중,하층에서의 흐름구조가 전혀 다른 경향을 갖고 있어 동중국해 대륙붕단 주변역의 흐름구조는 수직적으로 변화가 큼을 보여준다. 대륙붕단 부근의 흐름구조는 시간에 따라 변화가 크기 때문에 계류에 의한 장기관측이 필수적이다. 1994년 하계와 1995년 춘계에 계류에 의한 단기 연속관측을 시도하였으나 어로작업에 의한 계류선의 절단 등으로 자료를 획득할 수 없었다. 따라서 장기간 계류에 의한 연속관측을 위해서는 어로작업으로부터 계류선의 보호를 위한 방법이 마련되어야 할 것이다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

참고문헌

이 홍재 등, 1993. Kuroshio 해역에서 해황변동연구 (I) -세계해양대순환실험 표층류계획 한국해양연구소 프로그램 (최종년도)-. 한국해양연구소 보고서 BSPN 00179-603-1, pp. 193.

이 홍재 등, 1994. 동중국해의 이용과 개발을 위한 동중국해 해황과 대마난류수의 기원 (예비조사). 한국해양연구소 보고서, BSPN 00246-711-1, pp. 226.

이 홍재 등, 1995. 쿠로시오 해역과 동중국해의 해양순환 (1차년도) -동중국해 동부해역중심-. 한국해양연구소 보고서 BSPN 00257-812-1, pp. 462.

Chao, S.-Y. 1990. Circulation of the East China Sea, a numerical study. Oceanogr. Soc Japan, 46, 273-295.

Chern, C.-S. and J. Wang, 1992. On the seasonal variation of the Kuroshio intrusion onto the East China Sea. Acta Oceanographica Taiwanica, 29, 1-17.

Guo, B., S. Xiu, H. Ishii, and Y.Nakamura, 1990. Kuroshio warm filament and the source of the warm water of the Tsushima Current. 112-127. In. Proceedings of Japan-China Joint Symposium of the Cooperative Study on the Kuroshio, Nov. 14-16, 1980, Tokyo.

Hsueh, Y., H.-J. Lie, and H. Ichikawa, 1996. On the branching of the Kuroshio west of Kyushu. Journal of Geophysical Research, Vol. 101, pp. 3851-3857.

Hsueh, Y., J. Wang, and C.-S. Chern, 1992. The intrusion of the Kuroshio across the continental shelf northeast of Taiwan. J. Geophy. Res., 97, 14,323-14,330.

Huh, O. 1982. Spring season flow of the Tsushima Current and its separation from the Kuroshio: Satellite evidence. J. Geophys. Res., 87, 9687-9693.

Inoue, N. 1981. Progressive review of hydrographic condition in the East China Sea and the Tsushima Warm Current Area. In. The biology of Goto, 29-72 (in Japanese).

Joyce, T., C. Wunsch, and S. D. Pierce, 1986. Synoptic Gulf Stream velocity profiles through simultaneous inversion of hydrographic and acoustic doppler data. J. Geophys. Res., 91: 7573-7585.

Katoh, O., K. Teshima, H. Fuhita, K. Miyaji, and K. Morinaga, 1994. Prime

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

process of the Tsushima Current formation in the East China Sea. A supplement to EOS, 1994 Western Pacific Geophysics Meeting, July 25-29, 1994, Hong Kong, American Geophysical Union, abstract only, 45.

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.

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 (in Japanese), Bull. Seikai Reg. Fish. Res. Lab., 62, 19-66.

Lie, H.-J., 1987. Summertime hydrographic features in the southern Hwanghae. Progress in Oceanogr., 17, 229-242.

Lie, H.-J. and C.-H. Cho, 1994. On the origin of the Tsushima Warm Current. Journal of Geophysical Research, Vol. 99, pp. 25081-25091.

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 shelf of East China Sea. International WOCE Newsletter, No. 20, pp. 10-13.

RD Instruments, 1989. Principles of operation: A Practical Primer - Acoustic Doppler Current Profilers. San Diego. pp. 36.

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.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

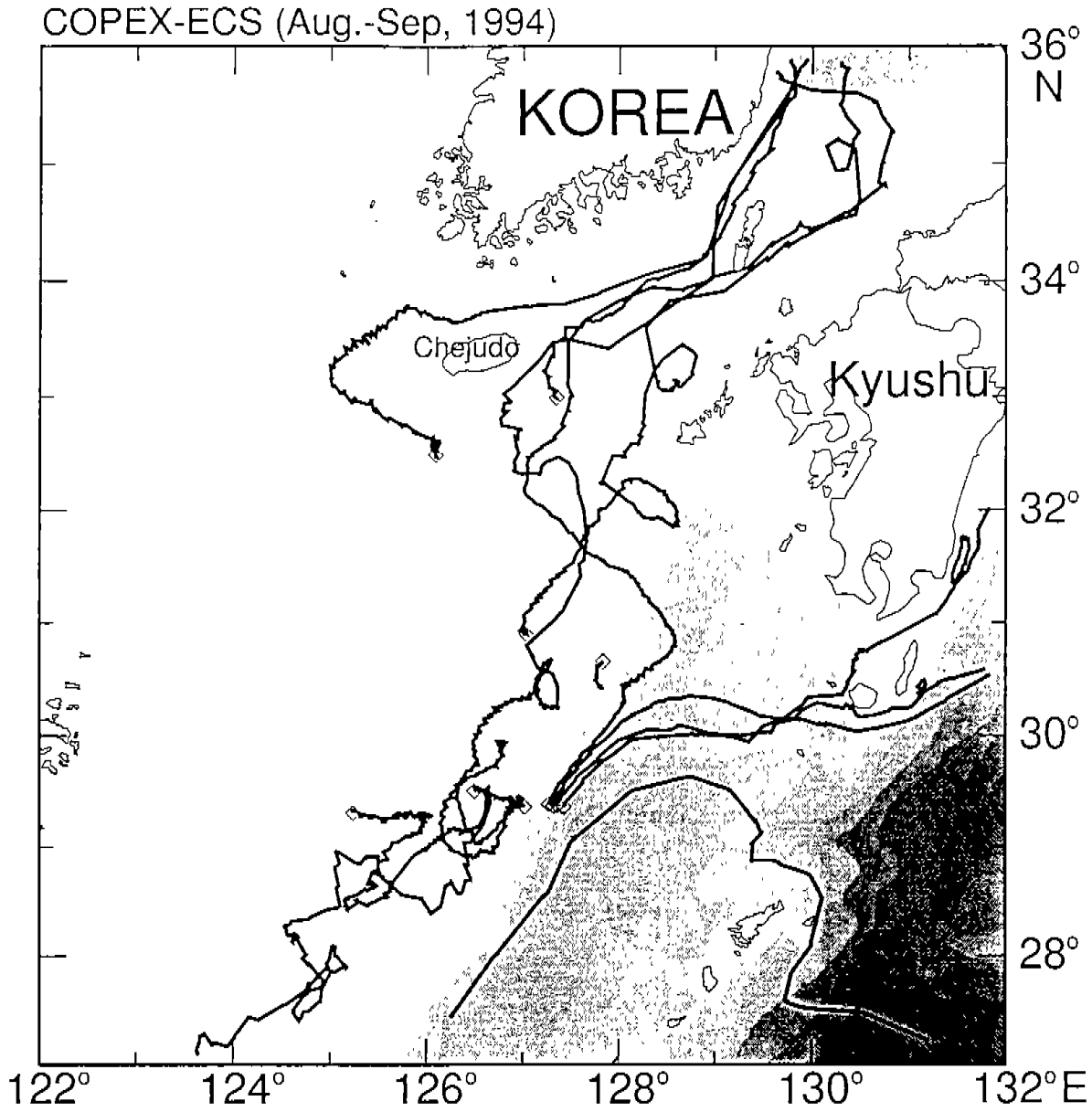


Fig. 2-1. A composite map of all trajectories of satellite-tracked drifters deployed in the East China Sea in 1994. Symbol '◇' denotes release points.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

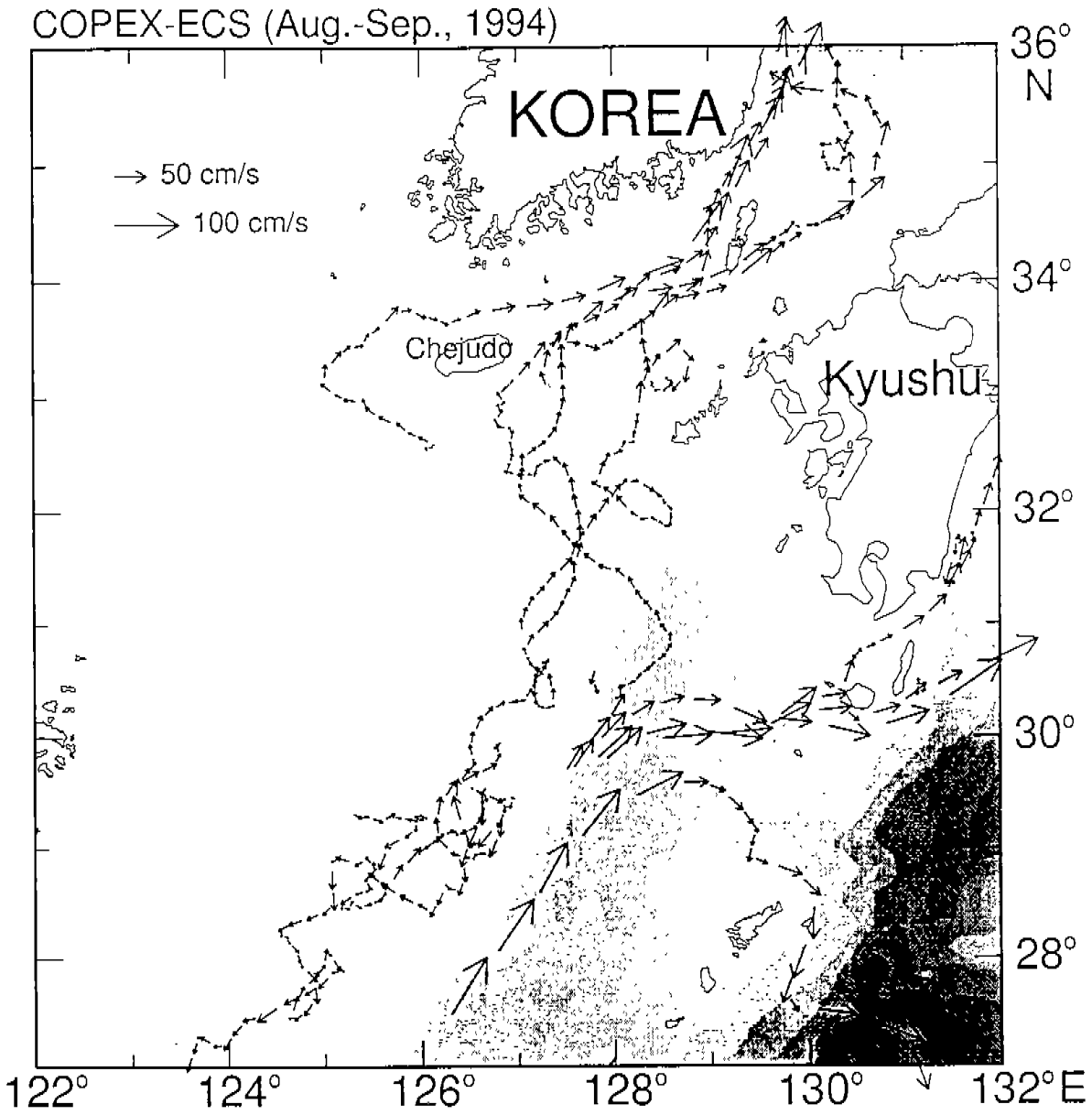


Fig. 2-2. Ensemble of satellite-tracked drifter trajectories deployed in the East China Sea in 1994 marked by arrows representing daily mean current. The scale of arrow vectors is marked in the upper left pannel.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

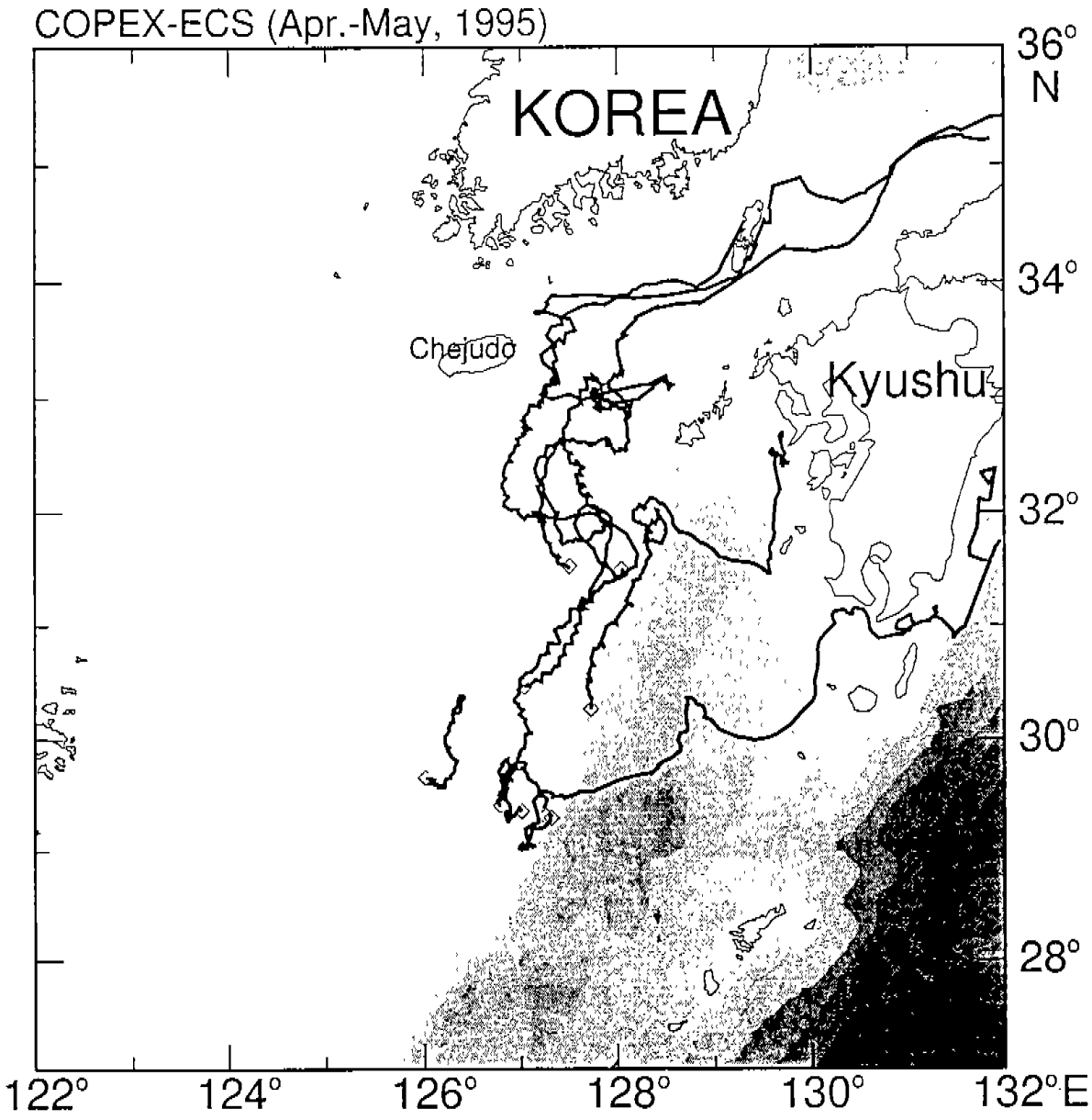


Fig. 2-3. A composite map of all trajectories of satellite-tracked drifters deployed in the East China Sea in 1995. Symbol '◇' denotes release points.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

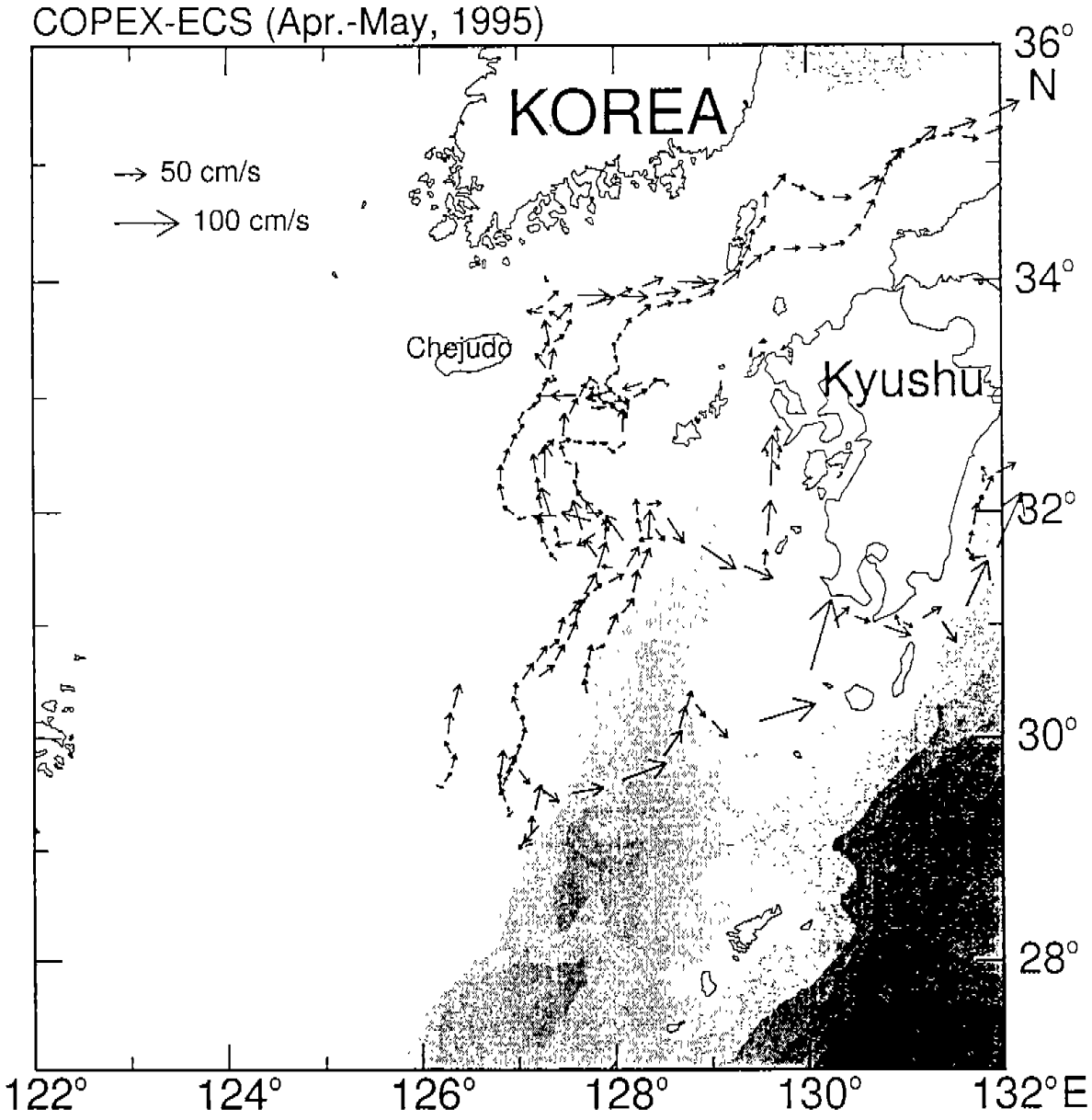


Fig. 2-4. Ensemble of satellite-tracked drifter trajectories deployed in the East China Sea in 1995 marked by arrows representing daily mean current. The scale of arrow vectors is marked in the upper left pannel.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

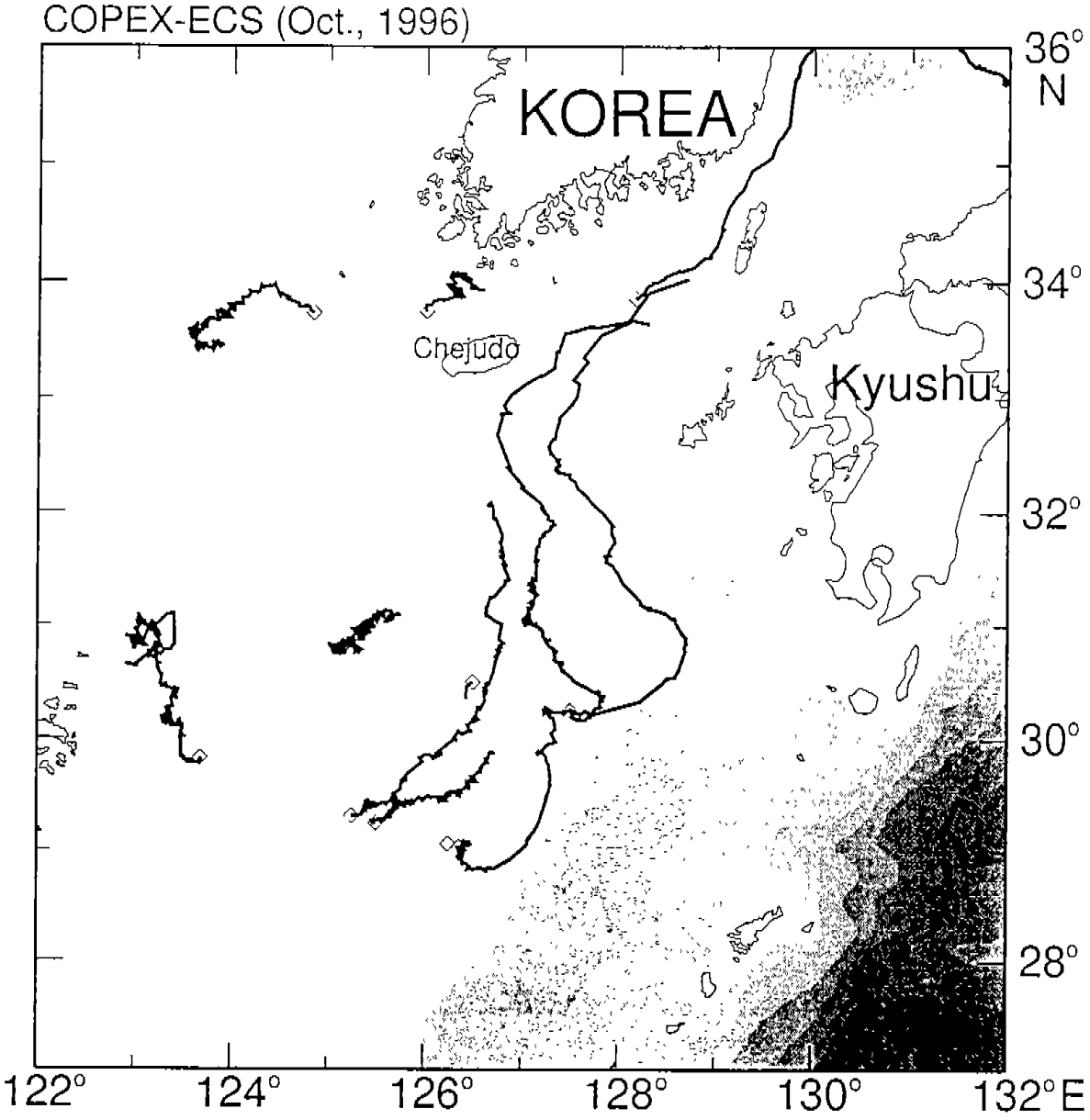


Fig. 2-5. A composite map of all trajectories of satellite-tracked drifters deployed in the East China Sea in 1996. Symbol '◇' denotes release points.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

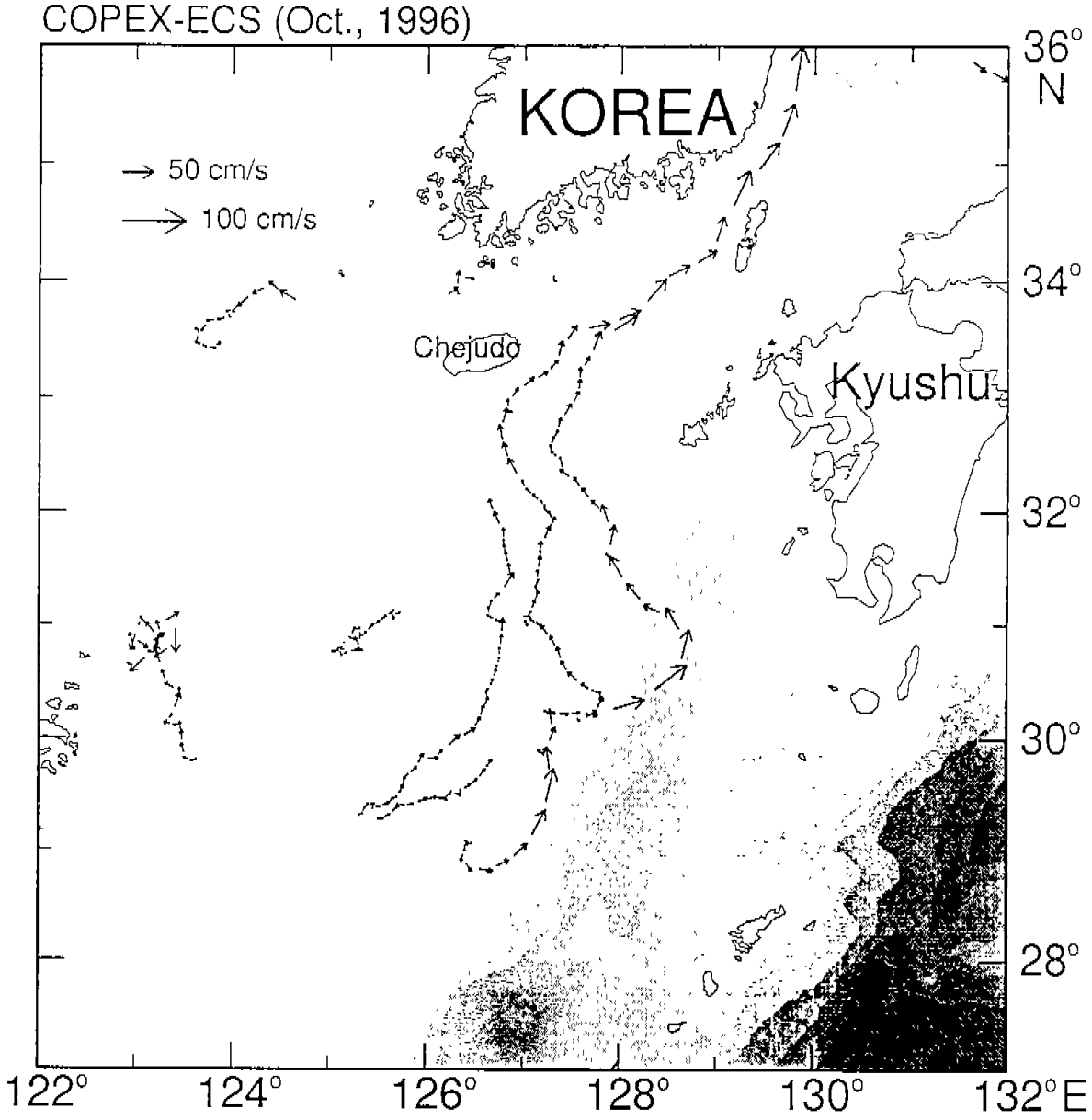


Fig. 2-6. Ensemble of satellite-tracked drifter trajectories deployed in the East China Sea in 1996 marked by arrows representing daily mean current. The scale of arrow vectors is marked in the upper left pannel.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

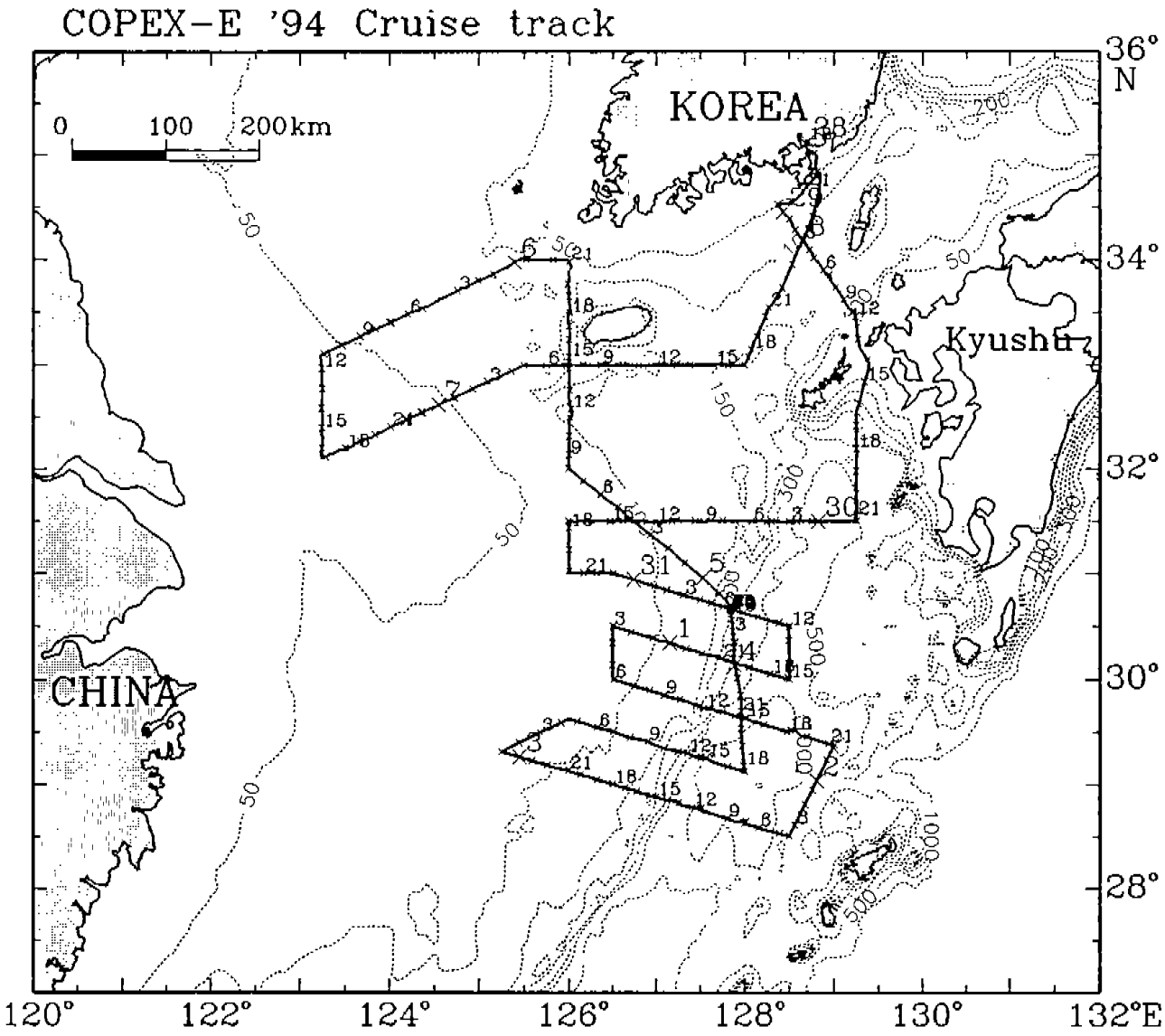


Fig. 2-7. Survey line for ADCP measurements during August-September 1995 (R/V Onnuri).

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

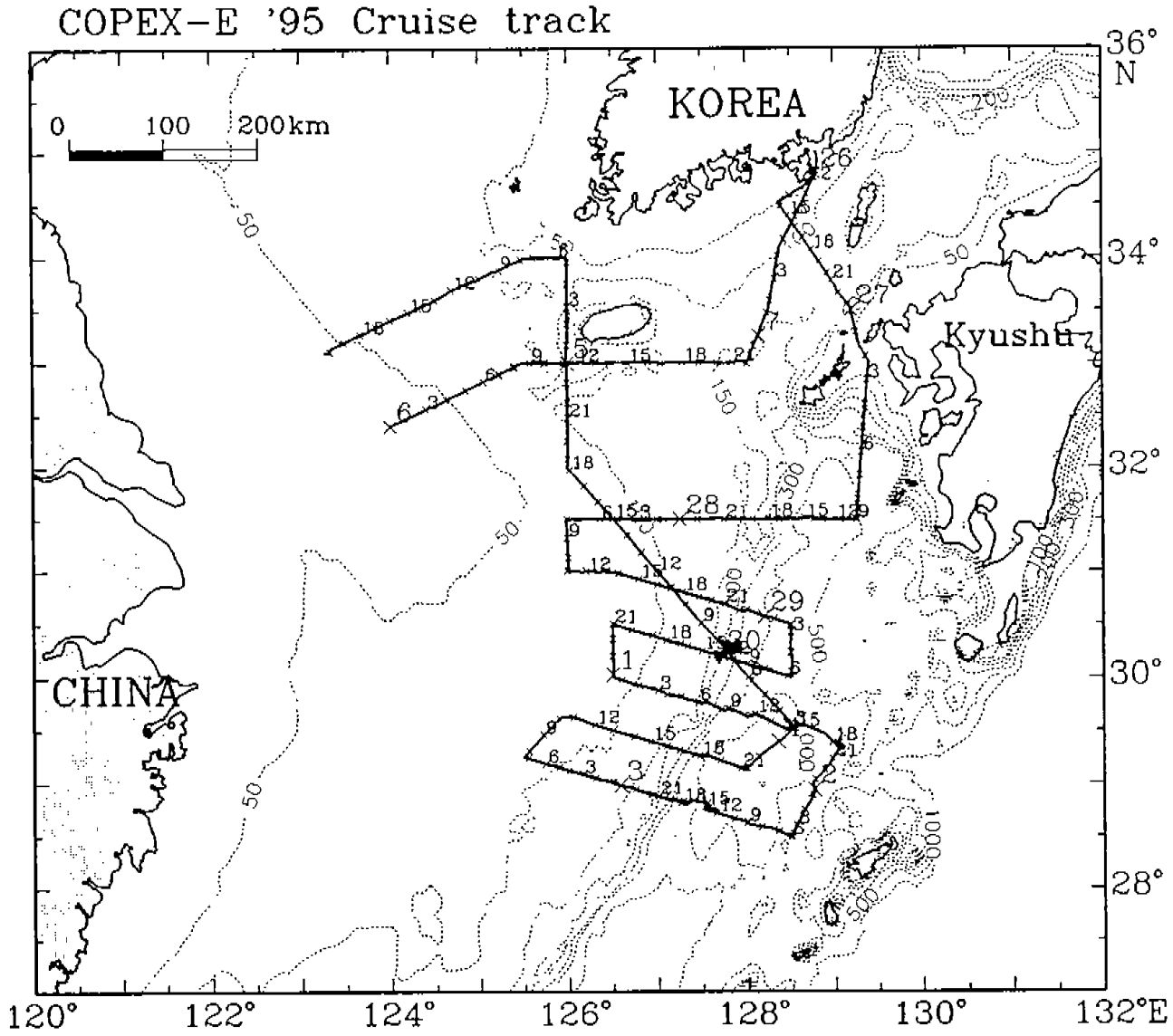


Fig. 2-8. Survey line for ADCP measurements during April-May 1995 (R/V Onnuri).

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

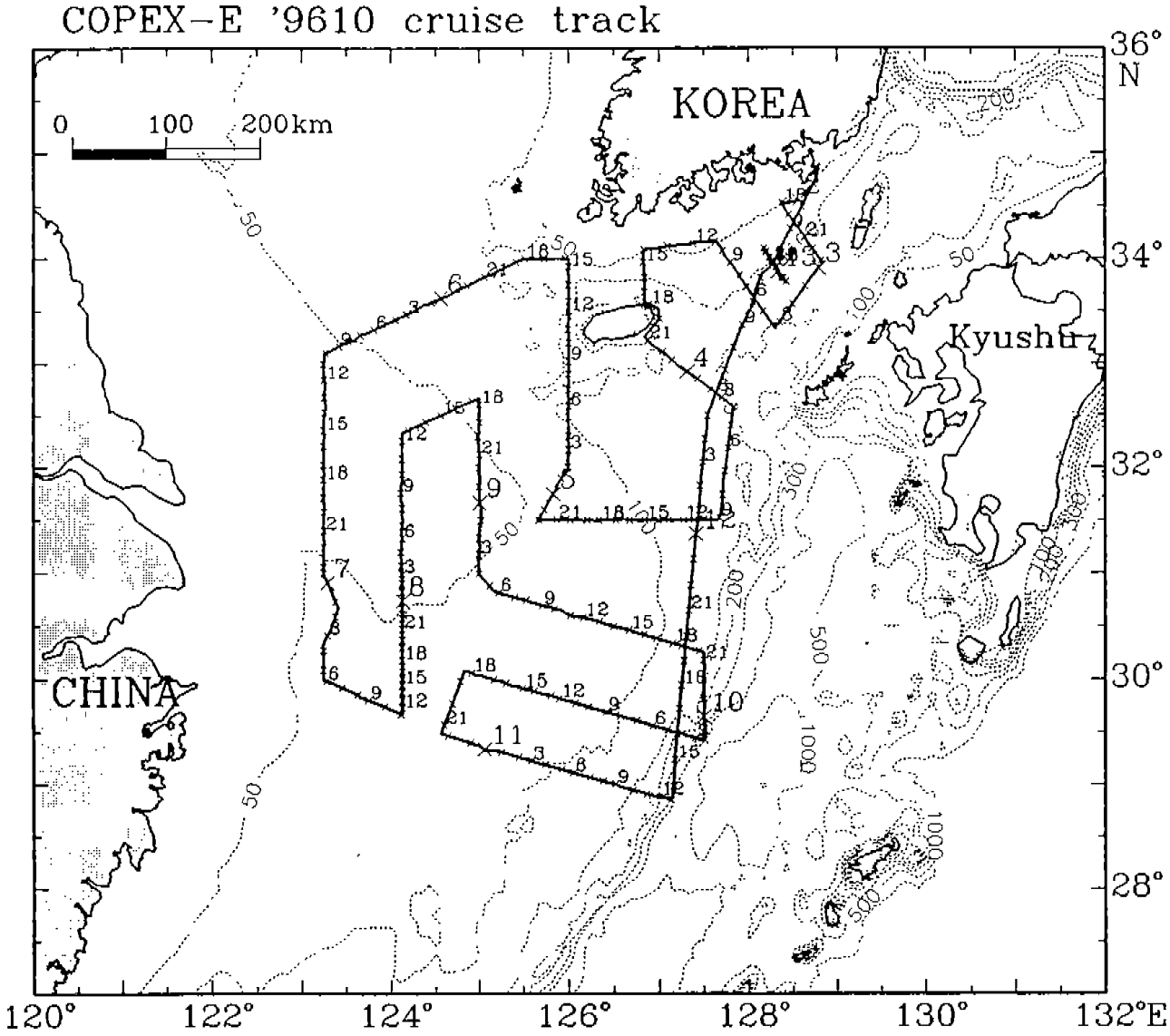


Fig. 2-9. Survey line for ADCP measurements in October 1996 (R/V Onnuri).

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

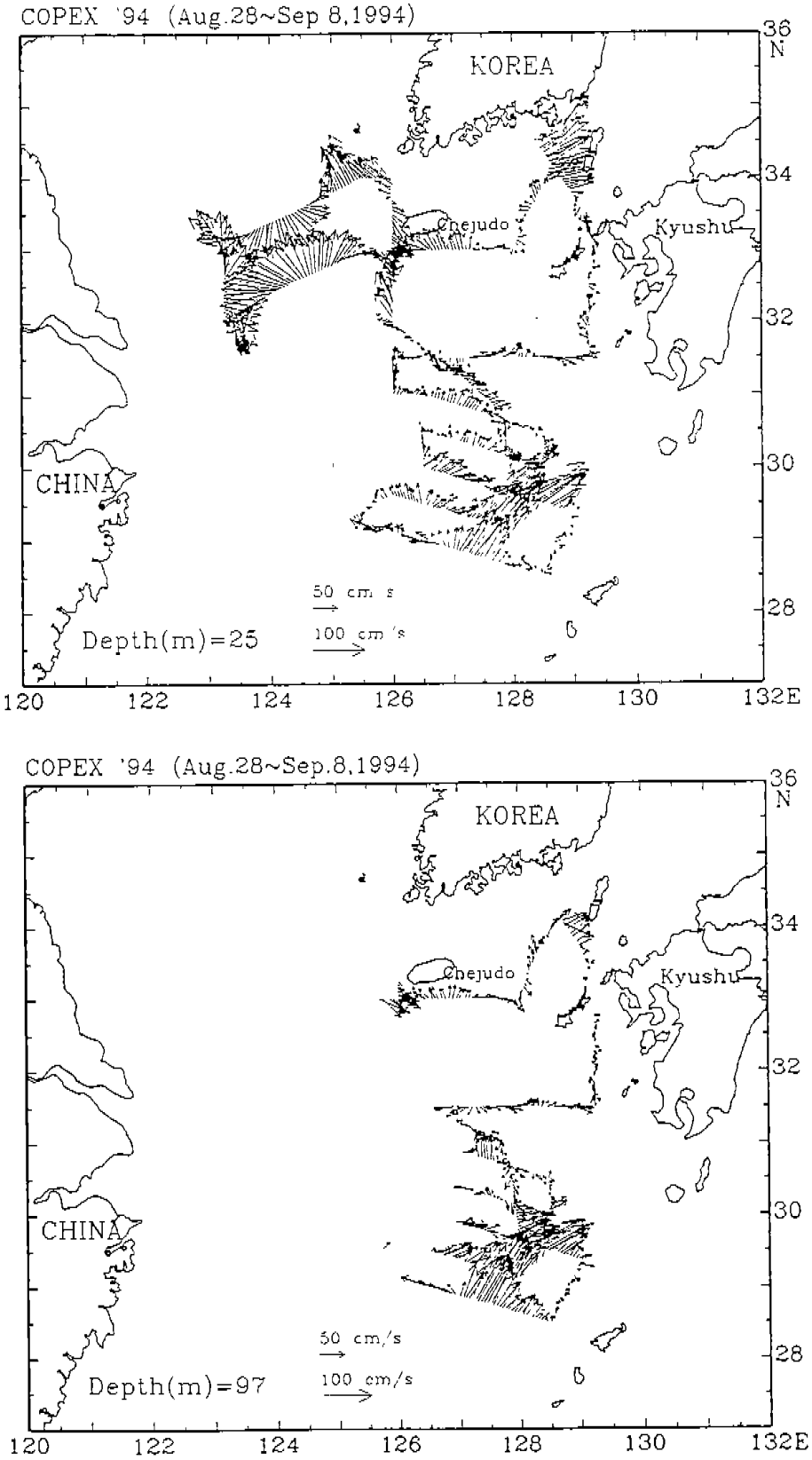


Fig. 2-10. Distributions of horizontal velocities measured by ADCP at (a) 25 m and (b) 97 m during August-September 1994.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

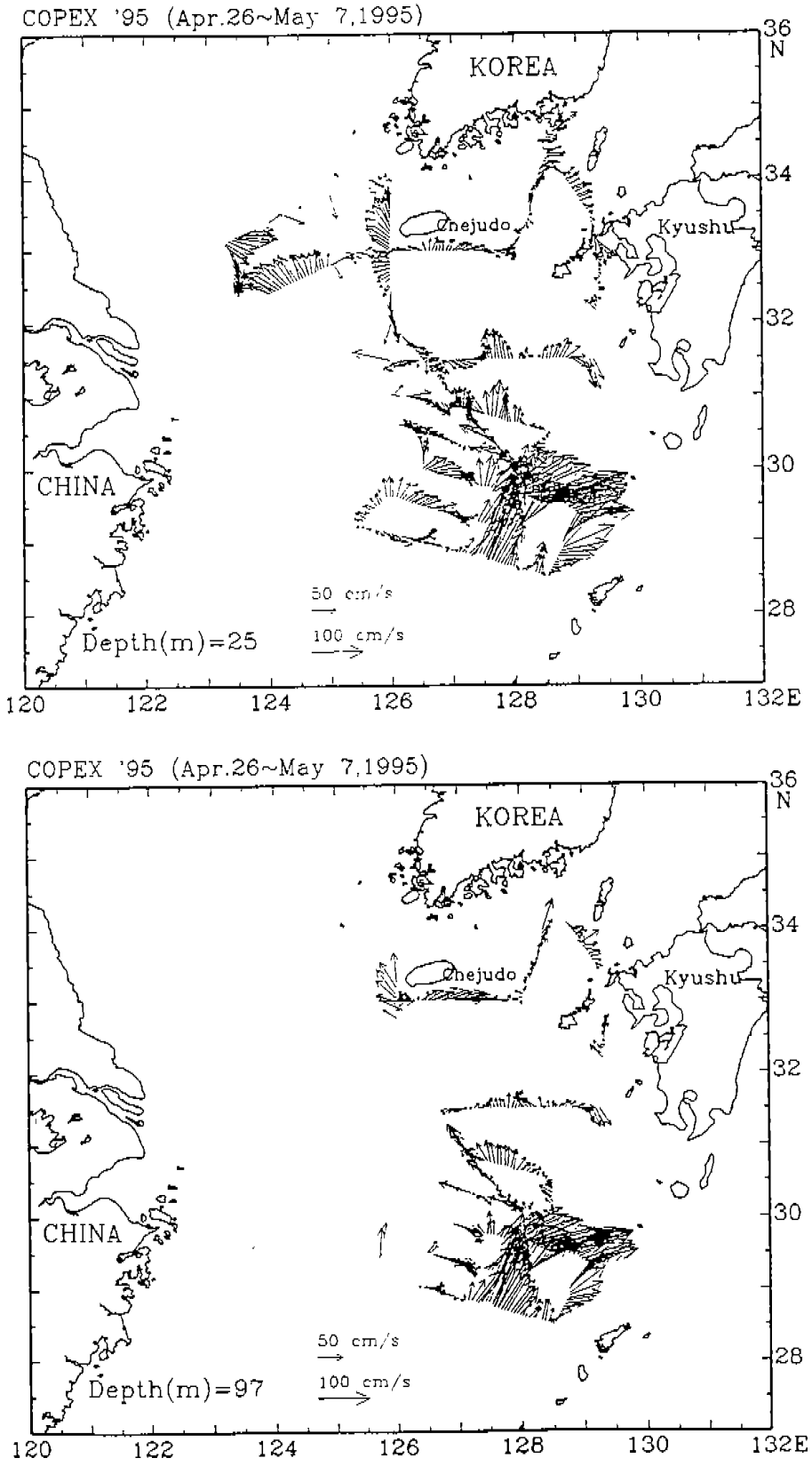


Fig. 2-11. Distributions of horizontal velocities measured by ADCP at (a) 25 m and (b) 97 m during April-May 1995.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

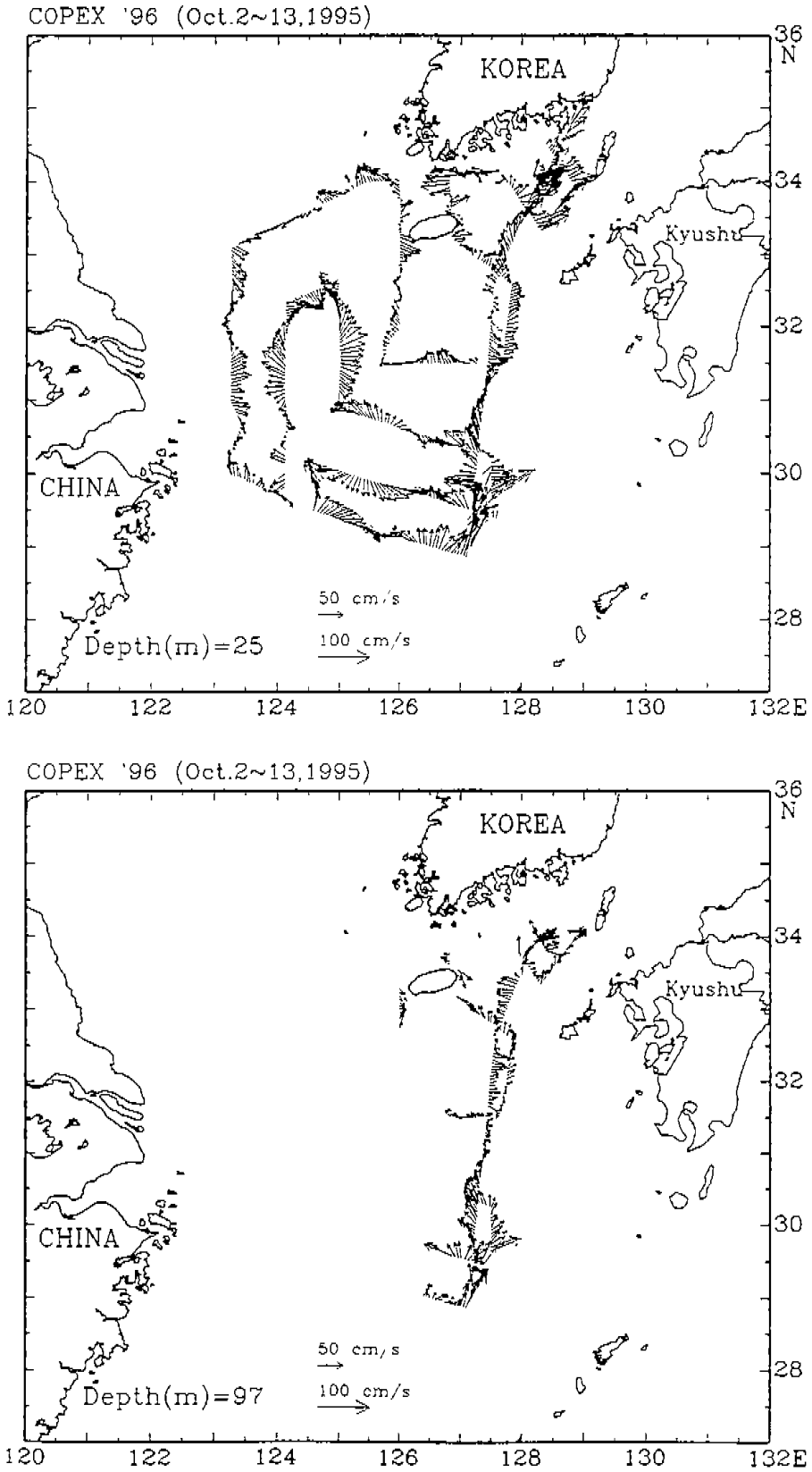


Fig. 2-12. Distributions of horizontal velocities measured by ADCP at (a) 25 m and (b) 97 m in October 1996.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

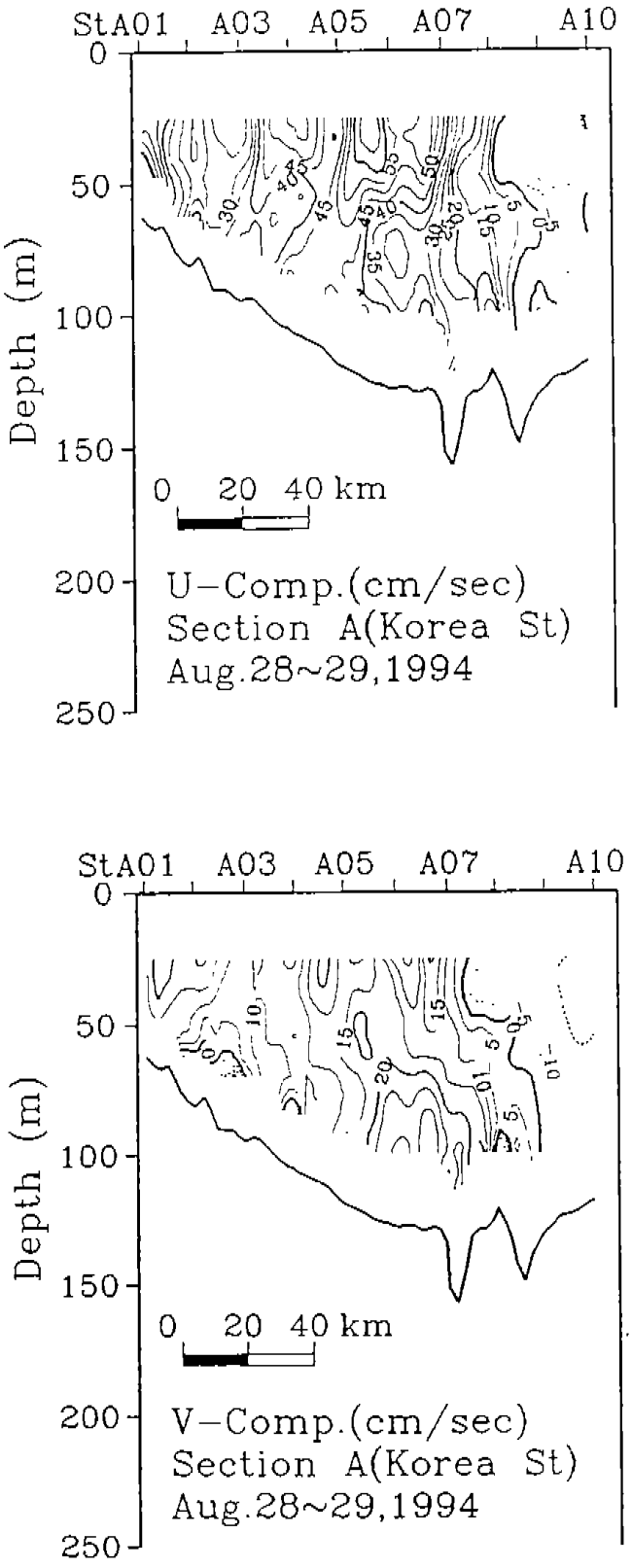


Fig. 2-13. Vertical distributions of current velocity measured by ADCP along section A in August 1994. (a) east-west component and (b) north-south component.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

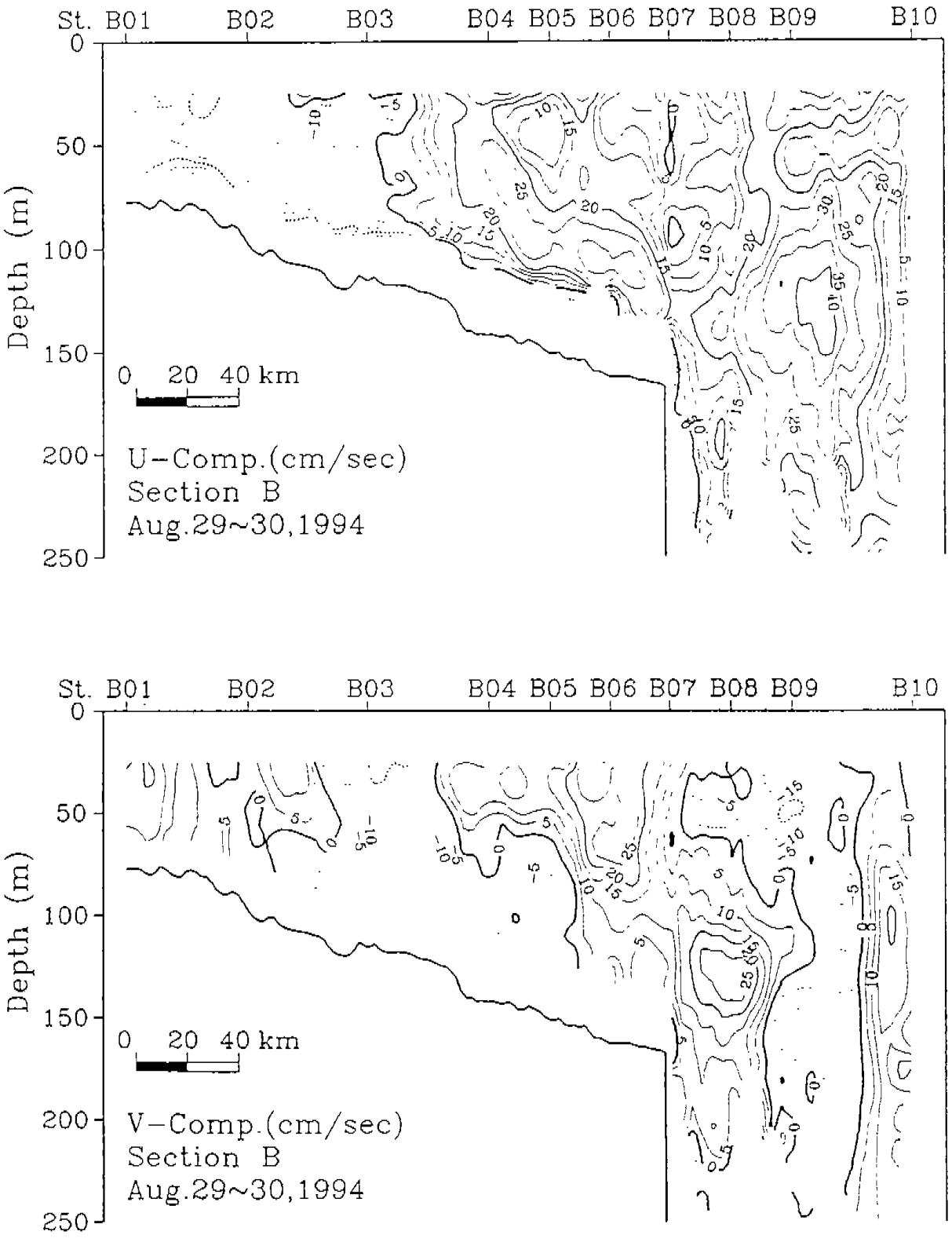


Fig. 2-14. Vertical distributions of current velocity measured by ADCP along section B in August 1994. (a) east-west component and (b) north-south component.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

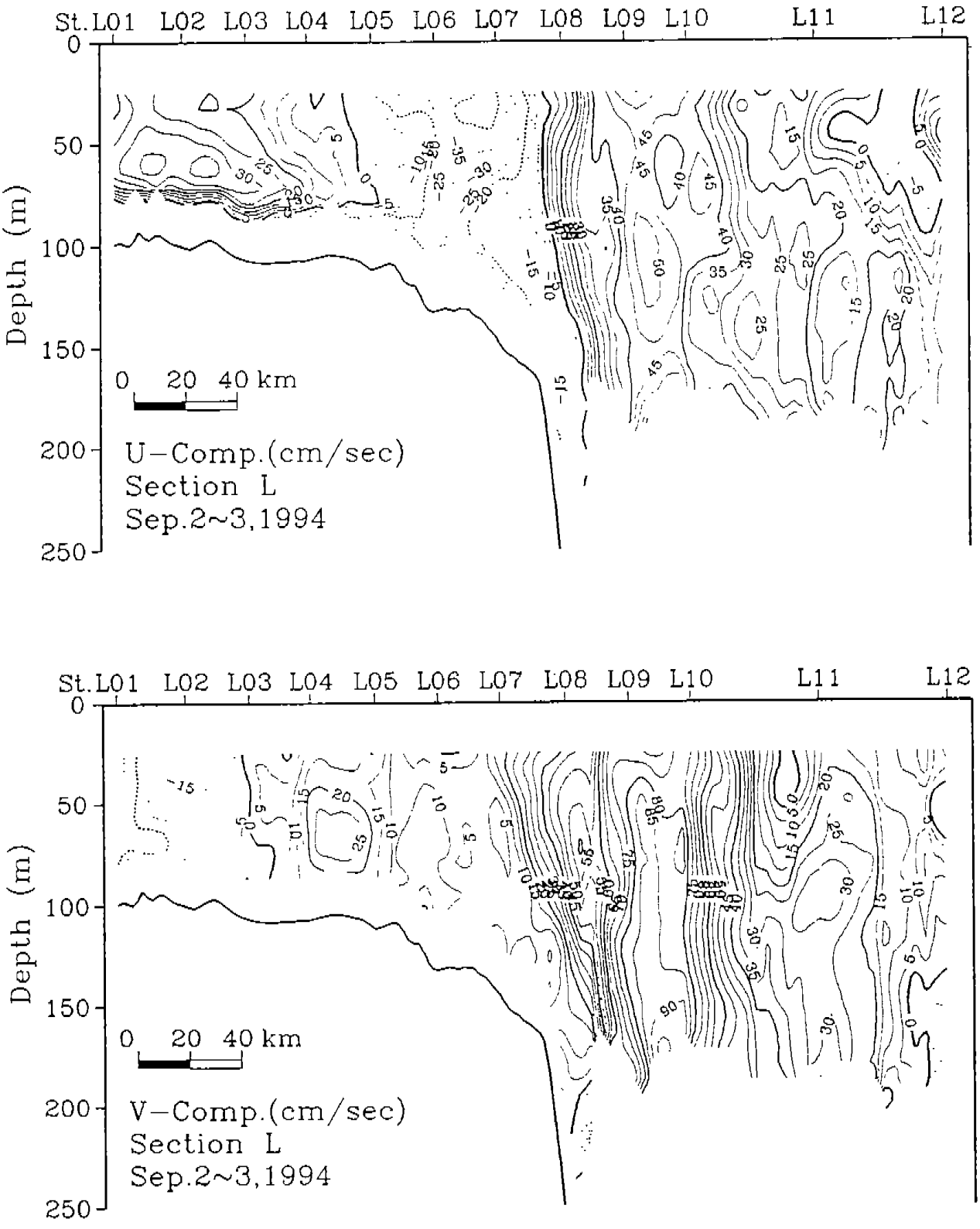


Fig. 2-15. Vertical distributions of current velocity measured by ADCP along section L in September 1994. (a) east-west component and (b) north-south component.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

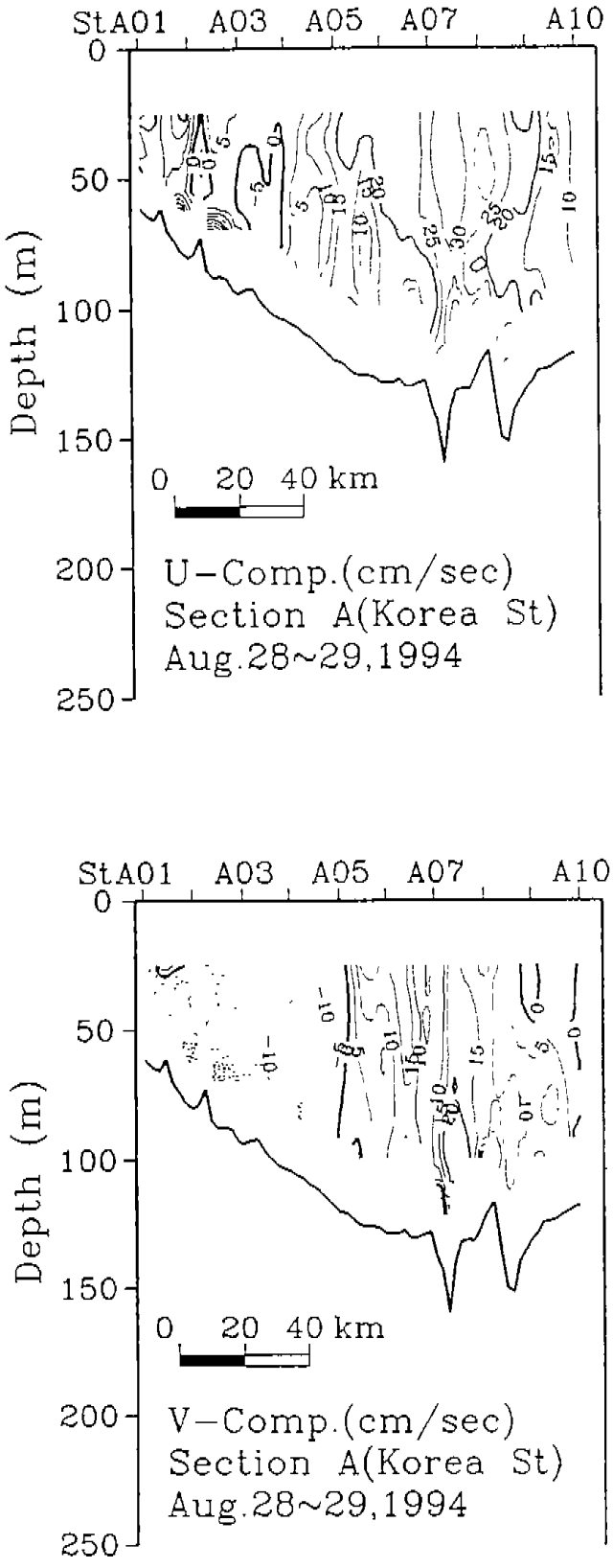


Fig. 2-16. Vertical distributions of current velocity measured by ADCP along section A in April 1995. (a) east-west component and (b) north-south component.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

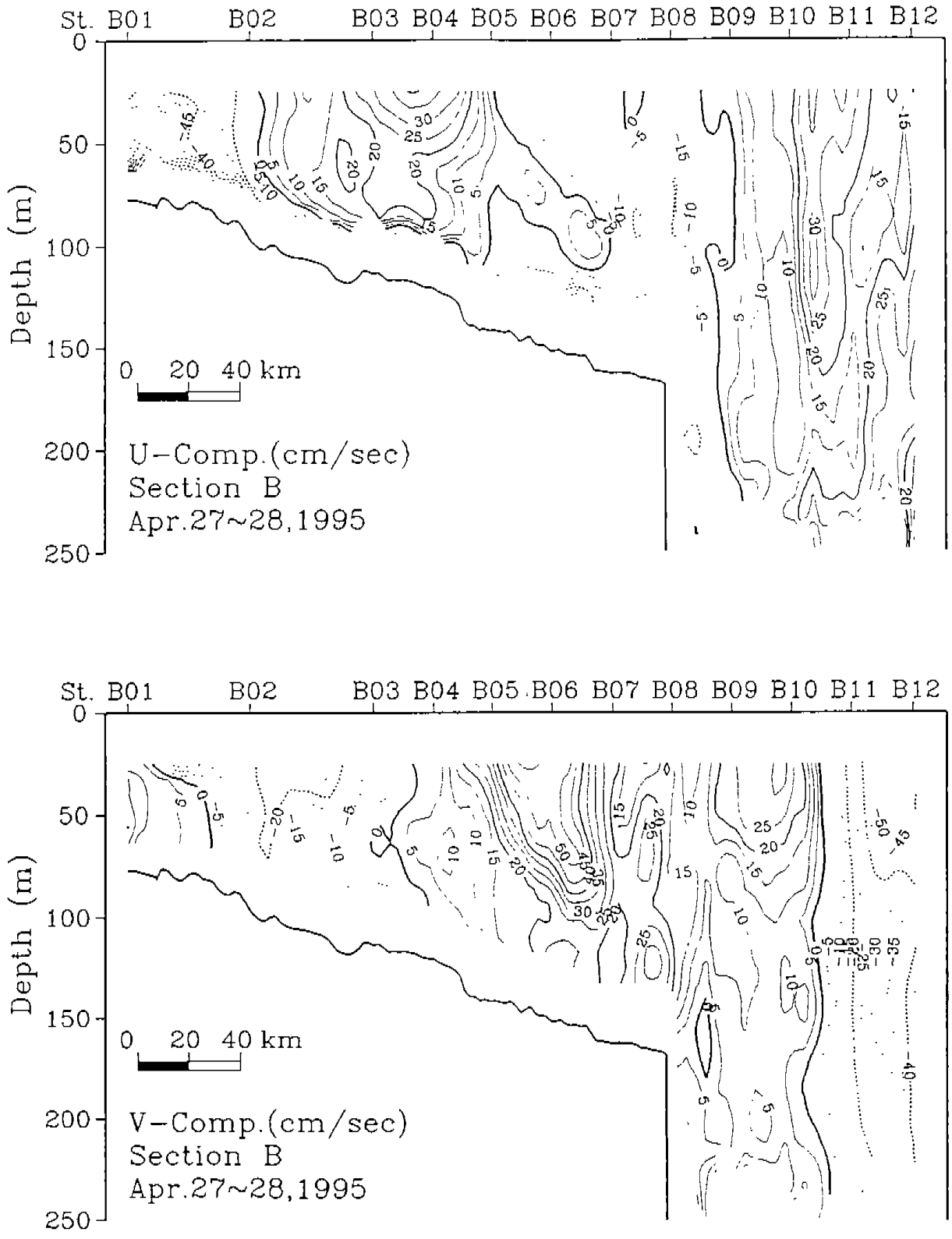


Fig. 2-17. Vertical distributions of current velocity measured by ADCP along section B in April 1995. (a) east-west component and (b) north-south component.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

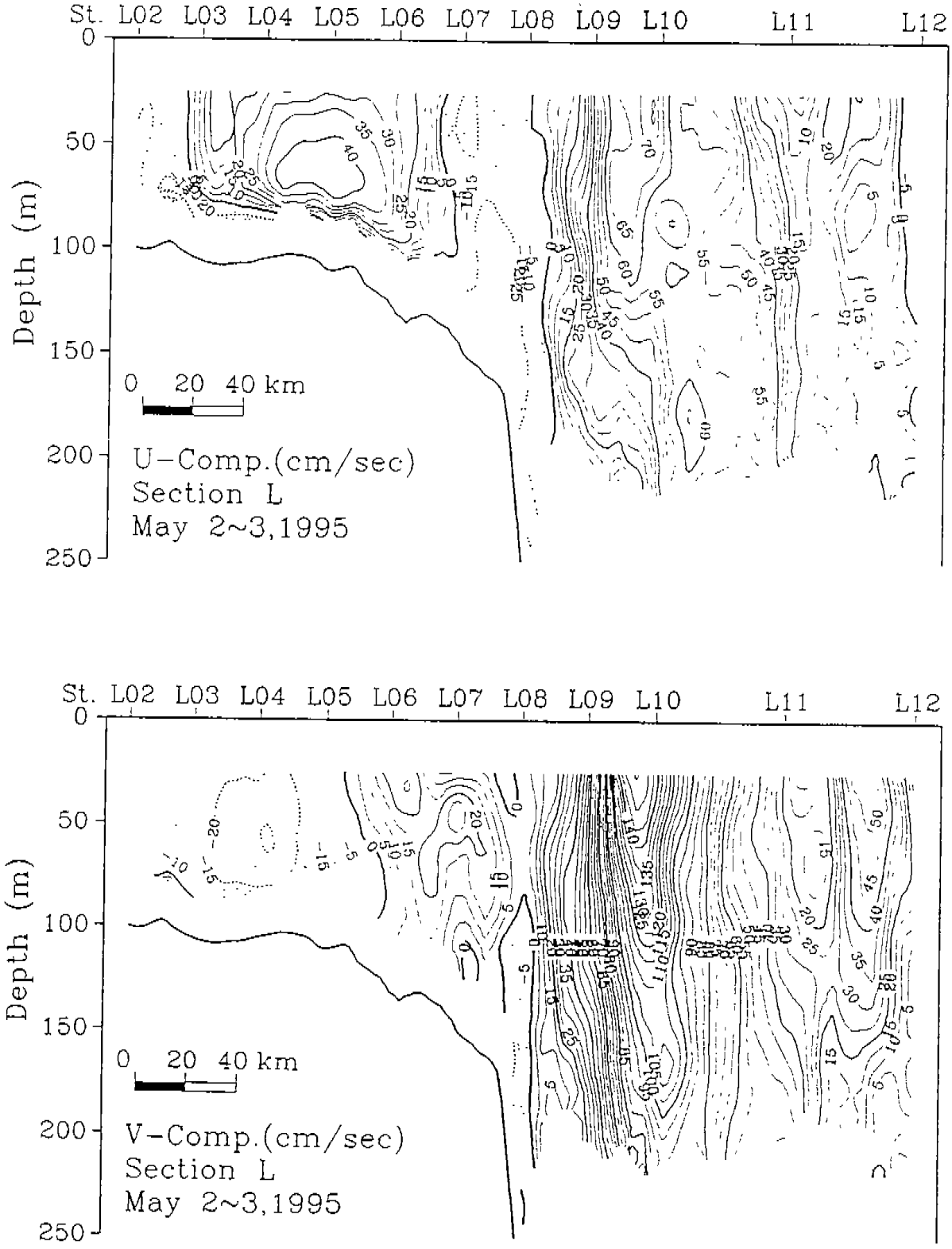


Fig. 2-18. Vertical distributions of current velocity measured by ADCP along section L in May 1995. (a) east-west component and (b) north-south component.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

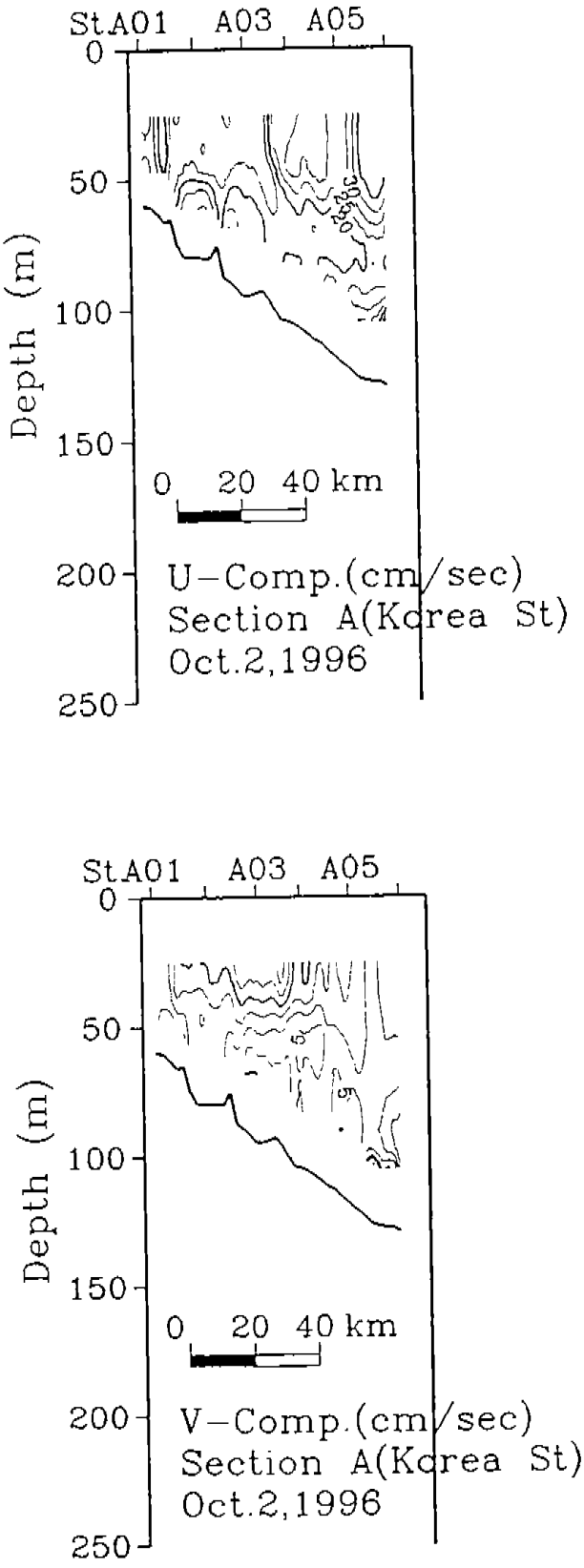


Fig. 2-19. Vertical distributions of current velocity measured by ADCP along section A in October 1996. (a) east-west component and (b) north-south component.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

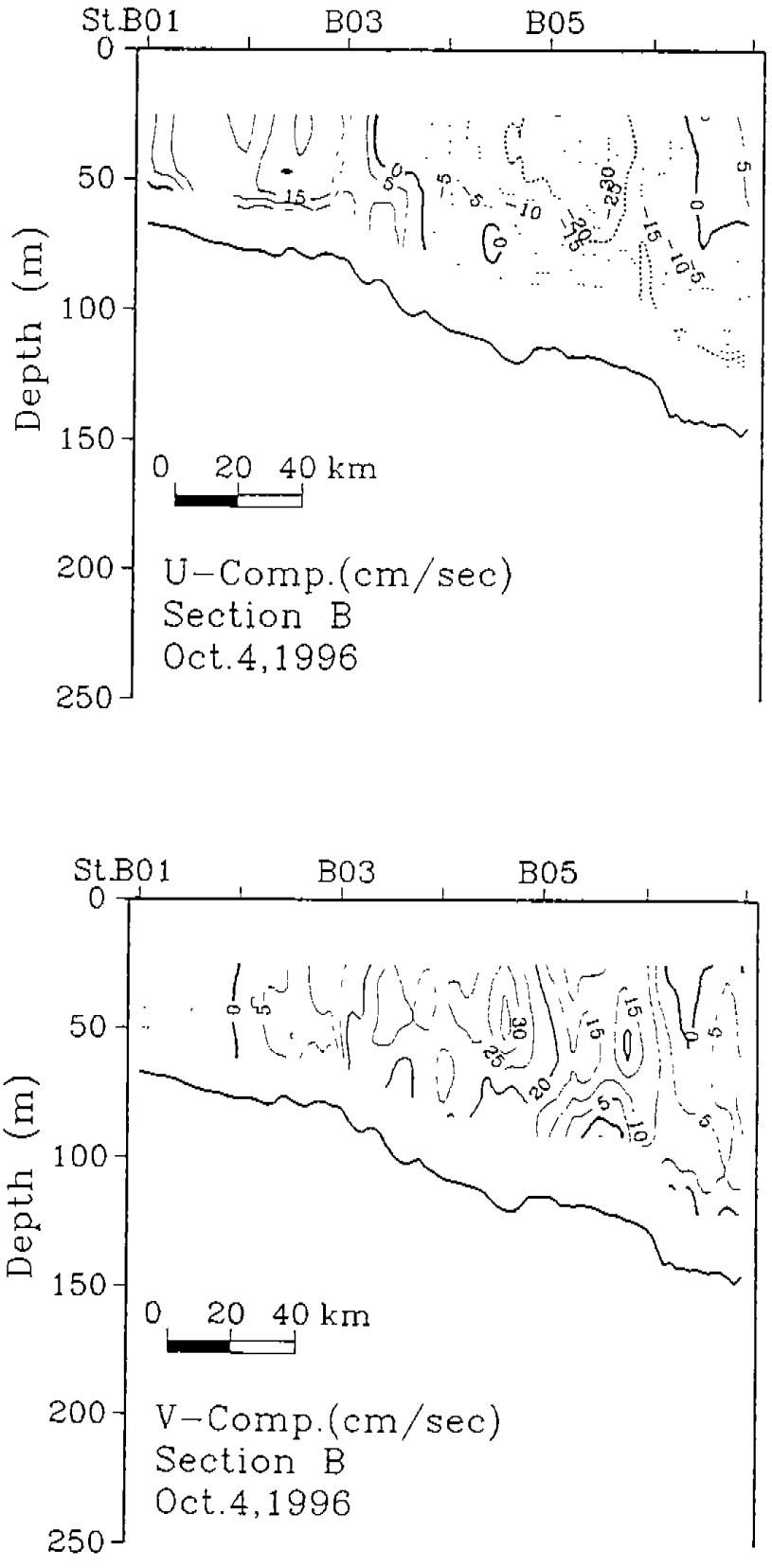


Fig. 2-20. Vertical distributions of current velocity measured by ADCP along section B in October 1996. (a) east-west component and (b) north-south component.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

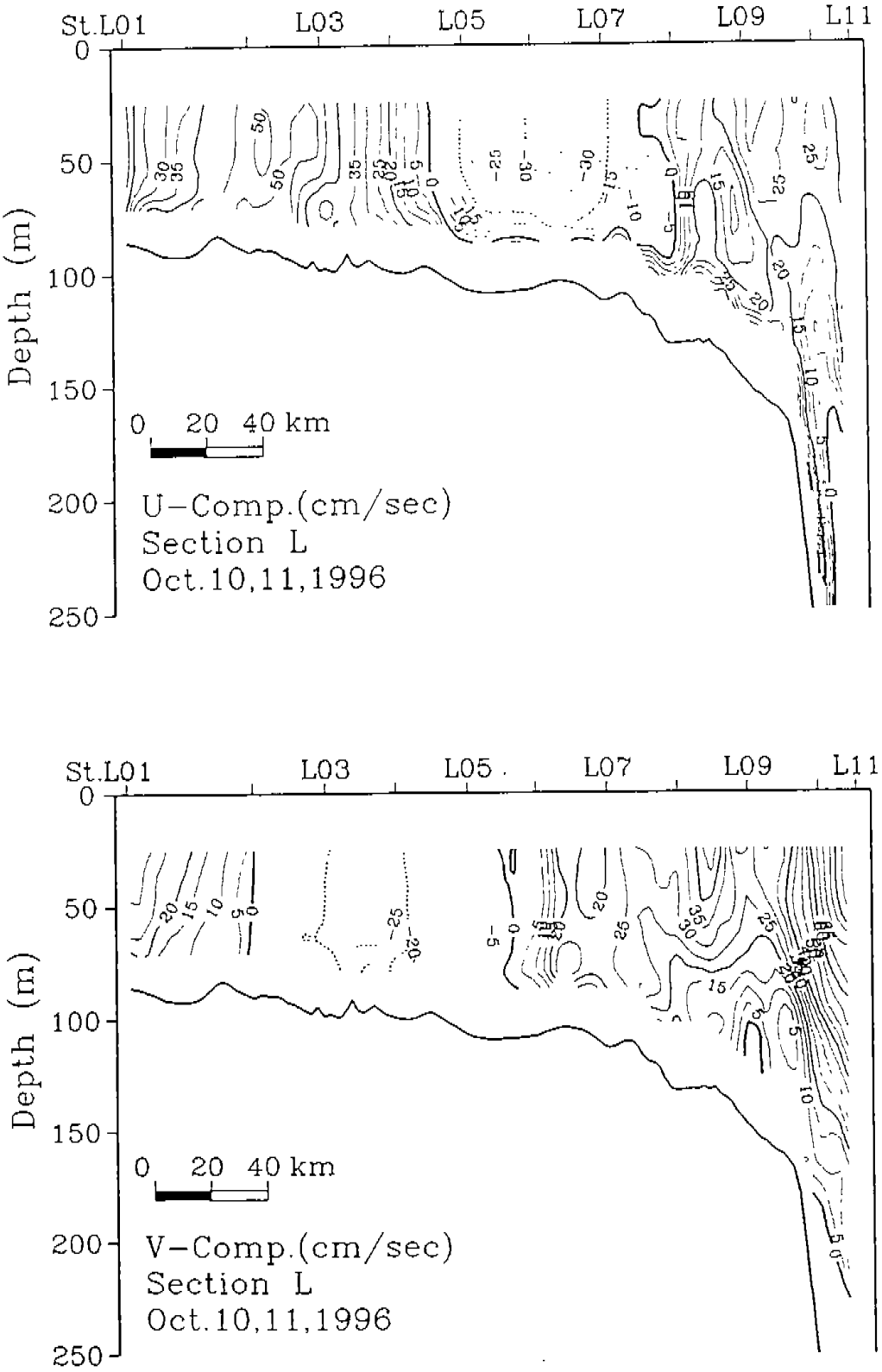


Fig. 2-21. Vertical distributions of current velocity measured by ADCP along section L in October 1996. (a) east-west component and (b) north-south component.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

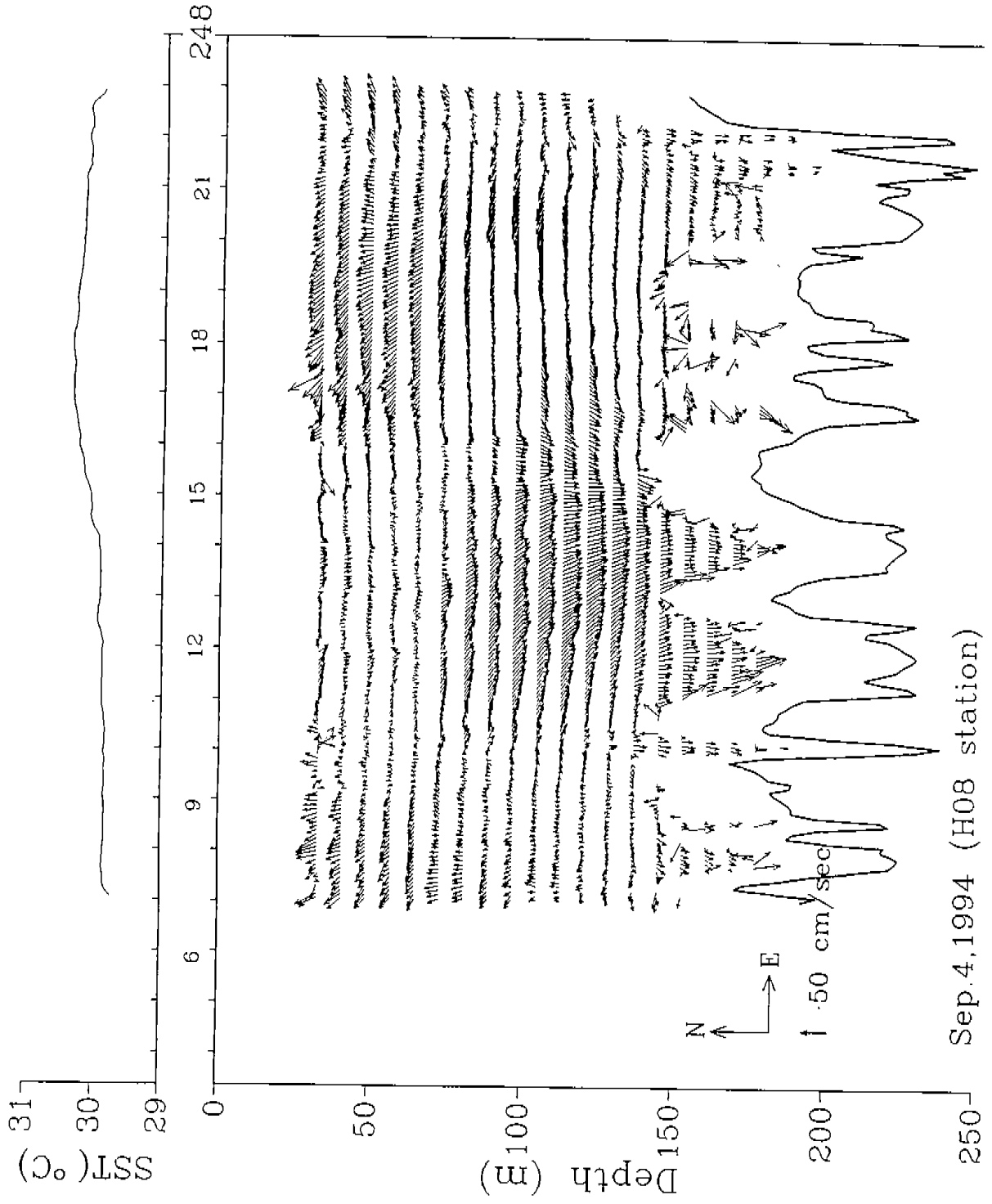


Fig. 2-22. Vertical distributions of current vector and SST observed by ADCP for 15 hours around St. H8 in September 1994.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

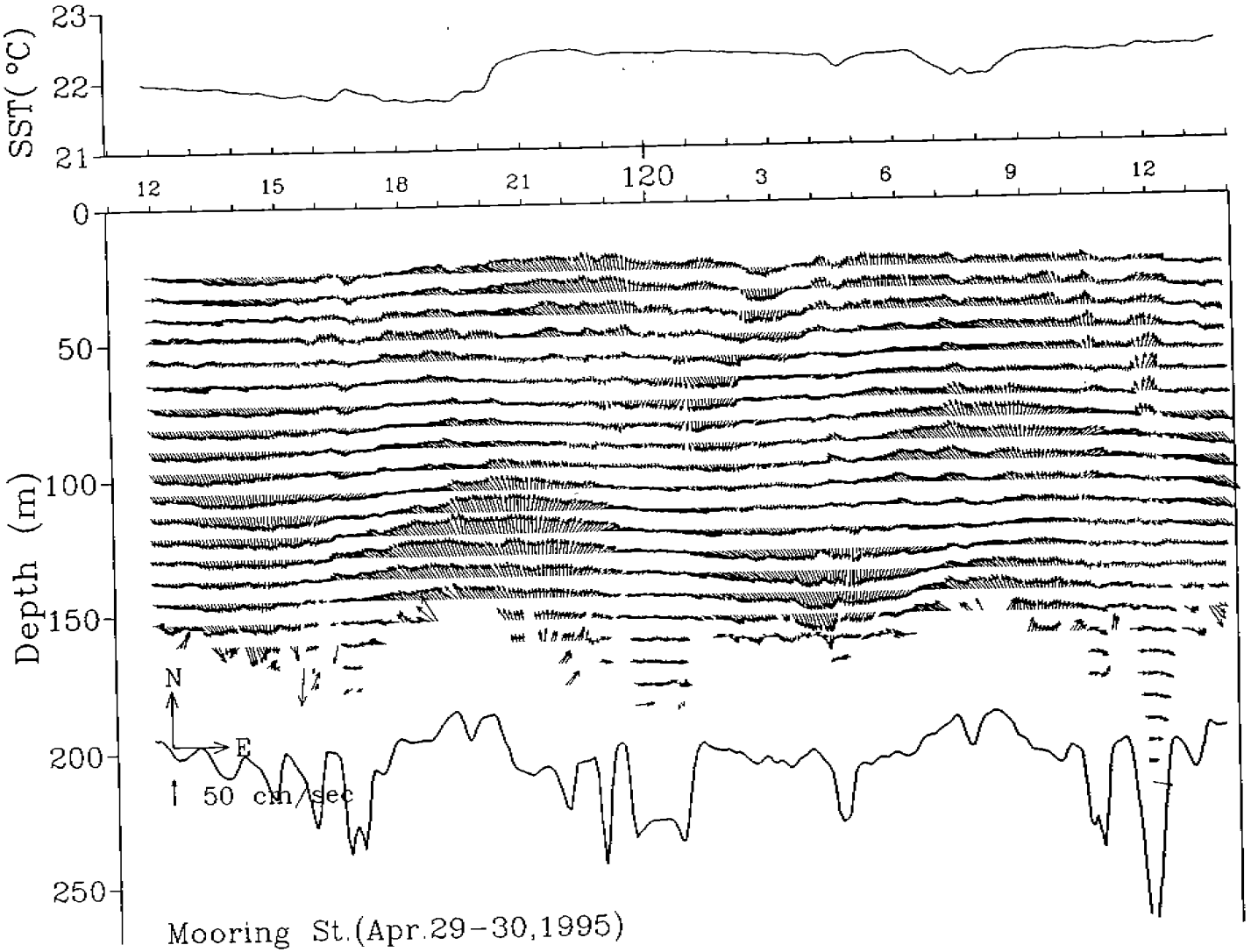


Fig. 2-23. Vertical distributions of current vector and SST observed by ADCP for 25 hours around St. M in May 1995.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

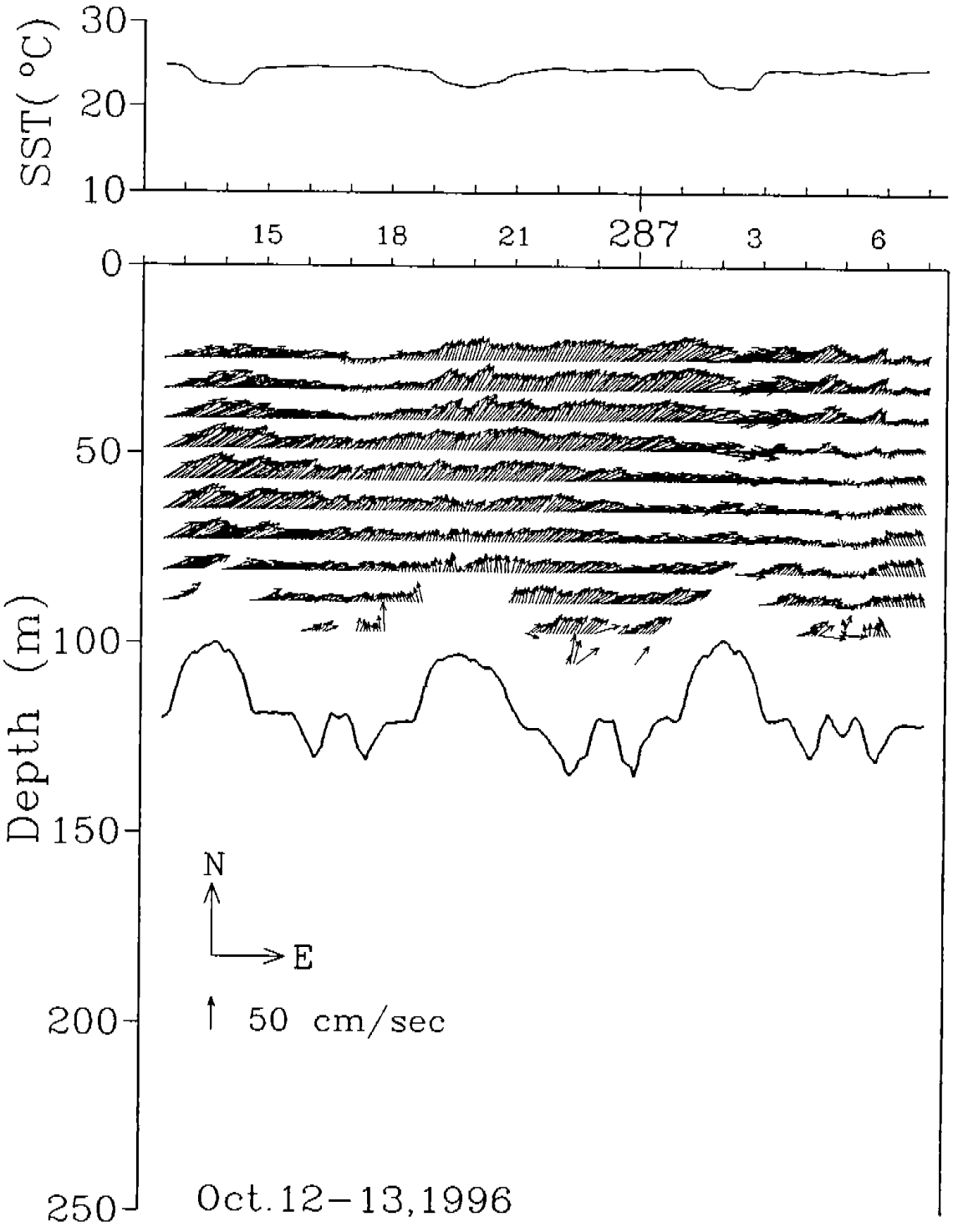


Fig. 2-24. Vertical distributions of current vector and SST observed by ADCP for 18 hours around St. MB in October 1996.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

제 3 장 동중국해 동부역에서의 상층해류장

Surface Current Field in the Eastern East China Sea

1991년도부터 1996년도까지 6년간 조사한 위성부이의 이동궤적과 부이 투하시 조사한 CTD자료를 종합하여 동중국해 동부역의 상층해류의 구조와 높은 신뢰성을 갖는 해류장을 제시하였다. 물론, 매 조사시 많은 수의 부이를 넓은 해역에 골고루 투하하지 못하였기에 계절별 해류장의 공간구조를 체계적으로 분석할 수는 없었으나 특징적 분포를 밝힐 수 있었다.

동중국해 동부역에서의 상층해류장은 다음과 같은 구조적 특징을 갖는다.

(1) 동중국해 대륙사면을 따라 북동진하는 쿠로시오는 큐슈 서부역에 위치한 Okinawa Trough의 깊은 골 입구에서 동으로 방향을 전환한 후 토까라해협으로 진입한다.

(2) 쿠로시오의 방향전환 부근에서 쿠로시오의 연안쪽 가장자리가 본류로부터 분리되어 대마난류의 기원을 이루며, 분리된 이 난류는 깊은 골 왼쪽 대륙사면과 바깥쪽 대륙붕을 따라 북상한다.

(3) 대륙붕상의 쿠로시오 지류는 제주도 동부역을 통과하면서 북동으로 방향을 전환하며 유속이 증가한다.

(4) 대마난류의 다른 일부 즉, 골의 대륙사면을 따라 북상하는 부분은 골을 시계방향으로 돌아 나가서 큐슈 남단에서 쿠로시오 본류에 합류하게 된다. 따라서 큐슈 서안에서는 남진하는 연안류가, 골의 북부역에서는 시계방향의 소용돌이가 형성된다.

한편, 상층해류장에 대한 연구내용과 결과를 전문학술 잡지에 투고하기 위하여 영문으로 작성하였다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

1. ABSTRACT

Surface current field in the eastern East China Sea (ECS) is constructed, based on trajectories of satellite-tracked surface drifters. Fifty eight drifters of WOCE type were released during 1991-1996, mostly in the eastern ECS. Composite trajectories provided us for the first time with more comprehensive, reliable current field than current field derived from GEK data (Qiu and Imasato, 1990) and schematic circulation patterns previously suggested. The basic current field composes of the eastward turning toward the Tokara Strait of the northeast flowing Kuroshio along the continental slope, a northward branch current of the Kuroshio on the ECS outer shelf deeper than 100 m, an anticyclonic circulation in the northern Okinawa Trough west of Kyushu, and the northeastward Tsushima Current in the Korea Strait north of a line connecting Cheju-do and Goto Islands, Japan. The basic pattern of current field does not change radically from winter to summer, even though local changes are remarked in smaller scale structures. Branching of the Yellow Sea Warm Current from the northward branch current on the outer shelf is not evidenced by the drifter experiment.

2. 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/inward contraction of fresher shelf water, even though the latter 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 by Lie and Cho (1994).

A comprehensive surface current field has been derived from historical Japanese geoelectrokinetograph (GEK) data accumulated for a period of more than thee decades (Qiu and Imasato, 1990). The current field seems to properly represent the main path of Kuroshio with its eastward turning southwest of Kyushu, but no branch current of the Kuroshio is clearly seen on the shelf and near the shelf edge. Recently, Lie and Cho (1994) deployed

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

satellite-tracked drifters west of Kyushu during 1991-1992 and observed a northward branch current along the western shelf edge of the deep trough west of Kyushu which transported saline Kuroshio water.

Ship-born Acoustic Doppler Current Profilers (ADCP) have been widely used to measure oceanic currents since mid 1980s, but no effective methods to remove tidal signals in the ADCP data have been suggested up to now. Moorings of current meters are one of the best ways to measure currents, but they cost expensive with no safe retrieval in the ECS due to strong fishing activities all the year round. An alternative of direct current measurements is tracking of cost effective drifters. Deployment of drifters is easily conducted with no skill.

An extensive drifter experiment in the eastern ECS has been performed during the Coastal Ocean Process Experiment of East China Sea (COPEX-ECS) in 1994-1996, initiated by Korea Ocean Research and Development Institute (KORDI). Its main purpose is to investigate branching of the Kuroshio southwest of Kyushu and to get information on the surface circulation of the eastern ECS. In the study, we present a surface current field of the eastern ECS, based on all available drifter data collected by KORDI.

3. DRIFTER EXPERIMENT

Fifty eight satellite-tracked drifters were released at different times during 1991-1996, mostly in the eastern ECS and partly in the northern ECS. Number of drifters released each year is three in 1991, seven in 1992, five in 1993, thirteen in 1994, fourteen in 1995, and sixteen in 1996. Most drifters were launched on the outer shelf deeper than 100 m and the continental slope, while a few were deployed on the middle shelf 70-100 m deep and in the northern ECS. Information on the drifter experiment such as date and location of releases, water depth, and drogue depth is listed in Table 2-1.

The drifters were of the World Ocean Circulation Experiment (WOCE) type, equipped with a thermistor for sea surface temperature and holey sock drogue 644 cm long. Of fifty eight drifters, forty two (???) were of the standard type, drogued at 15 m below sea surface and the others were drogued at deeper depths of 30 m or 50 m. Positions of drifters released in 1991 and 1992 were transmitted for 8 hours a day and those in 1993-1996

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

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 where strong tidal currents exist

4. SURFACE CURRENT FIELD

A composite map of all trajectories positioned during 1991-1996 is presented as spaghetti diagram in Figure 3-1. Trajectories of standard drifters are marked in red color, and those of drifters drogued at the deeper depths marked in blue color. Trajectories in the deep Okinawa Trough west of the Tokara Strait run generally parallel to west-east direction along which the Kuroshio main stream flows into the Strait, but those in the northern end of the Trough north of the Kuroshio seem to turn round inside the trough west of Kyushu. On the shelf, trajectories are distributed in the south-north direction on the outer shelf deeper than 100 m between Cheju-do and the Kuroshio, and in the southwest-northeast in the Korea Strait north of a straight line connecting Cheju-do and Goto Islands, Japan (hereafter, the line is called Cheju-do line).

Figure 3-2 shows data number 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 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. Box average current vectors in Figure 3-3 were estimated from the trajectories. The Kuroshio main stream is identified by strong current vectors with speed of about 1 m/s, stronger than that estimated from GEK data (Qiu and Imasato, 1990). The northeast flowing Kuroshio along the continental slope of ECS is clearly shown to turn its direction to the east toward the Tokara Strait after leaving the slope. The eastward turning of the Kuroshio is more obviously seen on the trajectories. In the neighbourhood of the turning point of the Kuroshio, the Kuroshio is separated into the main stream and a branch current (Lie et al., 1995). The branch current with 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 and southwest of Goto Islands, it is bifurcated 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

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

south along the west coast of Kyushu and accompanied by an anticyclonic circulation in the northern trough. The anticyclonic circulation has been also observed in autumn (Hsueh al., 1996). The northward continuing flow turns sharply its direction from north toward northeast after passing the Cheju-do line.

The northeastward flow maintains its direction between Cheju-do and Tsushima Island, roughly parallel to isobaths. A drifter, deployed southwest of Chejudo, turned around Cheju-do and moved into the Korea Strait after passing through the Cheju Strait in autumn. An eastward channel flow in the Cheju Strait is also seen on drifter trajectories in summer (Beardsley et al., 1992) and in moored current data collected in spring (Chang et al., 1995). This supports that the eastward channel 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 composes mainly of the northeast extension of the branch current and the eastward flow passing through the Cheju Strait. The flow in the western channel of the Korea Strait is much stronger with a speed of more than 50 cm/s than in the eastern channel. The eastward channel flow in the Cheju Strait may contribute to an increase in flow speed in the western channel of the Korea Strait.

5. SEASONAL VARIATION OF SURFACE CURRENTS

Water column on the ECS shelf is strongly stratified in warm season, but well mixed or weakly stratified in 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 variation of the surface current field. To do it, trajectories and box average current vectors are constructed for both the warm season (mid April to mid October) and the cold season (mid October to mid April).

Spaghetti diagrams of trajectories for the two seasons are presented in Figures 3-4 and 3-5. The Kuroshio path in the cold season is not clearly seen in Figures 3-5 and 3-7, since small number of drifters were deployed across the continental slope. However, WOCE drifter data show clearly the eastward turning of the Kuroshio west of Tokara Strait (data provided from Atlantic Oceanography and Meteorology Laboratory, NOAA, 1995). When the

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

eastward Kuroshio is taken into consideration, the seasonal flow patterns are generally similar, both showing the eastward Kuroshio west of the Tokara Strait, the northward branch current on the outer shelf west of Kyushu, and the northeast extension of the branch current in the Korea Strait. However, structures of smaller scale are somewhat different.

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 (Figure 3-4). Furthermore, the northward current in the warm season is stronger than in the cold season (Figure 3-6). Reasons for the bent trajectories are not clarified, but might be expected to be associated with in the Kuroshio front (e.g., Qiu et al., 1990) and the outward extension of the coastal water in summer, mostly the Changjiang diluted water (Lie and Cho, 1994). Drifters which were deployed in the southern area of the Cheju-do line, approached closer to the southern Korean coast in the warm season than in the cold season, while those in the cold season shifted toward the northwestern Kyushu coast. In the cold season, a surface to bottom thermohaline front forms roughly along a line between Cheju-do and the southern tip of Tsushima Island as pointed out by Lie and Cho (1994) and drifters coming from the south hardly crossed 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 is largely filled in with fresh coastal water coming from the west. Therefore, drifters shifted to the Korean coast in the warm season. Also is seen a slight discrepancy in the deep trough west of Kyushu where an anticyclonic circulation is formed commonly for the two seasons.

6. CONCLUSIONS

The drifter experiment conducted in the eastern ECS during 1991-1996 provided us for the first time with more comprehensive, reliable surface current field than the previous schematic circulation patterns, based on historical hydrographic or a current field constructed from GEK data. The drifter data show that the basic pattern of current field composes of the eastward turning of the Kuroshio, the northward branch current on the outer shelf, the anticyclonic circulation in the northern Okinawa Trough west of Kyushu, the northeastward channel flow in the Korea Strait. The basic

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

pattern does not change radically from the warm season to the cold season, even though local changes are remarked in smaller scale structures. The Yellow Sea Warm Current (YSWC) has been suggested to be branched from the northward branch current west of Goto Islands (e.g., Uda, 1934; Nitani, 19720, but its branching is not evidenced by the drifter experiment. The origin and detailed structure of YSWC should be investigated in future.

The terminology of Tsushima Current (TC) has been used confusedly in different senses for the branch current of the Kuroshio west of Kyushu (Uda, 1934; Nitani, 1972), a northeastward continuation over the ECS shelf of the outflow through the Taiwan Strait (Beardsley et al., 1985; Fang et al., 1991), or the 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. The TC is suggested to be used for the northeast channel flow in the Korea Strait since the word Tsushima is the geographical name of the Tsushima Island located in the Korea Strait. In this sense, the TC may indicate clearly the channel flow in the Korea Strait transporting Kuroshio saline water and fresher coastal water into the East Sea through the strait. The branch current needs to be newly named to make a distinction from the TC in the Korea Strait. 'Kyushu Warm Current', 'Cheju Warm Current', 'East China Sea Warm Current', and 'Kuroshio Branch Current' may be potential candidates for the branch current in the eastern ECS. Of the four candidates, 'Kuroshio Branch Current' seems to be a most proper name since it stands for branching of the Kuroshio more explicitly than the other three. The name may be argued with opposite view since the Kuroshio has another branch current northeast of Taiwan. However, the branch current northeast of Taiwan has been called as the Taiwan Warm Current in the oceanographic community, rather than the branch current.

Acknowledgement

The study was supported mostly by grants of Korean Ministry of Science and Technology for 1991-1996, and partly by grants for promotion of international cooperation for 1995-1996.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Reference

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, pp. 345-358, 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, 1995.

Hsueh, Y., H.-J. Lie, and H. Ichikawa, 1996: On the branching of the Kuroshio west of Kyushu. J. Geophys. Res., 101, 3851-3857, 1996.

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, 1994.

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, pp. 353-369, University of Tokyo Press, Tokyo, 1972.

Qiu, B. and N. Imasato, 1990: A numerical study on the formation of the Kuroshio countercurrent and the Kuroshio branch current in the East

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

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 16:04:40

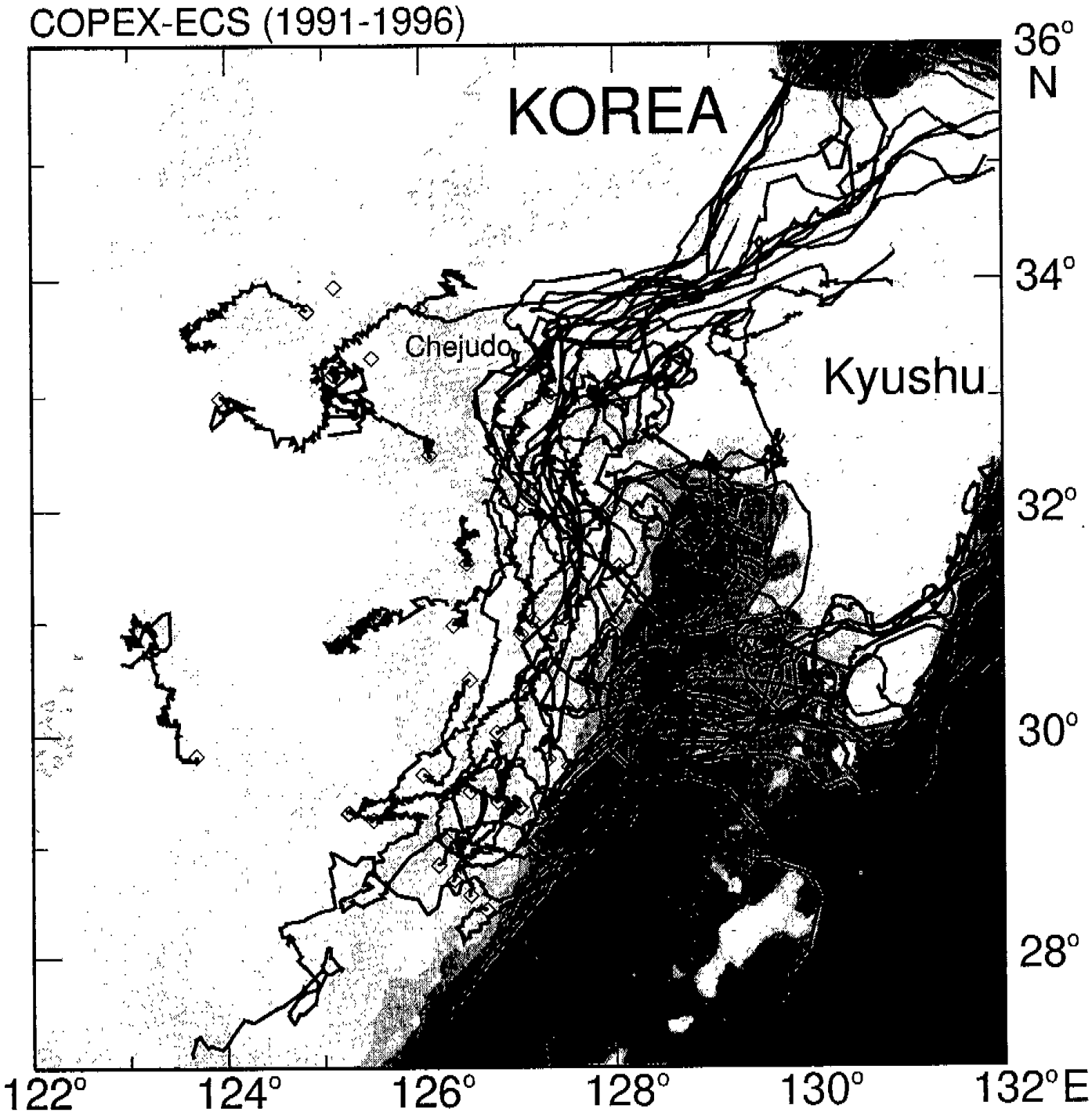


Fig. 3-1. A composite map of all trajectories of satellite-tracked drifters deployed in the East China Sea by KORDI during 1991-1996. Symbol '◇' denotes release points. Red and blue lines correspond respectively drifters drogued at 15 m and at deeper depths of 30 m and 50 m.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

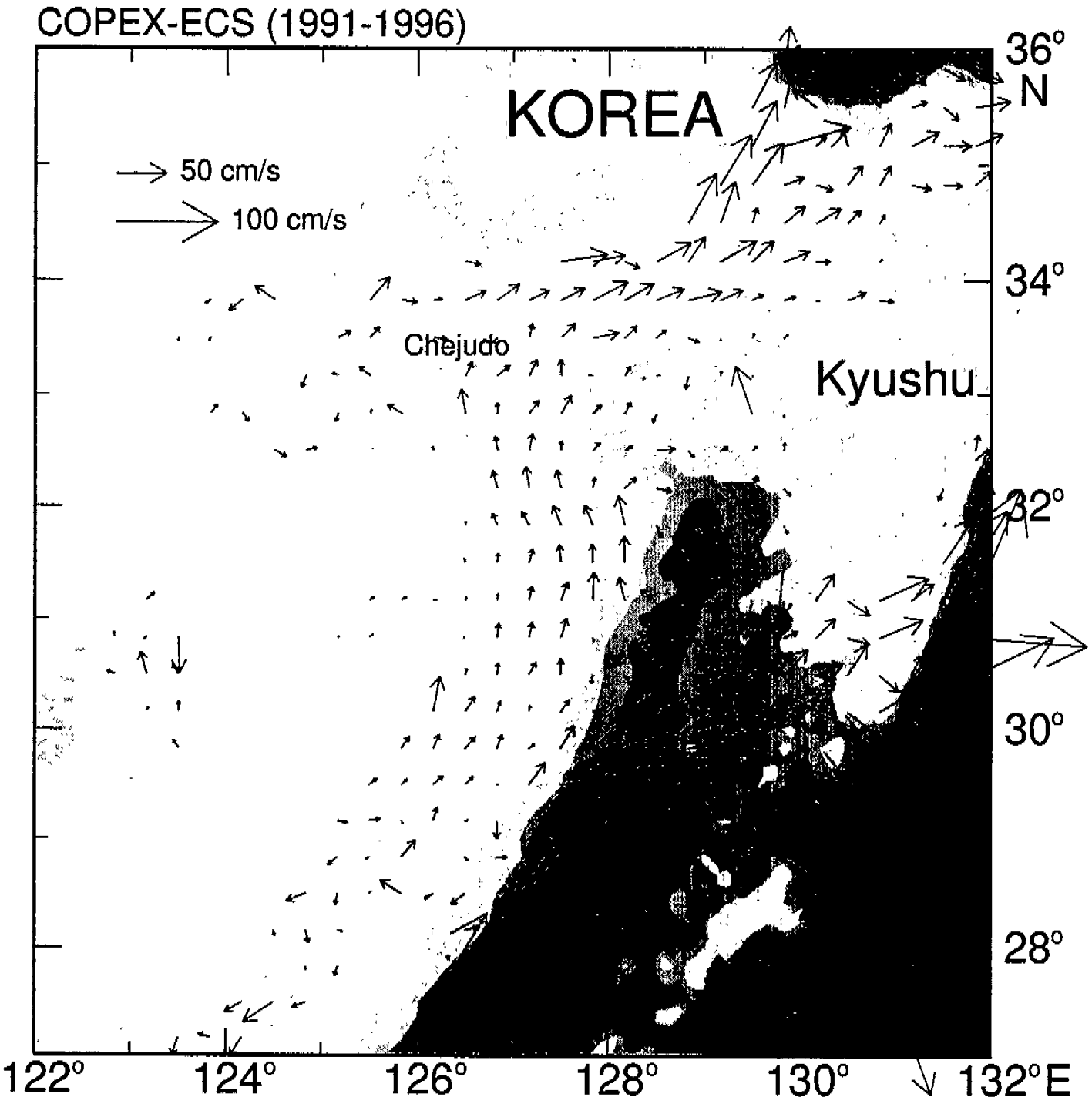


Fig. 3-2. Data number of drifters deployed during 1991-1996 by KORDI. Numerals on the upper left and lower right corners of each box correspond respectively to number of drifters entering the box and length of position data in days.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

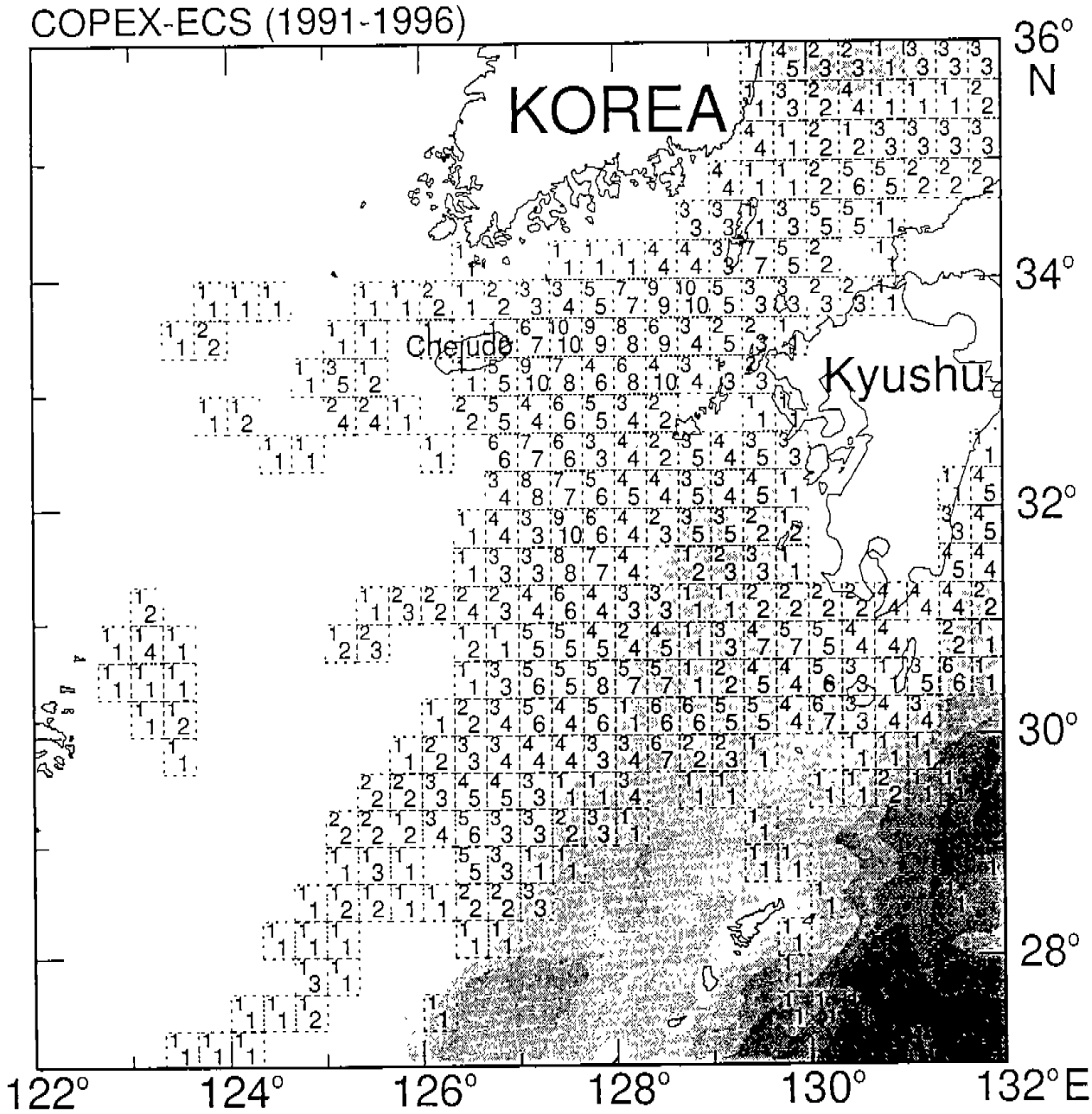


Fig. 3-3. 20′ by 20′ box-averaged surface current field derived from the composite map of trajectories in Fig. 3-1.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

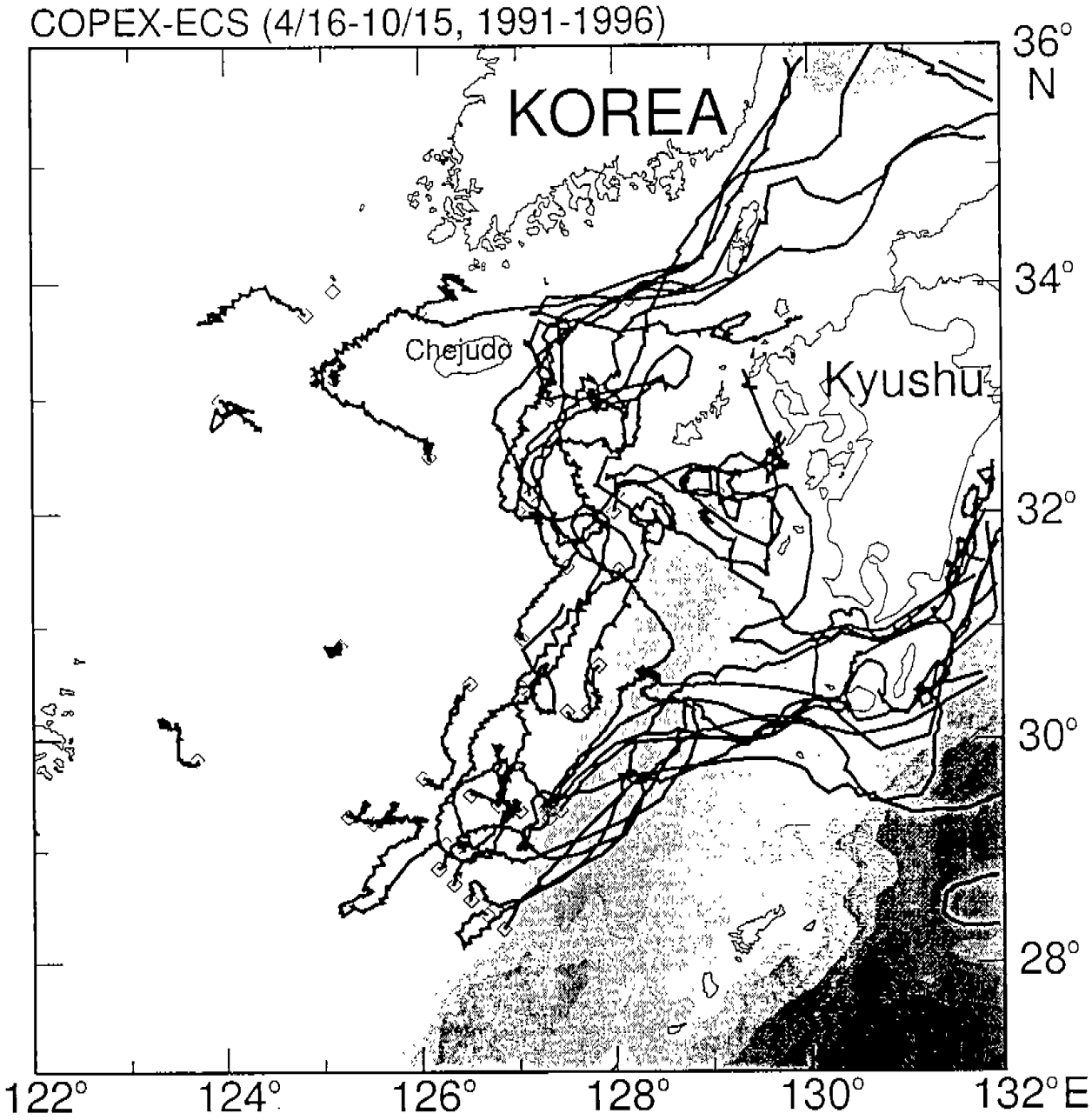


Fig. 3-4. A composite map of all trajectories of satellite-tracked drifters observed in the warm season (mid April - mid October) in the East China Sea by KORDI during 1991-1996. Symbol '◇' denotes release points.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

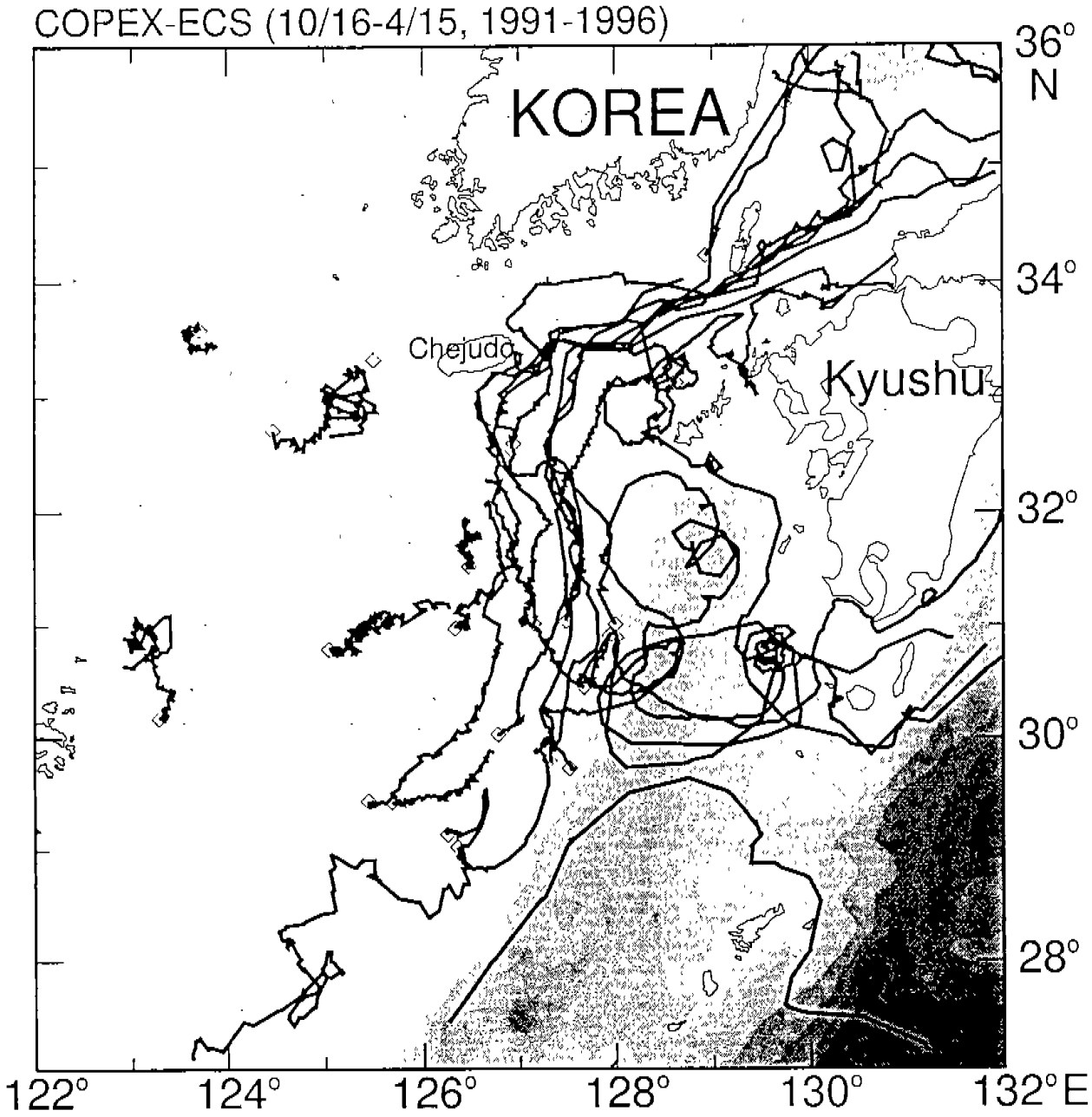


Fig. 3-5. A composite map of all trajectories of satellite-tracked drifters observed in the cold season (mid October - mid April) in the East China Sea by KORDI during 1991-1996. Symbol '◇' denotes release points.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

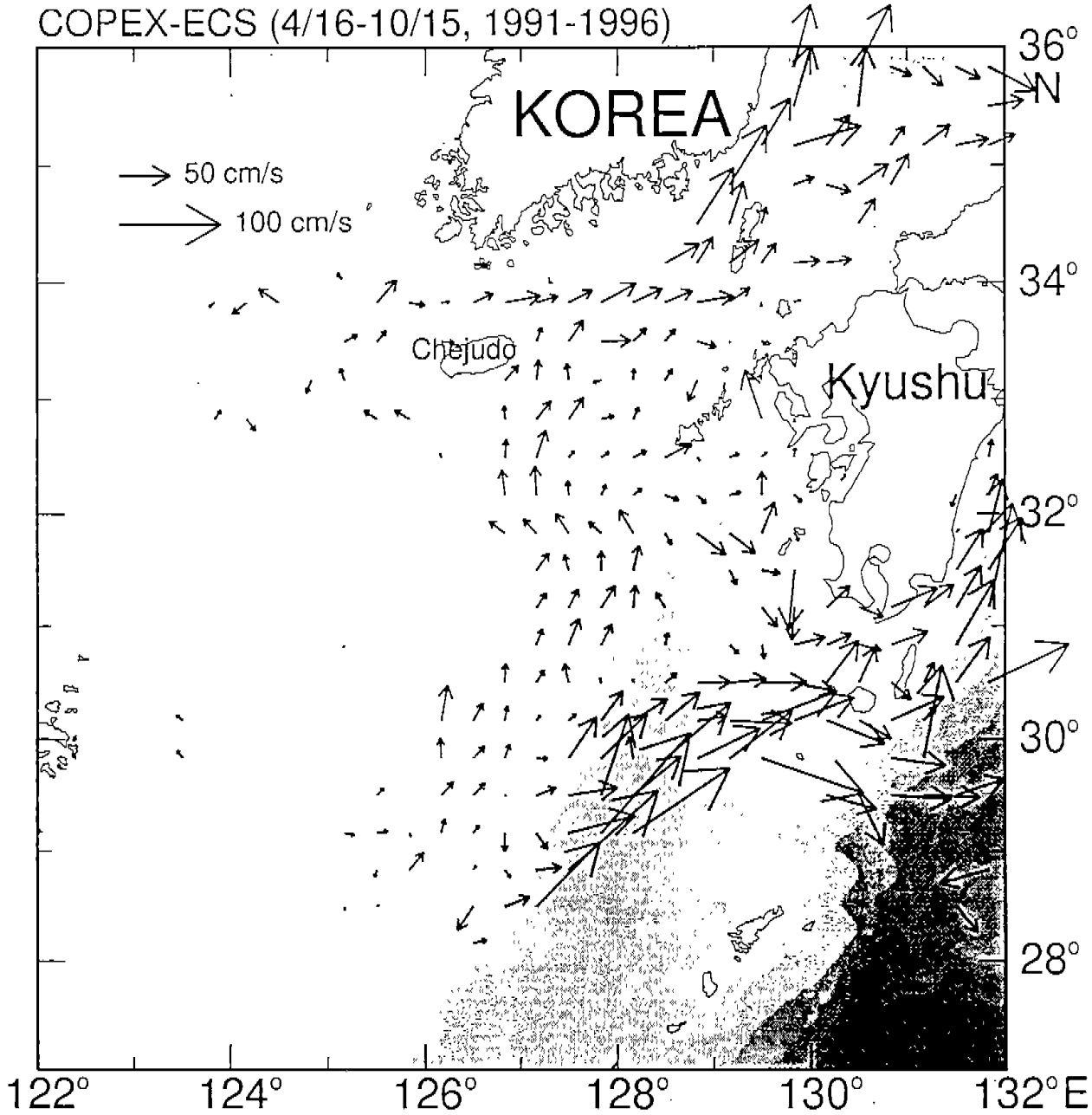


Fig. 3-6. 20′ by 20′ box-averaged surface current field for the warm season, derived from the composite map of Fig. 3-4.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

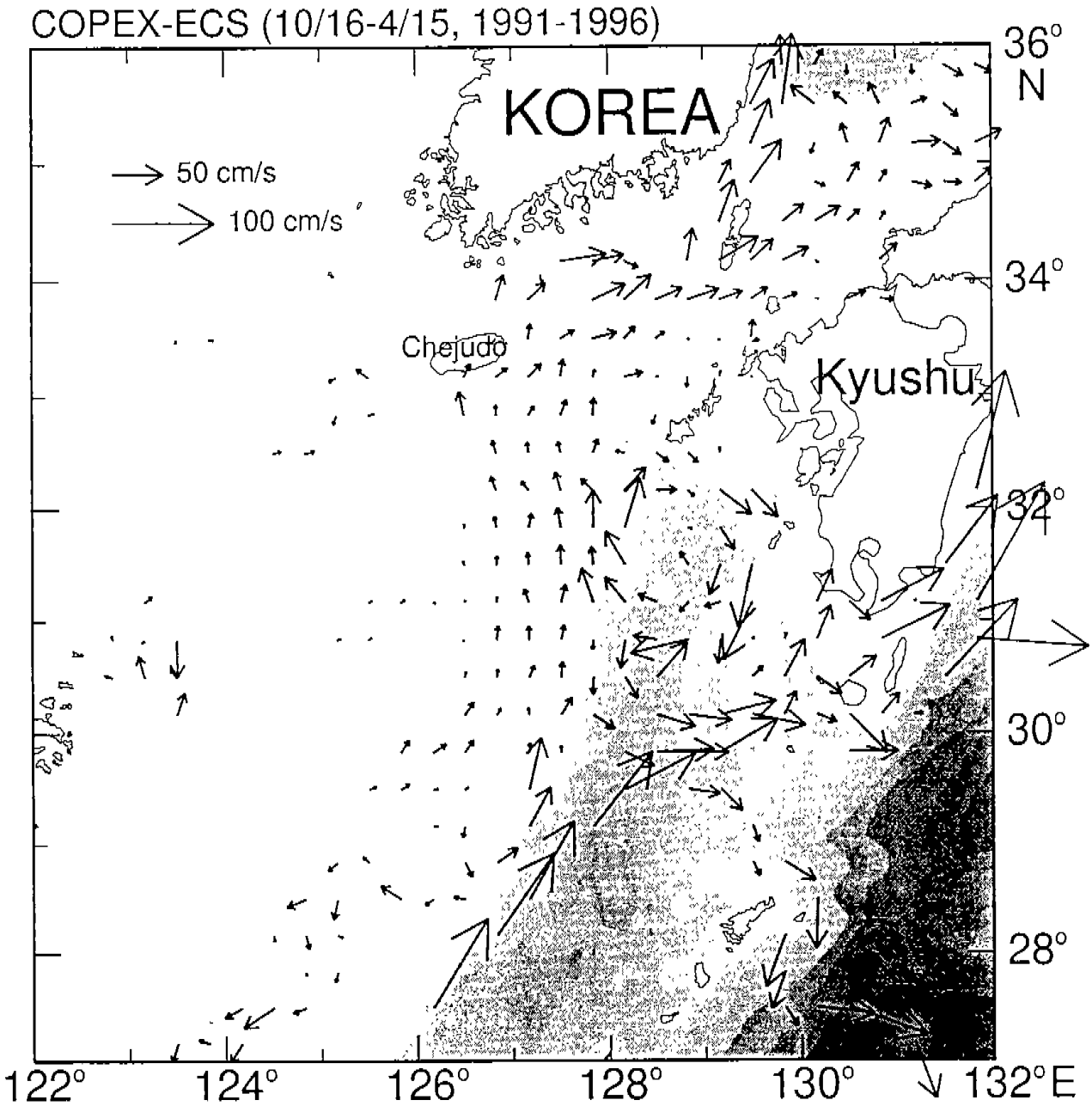


Fig. 3-7. 20′ by 20′ box-averaged surface current field for the cold season, derived from the composite map of Fig. 3-5.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

제 4 장 대마난류의 기원

대마난류의 기원에 관하여 크게는 두 가지 학설이 있다. 첫째 학설은 대마난류가 큐슈 서방에서 쿠로시오로부터 분기된다는 것이다 (Uda, 1934; Nitani, 1972). 이 학설에 의하면 쿠로시오에 뿌리를 둔 대마난류는 고온 고염수를 동해로 수송하며 제주도 남동에서 대마난류로부터 갈라져 나온 황해난류가 황해로 유입한다. 둘째 학설은 대마난류는 대만해협을 통과한 대만난류가 동중국해 대륙붕을 가로질러 북동진하여 동해로 유입하는 해류라고 주장한다 (Beardsley et al., 1985; Fang et al., 1991). 이 학설에 의하면 황해난류는 제주도 남서방에서 북동류인 대마난류에서 분리되어 황해로 유입한다.

두 가지 학설 이외에 몇 가지 다른 학설도 제시되었으나 직접 관측한 해류자료와 동시 관측한 물리자료의 절대 부족으로 대마난류의 기원과 물리적 특징이 명확하게 정의되지 못하였다. 이에 한국해양연구소 해류연구팀은 1991년과 1992년에 3회에 걸쳐 위성추적부이 실험과 CTD 동시 관측을 큐슈서방에서 실시하여 기초 자료를 획득하였다. 이 자료를 분석하여 대마난류 기원에 관한 기존 학설과 비교 검토하였다. 대마난류 기원에 관한 새로운 결과는 'On the origin of the Tsushima Warm Current' 라는 제목으로 Journal of Geophysical Research 제 99권 C12호에 게제되었고 여기에 논문 전문을 수록하였다.

이 논문에서는 큐슈 서방 Okinawa Trough의 지형적인 특징에 주목하였고, 골의 해저지형에 따른 포텐셜와도 보전으로 대마난류의 분기를 설명하였다. 또한 관성이 충분히 큰 쿠로시오 주축은 골 입구를 뛰어 넘어 토까라 해협으로 바로 진입하나, 상대적으로 유속이 약한 쿠로시오의 가장자리는 폭이 넓은 골 입구를 넘지 못하고 골 사면을 따라 북상해야 하기 때문에 분기가 골 왼쪽 입구에서 발생하는 것이라고 역학적 해석을 하였다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL 99, NO. C12, PAGES 25,081–25,091, DECEMBER 15, 1994

On the origin of the Tsushima Warm Current

Heung-Jae Lie and Cheol-Ho Cho

Physical Oceanography Division, Korea Ocean Research and Development Institute, Seoul

Abstract. The origin of the Tsushima Warm Current (referred to as TWC) was investigated by surface drifter experiments and conductivity, temperature, and depth (CTD) surveys in the northeastern East China Sea (ECS) at three different times: July 1991, and April and November 1992. Trajectories of 10 satellite-tracked drifters provide direct information for the first time on the surface flow patterns in each season, and CTD observations allow identification of warm and saline TWC waters. The results of the experiments argue against two historical concepts of TWC origins, i.e., (1) a northward flow transporting warm and saline water through the deep trough southwest of Kyushu toward the Korea Strait after separation from the Kuroshio and (2) a northeastward continuation of the Taiwan Current (TC) on the shelf of ECS after passing through the Taiwan Strait. A persistent northward current was found to exist both on the shelf west of the trough and on the western flank of the trough. The northward flow seems to bifurcate around the northwestern corner of the trough, splitting into a northward continuing flow on the shelf of 100–150 m and an eastward flow along the northern wall of the trough. The northward flow on the shelf, which might be the shore fringe of the Kuroshio, corresponds to the origin of TWC entering the Korea Strait. The eastward flow on the northern slope turned back to the south along the west coast of Kyushu and eventually joined the Kuroshio. This structure was accompanied by an anticyclonic eddy in the northern trough. The second concept, that of TWC originating from TC, contradicts the observed differences in physical properties between TWC and TC waters. The saline water in the Taiwan Strait flows out intermittently only during late winter–early spring, and its salinity during other seasons is lower than that of the TWC water in the Korea Strait. Experiments also indicated a seasonal shift of drifter paths in the northeastern ECS and coexistence of cyclonic and anticyclonic eddies in the trough during the cold season.

Introduction

The Kuroshio, as the western boundary current of the subtropical North Pacific circulation, flows along the continental slope of the East China Sea (ECS) after leaving the continental shelf northeast of Taiwan. The Kuroshio has been known to have two branch currents entering the continental shelf of the ECS: the Taiwan Current (TC) in the southwestern ECS and the Tsushima Warm Current (TWC) in the southeastern ECS [e.g., *Guan and Mao*, 1982]. The two branches have a strong influence on water circulation and water mass distribution not only in the ECS, but also in the Yellow Sea [e.g., *Kondo*, 1985]. Furthermore, TWC is the only supplier of heat and salt for the East Sea (often called the Japan Sea), especially in the southern East Sea, and controls the upper layer circulation. Thus TWC and its seasonal variability in path and volume transport are critical to the circulation and physical properties of seawater in the seas adjacent to Korea.

There exist two different theories on the origin of the TWC (Figure 1). The first theory is that the TWC separates from the Kuroshio southwest of Kyushu. *Uda* [1934] first proposed a simple schematic flow pattern of the ECS, which was that the TWC, originated from the Kuroshio, transports warm and saline water into the East Sea, and that the Yellow Sea Warm Current, separated from the TWC southeast of Chejudo, flows in the eastern Yellow Sea. *Nitani* [1972] suggested, on the basis of horizontal temperature and salinity distributions, that the TWC separates from the Kuroshio around 30°30′N, 129°E, and then flows northward on the left flank of the deep trough west of Kyushu (Figure 1a). Nitani also proposed a small branch of TWC, known as the Yellow Sea Warm Current (YSWC), near the northwestern corner of the trough before reaching the Korea Strait (KS in Figure 2). However, surface current fields obtained from historical geoelectrokinetograph (GEK) data from 1953 to 1984 [*Qiu and Imasato*, 1990] show no northward flow corresponding to TWC west of Kyushu. Meanwhile, NOAA satellite infrared images indicated splitting of warm water from the Kuroshio [*Huh*, 1982; *Muneyama et al.*, 1984] and a large shed-off warm eddy of clockwise rotation west of Kyushu [*Qiu et al.*, 1990; *Chen et al.*, 1992].

Very different from the first theory, a northeastward continuation of TC after passing through the Taiwan Strait has been proposed to be the origin of TWC, based on hydrographic and short-term direct current data [*Beardsley et al.*, 1985; *Fang et al.*, 1991]. According to the schematic circulation pattern in Figure 1b, the warm saline TC, after passing through the Taiwan Strait, flows northeastward over the shallow ECS shelf of 50–100 m and flows into the East Sea through the KS. These works also defined the YSWC as a part of the TC flowing intermittently into the Yellow Sea. Recent results of barotropic numerical experiments [e.g.,

Copyright 1994 by the American Geophysical Union.

Paper number 94JC02425.
0148-0227/94/94JC-02425$05.00

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

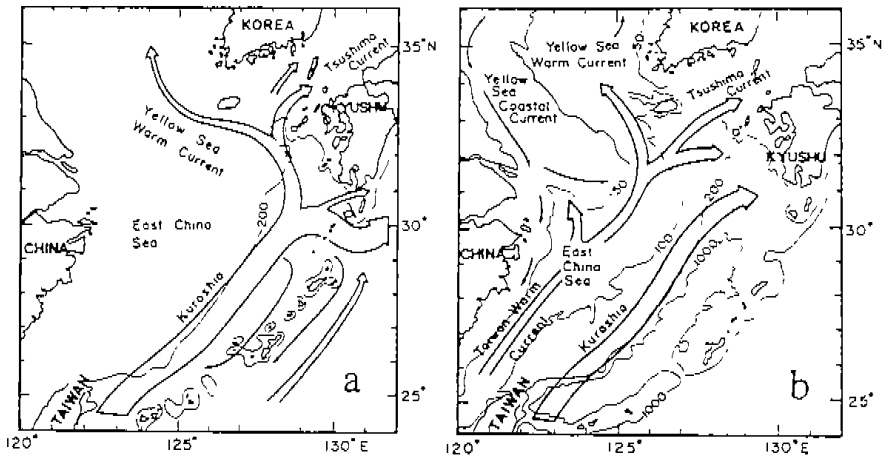


Figure 1. Schematic circulation patterns in the East China Sea. (a) *Nitani*'s [1972] theory and (b) the theory of *Beardsley et al.* [1985].

Seung and Nam, 1992] and of simple baroclinic numerical experiments [e.g., *Yanagi and Takahashi*, 1993] apparently seem to support the second theory. However, the models did not properly consider major factors determining the ECS circulation, such as abundant freshwater input in summer, wind field, and complex hydrographic features with important seasonal variabilities on the shelf and shelf break of ECS.

There are a few papers dealing with the physical characteristics of the TWC water. *Huh* [1982], on the basis of satellite infrared images, suggested episodic intrusions of Kuroshio waters into mixed waters between the ECS shelf edge and the Kyushu coast. He also proposed that the source of the TWC flowing into the East (Japan) Sea was modified Kuroshio water plus a Kuroshio intrusion southwest of Kyushu. *Sawara and Hanzawa* [1979] classified the TWC water as a mixture of coastal water and surface Kuroshio water. With regard to the formation of TWC, the sea level difference between the ECS and the Tsugaru Strait as the major outlet of the East Sea was proposed to be a major cause [*Minato and Kimura*, 1980; *Nof*, 1993; *Toba et al.*, 1982] and the lateral transport of the Kuroshio through the Reynolds' stresses along the continental shelf was claimed for the formation [*Ichiye*, 1984].

Due to insufficient direct current records and hydrographic data observed simultaneously, the origin of TWC and its physical characteristics have remained unclear, although various suggestions have been proposed. TWC is a key to understanding the circulation of ECS itself, the Yellow Sea, and the East Sea, so that we need to collect direct current and hydrographic data to establish the formation and forcing of TWC, and its main path with seasonal change. To achieve the above fundamental points, the Physical Oceanography Division of the Korea Ocean Research and Development Institute launched a field measurement program in the eastern ECS, which consisted mainly of tracking of surface drifters and conductivity, temperature, and depth (CTD) castings. The drifter experiment was a Korean contribution to the World Ocean Circulation Experiment/Surface Velocity Programme and was conducted three times in 1991 and 1992 west of Kyushu, where TWC presumably separates from the Kuroshio. CTD castings were conducted basically on two lines, concurrent with the drifter experiments, to identify seawater type and its distribution. Sea surface temperature of the ECS, regularly issued during 1991–1993 by the Nagasaki Marine Observatory in Japan, was consulted for synoptic hydrographic features, especially in the cold season. In this paper we present preliminary results of trajectories of satellite-tracked drifters and describe temperature-salinity characteristics related to the TWC water. The drifter experiments are the first direct measurements designed to trace the path of the TWC

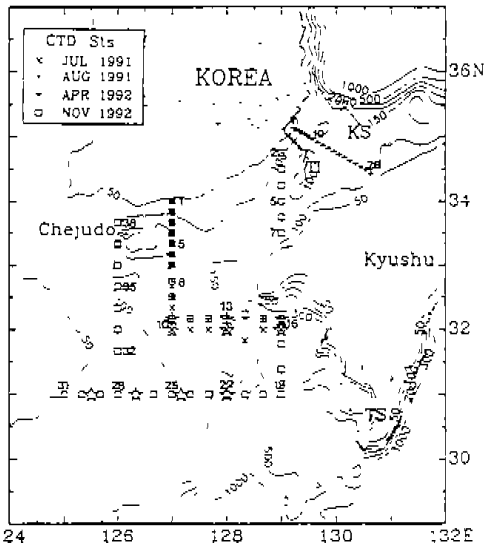


Figure 2. Study area, indicating release points of satellite-tracked surface drifters (stars) and CTD stations (large and small crosses, plus signs, and squares). Bottom topography is in meters. KS, TS, and TI denote the Korea Strait, the Tokara Strait, and Tsushima Island, respectively.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Description of Experiment

In order to locate the possible branching area of the TWC and to get information on the seasonal pattern of the flow path in the ECS, satellite-tracked surface drifters were released west of Kyushu, three times on July 17, 1991 (three floats), April 17, 1992 (three), and November 18, 1992 (four). Figure 2 shows the release points of the drifters and CTD stations with bottom topography. The drifters were standard World Ocean Circulation Experiment/Tropical Ocean and Global Atmosphere (WOCE/TOGA) type equipped with a sea surface temperature (SST) sensor and holey sock drogue 644 cm long [*Sybrandy and Niiler*, 1991]. The center of drogue was located 15 m below sea surface. The drifters were designed to transmit their positions and SST for 8 hours a day to save battery power for longer transmission. In the experiments in July 1991 and April 1992, drifters were released at 127°E, 128°E, and 129°E, latitude 32°N (32°10′N for April 1992), respectively, located on the shelf and in the tongue-shaped deep trough west of Kyushu into which saline Kuroshio water is found to intrude. In November 1992 the releasing points were moved southward to latitude 31°N, since the previous two experiments had not located the possible formation area of TWC, and westward to measure movement of shelf water on the midshelf of ECS to see whether it is related to TC. The westernmost releasing point was located at 125°30′E and 31°N. Table 1 presents detailed information on the three drifter experiments. The total number of floats deployed was 10, and the mean lifetime of transmission was 96 days.

Temperature (T) and salinity (S) observations were conducted basically along two lines for seasonal evolution of seawater characteristics around the time of drifter releasing. Distances between hydrographic stations were planned to be short enough to resolve different water types crossing the lines as shown in Figure 2. The hydrographic line along (or near) 32°N between 127°E and 129°E (hereafter, line A) may provide information on water masses flowing in from the south and the north-south line at 127°E between the south coast of Korea and 32°N (line B) to detect physical properties of coastal water coming from the western part of the ECS. For the experiment in November 1992, two lines were supplemented: an east-west line at 31°N between 125°E and 129°E, and a north-south line at 126°E between 33.6°N and 31°N. We also used CTD data measured in the KS by other programs for a comparison of water types between the study area and the KS. CTD measurements were carried out by a Neil Brown CTD (Mark IIIb in July 1991 and April 1992, Mark V in November 1992). Some of the stations in November 1992 were measured by the Sea-Bird CTD (model 25-03) because of a malfunction of the Neil Brown CTD. T and S data were resampled every 1 m by depth averaging over 1 m, after removing spurious values.

Results of Experiment

Summer Experiment of 1991

CTD castings on line A were done on July 17, 1991, on the same day that three drifters were deployed at stations 10, 13, and 16. Low-salinity water, less than 32 practical salinity units (psu), was confined to a very thin surface layer 20 m thick at all stations of line A (Figures 3a and 3b) and stations 5–10 on line B. The salinity in the surface layer increased gradually from west to east along line A and from south to north along line B. The low-salinity water is considered to be the Changjiang River diluted water extending to the east, since a large portion of the abundant discharged water from the Changjiang River is known to be directed toward Chejudo in summer when flooding occurs [*Beardsley et al.*, 1985]. The low-salinity water in summer spreads to the east toward the deep trough in a tongue shape, but water with salinity lower than 32.0 psu seldom reaches the western edge of the northern trough [e.g., *Korea Ocean Research and Development Institute*, 1993; *Japan Oceanographic Data Center and China National Oceanographic Data Center*, 1988, 1989, 1990, 1991, 1992]. In the summer of 1991, the fresh water extended farther eastward than normally, and the surface salinity at the easternmost station, station 16, in the northern trough was less than 32.0 psu. The distance from the Changjiang River mouth to station 16 is about 700 km, so that the fresh water must have moved this long distance, crossing the shelf area from west to the east and keeping its typical characteristics of T and S. In the western channel of KS, isolines in general were inclined downward toward the Korean coast (Figure 3c) and a strong seasonal thermocline separated the upper layer from the lower one. Fresher water ($S < 32.0$ psu) in a wedge form appeared only in the surface layer of the Korean coastal area. The relatively fresher water may be a mixture of fresh coastal water along the southern coast of Korea and the Changjiang River diluted water directed to the KS in summer.

Saline water (>34.0 psu) occupied the lower layer below the seasonal thermocline in all three sections. Salinity max-

Table 1. Information on Satellite-Tracked Drifter Experiments in 1991 and 1992

Float Number	Date Deployed	Releasing Point		Water Depth, m	Duration, days
		North Latitude	East Longitude		
9728	July 17, 1991	32°	127°	124	63
9729	July 17, 1991	32°	128°	166	106
9727	July 17, 1991	32°	129°	821	17
2031	April 17, 1992	32°10′	127°	112	54
2032	April 17, 1992	32°10′	128°	143	145
2033	April 17, 1992	32°10′	129°	466	184
11010	Nov. 18, 1992	31°	125°30′	63	24
11013	Nov. 18, 1992	31°	126°20′	81	181
11012	Nov. 18, 1992	31°	127°10′	110	83
11011	Nov. 18, 1992	31°	128°	210	102

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

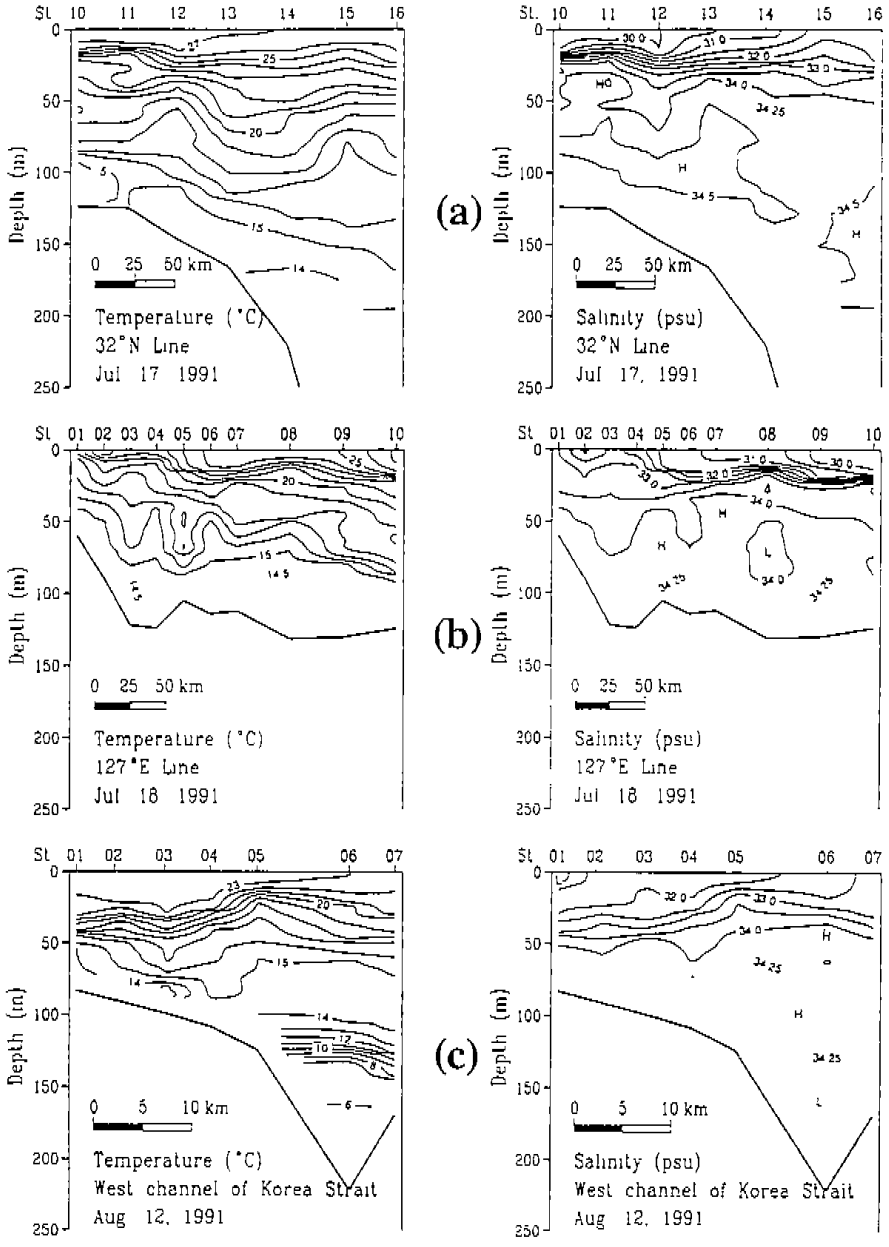


Figure 3. Vertical sections of temperature and salinity in summer 1991 at (a) 32°N, (b) 127°E, and (c) the western channel of the Korea Strait. CTD stations are marked in Figure 2.

imum (>34.5 psu) was found only at depths between 50 and 150 m of line A, so that the saline water as a type of the Kuroshio water should come from the south. The bottom water in the western channel of KS has a high salinity (>34.0 psu), but a low temperature (T < 10°C), which is different in water properties from the water in the lower layer of the other two sections. This water has been found to appear only in summer and to come from the East Sea [*Lim*, 1973]. Waters in the lower layer of lines A and B and in the middle layer of the western channel of KS have the same properties of T (>14°C) and S (>34.0 psu), although the CTD observations in the western channel of KS were made 25 days later.

Drifters with drogues centered at a depth of 15 m represent the surface current field (Figure 4). Drifter 9728, launched at station 10, moved to the north with a daily mean speed of 18–36 cm s^{-1} and passed the western channel of KS at a much faster speed of about 50 cm s^{-1}. The YSWC water of high salinity is found to turn around Chejudo in a clockwise direction in summer and to come out of the strait between the southern Korean coast and Chejudo (called the Cheju

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Strait) toward KS [*Lie*, 1987; *Kim et al.*, 1991]. Fresh coastal water along the south coast of Korea flows into the western channel. The eastward movement of both the YSWC water and the coastal water may contribute to the speed-up in the western channel. Drifter 9729 released at station 13 moved northward for the first two days and then turned sharply to the east. It maintained its direction for several days, crossing the northern wall of the deep trough at about 25 cm s^{-1}, changed its direction to the northwest near the coast and finally ran ashore on the coast. The northwestward coastal flow along the Kyushu coast has not yet been reported (to the authors' knowledge). On the contrary, a drifter released at station 16 inside the deep trough moved southward slowly along the Kyushu coast with a relatively faster speed of 10–20 cm s^{-1} in waters 300–400 m deep. It finally joined the Kuroshio to flow out of the northern channel of the Tokara Strait with a reinforced speed of 20–30 cm s^{-1}, crossing isobaths.

Trajectories in the trough west of Kyushu might suggest the existence of a large meander or an anticyclonic eddy. Tongue-shaped isotherms in the trough, present year round, may imply the existence of persistent meander motion at least along the shelf slope of the trough. There is some doubt as to whether the movement of drifters describes an anticyclonic eddy, since the trajectories did not show a westward flow to the south of the eastward flow along the northern wall of the trough. However, the existence of an anticyclonic eddy in the trough has been seen on NOAA infrared images [*Qiu et al.*, 1990; *Sugimoto and Tameishi*, 1992; *Chen et al.*, 1992] and clearly detected by trajectories of drifters launched in the autumn experiment of this study (see Figure 9). If an eddy exists, it is believed that the eddy is framed by a northward flow on the left side of the deep trough, an eastward flow along the northern slope, and a southward flow on the right side.

Surface drifters in summer did not indicate the TWC transporting saline Kuroshio water toward KS, since drogues were located at 15 m in the surface layer of fresh water. However, the current velocity in the lower layer of saline water can be estimated approximately using the geostrophic velocity. Between stations 10 and 13 on line A, the difference in geostrophic velocity was less than 8 cm s^{-1} between the drogue center and the salinity maximum layer. Drifter 9728 moved to the north with a daily mean speed of about 30 cm s^{-1} during July 17–20, so the current in the lower layer around station 10 was estimated to flow northward with a speed greater than 20 cm s^{-1}. In KS, the above procedure cannot be applied due to a time lag between the passage of a drifter and CTD castings, but previous direct current measurements showed the persistent, strong northward movement of the TWC water [*Shim et al.*, 1984; *Mizuno et al.*, 1986; *Kaneko et al.*, 1991].

Spring Experiment of 1992

The spring CTD experiment was conducted in April 1992 at 16 stations of lines A (moved to 32°10'N) and B, and at 20 stations across the KS. Hydrographic conditions in the spring were much simpler in comparison with those in the summer. T and S on the shelf of the ECS and in KS became vertically homogeneous (Figures 5b and 5c). Low-salinity water appearing widely in the surface layer in summer completely disappeared due to a drastic decrease of freshwater discharge, and then salinity increased to more than 34.5 psu everywhere in the three sections, except for a few

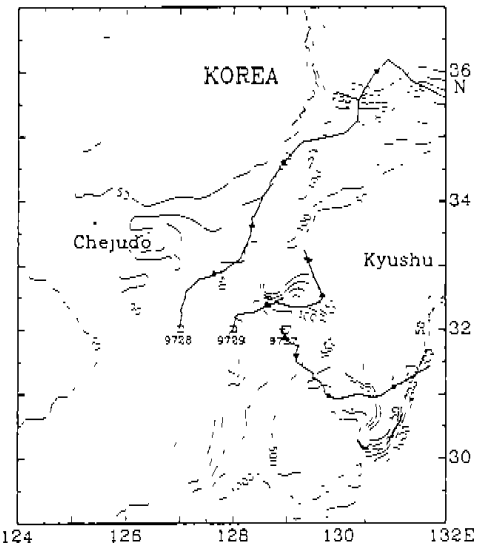


Figure 4. Trajectories of three satellite-tracked surface drifters (9727, 9728, and 9729) launched at 32°N on July 17, 1991. Starting points are marked by square symbols, and arrows are placed on trajectories every 5 days from the launch.

coastal stations. Thus we see the saline Kuroshio water over a wider area of the eastern ECS. Surface water cooled down by about 8°C, mainly due to winter cooling as compared with that in the summer. On line A crossing the deep trough, salinity was vertically uniform, but isotherms were horizontally distributed although its vertical gradient was greatly weakened (Figure 5a). Shelf water (Figure 5b) was weakly stratified, and the surface mixed layer was deepened with a weak thermocline around 70 m. Temperature on the shelf decreased gradually from south to north, indicating a thermohaline front in the Cheju Strait. In KS, T and S were vertically and horizontally more uniform without a thermocline near the bottom than those in the other two sections. The whole section of KS was found to be occupied by the saline Kuroshio water.

Figure 6 shows three trajectories of the drifters released on April 17. Drifter 2031 deployed at station 10 moved northward to the eastern side of Chejudo with a daily mean speed of about 15 cm s^{-1}, turned suddenly toward the east, and then passed at a high speed of about 25 cm s^{-1} over the area between Chejudo and Kyushu Island. It died near a small island northwest of Kyushu, although the float was expected to enter the eastern channel of KS. Float 2032 released at station 13 changed its direction from north to east two days after release, crossed isobaths of the northwest wall of the trough with a relatively high speed of 24 cm s^{-1}, and rotated twice counterclockwise near the northern wall of the trough. The first eddylike motion during April 24–28 had a diameter of about 25 km, and the second elliptical rotation during April 28 to May 18 was elongated along the northern wall with major and minor axes of 100 and 40 km, respectively. After two successive counterclockwise rotations, it moved again to the east at 20 cm s^{-1} along the northern wall, switched its direction to the south off the coast, and then moved down with a speed of 30 cm s^{-1} along the coast to

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

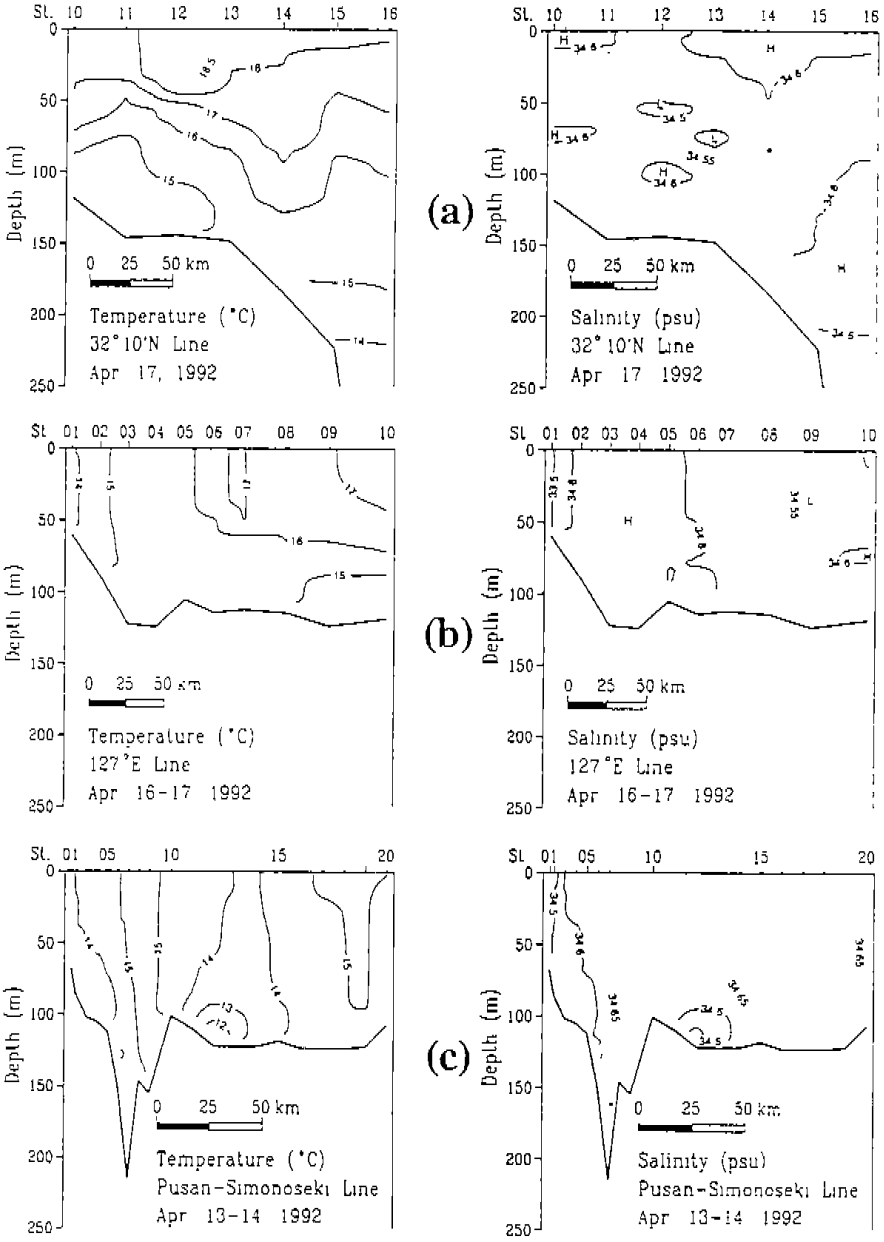


Figure 5. Vertical sections of temperature and salinity in April 1992 at (a) 32°10'N, (b) 127°E, and (c) the Korea Strait. CTD stations are marked in Figure 2.

join the Kuroshio in the northern channel of the Tokara Strait (TS in Figure 2) off the southern tip of Kyushu. The third float, 2033, starting at 129°E, followed isobaths of the northern wall after making a small circle with a counter-clockwise rotation on the shelf slope, and then moved to the north with a speed of 10 cm s^{-1} near the same position where drifter 9729 turned its direction to the north in late July 1991.

From the springtime paths of the drifters, we may draw a clockwise rotating circulation in the northern trough, similar to the summertime one, although the current was a little slower than in summer. Saline water transported by southward flow along the Kyushu coast must be compensated mostly by a northward current on the left flank of the trough. The existence of northward flow on the left flank of the trough was clearly seen in the fall experiment as expected (see Figure 9). The observations in the summer and spring experiments indicate an apparent bifurcation of the eastward flow along the northern shelf slope off the Kyushu coast: a southward flow on the right side of the trough as part of the clockwise circulation in the trough and a northward coastal current along the Kyushu coast north of the northern wall of

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

the trough. The spring drifter experiment showed that clockwise circulation in the northern trough was accompanied by counterclockwise eddylike motions of a smaller scale on the northern wall.

The trajectory of drifter 2031 released at station 10 is very different from that of the drifter 9728 in the summer of 1991. It approached the east coast of Chejudo more closely and was directed to the eastern channel of KS, whereas drifter 9728 shifted its direction from the north to the northeast in flowing northward, and entered the western channel. From late autumn to early spring, when the winter monsoon prevails, a thermohaline front is formed parallel to the south coast of Korea on the shore side of a line connecting Chejudo and Tsushima Island (TI in Figure 2) inside KS [*Gong*, 1971; *Lie*, 1985]. Cold coastal water is found to extend offshore when the strong northerly winds blow [*Lee et al.*, 1984]. Thus the drifter on the shelf could go further to the north near Chejudo and move along the thermohaline front toward the eastern channel, not crossing the front. The front was more clearly seen in the fall of 1992 (Figure 7). In summer, abundant freshwater input into the coastal area spreads offshore in the northern ECS, further advanced than the wintertime front, and forms a wedge-shaped surface layer with lighter water against the Korean coast in the western channel of KS. For this reason, the path of drifter 9728 did not approach Chejudo and entered the western channel of KS.

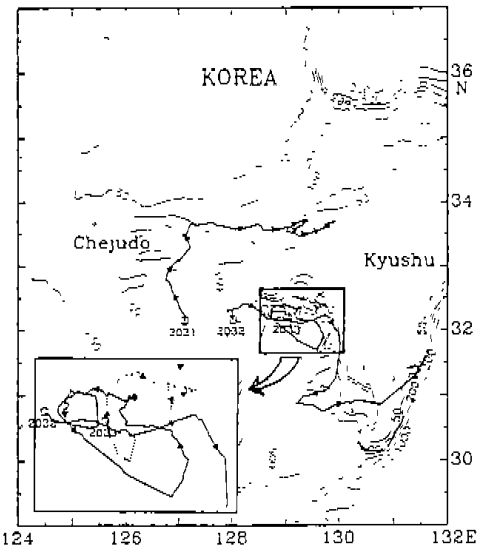


Figure 6. Trajectories of three satellite-tracked surface drifters (2031, 2032, and 2033) launched at 32°10′N on April 17, 1992. Trajectories in a rectangular box are enlarged in the lower left panel. Starting points are marked by square symbols, and arrows are placed on trajectories every 5 days from the launch.

Fall Experiment of 1992

CTD sections carried out in November 1992 are shown in Figures 7 and 8. Line A was moved slightly to the north (32°10′N) as in the spring of 1992, and the north-south section was chosen in KS. T and S show that the surface mixed layer was thickened mainly due to surface cooling and wind stirring, so that the seasonal thermocline was deepened with condensed isotherms around 70–90 m. The isotherms on the shelf of line A sloped down very gently toward Kyushu, and salinity was in general higher than 34.4 psu, slightly lower than that in the spring of 1992. T and S were horizontally homogeneous in the mixed layer on line A. In the section of 31°N (Figure 8), T and S were vertically uniform in shallow water on the shelf but increased gradually from the shelf toward the trough, indicating a weak salinity front between stations 25 and 27, not far from the left edge of the trough. Water of high T (>21.5°C) and high S (>34.3 psu) in the mixed layer of lines A and B can be classified as the same water type, so that the saline water on line A must have originated from the Kuroshio water flowing northward.

Vertical sections of T and S on the two north-south lines in Figures 7b and 8b indicate formation of a strong thermohaline front at stations 37 and 38 west of Chejudo and near stations 2 and 3 northeast of Chejudo with a secondary one around stations 5 and 6. The thermohaline front running in the east-west direction has been known to be formed by coastal water of low T and S, and Kuroshio water of high T and S around Chejudo [*Lie*, 1985]. The thin lower layer on line B and in KS was occupied by cold and a little more saline waters. Vertical structure of T and S in KS (Figure 7c) demonstrates a good contrast of seawater properties between the western and eastern channels. The upper layer in the western channel was strongly affected by the Korean coastal waters of low T and S, and sharply separated by high-salinity water in the lower layer. In the meantime, there was no fresh water in the eastern channel. The seasonal thermocline and halocline were still maintained around a depth of 90 m. The outer boundary of the front in KS was located near station 5, near the southern tip of Tsushima Island.

Figure 9 presents four trajectories of the drifters' release on November 18. Drifter 11010, deployed at 31°N, 125°30′E on the shelf between stations 29 and 30, was alive only for a short period of 24 days. The float moved eastward with a very weak mean speed of 3.4 cm s^{-1}, crossing isobaths. It offers information on currents on the shelf on the shore side of the salinity front. Drifter 11013, released at station 27, moved slowly with the same mean speed as that of drifter 11010 to the northeast up to 126.9°E, where it turned its direction to the north and crossed the path of drifter 11012 one month later. It arrived near the southeast coast of Chejudo with a faster mean speed of 10 cm s^{-1}, following isobaths of 110–120 m, and turned to the east around the outer edge of the thermohaline frontal zone near station 3. After passing the area between Chejudo and Tsushima Island with a rapid speed of 35 cm s^{-1}, it entered the eastern channel of KS on February 11, 1993. The float seemed to follow the thermohaline front.

Drifter 11012, launched at 31°N, 127°10′E, moved northward with a speed of 10 cm s^{-1} before being picked up by a local fisherman. The drifter, again released near 32.6°N and 126.9°E on December 16, followed the route similar to that of drifter 11013 with a slight shift to the right in the area between the redeployment point and Tsushima Island and passed the eastern channel of KS. Drifter 11011, starting at station 22 on the western flank of the trough, moved northward at about 35 cm s^{-1} along the shelf slope of the trough, crossed isobaths in the northwestern corner of trough, and turned back at a slow speed near the releasing point. Consequently, the trajectory during the first 42 days formed

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

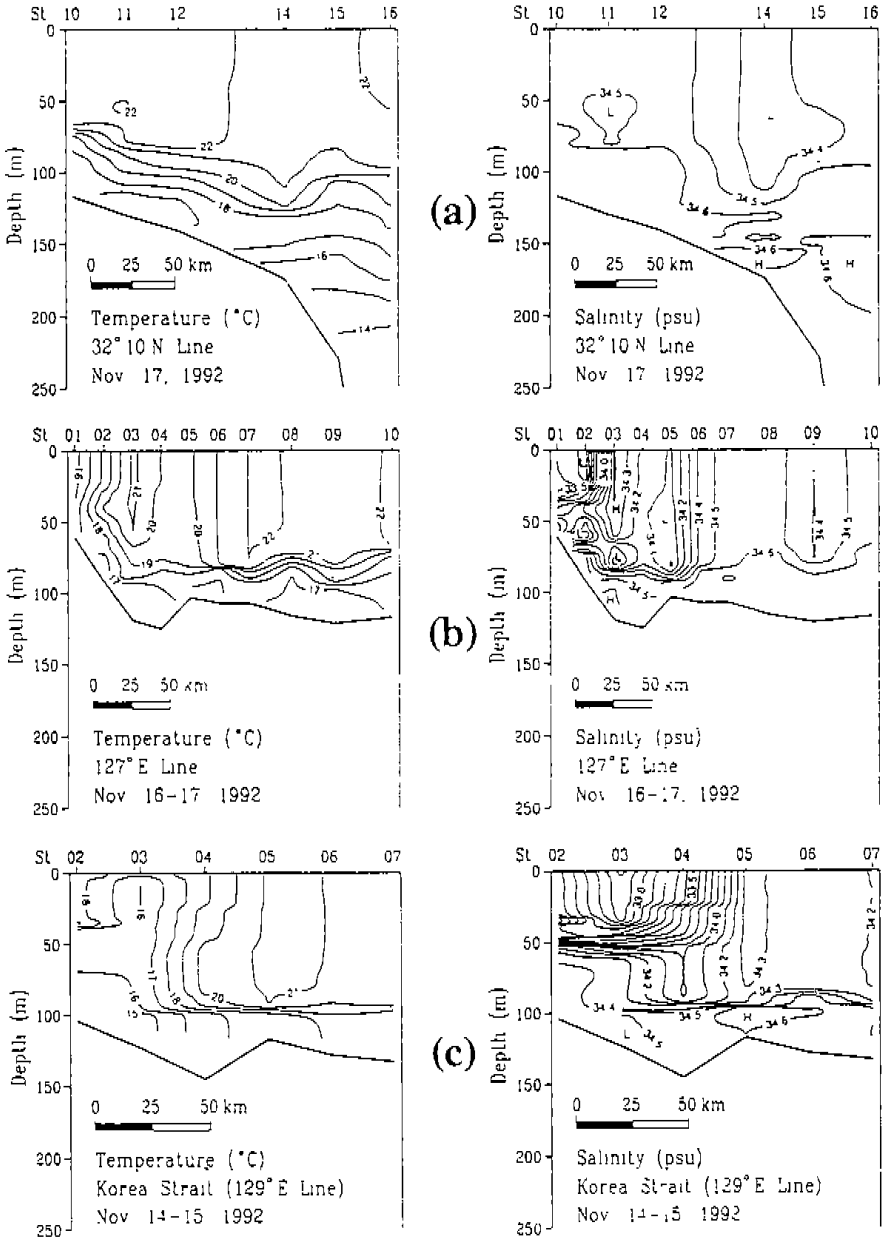


Figure 7. Vertical sections of temperature and salinity in November 1992 at (a) 32°10′N, (b) 127°E, and (c) the Korea Strait. CTD stations are marked in Figure 2.

a clockwise rotating elliptical loop accompanied by three smaller clockwise circles in the northwestern trough. Its major axis was parallel to the isobaths. Near the initial release point, it moved southward along the shelf slope at a speed of about 30 cm s^{-1} and then formed a counterclockwise loop in the southern trough with a rapid rotational speed of about 45 cm s^{-1}. It moved down again along the western slope and turned to the right to flow out of the Tokara Strait. The major axis of about 170 km was parallel to the southwest-northeast. The maximum daily mean speed was recorded at about 90 cm s^{-1}, comparable to the speed of the Kuroshio, on the southern part of the anticlockwise loop. This may indicate that the main stream of Kuroshio is located near the southern part of the loop and is a cause for the formation of the cyclonic eddy.

Summary and Conclusions

We described drifter experiments conducted three times over 1991–1992, together with CTD observations, for the study on the origin of the TWC and its seasonal path in the eastern ECS. The ensemble of 10 drifter trajectories as a

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

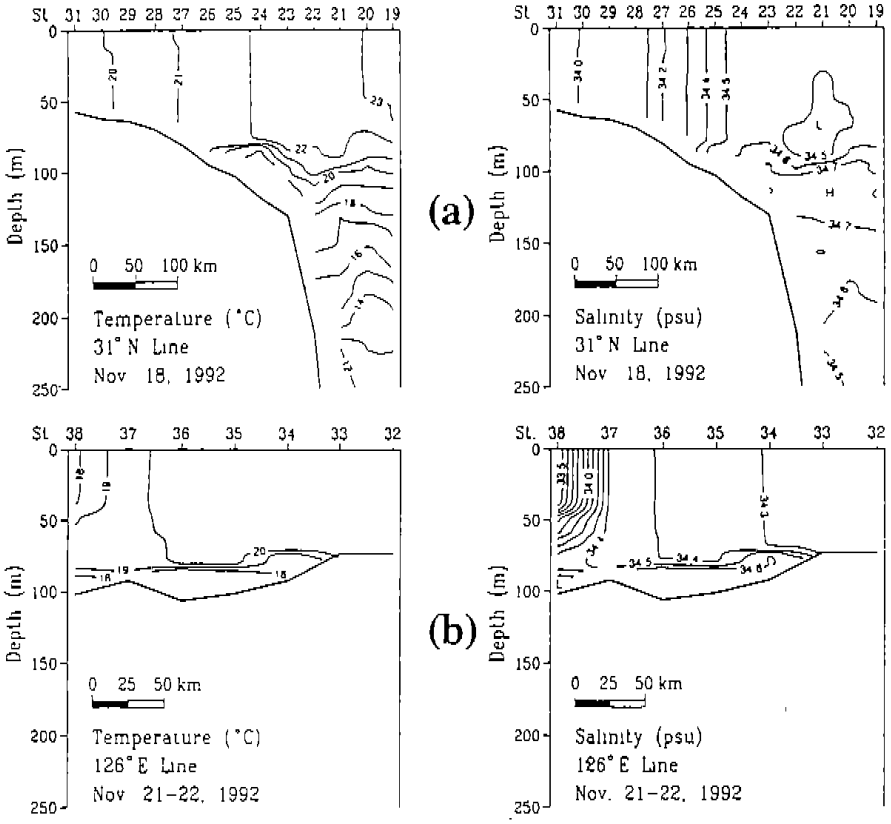


Figure 8. Vertical sections of temperature and salinity in November 1992 at (a) 31°N and (b) line of 126°E. CTD stations are marked in Figure 2.

