쿠로시오 해역과 동중국해의 해양순환 (1차년도);- 동중국해 동부해역 중심 -

Ocean Circulation and Material Flux of East China Sea (First Year);- Eastern East China Sea -

제 1 차년도
연차보고서

BSPN 00257－812－1

쿠로시오 해역과 동중국해의 해양순환
(1차년도)
－ 동중국해 동부해역 중심 －

Ocean Circulation and Material Flux of East China Sea
(First Year)
－ Eastern East China Sea －

1995. 5.

研 究 機 關
韓 國 海 洋 研 究 所

科 學 技 術 處

이 페이지는
여백 입니다

提 出 文

科學技術處長官 貴下

本 報告書를 "쿠로시오 해역과 동중국해의 해양순환"의 1차年度 報告書로 提出합니다.

1995년 5월 일

주관연구기관명 : 한 국 해 양 연 구 소

연 구 책 임 자 : 이 홍 재 (해양물리연구부)

해류 및 순환: 이 홍 재 · 장 경 일
조 철 호 · 전 호 경
남 수 용 · 박 동 원
박 필 성 · 황 상 철
나 정 열 · 한 상 규

친생물순환 : 홍 기 훈 · 정 창 수
김 석 현 · 강 동 진
박 선 규 · 이 상 한
박 성 숙 · 양 정 화
이 혜 경

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 · 변 상 경
김 철 수 · 신 홍 렬
이 대 하 · 서 장 원
남 경 애 · 김 태 희

생태계역학 : 유 신 재 · 최 중 기
유 재 명 · 김 종 관
신 경 순 · 노 재 훈
이 민 정

제주도 해황 : 노 홍 길 · 방 익 찬
김 상 현 · 김 태 희

이 페이지는
여백입니다

要 約 文

I. 제목

쿠로시오 해역과 동중국해의 해양순환 (1차년도) -동중국해 동부해역 중심-

II. 연구의 필요성과 목적

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

2. 연구개발의 1단계 및 최종목표
1단계 목표: 동중국해 중·동부해역의 해양순환 관련 주요 해양과정의 규명
최종 목표 : 동중국해의 해양순환의 규명과 예측시스템의 구축

3. 1차년도 연구목표
동중국해 동부해역의 하계 주요해양과정 및 해수순환의 규명
(대마난류를 중심으로)
- 대마난류수의 기원과 하계 경로
- 대마난류 분기역에서 하계 해양과정
- 제주도 주변해역에서 하계 해황구조
- 조석 및 해수유동 모델의 도입과 시험운영

III. 연구개발의 전체적 범위

1. 하계 학제적 종합해양조사 실시
조사해역: 대한해협, 제주도 주변해역을 포함한 동중국해 중·동부해역
주요조사항목: CTD, 해류, 조석과 조류, 친생물물질, 일차생산력, 플랑크톤
조사일정: 1994. 8. 27.-9. 9.

조사선박: 한국해양연구소 조사선 온누리호(1300톤급)
조사팀구성: 4개분야 (물리, 화학, 생물, 공학) 총 19명 승선

2. 제주도 주변 해양조사 실시
조사항목: CTD 및 일반해황
조사일정: 1994. 2.17-18; 6.20-22; 9. 6-15 (3회)
조사선박: 제주대 실습선
조사팀: 제주대학교 해양물리연구팀

3. 기존 및 관측자료의 일차처리 및 분석
분야별로 기초자료의 질검토
하계관측시 획득된 시료의 기본처리
분야별 기본자료의 분석 완료

4. 모델연구
조석·조류모델: 2차원 모델도입, 시험운영, 개선
모델의 검증 및 조석·조류의 조화상수 산출
해양순환모델: 3차원 스펙트럼 모델도입, 상자영역에서의 적정성시험
대마난류 수송량 변동요인 실험시도

5. 분야간 연계성 및 국제협력의 강화
-연구기획, 해양관측, 결과해석, 평가를 위한 학제적 접근 시도
방법: 제1차 황·동중국해해양 및 물질순환 워크숍 개최
(장소:제주대; 일시: 1994. 12. 13-14)
-국제공동연구계획 참여
세계해양대순환실험 (WOCE) 표층류 프로그램의 한국프로그램으로 참여
(이 홍재: 제 7차 WOCE/SVP 회의 참가, 미국 샌디에고)
지구해양물질플럭스연구 (JGOFS) 참여
(홍 기훈: IGBP 심포지움 참가, 일본 삽뽀로)
-지역국가협력강화
중국국가해양국제1해양연구소: 최신해양자료 (JRK)의 상호교환
연구책임자 방한 (Kuo 교수)
일본 MASFLECS Project: 동중국해 물질순환 공동연구 혹은 협력
연구책임자 방한 (Saito박사, Tsunogai교수)
대만 KEEP Project: 연구책임자 (Liu와 Chen교수)와 협력방안 검토중

IV. 연구개발의 결과

1. 하계 해류조사 및 해류구조

(1) 위성추적부이에 의한 해류실험

- 해양대순환실험 (WOCE) 표준형인 Holey-sock 부이 11대 자체제작.
- 하계 동중국해 동부역의 상층해류장을 추적하기 위하여 1994년 8월 하순
- 9월 초순 하계종합해양조사시 부이실험 실시
- 1994-1995년도 세계해양대순환실험 WOCE 표층류 프로그램 (Surface Velocity Programme)의 한국 계획으로 수행
- 1991-1993년 4회 실시한 부이실험과 WOCE 표층류프로그램의 자료를 참고하여 투하지점과 끌개 (drogue)의 수심 결정.
- 부이의 세부목표는
  (1) 쿠로시오의 연안쪽 가장자리가 쿠로시오의 본류로부터 분리
  (2) 동중국해 대륙붕단의 전선역에서 혼합수의 흐름
  (3) 대마난류 분기역과 제주도 사이 대마난류수계의 북상경로
  (4) 제주도 부근과 대한해협에서의 해류경로와 구조

(2) ADCP에 의한 흐름관측

- 1994년 8월말 - 9월초 온누리호에 장착된 ADCP에 의한 흐름조사
- 수심 350 m 이하의 천해역에서 bottom tracking mode로, 심해역에서는 none tracking mode로 관측.
- 자료 수집과 일차처리: 수직적으로 8 m 간격으로 획득하고 30초 간격으로 이동평균
- None tracking mode의 경우 선속은 GPS로부터 계산
  이동평균한 후 다시 공간적으로는 2 km 간격으로 평균하였음.
- 자료의 이차처리: 10분, 2 km 간격의 이동평균

(3) 추적부이실험에 의한 주요결과

가. 큐슈 서방 깊은 골 입구에서의 흐름

- 골 남쪽 입구에서 쿠로시오 본류의 토까라 해협으로의 방향전환
- 쿠로시오 대륙붕쪽 가장자리의 분리와 대륙붕으로의 진입
- 정점 K5 부근에서 50 m층의 shear: 약 2 (cm/s) / km

나. 깊은 골 왼쪽 대륙붕단역에서의 흐름

- 29-30° N 부근에 50 km 공간규모의 전선파동 혹은 소용돌이의 형성되고,
- 30° N 이북에서는 북향류, 29° N 이남에서는 남서류가 존재
- 남서류는 100-150m 등수심선을 따라 남하하고 대만 북동해역에서 쿠로시

오에 합류

다. 대마난류분기역과 제주도 사이 대륙붕에서의 흐름

- 북향류로 유속은 10-25 cm/s 정도
- 31° N이남에서 북상한 부이는 127° 30' E, 31° 45' N 을 향해 수렴하고 통과 후에는 발산하는 듯한 궤적을 보임

라. 제주도 주변과 대한해협에서의 흐름

- 제주도 남쪽 수심 100-200 m의 해역을 통해 북상하는 부이는 대부분 대한해협으로 진입
- 제주도 서방에 투하한 부이는 제주도를 시계방향으로 돌아 대한해협으로 진입
- 33° N 이북을 통과하면 부이의 궤적이 서로 수렴하면서 유속이 증가
- 대마도가 대한해협에서의 유선 (streamline)을 분리시키는 듯한 역할

(4) ADCP에 의한 해류구조

- 전반적으로 밀도약층이 형성되어 있는 수심을 중심으로 상층과 하층의 유속구조가 다름
- 정점 H08 부근에서 수온과 밀도약층이 강하게 형성된 수심 약 70 m 층을 경계로 상.하층의 유향이 반대며 강한 내부(조석)파가 존재
- 심해역에서는 조류가 해류에 비해 상대적으로 매우 약하여 ADCP자료가 해류구조 파악에 직접 이용가능
- 100 cm/sec 이상의 쿠로시오 본류가 30° N 부근에서 토까라 해협쪽으로 방향전환
- 관측선 H, I, J의 대륙사면에 남향류가 존재

2. 해상풍의 시공간 분포특성

(1) 자료처리 및 분석방법

- 1978년부터 1987까지 10년간 한국 주변해역에서의 해면기압으로부터 격자점별로 해상풍 계산
- 인접 8개 격자점에서 자료를 사용하여 공간적으로 평활화
- 29일 이동평균 (moving average)을 적용한 후 10일 간격 자료로 재정리
- 경험적 직교함수와 스펙트럼 분석

(2) 동서성분 해상풍

- 동해와 황해의 평균 동서 해상풍이 동중국해와는 위상이 반대이며 황해의 평균 해상풍이 가장 약함
- 표준편차가 2.4 m/s 이상으로 평균치보다 크고 동해남부와 북동부, 대만해역

에서 최대
- 변동의 대부분은 제 1과 2 모드에 의해 설명
- 제 1 모드는 연변화를, 제 2 모드는 연변화와 반년변화가 우세
- 제 2 모드의 반년 주기성은 봄과 가을에 한반도를 동서방향으로 통과하는 이동성 기압골에 기인

(3) 남북성분 해상풍
- 북풍계열이 우세하나 육지에서 먼 대양에서는 남풍이 우세
- 표준편차는 2 m/s 이상이며 동해북부역과 동중국해 북부역에서 최대
- 제 1과 2모드에서는 연변동이 우세

3. 하계의 수괴 및 혼합

(1) 현장 관측
- 기간: 1994년 8월 28일 - 9월 7일
- CTD(SBE 9/11PLUS) 관측: 11 관측면 103 관측점.
- BT 관측: 16 지점

(2) 관측 자료의 분석

가. 대한해협 입구
- 34.5 psu 이상의 고염수(대마난류수)는 서수도에서 쓰시마섬 쪽 저층에 분포
- 서수도 표층은 31.0-32.0 psu의 저염수 분포
- 서수도 저층 한반도 쪽으로 15 ℃ 이하의 냉수 출현

나. 제주도 주변해역
- 전해역 표층에서 29.8-31.6 psu의 저염수
- 제주도 인접 해역의 저층에 33.9-34.1 psu의 고염수 (대마난류수의 혼합)
- 황해골 중국쪽 사면에 10℃ 이하의 저층 냉수 확장

다. 대륙붕에서 대륙붕단 해역
- 해수면의 염분전선을 중심으로 두 가지 혼합수가 분포함
- 해저에 34.5 psu 이상의 고염수 분포

라 대륙사면에서 오끼나와 골
- 표층에 34.0 psu 이하의 저염수 분포
- 34.9 psu 이상의 고염수핵은 중앙해역 100-150 m 깊이에 분포
- 34.5-34.7 psu의 고염수는 대륙사면 쪽으로 분리 및 관입
- 400-800 m 깊이에 200 m 두께의 34.3 psu 이하의 염분최소층 분포
- 900 m 보다 깊은곳에 5 ℃ 이하의 심해수 분포

(3) 중규모 현상 관측

가. 쿠로시오로부터 고염수 분리 및 관입

- 쿠로시오의 방향전환 해역 120 m 수심을 중심으로 분리 시작
- 대륙붕단을 따라 북상
- 골의 북쪽에서 재분리 후 대륙붕(대한해협) 및 큐슈쪽으로 진행

나. 심해역 표층의 저염수 핵

- 33.8 psu 이하의 저염수 핵이 심해역 50 m 깊이에서 발견됨
- 북쪽으로 갈수록 고염화 되어 표층에 나타남

다. 대륙붕의 고염수 핵

- 대륙붕상에 주위보다 상대적으로 고염인 핵의 발견
- ARGOS 부이의 궤적과 비교하여 소용돌이로 판단됨

라. 혼합크기의 추정 - 약 50km

(4) 혼합과 관련된 현상

가. 전선 및 약층

- 원인: 쿠로시오수와 저염수의 경계,
  표층 태양복사와 담수증가에 따른 성층 강화
- 효과: 각각 수평방향 및 수직방향의 혼합과 물질 이동을 억제함

나. 전선 소용돌이

- 원인: 쿠로시오 유속의 수평변형, 해저지형 및 저염수의 확장
- 효과: 대륙붕단역의 혼합

다. 용승

- 원인: 해저지형, 대륙사면 해역의 2차순환
- 효과: 심해역의 물질을 대륙붕쪽으로 이동시킴

라. 대륙붕 해저혼합층

- 원인: 해저 경계층 역학
- 효과: 해저 부근의 수직혼합

마. 내부조석

- 원인: 성층 및 해저지형
- 효과: 상하층에서 각각 대륙붕쪽 및 외해쪽의 강한 조류에 의한 물질 이동

4. 제주도 주변해역의 해황과 대마난류수의 북방한계

(1) 겨울철의 해수분포와 해수순환

- 대마난류수 : 제주도 연안역을 중심으로 제주도 서방해역에서 제주해협으로 연결되어 분포하고 있으며 대마해류수가 제주도 서방해역을 지나 모두 제주

해협으로 유출됨.

- 황해냉수 : 소흑산도 이남해역까지 분포하며 한반도 서해안을 따라 남하하는 구조를 보임.
- 황해난류수 : 대마난류수와 황해냉수 사이에 분포하며 소흑산도 서쪽해역을 지나 황해중앙부를 통해 황해로 유입.

(2) 여름철의 해수분포와 해수순환

- 표층수 : 대마난류수는 보이지 않으며, 31‰ 정도의 저염수가 나타나 양자강 연안수의 영향이 6월에 이미 시작되었음을 보여 줌. 이러한 저염수는 남서해역에서 제주해협까지 나타나 있으며 대흑산도 부근의 한반도 남서연안에는 비교적 차고 높은 염분의 해수가 분포.
- 저층수 : 황해저층냉수는 황해중앙부를 통해 남하하며 황해난류수를 제주근해로 압박함.

(3) 하계 대흑산도 부근 저온현상해역과 황해의 해수순환

- 가설 1 : 황해 내부의 염수지를 위해 고염수의 황해유입이 필요함.
- 가설 2 : 여름철에 고염수는 제주도 연안 가까이에만 분포하며 서쪽에는 황해저층냉수가 있기 때문에 고염계 해수의 황해 유입 통로는 서해연안 뿐임.
- 자료분석 결과 : 대흑산도 부근 해역의 해수기둥이 갖는 높은 염분은 대흑산도 부근해역이 하천수의 영향을 많이 받고 있는 해역이라는 점을 감안하면 반드시 이남의 고염수의 공급을 받아야 함이 가능함. 하천수 유입의 영향을 받지 않는 수심의 수온분포를 보면 황해난류수가 제주도 해역에서 대흑산도 해역으로 유입되고 있는 것이 보임.
- 순환개념 : 1차순환은 대마해류의 순환으로 년중 지속되며, 2차순환은 계절풍에 의해 발생하는 순환이며 1차순환의 변형의 형태로 나타남.

5. 동계 쿠로시오수의 대륙붕으로의 유입

(1) 자료

- 1993년 12월 큐슈서방 오까나와 분지내 COPEX 집중조사해역에서 조사한 CTD 자료
- 1993년 12월 관측선 J 선상에서 투하한 위성추적부이의 이동궤적

(2) 분석방법

- 수온, 염분, 밀도 분포에 의한 수계의 공간구조 및 변동
- 위성추적부이에 의한 해류장의 공간구조
- 역계산법에 의한 유속장 구조

(3) 주요결과

- 큐슈서방 깊은 골의 왼쪽 대륙사면과 대륙붕단역을 포함한 집중조사해역에서 쿠로시오의 주축이 토까라 해협 쪽으로 방향전환
- 쿠로시오의 방향전환 해역에서 쿠로시오 왼쪽 가장자리 부분이 주축에서 분리 되어 등수심선을 가로지르며 대륙붕으로 관입
- 분리되어 관입된 쿠로시오수가 등수심선을 따라서 북상

6. 동중국해에서의 친생물원소의 하계분포 특성

1994년 8월 23일부터 9월 3일까지 황해입구와 대한해협을 포함한 동중국해에서 용존산소와 용존무기영양소의 분포특성을 조사하였다.

하계 동중국해 표층에서는 용존산소함량 및 용존무기영양소 농도가 수온 및 염분이 낮은 한국서남해역 및 남해역에서 높은 반면에 고온고염인 쿠로시오수계에서 낮다. 용존무기영양소의 농도는 표면혼합층내에서는 상당히 결핍되어 있으나, 수온약층하부에서는 급격히 증가하는 전형적인 대양형 수직분포형태를 보여주고 있다. 용존산소 및 용존무기영양소함량 수직분포는 낮은 용존산소함량과 풍부한 용존무기영양소를 가진 대륙사면 심층수가 대륙붕단을 따라 대륙붕역으로 용승되고 있음을 보여주었다.

관측선별 겉보기산소소비량과 질산이온농도는 직선의 상관관계를 보여 본 해역에서는 유기물이 분해되어 용존산소가 소모되는 만큼 질산이온이 재생되고 있음을 알 수 있다. 또한 해역별 AOU/NO_3 비율은 한국서남해역과 제주도 동부해역이 동중국해 쿠로시오수계보다 높다. 황해저층냉수의 특성을 보이는 정점에서는 유기물질로부터 질산이온보다는 인산이온이 상대적으로 많이 재생되어 낮은 NO_3/PO_4 비율을 보였다. 관측선별 염분에 따른 화학성분들의 분포는 수온-염분도표와 대체로 비슷하여 화학적 성분 (용존산소, 용존무기영양소)들의 분포는 해수물리특성에 의해 결정된다. 관측선 J에서 대륙붕역 저층수의 용존무기영양소는 대륙사면 109 - 190 m 에 위치한 해수로부터 공급된다. 대륙사면109-190 m 수심에서 평균 질산이온, 인산이온 및 규산농도, 용승속도에 근거하여 용승에 의해 대륙붕역으로 공급되는 용존무기영양소량을 추정하면 질산이온이 0.8 $mol/m^2/yr$, 인산이온 0.09 $mol/m^2/yr$, 규산은 1.8 $mol/m^2/yr$ 로서 동중국해 대륙붕역에서 식물플랑크톤에 의한 연간 일차생산력 (8.3-25 mole $C/m^2/yr$)을 유지하기위해 요구되는 질소계영양소의 약 22 - 66 % 를 공급한다. 따라서 영양소가 풍부한 대륙사면 심층수의 용승에 의한 용존무기영양소 공급은 동중국해 대륙붕역에서의 일차생산력을 유지시키는데 상당히 중요하다.

7. 동중국해의 플랑크톤 역학

해양환경의 시·공간적 변화에 따라 나타나는 식물플랑크톤의 분포 특성을 알아보기 위해 동중국해와 황해 남부해역에서 종 조성과 현존량을 조사하였다.

결과로서, 동중국해의 대마난류 영향권수역의 종 조성은 아열대와 열대식물상과 유사한 특징을 보였다. 그러나 조사해역에서의 계절별 환경요인 (수온, 염분, 성층)의 변화에 의해 식물플랑크톤의 시기별 종 조성과 군집구조는 변화를 보였다. 주된 변화는 식물플랑크톤의 현존량과 분류군별 상대적 조성에서 나타났다. 규조류는 수층이 혼합되는 시기에 우점하였으며, 반면에 와편모류는 성층이 형성된 시기에 규조류의 현존량 보다 높게 나타났다.

24 개의 P-I 배양실험이 시행되었다. 또한 73 개의 엽록소 수직 분포 자료를 가우스형 모형으로 매개변수화 하였다. P-I 특성과 엽록소 수직분포를 토대로 물기둥 내의 일일 일차생산력을 추정하였다. 일일 일차생산력은 69.7~726.4 mgC/m2/day의 범위를 보였다. 대부분의 정점에서는 DCM (저층 엽록소최대층)가 현저하게 발달되어 있었다. 물기둥 일차생산력에 대한 DCM의 기여도는 7.6~66.2%에 이르렀다. 양자강에서 나온 플륨은 북동쪽으로 진행하여 제주해협에 이르는 넓은 지역의 식물 플랑크톤의 성장을 유발한다. 이 현상은 CZCS (1980-1982)에 의해 관측되었을 뿐 아니라 같은 시기의 현장조사 (1980)와 금번 조사에서도 확인되었다.

요각류의 현존량과 생물량은 양자강 희석수의 영향을 받는 제주도 서북쪽에서 높고 대마난류권의 영향을 받는 대륙사면 쪽으로 갈수록 감소함을 보였다.

요각류의 포식은 체내 형광측정법으로 조사하였으며, 이 지역에 서식하는 요각류들이 식물플랑크톤을 포식함으로서 얻는 탄소량이 최대 값의 약 1/4~1/2 정도이다. 이것은 이지역에 서식하는 요가류가 아마도 영양적으로 결핍되어 있음을 시사하는 것이다. 식물플랑크톤 현존량에 대한 요각류의 일일 포식압은 <1%~5%로 조사기간동안 단지 작은 양의 식물플랑크톤이 요각류에 의해 소비되었음을 보였다.

8. 동중국해의 조석·조류 예측시스템 구축

황·동중국해 해역의 조석, 조류 예측시스템 구축을 위해 이차원 비선형모델과 내부조석파 연구를 위한 2층모델의 개발, 개선 연구가 실시되었다. 개발된 조석모델을 동중국해를 대상으로 구성된 정밀 등방격자망 체계에서 적용하였으며, 장기 동계관측자료를 이용한 모델 검증을 실시하였다. 9개 지점에서 조류조화상수 비교결과, 관측치와 계산치간의 M_2의 x,y성분의 평균유속(rms difference)이 25.5(4.8), 36.8(5.5) cm/s로서 관측치와 대략 19, 15%의 편차를 보

인다. K_1 분조의 경우 x,y성분의 평균유속(rms difference)이 3.9(2.6), 7.4(1.3) cm/s로서 관측치와 평균 67, 18%의 편차를 보였다. 조류의 공간변화가 크다는 점을 감안할 때, 검증결과는 상당히 양호한 것으로 판단되며, 계산된 조류조화상수를 이용하면 ADCP 등의 자료에서 대략 80%의 정확도로 조류성분을 제거할 수 있을 것으로 판단된다. 본 연구를 통해 수립된 격자망의 해상도 (1/12° ×1/16°)는 특별히 연안역의 상세한 조류정보가 필요한 경우를 제외하고는 황·동중국해의 조류정보가 필요한 분야의 목적을 만족시킬 수 있을 정도의 해상도를 지녔다고 사료된다.

Eulerian 잔차류 계산결과, 황해중부에서 광범위한 영역에 걸쳐 남동향하는 흐름이 예측되었으며, 이는 한반도 남서단의 조석기인 잔차 수위가 낮고 중국 연안에서는 높아서 형성되는 지형류 균형에 의한 것으로 보인다. 조석기인 물리현상으로서 조석혼합은 Simpson-Hunter criterion parameter(S)로 판단할 때, 대조시는 유속 상승으로 인해 평균조때보다 조석혼합 효과가 증대된다. S=2.0을 기준으로 할 때, 대조시에는 평균조시의 조석전선 영역으로부터 외해측으로 짧게는 20-30km (한반도 서남단), 넓게는 100km 이상(중국 중부 연안) 확장될 것으로 예측되었다.

9. 동중국해의 해양순환모델

대마난류의 수송량 변동에 영향을 미치는 요인을 파악하기 위하여 단순화된 모델영역에서 대륙붕과 연해로 유입되는 서안경계류에 관하여 수치적으로 연구하였다. 모델해양은 초기에 상수의 부력주파수를 갖도록 성층화 되어 있으며, 해양의 운동은 대양에 싸인함수의 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.

VI. 결론 및 제안

10년 장기프로그램으로 착수한 본 과제의 보고서는 1단계 1차년도 결과로서

1994년도 하계 동중국해의 동부해역에서의 해양순환을 학제적으로 접근하였다.

동중국해는 해양에너지 그리고 육지와 해양기원 물질을 받아들여 다시 분배하는 큰 저장고이자 공급자의 역할을 한다. 넓은 대륙붕과 좁고 긴 대륙사면으로 구성된 이 해역은 북쪽으로 황해와 접하고 있으며 대한해협을 통해 동해와 연결되어 있다. 이 해역에서는 다양한 시간적 공간적 규모의 여러 해양과정들이 독립적 혹은 복합적으로 발생하고 있다.

1990-1993 3년에 걸쳐 수행한 정부특정연구과제인 'Kuroshio해역에서 해황변동연구'의 조사를 통해 대마난류가 동중국해의 남동해역에 위치한 깊은 골 입구에서 비교적 유속이 약한 Kuroshio의 서쪽 가장자리 부분이 Kuroshio의 본류로부터 분리되고 대륙붕상의 수심 100-180 m의 등수심선을 따라 북상한다는 사실을 발견하였다. 대마난류의 분기는 본 과제의 예비조사로 1993년 12월 실시한 자료에 의해 확인되었다. 또한, 동계에는 물질순환이 수괴분포 그리고 해류구조와 좋은 상관성을 갖고 있었다.

담수의 세력이 강화되는 여름에는 수괴들 사이에 혼합이 활발히 일어나서 겨울과 같이 단순한 해양구조를 보이지는 않는다. 따라서 수직성층이 강하게 형성된 1994년 8월 하순-9월 초순에 종합해양조사를 실시하였다. 예상한 바와 같이 해양구조는 대단히 복잡한 양상을 보였으며 수직 및 수평 혼합이 대마난류 분기역에서 활발하였다.

향후 주요 해양과정에 대한 정밀한 분석과 정교한 모델연구가 필요하며 전반적인 해양구조와 대륙붕수와 대양수간의 물질순환에 대한 보다 깊은 이해를 위해 분야간 종합적인 해석이 요청된다.

이 페이지는
내용 없음

SUMMARY

I. Title

Study on ocean circulation and material flux of the East China Sea

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

2. Objective
   a. Goal of the first phase study (1994-1997): Study on major oceanic processes related to the ocean circulation and material flux in the central and eastern ECS
   b. Final goal of the study: Clarification of ocean circulation and material flux of ECS, and building of a comprehensive prediction system for oceanic conditions

3. Goal of the first year study

   Understanding on major oceanic processes in summer and circulation
   - Origin of the Tsushima Current and its summertime path
   - Oceanic processes occurring in the branching area of the Tsushima Current
   - Summertime structure of oceanographic conditions around Chejudo
   - Model study on tide and oceanic circulation

III. General scope of the study

1. Interdisciplinary survey in summer
   Survey area: Eastern ECS including the Korea Strait and sea around Chejudo
   Major items: CTD, current, tide and tidal current, dissolved plant major inorganic nutrients, primary production, plankton
   Observation period: Aug. 27 - Sept. 9, 1994
   Vessel: R/V Onnuri of KORDI (1300 ton class)
   Survey group: 19 members

2. Local survey around Chejudo
   Survey items: CTD
   Observation period Feb. 17-18; June 20-22; Sept. 6-15, 1994 (three times)
   Vessel: Training ship of Cheju National Univ.
   Survey team: Physical oceanographers of Cheju National Univ.
3. Processing and analysis of historical and observed data
   Quality-control of data
   Processing of data collected in summer, 1994
   Basic analysis of processed data

4. Model study
   Tide and tidal current: test and improvement of two dimensional model, model calibration, and estimation of major harmonic constituents, tide-induced residual current
   Ocean circulation: test and improvement of a three dimensional spectral model, application of the model to ECS, with simplified bottom and geometry, estimation of volume transport of the Tsushima Current
5. Inter-relation between different fields and strengthening of international cooperation
   - Planning, survey, interpretation of data for synthetic interdisciplinary study
   - Organization of a workshop on coastal ocean processes of the Yellow and East China Seas
   - International cooperation: involvement in 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 State Oceanic Administration in China: exchange of CTD and current data, visit of one Chinese scientist to KORDI

Japan MASFLECS Program : exchange of information and scientists (visit of two Korean scientist to Japan and two Japanese scientist to KORDI)

Taiwan KEEP Program : exchange of information

IV. Results of the study

1. Current dynamics and circulation pattern

(1) Experiment of satellite-tracked surface drifters

- Manufacturing eleven satellite-tracked drifters (WOCE standard type)
- Conducting the experiment in August-September 1994 for the summertime current field
- Serving as a Korean program of WOCE / Surface Velocity Programme for 1994-1995 and collecting new WOCE data observed in 1993-1994
- Determining releasing location and drogue depth by consulting four times experiments conducted during 1991-1993 and recent WOCE data file
- Focusing on (i) separation of the shore side fringe of the Kuroshio water from the Kuroshio main stream, (ii) movement of mixed water in the frontal zone west of the deep trough, (iii) path of the separated Kuroshio water on shelf between the branching area and Chejudo, and (iv) path of the Tsushima Current around Chejudo and in the Korea Strait.

(2) ADCP measurements

- Observing current fields in August-September 1994 using a ship-mounted ADCP on board of R/V Onnuri
- Conducting observations by the bottom tracking mode in shallow water of less than 350 m and the none tracking mode in deeper water
- Collecting data at a 8 m interval vertically and pre-processing data by a 30 second moving average

- Estimating ship velocity from GPS, filtering pre-processed data by ten minute and 2 km moving average methods

(3) Major results of the drifter experiment

a. Flow at the entrance of the deep trough west of Kyushu
- An eastward turning of the Kuroshio main stream toward Tokara Strait
- Separation of the shore side fringe of the Kuroshio water and its penetration onto the shelf
- Magnitude of shear at 50 m near station K5: about 2 (cm/s)/km.

b. Flow near the western shelf edge of the trough
- Existence of frontal waves or frontal eddies of scales of 50 km at the western shelf edge of the trough near 29-30° N.
- A northward current north of 30° N, a southwestward flow south of 29° N.
- The southwestward flow followed isobaths of 100-150 m and joined the Kuroshio northeast of Taiwan.

c. Flow between the branching area of Tsushima Current and Chejudo
- Drifters moved northward with a speed of about 10-25 cm/s.
- Trajectories were convergent toward a point of 127° 30′ E south of 31° N, 31° 45′ N, but divergent toward Chejudo north of 32° N.

d. Flow around Chejudo and in the Korea Strait
- Drifters coming from the south along 100-200 m entered the Korea Strait and their trajectories were convergent after passing 33° N, with speed increased.
- Tsushima island seems to act as a separator of streamlines in the Korea Strait.

(4) Current structure by the ADCP observations
- Data are contaminated significantly due to a misalignment of ADCP
- ADCP data can be used for current structure in the deep water where tidal current is relatively weaker than oceanic current.
- Generally, current structure of the upper and lower layers on the shelf area was different when the stratification was formed.
- Near the shelf edge, baroclinic component of current is important
- The Kuroshio main stream in the deep trough southwest of Kyushu changed its direction gradually detoured eastward toward Tokara Strait.

- A southward flow was observed on the shelf slope of line J.
- The salinity maximum core is not located to the Kuroshio main stream with maximum speed.

2. Spatio-temporal variability of surface wind in the seas adjacent to Korea

(1) Data source
- Calculation of gridded surface wind for a 10 years period of 1978-1987
- Smoothing gridded data using values at the eight neibouring grids
- Filtering the data by a 29 days moving average and resampling every ten days
- Application of the empirical orthogonal function (EOF) and spectrum analysis to the low-passed gridded time series

(2) East-west (EW) surface wind
- The mean EW winds in the East Sea and Yellow Sea are opposite to the wind in the East China Sea (out of phase), and the wind is weakest in the Yellow Sea
- The standard deviation, larger than 3.0 m/s, exceeds the mean speed. and it is maximum in the southern part and northeastern part of East Sea, and in the sea adjacent to Taiwan.
- The variance is explained mainly by the lowest two EOF modes.
- The prominent periodicity is 1 cpy for the first mode, and 0.5 and 1.0 cpy for the second mode.
- The half year periodicity may reflect frequent passages of moving atmospheric pressure system from west to east.

(3) North-south (NS) surface wind
- Northerly wind is prevailing in seas adjacent to Korea, but southerly wind in the open sea very far from the Japanese islands.
- The standard deviation is larger than 2 m/s, exceeding the mean speed. It is maximum in the northern East Sea and northern East China Sea.
- The dominant periodicity of the first and second modes is 0.5 cpy.

3. Water masses and mixing

(1) Field observations

- Duration: August 28 - September 7, 1994
- CTD(SBE 9/11PLUS) casting: 103 stations in 11 sections
- BT deployment: 16 stations

(2) Analysis of the data observed

a. The western Korea Strait

- The Tsushima Warm Current Water (>34.5 psu) is found in the bottom layer in the west path
- Low salinity water (31.0-32.0 psu) is located in the upper layer of the west path
- The bottom cold water (<15 ℃) is appeared in the northern part of the west path

b. The seas adjacent to Chejudo

- Low salinity waters (29.8-31.6 psu) cover the surface layer
- High salinity water is located in the bottom layer of area close to Chejudo
- The Yellow Sea Bottom Cold Water (<10 ℃) is appeared in the trough

c. From shelf to shelf edge area

- Two kinds of mixed waters is distributed
- High salinity water (>34.5 psu) is found in the bottom layer

d. From slope area to Okinawa trough

- Low salinity water (<34.0 psu) is distributed in the surface layer
- Kuroshio high salinity core (>34.9 psu) is located in 100-150 m depth
- High salinity water (34.5-34.7 psu) separated from the Kuroshio
- 200 m thick low salinity layer (<34.3 psu) is found at 400-800 depth
- The deep water (<5 ℃) is found in the depth deeper than 900 m

(3) Meso-scale phenomena

a. Separation and intrusion of high salinity water from Kuroshio

- High salinity water separates at the 120 m depth in the region where the Kuroshio turns to the east
- It flows to the north along the shelf edge
- It separates again at the northern part of trough and then flows into the shelf area and the Kyushu direction

b. Low salinity core at the surface layer in deep sea region
- Low salinity core (<33.8psu) is found at 50 m depth
- Th core is continued to the north with increasing salinity

c. High salinity core in the shelf area
- Relatively higher salinity water is found in the shelf
- It is believed that the core is a part of eddy based on ARGOS buoy track

d. Length scale of horizontal mixing - upper limit is about 50 km

(4) Mixing processes

a. Fronts and thermocline
- Causes: boundary between Kuroshio and low salinity waters
  strong stratification by solar radiation and freshwater input
- Effects: suppression of horizontal and vertical mixing and movement of materials

b. Frontal eddies
- Causes: horizontal shear of the velocity of the Kuroshio, bottom topography and extension of low salinity water
- Effects: mixing in the shelf edge

c. Upwelling
- Causes: bottom topography, secondary circulation in the slope region
- Effects: landward movement of materials originated from the deep sea

d. Bottom mixed layer in the shelf area
- Causes: dynamics of the bottom boundary layer
- Effects: vertical mixing near the bottom

e. Internal tides
- Causes: stratification and bottom topography
- Effects: movements of materials along with strong landward and seaward tidal currents in the upper and lower layers respectively

4. Oceanographic Conditions around Chejudo and Northern Limit of Tsushima Warm Currents

(1) Water Mass Distribution and the Circulation in Winter

- Tsushima Warm Current Water is distributed around Chejudo from the western sea of Cheju Island to the Cheju Strait, and totally flows to the Cheju Strait.

- Yellow Sea Cold Water is distributed over the western coasts down to the southern sea of Soheuksan Island, and flows southward along the western coast of Korea.
- Yellow Sea Warm Water is distributed between Tsushima Warm Current Water and Yellow Sea Cold Water, and flows into the Yellow Sea through the central part of the Yellow Sea via the western sea of Soheuksan Island

(2) Water Mass Distribution and the Circulation in Summer

- Upper Layer Water : Tsushima Warm Current Water disappears, and less saline water of 31 ‰ appears, which shows that the influence of Yangtze Coastal Water already begins in June. The less saline water is distributed from the western sea area of Chejudo to the Cheju Strait. Over the southwestern sea of Korea, the adjacent sea of Daeheuksan Island, relatively cold and saline water is distributed.
- Lower Layer Water : Yellow Sea Cold Water is extended to the south via the central part of the Yellow Sea and pushes Yellow Sea Warm Water to be confined to the near sea of Chejudo.

(3) Cold Water adjacent Daeheuksan Island in Summer and Yellow Sea Circulation

- Hypothesis 1 : The inflow of saline water is needed for salinity budget of the Yellow Sea.
- Hypothesis 2 : In summer, Yellow Sea Bottom Cold Water is distributed widely over the western sea of Chejudo and saline water is distributed only near Chejudo. So, the only possible inflow passage of saline water is the western coast of Korea.
- Result of Data Analysis : On the adjacent sea of Daeheuksan Island which is much influenced by river runoff, the saline water column is only possible by the northward support of southern saline water. According to the temperature distribution of deep layer which is not influenced by river runoff, Yellow Sea Warm Water flows from the adjacent sea of Chejudo to the western coast of Korea.
- Concept of Circulations : Primary circulation, which is represented by the Tsushima Current, continues all the year round. Secondary circulation, which is driven by seasonal winds, forms as the deformation of primary circulation.

5. Penetration of the Kuroshio water onto the shelf of the East China Sea

(1) Data source
- CTD data in the intensive study area of COPEX in December 1993
- Trajectories of satellite-tracked surface drifters released on line J in December 1993

(2) Analysis method
- Spatial structure of temperature, salinity, and sigma-t
- Spatial structure of current field derived from trajectories of surface drifters

(3) Major results
- Turning of the Kuroshio main stream toward the Tokara Strait in the intensive study area of COPEX
- Separation of the west fringe of the Kuroshio from the main stream in the turning area of the Kuroshio and penetration of the branch current onto the shelf
- Northward movement of the branch after its crossing isobaths

6. Summertime distribution of biogeochemical properties

Distributions of dissolved oxygen and dissolved inorganic nutrients were investigated during August 23 - September 3, 1994 in the eastern East China Sea including the mouths of the East Sea (Korea Strait) and the Yellow Sea.

In summer, the concentrations of dissolved inorganic nutrients and dissolved oxygen in the mouth of the Yellow Sea and the southern sea of Korea were higher than those of the Kuroshio. The concentrations of dissolved inorganic nutrients in the surface waters were around the detection limit, but increased sharply with depth. Vertical distribution of inorganic nutrients showed that the dissolved oxygen-poor, and nutrient-rich subsurface water of the Kuroshio is upwelled along the shelf break. The linear relationship between AOU and the concentration of nitrate suggests

that nitrate is being produced with consuming oxygen. The values of AOU/NO_3 ratio in the mouth of the Yellow Sea and the eastern part of Chejudo are larger than those in the Kuroshio. The ratio of phosphate to nitrate contents in the Yellow Sea Cold Water is smaller than the Redfield Ratio due to the selective regeneration of phosphate from an organic matter. Property-salinity diagrams for each section are similar to temperature-salinity diagram, implying that the contents of dissolved inorganic nutrients and dissolved oxygen are largely controled by physical properties of sea water. Dissolved inorganic nutrients in the bottom water of continental shelf in the East China Sea are mainly supplied through the vertical mixing of the Kuroshio subsurface water in the depth range of 109-190m. Based on the mean concentration of nitrate, phosphate, silicate in the depth range of 109-190 m and the upward speed of upwelling, dissolved inorganic nutrients carried by upwelling onto continental shelf is estimated to be about 0.8 mol/m^2/yr for nitrate, 0.09 mol/m^2/yr for phosphate and 1.8 mol/m^2/yr for silicate. Nitrate supplied by upwelled water contributes about 22-66 % of total nitrogen requirement for phytoplankton primary productivity (8.3-25 mole C/m^2/yr) in the shelf region of the eastern East China Sea, which appears to be a single major source of nutrients to the upper water column in the East China Sea.

7. Plankton dynamics in the East China Sea

In order to investigate the phytoplankton distribution patterns according to the temporal and spatial variation of environmental conditions, water samples to determine phytoplankton species composition and cell number were collected in the East China Sea and south Yellow Sea.

As a result, species composition in the East China Sea, where the water mass was largely affected by Thushima Warm current, markedly showed the features of tropical and subtropical flora. However, distinct temporal changes in species composition and community structure of phytoplankton were observed. These changes were induced by seasonal changes in environmental conditions (temperature, salinity and stratification of water column). Major differences were found in the standing stock and in the relative proportion of different taxonomic groups of phytoplankton. The diatom was the dominant component during the water-mixed periods, whereas dinoflagellate standing stock exceeded that of the diatom during the

stratified periods.

24 P-I incubations were made. Also 73 chlorophyll-a vertical profiles were parametrized for a Gausian model. Water column primary productivity was computed based measured P-I properties and chlorophyll-a profiles. Daily water column primary productivity ranged from 65
DCM (Deep Chlorophyll Maximum) was a pronounced feature in most stations. DCM contribution to the water column primary productivity ranged from 7.6 - 66.2 %. Plumes from the Changjiang river extended northeast through the Cheju Strait, inducing active algal growth over a broad area. This was observed by CZCS (1980-1982), which was confirmed by field surveys in the same period (1980) and in the current investigation.

Numerical abundance and carbon biomass of copepods were high in the northwestern part of Cheju Isaland which was largely influenced by diluted water of the Chanjiang river, but were decreasing towards the continental slope which is under the influence of Tsushima Warm Current

The feeding activity of copepods was investigated by gut fluorescence method. Daily rations obtained through herbivory by copepods seem to be about 1/4~1/2 of maxium values. This suggests that the copepods may have been undernourished. Daily feeding impact of copepods on phytoplankton standing stock is approximated to about <1%~5%. As such, only small part of phytoplankton standing stock was consumed by copepods during the study period.

8. Development of tidal prediction system in the Yellow and East China Sea

The development and improvement of tidal model was made to establish the tidal prediction system in the Yellow and East China Seas and to study the internal tide in the shelf break. The tidal model on a fine regular grid system was applied to the Yellow and East China Seas and and verified against the long-term current data in the study area. The 9-point averaged u,v mean current (rms amplitude and phase difference between observed and calculated values) in case of M_2 component, are 25.5(4.8), 36.8(5.5) cm/s, respectively, and the deviation from observed values are 19, 15%, respectively. In case of K_1 tide they are 3.9(2.6), 7.4(1.3) cm/s and the deviation are 67, 18%, respectively. From the results of model verification

the calculated harmonic constants of tidal current can be used to predict the tidal current approximately with 80% accuracy. The grid resolution (1/12° ×1/16°) is thought to be fine enough to distribute the accurate tidal information to usual users except for the case requiring highly-resolved tidal information at coastal area.

The result of calculated Eulerian residual current shows that the residual currents in the central southern part of the Yellow Sea flow southeastward with several cm/s of speed, which satisfies geostropic balance. The tidal mixing as one of tide-induced physical processes was investigated based upon Simpson-Hunter criterion parameter(S) calculated by using the present tidal model. Based upon Simpson-Hunter criterion parameter S=2.0, the boundaries of strong tidal mixing during the spring tide were calculated to be extended by 20-30 km offshore at southwestern mixing area of Korean Peninsular, and by 100 km offshore at the mid-east coast of China, compared with those during the mean tide.

9. Model for the East China Sea Circulation

The penetration of a western boundary current onto a continental shelf and a marginal sea is studied numerically in an idealized model basin in order to investigate factors affecting the volume transport of the Tsushima Current. 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.

V. Conclusion and suggestions

This is the first-year study of the ten years long-term interdisciplinary program on coastal ocean processes of the East China Sea, especially for the oceanic circulation and material flux. This report includes data and results observed in August-September, 1994.

The East China Sea acts as a large reservoir and supplier of energy and materials originating from both land and ocean. The basin, consisting of vast shelf area and narrow, long slope region, is connected to the Yellow Sea in its northwest and to the East Sea through the Korea/Tsushima Strait. In the basin there exist various oceanic processes of different temporal and spatial scales taking place individually or in combination.

The former program, entitled "Study on oceanographic variability in the formation area of the Tsushima Warm Current" and performed during 1990-1993, revealed that the Tsushima Current water originates from the western flank of the Kuroshio with relatively weak speed at the entrance of the deep trough southwest of Kyushu and flows northward on the shelf of 100-150 m west of the deep trough. The branching of the Tsushima Current has been evidenced by the preliminary field survey of this long-term program, conducted in December 1993. Also close correlation between water mass, current structure, and material flux was found in December 1993.

In summer when fresh water input increases largely, oceanographic structure is not so simple as that in winter, mainly due to active mixing between different water types. Thus the summertime survey was carried out in August-September 1994 when the vertical stratification was strengthened. Oceanographic structures are found to be much more complex as expected. However, physical, chemical, and biological structures have good similarity each other, and both vertical and horizontal mixing are found to be very active in the branching area of the Tsushima Current.

In the near-future, major oceanographic processes should be investigated by both detailed 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.

페이지는

차 례

이 페이지는

CONTENTS

이 페이지는
[illegible]

표 차 례

저는

List of Tables

그 림 차 례

List of Figures

이 이미지는

여백 [illegible]

서 론

이 페이지는
여백 입니다

제 1 장 서 론

본 보고서는 과학기술처 특정연구과제로 1994년 5월부터 1995년 4월까지 수행한 1차년도 사업성과를 정리한 것이다. 이 과제는 과제의 중·대형화라는 연구소의 새로운 정책에 따라 선정되었으며, 1993년 10월부터 1994년까지 예비연구로 수행한 "동중국해의 이용과 개발을 위한 동중국해 해황과 대마난류의 기원 (예비조사)" 사업 결과를 토대로 연구범위와 규모를 결정하였으며, 동중국해를 연구대상으로 한 국내 최초의 학제적 종합해양연구사업이다. 동중국해 동부해역에 대한 1단계 연구는 3개년으로 진행될 예정이며 본 보고서에는 하계해양조사의 성과와 분석결과가 수록되었으며 1993-1994년도에 실시한 예비연구의 결과도 부분적으로 계절변동의 이해와 하계관측과 비교하기 위하여 취급하였다. 주요 관측성과는 분야별로 기술하였으며 분야간 연계성을 고려한 학제적 종합분석은 3차년도 사업보고서에서 취급할 예정이다.

제 1 절 연구동기 및 필요성

본 연구는 우리나라 주변해역중에서 이용과 개발 가능성이 가장 높고 여러가지 중요한 해양자원이 부존되어 있는 동중국해의 해양구조와 변동에 대해 체계적으로 접근하기 위해 추진하였다. 대륙붕이 잘 발달된 동중국해는 생물자원과 해저자원의 보고이며 세계 2대 해류의 하나인 Kuroshio가 통과할 뿐만 아니라 중국대륙 및 한반도로부터 담수의 유입이 커서 다양한 해양현상이 공존하고 있다. 그러나 이 해역에 대한 국내 해양조사와 연구활동은 일본과 중국에 비해 대단히 미미한 실정이어서 국가정책수립과 해양경제활동을 위하여 시급히 기초자료의 획득과 해양구조와 변동에 대한 규명이 필요하다.

동중국해 동남해역에서의 전체적인 해황구조를 살펴보면 Kuroshio로부터 분기되는 대마난류가 외해의 고온·고염수를 동중국해, 황해와 동해로 수송하고, 연안수가 중국대륙과 한반도의 하천과 연안역을 통해 동중국해로 유입되어 대륙붕수의 근간을 이룬다. 따라서 동중국해의 기본적인 해황을 이해하기 위해 크게는 연안수와 대양수의 시간에 따른 공간적 구조와 분포, 그리고 두 해수와의 혼합과정을 파악해야 한다. 이러한 해황의 공간적 구조와 시간에 따른 변화는 물리, 화학, 생물학적인 해양과정에 의해 결정되며, 해황의 시·공간 변화를 예측하기 위해 무엇보다 주요 해양과정을 우선적으로 규명해야 한다. 동중국해의 해황을 결정짓는 주요 해양과정은 Kuroshio로부터 분리되는 대마난류수의 세력과 유동경로, 양

자강하천수의 유입과 유동, 한국 남해안의 연안수와 대륙붕수의 혼합, 그리고 대륙사면에서의 대양수와 대륙붕수와의 혼합 등과 연계되어 있다. 그러나 이러한 주요 과정들이 독립적으로 발생되기도 하지만 여러 과정이 복합적으로 혹은 다른 과정이 더 개입되어 복잡한 해황변동을 야기시킨다.

제 2 절 연구추진과정

동중국해에서 발생하는 주요 해양과정을 이해하기 위해서는 어느 특정분야만을 대상으로 중점연구하는 것보다 물리, 화학, 생물분야가 망라된 분야간 상호보완적인 연구가 효율성과 성과면에서 보다 바람직하다는 세계적인 연구동향과 추세를 감안하여 1992년 10월부터 동중국해의 해양과정연구에 관심을 가진 한국해양연구소의 각 분야 주요 연구자들이 수차례 모임을 가졌다. 이 모임에서 동중국해와 관련된 국내외 연구현황을 검토하였으며 학제적 연구체계의 필요성을 공통적으로 인식하였다.

1993년 1월, 한국해양연구소 '93 기관첨단요소과제 후보과제로 '황·동중국해 이용과 개발을 위한 해황예측모델 개발연구'라는 연구과제를 제출하였으며, 동 계획서는 6개 세부연구분야 (해류 및 수괴, 순환모델과 대마난류, 조석과 조류, 친생물 물질순환, 일차생산력과 플랑크톤역학, 해황예보모델과 해황도 작성)로 구성되었다. 그후 수차례 계획서를 수정 보완한 '동중국해의 이용과 개발을 위한 동중국해의 해황과 대마난류수의 기원'이라는 과제가 '93년도 첨단요소과제로 채택되어 1993년 10월에 협약되었으나 요청한 연구비의 대폭 삭감으로 인하여 초기 계획보다 연구내용 및 규모가 축소되었다. 최종 확정한 연구범위 및 내용은 한국해양연구소 보고서 제3절 (이홍재 등, 1994)에서 기술한 바와 같다. 한편, 연구과제의 대형화 정책으로 상기과제의 연구기간이 1년에서 7개월로 단축되었고 1994년 4월 말에 협약된 본 과제에 흡수되었다 본 연구과제는 3단계로 10년에 걸쳐 수행하는 것으로 기획하였으며, 1단계 사업기간인 1994년부터 1997년까지 3년간은 대양수가 동중국해로 유입하는 동중국해의 동부해역을 연구해역으로 선정하였고, 2단계 3년간은 담수의 유입과 그 영향이 큰 동중국해의 서부해역을, 3단계 3년간은 대륙붕수와 대양수의 혼합이 활발히 일어나는 동중국해의 남부해역, 즉 대륙붕단 및 사면역을 중점대상해역으로 연구를 기획하였다. 최종년도인 10차년도에는 모든 자료를 종합하여 동중국해의 종합해양도를 작성할 예정이다.

제 3 절 연구개발 목표와 주요사업 내용

가. 연구방향

동중국해의 종합 해양순환과정과 예측이라는 장기 최종목표를 달성하기 위해 분야별 해양과정의 규명에 맞도록 구체적이고 실현가능한 세부목표를 설정하는데 초점을 맞추었다. 이를 위해 연구소내 해당전문가와 외부기관의 관련전문가들로 연구팀을 구성하였고, 주어진 연구비의 효율적 인 집행과 분야별 조사의 동시성을 유지하기 위해 공동조사를 실시하고, 자료의 해석을 위해 분야간 학제적 연구분위기를 활성화하는데 주력할 것이다.

나. 연구개발 목표

최종연구목표

- ㅇ 1단계 목표인 중.동부 동중국해의 종합해양순환과 예측시스템을 위한 주요 해양과정 (coastal ocean processes) 규명

⇓

- ㅇ 장기 최종목표인 쿠로시오 해역과 동중국해의 이용과 개발을 위한 종합해양순환 (물리, 화학, 생물)의 규명과 해양예측시스템 구축

10년의 연구기간으로 계획한 연구의 최종목표는 동중국해의 이용과 개발 (어·해황 예보, 해양환경, 해양자원, 지역기후, 해상 군작전, 수송로 확보)을 위한 해수과정과 해양순환의 규명, 그리고 예측시스템의 구축과 기본해황도 작성이며, 1단계 연구대상해역은 동중국해의 동부해역이다. 최종목표 달성을 위한 세부목표는 아래와 같다.

- 대마난류수의 기원과 변동성의 규명
- 대마난류 형성해역에서의 대륙붕수와 Kuroshio 대양수의 혼합과정 및 물질플럭스의 규명.
- 동중국해 동부해역의 기본해황도 (상층해류도, 수온, 염분, 일차생산력) 작성.
- 동중국해의 해황속보 능력배양.
- 국제해양조사 프로그램인 세계해양대순환실험과 지구해양물질플럭스 프로그램에 참가.

다. 연차별 연구개발목표 및 내용

구 분	연구개발 목표	연구개발 내용 및 범위
1차년도 (1994)	동중국해 중·동부해역의 주요 해양과정 및 해수순환 규명 (대마난류 중심)	1.대마난류의 기원과 하계경로 2.대마난류 분기역에서 하계 물리,화학,생물학적 해양과정 3.제주도 주변해역 하계 해황 관측 및 분석 4.조석 및 해수유동 모델 준비 및 대마난류 분기역학 연구 5.동중국해 해양연구의 구체적 현황파악 및 진단
2차년도 (1995)	동중국해 중·동부해역의 주요 해양과정 및 해수순환 규명 (대마난류 중심)	1.대마난류의 기원과 춘계경로 2.대마난류 분기역에서 춘계 물리,화학,생물학적해양과정 3.제주도 주변해역 춘계 해양 관측 및 분석 (황해난류 기원) 4.조석 및 잔차류 계산 5.해수유동모델 테스트 및 정립 6.분기역에서 해양혼합과 물질 순환
3차년도 (1996)	동중국해 중·동부해역의 주요 해양과정 및 해수순환 규명 (황해난류 및 남해안 전선 중심)	1.동중국해 중·동부역의 해류도 작성 2.황해난류 분기역에서 주요 물리,화학,생물학적해양과정 3.황해난류의 기원 및 대마난류와의 관련성 4.제주도 주변해역 전선역에서 해양혼합과정 및 물질교환 5.동중국해 동부역의 해수유동과 물질순환을 위한 기본모델 정립

라. 국내외 연구개발 동향

국외

- 동중국해의 해양물질순환에 관한 일·중국 해양공동조사 연구 (과제명: 沿邊海における物質循環機構の解明關する國際共同研究)가 1993년부터 1997년까지 수행되고 있으며,
- 미·중 해양 공동조사 연구가 '80년부터 '86년까지 1차로 양자강 하구역에서 2차로 동중국해 및 쿠로시오 해역에서 실시되었으며,
- 쿠로시오의 개발과 이용을 위한 일·중 해양 공동조사 연구 (과제명: Joint Research Programme on the Kuroshio)가 '87년부터 '93년까지 동중국해 및 쿠로시오 해역에서 실시되었고,
- IOC, SCOR 주관 대형국제프로그램인 WOCE, GOOS, JGOFS, GLOBEC이 진행중이고 일본, 중국, 대만이 적극 참가하여 쿠로시오 유역 및 동중국해에서 정밀관측을 실시하고 있으며,
- 일본 기상청, 해상보안청, 수산청은 황·동중국해 기본해황의 순별예보 및 정기관측을 실시하고 있으며, 대학 및 해양관련기관이 공동으로 1970년대부터 쿠로시오해역 보전과 이용을 위한 종합해양 조사연구를 수행하고 있다.

국내

- 국립수산진흥원, 교통부 수로국 등에서 남해 연근해역에서 기관자체의 고유업무를 위한 해양조사를 실시하고 해황속보, 조류도를 출판하고 있으며,
- 해양연구소에서는 1990년대 들어 최신 위성부이기법을 이용한 해류연구를 착수하였고 남해 해양환경도를 발간할 예정이며, 종합조사선 온누리호 진수로 대양관측이 가능하게 되었으며,
- 국내 타기관 조사활동을 보면 관할 연안수역내에서 기관별, 분야별로 산발적인 해양조사와 연구를 실시하였거나 실시하고 있다.
  - 수진원 : 남해연안역에서 장기 정선관측
  - 수로국 : 장기 연안조석 및 조류 관측
  - 대 학 : 제주대 및 서울대에서 남해 연안역에서 지역해양조사

마. 1차년도 연구개발의 내용 및 범위

1990-1993년에 수행하였던 'Kuroshio 해역에서 해황변동 연구' 사업과 1993년 10월부터 1994년 4월까지 수행한 '동중국해의 이용과 개발을 위한 동중국해 해황과 대마난류수의 기원 (예비조사)'을 통해 얻은 결과를 검토한 후, 해양 각

분야가 참여하는 학제적 종합연구라는 성격에 맞도록 공동해양조사에 중점을 두었다. 조사연구는 한국해양연구소 이외에 인하대학교, 제주대학교, 부산대학교의 연구팀이 참여하여 수행하였다.

해양조사 정점은 동중국해 동부해역의 해양순환과 연관된 주요 해양과정을 파악할 수 있도록 구성하였다. 즉, 관측선은 대마난류수가 동해로 통과하는 길목인 대한해협, 황해난류 및 연안수가 공존하는 제주해협, 대마난류가 Kuroshio로부터 분기되어 북상하며 쿠로시오가 방향전환을 하는 해역에 배치되었다. 특히, 대마난류수의 분기과정과 대륙붕수와 대양수의 혼합과정, 그리고 쿠로시오의 방향전환과 관련된 해양구조를 파악하기 위해 대마난류 분기역을 집중조사해역으로 선정하여 조밀한 관측망을 구성하였다.

해양조사는 1994년 8월 27일부터 9월 9일까지 한국해양연구소의 조사선 '온누리호'를 이용하여 실시하였다. 조사항목은 CTD, ADCP, 화학과 생물분야를 위한 해수채취, 플랑크톤이다. 조사선에 부착된 ADCP에 의한 유속자료의 보정과 조류에 대한 정보를 얻기 위하여 유속계를 단기간 계류하였으나 어선으로 추정되는 선박에 의해 계류선이 절단되어 유속계의 유실로 자료를 얻지 못하였다. CTD는 그림 1-1에서와 같이 총 103개 정점에서, 그리고 ADCP는 관측선을 따라서 조사되었으며, Rosette sampler에 의한 해수채취와 플랑크톤 조사는 그림 1-1에서 삼각형으로 표시된 모든 정점에서 이루어졌다. 또한 대마난류의 기원과 경로를 추적하고 황해난류의 존재를 확인하기 위해 10대의 위성추적부이를 투하하였다 (그림 1-1에서 +로 표시된 정점). 한편, 제주대학교 연구팀은 독자적으로 제주도 주변해역에 그림 5-1과 같은 관측망을 구성하여 1994년 9월에 하계 CTD조사를 실시하였다.

또한 조석과 조류모델 연구팀은 2차원 모델을 도입하여 시험운영하고 모델 개선작업을 하였으며 기존자료를 이용하여 모델을 검증한 후 조석과 조류의 주요분조에 대한 조화상수 및 조석기인 잔차류를 계산하였다. 해양순환모델 연구팀은 3차원 스펙트럼 모델을 도입하여 연구해역을 상자형으로 단순화시켜 모델의 적정성을 시험하였고, 대마난류의 수송량 변동요인에 대한 실험을 시도하였다.

한편, 본 과제 연구팀은 물론 국내 연구자 사이의 의견 및 정보 교환, 1994년 하계 조사성과에 대한 검토, 그리고 향후 구체적인 연구방향과 방법을 모색하기 위하여 1994년 12월 13-14일 제주대학교에서 '제1차 황·동중국해 해양 및 물질순환 Workshop'을 개최하였다. 이 워크숍에서는 17편의 논문 (부록 2 참조)이 발표되었으며 1994년도 사업 성과 및 1995년도 계획에 대한 심도있는 토론이 있었다.

바. 연구개발의 문제점 및 현황

○ 동중국해 자체, 황해 및 동해의 해양순환과 해양구조에 큰 영향을 미치는 대

마난류 기원과 경로에 대해 여러가지 가설이 있으나 이를 입증할 만한 체계적인 해양과학적 조사와 연구가 이루어 지지 못하였다.

- 황해난류는 일본 고또열도 부근에서 대마난류로부터 분기되어 황해로 유입한다는 설이 입증되지 안아서 황해와 동중국해의 해수순환은 물론 해양물질교환을 밝히기 위해 이에 대한 조사가 선행되어야 할 것이다.
- 지금까지의 연구는 해양의 각 분야 (물리, 화학, 생물, 기타)가 독립적으로 수행하였기에 해양순환과 물질교환에 대한 종합적이고 학제적인 (interdisciplinary) 접근이 실제로 이루어지지 못하였다.
- 광역해역인 동중국해의 종합해양관측은 우수한 기장비를 갖춘 1000톤급 이상 조사선으로만 가능하기 때문에 해양조사에 많은 제약이 있으며 예산이 많이 소요된다. 따라서 기존자료가 빈약한 이 해역의 해양보전과 이용을 위해 양질의 해양자료의 확보가 중요하며 이를 위한 충분한 예산확보가 매우 중요하다.

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.

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.

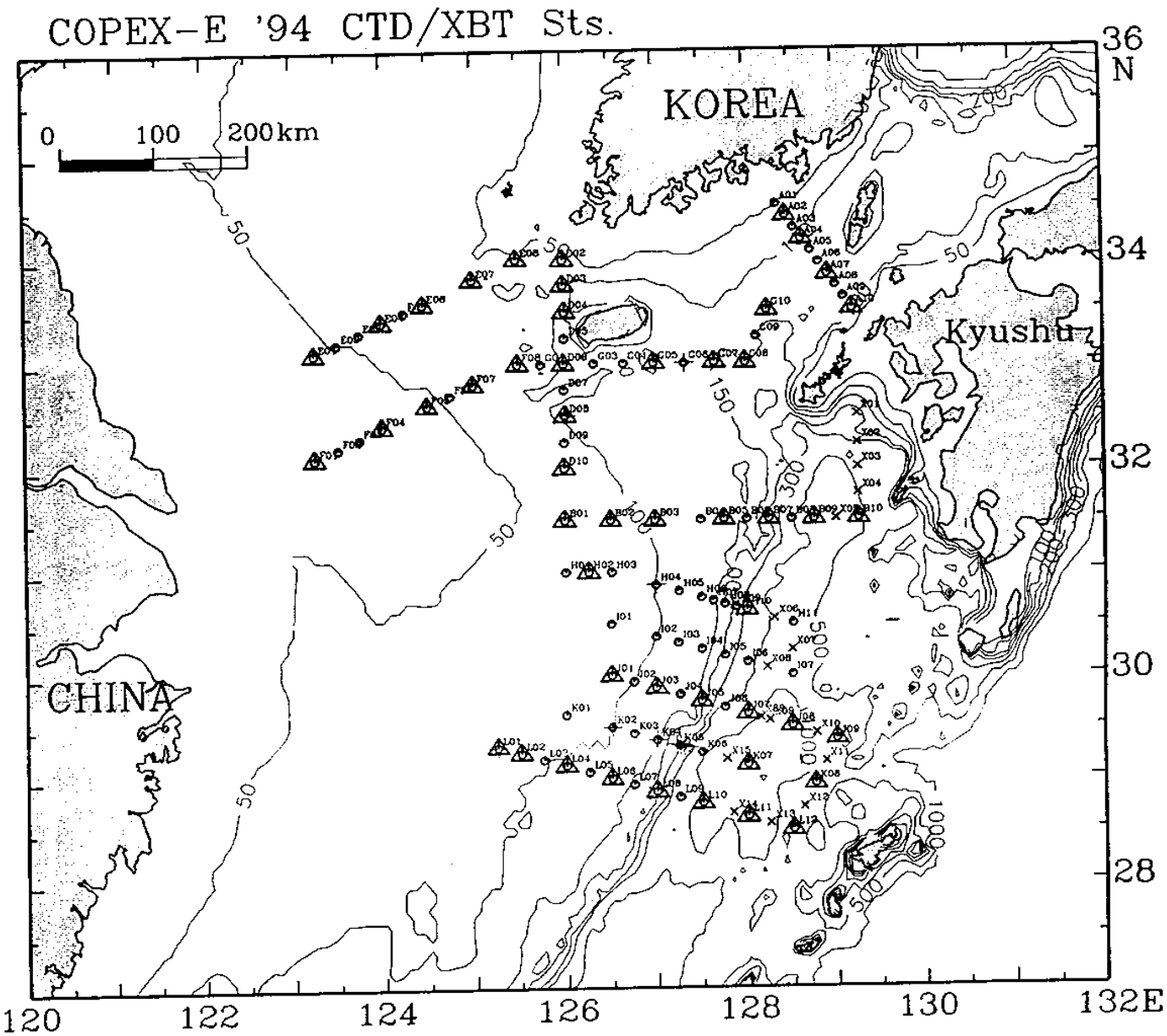


Fig. 1-1. Study area showing observation stations (○ for CTD stations, △for water and plankton sampling, + for releasing points of satellite-tracked surface drifters). Bottom topography is expressed in meters.

페이지는
여백입니다

해류 및 수괴

이 페이지는
여백 입니다

제 2 장 동중국해 동부해역에서의 하계 해류조사

제 1 절 조사개요

동중국해에서는 조업활동이 대단히 활발하여 해·조류 관측을 위하여 유속계를 장기간 계류하면 어망에 의해 계류선이 유실될 우려가 대단히 크다. 더욱, 동중국해와 같은 광역해역의 해수순환을 유속계의 계류로 조사하기 위해서는 해수순환의 특징적 공간규모 (characteristic space scale)를 충분히 분해할 수 있을 정도로 많은 점에서 관측이 필요하기 때문에 엄청난 인력과 예산이 요구된다. 이에 비교적 적은 예산으로 해류를 관측할 수 있는 ARGOS 위성추적부이와 조사선 온누리호에 부착된 ADCP를 이용하여 1994년 8-9월에 동중국해의 동부해역에서 해류조사를 실시하였다. 1980년대 후반에 개발된 이 두가지 방법은 효율성이 전세계적으로 널리 인정되어 1991년부터 국내에서도 해류관측의 중요한 방법으로 활용하고 있다.

제 2 절 ARGOS 표층부이에 의한 해류조사

가. 조사방법

위성추적부이에 의한 해류조사는 Lagrangian 방법으로 표류부이를 투하하여 부이의 위치를 인공위성으로 측정하는 것이다. 즉 인공위성 추적부이 (satellite-tracked drifter)의 위치를 극궤도를 선회하는 위성으로 모니터링하여 해류의 유속과 공간구조를 조사하는 것이다. 표층부이 실험은 1994-1995년도 세계해양대순환실험 WOCE 표층류 프로그램 (Surface Velocity Programme)의 한국 계획으로 수행되었고, 부이실험 관련 기술 및 행정처리의 일반사항은 1990-1993년에 걸쳐 수행한 'Kuroshio 해역에서 해황변동연구 (I)'의 보고서 (이홍재 등, 1993)에 자세히 기술되었고, 재원과 제작과정에 대한 사항은 Sybrandy와 Niiler (1991)의 보고서에 자세히 수록되어다.

본 연구에서는 자료송신 시간대를 처음으로 이중체계로 선택하였다. 즉, 부이 투하 후 첫 한달간은 투하 주변해역에서 조류와 같은 단주기성 운동에 의한 영향

을 평가하기 위해서 하루 24시간 연속 송신하였고, 2 개월째부터는 부이가 연구대상해역을 벗어날 확률이 높기 때문에 전원을 아끼기 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)와 WOCE 표층류프로그램의 자료를 일차 정리하여 결정하였다. 11대의 부이는 다음과 같은 사항을 고려하기 위하여 네 지역에 투하하였다. (1) 큐슈 남서쪽 30° N 이남에 위치한 깊은 골 입구에서 쿠로시오의 연안쪽 가장자리가 쿠로시오의 본류로부터 분리되는지, (2) 깊은 골 서쪽에 위치한 동중국해 대륙붕단인 쿠로시오의 전선역에서 혼합수가 어떻게 흐르는지, (3) 대마난류의 분기역과 제주도 사이 대마난류수계가 북상할 것으로 예상되는 중간해역에서 어떤 경로를 따라 북상하는지, (4) 제주도 부근에서의 북상류가 어떤 경로를 따라 대한해협으로 진입하는지에 대한 해류정보를 얻을 수 있는 지점으로 선정한 것이다. (1)을 위해 4대, (2)를 위해 3대, (3)을 위해 두대, (4)를 위해 두대, 총 11대의 부이를 투하하였으며 투하지점은 그림 I-1과 같으며 부이 투하지점, 투하시각과 같은 상세한 내용은 표 2-1과 같다.

나. 큐슈 서방 깊은 골 입구에서의 흐름

1991-1993년도에 4회 실시한 부이실험은 모두 31° N 이북 해역에서 이루어졌고 CTD자료와 종합하여 아래와 같은 네가지 주요한 새로운 결과를 도출하였다.

1) 구주 서부역에 위치한 수심이 깊은 골 왼쪽 대륙붕에서는 대한해협쪽을 향해 지속적으로 흘러가는 북상류가 존재하고,

2) 골 오른쪽 대륙사면에서는 큐슈 서안을 따라 흐르는 남향류가 존재하며, 이 남향류는 결국 토까라 해협에서 Kuroshio와 합류하며,

3) 골 북부역에 직경 100 km 정도인 시계방향으로 회전하는 소용돌이가 존재하고,

4) 늦가을-초겨울에 쿠로시오의 연안쪽 가장자리가 골을 따라 북동진하면서 본류로부터 분기되어 북상한다.

Table 2-1. Information on the satellite-tracked surface drifter experiment in August-September 1994.

I.D. number of floats	Date deployed	Releasing point Lat.(N)	Long.(E)	Water depth (m)	Center of Drogue (m)
23020	3 Sep. 1994	29° 19.71	127° 13.29′	180	50
23017	3 Sep. 1994	29° 19.09	127° 15.92′	220	50
21581	3 Sep. 1994	29° 18.65	127° 17.94′	260	15
23016	3 Sep. 1994	29° 17.88	127° 21.27′	353	50
23022	3 Sep. 1994	29° 18.48	125° 15.25′	92	15
23025	3 Sep. 1994	29° 30.08	126° 30.36′	104	15
21582	3 Sep. 1994	29° 22.47	127° 0.49′	124	30
23019	31 Aug. 1994	30° 50.72	127° 0.09′	101	30
23024	31 Aug. 1994	30° 39.99	127° 49.88′	164	30
23018	5 Sep. 1994	32° 30.23	126° 1.60′	100	15
23023	7 Sep. 1994	33° 0.02	127° 20.21′	127	15

1991년 여름인 7월에 3대의 부이를 투하하였으나 조사위치가 32° N으로 골 입구에서 상당히 멀리 떨어졌기 때문에 대마난류의 여름철 분기과정과 북상경로를 밝힐 수가 없었다. 따라서 1994년 8-9월 실험에서는 대마난류의 분기역으로 추정되는 골의 좌측입구에 위치한 수심이 급격히 변하는 정점 K5 부근 대륙사면을 가로질러 4대의 부이를 투하하였다 (그림 2-1). 끌개의 중심수심은 부이 21581 만이 15 m이고 다른 세대는 50 m이다. 궤적은 처음 2-3일간 대체로 등수심선을 따라 북동진하면서 부이의 간격이 조금씩 벌어졌다. 부이 23020을 제외한 다른 세대의 부이가 30° N 부근에서 동으로 방향을 전환하여 골을 가로질러 토까라 해협으로 진입하였다. 수심 180 m에 투하한 부이 23020도 등수심선을 벗어나 수심이 깊은 골 중앙부로 북동진하였으나 골 중앙을 따라 북상하지 않고 북서로 방향을 전환하여 수심이 얕아지는 골의 서쪽 사면의 등수심선을 비스듬히 가로질러 대륙붕역으로 진입하였고, 이후 제주도를 향해 북서진 하였다.

투하 후 3일간의 평균유속을 보면 좌측에서부터 39, 44, 70, 71 cm/s로 증가하여 쿠로시오의 shear가 대단히 큼을 알 수 있다. K5 부근에서 50 m층의 shear는 부이의 24시간 이동거리로부터 추정하면 약 2 (cm/s) / km 정도다. 부이 23020의 경우 4일 후 일평균 유속이 10-20 cm/s로 크게 감소된 상태로 제주도까지 이동하였다. 한편, 골 남쪽 입구에서 쿠로시오 본류를 타고 토까라 해협으로 진입한 부이의 궤적은 곡선형태인 반면에 쿠로시오 본류에서 벗어난 부이 23020은 거의 똑바로 골 중앙을 향해 북동진하였다.

다. 대륙붕단역에서의 흐름

쿠로시오 수계와 동중국해의 대륙붕 수계는 동중국해의 대륙붕단역에서 서로 만나 전선을 형성하게 되며 활발한 혼합이 일어나는 것으로 알려지고 있으나 (Huh, 1982; Kondo, 1985) 혼합수의 흐름을 밝히기 위한 이용가능한 해류 자료는 매우 부족한 실정이다. 이에 대륙붕단에서의 흐름에 대한 정보를 얻고자 부이 3대를 정점 L1, K2, K4에 투하하였다 (그림 2-2). L1과 K2에 투하한 부이의 끌개의 수심은 15 m, K4의 경우는 30 m로 표층수의 흐름을 따르도록 하였다.

9월 3일 수심 124 m인 K4에 투하한 부이 21582는 21 km 떨어진 수심 180 m (K5 부근)에 투하한 부이 23020과는 달리, 처음 7일간은 남서로 이동하였으나 9월 9일 부터 방향을 북으로 바꾸어 100 m 등수심선을 따라 서서히 북상하였다. 남서로 이동할 때 첫 사흘간의 평균유속은 6 cm/s 정도로 약하였으나 9월 6일부터 20 cm/s로 강해 졌다. 100 m 등수심선을 따라 북상하는 속도는 작은 원 궤적을 그리기 전까지는 10-20 cm/s 정도를 유지하였다. 정점 K4와 K5사이 shear를 21582와 23020의 첫 사흘간 궤적으로부터 계산하면 끌개의 수심이 30과 50 m로 차이가 있기는 하나 약 2.25 (cm/s) / km 정도이다.

9월 3일 수심이 104 m인 K2에 투하한 부이 23025는 16일간에 걸쳐 시계방향으로 회전하는 원의 궤적을 그린 후 북상하다 9월 24일 조업선박으로 추정되는 중국어선에 의해 중국 해안으로 이동되었다 (이동속도와 직선궤적으로부터 추정). 원의 궤적을 자세히 검토하면, 9월 4-6일에는 13 cm/s의 속도로 동쪽으로 이동하였고, 9월 7-10일에는 약 20 cm/s의 증가된 속도로 남서로 이동하고, 9월 10-16일에는 10 cm/s 미만으로 서진한 후, 20 cm/s의 빠른 속도로 북동진하였다. 따라서 동류와 서류 그리고 남서류와 북동류의 유속이 같은 크기를 갖고 있다. 부이 23025와 21582의 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. 쿠로시오 전선파동은 SST의 공간구배가 크게 되는 찬 계절에 적외선 영상자료상에 뚜렷하게 나타나나 (예. Guo 등, 1990) 공간구배가 매우 작은 따뜻한 계절에는 식별이 어렵다.

9월 3일 수심 92 m인 정점 L1에 투하한 부이 23022의 이동궤적은 전반적으로 120 여일간에 걸쳐 90-150 m 등수심선을 따라 남서로 이동하여 95년도 1월 초에 대만북쪽 해역에 도달한 후 방향을 동으로 바꾼 후 빠른 속도로 이동하여 쿠로시오에 합류하였다. 따라서 부이의 궤적은 대륙사면을 따라 북동진하는 쿠로시오의 반류의 한 형태로서 대륙붕단의 등수심선 100 m 부근에 형성된 것처럼 나타났다. 이러한 대륙붕단에서의 남서방향의 흐름은 처음으로 관측된 중요한 현상으로 과거에 북동류의 흐름이 존재한다는 기존의 연구결과와 상반되는 것이다. 따라서 동중국해의 해수순환을 위해 앞으로 반류의 형성원인과 구조를 위한 조사와 연구가 필요하다. 앞에서 지적한 바와 같이 수심 100-200 m의 대륙붕단역에서 형성된 혼합수는 쿠로시오와 평행하게 북동진하여 대마난류수의 일부를 형성한다는 주장 (예, Inoue, 1981; Katoh 등, 1994) 과 일치하지 않는다. 대륙붕단을 따라 남하하여 1995년 1월초 대만 북동쪽 200 km 지점에 도착한 부이는 동으로 방향을 바꾸어 50 cm/s 이상의 빠른 속도로 이동하여 쿠로시오 본류에 합류하였다. 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.

대륙붕단에서의 흐름을 정리하면 큐슈 서방 깊은골 왼쪽에 위치한 29-30° N 부근 대륙붕단에서는 50 km 정도 공간규모를 갖는 전선파동 혹은 소용돌이가 형성되고, 30° N 이북에서는 북향류가 그러나 29° N 이남에서는 남서류가 공존하는 특이한 공간구조를 갖는 해류계이다. 한편, 100-150m 등수심선을 따라 북동진하는 해류는 관측되지 않았고 남서류는 대만북동해역에 쿠로시오 중층수의 유입으로 형성된 전선 바깥을 따라 동진하여 쿠로시오에 합류하는 것으로 나타났다.

라. 대마난류 분기역과 제주도 사이 대륙붕에서의 흐름

쿠로시오의 연안쪽 가장자리에 투하된 부이 23020는 계속 북동진하여 수심이 깊은 골의 중앙까지 (128° 30' E, 31° 45' N) 진출하여 쿠로시오의 본류로부터 완전히 이탈되었으나 9월 15일 반시계방향으로 90도 전환하여 골의 왼쪽의 등수심선을 가로질러 제주도 남쪽을 향해 북동진하고 9월 29일 경 제주도 동쪽해역으로 북상하였다 (그림 2-1). 쿠로시오로부터 이탈한 후 제주도 동쪽해역에 도달할 때까지 유속은 10-20 cm/s 정도를 유지하였다.

수심 101 m인 H4 정점에 8월 31일 투하한 30 m 부이 23019 (그림 2-3)는 100-150 m 수심을 따라 14-23 cm/s의 유속으로 북동진하여 9월 10일경 골의 북서쪽 모서리에 도달한 후 수심 150-500 m 사면에서 17일에 걸쳐 시계방향의 타원궤적을 그리고 다시 북상하다 고또열도 북서해역에서 약간 작은 타원궤적을 그린 후 동수도로 진입하였다.

정점 H8 부근 수심 164 m에 8월 31일 투하한 30 m 부이 23024 (그림 2-3)는 사흘동안만 작동되었다. 짧은 관측기간이지만 H4에 투하한 부이 23019와는 다르게 등수심선을 따라 약 15 cm/s의 유속으로 남하하였다. 한편, 9월 7-8일 정점 H10-H11 사이를 통과한 부이 23020 (그림 2-1)도 북동진하였다는 사실을 감안하면 골 좌측 사면에서의 해류는 복잡한 공간구조를 갖고 있음을 알 수 있다. 8월 30-31일 H 정선에서 등온선과 등염분선이 정점 H4와 H8 사이에서 오목하게 깊어지는 모양을 갖고 있어 지형류만을 감안한다면 정점 H4쪽에서는 북향류, H8쪽에서는 남향류를 갖게 될 것이다. 따라서 부이의 이동이 대체로 지형류의 특성을 갖고 있다고 볼 수 있다.

정점 K4에 투하한 부이 21582 (그림 2-1)는 북동진하다 정점 I3 부근에서 9월 27-10월 7일 반시계방향의 작은 타원궤적을 따라 이동하고, 10월 25일까지 100-150 m 등수심선을 따라 10-22 cm/s의 속도로 계속북상하여 127° 25' E, 32° 25' N 에 도달하였다. 그후 약 일주일간 서진하였고 11월 1일 부터 15일까지는 10 cm/s의 느린 속도로 북상하여 제주도 남쪽에 도달하였다.

31° N 이남에서 투하한 세대의 부이 23019, 21582, 23020는 서로 다른 경로를 따라 북상하였으나 마치 127° 30' E, 31° 45' N 을 향해 수렴하는 듯한 궤적을 만들었다 (그림 2-5). 부이는 각기 9월 7일, 10월 19일, 9월 25일경 이 부근을 통과한 후 발산하는 듯한 경로로 북상하여 대한해협으로 진입하였다. 따라서 가상 수렴점을 기준으로 북상류의 경로가 시기에 대단히 민감하게 변하고 있음을 알 수 있다. 한편, 100-150 m 등수심선의 간격이 북으로 갈수록 넓어지는 지형특성을 갖고 있으며 세 부이 모두 대체로 수심 100-150 m을 벗어나지 않았다 점은 주목할 만하다.

마. 제주도 주변과 대한해협에서의 흐름

제주도 남서쪽에 위치한 수심 100 m인 정점 D8과 남동쪽에 위치한 수심 127 m인 정점 G6에 끝개의 수심이 15 m인 부이 (23018, 23023)를 9월 5일과 7일에 각각 투하하였다 (그림 2-4). 9월 초순 양자강희석수는 제주도 서부해역으로 광범위하게 확장되어 있었으며 정점 D8 부근해역의 상층은 염분이 31.5 psu이하로 양자강 희석수가 차지하고 있었다 (제 3 장 참조). 부이 23018은 처음 5일간은 6 cm/s의 느린 속도로 북상하다 9월 9일 방향을 북서로 전환한 후, 제주도를 오른쪽에 두고

시계방향으로 돌아 12-21 cm/s의 빠른 속도로 제주해협으로 진입하였다. 10월 초순 제주시 연안해역을 통과하면서 이동속도가 더욱 빨라졌으며 대한해협의 서수도를 30 -70 cm/s의 속도로 통과하여 (대마도 부근 통과: 10월 7일) 동해로 진입하였다. 한편, 양자강희석수의 직접적인 영향을 받지 않는, 상층에 33.8 psu이상의 고염수가 존재하는 정점 G6에 투하한 부이는 20-25 cm/s의 유속으로 3일간 북상하였으나 그후 방향을 서서히 북동으로 전환하여 35-65 cm/s의 속도로 서수도를 통과하여 (대마도 부근 통과: 9월 20일) 동해로 진입하였다.

K5부근에 투하된 부이 23020 (그림 2-1)은 정점 G7을 23023보다 한달 늦은 10월 7일경 통과하고 대한해협 동수도를 통해 (대마도 부근 통과: 10월 15일경) 동해로 진입하였다. 대마도까지는 30-40 cm/s의 빠른 속도로 이동하였으나 동수도를 통과하면서 10-25 cm/s로 감속되었다. 한편, H4에 투하한 부이 23019 (그림 2-3)는 고또열도 북서역을 지나 10월 하순 대한해협으로 진입한 후 20-50 cm/s의 속도로 동수도를 통과하였다 (대마도 부근 통과: 11월 2일). K4에 투하하여 21582 (그림 2-2)는 11월 20일경 제주도 동쪽에 도달한 부이 21582는 15-30 cm/s로 대마도까지 접근하다 대마도 남단에서 바로 북상하여 서수도를 통과 (대마도 부근 통과 11월 28일경) 하였다. 대마도 남단에서 궤적은 부이 23019와 비슷하였으나 후자가 동수도를 통과한 반면에 전자는 서수도로 진입하였다. 서수도 진입 후 속도는 20-40 cm/s로 증가되었다.

위의 결과를 종합하면 제주도 남쪽의 수심 100-200 m의 해역을 통해 북상하는 부이는 대부분 대한해협으로 진입하는데 33° 이북을 통과하면 부이의 궤적이 서로 수렴하게 되며 유속이 상당히 증가한다 (그림 2-5). 33° N 에서 폭이 약 250 km인 100-150 m의 등수심선의 폭이 대마도 남단에서 100 km로 좁아지는 지형적 특성에다 여름철 제주도 서부해역으로 확장된 양자강하천수의 일부와 한국남해연안수가 제주해협을 통해 대한해협으로 유입되는 것으로 설명할 수 있다. 대마도 남부역에서는 해협의 중앙에 평행하게 부이의 궤적이 형성되었으나 대마도 북단에서는 한국과 일본연안에 평행한 두가지 궤적으로 분리된다. 이는 거의 남북으로 자리잡고 있는 대마도의 모양이 유속 (streamline)을 분리시키는 역할을 하는 것으로 판단된다.

제 3 절 ADCP에 의한 유속관측

가. 자료획득 및 처리방법

1994년 8-9월에 조사선 온누리호에 장착된 ADCP를 이용하여 층별 흐름을 연속적으로 조사하였다. 관측기간은 1994년 8월 29일-9월 8일 (음 7월 23일-8월 3

일)로 소조기에서 대조기까지의 기간에 해당한다. 관측해역은 대한해협과 제주도 부근 관측선을 포함한 대륙붕상의 천해역과 수심 1000 m 이상의 오끼나와 골이 포함된 대륙붕단 주변해역으로 (그림 2-6) 음파가 해저면까지 도달 가능한 수심 350 m 보다 얕은 천해역에서는 해저면의 이동 속도에 대한 상대 유속을 계산하는 bottom tracking mode (BT mode)로 관측하였고 수심이 350 m 보다 깊은 심해역에서는 바닥까지 음파가 도달할 수 없기 때문에 ADCP 자체를 기준으로 한 유속을 측정하는 none tracking mode (NONE mode)로 관측하였다. None tracking mode의 경우 관측된 유속은 선속이 포함된 상대유속으로 실제 유속을 계산하기 위해서 선박의 이동속도를 제거해 주어야 하는데 정확한 선박의 속도를 알기 위해서 위성항법장치 (GPS)로부터 수신되는 선박의 위치 (위·경도)를 매 초마다 얻어서 관측 위치를 결정하였고 조사선의 이동속도를 계산하여 선속을 제거하였다. 조사선이 관측선을 따라 통과한 시각은 그림 2-6 에 제시하였다.

사용된 ADCP는 RD-VM0150으로 153.6 kHz의 음파를 이용하여 관측수심이 약 350 m로 장착된 장비이나 심해역에서 none tracking mode로 관측한 경우 150-250 m 수심까지의 자료만 얻어졌는데 이러한 관측수심의 제한은 ADCP 기기내의 공명현상, transducer 주변의 난반사, transducer 아래에 설치된 창의 재질문제 등 복합적인 원인에 의해 발생될 수 있는 것으로 알려져 있다. Transducer 아래에 설치된 창은 1995년 4월 온누리호 정기수리시에 음파가 통과하는데 영향을 덜 미치는 재질로 교체하였다.

ADCP로부터 측정된 유속자료는 각층에서 매 30초마다 얻어졌으며 이상치의 보정을 위해서 10분 간격으로 이동평균한 후 다시 공간적으로 2 km 간격으로 평균하였는데 시·공간 평균시 자료의 이상치를 줄이기 위해 평균간격내의 자료중 최대치와 최소치는 제외하였다.

수심이 얕은 대륙붕 해역의 자료는 조류성분이 우세하여 이로부터 해류성분을 분리하기 위해서 조류의 시·공간적 변화를 정확히 알고 있어야 한다. 그러나 조류가 해류에 비해 상대적으로 약한 수심이 깊은 해역에서의 조사자료는 해류의 수평구조를 어느 정도 대표할 수 있기 때문에 해류구조에 대한 좋은 정보를 제공해 준다.

나. 유속의 수평구조

ADCP 자료는 수직적으로 매 8 m 간격으로 얻어졌으나 25 m 층과 97 m 층의 두층에서 수평유속의 공간분포를 제시하였다 (그림 2-7a,b). 대한해협 입구에서는 8월 29일 (관측선 A)과 9월 7-8일 (진해 귀항시)에 2회에 걸쳐 관측하였다. 관측자료에는 반일주조의 왕복성 조류가 포함되어 있기는 하나 대한해협 입구에서는 전반적으로 북동-동북동류의 강한 흐름을 보였는데 이는 대한해협을

통과하여 동해로 유입되는 대마난류에 해당한다. 황해남부를 포함한 제주도 주변 해역과 대륙붕상의 천해역에는 시간에 따른 조류성분에 의한 흐름변화가 지배적이다.

NONE mode로 관측된 심해역 자료중 조사선의 진행방향이 바뀌는 정점 B10, H11-I7, J9-L12 부근에서는 흐름이 조사선 진행방향 (그림 2-6참조)의 오른쪽으로 치우치는 듯한 경향을 보여주는데 이는 조사선의 선수 방향과 ADCP의 방향이 정확히 일치하지 않는 misalignment때문인 것으로 파악되었으며 이러한 misalignment로 발생할 수 있는 오류는 BT mode 관측의 경우에는 수 cm/s 이하로 적으나 NONE mode로 조사선이 빠른 속도로 이동중에는 심각한 오류 (선속이 12 kt로 진행시에 약 20 cm/s의 오류)를 발생시킬 수 있다. 따라서 NONE mode로 조사선이 이동하면서 관측한 자료는 ADCP의 misalignment를 정확히 측정하여 보정해 주어야 하며 1995년도 춘계조사 (4월 26일 - 5월 7일)시에 편각을 계산하여 기존자료를 재처리할 예정이다. 심해역에서 관측된 자료는 이러한 오류가 포함되어 있기는 하나 쿠로시오와 같은 강한 흐름의 경향을 파악하는데는 유용하게 이용될 수 있다. 쿠로시오는 최남단 관측선 L의 대륙붕단 바깥에서 100 km 정도의 폭으로 관측선을 가로질러 대륙사면에 평행하게 북동진하여 관측선 K와 J를 통과하여 관측선 I에서 오른쪽으로 돌아나가는 흐름을 보인다. 관측선 H의 심해역에서는 전반적으로 남향하는 흐름이 존재하여 쿠로시오가 관측선 H의 남쪽해역에서 오른쪽으로 돌아서 빠져나가는 것을 보여준다. 대륙붕단 바깥 오끼나와 골에서 두층의 유속은 크기와 방향이 대체로 비슷한 경향을 보이나 관측선 H-L의 대륙붕상의 천해역에서는 두층의 유속과 유향이 서로 다른 경향을 보여 경압성분의 흐름이 존재함을 말해준다.

다. 유속의 수직구조

None tracking mode로 관측된 단면 B, H-L의 심해역 자료중 조사선이 이동중에 관측한 자료는 ADCP의 misalignment에 의한 오류를 강하게 포함하고 있어서 비교적 오류가 적은 조사선이 정지하고 있었을 때의 자료만 사용하였다 (정지시의 misalignment 오류 효과는 수 cm/s 정도로 추정). 대륙붕상의 천해역에서는 조류성분이 강하여 항류성분의 해류분포를 파악하는데는 문제가 있으나 수직적으로는 동시에 관측한 자료이므로 흐름의 수직구조 (경압성분)를 파악하는데는 유용하며 심해역 자료는 정점에서의 자료만 사용하였다. 각 단면에서 정량적인 흐름파악을 위해서 유속의 동-서 성분과 남-북 성분을 분리하여 성분별 분포도를 작성하였으며 ADCP의 관측수심이 표층 25 m에서 150-250 m의 범위에서만 관측되었기 때문에 상층 200 m 까지만 제시하였다.

단면 A (그림 2-8): 대한해협의 입구에 위치하는 관측선으로 전반적으로 동

북동류로 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 상층에 비해 약한 유속을 나타내어 수직적으로 20cm/s 이상의 경압성분의 흐름이 존재한다. 이 부근의 밀도분포 (그림 4-2)는 정점 A5에서 A7로 갈수록 아래로 경사진 형태를 갖는데 밀도분포로부터 계산한 저층을 기준으로한 지형유속은 20 cm/s 이상으로 흐름의 경압성분의 세기가 ADCP 관측결과와 잘 일치한다.

단면 D (제주도 서쪽 126° E 남북단면, 그림 2-9): 제주도 서단에 위치한 정점 D5에서 강한 남동류가 나타나는데 최강유속은 수심 50-70 m의 저층에서 약 80 cm/s로 상층 25 m 부근보다 30 cm/s 정도 강한 유속분포를 보이는 반면 북향류의 최강유속이 존재하는 제주도 서남쪽의 정점 D8부근에서는 최강유속이 수심 25-50 m의 상층에서 약 60 cm/s 로 저층의 약 40 cm/s 보다 강한 유속을 나타낸다. 이러한 것은 제주도 서부해역의 해·조류의 수직구조가 창조와 낙조시에 최강유속의 깊이가 서로 다름을 말해준다. 정점 D7에서 D6으로 가면서 북향류에서 남동류로 유향이 변하는데 저층이 상층보다 유향변화가 먼저 일어나는, 즉 상·하층간에 조류의 위상차가 존재함을 암시한다.

단면 B (구주 서방 32.5° N 단면, 그림 2-10): 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 구주서방의 골 왼쪽 대륙붕단 옆에서 북상하는 고염수의 흐름이 있음을 말해준다. 같은 수심의 정점 B9에서는 30 cm/s의 동향류가 관측되었다.

단면 H-I (쿠로시오의 북부역, 그림 2-11,12,13): 단면 H (그림 2-11)의 대륙붕상 정점 H2-H8에서 동-서 방향성분의 유속분포는 수심 50 m 층을 경계로 상층의 유향은 심해쪽을 향하는데 반하여 하층은 대륙붕쪽으로 향하는 흐름으로 상·하층이 뚜렷이 다른 특이한 흐름분포를 보여주며 상·하층의 유속차이는 정점 H4-H5 부근에서 40 cm/s 이상이다. 이러한 흐름의 수직구조는 단면 I (그림 2-12)의 정점 I2-I5 사이에서도 같은 경향을 볼 수 있다.

대륙붕단역에 있는 정점 H08 (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 때는 (북동/북향류) 상층에서 강한 흐름을 보이고 심해쪽을 향한 흐름일 때는 (남동/남향류) 하층에서 우세하게 나타나며 상하층의 유속 차이는 최대 50 cm/s 이상이었다 (그림 2-13). 이는 이 해역에서 내부(조석)파 등에 의한 강한 경압성분의 흐름이 존재하는 것을 나타내고 있으며 대륙붕단을 통한 외해와 대륙붕해역 사이의 물질교환에 있어

상·하층이 다르게 일어날 수 있다는 것을 시사해 준다.

대륙붕단의 정점 H9의 수심 100 m 근처에는 유속이 30 cm/s 이상의 남서류가 존재하는데 이 곳에는 쿠로시오로부터 분리된 것으로 생각되는 염분 34.7 psu 이상의 고염수가 존재하여 북쪽에 위치한 정점 B8 에서 북상하는 고염수의 존재를 고려할 때 쿠로시오로 부터 떨어져 나온 고염수 중 일부는 북상하고 일부는 남쪽으로 내려오는 것으로 추측되어 관측선 H와 B사이의 대륙붕단역에서 해류구조가 단순하지 않음을 시사해 주며 소용돌이 등이 존재할 가능성이 있다. 대륙붕단 바깥의 심해역 (정점 H8-H11)에서는 전 층에서 남서류로 쿠로시오와 반대방향의 흐름을 나타낸다. 정점 H8-H9사이의 수심 30 층에 투하한 위성추적부이 23024의 궤적이 처음 3일동안 일평균 유속 15-20 cm/s 속도로 남하하여 관측선 H의 대륙붕단 바깥의 남향류 존재를 뒷받침해 준다. 관측선 I의 대륙붕단에서 정점 I6 사이에도 폭 50 km 정도의 남향류가 존재하는데 남향류의 최대 유속은 수심 100 m 부근에서 30 cm/s 이상이다. 남향류가 존재하는 해역의 수괴특성은 34.7 psu 정도의 고염수로 정점 H9부근에서 남향하는 고염수의 연장으로 추측된다. 관측선 I의 밀도분포 (그림 4-11)로부터 계산한 지형유속도 정점 I5-I6 에서 남쪽으로 향하는 흐름을 보여 ADCP로 관측한 흐름과 일치한다. 관측선 H와 I의 대륙붕단역에서 보이는 남향류는 관측선 J 부근에서 대륙붕단에서 떨어지면서 동쪽으로 돌아나가는 쿠로시오의 흐름구조와 관련되어 형성되어지는 것으로 추측된다. 단면 I의 동쪽 끝단에 위치한 정점 I7에는 유속 50 cm/s 이상의 북동류를 보이는데 이는 동쪽으로 돌아서 나가는 쿠로시오의 일부로 생각된다.

<u>단면 J-L</u> (쿠로시오 통과해역, 그림 2-14,15,16): 관측선 J의 정점 J6-J9 사이에는 유속이 50 cm/s 이상의 북동류로 그 폭이 약 100 km 정도인 쿠로시오가 존재하며 심해역에서는 정점에서의 자료만 사용하였기 때문에 최대유속을 갖는 쿠로시오의 유축이 어디인지는 정확히 알 수 없으나 대륙붕단에서 약 100 km 떨어진 정점 J8의 수심 50-100 m 에서 90 cm/s 이상의 강한 흐름이 존재하는 것으로 보아 쿠로시오의 주축이 이 근처에 있을 것으로 생각한다 (그림 2-14). 관측선 J에서 최대 염분수의 핵은 정점 J9 동쪽에 위치하는데 정점 J9에서 유속은 30 cm/s 이하인 반면 유축의 중심은 쿠로시오수의 중심에 해당하는 고염수 핵의 대륙붕쪽 가장자리에 위치하고 있어서 쿠로시오의 주축은 고염수의 핵과는 반드시 일치하지 않음을 뜻한다. 최남단에 위치한 관측선 L에서의 흐름분포 (그림 2-16)는 대륙붕단에서 약 40-50 km 떨어진 정점 L9-L10에서 90 cm/s 이상의 최강유속으로 대륙사면에 평행하게 북동진하여, 단면 K (그림 2-15)에서는 약 80 cm/s 의 북동류로 쿠로시오의 주축이 정점 K6 부근에 존재한다. 쿠로시오 주축의 염분분포는 단면 J에서와 같이 고염수의 가장자리에 해당한다. 단면 J의 대륙붕단 주변 정점 J5-J6의 수심 100 m 이심에서 수 cm/s의 약한 남향류를 보이나 그외의 관측선의 대륙붕단 바깥에는 관측선 H와 I에서 관측된 남향류가 존재하지 않았다.

라. 토의

심해역에서 none tracking mode로 관측된 경우 관측수심의 제한으로 150-250 m 수심까지의 자료만 얻어졌고 95년 4월 조사선 상가 수리시 transducer 아래 창이 교체되긴 하였으나 앞으로 관측수심이 제한되는 원인을 밝혀야 할 것이다. NONE mode로 관측된 심해역 자료는 조사선의 진행방향이 바뀌는 경우에 흐름이 조사선 진행방향의 오른쪽으로 치우치는 경향을 보였는데 ADCP의 misalignment 문제로 파악되었고 NONE mode로 관측된 자료처리시 2° 정도의 misalignment가 있을 경우 조사선이 12 kt로 이동할 때 misalignment로 발생될 수 있는 오류의 크기가 약 20 cm/s로 대단히 심각한 정도이다. 따라서 선수 방향에 대한 ADCP misalignment의 편각을 정확히 측정하여 자료를 보정해야 한다.

수심이 얕은 천해역에서는 전반적으로 조류성분이 우세하게 나타나고 밀도 성층이 형성되어 있는 층을 경계로 상·하층의 흐름이 다른 경압성분의 흐름이 명확히 나타난다. 특히 대륙붕단 가장자리 주변해역에서 밀도약층을 경계로 상·하층의 흐름이 다르며 시간에 따른 조류의 흐름방향이 바뀜에 따라 대륙붕 방향의 흐름일 때와 심해쪽을 향한 흐름일 때 최강유속을 갖는 층이 서로 다르다. 따라서 대륙붕단을 통한 외해와 대륙붕해역 사이의 물질교환이 상층과 하층이 서로 다르게 일어날 수 있다.

쿠로시오는 약 100 km 폭으로 최남단 관측선 L을 통과하였는데 최강유속을 갖는 쿠로시오의 주축은 대륙붕단에서 40-50 km 떨어진 해역으로 유입하여 관측선 K 까지 등수심선에 평행하게 북동진 한다. 관측선 J에서는 대륙붕단에서 약 100 km 떨어진 심해역에 위치하며 고염수 핵의 대륙붕쪽 가장자리에서 최대유속을 갖는다. 관측선 J를 통과한 쿠로시오는 북위 30° 남쪽에서 토까라 해협 쪽으로 방향을 바꾸어 빠져 나갔으며 쿠로시오의 북쪽에 위치하는 관측선 H와 I의 대륙사면 부근에서는 쿠로시오의 반류로 형성되는 것으로 생각되는 남향류가 폭넓게 분포하였다. 앞으로 대마난류의 분기와 더불어 이러한 남향류의 구조 및 형성기작이 함께 연구되어져야 할 것이다.

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.

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

Katoh, O., K. Teshima, H. Fuhita, K. Miyaji, and K. Morinaga, 1994. Prime 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, 99, 25,081-25,091.

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.

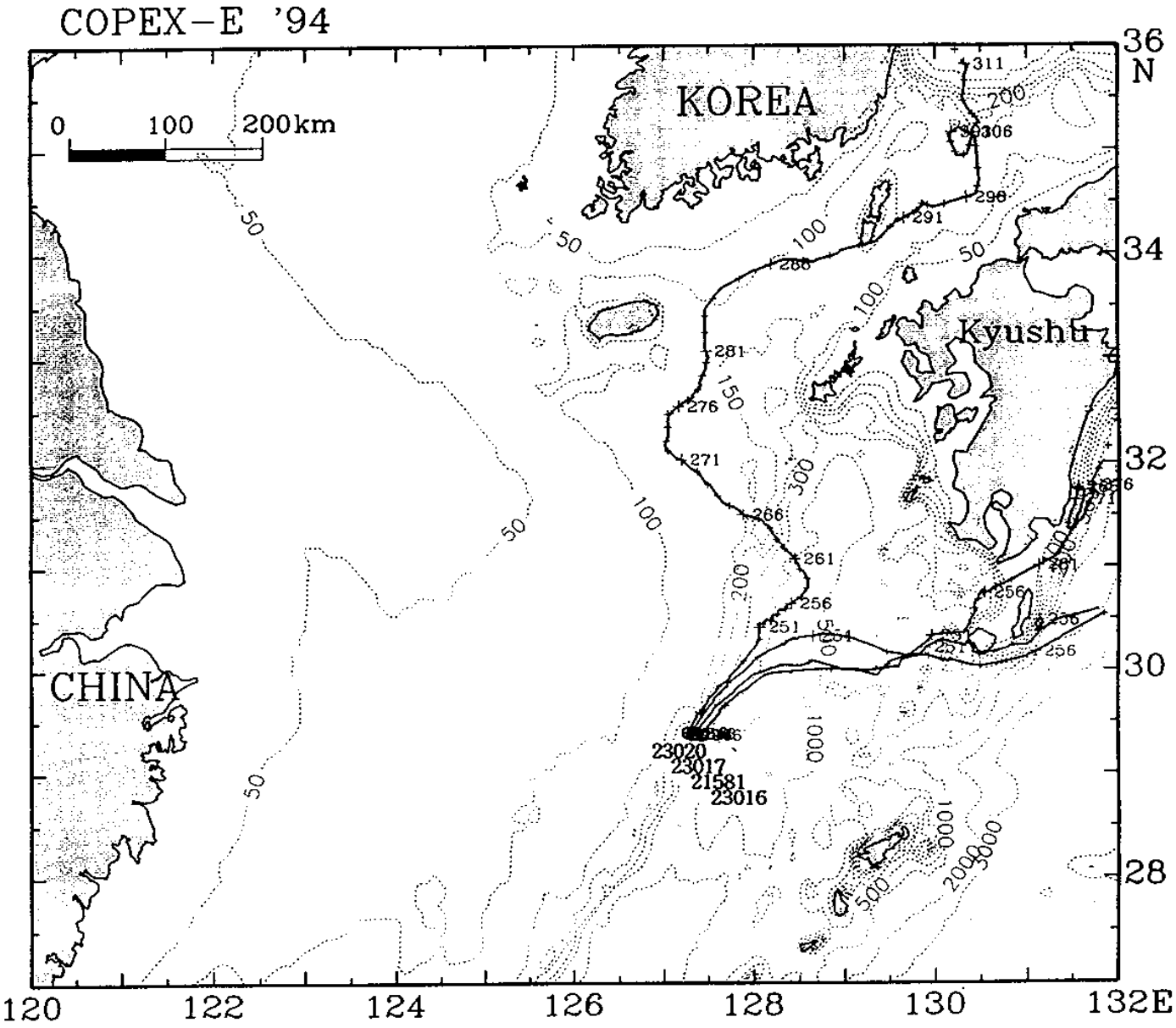


Fig. 2-1. Trajectories of four satellite-tracked surface drifters released in the deep trough west of Kyushu in September 1994 (23020, 23017, 21581, 23016).

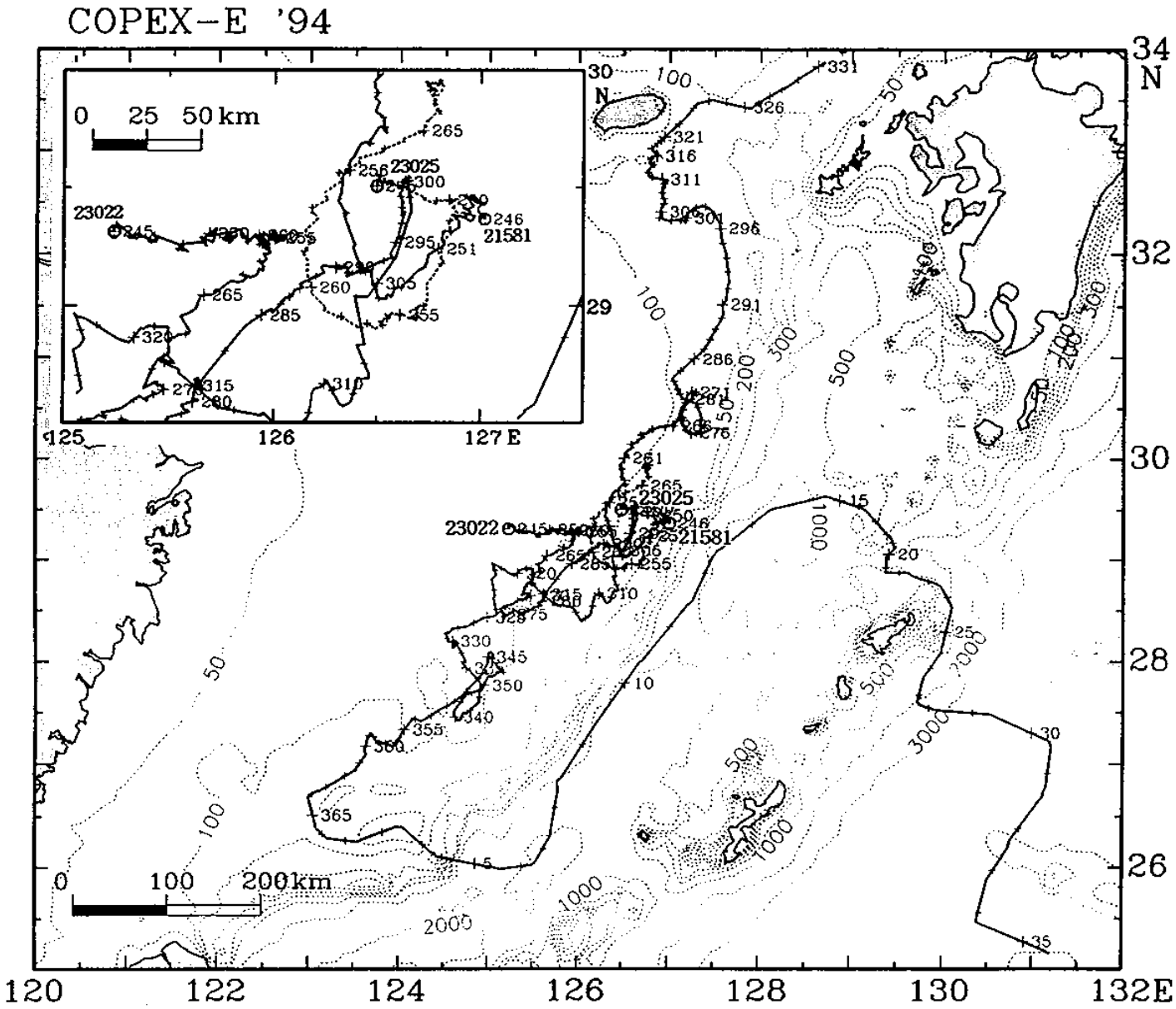


Fig. 2-2. Trajectories of three satellite-tracked surface drifters released near the continental shelf edge of the deep trough west of Kyushu in September 1994 (23022, 23025, 21582).

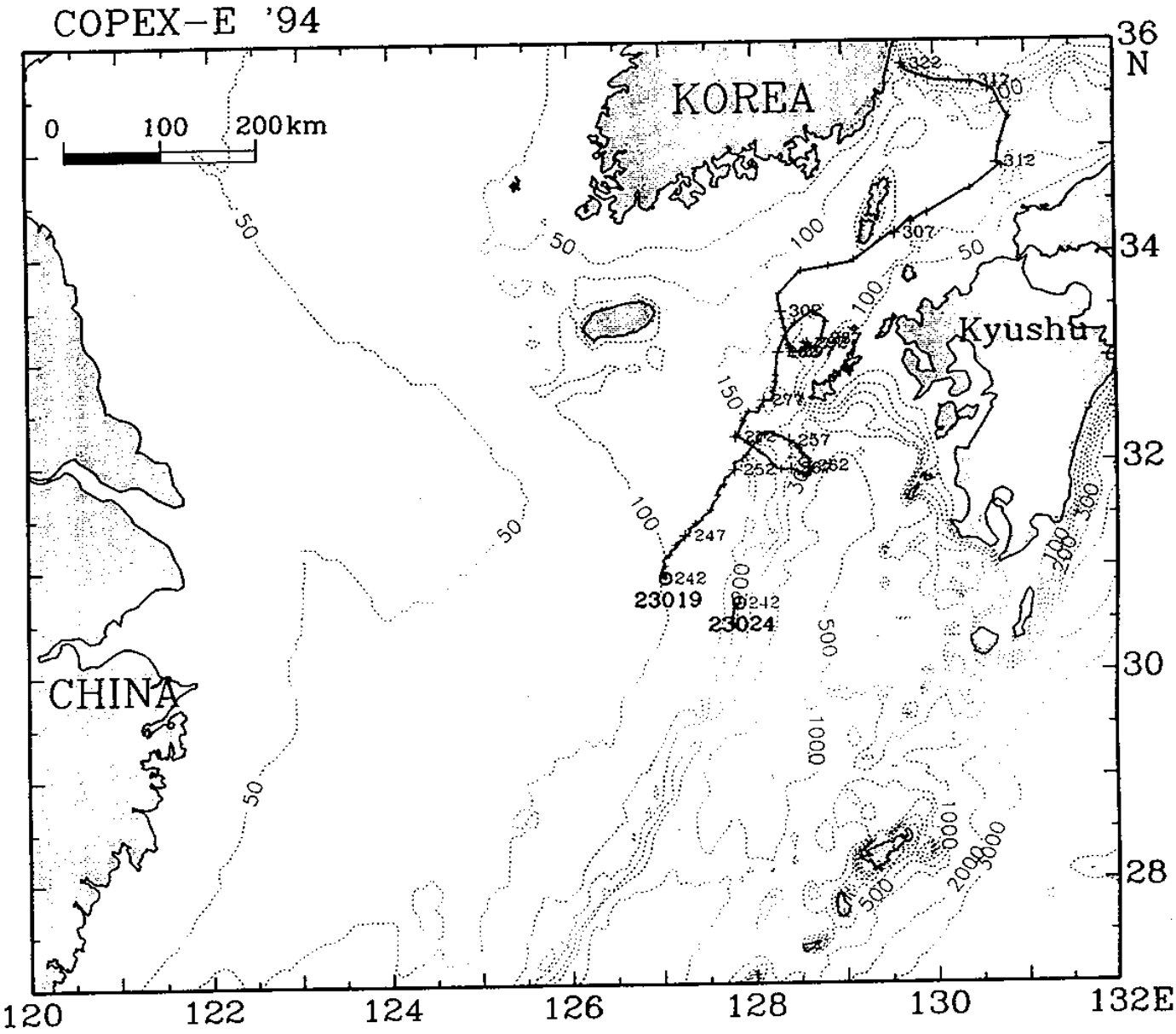


Fig. 2-3. Trajectories of two satellite-tracked surface drifters released on shelf between the branching area of the Tsushima Current and Chejudo in August 1994 (23019, 23024).

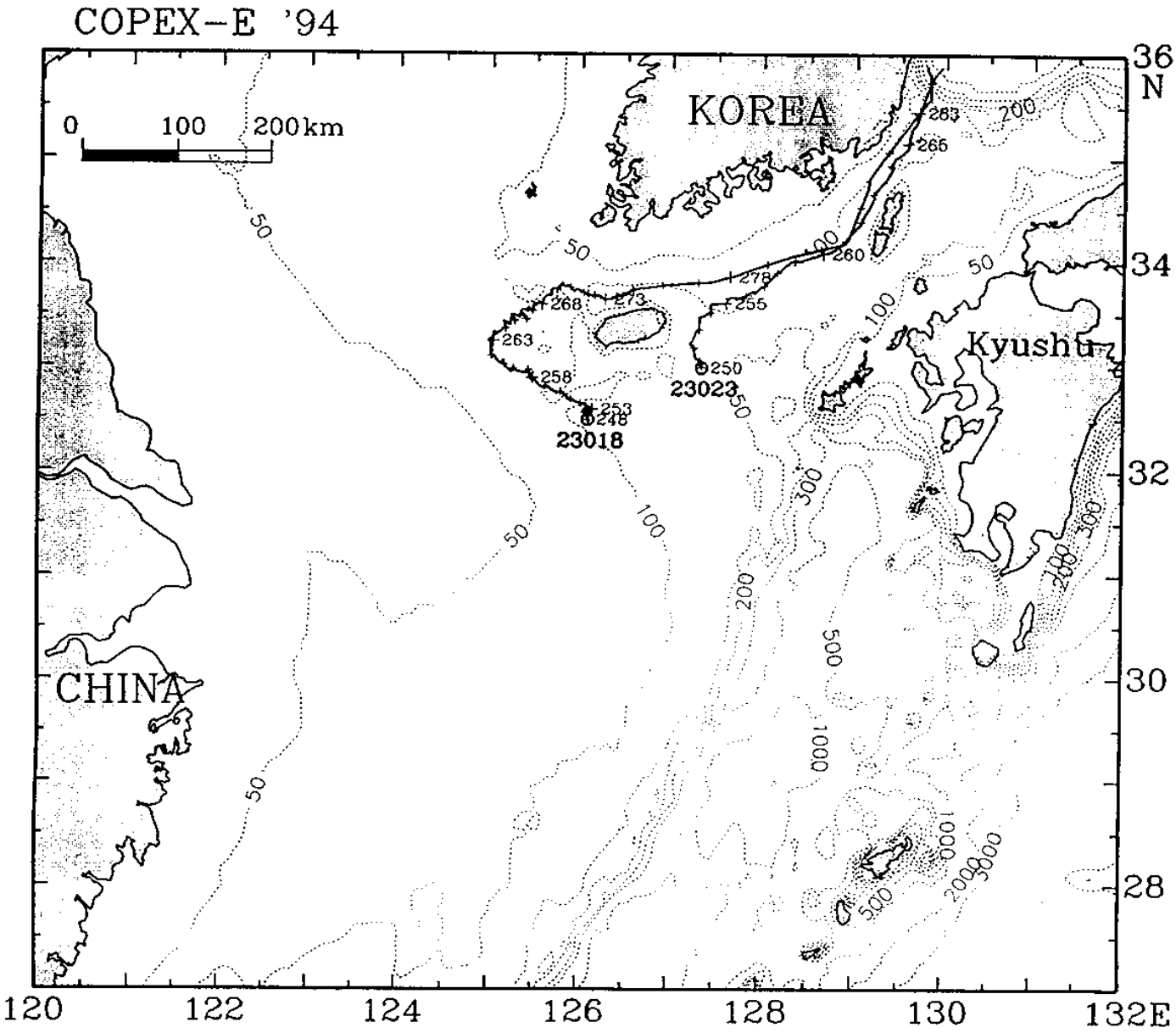


Fig. 2-4. Trajectories of two satellite-tracked surface drifters released near Chejudo in September 1994 (23018, 23023).

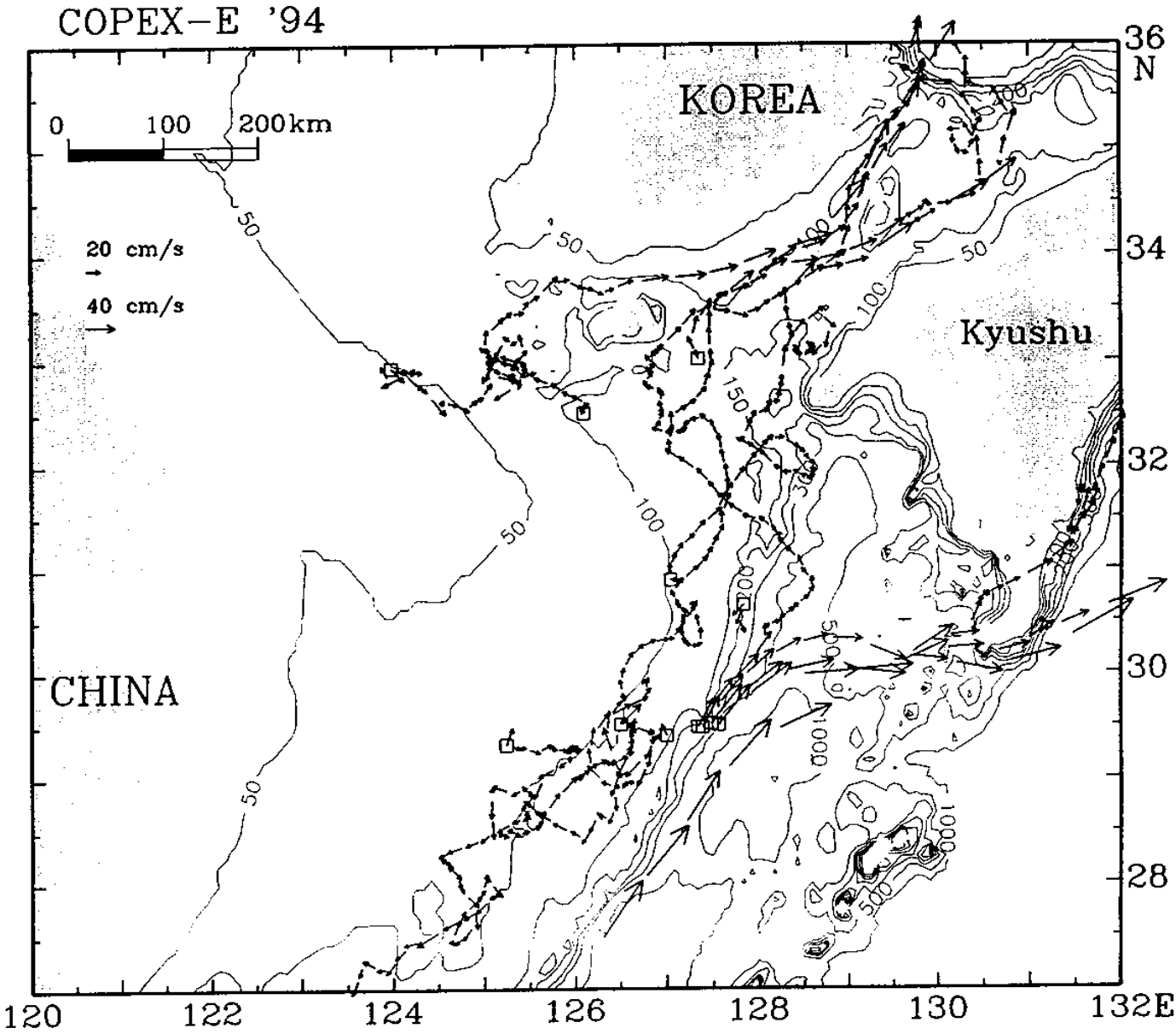


Fig. 2-5. Ensemble of trajectories of eleven satellite-tracked surface drifters released in the eastern East China Sea in August-September, 1994.

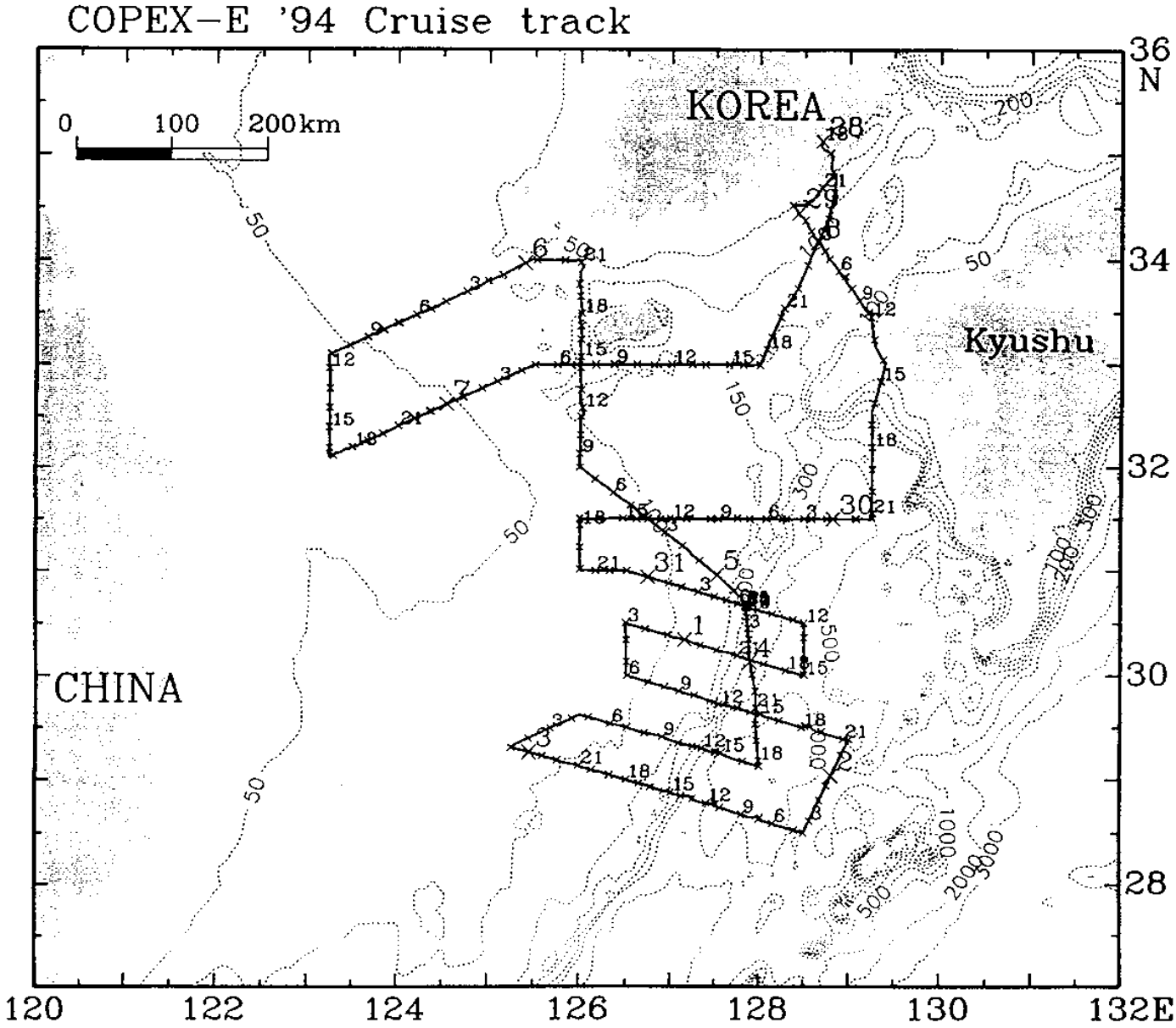


Fig. 2-6. Survey line for ADCP measurements during August-September 1994 (R/V Onnuri).

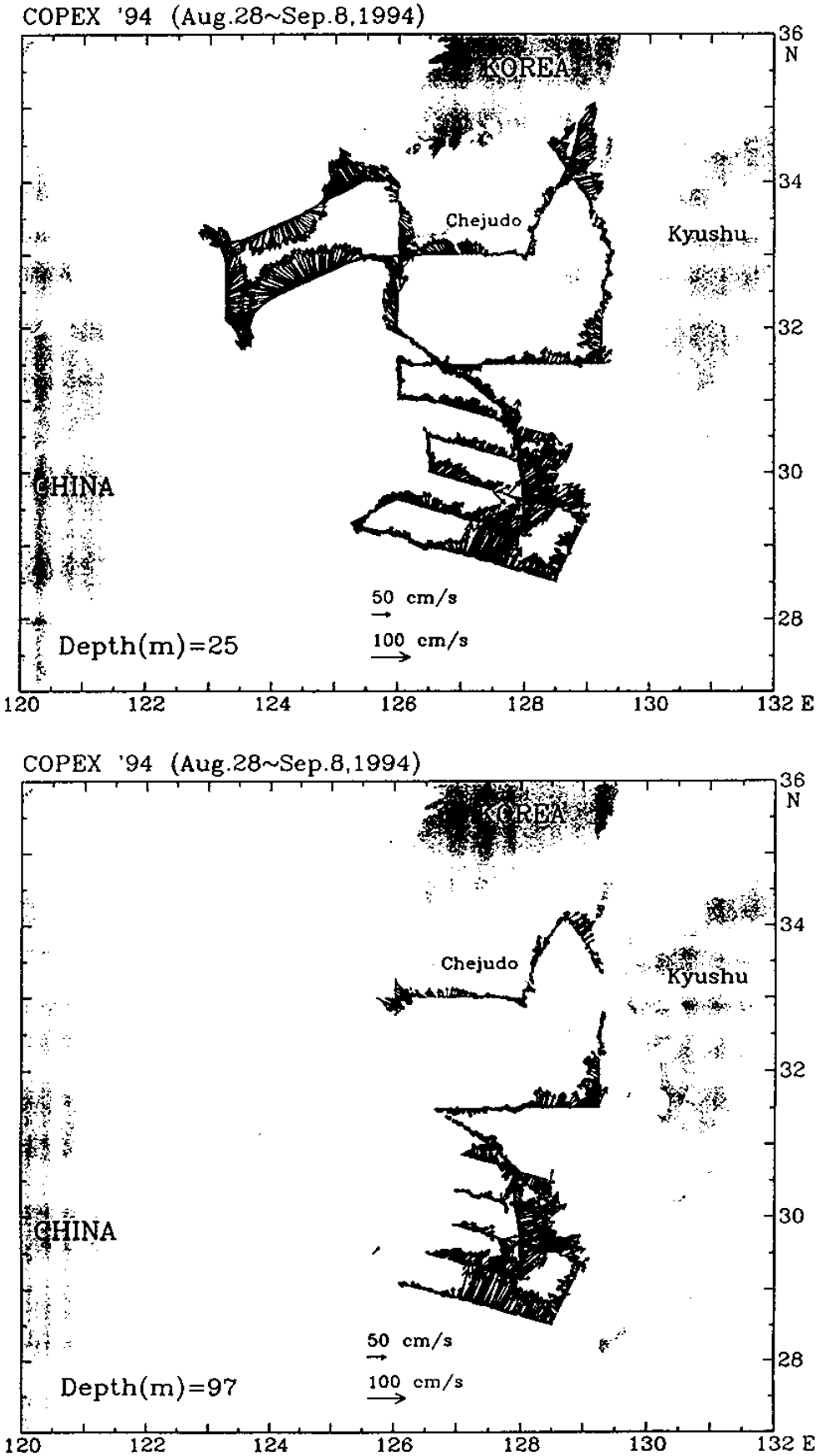


Fig. 2-7. Distributions of horizontal velocities measured by ADCP at (a) 25 m and (b) 97 m during August-September 1994.

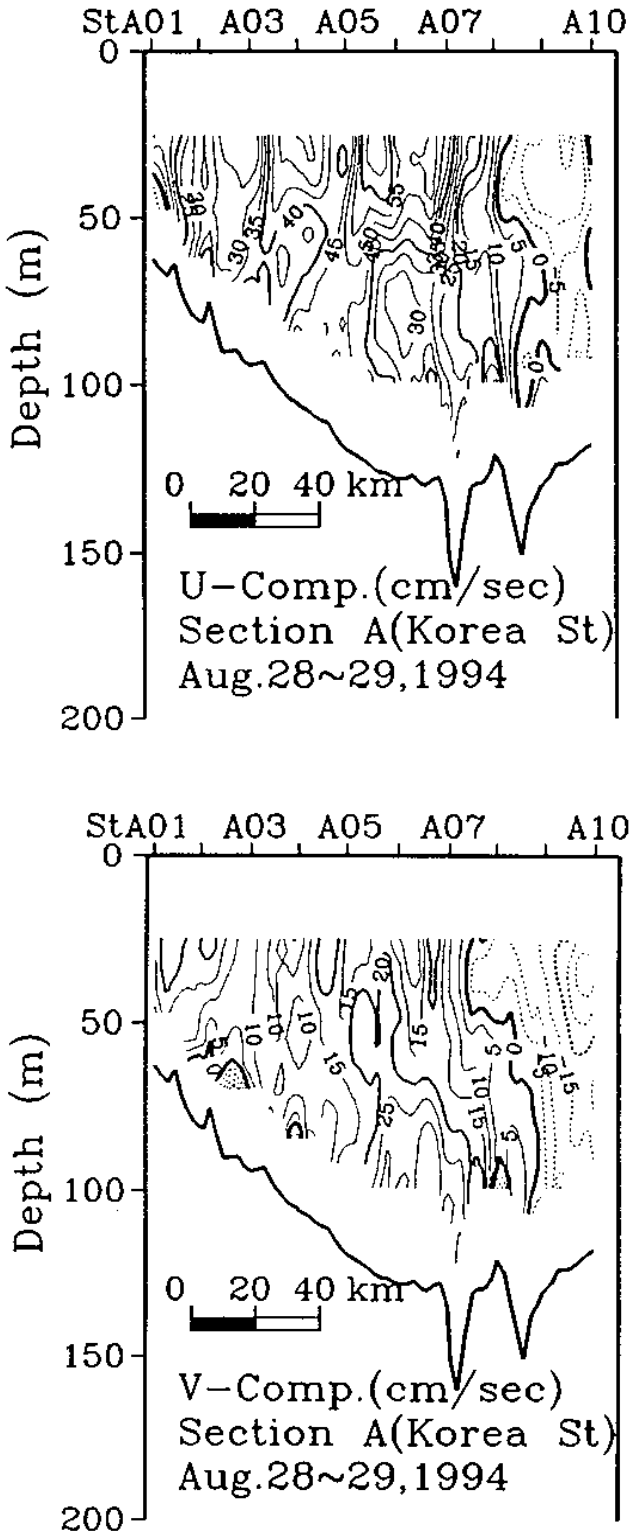
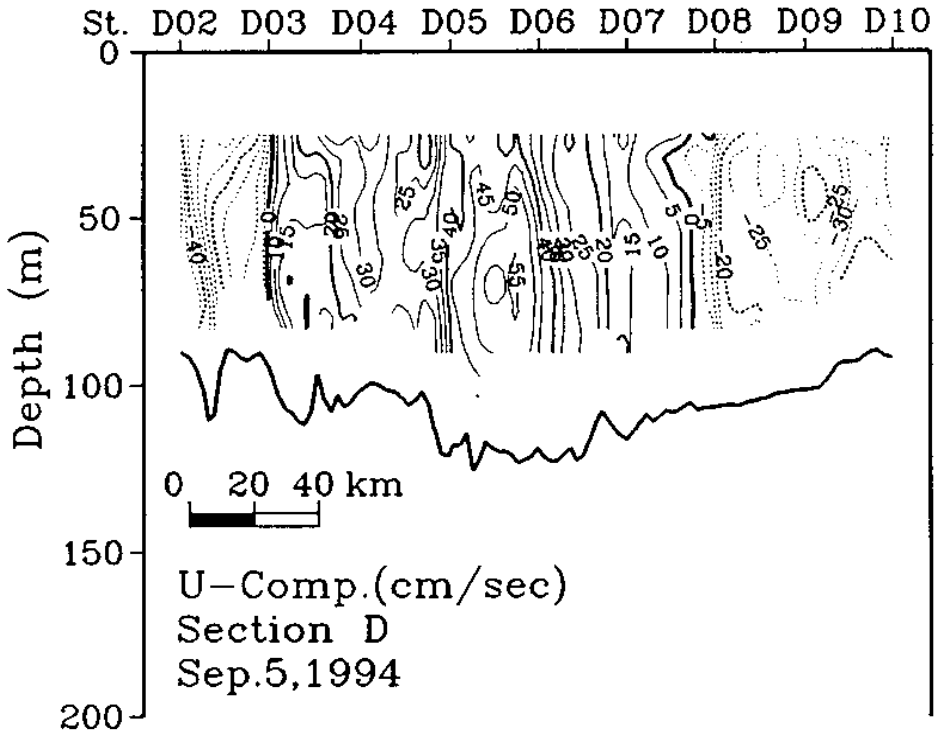


Fig. 2-8. Vertical distributions of current velocity measured by ADCP along section A in August 1994. (a) east-west component and (b) north-south component.



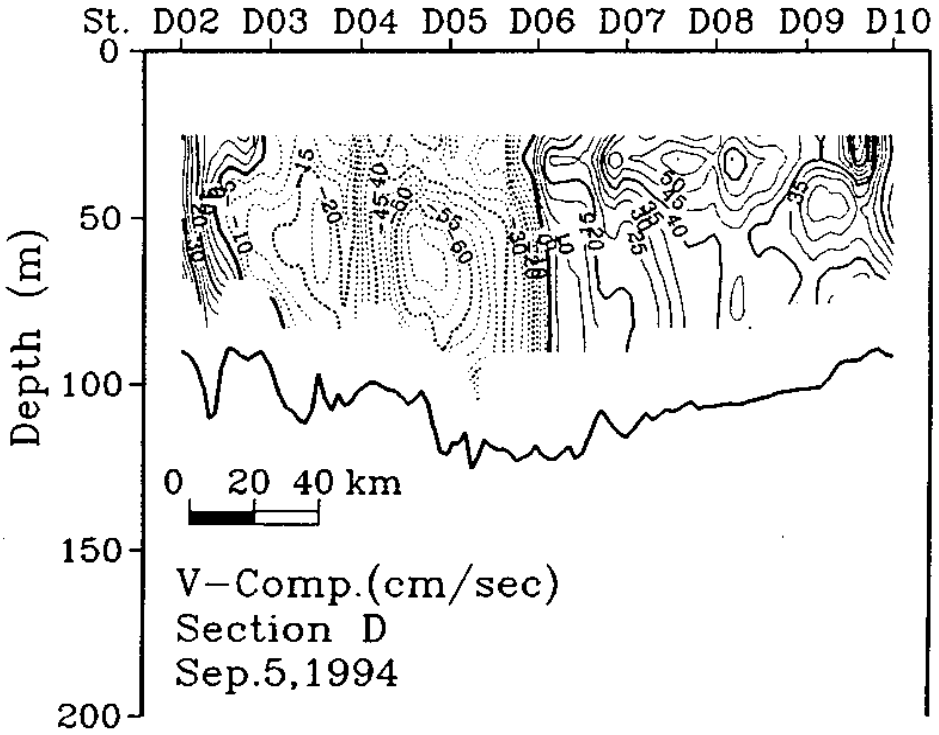


Fig. 2-9. Vertical distributions of current velocity measured by ADCP along section D in September 1994. (a) east-west component and (b) North-south component.

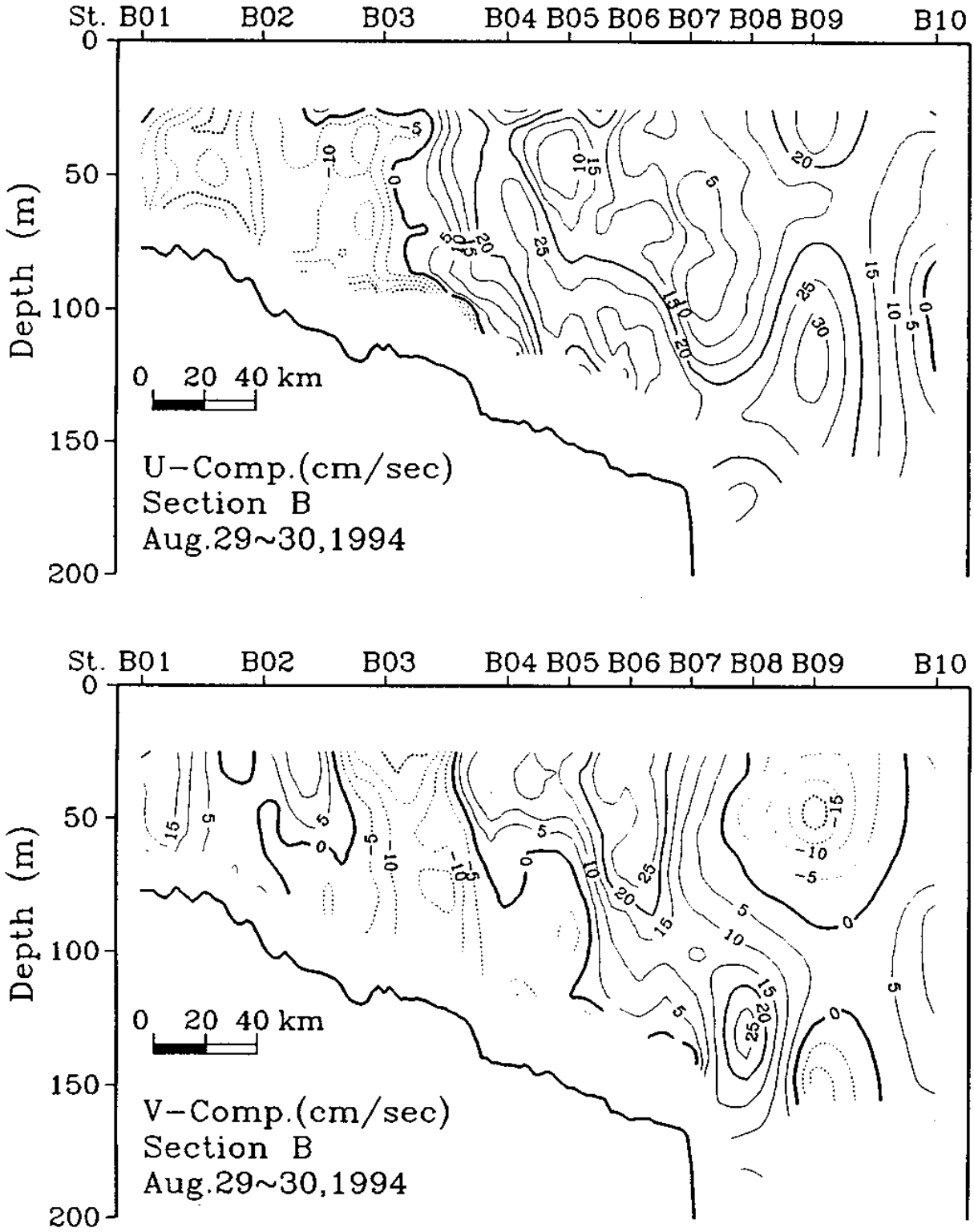


Fig. 2-10. Vertical distributions of current velocity measured by ADCP along section B in August 1994. (a) east-west component and (b) north-south component.

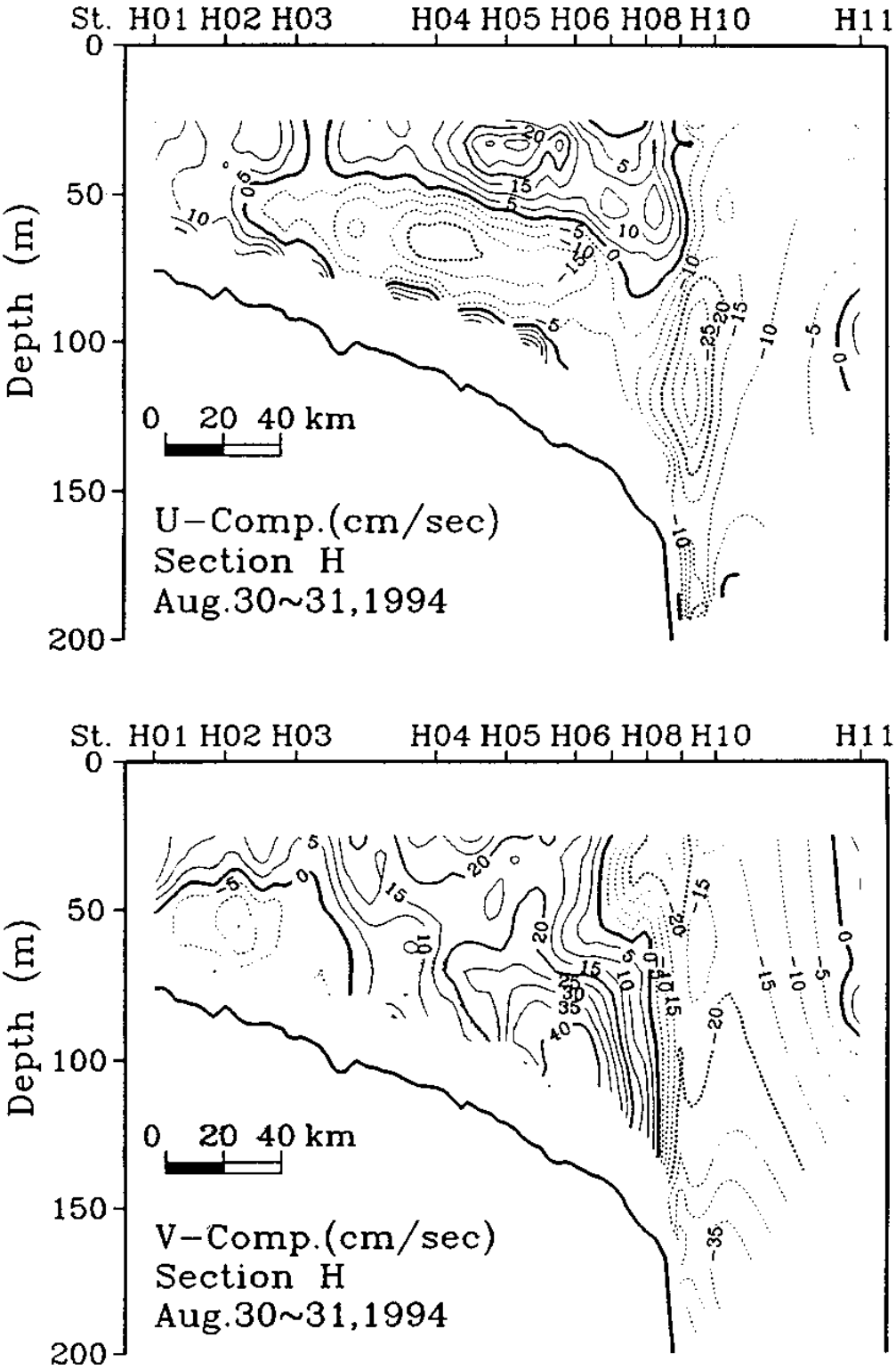


Fig. 2-11. Vertical distributions of current velocity measured by ADCP along section H in August 1994. (a) east-west component and (b) north-south component.

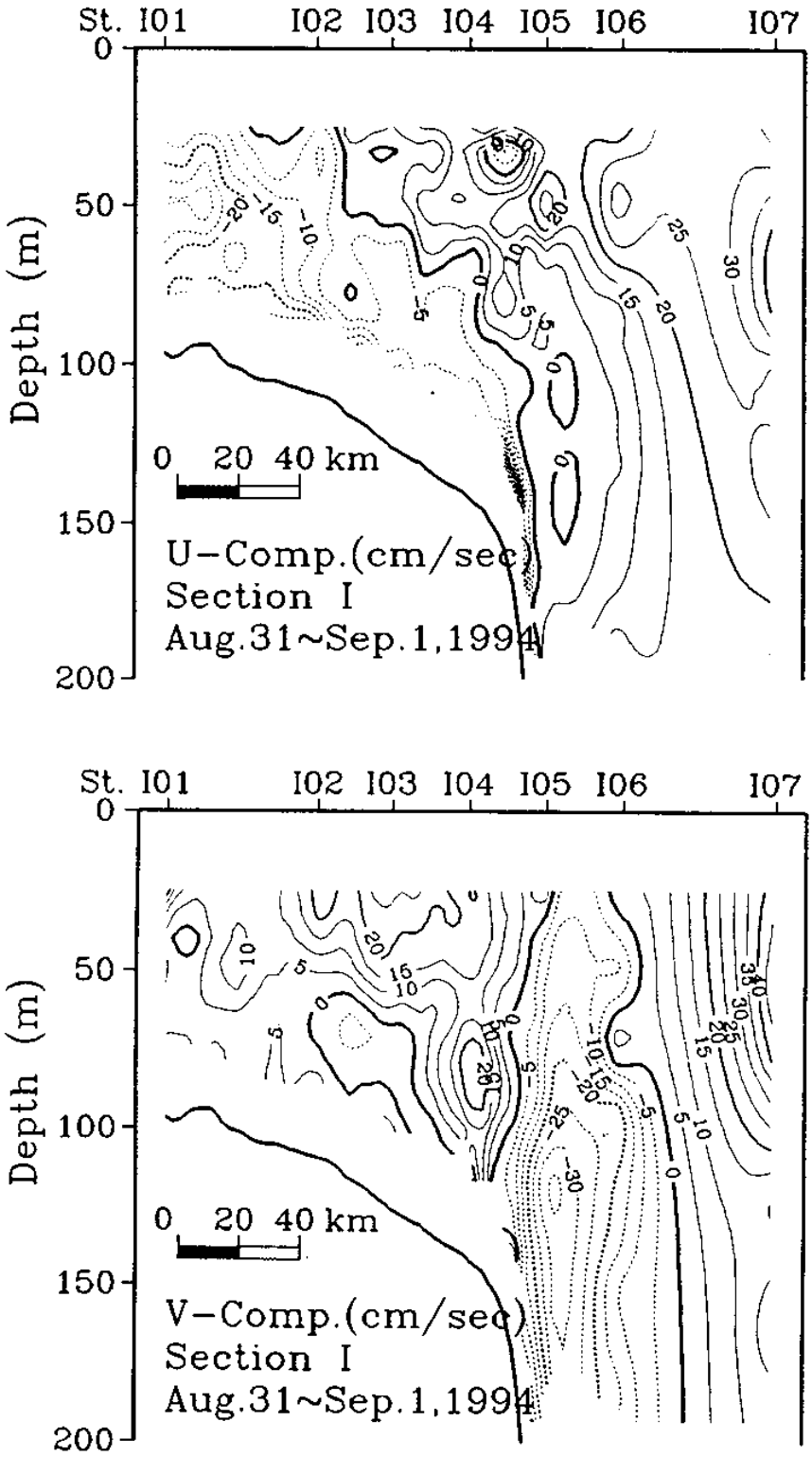


Fig. 2-12. Vertical distributions of current velocity measured by ADCP along section I in August-September 1994.
(a) east-west component and (b) north-south component.

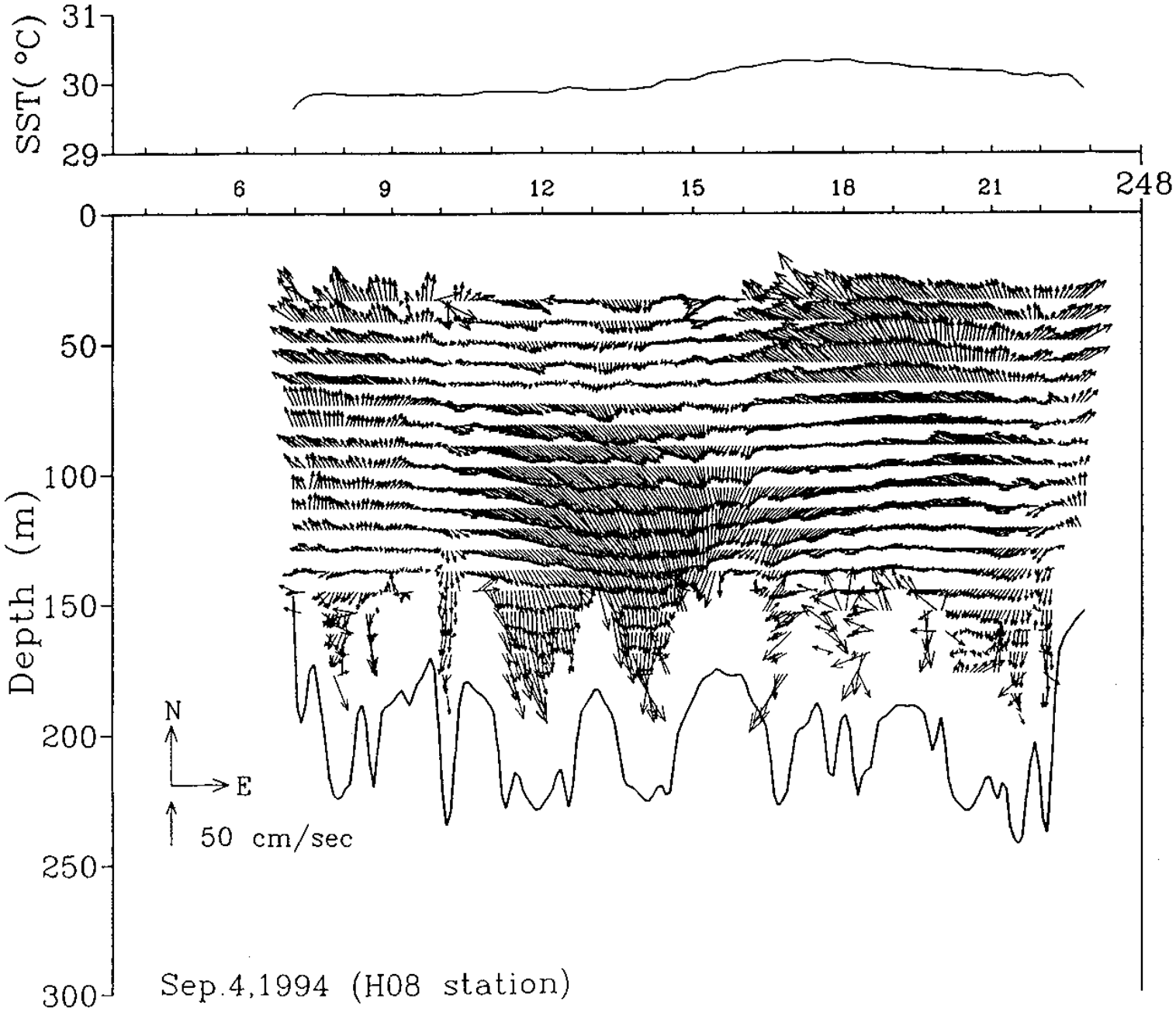


Fig. 2-13. Vertical distributions of current vector and SST observed by ADCP for 15 hours around st. H8.

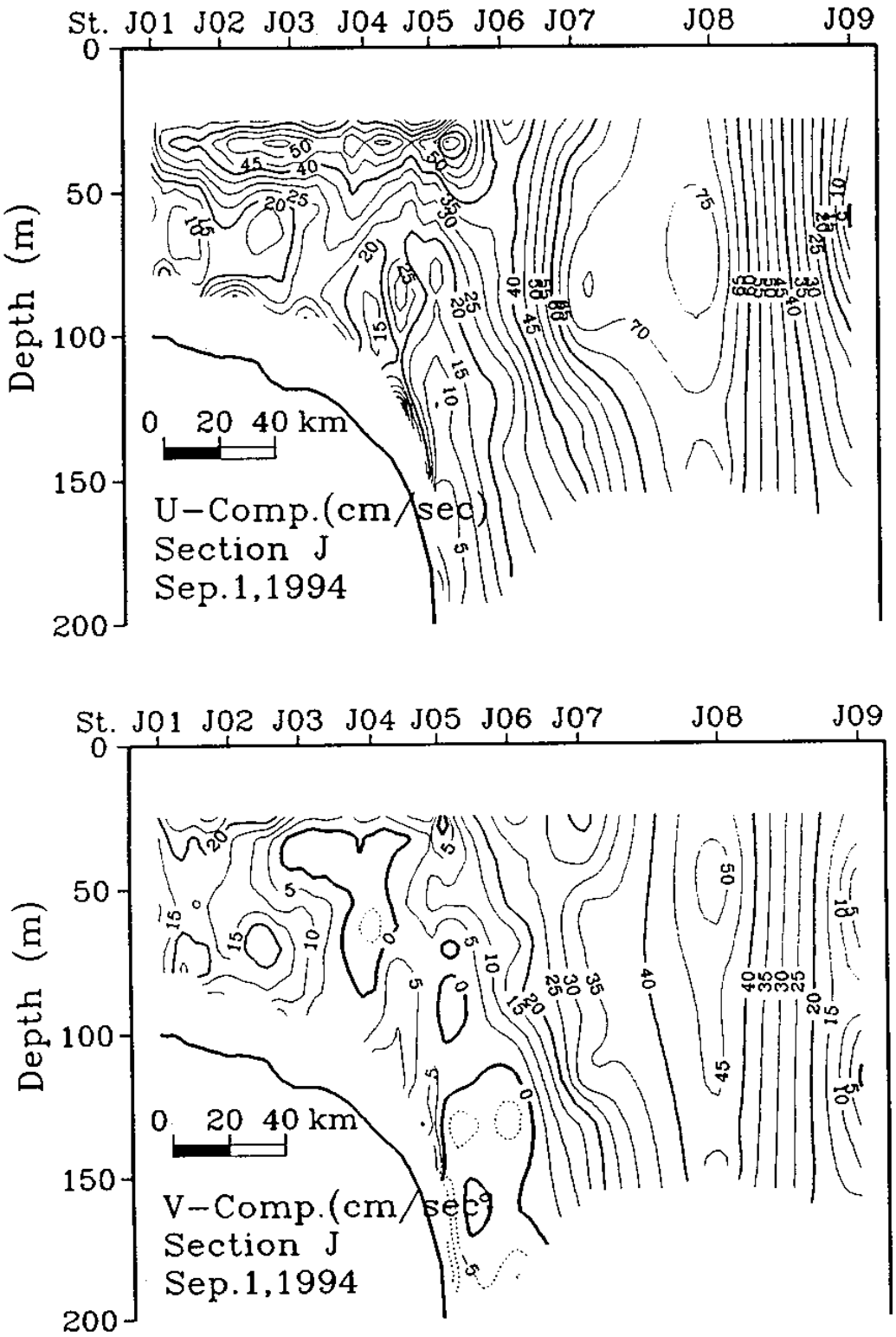


Fig. 2-14. Vertical distributions of current velocity measured by ADCP along section J in September 1994. (a) east-west component and (b) north-south component.

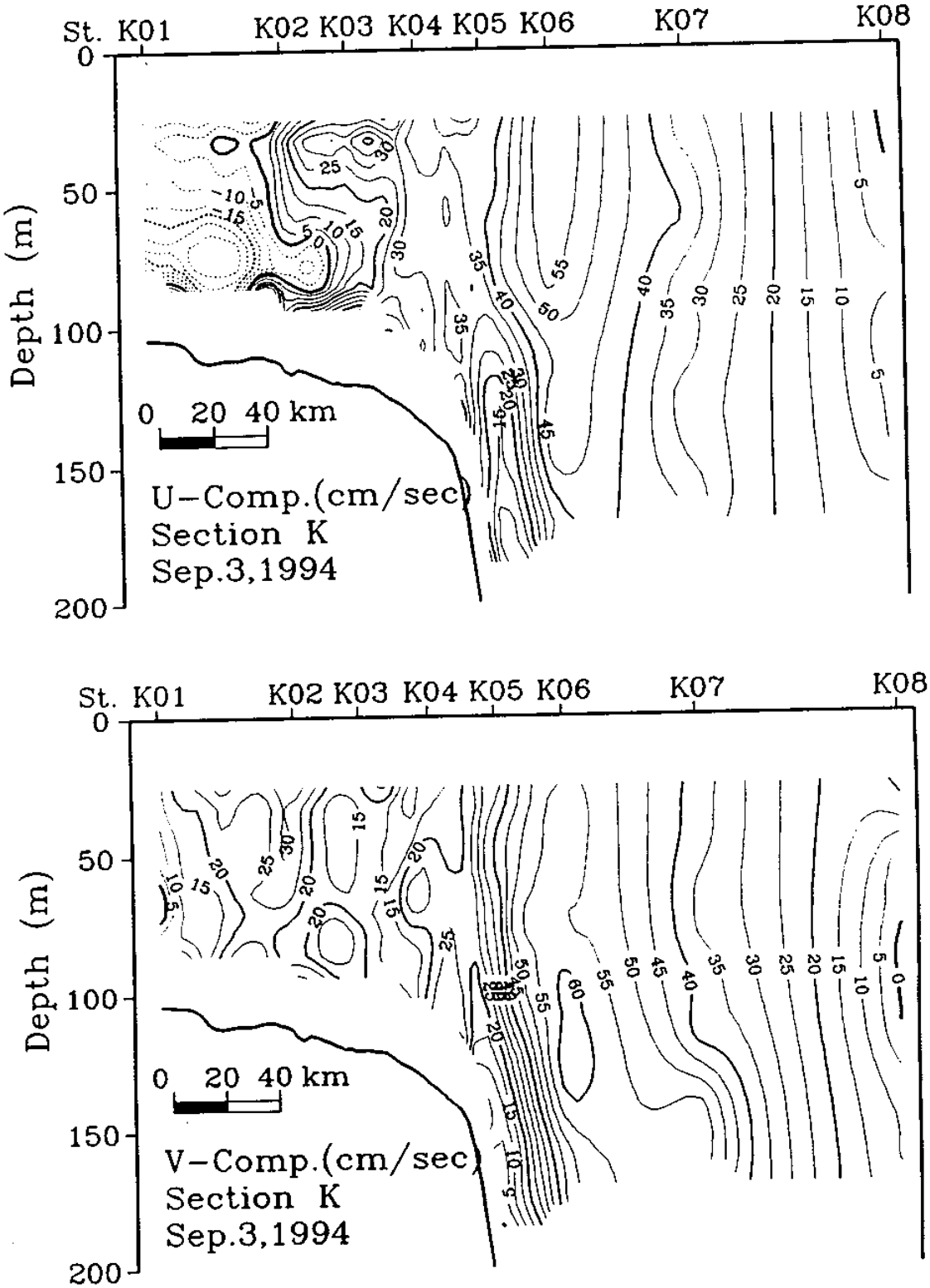


Fig. 2-15. Vertical distributions of current velocity measured by ADCP along section K in September 1994. (a) east-west component and (b) north-south component.

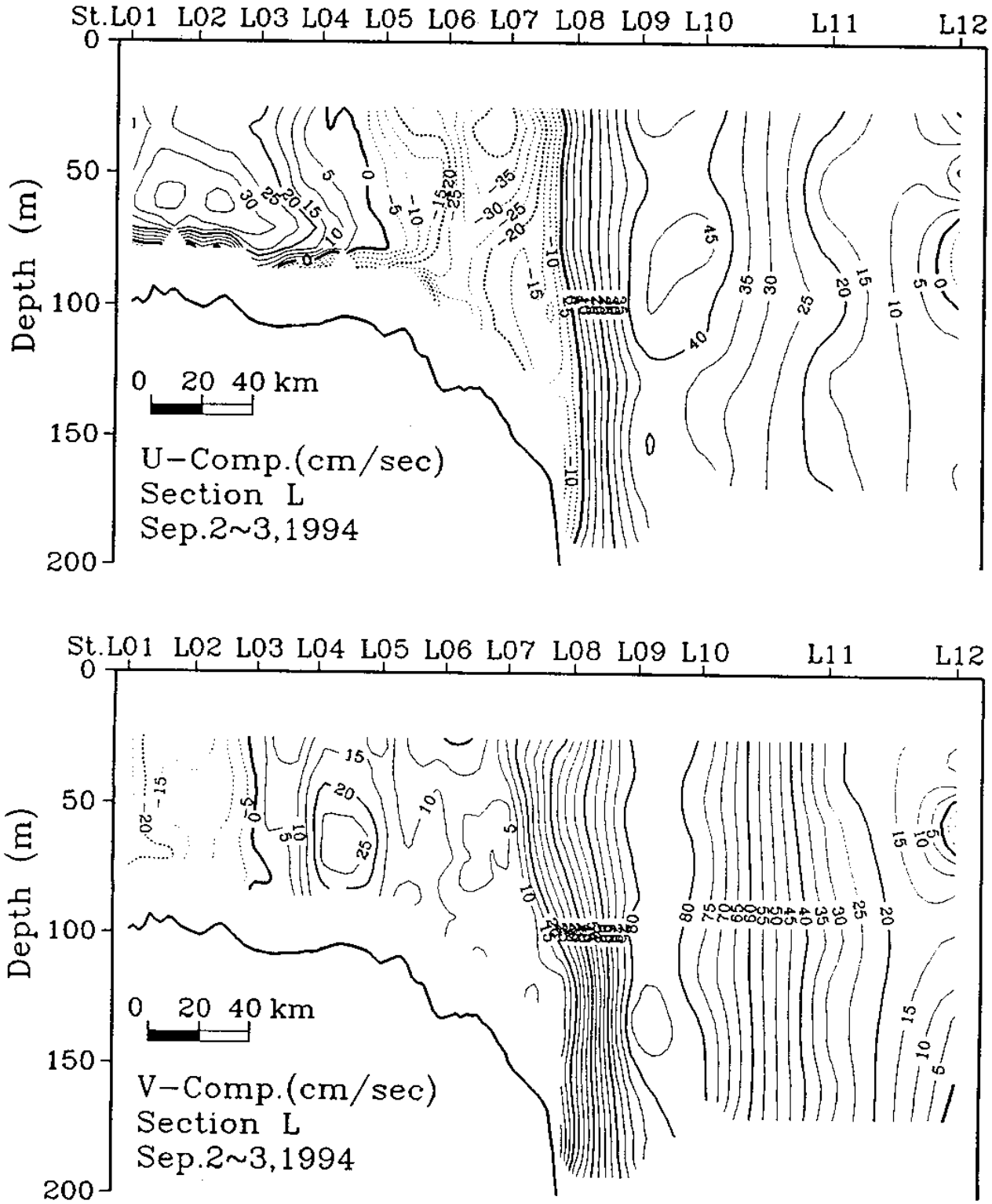


Fig. 2-16. Vertical distributions of current velocity measured by ADCP along section L in September 1994. (a) east-west component and (b) north-south component.

제 3 장 해상풍의 시공간 분포특성

제 1 절 서 론

해수순환의 역학적 구조를 이해하기 위하여 해수의 물리적 특성 및 해류의 구조 파악이 필요하지만 해류의 형성 및 이동, 표층해수의 순환 및 열구조에 커다란 영향을 미치는 해상풍의 시공간적인 특성 파악이 필수적이다. 그러나 해상풍의 연속관측은 부이 시스템에 의해 가능하나 경제적, 기술적인 면에서 충분한 수의 부이 운영이 용이하지 않기 때문에 연안관측이나 국지적인 선상관측에 주로 의존하고 있는 실정이다. 최근 인공위성 영상자료로부터 광역해역에서 해상풍을 추정하기 위한 연구개발이 활발히 진행되고 있긴 하지만 아직은 천기도와 해표면 수온으로부터 계산한 해상풍이 매우 유용하게 이용되고 있다.

이 등 (1994)의 연구에 의하면 시공간적인 분포는 계절과 해역에 따라 그 분포형태가 다르며 일반적으로 겨울철의 해상풍이 여름철보다 강하다. 겨울철 동해의 바람장은 반시계 방향의 회전성이 우세하며 북서풍이 강한 특성을 보이나 여름철에는 시계방향의 회전성과 남풍이 강하다. 황해의 경우 겨울철에는 북풍, 여름에는 남풍이 우세하나 연중 시계방향의 회전성이 우세하다. 한편, 동중국해에서 겨울철 해상풍은 동풍 혹은 북동풍이 우세하나 여름철에는 태풍의 영향으로 시공간적인 변화가 매우 심하며 회전성도 공간적으로 복잡한 양상을 띄운다. 또한 스펙트럼분석 결과, 1년과 6개월 주기대에 스펙트럼 에너지가 집중되어 있어 해상풍의 연변화와 계절변화가 뚜렷하게 나타났고, 해역별 상관관계는 공간적인 변동도 매우 중요하다. 이러한 결과는 해상풍의 월별 평균 및 표준편차, 스펙트럼 분석 등을 통하여 파악한 것으로 해상풍의 시간적인 변동을 잘 나타내지만 전체적인 공간변동에 대해서 정량적인 특성을 제시하지는 않았다.

본 연구에서는 한반도 주변해역에서 바람장의 공간적인 분포특성을 정량적으로 파악하기 위하여 해상풍 자료에 경험적 직교함수 (Empirical Orthogonal Function, EOF) 분석방법을 적용하여 모드별로 고유함수의 공간적인 분포특성과 시간계수 (time coefficient)를 계산하였고 시간계수의 스펙트럼을 구하여 바람장의 공간 및 시간변동성을 분석하였다.

제 2 절 자료 및 분석방법

본 연구에서는 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.

자료의 격자점간격에 의한 지역적인 변동을 줄이기 위하여 인접한 8개 격자점에서의 자료를 이용하여 공간적으로 평활화하고, 2일 이하의 단주기 변동을 제거하기 위하여 저주파 필터를 적용하여 1일 간격의 시계열 자료로 전환하였다. 자료의 기본적인 처리방법은 이 등 (1994)이 상세히 기술한 바 있다. 한편, 본 연구에서는 수일 주기의 변동보다는 월별이상의 변동을 주요 연구대상으로 하였기에 29일 이동평균 (moving average)을 적용하여 시간간격이 10일인 자료로 재정리하였으며 EOF 및 스펙트럼 분석을 하였다.

경험적 직교함수 분석방법은 시.공간변동성을 동시에 효과적으로 제시할 수 있는 대표적인 방법중 하나이다. EOF의 각 고유벡터가 갖는 물리적 의미를 정확히 규명할 수는 없어도 단지 몇 개의 고유함수만으로 관측치를 재현할 수 있다는 것은 경험적 직교함수의 큰 장점이다. 본 연구에서는 변동의 대부분을 설명할 수 있는 3개 모드만을 다루었고 모드별 시간계수의 변화특성을 분석하여 변동특성을 검토하였다.

분석과정은 다음과 같다. 각 격자점 (n,m)에서의 해면기압과 해상풍의 동서성분, 남북성분을 격자점 순서에 따라 재배열 (i=1,$\cdots$,N)하고 각 격자점에서의 10년 평균치를 계산한다.

$$P_{ave}(i) = \frac{1}{k}\sum_{t=1}^{k} P_t(i) \qquad (1)$$

여기서 $P_{ave}(i)$는 격자점 i에서의 평균값이며 $P_t(i)$ 는 격자점 i, 시간 t에서의 값이다.

해상풍의 잔차 (residual)는

$$P_t'(i) = P_t(i) - P_{ave}(i) \qquad (2)$$

으로 정의된다. 이러한 잔차에 대한 격자점간의 교차 공분산행렬 (covariance matrix)을 구하면

$$C(i,j) = \frac{1}{(k-1)} \sum_{t=1}^{k} P_t'(i)\, P_t'(j) \qquad (3)$$

으로 표현되며, 이는 실수값을 가지는 정방행렬이 된다. 본 연구의 해면기압은 288×288, 해상풍은 185×185의 공분산행렬이 되고 이의 해를 구하는 과정은

$$\sum_{i=1}^{N} C(i,j)\Phi_n(i) = \lambda_n \Phi_n(i), \quad n=1, \cdots, N \qquad (4)$$

와 같은 고유값 (λ_n) 문제이며, 이때 구해지는 고유벡터 $\Phi_n(i)$를 경험적 직교함수 또는 모드함수라 한다. 이러한 고유벡터(eigenvector)는 아래와 같은 직교조건을 만족한다.

$$\sum_{i=1}^{N} \Phi_n(i)\Phi_m(i) = \delta_{nm} \qquad (5)$$

여기서 δ_{nm}은 크로네커 델타 (Kronecker delta)이고 각 고유벡터의 평균제곱값의 합은 1이 된다. 경험적 직교함수의 집합 $\{\Phi_n\}$은 수학적으로 닫힌계이므로 시계열 확장이 가능하여

$$P_t(i) = \sum_{i=1}^{N} E_{tn}\Phi_n(i) \qquad (6)$$

으로 주어진다. 식 (6)에서 E_{tn}은 시간계수로서

$$E_{tn} = \sum_{i=1}^{N} P_t'(i)\Phi_n(i) \qquad (7)$$

이다. 즉 원래의 해상풍의 잔차에 대한 고유벡터를 곱하여 구해지는 값을 시간계수 (time coefficient)라 하며 시간계수와 고유벡터를 함께 사용하면 원래의 해상풍의 동서(U), 남북성분(V)의 잔차를 재현할 수 있다. 또한 공분산 행렬로부터 구해지는 고유값 (eigenvalue)은

$$\frac{1}{K} \sum_{t=1}^{k} E_{tn}^2 = \lambda_n \qquad (8)$$

이며, EOF의 분산을 나타낸다. 고유값과 입력변수와의 관계는

$$\frac{1}{K} \sum_{t=1}^{k} \sum_{i=1}^{N} P_t'^{\,2}(i) = \frac{1}{K} \sum_{t=1}^{k} \sum_{i=1}^{N} E_{tn}^2 = \sum_{i=1}^{N} \lambda_n \qquad (9)$$

으로 주어지므로 공분산 행렬로부터 구해지는 고유값의 합은 원래 자료의 분산의 합과 같게 된다.

제 3 절 평균바람장과 표준편차

벡터양인 해상풍을 동서성분과 남북성분으로 분리하여 분석하였다. 이 등이 작성한 1994년도 보고서 '동중국해의 월평균 해상풍 계산'의 그림 3-2에서 제시한 해상풍 응력의 장기평균분포는 평균해면기압의 공간분포와 잘 일치한다.

가. 동서 해상풍

동서 해상풍 (그림 3-1)은 황해, 동해, 일본 동부 및 남부해역에서 양의 부호 서풍)를 갖고, 동중국해와 대만 부근해역에서 음의 부호 동풍)를 갖는다. 동중국해의 남부 및 대만 부근해역에서는 1 m/s 이상의 강한 동풍이 불고 있는 반면에 동해 북부 및 일본 동부해역에서는 1 m/s 이상의 서풍이 분다. 한편 황해 전해역은 연평균 0.3 m/s 이하의 약한 서풍이 존재하나 동중국해의 북부에서는 0.4 m/s 이하의 동풍이 존재하여 좋은 대조를 보인다.

동서 해상풍의 표준편차 (그림 3-2)는 전해역에서 2.4 m/s 이상으로 평균 해상풍보다 훨씬 커서 시간변동이 심하다. 특히 홋가이도 부근해역, 일본 혼슈 동부역, 대한해협 북부역, 그리고 대만 인근해역에서 편차는 3.0 m/s 이상의 큰 시간변화를 보인다.

나. 남북 해상풍

남북 해상풍의 연평균 분포 (그림 3-3)는 대륙에서 멀리 떨어진 해상에서는 남풍계열이 우세한 반면에 황해, 동해, 동중국해 전역은 물론 쿠로시오 유역에서 북풍계열의 바람이 탁월하다. 남풍은 0.4 m/s이하로 매우 약하나 북풍은 대부분 해역에서 1 m/s 이상으로 강하다. 1.5 m/s 이상의 강한 북풍이 황해동부, 동중국해 북부, 그리고 동해 북부해역에서 나타나 한반도 인근해역에서 북풍계열의 바람이 매우 탁월함을 알 수 있다.

남북 해상풍의 표준편차 (그림 3-4)는 동경 150° 이동해역을 제외한 전해역에서 2.0 m/s 이상으로 평균풍속보다 커서 동서 해상풍과 마찬가지로 시간변동이 심하다. 표준편차는 동해와 동중국해를 제외한 전해역에서 남북방향의 분포를 보

인다. 특히 평균치가 최대인 황해 남동해역 및 동중국해 북부해역, 그리고 동해 북부해역에서는 편차도 최대로 3.2 m/s 이상을 보인다. 한편 남풍계열의 평균바람이 우세한 대륙에서 멀리 떨어진 해양에서 편차가 2.0 m/s 이하로 시간변동이 상대적으로 작다.

제 4 절 경험적 직교함수의 모드별 특성

해상풍의 계절분포 특성을 분석하기 위하여 시.공간적으로 평활화과정을 거친 자료에 29일 이동평균 (29 day moving averaging)을 적용하여 10일 간격의 자료로 재정리하였다. 재정리된 자료로부터 경험적 직교함수의 모드별 특성을 살펴보았다.

가. 고유치 (Eigenvalue)

표 3-1은 동서 해상풍과 남북 해상풍의 분산 (variance)에 대한 모드별 기여도이다. 동서 해상풍의 경우 제 1 모드가 전체분산의 46.1 %를, 그리고 제 2와 제 3 모드가 각기 30.3 %와 6.3 %를 설명한다. 따라서 3개의 모드가 분산의 82.7 %를 설명한다. 한편, 남북 해상풍과는 달리 제 1 모드의 기여도는 46 %에 불과하지만 제 2 모드의 기여도는 30 %에 달한다. 따라서 분산의 대부분은 제 1과 제 2 모드에 의해 76.4 %가 설명된다. 한편 남북 해상풍의 경우 제 1 모드의 기여도가 77.1 %로 분산의 대부분을 결정하며 제 2와 제 3 모드가 각기 6.6 %와 3.9 %에 불과하다. 결론적으로 동서 해상풍은 제 1과 제 2 모드가 시공간 변동을 결정하며 제 3모드는 보완적 역할을 하는 반면, 남북 해상풍의 시공간 변동은 제 1 모드에 의해 지배된다.

나. 고유함수 (Eigenvector)

동서 해상풍에 대한 제 1 EOF 모드 (그림 3-5)는 분산의 약 반정도를 설명하지만 위상은 남서지역과 북동지역에서 서로 반대 부호를 갖는다. 즉 남서쪽에서 동풍이 강화되면 북동해역에서는 서풍이 강화되는 것을 뜻한다. 제 1 모드의 최대변화는 남서지역에서는 대만해역, 북동지역에서는 홋가이도에서 나타난다. 분산의 30 %를 설명하는 제 2 모드 (그림 3-6)의 등치선은 대체로 동-서 방향으로

Table 3-1. Percentage and cumulative percentage of the total variance explained by the lowest three modes of empirical orthogonal functions for the east-west and north-south components of surface wind.

Mode	Contribution (%)		Cumulative Sum (%)	
	E-W wind	N-S wind	E-W wind	N-S wind
1	46.1	77.1	46.1	77.1
2	30.3	6.6	76.4	83.7
3	6.3	3.9	82.7	87.6

분포하고 있으며 북위 40°를 기준으로 부호가 바뀐다. 최대치는 북위 30°, 동경 140° - 150°에 위치하고 있으며 남과 북으로 갈수록 감소한다. 제 3 모드 (그림 3-7)의 부호가 남동해역과 나머지 해역이 서로 다르며 등치선은 마치 남서모서리에서 북서방향으로 전파되는 형태를 보인다. 최대치는 대만과 흑가이도 부근, 그리고 남동해역에서 나타난다.

남북 해상풍의 분산의 77 %를 설명하는 제 1 모드의 공간분포 (그림 3-8)는 그림 3-4의 표준편차의 공간분포와 비슷하다. 동중국해의 북부와 동해 북부에서 최대치를 보인다. 황해와 일본 동부해역에서는 등치선이 남-북 방향으로 발달해 있다. 제 2 모드 (그림 3-9)는 북동해역과 남서해역의 위상이 서로 반대로 대만 남서해역에 위치한 음의 최대치가 북쪽으로 전파되고 흑가이도 북부에 위치한 양의 최대치가 일본열도를 따라 남서쪽으로 전파하는 듯한 분포양상을 띄우고 있다. 제 3 모드 (그림 3-10)의 위상은 조사해역의 북동과 남서 모서리를 잇는 선을 중심으로 서로 반대다. 즉 동해, 황해, 동중국해의 위상이 일본열도의 동부와 남부해역에서와는 서로 다른 방향으로 바람이 변한다.

다. 시간변동

동서 해상풍의 세 모드에 대한 시간계수는 그림 3-11에 제시되었다. 분산의 46 %를 설명하는 제 1 모드는 해면기압의 경우와 같이 일년 주기성이 대단히 우

세하다. 그러나 1978-1979년에는 진폭이 20 미만이었으나 1983-194년도에 30 이상으로 진폭의 경년변동이 심하다. 제 2 모드는 분산의 30 % 정도를 설명할 정도로 변동에 큰 기여를 하는 모드로 1년 및 반년 주기성이 공존하고 있다. 제 3모드의 시간변화곡선은 제 1과 2 모드에 비해 단주기성 변화가 심하나 진폭은 상당히 감소하였다.

스펙트럼 (그림 3-12)은 제 1 과 2의 모드는 0.5와 1 cpy에서 피크를 갖고 있으나 제 1 모드의 경우 0.5 cpy에서 에너지 수준이 1 cpy에 비해 1/40 정도에 지나지 않으나 제 2 모드의 경우 0.5와 1 cpy에서 스펙트럼 에너지가 비슷한 크기를 갖고 있다. 제 3 모드의 경우 1 cpy에서는 스펙트럼 피크가 없고 0.5 cpy에서 최대의 스펙트럼 피크가 나타난다.

남북 해상풍의 시간계수는 그림 3-13과 같다. 제 1 모드는 해면기압, 동서 해상풍과 같이 1년 주기성이 대단히 뚜렷하고 진폭의 경년변화도 비교적 크다. 제 2 모드는 동-서 해상풍과 같이 0.5와 1 cpy의 주기성을 보이지만 분산에 대한 기여도가 6 % 정도 밖에 되지 않아 진폭이 크지는 않다. 제 3 모드는 단주기 변화를 갖고 있으며 진폭도 대단히 불규칙 적이다.

스펙트럼 (그림 3-14)은 시간변화곡선에서 추정한 바와 같이 제 1모드의 경우 1 cpy의 피크가 아주 우세하고 제 2 모드의 경우는 0.5와 1 cpy에서 스펙트럼 에너지 수준이 비슷한 피크를 보인다. 반면에 제 3 모드는 에너지가 큰 스펙트럼 피크는 없다.

제 5 절 토 의

본 보고서에서는 한국 주변해역 및 동중국해에서의 해상풍의 시공간 변동특성을 다루었다. 12시간 간격의 해상풍 자료를 공간적으로 평활화하고 29일 이동평균 (moving average)하여 10일 간격의 시계열자료로 재정리한 후에 경험적 직교함수와 스펙트럼 방법으로 시공간변동의 분포특성을 분석하였다.

평균 동서 해상풍은 지역적 특성이 뚜렷하다. 동해와 황해의 위상이 동중국해의 위상과 반대이며 황해에서 바람이 가장 약한 것으로 나타난다. 시간변동의 크기는 전해역에서 2.4 m/s 이상으로 평균치보다 훨씬 크며 동해 남부와 북동부, 대만부근에서 최대변동을 보인다. 이러한 변동을 대표하는 분산은 세개 EOF 모드로 설명될 수 있는데 제 1 모드는 분산의 46.1 %, 제 2 모드는 30 % 정도를 반영한다. 제 1 모드는 대만해역과 흑가이도 해역에서 최대 변화가 발생하는 것을 보이고 있으며 주로 계절변화에 기인된 것이며 밝혀졌다. 한편, 계절변화의 진폭이 일정하지 않고 심하게 바뀐다는 사실은 경년변화 역시 중요하다는 것을 반영한다. 제 2 모드는 1년 주기성과 해면기압에서는 뚜렷이 드러나지 않은 반년

주기성이 공존한다. 반년 주기성은 봄과 가을에 한반도 주변을 통과하는 이동성 기압골에 의한 영향인 것으로 판단된다.

평균 남북해상풍은 한국 주변해역에서는 북풍계열이 우세하나 육지에서 멀리 떨어진 외해역에서는 남풍이 우세하다. 표준편차는 우리나라 주변 해역에서 2.0 m/s 이상으로 동서해상풍의 경우와 같이 시간변동이 매우 심하다. 특히 동중국해 동부와 동해 북부해역에서 3.0 m/s 이상으로 최고치를 보인다. 분산의 77 %를 설명하는 제 1 EOF 모드는 동중국해 북부와 동해북부에서 최대변동이 있고 변동은 계절변화를 하고 있음을 밝히고 있다. 제 2 모드는 0.5와 1.0 cpy에서 스펙트럼 피크를 보이나 제 1 모드의 1.0 cpy에 비해 대단히 작다.

한반도 주변해역에서 해상풍은 해면기압과 달리 해역별 분포특성을 갖는다. 또한 해상풍은 1년 주기의 탁월한 계절변동을 갖지만 반년 주기성도 뚜렷하게 보인다. 특히 동서해상풍의 경우 반년주기를 갖는 변동이 분산에 큰 기여를 하고 있음은 주목할 만하다.

참고문헌

강인식, 김맹기, 심태보, 1994. 한반도주위 해양에서의 해면 열수지와 응력의 계절변화. 한국해양학회지, 29, 325-337.

나정열, 서장원, 한상규, 1992. 한국근해의 월평균 해상풍. 한국해양학회지, 27(1), 1-10.

이홍재, 나정열, 한상규, 서장원, 1994. 동중국해의 월평균 해상풍 계산. 한국해양연구소 연구보고서 BSPE 00367-683-1, 91pp.

이홍재, 방인권, 육상섭, 이천우, 1983. 한국 연안해역에서 기상자료 처리 및 분석. 한국해양연구소 연구보고서 BSPE 00053-74-1, 108pp.

Gonella, J., 1972. A rotary-component method for analysing meteorological and oceanographic vector time series. Deep-Sea Res., 19, 833-846.

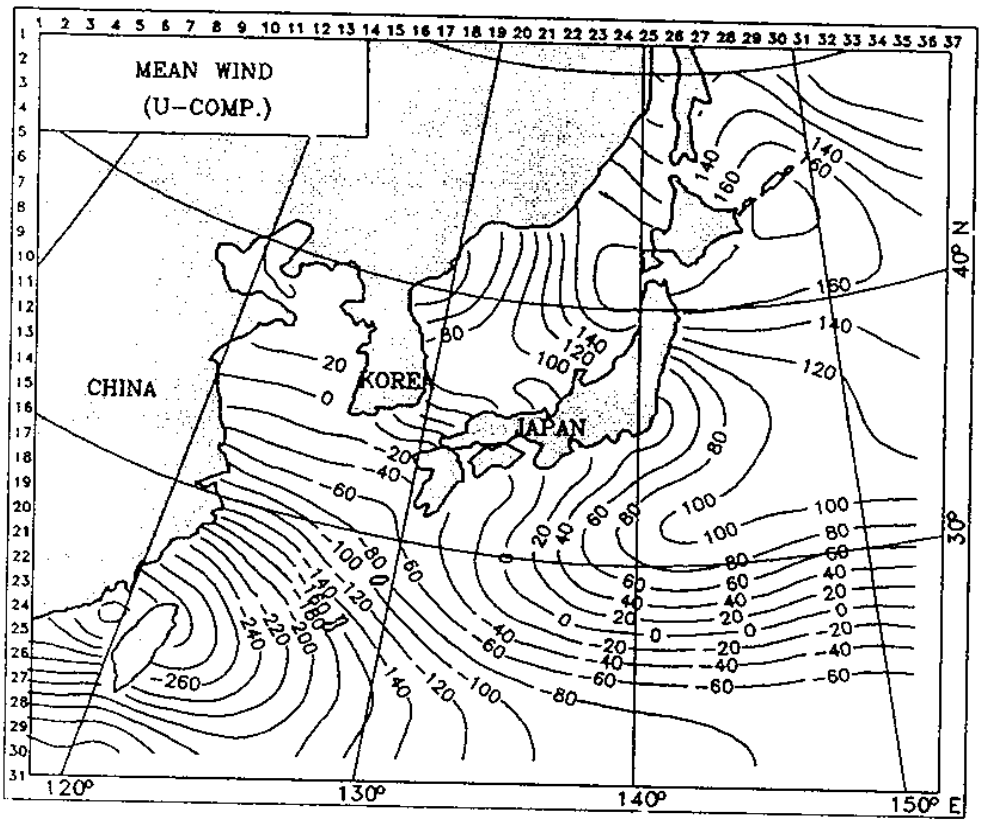


Fig. 3-1. Long-term mean east-west surface wind, 1978-1987. The unit is cm/s.

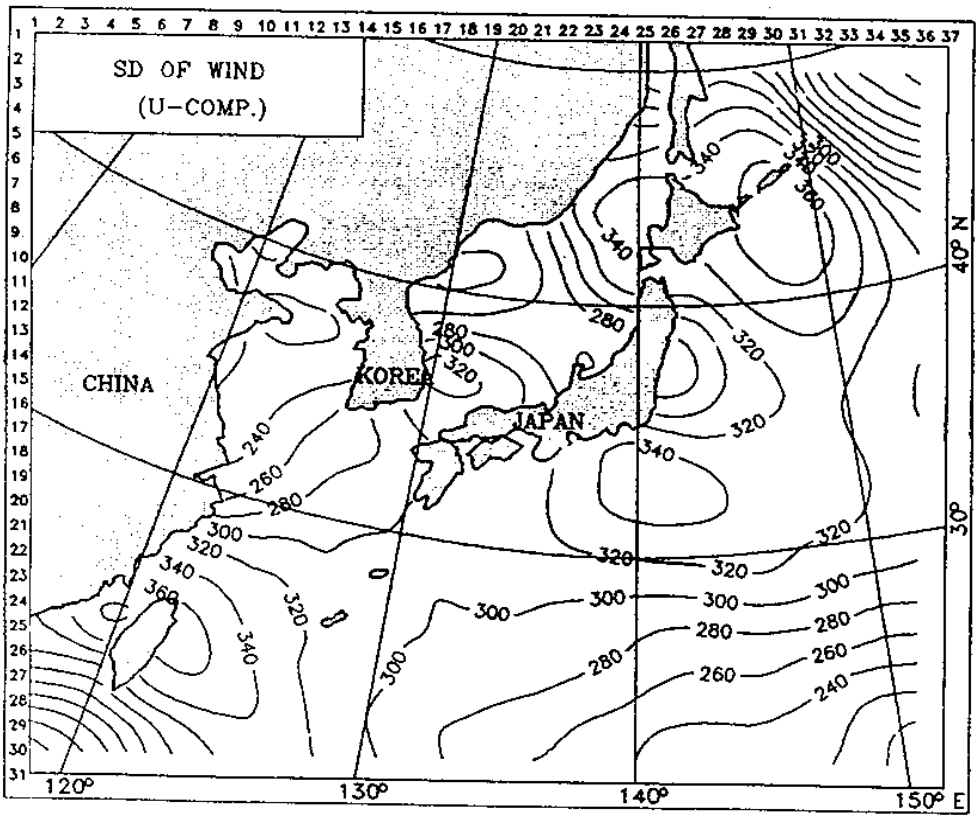


Fig. 3-2. Standard deviations of east-west surface wind, 1978-1987. The unit is cm/s.

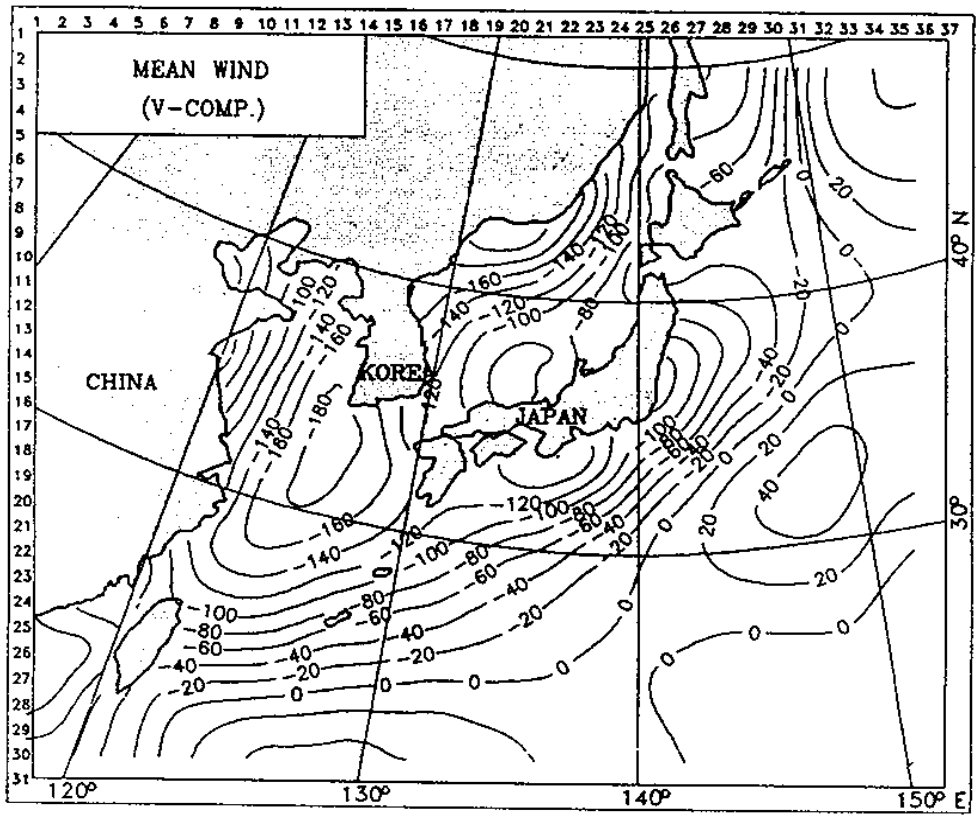


Fig. 3-3. Long-term mean north-south surface wind, 1978-1987. The unit is cm/s.

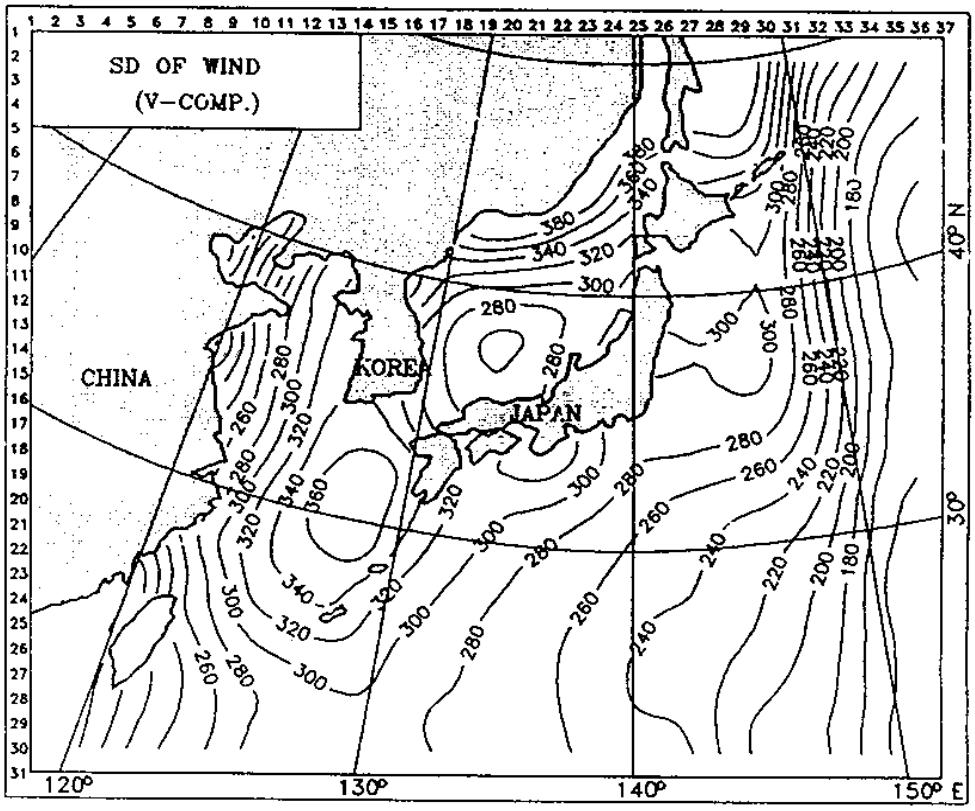


Fig. 3-4. Standard deviations of north-south surface wind, 1978-1987. The unit is cm/s.

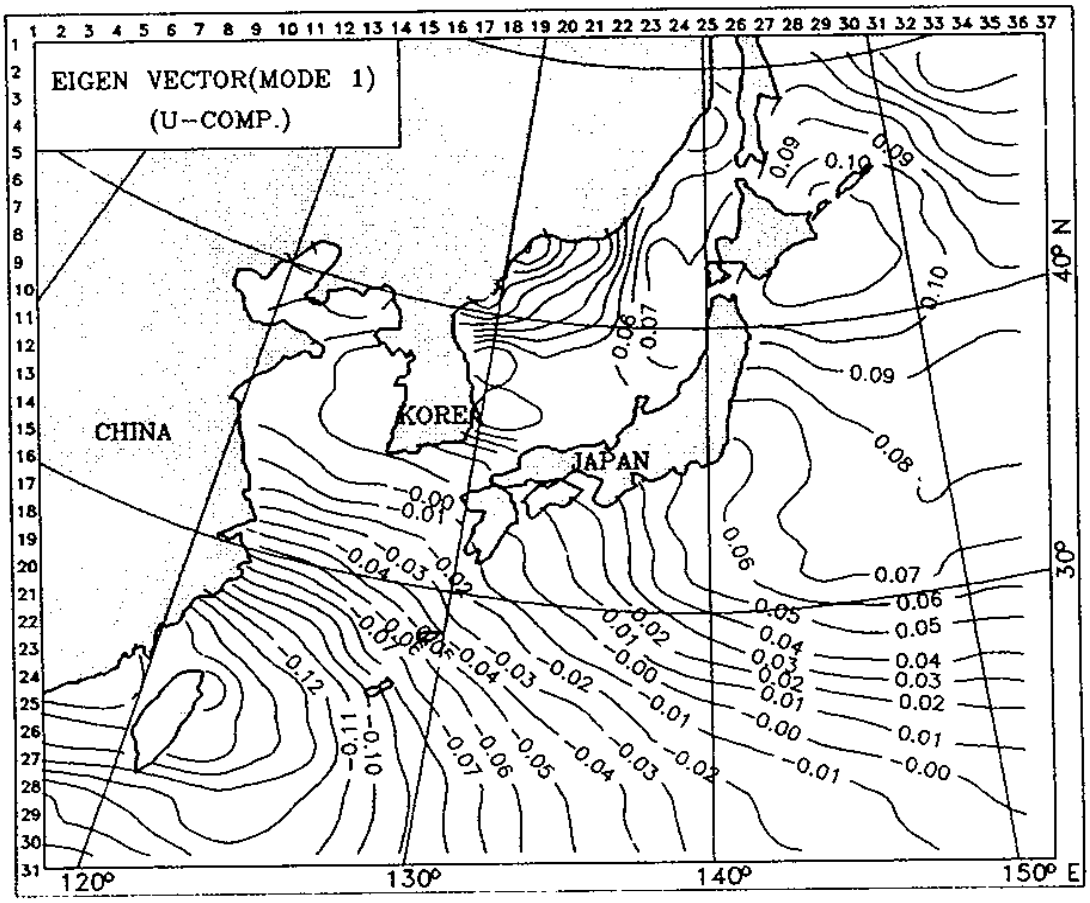


Fig. 3-5. The first mode of empirical orthogonal function of east-west surface wind, 1978-1987.

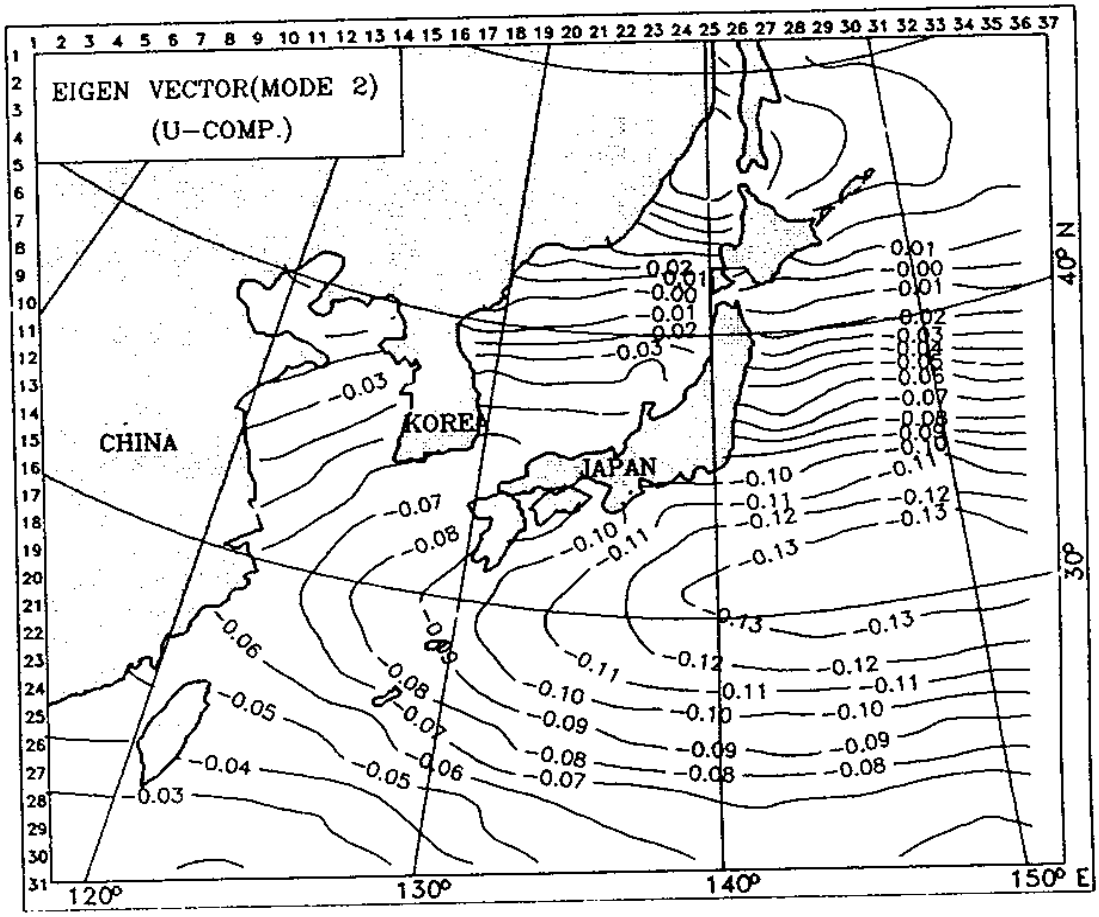


Fig. 3-6. The second mode of empirical orthogonal function of east-west surface wind, 1978-1987.

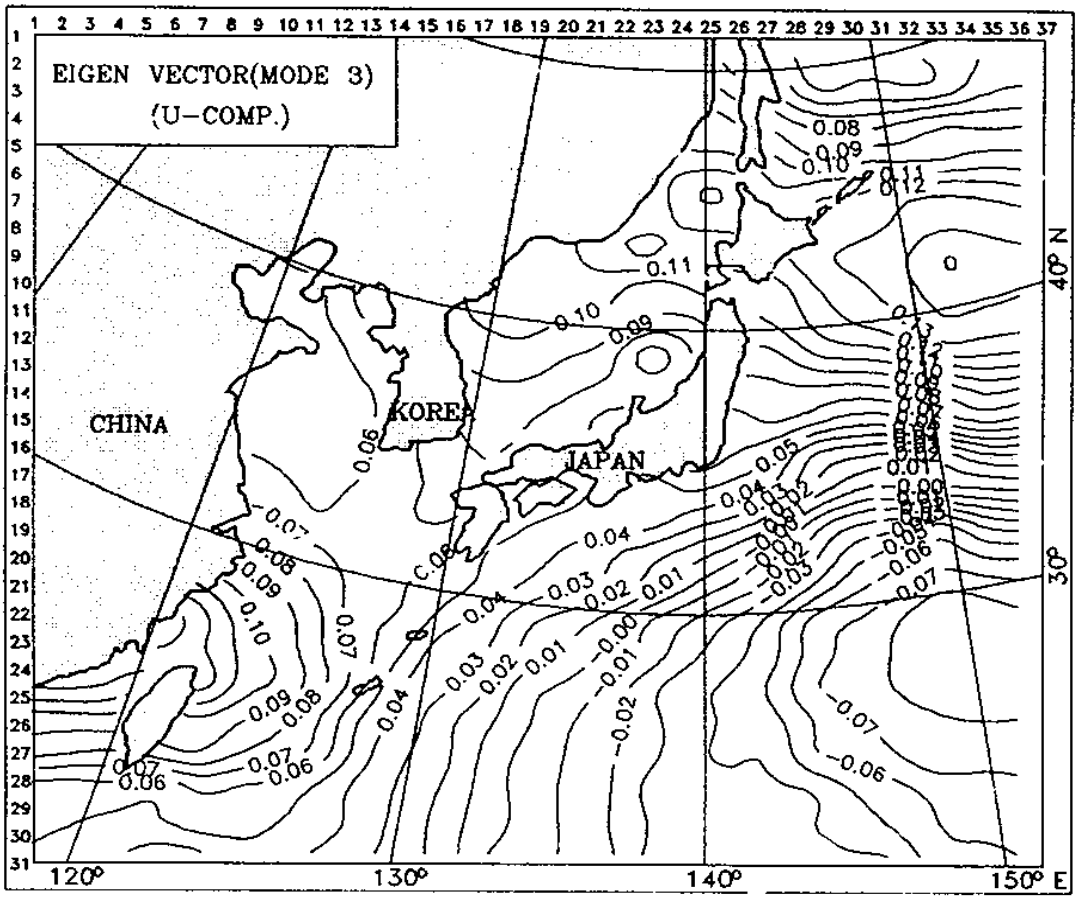


Fig. 3-7. The third mode of empirical orthogonal function of east-west surface wind, 1978-1987.

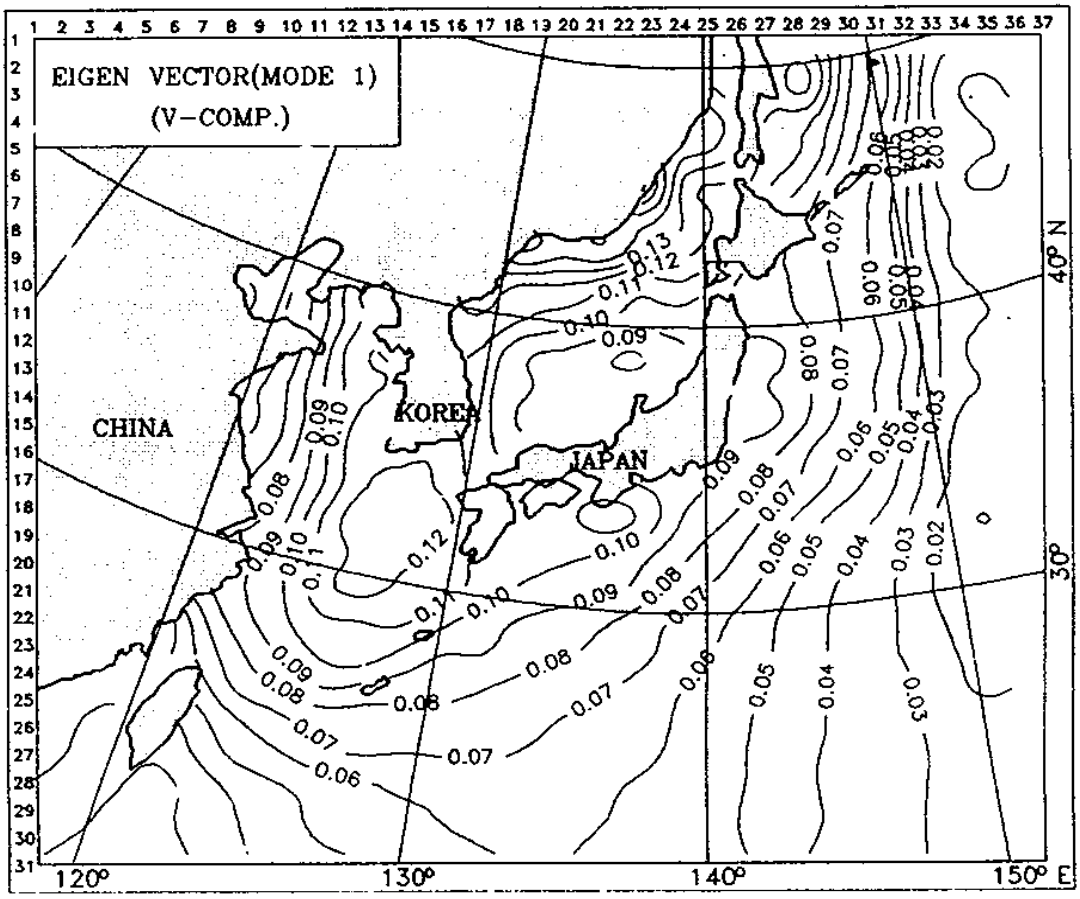


Fig. 3-8. The first mode of empirical orthogonal function of north-south surface wind, 1978-1987.