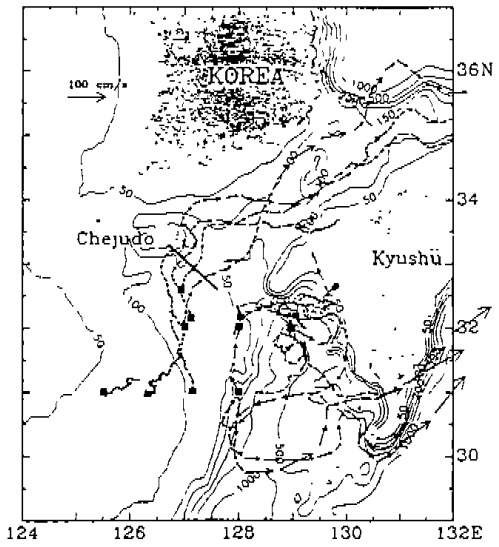


Figure 10. Ensemble of ten satellite-tracked drifter trajectories marked by arrows representing daily mean current. The scale of arrow vectors is marked in the upper left corner. Four drifters crossed the thick line southeast Chejudo on January 20, 1993, April 28, 1991, December 22, 1992, and July 21, 1991 in order of the distance from Chejudo to the crossing points.

synthesis of the experiments (Figure 10) point out, first, a persistent northward current on the shoreside shelf of the shelf break west of the trough flowing toward KS, second, a southward current on the right flank of the trough along the west coast of Kyushu, which finally joins the Kuroshio, and third, the existence of a clockwise rotating eddy with a diameter of the order of 150 km in the northern trough in winter. Although the western boundary of the northward flow corresponding to TWC was not observed in the spring and summer experiments, the fall experiment of 1992 indicated its western limit near the outer boundary of shelf water. The persistent northward flow of TWC directed toward KS was observed to exist on the shelf between the western flank of the trough and 126°E. The new finding of the northward flow in water 100–150 m deep on the shelf, which corresponds to TWC, is different from *Nitani*'s [1972] suggestion that TWC flows northward through the trough. The existence of the northward flow on the shelf west of the trough and a clockwise rotating eddy in the northern trough has not been detected on the surface flow pattern derived from the long-term GEK data, since the GEK data do not properly represent the surface mean current field in shallow water, especially in a strong tidal motion area.

Some authors claimed the Taiwan Current for the TWC, based on short-term current data and inflow-outflow numerical experiments. However, *Fan and Yu* [1981] showed that

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

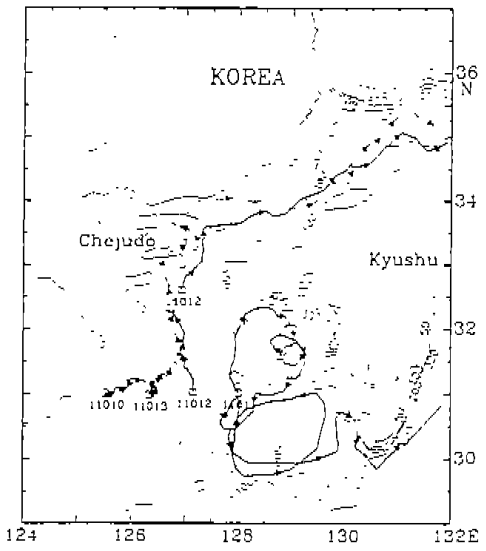


Figure 9. Trajectories of four satellite-tracked surface drifters (11010-11013) launched on 31° N on November 18, 1992. Starting points are marked by square symbols, and arrows are placed on trajectories every 5 days from the launch.

the Kuroshio branch did not exist during the summertime, but rather surface warm and fresh waters flushed into the Taiwan Strait. *Wang and Chern* [1988] discussed seasonal hydrographic structures in the Taiwan Strait, with long current records. According to them, in early summer to autumn there is no Kuroshio water in the Taiwan Strait and the South China Sea surface water of low salinity flushes into the Taiwan Strait. In autumn–early spring, the saline Kuroshio water is mostly blocked in the southern strait, which is revealed by a strong thermohaline front formed across the central strait. In winter–spring, stagnated Kuroshio water intrudes intermittently to the northeast along the west coast of Taiwan when the northeast wind relaxes suddenly. By comparing hydrographic properties of seawater in the Taiwan Strait [*Wang and Chern*, 1988, Figure 6] and KS, the water flowing out of the Taiwan Strait is found to be less saline than TWC water entering KS except during midwinter to spring. Meanwhile, warm and saline water ($S > 34.0$ psu) was observed to exist in KS. In addition, drifter experiments in 1986–1987 as a part of the U.S.-Korea-China joint program showed a southward flow on the midshelf of ECS within 124°–126°E, 29°–32°N during January–March 1987, exhibiting clear evidence of partial wind driving [*Beardsley et al.*, 1992] and a northeastward flow north of 32°N in summer 1986, entering the Cheju Strait [*Choi and Lie*, 1992]. The northeast flow, however, represents the northeastward extension of freshwater discharge from the Changjiang River, not a continuation of TC. Thus the suggestion of a continuation of TC is not supported by the observed results mentioned above.

It is noteworthy to examine the seasonal paths of the drifters in Figure 10. Of the 10 drifters, four passed by or were released at station 10 at different times; mid-July, mid-April, early January, and December. The four trajectories became more and more divergent while flowing northward toward Chejudo. A thick line crossing the trajectories southeast of Chejudo is marked in Figure 10 as a reference of the divergence. The path in January was closest to Chejudo, and other paths off the east coast of Chejudo became more and more distant from Chejudo in the order of April, December, and July. Only the drifter farthest from Chejudo entered the western channel of KS, but the others were directed to the eastern channel. The different paths seem to be closely related to the seasonal hydrographic structure around Chejudo and in the southern Korean coastal region, as mentioned earlier. During late fall to spring, when the thermohaline front is formed along the line connecting Chejudo and Tsushima Island, the drifters moved along the front and entered the eastern channel. Meanwhile, in summer when fresh coastal water extends offshore in the northern ECS and is confined to the Korean coast in KS, the drifters were shifted eastward from Chejudo and flowed into the western channel of KS. Furthermore, drifter paths south of Chejudo do not support separation of the YSWC from the TWC as suggested in Figure 1a. *Beardsley et al.* [1992] raised a similar question on the separation of YSWC from the TC in summer. We presume that saline and warm waters enter the southern Yellow Sea intermittently in winter, primarily due to prevailing wind fields over the sea. More details on the YSWC are beyond the scope of the present study.

Coexistence of an anticyclonic eddy in the northern trough and a cyclonic one in the southern trough in the cold season was first shown by our drifter trajectories. The physical size of the eddies was found to be about 150 km from the elliptical loops of drifter 11011. The existence of an anticyclonic eddy was observed on NOAA infrared images [*Qiu et al.*, 1990; *Sugimoto and Tameishi*, 1992; *Chen et al.*, 1992]. Chen et al. reported that the formation of the eddy observed in January 1986 was related to a westward return flow north of the Kuroshio core. Due to lack of observational data in the area, we are unable to clarify the generation mechanism; however, the anticyclonic eddy seems to be generated in close association with the northward flow on the left flank of the trough, turning around the trough, while the cyclonic eddy seems to be generated by the Kuroshio main stream passing by the mouth of the trough toward the Tokara Strait.

Our experiments were performed a little further north of the separation area of TWC from the Kuroshio, so the formation of TWC has not yet been clarified with direct measurements. However, our combined data of CTD and drifters exhibited a persistent northward flow on the shelf west of the trough, which transported the saline Kuroshio water toward KS, although its characteristics are somewhat modified by mixing processes with fresher shelf water. What causes the separation of the TWC from the Kuroshio? The fundamental question for the origin of TWC may be explained in a very simple way. The Kuroshio is not horizontally uniform in speed, with a significant horizontal shear across the stream, weak on the shelf and strong on the shelf break. The main stream, located on the shelf break, turns its direction toward the Tokara Strait just before the southwestern corner of the trough, and overshoots the mouth of the trough, following the same isobaths. The shoreside fringe of the Kuroshio with a relatively weak speed on the shelf and near the shelf edge does not leave the shelf and might change its direction toward the north around the southwestern trough. After separation, a part of the northward current in

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

shallow water 100–150 m deep continues to flow to the north and another part near the shelf edge turns around the trough. Both the main stream and its northward branch still satisfy the potential vorticity conservation, which implies the importance of topographic control. There are no hydrographic and current data to give direct proof of the separation of TWC just before the trough, so field observation programs in the near future should be focused on the clarification of the branching mechanism, together with the physical structure in the branching area.

Acknowledgments. This study is a Korean contribution to the World Ocean Circulation Experiment/Surface Velocity Programme and was supported by grants given to the senior author (H.-J. Lie) from the Ministry of Science and Technology of Korea during 1990–1993. The authors express their deep thanks to the technical staff of KORDI and the crew of the KORDI R/Vs *Eardo* and *Onnuri*, who assisted in field observations. Thanks also go to P. Niiler of Scripps Institution of Oceanography for his guidance in building satellite-tracked surface drifters and anonymous reviewers for their helpful comments on the earlier versions.

References

Beardsley, R. C., R. Limeburner, H. Yu, and G. A. Cannon, Discharge of the Changjiang (Yangtze River) into the East China Sea, *Cont. Shelf Res.*, *4*, 57–76, 1985.

Beardsley, R. C., R. Limeburner, K. Kim, and J. Candela, Lagrangian flow observations in the East China, Yellow and Japan Seas, *Mer*, *30*, 297–314, 1992.

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.

Choi, B. H., and H.-J. Lie, Physical oceanography programme of the East China Sea and the East Sea (Japan Sea) dynamics in Korea, paper presented at the Conference for Pacific Ocean Environments and Probing, Okinawa, Japan, Aug. 25–31, 1992.

Fan, K. L., and C. Y. Yu, A study on water masses in the seas of southernmost Taiwan, *Acta Oceanogr. Taiwanica*, *12*, 94–111, 1981.

Fang, G., B. Zhao, and Y. Zhu, 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, pp. 345–358, Elsevier, New York, 1991.

Gong, Y., A study on the south Korean coastal front, *J. Oceanol. Soc. Korea*, *6*, 25–36, 1971.

Guan, B., and H. Mao, A note on circulation of the East China Sea, *Chinese J. Oceanol. Limnol.*, *1*, 5–16, 1982.

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.

Ichiye, T., Some problems of circulation and hydrography of the Japan Sea and the Tsushima Current, in *Ocean Hydrodynamics of the Japan and East China Seas*, edited by T. Ichiye, pp. 15–54, Elsevier, New York, 1984.

Japan Oceanographic Data Center and China National Oceanographic Data Center, *Japan-China Joint Research Program on the Kuroshio: Oceanographic Atlas—January–December 1986*, vol. 1, 128 pp., Tokyo, 1988.

Japan Oceanographic Data Center and China National Oceanographic Data Center, *Japan-China Joint Research Program on the Kuroshio: Oceanographic Atlas—January–December 1987*, vol. 2, 134 pp., Tokyo, 1989.

Japan Oceanographic Data Center and China National Oceanographic Data Center, *Japan-China Joint Research Program on the Kuroshio: Oceanographic Atlas—January–December 1988*, vol. 3, 115 pp., Tokyo, 1990.

Japan Oceanographic Data Center and China National Oceanographic Data Center, *Japan-China Joint Research Program on the Kuroshio: Oceanographic Atlas—January–December 1989*, vol. 4, 107 pp., Tokyo, 1991.

Japan Oceanographic Data Center and China National Oceanographic Data Center, *Japan-China Joint Research Program on the Kuroshio: Oceanographic Atlas—January–December 1990*, vol. 5, 113 pp., Tokyo, 1992.

Kaneko, A., S.-K. Byun, S.-D. Chang, and M. Takahashi, An observation of sectional velocity structures and transport of the Tsushima Current across the Korea Strait, in *Oceanography of Asian Marginal Seas*, edited by K. Takano, pp. 179–195, Elsevier, New York, 1991.

Kim, K., H. K. Rho, and S. H. Lee, Water masses and circulation around Cheju-do in summer, *J. Oceanol. Korea*, *26*, 262–277, 1991.

Kondo, M., 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 (in Japanese), *Bull. Seikai Reg. Fish. Res. Lab.*, *62*, 19–66, 1985.

Korea Ocean Research and Development Institute, *Oceanographic Atlas of Korean Waters*, vol. 2, *South Sea*, 157 pp., Ansan, 1993.

Lee, J. C., J. Y. Na, and S.-D. Chang, Thermohaline structure of the shelf front in the Korea Strait in early winter, *J. Oceanol. Soc. Korea*, *19*, 56–67, 1984.

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, 1987.

Lim, D. B., The movement of the cold water in the Korea Strait, *J. Oceanol. Soc. Korea*, *8*, 46–52, 1973.

Minato, S., and R. Kimura, Volume transport of the western boundary current penetrating into a marginal sea, *J. Oceanogr. Soc. Jpn.*, *36*, 185–195, 1980.

Mizuno, S., K. Kawatate, and T. Mitta, Current and temperature observations in the east Tsushima channel and the Sea of Genkai, *Prog. Oceanogr.*, *17*, 277–295, 1986.

Muneyama, K., I. Asanuma, Y. Sasaki, S. Saitoh, Y. Tozawa, and T. Ichiye, An application of NOAA AVHRR for oceanography in the East China Sea, in *Ocean Hydrodynamics of the Japan and East China Seas*, edited by T. Ichiye, pp. 375–386, Elsevier, New York, 1984.

Nitani, H., Beginning of the Kuroshio, in *Kuroshio*, edited by H. Stommel and K. Yoshida, pp. 353–369, University of Tokyo Press, Tokyo, Japan, 1972.

Nof, D., The penetration of Kuroshio water into the Sea of Japan, *J. Phys. Oceanogr.*, *23*, 797–807, 1993.

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*, 165–184, 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, *Mar. Sci. Mon.*, *54*, 13–26, 1979.

Seung, Y. H., and S. Y. Nam, A numerical study on the barotropic transport of the Tsushima Current, *Mer*, *30*, 139–147, 1992.

Shim, T., W. J. Wiseman Jr., O. K. Huh, and W.-S. Chuang, A test of the geostrophic approximation in the western channel of the Korea Strait, in *Ocean Hydrodynamics of the Japan and East China Seas*, edited by T. Ichiye, pp. 263–272, Elsevier, New York, 1984.

Sugimoto, T., and H. Tameishi, Warm-core rings, streamers, and their role on the fishing ground formation around Japan, *Deep Sea Res.*, *39*, suppl. 1, S183–S201, 1992.

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.

Toba, Y., K. Tomizawa, Y. Kurasawa, and K. Hanawa, Seasonal and year-to-year variability of the Tsushima-Tsugaru Warm Current system with its possible cause, *Mer*, *20*, 41–51, 1982.

Uda, M., The results of simultaneous oceanographical investigations in the Japan Sea and its adjacent waters in May and June 1932 (in Japanese), *J. Imp. Fish. Exp. Sta.*, *5*, 138–190, 1934.

Wang, J., and C.-S. Chern, On the Kuroshio branch in the Taiwan Strait during wintertime, *Prog. Oceanogr.*, *21*, 469–492, 1988.

Yanagi, T., and S. Takahashi, Seasonal variation of circulation in the East China Sea, *J. Oceanogr.*, *46*, 503–520, 1993.

C.-H. Cho and H.-J. Lie, Physical Oceanography Division, Korea Ocean Research and Development Institute, Ansan P.O. Box 29, Seoul, Korea, 425-600. (e-mail: hjlee@sari.kordi.re.kr)

(Received August 3, 1993; revised June 9, 1994; accepted July 22, 1994.)

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

제 5 장 큐슈 서방에서 대마난류의 분기

본 COPEX 연구팀이 1993년 12월에 조사한 CTD 자료와 위성추적부이궤적을 분석하여 쿠로시오 표층수가 동중국해 동부 대륙붕역으로 유입하는 것을 밝힌바 있다 (이 등, 1994). 1, 2차년도 조사 연구를 통해 쿠로시오가 큐슈 서방 골 입구에서 토까라해협을 향해 동으로 방향을 전환하는 해역에서 고염의 표층수 일부가 쿠로시오 주축으로부터 이탈하여 골 왼쪽 대륙사면을 따라 북상하는 것이 수괴분석, 부이궤적, 그리고 역계산 분석에 의해 확인되었다.

그러면 쿠로시오는 왜 큐슈 서방 골 입구에서 방향전환을 하며, 어떻게 골을 따라 북상하는 지류가 쿠로시오 본류에서 분리되는가. 지금까지 제시된 제안중 가장 폭넓게 받아들이는 것은 쿠로시오 해역과 동해 사이의 해수면 차이, 즉 압력구배이다 (Minato and Kimura, 1980; Nof, 1993; Toba et al., 1982). 유체의 흐름이 압력이 높은 곳에서 낮은 곳으로 생긴다는 것은 기본 물리법칙이지만 쿠로시오가 큐슈 서방 깊은 골 입구에서 분기되고 또한 분기된 대마난류가 동해로 유입한다는 관측결과는 압력구배만으로는 설명되지 않는다. 압력구배가 주원인이라면 분기는 쿠로시오가 지나가는 1600 km가 넘는 동중국해의 대륙사면상 어디에서도 발생되어야 하기 때문에 이는 분기에 대한 필요조건이지 충분조건은 되지 못한다. 따라서 쿠로시오의 분기가 특별히 큐슈 서방 깊은 골에서 발생하고, 분기된 해류가 대한해협으로 유입하는 역학에 대한 합리적인 이론이 필요하다.

Lie와 Cho (1994)는 골의 해저지형에 따른 포텐셜와도 보전으로 대마난류의 분기를 설명하였다. 그러나 분기된 대마난류가 단순히 포텐셜와도 보존 법칙만을 따르면 대마난류는 골 사면을 시계방향으로 돌아 나와 다시 쿠로시오 본류에 합류할 수밖에 없다. 만일 충분히 큰 압력구배가 추가된다면 분기된 대마난류가 골을 넘어 대륙붕으로 유입될 수도 있을 것이다.

한편, 쿠로시오가 대륙사면 등수심선을 정확히 따라 흐르는 것이 아니라 Okinawa Trough의 깊은 골 주변에서 등수심선과는 일정한 각도를 갖고 비스듬하게 입사하는 형태를 갖고 있다. 대마난류의 분기와 쿠로시오 본류의 방향전환이 이러한 해저지형과 입사각에 크게 관련이 있을 것으로 생각되어 기존의 위성추적부이자료와 GEK 자료를 면밀히 검토하였다. 본 연구책임자인 이 홍재와 미국 Florida 주립대의 Y. Hsueh, 일본 가고시마대의 H. Ichikawa 교수는 공동으로 대마난류의 분기와 입사해류의 방향전환에 대한 역학과정을 단순 해석모델로 검토하였고 그 연구 결과가 'On the branching of the Kuroshio west of Kyushu' 제목으로 Journal of Geophysical Research 제101권 C2호에 게제되었다. 여기에 논문 전문을 수록하였다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 101, NO. C2, PAGES 3851–3857, FEBRUARY 15, 1996

On the branching of the Kuroshio west of Kyushu

Y. Hsueh
Department of Oceanography, Florida State University, Tallahassee

Heung-Jae Lie
Korea Ocean Research and Development Institute, Seoul

Hiroshi Ichikawa
Faculty of Fisheries, Kagoshima University, Kagoshima, Japan

Abstract. Trajectories of satellite-tracked surface drifters released in the continental margin area west of Kyushu indicate a separation of the inshore side of the Kuroshio that appears to form the beginning of the Tsushima Current. The trajectories also indicate an anticyclonic sense of circulation in the area between the separated branch and the eastward directed Kuroshio main stream, consistent with long-term geomagnetic electrokinetograph measurements of surface currents, which show a broad southward flow along the west Kyushu coast. A theory is put forth that ties together these observed flow features. In the theory, the incidence is considered of an inertial current upon a step rise in topography (characterized by a step depth of H_0 to simulate the west Kyushu coastal bathymetry) in an f plane, two-layered, inviscid ocean with a quiescent lower layer. The inertial current is of a constant potential vorticity f/H, where H ($>H_0$) is the undisturbed upper layer depth and is bounded inshore by a free streamline along which the upper layer depth is a constant h_c ($<H$). The steady state downstream configuration of a separation branch and a deflected main stream along the step is connected to the upstream approach current through the consideration of the constancy of the Bernoulli function and the conservation of potential vorticity and mass. In the immediate neighborhood of the incidence, a complicated flow region is anticipated in which recirculation is featured and an anticyclonic gyre is expected further onto the step. The volume-integrated balance of along-step momentum of the constant potential-vorticity flow allows the determination of the angle the branch current makes with the step as a function of the angle of incidence and two depth ratios, h_c/H and H_0/H. The bifurcation quotient, defined as the ratio of the branch current transport to that of the approach current, is found to be also such a function, except it is independent of the incidence angle. These functions yield results that are qualitatively in agreement with the observed bifurcation of the Kuroshio west of Kyushu that gives rise to the Tsushima Current.

1. Introduction

The Kuroshio, the western boundary current of the North Pacific Ocean, flows northeastward along the continental shelf break through the East China Sea and, due to the blockage of the continental shelf at the head of the Okinawa Trough west of Kyushu, makes a turn to the east to exit through the Tokara Strait [*Nitani*, 1972]. The flow field in the neighborhood of the turn is complex and has long been thought to harbor the origin of the Tsushima Current (TC), a carrier of Kuroshio heat and salt into the Sea of Japan. There is, however, much debate with regard to the origin of the source water of the TC. One school of thought believes that it derives from an extension of the Kuroshio intrusion around Taiwan and qualifies as an extension of the so-called Taiwan Warm Current [*Beardsley et al.*, 1985; *Fang et al.*, 1991]. The other believes that it comes from a shoreward intrusion of the Kuroshio west of Kyushu, either in the form of detached boluses of Kuroshio surface water [*Huh*, 1982; *Oey and Chen*, 1991] or in the form of a separation branch of the Kuroshio [*Lie and Cho*, 1994]. The dynamics of the peeling off of Kuroshio water in either of these two forms is, however, not well understood. From the perspective of large-scale ocean circulation, the intrusion has been viewed as a pressure-gradient-forced leakage of the western boundary current through a gap in the western wall of the North Pacific Ocean [*Minato and Kimura*, 1980; *Nof*, 1993]. In this perspective, the sharply shoaling coastal topography of west Kyushu, toward which the Kuroshio runs, plays no role. Viewed as a local feature that is associated with the turning of the Kuroshio, the separation becomes a part of the blocking phenomenon that is very much dependent upon the local topography. It is with this second perspective that the peeling off of the Kuroshio in the form of a branch is treated theoretically in the present paper.

Copyright 1996 by the American Geophysical Union.

Paper number 95JC03754.
0148-0227/96/95JC-03754$05.00

2. Observations

Observations of the TC date back to the early 1930s. According to *Sverdrup et al.* [1942, p. 719], it is "The warm current that branches off on the left-hand side of the Kuroshio and

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

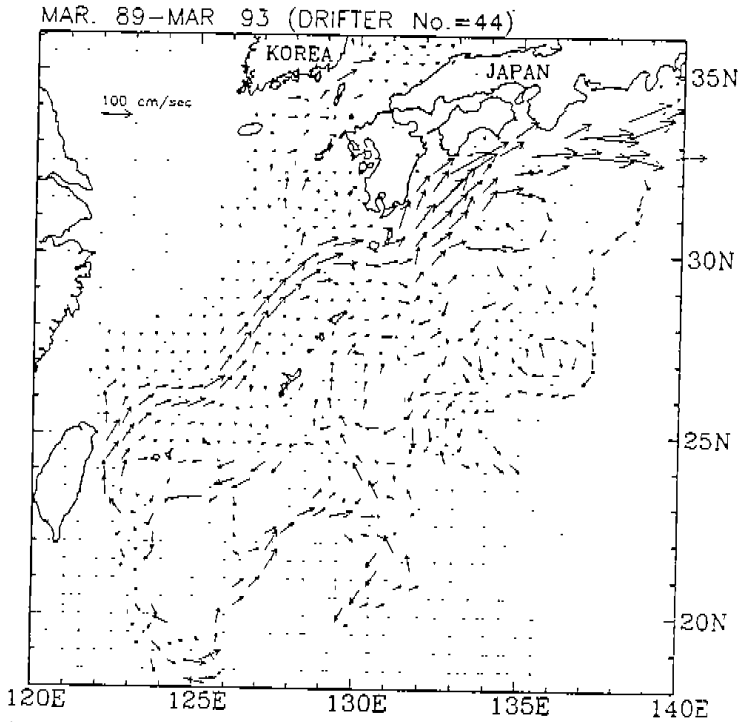


Figure 1. A plot of 0.5° by 0.5° box-averaged velocity vectors derived from trajectories of World Ocean Circulation Experiment surface drifters deployed in the western North Pacific during 1989–1993.

enters the Japan Sea following the western coast of Japan to the north." In the Korea/Tsushima Strait, the transport is directed mainly through the channel west of the Tsushima Islands, the west channel. The water of high temperature and salinity found in the eastern part of the west channel resembles that of the warm core of the Kuroshio. The total volume transport is of the order of 10^7 m^3/s, of which more than three quarters is confined in the west channel [*Moriyasu*, 1972].

Direct flow observations suggesting that the TC may indeed be a branch of the Kuroshio did not come to light until late 1993, when plots of trajectories of satellite-tracked surface drifters deployed by the Korea Ocean Research and Development Institute (KORDI) became available. Figure 1 shows a plot of 0.5° by 0.5° box-averaged velocity vectors derived from trajectories of World Ocean Circulation Experiment (WOCE) drifters deployed in the western North Pacific during 1989–1993, not including those deployed by KORDI in December 1993 (see Figure 2). The five vectors between 127°E and 128.5°E, just north of 30°N and south of 32.5°N, indicating a northward flow away from the inshore edge of the Kuroshio, are, however, from single observations, except for the one in the corner box to the northwest, where two drifters are followed for 4 days. Furthermore, there appears to be a break in the space between the one vector closest to the Kuroshio and the four vectors farther to the north, where a weak westward current is indicated, suggesting an intermittency in the northward flow, both in time and in space. However, these drifter observations are still significant because a calculation of tidal residual currents, for example, would have shown a broad southward flow instead [*Choi*, 1980].

The surface current just offshore of Kyushu appears southward. In fact, there is a faint expression of an anticyclonic gyre west of Kyushu between the branch and the Kuroshio which is now directed to the east.

To focus upon the area just west of Kyushu, Figure 2 shows a composite of trajectories of the most recent KORDI drifters. The arrowheads mark drifter positions at 10-day intervals. Trajectories of three drifters released at 32°N in the summer of 1991 are dotted; they show the existence of the northward flow and of the southward Kyushu coastal current. The two drifters that yielded the dashed traces were released at 31°N in November of 1992. Of these, the inshore one appears to confirm the existence of the TC as a splinter current, and the one over the topographic cul-de-sac at the head of the Okinawa Trough shows the formation of gyres, of which the one to the north is indeed anticyclonic. The three drifters that yielded the solid tracks in Figure 2 are from December 1993 releases around 30°N. These latter trajectories stay relatively close to one another, marking, perhaps, the coherent stream of the splinter current. (Later analyses of data from a concurrent hydrographic survey extending farther south to about 29°N indicate, at 50 m, a temperature greater than 21.5°C and a salinity greater than 34.7‰ along the trajectories of the two outermost drifters, released around 127.5°E, making it clear that these drifters follow streams separated from the Kuroshio [*Lie*, 1995].) Taken all together, these drifters paint a picture of an outer continental shelf current with a slant to the north, away from the general direction of the isobaths which are running to the northeast. Hydrographic observations made concurrently with the deployment of the drifters seem to indicate that the water that accompanies these drifters is of a Kuroshio origin

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

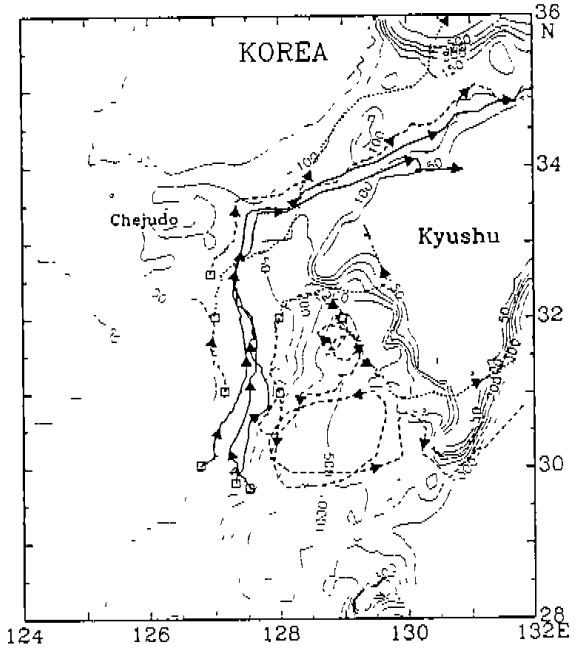


Figure 2. A composite of trajectories of the most recent Korean Ocean Research and Development Institute surface drifters. Those deployed in summer of 1991 are dotted, those from November 1992 are dashed, and those from December 1993 are solid.

[*Lie and Cho*, 1994]. If so, then an explanation must be found for this apparent separation of the Kuroshio streams.

Figure 3 shows a vector plot of mean surface currents for the autumn months (September, October, and November) derived from geomagnetic electrokinetograph measurements in the same area for the period of 1971–1987 (H. Ichikawa et al., The southward current near Kyushu in the East China Sea, submitted to *Umi to Sora*, 1995). The southward flow along the west coast of Kyushu and its merging with the Kuroshio are well represented. So is the TC in approximately the same region, where the drifter trajectories indicate a northward flow. Admittedly, this TC appears to have an origin in the band of southward flow on the continental shelf in the lower left-hand corner of the vector plot, but the accompanying hydrographic data of *Lie and Cho* [1994] would again argue for the Kuroshio as a primary source. Indeed, a composite, for the period of April 10 to July 19, 1991, of oceanic frontal analyses seems to confirm a branching of the Kuroshio just south of 30°N and east of 127°E [*Hurlburt et al.*, 1992]. In addition, recent conductivity-temperature-depth (CTD) and acoustic Doppler current profiler (ADCP) based calculations of absolute geostrophic velocity normal to an east-west section across the head of the Okinawa Trough show clearly flow to the north, inshore of the 100-m isobath [*Chen et al.*, 1992].

In a crude sense, the observations to date seem to suggest a bifurcation of the Kuroshio as it runs northeastward toward the coast of Kyushu. In what follows, a bifurcation of this type is investigated to show that it can happen. In this simple example, the continental shelf beneath the Kuroshio is removed and the topography of the Kyushu coast toward which the Kuroshio is directed is replaced with a step rise in the seafloor. The point of the exercise is to demonstrate that a separation of the Kuroshio streams on its west flank as it runs into a shoaling bottom topography is possible.

3. Theory

In order to demonstrate that topographic blocking by the continental shelf west of Kyushu could indeed lead to the turning and branching of the Kuroshio that could give rise to the TC, consider theoretically the incidence, at an angle α, upon a step shelf of an inertial current in a two-layered, f plane, inviscid ocean with a quiescent lower layer. The inertial current is bounded inshore by a free streamline along which the upper layer depth is h_c, a constant. The assumption is that the β effect is negligible for the latitudinal spread involved so that the Kuroshio can be represented as just such a free inertial current. Otherwise, for an undisturbed interior with a constant upper layer thickness H, the upper layer depth along the inshore edge of a baroclinic inertial current would decrease appreciably with latitude, on account of geostrophy.

Figure 4 shows the geometry of the problem. The ocean consists of two layers of slightly different density, ρ and $\rho + \Delta\rho$. The lower layer is quiescent. The approach current is assumed geostrophic and potential vorticity conserving. The elimination between the two equations describing these assumptions of the downstream velocity in favor of the upper layer depth gives rise to a sloped interface, the depth of which is given by [see, for example, *Hsueh et al.*, 1993]

$$h = H\left[1 - \left(1 - \frac{h_c}{H}\right)e^{-n/a}\right], \tag{1}$$

where n is the normal distance from the bounding streamline, $a = \sqrt{g'H}/f$ is the deformation radius based on the undisturbed depth H of the upper layer in the interior, and the reduced gravity $g' = (\Delta\rho/\rho)g$.

The downstream geostrophic velocity is given by

$$v_s = af\left(1 - \frac{h_c}{H}\right)e^{-n/a}. \tag{2}$$

The velocity on the bounding streamline is thus

$$v_c = af\left(1 - \frac{h_c}{H}\right).$$

The transport T of the approach current can be obtained from integrating the geostrophic equation for the downstream velocity v_s as follows:

$$T = \int_0^\infty h v_s \, dn$$

$$= \frac{g'}{f}\int_{h=h_c}^{\infty} \frac{\partial}{\partial n}\left(\frac{h^2}{2}\right) dn$$

$$= \frac{g'H^2}{2f}\left[1 - \left(\frac{h_c}{H}\right)^2\right]. \tag{3}$$

Owing to the inertia of the approach current, the bounding streamline together with a part of the flow next to it is expected to cross eventually onto the shelf, causing a separation of the streams. Most of the flow is expected, however, to be deflected and to run along the step in the deep ocean. Between the deflected main stream and the branch is a stagnation region of

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

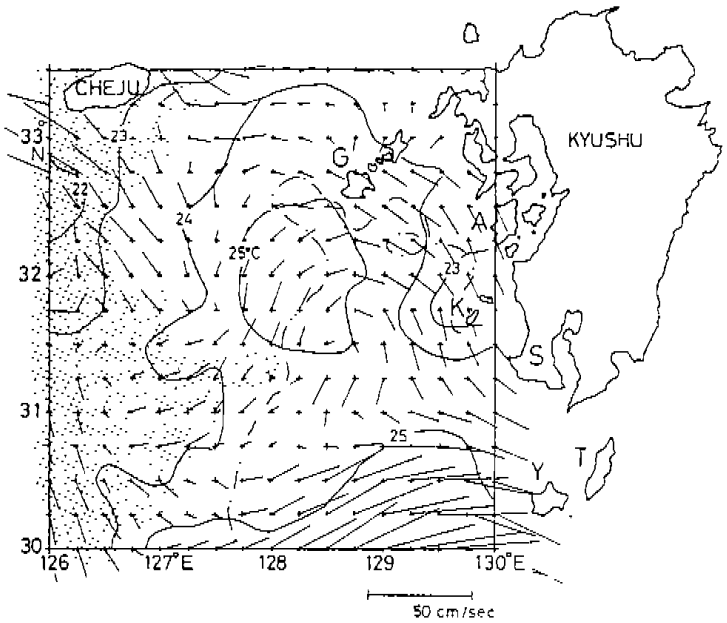


Figure 3. A vector plot of mean surface currents for the autumn months (September, October, and November) derived from geomagnetic electrokinetograph measurements for the period of 1971–1987. Areas in which the number of data points in a 1° by 1° square is less than 20 are stippled. Contours of sea surface temperature at 1°C intervals are superimposed.

water originally on the step with density ρ and potential vorticity f/H_0, where H_0 is the step depth. An exception to this state of rest might be expected in the immediate neighborhood of the split, where an anticyclonic gyre about a center of high pressure arises. The anticipation of a high in pressure is consistent with the anticyclonic sense of circulation west of Kyushu (see Figure 3) and with the fact there must exist a stagnation point where the velocity is reduced to zero. The schematic in Figure 4 shows a construct of this near-field flow immediately next to the point where the baroclinic approach current bifurcates. A streamline that coincides, in the far field, with the boundary of the bifurcated current bounds a region of recirculation and accommodates a stagnation point. On the shallow-water side of this streamline, an anticyclonic gyre is allowed. Strictly speaking, such a near-field flow, decoupled from the approach current, cannot exist in an inviscid, steady state. Thus either the flow in the immediate neighborhood of the incidence is unsteady or a source of momentum must exist to sustain the recirculation. Both considerations are clearly beyond the scope of the present study and will not be pursued. It suffices to say that the construct fits reasonably well with observation and remains a possibility.

Since the stagnation region on the step is occupied by water of a constant density, the scale of the anticyclonic gyre must be of the order of the barotropic deformation radius, a distance of a few hundred kilometers. Both the potential vorticity and the downstream velocity are discontinuous across the boundary between the bifurcated baroclinic current and the barotropic flow region on the step. The purpose of the theoretical study is to demonstrate that this steady state, downstream configuration of baroclinic flow can be connected with the deep ocean upstream, without having to deal with the details at the point of incidence.

Using the invariance of the Bernoulli function (leaving the velocity along the bounding streamline unchanged), conservation of potential vorticity and geostrophy, the downstream velocity v_s and the upper layer depth h for the separated branch far away from the point of incidence as functions of n are again given by (1) and (2). Except here, the upper layer reaches the bottom at a finite value of n. This value is obtained by substituting h with H_0 in (1) and is given by

$$n = -a \ln\left(1 - \frac{H_0}{H}\right) + a \ln\left(1 - \frac{h_c}{H}\right).$$

At this lower layer nose, the barotropic pressure is, for the continuity of the pressure, $g'H_0$, and the downstream velocity, obtained by substituting the above value of n in (2), is given by

$$v_s = af\left(1 - \frac{H_0}{H}\right).$$

The transport T_b of the separated branch can be found by integrating across the current at a point far away from the point of incidence as follows:

$$T_b = \int_0^{-a \ln(1-H_0/H)+a \ln(1-h_c/H)} h v_s \, dn$$

$$= \frac{g'}{f} \int_{n=h_c}^{h=H_0} \frac{\partial}{\partial n}\left(\frac{h^2}{2}\right) dn$$

$$= \frac{g'H^2}{2f}\left[\left(\frac{H_0}{H}\right)^2 - \left(\frac{h_c}{H}\right)^2\right]. \quad (4)$$

The transport T_d of the deflected main stream can be expressed in terms of H_s, the unknown upper layer depth at the step edge far away from the point of incidence:

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

$$T_d = \frac{g'}{f}\int_0^{s} \frac{\partial}{\partial n}\left(\frac{h^2}{2}\right) dn$$

$$= \frac{g'H^2}{2f}\left[1 - \left(\frac{H_1}{H}\right)^2\right]. \quad (5)$$

The conservation of mass for the approach current identified by the common potential vorticity of f/H requires

$$T = T_h + T_d. \quad (6)$$

With (3), (4), and (5), (6) yields

$$H_1 = H_0 \quad (7)$$

The upper layer depth at the step edge away from the point of incidence is thus precisely the same as the step depth. The boundary of the recirculation region in Figure 4 is thus indeed a streamline, along which the pressure goes, according to the invariance of the Bernoulli function, from $g'H_0$ at the lower layer nose on the step where the velocity is $af[1 - (H_0/H)]$, to $g'/2[H + (H_0^2/H)]$ at the stagnation point where the velocity is zero, and then back to $g'H_0$ at the edge of the step that bounds the deflected main stream.

The value of the streamfunction for this streamline is $g'H_0^2/2f$. This value is shared by the locus of the lower layer nose, which must also be a streamline, and identifies as the dividing streamline the one streamline in the approach current where the upper layer depth is H_0. Thus the part of the approach current shallower than the step is peeled off to form the branch current and the part extending below the step is deflected. There is no vortex foreshortening involved in the separation, even though the branch current intrudes onto the step

The only remaining unknown now is θ, the angle the separated branch makes with the step (see Figure 4), for the determination of which the steady state balance of the along-step momentum provides the necessary constraint. The volume integral of the relevant momentum equation leads to [see, for example, *Hsueh et al.*, 1993]

$$\oint hu^2\,dy - \oint huv\,dx - f\oint \psi\,dy + \frac{g'}{2}\oint h^2\,dy = 0, \quad (8)$$

where ψ is the stream function defined so that $hv = \partial\psi/\partial x$, $hu = -\partial\psi/\partial y$, where (x, y) are coordinates along and perpendicular to the step, respectively, and the line integrals are along the closed path A-B-C-D-E-F-A as shown in Figure 4. The path lies entirely within the baroclinic flow region, and Green's theorem has been used to convert area integrals into line integrals.

Note that along the bounding streamline, line FA in Figure 4,

$$vdx = udy,$$

$$\psi = g'h_1^2/2f.$$

So there is no contribution from the integration along line FA. Along the contour $h = H_0$, line DE, which is also a streamline, similar conditions hold, except that here

$$\psi = gH_0^2/2f$$

Since the upper layer depth along this streamline is H_0, it is clear that there is no contribution from the integration along line DE either. Similar arguments hold for the integration

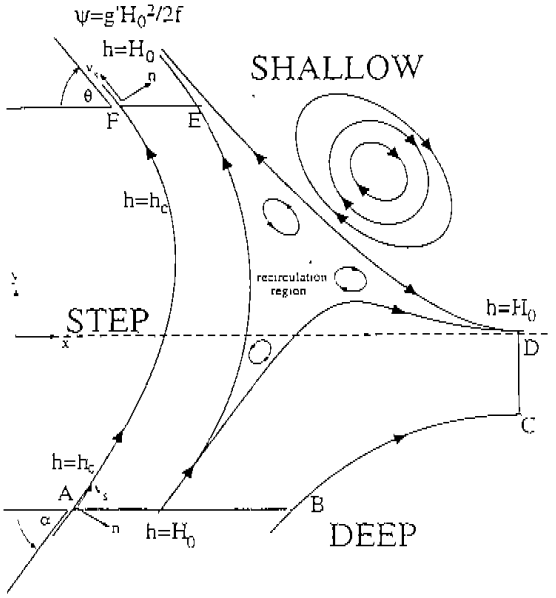


Figure 4. The geometry of the theoretical problem of a baroclinic current incident upon a step rise in bottom topography in an inviscid, reduced-gravity, f plane model ocean. The path marked by A-B-C-D-E-F-A encloses the control volume for momentum balance considerations.

along line BC, another streamline in the baroclinic current region. Hence (8) reduces to

$$-\int_A^B huv\,dx + \int_C^D hu^2\,dy = \int_E^F huv\,dx$$

In terms of the downstream velocity, the above equation can be written as follows:

$$-\int_0^{\alpha} hv_1^2\,dn(\cos\alpha) + \int_{a\ln(1-H_0/H)+a\ln(1-h_c/H)}^{s} hv_1^2\,dn$$

$$= \int_0^{a\ln(1-H_0/H)+a\ln(1-h_c/H)} hv_1^2\,dn(\cos\theta), \quad (9)$$

Equation (9) expresses a flux balance of positive x momentum that must be maintained for a steady state. For acute α and θ shown in Figure 4, the first term, when moved to the right-hand side, represents the import by the approach current. Similarly transposed, the second term represents the export by the deflected main stream. The term originally on the right-hand side represents the export of negative x momentum (therefore import of positive x momentum) by the branch current. A similar physical picture is envisioned for obtuse angles. It is possible that (9) cannot be satisfied for certain combinations of physical parameters. In such cases, the steady state expounded here simply does not exist (see section 4).

Upon substituting (1) and (2), for the upper layer depth and streamwise velocity, respectively, and carrying out the integration, the following formula is obtained:

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Table 1. Values of cos θ From Equation (10) With $h_c/H = 0$

	H_0/H									
α	0.10	0.20	0.30	0.40	0.50	0.60	0.70	0.80	0.90	1.00
18	0.75	−0.53	−0.77	−0.86	−0.90	−0.92	−0.94	−0.95	−0.95	−0.95
36		0.84	−0.12	−0.46	−0.62	−0.71	−0.76	−0.79	−0.80	−0.81
54			0.91	0.17	−0.18	−0.36	−0.47	−0.54	−0.58	−0.59
72				0.96	0.38	0.07	−0.12	−0.23	−0.29	−0.31
90					1.00	0.54	0.28	0.12	0.03	0.00
108							0.67	0.46	0.35	0.31
126								0.77	0.63	0.59
144									0.86	0.81
162										0.95
180										1.00

Variables are defined as follows. h_c/H is the depth ratio of the bounding streamline to the undisturbed depth of the upper layer. H_0/H is the step depth ratio, and α is the incidence angle.

$$\cos\theta = \frac{\left(1+\frac{2H_0}{H}\right)\left(1-\frac{H_0}{H}\right)^2 - \left(1-\frac{h_c}{H}\right)^2\left(1+\frac{2h_c}{H}\right)\cos\alpha}{\left(1-\frac{h_c}{H}\right)^2\left(1+\frac{2h_c}{H}\right) - \left(1+\frac{2H_0}{H}\right)\left(1-\frac{H_0}{H}\right)^2} \tag{10}$$

In addition, a bifurcation quotient F can be defined as the ratio of the transport of the branch current given by (4) to the transport of the approach current given by (3). Thus

$$F = \frac{\left(\frac{H_0}{H}\right)^2 - \left(\frac{h_c}{H}\right)^2}{1-\left(\frac{h_c}{H}\right)^2}. \tag{11}$$

4. Discussion

For given values of H_0, H and h_c/H, calculations can now be made of the angle θ the branch current makes with the orientation of the step and the transport of the branch current as a percentage of the transport of the approach current. The submarine topography west of Kyushu features a cul-de-sac with a shelf at about 300 m above a deep floor at 1000 m. The Kuroshio reaches to about 600 m. A good choice for the first depth ratio is thus 0.5. In a vertical section across the Kuroshio, the isopycnals typically flatten just inshore of the shelf break, and a good choice for the second depth appears to be 0.1. For these values and an angle of incidence α of 80°, (10) and (11) yield, respectively,

$$\theta \approx 45°, \quad F \approx 24\%.$$

The mean transport of the Kuroshio through the East China Sea is about 24×10^6 m^3/s [*Ichikawa and Beardsley*, 1993]. Of this amount, about one quarter, 6×10^6 m^3/s, is carried by the baroclinic component of flow. For the above value of F, the transport of the branch would be about 1.4×10^6 m^3/s, a value of the baroclinic transport in the Tsushima Current that could serve as an upper bound.

The predicted angle which the branch current makes with the orientation of the step also fits qualitatively with the direction of the TC, which veers to the northwest, creating an angle of about 125° between it and the approaching Kuroshio.

It is instructive to make calculations with (10) for a range of α and H_0/H values. Table 1 shows values of cos θ obtained from (10) for α from 18° to 180° at 18° intervals and H_0/H from 0.1 to 1.0 at intervals of 0.1, with h_c/H set to zero. The blank space encompasses parameter ranges for which no steady state exists. For a given angle of incidence, valid results are possible only when H_0/H values are sufficiently large. Small values of H_0/H can make the positive x-momentum import by the branch current so small compared with the export by the deflected main stream that a momentum balance can never be achieved. For a given H_0/H, an obtuse α can give rise to an import of negative x momentum (therefore export of positive x momentum) by the approach current so large that together with the export by the deflected main stream, it renders impossible the momentum balance in (10). Within the ranges for which a balance is possible, θ can be either acute or obtuse, giving rise to positive or negative values in Table 1.

In addition, the topology of flow about the stagnation point is complex and only a rough sketch of it can be given. Note, first, that the placement of the point of bifurcation of the dividing streamline is incidental. The far-field flow, thus the entire reasoning process, remains valid, irrespective of whether the bifurcation occurs on or off step. Second, the crucial assumption for the theory presented is that the stagnation point is displaced landward, away from the lower layer nose on the step. This allows the locus of the lower layer nose to qualify as a streamline along which the contributions to the momentum integral from the Coriolis force and the pressure gradient force cancel. As a consequence, complicated recirculation patterns at the point of incidence are implied, both on and off step. Proof that these patterns, indeed, are generated obviously must await a detailed study of the near-field, either theoretical or numerical.

The restriction to an approach current with a constant potential vorticity, while conceptually appealing, also ignores the cyclonic shear in velocity which marks the inshore side of the Kuroshio. Upon allowing blindly the existence of a source water other than that which has the potential vorticity given by the undisturbed upper layer depth, an approach current with a cyclonic side can be incorporated. The upper layer depth and downstream velocity as functions of normal distance for such a current are as follows:

$$h = H\left[1 - \frac{1}{2}\left(1-\frac{h_c}{H}\right)e^{-n}\right], \qquad n > 0$$

$$h = H\left[\frac{h_c}{H} + \frac{1}{2}\left(1-\frac{h_c}{H}\right)e^{n}\right], \qquad n < 0$$

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

$$v_c = \frac{af}{2}\left(1 - \frac{h_c}{H}\right)e^{-n/a}, \qquad n > 0$$

$$v_c = \frac{af}{2}\left(1 - \frac{h_c}{H}\right)e^{n/a}, \qquad n < 0$$

where the normal coordinate n has its origin at the velocity maximum, where

$$h = h_m = \tfrac{1}{2}(H + h_c).$$

The potential vorticity for the anticyclonic side is still f/H. The potential vorticity for the added cyclonic side is no longer constant and is given by

$$PV = \frac{f}{H}\left(1 + \frac{H - h_c}{h}\right), \qquad n < 0$$

The rest of the analysis follows exactly as before. Upon assuming that $H_0 < h_m$, a momentum integral similar to (9) leads to

$$\cos\theta = \frac{\frac{3}{4}\left(1 - \frac{h_c}{H}\right)^2\left(1 - \frac{h_c}{H}\right)(1 - \cos\alpha) - \left(\frac{H_0}{H} - \frac{h_c}{H}\right)^2\left(\frac{2H_0}{H} - \frac{3h}{H}\right)}{\left(\frac{H_0}{H} - \frac{h}{H}\right)^2\left(\frac{h_c}{H} - \frac{2H_0}{H}\right)} \tag{12}$$

The bifurcation quotient F remains exactly the same as that given by (11). For the same depth ratios as before, the same θ results at an incidence angle of 60°. The reduction in the angle subtended between the branch and approach currents is quite incidental and is rooted in the fact that the input of positive v momentum, due to the branch current, is reduced in this new case, the maximum velocity being reduced to half of that in (2). So the approach current must become more parallel to the step to make up the deficit. The result therefore remains qualitatively unchanged, the addition to the approach current of a cyclonic shear side notwithstanding. This outcome is consistent with the fact that no vortex foreshortening accompanies the bifurcation process, rendering the vorticity of the current inconsequential.

5. Conclusions

A theoretical model of the bifurcation of a baroclinic current incident upon a step rise in bottom topography is put forth to account for the turning and branching of the Kuroshio west of Kyushu. Facing downstream, one obtains in the theoretical model a deflected main stream to the right to follow the step and a separation of the streams that gives rise to a branch current to the left or right, depending on an integrated momentum balance. The bifurcation quotient, defined as the ratio of the transport in the branch current to that of the approach current, is found to be a function of the following two depth ratios: step depth and depth of the bounding streamline to the undisturbed depth of the upper layer. The volume-integrated balance of along-step momentum provides the constraint from which the angle the branch current makes with the step is determined. The angle turns out to be a function of the two depth ratios mentioned above as well as the cosine of the angle of incidence. Both the bifurcation quotient and the branch current angle yield results that are qualitatively in agreement with the transport and orientation of the TC. It appears that the TC may, indeed, be a byproduct of the turning of the Kuroshio, forced by the shoaling topography of the continental shelf west of Kyushu.

Acknowledgments. The research of Y. Hsueh is supported by a grant from the Physical Oceanography Program of the Office of Naval Research, N00014-95-1-0501, and by a grant from the National Science Foundation, OCE-9115365. The KORDI drifter experiments are a Korean contribution to the WOCE Surface Velocity Programme and are supported by the Korea Ministry of Science and Technology. The authors wish to thank P. Niiler and J.-H. Hu for their permission to use WOCE drifter data, which are found in Figure 1, and C.-H. Cho for plotting the drifter trajectories. The revision was completed during the time when Y. Hsueh was supported by the National Research Council of the Republic of China as a Visiting Professor at the Institute of Oceanography of National Taiwan University.

References

Beardsley, R. C., R. Limeburner, H. Yu, and G. A. Cannon, Discharge of the Changjiang (Yangtze River) into the East China Sea, *Cont. Shelf Res.*, *4*, 57–76, 1985.

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., Part A*, *39*, 245–268, 1992.

Choi, B. H., A tidal model of the Yellow Sea and the East China Sea, *Rep. 80-82*, Korea Ocean Res. and Dev. Inst., Seoul, 1980.

Fang, G., B. Zhao, and Y. Zhu, 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, pp. 345–358, Elsevier, New York, 1991.

Hsueh, Y., C.-S. Chern, and J. Wang, Blocking of the Kuroshio by the continental shelf northeast of Taiwan, *J. Geophys. Res.*, *98*, 12,351–12,359, 1993.

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.

Hurlburt, H. E., A. J. Wallcraft, Z. Sirkes, and E. J. Metzger, Modeling of the global and Pacific Oceans: On the path to eddy-resolving ocean prediction, *Oceanography*, *5*(1), 9–18, 1992.

Ichikawa, H., and R. C. Beardsley, Temporal and spatial variability of volume transport of the Kuroshio in the East China Sea, *Deep Sea Res., Part I*, *40*, 583–605, 1993.

Lie, H.-J., Preliminary study on oceanographic conditions of the East China Sea and the origin of the Tsushima Warm Current, report, Korea Ocean Res. and Dev., Seoul, 1995.

Lie, H.-J., and C.-H. Cho, Origin of the Tsushima Warm Current, *J. Geophys. Res.*, *99*, 25,081–25,091, 1994.

Minato, S., and R. Kimura, Volume transport of the western boundary current penetrating into a marginal sea, *J. Oceanogr. Soc. Jpn.*, *36*, 185–195, 1980.

Moriyasu, S., The Tsushima Current, in *Kuroshio*, edited by H. Stommel and K. Yoshida, pp. 353–369, Univ. of Wash. Press, Seattle, 1972.

Nitani, H., Beginning of the Kuroshio, in *Kuroshio*, edited by H. Stommel and K. Yoshida, pp. 129–163, Univ. of Wash. Press, Seattle, 1972.

Nof, D., The penetration of Kuroshio water into the Sea of Japan, *J. Phys. Oceanogr.*, *23*, 797–807, 1993.

Oey, L.-Y., and P. Chen, Frontal waves upstream of a diabatic blocking: A model study, *J. Phys. Oceanogr.*, *21*, 1643–1663, 1991.

Sverdrup, H. U., M. W. Johnson, and R. H. Fleming, *The Oceans Their Physics, Chemistry and General Biology*, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N. J., 1942.

Y. Hsueh, Department of Oceanography, Florida State University, Tallahassee, FL 32306. (e-mail: hsueh@adm.ocean.fsu.edu).

H. Ichikawa, Faculty of Fisheries, Kagoshima University, 4-50-20, Shimoarata, Kagoshima, 890, Japan.

H.-J. Lie, Korea Ocean Research and Development Institute, Ansan P.O. Box 29, Seoul, Korea 425-600.

(Received October 28, 1994, revised October 25, 1995; accepted October 31, 1995.)

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

제 6 장 큐슈 서방에서 쿠로시오수의 분리와 대륙붕으로의 진입

Lie and Cho (1994)는 큐슈 서방 깊은 골의 좌측 대륙붕단을 따라 북향하는 지속적인 해류를 관측하였고, 쿠로시오수의 대륙붕쪽 가장자리가 깊은 골 입구 대륙사면에서 분리된다고 제안하였다. Hsueh 등 (1996)은 단순 이론모델을 2층 해저지형을 갖는 해역에 적용하여 경압해류가 일정한 각도로 입사할 때 방향전환과 분기되는 과정을 연구하였다. 그러나 쿠로시오수의 분기나 대륙붕으로의 진입이 CTD와 위성추적부이 실험에서 명확히 입증되지는 못하였다.

이러한 분기 및 진입을 밝히기 위하여 본 연구실험과 한국해양연구소에서 획득한 위성부이 자료, 세계해양대순환 실험에서 수집된 위성부이 자료를 병합하여 분석하였고, 1993년 12월 및 1995년 4-5월에 조사한 CTD 자료를 분석하였다. 세계해양대순환 기획사무국으로부터 국제 WOCE Newsletter 20호에 발표하여 줄 것을 요청 받아 일차로 얻은 주요 결과를 게제한 바 있으며 여기에 전문을 수록하였다. 주요 내용은 다음과 같다. 쿠로시오수의 분리와 대륙붕으로의 진입이 처음으로 위성부이와 CTD자료에 의해 입증되었다. 분기는 쿠로시오가 동으로 방향 전환하는 큐슈 서방의 골 입구 대륙사면에서 발생한다. 대륙붕으로 진입된 해수는 쿠로시오의 가장자리 부분이며 유입량은 약 4 Sv 정도로 대한해협에서 수송량보다 2배 정도 크다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Separation of the Kuroshio Water and its Penetration onto the Continental Shelf West of Kyushu

Heung-Jae Lie, Chel-Ho Cho, Jae-Hak Lee, Korea Ocean Research and Development Institute, Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea; Peter Niiler, Scripps Institution of Oceanography, UCSD, La Jolla, CA 92093-0230, USA; and Jian-Hwa Hu, National Taiwan Ocean University, 20224 Keelung, Republic of China

The Kuroshio has long been known to have a branch current west of Kyushu, the Tsushima Warm Current (TWC). TWC transports heat and salt not only for the northern East China Sea (ECS), but also for the East Sea through a deep trough west of Kyushu (Nitani, 1972). The separation and penetration of TWC are of great importance for exchange processes between shelf and Kuroshio waters, and in the circulation of ECS, Yellow Sea, and East Sea. Recently, Lie and Cho (1994) observed a persistent northward flow along the western shelf edge of the deep north–south trough west of Kyushu and suggested that part of the weak inshore fringe of the Kuroshio, separated from the Kuroshio near the continental slope at the entrance to the trough. Hsueh et al. (1995) applied a theoretical model of the bifurcation of a baroclinic current incident upon step rise in topography to the turning and branching of the Kuroshio west of Kyushu. However, the separation and penetration are not evident in CTD casts and direct current measurements. The Korea Ocean Research and Development Institute (KORDI) has deployed satellite-tracked surface drifters since 1991 as a Korean contribution to the WOCE Surface Velocity Programme (WOCE-SVP), supplemented by CTD surveys in December 1993 and April–May 1995. Other drifter data collected by KORDI and WOCE-SVP were also used.

A map of drifter trajectories was constructed from the combined data set of 170 drifters, in the ECS between 1988 and 1995 (Fig. 1). It shows dense trajectories off the east coast of Taiwan, along the ECS continental slope, and the Okinawa Trough. These are in good agreement with the topographically controlled path of the Kuroshio, from hydrographic and GEK data. A small number of trajectories meander northeast of Taiwan and at the mouth of the deep trough west of Kyushu. Southwest of Kyushu, the Kuroshio main stream is observed to turn its direction to the east around 29°N 127°30'E, and to cross the trough toward the Tokara Strait, located south of Kyushu. Near the turning point of the Kuroshio, some drifters crossed the continental slope, and others released near the western shelf edge of the trough moved northward along the 100–400 m isobaths. Thus, the trajectories clearly demonstrate more clearly than before (*e.g.*, Nitani, 1972), the eastward turning of the Kuroshio main stream toward the Tokara Strait, and provide for the first time direct evidence for the separation of the

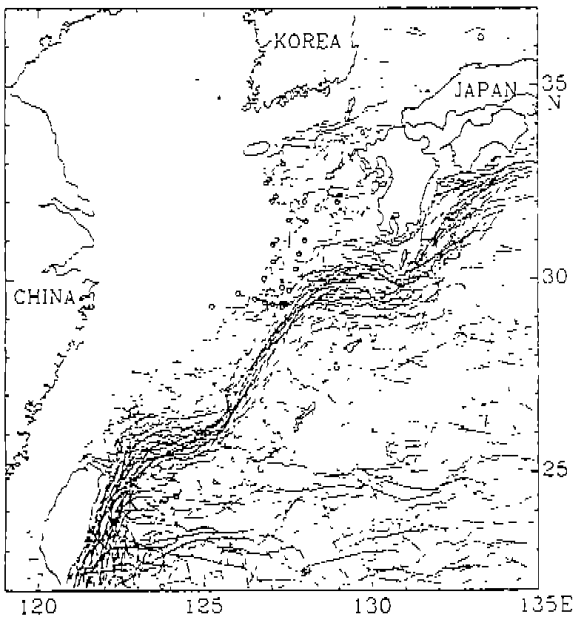


Figure 1. A composite map of trajectories of satellite-tracked surface drifters conducted by the WOCE-SVP until September 1994 and by the KORDI until June 1995. Release points of KORDI drifters are marked by circles.

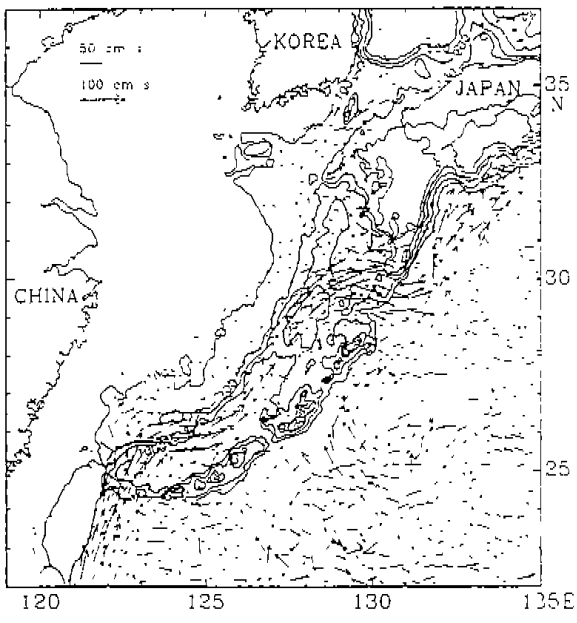


Figure 2. Surface current vectors derived from trajectories in Fig. 1 by 20' x 20' box averaging. Vectors were computed using ≥3 drifters passing through corresponding boxes. For vector scale see upper left panel.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Kuroshio around the turning point. An average surface current pattern of the eastern ECS computed by 20' x 20' box-averaging is shown in Fig. 2. Arrow vectors are the means obtained from three or more drifters in each box. The main Kuroshio high speed axis in Fig. 2 coincides with the dense trajectories on the continental slope in Fig. 1. A northward current prevails on the 100–200 m deep shelf west of the trough, but in the area south of 29°N, the shelf current is not unidirectional even though the Kuroshio touches the shelf edge. The northward shelf current separates from the Kuroshio main stream near the continental slope at the western entrance of the trough. After separation, it continues northward nearly along the western shelf edge of the trough between 29.5° and 33.5°N. Figs. 1 and 2 reveal that the branch current corresponds to the inshore part of the Kuroshio, immediately before the separation. The anticyclonic eddy discussed by Lie and Cho, 1994 is observed in the northern trough.

The Kuroshio water is characterized by high temperature and salinity, while shelf water of the ECS is colder and fresher. T and S of both waters have a great seasonality, due to seasonal heating and heavy summer precipitation and flooding. T and S can be used to trace the northward penetration of the Kuroshio water onto the continental shelf of the ECS. Horizontal maps of T, S, and σ_t at 50 m for the winter (December 1993 Fig. 3) and spring surveys (April–May 1995 Fig. 4) show hydrographic structures that are relatively simple compared with those in summer. Daily mean velocity vectors were estimated from drifter trajectories during the two surveys and are marked as arrows. Horizontal distributions at 15 m, the drifter dogue depth, are very similar to those at 50 m. The velocity vectors are plotted for the first 10 days after release since the Kuroshio fluctuates with predominant periods, especially in spring, of 14–20 days, (*e.g.*, Qiu et al., 1990).

During the winter survey, isotherms and isopycnals diverged toward the north, and Kuroshio water of T>22.5°C, S>34.7, and of σ_t<24.0 occupied the southeastern quadrant of the survey area. The radial pattern of isolines of high T and S implies the eastward turning of the Kuroshio main stream. Surface currents measured by a ship-borne ADCP (not shown) indicate the Kuroshio main stream located approximately in the Kuroshio core water of T>22.5°C and S>34.8. On the other hand, water of 21.5–22.0°C and 34.5–34.8 intruded into the shelf across the continental slope. Three drifters, deployed in the usual separation area, moved northward almost along isolines. The northward movement of drifters suggests a northward penetration of the saline Kuroshio water onto the shelf after crossing the slope. Three drifters almost followed the 34.3–34.75 isohalines. In particular, a drifter, released at the shelf edge, crossed the continental slope in a northwestward direction parallel to isohalines in the neighbourhood of the releasing point. The similarity of the northwest trajectory and the isohaline is direct proof of the penetration of saline Kuroshio water onto the shelf.

During the spring survey, the eastward turning of the Kuroshio at the mouth of the trough was clearly detected by the ADCP. The Kuroshio core water with maximum T (>23°C) and S (>34.70) at 50 m depth was consistent with the main axis of the Kuroshio. Inshore Kuroshio water was characterized by high S of 34.6–34.7 and T of 18–23°C, slightly lower than the maximum values of the Kuroshio

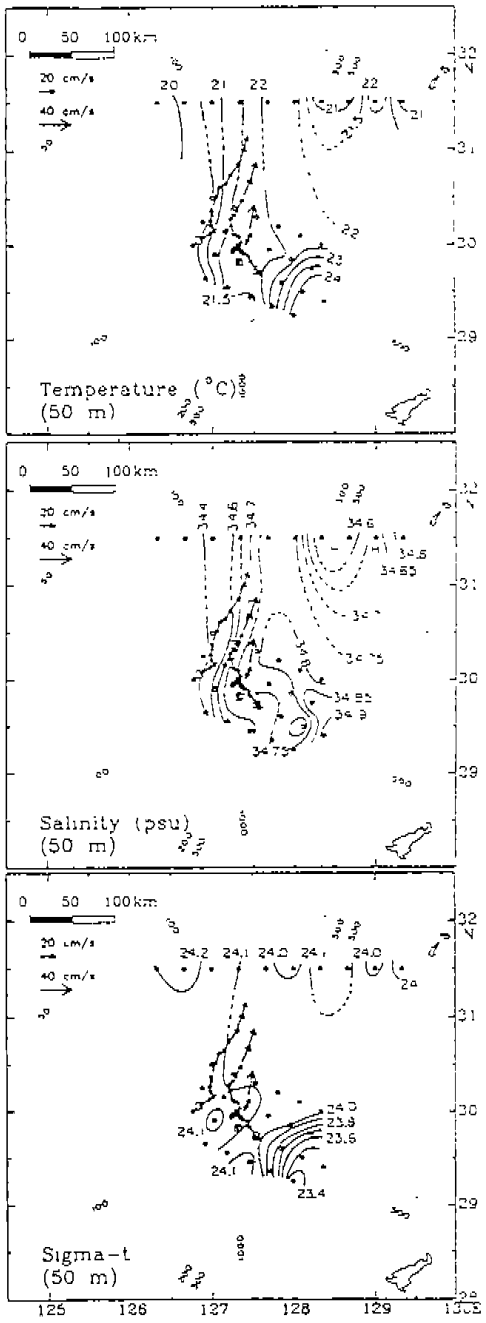


Figure 3. Temperature, salinity, and σ_t at 50 m depth in December 1993, with daily mean current vectors derived from drifter trajectories during the first 15 days after release. The scale of arrow vectors is shown on the upper left corner.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

core water, which lay on the continental slope. The inshore Kuroshio water intruded northward in a tongue shape along the western shelf break of the trough and then penetrated onto the continental shelf, mainly between lines I and B. Mixed water with S of 34.3–34.5 occupied a narrow band

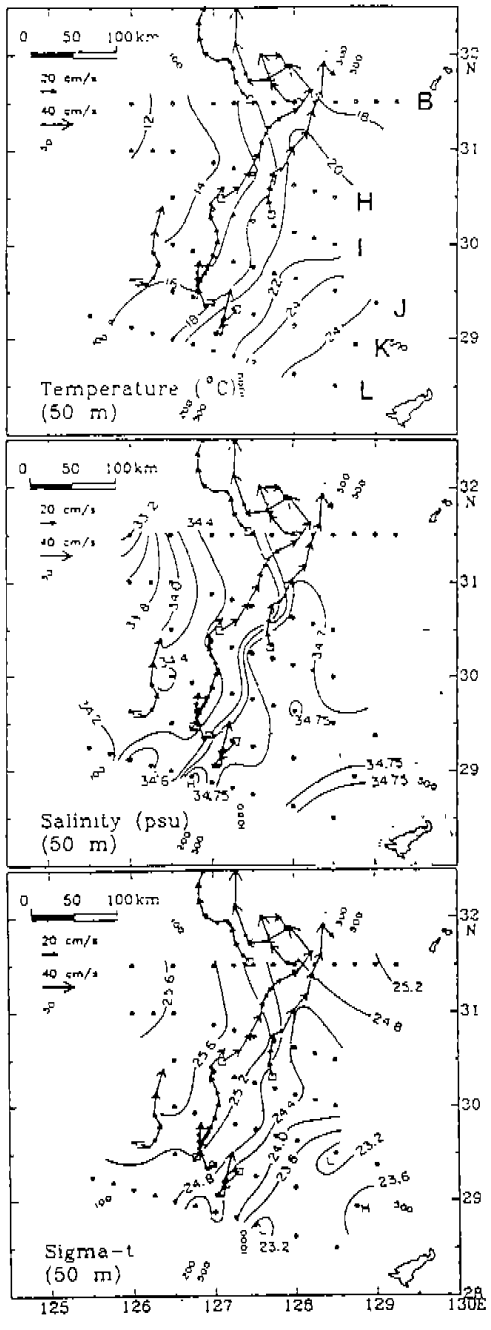


Figure 4. Temperature, salinity, and σ_t at 50 m in late April-early May 1995, with daily mean current vectors derived from drifter trajectories during the first 10 days after release. The scale of arrow vectors is shown on the upper left corner.

on the shelf, located between the 100 m isobath and the inshore Kuroshio water. The band widened from line K to line B, due to mixing between fresher shelf water and the inshore Kuroshio water from the south. The inshore water separated from the Kuroshio core water almost in the same area as for the winter survey. However, a small portion of inshore Kuroshio water intruded into the shelf in the neighbourhood of the separation area. Two drifters deployed on line K on the shelf moved northward almost along isolines with different speeds, but two near the shelf edge moved southwestward for a few days after release and then moved north in a small eddy-like trajectory. This suggests large current variability at the southern three lines which might be related to a frontal meander or eddy during the survey as is frequently observed in spring. Two drifters, released at line I, converged towards the northeast along the isoline for the first several days between lines I and H, and continued in the same direction crossing isolines between line B and H. The crossing could be due to a frontal meander. Two drifters, released at the northernmost line B, were displaced northwest to shallower depths, approximately normal to the 200–500 m isobaths. 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 northwest movement and the distribution of isolines across the continental slope north of line H shows that the inshore Kuroshio water penetrated mainly onto the shelf across the northwestern trough. Vertical sections of S also reveal that the penetration took place mainly on the northwestern flank of the trough and partly in the neighbourhood of its separation.

Summary

The separation of the Kuroshio water and its penetration onto the continental shelf west of Kyushu were evidenced for the first time from drifters and CTD data. The separation took place near the continental slope at the western entrance of the deep trough west of Kyushu, where the northeast Kuroshio main stream turns east. The northward branch transported inshore Kuroshio water. The separated water penetrated onto the shelf, mainly in the neighbourhood of the separation area during the winter survey and on the northwestern flank of the trough during the spring survey. The drifter trajectories were nearer parallel to isohalines than to isotherms and isopycnals. Application of an inverse method to the CTD data also supports the separation and penetration of the Kuroshio, and a resemblance of stream lines to isohalines. The volume transport of the branch current is about 4.0 x 10^6 m^3/s and 4.5 x 10^6 m^3/s for the winter and spring surveys, respectively, which is approximately twice that of the transport through the Korea Strait.

Acknowledgement

We appreciate staffs of KORDI and crew of RV Onnuri for the surveys in the East China Sea. The study was

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

supported by Korea Ministry of Science and Technology, National Science Foundation and NOAA in USA, and National Science Council of ROC.

References

Hsueh, Y, H.-J. Lie, and H. Ichikawa, 1995: On the branching of the Kuroshio west of Kyushu. Submitted to J. Geophys. Res.

Lie, H.-J. and C.-H. Cho, 1994: On the origin of the Tsushima Warm Current. J. Geophys. Res., 99, 25081–25091.

Nitani, H., 1972: Beginning of the Kuroshio, in Kuroshio, edited by H. Stommel and K. Yoshida, University of Tokyo Press, Tokyo, pp. 353–369.

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.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

제 7 장 해상풍의 시공간 분포특성

해상풍은 해류의 형성, 상층 해수순환 및 열구조에 큰 영향을 미친다. 바람에 의한 해류 및 해수순환에 관한 지금까지의 국내연구는 시·공간적으로 균질한 바람장 위주로 수행되었으나, 우리나라 주변 바다에서 실지 바람은 계절과 해역에 따라 변화가 매우 심하다 (이 등, 1994).

해상풍의 시·공간적 변화를 연구하기 위하여 나 등 (1992)이 10년간 (1978 - 1987)의 해면기압과 해표면 수온자료를 이용하여 계산한 한반도 주변해역에서의 12시간 간격의 해상풍을 기본자료로 이용하였다. 그러나 나 등의 연구에서 포함되지 않았던 동중국해 남부해역에서의 자료를 추가하여 127 km 등간격의 격자점에서 시간간격이 12시간인 해면기압과 해상풍 시계열자료를 준비하였다. 이 자료를 이용하여 해역별로 해상풍의 연평균 및 월평균 분포특성을 계산하였고, 경험적 직교함수 및 스펙트럼 분석을 하여 해역별로 시·공간적 분포를 분석하였다.

경험적 직교함수에 의한 분석결과는 2차년도 보고서에 수록하였고 본 보고서에는 한국해양학회지 30권 6호에 게제된 'Temporal and spatial characteristics of surface winds over the adjacent seas of the Korean peninsula' 라는 제목의 논문 전문을 수록하였다. 주요 내용은 국문 요약문에 기술되어 있으므로 생략한다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

The Journal of the Korean Society of Oceanography
Vol. 30, No 6, pp. 550-564, December 1995

Temporal and Spatial Characteristics of Surface Winds over the Adjacent Seas of the Korean Peninsula

SANG-KYU HAN*, HEUNG-JAE LIE** AND JUNG-YUL NA*
*Department of Earth and Marine Sciences, Hanyang University, Ansan, 425-791, Korea
**Physical Oceanography Division, Korea Ocean Research and Development Institute, Ansan, 425-600, Korea

한국 주변해역에서의 해상풍의 시공간적 특성

한상규* · 이흥재** · 나정열*
*한양대학교 지구해양과학과
**한국해양연구소 해양물리연구부

The temporal and spatial characteristics of wind fields over the neighbouring seas of the Korean peninsula are investigated using 10-years daily wind data during 1978~1987 which have been spatially smoothed and low-pass filtered. Long term annual and monthly means are examined for synoptic patterns and spectral analyses are made for temporal variability and spatial coherence. Spatial patterns of the annual mean wind stress and curl have a strong resemblance with those of monthly means during the winter season. Two outstanding periodicities are observed at 1 and 2 cycles per year. The synoptic winds over the study area are highly coherent at both the annual and semi-annual periodicities. However, each basin has its own characteristic spatial pattern. For instance, the prevailing wind during the winter season is northerly over the northern East Sea (ES), Yellow Sea (YS), and northern East China Sea (ECS), while it is northwesterly over the southern ES and northesterly over the northern ES and southern ECS. At the same time, the wind stress curl is positive over the northern ES and southern ECS, while it is negative over the southern ES, YS and northern ECS. On the other hand, the wind field during the summer season, with its strength being much reduced, is completely different from that during the winter season, and frequent passage of tropical storms provokes large temporal variability over ECS. One remarkable point is that the annual cycle, dominated by the Siberian High, tends to propagate from northeast to southwest, i.e., from northern ES toward southern ES, YS and ECS, while the semi-annual cycle propagates in the opposite direction, from southwest to northeast The semi-annual periodicity may reflect development of extratropical cyclones in spring and fall which frequently cross the Korean peninsula. In higher frequencies, there are no dominant periodicities, but local winds over YS and ES are highly correlated for frequencies larger than 0.1 cycles per day and phase difference increases linearly with frequency. This linear increase of phase corresponds to phase speed of 550 and 730 km/d at 0.1 and 0.3 cpd, respectively. The phase speed is apparently coincident with moving speed of extratropical cyclones across the Korean peninsula in the west-east direction.

공간적으로 평활화하고 저주파 필터를 적용한 1978년부터 1987년까지 10년간의 일별 해상풍 자료를 이용하여 한국 주변해역에서의 해상풍의 시 · 공간적 분포특성을 연구하였다. 종관적 분포형태를 위해 해상풍의 연평균과 월평균 분포특성을 검토하였고, 시간적 변동성과 공간적 상관성을 위해 스펙트럼 분석을 하였다. 연평균 wind stress와 curl의 공간형태는 겨울철 월평균 형태와 매우 닮았다. 일년 및 반년주기성이 뚜렷하다. 연구해역에서 종관적 바람은 일년 및 반년 주기에서 공간적 상관성이 매우 높으나 각 해역별로 특징적 공간분포를 보인다. 예를 들면, 겨울철 바람은 동해북부, 황해와 동중국해 북부에서는 북풍이 우세한 반면, 동해남부에서는 북서풍이, 동중국해 남부에서는 북동풍이 우세하다. 또한 curl의 경우는 동해북부와 동중국해 남부에서는 양의 값을 보이나 동

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

해남부와 황해 그리고 동중국해 북부에서는 음의 값을 보인다. 한편, 세력이 대단히 약해지는 여름철 바람은 겨울철 바람과 아주 다르고 열대성 저기압의 빈번한 통과로 동중국해 해상에서 시간변동이 커진다. 시베리아 고기압이 큰 영향을 끼치는 연변동은 북동에서 남서로, 즉 동해북부에서 동해남부 및 황해와 동중국해로 전파되는 경향을 보이나, 반년변동은 반대방향인 남서에서 북동으로 전파되는 점은 주목할 만하다. 반년 주기성은 한반도를 서에서 동으로 횡단하는 온대성 저기압이 봄과 가을에 발달하는 것을 나타내는 것으로 판단된다. 단주기 영역에서는 뚜렷한 주기성이 나타나지 않지만, 0.1 cycles per day (cpd) 이상에서는 황해와 동해의 지역풍이 공간적 상관성이 높고 위상도 주파수에 선형적으로 증가한다. 이러한 선형적 증가는 0.1, 0.3 cpd에서 550, 730 km/d의 위상속도에 해당하며 위상속도는 한반도를 서-동으로 통과하는 온대성 저기압의 이동속도와 외형적으로 일치한다.

INTRODUCTION

Surface winds over the ocean play a very important role not only to generate wind-driven current, but also in heat exchanges between ocean and atmosphere. However, the surface wind used for the ocean circulation and the heat exchange are usually estimated by indirect methods because of lack of observed wind data and scarce spatial coverage. Dynamical calculations from the synoptic surface pressure fields (Willebrand, 1978), numerical prediction (Chave *et al.*, 1991), and statistical computation from pilot-chart (Hidaka, 1958 ; Hellerman, 1967) or ships-of-opportunity data (Wyrtki and Meyers, 1975, 1976 : Bunker, 1976 ; Kutsuwada, 1982) are enumerated as the representative indirect methods.

Wind data observed at coastal weather stations along the Korean coast and at two fixed buoy stations of the Japan Meteorological Agency have been frequently used to study characteristics of the wind field or for intercomparison between observed and estimated winds. In general, the wind data at the coastal stations are seriously contaminated due to the topographic effect of land and contain significant diurnal signals of land-sea breeze, so the data are not very useful for estimating the wind field on the sea surface in the Korean neighbouring seas. The surface wind field over the Korean neighbouring seas have been studied mostly on the basis of indirectly estimated data. Kim and Choi (1986) computed monthly geostrophic winds over the East Sea from 55 years monthly mean atmospheric pressure data during 1881~1935 and they described general features of long-term monthly wind stresses and curls. Na *et al.* (1992, briefly NSH hereafter) complied comprehensive database by applying Cardone model (1969) to 12 hourly weather charts and ten-day mean sea surface temperature (SST) during 1978~1987 and presented spatial patterns of long-term monthly wind stress as well as wind stress curl in the East Sea (ES), Yellow Sea (YS), and the northern East China Sea (ECS). Kang *et al.* (1994) computed surface winds around the Korean peninsula for a three year period of 1985~1987 using daily pressure data of the European Center for Medium Range Forecast and monthly SST data of the National Meteorological Center in USA.

The previous studies on the surface wind in the Korean neighbouring seas commonly pointed out the outstanding seasonality of the prevailing wind field : northerly wind in winter and southerly wind in summer. However, spatial structures and magnitude of the local wind fields of the previous studies are not identical, especially for the curl fields. For instance, the wind stress curl in Wonsan Bay in winter is positive (cyclonic wind) in NSH (1992), but negative (anticyclonic) in the other studies (Kim and Choi, 1981; Kang *et al.*, 1994). On the other hand, the curl in YS in winter is negative over the whole basin in Kang *et al.* while according to NSH the positive curl appears locally in the eastern YS along the Korean coast. Fig. 5. Monthly variation of zonally averaged wind stress and curl. (a) the East Sea and (rean coast. The significant differences between the studies may result mainly from the spatial resolution of input data.

The previous studies have paid much attention to the general pattern of long-term annual and monthly means of wind stresses and curls. Therefore, we attempt to investigate basic temporal and spatial characteristics of the wind fields and to compare wind fields of the three different basins, ES, YS,

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

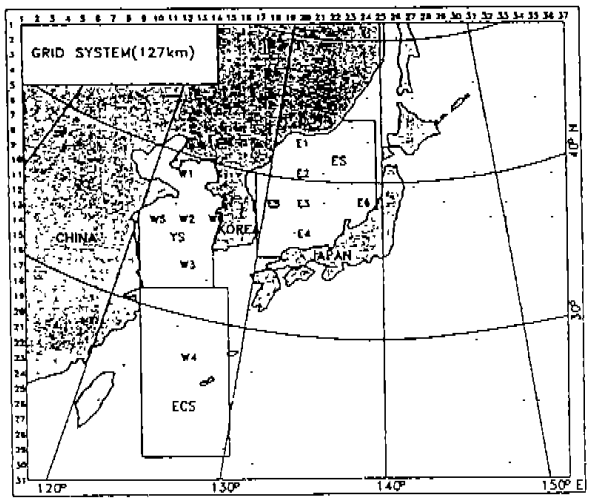


Fig. 1. Study area and grid system for computation of sea surface wind. Grids E1-E6 and W1-W6 are selected as representative ones for spectral and cross-spectral analysis.

and ECS for spatial correlation. The database used for this study is an extended one of NSH, complemented to completely cover the Korean neighbouring seas and part of the northwestern Pacific. The original database of NSH does not cover the whole ECS.

DATABASE AND PROCESSING

We extended the wind database compiled by NSH to cover the whole neighbouring seas of Korea and part of the northwest Pacific. The spatial coverage is 20° to 50° N and 120° to 150° E (Fig. 1). The computation of surface wind was performed by Cardone model, described in detail in NSH. The new database composes of gridded time series for a period of 10 years between 1978 and 1987. The grid spacing is 127 km and the sampling interval is 12 hours, so the data intervals are narrow and short enough to resolute local wind structures and temporal variations with high statistical reliability.

The 12 hourly wind data are first spatially smoothed to reduce erroneous values, possibly due to small scale fluctuations comparable to the grid size. Smoothed time series at a given point are calculated using observed values at the grid point under consideration and eight neighbouring grids according to the following formula,

$$F(0,0) = \frac{1}{36}\{16f(0,0) + 4f[(1,0) + f(-1,0) + f(0,1) + f(0,-1)] + [f(1,1) + f(-1,1) + f(1,-1) + f(-1,-1)]$$

where F (0,0) is the smoothed value of wind components at the given grid point (0,0) and f (i,j) is value at grid (i,j). The smoothed time series are then low-passed to remove high frequency signals above 0.5 cpd, possibly caused by the land-sea breeze. The land-sea breeze with a periodicity of 1 cpd and amplitude of several m/s is known to be spatially variable around the Korean peninsula and its strength exceeds sometimes that of the synoptic wind (Kim and Jhun, 1992; Park and Park, 1992). The effect of breeze is effectively filtered out by the low-passed filter.

The low-passed daily time series are subject to the basic statistical and spectral analysis. Spectrum and cross-spectrum analysis are made at pre-selected grid points shown in Fig. 1. The piece-average method of Gonella (1972) is used for the spectra. For the piece-average analysis, the ten years long time series are divided into 8 overlapped piece, each piece being a three years long time series. Spectrum and cross-spectrum of each piece are first estimated and then averaged to get the mean spectrum. The 90 % confidence interval for spectrum and the 90 % confidence limit for coherence are estimated and marked in the corresponding spectra.

ANNUAL AND MONTHLY MEAN WIND FIELDS

Long-term Annual Means

Fig. 2 shows the ten year long-term mean of surface wind stress with its standard deviation. The mean wind stress is relatively strong with magnitude of the order of 0.4 dyne/cm^2 (hereafter the unit of dyne/cm^2 is omitted) over the Korean neighbouring seas, but it is very weak in the southeastern study area, south of 30° N and east of 130° E. The spatial patterns of mean wind fields over the three

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

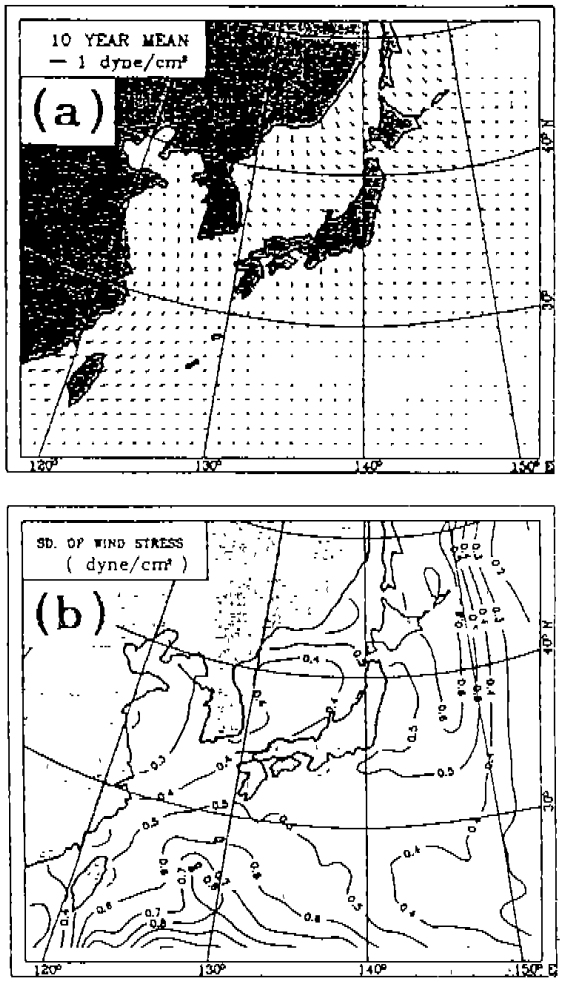


Fig. 2. Long-term mean and standard deviation of surface wind stress over the Korean neighbouring seas. (a) Mean wind stress and (b) standard deviation. The unit is dyne/cm^2.

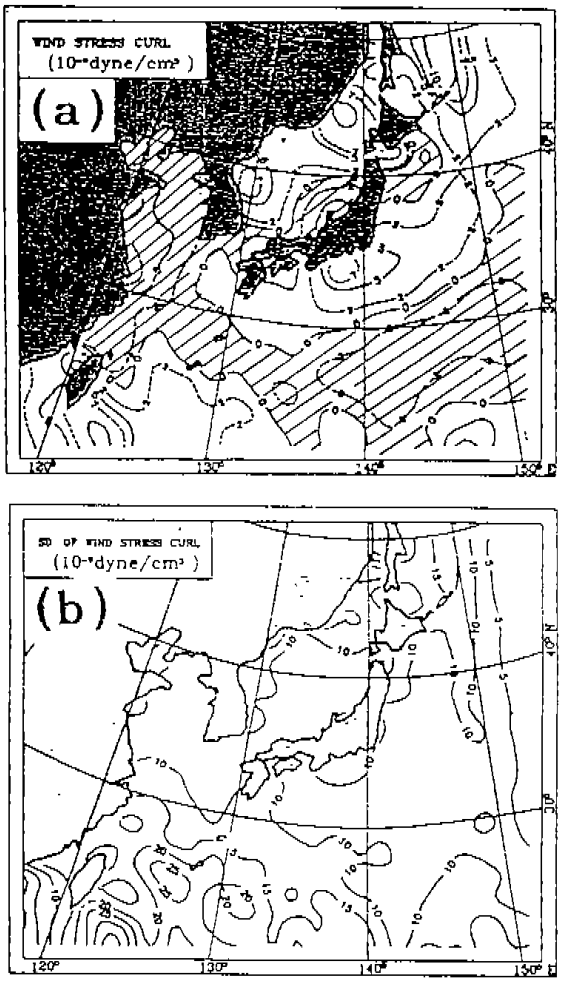


Fig. 3. Long-term mean and standard deviation of surface wind stress curl over the Korean neighbouring seas. (a) Mean wind stress curl and (b) standard deviation. The unit is 10^{-9} dyne/cm^3 and shaded area indicated negative curl.

basins ES, YS, and ECS are different from one basin to another in terms of prevailing direction and strength. The standard deviation exceeds the mean value, reflecting important variability in time. Prevailing winds over ES is northerly with strong stress of about 0.5 in the northern basin north of 40° N and northwesterly in the southern basin with weaker stress less than 0.4. Northerly winds are predominant over the whole YS and the northern ECS north of 30° N, while over the southern ECS, the northeasterly wind is prevailing with stress comparable to that over the northern ES. Over the southwestern study area, the easterly wind is prevailing, but its strength is very weak. Over the YS and the northern ECS, the west-east gradient of wind stresses is remarkably large, even through the northerly wind dominates the whole area. The wind seems to be divergent around 130° E in ECS, with northeasterly to the west of 130° E and weaker northwesterly to the east.

The standard deviation is a good indicator showing magnitude of temporal variation. It decreases with increasing latitudes, with an exception in the northeastern ES. Standard deviation of long-term monthly means (Fig. 4 of Lie *et al.*, 1994) increases with increasing latitude during the winter season, but it decreases with latitude during the summer sea-

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

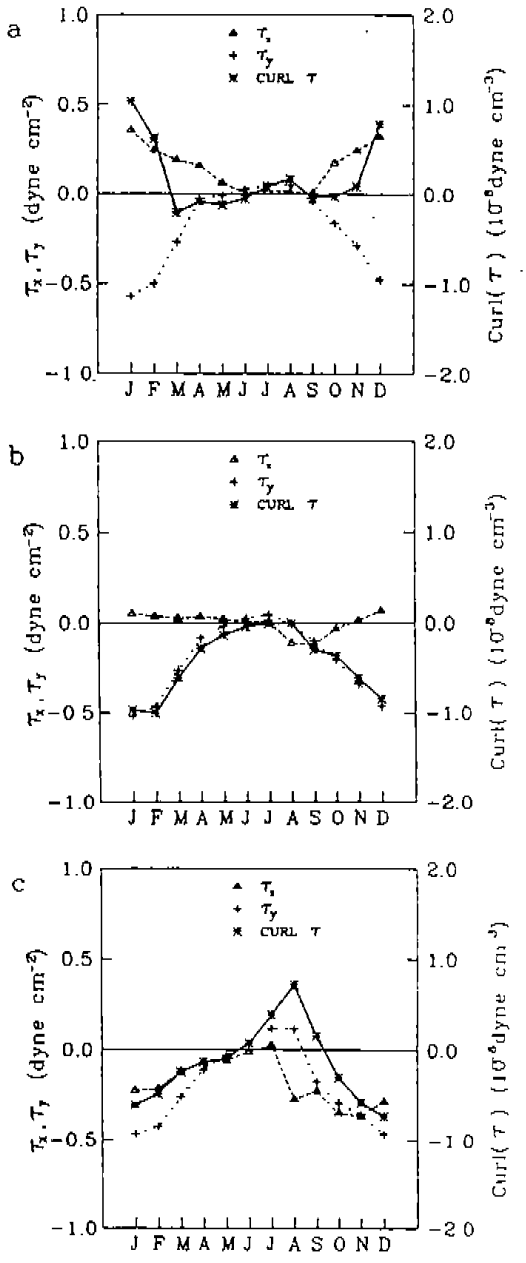


Fig. 4. Monthly variation of eastward (▲) and northward (⊕) wind stress, and wind stress curl (*), spatially averaged over each basin. (a) the East Sea, (b) the Yellow Sea, and (c) the East China Sea.

son, mainly due to frequent passage of typhoons. It is also noteworthy to see that the long-term annual mean has a pattern very similar to the long-term monthly mean during the winter season (Fig. 2 in NSH and Fig. 3 in Lie *et al.*, 1994). This may be explained through our understanding of weather patterns over the study area in different seasons. In winter, the eastern Asia is dominated by the Siberian High which does not move away, instead excursing southeastward as it develops. On the other hand, the weather patterns in spring and fall moves relatively faster and the Siberian High weakens sharply. In summer, the tropical maritime High develops and advances to the north, but its strength is much weaker than that of the Siberian High. As a result, the annual mean wind field has a weather pattern similar to that in winter, northerlies around the Korean peninsula. Standard deviations of the unfiltered time series are several times larger than those of the smoothed, filtered data in Fig. 2, especially in the coastal region, so low-pass filtering is an inevitable step of removing temporal variability.

Fig. 3 is the long-term annual mean of wind stress curl and its standard deviation. The general pattern of mean curl field resembles that of NSH (Fig. 4), but the magnitude is smaller than that of NSH, mainly due to effects of spatial smoothing and low-pass filtering. The mean curl is less than 8×10^{-9} dyne/cm^3 (hereafter 10^{-9} dyne/cm^3 is omitted) everywhere in the study area, with an exception in an area east Hokkaido where it exceeds 10. The curl over ES is positive over the northern and central region, but negative in the Honshu coastal area. Two positive curl maxima are observed in Wonsan Bay and the northeastern ES, with magnitude smaller by 30% than that of NSH. This agrees fairly well with the meteorological observations that cyclonic vortex or wind shear are frequently observed near Wonsan Bay area (personal communication from T.-Y. Lee) and that cyclogeneses are also frequently observed over the ocean east of Hokkaido. The negative curl dominates the whole YS with a minimum value in the Chinese coast between the Shantung peninsula and Changjing River mouth. The positive curl in the eastern YS, reported in NSH, is a result that they did not apply spatial smoothing to the serial data. The wind over ECS is dominated by negative curl, but the positive curl is observed in deep ocean region east of Taiwan and south of Japanese Islands. The standard deviation of the curl tends to increase toward the

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

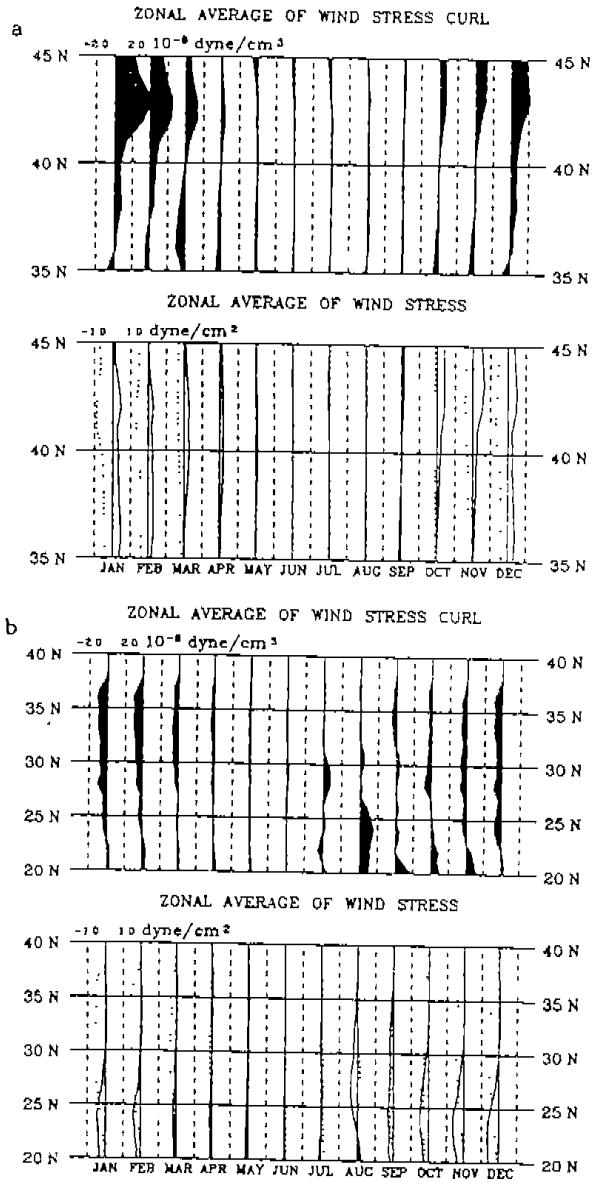


Fig. 5. Monthly variation of zonally averaged wind stress and curl. (a) the East Sea and (b) the Yellow and East China Seas. Solid and dashed lines for the wind stress correspond to the northward and eastward wind components, respectively.

south as that of the long-term mean stress.

To see characteristic wind fields for ES, YS, and ECS, long-term monthly means of wind stress and curl over each basin are spatially averaged (Fig 4). During the cold season, the prevailing wind is northwesterly with positive curl over ES, northerly with negative curl over YS, and northeasterly with negative curl over ECS, respectively During the warm season, the wind is very weak over both ES and YS, while southwesterly wind with positive curl is prevailing over ECS, through its magnitude is not so strong as the northeasterly during the cold season. Thus, the characteristic wind fields in the neighbouring seas are different from one basin to another one.

Long-term Monthly Means

Monthly variations of the synoptic wind are examined using long-term monthly means of zonal wind stress and curl (Fig. 5). In Fig. 5 the upper two figures present the zonal wind stress and curl over ES and the lower two over YS and ECS. Solid and dashed lines corresponding respectively to the eastward and northward winds. Over ES, the northwesterly wind is prevailing from October to April of the following year, with positive curl in the northern area and negative in the southern area. The demarcation zone where the curl sign changes advances toward the south from September through January during the developing phase of the northerly wind. but retreats to the north from January to April during the weakening phase. The wind in January is strongest with maximum positive curl, while during the summer the wind stress and curl are much weakened. Over YS and ECS, the prevailing winds in winter are northerly over the northern basin north of 30° N and northeasterly in the southern ECS. and the curl sign is negative. In the deep ocean region south of the Kuroshio and east of Taiwan, the curl changes to the positive sign, even through the northerly wind is still dominant. As seen for ES, the demarcation zone is displaced northward or southward between 22° and 28° N, moving to the south (north) when the northerly wind is strengthened (weakened). During the summer season, the prevailing winds are southerly or southeasterly, with mean speed being much reduced. The monthly means of curl are small with magnitude less than 3 over YS and ES, while over ECS they are positively large with important variation in time and space. The positive curl and large temporal variability are related to the subtropical wind system, especially to

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

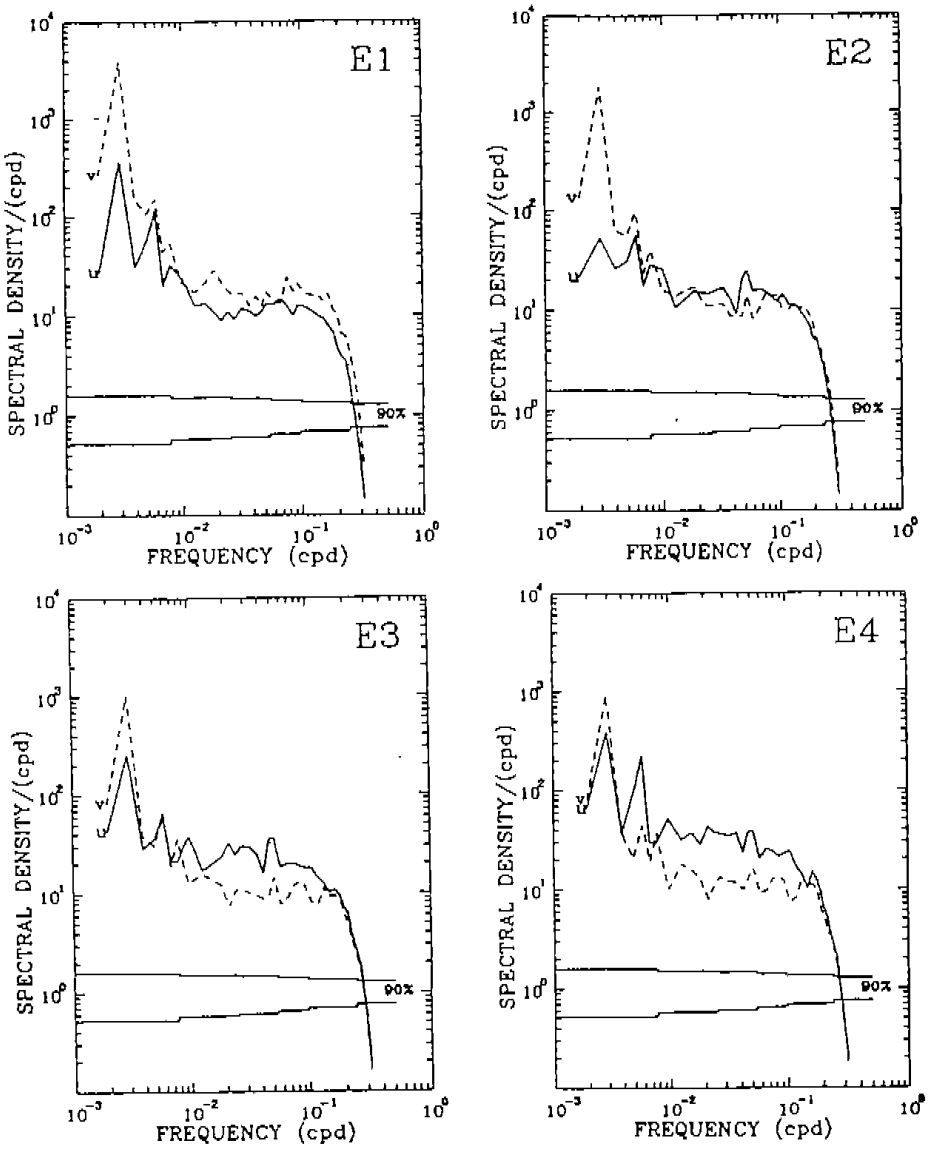


Fig. 6. Spectra of wind stresses at grids E1-E6 in the East Sea. Solid and dashed lines correspond to the eastward and northward wind components, respectively. The grids are marked in Fig. 1.

frequent passage of typhoons over ECS during the summer season.

TEMPORAL AND SPATIAL CHARACTERISTICS

In the previous section, the wind fields over the Korean neighbouring seas seen to be spatially different from one basin to another one, with an outstanding annual cycle. Therefore, the temporal and spatial characteristics are quantitatively examined by the piece-average spectral and cross-spectral analysis of demeaned, low-passed series of wind speed at the pre-selected grids marked in Fig. 1.

Wind Spectra

Fig. 6 is spectra of the two wind stress components at six representative grids of ES. The grids are located on lines crossing ES in the north-south (north wind hereafter) and west-east directions (east

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

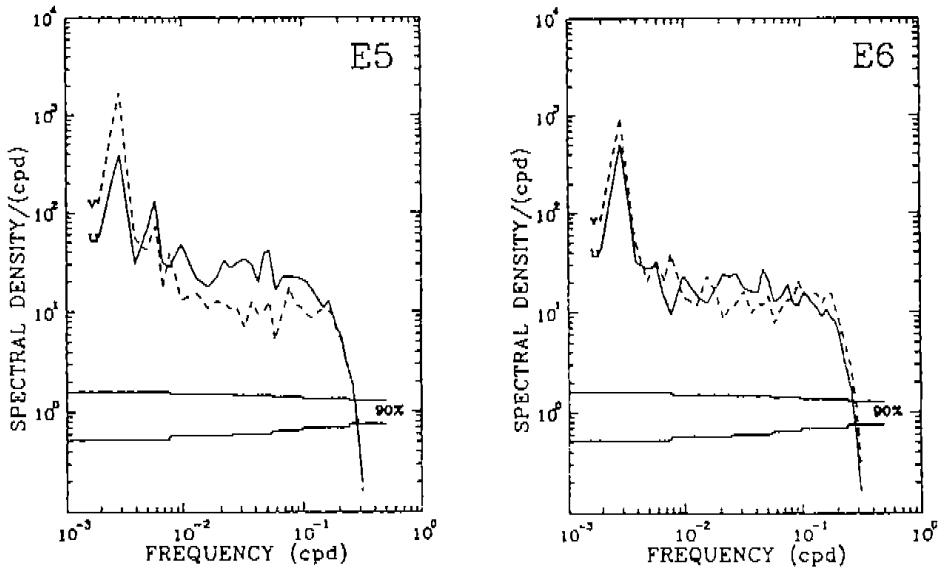


Fig. 6. Continued.

wind hereafter). Spectral density is larger than 10 $(cm/s)^2/cpd$ in the frequency range lower than 0.1 cpd. Significant spectral peaks are observed at two low frequency bands of 1 and 2 cycles per year (cpy) in which a large portion of the total spectral energy is concentrated. The energy concentrated in the higher frequency range 0.01~0.1 cpd is lower, but its level is nearly constant. The energy level for the north wind an 1 cpy is one order higher than that at 2 cpy and decreases southward and eastward, so the density at 1 cpy is maximum at grid E1 near the Siberian coast and minimum at grids E4 and E6 off the northern coast Honshu. For the east wind, the density at 1 cpy increases from north to south, in the opposite direction of the north wind and it is always lower than that of north wind through the levels for both winds are comparable at a southeastern grid E6. The density of east wind at 2 cpy exceeds that of the north wind at the same frequency only for E5 and E6 located in the southwestern basin. This may indicate that the semi-annual periodicity of the east wind is characteristic of the wind field in the southwestern ES.

Wind spectra for YS and ECS are presented in Fig. 7. The spectra for the north wind have a pattern similar to those for ES, showing the energy peak at 1 cpy. The spectral peak is one-order higher than that for the east wind at all grids, except that at W4 in ECS. The energy level at 1 cpy on the Korean side is higher than that on the Chinese side. The east wind has two peaks at 1 and 2 cpy and the energy level at 2 cpy for the east wind is higher than that at 1 cpy for grids W2, W3, and W5, located in the central and western YS. The spectra show that the synoptic wind is spatially variable even over YS about 500 km wide. At W4 in ECS, the annual variation is outstanding, with the same magnitude for both winds.

The spectra for north wind show that the annual cycle is the most important signal at all grids considered. However, the east wind has two peaks at 1 and 2 cpy at all grids through the density level is dependent upon location of grids. The annual variation is found to be more important at grids where the mean wind is stronger. The semi-annual periodicity is significantly high, especially in the southwestern ES and YS, but its spectral energy is not so large as that of the annual cycle. The annual cycle is closely related with the synoptic wind system controlled by the Siberian High, while the semi-annual cycle may represent transit phases during spring and autumn when the study area is influenced by more mobile pressure systems. Extratropical cyclones are known to develop in spring and fall, crossing frequently the Korean peninsula (Jung and Jhun, 1977). However, the semi-annual

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

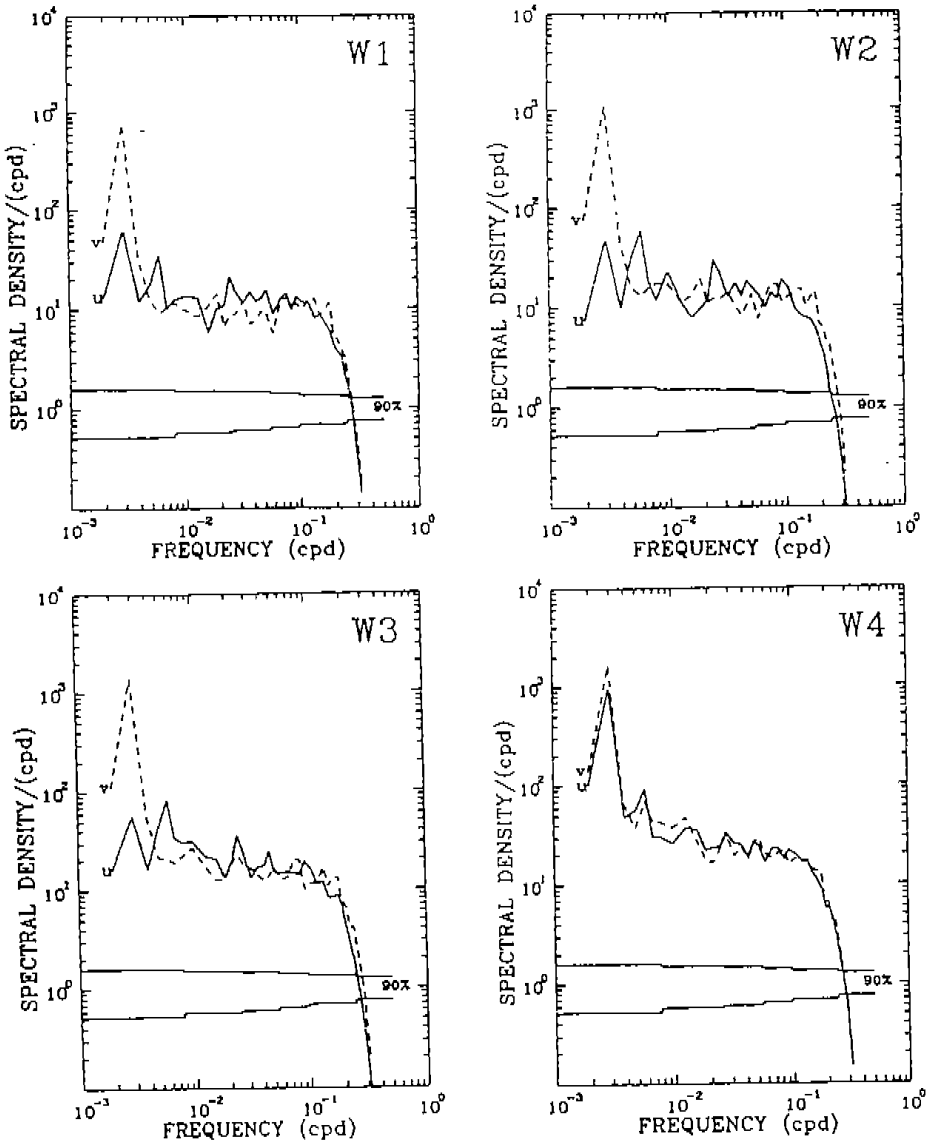


Fig. 7. Spectra of wind stresses at grids W1-W6 in the Yellow and East China Seas. Solid and dashed lines correspond to the eastward and northward wind components, respectively. The grids are marked in Fig. 1.

cycle, characterized by a clockwise rotation motion (Lie *et al.*, 1995), should be clearly elucidated in connection with the development of cyclones during the transit periods.

Cross-spectra

The spatial characteristics of wind field are investigated by computing the coherence and phase difference between pairs of grids shown in Fig. 1. As the case for the spectral analysis, the piece-average method was used to estimate the cross-spectrum.

Fig. 8 displays coherences and phase differences for the wind speeds between grids located in ES. The solid and dashed lines correspond respectively to east and north winds and the thick solid line marks 90 % confidence limit. Between winds at the central and northern ES (grids E3 and E1), the coherence for the north wind is significantly high with small phase difference over the full range of frequency, with an exception of frequency bands of 0.02~0.06 cpd, but the coherence for east wind is significant only at of 1 and 2 cpy, with relatively

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

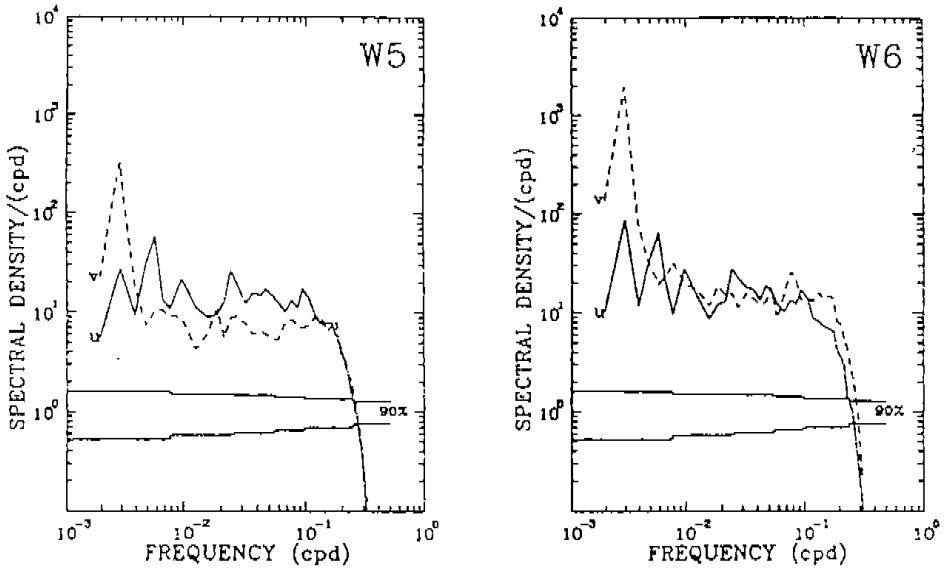


Fig. 7. Continued.

large phase differences. The positive phase of about 160 degrees at 1 cpy for the east wind means that the east wind at E1 advances that at E3 at 1 cpy, but the negative phase of about 140 degrees at 2 cpy means that the east wind at E3 leads that at E1. Therefore, the near out-of phase of the east wind between E1 and E3 reflects that the east wind direction is almost opposite. The opposite direction may be related to the variation of the east wind across the convergence over the East Sea (called open as the Japan Sea convergence zone) in the winter time. Northerlies and westerlies are found in the northern and southern parts of ES, respectively. Between the central and southern ES (E3 and E4), the coherences for both winds are much higher than the confidence limit over the full frequency range, with slight phase differences. This indicates that the central and southern ES is under influence of the same wind system. For the western and eastern ES (E5 and E6), the north winds are significantly correlated in frequencies lower than 0.01 cpd and higher than 0.1 cpd, but the east winds are highly correlated over the long distance in the east-west direction in the full range. The east winds between E1 and E4 are poorly correlated, except at the two peak frequencies of 1 and 2 cpy (Lie *et al.*, 1994).

The coherences and phase differences for YS are presented in Fig. 9. The north wind is well correlated along the north-south line (grids W1, W2, and W3), but the east wind between the western and eastern YS (W5 and W6) is significant only in the low frequencies less than 2 cpy. The east wind is correlated along the north-south line, but the coherence is lower than that for the north wind. It is noteworthy to see that the east winds at W5 and W6 are closely correlated with higher coherence than that for the north wind as seen in the case for ES. The three cross-spectra of the north wind show very high coherence and negligibly small phase at 1 cpy, which implies that the annual variation over the whole YS is controlled mainly by the same wind system.

YS and ES are geographically separated by the north-south stretch of the Korean peninsula. Spatial correlation between YS and ES can be roughly estimated in terms of coherence and phase difference at two pairs of grids, W1-E1 near the northern coastal area and W2-E3 in the central area (Fig. 10). For both pairs, the north wind at 1 cpy is spatially very coherent with no phase difference, but the east wind is significantly correlated only at the two peak frequency with certain phase difference. The east wind at E1 advances that at W1 for 1 cpy, but lags behind W1 for 2 cpy. For the pair of W2-E3, the situation is reversed; the east wind and E3 lags behind that at W2 for 1 cpy and advances W2 at 2

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

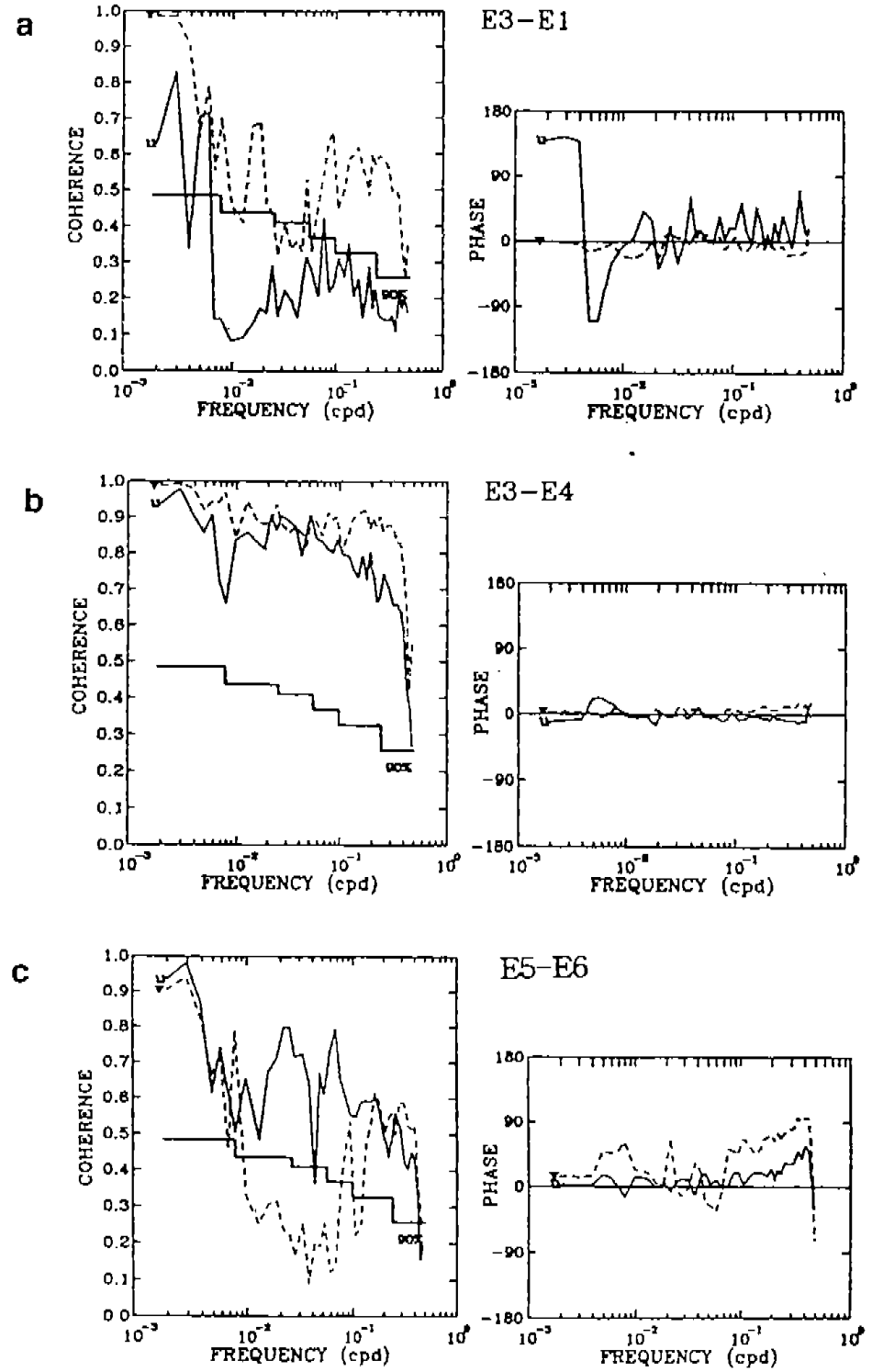


Fig. 8. Coherence and phase difference for wind stress for pairs of grids in the East Sea. (a) E3-E4, and (c) E5-E6. Solid and dashed lines correspond to the eastward and northward components, respectively. The grids are marked in Fig.1

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

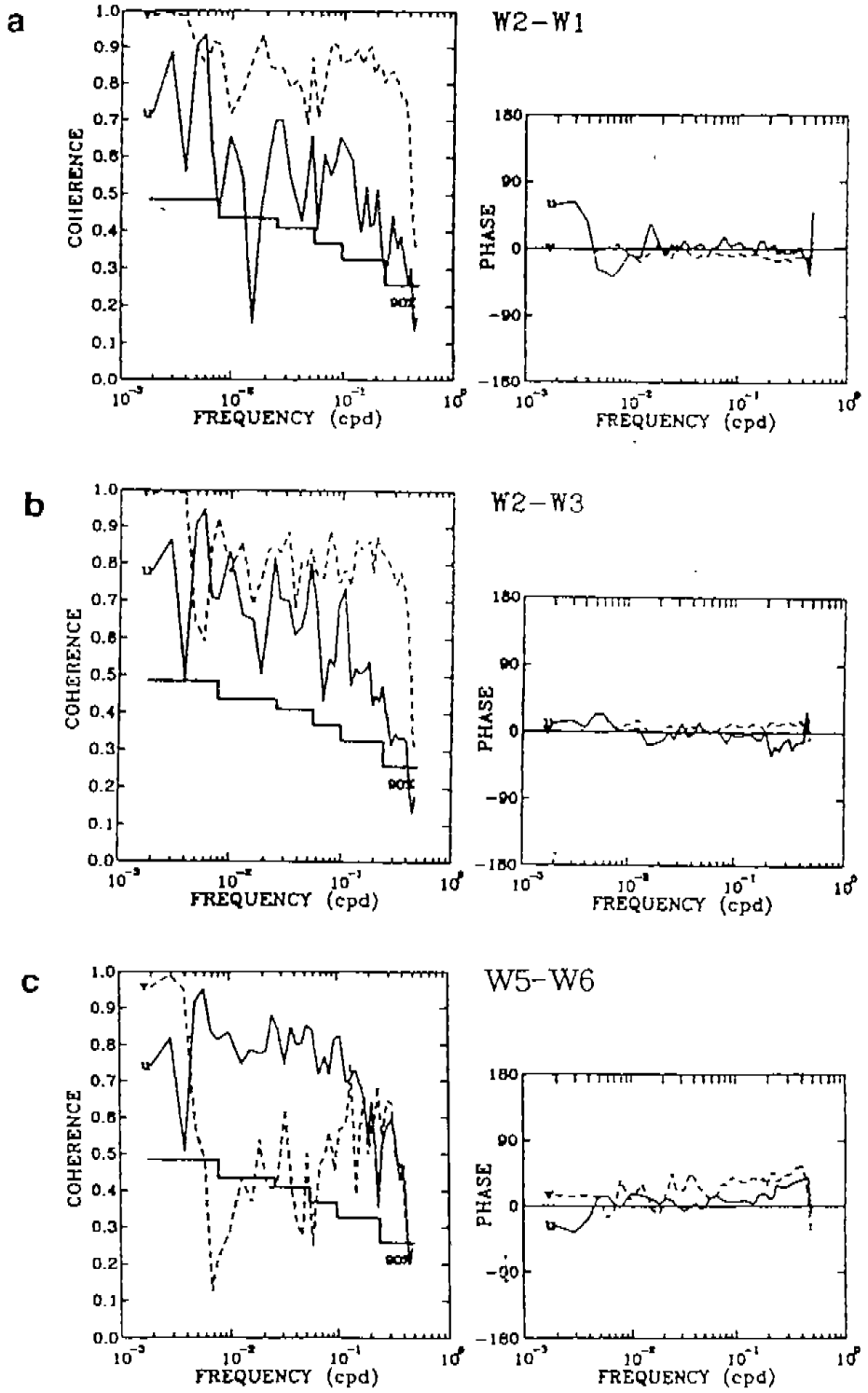


Fig. 9. Coherence and phase difference of winds for pairs of grids in the Yellow Sea. (a) W2-W1, (b) W2-W3, and (c) W5-W6. Solid and dashed lines correspond to the eastward and northward components, respectively. The grids are marked in Fig. 1.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

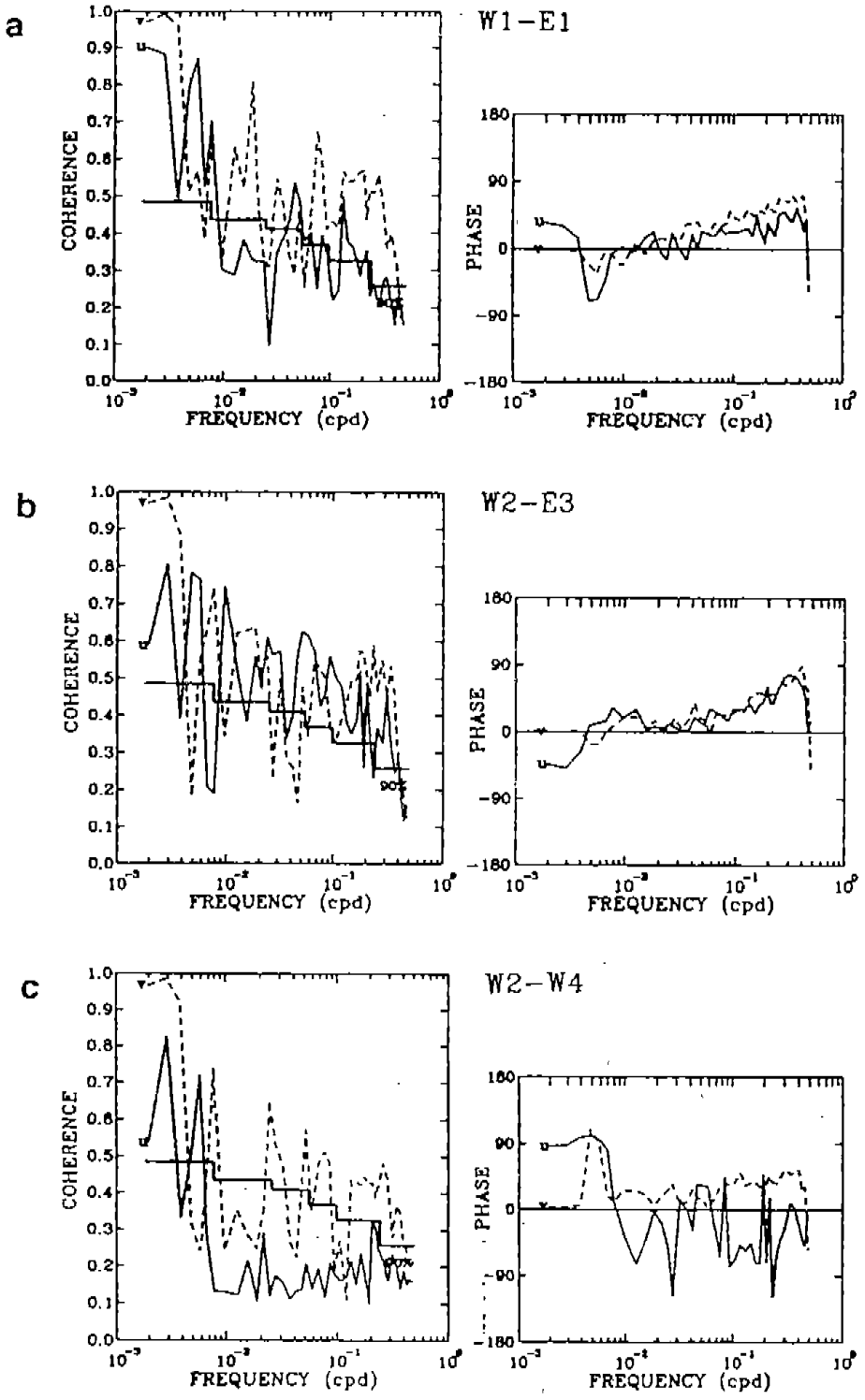


Fig. 10 Coherence and phase difference of wind stress between the Yellow Sea and East Sea or East China Sea (a) W1-E1, (b) W2-E3, and W2-W4. Solid and dashed lines correspond to the eastward and northward components, respectively. The grids are marked in Fig. 1.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

cpy. For winds over YS and ECS which are not disturbed by the Korean peninsula, the north wind at 1 cpy is highly coherent with a very slight phase difference, even over a large distance between two grids W2 - W4. The east wind at 1 and 2 cpy is also spatially correlated with phase difference of about 90 degrees. The east wind at W4 advances that at W2 at both frequencies, which is different from the case for YS and ES. One remarkable feature is that for pairs of W1 - E1 and W2 - E3, phase increases linearly with frequency in the high frequency range larger than 0.02 cpd. Furthermore, the phases of both wind components are nearly the same over the frequency range. The systematic linear increase in phase is observed only for the two pairs of grids separated by the Korean peninsula.

CONCLUSIONS

The temporal and spatial characteristics of the sea surface wind fields over ES, YS, and ECS were investigated from gridded time series of daily wind data for a ten years period of 1978~1987. Spatial patterns of the long-term annual mean wind stress and curl have a strong resemblance with the long-term monthly mean structures during the winter season. The most pronounced periodicity is the annual cycle which explains for most of temporal variability. The synoptic wind field, dominated by the annual cycle is spatially very coherent over the neighbouring seas, but its basin-scale pattern differs to some extent from one basin to another one. During the winter season, the prevailing winds are northerly over the northern ES, northwesterly over the southern ES, northerly over the YS and the northern ECS, and northesterly over the southern ECS. At the same time, the wind stress curl is positive over the northern ES and southern ECS east of Taiwan, while it is negative over the southern ES, YS, and the northern ECS. During the summer season, the synoptic pattern changes completely, with the wind stress and curl being much reduced in magnitude. High variability in summer over the ECS results mainly due from frequent northward passage of tropical storms.

The semi-annual periodicity is characteristic of the synoptic winds over the study area. Its contribution to the total variance in time is much smaller than the primary periodicity at 1 cpy, but east winds are found to be locally affected by the secondary periodicity at 2 cpy, especially in YS and the southern ES where its spectral density is comparable to that of the annual periodicity. The semi-annual periodicity may reflect transit phases in spring and autumn of the phases at 2 cpy over each basin of ES, YS, and ECS propagates northward and the phase over YS advances that over ES, so the east wind is excepted to propagate from southwest toward northeast, in the opposit direction of the north wind at 1 cpy. Therefore, the semi-annual periodicity and its propagation direction are apparently coincident with those of the extratropical cyclones crossing the Korean peninsula which develop during the transit period. However, the predominant clockwise rotational motion at 2 cpy (Lie *et al.*, 1995) should be clarified.

There are no significant spectral peaks in the high frequencies. However, the cross-spectral analysis for pairs of grids in YS and ES with distance of about 900 km show that phases over YS lag behind those over ES in the frequencies higher than 0.1 cpd, its magnitude increasing linearly with frequency. The phase speed is estimated about 550 and 730 km/d at 0.1 and 0.3 cpd, with a westward propagation Also the winds in higher frequencies are characterized by counterclockwise rotation motion (Lie *et al.*, 1995). The observed time scale, phase speed, and rotational motion have a good match with the characteristics of moving extratropical cyclones which frequently cross the Korean peninsula in the west-east direction. In the winter time, the cyclones were reported to develop more significantly in ES than in YS and ECS (Jung and Jhun, 1977), but more sophisticated analysis should be made to elucidate whether the phase and moving directions are coincident.

ACKNOWLEDGEMENTS

Authors would like to send their deep thanks to

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Professor Tae-Young Lee, Yonsei University for his helpful and constructive comments on the manuscript. This study was supported partly by grants given to the second author (H. -J., Lie) from the Ministries of Science and Technology during 1993-1995 and from the Basic Research Program of Korea Ocean Research and Development Institute during 1993-1994. The third author (J. -Y., Na) also acknowledge partial support of the Ocean Research Institute Program, Ministry of Education in Korea, 1995 and from the Oceanographic Research Fund, Ministry of Education in Korea, 1995.

REFERENCES

Bunker, A. F., 1976. Computations of surface energy flux and annual air-sea interaction cycles of the North Atlantic Ocean. *Mon. Wea. Rev.*, **104**: 1122-1139.

Cardone, V. J., 1969. Specification of the wind distribution in the marine boundary layer for wave forecasting. New York Univ. School of Engineering and Science Rep. GSL-TR-69-1, 181pp.

Chave, A. D., D. S. Luther and J. H. Filloux, 1991. Variability of the wind stress curl over the North Pacific : Implications for the oceanic response. *J. of Geophys. Res.*, **96**(C10): 18,361-18,379.

Hidaka, K., 1958. Computation of the wind stress over the oceans. *Rec. Oceangr. Wks. Japan*, **4**: 77-123.

Hellerman, S., 1968. An updated estimate of the wind stress on the world ocean. *Mon. Wea. Rev.*, **95**: 607-614.

Jung, C. H. and J. G. Jhun, 1977. A study on the development of extratropical cyclones in the area of Korean peninsula. *J. Korean Meteoro. Soc.*, **13**: 1-12.

Kim, C. H. and B. H. Choi, 1986. Monthly wind stress and wind stress curl distributions in the Eastern Sea (Japan Sea). *J. Korean Association for Hydro. Sci.*, **19**: 239-248.

Kim, C. -H. and J. G. Jhun, 1992. Numerical simulations of the three-dimensional land and sea breeze under synoptic flows over South Korea, *J. Korean Meteoro. Soc.*, **28**: 165-181.

Kutsuwada, K., 1982. New computation of the wind stress over the North Pacific Ocean. *J. of Oceanol. Soc. Japan*, **38**: 159-171.

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, 91pp, (in Korean).

Lie, H. -J., J. Y. Na, and S. K. Han, 1995. Variabilities in time and space of sea surface winds around Korea. KORDI Rep. BSPE 00444-788-1, 53pp, (in Korean).

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

Park, Y. -S. and S. -U. Park, 1991. Observational features of local weather in the coastal regions over South Korea in spring. *J. Korean Meteoro. Soc.*, **27**: 67-86.

Willebrand, J., 1978. Temporal and spatial scales of the wind field over the North Pacific and North Atlantic. *J. of Phys. Oceanogr.*, **8**: 1080-1094.

Wyrtki, K. and G. Meyers, 1975. The trade wind field over the Pacific Ocean. Part I. The mean field and the mean annual variation. Hawaii Inst. Geophys. Rep., HIG-75-1, Univ. Hawaii, 26pp.

Wyrtki, K. and G. Meyers, 1976. The trade wind field over the Pacific Ocean. *J. Appl. Meteor.*, **15**: 698-704.

Accepted January 10, 1996

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

제 2 편

해수의 물리, 화학 생물적 특성

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

제 8 장 해수의 물리적 특성

제 1 절 서론

대륙붕과 오끼나와골로 이루어진 동중국해는 쿠로시오의 대양 해수와 양자강 유출수 등의 연안해수가 접하는 곳으로 육지 기원의 물질과 해양성 물질의 교환이 이루어지는 해역일 뿐만 아니라, 동해와 황해로 열과 염을 공급하는 역할을 하는 해역이다. 최근 기후 변화와 환경문제에 연관되어 해양의 역할에 대한 연구가 활발한 면에 비추어 동중국해에서 해양학적 현상의 정확한 이해는 매우 중요한 의미를 지닌다. 해양물리학적 관점에서 보면 대양해수와 연안해수의 혼합 과정과 고온고염수가 동해 및 황해로 유입되는 경로의 파악이 선결되어져야 할 문제다. 이러한 문제들은 방대한 양의 담수를 공급하는 양자강 등의 하구유출수와 대표적인 대양해류인 쿠로시오 사이의 교환과 혼합, 강한 해류와 접하는 대륙붕단해역에서의 현상, 몬순 계절풍과 태양열 흡수 등 외력의 뚜렷한 계절 변화, 대륙붕상에서 강한 조류의 반복성 변화 등의 복잡한 요인들의 개별적인 연구를 전제로 하고 있다. 많은 요인 또는 현상들이 시간 및 공간적 크기에 있어 다양성을 나타내기 때문에 한 연구사업에서 모든 분야를 연구의 대상으로 하기는 매우 어렵다. 그 동안 일본, 중국 및 미국을 중심으로 부분 또는 종관적인 관측이 있었지만 많은 부분들에 대하여 현상의 파악이 미흡하고 상반된 견해 (예, 대마난류의 경로)조차 공존하고 있는 실정이다.

본 연구에서는 동중국해 동부해역의 계절적인 해수특성을 조사하고, 저온저염의 연안수와 고온고염의 쿠로시오수 사이 혼합과정을 지배하는 물리적 현상을 파악하는데 그 목적을 두었다. 제2절에서는 연구사업을 위해 수행된 현장 관측 내용을 정리하였고, 제3절에서는 1996년의 현장 관측결과를 설명하였다. 제4절에서는 모든 관측결과를 종합 분석하였다. 마지막 절에서는 연구 진행상의 문제점 및 앞으로 연구되어져야 할 부분 등을 제시하였다.

제 2 절 관측 개요

해수특성의 관측은 본 연구 시행 전의 예비 연구에서 수행한 것을 포함하여 5차례 실시되었다. 그림 8-1~8-5는 각 관측시의 관측점들을 보여주고 있으며, 표 1은 관측 내용을 정리한 것이다. 염분값의 보정을 위하여 Autosal 염분계를 이용

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

한 채수해수의 염분 측정을 하였다. 1993년의 Mark V 자료에서만 약 0.04 psu 차이가 있었고 SBE 9/11에 의한 염분값은 고려할 만한 차이를 보여주지 않았다. 1994년도 관측 때에는 수온염분측정기(CTD) 관측점과 다른 곳에서 BT를 이용한 수온 관측을 추가로 수행하였지만, CTD에 의한 수온값과 차이가 있어 수온 분포의 경향을 판단하는 데에만 이용하였다. 각 관측은 해수특성의 계절별 분포 파악을 기준으로 하여 설정되었다. 관측 해역은 동중국해 동부해역을 대상으로 하였으며, 4차 관측은 국지해역을 대상으로 하였다. 1996년 5차 관측은 일본의 배타적 경제수역(EEZ)의 발효로 인한 관측점 설정의 어려움 때문에 동중국해 중서부 해역을 중심으로 관측이 수행되었다. 현장 관측 소요기간은 매 관측 때마다 10일 이내로 관측해역 전체 규모의 현상 파악에는 무리가 없을 것으로 판단된다.

Table 8-1. Outline of CTD observations

구 분	관 측 기 간	관측 점수	CTD 모델	조사선	비 고
1차(겨울)	1993. 12. 6. - 12. 13.	55	Mark V	온누리호	
2차(여름)	1994. 8. 28. - 9. 7	103	SBE 9/11	온누리호	BT 16점
3차(봄)	1995. 4. 26. - 5. 7.	102	SBE 9/11	온누리호	
4차(겨울)	1995. 12. 1. - 12. 5.	33	SBE 9/11	온누리호	
5차(가을)	1996. 10. 2. - 10. 13	84	SBE 9/11	온누리호	

제 3 절 1996년 10월 관측 결과

관측점들은 그림 8-5에 표시한 바와 같이 동중국해의 대륙붕해역에 설정되었다. 조사선 온누리호를 이용하였으며 SBE 9/11 CTD를 사용하였다. 본 절에서는 총 84개 관측점의 자료를 분석하였다. 그림 8-6은 T-S도 (T-S diagram)에 나타낸 수온 및 염분의 분포이다. 오끼나와골 쪽의 한 지점 자료를 제외하고 18 ℃의 수온 변화와 4.5 psu 이상의 염분 변화를 보여주는 혼합수가 분포하고 있음을 보인다. 대륙붕해역에서 뚜렷하게 구분이 가능한 수괴들은 황해저층냉수, 한국연안수, 저온저염혼합수 및 고온고염혼합수 등이다. 해역별 수괴들의 특성은 제4절에 따로 기술하였다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

가. 수평분포

5 m 층 (그림 8-7) - 대체로 25 ℃ 등온선과 33.6 - 33.8 psu의 등염분선을 기준으로 고온고염의 남동해역과 저온저염의 북서해역으로 구분이 된다. 수온은 23 - 25 ℃ 값을 가지는 전선이 대한해협 중앙에서 제주도 남동 및 양자강 하구역까지 연결되어 나타나고 있다. 26 ℃ 이상 고온수는 대륙단쪽에 분포하여 쿠로시오표층수의 영향을 보여준다. 34.0 psu 이상 고염수는 26 ℃ 이상의 고염수와 유사하게 분포하나 보다 북쪽으로 확장되어 대한해협 중앙부까지 연장되어 있음을 보인다. 수온전선과는 달리 염분전선은 매우 넓게 발달하여 북동해역 전역에 걸쳐 형성되어 있다. 양자강 하구쪽에 여러 개의 저염수 핵이 나타나며, 최저염수는 양자강 하구에서 다소 떨어진 중국쪽 황해 남부해역에 분포하고 있다. 분포 모양으로는 최저염수가 양자강보다는 황해쪽에서 공급되었을 가능성을 보여준다. 이는 양자강유출수의 이동경로의 추정과 함께 추후 더욱 조사되어져야 할 사항이다. 밀도는 저염수 해역을 제외하고 전선역에서 수온과 염분이 서로 상쇄하는 효과로 인해 작은 변화를 띄고 분포한다.

15 m 층 (그림 8-8) - 전반적인 분포형태는 5 m 층과 유사하다. 양자강 하구쪽의 저염수 핵은 나타나지 않은 반면 황해 남부해역의 저염수는 5 m 층과 동일하게 분포하여 황해쪽에서 공급되었을 가능성을 뒷받침해 준다. 만일 저염수가 양자강으로부터 유래한 것이라면 양자강유출수가 대부분 북북동 쪽으로 향해야 함을 의미하기 때문이다. 제주도 부근에서 염분의 분포가 아주 복잡한 모양을 보이는 점에 주의를 할 필요가 있다.

50 m 층 (그림 8-9) - 남동-북서 방향의 전반적인 전선 형태는 표층과 유사하나 국지적으로는 다른 특성이 많이 보인다. 대한해협 중앙쪽으로는 염분전선뿐만 아니라 수온전선의 강도가 매우 강하게 나타난다. 특히 밀도의 분포는 수평변화가 작은 표층과는 달리 밀도전선 형태로 바뀌어 해수 특성이 수심에 따라 근본적으로 다름을 알 수 있다. 황해 남부해역에 10 ℃ 이하의 저온수가 분포하여 황해저층냉수의 흔적을 보여준다. 양자강 하구 남동쪽에는 20 ℃ 이하와 34.0 psu 이상의 저온고염수가 동중국해 남서쪽에서 공급된 형태로 분포하는데 이는 대만 북동쪽에서 대륙붕쪽으로 공급된 쿠로시오수 계통의 고염수가 혼합된 것일 가능성이 있다.

해저면층 (그림 8-10) - 그림 8-10은 수심 150 m 까지는 해저면 근처의 자료와 보다 깊은 곳에서는 150 m 층의 자료를 합성하여 나타낸 수평분포도이다. 양자강 동쪽과 제주도 남서쪽 사이에 20 ℃ 이상의 고온수가 넓게 분포하며 양자강 쪽을 제외하고 수온전선의 형태를 띄고 분포한다. 염분은 북서쪽의 32.0 psu 이하 저염

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

수가 남동쪽으로 점진적으로 확장하는 혀모양 분포를 보인다. 남쪽 관측해역을 제외하고 등염분선은 등심선과 유사한 모양을 보여주고 있는데, 특히, 33.4 psu의 등염분선은 50 m 등수심선과 위치도 비슷하다. 밀도는 저염과 고온수해역을 중심으로 낮은 값을 보이며, 가벼운 해수가 덩어리 형태로 넓게 분포하고 고밀도수와 강한 변화구배를 보여 밀도장 형태로부터 해수의 유동형태를 유추할 수 있는 가능성을 시사해 준다. 만일 이러한 고립된 형태가 수개월 이상 장시간 계속된다면 이를 유지시켜주는 독특한 해수순환이 존재해야 할 것이다. 제주해협 서쪽에는 12 ℃이하의 저염수가 동쪽으로 확장하는 모양을 보여준다. 14 - 15 ℃의 분포를 보면 제주도 남쪽을 통하여 대한해협으로 연결되고 있기 때문에 제주도 남쪽의 저층에서도 동향류가 있을 가능성을 제시해준다. 만일 이러한 해석이 맞다면 제주도 남쪽으로부터 황해쪽으로 고염수 공급은 불가능하며, 제주도 서쪽에서 이미 변질되어 있는 해수(예, 33.4 - 33.6 psu) 만이 황해 동쪽의 해수와 연결이 된다는 설명이 가능해진다.

나. 수직분포

단면 A (대한해협 서수도 입구, 그림 8-11) - 표층에서 40 m 깊이의 상층에서 관측점 A3 - A4에 23 - 25 ℃의 수온과 32.9 - 33.9 psu의 염분전선이 있으며, 연안쪽에서는 수온은 거의 일정한 반면 염분의 변화가 매우 크다. 약 10 m 두께의 강한 수온약층이 연안에서는 수심 50 m, 그리고 대한해협 중앙부에서는 수심 60 m를 중심으로 형성되어 있다. 염분약층은 수온약층보다 깊은 수심대에서 나타난다. 수온약층 깊이에 염분 분포는 매우 복잡하여 물리적 유동이 심할 것임을 암시하고 있다. 관측점 A4 - A6의 해저면에 16 ℃ 이상과 34.5 psu 이상인 고온고염수핵이 분포하는데 이는 남쪽에서 공급된 변질된 쿠로시오수 계통의 혼합수(즉, 대마난류수)로 판단된다. 최저수온층은 14 ℃ 이하의 값으로 60 - 70 m 부근에 보이고 있다. 이러한 최저수온의 핵 구조는 1994년 8월말 및 1995년 12월초의 자료와 비교하여 보면 여름 특성에서 겨울 특성으로 바뀌는 과정에서 나타난 것으로 판단되며, 관측 단면 C와 G의 자료와 비교해 보면 제주해협 쪽으로부터 공급되었을 가능성이 높다. 상층의 전선역과 저층에서는 밀도 분포는 수온과 염분의 영향이 상쇄되어 변화가 매우 작고, 각각 σ_t = 22.6 이하와 25.2 이상의 값을 나타낸다. 50 m 깊이 부근에서는 수온약층의 영향으로 성층이 강하며, σ_t = 25.4 이상의 최고밀도 해수와 σ_t = 22.0 이하의 최저밀도해수는 모두 연안쪽에 분포한다.

단면 C (제주해협과 대한해협 사이, 그림 8-12) - 수온은 고토열도쪽의 50 m 이내 표층에 나타난 25 ℃ 이상의 고온과 연안쪽 해저면에 분포한 12 ℃ 이하의 저온수 사이에 전선과 약층구조의 특징을 보여준다. 염분은 연안쪽 표층의 32.0 psu 이하 저염수와 고토열도쪽 전 층에 걸친 34.0 psu 이상의 고염수 사이에 전선과

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

약층이 특징으로 나타나고 있다. 대한해협 입구와 달리 수온과 염분 전선 및 약층이 각각 동일한 수심과 위치에 형성되어 다른 수괴 사이의 뚜렷한 경계를 표현하고 있다. 즉, 연안 표층의 저염수, 연안저층의 저온수 그리고 고토열도쪽의 고온고염수의 구분이 확실하고 이들 사이에 활발한 물리적 현상이 있음을 알 수 있다. 관측점 C1 - C4 저층에 분포하는 저염수는 대한해협 입구 저층에서 보인 저온수와 연결될 가능성이 높다. 이는 다음에 설명할 제주해협과 제주도 서쪽에서의 염분분포와 비교할 때 제주해협 서쪽에서 유입되는 것으로 판단된다. 고염수는 해저면에 이를수록 대륙붕쪽으로 파고드는 형태를 보여주는데 이러한 구조는 대한해협 중앙부 해저면층의 고염수핵과 바로 연결된다고 본다.

단면 G (제주해협 및 제주도 남동쪽 단면, 그림 8-13) - 제주도 동단 부근의 관측점 SP1을 경계로 제주해협과 제주도 남동해역의 단면으로 구분이 된다. 제주해협의 수온 분포구조는 수온 변화가 작은 상층, 수온약층 및 냉수가 분포하는 저층으로 나뉜다. 연안역 표층에서 저염수가 분포하고, 염분약층은 수온약층과 일치하고 있으며, 해저에 상대적으로 고염수가 나타나고 있다. 12 ℃ 이하인 최저수온수핵은 단면 C에서 보다 넓게 분포하여 이 해수가 서쪽으로부터 공급되었음을 알 수 있다. 관측점 G4와 SP1 사이 50 - 70 m 깊이의 저염분 구조는 관측점 C4의 50 m 수심의 모양과 유사하여 수평적으로 연결되는 구조일 가능성이 높다. 이는 저염인 연안수의 확장, 서쪽에서 유입되는 저층냉수 및 (제주도 동부) 남쪽에서 공급되는 고염수의 복합적인 상호작용으로 형성되는 현상으로 생각된다. 제주도 남동쪽 단면의 수온분포는 고토열도쪽 표층에 24 ℃ 이상의 고온혼합층 수온약층 및 수온 변화가 작은 저층으로 구분이 된다. 염분은 34.5 psu 이상의 고염수가 저층에 넓게 보이고, 관측점 G5와 G6 사이에 전 층에 걸쳐 강한 전선이 형성되어 있다. 염분약층은 수온약층보다 깊은 수심에 나타난 반면, 수온약층의 깊이에서는 고립된 고염 또는 저염핵이 나타나 수평운동이 매우 활발함을 시사하고 있다. 관측점 G5의 저층에 분포하는 15 ℃ 이하의 저온수는 염분분포로 보아 제주해협쪽의 수괴와는 차단이 되어 제주도 남쪽을 통하여 제주도 서쪽의 동일한 수괴와 연결될 수 밖에 없다. 이는 제주도 서쪽으로부터 해수 유입 경로와 관련되어 매우 흥미로운 점이다.

단면 D (제주도 서쪽 남북방향 단면, 그림 8-14) - 수온은 수직적으로 균질한 표층혼합층, 수온약층 및 북쪽 관측점의 혼합저층으로 구분이 된다. 관측점 D2 - D5의 50 m 이하 저층에는 12 ℃ 이하의 냉수가 보이는데 이는 변질된 황해저층냉수로 판단된다. 염분은 50 m 수심까지 상층은 염분값뿐만 아니라 분포형태도 변화가 매우 심하게 나타나 있다. 이는 황해 남부해역에서 공급되는 저염수가 다른 해수와 부딪쳐 나타나는 과정에서 생긴 것으로 사료된다. 34.0 psu 이상의 고염은 관측점 D7의 해저면 부근에 나타나고 있다. 15 ℃ 이하의 해수가 저층을 따라 관

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

측점 D6 까지 분포하고 있으나 33.5 psu 이상의 고염수는 관측점 D4 - D5의 저층에서는 분포하지 않아 제주도 동단 부근의 관측점 G4 - SP1에서와 같은 양상이다. 이러한 점은 앞에서 지적하였던 제주도 남동쪽 관측점 G5의 저층에 나타난 15 ℃ 이하의 냉수가 제주도 남쪽을 통해 제주도 서쪽과 연결되었을 가능성을 뒷받침해 준다. 관측점 D4 - D9의 수온약층은 굴곡이 심하여 운동이 활발하고 소규모의 현상들이 있음을 보이는데 염분분포에서 더욱 뚜렷이 보여주고 있다. 이러한 경향은 1994년 9월에 관측자료에서도 나타났기 때문에 여름-가을철의 일반적인 현상일 수 있다. 많은 고,저염수핵의 덩어리들은 다른 수괴들 사이의 혼합 과정의 하나라고 볼 수 있기 때문에 가을철 동중국해상에서 혼합과정이 활발한 해역이 동중국해 북부임을 알 수 있다.

단면 E (황해 입구 동서방향 단면, 그림 8-15) - 앞에서 살펴본 다른 단면들에 비해 비교적 단순한 분포구조를 보여준다. 수온은 10 ℃ 이하의 저층냉수가 수심 50 - 75 m의 중국쪽 사면을 중심으로 분포한다. 수온약층은 골 쪽에서 20 - 30 m 깊이에 강하게 형성되고 표층혼합층이 20 m 이상으로 두꺼워 여름에서 겨울 특성으로 바뀌는 과정을 잘 보여준다. 염분은 33.7 psu 이상의 고염수가 골의 동쪽으로 나타나는데 이는 겨울과 봄의 분포 (1993년 2월, 4월 (이 등, 1994), 1995년 5월 관측)와 유사하고 여름의 분포 (1994년 7월 (이 등, 1994), 1994년 9월 관측)와는 상이하여 여름 특성에서 겨울 특성으로 바뀌었음을 의미하고 있다.

단면 B, I, K, L (대륙붕 동쪽 중앙의 동서방향 단면, 그림 8-16 ~ 8-19) - 북쪽의 두 단면 B와 I상의 분포형태는 모두 상층 약 50 m 깊이까지는 수직적으로 거의 균질한 해수가 두껍게 분포하며, 그 이하의 저층에서는 수평적으로 변화가 작은 모양으로 분포한다. 34.5 psu 이상의 고염수가 대륙붕단 저층에 나타나고 있다. 남쪽의 두 단면에서도 유사한 분포형태를 보여준다. 특히, 21 ℃ 이하, 34.5 psu 이상의 쿠로시오수 계통의 해수는 대륙붕단 해역을 거슬러 대륙붕 쪽으로 파고드는 형태를 보여 이는 여름철의 특성을 더 강하게 나타내는 것이다. 단면 L의 관측점 O9의 저층에 나타난 20 ℃ 이하의 냉수는 관측점 L5의 저층에서 연결된 것이 아니고 동중국해 남서쪽의 해수와 연결된 것으로 판단된다 (단면 O 참조).

단면 O, P, Q (대륙붕 서쪽의 남북방향 단면, 그림 8-20 ~ 8-22) - 단면 O에서는 수직적으로 수온,염분이 균질한 관측점 O1 - O3을 중심으로 남북쪽이 다른 해황임을 보여준다. 북쪽인 관측점 E1에서는 표층의 30.3 psu 이하의 최저염수가 분포하고 저층에 이를수록 황해저층냉수 계통의 저온고염수가 나타난다. 반면 남쪽에서는 표층에서 25 ℃ 이상의 고온과 31.0 psu 부근의 두 개의 저염수핵이 있으며 저층에는 저온고염의 해수가 분포한다. 남쪽의 표층 저염수는 양자강 담수가 희석된 것이 확실하지만 북쪽의 저염수는 양자강의 희석수인지 아니면 황해 서쪽

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

에서 공급된 것인지 본 자료만으로는 판단할 수는 없다. 양자강에서 보다 가까운 관측점 O6보다 관측점 E1 - O1에서 염분이 낮은 것은 매우 특이하며 양자강유출수의 유향과도 관련이 있을 것으로 본다. 남쪽 관측점 저층의 저온고염수는 동중국해 남서쪽의 해황을 암시하는 것으로 장차 2단계 연구사업에서 해결해야 할 중요 사항의 하나로 생각된다.

제 4 절 해수특성 분석

가. 수괴

동중국해 해수의 대표적 수괴는 고온고염인 쿠로시오해수와 저온저염인 연안수로 구분되고, 대륙붕에서는 두 수괴의 이동과 혼합 정도에 따라 세분이 된다. 그림 8-23의 수온-염분圖에서는 표 8-1의 1~5차 관측에서 얻어진 모든 자료의 수온 및 염분값의 분포를 나타내어 보았다. 전체 분포는 도끼모양인 바 오끼나와골의 해수와 대륙붕수는 각각 도끼자루와 날의 부분에 해당된다. 황해의 해수는 날의 아래부분과 연결이 된고, 쿠로시오 핵은 도끼등과 연결된다. 여름철의 특성은 그림 8-23과 일치하며 겨울철의 특성은 담수유입과 태양열 영향이 줄어 날 부분에서 밀도가 작은 쪽(대체로 σ_t = 24.0 이상)이 없어지는 형태를 띤다. 이는 대륙붕수가 겨울에 고염화 된다는 의미로 동중국해 해수분포의 계절 변화가 근본적으로 연안수와 대양수 사이의 경계선 변화로 설명할 수 있음을 말해준다. 이러한 경계선은 육지에서 유출되는 담수의 양에 좌우되기 때문에 동중국해 해황을 지배하는 외력은 바람과 담수의 양이라 할 수 있다.

표 8-2 ~ 8-4는 2차, 3차 및 5차 광역관측에서 얻어진 수온과 염분의 수직 및 수평분포를 기준으로 구분한 해역별 수괴특성을 정리한 것이다. 대륙붕 해역은 성격이 뚜렷하게 구분이 되는 대한해협 입구, 제주도 주변해역 및 동부 대륙붕해역으로 세분하였다. 전반적인 경향은 여름철인 2차 관측의 자료가 봄철의 3차 관측 자료보다 수괴가 다양하게 구분이 되고 있는데 이는 여름에 표층 가열과 담수영향의 증가에 따른 것이다. 오끼나와골의 해수는 5 ℃ 이하인 해저냉수만이 계절 변화가 없고 고염수(쿠로시오해수) 및 저층저염수(쿠로시오 중층수)의 분포는 큰 계절 변화가 있음을 보여준다. 5차관측(가을)은 보다 넓은 대륙붕해역에서 실시되었기 때문에 혼합수를 세분하였다. 대륙붕상의 혼합수에 대하여 그 동안 다양한 수괴 구분이 있었지만 (NOO, 1968; Sawara and Hanzawa, 1979; Okada and Minami, 1990; Kim 등, 1991; Su and Weng, 1994) 각 수괴의 수온 및 염분의 범위는 서로 다른 관측자료들을 이용하였기 때문에 차이가 있다. 혼합수의 수괴를 세분하고 수온 및 염분 범위를 객관적으로 결정하는 것은 매우 어렵다. 특정한 수괴로

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

분류하는데 있어서 통계적인 방법에 의존한다고 할지라도 무리가 따른다. 중요한 것은 수괴의 정의가 아니라 어떠한 과정을 거쳐서 관측 해역에 있게 되었는가 하는 점이다.

Table 8-2. Properties and distributions of water masses in August and September 1994.

해 역	수 괴	특 성	분 포 해 역	비 고
대한해협 입구	저층고염수	34.5psu 이상	서수도-쓰시마섬 저층	대마난류수
	표층저염수	31.0-32.0psu	서수도 표층	연안수,양자강희석수
	저층냉수	15℃ 이하	서수도 한반도쪽 저층	동해에서 유입
	혼합수	32.0-34.5psu	동수도	유속 미약
제주도 주변해역	표층저염수	29.8-31.6psu	전 해역	양자강희석수
	저층고염수	33.9-34.1psu	제주도인접 저층	대마난류수 계통
	저층냉수	10℃ 이하	황해골 중국쪽사면	황해저층냉수
동부대륙붕해역	표층혼합수	32.0psu 이하	해수면전선-육지방향	양자강희석수
		33.5-34.0psu	해수면전선-외해표층	활발한 혼합
	저층고염수	34.5psu 이상	해저 부근	쿠로시오수의 유입
오끼나와 골	표층혼합수	34.0psu 이하	표층	저염혼합수의 유출
	고염수	34.9psu 이상	중앙부 100-150m	쿠로시오수 핵
		34.5-34.7psu	대륙사면 120m 중심 및 고염수핵의 상하	대륙붕쪽 관입
	저층저염수	34.3psu 이하	대륙사면쪽 400-800m 중심 200m 두께	
	해저냉수	5℃ 이하	900m - 해저	심해수

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Table 8-3. Properties and distributions of water masses in April and May 1995.

해 역	수 괴	특 성	분 포 해 역	비 고
대한해협	고온고염수	15 ℃, 34.6 psu 이상	동수도	대마난류수
	저온저염수	15 ℃, 34.5 psu 이하	서수도	연안수
황해남부 및 제주도 주변해역	고온고염수	16 ℃, 34.6 psu 이상	제주도 남동쪽	대마난류수
	희석고염수	15 ℃, 34.5 psu 이상	제주도남서 50 m 상층	대만난류수 계통
	저층냉수	11 ℃ 이하	황해골의 중국쪽 사면	황해저층냉수
동부대륙붕해역	고온고염수	34.6 psu 이상	수심 100 m 이상 해역 전 층	쿠로시오의 유입
	혼합수	34.5 psu 이하	수심 100 m 이하 해역 전 층	전선, 혼합해역 교차
오끼나와 골	고염수	34.8 psu 이상	중앙부 100 - 300 m	쿠로시오 핵
		34.6 - 34.8 psu	대륙붕단 전층, 고염수핵상(표층) 하층	대륙붕쪽의 공급수
	저층저염수	34.3 psu 이하	관측선 K 남쪽 사면 350-500 m 중심, 100 m 두께	북태평양중층수의 유입
	해저냉수	5 ℃ 이하	900 m - 해저	심해수

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Table 8-4. Properties and distributions of water masses in October 1996.

해 역	수 괴	특 성	분 포 해 역	비 고
황해남부-대한해협	표층저염수	33.0 psu 이하	남해연안표층	연안수
	저층저온수	14 ℃ 이하	저층(연안쪽)	황해저층냉수
	혼합수	34.0 psu 이상	제주해협동쪽저층중앙,남부	대마난류수
대륙붕	고염표층혼합수	33.8 psu 이상	대륙붕남동해역	
	고염저층혼합수	20 ℃ 이하	대류붕단 부근, 양자강쪽 수심 50 m 해역	오끼나와골 대륙사면 해수
	저염혼합수	33.8 psu 이하	대륙붕서쪽해역	강한전선해역

나. 전선

여러 번 지적하였듯이 동중국해는 고온고염의 대양성 해수와 저온저염의 연안성 해수가 만나는 곳이다. 열염전선은 이러한 두 해수의 경계 및 혼합수 분포의 특성을 잘 보여준다. 동중국해에서는 쿠로시오해수, 혼합수 및 연안수들 사이에 전선이 형성된다. 대륙붕상의 혼합수도 쿠로시오수의 영향이 많은 혼합수와 양자강 희석수의 영향이 많은 혼합수 사이에 전선이 형성되기도 한다. 다음에서는 1994년 8 - 9월, 1995년 4 - 5월 1996년 10월의 관측자료로부터 전선분포를 기술하였고, 이를 바탕으로 계절별 전선분포를 정리하였다.

(1) 1994년 8 - 9월

그림 8-24는 5 m 층에서의 수온과 염분의 수평분포도이다. 수온분포는 태양복사열에 의한 수온 상승 때문에 제주해협의 24.8 - 27.6 ℃를 제외하고 그 변화가 작아 수온전선이 형성되지 않는다. 반면 염분 분포는 관측선 B의 서쪽에서 제주도 서쪽을 거쳐 대한해협 입구 중앙까지 32.5 - 33.7 psu의 강한 염분전선이 약 50 km의 폭으로 형성되어 있음을 보여준다. 이 염분전선에서 연안쪽에 분포하는 저염수는 30.1 psu 까지 낮은 값이 양자강 근처 해역에서 보이고 제주도 남쪽과 대한해협 서수도까지 32.0 psu의 값을 보이는데 이는 육지 근원의 담수와 장마철

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

의 강우로 희석된 것으로 대부분 양자강희석수로 판단된다. 관측해역의 남부에서는 외해 쪽으로 34.5 psu 이상의 최고염수가 분포하고 대륙붕상에 34.0 - 34.2 psu의 고염수가 넓게 분포하고 있다. 대륙사면역에는 주위보다 저염인 해수가 띠의 모양으로 큐슈 서쪽 해역으로 연결되며 쿠로시오해수와 접하는 곳에 염분전선이 나타나고 있다. 그림 8-25는 50 m층에서의 열염 수평분포도이다. 눈에 띄는 수온분포의 특징적 구조는 황해저층냉수의 확장이다. 제주도 서쪽해역에서는 10 ℃ 이하의 저온수가 보이고 혀모양으로 제주도 남쪽을 향하여 영향을 미치고 있음을 알 수 있다. 수온의 수평구배는 다른 관측해역 보다 심하여 폭넓은 수온전선의 형태를 보여준다. 25 ℃ 이상의 고온수는 관측해역의 남쪽에서 대한해협 동수도쪽으로 분포하여 냉수괴와 접하고 있으며 아주 강한 수온전선이 발달되어 있음을 알 수 있다. 이러한 전선형태는 표층의 염분전선과 유사하여 전선을 형성하는 수괴들이 동일함을 시사해 준다. 대한해협에서 표층의 염분전선이 대한해협 중심부에 나타난 반면 50 m에서 수온전선은 보다 서수도 쪽으로 치우쳐 나타난 점이 주목된다. 염분은 수온과 마찬가지로 제주도 남서해역에서 혀모양의 전선을 보여주고 있으나 대한해협 쪽에서는 전선의 강도가 매우 약하게 나타난다.

(2) 1995년 4 - 5월

그림 8-26은 5 m 층에서의 열염 수평분포도이다. 제주도 서쪽과 남쪽에는 동서방향의 구배를 보이는 5 ℃ 변화의 수온전선과 1 psu 이상 변화폭의 염분전선이 넓게 형성되어 쿠로시오계통의 고온고염수와 연안의 저온저염수의 경계를 보여준다. 이 전선의 일부는 제주해협과 대한해협 쪽으로 연결이 되며 남쪽으로 대륙붕단 부근에서 또 다른 전선인 쿠로시오 (수온)전선과 연결된다. 전선을 가로지르는 방향으로 수온구배는 대륙붕단해역의 쿠로시오전선이 제주도 남쪽 전선보다 약 2배 정도 강하게 나타나고 있다. 밀도분포는 쿠로시오 해역과 혀모양의 고온수 해역에서는 수온분포의 모양과 유사한 반면, 대륙붕상의 열염전선 해역은 밀도의 변화가 완만하다. 이는 대륙붕쪽은 밀도장에 대하여 수온과 염분이 상쇄적 역할을 하고 있음을 뜻하고 해수의 호름이 매우 미약함을 암시해 주기도 한다. 그림 8-27은 50 m 층에서 수온과 염분 수평분포로 분포 형태가 5 m 층과 유사하여 봄철이지만 아직 순압성인 특성을 지니고 있음을 보여준다. 제주도 서쪽에서는 제주도를 끼고 도는 모양의 전선과 양자강 쪽의 전선의 구분이 5 m 층보다 뚜렷이 나타나고 있다.

(3) 1996년 10월

제3절에서 설명한 바와 같이 대체로 남서-북동 방향의 수온 및 염분전선을 중심으로 고온고염의 남동해역과 저온저염의 북서해역으로 구분이 된다. 표층에서

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

수온은 23 - 25 ℃ 값을 가지는 전선이 대한해협 중앙에서 제주도 남동 및 양자강 하구역까지 연결되고, 염분전선은 매우 넓게 발달하여 북동해역 전역에 걸쳐 형성되어 있다. 그러나 50 m층에서는 양상이 바뀌어 대한해협에서 16 - 24 ℃의 큰 변화폭을 보이는 수온전선이 좁은 해역에 강하게 발달되고 서쪽에 이를수록 황해저층냉수의 확장 경계와 부딪치면서 북쪽 전 해역으로 확장되어 10 - 25 ℃의 전선으로 연결된다. 염분은 표층의 수온과 유사한 모양으로 대한해협 중앙에서 제주도 남동쪽을 걸쳐 양자강 동쪽으로 이르는 상대적으로 좁은 폭의 전선 형태를 띤다.

표 8-5는 이상의 분석과 황해남부해역에서 관측한 다른 자료 (이, 1996)를 보충하여 대륙붕상의 전선을 계절순서로 정리한 것이고, 그림 8-28은 열염전선 위치의 계절 변화를 나타내는 모식도이다.

Table 8-5. Distributions of fronts in the shelf area of the East China Sea.

관측 기간	관측 해역	전선 해역	전선형성 수심	전선 특징			
				열,염전선		밀도전선	
				일치	구분	있음	없음
1993년 2월	황해남부	대한해협-제주해협, 제주도 서쪽	전층	○			○
1996년 4월	황해남부	제주해협-제주도서쪽	전층	○			○
1995년 5월	동중국해	대한해협-제주도남쪽-대륙붕단	전층	○		○	
1994년 7월	황해남부	제주도 서쪽	중,저층	○ 중층	○ 저층		○
1994년 8-9월	동중국해	대한해협-제주도남쪽-황해	수온:중,저층 염분:전층	○ 중,저층	○ 표층		
1996년 10월	동중국해	대한해협-제주도남부-양자강하구	전층	○		○ 중,저층	○ 표층

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

다. 대한해협 입구해역 해황

1993년 12월, 1994년 8 - 9월, 1995년 4 - 5월 및 12월, 1996년 10월 관측자료를 바탕으로 대한해협 입구에서 수온 및 염분 분포의 특성을 살펴보았다. 그림 8-29는 8월, 10월, 12월 및 4월의 분포 특성을 간략화 하여 나타낸 것으로 2 - 4개월의 간격이 있으므로 연중 변화의 양상을 볼 수 있다. 여름의 특성을 나타내는 8월의 경우, 수온은 동수도 표층의 고온과 서수도 저층의 저온 사이에 강한 약층의 구조를 보이고, 염분은 서수도 표층의 저염과 서수도 동쪽 저층의 고염 사이에 약층과 대마도 쪽의 전선 구조를 나타낸다. 10월 수온은 여름에 보이는 약층은 아직 존재하지만 상층에 고온수핵이 출현하여 겨울 특성의 일부도 나타난다. 염분도 저층의 최고염수핵이 동수도쪽 상층과 연결될 가능성을 보여 여름 특성에서 겨울 특성으로 변화하는 과정에 있음을 잘 보여준다. 12월 수온은 서수도 표층의 저온과 중앙부 및 저층의 고온 그리고 동수도 동쪽의 저온 분포를 나타내어 여름 구조에서 겨울 구조로의 전환 시기라 할 수 있다. 염분은 서수도 표층의 저염, 동수도의 상대적으로 높은 고염 및 해저 부근 저층의 최고염수들 사이에 약층과 전선 구조를 보인다. 겨울 특성이 많이 남아 있는 것으로 판단되는 4월은 동수도의 고온·고염과 서수도의 저온·저염 그리고 이들 사이에 전 층에 걸쳐 발달된 전선 등이 분포특성으로 나타난다. 밀도의 분포형태에 대한 수온 및 염분의 영향이 뚜렷하게 나타나, 8월에는 염분의 분포와 유사하고, 10월에는 표층 중앙에서는 수온과 염분이 서로 상쇄적인 영향을 보이고, 표층 연안쪽에서는 수온의 영향이 월등하며, 저층에서는 염분이 보다 우세한 영향을 주는 것으로 나타난다. 또한, 12월에는 수온의 분포와 비슷한 반면, 4월에는 수온과 염분이 서로 상쇄적인 영향을 보이는 경향을 보인다. 이러한 특성과 함께 8월에는 대한해협 중앙에 강한 염분전선과 약층이 발달하고, 12월에는 강한 열염전선이 형성되나 4월에 나타나는 전선의 강도가 상대적으로 약하다. 이러한 사실은 4월에 혼합 또는 확산이 보다 활발할 것임을 제시해 준다.

라. 제주도 서부해역 해황

제주도 남서해역에서의 해황은 겨울철 황해난류 및 대한해협 방향으로의 연결등과 같은 고온·고염수의 이동 경로와 관련이 된다. 그림 8-30은 제주도 서쪽관측단면과 제주도 남쪽 단면상의 염분 분포를 보여주고 있다. 무엇보다 눈에 띄는 점은 약 50 m 수심을 중심으로 보이는 2층 구조의 계절 변화다. 4월에는 제주도 남동쪽 전 층에 분포한 34.5 psu 이상의 고염수가 남쪽에서는 50 m 이상 상층에만 나타나고 제주도 서쪽에서는 제주도에 가장 근접한 관측점에서만 좁은 띠 모양으로 전 층에 보인다. 이러한 구조는 만일 제주도 서쪽에 출현한 고염수가 제주도

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

남동쪽으로부터 공급되었다면 그 경로는 제주도 남쪽을 바짝 끼고 공급되었음을 시사해 준다. 8 - 9월에는 4월보다 약 0.5 psu 낮아진 34.0 psu 이상의 고염수가 제주도 남동쪽에서 50 m 이하의 저층에 보이고 고토열도쪽으로 향할수록 염분이 높아지는 반면, 제주도 서쪽에서는 제주도에 가장 근접한 관측점 D5에서만 보인다. 이러한 분포는 마치 8 - 9월의 분포 구조는 중·저층에 위치한 고염수를 저염수가 위에서 누른 듯한 느낌을 주고 있다. 제주도 남서쪽의 대륙붕에서는 고염수의 공급원이 없으므로 제주도 서쪽에 나타나는 고염수는 제주도 남동쪽이 근원일 수밖에 없다. 따라서 이 고염수는 제주도를 바짝 우회하여 대한해협으로 빠져나간다고 판단된다. 1996년 10월에는 제주도 서쪽의 염분이 더욱 낮게 나타나 관측점 D5에 저층에서 약 33.4 psu 값을 보이고 34.0 psu 이상의 고염수는 관측점 D6보다 남쪽의 해저 부근에 출현하여 제주도 서쪽 해역에 대한 고염수의 영향이 여름보다 낮아졌음을 보여준다. 같은 시기에 제주해협 동쪽에서 관측된 최고염수는 33.5 - 33.8 psu이지만 이는 수온값을 고려하면 황해 남부에서 유입된 냉수이기 때문에 제주도 남쪽에서 제주도 서단 해역을 끼고 우회하여 공급되는 고염수는 없음을 알 수 있다. 반면 1993년 12월에는 제주도 서쪽에서는 제주도에 가장 근접한 관측점에서 34.5 psu 이상의 고염수가 전 층에 나타나 제주도를 우회하여 대한해협으로 유입되는 해수유동이 다시 존재하고 있음을 보여준다. 앞의 설명을 요약하면, 제주도 남쪽에서 공급되는 고염수는 겨울에는 전 층, 여름에는 50 m 이하의 저층을 통해서 제주도 서안역을 우회하여 제주해협으로 빠져나가며, 가을에는 제주도를 끼고 돌아 제주해협으로 유입하는 고염수는 없는 것으로 보인다. 제주도 서쪽 해역에서 해황의 뚜렷한 계절 변화는 다음과 같은 해석도 가능하다고 본다. 즉, 양자강유출수처럼 육지로부터 유출된 담수와 황해저층냉수가 제주도 서쪽 해역에서 남쪽의 고염수 유입을 막아 주는 역할이 여름에 가장 강하지만, 겨울철에 주로 공급되는 고염수는 점점 약해져서 여름에는 제주도 서안을 바짝 끼고 분포하다 가을이 되면 공급이 완전히 차단되는 것으로도 생각된다. 여기에서 한가지 유의해야 될 점은 제주도 주위의 해류장이 고염수의 유동만 있는 것은 아니라는 점과 보다 제주도 서안에서는 통상적인 해류가 아닌 다른 물리적 과정에 의한 현상이 존재할 수 있다는 점이다. 여름철 상층의 저염수는 제주도 남북쪽 전역에서 동향류를 나타낼 가능성이 높다. 한편, 겨울철 황해난류수는 앞에서 설명한 고염수보다는 염분이 낮기 때문에 제주도를 끼고 도는 해류와는 별개의 문제다. Lee (1982)가 발견한 제주도 서단의 표층 냉수와 관련된 해황 (7 - 10월에 수온약층 없이 전 층이 균질한 수온 분포를 보임을 관측하였는데 이는 본 연구의 관측과는 다른 양상이다)은 본 연구의 관측점보다 제주도에 훨씬 근접한 지점에 해당된다. 1995년 4월 자료에서 34.5 psu 이상의 고염수가 제주도 서단에 가장 근접한 관측점에서만 전 층에 나타나고 다른 관측점에서는 50 m 상층에 분포한 점은 적어도 제주도 서쪽 관측점의 수직 균질성이 용승에 의한 것으로 보기는 어렵다는 것을 시사해 준다. 만일 용승에 의한 것이라면 제주도 남동해역의 저층에 분포한 34.5 psu

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

이상의 고염수가 저층에서만 제주도 남쪽 연안을 따라 서쪽으로 유입되어야 하기 때문이다. 따라서 김 등(1991)이 지적한 바와 같이 제주도 남서해역의 자세한 해황을 파악하기 위해서는 본 연구의 관측 지점보다 제주도에 훨씬 가까운 연안역에서 정밀한 관측이 필요하다.

마. 대륙붕단해역 해황

(1) 해황의 계절 변화

쿠로시오 전선역에서 해황의 계절별 특성을 보기 위해 1993년 12월, 1994년 9월 및 1995년 5월 관측단면 K와 J에서의 수온, 염분 및 밀도의 수직 분포를 그림 8-32 ~ 8-34에 나타내었다.

1993년 12월 (그림 8-31) - 수온 및 염분 분포의 특성은 두 단면에서 유사하게 나타났다. 수온의 경우 대륙붕역에서 외해로 갈수록 값이 높아지는데 수심 60 - 70 m까지는 수직적으로 균질하고 대륙붕을 지나 외해 쪽으로 등온선이 경사진 분포를 보여준다. 밀도 분포는 수온 구조와 유사하여 밀도가 염분보다 수온의 영향을 더 받고 있음을 나타내고 있다.

1994년 9월 (그림 8-32) - 쿠로시오 해역의 전형적인 모양을 나타내고 있다. 4.5 ℃ 및 34.4 psu의 심해수는 거의 균질하게 나타나고, 이 해역의 중층수인 최소염분층은 34.3 psu를 중심으로 약간의 변화폭을 보여주고 있다. 수온 16.0 ℃ 이상의 분포는 복잡하게 나타나고 있다. 이는 대륙붕단과 대륙사면 해역의 중규모 구조들 때문이며 활발한 혼합을 나타내는 것이다. 관측선 J에서는 쿠로시오 해수와 대륙붕쪽의 해수가 뚜렷이 구분되어 대륙붕쪽의 혼합수가 단순함을 나타내고 두 해수 사이의 혼합 해역은 관측점 사이에 전선 형태로 분포함을 암시해 준다.

1995년 5월 (그림 8-33) - 25 ℃ 이상의 고온수핵이 관측점 K7의 50 m 상층에 분포하고 단면 J에서는 J8을 중심으로 보다 넓게 나타나 있다. 이는 쿠로시오의 주축이 관측선 J의 동쪽을 거쳐 토카라해협 방향으로 나갔기 때문이다. 대륙붕쪽은 수온이 급격히 감소하여 수온전선이 표층에서 약 100 m인 해저까지 형성되어 있음을 알 수 있다. 골 심층에는 900 m 보다 깊은 곳에 5 ℃ 이하의 저온수가 분포하고 있다. 대륙사면에서의 용승형태의 수온분포는 단면 K에서는 잘 보이지만 단면 J에서는 나타나지 않아 용승이 강한 해류와 급한 경사를 갖는 지형의 상호작용에 의한 것이라는 가능성을 암시해 준다. 염분의 분포도 단면 L에서와 유사하여 골 쪽의 100 - 200 m에서 구조가 복잡하고 대륙붕쪽에서는 대륙붕단역에서 다양

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

한 구조들을 보이고 있다. 관측점 K3 - K4와 J3 - J4에서 염분전선이 전 층에 걸쳐 형성되어 있고 고염수나 저염수의 수평 관입 형태의 구조도 보여준다. 골에서의 34.3 psu 이하 염분최소층은 관측점 K7의 약 570 m 깊이에만 나타나고 단면 J에서는 보이지 않는다. 밀도는 수온의 분포와 모양이 유사하여 최고온수 해역에서 σ_t 값이 23.0 이하로 나타나고 골 저층에서 27.2 이상까지 증가한다.

(2) 고온고염수의 대륙붕쪽 공급

그림 8-34에 제시한 1993년 12월의 수심 50 m 층의 수평분포는 대륙붕쪽에서 공급된 저온·저염의 무거운 대륙붕수와 쿠로시오 해역의 고온·고염인 가벼운 해수가 대륙붕단 부근에서 부딪히고 있음을 보여주고 있어 대륙붕단이 두 해수간의 혼합이 활발한 해역임을 시사하고 있다. 이러한 혼합과 함께 쿠로시오 해역으로부터 대륙붕쪽으로의 고온고염수 직접 공급은 대마난류의 기원 파악이라는 관점에서 매우 중요한 의미를 갖는다. 본 절에서는 1994년 9월과 1995년 5월의 관측 자료에서 쿠로시오해수의 일부가 대륙붕쪽으로 공급되고 있음을 시사해 주는 수온 및 염분의 분포를 살펴보았다.

1994년 9월 - 그림 8-35는 100, 120, 150 m 층에서의 수온과 염분 수평분포를 나타낸다. 100 m 깊이에서는 34.7 psu 이상의 고염수가 오끼나와골에 분포하여 쿠로시오수해수의 위치를 보여주고 있으며 분리된 고염수가 대륙사면을 따라 약 50 km의 폭으로 남북방향으로 길게 나타나 있다. 대륙사면역의 고염수는 120 m 깊이의 분포도에서는 쿠로시오 해수와 연결되어 나타난다. 이러한 34.7 psu 이상의 고염수의 필라멘트 형태의 관입이 어디까지 계속될지는 본 자료로는 판단할 수 없으나 고염수의 세력은 제주도 동남쪽까지 계속되고 있음을 보여주고 있다. 150 m 깊이에서는 관입형태의 분포구조는 나타나지 않기 때문에 수직 단면도 (그림 8-32) 에서 지적한 바와 같이 120 m 수심을 중심으로 고염수가 대륙사면 해역에 분포하고 있음을 알 수 있다. 한편, 수온 분포는 염분처럼 뚜렷한 필라멘트 모양을 보이지 않고 있다. 100 m 깊이에서는 19 ℃ 이상의 고온수가 고염 필라멘트의 위치에서 비슷한 모양을 나타내고 있다. 120 m에서는 17 ℃ 이상의 수온이 보다 넓게 북쪽으로 확장해 있음이 보이지만 염분 구조와는 뚜렷이 구분이 되고 있다. 이는 Guo 등 (1990)이 1988년 5월 같은 해역에서 관측한 고온 필라멘트와 보다 완만한 고염분포 구조와 대조가 되고 있다.

1995년 5월 - 그림 8-27에 표시한 50 m 층의 수온 및 염분의 수평분포도에서 34.7 psu 이상의 고염수는 쿠로시오 본류로부터 큐슈 서남쪽 골 쪽으로 확장되는 듯한 혀모양을 하고 있어 쿠로시오해수가 대륙붕쪽으로 공급되고 있는 가능성을 보여준다. 이러한 분포와 쿠로시오 본류 사이에는 고립된 소용돌이형 모양이 보이는

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

데 쿠로시오 전선에서 발생된 중규모 현상이 혀모양의 분포와 밀접한 관계가 있음을 암시해 준다. 100 m 층의 수온 분포 (그림 8-36)는 쿠로시오 전선 강도가 50 m 층보다 다소 증가하고 쿠로시오 쪽의 염분은 34.8 psu 이상으로 나타나 유속이 빠른 쿠로시오 핵의 깊이로 보다 근접해 있음을 잘 보여준다.

(3) 쿠로시오 전선역의 물리적 현상

쿠로시오 전선역에서의 물리적 과정은 대륙붕수와 쿠로시오수 사이의 혼합 또는 물질교환과 관계가 있을 뿐만 아니라 대한해협 방향으로 공급되는 고온·고염수의 이동경로를 파악하는데 더욱 중요하다. 전선역에서의 중규모 현상으로는 소용돌이, 관입, 필라멘트형 구조 및 용승 등이 잘 알려져 있다. 이러한 현상을 일으키는 요인들로는 강한 쿠로시오해류 자체의 변화 (사행, 주축의 계절이동), 쿠로시오 전선역에서의 수평방향 유속변형, 대륙붕단과 대륙사면에서의 급격한 수심 변화, 저염수(양자강희석수)의 확장 및 계절풍 등을 생각할 수 있다. 관측 자료의 분석으로부터 우선 정리할 수 있는 것은 중규모 현상이 활발하게 일어나는 해역과 현상의 대략적 크기다. 쿠로시오 방향전환 지점(해역)을 중심으로 남서쪽과 북동쪽에서 진행되는 중규모 현상의 크기가 비교적 뚜렷하게 구분이 된다. 즉, 쿠로시오가 대륙사면과 나란하게 진행하는 남서해역에서는 대륙붕단 부근에서 반시계 방향의 흐름을 가지는 소용돌이가 발달하지만 한정된 크기를 가지며, 북동해역에서는 보다 크거나 오래 지속되는 필라멘트형의 구조로 발달됨을 볼 수 있다. 이러한 경향은 유속 변형에 의한 불안정과 수심 변화에 의한 영향으로 생각된다. 유속의 수평 방향 변화는 유체의 불안정성을 증가시키고 대륙붕쪽에 반시계 방향 흐름의 성질을 가지는 소용돌이의 형성을 진행시킨다. 소용돌이의 발달이 진행되면 대륙사면의 수심변화에 의한 경압불안정 (baroclinic instability)이 감소하기 때문에 이미 형성된 중규모 현상의 안정화 역할을 할 가능성이 있다 (Xue and Mellor, 1993). 즉, 중규모 현상의 크기를 제한시키는 것이다. 한편, 쿠로시오 전환점의 북동 해역에서는 전선역에서 야기된 유속변형 불안정성으로부터 중규모의 유체 현상이 발달되고 수심 변화를 느끼지 못하는 관계로 필라멘트 형태로 계속 지속되리라 생각된다. 완전히 떨어져 나온 소용돌이는 강한 해류와 2차 상호작용이 있으리라 보며, 소용돌이로 떨어져 나오지 못한 경우에는 그 뿌리가 쿠로시오를 따라 이동하기 때문에 다양한 형태로 전개될 것이다. 쿠로시오 전환점을 지나 발생된 필라멘트 형태의 구조는 자체가 갖는 반시계 방향 성분의 회전 효과 때문에 골의 서쪽으로 향하게 되고 대륙붕단에 다다르면 대륙붕을 거슬러 흐르는 부분과 골의 등수심선을 따라 동쪽으로 흐르는 부분으로 나뉘어 질 것으로 판단된다. 관측선 B에서 관측되는 고염수핵의 분포는 이러한 점을 뒷받침해 준다. 필라멘트 형태 구조의 뿌리가 토카라해협 가까이 있는 경우에는 필라멘트 끝 부분의 진행에 따라 골 왼쪽 대륙사면역에서는 매우 복잡한 흐름을 보일 수 있다. 이는 부이의 궤적에

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

서 흔히 보이는 골 내부의 반시계 방향 흐름과 관련이 있을 가능성이 있다. 쿠로시오 방향전환 해역에서 필라멘트 구조 (쿠로시오 연결 부분)가 쿠로시오에 끌려가는 듯한 모양이 자주 발견되어 중규모의 현상이 주로 전환점 부근에서 형성될 가능성을 시사해 준다. 이는 대마난류의 근원에 관련된 기작의 단서를 제공해 줄 수 있는 점이다. 그림 8-37은 이상의 설명을 나타낸 것이다. 쿠로시오 방향전환 해역에서의 중규모 현상 발달은 또 다른 관점에서 설명되어 질 수 있다. 즉, 쿠로시오가 자체 곡률을 가지고 진행하기 때문에 방향을 전환하면서 미처 흡수되지 못한 관성효과에 의해 경계역에서 일부가 본류로부터 떨어져 나오는 과정을 제시할 수가 있다 (그림 8-38). 상대와도(relative vorticity, ζ)는 유속변형와도 (shear vorticity, $\partial V/\partial n$)와 궤도와도 (orbital vorticity, -KV, 여기에서 K는 곡률임)의 합으로 표현할 수 있다 (Cushman-Roisin, 1994). 즉, $\zeta = \partial V/\partial n - KV$. 수층의 두께와 지구 자전효과의 변화가 없다고 가정하면 상대와도는 보존이 된다. 그림 8-30에서 $\zeta = 0$인 A부근 흐름의 축에 있는 물 입자가 B에서 회전을 하게 되면 음의 궤도와도($-KV < 0$)를 얻게 된다. 상대와도의 보존을 위해서는 같은 크기의 양의 유속변형와도 ($\partial V/\partial n > 0$)를 얻어야만 한다. 이를 위해 A 부근의 흐름축상의 물 입자는 B 부근에서 축의 왼쪽 가장자리 쪽으로 옮겨져야만 한다. B 부근의 흐름축상의 물($\partial V/\partial n = 0$, $-KV < 0$)은 A 부근에서 축 오른쪽에 있던 물($\partial V/\partial n < 0$)이 이동되어 온 셈이 된다. 따라서 흐름이 오른쪽으로 방향을 회전하게 되면 물 입자들은 흐름 방향의 왼쪽으로 옮겨가게 되는 것이다. 이러한 상대와도의 보존에 따른 설명으로부터 물은 흐름이 오른쪽으로 방향을 전환하면 A부근의 왼쪽 가장자리의 물은 본류로부터 분리될 수 있음을 알 수 있다. 만일 A 부근의 왼쪽 가장자리가 대륙사면에 위치한다면 potential vorticity 보존의 제약에 의해서도 본류의 축 (수층의 두께가 일정함)으로부터 분리가 가능하게 된다. 어떠한 경우이든지 유속 변형에 의한 와도는 쿠로시오해수의 대륙붕쪽으로 해수를 공급하는 물리적 기작을 이해하는데 중심적인 사항의 하나가 되는 것이다.

바. 오끼나와골

약 34.3 psu 이하의 저염을 나타내는 최소염분층은 1994년 8 - 9월의 경우 단면 L의 대륙사면에서는 약 450 m, 골의 중앙에서는 약 750 m 깊이를 중심으로 약 200 m 두께로 나타나고, 북쪽으로 갈수록 대륙사면쪽에서 다소 얕은 곳에 분포하고 두께가 얇아지면서 수평적으로 확장된 형태로 분포하였다. 1995년 4 - 5월에는 단면 L에서는 골의 중앙에 가까운 관측점 L9와 L10의 약 400 m 깊이에 약 50 m 두께로 1994년 여름보다는 얇게 분포하고 있다. 또한 북쪽단면 K에서는 염분최소층이 더욱 약하게 나타났으며, 일본 나가사끼 기상대의 PN 단면 자료에서는 약 100 m 두께로 500 - 700 m 수심대에서 경사지면서 대륙사면에 부딪치는

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

분포구조를 보였다. 염분최소층의 강약이 계절에 따른 변화인지는 자료가 충분치 못하여 판단할 수 없으나 두 자료에서 공통점을 볼 수 있다. 즉, 남쪽에서는 보다 깊고 골 중앙에서부터 대륙사면을 거슬러 오르는 형태의 분포를 하고 북쪽에 이를수록 분포 수심이 얕아지며 두께도 얇아진다는 점이다. 1995년 의 경우 단면 K보다 북쪽에서는 발견되지 않았다는 점에 비추어 북태평양의 중층수인 저염수가 오끼나와골 남쪽 입구를 통하여 공급되어 북향하는 흐름을 따라 북쪽으로 이동되는 것을 생각해 볼 수 있다. Tally (1993)가 제시한 북태평양중층수($26.6 < \sigma_\theta < 27.0$ 범위에서의 염분최소층)의 분포는 이러한 제시를 뒷받침 해주고 있으며, 이는 외해(태평양)의 중층수에 포함된 물질의 대륙붕쪽 이동과 관련해서 물질교환에 중요한 사항이 된다. 정확한 순환을 파악하기 위해서는 화학적 추적자에 의한 이동과정의 증거도 필요하겠지만 무엇보다 오끼나와골 내부에서의 물리적 유동의 이해가 있어야 한다. 한편, 대륙사면에서의 경사진 분포구조는 용승으로 해석할 수 있어 좋은 추적자인 셈이 된다. 용승의 기작, 북상하면서 분포 수심이 얕아지는 과정 및 계절 변화 등이 쿠로시오와 지형변화에 어떠한 관련이 있으리라 본다.

제 5 절 건의 및 맺음말

본 절에서는 제1단계 연구사업 결과 미비점과 해수의 혼합 과정과 해황 변화의 요인 파악을 위한 장차 해결되어져야 할 주요 사항들을 요약하였다.

가. 경계층의 물리적 현상 연구

수괴사이의 혼합과정은 소용돌이, 관입, 용승 및 전선 등의 개별적 연구가 전제되어야 한다. 이러한 물리적 현상의 연구는 관측 자료로부터 현상파악이 필요하겠지만 이론적인 연구가 절대로 필요하다. 이러한 현상들은 어떠한 형태로든지 역학적 불안정 이론이 결부되고 관련된 수식들은 비선형인 경우를 피할 수 없으므로 역학모델을 통한 접근이 필수적이라 본다. 이와 관련된 일부의 연구는 현재 계속되고 있으나 매우 어려운 작업인 만큼 지속적인 뒷받침이 요구된다. 경계층 현상으로 또 다른 주요 사항은 해저혼합층의 연구이다. 관측된 수온 및 염분의 단면상 수직분포도를 보면 수심 75 m에서 대륙붕단에 이르는 해역의 해저면 부근에는 혼합층이 발달된 경우가 많음을 알 수 있다. 이러한 혼합층은 해저퇴적물의 재부유와 관련이 되기 때문에 물질 이동량의 파악에 매우 중요하리라 본다.

나. 국지적 해역의 해황 파악

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

지역적으로 동해의 길목에 해당하는 대한해협과 황해의 입구인 제주도 서쪽해역에서의 해황의 계절적 특성 파악이 더욱 필요하다. 여러 번 반복 관측이 되어 대한해협 입구의 계절별 해황특성은 이해가 되고 있으나 한국연안쪽의 저층냉수의 출현기작은 더욱 연구의 대상이 되어야 한다. 1996년 10월의 자료는 저층냉수가 황해쪽으로부터 공급된 것처럼 보이고 있으나 이는 동해로부터 연결된다고 하는 주장과는 상반된 점이다. 따라서, 저층냉수의 계절변화와 기원에 관한 연구가 필요하다. 대한해협을 통과하는 해수와 관련하여 대마난류의 정확한 정의와 열염수송량의 파악도 필요한 사항이다. 제주도 주변해역의 해황은 황해난류의 존재유무, 근원 및 계절변화의 이해가 우선 해결되어져야 한다. 아울러 제주해협과 제주도 남쪽해역을 통한 해수이동에 대한 정량적인 파악이 필요하리라 본다.

다. 유출담수 연구의 중요성

제4절에서 설명한 바와 같이 동중국해상의 해수분포의 계절변화는 근본적으로 연안해수와 대양해수 사이의 경계선 변화로 설명할 수 있고, 육지에서 유출되는 담수의 양은 이러한 경계역을 조절하는 주요 외력이 된다. 따라서 동중국해 해황을 지배하는 외력은 바람과 담수의 양이라 할 수 있다. 바람이 황해와 동중국해의 해황 또는 해수 유동에 미치는 영향에 대해서는 비교적 많은 연구가 되었으나 담수의 영향은 그 중요성을 인정하면서도 정량적인 연구는 되고있지 못한 상태다. 2단계 연구사업이 동중국해 서쪽 해역에 초점을 두고있는 만큼 양자강유출수에 의한 해황 파악이 주요 연구목표가 되어야할 것이다.

라. 대륙붕단에서 관측 내용

제1단계 연구에서는 해황의 계절별 특성 파악에 목적을 두고 종관적 관측만을 하였기 때문에 보다 짧은 시간상 해황 변화는 전혀 알 수가 없었다. 쿠로시오해수와 대륙붕해수 사이 혼합과 관련하여 대륙붕단해역에서의 물리적 현상들에 대한 해황변동 이해는 절대 필요한 사항이다. 이를 위하여 대륙사면을 가로질러 반복관측의 시도와 유속계와 함께 CTD의 장기간 계류 관측이 요구된다. 아울러 본 연구에서 얻어진 자료들이 부족하기 때문에 기존의 관측자료, 특히, 일본의 관측 자료를 우리 관측자료와 함께 활용하여 분석하여야 할 필요가 있다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

참고문헌

김구, 노홍길, 이상호, 1991, 하계 제주도 주변해역의 수계 및 해수순환, 한국해양학회지, 26, 278-290.

이재학, 1996, 1996년 4월 황해해수특성 관측 결과 (미출판 자료)

이재학 등, 황해의 해양환경 보전을 위한 해양확산의 실시간 예측시스템 연구, BSPN 00234-738-1, 과학기술처, 108pp.

Chuang, W.-S. and W.-D. Liang, 1994. Seasonal variability of intrusion of the Kuroshio water across the continental shelf northeast of Taiwan, J. Oceanogr., 50, 531-542.

Cushman-Roisin, B., 1994, *Introduction to Geophysical Fluid Dynamics*, Prentice Hall, Englewood Cliffs, 320pp.

Guo, B., S. Xiu, H. Ishii and Y. Nakamura, 1990, Kuroshio warm filament and the source of the warm water of the Tsushima Current, Proceedings of Japan China Joint Symposium of the Cooperative Study on the Kuroshio Nov. 14-16, 1989, Tokyo, Japan, 112-127.

Kim, K., K.-R. Kim, T.S. Rhee, H.K. Rho, R., Limburner and R.C. Beardsley, 1991, Identification of water masses in the Yellow Sea and the East China Sea by cluster analysis. In: K. Takano (ed), Oceanography of Asian Marginal Seas, Elsevier, Amsterdam, 253-268.

Lee, S. H., 1982, On the cold surface water west of the Jeju Island, M.Sc. thesis, Seoul National Univ., 47pp.

Naval Oceanographic Office, 1968, Historical Environmental Data, East China Sea-Yellow Sea. Deep Ocean Surveys Division.

Okada R, and H. Minami, 1990, Distribution of water masses in the East China Sea, Proceedings of Japan China Joint Symposium of the Cooperative Study on the Kuroshio Nov. 14-16, 1989, Tokyo, Japan, 170-183.

Sawara, T. and Y. Hanzawa, 1979, Distribution of water type in the East China Sea, Umi and Sora, 54(4), 13-26.

Su, Y.-S. and X.-C. Weng, 1994, Water masses in China Seas, In: D. Zhou et al. (eds) Oceanology of China Seas, Vol 1, Kluwer Academic Pub., Dordrecht, 3-16.

Tally, L.D., 1993, Distribution and formation of North Pacific Intermediate Water, J. Phys. Oceanogr., 23, 517-537.

Xue, H. and G. Mellor, 1993, Instability of the Gulf Stream front in the South Atlantic Bight, J. Phys. Oceanogr., 23, 2326-2350.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

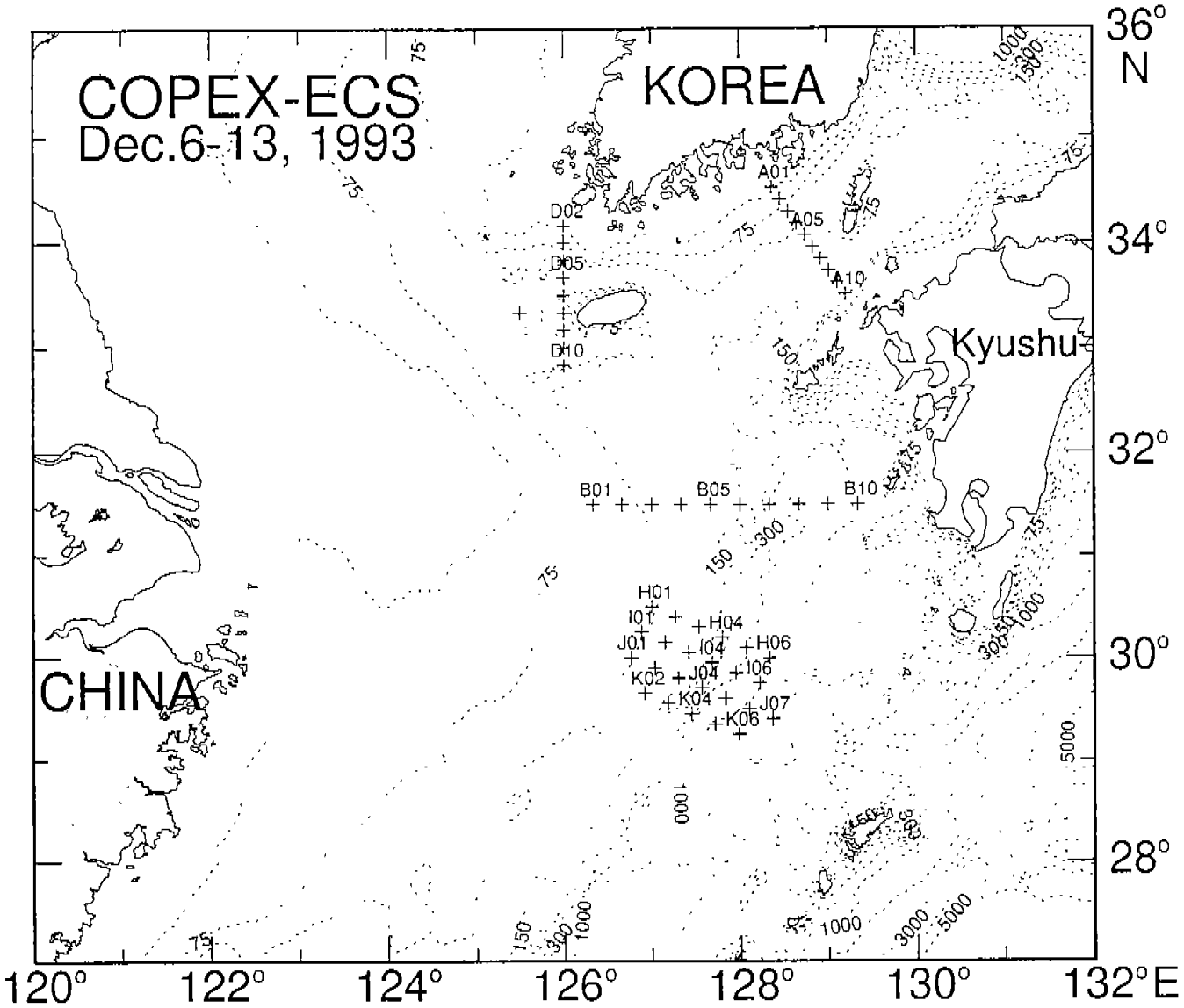


Fig. 8-1. Observation stations in December, 1993.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

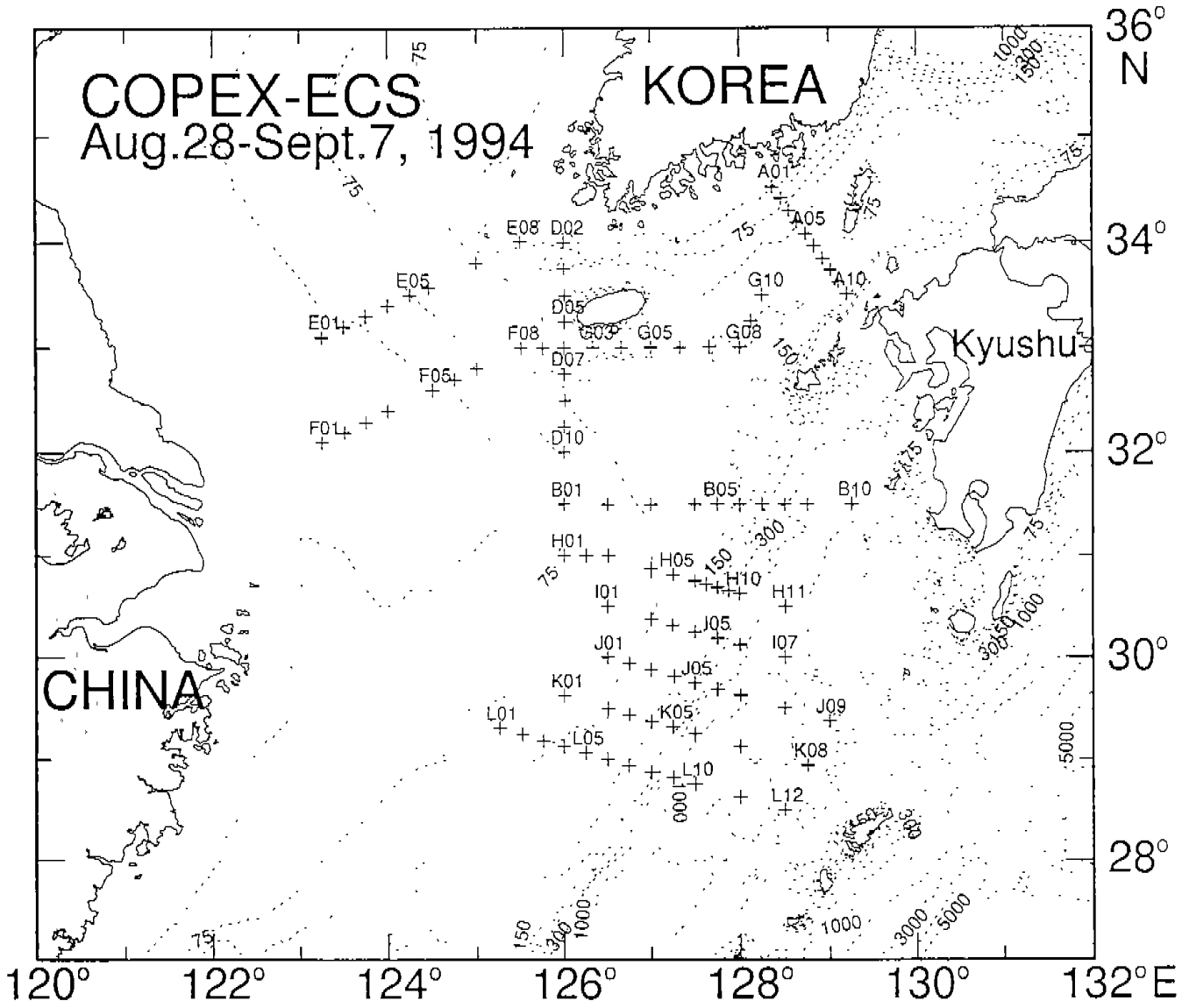


Fig. 8-2. Observation stations in August-September, 1994.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

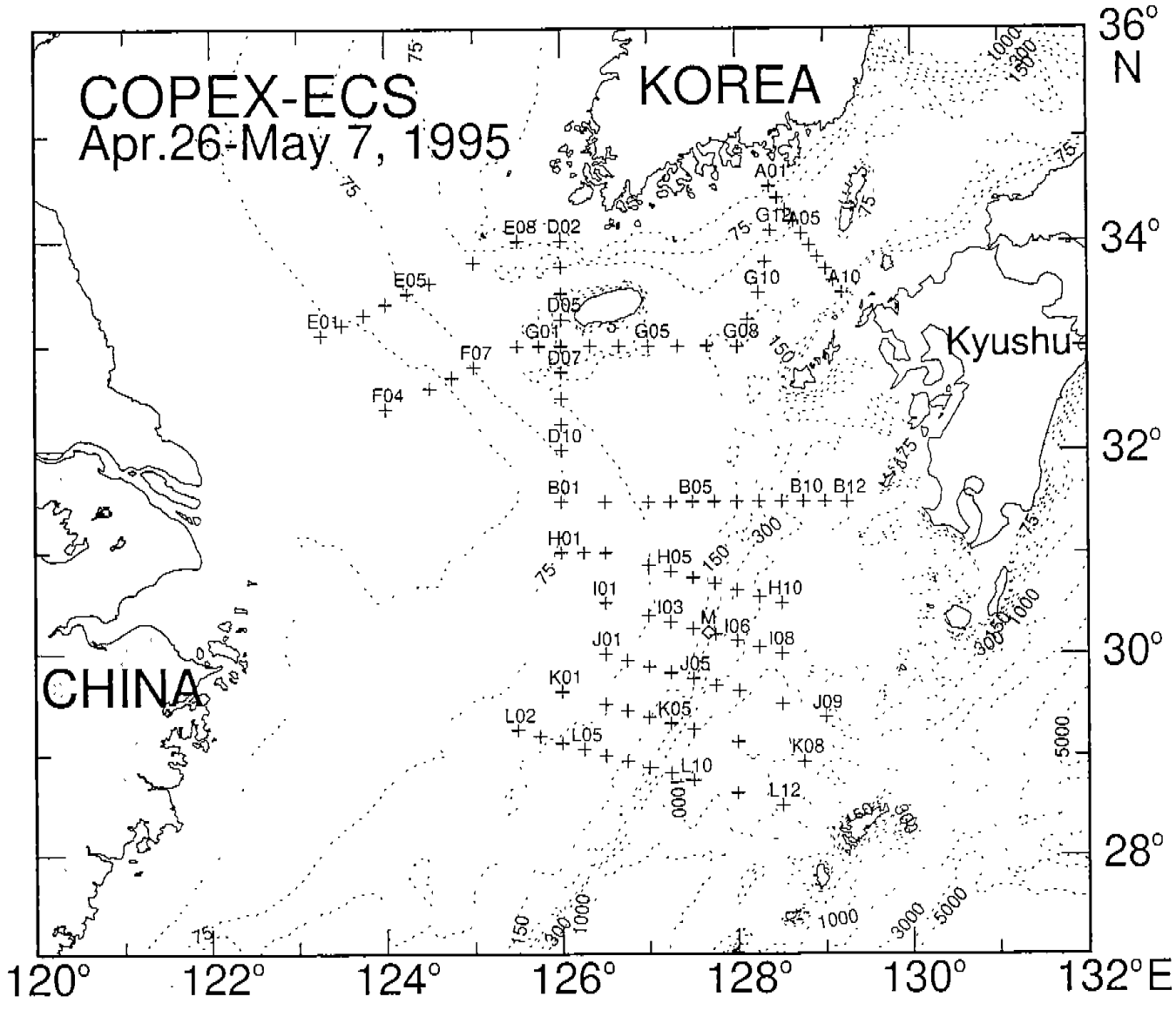


Fig. 8-3. Observation stations in April-May, 1995.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

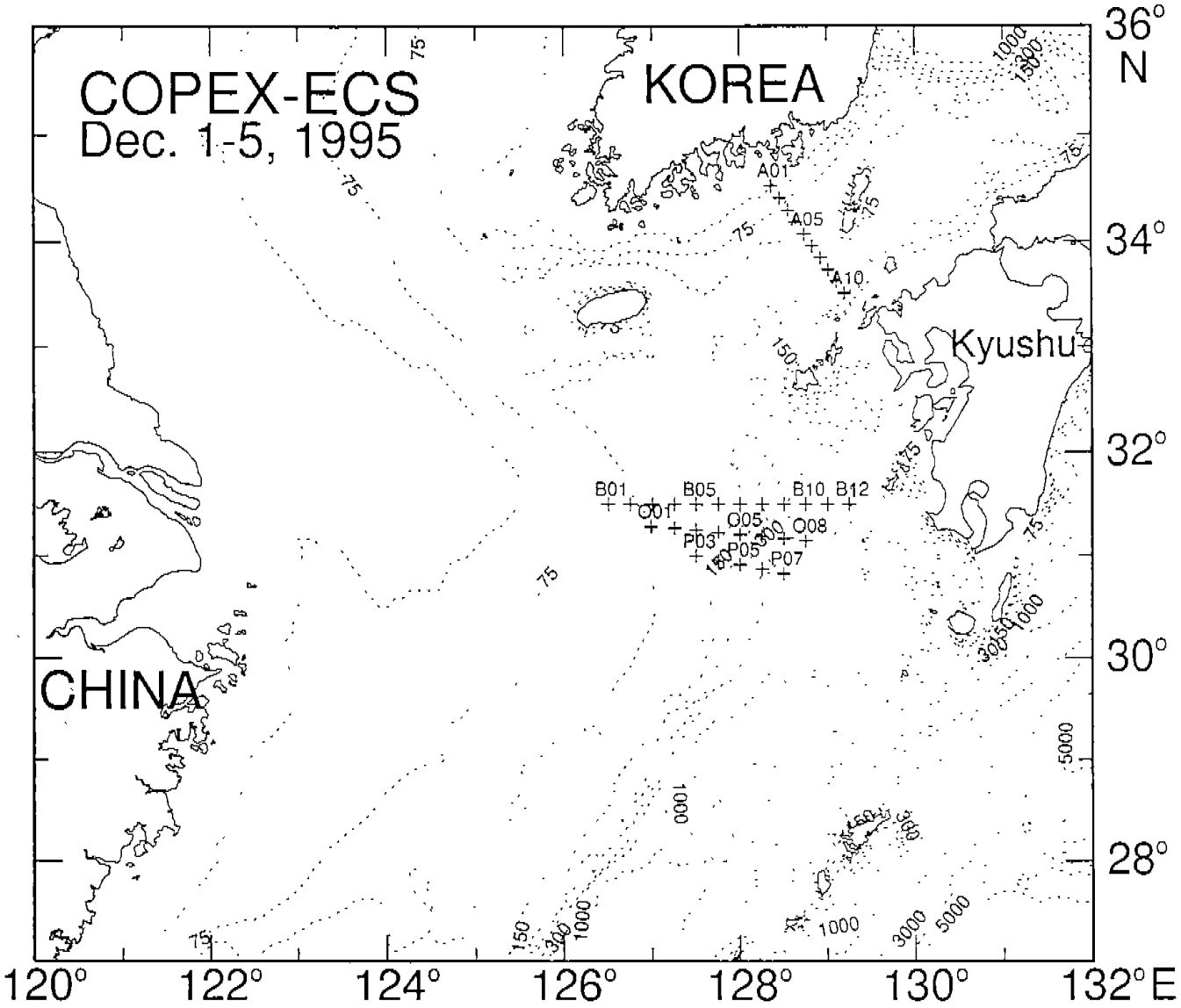


Fig. 8-4. Observation stations in December, 1995.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

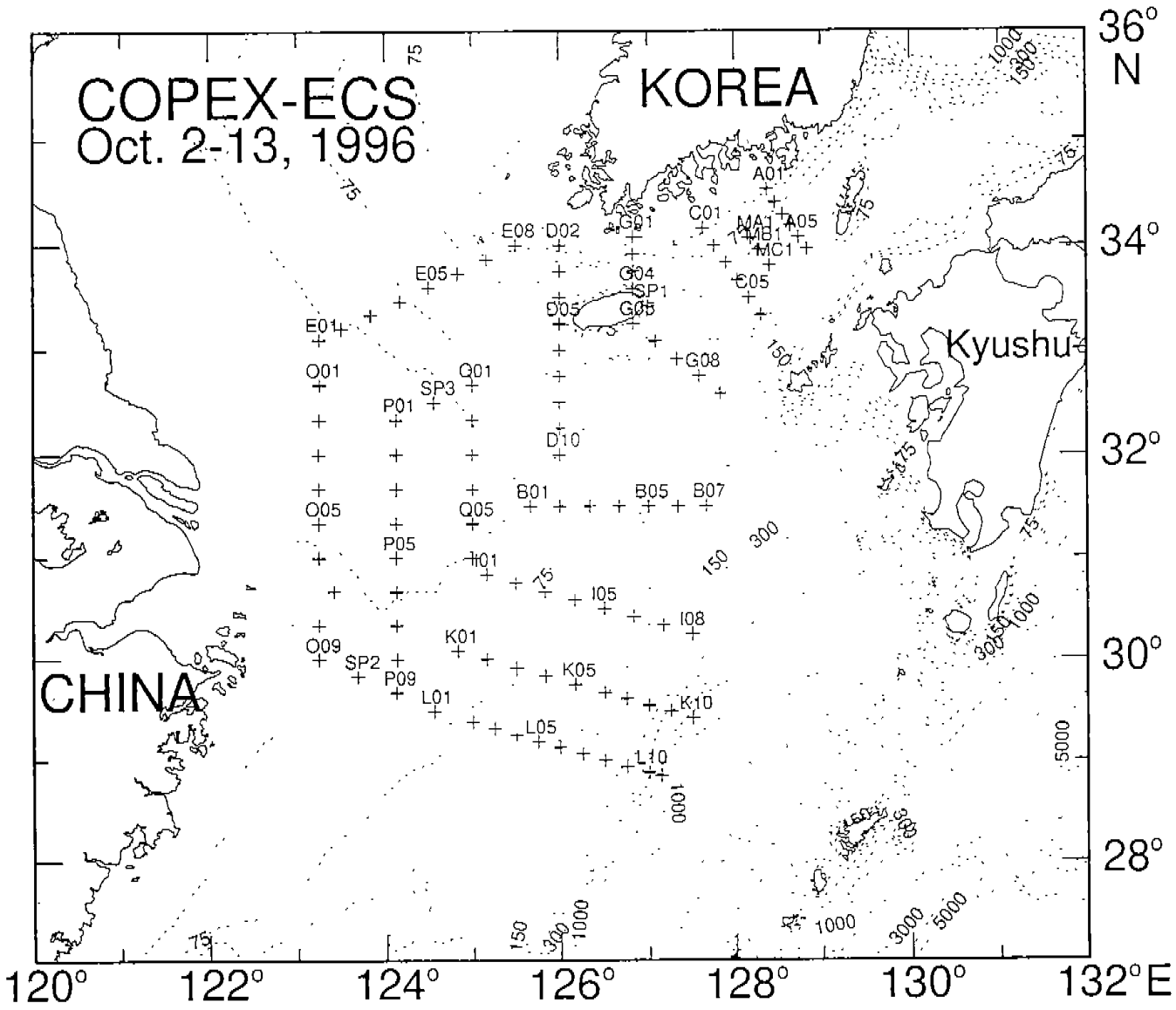


Fig. 8-5. Observation stations in October, 1996.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

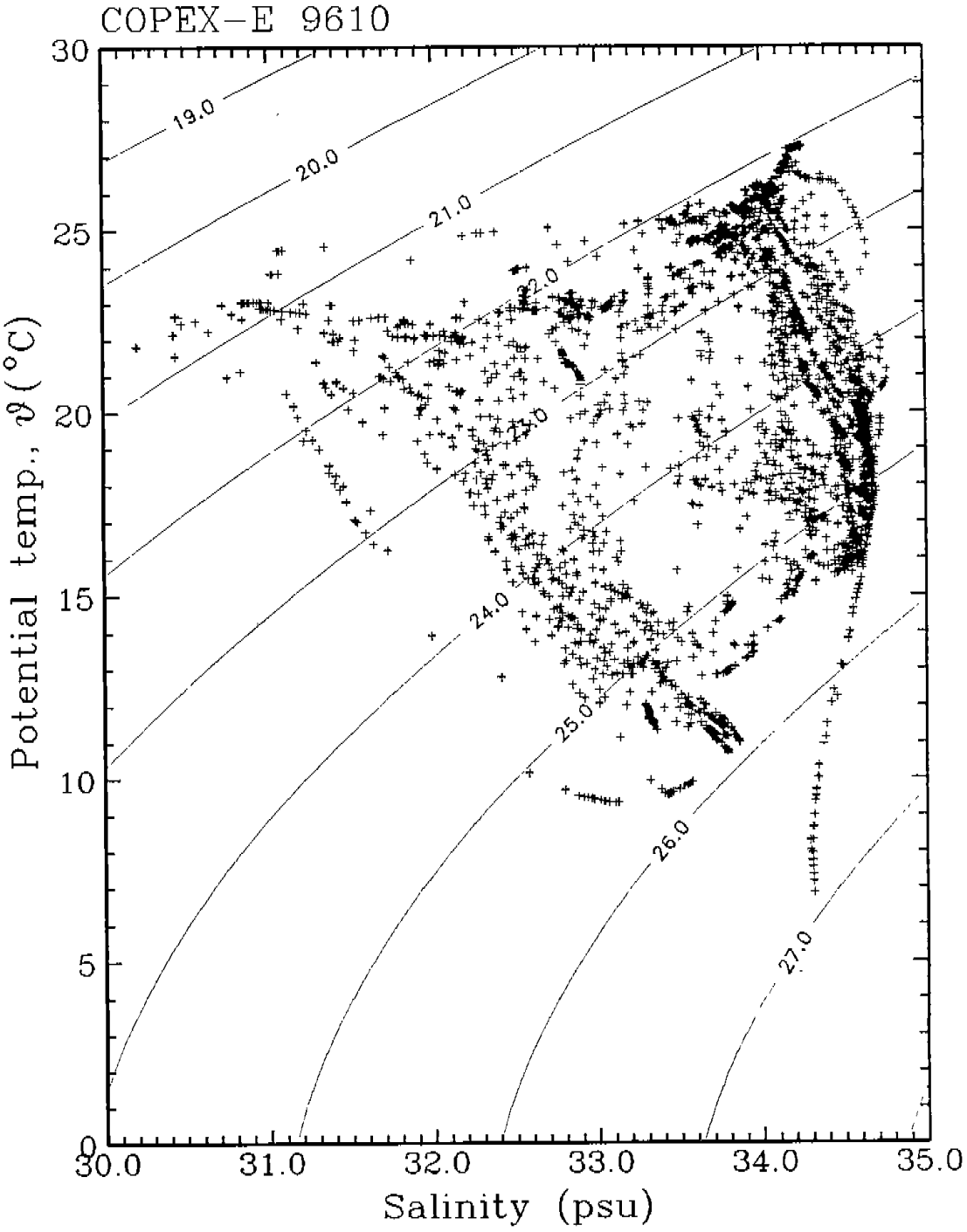


Fig. 8-6. T-S diagram of all data observed in October, 1996.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

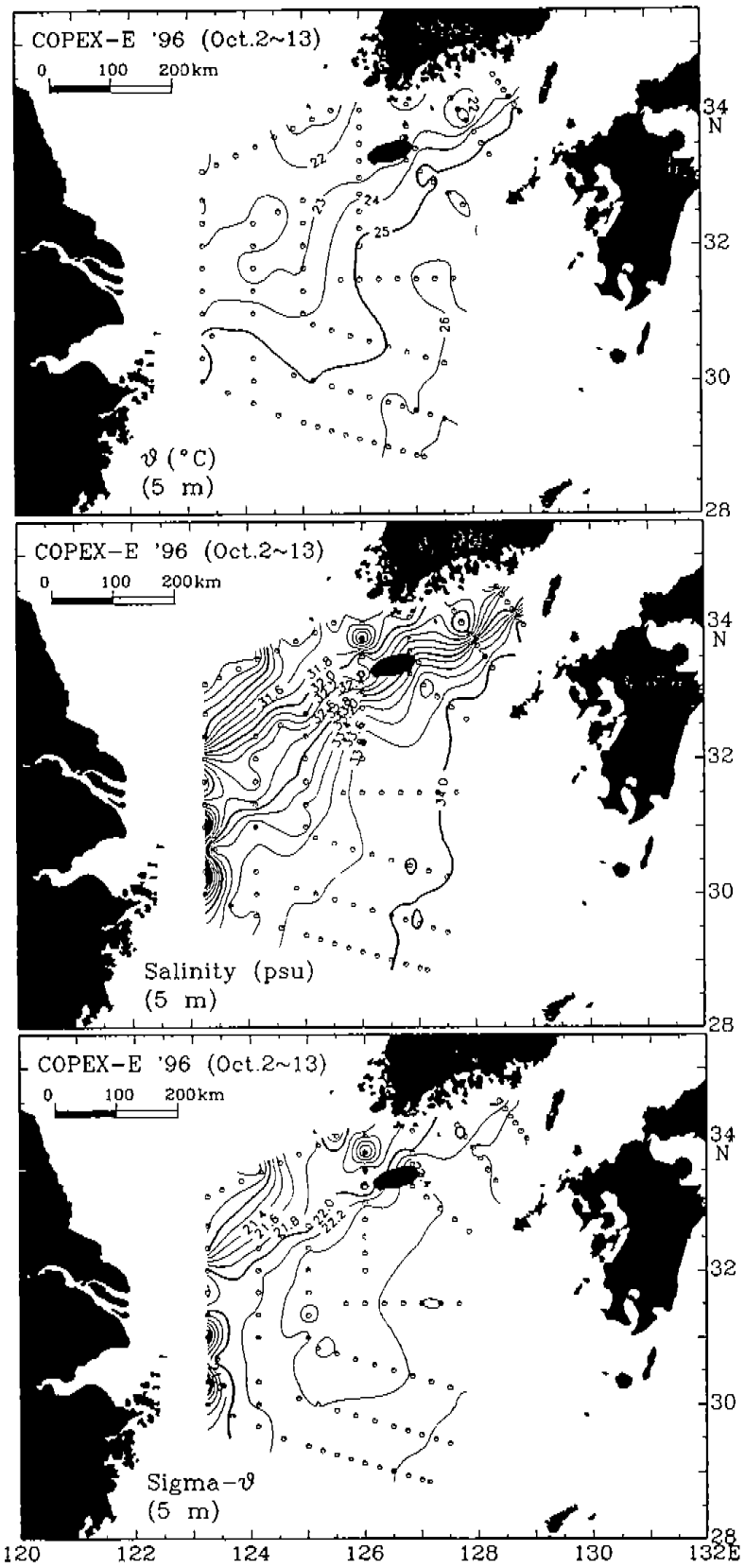


Fig. 8-7. Horizontal distributions of temperature, salinity and density at 5 m depth in October, 1996.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

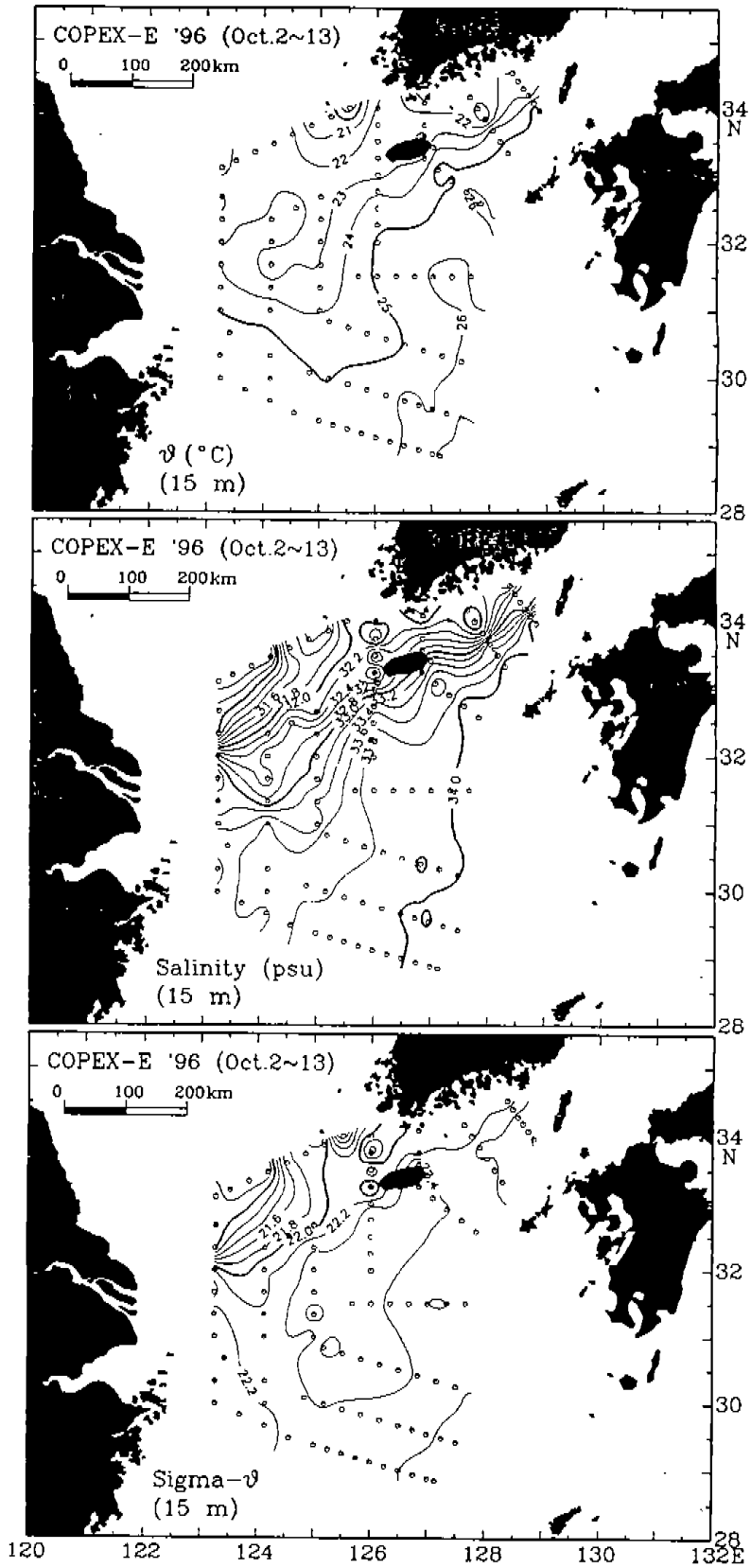


Fig. 8-8. Horizontal distributions of temperature, salinity and density at 15 m depth in October, 1996.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

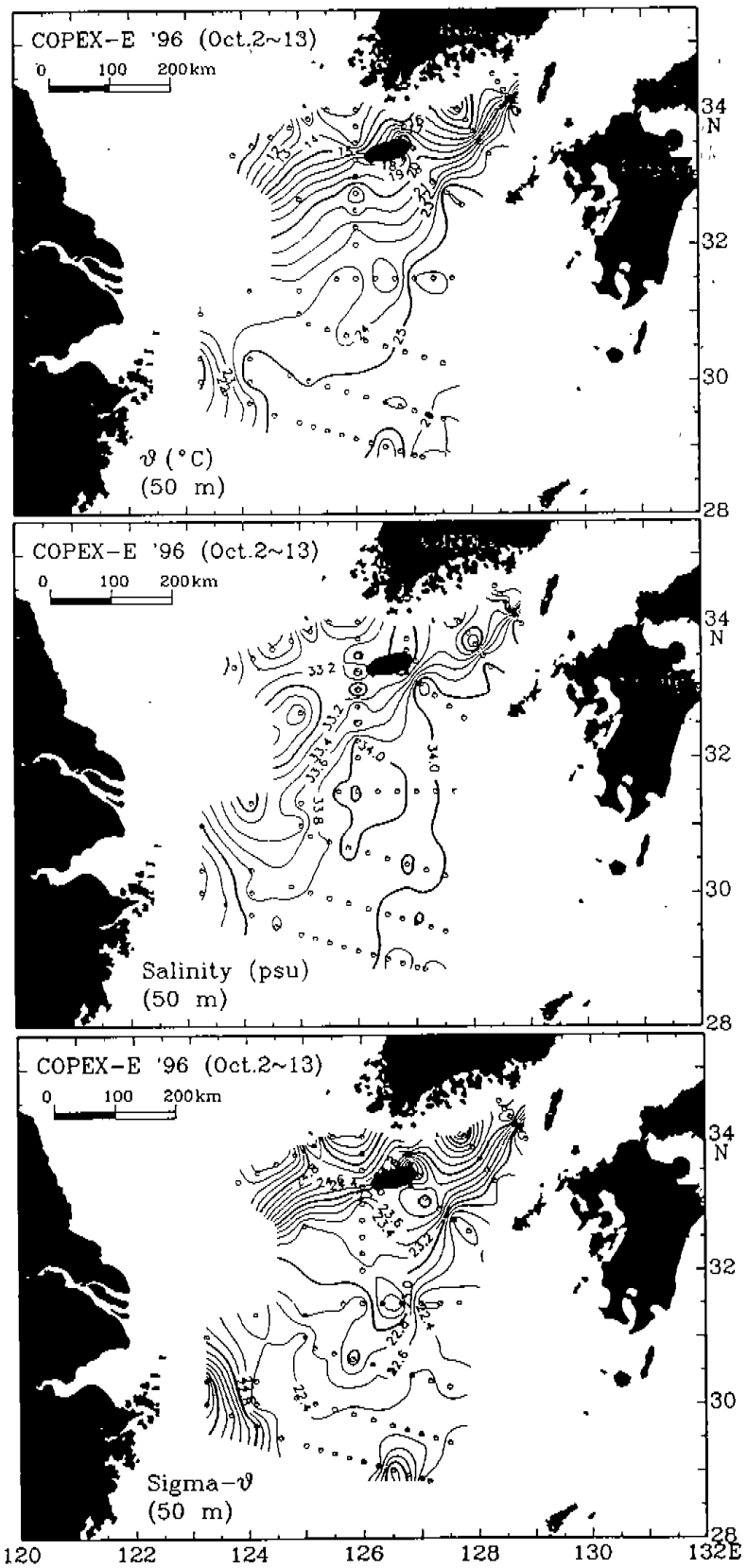


Fig. 8-9. Horizontal distributions of temperature, salinity and density at 50 m depth in October, 1996.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

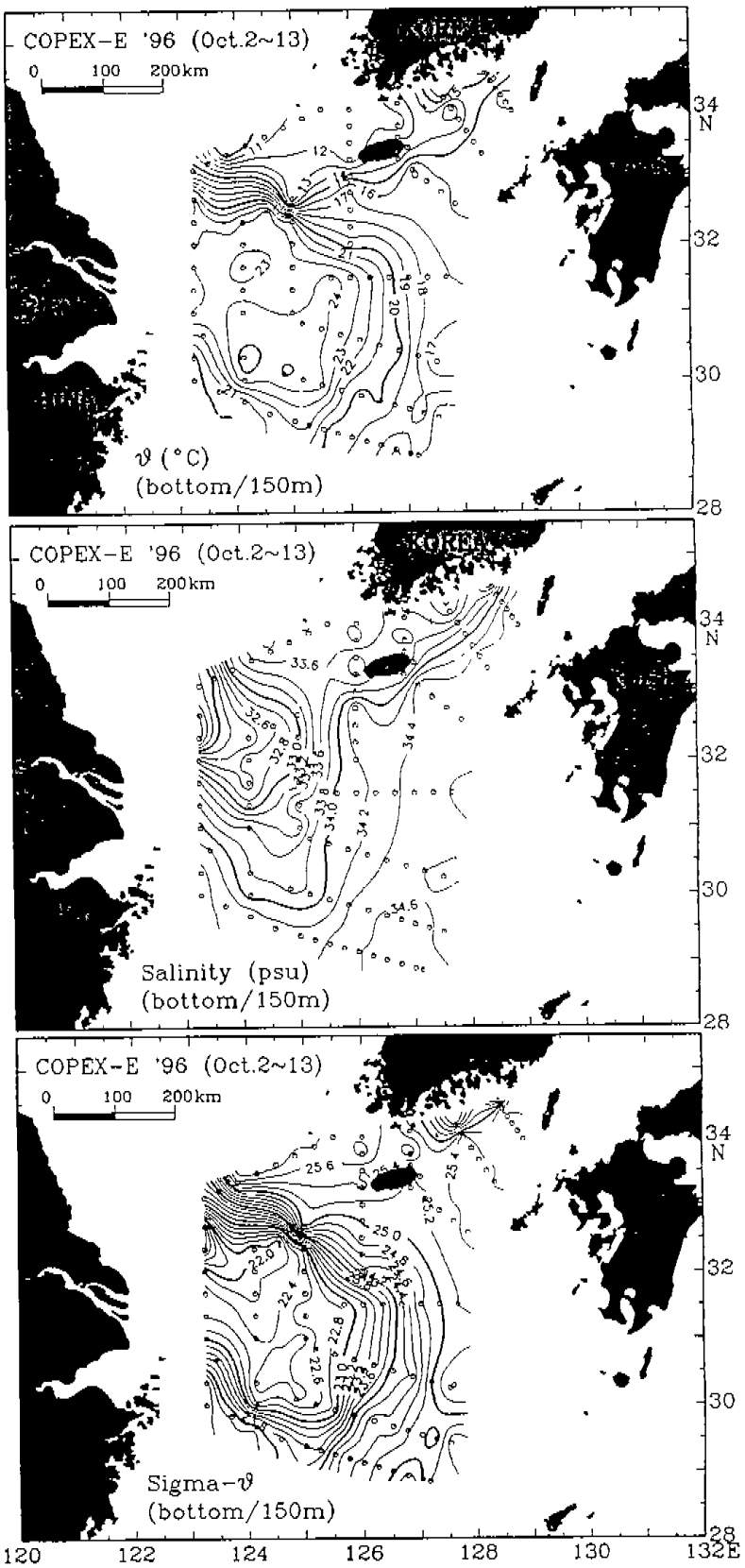


Fig. 8-10. Horizontal distributions of temperature, salinity and density at the bottom and 150 m depth in October, 1996.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

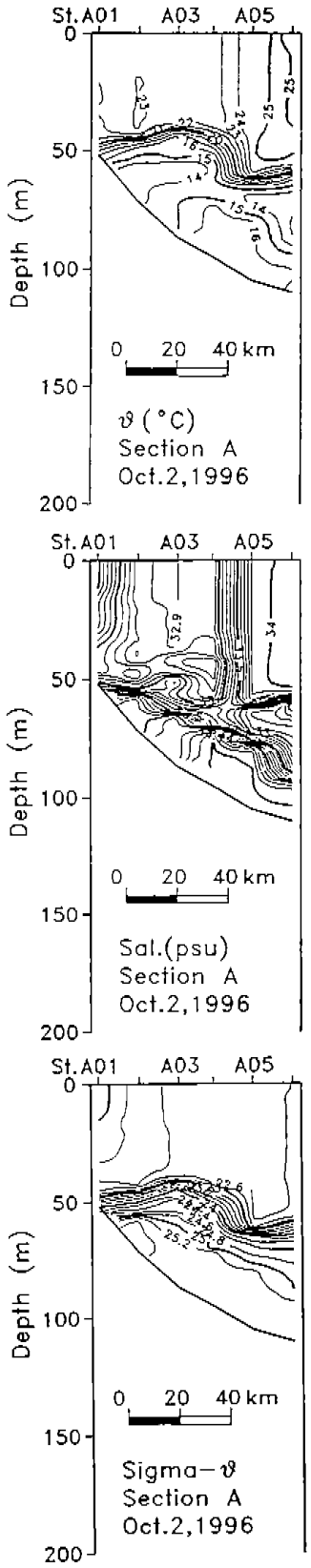


Fig. 8-11. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the section A in October, 1996.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

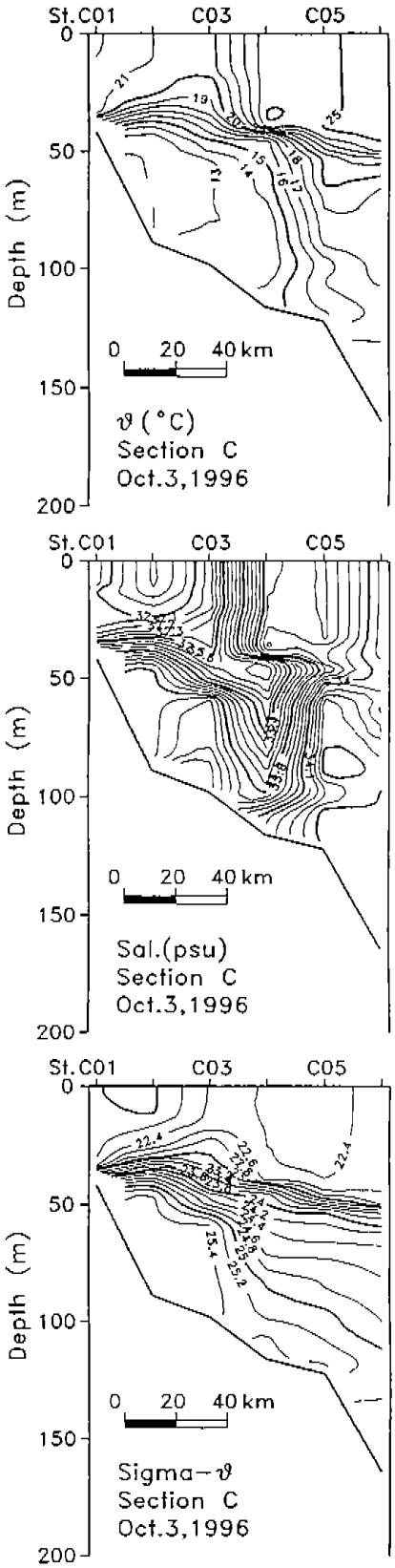


Fig. 8-12. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the section C in October, 1996.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

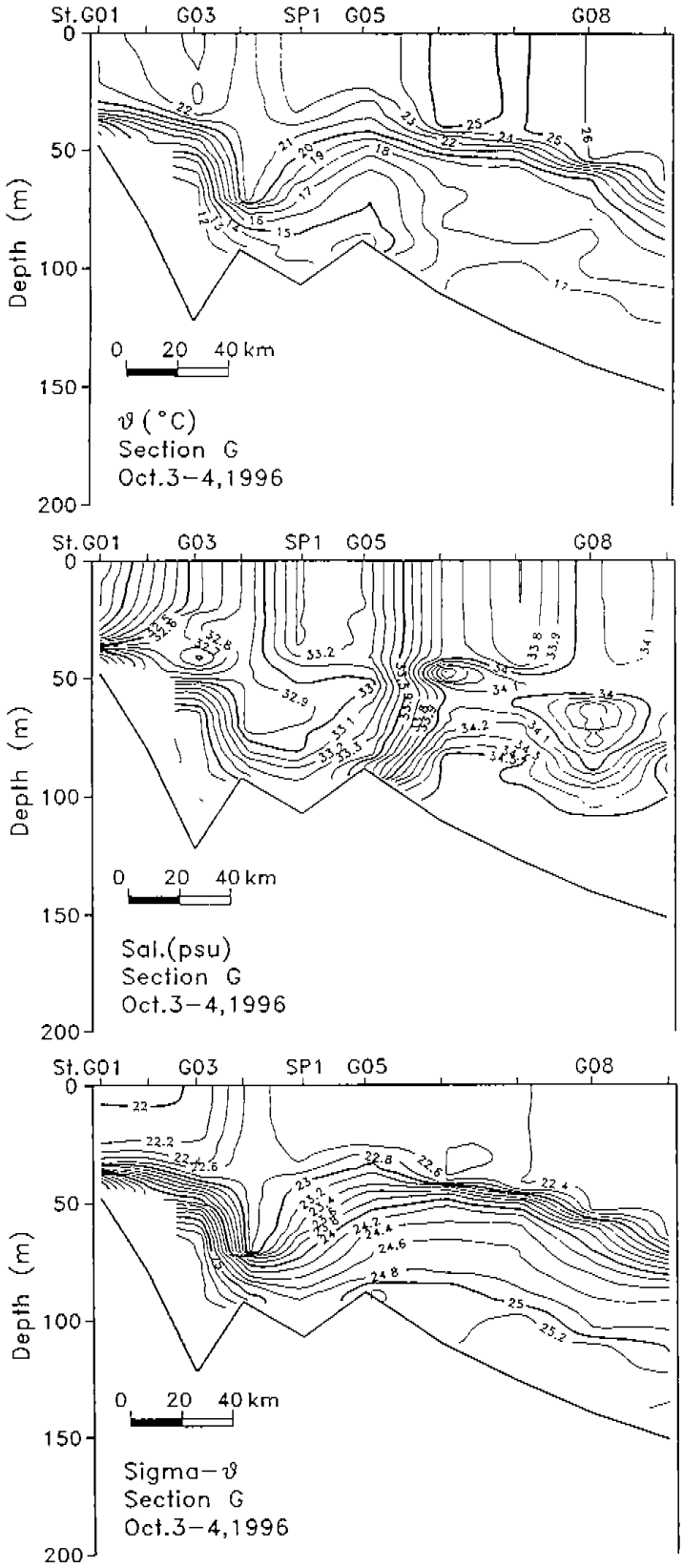


Fig. 8-13. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the section G in October, 1996.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

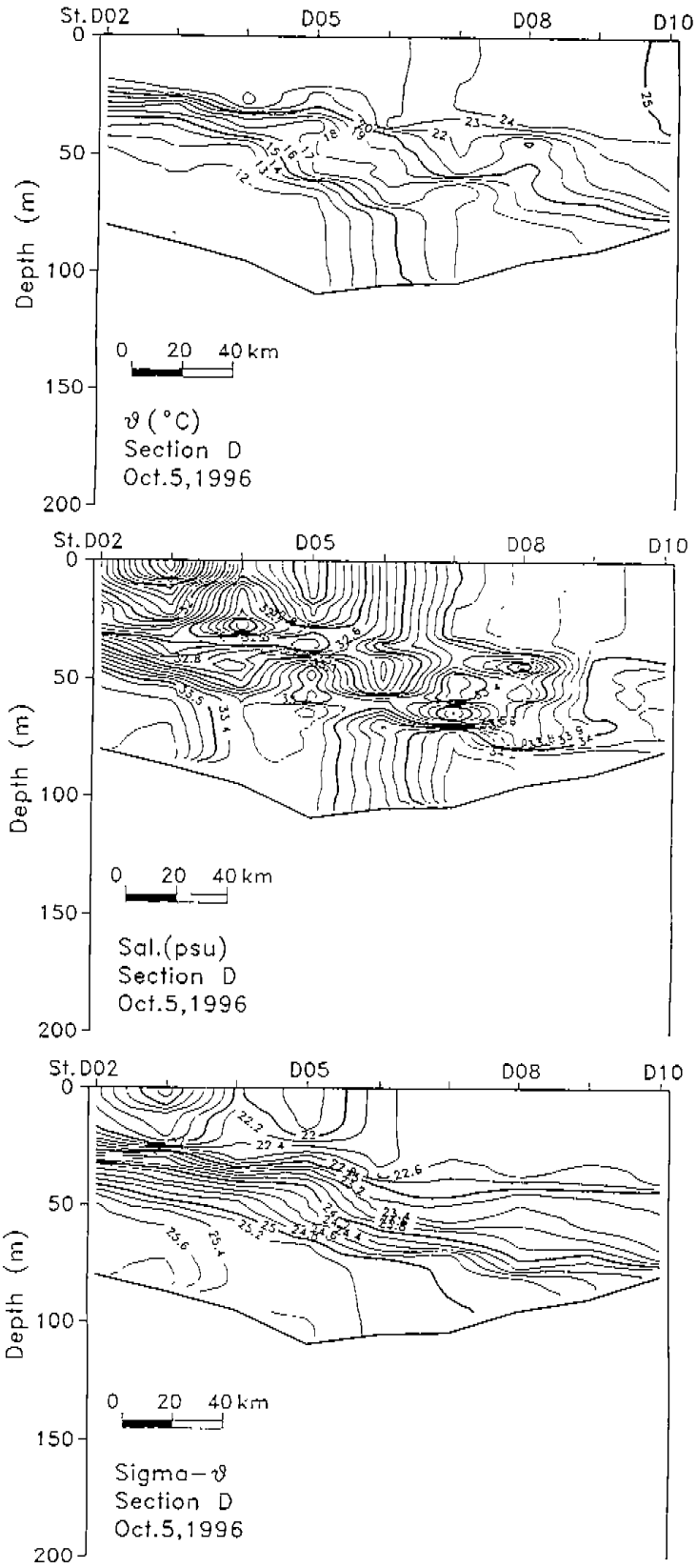


Fig. 8-14. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the section D in October, 1996.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

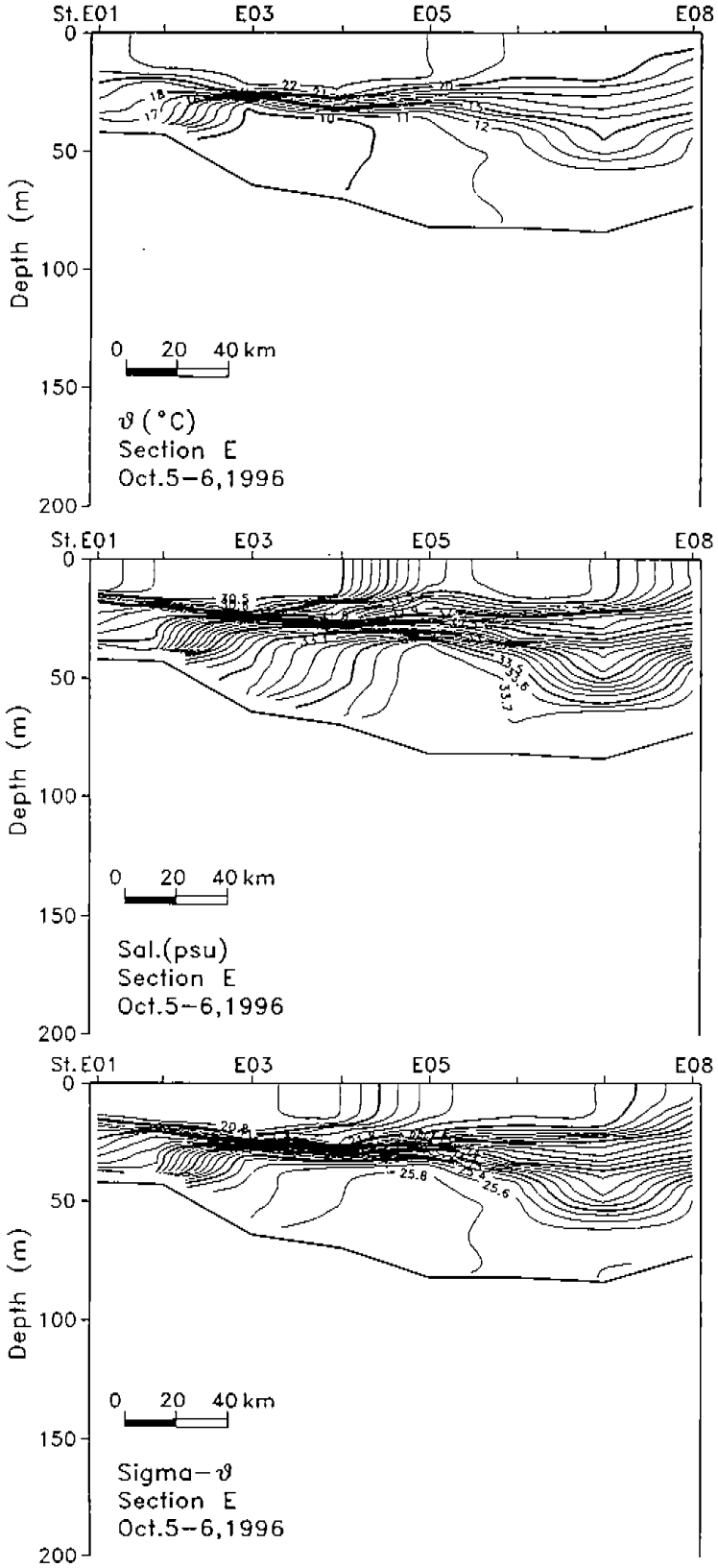


Fig. 8-15. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the section E in October, 1996.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

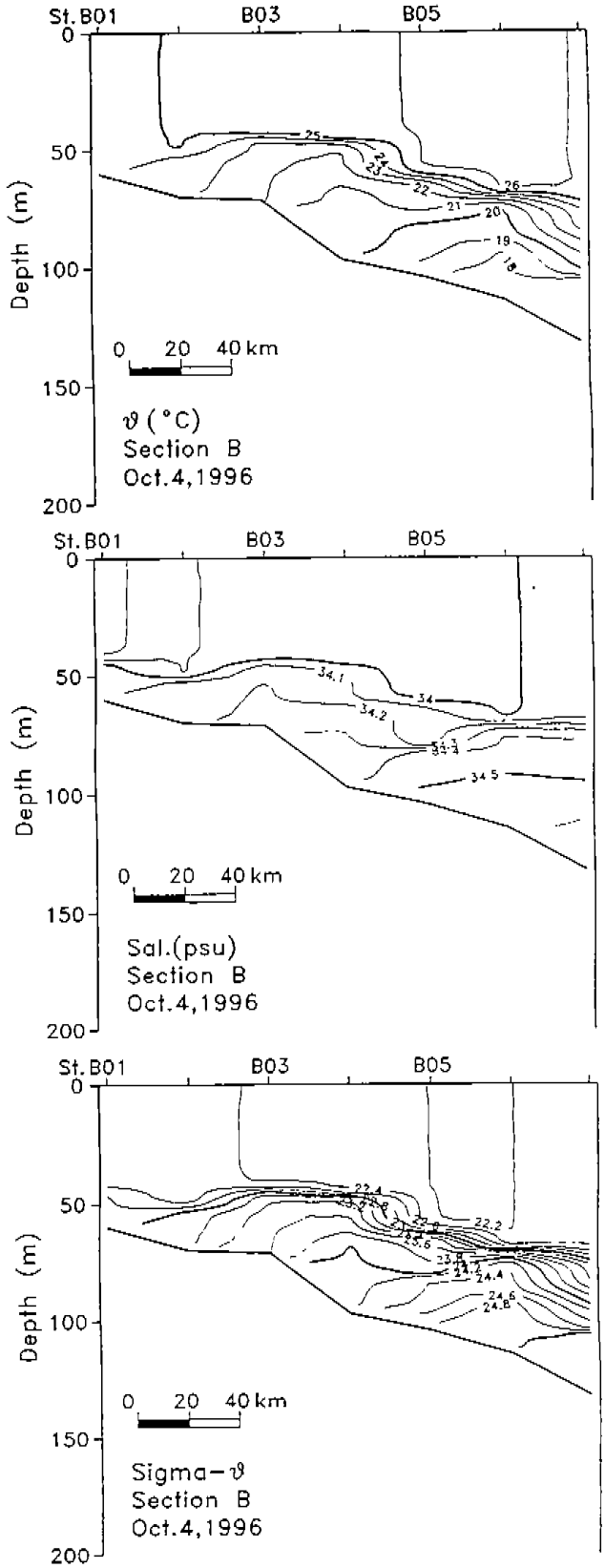


Fig. 8-16. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the section B in October, 1996.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

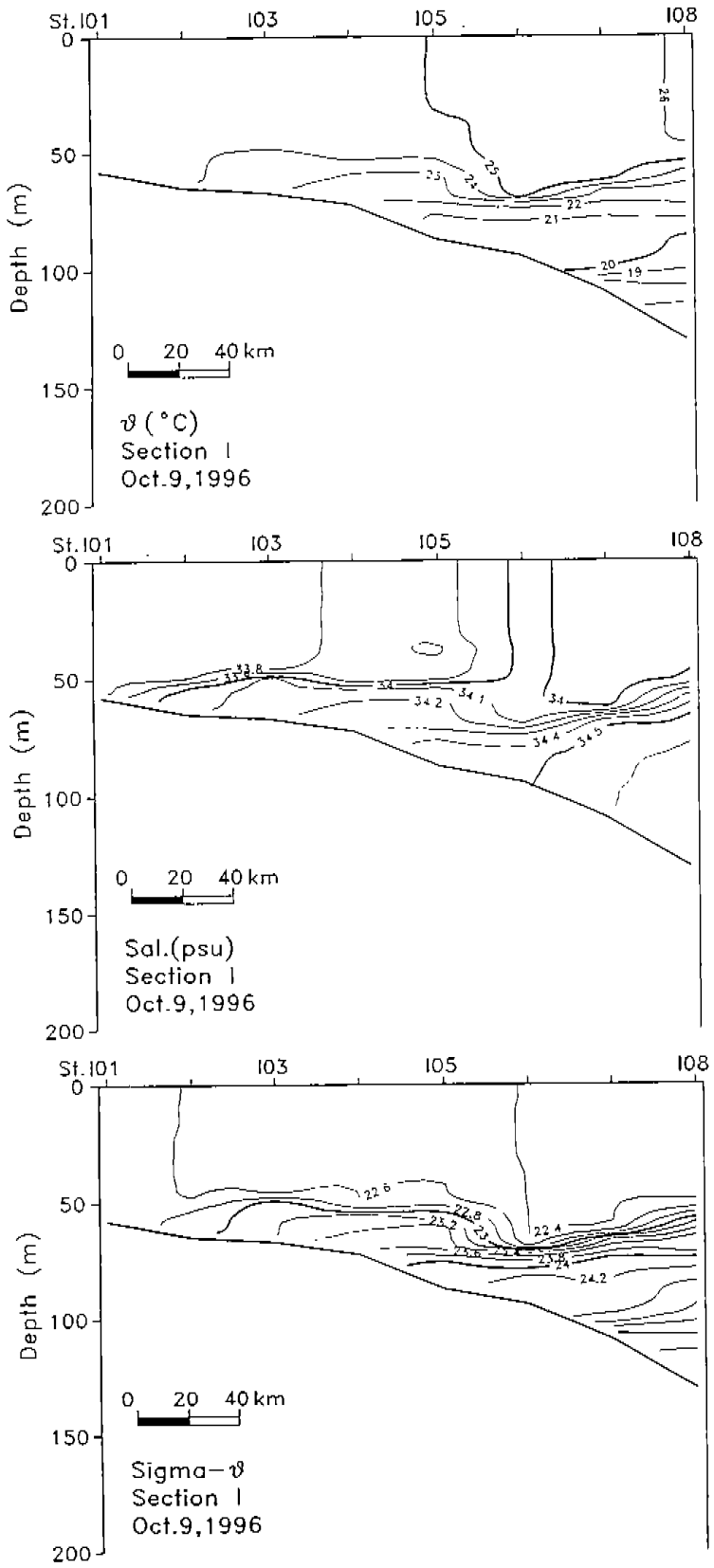


Fig. 8-17. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the section I in October, 1996.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

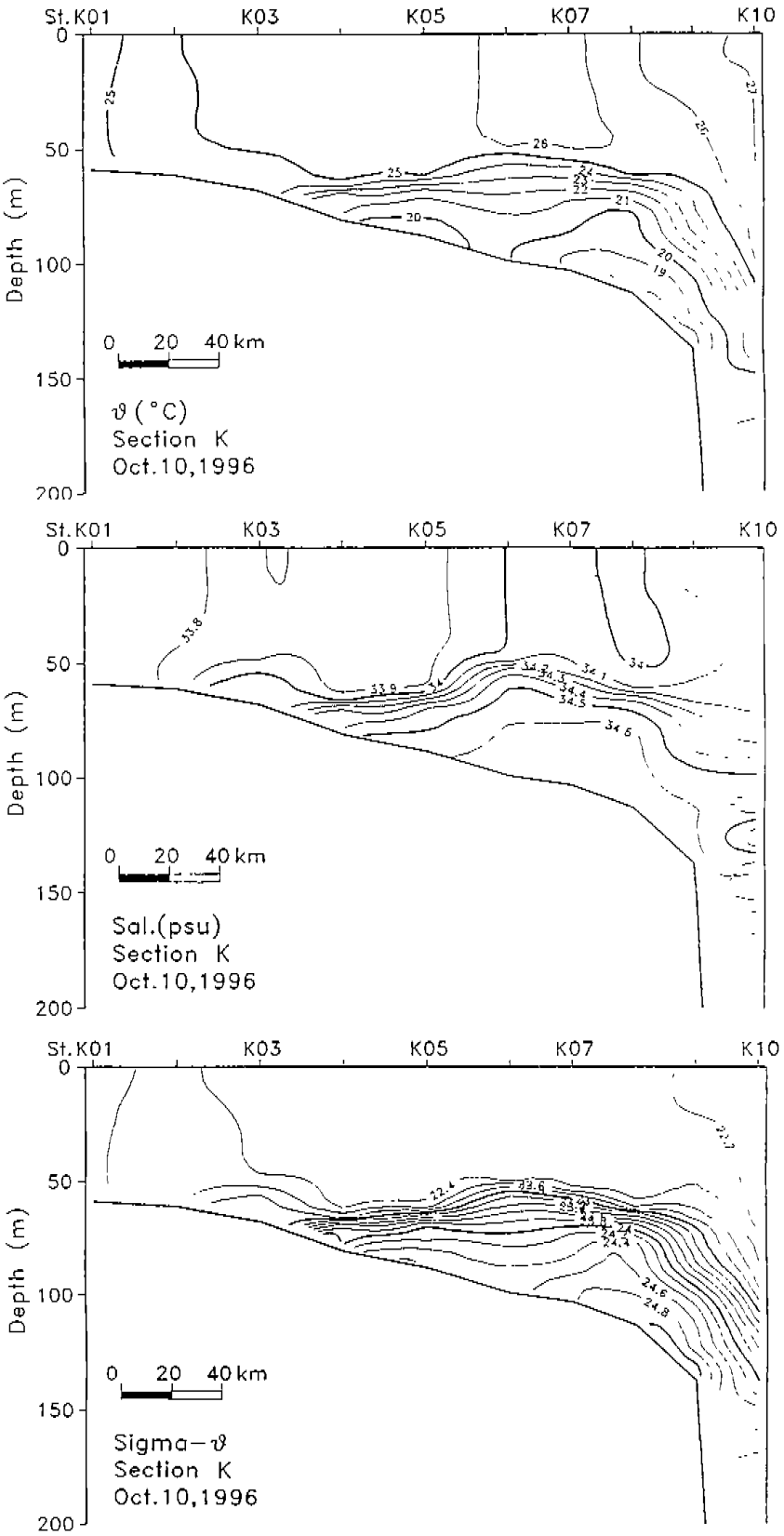


Fig. 8-18. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the section K in October, 1996.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

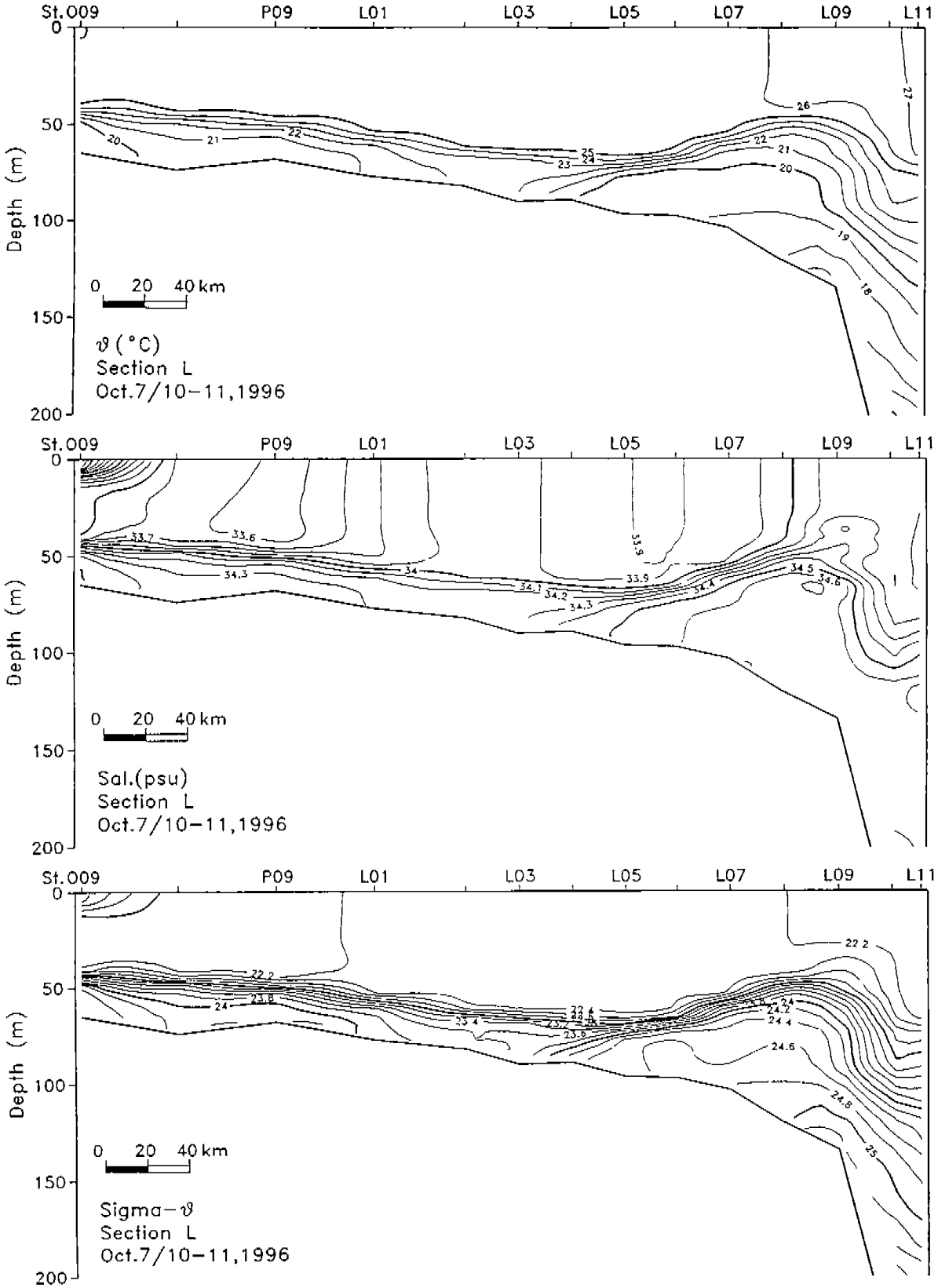


Fig. 8-19. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the section L in October, 1996.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

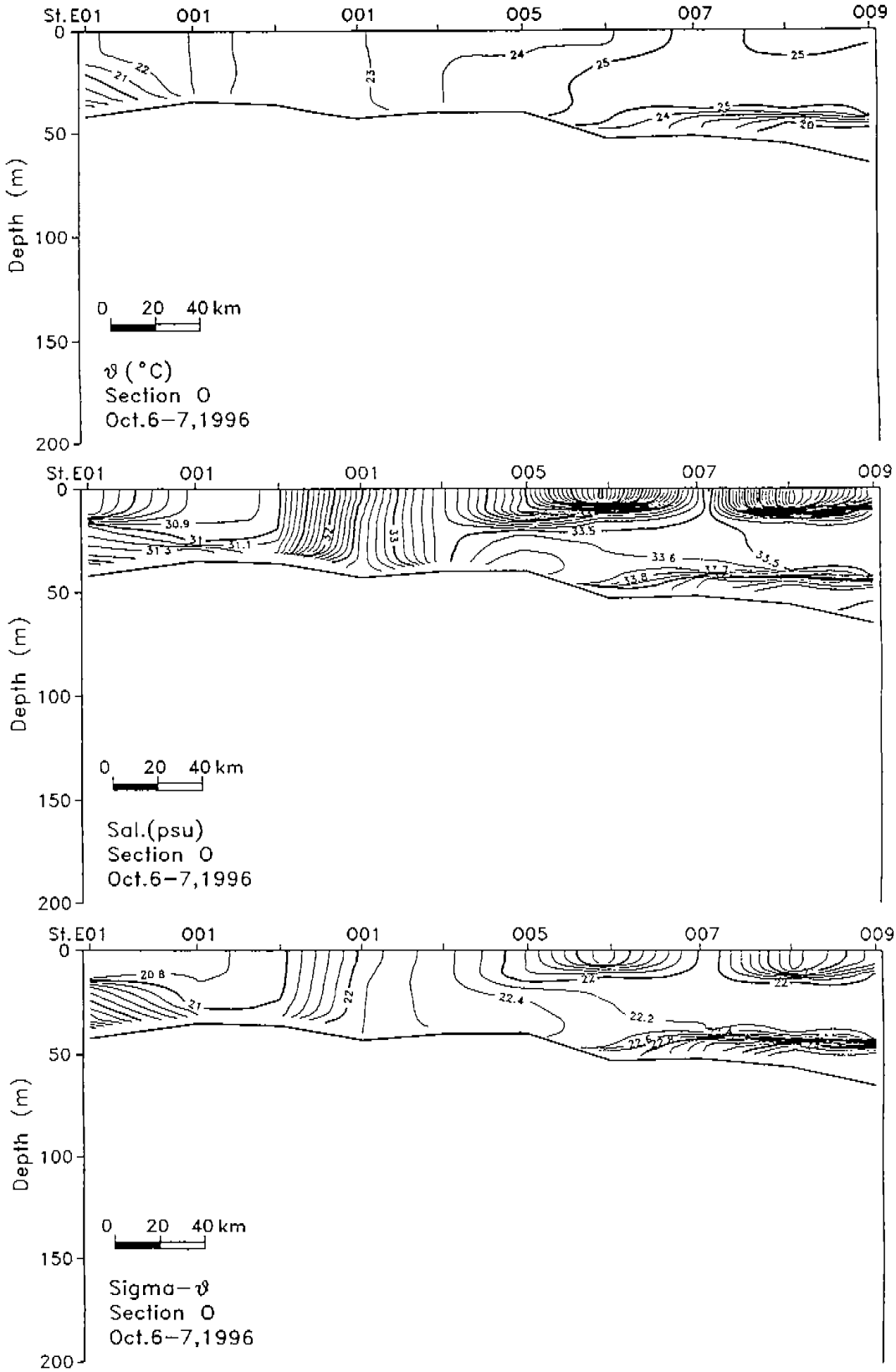


Fig. 8-20. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the section O in October, 1996.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

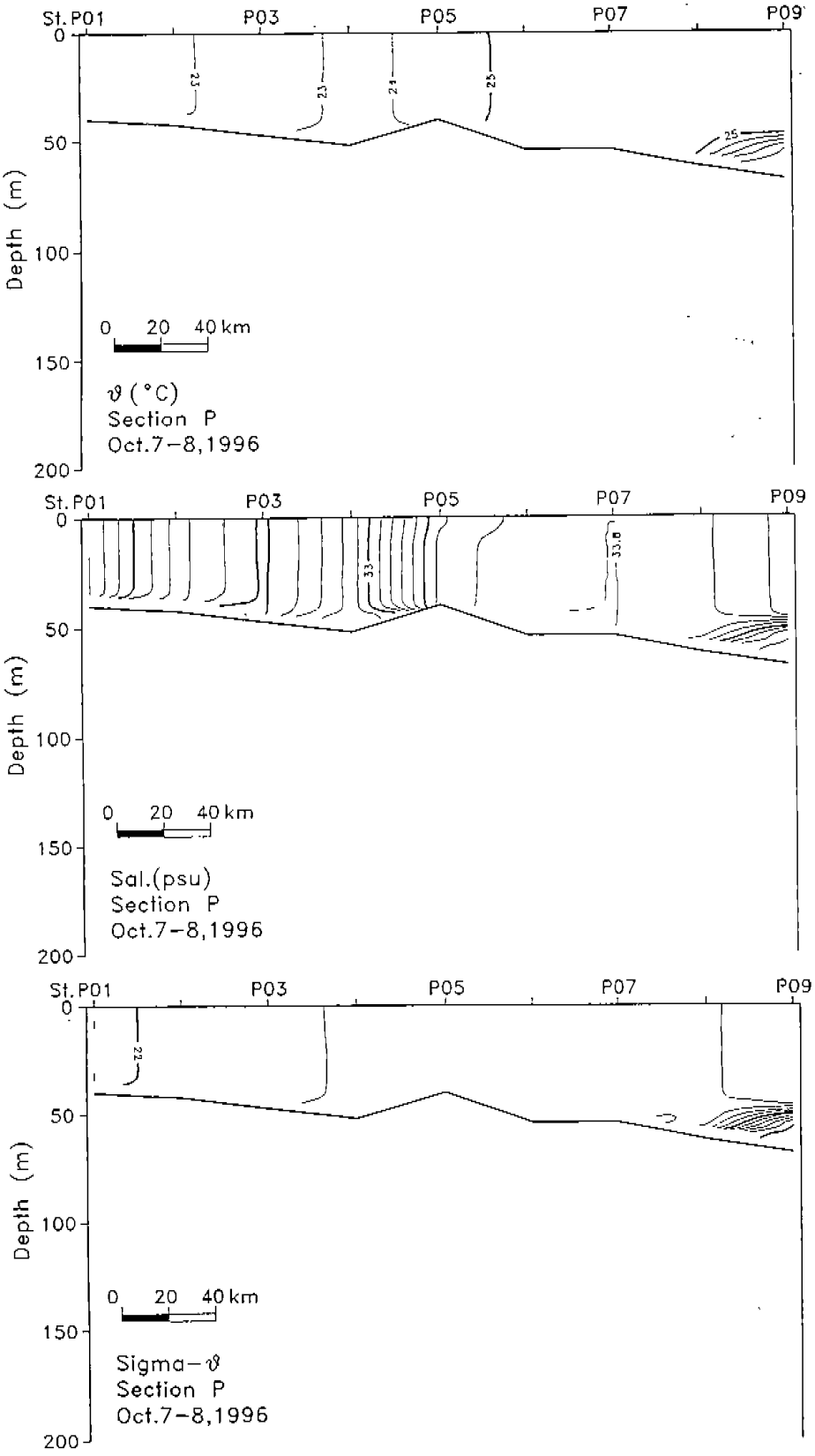


Fig. 8-21. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the section P in October, 1996.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

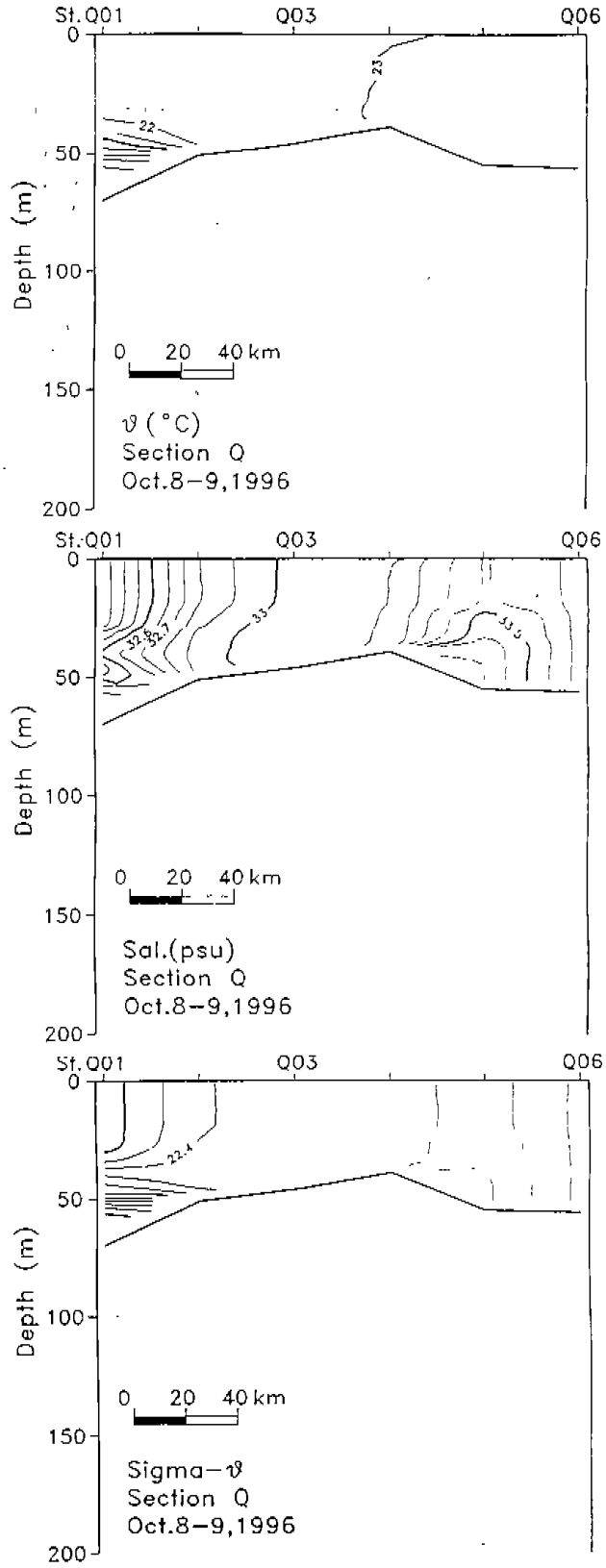


Fig. 8-22. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the section Q in October, 1996.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

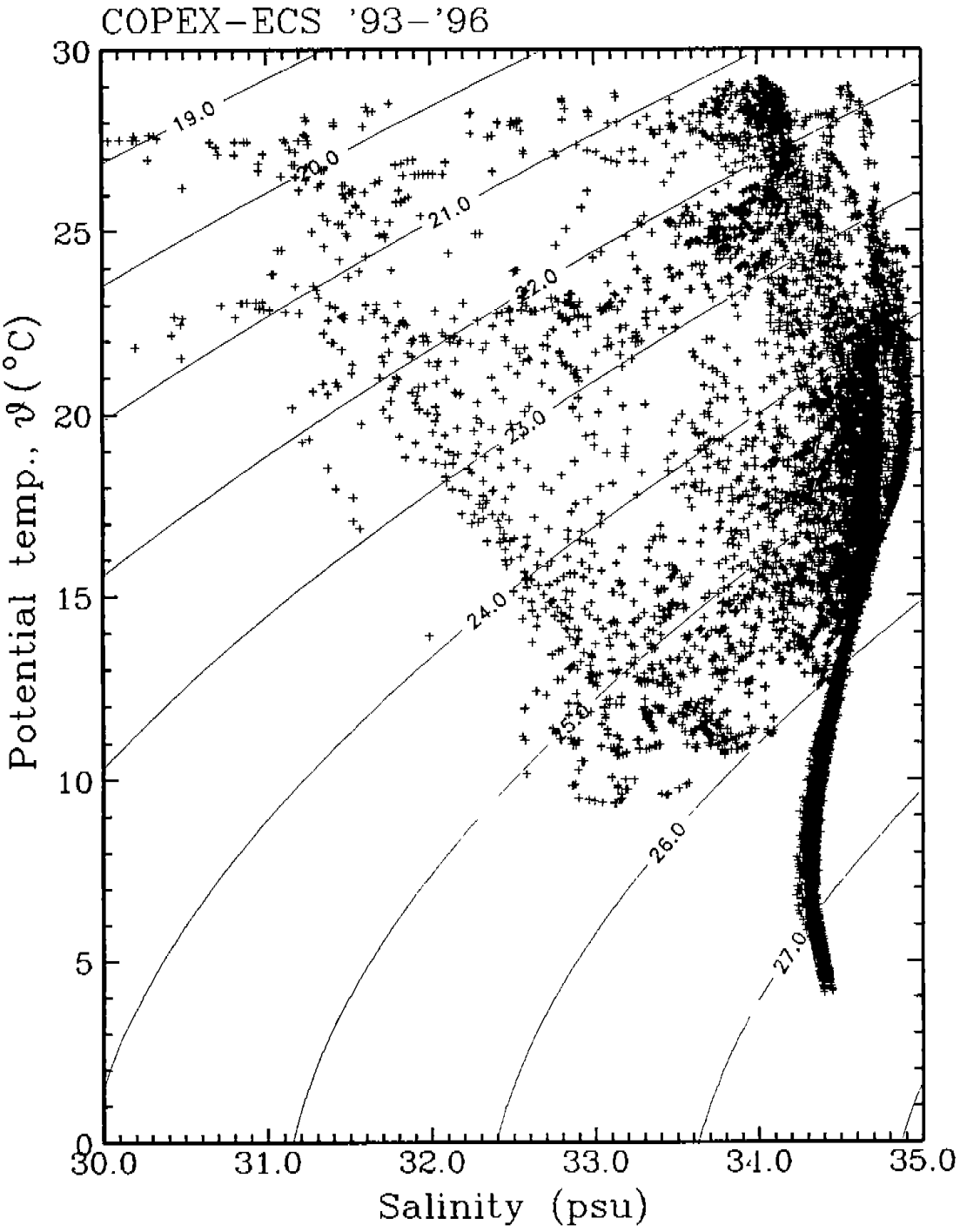


Fig. 8-23. T-S diagram of all data observed (a) during 1993-1996, in (b) August-September, 1994 and (c) April-May, 1995.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

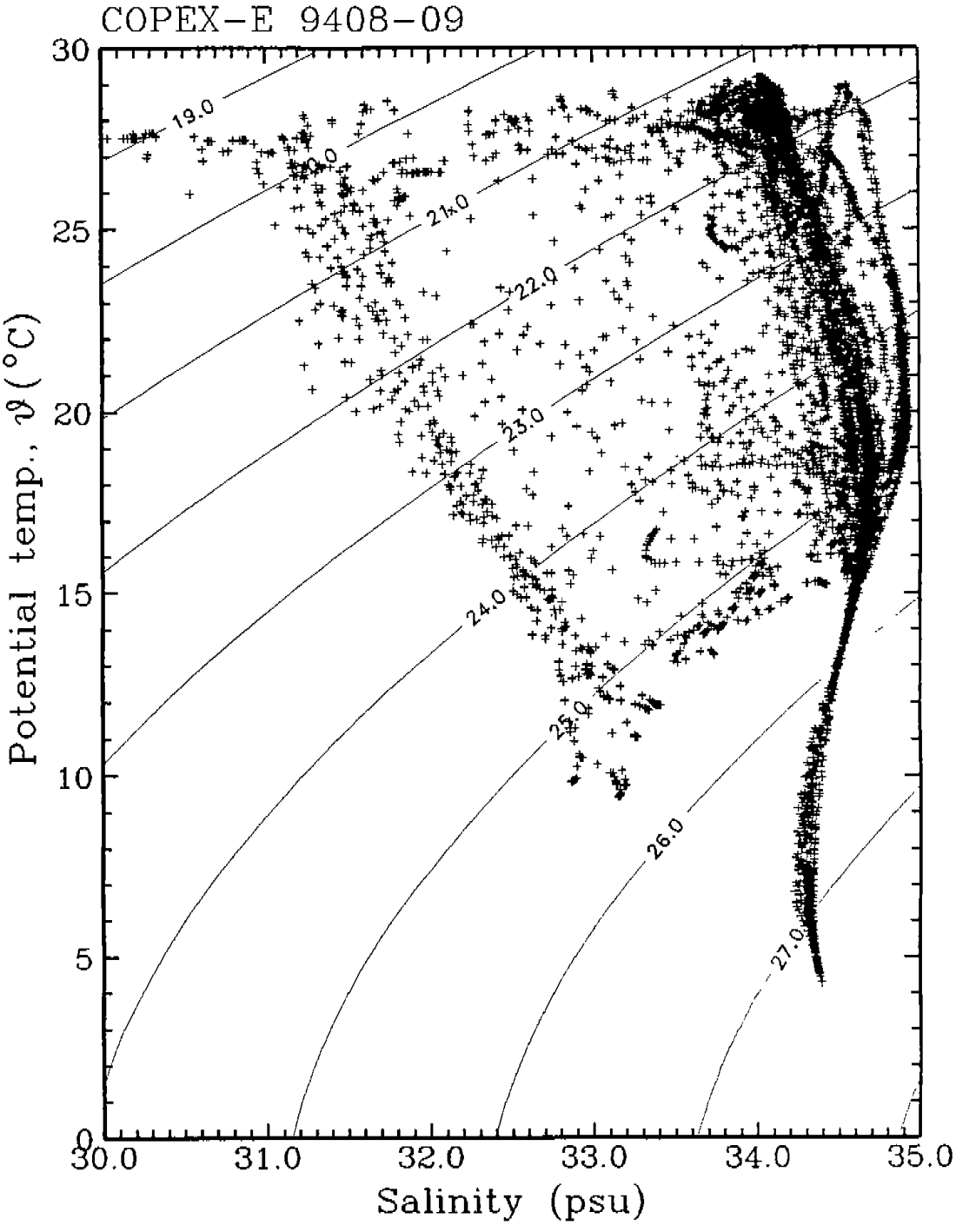


Fig. 8-23. (Continued)

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

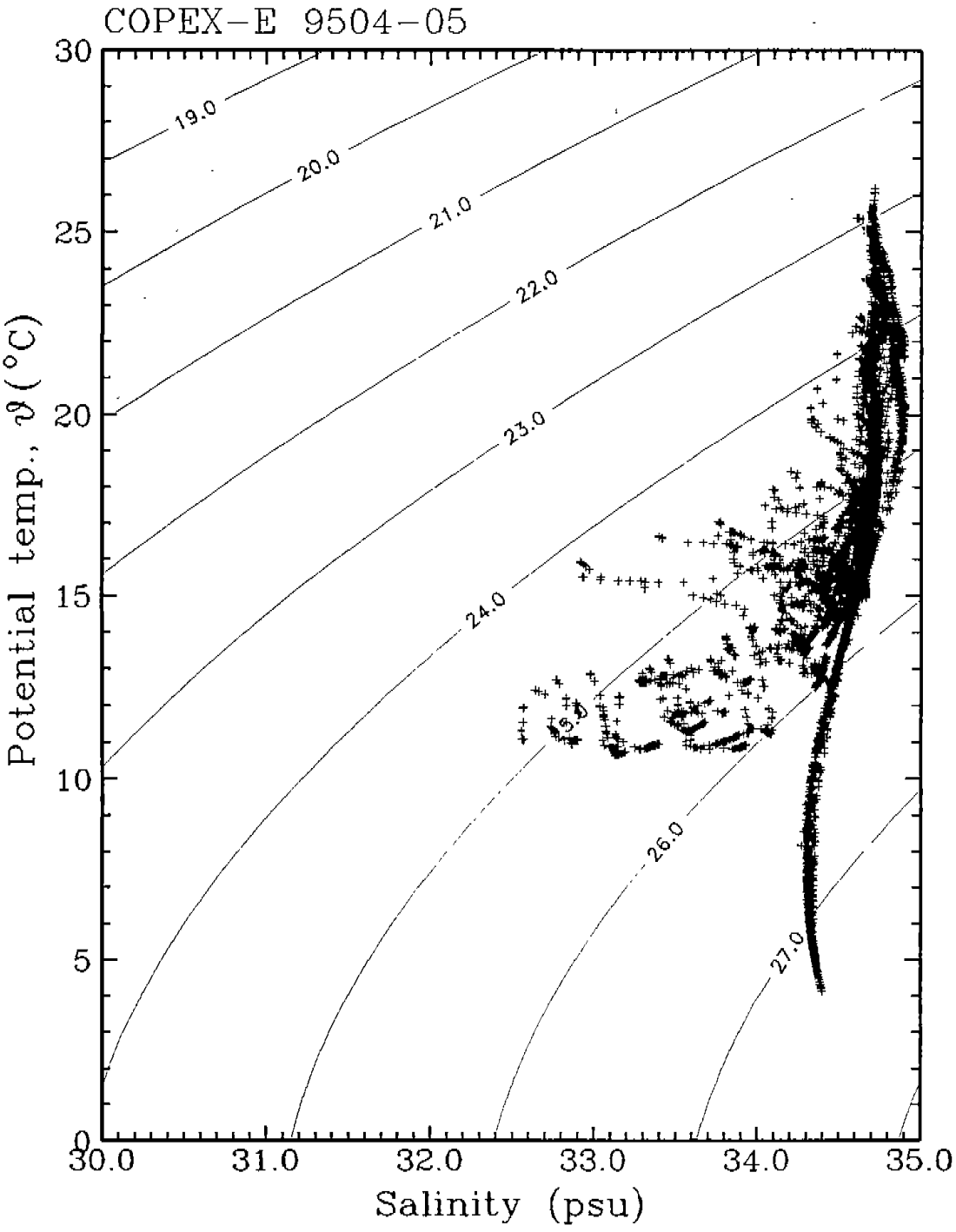


Fig. 8-23. (Continued)

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

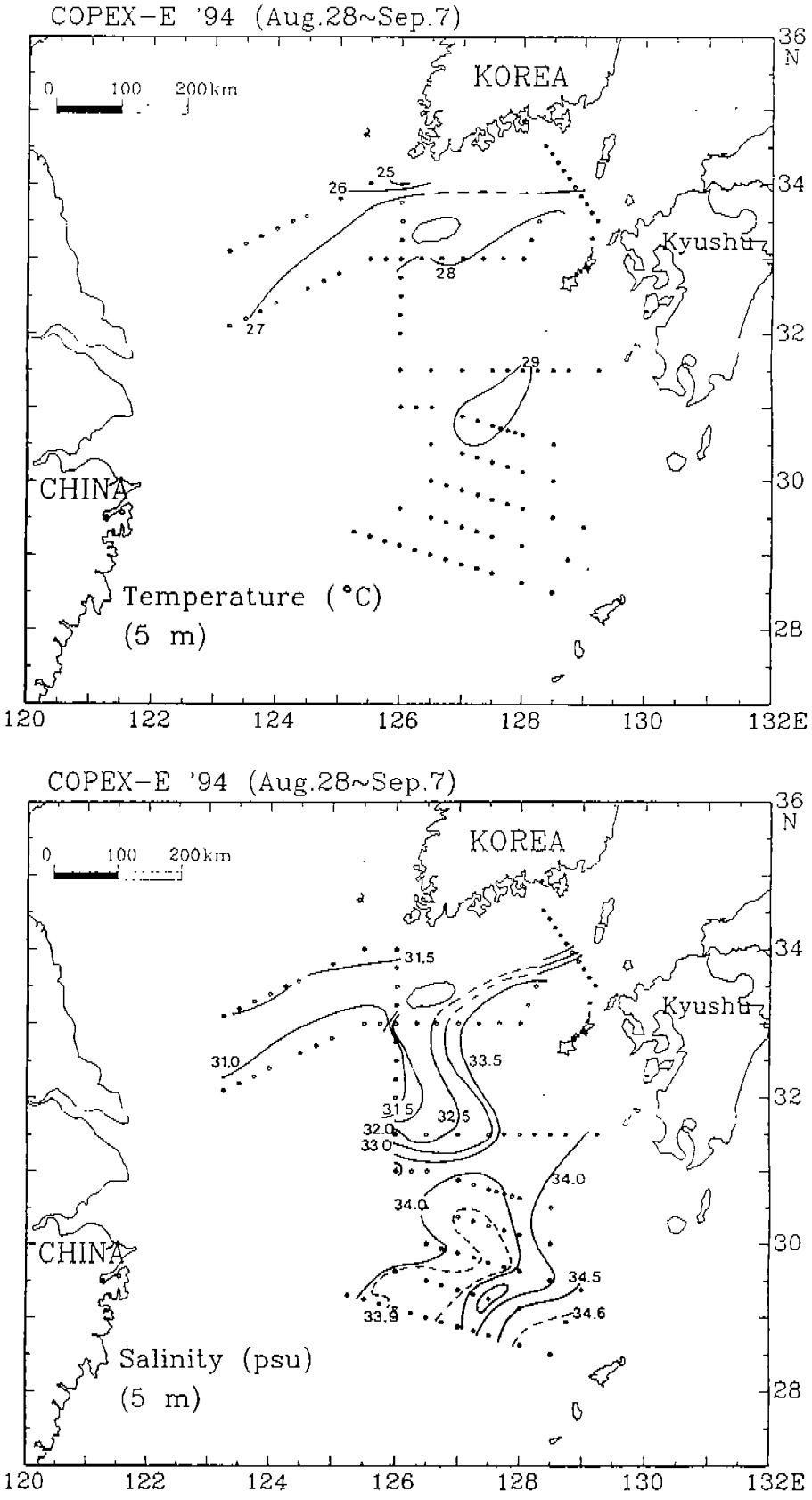


Fig. 8-24. Horizontal distributions of temperature and salinity at 5 m depth in August-September, 1994.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

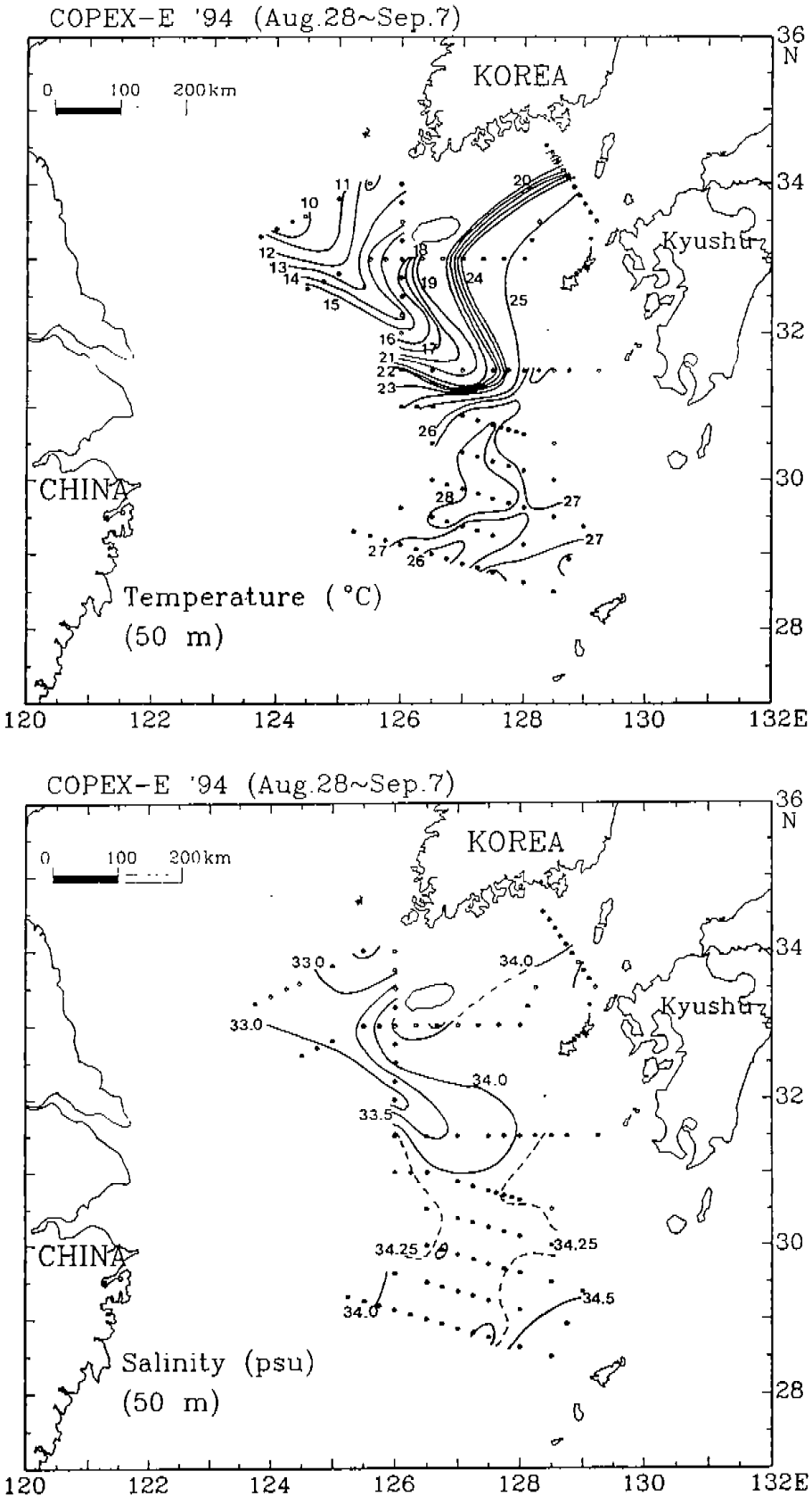


Fig. 8-25. Horizontal distributions of temperature and salinity at 50 m depth in August-September, 1994.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

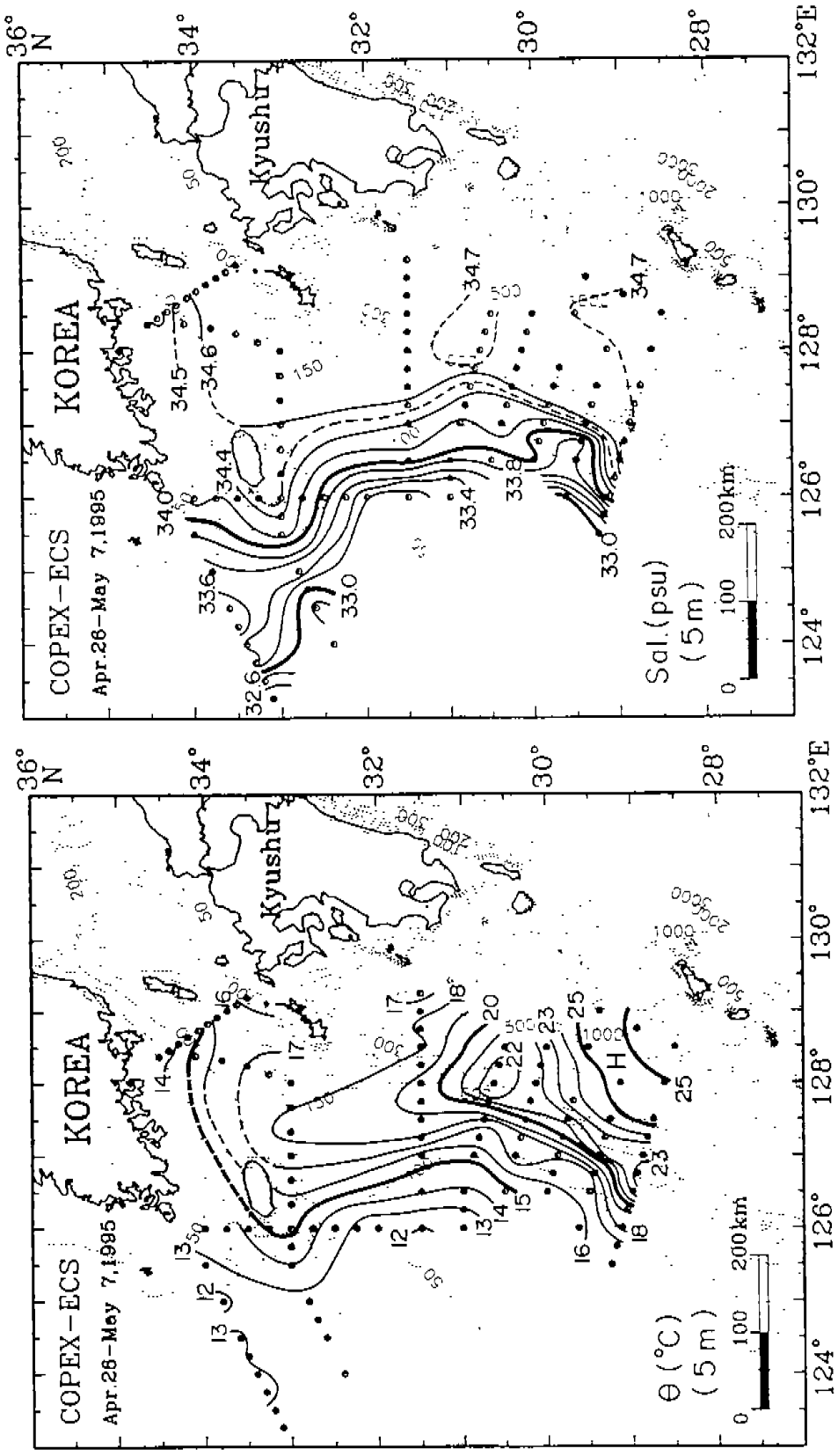


Fig. 8-26. Horizontal distributions of temperature and salinity at 5 m depth in April-May, 1995.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

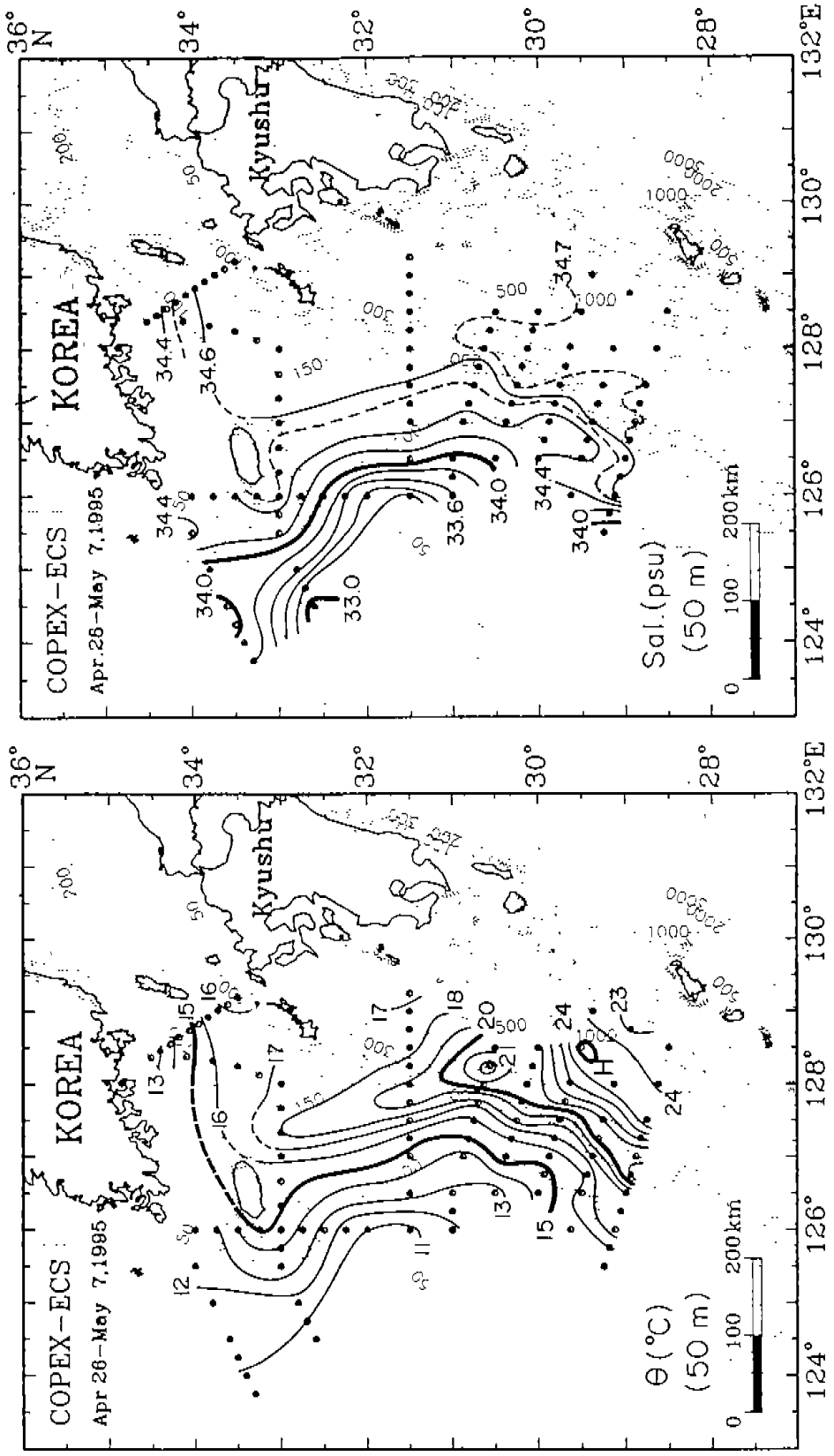


Fig. 8-27. Horizontal distributions of temperature and salinity at 50 m depth in April-May, 1995.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

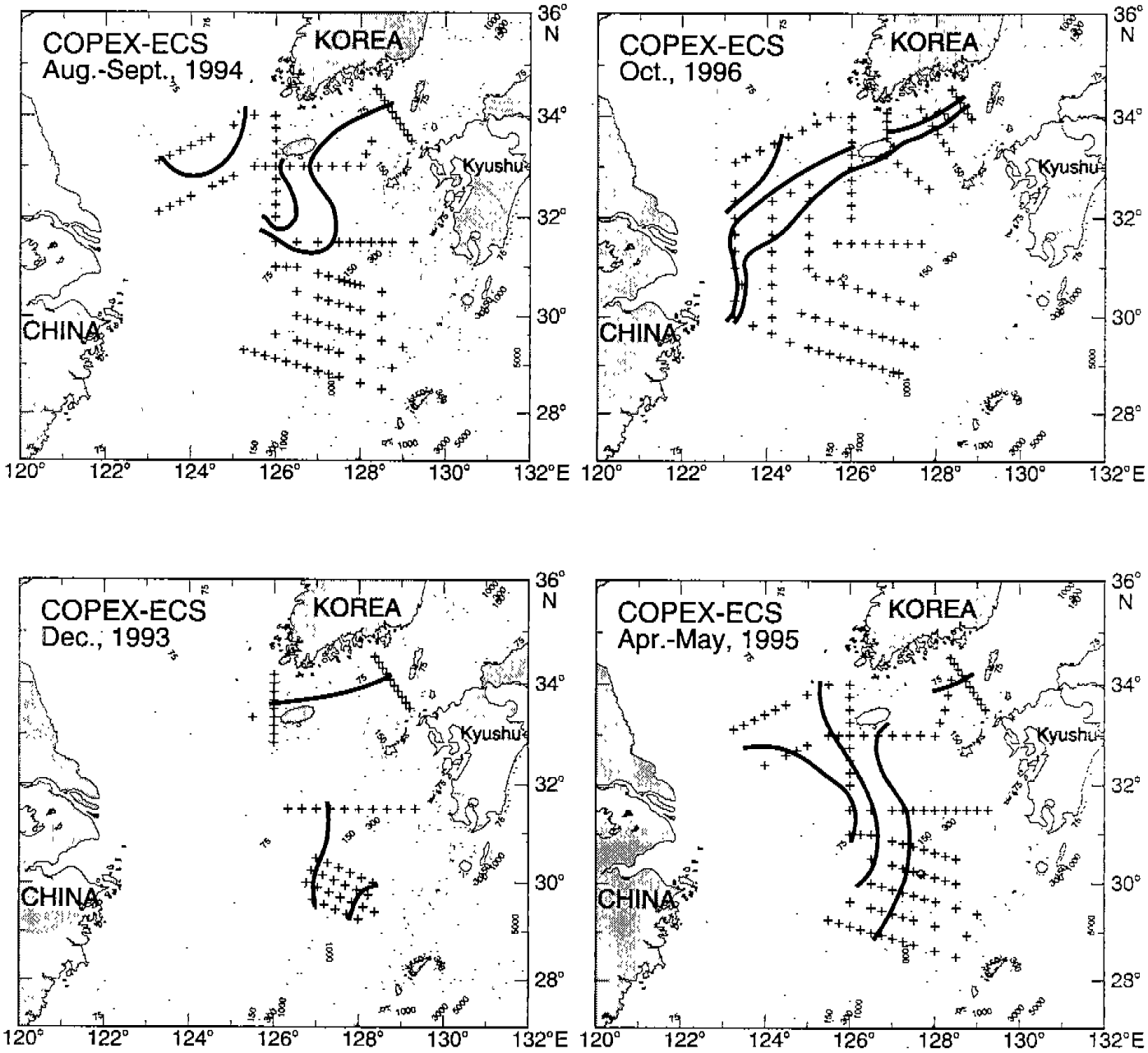


Fig. 8-28. Schematics of locations of seasonal fronts.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

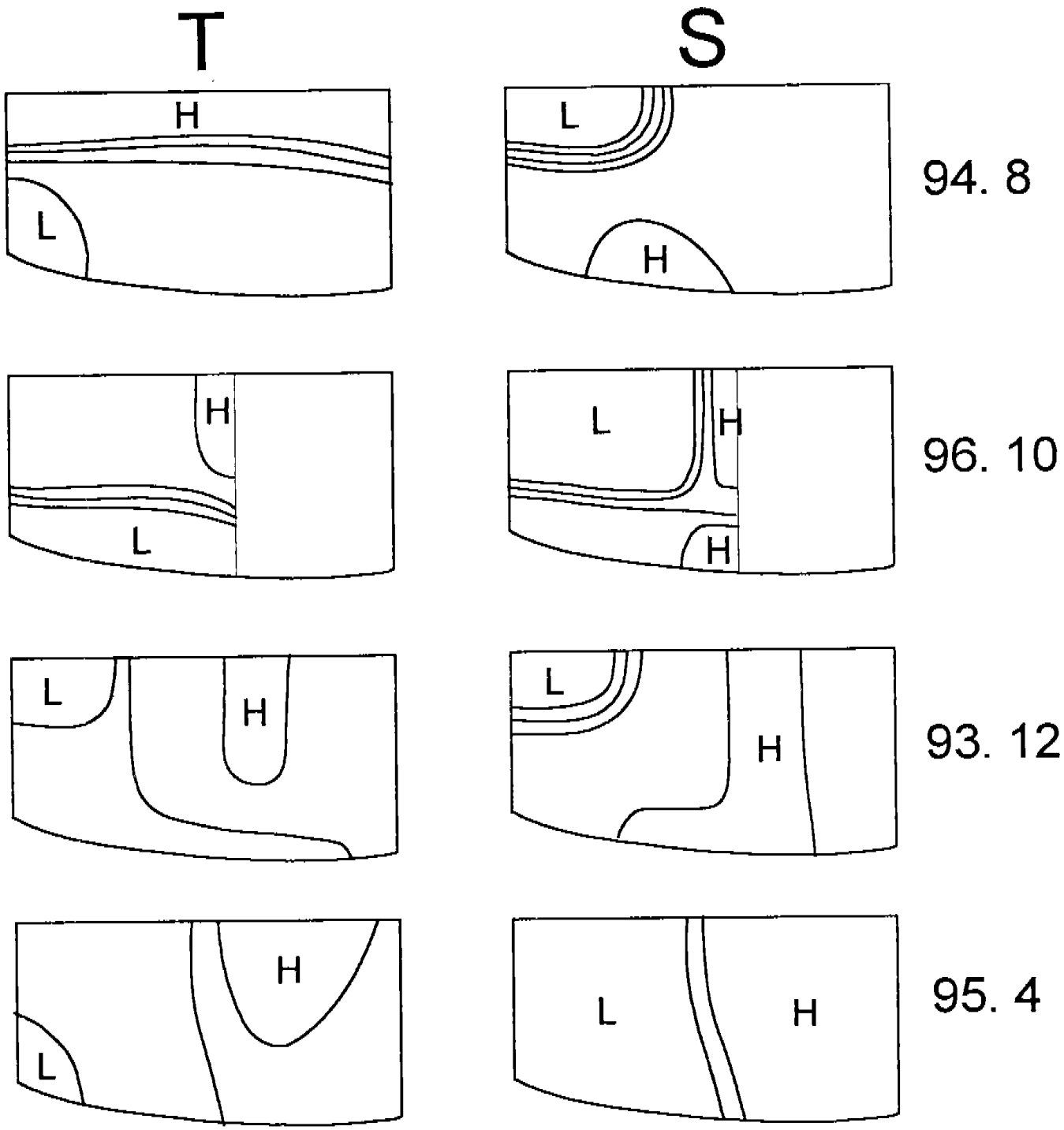


Fig. 8-29. Vertical distributions of temperature and salinity in the Korea Strait.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

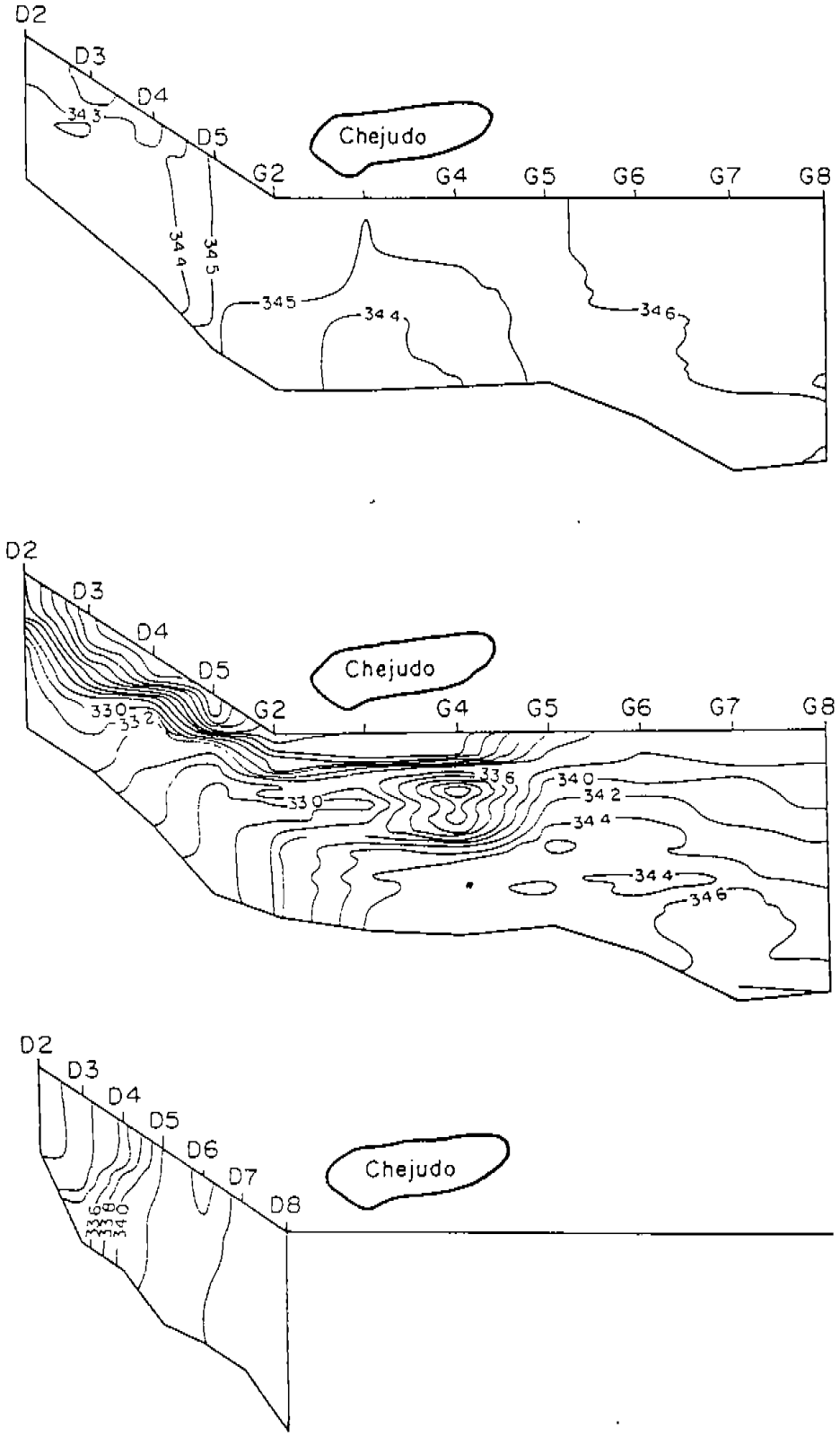


Fig. 8-30. Vertical distributions of salinity off the southwestern Cheju Island.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

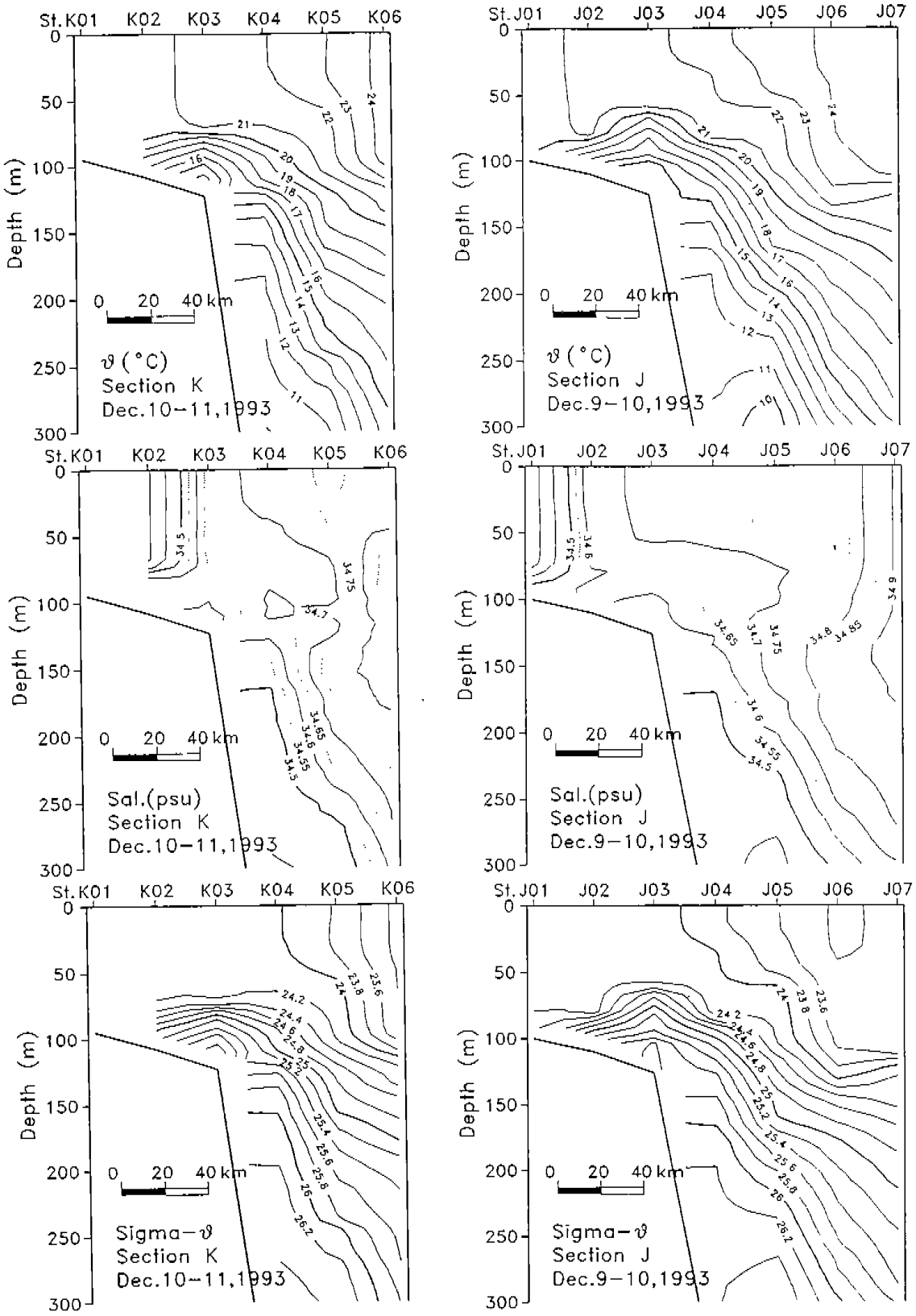


Fig. 8-31. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the sections K and J in December, 1993.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

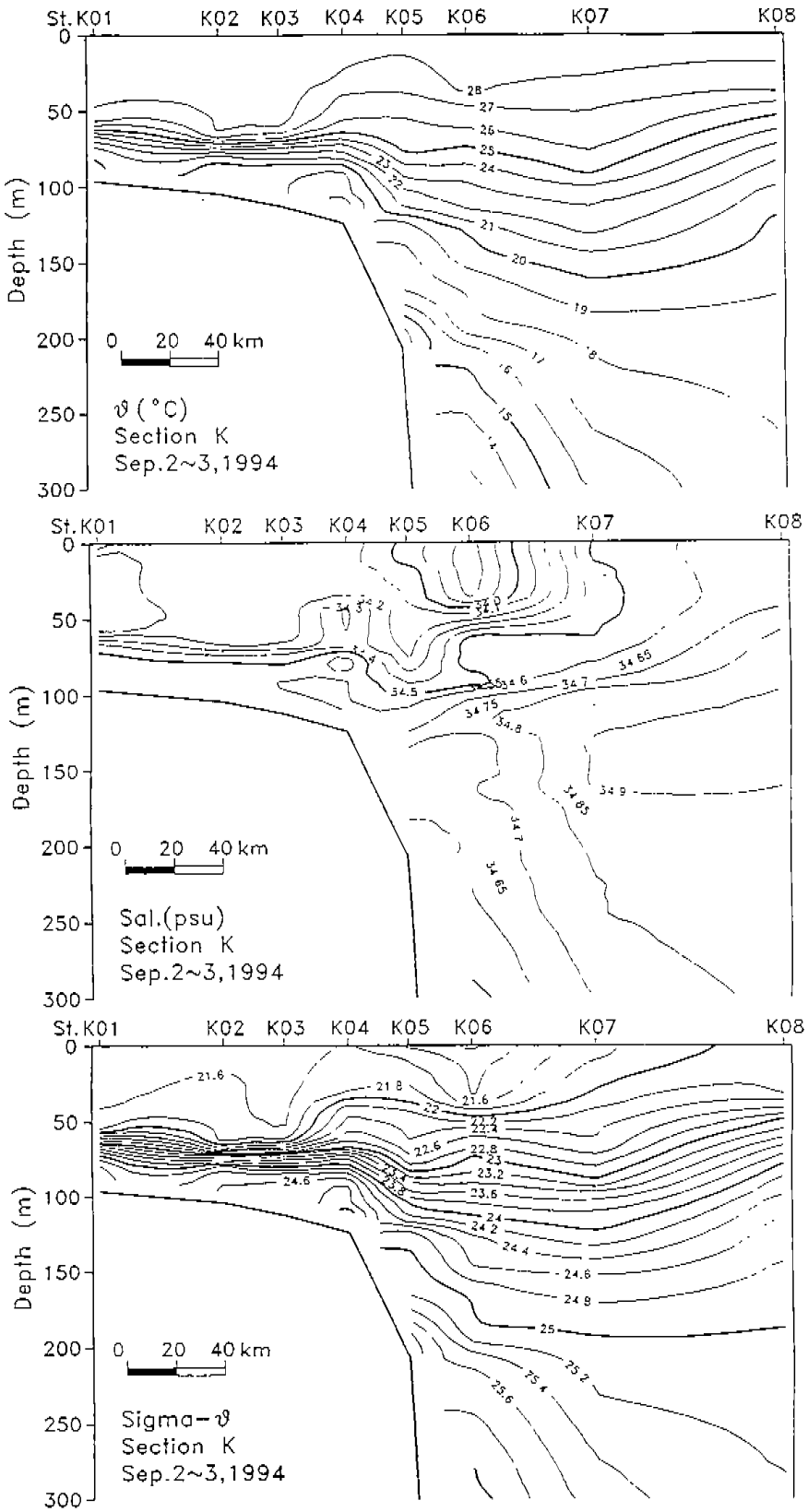


Fig. 8-32. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the sections K and J in September, 1994.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

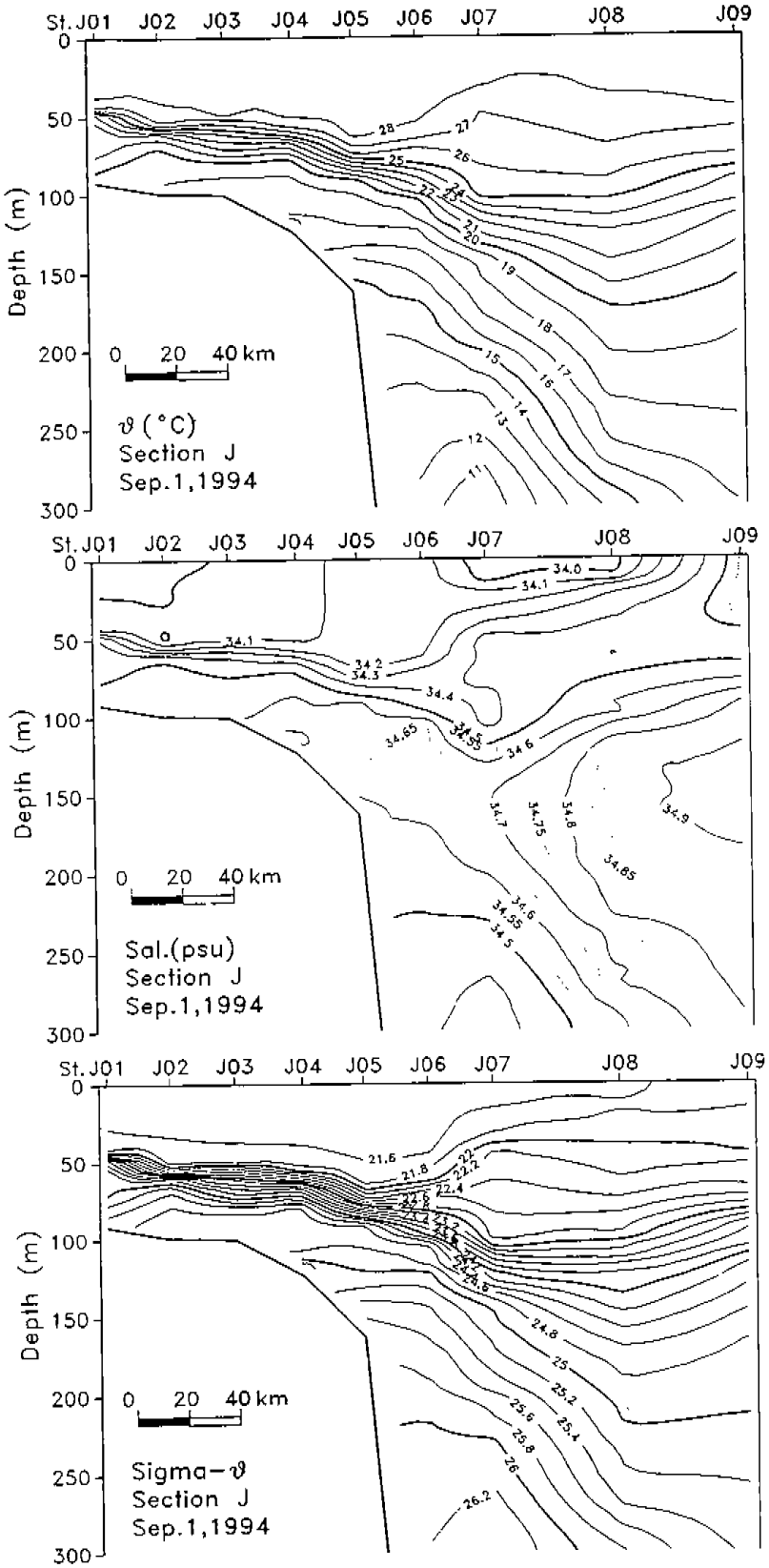


Fig. 8-32. (Continued)

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

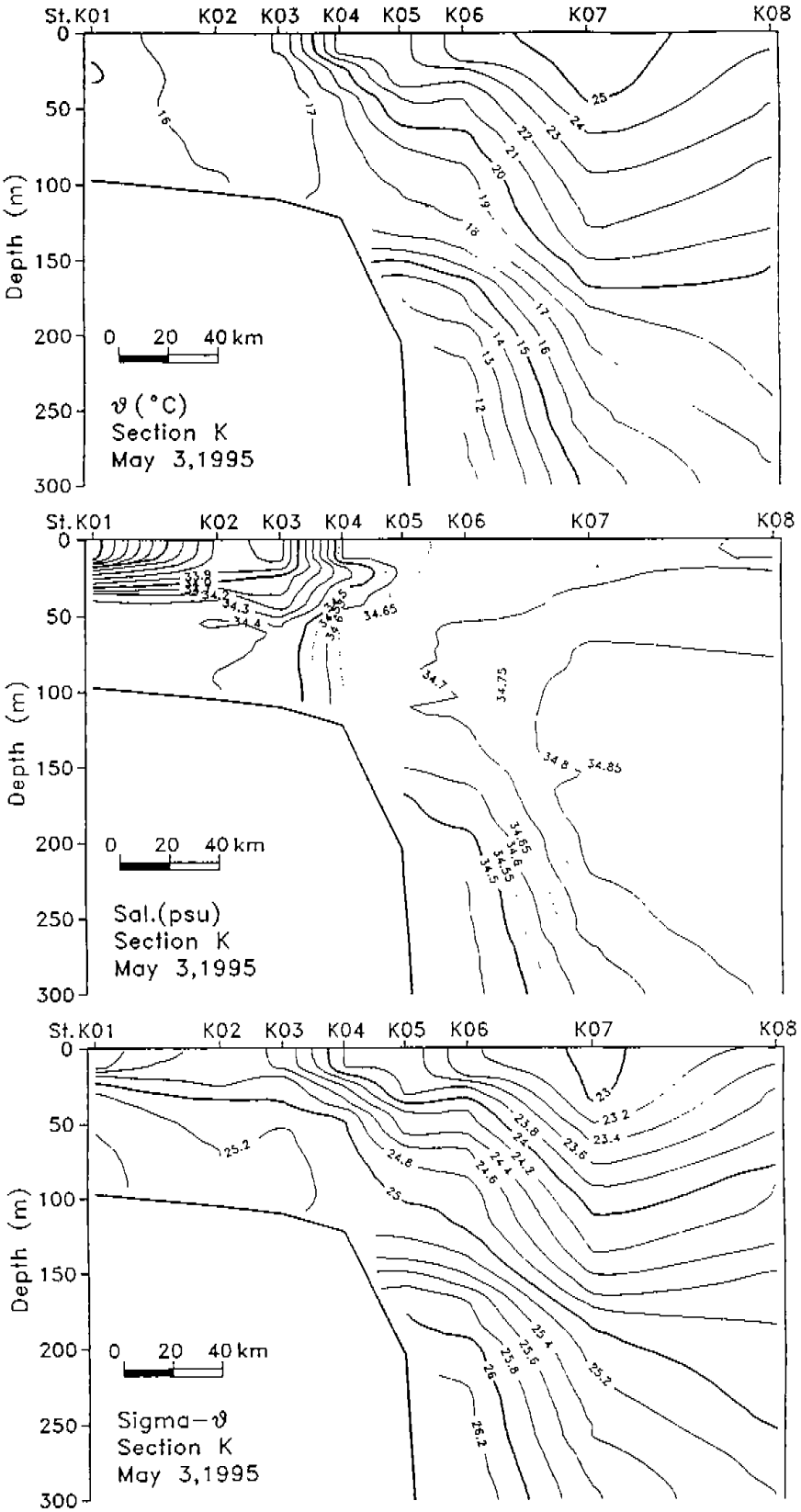


Fig. 8-33. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the sections K and J in May, 1995.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

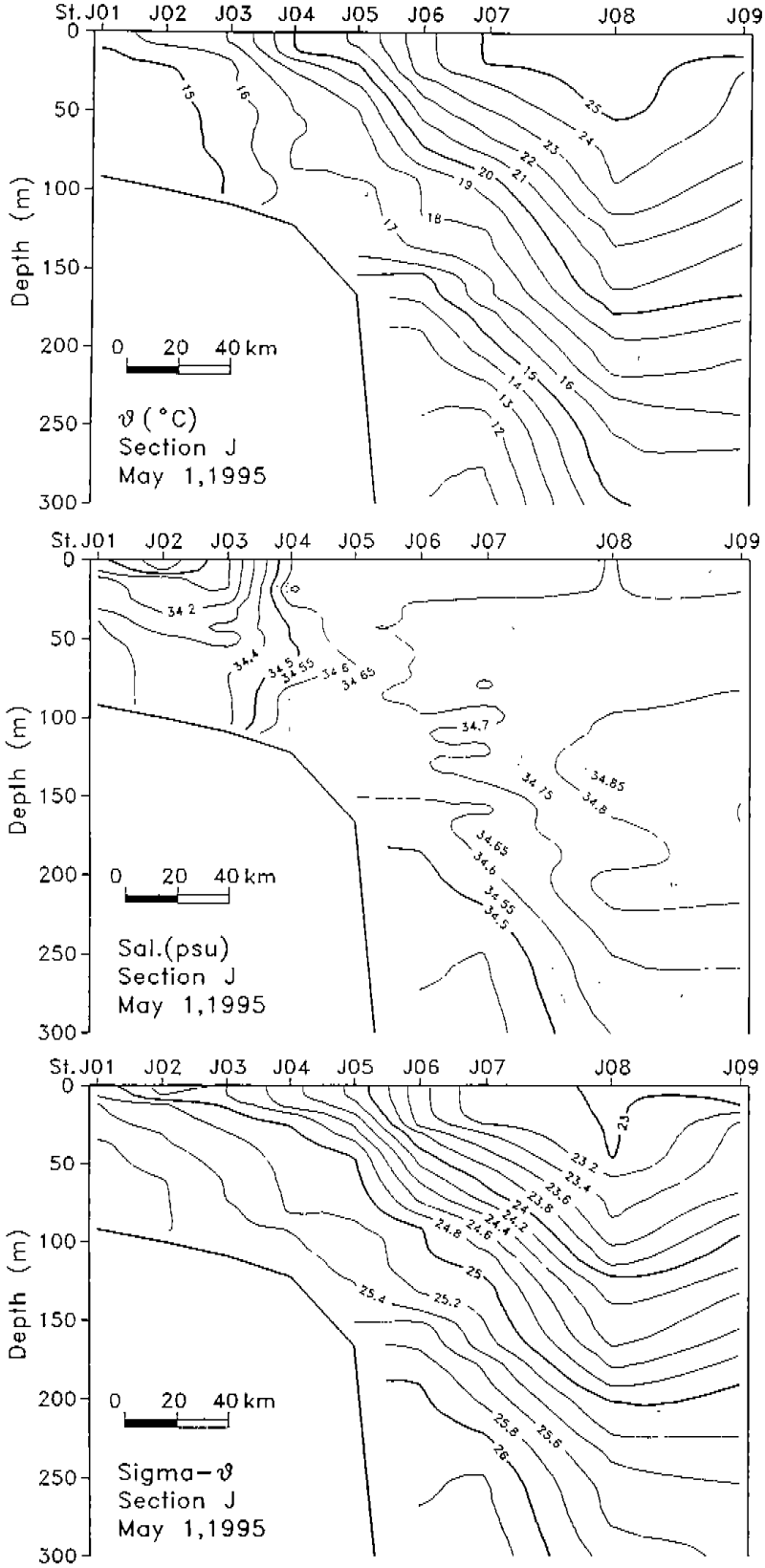


Fig. 8-33. (Continued)

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

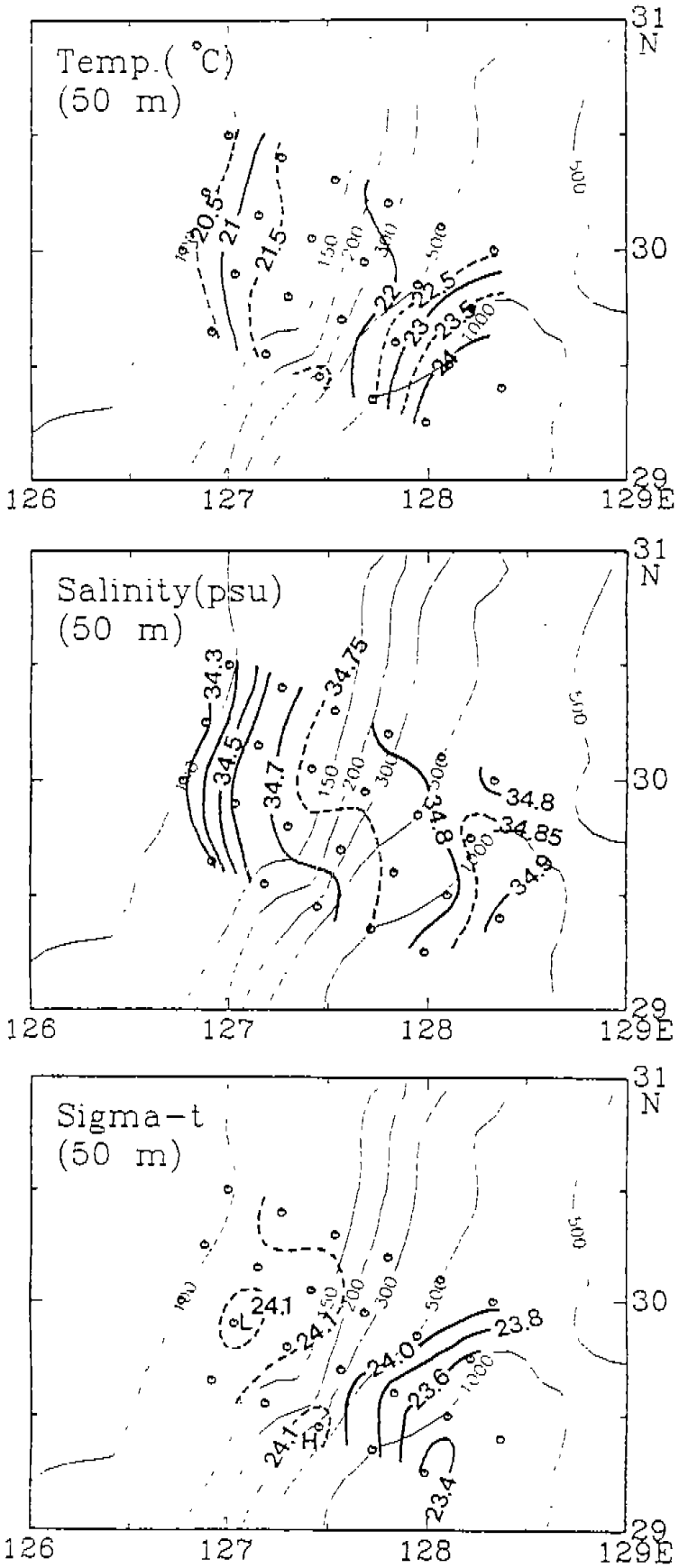


Fig. 8-34. Horizontal distributions of temperature and salinity at 50 m depth in December, 1993.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

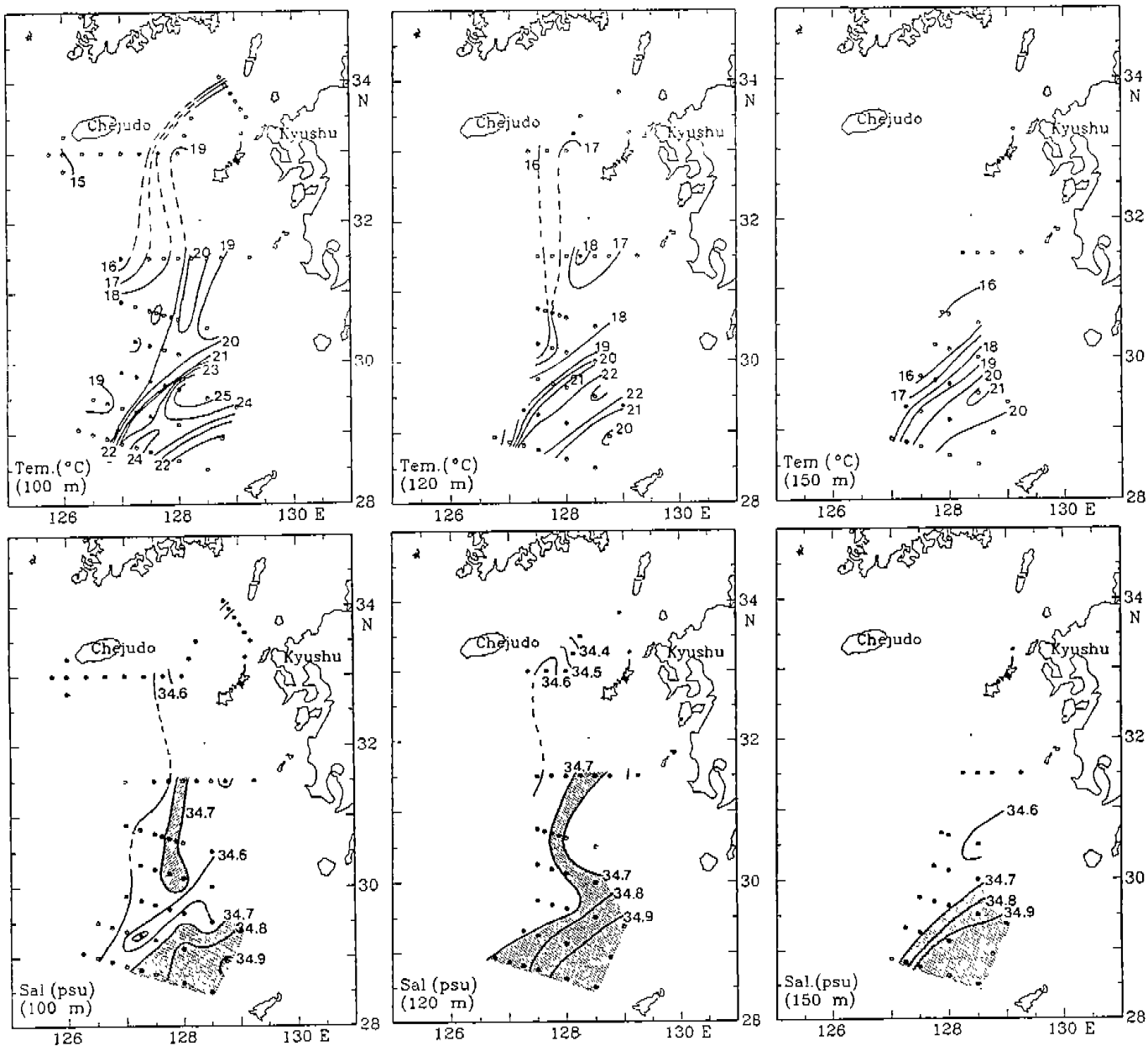


Fig. 8-35. Horizontal distributions of temperature and salinity at 100, 120, 150 m depths in September, 1994.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

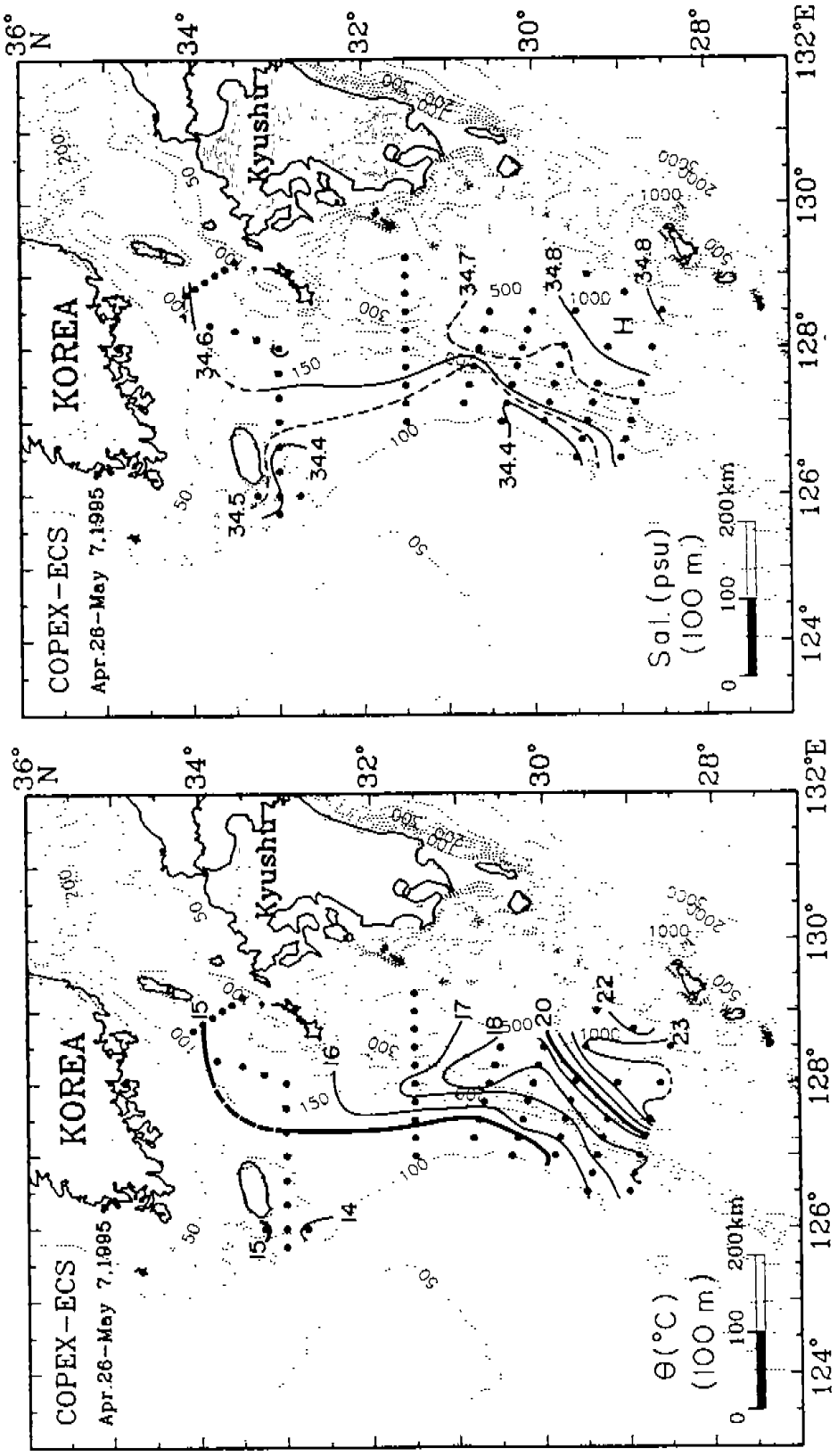


Fig. 8-36. Horizontal distributions of temperature and salinity at 100 m depth in May, 1995.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

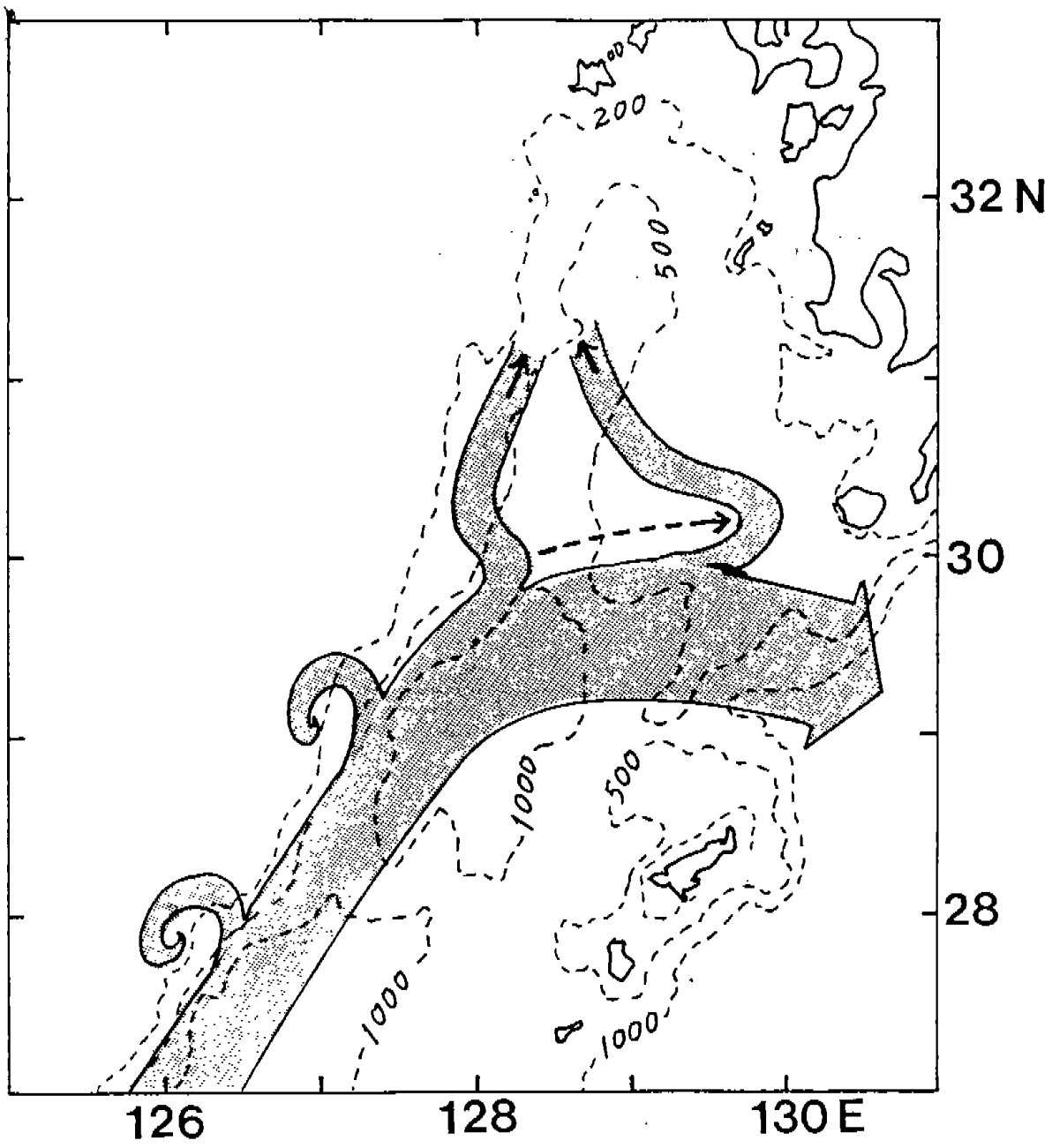


Fig. 8-37. Schematics of the hypothesized physical processes near the slope region in the East China Sea.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

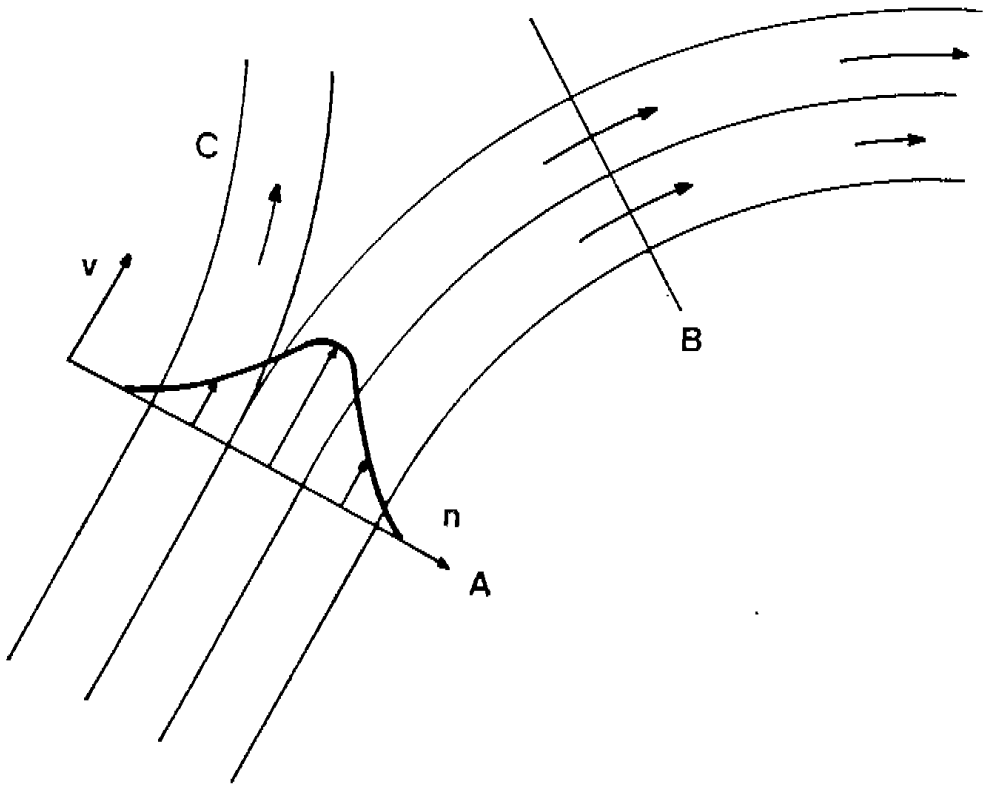


Fig. 8-38. Separation of fluid along the edge of a meandering current.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

제 9 장 제주도 주변해역의 해양순환과 대마난류수 분포의 북방한계

제 1 절 서 론

제주도 주변해역에는 여러 해수들의 흐름이 있다. 그러한 흐름에는 여름철의 황해저층냉수의 남하 (Asaoka and Moriyasu 1966; Nakao 1977; Lie 1984; Park 1985, 1986; Kim et al. 1991; Youn et al. 1991), 겨울철의 황해난류수의 북상 (Uda 1934; Byun and Chang 1988; Pang et al. 1992), 여름철에 제주해협으로 양자강연안수의 유입 (Yu et al. 1983; Beardsley et al. 1983; Zhao et al. 1983; Kim 1986) 등이 있다. 이러한 흐름들은 대부분 개별적으로 연구되어 왔는데 그것은 이들이 각기 다른 역학에 의한 것이라는 생각을 반영하는 것이다. 그러나 최근에는 이들이 개별적인 역학에 의해서가 아니라, 이 해역 전반에 걸친 하나의 역학에 의해 발생할지 모른다는 학설이 발표되었다 (Pang et al. 1992).

이 학설은 이 해역의 해수순환을 두 순환계로 구분하였다. 하나는 쿠로시오해류에서 분리되어 동중국해로 북상한 후 대한해협으로 흐르는 대마난류로 이 해역에서 가장 강하고 연중 유지되는 순환(1차순환)이며, 다른 하나는 황해를 중심으로 발생하는 순환으로 계절에 따라 순환의 방향이 바뀌고 흐름이 매우 약한 순환(2차순환)이다. 2차순환의 역학은 황해의 양 연안에서는 바람방향의 순풍류가 발생하며 중앙의 골을 따라서는 바람방향과 반대방향의 역풍류가 발생하는 것이다 (Csanady 1982). 이 역학에 의하면 황해의 중앙 골을 따라 여름철에는 황해저층냉수가 남하하고 겨울철에는 황해난류가 북상하는 계절순환이 발생하게 된다. 이 학설이 제시하는 역학은 Park(1986)에 의해 처음으로 황해에 정성적으로 적용되어졌고, Pang(1987)과 Hsueh and Pang(1989) 등에 의해 황해에서 실제 바람에 의한 해수의 흐름을 정량적으로 계산할 수 있는 방법이 마련되었으며 그 후 보다 실제적인 해안선을 적용하여 관측된 해류를 재현시키는데 진전이 이루어진 상태이다 (Pang, 1992). 관측된 해류는 1983년 1월에서 4월까지 황해의 골을 중심으로 관측된 자료로서 겨울철 북풍계 바람에 의한 역풍류가 뚜렷이 나타나 있다 (Hsueh et al. 1989).

국립수산진흥원 자료 중 1970-1979년 10년간 제주도 주변해역의 특성자료를 수괴분석한 결과에는 겨울철에 고온고염계의 해수가 소흑산도 이남의 해역을 통해 황해로 연결되고 서해안에는 황해냉수가 소흑산도 부근까지 남하하여 확장된다. 여름철에는 겨울철과 반대로 황해저층냉수가 황해 중앙부를 통해 남하하여 고온고염계의 해수를 남서방향으로 후퇴시키는데 비해 서해연안에는 혼합수와

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

연안수들이 고위도까지 분포한다 (노, 1985). 그러나 이와는 달리 지금까지 관측된 많은 해수분포에서는 제주해협을 따라 제주연안과 남해연안에 강한 염분전선이 형성되어 여름철에 고염계의 난류수가 황해로 유입되지 못하는 양상을 보여주었다 (Lie, 1984, 1985; Nakao, 1977; Kim et al., 1991). 과연 여름철에 고염계의 난류수가 서해연안을 따라 황해로 유입될 가능성이 있는가의 문제는 황해해수순환을 알기 위해 우선적으로 해결해야할 문제이다.

이 장에서는 이 문제를 해결하기 위하여 계절순환의 구조에서 가장 중요한 해역인 제주도 북서해역에서 우선 겨울철과 여름철에 관측(CTD)하여 해수분포의 계절변화를 통해 계절 해수순환을 살펴보았으며, 다음에는 봄과 가을에 관측(CTD)하여 계절변화의 시기를 살펴보았다. 특히, 여름철 저온현상 해역으로 알려진 한반도 남서연안해역을 분석하여 여름철 황해난류수가 황해로 유입될 수 있는지의 문제를 살펴보았으며 이를 통해 대마난류수 분포의 북상한계를 알아보았다.

제 2 절 계절 해수순환

겨울과 여름의 관측해역과 수심 그리고 관측점은 그림9-1(A)에 표시되었으며 관측시기는 각각 1994년에는 2월 17-18일, 6월 20-22일, 9월 6-15일이다. 이 중 9월은 제주도 동쪽해역까지 관측하였으며 관측점은 그림9-1(C)와 같다. 제주도 동쪽해역의 자료는 수괴특성의 변화를 보기 위하여 수괴 분석할 때만 사용하였으며 특성분포에는 관측점68까지의 자료만 사용하였다. 겨울철은 계절순환을 발생시키는 북서풍이 강하고 해황이 단순하기 때문에 2월의 대표값으로 충분하지만, 여름철은 계절순환을 발생시키는 남동풍이 약하고 해황이 복잡하기 때문에 여름이 시작되는 6월과 한여름에서 여름의 끝으로 향하는 9월 두 번을 관측하였다.

가. 수괴분석

그림9-2는 1994년 2, 6, 9월 관측된 CTD 연속자료를 수심 1m 간격으로 계산하여 나타낸 T-S Diagram과 이들을 합쳐 나타낸 T-S Diagram이다. 2월에 관측해역의 수괴들은 T-S Diagram에 거의 직선상에 나타나 이들이 고온고염수와 저온저염수의 혼합에 의해 생성된 수괴들이라는 것을 보여준다. 그러므로 이 시기의 수괴들은 고온고염의 대마난류수, 저온저염의 황해냉수, 그리고 이 두 수괴와의 혼합수로 크게 3 수괴로 구분될 수 있다. 이중에서 대마난류수는 T-S Diagram에서 뚜렷하게 한 무리를 형성하고 있으며 그 범위는 약 13.0°C 이상,

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

34.5‰ 이상이다. 황해냉수의 특성은 8.0°C, 33.0‰까지 낮은 값으로 고온고염의 난류수의 영향을 받지 않고 겨울철에 황해에서 형성된 해수의 특성이며, 혼합수 특성의 범위는 대마난류수와 구별되는 상한선이 12.5°C 이하, 34.4‰ 이하로 뚜렷하지만 황해냉수와 구별되는 하한의 경계는 구분할 기준이 뚜렷하게 보이지 않는다. 혼합수는 수평분포(그림9-3)에서 나타나는 바와 같이 겨울철에 황해로 유입되는 해수의 특성에 해당하기 때문에 이 논문에서는 황해난류수로 구분하였다. 황해냉수와 황해난류수의 특성은 구분되는 무리를 형성하지 않고 연속으로 나타나기 때문에 그들을 특성값으로 구분할 기준은 뚜렷하지 않지만 6월의 T-S Diagram을 보면 10°C-33.4‰ 이하의 수괴는 2월과 비슷한 특성을 유지하고 있기 때문에 이 특성값을 황해냉수와 황해난류수의 경계값으로 볼 수 있다. 그러므로 겨울철에 황해난류수의 특성은 10.0-12.5° C, 33.4- 34.4‰에 해당한다.

6월에는 2월에 나타나는 해수 중 9.0°C 이하, 33.0‰ 이하의 황해냉수들은 나타나지 않았다. 이는 저온저염의 황해냉수가 겨울철이 지났기 때문에 중·저층에서 사라지고 저층의 황해(저층)냉수는 아직 이 해역으로 확장되지 않았기 때문이다. 34.5‰ 이상인 고염의 대마난류수는 이미 제주도 북서해역으로는 유입되지 않고 있으며, 황해난류수는 2월의 특성값이 그대로인 부분이 있기는 하나 전반적으로 이 시기에 나타나는 표층의 고온저염의 해수와 혼합되어 저염화되었다. 그러므로 이 시기의 특성은 2월과는 대조적으로 저온고염에서부터 고온저염으로 연결되어 나타난다. 이 시기의 고온저염의 표층수는 31.3‰ 까지 나타나 이미 양자강연안수의 영향이 나타남을 알 수 있다.

9월의 수괴분포에는 6월에 보이지 않았던 8-9°C, 33‰ 이하의 저온저염수가 나타난다. 이는 황해저층냉수가 여름철에 이 해역으로 확장된 결과이다. 이 외의 2월에 나타났던 특성들은 전반적으로 수온이 1-2°C 정도 높아져 저층수를 형성하고 있으며, 표·중층수들과 함께 T-S Diagram 상에 크게 3무리를 형성하고 있다. 가장 오른쪽에 세로로 나타나는 고염의 무리는 약 28.5°C-34‰에서 15°C-34.6‰로 이어지는 수괴로서 이 수괴들은 일본에 가까운 해역에 분포하는 대마난류수이다. 중간의 무리는 저층의 특성이 대마난류수의 저층특성과 연결되어 대마난류가 다른 해역을 지나며 혼합에 의해 생성된 수괴임을 보여준다. 이 수괴는 좌우의 두 무리와는 확실히 구분되어 두 무리와의 혼합에 의해 생성된 것은 아님을 알 수 있다. 관측점이 그림9-1(C)에서 볼 수 있듯이 어느 해역에 편중되지 않고 비교적 고르게 분포하며 자료의 수심이 1m 간격인 것으로 미루어 볼 때, 이 수괴가 다른 수괴의 무리와 분리되어 있다는 것은 이 수괴가 관측해역에 유입되기 전에 이미 대마난류 본류수와는 다른 경로로 북상하며 독립된 수괴를 형성했다는 것을 보여준다. 이 수괴들은 제주도 연안해역 중 동쪽해역에 주로 분포한다. 제주도 서쪽과 북쪽해역에서는 제주도에 아주 가까운 해역에만 분포하여 황해나 우리나라 남해안과는 연결되지 않기 때문에 황해난류수로 볼 수 없다. 이 논문에서는 이 수괴를 대마난류혼합수로 분류하였다. 이 수괴가 다른 수괴와

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

항상 분리되어 존재하는지는 알 수 없지만 관측결과는 쿠로시오계 해수의 일부가 대마난류와 분리되어 다른 경로를 통해 북상할 가능성을 보여준다. 가장 왼쪽에 무리진 수괴는 저층의 황해난류수 또는 황해저층냉수가 표층의 양자강연안수인 고온저염수와 혼합되어 형성된 것이다. 이 무리는 대마난류혼합수의 서쪽이나 북쪽의 가장자리 분포하는 여러 수괴들이다. 겨울철에 나타났던 황해난류수의 특성은 표층수와 황해저층냉수와 혼합되어 특성이 저염화되었다. 그러나 어느 특성값이 황해난류수의 경계값인지는 T-S 분포만으로는 알 수 없으며 수평분포에서 황해로 연결되는 난류수값으로 구분되어야 할 것이다.