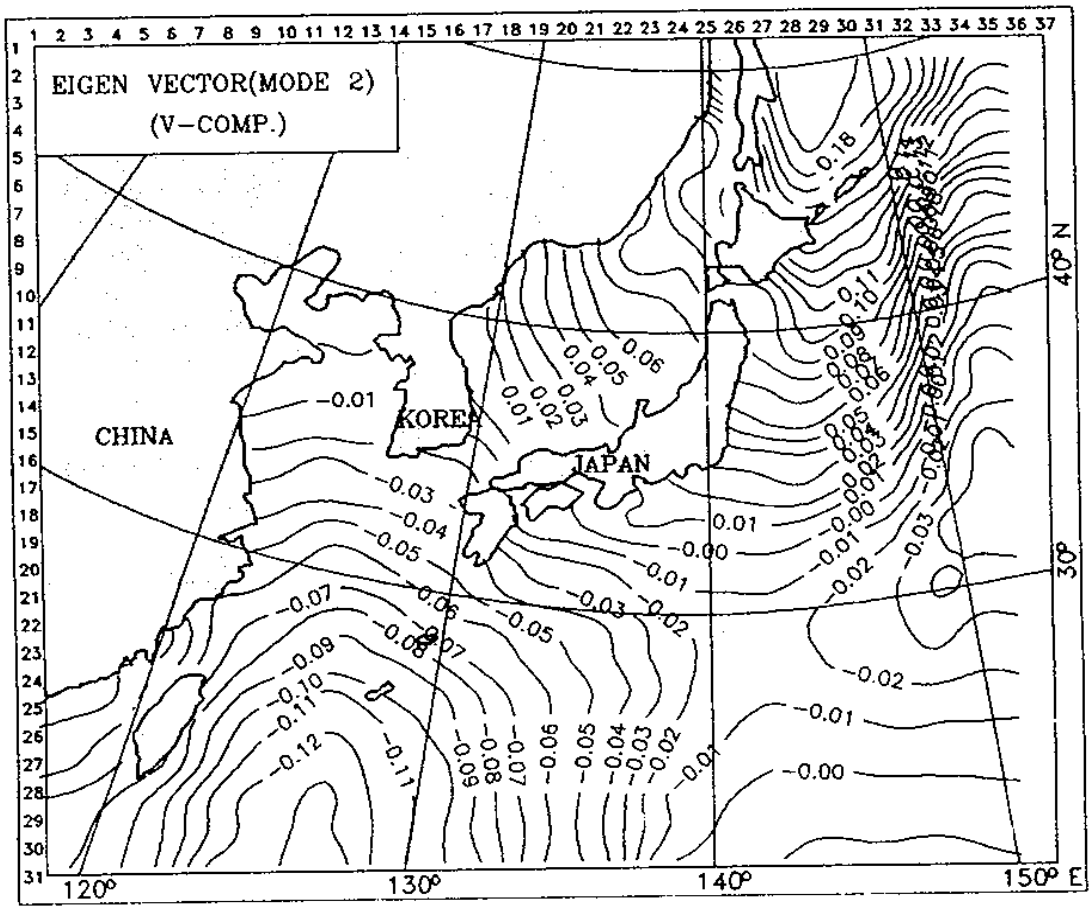


Fig. 3-9. The second mode of empirical orthogonal function of north-south surface wind, 1978-1987.

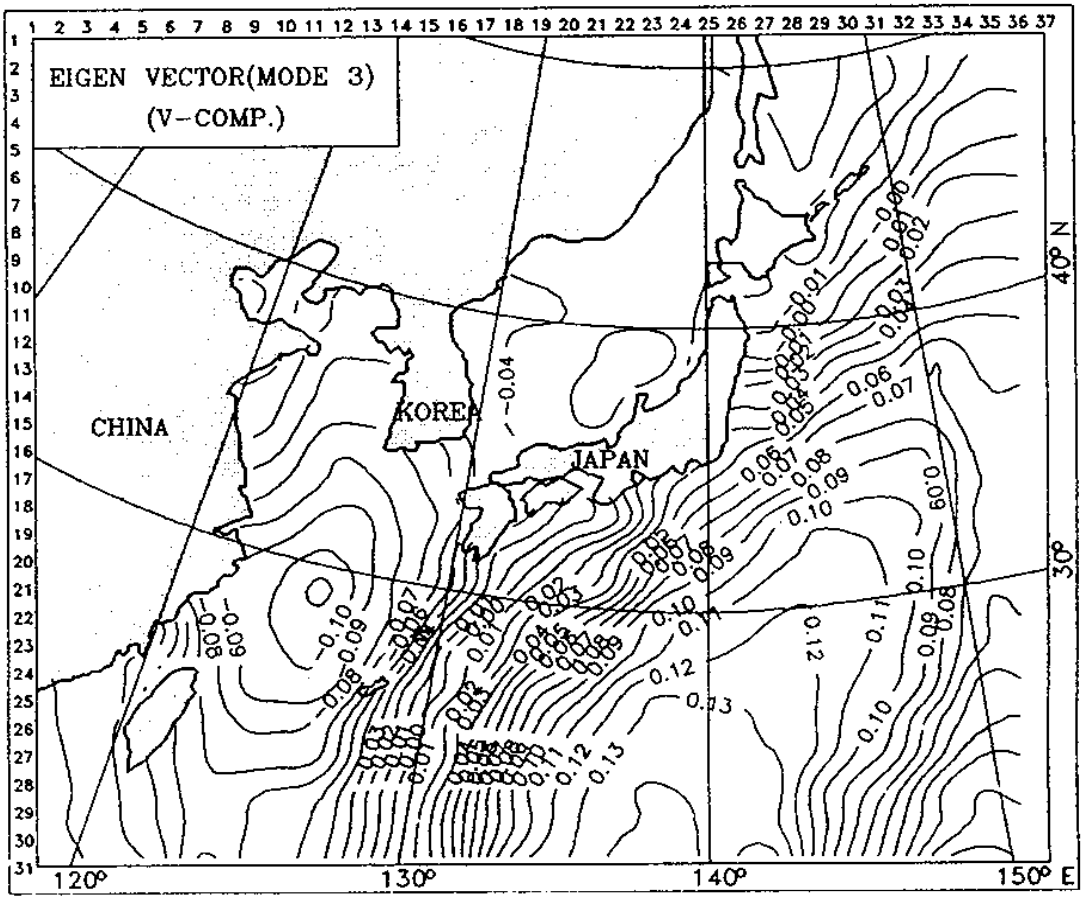


Fig. 3-10. The third mode of empirical orthogonal function of north-south surface wind, 1978-1987.

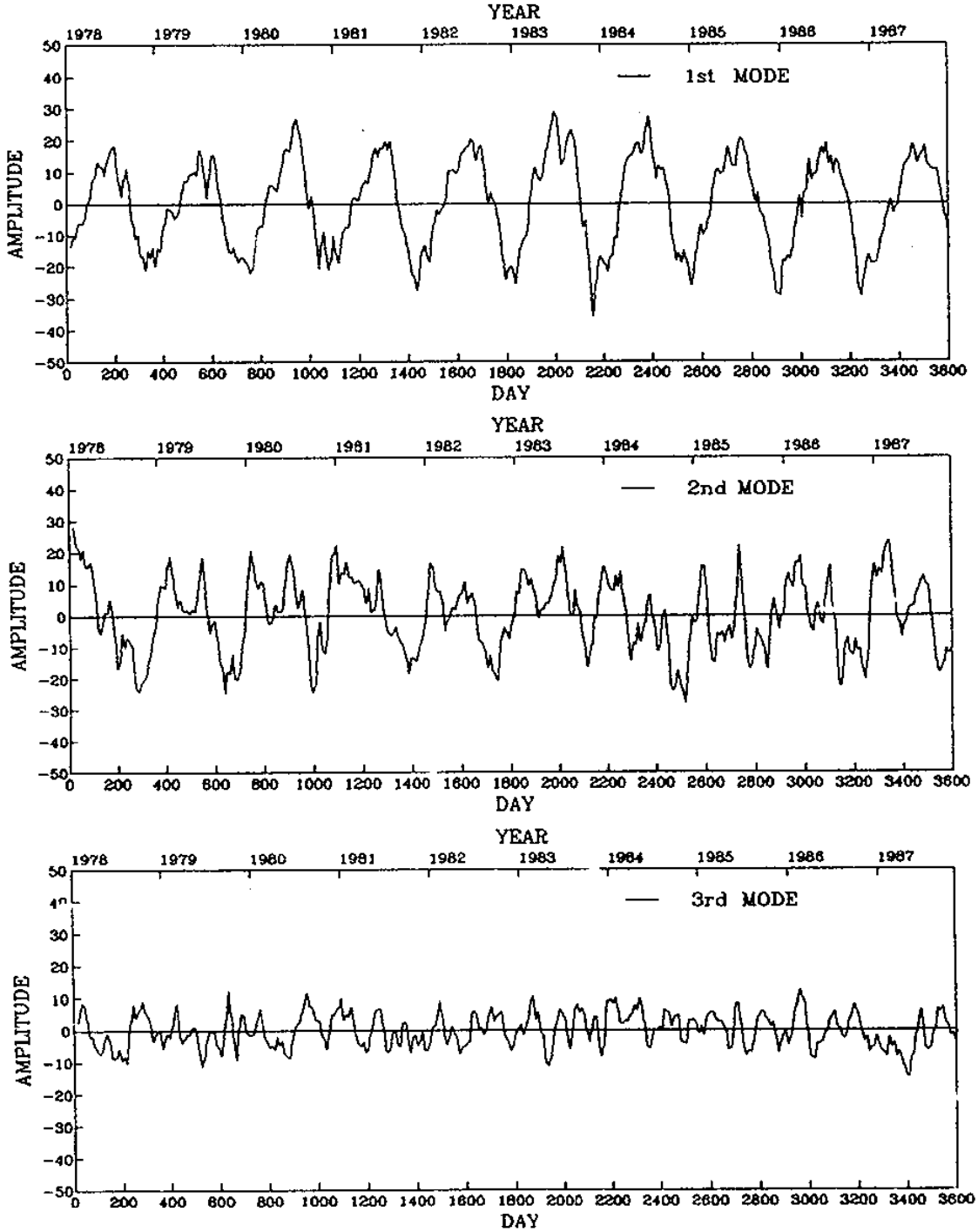


Fig. 3-11. Time coefficient of empirical orthogonal functions for the east-west surface wind, 1978-1987. (a) first mode, (b) second mode, and (c) third mode.

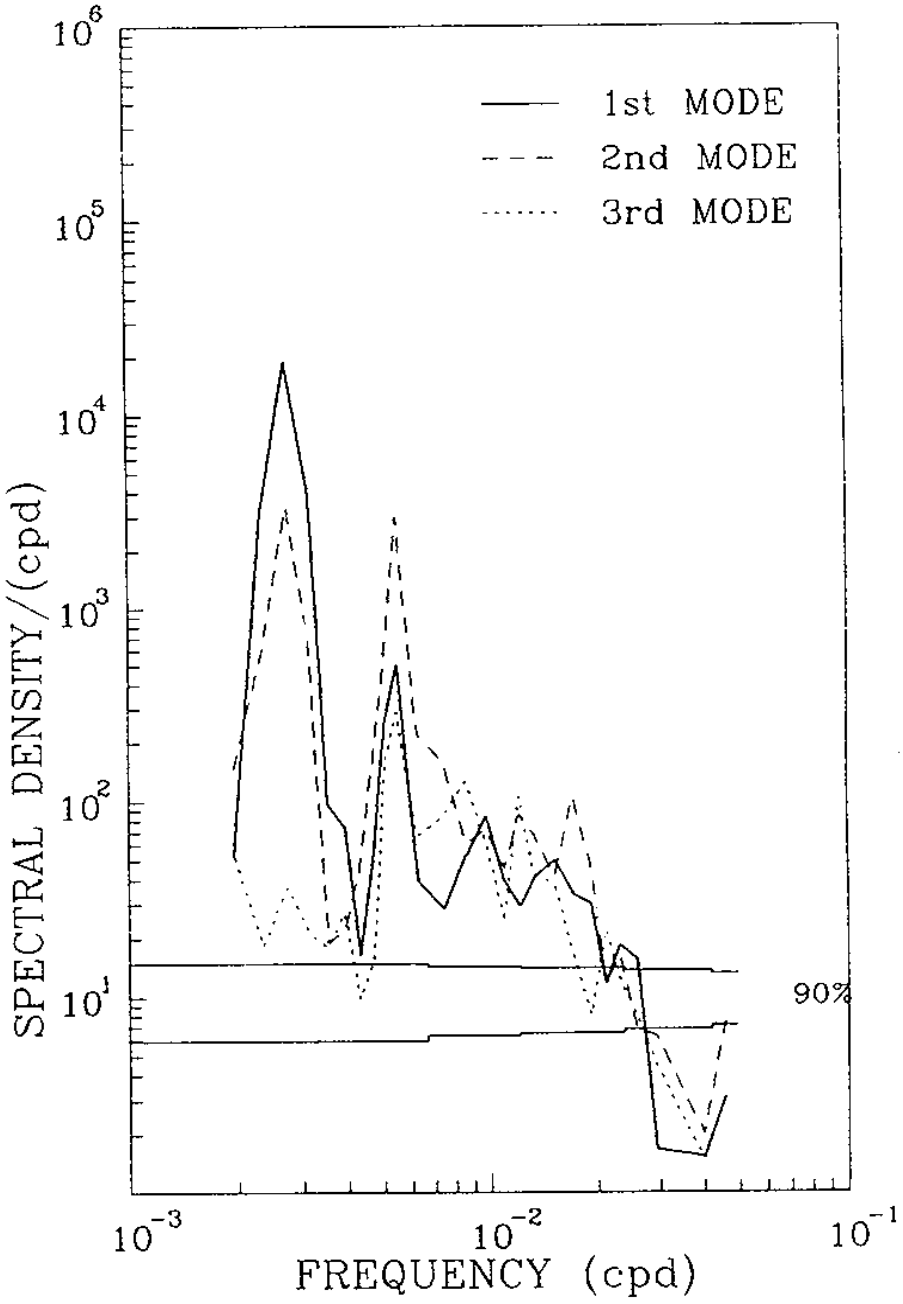


Fig. 3-12. Spectra of time coefficients of east-west surface wind, 1978-1987.

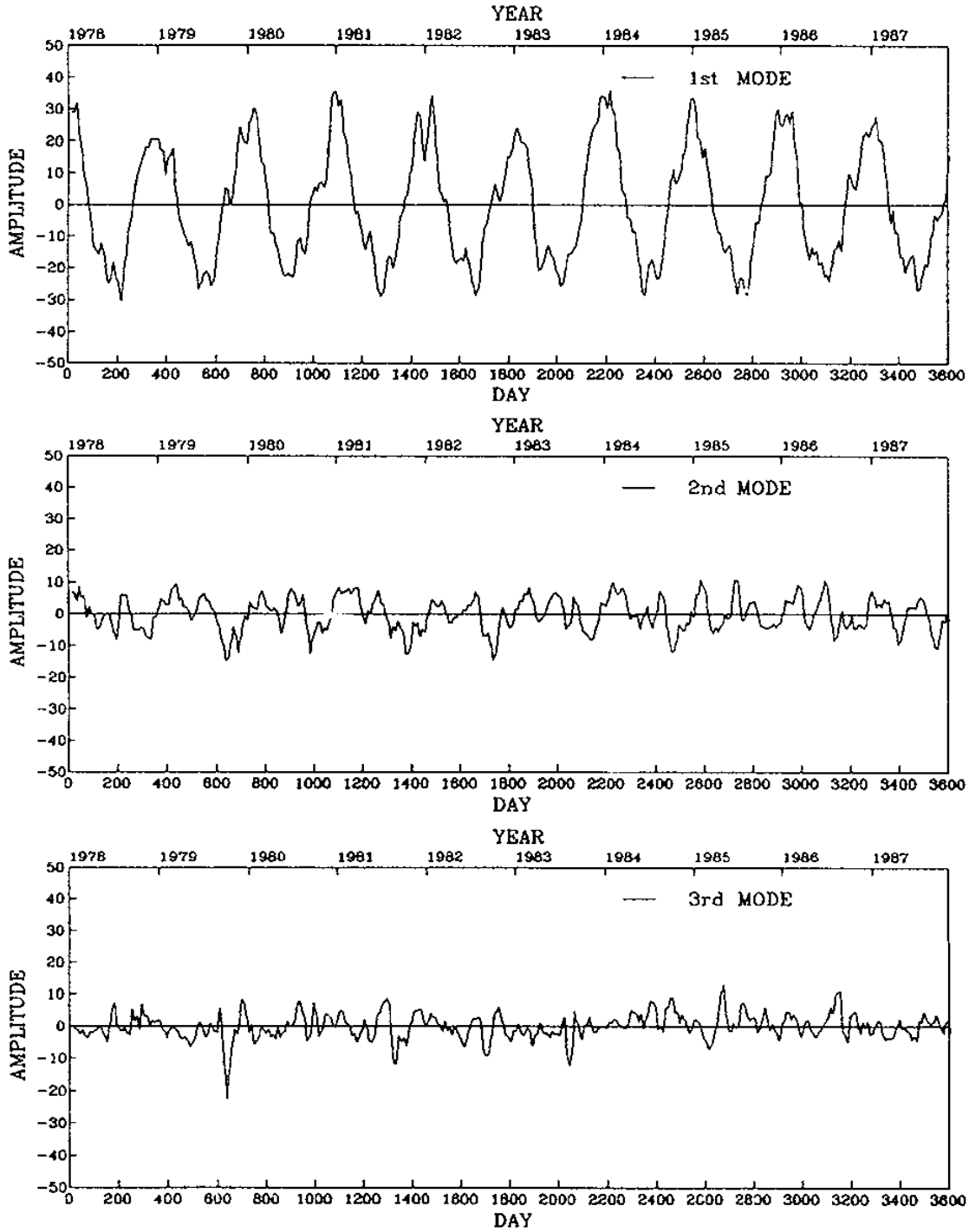


Fig. 3-13. Time coefficient of empirical orthogonal functions for the north-south surface wind, 1978-1987. (a) first mode, (b) second mode, and (c) third mode.

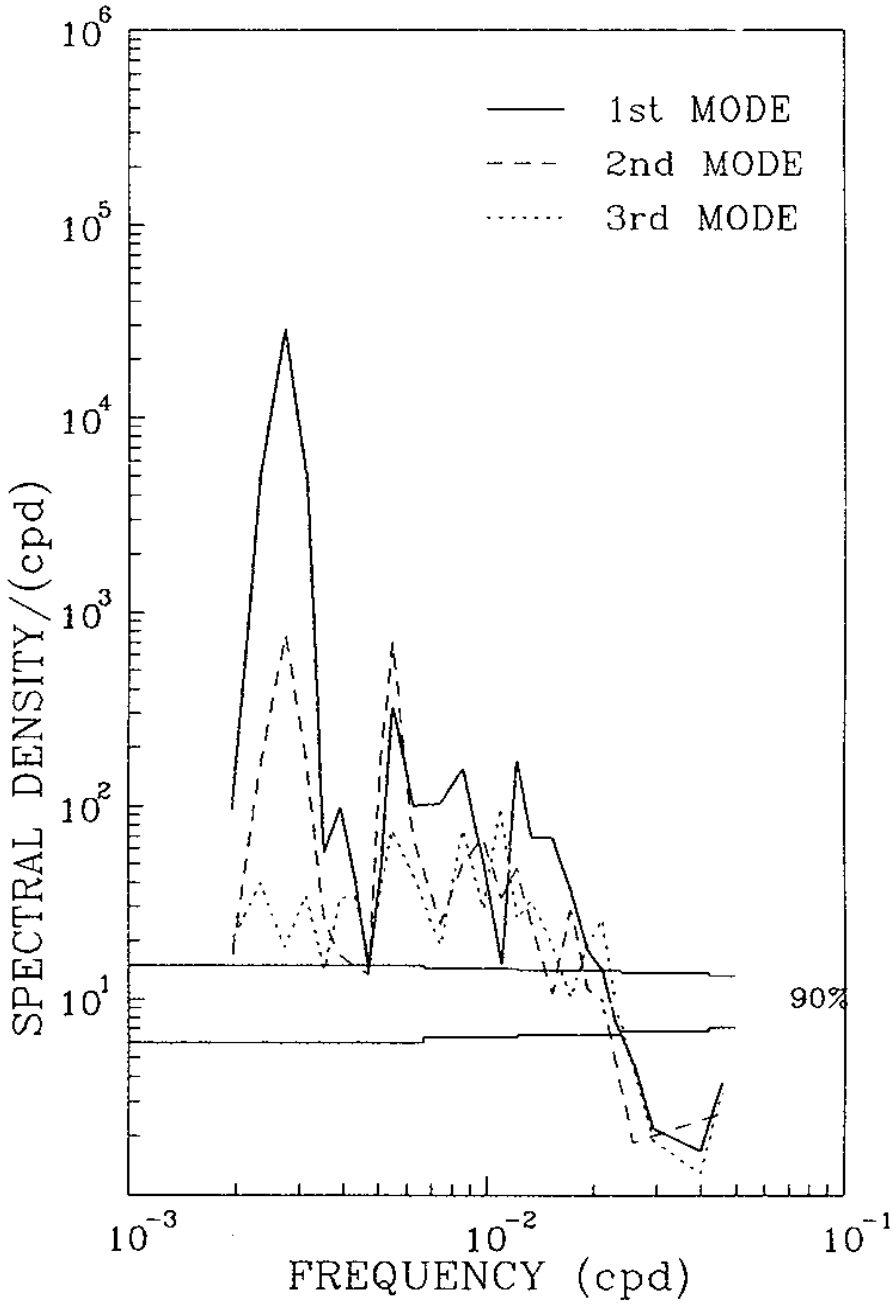


Fig. 3-14. Spectra of time coefficients of north-south surface wind, 1978-1987.

제 4 장 동중국해 동부해역에서 수괴 및 혼합

제 1 절 현장 관측

물리특성 파악을 위한 수온 및 염분의 현장 관측은 SBE사의 911plus CTD를 이용하여 1994년 8월 28일부터 9월 7일 사이에 실시하였다. 관측점은 총 103개 점으로 그림 4-1에 표시한 바와 같이 쿠로시오로부터 대마난류의 분기해역으로 생각되는 북위 29-30°의 대륙사면을 가로지르는 5개의 관측선과 일본 큐슈 서쪽에서 대륙붕역으로 이어지는 동서방향 관측선, 대마난류의 통과 해역인 대한해협 서쪽의 관측선, 제주도의 서쪽과 남쪽의 두 관측선 및 황해와 동중국해의 경계역의 두 관측선에 위치한다. CTD로 측정된 염분값의 보정을 위하여 일부 관측점에서 채수하여 Autosal 염분계로 염분을 측정하였고 수온 자료의 보완을 목적으로 16개 지점에서 BT 관측을 병행하였다. CTD 염분값과 Autosal 염분계로 측정한 염분값의 차이는 0.004 psu 이하로 나타나 CTD 염분값의 보정은 필요가 없었다. 그러나 BT의 수온자료는 개략적인 해황 판단에는 도움을 주었지만 CTD 자료와 함께 사용하는 것은 무리가 있다고 판단되어 분석에는 제외하였다. 각 단면의 관측은 1일 이내에 이루어 졌기 때문에 쿠로시오 해류의 유속을 고려하더라도 종관적인 분포를 분석하는데 무리가 없다.

제 2 절 관측자료 분석

가. 수직분포

단면 A (대한해협 입구, 그림 4-2)

대한해협 동수도와 서수도 입구의 해황이 뚜렷이 구분되고 있다. 구체적인 분포양상은 다르지만 겨울철인 1993년 12월에도 동·서수도의 해황의 구별이 뚜렷하였기 때문에 동·서수도가 연중 다른 물리적 기작을 가지고 있음을 암시해준다. 서수도의 경우 3층으로 구분되어 20 m 이내의 표층은 32.0 psu 이하의 저염과 26 ℃ 이상의 고온인 해수가 분포하고, 50 m 이하의 저층은 33.9 psu 이상의 고염과 15-18 ℃ 이하의 저온인 해수가 분포하고 있으며, 두 층 사이에 20 m의 두께가 넘는 강한 약층이 형성되어 있음을 보여 준다. 염분약층의 수심은 동수도쪽

으로 갈수록 얕아져 쓰시마섬 부근인 관측점 A06과 A07 사이에서 해표면과 교차하여 전선을 형성한다. 수온약층은 동수도 쪽으로 갈수록 완만하게 깊어지는 경향을 보여주고 있다. 동수도의 경우는 두층으로 나눌 수가 있는데 40 m 이내의 표층은 33.9 psu 이하의 저염과 27 ℃ 이상의 고온인 해수가 분포하는데 염분보다 수온의 혼합이 활발함을 알 수 있다. 40 m 이하의 저층에서는 염분은 증가하고 수온은 감소하는 분포를 나타낸다. 이와같은 분포로부터 서수도 상층은 한국연안 또는 양자강희석수의 영향을 받는 저염수가 지나가고 서수도 저층의 육지쪽으로 동해에서 기원된 것으로 생각되는 저온의 해수가 나타나며 34.5psu 이상의 고염수인 대마난류수는 저층의 골을 따라 동해로 유입함을 알 수 있다. 또한 동수도를 통과하는 흐름은 전층에 걸쳐 매우 미약할 것으로 판단된다. 밀도의 분포는 동·서수도의 상층은 염분, 서수도 중층과 동수도 저층은 수온의 분포와 유사하여 각각 밀도장에 더 많은 영향을 주고 있음을 보이는 반면, 서수도 저층은 염분과 수온 모두 밀도 분포와 상관이 높음을 보여준다. 밀도 분포의 수평구조는 고염의 대마난류수는 지형류임을 시사하고 서수도 상층의 저염수는 지형류보다는 밀도경사류임을 암시하고 있다.

단면 D (제주도 서쪽의 남북방향 관측선, 그림 4-3)

단면상 수온 및 염분 분포는 10 m 정도의 상부의 저염·고온층, 약 40 m 두께의 약층 및 50 m 이하의 저층으로 구분할 수 있다. 표층수온은 한반도 남해안쪽의 관측점 (D02, D03)을 제외하고 27 ℃ 이상의 비교적 균질한 분포를 보이고 수온약층의 수직구배는 0.25 ℃/m 이상의 큰값을 보여준다. 저층의 저온수는 소위 황해저층냉수의 남하한계와 관련시켜 볼 수 있는데 15 ℃ 이하의 해수가 황해쪽에서 영향을 주고 있는 분포의 모양을 보이고 있다. 15 ℃ 이하의 값은 관측점 D10 까지 이르고 있어 황해저층냉수가 남하하면서 변질된 해수일 가능성이 있다. 염분분포는 표층에서 관측점 D10과 B01 사이에서 강한 전선을 형성하며 양자강희석수의 분포를 보여주고 있다. 33.9 psu 이상의 고염수는 제주도에 인접한 관측점 D05-D08의 약 50 m 이하에서 나타나 있다. 제주도와 가장 가까운 관측점 D05에서는 60 m부터 해저면까지 34.1 psu 이상의 핵이 보이는데 보다 남쪽인 관측점 D06-08에서는 50 m 깊이층을 중심으로 수평방향으로 나타난다. 이는 고염수가 제주도를 가깝게 끼고 분포하고 있음을 암시해주는 사항이다. 관측점 B01과 H01에 보이는 고염수는 제주도 서쪽의 고염수와 바로 연결이 되지 않기 때문에 제주도 서쪽의 고염수의 근원이 수심이 100 m 이상인 제주도 남쪽부터 남동쪽 사이일 가능성이 높고 혼합으로 인하여 많이 변질되었을 것으로 생각된다. 관측점 D06의 저층에 나타난 33.8 psu 이하의 물은 황해쪽의 저층냉수가 변형된 것으로 판단된다. 밀도분포는 약층의 수직구배가 커서 상하층의 혼합이 어려울것임을 암시해주며 해수운동의 분석에 경압성분을 고려해야함을 보여주고 있다. 특히 저층의 밀도는 거의 균질하여 황해저층냉수쪽의 수괴와 고염수괴가 구분이 되지

않으며 수평변화가 없으므로 해수유동을 지형류만으로는 설명할 수 없음을 나타내고 있다.

단면 G (제주도 남쪽의 동서방향 관측선, 그림 4-4)

관측점 G05 부근을 중심으로 서쪽은 상부혼합층, 약층 및 하부혼합층의 3층으로 나누어지며 동쪽은 하부혼합층이 없는 특징을 보인다. 동쪽의 분포양상은 대한해협 중앙부와 동수도쪽으로 연결되고 있음을 알 수 있다. 제주도 남서쪽의 관측점 G01의 염분은 50 m 보다 깊은 곳에서 고염의 핵이 나타나 관측점 D05와 매우 유사하다. 관측점 D06과 동일한 지점인 G02의 저층에 보이는 저염의 해수 때문에 동쪽의 저층 고염수의 연결을 차단하고 있지만 고염수의 근원이 제주도 남동쪽인것은 확실하다. 여기서 유의해야할 부분은 황해저층냉수의 흔적은 수온의 분포만으로는 판단할 수 없다는 점이다. 15 ℃ 이하의 해수가 최저의 수온을 나타내고 황해쪽에서 밀고 내려오는것 같은 분포의 모양이지만 염분은 이 해수가 남쪽에서 근원한 것임을 보여주기 때문이다. 관측점 G04 동쪽의 저층은 34.5 psu 이상의 고염수가 넓게 분포하고 34.6 psu 이상의 고염핵은 G07의 70 m이상의 저층에 나타나고 있다. 고염의 핵은 대한해협의 중앙부 (관측점 A04-A06) 저층과 연결된다고 할 수 있으며 대마난류수 경로의 축으로 해석할 수 있다.

단면 E (황해와 동중국해 경계의 북쪽 관측선, 그림 4-5)

3층 구조로 고온·저염인 상층, 약층 및 저온·고염인 저층으로 나누어진다. 11 ℃ 이하와 32.9 psu 이하의 값을 보이는 황해저층냉수는 육지쪽 가까이 있는 관측점을 제외하고 폭넓게 분포하고 있다. 관측점 E04-E06의 약 40 m 이상의 깊이에 10 ℃ 이하의 저온핵이 보이며 관측점 E03에 33.2 psu 이상의 고염핵이 나타나 황해저층냉수가 골에서 중국쪽으로 보다 치우쳐 분포하고 있음을 시사해 준다. 이는 4월(이, 1993)과 6월(이, 1994; Hu, 1994)에 관측된 자료에서도 나타난 것으로 황해저층냉수의 남쪽 확장의 축이 중국쪽으로 치우쳐 있음을 의미한다.

단면 F (황해와 동중국해 경계의 남쪽 관측선, 그림 4-6)

관측선 E의 분포특성과 유사하지만 양자강희석수인 31.0 psu 이하의 해수가 약 10 m 두께로 분포하고 있다. 관측점 E07을 중심으로 13 ℃ 이하, 33.1 psu 이상의 해수가 보이는데 이는 황해저층냉수가 남동쪽의 고온고염수와 섞여 변질되고 있는 것으로 판단된다. 저층의 분포형태가 수직혼합의 모양이고 밀도장도 수평구배를 보이고 있어 수평방향의 흐름의 방향이 관측면을 가로지르는 쪽임을 나타내고 있다.

단면 B (큐슈 서쪽의 동서방향 관측면, 그림 4-7)

수온의 분포는 27 ℃ 이상인 고온이 표층 10-30 m까지 나타나고 그 밑으로

약 50 m 두께의 약층이 보이며 해저까지 7 ℃ 이하로 감소하고 있다. 수온약층의 강도는 대륙붕에서 강하고 수심이 100 m 보다 깊은 해역에서는 약간 약해지는 경향을 나타내고 있다. 대륙붕의 해저부근은 15-17 ℃의 수온을 갖는 해저혼합층의 양상을 나타내고 대륙사면을 타고 올라오는 모양을 보여준다. 염분은 약 120 m 수심을 중심으로 천해와 심해의 분포양상이 판이하다. 대륙붕쪽으로 관측점 B04와 B05 사이에 33.0-33.8 psu 범위의 전선이 형성되어 저염수의 한계를 뚜렷이 보여주고 염분약층으로 연결된다. 33.8-34.5 psu 범위의 다른 약층이 50-100 m 깊이에 형성되어 있고 이는 외해쪽의 약층으로 연결이 되고 잇다. 외해쪽 표층에는 33.9-34.0 psu의 해수가 넓게 분포하고 있는데 대륙붕쪽의 저염수가 혼합 변질된 것으로 판단된다 (단면 H-L 참조). 대륙붕단역으로 볼 수 있는 관측점 B07의 100 m 깊이를 중심으로 34.7 psu 이상의 고염수 핵이 보인다. 이는 쿠로시오 주축에서 분리된 것으로 판단되며 (단면 H-L 참조) 단면 G 및 A에서 나타난 해저부근 고염수핵과 연결될 가능성이 높아 대마난류의 경로 추적에 중요한 의미를 주고 있다.

단면 L (대륙사면 통과 남쪽 끝 단면, 그림 4-8)

대륙붕역과 심해역의 해황이 뚜렷이 구분이 된다. 대륙붕역은 표층 50 m의 혼합층, 20 m 정도의 약층 및 해저혼합층이 형성되어 있다. 수온 구조는 수평 또는 대륙사면쪽을 향해 위로 기울어진 분포양상을 나타내는데 19 ℃ 이하의 분포는 대륙사면에서 대륙붕으로 올라오는 모양을 보여 용승의 가능성을 시사해 준다. 수온약층은 대륙붕에서 보다 깊고 강하게 발달하나 심해쪽에서 얕고 약하다. 심해에는 가장 낮은 5 ℃ 이하의 수온이 분포하고 있다. 염분의 분포구조는 관측단면 중에서 가장 복잡하게 나타나 물리적 현상이 다양함을 시사해 준다. 표층의 염분전선은 관측점 L09와 L10 사이에 형성되어 있어 변질된 담수의 영향이 대륙사면 해역을 벗어나고 있음을 보여준다. 특히 관측점 L10의 50 m를 중심으로 나타난 33.8 psu 이하의 저염수의 핵은 어떠한 물리적 과정을 거친후 떨어져나온 것으로 생각되는데 이는 북쪽의 관측단면으로 연속되고 있다. 관측점 L05와 L06의 20-50 m 깊이에는 주위보다 고염인 32.2-33.3 psu의 해수가 위로 볼록한 돔의 형태를 보이는데 관련된 물리적인 어떤 현상이 있음을 암시해준다. 34.9 psu 이상의 고염수는 관측점 L10부터 외해쪽으로 100-150 m 깊이를 중심으로 보여 관측단면이 쿠로시오의 중심부까지 도달하였음을 말해준다. 이 고염의 해수는 대륙붕쪽으로 영향을 미쳐 34.6 psu의 해수가 대륙붕 안쪽까지 이르고 있으며 대륙사면의 100 m 수심 부근에서는 보다 작은 구조들이 존재하여 물리적 현상이 매우 활발한 곳임을 시사하고 있다. 심해역의 경우 대륙사면에서는 약 450 m, 골의 중앙에서는 약 750 m 깊이를 중심으로 34.3 psu 이하의 염분최소층이 약 200 m 두께로 분포하고 있다.

단면 K, J (대륙사면 단면, 그림 4-9, 4-10)

수온 분포는 남쪽의 단면 L과 유사한 양상을 보여준다. 염분 분포의 구조는 변형된 모양을 보이지만 높은 유사성을 나타내고 있다. 34.9 psu 이상의 고염수 핵은 관측점 K07의 외해역 100 m 깊이를 중심으로 분포하고 대륙붕단역 부근에서 다양한 구조를 가지고 있다. 관측점 K06의 표층에 33.9 psu 이하의 저염수핵은 앞에서 설명한 관측점 L10의 저염수핵과 연결되었을 가능성이 높다. 또한 관측점 K04의 30-60 m 깊이에는 위로 볼록한 고염 구조가 계속 나타나고 있다. 심해의 34.3 psu 이하 염분최소층은 단면 L과 마찬가지로 대륙사면쪽에서 다소 얕은 곳에 분포하지만 두께가 얇아졌고 수평적으로 확장된 형태로 분포하고 있다. 보다 북쪽에 위치한 단면 J에서는 수온 및 염분 모두 조금 다른 분포형태를 보여준다. 수온약층은 대륙붕역에서는 단면 L, K와 유사하나 대륙사면쪽으로 갈수록 깊어지는 경향을 보인다. 대륙사면의 수온분포는 14-19 ℃의 해수가 대륙붕쪽으로 올라오는 형태이나 보다 저온수는 내려가는 형태로 남쪽단면들과는 다른 양상이다. 염분은 쿠로시오수 핵인 34.9 psu 이상 고염수가 관측점 J09에서만 출현하여 쿠로시오의 주축이 도카라해협쪽으로 향하고 있음을 나타내 준다. 대륙붕단에는 34.6-34.7 psu의 분포 모양이 쿠로시오해수의 중심에서 떨어져나오는 듯하게 나타나고 있다. 관측점 J07, J08의 표층에는 약 10 m의 34.0 psu 이하 저염수핵이 있어 단면 K의 저염수핵과 연결이 되리라 판단된다. 염분최소층은 단면 K에서 보다 약 100 m 정도 얕아졌고 100 m의 고른 두께로 넓게 분포하고 있다.

I, H (대륙사면 북쪽 단면, 그림 4-11, 4-12)

표층의 수온혼합층, 약층의 분포는 남쪽의 단면들과 유사하지만 대륙붕단역과 대륙사면쪽은 다른 분포형태를 보이고 있다. 수온 15-17 ℃의 해수는 약하긴 하지만 대륙붕단을 거슬러 올라오는 양상을 보이는 반면 15 ℃ 이하의 저온수는 대륙사면 바깥에서 위로 볼록한 형태를 보여 물리적 기작이 남쪽 대륙사면과는 전혀 다름을 나타내고 있다. 표층의 저염수핵은 관측점 I06과 H08을 중심으로 보이는데 북쪽으로 갈수록 대륙사면역에서 대륙붕쪽으로 이동해 있음을 알 수 있다. 34.7 psu 이상의 고염수 핵은 I 단면에서는 외해에서 대륙붕단 쪽으로 길게 늘어진 모양이나 K 단면에서는 떨어져 나온 핵의 형태로 100 m 깊이의 대륙붕단에 걸쳐 있음을 나타내고 있다. 이러한 형태는 앞에서 설명한 보다 북쪽의 단면 B의 대륙붕단 고염수핵과 연결이 될것으로 생각된다. 이는 대마난류수의 흐름과 관련된 매우 중요한 결과라 할 수 있다. 남쪽 단면에서 보였던 34.3 psu 이하의 염분최소층은 보이지 않는다. 그림 4-13은 고염수 핵이 나타난 관측점들의 남북방향 단면상 염분분포로서 고염수의 핵이 쿠로시오해수로 부터 북쪽으로 관입하고 있는 모양을 보여준다. 한편, 표층의 저염수핵도 연결이 잘 되고 있음을 보여주고 있다.

나. 수평 분포

수괴분포의 양상과 대마난류수의 분지 등의 파악에 초점을 두어 5 m, 50 m, 120 m 및 염분최고층을 선택하여 설명하였다.

5 m 층 (그림 4-14)

수온의 변화는 제주해협의 24.8-27.6 ℃를 제외하고 매우 작아 동중국해 동부에서 28-29 ℃의 고온값들을 보여주고 있고 태양복사열에 의한 수온 상승 때문이라 생각된다. 염분은 30.1 psu 까지 낮은 저염수가 양자강 가까이에서 보이고 제주도 남쪽과 대한해협 서수도 까지 32.0 psu의 저염수가 분포하고 있다. 이 저염수는 육지 근원의 담수와 장마철의 강우로 희석된 것으로 판단되며 대부분 양자강희석수일 가능성이 높다. 관측면 B의 서쪽에서 제주도 서쪽을 거쳐 대한해협 입구 중앙까지 32.5-33.7 psu의 강한 염분전선이 약 50 km의 폭으로 형성되어 있어 전선을 가로지르는 흐름은 없을 것으로 생각된다. 관측해역의 남부에서는 외해쪽으로 34.5 psu 이상의 최고염수가 분포하고 대륙붕상에 34.0-34.2 psu의 고염수가 넓게 분포하고 있다. 대륙사면해역에는 주위보다 저염인 해수가 띠의 모양으로 큐슈 서쪽 해역으로 연결되며 쿠로시오해수와 접하는 곳에서는 염분전선을 보여준다. 고염수 사이에 길게 분포하는 저염수의 근원과 이동은 이 해역의 혼합과정과 관계가 높을 것으로 보여 이의 깊은 연구가 요구된다.

50 m 층 (그림 4-15)

눈에 띄는 수온분포의 구조는 황해저층냉수의 확장이다. 제주도 서쪽 해역에서는 10 ℃ 이하의 저온수가 보이고 혀모양으로 제주도 남쪽을 향하여 영향을 미치고 있음을 알 수 있다. 수온의 수평변화 구배는 다른 관측해역 보다 심하여 수온전선의 형태를 보여준다. 25 ℃ 이상의 고온수는 관측해역의 남쪽에서 대한해협 동수도쪽으로 분포하여 냉수괴와 접하고 있음을 보인다. 남쪽의 대륙붕상에는 28 ℃ 이상의 난수괴와 소규모의 저온수 핵들이 분포하고 있다. 염분도 같은 해역에서 최고 또는 최소염분값들이 산재하는 매우 복잡한 분포를 보여 중규모의 현상들이 활발함을 시사해 준다. 제주도에 접한 서쪽 해역에 보이는 34.0 psu 부근의 해수는 제주도 남동쪽의 고염수로부터 근원된 것으로 보이며 제주도를 돌아 대한해협쪽으로 연결되는 것으로 판단된다. 고염수의 일부는 한반도 남서단해역인 관측점 D02와 연결되어 제주대학교 연구진이 관측하여 주장한 고염수의 한국 서해안쪽 유입 가능성을 뒷받침해 준다.

100, 120, 150 m 층 (그림 4-16)

고염수의 분포특성을 파악하기 위하여 100, 120, 150 m 깊이에서 염분 분포를 살펴보았다. 100 m 깊이에서는 34.7 psu 이상의 고염수가 오끼나와 골에 분포

하여 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 관입 형태의 분포 구조는 나타나지 않기 때문에 수직단면도 (그림 4-13) 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.

<u>염분최고층 (그림 4-17)</u>

수심 120 m에서 나타난 고염수 관입이 대마난류수와 연결되는지 살피기 위해 최고염분층의 분포를 보기로 하자. 33.7 psu 이상의 최고염수는 120 m 깊이의 분포와 유사하게 나타난다. 34.6 psu의 해수는 100-150 m 수심의 대륙붕상에 나타나 제주도와 대마도 중간 해역까지 이른다. 34.5 psu의 해수는 대체로 수심 100 m 상의 대륙붕상에서 제주도 동쪽을 지나 대한해협 서수도로 연결이 된다. 대한해협 입구에서 염분최고값은 34.57 psu로 서수도에서 대마도쪽으로 치우쳐 위치하고 있는데 대한해협을 통과하는 최고염분의 해수가 동중국해의 어디에서 온것이가는 바로 대마난류의 기원의 문제이다 (제4절 참조).

제 3 절 하계의 수괴 분포

가. 수온-염분도(T-S diagram)의 분석

그림 4-18은 모든 관측자료를 도면상에 표시한 것이다. 전체적으로 4-29 ℃의 수온과 29.5-35.0 psu의 염분 범위를 보여준다. 이는 대체로 고염인 쿠로시오 해수, 저염인 양자강희석수, 고온인 표층수와 저온인 심해수가 최고 및 최저치의 경계이고 그 안에 몇개의 다른 수괴가 있으며 이들간의 혼합수가 있을 것으로 판단된다. 관측점들이 동중국해 동쪽에 집중되었기 때문에 고염수쪽에 많은 자료들이 나타나 있음을 볼 수 있다. 관측선을 해역으로 나누어 설명하기로 한다.

관측선 E, F, D (그림 4-19)

제주도 인접 해역을 제외하고 고온·저염의 표층과 저온·고염의 저층의 분포가 거의 일직선상의 분포를 보여 성층이 강함을 보여주고 있다. 관측점 F08과 D04-09의 염분은 다소 넓은 범위를 가지고 분포하며 이는 양자강희석수와 동중국해 동남부의 고염수의 혼합의 영향 때문이다. 관측선 E의 9-12 ℃ 저온수는 황해저층냉수의 일부로 판단된다.

관측선 A, G (그림 4-20)

두 관측선의 자료는 매우 유사한 모양을 보이며 관측선 E, F, D와 대조적으로 28.0 ℃ 및 34.0 psu와 15.0 ℃ 및 34.5 psu를 잇는 직선 분포가 주류를 이루고 육지에 가까운 관측점들에서 분산된 저염분포를 보여준다. 관측선 A의 고염 부분이 관측선 G의 고염 부분으로부터 등밀도선상을 기준으로 비교하여 약 0.1 psu 낮게 나타나 대마난류수가 고르게 희석되었음을 암시해준다.

관측선 J, K, L (그림 4-21)

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 사면해역의 중규모 구조들 때문이며 활발한 혼합을 나타내는 것이다. 관측선 J에서는 쿠로시오해수와 대륙붕쪽의 해수가 뚜렷이 구분되어 대륙붕쪽의 혼합수가 단순함을 나타내고 두 해수 사이의 혼합해역은 관측점 사이에 전선 형태로 분포함을 암시해준다.

관측선 B, H, I (그림 4-22)

관측선 H의 외해쪽 한점에서만 심해수가 분포하고 다른 점들에서는 염분최소층의 구분도 어려운 양상을 보인다. 남쪽의 관측선에서처럼 16 ℃보다 고온인 해수는 혼합을 나타내는 분산된 분포를 나타낸다. 관측선 B의 대륙붕 안쪽의 관측점들은 양자강희석수의 영향이 있음을 뚜렷이 보여주고 있다.

나. 수괴분포

이상 살펴본 수온-염분도상의 분포를 바탕으로 관측 해역의 수괴를 분류하기로 한다. 그동안 외국의 학자들에 의한 분류를 살펴보자. 그림 4-23a는 미국 해군 해양연구소(NOO, 1968)에서 그때까지의 관측자료를 바탕으로 분류한 황해와 동중국해의 수괴분포의 그림이다. Sawara and Hanzawa (1979)는 1973년도 10-11월에 동중국해 남부해역에서 관측된 자료를 바탕으로 수괴를 그림 4-23b와

같이 쿠로시오해수를 정의하고 대륙붕의 저염수와 혼합정도에 따라 4개의 수형으로 분류하였다. Okada and Minami (1990)는 1988년 가을의 자료로 동중국해의 수괴를 분석하여 표층수와 저층수로 크게 분류한 다음 수온, 염분 및 (부분적으로) 화학물질들의 범위에 따라 세분하였다 (그림 4-23c). Kim 등 (1991)은 1986년 1월과 7월의 황해 및 동중국해의 관측 자료로 11개 그룹의 수괴로 분류하였고 동중국해의 혼합수를 동중국해수로 명명하였다. 그림 4-23d는 Su and Weng (1994)이 중국 학자들의 연구를 근거로하여 발표한 수괴의 특성을 나타내고 있다. 이들의 분류는 수괴의 종류는 혼합수의 경우를 제외하고 대동소이하다. 그러나 각 수괴의 수온 및 염분의 범위는 관측자료들이 다른 까닭에 틀리게 정의되어 있다. 본 연구에서도 수괴의 분류는 가능하나 각 수괴들의 수온 및 염분 범위를 결정하기는 어렵다. 특히, 혼합수의 경우는 특정한 수괴로 분류하는데 있어서 통계적인 방법에 의존한다고 할지라도 상당한 무리가 있다. 중요한 것은 수괴의 정의가 아니라 어떠한 과정을 거쳐서 관측해역에 있게 되었는가 하는 점이다. 표 4-1은 본 연구에서 관측된 자료를 바탕으로 수괴특성와 분포영역을 정리한 것이다. 보다 정확한 분류를 위해서는 다른 계절의 관측이 필요하리라 본다.

Table 4-1. Characteristics and distribution fo water masses(*).

해 역	수 괴	특 성	분 포 해 역	비 고
대한해협 입구	저층고염수	34.5 psu 이상	서수도-쓰시마섬 저층	대마난류수
	표층저염수	31.0-32.0 psu	서수도 표층	연안수,양자강희석수
	저층냉수	15 ℃ 이하	서수도 한반도쪽 저층	동해에서 유입
	혼합수	32.0-34.5 psu	동수도	유속 미약
제주도 주변해역	표층저염수	29.8-31.6 psu	전해역	양자강희석수
	저층고염수	33.9-34.1 psu	제주도인접 저층	대마난류수 계통
	저층냉수	10 ℃ 이하	황해골 중국쪽사면	황해저층냉수
동부대륙붕 해역	표층혼합수	32.0 psu 이하	해수면전선-육지방향	양자강희석수
		33.5-34.0 psu	해수면전선-외해표층	활발한 혼합
	저층고염수	34.5 psu 이상	해저 부근	쿠로시오수의 유입
오끼나와 골	표층혼합수	34.0 psu 이하	표층	저염혼합수의 유출
	고염수	34.9 psu 이상	중앙부 100-150m	쿠로시오수 핵
		34.5-34.7 psu	대륙사면 120m 중심 및 고염수핵의 상하	대륙붕쪽 관입
	저층저염수	34.3 psu 이하	대륙사면쪽 400-800m 중심 200m 두께	
	해저냉수	5 ℃ 이하	900m - 해저	심해수

(*) 수온과 염분 중 하나의 특성을 중심으로 분류하였으므로 보다 세분이 가능하다. 그러나 표층은 태양복사열에 의한 수온 상승으로 수괴분석에 사용하는데는 무리가 있다. 특성 내용의 값은 분포의 형태로부터 설정하였고 통계적 방법의 처리는 하지 않았다. 혼합수는 각 해역에서의 특성임.

제 4 절 물리적 현상 및 혼합 과정

본 절에서는 앞에서 설명한 해황 특성 및 수괴 분포를 바탕으로 물리적 현상에 관하여 기술하기로 한다.

가. 쿠로시오 및 대마난류 경로

최고염분층을 쿠로시오해수라고 한다면 염분의 분포는 이의 경로가 수심 500 m 이상인 오키나와 골을 통과하여 관측면 J를 지나면서 오른쪽으로 도카라 해협을 향하여 나가고 있음을 보여준다. 축의 수심은 100-150 m로 나타났다. 이러한 점들은 이미 알려진 바와 다름이 없다.

대마난류수 경로의 추적은 매우 어려운 문제다. 우선 최고염분층의 수평분포도로부터 두가지의 경우를 보기로 하자. 그림 4-24에서 굵은 실선 a는 34.57 psu의 등치선이다. 만일 대한해협의 34.57 psu의 해수가 등치선을 따라 이동하였다면 이동중의 혼합은 전혀 없었다는 가정이 필요한데 이는 상당한 무리가 있다. 남쪽에서 저염수가 북상하하면서 혼합으로 고염수가 되는 경우는 저염수의 근원이 양자강 등의 육지임에 비추어 불가능하기 때문에 실선 a는 대마난류수 근원이 가능한 대륙붕쪽의 경계에 해당한다고 할 수 있다. 한편, 실선 b는 최고염분의 축을 표시한 것이다. 수직단면도에서 설명한 바와 같이 관측면 I와 H 사이에서 고염수 일부가 쿠로시오 본류로부터 분리됨을 암시해주고 있으며 분리된 34.7 psu 이상의 고염수핵은 관측면 H에서는 대륙붕단 부근에서 100 m 깊이를 중심으로 약 50 km 폭과 100 m 두께로 지나고 보다 북쪽인 관측면 B에서는 두께는 20 m 이내로 엷어졌지만 폭은 150 km로 넓어져 지난다. 이는 관측면 B를 지나면서 고염수핵이 다시 분리될 가능성이 있음을 암시하는 분포다. 대륙붕단을 따라 단면 B에 이른 고염수는 약 150 m 등수심선상의 100 m 깊이를 유지하며 북상하여 단면 G를 지나며 계속하여 대한해협 서수도 입구로 연결이 되는 것이다. 요약하면 관측선 J와 I 사이에서 쿠로시오 본류로부터 고염수의 일부가 분리되어 대륙붕단의 100 m 깊이를 따라 관측면 B 까지 이르고 그의 일부는 계속 동일한 깊이에서 해저면을 따라 북상하여 대한해협 서수도로 빠져나가는 경로로 해석이 가능하다는 것이다. 실선 b의 가능성을 받아들인다면 관측기간 중의 대마난류는 쿠로시오로부터 직접 분리되었음을 의미한다. 어떠한 경우든지 대마난류의 최고염분수 경로는 실선 a와 b 사이의 100 m 깊이를 중심으로 존재할 것이 분명하다. 대마난류수가 북상하면서 어느 정도의 혼합은 필수적이라는 점을 받아들인다면 대륙붕상의 가능한 경로 범위는 실선 b쪽으로 가까이 좁혀질 것이다.

ARGOS 부이 궤적은 제주도 남쪽에서부터 실선 a와 유사한 경로를 보이며 대한해협 서수도를 통과함을 보여준다. 그러나 부의의 깊이가 15 또는 30 m이기 때문에 고염수의 이동경로라기 보다는 34.1 psu 미만의 희석이 많이된 해수의 경로를 표현한 것이므로 부이궤적을 고염의 대마난류수의 경로로 단정지을 수는 없다. 여기서 유의 해야할 점은 최고염분층과 최고유속층이 일치하는가하는 문제이다. 관측된 ADCP의 자료가 측정 깊이의 문제가 있긴 하지만 대한해협 입구와 대륙사면해역에서 최고 유속값의 수심이 최고염분층과 일치하지 않음을 보여주기 때문에 해류의 경로를 파악하는데 더 많은 관측이 요구된다. 본 관측이 일회성이기 때문에 시간에 따른 변화는 알 수 없어 고염수의 분리 과정의 기작을 설명할 수는 없지만 대마난류의 분지 가능성의 증거를 관측하였다는 점에서 매우 높은 의미를 갖는다. 보다 정확한 이해를 위해서는 두 가지의 의문점을 해결해야 할것이다. 첫째, 쿠로시오로부터 고염수가 분리되는 이유와, 둘째, 관입의 형태로 대륙붕단을 따라 북상하는 고염수가 대륙붕내로 들어오는 이유이다.

나. 중규모 구조

관측점 L10과 K06의 저염수핵, 관측점 L06과 K04의 고염수핵 등을 비롯하여 여러군데에서 발견된 약 50 km까지의 폭을 갖는 중규모 구조들은 물리적 현상이 다양하고 혼합과정이 활발하게 진행되고 있음을 시사해 준다. 이러한 구조들은 특히 대륙붕수와 쿠로시오수의 중간해역인 대륙붕단역을 중심으로 나타나고 있다. 본절에서는 앞에서 지적한 두개의 중규모 구조를 중심으로 가능한 물리적 과정을 설명하기로 하다.

관측점 L05, 06과 K04의 50 m 수심에 나타난 위로 볼록한 형태의 34.2 psu 이상의 고염구조는 물리적 현상이 진행되고 있음을 보여준다. 관측선 L과 K의 구조가 비슷한 깊이인 대륙붕단에서 같은 수심에 위치하고 염분값이 같다는 점에서 동일한 물리적 현상의 일부일 가능성이 높다. ARGOS 부이의 궤적을 보면 고염수의 왼쪽과 오른쪽에서 각각 북쪽과 남쪽을 향하여 통과한 것으로 나타나 고염수가 작은규모의 소용돌이일 가능성을 시사해 준다. 밀도 분포에서도 염분처럼 뚜렷하게 봉우리의 모양을 보여주지 않지만 고염의 관측점이 주위보다 밀도가 높아 해수의 흐름의 방향을 해석하는데 일관된 구조를 보여주고 있다.

관측점 L10의 50 m 깊이를 중심으로 나타난 저염수 핵과 K06, J07, J08, I06 등의 표층 저염수핵은 수직분포도(그림 4-13)를 쐐기모양으로 연결이 된다. 그러나 수온은 L10의 저염수핵과 나머지 관측선의 저염수의 수온이 달라 수온-염분도상에서는 뚜렷하게 구분을 할 수 있다(그림 4-21). ADCP 자료는 저염수핵을 포함한 표층의 흐름이 등수심선과 평행한 강한 북동방향의 유속을 보여주기 때문에 저염수핵의 기원은 보다 남쪽으로 판단이 된다. 한가지 가능한 해석은 다

음과 같다. 대륙붕역의 저염수가 어떠한 물리적 원인에 의해 고립된 덩어리로 대륙사면해역을 통과하여 쿠로시오 해역에 이르게 되고 북동류인 강한 쿠로시오에 실려 일부가 이동중 표층쪽으로 끌려나온다고 가정하자. 저염수핵의 염분은 주위의 고염수와 혼합으로 희석되어 증가하지만 표층의 가열로 밀도는 낮아져 더욱 표층에 국한되어 나타나게 되는 것이다. 이때 제기되는 물음은 저염수 덩어리를 심해쪽으로 이동시키는 물리적 현상이 무엇이냐는 것이다. 이의 해답은 대륙붕단역의 해수혼합 과정 이해에 가장 중요한 점으로 생각된다.

이상 설명한 구조들의 반복된 형성과 소멸은 대륙붕수와 외해수의 대표적인 혼합과정이라고 본다. 이들은 수평적인 크기는 앞에서 설명한 고염수 관입구조의 폭 등과 마찬가지로 약 50 km 정도라는 특징을 보여주고 있다. 관측점 간격보다 작은 구조들은 관측할 수 없으므로 50 km의 크기는 혼합의 수평적크기 (horizontal mixing scale)의 최고범위를 나타낸다고 할 수 있다. 중규모 구조들의 형성원인은 본 관측자료로 밝히는 것은 불가능 하다. 그렇지만 자료의 유무와 관계없이 이 해역의 여름철 물리적 과정을 지배하는 큰 요인들은 대륙사면이라는 지형변화의 효과, 쿠로시오 유속의 수평변형 및 육지근원의 담수유출량임을 지적할 수 있다. 쿠로시오 해류가 토카라해협으로 빠져 나가기 전인 관측면 K와 L에서는 고립된 중규모 구조들이 다양하게 형성되어 있지만 쿠로시오 영향이 현저하게 줄어든 관측면 J에서는 염분의 분포 구조가 단순해진 사실은 쿠로시오해류 유속의 수평 변형이 중요한 변수임을 뒷받침하는 점이다. 이러한 요인을 고려하여 대륙붕단 해역에서 발생 가능한 현상의 이론적 연구는 차기년도에 계속할 예정이다. 동중국해의 상황은 대서양 서부의 Gulf Stream에 의한 대륙붕쪽 현상 (예, Brink, 1987)과 유사하지만 저염수의 유입에 있어 큰 차이가 있기 때문에 이론의 전개가 더 복잡하리라 본다.

이러한 물리적 현상에 의한 혼합과 아울러 대륙붕단역에서의 또다른 중요한 요인은 조류일 가능성이 높다. 대륙붕단역에서의 ADCP 1일 연속 관측 결과, 밀도 약층을 중심으로 구분이 되는 상하층의 조류방향이 각각 외해쪽 및 대륙붕쪽이 월등하게 나타났다. 이는 내부조석이 활발함을 암시하는 것으로 이에 따른 수직혼합과 물질교환의 연구가 필요함을 보여주는 것이다.

다. 용승

대륙붕단역에서의 용승은 Gulf Stream의 통과해역인 북대서양의 미국 연안에서 많은 관측이 되어왔다(Johnson and Rockliff, 1986). 제2절의 수온 단면분포에서도 대륙사면에서 대륙붕쪽으로 위로 향하거나 볼록한 분포구조를 나타내어 용승이 있음을 시사해주고 있다. 관측해역이 육지의 해안선과는 멀리 떨어져 있고 계절풍이 강하지 않으며 강한 약층 아래에서만 용승을 나타내는 구조를 보여

주기 때문에 바람의 영향에 의한 것으로 보기는 어렵다. 쿠로시오에 의한 강한 해류와 지형의 변화에 따른 제이차적인 순환의 일부로 보는것이 더 타당하다. 이러한 용승은 심해 또는 중층수에 있는 외양성 물질을 대륙붕쪽으로 이동시키는 역할을 하리라 본다.

표 4-2는 대륙붕역과 외해역 사이의 혼합과 물질교환에 관련된 현상들을 요약하여 정리한 것이다.

Table 4-2. Physical phenomena in relation to mixing and material exchange between shelf area and open sea.

현 상	효 과	원 인	해 역
전선	수평혼합의 억제	쿠로시오수와 저염수의 접근	제주도 동남쪽 대륙붕, 쿠로시오 수평경계
약층	수직혼합의 억제	표층가열, 담수증가에 의한 성층 강화	전 해역
전선 소용돌이	대륙붕수와 쿠로시오수의 혼합, 물질의 수평 교환	쿠로시오 유속의 수평변형, 해저지형, 저염수 확장	대륙붕단역
용승	외해심해수의 물질을 대륙붕으로 이동	해저지형, 대륙사면 2차 순환	대륙사면 상층부
내부조석	조류방향으로 물질이동(상층-대륙붕쪽, 하층-대륙사면쪽)	성층, 해저지형	대륙붕단역
해저혼합층	수직혼합	해저경계층	대륙붕

(*) 중규모 이상의 현상을 중심으로 하였고 보다 크기가 작은 규모의 현상에 의한 난류는 제외하였음.

참고문헌

이재학 등, 1993, 황해의 해양환경 보전을 위한 해양확산의 실시간 예측시스템 연구, BSPN 00207-608-1, 과학기술처, 84pp.

이재학 등, 1994, 황해의 해양환경 보전을 위한 해양확산의 실시간 예측시스템 연구, BSPN 00234-738-1, 과학기술처, 108pp.

이홍재 등, 1994, 동중국해의 이용과 개발을 위한 동중국해 해황과 대마난류수의 기원 (예비조사), BSPN 00246-711-1, 과학기술처, 226pp.

Brink, K.H., 1987, Coastal ocean physical processes, U.S. National Report to IUGG 1983-1986, AGU, Washington, 204-216.

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.

Hu D.-X., 1994, Some striking features of circulation in Huanghai Sea and East China Sea, In: D. Zhou et al. (eds) Oceanology of China Seas, Vol 1, Kluwer Academic Pub., Dordrecht, 27-38.

Johnson, A. J. and N. Rockliff, 1986, Shelf break circulation processes, In: Mooers, C.N.K (ed) Baroclinic Processes on Continental Shelves, AGU, Washington, 33-62.

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.

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.

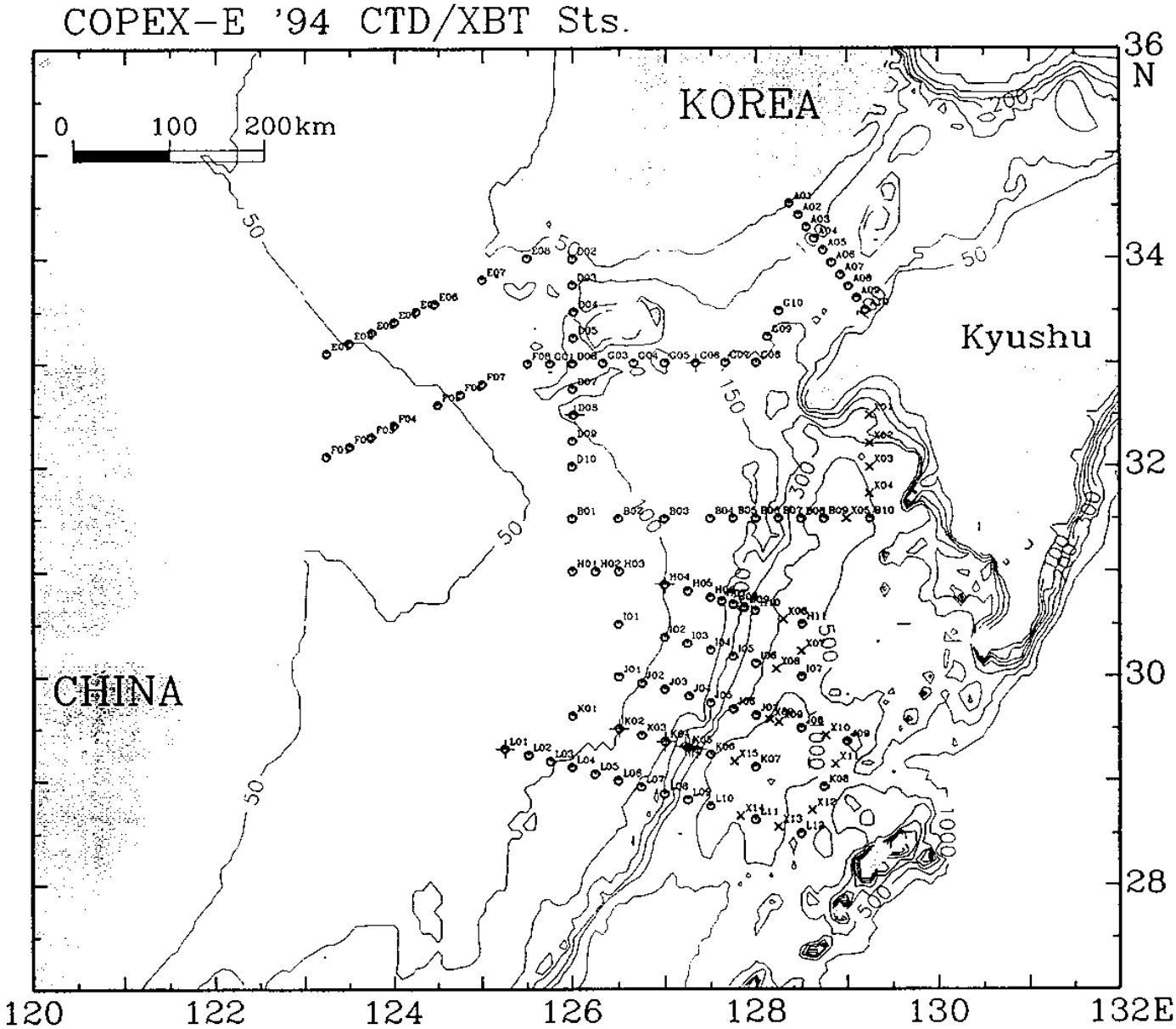


Fig. 4-1. Study area showing observation stations. Sites marked by o and x represent CTD and BT stations respectively. Bottom topography is expressed in meters.

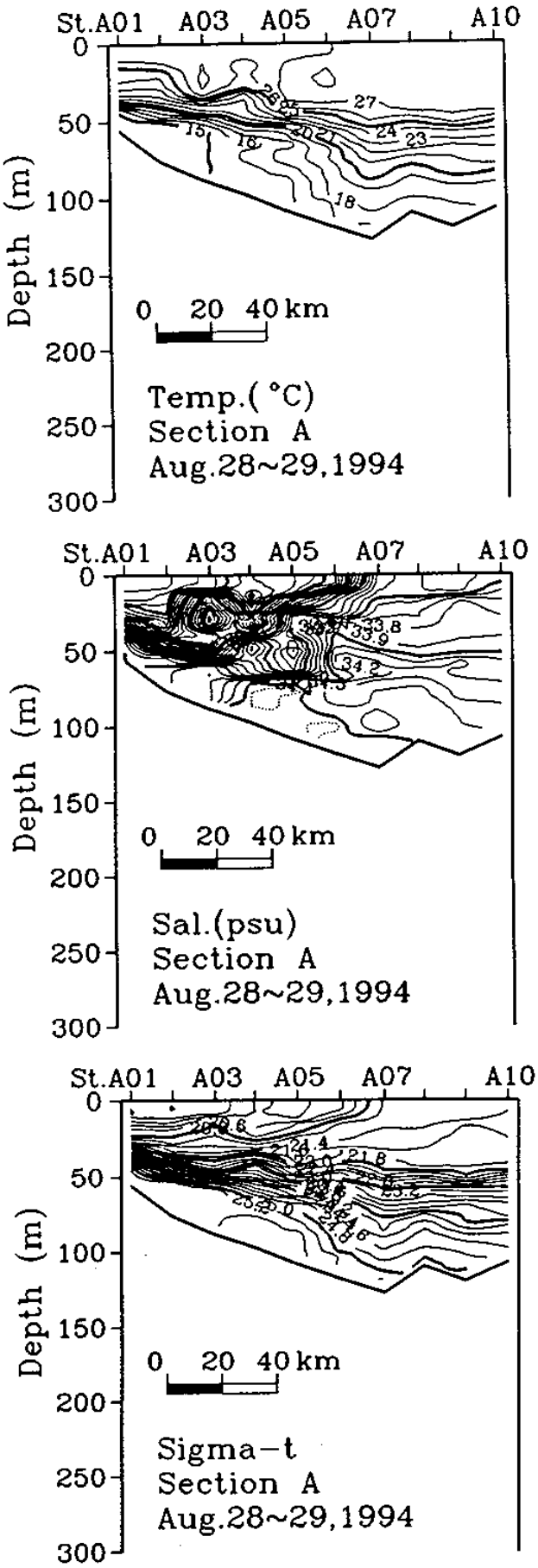


Fig. 4-2. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the section A.

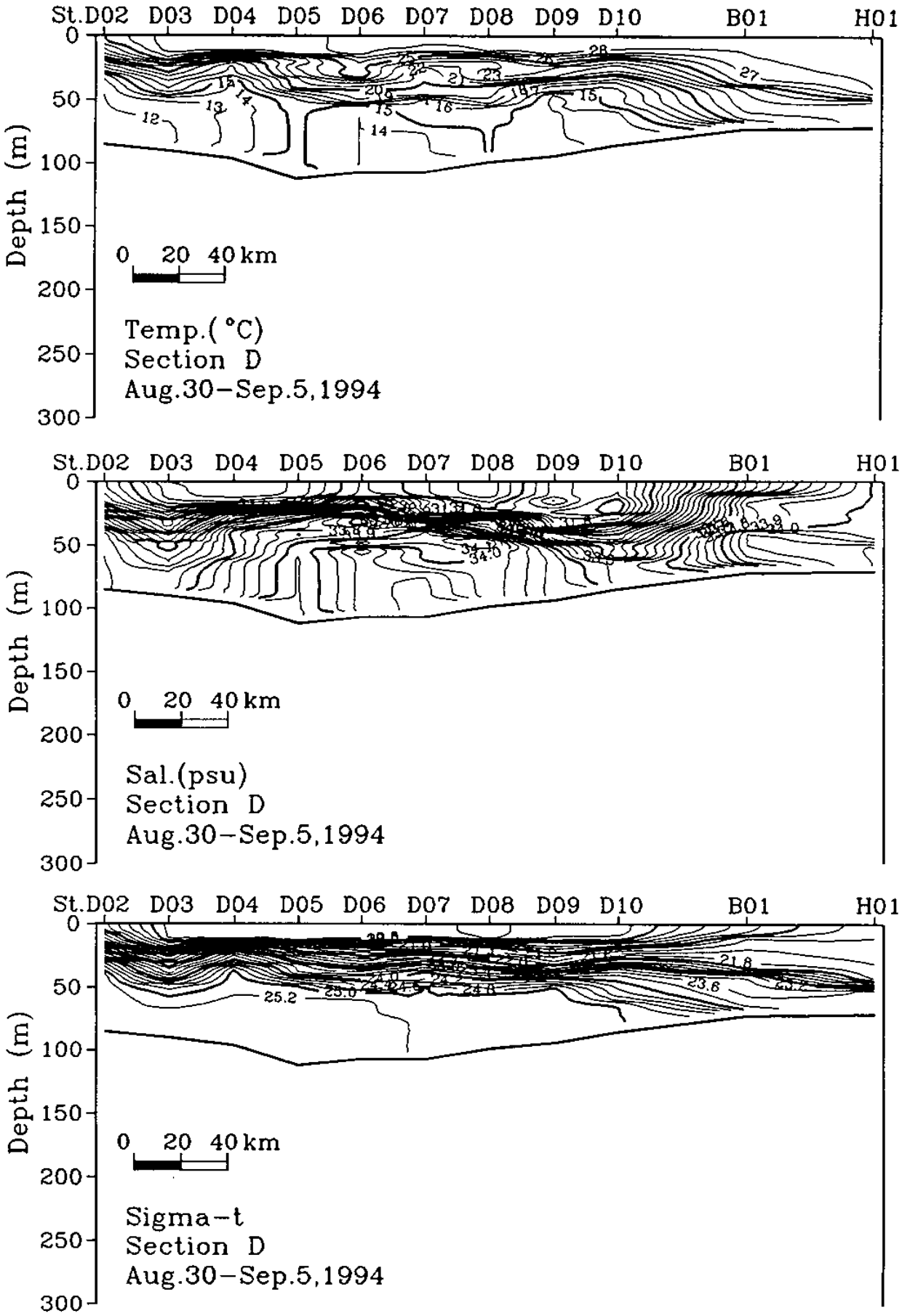


Fig. 4-3. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the section D.

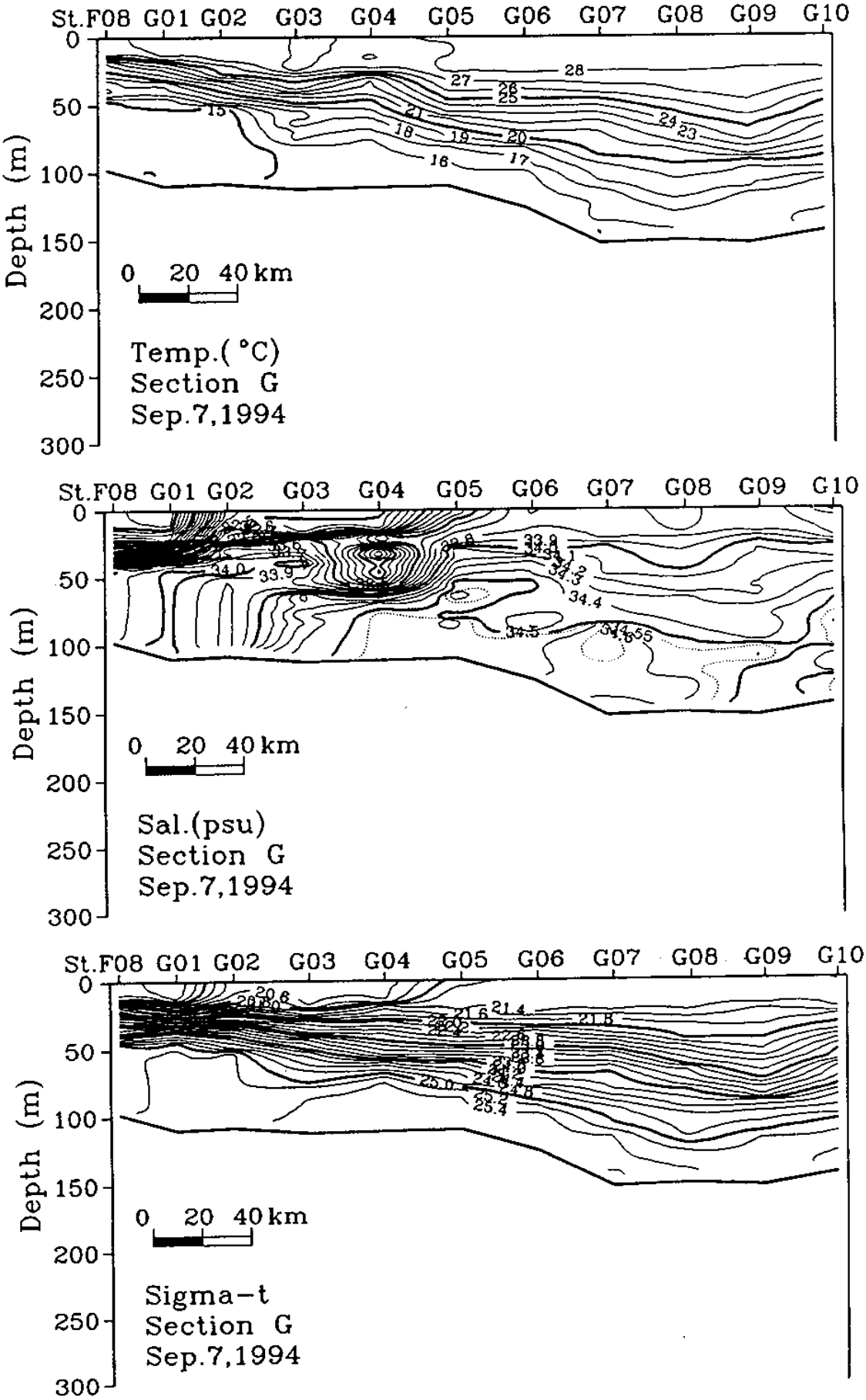


Fig. 4-4. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the section G.

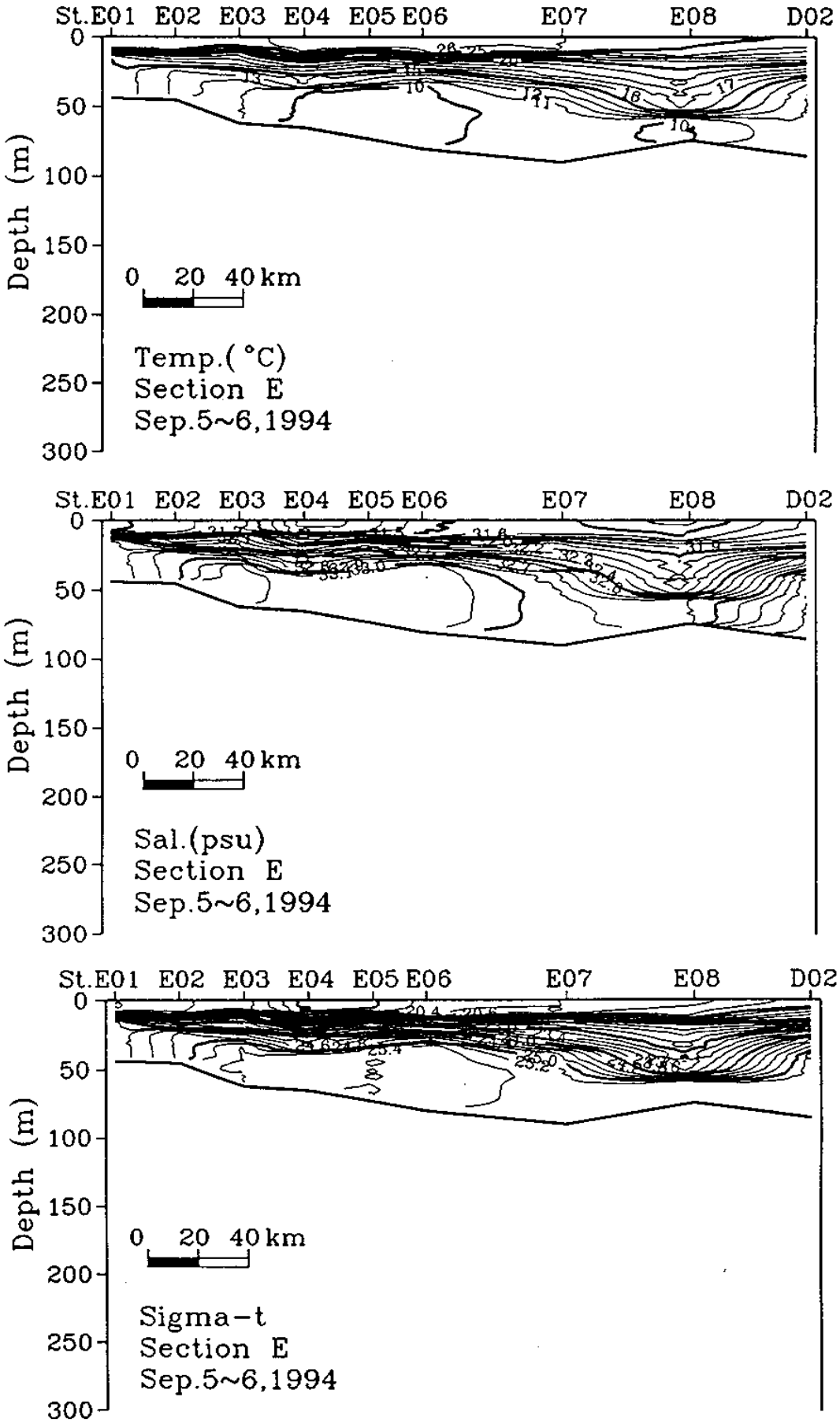


Fig. 4-5. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the section E.

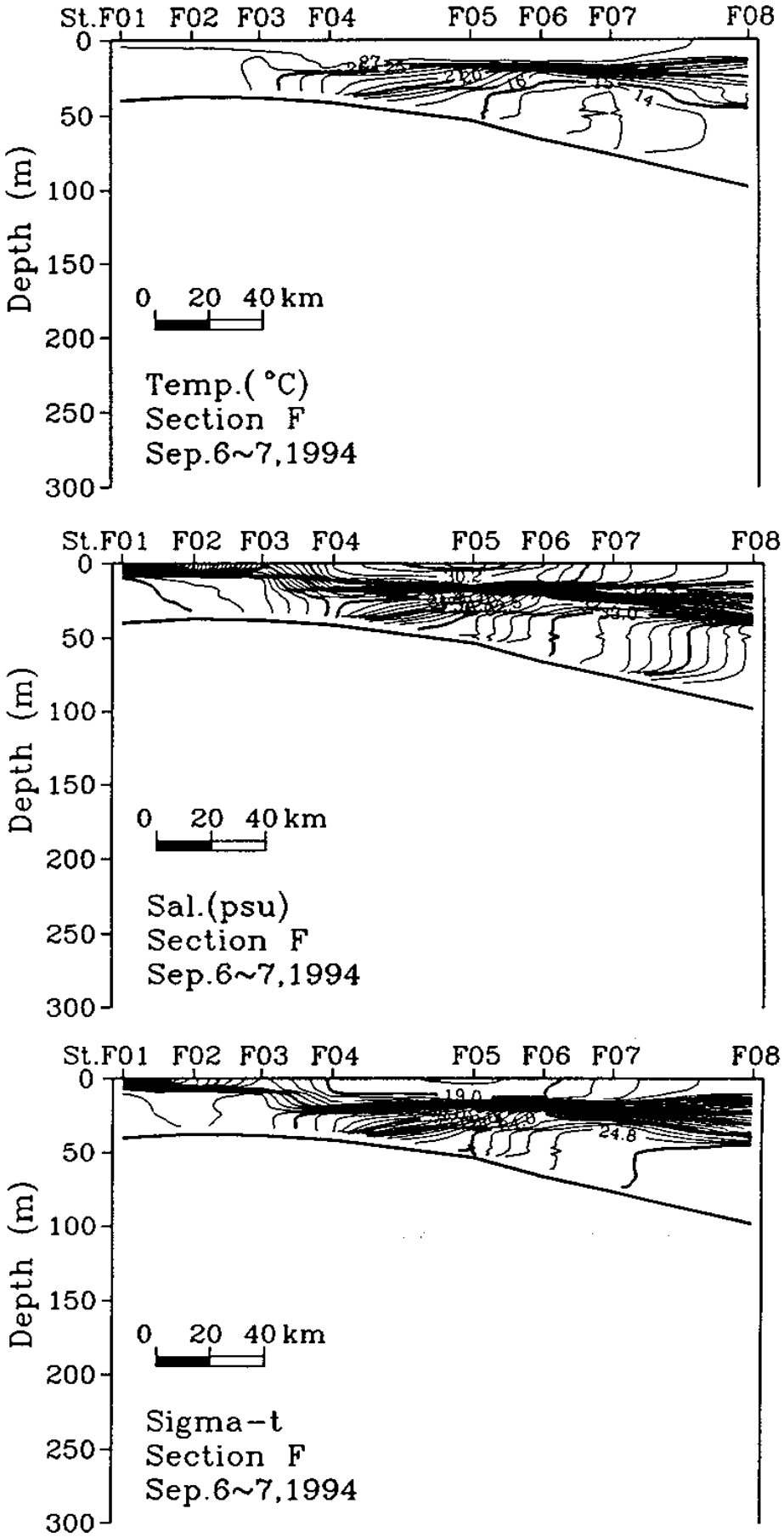


Fig. 4-6. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the section F.

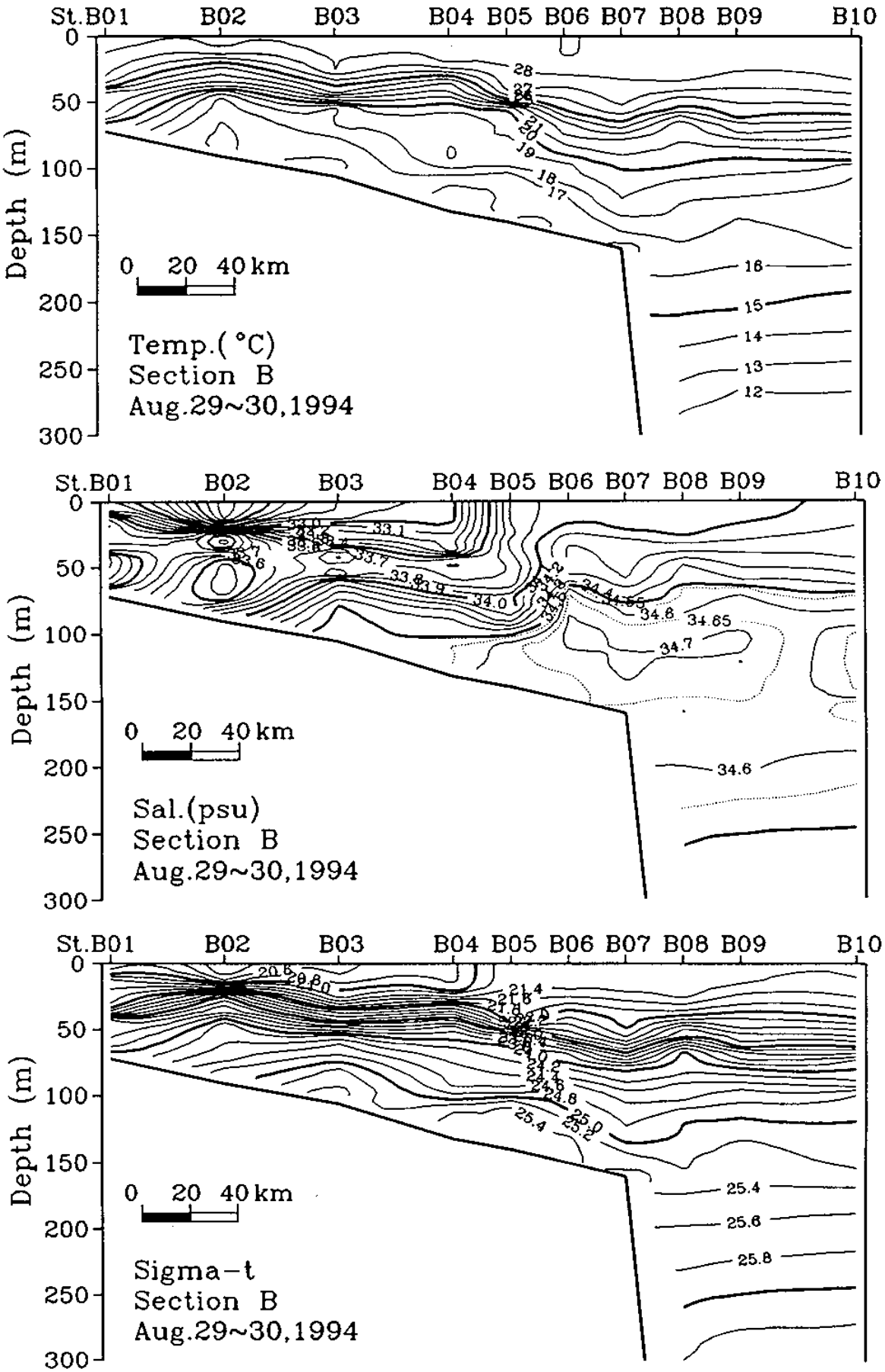


Fig. 4-7. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the section B.

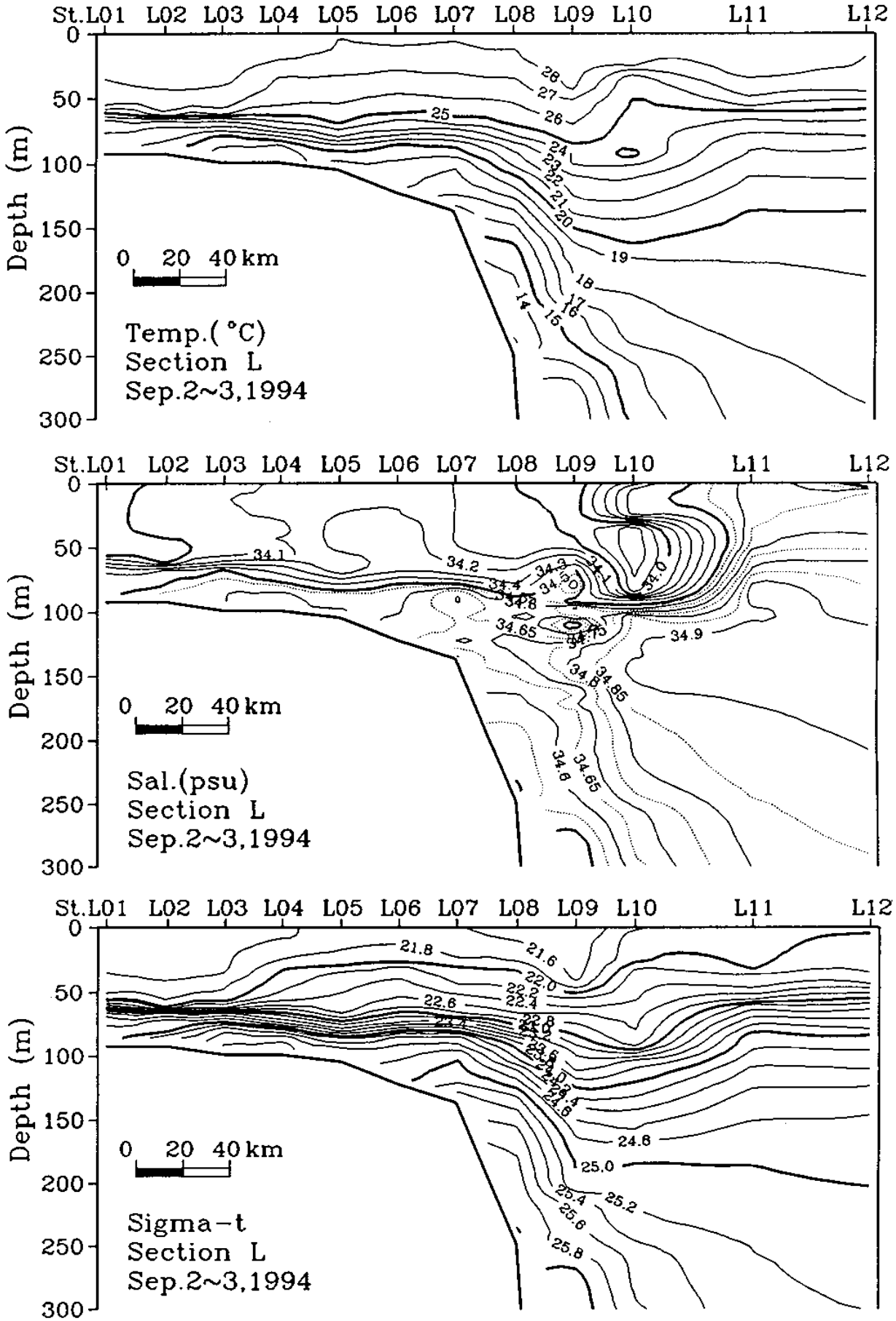


Fig. 4-8. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the section L.

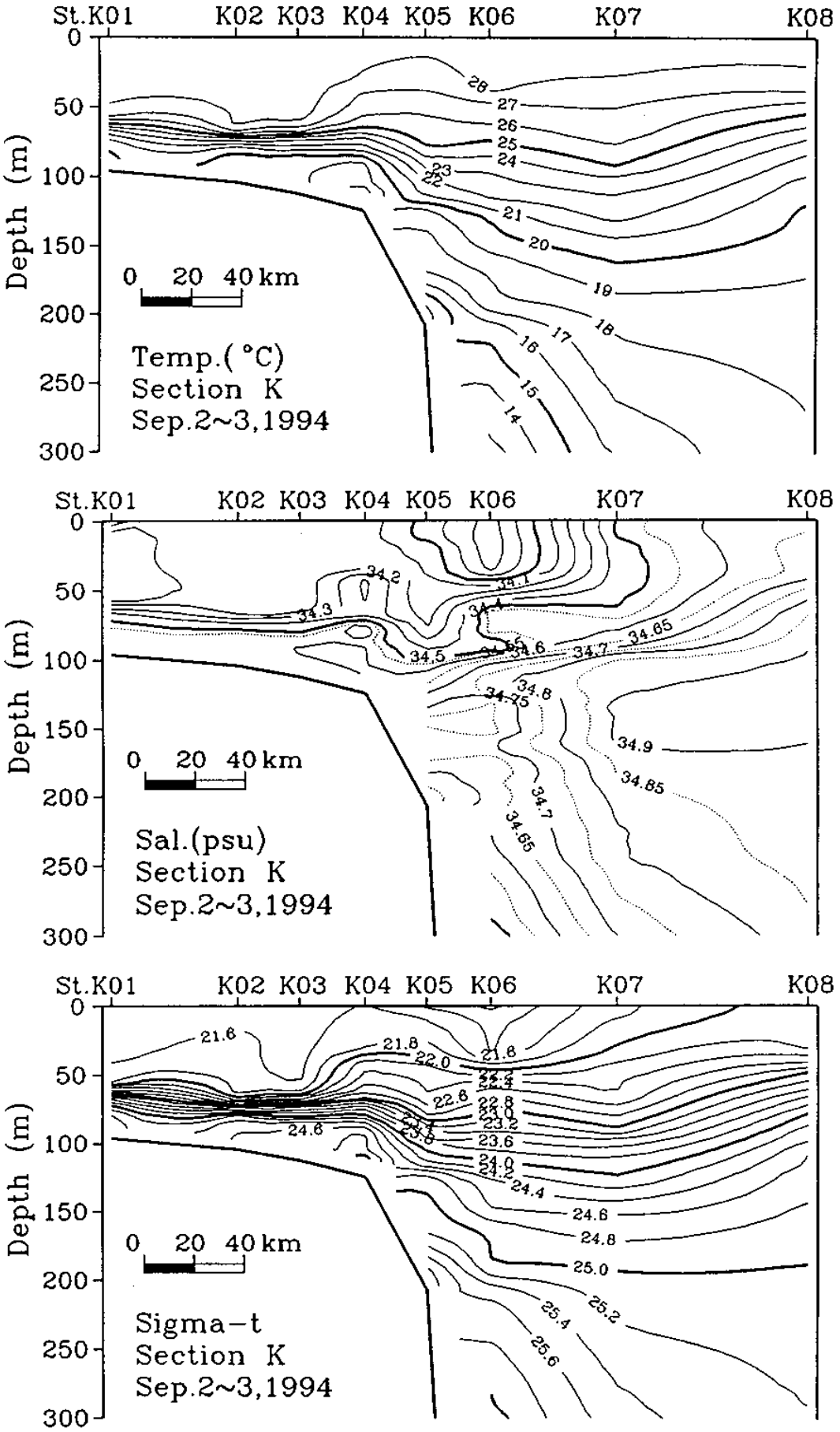


Fig. 4-9. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the section K.

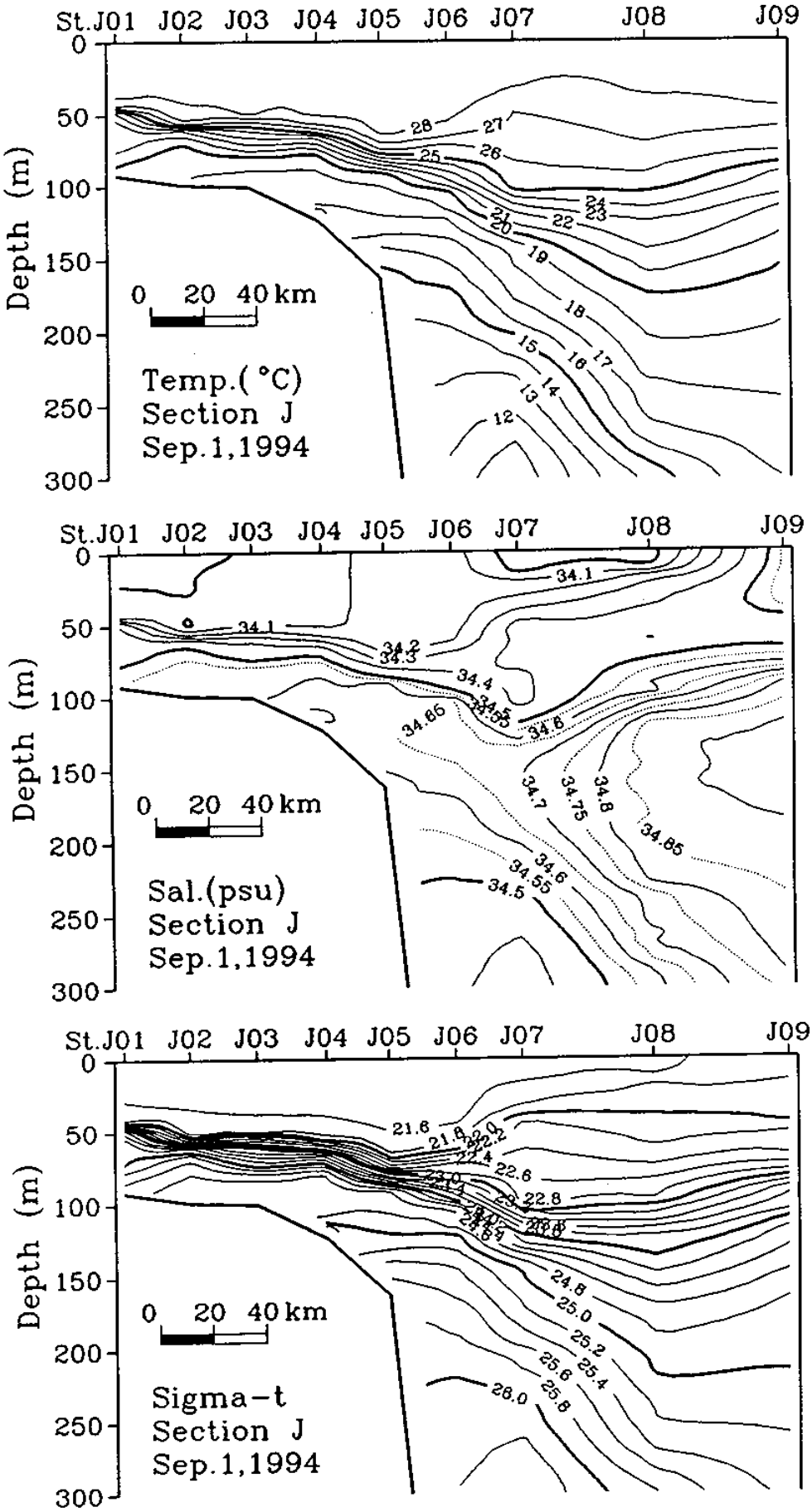


Fig. 4-10. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the section J.

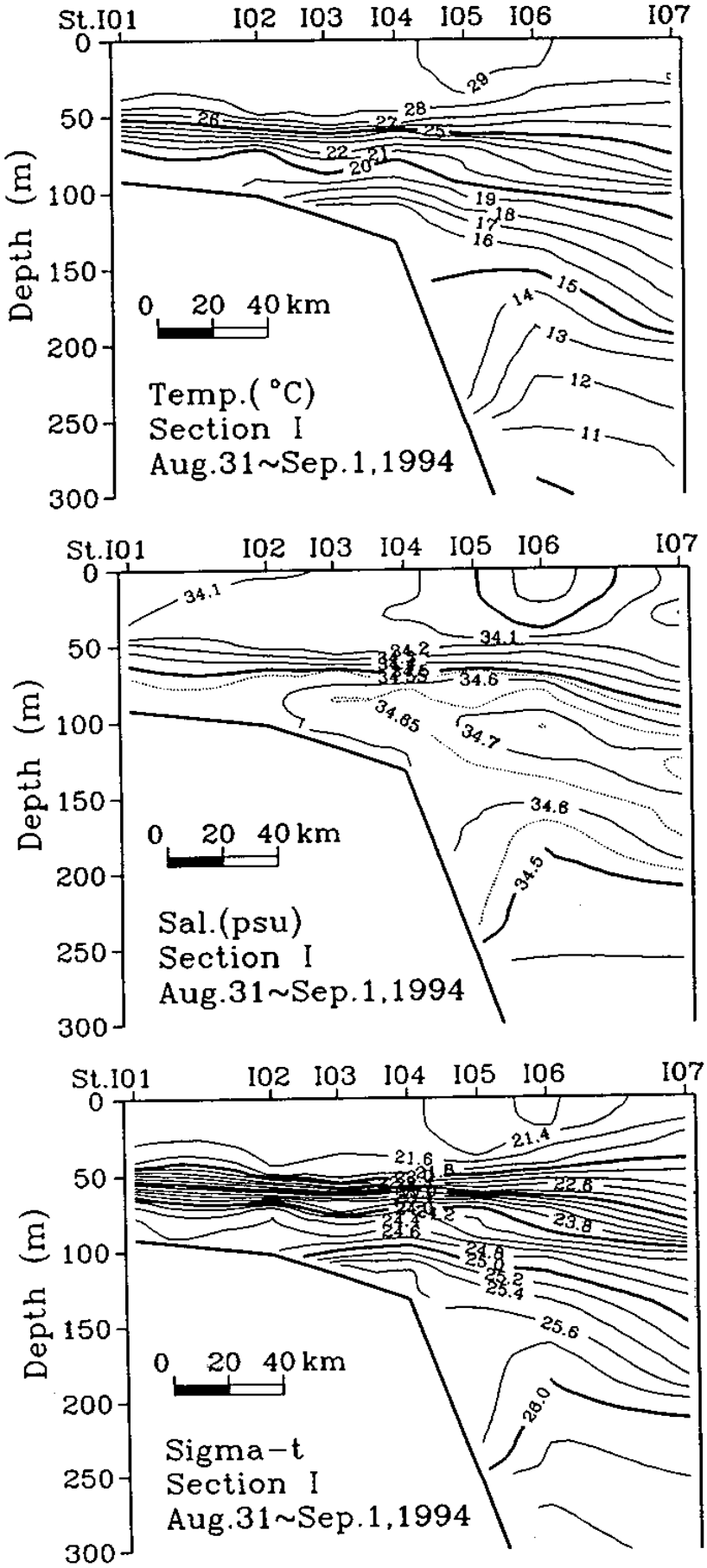


Fig. 4-11. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the section I.