이상과 같이 관측해역에 나타난 수괴들은 대마난류수(Tsushima Warm Water, TWW), 대마난류혼합수(Mixed Tsushima Warm Water, MTWW), 황해난류수(Yellow Sea Warm Water, YSWW), 황해냉수(Yellow Sea Cold Water, YSCW), 황해저층냉수(Yellow Sea Bottom Cold Water, YSBCW), 양자강연안수(Yangzee Coastal Water, YCW)와 기타 연안수들이다. 그림9-2에는 이들이 T-S Diagram 모두 합쳐져 그려져 있다. 이 수괴들을 특성값으로 구분하는 것은 쉽지 않다. 황해냉수와 황해난류수 같이 특성이 연결되어 그들의 경계값을 정하기가 쉽지 않을 경우가 있으며 대마난류 혼합수와 황해난류수 같이 분리되어 있으나 염분값이 겹치는 경우도 있기 때문이다. 따라서 지금까지 이 해역의 수괴를 구분하는데 가장 많이 사용되어 왔던 염분값으로 수괴를 분석하는 방법에는 한계가 있게 된다. 많은 경우에 이 문제를 해결하기 위하여 수심 50m 이하 층만을 사용하여 분석하였으나 그럴 경우 대마난류 혼합수는 분리되어 나타나지 않는다.

나. 해수분포의 계절변화

2월의 해수분포

그림9-3은 2월 표층과 50m층의 수온·염분·밀도 수평분포들이며, 그림9-4는 2월 관측단면 A-D를 따른 수온·염분·밀도의 수직분포들이다. 이 분포들은 겨울철에 해수가 수직적으로 거의 균일한 분포를 하고 있다는 것을 보여준다. 13.0℃-34.5‰ 이상의 대마난류수는 제주도 연안역을 중심으로 제주도 서방해역에서 제주해협으로 연결되어 분포하고 있어 대마난류수가 제주도 서방해역을 거쳐 모두 제주해협으로 유출됨을 알 수 있다. 10℃·33.4‰ 이하의 황해냉수는 B단면을 중심으로 소흑산도 이남해역까지 자리잡고 있으며, 10.0-12.5℃, 33.4-34.4‰의 황해난류수는 대마난류수와 황해냉수 사이에 분포하고 있다. B와 D단면의 수직분포는 대마난류수와 황해냉수가 남북으로 대치하고 있는 사이에 황해난류수가 분포해 있는 상황을 보여준다. 이러한 분포는 T-S Diagram에 나타났듯이 황해난류수가 독자적인 기원을 가진 수괴가 아니라 대마난류수와 황해냉수의 혼합

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

으로 형성된 수괴라는 것을 설명해 준다.

황해난류수의 분포를 보면 D단면에서는 좁게 분포하고 B단면에서는 남북으로 넓게 분포하는데 이 분포는 두 가지의 의미를 갖고 있다. 하나는 황해난류수가 B단면 서쪽해역으로 보다 폭넓게 확장되어 황해로 연결되는 것이며, 다른 하나는 D단면에서 황해냉수가 대마난류수를 남쪽으로 압박하고 있다는 것이다. 황해냉수와 황해난류수의 경계선의 방향이 약간 북서-남동방향으로 기울어져 있다는 것이 이러한 경향을 뒷받침해 준다. 황해냉수의 압박은 남하를 의미하는데 이 압박은 전선으로 나타난다. 두 수괴 사이의 전선은 수온과 염분 모두에서 보이며 밀도에서도 나타난다. 그러므로 이 전선은 여름철에는 나타나는 전선과는 다르다. 여름철의 전선은 수온전선과 염분전선이 나타나는 해역이 다르다. 다시 말해 여름철의 전선은 국지적인 특정한 영향에 의해 나타나는 전선인데 반해 겨울철의 전선은 수괴간의 압박에 의해 나타나는 전선이다. 그리고 이 압박은 황해냉수의 남하에 의한 것이다.

6월의 해수분포

그림9-5는 6월 표층과 50m층의 수온·염분·밀도 수평분포이고, 그림9-6은 6월 관측단면 A-D를 따른 수온·염분·밀도의 수직분포이다. 6월에는 2월과는 달리 성층이 이루어지기 때문에 표층의 분포와 저층의 분포가 다르다. A단면을 보면 약층이 형성되어 상층과 하층이 구별되며 상층에는 양자강연안수가 전 단면에 분포한다. 하층에는 동쪽에 황해난류수가 서쪽에 황해저층냉수가 분포하며 대마난류수는 보이지 않는다. 황해난류수의 분포범위가 황해저층냉수에 의해 제한되고 있는 것은 겨울철과 비교해 대조적이다. B단면의 상층에는 양자강연안수가 저층에는 황해저층냉수가 분포하는데 북쪽으로 갈수록 양자강연안수의 영향이 약화되고 황해저층냉수의 영향이 강화됨을 볼 수 있다. 그러므로 여름철에는 B단면을 통해서 황해난류수가 황해로 연결될 수 없는 형태이다.

C단면에는 특이한 모양이 나타난다. 관측점 19 이서의 해역에는 다른 해역과 같이 상·하층의 성층이 이루어지고 있는데 반해 이동의 해역에는 전 수심이 균일한 분포를 하고 있다. D단면을 보면 이러한 균일한 분포는 관측점25 이남의 해역에서는 사라지고 다시 성층이 이루어진다. 상·하층이 균일한 특성을 보이는 해역은 여름철 이상저온현상이 나타난다고 보고된 한반도 남서해역이다 (김과 강, 1983; 강, 1979).

이러한 상·하층의 혼합으로 수평분포는 표층과 50m층이 아주 다른 형태를 보여 준다. 표층 수온분포에서는 대흑산도 부근의 해수가 황해 중앙부의 찬 해수와 연결되는데 비해 50m층의 수온분포에서는 대흑산도 부근의 해수가 황해 중앙부와 연결된 것이 아니라 오히려 외해와 연결된 것으로 나타난다. 염분분포는 수온분포와도 다른데, 표층은 양자강연안수의 영향으로 저염의 해수가 남서해역에서

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

제주해협으로 연결되어 있는데 비해, 50m층에서는 전반적으로 북서방향인 황해쪽으로 갈수록 염분이 낮아지고 있다. 밀도는 염분보다는 수온에 의해 많이 결정되는 듯이 보이지만 수온과 염분분포의 차이 때문에 또 다른 분포를 보인다.

9월의 해수분포

그림9-7은 9월 표층과 50m층의 수온·염분·밀도 수평분포이고, 그림9-8은 9월 관측단면 A-D를 따른 수온·염분·밀도의 수직분포이다. 9월의 분포들도 6월과 마찬가지로 특성과 층별로 분포들이 제각기 다르다. 표층의 수온분포에서는 한반도 남서연안의 저온수와 제주도 서방해역의 고온수가 분리되는데 비해, 50m층의 분포에서는 두 해역이 연결된다. 표층의 염분분포에서는 양자강과 가까운 해역의 염분이 가장 낮으며 먼 해역으로 갈수록 높아지는 분포인데 비해, 50m층의 분포에서는 황해해역이 가장 낮으며 황해에서 멀어질수록 염분이 높아지는 분포를 보인다. 이와 같은 분포는 6월의 분포와 기본적으로 같은 구조로 여름철의 구조가 유지됨을 보여준다.

6월과 9월 모두 같은 구조를 보이는 것은 저층에서 제주도 서방해역의 황해난류수가 서해안으로 연결되는 것이 일시적인 현상이 아니라는 것을 의미한다. 두 해역의 연결은 우선은 한반도 남서해역의 수직혼합에 기인한다고 볼 수 있다. 수직적으로 수온은 상고하저(上高下低)이며 염분은 상저하고(上低下高)이다. 그러므로 수직혼합으로 표층수의 수온은 낮아지고 저층수의 수온은 높아지며, 표층염분은 높아지고 저층염분은 낮아지게 된다. 그러므로 수직혼합의 효과로 표층의 수온은 낮아져 황해해수와 연결되는 반면 50m층의 수온은 높아져 제주도 서방해역의 고온수와 연결된다. 반면에 염분은 표층이 높아지고 50m층은 낮아져 오히려 황해해수와 연결된다. 그러므로 수온분포에서 황해난류수가 서해안으로 연결되는 형태가 과연 수직혼합에만 의한 것인지 아니면 황해난류수의 유입에 의한 것인지는 여름철 해수순환에서 매우 중요하다.

다. 하계 한반도 남서연안의 저온현상해역과 해수분포

해수분포에서 살펴본 바와 같이 여름철에 한반도 남서해역에는 표층저온이 뚜렷하게 나타나 있다. 이러한 저온현상은 이 해역의 해수가 황해의 찬물을 공급받고 있다는 생각을 갖게 만든다. 이 해역의 해수가 황해냉수에서 공급되었다면 (강, 1979) 여름철에 고염계의 난류수가 황해로 유입될 가능성은 없어진다. 여름철에 황해난류수는 제주도 연안 가까이에만 분포하며 서쪽에는 황해저층냉수가 폭넓게 자리잡고 있기 때문에 소흑산도 이남해역을 통해 황해로 연결될 수는 없다. 그러므로 여름철에 고염계의 해수가 황해로 유입될 수 있는 유일한 통로는

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

서해연안을 따라 유입하는 것이다. 이러한 추론이 가능한 이유는 여름철 황해의 염수지를 위해서는 고염계의 해수공급이 필요하기 때문이다. 황해에는 여름철에 모든 방면에서 고염계 해수의 유입이 막히기 때문에 여름철에 황해로 유입되는 막대한 하천수나 강수량으로 인해 염분의 유지가 불가능하다. 황해의 여름철 염분을 유지하기 위해서는 어디로든지 고염계 해수의 유입이 필요하며 그 통로는 한반도 서해안 밖에는 없다.

여름철의 수온관측결과는 이 문제의 해답을 제시해 주고 있다. 6월의 수직수온분포(그림9-6)를 보면 관측점 18의 해수기둥은 대부분 13℃ 이하임에 비해 관측점 21의 해수기둥은 모두 14℃ 정도의 수온을 가지고 있기 때문에 관측점18의 해수기둥이 수직혼합될 경우 관측점21의 수온을 가질 수는 없다. 표 9-1은 황해냉수해역(관측점17), 조석혼합해역(관측점21), 그리고 제주해협해역(관측점27)의 각 점에서 수직평균 수온과 염분값을 계산한 결과이다. 어떤 경우도 황해해역의 해수특성값은 조석혼합해역의 값보다 낮아 수직혼합으로 조석혼합해역의 특성값을 만들 수 없음을 알 수 있다. 그러나 제주해협해역의 특성값은 표층에서 50m 이하의 적당한 수심까지 수직혼합이 될 경우 조석혼합해역의 특성값을 만들 수 있음을 보여준다. 이것은 관측점21이 하천수의 영향을 많이 받고 있는 해역이라는 점을 감안하면 더욱 확실해진다. 관측해역 보다 북쪽의 해역에서는 일반적으로 염분값이 낮아지기 때문에 이러한 고염이 관측해역 이북의 해수에 의해 공급받았다고는 생각할 수도 없으며, 반드시 이남해역의 고염수에 의해 공급받음으로써 만이 가능하다.

표 9-1. 황해냉수해역(관측점17), 조석혼합해역(관측점21), 제주해협해역(관측점27)의 표층에서 50m 수심과 표층에서 저층까지의 평균 수온과 염분값

		Yellow Sea region (Station 17)	tidal mixing region (Station 21)	Cheju Strait region (Station 27)
mean temperature	surface to 50m	13.362 ℃	14.778 ℃	15.383 ℃
	surface to bottom	11.950 ℃		14.153 ℃
mean salinity	surface to 50m	33.089 ‰	33.355 ‰	33.230 ‰
	surface to bottom	33.060 ‰		33.422 ‰

9월의 결과는 6월처럼 명확하지는 않다. 수온인 경우는 황해저층냉수 해역이나 대흑산도와 서해안 사이의 해역 모두 상층수온이 매우 높아져 두 해역의 차이가 눈으로 보아서 확연히 나타날 정도로 크지 않으며, 염분인 경우는 여름철에 하천수의 영향이 강해 서해연안 해역이 매우 저염화되기 때문이다. 그러므로 9월은 6월과는 다른 방법으로 분석해 보았다. 각 해역의 해수들이 수직으로 모두 혼합되는 경우의 평균 특성값을 계산한다면 한반도 남서해역으로 연결되는 해수분포를 찾을 수 있을 것이다. 그림9-9는 표층부터 70m 층까지 모두 혼합되었을 경

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

우 수직평균 수온과 염분의 수평분포를 보여준다. 이 때 수심이 얕아 관측이 70m보다 얕은 수심까지만 관측이 되었을 경우에는 표층부터 관측된 최대수심까지를 사용하였다. 수직평균은 수직적인 특성의 합을 수심으로 나눈 값이다.

평균수온분포에서는 제주도 서방해역의 고온수가 한반도 남서해역을 통해 서해안을 따라 연결된다. 이것의 의미는 수직적으로 전 층이 완전히 혼합되었을 때 한반도 남서연안해역의 해수기둥이 갖는 평균의 열에너지는 황해에서부터는 공급받을 수 없으며 남방해역에서 공급받아야 된다는 것을 보여준다. 이 분포는 전 층이 완전히 혼합될 경우의 해수분포를 보여주기 때문에 이 분포가 해수흐름과 일치하는 것은 아니다. 그러나 이 분포는 여름철에 서해안을 따라 고온의 해수가 황해로 유입해야 한다는 것을 보여준다.

평균 염분분포에서는 수온과는 달리 서해안의 해수가 황해수와 연결되어 있고 제주도 서방해역의 고염의 해수는 제주해협으로 연결된다. 염분분포가 수온과 다른 이유는 서해연안의 하천수나 강수 등 담수유입의 영향이 수온과 염분에 다르게 영향을 미치기 때문일 것이다. 담수와 해수의 특성이 수온에서는 크게 다르지 않은데 비해 염분에서는 엄청난 차이이기 때문에 담수의 영향은 염분에 나타나게 된다. 서해안의 염분이 제주해협과 연결되지 않았다는 것은 담수의 유입이 매우 크다는 것을 보여준다. 그러나 평균염분분포가 연결되지는 않았으나 제주해협의 고염수가 서해안으로 밀려드는 모습(intrusion)을 보이는 것은 제주해협의 고염수가 서해안으로 공급되고 있음을 보여주고 있다.

라. 계절해수순환과 황해난류수

이상의 결과에서 겨울철에 난류수의 분포가 소흑산도 이남해역을 통해 황해로 연결되고 황해냉수는 서해연안을 따라 남쪽으로 확장되며, 여름철에는 반대로 소흑산도 이남해역에 황해저층냉수가 남쪽으로 확장되고 난류계의 해수가 서해연안을 따라 북쪽으로 연결되는 것을 보았다. 이러한 해수분포의 계절변화로부터 우리는 이 해역의 계절해수순환을 유추해 볼 수 있다. 즉, 겨울철에는 고온고염의 해수가 황해 중앙부를 통해 황해로 유입되고 서해안을 통해 냉수가 남하하는데 비해, 여름철에는 반대로 황해 중앙부를 통해 냉수가 남하하고 서해안을 통해서는 고온고염의 공급을 받은 혼합수가 북상하는 것이다.

이러한 계절해수순환이 있다면 고온고염의 해수는 겨울철에는 황해 중앙부를 통해 여름철에는 서해안을 통해 황해로 유입될 수 있으며 황해난류의 존재가 가능해 진다. 그러나 이러한 황해난류는 과거 우리가 생각해 왔던 것과는 다른 것으로 보인다. 첫째, 황해난류는 매우 완만한 흐름의 2차순환이며, 그 흐름은 1차순환이 확장되거나 후퇴하는 형식으로 나타날지 모르며, 둘째, 황해난류수는 황해로 유입되는 고염의 난류계 해수로서 어떤 특성의 해수가 유입되어야 황해난

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

류수라 부를 수 있는 문제가 아니라는 것이다.

황해난류수의 특성을 정의하기에는 아직 이르다. 비록 이 연구에서 황해난류수의 존재 가능성이 밝혀졌다고는 하지만, 그 흐름이 과연 해류관측으로 나타날 수 있는 형태의 흐름인지도 분명치 않으며, 황해난류수가 항상 존재하는지 간헐적으로 나타나는지도 밝혀져야 한다. 아마도 황해난류는 특성분포의 변화에 의해서만 찾을 수 있는 해류인지도 모른다.

제 3 절 서해안 북상류의 해역과 시기 및 대마난류수 분포의 북방한계

앞 절에서는 해수분포의 변화가 극한으로 나타나는 겨울철과 여름철의 해수분포 변화로 부터 계절해수순환을 유추해 보았다. 그 결과에서 보다 중점적으로 연구되어야 할 부분이 서해안을 따라 여름철에 북상하는 북상류이며 이 절에서는 이러한 북상류가 어느 해역에서 언제 발생하는지를 겨울과 여름의 중간인 봄과 가을의 해수분포로 살펴 보았으며 아울러 대마난류수의 북상한계를 알아 보았다. 봄과 가을의 관측해역과 수심 그리고 관측점은 그림9-1(B)에 표시되었으며 관측시기는 각각 1995년 5월 4-7일, 11월 15-17일, 1996년 10월 28-30일이다.

가. 북상류의 성질과 분기해역

그림9-10은 1995년 5월 4-7일에 관측된 저층의 수온·염분분포이다. 제주도 서방해역에 출현하는 13-15℃, 34.20-34.40‰의 고온고염분수인 대마난류는 모두 제주도 서방해역에서 제주해협내로 유입하며 11-13℃, 33.40-34.20‰ 범위의 황해난류수 및 혼합수(대마난류수와 그 서쪽에 출현하는 중국대륙연안수 또는 황해냉수와 혼합하여 만들어지는 중간적 성질의 수괴, 노 1985)는 소흑산도와 맹골도 사이를 통하여 대흑산도 이동의 한국서해연안을 따라 서해로 공급되고 있음이 잘 나타나 있다. 또 34.20‰ 이상의 제주도 서방해역에 출현하는 대마난류수가 소흑산도 부근과 추자도 북쪽의 맹골도 부근까지 설상으로 돌출되어 있지만 이와 같은 고염분수는 서해연안쪽으로 북상하지는 않고 제주해협내로 유입되고 있다. 제주도 서방해역에 출현하는 대마난류수의 북방한계는 소흑산도 및 맹골도 부근해역까지이고 이러한 대마난류수가 서해내로 직접 유입되지 않는 것으로 판단된다. 그러므로 한국서해연안을 따라 북상하는 수괴는 대마난류수의 서측에 분포하는 황해난류수 및 혼합수가 된다.

제주도 서방해역에 출현하는 대마난류수는 1995년 5월과 같이 소흑산도 및

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

맹골도 부근인 북쪽까지 분포하는 경우도 있지만 일반적으로 소흑산도와 추자도를 잇는 선의 이남해역이 북상한계가 되는 경우가 많으며 특히 동계에는 그 분포범위가 넓고 북쪽까지 치우치지만 하계에는 제주도 서방해역에는 전혀 출현하지 않는 경우가 많을 정도로 그 분포 범위의 변화가 심하다. 그러나 대마난류수의 서측에 위치하는 황해난류수 및 혼합수는 제주도 서방해역에 주년 나타나며 특히 하계에는 제주도 서방해역 및 제주해협내에 이들 수괴가 넓게 분포한다(노, 1985).

한국서해연안역에 북상류가 시작되는 초기에는 그림9-10에서 알 수 있듯이 제주도 서방해역을 통하여 북상하는 황해난류수 및 혼합수(11-13℃, 33.40-34.20‰)가 소흑산도와 추자도 사이를 통하여 대흑산도 동쪽의 천해역으로 진입하여 한국 서해연안역에 공급되고 있다. 그러므로 한국 서해연안역으로 진입하는 북상류가 제주도 서방해역의 대마난류수와 분리되는 해역은 초기에는 소흑산도, 추자도, 맹골도 주변해역이 된다. 그러나 제주도 서방해역에 출현하는 대마난류수의 분포범위가 축소되는 해(그림9-11 참조) 또는 하계의 경우는 제주도 서방해역에 출현하는 난류계수의 일부가 제주해협내로 진입하고 나머지 일부가 소흑산도와 추자도 사이를 통하여 한국서해연안역으로 북상하게 된다. 김(1986)도 추자도로부터 서쪽 10-15mile 범위내의 해역을 통하여 한국서해로 유입하는 북상류가 있음을 지적한 바 있다. 이상의 제 상황으로부터 한국서해 연안역으로 진입하는 북상류의 분기해역은 소흑산도와 추자도 사이의 해역이고 그 중에서도 특히 추자도 부근의 제주해협 서쪽입구가 북상류의 주경로로 추정된다.

나. 북상류의 시작시기

그림9-12는 1986년 1월 30일에서 2월 6일 사이에 관측된 50m층 수온·염분분포이다. 이 그림에서 나타난 바와 같이 한국 남서해연안역에는 현저한 수온·염분전선이 동서로 형성되어 있고 연안역에는 10℃·33.00‰ 이하의 저온·저염분수가 출현하고 있어 제주도 서방해역을 북상하는 난류계 수괴 및 혼합수괴와는 구별된다.

특히 소흑산도와 추자도 사이의 중간역에는 북쪽으로부터 남하하고 있는 저온수 및 저염분수가 다른 해역보다 현저하게 남쪽으로 치우쳐 있다. 또 그림9-13은 국립수산진흥원에서 인공위성 적외선화상 자료를 분석한 1991년 2월 26일의 표층수온분포이다. 이 자료 역시 한국남서해 연안역에는 10℃ 이하의 저온수가 서해연안역과 연결되어 있는 양상이 잘 나타나 있다. 그러므로 동계에는 한국 서해연안역으로 난류계수괴 및 혼합수가 남쪽으로부터 북상하기 어려운 상태이고 오히려 북쪽으로부터 저온·저염분수의 냉수가 한국남서연안역까지 남하하고 있는 것 같다. 이와 같은 상황은 방 등(1992)의 이론적 모델에서도 이미 지적한 바 있

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

다.

이러한 동계 상황으로부터 언제부터 그림9-10과 같이 한국 서해연안역에 북상류가 나타나기 시작하는가를 파악하는 것은 이 해역의 계절적인 해류변화를 이해하는데 매우 중요한 관건이 된다. 그림9-14는 1991~1993년의 4월에 국립수산진흥원이 인공위성적외선화상자료를 분석하여 발표한 표층수온분포이다. 이 자료에 의하면 1991년의 경우는 4월 15일에는 한국남서연안역에 10℃ 이하의 저온수가 분포하고 수온전선도 동서방향으로 현저하게 형성되어 동계상황이 잘 유지되고 있는데 반해 4월 21일에는 10-12℃의 등온전선이 한국 남서연안을 따라 북쪽으로 진입하고 있고 동계 한국남해연안역에 발달되어 있던 동서방향의 수온전선도 소멸되어 있다. 이와 같은 변화는 1992년의 경우는 4월 13과 16일 사이에 나타나며, 1993년의 경우는 4월 19일에서 4월 23일 사이에 출현하고 있다. 이상의 제 상황으로부터 한국서해연안에 북상류가 나타나기 시작하는 시기는 4월 중순에서 하순사이가 될 것으로 판단된다. 또 동계상황에서 불과 3-4일 내에 갑자기 수온전선이 소멸되고 10-12℃의 등온선이 남북방향으로 분포하게 되는 점으로 보아 단순한 기온상승에 의한 연안역의 수온변화 결과로 해석하기는 어렵고 북상류에 의한 수온분포변화라고 판단된다.

다. 북상류의 안정도

한국 서해연안을 따라 춘계부터 북상하는 해류의 안정도를 파악하기 위하여 국립수산진흥원 해양관측정선 311의 04점 (대흑산도와 서해연안 사이의 중간에 위치한 정점)에 대한 10년간(1985~1994년)의 염분시계열 변화를 그림9-16에 나타냈다. 염분의 계절변화는 대체로 12월부터 2월 사이의 동계에 최저가 되나 최고염분이 나타나는 시기는 불규칙하다. 2월과 4월의 염분보다 6월의 염분이 상승한 경우는 10년중 8회이고 1988년에는 고염분이 8월에서 12월 사이에 나타났다. 그러므로 춘계부터 한국 서해연안을 따라 난류계 및 혼합수가 북상하는 것은 거의 매년 나타나는 현상이라고 할 수 있다. 그림9-15에서 동계보다 6월에 고염분이 되었다가 8-10월에 저염분이 되는 것은 연안역으로 부터의 담수유입이 많기 때문이라고 생각된다.

HUH(1982)는 한국서해연안역으로부터 유입되는 담수량은 평균적으로 5월부터 급격히 증가하기 시작하여 7월에 최대가 되고 8, 9월에 상당한 양이 유지되다가 10월 이후 익년 5월까지 년중 최소의 상태가 유지된다고 하였다.

1995년 5월 염분이 특히 높은 것은 대마난류수의 북상한계가 예년보다 북쪽으로 치우쳤기 때문인 것으로 판단된다. 그림9-11의 5월 수온염분분포는 이것을 입증하는 그 좋은 예가 된다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

라. 북상류의 종료시기

그림9-16은 1995년 11월 15-17일 사이에 조사된 저층 수온과 염분의 수평분포를 나타내고 있다. 소흑산도 이남의 제주도 서방해역에 출현하는 15-19℃, 33.40-34.40‰의 고온·고염분수는 모두 제주해협내로 유입하고 소흑산도와 보길도를 잇는 선의 이북 한국 남서해 연안역에는 수온 11-15℃, 염분 32.60-33.40‰의 저온·저염분수가 분포하고 있다. 특히 5월에 33.40-34.20‰의 고염분수가 출현하던 소흑산도에서 맹골도 이북 및 대흑산도 동쪽해역에는 32.60-33.20‰의 최저염분이 출현해 대마난류수 및 황해난류수, 혼합수 등이 제주해협내로 유입되는 현상은 나타나지 않고 오히려 북쪽으로부터 저염분수가 남하하고 있는 양상의 염분분포를 보인다. 그러나 소흑산도에서 대흑산도를 잇는 선의 이서해역에는 11-14℃의 등온선이 남북방향으로 조밀하게 분포하고 있고 33.20-33.40‰의 거의 균질한 염분이 분포하고 있어 외해역을 통한 북상류의 존재가능성을 배제하기 어렵다.

이상의 수온과 염분분포로부터 봄철에 먼저 북상류가 시작되던 대흑산도 이동의 한국서해연안역으로 11월에는 북상류가 종료되고 동계에 우세해지는 남하류가 외해보다 먼저 나타나는 것으로 해석된다. 연안역의 남하류가 언제부터 나타나는가를 좀더 구체적으로 파악하기 위하여 1991-1993년 10월과 11월의 국립수산진흥원 인공위성 적외선영상을 이용하여 분석한 표층수온 자료를 분석해 보았다. 그림9-17의 1991년 10월 14일 표층수온분포(A)에서 14일까지는 북쪽의 17℃ 이하의 저온수가 한국 서해연안 전체에 분포하지 않고 있으며 특히 하계 소흑산도 주변 및 제주해협으로부터 공급되는 11-13℃의 저층 저온수가 강한 조류에 의해 강제 혼합되어 맹골도 및 대흑산도 부근에 독특한 표층저온수를 형성하게 되는데(제1차 보고서중 9월 조사참고), 이와 같은 저온수(17℃ 이하의 최저온수)가 이때까지는 대흑산도 부근에 국지적으로 나타나고 있어 북상류가 지속되고 있음을 암시하고 있다. 그러나 1991년 10월 15일(B)의 경우는 17℃ 이하의 저온수가 한국 서해연안역 전체에 분포하여 그 남쪽한계가 진도부근까지 달하고 있으며 북상류를 암시하는 대흑산도 부근의 국지적인 저온수도 사라졌다. 10월 15일(C)까지는 대흑산도 부근에 17℃ 이하의 국지적인 저온수가 분포하고 한국 서해 전연안에 북쪽에서부터 연속적으로 저온수가 남하하고 있는 분포를 하고 있지 않지만 10월 22일(D) 이후에는 대흑산도 부근해역에 북상류를 암시하는 국지적인 저온수가 사라지고 한국서해연안에는 17℃ 이하의 저온수가 남하하고 있는 양상의 수온분포를 하고 있다. 10월 27일(E)과 11월 1일(F)의 영상은 이 시기에 북상류가 남하류로 최종적으로 바뀌는 것 같은 양상을 보인다.

이상의 결과를 종합하면 한국남서연안역에 춘·하계에 나타나던 북상류는 10월 중순에서 11월중순 사이인 추계까지 지속되다가 소멸되고 이 이후에 이 연안역에 남하류가 나타나게 된다. 또 북상류가 남하류로 변하는 것도 춘계 남하류가

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

북상류로 변하는 경우와 같이 대체로 수일 이내에 급히 바뀌고 있다.

제 4 절 결 론

계절순환의 구조에서 가장 중요한 해역인 제주도 북서해역에서 해수분포의 계절변화를 통해 계절적인 해수순환을 살펴보았다. 특히 각 계절의 관측자료와 국립수산진흥원의 해양관측자료(정선 311의 04점, 1985~1994) 및 인공위성 적외선화상분석에 의한 표면수온 분포(1991~1993) 등의 자료를 이용하여 한국 서해 연안역으로 유입하는 북상류의 수괴성질, 분기해역, 시작 및 종료시기 등도 알아보았다. 수괴분석에서 나타난 특기할 점은 쿠로시오계 해수의 일부가 대마난류와 분리되어 다른 경로를 통해 북상한 것으로 보이는 대마난류혼합수가 뚜렷하게 분리되어 나타난 것이다.

겨울철의 해수분포는 대마난류수가 제주도 연안역을 중심으로 제주도 서방해역에서 제주해협으로 연결되어 분포하고 있어 제주도 서방해역으로 북상한 대마난류수가 모두 제주해협으로 유출됨을 보여준다. 황해냉수는 소흑산도 이남해역까지 분포하며 한반도 서해안을 따라 남하하는 구조를 보이는 반면에 황해난류수는 대마난류수와 황해냉수 사이에 분포하며 소흑산도 서쪽해역을 지나 황해중앙부를 통해 황해로 유입되는 형태를 보인다. 여름철의 표층에는 31‰ 정도로 낮은 저염수가 남서해역에 나타나 제주해협으로 뻗쳐 있고 한반도 남서연안에는 비교적 차고 높은 염분의 해수가 분포한다. 저층에는 황해저층냉수가 소흑산도 이남해역을 통해 남하하며 황해난류수를 동쪽으로 압박하는 형태를 보인다. 황해난류수는 50m층의 수온분포로 보면 서해연안으로 연결되는 형태를 보이지만 염분분포로 보면 서해안과 차단되어 있다.

수온과 염분분포의 차이는 한반도 남서해역의 조석혼합에 의해 발생한다. 수직혼합에 의해 표층수는 저온고염화, 저층수는 고온저염화 되어 수온과 염분에서 반대의 효과가 나타나기 때문이다. 그러나 6월 해수기둥의 평균수온·염분으로 보면 한반도 남서연안의 해수는 황해난류수와 연결되어야 한다. 하천수의 영향이 많아지는 9월의 평균염분에서는 한반도 남서연안의 해수가 제주도 서방해역의 고염수와 차단된 것으로 나타난다. 그럼에도 불구하고 평균염분분포에서는 고염수가 서해안으로 침투(intrusion)하는 모양을 보이고 있다. 하천수의 영향이 적은 수온이나 6월의 평균분포를 보면 황해난류수가 여름철에 한반도 남서해역으로 유입되고 있음을 알 수 있다.

한국서해연안역으로 유입하는 북상류의 수괴는 제주도 서방해역에 출현하는 대마난류수의 서측에 분포하고 있는 저층수온 11-13℃, 저층염분 33.40-34.20‰ 정도의 황해난류수 및 혼합수이며 이들 수괴가 제주도 서방해역에서 제주해협내

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

로 유입하는 대마난류수와 분리되는 분기해역은 소흑산도와 추자도 사이의 해역이고 그 중에서도 특히 추자도 부근의 제주해협 서쪽입구가 북상류의 주 공급해역이 된다. 이와 같은 북상류는 소흑산도와 대흑산도를 잇는 선의 동쪽 천해역인 한국서해연안을 따라 북상하고 이 해류의 북상시작 시기는 4월 중순에서 하순사이이며 종료시기는 10월 중순에서 11월 중순사이로 판단된다. 또 이러한 북상류를 일으키는 황해내의 2차순환의 원동력은 계절풍에 의한 바람 방향의 변화 이외에도 계절에 따른 해수면 변화요인도 고려되어야 할 것으로 보인다.

제 5 절 고 찰

이상의 결과는 수온·염분분포로부터 해석한 결과이지만 이것을 뒷받침하는 좋은 자료로서 이와 봉(1969)의 연구결과가 있다. 이와 봉은 한국남서해역에서의 해류병투하 결과로부터 1962년과 1963년 4월의 제주도 남서방(314선) 및 서방(313선) 해역과 추자도 서방(312선) 해역에서 투하한 해류병중 회수된 것의 상당수가 서해연안역(진도, 신안군 등)과 대흑산도 부근에 표착되었다고 보고하고 있고 특히 1963년 4월은 대마난류가 매우 미약했던 시기인 데도 불구하고 한국서해 북상류는 평년보다 우세했다고 지적하고 있다. 이러한 결과는 1970년과 1972년의 4월에도 나타났으며 6월과 8월에 투하된 해류병중 회수된 것의 대부분은 소흑산도 동방 30mile 해역에서 전남 진도, 대흑산도와 전남연안측을 거쳐 전남 옥구군, 충남 서산군 등의 연안측에 각각 표착했지만 9월에 투하한 것은 전남 이북해역에는 전혀 표착된것이 없었고 대흑산도 표착이 많았으며 10월 이후에는 서해 연안쪽에 표착된 보고가 없다고 했다 (이 1974).

이상의 결과로부터 이와 봉(1969), 이(1974)는 한국서해로 유입되는 북상류는 4월부터 9월까지이고 10월이후는 남하류가 출현하는 것으로 해석했다. 이러한 이와 봉의 연구와 이번 연구결과는 북상류의 시작시기는 일치하지만 종료시기는 약간차이가 있다. 종료시기 의 차이는 해류병실험이 이동 양상을 연속적으로 파악하지 못하고 습득장소만으로 해류병의 이동경로를 추정하기 때문에 생기는 현상이라고 생각된다. 즉 9월과 10월에 투하된 해류병은 상당기간동안 북류하다가 남하하더라도 해류병 추적결과에는 이러한 이동양상이 나타나지 않기 때문이다.

방 등(1992)은 2차순환이 계절풍에 의해 생기는 현상이라고 하였으나 연구결과 북상류가 계절풍의 변화기인 바람이 가장 약하고 일정한 경향도 없는 4월과 10월에 각각 시작되고 종료되는 것은 황해내의 2차순환을 단순히 바람에 의해 생기는 현상이라고 보기에는 약간 미흡한 점이 있다. 이것과 관련하여 HUH(1982)는 해수면의 변화를 고려하여 황해내의 해수순환을 설명하고 있다. 즉 북상류가 시작되는 춘계는 황해남쪽의 해수면이 높고 북쪽이 낮아지며 북상류가

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

종료되는 시기인 추계에는 하계연안으로부터 육수의 유입 및 발해만내의 북상류에 의한 해수공급 등에 의해 해수면이 북쪽이 높아지며 또 추계부터 발해만 및 한국서해연안역은 수온이 낮고 외해역이 높기 때문에 생기는 외해역과 연안역의 해수면차 등에 의해서 남하류가 생긴다고 했다. 특히 북상류의 시작과 종료가 수일 내에 변화하는 것을 감안하면 황해내의 2차 순환은 바람 이외의 해수면 변화 요인도 고려할 필요가 있을 것 같다. 그러므로 앞으로 한국서해연안역의 흐름에 대한 연구는 표류부이의 연속추적이나 해류계 Mooring 등에 의한 보다 구체적인 해류실측조사와 바람 이외의 해수면 변동 등을 고려한 이론적 연구가 병행되어야 할 것으로 판단된다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

참고문헌

김 복기, 강 용균, 1993. 서해남부 전선역의 1990년 해황. 황해연구, 5: 21-32.

강 철중, 1979. 한국서해 해황의 계절적 변동에 대하여. 수산진흥원연구보고지, 8: 9-29

Asaoka, O. and S. Moriyasu, 1966. On the Circulation in the East China Sea and the Yellow Sea in Winter (Preliminary Report). Oceanogr. Mag., 18(1-2): 73-81.

Beardsley R.C. and R. Limeburner, 1983. Structure of the Changjiang River Plume in the East China Sea during June 1980: Sedimentation on the Continental Shelf with Special Reference to the East China Sea. Acta, editor, Oceanologica. Sinica. China Ocean Press, Beijing, 243-260.

Byun, S.K. and K.I. Chang, 1988. Tsushima Current Water at Entrance of the Korea Strait in Autumn. Prog. Oceanog., 21: 295-296.

Csanady, G.T., 1982. Circulation in the Coastal Ocean. D. Reidal Pub. Co., 279.

Hsueh, Y. and I.C. Pang, 1989. Coastally Trapped Long Waves in the Yellow Sea. J. Phys. Oceanogr., 19(5): 612-625.

Huh, O.K., 1982. Satellite observations and the annual cycle of surface circulation in the Yellow Sea, East China Sea and Korea Strait. La Mer, 20, 210~222.

Kim I.O., 1986. A Study on Coastal Waters of the China Continent appeared in the neighbouring Seas of Cheju Island. MS thesis, Cheju National Univ., 46.

Kim, J.S., 1986. Studies on the oceanographic conditions in the waters around Chuja Island. MS thesis, Cheju National Univ., 42pp.

Kim, K., H.K. Rho and S.H. Lee, 1991. Water Masses and Circulation around Cheju-Do in Summer. J. Oceanog. Soc. Korea, 26(3): 262-277.

Lee, C.K. and J.H. Bong, 1969. A study on the surface current of the Korea Southern Sea by drift bottle experiments. Bull. Fish. Res. Dev. Agency, 4, 45~58.

Lee, C.K., 1974. The drift bottle experiments in the Southern Sea of Korea. Bull. Fish. Res. Dev. Agency, 12, 7~26.

Lie, H.J., 1984. A Note on Water Masses and General Circulation in the

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Yellow Sea(Hwanghae). J. Oceanog. Soc., Korea, 19: 187-194.

---------, 1985. Wintertime Temperature and Salinity Characteristics in the south- western Hwanghae (Yellow Sea). J. Oceanog. Soc. Japan, 41: 281-291.

Nakao, T., 1977. Oceanic Variability in relation to Fisheries in the East China Sea and the Yellow Sea. J. Fac. Mar. Sci. Technol., Tokai Univ. Spec., No. Nov., 199-366.

Pang, I.C., H.K. Rho and T.H. Kim, 1992, Seasonal Variations of Water Mass Distributions and their Cause in the Yellow Sea, the East China Sea and the adjacent Seas of Cheju Island, Bull. Korean fish. Soc., 25(2): 151-163.

Park, Y. H., 1985. Some Important Summer Oceanographic Phenomena in the East China Sea. J. Oceanog. Soc. Korea, 20: 12-21.

-------, 1986. A Simple Theoretical Model for the Up-wind flow in the southern Yellow Sea. J. Oceanog. Soc. Korea, 21, 203-210.

Rho, H.K., 1985. Studies on marine environments of fishing grounds in the waters around Cheju Island. Ph. D. thesis, Univ. of Tokyo, 215pp.

Uda M., 1934. The Results of Simultaneous Oceanographical Investigations in the Japan Sea and its adjacent Waters in May and June, 1932. J. Imp. Fisher. Exp. St., 5: 57-190.

Youn, Yong-Hoon, Y.H. Park, and J.H. Bong, 1991. Enlightment of the Characteristics of the Yellow Sea Bottom Cold Water and its southward Extension. J. Korean Earth Science Society, Vol. 12(1): 25-37.

Yu, H., D. Zheng, and J. Jiang, 1983. Basic Hydrographic Characteristics of the Studied Area. Sedimentation on the Continental Shelf with Special Reference to the East China Sea. Acta, editor, Oceanologica. Sinica. China Ocean Press, Beijing, 270-279.

Zhao, B. and G. Fang, 1991. Estimation of Water Volume Transports through the main Straits of the East China Sea, Acta Oceanologica Sinica, 10, 1-13.

Zhao, J., R. Qiao, R. Dong, J. Zhang, and S. Yu, 1983. An Analysis of Current Conditions in the Investigation Area of the East China Sea: Sedimentation on the Continental Shelf with Special Reference to the East China Sea. Acta, editor, Oceanologica. Sinica. China Ocean Press, Beijing, 288-301.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

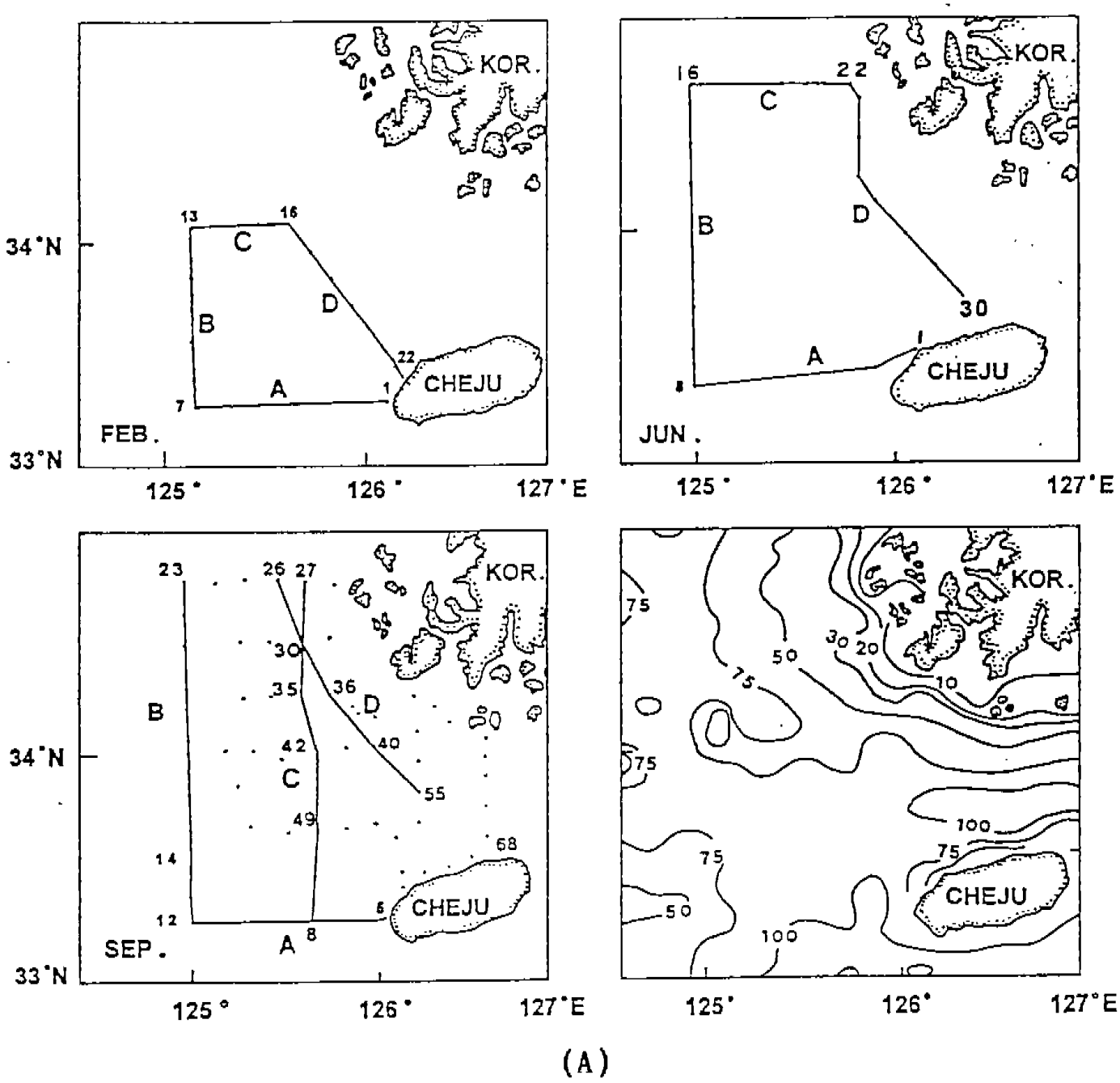
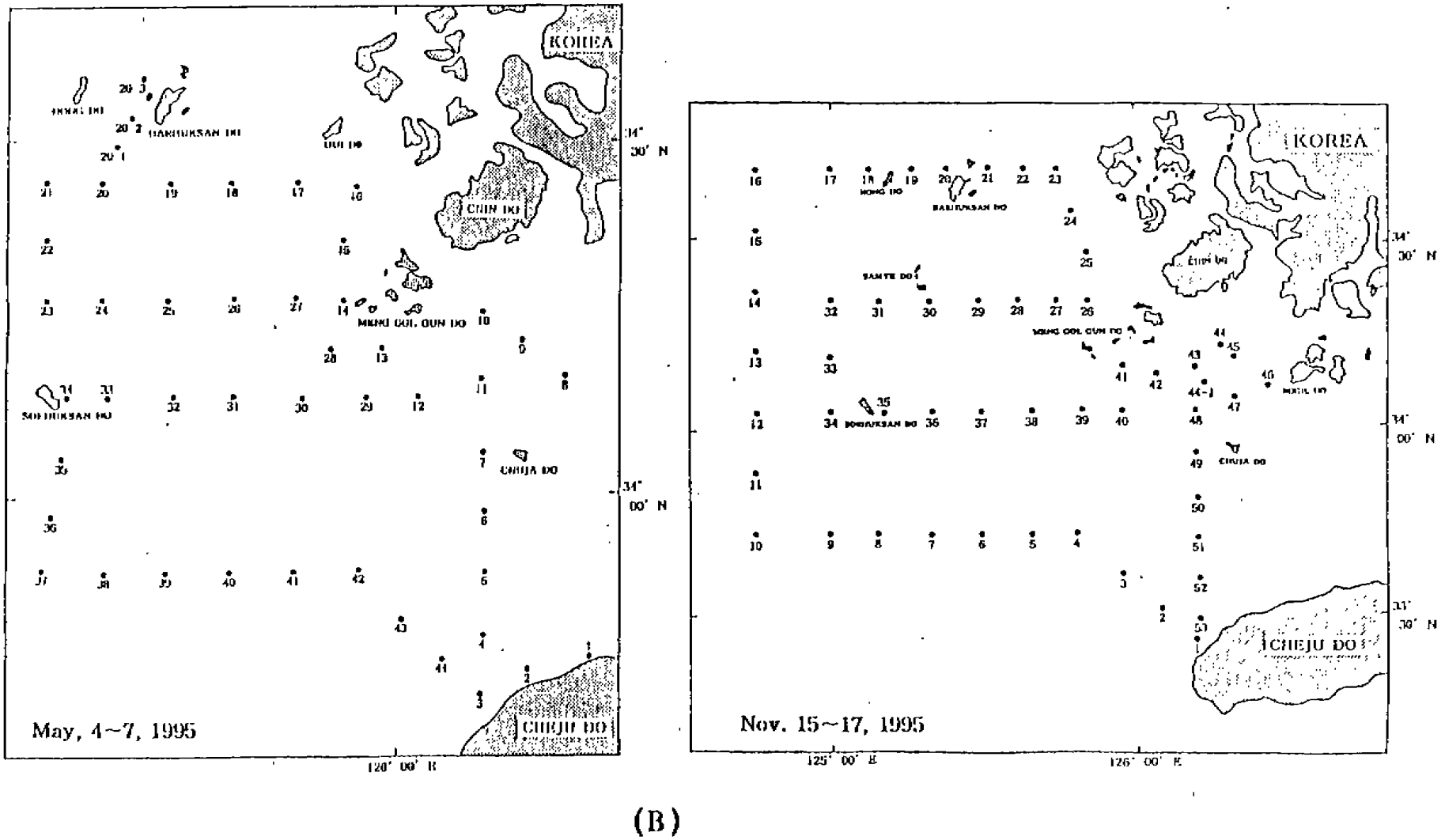


Fig. 9-1. Observation Stations on the northwestern Sea of Cheju Island (A) in Feb. 17-18, Jun. 20-22, and Sep. 6-15, 1994, and Bathymetry, (B) in May 4-7 and Nov. 15-17, 1995. (C) all stations in Sep. 6-15. Only stations 1-68 are used in (A).

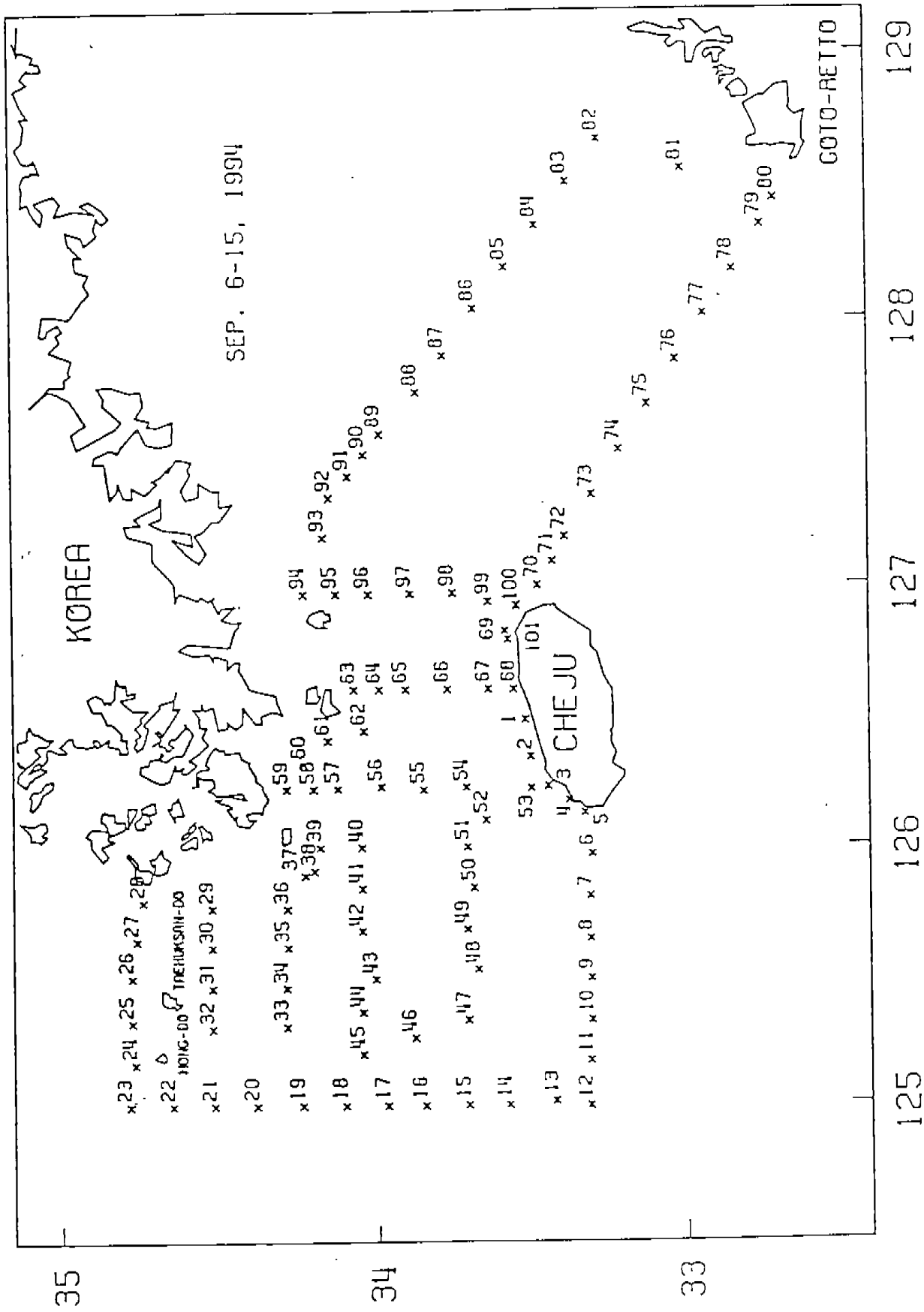
IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40



(B)

Fig. 9-1. (Continued)

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40



(c)

Fig. 9-1. (Continued)

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

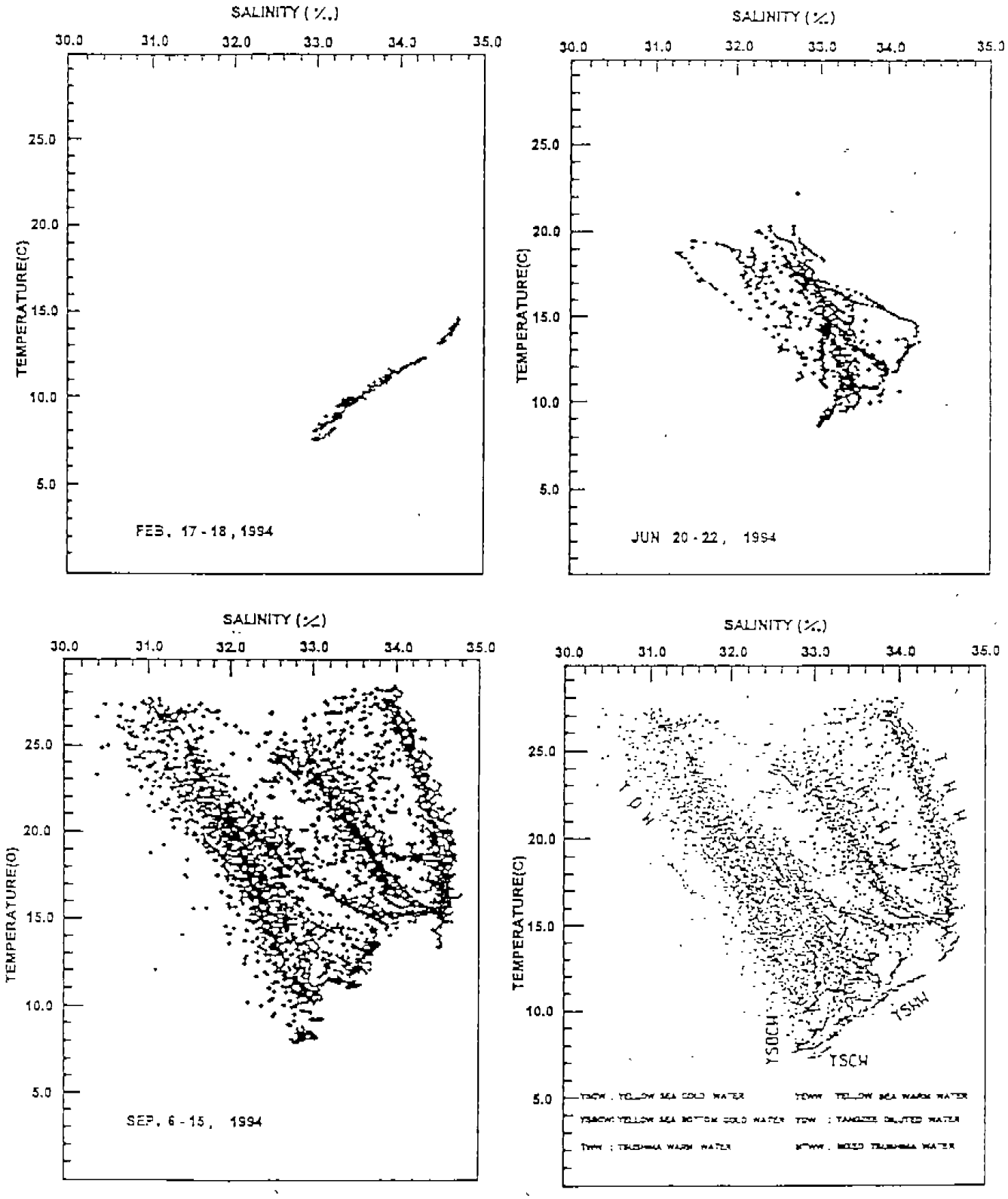


Fig. 9-2. T-S Diagrams of Feb. 17-18, Jun. 20-22, Sep. 6-15, 1994, and Combined all data.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

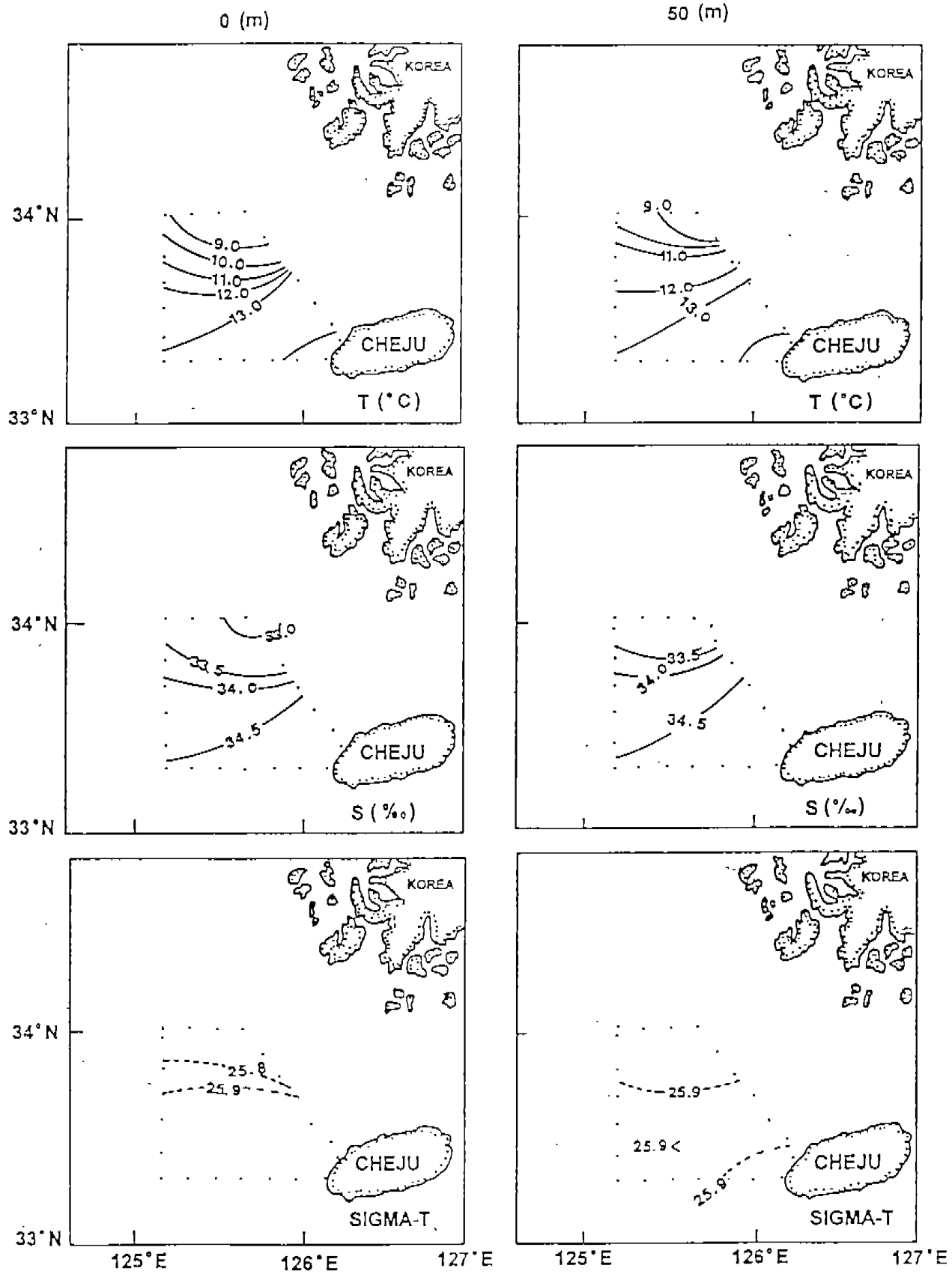


Fig. 9-3. Horizontal Distributions of Temperature, Salinity, and Sigma-T on the depth of 0m and 50m in Feb. 17-18, 1994.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

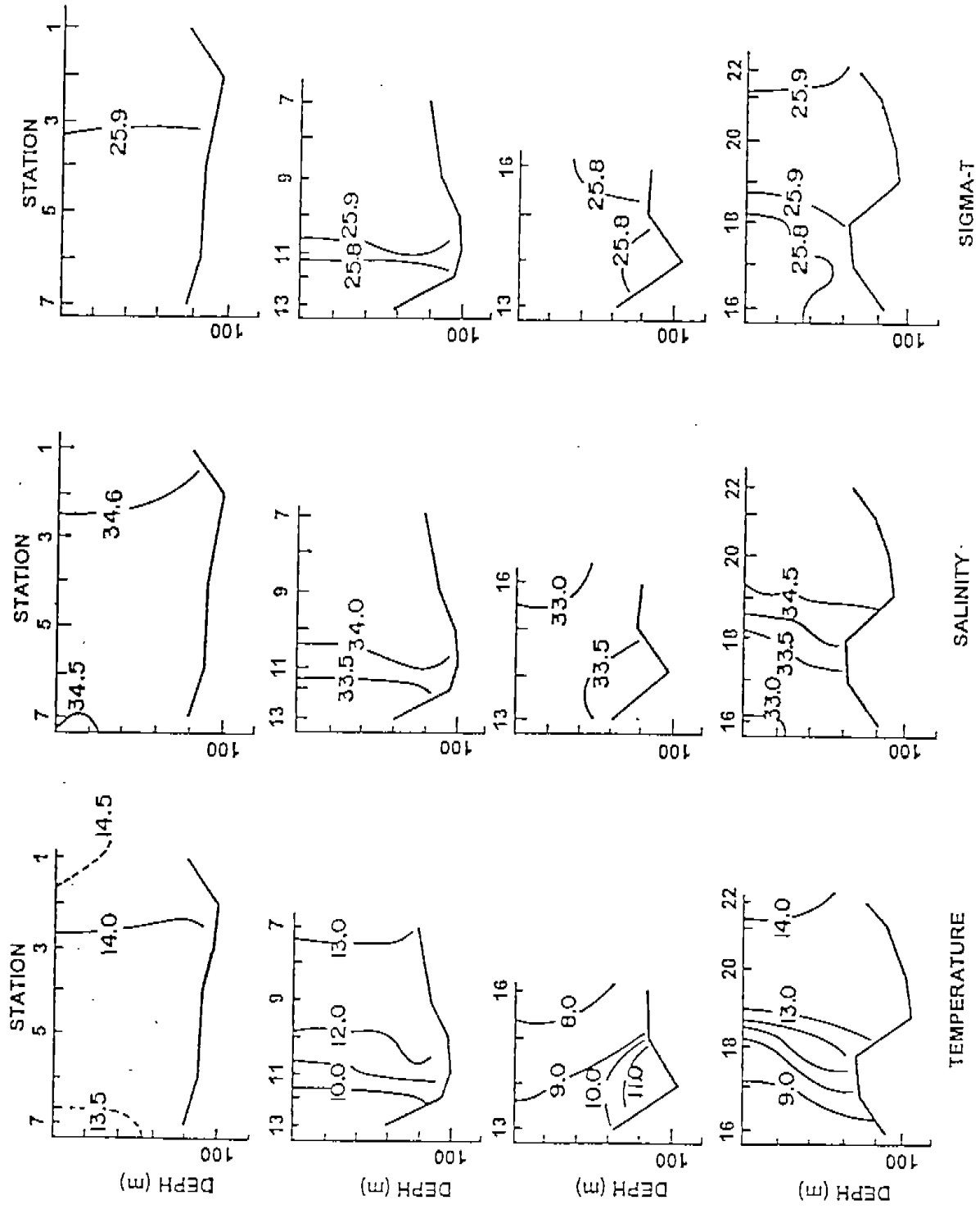


Fig. 9-4. Vertical Distributions of Temperature, Salinity, and Sigma-T along A, B, C, and D Lines shown in Fig. 9-2 in Feb. 17-18, 1994.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

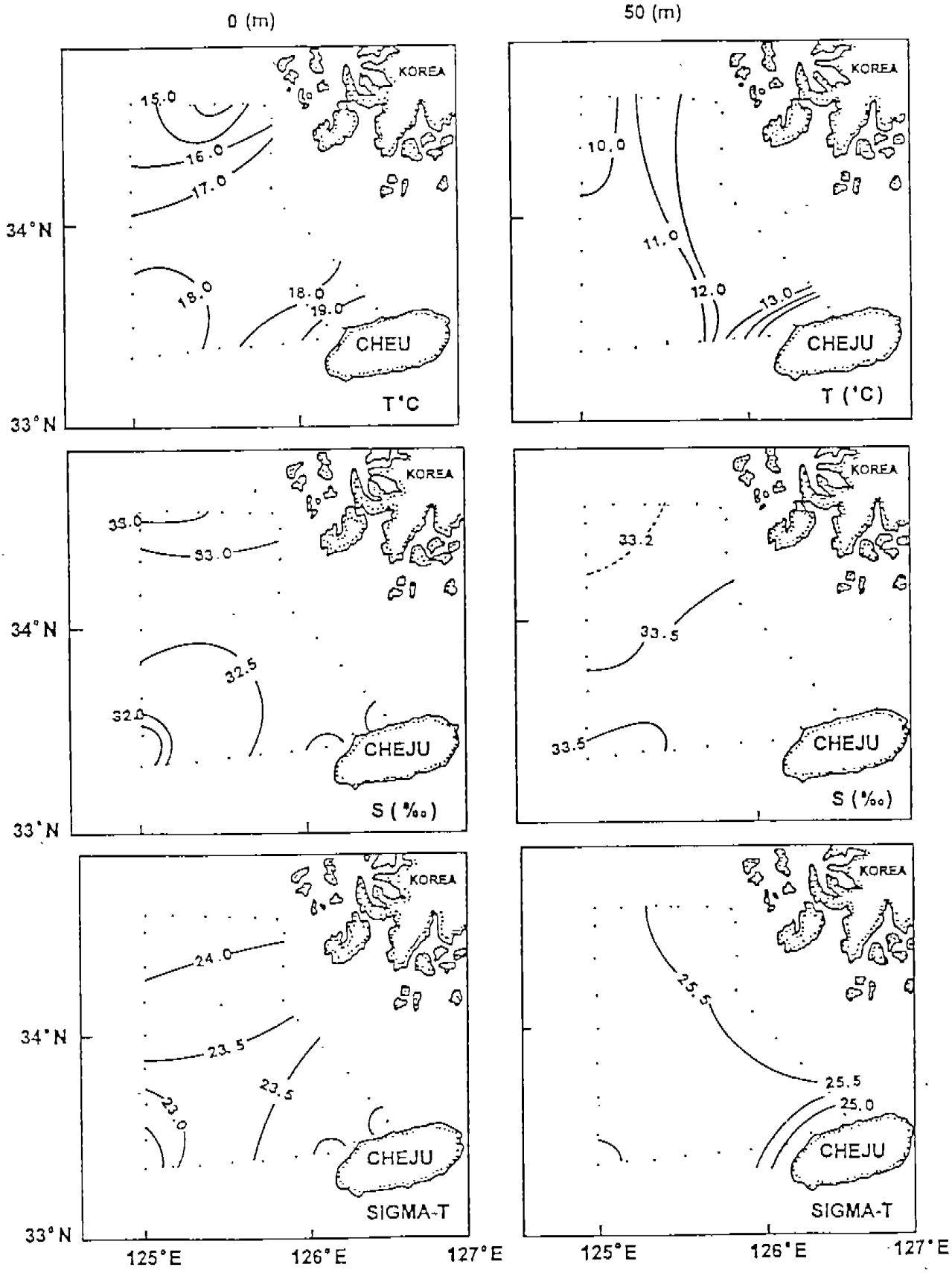


Fig. 9-5. Horizontal Distributions of Temperature, Salinity, and Sigma-T on the depth of 0m and 50m in Jun. 20-22, 1994.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

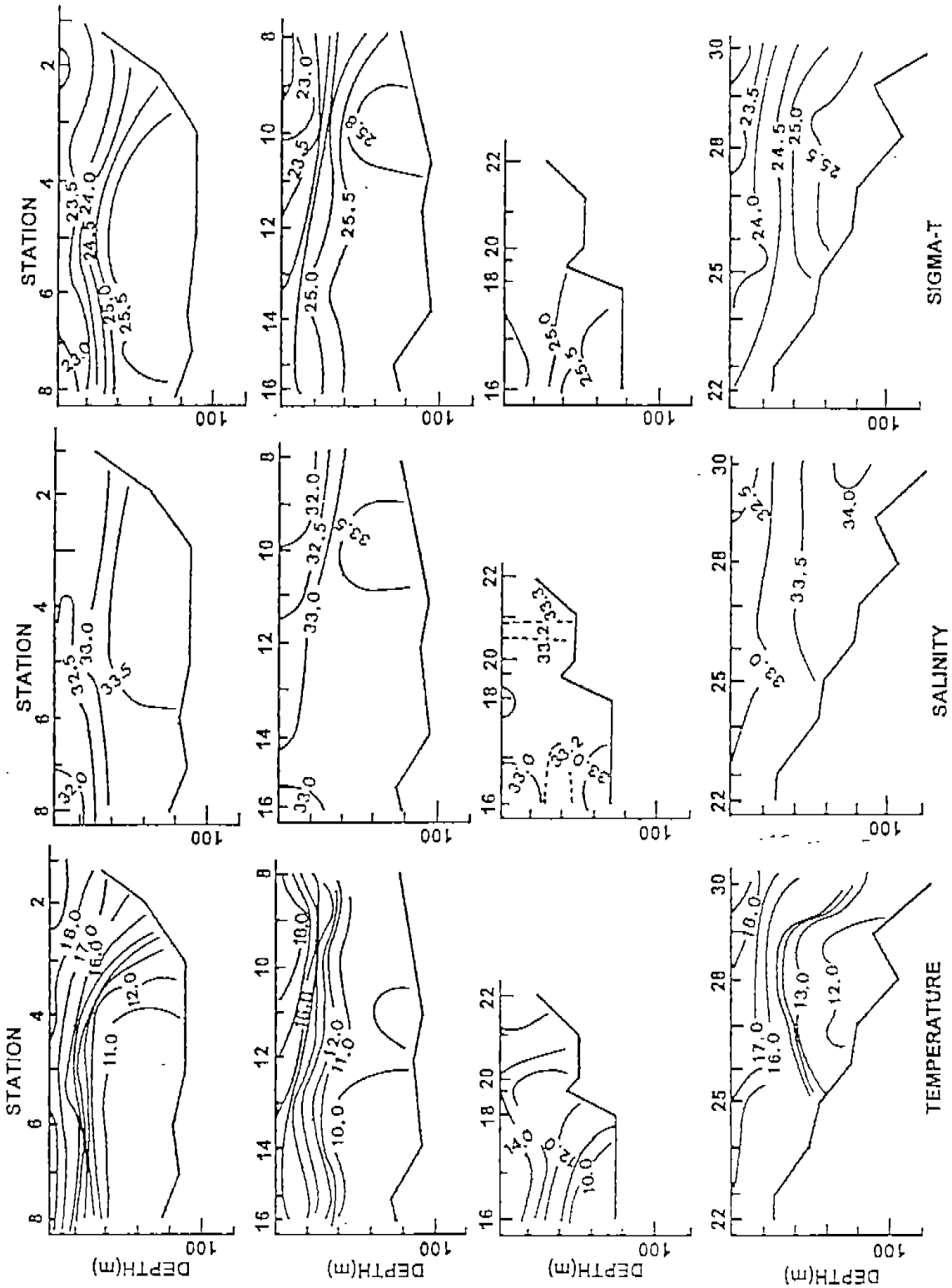


Fig. 9-6. Vertical Distributions of Temperature, Salinity, and Sigma-T along A, B, C, and D Lines shown in Fig. 9-2 in Jun. 20-22, 1994.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

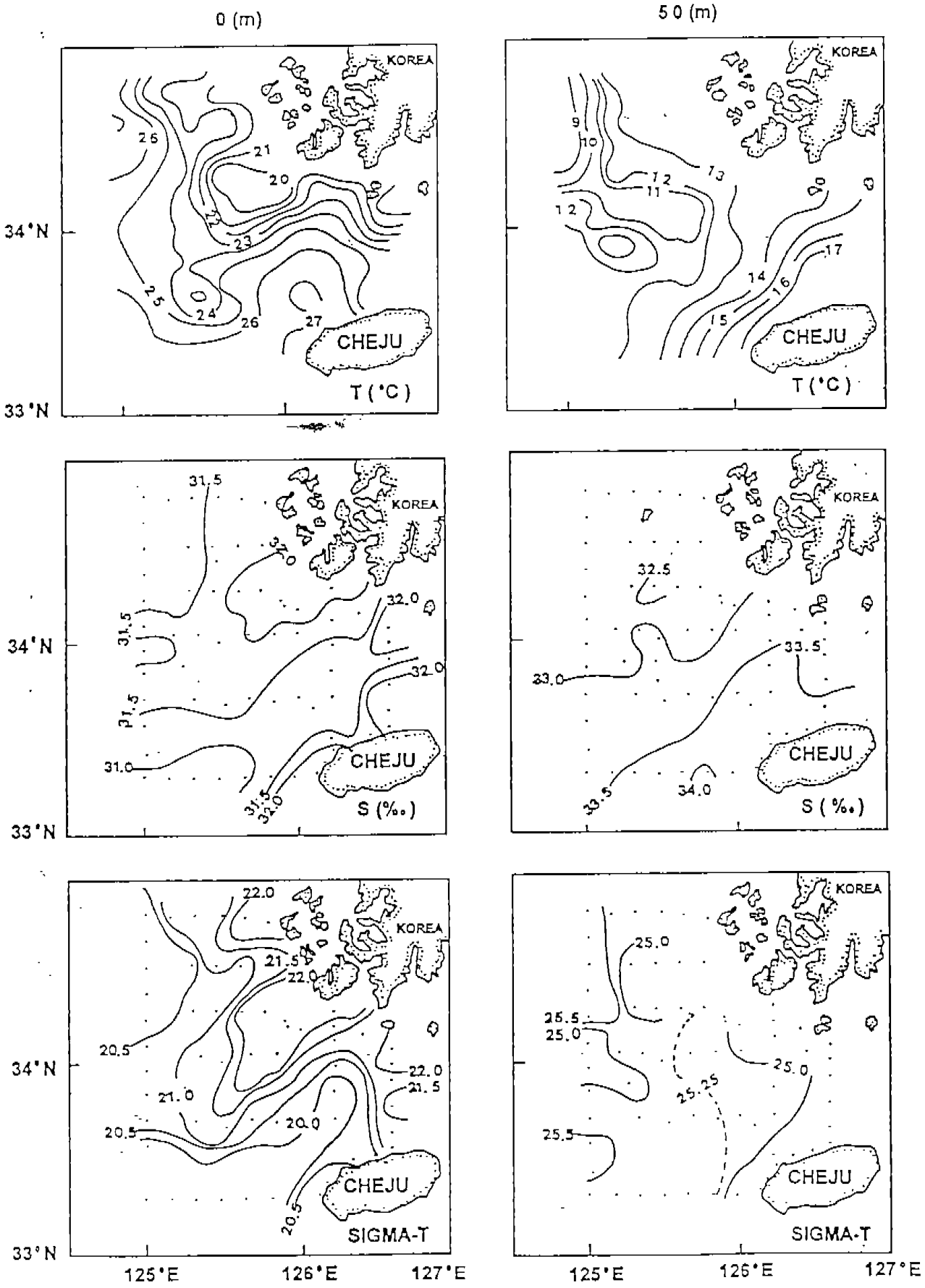


Fig. 9-7. Horizontal Distributions of Temperature, Salinity, and Sigma-T on the depth of 0m and 50m in Sep. 6-15, 1994.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

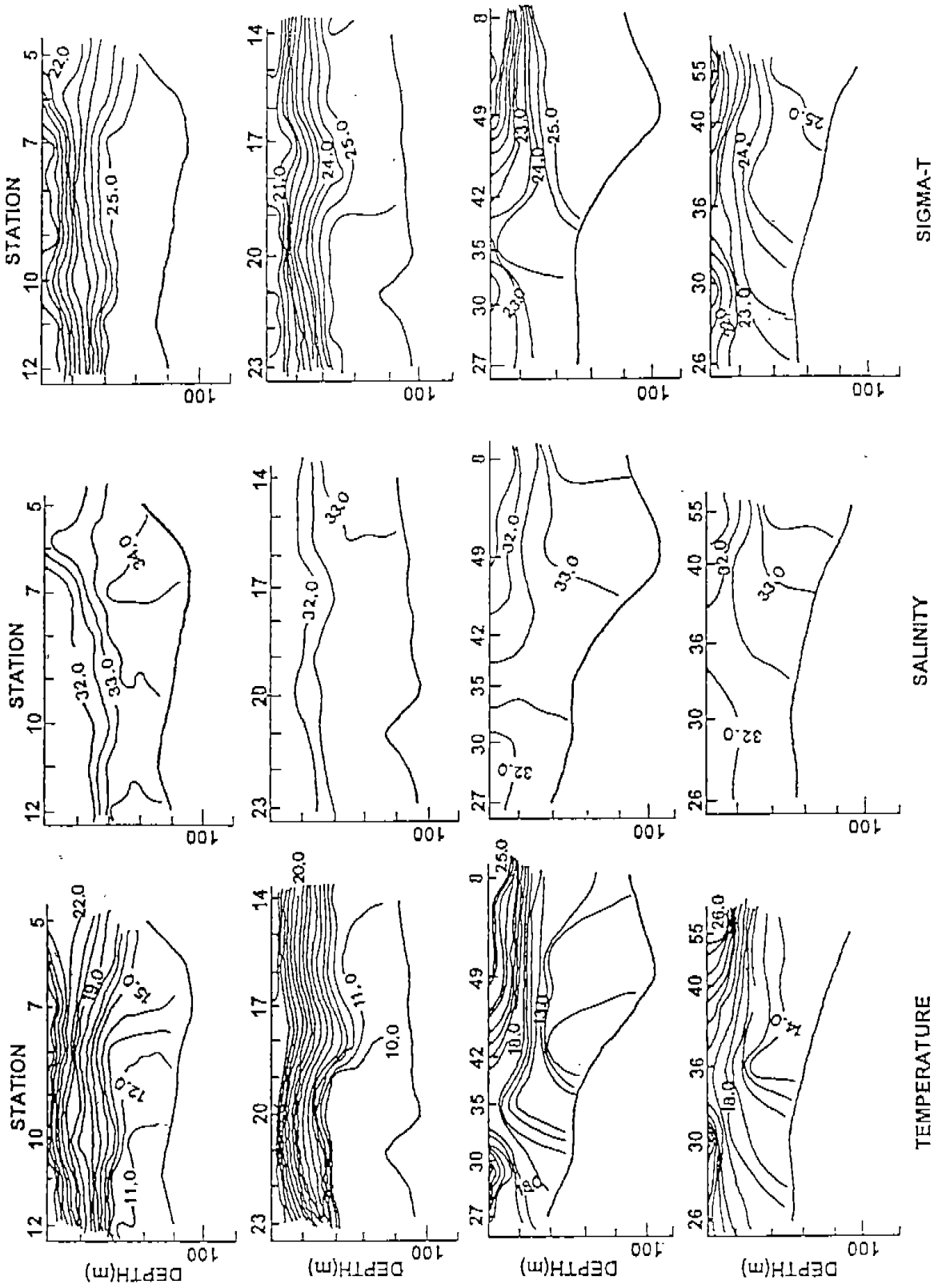


Fig. 9-8. Vertical Distributions of Temperature, Salinity, and Sigma-T along A, B, C, and D Lines shown in Fig. 2 in Sep. 6-15, 1994.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

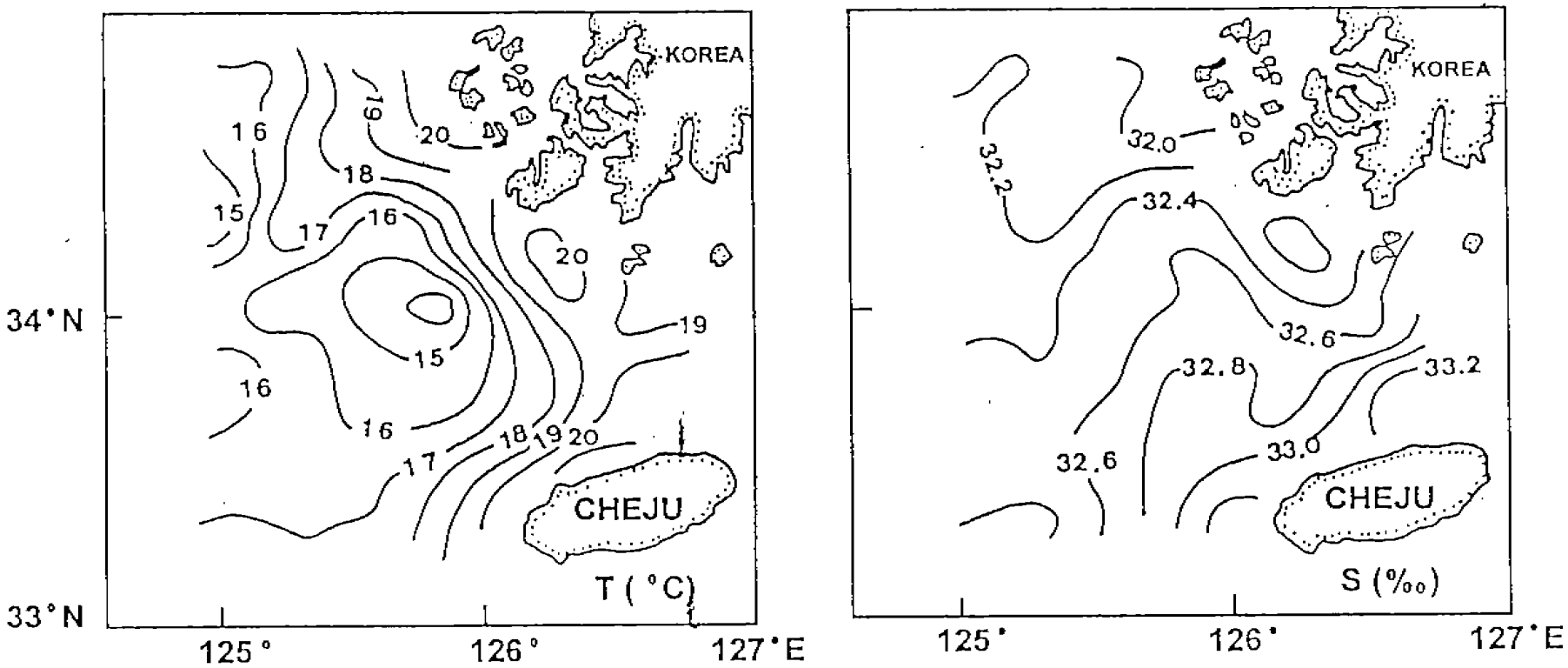


Fig. 9-9. Horizontal Distributions of vertically mean Temperature and Salinity from surface to the depth of 70m (or bottom) in Sep. 6-15, 1994.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

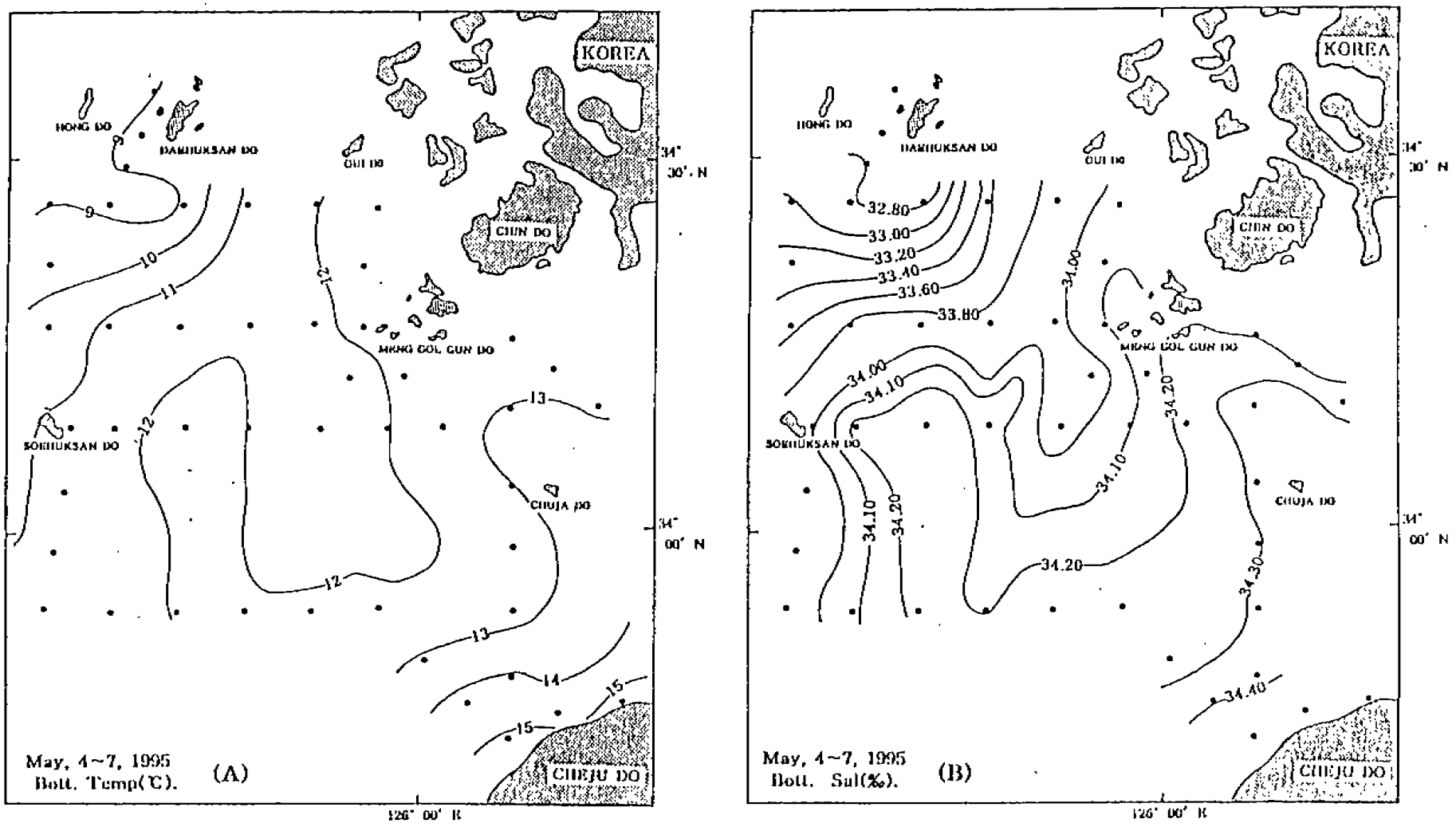


Fig. 9-10. Horizontal Distributions of Temperature and Salinity on the bottom layer in May 4-7, 1995.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

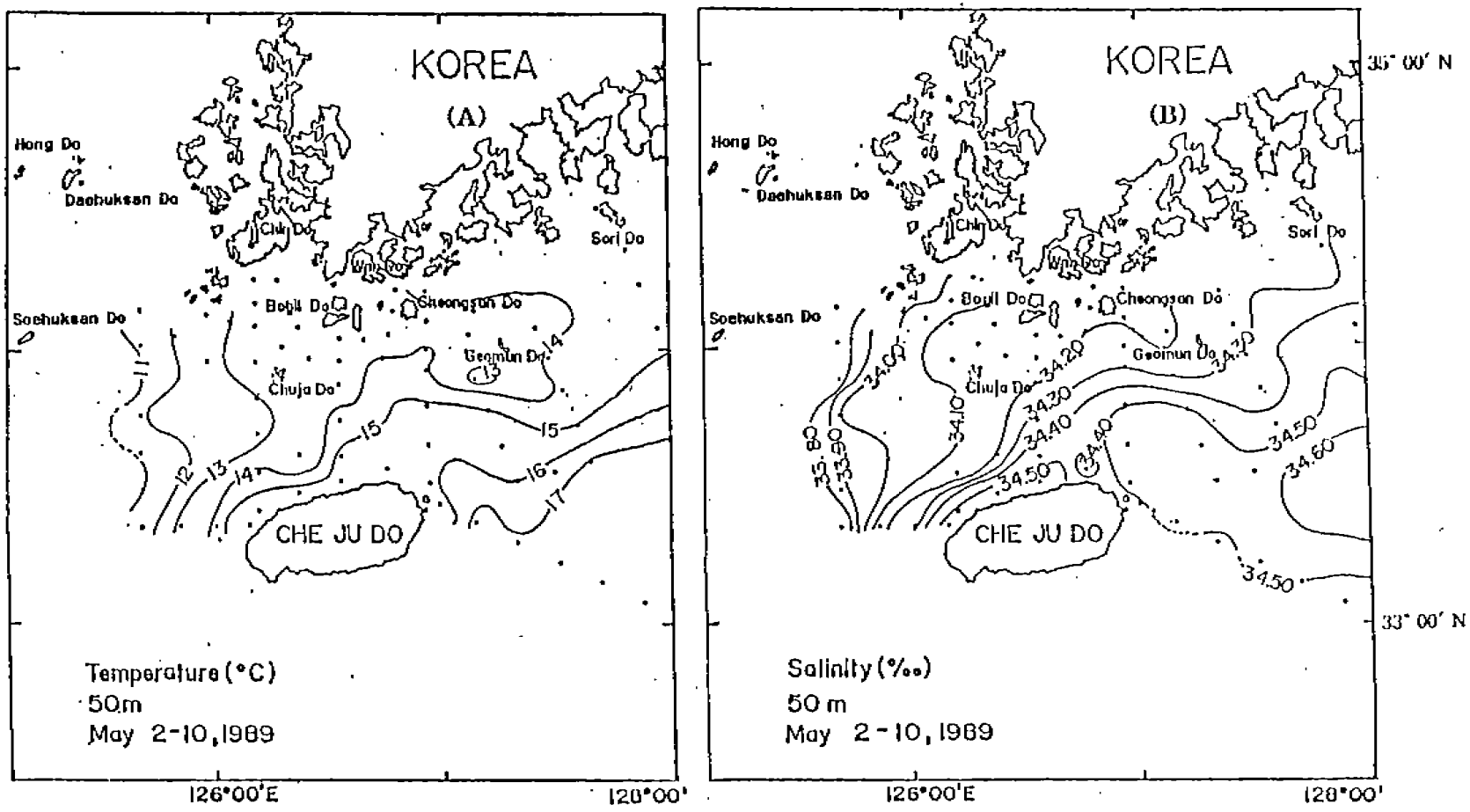


Fig. 9-11. Horizontal Distributions of Temperature and Salinity on the depth of 50m in May 2-10, 1989.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

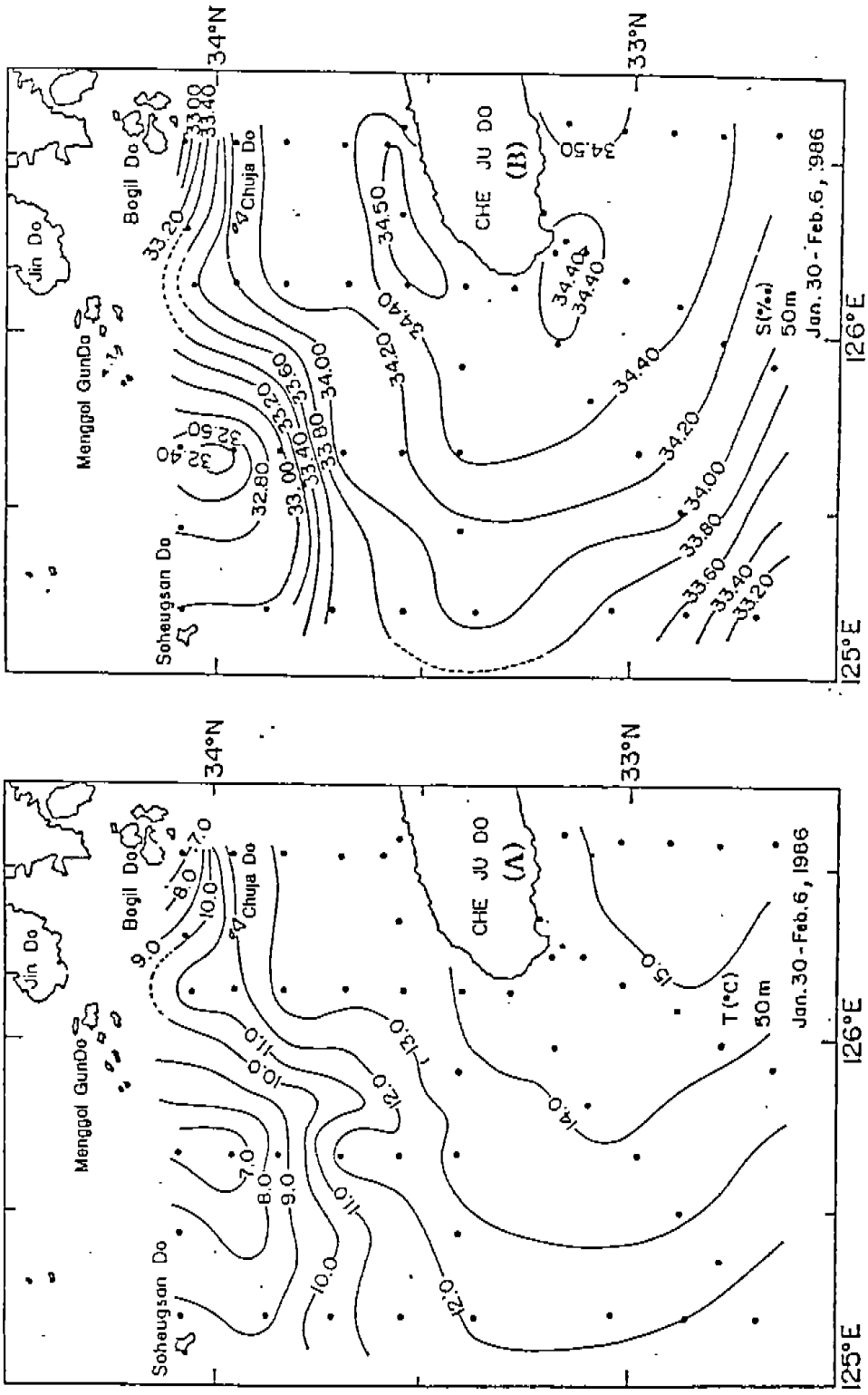


Fig. 9-12. Horizontal Distributions of Temperature and Salinity on the depth of 50m in Jan.30 - Feb.6, 1986.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

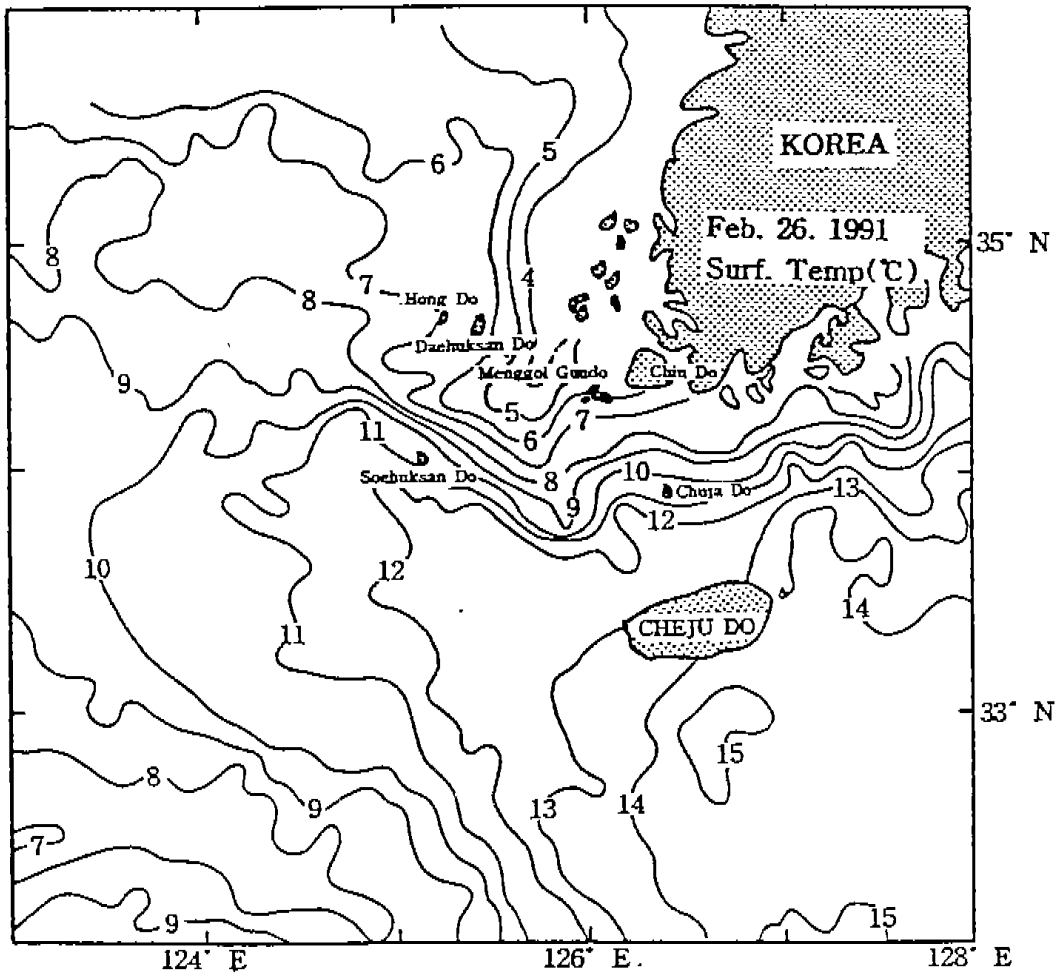


Fig. 9-13. Horizontal Distribution of Surface Temperature in Feb. 26, 1991.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

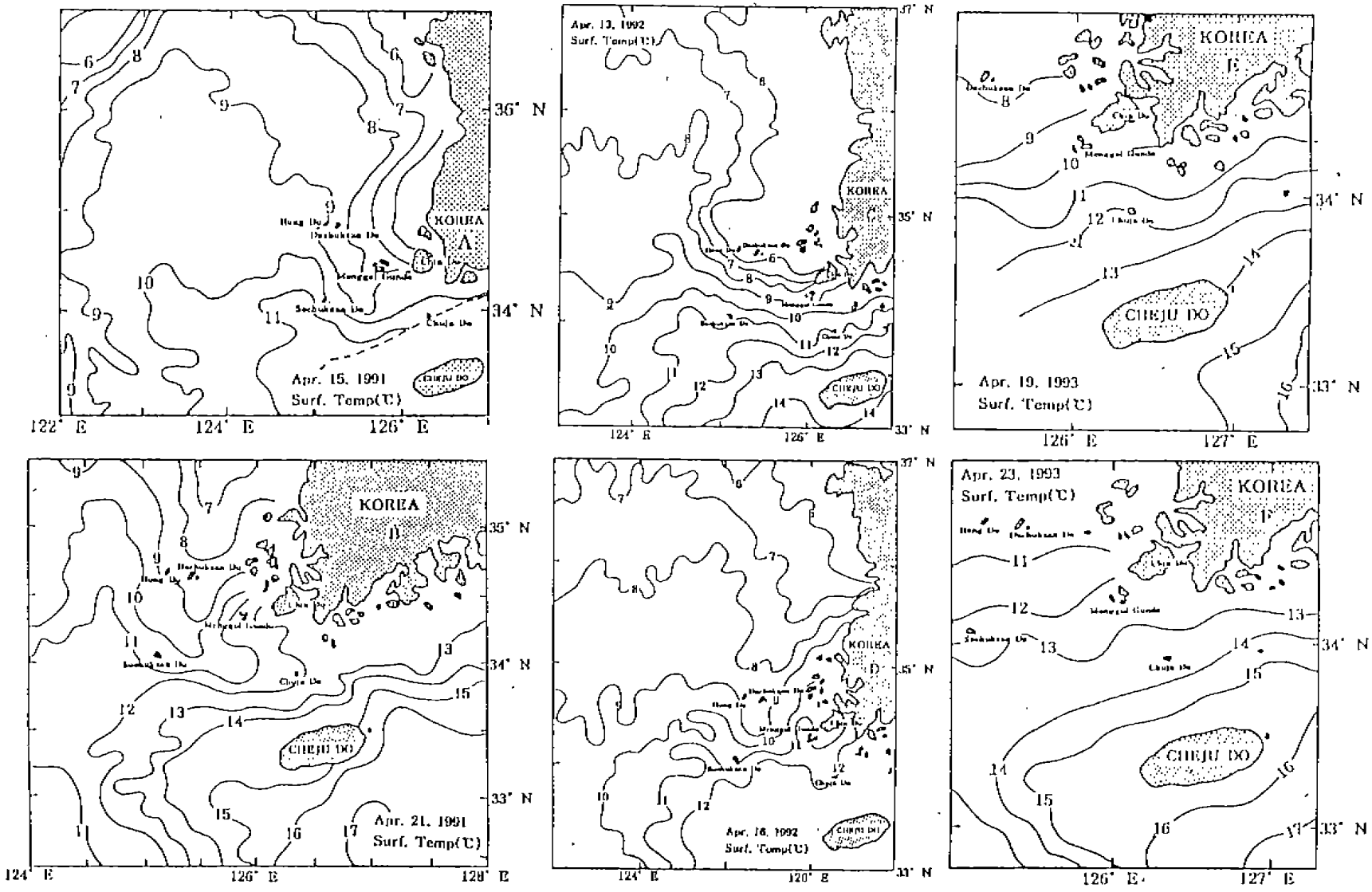


Fig. 9-14. Horizontal Distributions of Surface Temperature in (A) Apr. 15, 1991, (B) Apr. 21, 1991, (C) Apr. 13, 1992, (D) Apr. 16, 1992, (E) Apr. 19, 1993, and (F) Apr. 23, 1993.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

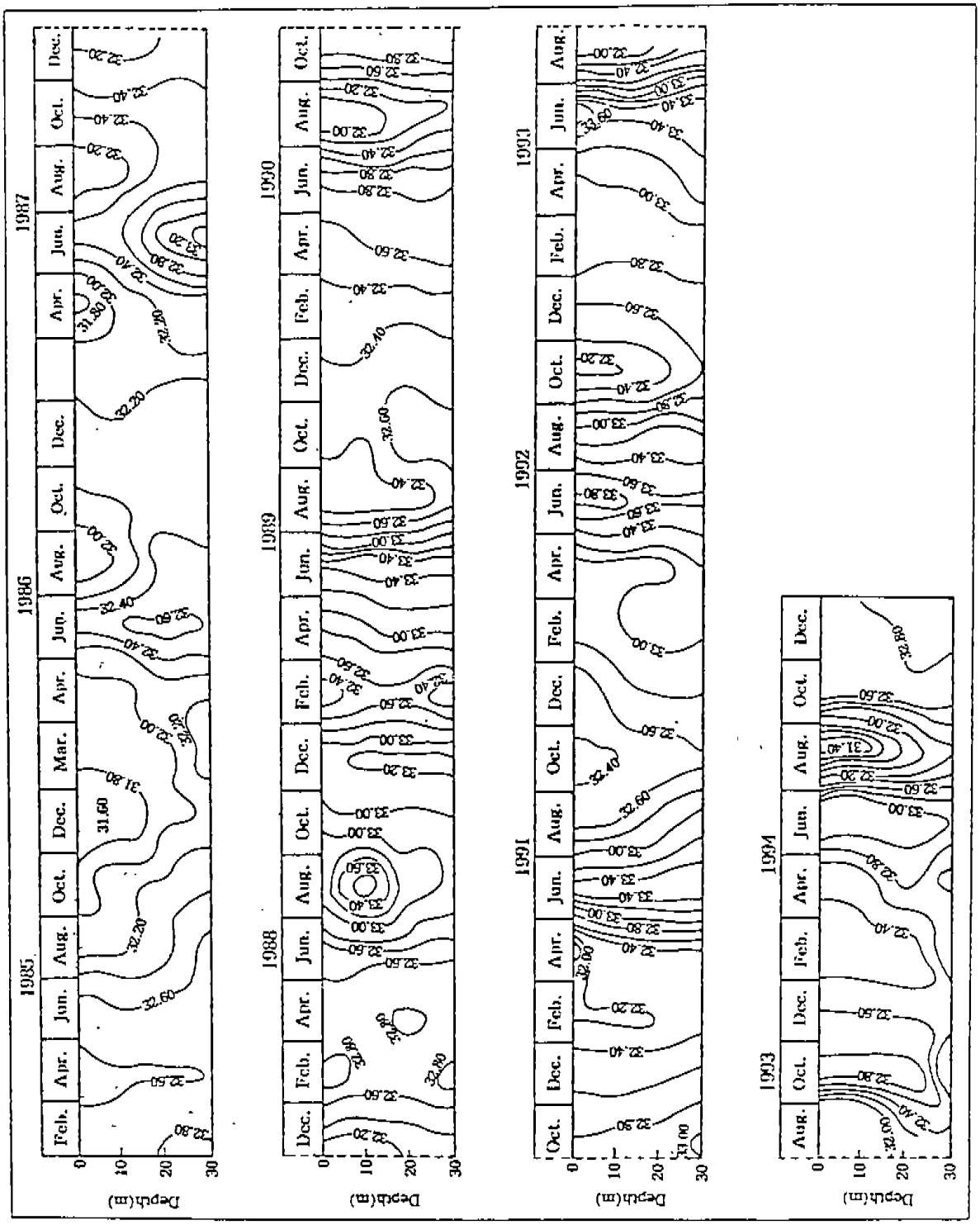


Fig. 9-15. Time Series of Salinity in 1985 to 1994 at the hydrographic 311-4 of FRDA

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

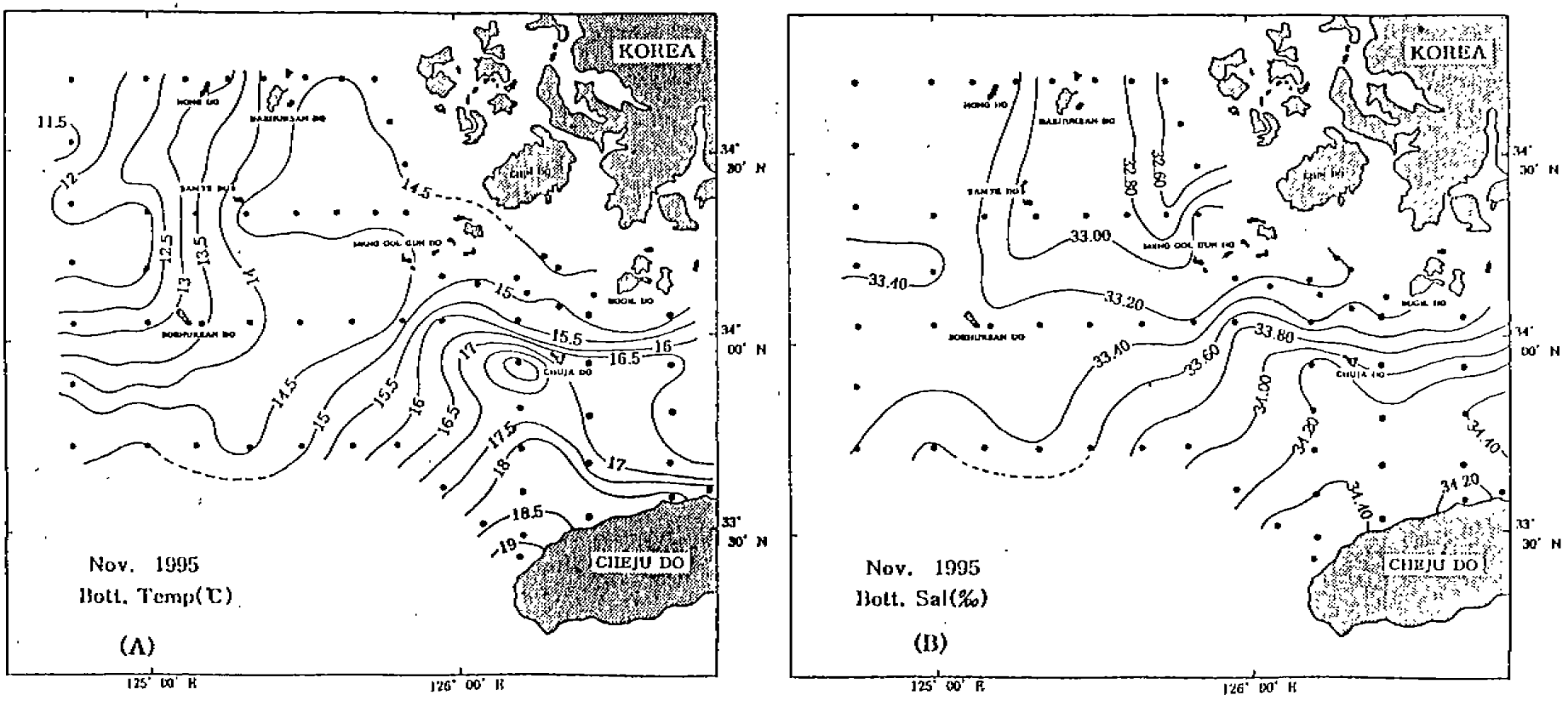


Fig. 9-16. Horizontal Distributions of Temperature and Salinity on the bottom layer in Nov. 15-17, 1995.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

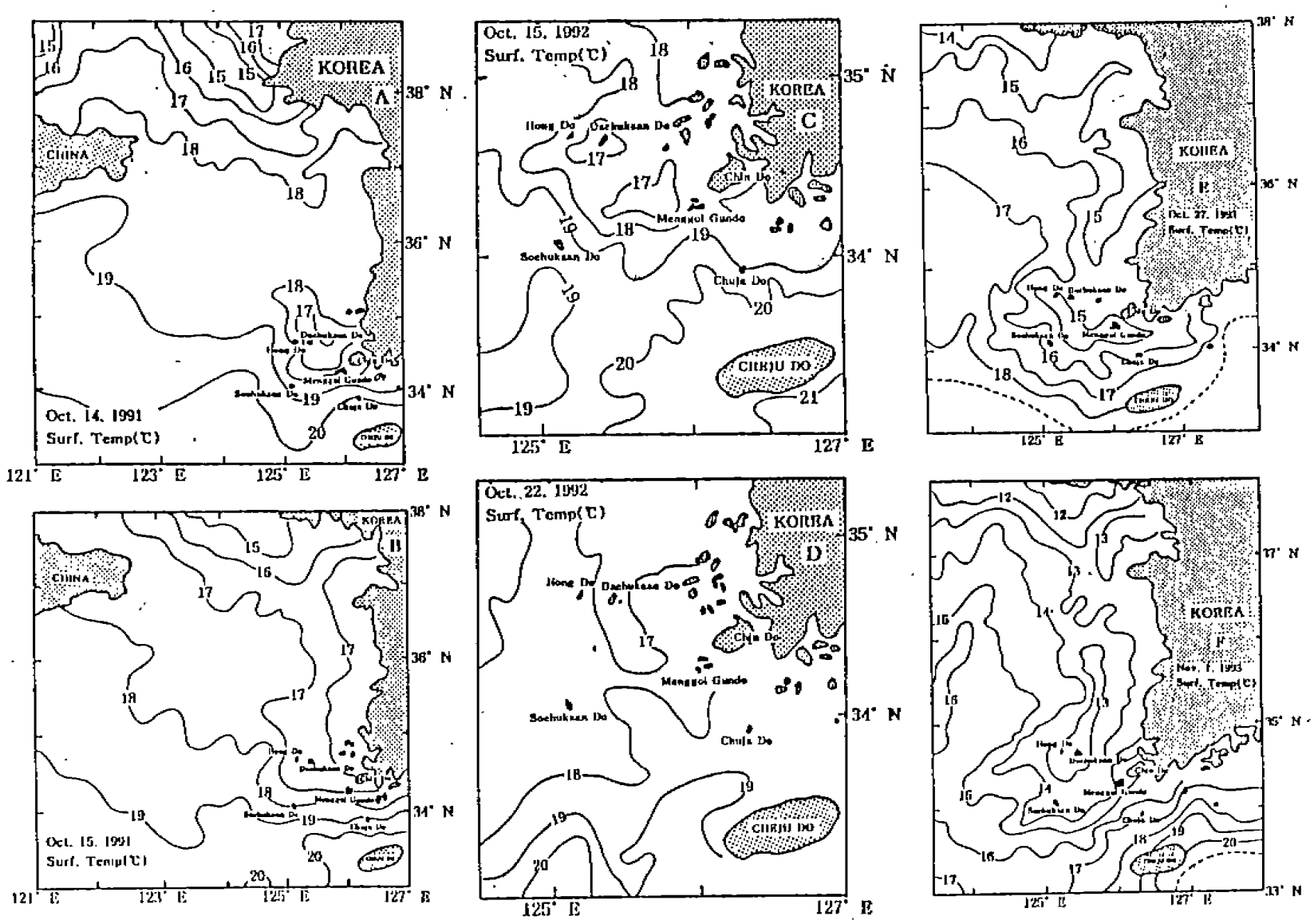


Fig. 9-17. Horizontal Distributions of Surface Temperature in (A) Oct. 14, 1991, (B) Oct. 15, 1991, (C) Oct. 15, 1992, (D) Oct. 22, 1992, (E) Oct. 27, 1993, and (F) Nov. 1, 1993.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

제 10 장 동중국해 동부역에서의 친생물원소 분포 특성

제 1 절 연 구 개 요

연구지역인 동중국해는 면적이 7.5 x 10^5 km^2 로서 대륙붕이 전체의 75 % 를 차지하고, 부존해양자원이 풍부하여 개발 가능성이 많은 지역이다. 동중국해는 쿠로시오수, 중국연안을 따라 흐르는 중국연안수와 이들간의 혼합수등 다양한 해수로 구성되어 화학적 특성이 시·공간적으로 복잡하다 (Okada, 1990, Imai et al., 1994). 고온 고염의 쿠로시오수는 대마난류를 통해 대한해협과 황해쪽으로 열, 염 등을 수송하기 때문에 (Song et al., 1990) 한국, 일본 및 중국의 기후 및 어업과 밀접한 관계를 갖고, 또한 쿠로시오는 동중국해로 유입된 후에도 고온 고염 빈영양염의 성질을 계속 유지하기 때문에 연안수와의 혼합과정은 동중국해의 해황에 상당한 영향을 미친다. 또한 양쯔강으로 부터 방대한 양의 담수와 퇴적물이 동중국해로 유입되고, 풍부한 용존무기영양염을 함유한 대륙사면 심층수가 대륙붕단을 통해 대륙붕으로 유입되기 때문에 이들의 교환과정을 이해하는 것은 생지화학적 플럭스 견지에서 매우 중요하여 화학 뿐만 아니라 물리, 생물해양학 등 여러 분야에 종사하는 관련자들의 연구대상이 되어오고 있다.

동중국해 주변국인 일본과 중국은 1986년부터 7년간 실시된 JRK (Japan-China Joint Research Programme on the Kuroshio)와 MASFLEX (Marginal Sea Flux Experiment in the West Pacific) 프로젝트를 통해 동중국해에서의 쿠로시오 변동에 대한 미케니즘과 해양환경, 생물환경, 생물생산 및 기후에 대한 쿠로시오의 영향을 조사해오고 있다.

이중 용존무기영양염을 포함한 친생물원소에 대한 조사는 많은 학자들에 의해 수행된 바 있으나 (Hung et al., 1975; Liu et al., 1988; Isschiki et al., 1991; Wong et al., 1991; Fu, 1992; Lu et al., 1992) 대부분이 28° N 이남의 Taiwan 동부해역에 편중되어 있다. 따라서 우리나라 주변해역의 해황을 정확히 이해하기 위해서는 황해, 동해 해양 경계면으로서의 동중국해의 역할을 규명하는 것이 필요하다.

본 연구는 1994년 8월의 1차년도 조사에 이어 1995년 4월과 12월에 2차년도 조사를 실시하였으며, 1996년 10월에 최종적으로 3차년도 조사를 대한해협, 한국 서남해역, 제주도부근해역 및 28° N 이북의 동중국해역에서 실시하였다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

본 연구의 목적은, 첫째 계절별 용존무기영양염류의 분포특성을 이해하고, 둘째 이들의 화학특성 및 분포결정인자 규명하여 동중국해에서의 용존무기영양소의 기원과 운송 패턴 및 경로를 규명하는데 주안점을 두었다.

제 2 절 동중국해의 생지화학적 해황특성

북태평양의 해류중 가장 중요한 쿠로시오수는 대만과 요나쿠니지마 (Yonakunijima) 섬 사이의 통로를 통해서 유입되어 대륙사면을 따라 북동쪽으로 흐르며, 최대유속이 2.0 - 2.2노트 정도로서 중심축은 수심 1000 m를 넘는 오끼나와 골의 중앙에 위치한다. 북상한 쿠로시오의 대부분은 큐슈 남쪽의 도까라해협을 통해 태평양으로, 일부는 북서쪽으로 분기한다. 계절적으로는 겨울에 강한 북동계절풍의 영향으로 대만동쪽으로부터 쿠로시오 유입이 강화되어 중국대륙쪽으로 넓게 확장되지만, 대만해협으로부터 남중국해수의 유입은 약화되고 비교적 적은 강수량을 갖는다. 반면에, 여름에는 남풍계열의 계절풍의 영향으로 겨울철의 해황이 다소 약화되거나 반대현상이 나타나고, 태풍의 영향으로 강수량이 크다. 이러한 기후의 영향은 용존산소 및 용존무기영양염류의 계절변화에 영향을 미친다.

동중국해 대륙사면에서 용승되어 풍부한 용존무기영양염류를 대륙붕상으로 공급하는 쿠로시오 중층수는 동중국해 대륙붕에서 영양염에 대한 주요 공급원이며 (Chen, 1995), 동중국해 대륙붕역에서는 일차생산력이 연간 100-300 gC/m^2으로서 세계에서 생산성이 가장 높은 지역중의 하나이다 (Su, 1990). 여름에는 물기둥이 성층화되고 저염, 고영양염의 연안수는 등밀도면을 따라 쿠로시오 해역으로 이동하고, 저층에서는 연중 쿠로시오중층수가 100 m 내외 수심으로 용승하여 대륙붕역으로 관입한다 (Lu et al., 1992). 또한 대마난류 축의 왼쪽에 위치한 제주도 서남해역에서는 황해난류가 남쪽으로 흐르고 반시계 방향의 소용돌이가 형성되어 이것이 용존산소 및 영양염 분포에 영향을 미친다 (Fu, 1992).

연간 22억톤의 퇴적물이 동중국해로 유입되는데 이중 70 - 80 %는 강하구에 퇴적되고 20 - 30 %가 대륙붕상에 축적된다. 동중국해에서의 입자성물질중 약 16 %가 유기탄소로 구성되어 있고, 이들의 춘계 (4-5월)에 침강속도는 쿠로시오와 대마난류 혼합역에서는 0.95 $g/m^2/d$, 대마난류 기원해역에서 0.24 $g/m^2/d$, 쿠로시오의 외측 대륙붕역에서는 0.55 $g/m^2/d$이다. 용승지역에서의 용존유기탄소 및 입자성유기탄소를 포함한 잔류시간 (residence time)은 0.4년, turnover time은 132 - 180일이다 (Lu et al., 1992). 이러한 유기탄소의 빠른 재순환은 동중국해의 용승지역이 탄소 제거에 대한 생물학적 펌프로서 중요함을 가리킨다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

제 3 절 조사방법

가. 조사해역 및 관측시기

조사해역은 북위 28° 30' - 34° , 동경 123° - 129° 30'으로서 대한해협의 남쪽입구, 황해와 동중국해 경계해역 및 동중국해 동부해역을 포함한 광범위한 해역이다. 1차년도 조사는 하계 (1994년 8월)에 실시하였고, 2차년도에는 춘계 조사 (1995년 4월)와 동계조사 (12월)를 실시하였다. 3차년도에는 추계조사를 위해 1996년 10월 2일부터 13일 동안 10일간 해양조사선 온누리호를 사용하여 실시하였으나 일본 경제수역 선포로 인해 쿠로시오 해역중 상당부분은 조사를 하지 못했고, 주로 동중국해 대륙붕해역에 치중하여 조사를 실시하였다 (그림 10-1~4).

나. 시료채취, 보존 및 분석방법

(1). 시료 채수 및 보존

친생물원소 (용존무기영양소 및 용존산소) 분석용 해수 시료채취는 표준수심 (0, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 150, 200, 300, 500, 700, 1000, bottom)을 기본으로 하여 Rosette에 부착된 5ℓ 들이 Niskin 채수기를 이용하여 채수하였다.

용존무기영양소 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, 겉보기 산소소비량 (AOU)은 포텐셜 수온 (potential temperature)과 염분으로부터 계산된 용존산소의 포화농도에서 관측된 용존산소의 농도를 뺀 값으로 정의하였다 (Pytkowicz, 1972).

(3). 용존무기영양염류 (Dissolved Inorganic Nutrients)

용존성 아질산이온, 질산이온, 질산이온, 규산은 Grasshoff 등 (1983)에 의거 Technicon AA2 자동분석기를 사용하여 측정하였으며 분석방법은 다음과 같다.

○아질산이온 (NO_2^-): 시료에 sulfanilamide 용액과 N-(1-naphtyl) ethylenediamine dihydrochloride를 가하여 발색시켰다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

ㅇ질산이온(NO_3^-): 시료를 Cu-Cd Column에 통과시켜서 아질산이온으로 환원시킨 후 아질산이온 분석방법과 같은 방법으로 발색시켰다.

ㅇ인산이온 (PO_4^{3-}): 시료에 ammonium molybdate potassium antimonyl-tartarate 와 황산의 혼합시약을 가하고 ascorbic acid로 환원시켜 발색시켰다.

ㅇ 규산 ($Si(OH)_4$): 시료에 ammonium molybdate를 가하여 silicomolybdate complex를 만든 후 oxalic acid와 ascorbic acid를 가하여 발색시켰다.

제 4 절 결 과

가. 용존산소 및 용존무기영양염류의 수평분포 특성

표층 용존산소 함량 범위는 221 - 355 μM (1995년 4월), 201 - 241 μM (1994년 8월), 213 - 282 μM (1996년 10월)로서 4월에 가장 범위가 크고, 8월에 작다. 용존산소 함량은 전 계절에 걸쳐 고온 고염의 동중국해 남동쪽 쿠로시오 해역에서는 210 μM 이하로 낮은 반면에 저온 저염의 한국 서남해역과 대한해협 서수도에서는 8월을 제외하고는 250 μM 이상의 높은 함량을 보였고, 연안에서 외해쪽으로 갈수록 점차 감소하는 양상을 보이고 있다 (그림 10-5).

50 m 수심에서의 용존산소 함량 범위는 205 - 312 μM (1995년 4월), 121 - 233 μM (1994년 8월), 119 - 231 μM (1996년 10월)로서 표층과는 반대로 4월에 가장 좁은 범위를 보였다. 용존산소 함량 분포는 4월을 제외하고는 표층 분포형태와는 달리 연안에서 외해쪽으로 갈수록 증가한다 (그림 10-6).

표층 용존무기영양염류의 농도는 용존산소 함량 분포형태와 유사하여 전 계절에 걸쳐 고온 고염의 쿠로시오 해역에서는 낮은 반면에 양쯔강 하구부근과 대한해협 서수도에서 높다. 질산이온과 인산이온 농도는 양쯔강 하구 부근을 제외하고는 일반적으로 <1, <0.1 μM 이하로 고갈되어 있다 (그림 10-7, 6-9). 규산 농도는 1.4 - 14.5 μM (4월), 0.5 - 9.6 μM (8월), 1.2 - 23.3 μM (10월)의 범위로서 질산이온 및 인산이온과는 달리 비교적 풍부하다 (그림 10-11).

50 m 수심에서의 질산이온농도는 0.08 - 7.40 μM (4월), 0.06 - 9.89 μM (8월), 0.01 - 10.98 μM (10월)이고 (그림 10-8), 인산이온 농도 범위는 0.07 - 0.63 μM (4월), 0.04 - 1.17 μM (8월), 0.05 - 0.91 μM (10월)이며 (그림 10-10), 규산농도는 1.7 - 16.2 μM (4월), 1.3 - 17.5 μM로서 대륙붕역에서 높고 외해쪽으로 갈수록 감소한다 (그림 10-12).

나. 용존산소 및 용존무기영양염류의 수직분포 특성

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

(1) 관측선 A (대한해협 횡단면)

일반적으로 용존산소 및 용존무기영양염류 농도는 전 계절에 걸쳐 수온 및 염분의 분포양상과 유사하다 (이 등, 1994, 1995, 1996).

동계 (1995년 12월)의 용존산소 및 용존무기영양염류 농도 분포는 다른 계절과 마찬가지로 한국연안에서 일본쪽으로 갈수록 농도는 점차 감소한다. 수직적으로는 한국연안에 접한 정점 A2, A4를 제외하고는 비교적 전 수층이 수직적으로 혼합되어 있어 표, 저층이 비슷한 농도를 보였다. 한국쪽 해역의 해저 가까이에 형성된 수온과 염분약층 아래에서는 용존산소함량이 약 190 μM로서 가장 낮고, 질산이온, 인산이온 및 규산농도는 각각 15, 0.9, 19 μM로서 일본쪽 해역 (정점 A10) 저층에서의 농도들과 비교하여 약 2배 높다 (그림 10-13~16).

춘계 (1995년 4월)의 용존산소농도는 한국쪽 해역에서 310 μM로서 전계절에 걸쳐 가장 높은 농도를 보였고, 일본쪽으로 갈수록 점차 감소한다. 표층부터 수심 60 m 는 수직적으로 혼합되어 표, 저층간의 용존산소 및 용존무기영양소농도들은 비교적 비슷하나, 60 m 이하의 저온수 (<16 ℃)에서는 질산이온, 인산이온 및 규산농도가 각각 4.4, 0.3, 13.9 μM의 최대값을 보였지만 동계에 비해서는 약 1/3 수준이다 (이 등, 1996).

하계 (1994년 8월) 또한 한국쪽 해역에서 일본쪽으로 갈수록 감소하지만 동계 및 춘계와는 달리 정점 A4와 A7간에 염분전선을 경계로 급격한 용존산소 및 용존무기영양염 농도구배를 보이고 있다. 표면 혼합층에서의 용존산소포화도는 대기와의 교환 및 식물플랑크톤에 의한 용존산소 생성으로 인하여 100% 이상의 과포화를 보였지만 표면 혼합층 아래에서는 유기물의 분해로 인하여 용존산소함량 및 포화도는 각각 174 μM, 70 %로서 전계절에 걸쳐 가장 낮다 (이 등, 1995). 질산이온, 인산이온 및 규산농도는 수온 및 염분 분포형태와 비슷하다. 대한해협 서수도 (한반도로부터 A7 정점까지)는 표층부터 60 m 수심까지는 수직적으로 혼합되어 표, 저층간의 비슷한 농도를 보이지만, 60 m 이하의 저온수 (<16℃)에서는 상층보다 약 1.2 배 정도 높은 농도를 보였다 (이 등, 1995).

추계 (1996년 10월)의 용존산소함량 또한 한국쪽 해역에서 높아 정점 A1의 표층에서 251 μM로서 최대값을 보였고, 일본쪽으로 갈수록 점차 감소하는 양상을 보인다. 수심이 증가할수록 용존산소함량은 점차 감소하고, 용존무기영양염류 농도는 증가하지만, 한국쪽 해역에서는 수심 30 - 50 m의 수온약층을 경계로 수심변화에 따른 용존산소함량변화는 약 3.0 μM/m, 질산이온, 인산이온 및 규산은 각각 약 0.50, 0.02, 0.43 μM/m이다 (그림 10-21~24).

(2) 관측선 C

추계 (1996년 10월)에 한국쪽에서 일본쪽으로 갈수록 용존산소 및 용존무기영

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

양염류 농도가 점차 감소하는 관측선 A와는 달리 연안 바깥쪽 해역에서 높은 농도를 보인다. 한국 인접 정점인 C1 에서의 용존산소 및 용존무기영양염류 농도는 표, 저층이 비교적 균일하다. 반면에 정점 C3에서의 표층 용존산소함량은 주변 정점들보다는 낮은 반면에 용존무기영양염류 농도는 질산이온 및 규산농도가 각각 3.6, 15.3 μM 로서 주변 정점들보다 약 2-3배 높다 (그림 10-25~28). 10 m 수심에서의 겉보기 산소소비량 (AOU)은 음의 값을 보인 주변정점들과는 달리 9 μM 로서 높은 값을 보여 표층에서의 높은 용존무기영양염류는 주변해수에서의 공급보다는 저층에서의 확산에 따른 공급으로 사료된다.

(3). 관측선 D: 제주 서쪽 남북 횡단면

춘계(1995년 4월)의 표면 혼합층의 용존산소함량은 수온 및 염분의 분포양상과 비슷하여 수온 및 염분이 <12.5 ℃, <33.4 psu로서 비교적 저온저염수로 구성된 제주 남서해역 정점 D10의 표면 혼합층내에서는 300 μM 이상으로 높으나, 수온 및 염분이 >15.0 ℃, >34.4 psu 의 비교적 고온고염수로 구성된 정점 D6에서는 250 μM 이하로서 약 50 μM 이상의 차이를 보였다 (이 등, 1996).

용존무기영양염류는 수층이 성층화되면서 식물플랑크톤들의 섭취로 인하여 한국연안을 제외한 대부분 정점들의 표면 혼합층에서 질산이온, 인산이온농도는 <1, <0.1 μM 의 낮은 농도를 보였다. 규산은 5 μM 이상으로서 비교적 풍부하다. 제주 남서해역의 정점 D10의 수온 11 ℃ 이하의 저온수로 구성된 저층수에서는 질산이온, 인산이온 및 규산농도가 각각 7.75, 0.43, 12.01 μM이다 (이 등, 1996).

하계 (1994년 8월)에는 한국연안에 접한 정점 D2의 표면 혼합층에서 240 μM 이상의 높은 값을 보였지만 제주도 남쪽으로 갈수록 점차 감소하여 정점 D10에서 213 μM로 약 27 μM의 차이를 보여주고 있다 (이 등, 1995).

질산이온과 인산이온농도는 강한 성층의 형성으로 인하여 전반적으로 표면 혼합층내에서는 거의 결핍되어 있지만 수온약층 하부에서는 수심이 증가할수록 급격히 증가하여 고염 (>34 psu)의 정점 D6의 50 m 수심에서의 질산이온 및 규산농도는 9.8, 14.3 μM의 높은 값을 보였다 (이 등, 1995).

추계 (1996년 10월)에는 관측선 A와 C와는 달리 비교적 복잡한 양상을 보여준다. 표층 용존산소함량은 한국쪽 연안에서 제주도 남쪽으로 갈수록 점차 감소하는 양상을 보였다. 한국쪽 연안정점들 (D2-D4)에서는 수심 10 - 20 m 의 수온약층을 경계로 급격한 용존산소 및 용존무기영양염 농도구배를 보였지만, 제주도 남쪽 정점들 (D6-D10)에서는 수심 30 - 50 m 를 경계로 급격한 농도구배를 보여 저층에서 용존산소 함량은 88 μM 로서 최소값을 보였고, 질산이온, 인산이온 및 규산농도는 각각 12.3, 0.7, 21.8 μM 로서 최대값을 보였다 (그림 10-29~32).

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

(4). 관측선 E: 한국 서남해역 횡단면, 황해입구

춘계 (1995년 4월)의 용존산소함량은 수온분포와 유사하여 수심 10 - 30 m 수심의 비교적 안정된 수온약층이 형성되어 있는 중앙부해역 정점 E4의 표층에서 345 μM 로서 춘계 조사해역중 가장 높다. 수심이 증가할수록 용존산소 함량은 급격하게 감소하여 수온약층 아래에서 270 μM 이하로서 표층과 상당한 차이를 보여준다 (이 등, 1996).

질산이온 및 인산이온농도는 정점 E1을 제외하고는 대부분의 정점들의 표층에서는 <1, <0.1 μM의 낮은 농도를 보이고 있으나 규산은 5 μM 이상의 높은 농도를 유지하고 있다. 용존산소 함량분포와 마찬가지로 수심이 증가할수록 영양염농도는 급격하게 증가하여 중국쪽에 인접한 정점 E1의 저층에서 질산이온, 인산이온 및 규산농도가 각각 10.9, 0.5, 16.7 μM 로서 최대값을 보였다 (이 등, 1996).

하계 (1994년 8월)에는 중앙부해역 정점인 E4의 밀도약층 기저부에 해당하는 20 m 부근 수심에서 용존산소 최대값 (263 μM)을 보였다. 수심이 증가할수록 용존산소함량과 포화도는 급격히 감소하여 저층수에서 73 μM, 74 %의 낮은 값을 보였다 (이 등, 1995).

질산이온, 인산이온 및 규산의 농도는 표면 혼합층에서는 1 μM 이하로서 극히 결핍되어 있지만 수온약층 아래에서는 수심이 증가할수록 급격히 증가하여 저온저염을 보인 정점 E4의 저층에서 질산이온, 인산이온 및 규산의 농도는 각각 6.5, 1.0, 12.0 μM이다 (이 등, 1995).

추계 (1996년 10월)의 표층 용존산소함량은 한국쪽에서 중국쪽으로 갈수록 점차 감소한다. 수심이 50 m 이상으로서 비교적 깊은 수심을 갖고 있는 한국쪽해역 (정점 E6-E8)에서는 수심 10-30 m 의 수온약층을 경계로 용존산소함량은 급격히 감소하여 저층에서 210 μM 이하의 낮은 함량을 보인다. 용존무기영양염류농도 역시 용존산소함량분포와 유사하여 한국쪽해역의 수온약층을 경계로 급격하게 증가하여 저층에서의 평균 질산이온, 인산이온 및 규산농도는 각각 9.71, 0.95, 15.4 μM로서 하계 (5.65, 0.8, 9.3 μM)보다 1.2 - 1.7 배 높다 (그림 10-33~36).

(5). 관측선 B : 동중국해 중부 횡단면 (31° 30' N)

동계 (1996년 12월)의 용존산소함량 및 포화도는 수온, 염분의 분포양상과 유사하다. 대륙붕에 위치한 정점 B4에서 표층 용존산소 함량 및 포화도가 275 μM, 120.6 %로서 가장 높고, 외해쪽으로 갈수록 점차 감소한다. 대륙붕해역에서는 수심 50 - 75 m 수심의 수온 19 ℃ 등온선을 경계로하여 수심증가에 따라 급격

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

히 감소하여 저층에서 170 - 190 μM, 75% 내외의 낮은 용존산소 함량과 포화도를 보였다 (그림 10-17). 이것은 비교적 표, 저층간의 비교적 활발한 수직혼합으로 표, 저층간에 농도차이를 보이지 않았던 1993년 12월과는 다소 차이를 보인다 (이 등, 1994). 용존무기영양염류 농도 분포는 용존산소 함량분포와 마찬가지로 19℃의 등온선을 경계로하여 수심증가에 따라 급격하게 증가하여 저층에서의 질산이온, 인산이온 및 규산 농도는 11.78 - 12.57, 0.87 - 1.02, 17.69 - 21.14 μM로서 1993년 12월보다 약 2배정도 높다 (그림 10-18~20).

춘계 (1995년 4월)에는 수온 및 염분이 <15.0 ℃, <34.0 psu 이하로서 저온저염을 보인 대륙붕 안쪽해역에서 각각 280 μM, 100 % 이상의 높은 용존산소 함량과 포화도를 보였고, 비교적 표, 저층수간의 원활한 수직혼합으로 인하여 수심증가에 따른 용존산소함량에서의 차이는 비교적 작다. 대륙붕안쪽의 저염 (<33.2 psu)의 연안수와 하계에 비하여 대륙붕상으로 확장된 고염수 (34.6 psu)가 만나는 전선에 위치한 정점 B3를 경계로하여 급격하게 감소하여 대륙붕 안쪽과 바깥쪽간에 약 40 μM의 차이를 보인다. 대륙붕 바깥쪽의 정점 B9과 B10에서는 수심 200 m 를 경계로 급격히 감소하여 정점 B10의 700 m 수심에서 107 μM로 최소값을 보였다 (이 등, 1995).

인산이온, 질산이온 및 규산농도분포는 수온 및 용존산소 분포형태와 비슷하다. 대륙붕상의 정점들에서도 표층에서는 질산이온 및 인산이온농도가 각각 1.0, 0.1 μM 이하로 고갈되어있으나, 수심이 증가할수록 점차 증가하는 양상을 보였다. 대륙붕 저층수에서의 질산이온, 인산이온 및 규산농도 범위는 각각 3.0 - 6.0, 0.16 - 0.36, 7.3 - 11.2 μM로서 동계 및 하계의 약 절반수준이다.
대륙사면 바깥해역의 수심 200 m 부근에 형성된 강한 수온약층아래에서는 영양염들이 급격히 증가한다 (이 등, 1996).

하계 (1994년 8월)에 용존산소함량은 대륙붕역 표면 혼합층에서는 220 μM 이상의 높은 함량을 보이나 외해쪽으로 갈수록 점차 감소하였다. 용존산소포화도는 표면 혼합층내에서는 대기와의 교환 및 식물플랑크톤에 의한 용존산소생성으로 인하여 100% 이상의 과포화를 보였고, 대륙붕내 정점 B2의 20m 부근의 수심에서 최대치인 160% 이상의 과포화를 보였다 (이 등, 1996).

질산이온 및 인산이온 농도는 전반적으로 표면 혼합층내에서는 0.5 μM 이하로서 극히 결핍되어 있지만 수온약층 하부에서는 수심의 증가에 따라 급격히 증가하는 경향을 보인다. 대륙붕역 저층에서 가장 낮은 수온을 보인 정점 B2에서의 질산이온, 인산이온 및 규산의 함량은 7.2, 0.6, 11.3 μM이다 (이 등, 1996).

추계 (1996년 10월)의 표층 용존산소 및 용존무기영양염류 농도는 연안에서 외해쪽으로 갈수록 점차 감소한다. 연안 근처에서는 표,저층의 용존산소 및 용존무기영양염류 농도가 비교적 균일하나 외해쪽으로 갈수록 수심 50 - 75 m 의 수온약층을 경계로 급격하게 변화하여 저층에서 질산이온, 인산이온 및 규산농도가 각각 >11.0, >0.9, >19.9 μM 의 높은 농도를 갖는다 (그림 10-37~40).

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

(6). 관측선 L : 동중국해 대륙붕단 횡단면 (27-28° N)

춘계 (1995년 4월)의 관측선 L에서의 용존산소 및 영양염농도분포는 관측선 B와는 달리 비교적 복잡한 양상을 보이고 있다.

용존산소함량은 수온 및 염분이 <16 ℃, <34 psu로서 비교적 저온 저염을 보인 정점 L2의 표층에서 290 μM로서 가장 높고, 외해쪽으로 갈수록 점차 감소하였다. 대륙사면 바깥해역에 위치한 정점 L11의 수심 200 m 부근의 고염수 (>34.8 psu)에서는 상층보다 약 10 μM 정도 높은 용존산소 함량을 보였고, 수심 200m 를 경계로 하여 용존산소함량이 급격히 감소하여 수심 900 m에서 92 μM 의 최소값을 보였다 (이 등, 1996년).

용존무기영양염류의 농도는 관측선 B의 경우처럼 전반적으로 표면 혼합층내에서는 질산이온 및 인산이온의 농도가 각각 0.5, 0.1 μM 이하로서 결핍되어 있고, 대륙붕에서 외해쪽으로 갈수록 점차 감소하는 양상을 보였다. 대륙붕 저층수에서의 인산이온, 질산이온 및 규산농도범위는 각각 0.16 - 1.25 μM, 3.7 - 24.4 μM, 7.1 - 34.6 μM로서 관측선 B와 는 달리 대륙붕 안쪽해역 (정점 L3, L4)에서는 하계가 높지만, 대륙붕단 정점 L8에서는 춘계가 하계보다 약 1.5배 정도 높다 (이 등, 1996).

하계 (1995년 8월)의 전반적인 용존산소 함량분포는 관측선 B와 유사하다. 표면 혼합층에서의 용존산소 함량은 210 μM 이하로서 다른 관측선에 비해서는 낮다. 수온약층 아래에서의 용존산소 함량은 수심증가에 따라 급격히 감소하여 대륙붕역 저층에서 150 μM 내외의 낮은 함량을 보였다. 외해의 쿠로시오 해역에서의 용존산소 함량분포 역시 수심 증가에 따라 점차 감소하고 수심 300 m 부근을 경계로하여 20 μM/100m로 급격히 감소한다.

용존무기영양염류 농도는 전반적으로 표면 혼합층내에서는 질산이온 및 인산이온 농도가 0.5 μM 이하이다. 수온약층을 경계로 수심증가에 따라 용존무기영양염 농도는 급격하게 증가하여 대륙붕역 저층에서의 질산이온, 인산이온 및 규산농도는 각각 7.0, 0.4, 12.0 μM 이다 (이 등, 1995).

추계 (1996년 10월)의 용존산소 및 용존무기영양염류 농도분포는 춘계 (1995년 4월)와 마찬가지로 비교적 복잡한 양상을 보이고 있다. 용존산소 함량은 내대륙붕 정점 P9의 표층에서 250 μM로서 가장 높고, 외해쪽으로 갈수록 점차 감소하나 대륙붕단상의 정점인 L8에서 다시 증가하는 양상을 보였다. 용존무기영양염류 농도는 내대륙붕 정점 P9을 제외하고는 표면 혼합층에서 질산이온, 인산이온 농도가 각각 <1.0, <0.1 μM로 상당히 결핍되어 있다. 규산농도는 정점 L6를 경계로 2 μM 이하의 낮은 농도를 보인다. 저층에서의 용존무기영양염류 농도는 표층과는 달리 외해쪽에서 대륙붕쪽으로 갈수록 점차 증가한다 (그림 10-41~44).

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

다. 용존산소 및 용존무기영양염류의 일주기변화 관측

조사기간중 정점마다의 조사시간의 차이때문에 동일시간내의 시공간적인 분포양상을 정확히 판단하기가 어렵다. 따라서 조석에 따른 용존산소 및 용존무기영양소에 대한 일주기변화를 보기위하여 정점 SP2 (33° 57.49' N, 128° 16.97' E)에서 24시간 동안 정선관측한 결과를 그림 10-45-48에 나타내었다.

표층에서의 용존산소함량은 시간경과에 따라 0.53 μM/hr가 감소한다. 반면에 50 m 수심에서의 용존산소함량은 표층과는 반대로 1.75 μM/hr 로 점차 증가한다. 용존무기영양염류 농도는 용존산소함량과는 달리 시간에 따른 뚜렷한 변화는 보이지 않는다.

제 5 절 고 찰

가. 용존산소 및 용존무기영양염류의 수평분포 특성

동중국해에서의 용존산소 및 용존무기영양염류 분포는 수온, 해류 및 생지화학적 과정들에 의해 결정된다. 따라서 용존산소 및 용존무기영양염에 대한 계절변동에 따른 분포상황을 파악하는 것은 계절변동성이 큰 동중국해 해황 및 쿠로시오수와 연안수간의 혼합과정을 이해하는데 필수적이다.

일반적으로 동중국해 표층에서의 용존산소 및 용존무기영양염류 농도는 수온 및 염분이 낮은 한국서남해역 및 남해역에서 연중 높다. 반면에 34.6 psu 이상의 고염인 쿠로시오역에서의 표층 용존산소 함량은 <210 μM, 질산이온, 인산이온 및 규산농도는 각각 <1, <0.1, <2 μM로서 연중 낮다. 이와 같이 쿠로시오수는 동중국해로 흘러 들어온 후에도 낮은 용존산소 및 용존무기영양소 함량을 가진 성질을 계속 유지하기 때문에 빈영양의 쿠로시오수와 고영양의 연안수간의 혼합과정은 동중국해에서의 용존산소 및 용존무기영양소 함량 분포 및 변화에 중요하다. 동중국해에서의 계절별 용존산소 및 용존무기영양염류 농도에 대한 분포특성은 다음과 같다.

동계에는 쿠로시오 주축으로 사료되는 34.8 psu의 등염선이 2 μM의 규산염 농도의 등치선과 일치한다. 50 m 수심에서의 규산 농도 또한 표층과 유사하다 (이 등, 1994).

춘계로 접어들면서 2 μM 의 규산염 농도 등치선은 동계보다는 다소 남동쪽에 위치하여 관측선 J에서는 대륙붕 바깥의 정점에서만 관측되어지고, 4 μM의 등치선과의 거리가 비교적 멀다. 50 m 수심에서의 규산농도 분포는 가장 남쪽에

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

위치한 관측선 L에서 대륙붕단을 경계로 급격한 농도구배를 보였다. 이것은 풍부한 용존무기영양소를 가진 대륙사면 심층수가 용승되어 대륙붕단을 경계로 대륙붕 저층수와의 혼합이 활발하다는 것을 의미한다 (이 등, 1995).

하계에 2 μM의 규산농도 등치선은 춘계보다 북서쪽으로 확장한다. 이러한 대륙붕상에 강한 전선은 용존무기영양소의 외해로의 운송을 제한함으로서 대륙붕역에서의 식물 플랑크톤의 높은 일차생산력에 기여를 한다. 50 m 수심에서의 분포 또한 춘계와는 달리 북쪽에 위치한 관측선 J에서도 대륙붕단을 경계로 급격한 농도구배는 대륙사면 심층수의 용승을 암시해준다 (이 등, 1995).

대륙붕역에서는 황해연안류가 수심 40 - 50 m의 등수심선을 따라 남향하여 양쯔강 희석수와 만나는 곳인 제주도 서부해역 (Lu, 1992)은 표층 용존산소 함량이 >230 μM, 질산이온, 인산이온 및 규산농도는 각각 >4, >0.2, >10 μM로서 연중 높은 분포를 보이고 있다. 특히 하계에 정점 F1에서의 표면 혼합층에서의 저염해수 (<31 psu)는 질산이온대 인산이온의 비율이 Redfield 비인 16을 2배이상 초과한 40 정도의 높은 비율로서 질산이온대 인산이온이 약 10 정도인 한국연안 저염수와는 상당한 차이를 보였다. 일반적으로 질소가 함유된 화학비료의 사용으로 양쯔강 하구에서의 질산이온농도과 인산이온 농도는 20 - 50 μM, 0.2 - 1.0 μM 로서 다른 주요강의 하구에서의 농도보다 질산이온농도가 높은 것으로 알려져 있어 (Yu et al., 1990) 이곳이 양쯔강 유출수의 영향을 많이 받는다는 것을 알 수 있다.

또한 제주도 서남해역은 대마난류축의 왼쪽에 위치하여 북쪽을 향해 흐르는 황해난류수와 남쪽을 향해 흐르는 황해연안수간의 전단응력 영향 (shear effect)으로 인해 cyclonic eddy가 형성되는 지역으로 알려져있다 (Gu, 1980). 정점 B1 (31° 30' N, 126° E)의 저층수는 춘계에 주변정점들의 저층수보다 높은 용존산소 및 용존무기영양염류 농도를 보였다 (이 등, 1994, 1995, 1996). 그러나 추계에는 춘계 및 하계와는 달리 주변 정점보다 낮은 용존산소함량을 보이지만 용존무기영양염류는 더욱 높은 농도를 보인다. 이것은 정점 B1이 eddy의 중심에 위치하여 있어 주변의 부유물질이 eddy의 중심으로 운송되어지고, 오른편에 위치한 연안수와 쿠로시오간의 형성되는 전선은 주변의 양쯔강 희석수에서 운송된 다량의 유기입자들의 확산을 억제하여 저층에 유기물질이 쌓여 시간 경과에 따라 유기물이 분해되어 재생된 결과로 사료된다.

나. 용존산소 및 용존무기영양염류의 수직분포 특성

동중국해 대륙붕역 (관측선 B, J, L)에서의 친생물원소 농도에 대한 수직분포는 뚜렷한 시공간적인 차이를 보인다.

동계에는 성층이 완전히 파괴되어 전 수층이 잘 혼합되어 저층의 비교적 풍

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

부한 용존무기영양소가 표층으로 공급되어져, 표-저층간의 용존산소 함량 및 용존무기영염류 농도는 거의 변화가 없다. 관측선 J에서는 대륙붕단에서 고농도의 용존무기영양류의 등치선이 표면을 향해 상승하여 풍부한 용존무기영양염을 함유한 대륙사면 심층수가 용승되고 있음을 암시한다. 외해의 쿠로시오 수계에서는 수심 200 - 300 m 를 경계로 급격한 농도구배를 보이고 있고, 수심이 증가할수록 점차 용존무기영양염류 농도도 증가하는 전형적인 대양의 분포형태를 보였다 (이 등, 1994).

4월부터 일사량의 증가와 담수유입량의 증가에 의하여 수직분리가 일어나 고, 동계에 표층으로 공급된 풍부한 용존무기영양염으로 인해 식물플랑크톤의 대번식이 일어난다. 관측선 J와 L의 표층수에서의 쿠로시오의 특징인 2 μM의 낮은 규산농도 등치선은 수심 200 m의 대륙붕 바깥 지역에 위치해 있다.

용존산소함량 및 용존산소포화도의 수직분포는 일반적으로 표층에서 높고 수심이 증가함에 따라 점차 감소한다. 용존무기영양염은 대륙붕역의 표면 혼합층에서 식물플랑크톤의 활발한 섭취에 의해 인산이온 및 질산이온은 각각 <0.1, 1.0 μM 이하로 결핍되었지만, 수온약층아래 수심에서는 비교적 풍부하다. 본 연구지역에서 가장 남쪽에 위치한 관측선 L에서는 대륙붕단 (정점 L8)에서 용존무기영양소의 등치선 (질산이온; 5 μM, 인산이온; 0.1 μM, 규산; 7 μM)이 50 m 수심까지 상승한다. 이 수심에서의 겉보기산소소비량 (AOU)은 25 μM로서 대륙붕 저층수보다 약 2배 정도 높아 풍부한 용존무기영양소를 함유한 대륙사면 심층수가 용승되고 있음을 알수있다. 관측선 J의 대륙붕단부근 (정점 J5)에서의 용존무기영양소 등치선은 동계에 비해서는 비교적 완만한 형태를 보이지만 수심 100 m 에서 높은 겉보기산소소비량 (28 μM), 질산이온 (7 μM)을 보였다. 대륙사면의 쿠로시오 해역에서는 동계와 마찬가지로 수심 200 m를 경계로하여 급격한 농도구배를 보였다 (이 등, 1996).

하계로 접어들면서 표층수의 수온이 28℃ 이상으로 상승하여 표층 혼합층의 두께가 가장 얇아진다. 강한 성층은 저층에서의 수직확산에 의한 용존무기영양소 공급을 제한시켜 표면 혼합층에서의 질산이온 및 인산이온 농도는 저층수의 약 1/100 정도로서 거의 검출한계 농도이하의 수준 (<0.05 μM)을 보였다. 또한 춘계와는 달리 관측선 J와 L의 대륙붕단에서는 표면으로 향한 고농도의 용존무기영양염의 등치선이 춘계에 비해 대륙붕안쪽으로 확장한다. 대륙사면의 쿠로시오 해역에서의 영양염 수직분포는 동계 및 춘계와 유사하여 뚜렷한 계절변화는 보이지 않았다 (이 등, 1995).

추계에는 쿠로시오 주축이 대륙붕쪽으로 더욱 확산됨에 따라 2 μM의 규산농도 등치선이 또한 대륙붕쪽으로 확장된다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

다. 수괴특성에 따른 용존산소 및 용존 무기영양염류의 농도 분포

추계 (1996년 10월)의 한국 서남해역 횡단면을 포함한 한국 남해역 (관측선 A,C,E)과 동중국해 (관측선 B, I, L, O, P, Q)에서의 수괴특성에 따른 용존산소 및 용존무기영양염류 농도특성을 보기위하여 각각의 관측선에 따른 용존산소 및 용존무기영양염류 농도 특성범위를 수온-염분도표상에 나타내었다 (그림 10-49~56).

한국 남해역에서의 용존산소함량은 수온 및 염분이 >20 ℃, <32 psu로서 고온 저염의 표면 혼합층내에서 >240 μM이다. 반면에 저온 고염 (T<15 ℃, S>33 psu)의 저층수에서는 210 μM 이하의 농도를 보인다 (그림 10-47). 질산이온, 인산이온 및 규산농도는 고온저염의 표면 혼합층내에서는 식물플랑크톤의 활발한 이용으로 인하여 <3, <0.3, <8 μM 이다. 저온고염의 저층수에서는 각각 >6 >0.6, >12 μM 로 높다 (그림 10-49~52).

동중국해 (관측선 B, P, L)에서의 수온 및 염분이 >23 ℃, <34 psu인 표면 혼합층에서의 용존산소함량은 >220 μM 이다. 반면에 <20 ℃, >34 psu의 저층수에서는 <200 μM 로서 낮다 (그림 10-51). 용존무기영양소농도는 저염(<31 psu)에서 질산이온, 인산이온 및 규산이 각각 >6, >1, >18 μM 로서 상당히 높다. 반면에 비교적 연안수의 영향을 덜 받고, 성층이 발달되어 있는 고온 고염 (>23 ℃, 33-34 psu)의 표면 혼합층에서의 질산이온 및 인산이온 농도는 식물플랑크톤의 활발한 이용으로 인하여 <2, <0.5 μM로서 낮다. 고염 (>34 psu)의 저층수에서는 수온 22 - 23 ℃를 경계로 급격히 증가하여 질산이온, 인산이온 및 규산농도가 각각 >7, >1, >10 μM의 높은 농도를 보인다 (그림 10-53~56).

라. 계절변화에 따른 용존무기영양염류의 농도 변화

표층수의 경우 일반적으로 쿠로시오역에서의 용존산소 및 용존무기영양염류 농도는 계절에 따른 변화가 적은 반면에 대륙붕역에서는 계절에 따른 변화가 크다. 저층수 역시 대륙붕밖 수심 300 m 이상의 수심에서는 계절에 따른 변화가 적지만 대륙붕 저층수는 계절에 따른 차이를 보여준다.

4월부터 11월까지 성층이 발달해 있는 기간동안 영양염 거동을 살펴보기 위하여 동중국해 대륙붕역 수온약층 이하수심에서의 용존산소, 질산이온 및 인산이온 함량에 대한 시간에 따른 변화율 (μM)은 다음과 같다 (그림 10-57).

$$[DO]\ \mu M = 290.1 - 14.9 \times (month) \qquad (r = 0.98)$$

$$[NO_3]\ \mu M = 1.55 + 0.69 \times (month) \qquad (r = 0.95)$$

$$[PO_4]\ \mu M = -0.06 + 0.08 \times (month) \qquad (r = 0.97)$$

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

$[Si(OH)_4]$ $\mu M = 0.14 + 1.61 \times (month)$ $(r = 0.98)$

용존산소는 성층이 발달해 있는 기간에는 매 1개월이 경과하면 유광대 하부에서 14.9 μM 이 감소한다. 질산이온 및 인산이온의 경우에는 매 1개월 경과시마다 각각 1.86, 0.08 μM 이 증가한다. 이러한 용존무기영양염류 농도 증가의 원인은 (1) 춘계에서 하계로 갈수록 성층의 발달로 인한 상부층으로의 확산에 의한 공급 제한과 퇴적물 분해로부터 용존무기영양소 재생으로 인한 축적율 증가 (2) 풍부한 용존무기영양소를 지닌 주변수의 유입 증가등을 들 수 있다. 그러나 풍부한 용존무기영양염을 함유한 대륙사면 심층수의 용승에 따른 영향을 제거하기 위하여 조사대상지역을 선정하였기 때문에 주변수의 유입에 의한 가능성은 적을 것으로 사료된다. 따라서 시간변화에 따른 유광대 하부에서의 용존무기영양소농도 증가는 유기물분해로 인한 축적율 증가로 볼 수 있다.

마. 동중국해 대륙붕역에서의 용존무기영양염 조절요인

동중국해 대륙붕역은 일차생산력이 연간 평균 220 gC/m^2으로서 생산성이 높은 지역중의 하나이다 (Su, 1990). 이러한 일차생산력을 유지하기 위해서는 여러 공급원으로부터 상당량의 영양염이 공급되어야 한다. 동중국해에서의 일차생산력에 요구되는 영양염 공급원으로서는 (1) 수중에서의 재생 (2) 하천수에 의한 유입 (3) 해저 퇴적물로부터의 재생 (4) 대륙사면 심층수로부터의 공급 (5) 대기로부터의 유입등을 들수 있다. 각각의 유입원에 대하여 현재까지의 가능한 자료를 총 망라하여 정리하였다.

(1). 육상으로부터의 유입

동중국해는 년간 약 1.5×10^{12} m^3의 담수가 공급되는데, 특히 유출량이 가장 많은 여름철에는 대륙붕 표층수중 대부분이 저온 저염수로 이루어져 있다 (Bearsley et al., 1985; Chen et al., 1994). 이들 유출량중 약 80 % 정도가 양쯔강으로부터 유입된다. 양쯔강을 통해 동중국해로 유입되는 연간 영양염류 유입량은 암모니아이온이 6.0×10^9, 질산이온이 60.0×10^9, 인산이온이 1.3×10^9, 규산이 120.0×10^9 mol/yr이다 (Edmond et al., 1985).

그러나 강수에 포함된 풍부한 영양염들은 식물플랑크톤의 활발한 섭취로 인하여 수심이 얕은 기수역조차도 육상수로부터의 영향이 10% 이내 (Nixon & Pilson, 1983; Carpenter, 1984)이기 때문에 동중국해에서는 연안 근처를 제외하고는 육상수로부터의 영향은 그다지 크지 않을 것으로 사료된다.

(2). 대기로부터의 유입

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

동중국해로 유입되는 총강수량이 연간 약 1400 km^3, 질소계 영양염, 인산이온 및 규산농도는 약 33, 0.26, 98 μmol/l (Chen et al., 1995)이다. 대륙붕 면적을 5.6 x 10^5 km^2로 추정하고 연간 동중국해로 유입되는 이들 영양염들의 연간 해표면 침적율을 계산하여보면 질소계 영양염이 약 0.14 mmol/m^2/yr이다.

동중국해에서의 일차생산력은 평균 220 gC/m^2/yr (Chen et al., 1995)로서 Redfield 비율인 C/N 비율 약 7을 이용하여 본해역에서 식물플랑크톤에 의한 질소요구량을 계산해보면 2,619 mmol/m^2/yr 이다. 따라서 동중국해에서의 식물플랑크톤 일차생산력을 위해 요구되는 질소요구량중 빗물에 의한 기여도는 1 % 이하로 상당히 작다.

(3). 퇴적물로부터의 재생에 의한 공급

동중국해 대륙붕역은 일차생산력이 연간 100-300 gC/m^2 으로서 생산성이 높은 지역중의 하나이다 (Su, 1990). 이러한 유광대에서의 높은 일차생산력의 결과로 해저상에는 상당한 생물기원물질이 쌓인다. 이들 생물기원물질들은 퇴적물 내에서 분해되고 재무기화작용 (remineralization)을 통해 용존무기영양염류가 해저-해수 경계면에서 확산과 이류를 통해 상층해수로 공급되어 주요 영양염 공급원으로서 작용할 수 있다 (Lerman, 1979).

Kato 와 Terunuma (1994)는 동중국해에서의 공극수를 분석하여 해저경계면을 통해 퇴적물로부터 상층해수로 방출되는 용존무기영양염들의 플럭스를 계산한 결과, 질소계 영양염의 경우는 대륙붕역에서 연간 평균 112 (Sand 지역) - 294 (mud 지역) mmol/m^2, Okinawa Trough에서 181 - 535 mmol/m^2 (총질소계 영양염; 291 mmol/m^2/yr)이 공극수로부터 공급된다고 추정하였다. 반면에 Ito 등 (1994)은 저생상자 (benthic chamber)를 이용한 산소소모율 계산을 통해 용존무기영양염의 방출률을 추정한 결과, 대륙붕역에서의 질소계 영양염 방출율은 6.3 - 34 x 10^{-3} mmol/m^2/hr, Okinawa Trough에서는 4.3 x 10^{-3} mmol/m^2/hr, 이었다. 시간에 따른 변화율이 없다고 가정할 경우에는 대륙붕역에서의 질소계 영양염 방출은 55 - 297 mmol/m^2/yr 로서 Kato와 Terunuma (1994)의 결과와 유사하다.

동중국해 대륙붕역에서의 표층 퇴적물은 양쯔강 하구부근을 제외하고는 거의 대부분이 sand로 구성되어있다고 가정하면 동중국해 대륙붕역에서의 식물플랑크톤 일차생산력을 위해 요구되는 질소요구량중 최소 약 4.3 % 이상이 대륙붕 퇴적물로 부터의 용출에 의해 수층으로 공급된다고 볼 수 있다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Table 10-1. Calculated upward diffusive fluxes of ammonium and nitrate in the East China Sea.

Location	Upward diffusive Flux ($mmol/m^2/yr$)	Reference
The continental shelf	NO_3 : 94 (sand 지역)	Kato & Terumuma (1994)
	242 (mud 지역)	Kato & Terumuma (1994)
	NH_4 : 18 (sand 지역)	Ito et al. (1994)
	52 (mud지역)	Kato & Terumuma (1994)
The continental slope	NO_3 : 53	Kato & Terumuma (1994)
	NH_4 9	Kato & Terumuma (1994)
The Okinawa Trough	NO_3 : 286	Kato & Terumuma (1994)
	NH_4 : 5	Ito et al. (1994)

(4). 쿠로시오 중층수의 용승

동중국해 대륙붕역 저층수는 높은 용존무기영양소 농도를 보이는 중국연안수, 황해저층냉수 (Yellow Sea Cold Water) 및 쿠로시오 중층수의 영향을 받는 해수로 가정할 수 있다. 이러한 다양한 공급원중 하계 황해저층냉수의 수온 및 염분은 <11 ℃, 31-34 psu 범위로 밝혀져 있으나 (Park, 1985), 본 조사에서 동중국해 대륙붕 저층수의 염분은 대부분이 34.4 psu 이상의 고염으로 이루어져 있다. 또한 수심 200 m 의 대륙붕단을 경계로 하여 용존산소와 용존무기영양소농도가 외해쪽으로 급격히 감소하는 농도구배현상은 대륙사면 심층수가 대륙붕단을 따라 용승됨을 암시한다. 이러한 용승해수는 쿠로시오수계와 대륙붕역간의 물질교환에 있어 중요한 역할을 하기때문에 이미 많은 학자들에 의해 연구되어져 왔다 (Liu et al., 1992; Ito et al., 1994; Chen et al., 1995). 본 연구에서도 용승에 의해 공급되는 년간 용존무기영양염류는 질산이온이 0.79 $mol/m^2/yr$, 인산이온이 0.09 $mol/m^2/yr$, 규산이 1.77 $mol/m^2/yr$이 연간 용승에 의해 공급되는 것으로 추정되었다 (이 등, 1995).

용승에 의해 대륙붕역으로 공급된 용존무기영양염이 겨울철 활발한 수직혼합으로 표층으로 공급된다고 가정하면, 일차생산력을 위해 요구되는 질소계 영양염중 약 30 % 정도가 용승에 의해 공급된다. 따라서 동중국해에서는 영양염이 풍부한 대륙사면 심층수의 용승에 의한 공급이 동중국해 대륙붕역에서의 식물플랑크톤에 의한 일차생산력을 유지시키는데 상당히 중요함을 알 수 있다.

위의 내용을 종합하여 보면 강수 및 빗물에 의한 공급이 약 <10 %, 퇴적물로부터의 유입은 약 4.3 %, 대륙사면 심층수의 용승에 의한 공급은 약 30 % 를 제외한 나머지는 주변해수로부터의 유입 및 수층에서의 생물학적인 재생산과정에

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

의한 공급등이다. 이러한 동중국해 대륙붕역에서의 정확한 영양염 공급원에 대한 수지는 탄소고정율을 결정하기 때문에 이에대한 정확한 정량화 작업이 요구된다.

제 6 절 결 론

동중국해에서의 시공간적인 친생물원소의 분포특성은 다음과 같다.

(1) 표층에서의 용존산소 및 용존무기영양소농도는 수온 및 염분이 낮은 한국 서남해역 및 남해역에서 높은 반면에 고온 고염인 쿠로시오 해역에서 낮다. 쿠로시오는 동중국해로 흘러 들어온 후에도 낮은 용존산소 및 용존무기영양소 함량을 가진 성질을 계속 유지하기 때문에 빈영양의 쿠로시오수와 고영양염의 연안수간의 혼합과정은 동중국해에서의 용존산소 및 용존무기영양소 함량 분포 및 변화에 중요하다.

(2) 일반적인 용존산소 및 용존무기영양소 농도는 수온 및 염분분포 형태와 비슷하여 본 조사해역에서의 용존산소 및 용존무기영양소농도 분포는 물리특성에 의존한다고 볼 수 있다.

(3) 대륙붕역에서의 용존무기영양소 농도분포는 대륙사면심층수의 용승세기와 쿠로시오 유속의 차이에 따라 상당히 다른 분포를 보인다. 대륙붕역에서의 쿠로시오와 연안수간의 강한 전선은 용존무기영양염류의 외해로의 운송을 방해하여 대륙붕역에서의 식물플랑크톤의 높은 일차생산력에 기여를 한다.

(4) 대륙붕역에서 용존산소는 성층이 발달해 있는 기간에는 매 1개월이 경과하면 유기물분해로 인하여 유광대 하부에서 14.9 μM 이 감소한다. 질산이온 및 인산이온의 경우에는 매 1개월 경과시마다 각각 1.86, 0.08 μM 이 증가한다.

(5) 영양염이 풍부한 대륙사면 심층수의 용승에 의한 공급은 약 30 % 정도로서 동중국해 대륙붕역에서의 식물플랑크톤에 의한 일차생산력을 유지시키는데 상당히 중요하다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

참고 문헌

이 등, 1994. 동중국해의 이용과 개발을 위한 동중국해 해황과 대마난류수의 기원 BSPN 00246-711-1, 226pp.

이 등, 1995. 쿠로시오해역과 동중국해의 해양순환 (1차년도) - 동중국해 동부해역 중심 - BSPN 00257-812-1, 462pp.

이 등, 1996. 쿠로시오해역과 동중국해의 해양순환 (1차년도) - 동중국해 동부해역 중심 - BSPN 00278-9012-1, 467pp.

홍 등, 1993. 한반도주변해역의 화학물질수지 및 순환연구 (서남해역) BSPN 00203-614-4, 321pp.

Atikinson, L.P., 1985. Hydrography and nutrients of the southeastern U.S. continental shelf, In: Oceanography of the Southeastern U.S. Continental Shelf, edited by Atkinson, L.P., D.W. Menzel, and K.A. Bush, Americal Geophysical Union, Washington, D.C., 77-92.

Broecker, W.S., 1974. "NO", a conservative water mass tracer. Earth and Planetary Science Letters, 23, 100-107.

Broecker, W.S. and T.-H. Peng, 1986. Tracers in the sea. Eldigio Press, 690p.

Beardsley, R.C., R. Limeburner, H. Yu and G.A. Cannon, 1985. Discharge of the Changjang (Yangtze River) into the East China Sea. Cont. Shelf Res. 4:57-76.

Carpenter, E.J. and D.G. Capone, 1984. Nitrogen in the marine environment. Academic Press, 900pp.

Chen, C.T.A., C.T. Liu and S.C. Pai, 1994. Transport of oxygen, nutrients and carbonates by the Kuroshio current, Chin. J. Oceanol. Limnol. 12(3):220-227.

Chen, C.T.A., R. Ruo, S.C. Pai, C.T. Liu and G.T.F. Wong, 1995. Exchange of water masses between the East China Sea and the Kuroshio off northeastern Taiwan. Continental Shelf Res. 15(1):19-39.

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.

Edmond, J.M., A. Spivack, B.C. Grant, H. Ming-hui, C. Zexiam, C. Zexiam, C. Sung and Z. Xiushan, 1985. Chemical dynamics of the Changjiang estuary. Cont. Shelf Res. 4:17-36.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Fei, Z. 1990. An analysis on the formation mechanism of the distribution of high content of chlorophyll-a in the continental shelf edge of the East China Sea. Japan- China Joint Research Programme on the Kuroshio (JRK), 258-269.

Fu, Y., 1992. Influence of Kuroshio water on the distribution of dissolved oxygen in the northern East China Sea. Acta Oceanol. Sin., 11:305-316.

Gamo, T and Y. Horibe, 1983. Abyssal circulation in the Japan Sea. J. Oceanogr. Soc. Japan, 39, 220-230.

Gong. G.C., K.K. Liu, S.C. Pai and C.T. Liu, 1994. Temperature - nitrate relationship in the Kuroshio and adjacent sea surrounding Taiwan.

Grasshoff, K., M. Ehrhardt and K. Kremling, 1983. Methods of seawater analysis. verlag chemic., 419pp.

Gu 1980.

Guan, B., 1985. Major features of the shallow water hydrography in the East China Sea and Huanghai Sea. J. Oceanogr. Huanghai and Bohai Sea (in Chinese), 3 (4), 1-11.

Hung, T.C., C.C.H. Tsai and Z.C. Liu, 1975. Apparent oxygen utilization-nutrients relations in the western and northern coast of Taiwan. Acta Oceanogr. Taiwanica, 5:95-105.

Imai, M., K. Fushimi and J. Ohyama, 1994. Distribution and behaviors of chemical substances in the East China Sea and Yellow Sea. The Oceanogr. Magazine, 44(1-2):59-75.

Isschiki, K., Y. Sohrin and E. Nakayama, 1991. Forms of dissolved silicon in seawater. Mar. Chem., 32:1-8.

Ito N., S. Suzuki and T. Ikeya, 1994. Benthic flux chamber experiments in the East China Sea: Results of MASFLEX porewater study. Global fluxes of carbon and its related substances in the coastal sea-ocean-atmosphere system. Proceedings of the 1994 Sapporo IGBP Symposium, 558p.

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.

Kato Y. and Y. Terunuma, 1994. Recycling of biogenic materials in sediments from the East China Sea: Results of MASFLEX porewater study. Global fluxes of carbon and its related substances in the coastal sea-ocean-atmosphere system. Proceedings of the 1994 Sapporo IGBP Symposium, 558p.

KEEP, 1993. Kuroshio edge exchange processes. Monograph vol. 1.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

KEEP, 1994. Kuroshio edge exchange processes. Monograph vol. 2.

Kondo, M. 1985. Study on oceanic conditions at fishing ground in the East China Sea and Yellow Sea-1 (Distribution of average water temperature and salinity in the 50m depth and the bottom layer). Bulletin of Seikai Region Fisheries Research Laboratory, 62.

Liu, K.K., S.C. Pai and C.T. Liu, 1988. Temperature-nutrient relationships in the Kuroshio and adjacent waters near Taiwan. Acta Oceanogr. Taiwanica, 21:1-17.

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. Geophysical Res., 97(C8):12511-12526.

Lu, S., Q. Yao, and Z. Chen, 1992. Transport patterns of micro- nutrient elements from the continental shelf of the East China Sea to the Kuroshio area. Acta Oceanol. Sinica, 11(2):219-230.

Nakagawa, N., 1989. Nutrients, chlorophyll-a and phytoplankton distribution around the Kuroshio front in the East China Sea, Proceedings of Japan China Joint Symposium of the Cooperative Study on the Kuroshio, Nov. 14-16, 1989, Tokyo, Japan. 270-277.

Ning, X., Z. Liu and Z. Liu, 1990. Environmental regulation of potential primary production in the Changjiang Estuary and plume. In. the biogeochemical study of the Changjiang Estuary. China Ocean Press, 150-155.

Nixon, S.W., and M.Q. Pilson, 1983. Nitrogen in estuarine and coastal marine ecosystem. in Carpenter and Capone(ed.). Nitrogen in the marine environment. Academic Press. 565-648.

Okada, R., 1990. Distribution of water masses in the East China Sea. Japan-China Joint Research Programme on the Kuroshio (JRK), 170-183.

Park, Y.H., 1985. Sone important summer oceanographic phenomena in the East China Sea. J. of the Oceanogr. Soc. Korea, 20(2):12-21.

Prahl, F.G., J. T. Bennett and R. Carpenter, 1980. The early diagenesis of aliphatic hydrocarbons and organic matter in sedimentary particulates from Dabob Bay, Washington. Geochimica et Cosmochimica Acta, 44:1967-1976.

Pytkowicz, R.M., 1972. On the apparent oxygen utilization and the preformed phosphate in the oceans. Limnol. Oceanogr., 16:39-42.

Redfield, A.C., B.H. Ketchum and F.A. Richards, 1963. The influence of

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

organisms on the composition of seawater, 26-77. In. M.N. Hill et al. [eds], The sea, vol.2. Wiley-Interscience.

Romankevich, E.A., 1984. Geochemistry of organic matter in the ocean. Springer, New York. 360pp.

Sagi, T., 1990. Distribution and behavior of nutrients under the influence of the Kuroshio in the East China Sea. Japan- China Joint Research Programme on the Kuroshio (JRK), 238-247.

Song, W., K. Lin and B. Guo, 1990. A study on the source of the Tsushima warm current water. Science and technology agency, Japan state oceanic administration, China. 361pp.

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.

Tashiro, T., T. Urashima and T. Shimizu, 1989. Formation, movement and mixing process of the Yellow Sea Cold Water. KER annual contribution, 85-95.

Wen, L.S., K.K. Liu, S.C. Pai and C.T. Liu, 1989. Apparent oxygen utiliztion in the western Philippine Sea and shelf waters near Taiwan, Acta Oceanogr. Taiwanica. 23:19-32.

Wong, G.T.F., S.C. Pai, K.-K. Liu, C.-T. Liu, and C.-T.A. Chen, 1991. Variability of the chemical hydrography at the frontal region between the East China Sea and the Kuroshio in the North East of Taiwan. Estuar. Coast. Shelf Sci., 33:105-120.

Yu G., J. Zhou & X. Liao, 1990. The biogeochemical behaviors of pollutants and nutrients in the Changjiang Estuary and its adjacent sea areas; Biogeochemical study of the Changjiang Estuary. 897pp.

Yuheng, W. and J. Guochang, 1988. The study aquatic chemical characteristic in some Bays along the coastal region Zhejiang province. Acta oceanological sinica, 10(3): 302-307.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

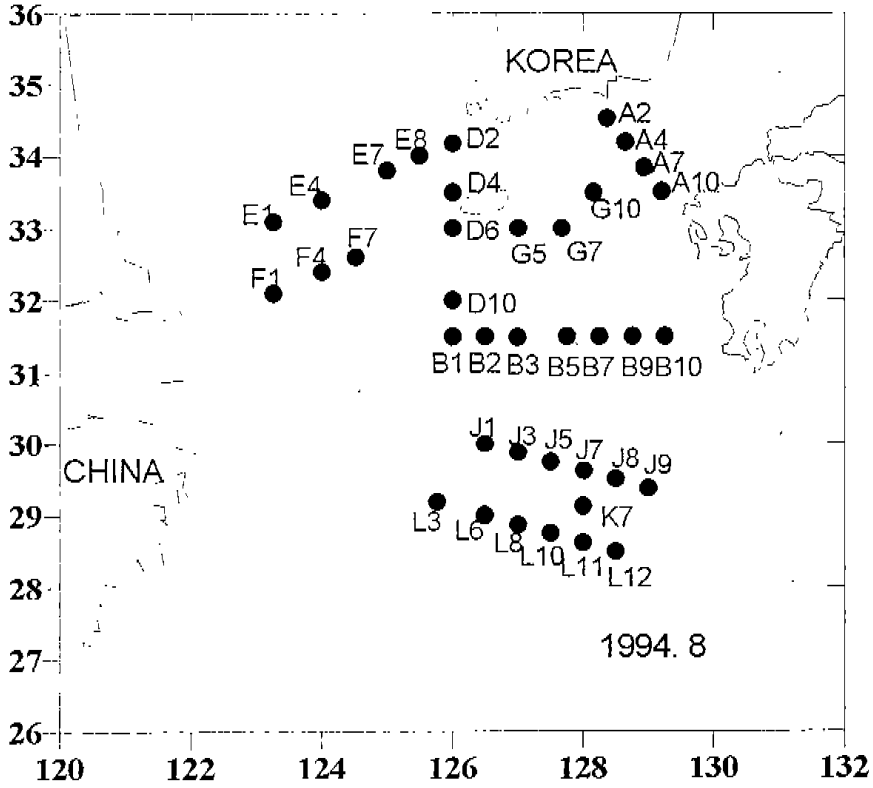


Fig. 10-1. Location of sampling stations in the East China Sea in August, 1994.

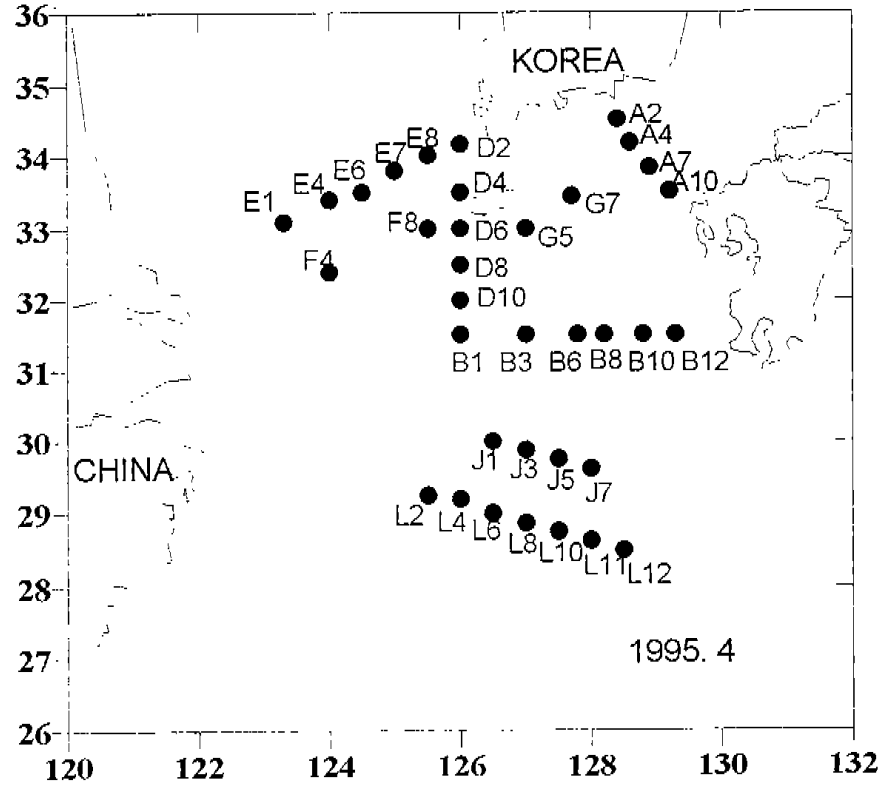


Fig. 10-2. Location of sampling stations in the East China Sea in April, 1995.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

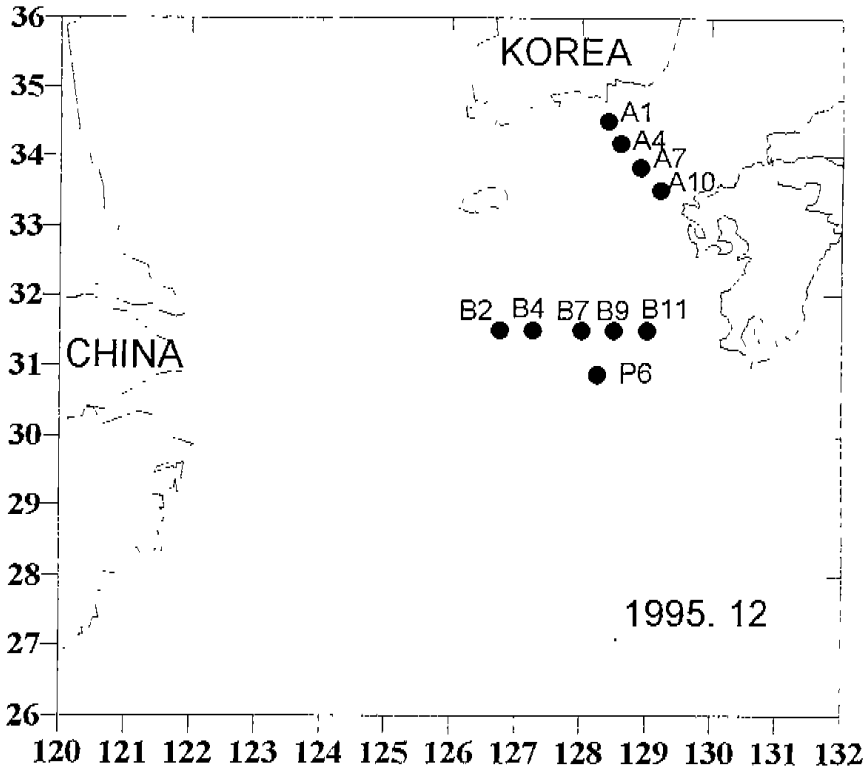


Fig. 10-3. Location of sampling stations in the East China Sea in December, 1995.