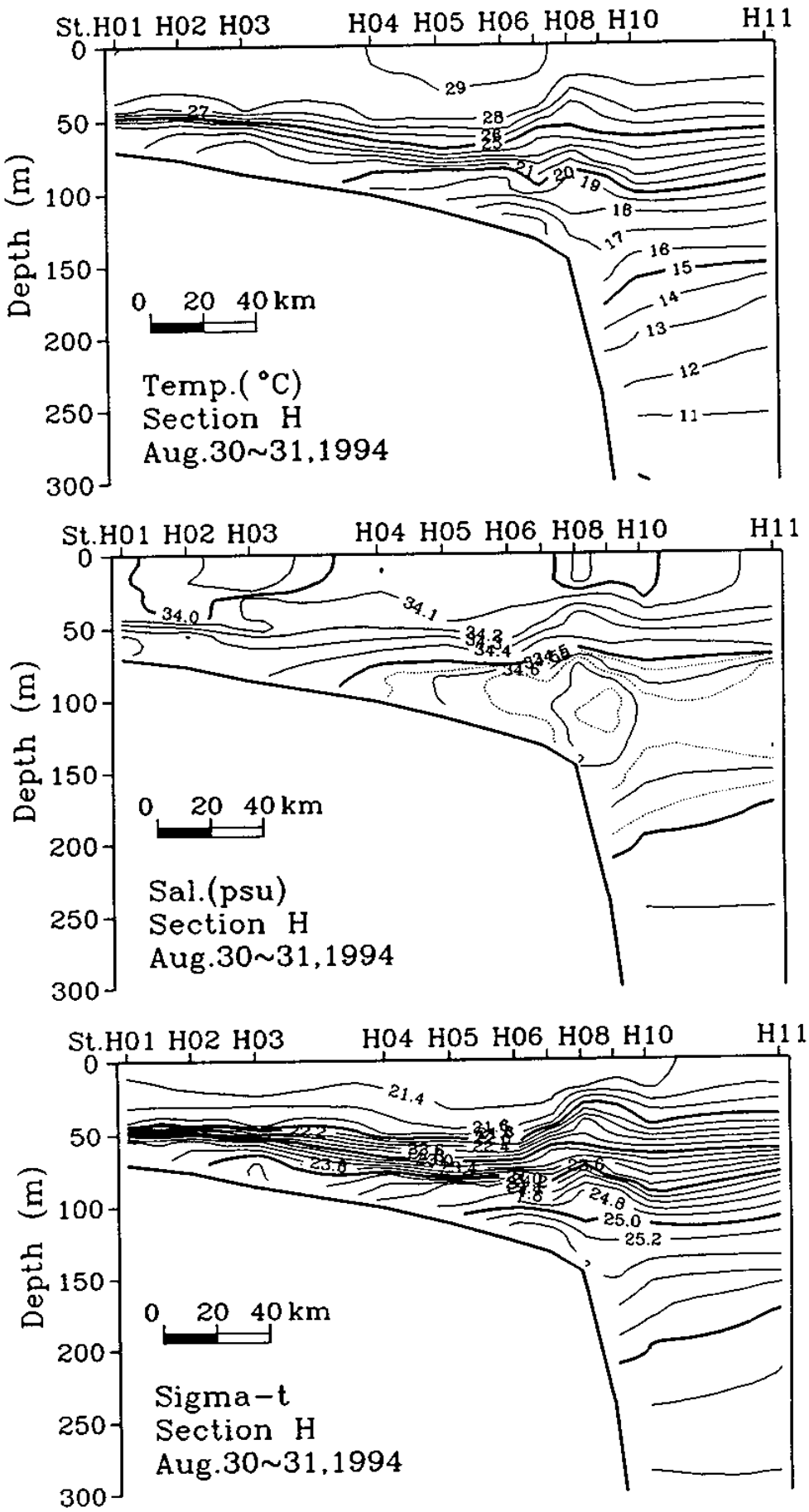


Fig. 4-12. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the section H.

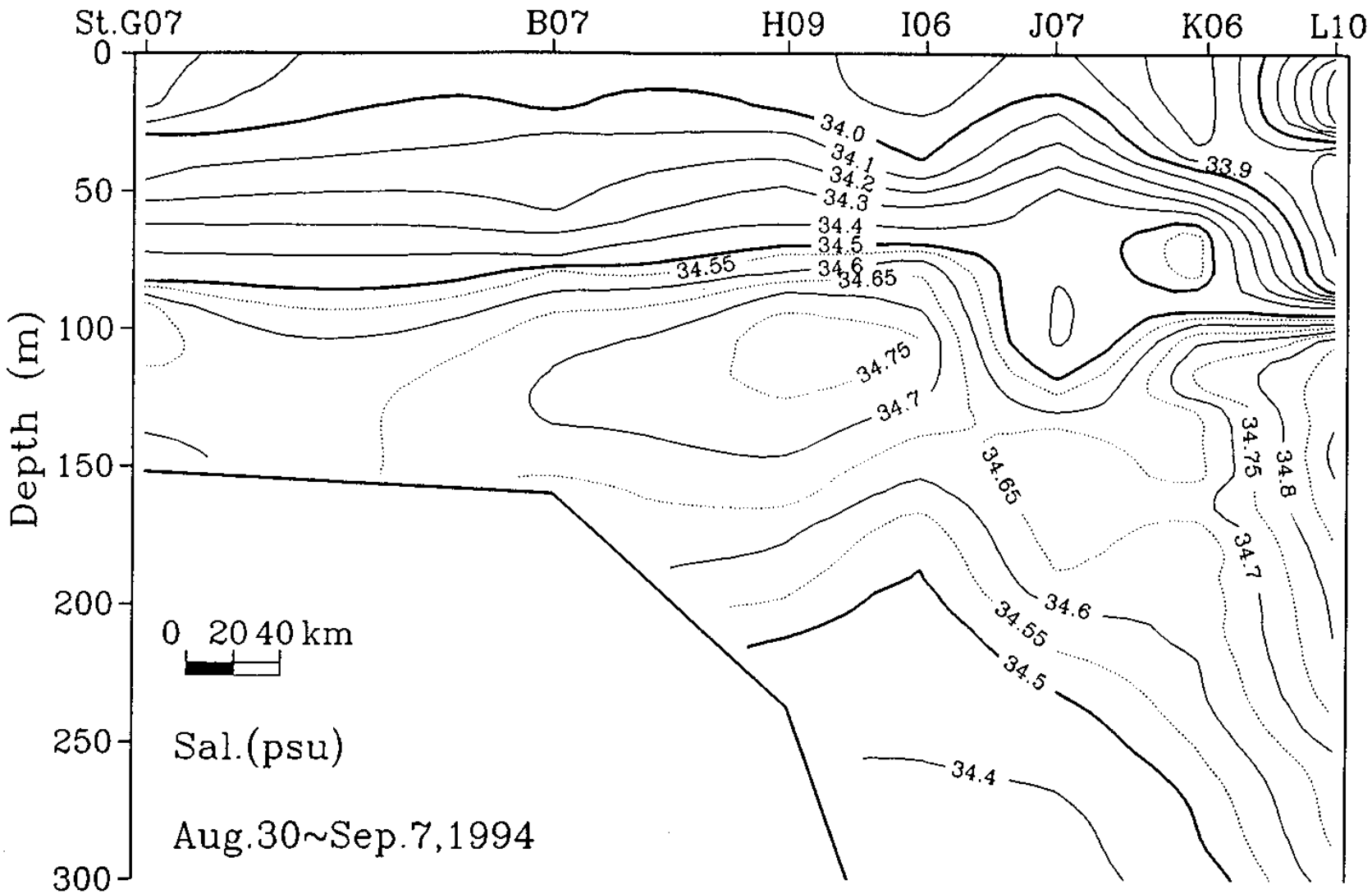
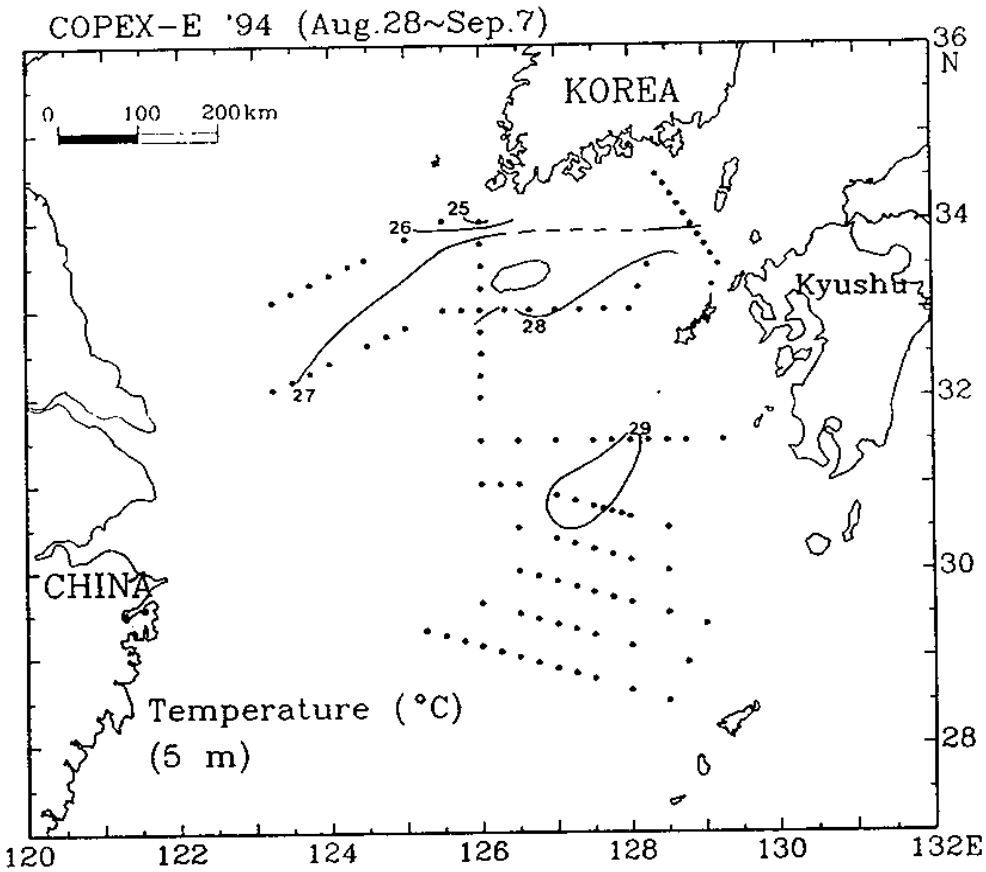


Fig. 4-13. Vertical distribution of salinity along the north-south line showing high salinity core.



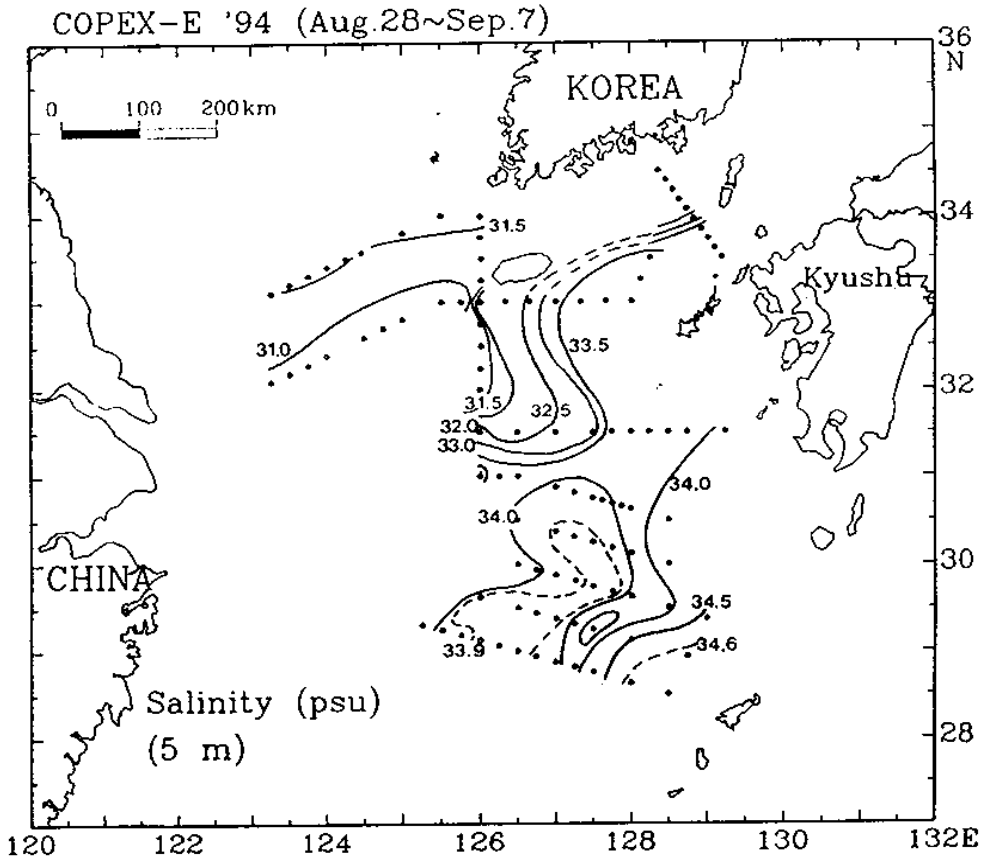
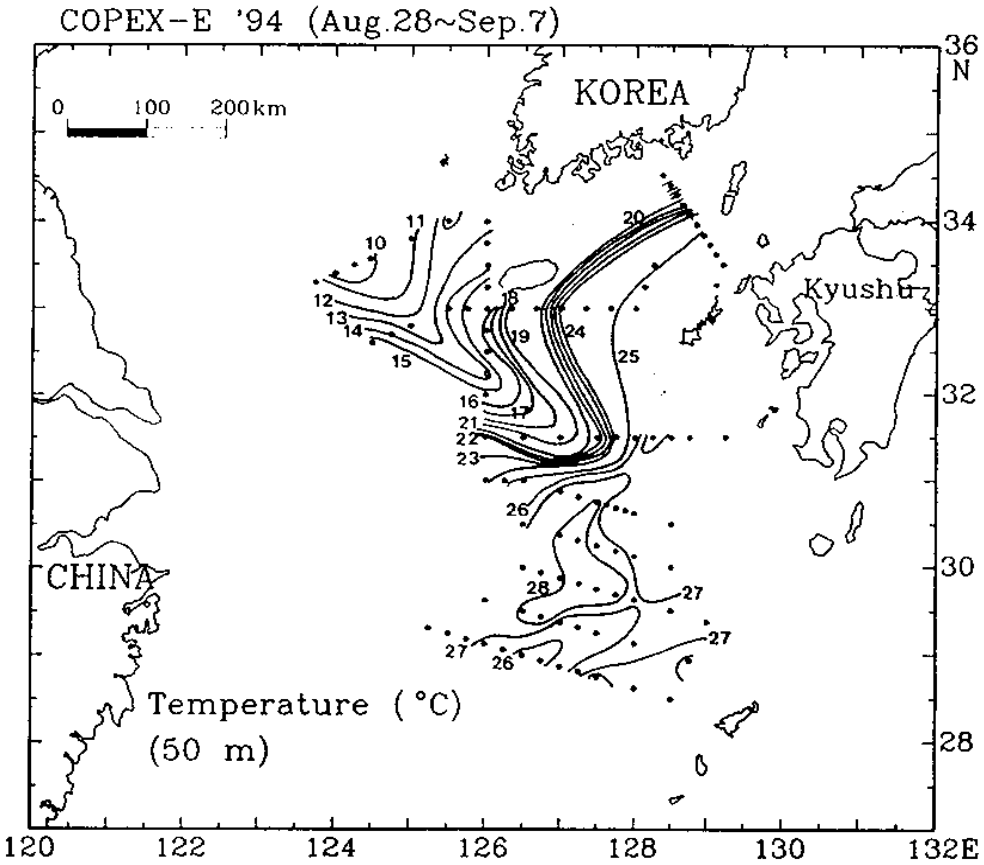


Fig. 4-14. Horizontal distributions of temperature and salinity at 5 m depth. (a) temperature, (b) salinity.



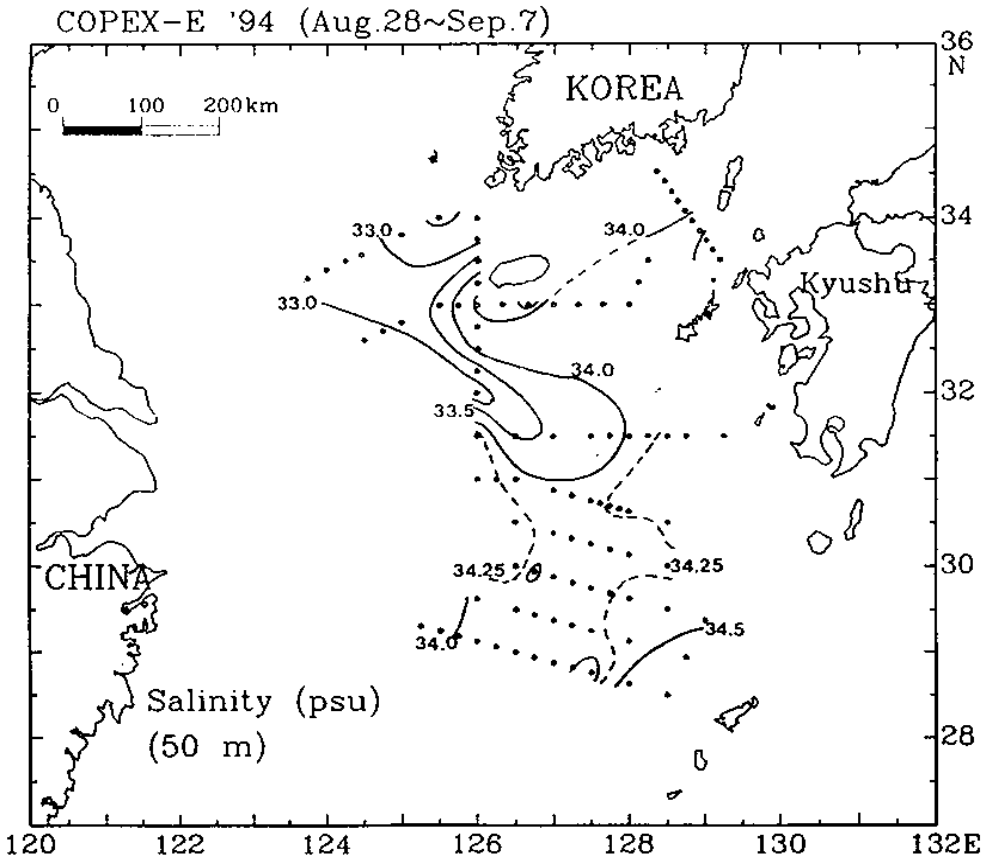


Fig. 4-15. Horizontal distributions of temperature and salinity at 50 m depth. (a) temperature, (b) salinity.

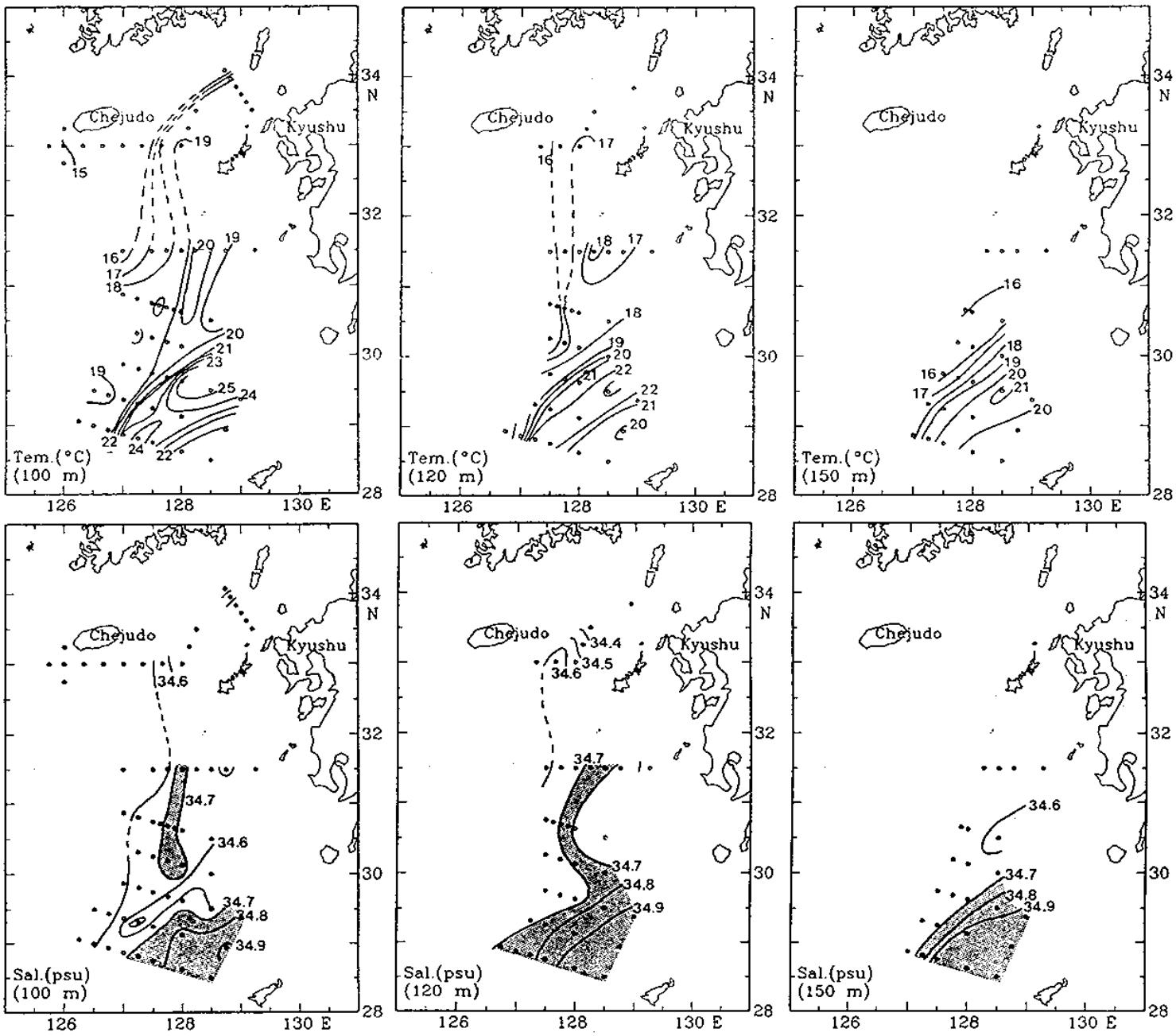


Fig. 4-16. Horizontal distributions of temperature and salinity at (a) 100 m, (b) 120 m, and (c) 150 m depths.

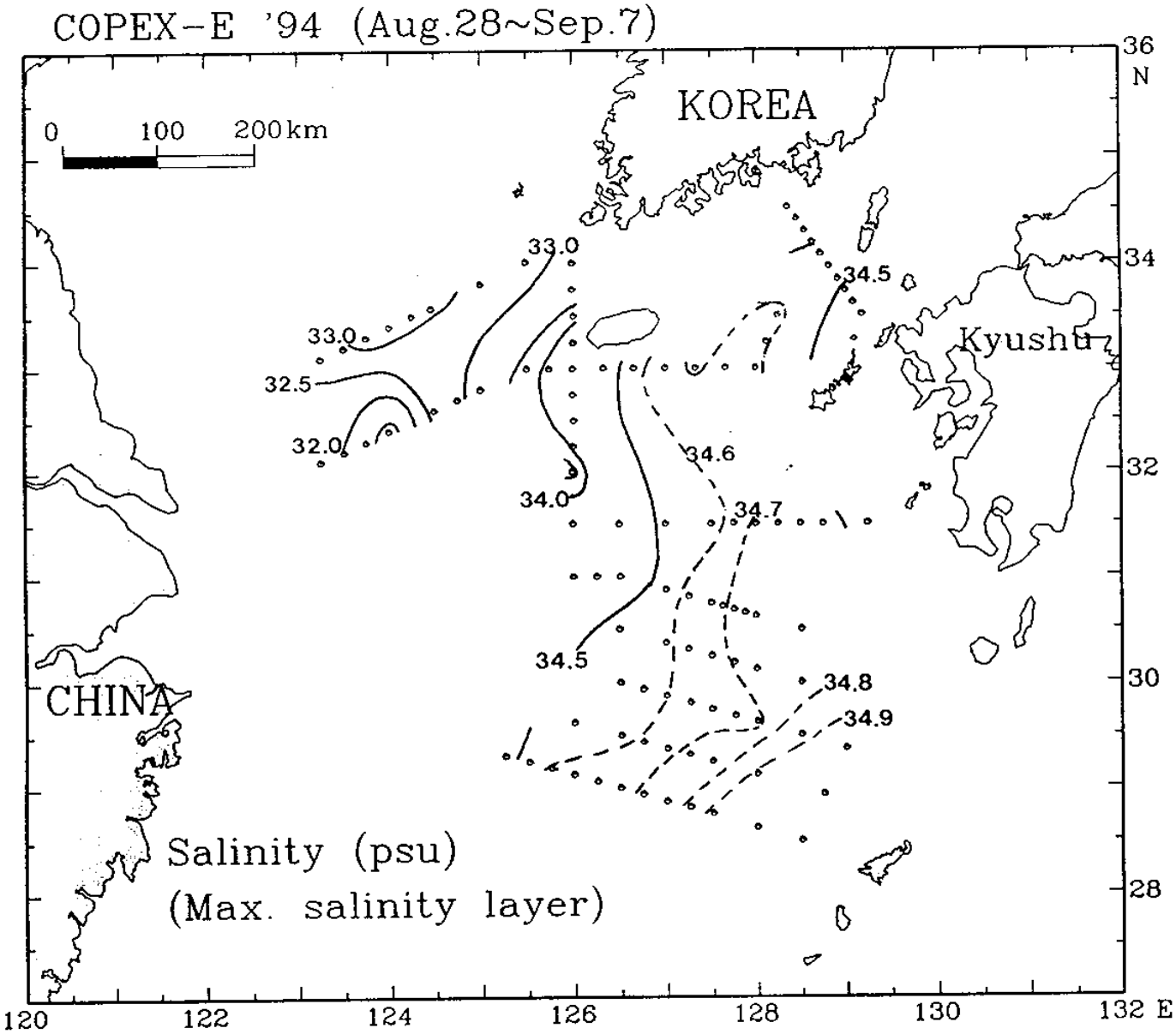


Fig. 4-17. Horizontal distribution of the highest salinity values.

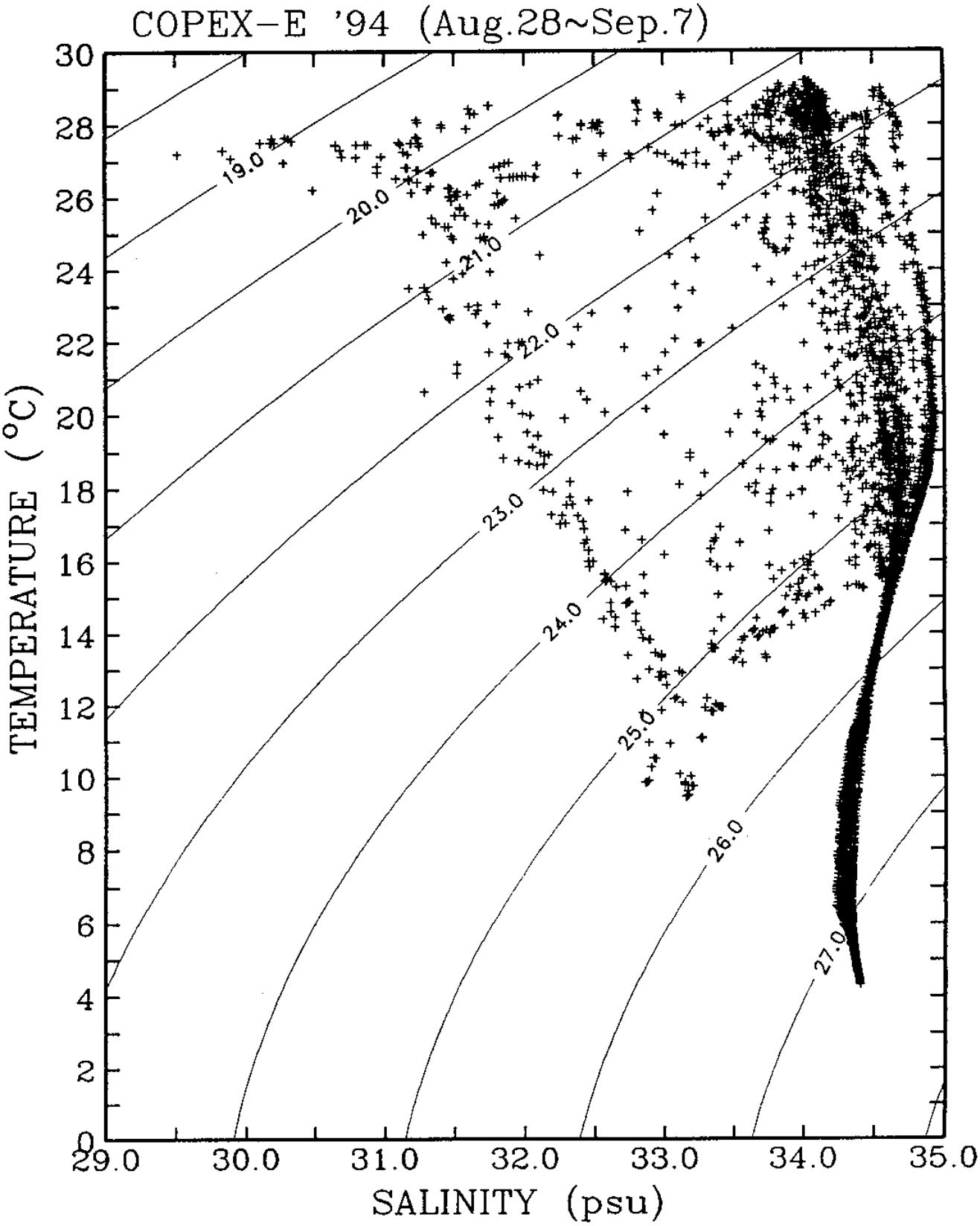


Fig. 4-18. T-S diagram of all data observed.

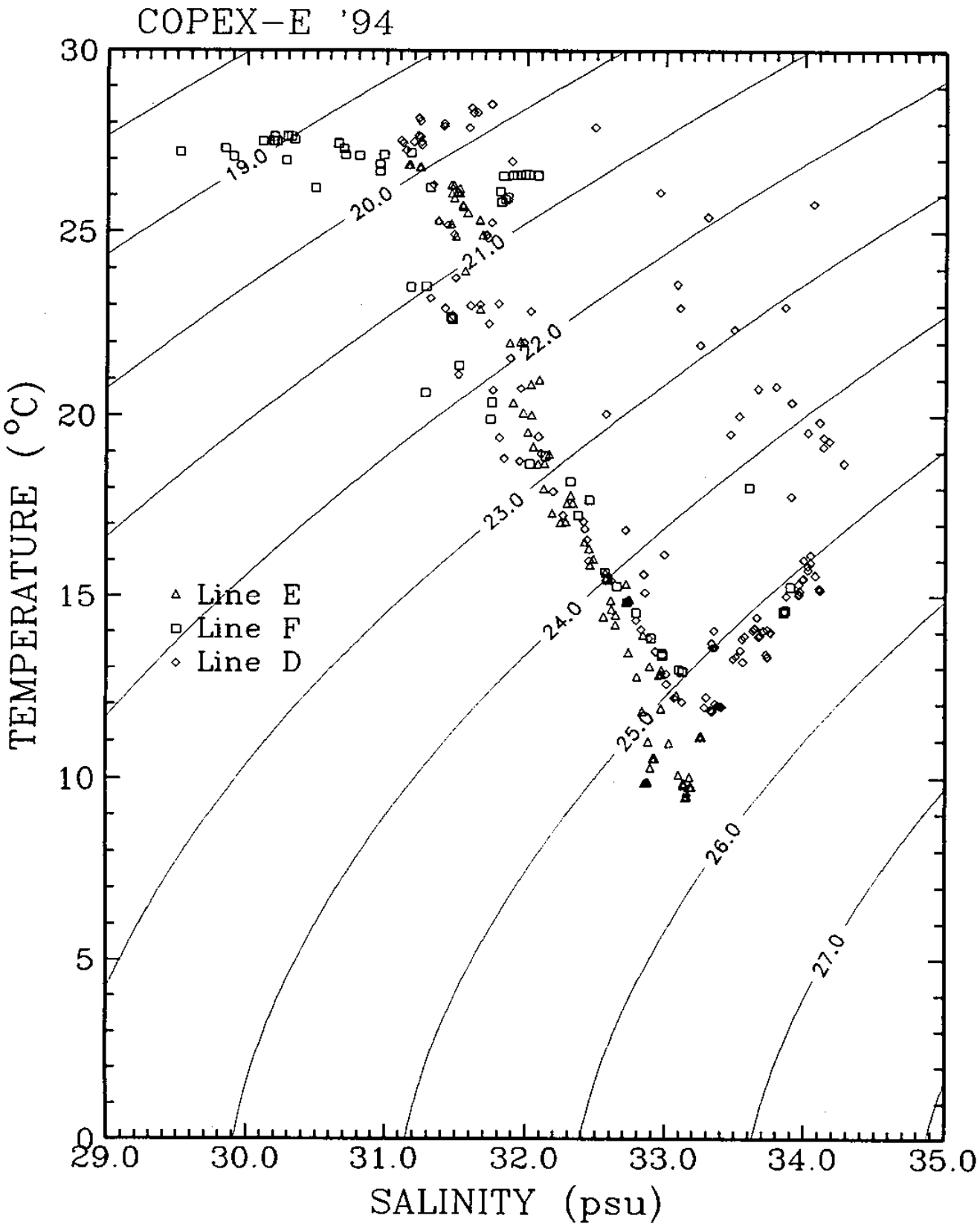


Fig. 4-19. T-S diagram of data observed in lines E, F, and D.

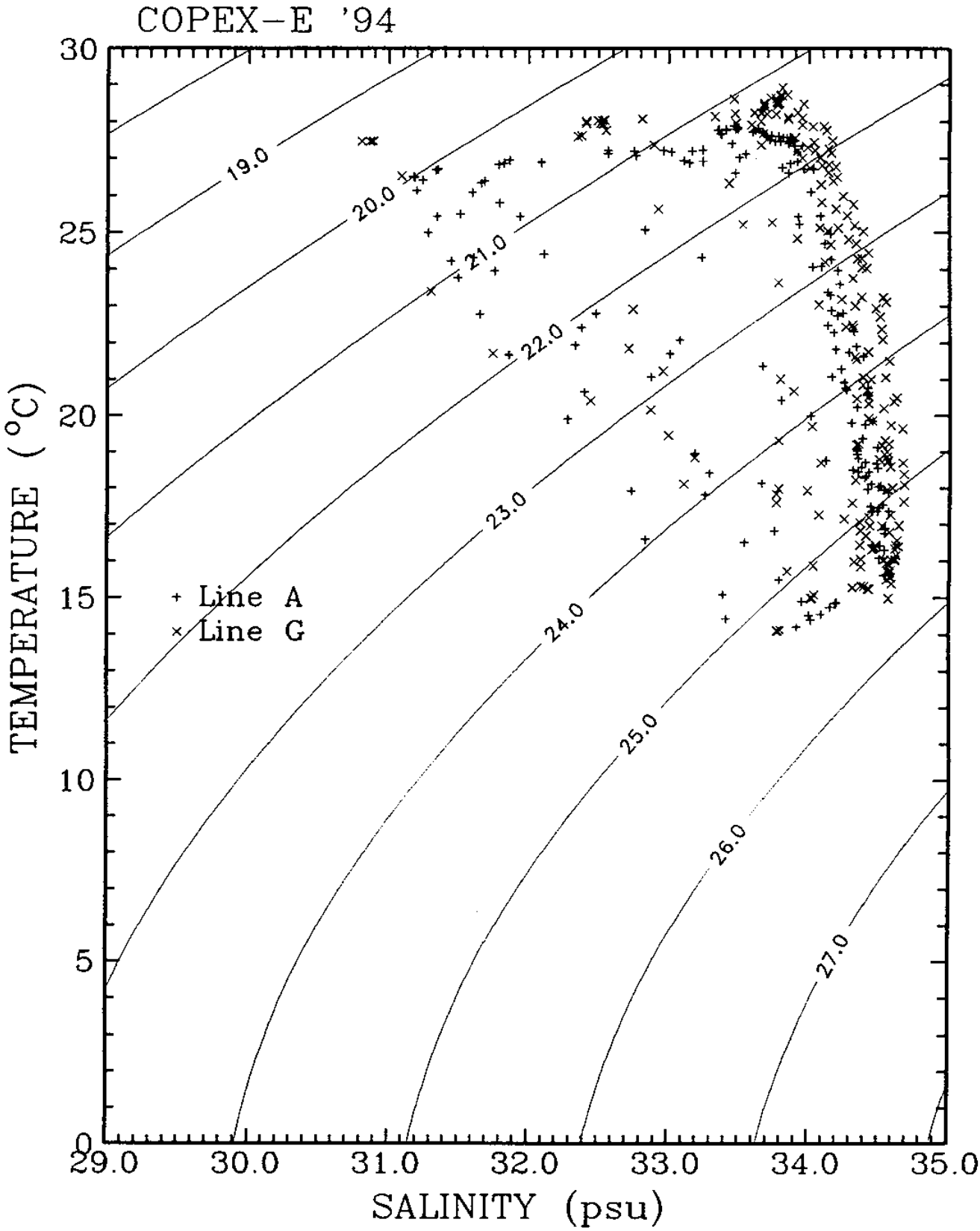


Fig. 4-20. T-S diagram of data observed in lines A and G.

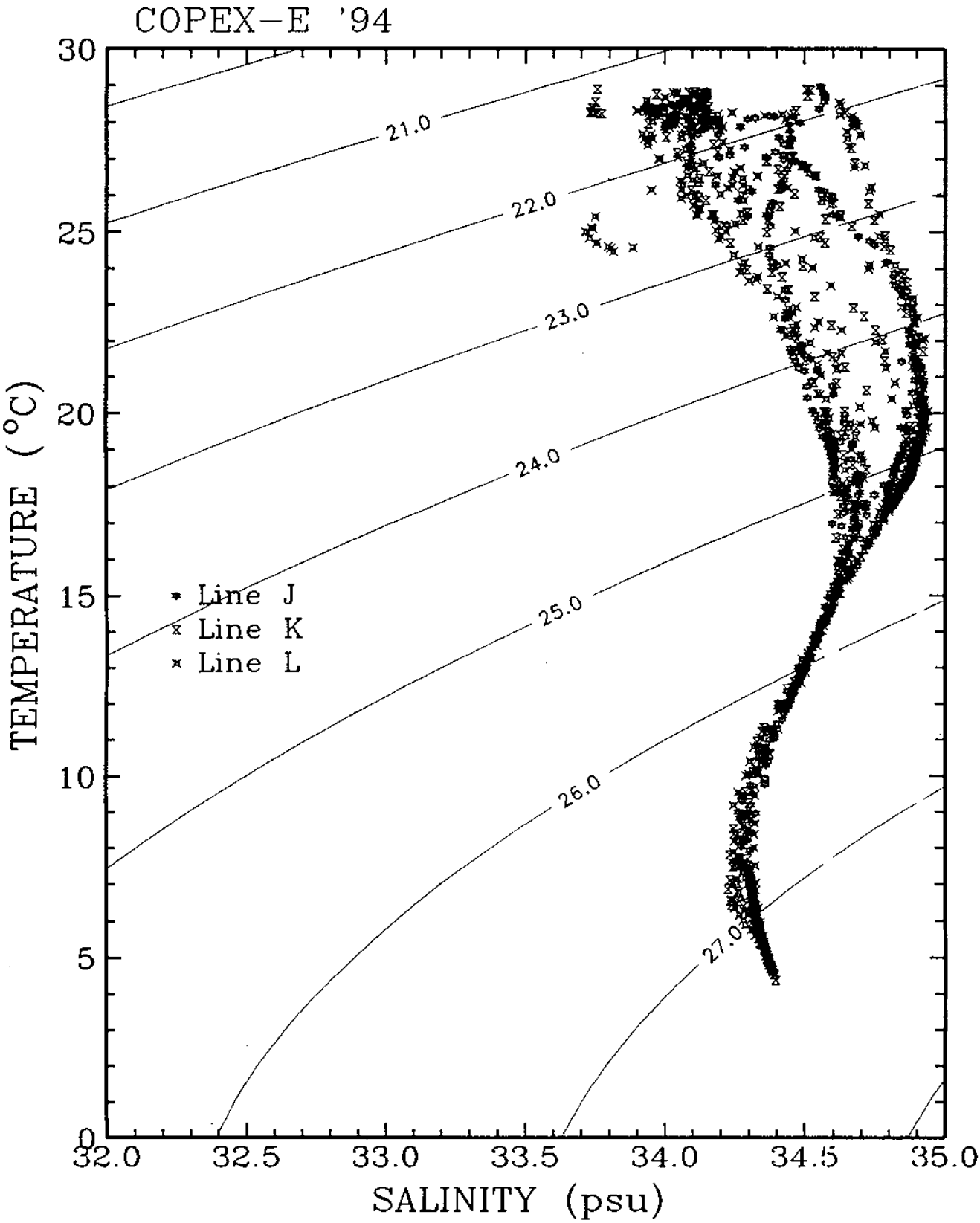


Fig. 4-21. T-S diagram of data observed in lines J, K, and L.

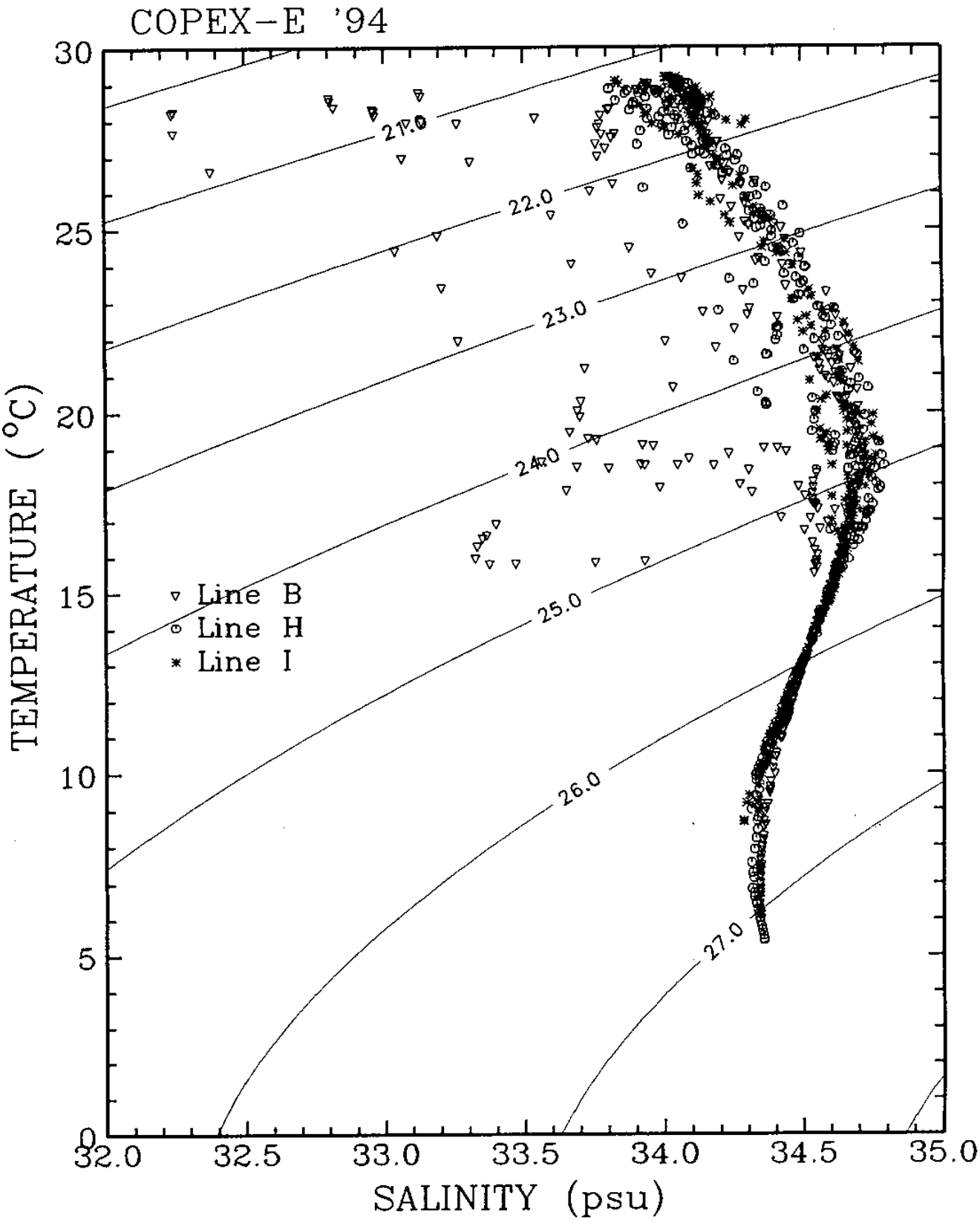


Fig. 4-22. T-S diagram of data observed in lines B, H, and I.

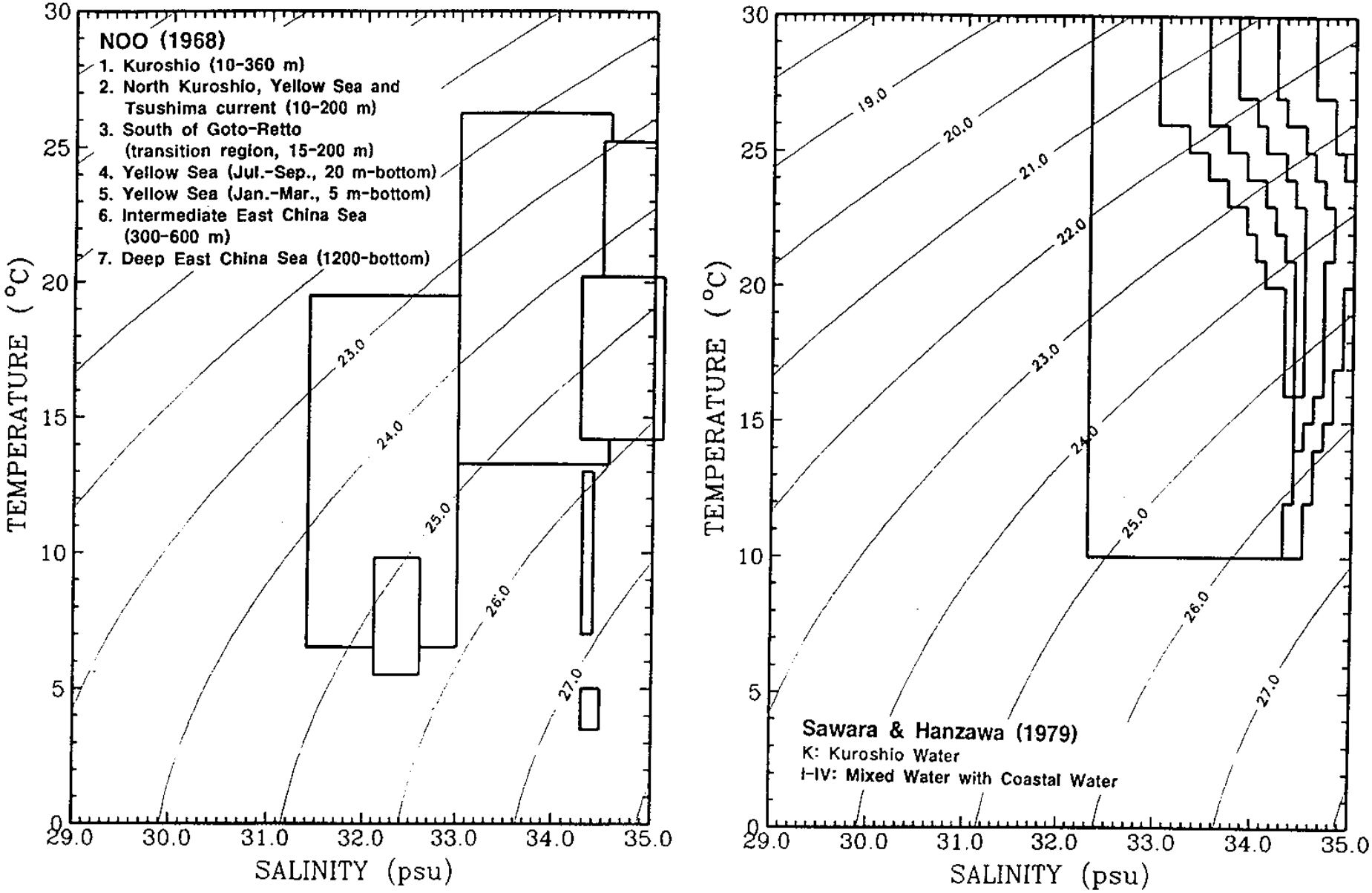


Fig. 4-23. T-S characteristics of water masses. (a) NOO, (1968), (b) Sawara and Hanzawa (1979), (c) Okada and Minami (1990), and (d) Su and Weng (1994).

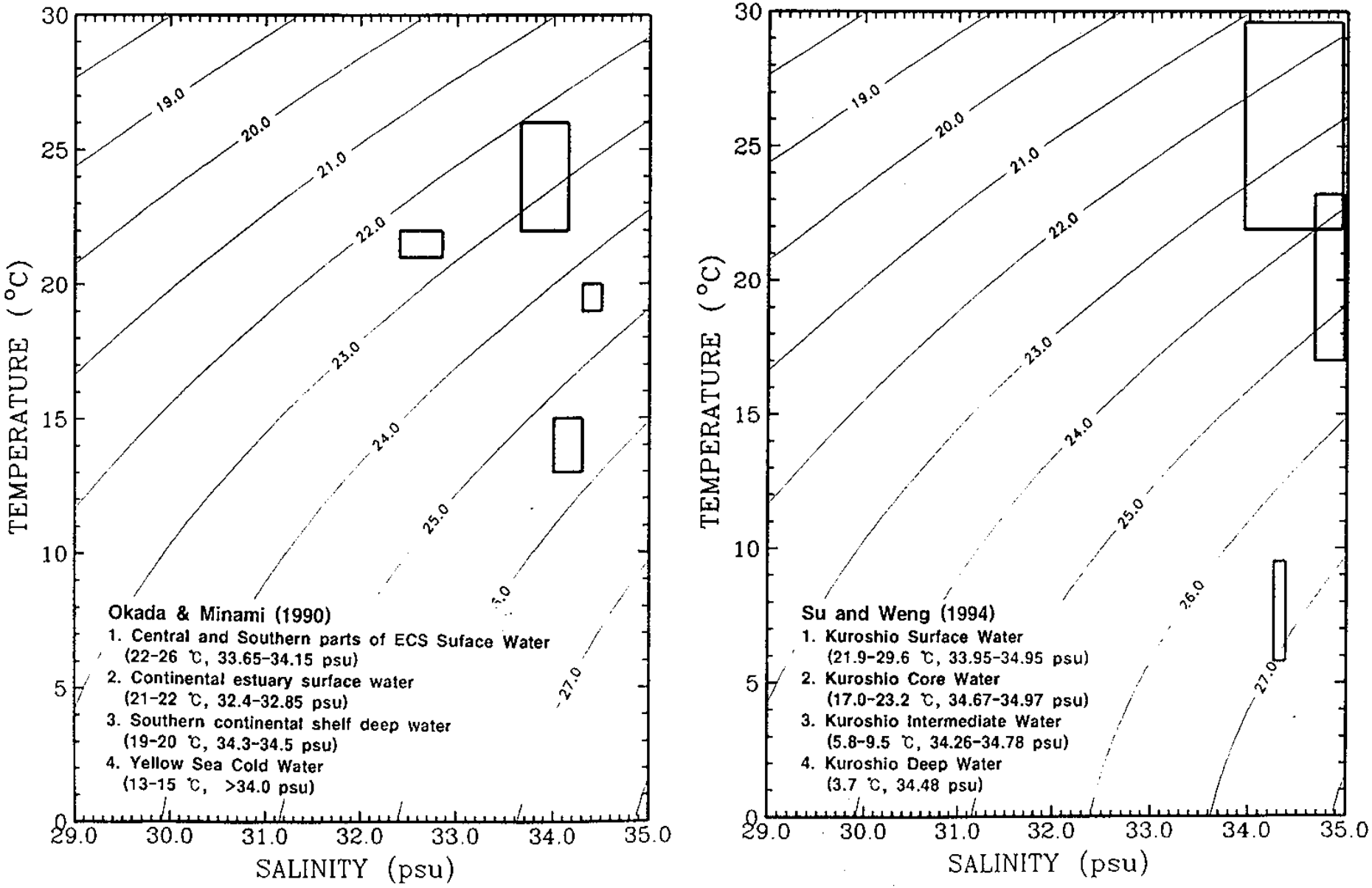


Fig. 4-23. Continued.

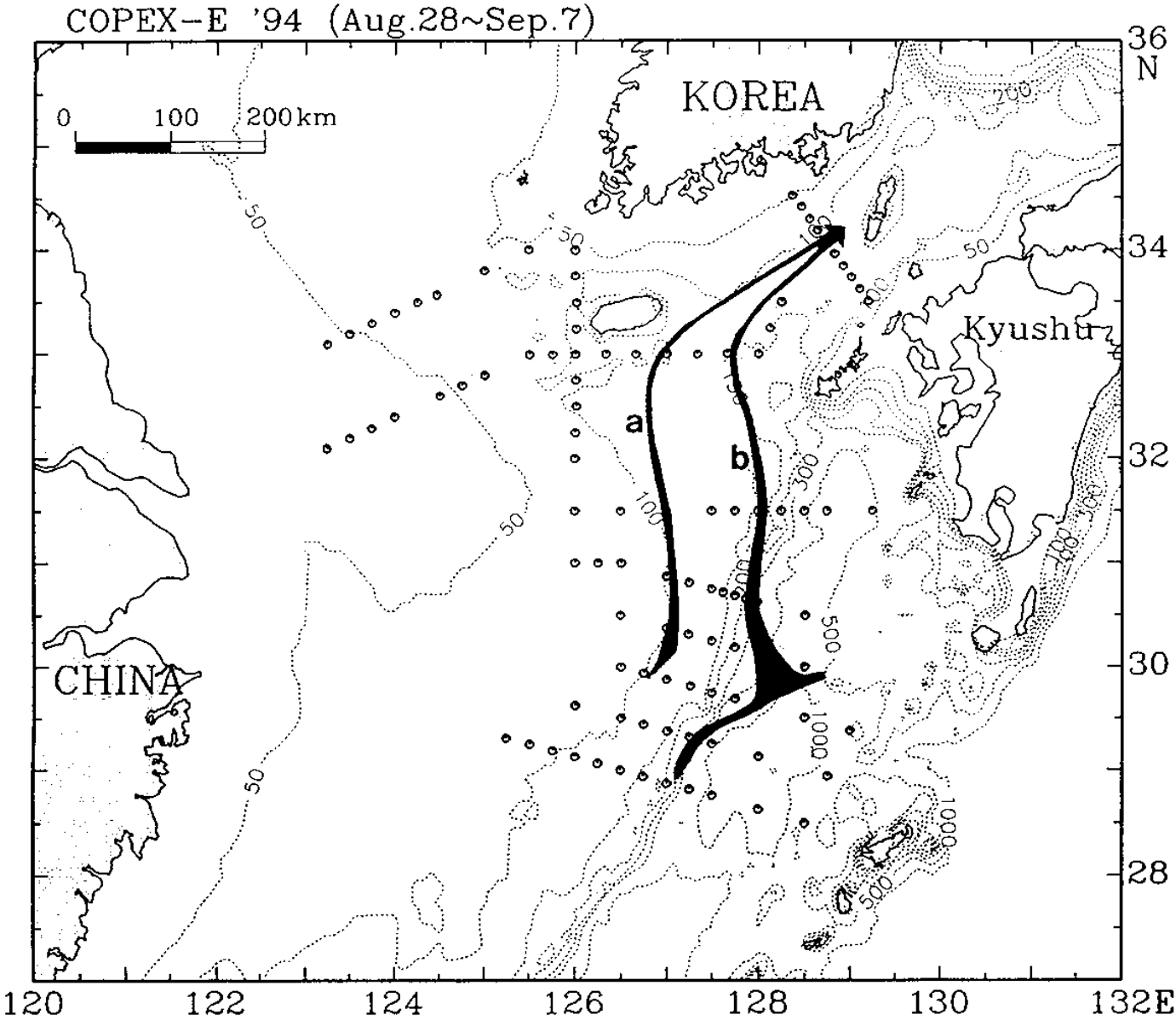


Fig. 4-24. Schematic representation of the path of the Tsushima Current based on (a) iso-salinity line and (b) high salinity core.

제 5 장 제주도 주변해역의 해양순환과 대마난류수 분포의 북방한계

제 1 절 연구 배경

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 쿠로시오 해류에서 분리되어 동중국해로 북상한 후 대한해협으로 흐르는 대마난류로 이 해역에서 가장 강하고 연중 유지되는 1차순환이며, 다른 하나는 황해를 중심으로 발생하는 순환으로 계절에 따라 순환의 방향이 바뀌고 흐름이 매우 약한 2차순환이다. 2차순환의 역학은 황해의 동·서 연안에서는 바람 방향의 순풍류가 발생하며 중앙의 골에서는 바람 방향과 반대인 역풍류가 발생하는 것이다 (Csanady, 1982). 그림 5-1은 이러한 역학에 의해 발생할 수 있는 해수 순환의 단순모식도 (Pang et al., 1992)로 황해와 동중국해의 해수순환의 계절 변화를 보여준다. 여름철에는 남풍에 의해 해수가 황해의 양 연안을 따라 북상하고 중앙골을 따라 남하하며, 겨울철에는 북풍에 의해 해수가 황해의 양 연안을 따라 남하하고 중앙골을 따라 북상한다. 이 순환에 의해 황해의 중앙 골을 따라 여름철에는 황해저층냉수가 남하하고 겨울철에는 황해난류가 북상하는 계절 순환이 발생한다는 것이다.

이 학설이 제시하는 역학은 Park (1986)에 의해 처음으로 황해에 정성적으로 적용되어 졌고, 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 1986년 1월에서 4월까지 황해의 골을 중심으로 관측된 자료로서 겨울철 북풍계 바람에 의한 역풍류가 뚜렷이 나타나

있다 (Hsueh et al. 1989). 국립수산진흥원의 1970-1979년 10년간 제주도 주변해역의 특성자료를 분석한 결과, 겨울철에 고온고염계의 해수가 소흑산도 이남의 해역을 통해 황해로 연결되고 황해냉수가 소흑산도 부근까지 남하하여 확장된다. 여름철에는 겨울철과 반대로 황해저층냉수가 황해 중앙부를 통해 남하하여 고온고염계의 해수를 남서방향으로 후퇴시키는데 비해 한국측 연안에는 혼합수와 연안수들이 고위도까지 분포한다 (Rho, 1985). 이러한 수괴분석 결과에 대한 해석은 그림 5-1의 단순모식도와 일치하나 지금까지 관측된 많은 해수특성 분포에서는 제주해협을 따라 제주 연안과 남해 연안에 강한 염분전선이 형성되어 여름철에 고염계의 난류수가 황해로 유입되지 못하는 양상을 보여준다 (Lie, 1984, 1985; Nakao, 1977; Kim et al., 1991). 이러한 차이점이 발생하는 원인과 과연 여름철에 고염계의 난류수가 서해 연안을 따라 황해로 유입될 가능성이 있는가의 문제는 황해해수순환을 알기 위해 우선적으로 해결해야 할 문제이다.

본 장에서는 이 문제를 해결하기 위하여 계절순환의 구조에서 가장 중요한 해역인 제주도 북서해역에서 겨울철과 여름철에 CTD 관측을 하였으며 해수특성 분포의 계절변화를 분석하여 해수순환의 계절 분포를 살펴보았다. 특히 여름철 저온현상 해역으로 알려진 한반도 남서연안해역의 자료를 분석하여 여름철 황해 난류수가 황해로 유입될 수 있는지의 문제를 살펴보았으며 앞에서 지적한 차이점의 원인을 찾아 보았다. 관측해역과 수심 그리고 관측점은 그림 5-2에 표시되었으며 관측 시기는 각각 1994년 2월 17-18일, 6월 20-22일, 9월 6-15일이었다. 이 중 9월은 제주도 동쪽해역까지 관측하였으며 관측점은 그림 5-3과 같다. 제주도 동쪽 해역의 자료는 수괴특성의 변화를 보기 위하여 수괴분석할 때만 사용하였으며 특성분포에는 관측점 68까지의 자료만 사용하였다. 겨울철은 순환을 발생시키는 북서풍이 매우 강하고 해황이 단순하기 때문에 2월의 대표 값으로 충분하지만, 여름철은 순환을 발생시키는 남동풍이 약하고 해황이 복잡하기 때문에 여름이 시작되는 6월과 늦여름인 9월에 두 번 관측하였다.

제 2 절 수괴분석

그림 5-4는 2, 6, 9월 관측된 CTD 연속 자료를 수심 1 m 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 세가지 수괴로 구분될 수 있다. 이중에서 대마난류수는 T-S Diagram에서 뚜렷하게 한 무리를 형성하고 있으며 그 범위는 약 13.0 ℃ 이상,

34.5 ‰ 이상이다. 황해냉수의 특성은 8.0 ℃, 33.0 ‰까지 낮은 값으로 고온고염의 난류수의 영향을 받지 않고 겨울철에 황해에서 형성된 해수이며, 혼합수 특성의 범위는 상한선이 12.5 ℃ 이하, 34.4 ‰ 이하로 대마난류수와 뚜렷이 구별되지만 황해냉수와 구별되는 하한의 경계는 뚜렷하게 보이지 않는다. 혼합수는 수평분포(그림 5-5)에서 나타나는 바와 같이 겨울철에 황해남부에 존재하는 해수의 특성에 해당하기 때문에 이 논문에서는 황해난류수로 구분하였다. 황해냉수와 황해난류수의 특성은 T-S Diagram 상에서 구분되는 무리를 형성하지 않고 연속으로 나타나기 때문에 특성값으로 구분할 기준은 뚜렷하지 않지만 6월의 T-S Diagram을 보면 10 ℃-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 ℃, 33.4-34.4 ‰에 해당한다.

6월에는 2월에 나타나는 해수 중 9.0 ℃ 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. 한편 고온저염의 표층수는 31.3 ‰로 떨어져 이미 양자강연안수의 영향이 나타남을 알 수 있다.

9월에는 6월에 보이지 않았던 8-9 ℃, 33 ‰ 이하의 저온저염수가 다시 나타난다. 이는 황해저층냉수가 여름철에 이 해역으로 확장된 결과이다. 이 외의 2월에 나타났던 특성들은 전반적으로 수온이 1-2 ℃ 정도 높아져 저층수를 형성하고 있으며, 표·중층수들과 함께 T-S Diagram 상에 크게 세무리를 형성하고 있다. 가장 오른쪽에 세로로 나타나는 고염의 무리는 약 28.5 ℃-34 ‰에서 15 ℃-34.6 ‰로 이어지는 수괴로서 이 수괴들은 일본에 가까운 해역에 분포하는 대마난류수이다. 중간의 무리는 대마난류수가 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 그림 5-3에서 볼 수 있듯이 어느 해역에 편중되지 않고 비교적 고르게 분포하며 자료의 수심이 1 m 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 항상 분리되어 존재하는지는 알 수 없지만 관측결과

는 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. 그림 5-4에는 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 50 m 이하 층만을 사용하여 분석하였으나 그럴 경우 대마난류 혼합수는 분리되어 나타나지 않는다.

제 3 절 해수분포의 계절변화

가. 2월의 해수분포

그림 5-5는 2월에 표층과 50 m 층에서 수온·염분·밀도의 수평분포들이며, 그림 5-6은 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 혼합으로 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. 다시말해 여름철의 전선은 국지적인 특정한 영향에 의해 나타나는 전선인데 반해 겨울철의 전선은 수괴간의 압박에 의해 나타나는 전선이다. 그리고 이 압박은 황해냉수의 남하에 의한 것이다.

이러한 압박으로 인해 전선역에는 겨울철에 수온역전이 발생한다. 수온역전은 단면 C의 분포에서 잘 나타난다. 단면 C에서는 저층의 골에 고온의 해수가 있으며 상층에는 저온의 해수가 분포한다. 그러나 이 수직분포는 밀도로는 역전이 아니다. 그림 5-7은 관측점14의 수직 수온·염분·밀도(σ_t) 분포인데 수온은 역전되어 있으나 밀도는 수온역전이 염분에 의해 상쇄되어 수직적으로 거의 중립(neutral)인 상태를 보여준다.

나. 6월의 해수분포

그림 5-8은 6월에 표층과 50 m 층에서 수온·염분·밀도의 수평분포이고, 그림 5-9는 2월 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. 제주도 연안에서는 등온선이 저층을 향해 굽어져 있는데 이것은 고온의 해수가 연안을 따라 북으로 흘러가는 것을 보여준다(제주도 연안의 표층수온이 외해의 표층수온 보다 높아 수직혼합에 의한 것은 아님). 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 이루어 지고 있는데 반해 이동의 해역에는 전 수심에서 균일한 분포를 하고 있다. D단면을 보면 이러한 균일한 분포은 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 50 m 층이 아주 다른 형태를 보여 준다. 표층 수온분포에서는 대흑산도 부근의 해수가 황해 중앙부의 찬 해수와 연결되는데 비해 50 m 층의 수온분포에서는 대흑산도 부근의 해수가 황해 중앙부와 연결된 것이 아니라 오히려 외해와 연결된 것으로 나타난다. 염분분포는 수온분포와도 다르며 표층은 양자강연안수의 영향으로 저염의 해수가 남서해역에서 제주해협으로 향하고 있으며, 50 m 층에서는 오히려 북서방향인 황해쪽으로 갈수록 염분이 낮아지고 있다. 밀도는 염분보다는 수온에 의해 많이 결정되는 듯이 보이지만 수온과 염분분포의 차이 때문에 또 다른 분포를 보인다.

다. 9월의 해수분포

그림 5-10은 9월 표층과 50 m 층에서 수온·염분·밀도의 수평분포이고, 그림 5-11은 9월 관측단면 A-D를 따른 수온·염분·밀도의 수직분포이다. 9월의 분포들도 6월과 마찬가지로 층별로 특성 분포들이 다르다. 표층수온분포에서는 한반도 남서연안의 저온수와 제주도 서방해역의 고온수가 분리되는데 비해, 50 m 층의 분포에서는 두 해역이 연결된다. 표층염분분포에서는 양자강과 가까운 해역의 염분이 가장 낮으며 먼 해역으로 갈수록 높아지는 분포인데 비해, 50 m 층의 분포에서는 황해해역이 가장 낮으며 황해에서 멀어질수록 염분이 높아지는 분포를 보인다. 이와같은 분포는 6월의 분포와 기본적으로 같은 구조로 여름철의 구조가 유지됨을 보여준다.

6월과 9월 비슷한 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 50 m 층의 수온은 높아져 제주도 서방해역의 고온수와 연결된다. 반면에 염분은 표층이 높아지고 50 m 층은 낮아져 오히려 황해해수와 연결된다. 그러므로 수온분포에서 황해난류수가 서해안으로 연결되는 형태가 과연 수직혼합에만 의한 것인지 아니면 황해난류수의 유입에 의한 것인지는 여름철 해수순환에서 매우 중요하다.

제 4 절 하계 한반도 남서연안의 저온현상해역과 해수분포

해수분포에서 살펴본 바와같이 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 서해연안을 따라 유입하는 것이다. 이러한 추론이 가능한 이유는 여름철에 관측되는 황해의 염분분포의 수지를 위해서는 고염계의 해수공급이 필요하기 때문이다. 즉, 고염수의 공급의 전혀 없다면 황해표층의 염분은 수직혼합을 고려하더라도 더욱 낮은 값을 나타내야 하는 것이다. 황해에는 여름철에 모든 방면에서 고염계 해수의 유입이 막히기 때문에 여름철에 황해로 유입되는 막대한 하천수나 강수량으로 인해 염분의 유지가 불가능하다. 황해의 여름철 염분을 유지하기 위해서는 어디로든가 고염계 해수의 유입이 필요하며 그 통로는 한반도 서해안 밖에는 없다.

여름철의 수온관측결과는 이 문제의 해답을 제시해 주고 있다. 6월의 수직수분포(그림 5-9)를 보면 관측점 18의 해수기둥은 대부분 13 ℃ 이하임에 비해 관측점 21의 해수기둥은 모두 14 ℃ 정도의 수온을 가지고 있기 때문에 관측점 18의 해수기둥이 수직혼합될 경우 관측점 21의 수온을 가질 수는 없다. 관측점 18은 황해저층냉수분포의 경계해역이며 관측점 21은 대흑산도와 서해안의 중간지점으로 황해난류수가 북상한다면 통과해야할 해역이다 (그림 5-8). 수직염분분포를 보면 이러한 추론이 더욱 명확해 진다. 관측점 21의 해수기둥의 염분은 33.3 ‰ 이상인데 비해 황해저층냉수역의 해수기둥은 대부분 33.0 ‰ 이하이기 때문에 황해저층냉수역의 해수로는 만들 수 없는 염분이다. 이것은 관측점 21이 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.

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 9월

은 6월과는 다른 방법으로 분석해 보았다. 각 해역의 해수들이 수직으로 모두 혼합되는 경우의 평균 특성값을 계산한다면 한반도 남서해역으로 연결되는 해수분포를 찾을 수 있을 것이다. 그림 5-12는 표층부터 70 m 층까지 모두 혼합되었을 경우 수직평균 수온과 염분의 수평분포를 보여준다. 이 때 수심이 얕아 관측이 70 m보다 얕은 수심까지만 관측이 되었을 경우에는 표층부터 관측된 최대수심까지를 사용하였다.

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 6월(관측점 20과 21)과 같이 전 층이 거의 완전히 혼합되었을 때는 해수의 흐름을 보여준다. 그러나 9월에는 수직으로 완전히 혼합된 것은 아니므로 이 분포가 해류의 흐름과 일치하는 것은 아니다. 실제 흐름은 완전혼합된 경우(그림 5-12)와 혼합이 전혀 없는 경우 (그림 5-10의 수평분포)의 두 가상적인 극한 분포의 중간 어느 길을 따랐다고 볼 수 있다. 50 m 층의 분포에서는 두 분포 모두에서 제주도 서방해역과 한반도 서해연안해역이 연결되어 있으므로 해수는 여름철에 서해안을 따라 황해로 유입한다고 볼 수 있다.

그러나 평균 염분분포에서는 수온과는 달리 서해안의 해수가 황해수와 연결되어 있고 제주도 서방해역의 고염의 해수는 제주해협으로 연결된다. 염분분포가 수온과 다른 이유는 서해연안의 하천수 영향으로 보아야 할 것이다. 표면으로부터의 열유입은 모든 해역에 거의 비슷하지만 하천수유입의 영향은 해역에 따라 다르게 나타나기 때문이다. 이 해역에서는 여름철의 해수분포를 분석하는 데는 염분분포가 적당하지 않으며, 이것이 국립수산진흥원 자료의 수괴분석 결과(Rho, 1985)와 다른 분석결과가 틀리게 나타나는 이유로 보인다. 이미 언급한 바와같이 진흥원 자료에서는 여름철에 난류계 해수가 서해안을 따라 북으로 확장되는데 비해, 다른 분석에서는 전선에 의해 난류계 해수가 북으로의 확장하지 못하는 것으로 나타났다. 국립수산진흥원 자료의 수괴분석에는 하천수의 영향을 덜 받는 50 m 층 이하의 수괴만을 사용하고 수온과 염분이 모두 포함되어 있는데 비해, 대부분의 다른 분석에는 염분분포만을 사용했기 때문이다.

제 5 절 황해의 해수순환과 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 서해연

안을 따라 북쪽으로 연결되는 것을 보았다. 이러한 해수분포의 계절변화는 해수의 완만한 계절순환을 보여주는데 그 결과는 그림 5-1에서 제시된 황해의 계절순환을 뒷받침해 주며, 황해로 난류수계가 유입되는 구조를 보여주고 있다. 단 1994년 2월의 관측해역은 난류계 해수의 유입을 보기에는 좁기 때문에 1986년 1월 30일에서 2월 6일 사이에 제주대학교에서 관측한 자료를 참고하였다. 그림 5-13은 10 m 층의 수온과 염분분포로서 1994년 2월의 관측결과가 왜 그런 모양을 띄게 되는지를 설명해 준다. 겨울철에 대마난류수는 황해방면으로 많이 확장되어 분포하고 등온선과 등염분선을 따라 제주도를 시계방향으로 돌아 제주해협으로 유출되는 양상을 보인다. 황해난류수는 대마난류수의 남쪽경계를 따라 제주도 남서해역에서 황해로 유입되며 북쪽경계를 따라 제주해협으로 유출됨을 알 수 있다.

이러한 황해의 계절해수순환의 구조는 황해로 유입되는 황해난류의 존재를 확인시켜 주고 있다. 그러나 황해난류는 과거와는 다르게 정의될 필요가 있다. 우선, 황해난류는 매우 완만한 흐름의 2차순환이며, 그 흐름은 1차순환이 확장되거나 후퇴하는 형식으로 나타난다. 예를 들어, 겨울철에 황해난류수가 황해로 유입될 때 황해로 곧바로 흘러드는 것이 아니라 그림 5-13에 나타난 등온선이나 등염분선이 보여 주듯이 1차흐름이 황해쪽으로 확장되는 형태로 유입된다. 다음에, 황해난류수는 황해로 유입되는 고염의 난류계 해수라는 점이다. 어떤 특성의 해수가 유입되어야 황해난류수라 부를 수 있는가가 아니라 황해로 유입되는 해수로부터 황해난류수의 특성을 정의해야 한다는 것이다.

황해난류수의 특성은 아직 정확히 정의하기에는 이르다. 비록 이 연구에서 황해난류수의 존재 가능성이 밝혀졌다고는 하지만 이것은 황해난류수에 대한 연구를 시작하는 계기를 마련한 것에 불과하다. 황해난류수가 항상 존재하는지 간헐적으로 나타나는지도 아직은 모르며, 그 흐름이 과연 해류관측으로 나타날 수 있는 형태의 흐름인지도 분명치 않다. 아마도 황해난류는 특성분포의 변화에 의해서만 찾을 수 있는 해류인지도 모른다. 그러나 현재는 수괴특성들의 계절변화도 분명하게 파악하지 못하고 있는 형편이다.

제 6 절 결론 및 토의

계절순환의 구조에서 가장 중요한 해역인 제주도 북서해역에서 겨울철과 여름철에 관측을 하였으며 해수분포의 계절변화를 통해 계절적인 해수순환을 살펴보았다. 자료는 1994년 2월, 6월, 9월에 관측한 CTD 관측자료를 사용하였으며 1986년 1-2월에 관측된 자료를 참고하였다. 우선 수괴분석에서 나타난 특기할 점은 여름철에 대마난류혼합수가 뚜렷하게 분리되어 나타난 것이다. 대마난류혼합

수는 저층의 특성이 대마난류수의 저층특성과 연결되어 있어 대마난류수가 다른 해역을 지나며 표층수와의 혼합에 의해 생성된 수괴임을 보여준다. 이 수괴가 다른 수괴와 항상 분리되어 존재하는지는 알 수 없지만 이것은 쿠로시오계 해수의 일부가 대마난류와 분리되어 다른 경로를 통해 북상할 가능성을 보여준다.

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 해수분포에는 대마난류수가 보이지 않으며 대신에 대마난류혼합수가 나타난다. 표층에는 31 ‰ 정도로 낮은 저염수가 남서해역에 나타나 양자강연안수의 영향이 이미 6월에 시작되었음을 보여주며 이 저염수는 제주해협으로 뻗쳐 있다. 반면에 한반도 남서연안에는 비교적 차고 높은 염분의 해수가 분포한다. 저층에는 황해저층냉수가 소흑산도 이남해역을 통해 남하하며 황해난류수를 동쪽으로 압박하는 형태를 보인다. 황해난류수는 50 m 층의 수온분포로 보면 서해연안으로 연결되는 형태를 보이지만 염분분포로 보면 서해안과 차단되어 있다.

한반도 남서해안은 강한 조석으로 인한 수직혼합 발생하는 해역으로 해수기둥의 평균수온으로 보면 한반도 남서연안의 해수는 황해난류수와 연결되어야 한다. 6월의 평균염분에서는 이러한 경향이 나타나는데 반해, 9월의 평균염분에서는 한반도 남서연안의 해수가 제주도 서방해역의 고염수와 차단된 것으로 나타난다. 그 이유는 9월에 한반도 남서해역이 하천수의 영향을 많이 받아 저염화되었기 때문이다. 하천수의 영향을 받지 않는 수온이나 덜 받는 6월의 염분분포를 보면 황해난류수가 여름철에 한반도 남서해역으로 유입되고 있음을 알 수 있다.

이러한 결과는 그림 5-1에 제시된 해수순환의 계절변화를 뒷받침해 주는 것이다. 1차순환은 대마난류의 순환으로 년중 지속되는데 비해, 2차순환은 계절풍에 의해 발생하는 계절순환으로 1차순환의 변형의 형태로 나타난다. 황해해수순환에서 중요한 역할을 하며 황해에 열과 염을 공급하는 황해난류수는 이번 관측결과에서 존재 가능성을 보였다. 그러나 관측해역의 범위가 황해난류수의 황해유입을 보다 확실히 보여줄 수 있을 만큼 넓지 못하기 때문에 앞으로 확대된 해역의 조사가 필요하다. 특히 겨울철에 소흑산도 남쪽해역을 통해, 여름철에 서해안을 따라 황해난류수가 황해로 유입되는 것을 밝히기 위해서는 관측해역이 보다 서방해역과 북방해역으로 확대되어야 할 것이다.

참고문헌

김복기, 강용균, 1993. 서해남부 전선역의 1990년 해황. 황해연구, 5: 21-32.

강철중, 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 Chnia Sea during June 1980: Sedimentation on the Continental Shelf with Special Reference to the East China Sea. Acta, editor, Oceanologica. Sinica. China Ocean Oress, 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.

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, 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.

Lie, H.J., 1984. A Note on Water Masses and General Circulation in the Yellow Sea (Hwanghae). J. Oceanog. Soc., Korea, 19: 187-194.

---------, 1985. Wintertime Temperature and Salinity Sharacteristics 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 Cina 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.

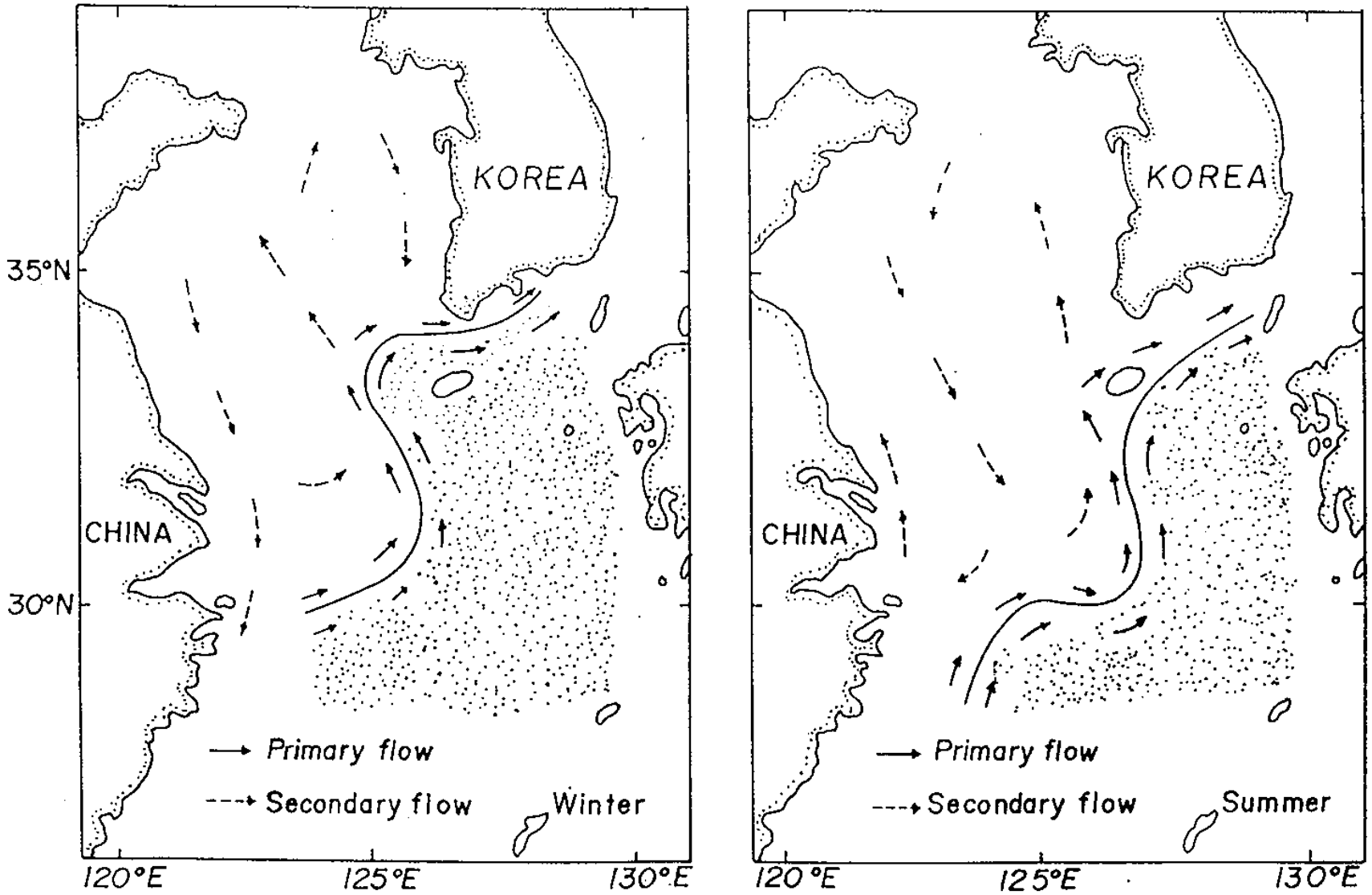


Fig. 5-1. Schematic seasonal circulation diagram of the Yellow Sea and the East China Sea in winter and summer.

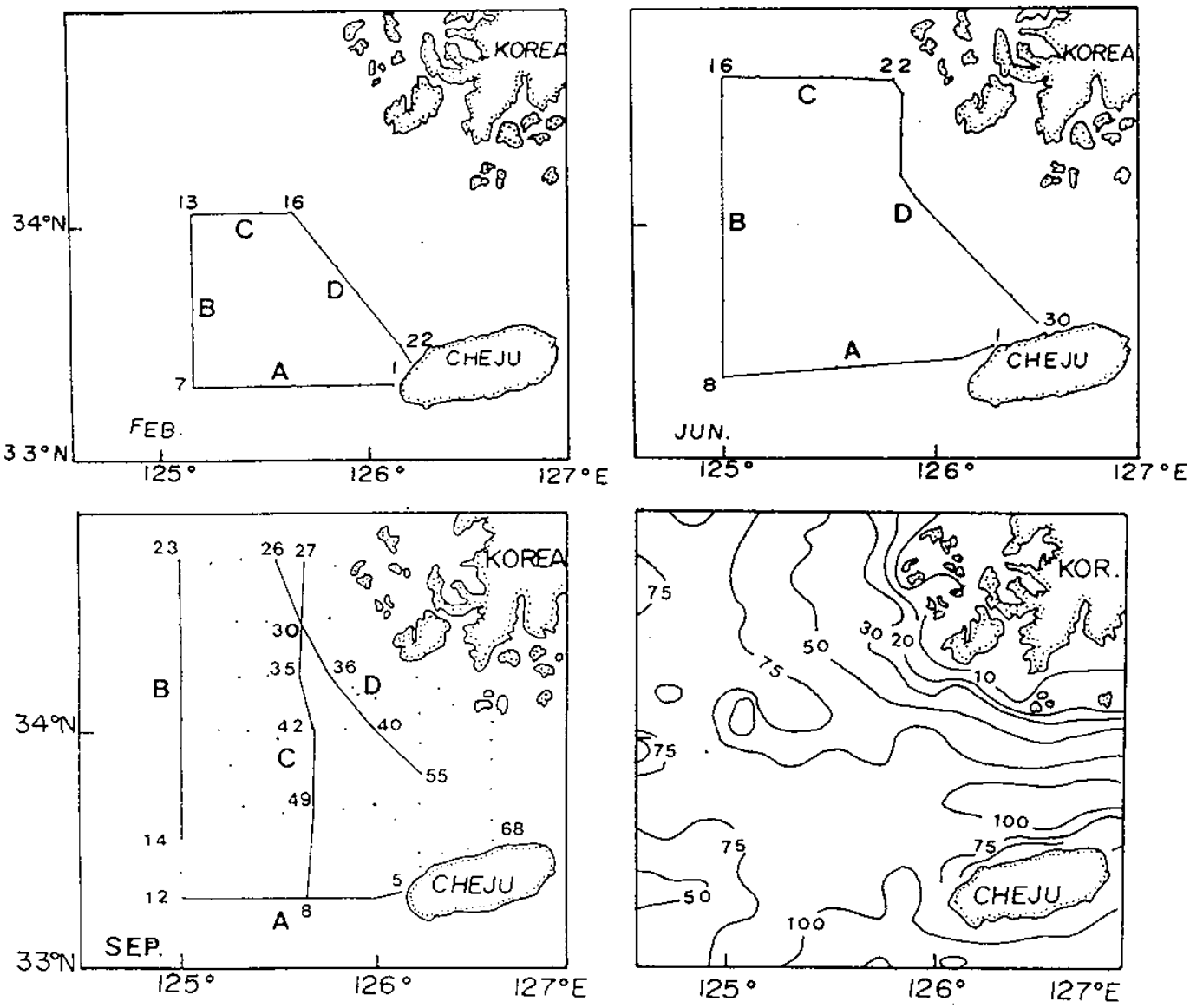


Fig. 5-2. Observation stations in the northwestern sea of Chejudo in Feb. 17-18, Jun. 20-22, and Sep. 6-15, 1994, and bathymetry in meter.

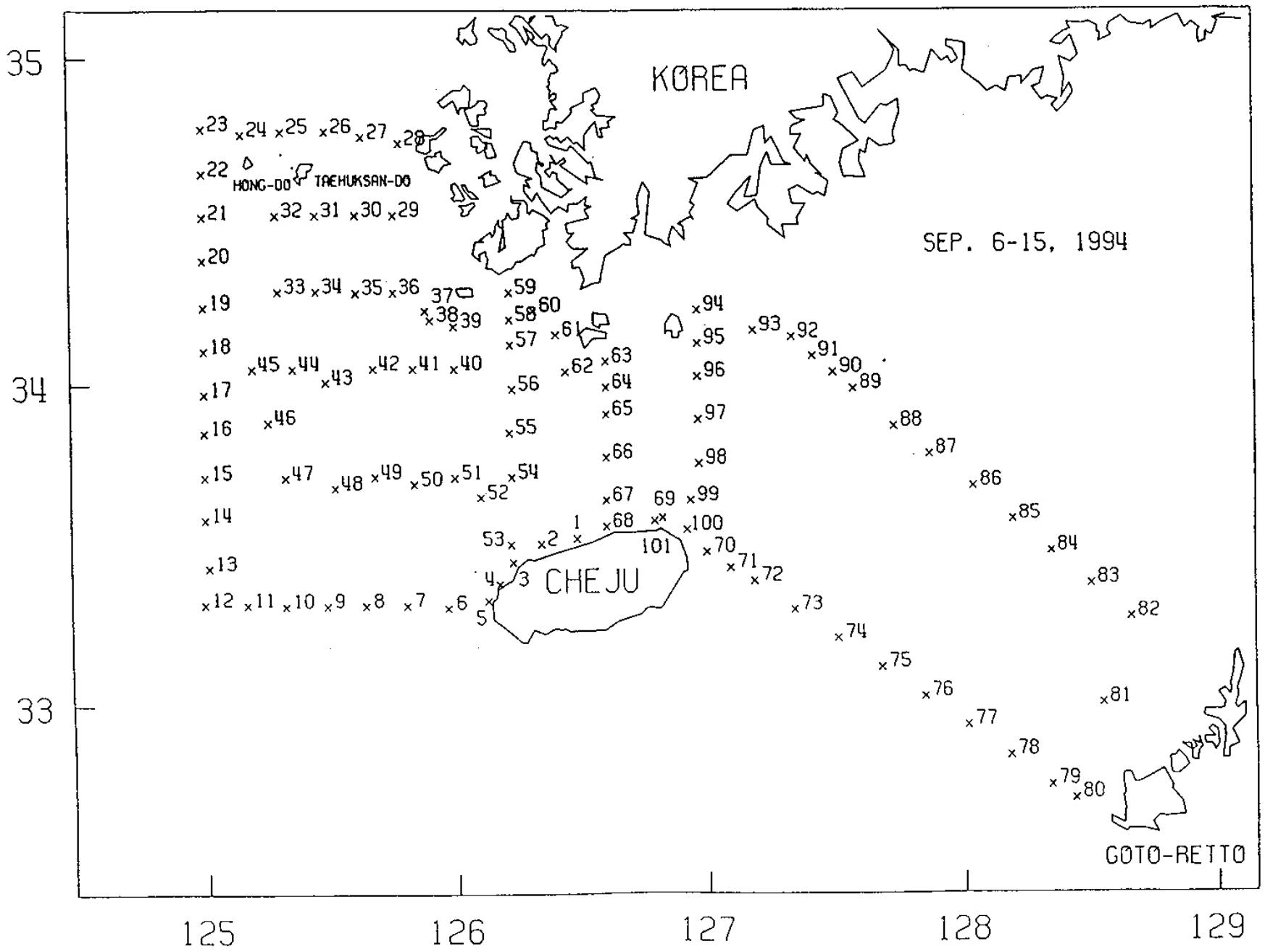


Fig. 5-3. Observation stations in Sep. 6-15, 1994. Stations 1-68 are marked in Fig. 5-2.

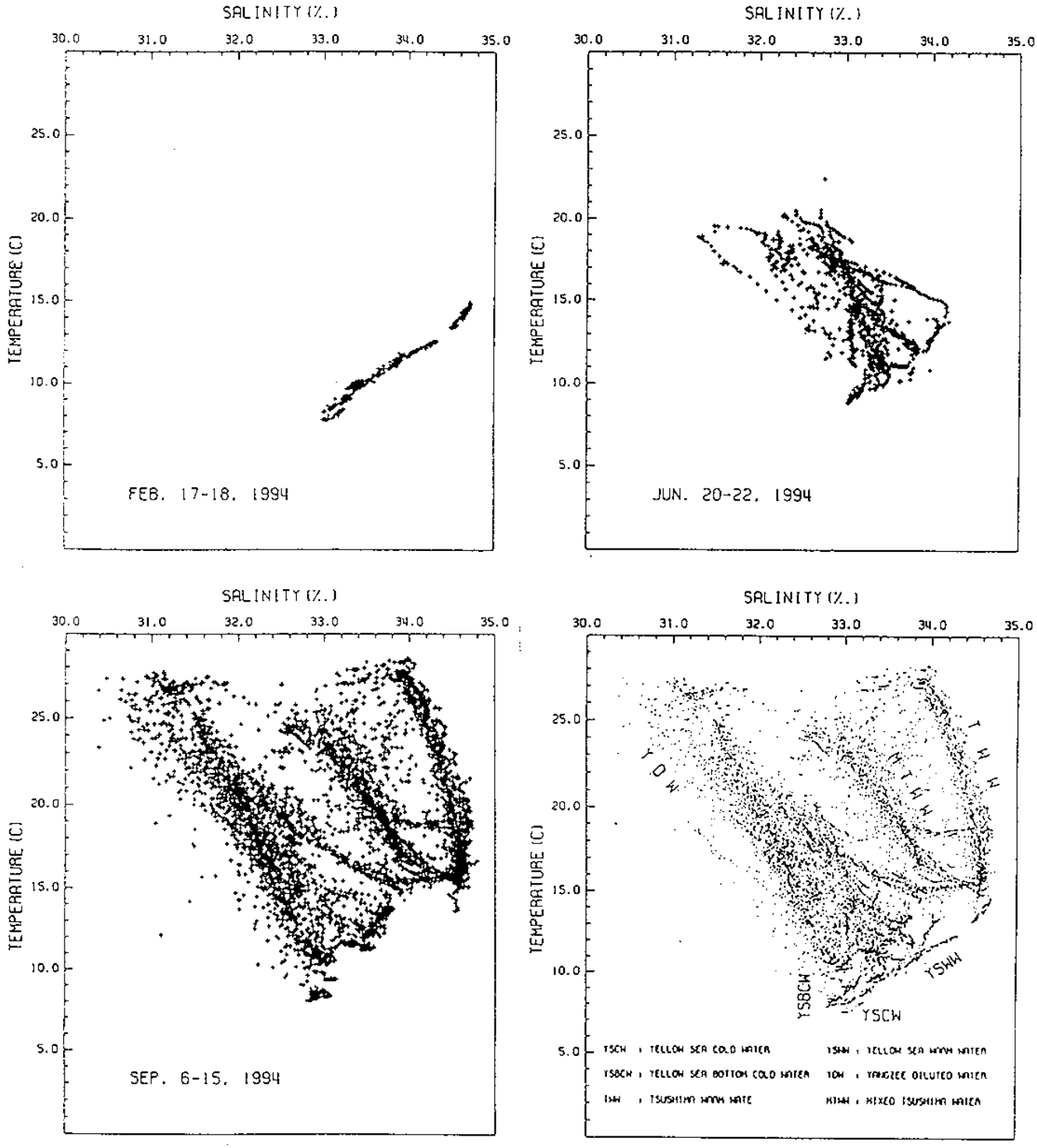


Fig. 5-4. T-S Diagrams of Feb. 17-18, Jun. 20-22, Sep. 6-15, 1994, and all data.

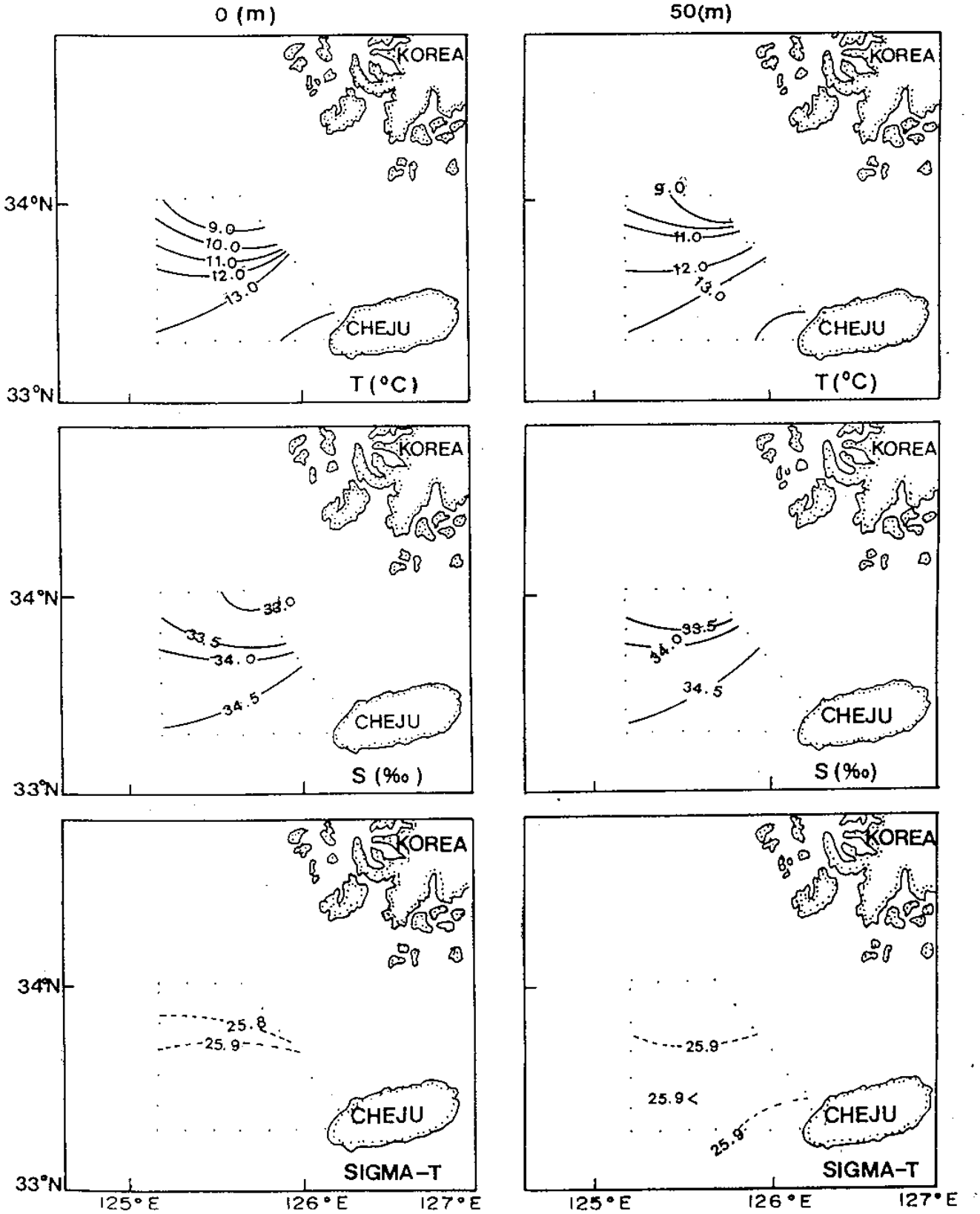


Fig. 5-5. Horizontal distributions of temperature, salinity, and sigma-t on the depth of 0m and 50m in Feb. 17-18, 1994.

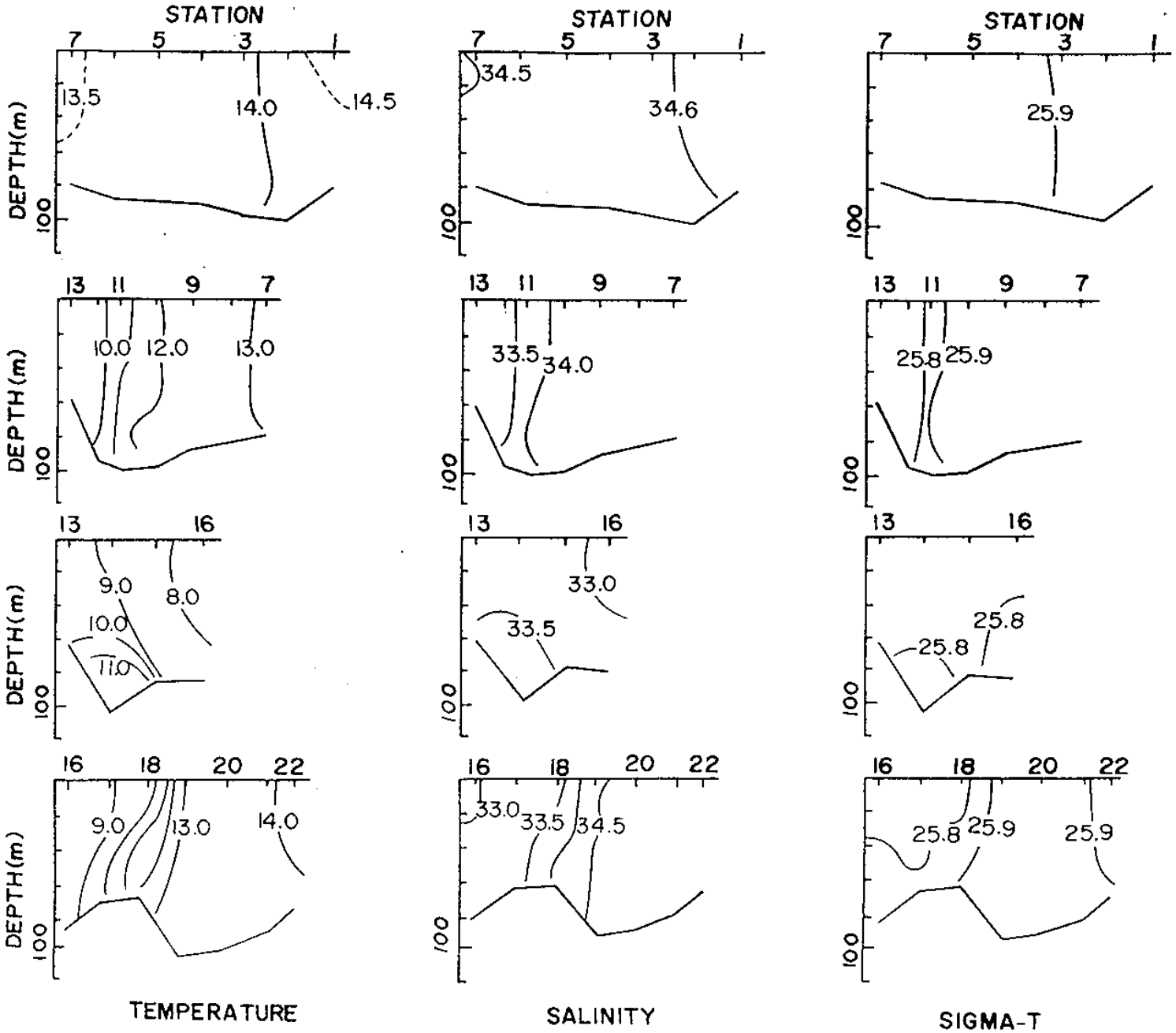


Fig. 5-6. Vertical distributions of temperature, salinity, and sigma-t along A, B, C, and D lines shown in Fig. 5-2 in Feb. 17-18, 1994.