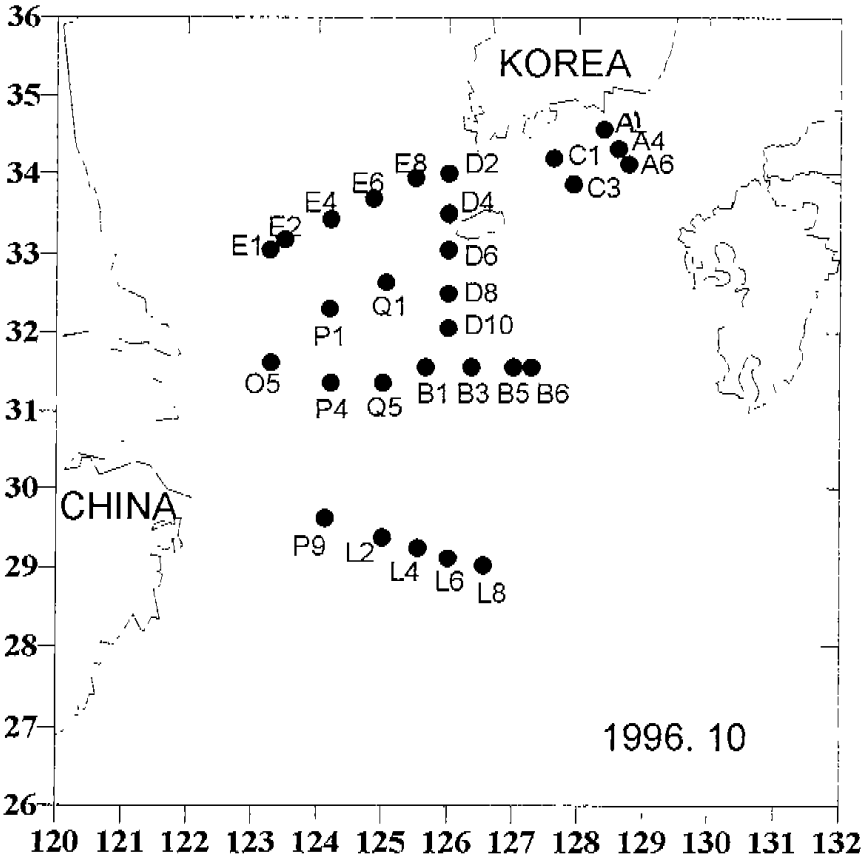


Fig. 10-4. Location of sampling stations in the East China Sea in October, 1996.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

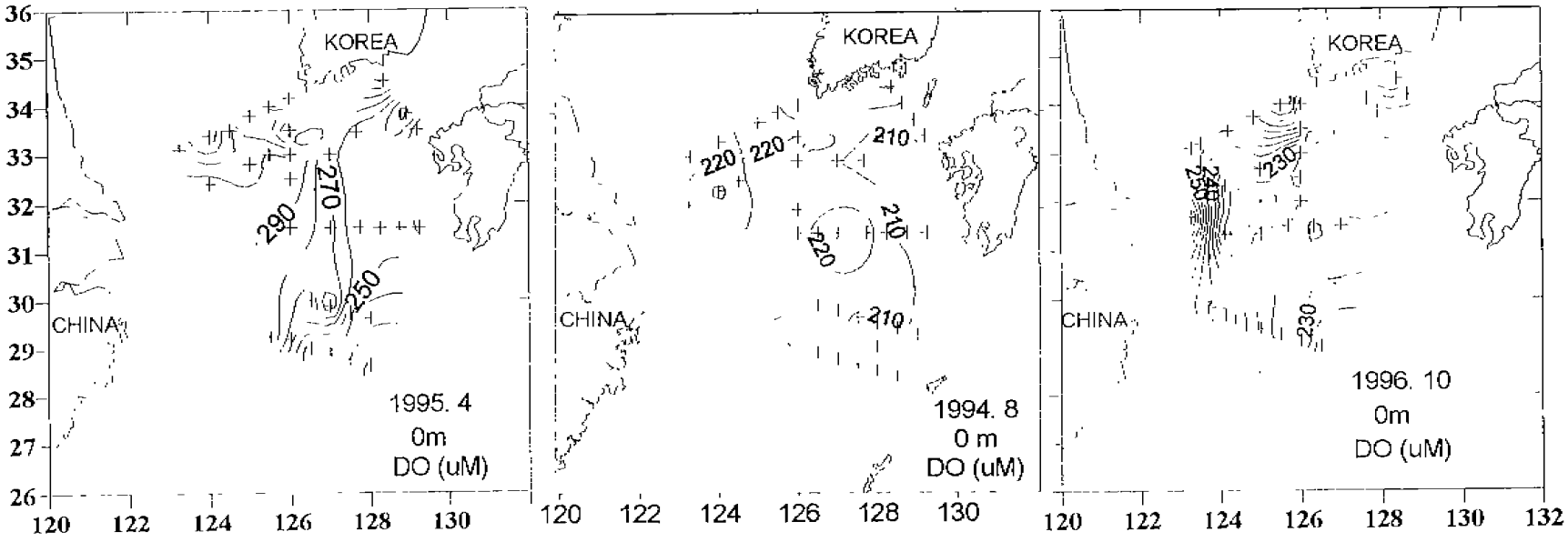


Fig. 10-5. The horizontal distribution of dissolved oxygen (μM) in the surface waters. (a) April 1995, (b) August 1994 (c) October, 1996.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

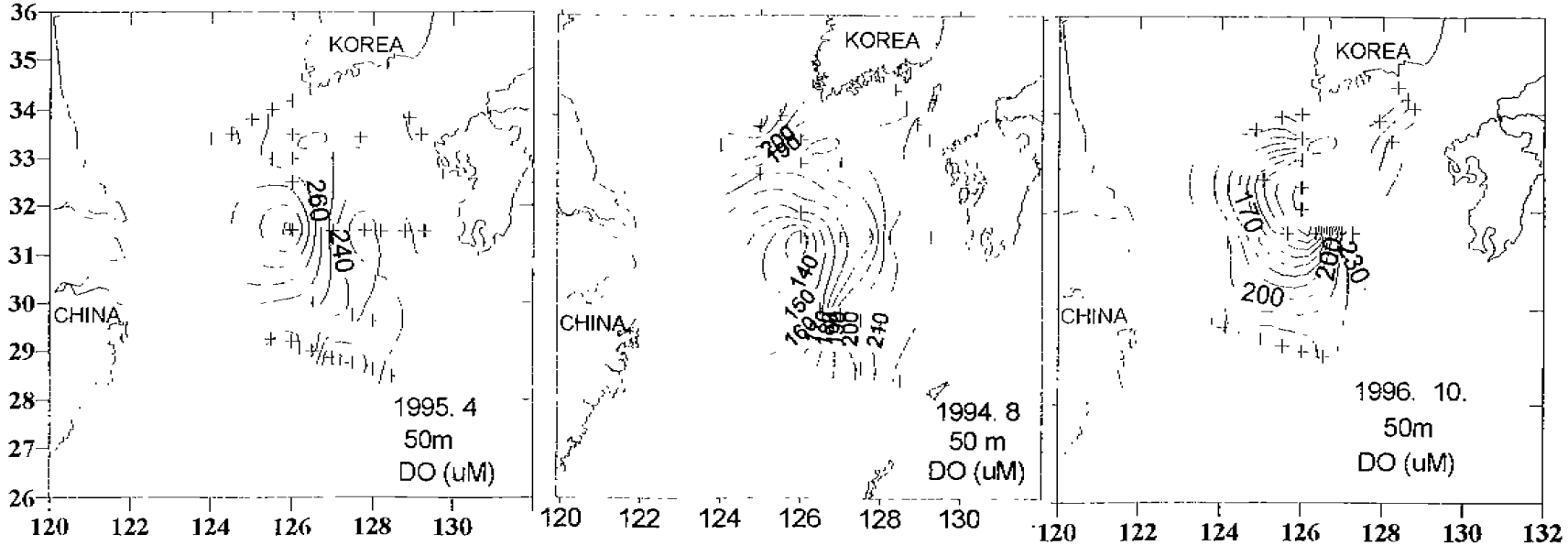


Fig. 10-6. The horizontal distribution of dissolved oxygen(μM) at 50 m layer.
(a) April 1995, (b) August 1994 (c) October, 1996.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

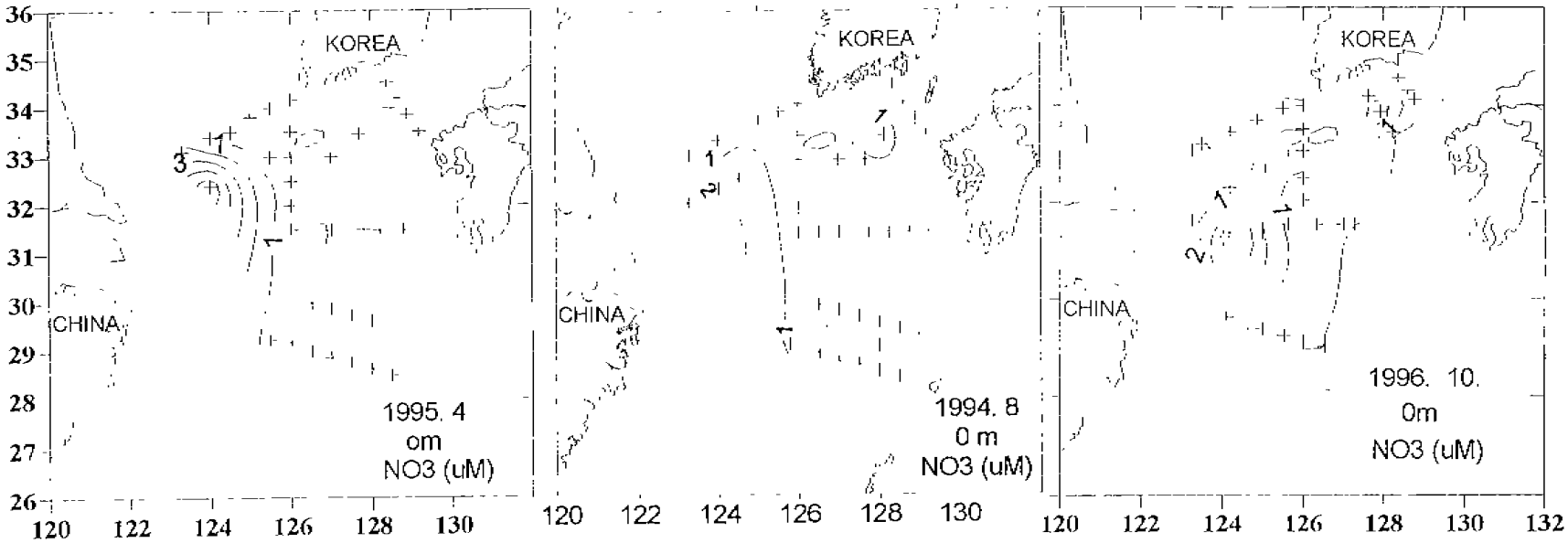


Fig. 10-7. The horizontal distribution of nitrate concentration (μM) in the surface waters. (a) April 1995, (b) August 1994 (c) October, 1996.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

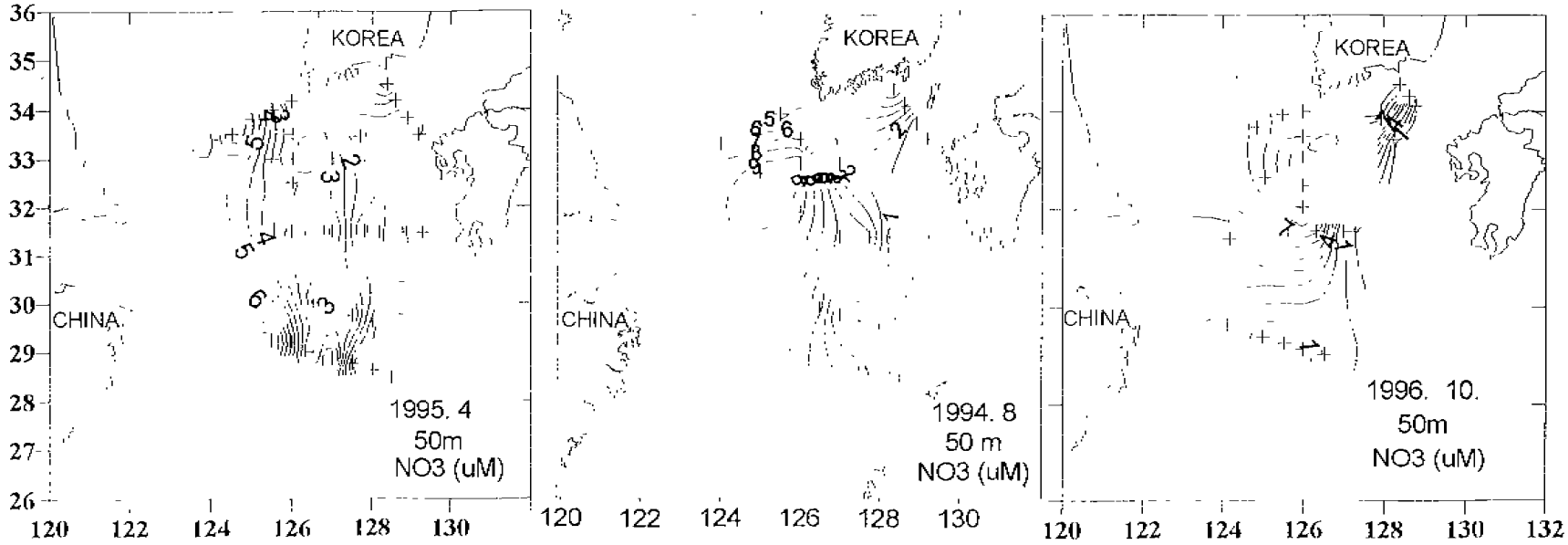


Fig. 10-8. The horizontal distribution of nitrate concentration (μM) at 50 m layer. (a) April 1995, (b) August 1994 (c) October, 1996.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

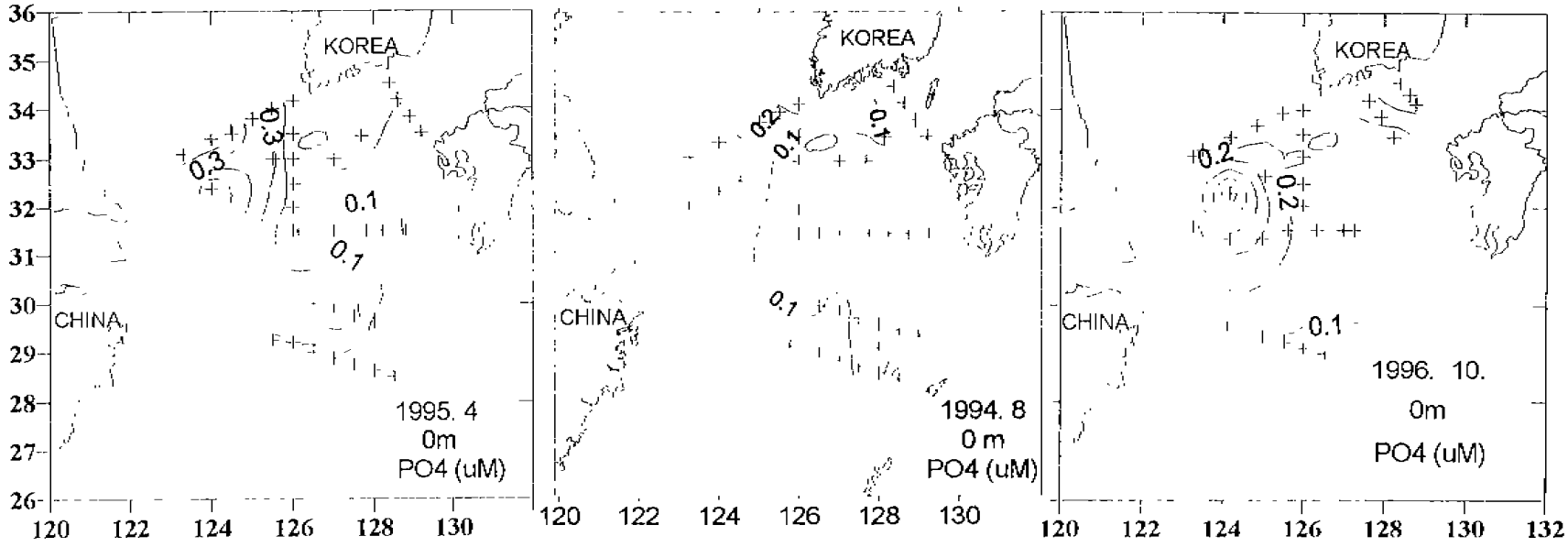


Fig. 10-9. The horizontal distribution of phosphate concentration (μM) in the surface waters. (a) April 1995, (b) August 1994 (c) October, 1996.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

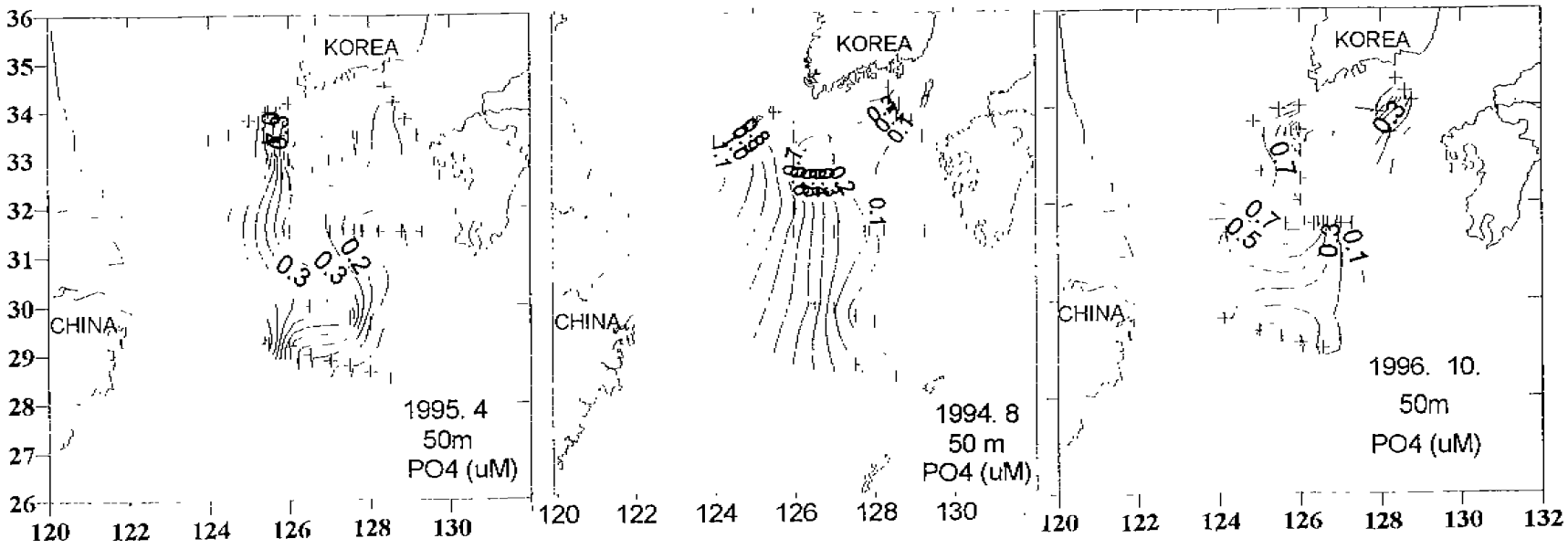


Fig. 10-10. The horizontal distribution of phosphate concentration (μM) at 50 m layer. (a) April 1995, (b) August 1994 (c) October, 1996.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

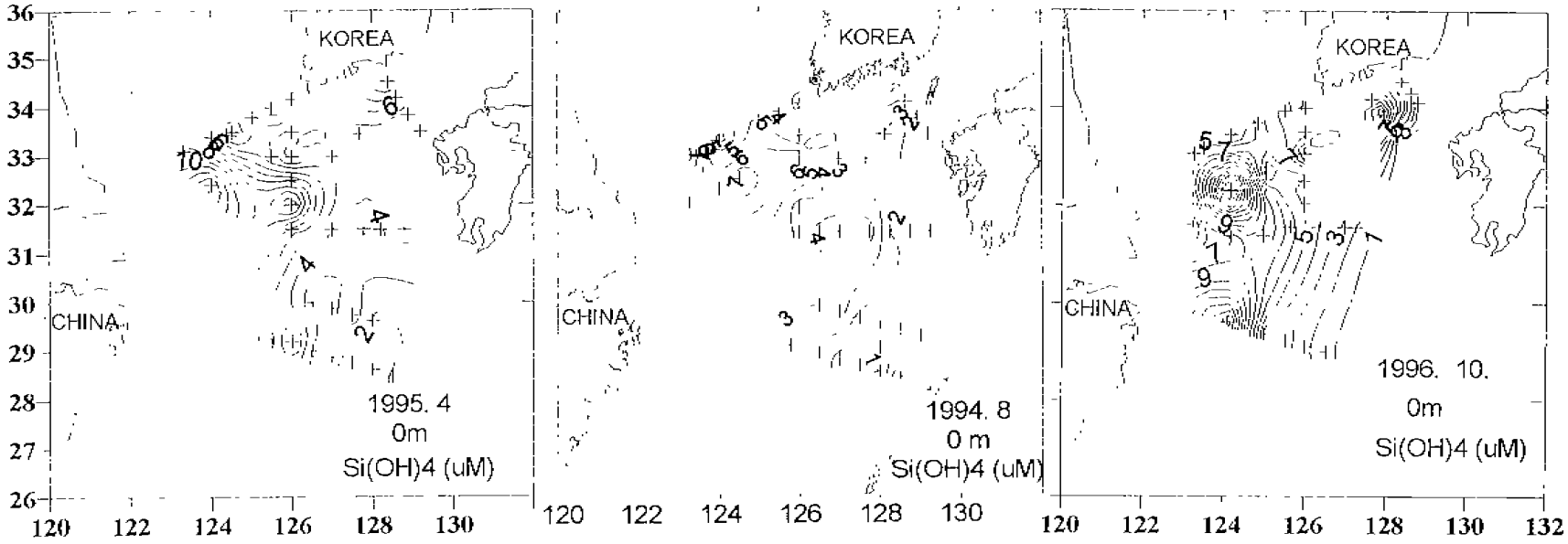


Fig. 10-11. The horizontal distribution of silicate concentration (μM) in the surface waters. (a) April 1995, (b) August 1994 (c) October, 1996.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

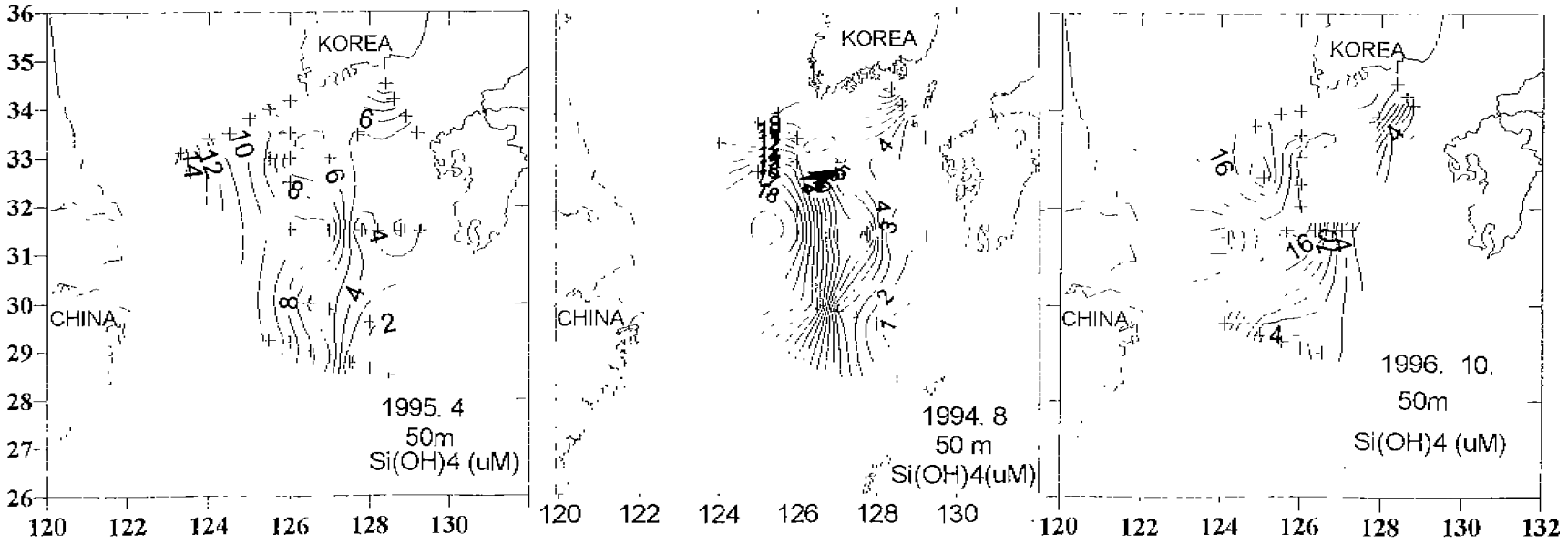


Fig. 10-12 The horizontal distribution of silicate concentration (μM) at 50 m layer. (a) April 1995, (b) August 1994 (c) October, 1996.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

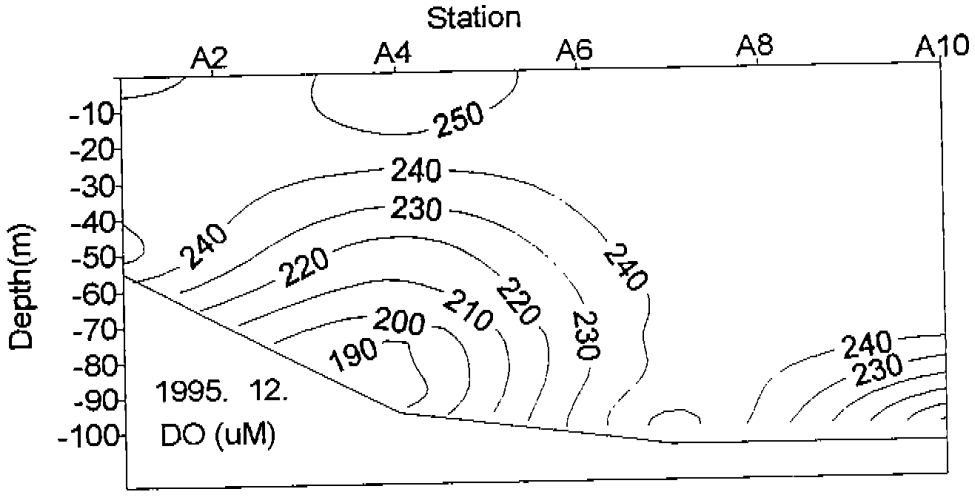


Fig. 10-13. The vertical distribution of dissolved oxygen (μM) along section B in December, 1995.

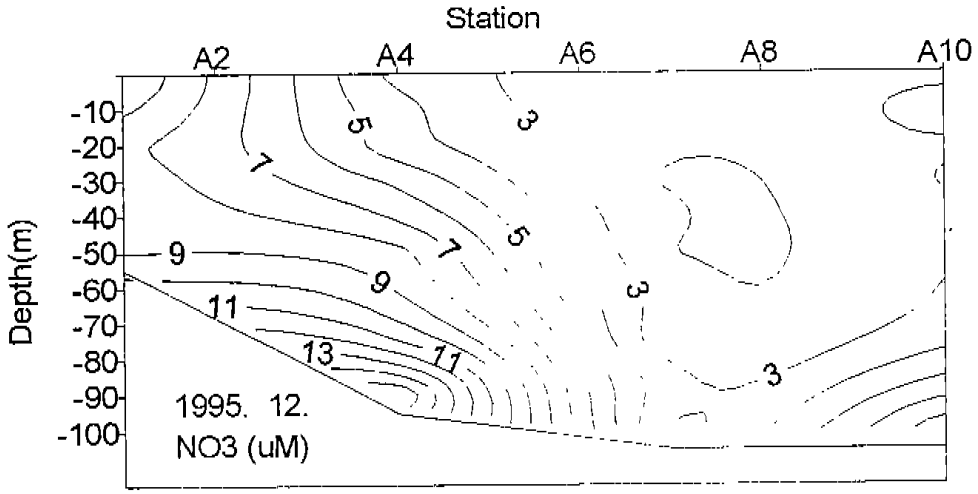


Fig. 10-14. The vertical distribution of nitrate concentration (μM) along section A in December, 1995.

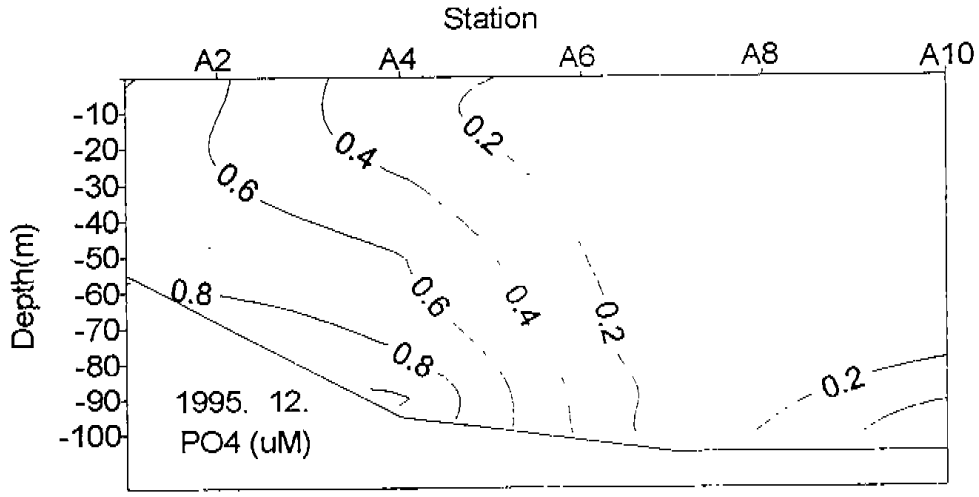


Fig. 10-15. The vertical distribution of phosphate concentration (μM) along section A in December, 1995.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

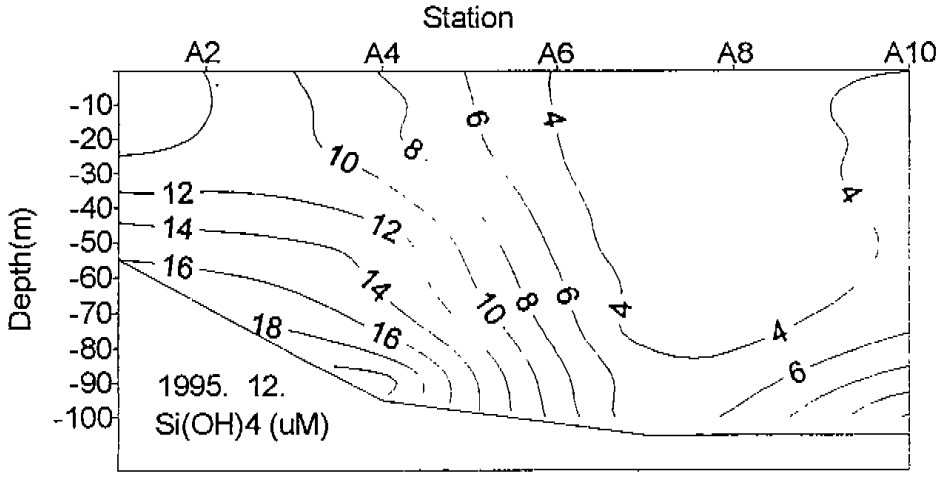


Fig. 10-16. The vertical distribution of silicate concentration (μM) along section A in December, 1995.

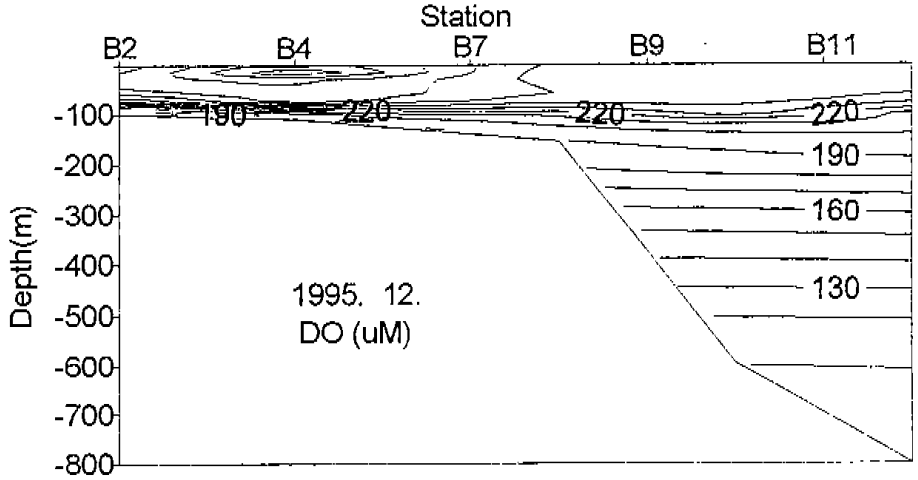


Fig. 10-17. The vertical distribution of dissolved oxygen (μM) along section B in December, 1995.

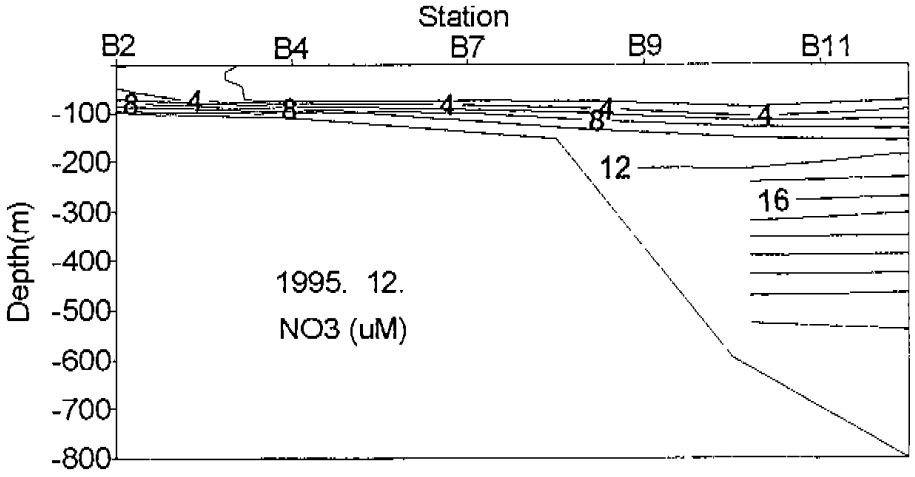


Fig. 10-18. The vertical distribution of nitrate concentration (μM) along section B in December, 1995.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

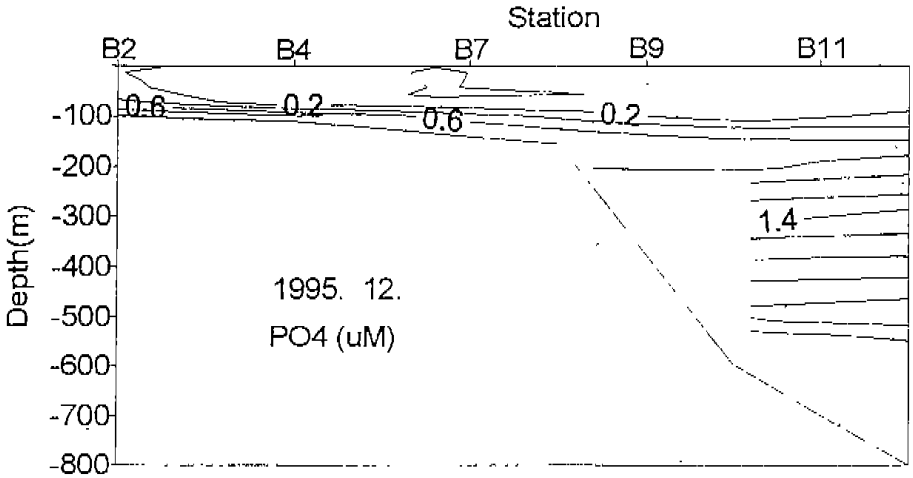


Fig. 10-19. The vertical distribution of phosphate concentration (μM) along section B in December, 1995.

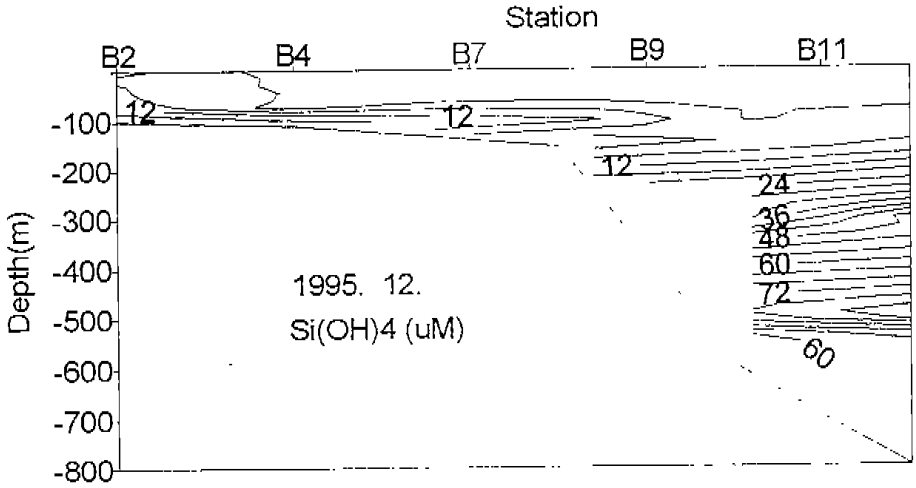


Fig. 10-20. The vertical distribution of silicate concentration (μM) along section B in December, 1995.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

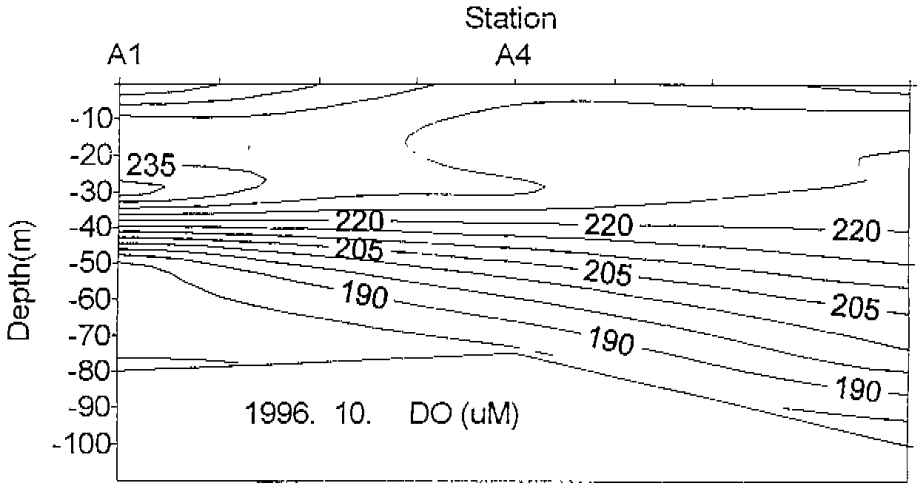


Fig. 10-21. The vertical distribution of dissolved oxygen (μM) along section A in October, 1996.

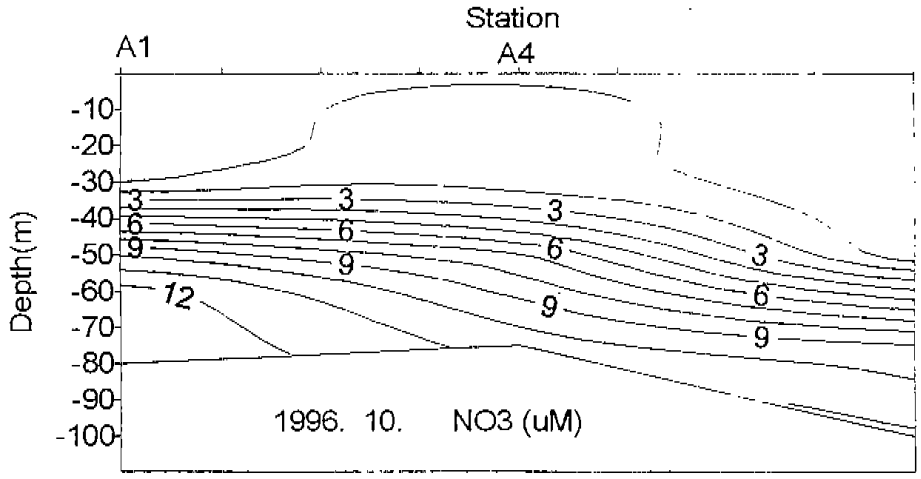


Fig. 10-22. The vertical distribution of nitrate concentration (μM) along section A in October, 1996.

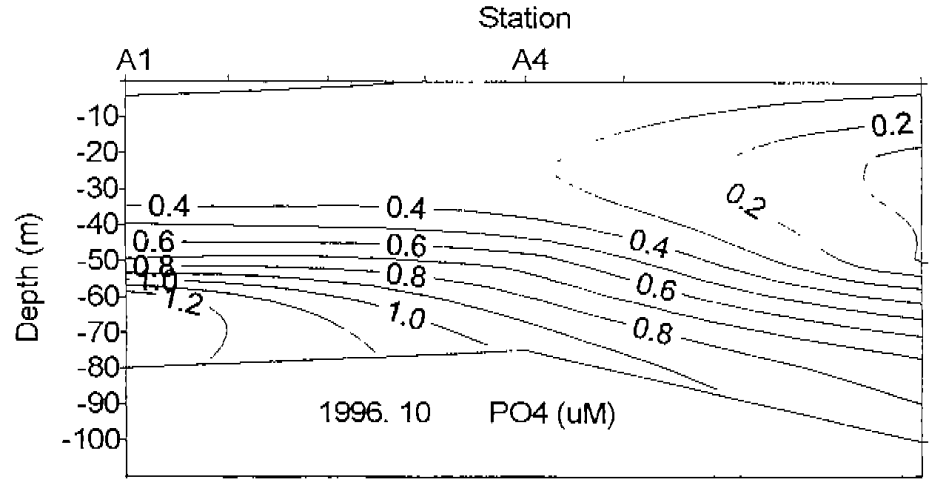


Fig. 10-23. The vertical distribution of phosphate concentration (μM) along section A in October, 1996.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

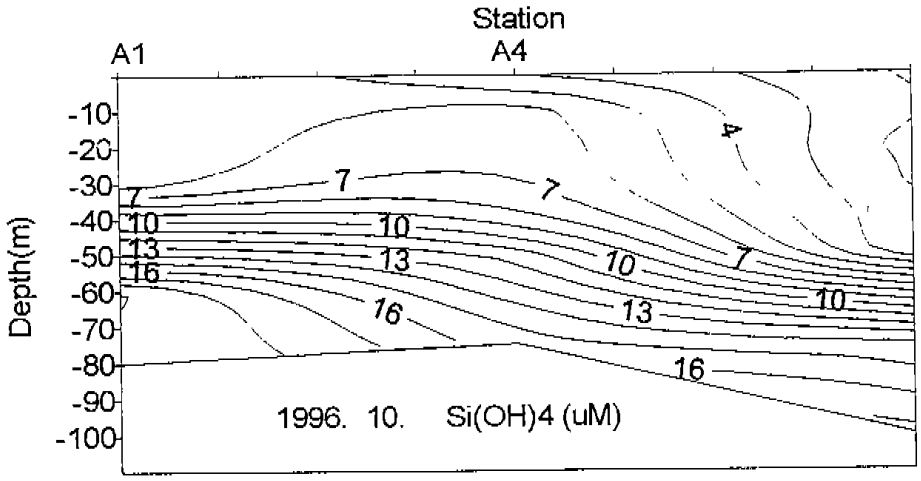


Fig. 10-24. The vertical distribution of silicate concentration (μM) along section A in October, 1996.

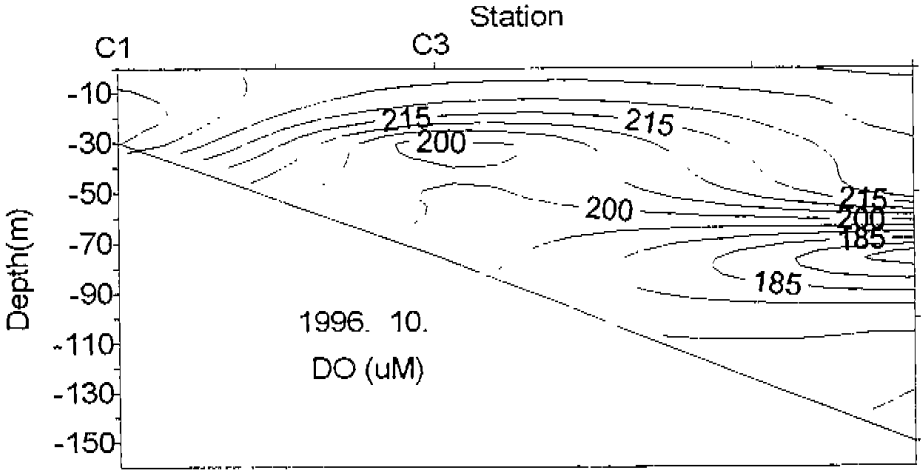


Fig. 10-25. The vertical distribution of dissolved oxygen (μM) along section C in October, 1996.

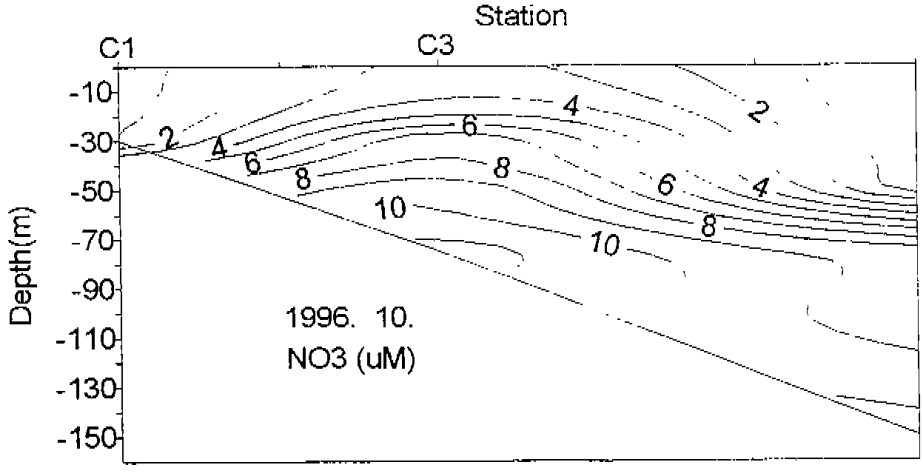


Fig. 10-26. The vertical distribution of nitrate concentration (μM) along section C in October, 1996.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

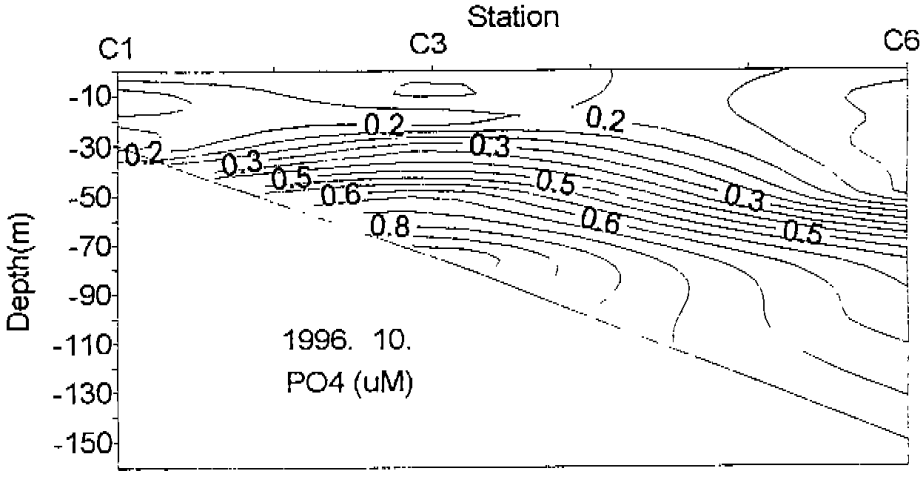


Fig. 10-27. The vertical distribution of phosphate concentration (μM) along section C in October, 1996.

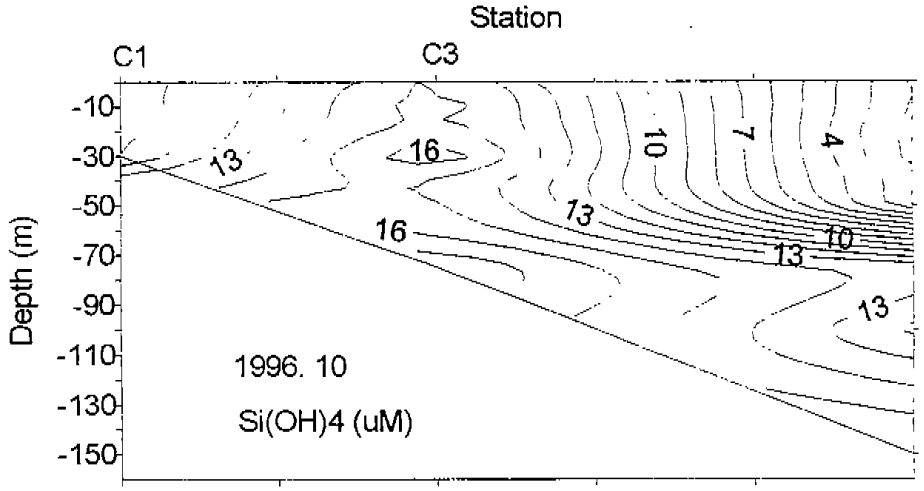


Fig. 10-28. The vertical distribution of silicate concentration (μM) along section C in October, 1996.

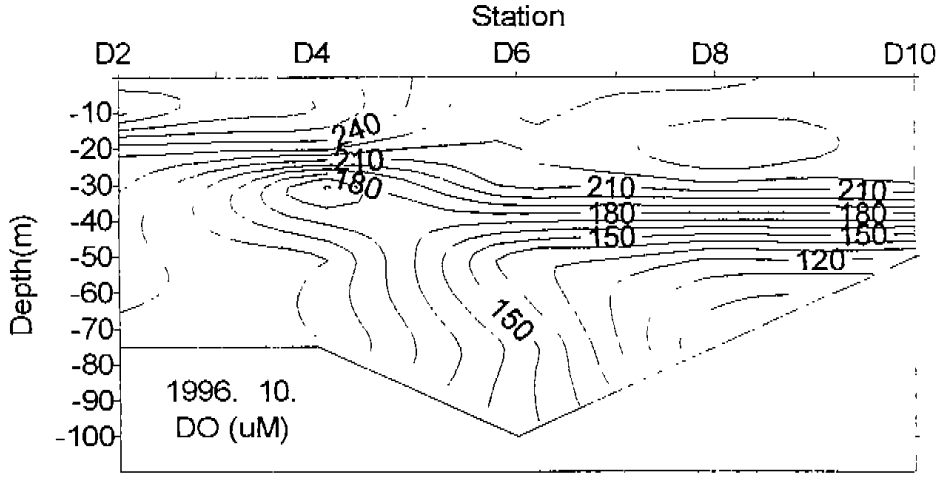


Fig. 10-29. The vertical distribution of dissolved oxygen (μM) along section D in October, 1996.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

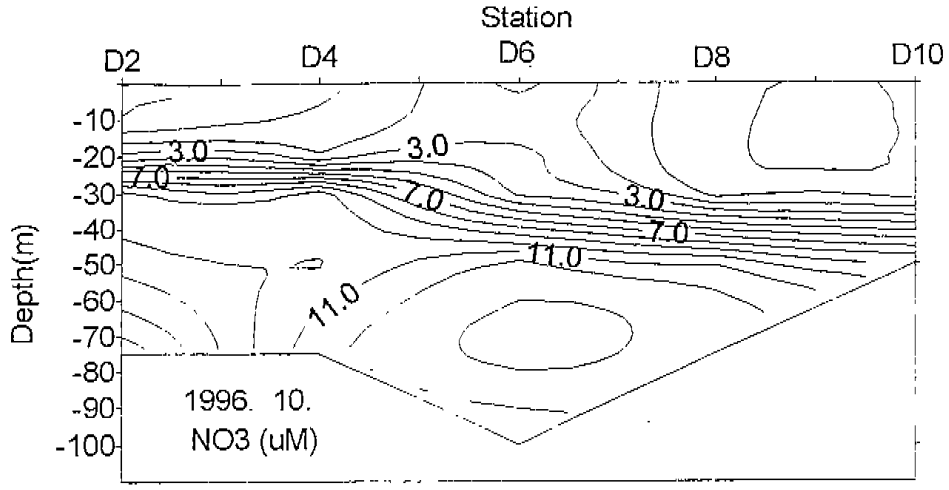


Fig. 10-30. The vertical distribution of nitrate concentration (μM) along section D in October, 1996.

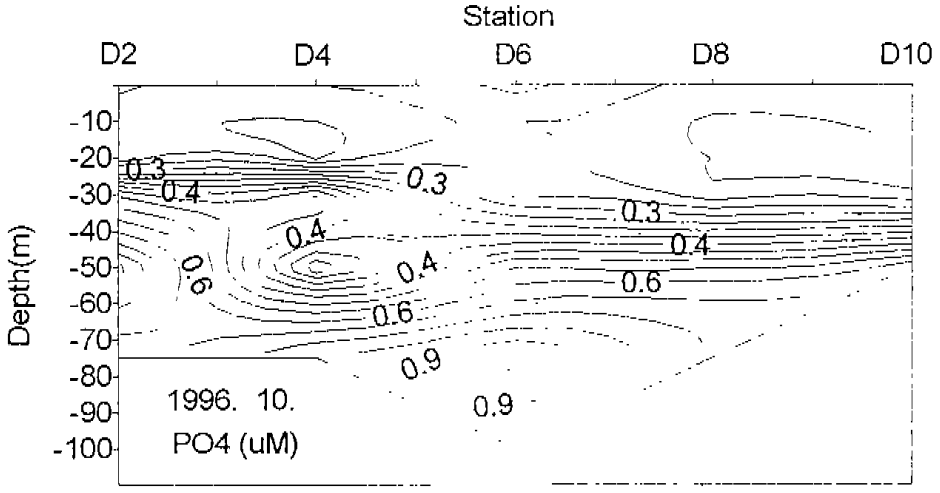


Fig. 10-31. The vertical distribution of phosphate concentration (μM) along section D in October, 1996.

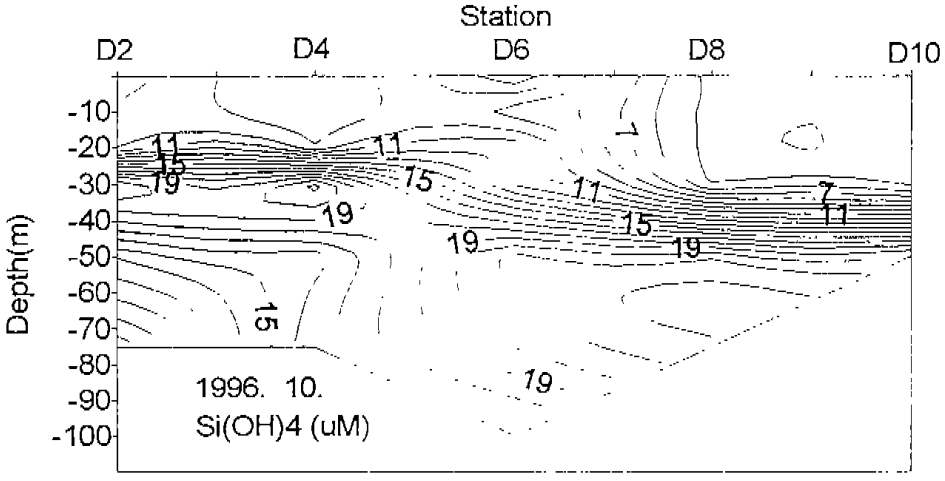


Fig. 10-32. The vertical distribution of silicate concentration (μM) along section D in October, 1996.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

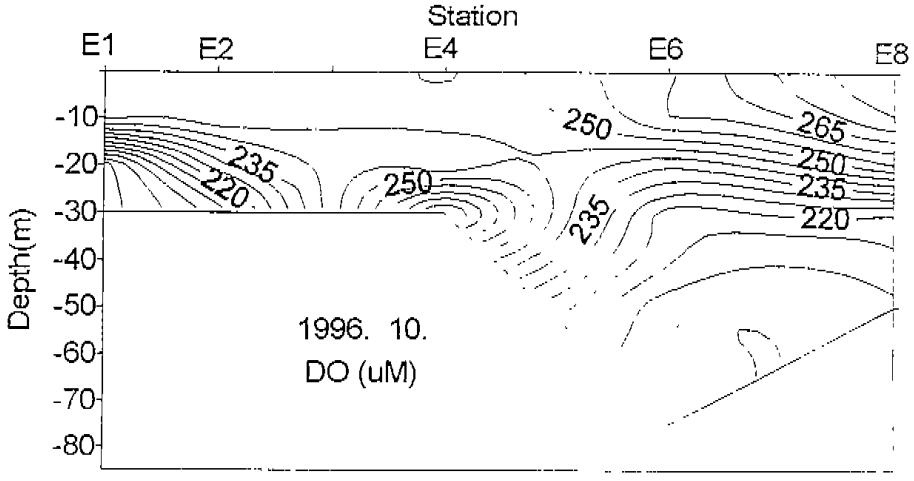


Fig. 10-33. The vertical distribution of dissolved oxygen (μM) along section E in October, 1996.

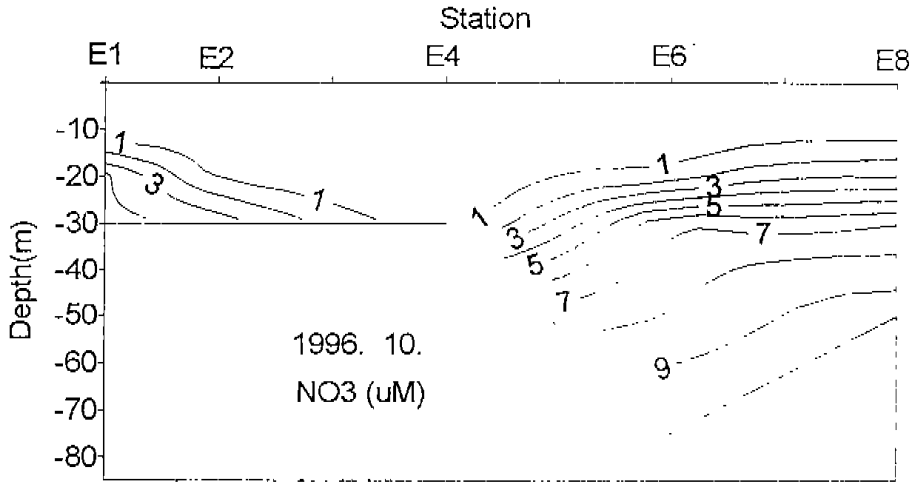


Fig. 10-34. The vertical distribution of nitrate concentration (μM) along section E in October, 1996.

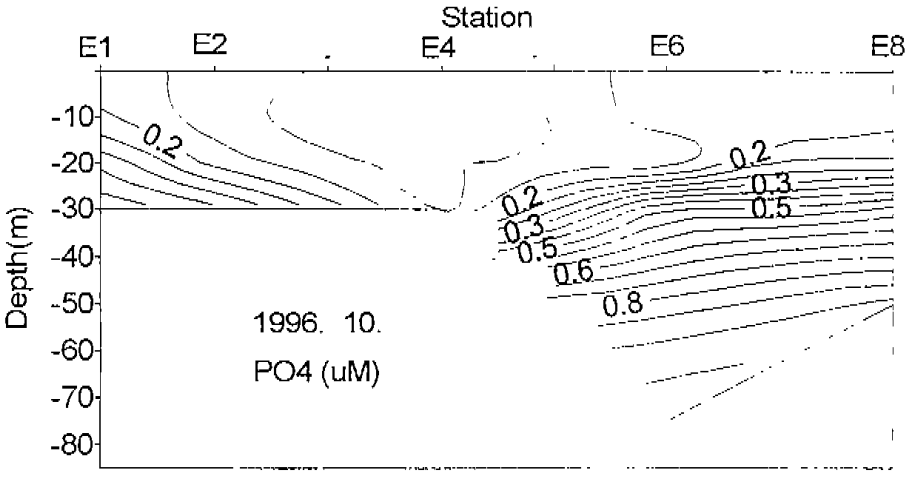


Fig. 10-35. The vertical distribution of phosphate concentration (μM) along section E in October, 1996.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

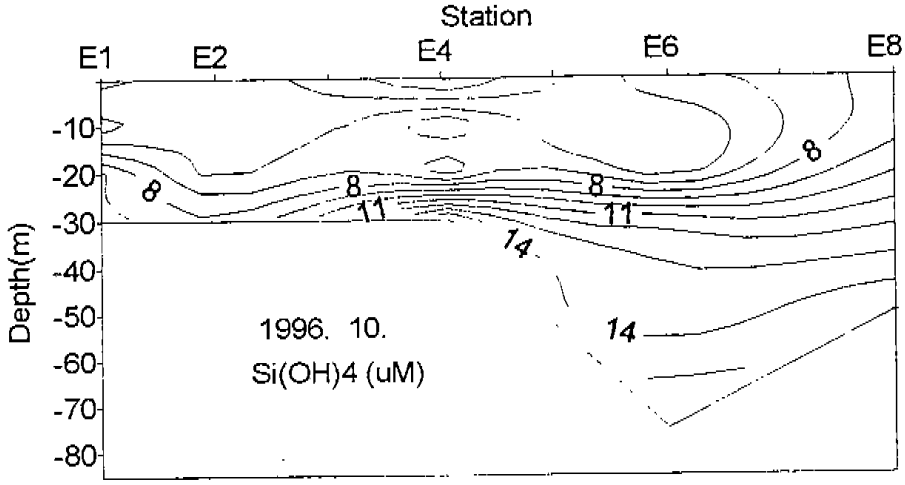


Fig. 10-36. The vertical distribution of silicate concentration (μM) along section E in October, 1996.

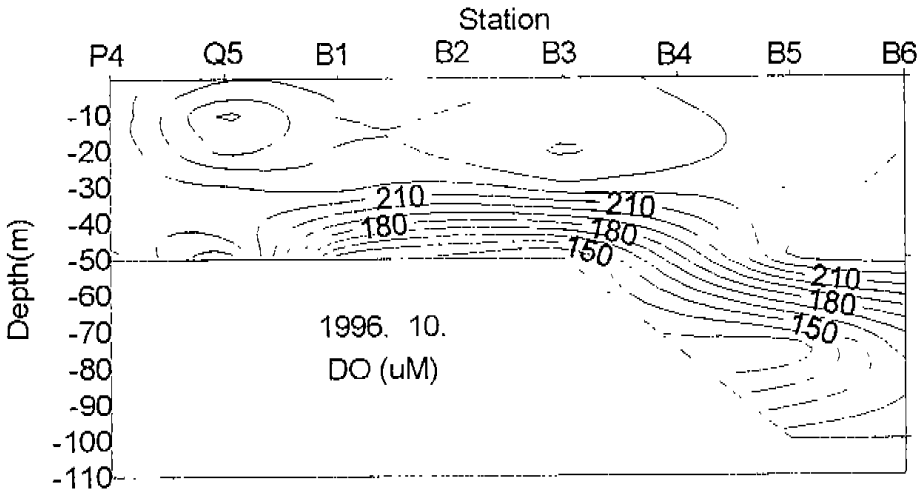


Fig. 10-37. The vertical distribution of dissolved oxygen (μM) along section B in October, 1996.

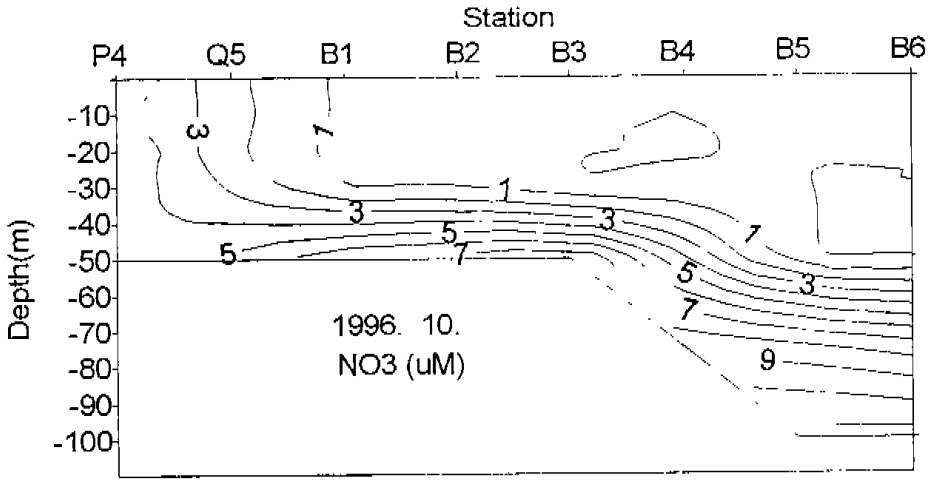


Fig. 10-38. The vertical distribution of nitrate concentration (μM) along section B in October, 1996.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

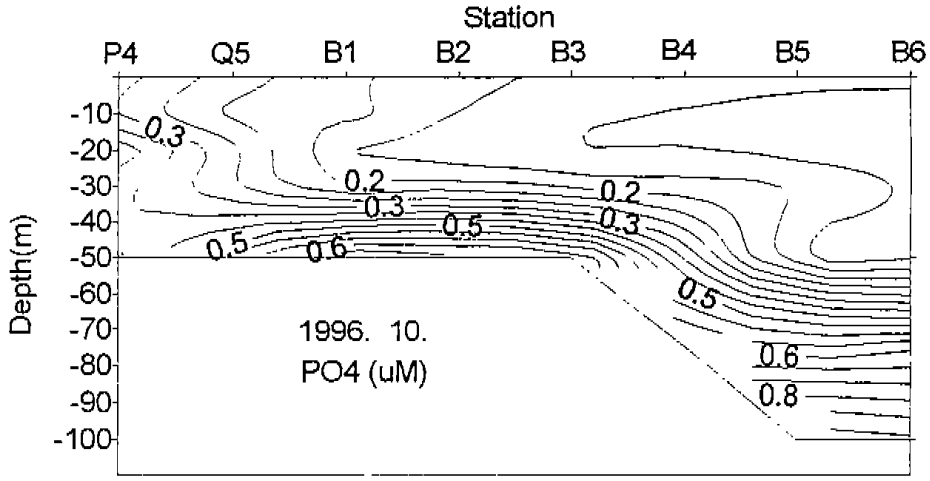


Fig. 10-39. The vertical distribution of phosphate concentration (μM) along section B in October, 1996.

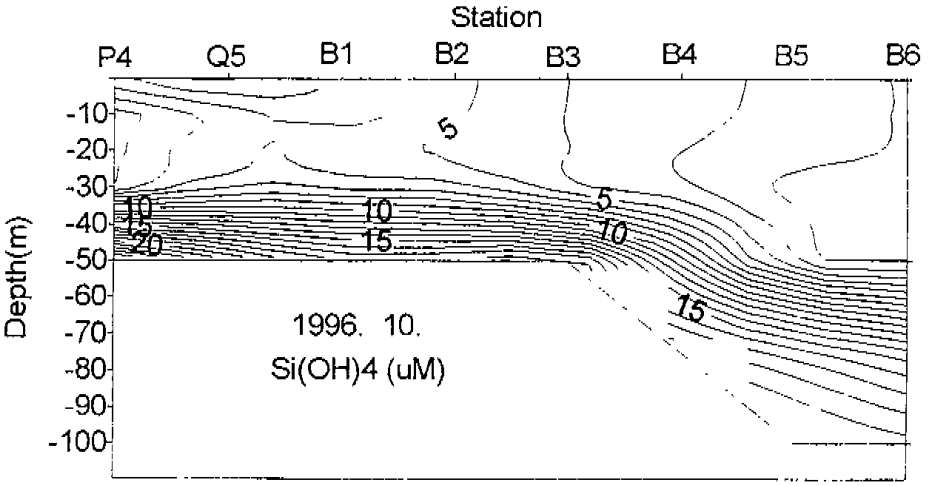


Fig. 10-40. The vertical distribution of silicate concentration (μM) along section B in October, 1996.

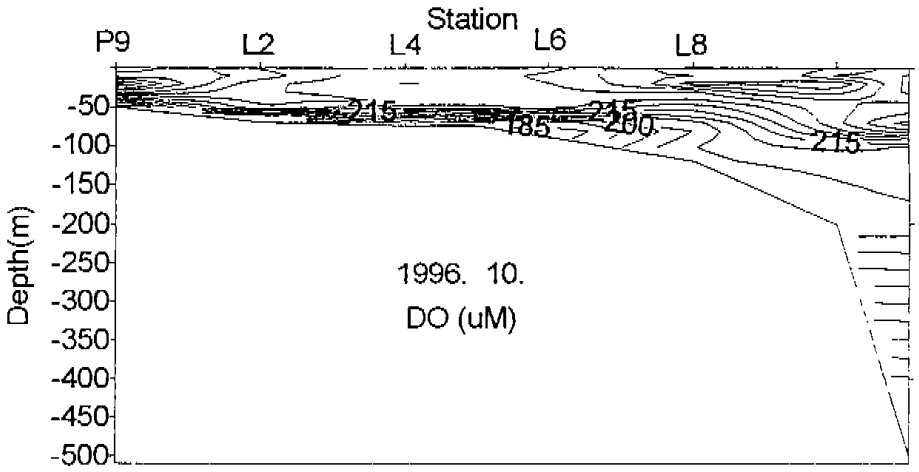


Fig. 10-41. The vertical distribution of dissolved oxygen (μM) along section L in October, 1996.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

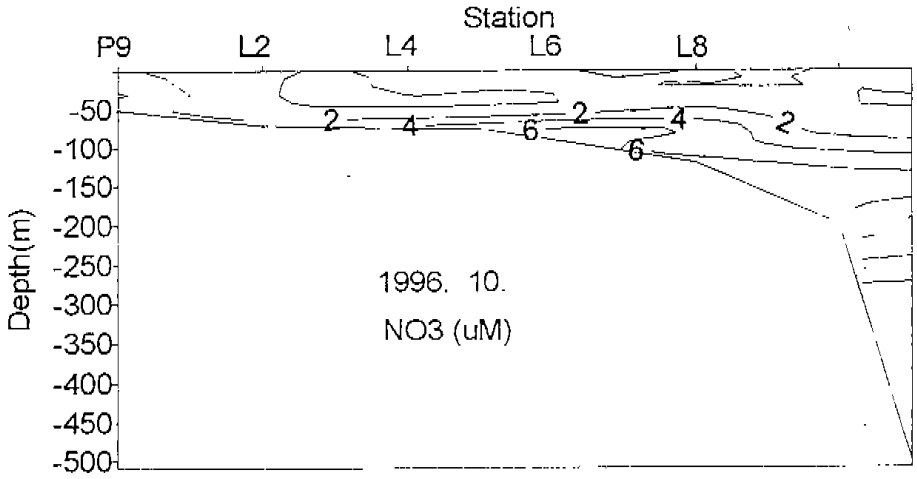


Fig. 10-42. The vertical distribution of nitrate concentration (μM) along section L in October, 1996.

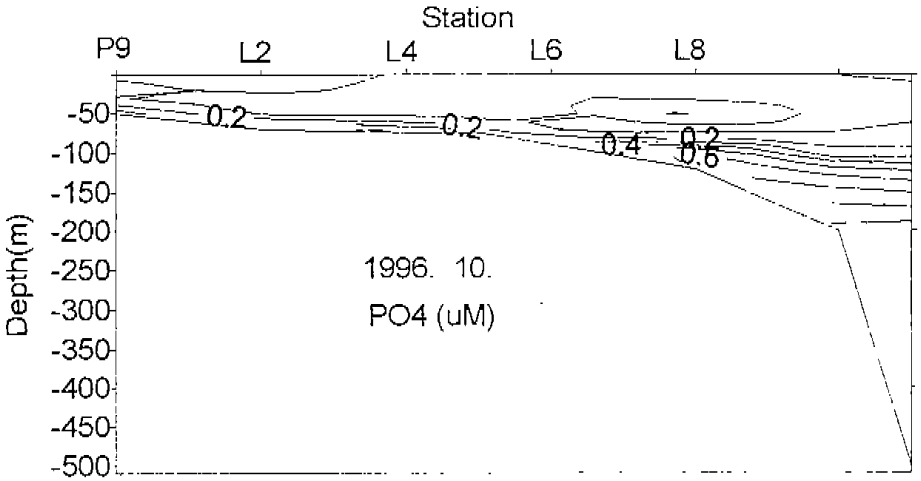


Fig. 10-43. The vertical distribution of phosphate concentration (μM) along section L in October, 1996.

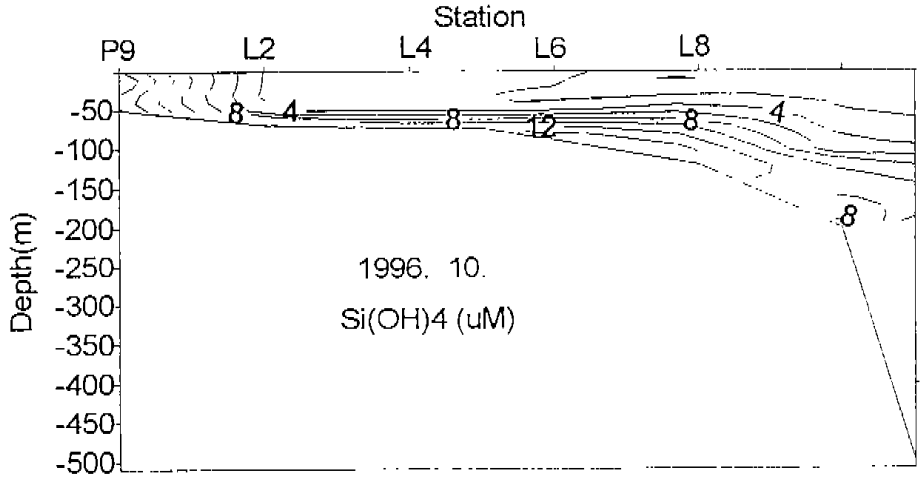


Fig. 10-44. The vertical distribution of silicate concentration (μM) along section L in October, 1996.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

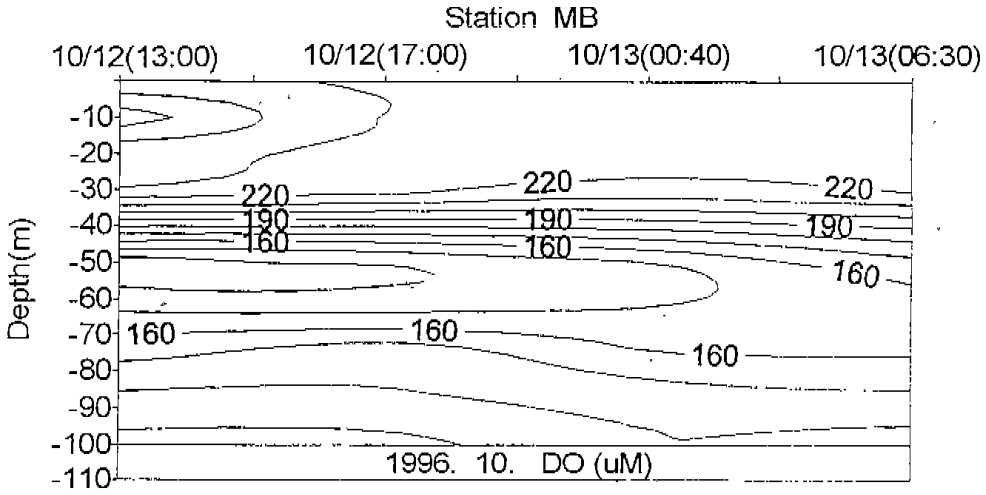


Fig. 10-45. The diurnal variation of dissolved oxygen contents (μM) at a representative station (33° 57.49'N, 128° 16.97'E) in October, 1996.

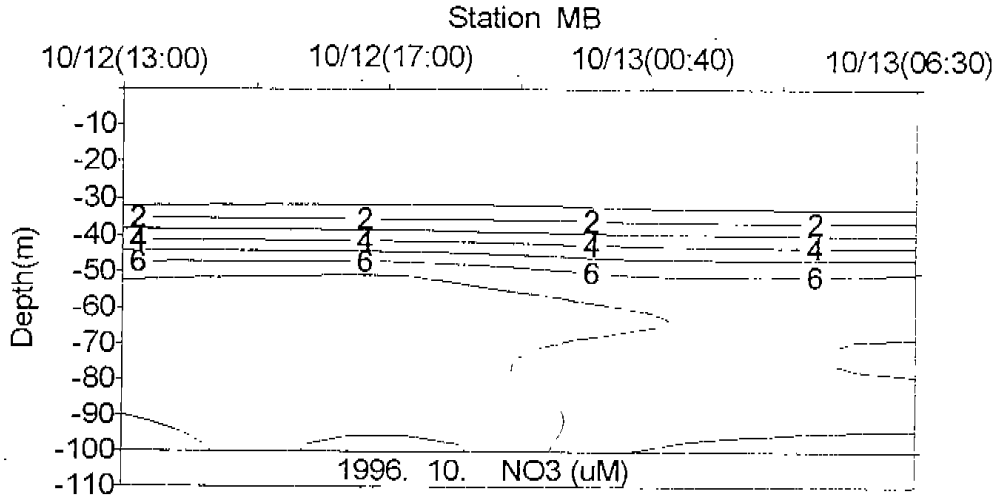


Fig. 10-46. The diurnal variation of nitrate concentration (μM) at a representative station (33° 57.49'N, 128° 16.97'E) in October, 1996.

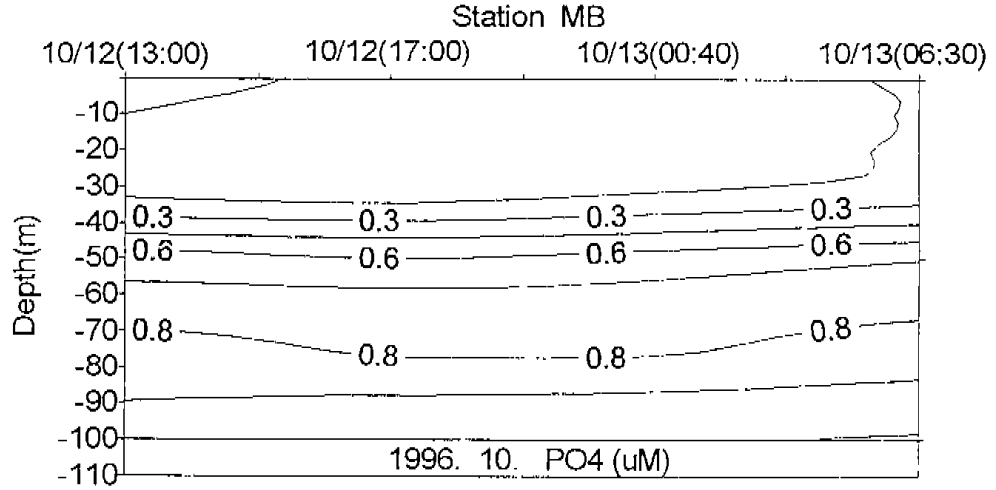


Fig. 10-47. The diurnal variation of phosphate concentration (μM) at a representative station (33° 57.49'N, 128° 16.97'E) in October, 1996.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

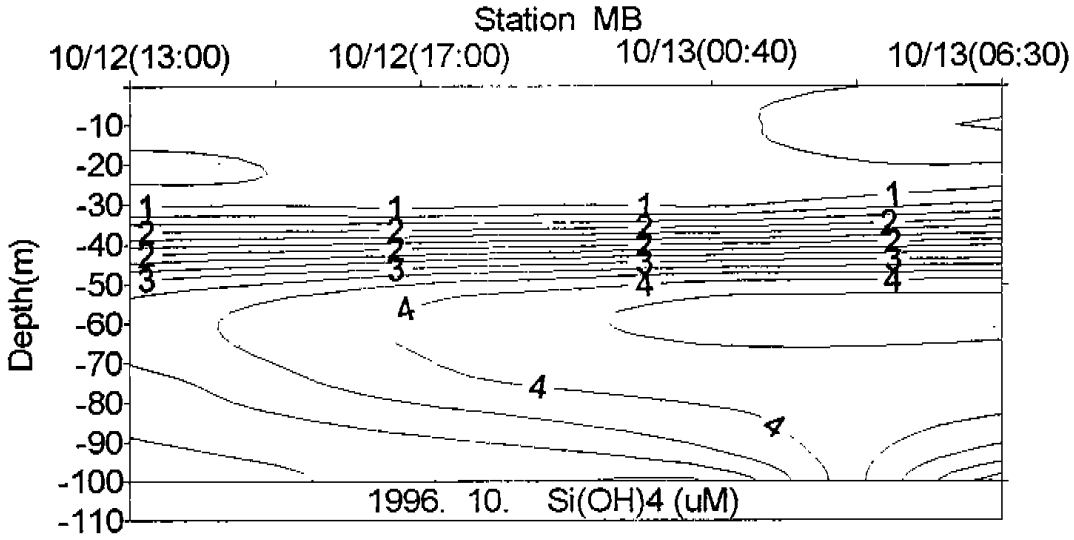


Fig. 10-48. The diurnal variation of silicate concentration (μM) at a representative station (33° 57.49'N, 128° 16.97'E) in October, 1996.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

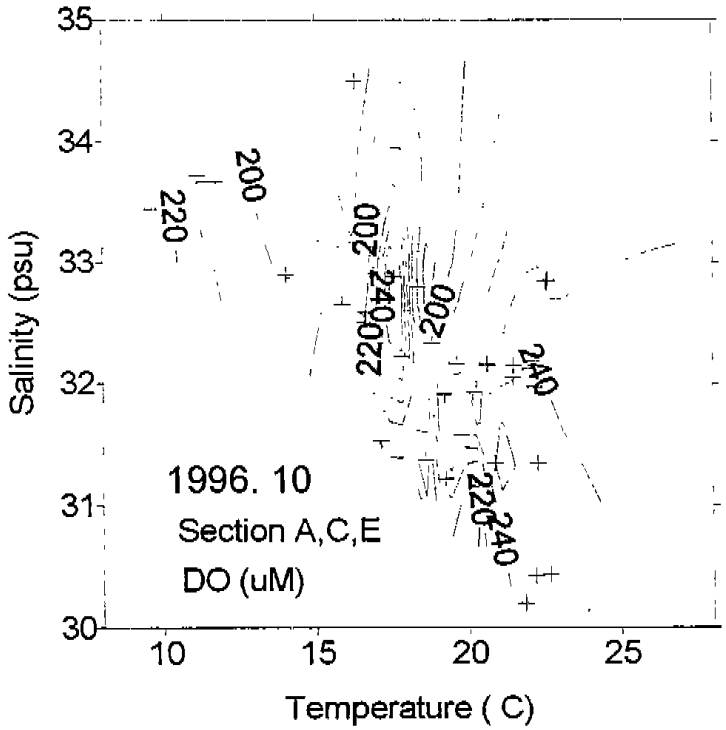


Fig. 10-49. Plot of dissolved oxygen contents (μM) on the T-S diagram at the section A, C, E in October, 1996.

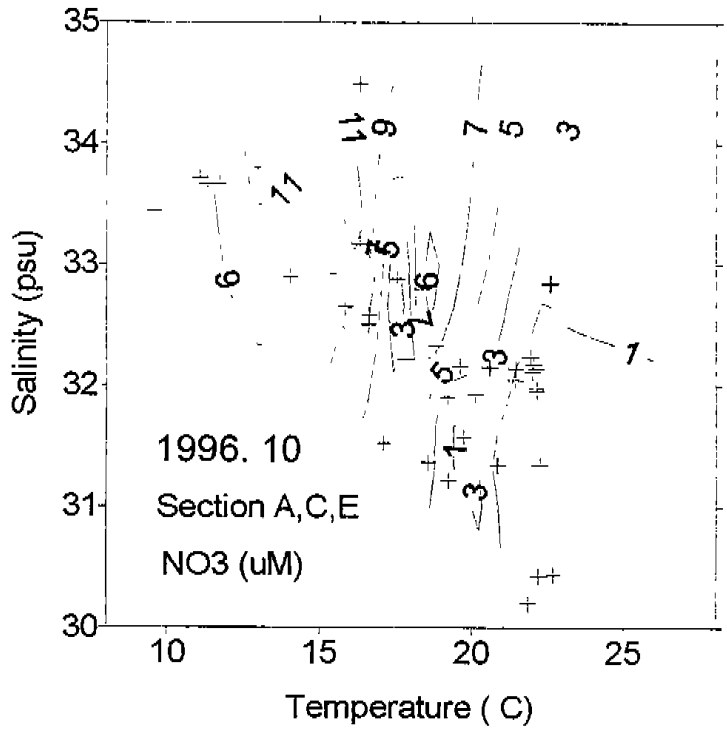


Fig. 10-50. Plot of the nitrate concentration (μM) on the T-S diagram at the section A, C, E in October, 1996.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

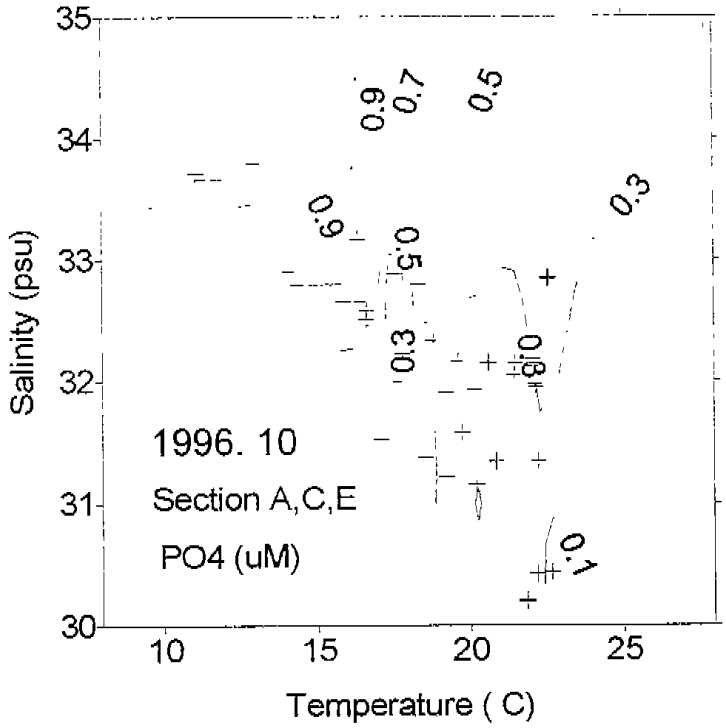


Fig. 10-51. Plot of the phosphate concentration (μM) on the T-S diagram at the section A, C, E in October, 1996.

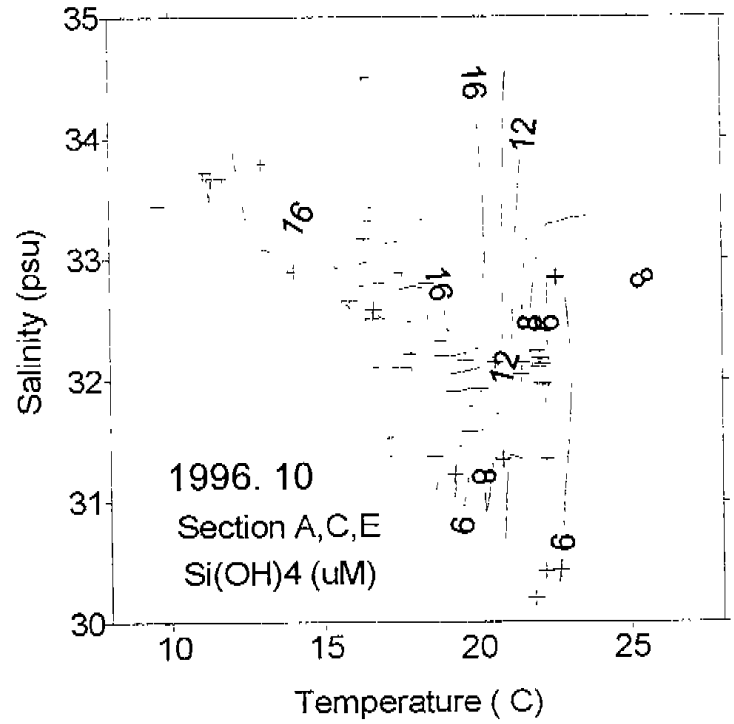


Fig. 10-52. Plot of the silicate concentration (μM) on the T-S diagram at the section A, C, E in October, 1996.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

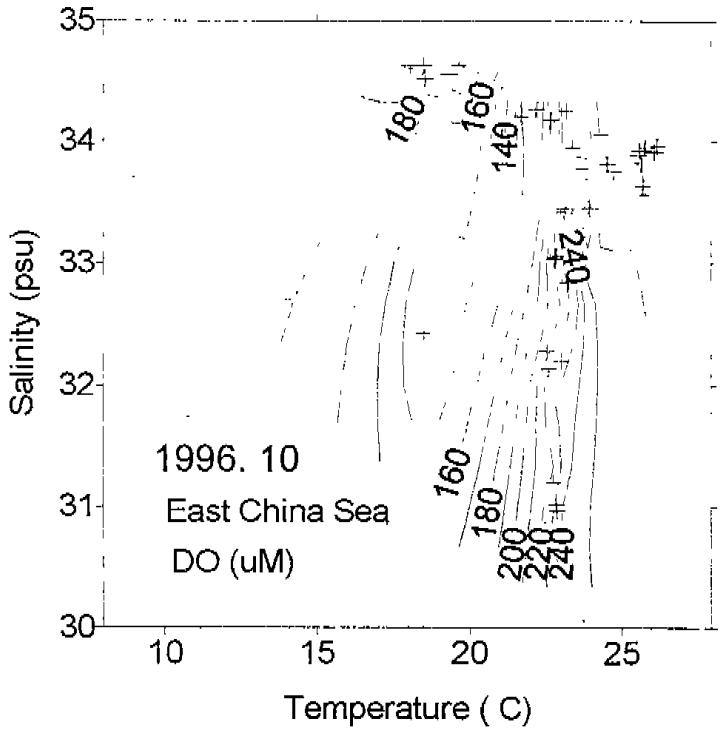


Fig. 10-53. Plot of dissolved oxygen contents (μM) on the T-S diagram at the section B, P, L in October, 1996.

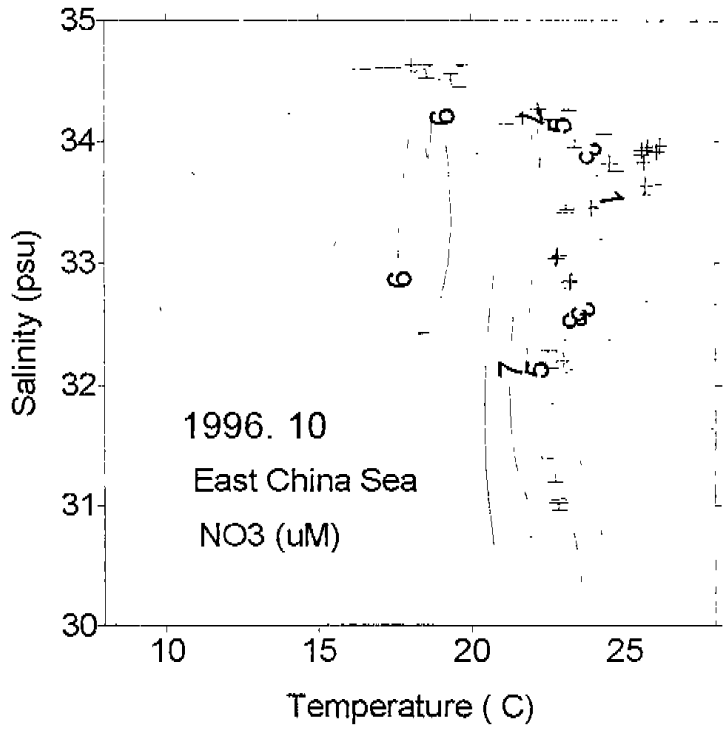


Fig. 10-54. Plot of the nitrate concentration (μM) on the T-S diagram at the section in October, 1996.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

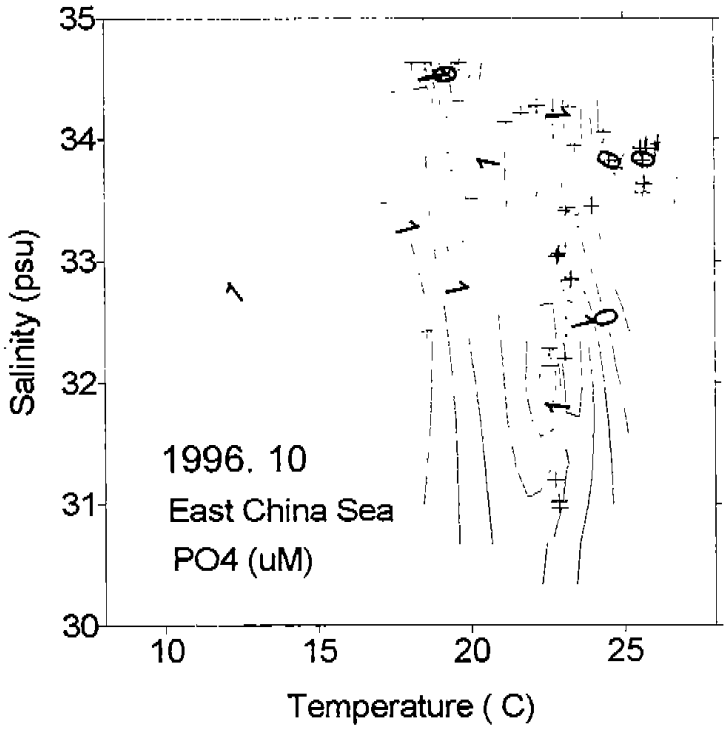


Fig. 10-55. Plot of the phosphate concentration (μM) on the T-S diagram at the section B, P, L in October, 1996.

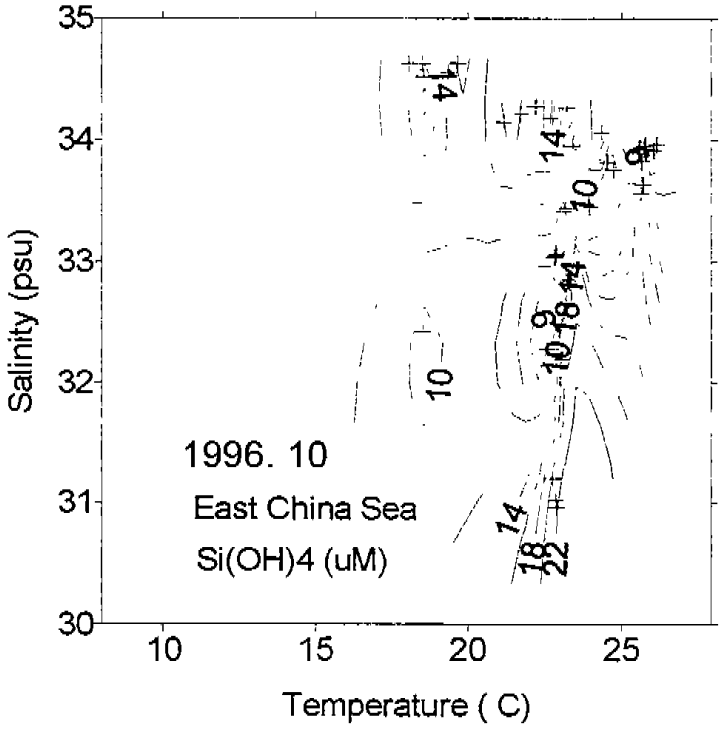


Fig. 10-56. Plot of the silicate concentration (μM) on the T-S diagram at the section B, P, L in October, 1996.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

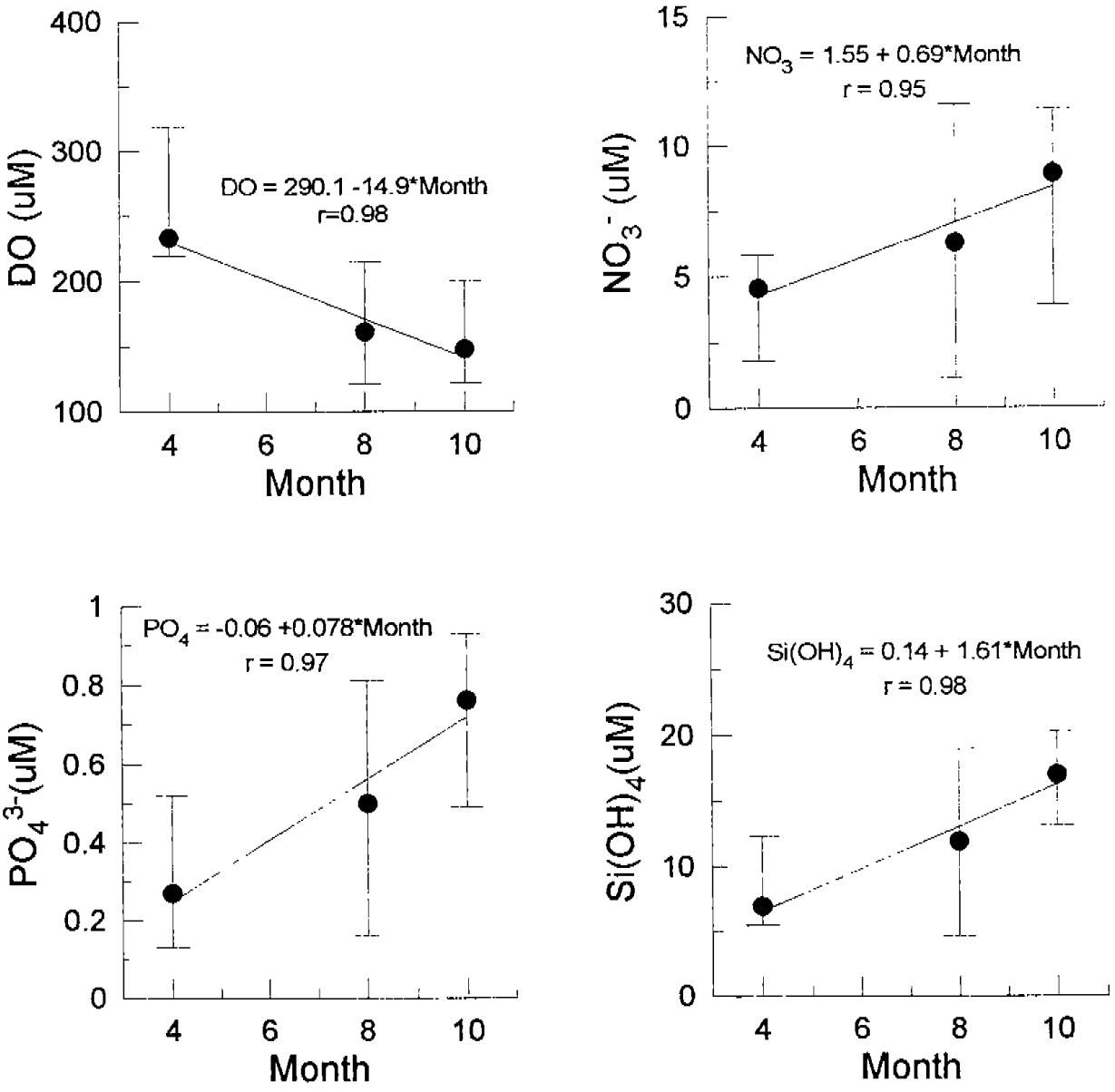


Fig. 10-57. Time variation of concentrations of dissolved oxygen and dissolved inorganic nutrients below the pycnocline during the thermally stratified period in the East Sea shelf.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

제 11 장 동중국해의 플랑크톤 역학

제 1 절 식물플랑크톤의 시·공간적 분포

가. 서 론

쿠로시오에의한 동중국해의 해양환경 변동과 대마난류의 황해 남부해역, 제주도 해역, 남해 및 동해로의 유입 및 확장은 부유생물인 식물플랑크톤의 생태환경에 큰 영향을 주는 요인이다. 따라서 동중국해의 식물 플랑크톤의 분포 및 생태환경을 이해하는 것은 우리 나라 주변해역의 해양생태계를 이해하기 위한 중요한 연구 분야이다.

동중국해는 대륙붕 수역이 넓게 (1.25×10^6 km^2) 발달되어 있으며 황하 와 양자강으로부터 담수의 유입이 이루어지고 있다(Guo *et al.*, 1992). 양자강으로부터 담수유입에 의해 많은 양의 영양염이 유입되고 있으며(Tian *et al.*, 1993), 대륙붕단으로부터 용승된 영양염도 대륙붕 수에 공급되고 있다. 이러한 환경 특성상 동중국해는 높은 생물 생산력을 보이나, 수괴에 따라 생산력의 차이가 나타나고 있다(Su and Weny.,1993). 이러한 생산력의 변화는 동중국해로의 쿠로시오수의 유입, 양자강 희석수의 확산, 계절별 물리환경 변화에 따른 식물 플랑크톤의 변화와 연관되어 나타난다(Huang 1988; Guo 1991; Chin *et al.*, 1980). 동중국해와 같이 다양한 물리특성을 보이는 수괴가 나타나는 해역에서는 특징적인 생태형을 나타내는 식물 플랑크톤을 사용한 환경연구도 시도된다(Guo, 1991). 또한 식물플랑크톤의 생태형 구분을 통해 현재의 해양환경뿐 아니라, 과거의 해양환경 연구도 이루어지고 있다(Koizumi, 1989). 그러나 식물 플랑크톤의 분포는 수괴의 이동, 물리환경뿐 아니라 영양염 변동과 포식압 등 다양한 환경요인에 의해 영향을 받으므로 생태형을 구분하기 위해서는 다양한 환경요인이 고려되어야 한다. 외양성 난수종들의 동중국해 및 황해 남부수역, 대한 해협에서의 분포 연구는 물리순환뿐 아니라 해역간의 해양환경 특성을 연구하는 과정 중 많은 자료를 제공할 수 있다. 본 연구에서는 1993-1996년 사이 동중국해에서의 식물 플랑크톤의 분포와 난수성 외양종의 생태형을 나타내는 식물 플랑크톤의 분포를 통해 쿠로시오로부터 유입되는 식물 플랑크톤의 변동과 이들 종의 동중국해의 환경 변동에 따른 분포를 조사하였다. 또한 난수성 외양종들의 황해 남부수역과 대한 해협에서의 분포를 통해 이들 종의 황해와 동해로의 유입과정을 해양환경과 관련하여 조사하였다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

해양에는 net plankton과 미소플랑크톤 이외에 3㎛이하의 극미소플랑크톤은 환경에 따라 중요한 일차 생산자로서 나타난다. 1980년대 이후 이루어진 연구 결과들은 표영생태계의 에너지 흐름이 박테리아와 원생동물로 이어지는 미세생물 먹이고리 (Azam *et al.* 1983; Iturriaga and Michell, 1986)와 이 미세생물 먹이고리가 중형동물 플랑크톤으로 연결되면서 상호간에 복잡한 먹이관계를 이루는 미세생물 먹이망 (Sherr and Sherr, 1988)을 통해 이루어짐을 보이고 있다. 최근의 연구 결과들은 극미소 플랑크톤 (picoplankton ; size <3㎛)이 일차생산자로서 해양 생태계에서 중요한 역할을 담당함을 밝히고 있어 미세먹이망을 통한 에너지흐름을 이해하기 위해서는 먹이망의 하위 생물인 극미소플랑크톤의 조사가 필요하다. 동중국해와 인접한 북서 태평양에서도 극미소 플랑크톤의 연구가 이루어지고 있다 (Takahashi and Hori, 1984; Shimada *et al.*, 1993). 그러나 동중국해와 동중국해로 북상하는 대마난류의 영향을 받는 우리나라 주변 수역에서의 극미소 플랑크톤의 시공간적 환경 변화에 따른 분포와 이들의 해양생태계 내에서의 역할은 초기 단계로서 많은 연구가 필요한 상황이다.

본 연구는 동중국해 및 황해남부해역 대한 해협 등, 광범위한 해역에서 수행되었다. 조사범위의 특성상 북적도 해류로부터 기원한 쿠로시오 수가 북상함에 따라 동중국해 및 황해 남부 해역, 대한 해협의 식물 플랑크톤의 분포와 부유생태계에 주는 영향과 해역별 생태환경 특성을 밝히고자 하였다. 또한 계절에 따른 부유생물의 생태환경 변화와 양자강수가 주변해역의 생태환경에 미치는 영향을 조사하였다. 얻어진 결과들은 생물의 생태연구 및 조사해역에서 생물간의 에너지 흐름과 물질순환 등의 연구분야, 해양환경 보존 및 자원개발에 필요한 기초자료가 될 수 있다.

나. 재료 및 방법

(1) 조사해역 및 시기

식물플랑크톤 조사 정점은 동중국해 동부해역의 해양순환과 연관된 주변 해역의 부유식물 생태계를 조사할 수 있도록 구성하였다(그림 11-1). 조사는 1993년 12월, 1994년 8월, 1995년 5월, 1996년 10월의 4회에 걸쳐 이루어졌다.

(2) 식물플랑크톤 정성 및 정량 조사

규조류, 와편모류 및 섬모충류의 분석을 위해서는 30 ㎛ 의 망목크기를 가진 Kitahara 형태의 플랑크톤 채집기를 이용하여 수직으로 예인, 채집한 후 최종농도 1% 되게 Lugol용액으로 고정 보관후 실험실에서 최고 배율 1,500배의 광학현미경 (Carl Zeiss Axioskop) 하에서 동정하였다.

식물플랑크톤의 생물량은 깊이 별로 채수한 sample을 Lugol용액으로 1% 되

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

게 고정한 후 실험실로 옮겨와 침전시켜 상등액을 제거한 후 Sedgwick-Rafter Counting Chamber를 이용 현미경 하에서 계수 하였다.

(3) Cyanobacteria 조사

Rosett sampler를 이용하여 깊이별로 채수된 시료를 글루타르알데히드로 최종 농도 1%되게 고정한후 냉동보관하였다. 시료는 실험실로 옮겨와 DAPI (Porter and Feig, 1980)로 염색하여 형광현미경(Epifluorescence Microscope)하에서 크기를 측정하며 계수 하였다. Cyanobacteria인 *Synechococcus* sp.의 탄소량은 Joint and Pomroy(1986)가 사용한 53 femto g C/cell (세포의 평균 직경 0.85 μm와 세포용적 0.322 μm^3를 기초로함)의 변환 상수를 사용하였다.

다. 결 과

(1) 식물플랑크톤의 종조성 및 현존량

조사해역에서 출현한 식물플랑크톤은 1993 12월에 328 종, 1994년 8월 148종, 1995년 5월 184종, 1996년 10월 250종으로 시기별 변화가 크게 나타났다(부록 1~4). 이와 같은 식물플랑크톤의 출현종 수의 변화는 계절에 따른 영향뿐만 아니라 쿠로시오로부터의 식물플랑크톤 유입과 양자강 희석수의 세력확장 등의 영향을 예상 할 수 있다. 쿠로시오로부터의 식물플랑크톤 유입과 양자강 희석수의 발달이 동중국해의 식물플랑크톤의 분포에 미치는 영향을 파악하기 위해 난수성 외양종의 분포를 그림 11-2에서 11-5까지 나타냈다. 식물플랑크톤의 현존량은 1995년, 1996년에 발표한 연차보고서(해양연구소, 1994, 1995, 1996)의 내용을 식물플랑크톤의 분포를 통한 환경해석에 도움이 되는 수준에서 간략하게 기술하였다.

(a) 난수성 외양종

식물플랑크톤 분포연구에 규조류 41종과 와편모조류중 Ceratium 속 29종등 총 70종의 식물플랑크톤이 쿠로시오 수의 영향을 나타내는 지표종으로 조사되었다. (표 11-1). 70종의 지표종은 대부분이 고염·고온수역에 분포하는 생태형을 나타내, 연구해역에서의 분포는 쿠로시오 수의 영향정도와 일치하는 경향을 나타냈다(그림 11-2~11-5). 시기별 분포는 전체 식물플랑크톤의 출현종수와 유사한 경향으로 1993년 12월 조사시 가장 다양한 종이 나타났으며 1994년 8월 조사시 적은 출현종 수를 나타냈다.

동중국해에서의 난수성 외양종의 분포 특성은 쿠로시오 수의 영향정도와 잘 일치하고 있다. 연구해역의 환경특성을 알아보기 위해 식물플랑크톤의 생태구분은 본 조사자료뿐만 아니라 전 세계 대양의 식물플랑크톤 분포를 참고로 하였다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

지표종 중 *Thalassiosira* 속은 Herzig and Fryxell(1986), Hallegraeff(1984), Simonsen(1974) 등의 종 분포 연구를 참고하였다. *Nitzschia* 속은 Kaczmarska (1986), Simonsen(1974) 등을 참고하였고 *Thalassiothrix* 속은 Hasle(1960), Hallegraeff(1986), Hasle and Semina(1987), Hasle and Jonas (1996) 등을 참고하였다. 쿠로시오의 종 분포는 태평양 적도대 퇴적층의 규조류 분포(Kolbe, 1954)와 동중국해에서의 규조류 조사 (Huang 1986, 1988, Guo 1991, Chin et al., 1980, Takano, 1976, 1978, 1980a, 1980b, 1981) 등을 참고하였다. *Ceratium* 속은 Dodge(1993)의 동중국해와 동해를 포함시킨 서태평양에서의 분포연구와 Dodge and Marshall(1994)의 대서양 연구를 참고하였다.

식물플랑크톤의 지표종을 통한 생태환경연구는 크게 2가지 방향으로 접근할 수 있다. 첫 번째는 본 조사와 같이 환경에 대한 내성범위가 좁은 종 등을 사용 지표종의 분포경향에 의해 해역간 또는 수괴 특성에 따른 생태환경의 유사성과 이질성을 연구하는 방법이다. 이러한 방법은 식물플랑크톤의 정량적 분포보다는 정성적 분석을 사용하며 비교적 출현빈도가 적은 드문 종 (rare species)이 연구 자료로 사용된다.

두 번째 방법으로는 식물플랑크톤의 정량자료를 기초로 해역간의 식물플랑크톤 군집 구조의 유사성과 이질성을 통해 생태환경을 연구하는 방법이다. 그러나 식물플랑크톤의 현존량은 환경요인에 따라 빠른 변화가 나타날 수 있으며 다양한 환경요인의 지배를 받게됨을 고려해야한다.

본 조사 해역은 광범위하며 다양한 해양현상이 공존하므로 개략적인 생태환경을 이해하기 위해서는 식물플랑크톤의 정성조사가 선행되는 것이 효과적일 수도 있다. 또한 지표종으로 사용된 규조류 중 *Asterorampra marylandica, Azpeitia africanus, Azpeitia nodulifer, Nitzschia marina, Pseudonitzschia doliolus, Roperia tesselata* 등은 고해양환경을 연구하는데 사용되는 종들이다. 본 조사기간 중 나타난 해양환경과 이들 종들의 분포특성에 대한 연구결과가, 동해나 황해를 연구하는데 도움이 될 수 있도록 황해나 동해로의 유입과정을 관찰하였다.

(b)1993년 12월의 식물플랑크톤 분포

식물플랑크톤 종분포

1993년 12월 조사시 338 종의 식물플랑크톤이 나타나 다양한 종 조성을 보였다(부록 11-1). 이와 같은 다양한 종 분포는 몇 가지 환경요인으로 설명할 수 있다. 조사시의 수층의 혼합정도를 나타내는 $\sigma t_{surface-75m}$ (수심이 75m보다 낮은 정점에서는 75m의 σt대신 저층의 σt를 사용)이 그림 11-6에서 보는 바와 같이 작은 값을 나타냈다. 대륙붕단으로부터 용승현상을 보인 정점 J3과 J4수역과 관측선 A의 한국 연안 정점에서만 $\sigma t_{surface-75m}$ 가 0.3으로 약간 증가된 값을 보인다. 조사시 나타난 낮은 $\sigma t_{surface-75m}$는 북서계절풍에 의한 수층 혼합의 결과로 사

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

료된다. 표층의 질산염+아질산염의 농도는 대부분 수역에서 1.0μmol이상을 나타내 중층수로부터 표층수에 질소계 영양염을 공급은 다양한 식물플랑크톤이 서식할 수 있는 환경을 조성한 것으로 사료된다. 또한 양자강 희석수가 조사해역에 큰 영향을 미치지 않고 있어 한국연안 해역을 제외한 대부분 해역이 안정된 환경을 보이며 다양한 종출현을 나타내고 있다.

난수성 외양종 분포

난수성 외양종은 정점별로 2-41종이 나타난다. 조사시 열염 전선이 형성된 한국연안의 정점(해양연구소, 1994)을 제외한 넓은 해역에서 20종이상의 난수성 외양종이 분포하고 있다(그림 11-2). 관측선 J의 용승해역과 정점 B4와 B7에서 다양한 난수종 분포가 나타나며, 대한해협수 동수로에서도 다양한 종 분포를 나타낸다. 이는 조사시 대마난류의 이류경로와 밀접한 관계(해양연구소,1994)를 나타낸 현상으로 사료된다. 제주도 서부해역의 정점 D5, D7, D9에서도 다양한 종분포를 보이고 있다. 1993년12월 조사시 나타난 난수성 외양종의 분포는 수층의 혼합에 의한 영양염 공급, 해역간의 해양환경의 연속성이 난수성 외양종의 분포에 영향을 주는 것으로 나타난다. 또한 조사시와 같은 환경에서는 동해로 많은 종의 난수성 외양종의 유입이 가능하며 황해로의 종분포 확장도 예상할 수 있다.

특히 규조류인 *Asterorampra marylandica, Azpeitia africanus, Azpeitia nodulifer, Nitzschia marina, Pseudonitzschia doliolus, Roperia tesselata* 등이 한국연안의 일부정점을 제외하고 넓은 해역에 분포하고 있다. 조사시와 같은 환경에서는, 대마난류수에 의해 동해로의 유입이 많이 일어날 수 있는 것으로 보인다. 그러나 수온하강이 계속되면 지표종의 출현은 감소할 것으로 예상된다.

식물플랑크톤 현존량

1993년 12월 조사시 4개의 관측선에서 나타난 식물플랑크톤의 정점 및 현존량은 그림 11-15에서 보는바와 같이 10^3 ~ 10^5 cells/ℓ 사이로 큰 변화는 나타나지 않았다. 관측선별로 상대적으로 높은 현존량은 정점 J3, B4 그리고 한국 연안 쪽의 열염 전선수역의 정점에서 나타났다(해양연구소, 1994). 정점 J3의 증가된 현존량은 대륙붕단으로부터의 용승에 의한 영양염 공급의 영향을 받은 것으로 사료되며 종 출현도 다양하게 나타난다(부록 11-1). *Chaetoceros* 속과 *Nitzschia* 속의 규조류가 높은 현존량을 나타냈다. 관측선 D의 일부정점에서 우점종으로 나타난 *Neodelphineis indica(Synedra indica)*는 식물플랑크톤의 정량연구에서 중요한 종으로 생각되나 국내에서는 *N. indica*의 출현이 보고된바 없어 앞으로 주의 깊게 연구되어야 할 종으로 나타났다.

극미소플랑크톤인 *Synechococcus*의 생체량은 정점별로 14.31~148.40 mgC/m³의 분포를 보였다. 한국연안 수역의 정점A2와 정점D2에서 낮은 현존량을 보이나 대부분 정점에서 50 mgC/m³ 이상을 나타냈다(그림 11-16). 극미소플랑크톤의 높은 생체량은 이들이 부유생태계 내의 에너지 순환에 높은 기여를 하는 식물플랑크톤임을 보이고 있다. 관측선 D에 나타난 *Synechococcus*의 수직분포는(그림

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

11-19) 조사시의 수층 혼합 정도와 일차생산자로서의 중요성을 동시에 보이고 있다.

Table 11-1. List of warm-water oceanic species in the East China Sea.

DIATOMS	Thalassiosira lineata
Actinocyclus circellus	Thalassiosira punctifera
Asteromphalus elegans	Thalassiosira saketii f. plana
Asterorampra marylandica	Thalassiothrix gibberulla
Azpeitia africanus	
Azpeitia nodulifer	DINOFLAGELLATES
Bacteriastrum comosum	Ceratium azoricum
Chaetoceros atlanticus	Ceratium belone
Chaetoceros diversus	Ceratium breve
Chaetoceros mesonensis	Ceratium candellabrum
Chaetoceros peruvianus	Ceratium candellabrum v.dilatatum
Climacodium frauenfeldinum	Ceratium carriensis
Coscinodiscus janischii	Ceratium carriensis v. volans
Coscinodiscus reniformis	Ceratium cephalatum
Eucampia cornuta	Ceratium claviger
Gossleriella tropica	Ceratium contorum
Haslea gigantea	Ceratium contorum v.karasteini
Haslea gretharum	Ceratium deflexum
Haslea hyalinum	Ceratium extention
Hemidiscus cuneiformis	Ceratium geniculatum
Liolona elongatum	Ceratium gibberum v. sinistrum
Liolona pacificum	Ceratium gravidum
Mastogloia minuta	Ceratium kofoidii
Nitzschia aequatorialis	Ceraitum limulus
Nitzschia cicula	Ceratium lunula f.brachysetos
Nitzschia cicula v. migrans	Ceratium massiliense
Nitzcshia marina	Ceratium pentagonum
Nitzschia ossiformis	Ceratium platycorne
Pachyneis gelachii	Ceratium praelongum
Planktoniella sol	Ceratium pulchellum
Pleurosigma directum	Ceratium ranipes
Pseudonitzschia dolialis	Ceratium setaceum
Rhizosolenia acuminata	Ceratium sumatranum
Rhizosolenia castracanei	Ceratium terres
Roperia tesselata	Ceratium trichoceros
Stigmatophora rostrata	
Thalassiosira intrannula	CILIATES
Thalassiosira leptopus	Climacocylis scalaroides

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

(c) 1994년 8월의 식물플랑크톤 분포

식물플랑크톤 종분포

조사시기에 나타난 식물플랑크톤의 148 종으로 1993년 12월 조사시보다 적은 출현종수를 보인다(부록 11-2). $\sigma t_{surface-75m}$는 대부분 정점이 1.5이상을 나타내 하계에 성층이 잘 발달된 특성을 보이고 있다. 양자강 희석수의 영향을 받는 수역에서는 표층과 75m 수심의 밀도 차가 5이상의 값을 나타내기도 하여 매우 강한 성층이 형성 되어 있음을 나타낸다(그림 11-7). NO_3 농도는 양자강 북동수역을 제외하고 1 μmol 이하를 나타내 식물플랑크톤 성장의 제한 요인으로 작용할 수 있다. 양자강의 확산에 의한 영양염의 증가는 일부정점에서만 나타나, 유입된 영양염중 많은 부분이 양자강 하구의 기수역에서 소모됨을 시사하고 있다(Tians *et al.*, 1993). 조사시 나타난 낮은 영양염 농도와 양자강수의 확산은 식물플랑크톤의 종 분포에 영향을 주는 것으로 사료된다(부록 2).

난수성 외양종 분포

1994년 8월에 나타난 난수성 외양종은 정점별로 1~15종의 분포를 나타내 12월에 비해 적은 출현종수를 보인다. 10종 이상을 나타내는 정점들은 대부분 대륙붕의 외해역에 위치함을 보이고 있다(그림 11-3). 이는 성층에 의한 표층수의 낮은 영양염 농도와 양자강 희석수의 확산이 종분포를 결정짓는 중요한 요인임을 나타낸다.

동중국해에서 하계에는 쿠로시오의 세력이 강화되고 대마난류의 수송량이 많아지나, 조사시 쿠로시오의 물리특성을 나타내는 해역에서도 난수성 외양종은 다양하게 출현하지 않고 있다. 또한 양자강으로 유입되는 담수량은 여름철에 최대 0.005 Sv(Chen *et al.*, 1994) 정도로 쿠로시오로부터 동중국해로 유입되는 수송량과 대한 해협의 수송량에 비해 매우 적으나 생태환경에 미치는 영향이 크게 나타나고 있다. 이와 같은 결과는 시기에 따라서는 쿠로시오의 세력과 난수성 외양종의 출현정도가 비례하지 않음을 나타낸다. 규조류 중 난수성 외양종인 *Asterorampra marylandica, Azpeitia africanus, Azpeitia nodulifer, Nitzschia marina, Pseudonitzschia doliolus, Roperia tesselata* 의 출현률 감소는 이들 종의 분포 및 출현빈도를 이용한 동해나 동중국해에서의 해양 환경 연구시 수온이나 쿠로시오 수의 영향정도와 함께 생태적 환경이 함께 고려되어야함을 시사하고 있다.

식물플랑크톤 현존량

1994년 8-9월 조사시 관측선 B, D, F, J의 식물플랑크톤 현존량은 10^3 ~ 10^5 cells/l 정도로로 1993년 12월 조사시의 현존량 수준과 유사하다(그림 11-15). 그러나 와편모류가 우점하고 있어 1993년 12월 조사시와는 다른 군집구성을 나타낸다(해양연구소, 1995). 하계에 온대해역에서는 와편모류나 소형의 편모류들이 식물플랑크톤 군집의 주요 구성원으로 나타남(Pingree *et al.*, 1976; Smayda, 1980; Jones and Gower, 1990)은 일반적인 현상이다. 그러나 황해남부해역과 제

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

주도 서부해역은 양자강 희석수의 영향을 크게 받는 수역으로 유기물과 성층에 의해 와편모류가 높은 현존량을 나타낼 수 있는 독특한 환경을 나타낸다. 양자강 하구 주변해역과 황해 및 제주도 주변 해역은 대마난류와 시계방향의 순환(남, 1997)에 의해 밀접하게 연결되어 있어 하계의 생태환경은 저염수의 영향을 크게 받는 것으로 나타난다. 이러한 환경은 일부 와편모류가 우점하는 단순한 생물군집 형태가 나타나고 수역간에 유사한 종 분포가 나타난다(부록 11-2).

극미소플랑크톤 *Synechococcus*의 생체량 분포는 동중국해의 대륙붕단 외해역에서 양자강 영향을 받는 수역으로 가면서 증가하는 분포를 나타낸다(그림 11-17). 개체수의 수직분포도 1993년 12월과는 달리 성층 아래 수층에서 급격히 낮아져 성층의 영향이 잘 나타나고 있다(그림 11-20). 따라서 황해남부해역과 제주도 서부해역은 하계에 와편모류와 극미소플랑크톤이 중요한 일차생산자로 나타날 수 있다.

(d) 1995년 5월의 식물플랑크톤 분포

식물플랑크톤 종분포

1995년 5월 조사시는 184 종의 식물플랑크톤이 출현하였다. 황해 남부수역의 E-line과 제주도 서부해역의 D-line에서 낮은 종 출현 수를 보이고 있다. 관측선 B의 큐슈 서부 해역과 관측선 J와 그리고 관측선 L에서는 상대적으로 높은 출현 종 수를 나타낸다. 그러나 전체적으로 1993년 12월에 비해 감소된 출현종 수를 나타냈다(부록 3).

조사시의 $\sigma t_{surface\text{-}bottom}$은 1994년 8월과 같이 큰 값을 보이지 않으나 12월에 비해서는 증가된 값을 나타낸다(그림 11-8). 표층의 NO_3농도는 양자강 북서해역을 제외하고 대부분 해역에서 0.3μmol 이하의 낮은 질산염 농도를 보이고 있다(그림 11-15). 5월 조사시의 관측선 E와 관측선 D 등 일부해역에서 보이는 낮은 종 출현은 동물플랑크톤의 포식압 (해양연구소, 1996), 양자강수의 영향 등에 원인이 있는 것으로 사료된다.

난수성 외양종 분포

조사시의 난수성 외양종은 수역에 따라 큰 변화를 나타낸다. 가장 다양한 난수종을 보인 해역은 쿠로시오 본류의 물리특성을 보이는 정점 L10과 L12이다. 반면, 관측선 J와 관측선 B의 동부해역, 대한해협의 동수로를 제외하면 5종이하의 극히 낮은 출현 종 수를 보였다(그림 11-4). 조사시의 난수종 분포는 일차적으로 물리환경과 연결되어 나타난다. 규조류 중 *Asterorampra marylandica, Azpeitia africanus, Azpeitia nodulifer, Nitzschia marina, Pseudonitzschia doliolus, Roperia tesselata*는 관측선 L과 J의 쿠로시오 본류의 물리계수를 나타내는 해역에서 높은 출현율을 보이다가 대륙붕 수역 및 관측선 B보다 고위도 수역에서는 매우 낮은 출현율을 보였다(부록 11-3). 동중국해의 대륙붕 수역과 황해남부 및 남해는 5월에 낮은 수온분포를 나타내기 때문에 쿠로시오로부터 동중

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

국해로 유입된 난수성 외양종은 수온 하강에 따라 성장에 제한을 받는 것으로 사료되나 5월 환경에서의 분포특성은 계속적인 연구가 요구된다. 대한해협 동수로의 정점에서는 난수성 외양종의 유입이 이루어지고 있으며 난수종의 유입은 출현 종의 분포를 참고로 하면 큐슈 서부 해역과 연결되어 나타나고 있다.

식물플랑크톤 현존량

1995년 조사시 관측선 B, D, L의 정점 및 수층 별 식물플랑크톤 현존 량은 그림 11-15에 나타냈다. 관측선 B와 L에 비해 관측선 D의 식물플랑크톤 현존 량은 변화가 크게 나타났다. 이는 정점 D10의 높은 현존 량(최고 1,512,600 cells/l)에 기인한다(해양연구소 1996). 정점 D10을 제외한 다른 정점에서의 비교적 낮은 현존 량을 참고하면 춘계 대증식 발생 이후의 환경으로 사료된다. 관측선 B의 서부해역과 정점 D8 해역 등 동물플랑크톤이 높은 생체 량을 보인 정점에서는 현존 량의 감소와 단순한 출현 종을 나타내고 있다.

극미소플랑크톤 *Synechococcus*의 생체량 분포는 관측선 J와 L에서 상대적으로 높게 나타나며 북상함에 따라 낮은 현존 량을 보였다. *Synechococcus*의 현존량은 연구해역중 고위도에 위치한 정점에서는 1993년 12월과 1994년 8월에 낮은 현존량을 보였다(그림 11-18). 개체수의 수직분포도 1993년 12월과는 달리 성층 아래 수층에서 급격히 낮아져 성층의 영향이 잘 나타나고 있다(그림 11-21). 정점 D6에서는 관측선 D의 다른 정점보다 상대적으로 높은 현존 량을 보였는데 포식과 같은 생물상호간의 영향인지 제주도ㅅ부해역에 년중나타나는 난류수의 영향인지는 명확치 않다.

(e) 1996년 10월의 식물플랑크톤

식물플랑크톤 종분포

1996년 10월에는 250 종의 식물플랑크톤의 비교적 다양한 출현 종 수를 보인다(부록 11-4). 조사해역은 1993년~1995년 동중국해의 조사와는 달리 중국연안수역 정점들이 포함되어 대만난류의 영향을 볼 수 있게 구성되었다. 수심 5m층의 염분의 수평분포는 대륙붕단으로부터 외해에서 34.0psu의 분포를 보이며 황해 남부수역에서는 31.0psu이하의 저염환경이 나타나고 있다(그림 11-13). 30m층의 염분 수평분포는 중국연안을 따라 대만난류가 저층으로 확장되는 형태를 나타낸다(그림 11-14). $\sigma t_{surface-75m}$ 는 관측선 L과 K의 대륙붕단에 위치한 해역에서 높은 값을 보이며 중국연안에서 대만난류의 저층 유입으로 1.0 이상을 보인다. 그러나 양자강 하구로부터 동쪽해역에 위치한 P4정점과 Q5정점을 중심으로 $\sigma t_{surface-bottom}$이 0.3이하의 감소를 보이며 수층 혼합이 활발한 해역이 나타나고 있다. 혼합수역의 북쪽에 위치한 황해 남부 수역에서는 양자강수의 세력확장에 따라 $\sigma t_{surface-bottom}$이 2.0이상으로 다시 증가하고 있다.

난수성 외양종 분포

난수성 외양종은 성층이 형성되어 있는 대만난류 영향 수역과 쿠로시오본류

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

및 대륙사면수에서 다양하게 나타난다. 그러나 양자강 하구의 북서 수역에서는 5종이하의 단순한 종 분포를 나타냈다(그림 11-5). 대만난류의 유입은 양자강 하구역까지 난수종외양종 분포에 영향을 미친다. 그러나 양자강 하구역에서의 저염화는 황해 남부해역으로의 지표종 유입을 제한하는 특징을 보이고있다. 본 연구에서 쿠로시오 지표종으로 구분된 70종의 식물플랑크톤은 고염·고온 환경에서 서식하는 생태형을 보이므로 대만난류가 동중국해를 거쳐 동해로 유입되는 경로에서 저염화 되는 과정을 거치면 출현빈도가 감소한다. 이런 생태특성상 양자강 회석수의 영향이 큰 시기에는 저염화 된 대만난류의 지표종으로 사용하기는 적당치 않은 특징을 나타낸다. 그러나 대만난류가 동중국해의 대륙붕을 북상하는 과정에서 양자강으로 부터 담수 유입량이 적을시는 다른 양상을 나타내는 것으로 보인다. 노(1995)의 1992년 9~10월에 걸친 황해조사에서는, 북위 32° 의 양자강 하구 북동수역에서 33.25psu의 염분도를 나타내며 난수성 외양종들이 나타나고 있어 황해남부의 난수성 외양종 분포는 양자강 회석수의 세력변화에 따라 다르게 나타나는 것으로 사료된다. 북위 34° 의 한국 연안쪽 수역에서는 *Nitzchia marina*와 *Psedonitzschia doliolus*와 같은 변질된 수괴에서는 잘 나타나지 않는 쿠로시오 지표종이 출현하여 제주도 서부해역에 나타나는 고염 고온의 물리특성을 가진 수괴의 영향이 한국 연안 쪽에 나타난 것으로 사료된다. 이런 지표종의 분포특징은 동일조사시 채집된 동물플랑크톤의 분포연구(Zhang, 1995)에서도 나타나고있다.

라. 토 의

조사기간중 4회의 식물플랑크톤 연구결과 출현 종의 분포는 시기별로 매우 큰 변화를 나타낸다(부록 11-1~11-4). 이러한 변화는 계절에 따른 수온이나 영양염 동태, 식물플랑크톤의 생태 생리 변화 외에 쿠로시오로부터의 식물플랑크톤 유입의 다양성, 수층의 혼합에 의한 표층수로의 영양염 공급, 동중극해에서의 물리 순환, 양자강 회석수의 세력 변화에 의해 영향받는 것으로 조사되었다.

조사해역의 환경요인이 식물플랑크톤의 분포에 미치는 영향과 해역별 생태환경, 물리순환 등을 좀더 선명히 알아보기 위한 70종의 쿠로시오 지표종 분포 연구는 아래와 같은 몇 가지 특징을 나타냈다.

1. 난수성 외양종은 1993년 12월 조사시 가장 다양한 종 출현과 넓은 분포 범위를 보였는데, 이는 수온이나 염분 등의 물리 환경 외에 중층수로부터의 영양염 공급, 양자강 회석수의 세력감소 등의 환경 요인에 기인하는 것으로 나타났다. 이러한 결과는 동중국해의 부유생물 생태계 연구를 위한 계절 구분 시 참고하여야 하며 쿠로시오 지표종의 동해 및 황해에서의 분포 연구에 참고가 될 수 있다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

2. 양자강 희석수가 쿠로시오 지표종의 분포에 큰 영향을 미치는 것으로 나타났다. 양자강 희석수는 시기에 따라 세력 확장이 매우 크게 나타나며(해양연구소,1995) 대륙붕 해역으로의 유입량 감소 시에도 생물 활동이 활발한 표층을 따라 이류 하므로 쿠로시오 지표종의 분포 및 식물플랑크톤의 군집구조에 미치는 영향은 크게 나타났다.

3. 1996년 10월 조사결과 동중국해 대륙붕을 따라 북상한 대만난류에는 다양한 쿠로시오 지표종이 분포하나 양자강 하구에 인접한 대륙붕 수역에서의 저염화 과정중 급격한 출현 종 감소가 나타났다. 저염화 된 대만난류수가 대한해협으로 이류 시는 난수성 외양종의 분포를 제한 할 수 있는 결과를 보였다. 대만난류에의해 동중국해로 유입된 쿠로시오 지표종은, 고 수온기에는 양자강으로부터의 담수유입에 의해 황해로의 유입이 제한 될 수 있으며, 양자강으로부터 담수 유입이 감소하는 저 수온기에는, 생리적 제한에 의해 황해로의 유입이 제한 될 수 있다. 따라서 황해로의 쿠로시오 지표종 유입은 동중국해와 황해간의 나타나는 해수의 교환 량이나 경로에 반드시 일치하지 않고 한국 연안 쪽에서 다양한 종의 유입이 이루어질 수 있는 물리 환경을 나타낸다.

황해 남부해역과 제주도 서부해역을 포함한 식물플랑크톤 현존량 조사 결과 5월 이후 양자강 희석수의 세력 확장 시기에는 성층의 발달과 와편모류가 우점하는 특징을 보였다. 와편모류는 적조의 원인 생물이며, 제주도 서부해역 및 대한해협은 저염화 된 대만난류의 이류 경로이므로 해양환경 조사시 고려해야 할 것으로 생각된다.

연구 해역에서의 극미소플랑크톤인 Synechococcus의 생체량은 시기에 따라 높게 나타났다. 따라서 Synechococcus는 일차생산 및 먹이망을 통한 생물간의 energy 흐름에서 중요한 역할을 할 수 있는 것으로 조사되었다.

제 2 절 1996년 10월의 엽록소 분포와 일차생산력

가. 재료 및 방법

(1). 엽록소

SBE25 (Seabird electronics Co.)를 사용하여 수온, 염분, 형광, 소광계수를 연속적으로 측정하였다. 채수기를 사용하여 해수를 채취하여 이 중 1 ℓ의 해수를

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

GF/F(Whattman Co.) 필터로 거른 다음 바로 90% 아세톤 용액에 담구어 24시간 동안 용출시켰다. 용출된 용액의 형광을 엽록소 표준용액 (Sigma Co.)으로 보정된 Turner model 10 fluorometer로 측정하여 Stricland and Parsosns (1972)의 방법을 따라 엽록소농도로 바꾸었다. 이렇게 계산된 엽록소 값을 이용하여 SBE25에 실린 Seatech fluorometer로 측정된 현장농도와의 관계식의 매개변수를 구하였다 (그림 11-22).

(2). 광합성 특성 (P-I properties)

P-I 특성을 재기 위하여 본 조사에서는 Babin *et al.* (1994)의 radial photosynthetron 방법을 채용하였다. 밀폐된 상자에 60ml Falcon culture flask를 일렬로 배열하고 한쪽에서 diffused light를 비추어 플라스크 내에 광량의 구배가 생기게 하였다. 광원으로는 Osram의 HQI/D 400W 램프를 사용하였다. 배양은 2 시간을 유지하였으며 각 플라스크의 광량은 QSL 100 scalar quantum meter (Biospherical Co)를 써서 측정하였다. 수온의 조절을 위하여 표층 시료의 경우 조사선의 펌프 수를 배양상자 내로 순환시켰고 저층 시료일 경우 circulation bath를 사용하여 현장의 수온을 유지하였다.

시료 770ml를 채수하여 1 리터 짜리 multi-dispenser에 넣은 다음 ^{14}C (bicarbonate, Amersham Inc.)을 첨가하여 잘 섞은 후 10~12개의 플라스크에 60ml 씩 주입하였다. 동시에 2개의 초기 활성도 시료를 만들었다. 이를 위하여 50$\mu\ell$의 시료를 채취하여 scintillation vial에 넣고 50$\mu\ell$의 ethanolamine과 0.5ml의 증류수를 가하고 10ml의 Aquasol-2를 첨가하였다.

배양이 끝나면 즉시 12개의 filter funnel이 달린 manifold를 써서 0.45μm nuclepore filter로 여과한 뒤 여과지를 vial에 넣어 1N HCl 0.1ml를 가하여 후드에 넣고 2 시간 가량 fuming하였다. Fuming이 끝나면 즉시 Aquasol-2 10ml를 가하여 냉암소에 보관한 뒤 실험실에서 RackBeta II Scintillation Counter로 dpm을 측정하였다. Total alkalinity를 추정하기 위하여 Parsons *et al.* (1984)의 방법을 따라 시료 100ml에 0.01N HCl 25ml를 첨가하여 전 후의 pH를 측정하였다. 모든 배양시료에서 ^{14}C의 농도는 0.05~0.1 μCi/ml가 되도록 하였다.

P-I 실험에서 얻어진 결과는 다음의 두 가지 중 하나의 광합성 모형에 적합화하여 매개변수화 하였다. 광저해가 없을 경우 광량자의 흡수를 Poisson 과정으로 한 모형이 적합하며 다음과 같이 정의된다 (Cullen, 1990).

$$P = B P^B_m \ (1 - \exp[- \alpha^B I / P^B_m])$$

여기서 B는 생체량, 위첨자 ^{B}는 단위 생체량당 매개변수임을 의미한다. P^B는 단위 엽록소 당 광합성량이고, $P_m{}^B$는 포화 광도 이상에서의 단위 생체량 당 광합성량, 즉 동화율 (assimilation number)이다. α는 광합성의 광량자 효율과 관련된 매개 변수로 광합성-광도 곡선 중 포화 광도 이하에서의 선형 반응의 기울기를

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

가리킨다.

광저해 현상이 있을 경우 3 개의 매개변수를 가지고 있는 Platt *et al.* (1980)의 모델을 사용하였다.

$$P = B P^B_s \ (1 - \exp\ [\ -\alpha^B I/\ P^B_s]) \ \exp[-\beta^B I/P^B_s]$$

β는 광저해 정도를 결정짓는 매개 변수이다. $P_S{}^B$는 $\beta \rightarrow 0$ 일때 P^B의 최대값으로 정의된다. Gauss-Newton 법에 의한 비선형 모델의 적합화를 하여 매개 변수의 추정을 하였다. 앞의 세 가지 기본 매개변수에서 다음의 세 가지 매개변수가 유도된다. 광합성이 최대가 되는 광도을 I_m 라 하면,

$$I_m = \frac{P^B_s}{\alpha} \ln \left(\frac{\alpha + \beta}{\beta} \right)$$

이 때의 최대 광합성값은 (동화율)

$$P^B_m = P^B_s \left(\frac{\alpha}{\alpha + \beta} \right) \left(\frac{\beta}{\alpha + \beta} \right)^{\frac{\beta}{\alpha}}$$

로 주어진다. 또한 광 적응 매개변수 I_k는 (Talling, 1975)

$$I_k = \frac{P^B_m}{\alpha}$$

로 정의된다.

(3) 일(日) 일차생산력 (daily primary productivity)

물기둥 내의 한 수심에서의 한 시점에서의 생산력은 식물플랑크톤의 생체량과 단위생체량 당 생산력에 (일명 동화율, assimilation number) 의해 결정된다. 즉,

$$P(z,\ t) = P^B(z,\ t)\ B(z)$$

여기서 단위생체량 당 생산력, $P^B(z,\ t)$는 광량, 영양염, 광량과 영양염의 과거사, 수온 등의 환경조건에 따라 결정되며 P-I 실험에서 구해진다. $P^B(z,\ t)$는 충분히 짧은 시간 내, 즉 식물플랑크톤의 생리적 적응기간보다 짧은 시간규모에서는 광량이 주요 변수가 되며 기타요인은 상수로 간주할수 있다.

$$P^B\ (z,\ t) = p\ (I(z,\ t))$$

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

여기서 $I(z, t)$는 광량이다. 따라서 물기둥 전체의 하루동안의 일차생산력은 시간과 수심전체에 대해 위의 식을 적분하여 얻을수 있다.

$$P_{Z,T} = \int_t \int_z B(z)\, p\,(I(z, t))\, dz dt$$

만약 광저해 현상이 중요하지 않은 경우는 $P^B(z, t)$는

$$P^B(z, t) = p\,(I(z, t);\ \alpha^B(z),\ P^B_m(z))$$

Platt *et al.* (1990)은 물기둥 내의 엽록소가 수직적으로 일정한 분포를 가질 경우 물기둥 전체의 일일 일차생산력을 계산할수 있는 해석적 방법을 구하였다. 그러나 본조사의 거의 대부분의 정점에서 엽록소의 수직 분포가 일정하지 않으므로 해석적인 방법에 의한 일일 일차생산력의 적분은 불가능하다. 여기서는 표층에서의 일차생산력만 구하였다.

물기둥 내의 광합성량의 추정을 위하여 flourometer에서 측정된 형광 profile에서 엽록소량을 구하고 여기에 위의 광합성 모델을 적용하였다. 4월 26일 부터 5월 6일까지 갑판에 설치된 광량계 (Li-Co quantum meter LI-1000)에서 1분 간격으로 측정된 PAR (Photosynthetically Avaiable Radiation) 값을 날짜별로 적분하였다. 여기서는 조사기간 동안에 측정된 PAR의 평균값을 전체 정점에 적용하였다 (표 11-2).

Table 11-2. Variation of total daily PAR during the survey period.

Date	Daily PAR (E/m^2)
10/4	37.60
10/5	35.91
10/6	4.38
10/7	4.78
10/8	15.19
10/9	30.74
10/10	31.03
10/11	27.16
10/12	2.45

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

나. 결과

(1). 엽록소의 분포

그림 11-23은 표층의 소광계수 (beam attenuation coefficient) 분포이다. 전체적인 양상은 해류 패턴, 즉 가을에 들어 중국대륙 쪽 연안을 따라 남하하는 연안류의 흐름과 일치하고 있다. 즉, 구 황하 퇴적물의 재부유로 탁도가 높아진 해류가 남쪽에서 북상하는 대만 난류와 만나 양자강 하구 북쪽, 약 북위 32도에서 동쪽으로 뻗어나가는데 이 양상은 CZCS에서 잘 관찰되고 있다 (그림 11-24). 그림 11-24는 1980년 10월 28일 영상으로 탁도와 매우 높은 상관관계를 가진 채널 3 (550nm) 영상을 선형연장 (linear stretch)한 것으로 높은 탁도를 가진 수괴의 분포는 대략 50m 등심도와 일치한다.

엽록소의 수평적 분포는 연안류와 대마난류가 형성하는 전선의 분포와 밀접한 관계를 보인다 (그림 11-25). 조사정점은 크게 3가지로 대별될 수 있는데, 첫째 지역은 엽록소 밀도가 낮은 쿠로시오, 대마난류역으로 대략 0.4 mg/m^3 이하의 밀도를 보인다. 이 정점들에서는 밀도 약층이 50m 이하에 형성되어 있다. 두 번째 지역은 양자강 주위와 한반도 남부연안 주위의 조석전선의 바깥에 위치한 정점으로 0.6~0.8 mg/m^3 이상의 높은 밀도를 보인다 (예: O05, O06, E02, E03, E08, G04, C03). 나머지는 그 중간에 위한 대륙붕 정점들로 추계 증식이 진행되어 하계보다는 높은 엽록소 밀도를 보이고 있다.

전체적인 양상은 혼합층의 깊이가 30~40m보다 낮은 곳에서는 표층의 엽록소 밀도가 증가하고 저층엽록소 최대층 (DCM)

관측선 A

전 정점에 밀도약층이 형성되어 있으며 춘계 대번성과 같은 형태의 엽록소 수직 구조를 보인다 (그림 11-26). 엽록소 밀도가 0.6 mg/m^3 이하로 대체적으로 낮았으나 외양에서 연안 쪽인 A06 --> A02 방향으로 증가하는 경향을 보였으며 표층에서 밀도약층에 이르기 까지 일정한 밀도 분포를 보였다. 엽록소 단면은 밀도 단면과 유사하다 (그림 물리-A단면).

관측선 C

한반도를 따라 남하한 연안수가 대마난류와 전선을 형성하고 있는 위치인 관측선 C에서는 중간인 정점 C02, C03에서 혼합층 수심이 가장 낮으며 엽록소 밀도가 가장 높아 1.5 mg/m^3 에 달하며 연안 쪽과 외양 쪽으로 갈수록 낮아지고 있다. C01, C02, C03의 표층 염분은 32.0 psu이하이며 C05에서는 33.5 psu로 높다. 정점 C03와 C05사이에 전선이 형성됨을 알수 있고 이는 엽록소 밀도의 단면과 수온, 염분 단면에서도 나타난다 (그림 11-27, 그림 물리-C단면).

관측선 D

D02, D04, D05 에서는 표층 염분이 대략 32.0 psu 이하였으나 D06부터 증가

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

하여 D10에 이르러서는 표층과 저층의 차이가 거의 나지 않는다. 정점 D05와 D06 사이에 전선이 형성되어 있으며 이는 엽록소 밀도의 단면에서 뚜렷이 나타나며 (그림 11-28) 밀도 단면과 대체적으로 일치한다 (그림 물리-D단면).

관측선 E

정점 E02, E03 , E04에서는 혼합층 내의 엽록소 밀도가 균일하나 정점 E05, E06, E07에서는 수심 20 부근에 DCM이 형성되었고 정점 E08 방향으로 증가하고 있다 (그림 11-29). 이는 E08방향으로 갈수록 성층이 약해지고 수직혼합이 활발해지는 것으로 해석되며 밀도 단면에서 잘 나타난다 (그림 물리-E단면).

관측선 G

G-line 은 가장 특이한 형태를 보이고 있다 (그림 11-30). 정점 4에 깊이가 70m에 달하는 밀도약층이 형성되어 있고 약층의 상부의 엽록소 밀도는 1.0 mg/m3 정도의 비교적 높은 값을 보인다. 이는 전 정점에서 혼합층 수심이 30~40 m 보다 낮은 경우 엽록소 밀도가 대략 0.5 mg/m3 이하인 점을 고려할 때 매우 특이하다고 볼 수 있다. 밀도단면을 보면 30~50m에 형성된 밀도약층이 정점 G04에서만 70m 수심으로 낮아지는 깊은 골모양을 하고 있다 (그림 물리-G단면). 염분 단면을 보면 33.0 psu 이하의 연안수가 수심 50 이하에서 외양쪽으로 뻗어나가는 것을 알수 있다. 따라서 혼합층이 얕은 시기에 G04에서 식물플랑크톤의 증식이 일어났고 그 후에 복잡한 물리과정에 의해 G04의 혼합층이 깊어진 것으로 해석할 수 있다. 정점 G04의 양쪽으로는 엽록소 밀도가 낮아진다.

관측선 I

정점 I01, I02에서는 밀도 수직구조가 없으나 엽록소 밀도가 비교적 높으며 I05에서는 복잡한 수직구조 나타나고 정점 J06에서는 혼합층의 깊이가 70m 정도로 깊어져 엽록소 농도는 매우 낮다 (그림 11-31).

관측선 K

관측선 I와 마찬가지로 K06 부근에 전선이 형성되고 K02에서 K06방향으로 엽록소 밀도가 낮아져 K06부터는 0.2~0.3 mg/m^3의 낮은 값을 보인다 (그림 11-32).

관측선 L

엽록소 밀도 단면을 보면 외양 쪽으로 갈수록 낮아지며 L05, L06사이에 전선이 형성된다 (그림 11-33). 전자에서는 표층 혼합층 전체의 엽록소 밀도가 0.5 mg/m^3 의 수직적으로 균일한 값을 보이나 후자에서는 엽록소 밀도가 낮고 저층 최대층이 형성되어 있다. 전반적 양상은 1995년 봄과 동일하다.

관측선 O

관측선 O에서는 매우 복잡한 형태를 보인다. 정점 O01, O02, O03, O04에서는 0.5 mg/m^3 이하의 낮은 값을 보이나 정점 O05에서는 수직구조가 나타나며 최대 4.0 mg/m^3 이상의 높은 값을 보인다. 정점 O07에서는 다시 0.5 mg/m^3 이하의 낮은 값을 보이나 정점 O08에서는 다시 2.8 mg/m^3 에 이르는 높은 값을 보인다

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

(그림 11-34). 이 구조는 밀도의 단면구조와 동일하다. 즉, 정점 O05, O06과 O08에 각각 수심 20m 부근에 밀도약층이 형성되어 있다 (그림 물리-O단면). Beam 소광계수의 단면을 보면 (그림 11-35) 정점 O03에 고탁도의 핵이 형성되어 있으며 밀도단면을 보면 바닥까지 수직혼합이 되어 있다.

(2). P-I 특성

총 35개의 P-I 실험 결과로 적합화된 P-I 특성은 각 정점 별로 표 11-3에 요약되어 있다. α의 경우 0.0005~0.0916 mgC/mgChl-a/(μE/m^2/s)/h, P_m^B는 0.05~14.86 mgC/mgChl-a/h의 범위를 보였다. 광적응 정도를 나타내는 I_k는 83.5~255.9 μE/m^2/s의 범위를 보였으며 광저해가 나타난 경우 I_m은 245.4~695.7 μE/m^2/s의 범위를 보였다. α값의 분포는 대체적으로 1994년 여름과 비슷하고 1995년 봄보다는 낮았으며 P_m^B 값의 분포범위는 1994년 여름자료 보다 높고 1995년 봄보다는 낮은 중간 정도였다 (그림 11-35).

I_k 값은 봄이나 여름에 비해 전반적으로 분포 범위가 작았다.

(3) 일차생산력

12개 정점의 표층 일차생산력을 평균 일광량을 토대로 계산한 결과가 표 11-4이다. 값의 범위는 2.01 (정점 A04) ~ 66.59 mg C/m^3/day (정점 G01)로 1995년 봄과 비슷한 범위를 보였다. 표층분포에 있어 쿠로시오 수역과 대마난류 쪽은 낮았다 (< 6 mg C/m^3/day). P-I 실험이 시행되지 않은 곳에서 더 높은 값이 나올수 있을 것으로 생각된다. 예컨데, G04은 G01보다 엽록소 밀도가 높고 혼합층 깊이가 깊어 일차생산은 더 클것으로 예상된다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Table 11-3. Primary photosynthesis parameters and derived parameters. Also included is chlorophyll-a concentration (mg m^{-3}).

St.	Z(m)	α †	P^B_m **	I^B_k ††	Chl-a.
A04	0.00	4.58e-3	.47	101.68	.44
A04	30.00	.03	4.94	195.72	.47
D02	0.00	.01	.98	193.09	.52
D02	20.00	.09	10.42	113.81	.10
D02	30.00	.04	3.05	83.51	.04
D04	0.00	.06	13.87	226.12	.23
D04	20.00	2.59e-3	.34	129.70	.94
D04	30.00	.01	1.34	126.03	.17
G01	0.00	.03	5.95	218.26	.98
G01	10.00	.04	6.00	154.00	.67
G01	20.00	.02	2.92	118.80	.57
I04	0.00	.02	4.39	208.57	.67
I04	20.00	.02	4.57	248.27	.60
I04	30.00	.02	3.92	246.15	.71
K02	0.00	.01	1.22	185.22	1.11
K02	20.00	.01	1.03	156.84	.74
K02	30.00	.01	1.98	188.15	.48
K04	0.00	.02	3.57	211.25	.41
K04	20.00	.02	2.84	179.29	.51
K04	30.00	.02	2.65	161.22	.52
K04	50.00	.01	2.87	238.86	.52
L02	0.00	.01	.95	168.29	.50
L02	10.00	.01	1.00	137.26	.46
L02	30.00	.01	1.01	143.09	.43
L06	0.00	.01	1.55	131.10	.18
L06	10.00	.01	.95	131.36	.12
L06	30.00	.01	1.50	160.33	.24
MB02	0.00	.02	2.65	111.67	.49
MB02	20.00	.02	2.57	155.62	.46
Q03	0.00	.01	2.76	240.49	.58
Q03	10.00	.01	3.30	255.93	.77

** 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 $m^{-2}s^{-1}$

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Table 11-4. Surface distribution of daily primary productivity ($mgC/m^3/day$)

Station	Primary productivity	Station	Primary productivity	Station	Primary productivity
A4	2.0175	I4	31.8621	L6	3.3202
D2	6.0923	K2	16.2806	MB2	15.5057
D4	36.5899	K4	15.7660	Q3	16.6698
G1	67.5902	L2	5.6981		

다. 토의

조사시기는 여러가지 정후로 보아 추계 대번식의 초기에 해당되는 것으로 보인다. 1994년의 여름 조사에서 거의 대부분의 정점에서 나타난 DCM이 사라지고 일부 정점에서 표층에서 높은 엽록소 밀도를 보이고 있기 때문이다. 1994년 여름조사와 1995년 봄조사와 본조사의 P-I 매개변수 분포를 비교해보면 이러한 해석을 뒷받침해준다 (그림 11-36). α 값의 분포로 1994년 여름에는 최다빈도가 0.02~0.03 $mgC/mgChl-a/(\mu E/m^2/s)/h$이었으나 1995년 봄에는 최다빈도는 0.03~0.04 $mgC/mgChl-a/(\mu E/m^2/s)/h$로 증가하였다. 1996년 10월에는 최다빈도가 $0.02mgC/mgChl-a/(\mu E/m^2/s)/h$ 이하로 1994년 여름과 비슷했다.

한편, 동화율은 1994년 여름에는 최다빈도가 1~2 mgC/mgChl-a/h로 매우 낮았으나 1995년 봄에는 3~4 mgC/mgChl-a/h로 증가하였다. 1996년 가을에는 최다빈도가 1~2 mgC/mgChl-a/h로 낮았으나 여름에 비해 높은 값의 비율이 증가하였다.

중국 연안류의 강화는 대륙붕역의 식물플랑크톤 생산을 매우 복잡하게 만들고 있다. 관측선 O, Q의 경우 O01, O02, O03, O04에서는 엽록소 밀도가 낮으나 (< .5 mg/m^3), 바로 남쪽 정점인 O05에서는 3.0 mg/m^3이상의 높은 값을 보인다. 이것은 물기둥의 안정성과 밀접한 관계가 있다. 높은 탁도에도 불구하고 이 정점의 혼합층은 얕아서 (<15m) 왕성한 성장이 일어난다. 표층의 소광계수가 가장 높은 정점 Q05, Q06에서도 엽록소 밀도가 높은 것은 혼합층이 충분히 얕으면 식물 성장이 지속될 수 있음을 보여준다.

중국과 한국의 연안류의 경계역에서 왕성한 식물성장이 일어나는 것은 이들 해역에서 영양염과 안정성이 적절히 만족되기 때문이다. 1980년과 1981년의 CZCS 자료를 보면 10월 말에서 11월초에 대륙붕역 전체에서 대번성이 일어나는

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

것을 볼 수 있다. 본격적인 추계대번성 시에 전반적인 일차생산 분포와 특성을 조사하는 것은 년간 일차생산의 규모를 추정하기 위해 필요하다.

제 3 절 동중국해에서 식물플랑크톤에 대한 요각류의 포식압과 식물플랑크톤과 요각류 사이의 에너지 흐름.

가. 서론

해양에서 탄소순환과정 변화가 어류 생산량에 어떠한 영향을 미칠 것이며, 대기중의 이산화탄소를 해양에 저장할 수 있는가에 대한 문제는 인간의 활동에 의해서 해양환경의 변화가 증가함에 따라 상당한 논란거리가 되었다. 이는 해양에서 광합성작용에 의해 매년 고정되는 이산화탄소 양이 잘 알려져 있지 않고 어류 탄소와 해저퇴적물 탄소의 선구물인 식물플랑크톤의 운명 또한 잘 알려져 있지 않기 때문이다. 이러한 불확실성 때문에 잠재 어획량과 해양의 이산화탄소 저장력에 대해서는 많은 논쟁의 여지가 있다 (Ryther, 1969; Broecker *et al.*, 1979; Walsh *et al.*, 1981). 이러한 불확실성 중 어류 탄소의 기초가 되는 식물플랑크톤의 종 조성 및 양적 변동에 영향을 미치는 하나의 요소로 동물플랑크톤의 포식은 식물과 어류를 연결시키는 중요한 중간자적 역할을 한다. 따라서 동물플랑크톤의 포식에 대한 정보는 먹이망 내에서 에너지 전달 및 더 나아가서 해양의 탄소순환과정을 이해하는 데 중요한 요소가 된다.

동중국해는 대륙붕이 잘 발달되어 있으며, 세계 2대 해류의 하나인 쿠로시오가 통과할 뿐만 아니라 쿠로시오로부터 분지된 대마난류가 외해의 고온·고염수를 동중국해, 황해와 동해로 수송하고 연안수가 중국대륙과 한반도의 하천과 연안역을 통해 동중국해로 유입되어 다양한 해양현상이 공존하고 있다. 또한 우리나라 주변해역중 이용과 개발 가능성이 가장 높고 풍부한 수산자원을 가지고 있어 많은 조업활동이 이루어지고 있다. 그러나 최근까지 동중국해의 플랑크톤 조사와 연구는 중국과 일본에 의해 주도적으로 수행되었을 뿐 국내에서의 조사는 거의 이루어지지 않아 동중국해 및 대마난류역에 나타나는 생태계에 대한 정보가 매우 부족한 실정이다. 본 조사는 동중국해에서 해양생태학적 기초자료일 뿐 아니라 물질순환이나 수산자원관리 등에 있어서도 매우 중요한 정보를 제공하는 일차생산력과 부유성 요각류 (cyclopoida 그룹 제외)의 생산량을 추정하였다. 또

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

한 요각류의 현장 먹이 섭취율을 측정하고 이를 토대로 하여 식물플랑크톤 현존량에 대한 요각류 군집의 포식영향을 계산하여 탄소순환에 기초가 되는 식물플랑크톤으로 부터 요각류로 전달되는 에너지의 양을 규명하고자 하였다.

나. 재료 및 방법

(1) 조사해역 및 시기

조사해역은 북위 28° 30′ ~ 34° 30′ , 동경 123° ~ 129° 30′ 으로 대한해협의 남쪽 입구, 황해와 동중국해 경계해역 및 동중국해 동부해역을 포함하는 광범위한 해역 (그림 94년 조사정점 지도)으로 1994년 8월 28일부터 9월 3일 까지, 1995년 4월 26일부터 5월 8일 까지 2차례에 걸쳐 온누리호를 사용하여 조사하였다. 이 중 플랑크톤의 조사는 제주도 서쪽 남북관측선에 해당하는 D-line, 황해와 동중국해 경계해역인 E-line 과 대륙사면 통과 남쪽 끝에 위치한 L-line에서 이루어 졌다.

(2) 조사방법

수온 및 염분도는 각 정점에서 SBE9-11 sea logger CTD를 사용하여 자료를 수집하였다. 수온과 염분도는 한국해양연구소 물리연구부에서 분석된 자료를 사용하였다 (해양연구소, 1995, 1996). 식물플랑크톤과 동물플랑크톤 시료는 다음과 같은 방법으로 채집하였다.

식물플랑크톤

엽록소 및 엽록소의 크기분석 : SBE 25 CTD를 사용하여 형광을 수직적으로 측정하였으며, 채수기로 해수를 채수하여 이 중 1리터의 해수를 GF/F (Whattman Co.) 필터로 거른 다음 냉동 보관하여 실험실로 옮겼다. 실험실에서 여과지를 90% 아세톤 용액에 담구어 24시간 동안 냉.암소에 보관하였다. 용출된 용액의 형광을 엽록소 표준용액 (Sigma Co.)으로 보정된 Turner model 10 fluorometer로 측정하여 Strickland and Parsons (1972)의 방법을 따라 엽록소 밀도로 바꾸었다. 이렇게 계산된 엽록소 값을 사용하여 CTD에 장착된 Seatech fluorometer로 측정한 현장농도와의 관계식의 매개변수를 구하였다 (표 11-5). 엽록소의 크기분석은 현장에서 Turner model 10 fluorometer로 사용하여 각 정점에서 채수한 해수의 형광값과 해수를 11 ㎛ mesh에 통과시켜 통과된 해수의 형광값을 측정하여 비교하였다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Table 11-5. Regressions used for calibration of fluorometer.

Time	St.	Regression equation	r2
Aug.-Sep. 1994	D-line	*Chl*=1.11*fls*-0.28	0.87
	E-line	*Chl*=1.22*fls*-0.31	0.79
	L-line	*Chl*=0.82*fls*+0.01	0.84
Apr.-May 1995	D-line	*Chl*=0.53*fls*-0.16	0.89
	E-line	*Chl*=0.90*fls*-0.35	0.92
	L-line	*Chl*=0.31*fls*-0.01	0.86

동물플랑크톤

동물플랑크톤은 250 ㎛ 와 300 ㎛ mesh size를 사용한 Bongo net를 사용하여 수직채집을 실시하였으나 조류와 해류에 의해서 네트가 배로부터 밀려나서 거의 경사채집에 가까웠으며, 네트를 예인할 때 윈치의 속도는 항상 1m/sec 이상을 유지하였다. 수심이 200m 이하 지역은 거의 바닥근처에서 표층까지 채집하였으며, 200m 보다 더 깊은 지역에서는 200m 상층부만 채집하였다. 네트의 입구한쪽에는 유량계 (General Oceanics, Inc.)를 설치하여 여과된 해수양을 조사하였다. 정량분석을 위한 시료는 최종농도가 5%되도록 포르말린을 시료가 있는 플라스틱 용기에 첨가하여 보관하였다. 요각류의 체내 형광량과 생물량 측정을 위한 시료는 100㎛ mesh로 걸러서 여과해수로 세척한 후 petri dish에 넣어 분석하기 전까지 어두운 곳에서 냉동 보관하였다. 시료가 부족한 지역에서는 한 번 더 채집하였다.

현존량 및 생물량 : 포르말린에 고정된 시료는 해부현미경 (Zeisse)과 광학현미경 (Axioport, Zeisse)으로 계수하고 분류하였다. 요각류는 속 수준 (일부는 종 수준)까지 동정하여 계수한 후 단위체적당 (m^3) 개체수로 환산하였다.

생물량은 각 분류군의 개체수와 이들의 평균 탄소량을 곱하여 계산하였다. 탄소량을 측정하기 위해 우선 냉동된 시료의 일부를 녹여 해부현미경 하에서 각 분류군별로 분리하여 계수하고 여과해수로 간단히 세척한 후 60℃에서 24시간 동안 건조시킨 다음 무게를 측정하기 전까지 건조기 (desiccator)에 보관하였다. 건조된 시료는 microbalance (Sartorius Co.)로 무게를 측정한 다음 원소분석기 (CHNS-O, Carlo Erba Ins.)로 탄소함유량을 측정하였다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

체내 색소농도와 먹이 섭취율 : 요각류의 체내 색소농도는 3개의 크기그룹, 대형 (체장이 약 1.7mm 이상), 중형 (약 1.3~1.7mm), 소형 (약 1.3mm 이하) 으로 나누어 측정하였다. 대형 요각류에는 주로 *Calanus* (주로 *Calanus sinicus*), *Eucalanus, Euchaeta, Undinula*를 대상으로 하였으며, 중형 요각류는 주로 이들의 대형 요각류의 미성숙체와 *Canthocalanus, Centropages, Temora* 이고, 소형 요각류는 *Acartia*, 주로 *Paracalanus*로 구성된 소형 혼합그룹으로 구성되었다. 요각류 개체는 냉동된 시료로부터 낮은 조명의 해부 현미경 하에서 각 크기그룹에 속하는 종별로 분리하여 여과해수로 세척한 다음 7㎖의 90% 아세톤이 있는 유리병 (glass vial)으로 옮기고 냉장상태로 24시간 동안 보관하였다. 한번 측정을 위해 요각류 개체는 크기에 따라서 10~30개체를 사용하였다. 요각류의 체내에 있는 형광을 추출하기 위해 조직 분쇄기로 갈지 않았는 데, Simard *et al.*(1985)과 Morales *et al.*(1990)의 보고에 따르면 분쇄기로 갈은 시료들과 갈지 않은 시료들 사이에 차이가 없는 것으로 나타났다. 추출물의 형광은 산처리 (acidification) 전과 후에 엽록소 표준용액 (Sigma Co.)으로 보정된 Turner model 10 fluorometer를 사용하여 측정하였다.

요각류 개체의 체내 색소농도 (gut pigment content)는 약간 변형시킨 Strickland and Parsons (1972)의 식을 사용하여 계산하였다. 그 식은 다음과 같다.

$$Chlorophyll\ a(ng/ind.) = \frac{k(f_0 - f_a)v}{n}$$

$$Phaeopigment(ng\ chl\ a\ eqv./ind.) = \frac{k[(Rf_a) - f_0]v}{n}$$

여기서 k는 기기 보정상수, R은 acidification ratio,. v는 식물색소를 추출하기 위해 사용했던 90% 아세톤의 volume(㎖), f_0와 f_a는 산처리 전·후에 읽은 값이며, n은 분석에 사용된 요각류의 개체수이다. 체내 색소농도 (G)는 chlorophyll a와 phaeopiment (chl a equivalent로 표현된)의 합으로 계산했으며, ng chl./individual (ind.) 의 단위로 나타냈다.

체내 색소농도는 아래의 공식을 사용하여 개체의 먹이 섭취율 (I, ng chl./ind/h.) 로 전환시켰다.

$$I = 60 \cdot r \cdot G$$

여기서 r은 요각류 체내에 있는 형광의 제거율(min^{-1}) 이다. 요각류의 daily ration (요각류 개체의 몸체 탄소량의 퍼센트)은 탄소 대 클로로필 비율 (C:chl=50) 을 사용하여 탄소단위로 전환된 개체의 일 먹이 섭취율 을 개체의 탄소무게로 나누어 각 크기그룹에대해 계산하였다.

체내 형광 제거율을 측정하기 위해서 시료들을 채집한 후 바로 미리 준비된

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

여과해수로 희석시키고, 먹이입자들과 동물들을 분리하기 위해 200 ㎛ 채로 동물을 모은 다음 동물의 몸체에 붙어 있는 나머지 입자를 제거하기 위해 여과해수로 세척하였다. 시료를 여과해수로 채워져 있는 2 ℓ 용기로 옮긴 다음 시간 경과에 따른 체내 형광물질의 감소를 조사하였다. 요각류는 60분동안 2 ℓ의 유리병에서 배양하였으며, 5~15분 간격으로 채집하여 냉동 보관하였다. 시료들은 위의 체내 형광농도 분석과 같은 방법으로 처리하여 시간경과에 따른 형광농도의 감소를 측정하였다. 만약 체내 색소체 농도가 대략 지수적으로 감소한다고 가정하면 (Kiørboe *et al.*, 1982; Dagg and Wyman, 1983), 체내 형광물질 제거율은 다음과 같은 공식으로 계산할 수 있다.

$$G_t = G_0 e^{-rt}$$

여기서 G_0와 G_t는 배양의 시작과 시간 t에서 측정한 체내 색소의 양, r은 체내의 먹이 제거율 (gut evacuation rate)(t^{-1}) 이며 t는 시간(분)이다.

포식압 : 식물플랑크톤 현존량과 일차 생산력에 대한 요각류의 하루 포식압을 계산하기 위해서 개체의 먹이 섭취율에 24를 곱하여 하루의 먹이 섭취율로 전환시키고 각 정점에서 출현한 요각류의 크기그룹에 해당하는 종의 개체밀도를 곱하였다. 분석된 포식자들에 대해서 이러한 과정을 반복하여 각 정점의 요각류 군집의 포식율 (mg pig./m^3/day)을 계산하였다. 또한 일차 생산력에 포식압은 탄소:클로로필 비율 50을 적용하여 색소단위의 먹이 섭취율을 탄소단위로 전환시켜 계산하였다.

생산량 : 최근 동물플랑크톤의 생산량을 측정하기 위해 다양한 방법들이 발달되어 왔으며, 모든 측정방법은 생체량과 성장률 이라는 두 개의 기본적인 변수들을 측정해 한다. 단순화된 동물플랑크톤의 생산량 (P)에 대한 일반적인 식은 다음과 같다.

$$P = \sum_{i=1}^{i} N_i \cdot W_i \cdot g$$

여기서 N 과 W는 동물의 개체수와 무게다. 조사지역의 출현 종에대한 N · W의 합은 생물량으로 앞에서 언급했듯이 원소 분석기를 사용하여 탄소량으로 측정하였다. g는 성장률 이다. 여기서 성장률 은 직접 조사하지 못하였으며, Huntley and Lopeze (1992)가 제시한 온도의 지수함수로 계산하였다. 이들은 다양한 방법과 온도범위에서 조사된 요각류의 성체무게, 난의 무게, 세대시간 자료를 수집하여 이들 3개의 변수로부터 성장률 을 계산하였다. 성장률 은 아래의 지수함수로 계산할 수 있으며, 또한 온도에 의존할 것으로 예상하였다.

$$W_t = W_0 e^{gt}$$

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

여기서 W_0 와 W_t는 시간 0와 t에서 무게 (μg C)이며, g는 순간성장율 (d^{-1}), t는 경과된 시간이다. 이 식을 성장률 에 대해 풀면 연령군 분석법에서 언급된 성장률 식과 같다. 이 식으로 계산된 성장률 을 온도와 관계가 있을 것으로 생각하여 온도에 대해 배치한 결과 다음과 같은 온도의 지수함수 (r^2=0.91)를 얻었다.

$$g = 0.0445e^{0.111T}$$

여기서 T는 수온이다. Huntley and Lopez는 이러한 분석을 통해서 성장률 변화의 91%가 단지 온도만으로 설명될 수 있음을 시사하였다. 여기에 사용된 자료는 수온이 -1.7~30.7℃에 이르는 극지방에서 열대지역에 서식하는 요각류 33종에 대해 181개를 사용하였다.

다. 결과

(1) 수온 및 염분

94년 하계에 조사된 수온 및 염분 분포는 다음과 같다 (해양연구소, 1995; 그림 4-3, 4-4, 4-8). 제주도 서쪽 남북관측선 D-line의 단면 분포는 10m 정도의 상부의 저염·고온층, 약 40m 두께의 약층 및 50m 이하의 저층으로 구분할 수 있다. 표층수온은 정점 D02와 D03을 제외하고 27℃ 이상의 비교적 균질한 분포를 보이고 저층의 15℃ 이하의 해수가 황해쪽에서 영향을 주고있는 분포의 모양을 보이고 있다. 염분분포는 표층에서 정점 D10과 B01 사이에 강한 전선을 형성하며 양자강 희석수의 분포를 보여주고 있다. 황해와 동중국해 경계의 북쪽 관측선 E-line은 D-line과 비슷하게 3층 구조로 고온·저염인 상층, 약층 및 저온·고염인 저층으로 나누어 진다. 저층의 11℃ 이하와 32.9‰ 이하의 값을 보이는 황해저층냉수는 육지쪽 가까이 있는 관측점을 제외하고 폭 넓게 분포하고 있다. 조사지역 중 최 남단에 위치한 L-line에서 대륙붕역과 심해역의 해황이 뚜렷이 구분된다. 대륙붕역은 표층 50m의 혼합층, 20m 정도의 약층 및 해저혼합층이 형성되어 있다. 수온 구조는 수평 또는 대륙사면쪽을 향해 위로 기울어진 분포양상을 나타내는 데 19℃ 이하의 분포는 대륙사면에서 대륙붕으로 올라오는 모양을 보여 용승의 가능성을 시사해 준다. 염분의 분포구조는 다른 관측선 보다 복잡하게 나타나 물리적 현상이 다양함을 시사해 준다. 표층의 염분전선은 정점 L09와 L10 사이에 형성되어 있음을 보였다.

95년 춘계의 수온 및 염분 분포를 보면 (해양연구소, 1996; 그림 3-5, 3-6, 3-10), D-line의 경우 대체로 수직적으로 균질성을 보여주고 있지만 수심 40~50m를 중심으로 구조의 변화가 있음을 나타내고 있다. 수온은 제주도와 가장 가까운 정점 D05 와 D06 부근에서 15℃ 이상의 고온수가 출현하고 남북방향으로 비슷한 형태로 감소하는 경향을 보였다. 염분 분포는 대체적으로 수온의 분포와

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

비슷하였다. 관측선 E-line은 중국에 가까운 정점들을 제외하고 약 20m 수심을 중심으로 성층이 되어 있다. 수온은 정점 E03의 저층에 10℃ 이하의 저온수가 나타나는 데 이는 황해저층냉수의 남으로 확장이 시작한 결과로 예상되었다. 염분분포에서 정점 E05와 E06 사이에 34.0‰ 이상의 고온수가 저층에 출현하는 데 이는 고온수의 핵과 다른 속에 있음을 보이고 있다. 중국연안에 가까울수록 수직변화는 줄어들고 정점 E02와 E03 사이에 강한 염분전선이 형성되어 있다. L-line의 수온분포는 외해쪽으로 증가하는 구조를 보이고 있다. 대륙사면에서 경사진 분포구조는 94년 하계와 비슷하게 용승의 가능성을 시사해 준다. 염분은 34.8‰ 이상의 고염수가 정점 L11~L12의 100~300m 수심에 두껍게 나타난다. 대륙붕 방향의 염분변화는 94년 하계와 마찬가지로 매우 복잡하여 다양한 크기들의 현상이 매우 활발하게 일어나고 있음을 보였다.

(2) 식물플랑크톤의 현존량

94년 하계에 엽록소의 수직분포를 보면 (그림 11-37) D-line에서는 15~50m 사이에 저층 엽록소 최대층 (DCM)이 존재하였으며 북쪽으로 갈수록 표층농도가 증가하는 경향을 보이는데 이는 양자강 희석수의 영향에 의한 것으로 보인다. E-line에서는 한반도 쪽으로 갈수록 DCM의 두께가 두꺼워지는데 양자강 희석수와 묵포 쪽의 조석혼합에 의한 것으로 보인다. L-line에서는 DCM은 수심에 관계없이 대략 50~80m의 일정한 깊이에 존재하였다.

95년 춘계에 (그림 11-38) D-line에서 DCM이 발달하지 않았으며, 대마난류권에 속하는 정점 D06에서는 비교적 낮았으나 이를 중심으로 남쪽이나 북쪽으로 갈수록 농도가 높아졌다. E-line은 가장 특이한 형태를 보이고 있다. 조석혼합이 활발한 정점 E02나 대마난류 영향권의 정점 E08에서는 엽록소 밀도의 수직구조가 뚜렷하지 않으나 정점 E03, E04 , E05 , E06에서 수심 20-30m 사이에 DCM이 형성되었고 정점 E04에서는 최대값이 6 mg/m^3에 달하였다. 94년 하계와 유사하게 DCM이 길게 발달되어 있는 형태를 보여준다. L-line에서 정점 L02, L03, L04, L05, L06, L07, L08은 엽록소의 수직구조나 값의 범위에 있어 쿠로시오 수역의 특징을 보이는 정점 L09, L10, L11, L12와 뚜렷이 구별되며, 엽록소 밀도는 전반적으로 낮다. 전체적으로 94년 하계에는 DCM층이 전 지역에 걸쳐 잘 발달되어 있는 반면, 95년 춘계에는 E-line을 제외한 나머지 두 관측선에서 DCM은 거의 형성되지 않았다. 엽록소 밀도는 전반적으로 95년 춘계에 다소 높았다 (L-line 제외).

각 조사정점의 평균 엽록소 밀도와 11㎛를 기준으로한 크기별 엽록소 밀도의 분포는 그림 11-39, 그림 11-40 와 같다. 엽록소 밀도는 매우 낮아 물 기둥의 평균값이 94년 하계에는 1㎍/l 이하의 값을 보였으며, 95년 춘계에는 하계조사때 보다 다소 높았지만 1.5㎍/l 이하의 값을 보였다. 조사기간동안 엽록소 밀도는 주로

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

난류수의 영향을 받는 남쪽으로 갈수록 감소하지만 11㎛ 이하의 소형 식물플랑크톤의 양은 증가하여 L-line에서 전체 엽록소의 85% 이상을 차지하였다. 11㎛ 이하의 작은 식물플랑크톤은 항상 60% 이상을 점유하는 것으로 나타났다.
각 조사선의 정점 간 변동은 94년 하계조사때 보다 95년 춘계때에 더 커서 정점간의 최대 약 3배 정도 차이를 보였다.

(3) 요각류의 현존량 및 생물량

요각류의 크기별 현존량은 그림 11-41와 11-42에 정리 하였다. 제주도 서쪽 남북관측선 D-line의 경우 94년 하계에 한반도의 서남쪽에 위치한 정점 D02와 제주도 서남쪽에 위치한 D08에서 약 1,500 개체/m^3 의 비교적 높은 출현량을 보였으며, 나머지 정점들에선 500~800 개체/m^3 의 수준을 보였다 (그림 11-41). 정점 D02에서는 다른 정점에 비해 대형 요각류가 비교적 많이 출현하였다. 95년 춘계의 조사에서는 정점 D08과 D10에서 2,000 개체/m^3 이상 출현하였으며, 나머지 정점들에서는 600 개체/m^3 이하의 낮은 출현을 보였다 (그림 11-42). 정점 D08과 D10에서 대형 및 중형 요각류의 출현량도 다른 정점에 비해 많이 나타났다. 94년 하계와 95년 춘계의 정점간의 변동양상은 비교적 비슷하였다.