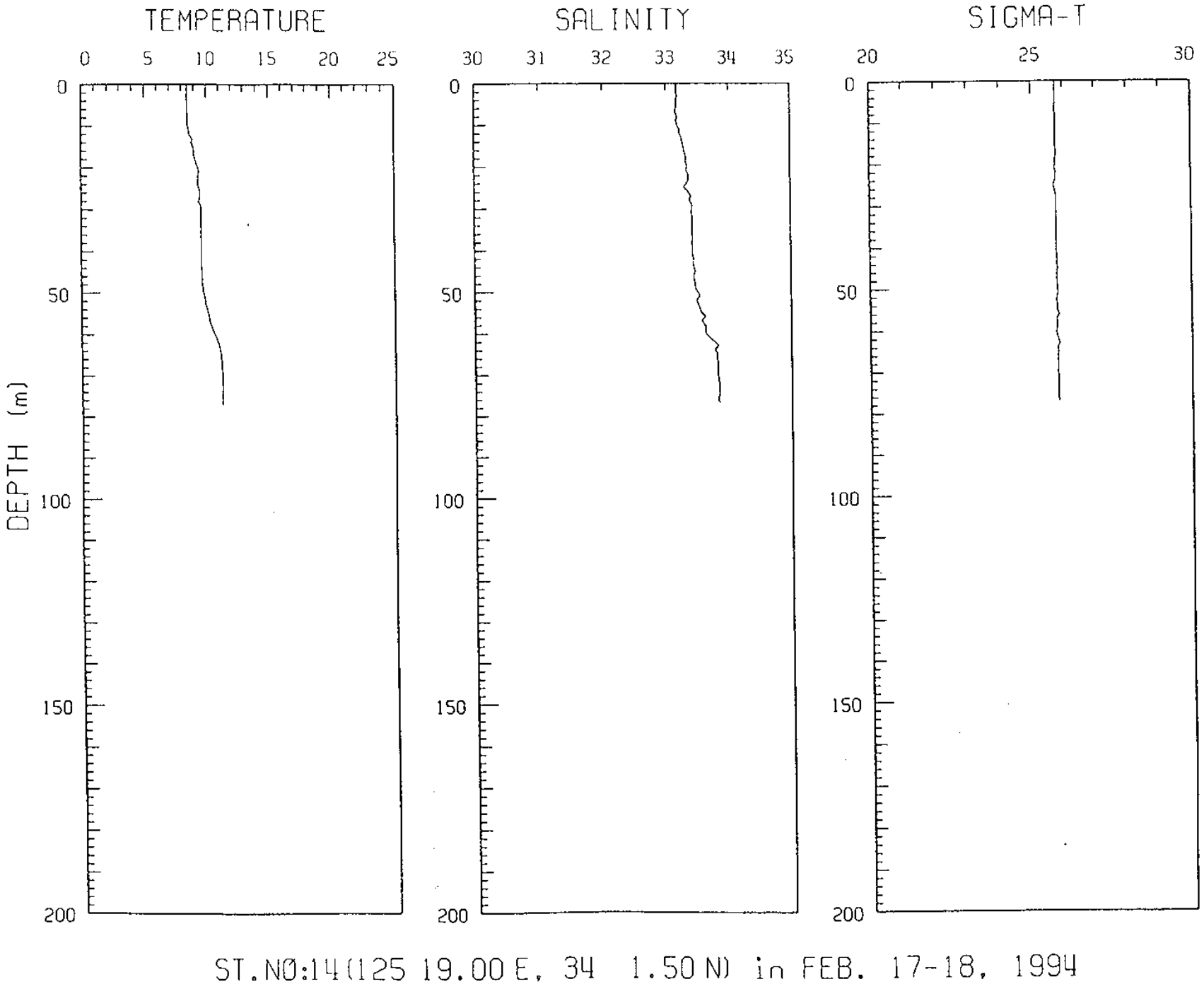


Fig. 5-7. Vertical profiles of temperature, salinity, and sigma-t on station 14 in Feb. 17-18, 1994.

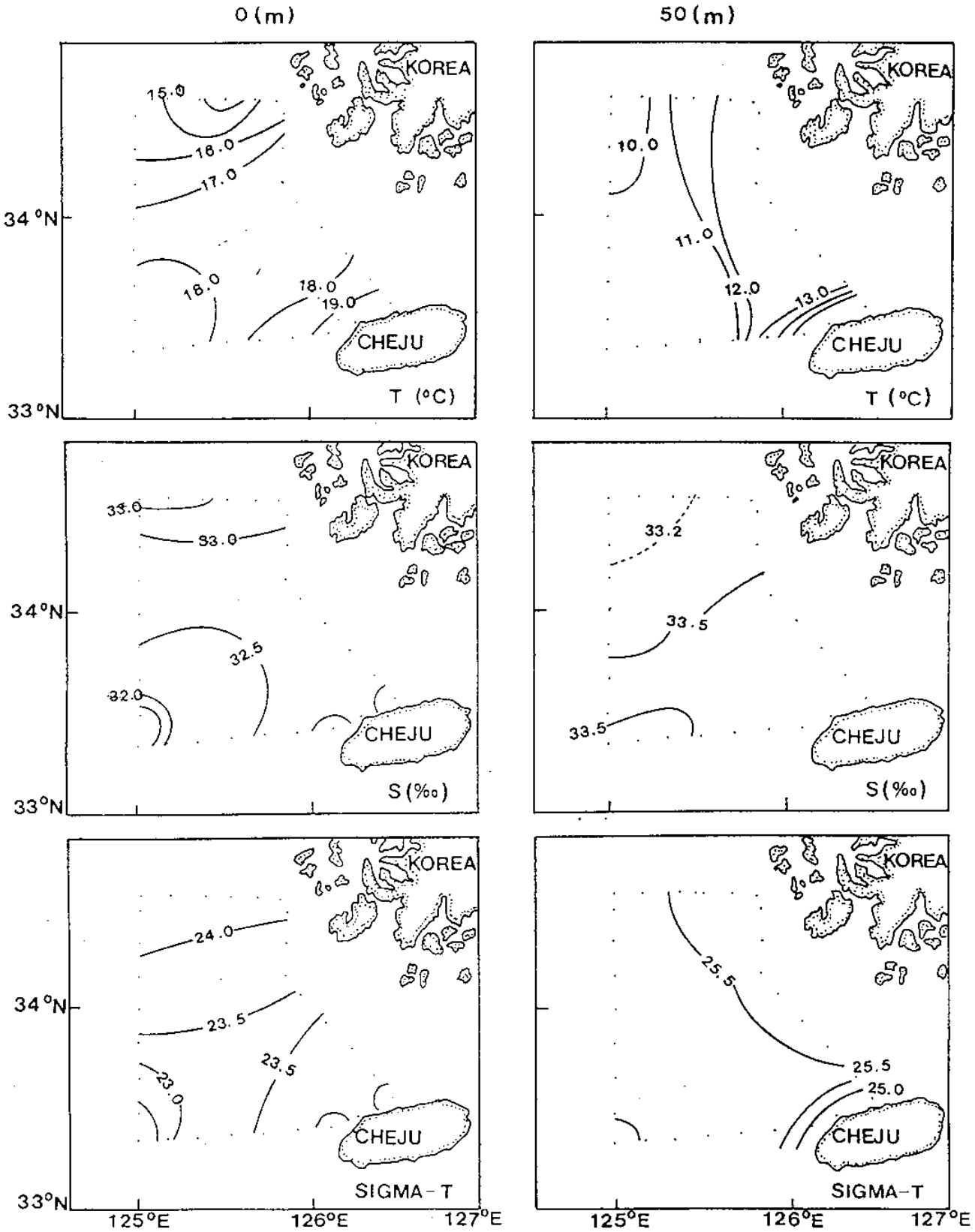


Fig. 5-8. Horizontal distributions of temperature, salinity, and sigma-t on the depth of 0 m and 50 m in Jun. 20-22, 1994.

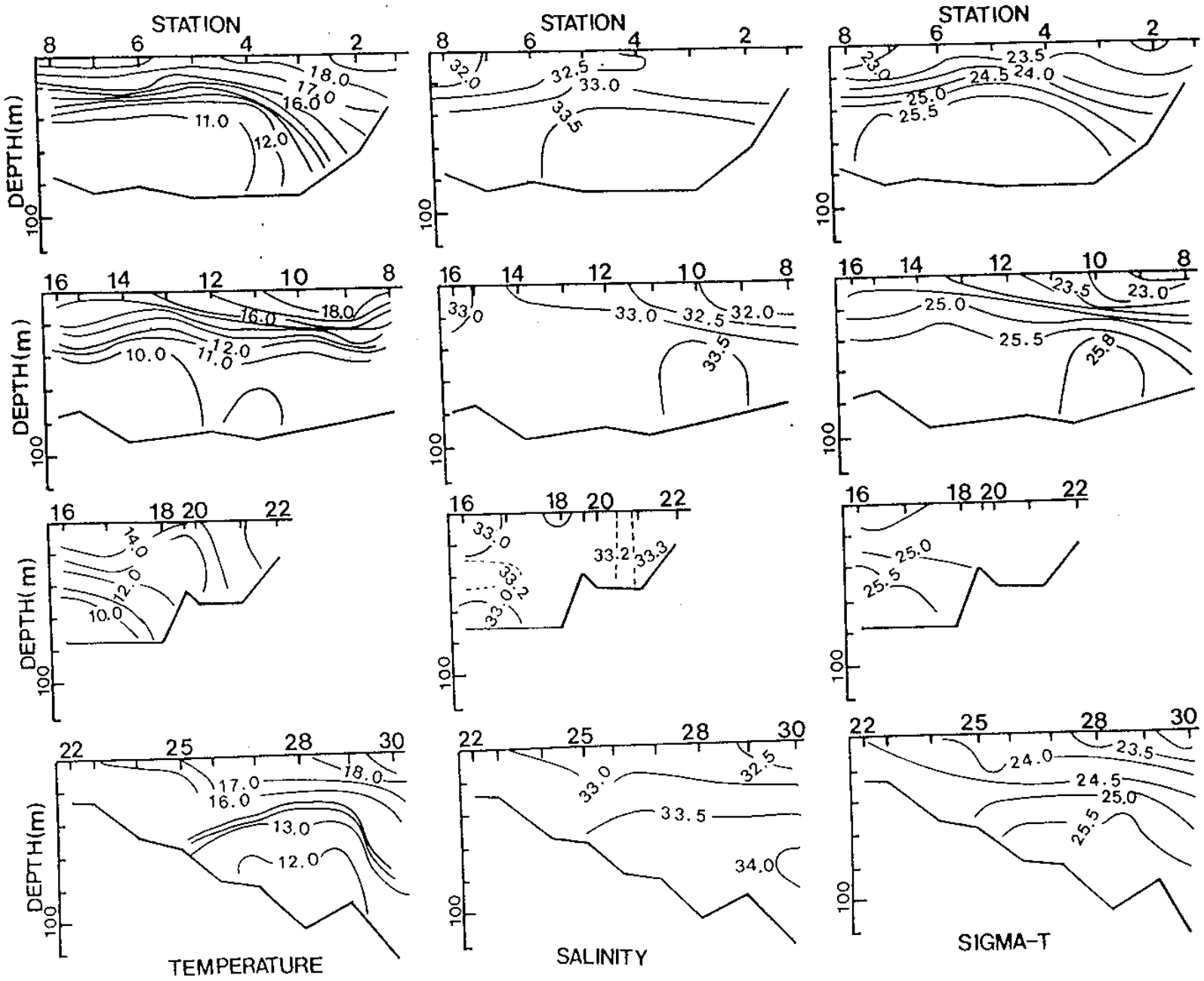


Fig. 5-9. Vertical distributions of temperature, salinity, and sigma-t along A, B, C, and D lines shown in Fig. 5-2 in Jun. 20-22, 1994.

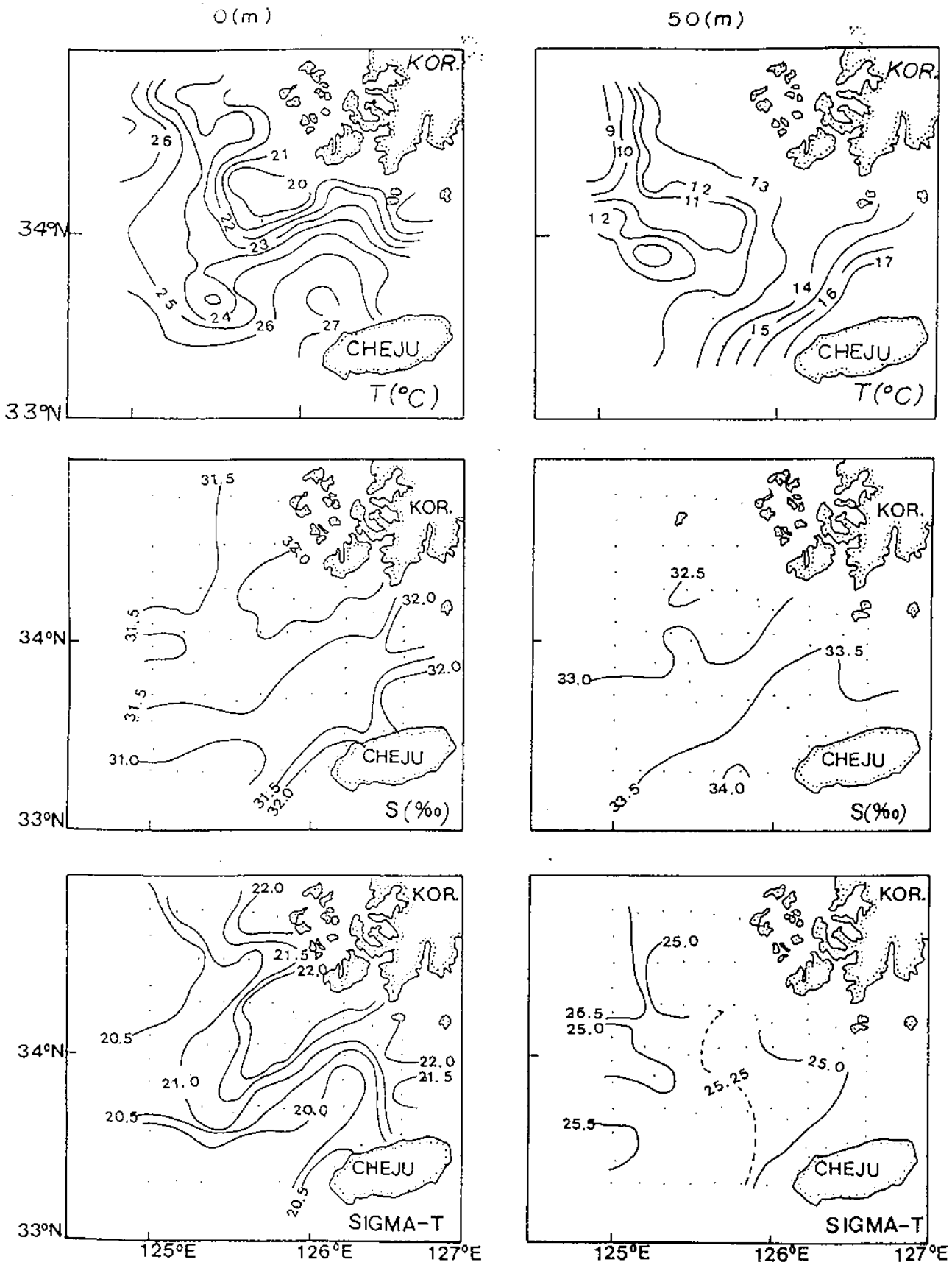


Fig. 5-10. Horizontal distributions of temperature, salinity, and sigma-t on the depth of 0m and 50m in Sep. 6-15, 1994.

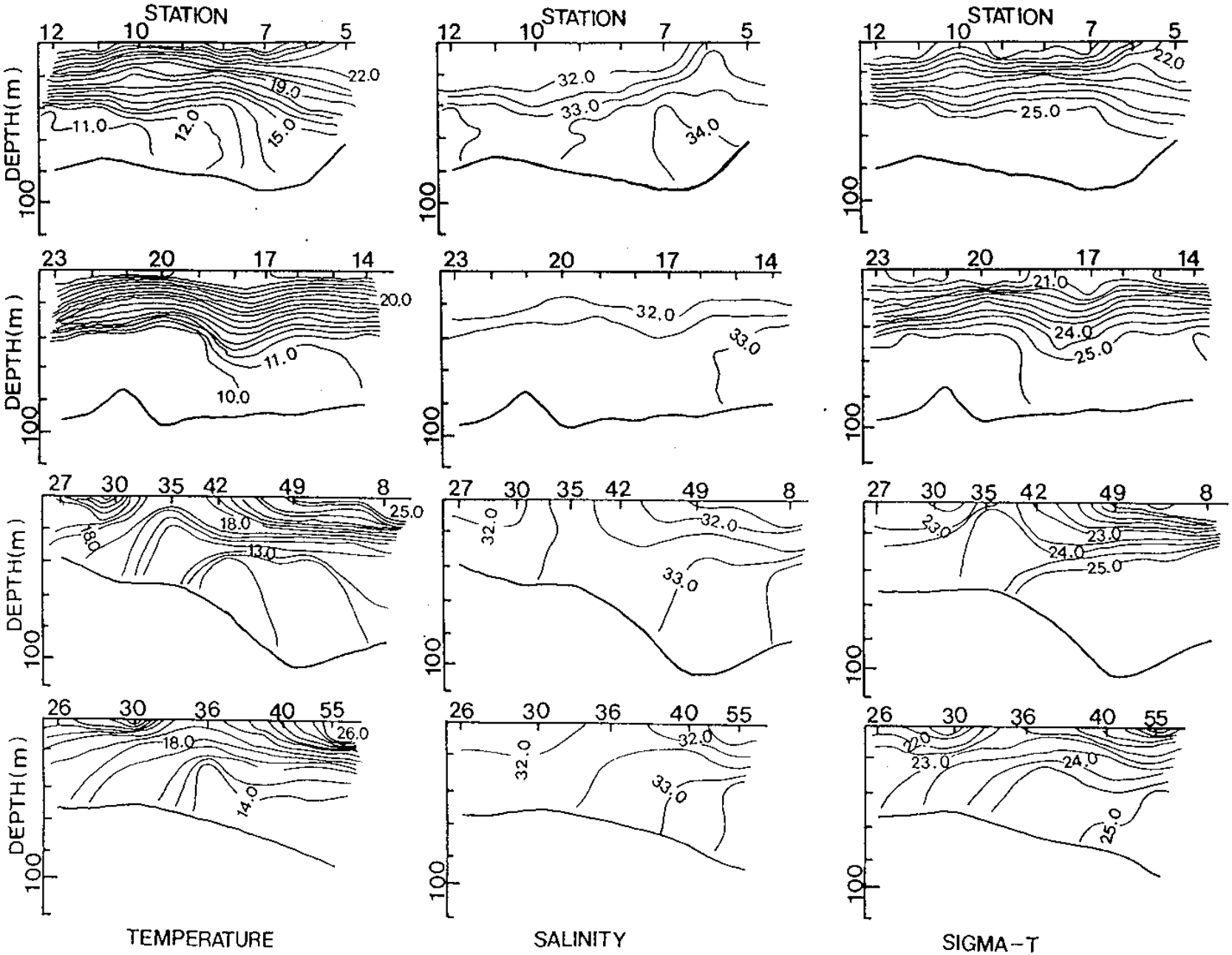


Fig. 5-11. Vertical distributions of temperature, salinity, and sigma-t along A, B, C, and D lines shown in Fig. 5-2 in Sep. 6-15, 1994.

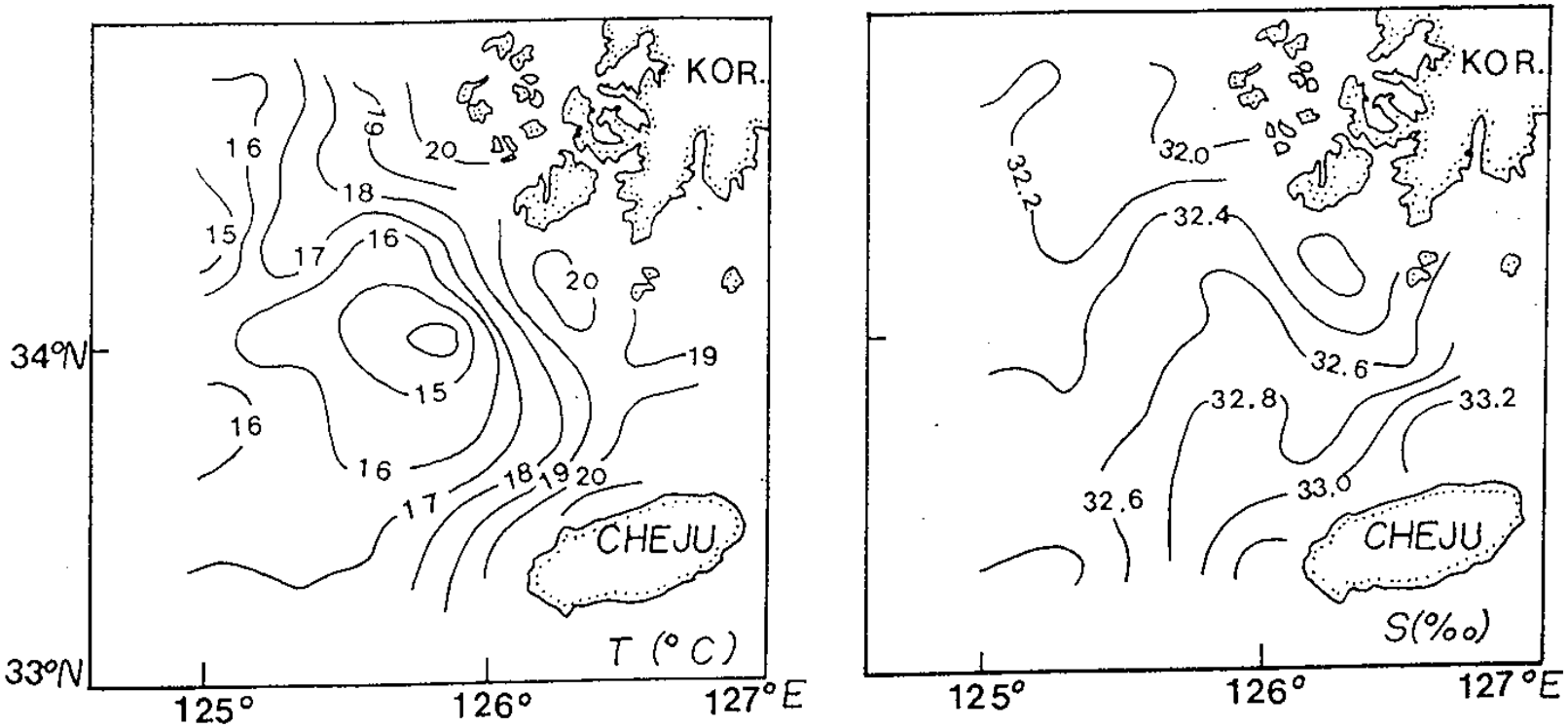


Fig. 5-12. Horizontal distributions of vertically mean temperature and salinity from surface to the depth of 70m (or bottom) in Sep. 6-15, 1994.

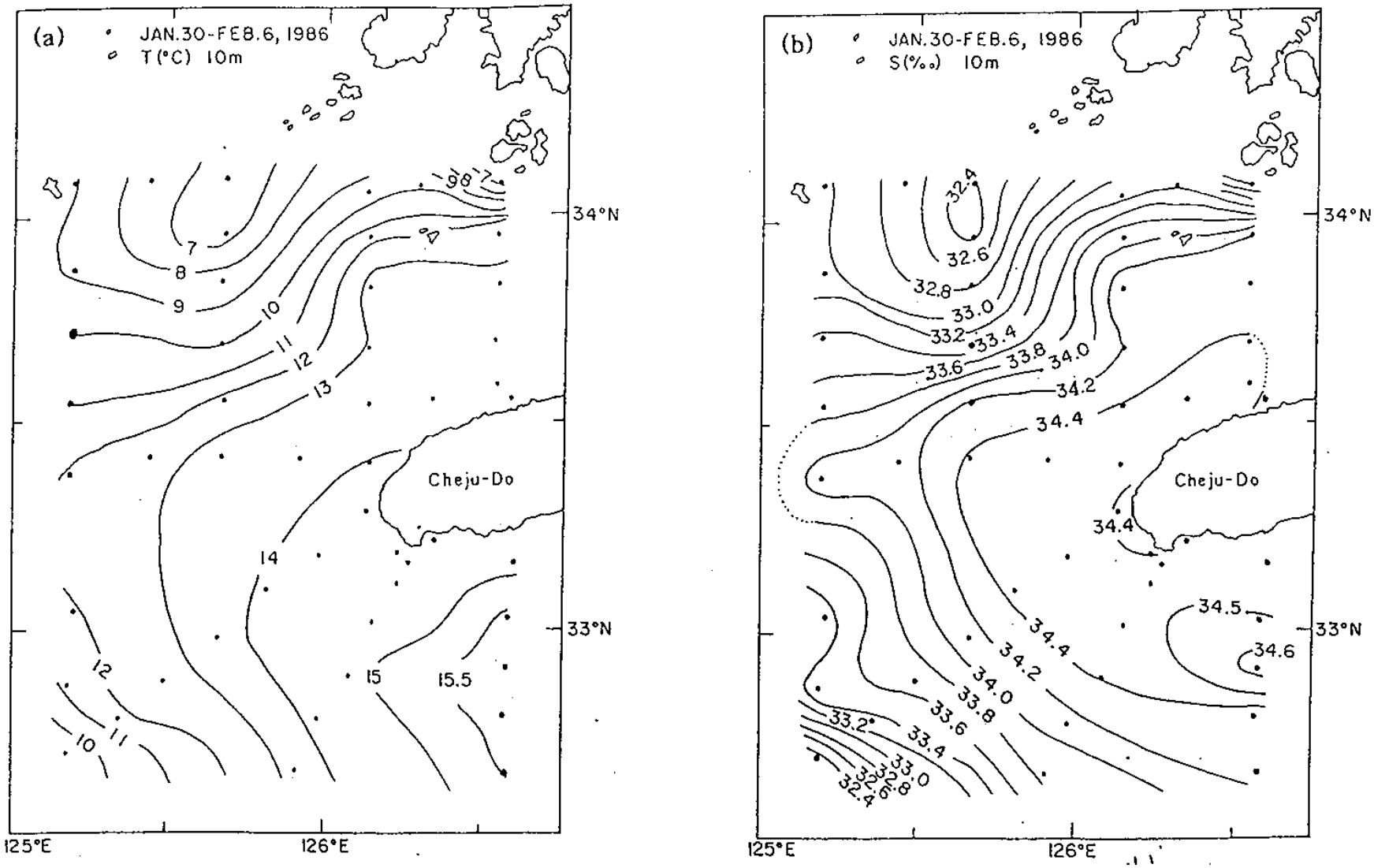


Fig. 5-13. Horizontal distributions of temperature and salinity on the depth of 10m in Jan. 30 to Feb. 6, 1986.

제 6 장 동계 쿠로시오 표층수의 대륙붕으로의 유입

제 1 절 서 론

쿠로시오수는 대만 북동해역과 큐슈 남서해역을 통해 동중국해의 대륙붕상으로 유입된다. 대만 북동해역에서는 고온 고염의 쿠로시오 표층수가 직접 대륙붕상으로 관입하여 겨울철에는 주변 대륙붕수와 'T' 모양의 전선을 형성하게 된다 (Chern and Wang, 1992). 겨울철에 관측된 관입은 바람장 보다는 냉각에 기인된다고 Chuang과 Liang (1994)이 제시하였다. 한편 큐슈 남서해역에서는 고온 고염의 쿠로시오수의 일부를 동중국해의 북부해역으로 수송하는 대마난류가 존재한다 (Nitani, 1972). 과거에 대마난류수의 기원에 대해 여러가지 제안들이 제시되었으나 Lie와 Cho (1994)는 대마난류는 쿠로시오가 토까라 해협쪽으로 방향전환을 하기 지역인 큐슈 남서부 깊은 골의 서쪽 대륙붕단에서 유속이 약한 쿠로시오의 연안쪽 가장자리가 쿠로시오로부터 분리된다는 학설을 제시하였다.

여러학자들이 대마난류수의 물리특성을 논의한 바 있다. Huh (1982)는 적외선 위성영상을 이용하여 쿠로시오수의 일부가 동중국해의 대륙붕단과 큐슈 연안사이에 위치한 혼합수역 안으로 종종 관입되고 동해로 유입하는 대마난류의 원천이 변형된 쿠로시오와 관입된 쿠로시오수라고 제안하였다. Sawara와 Hanzawa (1979)는 대마난류수를 연안수와 쿠로시오 표층수의 혼합수로 분류하였다. 비교적 조밀한 정점에서 조사한 해수특성 자료에 근거하여 Song 등 (1990)은 쿠로시오 서쪽에 위치한 200 m 등수심선을 따라 북상하는 해수가 대마난류수의 기원중 하나라고 하였고, Guo 등 (1990)은 쿠로시오 전선와류 (frontal eddy)가 쿠로시오의 방향전환이 일어나는 북위 30° 부근에서 난수성 필라멘트로 발전하며 대마난류수의 기원이 된다고 보고하였다. 결국 Song 등과 Guo 등은 대마난류수의 기원이 쿠로시오가 방향전환하기 전 상류지역에서 대륙붕단을 따라 북상하는 쿠로시오의 혼합수로 보고 있다. 따라서 그들의 견해는 Lie와 Cho의 주장과 차이가 있다.

Lie와 Cho는 쿠로시오로부터 대마난류의 분기는 포텐샬와도 보전과 해저지형과 깊은 관련이 있다고 지적하였으나 분기과정을 관측자료에 근거하여 직접 증명하지는 못하였다. 대마난류의 분기역의 위치와 분기과정을 규명하기 위하여 1993년도 12월 그림 6-1과 같은 해역에서 동계 해양조사를 실시하였다. 조사내용 및 방법, 그리고 일차분석 결과는 이 등 (1994)이 자세히 기술하였다. 대마난류 분기역으로 추정되는 오끼나와 해구의 끝단부근인 쿠로시오가 방향전환하는 지역을

집중조사해역으로 정하여 조밀하게 구성된 관측점에서 CTD 조사를 실시하였고 위성추적부이 실험을 하였다. 본 연구에서는 이 동계자료를 분석하고 역계산 (inverse) 방법을 사용하여 쿠로시오 표층수의 분리와 분리된 해수가 대륙붕으로의 관입하는 현상을 처음으로 확인하였다.

제 2 절 실험과 자료

쿠로시오 주축이 토까라 해협으로 방향전환하는 해역인 집중조사지역에서 CTD 조사를 4개 관측선 (H, I, J, K 선)에서 실시하였고 세대의 위성추적부이를 투하하였다. CTD 관측선은 대륙붕단과 대륙사면을 포함하도록 배치되었다. 따라서 관측자료를 분석함으로 대륙붕수와 대양수의 물리특성의 수직분포와 공간변화, 그리고 쿠로시오 표층수의 분리를 확인할 수 있다. 한편, 대륙붕으로 관입된 쿠로시오 표층수가 계속 북상하는지 그리고 물리적 특성이 어떻게 변하는지를 확인하기 위하여 집중조사해역과 대한해협 중간인 북위 31° 30′에 CTD 관측선 B를 추가하였다. 관측선을 통과하는 수계특성을 충분히 분해할 수 있을 정도로 정점간 거리를 짧게 하였다.

다섯 대의 추적부이는 CTD 조사 때 투하되었다. 그림 6-1에서 십자가 표시는 부이의 투하지점을 나타낸다. 부이는 자루모양의 끌개로 된 WOCE/TOGA 표준형이으로 정점 J3에 투하된 한대의 부이 (끌개수심: 45 m)를 제외하고 끌개 중심을 15 m로 선택하였다. 표준형 부이의 재원과 사양은 Sybrandy와 Niiler (1991)가 자세히 기술하였다. 세대의 부이를 12월 9일 집중 조사해역내에 위치한 수심 100 m인 정점 J1, 수심 126 m인 정점 J3, 수심 200 m인 정점 J3과 J4 중간지점에 투하하였다. 나머지 두대의 부이를 제주도 주변에 투하하였지만 본 연구의 범위를 벗어나서 논의하지 않았다.

제 3 절 쿠로시오 표층수의 분리

집중조사지역에서 CTD조사는 1993년 12월 8-11일에 실시하였고 J선에서 CTD조사시 세대의 추적부이를 투하하였다. 그림 6-2부터 6-5는 각 관측선에서의 수온 염분 밀도, 그리고 지형류의 수직분포이다. 지형류의 기준수심은 최대관측수심으로 선택하였고 계산된 지형류는 sigma-t = 26.0을 기준으로 하였을 때와 비슷하였다.

대륙붕상에서의 수층 (水層)은 표면냉각과 강한 북풍의 영향으로 수직적으로 잘 혼합되어서 수온과 염분이 대륙붕단의 저층을 제외하고는 수직적으로 균일하

였다. 80-100 m 깊이인 표층혼합층에서 수온은 대륙붕에서 외해로 갈수록 점진적으로 증가하였다. 염분도 같은 방향으로 증가하였으나 수온과는 달리 저염의 대륙붕수와 고염의 대양수를 구분하는 강력한 염분전선이 형성되었다. 염분전선은 K선에서는 대륙붕단 부근에 위치하였으나 다른 세 관측선에서는 대륙붕쪽으로 이동하였다. 표면염분 34.5 psu를 기준으로 볼 때 H-J 선상에서 전선은 대륙붕단에서 천해쪽으로 20-30 km 되는 지점에 위치하였다. 저염 저온인 대륙붕수는 고온 고염의 대양수 보다 밀도가 컸다. 염분 34.8 psu 이상인 고염수는 염분최대, 고온인 쿠로시오수에 해당한다. 고염수는 H, I, J선에서는 깊은 골에 위치한 정점 I5-I6, J5-J7, K5-K6에서 나타나지만 H선상에서는 대륙붕단에 위치한 H3-H4에서만 나타난다. 한편 고염수의 두께가 J선상에서는 수 백 m이나 H와 I 선상에서는 50-80 m로 얇아졌다. 4개의 단면은 쿠로시오의 주축이 I, J, K선상에서는 수심이 깊은 바깥쪽 정점을 통과하고 쿠로시오 표층수가 주축에서 분리되어 북쪽으로 관입하는 것을 보인다. H선에서는 쿠로시오 주축이 통과하지 않았으나 관입된 쿠로시오수에 해당하는 염분핵이 보인다.

그림 6-6의 수온과 밀도의 수평분포는 쿠로시오가 토까라 해협으로 방향전환하는 것은 잘 나타난다. 22.5 ℃ 이상의 등온선과 24.0 이하의 등밀도선은 북쪽으로 볼록한 곡선형이다. 21.5-22.0 ℃의 등온선과 34.5-34.8 psu인 등염분선은 대륙붕단과 대륙사면의 등수심선을 교차하였다. 따라서 집중조사해역에서 등온선과 등밀도선은 집중 조사지역내에서는 북으로 갈수록 발산하는 모양을 갖고 있으며 쿠로시오의 연안쪽 가장자리가 쿠로시오 주축으로부터 분리되어 대륙붕으로 유입하는 것을 보인다. 따라서 분리된 쿠로시오수의 염분은 쿠로시오수의 최대염분보다 약간 낮다.

4개 관측선에서의 수직구조와 관측선을 통과하는 부이의 순간위치를 비교하여 쿠로시오수가 대륙붕으로 어떻게 유입하는지 살펴보았다. 가장 남쪽에 위치한 관측선 K에서는 고염수 (>34.6 psu)의 대륙붕쪽 경계가 대륙붕단에 위치한 정점 K3 부근에서 있으며 34.7 psu의 등염분선은 표층에서 쐐기형의 모양으로 대륙붕단으로 확장하는 형태를 보이는데 34.7 psu의 경계는 정점 K4-K5에 위치하였다. 15 마일 북쪽에 있는 관측선 J에서는 고염수의 경계가 대륙붕단에서 대륙붕쪽으로 약 30 km 정도 이동하였고 염분쐐기는 정점 J3-J5를 포함할 정도로 길어졌다. 한편, 세대의 부이를 대륙붕수가 있는 정점 J1, 쐐기의 앞부분이 위치한 정점 J2, 쐐기안에 있는 정점 J3과 J4 사이에 투하하였다. 관측선 I에서는 34.6-34.7 psu의 등염분선이 대륙붕쪽으로 더 진입하였고 쐐기의 밑면이 더욱 길어졌다. J 관측선 대륙붕수역에 투하한 부이는 북으로 이동하였으나 계속 대륙붕수역에 머물렀다. 관측선 H에서는 34.5-34.7 psu의 등염분선이 더욱 천해쪽으로 진입하여 34.6 psu의 등염분선이 대륙붕단에서 약 40 km 지점에 위치하였다. 그림 6-6에 의하면 쿠로시오의 주류가 대부분 이 관측선 이남에서 토까라 해협으로 방향전환한 것을 알 수 있다. 관측선 H에서도 부이의 위치는 I 선상에서와 같은 수계 특

성을 갖는 수역내에 있었다. 즉, 쐐기내에 투하한 두대의 부이는 쐐기수역을 벗어나지 않으면서 북으로 이동하였다. 45 m 부이는 관측선 H와 J선 사이에서 대륙붕단을 따라 북상하였고 15 m 부이는 관측선 H와 I에서 쐐기 앞면을 따라 북상하면서 등수심선을 가로지르면서 천해쪽으로 이동하였다.

관측선 H에서 북으로 75 km 떨어지고 대륙붕과 큐수 서방의 깊은 골을 가로지르는 관측선 B에서는 염분최대 (>34.7 psu)를 갖는 수층이 대륙붕단 부근 정점 B4와 B7 사이에 있고 대륙붕 전선이 정점 B3에 위치하였다 (그림 6-7). 염분최대를 갖는 수층은 두께가 100 m, 폭이 약 60 km로 관측선 H에 비해 더 두꺼워 졌으나 폭은 줄었다. 이 염분최대치 보다는 낮지만 또 하나의 염분최대를 갖는 수층이 골 중심에 위치한 정점 B9에서 보이며 최대염분을 갖는 두 수층사이에 비교적 저염을 갖는 수층이 존재하였다. Lie와 Cho (1994)는 이러한 수직구조가 여름인 1991년도 7월과 가을인 1992년 11월에도 형성되었음을 보고하였고 부이의 궤적과 수온 염분구조를 비교하여 대륙붕단을 따라 북상하는 고염수의 일부가 골 북부의 사면을 시계방향으로 돌아 남하하는 것으로 고염수의 존재를 설명하였다. 이 관측선을 통과한 부이의 위치를 보면 두대는 대륙붕상에 있는 최대염분 수층내에 있었으나 대륙붕수역에 투하한 다른 한 대는 정점 B4를 통과하였다. 12월 7일 CTD 조사시 정점 B4에는 고염수가 자리하고 있었으나 부이는 CTD 조사가 실시된 23일 후인 12월 31일 통과하였기 때문에 부이가 대륙붕수역을 벗어난 것라고 확정할 수는 없고 대륙붕 전선이 대륙붕단쪽으로 약간 이동한 것으로 추정된다.

제 4 절 대마난류 분기역에서 해류구조

앞절에서 집중조사지역에서의 CTD자료에 근거하여 쿠로시오의 주축이 방향전환하고 쿠로시오수의 연안쪽 가장자리가 분리되어 대륙붕으로 유입되는 것을 살펴보였다. 따라서 매우 제한적인 자료이긴 하나 집중 조사해역내에서의 부이 이동궤적을 통해 분기와 유입에 관련된 해류구조를 검토하였다.

끌개의 중심수심이 15 m인 부이 9729와 9731은 12월 10일 정점 J1과 J4에 각각 투하되었다. 두 투하점은 약 40 km 정도 떨어졌다. 부이 9729는 투하 후 4일간은 약 9 cm/s의 속도로 북동진 하고, 다음 5일간은 약 6 cm/s의 비교적 약한 속도로 북상하였으며, 관측선 H와 B 사이에서는 13 cm/s의 빠른 속도로 북상하였다. 한편 부이 9731은 처음 2일간은 3.5 cm/s의 아주 느린 속도로 이동하고 다음 9일간은 9 cm/s의 속도로 등수심선을 가로지르면서 대륙붕쪽으로 이동한 후, 관측선 I와 B 사이에서는 15 cm/s의 빠른 속도로 북상하였다. 수심이 낮은 곳에 투하한 부이가 그린 북동방향의 궤적과 깊은 수심에 투하한 부이의 북서방향

의 궤적은 그림 6-6에서 보는 바와 같이 수심 50 m 층에서 34.6-34.8 psu의 등염분선의 방향과 잘 일치하고 있다. 북서방향의 궤적은 고염수가 수심이 깊은 대륙사면 외곽에서 대륙붕으로 유입하는 것을 잘 반영한다. 한편 대륙붕단에 위치한 정점 J3에 떨어뜨린 45 m 부이 3157은 처음 14일간은 정점 J3와 I3 사이에 불규칙적으로 움직였으며 이 기간중 평균 약 1 cm/s의 느린 속도로 북진하였다. 한편 3157은 계속 대륙붕단을 따라 북상한 반면에 보다 오른쪽에 투하한 부이 9731은 더 빠른 속도로 북상하면서 대륙붕쪽으로 이동하였다. 따라서 집중 조사해역내에 위치한 쿠로시오 연안쪽 가장자리에서 흐름의 공간변화가 대단히 크다. 또한 대마난류수가 분기되는 지역에서 부이 궤적은 등온선과 등밀도선을 따르지 않고 단지 등염분선을 따라 이동하였는데 이는 흐름이 지형적 평형을 만족하지 않는다는 사실을 반영한다. 앞으로 대륙붕으로의 유입하는 염분 필라멘트와 관련된 해류구조를 면밀히 검토해야 할 것이다.

한편, 부이 9729는 집중 조사해역에서 멀리 떨어진 관측선 B4를 12월 31일 통과하였고, 부이 3157은 정점 B4와 B5사이를 1994년 1월 6일, 부이 9731이 정점 B5를 1994년 1월 1일 각각 통과하였으며 통과속도는 각각 13, 18, 26 cm/s이었다. 부이 9729의 이동속도가 1994년 1월 1일 18 cm/s로 5 cm/s 증가하였으나 쿠로시오로부터 분리되어 북상하는 염분최대인 대양수의 흐름이 주변 해수의 흐름보다 빠름을 알 수 있다.

제 5 절 역계산에 의한 유속장 구조

수온, 염분 또는 화학적 추적자로부터 유속장을 구하려는 근본적인 배경은 해수중의 보존적인 추적자들은 이류 및 확산 등의 물리적 현상의 지배를 받기 때문에 추적자들의 분포로부터 물리적 현상의 정보를 계산할 수 있다는 것이다. 1950년대 초반 이후 (Riley, 1950) 주로 해양화학자들에 의하여 계속된 이러한 노력은 1970년대 후반 수학적 기법의 도입과 함께 해양물리학자들에 의하여 여러 형태 역산의 시도로 (Wunsch, 1978; Stommel and Schott, 1977 등) 역모델이라는 분야가 개척되었다. COPEX 연구사업에서 유속장은 표층부이와 ADCP으로 관측하고 있지만 측정 깊이의 한계 때문에 직접관측에 의한 절대유속의 측정은 불가능하다. 또한 대륙붕에서는 강한 조류성분 때문에 ADCP로 대마난류 등의 해류를 추정하는 것이 매우 어려운 상황이다. 따라서 해류에 의한 수송량을 계산할 수 없는 난점이 있다. 1993년 12월 관측시 투하했던 ARGOS 부이의 궤적은 관측해역에서의 대마난류 분지 가능성을 시사해 주었지만 해류구조를 제시할 측정자료가 없기 때문에 해석의 한계가 있다. 본절에서는 수온 및 염분 자료의 이용성 향상, ARGOS 부이의 관측 결과와 비교 및 해류에 의한 수송량 산출을 위하여

시도한 역산에 대하여 설명하였다.

가. 역계산 개요

그림 6-8에 나타난 관측점들을 선택하여 control volume을 설정하면 control volumn 내에서 유동량이 보존됨을 이용한 Wunsch (1978)의 방법과 Fiadeiro and Veronis (1982)가 제시한 방법을 이용하였다.
해수의 흐름이 지형류 및 hydrostatic 균형이라 가정하면 운동방정식은

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -g\rho \ , \quad v = \frac{1}{f\rho}\frac{\partial p}{\partial x} \tag{7-1}$$

로 주어진다. 식 (7-1)에서 p를 제거하면 수평유속의 수직방향 변형식(thermal wind equation)이

$$\frac{\partial \rho v}{\partial z} = -\frac{g}{f}\frac{\partial \rho}{\partial x} \tag{7-2}$$

와 같이 얻어진다. 기준 수심 Z_r에 대한 임의의 수심 Z에서의 상대유속은 식 (7-2)를 적분하여

$$v_r = -\frac{g}{\rho f}\int_{z_r}^{z}\frac{\partial \rho}{\partial x}dz \tag{7-3}$$

로 표현이 된다. 기준면의 (순압성분)유속을 v_0라 하고 층 사이의 흐름이 없다고 가정하면 두 관측점 사이에서 임의의 층을 통과한 수송량량은

$$\int_{x_i}^{x_{i+1}}\int_{z_{j+1}}^{z_j}[\ v_{rj}+v_0(x)]\ dzdx = 0, \quad i=1,\cdots,\mathrm{n}, \quad \mathrm{j}=1,\cdots,\mathrm{m}-1 \tag{7-4}$$

로 표시되고 층을 통과한 총질량유동량은

$$\int_0^{x_L}\int_{z_{j+1}}^{z_j}[\ v_{rj}+v_0(x)]\ dzdx = 0 \tag{7-5}$$

이 된다. 여기에서 z_j, z_{j+1}은 층의 위아래 수심, x_i는 i 번째 관측점, x_L은 전 관측점을 연결한 거리를 나타내고 n, m은 각각 관측점과 층의 수이다. 식 (7-5)

를 다르게

$$\int_{o}^{x_L}\int_{z_{j+1}}^{z_j} v_0(x)\,dzdx = -\int_{o}^{x_L}\int_{z_{j+1}}^{z_j} v_{rj}dzdx \equiv -M_{rj} \qquad (7-6)$$

로 쓸 수가 있다. 여기서 우변은 밀도자료에서 계산되는 경압성분의 질량유도량이고 좌변은 미지수인 순압성분의 질량유동량을 나타낸다. 식 (7-6)을 분리형태로 표시하면

$$\sum_{i=1}^{n} v_{0i}h_{ij}\Delta_i x = \sum_{i=1}^{n} A_{ij}v_{0j} = -M_{rj} \qquad (7-7)$$

이 된다. 여기서 h_{ij} 및 A_{ij}는 각각 층의 두께와 i번째 관측점상의 j번째 층 단면적을 나타낸다. 식 (7-7)은 $\mathbf{x} = [\,v_{01}, v_{02}, \ldots, v_{0n}\,]^T$ 및 $\mathbf{b} = -[\,M_{r1}, M_{r2}, \ldots, M_{rm}]^T$의 벡터정의를 이용하여 행렬식으로 표시하면 최종 역모델식인

$$\mathbf{Ax} = \mathbf{b} \qquad (7-8)$$

이 된다. 식 (7-8)에서 **x**에 관하여 역산으로 해를 구하게 된다.

해의 산출은 식 (7-8)의 **A**를

$$\mathbf{A} = \mathbf{U}\boldsymbol{\Lambda}\mathbf{V}^T \qquad (7-9)$$

의 세개의 행렬곱으로 표시하는 Singular Value Decomposition법을 이용하였다. 여기서 $\boldsymbol{\Lambda}$는 **A**의 고유치로 구성된 diagonal 행렬이며 **U**와 **V**는 고유벡터다. 해는

$$\mathbf{x} = \mathbf{V}\boldsymbol{\Lambda}^{-1}\mathbf{U}^T\mathbf{b} \qquad (7-10)$$

로 표시된다.

여기서 수행한 것과 같은 역모델은 일반적으로 미지수의 수가 식의 수보다 많은 underdetermined 체계이며 구체적인 계산 과정은 여러 참고문헌 (Wunsch, 1978; Veronis, 1987 등)에서 찾을 수 있다.

나. 계산 결과 및 토의

수괴 분포의 특성과 기존 연구(Nakano 등, 1994)를 참고하여 밀도면을 따른 5개의 층을 선택하였고 밀도면을 가로지르는 해수의 유동량(cross isopycnal

transports)은 무시할 만큼 작다고 가정을 하였다. 5층의 경계면의 밀도 값은 σ_t = 24.4, 25.9, 26.5, 27.0으로 표층수(대륙붕수, 쿠로시오표층수), 쿠로시오중핵수(최고염분수), 쿠로시오저층수, 오키나와골중층수(최소염분수), 심해수 사이의 경계에 해당하는 값들이다. 그림 6-8은 역모델에 사용된 층별 관측점을 보여주고 있다. 첫 번째 층(해수면과 σ_t = 24.4 면 사이)에서는 15개 관측점이 이용되었다. 밀도의 수평구배가 거의 없는 첫 번째 층의 관측점 H1, I1, J1 및 K2를 연결하는 단면을 통과하는 해류는 없다고 가정하였고 나머지 층에서는 가정 없이 적용하였다.

1000m 수심 또는 해저면을 기준으로부터의 지형류에 대한 순압성분의 보정은 다섯번째 층 (σ_t=27.0면과 해저면 사이)을 포함하는 외해쪽 경계에서만 고려할 만한 음의 값으로 나타났다. 그림 6-9는 계산 결과를 이용하여 산출한 층별 수평유동량을 나타내었다. 계산 해역으로 들어오고 나가는 유동량은 상부 세 층에 집중되어 나타나고 있다. 유입량은 관측점 K3과 K6 사이에서 큰 값을 보여주고 유출량은 상부 두 층에서 주류는 H6과 I7 사이에 위치하나 북상하는 흐름이 H2와 H3 사이에서도 나타나고 있다. 이는 가장 의미를 주는 결과로 고염수가 쿠로시오로부터 직접 분리됨을 시사해 주고 있다. 쿠로시오 유입량은 약 19.3×10^6 m^3/sec로 나타나 관측선 K에서 쿠로시오의 일부분이 조사하역을 통과하였음을 보여준다. 대륙붕 쪽으로의 유입은 약 4.0×10^6 m^3/sec로 나타났다. 이러한 유동량이 대한해협의 대마난류로 바로 연결되는 지는 확인할 수 없지만 ARGOS 부이의 궤적과 50 m층의 염분 분포 양상과 상관관계가 높기 때문에 그 가능성은 높다고 할 수 있다. 염분 자료의 정확성 한계 때문에 역산 결과의 신뢰도가 다소 떨어지지만 대륙사면에서 얻어진 자료를 역계산에 이용이 가능함을 보여주었다는 점에 더 큰 의미가 있다. 이는 역모델의 개선(확산 및 마찰 항의 추가)과 자료의 질을 향상시키고 ADCP 자료와 같은 부분적인 유속 자료를 이용하면 절대 유속장의 산출이 가능함을 뜻하기 때문이다.

참고문헌

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

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.

Fiadeiro, M.E. and G. Veronis, 1982, On the determination of absolute velocities in the ocean, J. Mar. Res., suppl. 40, 159-182.

Guo, B., S. Xiu, H. Ishi, and Y. Nakamura, 1990. Kuroshio warm filament and the source of the warm water of the Tsushima Current. 112-127. Proceedings of Japan China Joint Symposium of the Cooperative Study on the Kuroshio, Nov. 14-16, 1989, Tokyo.

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

Lie, H.-J. and C.-H. Cho, 1994. On the origin of the Tsushima Warm Current, J. Geophys. Res., 99, 25,081-25091.

Nakano, T., I. Kaneko and Y. Takatsuki, 1994, The Kuroshio structure and transport estimated by the inverse method, J. Phys. Oceanogr., 24, 609-618.

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.

Riley, G.A., 1950, Oxygen, phosphate, and nitrate in the Atlantic Ocean, Bull. of the Bingham Oceanographic Collection 13, 1-126.

Sawara, T. and Y. Hanzawa, 1979. Distribution of water type in the East China Sea, Umi to Sora, 54, 13-26.

Song, W., K. Lin, and B. Guo, 1990. A study on the source of the Tsushima Warm Current Water. 99-111. Proceedings of Japan China Joint Symposium of the Cooperative Study on the Kuroshio, Nov. 14-16, 1989, Tokyo.

Stommel, H. and F. Schott, 1977, The beta spiral and determination of the absolute velocity field from hydrographic station data. Deep-Sea Res., 24, 325-329.

Sybrandy, A. L. and P. P. Niiler, 1991. The WOCE/TOGA SVP Lagrangian drifter construction manual, WOCE Rep., No. 63, 58 pp., Scripps Institution of Oceanogr., Univ. California.

Veronis, G., 1987, Inverse methods for ocean circulation, In: H.D.I. Abarbanel and W.R. Young (eds) General Circulation of Ocean, Springer-Verlag, NewYork, 102-133.

Wunsch, C., 1978, The North Atlantic general circulation west of 50°W determined by inverse methods. Rev. Geophys. Space Phys. 16, 583-620.

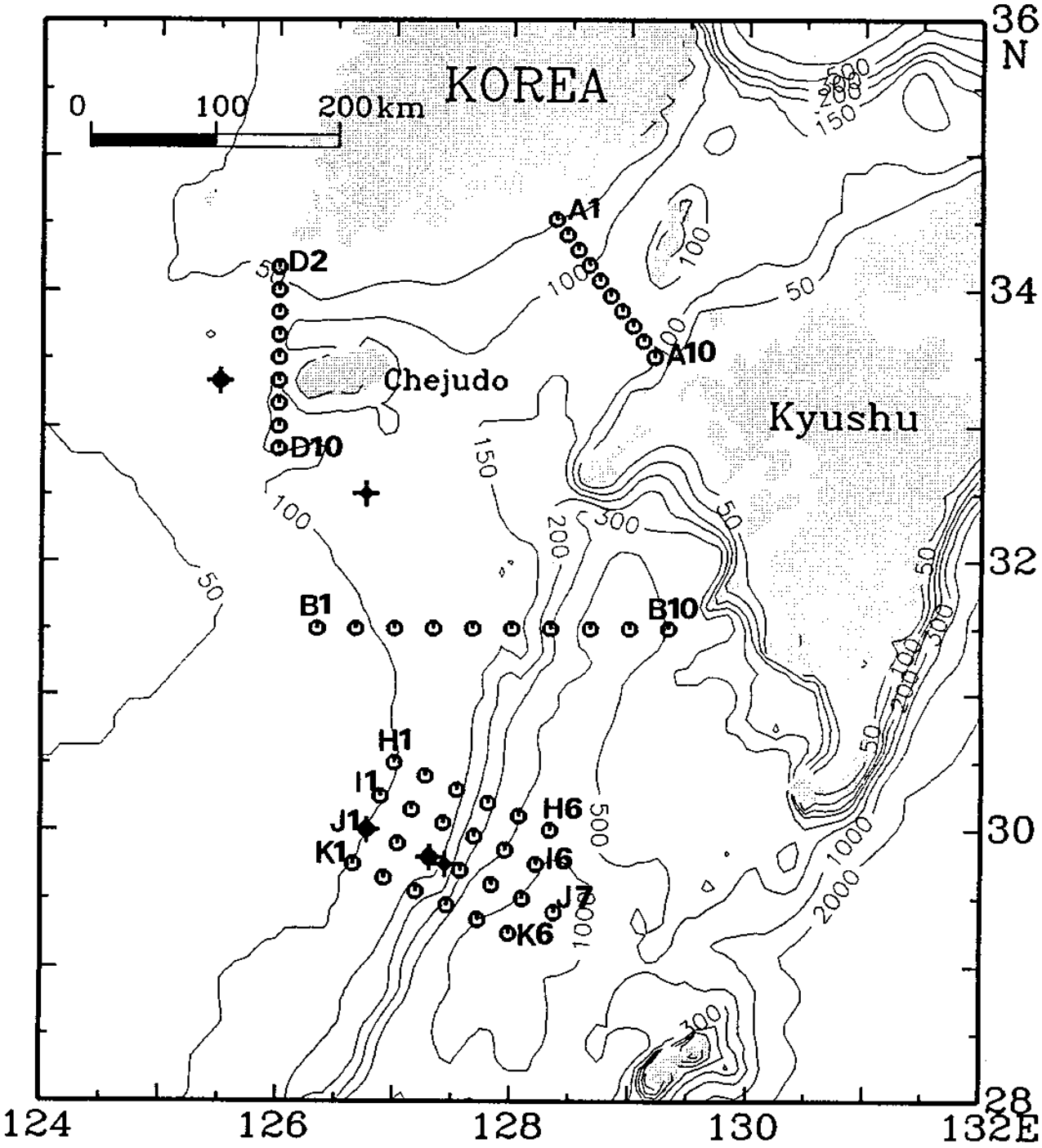


Fig. 6-1. Study area indicating CTD stations (circle) and releasing points of satellite-tracked surface drifters (cross). Bottom topography is in meters.

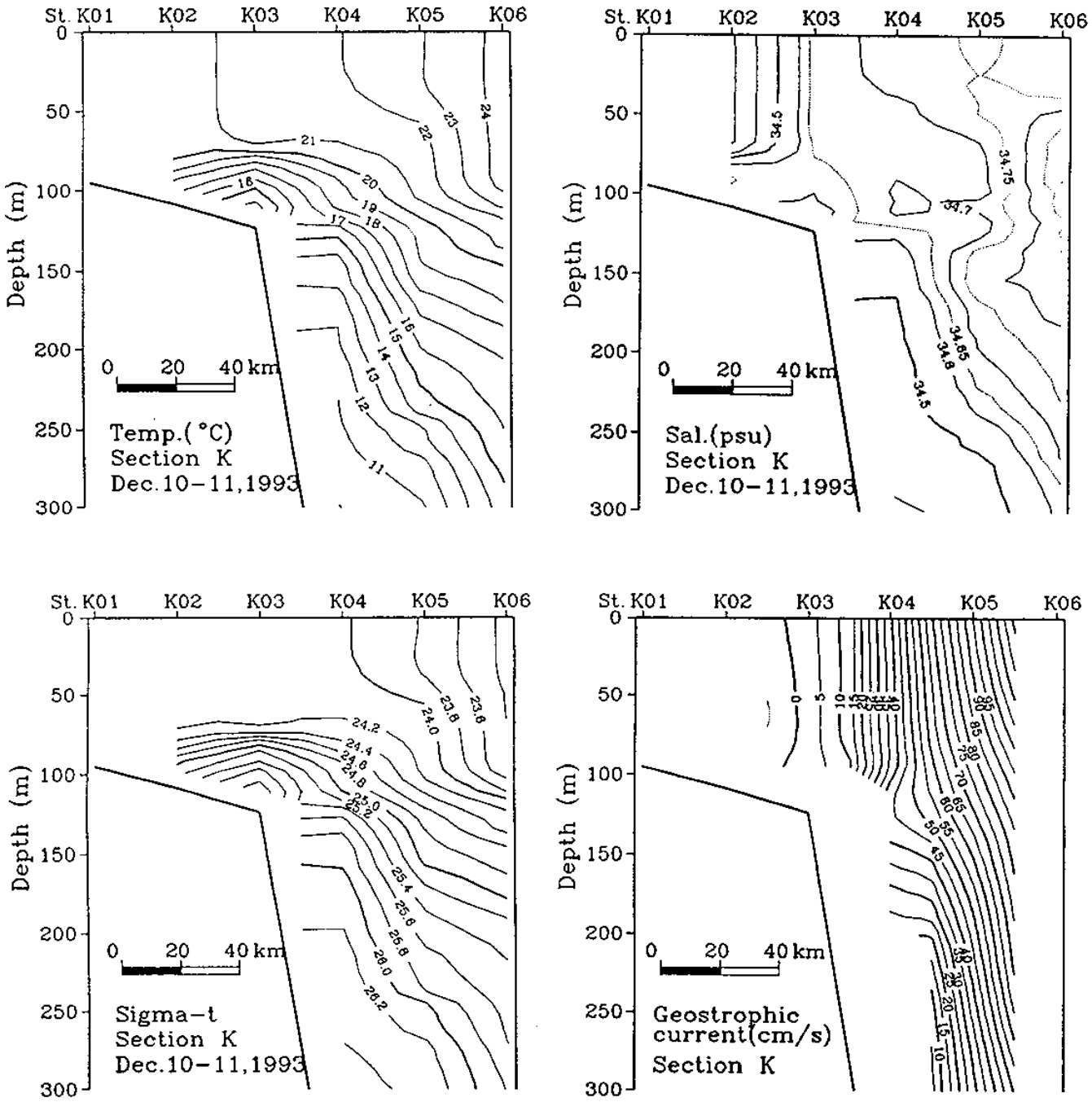


Fig. 6-2. Vertical sections of temperature, salinity, sigma-t, and geostrophic flow along line K in December 1993.

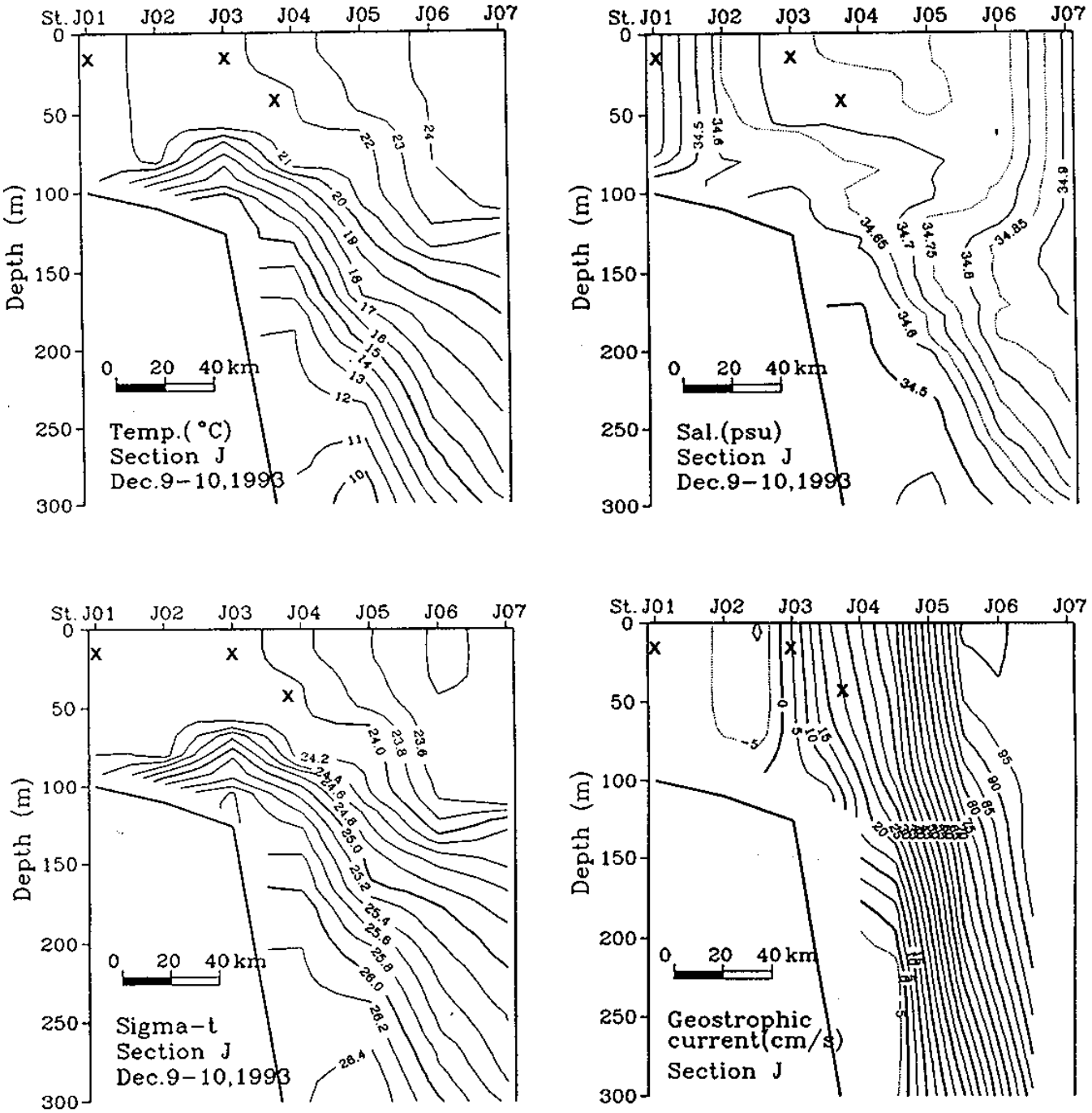


Fig. 6-3. Vertical sections of temperature, salinity, sigma-t, and geostrophic flow along line J in December 1993. Cross marks indicates passing point of drifters and center of drogues.

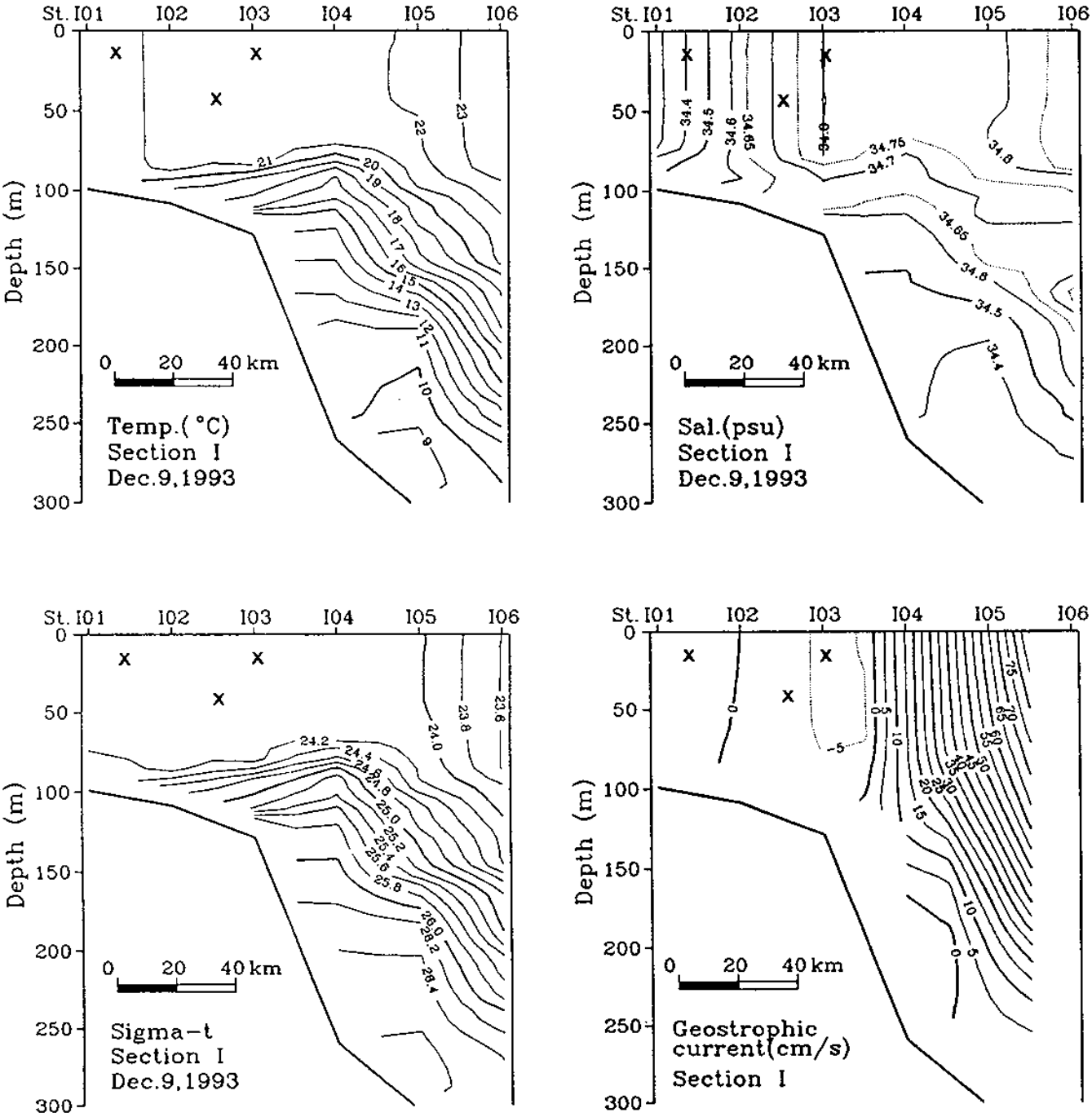


Fig. 6-4. Vertical sections of temperature, salinity, sigma-t, and geostrophic flow along line I in December 1993. Cross marks indicates passing point of drifters and center of drogues.

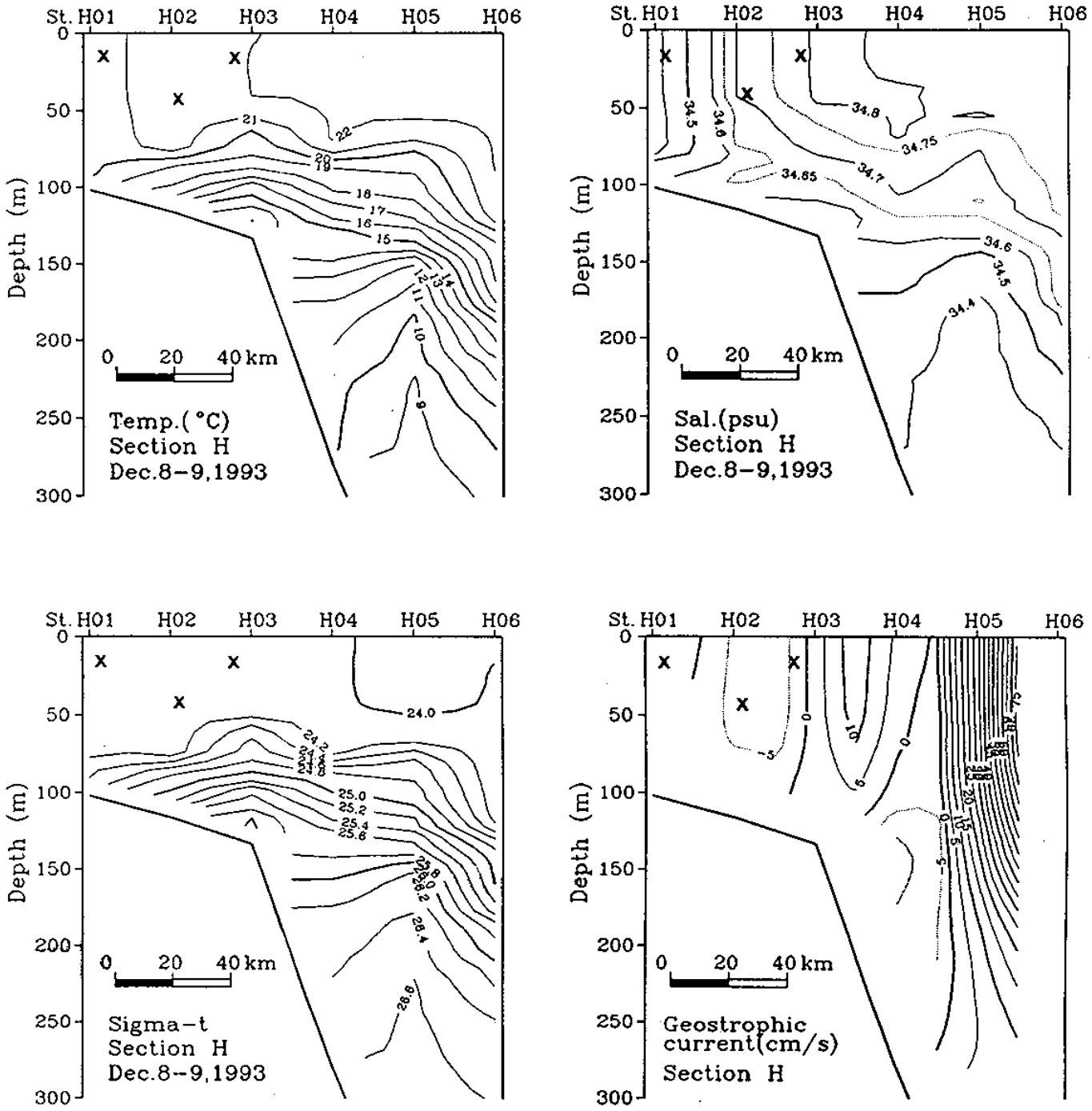


Fig. 6-5. Vertical sections of temperature, salinity, sigma-t, and geostrophic flow along line H in December 1993. Cross marks indicates passing point of drifters and center of drogues.

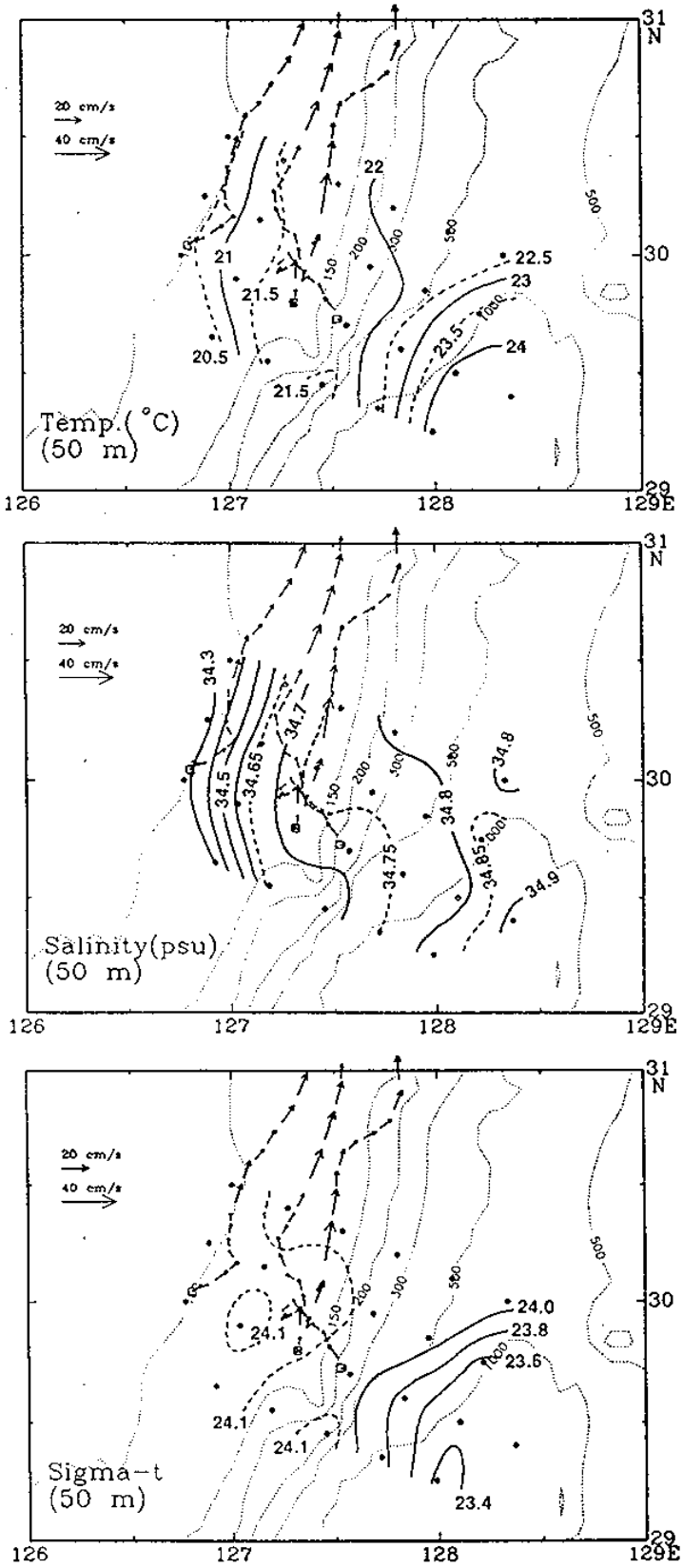


Fig. 6-6. Temperature, salinity, and sigma-t at 50 m in December 1993. Trajectories of three drifters are plotted by arrow marks.

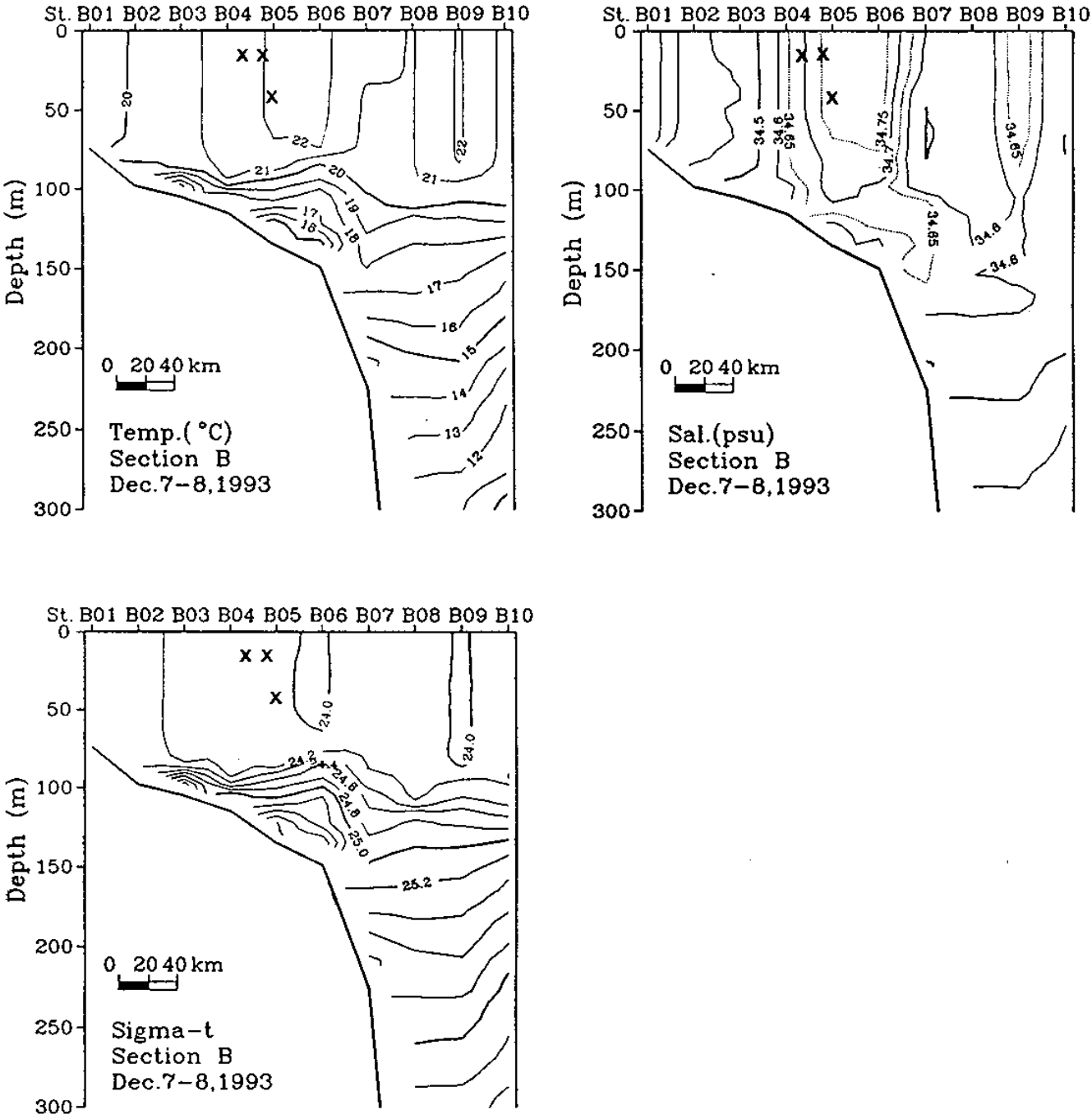


Fig. 6-7. Vertical sections of temperature, salinity and sigma-t along line B in December 1993. Cross marks indicates passing point of drifters and center of drogues.

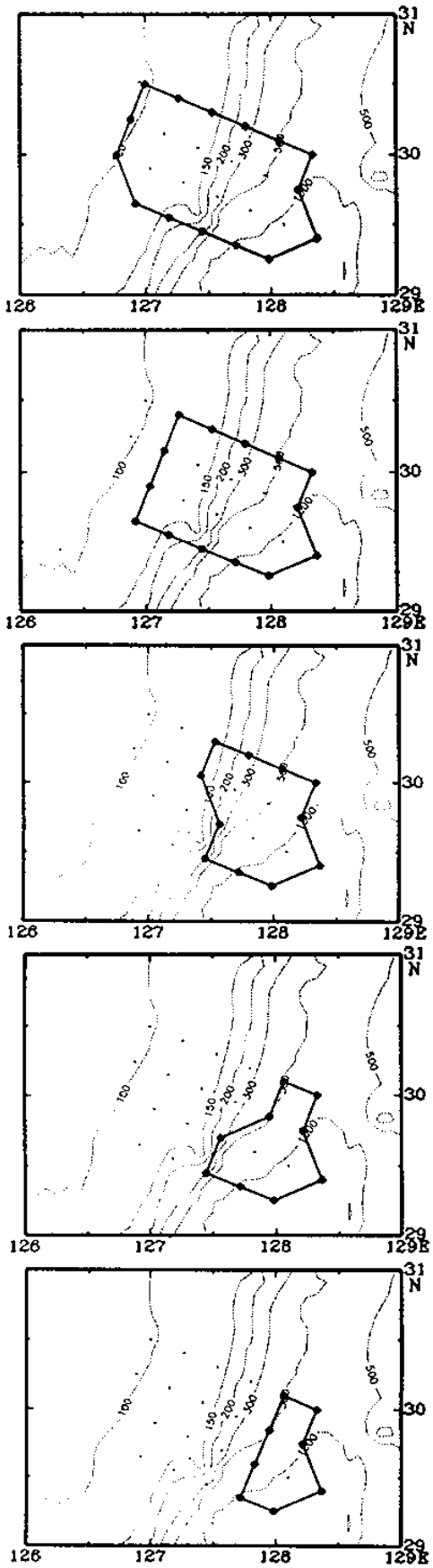


Fig. 6-8. The area and stations used in the inverse model.

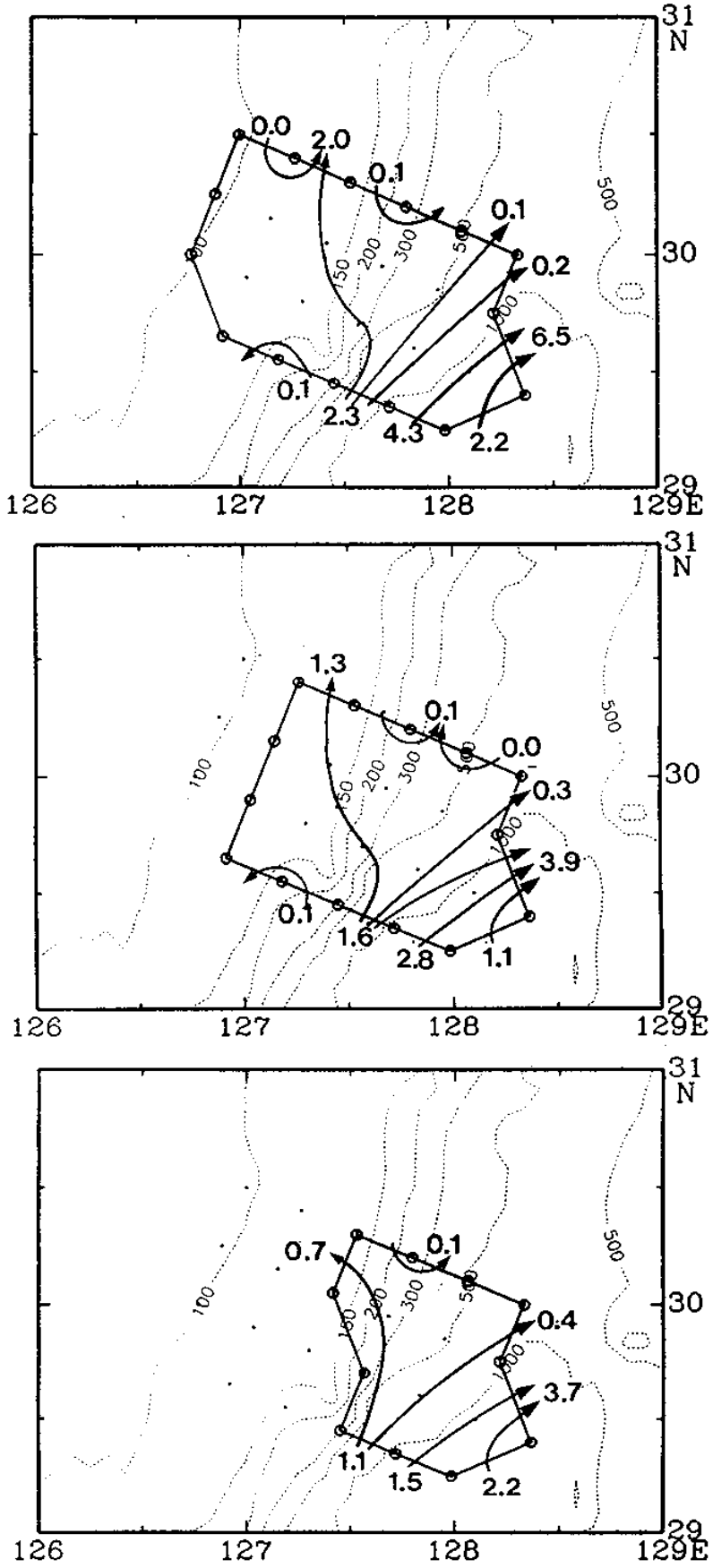


Fig. 6-9. Contours of volume transports in each layer.

이 페이지는
여백입니다

친생물원소

이 페이지는
여백입니다

제 7 장 동중국해에서의 친생물원소의 하계분포 특성

제 1 절 연구개요

동중국해는 쿠로시오수, 중국 및 큐슈연안을 따라 흐르는 중국연안수와 큐슈연안수, 쿠로시오수와 이들 연안수간의 혼합수등 다양한 해수로 구성되어 화학적 특성이 연중내내 복잡하다 (Okada, 1990, Imai et al., 1994). 또한 풍부한 용존무기영양소를 가진 연안수가 외해쪽으로 이류확산되고, 대륙사면 심층수는 대륙붕단을 따라 용승되어 대륙붕역에 무기영양소를 공급하여 동중국해 대륙붕역은 연간 100-300gC/m^2 의 높은 일차생산력을 보인다 (Su, 1990). 따라서 동중국해에서 생물생산력에 대한 특성을 이해하기 위해서는 용존무기영양소에 대한 분포특성 및 수지를 이해하여야 한다. 해양에서 무기영양소의 대부분은 용존상태로 존재하고 있어 (Romankevich, 1984) 수온 및 염분과 같이 그 분포가 혼합과 해류에 의해 영향을 받기때문에 용존무기영양소는 다양한 수괴들로 구성되어 있는 동중국해의 수괴특성과 대륙붕수와 외해수간의 혼합에 대한 단서를 제공하는 추적자로서 매우 유용하게 사용될 수 있다. 동중국해에서 용존무기영양소를 포함한 친생물원소에 대한 조사는 많은 학자들에 의해 수행된 바 있으며 (Hung et al., 1975,1979; Liu et al., 1988; Isschiki et al., 1991; Wong et al., 1991; Fu, 1992; Lu et al., 1992), 일본과 중국은 쿠로시오 공동연구사업을 통해 동중국해의 해황과 친생물원소들의 분포특성을 집중 조사하였다 (Sagi, 1990). 그러나 대부분은 28° N 이남의 Taiwan 동부해역에 편중되어 있다. 동중국해 28° N 이북에서 쿠로시오로부터 분기되는 대마난류는 황해 및 남해에 친생물물질등을 포함한 해양물질을 수송하기때문에 (Song et al., 1990), 우리나라 주변해역의 해황을 정확히 이해하기 위해서는 28° N 이북의 동중국해 화학특성에 대한 연구가 선행되어져야 한다. 따라서 본 연구는 대한해협, 한국서남해역, 제주도부근해역 및 28° N 이북의 동중국해역을 관측해역으로 설정하여 다음사항을 연구목표로 하여 하계조사를 실시하였다.

- 하계 친생물원소 분포특성 규명
- 하계 친생물원소 화학특성 및 분포결정인자 규명
- 하계 대륙붕역 저층수의 근원규명
- 하계 대륙붕단을 통한 친생물원소 이동량 추정

제 2 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 (그림 7-1). 조사기간은 1994년 8월 28일부터 9월 3일의 7일간으로서 해양조사선 온누리호를 사용하여 총 40개 정점에서 용존산소 및 용존무기영양소함량을 조사하였다.

나. 시료채취 및 보존 분석방법

친생물원소 (용존무기영양소 및 용존산소) 분석용 해수 시료채취는 표준수심 (0, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 150, 200, 300, 500, 700, 1000, bottom)을 기본으로하여 Rosette에 부착된 5 ℓ 들이 Niskin 채수기를 이용하여 채수하였다.

용존무기영양소 측정을 위한 시료는 10 % 염산으로 미리 세척한 20 ml 들이 고밀도폴리에틸렌 병에 담아 냉동보관하여 실험실로 옮긴 후 분석하였다.

용존산소함량은 Winkler 방법을 이용하여 현장에서 측정하였고, 겉보기산소소비량 (AOU)은 포텐셜 수온 (potential temperature)과 염분으로부터 계산된 용존산소의 포화농도에서 관측된 용존산소의 농도를 뺀값으로 정의하였다 (Pytkowicz, 1971).

용존성 아질산이온, 질산이온, 질산이온, 규산은 Grasshoff 등 (1983)에 의거 Technicon AA2 자동분석기를 사용하여 측정하였으며 분석방법은 다음과 같다.

ㅇ 아질산이온 (NO_2^-): 시료에 sulfanilamide 용액과 N-(1-naphtyl) ethylenediamine dihydrochloride를 가하여 발색시켰다.

ㅇ 질산이온(NO_3^-): 시료를 Cu-Cd Column에 통과시켜서 아질산이온으로 환원시킨 후 아질산이온 분석방법과 같은 방법으로 발색시켰다.

ㅇ 인산이온 (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 3 절 결 과

가. 친생물원소 수평분포 특성

표층 용존산소함량분포는 고온고염 (>29℃, >34‰)을 보이는 동중국해 남동쪽의 쿠로시오 수계에서는 208 μM 이하로 낮은 반면에 저염 (<33‰)의 대한해협 서쪽입구 및 제주도 서부해역에서는 220 μM 이상의 높은 함량을 보이고 있다 (그림 7-2). 용존산소포화도는 한국남해 인접해역과 저염수와 고염수가 만나는 동중국해 중부해역에서 110 % 이상의 높은 값을 보이고 있다 (그림 7-3). 100 m 수심에서의 용존산소 함량은 표층과는 달리 외해쪽에서 대륙붕쪽으로 점차 낮아지는 경향을 보여 대륙붕 저층에서는 165 μM 이하로 상당히 낮다 (그림 7-4, 5).

표층 무기영양소농도분포는 용존산소함량 분포형태와 비슷하여 쿠로시오수계에서 낮은 농도값을 보이는 반면에 한국남해와 제주도 서부해역에서 상대적으로 높은 농도를 보인다. 그러나 조사해역중 대부분은 0.5 μM 이하로 상당히 결핍되어 있다 (그림 7-6~9). 100 m 수층에서의 무기영양소 농도분포는 표층과는 달리 용존산소함량이 낮은 대륙붕역에서 높은 농도값을 보이는 반면에 대륙사면을 경계로 외해쪽으로 급격히 감소하는 농도구배현상을 보였다 (그림 7-10~13).

나. 관측선별 친생물원소 수직분포 특성

(1) 관측선 A: 대한해협 횡단면

한국연안에 접한 정점 A2에서의 표층 용존산소함량은 232 μM 로 가장 높고 일본쪽으로 갈수록 점차 감소하여 정점 A10에서 213 μM 로서 약 19 μM 의 차이를 보여주고, 정점 A4와 A7 간에 형성되어 있는 염분전선으로 인해 급격한 용존산소함량 구배를 보였다 (그림 7-14). 염분이 34.5 ‰ 이상으로 고염인 한국쪽해역의 저층수에서는 용존산소함량이 약 174 μM 로서 최소값을 보였다. 표면혼합층에서의 용존산소포화도는 대기와의 교환 및 식물플랑크톤에 의한 용존산소 생성으로 인하여 100 % 이상의 과포화를 보이고 있지만 표면혼합층 하부에서는 유기물의 분해로 인하여 76 % 이하의 낮은 값을 보여주고있다 (그림 7-14). 용존산소 함량이 최소인 한국쪽해역의 저층에서는 용존산소포화도가 70 % 로서 최소 값을 보였다.

질산이온 및 인산이온, 규산의 농도는 수온 및 용존산소 함량분포형태와 비슷하여 한국쪽해역에서 일본쪽으로 갈수록 감소하고, 표층혼합층내에서는 식물플랑크톤의 활발한 섭취로 인하여 질산이온, 인산이온 및 규산농도가 각각 <1.0,

<0.1, <5.0 μM 로 극히 결핍되어 있다 (그림 7-15). 그러나 수온약층하부에서는 수심이 증가할수록 용존무기영양소농도는 급격하게 증가한다. 수온약층 하부에서의 분포는 용존산소함량과 마찬가지로 정점 A4와 A7을 경계로 하여 농도구배 현상이 뚜렷하게 보이고 있어 강한 성층이 구성된 한국쪽 해역에서 용존무기영양소농도가 높고 일본쪽으로 갈수록 상대적으로 작아짐을 볼 수 있다.

(2) 관측선 D: 제주 서쪽 남북 횡단면

관측선 D에서의 용존산소 및 용존무기영양소농도 분포는 다소 복잡한 양상을 보여주고있다.

용존산소함량은 한국연안에 접한 정점 D2의 표면혼합층에서 240 μM 이상으로서 높은 함량을 보이고 있고 제주도 남쪽으로 갈수록 점차 감소하여 정점 D10에서 213 μM 로 27 μM 의 차이를 보인다 (그림 7-16). 10 - 40 m 부근의 수온약층하부에서는 수심이 증가할수록 급격하게 감소하여 고염 (>34‰)의 정점 D6의 50 m 이상의 수심에서는 190 μM 이하의 낮은 함량을 보이고 있다. 정점 D10의 수온약층 기저부에 위치한 30 - 50 m 에서 160 μM 부근의 상당히 낮은 용존산소 함량을 보이는 것이 특이하다.

용존산소포화도는 표면혼합층에서는 100 % 이상의 과포화를 보이고 있지만 밀도약층 하부에서는 80 % 이하의 불포화를 보이고 있고, 용존산소 함량분포와 마찬가지로 정점 D10의 30 - 50 m 부근에 <70 %, <80 μM 의 낮은 포화도와 겉보기산소소비량 (AOU)을 보여준다 (그림 7-16).

질산이온과 인산이온농도는 전반적으로 표층혼합층내에서는 1 μM 이하로서 극히 결핍되어 있지만 수온약층하부에서는 수심이 증가할수록 급격히 증가하여 고염 (>34‰)과 낮은 용존산소함량을 보인 정점 D6의 50 m 수심부근은 각각 9.8, 14.3 μM 의 높은 질산이온과 규산농도를 보이고 있다 (그림 7-17). 특히 가장 낮은 용존산소함량을 보인 정점 D10의 50 m 수심은 규산농도가 17.5 μM 로서 관측선 D에서 가장 높은 농도를 보여 이 수심역에 대한 세밀한 관찰이 요구된다.

(3) 관측선 E: 한국 서남해역 횡단면, 황해입구

용존산소함량은 저층에서도 대부분이 220 μM 이상으로서 비교적 높은 함량을 보이고 있다 (그림 7-18). 특히 중앙부 해역 정점인 E4의 밀도약층 기저부에 해당하는 20 m 부근 수심에서는 용존산소함량이 263 μM 로서 조사해역에서 가장 높다. 그러나 수온 및 염분이 약 10 ℃, 33 ‰ 이하로 저온저염을 보인 중앙부 해역 (정점 E4)의 저층수에서는 74 %, 73 μM 의 가장낮은 용존산소포화도와 겉보기산소소비량 (AOU)를 보이고 있다 (그림 7-18).

질산이온 및 인산이온, 규산의 농도는 표면혼합층에서는 1 μM 이하로서 극히 결핍되어 있지만 수온약층하부에서는 수심이 증가할수록 급격히 증가한다. 저

온저염과 높은 겉보기산소소비량 (AOU)을 보인 중앙부해역 정점 E4의 저층에서는 6.5, 1.0, 12.0 μM 이상의 높은 질산이온, 인산이온 및 규산 농도를 보인다 (그림 7-19).

(4) 관측선 F: 한국 서남해역 횡단면

표면혼합층에서의 용존산소함량은 관측선 E 에서와 같이 220 μM 이상의 높은 함량을 보이고 있으나 수온약층하부에서는 수심증가에 따라 급격히 감소하며 관측선 E 와 큰 차이를 보인다 (그림 7-20).

질산이온 및 규산의 농도는 중국쪽해역 정점 F1과 F4 의 표층에서 각각 >4, >6 μM 의 높은 농도값을 보이고 있다 (그림 7-21). 그러나 한국쪽으로 갈수록 이들 무기영양소 농도는 점차 감소한다. 수온약층을 경계로 질산이온, 인산이온 및 규산의 농도는 급격하게 증가하여 저온저염 (>15.0℃, 32.2‰)을 보인 저층수에서는 각각 9.9, 1.0, 17.5 μM 의 높은 농도값을 보인다.

(5) 관측선 B: 동중국해 횡단면 (32.5 °N)

용존산소함량은 일반적으로 수온분포와 비슷하여 대륙붕역 표면혼합층에서는 220 μM 의 높은 함량을 보이나, 외해쪽으로 갈수록 점차 감소한다 (그림 7-22). 용존산소포화도는 표면혼합층내에서는 대기와의 교환 및 식물플랑크톤에 의한 용존산소 생성으로 인하여 100 % 이상의 과포화를 보이고 있으며 대륙붕내 정점인 B2의 20 m 부근의 수심에서 최대치인 160 % 이상의 과포화를 보였다. 외해쪽의 쿠로시오수계에서 77 % 의 포화도와 58 μM 의 겉보기산소소비량은 수심 200 m 부근에서 보이고 있으나 대륙붕쪽으로 갈수록 급격히 상승하여 대륙붕역에서는 30 - 50 m 수심에서 보이고 있다 (그림 7-22).

질산이온 및 인산이온, 규산농도분포는 수온 및 용존산소 분포형태와 비슷하다. 전반적으로 표면혼합층내에서는 질산이온 및 인산이온의 농도는 0.5 μM 이하로서 극히 결핍되어 있지만 수온약층하부에서는 수심의 증가에 따라 급격히 증가하는 경향을 보였다. 용존산소함량과 마찬가지로 대륙붕역 저층에서 가장낮은 수온을 보인 정점 B2에서의 질산이온, 인산이온 및 규산의 함량은 7.2, 0.6, 11.3 μM 로서 대륙사면에 위치한 정점 B9의 200 m 수심에서의 농도와 비슷하다 (그림 7-23).

(5) 관측선 J: 동중국해 횡단면 (29-30 °N)

용존산소함량분포는 일반적으로 수온과 비슷한 분포양상을 보인다. 표면혼합층에서는 210 μM 내외로 대륙붕역에서 외해쪽으로 갈수록 점차 감소하는 분포를 보이고 있다 (그림 4.24). 수직적으로는 수온약층하부에서는 수심증가에 따라 용존산소 함량은 급격히 감소하여 대륙붕역 저층에서 150 μM 이하로 낮고 외해쪽의 쿠로시오수계 1000 m 수심에서는 90 μM 이하이다. 175 μM의 용존산소

함량 및 70 % 의 용존산소포화도가 쿠로시오수계에서는 200 m 부근수심에서 나타나나 대륙붕쪽으로 갈수록 등치선이 상승하여 대륙붕역에서는 수심 60 - 75 m 부근에서 관측되었다 (그림 7-24).

용존무기영양소농도는 수온 및 용존산소함량분포와 비슷하여 전반적으로 표면혼합층에서는 질산이온 및 인산이온의 농도는 0.5 μM 이하로서 극히 결핍되어 있지만 수온약층하부에서는 수심 증가에 따라 급격히 증가한다 (그림 7-25). 대륙붕역에서 가장 낮은 저층수온을 보인 정점 J5의 수심 150 m 에서 질산이온, 인산이온 및 규산농도는 7.7, 0.7, 11.2 μM 로서 대륙붕사면에 위치한 정점 J7의 200 m 수심에서의 농도와 비슷하다.

(7) 관측선 L : 동중국해 횡단면 (27-28 °N)

전반적인 용존산소함량분포는 관측선 B, J 에서와 유사하다. 표면혼합층에서의 용존산소함량은 210 μM 이하로서 다른 관측선에 비해서는 낮은 함량을 보인다 (그림 7-26). 수온약층하부에서의 용존산소함량은 수심증가에 따라 급격히 감소하여 대륙붕역 저층에서 150 μM 내외의 낮은 함량을 보이고 있다. 외해의 쿠로시오수계에서의 용존산소함량분포 역시 수심증가에 따라 점차 감소하고 수심 300 m 부근을 경계로하여 20μM/100m 로 급격히 감소한다. 175 μM 의 용존산소함량 및 70 % 의 용존산소포화도가 쿠로시오수계에서는 200 m 부근수심에서 관찰되어지는 반면에 대륙붕쪽으로 갈수록 등치선이 상승하여 대륙붕역에서는 수심 60 - 75 m 부근에서 관측되었다 (그림 7-26).

용존무기영양소의 농도는 전반적으로 표면혼합층내에서는 질산이온 및 인산이온의 농도가 0.5 μM 이하로서 극히 결핍되어 있다 (그림 7-27). 수온약층을 경계로 하여 수심증가에 따라 용존무기영양소농도는 급격하게 증가하여 대륙붕역 저층에서의 질산이온, 인산이온 및 규산농도가 각각 7.0, 0.4 12.0 μM 이상으로서 높은 농도가 관측되어졌다.