동중국해와 황해의 경계선에 해당하는 E-line에서 요각류의 현존량은 94년 하계와 95년 춘계에 평균 1,341 과 523 개체/m^3 로 많은 차이를 보였다 (그림 11-41, 11-42). 94년 하계에 정점간의 변동은 뚜렷한 패턴은 보이지 않지만 대형 요각류의 경우 중국측 에서 한국쪽으로 갈수록 다소 높은 출현을 보이고 있다. 정점 E04와 E07에서 2,000 개체/m^3 이상의 높은 출현량을 보였다. 그러나 95년 춘계의 조사에서 요각류의 현존량은 중국쪽에서 한반도쪽으로 갈수록 현저하게 감소하는 경향을 보였다. 춘계의 경우 정점 E01만이 1,000 개체/m^3 이상의 출현량을 보였다.

대륙사면 통과 남쪽 끝 관측선 L-line의 경우 다른 조사지역보다 매우 적은 양이 출현하였는 데, 94년 하계에 평균 355 개체/m^3 이고 95년 춘계에 267 개체/m^3를 보였다 (그림 11-41, 11-42). 요각류의 정점 별 현존량의 분포는 정점 L02 제외하면 전반적으로 하계와 춘계에 수심이 깊어지는 대륙사면 쪽으로 갈수록 낮아지는 경향보인다.

원소분석기를 사용하여 측정한 요각류의 크기그룹별 탄소량을 보면 그림 11-43과 같다. 조사정점간의 탄소량 변동은 요각류의 현존량 변동과 비슷하지만 상대적으로 *Calanus, Eucalanus, Undinula*와 같이 대형요각류가 많이 출현한 정점에서 높은 값을 보였다. 이는 개체수로 볼 때 소형요각류에 비해 월등히 낮은 점유율을 보였지만 탄소량 혹은 무게단위로 볼 때 대형요각류는 매우 중요한 위치에 있음을 알 수 있다. 이들의 큰 크기와 높은 탄소함유량은 결국 해양 생태계 내에서 어류를 포함하는 육식성식자에 중요한 먹이원이 될 수 있을 것이다. 94

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

년 하계의 요각류의 탄소량은 1.02 (정점 L11)~25.93 (정점 E07) mg C/m^3 의 범위로 대륙사면쪽에 위치한 정점들 (L-line)에서 낮은 값을 보인 반면 황해와 동중국해의 경계면에 위치한 E-line에서 높은 값을 보였다. 95년 춘계에는 1.01 (정점 L11)~29.64 (정점 D08) mg C/m^3 으로 94년에 조사된 값과 비슷한 범위를 보였다. 94년 하계와 같이 L-line에서 낮은 값을 보였지만 제주도 서쪽 남북관측선인 D-line에서 최대 값을 보였다. 그러나 D- 와 E-line의 경우 정점간의 변동이 94년 하계의 조사때 보다 상당히 크게 나타났다.

요각류 개체의 크기에 따른 건조중량에 대한 탄소 함유율을 보면 대형 요각류가 개체 당 건조중량의 약 40~50% 정도의 탄소를 함유하고 있으며, 중형 요각류가 34~41%, 소형 요각류가 24~45%의 범위를 보였다 (그림 11-44). 소형 요각류는 다른 크기의 요각류 보다 비교적 넓은 범위를 보였는 데 94년 하계조사에서 측정한 값 (평균 27.28%, SD=8.05)이 95년 춘계조사의 값 (평균 42.14%, SD=5.99) 보다 약 1.5배 더 낮게 나타났다. 요각류의 탄소 대 질소의 비율 즉, C:N ratio는 4.21~5.51의 범위를 보였다 (그림 11-45). 일반적으로 중위도 지역에 분포하는 요각류의 C:N ratio는 약 3.0~10.0 사이의 값을 가지는 것으로 알려져 있다 (Corner and O'Hara, 1986).

(4) 체내 색소농도 및 먹이 섭취율

요각류 개체의 체내 색소농도는 조사기간동안 정점간 또는 요각류의 크기에 따라서 상당한 차이를 보였다 (표 11-6). 체내 색소농도는 요각류의 크기가 클수록 높은 값을 보였다. Morales *et al.* (1990)은 요각류의 체내 색소농도와 몸체크기에 대한 관계에 대해 고찰한 결과 몸체의 크기 증가에 따라 체내 색소농도의 증가를 유의한 상관관계식으로 제시하였다. 94년 하계조사에서 최대값은 3.45 ng pig./ind. (정점 E08)으로 대형 요각류에서 측정되었으며, 전반적으로 L-line에 위치한 정점이 다른 조사지역 보다 높은 값을 보였다. 95년 춘계조사에서 최대값은 4.64 ng pig./ind. (정점 D02)으로 대형 요각류에서 측정되었고, 대형 과 중형 요각류의 체내 색소농도는 D-line이 다른 조사지역 보다 다소 높았지만 소형 요각류의 경우는 L-line이 더 높은값을 보였다. 94년 하계조사와 95년 춘계조사를 비교했을 때 소형 요각류의 체내 색소농도는 94년 하계에 더 높았으나 대형과 중형 요각류는 95년 춘계조사에서 더 높았다.

요각류의 체내 색소제거율은 D- 와 L-line에서 조사하였으며 표 11-7에 정리하였다. 측정된 제거율은 Morales *et al.* (1990)이 수집했던 문헌자료의 범위내에 있으며, 이들은 수집한 자료를 분석한 결과 요각류의 체내 색소제거율과 몸체크기 사이에 관계성이 없는 것으로 보고하였다. 조사기간동안 측정된 제거율은 요각류의 크기와 조사시기에 따라 차이를 보이는 데, 94년 하계의 조사 보다 95년 춘계에 조사된 값이 전반적으로 더 높았다. 제거율은 94년 하계에 0.0343~

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

0.0420/분 으로 소형 요각류에서 높은 값을 보인 반면, 95년 춘계의 조사때에는 0.0218~0.0445/분 으로 대형요각류가 약 2배 정도 더 높은 값을 보였다. 그러나 동일 조사시기에서 같은 크기그룹간의 차이는 거의 없는 것으로 나타났다.

체내 색소농도는 이러한 체내 색소제거율을 사용하여 개체의 먹이 섭취율로 전환시켰다. E-line의 경우는 D-line의 제거율 값을 사용하였다. 서로다른 크기그룹 개체의 먹이 섭취율
은 94년 하계에 조사된 몇 개의 정점 (D02, D06, D10, E01)을 제외하고는 요각류의 크기가 클수록 높은 값을 보였다 (그림 11-46, 11-47). D-line에서 94년 하계와 95년 춘계의 정점간 먹이 섭취율 변화는 대조적인 면을 보인다. 94년 하계의 경우 정점 D06을 중심으로 남,북쪽으로 갈수록 감소하였으나, 95년 춘계에는 정점 D06을 중심으로 양쪽으로 갈수록 감소하는 경향을 보였다. 또한 95년 춘계의 변동 양상은 물 기둥의 평균 엽록소농도의 변화 양상과 매우 비슷한 형태를 보였다. 그러나 나머지 조사선에서 먹이 섭취율의 뚜렷한 변화 패턴은 없었다. 요각류 개체의 먹이 섭취율은 같은 조사기간내에 같은 크기그룹에서 약 5배에서 20배 정도의 차이를 보이는 데 이러한 차이는 요각류의 크기의 증가에 따라 커졌다. 본 조사에서 측정된 먹이 섭취율은 체내 형광측정법을 사용하고 비슷한 크기를 가진 종에 대해 보고되었 던 값의 범위내에 있었다 (Nicolajsen *et al.*, 1983; Kiorboe *et al.*, 1985; Tande & Bamstedt, 1985; Head & Harris, 1987; Kiorboe & Tiselius, 1987; Head *et al.*, 1988; Peterson *et al.*, 1990b; Bautista & Harris, 1992).

Daily ration (요각류 개체의 탄소량에 대한 하루에 섭취한 먹이의 탄소량의 비율, %)값은 크기그룹에 따라 차이를 보이는 데 비교적 크기가 작을수록 증가하였다 (표 11-8). 대형 요각류의 daily ration은 7.0~17.2% 이며, 중형 요각류는 9.3~23.7%, 소형 요각류는 13.4~35.0%를 보였다. 이러한 값은 소형 요각류 중에 우점했던 *Paracalanus parvus* (Checkley, 1980) 와 대형 요각류에 속하는 *Calanus pacifica* (Frost, 1972)의 값 (90% 와 40%)과 비교하여 매우 낮은 수준이었다. 이러한 낮은 값은 동중국해에 출현한 요각류 종이 아마도 영양적으로 부족한 상태에 있음을 시사하는 것이다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Table 11-6. Gut pigment contents (ng pig./ind.) of three copepod size assemblages from the East China Sea.

		St.	Large	Medium	Small
Aug.-Sep. 1994	D-line	D02	0.744(0.126)	0.631(0.223)	0.202(0.033)
		D04	1.691(0.415)	0.604(0.275)	0.175(0.027)
		D06	1.805(0.448)	1.544(0.303)	0.470(0.126)
		D08	1.915(0.852)	0.971(0.592)	0.272(0.078)
		D10	0.518(0.160)	0.445(0.221)	0.208(0.055)
	E-line	E01	0.187(0.025)	0.200(0.050)	0.118(0.013)
		E06	1.232(0.341)	0.484(0.107)	0.209(0.029)
		E08	3.452(1.021)	1.564(0.416)	0.311(0.086)
	L-line	L02	2.557(0.273)	0.862(0.321)	0.351(0.057)
		L04	1.453(0.641)	0.828(0.108)	0.412(0.169)
		L06	0.754(0.256)	0.519(0.133)	0.241(0.062)
		L08	1.209(0.180)	0.795(0.072)	0.254(0.069)
		L10	2.945(0.234)	1.458(0.410)	0.401(0.055)
		L11	1.049(0.219)	0.696(0.311)	0.331(0.072)
		L12	2.204(0.418)	1.080(0.406)	0.554(0.157)
Apr.-May 1995	D-line	D02	4.636(1.164)	2.135(0.328)	0.181(0.072)
		D04	2.607(0.818)	1.271(0.285)	0.310(0.137)
		D06	0.779(0.167)	0.546(0.155)	0.146(0.035)
		D08	1.573(0.389)	0.819(0.173)	0.111(0.050)
		D10	2.991(0.867)	0.616(0.249)	0.152(0.041)
	E-line	E01	2.666(0.444)	0.801(0.267)	0.141(0.061)
		E04		0.310(0.056)	0.224(0.171)
		E06		0.455(0.184)	0.148(0.042)
		E07	0.964(0.149)	0.760(0.256)	0.332(0.316)
		E08	0.926(0.795)	0.233(0.150)	0.085(0.052)
	L-line	L04	2.336(0.382)	1.181(0.209)	0.277(0.093)
		L06	2.068(1.609)	1.136(0.600)	0.450(0.182)
		L08	2.842(0.996)	1.217(0.607)	0.247(0.118)
		L10	2.493(0.035)	1.173(0.170)	0.276(0.201)
		L11	2.030(0.051)	0.702(0.150)	0.242(0.089)
		L12	1.835(0.484)	0.598(0.326)	0.228(0.114)

( ) : standard deviation

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Table 11-7. Gut evacuation rate constants (r) with size fractions of copepod in the East China Sea.

	St.	Size fraction	r	R^2	n	F	P
Aug.-Sep. 1994	D-line	Large	0.0343	0.710	89	215.18	<0.001
		Medium	0.0399	0.778	43	147.45	<0.001
		Small	0.0411	0.853	45	256.13	<0.001
	L-line	Large	0.0354	0.804	23	90.29	<0.001
		Medium	0.0367	0.774	31	102.84	<0.001
		Small	0.0420	0.788	45	163.19	<0.001
Apr.-May 1995	D-line	Large	0.0445	0.776	23	76.29	<0.001
		Medium	0.0371	0.848	18	94.99	<0.001
		Small	0.0221	0.506	18	15.35	<0.001
	L-line	Large	0.0312	0.815	22	92.42	<0.001
		Medium	0.0269	0.764	18	55.10	<0.001
		Small	0.0218	0.746	19	52.76	<0.001

(5) 요각류의 군집 먹이 섭취율과 포식압

물 기둥내에 있는 식물플랑크톤의 하루 소비량을 측정하기 위하여 각 조사정점의 일 먹이 섭취율에 요각류 개체수를 곱하여 요각류 군집의 먹이 섭취율을 계산하였다 (표 11-9, 11-10). 군집 먹이 섭취율은 주로 요각류 개체수의 변화에 영향을 받으며, 대형 요각류가 중요한 그룹으로 나타났다. 95년 춘계 조사에서 군집 먹이 섭취율 중 대형 요각류의 기여도는 대형 요각류가 출현하지 않았던 정점 E04와 E06을 제외하면 34%에서 최대 76%까지 나타났다. 94년 하계에는 소형 요각류의 기여도가 전반적으로 높았지만, 요각류 개체수와 비교했을 때 군집내에서 대형 요각류 1개체의 증가 혹은 감소가 소형 요각류 수 개체에서 수십 개체의 변화와 비슷하다.

하루에 모든 요각류 (Cyclopoida 제외)에 의해서 입방 미터로부터 제거된 엽록소의 총량으로 포식압을 계산했을 때 식물플랑크톤의 10% 이하가 동중국해에

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

서 포식되고 있었다 (그림 11-48, 11-49). 조사기간 동안 가장 낮은 값은 95년 춘계 E-line에서 나타났는 데 정점 E01을 제외하면 요각류에 의해서 제거되는 식물플랑크톤은 단지 1% 이하였다 (그림 11-49).

Table. 11-8. Individual carbon weights (μg C) and daily rations (in percent of body carbon) of the three size fractions.

	St.	Size fraction	Filtering rate	Daily rations range
Aug.-Sep. 1994	D-line	Large	36.43 ~ 61.51 (49.08)	2.53 ~ 11.47 (6.99)
		Medium	9.57 ~ 25.39 (17.53)	6.83 ~ 15.00 (7.03)
		Small	1.52 ~ 3.05 (2.30)	17.19 ~ 45.72 (9.62)
	E-line	Large	47.04 ~ 61.82 (56.78)	0.75 ~ 18.12 (7.93)
		Medium	10.53 ~ 15.21 (12.87)	4.47 ~ 15.73 (10.39)
		Small	2.44 ~ 5.77 (3.67)	6.06 ~ 32.74 (11.24)
	L-line	Large	36.67 ~ 55.54 (43.01)	4.14 ~ 17.41 (10.65)
		Medium	11.30 ~ 19.66 (14.84)	6.98 ~ 27.81 (16.55)
		Small	2.77 ~ 4.89 (3.90)	16.06 ~ 41.78 (29.10)
Apr.-May 1995	D-line	Large	42.37 ~ 67.31 (52.97)	4.69 ~ 35.06 (17.22)
		Medium	8.93 ~ 20.69 (12.76)	12.02 ~ 52.02 (23.72)
		Small	1.69 ~ 2.60 (2.08)	10.45 ~ 18.91 (3.14)
	E-line	Large	49.77 ~ 69.99 (58.51)	5.23 ~ 12.21 (7.91)
		Medium	8.64 ~ 12.59 (10.82)	5.15 ~ 22.73 (12.85)
		Small	1.50 ~ 2.87 (2.16)	6.23 ~ 28.38 (14.36)
	L-line	Large	54.30 ~ 72.24 (62.14)	6.43 ~ 11.76 (8.32)
		Medium	15.22 ~ 28.01 (21.69)	5.37 ~ 15.02 (9.28)
		Small	1.59 ~ 4.42 (2.98)	8.78 ~ 27.31 (16.57)

( ) : Mean value

이와같이 낮은 값은 엽록소의 농도가 다른 조사지역에 비해 다소 높았지만 요각류의 출현량과 먹이 섭취율이 매우 낮았기 때문이다. 요각류의 먹이로서 단지 약 10μm 보다 큰 식물플랑크톤이 이용가치가 있다고 가정했을 때 포식압은 상당히

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

증가하여 각 조사선의 평균 10~50%의 범위를 보였으며, 95년 춘계에 조사한 일부 정점 (D08, E01)에서는 100% 이상을 보였다 (그림 11-48, 11-49). 난류수의 영향을 직접받는 L-line의 포식압은 비교적 항상 높았다. 각 조사선에서 대형 요각류의 포식압은 전체 포식압의 평균 19~44% (94년 하계) 와 54~78% (95년 춘계)를 점유하여, 94년 D- 와 L-line을 제외할 경우 상당한 부분을 차지하였다 (그림 11-50, 11-51). 소형 요각류는 94년 D- 와 L-line에서 61%와 51%로 높은 점유율을 보였고 나머지에서는 약 30% 이하의 수준을 보였다.

본 조사기간동안 일차 생산력은 94년 하계에 D-line에서 물 기둥에 대한 생산력을 계산하였으며, 95년 춘계에는 D-, E-, L-line에서 표층의 생산력 만이 계산되었다 (해양연구소, 1995, 1996). 조사된 값은 94년 하계 D-line에서 5.15~14.40 mg C/m^3/day 로 평균 8.99 mg C/m^3/day 였다. 95년 춘계 표층의 일차 생산력은 D-line에서 2.41~66.23 (평균 18.57), E-line에서 5.14~28.35 (평균 11.52), L-line에서 1.49~18.19 mg C/m^3/day (평균 10.24)을 보였다. 요각류 군집 먹이 섭취율 (표 11-9, 11-10)에 C:chl 비율 (50)을 적용하여 탄소 단위로 전환시켰을 때, 94년 하계에 일차 생산력의 평균 12.8% 가 요각류에 의해서 소비되었고, 95년 춘계에는 3.6~18.6% 가 소비되었다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Table 11-9. Daily community ingestion rates (μg pig./m^3) of copepods and contribution (%) of each size fractions in the East China Sea (Aug.-Sep. 1994).

St.	Daily community ingestion rates Large	Medium	Small	Total	Contribution (%) Large	Medium	Small
D02	11.577	2.612	12.566	26.754	43.27	9.76	46.97
D04	4.260	1.284	4.453	9.997	42.62	12.84	44.54
D06	5.350	3.815	18.237	27.402	19.52	13.92	66.55
D08	5.203	4.965	23.150	33.317	15.62	14.90	69.48
D10	3.045	2.222	6.016	11.283	26.99	19.70	53.32
Mean	*5.887*	*2.980*	*12.884*	*21.751*	*29.60*	*14.22*	*56.17*
E01	0.286	3.195	3.231	6.712	4.26	47.60	48.14
E06	3.834	1.306	8.995	14.136	27.13	9.24	63.63
E08	32.227	14.643	10.432	57.302	56.24	25.55	18.20
Mean	*12.116*	*6.381*	*7.553*	*26.050*	*29.21*	*27.47*	*43.33*
L02	4.56	3.142	6.648	14.352	31.79	21.89	46.32
L04	5.03	4.242	15.139	24.417	20.62	17.37	62.00
L06	1.076	2.388	6.680	10.144	10.61	23.55	65.85
L08	1.910	3.107	3.703	8.721	21.91	35.63	42.46
L10	0.751	4.776	1.820	7.347	10.22	65.01	24.77
L11	0.267	1.398	1.380	3.046	8.77	45.91	45.32
L12	1.011	1.484	2.948	5.443	18.57	27.26	54.16
Mean	*2.088*	*2.934*	*5.474*	*10.496*	*17.50*	*33.80*	*48.70*

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Table 11-10. Daily community ingestion rates (μg pig./m^3) of copepods and contribution (%) of each size fractions in the East China Sea (Apr.-May 1995).

St.	Daily community ingestion rates Large	Medium	Small	Total	Contribution (%) Large	Medium	Small
D02	18.183	6.753	2.667	27.603	65.87	24.47	9.66
D04	3.971	1.382	2.051	7.404	53.63	18.66	27.70
D06	1.900	1.236	1.960	5.096	37.28	24.26	38.46
D08	35.978	10.947	10.035	56.961	63.16	19.22	17.62
D10	84.243	20.894	5.612	110.749	76.07	18.87	5.07
Mean	*28.855*	*8.243*	*4.465*	*41.563*	*59.20*	*21.09*	*19.70*
E01	31.661	6.311	3.501	41.473	76.34	15.22	8.44
E04		0.506	5.041	5.548		9.13	90.87
E06		0.146	1.872	2.018		7.23	92.77
E07	1.607	0.770	2.204	4.581	35.08	16.81	48.11
E08	0.928	0.205	0.208	1.340	69.21	15.29	15.50
Mean	*11.399*	*1.588*	*2.565*	*10.992*	*60.21*	*12.74*	*51.14*
L04	12.383	5.649	3.370	21.402	57.86	26.39	15.75
L06	3.488	0.773	1.668	5.929	58.82	13.04	28.14
L08	6.360	3.206	1.741	11.306	56.25	28.35	15.40
L10	1.023	0.796	0.976	2.794	36.60	28.48	34.92
L11	0.628	0.274	0.933	1.835	34.20	14.95	50.85
L12	1.717	0.317	1.020	3.053	56.22	10.37	33.40
Mean	*4.266*	*1.836*	*1.618*	*7.720*	*49.99*	*20.26*	*29.74*

(6) 요각류의 생산량

요각류의 생산량을 계산하기 위해서는 두 개 기본적인 요소, 탄소 생물량과 성장률 이 필요하다. 현재 조사에서는 탄소 생물량을 직접 측정하였으나 성장률을 측정하지 못하여 Huntley and Loepz (1992)가 제시한 온도의 함수로서 성장률 을 추정하였다. 요각류의 성장률 은 표 11-10에 정리하였다. 94년 하계의 성장률 이 95년 춘계의 것 보다 평균 약 2배 정도 더 높았다. 여기서 계산된 성장

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

률 은 본 조사에서 우점했던 종 혹은 요각류 집단의 성장률 범위내에 있었다 (review in Huntley and Lopez, 1992) 조사기간 동안 요각류의 생산량은 D-line 에서 94년 하계 와 95년 춘계에 각각 1.53~4.93 과 0.61~5.52 mg C/m^3/day 의 범위를 보였으며, E-line에서는 2.02~7.94 와 0.14~2.44, L-line에서는 0.62~4.54 와 0.53~3.21 mg C/m^3/day 의 값을 보였다. 전반적으로 94년 하계에 요각류의 생산량이 다소 더 큰 것으로 나타났다. 본 조사지역의 L-line과 비슷한 위치에서 1992년 7월 일본에서 조사한 요각류의 생산량은 0.33~5.86 mg C/m^3/day 으로 (Uye and Nakamoto, 1995) 94년 하계에 조사한 값과 매우 비슷하였다.

(7) 하부영양준위의 에너지 흐름

위에 조사된 자료를 이용하여 식물플랑크톤으로 부터 요각류로 전달되는 에너지 흐름을 간략하게 도형화 하였다 (그림 11-52, 11-53, 11-54, 11-55). 이러한 에너지 흐름을 알기 위해서 현재 조사하지 못한 두 가지의 매개변수가 필요하다. 첫째 순 일차생산력 (net primary production)을 알아야 하는 데 이것은 총 일차생산력에서 호흡으로 빠져 나가고 남은 양이다. 따라서 식물플랑크톤의 호흡을 알아야 하는 데 적도 부근의 열대지역에서 조사된 자료 (Eppley and Sharp, 1975)에 따르면 총 일차생산력의 약 50% 정도로 알려져 있다. 현재 자료의 부족으로 호흡량의 값을 알기가 매우 어렵다. 열대지역에서 계산된 50%가 호흡의 최대율로 가정하고 현재 조사에서는 약 20~50% 정도가 호흡에 의해서 총 일차생산 으로부터 빠져나가는 양으로 가정하였다. 둘째, 앞에서 사용했던 탄소:클로로필 비율로 현재 보고된 바로는 약 25~110 정도의 범위를 가지며 (Jorgensen *et al.*, 1991), 온대수역에서 대략 30~70 사이의 값이 자주 사용되고 있다 (Peterson *et al.*, 1990b; Morales *et al.*, 1991; Morales *et al.*, 1993; Sautour *et al.*, 1996). 현재의 조사에서 총 일차 생산력에 대한 암 호흡 비율은 30% 로 가정하였으며, 탄소:클로로필 비율은 Sautour *et al.*(1996)이 사용한 50을 적용하였다. 그 결과 94년 하계 D-line에서 하루에 평균 6.29 mg C/m^3/d. 의 순 일차생산력이 나와서 이 중 약 17% (consumption efficiency)에 해당하는 1.09 mg C/m^3/d. 가 calanoida 요각류 집단에 의해서 소비된다 (그림 11-52). 이때 요각류 집단의 생산량은 3.31 mg C/m^3/d로 이 생태계내에서 전달효율 (transfer efficency)은 약 53% 였다. 만약 탄소:클로로필 비가 약 40~70정도 까지 변하고, 식물플랑크톤의 암 호흡율이 총 일차생산력의 약 20~50% 까지 변한다고 가정 했을 때 소비효율은 12~34% 이며 (그림 11-56), 전달효율은 46~73% 의 범위로 변할 수 있다 (그림 11-57).

95년 춘계에는 D-, E-, L-line에 대한 식물플랑크톤과 요각류사이의 에너지 흐름을 도형화 하였다. (그림 11-53, 11-54, 11-55). 요각류의 소비효율과 전달효율은 94년 하계의 조사 보다 낮았다. 소비효율은 D-line에서 11~31%, E-line에

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

서 5~13%, L-line에서 4~11% 로 식물플랑크톤에 대해 비교적 적은 소비율을 보였다 (그림 11-56). 전달효율은 D-line에서 16~25%, E-line에서 7~12%, L-line에서 18~29% 범위를 보였다 (그림 11-57). 이 것은 동중국해에서 춘계에 순 일차생산력의 최소 7%에서 최대 29%까지 다음 영양단계인 초식성 식자의 생산량으로 전달될 수 있음을 시사하는 것이다.

라. 토론

하계와 춘계의 엽록소 분포의 차이는 하계에는 DCM 이 발달한 반면에 춘계에는 E-line에서만 나타났다. 이러한 DCM은 주로 수온약층을 중심으로 해서 발달되어 있는 데 95년 춘계 E-line의 수온 분포를 보면 약한 성층현상이 나타난다 (해양연구소, 1996). 예컨데 정점 E06의 표층 엽록소 밀도는 약 0.02 mg/m^3 정도에 불과하나 DCM의 밀도는 거의 6 mg/m^3 에 달한다. 뾰족한 모양으로 형성되어 있는 DCM은 이 지역의 밀도 약층이 비교적 오래전에 형성되어 있음을 의미한다. 이러한 해석을 뒷받침하는 것은 Ik의 표층분포 이다 (해양연구소, 1996). 광적응 매개변수인 Ik는 식물플랑크톤이 적응하고 있는 광환경을 반영하며 이 값이 높다는 것은 이 지역에 오래 전에 성층이 일어났음을 의미한다.

조사기간동안 요각류의 출현량은 D-line에서 하계와 춘계에 출현 개체수는 다르지만 정점간 변화는 비슷하여, 제주도 서쪽 바로 위에 위치한 정점 4를 중심으로 남쪽으로 갈수록 증가하다가 D10에서 다시 감소하는 양상을 보였다. 하계와 춘계조사 모두 정점 D08에서 최대 출현량을 보였다. 춘계의 엽록소 밀도와 요각류의 출현량은 제주도 서·남단에 위치한 정점 D08과 D10에서 높은 값을 보이는 데 이는 대륙붕 희석수와 난류수의 사이의 전선형성과 관련된 것으로 생각된다. 그러나 양자강 수의 세력이 크게확장되었던 하계의 D- 와 E-line에서 엽록소 밀도와 요각류 출현량 사이의 관계는 보이지 않았다. 조사지역 중 최남단에 위치한 L-line의 하계와 춘계의 엽록소 밀도와 요각류의 출현량은 대체로 대륙붕역이 심해역에 비해 높게 나타났으며, 심해역으로 나갈수록 감소하는 경향을 보였다. 또한 식물플랑크톤의 현존량과 요각류의 포식사이의 관계는 춘계 D-line을 제외하고는 잘 맞지 않는다. 현장에서 동물플랑크톤의 포식과 식물플랑크톤 사이의 약한 상관관계는 자주 보고되었다 (Dagg and Wyman, 1983; Kleppel *et al.*, 1985; Simard *et al.*, 1985; Sterns, 1986; Wong *et al.*, 1992). 이것은 먹이의 종류뿐만 아니라 먹이의 질과 양 사이의 상호작용이 동물의 포식 (Poulet and Marsot, 1978, 1980; Dagg and Grill, 1980)과 난 생산과 에너지 저장과 같은 생리적 과정 (Morey-Gaines, 1980; Cahoon, 1981; Durbin *et al.*, 1983) 양쪽에 영향을 미치는 요소로서 인식되었다. 이와 관련하여 현재 요각류의 먹이로서 식물플랑크톤만이 고려되었다. 그러나 순수한 초식성 식자의 요각류는 별로 없으며, 대부분이 잡식성 이며 (Bautista and Harris, 1992), 아마도 heteroflagellate, cilliate, nauplii 는 시기에 따라 중요한 먹이 원이 될 것이다 (Lampitt and

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Gamble, 1982; Tiselius, 1989). 또한 먹이 입자의 크기 뿐만 아니라 요각류를 포식하는 다른 동물의 포식작용도 식물플랑크톤과 동물플랑크톤 사이의 관계에 영향을 미치는 요인이 된다. 먹이 입자의 크기에 대해서는 아래에서 토론하였다.

Table 11-11. Growth rates (day^{-1}) of copepod calculated from temperature-dependent model.

Time		St.	Growth (/d)	Time		St.	Growth (/d)
Aug.-Sep. 1994	D-line	D02	0.285	Apr.-May 1995	D-line	D02	0.190
		D04	0.335			D04	0.210
		D06	0.479			D06	0.230
		D08	0.468			D08	0.186
		D10	0.427			D10	0.157
	E-line	E01	0.379		E-line	E01	0.157
		E04	0.358			E04	0.159
		E06	0.283			E06	0.163
		E07	0.306			E07	0.155
		E08	0.368			E08	0.184
	L-line	L02	0.883		L-line	L02	
		L04	0.759			L04	0.320
		L06	0.730			L06	0.354
		L08	0.539			L08	0.321
		L10	0.621			L10	0.571
		L11	0.605			L11	0.531
		L12	0.595			L12	0.566

요각류는 동물플랑크톤 집단에서 우점하는 분류군으로 본 조사기간동안 주로 *Calanus, Euchaeta, Eucalanus, Undinula, Canthocalanus, Temora, Paracalanus, Clausocalanus* 가 지역에 따라 우점하였며, 소형 요각류의 미성숙체가 상당한 출현을 보였다. 이러한 우점종 중에 *Euchaeta* (*Euchata antartica* ; Oresland, 1995, *Euchaeta elogata* ; Yen, 1985)는 육식성 식자로 알려져 있지만, Itoh (1970)가 요각류의 mandibular teeth의 형태적 차이를 근거로하여 요각류의 포식습성의 차이를 edge index (E.I.)로 제시한 자료에 따르면 *Euchaeta* 집단은 잡식성 식자에 속하는 것으로 보고되었다. Itoh가 제시한 edge index에 따라 포식습성별로 요각류의 분류군을 살펴보면, 초식성 식자 (E.I.≤500)는 Calanidae, Eucalanidae,

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Paracalanidae, Psedocalanidae, 잡식성 식자 (E.I. 500~900)는 Euchaetidae, Cetropagidae, Temoridae, Lucicutiidae, Acartiidae가 속하며, 육식성 식자 (E.I.> 900)는 Heterorhabdidae, Augaptilidae, Candaciidae, Pontellidae, Tortanidae로 분류된다. 체내 형광측정법으로 요각류의 먹이 섭취율을 조사한 자료에서 *Euchaeta concinna* 와 *E. marina*에서 체내의 형광을 측정하였으며, 체내 형광농도가 *Cosmocalanus, Eucalanus, Rhincalanus* 등과 비슷한 수준으로 측정되었다 (Arinardi *et al.*, 1990). 본 조사에서도 *Euchaeta* (주로 *E. plana, E. concinna, E. rimana*)의 체내에서 형광이 관찰되었으며, 체내 색소농도 또한 *Calanus* 나 *Undinula*에 비해 결코 낮지 않았다 (그림 11-58). 또한 *Pleuromamma* (Metiridiidae) 속중 일부 종은 비록 잡식성 식자로 알려져 있지만 (Timonin, 1971; Hayward, 1980), 이 속은 주로 육식성 식자로 알려져 있다 (Parsons and Lalli, 1988). 그러나 Longhurst *et al.*(1989)은 Sargasso Sea로부터 *Pleuromamma* 종에서 높은 수준에 색소를 측정하였으며, Morales *et al.* (1991)은 북-동 대서양에서 *Pleuromamma robusta*의 체내에 진한 녹색과 phaeopigments에 대한 높은 형광 값을 관찰 하였다. 이러한 사실은 이 종의 식물플랑크톤 포식의 흔적을 나타내는 것이다. 이와같이 육식성 식자로 알려져 있는 종에서 종종 식물플랑크톤 포식의 흔적이 나타나고 있는 것으로 보아 본 조사에서 *Euchaeta* 종의 체내 색소검출은 결코 새로운 사실이 아니다.

요각류의 포식율을 측정하기 위한 형광측정법은 많은 조사자들에 의해서 사용되어 현장에서의 식물플랑크톤으로부터 동물플랑크톤으로의 에너지 전달측면을 이해하는데 많은 정보를 제공하였다 (Dagg and Wyman, 1983; Nicolajsen *et al.*, 1983; Baars and Fransz, 1984; Peterson *et al.*, 1990b; Morales *et al.*, 1991; Sautour *et al.*, 1996). Peterson *et al.*, (1990a)은 최근 몇 가지의 비교실험을 통해 이 방법이 다소 과소평가된 값을 제공하는데 그 원인은 제거율 측정에 결점이 있음을 제시하였다. 그러나 일부에서는 이 방법이 다른 측정방법과 비교적 비슷한 결과를 제시하는 것으로 보고하였다 (Baars and Franz, 1984; Kiørboe *et al.*, 1982, 1985). 만약 형광측정방법으로 측정한 포식율과 다른 기존의 방법들로 조사한 결과들 사이에 선형적인 관계가 제시된다면 (Tsuda and Nemoto, 1987; Wang and Conover, 1986) 체내 형광측정법은 동물플랑크톤의 현장 포식율 측정에 유용한 방법이 될것이다.

현재 조사된 체내 색소농도와 먹이 섭취율은 체내 형광측정법으로 조사된 값들의 범위내에 있었다. 그러나 다른방법, 예를 들면 주로 실험실에서 조사된 자료들과 비교하기 위해 먹이 섭취율 자료를 여과율자료로 다시 계산하였다 (표 11-12). 여과율은 측정방법에 관계없이 단위가 일정하기 때문에 전환상수를 쓰지 않으므로 비교적 공정한 비교가 될 수 있다. 문헌에 보고된 요각류의 여과율 (주로 배양법을 사용하여 용기내에서 먹이의 감소로부터 계산한 자료)을 정리해 보면 다음과 같다. 가장 많이 조사된 *Calanus* 종의 여과율은 0.24 ml/ind./d 만큼

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

낮은 값이 보고되기도 했지만 대략 5.8~700 ml/ind./h. 의 범위를 갖는다. 그러나 Cushing and Vucetic (1963)은 128~7018 (평균 2850) ml/ind./d의 매우 높은 값을 측정였다. *Centropages*와 *Temora*로 구성된 중간 크기그룹의 요각류는 5.7~150 ml/ind./d.이고, *Acartia*와 *Pseudocalanus*로 구성된 소형 요각류는 1.2~25 ml/ind./d.의 범위이며 최대 125 ml/ind/d. 까지 보고되었다 (reviewd in Raymont, 1983, Omori and Ikeda, 1984 ; Hargis, 1977; Roman, 1977). 또한 Kim (1993)은 *Acartia* spp. 가 우점했던 Pecnic Bay에서 방사능 동위원소 물질을 사용하여 mesozooplankton이 하루에 2~247 ml/ind.를 여과시키는 것으로 보고하였다. 현재 동중국해에서 하계와 춘계에 조사된 D- 와 E-line에서 *Calanus*의 여과율은 15.6~332.6 ml/ind./d. 이며, 대형 요각류는 13.2~305.3, 중간 크기의 요각류가 8.6~173.3, 소형 요각류가 3.4~54.5 ml/ind./d.로 방법상의 차이에도 불구하고 위에 언급한 문헌자료와 비슷한 값을 보였다. 그러나 조사지역 중 가장 남단에 위치한 L-line에서 요각류의 여과율은 상당히 높았다. 이것은 아마도 이 지역의 매우 낮은 식물플랑크톤 농도와 관련이 있는 것으로 생각된다. 먹이농도가 낮기 때문에 요각류는 많은 양의 물을 여과해야만 먹이를 섭취할 수 있을 것이다.

본 조사에서 엽록소 밀도, 요각류의 현존량 및 먹이 섭취율을 사용하여 요각류군집 먹이섭취율과 식물플랑크톤에 대한 포식압을 측정하였다. 체내 형광측정법으로 조사된 포식압은 일반적으로 <1~8% 정도의 매우 낮은 것으로 보고되었다 (Nicolajsen *et al.*, 1983; Tiselius, 1988; Peterson *et al.*, 1990b; Morales *et al.*, 1990; Bautista and Harris, 1992). 최근 Sautour *et al.* (1996)은 프랑스 Gironde estuary에서 춘계 대증식 전에 조사하였는 데 9~14%의 다소 높은 포식압을 조사하였다. 현재의 조사에서 식물플랑크톤 현존량에 대한 포식압은 94년 하계에 1~9%, 95년 춘계에 <1~10% 의 범위를 보였다. 그러나 식물플랑크톤 전체가 포식자의 먹이원으로서 이용될 수 있는지에 대해서 불확실 하다. Bautista and Harris (1992)는 단지 10㎛ 보다 더 큰 식물플랑크톤 만이 요각류에게 이용될 수 있음을 시사했으며, Morales *et al.* (1991)은 해양 요각류의 먹이로서 5㎛ 이상의 크기를 가진 입자의 중요성을 강조하였다. 또한 Morales *et al.*, (1993)은 5~10㎛ 보다 작은 먹이에 대해서 요각류의 낮은 여과효율을 보고하였다. 이외에도 부유성 요각류가 5~10㎛ 보다 더 큰 먹이를 선호하는 것으로 보고되었다 (Harris, 1982; Berggreen *et al.*, 1988; Tiselius, 1988; Dam and Peterson, 1991). 현재 조사에서 약 10㎛ 이하의 소형 식물플랑크톤은 전체의 약 60% 이상을 점유하고 있으며, 특히 L-line에서는 85%를 상회한다. 이와 같이 10㎛ 보다 더 큰 식물플랑크톤이 요각류의 먹이로서 유용하다고 했을 때, 식물플랑크톤 현존량에 대한 포식압은 증가하여 평균 10~50%를 보였으며, 춘계에 조사된 정점 D08과 E01에서는 100%를 초과하였다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Table 11-12. Filtering rates (ml/ind./day) of three copepod size assemblages in the East China Sea.

	St.	Size fraction	Filtering rate		
Aug.-Sep. 1994	D-line	*Calanus*	25.4 ~	231.8	(148.3)
		Large	57.6 ~	261.4	(148.6)
		Medium	57.6 ~	173.3	(104.6)
		Small	19.7 ~	54.5	(34.1)
	E-line	*Calanus*	15.6 ~	197.3	(105.4)
		Large	13.2 ~	192.2	(103.0)
		Medium	16.6 ~	101.3	(55.0)
		Small	10.1 ~	16.6	(34.1)
	L-line	Large	102.7 ~	445.7	(312.5)
		Medium	73.4 ~	268.6	(173.0)
		Small	38.9 ~	97.4	(69.1)
Apr.-May 1995	D-line	*Calanus*	164.6 ~	332.6	(223.4)
		Large	134.2 ~	305.3	(206.6)
		Medium	16.3 ~	86.6	(61.2)
		Small	3.4 ~	17.0	(9.6)
	E-line	*Calanus*	54.0 ~	278.2	(142.6)
		Large	64.3 ~	239.0	(127.9)
		Medium	8.6 ~	57.1	(28.3)
		Small	5.0 ~	12.5	(7.9)
	L-line	*Calanus*	331.2 ~	1067.3	(632.9)
		Large	488.4 ~	1186.8	(877.0)
		Medium	207.8 ~	403.7	(298.8)
		Small	41.5 ~	94.8	(73.4)

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

전통적으로 해양 동물플랑크톤 역학에 있어서 대형 요각류, 특히 *Calanus* spp. 의 중요성이 상당히 강조된 반면에 소형 요각류는 무시되거나 혹은 과소평가되어 왔다 (Morales *et al.*, 1991). 현재 조사에서 소형 요각류 집단은 단지 250 ㎛ 나 300㎛ 보다 더 큰 것들만이 포함되어 많은 소형 요각류의 미성숙체 와 cyclopoida에 속하는 *Oithona* sp. 등의 정확한 채집이 불가능 하였다. 현재의 자료에서 이러한 양이 어느정도 되는지 평가할 수 없지만 소형 요각류 집단에 대한 먹이 섭취율이나 포식압은 과소 평가됐을 것이다. 이러한 채집의 제한성에도 불구하고 94년 하계의 군집 먹이 섭취율에서 소형 요각류는 전체 먹이 섭취율의 40% 이상을 점유하였다. 소형 요각류 개체의 먹이 섭취율이 더 큰 요각류의 것보다 낮았음에도 불구하고 높은 점유율을 보인 것은 전적으로 이들 개체의 높은 출현량 때문이다. 또한 포식압에서도 하계에 D- 와 L-line에서 소형 요각류는 평균 50% 이상을 점유하였다. 이러한 소형 요각류의 상대적인 중요성은 Paffenhofer (1982), Dam *et al.*, (1990), Morales *et al.*, (1991)에 의해서 고찰되었다. 그러나 95년 춘계의 조사에서는 *Calanus* sp. 가 속해있는 대형 요각류가 군집 먹이 섭취율과 포식압에서 50%에서 80%에 이르는 매우 높은 점유율을 보여 춘계 동중국해 생태계에 매우 중요한 그룹으로 나타났다.

동중국해에서 일차 생산력에 대한 요각류의 포식압은 하계에 평균 13% (D-line만 조사) 이며, 춘계에는 4~19%를 보였다. 열대지역에서 식물플랑크톤 생산량에 대한 초식성 포식자의 포식영향은 10~20% (Longhurst and Pauly, 1987)이며, 열대지역을 제외한 지역에서는 15~50%의 범위를 갖는 것으로 알려져 있다 (Walsh, 1983; Baars and Fransz, 1984). 또한 현장에서 먹이 섭취율을 측정한 자료로부터 계산한 해양 요각류와 mesozooplankton의 포식압은 일반적으로 하루 총 일차 생산량의 30% 이하인 것으로 나타났다 (Daro, 1980; Baars and Fransz, 1984; Tsuda and Nemoto, 1988; Tsuda *et al.*, 1989; Arinardi *et al.*, 1990; Tackx *et al.*, 1990; Morales *et al.*, 1991; Morales *et al.*, 1993; Sautour *et al.*, 1996). 탄소:클로로필 비와 암 호흡 비율에 따라 요각류의 소비효율은 D-line의 경우 94년 하계에 약 12~34%, 95년 춘계에 약 11~31% 의 범위를 보였다. 그러나 한 영양단계에서 다음영양단계로 전달되는 전달효율은 암 호흡 비율이 20에서 50%까지 변할 수 있다는 가정하에서 94년 하계에 약 46~73% 로 매우 높은 반면 95년 춘계에는 약 7~25% 정도 였다. 현재의 조사에서 두 개의 매개변수 (탄소:클로로필 비, 암 호흡)에 대한 자료 및 소비효율과 전달효율과 같은 에너지 흐름연구에 필요한 자료가 국·내외적으로 매우 부족하기 때문에 값들을 범위로 제시할 수밖에 없었고, 대략적으로 알려져 있는 사실과 비교하였다. 일반적으로 소비효율은 첫 번째 영양단계로부터 약간 증가할 수 있지만 대략 20~25% 수준에 있는 것으로 알려져 있다 (Krebs, 1985). 이것은 각 영양단계의 순생산량의 75~80%가 시스템내에서 사라지는 분해자 사슬로 들어가거나 혹은 개

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

체군 생물량증가에 사용되는 것을 의미한다. Teal (1962)이 제시한 에너지 흐름도를 보면 대부분이 분해자 사슬로 가는 것으로 보고하고 있다. 전달효율은 용어상 생태학적 효율(ecological efficiency) 혹은 Lindeman's efficiency (Krebs, 1985)라 부른다. Slobodkin (1961)은 전달효율이 영양단계 각각에 대해 10% 정도인 것으로 시사하였으며, 이것은 생태학적으로 상당히 보편화 되었다. 이러한 사실은 상당한 기간이 지난후에 해양 먹이사슬에 대한 자료로부터 잘못됐음이 밝혀 졌고, 호수 생태계에서 조사된 전달효율은 12~28% 정도의 범위를 가지는 것으로 제시하였다 (Krebs, 1985). 또한 Steele (1974)은 일부 경우에서 30%를 초과할수 있는 것으로 보고하였다.

결론적으로 동중국해의 엽록소 밀도는 조사기간동안 전반적으로 낮아 관측선의 평균 값이 0.8 mg/m^3 이하로 아마도 동물플랑크톤 성장을 위한 제한 농도(50~100 mg C/m^3) 아래에 있는 것으로 보인다 (Huntley and Boyd, 1984). 이중 요각류의 먹이로서 이용가치가 있는 것 (11㎛이상의 엽록소 밀도)은 최대 30% 정도에 불과하기 때문에 요각류가 이용할 수 있는 먹이는 더욱 더 낮아진다. 이러한 사실은 요각류의 daily ration 자료에서 잘 나타난다. 현재 조사에 요각류의 daily ration은 비슷한 종 혹은 크기를 가진 요각류 보다 3~6배 정도 더 낮았다 (Frost, 1972; Paffenhofer, 1971; Checkley, 1980; Kiorboe *et al.*, 1982; Tackx *et al.*, 1990). 요각류의 먹이 원이 전적으로 식물플랑크톤에만 의존할 경우 이 값은 이 지역에 출현한 요각류가 영양적으로 매우 부족한 상태에 있음을 제시한다. 또한 이 지역의 요각류가 조사기간동안 수중의 매우 작은 크기의 식물플랑크톤과 관련하여 아마도 활발한 포식상태가 아니거나 혹은 다른 먹이 원(microzooplankton, 가라앉고 있는 입자들)이 요각류에 의해서 이용될 수 있음을 시사한다. 하부 영양준위에서 식물플랑크톤과 요각류 사이의 소비효율과 전달효율은 우리가 조사하지 못한 매개변수들 때문에 상당한 범위의 변화를 보였지만, 하계에 조사된 전달효율을 제외하고는 비교적 의미있는 값을 보인 것으로 사료된다. 현재 이러한 자료는 해양 생태계의 물질 순환 및 에너지 흐름과 더 나아가서 탄소순환과정을 이해하는 데 매우 중요하다. 그러나 이러한 과정을 조사하는 데 있어서 순 일차생산력과 식물플랑크톤의 탄소:클로로필 비율에 대한 방법적 고찰 및 조사가 앞으로 진행되어야 할 것이다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

제 4 절 종 합

가. 엽록소 및 일차생산의 변이

동중국해는 쿠로시오, 대마난류, 대륙붕수, 양자강희석수, 한국 연안수, 중국 연안수 등의 다양한 수괴의 영향 아래 있으므로 일차생산력의 규모나 시공간적 변이 등의 특성이 매우 다양하다. 쿠로시오 해역은 년중 일차생산이 낮고 변동이 가장 작다. 이 해역은 투명도가 높아 혼합층이 깊음에도 불구하고 저층 엽록소 최대층 (DCM)이 형성된다. 쿠로시오 정점에서는 겨울철에 엽록소 수직분포를 측정하지 않았으나 봄철의 수직분포를 볼 때 년중 DCM이 형성되어 있을 가능성이 있다. 혼합층의 수심이 깊어 년중 일차생산은 매우 낮다.

대마난류역은 쿠로시오 해역보다 혼합층의 수심이 얕아 일사량이 큰 여름에는 DCM이 형성되고 일차생산도 비교적 높으나 혼합층이 깊어지는 겨울에는 대부분의 정점에서 엽록소 밀도는 낮다.

대륙붕역은 조석전선과 양자강 하구 부근에서는 생산력이 높다. 양자강수는 인근 혼합층에 영양염을 공급하여 성층이 강한 여름에도 지속적인 생산이 일어난다. 이 영향은 한반도 남단까지 미치고 있다. E, F line의 남쪽의 대륙붕역은 1996년 10월에만 조사되었고 일차생산 배양도 1개 정점에서만 이루어 졌기 때문에 년간 생산력을 평가하기에는 이르다. 엽록소 분포와 CZCS 영상을 통해 추정하면 비교적 높을 것으로 예상된다. 그러나 계절에 따라 해류의 방향이 달라지고 조석혼합에 의해 탁도가 높아 공간적 변동이 클 것으로 예상된다. 제주도 부근의 D 라인의 경우 대마난류와 대륙붕수, 또는 양자강 희석수 사이의 전선에서 활발한 생산이 일어난다. 전선역은 대마난류의 세력에 따라 이동한다.

나. DCM 특성의 규명

동중국해의 조사결과는 대체적으로 영양염-광 가설 (nutrient-light hypothesis; Yentch, 1990)과 일치하는 양상을 보이고 있다. 춘계대번성 이후부터 가을에 이르기 까지 대부분의 정점에서 DCM이 나타난다. 성층이 일어난 후 표층 혼합층은 영양염 전달이 제한되어 물기둥 내의 식물 성장이 크게 제한되게 된다. 밀도약층이 유광대보다 얕을 경우 밀도약층 부근은 식물세포의 성장을 위한 영양염과 광 조건이 만족되어 DCM이 형성된다. DCM은 춘계대번성 이후 추계번성 이전까지 물기둥의 생산력을 유지시키는 중요한 기작이 된다. 예컨데 1994년 조사에서 정점에 따라 물기둥 총생산의 최대 약 66% 까지가 DCM에서 일어난다. DCM에서의 생산성은 표층 일사량, 혼합층의 깊이와 탁도에 달려있

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

다.

L 라인의 쿠로시오 해역은 혼합층이 매우 깊기 때문에 DCM의 생산력이 비교적 작다. 추계에는 일사량의 감소에 의해 전반적으로 I, K, L 관측선에서 여름에 비해 DCM의 밀도가 줄어든 것으로 생각된다. 대륙붕역에는 DCM의 깊이가 얕으나 탁도가 증가하면 DCM에서의 생산력은 감소한다.

이러한 DCM의 형성요인에 대해 몇 가지 가설이 있으나 (Cullen, 1982; Bienfang and Harrison, 1984), DCM의 형태는 성층과정에 대해 중요한 단서를 제공할 수 있다. 일차년도의 조사결과에 의하면 DCM의 깊이, 두께, 폭, 표층밀도 등의 매개변수 간의 관계가 지역에 따라 다른 것으로 나타났다. DCM이 물기둥 일차생산에 기여하는 정도를 생각하면 DCM 형태의 매개변수에 대한 데이터베이스를 구축하고 이들 변수와 물리과정의 관계를 규명하는 것이 필요하다.

다. 에너지 흐름

물리적 강제요인의 변동이 하위영양준위를 거쳐 어류군에 미치는 영향은 최근 기후변동과 관련하여 중요한 연구주제가 되고 있다. 기후변동이 혼합층 수심과 같은 물리적 변수에 영향을 미치면 물기둥 내의 일차생산은 달라지게 되고 이러한 생산의 변동은 동물 플랑크톤의 생산에 반영되고 궁극적으로는 수산자원양의 변동을 초래할 수 있다.

본 연구에서는 이러한 관점에서 일차생산과 이차생산을 잇는 에너지 흐름을 규명하려고 시도하였다. 순 일차생산력, 먹이섭취율, 생물량을 토대로 생태학적 효율과 요각류의 생산을 추정하였다. 이들 값의 범위는 대체적으로 다른 해역의 값들과 유사한 범위에 속하였으나 지역에 따라 섭취한 식물 플랑크톤의 크기 조성이 달랐으며 전반적으로 동물플랑크톤이 식물 플랑크톤에 의존하는 비율은 낮았다.

그러나 에너지 흐름을 추적하는 경로의 여러 가지 매개변수의 불확실성 때문에 추정된 값의 신뢰구간은 크다. 순 일차생산, 동물 플랑크톤의 호흡 등은 중요한 매개변수이나 본 연구 뿐 아니라 한국내에서는 물론, 국외에서도 잘 연구되지 않고 있다.

라. 추후 방향

이렇게 볼 때, 추후 연구 방향은 크게 몇 가지 방향에서 초점을 맞출 필요가 있다. 우선 변동이 큰 해역에 대해 집중적으로 조사할 필요가 있다. 1 단계 조

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

사는 여름, 봄, 가을, 각 계절에 한 번씩 이루어 졌고 또한 조사지역도 대륙붕의 경우 양자강 하구 북쪽에 국한되어 있어 시공간적으로 변동이 클 것으로 예상되는 지역의 조사가 미비했다. 1996년 10월 조사에는 처음으로 양자강 하구에 근접한 O, P, Q라인이 추가되었는데 이들 관측선에서의 엽록소 분포는 실제로 복잡한 생물과정이 일어남을 시사하고 있다.

물리적 강제요인의 변동에 의한 일차생산의 변화를 추정하고 이 변화가 어떻게 먹이망의 상부 단계로 전달될 것인가를 예측하는 것은 기후변동과 관련하여 중요한 과제이다. 동중국해 해역의 일차생산에 대한 중요한 물리적 강제요인으로는 혼합층 수심, 탁도 등을 들 수 있다. 혼합층 수심의 변동은 DCM의 생산력을 변동시키며, 탁도는 특히 대륙붕역에서의 생산력을 좌우하게 된다. 탁도의 매핑은 광역의 일차생산력 추정에 필수 불가결한 요인이다. 1996년에 발사된 ADEOS/OCTS의 활용은 엽록소 분포 뿐 아니라 탁도분포와 수중 광환경을 평가하는데 중요한 도구가 될 것이다. 해색 원격자료를 활용하기 위해서는 특히 대륙붕역에서 수중 생물-광학적 특성을 측정하여 지역적 알고리듬을 개발하여야 한다.

총일차생산 (gross primary production)의 추정만으로는 생태계 하부구조에서의 에너지 흐름을 추정하는데 있어 불확실성이 크게 된다. 순일차생산과 미생물생산, 미세순환구조 (microbial loop), 동물 플랑크톤의 생산 등이 동시에 조사되어야 한다.

기후변동과 더불어 연구하여야 할 것은 생태계의 장기적 변동이다. 특히 양자강수가 미치는 영향이 인근 해역의 생산력에 어떤 영향을 미치는지, 또한 생태계 구조의 변화와 같은 질적 변동을 초래하고 있는지 밝혀내는 것은 매우 중요한 연구과제이다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

참고문헌

남수용, 1997. 동중국해에서 대마난류형성에 대한 수치실험 연구. 인하대학교 박사학위 논문, pp 158.

노재훈, 1995. 황해와 동중국해에서의 식물플랑크톤 분포에 관한 연구. 인하 대학교 석사학위 논문, pp.195

해양연구소, 1994. 동중국해의 이용과 개발을 위한 동중국해 해황과 대마난류수의 기원(예비조사). 과학기술처 보고서 BSPN 00246-711-1, pp.226.

해양연구소, 1995. 쿠로시오 해역과 동중국해의 해양순환 (1차년도 보고서). 과학기술처 보고서 BSPN 00257-812-1, pp.462.

해양연구소, 1996. 쿠로시오 해역과 동중국해의 해양순환 (2차년도 보고서). 과학기술처 보고서 BSPN 00278-901-1, pp.467.

菅野 尙, 1986. 쿠로시오의 개발이용 조사연구 성과보고서. 일본 과학기술청 연구개발국.

Aikawa, H., 1936. On the diatom communities in the water surrounding Japan. *Rec.* Oceanogr. Works Jpn., 8(1),1-160.

Arinardi, O. H., M. A. Barrs, and S. S. Oosterhuis, 1990. Grazing in tropical copepods, measured by gut fluorescence, in relation to seasonal upwelling in the Banda sea(Indonesia). Neth. J. Sea Res., 25:545-560.

Azam, F., T. Fenchel, J. G. Field, J. S. Meyer-Reil, and F. Thingstad, 1983. The ecological role of water column microbes in the seea. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 10:257-263.

Baars, M. A., and H. G. Franz, 1984. Grazing pressure of copepods on the phytoplankton stock of the central North Sea. Neth. J. Sea Res., 18:120-142.

Bamstedt, U. L. F., 1986. Chemical composition and energy content. In: The biological chemistry of marine copepods, edited by E. D. S. Corner and S. C. M. O'hara. Clarendon Press, Oxford Univ., New York, p. 1-58.

Bautista, B., and R. P. Harris, 1992. Copepod gut contents, ingestion rates and grazing impact on phytoplankton in relation to size structure of

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

zooplankton and phytoplankton during a spring bloom. Mar. Ecol. Prog. Ser., 82:41-50.

Berggreen, U., B. Hansen, and T. Kiorboe, 1988. Food size spectra, ingestion and growth of the copepod *Acartia tonsa* during development: implications for determination of copepod production. Mar. Biol., 99:341-352.

Boyd, C. M., S. L. Smith, and T. J. Coweles, 1980. Grazing patterns of copepods in the upwelling system off Peru. Limnol. Oceanogr., 25:583-596.

Broecker, W. S., T. Takahashi, H. T. Simpson, and T. H. Peng, 1979. Fate of fossil fuel carbon dioxide and the global carbon budget. Sci., 206:409-418.

Cambell, L., and E. J. Carpenter, 1986. Photosynthetic picoplankton community structure in the subtropical North Pacific Ocean near Hawaii (Station ALOHA). Deep Sea Res., 40:2043-2060.

Carpenter, E. J. and D. G. Capone, 1983. Nitrogen in the Marine Environment. Academic Press, New York., 900.

Carpenter, E. J., and J. S. Lively, 1980. Review of estimates of algal growth using 14C tracer techniques. In: Primary productivity in the sea, edited by P. G. Falkowski. Plenum Press, New York, p161-178.

Checkley, D. M., 1980. The egg production of a marine planktonic copepod in relation to its food supply; laboratory studies. Limnol. Oceanogr., 25:430-446.

Chen, C., R.C. Beardsley, R. Limeburner and K.Kim, 1994. Comparison of winter and summer hydrographic observation in the Yellow Sea and East China Seas and adjacent Kuroshio during 1986. Continental Shelf Res., 14, 909-929.

Chen, S., He, W., Yao, S., and S. Zhang, 1993. A classiofication of hydrological climatic seasons in the China seas. Acta Oceanologica Sinica, 12(1): 63-78.

Chen, Ya-Qu., and X. Q. Shen, 1994. Changes in the Biomass of the east China sea ecosystem. Manuscript.

Chin, T.G., Cheng, Z.M, Lin, J. & Lin, S., 1980. Diatoms from the surface sediments of the east China Sea. *Acta Oceanologia Sinica*, 2: 97-110

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Chin, T.G., Cheng, Z.M, Lin, J., and S. Lin, 1980. Diatoms from the surface sediments of the east China Sea. Acta Oceanologia Sinica, 2: 97-110

Choo, H.S., and K.D. Cho, 1984. The structure of tidal front in the Eastern Yellow Sea in the summer of 1982(Korean). Bull. Korean Fish Soc., 17: 83-91.

Corner, E.D.S., R.N. Head and C.C. Kilvington, 1976. On the nutrition and metabolism of zooplankton: Quantitative aspects of *Calanus helgolandicus* feeding as a carnivore. J. Mar. Biol. Ass. U.K., 56:345-358.

Cospiditi L. A., 1995. Is the ocean loosing nitate? Nature., 376:724.

Cullen, J. J. 1990. On models of growth and photosynthesis in phytoplankton. Deep-Sea Res. Vol 37:667-683.

Cullen, J. J., 1982. The deep chlorophyll maximum: comparing vertical profiles of chlorophyll a. Can. J. Fish. Aquat. Sci., Vol. 39:791-803.

Cullen, J. J., 1990. On models of growth and photosynthesis in phytoplankton. Deep-sea Res. Vol. 37:667-683.

Cullen, J. J., M. R. Lewis, C. O. Davis, and R. T. Barber, 1992. Photosynthetic characteristics and estimated growth rates indicate grazing is the proximate control of primary production in the equatorial Pacific. J. Geophysical Res. Vol. 97(C1):639-654

Cushing, D. H., and T. Vucetic, 1963. Studies on a *Calanus* patch. III. The quantity of food eaten by *Calanus finmarchicus*. J. Mar. Biol. Ass. U.K., 43:349-371.

Dagg, M. J., and D. W. Grill, 1980. Natural feeding rates of Centropages typicus females in the New York Bight. Limnol Oceanogr., 25:597-609.

Dagg, M. J., and K. Wyman, 1983. Natural ingestion rates of the copepods *Neocalanus plumchrus* and *N. cristatus* calculated from gut contents. Mar. Ecol. Progr. Ser., 13:37-46.

Dagg, M. J., and W. E. Walser Jr, 1987. Ingestion, gut passage, and egestion by the copepod *Neocalanus plumchrus* in the laboratory and in the subartic Pacific Ocean. Limnol. Oceanogr., 32:178-188.

Dam, H. G., and W. T. Peterson, 1988. The effect of temperature on the gut

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

clearance rate constant of planktonic copepods. J. exp. mar. Biol. Ecol., 123:1-14.

Dam, H. G., and W. T. Peterson, 1991. In situ feeding behavior of the copepod *Temora longicornis*: effects of seasonal changes in chlorophyll size fractions and female size. Mar. Ecol. Prog. Ser., 71:113-123.

Daro, M. H., 1990. Feild study of the diel feeding of a population of *Calanus finmarchicus* at the end of a phytoplankton bloom. FLEX '76, 22 May-5 June. 'Meteor' Forschungsergeb., 22:123-132.

Desikachary, T.V. 1986-1988. Atlas of Diatoms. Madras Science Foundation Madras. With 621 plates.

Eppley, R. W., E. Stewart, M. R. Abbott, and U. Heyman, 1985. Estimating ocean primary production from satllite-derived chlorophyll: Introduction to regional differences and statistics for the southern Californian bight. J. Plankton Res., 7:57-70.

Eppley, R. W., and J. H. Sharp, 1975. Photosynthetic measurements in the central North Pacific : The dark loss of carbon-14 in 24-h incubations. Limnol. Oceanogr., 20:981-987.

Fasham, M. J. R., H. W. Ducklow and S. M. McKelvie, 1990. A nitrogen-based model of plankton dynamics in the oceanic mixed layer. J. Plankton Res. 48: 591-639.

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

Frost, B. W., 1972. Effects of size and concentration of food particles on the feeding behavior of the marine planktonic copepod *Calanus pacificus*. Limnol. Oceanogr., 17:805-815.

Fruya, K. and R. Marumo, 1983. The structure of the phytoplankton community in the subsurface chlorophyll maxima in the western North Pacific Ocean. J. Plank. Res., 5: 393-406.

Gaul, Ursula., Geissler, Ursula., Henderson, Margaret., Mahoney, Ronald. and Reimer, Charles. W., 1993. Bibliography on the Fine-Structure of Diatom Frustules (*Bacillariophyceae*), The Academy of Natural Sciences of Philadelphia, **144**: 69-238.

Guo, Y.J., 1991. The Kuroshio. part 2. Primary productivity and phytoplankton.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Oceanogar. Mar. Biol. Annu. Rev., **29**: 155-189.

Guo, Y.J., 1991. The Kuroshio. part 2. Primary productivity and phytoplankton. Oceanogar. Mar. Biol. Annu. Rev., 29: 155-189.

Hallegraeff, G.M., 1984. Species of the diatom genus *Thalassiosira* in Australian waters. Bot. Mar., **27(11)**: 495-513.

Hargis, J. R. 1977. Comparison of thechniques for the measurement of zooplankton filtration rates. Limnol. Oceanogr., 22:942-945.

Harris, G.P., 1986. Phytoplankton Ecology: Structure, Function and Fluctuation. Cambridge University Press, 384 pp.

Harris, R. P., 1982. Comparison of the feeding behavior of *Calanus* and *Pseudocalanus* in two experimentally manipulated enclosed systems. J. Mar. Biol. Ass. U.K., 62:71-91.

Hasle, G.R. and H.J. Semina, 1987. The marine planktonic diatoms *Thalassiothrix longissima* and *Thalassiothrix antarctica* with comments on *Thalassionema* spp. and *Synedra reinboldii*. *Diatom Res.*, **2(2)**: 175-192.

Hasle, G.R., 1960. Phytoplankton and ciliate species from the tropical pacific. Skr. Norske Vidensk. Akad. i Oslo, Math. Naturv. Kl., 2: 1-50.

Hayward, T. L. 1980. Spatial and temporal feeding patterns of copepods from the North Pacific Central Gyre. Mar. Biol., 92: 371-379.

Head, E. J. H., A. Bedo, and L. R. Harris, 1988. Grazing, defecation and excretion rates of copepods from inter-island channels of the Canadian Arctic archipelago. Mar. Biol., 99:333-340.

Head, E. J. H., and L. R. Harris, 1987. Copepod feeding patterns before and during a spring bloom in bedford Basin, Nova Scotia. Mar. Ecol. Prog. SEr., 40:221-230.

Herzig, W.N. and G.A. Fryxell, 1986. The diatom genus *Thalassiosira* Cleve in Gulf Stream warm core rings : taxonomy with *T.intrannula* and *T. lineoides*, spp. nov. *Bot. Mar.*, **29(1)**: 11-25.

Huang, R., 1986. Phytoplankton distribution off the southwestern coast of Taiwan. *Acta Oceanogr. Taiwanica*, **16**: 103-116.

Huang, R., 1988. The influence of hydrography on the distribution of Phytoplankton in the southern Taiwan strait. *Esturine, Coastal and*

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Shelf Science., 26:643-656.

Huntley, M. E., and M. D. G. Lopez, 1992. Temperature-dependent production of marine copepods: a global synthesis. Am. Nat., 140:201-242.

Huntley, M., and C. Boyd, 1984. Food-limited growth of marine zooplankton. Am. Nat., 124:455-478.

Itoh, K. 1970. A consideration on feeding habits of planktonic copepods in relation to the structure of their oral parts. Bull. Plankton Soc. Japan 17: 1-10. (in Japanese).

Iturriaga, R., and J. Marra, 1988. Temporal and spatial variability of chroococcoid cyanobacteria *Synechococcus* spp. specific growth rates and their contribution to primary production in the Sargasso Sea. Mar. Ecol. Prog. Ser., 44:175-181.

Iverson, R. L., H. F. Bittaker, and V. B. Myers, 1976. Loss of radiocarbon in direct use of Aquasol for liquid scintillation counting of solutions containing 14C-NaHCO3. Limnol. Oceanogr., 21:756-758.

Jeffrey, S. W., 1974. Profiles of photosynthetic pigmentation in the ocean using thin-layer chromatography. Mar. Biol., 26:101-110.

Joint, I. R., 1986. Physiological ecology of picoplankton in various oceanographic provinces. In: Platt, T., Li, W. K. W. (eds.) *Photosynthetic picoplankton.*, 287-309.

Jones, K. J., and R. J. Gowen, 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.

Jones, K.J. and Gowen,R.J., 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.

Jorgensen ,S.E., S.N. Nielsen, and L.A. Jorgensen, 1991. Handbook of ecological parameters and ecotoxicology. Elsevier Science Pulish, 15-17.

Kaczmarska, I. and G.A. fryxell, 1986. The diatom genus *Nitzschia* : Morphologic variation of some small bicapitate species in two Gulf stream warm core rings. In : Ricard, M. (ed.) ; Proc.8th Int. Diatom symp., Paris, Aug. 27-Sept. 1, 1984. Koeltz Sci. Books, pp. 237-252.

Kim, W. S. 1993. Zooplankton community effects on the phytoplankton

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

community in Long Island Bays. pH.D. Thesis, State University of New York at Stony Brook, 242p.

Kirk, J., 1994. Light and Photosynthesis in Aquatic Environments. 2nd. Ed. Cambridge Univ. Press.

Kiørboe, T., F. Møhlenberg, and H. Nicolajsen, 1982. Ingestion rate and gut clearance in the copepod *Centropages hamatus*(Lilleborg) in relation to food concentration and temperature. Ophelia, 21:181-194.

Kiørboe, T., F. Møhlenberg, and H. U. Riisgård, 1985. In situ feeding rates of planktonic copepods: a comparison of four methods. J. Exp. Mar. Biol. Ecol., 88:67-81.

Kiørboe, T., and P. T. Tiselius, 1987. Gut clearance and pigment destruction in a herviborous copepod, *Acartia tonsa*, and the determination of in situ ingestion rates. J. Plankton Res., 9:525-534.

Koizumi, I., 1989. Holocene pulses of diatom growths in the warm Tsushima current in the Japan sea. *Diatom Res,* **4(1)**: 55-68.

Kolbe, R.W., 1954. Diatoms from equatorial Pacific cores. Rep. Swed. *Deep-sea Exped.*, **6(1)**: 1-49.

Krebs, , C. J., 1985. Ecology. Happer & Row, Publishers, New York, 800p.

Lampitt, R. S., and J. S. Gamble, 1982. Diet and respiration of *Oithona nana*. Mar. Biol., 66:85-191.

Lie, H. J., 1987. Summertime hydrographic features in the southern Hwanghae. Progress in Oceanogr., 17: 229-242.

Lie, H. J., 1989. Tidal fronts in the southeastern Hwang hae (Yellow Sea). Cont. Shelf Res., pp. 527-546.

Longhurst, A. R., A. Bedo, W. G. Harrison, E. J. H. Head, E. P. Horne, B. Irwin and C. Morales, 1989. NFLUX: a test of vertical nitrogen flux by diel migrant biota. Deep-Sea Res., 36: 1705-1719.

Longhurst, A., 1995. Seasonal cycles of pelagic production and consumption. Progress in Oceanography (Submitted).

Longhurst, A.R., and D. Pauly, 1987. Ecology of tropical oceans. Academic Press, San Diego: 1-407.

Margalef, R., 1978. Phytoplankton communities in upwelling areas. The example of NW Africa. Oecol. Aquatia, 3, 97-132

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Margalef, R., 1985. From hydrodynamic processes to structure(information) and from information to process. Can. Bull. Fish. Aquat. Sci.,213, 200-220

Marshall, H.G., 1973. Phytoplankton observations in the eastern Caribbean Sea. Hydrobiol., 41: 45-55.

Marshall, H.G., 1981. Occurence of bluegreen algae (Cyanophyta) in the phytoplankton off the southeastern coast of the United States. J. Plank. Res., 35: 473-490.

Marshall, S., 1924. The food of *Calanus finmarchicus* during 1923. J. Exp. Mar. Biol. Assoc. U.K., 13:473-479.

Marumo, R. and O. Asaoka, 1974. Distribution of pelagic blue-green algae in the North Pacific Ocean. J. Oceanogr. Soc. Japan 30: 77-85.

McQueen, D. J., 1970. Grazing rates and food selection in *Diaptomus oregonensis*(Copepoda) from Marion Lake, British Columbia. J. Fish. Res. Board Can., 27:13-20.

Miao, Y. and H. Yu, 1991. Spatial and temporal variation of water mass mixing characters in the East China Sea. Acta Oceanologica Sinica, **4**: 511-523.

Moales, C. E., R. P. Harris, R. N. Head and P. R. G. Tranter, 1993. Copepod grazing in the oceanic northeast Atlantic during a 6 week drifting station: the contribution of size classes and vertical migrants. J. Plankton Res., 15:185-211.

Morales, C. E., A. Bedo, R, P, Harris, and P. R. G. Tranter, 1991. Grazing of copepod assemblages in the north-east Atlantic: the importance of the small fraction. J. Plankton Res., 13:455-472.

Morales, C. E., B. Bautista, and R. P. Harris, 1990. Estimates of ingestion in copepod assemblages: gut fluorescence in relation to body size. In: Trophic relationships in the marine environment, edited by M. Barnes and R. N. Gibson, Aberdeen Univ. Press, Aberdeen, p. 565-577.

Moreno-Ruiz, J. L., P. J. Soto, and M. E. Zamudio, 1993. Morphology and Taxonomy of *Chaetoceros diversus*(Bacillariophyceae) based on material from the southern gulf of Mexico. Diatom research 8(2): 419-428.

Motoda, S., and R. Marumo, 1963. Plankton of the Kuroshio water.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Proceedings of symposium on the Kuroshio: 40-61.

Mullin, M. M., 1963. Some factors affecting the feeding of marine copepods of the genus *Calanus*. Limnol. Oceanogr., 8:239-250.

Nicolajsen, H. F., F. Møhlenberg, and T. Kiørboe, 1983. Algal grazing by the planktonic copepods *Centropages hamatus* and *Pseudocalanus* sp. Diurnal and seasonal variation during the spring bloom in the Oresund. Ophelia, 22:15-31.

Omori, M., and T. Ikeda, 1984. Methods in marine plankton ecology. John Wiley & Sons, New York, 134-252p.

Øresland, V. 1995. Winter population structure and feeding of the chaetognath *Eukrohnia hamata* and the copepod *Euchaeta antarctica* in Gerlache Strait, Antarctic Peninsula. Mar. Ecol. Prog. Ser., 119:77-86.

Parsons T. R., Y. Maita, and C. Lalli, 1984. *A manual of Chemical and Biological Methods for Seawater analysis*., 267-278.

Parsons, T. R., and C. M. Lalli, 1988. Comparative oceanic ecology of the plankton communities of the Subarctic Atlantic and Pacific oceans. Mar. Biol. Annu. Rev., 26: 317-359.

Patterson, J., and T. R. Parsons, 1963. Distribution of chlorophyll a and degradation products in various marine materials. Limnol. Oceanogr., 8:355-356.

Peterson, W. T., S. J. Painting, and L. Hutchings, 1990a. Diel variations in gut pigment content, diel vertical migration and estimates of grazing impact for copepods in the southern Benguela upwelling region in October 1987. J. Plankton Res., 12:259-281.

Peterson, W. T., S. J. Painting, and R. Barlow, 1990b. Feeding rates of *Calanoides carinatus*: a comparison of five methods including evaluation of the gut fluorescence method. Mar. Ecol. Prog. Ser., 63:85-92.

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, 56,845-874

Pingree, R.D., Holligan, P.M., Mardell, G.T. and R .N. Head, 1976. The inflence of physical stability on, spring summer and autumn

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

phytoplankton blooms in the Celtic Sea. *J.Mar.Biol. Assoc.UK*, 56,845-874

Platt, T. 1986. Primary production of the ocean water column as a function of surface light intensity: algorithms for remote sensing. Deep-Sea Res., 33:149-163.

Platt, T., 1986. Primary production of the ocean water column as a function of surface light intensity: algorithms for remote sensing. Deep-Sea Res., 33:149-163.

Platt, T., C. Gallegos, and W.G. Harrison, 1980. Photoinhibition of photosynthesis in natural assemblages of marine phytoplankton. J. Mar. Res., 38:687-701.

Platt, T., D. F. Bird, and S. Sathyendranath. 1991. Critical depth and marine primary production. Proc. R. Soc. Lond. B Vol 246:205-217.

Platt, T., S. Sathyendranath, and A. Longhurst, 1995. Remote sensing of primary production in the ocean: promise and fulfilment. Phil. Trans, R. Soc. Lond. B (in press)

Platt, T., S. Sathyendranath, and P. Ravindran, 1990. Primary production by phytoplankton: analytic solutions for daily rates per unit area of water surface. Proc. R. Soc. Lond. B. Vol 241:101-111.

Porter, K., and Y. S. Feig, 1980. The use of DAPI for identification and enurmaration of bacteria and blue green algae. *Limnol. Oceanogr.*, 25:943-948.

Prieur, L. and S. Sathyendranath, 1981. An optical classification of coastal and ocenaic waters based on the specific spectral absorption curves of phytoplankton pigments, dissolved organic matter, and other particulate materials. Limnol. Oceanogr., 26:671-689.

Raymont J. E. G. 1983. Plankton and productivity in the oceans. II. Zooplankton. Pergamon Press, Oxford, 525-627p.

Roman, M. R. 1977. Feeding of the copepod *Acartia tonsa* on the diatom *Nitzschia closterium* and brown algae (Fucus vesiculosus) detritus. Mar. Biol., 42:149-155.

Roman, M.R., C.S. Yentsch, A.L. Gauzens, and D.A. Phinney, 1986. Grazer

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

control of fine-scale distribution of phytoplankton in warm-core Gulf Stream rings. J. mar. Res., 44:795-813.

Ryther, J. H., 1969. Photosynthesis and fish production in the sea. Sci., 166:72-76.

Salonen, K., J. Sarvala, I. Hakala and M. -L. Viiljanen. 1976. The relation of energy and organic carbon in aquatic invertebrates. Limnol. Oceanogr., 21:724-730.

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, edited by W. K. W. Li and S. Maestrini, ICES Marine Science Symposia, Vol. 197. Copenhagen. pp. 236-243.

Sautour, B., F. Artigas, A. Herbland and P. Laborde. 1966. Zooplankton grazing impact in the plume of dilution of the Gironde estuary (France) prior to the spring bloom. J. Plankton Res., 18: 835-853.

Seung, Y. H., J.H. Chung and Y.C. Park, 1990. Oceanographic studies related to the Tidal front in the Mid-Yellow Sea off Korea: Physical Aspects., 25: 84-95.

Sherr, E. B., and B. F. Sherr, 1988. Role of microbes in the pelagic food webs: A revised concept. *Limnol. Oceanogr.* 33(5):1225-1227.

Shuman, F. R., and C. J. Lorenzen, 1975. Quantitative degradation of chlorophyll by a marine herbivore. Limnol. Oceanogr., 20:580-586.

Simard, Y., G. Lacroix, and L. Legendre, 1985. In situ twilight grazing rhythm during diel vertical migrations of a scattering layer of *Calanus finmarchicus*. Limnol. Oceanogr., 30:598-606.

Simonsen, R., 1974. The diatom plankton of the Indian Ocean expedition of R/V "Meteor" 1964-65. Meteor - Forsehungsergebulsse, Reihe D, **19**: 1-107.

Slobodkin, L. B. 1961. Growth and regulation of animal populations. Holt, Rinehart and Winston, New York.

Steele, J. H. 1974. The structure of marine ecosystems. Blackwell, Oxford, England.

Sterns, D. E., 1986. Copepod grazing behavior in simulated natural light and its relation to nocturnal feeding. Mar. Ecol. Prog. Ser., 30:65-76.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Strickland, J. D. H., and T. R. Parsons, 1972. A practical handbook of seawater analysis. Bull. Fish. Res. Board Can., p. 185-206.

Su, Y, and X. Weny(1993), water masses in China sea. 3-16. In oceanology of China sea. vol. 1, ed. by D. Zhou, L.Y.Bo. and C.K.Zeng, Kuwer Academic publishers, Metherlands.

Tackx, M. L. M., C. Bakker, and P. van Rijswijk, 1990. Zooplanton grazing pressure in the Oosterschelde (The Netherlands). Neth. J. Sea Res., 25:405-415

Takahashi, M., and T. Hori, 1984. Abundance of picophytoplankton in the subsurface chlorophyll maximum layer in subtropical and tropical waters. *Mar. Biol.*, 79:177-186.

Tande, K. S., and U. Bamstedt, 1985. Grazing rates of the copepods *Calanus glacialis* and *C. finmarchicus* in arctic waters of the Barents Sea. Mar. Biol., 87:251-258

Tians, R. S., F. S. Fu, and J. M. Martin, 1993. Summer nutrient fronts in the Changjiang(Yantze River) Estuary. Estuarine, Coastal and Shelf Scince. **37**: 27-41

Timonin, A. G. 1971. The structure of plankton communities of the Indian Ocean. Mar. Biol., 9:281-289.

Tiselius, P. T., 1988. Effects of diurnal feeding rhythms, species composition and vertical migration on the grazing impact of calanoid copepods in the Skagerrak and Kattegat. Ophelia, 28:215-230.

Tiselius, P. T., 1989. Contribution of alloricate cilliates to the diet of *Acartia clausi* and *Centropages hamatus* in coastal water. Mar. Ecol. Prog. Ser., 56:49-56.

Tsuda, A. and T. Nemoto, 1988. Feeding of copepods on natural suspended particles in Tokyo Bay. J. Oceanogr. Soc. Jpn., 44:217-227

Tsuda, A., K. Furuya K. and T. Nemoto, 1989. Feeding of micro- and macrozooplankton at the subsurface chlorophyll maximum in the subtropical North Pacific, J. Exp. Mar. Boil. Ecol., 132:41-52

Tsuda, A., and T. Nemoto, 1987. The effect of food concentration on the gut clearance time of Pseudocalanus minutus Krøyer(Calanoid: Copepoda). J. Exp. Mar. Biol. Ecol., 107:121-130.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Uye, S., and K. Nakamoto, 1995. Geographical distribution of biomass of meso- and macrozooplankton and estimated production rate of copepods in the East China Sea -July 1992-. Proceeding of the 1994 Sapporo IGBP Symposium 14-17 November 1994 Hokkaido University, Japan, p. 107-113.

Walsh, J. J., 1988. On the nature of continental shelves. Academic Press 520p.

Walsh, J.J., 1983. Death in the sea: enigmatic phytoplankton losses. Prog. Oceanogr., 12:1-86.

Wang, R., and R. J. Conover, 1986. Dynamics of gut pigment in the copepod *Temora logicornis* and the determination of in situ grazing rates. Limnol. Oceanogr., 31:867-877.

Wilhelm, S. W., and C. G. Trick, 1995. Physiological Profiles of *Synechococcus* (Cyanophyceae) in Iron-Limiting Continuous Cultures. J. Phycol., 31:79-85.

Yen, J. 1985. Selective predation by the carnivorous marine copepod Euchaeta elongata: Laboratory measurements of predation rates verified by field observations of temporal and spatial feeding patterns. Limnol. Oceanogr., 30:577-597.

Zhang, H. Q., 1995. Relationship between zooplankton distribution and hydrographic characteristics of the southern Yellow Sea. J. Yellow Sea1: 50-67.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

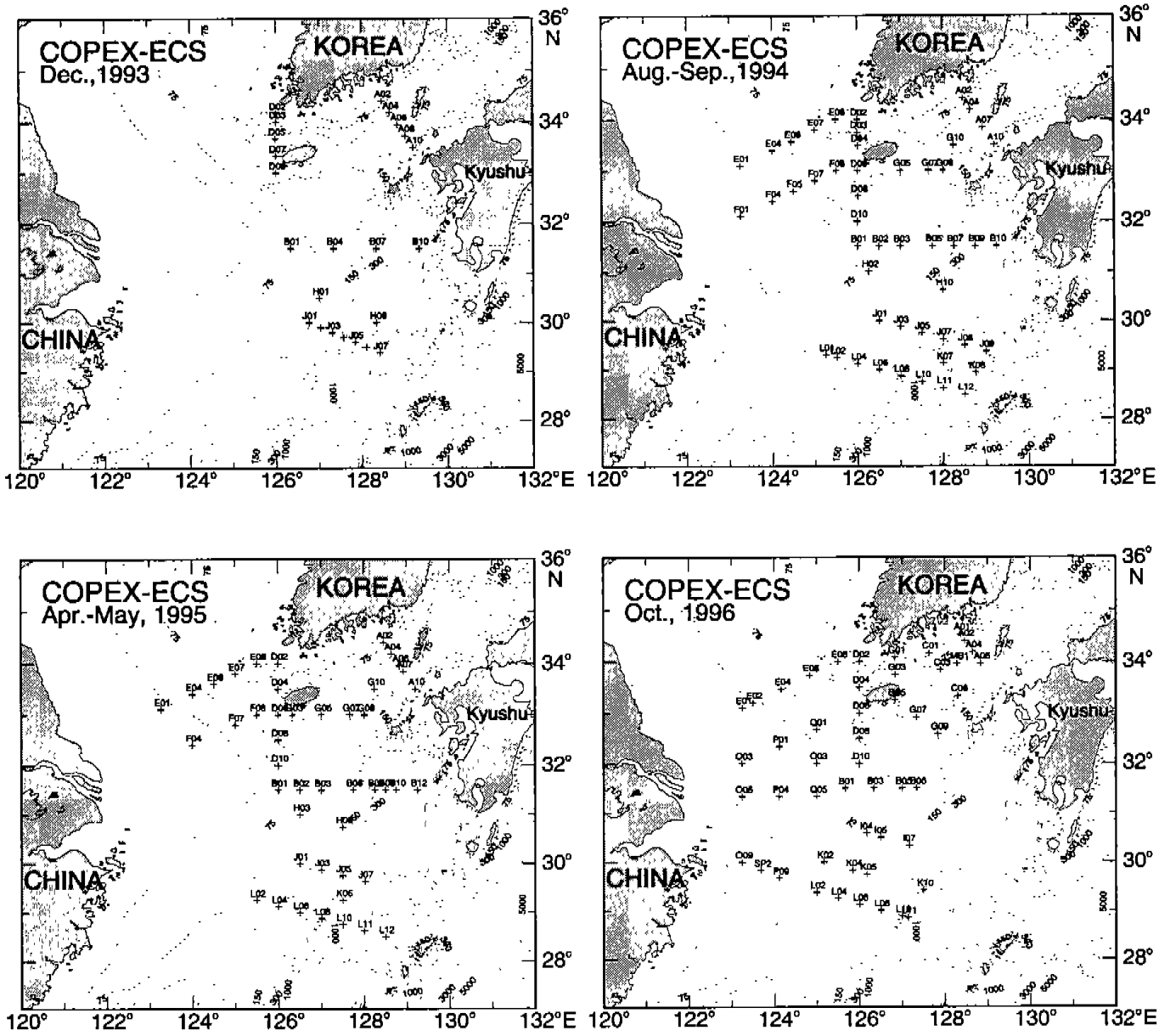


Fig. 11-1. Study area showing sampling stations

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

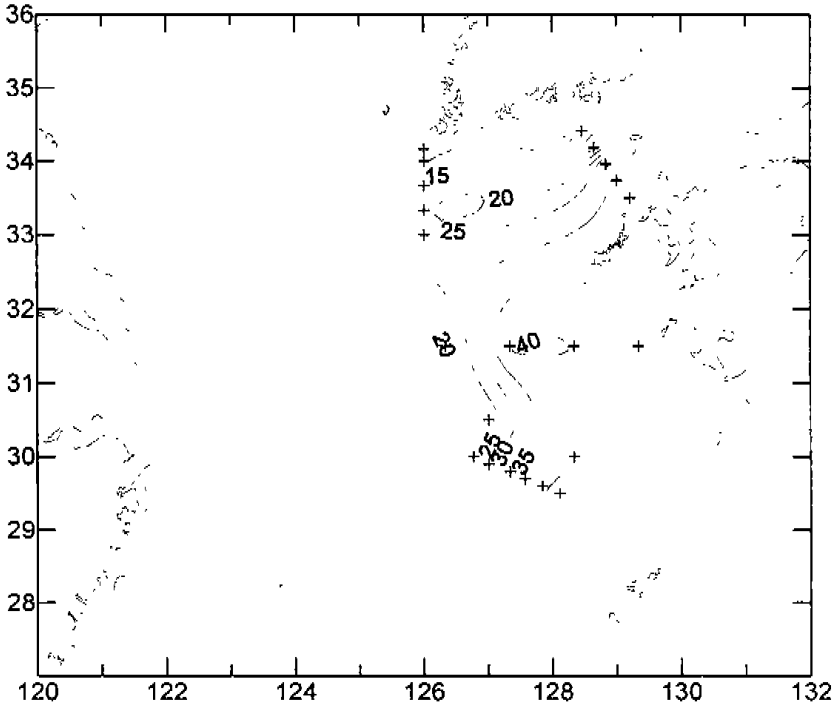


Fig. 11-2. Distribution of warm-water oceanic phytoplankton expressed in species numbers, (COPEX-93)

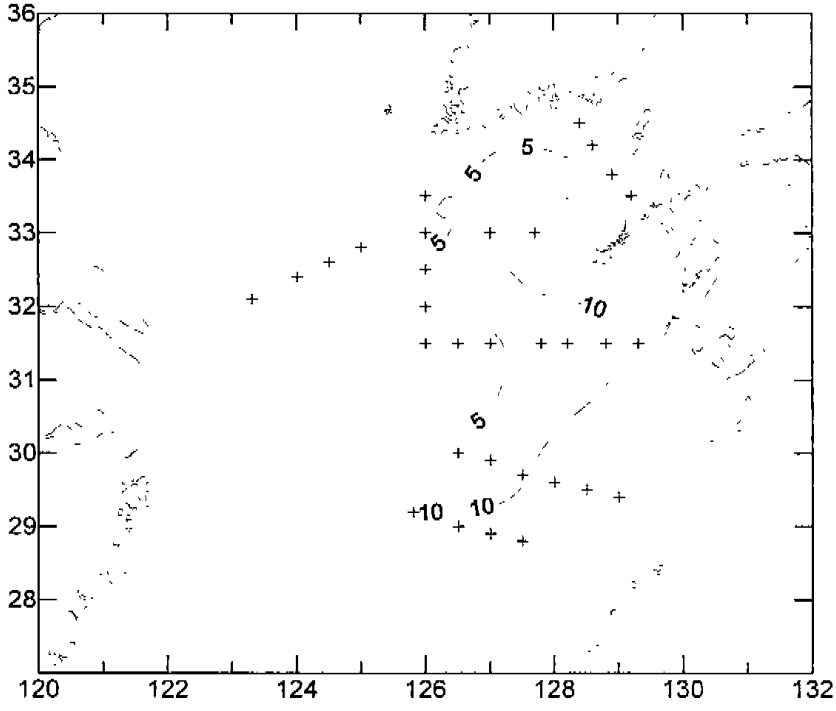


Fig. 11-3. Distribution of warm-water oceanic phytoplankton expressed in species numbers, (COPEX-94)

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

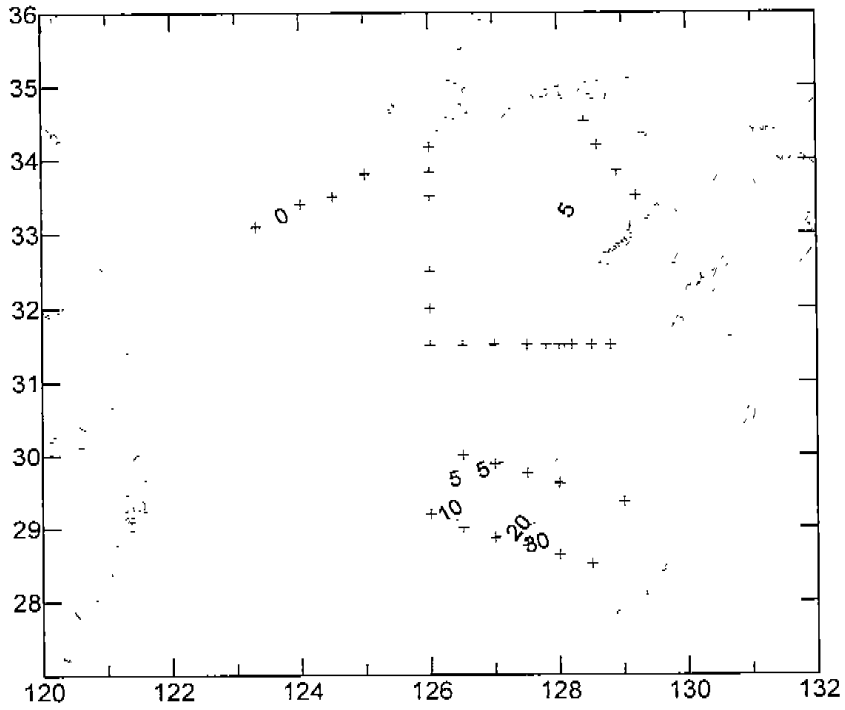


Fig. 11-4. Distribution of warm-water oceanic phytoplankton expressed in species numbers, (COPEX-95)

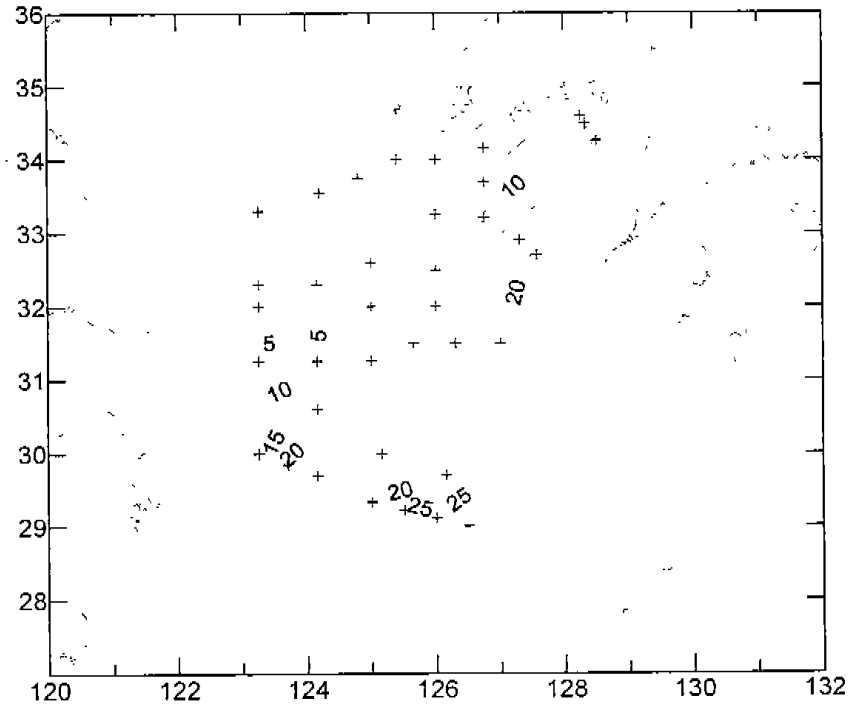


Fig. 11-5. Distribution of warm-water oceanic phytoplankton expressed in species numbers, (COPEX-96)

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

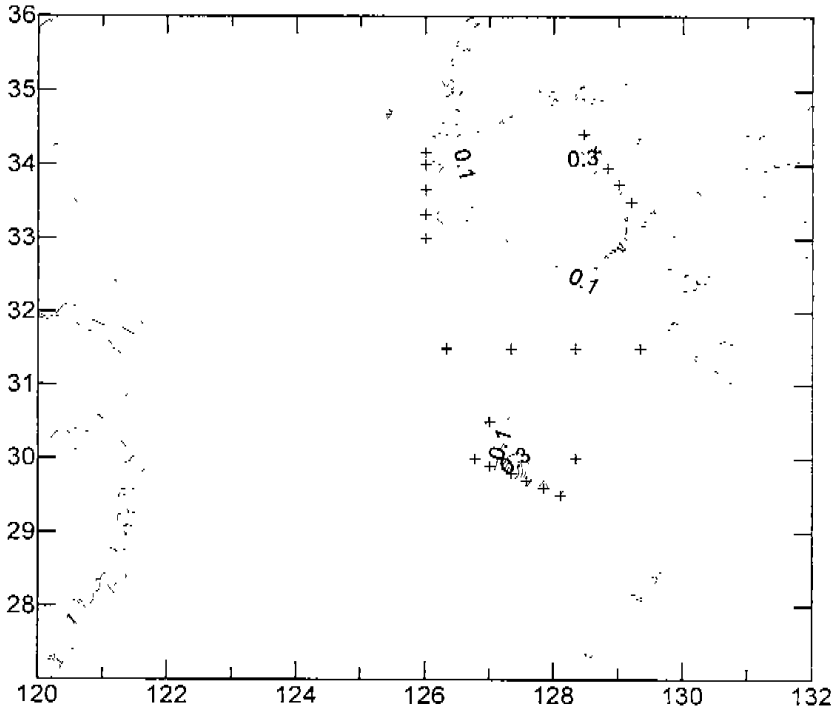


Fig. 11-6. The horizontal distribution of σ tsurface-75m, (COPEX-93)

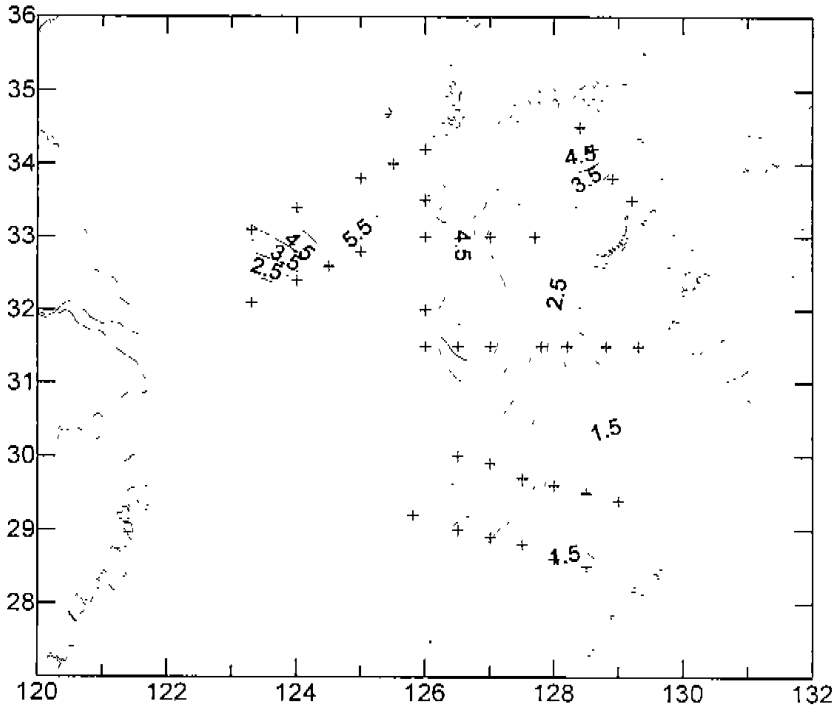


Fig. 11-7. The horizontal distribution of σ tsurface-75m, (COPEX-94)

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

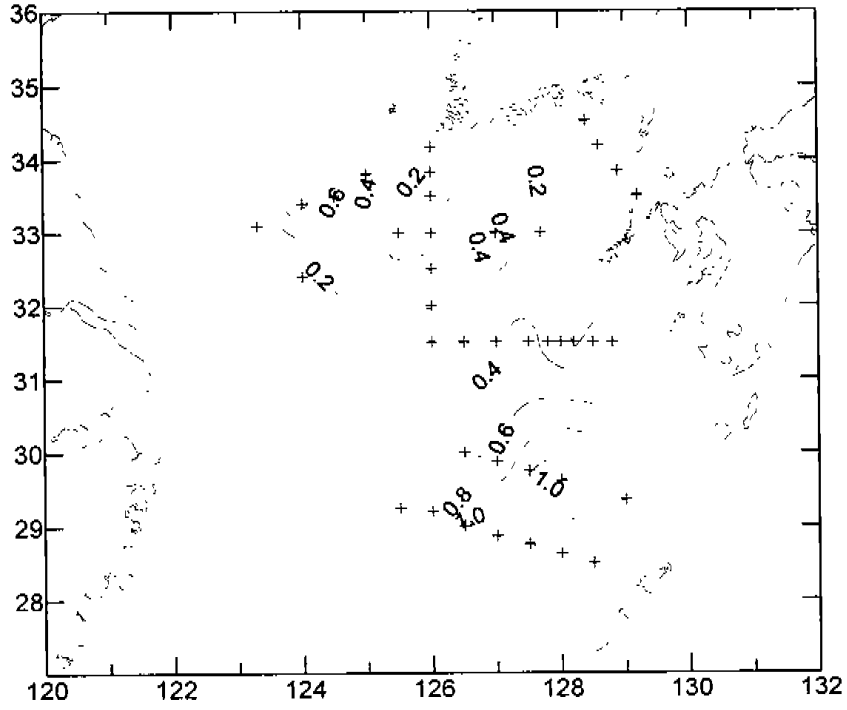


Fig. 11-8. The horizontal distribution of σ tsurface-75m, (COPEX-95)

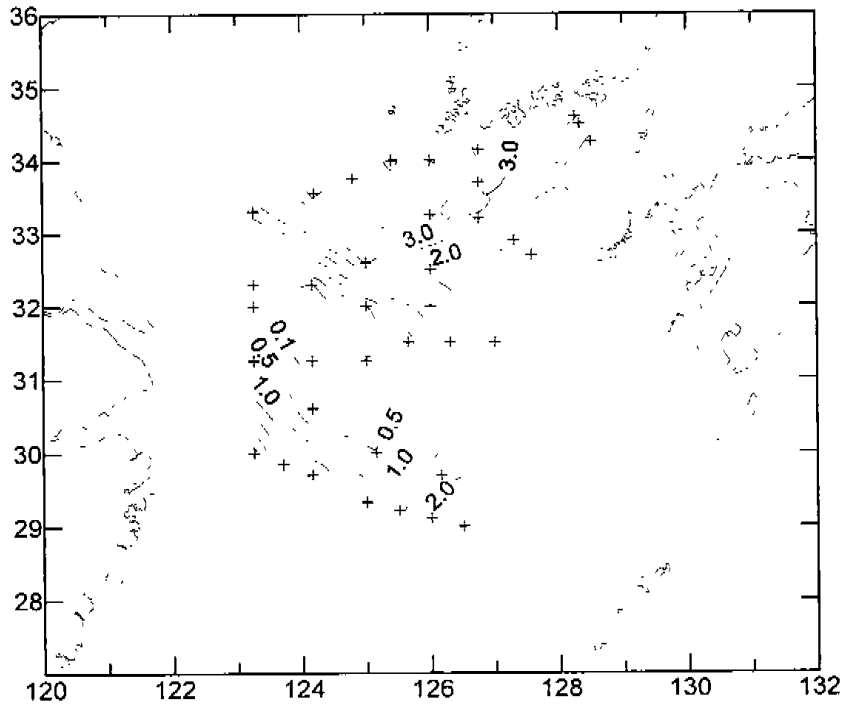


Fig. 11-9. The horizontal distribution of σ tsurface-75m, (COPEX-96) .

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

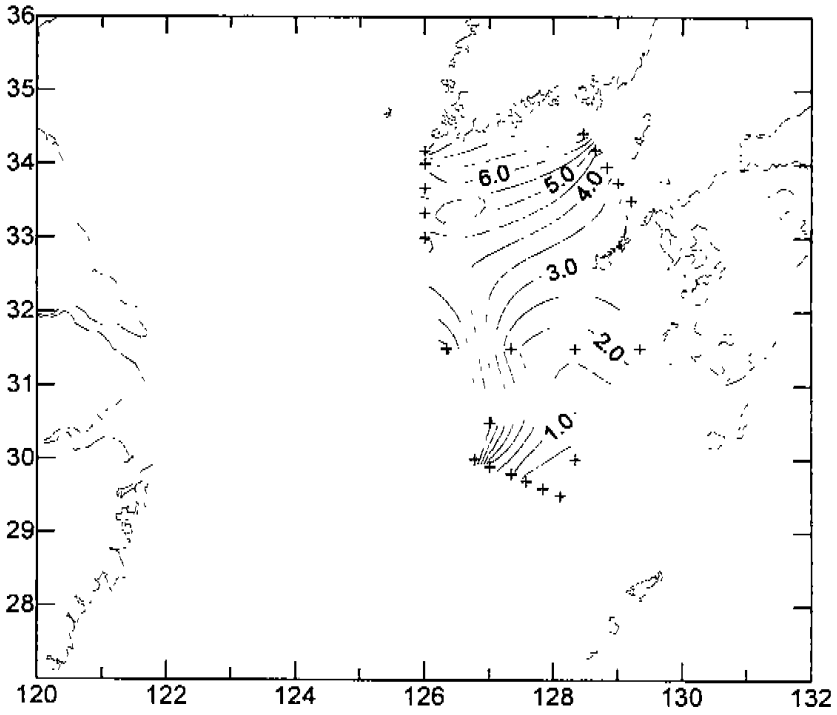


Fig. 11-10. The horizontal distribution of nitrite + nitrate concentration (μM) at surface, (COPEX-93)

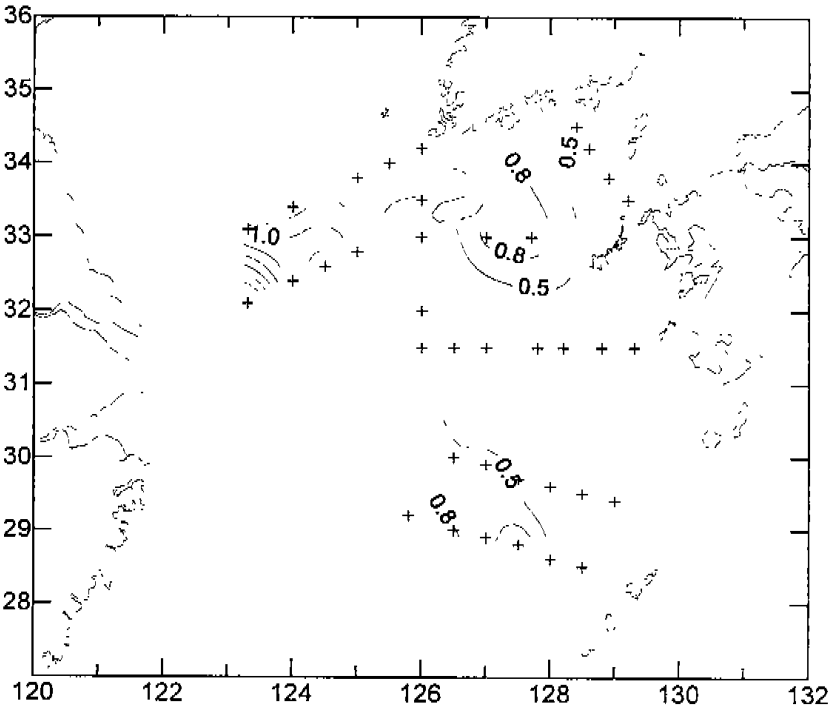


Fig. 11-11. The horizontal distribution of nitrate concentration (μM) at surface, (COPEX-94)

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

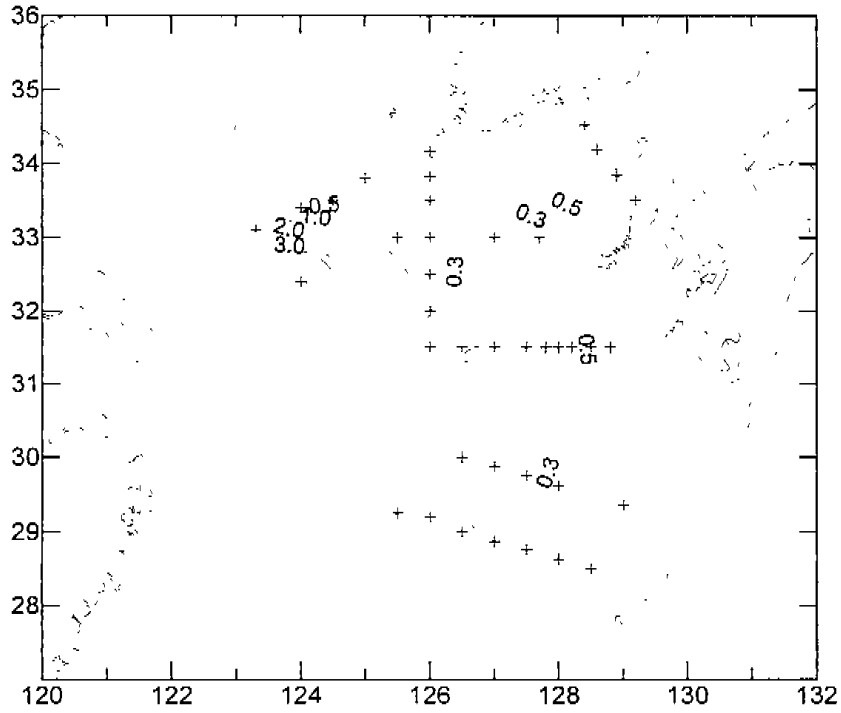


Fig. 11-12. The horizontal distribution of nitrate concentration (μM) at surface, (COPEX-95)

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

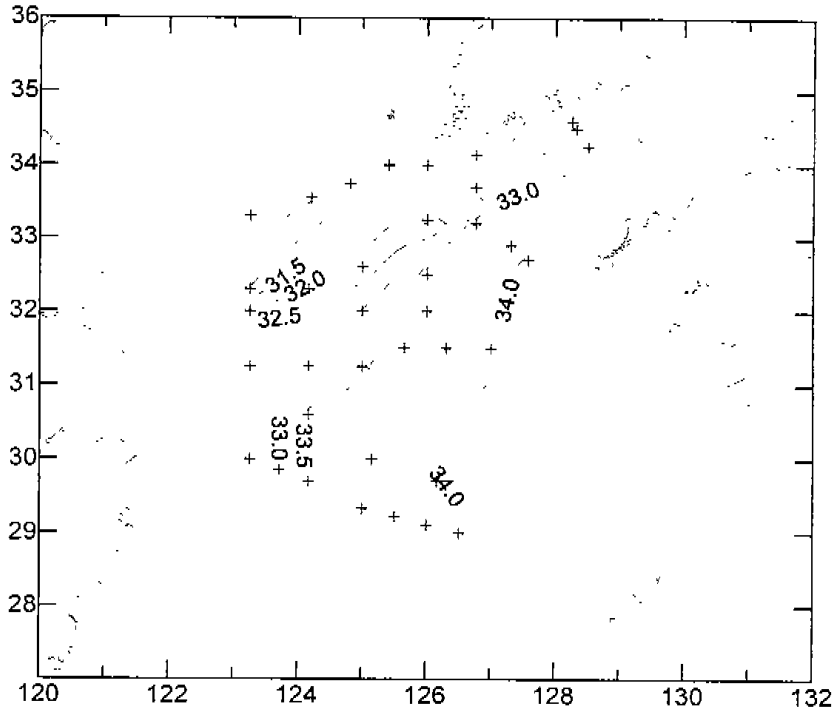


Fig. 11-13. The horizontal distribution of salinity at 5 m layer, (COPEX-96)

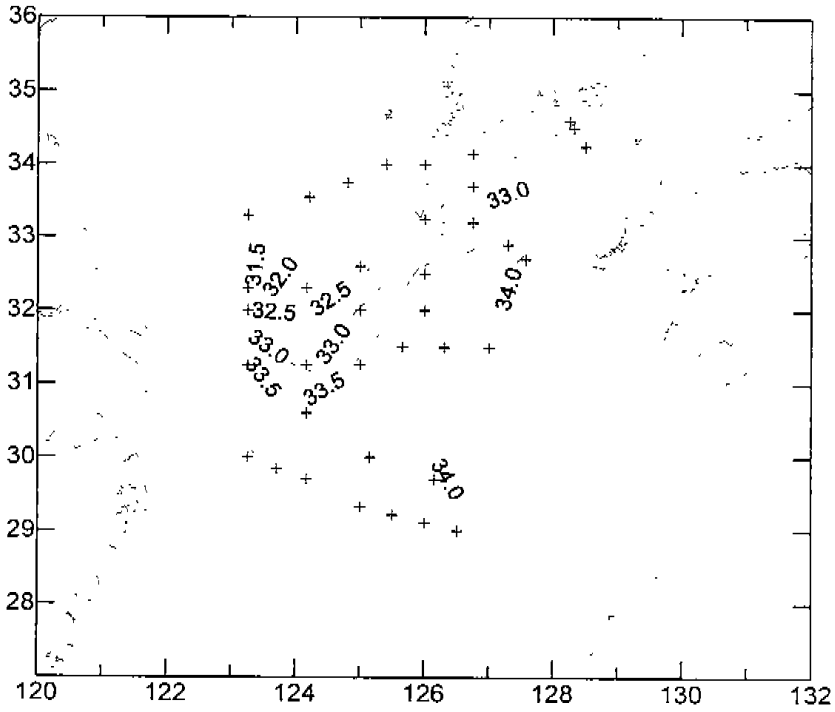


Fig. 11-14. The horizontal distribution of salinity at 30 m layer, (COPEX-96)

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

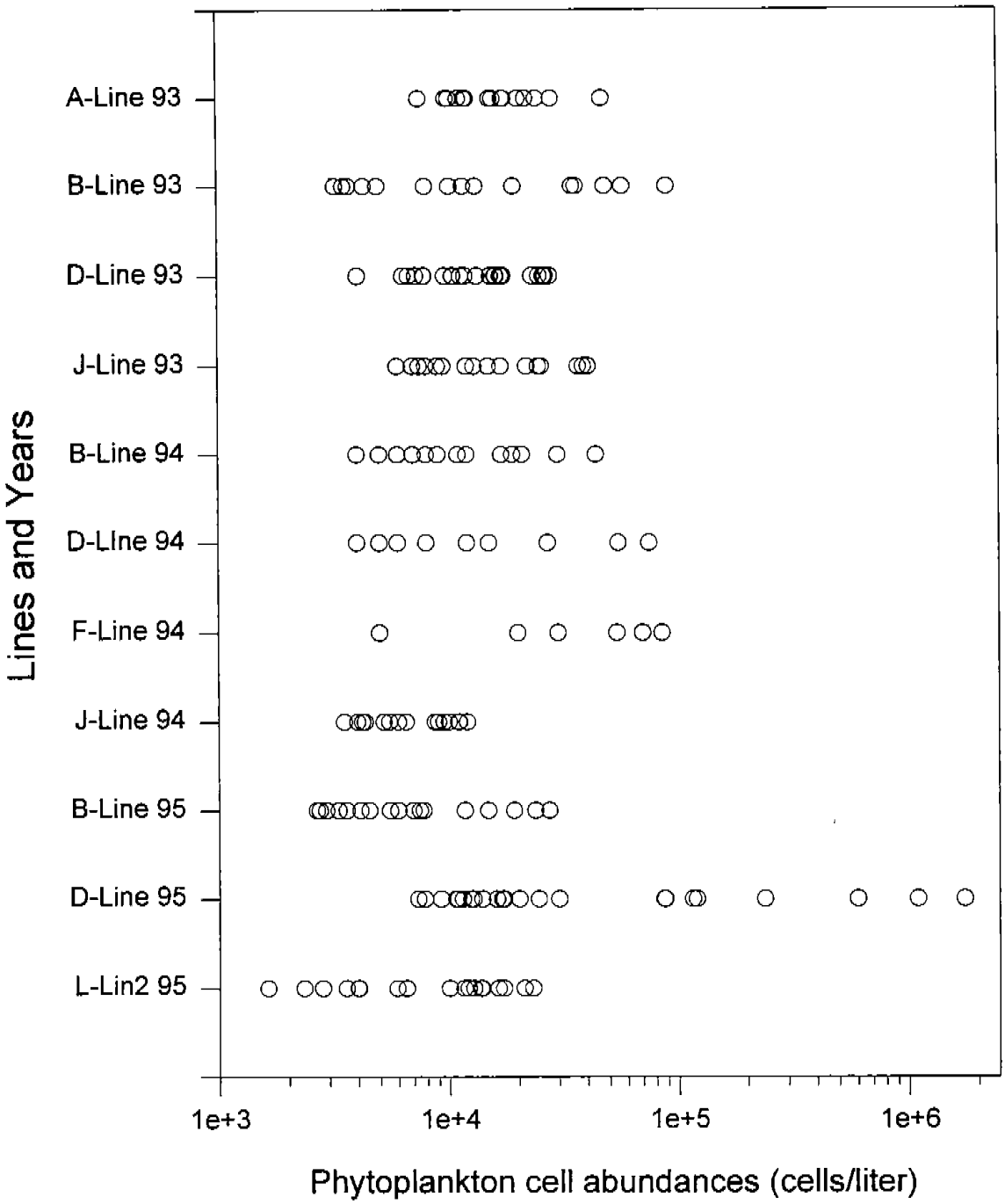


Fig. 11-15. Distribution of phytoplankton cell abundances (cells/liter)in each transect.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

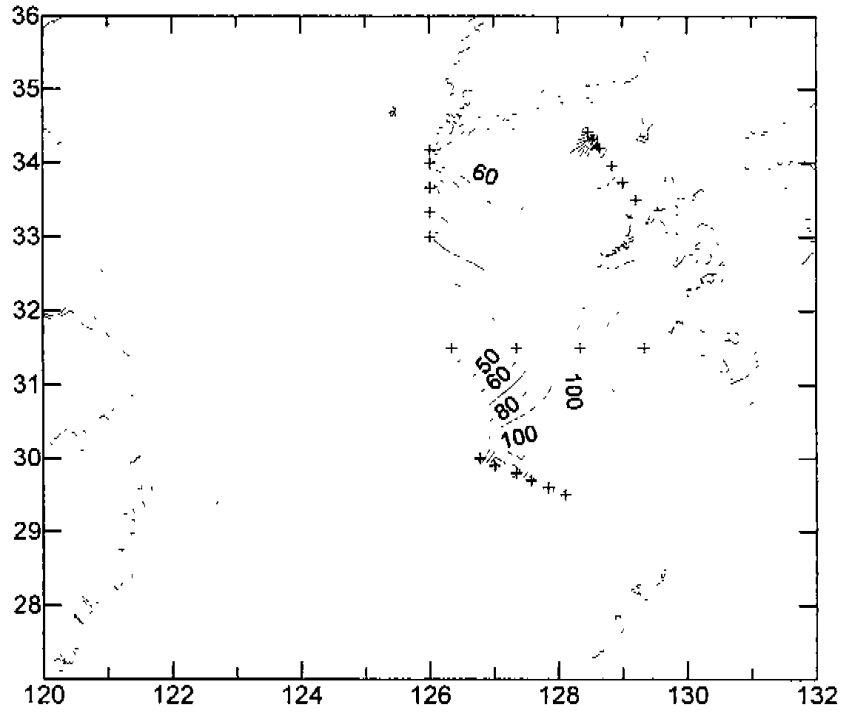


Fig. 11-16. The horizontal distribution of integrated synechococcus cell biomass (mg c/m2) upper 100 m water column, (COPEX-93)

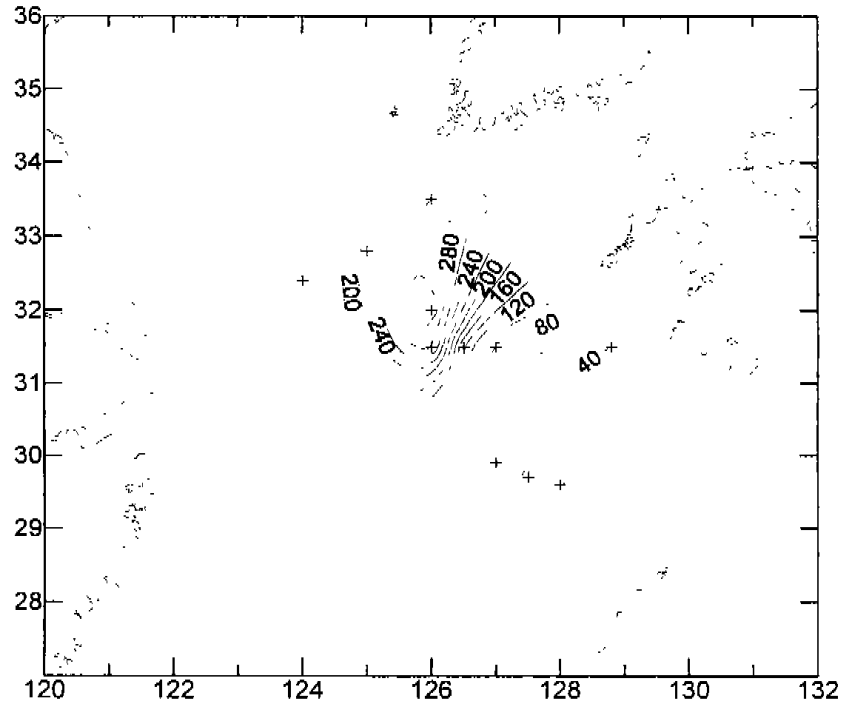


Fig. 11-17. The horizontal distribution of integrated synechococcus cell biomass (mg c/m2) upper 100 m water column, (COPEX-94)

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

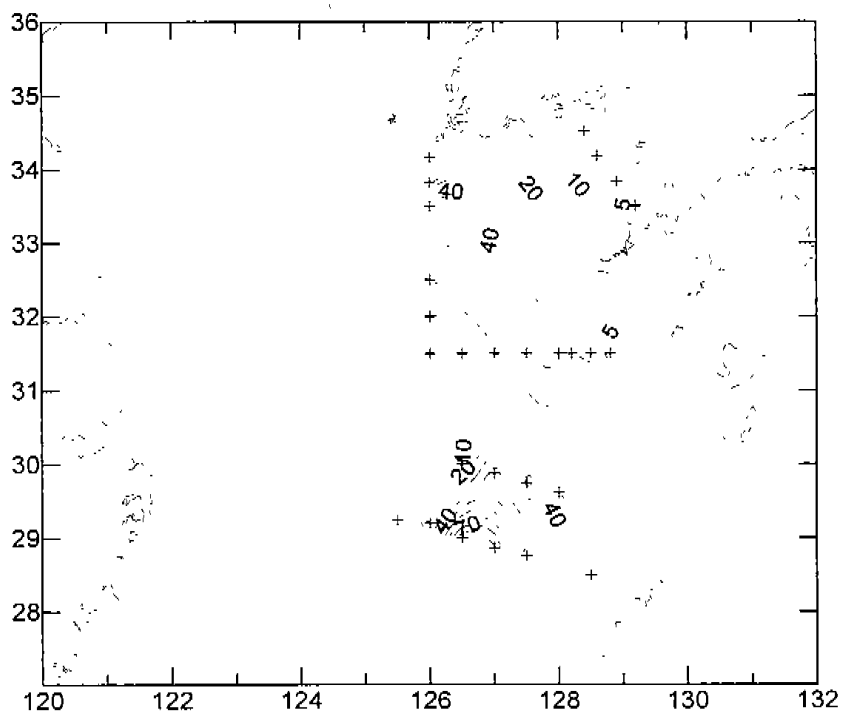


Fig. 11-18. The horizontal distribution of integrated synechococcus cell biomass (mg c/m2) upper 100 m water column, (COPEX-95)

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

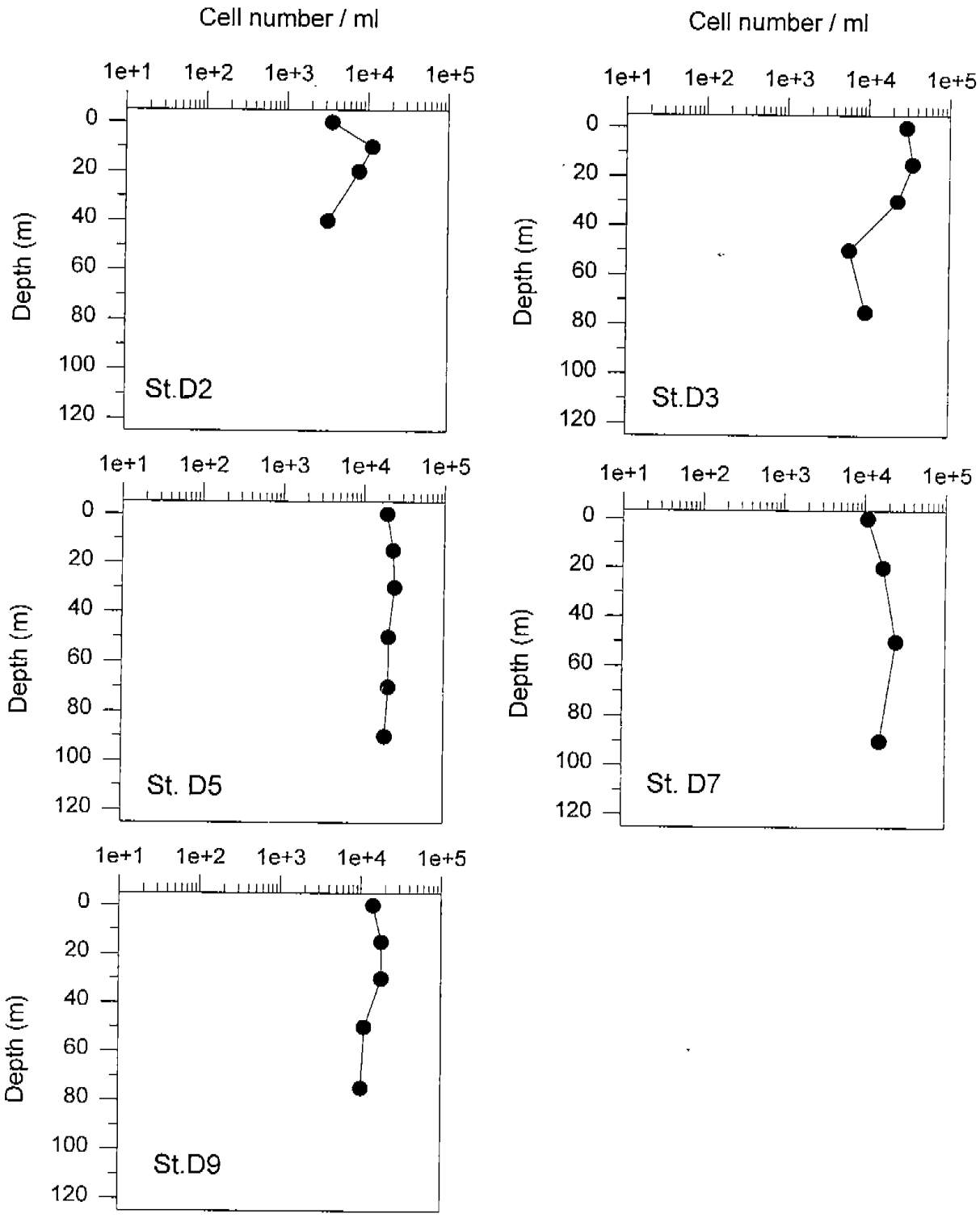


Fig. 11-19. Vertical profiles of Synechococcus cell abundances at each station on the D-line (Copex-93).

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

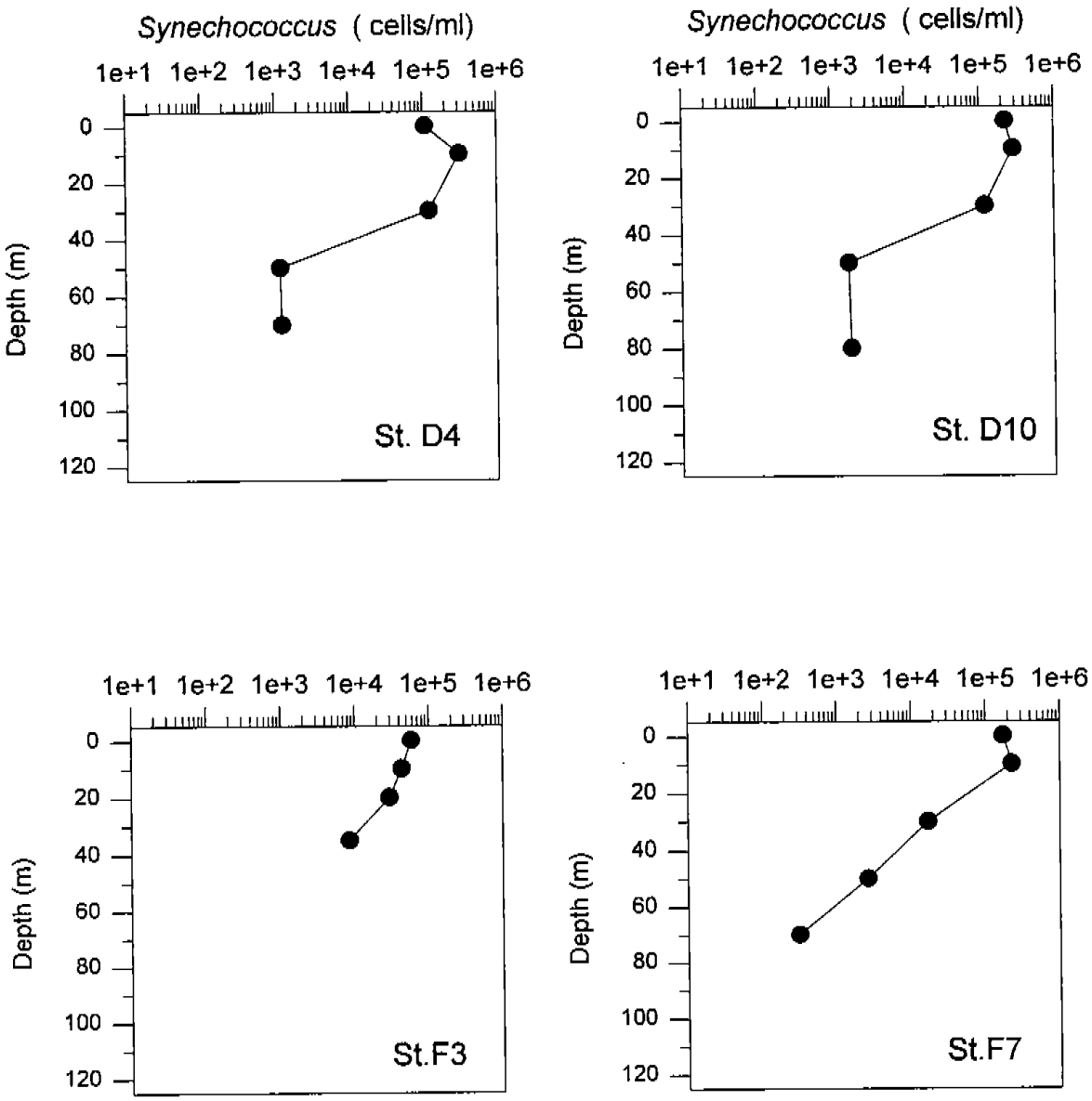


Fig. 11-20. Vertical profiles of Synechococcus cell abundances at each station on the D-line (Copex-94).

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

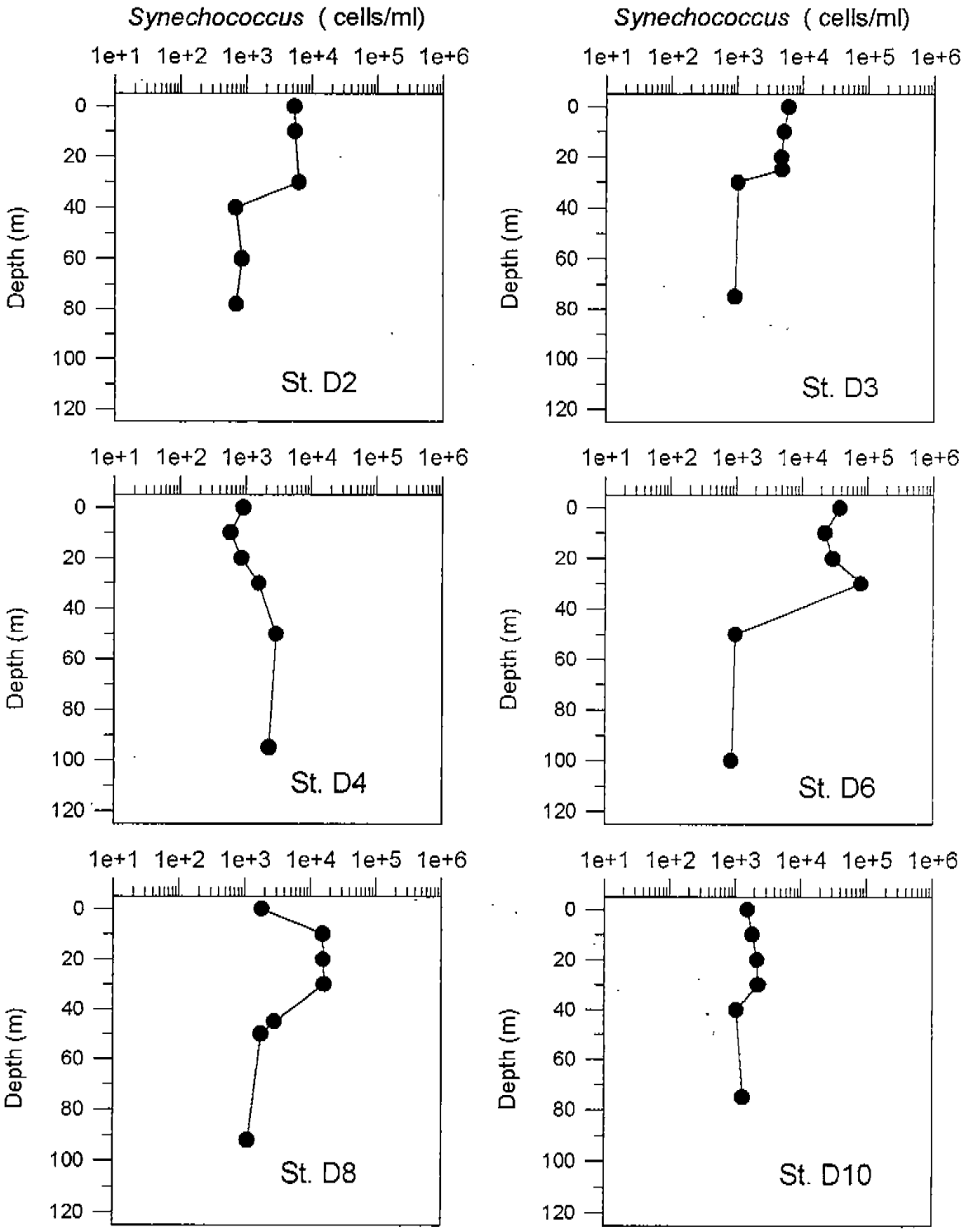
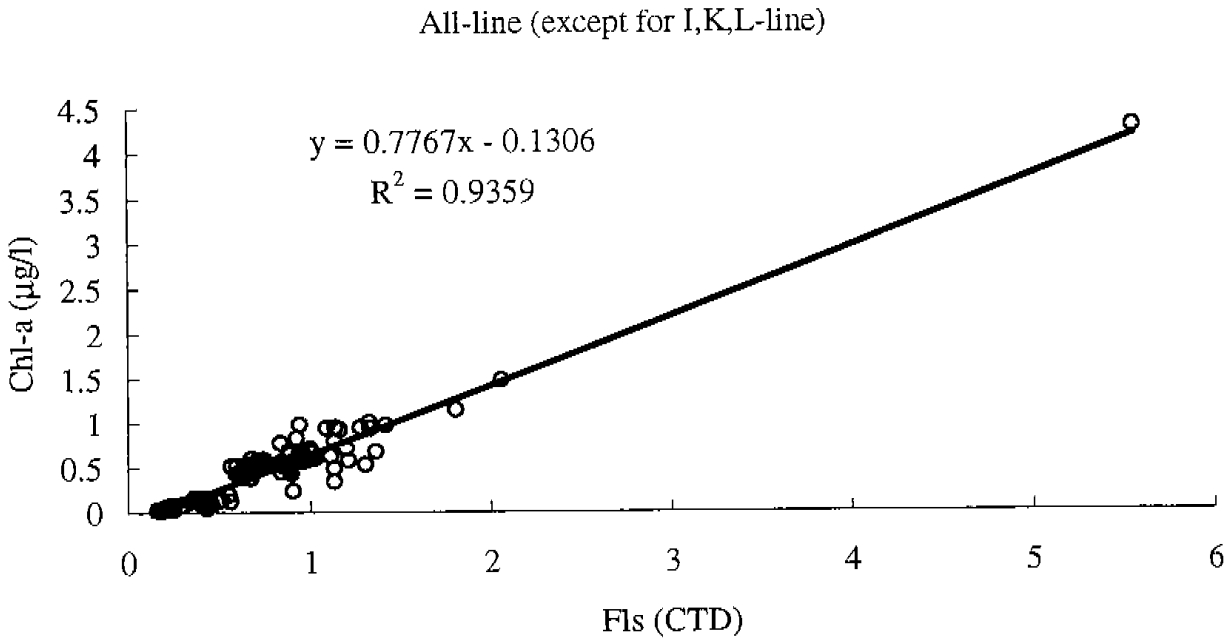


Fig. 11-21. Vertical profiles of Synechococcus cell abundances at each station on the D-line (Copex-95).

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40



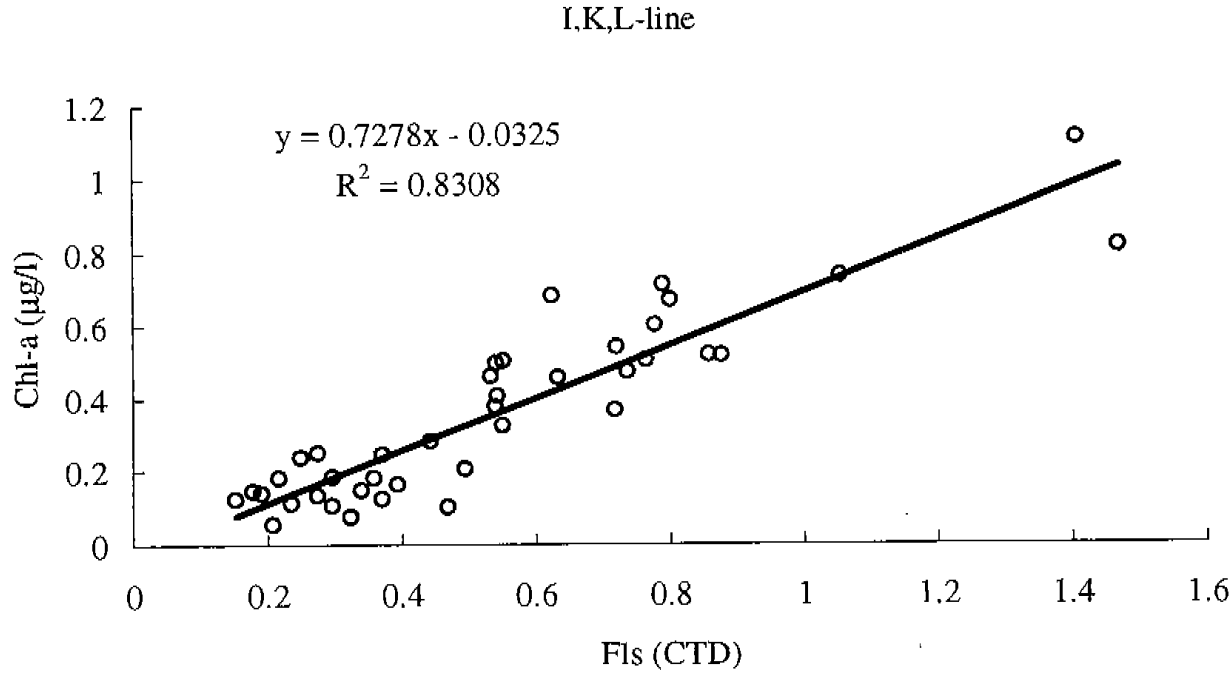


Fig. 11-22. Regressions used for calibration of fluorometer in October 1996.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

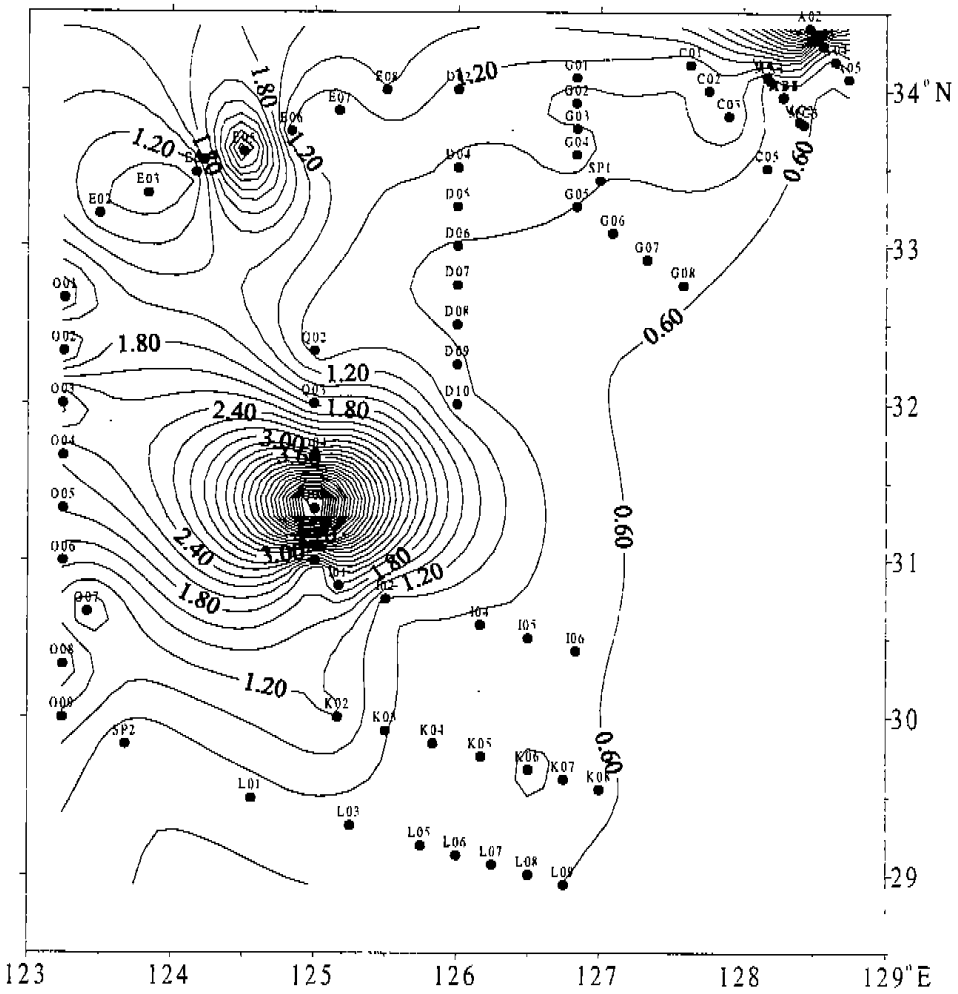


Fig. 11-23. Surface distribution of beam attenuation coefficient.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

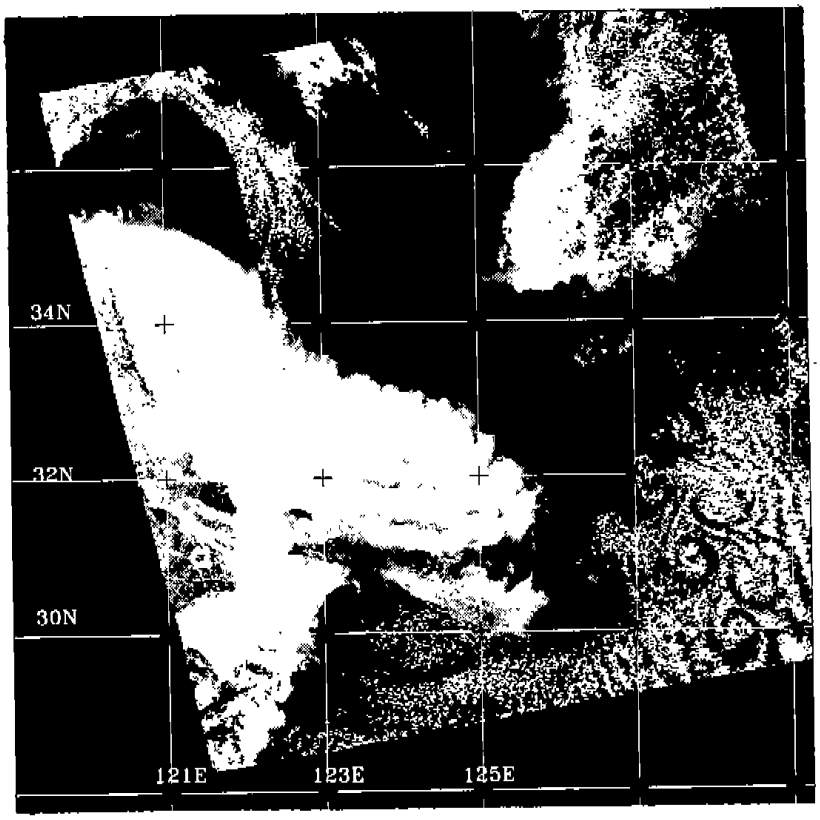


Fig. 11-24. A linearly streched image of CZCS channel 3 of October 2nd, 1980.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

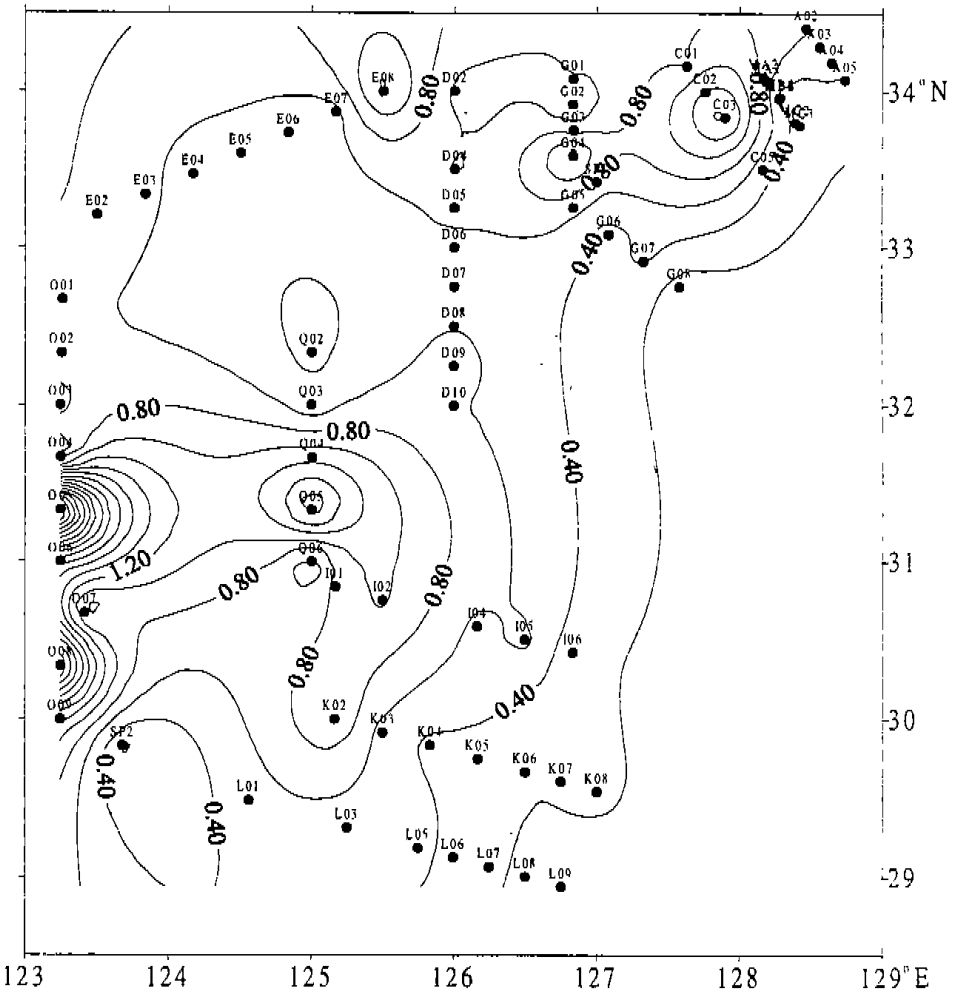


Fig. 11-25. Surface distribution of chlorophyll-a.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

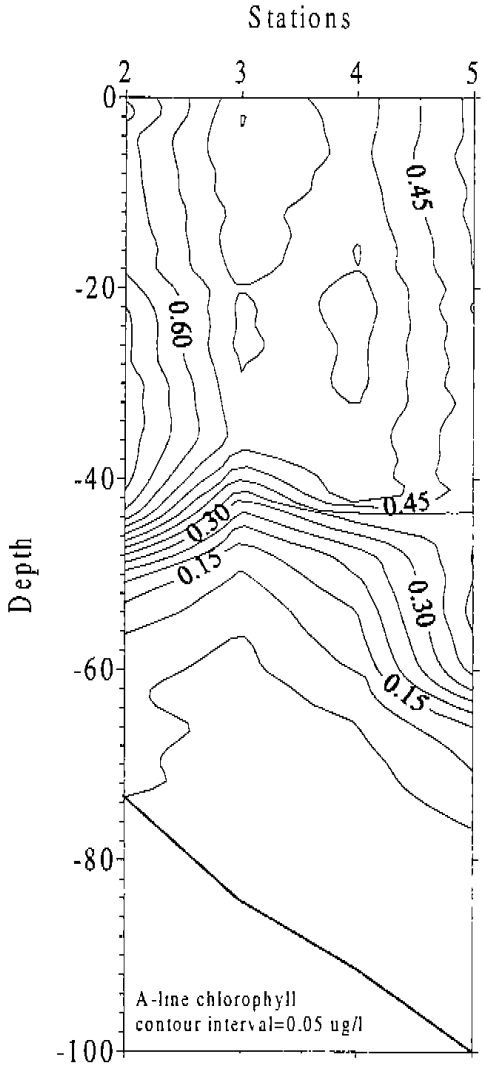


Fig. 11-26. Vertical profile of chlorophyll-a at the cross-section A.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

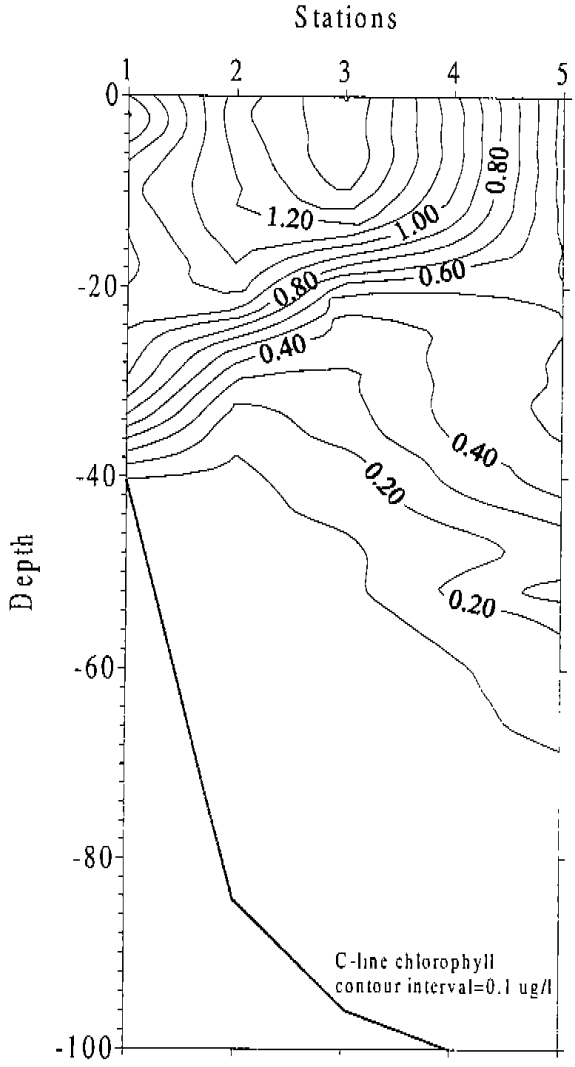


Fig. 11-27. Vertical profile of chlorophyll-a at the cross-section C.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

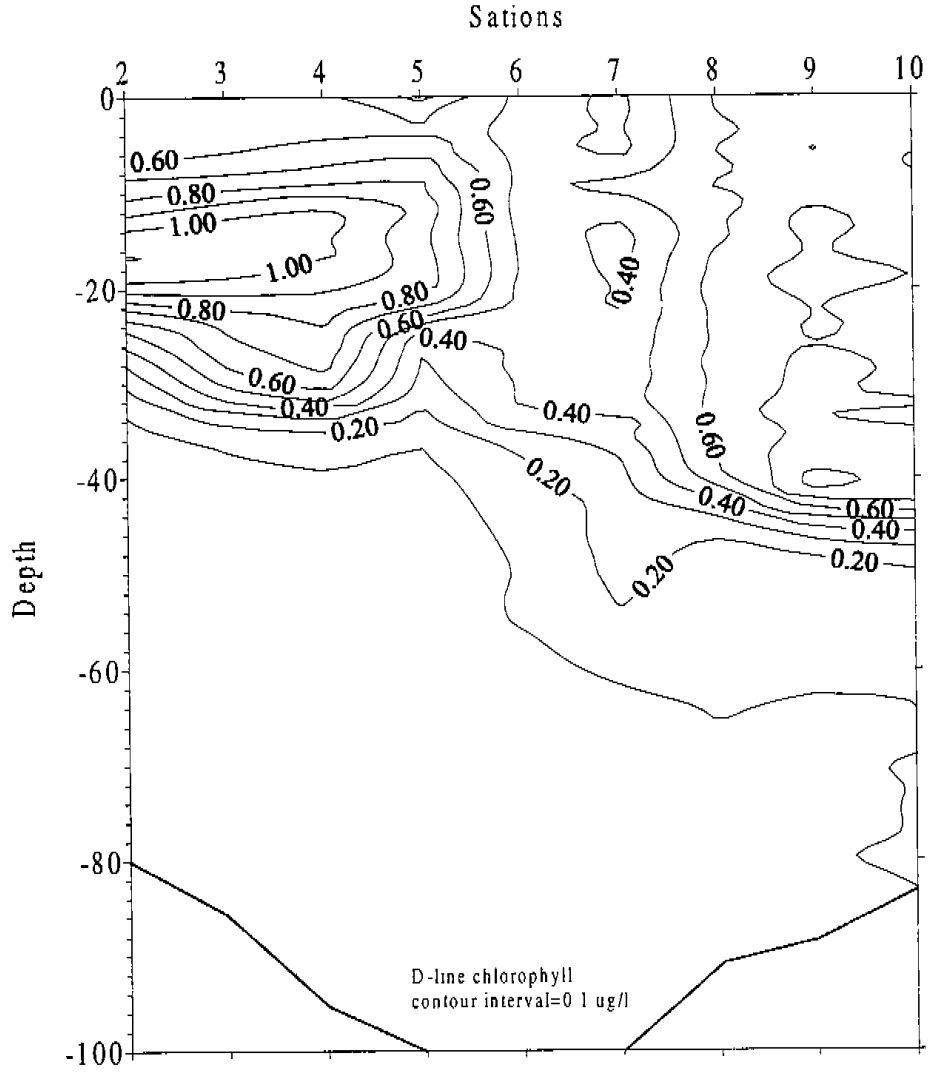


Fig. 11-28. Vertical profile of chlorophyll-a at the cross-section D.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

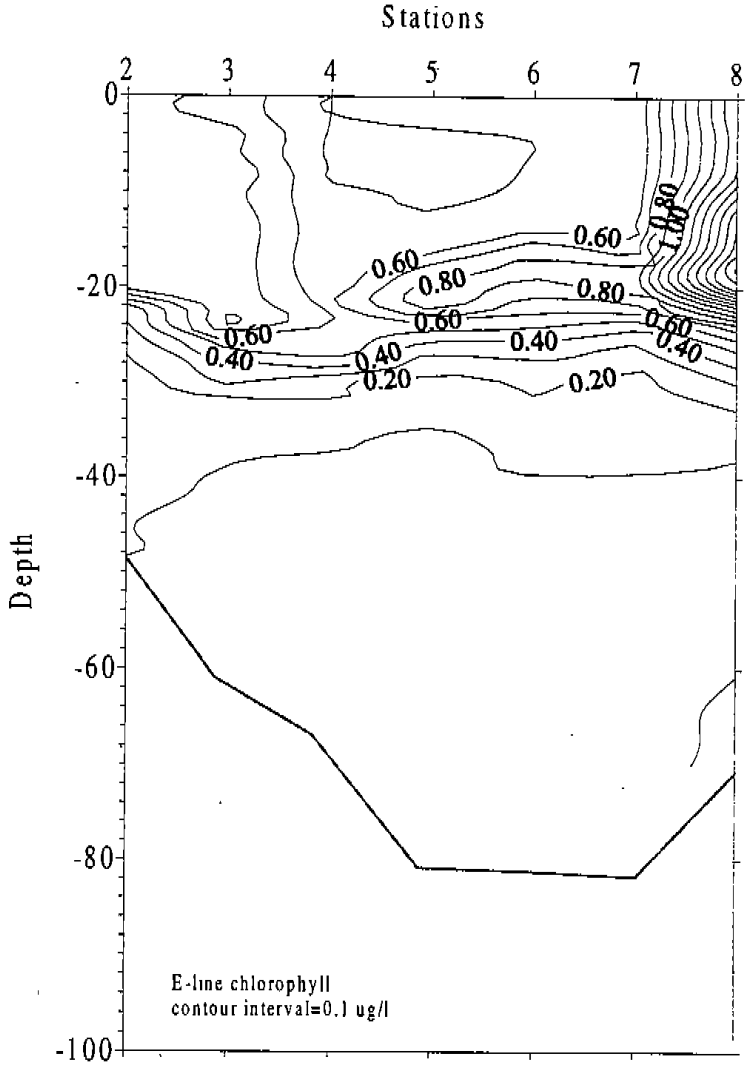


Fig. 11-29. Vertical profile of chlorophyll-a at the cross-section E.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

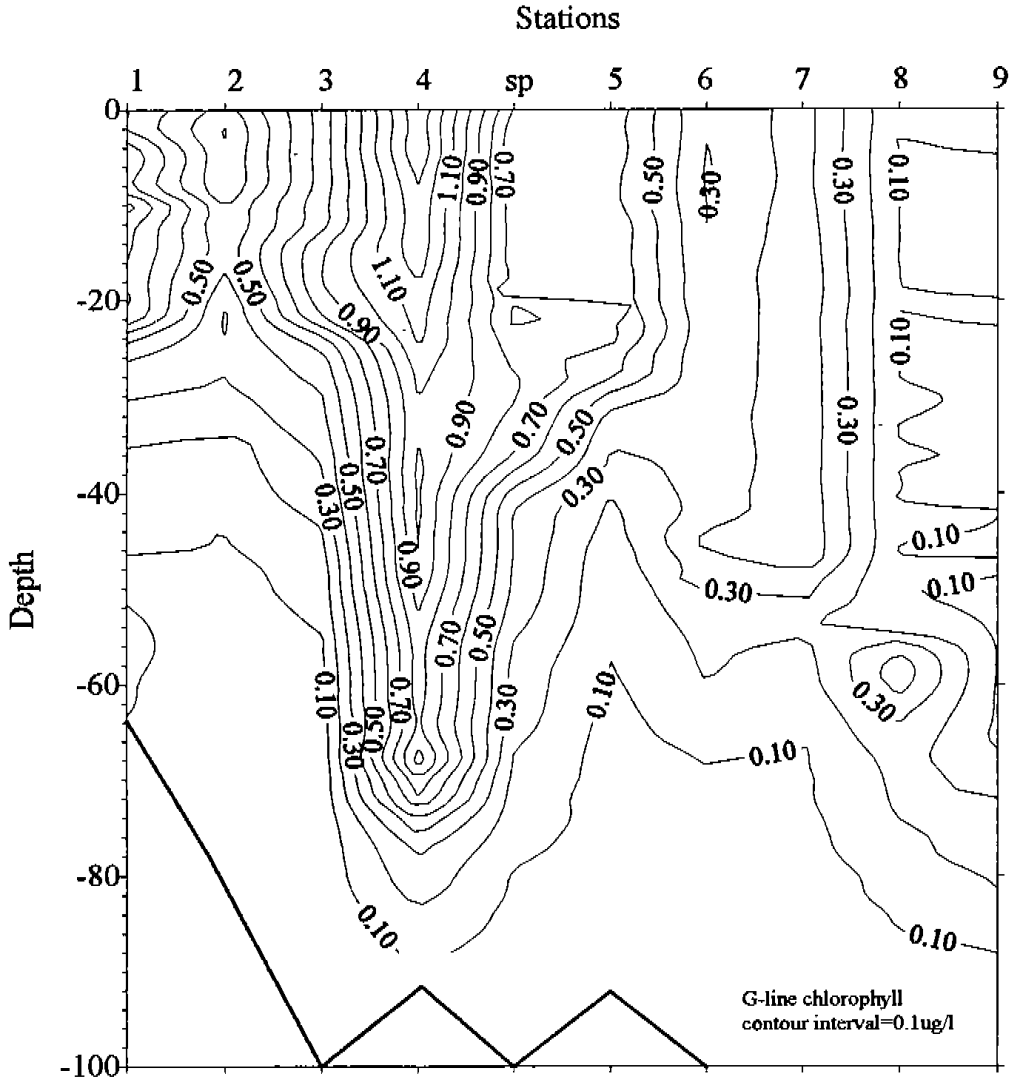


Fig. 11-30. Vertical profile of chlorophyll-a at the cross-section G.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

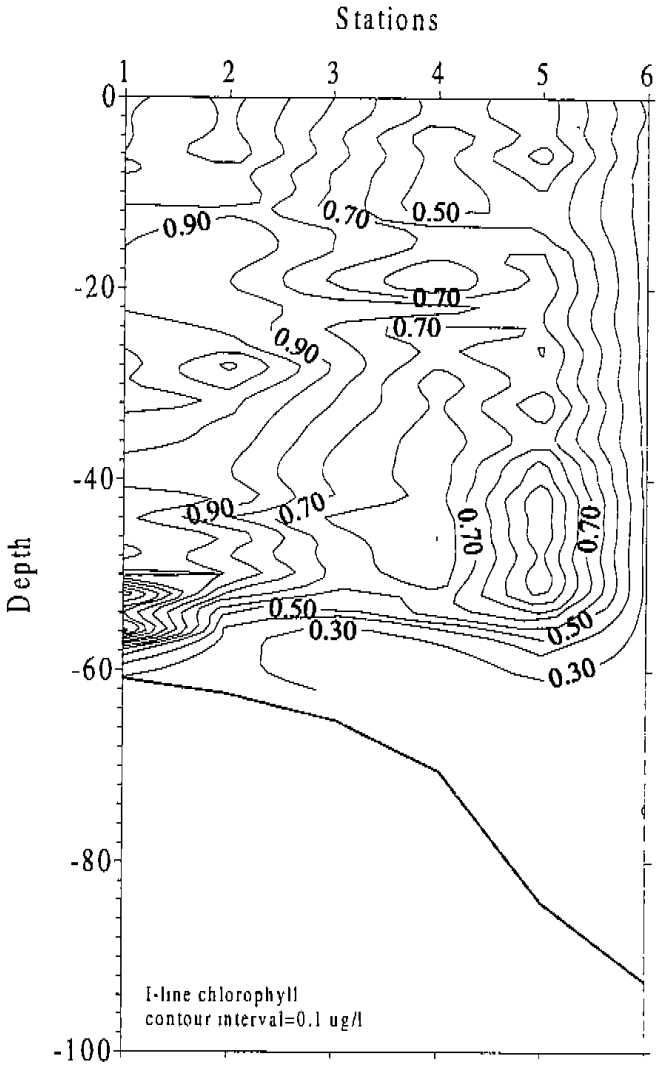


Fig. 11-31. Vertical profile of chlorophyll-a at the cross-section I.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

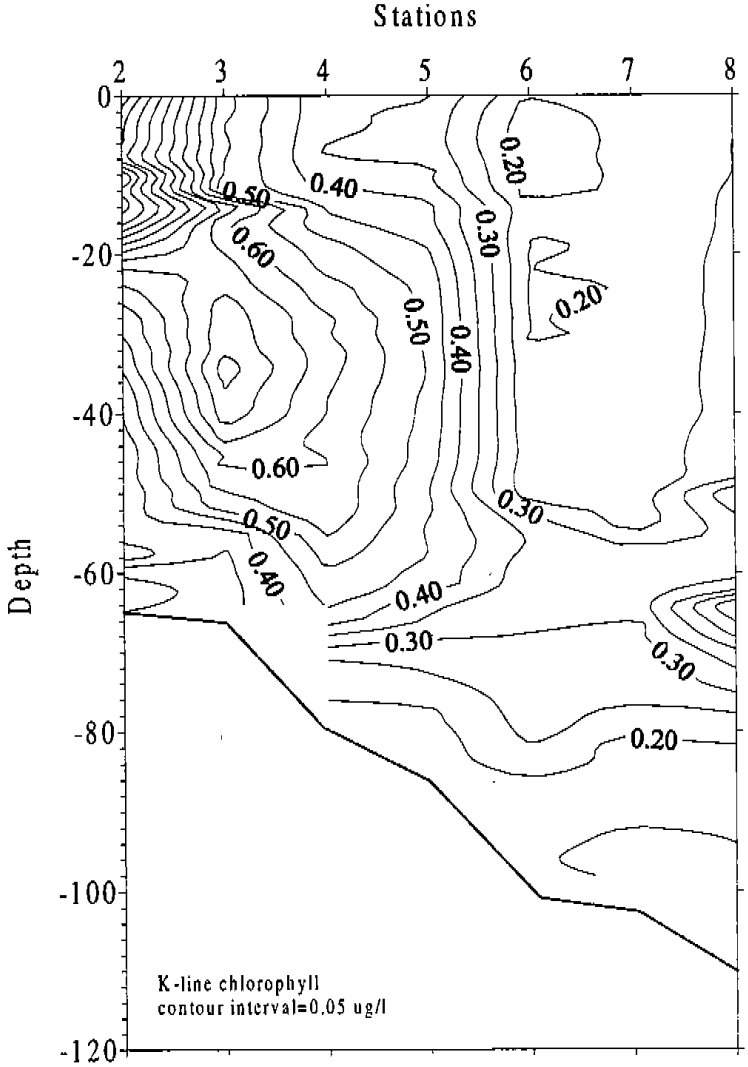


Fig. 11-32. Vertical profile of chlorophyll-a at the cross-section K.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

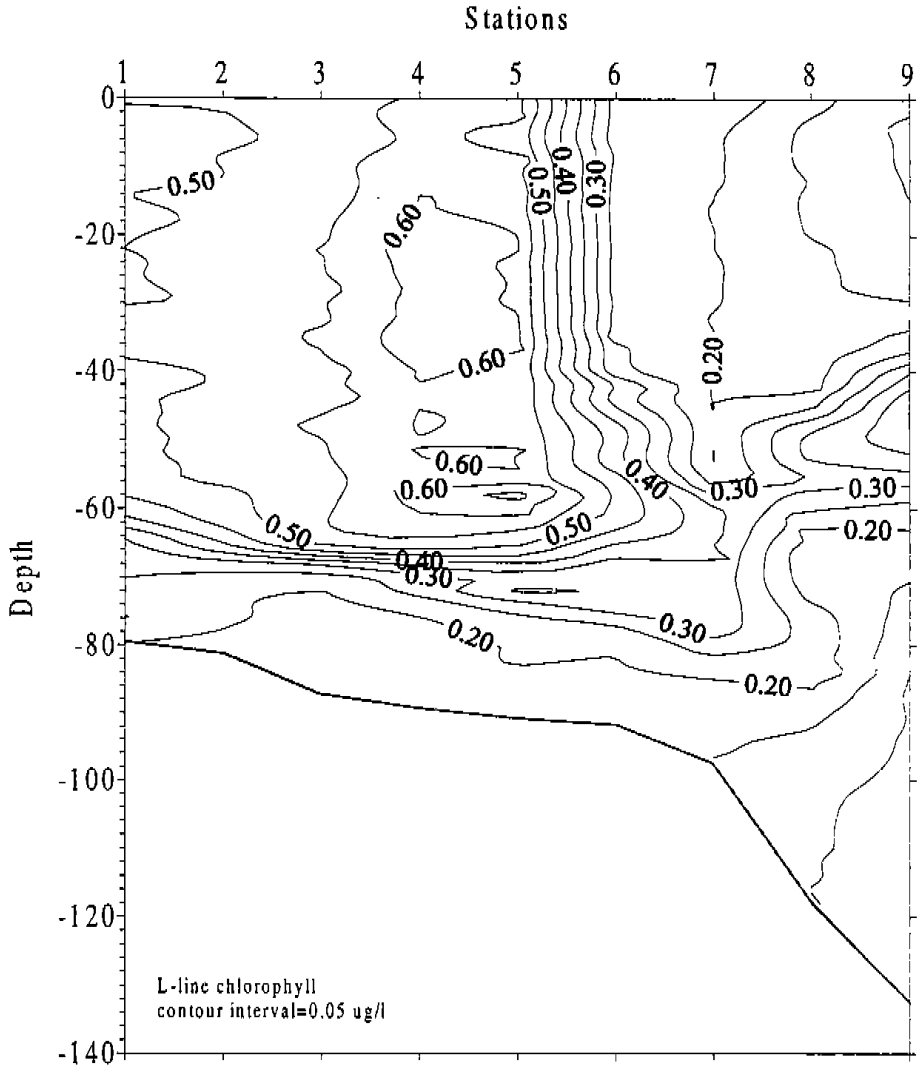


Fig. 11-33. Vertical profile of chlorophyll-a at the cross-section L.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

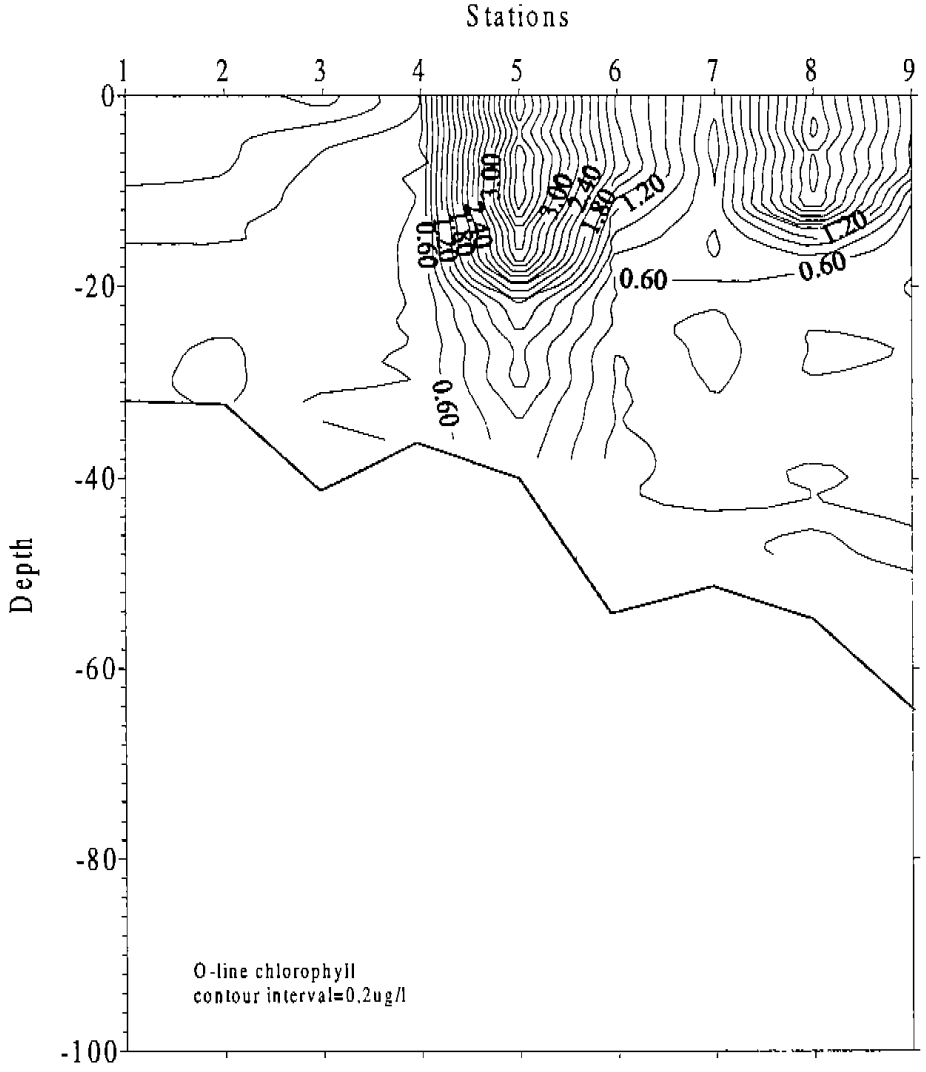


Fig. 11-34. Vertical profile of chlorophyll-a at the cross-section O.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

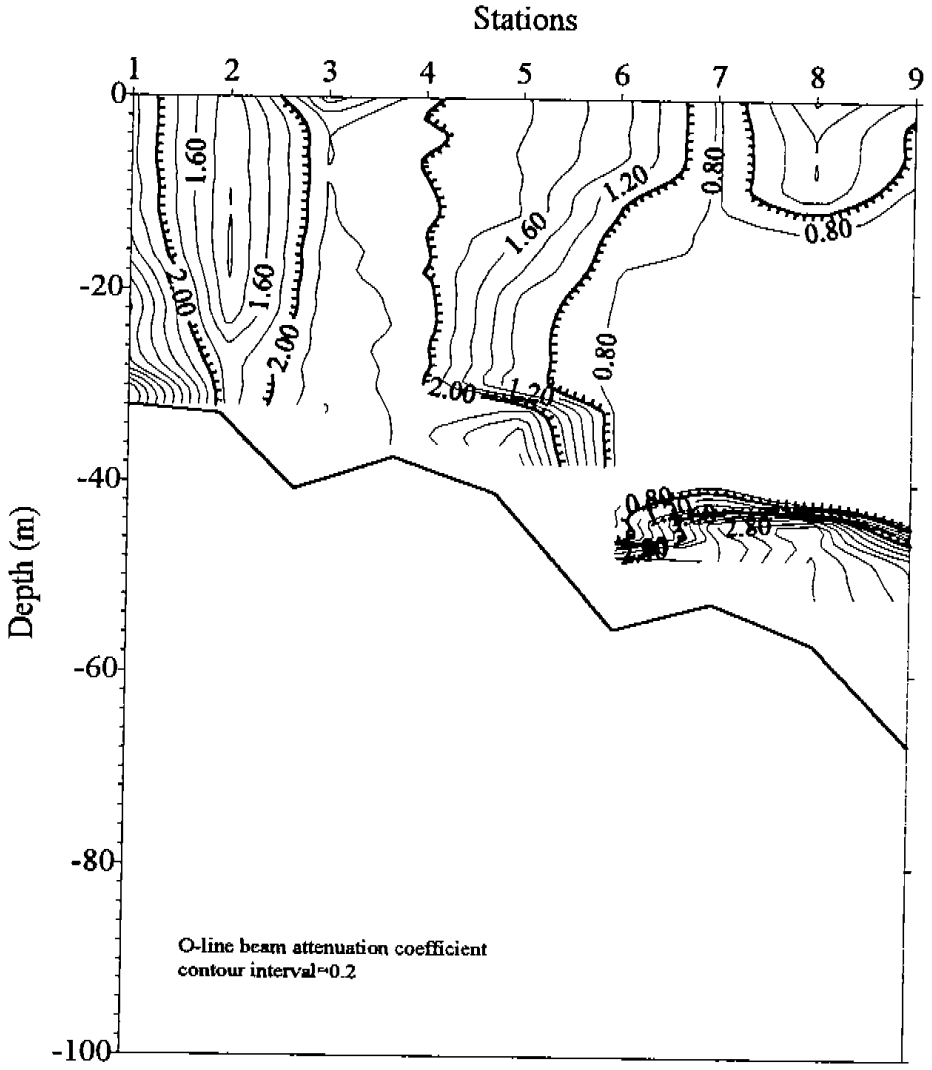
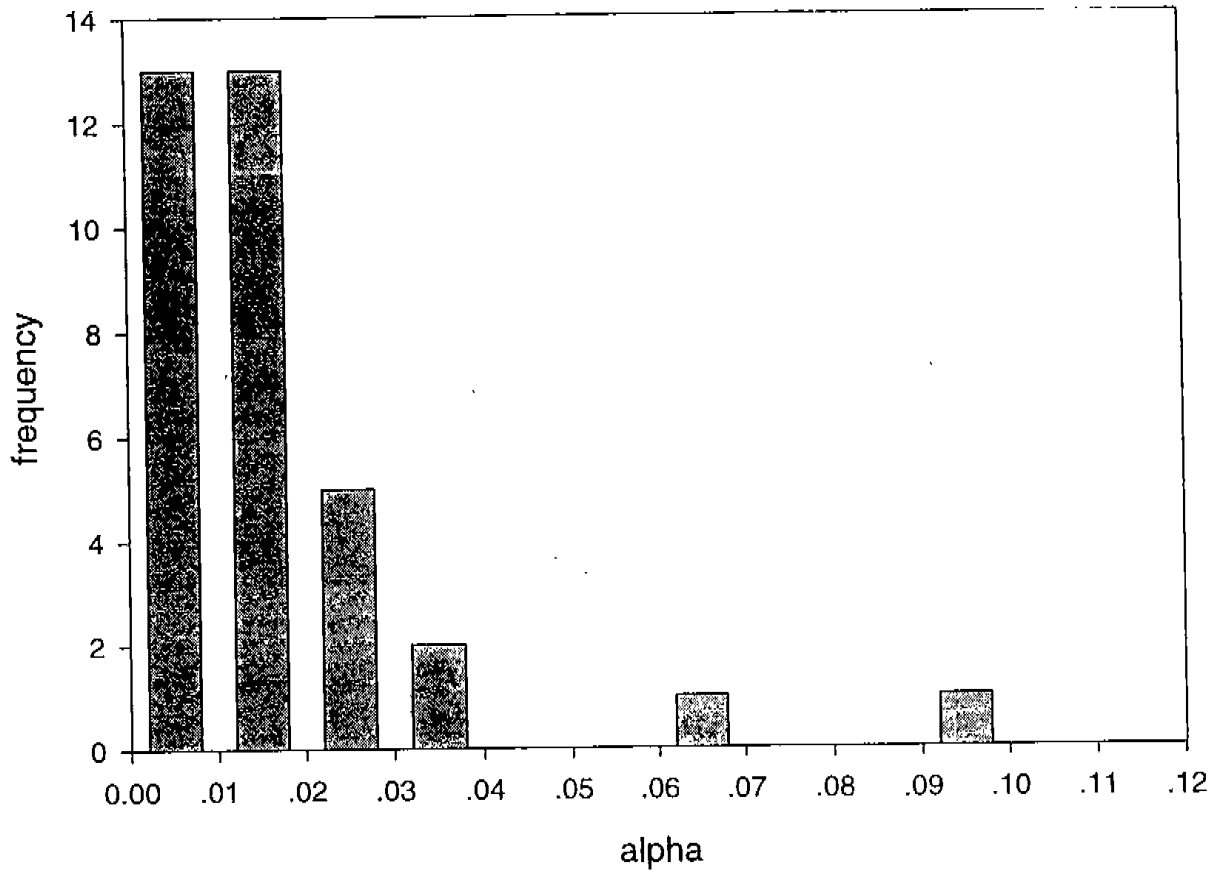


Fig. 11-35. Vertical profile of beam attenuation coefficient at the cross-section O.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40