제 4 절 고 찰

가. 친생물원소 수평분포 특성

일반적으로 용존산소 및 용존무기영양소농도는 수온 및 염분과 비슷g한 분포특성을 보인다. 표층에서의 용존산소 및 용존무기영양소농도는 수온 및 염분이 낮은 한국서남해역 및 남해역에서 높은 반면에 고온고염인 쿠로시오수계에서 낮다 (그림 7-3~13). 그러나 100 m 층에서의 용존산소 및 용존무기영양소농도는

표층에서의 분포와는 달리 대륙붕역에서는 용존산소함량이 낮고 용존무기영양소 농도는 높다. 반면에 외해쪽에서는 용존산소함량이 높고 용존무기영양소농도는 낮다 (그림 7-14~27). 수심 200 m 의 대륙붕단을 경계로 하여 용존산소와 용존무기영양소농도가 외해쪽으로 급격히 감소하는 농도구배현상은 대륙사면 심층수가 대륙붕단을 따라 용승됨을 암시한다.

나. 친생물원소의 수직분포 특성

하계 용존산소함량 및 용존산소포화도의 수직분포는 일반적으로 표층에서 높고 수심이 증가함에 따라 점차 감소한다. 그러나 대륙붕역에 위치한 몇몇 정점들 (B2, E4)의 수온약층 기저부에 위치한 수심 20 m 부근에서는 150 % 이상의 높은 용존산소포화도를 보여주고 있다. 이러한 높은 과포화도는 이들 정점들이 양호한 빛 조건과 저염과 고염의 해수가 접하는 전선에 위치하여 풍부한 영양염이 공급되어 식물플랑크톤의 활발한 생장으로 인한 결과로 판단된다. 실제로 이들 정점에서의 클로로필 a 함량은 4 μg/l 이상으로 주변 정점들과 상당한 차이를 보이고 있다.

용존무기영양소농도의 수직분포는 일반적으로 표층부근에 형성된 강한 수온약층이 영양소가 풍부한 저층수의 표층으로의 공급을 제한하여 표면혼합층내에서는 검출한계이하로 극히 결핍되어 있고, 특히 동중국해 남동해역에 위치한 쿠로시오 수계에서는 수심 약 100 m 까지 질산이온, 인산이온 및 규산농도가 각각 1.0, 0.2, 2.0 μM 이하로 낮다. 그러나 수온약층을 경계로 용존무기영양소농도는 급격히 증가하는 전형적인 대양의 분포형태를 보여주고 있다. 수심 1000 m 에서의 질산이온,및 규산의 농도는 각각 40, 100 μM 부근으로서 태평양의 같은 수심에서의 농도와 비슷하다.

동중국해 대륙사면 바깥쪽의 쿠로시오수계에서 수심 200 m 부근의 용존산소와 용존무기영양소농도는 대륙붕쪽으로 갈수록 등치선이 표면으로 상승하여 대륙붕역에서는 30 - 70 m 부근에서 나타난다. 이것은 대륙사면의 낮은 용존산소 및 풍부한 용존무기영양소를 가진 심층수가 대륙붕단을 따라 대륙붕역으로 용승되고 있음을 암시하고, 이러한 용승해수는 동중국해에서 식물플랑크톤의 광합성을 위한 중요한 용존무기영양소의 공급원이다. 이에대한 자세한 논의는 (마)항의 "쿠로시오 중층수의 대륙붕 유입에 대한 가설"에서 다루었다.

다. 수괴특성에 따른 친생물원소 분포특성

수온-염분도표상에 질산이온과 규산농도 특성범위를 그림 7-28~32 에 나타

내었다.

수온-염분도표상에 나타낸 용존산소함량 분포는 고온저염 (>25℃, <32‰)의 연안표층수에서 220 μM 이상이고 수온 및 염분이 각각 >33‰, >24℃인 고온고염의 표층혼합층내에서는 210 - 220 μM 이다. 수온이 감소함에 따라 용존산소함량 또한 감소하여 10 ℃ 이하의 저온역에서는 용존산소함량은 155 μM 이하로 낮다 (그림 7-28).

용존무기영양소 농도는 25℃ 이상의 고온역에서는 질산이온, 인산이온 및 규산농도가 각각 2.0, 0.2, 5.0 μM 이하로 낮으나 수온이 감소함에 따라 이들 무기영양소농도는 점차 증가한다. 약 10 ℃ 를 경계로하여 무기영양소농도는 급격히 증가하여 질산이온, 인산이온 및 규산농도가 40.0, 2.5, 100 μM의 최대값을 보였다 (그림 4.30-32). 10℃ 이하의 저온역에서의 수온과 질산이온농도간에 관계는 $[NO_3] = -2.6[T] + 51.3$ (r=0.98) 이다. 이는 1993년 12월 ($[NO_3] = -2.4[T] + 41.6$ (r=0.94); 한국해양연구소, 1994)과 거의 차이가 없다. Liu 등 (1988)과 Wong 등 (1991)이 본 연구해역과 유사한 해역에서의 300 m 이상의 심층수를 대상으로 분석한 질산이온과 수온간의 기울기 역시 2.2 - 2.8로서 본연구와 거의 일치하여 10℃ 이하의 심층수에서는 수온변화에 따른 영양염의 변화가 거의 없고 물리, 화학적으로 성질이 매우 유사한 균일한 해수임을 보여준다.

라. 성분분포 특성

(1) 겉보기산소소비량 (AOU)과 용존무기영양소 관계

고온고염의 쿠로시오는 동중국해 해황에 현저한 영향을 주며 대륙붕역으로 유입된 쿠로시오수와 연안수와의 혼합과정은 동중국해 용존산소함량 변화와 분포에 큰 영향을 미친다. 특히 겉보기산소요구량 (AOU)은 일정한 온도, 염분을 가지는 해수가 대기와 접촉하고 있을 때의 예상되는 포화용존산소값에서 현장깊이 (in situ)에서의 용존산소함량을 뺀 값이다. 용존산소함량은 유기물의 분해에 의하여 소비되므로 AOU는 유기물분해에 의하여 재생된 용존무기영양소량에 비례한다 (Redfield, 1963). 겉보기산소소비량이 음의값을 보인 표면혼합층을 제외한 수온약층아래 수온 20 ℃ 이하의 해수에서의 관측선별 겉보기산소소비량 대 질산이온농도와의 관계를 구하였다. 겉보기산소소비량과 질산이온간의 직선관계 (r>0.9)는 생물 쇄설물 (biological relicts)이 가라앉는 동안 유기물 산화율이 일정함을 의미한다.

조사해역에서의 관측선별 하계 겉보기산소소비량과 질산이온농도와의 관계는 다음과 같다.

황해입구 횡단해역 (관측선 E) : $AOU = 12.6\ NO_3 - 21.4$ (r=0.93)

대한해협서쪽입구 (관측선 A) : $AOU = 7.1\ NO_3 + 1.1$ (r=0.97)

제주서부해역 (관측선 G) : AOU = 13.8 NO_3 - 15.5 (r=0.95)
동중국해 횡단면 (관측선 B) : AOU = 5.7 NO_3 + 23.6 (r=0.91)
(관측선 J) : AOU = 5.4 NO_3 + 25.5 (r=0.94)
(관측선 K) : AOU = 6.2 NO_3 + 37.5 (r=0.96)
(관측선 L) : AOU = 7.9 NO_3 + 6.0 (r=0.96)

수심이 50 m 이하이고 염분이 33 ‰ 이하인 저염수로 구성된 한국서남해역 횡단면인 관측선 E와 제주서부해역에서는 12.6과 13.8로서 높은 비율을 보이지만 고온고염을 보이는 동중국해 횡단해역의 관측선 B와 J에서는 각각 5.4, 5.7이다. 이값은 동해에서의 비율 (약 5.6)과 거의 비슷하다 (Gamo and Horibe, 1983). 조사해역중 가장 남쪽에 위치한 관측선 K와 L에서는 6.2 - 7.9 범위로서 대만동부 쿠로시오수계에서의 비율 (약 6.7; Wen et al., 1989)과 비슷하지만 Redfield 비율 (8.3)보다는 약간 낮다. 1993년 한국해양연구소의 특정과제 "한반도주변해역의 화학물질수지 및 순환연구"의 일환으로 조사된 동중국해 (26~30° N)에서의 AOU/NO_3 비율 역시 5.7 ~ 6.7의 범위로 본 조사결과와 비슷하다. 일반적으로 영양염의 수직분포는 재생작용뿐만 아니라 기존영양염들의 변화에 의해 조절되므로 쿠로시오수계에서의 낮은 AOU/NO_3 비율은 높은 기존영양염농도 때문인것으로 사료된다. 반면에 같은 수온에 대한 AOU 분포 경향은 쿠로시오수계보다는 수심이 얕은 황해로 갈수록 상대적으로 높은 AOU/NO_3 비율을 보인다. Imai 등 (1994)은 제주도 서북부해역의 황해냉수수역에서 11.6의 높은 AOU/NO_3 비율이 조사된 바 있다. 높은 AOU/NO 비율에 대한 가능성은 다음과 같다. (1) 용존산소가 퇴적물 표층이나 내부에서 소모되어 AOU가 증가하므로 AOU/NO_3 비율이 증가하거나 (2) 질산이온이 퇴적물내에서 소모되어 질산이온농도가 감소하므로 AOU/NO_3 비율이 증가된 공극수가 용리되어 수층에서 혼합되거나 (3) 높은 C/N 비율 (>12; Prahl et al., 1980)을 가진 육상유기물 유입으로 인하여 유기물 분해에 의한 산소소모에 비해 적은 질소계영양염 재생에의한 AOU/NO_3 비율의 증가이다. 이에대한 정확한 해석을 위해서는 차후 해저퇴적물의 유기물 구성성분비 분석과 공극수의 영양염분석이 요망된다.

(2) 용존무기영양소들간의 관계

관측선별 질산이온과 인산이온농도와의 관계는 다음과 같다.
황해입구 횡단해역 (관측선 E) : [NO_3] = 7.4 [PO_4] - 0.3 (r=0.94)
대한해협서쪽입구 (관측선 A) : [NO_3] = 15.5 [PO_4] - 0.3 (r=0.97)
제주서쪽 남북횡단면
(D2, D4<50m, D10<75m) : [NO_3] = 8.6 [PO_4] - 0.1 (r=0.98)
(D4,D10>50m) : [NO_3] = 14.0 [PO_4] + 0.1 (r=0.96)
동중국해 횡단면 (관측선 B) : [NO_3] = 14.4 [PO_4] - 0.1 (r=0.99)
(관측선 J) : [NO_3] = 15.1 [PO_4] - 0.8 (r=0.99)

(관측선 L) : $[NO_3] = 13.1\ [PO_4] - 0.8$ (r=0.96)

그림 7-33과 34는 전 조사정점에서의 질산이온 대 인산이온, 규산 대 인산이온농도에 대한 관계도이다. 일반적으로 동중국해 횡단면에서의 NO_3/PO_4 비율은 평균 14.2 로서 Redfield 비율 (16)에 근접해 있다. 그러나 수온 및 염분이 각각 <12℃, 31-34‰ 인 황해저층냉수의 특성을 보이는 황해입구 (관측선 E)와 제주도 서쪽 남북횡단면중 정점 D2, D4, D10의 수심 50m 이하에서는 NO_3/PO_4 비율이 9 이하로 질산이온 및 규산농도에 비해 상대적으로 인산이온농도가 높다. 이것은 황해냉수역에서는 인산이온의 공급이 질산이온 및 규산에 비해 상대적으로 높다는 것을 의미한다. 낮은 NO_3/PO_4 비율은 이미 몇몇 학자들에 의해 밝혀진 황해냉수특성이나 이에대한 원인은 아직까지 명확하게 밝혀져 있지않다 (Imai et al., 1994). 본 연구에서는 수온 및 염분이 각각 <12℃, 31-34‰ 인 황해저층냉수의 특성을 보이는 정점들에서의 AOU/NO_3 비율이 평균 9.3, (Redfield 비율; 8.6), AOU/PO_4 비율은 67.6 (Redfield 비율; 138)이다. 따라서 낮은 NO_3/PO_4 비율은 유기물질로부터 선택적인 인산이온 재생에 의한 결과로 사료된다.

(3) 염분과 화학성분들과의 관계

관측선별 염분에 대한 수온, 겉보기산소소비량 (AOU), 질산이온, 규산 및 NO 관계를 그림 7-35~40 에 도시하였다.

관측선별 염분에 따른 화학적 성분들의 분포는 수온-염분 도표와 대체로 비슷하여 본 조사해역에서의 화학적 성분 (용존산소, 용존무기영양소)들의 분포는 물리특성에 의해 결정됨을 알수있다. 동중국해 수심 100 m 부근에서의 염분 최대값을 보인 해수에서 용존무기영양염 및 NO값이 최소를 보인 것은 이해수의 기원이 빈영양의 태평양열대표층수이며 반면에 500 m 부근의 저염의 해수에서의 높은 용존무기영양소 및 NO 값은 쿠로시오중층수에서 기원된다. 수온 10 ℃이하의 해수에서 용존산소 및 용존무기영양소농도는 염분과 직선관계를 보인다. 이는 수온 10 ℃ 이하의 해수는 주변해수와의 lateral-mixing 보다는 상층수와의 수직혼합이 훨씬 우세하게 일어난다는 것을 가리킨다.

마. 관측선 J에서의 쿠로시오 중층수의 대륙붕 유입에 대한 가설

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‰ 의 범위로 밝혀져 있으나 (Park, 1985), 본 조사에서 동중국해 대륙붕 저층수의 염분은 대부분이 34.4 ‰ 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 연구 역시 Ito등 (1994)의 방법을 사용하여 관측선 J에서 대륙사면 심층수가 대륙붕역으로 용승한다는 증거를 제시하고자 한다. Ito등은 용승공급원을 추정하기위해 수온, 염분 및 규산을 선택하였지만 본 연구에서는 규산 대신 NO를 계산하여 사용하였다. 이는 NO가 유기물질이 분해되면서 소모된 용존산소와 생성된 질산이온의 합으로서 ([NO] = 8.6 [NO_3] + O_2), 용존산소와 질산이온농도는 표층은 수괴가 시간이 지남에 따라 변화하지만 이 두개의 합은 변화되지 않는다는 점을 이용한 보존성 변수 (conservative parameter)이기때문이다 (Broecker, 1974).

관측선 J의 대륙붕역에서 NO는 정점 J3의 100 m 에서 232 uM 로 가장 높다. 이는 대륙사면 정점 J7의 수심 190 m, 정점 J8은 310 m 에서의 NO 값과 일치한다. 저층수의 풍부한 용존무기영양소는 대륙사면상 정점 J7의 Ho (혼합이 일어나는 상층한계수심)와 H (혼합이 일어나는 하층한계수심)의 수심범위에서 혼합된 해수가 대륙붕단을 따라 정점 J3 저층에 공급되고, 정점 J7의 Ho와 H의 수심범위에 있는 해수는 수직적으로 혼합될 경우 원래 수심들에서 갖고있었던 기존 값들은 혼합에 의해 평균 수온 (T)과 염분 (S) 및 NO 값을 갖게 된다는 가정하에 아래 방정식을 이용하여 정점 J7에서 혼합이 일어날수 있는 가능한 수심범위를 최대조합을 통해 계산하였다.

$$\text{Mean T} = \frac{1}{(H-H_0)} \int_{H_0}^{H} T_{(z)}\, dz$$

$$\text{Mean S} = \frac{1}{(H-H_0)} \int_{H_0}^{H} S_{(z)}\, dz$$

$$\text{Mean NO} = \frac{1}{(H-H_0)} \int_{H_0}^{H} NO_{(z)}\, dz$$

여기서 z 는 표층으로부터 저층을 향한 수심이고 T(z), S(z) 및 NO(z)는 수심 z 에서의 수온, 염분 및 NO 값이다. 정점 J7에서 Ho 가 20 m 의 간격으로 Ho와 H 수심사이에서의 평균 수온, 염분 및 NO 값들을 위의 방정식을 이용하여 계산하고, 정점 J3의 100 m 에서의 수온, 염분, NO 값을 대입시켜 교차점을 이용해 계산된 Ho와 H값은 109, 190 m 이다 (그림 7-41). 이것은 J3의 100 m 수심의 해수는 대륙사면 정점 J7의 109 - 190 m 의 수심범위에서 수직적 혼합을 통

해 만들어진 해수와 특성이 같다는 것을 의미한다. 즉 대륙사면상의 정점 J7의 109 - 190 m 의 수심범위에있는 용존무기영양소가 대륙붕역 정점 J5의 저층으로 공급된다는 것을 의미한다.

위의 혼합역 (109-290m)에서의 평균 질산이온, 인산이온 및 규산농도는 각각 $0.79x10^{-3}$ mol/m^3, $2.5x10^{-5}$ mol/m^3, $5.6x10^{-3}$ mol/m^3 이다. 계절에 따른 평균 용존무기영양소농도가 일정하다고 가정하고, Fei (1990)에 의해서 계산된 용승속도 ($W=10^{-3}$cm/s)를 인용하여 동중국해에서의 용승에 의해 공급되는 년간 용존무기영양소량을 추정해 보면 질산이온, 인산이온 및 규산은 각각 0.79, 0.09, 1.77 mol/m^2/yr 이다. 여기에 동중국해 대륙붕역의 식물플랑크톤에 의한 일차생산력 100 - 300 gC/m^2/yr (Su, 1990)과 용승에 의해 공급된 용존무기영양소가 겨울철 활발한 수직혼합으로 표층에 공급된다고 가정하면, 일차생산력을 위해 요구되는 질소계 영양소중 약 22 - 66 % 가 용승에 의해 공급된다는 것을 알 수 있다. 따라서 동중국해에서의 영양소가 풍부한 대륙사면 심층수의 용승에 의한 용존무기영양소 공급은 동중국해 대륙붕역에서의 식물플랑크톤에 의한 일차생산력을 유지시키는데 상당히 중요함을 알 수 있다.

제 6 절 결 론

1994년 하계 동중국해에서의 친생물원소의 분포특성은 다음과 같다.

(1) 표층에서의 용존산소 및 용존무기영양소농도는 수온 및 염분이 낮은 한국서남해역 및 남해역에서 높은 반면에 고온고염인 쿠로시오수계에서 낮다. 일반적인 용존산소 및 용존무기영양소농도는 수온 및 염분분포 특성분포형태와 비슷하여 하계 본 조사해역에서의 용존산소 및 용존무기영양소농도 분포는 물리특성에 의해 결정된다.

(2) 용존무기영양소농도의 수직분포는 표면혼합층내에서는 검출한계농도이하로 극히 결핍되어 있으나, 수온약층을 경계로 급격히 증가하는 전형적인 대양의 분포형태를 보여주고 있다. 용존산소 및 용존무기영양소에 대한 수직단면도는 낮은 용존산소함량과 풍부한 용존무기영양소를 가진 대륙사면 심층수가 대륙붕단을 따라 대륙붕역으로 용승되고 있음을 보여주었다.

(3) 겉보기산소소비량 대 질산이온농도 비율은 한국서남해 대륙붕해역에서 높고 대륙사면에서는 낮다.

(4) 황해저층냉수의 특성을 보이는 정점에서의 낮은 NO_3/PO_4 비율은 유기물질로부터 질산이온보다는 인산이온이 상대적으로 많이 재생된 결과이다.

(5) 관측선별 염분에 따른 화학성분들의 분포는 수온-염분 도표와 대체로 비슷하여 본 조사해역에서의 화학적 성분 (용존산소, 용존무기영양소)들의 분포는 물리특성에 의해 결정됨을 보여주었다.

(6) 동중국해 정점 J3 저층수의 풍부한 용존무기영양소는 대륙사면 정점 J7의 100 - 190m 범위에서 있는 해수로부터 공급된다.

(7) 동중국해에서 용승에 의해 대륙붕역으로 공급되는 용존무기영양소함량은 인산이온이 $4.8x10^{-6}$ mol/m^3/day, 질산이온 $6.5x10^{-5}$ mol/m^3/day, 규산은 $1.0x10^{-4}$ mol/m^3/day 로서 동중국해 대륙붕역의 식물플랑크톤에 의한 연간 일차생산력을 유지하기위해 요구되는 질소계영양소중 약 19 - 58 % 이다. 따라서 영양소가 풍부한 대륙사면 심층수의 용승에 의한 용존무기영양소 공급은 동중국해 대륙붕역에서 식물플랑크톤에 의한 일차생산력을 유지시키는데 상당히 중요하다.

(8) 용존산소 및 용존무기영양소 분포에 대한 연구는 동중국해의 다양한 해양환경에서의 수괴특성 파악과 대륙붕해수와 외해수의 혼합에 대한 단서를 제공하는데 매우 유용하게 적용될 가능성을 제시하였다.

참고문헌

한국해양연구소, 1993. 한반도주변해역의 화학물질수지 및 순환연구 (서남해역) BSPN 00203-614-4, 321pp.

한국해양연구소, 1994. 동중국해의 이용과 개발을 위한 동중국해 해황과 대마난류수의 기원 BSPN 00246-711-1, 226pp.

Broecker, W.S., 1974. "NO", a conservative water mass tracer. Earth and Planetary Science Letters, 23, 100-107.

Carpenter, E.J. and D.G. Capone, 1984. Nitrogen in the marine environment. Academic Press, 900pp.

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.

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.

Grasshoff, K., M. Ehrhardt and K. Kremling, 1983. Methods of seawater analysis. verlag chemic., 419pp.

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.

Isshiki, K., Y. Sohrin and E. Nakayama, 1991. Forms of dissolved silicon in seawater. Mar. Chem., 32:1-8.

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.

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.

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.

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 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.

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.

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.

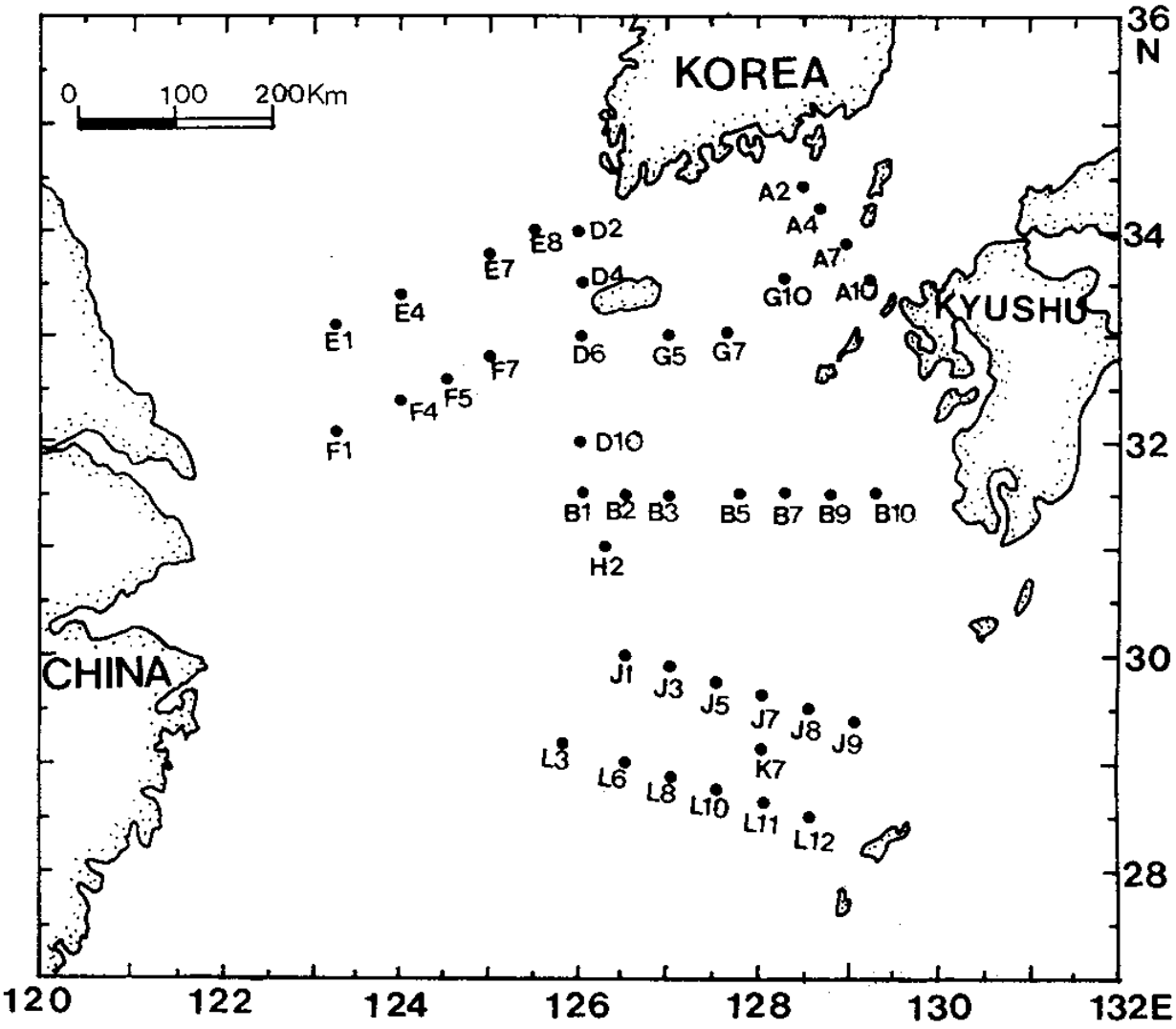


Fig. 7-1. Location of sampling stations in the East China Sea, August-September, 1994.

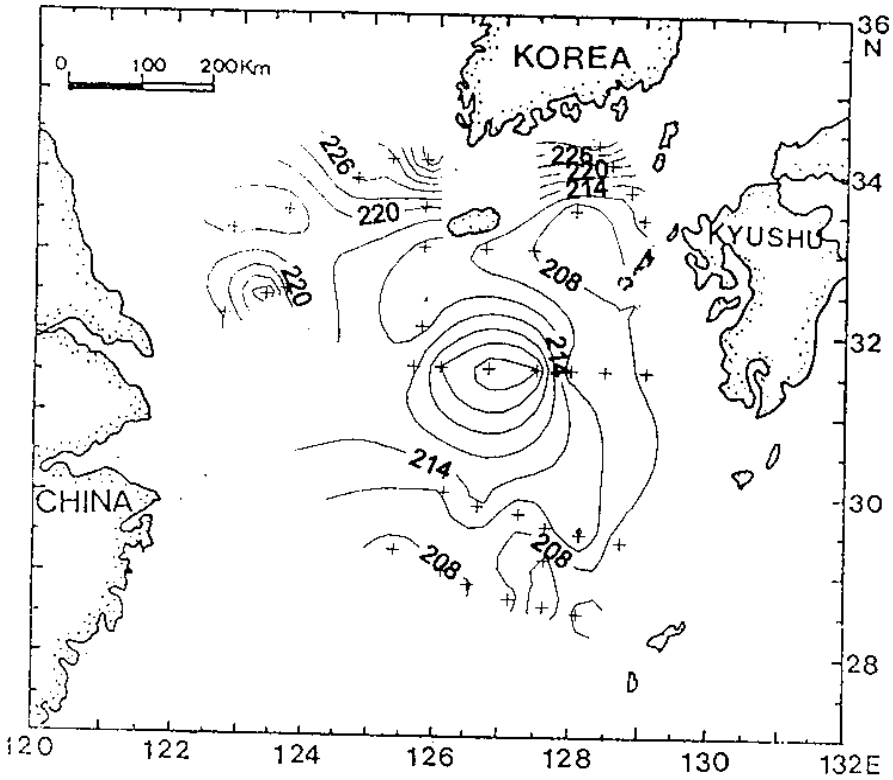


Fig. 7-2. The horizontal distribution of dissolved oxygen (μM) in the surface waters, August-September, 1994.

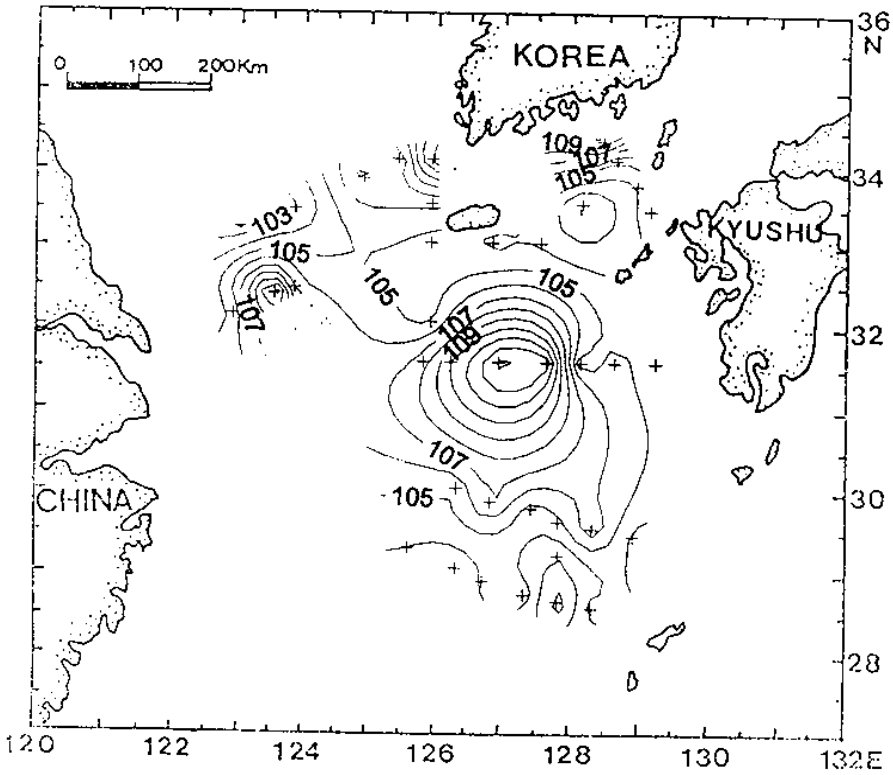


Fig. 7-3. The horizontal distribution of apparent oxygen utilization (%) in the surface waters, August- September, 1994.

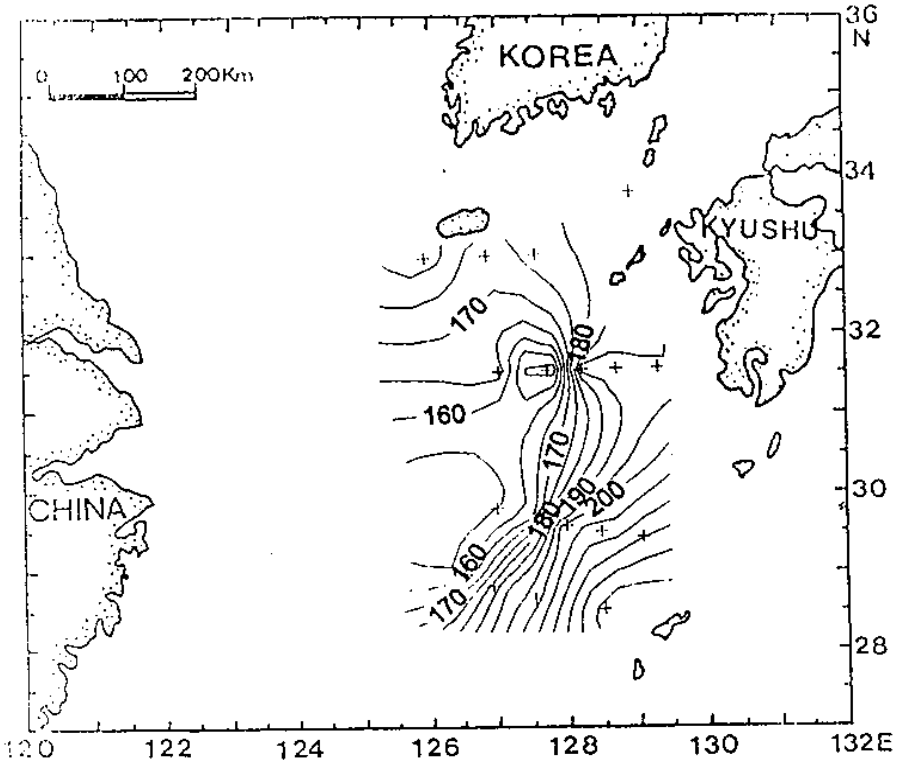


Fig. 7-4. The horizontal distribution of dissolved oxygen (μM) at 100 m layer, August-September, 1994.

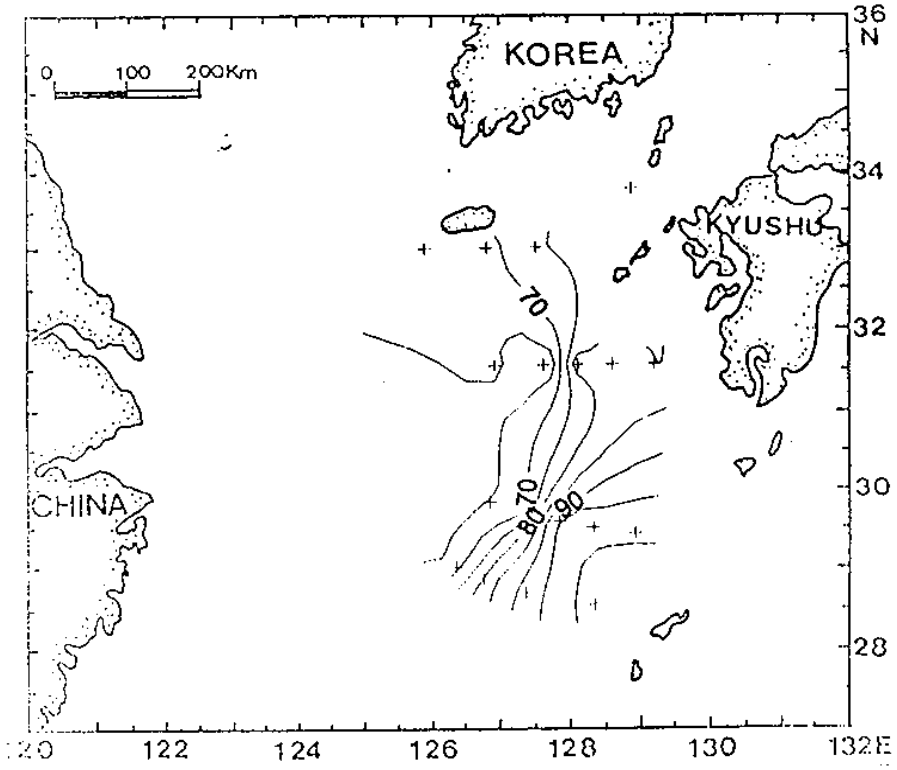


Fig. 7-5. The horizontal distribution of apparent oxygen utilization (%) at 100 m layer, August-September, 1994.

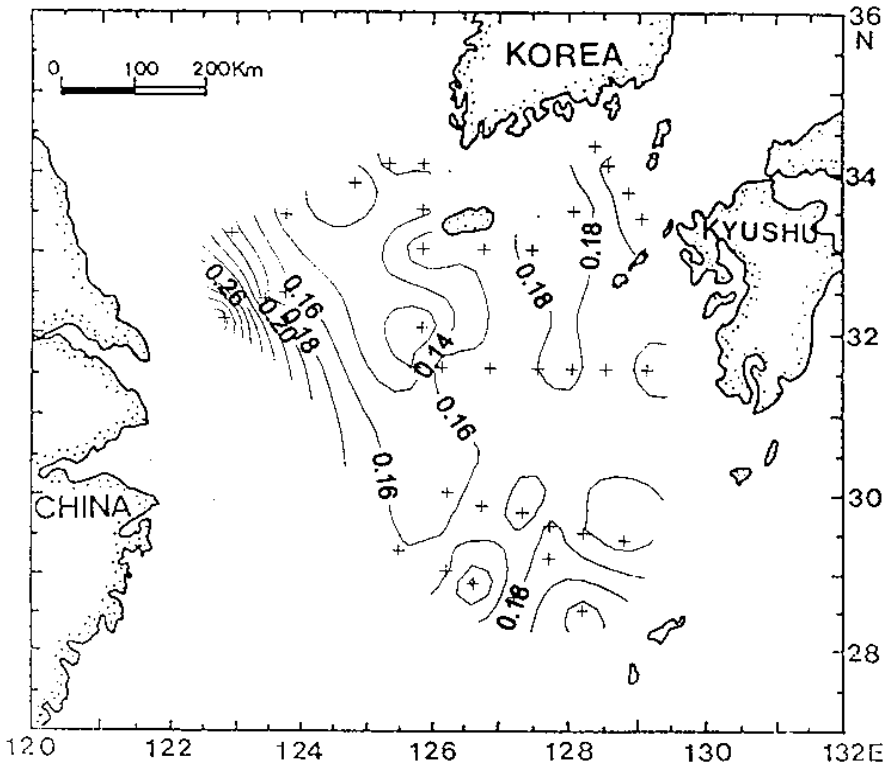


Fig. 7-6. The horizontal distribution of nitrite concentration (μM) in the surface waters, August-September, 1994.

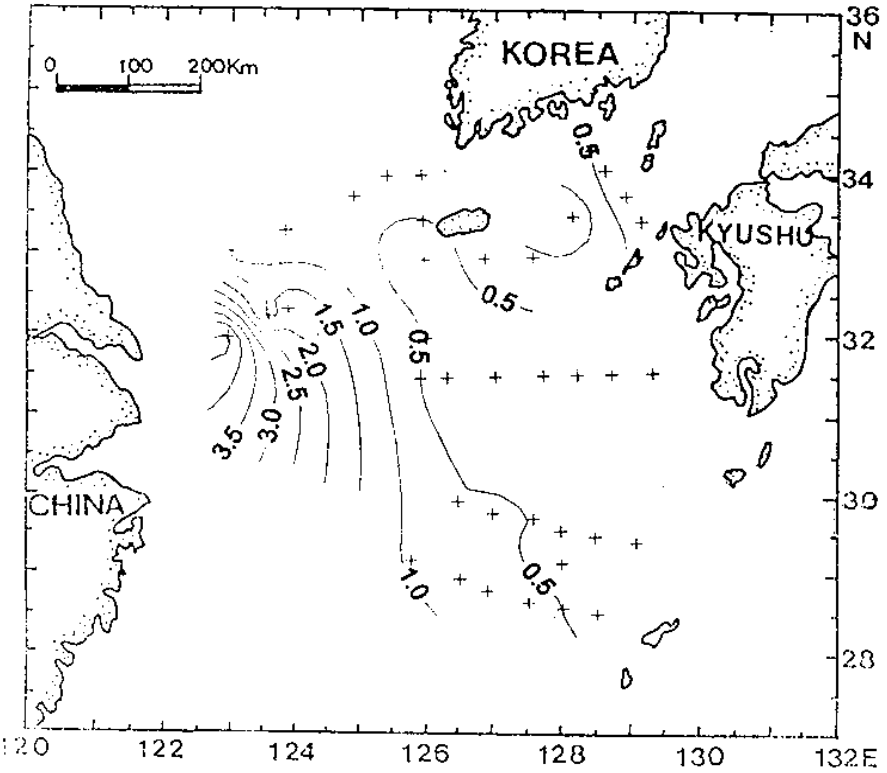


Fig. 7-7. The horizontal distribution of nitrate concentration (μM) in the surface waters, August-September, 1994.

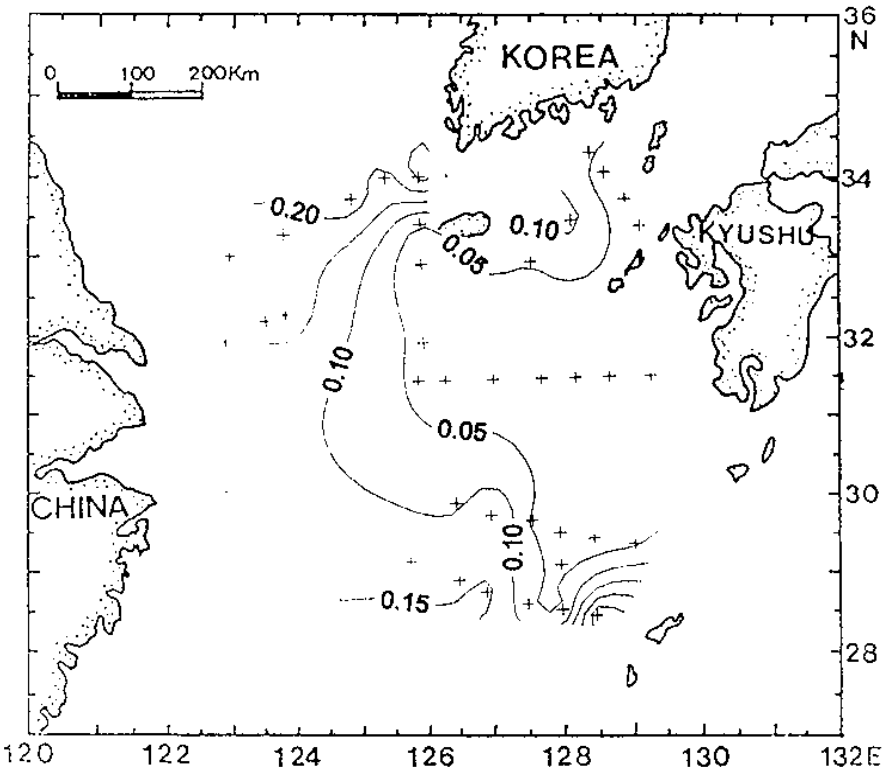


Fig. 7-8. The horizontal distribution of phosphate concentration (μM) in the surface waters, August-September, 1994.

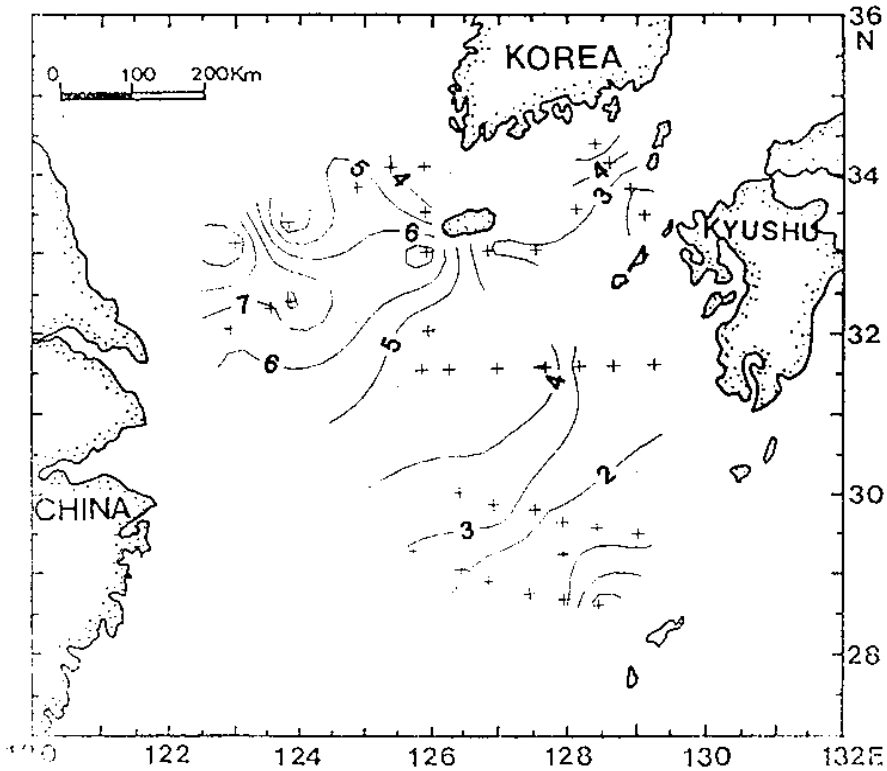


Fig. 7-9. The horizontal distribution of silicate concentration (μM) in the surface waters, August-September, 1994.

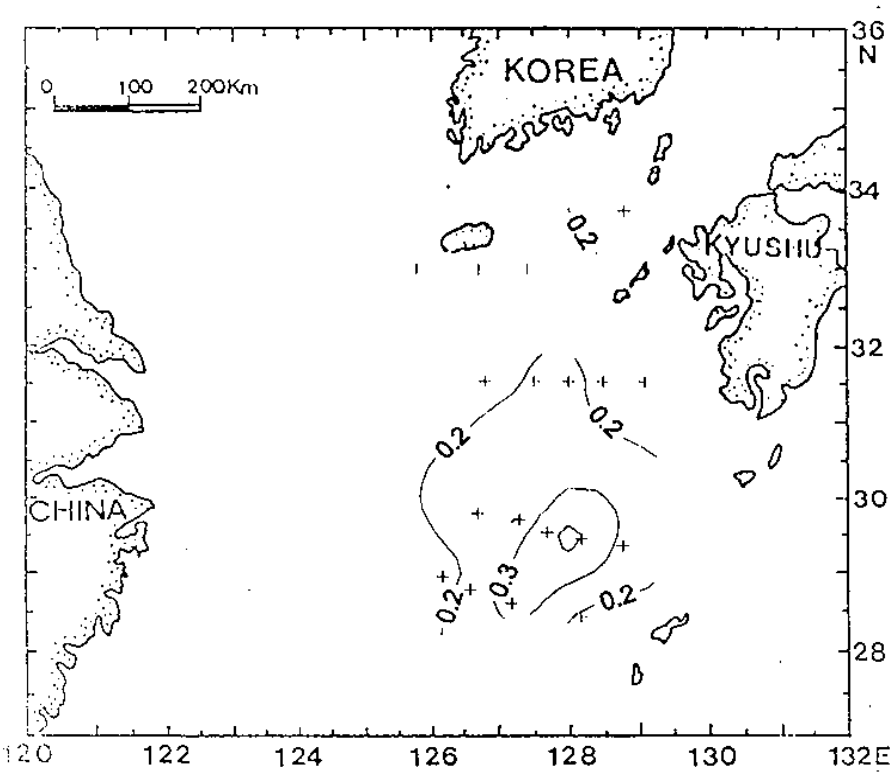


Fig. 7-10. The horizontal distribution of nitrite concentration (μM) at 100 m layer, August-September, 1994.

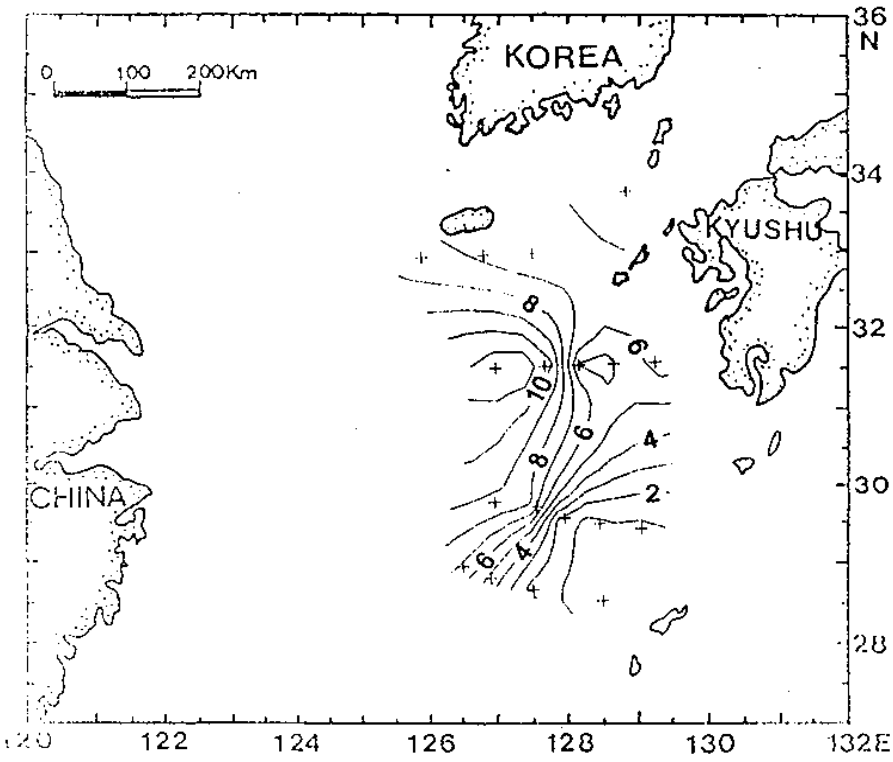


Fig. 7-11. The horizontal distribution of nitrate concentration (μM) at 100 m layer, August-September, 1994.

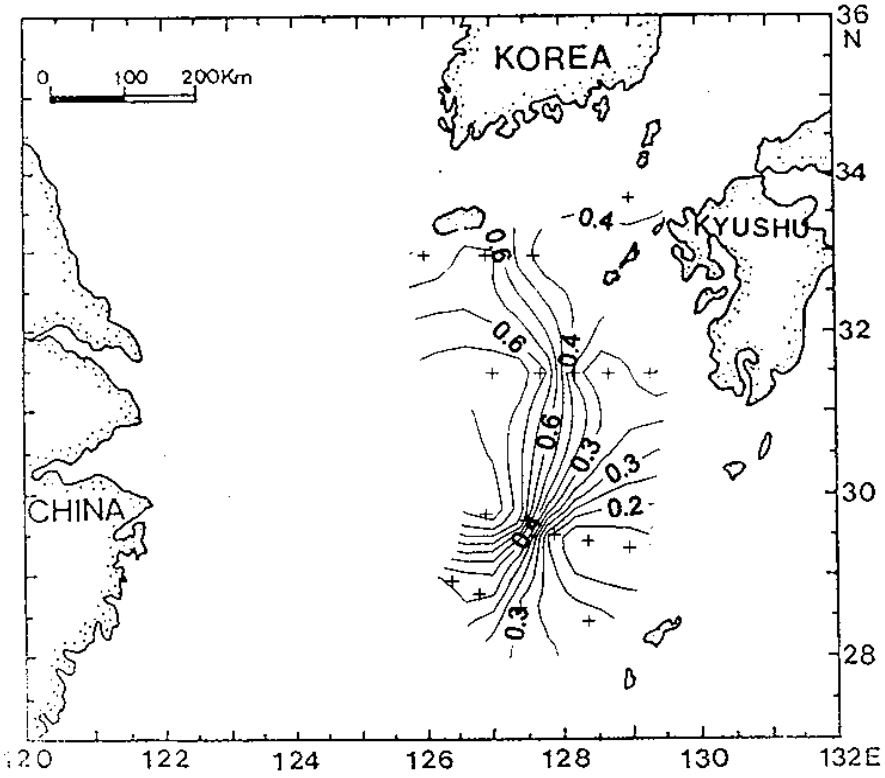


Fig. 7-12. The horizontal distribution of phosphate concentration (μM) at 100 m layer, August-September, 1994.

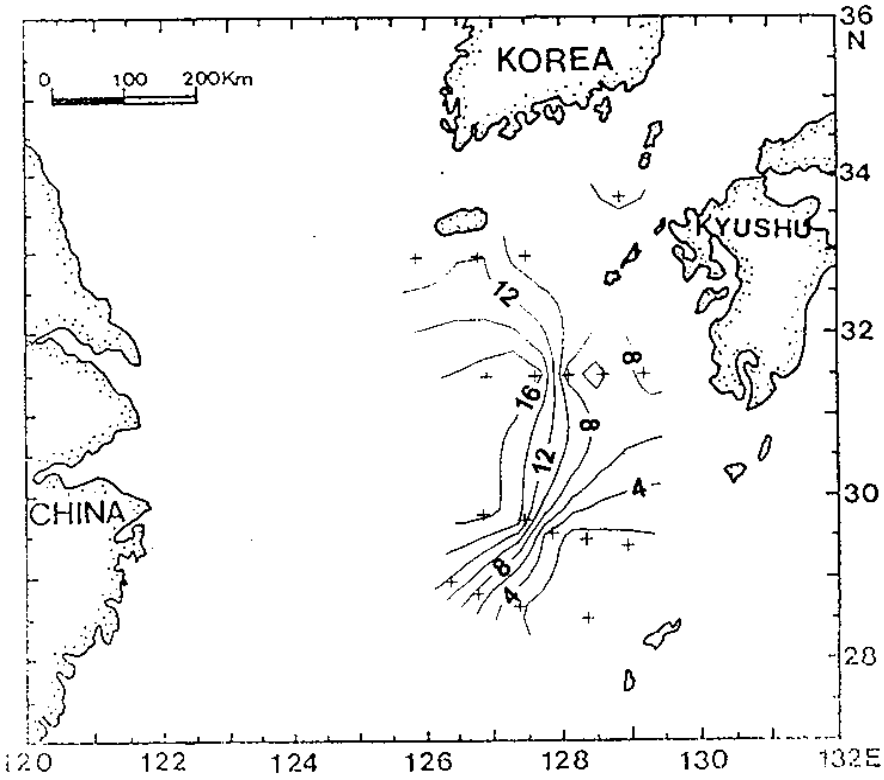


Fig. 7-13. The horizontal distribution of silicate concentration (μM) at 100 m layer, August-September, 1994.

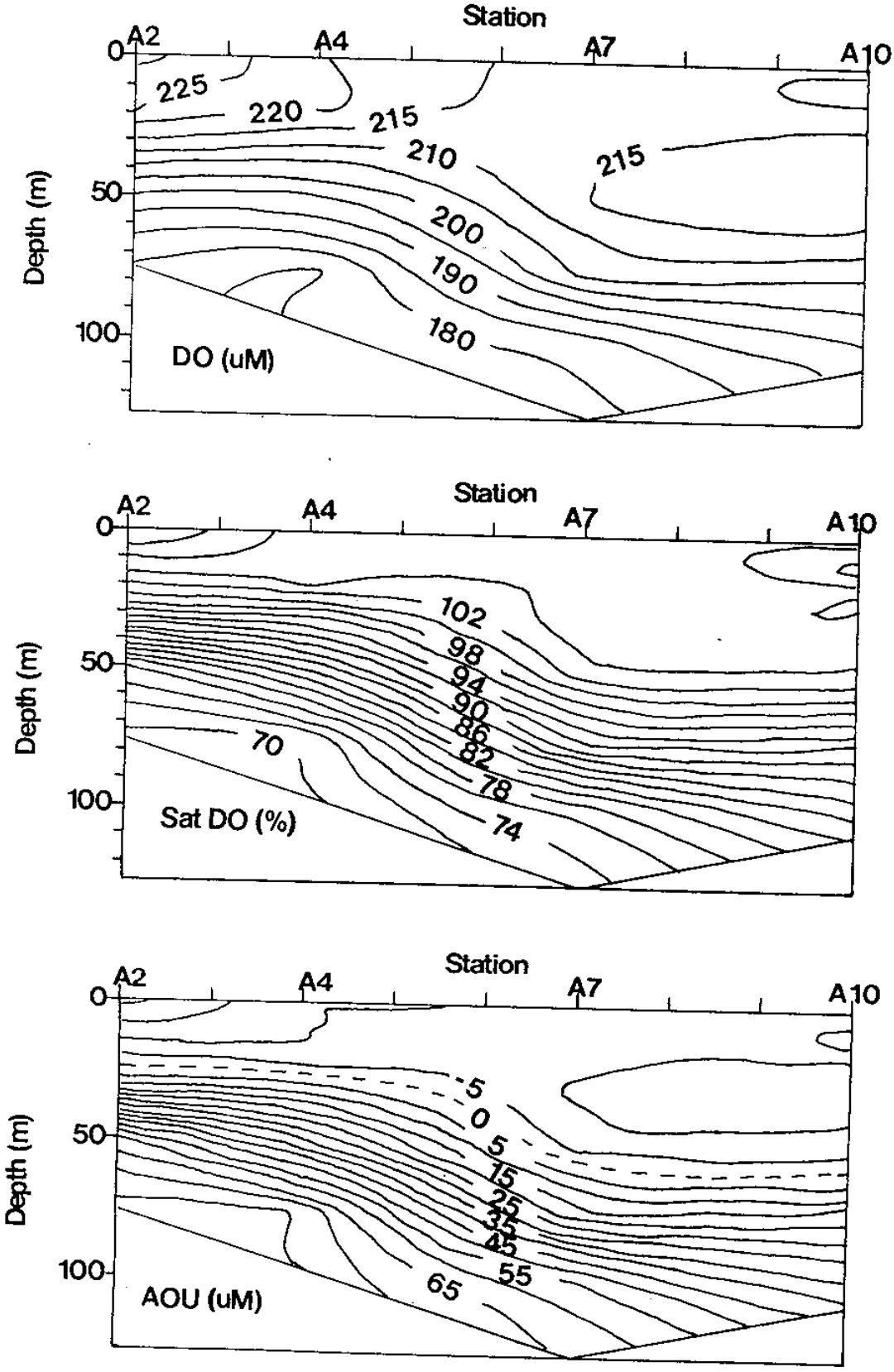


Fig. 7-14. The vertical distribution of dissolved oxygen (μM), the saturation of dissolved oxygen (%) and apparent oxygen utilization (μM) along section A, August-September, 1994.

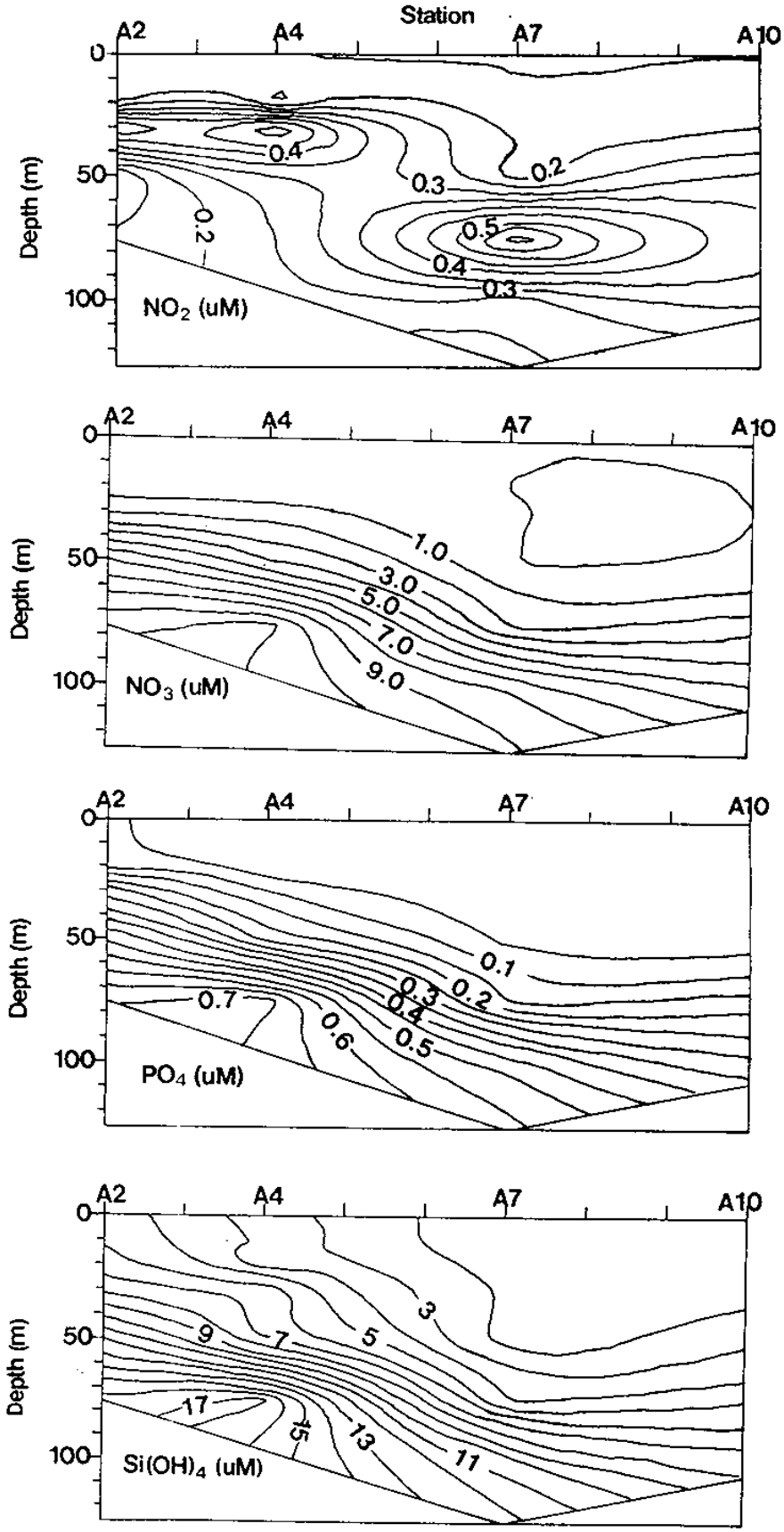


Fig. 7-15. The vertical distribution of nitrite, nitrate, phosphate and silicate concentration (μM) along section A, August-September, 1994.

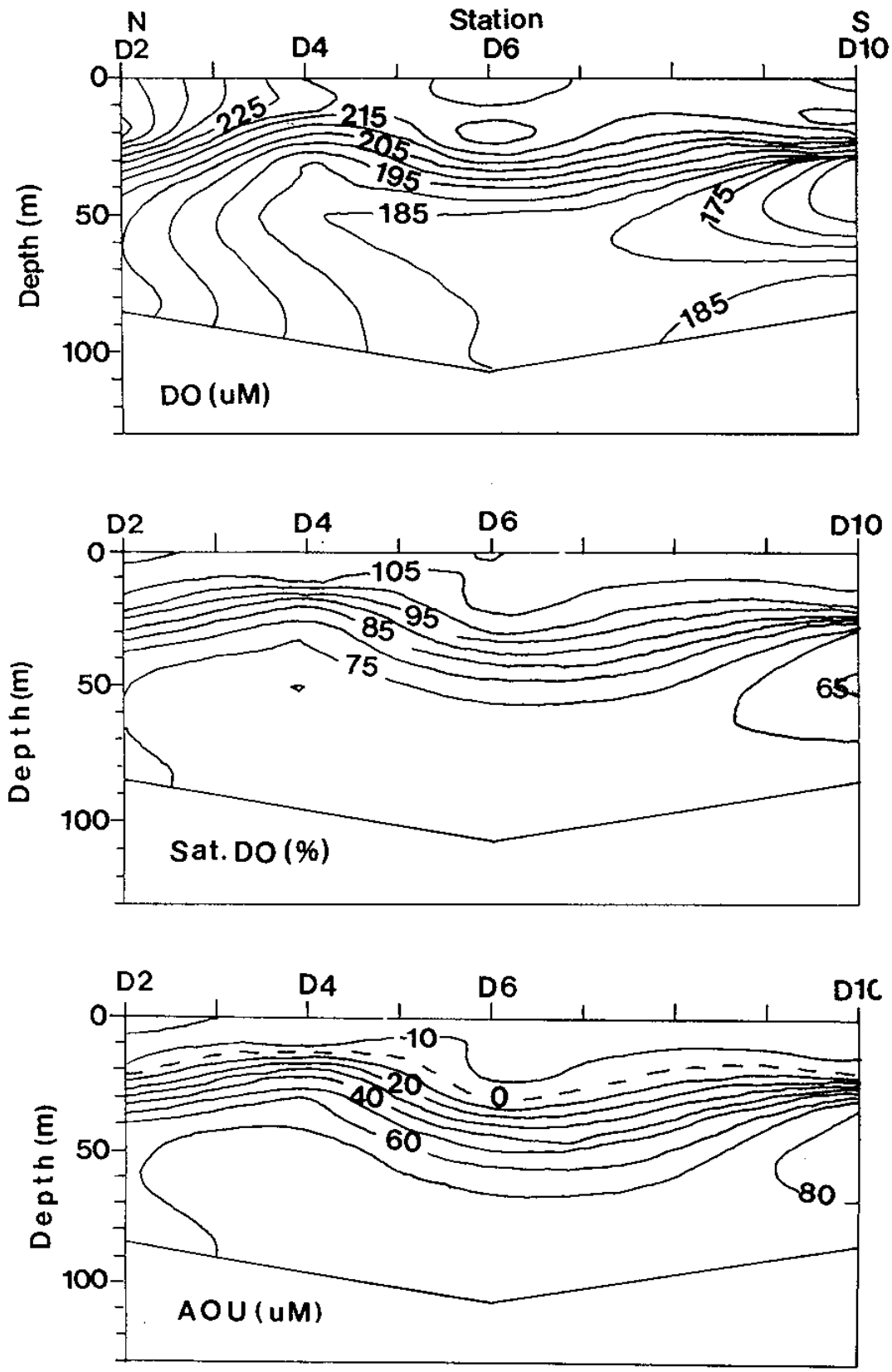


Fig. 7-16. The vertical distribution of dissolved oxygen (μM), the saturation of dissolved oxygen (%) and apparent oxygen utilization (μM) along section D, August-September, 1994.

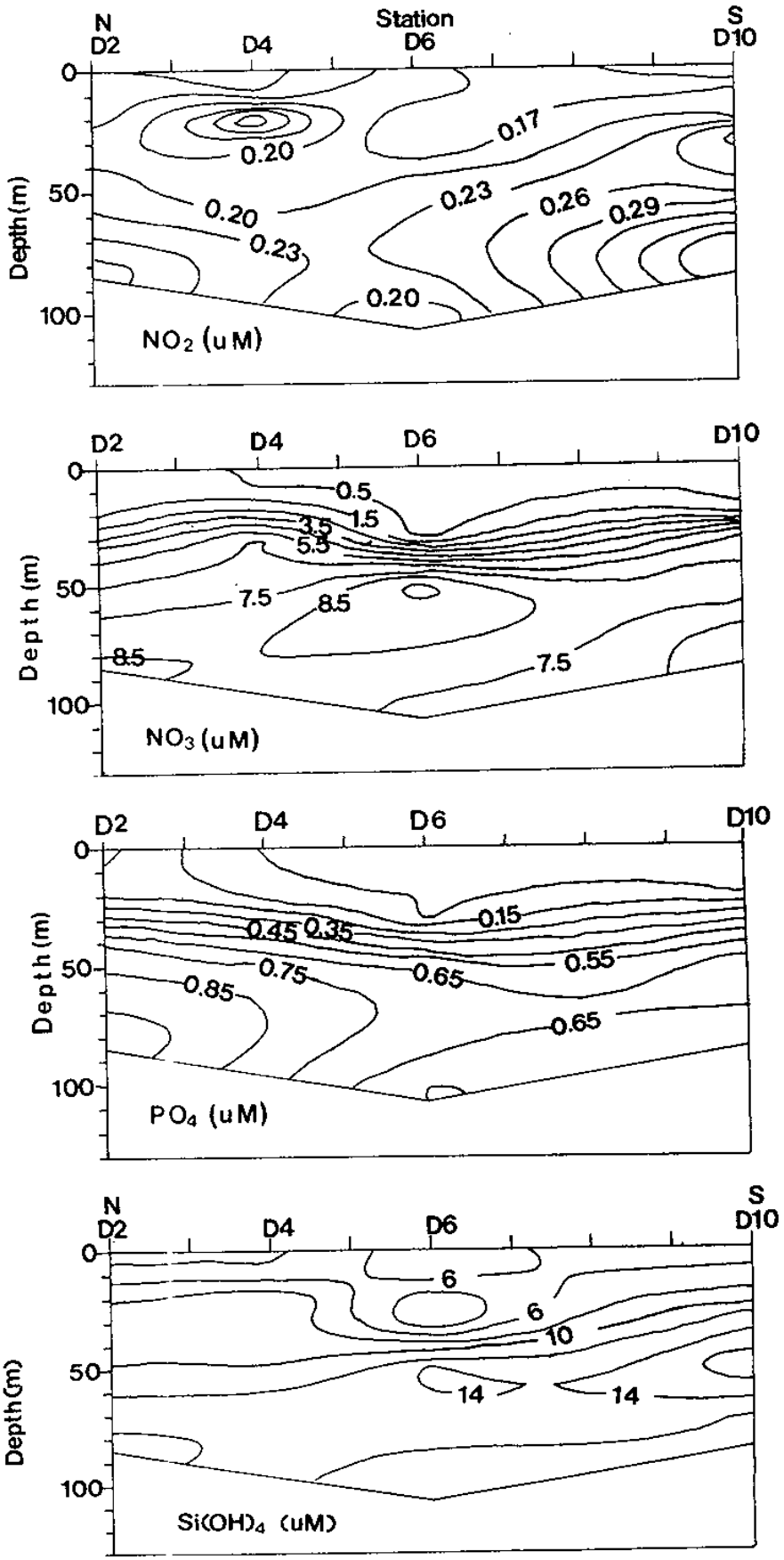


Fig. 7-17. The vertical distribution of nitrite, nitrate, phosphate and silicate concentration (μM) along section D, August-September, 1994.

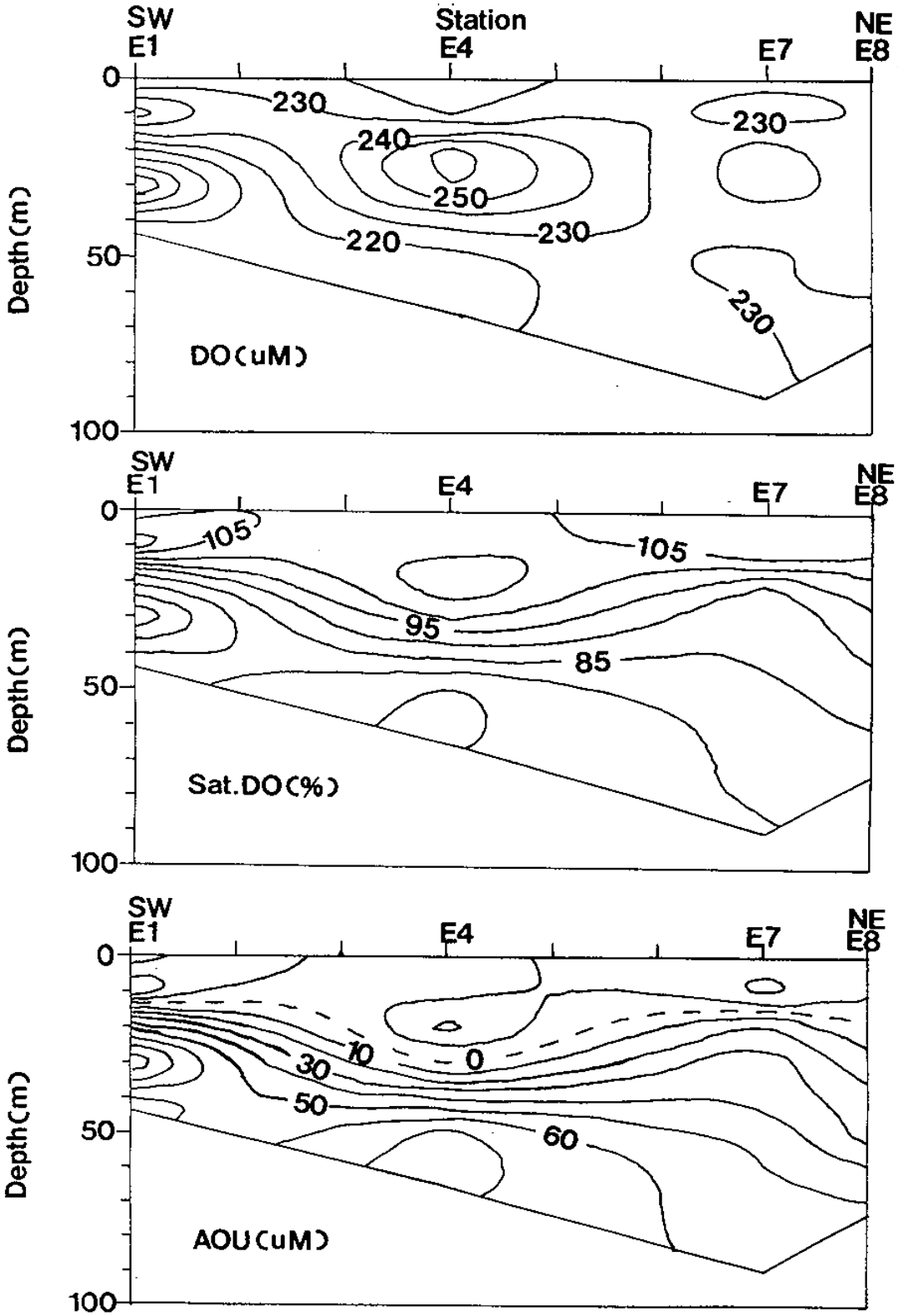


Fig. 7-18. The vertical distribution of dissolved oxygen (μM), the saturation of dissolved oxygen (%) and apparent oxygen utilization (μM) along section E, August-September, 1994.

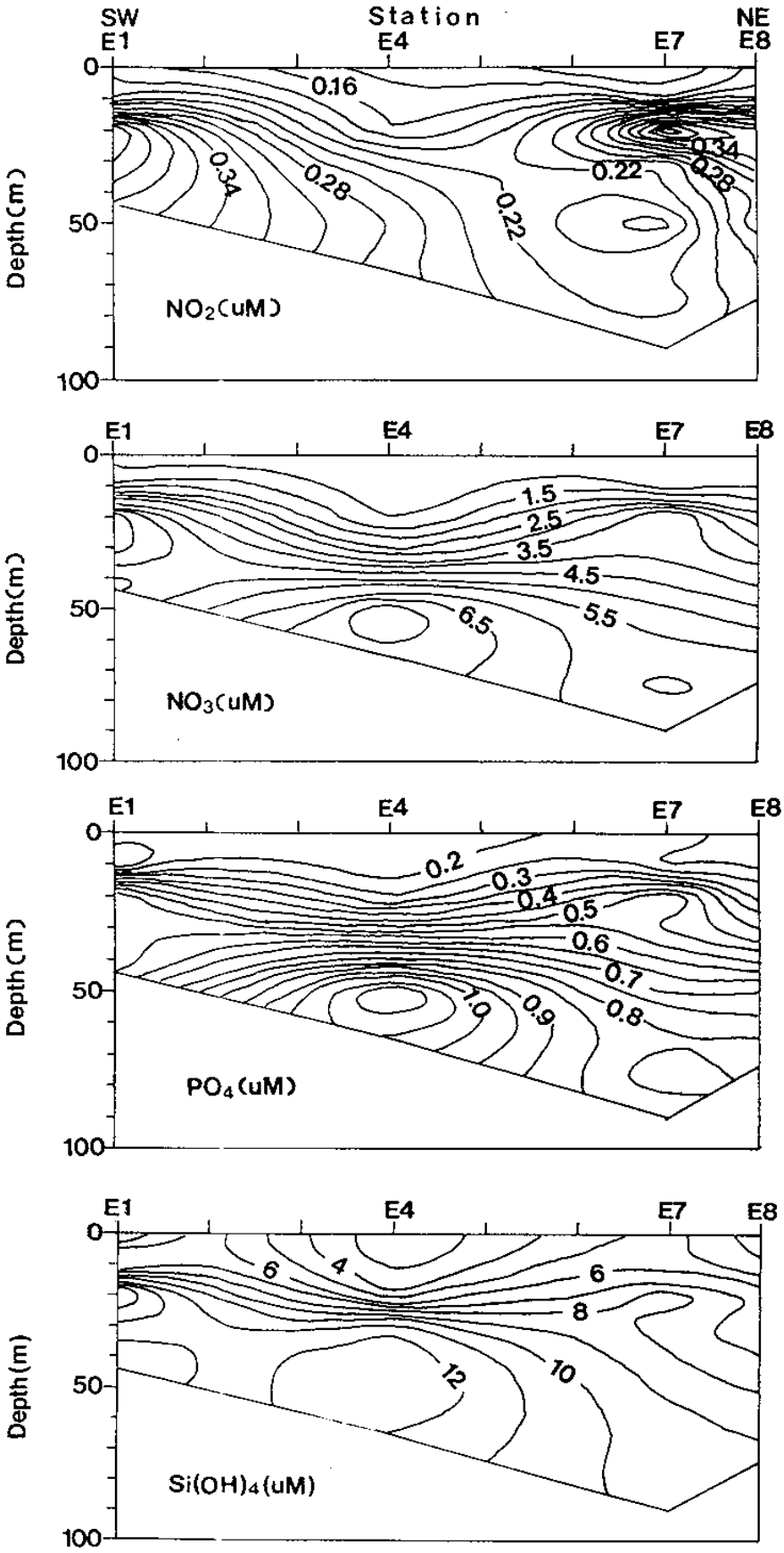


Fig. 7-19. The vertical distribution of nitrite, nitrate, phosphate and silicate concentration (μM) along section E, August-September, 1994.

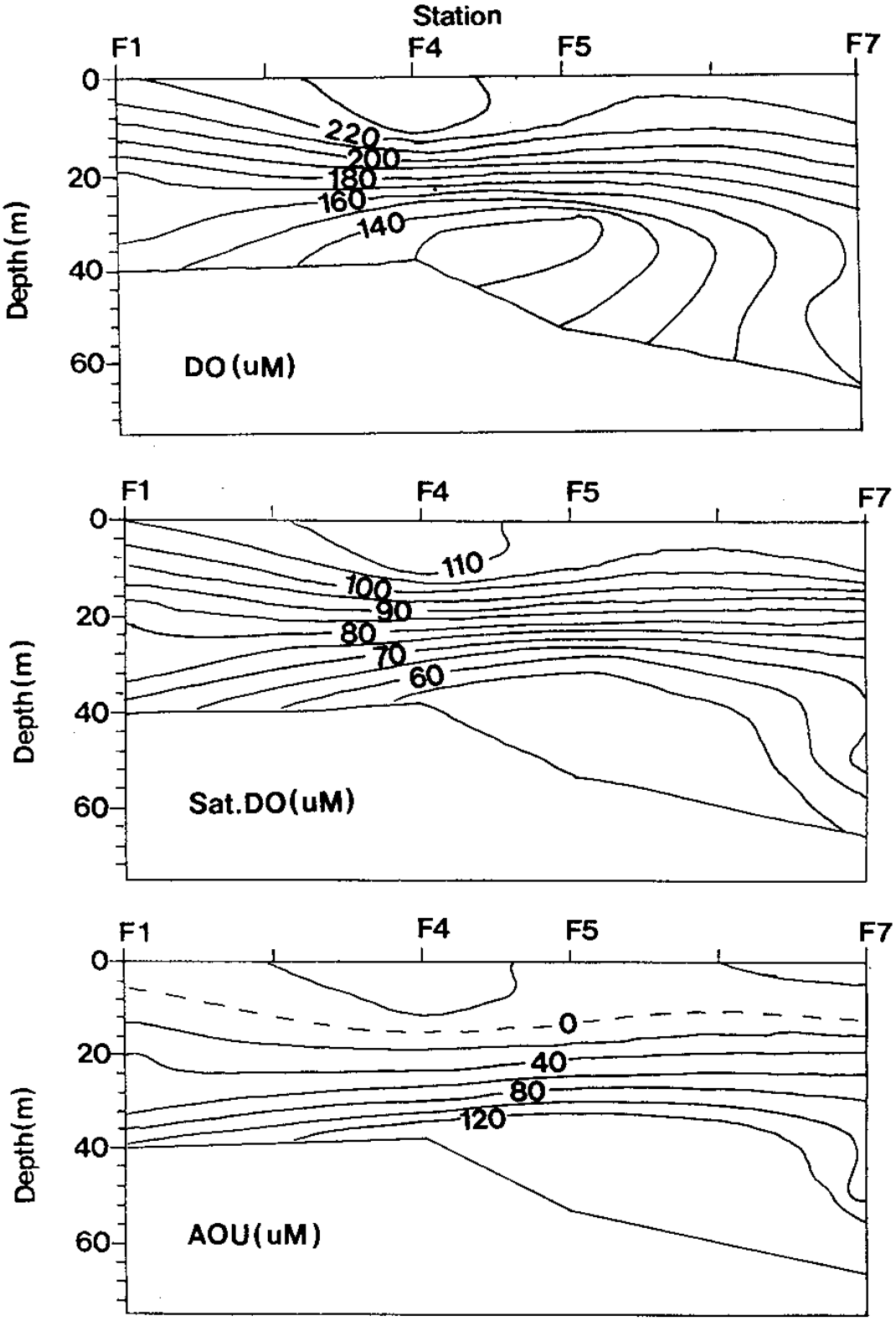


Fig. 7-20. The vertical distribution of dissolved oxygen (μM), the saturation of dissolved oxygen (%) and apparent oxygen utilization (μM) along section F, August-September, 1994.

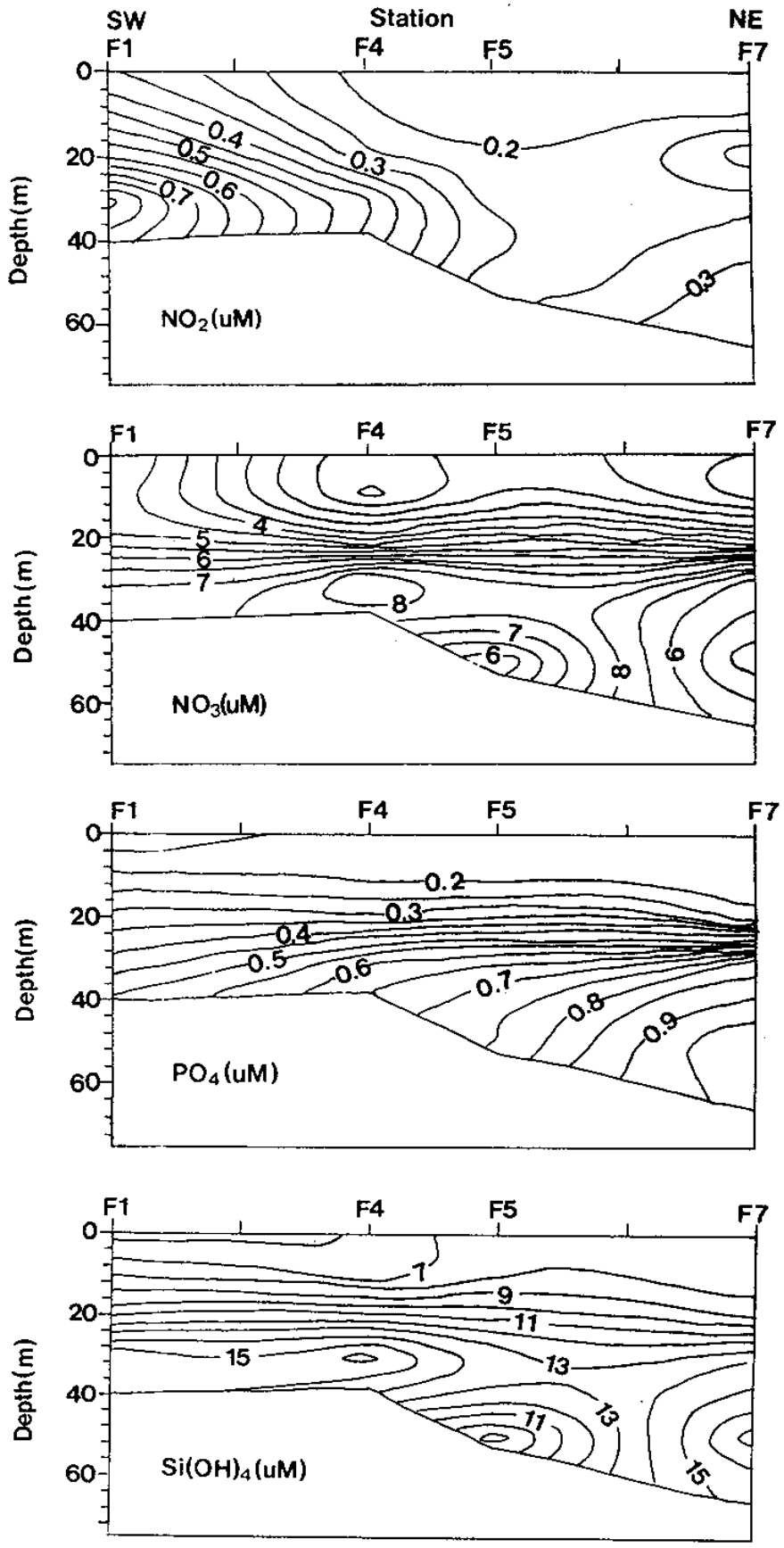


Fig. 7-21. The vertical distribution of nitrite, nitrate, phosphate and silicate concentration (μM) along section F, August-September, 1994.

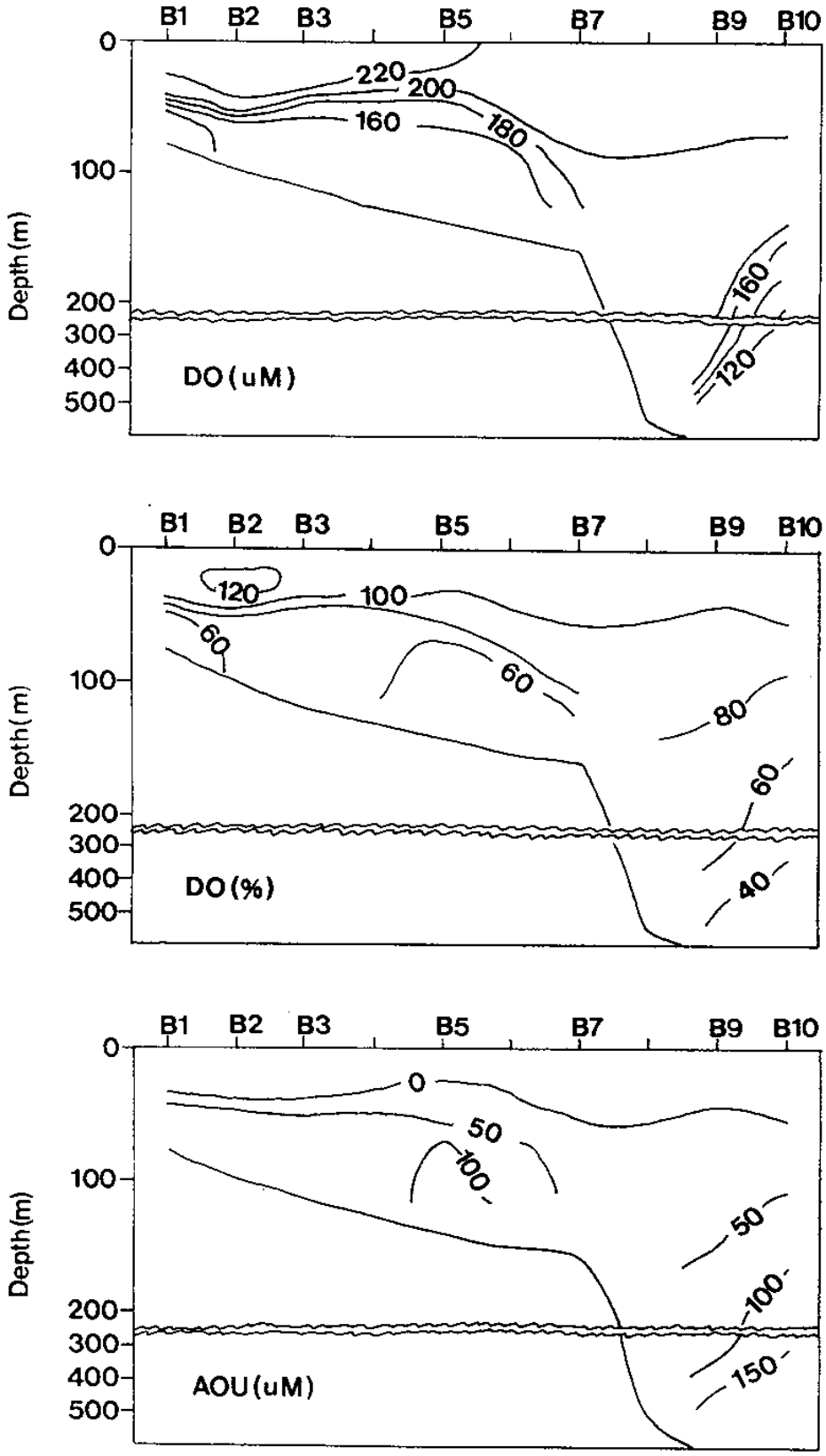


Fig. 7-22. The vertical distribution of dissolved oxygen (μM), the saturation of dissolved oxygen (%) and apparent oxygen utilization (μM) along section B, August-September, 1994.

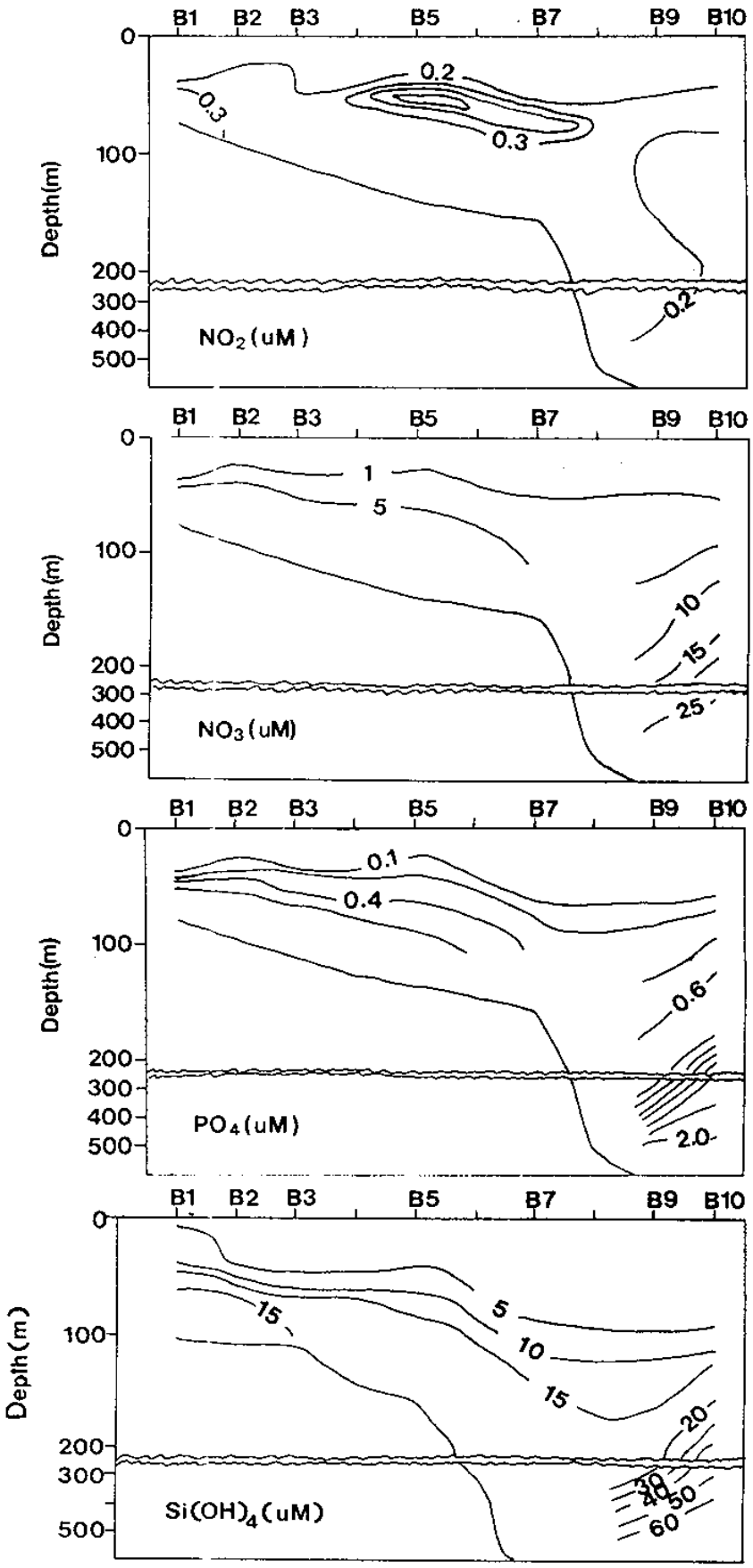


Fig. 7-23. The vertical distribution of nitrite, nitrate, phosphate and silicate concentration (μM) along section B, August-September, 1994.

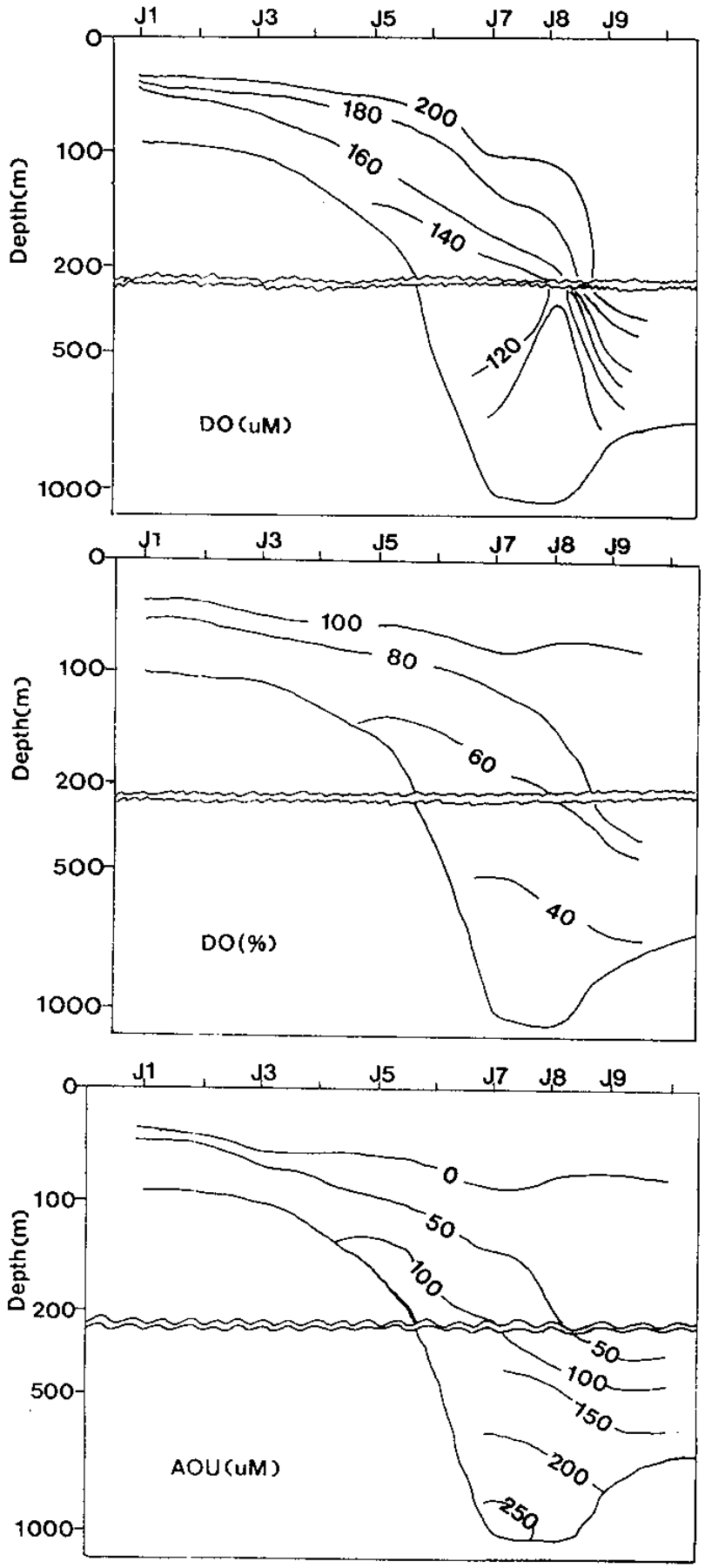


Fig. 7-24. The vertical distribution of dissolved oxygen (μM), the saturation of dissolved oxygen (%) and apparent oxygen utilization (μM) along section J, August-September, 1994.

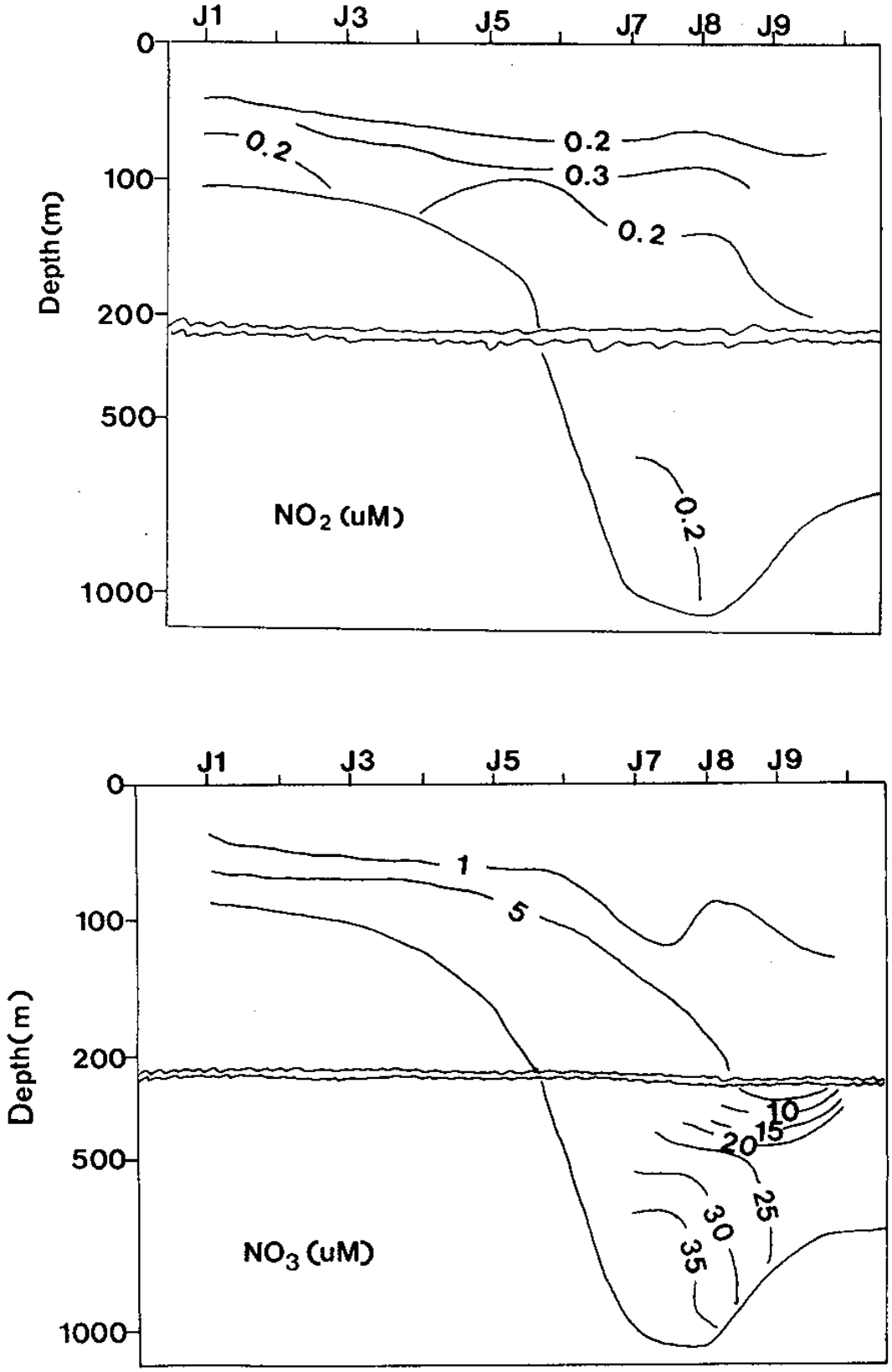
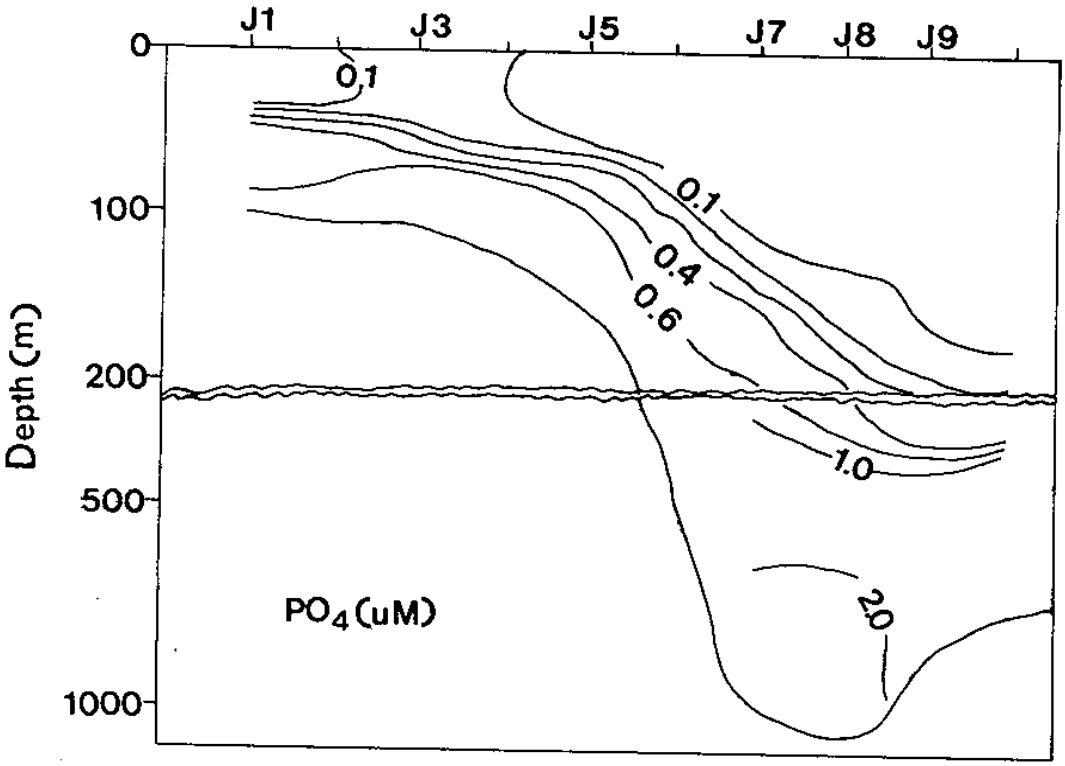


Fig. 7-25. The vertical distribution of nitrite, nitrate, phosphate and silicate concentration (μM) along section J, August-September, 1994.