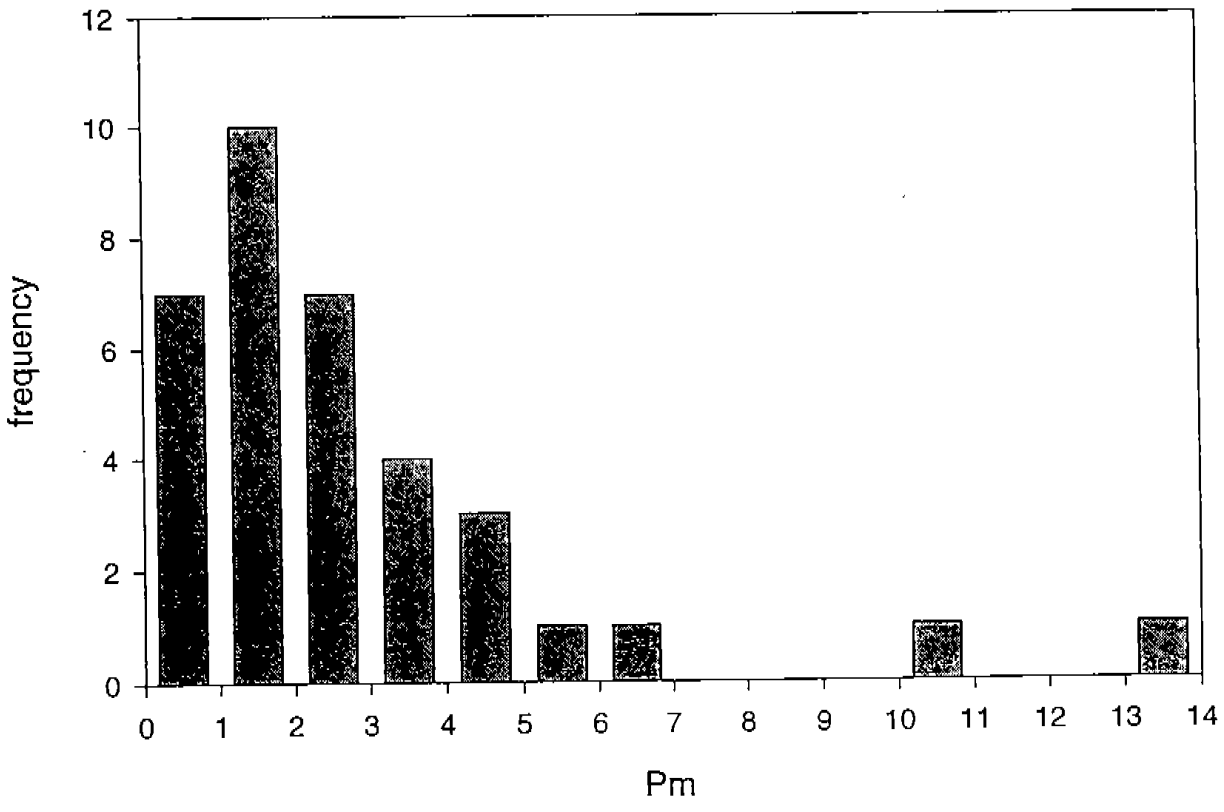


Fig. 11-36. Frequency distribution of photosynthetic parameters.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

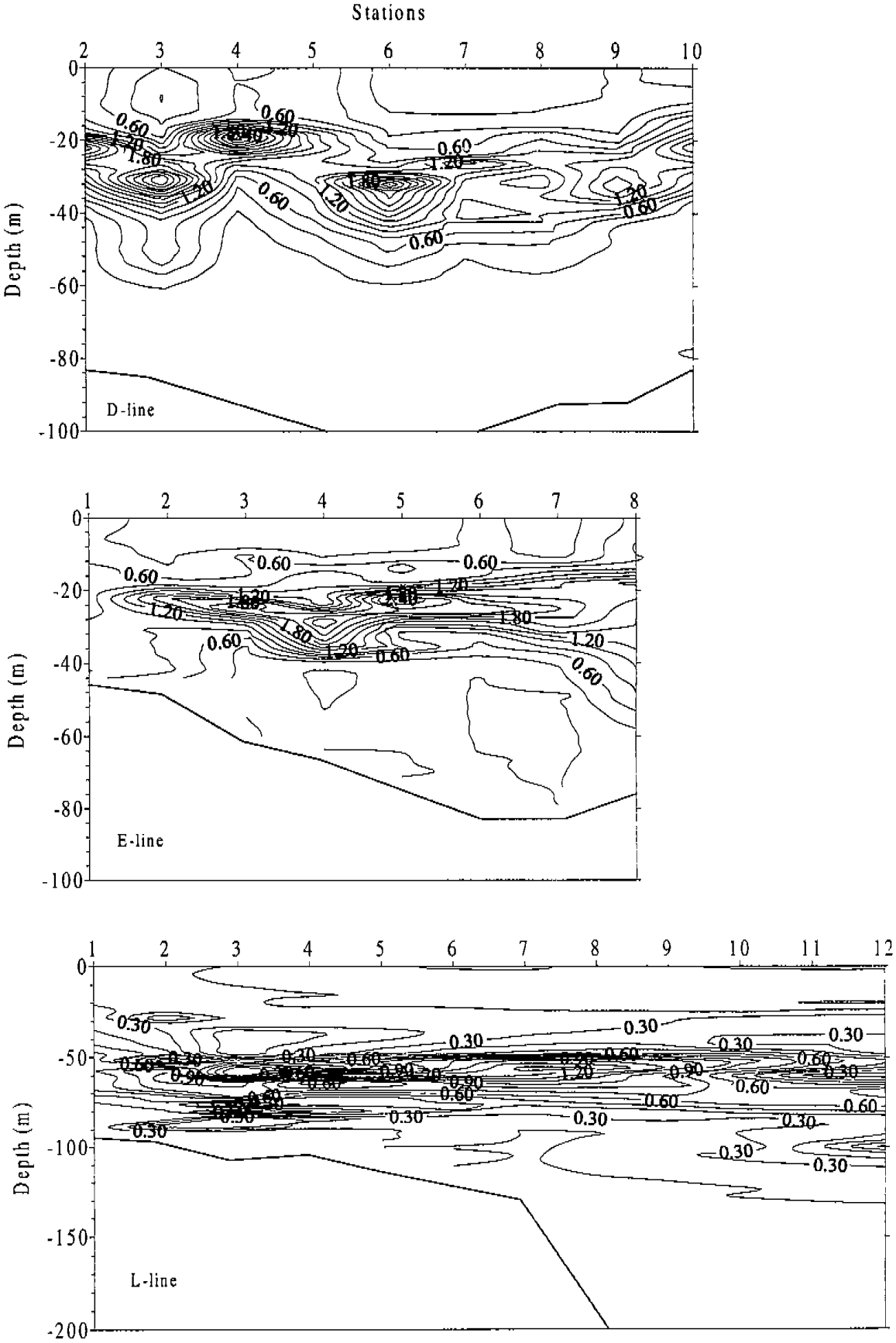


Fig. 11-37. Vertical distribution of chlorophyll (μg/l) at the section D, E, L in Aug.-Sep. 1994.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

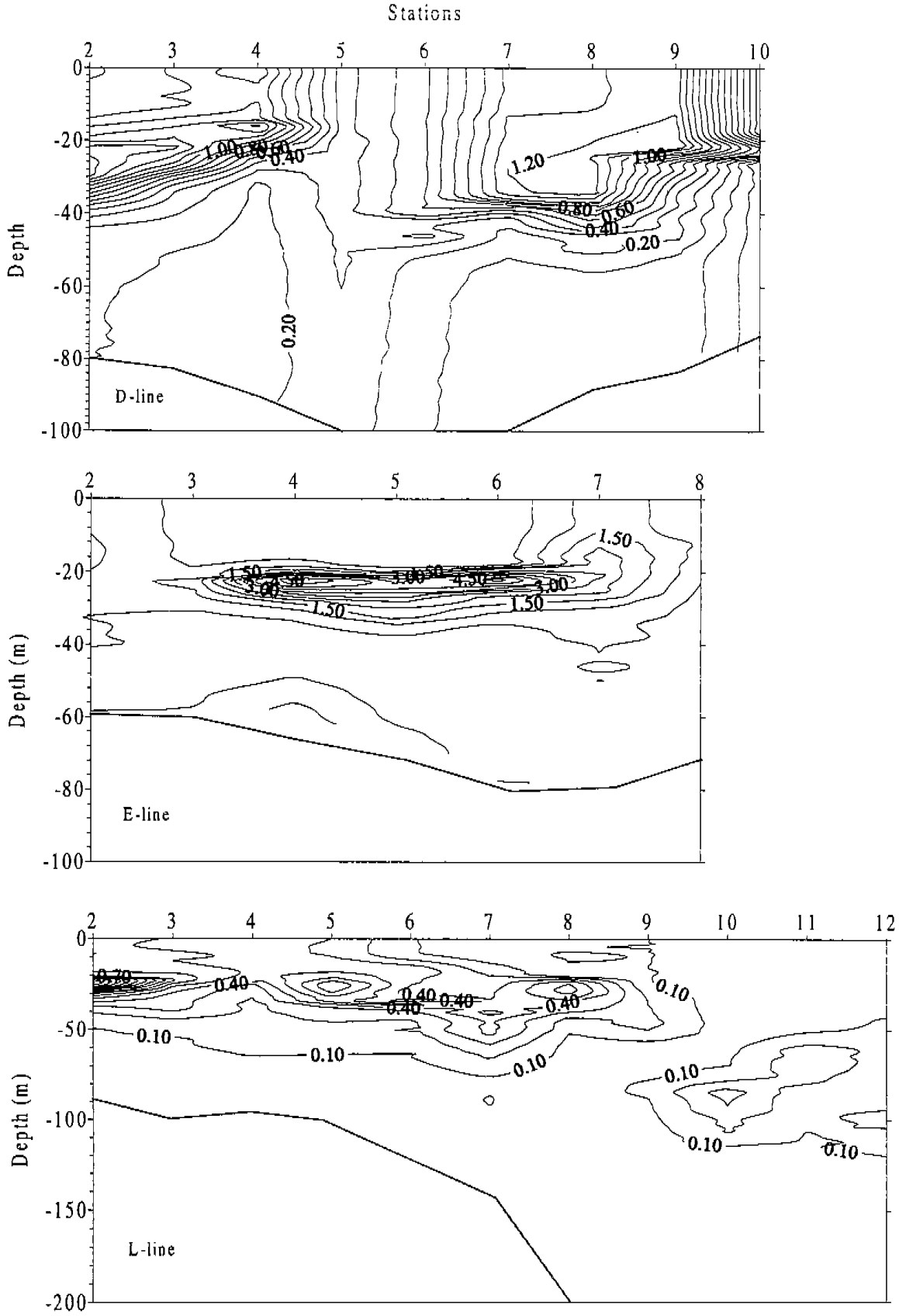


Fig. 11-38. Vertical distribution of chlorophyll ($\mu g/l$) at the section D, E, L in Apr.-May 1995.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

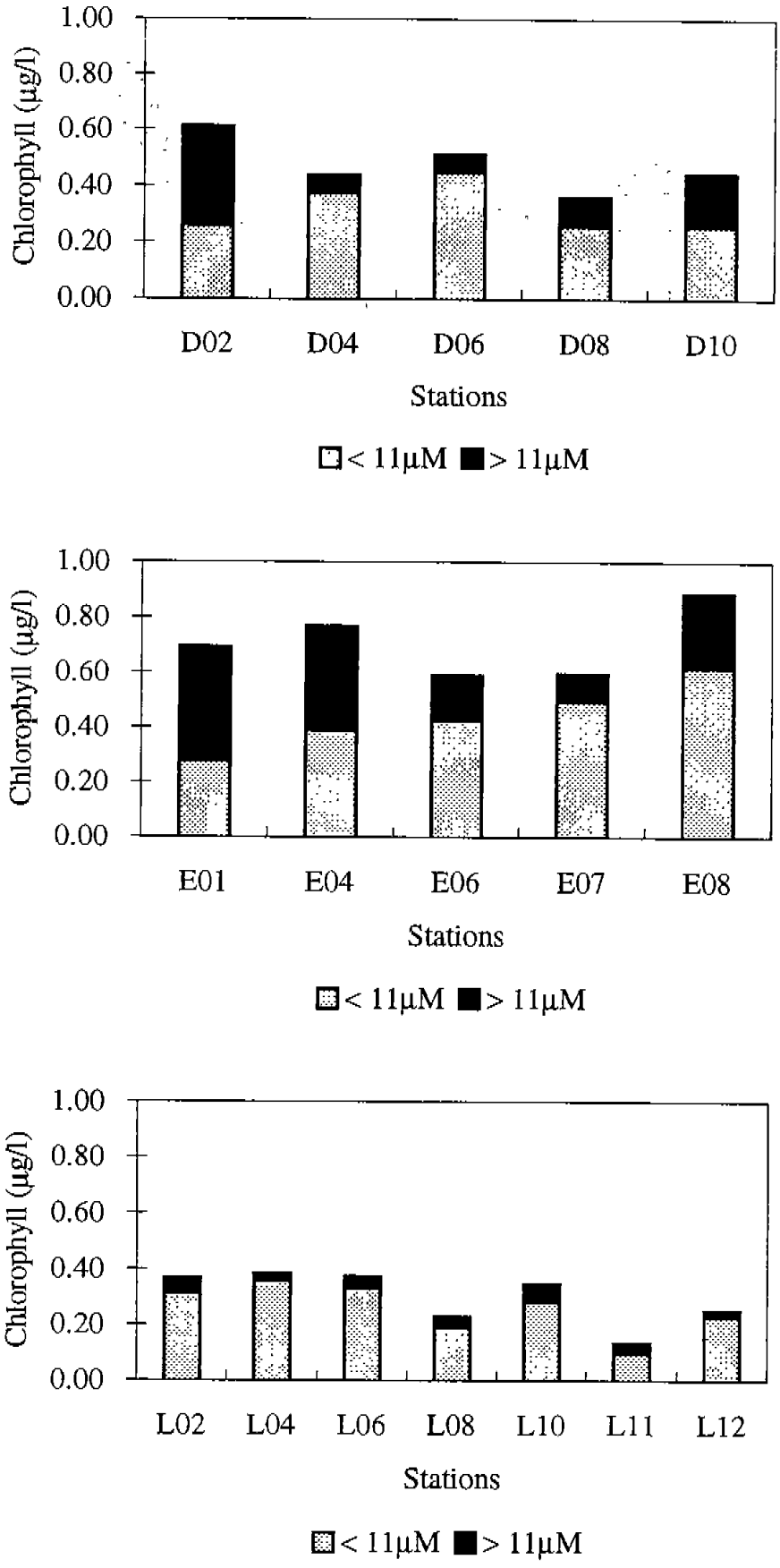
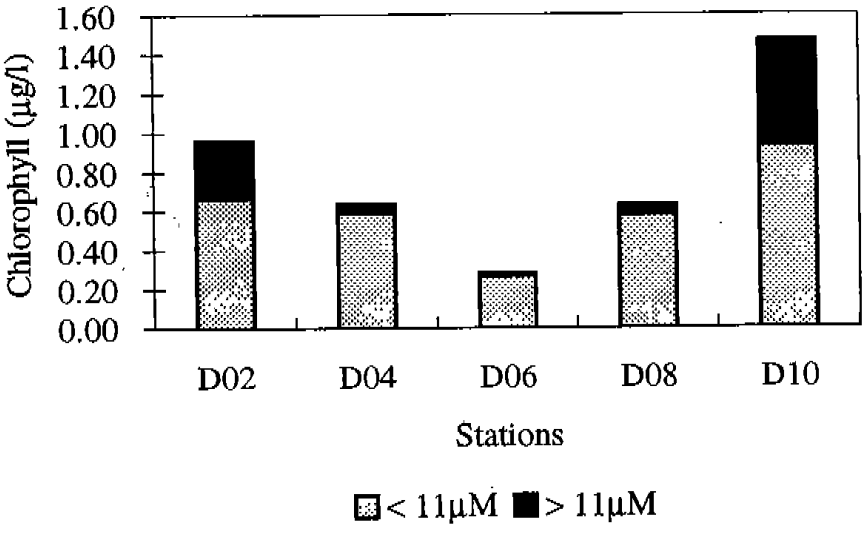
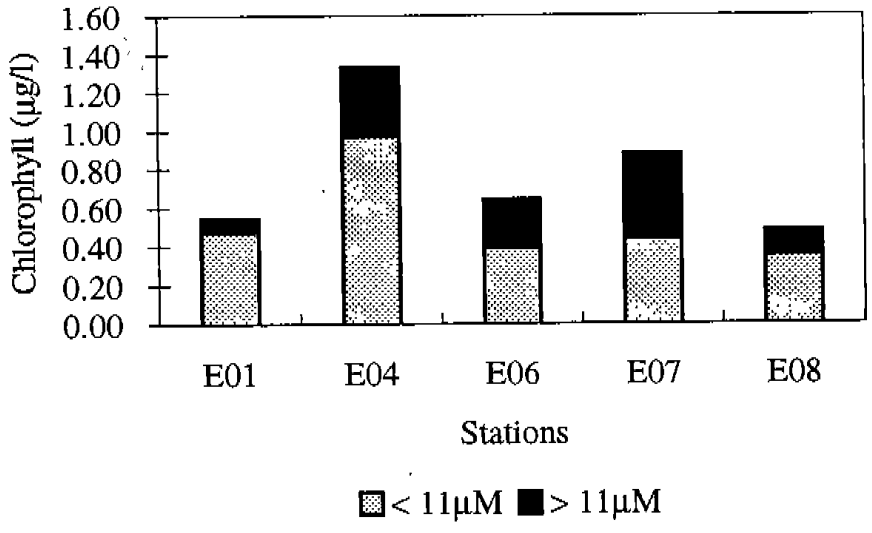


Fig. 11-39. Mean chlorophyll concentrations (μg/l) with cell size at the sampling stations in Aug.-Sep. 1994.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40





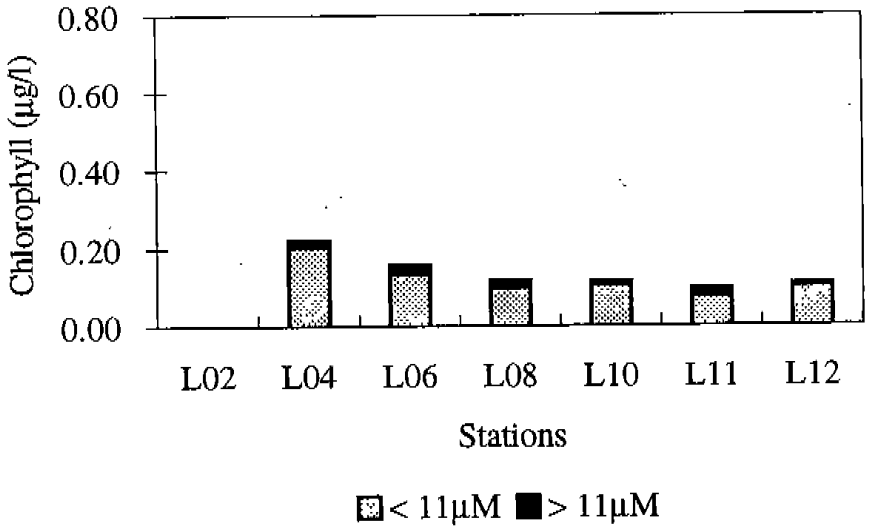
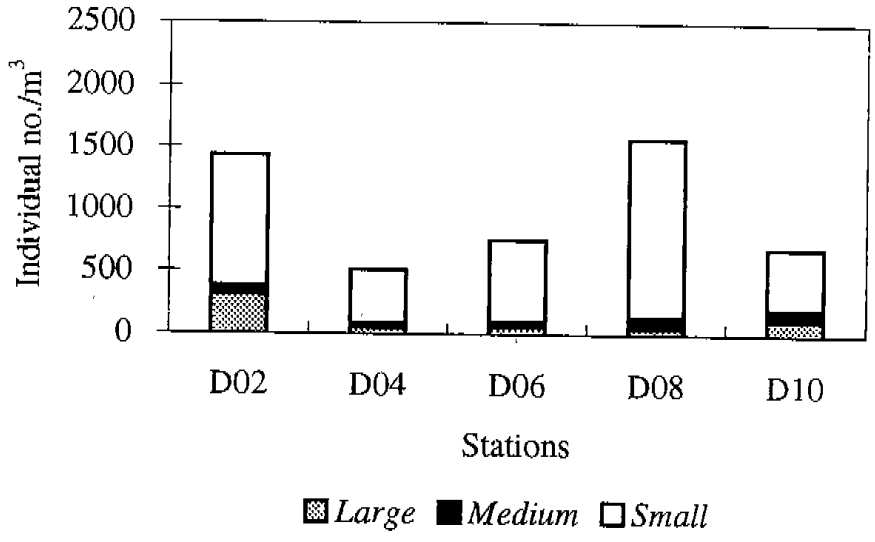
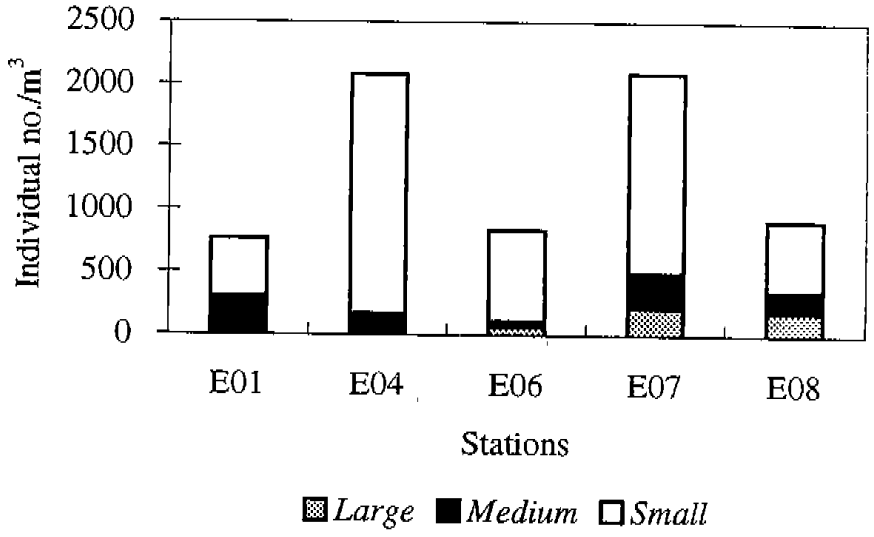


Fig. 11-40. Mean chlorophyll concentrations (μg/l) with cell size at the sampling stations in Apr.-May 1995.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40





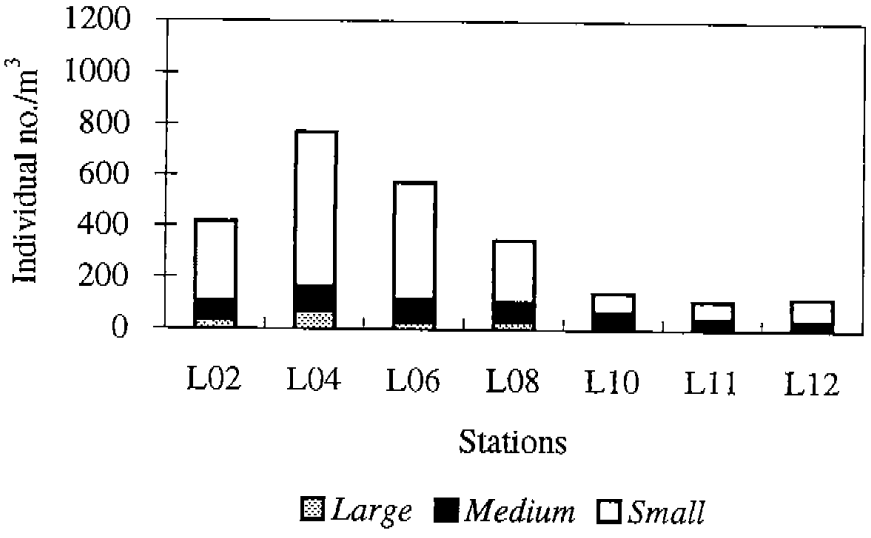


Fig. 11-41. Numerical abundance (ind./m3) of three calanoid copepod size assemblages at the sampling stations in Aug.-Sep. 1994.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

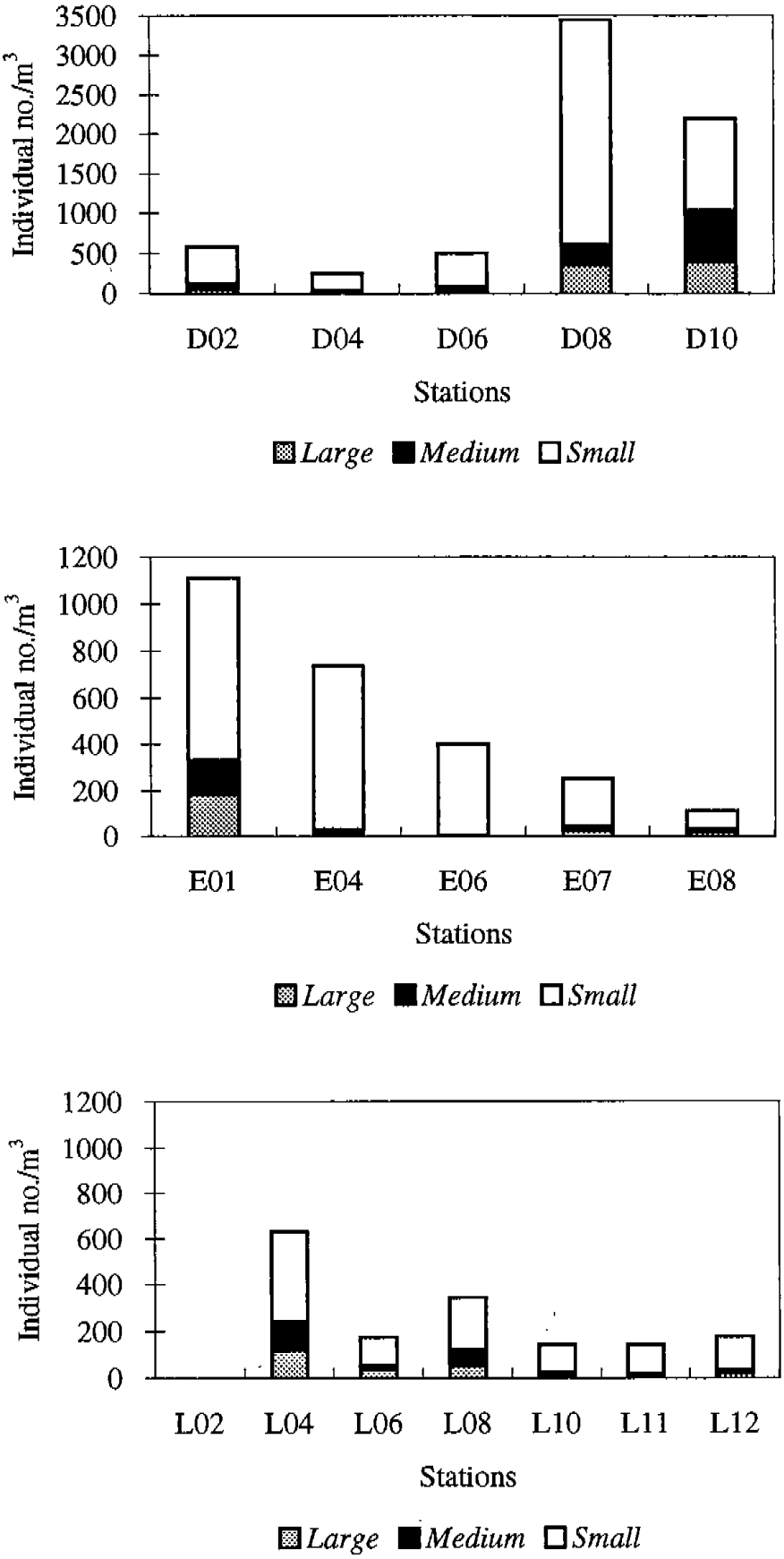


Fig. 11-42. Numerical abundance (ind./m3) of three calanoid copepod size assemblages at the sampling stations in Apr.-May. 1995.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

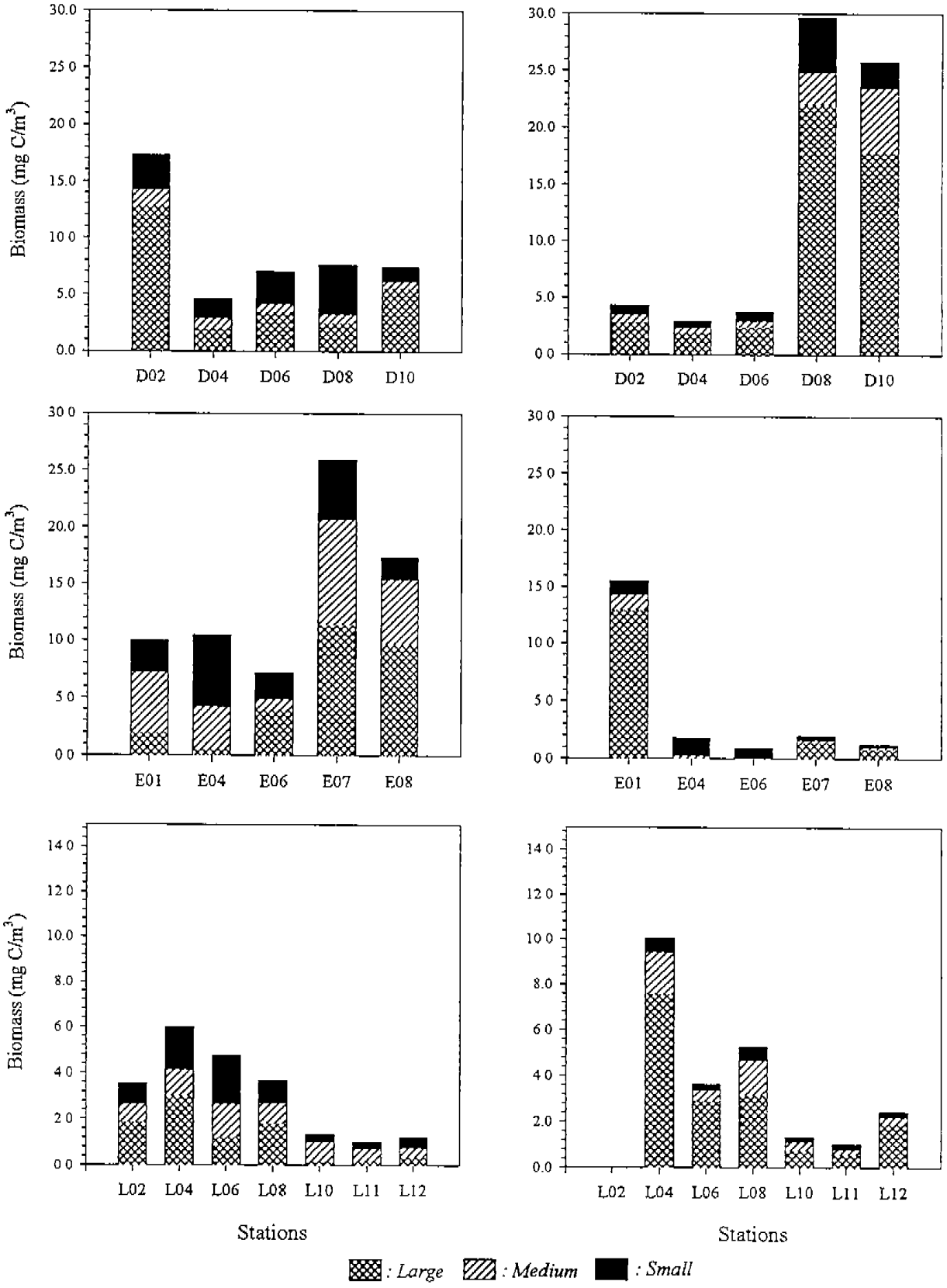


Fig. 11-43 Carbon biomass (mg C/m3) of calanoid copepod in the East China Sea. (Left : Aug.-Sep. 1994, Right : Apr.-May 1995)

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

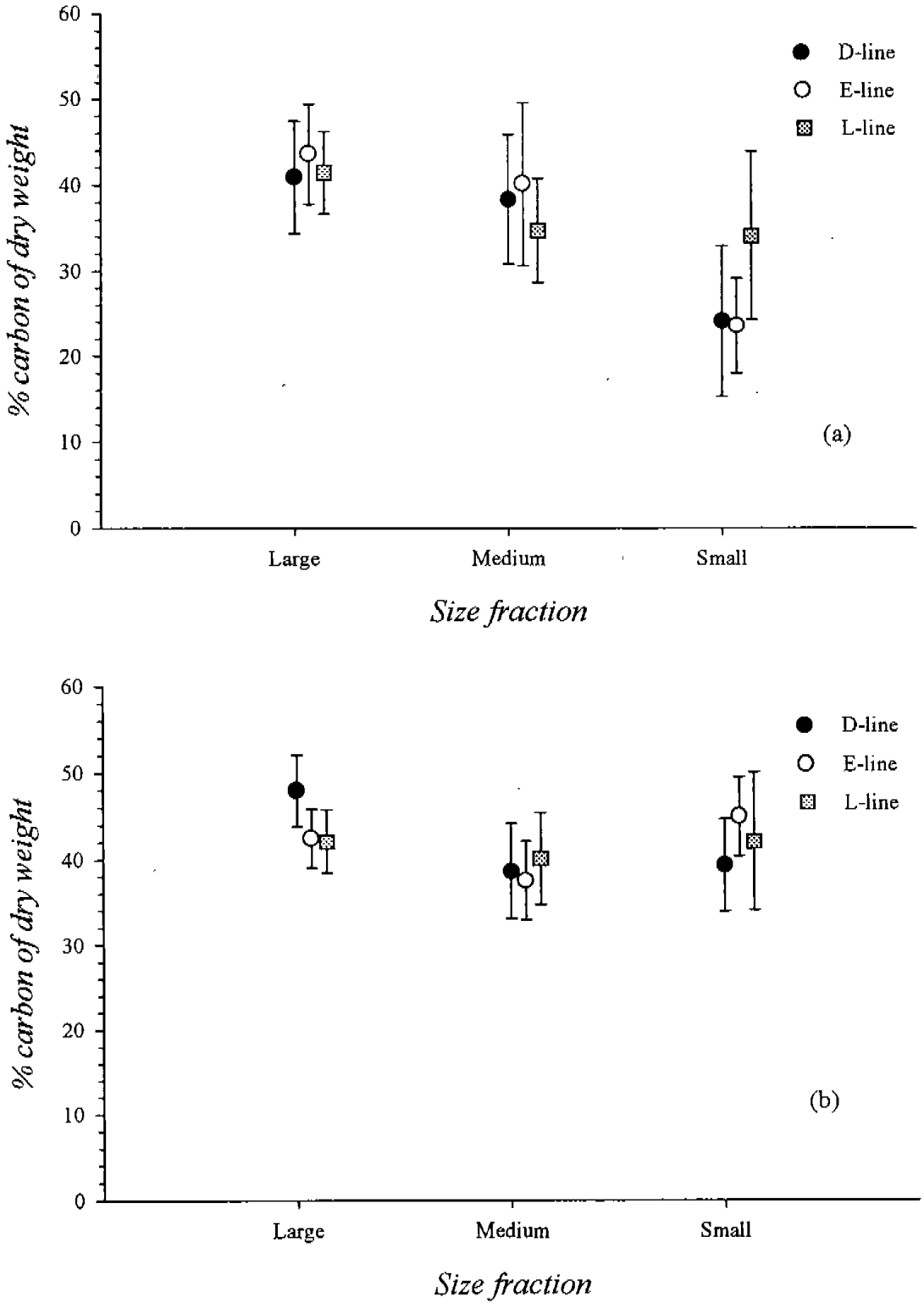


Fig. 11-44. Carbon content (%) of copepod size fractions in the East China Sea. (a): Aug.-Sep. 1994, (b): Apr.-May 1995.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

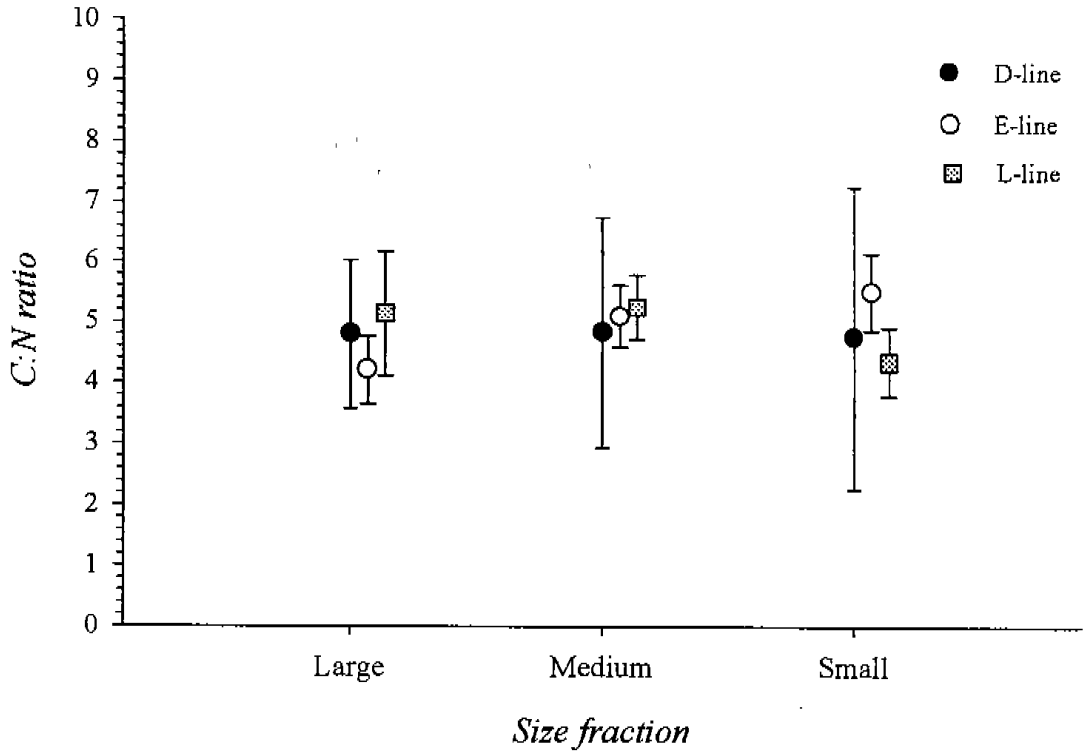


Fig. 11-45. Carbon:nitrogen ratio of copepod in the East China Sea.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

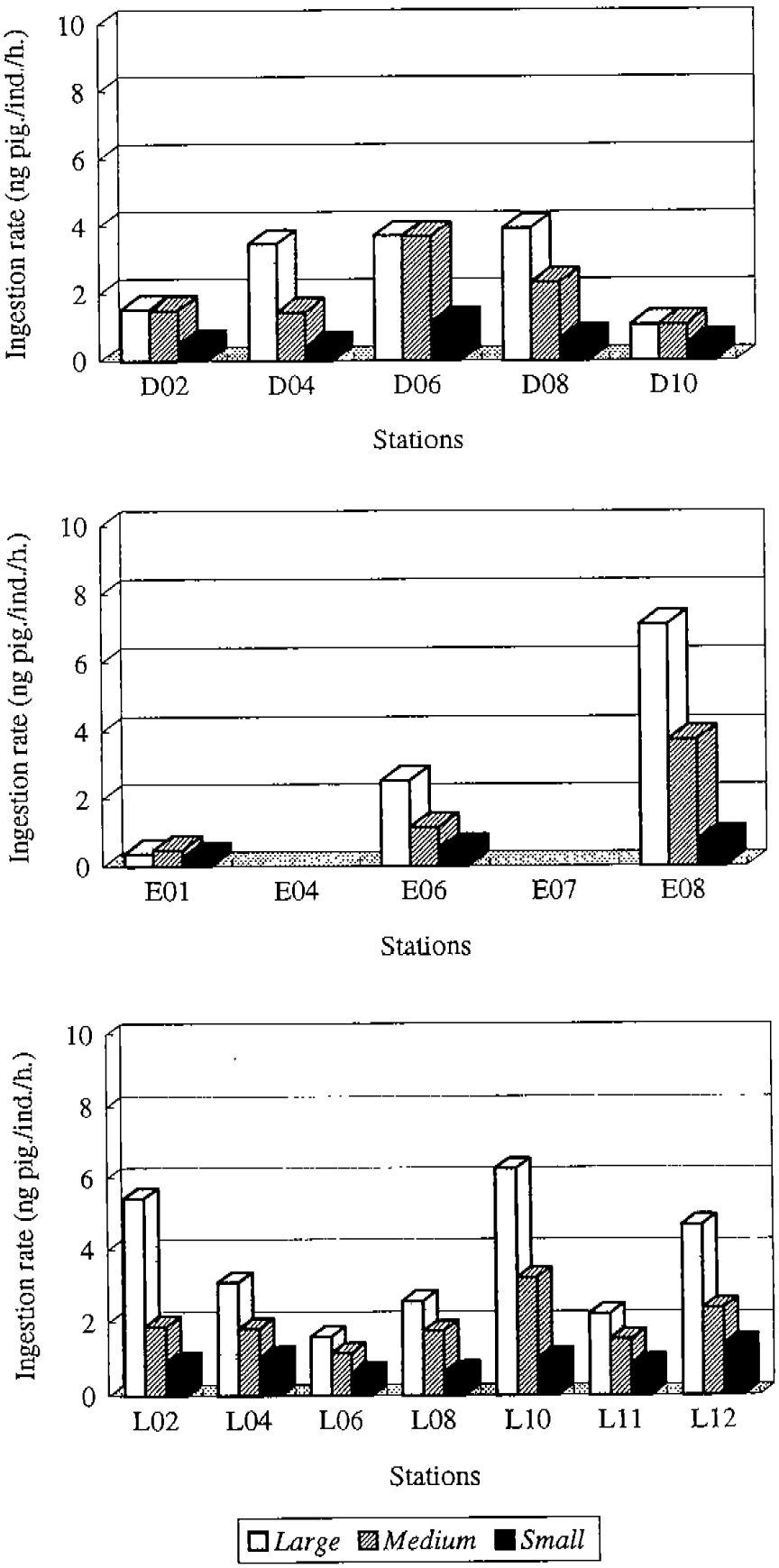


Fig. 11-46. Ingestion rates (ng pig./ind./h.) with size fractions of copepod in Aug.-Sep. 1994.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

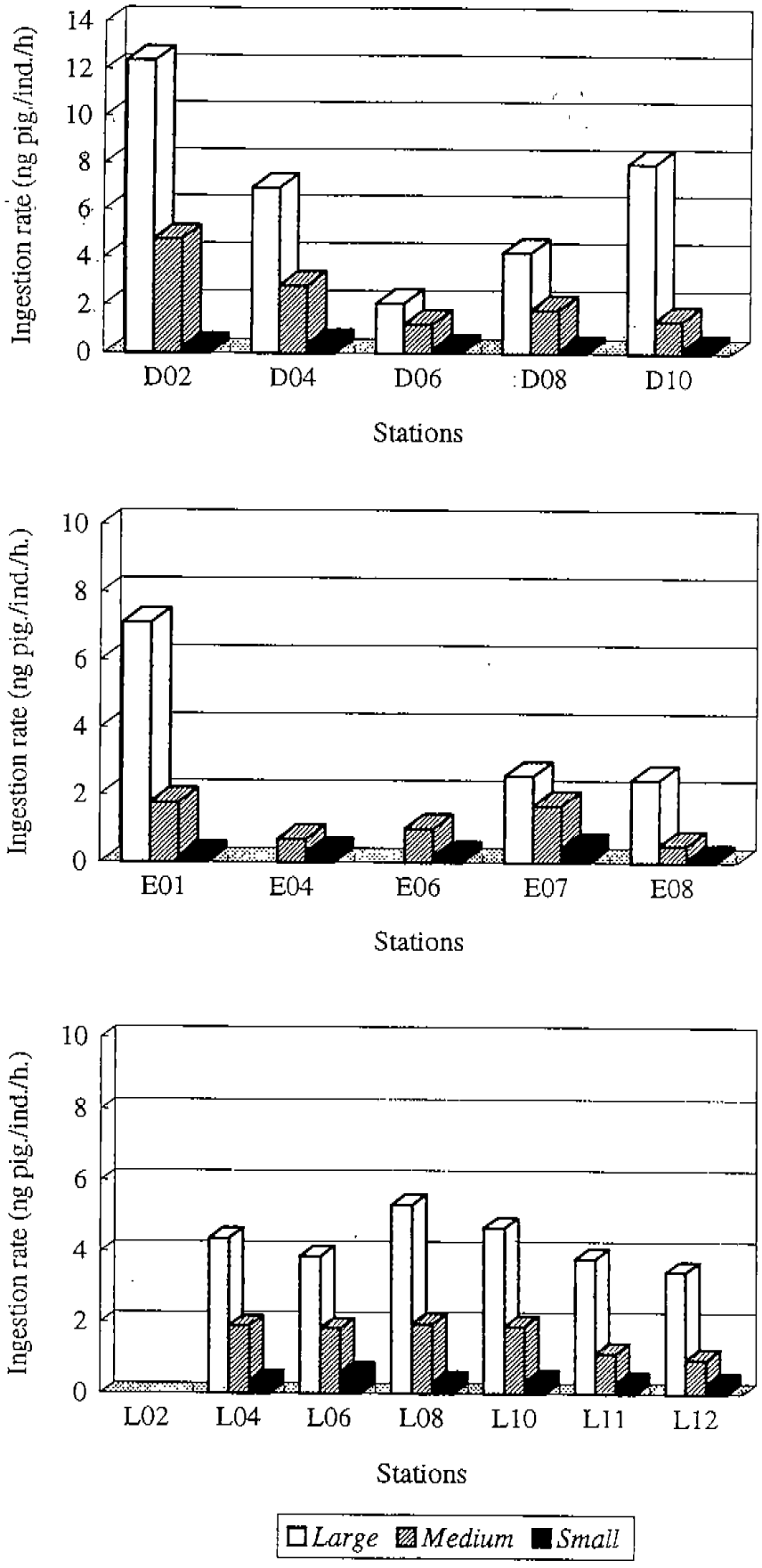


Fig. 11-47. Ingestion rates (ng pig./ind./h.) with size fractions of copepod in Apr.-May 1995.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

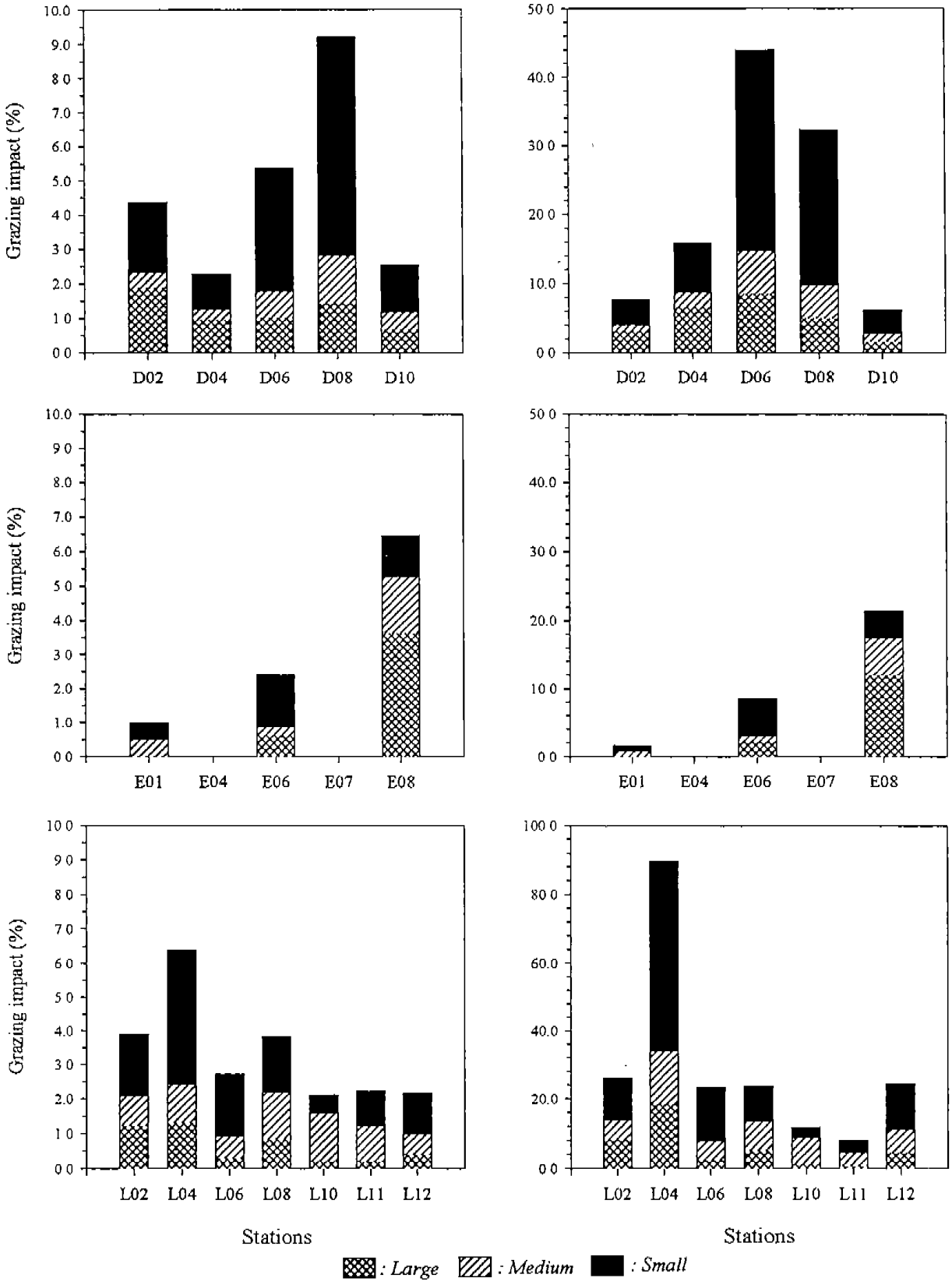


Fig. 11-48. Grazing impact of copepod for total phytoplankton stock (chlorophyll, left) and phytoplankton stock >11 ㎛ (right) in Aug.-Sep. 1994.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

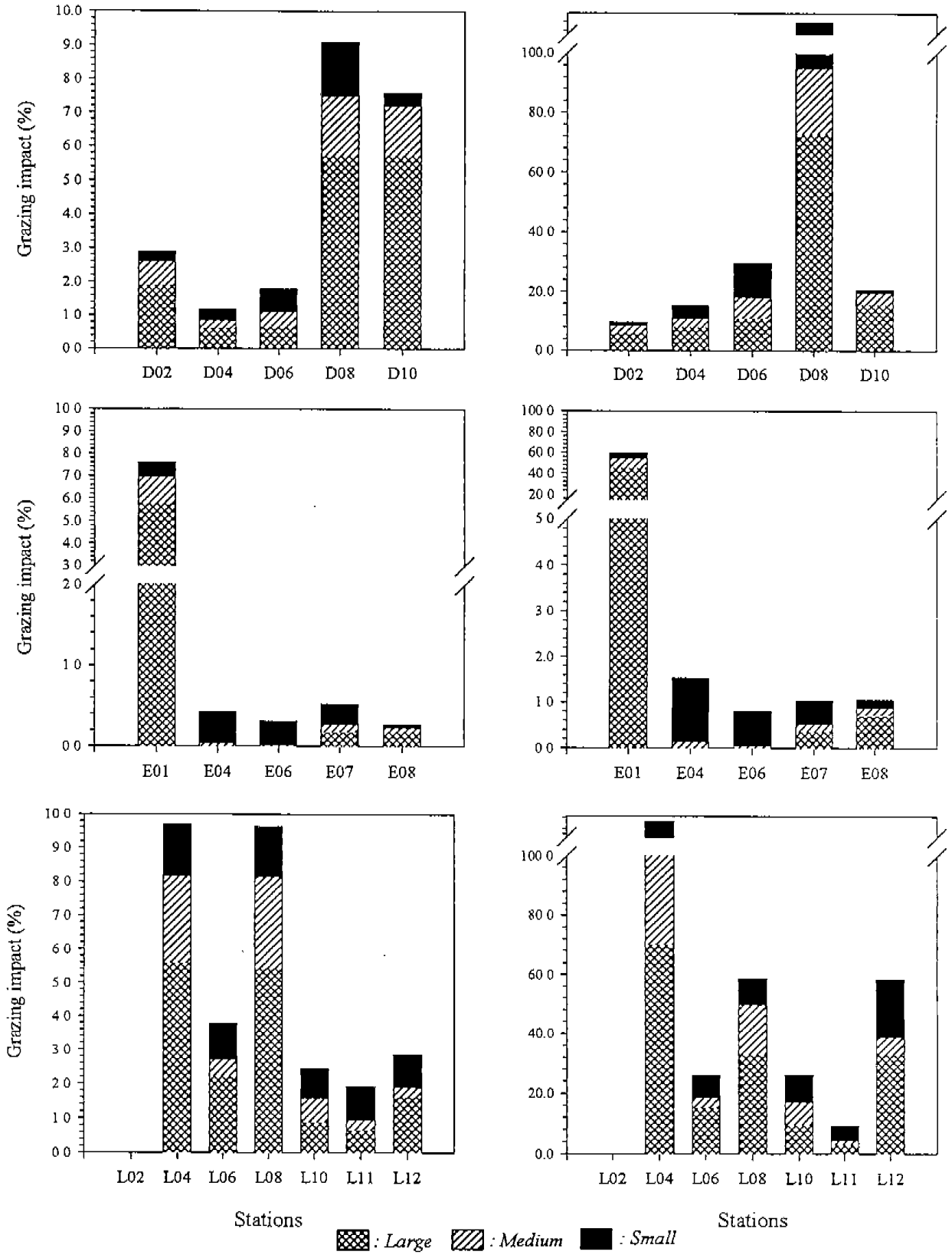


Fig. 11-49. Grazing impact of copepod for total phytoplankton stock (chlorophyll, left) and phytoplankton stock >11 ㎛ (right) in Apr.-May 1995.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

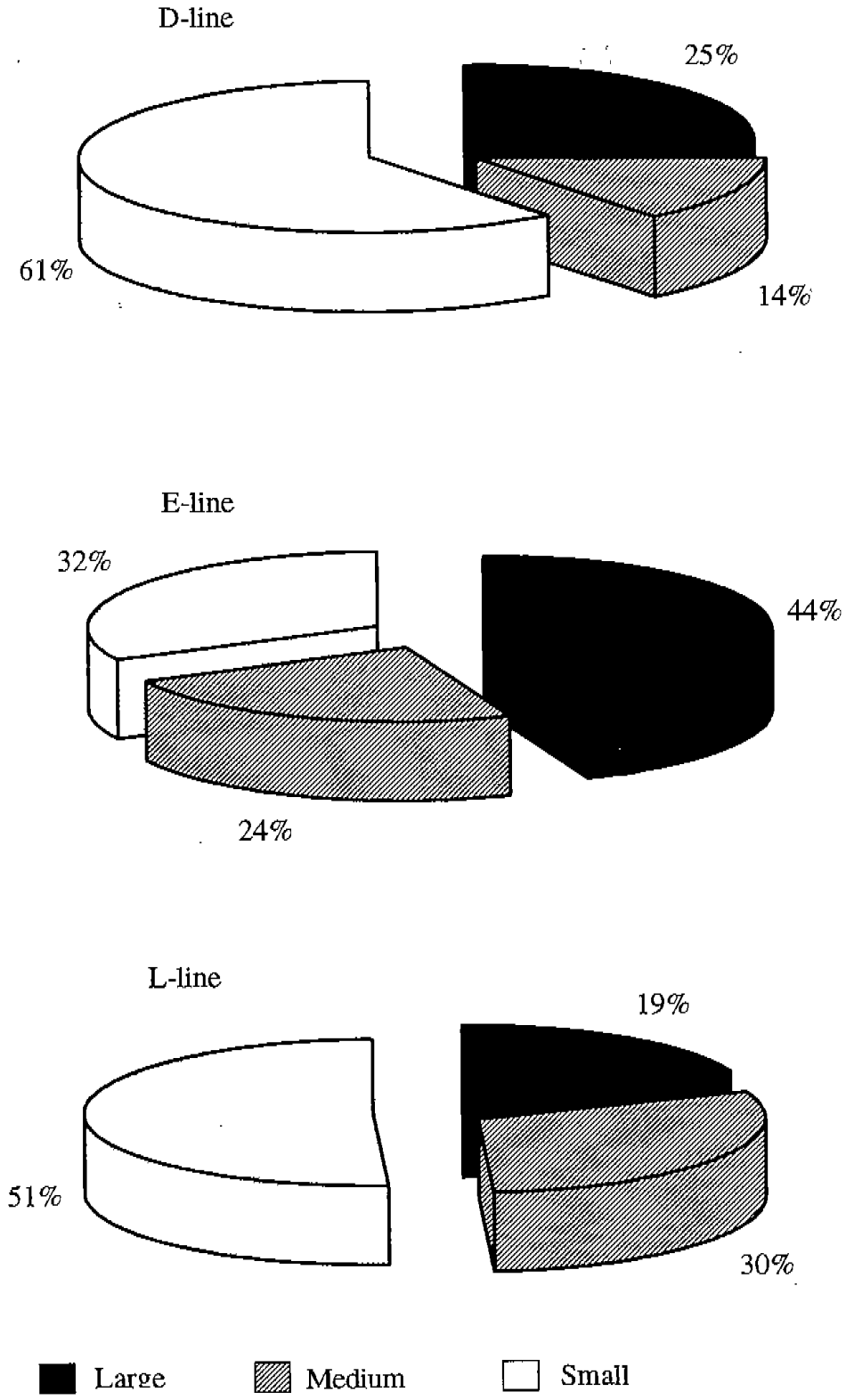


Fig. 11-50. Relative algal consumption of the three size fractions in the East China Sea (Aug.-Sep. 1994).

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

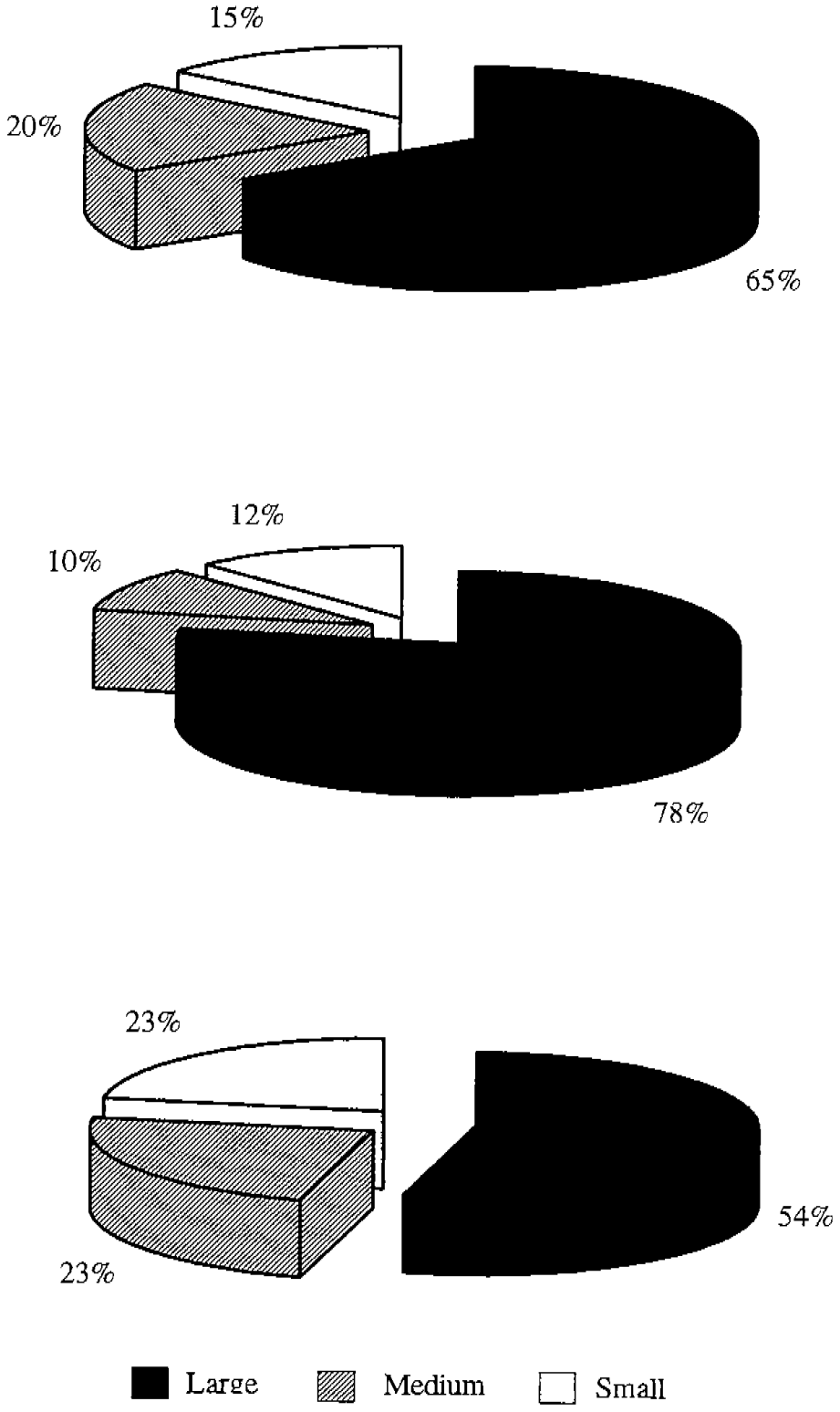


Fig. 11-51. Relative algal consumption of the three size fractions in the East China Sea (Apr.-May 1995).

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

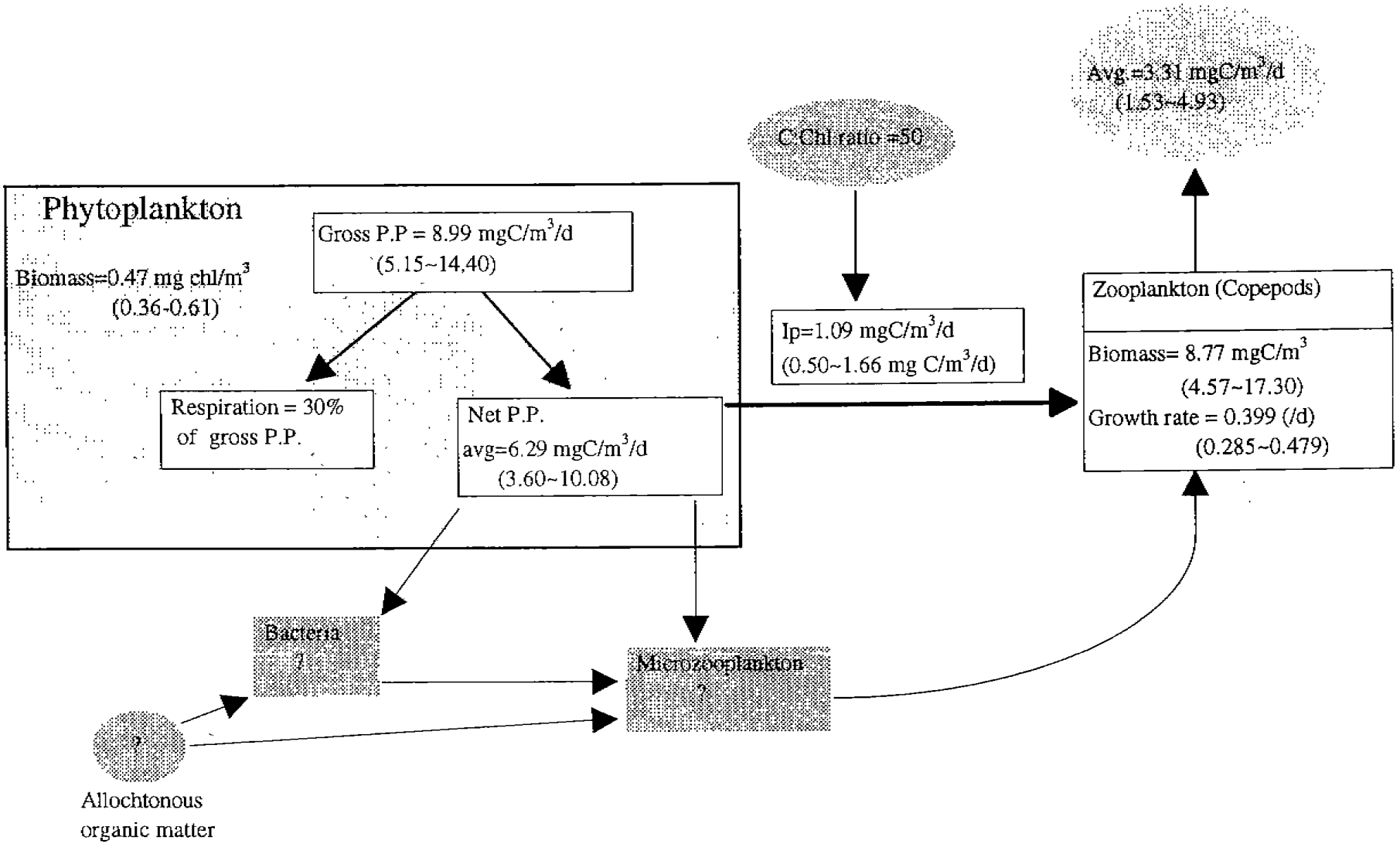


Fig. 11-52. Energy flow of low trophic level at the section D in the East China Sea (Aug.-Sep. 1994).

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

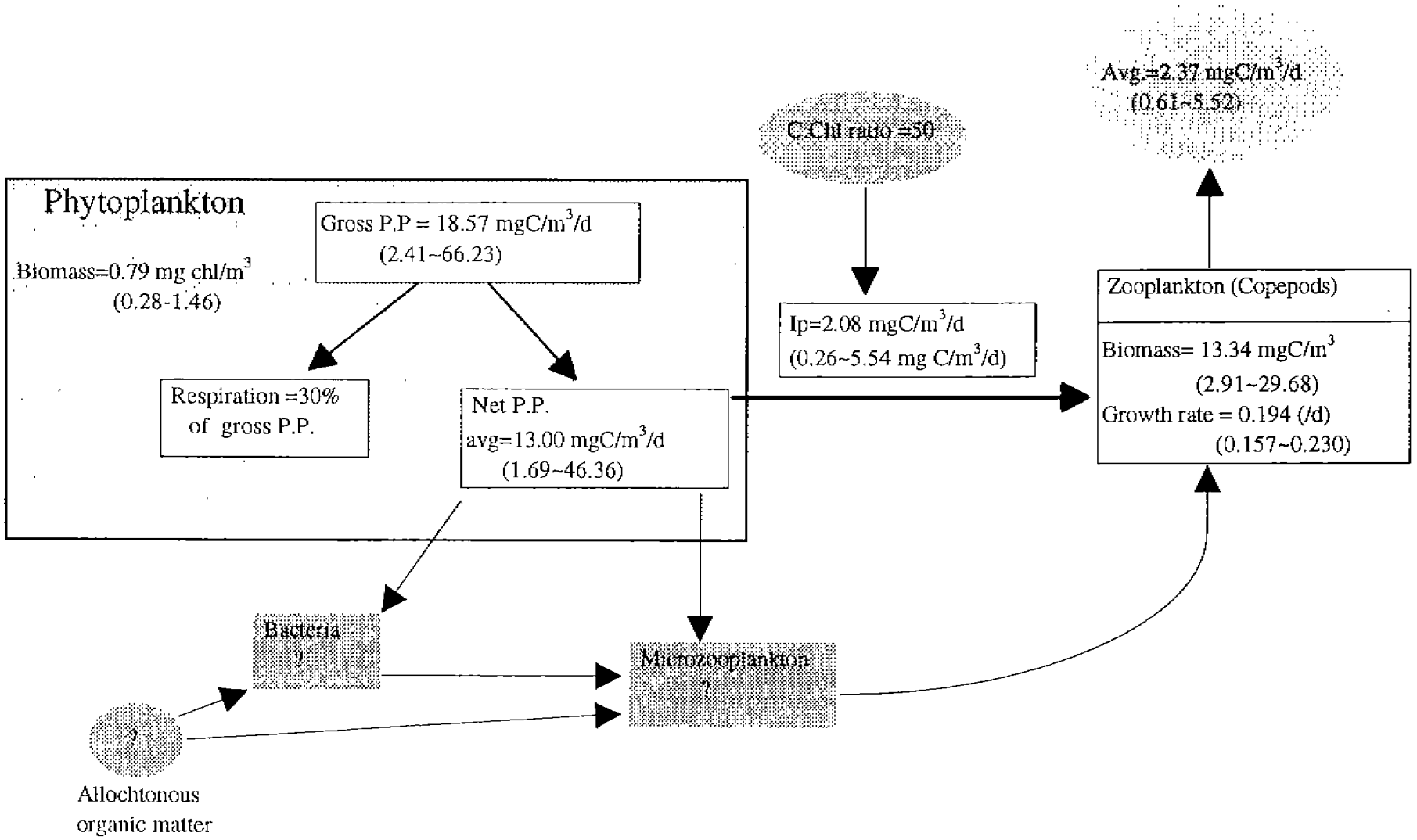


Fig. 11-53. Energy flow of low trophic level at the section D in the East China Sea (Apr.-May 1995).

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

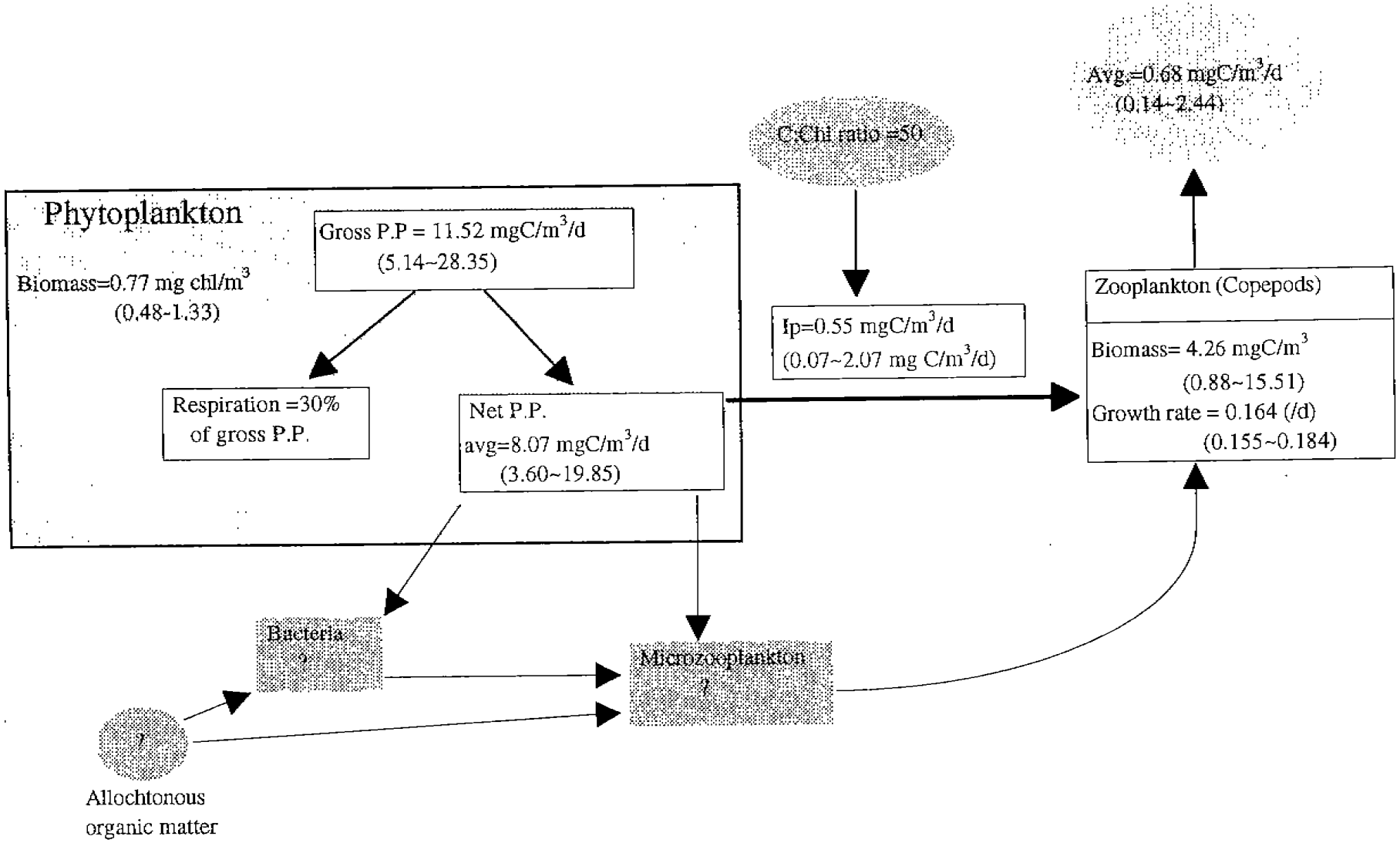


Fig. 11-54. Energy flow of low trophic level at the section E in the East China Sea (Apr.-May 1995).

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

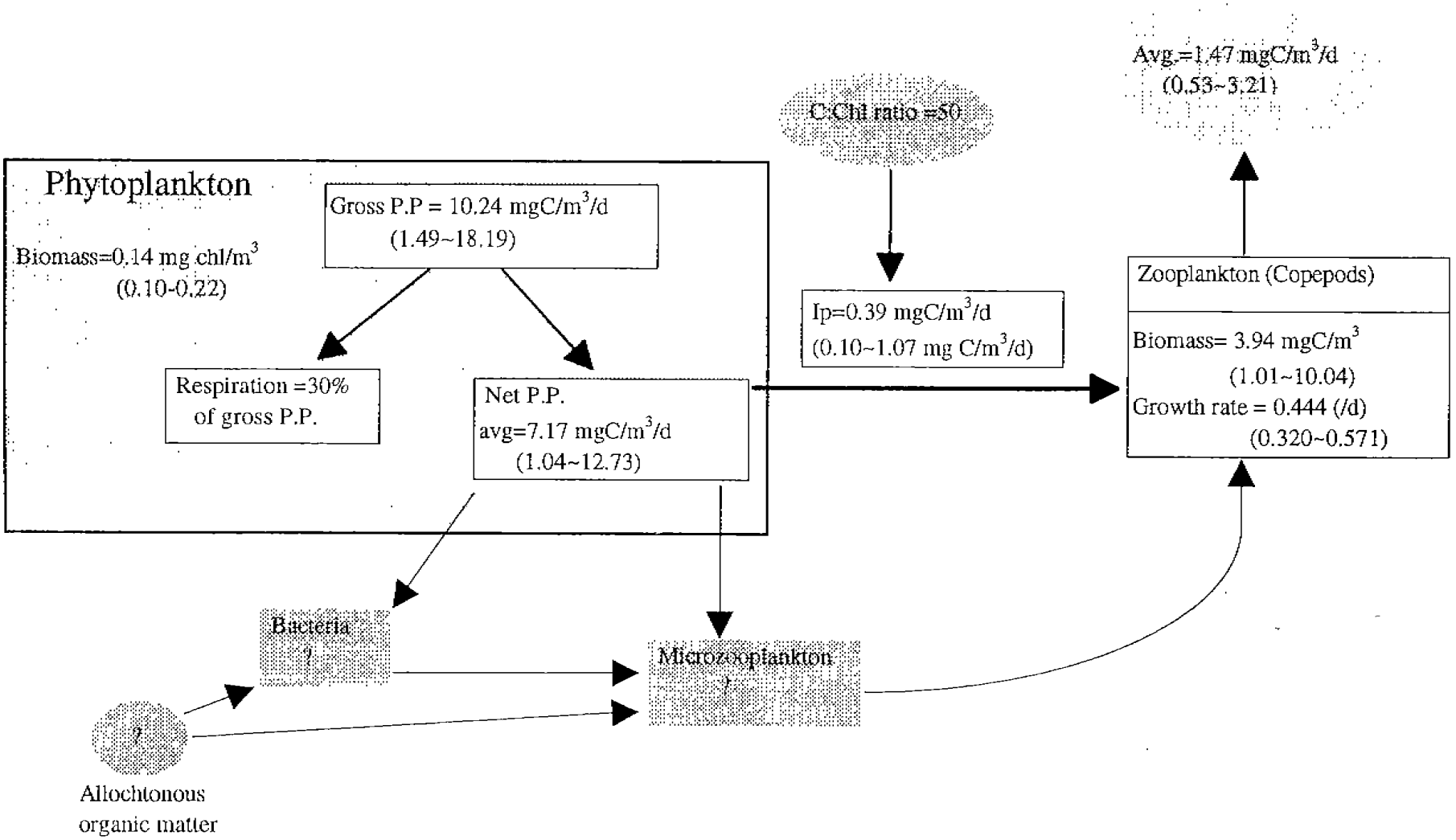


Fig. 11-55. Energy flow of low trophic level at the section L in the East China Sea (Apr.-May 1995).

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

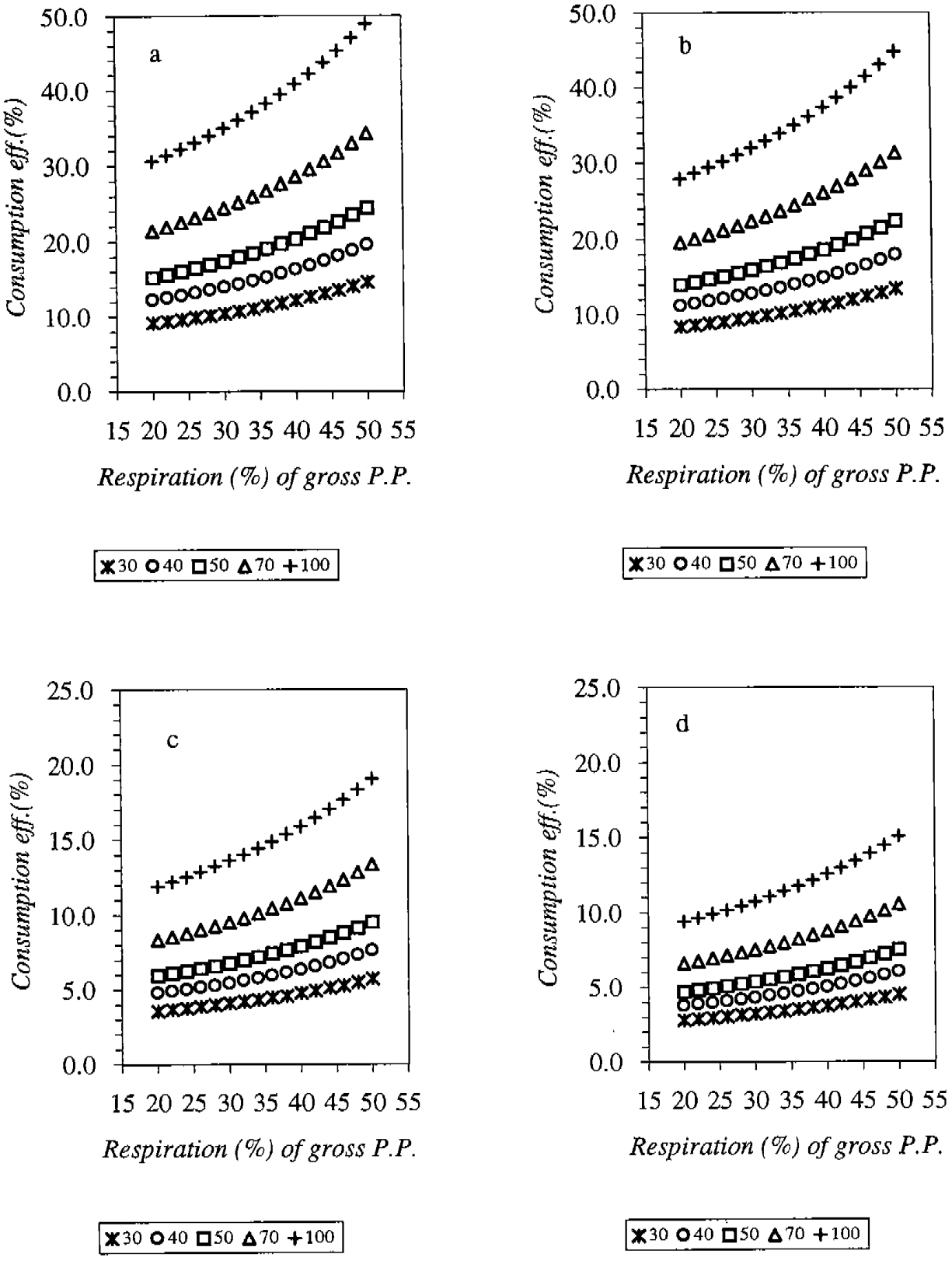


Fig. 11-56. Variations of consumption efficiency (%) with change of respiration rate (%) of gross primary production and C:chl ratio (30, 40, 50, 70, 100). a: section D in Aug.-Sep. 1994, b, c, d: section D, E, L in Apr.-May 1995.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

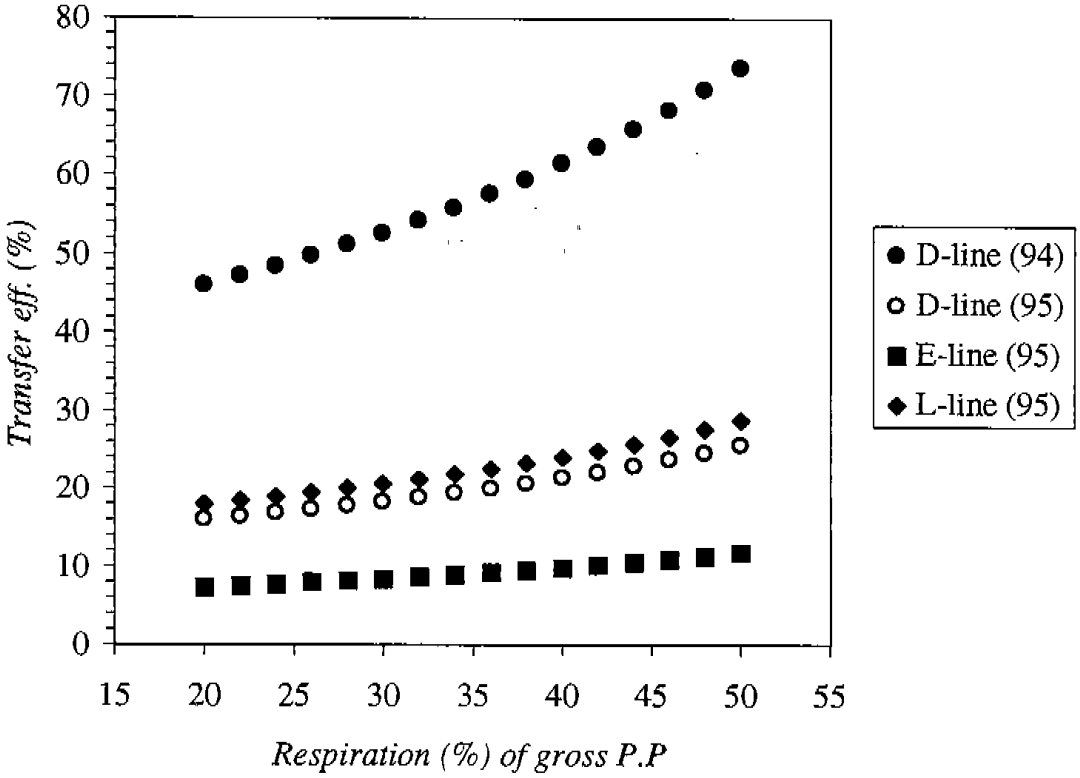


Fig. 11-57. Variations of transfer efficiency (%) with respiration rate (%) of gross primary production.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

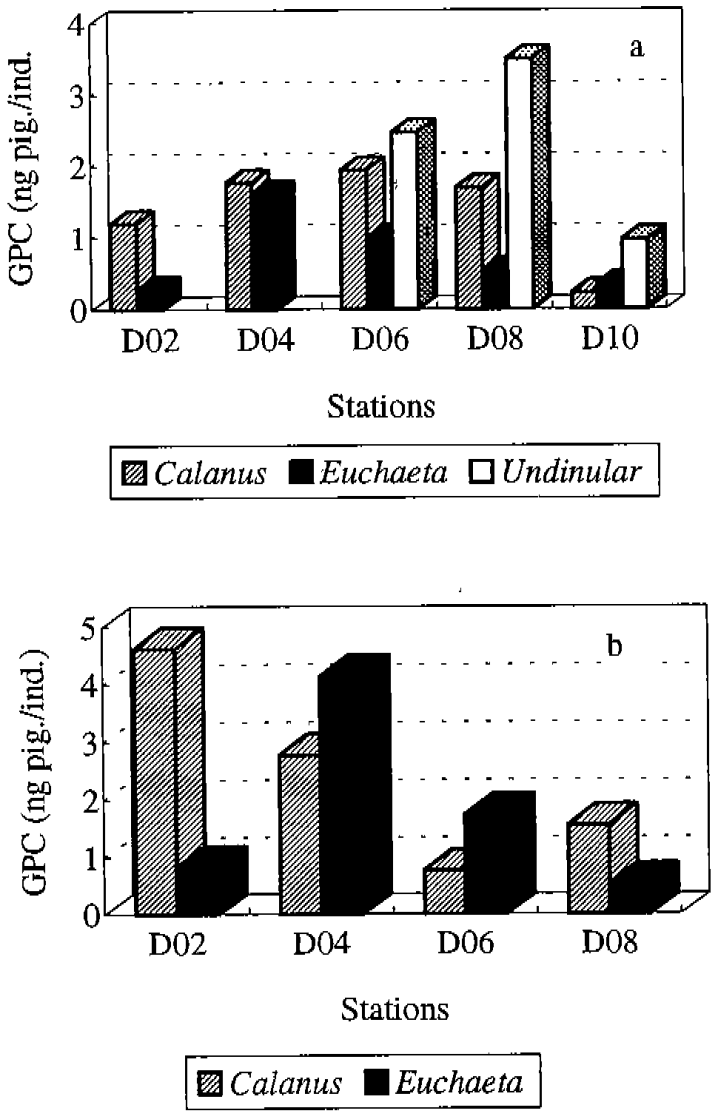


Fig. 11-58 Comparative of gut pigment contents (ng pig./ind.) for Euchaeta and other large size copepods at the section D in Aug.-Sep. 1994 (a) and in Apr.-May 1995 (b).

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Appendix 11-1. Phytoplankton species list from 30m depth net hauls taken on sampling station (Copex-93)

SPECIES \ STATIONS	A2	A4	A6	A8	A10	B1	B4	B7	B10	D2	D3	D5	D7	D9	H1	H6	J1	J2	J3	J4	J5	J6
Achananthes brevipes	*	*	*	*	*		*	*		*	*	*	*	*			*	*				
Achananthes hauckiana	*			*	*							*				*						
Achnanthes longipes	*	*	*							*	*	*	*	*								
A. curvatulus	*	*	*	*	*																	
A. divisus															*		*	*	*	*	*	
Actinocyclus octonarius	*	*	*	*	*	*	*	*		*	*	*	*	*	*	*	*		*	*	*	*
A. octonarius v. tenera						*				*	*	*	*	*								
Actinocyclus sp.						*	*			*	*	*	*	*								
Actinoptychus senarius	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Actinoptuchus splendens	*		*	*		*	*	*	*	*												
Amphora bigibba											*	*	*									
Amphora laevis													*									
Amphora sp.	*	*	*	*	*	*		*				*	*	*		*						
Amphora ostrearia								*														
Asterionella japonica	*	*			*			*		*			*	*								
Asterionella kariana										*												
Asteromphalus arachne					*	*		*										*				
A. cleveanus										*		*										
Asteromphalus flabellatus		*	*	*	*	*	*	*			*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
Asteromphalus heptactis	*		*	*	*	*	*	*	*		*	*	*	*	*	*	*	*		*	*	*
Asterorampra marylandica			*				*	*	*					*		*		*	*	*	*	*
Azpeitia africanus			*	*	*	*	*	*	*		*	*	*	*	*	*		*	*	*	*	*
Azpeitia nodulifer			*	*	*	*		*	*	*									*	*	*	
Bacillaria paxillifer				*	*					*												
Bacteriastrum comosum		*	*	*	*	*	*	*				*	*	*		*			*	*	*	*
Bacteriastrum delicatulum				*	*			*	*					*	*			*	*			
Bacteriastrum elongatum			*			*	*	*					*	*				*	*	*	*	
Bacteriastrum hyalinum	*											*	*				*	*		*	*	
Bacteriastrum minus	*			*	*		*			*	*		*								*	

SPECIES \ STATIONS	A2	A4	A6	A8	A10	B1	B4	B7	B10	D2	D3	D5	D7	D9	H1	H6	J1	J2	J3	J4	J5	J6
Bacteriastrum varians						*																
Bellerochea holorogicalis					*	*	*	*	*	*			*		*	*	*	*	*	*	*	*
Biddulphia aurita v. obtusa					*																	
Biddulphia laevis					*																	
Biddulphia leticulata														*								
Biddulphia longicruris					*					*			*	*								
Biddulphia rhombus					*																	
Biddulpia tuomei					*																	
Cerataulina daemon							*	*												*	*	
Cerataulina dentata																				*	*	
Cerataulina pelagica		*	*	*	*		*	*			*		*	*				*	*	*	*	
Cerataulina sp.							*	*														
Chaetoceros affinis	*	*	*	*	*		*	*		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
Chaetoceros atlanticus v.neapolitana						*	*	*	*			*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
Chaetoceros anatomosans							*						*									*
Chaetoceros borealis					*	*	*									*						
Chaetoceros brevis			*		*	*	*	*					*	*	*				*	*	*	
Chaetoceros coarctatus							*		*							*			*		*	
Chaetoceros compressus	*						*	*								*			*	*		
Chaetoceros convolutus				*							*	*	*	*								
Chaetoceros costatus							*									*						
Chaetoceros curvisetus		*			*		*	*	*	*	*	*	*	*	*			*	*	*		
Chaetoceros danicus					*	*								*								
Chaetoceros debilis	*	*	*	*	*	*		*		*	*	*	*	*								
Chaetoceros decipiens	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*		*				*	*	
Chaetoceros denticulatus							*	*	*					*		*		*	*			
Chaetoceros didymus						*	*	*														
Chaetoceros diversus			*	*	*		*	*			*	*	*	*		*			*	*		
Chaetoceros eibenii							*								*			*	*			

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Appendix 11-1. (Continued)

SPECIES \ STATIONS	A2	A4	A6	A8	A10	B1	B4	B7	B10	D2	D3	D5	D7	D9	H1	H6	J1	J2	J3	J4	J5	J6
Chaetoceros halatium																				*		
Chaetoceros lauderi	*			*			*	*								*		*	*	*	*	*
Chaetoceros laciniosus																						
Chaetoceros lorenzianus	*	*	*	*	*	*	*	*	*						*	*	*	*	*	*	*	*
Chaetoceros mesonensis	*	*	*	*	*	*	*	*							*	*	*	*	*	*	*	*
Chaetoceros okamurai						*	*															
Chaetoceros orientalis							*															
Chaetoceros pendulus															*		*					
Chaetoceros peruvianus			*		*	*	*	*	*			*		*	*	*	*	*	*	*	*	*
Chaetoceros protubulanse	*	*					*	*			*	*	*	*	*							
Chaeto. pseudocurvisetus						*		*												*	*	
Chaetoceros purpusillus								*			*	*	*	*						*		
Chaetoceros radicans																		*				
Chaetoceros rostratus					*	*		*						*				*		*	*	
Chaetoceros socialis	*							*														
Chaetoceros tetrastichon							*											*				
Chaetoceros spp.										*	*	*	*	*								
Climacodium frauenfeldinum		*	*	*	*	*	*	*	*		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Corethron criophylum	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*			*	*	*	*		
Cocconeis sp.													*									
Coscinodiscus asteromphalus	*				*																	
Coscinodiscus gigas														*								
Coscinodiscus janischii	*					*	*	*				*	*	*	*	*		*	*	*	*	*
Coscinodiscus jonesianus						*				*	*	*			*				*			
Coscinodiscus marginatus																						
Coscinodiscus nobilis			*		*			*														
Coscinodiscus oculus-iridis	*	*	*	*	*					*	*											
Coscinodiscus radiatus			*		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*			*	*	*	*	
Coscinodiscus reniformis																				*		

SPECIES \ STATIONS	A2	A4	A6	A8	A10	B1	B4	B7	B10	D2	D3	D5	D7	D9	H1	H6	J1	J2	J3	J4	J5	J6
Coscinodiscus stellaris			*																			
Coscinodiscus thorii			*		*		*	*			*	*	*	*		*		*	*	*		
Coscinodiscus wailesii	*	*						*	*								*	*	*	*	*	
Cyclotella styrolum	*	*	*			*	*			*												
Cyclotella stiata	*					*	*	*	*	*											*	
Cylindrotheca closterium			*																			
Cymatosira belgica				*	*			*		*												
Dactyliosolen mediteraneus			*	*	*	*	*	*			*	*	*	*	*		*	*	*	*	*	
Delphineis surirella	*	*	*		*	*		*		*	*	*										
Delphineis sp.	*	*	*	*	*					*	*	*										
Detonula pumila	*	*	*	*	*	*	*	*			*	*	*	*	*		*	*	*	*	*	
Diploneis crabro					*	*																
Diploneis weissflogi			*		*	*				*	*		*									
Diploneis sp.	*	*	*			*				*	*		*	*								
Ditylum brightwelli	*	*	*	*		*	*	*		*	*	*	*	*		*			*	*	*	
Ditylum sol	*	*	*	*		*	*	*		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
Epithemia sp.								*														*
Entomoneis pseudoduplex										*												
Entomoneis sp			*	*	*	*				*												
Etmodiscus gagellae								*														
Eucampia cornuta		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*			*	*	*	*	*	*	*	*	*
Eucampia zodiacus	*				*	*	*	*			*	*								*		
Gomphonema sp.																						
Gossleriella tropica							*	*										*				
Grammatophora marina						*	*						*									
Guinardia flaccida			*		*		*	*					*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Gyrosigma spencerii																	*					
Gyrosigma sp		*	*			*	*	*				*		*								
Haslea gigantea																			*		*	

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Appendix 11-1. (Continued)

SPECIES \ STATIONS	A2	A4	A6	A8	A10	B1	B4	B7	B10	D2	D3	D5	D7	D9	H1	H6	J1	J2	J3	J4	J5	J6
Haslea gretharum															*							
Haslea hyalinum												*	*	*		*	*					
Haslea sp.						*		*														
Hemiaulus hauckii				*		*	*	*				*	*	*		*		*	*	*	*	*
Hemiaulus indicus																						
Hemiaulus sinensis		*		*	*	*	*	*				*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Hemiaulus membranaceous	*	*	*	*	*		*	*				*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Hemidiscus cuneiformis			*	*	*		*	*	*		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Hemidiscus cuneiformis f. gibba							*	*			*							*			*	
Hemidiscus kanayanus																					*	
Leptocylindrus danicus	*		*	*		*	*	*	*			*	*	*	*	*		*	*	*		
Lauderia annulata	*	*	*	*	*		*	*			*	*	*	*					*		*	
Licmophora abbreviata													*									
Licmophora sp.					*	*	*	*	*						*	*	*	*	*	*	*	
Lithodesmium undulatum								*											*			
Matogloia grobulus																					*	
Navicula directum																				*		
Navicula sp.	*	*	*	*	*	*		*		*	*	*	*	*						*	*	*
Neodelphineis indica	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*		*	*	*	*	*
Nitzschia aequatorialis				*			*	*	*										*	*	*	*
Nitzschia bicapitata		*	*	*	*	*	*	*			*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Nitzschia bifurcata			*		*	*	*	*		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Nitzschia capitata																					*	
Nitzschia capitellata					*									*							*	
Nitzschia cicula																*		*	*	*	*	
Nitzschia cicula v. migrans		*	*		*		*	*	*			*		*					*	*	*	
Nitzcshia closterium							*		*					*								
Nitzschia cuspidata																						*
Nitzschia delicatissima	*	*	*	*	*																	*

SPECIES \ STATIONS	A2	A4	A6	A8	A10	B1	B4	B7	B10	D2	D3	D5	D7	D9	H1	H6	J1	J2	J3	J4	J5	J6
Nitzschia lanceolata																			*			
Nitzschia lineola			*																			
Nitzcshia longissima	*		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*		*		*	
Nitzcshia majuscula v. lineata						*								*	*				*			
Nitzcshia marina				*	*	*	*	*								*		*	*	*	*	*
Nitzschia ossiformis		*	*	*	*		*	*			*	*	*	*	*		*	*	*	*	*	*
Nitzschia panduriformis v. minor	*		*		*	*	*	*				*		*		*	*	*	*	*	*	*
Nitzschia prolongatoides								*														
Nitzschia pseudonana																					*	
Nitzschia seriata						*	*															
Nitzschia sigma v. intermedia	*					*	*	*	*	*					*		*					
Nitzschia subconstricta					*																	
Nitzschia subfrauendula				*	*		*							*	*				*	*		
Nitzschia spp.					*					*	*	*	*	*				*			*	*
Odontella mobiliensis			*			*	*	*	*			*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
Odontella regia								*														
Odontella sinensis			*			*		*		*	*	*							*			
Pachyneis gelachii							*	*	*													*
Pachyneis sp.																		*	*	*	*	
Palaria sulcata			*		*	*		*		*	*	*	*	*	*							
Palmeria hardmaniana								*														
Plagiogrammopsis vanheurckii			*	*	*																	
Plagiolemma confusa					*			*		*	*	*								*		
Planktoniella sol				*			*	*						*				*	*			*
Pleurosigma angulatum																						
Pleurosigma directum			*		*		*	*	*					*		*	*	*	*	*		*
Pleurosigma elongatum			*		*	*		*														
Pleurosigma falx					*	*																

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Appendix 11-1. (Continued)

SPECIES \ STATIONS	A2	A4	A6	A8	A10	B1	B4	B7	B10	D2	D3	D5	D7	D9	H1	H6	J1	J2	J3	J4	J5	J6
P. naviculaceum										*												
P naviculaceum v. minutum					*																	
Pleurosigma nubecula type			*								*	*										
Pleurosigma planktonicum			*		*	*	*	*					*	*		*	*	*			*	
Pleurosigma pelagicum					*																	
Pleurosigma strigosum													*									
Pleurosigma sp.	*	*	*	*	*					*	*	*	*	*	*		*	*	*			
Podosira stelliger	*					*				*	*	*		*	*		*	*				
Proboscia alata				*			*	*							*	*		*	*	*	*	*
Porosira sp.	*	*	*	*	*					*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Pseudonitzschia dolialis		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Pseudonitzschia pungens			*		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*		*		*	
Pseudohimantinium pacificum								*														
Rhabdonema adriaticum													*									
Rhizosolenia acuminata							*	*								*			*	*		*
Rhizosolenia alata										*	*	*	*	*								
Rhizosolenia bergonii			*				*	*								*		*	*	*	*	
Rhizosolenia calcar-avis						*	*					*	*		*	*	*	*	*	*	*	
Rhizo. castracanei			*				*	*	*						*				*	*		
Rhizo. clevei v. communis																						
Rhizosolenia cylindrus				*			*	*					*			*		*	*	*	*	
Rhizosolenia fragillisima	*									*												
Rhizosolenia hebe. f.semispina	*	*				*				*	*		*	*		*					*	
Rhizosolenia imbricata							*								*	*					*	
Rhizosolenia robusta	*			*			*	*										*	*			
Rhizosolenia setigera		*	*		*	*		*			*	*	*	*	*	*		*	*	*		
Rhizosolenia shrubsolei	*	*	*		*		*	*	*			*	*	*	*	*		*	*	*	*	*
Rhizosolenia stolterforthii	*	*	*	*	*	*	*	*	*				*			*		*		*	*	*
Rhizosolenia styliformis						*	*														*	

SPECIES \ STATIONS	A2	A4	A6	A8	A10	B1	B4	B7	B10	D2	D3	D5	D7	D9	H1	H6	J1	J2	J3	J4	J5	J6
Roperia tesselata			*	*	*	*	*	*	*		*	*	*	*								
R. tesselata v. coscinodisneae										*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Roperia hustedtii	*	*	*	*	*	*	*	*	*		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Roperia sp.		*	*	*	*	*	*	*							*	*	*	*	*	*	*	*
Skeletonema costatum	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Stauroneis decipiense	*	*	*							*	*	*	*			*						
Stauropsis membranacea	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*				*	*	*	*	*	*	*	*	*
Stephanopyxis palmeriana					*		*	*	*				*			*				*		
Stephanopyxis turris	*						*								*		*					
Sterptotheca thamensis			*			*	*	*												*		
Stigmatophora rostrata																						*
Surirella fastuosa				*		*											*					
Surirella fastuosa v. recens					*																	
Surirella fluminensis										*	*	*	*									
Surirella gemma	*			*																		
Surirella voigtii	*																					
Synedra tabulata		*	*							*	*	*	*									
Thalassionema bacillare		*	*	*	*		*	*	*	*	*		*								*	
Thalassionema frauenfeldii	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Thalassionema nitzschioides	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Thalassiosira aestvalis																						
Thalassiosira anguste-lineata	*		*		*	*	*	*		*		*		*	*	*	*	*	*	*	*	*
Thalassiosira binata																						
Thalassiosira bipartita	*	*	*	*	*	*	*			*	*	*	*	*	*	*	*	*			*	
Thalassiosira diporocyclus			*	*	*		*	*					*						*	*	*	
Thalassiosira decipiense										*	*	*										
Thalassiosira eccntrica	*	*	*	*	*	*	*	*		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Thalassiosira endoseriata	*	*	*																			
Thalassiosira intrannula			*		*		*	*										*	*			

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Appendix 11-1. (Continued)

SPECIES \ STATIONS	A2	A4	A6	A8	A10	B1	B4	B7	B10	D2	D3	D5	D7	D9	H1	H6	J1	J2	J3	J4	J5	J6
Thalassiosira leptopus			*		*		*	*	*			*	*	*		*				*	*	
Thalassiosira lineata			*	*	*		*	*	*	*	*	*						*	*	*		
Thalassiosira nodulolineata										*												
Thala. oestrupii v. ven.												*										
Thalassiosira pacifica															*				*		*	
Thalassiosira punctifera			*	*	*	*	*	*	*				*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Thalassiosira punctigera	*		*		*	*		*		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Thalassiosira saketii f. plana				*			*	*											*			
Thalassiosira symetrica		*		*	*			*						*				*		*		
Thalassiosira subtilis						*	*	*							*		*	*		*	*	
Thalassioisra tenera		*	*	*	*	*		*			*			*	*		*					
Thalassiosira sp.	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Liolona elongatum			*			*	*	*	*					*	*	*	*	*	*	*	*	*
Thalassiothrix gibberulla		*	*	*	*	*		*	*			*	*	*	*	*		*		*	*	
Liolona pacificum			*	*	*	*	*	*	*			*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Trachyneis antillarum					*	*				*		*										
Trachyneis aspera	*			*				*		*											*	
Trachyneis debyi					*			*						*								
Trybiliophtycus cocconeiformis					*					*												
Triceratium alternans					*			*														
Triceratium dubium								*														
Triceratium favus						*				*						*						
Trigonium sp.																						
Tropidoneis lepidoptera								*								*						
CYANOPHYCEAE																						
Trichodesmium spp.	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*

SPECIES \ STATIONS	A2	A4	A6	A8	A10	B1	B4	B7	B10	D2	D3	D5	D7	D9	H1	H6	J1	J2	J3	J4	J5	J6
DINOPHYCEAE																						
Amphisolenia bidentata																*			*		*	
Amphisolenia palmata																				*	*	
Ceratium arietinum			*																			
Ceratium azoricum								*								*					*	*
Ceratium belone																					*	*
Ceratium biceps																*						
Ceratium breve			*	*	*	*	*							*		*			*			
Ceratium candellabrum			*	*	*		*		*							*				*	*	*
Ceratium candellabrum v.dilatatum															*							
Ceratium carriensis							*		*							*			*	*	*	*
C. carriensis v. volans																						
Ceratium claviger																						
Ceratium contorum							*	*	*							*	*			*		*
Ceratium contorum v.karasteini							*															
Ceratium extention						*	*	*	*						*	*	*	*		*	*	*
Ceratium furca	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Ceratium fusus	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Ceratium geniculatum							*	*														
Ceratium gibberum v sinistrum			*	*									*	*		*	*			*	*	*
Ceratium gravidum																			*	*		
Ceratium inflexsum							*	*								*					*	*
Ceratium kofoidii			*	*	*										*	*		*	*	*	*	
Ceraitum limulus																				*	*	
Ceratium lineatum		*		*		*	*	*	*		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Ceratium longum																					*	
Ceratium lunula f.brachysetos							*									*		*		*		
Ceratium macroceros	*				*		*									*	*	*		*	*	*
Ceratium massiliense			*	*	*		*	*	*				*	*		*	*			*	*	*

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Appendix 11-1. (Continued)

SPECIES \ STATIONS	A2	A4	A6	A8	A10	B1	B4	B7	B10	D2	D3	D5	D7	D9	H1	H6	J1	J2	J3	J4	J5	J6
Ceratium pentagonum			*		*																	
Ceratium praelongum																				*		
Ceratium pulchellum															*	*		*			*	*
Ceratium reticulatum								*													*	
Ceratium setaceum								*														
Ceratium strictum								*								*		*				
Ceratium sumatranum																*	*				*	*
Ceratium terres			*	*	*		*	*	*			*	*	*		*		*	*		*	*
Ceratium trichoceros																						
Ceratium tripos					*		*	*	*		*				*	*	*				*	*
Ceratocolis horrida																*		*			*	*
Dictyocha fibula	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Dinophysis caudata					*										*	*				*	*	
Dinophysis dipholum															*		*			*		
Dinophysis forthii			*								*		*			*						
Dinophysis hastata			*													*						
Dinophysis mitra																					*	
Dinophysis rotundata			*						*											*	*	*
Dinophysis shutii			*			*																
Dissodium sp.																						
Distephanus speculum					*			*			*											
Gonyaulax birostris																					*	
Gonyaulax heighleii																					*	
Gonyaulax polygramma							*	*		*	*				*	*					*	
Gonyodema polyedra									*							*					*	
Heteraulacos polydricus																						
Ornichoceros magnificus				*	*	*	*					*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Ornichoceros quadritus							*	*					*			*			*			
Ornichoceros serratus			*	*		*		*				*		*		*		*	*	*	*	*

SPECIES \ STATIONS	A2	A4	A6	A8	A10	B1	B4	B7	B10	D2	D3	D5	D7	D9	H1	H6	J1	J2	J3	J4	J5	J6
Ornithoceros steinii								*														
Ornithoceros thumii			*					*					*						*			
Oxytossum reticulatum																*						
Oxytosum tesselatum			*		*			*										*				
Phalacroma dolyphorum																						
Podolampas bipes						*	*						*		*	*	*			*	*	
Podolampas palmipes							*	*				*	*	*			*					*
Podolampas spinifera							*	*							*					*		
Prororcentrum compressum				*						*			*			*						
Protoperidinium concoides																*						
P. depressum			*	*	*			*			*		*			*					*	*
P. globulus								*								*			*			*
Protoperidinium grande																			*			
P. leonis																*				*		
Protoperidinium oceanicum			*		*				*			*		*		*		*				
Protoperidinium ovum																						*
P. pentagonum	*								*	*		*	*		*	*						
P. quarnerensis		*		*											*	*				*		
P. sphaeroides					*							*	*			*				*		
Protoperidinium tumidum			*																			
Pyrophacus fusiformis							*										*			*	*	
Pyrocystis lunula			*		*	*		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Pyrocystis pseudonotiluca																				*	*	
Pyrodinium sp.								*														

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Appendix 11-2. Phytoplankton species list from 30m depth net hauls taken on sampling station (Copex-94)

SPECIES \ STATIONS	A1	A2	A4	A7	A10	B1	B2	B3	B9	B10	D6	D8	D10	F1	F3	F7	G5	G7	J3	J5	J7	J9	L1	L3	L5	L7	L9
Actinocyclus octonarius	*	*	*	*	*			*		*				*		*					*				*		*
A. octonarius v. tenera														*													
Actinoptychus senarius	*			*					*							*			*	*	*				*		
Actinoptychus splendens	*								*	*										*							
Asterorampra marylandica																						*					*
Aulacoseira sp.																					*						
Aulicula sp.																										*	
Azpeitia nodulifer							*		*	*									*	*	*	*	*	*	*	*	*
Bacteriastrum comosum				*																							
Bacteriastrum sp.					*									*	*									*			*
Bellerochea holorogicalis										*																	
Cerataulina sp								*								*				*							
Chaetoceros affinis							*									*											
Chaeto. atlanticus v. neapolitana				*	*															*	*						
Chaetoceros coarctatus			*				*		*								*	*									
Chaetoceros compressus															*	*											
Chaetoceros concavicorne			*				*																				
Chaetoceros dadayi									*																		
Chaetoceros debilis	*	*																									
Chaetoceros didymus				*	*																						
Chaetoceros diversus					*		*						*			*											
Chaetoceros lauderi															*	*											
Chaetoceros laciniosus															*	*											
Chaetoceros lorenzianus	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*		*	*	*		*	*			*		*	*
Chaetoceros mesonensis							*	*	*																		
Chaetoceros peruvianus		*	*			*			*	*	*								*		*	*	*	*	*	*	
Chaeto. pseudocurvisetus																*											
Chaetoceros rostratus		*																									
Climacodium frauenfeldinum																						*				*	*

SPECIES \ STATIONS	A1	A2	A4	A7	A10	B1	B2	B3	B9	B10	D6	D8	D10	F1	F3	F7	G5	G7	J3	J5	J7	J9	L1	L3	L5	L7	L9
Corethron criophylum				*					*																		
Cocconeis sp.		*																									
Coscinodiscus asteromphalus										*				*		*											
Coscinodiscus jonesianus															*												
Coscinodiscus oculus-iridis																											
Coscinodiscus radiatus	*	*	*	*				*								*	*		*								
Cyclotella menegihiniana																								*			
Cyclotella styrolum	*	*	*	*					*	*										*							
Dactyliosolen mediteraneus									*	*							*	*			*	*		*	*	*	*
Delphineis surirella	*	*	*		*	*	*							*	*	*											
Delphineis sp	*		*																								
Ditylum brightwelli	*	*						*		*					*	*				*							
Ditylum sol		*						*																			
Eucampia cornuta				*	*				*	*		*	*				*	*	*	*	*		*	*	*		*
Guinardia flaccida				*			*																				
Haslea gretharum			*	*	*		*		*								*	*			*	*					*
Hemiaulus hauckii																											
Hemiaulus indicus							*																				
Hemiaulus sinensis				*																	*						
Hemiaulus membranaceous	*	*	*		*	*	*	*		*			*			*	*	*	*	*	*			*	*		*
Hemidiscus cuneiformis																	*	*									
Licmophora sp.																							*				
Mastogloia minuta																									*		
Neodelphineis indica		*	*	*	*			*	*	*							*	*	*	*		*			*		*
Nitzschia aequatorialis																											
Nitzschia bicapitata		*	*		*			*	*	*	*				*	*	*	*		*	*	*		*	*		*
Nitzschia bifurcata					*										*					*	*						
Nitzschia cicula										*				*				*	*	*	*	*		*	*		*
Nitzschia delicatissima		*		*	*	*		*					*	*													

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Appendix 11-2. (Continued)

SPECIES \ STATIONS	A1	A2	A4	A7	A10	B1	B2	B3	B9	B10	D6	D8	D10	F1	F3	F7	G5	G7	J3	J5	J7	J9	L1	L3	L5	L7	L9
Nitzcshia marina									*									*								*	*
Nitzschia pungens					*																						
Nitzschia subfrauendula					*																						
Nitzschia sp.										*											*						
Palaria sulcata	*	*				*	*	*						*	*							*					
Plagiogrammopsis vanheurckii										*																	
Podosira stelliger		*																									
Proboscia alata	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Porosira sp.																											
Rhizosolenia acuminata				*	*					*		*	*				*	*			*	*		*		*	
Rhizo. castracanei				*	*					*							*	*									
Rhizo. clevei v. communis									*								*	*			*	*				*	*
Rhizosolenia cylindrus				*					*								*	*			*	*		*		*	*
Rhizosolenia fragillisima																											
Rhizosolenia shrubsolei															*									*			
Rhizosolenia stolterforthii					*																						
Rhizosolenia styliformis			*	*	*																*						
Roperia tesselata																						*					*
R. tesselata v. coscinodisneae																			*	*	*	*	*			*	*
Roperia hustedtii		*		*	*	*		*		*	*				*				*	*	*	*		*			
Roperia sp.															*	*											
Skeletonema costatum	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*		*	*	*	*	*			
Stauropsis membranacea				*	*								*		*						*						
Thalassionema bacillaris														*	*	*											
Thalassionema frauenfeldii															*	*	*	*									
Thalassionema nitzschioides							*								*												
Thala. oestrupii v. ven.															*												
Thalassiothrix gibberulla										*										*		*				*	*
Liolona pacificum																*	*	*			*	*				*	

SPECIES \ STATIONS	A1	A2	A4	A7	A10	B1	B2	B3	B9	B10	D6	D8	D10	F1	F3	F7	G5	G7	J3	J5	J7	J9	L1	L3	L5	L7	L9
Trybiliophtycus cocconeiformis									*										*	*	*						
CYANOPHYCEAE																											
Trichodesmium spp	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
CHLOROPHYCEAE																											
Pediastrum sp.																					*						
DINOPHYCEAE																											
Alexandrium sp.						*						*			*												
Amphisolenia bidentata									*	*											*	*					*
Amphisolenia palmata																						*					
Blephalocysta splendor-maris																								*	*	*	
Ceratium azoricum										*																	
Ceratium belone									*																		
Ceratium breve	*	*							*														*				
Ceratium bucephalum																	*					*				*	*
Ceratium candellabr v.dilatatum																		*									
Ceratium carnensis						*		*			*	*	*			*	*	*		*	*	*	*	*	*		*
C. carnensis v. volans													*						*	*	*	*	*	*		*	
Ceratium contortum										*																	
Ceratium deflexum					*					*	*		*					*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Ceratium extention				*	*													*									*
Ceratium furca	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Ceratium fusus	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Ceratium gibberum v. sinistrum										*											*					*	
Ceratium kofoidii					*															*							
Ceratium lineatum		*																*									

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Appendix 11-2. (Continued)

SPECIES \ STATIONS	A1	A2	A4	A7	A10	B1	B2	B3	B9	B10	D6	D8	D10	F1	F3	F7	G5	G7	J3	J5	J7	J9	L1	L3	L5	L7	L9
Ceratium lunula f.brachysetos																*											
Ceratium macroceros				*			*			*	*	*	*				*	*		*	*		*				*
Ceratium massiliense						*		*							*	*	*	*			*		*		*		*
Ceratium pennatum														*			*	*					*	*			
Ceratium schmidtii																									*		
Ceratium schroteri					*		*										*	*									
Ceratium sumatranum																							*	*	*		
Ceratium reticulatum					*																						
Ceratium terres					*					*								*			*	*		*		*	*
Ceratium trichoceros																									*	*	
Ceratium tripos											*	*	*				*						*	*			
Ceratocolis horrida									*	*							*	*									
Dictyocha fibula	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Dinophysis caudata				*							*				*	*											
Dinophysis cuneus										*					*										*		
Dinophysis forthii																											
Dinophysis hastata																											
Dinophysis rotundata										*																	
Distephanus speculum																											
Gonyaulax polygramma	*	*					*	*	*	*	*	*	*	*		*	*	*	*								
Gonyodema polyedra						*	*																				
Gymnodinium sp.						*	*					*															
Heteraulacos polydricus								*		*					*								*	*	*		
Ornithoceros magnificus									*												*						
Ornithoceros quadritus										*									*						*		
Ornithoceros serratus										*																	
Ornithoceros steinii																										*	
Oxytossum mileri																						*					
Oxytosum tesselatum			*																							*	

SPECIES \ STATIONS	A1	A2	A4	A7	A10	B1	B2	B3	B9	B10	D6	D8	D10	F1	F3	F7	G5	G7	J3	J5	J7	J9	L1	L3	L5	L7	L9
Podolampas bipes																							*	*	*		
Podolampas palmipes					*			*			*								*							*	
Podolampas spinifera								*							*												
Prorocentrum compressum						*	*						*														
Prorocentrum gracile								*																			
Prorocentrum micans						*	*								*	*				*	*		*	*	*	*	
Protoperidinium claudicans					*																*				*		
Protoperidinium grande									*	*																	
Pyrophacus fusiformis																	*	*					*	*			
Pyrocystis lunula				*		*			*	*	*	*	*	*					*							*	
CILIATES																											
Amphorella sp	*	*	*		*	*	*	*	*	*	*		*				*	*				*					
Climacolysis sp 1				*				*	*									*				*			*		
Codonellopsis sp1							*								*	*											
Codonellopsis sp2		*					*						*														
Dadayiella sp.							*						*				*	*							*		
Dictyocysta occidentalis				*	*	*	*	*													*						
Epiorella sp 1																											
Epiplocylis undella		*			*	*	*																				
Epricanella sp					*	*											*	*		*							
Eutintinid sp.1		*	*	*	*	*	*	*	*	*		*					*	*				*					
Eutintinid pacifica																											
Helitosconella sp							*																				
Rhabdonella amoi																						*					
Rhabdonella sp.1																											
Rhabdonella sp.2			*	*	*					*							*	*	*	*		*				*	*
Rhabdonella poculum												*															
Salpingella acuminata																											
Stenstrotella stansto										*			*								*					*	*
Tintinopsis tabulosa																											
Tintinopsis sp.1																											
Sp							*			*	*		*				*	*			*		*	*	*	*	

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Appendix 11-3. Phytoplankton species list from 30m depth net hauls taken on sampling station (Copex-95)

SPECIES \ STATIONS	B1	B2	B3	B5	B6	B7	B8	B9	B10	D2	D3	D4	D6	D8	D10	E1	E4	E6	E7	J1	J3	J5	J7	J9	L4	L6	L8	L10	L12
Actinocyclus circellus																										*			
A. divisus																													*
Actinocyclus octonarius	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*			*	*	*	*	*	*	*	*			*	*	*	*
A. octonarius v. tenera				*	*	*													*										
Actinocyclus sp.																													
Actinoptychus senarius					*	*	*	*	*				*	*		*	*		*		*						*		
Actinoptuchus splendens																					*								
Amphora crassa																												*	
Asteromphalus elegans				*																									
Asteromphalus flabellatus			*		*	*	*		*													*	*			*		*	
Asteromphalus heptactis																*	*	*	*				*						*
Asterolampra marylandica																							*	*		*		*	*
Azpeitia africanus				*																		*				*		*	*
Azpeitia nodulifer									*																				*
Bacteriastrum comosum			*				*		*											*		*	*	*			*	*	*
Bacteriastrum delicatulum																													
Bacteriastrum elongatum																													
Bacteriastrum hyalinum			*	*			*	*	*									*		*		*	*	*	*			*	
Bacteriastrum minus																													
Bacteriastrum sp.				*			*											*		*		*	*	*	*	*	*	*	*
Cerataulina daemon								*															*						
Cerataulina pelagica							*	*	*														*			*			
Cerataulina sp.																										*			
Chaetoceros affinis				*			*	*	*											*			*					*	
Chaeto. atlanticus v.neapolitana						*	*	*														*	*	*				*	*
Chaetoceros coarctatus								*															*	*			*	*	
Chaetoceros compressus					*		*		*			*							*	*			*		*		*		
Chaetoceros debilis			*				*	*	*				*						*										
Chaetoceros didymus					*													*				*	*			*		*	

SPECIES \ STATIONS	B1	B2	B3	B5	B6	B7	B8	B9	B10	D2	D3	D4	D6	D8	D10	E1	E4	E6	E7	J1	J3	J5	J7	J9	L4	L6	L8	L10	L12
Chaetoceros diversus						*	*														*	*			*		*	*	*
Chaetoceros lauderi																													
Chaetoceros lorenzianus	*	*	*	*	*	*	*		*	*	*		*			*		*	*	*	*	*	*	*		*	*	*	*
Chaetoceros mesonensis																				*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Chaetoceros socialis								*	*																				
Climacodium flauenfeldinum																									*	*		*	*
Coscinodiscus asteromphalus							*		*																				
Coscinodiscus granii									*																				
Coscinodiscus janischii					*																					*			
Coscinodiscus jonesianus																*	*	*	*										
Coscinodiscus oculus-iridis	*																												
Dactyliosolen mediteraneus						*		*													*			*		*	*	*	
Delphineis surirella								*								*				*									
Diploneis weissflogi									*	*									*										
Diploneis sp.																*													
Ditylum brightwelli							*		*	*	*	*				*	*		*										
Ditylum sol							*																						
Entomoneis sp.																*													
Eucampia cornuta						*																*	*	*		*	*	*	*
Grammatophora marina																								*					
Guinardia flaccida				*																									
Hantzschia sp.							*					*																	*
Haslea gretharum																							*	*				*	
Hemiaulus hauckii																								*		*	*	*	*
Hemiaulus sinensis						*	*													*	*		*	*		*	*	*	*
Hemiaulus membranaceous				*	*	*	*	*	*											*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Hemidiscus cuneiformis				*	*	*	*																*			*		*	*
Hemidiscus cuneiformis f.gibba					*																								
Leptocylindrus danicus																										*			

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Appendix 11-3. (Continued)

SPECIES \ STATIONS	B1	B2	B3	B5	B6	B7	B8	B9	B10	D2	D3	D4	D6	D8	D10	E1	E4	E6	E7	J1	J3	J5	J7	J9	L4	L6	L8	L10	L12
Lauderia annulata																													
Licmophora sp.																											*		
Mastogloia cribrosa																													*
Mastogloia minuta																												*	*
Mastogloia sp.																							*						
Neodelphineis indica					*	*																	*			*	*		
Nitzschia aequatorialis																						*	*					*	*
Nitzschia bicapitata				*	*	*	*	*			*	*										*	*	*	*	*	*	*	*
Nitzschia bifurcata				*	*	*	*	*				*										*	*	*	*	*	*	*	*
Nitzschia braaudii																													
Nitzschia capitata																								*					*
Nitzschia cicula					*		*	*																*				*	*
Nitzschia dietrichii						*																				*		*	*
Nitzschia inflata v. capitata							*	*	*															*				*	
Nitzschia interupseriata																												*	
Nitzschia longissima	*	*	*		*		*		*	*	*		*		*		*	*		*			*		*	*			
Nitzschia marina				*			*	*	*														*	*		*		*	*
Nitzschia ossiformis																						*				*	*	*	*
Nitzschia panduriformis v. minor																										*		*	
Nitzschia pungens				*	*	*		*					*							*	*	*	*		*	*	*	*	*
Nitzschia sigma v.intermedia																								*					
Nitzschia sp.				*										*								*						*	
Odontella sinensis	*																*												
Pachyneis gelachii																					*	*	*			*	*	*	*
Palaria sulcata	*				*	*		*	*	*	*					*	*												
Palmeria hardmaniana							*									*											*		
Planktoniella sol																												*	
Pleurosigma angulatum				*						*	*		*			*	*	*											
Pleurosigma directum					*																	*						*	*

SPECIES \ STATIONS	B1	B2	B3	B5	B6	B7	B8	B9	B10	D2	D3	D4	D6	D8	D10	E1	E4	E6	E7	J1	J3	J5	J7	J9	L4	L6	L8	L10	L12
Pleurosigma planktonicum																										*			
Pleurosigma sp.	*	*					*	*		*						*		*			*								
Podosira stelliger			*																										
Proboscia alata	*	*	*			*		*						*							*			*	*	*		*	
Pseudonitzschia dolialis					*	*	*	*	*													*	*			*		*	*
Pseudohimantinium pacificum							*			*						*	*		*										
Rhizosolenia acuminata																							*	*		*	*	*	*
Rhizosolenia calcar avis									*																			*	*
Rhizo. castracanei																											*		
Rhizo. clevei v. communis						*																*	*	*		*	*	*	*
Rhizosolenia cylindrus																						*		*		*		*	
Rhizosolenia formosa								*	*																				
Rhizo. hyalina																						*	*	*		*	*	*	*
Rhizosolenia robusta								*	*																	*			
Rhizosolenia shrubsolei			*	*		*																							
Rhizosolenia stolterforthii																										*		*	
Rhizosolenia styliformis																													
Roperia tesselata							*															*		*		*	*	*	*
Roperia tesselata v coscinodisneae									*														*					*	*
Roperia hustedtii							*		*														*			*			
Roperia sp.		*		*	*	*	*	*	*											*				*	*	*	*	*	*
Skeletonema costatum	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*		*	*		*		*		*
Stauropsis membranacea									*													*				*			
Stephanopyxis palmeriana																						*				*	*		
Stigmatophora rostrata																							*	*				*	*
Surirella fastuosa												*																	
Thalassionema bacillare		*															*	*											
Thalassionema frauenfeldii			*	*															*		*					*			
Thalassionema nitzschioides																										*			

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Appendix 11-3. (Continued)

SPECIES \ STATIONS	B1	B2	B3	B5	B6	B7	B8	B9	B10	D2	D3	D4	D6	D8	D10	E1	E4	E6	E7	J1	J3	J5	J7	J9	L4	L6	L8	L10	L12
Thalassiosira anguste-lineata																	*	*	*										
Thalassiosira binata																			*										
Thalassiosira bipartita									*																				
Thalassiosira diporocyclus																					*			*		*	*		*
Thalassiosira eccntrica	*	*	*	*	*		*	*		*	*	*		*			*	*	*			*			*	*		*	*
Thalassiosira endoseriata										*								*	*	*									
Thalassiosira leptopus							*																						
Thalassiosira lineata		*			*	*	*	*	*									*	*	*	*				*	*	*	*	*
Thalassiosira nodulolineata																	*	*	*										
Thalassiosira nordenskioeldii																		*	*										
T. oestrupii v. venrikae						*	*	*	*															*					*
Thalassiosira pacifica																*	*										*		
Thalassiosira partheneia							*																						
Thalassiosira punctifera					*	*	*															*				*		*	*
Thalassiosira punctigera	*					*	*	*	*	*		*				*				*						*		*	
Thalassiosira rotula																										*			
Thalassiosira saketii f. plana					*																							*	
Thalassioisra tenera																*													
Liolona elongatum					*	*												*			*	*	*	*		*		*	*
Thalassiothrix gibberulla																							*					*	
Liolona pacificum					*			*	*									*		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Trachyneis antillarum						*																							
Trachyneis aspera							*		*							*													
Triceratium sp.																										*			
CYANOPHYCEAE																													
Trichodesmium spp			*	*	*	*	*	*	*		*	*	*	*			*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
DINOPHYCEAE																													
Alexandrium sp																				*	*								

SPECIES \ STATIONS	B1	B2	B3	B5	B6	B7	B8	B9	B10	D2	D3	D4	D6	D8	D10	E1	E4	E6	E7	J1	J3	J5	J7	J9	L4	L6	L8	L10	L12
Amphisolenia bidentata																													*
Amphisolenia palmata																								*				*	
Amphisolenia thrinax																								*				*	*
C. carriensis v. volans									*															*				*	*
Ceratium cephalotum					*																								
Ceratium claviger							*																						
Ceratium extention									*															*				*	*
Ceratium furca		*		*	*	*	*	*	*				*						*		*	*			*			*	
Ceratium fusus		*		*	*	*	*	*	*			*	*					*	*			*							
Ceratium gravidum	*																											*	*
Ceratium kofoidii					*	*																	*	*	*		*	*	*
Ceratium massiliense							*	*	*																				
Ceratium palmatum									*																				
Ceratium pennatum						*		*	*																				
Ceratium pentagonum					*				*											*				*	*	*			
Ceratium platycorne																												*	*
Ceratium ponectum																									*				
Ceratium pulchellum																							*	*				*	*
Ceratium schroteri																							*						
Ceratium sumatranum																												*	*
Ceratium tenue																												*	
Ceratium terres												*											*	*		*		*	*
Ceratium tripos	*		*	*																*	*								
Ceratocolis horrida																							*	*			*	*	*
Dinophysis caudata			*	*	*	*			*												*	*	*		*		*		
Dinophysis mitra						*																							
Dinophysis rotundata																				*									
Gonyodema polyedra					*																								
Gymnodinium sp.															*									*					

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Appendix 11-3. (Continued)

SPECIES \ STATIONS	B1	B2	B3	B5	B6	B7	B8	B9	B10	D2	D3	D4	D6	D8	D10	E1	E4	E6	E7	J1	J3	J5	J7	J9	L4	L6	L8	L10	L12
Heteraulacos polydricus						*																						*	*
Ornichoceros cerrasus																								*				*	*
Ornichoceros quadritus																								*				*	*
Oxytossum scolopax																												*	
Peridinium sp.	*																												
Podolampas bipes																												*	*
Podolampas palmipes																												*	*
Prorocentrum compressum					*																								
Prorocentrum micans																				*					*	*	*	*	
Prorocentrum sigmoidae												*																	
Prorocentrum triestinum																													
Protoperidinium depressum						*			*																				
Pyrophacus fusiformis					*	*		*	*			*	*						*		*		*		*				
CILIATES																													
Acanthostonella longicrulis																												*	
Amphorella sp					*	*																						*	
Climacocylis scalaroides																												*	*
Codonellopsis sp2						*																							
Coxliella sp												*																	
Craterella sp.																				*									
Dadayiella sp						*																						*	*
Epiorella sp 1																												*	
Epiplocylis undella				*					*															*					
Epricanella sp																												*	
Eutintinid sp.1																													*
Favela sp.																				*	*								
Parafavella sp												*			*														
Rhabdonella sp 1																													*
Rhabdonella sp 2																								*		*		*	
Rhabdonellopsis longicruris																												*	*
Salpingella acuminata																												*	
Xystonellopsis sp																													*

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Appendix 11-4. Phytoplankton species list from 30m depth net hauls taken on sampling station (Copex-96)

SPECIES \ STATIONS	A1	A2	A4	B1	B3	B5	D2	D5	D8	D10	E1	E4	E6	E8	G1	G3	G5	G7	K3	K6	L2	L4	L6	L8	O2	O3	O9	P1	P4	P6	P9
Achananthes brevipes	*	*																								*					
Achananthes sp.																															
Actinocyclus octonarius	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*		*	*	*	*	*		*	*	*	*	*	*
A. divisus																															
Actinocyclus sp.	*	*	*	*	*			*	*				*		*	*	*		*	*					*	*	*	*	*	*	*
Actinoptychus senarius	*	*	*	*	*			*	*	*					*	*	*	*	*	*	*	*				*	*	*	*	*	*
Actinoptuchus splendens		*																													
Amphora sp.																															
Amphora ostrearia																	*														
Asterionella japonica	*	*																													
A. cleveanus	*						*	*	*	*			*	*		*									*	*	*	*		*	*
Asterolampra marylandica						*												*					*	*							
Asteromphalus flabellatus										*									*		*			*			*			*	
Asteromphalus heptactis	*	*				*			*	*												*		*							
Asteromphalus stellatus								*																							
Azpetia africanus																		*													
Azpetia nodulifer			*		*	*			*							*	*	*		*	*	*	*	*			*			*	*
Bacillaria paxillifer	*	*																													
Bacteriastrum comosum																		*					*	*				*		*	*
Bacteriastrum delicatulum																					*										
Bacteriastrum hyalinum	*	*	*		*	*	*	*		*		*		*	*	*											*	*	*		
Bacteriastrum minus					*											*										*	*	*			
Bacteriastrum sp.	*			*		*				*					*	*														*	
Cerataulina daemon					*			*	*	*					*	*				*											
Cerataulina dentata	*																														
Cerataulina pelagica		*		*	*					*													*	*							
Cerataulina sp.				*	*	*		*		*					*	*												*			
Chaetoceros affinis	*	*	*							*			*	*	*	*			*	*		*					*				
Chaeto. atlanticus v.neapolitana					*				*	*								*	*	*	*	*	*	*			*			*	*

SPECIES \ STATIONS	A1	A2	A4	B1	B3	B5	D2	D5	D8	D10	E1	E4	E6	E8	G1	G3	G5	G7	K3	K6	L2	L4	L6	L8	O2	O3	O9	P1	P4	P6	P9
Chaetoceros anatomosans		*																													
Chaetoceros coarctatus	*			*																	*			*							
Chaetoceros compressus	*							*	*							*													*		
Chaetoceros concavicorne			*																												
Chaetoceros costatus																												*			
Chaetoceros curvisetus								*																				*			
Chaetoceros danicus																															
Chaetoceros decipiens	*			*																											
Chaetoceros debilis	*	*			*		*	*							*					*						*	*			*	
Chaetoceros denticulatus	*		*					*																							
Chaetoceros diadema																															
Chaetoceros didymus	*				*			*	*	*																					
Chaetoceros diversus	*	*		*	*	*	*	*	*	*			*			*	*	*	*	*	*	*	*	*			*	*	*	*	*
Chaetoceros eibenii															*																
Chaetoceros lacinosus	*	*		*					*	*	*					*									*						
Chaetoceros lorenzianus	*			*	*	*	*	*	*	*		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*		*	*	*	*	*	*	*	*	*
Chaetoceros mesonensis						*		*	*								*	*			*		*	*			*			*	*
Chaetoceros peruvianus					*	*			*	*						*					*	*	*	*			*				*
Chaetoceros protubulans																															
Chaeto. pseudocurvisetus																												*			
Chaetoceros radicans	*			*				*																							
Chaetoceros rostratus								*	*																			*	*		
Chaetoceros socialis	*	*																										*			
Chaetoceros tetrastichon						*																		*				*			*
Climacodium flauenfeldinum																			*		*	*	*	*	*						*
Corethron criophylum			*	*	*	*			*	*								*				*	*	*				*			
Cocconeis sp.																		*													
Coscinodiscus asteromphalus	*	*	*		*	*	*	*	*	*					*	*	*	*	*	*						*	*	*		*	
Coscinodiscus janischii																								*							

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Appendix 11-4. (Continued)

SPECIES \ STATIONS	A1	A2	A4	B1	B3	B5	D2	D5	D8	D10	E1	E4	E6	E8	G1	G3	G5	G7	K3	K6	L2	L4	L6	L8	O2	O3	O9	P1	P4	P6	P9
Coscinodiscus jonesianus	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*					*	*	*	*	*	*	
Coscinodiscus marginatus																															
Coscinodiscus nobilis																								*							
Coscinodiscus radiatus	*	*	*			*	*	*					*		*	*	*									*				*	*
Coscinodiscus thorii																		*				*									*
Cyclotella styrolum			*			*									*	*															
Cylindrotheca closterium				*	*	*															*					*		*	*	*	*
Cymatosira belgica																															
Cymbella sp.			*			*												*													*
Dactyliosolen mediteraneus					*	*				*								*		*	*	*	*			*			*	*	*
Delphineis surirella																									*	*		*	*	*	
Detonula pumila	*	*			*			*	*																						
Diploneis crabro				*																									*	*	
Diploneis weissflogi			*	*													*											*		*	
Ditylum brightwelli	*	*	*	*	*		*	*		*		*	*		*	*	*		*			*			*			*	*	*	
Ditylum sol		*								*															*						
Entomoneis sp.	*	*																	*									*	*		
Eucampia cornuta			*	*	*	*	*	*	*	*						*	*	*	*	*	*	*	*	*				*	*	*	*
Eucampia zodiacus	*	*	*																							*	*	*			
Gomphonema sp.						*		*		*							*	*													*
Guinardia flaccida	*	*	*	*	*			*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*		*	*	*	*		*	*	*	*	*
Gyrosigma sp.			*																												
Hantzschia sp.																						*									
Haslea gretharum						*			*	*								*		*	*	*	*	*							
Haslea hyalinum						*																									
Haslea sp.					*				*	*												*		*							*
Hemiaulus hauckii						*															*	*		*			*				*
Hemiaulus indicus									*															*					*		
Hemiaulus sinensis	*							*	*	*	*											*								*	

SPECIES \ STATIONS	A1	A2	A4	B1	B3	B5	D2	D5	D8	D10	E1	E4	E6	E8	G1	G3	G5	G7	K3	K6	L2	L4	L6	L8	O2	O3	O9	P1	P4	P6	P9
Hemiaulus membranaceous	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Hemidiscus cuneiformis																			*	*	*	*	*								
Leptocylindrus danicus		*		*				*	*	*	*				*																
Lauderia annulata	*	*		*				*							*										*		*	*		*	
Licmophora sp.	*							*									*													*	*
Lithodesmium undulatum					*					*																				*	
Mastogloia minuta				*	*	*				*												*	*								*
Mastogloia sp						*			*												*										
Navicula directum	*																														
Navicula sp.																															
Neodelphineis indica					*					*																				*	*
Nitzschia aequatorialis					*	*																	*	*						*	
Nitzschia bicapitata		*	*		*	*	*	*	*	*			*	*		*		*	*	*	*	*	*	*			*		*	*	*
Nitzschia bifurcata	*		*		*	*	*	*	*	*			*	*		*		*	*	*	*	*	*	*			*		*	*	*
Nitzschia braaudii																															*
Nitzschia capitata					*				*	*												*		*							*
Nitzschia capitellata	*																				*	*					*				*
Nitzschia cicula			*	*	*	*		*	*	*							*		*	*	*	*	*				*		*	*	*
Nitzcshia closterium																															
Nitzschia cuspidata																															
Nitzschia dietrichii					*																		*	*							*
Nitzschia inflata v. capitata									*	*																				*	*
Nitzschia lineola									*																						
Nitzcshia longissima					*	*																									
Nitzcshia marina			*															*					*	*							
Nitzschia ossiformis				*	*	*			*									*	*		*		*						*	*	*
Nitzschia panduriformis																	*	*													
Nitzschia panduriformis \ minor					*														*										*		
Nitzschia pungens	*	*		*	*	*		*	*	*	*	*	*	*		*	*	*		*	*	*	*			*	*	*	*	*	*	*

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Appendix 11-4. (Continued)

SPECIES \ STATIONS	A1	A2	A4	B1	B3	B5	D2	D5	D8	D10	E1	E4	E6	E8	G1	G3	G5	G7	K3	K6	L2	L4	L6	L8	O2	O3	O9	P1	P4	P6	P9
Nitzschia subfrauendula				*	*		*	*	*	*							*											*	*	*	
Nitzschia majusculum v.lineata				*														*										*		*	
Nitzschia sp.				*				*	*	*						*	*						*	*					*	*	*
Odontella mobiliensis				*	*				*	*												*					*	*		*	
Odontella regia				*																						*					
Odontella sinensis	*			*											*											*	*	*	*	*	
Palaria sulcata	*	*	*	*			*			*	*			*	*		*	*	*						*	*			*	*	*	
Palmeria hardmaniana				*														*					*					*			
Plagiolemma confusa																												*		*	
Pleurosigma directum			*		*																*	*	*	*						*	*
Pleurosigma elongatum					*																								*		
Pleurosigma planktonicum										*																					
Pleurosigma falx																															
Pleurosigma angulatum														*													*		*		
Podosira stelliger																												*	*	*	
Proboscia alata	*			*																		*	*		*	*	*		*	*	
Pseudonitzschia dolialis								*													*		*								*
Pseudohimantinium pacificum	*	*			*		*	*	*											*			*								
Rhizosolenia acuminata								*	*												*										
Rhizo. castracanei				*																											
Rhizo. clevei v. communis					*	*		*											*				*	*				*			*
Rhizosolenia cylindrus									*										*		*				*	*					
Rhizosolenia hyalina				*						*																		*			
Rhizosolenia imbricata																											*				
Rhizosolenia robusta	*								*																	*					
Rhizosolenia setigera																					*					*	*	*	*		
Rhizosolenia shrubsolei	*						*	*		*	*			*											*	*			*	*	
Rhizosolenia stolterforthii	*	*		*			*	*	*	*															*	*			*	*	
Roperia tesselata																								*						*	*

SPECIES \ STATIONS	A1	A2	A4	B1	B3	B5	D2	D5	D8	D10	E1	E4	E6	E8	G1	G3	G5	G7	K3	K6	L2	L4	L6	L8	O2	O3	O9	P1	P4	P6	P9
Roperia hustedtii	*	*		*	*			*		*	*														*	*	*		*	*	
Roperia sp.	*	*	*	*	*	*	*	*	*							*	*	*	*	*		*	*	*		*	*		*	*	*
Skeletonema costatum	*		*	*	*	*		*	*	*							*		*		*	*	*	*		*	*	*	*	*	*
Stauropsis membranacea	*	*	*	*	*					*	*				*											*		*	*		
Stephanopyxis palmeriana																															
Stephanopyxis turris	*	*																													
Sterptotheca thamensis	*	*			*	*				*											*	*	*					*			
Stigmatophora rostrata					*	*		*	*	*							*					*		*							*
Surirella fastuosa																												*			
Synedra formosa																	*														
Thalassionema bacillaris	*	*									*								*							*	*	*		*	
Thalassionema frauenfeldii					*			*	*	*											*					*				*	*
Thalassionema nitzschioides				*	*								*																*	*	*
Thalassiosira aestvalis									*	*																					
Thalassiosira binata										*																					
Thalassiosira bipartita	*	*	*	*					*	*					*	*	*			*						*		*	*	*	*
Thalassiosira diporocyclus				*						*																				*	
Thalassiosira eccntrica	*	*	*	*	*		*	*	*	*	*		*	*	*	*			*		*	*			*						
Thalassiosira lineata			*	*	*			*	*	*						*	*	*	*	*	*	*						*	*	*	*
Thala. oestrupii v. venrickae	*	*							*							*	*	*						*						*	
Thalassiosira pacifica																															
Thalassiosira partheneia			*						*	*																					
Thalassiosira punctifera			*	*	*				*	*							*	*	*	*	*	*								*	
Thalassiosira punctigera	*	*	*						*	*					*	*	*	*	*	*				*					*	*	
Thalassiosira rotula	*	*																													
Thalassiosira saketii f. plana						*																	*	*	*						
Thalassiosira symetrica																					*										
Thalassiosira tenera	*	*	*	*				*	*	*																		*	*	*	
Liolona elongatum			*	*																								*			

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Appendix 11-4. (Continued)

SPECIES \ STATIONS	A1	A2	A4	B1	B3	B5	D2	D5	D8	D10	E1	E4	E6	E8	G1	G3	G5	G7	K3	K6	L2	L4	L6	L8	O2	O3	O9	P1	P4	P6	P9
Thalassiothrix gibberulla	*	*																		*		*		*						*	*
Liolona pacificum	*	*	*				*	*	*	*	*	*	*			*				*				*		*	*	*		*	*
Trachyneis antillarum	*	*			*														*											*	
Trachyneis aspera	*																				*		*					*			
Trybiliophtycus cocconeiformis																									*			*	*		
Triceratium dubium																	*														
Triceratium favus																			*							*					
Trigonium sp.																	*														
CYANOPHYCEAE																															
Trichodesmium spp	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
CHLOROPHYCEAE																															
Pediastrum sp.																												*			
DINOPHYCEAE																															
Alexandrium sp.																									*						
Amphisolenia bidentata					*																	*		*							
Amphisolenia palmata																								*							
Blephalocysta splendor-maris			*															*		*				*						*	
Ceratium anetinum																															
Ceratium belone																						*		*							*
Ceratium gracile							*		*		*		*												*						
Ceratium candellabrum																								*							
Ceratium candellabrum v dilatatum																		*						*							
Ceratium carriensis			*						*										*	*	*	*	*	*			*				*
C carriensis v. volans																															
Ceratium claviger																															

SPECIES \ STATIONS	A1	A2	A4	B1	B3	B5	D2	D5	D8	D10	E1	E4	E6	E8	G1	G3	G5	G7	K3	K6	L2	L4	L6	L8	O2	O3	O9	P1	P4	P6	P9
Ceratium extention																					*	*									
Ceratium furca	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Ceratium fusus	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*		*	*	*	*	*	*
Ceratium gibberum v sinistrum			*							*									*			*								
Ceratium gravidum																															
Ceratium inflexsum					*																										
Ceratium kofoidii			*	*	*	*	*	*	*						*	*	*	*	*	*	*	*	*	*			*			*	*
Ceraitum limulus																															
Ceratium lunula f brachysctos									*												*	*	*	*							*
Ceratium macroceros																		*													
Ceratium massiliense		*	*			*													*	*				*							
Ceratium pentagonum	*				*	*				*								*	*	*	*	*	*	*						*	
Ceratium pulchellum																								*							
Ceratium ranipes																								*							
Ceratium schroteri																					*										
Ceratium sumatranum																						*	*			*					
Ceratium reticulatum																															
Ceratium terres		*	*		*	*			*	*						*	*		*		*	*	*			*			*	*
Ceratium trichoceros																															
Ceratium tripos																															
Ceratocolis horrida																								*							
Dictyocha fibula	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Dinophysis caudata	*	*					*								*	*									*	*	*				*
Dinophysis cuneus						*																									
Dinophysis hastata																															
Dinophysis rotundata			*	*			*	*								*	*			*						*			*	
Dissodium sp.																															
Distephanus speculum		*			*		*			*			*			*				*	*		*		*	*	*			*
Gonyaulax burostris																															

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Appendix 11-4. (Continued)

SPECIES \ STATIONS	A1	A2	A4	B1	B3	B5	D2	D5	D8	D10	E1	E4	E6	E8	G1	G3	G5	G7	K3	K6	L2	L4	L6	L8	O2	O3	O9	P1	P4	P6	P9
Gonyaulax heighleii								*	*						*	*			*		*	*			*		*			*	*
Gonyaulax polygramma																						*				*					*
Heteraulacos polydricus					*	*															*	*								*	
Ornichoceros magnificus															*											*				*	
Ornichoceros quadritus																											*				
Ornichoceros serratus																						*									*
Ornithoceros steinii		*																													*
Ornithoceros thumii					*													*				*								*	
Oxytossum mileri																						*									
Oxytossum scolopax									*	*												*									
Oxytosum tesselatum																															
Phalacroma dolyphorum					*													*				*									*
Podolampas bipes			*	*	*			*	*	*								*				*	*				*			*	
Podolampas palmipes																															
Podolampas spinifera	*			*	*	*	*	*			*	*	*	*	*	*	*	*						*	*	*	*	*	*	*	
Prororcentrum compressum	*	*			*	*	*	*					*	*	*	*	*	*							*	*	*			*	
Prorocentrum micans								*															*								
Protoperidinium grande																															*
Protoperidinium ovum																		*			*	*	*	*						*	*
Protoperidinium tuba																					*										
Protoperidinium tumidum	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Pyrophacus fusiformis				*		*		*	*	*																	*				
Pyrocystis lunula																															
CILIATES																															
Amphorella sp.		*				*		*	*	*					*		*	*											*	*	
Amphorelopsis acuta	*	*	*	*			*		*	*					*	*	*	*								*			*	*	
Climacolysis sp.1		*	*		*	*		*	*							*	*	*			*	*	*	*			*				*
Codonellopsis sp1				*	*				*	*																*			*	*	*

SPECIES \ STATIONS	A1	A2	A4	B1	B3	B5	D2	D5	D8	D10	E1	E4	E6	E8	G1	G3	G5	G7	K3	K6	L2	L4	L6	L8	O2	O3	O9	P1	P4	P6	P9
Codonellopsis sp.3						*															*			*					*	*	*
Coxliella sp.			*		*	*		*		*		*		*		*	*	*												*	
Craterella sp.					*			*	*									*													
Dadayiella sp.	*				*	*		*	*	*		*	*		*	*	*	*				*							*	*	*
Dictyocysta occidentalis																															
Epiorella sp.1		*	*		*	*	*	*	*	*	*	*			*	*	*	*			*	*	*						*	*	*
Epiplocylis undella																															
Epricanella sp		*		*	*	*		*	*	*						*	*	*			*	*		*						*	*
Eutintinid sp.1			*		*										*		*	*			*	*	*			*					*
Eutintinid pacifica								*		*														*							
Protprabdonella simplex					*	*		*	*	*								*						*					*	*	
Rhabdonella sp.1					*	*				*								*													
Rhabdonella sp.2		*	*	*	*	*		*		*						*		*			*	*	*	*						*	*
Rhabdonella sp 3																		*			*	*									
Rhabdonella poculum					*										*															*	*
Salpingella acuminata		*				*																		*			*				
Tintinopsis tabulosa																										*					
Tintinopsis sp.1					*																								*	*	

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

제 3 편

수치 모델

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

제 12 장 동중국해역의 조석·조류 예측 시스템 구축연구

제 1 절 개 요

1차년도에는 새로 수립한 정밀 격자망(위도: 1/16°, 경도:1/12°)에서의 조석, 조류의 예측시스템 구축을 위한 장기 동계관측자료를 이용한 조류계산의 초기검증을 실시하였다. 2차년도에는 4개 주요분조의 조위계산 결과치의 검증을 추가적으로 실시하였다. 특히 그간 황·동중해에서의 많은 조석연구에도 불구하고 조석현상의 비선형성 정도를 판단할 수 있는 중요 현상으로서 비선형 조석 분조에 대한 연구는 극히 미미하였던 바, 2차년도에는 M_4 분조의 분포특성을 결정하는 M_2 분조의 정확한 검증과 M_4 분조에 대한 간단한 이론적 검토를 바탕으로 황·동중국해에서 M4 분조에 대하여 체계적인 연구를 시도하였다. 아울러 동중국해 대륙사면 (shelf slope)에서 일·중 공동연구 사업을 통해 1987-1988년 중에 RCM을 계류하여 관측한 유속자료를 분석하여 예상되는 내부조석파 특성을 분석하였다. 또한 황동중국해의 지형 및 성층조건에서 내부조석파의 발생과 전파특성을 살펴보기 위하여 간단한 2층 모델실험을 실시하였다. 아울러 조석기인 물리현상으로서 Eulerian 조석잔차류 계산결과를 보완하고 잔차류 순환을 이해하기 위하여, 2차년도에는 모델 계산영역내에 입자를 투입하여 그 궤적을 추적하는 라그랑쥐 입자추적 실험을 실시하였다.

본 3차년도 연구에서는 1, 2차년도의 초기 모델 검증 단계를 넘어 황해중부에서의 장기 동계 조류 관측자료 외에 황해, 남해 주요 연안에서의 조석자료 등 광범위한 모델 검증자료를 수집하고, 이를 바탕으로 2차원 수심평균된 순압 조석모델의 결과를 철저히 검증하였으며, 이를 바탕으로 주요 조석 분조의 조석도를 계산, 작성하였다. 아울러 산출된 조류 조화상수를 ADCP자료에서 조류성분 제거 등을 위한 응용목적으로 활용하기 위한 데이타 베이스 구축을 시작할 수 있게 되어, 본 연구사업 1단계 목표인 황·동중국해에서 순압 조석 모델링의 예측시스템을 구축할 수 있게 되었다. 3개년에 걸친 순압 조석모델링의 구체적 연구 결과는 다음 절에 수록하였다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

제 2 절 황동중국해 정밀격자 순압 조석모델링

본 세부과제는 해양연구소 연구진과 부산대학교 이상룡 교수와 공동 연구를 실시해 왔으며, 그 결과를 Continental Shelf Research에 1996년 10월 투고하였다. 여기에는 본 세부과제에서 그간 3개년도(1994-1996)에 걸쳐 수행된 연구 내용중 황·동중국해에서 경압 조석모델링의 연구만을 포함하고 있다. 투고 논문 제목은 " **Fine Grid Tidal Modelling of the Yellow and East China Seas**" 이다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Abstract

Fine grid tidal modelling experiment has been carried out in order to investigate the tidal regimes for major five tidal constituents, nonlinear tidal phenomena in terms of M_4 and MS_4 generation, and independent tide by tide generating force in the Yellow and East China Seas (YECS). In this study a two-dimensional numerical model based upon subgrid-scale(SGS) stress modeling technique is used with tide generating force included. Recently observed tide and current data in the YECS were collected from the various sources and the model was extensively calibrated with the data. The calculated tidal charts for tidal elevation show a generally good agreement with existing tidal charts. More accurate feature of the M_2 cotidal chart of present model result is presented in comparison with both the observed data and the tidal charts of Ogura (1933) and Nishida (1980). A careful comparison of the computed diurnal amplitude with observed ones suggests that the diurnal constituents seem to be overdamped especially in the Kyunggi Bay region, for the case that quadratic bottom friction law is used.

Propagation features of the $M_4(MS_4)$ tides have been 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 of noticeable characteristics 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, which coincides with observations. The propagation feature of MS_4 is almost similar to that of M_4, but with lesser amplitude. The M_4 in shallow water is indicated to be more actively generated by depth dependent form of the friction coefficient, since the nonlinearity may be enhanced at shallower depth during ebb tide. The response of the M_4 tidal features to momentum diffusion terms is also discussed.

It is also shown that when the independent tide (Defant, 1960) by tide generating force (TGF) coexists with tidal waves (co-oscillating tide) by external boundary forcing, the tidal waves by TGF are dissipated and their amphidromes tend to move westward. This may be interpreted as a process that the incident and reflected tidal waves by TGF is damped by co-oscillating tide induced by external forcing at open boundaries. The amplitude by TGF is found to be up to 10 cm and 4 cm in the Kyunggi Bay

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

for M_2 and S_2 constituents while those by diurnal constituents are less than 1 cm over the model domain.

a. 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 in these seas using the method of Proudman and Doodson , based upon a large number of tidal measurements. Recently the co-tidal and co-range charts are redrawn by Nishida (1980), but the updated tidal charts were also argued for the amphidromic pattern in the Korea Strait (Odamaki, 1989). A comparison between the observed and computed phase lags and amplitudes also indicates that the tidal chart and co-amplitude line are inaccurate somewhere in the western coast of Korean peninsula. For example, the largest coamplitude value in the Kyunggi Bay in Nishida (1980) is 240 cm, but observed value is larger. Further the co-tidal line passing Kunsan (KS) 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 200 m isobath of the YECS or farther inner region. Modeling with the above boundary should use the data extracted from the tidal charts by Ogura (1933) or Nishida (1980). Furthermore the model domain bounded by continental shelf edge does not seem appropriate for the investigation of the generation of the higher harmonics in the YECS, since the nonlinear interaction between constituents, expected to be active over the shelf break in the YECS, may not be properly reproduced.

Momentum diffusion has not been considered for the tidal modelling for the YECS in the previous studies and often neglected in other region, for example, as neglected for the fine grid tidal flow study of the North Sea by Verboom et al. (1992). The momentum diffusion terms are, however, expected to affect the tidal regime of high wave number motion such as the M_4 component.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

It should be observed that the model area is covered by both the shallow part in the Yellow Sea (mostly shallower than 100 m) and the deepest part in the Okinawa Trough (up to 2,500 m) of the East China Sea, as shown in Figures12-1 and 3. This feature raises two kind of issues in numerical modelling in the YECS. First, effectiveness of depth-dependent form for the bottom friction coefficient might be examined. Second, the tide generating force (TGF) is to 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 tide generating force of the M_2 tide in the surrounding seas of Korean peninsula. However, they didn't investigate the deformation of tidal waves by TGF (independent tide) (Defant, 1960) by the tidal waves induced from external forcing (co-oscillating tide). The tidal waves of smaller amplitude are expected to be strongly distorted by the tidal waves of larger amplitude, when 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 verification against the observed data was not made. Even the M_4 tidal regimes in the YECS were not also examined by Ogura (1933) and Defant (1960). Also previous model domain bounded by shelf edge (Choi, 1980, 1990; Ahn, 1977), with only M_4 constituent considered by Choi, is not properly chosen to investigate the tidal regime of higher harmonics in the YECS, since they could not consider nonlinear effect properly, expected to be dominant over shelf break.

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. Present model also consider the momentum diffusion, which are taken into account based upon subgrid-scale (SGS) stress modelling technique with Smagorinsky (1963) formula. The response of tidal regime to both the depth dependent friction coefficient and constant one is examined. The model region extends to Ryukyu islands to utilize the observed data for open boundary condition and to investigate the generation of the higher harmonic constituents more reasonably. The model results are extensively verified against the long-term current data in winter in the eastern Yellow Sea observed by Harkema and Hsueh (1987), and the current data measured in summer by Larsen et al. (1985). Further the recently

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

observed tidal data around the western and southern coast of the Korean peninsula by Korea Ocean Research and development Institute (KORDI) and Republic of Korea Hydrographic Office (ROKHO) are also used for model verification.

This paper also examine 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 based upon model results without external forcing of the M_4 and MS_4 constituents at open boundary. The results of the M_4 and MS_4 tides are first compared with the observed tidal elevation data in the western and southern coast of the Korean peninsula, and the propagation features of the M_4 and MS_4 tides in the YECS is discussed in some detail.

b. Data for verification and analysis

Recent work by Kang et al. (1995) shows that the monthly harmonic constants at tidal stations around the Korean peninsula has a seasonal variability and tidal data for verification should be carefully selected before expressing the verified accuracy of numerical model as also noted by Foreman et al. (1995). The recently observed tidal and tidal current data in the eastern Yellow Seas are used for the model verification and open boundary values. The stations are shown in Figure12-1. The stations marked by dark dot denote the tidal stations where yearly tidal data were supplied by ROKHO and JODC (Japan Ocean Data Center), and the temporary stations where tidal data were measured by KORDI using the pressure-type gauges of either Aanderaa WLR or Paroscientific sensors. The stations of KORDI are located relatively offshore, and the tidal data are considered more suitable for the model verification. Observation period for stations of ROKHO and JODC is longer than one year, and KORDI data is about one month long. The abbreviated name of 34 tidal stations, period of observation for analysis and source of tidal data are given in Table12-1. In particular, at the stations D, B of Harkema and Hsueh (1987), were deployed pressure sensors on the bottom as well as current meters, so pressure data are especially useful for model

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

verification. The data at the stations along the Ryukyu islands (ISI(Isigaki), NAH(Naha), NAZ(Naze), NAK(Nakanoshima) and ODO(Odomari)), the Korea Strait (DB(Daebyun), IZ(Izuhara) and HAK(Hakada)), and the Taiwan Strait (AM(Amoy), TA(Taian Ko)) were used for extracting open boundary values. The one year data measured in 1987 or 1991 at the boundary points were used except for DB, where the results from one month data analysis were utilized.

Two current data sets have been used for the current validation of model results. One set is by Harkema and Hsueh (1987) and the other by Larsen et al. (1985). The tidal currents in the eastern Yellow Sea by Harkema and Hsueh were measured for the period from January to April, 1986, especially suitable for the verification of barotropic tidal model due to the homogeneity of water column during the winter season. The stations by Harkema and Hsueh are denoted by I, F, D and B in Figure12-1. The details for tidal current are given in Table12-2. Larsen et al. (1985) observed current in the Changjiang (Yangtze) estuary, middle shelf of the East China Sea, and on the continental shelf slope), once (June) in 1980 and twice (mainly August) in 1981.

The tide and current data were analyzed using 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 temporally for field experiments along the western and eastern coasts of Korean peninsula the harmonic constants at the neighbouring permanent tidal stations were used for reference values. The detailed procedure for tidal analysis can be found in Kang et al. (1995).

c. A two-dimensional tidal model

Model formulation

The governing equations are described under the spherical polar coordinate system to consider the curvature of the earth and the variation of Coriolis force with latitude and the 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 :

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \frac{1}{R\cos\phi}\frac{\partial}{\partial \chi}\left(\frac{U^2}{h}\right) + \frac{1}{R}\frac{\partial}{\partial \phi}\left(\frac{UV}{h}\right) = -\frac{gh}{R\cos\phi}\frac{\partial}{\partial \chi}(\eta - (1+k-h')\zeta_n) + \frac{UV\tan\phi}{Rh} + 2\omega\sin\phi V - K_b\frac{U\sqrt{U^2+V^2}}{h^2} + F_\chi \quad (1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \frac{1}{R\cos\phi}\frac{\partial}{\partial \chi}\left(\frac{UV}{h}\right) + \frac{1}{R}\frac{\partial}{\partial \phi}\left(\frac{V^2}{h}\right) = -\frac{gh}{R}\frac{\partial}{\partial \chi}(\eta - (1+k-h')\zeta_n) + \frac{V^2\tan\phi}{Rh} - 2\omega\sin\phi U - K_b\frac{V\sqrt{U^2+V^2}}{h^2} + F_\phi \quad (2)$$

$$R\cos\phi\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial U}{\partial \chi} + \frac{\partial(V\cos\phi)}{\partial \phi} = 0 \quad (3)$$

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, F unresolved processes. The full set of non-linear equations is solved with an ADI finite difference scheme (Kang, 1991). The characteristics of the scheme of linear equations is the same as DHI scheme and described in details by Abbott et al. (1981).

The term $(1+k-h')\zeta_n$ in (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 values on frequency following Foreman et al.(1992), which are often assumed to be constant, as in Pingree and Griffiths (1987). The tidal potential function ζ_n for M_2, S_2, N_2, K_1 and O_1 were taken from Foreman et al. (1992).

$$\zeta_n = H_n\cos^2\phi\cos(\omega_n t + 2\chi + V_n) \text{ for semi-diurnals} \quad (4a)$$

$$= H_n\sin 2\phi\cos(\omega_n t + \chi + V_n) \text{ for diurnals} \quad (4b)$$

where the amplitudes H_n are used from Table12-1 of Foreman et al.; ω_n is the frequency; V_n is the astronomical argument. The momentum diffusion term was considered in terms of subgrid-scale modelling technique, since momentum diffusion effect induced from subgrid term is often larger than dispersion effect (Elder, 1959) obtained from depth averaging of three dimensional motion. All of the motions induced by small-scale processes not directly resolved by model grid (subgrid-scale) is parameterized in terms of horizontal diffusion processes. The terms F_χ and F_ϕ represent these unresolved processes and can be written for rectangular coordinates as

$$F_x = \frac{\partial}{\partial x}\left(2A_M\frac{\partial u}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left\{A_M\left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x}\right)\right\} \quad (5a)$$

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

$$F_y = \frac{\partial}{\partial y}(2A_M \frac{\partial v}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial x}\left\{A_M(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x})\right\} \quad (5b)$$

where, with constant C_s and velocity component(u, v),

$$A_M = C_s \triangle x \triangle y [\,(\partial u/\partial x)^2 + (\partial v/\partial x + \partial u/\partial y)^2/2 + (\partial v/\partial y)^2]^{1/2} \quad (5c)$$

For the coefficient of subgrid-scale(SGS) stress we used the Smagorinsky (1967) diffusivity idea. The effect of subgrid-scale stress modelling (see details in Abbott and Basco, 1989) was found to be especially important to generate and represent the realistic features of time varying characteristic of the eddies behind the headland, as studied in KORDI (1992).

The bottom friction term has been expressed as a quadratic friction form following the general applicability of the quadratic friction law for semi-diurnal tide modelling (Pingree and Griffiths, 1987). However, model domain covers the shallow part, less than 100 m, in the Yellow Sea and the deep part up to 2,500 m in the Okinawa Trough. This implies that non-uniformity for the bottom friction coefficient might be required. Therefore, both the constant and depth dependent form of Chezy-coefficient ($m^{1/2}/s$) were applied.

$$C = 64.336 \quad (6a)$$

$$C = h^{1/6}/n \text{ with } n = 0.029 \quad (6b)$$

According to (6b) 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 bottom friction coefficient than the form used by Verboom et al. (1992).

Computation

The initial and boundary conditions required for the solution of equation (1) to (3) are described as follows. At $t = 0$, $U(\chi, \theta, t) = V(\chi, \theta, t) = 0$ 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 consists 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 are 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

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

boundary elevations are prescribed for the five constituents according to the expressions:

$$\eta(t) = \Sigma f_j A_j \cos(\omega_j t - G_j + V_{o_j} + U_j) \quad (7)$$

where f_j and U_j are the astronomical amplitude and phase corrections and Vo_j is the astronomical argument related to Greenwich. Even though the M_4 and other shallow water components are not included in the boundary forcing, the nonlinear terms in the governing equations generate the higher harmonics such as the M_4 and MS_4 constituents as well as the residual tide. The grid resolution is $1/16^\circ$ in latitude and $1/12^\circ$ in longitude, twice finer than that of Kang et al. (1991). The grid system, consisting of 22,742 cells, is shown in Figure12-2, and depth contour in Figure12-3. The time step used is 100.0 seconds and maximum depth in the Okinawa Trough about 2500 m. Then the Courant number C_r, defined as

$$C_r = \frac{\triangle t \sqrt{g(h+\eta)}}{R \triangle \phi}, \quad (8)$$

reaches to about 2.2 in the Okinawa Trough.

In this study the Smagorinsky eddy viscosity model was extended to the two-dimensional free surface flow modelling, and the empirical constant C_s of equation (5c), dependent only on Kolmogorov's universal constant, will differ from the values of $C_s \sim 0.2$ in three dimensional studies, established by Deardorff (1970) and others. The constant for the Smagorinsky formula is chosen as $C_s = 0.3$ in the present study, which is a little larger than the value used by Lilly (1967) and Deardorff (1971) for the three dimensional study.

After initial warming run, continuous 28 day run was carried out. The 28 day long time series are subject to the 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.

Model Verification

The present model was verified by comparing the model results with observations at the 34 tidal stations, including (B and D) located at the

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

central Yellow Sea and 9 current meter sites (see Figure12-1, Table12-1 and Table12-2).

The results for elevation verification of M_2, K_1 and M_4 are listed in Table12-3 and RMS difference for the 5 components are given in Table12-4. The accuracy of the present model for elevation is better than that of Choi (1980).

The computed tidal chart for M_2 is shown in Figure12-4. Solid line denotes coamplitude line and dotted line the co-tidal line. 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 shows a deamphidromic pattern, compared with 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 M_2 than in the previous tidal charts. That is, the tidal phase at Kunsan (KS) is about 3 hours, while 3 hour line in Ogura and Nishida's charts is located about 20′ southward. The reason for the error is that Ogura and Nishida did use the tidal data measured at farther inner station of Kunsan where tidal hour is about 25 minutes later than that at the present, outer station of Kunsan. It seems that they didn't consider the propagation time of the M_2 tidal wave from the entrance of Keum estuary to tidal station. Some erroneous feature of existing tidal charts in phase of M_2 occurs again in cotidal hour around Kyunggi bay, Inchon (IC) located in inner Kyunggi bay, since observed lunar tidal at Inchon is about 4.6 hr, as shown Table12-3, but Ogura's tidal charts shows 5 hour co-tidal line passes Inchon. Of particular interest is the co-amplitude line of 90 cm around the Cheju island. This high amplitude of present model at southwestern and northeastern corner of the Cheju shows that this model has simulated the subtle amplitude variation around island by scattering of tidal waves, as investigated by Lee (1989) and Kim and Lee (1986).

A comparison of the M_2 tidal chart of the present model with the charts of Ogura and Nishida shows that the amphidromic point in Pohai Sea need to be verified against the tidal chart based upon accurately observed tidal data, since most of numerical model studies do not resolve both of amphidromic points there.

The computed tidal chart for K_1 is shown in Figure12-5. The general pattern of present model is in good agreement with the existing tidal charts

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

by Ogura (1933) and Nishida (1980). In case of diurnal K_1 tide the RMS difference is relatively large, when considering its mean amplitude. The computed values are generally smaller than observed values with a little larger than 30 cm in the Kyunggi Bay. Considering that with only K_1 constituent included in modelling, the amplitude around the Kyunggi Bay reaches to more than 40 cm. This large difference seems to be originated from the over-damping of diurnal component by other semi-diurnal component under quadratic bottom friction. The computed phase lags are generally delayed relative to observed ones, due to the friction effect.

The results for tidal current verification for M_2 and K_1 are listed in Table12-5a and 5b. The computed harmonic constants for current with the grid resolution of about 7 km coincide quite well with observed ones. In particular, the computed currents show a better agreement with observed ones at stations I, F, D and B, measured during winter, than at other stations. The comparison between measured and computed values has been also made in terms of characteristics of tidal ellipses in next section.

Characteristics of tidal ellipses

The verification result in the previous section has shown, in particular, a good agreement with the observed result of tidal currents at stations I, F, D, B, measured during winter season. The observed tidal ellipse features as well as the direction of tidal rotation in the central Yellow Sea are compared with those of the calculated results and the results are given in Table12-6. The computed major and minor axis speed for M_2 and K_1 are generally in good agreement with the observed ones. For the rotation direction of tidal ellipses Table12-6 shows that the observed tidal current of the M_2 constituent rotates counter-clockwise at F, D and B, but clockwise at I, SB, MS, M5, M4 and M7, which well coincides with the directions of the computed ones except for at F, where the minor axis speed is very small compared with major axis speed. In case of K_1 the observed tidal current rotates clockwise at MS, M5 and M7, and counter-clockwise 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 Figure12-6a, and K_1 in

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Figure12-6b. 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 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 probably due to a complicated current structure at the station near the Yangtze river. The general trend of 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 counter-clockwise rotation in the region south of the 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 sharply in the Cheju Strait between the Cheju island and Korean peninsula, as seen in Figure12-6a. 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 verified 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).

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. Up to now, the propagation feature of the constituents in the YECS has rarely been examined, since the observed data set over the whole study area were not available to investigate the tidal regime of higher harmonics and the nonlinear dynamics is deeply involved. In spite of the limited investigation in the M_4 tide several researchers (Le Provost, 1976; Pingree and Maddock, 1978) paid attentions to the M_4 phenomena in case of the North Sea and the English Channel, which has more or less similar physical dimension as those of the YECS, that is, shallow and semi-enclosed bay. In this part the basic

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

characteristics of the M_4 and MS_4 in the YECS are described based upon the model results and the observed data around the Korean peninsula. It should be mentioned here that the tidal charts are based upon the computed results without the effect by the boundary forcing along the south-eastern open boundaries. The tidal harmonic constants for the verification of the M_4 and MS_4 are available locally for the cites around Korean peninsula and Japanese coast. The computed and observed values of the M_4 and MS_4 tidal harmonics are presented in the Table12-3.

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 verification of the M_4 tide is to check the propagation in the eastern Yellow Sea, since observed tidal data are available. The two observed values (stations B and D in Figure12-1 and Table12-1) 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 propagate southward along the western coast of Korean peninsula. Such a propagation is also shown from the comparison of phase lags at AH and DH. This propagation direction coincides with that of the computed M_4 tide in Table12-4. 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 agreement between the observed and computed results especially for phase lag, the features of the computed M_4 amphidromic system in the YECS may be considered reliable.

The M_4 tidal chart in Figure12-7a shows that the amphidromic pattern of the M_4 tide is more complicated than that of the semi-diurnal or diurnal constituents. The amphidromic system in the East China Sea consist of 4 amphidromic points, 5 amphidromic points in the central Yellow Sea and 6 amphidromes in the northern Yellow Sea. The M_4 tidal wave propagates anti-clockwise and clockwise in turn. Such a propagation also appears in the central Yellow Sea. The M4 tidal wave propagates southward along the western Korean coast, which is a reverse direction in contrast to the

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

propagation direction of the M_4 tidal wave. The tidal chart of the MS_4 in Figure12-7b shows a generally similar propagation pattern to that of the M_4. Deamphidromic feature south of the Shandong peninsula is noticeable, when compared with the M_4 amphidrome.

In the East China Sea the contour of 1cm co-amplitude line of the M_4, running northeastward from the northern tip of Taiwan, seem 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 area; eastern Chinese coast, western Korean coast and Seohan bay. The general pattern of the computed M_4 amplitude coincide with that of the observed ones, even though computed values are much larger in KS and IC. 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 % of the M_4 there. Comparison of Figure12-7a with Figure12-7b also reveals that M_4 tidal wave leads MS_4 tidal wave by about one hour along the west coast of Korean peninsula, which generally coincides with the trend of observations in Table12-3.

It should be also noted that large phase lag difference (about 100 ° -150 °) of both the M_4 and MS_4 for the 10 stations in the Kyunggi Bay exists. Considering the relatively small difference at other stations and a good agreement between observed and computed phase lag at stations B and D locating off the Kyunggi Bay, this large disagreement in the Kyunggi bay seems to be induced from 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 are not reduced significantly. One of the possible reasons may be the poor resolution for the complicated geometry and narrow channels of the Kyunggi Bay.

Effects of tide generating force

As expected, the tidal regime in the YECS consists of independent tide, driven by tide generating force in the model domain, and co-oscillating tide,

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

affected by tidal propagation from the northwestern Pacific. From this point of view two kind of experiments were carried out. First, an experiment with tide generating force, but without external force from open boundaries, was carried out, and the results were subject to analysis to yield tidal chart by tide generating force. Second, both computations with and without tide generating force were carried out, but both experiments consider external force from open boundaries. The amplitude and phase lag were computed by analyzing the difference between the solutions with and without the tide-generating forces in the equations of motion as is done in Pingree and Griffiths (1987).

Figure12-8a shows computed tidal chart of the M_2 constituent only by tide generating force (independent tide) without external force, and Figure12-8b chart with external force. That is, co-oscillating tide from northwestern Pacific was not considered in the result of Figure12-8a. Both Figures12-show a standing wave pattern at the deep water region around the Okinawa Trough and progressive wave character on the continental shelf. In Figure12-8a two amphidromic points south of the Shandong Peninsula is worth noting. Further, two amphidromic points appear clearly in the Pohai Sea. The high amplitude only by pure tide generating force reach up to nearly 27 cm in the Kyunggi Bay and 35 cm at Seohan Bay. Figure12-8b is the tidal chart of the M_2 by tide generating force with external force. That is, the effect by co-oscillating tide from northwestern Pacific was considered. All amphidromic points by tide generating force tend to move toward westward and show deamphidromic pattern. In particular amphidromic points near the Yangtze River estuary and in the western Pohai Sea in Figure12-8a, completely disappeared. The amplitude in Figure12-8b reaches up to 10 cm at the Kyunggi Bay and 5 cm in the Seohan Bay, much decreased compared with that of Figure12-8a.

Figure12-9a shows computed tidal chart for the S_2 constituent only by TGF without external force and Figure12-9b chart with external force from open boundaries. The amphidromic patterns of Figures12-9a and b are more or less similar to those of Figures12-8a and b. However, only one amphidromic point south of the Shandong peninsula is shown in Figure12-9a, different from Figure12-8a. The amplitude (Figure12-9a) reaches up to 12 cm in the Kyunggi Bay and 15 cm in the Seohan Bay. The amplitudes again decreased to 4 cm and 2 cm in the Kyunggi and Seohan Bays, respectively,

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

when external force at open boundaries is included. The westward movement of amphidromic points is again due to frictional damping effect by co-oscillating tide. More dominant dissipation of M_2 and S_2 amplitudes in the Seohan Bay seems to be caused by relatively shallower depth and stronger current speed. The amplitude of the K_1 tide by tide generating force 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 tide-generating force with co-oscillating tide was found to be about 10 cm 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 tide generating effect for M_2 constituent was found to increase the amplitude of co-oscillating tide by nearly 1.0% at Inchon in the Kyunggi Bay. However, the effect by other constituent 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 tide-generating forces.

Now let's consider the dynamics for different pattern of tidal regime between Figures12-8a(9a) and 8b(9b). The frictional damping effect to a certain frequency motion by other components in quadratic friction form was studied by Godin and Gutierrez (1989). This suggests that tidal waves by tide generating force without external force at boundaries should experience increased frictional damping by the co-existence of co-oscillating tides. Further, amphidromic points with increasing bottom friction tends to move toward the wall which reflected wave propagates, as investigated by Reinecker and Teubner (1980). Kang (1995) also showed analytically that the westward movement of the M_2 amphidrome in the Yellow Sea is driven by the nearly equal amount both by bottom friction and head opening effect (Kang, 1984). Therefore, the decrease of amplitude and the westward movement of amphidromic points in Figure12-8b(9b), compared with those of Figure12-8a(9a), imply that the independent tide or tidal wave only by TGF without external boundary forcing is dissipated by frictional damping effect. That is, the amplitude pattern and location of amphidromes in Figure12-8a and b mean that the incident and reflected tidal waves by tide generating force in the model domain are damped by co-oscillating tide induced by external forcing from the open boundaries. Garrett (1975) pointed out that

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

independent tide according to Defant (1960)'s definition would be partly 'co-oscillating' and the definition does not seem appropriate, since tidal elevation would not be zero at the mouth of the gulf. However, Defant's definition 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.

Effects of momentum diffusion term and different friction formula

As expected from the form of momentum diffusion terms of equations (5), having second order differentiation, the terms has 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 stable solution. Therefore, it is expected that the tidal chart of semi-diurnal or diurnal constituents with and without momentum diffusion term does not differ from each other. However, the solution of quarter-diurnal M_4 constituent, 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 introduced, Figure12-7a is the tidal chart of the M_4 tide with Smagorinsky coefficient $C_s = 0.3$ and Chezy coefficient $C = 64.336\, m^{1/2}/s$. An experiment with $C_s = 0.0$ and $C = 64.336\, m^{1/2}/s$ has been carried out in order to investigate the role of momentum diffusion term. The result is shown in Figure12-10. At a first glance tidal charts of Figures12-7a and 10 seem to be almost same, but close look shows a slight difference. The pattern of three amphidromes above Taiwan shows a different configuration, and 3 hr line in the northwest of Cheju island also shows a slight different feature. In case of co-amplitude line, 4 cm line is connected to Cheju island in Figure12-7a, but not connected to it in Figure12-10. Also the locations of co-amplitude lines in the Kyunggi Bay are slightly different between two figures. Considering that momentum diffusion term is often used to damp out high wave number motion, it is worth noting that momentum diffusion term have an effect to tidal wave motion up to the M_4 tidal wave, even though its effect is relative small.

The response of model to the different friction forms of (6a) and (6b) is

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

now examined. The tidal charts of M_2 and M_4 using depth dependent form of friction coefficient (6b) are presented in Figures12-11a and b. Comparing Figure12-4 and Figure12-11a, the general pattern between M_2 tidal charts are more or less the same, even though frictional damping by equation (6b) depends largely on water depths. This general agreement is quite interesting, since the magnitude of bottom friction plays an important role to dissipate the tidal waves and influence for the determination of both the location of amphidrome. A careful look shows that the differences are found in the locations of 280 cm co-amplitude and 5 hr cotidal lines of the M_2 in the Kyunggi Bay. The deamphidromic features of the M_2 in the Pohai Sea is also increased in Figure12-11a. This means that the depth dependent form (6b) tends to dissipate the tidal waves more strongly. For the M_4, the locations of amphidromes are seen to vary more sensitively than in the M_2. The amplitude of the M_4 in the Kyunggi Bay and off Kunsan (Figure12-11b) is several cm larger than that in Figure12-7a. It seems that the M_4 in shallow region is more actively generated by depth dependent form, since the nonlinearity may be enhanced at shallower depth during ebb tide. Of particular interest is the more enhanced amplitudes of the M_4 in Figure12-11b around the sand bank off the Yangtze River estuary than in Figure12-7a. From this experiment the depth dependent form of bottom friction (6b) can be used along with constant coefficient, often used in tidal modeling.

Discussions

Of particular interest is the existence of the high M_4 amplitude zone in Figure12-7a 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 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 of 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

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

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 hr by 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 (6.2hr) is shorter than them, and the modes have a prevailing influence on the M_4 amplitude, resulting in a complicated amphidromic systems (Brown, 1973) and probably a trapped pattern similar to computed results. Of course, it is likely that the analytical model, as done by Kang (1984) for semi-diurnal and diurnal tide, is carefully applied to the M_4 tide, since M_4 tidal wave has a feature generated in the YECS and the wave propagates southward in the Yellow Sea in contrast to the northward incident wave of semi-diurnal or diurnal constituents. However, the fact that the M_4 tidal wave propagates southward along the west coast of Korean peninsula may be also interpreted as the mechanism that the reflected Kelvin and Poincare waves prevail over the incident waves.