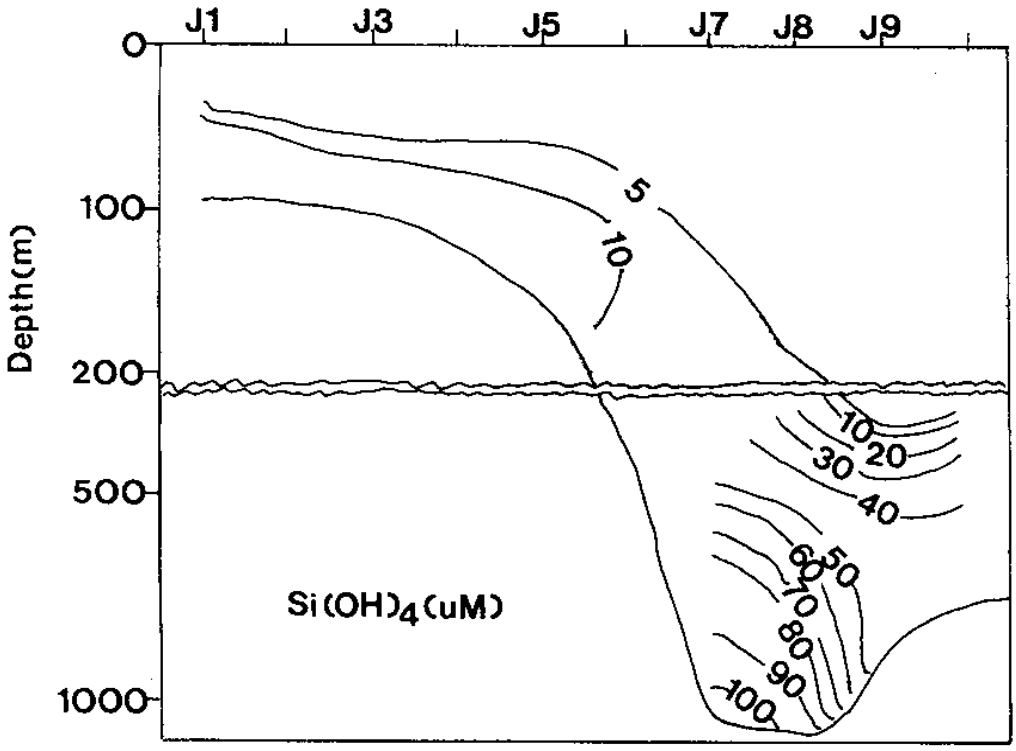


Fig. 7-25. Continued.

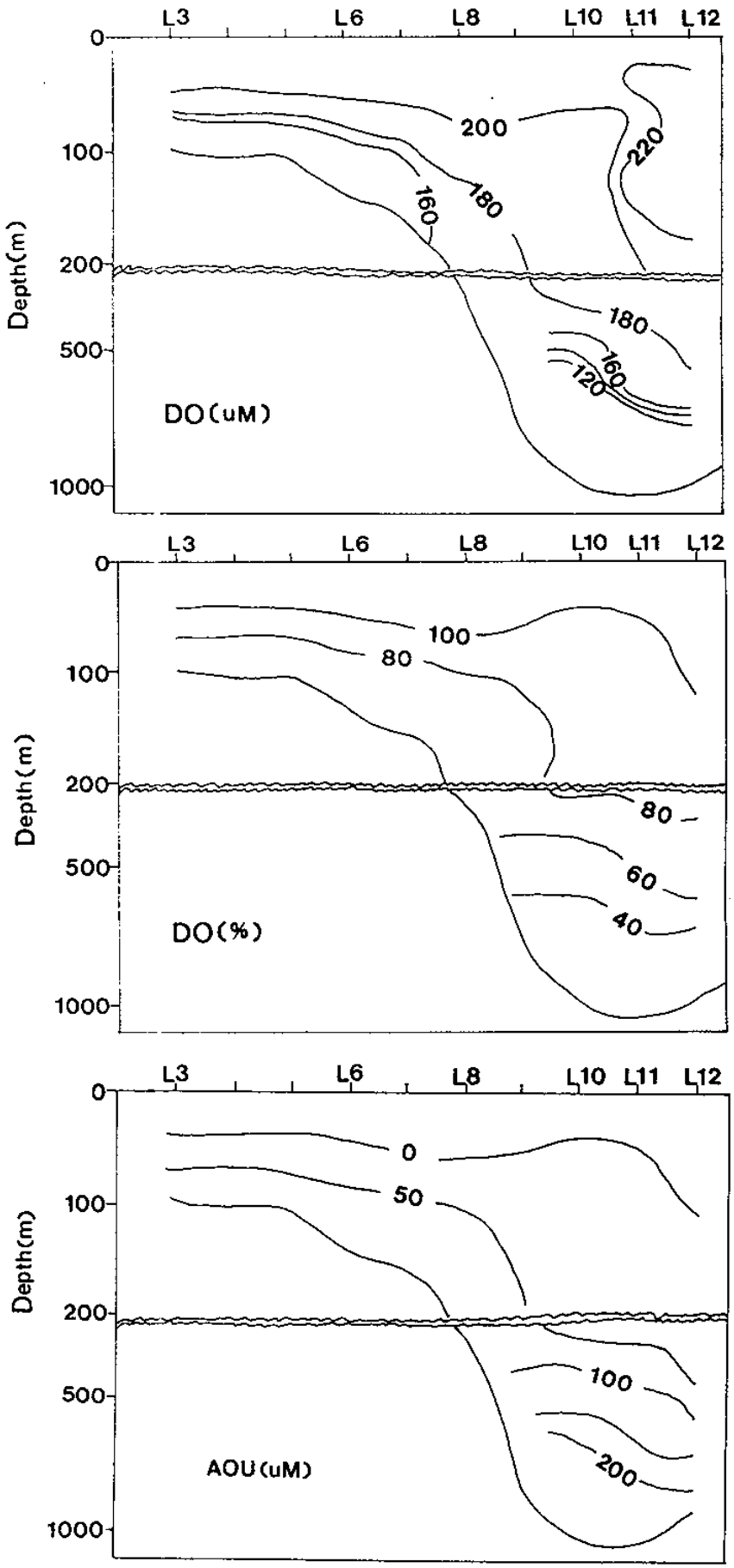


Fig. 7-26. The vertical distribution of dissolved oxygen (μM), the saturation of dissolved oxygen (%) and apparent oxygen utilization (μM) along section L, August-September, 1994.

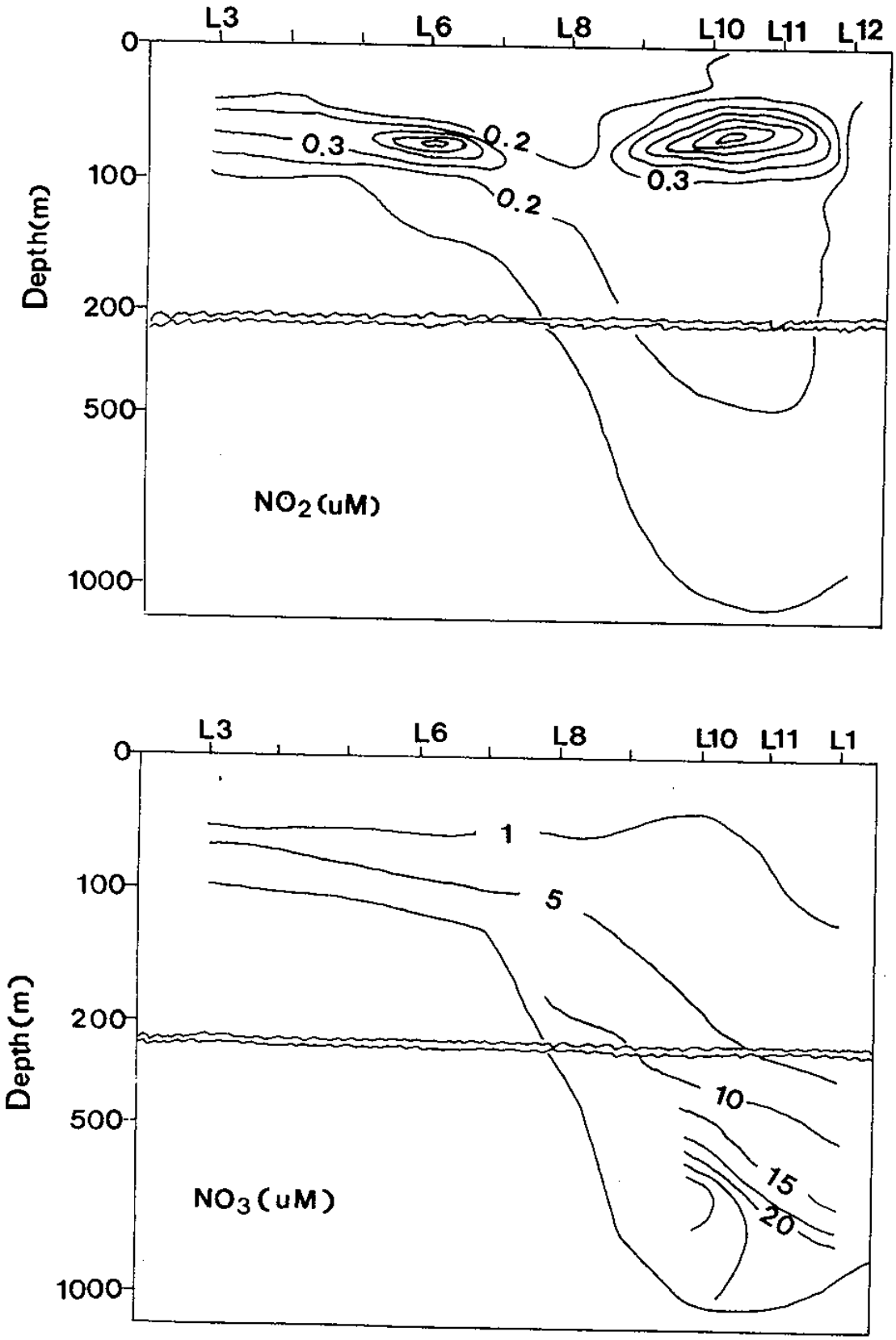
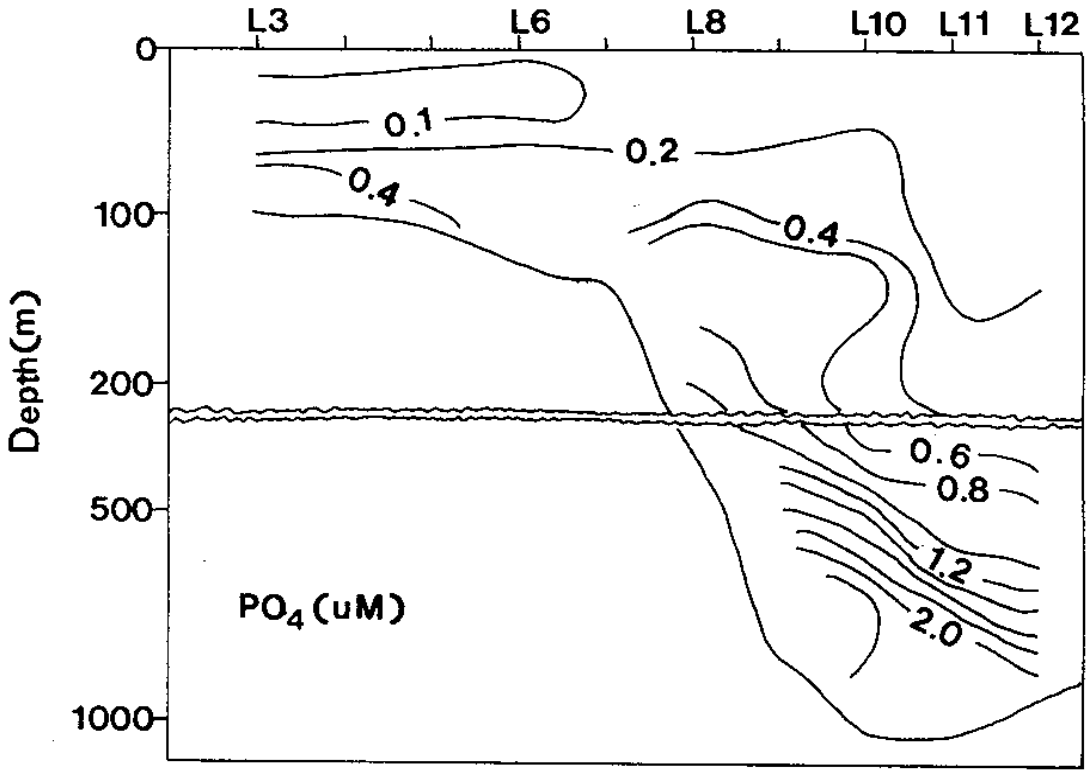


Fig. 7-27. The vertical distribution of nitrite, nitrate, phosphate and silicate concentration (μM) along section L, August-September, 1994.



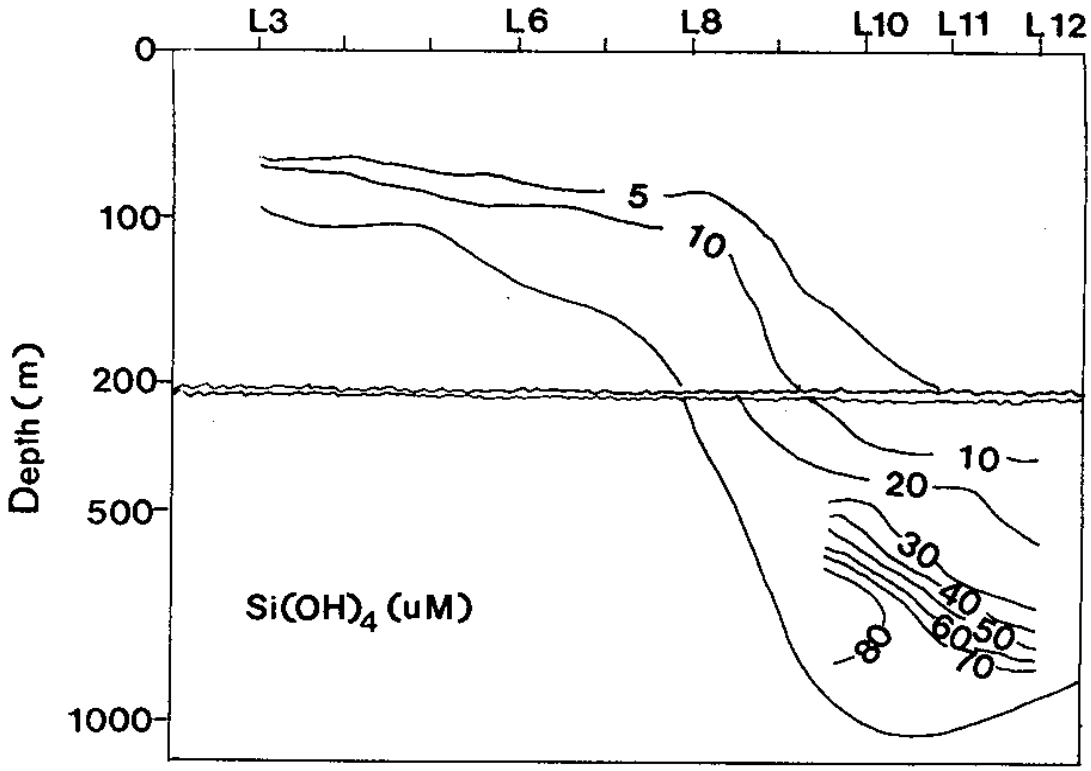


Fig. 7-27. Continued.

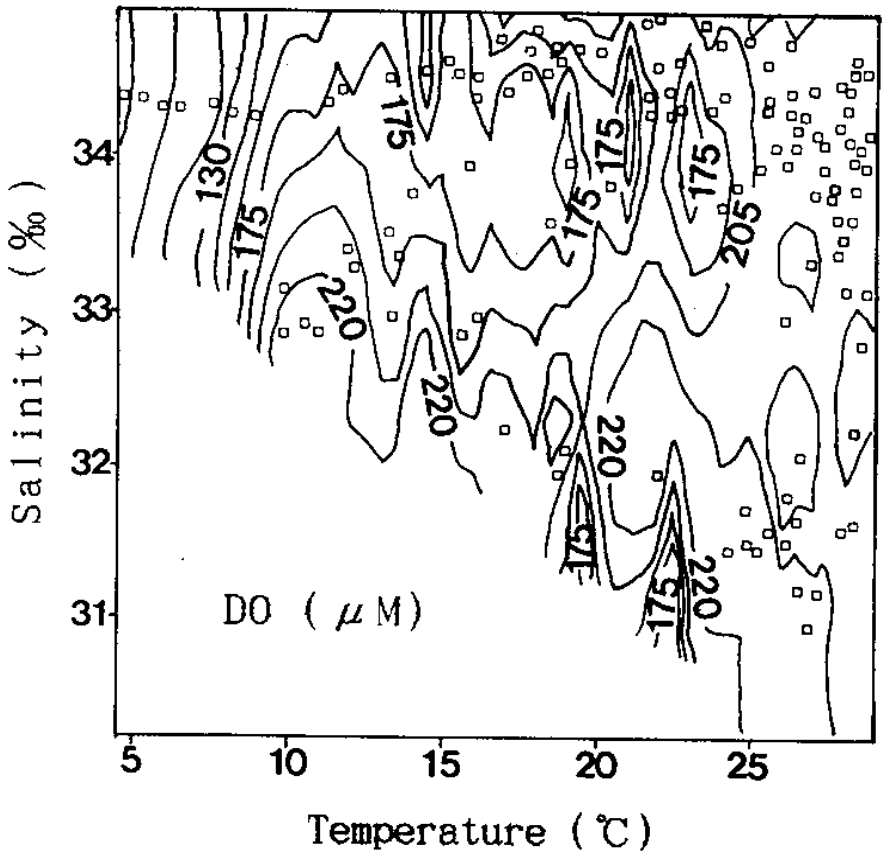


Fig. 7-28. Plot of dissolved oxygen contents (μM) on the T-S diagram, August-September, 1994.

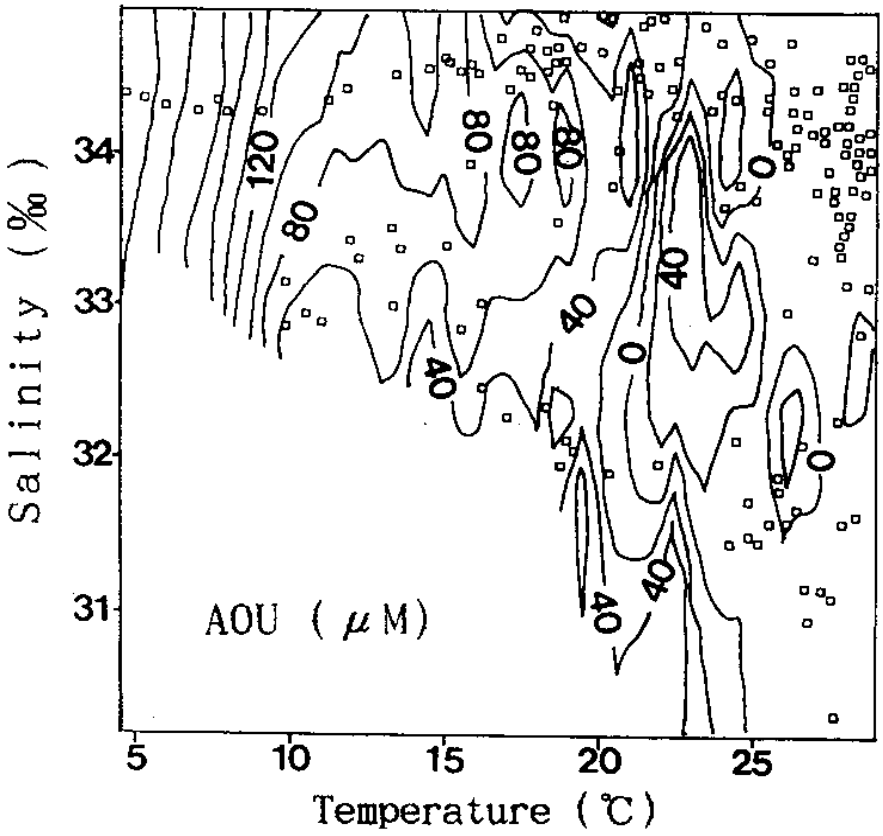


Fig. 7-29. Plot of Apparent oxygen utilization (μM) on the T-S diagram, August-September, 1994.

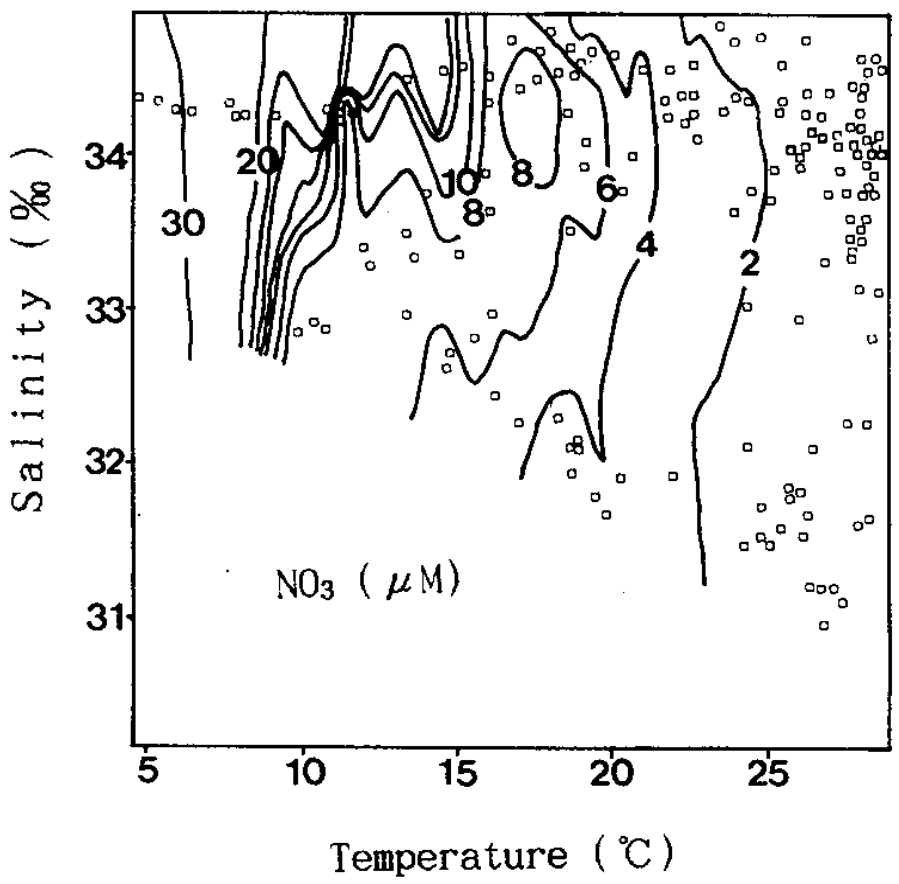


Fig. 7-30. Plot of the nitrate concentration (μM) on the T-S diagram, August-September, 1994.

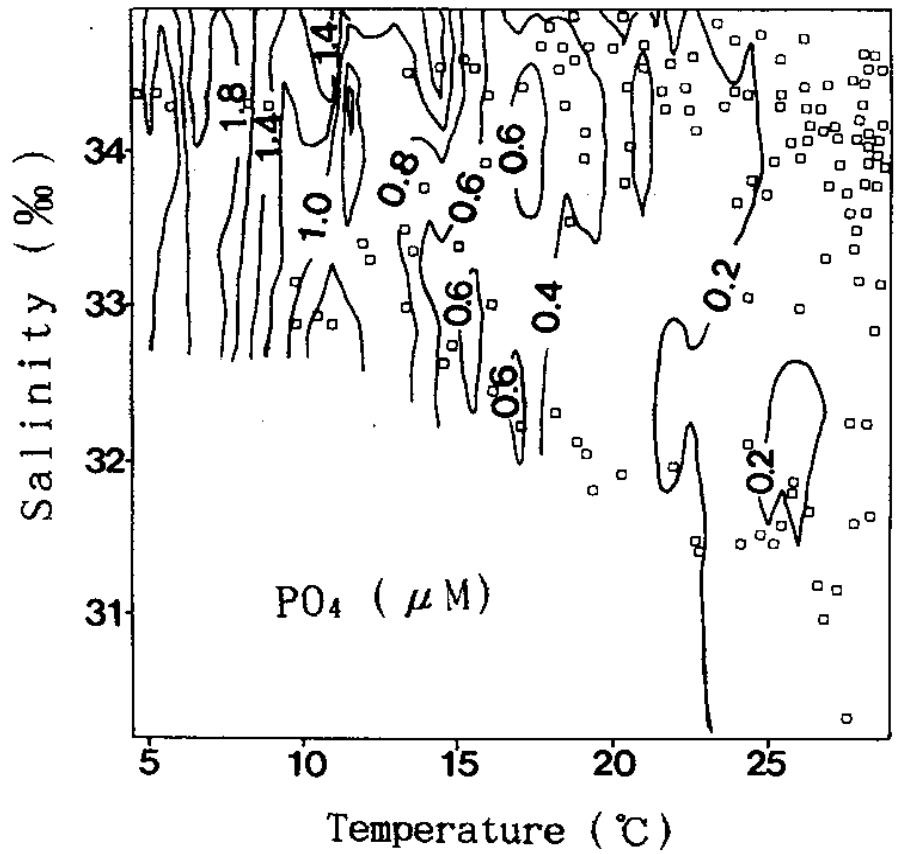


Fig. 7-31. Plot of the phosphate concentration (μM) on the T-S diagram, August-September, 1994.

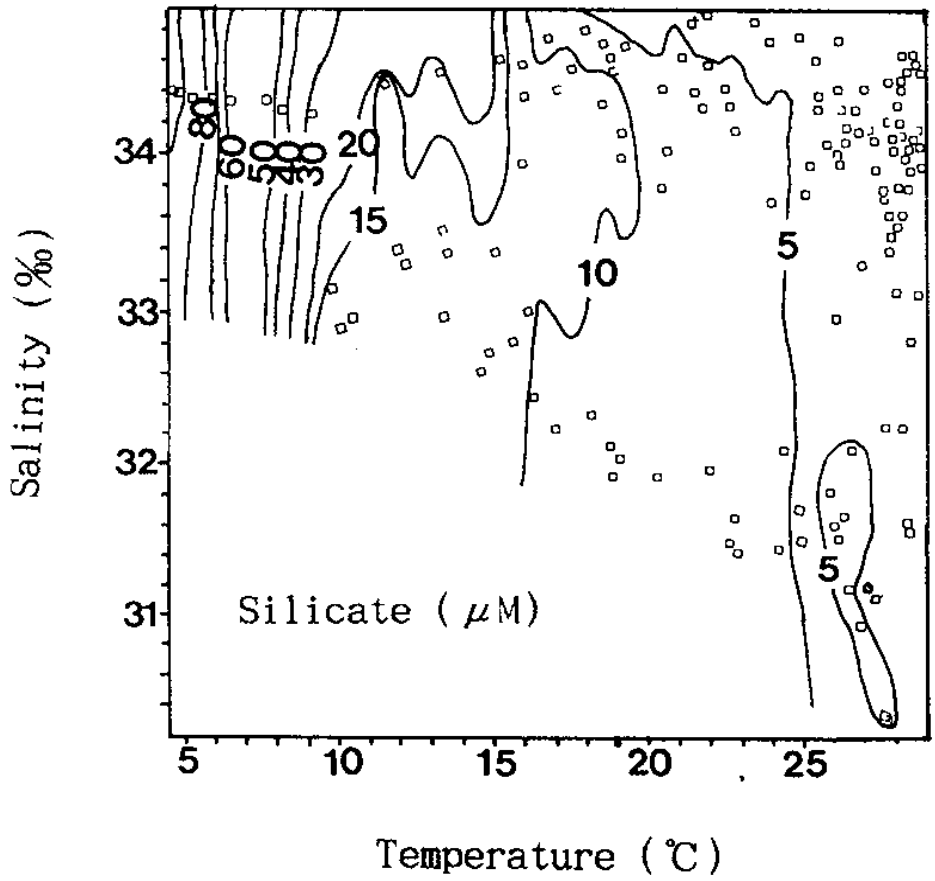


Fig. 7-32. Plot of the silicate concentration (μM) on the T-S diagram, August-September, 1994.

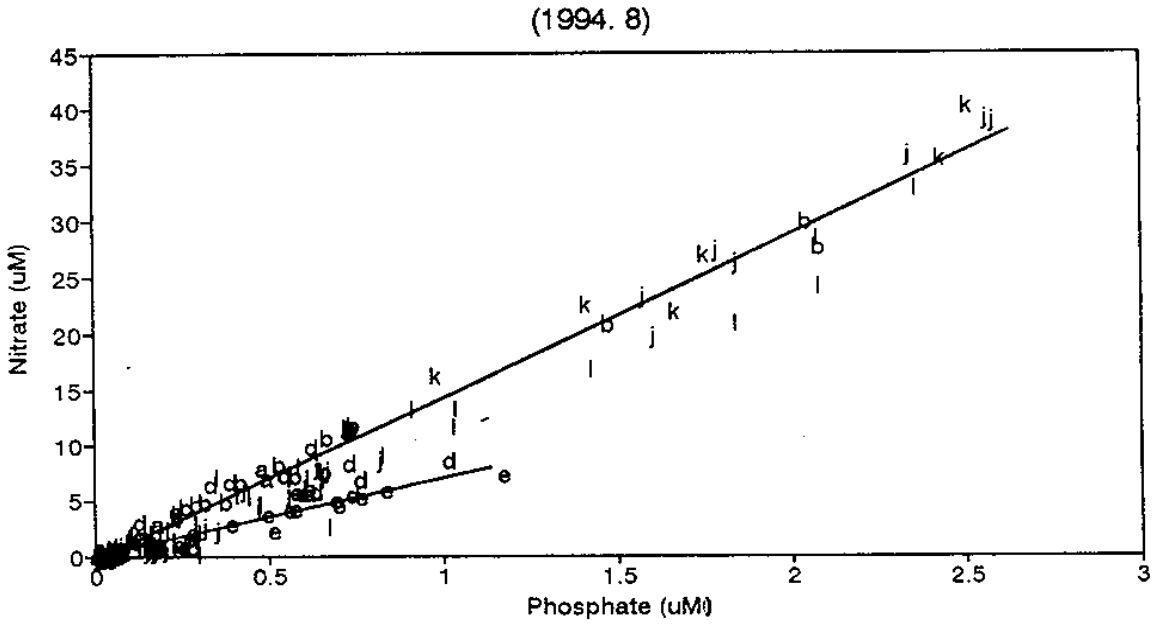


Fig. 7-33. The relation between nitrate and phosphate concentrations, August-September, 1994.

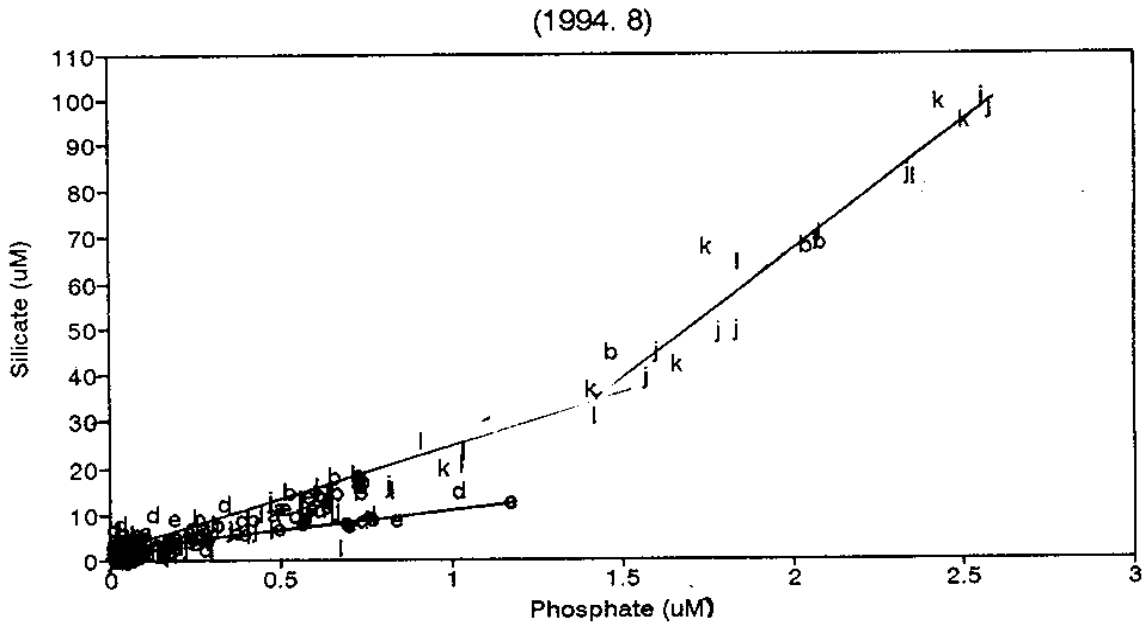


Fig. 7-34. The relation between silicate and phosphate concentrations, August-September, 1994.

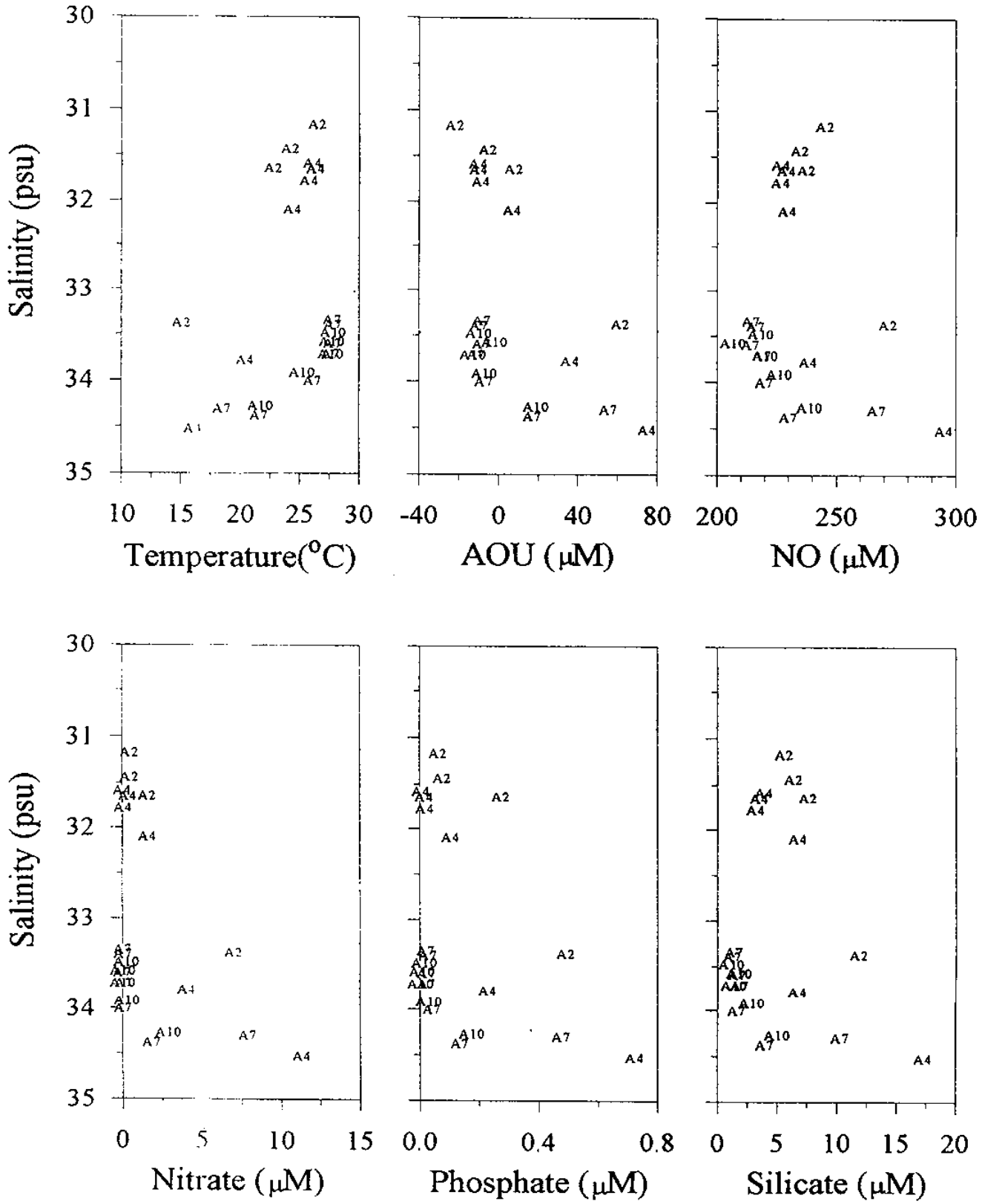


Fig. 7-35. Property-salinity diagrams f or section A, August-September, 1994.

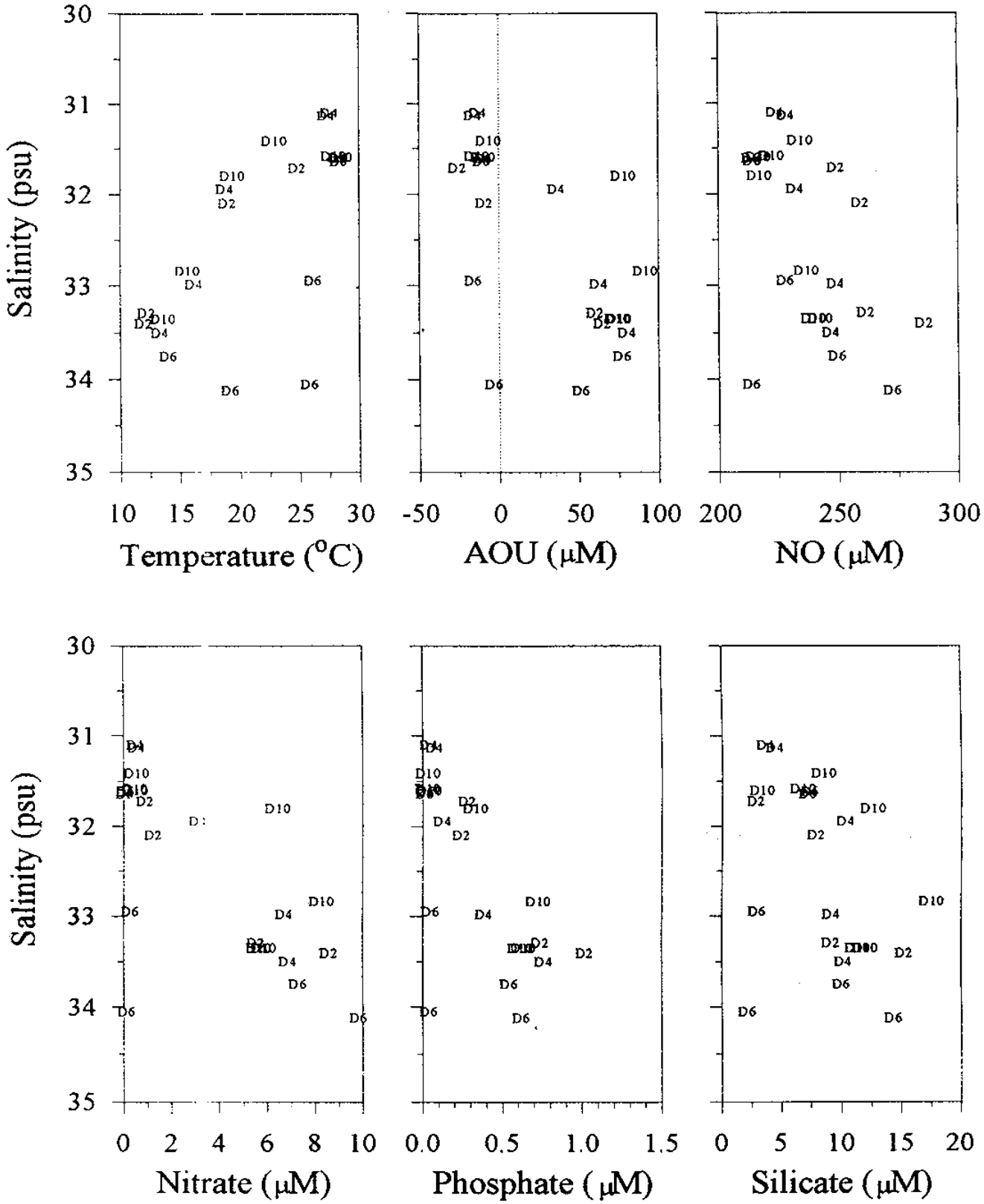


Fig. 7-36. Property-salinity diagrams for section D, August-September, 1994.

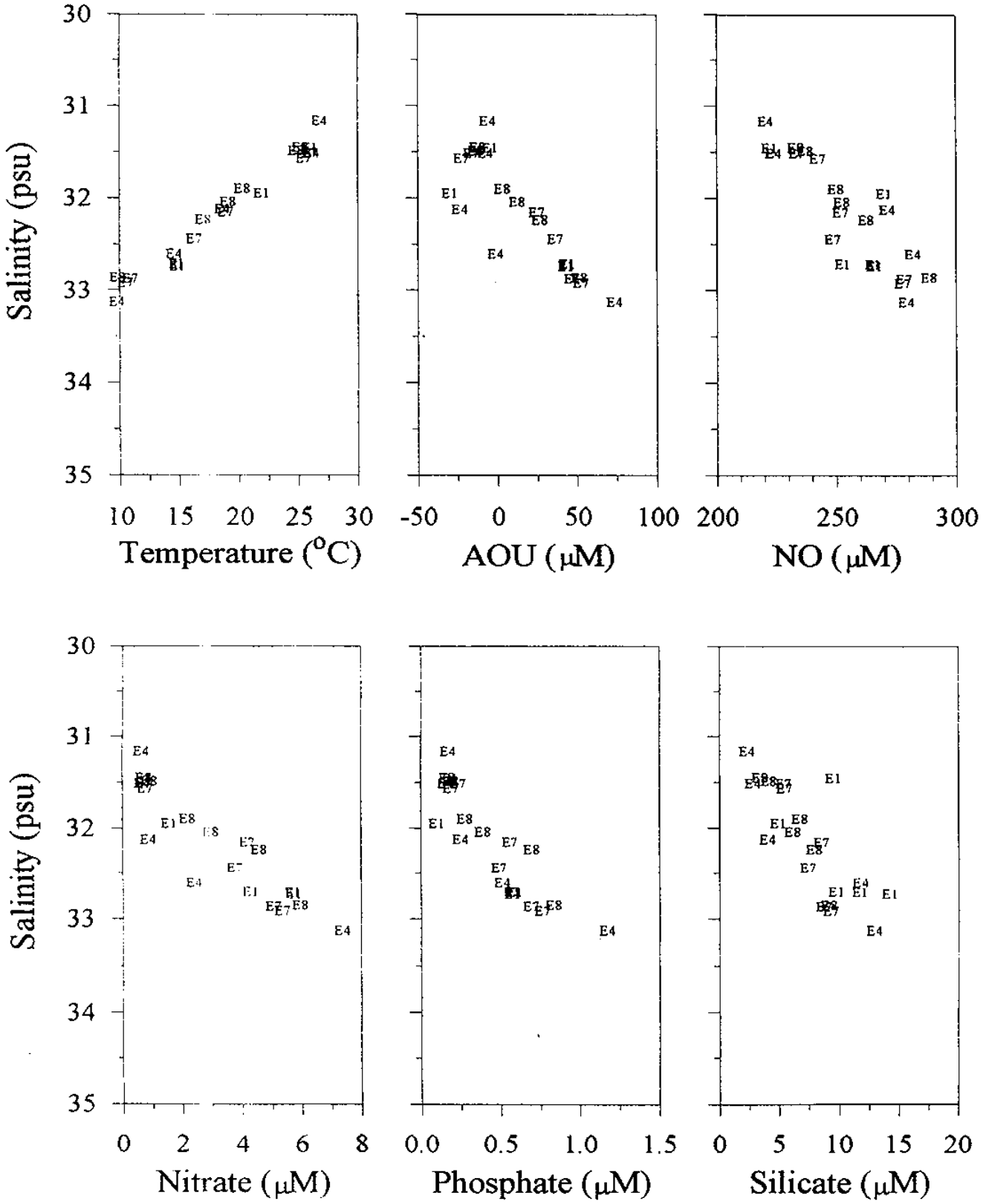


Fig. 7-37. Property-salinity diagrams for section E, August-September, 1994.

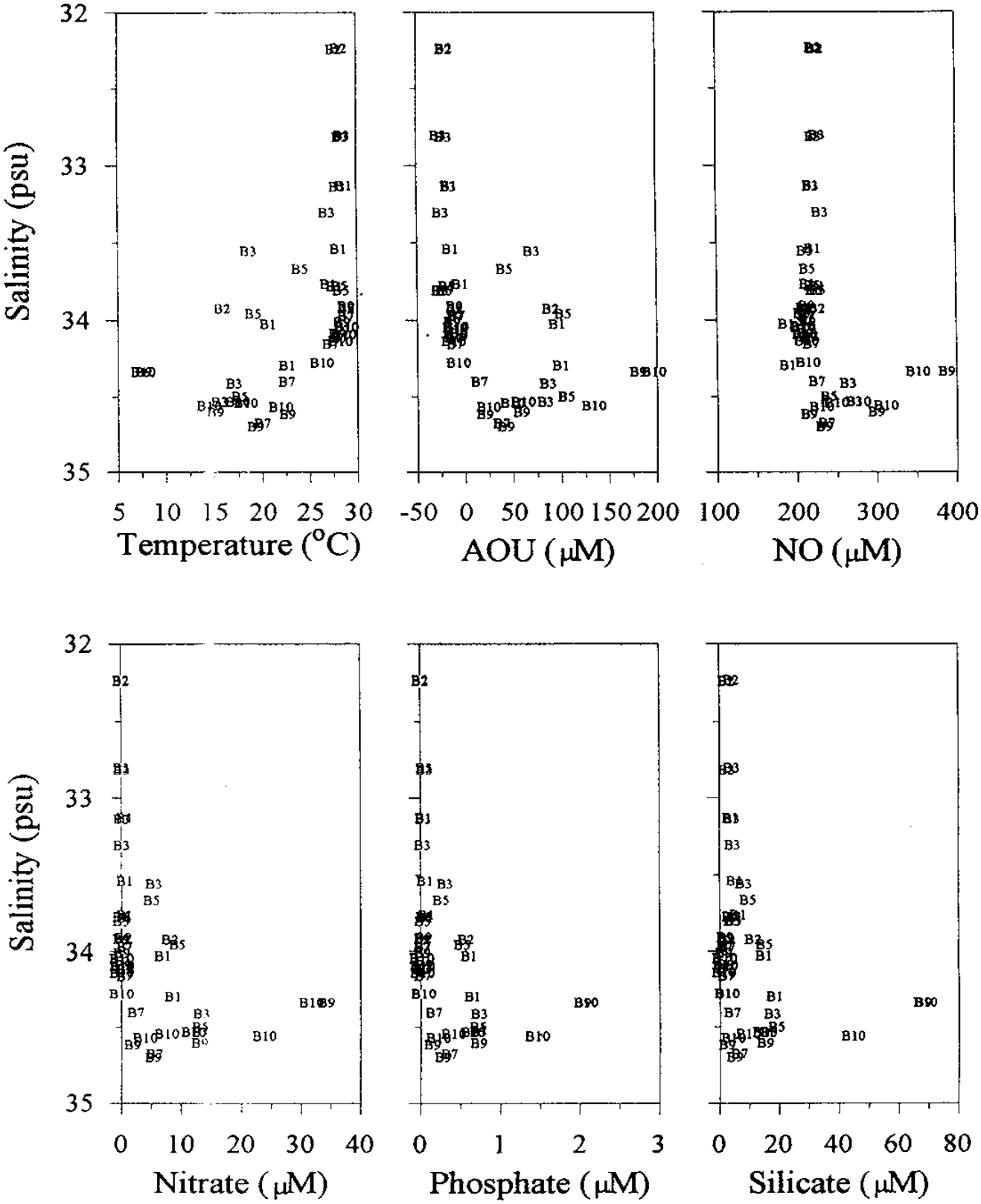


Fig. 7-38. Property-salinity diagrams for section B, August-September, 1994.

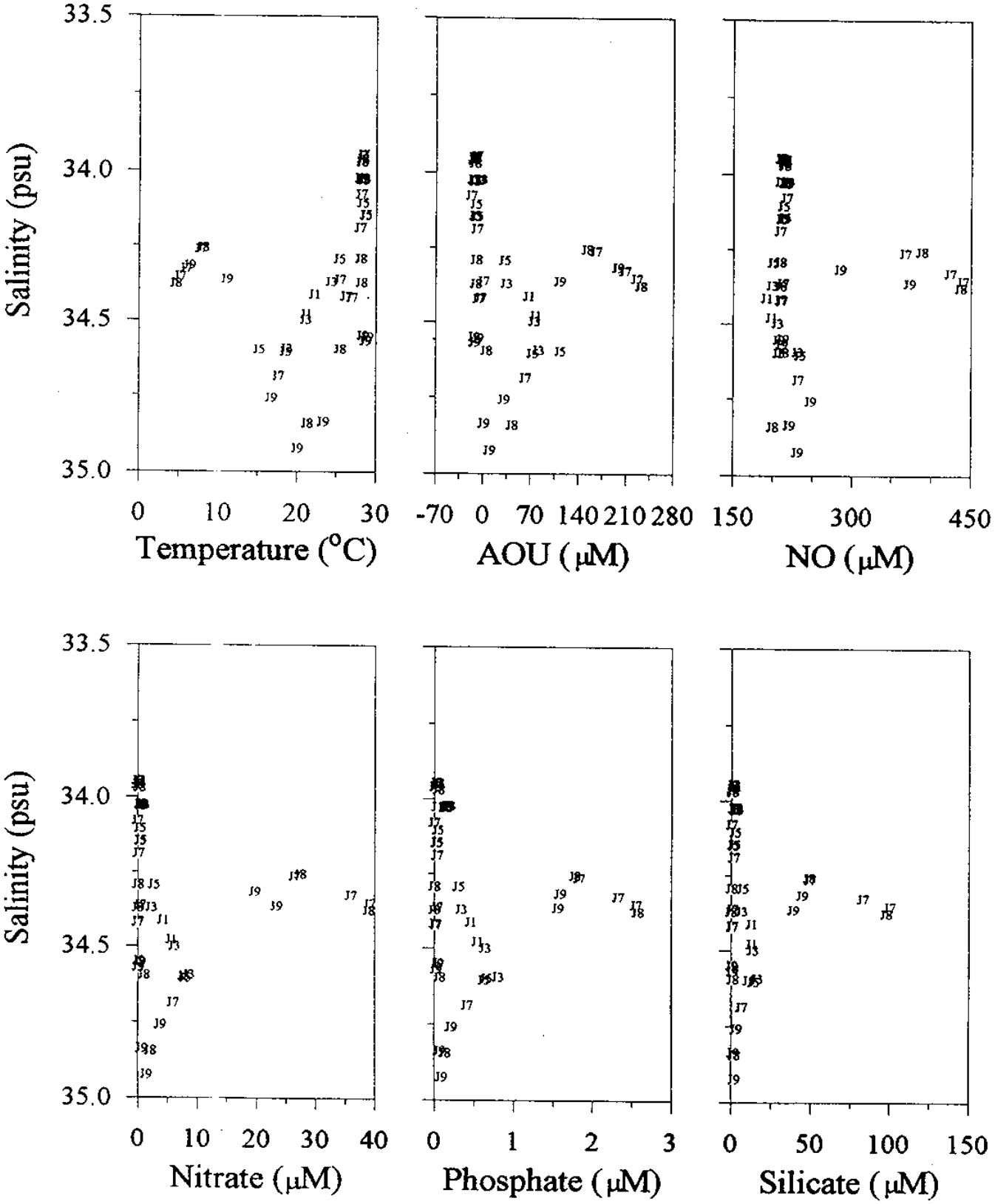


Fig. 7-39. Property-salinity diagrams for section J, August-September, 1994.

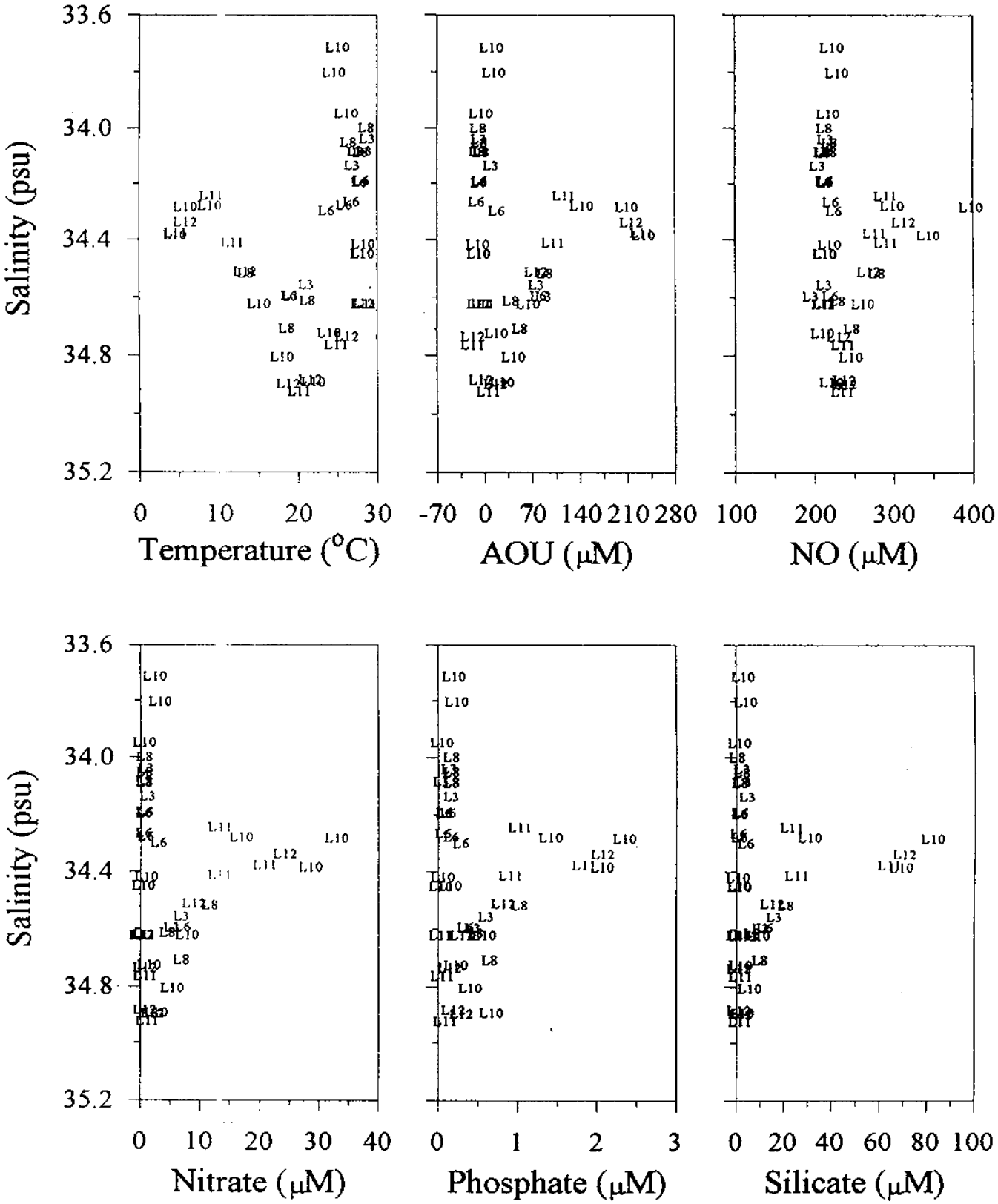


Fig. 7-40. Property-salinity diagrams for section L, August-September, 1994.

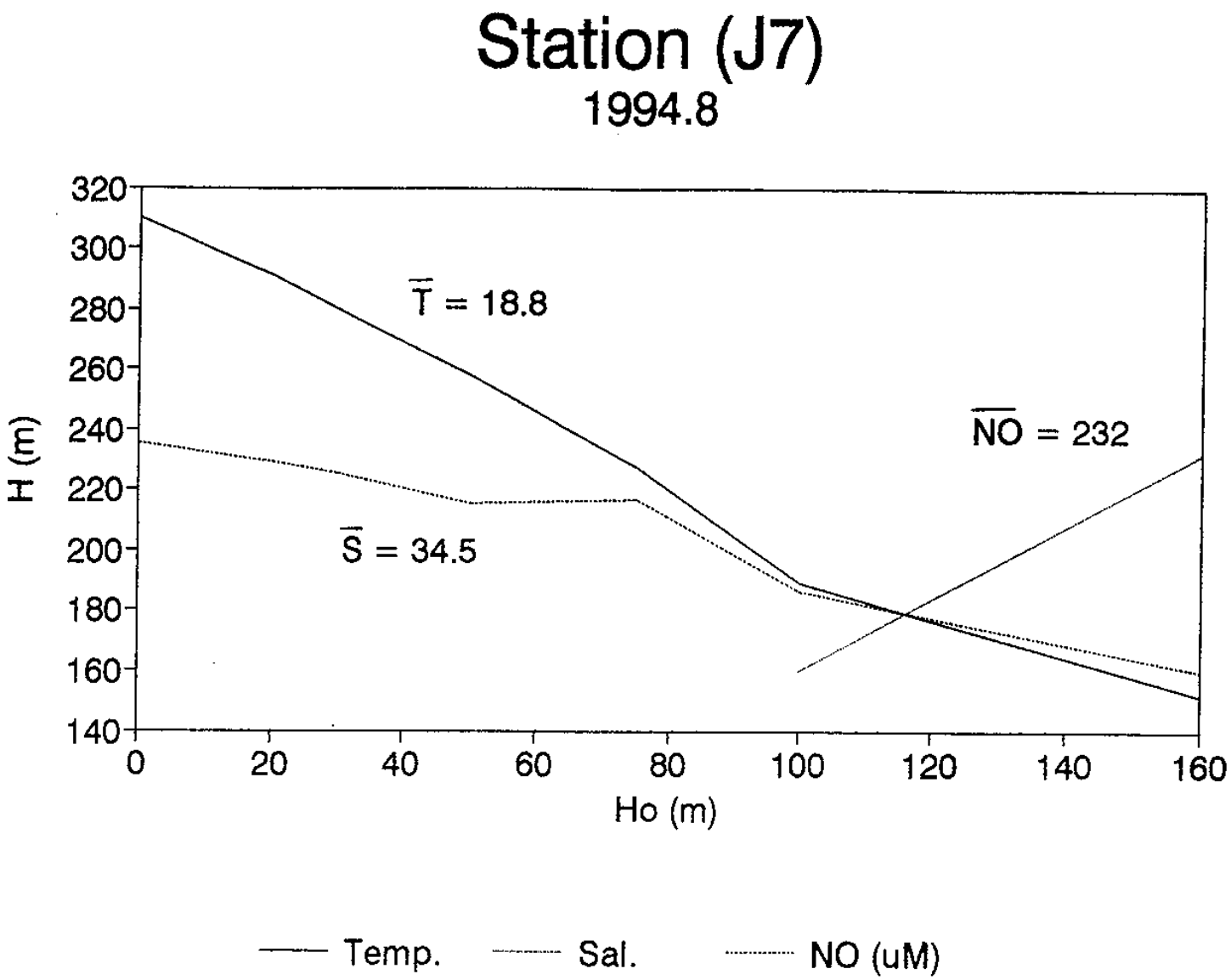


Fig. 7-41. Combinative values of Ho and H determined from the water properties at station J7.

생태계 역학

이 페이지는
여백입니다

제 8 장 동중국해의 플랑크톤 역학

제 1 절 서 론

쿠로시오에 의한 동중국해의 해양환경 변동과 대마난류의 황해 남부해역, 제주도해역, 남해 및 동해로의 유입 및 확장은 부유생물인 식물플랑크톤의 생태환경에 큰 영향을 주는 요인이다. 따라서 동중국해의 식물플랑크톤 분포특성을 이해하는 것은, 우리 나라 주변해역에서 난류 영향권의 해양 생태계를 이해하기 위한 중요한 연구분야이다. 그러나 최근까지 동중국해의 식물플랑크톤 조사와 연구는 중국과 일본에 의해 주도적으로 수행되어 이 해역에서 국내 해양 조사가 거의 이루어지지 않아 동중국해 및 대마난류역에 나타나는 생태환경의 이해가 부족하며 대마난류의 시·공간적 변동에 의해 우리 나라 주변해역의 부유생태계에 미치는 영향을 이해하기 어려운 상태이다. 본 연구는 동중국해의 시·공간적인 해양환경 변동에 따라 나타나는 생태계 변화와 이에 따른 우리 나라 주변 수역의 생태계 변화를 알아보고자 식물플랑크톤의 종 조성, 현존량등을 조사하였다.

일차생산력을 정확히 추정하는 것은 해양생태학적 기초자료로써 뿐 아니라 물질순환이나 수산자원 관리 등에 있어서도 매우 중요한 정보가 된다. 일차생산력의 일차적 요인은 생체량과 광량이지만 (Platt *et al.*, 1995), 생체량이나 광량의 시공간적 변이에 대해서는 전통적인 조사선에 의한 조사로는 극히 제한된 샘플링만이 가능하며 따라서 이들 일차적 요인에 대한 불확실성이 일차생산력 추정치의 오차를 최대화하는 원인이었다. 이제 이들 요인 (생체량, PAR, 소광계수)에 대해 인공위성에 의한 관측이 가능하며 시공간적 해상력도 1 km, 1 일로 과거에 생각할 수 없었던 양의 샘플링이 가능하게 된 것이다. 인공위성이 관측할 수 없는 이차적 요인들은 지역적 데이터베이스에 의해 추정하여 오차를 최소화할수 밖에 없다. 지역적 데이터 베이스에는 P-I 특성과 엽록소의 수직적 분포가 들어가게 된다. 이러한 방법론은 JGOFS와 같은 국제 프로그램에서 채택되고 있다. 이 연구에서는 이러한 방법론의 적용을 시도하였다.

해양 요각류의 포식생태는 이들의 먹이공급과 관련하여 과거 60년 동안 상당한 연구들이 수행되어져 왔다. 많은 연구들의 궁극적인 목표는 요각류의 영양적 상태에 대한 이해력을 증진시키고(Marshall, 1924; Poulet, 1983), 실험실과 현장 양쪽에서 요각류의 일일 포식율 (Frost, 1972; Dagg and Walser, 1987)과 이러한 포식율의 일일 변화 (Gauld, 1953)를 측정하고 요각류의 포식이 해양에 있는 식물플랑크톤의 양을 어느 정도 조절할 수 있는 가를 측정하는 것이다 (Cushing, 1963; Adams and Steele, 1966; Frost, 1987). 최근 많은 생태학자들의 관심은 해양 생태계에서 일어나는 물질 및 에너지의 전달과정과 전달율에 집중되고 있다. 부유성 요각류는 식물플랑크톤을 섭취하여 에너지를 얻고 그들 자신은 어류나 어

류의 치자어의 먹이로 제공되는 하위영양단계와 상위영양단계를 연결시키는 중간 역할을 하며, 생태계 내에서 물질과 에너지전달에 중요한 역할을 한다. 부유성 동물플랑크톤은 해류의 움직임과 수괴의 혼합과 같은 물리적인 현상에 의해서 영향을 받으며 (Poulet and Williams, 1991), 먹이망 내에서 하위영양단계인 식물플랑크톤과 상위영양단계인 치자어와의 상호작용과 같은 생물학적요인에 의해서도 영향을 받는다.

대륙붕이 잘 발달된 동중국해는 생물자원과 해저자원의 보고로 알려져 있고 세계 2대 해류의 하나인 쿠로시오가 통과할 뿐만 아니라 담수의 유입이 커서 다양한 해양현상이 공존하고 있다. 따라서 시·공간적으로 동물플랑크톤의 분포가 다양할 것이며 다양한 수괴의 분포에 따른 플랑크톤의 생산력 및 요각류의 포식활동도 다양하게 나타나며 결국 이러한 작용은 동중국해의 수산 자원생물의 생산량에 영향을 미칠 것이다. 이 연구에서는 다양한 해류의 영향을 받는 동중국해에서 동물플랑크톤의 분포와 요각류의 포식율을 측정하고, 포식율로부터 식물플랑크톤에 대한 요각류 군집의 소비효율에 대한 정보를 제공함으로서 하위 영양단계 내에서 물질 및 에너지 흐름을 파악하여 장기적으로는 생태계모델을 통한 먹이망 내에서의 에너지의 전달과 자원생물량의 변화를 예측하는 데 이용할 수 있도록 하고자 한다.

제 2 절 식물플랑크톤의 종 조성 및 현존량

가. 재료 및 방법

1) 조사해역 및 시기

COPEX-E 94

식물플랑크톤 조사 정점은 동중국해 동부해역의 해양순환과 연관된 주변 해역의 부유식물 생태계를 조사할 수 있도록 구성하였다 (그림 8-1). 1994년 8~9월에 수행된 본 조사는 동중국해의 동남해역에서 대륙붕 해역과 대륙사면의 등수심선을 가로지르는 관측선 J의 5개 정점에서 식물플랑크톤 시료의 채집이 이루어졌다. 또한 대마난류의 북상경로인 일본 큐슈 서쪽에서 대륙붕 역으로 이어지는 동서방향 관측선 B의 6개 정점과 제주도 서부해역의 남북 관측선 D의 4개 정점, 황해 남부해역과 동중국해의 지리적 경계에 해당되는 관측선 F의 3개 정점, 관측선 F의 북쪽에 위치하는 관측선 E의 5개 정점에서 채집이 이루어졌다.

황해와 동중국해의 경계에 위치하며 동중국해 대륙붕수, 대마난류수 및 계절에 따른 담수의 영향 등 다양한 해양환경이 공존하는 황해 남부수역의 식물플랑크톤 분포와 군집구조를 조사하기 위해 본 조사 이전에 채집된 시료를 분석 비교

하였다.

1993년 2월 황해 남부 해역 조사

1993년 2월 4~13일 기간동안 황해와 동중국해의 지리적 경계에 해당되는 황해남부 해역에서 채집된 시료중 관측선 D 상의 조사정점들을 중심으로 분석하였다(그림 8-2). 본 조사는 한국 해양연구소 주관 하에 해수의 물리 화학 생물학적 특성이 조사되었다

1994년 6~7월 황해남부 및 제주도 서부 해역 조사

1994년 6월말부터 7월초 사이 황해와 동중국해의 지리적 경계에 해당되는 황해남부 해역에서 관측선 D, 관측선 E 상의 조사정점들을 중심으로 조사를 수행하였다(그림 8-3). 본 조사는 한국 해양연구소 주관 하에 해수의 물리 화학 생물학적 특성이 조사되었다. 교통부 수로국의 1994년 6월 조사시 제주도와 Goto열도 사이의 2개 정점에서 채집된 시료도 분석하였다.

2) 식물플랑크톤 정성, 정량 연구

식물플랑크톤 정성분석을 위해서는 40 ㎛ 의 망목크기를 가진 Kitahara 형태의 플랑크톤 채집기를 이용하여 수직으로 예인, 채집한 후 최종농도 4 %가 되도록 중성 포르말린으로 고정 보관후 실험실에서 최고 배율 1500배의 광학 현미경 (Zeiss Axipot) 하에서 동정하였다. 동정된 규조류는 전세계 난류 영향권의 규조류 분포와 비교하기 위하여 *Thalassiosira*속은 Herzig & Fryxell (1986)의 대서양 조사, Hallegraeff (1984)의 호주 주변해역 조사, Simonsen (1974)의 인도양 조사 결과 등을 참고하였다. *Nitzschia*속은 Kaczmarska등 (1986)의 대서양 조사, Simonsen (1974)의 인도양 조사 등을 참고하였다. *Thalassiothrix*속은 Hasle (1960), Hallegraeff(1986), Hasle & Semina(1987)의 종 분류와 분포연구를 참고하였다.

식물플랑크톤의 생물량은 깊이 별로 채수한 시료를 Lugol용액으로 1 % 되게 고정한 후 실험실로 옮겨와 침전시켜 상등액을 제거한 후 Sedgwick-Rafter chamber를 이용하여 현미경 하에서 계수 하였다.

나. 결과

(1) 동중국해의 식물플랑크톤 종조성 및 현존량

(a) 식물플랑크톤 종조성

COPEX-E 93

1993년 12월 조사시 동중국해에 위치한 관측선 B와 J의 식물플랑크톤 정성분석 결과 총 272종류가 출현하였다. 조사시 출현한 272종류의 식물플랑크톤중 253종은 동정되었고 19종류는 미동정되었다 (부록 4). 동정된 식물플랑크톤중 규조류는 63속 190종으로 가장 다양한 종조성을 나타냈다. 와편모류는 17속 70종으로 규조류 다음으로 다양한 종조성을 보였으며, 남조류는 2속 3종이 출현하였다. 규질편모류는 2속 2종이 나타났으며 광합성 능력이 있는 섬모충류도 1종 출현하였다.

본 조사시 나타난 식물플랑크톤중 가장 다양한 종조성을 나타낸 규조류의 출현 종수는 관측선 J에서 171종류, 관측선 B에서 181종류로 관측선별 출현종수는 큰 차이를 보이지 않고 있다. 또한 161종의 규조류가 2개의 관측선에서 공통적으로 출현하여 조사 수역간에 비교적 유사한 종조성을 보이고 있다 (부록 4).

COPEX-E 1994

관측선 B와 J의 식물플랑크톤 분석 결과, 총 149종류의 출현종이 나타났으며 136종은 동정되었고 13종류는 미동정되었다 (부록 4). 식물플랑크톤 중 규조류는 35속 86종으로 가장 다양한 종조성을 나타냈으며 와편모류는 16속 58종이 출현하였다. 남조류는 2속 3종이 출현하였고 규질편모류는 2속 2종이 나타났다. 이는 12월 조사시보다 규조류는 104종의 출현종 감소가 있었으며 와편모류는 12종이 감소한 결과이다.

1993년 12월과 1994년 8월의 조사결과 동중국해의 시기별 식물플랑크톤 출현종이 큰 차이를 나타내고 있다 (부록 4). 관측선 J와 관측선 B가 위치한 해역은 대마난류의 분기 및 북상경로에 위치하므로 시기별 식물플랑크톤의 종조성 변화는 해수유동과 관련되어, 우리 나라 주변 수역의 식물플랑크톤 분포에 영향을 미칠수 있는 요인으로 작용한다. 동중국해 및 쿠로시오 영향권 해역의 식물플랑크톤 연구는 Aikawa (1936) 로부터 시작되었으며 1980년대 이후는 Huang (1986, 1988), Guo (1991), Xu *et al.* (1990) 등이 동중국해의 식물플랑크톤 연구에 필요한 기초자료를 남겼다. Huang (1988)과 Xu *et al.* (1990)은 수괴의 물리적 환경변화와 분포를 통한 식물플랑크톤의 생태형 (ecotype) 연구를 하였으나 대만 주변해역과 쿠로시오 영향권 해역내에서 나타나는 환경요인과 식물플랑크톤과의 관계를 연구하였기 때문에, 이들의 결과를 우리 나라 주변 해역에 적용하기는 일부 문제점이 있다. 식물플랑크톤의 시기별 종조성의 변화는 해양환경 요인의 변화와 밀접하게 관련되어 나타나므로 생태연구의 중요한 분야이나 넓은 해역에서 장기적인 조사가 필요하므로 사용가능한 자료는 부족한 실정이다.

따라서 본 조사 해역인 동중국해의 식물플랑크톤 분포특성을 밝히기 위해서는 시기별 출현종의 변화, 전 세계 난수역과의 출현종의 분포비교, 이를 통

한 생태형의 이해 등이 식물플랑크톤 종조성 연구에 필요한 선결조건이므로 다양한 종조성을 보이는 속 (genus)의 시기별 출현종 변화와 분포연구를 위해 비교가능한 자료 등을 수집하였다.

식물플랑크톤 출현종의 시기별 변화 및 분포

관측선 J와 B 수역은 시기별로 차이는 있으나 출현한 규조류는 총 191종으로 다양한 종조성을 보이고있다. 출현한 규조류 중 가장 다양한 종조성을 보인 속(Genus)은 *Chaetoceros* 속으로 29종이 나타났다. *Nitzschia*속과 *Thalassiosira*속은 각각 22종 및 18종이 나타나 다양한 종조성을 보이고 있다. *Rhizosolenia*속은 13종, *Coscinodiscus*속은 12종이 나타나 비교적 다양한 출현 종수를보였다 (부록 4). 그러나 본 조사를 통해 나타난 출현종은 시기별로 매우 다른 양상을 보이고 있다.

***Chaetoceros*속**: 전세계 해양에서 매우 많은 종이 나타나며 일부 종만이 담수에 분포하는 것으로 알려져있다 (Round *et al.*, 1990). *Chaetoceros*속은 종수의 다양함뿐 아니라 일부 종들은 해양환경에 따라 대증식을 일으키는 생태적 특성을 갖고 있으며 극지방과 온대 및 열대수역에 걸쳐 출현하는 중요한 식물플랑크톤이다. 12월 동중국해 조사에서도 *Chaetoceros*속은 출현종 수 뿐아니라 식물플랑크톤중 높은 현존량을 나타냈다 (노, 1995). 관측선 J와 관측선 B에서 넓은 분포를 나타낸 종으로는 *C. affinis, C. atlanticus* v. *neapolitana, C. brevis, C. lorenzianus, C. messanensis, C. peruvianus*로서 전 정점에서 분포하는 것으로 나타났다. 난수성 종으로는 Xu *et al.* (1990)과 Guo (1991)가 쿠로시오 해역에서 난수성 혹은 열대성 규조류로 구분한 *C. atlanticus* v. *neapolitana, C. messanensis* 가 전 정점에서 출현하였으며, Moreno-Ruiz (1993)등에 의해 난수성 생태특성을 나타내는 종으로 밝혀진 *C. diversus* 도 조사시 넓은 분포특성을 나타냈다. 정점별로는 용승 환경이 조성된 대륙붕단 (해양연구소, 1994)의 주변 수역인 정점 J2, J3, J4 에서 각각 12, 15, 14종씩으로 가장 다양한 종 출현을 보인 정점으로 나타났다.

8월 조사시는 *Chaetoceros*속의 11종이 출현하였고, *Chaeto. diversus, Chaeto. messanensis, C. atlanticus v. neapolitana* 등의 난수성 외양종의 특성을 나타내는 종이 출현하였으나 12월에 비해 감소된 종수와 낮은 출현 빈도를 보였다.

***Nitzschia*속**: 12월 관측선 B 및 J에서 나타난 23종의 *Nitzschia*속의 규조류중 *N. aquatorialis, N. bicapitata, N. bifurcata, N. marina, N. longissima, N. ossiformis, N. panduriformis* v. *minor, N. pungens* 8종이 조사시 넓은 분포를 나타냈다. *N. aquatorialis*는 정점 B1, J1, J2와 같은 대륙붕상에 위치한 정점들에서는 출현하지 않고 있으며, *N. ossiformis*는 정점 B1, *N. marina*는 정점 J1과 정점 B1 에서 출현하지 않았다. 이는 이들 종의 서식

환경이 외양성인 특성을 나타내며 연안역에서는 분포가 제한됨을 나타낸다.

Nitzschia 속과 같은 우상규조류는 일반적으로 천해 해양환경에서 주로 분포하는 경향이나 일부종은 대양의 식물플랑크톤의 중요한 구성종이 되기도 한다 (Hasle , 1960, 1965; Simonsen 1974; Kaczmarska *et al.* 1986). Kaczmarska *et al.*(1986)은 대서양의 가을철 warm core ring 조사에서 *Nitzschia*속 25종의 출현을 보고하였으며 이들은 수괴에서 전체 규조류 개체수의 22~49%를 차지하여 주요 구성 종으로 나타났다. 대서양의 Gulf stream의 warm core ring (WCR)에 분포하는 *Nitzschia*속의 25종중 17종이 동중국해에서도 출현하여 두 해역에서의 *Nitzschia*종의 분포는 유사한 특징을 보인다.

*Nitzschia bicapitata*는 전세계 대양에 분포하며 그 분포 범위는 북위 60° ~ 남위 62° 사이의 넓은 분포범위를 보인다 (Simonsen 1974; Hasle 1976; Desikachary 1986~1988). 또한 Kaczmarska *et al.*(1986)의 대서양 WCR 조사시 *Nitzschia* 속중 높은 현존량을 나타내는 중요한 구성종으로 나타났으며 본 조사시기인 12월과 8월에도 관측선 J 및 관측선 B의 전 정점에서 출현하였다. *Nitzschia pseudonana*는 북위 69° ~남위 72° 의 넓은 분포 범위를 나타내며 *N. bicapitata*와 같은 범존종(cosmopolitan species)으로 구분된다 (Hasle, 1976). *N. bicapitata* 및 *N. pseudonana*와 같이 넓은 분포범위를 나타내는 종으로 *N. delicatissima, N. longissima, N. pungens*등이 동중국해에서 나타나고 있다 (표 8-1). *N. marina*는 전세계 대양의 난수역에서 매우 높은 출현을 나타내는 종이다. Kolbe (1955)는 태평양 적도대 퇴적물의 플랑크톤 연구에서 *N. marina*는 매우 넓은 분포를 보였으며, Chin *et al.*(1980)의 동중국해 해저 표층토의 규조류 분포 연구에 의하면 *N. marina*가 쿠로시오 난류수의 영향을 크게 받는 Okinawa 북쪽 골에서 나타나고 있다. 또한 Koizumi (1989)는 대마난류의 유로인 대한해협 동수로와 일본연안의 core sample 을 사용한 고해양환경 연구에서 *N. marina*를 난류수괴의 지표종으로 사용하였다. 이와 같은 Nitzschia속의 분포 경향을 참고하면, 8월 조사시의 출현종 감소는 계절적인 환경변화에 기인한 출현 양상으로 이들 종의 우리 나라 주변 해역의 출현은 시기별로 연구되어야 할 것으로 사료된다.

***Thalassiosira*속**: 현재 해양에는 *Thalassiosira*속에 속하는 100여종의 규조류가 나타나는 것으로 조사되어 있다 (Gaul *et al.* 1993). 이들 종은 전세계 대양에 분포하며 일부 종들은 대증식 종으로서 해양생태계 내에서 매우 중요한 위치를 차지하는 종으로 나타난다. 본 조사 과정중 동중국해의 관측선 B와 J에서 18종이 동정되었다. 12월 조사시 *Thalassiosira anguste-lineata, T. diporocyclus, T. eccentrica, T. punctifera, T. punctigera*가 전 정점에서 출현하여 넓은 분포범위를 보이는 종으로 나타났다. 반면 *T. intrannula, T. sackettii f. plana*는 매우 좁은 분포범위를 보였다. 현재까지 난수역의 *Thalassiosira* 속에 대한 분포 연구로는 대서양 Gulf stream의 WCR (Herzig

& Fryxell, 1986) 조사와 호주 주변해역 (Hallegraeff,1984)의 조사가 있었다. 한편 Kolbe (1954, 1955, 1957)는 태평양, 대서양, 인도양의 적도 해역 퇴적물에서의 규조류 분포에 대한 연구를 하였다. Huang (1986, 1988)은 대만 남부해역 조사를 통해 *Thalassiosira*속의 규조류 10종의 분포를 보고하였으며, Xu *et al.*(1986)은 대만 북부해역과 규슈 남부해역사이 해역에서 춘계 (1986년 5~6월)에 *Thalassiosira*속 3종의 출현을 보고하였다. 또한 동중국해 퇴적물 조사에서는 3종의 *Thalassiosira*가 출현 하였다 (Chin *et al.* 1980). 이와 같이 동중국해의 동부수역에서는 *Thalassiosira*속의 출현종에 대한 연구가 부족한 편이나, Takano (1976, 1978, 1980a, 1980b, 1981)는 쿠로시오의 영향권인 일본 남부해역에서 분포하는 *Thalassiosira*속의 규조류에 대한 분류 연구를 하였다.

동중국해의 출현 종들과 호주 주변해역 및 북대서양의 난수역 서식종을 비교하면 매우 유사한 난수종의 분포특성을 보이고있다 (표 8-2). 즉, 난수종인 *T. diporocyclus, T. leptopus T. lineata T. punctifera, T. sackettii* f. *plana, Planktoniella sol* 등이 공통적으로 분포하고 있다. *T. intrannula*와 *T. sackettii f.plana*는 매우 드문 종으로 동중국해와 호주해역, 북대서양 난수역에서의 공통적으로 출현하며 이들 해역간에 환경의 유사성을 보여주는 매우 중요한 종으로 생각된다. 그러나 8월에 나타난 *Thalassiosira*속의 출현종은 4종으로 매우 적은 출현종 수를 보였다 (표 8-2). 이는 동중국해에 출현하는 외양성 Thalassiosira 종들의 출현률이 시기별로 다르다는 것을 보이는 결과이다.

***Rhizosolenia*속**: 관측선 J와 관측선 B에서 총 13종의 *Rhizosolenia*속이 출현하였다. *Rhizosolenia*속은 북극과 남극을 포함한 전세계 대양에서 넓게 분포하고 있다 (Priddle *et al.* 1990; Round *et al.* 1990). *Rhizosolenia*속의 일부종이 질소 고정 남조류인 *Richelia intracelluralis*와 공생관계를 보이고 있는 것은 난수역 해양에서 나타나는 일반적인 현상이다. *Rhizosolenia-Richelia*의 공생관계는 북대서양의 연안해역에서 여름과 가을에 걸쳐 나타나며 (Marshall, 1981), 카리브해에서도 매우 넓게 분포한다 (Marshall, 1973). 또한 중앙 태평양에서도 *Rhizosolenia-Richelia* 공생 관계가 조사되었으며 (Marumo and Asaoka, 1974), 때때로 대증식 현상을 나타내기도 한다 (Venrick, 1974). 이와 같은 남조류와의 공생은 질소계 영양염이 생장에 제한 요인으로 크게 작용하는 열대나 아열대 해역에서 남조류의 질소고정을 통해 성장에 도움을 받는 생리 특성으로 *Rhizosolenia*와 *Hemiaulus*속의 규조류에서 나타나고 있다 (Villareal, 1991). 1992년 9~10월의 황해에서 확인된 *Rhizosolenia* 와 *Richelia*의 공생관계는 *R. clevei*와 *R. cylindrus*의 2종에서 관찰되었으며 분포는 황해 남부해역에 제한되어 나타났다 (노, 1995). 동중국해 조사시는 *R. cylindrus*와 *R.clevei, R.castracanei* 3종이 *Richelia*와 공생관계를 유지하며 나타났다. 이들 종은 동중국해의 환경뿐만 아니라 쿠로시오가 기원하는 열대해역과의 생태환경의 연속성에 영향을 받는 것으로 사료된다.

Table 8-1. Summary of diatom species and their occurrence in the Gulf stream and the East China Sea.

SPECIES	W.C.R.	East China Sea	
		Dec. 1993	Aug. 1994
Nitzschia aquatorialis Heiden		*	
Nitzschia bicapitata Cleve	*	*	*
Nitzschia bifurcata Kacz.& Licea	*	*	*
Nitzschia braarudii Hasle	*		
Nitzschia capitata Heid. & Kolbe	*	*	
Nitzschia capitellata Hust.	*	*	
Nitzschia closterium (Ehr.)Ralfs	*	*	*
Nitzschia cuspidata Hasle	*	*	
Nitzschia delicatissima Cleve	*	*	
Nitzschia dietrichii Simonsen	*		
Nitzschia inflatula Hasle	*		
Nitzschia inflatula v. *capitata* Smith	*		
Nitzschia interruptestriata (Heid.) Simonsen	*		*
Nitzschia lineola Cleve	*	*	*
Nitzschia lodicula Kacz.	*		
N. longicollum f. *delicatula* Hasle	*		
Nitzschia longissima (Breb.) Ralfs	*	*	*
N. majusculum v. *lineata* Ricard		*	
Nitzschia marina Grunow	*	*	*
Nitzschia ossiformis (Taylor) Simonsen	*	*	
N. panduriformis v. minor Grunow	*	*	
N. pseudonana Hasle	*	*	
Nitzschia pungens Grunow	*	*	*
N. pungiformis Hasle	*		
N. sicula (Perag.) Hust.	*	*	*
Nitzschia subfraudulenta Hasle	*	*	
N. subpacifica Hasle	*		

WCR : Warm Core Ring in Gulf Stream

난수성 외양종: Koizumi (1986)는 북서 태평양의 퇴적물에 분포하는 규조류의 분포연구에서 Subtropic, Subarctic, Arctic, Arcto-boreal neritic diatom group으로 생태형을 구분한 바 있다. 동중국해에서는 Koizumi(1986)에

의해 Subtropic diatom group으로 생태형이 구분된 종인 *Azpeitia africana,*

Table 8-2. Summary of diatom species identified and their occurrence in the East China Sea. (These are compared with distribution patterns in other parts of the World Ocean).

Species	Australia		North Atlantic			East China Sea	
	T.W.	S.W.[1]	S.W.[2]	G.S.	WCR	Dec.	Aug.
Thalassiosira allenii	*	*					
Thalassiosira bipartita						*	*
Thalassiosira confera			*				
Thalassiosira cuviseriata		*					
Thalassiosira delicatula		*		*			
Thalassiosira diporocyclus	*	*	*	*	*	*	
Thalassiosira eccentrica	*	*	*	*	*	*	*
Thalassiosira elsayedii			*	*	*		
Thalassiosira fenelineata				*			
Thalassiosira fragilis					*		
Thalassiosira intramula			*	*	*	*	
Thalassiosira leptopus	*		*	*	*	*	*
Thalassiosira lineata	*	*	*	*	*	*	*
Thalassiosira lineoides			*	*	*		
Thalassiosira mala	*	*					
Thalassiosira minuscula	*	*					
Thalassiosira nanolineata	*						
Thalassiosira oceanica	*	*		*	*		
Thalassiosira oestrupii	*		*	*	*	*	
Thalassiosira partheneia	*		*	*	*		
Thalassiosira profunda		*					
Thalassiosira punctifera	*	*	*	*	*	*	
Thalassiosira punctigera			*			*	
Thalassiosira rotula	*	*					
Thalassiosira sackettii	*		*		*	*	
Thalassiosira simonsenii		*					
Thalassiosira spinosa	*						
Thalassiosira stellaris		*					
Thalassiosira subtilis	*		*	*	*	*	
Thalassiosira symmetrica			*	*	*	*	
Thalassiosira tubifera		*	*	*	*		
Planktoniella sol	*	*		*		*	

T.W.:Tropical waters. S.W.[1]:Subtropical waters. S.W.[2]:Slope waters. G.S.:Gulf stream. WCR : Warm core ring

*Azpeitia nodulifer, Hemidiscus cuneiformis, Nitzschia marina, Planktoniella sol, Pseudoeunotia doliolus, Roperia tesselata. Thalassiosira leptopus, Thalassiosira lineata*등이 출현하였다 (표 8-3).

이들 종은 열대나 아열대 수역에 분포하는 종으로 쿠로시오에 의해 운반되며 subarctic 해역까지 이동하는 것으로 나타났다. 이와 같은 규조류의 생태특성 및 분포연구를 통해 난수성 외양종의 생태형을 보이는 규조류중 우리 나라 주변해역의 대마난류계수의 물리특성을 나타내는 해역에서 주로 분포하는 33종의 동중국해에서 시기별 출현 양상은 표 8-4와 같다. 12월 조사시에는 관측선 J에 33종, 관측선 B에 30종이 나타나 관측선별 출현종의 변화가 적으며 다양한 종조성을 나타냈다. 반면 8~9월 조사에서는 14종으로 출현종이 감소하였으며 관측선 J에서 11종, 관측선 B에서 8종이 나타났다.

Table 8-3. Summary of subtropic diatom species and their occurrence in the northwest Pacific and the East China Sea.

Type	Species	Northwest Pacific	East China Sea	
			Dec.	Aug.
Subtropic diatom group				
W	*Coscinodiscus africanus* (=*Azpeitia africana*)	*	*	
W	*Coscinodiscus nodulifer* (=*Azpeitia nodulifer*)	*	*	*
W	*Hemidiscus cuneiformis*	*	*	*
W	*Nitzschia marina*	*	*	*
W	*Planktoniella sol*	*	*	
W	*Pseudoeunotia doliolus*	*	*	
W	*Rhizosolenia bergonii*	*	*	*
W	*Roperia tesselata*	*	*	
W	*Thalassiosira leptopus*	*	*	
W	*Thalassiosira lineata*	*	*	*

W= Warm Water Species

Table 8-4. The distribution of warm-water oceanic species in the East China Sea.

Species \ Transect	Dec. 1993		Aug.-Sep. 1994	
	J-Line	B-Line	J-Line	B-Line
Asterolampra marylandica	*	*	*	
Azpeitia africana	*	*		
Azpeitia nodulifer	*	*	*	*
Bacteriastrum comosum	*	*		
Chaeto. atlanticus v. *neapolitana*	*	*	*	
Chaetoceros diversus	*	*		*
Chaetoceros messanensis	*	*		*
Chaetoceros peruvianus	*	*	*	*
Climacodium frauenfeldii	*	*		
Coscinodiscus reniformis	*			
Eucampia cornuta	*	*	*	
Gossleriella tropica	*			
Haslea gigantea	*	*	*	*
Haslea gretharum	*	*		
Haslea hyalinissima	*	*		
Hemidiscus cuneiformis	*	*	*	
Nitzschia aquatorialis	*	*		
Nitzschia marina	*	*		*
Nitzschia ossiformis	*	*		
Pachyneis gerlachii	*	*		
Plaktoniella sol	*	*		
Pseudoeunotia doliolus	*	*		
Roperia tesselata	*	*		
Stigmaphora rostrata	*		*	*
Thalassiosira intrannula	*	*		
Thalassiosira leptopus	*	*	*	*
Thalassiosira lineata	*	*	*	*
Thalassiosira punctifera	*	*		
T. sacketti f. *plana*	*	*		
Thalassiothrix acuata	*	*		
Thalassiothrix gibberula	*	*	*	
Thalassiothrix heteromorpha	*	*		
T. heteromorpha v. *mediteranea*	*	*		
Species number	33	30	11	9

(b) 식물플랑크톤 현존량

관측선 J

1994년 8~9월 조사시 동중국해 남동해역에 위치한 관측선 J의 식물플랑크톤의 현존량은 정점 J5의 50m 층에서 12,500 cells/*l*로 최대값을 나타냈으며, 정점 J7의 150m층에서 1,500 cells/*l* 로 최소값을 나타냈다 (그림 8-4). 층별 식물플랑크톤 현존량도 정점별로 분포 경향이 다르게 나타나고 있다. 대륙붕 수역에 위치한 정점 J3과 J5의 밀도약층 상층부에서 4,600~12,500 cells/*l* 의 개체수가 나타나며 밀도 약층 아래에 위치한 100m 층에서는 3,040~4,000 cells/*l* 로 낮은 현존량을 보였다. 반면 대륙붕단 외해에 위치한 정점 J7, J8, J9의 100m 층에서 현존량 감소가 나타나지 않았다. 분류군별 분포는 층별로 차이가 나타나 표층과 30m 층에서는 소형의 와편모류들이 우점하였으나 외해쪽의 100m 수층에서는 규조류가 상대적으로 높은 개체수를 보이고 있다. Fei (1991)는 대륙붕 수역의 20~50m 층에서 높은 chl-a농도는 대륙붕단에서 쿠로시오 중층수의 용승과 수온약층의 형성에 기인 한다고 보고 하였다. 본 조사에서도 관측선 J에 나타난 식물플랑크톤의 개체수분포는 이와 유사한 경향을 나타내고 있다 (그림 8-4).

동중국해의 여름철 물리환경의 특징으로는 담수의 유입에 의한 연안수의 저염화 현상, 연안수의 영향을 받은 변질된 대륙붕수와 쿠로시오 수와의 혼합수의 확장 그리고 강한 수온약층의 형성 등을 들 수 있다 (Miao and Yu. 1991). 연안수의 영향을 받은 변질된 대륙붕수와 쿠로시오 수와의 혼합수의 확장은 본조사시 대륙붕으로부터 대륙사면에 위치한 정점 J8 수역까지 넓게 나타나고 있다. 또한 여름철에 잘 발달된 밀도약층은 저층으로 부터의 영양염 유입을 감소시켜 식물플랑크톤 현존량 증가를 제한하며 군집구조에도 영향을 미치는 요인으로 작용한다. 이러한 환경변화에 기인하여 8~9월의 식물플랑크톤 현존량이 12월 조사시의 관측선 J의 7개 정점 표층과 30m, 50m 층의 평균 현존량 15,960 cells/*l* 보다 낮은 값을 보이고있다. 또한 12월 조사정점 J4 (수심 372m 의 대륙사면에 위치) 에서 나타난 바와 같이 규조류가 높은 점유율을 보였던 군집구조와 차이가 있다 (그림 8-4). 이는 동중국해에서의 물리환경의 계절변화가 부유 생태계에 큰 영향을 미치고 있음을 나타낸다. 또한 대륙붕단 외해의 정점에서 나타난 100m 층의 높은 규조류의 현존량은 쿠로시오 해역에서 보이는 SCM (subsurface chlorophyll maxima)의 형성 (Furuya and Marumo, 1983)에 중요한 구성 요인으로 사료된다.

관측선 B

관측선 B의 식물플랑크톤 현존량은 정점 B2 30m 층에서 44,900 cells/*l* 로 최대값을 나타냈으며 정점 B3, B7, B10의 100 층에서는 5,000 cells/*l* 이하로 낮은 현존량을 보였다 (그림 8-5). 관측선 B의 식물플랑크톤 조사 정점들에서는 관측선 J의 외해쪽 정점에서 보였던 100m 층의 현존량 증가는 나타나지 않고 있다. 수심이 낮은 대륙붕 수역에 위치하며 담수의 영향을 크게 받는 정

점 B1~B3 사이의 표층과 30m 층에서 상대적으로 높은 현존량을 보이며, 밀도약층 아래인 50m 이하에서는 낮은 현존량을 나타냈다. 양자강으로부터 유입된 담수의 수평혼합은 염분 및 영양염 농도 등과 같은 생태환경을 변화시키며 이에 따른 식물 플랑크톤 군집 구조 및 현존량 변화를 유발할 수 있다. 그러나 Tians *et al.* (1993) 의 하계 양자강 하구의 영양염 및 Chl-a 수평분포에서 나타난 바와 같이 영양염 중 많은 부분은 27 psu보다 낮은 기수역에서 소모가 됨을 보이고 있다. 따라서 담수로부터의 영양염 유입과 저층으로부터의 유입 정도, 약층의 깊이 등이 현존량 조사시 고려해야 할 항목이다.

정점 B1, B2, B3에서의 낮은 수심의 약층 형성은 해수의 수평 혼합과 약층 아래에서의 영양염 유입이 가능할 시 유광대에서의 식물 플랑크톤의 현존량 증가가 나타날 수 있는 물리특성을 나타내고 있다.

(2) 황해 남부해역의 식물플랑크톤 종조성 및 현존량

(a) 식물플랑크톤의 시·공간적 분포

1993년 2월

1993년 2월 진도 서남 해역에서 양자강 입구역으로 이어지는 관측선 D의 9개 정점 및 진도 남부 수역에 위치한 정점 E1, 중국쪽 연안역의 정점 F3 등 11개 정점에서 (그림 8-2) 총 134종류의 식물플랑크톤이 출현하였다. 출현한 식물플랑크톤중 118종은 동정되었고 16종은 미동정되었다.

식물플랑크톤의 분류군별 조성은 규조류가 115종류로 가장 다양한 종 수를 나타냈으며 남조류 1종, 규질편모류 2종, 와편모조류 16종으로 이루어졌다 (노, 1995). 정점별 출현종수는 56~84종으로, 중국과 한국 연안 쪽에 위치한 정점에서 보다는 중앙 수역에 위치한 정점에서 다양한 출현종 수를 나타냈다 (표 8-5). 식플랑크톤의 분류군별 출현 양상은 규조류가 정점별로 53~72종이 나타나 가장 다양한 조성을 보였으며 와편모류는 3~9종으로 적은 종 수가 나타났다. 규조류 중 Choi (1990)에 의해 정리된 저서성 및 일시부유성 규조류 그리고 부착성 규조류가 65종이 출현하여 전체 출현종의 58%의 높은 비율을 차지하는 것으로 나타났다.

2월의 황해 남부 해역에서는 12월 이후의 급격한 수온 하강과 북서 계절풍에 의해 수층간 상하 혼합이 일어나 수온 및 염분이 수직적으로 균질한 물리 특성을 보이고 있다 (김 등, 1993; 해양연구소, 1994). 이와 같은 해양환경의 영향으로 부유종에 비해 저서종과 일시 부유종들이 식물플랑크톤 군집의 주요 구성 종으로 나타나고 있다. 관측선 D에서는 외양성 난수종으로 *Azpeitia nodulifer, Hemidiscus cuneiformis, Eucampia cornuta, Thalassiosira punctifera, Thalassiothrix gibberula* 5종이 출현하고 있다. 이들 종들은 상대적으로 고온 고염의 물리특성을 나타낸 정점 D6~D9사이의 중앙 수역에 분포하고 있다.

Table 8-5. Numbers of species recorded for the phytoplankton class observed in the south Yellow Sea.

Feb. 1993

CLASS	STATIONS									
	D1	D3	D5	D6	D7	D8	D9	D10	D11	E1
BACILLARIOPHYCEAE	55	52	63	72	69	65	75	56	63	60
DINOPHYCEAE	3	3	4	9	7	8	8	2	6	4
CHRYSOPHYCEAE	1	1	1	1	1	1	1	2	2	1
CYANOPHYCEAE			1	1	1	1				
SPECIES NUMBERS	59	56	69	83	77	74	84	60	71	65

June. 1994

CLASS	STATIONS									
	E1	E3	E5	E6	D8	D5	D3	D2	D1	N8
BACILLARIOPHYCEAE	35	34	9	14	15	24	26	20	20	36
DINOPHYCEAE	14	12	8	8	8	10	8	6	8	40
CHRYSOPHYCEAE	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
CYANOPHYCEAE	1									3
SPECIES NUMBERS	52	48	19	24	25	36	36	28	30	81

Aug. ~Sep. 1994

CLASS	STATIONS		
	F1	F4	F7
BACILLARIOPHYCEAE	41	45	25
DINOPHYCEAE	18	19	19
CHRYSOPHYCEAE	2	2	2
CYANOPHYCEAE	2	2	2
KINETOPHRAGMINOPHORA	1		
SPECIES NUMBERS	63	68	46

이 (1994)는 2월에 제주도 서쪽에 나타난 대마난류수는 소흑산도와 추자도 사이에서 남하한 황해냉수와 동서 방향의 전선을 이루며 대부분 제주도 해협을 돌아 나가고 황해로 유입될 가능성은 희박하며 대마난류수 서쪽에 분포하는 황해난류수와 혼합수가 소흑산도 서쪽을 통하여 황해로 유입될 가능성을 보고하였다. 이러한 해황특성에 따라 외양성 난수종은 황해난류계수를 나타내는 수역에 분포하였으며, 연안수의 영향을 강하게 받는 정점 D10과 정점 D11에서는 나타나지 않고 있다. 조사해역의 2월 종 분포 특성은 외양성 난수종과 이들 종과 생태특성은 유사하나 좀더 내성 범위가 넓은 종들이 황해난류수의 특성을 나타내는 수역에 분포하며, 출현 종수를 증가시킴을 알 수 있다. 그러나 전체적인 종 구성은 수온의 하강과 수괴의 혼합과 같은 동계 해양환경에 의해 황해에서 연중 나타나는 광온성 생태특성의 종들과 일시 부유종들이 우세하다. 동계에는 아열대 수역에서 분기된 대마난류가 북쪽으로 이동하는 동안 수괴혼합 및 일사량 감소, 대기와의 열교환 등에 의해 수온이 하강하며 (Chen *et al.*, 1993) 이에 따른 전이적 해양환경 발달은 난수종의 황해 유입을 제한하며, 유입된 종들도 성장이 제한될 것으로 사료된다. 따라서 이들 종은 낮은 일사량 및 지속되는 저온 환경에 의해 생장이 억제되며, 동중국해로부터 재유입 되기 전 까기 일정 기간은 황해에서 출현하지 않는다 (노, 1995).

식물플랑크톤 현존량은 4,360~ 48,100 cells/*l* 의 범위를 보였으며 각 층의 평균 개체수는 표층 19,560 cells/*l*, 20m 수층 19,480 cells/*l*, 저층 20,700 cells/*l*로서 수층간에 매우 유사한 현존량을 나타냈다 (그림 8-6). 정점별 식물플랑크톤 현존량은 한국 및 중국 연안해역에서 상대적으로 높은 개체수를 보이며 중앙 수역에서는 감소하는 경향을 나타냈다. 우점종은 정점 D7 이외의 모든 정점에서 *Paralia sulcata*가 26~88% 의 높은 점유율을 보인다. 이러한 현존량 분포는 황해 남부해역의 동절기 해양환경 특성인 수층혼합에 의한 형태로서, chl-a의 단면상 분포에서도 뚜렷이 보이고 있다 (그림 8-6).

1994년 6~7월

1994년 6~7월사이 제주도 남부수역에서 양자강 북부수역을 있는 관측선 E와 제주도 서부수역의 관측선 D에서는 (그림 8-3) 81종의 식물플랑크톤이 출현하였다. 이중 규조류가 61 종으로 가장 다양한 종조성을 보였고, 와편모류 17종, 규질편모류 2종 그리고 남조류 1종이 출현하였다. 정점별 출현종 수는 19~52종의 범위를 나타냈으며, 황해 남부 중앙해역에 위치한 정점 E5에서 19종이 출현하여 가장 단순한 종조성을 보였고, 중국쪽 연안에 위치한 정점 E1에서 52종으로 가장 다양한 종조성을 나타냈다 (Table 5). 정점별 규조류의 출현 종수는 9~35종으로 12월 제주도 서부해역 조사(COPEX-E 93)와 2월의 황해 남부해역 조사시 보다 매우 적은 출현 종 수이다.