In similar non-linear mechanism to the generation of the M_4 tide the residual current and residual surface are generated. An experiment to investigate the Eulerian residual current and residual surface, generated with only M_2 input forcing at open boundary, was also carried out, which was not described in details in present paper, since validation for residual current was not made yet. The results were reported in Lie (1995), and some results are briefly described here. The remarkable feature of computed Eulerian residual current is that the residual current in the central Yellow Sea flows southeastward with magnitude of $1\,cm/s$, while the residual current along western coast of Korean peninsula flows northward and the relative strong northward residual current also appears along the eastern coast of Chinese coast north the Yangtze River. It seems that this northward flow is driven due to the dynamic role of the Coriolis force and varying current speed over the slope of bottom topography toward land. It is also thought that the geostrophic balance between the positive residual surface around eastern Chinese coast and the negative residual surface around southwestern tip of Korean peninsula might explain the southeastward flow in the central Yellow Sea.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

In this numerical experiment we utilized only 5 major constituents. However, since the frictional damping effect between tidal constituents exists, as done by Godin and Gutierrez (1986), 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 (7).

$$\frac{2u_0|u_0|}{U_T^2} = \sum_{j=1}^{n}\left(ma_j+\frac{3}{4m}a_j^3+\frac{3}{2m}\sum_{k\neq j}a_j a_k^2\right)\cos\sigma_j, \quad n=30 \text{ or } 36 \qquad (7)$$

with

$$u_0=\sum_{j=1}^{n}a_j'\cos(\sigma_j' t-b_j'),\quad \sigma_j=(\sigma_j' t-b_j'),\quad a_j=a_j'/U_T \text{ and } U_T=\sum_{j=1}^{n}a_j'$$

where the $\sigma_j'$are the frequencies of the tidal input component, and 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 (7) and major axis components, since the major axis components are predominant at most stations in the central Yellow Sea. The result for station D is given in Table12-7 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%. Most meaningful result is that the contribution sum of 5 constituents to each component is more than 99%. This means 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%, being secondly important factor.

Conclusions

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

The present tidal modelling 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 were available. The success of this non-linear tidal modelling implies that the model domain need not to be limited within the margin of continental shelf and, therefore, there is no need to measure the tide along the margin of the continental shelf, often required to get open boundary data, for example, along the margin of the North Sea. Also more explicit comparison between observed and computed data has been carried out and the verification using tidal current data was attempted. It was demonstrated that the calculated M_2 tidal chart by the present study shows explicitly the M_2 co-tidal chart more accurate along the eastern coast of the Yellow Sea, based upon comparison among model results, observation, existing charts and previous models, while the feature of over-dissipation of K_1 in the Kyunggi Bay is estimated from model results. The computed major and minor axis speed for M_2 and K_1 are generally in good agreement with the observed ones, and the calculated rotation direction of tidal ellipse coincides well with the directions of the observed ones, yielding the map of co-rotation of tidal ellipse of M_2 and K_1.

In particular the validation of the M_4 and MS_4 tides was carried out against the 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 and the model result also shows that there exist complicated amphidromic systems for the two constituents in the Yellow Sea. The relatively large values of the M_4 amplitude in the Kyunggi Bay, off Kunsan and southwestern tip of the Korean peninsula imply 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 relative large error, and need to investigated further in future.

The experiment with subgrid-scale stress term has shown that momentum diffusion term has an effect to tidal wave motion up to the M_4 tidal wave,

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

even though its effect is relative small. The experiment with depth-dependent form of bottom friction indicates that the M_4 in shallow region is more actively generated by depth dependent form, since the nonlinearity may be enhanced at shallower depth during ebb tide. Present study also demonstrates that the amplitude of tidal wave only by TGF decreases and the amphidrome moves to the west, when tidal wave (co-oscillating tide) by external boundary forcing coexists. This could be interpreted as a process that the incident and reflected independent tidal waves with smaller amplitudes experience a frictional damping under co-oscillating tidal waves in similar to frictional damping process between tidal constituents.

ACKNOWLEDGEMENTS

We would like to acknowledge Dr M.G.G. Foreman of IOS of Canada for reading manuscript and suggestions. Also we express thanks to JODC, JMA, KODC and ROKHO for kindly supplying the hourly tidal data, and Professor Hsueh for supplying the current data in the eastern Yellow Sea. 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.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

References

ABBOTT, M.B., A. MCCOWAN, and I.R. WARREN (1981) Numerical modelling of free-surface flows and coastal waters. In : Transport models for inland and coastal waters, Ed. H.B. Fisher, Academic Press, New York.

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, 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, 72pp.

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, Volume II, Pergamon press, 598pp.

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., A. Ye and G. FANG. (1991) Solutions of tidal motions in a semi-closed rectangular gulf with open boundary condition specified. In : Tidal Hydrodynamics, editor, B.B. Parker, John Wiley & Sons, Inc., pp.153-168.

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., R.A. WALTERS, R.F. HENRY, C.P. KELLER, and A.G. DOLLING (1995) A tidal model for eastern Juan de Fuca Strait and the southern Strait of Georgia. Journal of Geophysical Research, 100, C1, 721-740.

GARRETT C. (1975) Tides in gulfs. Deep-Sea Research, 22, 23-35.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

GODIN G. and G. GUTIERREZ (1986) Non-linear effects in the tide of the Bay of Fundy. Continental Shelf Research, 5, 379-402.

HARKEMA, R. and 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., S.R. LEE and K.D. YUM (1991) Tidal Computation of the East China Sea, the Yellow Sea and the East Sea. In : Oceanography of Asian Marginal Seas, editor, K. Takano, Elsevier Oceanography Series 54, pp.25-48.

KANG S.K. (1991) Non-linear tidal modelling 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, 45pp.

KANG S.K. (1995) An analytical model of tidal waves in bay and strait under current effect, Ph.D. Thesis, Seoul National University, 173pp.

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. 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.

KORDI (1992) Fine grid tidal modelling around the new marine town of Pusan (In Korean), 305pp.

LARSEN L.H., G.A. CANNON and B.H. CHOI (1985) East China Sea tide current. Continental Shelf Research, 4(1/2), 77-103.

LEBLOND, P.H and L.A. MYSAK (1978) Waves in the ocean. Elsevier Scientific Publishing Company, 602pp.

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, 235pp.

LIE, H.J. (1995) Ocean circulation and material flux of East China Sea (first year)-Eastern East China Sea-. KORDI report number, BSN

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

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.

KIM, K. and S.H. LEE (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. and L. MADDOCK (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. and D.K. GRIFFITHS (1987) Tidal friction for semidiurnal tides. Continental Shelf Research, 7, 1181-1209.

RIENECKER M.M. and M.D. TEUBNER (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 16:04:40

Table 12-1. Details of tide data for model verification 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)	R*
KM Komundo	34 ° 01′30″	127 ° 18′39″	1987.1-1987.12(12 months)	R*
CS Chongsando	34 ° 09′00″	126 ° 51′50″	1989.4.16-5.20(1 month)	K*
HD Hongdo	34 ° 32′04″	128 ° 43′57″	1989.4.13-5.25(1 month)	K*
YJ Yangjiam	34 ° 52′24″	128 ° 44′53″	1991.8. 1-8.30(1 month)	K*
NH Namhyungje	34 ° 52′52″	128 ° 57′32″	1991.3.15-4.16(1 month)	K*
SO Sokmando	35 ° 22′00″	126 ° 02′36″	1990.7. 4-8. 2(1 month)	K*
DS Daehwasado	36 ° 14′35″	126 ° 17′00″	1990.6.30-8. 1(1 month)	K*
GE Gaeuido	36 ° 40′42″	126 ° 03′49″	1994.6. 1-7. 9(1 month)	K*
GD Gadukdo	36 ° 57′41″	125 ° 49′34″	1994.6. 1-7. 9(1 month)	K*
SK Sonkapdo	37 ° 06′17″	126 ° 05′21″	1994.5.31-7.20(1 month)	K*
JW Jawoldo	37 ° 15′40″	126 ° 20′13″	1994.5.31-7. 8(1 month)	K*
YD Yukdo	37 ° 04′51″	126 ° 28′01″	1994.6. 3-7. 8(1 month)	K*
AD Ando	36 ° 57′15″	126 ° 10′13″	1992.5.10-6. 9(1 month)	K*
SM Sonmido	37 ° 16′38″	126 ° 05′00″	1992.5.10-6. 9(1 month)	K*
SD Sindo	37 ° 30′18″	126 ° 02′43″	1992.5.10-6. 9(1 month)	K*
IP Ibpado	37 ° 06′40″	126 ° 32′27″	1992.5.11-6.10(1 month)	K*
PM Palmido	37 ° 21′32″	126 ° 30′50″	1992.5.10-6. 9(1 month)	K*
D Yellow Sea	34 ° 00′06″	124 ° 41′30″	1986.1-1986. 4(3 months)	H*(1987)
B Yellow Sea	34 ° 56′54″	124 ° 05′00″	1986.1-1986. 4(3 months)	H*(1987)
AH Anheung	36 ° 40′12″	126 ° 08′06″	1987.1-1987.12(12 months)	R*
KS Kunsan	35 ° 58′06″	126 ° 37′36″	1987.1-1987.12(12 months)	R*
WI Wido	35 ° 37′04″	126 ° 18′12″	1987.1-1987.12(12 months)	R*
PS Pusan	35 ° 05′35″	129 ° 02′15″	1991.1-1991.12(12 months)	R*
KD Kadokdo	35 ° 01′18″	128 ° 48′47″	1987.1-1991.12(12 months)	R*
CM Chungmu	34 ° 49′29″	128 ° 26′13″	1987.1-1987.12(12 months)	R*
YS Yeosu	35 ° 44′39″	127 ° 46′05″	1987.1-1987.12(12 months)	R*
DH Daeheuksan	34 ° 40′55″	125 ° 26′36″	1987.1-1987.12(12 months)	R*
WA Wando	34 ° 18′45″	126 ° 45′41″	1991.1-1991.12(12 months)	R*
CJ Chujado	33 ° 57′33″	126 ° 17′57″	1987.1-1987.12(12 months)	R*
JE Cheju	33 ° 30′53″	126 ° 31′51″	1991.1-1991.12(12 months)	R*
SG Sogwipo	33 ° 14′12″	126 ° 33′50″	1991.1-1991.12(12 months)	R*
SA Sasebo	33 ° 09′18″	129 ° 43′36″	1991.1-1991.12(12 months)	J*
FU Fukue	32 ° 42′ ″	128 ° 51′ ″	1987.1-1987.12(12 months)	J*

※ R* : ROKHO, K* : KORDI, H* : Harkema and Hsueh, J* : JODC

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Table 12-2. Details of tidal current data for model verification 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	H*(1987)
F	Eastern Yellow Sea	1991.1-1991.12(57 days)	70/96	〃
D	Eastern Yellow Sea	1986.1-1986.4(3 months)	41/87	〃
B	Eastern Yellow Sea	1986.1-1986.4(3 months)	38/75	〃
SB	Self Break	1980.6-1980.7(31 days)	177/250**	L*(1985)
M	Mid-shelf 1	1980.6-1980.6(21 days)	32/48**	〃
S	Mid-shelf 2	1981.8-1981.8(10 days)	20/40**	〃
M5	Western East China Sea	1981.8-1981.8(10 days)	38/50**	〃
M4	Western East China Sea	1991.8-1991.8(10 months)	50/70**	〃
M7				

※ The total depth at stations marked by ** was not given in reference and the depths were read from bathymetric charts.

※ H* : Harkema and Hsueh, L* : Larsen et al.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Table 12-3 Observed(OBS) and calculated(CAL) M_2, K_1, M_4 and MS_4 elevation amplitudes and phases for the sites shown in Fig.12-1. Phase lag are referred to 135° E.

Site	M2(OBS)		M2(CAL)		K1(OBS)		K1(CAL)		M4(OBS)		M4(CAL)		MS4(OBS)		MS4(CAL)	
	am cm	ph deg	am cm	ph deg	am cm	ph deg	am cm	ph deg	am cm	ph deg	am cm	ph deg	am cm	ph deg	am cm	ph deg
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

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Table 12-4. RMS difference of (amplitude, phase lag) at the sites in Table12-1 and Fig.12-1.

component	M2	S2	N2	K1	O1
RMS dif(am, ph)	(9.7cm, 4.5 °)	(8.1cm,8.8 °)	(6.5cm,9.0 °)	(4.8 cm, 7.4 °)	(4.4 cm, 5.7 °)

Table 12-5a Comparison of the M_2 harmonics of the tidal current at the Yellow and East China Seas. Depth denotes the depth of current meter moored.

Station (depth)	U am(cm)		U ph(deg)		V am(cm)		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

Table12-5b Comparison of the K_1 harmonics of the tidal current at the Yellow and East China Seas. Depth denotes the depth of current meter moored.

Station (depth)	U am(cm)		U ph(deg)		V am(cm)		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

*Data at M7 are from the average of 3 data over the depth.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Table 12-6. Results from harmonic analysis of tidal currents in form of tidal ellipse for components (M2, K1). 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 θ the orientation of the ellipse measured anticlockwise from the east; rot. rotation; clock-wise(CW) or counter clock-wise(CCW) rotation.

st.	M2								K1							
	OBS					CAL			OBS				CAL			
	a (cm/s)	b	g	θ	rot.	a (cm/s)	b	g	θ	rot.	a (cm/s)	b	g	θ	rot.	a (cm/s)	b	g	θ	rot.
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	CCW	10.7	0.2	240.2	106.9	CW
F	40.2	1.0	20.3	83.0	CCW	46.7	2.3	29.0	78.0	CW	10.5	2.0	253.7	97.8	CCW	10.7	0.8	240.2	90.6	CCW
D	28.0	11.2	52.2	66.7	CCW	30.3	10.0	58.0	65.6	CCW	8.9	0.6	256.7	81.8	CCW	8.4	1.8	255.2	92.4	CCW
B	36.2	10.4	153.6	116.4	CCW	29.9	14.2	168.1	121.9	CCW	6.0	1.8	277.8	105.8	CCW	7.4	1.6	274.8	100.5	CCW
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	CCW	1.9	0.5	21.1	23.1	CCW
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	34.1	CCW	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

Table 12-7. Compositions of relative contribution 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.12-1.

k ↓		j=O1	j=K1	j=N2	j=M2	j=S2
contribution of (%)	O1	64.6	1.2	1.2	1.4	1.2
	K1	2.2	65.4	2.2	2.5	2.2
	N2	0.9	0.9	64.4	1.1	1.0
	M2	25.1	25.2	25.0	86.9	25.8
	S2	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

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

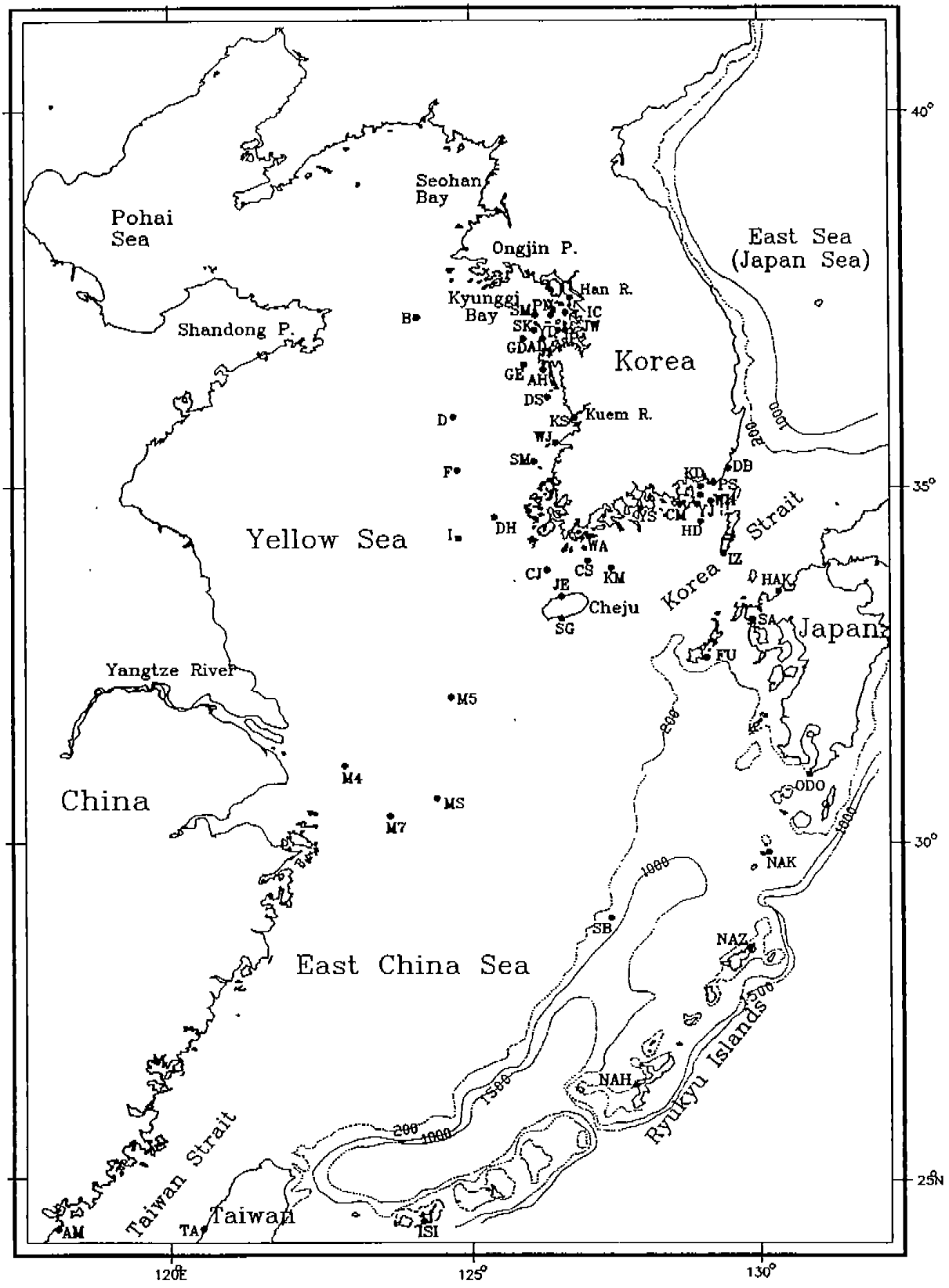


Fig. 12-1. Location map for tide and tidal current stations used for model verification. Tidal current and elevation are simultaneously recorded at stations B and D. The details for each station is also described in Table12-1.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

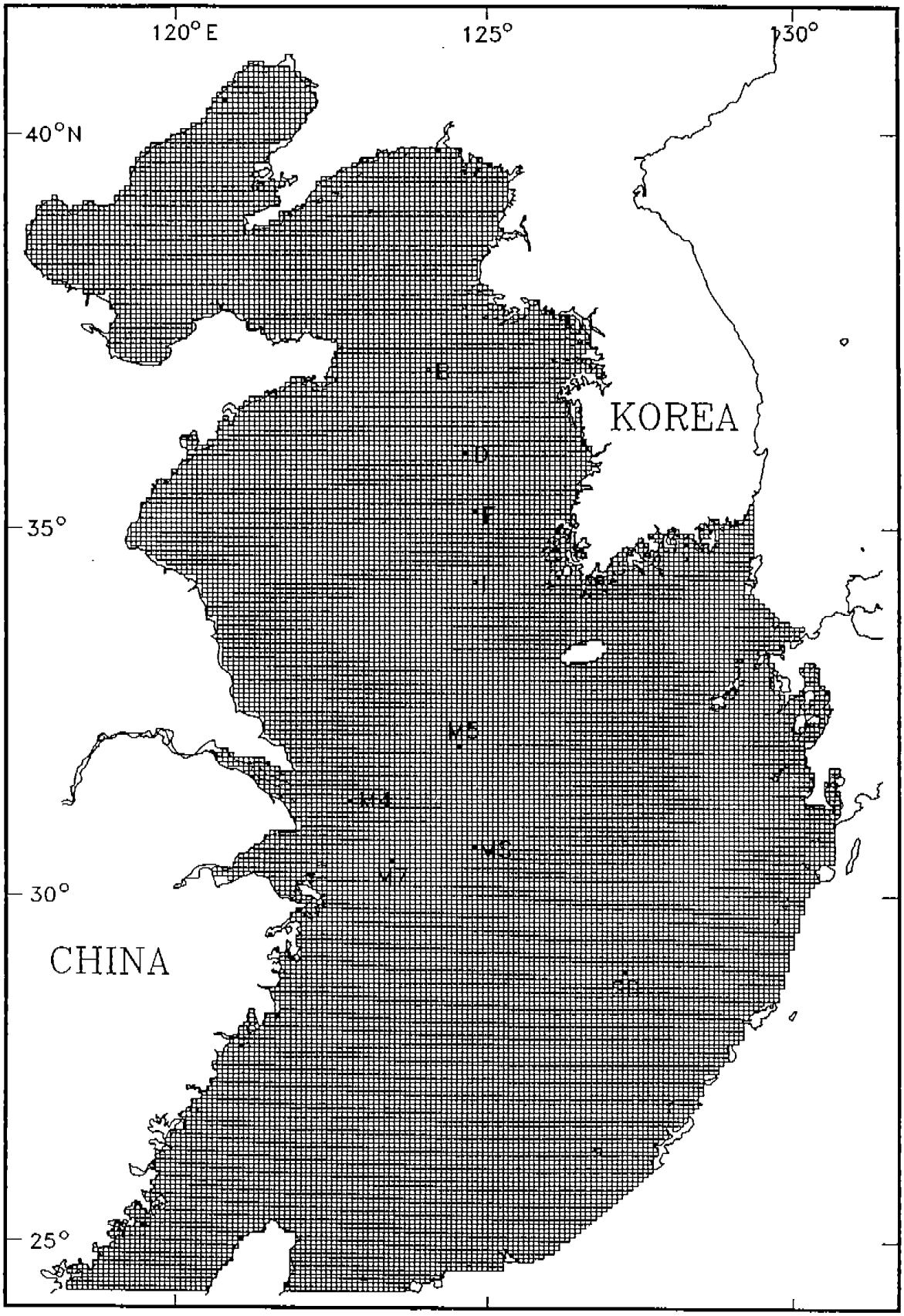


Fig. 12-2. Grid system of the present tidal model and verification points for tidal current. Grid intervals in latitude and longitude are 1/16 ° and 1/12 ° , respectively.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

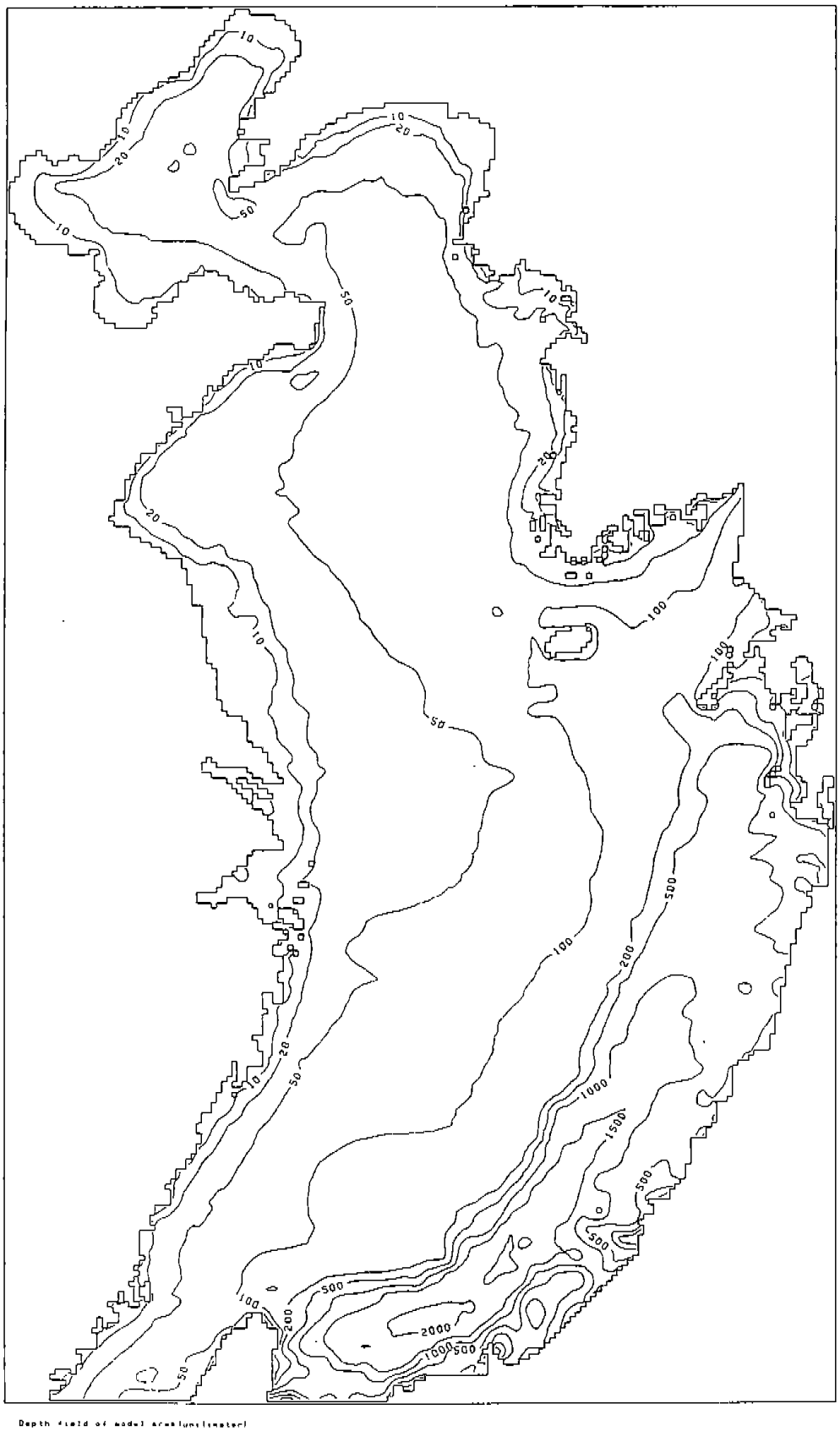


Fig. 12-3. Depth contour of the modelled area (unit : meter).

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

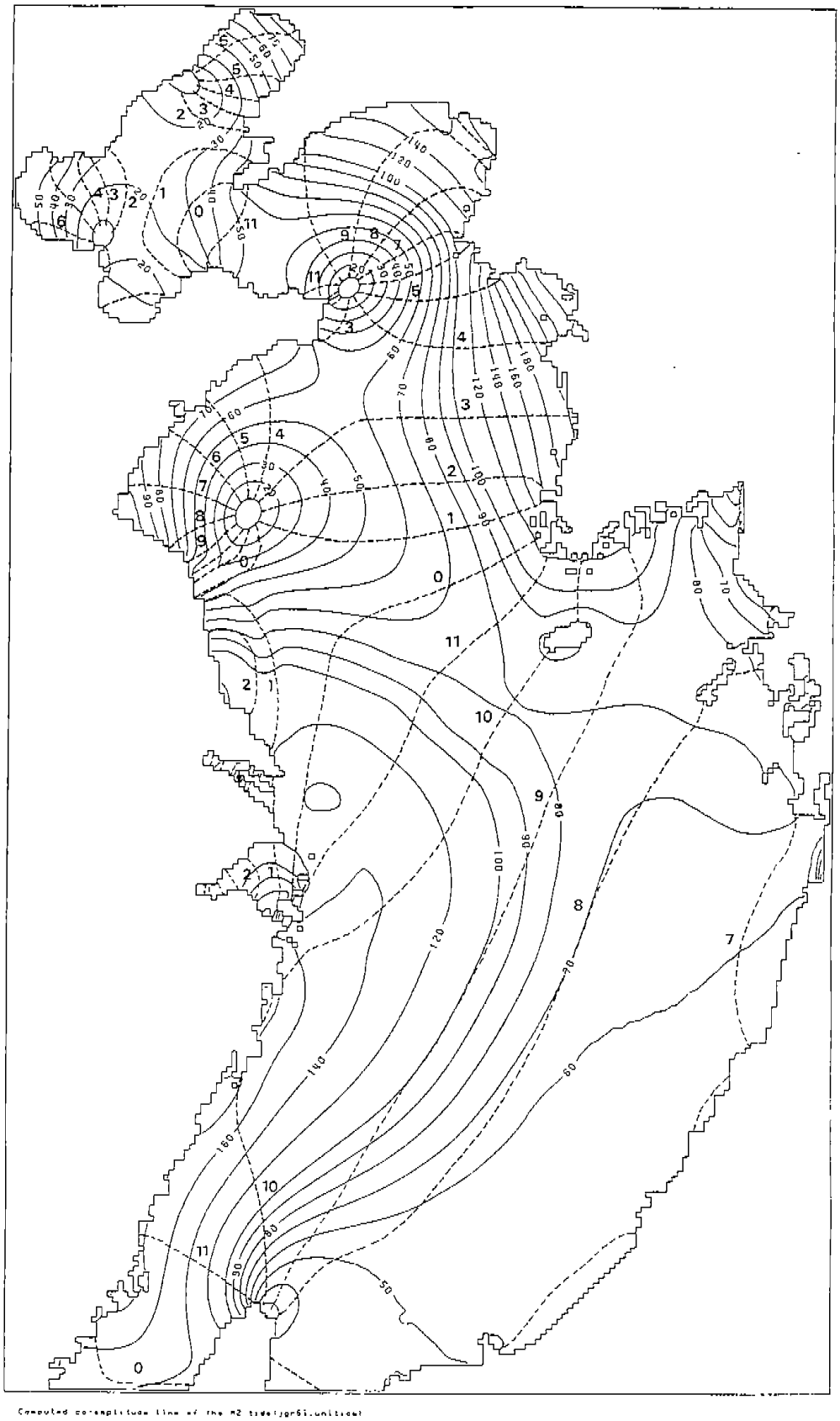


Fig. 12-4. Computed tidal chart of the semi-diurnal M_2 constituent. Solid and dotted lines denote the co-amplitude in cm and co-tidal hour line, respectively. Tidal hour (Phase lag) is referred to 135 ° E. Same unit is used in following figures.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

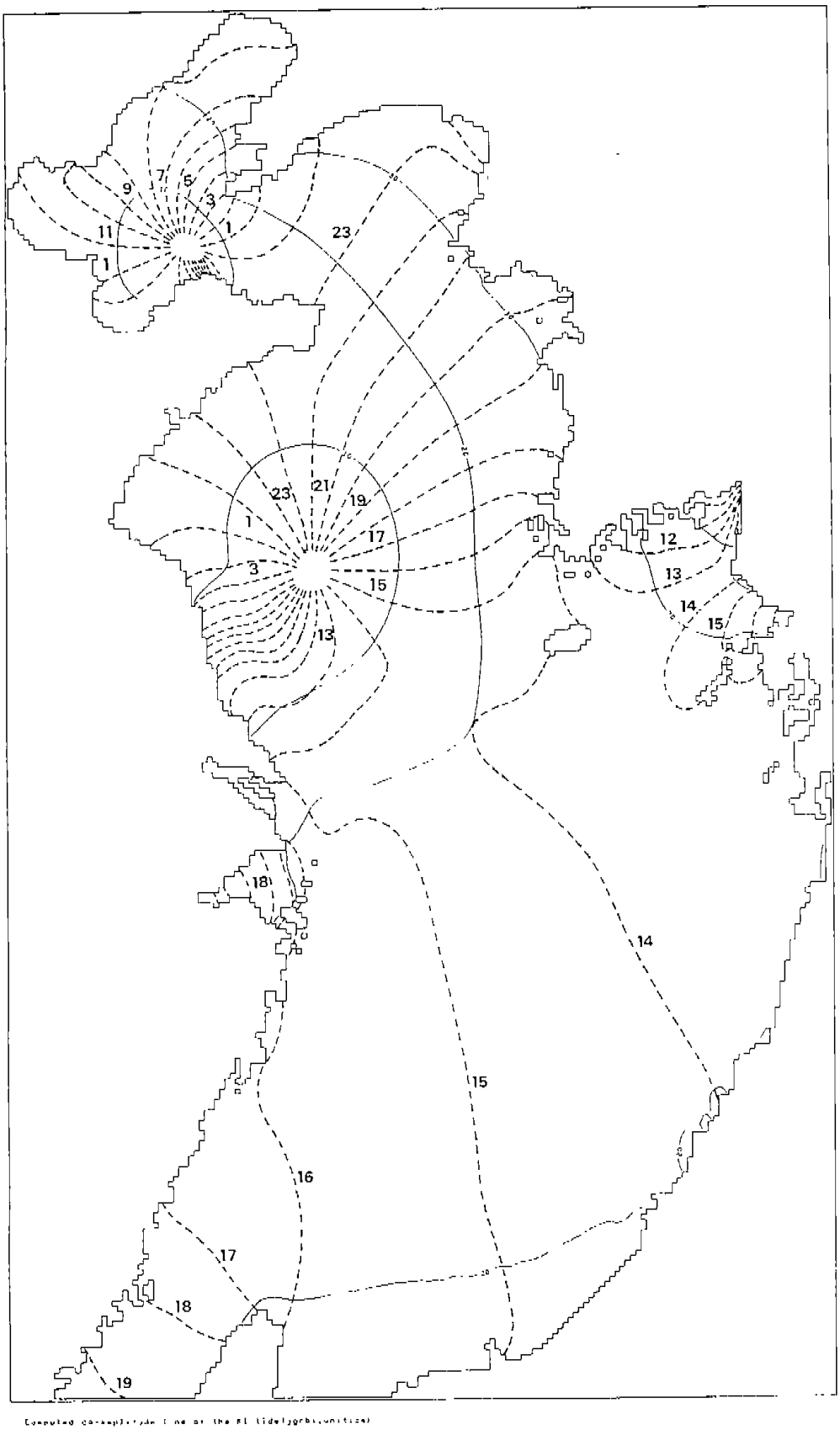


Fig. 12-5. Same as Fig. 12-4 except for the diurnal K_1 constituent.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

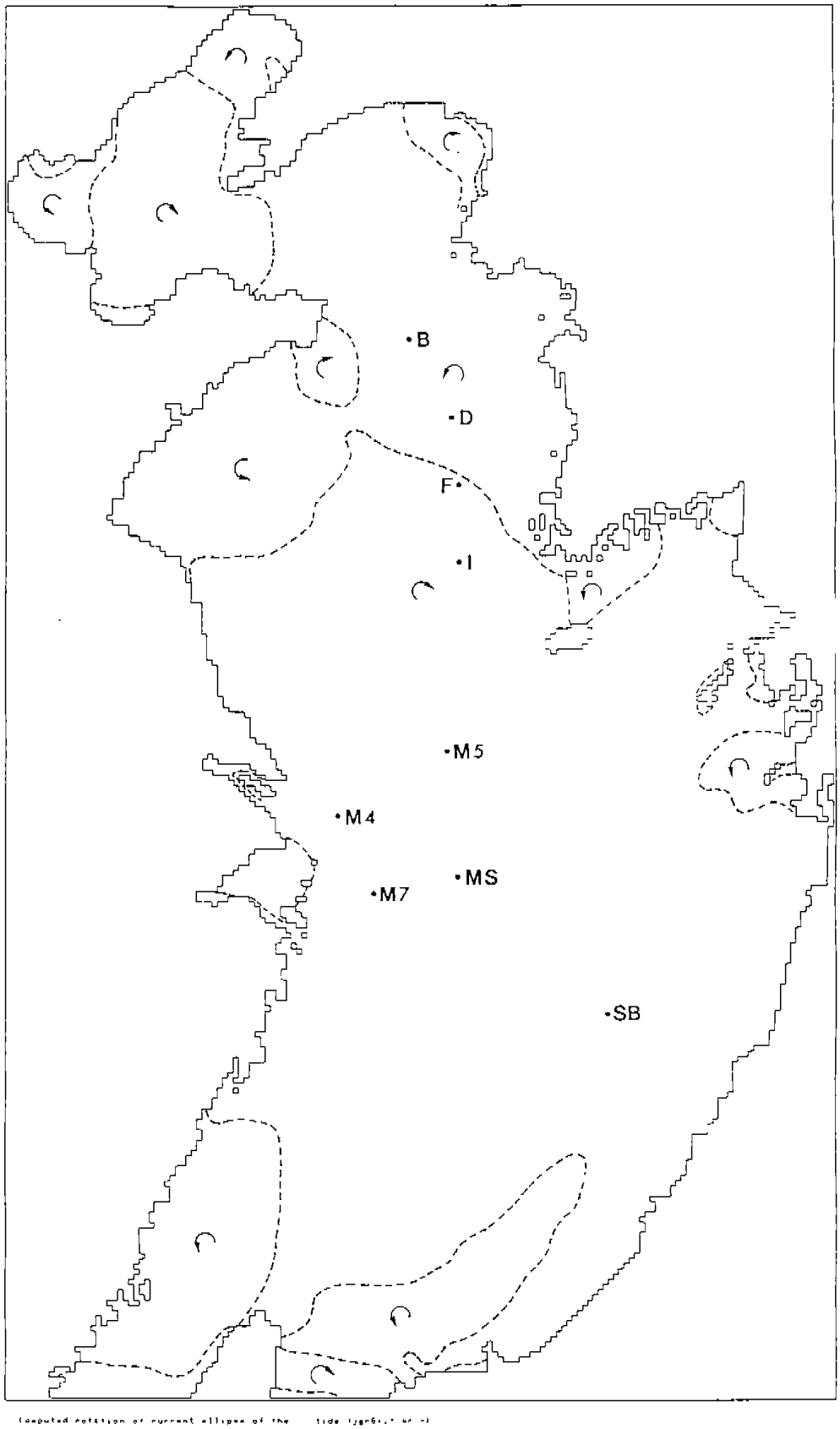


Fig. 12-6a. Contour of clockwise or counter clockwise rotations of the M_2 tidal ellipse.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

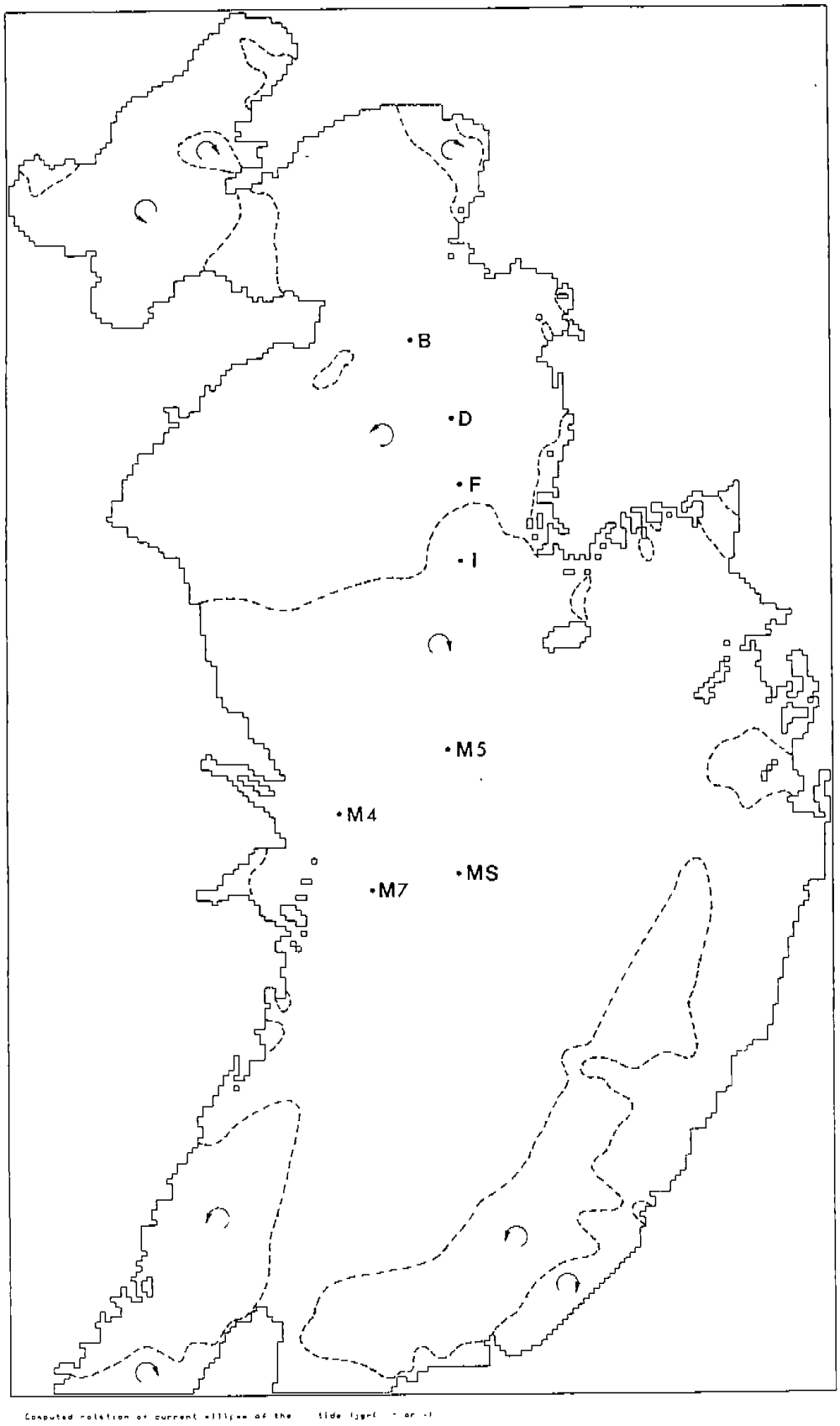


Fig. 12-6b. Same as Fig. 12-6a except for the diurnal K_1 tidal ellipse.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

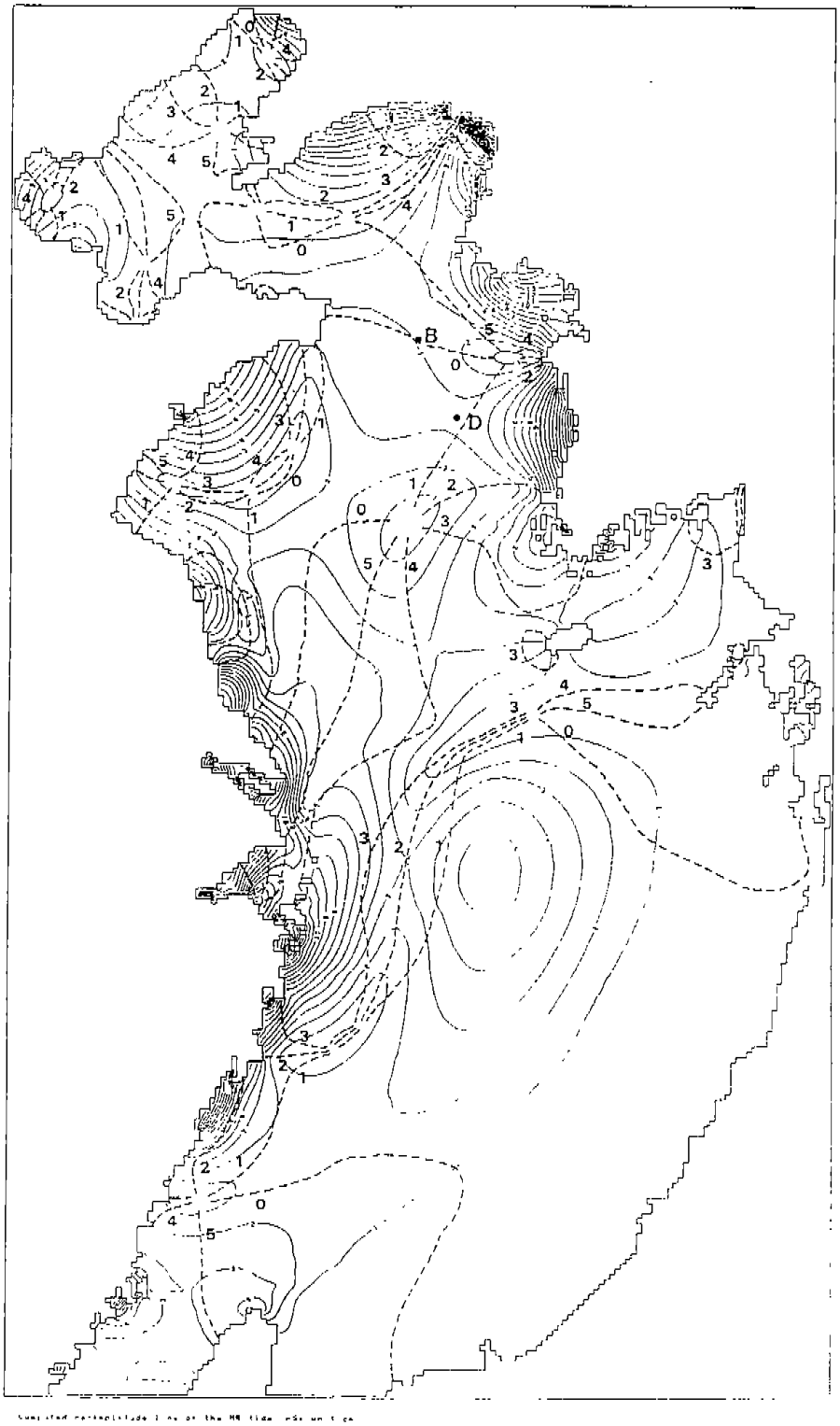


Fig. 12-7. Computed tidal chart of the M_4 (a) and MS_4 (b) constituents. Coefficient for Smagorinsky formula and Chezy coefficient bottom friction are $C_s = 0.3$ and $C = 64.336\ m^{1/2}/s$. Tide generating force was not taken account into. B and D in figure denote the offshore tidal stations where harmonic constants of the M_4 and MS_4 are available for verification of 0(1) and 1(2) hour co-tidal lines of the M_4(MS_4) tide.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

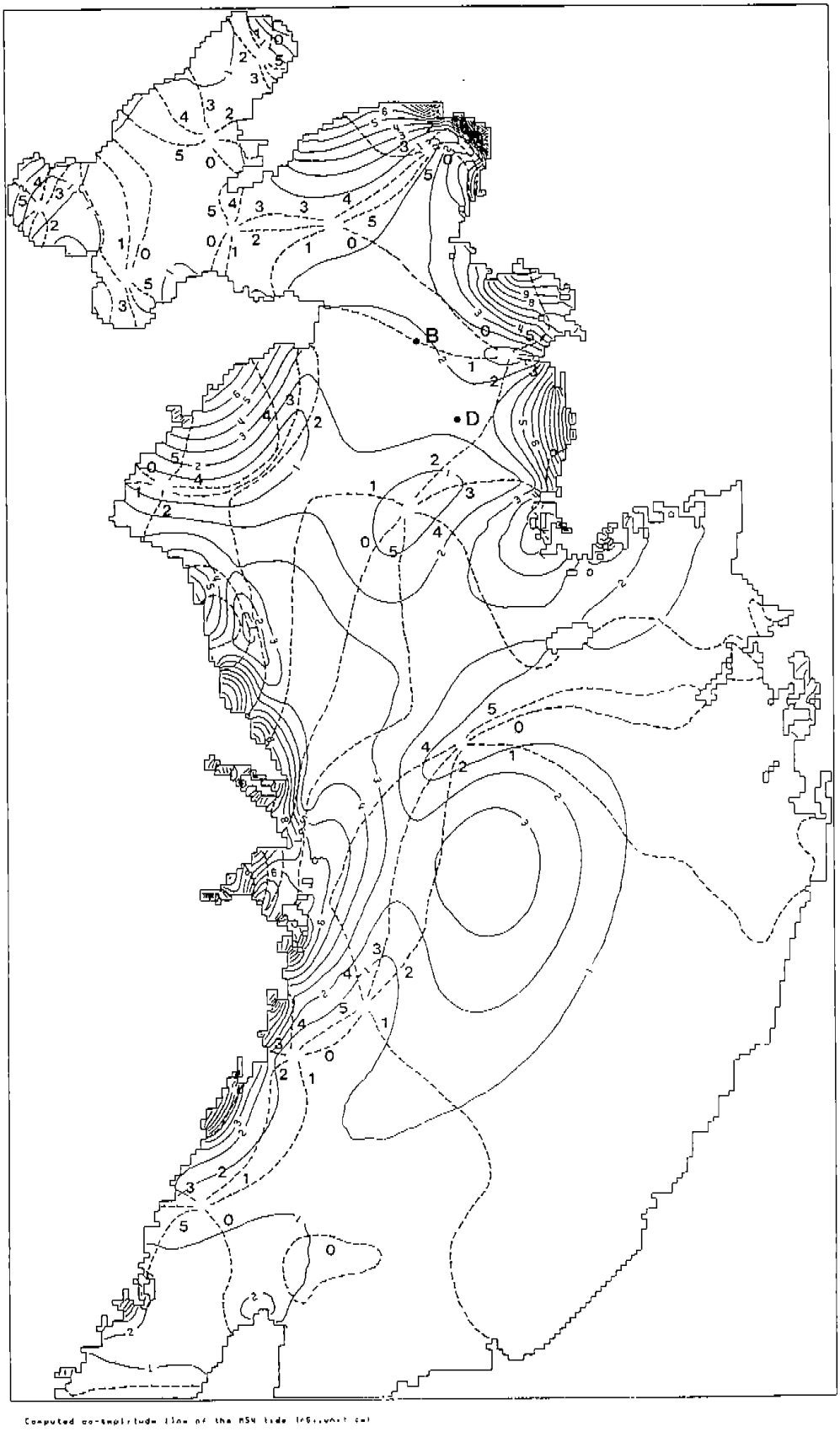


Fig. 12-7. (Continued)

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

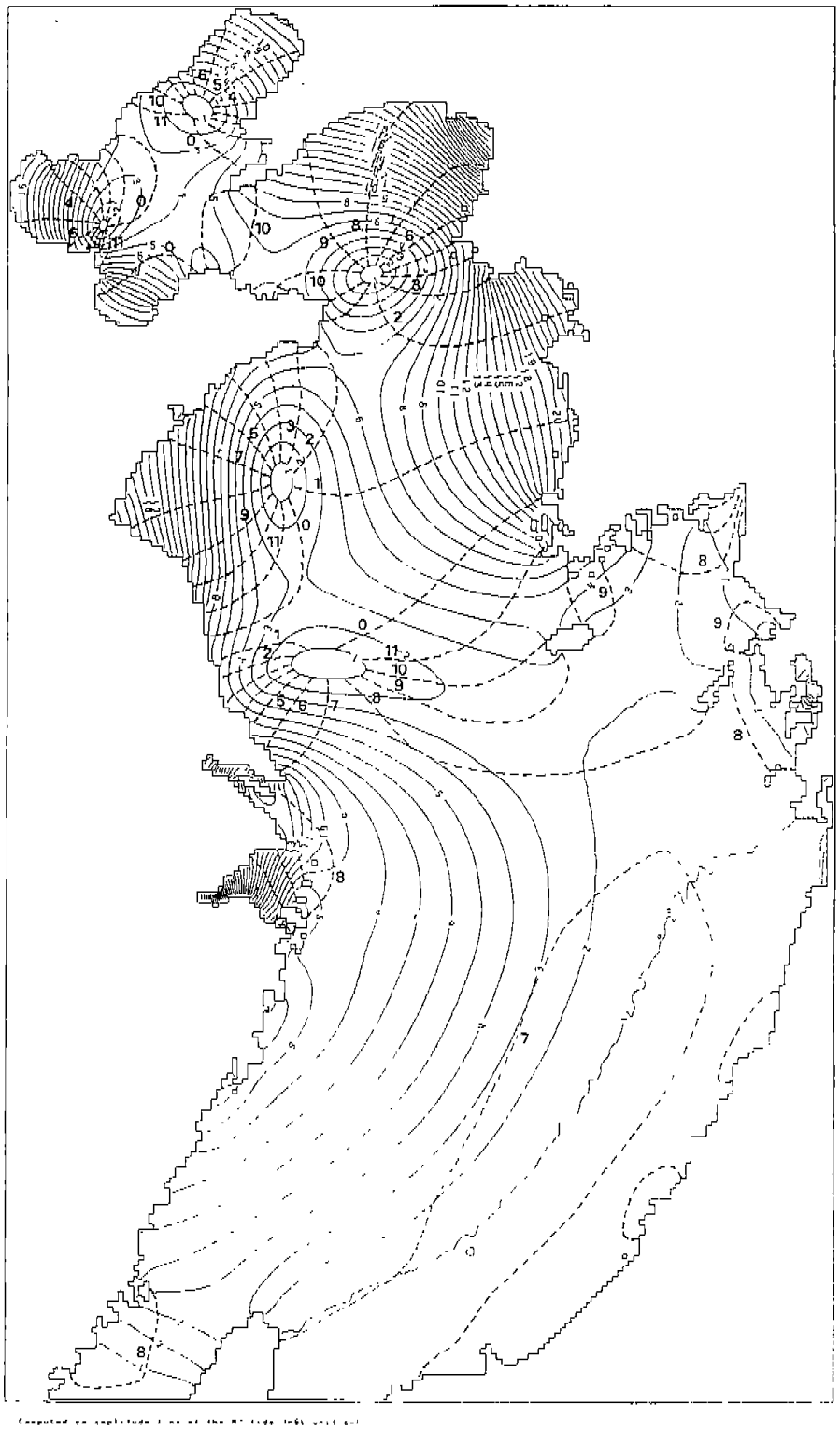


Fig. 12-8a. Computed tidal chart of the M_2 constituent only by tide generating force(independent tide). Co-oscillating tide from the northwestern Pacific was not considered. Two amphidromic points south of the Shandong Peninsula is worth noting. Three amphidromic points appear clearly in the Pohai Sea.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

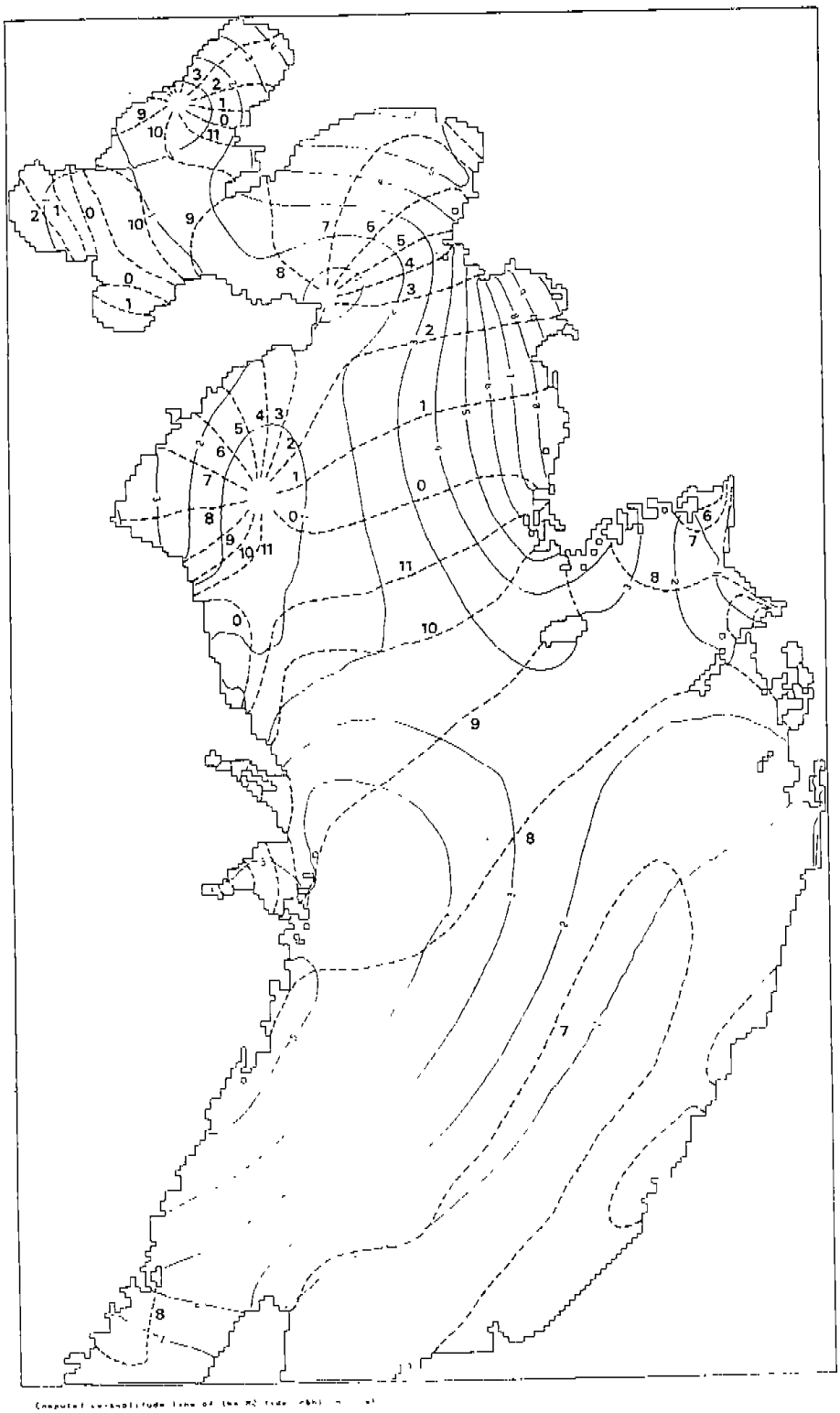


Fig. 12-8b. Computed tidal chart of the M_2 constituent by tide generating force(independent tide) similarly to Pingree and Griffiths (1987). Co-oscillating tide from the northwestern Pacific was considered. One amphidromic point near the Yangtze river, appearing in Fig. 12-8a, now disappeared. Other amphidromic points move westward and shows amphidromic pattern.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

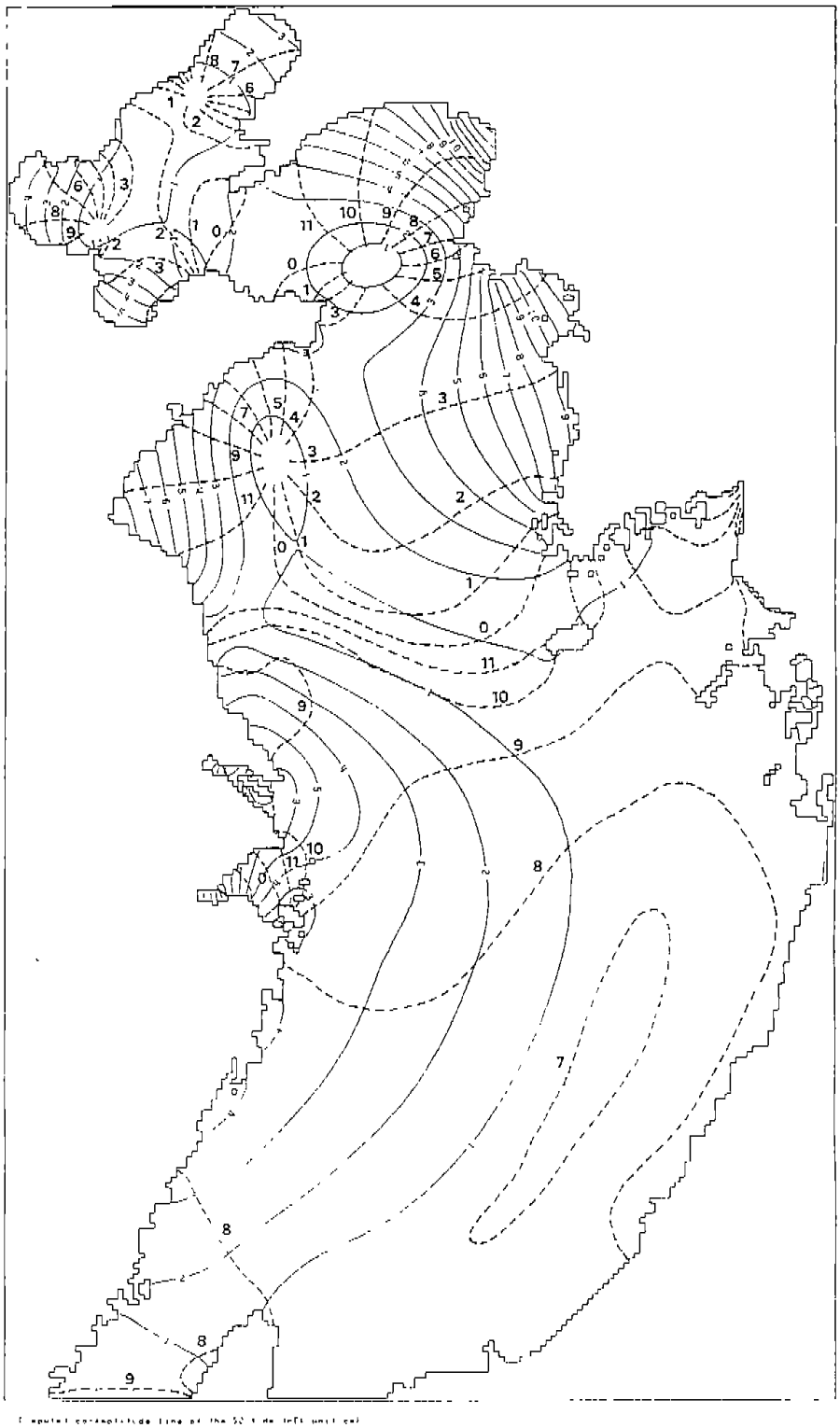


Fig. 12-9a. Computed tidal chart of the S_2 constituent only by tide generating force (independent tide). Co-oscillating tide from the northwestern Pacific was not considered. Only one amphidromic points south of the Shandong peninsula appears compared with those of the M_2 tide in Fig. 12-8a.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

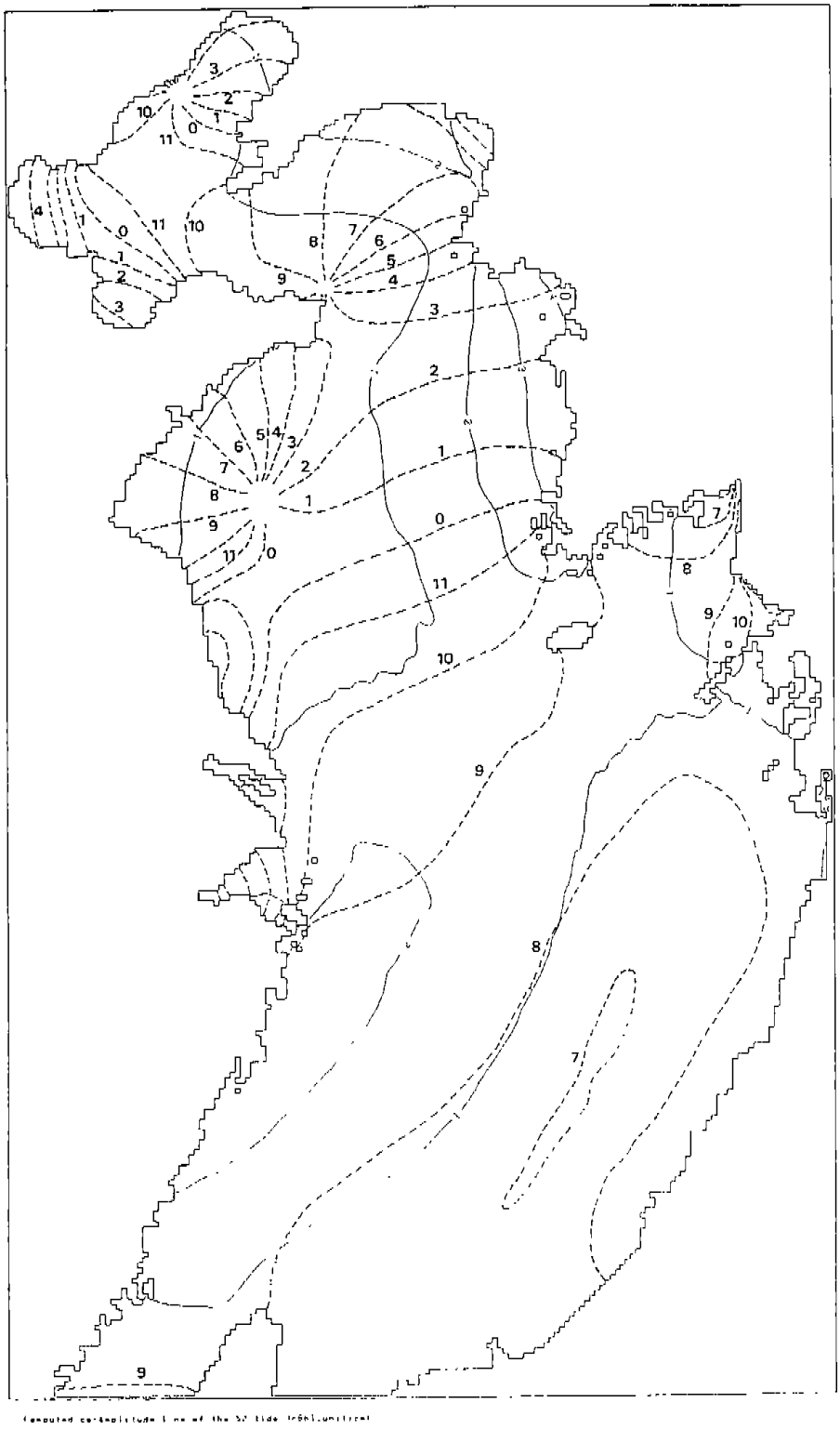


Fig. 12-9b. Computed tidal chart of the S_2 constituent by tide generating force(independent tide). Co-oscillating tide from the northwestern Pacific was considered. All amphidromic points tends to move west or southwestward, and shows amphidromic pattern.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

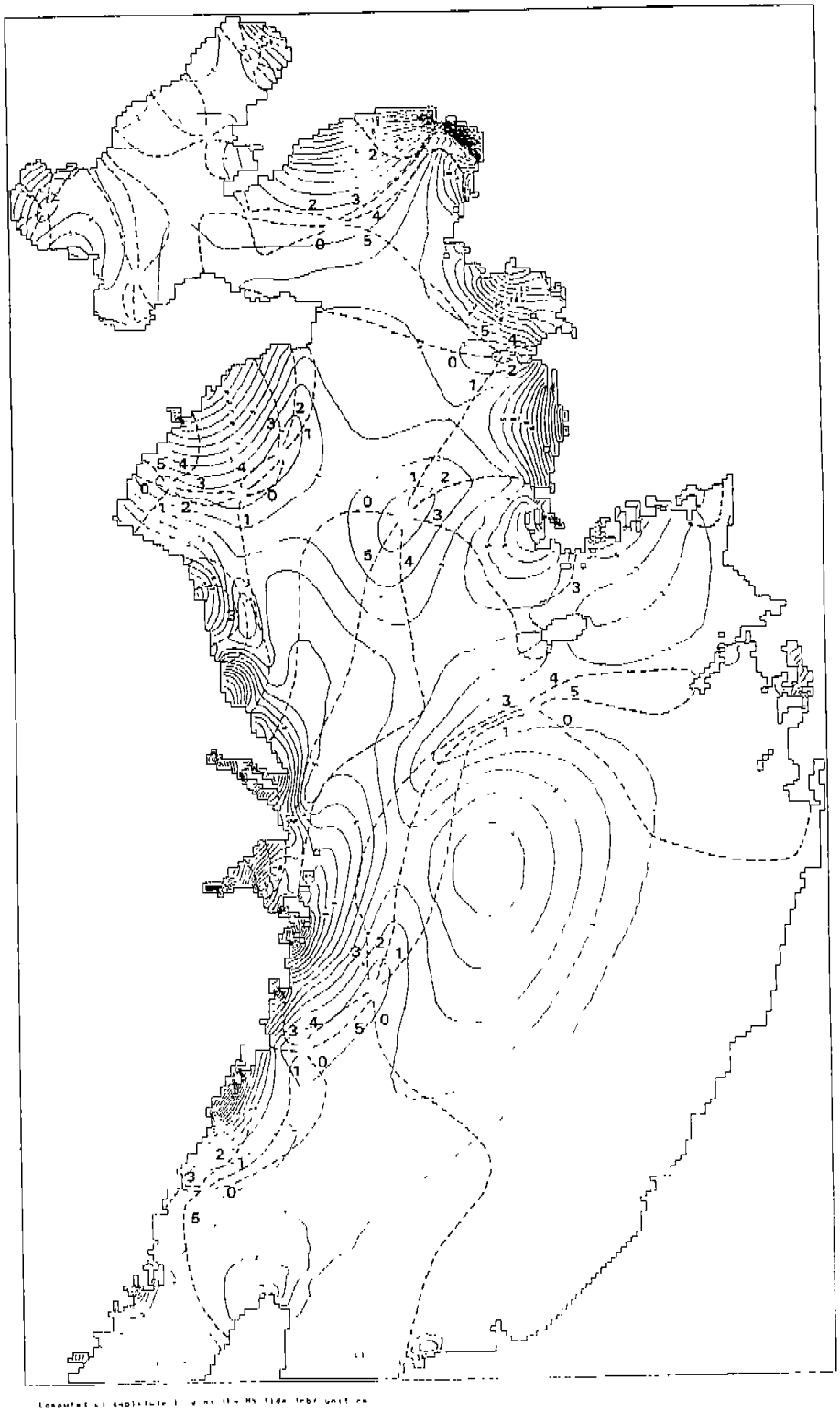


Fig. 12-10. Computed tidal chart of the M_4 constituent. Coefficient for Smagorinsky formula and Chezy coefficient bottom friction are $C_s = 0.3$ and $C = 64.336\ m^{1/2}/s$. Tide generating force was not taken account of.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

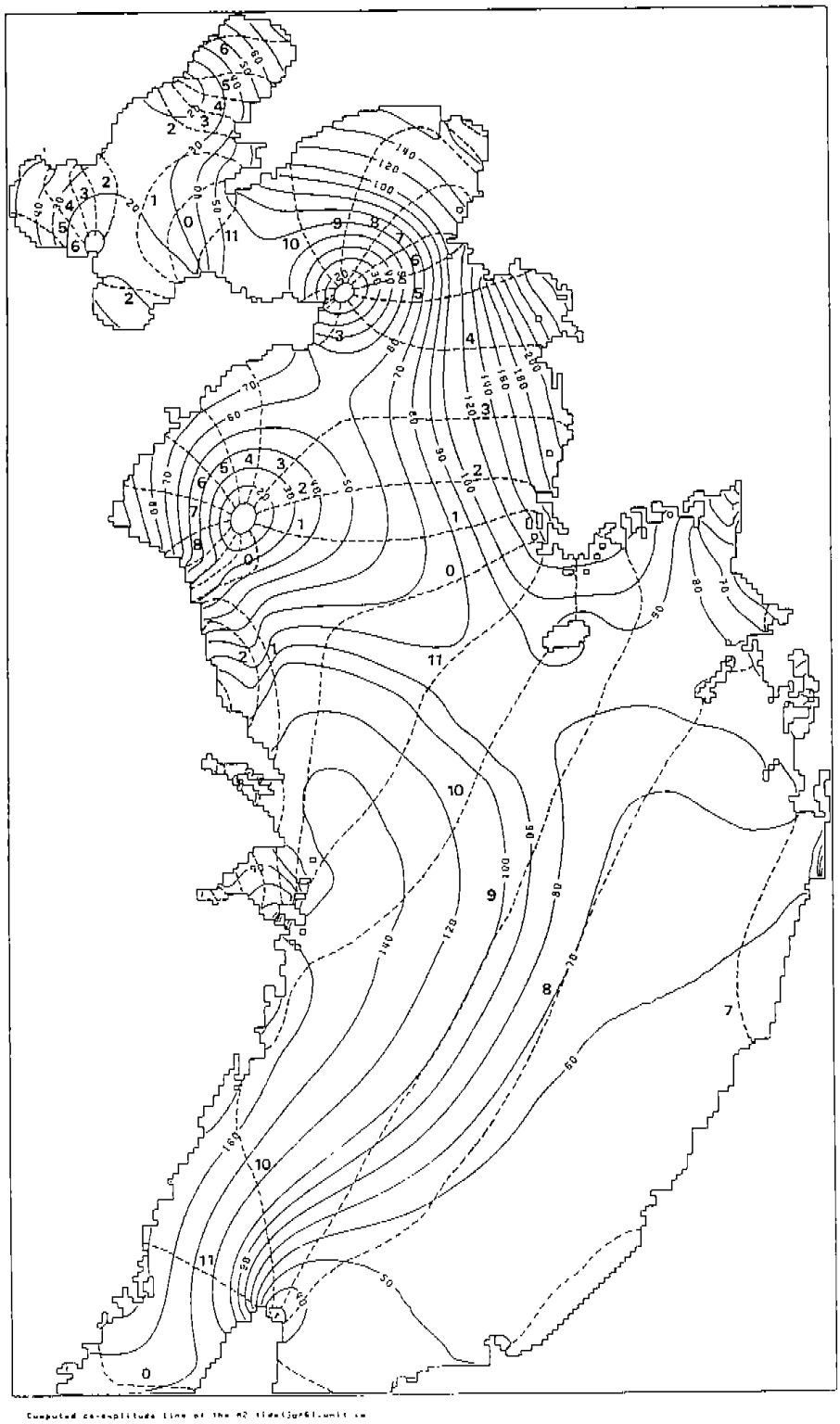


Fig. 12-11. Computed tidal charts of the M_2 (a) and M_4 (b) constituents. Coefficient for bottom friction is given in a depth-dependent form of $C = h^{1/6}/n \quad m^{1/2}/s$ with h and n being depth and 0.029, respectively. Tide generating force was not taken account of.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

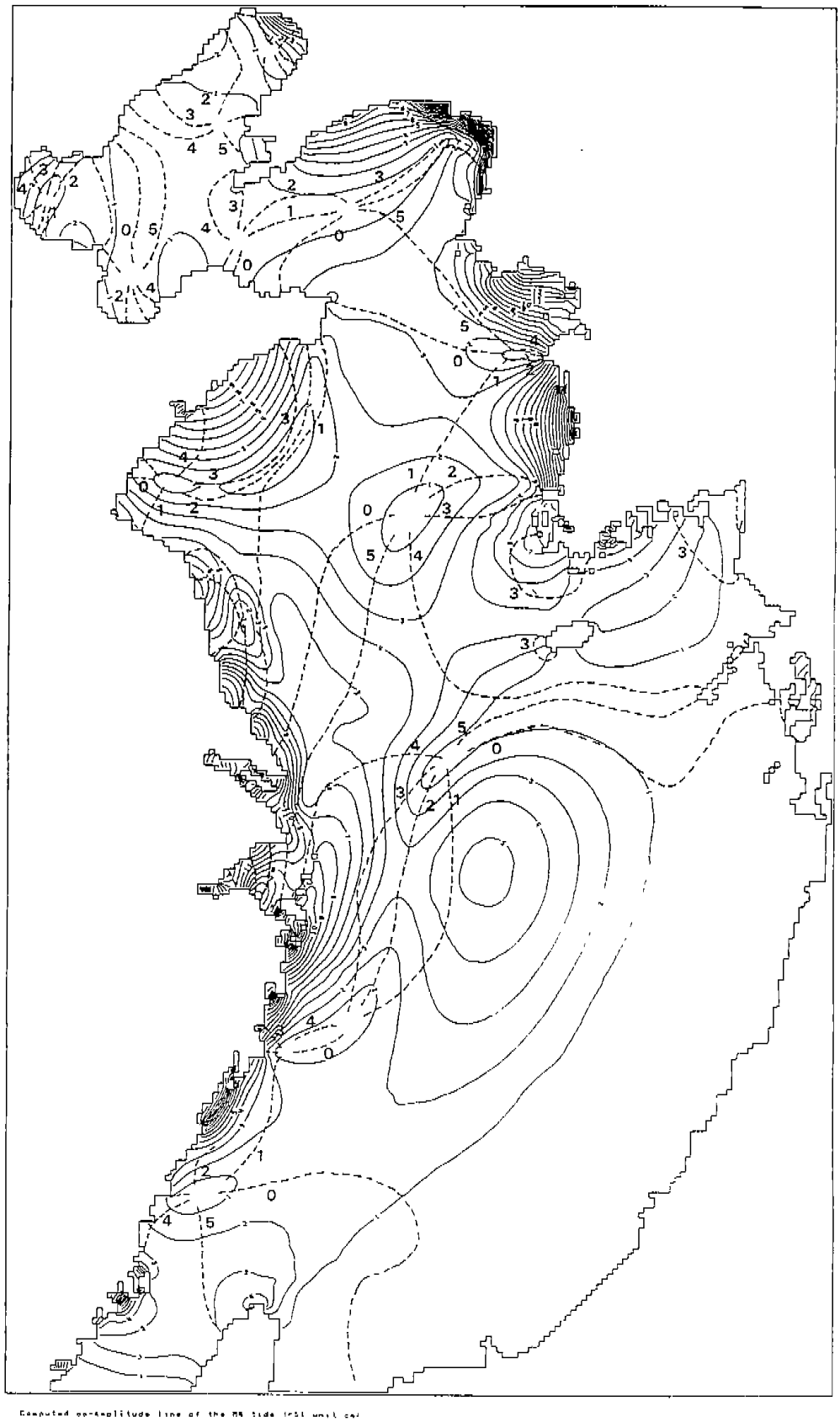


Fig. 12-11. (Continued)

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

제 13 장 쿠로시오의 동해로의 유입에 관한 수치모델 연구

제 1 절 서 론

북태평양의 서안경계류인 Kuroshio는 대만동쪽 해역을 통하여 동중국해로 유입된 후 대륙사면을 따라 북동쪽으로 흐르며 대부분의 수송량은 구주 남쪽의 Tokara 해협을 통해 태평양으로 유출된다. Kuroshio의 일부는 동중국해 대륙붕상으로 유입되어 대만난류, 황해난류 및 대마난류의 기원이 되는데, 동중국해의 해수순환은 기본적으로 Kuroshio로부터 분지되는 난류 (warm current)에 의해 결정된다.

대한해협을 통과하여 동해로 유입되는 대마난류는 적도지방으로부터 기원된 고온,고염의 해수를 동해로 공급한다. 직·간접적인 방법에 의해 계산된 대마난류의 수송량은 연평균 약 1.5 ~ 4.5 Sv 이며, Egawa 등 (1993)의 결과를 제외하면 계절변화가 매우 크고 최대 수송량은 여름철에 그리고 최소 수송량은 겨울철에 나타나는 것으로 알려져 있으나 계절변동을 유발시키는 요인들은 아직까지 정량적으로 설명이 되지 않고 있다.

해수순환 모델 분야는 1, 2차년도에 걸쳐 Kuroshio로부터 분지되어 동해로 유입되는 대마난류에 초점을 맞추어 단순모델을 이용한 대마난류의 형성기작 및 수송량 변동에 영향을 미치는 제반 요인에 관해 연구하였다. 1차년도에는 대마난류의 수송량 변동 및 대마난류와 연관된 동중국해의 기존의 해수순환 모델에 관한 검토를 하였으며, 3차원 원시모델을 이용하여 구주서방의 골이 대마난류의 분기에 미치는 영향에 관해 연구하였다. 2차년도에는 2차원 단순모델을 이용하여 북태평양의 바람장 변화 및 쿠로시오의 비선형효과에 의한 대마난류 수송량 변동에 관한 연구를 수행하였고, 동해를 포함한 북태평양 순환모델 결과를 분석하여 단순모델에 의한 결과와 비교하였다.

제 2 절 수치모델

2-1. 모델지배 방정식

1, 2차년도에 사용된 수치모델은 Haidvogel 등 (1991)에 의해 개발된 SPEM (Semi-spectral Primitive Equation Model)이다. SPEM은 수평적으로는

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

orthogonal-curvilinear 좌표계를 그리고 수직한 방향으로는 σ-좌표계를 사용함으로써 불규칙적인 육지경계 와 해저지형을 용이하게 표현할 수 있다. SPEM은 수평적인 방향으로는 Arakawa C 격자상에서 유한 차분법을 이용하며, 모델 변수들의 수직구조는 Chebyshev polynomial 을 basis 함수로하여 modal expansion 기법을 이용하여 지배 방정식의 해를 구한다. 실제로는 컴퓨터 계산의 효율성을 기하기 위하여 모든 polynomial 계수를 구하는 대신 가장 높은 차수의 polynomial 의 극치점 (collocation points)에서 모델 변수들의 실제값을 계산하며, polynomial 계수들은 극치점에서의 계수들로부터 선형 matrix 변환에 의해 구할 수 있다.

SPEM의 장점은 layer 모델이나 level 모델 등과는 달리 수직적인 해양구조를 연속적으로 표현할 수 있고, 모델영역 내에 수심의 급격한 변화가 있을 경우 타 원시모델에 비해 안정도가 높은 장점이 있다. 단점으로는 rigid-lid 가정을 사용하므로 조석의 효과를 고려할 수 없고, 인공위성으로부터 관측한 SSH (sea surface height) 자료를 이용한 data assimilation 기법을 현재로서는 사용할 수 없다. SPEM 에 관한 자세한 기술 및 준 spectral 방법을 이용하여 방정식의 해를 구하는 과정은 Hedström (1994, 1995)이 소개하였으므로 본 절에서는 모델 지배 방정식 및 1, 2차년도에 수행한 수치실험의 모델구성을 기술하였다.

Boussinesq, hydrostatic, rigid-lid 그리고 비압축성 가정을 만족하는 원시방정식은 수직한 방향으로 σ-좌표계, 그리고 수평적으로 orthogonal한 임의의 좌표계 $\xi(x,y)$, $\eta(x,y)$에서 아래와 같이 표시된다.

$$\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{hu}{mn}\right)+\frac{\partial}{\partial \xi}\left(\frac{hu^2}{n}\right)+\frac{\partial}{\partial \eta}\left(\frac{huv}{m}\right)+\frac{\partial}{\partial \sigma}\left(\frac{hu\Omega}{mn}\right)$$
$$-\left[\left(\frac{f}{mn}\right)+v\frac{\partial}{\partial \xi}\left(\frac{1}{n}\right)-u\frac{\partial}{\partial \eta}\left(\frac{1}{m}\right)\right]hv= \tag{1}$$
$$-\left(\frac{h}{n}\right)\frac{\partial \phi}{\partial \xi}+(1-\sigma)\left(\frac{gh\rho}{2\rho_0 n}\right)\frac{\partial h}{\partial \xi}+D_u+F_u$$

$$\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{hv}{mn}\right)+\frac{\partial}{\partial \xi}\left(\frac{huv}{n}\right)+\frac{\partial}{\partial \eta}\left(\frac{hv^2}{m}\right)+\frac{\partial}{\partial \sigma}\left(\frac{hv\Omega}{mn}\right)$$
$$+\left[\left(\frac{f}{mn}\right)+v\frac{\partial}{\partial \xi}\left(\frac{1}{n}\right)-u\frac{\partial}{\partial \eta}\left(\frac{1}{m}\right)\right]hu= \tag{2}$$
$$-\left(\frac{h}{m}\right)\frac{\partial \phi}{\partial \eta}+(1-\sigma)\left(\frac{gh\rho}{2\rho_0 m}\right)\frac{\partial h}{\partial \eta}+D_v+F_v$$

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

$$\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{hT}{mn}\right)+\frac{\partial}{\partial \xi}\left(\frac{huT}{n}\right)+\frac{\partial}{\partial \eta}\left(\frac{hvT}{m}\right)+\frac{\partial}{\partial \sigma}\left(\frac{h\Omega T}{mn}\right)=D_T+F_T \qquad (3)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{hS}{mn}\right)+\frac{\partial}{\partial \xi}\left(\frac{huS}{n}\right)+\frac{\partial}{\partial \eta}\left(\frac{hvS}{m}\right)+\frac{\partial}{\partial \sigma}\left(\frac{h\Omega S}{mn}\right)=D_S+F_S \qquad (4)$$

$$\rho = \rho(T, S, P) \qquad (5)$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial \sigma} = -\left(\frac{gh\rho}{2\rho_0}\right) \qquad (6)$$

$$\frac{\partial}{\partial \xi}\left(\frac{hu}{n}\right)+\frac{\partial}{\partial \eta}\left(\frac{hv}{m}\right)+\frac{\partial}{\partial \sigma}\left(\frac{h\Omega}{mn}\right)=0\ . \qquad (7)$$

$m(\xi,\eta)$, $n(\xi,\eta)$ 은 $(\Delta\xi,\Delta\eta)$ 를 실제 arc 길이와 연관시켜 주는 scale factors 이며, $\sigma = 1 + 2(z/h)$ 로 주어진다.
여기서

$h(\xi,\eta)$: 수심
(u,v,w) : 속도 벡터의 (ξ,η,Ω) 성분,
ρ_o, $\rho(\xi,\eta,\Omega,t)$: 평균 해수 밀도, 해수 밀도
$T(\xi,\eta,\Omega,t)$: 온위 (potential temperature)
$S(\xi,\eta,\Omega,t)$: 염분
P : 압력
$\phi(\xi,\eta,\Omega,t)$: 동압 (dynamic pressure), $\phi=(P/\rho_o)$
$f(\xi,\eta)$: 코리올리 변수
g : 중력 가속도
F_u, F_v, F_T, F_S : 외력항
D_u, D_v, D_T, D_S : 와도 확산 및 마찰항.

방정식 (1)과 (2)는 각각 ξ,η 방향의 운동 방정식을, (3), (4)는 수온과 염분의 보존 방정식을 그리고 (5)는 상태방정식을 나타낸다. Boussinesq 가정에 의하여 수평 방향의 운동방정식에서 밀도의 변화는 무시되었고, 정력학적 평형하에서 연직방향의 운동 방정식은 식 (6)과 같이 표시되었다. 방정식 (7)은 비압축성 유체에 대한 연속방정식을 나타낸다.

확산 및 마찰항은 다음과 같이 주어지며,

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

$\frac{4}{h}\frac{\partial}{\partial\sigma}\left[K\frac{\partial}{\partial\sigma}\left(\frac{\phi}{mn}\right)\right]$; 수직확산

$\left[\frac{\partial}{\partial\xi}\left(\frac{Ahm}{n}\frac{\partial\phi}{\partial\xi}\right)+\frac{\partial}{\partial\eta}\left(\frac{Ahn}{m}\frac{\partial\phi}{\partial\eta}\right)\right]$; Laplace 수평마찰

여기서 ϕ 는 u, v, T, S 중의 한 변수이며, K 및 A는 수직확산 및 수평마찰 계수인데, 운동량 확산과 마찰의 경우는 각각 K_m, A_m로 표시하고 수온과 염분의 경우에는 각각 K_h, A_h로 표시한다.

2-2. 경압모델의 구성

Oey 와 Chen (1991)은 동중국해 대륙붕 연변에서 서로 반대방향으로 전파되는 전선파(frontal wave)와 지형파(topographic wave)의 상호작용에 의해 간헐적으로 형성되는 큰 진폭의 사행이 대마난류 형성에 기여함을 3차원 수치모델을 이용하여 제시하였으며 구주서방의 골이 대마난류 형성 및 수송량 변동에 중요함을 지적하였다. Oey 와 Chen의 모델결과로부터 계산된 수송량 변화는 뚜렷한 계절변동을 보이는 대신 계절변동보다 주기가 작은 저주파 변동이 우세하게 일어난다. 1차년도에는 구주서방의 골이 대마난류 분지에 미치는 영향 및 대마난류 수송량 변동에 미치는 영향을 검토하기 위해 단순모델 영역에 해저지형의 변화를 주어 경압모델을 이용한 수치실험을 수행하였다.

경압모델의 연직 방향의 경계조건은 다음과 같이 주어진다.

1) 해표면에서 (σ=1)

$$\left(\frac{2K_m}{h}\right)\frac{\partial u}{\partial\sigma}=\tau_\xi(\xi,\eta,t)$$

$$\left(\frac{2K_m}{h}\right)\frac{\partial v}{\partial\sigma}=\tau_\eta(\xi,\eta,t)=0$$

$$\left(\frac{2K_m}{h}\right)\frac{\partial T}{\partial\sigma}=\tau_T(\xi,\eta,t)=0$$

$$\left(\frac{2K_m}{h}\right)\frac{\partial S}{\partial\sigma}=\tau_S(\xi,\eta,t)=0$$

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

$\Omega = 0$

2) 해저면에서 ($\sigma=-1$)

$$\left(\frac{2K_m}{h}\right)\frac{\partial u}{\partial \sigma} = \tau_\xi^h(\xi,\eta,t) = -ru|_{\sigma=-1}$$

$$\left(\frac{2K_m}{h}\right)\frac{\partial v}{\partial \sigma} = \tau_\eta^h(\xi,\eta,t) = -rv|_{\sigma=-1}$$

$$\left(\frac{2K_m}{h}\right)\frac{\partial T}{\partial \sigma} = \tau_T^h(\xi,\eta,t) = 0$$

$$\left(\frac{2K_m}{h}\right)\frac{\partial S}{\partial \sigma} = \tau_S^h(\xi,\eta,t) = 0$$

$\Omega = 0.$

σ-좌표계에서의 수직속도 $\Omega(x,y,\sigma,t)$는

$$\Omega(x,y,\sigma,t) = \frac{1}{h}\left[(1-\sigma)u\frac{\partial h}{\partial x} + (1-\sigma)v\frac{\partial h}{\partial y} + 2w\right]$$

로 주어진다.

여기서 (τ_ξ , τ_η)는 해표면에서의 바람응력을, (τ_T , τ_S)는 해표면을 통한 수직적인 열•염의 유동량 (flux) 을 나타낸다. (τ_ξ^h , τ_η^h) 및 (τ_T^h , τ_S^h) 는 해저면에서의 운동량 및 열•염의 유동량을 나타낸다. 해표면에서의 수직 속도 성분은 rigid-lid 가정을 사용하였으므로 0이 되며, 해저지형을 따른 σ-좌표계에서는 해저면에서의 수직속도 성분도 0이 된다.

SPEM 에서는 주기성 경계조건 (periodic boundary condition) 과 폐쇄된 모델 영역에 대한 수평적인 경계조건은 선택될 수 있으나 개방경계를 갖는 모델영역에 대해서는 사용자가 경계조건을 개발하여야 한다. 폐쇄경계에 대해서는 no-slip 조건이나 free-slip 조건을 사용할 수 있다. 본 연구에서는 해표면에서의 열•염 외력을 고려하지 않고 해표면 바람에 의한 외력만을 고려하며, 해저면 마찰은 해저면에서의 수평속도 성분에 선형적으로 비례하는 것으로 가정하였다. 모델영역은 폐쇄영역으로 간주하였고, 수평경계 조건은 free-slip 조건을 이용하였다.

수치모델을 적용한 모델영역은 그림13-1과 같이 대양, 대륙붕 그리고 유입•유출구를 갖는 연해 로 구성되어 있다. 일본 큐슈서방의 지형적인 특성이 대마난류 수송량에 영향을 주는지의 여부를 고찰하기 위하여 연해를 이루는 동쪽섬의 남서쪽 해역에 골 모양의 해저지형이 없는 경우 (그림13-1a) 와 골 모양의 해저

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

지형이 없는 경우 (그림13-1b)에 대해 수치실험을 수행하였다. 대륙붕과 연해의 수심은 350 m, 대양의 수심은 1050 m로 일정하며, 대륙붕과 대양사이의 대륙사면은 폭이 약 80 km정도이다. 골이 없는 경우 대륙사면에 수직한 방향으로의 수심변화는 아래와 같은 함수형태로 주어지며 지며 최대 경사도는 0.007이다.

$$h(x,y) = 700 + 350 \times \tanh(0.5 \times (x - y + 55))$$

연해를 구성하는 섬은 남북방향으로 위치하며 섬과 대양사이의 수심변화는 동서방향으로 일어난다. 연해의 남쪽입구는 대륙붕의 북동쪽에 위치하며 북쪽입구는 대양과 연결되어 있다. 양 출입구의 폭은 80-100 km 정도이며 출입구 사이의 거리는 약 700 km이다. 해저지형 이외의 모든 변수 및 외력은 두 실험에서 동일하다.

초기의 모델해양은 다음과 같이 수직적으로 성층화 되어있는 것으로 가정하였다.

$$T(℃) = 20.0 + Z \times 10^{-2},\ \text{Z (m)는 수심.} \qquad (8)$$

해수의 밀도는 수온의 일차함수로만 주어지며 염분 보존방정식은 time-stepping을 하지 않으므로 고려하지 않았다. 해수의 밀도가 표층으로부터 해저면까지 선형적으로 변할경우 아래와 같이 정의되는 buoyancy frequency N은 상수값을 가진다.

$$N^2 = -\frac{g}{\rho_0}\frac{\partial \rho}{\partial z}$$

N이 상수일 경우 n 번째 mode 내부파의 phase speed (C_n) 및 Rossby 변형반경 (a_n)은 다음과 같이 주어진다.

$$C_n = \frac{NH}{n\pi}\ ,\ a_n = \frac{C_n}{f}, \qquad (9)$$

여기서 H 는 수심, f 는 Coriolis parameter이다.

식 9와 같은 성층조건에서 1번째 mode의 Rossby 변형반경 및 내부 Rossby 파의 전파속도는 약 22 km, 0.9 cm/s 로 각각 주어진다.

성층화된 모델영역에서의 운동은 해표면에 아래와 같은 동서, 남북방향의 바람응력을 적용시켜 유발시켰는데 바람응력은 대양 (그림13-1 의 i=49~129, j=1~161)에만 적용하였다.

$$\frac{\tau_x}{\rho_0}\ (N/m^2) = -\tau_0 \times \cos\left(\frac{\pi y}{L}\right)\ ,\ \tau_y = 0\ , \qquad (10)$$

여기서 τ_0 는 동-서방향의 최대 바람응력을 나타내며, L은 모델영역의 남북간의 거리이다. 바람응력은 모델의 안정도를 고려하여 점차적으로 증가시켰으며 600

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

일에 최대 진폭을 갖고 이후에는 일정한 값을 유지하도록 하였다. 식 10 과 같은 바람응력이 주어질 경우 대양에는 시계방향의 순환이 일어나리라 예상되며, 대륙붕과 연해의 순환은 순전히 대양의 순환에 의해 형성된다. 바람에 의해 excite된 첫번째 mode의 내부 Rossby파가 모델영역을 가로지르는데 걸리는 시간은 약 3200 일이며 실제 모델 run은 4000일까지 수행하였다.

모델격자 간격은 동서, 남북방향 모두 1번째 mode의 Rossby 변형 반경보다 작은 20 km이며, time step 은 30분으로 하였다. 동서, 남북방향의 격자의 갯수는 각각 129, 161 이며 수직적으로는 8개의 collocation points에서 계산이 수행되도록 하였다. 표13-1은 대륙붕과 대양에서의 collocation points의 수심을 나타내며 표13-2는 수치실험에 사용된 제반 변수의 값을 나타낸다.

표 13-1. 대륙붕과 대양에서의 collocation points의 수심.

N	shelf	ocean
0	-350 m	-1050 m
1	-332.7 m	-998.0 m
2	-284.1 m	-852.3 m
3	-213.9 m	-641.8 m
4	-136.1 m	-408.2 m
5	-65.9 m	-197.7 m
6	-17.3 m	-52.0 m
7	0 m	0 m

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

표 13-2. 표준실험에 사용된 parameter의 값.

Symbol	Value	Definition
L	129	number of points in ξ direction
M	161	number of points in η direction
N	8	number of baroclinic Chebyshev polynomials
ρ_0	1000 kg m^{-3}	constant reference density
ρ	$24.78 - 2.8\times10^{-3}\times Z$	background density stratification
N^2	2.744×10^{-5}	buoyancy frequency
a_1	22 km	first baroclinic Rossby radius of deformation (deep ocean)
g	9.81 m s^{-2}	acceleration of gravity
f	$f_0 + \beta y$	variable Coriolis parameter
f_0	8.365×10^{-5}	Coriolis parameter at central latitude (35°)
β	1.875×10^{-11}	
K_m	$5\times10^{-4} m^2 s^{-1}$ $+20\times10^{-4} e^{(-z/50)} m^2 s^{-1}$	vertical diffusion coefficient for velocity
K_h	$5\times10^{-5} m^2 s^{-1}$ $+20\times10^{-5} e^{(-z/50)} m^2 s^{-1}$	vertical diffusion coefficient for temperature
A_m	5×10^3 m^2 s^{-1}	Laplacian diffusion coefficient for velocity
A_h	2×10^3 m^2 s^{-1}	Laplacian diffusion coefficient for temperature
r	10^{-3} m s^{-1}	linear bottom drag coefficient
Δt	1200 s	time step
Δx, Δy	20 km	horizontal grid spacings

2-3. 순압모델의 구성

순압모델에 사용된 모델은 경압모델과 마찬가지로 SPEM이며, 해양의 성층화를 고려하지 않은 밀도가 균질한 해양에서의 운동방정식과 연속방정식은 직교좌표계 (Cartesian coordinates)에서 다음과 같이 표시된다.

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \vec{v}\cdot\nabla u - fv = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x} + A_m\nabla^2 u + K_m\frac{\partial^2 u}{\partial z^2}$$

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla v + fu = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial y} + A_m \nabla^2 v + K_m \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

$$\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial z} = -g ,$$

여기서 (u,v,w)는 속도 벡터의 동서(x), 남북(y) 그리고 수직(z) 성분이며 기타 다른 notation은 경압모델 경우와 동일하다.

순압모델에서 연직 방향의 경계조건은 다음과 같이 주어진다.

1) 해표면에서 (z = 0)

$$K_m \frac{\partial u}{\partial z} = \frac{\tau^x(y)}{\rho_0}$$

$$K_m \frac{\partial v}{\partial z} = 0$$

$$w = 0$$

2) 해저면에서 (z = - h(x,y))

$$K_m \frac{\partial u}{\partial z} = 0$$

$$K_m \frac{\partial v}{\partial z} = 0$$

$$w = -\left(u\frac{\partial h}{\partial x} + v\frac{\partial h}{\partial y} \right) .$$

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

여기서 τ_x 는 동서방향의 바람응력을 나타내며 해저면 마찰은 고려치 않았고, 측면경계에서의 경계조건은 slip 조건을 이용하였다. 모델격자 간격은 양 방향 모두 20 km로 균일하며 수직적으로는 두개의 polynomial을 이용하였고 수평와도 확산계수는 별도의 언급이 없는 한 5000 m^2s^{-1} 를 사용하였다. 모델영역은 폐쇄경계내에 수심이 일정한 대양과 연해로 구성되어 있으며 (그림13-2), 대양과 연해는 폭이 100 km, 길이 80 km 인 두개의 해협에 의해 서로 연결되어 있다. 순압모델을 이용한 연구에서는 대양의 바람응력의 변화가 연해로의 유입량 변동에 미치는 영향을 검토하였다.

모델해양의 운동은 단순한 정현함수 형태의 바람응력을 대양의 전 수심에 걸쳐 적용하여 유발시켰고 연해에는 바람을 적용시키지 않았다. 전 모델영역에 걸쳐 해수의 밀도가 균질하고 바람응력이 전 수심에 걸쳐 작용하므로 해수유동은 전 수심에 걸쳐 일정하리라 예상되는데, 실제의 모델결과 역시 수직적으로 균일한 유속분포를 보였다.

제 3 절 모델결과

3-1. 경압모델 결과

그림13-3과 8-4는 두 가지 실험에 대한 1600일째의 유선함수 분포를 나타낸다. 연해로의 유입량은 1300일경부터 거의 변화가 없이 일정하며, 1600일에서의 연해로의 유입량은 경계류 수송량의 약 9 %이다. 대양에서 바람응력의 curl이 0이 되는 위치가 연해의 북쪽 해협의 위도보다 남쪽 (그림13-1의 J=131)에 위치하도록 초기에 주어졌으나 서안경계류의 일부는 비선형의 효과로 인하여 overshooting되어 모델영역의 북쪽경계까지 이른 후 시계방향으로 돌아 연해로부터 이안된 경계류와 합류한다. 초기의 성층화에도 불구하고 대륙붕에서의 흐름장은 순압적이며, 유선함수의 분포는 대륙붕 남서쪽해역에 미약한 반시계 방향의 순환이 형성되고 연해를 이루는 동쪽 섬의 남서쪽 해안을 따라 서안경계류의 일부가 연해로 유입됨을 보여준다. 연해로 유입된 해수는 지구자전의 효과로 인해 서안강화 현상을 보이며 연해 북쪽의 해협과 거의 평행한 위도에서 연해의 서쪽 연안으로부터 이안된 후 동쪽으로 흐르다가 북쪽의 해협을 통해 대양으로 유출된다.

연해의 입구에 골 모양의 해저지형이 있는 경우 대부분의 경계류는 골 남쪽의 해저지형을 따라 섬의 동쪽 연안을 따라 북상하나, 일부는 골을 따라 시계방향으로 순환되며 시계방향으로 순환되는 일부는 다시 연해로 유입된다. 표준실험의 결과와는 달리 동쪽섬의 남서쪽 연안에는 해저지형의 영향으로 남향류가 발달하며 연해로 유입되는 해류는 골의 서쪽에서 분지한다. 모델결과는 Lie 와 Cho

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

(1994)가 인공위성 추적부이를 이용하여 제시한 동중국해 동부의 해수순환과 일치한다. 골 모양의 해저지형의 효과로 인하여 대륙붕으로 유입된 경계류는 표준실험에 비해 대륙붕 서쪽 더 먼곳까지 영향을 미친다. 골이 있는 경우 연해로의 유입량은 골이 없는 경우에 비해 3 % 정도 작다.

해저지형 실험의 결과는 구주서방의 골 모양의 해저지형이 대마난류의 수송량 변화에 큰 영향을 미치지 않음을 암시하나, 대마난류가 분지되는 위치가 골의 서쪽, 즉 골이 없는 경우에 비해 서쪽에 위치함으로써 골 모양의 지형이 없을 경우에 비해 한국 남해안쪽으로 쿠로시오의 영향이 더 클 수 있음을 암시한다. 본 연구에서는 Oey and Chen (1991)의 경우와 달리 강한 경계류와 해저지형간의 상호작용으로 인하여 생길 수 있는 와동이나 사행등의 중규모 현상은 나타나지 않으며 유입량의 저주파 변화 양상도 보이지 않는데 이는 경계류의 유속이 대륙사면에서 크지 않고, 비교적 큰 값의 수평마찰계수를 사용했기 때문인 것으로 사료된다.

3-2. 순압모델 결과

3-2-1. Island rule

동해는 섬인 일본과 육지인 한국 및 러시아로 둘러싸인 해역이므로 일본연안을 따른 유선함수가 동해로 유입되는 수심적분된 수송량이라 할 수 있다. Godfrey (1993)는 Sverdrup 모델을 이용하여 고립된 섬 주위의 수심적분된 수송량을 표현하는 island rule을 발표하였으며, island rule은 동해로 유입되는 수송량 변동에도 응용될 수 있으리라 생각된다.

밀도가 균질한 해양에서 평형상태의 선형와도 방정식은 다음과 같이 표현된다.

$$J\left(\psi, \frac{f}{H}\right) = \frac{1}{\rho_0} curl\left(\frac{\vec{\tau}}{H}\right) + curl\left(\frac{\vec{F}}{H}\right), \qquad (11)$$

여기서 J 는 Jacobian operator 로서 $J(a,b) = \frac{\partial a}{\partial x}\frac{\partial b}{\partial y} - \frac{\partial a}{\partial y}\frac{\partial b}{\partial x}$ 로 주어지며 ψ는 수심적분된 수송량을 나타내는 유선함수, f는 위도의 함수인 Coriolis 변수, H는 수심, $\vec{\tau}$는 바람응력, 그리고 $\vec{F}$는 수심적분된 마찰력을 나타낸다. 수심이 평탄한 해양에 대해 (11) 식은 (12) 식과 같이 더욱 단순화 된다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

$$J(\psi, f) = \frac{1}{\rho_0} curl \vec{\tau} + curl \vec{F}. \quad (12)$$

(12) 식을 그림13-5의 외부경계 ∂D인 영역 D에 대하여 면적적분한 후 Stokes 정리를 사용하면 아래와 같이 표현된다.

$$\psi_0 = - \frac{\oint_{\partial D} \vec{\tau} \cdot \vec{dl} - \oint_{\partial D} \vec{F}}{\rho_0 (f_N - f_S)}, \quad (13)$$

여기서 ψ_0는 섬의 순압 유선함수 값, f_N , f_S는 섬의 북단과 남단에서의 Coriolis 변수값, $\vec{dl}$ 은 ∂D에 평행한 무한소의 선소 (line element) 이다.

(12) 식을 섬 주위 (∂I)에 대해 적분하고

$$\oint_{\partial I} \vec{\tau} \cdot \vec{dl} = \oint_{\partial I} \vec{F}, \quad (14)$$

(13) 식과 (14) 식으로부터 다음과 같이 섬의 순압 유선함수 값을 구할 수 있다.

$$\psi_0 = - \frac{\oint_{\partial D+\partial I} \vec{\tau} \cdot \vec{dl} - \oint_{\partial D+\partial I} \vec{F}}{\rho_0 (f_N - f_S)}. \quad (15)$$

만약 마찰의 효과가 섬의 동쪽에서만 중요하다고 가정하면 (15) 식은 아래와 같은 Godfrey의 Island rule로 표시된다.

$$\psi_0 = - \frac{\oint_{\partial D+\partial I} \vec{\tau} \cdot \vec{dl}}{\rho_0 (f_N - f_S)}. \quad (16)$$

(16) 식에 의하면 섬주위의 수심적분된 수송량은 육지로부터 섬의 북단과 같은 위도선을 따라 서쪽으로 섬의 북단까지, 섬의 북단에서 섬의 서쪽을 따라 남쪽으로, 섬의 남단에서 섬의 남단과 같은 위도선을 따라 동쪽으로 육지까지, 그리고 육지의 서쪽경계를 따라 북쪽으로 향하는 반시계 방향의 경로 (∂D+∂I)를 따라 각 경로에 평행한 바람응력을 적분한 값으로 주어진다.

3-2-2. 대양의 바람응력 변화에 따른 연해로의 유입량 변화

대양의 바람응력 분포의 변화에 따른 연해로의 유입량 변동을 파악하기 위하여 세 가지 수치실험을 수행하였다. 세 실험에서 대양과 연해의 수심은 모두 400 m로 고정시키고 대양에 이상적인 아열대 및 아한대 순환을 유발시키기 위하여

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

다음과 같은 바람응력을 대양에만 전 수심에 걸쳐 적용하였다.

$$\tau^x = -T_0 \cos\left(\frac{\pi y}{L}\right) \quad (0 \le y \le L)$$

$$\tau^x = -t_0 \cos\left(\frac{\pi}{l}(y-L)+\pi\right) + T_0 - t_0 \quad (L \le y \le L+l),$$

여기서 T_0 와 t_0 는 각각 아열대 및 아한대 순환에 적용시킨 바람응력의 최대 진폭을, L과 l은 각각 아열대 및 아한대 순환역의 남북방향 scale 을 나타낸다. 세 실험에 이용된 제반 매개변수값은 표13-3에 나타내었다. 표13-3에서 T_0 와 t_0 는 실제 바람응력을 평균 해수밀도 ($\rho_0 = 10^3$ kg m^{-3}) 로 나눈 값이며 T_0 값이 2.5465×10^{-4} 인 경우 실제 바람응력은 2.5465×10^{-1} N m^{-2} 혹은 2.5465 dyne cm^{-2}이다. 세 실험에서는 경계류의 이안위도 (separation latitude)는 서로 다르지만 모두 아열대 및 아한대 순환의 수송량이 각각 40 Sv(10^6 m^3/s), 20 Sv이 되도록 바람응력을 조절하였다. Sverdrup 평형상태를 가정할 때 예를 들어 아열대 순환의 최대 수송량은 다음과 같이 주어진다.

$$\psi_{max} = \frac{T_0 \pi}{\beta}\left(\frac{L_x}{L}\right),$$

여기서 L_x 는 아열대 순환의 동서방향의 규모를 나타낸다 (본 연구에서는 1600 km).

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Table13-3. Parameter values used for three experiments in a flat-bottomed basin which examine the dependence of the influx to a marginal sea on the change in the wind stress field in a deep ocean.

	Exp. 1	Exp. 2	Exp. 3
T_0 ($\times 10^{-4}$ m^2s^{-2})	1.909875	2.5465	3.183125
t_0 ($\times 10^{-4}$ m^2s^{-2})	1.5915625	1.27325	0.9549375
L ($\times 10^3$ km)	1200	1600	2000
l ($\times 10^3$ km)	2000	1600	1200
ψ_t (Sv)	-1.54	15.68	29.8
ψ_m (Sv)	-0.6	12.41	23.2

세 실험은 모델해양이 평형상태에 도달하기까지 300일간 적분하였으며 그림 13-6은 300일째의 유선함수 분포를 나타낸다. 표13-3 에서 ψ_t는 식 (16) 에 의해 계산한 섬의 유선함수를 나타내며 ψ_m 은 모델결과로부터 구한 섬의 유선함수 값이다. 아한대 순환으로부터 연해의 북쪽해협을 통하여 연해로 유입되는 해수의 양은 이론적인 값에 비해 약 60% 정도 작은 값을 보이며 아열대 순환으로부터 연해의 남쪽해협을 통하여 연해로 유입되는 해수의 양은 이론적인 값에 비해 약 20% 정도 작은 값을 보인다. 섬의 유선함수 값이 이론적인 값에 비해 작은 이유는 해협에서의 마찰효과에 기인하는 것으로 사료된다. 서안경계류의 폭은 $\left(\frac{A_m}{\beta}\right)^{1/3}$로 주어지며, 표13-3의 실험들의 경우 약 63 km로서 해협의 폭과 거의 같은 규모이므로 해협에서의 마찰효과로 인하여 모델에서 계산된 유선함수의 값이 이론적인 값에 비해 약 20 % 정도 작게 나타난다. 아한대 순환으로부터 연해의 북쪽해협을 통하여 연해로 유입되는 경우에는 해협에서의 마찰효과뿐 아니라, 강한 아열대 순환의 남북방향 scale이 작은 관계로 아열대 순환의 내부영역이 Sverdrup 균형을 이루지 못하며 이로 인하여 섬의 남단과 모델 동쪽 경계사이에서도 역시 마찰의 효과를 무시할 수 없기 때문인 것으로 사료된다.

다른 변수는 동일하게 한 채 해협의 폭만 점차 늘리면서 두 실험을 수행한 경우 해협의 폭이 100 km인 경우에는 이론적인 값에 비해 연해로의 유입량이 약 20 % 정도 작으나 해협의 폭 (500 km)이 경계류의 폭보다 약 8배 정도 큰 경우에는 유입량이 이론적인 값에 비해 2.8 % 정도만 작아지며 육지가 없고 섬만 있는 경우에는 이론적인 값과 모델결과가 일치한다. 이러한 실험을 통해 유입량의 감소는 주로 좁은 모델해협에서의 마찰에 기인하는 것을 알 수 있다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

실제 동중국해에서는 수심이 깊은 곳을 흐르는 쿠로시오의 일부가 수심이 얕은 동중국해의 대륙붕 및 대한해협을 통해 동해로 유입된다. 연해의 수심이 대양에 비해 얕을 경우 연해로의 유입량을 파악하기 위하여 수행한 수치실험의 결과는 연해의 수심이 대양의 수심의 절반일 경우 평탄한 해저지형에서 island rule에 의해 계산된 수송량에 비해 85 - 93 %의 감소를 보인다. 해협에서의 마찰에 의한 감소율 약 20 %를 제외하고도 해저지형의 효과는 약 60 -70 % 정도의 유입량 감소를 가져온다. 해저지형에 의한 유입량 감소효과는 저위도 지방에서 일어나는 Indonesian throughflow의 경우보다 (Wajsowicz, 1995) 크게 나타나는데 이는 β평면에서 유입량이 Coriolis 변수에 반비례하며 모델 동해가 중위도에 위치하고 있기 때문이다.

3-2-3. 서안경계류의 비선형 효과에 의한 연해로의 유입량 변화

동해로 유입되는 대마난류수는 쿠로시오로부터 분지되며 쿠로시오는 폭이 좁고 유속이 강한 북태평양의 서안경계류이므로 비선형의 효과가 우세하리라 생각된다. 식 (16)으로 주어지는 island rule에서는 이러한 비선형 효과가 고려되지 않았으며 비선형의 효과는 기존의 연구에서도 검토된 바가 없다. 서안경계류의 비선형효과가 연해로의 유입량에 미치는 영향을 검토하기 위하여 다음과 같이 시간에 따라 변하는 바람응력 분포를 대양에 적용하여 수치실험을 수행하였다.

$$\tau_x = T_0 \cos\left[\frac{(y-L)\pi}{L}\right] |\sin\omega t| \quad , \quad 0 \le y \le 2L$$

위 식은 대양에 남북방향으로 대칭인 이중순환을 1년주기로 유발시키며 180일째에 각 순환은 최대 수송량을 갖는다. 표13-4는 위 식의 바람응력 분포를 이용한 4개의 실험을 정리한 것이며 네 실험에서 해저지형은 평탄한 것으로 간주하였다.

표13-4에서 δ_I/δ_L는 아열대 순환과 아한대 순환의 무차원화 된 비선형 경계층의 폭 (δ_I)과 무차원화 된 마찰경계층의 폭 (δ_L)의 비율을 나타내며 수평와도확산계수 (A_m)를 점차 감소시킴으로써 경계류의 비선형적 효과를 점차 증가시켰다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Table13-4. Numerical experiments with a time-dependent wind stress in a deep ocean, which examine the effects of non-linearity of western boundary current on the amount of influx to a marginal sea.

	Exp. 12	Exp. 13-1	Exp. 13-2	Exp. 13-3
A_m	5000	5000	3000	2000
model day	0-360	0-360	0-720	720-1880
δ_I/δ_L		0.89	1.05	1.20
	linear	non-linear	non-linear	non-linear

그림13-7은 표13-4의 Exp. 13-2와 Exp. 13-3의 경우 연해로 유입되는 유입량을 나타낸다. 비선형의 효과가 점차 커지면 유입량의 저주파 변동이 점차 심해지며 이러한 저주파 변동은 대양의 바람응력이 감소할 때인 spin-down 때 보다 뚜렷하다. 특히 Exp. 13-3에서는 spin-up 때에는 유입량의 변화 경향이 island rule에 의한 유입량 변화와 유사하지만 spin-down 시기에는 secondary maximum이 나타나는 등 변화경향이 island Rule에 의한 유입량 변화와 큰 차이를 보인다. 그림13-8은 spin-down 시기의 선형모델 결과 및 비선형 효과의 증가에 따른 대양순환의 변동성을 나타낸다. 선형모델 결과는 대양의 중위도를 중심으로 대칭인 두개의 순환을 보여주며 비선형 효과를 고려 할 경우 아열대 순환의 북쪽과 아한대 순환의 남쪽에 비선형 재순환 cell (inertial recirculation cell)이 나타나고 비선형의 효과가 커질 수록 cell의 강도 및 크기가 증가한다. Spin-down 시의 유선함수 분포는 비선형 효과가 커질 수록 대양의 순환은 중규모 와류가 우세해짐을 보여준다.

제 4 절 결론 및 제언

해수순환모델 분야는 북태평양의 서안경계류인 Kuroshio로부터 분지되어 동해로 유입되는 대마난류의 형성기작 및 수송량 변동에 영향을 미치는 제반 요인을 검토하기 위하여 3차원 해양순환모델인 SPEM을 단순화된 모델영역에 적용하여 수치실험을 수행하였다. 1차년도에는 수직적으로 성층화된 해양에서 대륙사면의 해저지형, 특히 구주서방의 골이 대마난류의 분기에 미치는 영향을 검토하였으며 2차년도에는 성층화를 고려하지 않은 순압해양에서 북태평양의 바람응력 변화가 대마난류 수송량에 미치는 영향을 고려하였다.

경압모델에 사용된 모델영역은 단순화된 북태평양, 동중국해 및 동해로 이루어졌으며 초기의 모델해양은 선형적으로 성층화된 구조를 갖도록

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

하였다. 모델해양의 운동은 단순화된 북태평양에 정현함수로 주어지는 바람응력을 적용하여 유발시켰으며 대륙붕 해역과 연해에는 바람응력을 적용시키지 않음으로써 두 해역의 운동은 대양에서 형성되는 시계방향의 대순환에 의해서만 결정되도록 하였다. 대부분의 경계류는 지형적인 제약으로 인하여 대륙사면을 따라 흐르며, 대륙붕 해역의 남서쪽에는 미약한 반시계 방향의 순환이 형성되고, 반시계 방향의 순환과 연해의 남쪽 해협 사이에서 경계류의 일부가 대륙붕으로 유입되어 시계 방향으로 순환된 후 연해의 남쪽 해협을 통해 연해로 유입된다. 초기의 성층화된 조건에도 불구하고 대륙붕 및 연해의 순환은 순압적이며 연해로의 최대 유입량은 경계류 수송량의 약 10 %에 이른다. 연해의 남쪽 해협 입구에 골 모양의 해저지형이 존재할 경우에도 연해로의 유입량은 거의 변화가 없으나 골이 없는 경우보다 경계류의 영향이 대륙붕 해역에 넓게 나타난다.

순압모델에 사용된 모델영역은 Minato 와 Kimura (1980)가 역학모델을 적용한 단순영역과 유사하게 북태평양과 동해를 나타내는 대양과 연해로 구성되어 있다. 2차년도 연구가 기존의 연구와 다른 점은 기존의 연구에서는 대양의 바람응력 분포를 고정시킨 반면에 본 연구에서는 대양의 바람응력 분포가 변할 경우의 대마난류 수송량 변동에 초점을 맞추었다. 연해와 대양을 연결하는 해협과 대양내부에서의 마찰 및 비선형 효과가 적고 해저면이 평탄할 경우, 수치실험 결과는 연해로 유입되는 수심적분된 수송량이 Godfrey (1989)의 island rule로부터 예측한 대로 모델영역의 동쪽에 위치한 육지로부터 연해를 이루는 섬의 북단과 같은 위도선을 따라 서쪽으로 섬의 북단까지, 섬의 북단에서 섬의 서쪽을 따라 남쪽으로, 섬의 남단에서 섬의 남단과 같은 위도선을 따라 동쪽으로 육지까지, 그리고 육지의 서쪽경계를 따라 북쪽으로 향하는 반시계 방향의 경로를 따라 각 경로에 평행한 바람응력을 적분한 값으로 주어진다. 해협에서의 마찰효과는 약 20 %의 유입량 감소를 가져오며 연해의 수심이 대양 수심의 절반일 경우 해협에서의 마찰효과와 해저지형의 영향은 약 80 - 90 %의 유입량 감소를 유발하나 유입량의 변화 경향은 island rule로부터 예측한 변화 경향과 일치한다. 중위도에 위치한 연해의 경우 저위도에 위치한 연해에 비해 해저지형에 의한 유입량 감소가 두드러지는데 이는 β 평면에서 유입량이 Coriolis 변수에 반비례하기 때문인 것으로 사료된다.

기존의 island rule 적용에 있어서는 (Wajsowicz, 1995) 비선형의 효과가 고려되지 않았다. 그러나 대마난류는 비선형적인 쿠로시오로부터 분지되므로 비선형 효과에 의한 대마난류 변동성을 파악하였다. 일년주기로 변화하는 바람응력 분포를 대양에 적용시킨 경우 비선형의 효과가 증가하면 연해로의 유입량의 저주파 변동이 점차 두드러지며 이러한 저주파 변동은 대양의 바람응력이 최대값으로부터 감소하는 시기인 spin-down 때 특히 두드러지고 island rule에 의한 예측결과와 점차 큰 차이를 보인다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

1차년도 보고서에 정리하였듯이 대마난류 수송량 변동에 관한 대부분의 기존의 연구결과는 대한해협을 가로질러 관측된 수온, 염분 자료를 이용한 역학적 계산결과이며, 역학 계산결과에 의하면 대한해협을 통과하는 수송량은 여름철에 최대가 되고 겨울철에 최소가 되며 연변화 폭이 큰 것으로 알려져 있다. 그러나 최근의 ADCP에 의한 해류관측 결과는 역학계산에 의해 추정한 계절별 변동특성과 일치하지 않는 것으로 나타난다 (Egawa 등, 1993). 장기간 실측 해류자료가 없어 현 단계에서는 계절변화에 관한 신뢰성 있는 pattern 및 계절변화보다 주기가 작은 변동이나 보다 장주기 변동에 관해서는 알수없다.

2차년도에는 단순모델 실험외에 기존의 동해를 포함한 북태평양 순환모델에서 동해로의 유입량에 관한 자료를 획득하여 분석하였다. Hellerman 과 Rosenstein (1983) 바람 climatology를 이용하고 격자간격이 ⅓° 보다 미세한 경압 순환모델에서 (Nam, 1995; Yamagata, 1995) 대한해협을 통한 수송량의 계절변동은 절대값은 차이가 있으나 pattern은 매우 유사하여, 여름철에 최대값을 갖고 늦가을에 secondary maximum이 나타나며 최소값은 겨울철에 나타난다. ECMWF 바람자료를 이용한 Hurlburt등 (1992)의 ⅛ °의 고해상도 모델결과에서는 계절변화보다 주기가 작은 고주파 변동이 우세한데 이는 단순모델의 결과가 제시하듯이 비선형효과에 기인하는 것으로 사료된다. Hurlburt 등의 결과중 10년간 평균된 월별 동해로의 유입량 pattern은 Yamagata 의 결과와 유사하며. Nam 등의 모델에서는 미세한 격자를 사용하기는 하였지만 북태평양 일부해역만 모델영역에 포함되어 Yamagata의 모델결과와는 최대값과 최소값이 나타나는 시기가 다소 다르다. 그러나 secondary maximum이 나타나는 경향은 유사하다. 유입량은 해저지형 등의 효과로 인하여 단순한 island rule에 의한 유입량에 비해 80 - 90 %의 감소율을 보이며, 해양의 성층화가 두드러지는 여름철에는 변화양상이 다르지만 타 계절에는 유사한 경향을 보인다. 여름철의 이러한 차이가 단순모델 결과가 제시하였듯이 대양순환의 비선형 효과에 기인하는 것인지 아니면 단순모델에서 고려하지 않은 해양성층화에 기인하는 것인지는 현 단계에서 명확히 판단 할 수는 없다. Isobe (1995)는 한국 동안의 저층을 따라 대한해협까지 남하하는 저층냉수의 출현이 여름철 대한해협을 가로지르는 해수면 차이를 증가시킴을 보고하고 있어 대한해협을 통한 해수의 유출이 동해로의 유입량 변화에 미치는 효과도 고려되어야 할 것이다. 2차년도 연구의 주된 결론은 대한해협을 통해 동해로 유입되는 대마난류가 북태평양의 바람응력 분포에 의해 기인되며 대마난류의 변동성 역시 북태평양의 바람응력 분포 변화와 연관될 수 있는 가능성을 제시한 것이다.

향후의 순환모델 연구에서는 단순모델과 실제적인 모델을 이용하여 대마난류의 수송량 변동을 매개변수화 할 수 있는 다음과 같은 연구가 이루어질 필요가 있다.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

단순모델을 이용한 연구
. 성층화된 해양에서 대양의 바람응력 변화에 따른 연해로의 유입량 변동 연구

. 비선형효과에 의한 유입량의 다중 평형상태와 저주파 변동 연구 (Jiang 등, 1995 참조)
. 대륙붕이 포함된 영역에서의 대륙붕에 의한 연해로의 유입량 변동의 modulation에 관한 연구
. 연해내부의 3차원 순환에 의한 유입량 변동 연구

실제적인 북태평양 모델을 이용한 연구
. 민감도 실험을 통한 단순모델 결과의 검증

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

참고문헌

Egawa, T., Y. Nagata and S. Sato, 1993. Seasonal variation of the current in the Tsushima Strait deduced from ADCP data of ship of opportunity. Journal of Oceanography, **49**: 39-50

Godfrey, J. S. (1989) A Sverdrup model of the depth-integrated flow for the World Ocean allowing for island circulations. Geophys. Astro. Fluid Dyn., **45**, 89-112.

Haidvogel, D.B., J.L. Wilkin and R. Young, 1991. A semi-spectral primitive equation ocean circulation model using vertical sigma and orthogonal curvilinear horizontal coordinates. Journal of Computational Physics, **94**: 151-185.

Hedström, K.S., 1994. User's manual for a semi-spectral primitive equation ocean circulation model version 3.9. Institute of Marine and Coastal Sciences Rutgers, The State University of New Jersey, 131pp.

Hellerman, S. and M. Rosenstein, 1983. Normal monthly wind stress over the whole ocean with error estimates. Journal of Physical Oceanography, **13**: 1093-1104.

Hurlburt, E.H., A.J. Wallcraft, Z. Sirkes and E.J. Metzger, 1992. Modeling of the global and Pacific Ocean: On the path to eddy-resolving ocean prediction. Oceanography, **5(1)**: 25-40.

Isobe, A. (1995) The influence of the bottom cold water on the seasonal variability of the Tsushima Warm Current. Continental Shelf Research, **15(7)**: 763-777.

Jiang Shi, Fei-Fei Jin and M. Ghil, 1995. Multiple equilibria, periodic, and aperiodic solutions in a wind-driven, double-gyre, shallow-water model. Journal of Physical Oceanography, **25**: 764-786.

Lie, H.J. and C.H. Cho, 1994. On the origin of the Tsushima Warm Current. Journal of Geophysical Research, **99(C12)**: 25081-25091.

Minato, S. and R. Kimura, 1980. Volume transport of the western boundary current penetrating into a marginal sea. Journal of Oceanographical Society of Japan, **36**: 185-195.

Nam, S. Y., M. S. Suk, I. K. Bang, K. I. Chang and Y. H. Seung, 1995.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

Numerical experiments on the separation of the Tsushima Warm Current from the Kuroshio. La Mer (in press)

Oey, L.-Y. and P. Chen, 1991. Frontal waves upstream of a diabathic blocking: A model study. Journal of Physical Oceanography, 21: 1643-1663.

Wajsowicz, R. C. (1995) The response of the Indo-Pacific Throughflow to interannual variations in the Pacific wind stress: I. Idealised geometry and variations. J. Phys. Oceanogr., 25, 1805-1826.

Yamagata, T. (1995) Seasonal transport variation of the Kuroshio: An OGCM simulation and a simple theory. In " Proceedings of ISEE '95, The Second Circum-Pacific International Symposium on Earth Environment", ed. by D. C. Kim and Y. S. Kim, Kulsarang, Pusan, Korea, 1-31.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

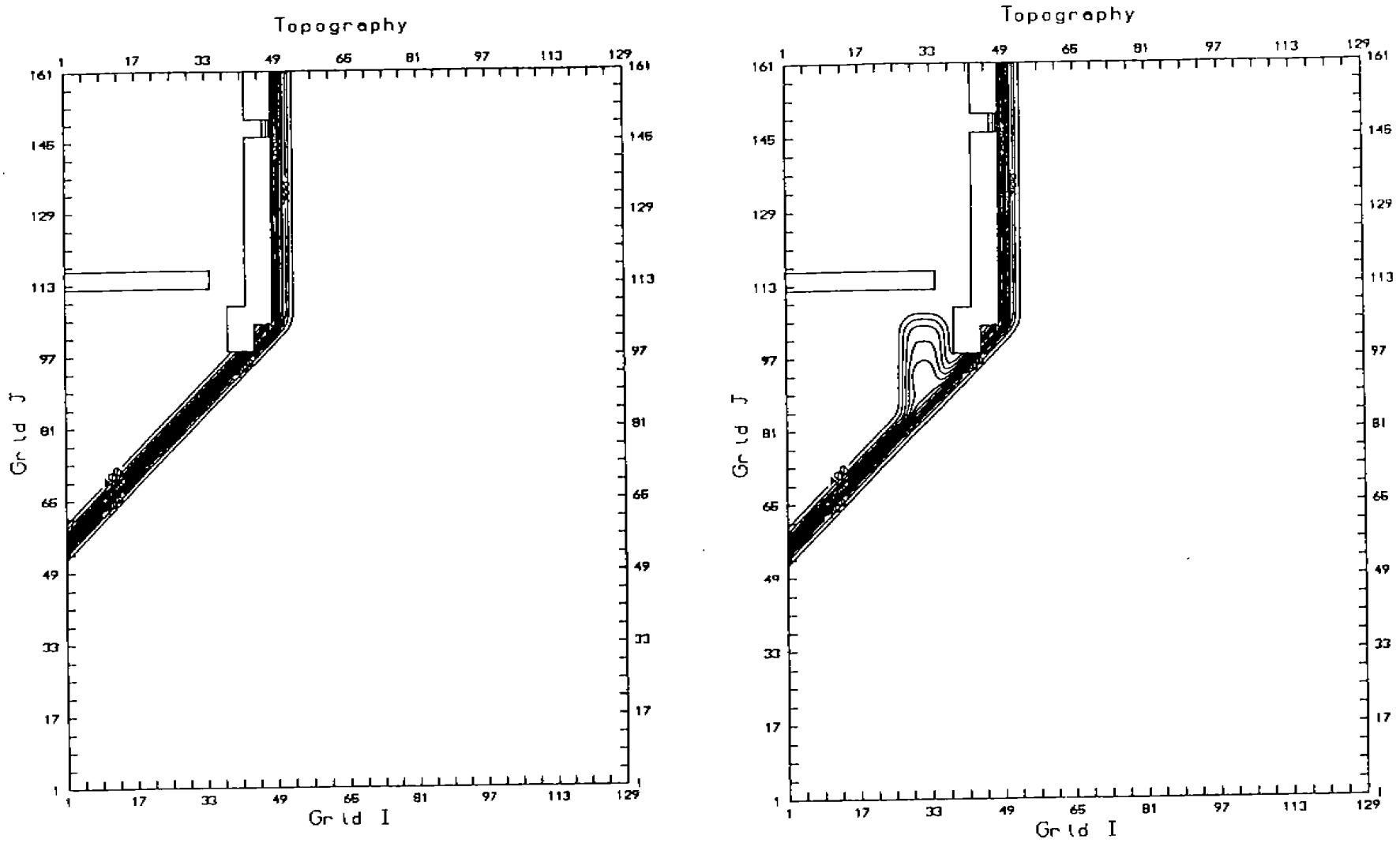


Fig. 13-1. Plane view of the two types of model basin and topography used in a baroclinic model. Contour intervals between isobaths are 50 m.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

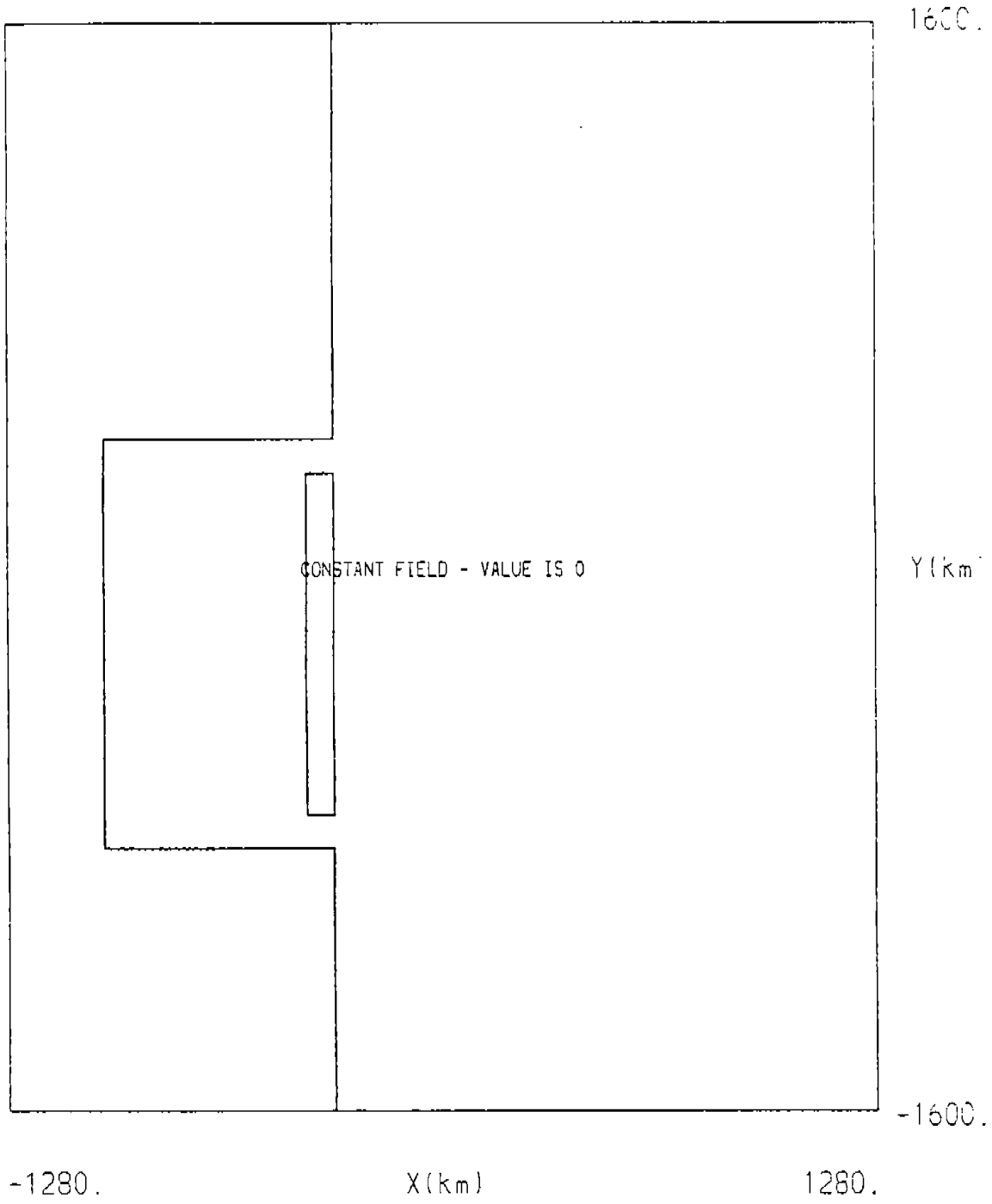


Fig. 13-2. Plane view of the model basin used in a barotropic model.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

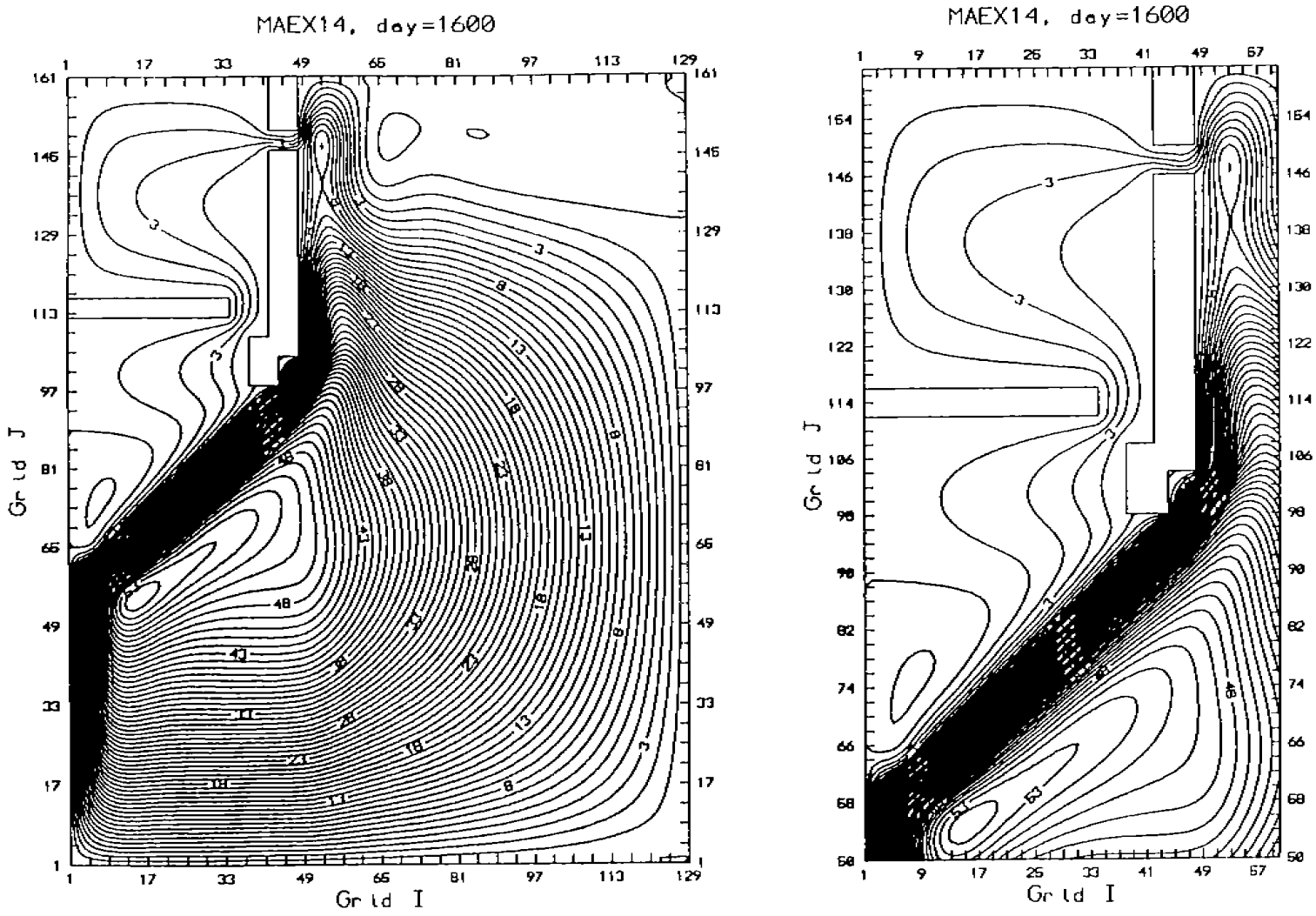


Fig. 13-3. Transport streamfunction in the whole domain (left) and in the shelf and the marginal sea (right) at 1600 days for an experiment with no hump-like topography. Contour intervals between streamlines are 1 Sv.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

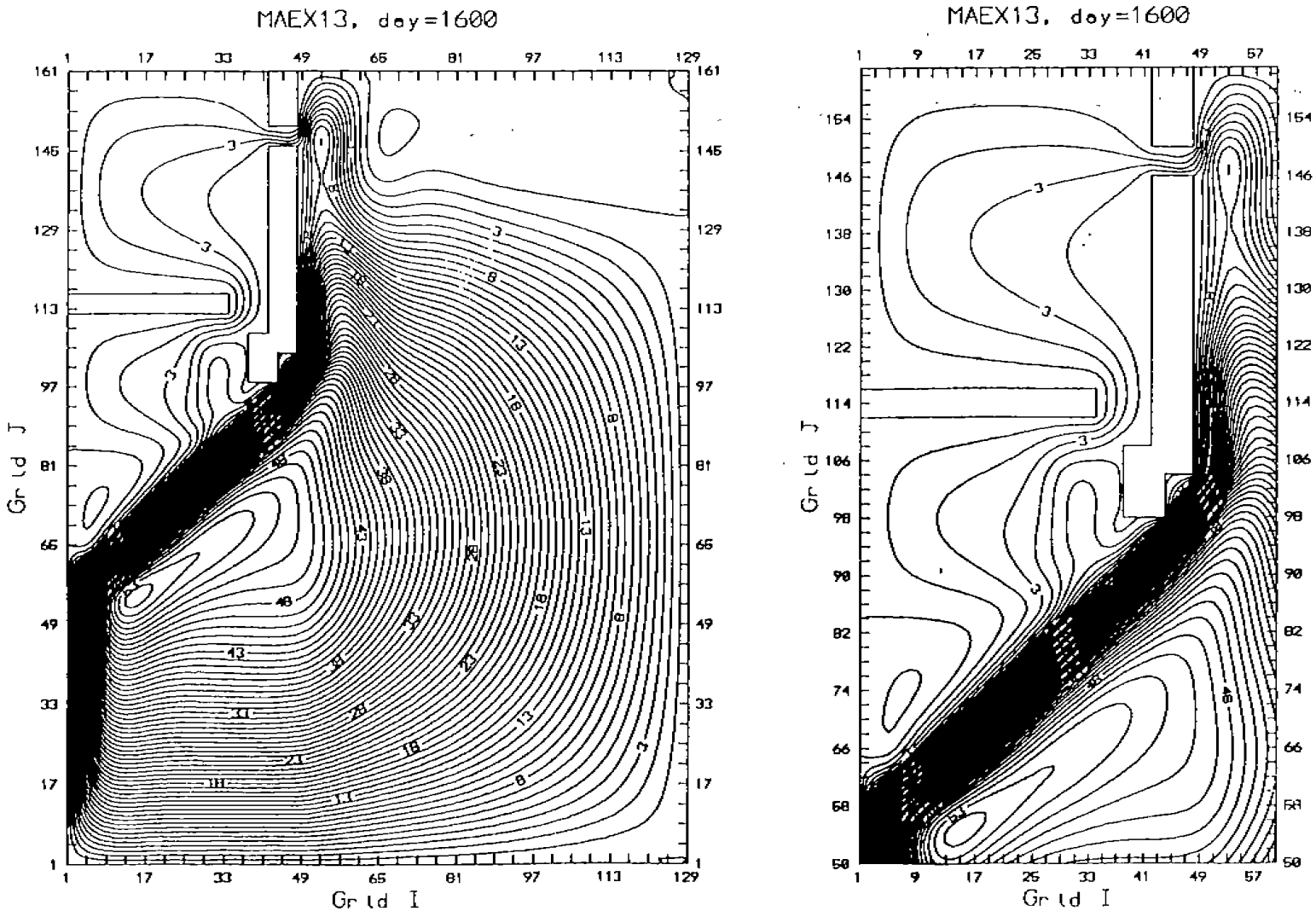


Fig. 13-4. Transport streamfunction in the whole domain (left) and in the shelf and the marginal sea (right) at 1600 days for an experiment with hump-like topography. Contour intervals between streamlines are 1 Sv.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

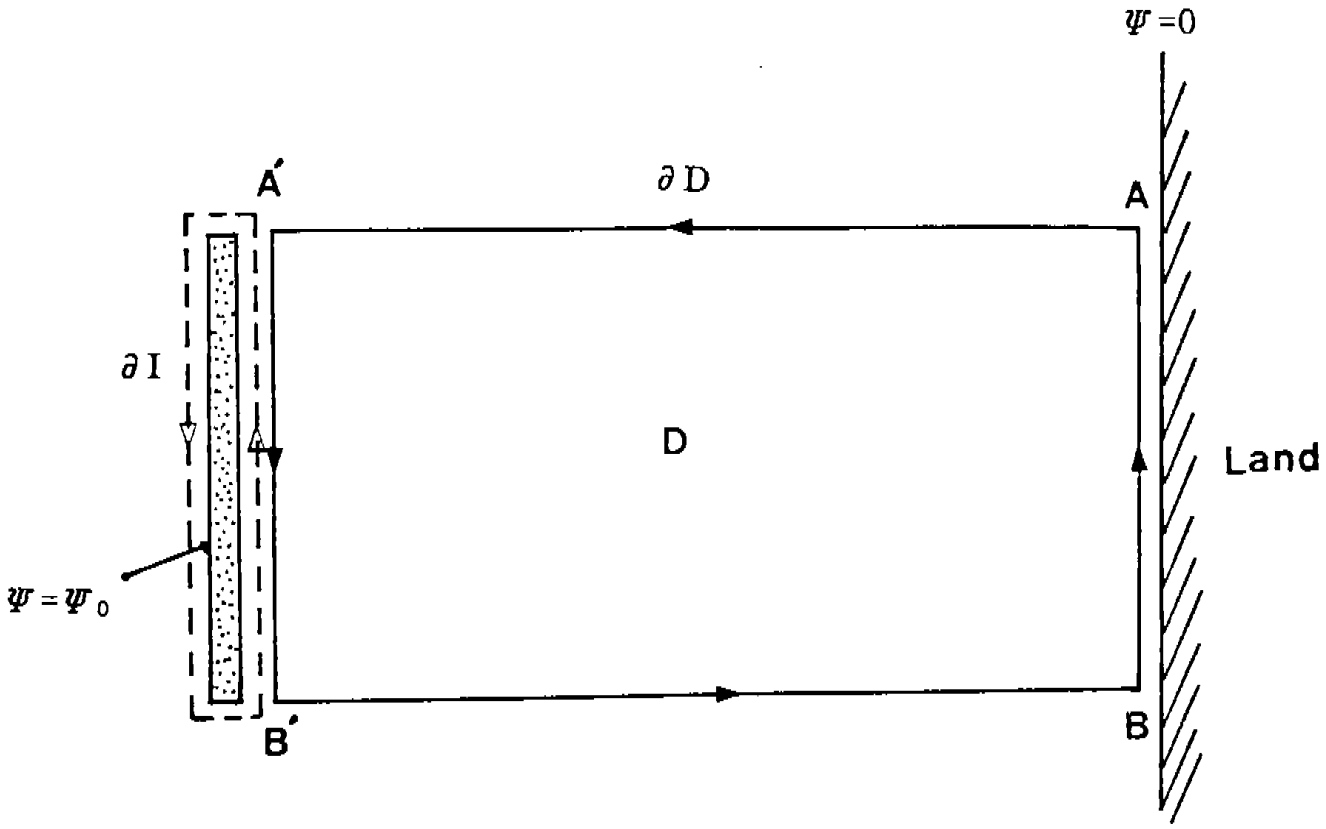


Fig. 13-5. The geometry used in deriving Godfrey's Island Rule. The path ∂ D: AA'B'BA follows the arrows ——►. The path ∂ I is around an island following the arrows ——▷.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

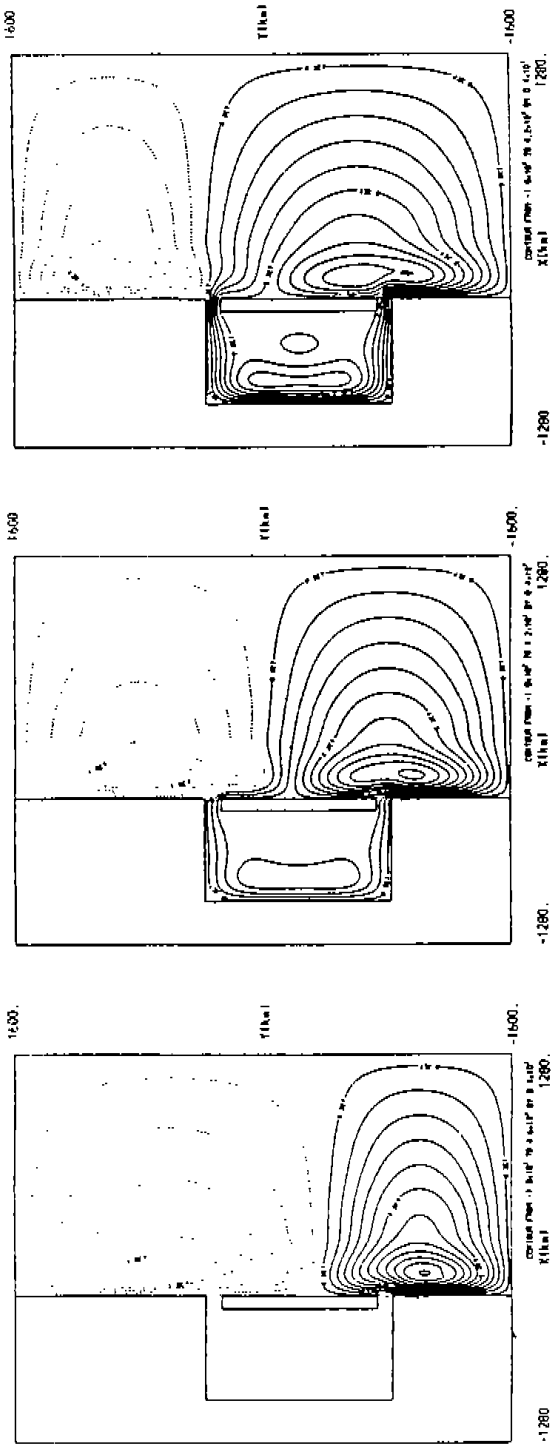


Fig. 13-6. Transport streamfunction at day 300 for Exp. 1, Exp. 2 and Exp. 3 from left to right in Table13-3.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

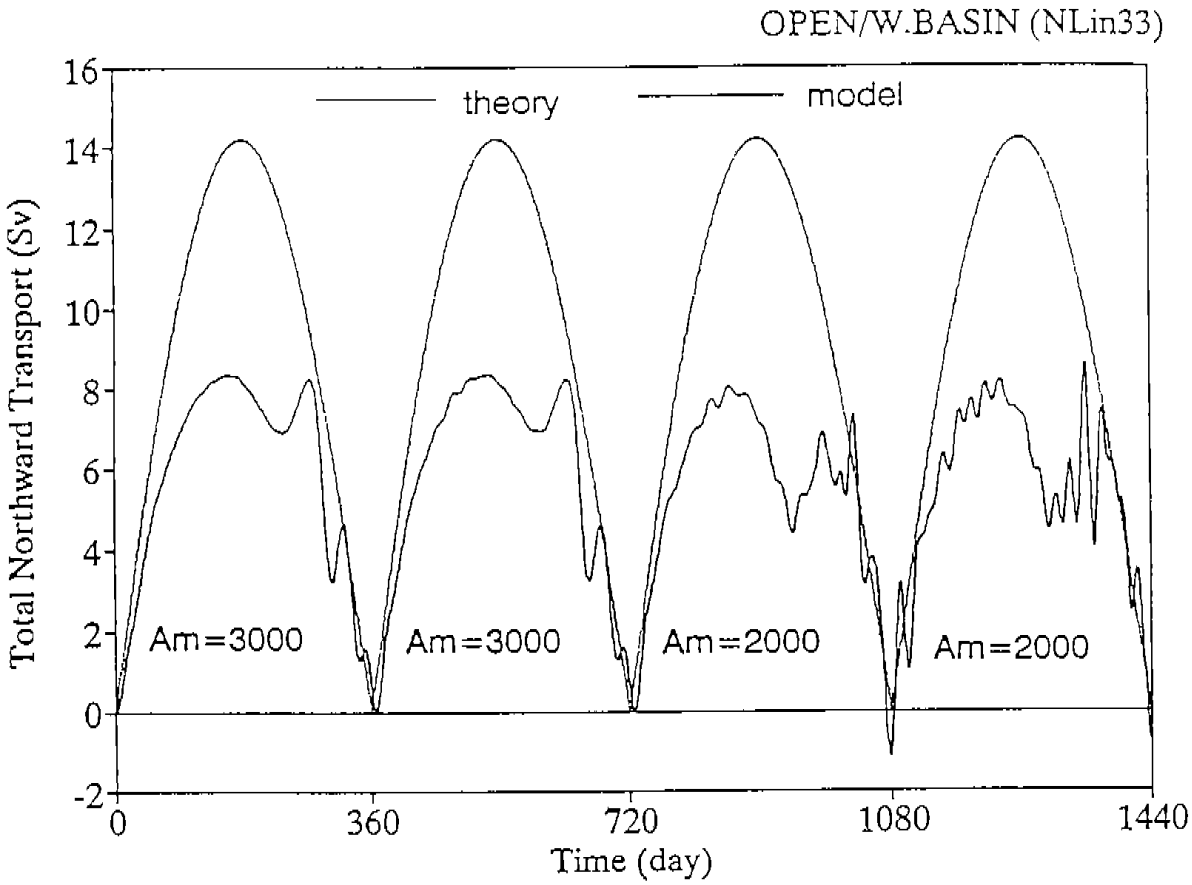


Fig. 13-7. The value of the barotropic streamfunction on the island for a wind stress anomaly of period of one year applied to a whole open ocean basin. Two non-linear model results (A_m=3000, A_m=2000) together with the value given by the wind stress integral in the island rule are shown.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

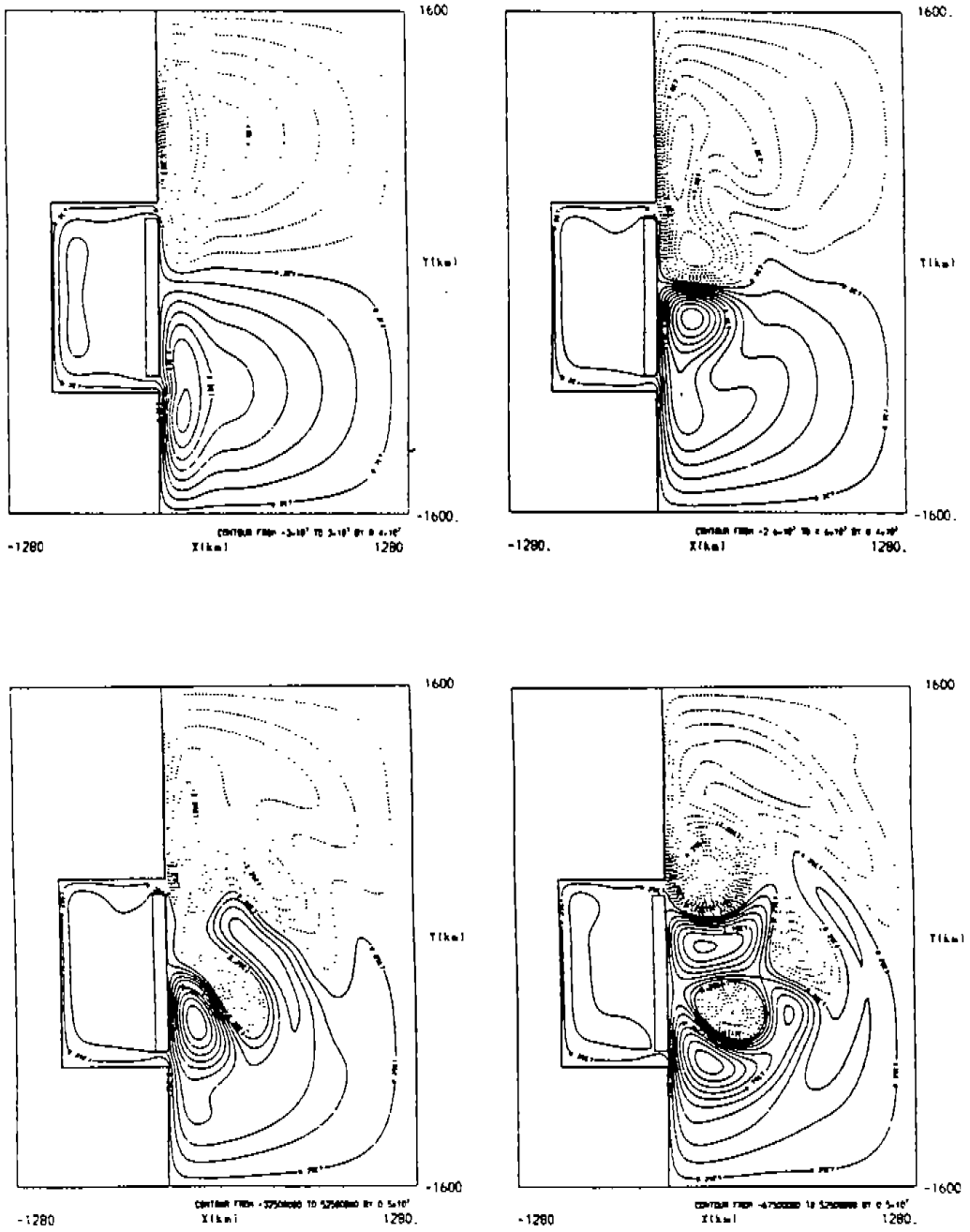


Fig. 13-8. Transport streamfunction at day 270 (spin-down period) for a wind stress anomaly of period of one year applied to a whole open ocean basin, as given by equation. Linear model result (top left), non-linear model (A_m=5000) result (top right), non-linear model (A_m=3000) result (bottom left), non-linear model (A_m=2000) result (bottom right).

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

부 록

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

부록 1. 연구기간중 연구참여자의 연구발표현황

(1) 논문게제 (국외): 5편

1. Lie, H.-J. and C.-H. Cho, 1994. On the origin of the Tsushima Warm Current. Journal of Geophysical Research, 99(C12), 25081-25091.
2. 李興宰, 趙哲鎬, Beardsley, 申弘烈, 1994. アルゴス表層 ブイに依る동해 (日本海)の 上層循環の構造. 月刊海洋, 海洋出版(株), 1994. 12., 767-772.
3. Heung-Jae Lie, 1995. Coastal Ocean Processes Experiment of the East China Sea (COPEX-ECS). PICES Press, 3(2), 5-7.
4. Heung-Jae Lie, 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.
5. Y. Hsueh, H.-J. Lie, and H. Ichikawa. 1996. On the branching of the Kuroshio west of Kyushu. Journal of Geophysical. Res., 101(C2), 3851-3857.

(2) 논문게제 (국내): 5편

1. 방익찬, 노홍길, 김태희, 1994. 제주도 북서해역의 해수분포와 해수순환. 제주대학교 해양연구소 연구보고, Vol. 18: 1-14.
2. 이홍재. 변상경. 방인권. 조철호, 1995. Physical structure of eddies in the southwestern East Sea. 한국해양학회지, 30(3), 170-183.
3. 한상규. 이홍재. 나정열. 1995. Temporal and spatial characteristics of sea surface winds over the adjacent seas of Korean peninsula. 한국해양학회지, 30(6), 550-564.
4. 방익찬, 노홍길, 이재학, 1995. 제주도 북서해역의 해수분포의 계절변화와 여름철의 황해난류. 제주대학교 해양연구소 연구보고, 19: 49-66.
5. Pang, I.C., H.K. Rho and J.H. Lee, 1996. Water mass distribution and seasonal circulation northwest of Cheju Island in 1994. Bull. Korean fish. Soc., 29(6).

(3) 논문투고: 5편

1. Heung-Jae Lie, C.-H. Cho, J.-H. Lee, P. Niiler and J.-H. Hu. Separation of the Kuroshio water and its penetration onto the continental shelf west of Kyushu. Submittied to Journal. Geophysical. Res. 1996.
2. Lie, H.J and C.H. Cho, 1997. Surface current field in the Eastern East China Sea.
3. Sok-Kuh Kang, Sang-Ryong Lee and Heung-Jae Lie, 1996. Fine grid tidal

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

modeling of the Yellow and East China Seas. Submittied to Continental Shelf Reaserch.

4. Sok-Kuh Kang and M.B. Abbott, 1997. Two layer modelling with applications to exchange flow and intenal tide. Submittied to Journal of Korean Society of Coastal and Ocean Engineerings.
5. 노홍길, 방익찬, 1996. 제주도 주변해역의 해양순환과 대마난류수의 북방한계.

(4) 국제회의발표: 17편

1. 이홍재. On the origin of the Tsushima Warm Current. Western Pacific Geophysics Meeting(미,지구물리연합회), 1994. 7. 홍콩
2. 이홍재. Preliminary results of KORDI surface drifter experiment in the East China Sea and East(Japan) Sea. CREAMS'94 International Symposium. Jan. 24-26, 1994, Fukuoka, Japan.
3. 이홍재. Coastal Ocean Processes Experiment of the East China Sea (COPEX-ECS). International Symposium on Pacific Western Boundary Current. Nov. 29, 1994, Fukuoka, Japan.
4. 홍기훈, 김석현, 정창수, 최중기, 강동진. Nutrients and biogeochemical provinces in the Yellow Sea. International Symp. on Global Fluxes of Carbon and its related substances in the coastal seas-ocean-atmosphere system, Sapporo, 14-17 November, 1994.
5. 유신재, 신경순. Boundary of the Yellow Sea LME and the East China Sea LME. (presented at The International symposium on "The Large Marine Ecosystems (LMEs) of the Pacific ocean". Qingdao, P. R. China. 94.10.8-11)
6. 장경일. The shelfward penetration of western boundary currents. Western Pacific Geophysics Meeting (American Geophysical Union), July 25-29, 1994.
7. 이재학, 이홍재, 조철호. CTD observations in the eastern East China Sea, early September 1994. XXI General Assembly of IAPSO, Honolulu, 1995. 8. 5-12.
8. 이홍재. 변상경. 방인권. 조철호. Physical structure of eddies in the southwestern East Sea. XXI General Assembly of IAPSO, Honolulu, 1995. 8. 5-12.
9. 이재학. 이홍재. 조철호. CTD observations in the eastern East China Sea, early September 1994. XXI General Assembly of IAPSO, Honolulu, 1995. 8. 5-12.
10. 이동규, P. Niiler. 이홍재. The numerical experiment of the formation of Tsushima Warm Current west of Kyushu Island. XXI General Assembly of IAPSO, Honolulu, 1995. 8. 5-12.
11. 이홍재. 조철호. 이재학., P. Niiler, J.-H. Hu. Penetration of the Kuroshio water onto the East China Sea shelf southwest of Kyushu. 8th PAMS and JECSS Workshop, Matsuyama, Japan, 1995. 9. 25-29.

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

12. 이재학, 이홍재, 조철호. CTD observations in the eastern East China Sea, early September 1994. 8th PAMS/JECSS, 마쯔야마, Japan. 1995. 9. 26.
13. 이홍재. Surface drifter experiment in the East China Sea. 1st International Symposium on Ocean Sciences, Matsue, Japan, 1995. 11. 19-21.
14. 방익찬. Seasonal circulation around Cheju Island. Symposium on the Yellow Sea. Qingdao, China. 1996. 11/11-13
15. J.H. Lee, H.-J. Lie and C.H. Cho, 1995, CTD observations in the eastern East China Sea, early September 1994, IAPSO 21th General Assembly, Honolulu, 104.
16. J.H. Lee, H.-J. Lie and C.H. Cho, 1995, CTD observations in the eastern East China Sea, early September 1994, 8th PAMS & JECSS Workshop, Matsuyama, 30-32.
17. S.K. Kang, S.R. Lee, H.J Lie and J.Y. Chung, 1995. Fine grid tidal modeling of the Yellow and East China Sea. 8th PAMS/JECSS(Japan & East China Sea Study). Ehime University, Matsuyama, Japan.

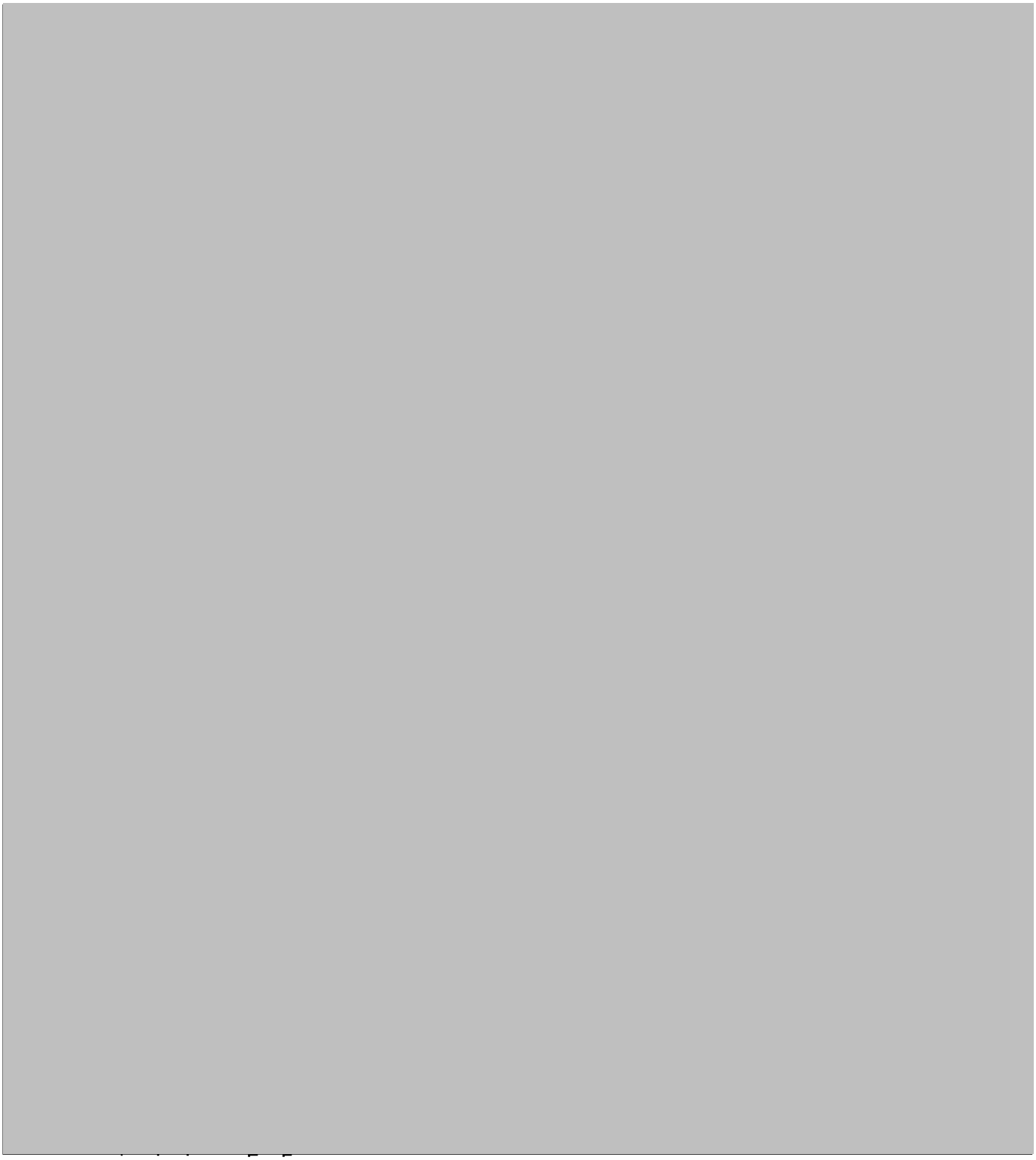
(5) 국내학술발표: 45편

1. 이홍재, 이재학, 조철호, 서장원. COPEX-E '93 물리해양 예비관측보고. 한국해양학회 '94년도 춘계학술발표회, 1994. 5, 제주대
2. 나정열, 한상규, 이홍재. 한국주변해역의 바람장의 스펙트럼분석. 한국해양학회 '94년도 춘계학술발표회, 1994. 5, 제주대
3. 이홍재. Argos 표층부이에 의한 한국주변해역의 해류조사. 한국해안.해양공학회 '94 정기학술강연회, 1994. 7. 의왕 (계원조형예술학교)
4. 최중기, 노재훈, 양은진. 동중국해 및 황해에서의 규조류 Thalassiosira속의 분포특성. 한국해양학회 '94년도 춘계학술발표회, 1994. 5. 제주대
5. 유신재, 허형택, 제종길, 신경순. The ecosystem structure near the boundary between the Yellow Sea and the East China Sea. 한국해양학회 춘계학술발표회. 94.11.12
6. 장경일. Effects of open ocean circulation on the influx to a marginal sea. 한국해양학회 1994년 춘계 연구발표회 1994.
7. 한상규. 나정열. 이홍재. 한국주변해역의 해상풍 특성 -EOF분석. 한국해양학회 춘계학술발표회, 부산대, 1995. 5. 3-4.
8. 이홍재. 나정열. 한상규. Temporal and spatial characteristics of sea surface winds over the adjacent seas of Korean peninsula: Spectral analysis. 한국해안.해양공학회 정기학술발표회, 성균관대, 1995. 10. 6-7.
9. Tang. 이홍재, 조철호. 이재학. Striking hydrographic features in the eastern East China Sea.. 한국해양학회 추계학술대회, 한양대, 1995. 11. 3-4.

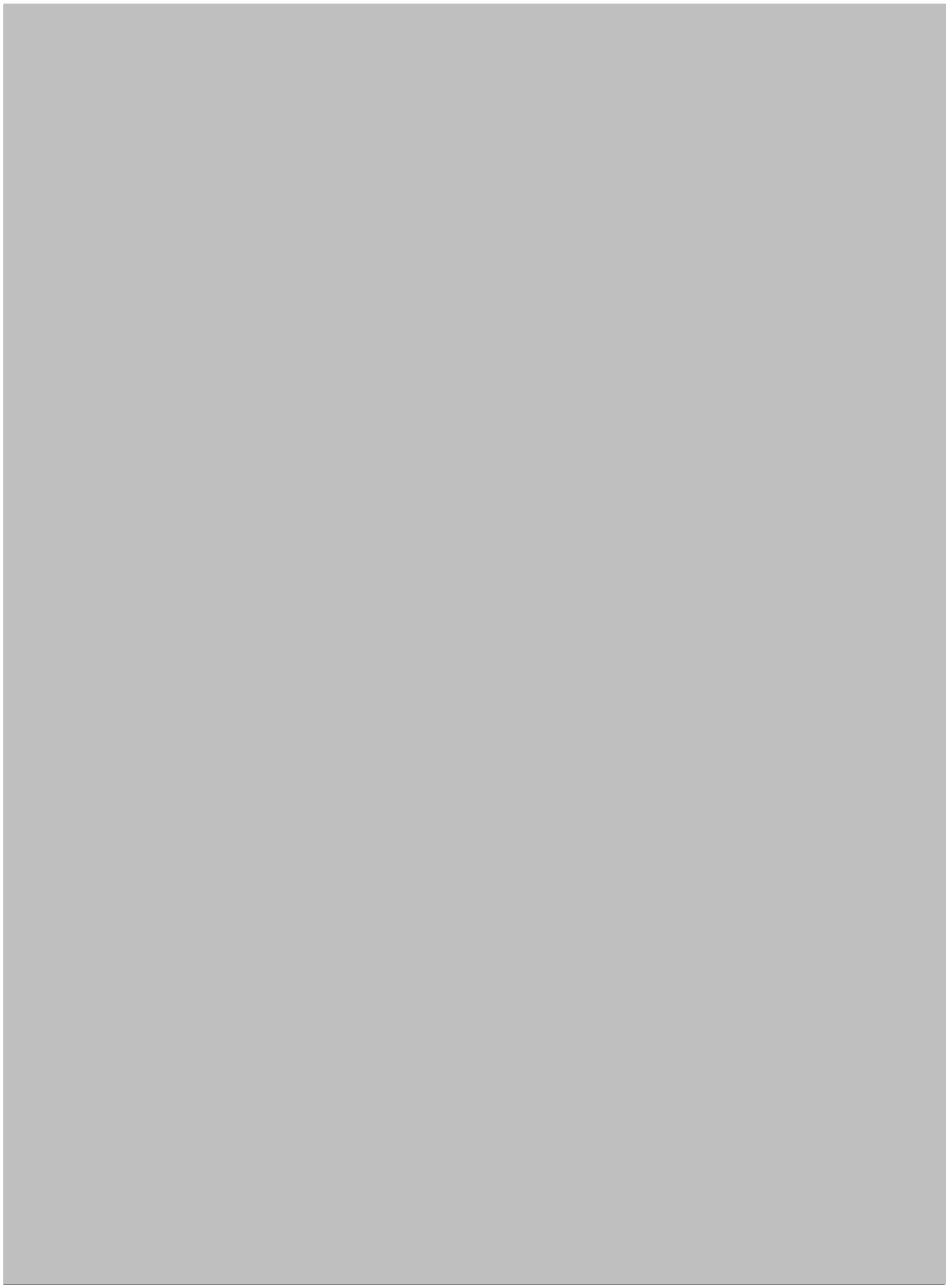
IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40

10. 이재학, 이홍재, 조철호. 대한해협 고염수의 유입 경로. 추계한국해양학회, 한양대. 1995. 11. 3
11. 조철호, 이홍재, 승영호. 동죽국해 동부 대륙붕단역에서 ADCP 관측. 한국해양학회 1996년도 춘계학술발표회. 부산수산대학교. 1996. 4.
12. 방익찬, 여름철 황해난류와 해수면변화에 의한 난류수의 순환, 추계한국해양학회, 한양대. 1995. 11/3-4.
13. 강석구, 이상룡, 이홍재. 황·동중국해 정밀격자 조석모델링. 1996년도 한국해양학회 춘계학술발표회, 부산수산대학교 해양과학공동연구소. 1996.
14. 방익찬, Seasonal circulation around Cheju Island. 4th joint symposium of Cheju National University and Nagasaki University on science and high technology, 1996. 4/11-13.
15. 방익찬, 수괴분석으로 본 여름철의 난류수의 서해유입과 남,서해의 계절순환. 추계한국해양학회. 1996. 10/31-11/1: ,
16-27. 제 1차 황·동중국해 해양 및 물질순환 워크숍 (1994. 12. 13-14, 제주대)에서 본 연구팀이 12편의 논문을 발표하였음 (부록 2 참조)
28-36. 제 2차 황·동중국해 해양 및 물질순환 워크숍 (1995. 10. 26-27, 제주대)에서 본 연구팀이 9편의 논문을 발표하였음 (부록 2 참조)
37-45. 제 3차 황·동중국해 해양 및 물질순환 워크숍 (1996. 11. 21-22, 용평리조트)에서 본 연구팀이 9편의 논문을 발표하였음 (부록 2 참조)

IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40



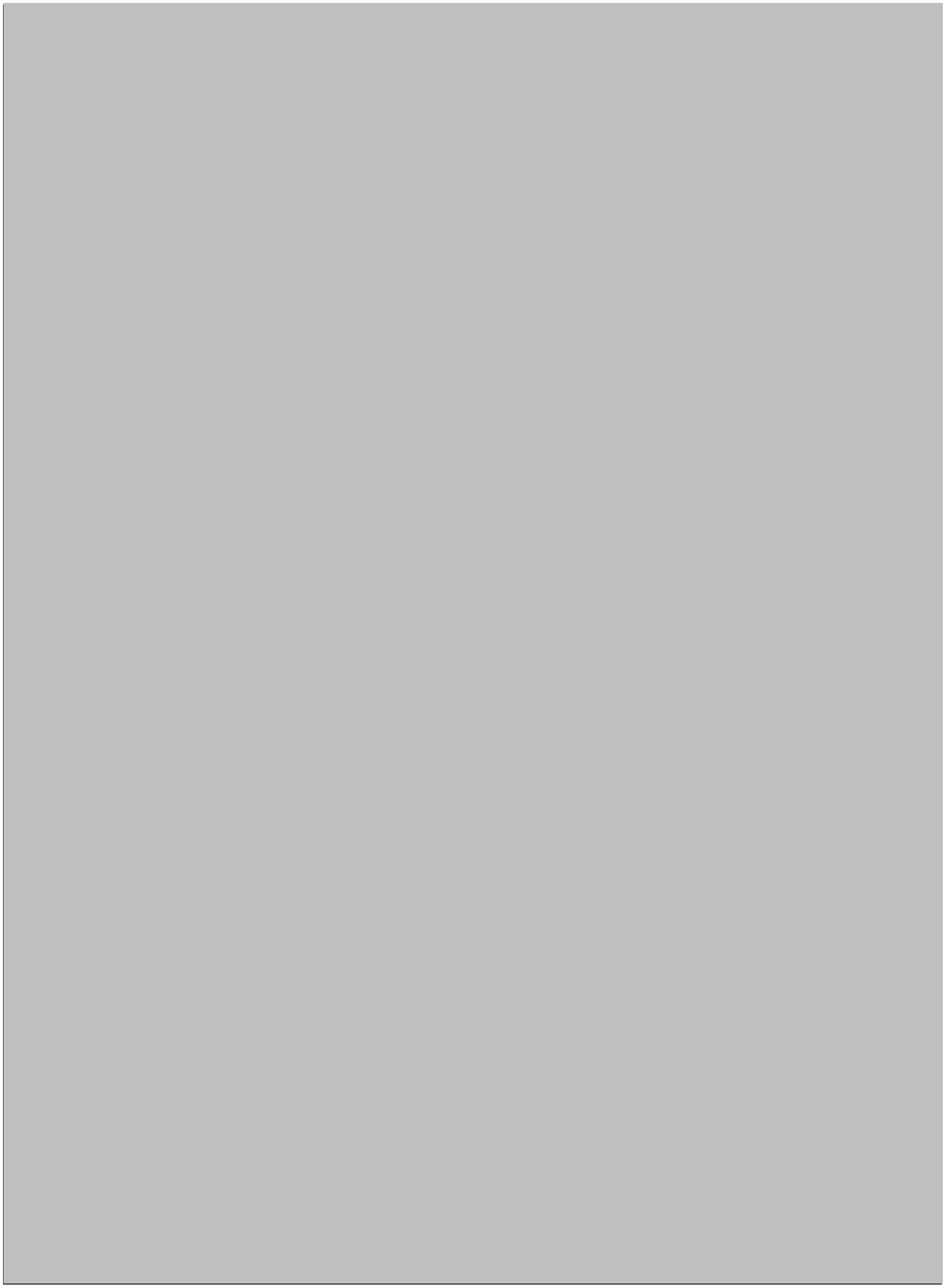
IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40



IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40



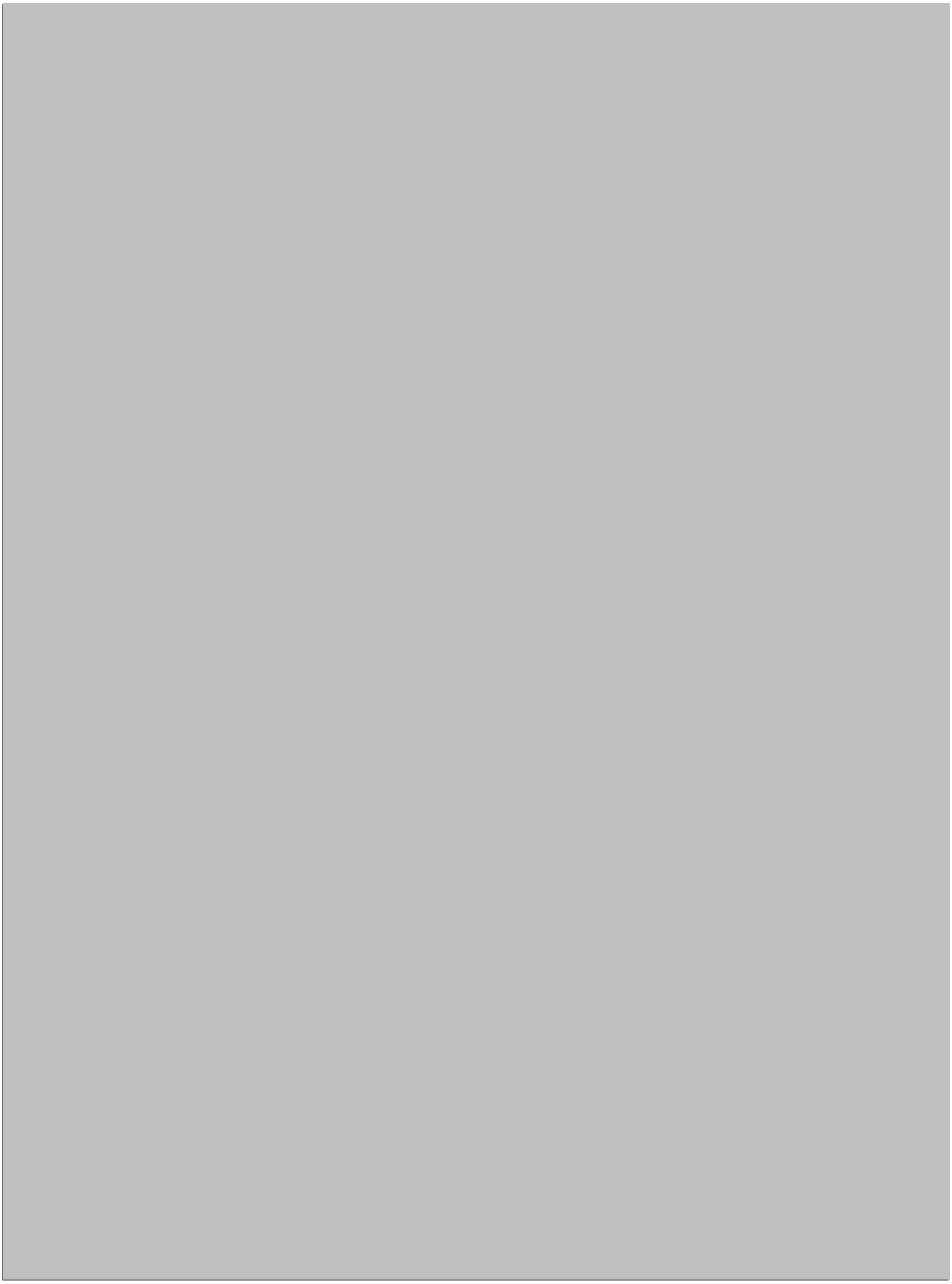
IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40



IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40



IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40



IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40



IP : 14.49.138.138, 2017-11-03 16:04:40