온대해역에서 식물플랑크톤의 계절적 천이는 일반적인 현상으로 나타난다 (Smayda, 1980; Harris, 1986). 겨울과 봄, 가을에는 규조류가 우세하며 여름에는

와편모류나 소형의 편모류들이 식물플랑크톤 군집의 주요 구성원으로 나타난다 (Pingree *et al.*, 1976; Smayda, 1980; Jones and Gowen, 1990). 이러한 천이는 해양의 물리환경과 밀접하게 관련되어 나타난다. 특히 본 조사해역과 같이 계절에 따라 성층의 형성과 소멸이 나타나는 환경에서는, 이에 따른 무기 영양염의 동태와 부유환경 변화로 종간의 경쟁을 통한 군집 형태가 결정된다 (Margalef 1978, 1985). 본 조사에서 보인 황해 남부해역의 관측선 D와 관측선 E의 규조류 출현종 감소는, 춘계 대증식기 이후 성층의 형성으로 나타난 결과로 생각된다. 6월의 황해 남부해역의 해황은 성층이 형성되고, 표층수는 양자강 희석수의 영향을 크게 받는 것으로 조사되었다 (Lie, 1987; 김 등, 1991). 본 조사에서도 표층 염분분포는 양자강 희석수가 제주도 해역까지 확장됨을 나타내고 있으며, 수온약층이 20~40m 깊이에서 나타나고 있다 (해양연구소, 1994). 이에 따라 수심이 낮은 양자강 북부해역의 정점 E1, E3에서는 황해 남부해역에 위치한 다른 정점에 비해 일시 부유성 종이 비교적 다양한 출현종 수를 나타내나, 전체적으로 매우 적은 출현종 수를 나타낸다. 반면 와편모류의 출현종 수는 2월에 비해 증가하며, 양자강 희석수의 영향을 받은 것으로 생각되는 정점 E1에서는 *Gymnodinium mikimotoi* type의 와편모류의 증식에 의해 6.85 ug/*l* 의 chlorophyll a 농도를 보였다. 소형의 와편모류인 *Oxytoxum* spp. *Gymnodinium* spp, *Prorocentrum* spp, 등은 조사시 넓은 해역에서 높은 현존량을 나타냈다(그림 8-7). 반면, *Ceratium* 속을 포함한 대형의 와편모류는 제주도와 Goto열도 사이의 정점 N8 수역에서는 다양한 종이 출현하나 황해 남부 해역에서는 출현종이 적다 (표 8-5). 이는 본 조사시 황해 남부 해역의 해양 환경이 수온약층의 형성과 저염 환경에 의해 소형의 와편모류들이 일차 생산자의 주요 구성 종으로 나타나며, 대형의 와편모류들은 수온및 염분 등의 영향을 받는 생태형에 따라 분포가 구분됨을 보이는 것이다.

난수성 외양종의 생태형을 보이는 규조류의 분포도 와편모류와 유사한 양상을 나타냈다. 제주도와 Goto 열도 사이의 정점 N7과 정점 N8에서 각각 6종과 11종이 출현하였으나, 황해 남부 해역에서는 *Thalassiosira lineata*와 *Planktoniella sol* 2종이 출현하였다 (노, 1995). *Planktoniella sol*은 대마난류수의 유입으로 제주도 서부 해역에 출현하나, 조사시 나타난 성층과 저염의 물리 특성은 다양한 외양성 난수종의 유입을 제한하는 것으로 사료된다. 반면 양자강 희석수의 확장에 의한 변화된 해양환경에서 높은 증식을 보이는 와편모류들이 해수유동 및 성층구조의 발달과 연관돼 넓은 해역에서 주요한 일차 생산자의 역할을 하는 것으로 사료된다 (그림 8-7).

본 조사시 나타난 식물플랑크톤의 현존량은 3,180~341,430 cells/*l* 의 범위를 보이고 최대 현존량은 양자강 하구 수역인 정점 E1의 표층에서 나타났다 (그림 8-7). 정점 E1 표층의 우점종은 *Gymnodinium mikimotoi* type의 비교적 세포용적이 큰 와편모류로 264,760 cells/*l* 개체수를 보이며 73.3% 의 점유율을 나타

냈다. *Gymnodinium mikimotoi* type의 와편모류를 제외하면 대부분 정점에서 10~20μm 크기의 *Oxytoxum, Gymnodinium, Prorocentrum* 속의 소형의 와편모류들로 현존량중 89.5~97.2% 의 점유율을 나타내며 조사해역의 식물플랑크톤 군집에서 일차 생산자로서의 중요한 위치를 차지하고 있다 (그림 8-7). 규조류는 정점 E1과 정점 E3 에서 *Paralia sulcata*가 1,870~2,500 cells/*l* 의 개체수를 나타낸 것을 제외하면 중앙해역 및 제주도 서부해역에서는 1,000 cells/*l* 이하의 매우 낮은 현존량을 나타냈다. 이는 6월의 해양환경이 춘계 대증식기 이후의 출현종 감소와 성층현상에 의한 영양염 농도의 변화 등에 의해 규조류의 현존량은 낮게 나타나며, 소형의 와편모류와 자가영양 편모류가 높은 현존량을 나타내는 온대수역의 천이 특성을 잘 나타내는 군집 구조이다. 본 조사에서도 표층 염분분포는 양자강 희석수가 제주도 해역까지 확장됨을 나타내고 있으며, 수온약층이 20~40m 깊이에서 나타나고 있다 (해양연구소, 1994). 수층별 현존량 분포는 정점 D5에서와 같이 약층부근 수층에서 높은 값을 나타내며 약층아래 50m 층에서는 낮은 현존량을 나타내어 2월의 분포양상과는 뚜렷한 차이가 있다. 따라서 황해의 6~7월 사이 조석영향이 적은 중앙해역에서는 수온약층이 식물플랑크톤의 천이 및 군집 구조 형태를 결정하는 중요한 환경 요인임을 알 수 있다. 또한 양자강 희석수의 확장에 의한 저염화 현상은 약층의 발달을 강하게 하며, 제주도 주변해역을 포함한 황해 남부해역의 생태 환경을 변화시키는 중요한 요인으로 나타나고 있다.

COPEX-E 94

1994년 9월초 제주도 서남 해역과 양자강 동부 수역을 잇는 관측선 F의 3개 정점에서 46~66종의 식물 플랑크톤이 출현하였다. 정점별로는 수심이 낮은 중국 연안쪽에 위치한 정점 F1과 F4에서 각 각 61종과 66종으로 중앙 수역에 위치한 정점 F4의 46종보다 다양한 종조성을 보였다.

정점 F1의 수심 10m 이하의 수층에서는 매우 균질한 물리특성을 보였으며 표층에서는 저염수의 특성을 보이고 있다 (그림 8-8). 출현종 중 규조류는 41종이 출현하여 종의 다양함을 보이는 황해의 추계 증식기 이전임을 나타내고 있다. 반면 표층에서는 대형 와편모류인 *Gonyaulax polygramma*와 광합성 섬모충류인 *Mesodinium rublum*이 식물 플랑크톤 현존량의 40%를 차지하여 양자강 희석수에 의한 독특한 생태환경을 나타낸 것으로 보여진다.

정점 F4는 양자강 희석수의 영향을 받으나 잘 혼합된 연안수와 강하게 성층이 형성된 황해 중앙수 사이의 조석 전선이 예상되는 수역으로 규조류가 높은 현존량을 나타내고 있다 (그림 8-8). 이러한 전이 수역에서는 조석전선이 형성될 수 있으며(Choo and Cho,1984; Lie, 1989; Seung et al,1990), 조석 전선에서의 물리적 특성은 식물플랑크톤의 분포에도 영향을 미치는 것으로 조사되었다 (Choi, 1991). 중앙해역에 위치한 정점 F7에서는 강한 성층이 형성되어 있으며, 소형

와편모류가 현존량중 92~96‰를 차지하고 규조류는 매우 낮은 현존량을 보이고 있다. 관측선 F의 3개 정점에서 나타난 해양환경과 식물플랑크톤의 군집 조성은 각 정점별로 독특한 구조를 나타내며, 이는 황해 남부해역의 생태환경이 매우 다양한 요인들에 의해 영향을 받고 있음을 나타낸다.

다. 토의

동중국해의 관측선 B 와 관측선 J 해역의 식물플랑크톤 종조성은 조사 시기별로 큰 차이가 나타났다. 1993년 12월에는 다양한 종의 식물플랑크톤이 분포하였으나 8월에는 단순한 조성을 나타냈다. 이러한 출현종의 감소는 다양한 환경요인에 기인하나, 8월에는 강한 약층과 저염의 표층수가 식물플랑크톤 출현종 변화를 야기하는 중요한 환경요인으로 고려할 수 있다. 강한 약층은 중층수로부터의 영양염 유입을 감소시켜 식물플랑크톤의 생장을 제한하는 요인이며 출현종의 감소를 야기시키는 주된 요인으로 사료된다. 또한 양자강의 담수 유입에 의한 저염수의 확장도 조사해역의 식물플랑크톤 감소에 영향을 미친 요인으로, 특히 내성범위가 좁은 외양성 난수종의 출현 종수는 12월 조사시보다 감소가 되었다.

9월 식물플랑크톤의 현존량은 약층에 의해 12월 조사시보다 낮은 수준을 보이고 있다. 일부 정점을 제외하면 소형의 와편모류가 주요한 일차 생산자로서의 역할을 하는 것으로 나타났으며, 군집구조및 층별 분포는 물리적 환경요인에 의해 큰 영향을 받는 것으로 나타났다.

황해 남부해역에서 겨울철 수온의 하강, 광량감소, 북서 계절풍에 의한 수직혼합은, 식물플랑크톤의 분포에 영향을 주는 주된 요인이다. 수층간 혼합에 의해 일시부유성 종인 *Paralia sulcata*가 우점종으로 나타났으며 전체 출현 종 중 일시부유성종이 높은 종조성 비율을 나타냈다. 식물플랑크톤의 현존량과 Chlorophyll a 도 수층간 균질하게 나타났으며, 외양성 난수종은 황해난류수가 나타나는 해역에 5종만이 출현해 동절기 저 수온에 의해 분포가 제한 받는 것으로 사료된다.

6월에서 10월 사이 양자강 희석수의 황해 남부 해역으로의 확장과 황해로 유입되는 담수에 의한 저염화, 계절약층 등의 환경요인은 식물플랑크톤의 종조성 및 군집 구조의 결정 요인으로 나타난다. 1994년 6월말에서 7월초 황해 남부해역에서 남해 중부해역으로 이어지는 해역에서의 식물플랑크톤 분포 연구에서 나타난 바와 같이, 황해 남부해역에서는 양자강 희석수의 확장과 성층에 의해 규조류의 출현종은 감소된 경향을 나타났으며, 소형의 와편모류가 식물플랑크톤 생태계의 중요한 일차 생산자로서 역할을 한다. 또한 양자강 하구에 가까운 중국 연안해역에서는 세포 용적이 큰 와편모류 들이 군집의 주요 구성원이 되는 독특한 생태환경이 조성되어 있음을 보이고 있다. 또한 연안역의 수층혼합, 중앙수역의 계절약층, 조석전선등은 식물플랑크톤의 시·공간적 분포 특성을 결정하는 중요한

환경요인으로 나타났다.

제 3 절 일차 생산력

가. 재료 및 방법

(1) 엽록소

SBE25 (Seabird electronics Co.)를 사용하여 수온, 염분, 형광, 소광계수를 연속적으로 측정하였다. 채수기를 사용하여 해수를 채취하여 이 중 1ℓ의 해수를 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 8-9).

(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 썼으며 이 전구의 분광적 특성은 그림 8-10과 같다. 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㎕의 시료를 채취하여 scintillation vial에 넣고 50㎕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 후드

에 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 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) 물기둥 내의 일 일차생산력 (daily water-column 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.

$$P^B\ (z,\ t) = p\ (I(z,\ t))$$

여기서 $I(z,\ t)$는 광량이다. 따라서 물기둥 전체의 하루동안의 일차생산력은 시간과 수심전체에 대해 위의 식을 적분하여 얻을수 있다.

$$P_{Z,\ T} = \int_t \int_z B\ (z)\ p\ (I(z,\ t))\ dzdt$$

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 DCM (Deep Chlorophyll Maximum)이 존재하므로 해석적인 방법에 의한 일일 일차생산력의 적분은 불가능하다. 따라서 여기서는 수심 1m 간격에 의한 수치적 적분을 사용하였다.

물기둥 내의 광합성량의 추정을 위하여 flourometer에서 측정된 형광 profile에서 엽록소량을 구하고 여기에 위의 광합성 모델을 적용하였다. 8월 29일 부터 9월 5일까지 갑판에 설치된 광량계에서 하루동안 1분 간격으로 측정된 PAR (Photosynthetically Avaiable Radiation)의 평균치를 구하여 이 지역의 평균광도로 사용하였다. 그림 8-11은 조사기간 동안 관측된 PAR의 일변화이다. 그림에서 볼 수 있듯이 PAR의 일변화와 일간 변화는 크므로 특정한 날의 PAR을 토대로 정점간의 일차생산력을 비교하는 것은 큰 오차를 수반하게 된다. 따라서 여기서는 조사기간 동안에 측정된 PAR의 평균값을 전체 정점에 적용하였다 (표 8-6). 물기둥내의 광량 변화를 계산하는데 필요한 소광계수 K(PAR)는 다음과 같이 표현된다.

$$K(PAR) = K_W + K_G + K_P + C_B \cdot K_{PH}$$

여기서 K_W는 해수에 의한, K_G는 용존 유기물에 의한, K_P는 입자성 물질에 의한 소광계수 이고 K_{PH}는 단위엽록소 당 소광계수이며, C_B는 엽록소 양 이다. SBE25 CTD에 장착된 transmissometer와 PAR sensor의 작동불량으로 K_p를 구하지 못하여 Secchi transparancy를 대신 썼다 (표 8-7). $K = 1.44/Z_{SD}$를 가정

Table 8-6. Variation of total daily PAR during the survey period.

Date	Daily PAR (E/m^2)
940829	54.79
940830	44.87
940831	52.45
940901	50.94
940902	52.61
940903	42.72
940905	32.01

했고 K_{PH}=0.014m^2 mg chl.$^{-1}$을 써서 (Kirk, 1983) K_{np}를 (K due to non-chlorophyllous origin) 구하고 수심 매 1미터 마다의 K를 다시 계산하여 광도를 소광식 ($I_z = I_0e^{-kz}$)를 반복적으로 적용하여 구한뒤 광합성 모델에서 광합성량을 추정하고 전체의 합을 구하였다.

나. 결과

(1) 엽록소의 분포

그림 8-12는 표층의 엽록소 분포이다. 쿠로시오 해역은 엽록소량이 매우 낮고 (~ 0.1 mg/m^3) 대마난류는 그에 비해 조금 더 높고 (<~0.3 mg/m^3) 대륙붕 해역은 비교적 높다(> 0.3 mg/m^3). 특히 양자강 유입수의 영향은 북동쪽으로 뻗어 멀리 제주해협에까지 이르는 것으로 보이며 하구에 가까운 정점 F01에서는 엽록소 농도가 4.5 mg/m^3에 달하고 인다.

몇 개의 (예: E01, F01, F02 등) 정점을 제외한 거의 모든 정점의 엽록소 수직분포에서 표층보다 높은 밀도가 저층에 나타나는 DCM이 존재하였다. 그림 8-13에는 DCM의 몇가지 전형적 형태를 예시하였다. 정점 A01은 DCM의 끝이 뭉툭하고 A02는 층의 두께가 두껍고, B03는 층이 얇고 대칭적이고 D04는 비대칭의 얇은 DCM이 얕게 존재한다. D08에서는 이중의 끝이 나타나고 E01에서는 저층으로 갈수록 밀도가 높아진다. F01에는 표층에 고밀도의 엽록소가 있고 DCM은 존재하지 않았다. 대부분 밀도 약층의 아래부분에 위치하였으나 윗 부

Table 8-7. Secchi transparencies.

St.	Secchi transparency (m)
A07	7.6
A10	5.4
B03	7.0
B02	8.5
J03	7.5
J05	8.4
J07	12.5
L07	19.0
L05	16.0
L03	15.0
D10	5.5
D08	6.5
D06	10.0
F01	5.0
F03	7.0
G05	18.5
G07	16.0

분에 나타나거나 (B03) 밀도약층 밑에 나타나기도 하였다 (E01, E02). 밀도약층이 이중구조를 가질 때 DCM에도 이중 구조가 나타나기도 하였다 (D08).

그림 8-14에서 22까지에 각 라인 별로 엽록소 농도의 수직단면을 나타냈다. A-line과 B-line에서는 수심에 따라 DCM의 깊이가 깊어지는 경향을 보였으며 대체로 20~70m 사이에 위치하였다. D-line에서는 15~50m 사이에 존재하였으며 북쪽으로 갈수록 표층농도가 증가하는 경향을 보이는데 이는 양자강 희석수의 영향에 의한 것으로 보인다. E-line에서는 한반도 쪽으로 갈수록 DCM의 두께가 두꺼워지는데 양자강 희석수와 목포 쪽의 조석혼합에 의한 것으로 보인다. F-line에서는 F01에서 F03까지 고농도의 엽록소 최대층이 표층에 있다가 F04에 이르러 저층으로 내려간다. 이는 F01에서 F03까지 양자강 담수에 의해 표층 10m 이내의 얕은 염분약층이 형성되나 F04에 이르러 표층혼합층의 깊이가 깊어짐에 의한 것으로 보인다. I-, K-, J-, L-line에서는 DCM은 수심에 관계없이 대략 50~80m의 일정한 깊이에 존재하였다.

DCM의 특성을 지역별, 시기별로 데이터베이스화 하기위하여 Platt *et al.*

(1988)의 4-매개변수 모형을 써서 매개변수화 하였다. 이 모형은 가우스 곡선을 변형한것으로 다음과 같다.

$$B(z) = B_0 + (h/(\sigma\sqrt{2\pi}))\exp[-(z - z_m)^2/2\sigma^2]$$

여기서 B(z)는 수심에 따른 엽록소 량이며 B_o는 배경농도, z_m는 DCM의 깊이, $h/(\sigma\sqrt{2\pi})$는 첨단의 높이이고 첨단의 두께는 σ에 의해 결정된다. 그림 8-23은 위 식에 대해 적합화한 전형적인 예이다. 표 8-8에는 거의 대부분의 DCM에 대해 구한 매개변수를 정리하였다. 얻어진 매개변수에 대해 밀도약층과의 상관관계를 구했을때 뚜렷한 양상은 나타나지 않았으며 모든 정점을 합했을 경우 매개변수 간에도 뚜렷한 양상은 나타나지 않았다. 그러나 각 라인 별로 처리했을때 표 8-9와 같은 양상이 나타났다. 가장 현저한 관계는 B_o와 z_m, σ 사이의 음의 상관관계이다. 특히 그림 8-24에서 보는 바와 같이 DCM의 두께가 두꺼워 질수록 배경농도가 낮아지는 관계가 나타났다.

(2) P-I 특성

P-I 실험의 결과를 광합성 모형에 적합화하여 얻어진 P-I 곡선의 대표적인 경우가 그림 8-25-a, 그림 8-25-b이며, 그림 8-25-a에서는 광저해 현상이 주어진 광량 내에서는 나타나지 않았고 그림 8-25-b에서는 광저해 현상이 두드러짐을 알 수 있다. 적합화된 P-I 특성은 각 정점 별로 표 8-10에 요약되어 있다. α의 경우 0.013~0.052 mgC/mgChl-a/(μE/m^2/s)/h, P_m^B는 1.081~6.145 mgC/mgChl-a/h의 범위를 보였다. 광적응 정도를 나타내는 I_k는 30.0~211.2 μE/m^2/s의 범위를 보였으며 광저해가 나타난 경우 I_m은 117.5~574.2 μE/m^2/s의 범위를 가졌다. 광저해는 배양실험에 쓰인 최대광도가 400~1000 μE/m^2/s 였다는 점을 고려할 때 1000~1500 μE/m^2/s 광도를 유지한다면 더 흔히 관찰될 것으로 보인다.

Table 8-8. Parametrization of vertical chlorophyll profiles.

St.	Bo	σ	h	Z_m
A01	0.56	34.60	7.13	29.44
A02	0.52	30.38	9.37	29.09
A03	0.49	20.19	8.32	42.02
A05	0.43	39.13	8.80	54.13
A06	0.43	21.84	8.65	51.17
A07	0.39	25.62	10.32	53.84
A08	0.30	26.47	17.51	49.70
A09	0.33	22.14	14.02	58.21
A10	0.32	28.32	13.94	55.88
B01	0.70	38.75	4.53	39.90
B02	0.60	54.64	5.21	26.74
B03	0.44	41.48	7.66	46.53
B04	0.44	36.98	8.01	42.48
B05	0.41	33.92	10.03	52.14
B06	0.29	26.74	15.60	71.19
B07	0.35	21.52	10.41	74.60
B08	0.32	25.66	11.54	60.55
B09	0.30	42.12	15.17	66.91
B10	0.30	33.93	12.49	66.32
D02	0.50	48.25	6.23	23.39
D03	0.57	52.53	5.66	31.11
D04	0.36	42.65	4.15	19.94
D05	0.20	60.43	14.11	25.00
D06	0.31	63.25	7.19	34.95
D07	0.22	41.68	10.33	30.87
D08	0.17	48.35	12.89	31.29
D09	0.30	39.71	6.31	30.74
UD10	0.30	42.03	6.57	21.83
E02	1.42	19.82	2.78	23.08
E03	1.08	32.91	2.94	24.93
E04	0.79	72.74	5.54	29.69
E05	1.00	51.83	3.54	23.83
E06	0.72	59.74	5.17	24.09
E07	0.48	85.51	7.68	24.81
E08	0.90	104.80	14.30	25.90

Table 8-8. Continued.

St.	Bo	σ	h	Z_m
F01	1.31	4.06	2.25	0.94
F02	1.32	12.60	3.77	2.70
F03	1.80	29.92	4.85	4.35
F04	2.82	30.62	3.22	16.54
F05	1.59	18.16	2.78	18.23
F06	0.95	23.81	8.29	16.39
F07	0.93	30.91	5.17	22.57
F08	0.63	42.03	7.50	18.80
G01	0.59	35.53	7.72	23.36
G03	0.43	40.52	18.50	38.71
G04	0.39	48.72	17.71	36.15
G05	0.44	26.85	16.48	46.09
G06	0.36	33.66	20.26	50.34
G07	0.38	22.96	9.42	52.84
H01	0.48	48.30	5.55	52.04
H01-X	0.59	34.02	4.69	50.43
H02	0.46	35.32	6.77	56.66
H03	0.38	45.32	10.16	73.53
I01	0.41	51.60	14.46	58.91
I02	0.47	40.72	8.44	63.17
I03	0.44	35.04	13.24	68.10
I04	0.39	34.90	10.72	62.85
I05	0.27	43.64	15.29	71.59
I06	0.26	42.94	16.78	73.36
I07	0.29	39.75	14.64	62.71
J01	0.75	34.80	3.83	49.30
J02	0.51	32.52	5.03	61.94
J03	0.39	9277.44	28.80	142.75
J04	0.47	31.13	9.37	64.24
K01	0.35	39.45	10.09	69.91
K02	0.42	23.34	6.65	75.08
K03	0.38	35.51	9.55	71.87
K04	0.43	13.28	6.72	64.63
K05	0.36	16.93	8.60	65.01
L01	0.51	28.35	15.59	56.21
L02	0.49	29.26	9.23	61.68
L03	0.46	36.60	11.79	68.88
L07	0.37	44.91	8.53	58.39

Table 8-9. Correlation coefficients among the DCM parameters.

		B	H	S	Z
A-Line Number of observations: 9	B	1.000			
	H	0.295	1.000		
	S	-0.889	-0.254	1.000	
	Z	-0.845	-0.269	0.516	1.000
B-Line Number of observations: 10	B	1.000			
	H	0.595	1.000		
	S	-0.914	-0.507	1.000	
	Z	-0.850	-0.784	0.861	1.000
D-Line Number of observations: 9	B	1.000			
	H	0.014	1.000		
	S	-0.724	0.348	1.000	
	Z	-0.146	0.351	0.246	1.000
E-Line Number of observations: 7	B	1.000			
	H	-0.740	1.000		
	S	-0.416	0.894	1.000	
	Z	-0.371	0.473	0.284	1.000
F-Line Number of observations: 8	B	1.000			
	H	-0.065	1.000		
	S	-0.584	0.621	1.000	
	Z	-0.149	0.659	0.427	1.000
G-Line Number of observations: 6	B	1.000			
	H	0.042	1.000		
	S	-0.611	0.420	1.000	
	Z	-0.843	-0.563	0.347	1.000
I-Line Number of observations: 7	B	1.000			
	H	-0.193	1.000		
	S	-0.796	0.404	1.000	
	Z	-0.569	-0.188	0.503	1.000
K-Line Number of observations: 5	B	1.000			
	H	-0.600	1.000		
	S	-0.902	0.796	1.000	
	Z	0.067	0.564	0.029	1.000

Table 8-10. Primary photosynthesis parameters and derived parameters. Also included is chlorophyll a concentration (mg m^{-3}).

St.	Z (m)	α †	$10^3 \beta$ ††	P^B_s **	P^B_m **	I^B_k ††	I^B_m ††	Chl-a.
A02	0	0.0130	2.85	2.7	1.498	115.7	352.3	0.5008
B01	0	0.0178	277.93	115.0	2.623	147.5	401.0	0.4121
B01	30	0.0166	14.52	5.0	1.370	82.6	230.0	1.1404
B02	0	0.0291	586.79	345.2	6.145	211.2	574.2	0.2252
B03	0	0.0150	325.22	114.6	1.905	126.7	344.5	0.2635
B03*	20	0.0165	----	----	2.094	126.9	534.4	0.3230
D02	0	0.0264	15.09	5.0	1.769	67.0	189.9	0.5942
D04*	0	0.0301	----	----	1.759	58.4	----	0.6900
D08*	0	0.0455	----	----	5.444	119.5	----	0.3738
E01*	20	0.0424	----	----	4.956	117.0	----	0.7092
F01*	0	0.0199	----	----	1.761	88.6	----	4.5522
F05*	0	0.0410	----	----	2.918	71.1	----	1.4471
F05*	40	0.0422	----	----	4.221	100.1	----	0.4408
F08*	0	0.0283	----	----	3.146	111.2	----	0.5175
F08*	10	0.0470	----	----	3.628	77.1	----	0.7284
G05*	0	0.0259	----	----	3.692	142.4	----	0.4063
G05*	20	0.0278	----	----	2.674	96.3	----	0.3977
G05*	50	0.0520	----	----	1.905	36.6	----	0.7092
G07*	0	0.0265	----	----	2.898	109.4	----	0.2118
G07*	20	0.0383	----	----	2.754	72.0	----	0.2300
G07	40	0.0361	1.20	1.3	1.081	30.0	119.3	0.3115
J01	0	0.0249	2.87	2.2	1.487	59.7	196.2	0.4414
J01	50	0.0400	6.49	2.4	1.492	37.3	117.5	2.1843
J03*	0	0.0295	----	----	5.883	199.2	----	0.2492
J08*	0	0.0137	----	----	1.680	122.8	----	0.1342

* Photoinhibition not observed with given light intensity range

** 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 $m^{-2}s^{-1}$

(3) 물기둥 내의 일 일차생산력 (daily water-column primary productivity)

그림 8-26에서 8-33까지에 일부 정점에 대해 구한 일일 이차생산력과 엽록소의 수직분포를 나타냈다. 표 8-11에는 이들 정점의 물기둥 전체에 대한 일차생산력과 이에 대한 DCM의 기여도를 실었다. 정점 B02는 물기둥내의 엽록소 농도가 높고 투광도가 높아 생산력이 비교적 높다. 물기둥 전체의 일차생산력에 대한 DCM의 기여도는 29.3%이다. D02는 엽록소 농도는 비교적 높으나 투광도가 낮아 일차생산력은 B02의 절반 정도에 그치고 DCM의 기여도도 25.8%로 상대적으로 낮다. 정점 D04는 투광도도 높고 DCM의 수심이 얕아 DCM의 기여도가 매우 높고 (66.2%) 그 결과 별로 높지 않은 엽록소 농도에 비해 높은 생산력을 가진다. 정점 D08은 투광도와 엽록소 농도가 낮아 물기둥 전체의 생산력은 낮으나 DCM의 수심이 얕고 두꺼워 기여도는 34.1%에 달한다. 정점 F01은 앞서 본대로 양자강 담수에 의해 강한 염분약층이 형성되어 표층혼합층이 6-7m에 불과하며 여기에 대부분의 엽록소가 존재하며 대부분의 일차생산이 이 표층 내에서 이루어짐에도 불구하고 높은 생산력을 보인다. 정점 F05는 양자강 희석수의 영향으로 P_m^B가 높고 표층의 두께가 커서 가장 높은 생산력을 (726.4 mgC/m^2/day) 보인다. 정점 F08은 높은 DCM농도로 DCM의 기여도가 36.5%에 달한다. 정점 J08은 투광도는 높으나 DCM의 깊이가 70m에 이르러 기여도가 낮으며 (7.6%) 그 결과 생산력은 가장 낮아 69.7 mgC/m^2/day에 불과하며 이는 정점 F05의 1/10에 불과한 것이다.

Table 10-11. Daily water column primary productivity at some of the station. K_{np} stands for the extinction coefficient of PAR due to non-phytoplankton origin

St.	Water column P.P. (mg C/m2/day)	Water column Chl-a. (mg/m2)	Knp (m-1)	DCM contribution to the water column P.P. (%)	Zm
B02	434.9	58.6	0.1650	29.3	27
D02	222.5	51.5	0.2194	25.8	23
D04	532.7	41.5	0.1352	66.2	20
D08	180.2	33.4	0.2194	34.1	31
F01	565.2	46.2	0.2243	na	na
F05	726.4	55.3	0.1919	26.7	18
F08	439.7	45.3	0.1919	36.5	18
J08	69.7	33.6	0.1135	7.6	70

다. 토의

CZCS에 의해 관찰된 동중국해의 해양학적 현상 중 현저한 것은 하기에 볼 수 있는 양자강 희석수의 영향일 것이다 (그림 8-34). 양자강 하구에서 나온 플룸은 북동쪽으로 뻗쳐 제주해협에 까지 이르는 것으로 보인다. 이 것은 1980년 8월 (그림 8-34a)과 1981년 8월 (그림 8-34b)도 관측 되었으며 1982년에도 관측되고 있다. CZCS 영상에 나타난 고농도의 식물색소가 실재하였던 것은 같은 시기에 현장조사된 자료에서 입증된다 (그림 8-35). 같은 패턴이 금번 조사에서도 관측되었다 (그림 8-12). 플룸은 F-line 을 따라 F07-E08으로 해서 제주해협 쪽으로 뻗고 있으며 계속 증가하고 있는 양자강 유출수의 질소 부하량을 고려할 때 (그림 8-36) 양자강수가 인근 해역의 생산력과 플랑크톤 역학에 미치는 영향은 매우 클 것으로 예측된다. 이는 춘계 대증식 이후 성층에 의해 여름 내내 일차 생산이 억제되는 황해 중부와는 대조적이다.

일본에서 조사한 동중국해의 여름 동안의 지역별 일차생산력의 범위는 123.1 (쿠로시오 해역)~487.4 mgC/m^2/day (중국 측 대륙붕)로 본 조사의 69.7~726.4 mgC/m^2/day 보다 작은 범위의 값을 가진다 (菅野, 1986). 이는 조사 방법의 차이에도 기인하겠지만 조사지역의 범위의 차이도 있을 것으로 보인다.

해색 원격탐사위성이 볼수있는 수심은 진광대의 약 20%에 해당된다. 따라서 20~70m에 위치하는 DCM은 간과되기 쉽다. DCM이 깊이 (> 50m) 위치하는 I, J, K, L-line 은 DCM의 생산력이 낮고 따라서 물기둥 일차생산력이 매우 낮다. 그러나 정점 D04에서 DCM의 물기둥 일차생산력에 대한 기여도가 66.2%에 이르고 전체 생산력이 532.7 mgC/m^2/day임을 고려할 때 DCM이 비교적 얕은 B, G는 생산력이 여름에도 상당할 가능성이 있다. 따라서 일차생산력을 측정할 때 엽록소의 수직분포를 정확히 측정하는 것이 오차를 줄이는 관건이 된다. 앞서 본바와 같이 엽록소의 수직분포는 그 형태, 수심 등에 있어 다양하기 때문이다. 이를 위해 본 연구에서 처럼 수중 형광계측기를 쓰는 것이 바람직하다. 그림 8-37은 보정된 수중 형광계측기에 의한 엽록소 값과 여과 후 추출된 시료 값을 비교한 것이다. DCM과 그 상부는 잘 일치하나 DCM의 아래는 오차가 있다. 이는 엽록소-a와 phaeopigment의 비율이 크게 다르기 때문일 것이다. 대개 DCM의 하부는 일차생산에 거의 기여하지 않으므로 이러한 오차는 일차생산력 추정에 있어 별 문제가 되지 않는다. 그러나 그림 8-37의 정점 F01의 표층에서는 약 1/4로 과소 평가되고 있다. 형광과 생체량의 비율이 생리상태, 빛에 대한 과거사 등에 의해 크게 달라진다는 것은 잘 알려져 있다 (Cullen, 1982). 따라서 양자강 주변과 같이 급격한 환경변화가 일어나는 곳에서는 보정용 시료 채취를 집중적으로 할 필요가 있다.

이번 조사에서 P-I 특성에 있어 지역적으로 뚜렷한 패턴은 나타나지 않았다.

지역적으로 고르게 실험이 이루어지지 않았고 광량의 범위설정 등에 문제가 있었다. 특히 DCM의 중요성을 생각할 때 DCM의 P-I 특성을 측정하는 것은 중요하다. 표층과 크게 다를 수 있기 때문이다. 광적응 매개변수 I_k는 수심에 따라 감소하는 것으로 나타났다 (그림 8-38). DCM의 생성기작에 대해 크게 4 가지의 가설이 있으며 (Cullen, 1982), DCM의 형태 등 특성은 플랑크톤 역학에 대한 중요한 단서를 제공할 수 있으므로 DCM에 대한 특성 조사는 여러가지 면에서 중요하다고 할수 있다.

제 4 절 요각류의 생물량과 먹이 섭취율.

가. 재료 및 방법

(1) 동물플랑크톤의 현존량과 생물량

동물플랑크톤은 Bongo net (250㎛ 와 300㎛)를 사용하여 41개의 정점에서 경사채집하였다 (표 8-12). 네트의 입구 한쪽에는 유량계 (General Oceanics, Inc.)를 설치하여 여과된 해수양을 조사하였다. 채집된 시료는 현장에서 플랑크톤 분할기로 나누어 일부는 체내 형광물질 농도와 생물량 측정을 위해 150㎛ 채로 여과하여 냉동보관 하였으며, 나머지는 정량분석을 위해 중성 포르말린으로 고정하여 최종농도가 5% 이상 되게 하였다. 고정된 시료는 실험실에서 우점종이 100개체 이상 되도록 분할기로 분할하여 각 분류군별로 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.

(2) 먹이 섭취율

요각류의 먹이섭취율은 포식자 체내에 있는 형광농도와 형광농도의 제거율로부터 측정하였다. 체내 형광농도를 조사하기 위해 냉동된 시료를 녹이고 낮은 조명의 해부 현미경 하에서 분류군별로 분리하여 여과해수로 세척하였다. 색소체를 추출하기 위해 요각류를 크기에 따라 10-20개체를 취하여 7㎖의 90% 아세톤이 있는 유리병 (glass vial)으로 옮기고 냉장상태로 24시간 동안 보관하였다. Simard *et al.*(1985)과 Morales *et al.*(1990)은 분쇄기로 갈은 시료들과 갈지 않은

시료들 사이에 차이가 없음을 발견하였다. 추출물은 요각류와 분리시키기 위하여 GF/C 여과지로 여과시킨 다음 여과물은 산처리(acidification) 전과 후에 엽록소 표준용액 (Sigma Co.)으로 보정된 Turner model 10 fluorometer를 사용하여 분석하였다. 요각류의 체내에 있는 엽록소와 phaeopigment 농도는 Boyd *et al.*(1980)이 제시한 공식으로 계산하였다.

$$Chlorophyll(ng/ind.) = \frac{k(f_0 - f_a)v}{n}$$

$$Phaeopigment(ng/ind.) = \frac{k[\ (Rf_a) - f_0]\ v}{n}$$

여기서 k는 기기 보정상수, R은 acidification ratio,. v는 식물색소를 추출하기 위해 사용했던 90% 아세톤의 volume(mℓ), f_0와 f_a는 산처리 전.후에 읽은 값이며, n은 분석에 사용된 요각류의 개체수이다. 식물플랑크톤의 색소체에 관한 일부 연구에 의하면 엽록소 분해산물의 대부분은 phaeophorbide 형태로 존재하며 (Patterson and Parsons, 1963; Shuman and Lorenzen, 1975; Jeffrey, 1974), 또한 Falkowski (pers. comm; cited in Dagg and Wyman, 1983)는 그의 분석에서 요각류의 체내에 있는 모든 phaeopigment가 phaeophorbide형태로 존재함을 보고하였다. Phaeophorbide의 분자량은 엽록소의 것의 66.3%이므로 요각류들의 phaeopigment농도를 엽록소 등가로 전환시키기 위해서 1.51의 인자를 사용하였다. 요각류의 체내 색소체 함량은 엽록소와 위와 같이 보정된 phaeopigment의 합으로 나타냈다 (ng chl./copepod).

체내 형광물질 제거율을 측정하기 위해 시료들을 채집한 후 바로 미리 준비된 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 2ℓ 용기로 옮긴 다음 시간 경과에 따른 체내 형광물질의 감소를 조사하였다. 요각류는 60분동안 2ℓ의 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.

요각류 군집에 의한 포식은 개체의 율들의 합으로 나타냈으며, 요각류 개체의

Table 8-12. Zooplankton sampling stations.

Stations	Date	Time	Sampling depth (M)
A01	1994-8-29	22:55	45
A04	1994-8-29	03:15	75
A07	1994-8-29	06:30	100
A10	1994-8-29	10:00	100
B01	1994-8-30	17:10	70
B02	1994-8-30	14:40	80
B03	1994-8-30	12:00	100
B05	1994-8-30	07:50	100
B07	1994-8-30	04:25	100
B09	1994-8-30	01:00	200
B10	1994-8-29	21:50	200
D02	1994-9-05	21:18	80
D04	1994-9-05	17:50	90
D06	1994-9-05	14:20	100
D08	1994-9-05	11:21	90
D10	1994-9-05	08:16	100
E01	1994-9-06	11:00	40
E04	1994-9-06	07:10	60
E06	1994-9-06	04:35	80
E07	1994-9-06	01:54	85
E08	1994-9-05	23:30	85
F01	1994-9-06	16:40	40
F04	1994-9-06	21:00	45
F05	1994-9-06	23:50	50
F07	1994-9-07	02:25	60
F08	1994-9-07	04:50	70
G05	1994-9-07	12:00	100
G07	1994-9-07	15:55	150
G08	1994-9-07	17:00	150
G10	1994-9-07	20:30	120
J05	1994-9-01	11:20	150
J07	1994-9-01	15:30	300
J08	1994-9-01	19:00	250
J09	1994-9-01	22:05	250
L02	1994-9-02	23:30	90
L04	1994-9-02	20:45	90
L06	1994-9-02	17:50	100
L08	1994-9-02	14:55	200
L10	1994-9-02	11:15	200
L11	1994-9-02	07:35	200
L12	1994-9-02	04:15	200

먹이섭취율은 아래와 같이 체내 형광물질의 농도와 제거율로부터 계산하였다.

$$I = r*G$$

여기서 I는 먹이 섭취율 (ng chl./ind/h), r은 제거율(h^{-1}) 이며, G는 체내 형광물질의 농도이다. 식물플랑크톤 현존량에 대한 요각류의 일일 포식영향을 추정하기 위해서 먹이 섭취율에 24와 각 정점에서 출현한 요각류들의 개체밀도를 곱하였다. 분석된 포식자들에 대해서 이러한 과정을 반복하여 각 정점의 요각류 군집의 포식율 (mg chl./m^3/day)을 계산하였다.

나. 결과

1) 요각류의 현존량

출현 동물플랑크톤 중 요각류가 주요 출현 분류군이며, 이외에도 모악동물, 단각류, 유우파시아, 부유성 피랑류와 갑각류, 환형동물, 연체동물, 어류들의 유생이 출현하였다. 요각류는 조사정점에 따라 차이는 있지만 몸체크기가 약 2㎜ 이상의 대형 요각류 (large group)로는 *Calanus, Eucalanus, Euchaeta, Undinula* 그룹이 주로 출현하였으며, 1.4~2.0㎜ 사이에 속하는 요각류 (medium group)로는 주로 대형 요각류의 미성숙체이며, *Temora, Centropages, Calanopia, Scolecithrix* 등이 나타났다. 그리고 몸체크기가 약 1.4㎜ 이하의 소형 요각류 (small group)로는 *Acartia, Paracalanus, Corycaeus, Oithona* 가 주요 우점그룹이며, 이외에도 *Clausocalanus, Canthocalanus, Acrocalanus, Calocalanus* 등이 자주 출현하였다.

요각류의 현존량은 최소 182 개체/m^3 (정점 L12)에서 3,256 개체/m^3 (정점 E04)로 조사정점 사이의 큰 차이를 보이며, 수괴분포와 비슷하게 양자강 희석수의 영향을 받는 제주도 서북지역에서 많이 출현한 반면 난류수의 영향을 받으며 수심이 점점 깊어지는 대륙사면으로 갈수록 감소하는 경향을 보였다 (그림 8-39).

2) 요각류의 생물량

원소분석기를 이용하여 조사한 요각류의 탄소 함유율은 대형 요각류에 속하는 종이 건조중량의 약 32~54%, 중간크기의 요각류가 25~51%, 소형 요각류가 13~42% 이며 소형 요각류 종인 *Acartia* 는 6~30%로 가장 낮고 조사지역간의 변동이 크게 나타났다 (표 8-13). 탄소량으로 나타낸 요각류의 생물량은 현존량과 유사한 양상을 보이며, 1.50 (정점 L11)~38.98 mg C/m^3 (정점 E07) 의 범위를 보였다 (그림 8-40).

3) 요각류의 먹이 섭취율

요각류의 먹이섭취율은 D, F, L-line에서 조사되었다. 요각류 개체의 체내 형광물질 농도는 그림 8-41, 8-42, 8-43과 같다. D-line의 경우 (그림 8-41) 대형 요각류에 속하는 종들의 체내 형광물질 농도는 0.23~3.51 ng chl./ind. 이며, 중간크기의 요각류는 0.44~1.54 ng chl./ind., 소형 요각류는 0.14~0.78 ng chl./ind. 범위를 보였다. F-line (그림 8-42)에서 대형 요각류는 0.66~10.13, 중간크기의 요각류는 0.33~9.84, 소형 요각류는 0.09~0.67 ng chl./ind. 로 소형 요각류를 제외한 나머지 그룹은 D-line보다 높은 값을 보였다. 또한 조사지역의 제일 남단에 위치한 L-line (그림 8-43)의 경우 체내 형광물질 농도는 대형 요각류가 0.55~4.93, 중간크기의 요각류가 0.38~2.82, 그리고 소형 요각류가 0.19~0.73 ng chl./ind. 의 값으로 중간과 대형 요각류의 경우는 대략 D-line 보다는 다소 높은

Table 8-13. Carbon content (%) per dry weight of copepods.

Stations	Species	Carbon content
D-line	*Calanus*	33.69~46.42
	Calanus copepodite	34.09~54.44
	Large group	32.34~51.16
	Medium group	30.42~41.38
	Acartia	6.18~15.71
	Small group	18.56~37.24
F-line	*Calanus*	34.39~45.13
	Euchaeta	33.67~45.17
	Large group	37.59~47.18
	Calanus copepodite	38.84~51.32
	Temora	32.47~35.18
	Medium group	24.86~38.11
	Acartia	9.33~29.27
	Small group	32.47~35.18
L-line	*Eucalanus*	34.30~47.36
	Euchaeta	37.82~45.18
	Undinula	36.46~47.98
	Large group	38.37~44.82
	Eucalanus copepodite	25.73~39.45
	Euchaeta copepodite	31.17~38.56
	Medium group	28.69~43.17
	Oncaea	16.15~40.05
	Small group	13.21~42.04

반면 F-line 보다는 낮은 값을 보였다. 또한 L-line은 다른 조사지역과 달리 정점간의 차이가 비교적 적게 나타났다. 이와같이 요각류의 체내 형광물질 농도는 동물의 몸체크기가 클수록 높은 값을 보이는 데 이러한 경향은 황해 및 서태평양 적도 종단관측에서도 나타났으며 (신 과 유, 1995:준비중), 또한 Morales *et al.*, (1990)은 현장과 문헌자료를 이용하여 포식자의 크기에 따른 형광물질의 증가를 회귀공식으로 제시하였다. 이는 포식자의 소화관 크기가 몸체크기에 비례한다면 크기가 큰 포식자일수록 많은 양의 먹이를 체내에 축적할 수 있기 때문이다.

선상에서 채집된 요각류를 여과해수로 희석하여 시간경과에 따른 체내 형광물질의 제거율을 조사하였다. 형광물질의 농도는 시간에 대해 지수적으로 감소함을 보였다 (그림 8-44). 제거율은 다소 긴 배양시간의 실험에 의해 과소평가 됨이 보고되었다 (Kiørboe and Tiselius, 1987; Peterson *et al.*, 1990a). 본 조사에서는 60분간의 실험자료로부터 제거율을 계산하였다. 제거율은 대형 요각류가 0.017/분, 1.4~2.0㎜ 의 요각류가 0.020/분, 소형 요각류가 0.021/분 로 크기에 관계없이 비슷한 값을 보였다.

요각류의 체내 형광물질 농도와 제거율로부터 계산한 각 line의 먹이 섭취율은 표 8-14, 8-15, 8-16에 정리하였다. 현장의 일일 먹이 섭취율은 D-line에서 4.07~85.8, F-line에서 2.77~283.24, L-line에서 5.70~120.76 ng chl./ind./d 의 값으로 종과 조사지역에 따라 큰 차이를 보였다.

해양 식물플랑크톤의 탄소 대 엽록소 비율 (carbon:chlorophyll ratio)은 대략 25 에서 112 의 범위를 갖는다고 보았을 때 (Jorgensen *et al.*, 1991) 비록 다양한 환경요소의 영향을 받는 동중국해에서 식물플랑크톤의 생리상태가 매우 다양하겠지만 대략적으로 이 범위의 중간값 정도인 70을 적용하여 하루에 요각류의 몸체 탄소량의 어느 정도가 식물플랑크톤의 포식으로부터 얻어지는 가 (daily ration)를 계산하였다. F-line의 경우 정점간의 차이는 있지만 평균값으로 대략 *Calanus*는 22% body wt/day, *Calanus* 미성숙체는 24%로 성체와 비슷한 값을 가지며, 중간크기의 요각류 그룹은 14%, *Acartia* 28%, *Paracalanus* 19%, 소형 요각류그룹은 27%의 값을 보였다. L-line 에서는 *Eucalanus* 가 평균 13%, *Undinula* 6%, *Euchaeta* 4% 이고 *Eucalanus*와 *Undinula*의 미성숙체가 13%, *Euchaeta* 미성숙체가 11%, *Paracalanus*와 소형 요각류그룹이 27%와 23% body wt./day 였다. 이러한 분류군의 최대 값은 약 90% body wt/day (*Paracalanus parvus*; Checkley, 1980)에서 40% /day (*Calanus pacificus*; Frost, 1972)의 범위를 갖는 것으로 보고되고 있다. 현재 조사된 값은 최대값의 약 1/2 에서 1/4에 해당되는 데 이것은 아마도 조사지역에 살고있는 요각류가 영양결핍상태에 있음을 시사하는 것이다.

요각류 군집의 포식율은 그림 8-45와 같이 D- 와 L-line에서 소형 요각류가 전반적으로 상당히 높은 값을 보이며 L-line에서 포식율은 수심이 점점 깊어지는 대륙사면쪽으로 갈수록 낮아지는 경향을 보였다. F-line에서 요각류군집 포식율

Table 8-14. Daily ingestion rates (ng chl./ind./d) of major copepod species at D-line.

Species \ Stations	2	4	6	8	10
Calanus	29.60	43.34	47.68	41.62	5.62
Euchaeta	6.83	39.46	24.46	13.24	8.56
Undinula			60.44	85.8	23.86
Medium group	18.18	17.39	44.48	27.96	12.8
Acartia	7.14	4.72	4.07	4.36	6.54
Paracalanus	5.1	5.89	14.91	6.7	5.54
Small group			23.69	13.66	6.81

*Small group : *Acartia*와 *Paracalanus* 제외

Table 8-15. Daily ingestion rates (ng chl./ind./d) of major copepod species at F-line.

Species \ Stations	1	4	5	7	8
Calanus		247.98	211.87	145.31	17.75
Large group	44.18	51.24	81.98	16.06	27.45
Copepodite					
Calanus		179.68	283.24	62.93	17.14
Eucalanus	16.45	93.37		14.56	9.36
Euchaeta	7.74	42.34	41.39		11.46
Medium group	28.88	36.66	45.07	23.91	9.9
Acartia	6.52	8.49	15.88	7.82	2.77
Paracalanus	6.34	8.87	11.59	4.46	4.45
Small group	12.95	19.53	6.49	5.84	20.27

*Large group : *Calanus* 제외

Table 8-16. Daily ingestion rates (ng chl./ind./d) of major copepod species at L-line.

Species \ Stations	2	4	6	8	10	11	12
Eucalanus	96.07	25.14	18.78	13.38	120.76	29.39	45.51
Euchaeta	25.51	36.30	14.58	19.45	15.68	20.30	67.35
Undinula	66.23	45.25	22.00	55.95	79.83	27.31	52.00
Copepodite							
Eucalanus	17.96	15.02	18.97	12.74	28.76	9.88	30.86
Euchaeta	21.29	22.07	10.55	10.97	15.91	34.21	31.88
Undinula	35.20	34.41	15.36	44.95	81.27	16.07	30.58
Paracalanus	13.10	22.24	7.21	5.70	8.03	6.67	12.11
Small group	10.34	13.33	7.38	11.49	12.14	13.34	21.39

은 전반적으로 양자강 하구에서 멀어질수록 감소하고 있으며 대형요각류의 포식율 비중은 증가하고 있다.

4) 식물플랑크톤에 대한 요각류의 일일 포식압

조사기간동안 클로로필 현존량에 대한 요각류의 포식압은 D-line에서 1~3%, F-line에서 2~4%, 그리고 L-line에서 <1%~5% 로 조사지역간의 비슷한 범위를 보였다. 대략 10㎛ 보다 큰 식물플랑크톤만이 먹이로서 유용하다고 가정하면 포식압은 정점 L04 (68%)를 제외했을 때 D-, F-, L-line에서 각각 2~21%, 3~10%, 3~11%로 증가하였으며, 정점간의 다소 차이를 보였다.

생태계 전체의 생산력을 이해하기 위해서는 먹이망 혹은 먹이사슬의 각 영양준위에서 다음의 영양준위로 에너지가 어떤 비율로 전달되는 가를 파악하여야 한다. 전달효율은 여러 가지가 있는데 그 중 영양준위간의 효율로 소비효율 (consumption efficiency)은 한 준위에서 생산된 에너지 중 다음 준위에서 포획된 부분을 말하며 저자에 따라 먹이망효율 (food-chain efficiency)이라고 부르기도 한다. 소비효율은 한 준위에서 그 밑의 준위를 얼마나 이용하는 가에 대한 효율이다. 예컨데 일반적으로 알려져 있는 식물플랑크톤에 대한 동물플랑크톤의 소비효율은 대략 40~50% 이다. 현재 조사된 일일 먹이 섭취율자료와 일차 생산력자

료를 이용하여 소비효율을 추정하기 위해서는 우선 식물플랑크톤의 c(탄소):chl (엽록소) 비율을 알아야 하는 데 이 비율은 식물플랑크톤의 생리적 상태와 환경 요소에 따라 변동이 심하며 동중국해에서 아직까지 보고된 적이 없을 뿐만 아니라 다양한 수괴가 나타나는 지역에선 어떤 하나의 특정한 값을 모든 정점에 적용하기는 어렵다. 여기서는 보고된 문헌자료를 토대로 식물플랑크톤의 경우 대략 25에서 112의 값을 적용하였다. 이렇게 계산한 소비효율은 표 8-17과 같다. F-line의 경우 적용된 c:chl 비율내에서 비교적 비슷한 소비효율을 보여 c:chl 비율이 25일때 10% 이하 이며, 70일때 10~20%, 112일때 18~30%의 범위를 보였다. 반면 D-line의 정점 D04에서 소비효율은 모든 경우에도 10%를 넘지 못하는 매우 낮은 값을 보였다. 이는 다른 정점에 비해 요각류 군집의 포식율이 매우 낮고, 요각류의 먹이로서 별로 가치가 없는 작은 크기의 광합성 유기물이 일차 생산에 기여한 것으로 사료된다. 이에 반해 D02와 D08에선 높은 소비효율을 보이는 데 아마도 식물플랑크톤의 현존량에 비해 유광대층이 좁아 생산력이 낮은 반면 요각류 군집의 먹이 포식율이 다소 높기 때문인 것으로 생각된다.

Table 8-17. Consumption efficiency (%) of copepods for phytoplankton.

St.	Efficiency (if c:chl=25)	Efficiency (if c:chl=70)	Efficiency (if c:chl=112)
D02	12.62	35.33	56.62
D04	1.89	5.28	8.45
D08	14.19	39.72	63.55
F01	4.07	11.39	18.22
F05	5.00	13.99	22.38
F08	6.69	18.74	29.98

다. 토 론

요각류의 포식율을 측정하기 위한 형광 측정법은 많은 조사자들에 의해서 사용되어 현장에서의 식물플랑크톤으로부터 동물플랑크톤으로의 에너지 전달측면을 이해하는 데 많은 정보를 제공하였다 (Dagg and Wyman, 1983; Nicolajsen *et al.*, 1983; Baars and Fransz, 1984; Peterson *et al.*, 1990b; Morales *et al.*, 1991). Peterson *et al.*, (1990a) 은 최근 몇 가지의 비교실험을 통해 이 방법이 다소 과소평가된 값을 제공하는 데 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 직선적인 관계가 제시된다면 (Tsuda and Nemoto, 1987; Wang and Conover, 1986) 체내 형광측정법은 동물플랑크톤의 현장 포식율 측정에 유용한 방법일 것이다.

조사기간동안 요각류의 먹이 섭취율은 종간 혹은 조사지역에 따라 큰 차이를 보이는 데 요각류의 포식율은 수온이나 탁도와 같은 환경적요소에 의해 영향을 받을 뿐만 아니라 먹이의 조성상태와 양에 의해서도 조절된다 (Frost, 1972; Corner *et al.*, 1976; McQueen, 1970). F-line의 경우 정점 8을 제외한 나머지 정점들은 다른 조사지역보다 높은 먹이 섭취율을 보이는 데 다른 조사지역보다 엽록소농도가 높을 뿐만 아니라 식물플랑크톤의 크기도 다른 지역과 다르게 11㎛ 이상인 세포들이 주로 우점하는 것으로 나타났다 (그림 8-46). 그러나 난류수의 영향을 주로 받는 L-line의 경우는 11㎛ 이하의 세포가 80% 이상을 점유하고 있으며 이 지역의 요각류 현존량이 다른 지역에 비해 낮고 먹이 섭취율도 낮게 나타났다. 일반적으로 요각류의 포식생태에서 요각류는 더 큰 크기의 먹이를 선호하는 것으로 알려져 있으며, 일부 조사자들의 보고를 보면 요각류는 5~10㎛ 보다 더 큰 먹이를 선호하는 것으로 나타났다 (Harris, 1982; Berggreen *et al.*, 1988; Tiselius, 1988: Dam and Peterson, 1991).

본 조사에서는 클로로필의 농도, 요각류의 현존량 및 먹이 섭취율을 사용하여 요각류군집 먹이 섭취율과 식물플랑크톤에 대한 포식압 측정을 시도하였다. 체내 형광측정법으로 조사된 포식압은 일반적으로 매우 낮은 값들로 보고되었다. Nicolajsen *et al.*, (1983)은 Øresund에서 춘계 대증식 기간동안 식물플랑크톤 현존량의 1% 정도에 달하는 일일 포식율을 보고하였으며, Tiselius (1988)는 Skagerrak 와 Kattegat에서 여름동안 식물플랑크톤 현존량에 대한 4%의 포식압을 보고였고, Peterson *et al.*, (1990b)은 Benguela upwelling 지역에서 1~5%의 포식압을 측정하였으며, Morales *et al.*, (1990) 북 대서양에서 1% 이하의 포식압을 보고하였다. 최근 Bautista and Harris (1992)는 영국해협에서 식물플랑크톤의 춘계 대증식 기간동안 5~8%의 요각류 포식압을 측정하였다. 우리 나라의 경우는 Shin and Yoo (1995; in prep.)가 처음으로 황해에서 1992년과 1993년 4월에 식물플랑크톤 현존량에 대한 평균 5% 정도의 요각류 포식압을 측정하였다. 현재 동중국해에서 조사된 결과 (<1%~5%)들은 위에 보고된 범위와 비교적 일치하며, 황해에서 조사된 포식압보다 약간 낮았다. 결과적으로 이지역에 서식하면서 식물플랑크톤을 먹이로 취하는 요각류는 영양적으로 결핍된 상태에 있으며, 식물플랑크톤 현존량에 중요한 영향을 미치지 않는 것으로 나타났다. 그러나 일부 정점에서 요각류 군집의 포식활동이 11㎛ 보다 더 큰 식물플랑크톤의 현존량 변동의 영향을 줄수 있음을 보였다.

생산량과 포식을 동시에 측정하기 위한 현장 배양을 통해서 Roman *et al.*, (1986)은 수괴의 상층부에서 일일 식물플랑크톤 성장의 50~100%가 동물플랑크톤에 의해서 제거될 수 있음을 주장하고 심지어 이러한 포식이 일차생산량을 제한시킬 수 있음을 제시하였다. 그러나 Arinardi *et al.*, (1990)이 그들의 자료에 100 의 c:chl 비율을 적용하여 계산한 포식압은 3~30% 사이의 범위를 보였다. 열대지역에서 식물플랑크톤 생산량에 대한 초식성 포식자의 소비효율은 10~20% (Longhurst and Pauly, 1987)이며, 열대지역을 제외한 지역에서는 15~50% 의 범위를 갖는 것으로 알려져 있다 (Walsh, 1983; Baars and Fransz, 1984). 만약 이 지역의 c:chl 비율이 최소한 70 이상이라면 D- 와 F-line에서 소비효율은 최소 5~40% 에서 최대 9~60% 사이의 범위를 갖는다.

제 5 절 결 론

우리 나라 주변해역은 북적도해류에서 기원 동중국해로 유입되는 쿠로시오와 쿠로시오로 부터 분지하여 북상하는 대마난류에 의해 열대 및 아열대해역에 서식하는 다양한 종의 식물플랑크톤이 유입되는 것으로 나타났다. 이러한 해양환경의 연속성은 식물플랑크톤의 유입뿐아니라 전반적인 부유생태계에 영향을 미칠수 있는 요인이다. 따라서 동중국해의 계절적인 해양환경 변동에 의한 식물플랑크톤의 출현종 변화는 우리 나라 주변해역의 식물플랑크톤 생태연구시 고려되어야할 기초자료이며 연구의 접근방향을 제시하고 있다.

본 조사에서는 JGOFS등 국제 프로그램에서 채택하고 있는 일차생산력 추정 프로토콜을 적용하고자 하였다. 즉, 해색원격탐사에 의한 표층 생체량 추정, 엽록소 프로파일 데이터베이스에 의한 저층 엽록소의 분포 추정, 지역적-계절적 P-I 특성의 데이터베이스 화 과정을 시도하였다. 일차생산력을 좌우하는 제 1 요인으로는 생체량, 광량 등이 있고 제 2 요인으로는 영양염, 수온 등이 있고 따라서 광역의 일차생산력을 정확히 추정하기 위해서는 생체량이 정확히 추정되어야 하고 광량변화가 적절히 고려되어야 하며 이차적 요인, 영양염, P-I 매개변수의 데이터베이스화가 이루어져야 하기 때문이다. 이러한 데이터 베이스는 물리적 특성, 생태학적 특성 등에 의해 결정되어야 한다. 최근 분지 규모이상의 수준에서 이러한 시도가 시작되고 있으며 Longhurst (1995)는 전세계 해양역을 이러한 기준에 의해 구분하고 있다. 황해, 동중국해, 동해 등 한국주변해의 이러한 생물학적 조사는 소수의 연구자들에 의해 산발적인 조사가 이루어져 왔으나 그 양도 미미할 뿐 더러 질의 조절 (quality control)도 충분히 고려되지 않고 있다. ^{14}C 방법 자체의 여러 가지 오차요인과 (Carpenter & Lively, 1980) 특히 광량의 부정확한 측정은 각각의 연구결과를 종합하는데 있어 장애가 되고 아까운 현장실험

의 결과를 못쓰게 만들수 있다. 광합성의 측정은 가급적 P-I 특성의 측정에 의한 것이 바람직하다. 이러한 자료의 지역적, 계절적 데이터베이스화가 한국근해의 생태학적 특성의 규명에 필수적이기 때문이다.

한편 클로로필의 농도, 요각류의 현존량 및 먹이 섭취율을 사용하여 요각류군집 먹이 섭취율과 식물플랑크톤에 대한 포식압 측정을 시도하였다. 식물플랑크톤에 대한 요각류의 포식압은 약 1%~5%로 이전에 황해에서 조사된 값보다 다소 낮게 나타났다. 또한 일차 생산력에 대한 요각류의 소비효율은 최소 5~40%에서 최대 9~60% 사이의 범위를 갖는다. 그러나 현재 동중국해에서 식물플랑크톤의 생리상태 및 환경변화에 따른 c:chl 비율에 대한 조사와 동물플랑크톤의 포식생태에 대한 연구가 거의 전무한 상태이므로 식물플랑크톤에 대한 동물랑크톤의 소비효율을 추정하기는 어렵다. 하지만 해양생태계에서 식물플랑크톤의 현존량, 생산력 및 동물플랑크톤의 먹이 섭취율 더 나아가서는 이차생산력의 측정은 하위 영양단계에서의 물질순환 및 에너지 흐름에 대한 정보를 제공하며, 생태계 내에서의 생물 생산력 추정에 중요한 기본자료로 사용된다. 이러한 관점에서의 조사가 지속적이고 장기적으로 수행되어야 하며 결과들은 생태계구조를 이해하는데 매우 중요한 자료가 될 것이다.

참고문헌

김석현 등, 1993. 한반도 주변 해역의 화학물질 수지 및 순환연구(서남해역). 한국해양연구소 보고서 BSPN 00203-614-4, pp.321.

김구, 노홍길, 이상호, 1991. 하계 제주도 주변 해역의 수계 및 해수순환, 한국해양학회지, **26**: 262-277.

노재훈, 1995. 황해와 동중국해에서의 식물플랑크톤 분포에 관한 연구. 인하 대학교 석사학위 논문, pp.195

해양연구소, 1994. 황해의 해양환경 보전을 위한 해양확산의 실시간 예측시스템 연구. 과학기술처 보고서 BSPN 00234-738-1, pp.108.

해양연구소, 1994. 동중국해의 이용과 개발을 위한 동중국해 해황과 대마난류수의 기원(예비조사). 과학기술처 보고서 BSPN 00246-711-1, pp.226.

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.

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.

Bautista, B., and R. P. Harris, 1992. Copepod gut contents, ingestion rates and grazing impact on phytoplankton in relation to size structure of zooplankton and phytoplankton during a spring bloom. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 82:41-50.

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.

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, 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., and S. Lin, 1980. Diatoms from the surface sediments of the east China Sea. *Acta Oceanologia Sinica*, **2**: 97-110

Choi, J.K., 1990. A checklist of marine tychopelagic and benthic diatoms in Korea. Korean *J. Phycol.* **5**: 73-116.

Choi, J.K., 1991. The influence of the tidal front on primary productivity and distribution of phytoplankton in the mid-eastern coast of Yellow Sea. *J. Ocean. Soc. Korea.*, **26**: 223-241 (In Korean).

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.

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

Cullen, J. J. 1990. On models of growth and photosynthesis in phytoplankton. Deep-Sea Res. Vol 37:667-683.

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 clearance rate constant of planktonic copepods. *J. exp. mar. Biol. Ecol.*, 123:1-14.

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.

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.

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. *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.

Hallegraeff, G.M., 1986. Taxonomy and morphology of the marine plankton diatoms *Thalassiosira* and *Thalassiothrix. Diatom Res.*, **1(1)**: 57-80.

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., 1960. Phytoplankton and ciliate species from the tropical pacific. Skr. Norske Vidensk. Akad. i Oslo, Math. Naturv. Kl., **2**: 1-50.

Hasle, G.R., 1965. *Nitzschia* and *Fragilariopsis* species studied in the light and electron microscopes.III The group *Pseudonitzschia*. Skr. Norske Vidensk. Akad Mat.- Naturw. Kl.,n.s., **21**: 1-49.

Hasle, G.R., 1976. The biogeography of some marine plankton diatoms. *Deep-Sea Res.*, **23(4)**: 319-338.

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.

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 Shelf Science.*, **26**:643-656.

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.

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.

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.

Kirk, J., 1994. Light and Photosynthesis in Aquatic Environments. 2nd. Ed.

Cambridge Univ. Press.

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.

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.

Koizumi, I., 1986. Pliocene and Pleistocene diatom datum levels related with Paleoceanography in the Northwest Pacific, *Marine Micropal.*, **10**: 309-325.

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.

Kolbe, R.W., 1955. Diatoms from equatorial Atlantic cores. Rep. Swed. *Deep-sea Exped.*, **7(3)**: 151-184.

Kolbe, R.W., 1957. Diatoms from equatorial Indian Ocean cores. Rep. Swed. *Deep-sea Exped.*, **9(1)**: 1-50.

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., 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

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.

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. *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.

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

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., 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., 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.

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.

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.

Priddle, J., R.W. Jordan & L.K. Medlin, 1990. Chap. 15 Family Rhizosoleniaceae In: *Polar Marine Diatoms*(Ed.) 115-128.

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.

Roman, M.R., C.S. Yentsch, A.L. Gauzens, and D.A. Phinney, 1986. Grazer control of fine-scale distribution of phytoplankton in warm-core Gulf Stream rings. *J. mar. Res.,* 44:795-813.

Round, F. E., R. M. Crawford, and D. G. Mann, 1990. The Diatoms. Biology and morphology of the genera. 747pp., Cambrige University Press.

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.

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.

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.

Smayda, T.J., 1980. Phytoplankton species succession. In Morris, I.(ed.), *The Physiological Ecol. of Phytoplankton.* Univ. of California Press, Berkeley, pp.493-570.

Sterns, D. E., 1986. Copepod grazing behavior in simulated natural light and its relation to nocturnal feeding. *Mar. Ecol. Prog. Ser.,* 30:65-76.

Strickland, J. D. H., and T. R. Parsons, 1972. A practical handbook of seawater analysis. *Bull. Fish. Res. Board Can.,* p185-206.

Takano, H., 1976. Scanning electron microscopy of diatoms - II.

Takano, H., 1978. Scanning electron microscopy of diatoms - IV. *Thalassiosira binata* Fryxell. bull. *Tokai Reg. Fish. Res.* Lab. **94**: 45-49.

Takano, H., 1980a. New and rare diatoms from Japanese marine waters - IV. *Thalassiosira bingensis* sp. nov. *Bull. Tokai Reg. Fish. Res.* Lab. **108**:

41-53.

Takano, H., 1980b. New and rare diatoms from Japanese marine waters - V. *Thalassiosira tealata* sp. nov. *Bull. Tokai Reg. Lab.* **103**: 55-63.

Takano, H., 1981. New and rare diatoms From Japanese marine waters - VI. three new species in Thalassiosiraceae. *Bull.Tokai Reg. Fish. Res.* Lab. **105**: 31-43.

Thalassiosira mala Takano. *Bull. Tokai Reg. Fish. Res.* Lab. **87**: 57-65.

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

Tiselius, P., 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.

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.

Venrick, E. L., 1974. The distribution and signification of Richelia intracelluralis Shmidt in the North Pacific Central Gyre. *Limn. Oceanogr.* **29**: 636-640

Villareal, T. A., 1991. Nitrogen-fixation by the cyanobacterial symbiont of the diatom genus *Hemiaulus. Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **76**, 201-204.

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.

Xu, Z. M., J. L. Jiang, and D. Lu, 1990. Standing crop and composition of phytoplankton in Kuroshio and adjacent water in spring, 1986.In, *Selected papers on the investigation of Kuroshio,* I, Ocean press Beijing, China pp.215-228,(in Chinese).

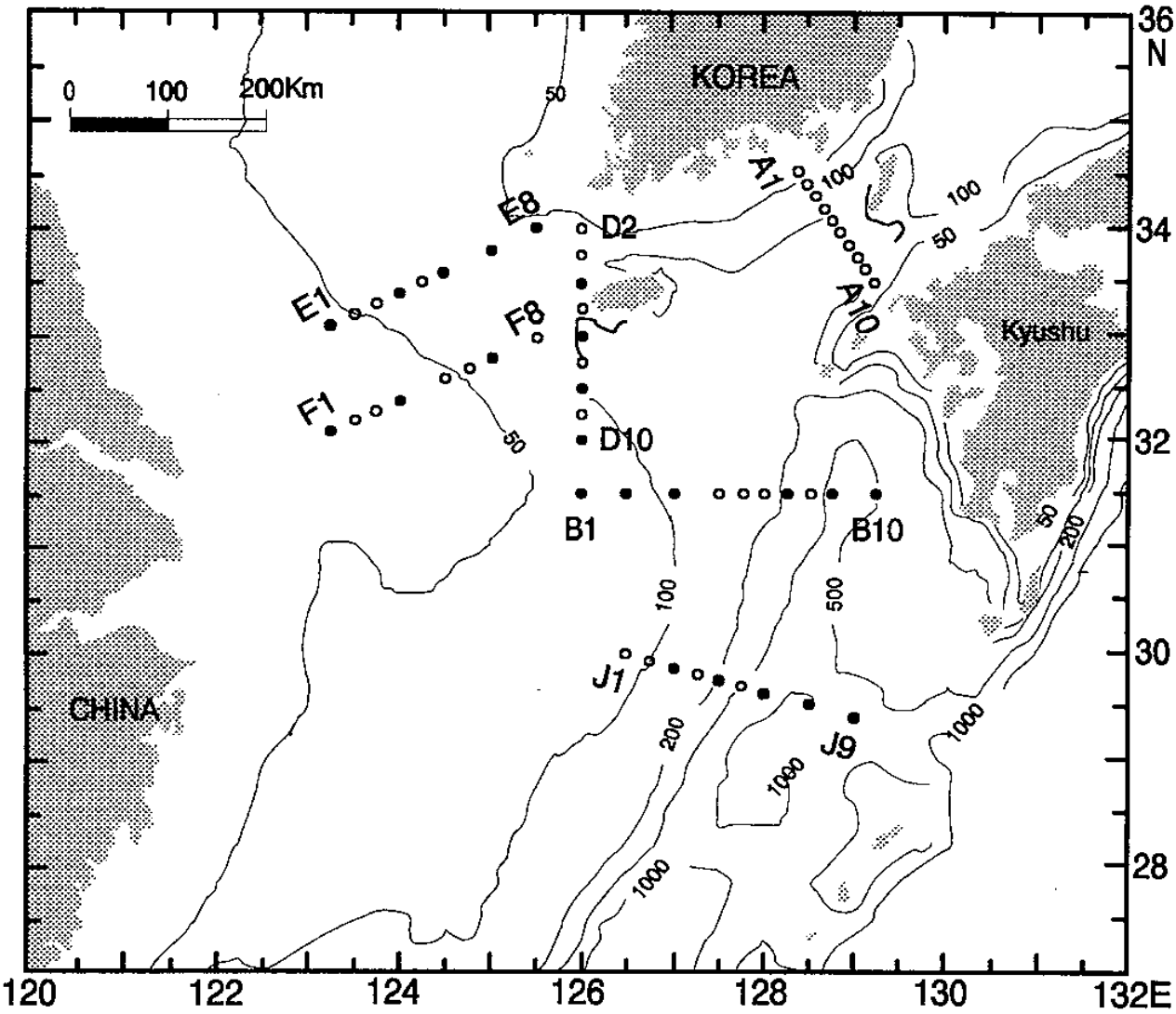


Fig. 8-1. Study area showing sampling stations (COPEX-E 9408, ○ ●: CTD, ●: phytoplankton).

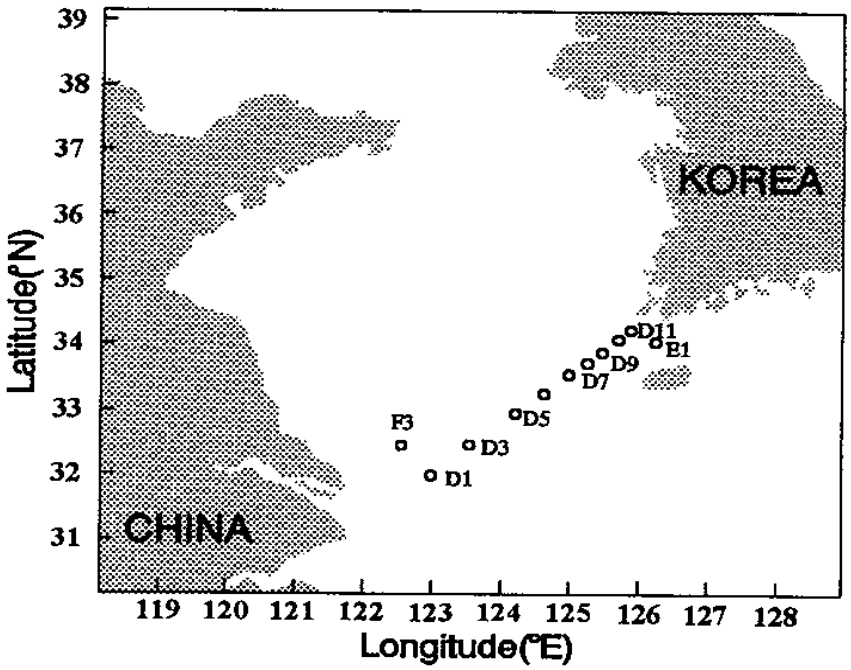


Fig. 8-2. Location map of sampling stations (YS-9302).

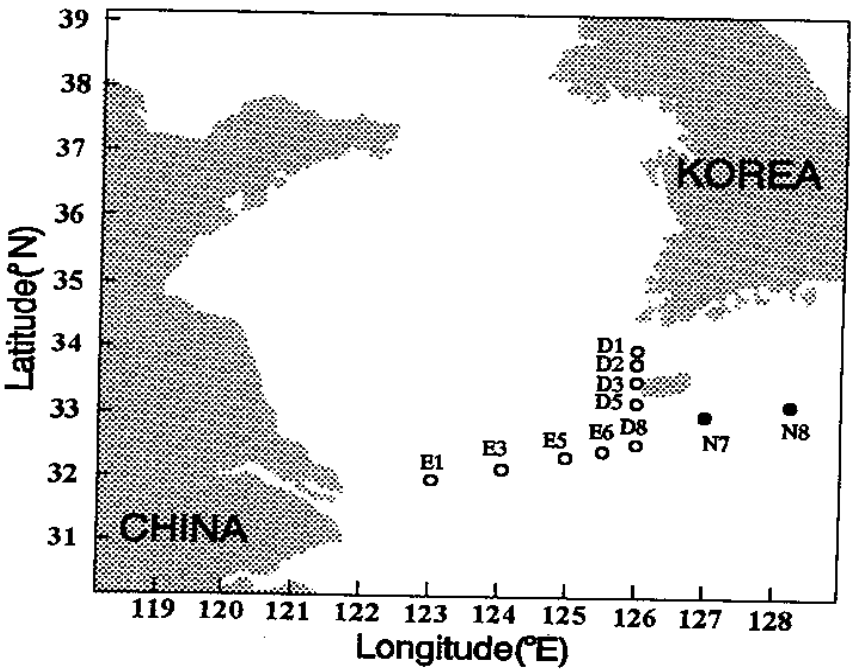


Fig. 8-3. Location map of sampling stations (June-July 1994).

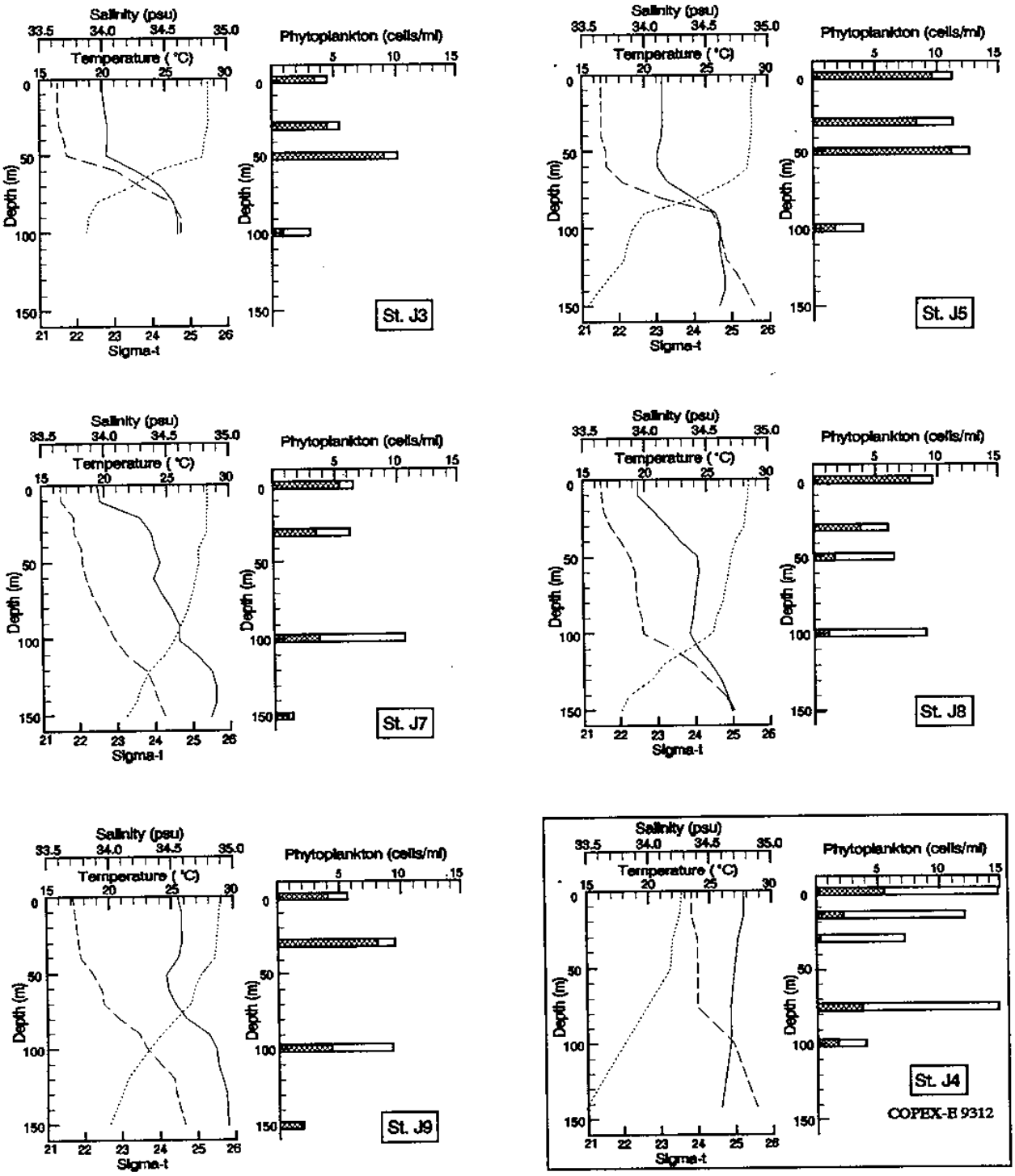


Fig. 8-4. Vertical profiles of temperature (·····), salinity (——), sigma-t (– –) and distribution of phytoplankton cell number (▩: dinoflagellate cell numbers) at each station on the J line (COPEX-E 94). * The figure on the lower right side represents the result from the St. J4 (COPEX-E 93).

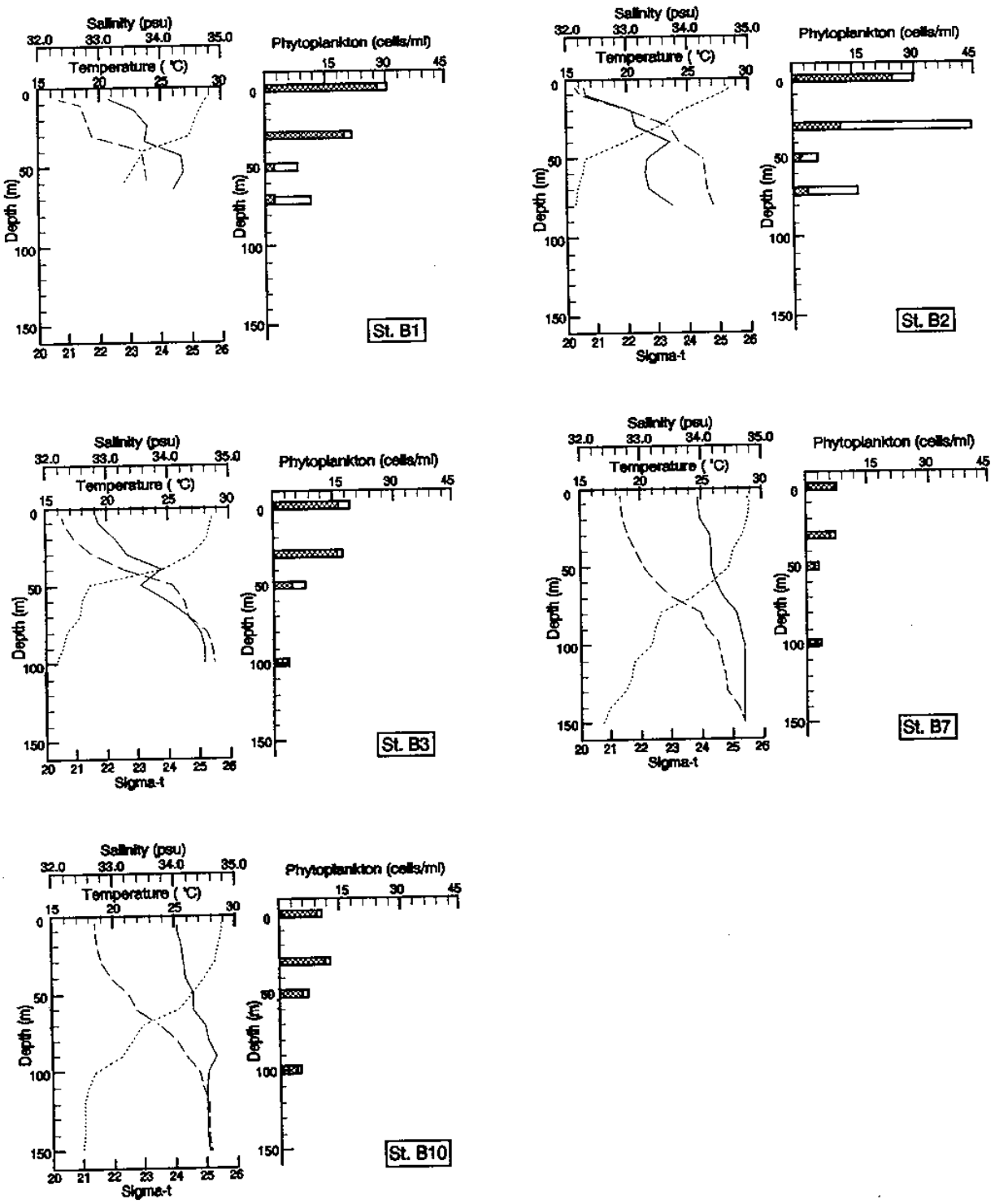


Fig. 8-5. Vertical profiles of temperature (·····), salinity (——), sigma-t (– –) and distribution of phytoplankton cell number (▩: dinoflagellate cell numbers) at each station on the B line (COPEX-E 94).

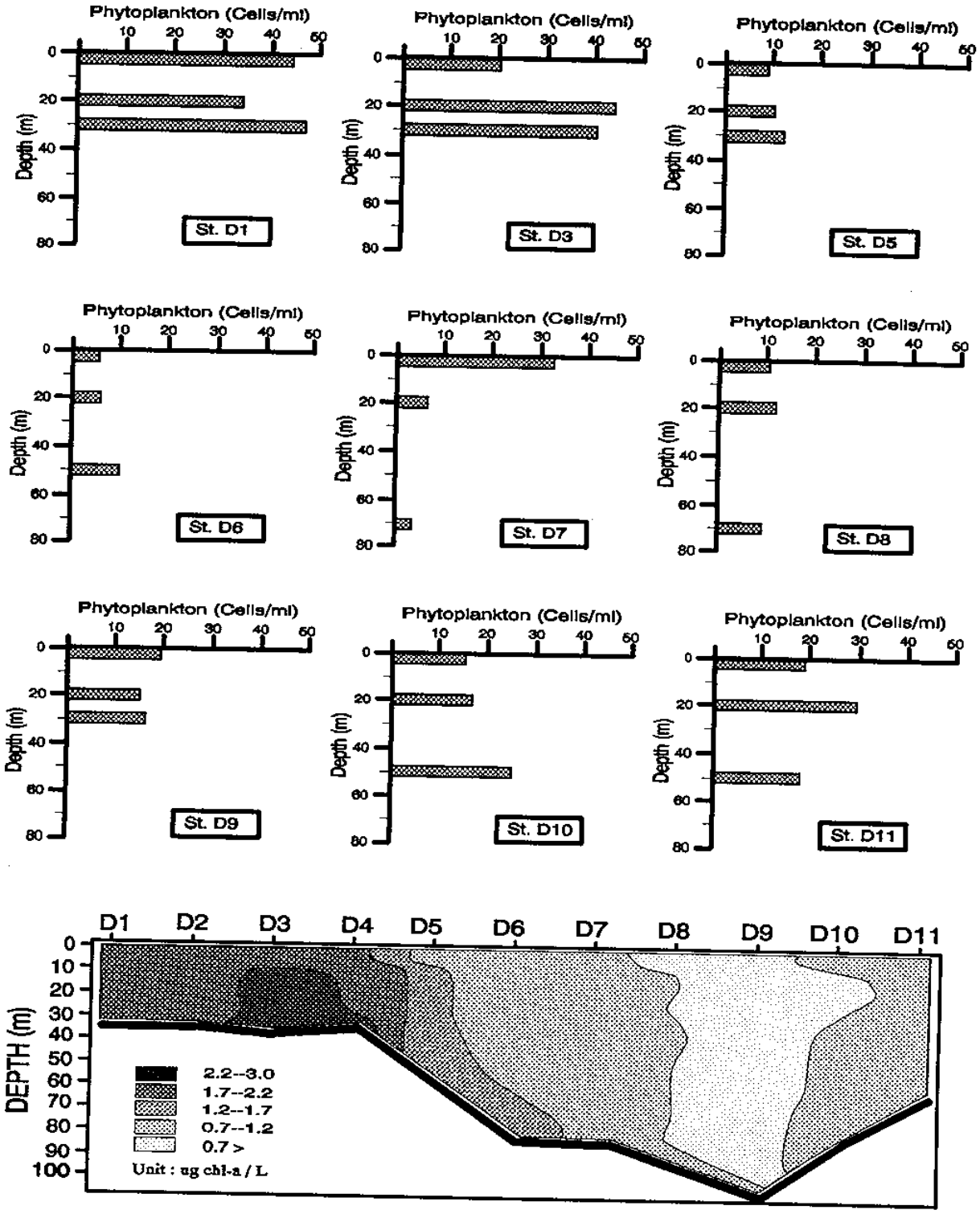


Fig. 8-6. Vertical distribution of phytoplankton cell numbers and chlorophyll-a concentration at each station on the D line (YS-9302).

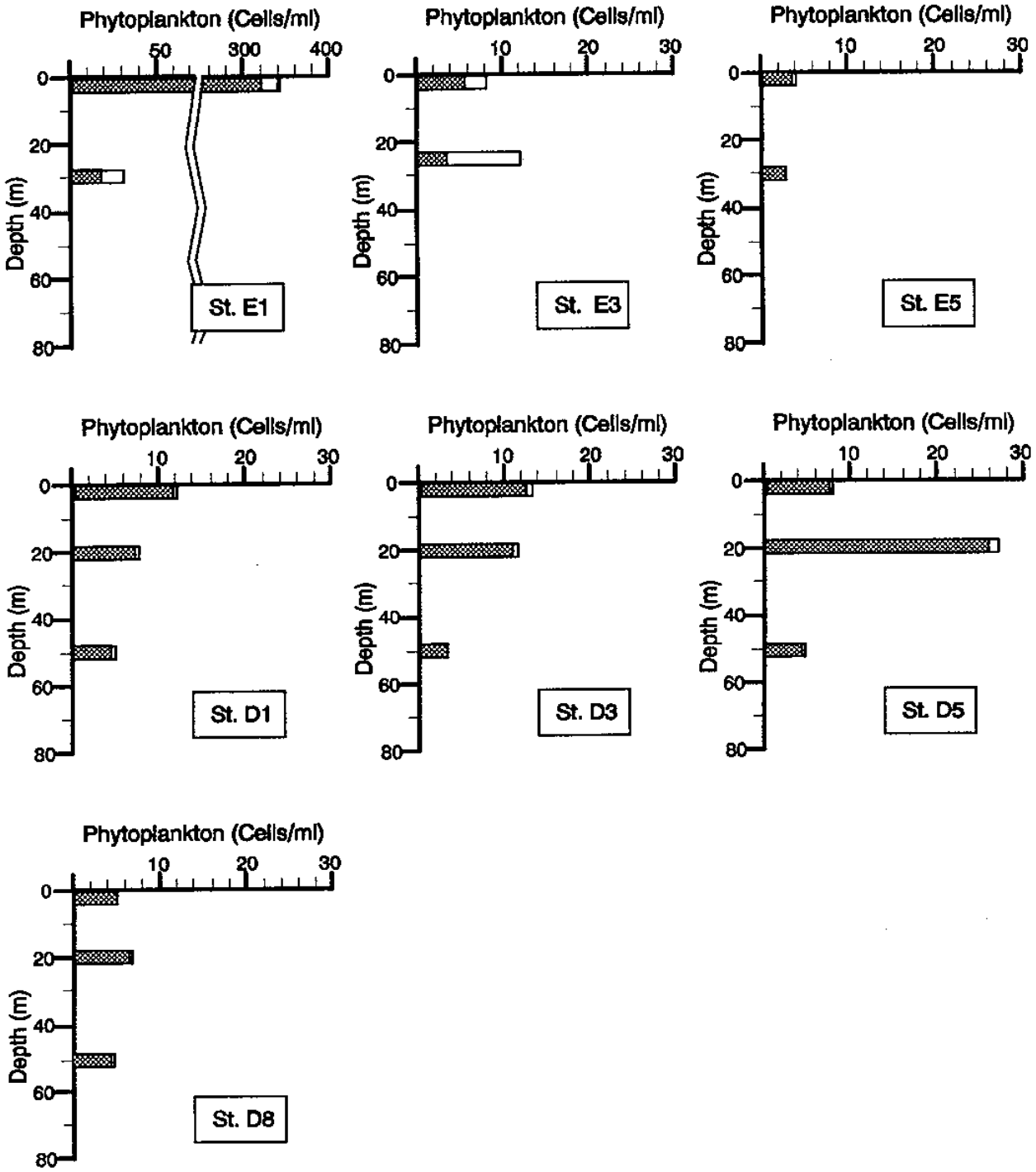


Fig. 8-7. Vertical distribution of phytoplankton cell numbers (▩: dinoflagellate cell numbers) at each station in the study area (June-July 1994).

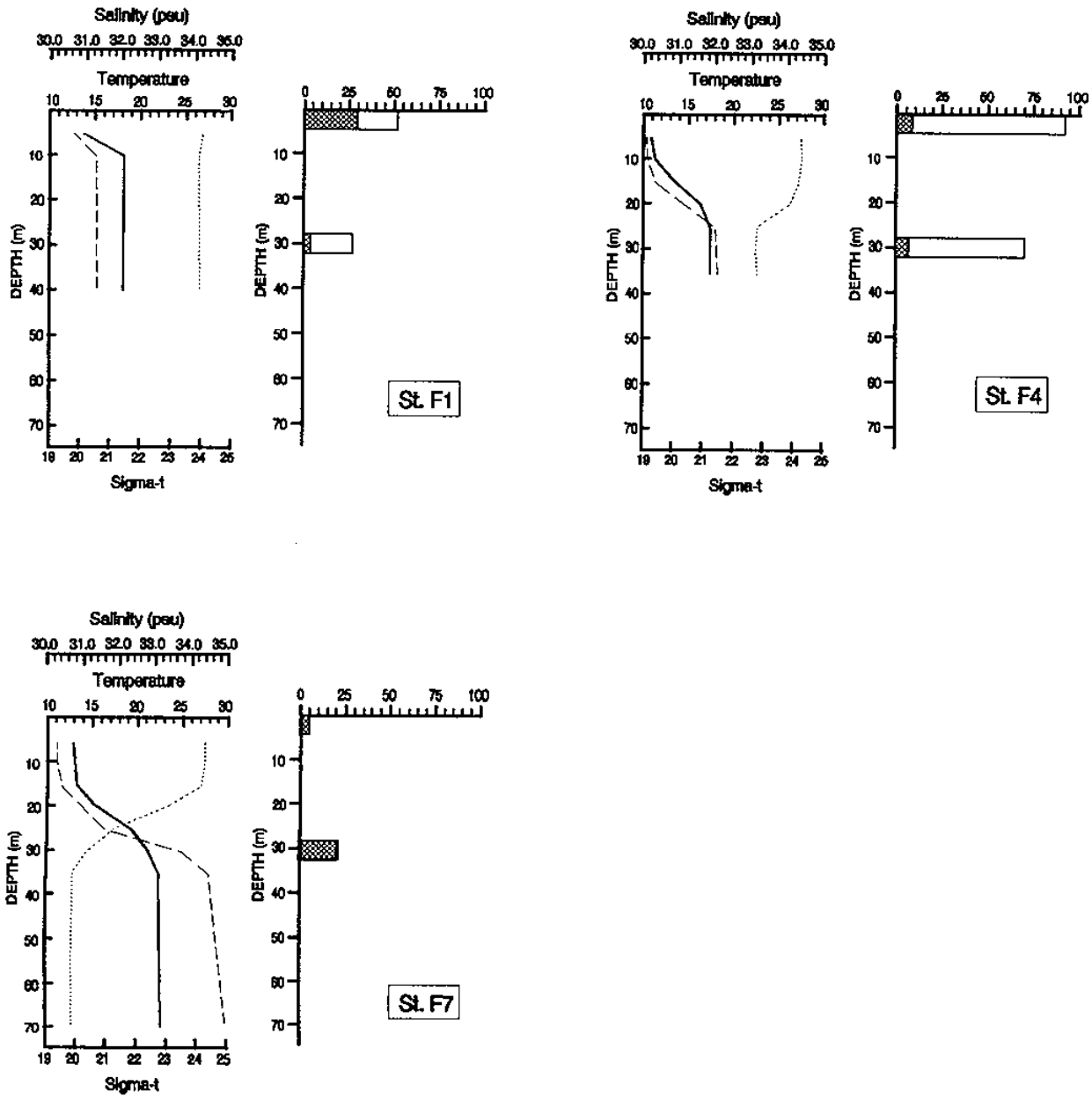


Fig. 8-8. Vertical profiles of temperature (·····), salinity (——), sigma-t (– –) and distribution of phytoplankton cell number (▩: dinoflagellate cell numbers) at each station on the F line (COPEX-E 94).

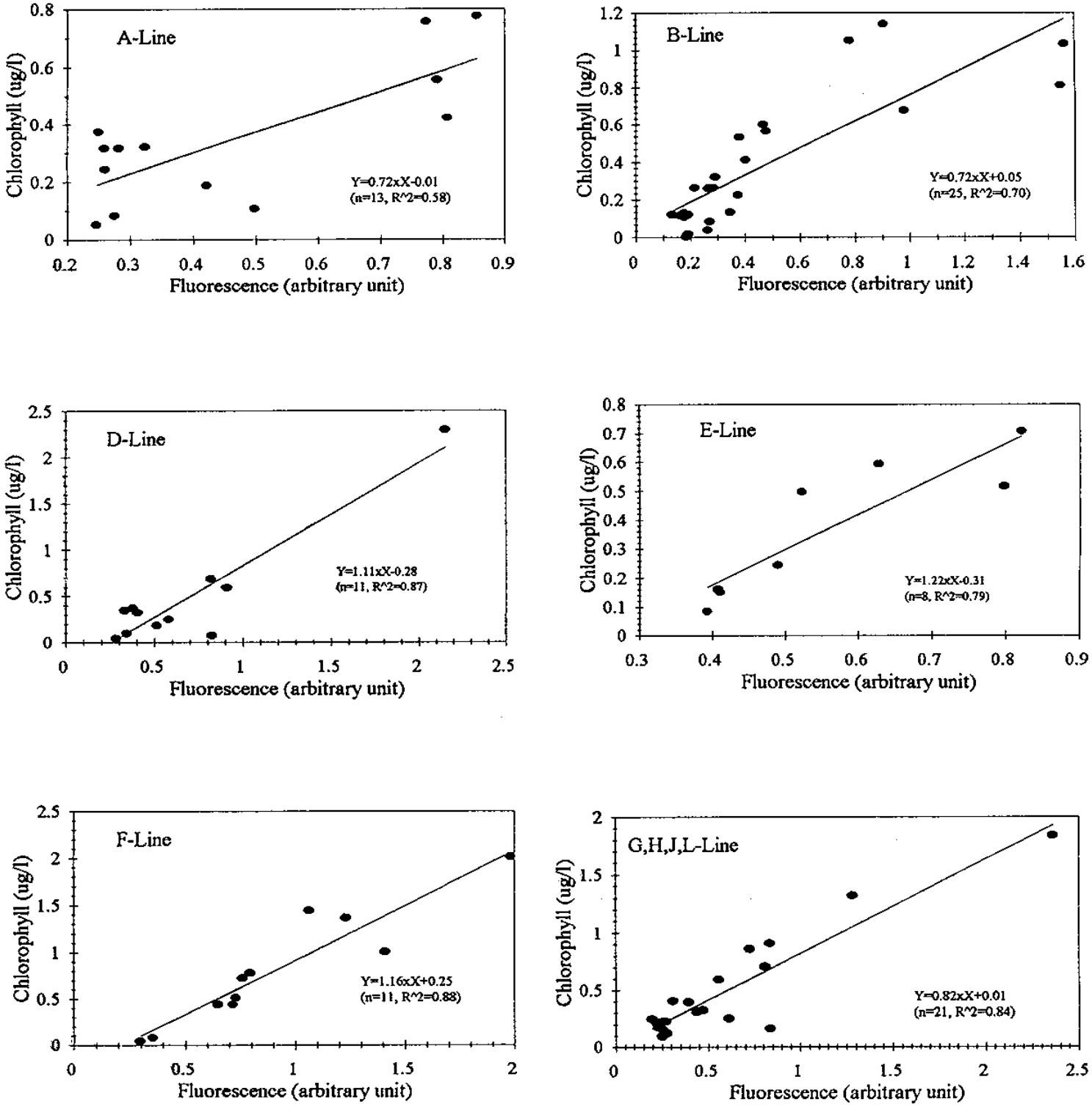


Fig. 8-9. Regressions used for calibration of fluorometers.

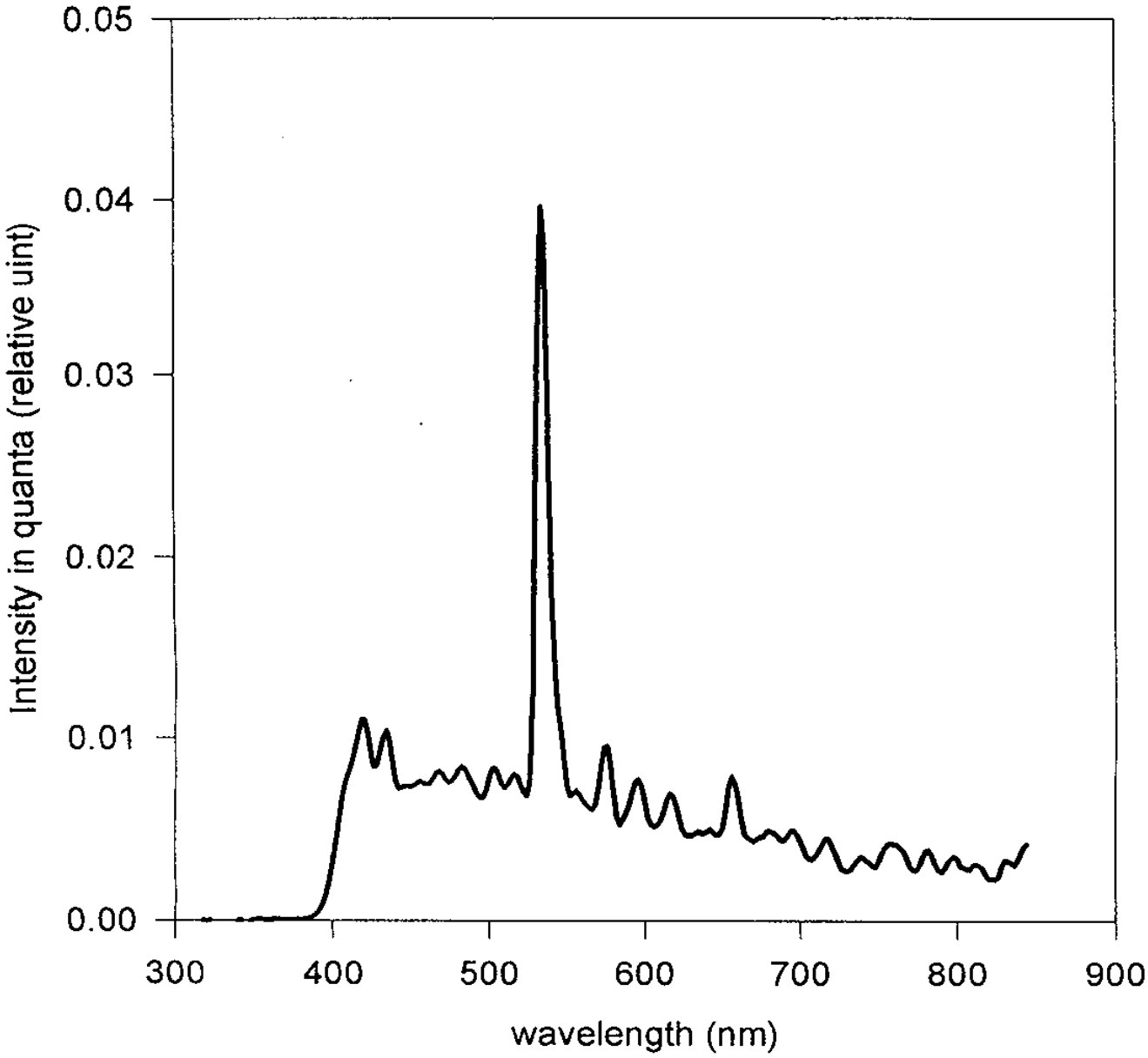


Fig. 8-10. Spectral composition of Osram HQI/D lamp with a white diffuser.

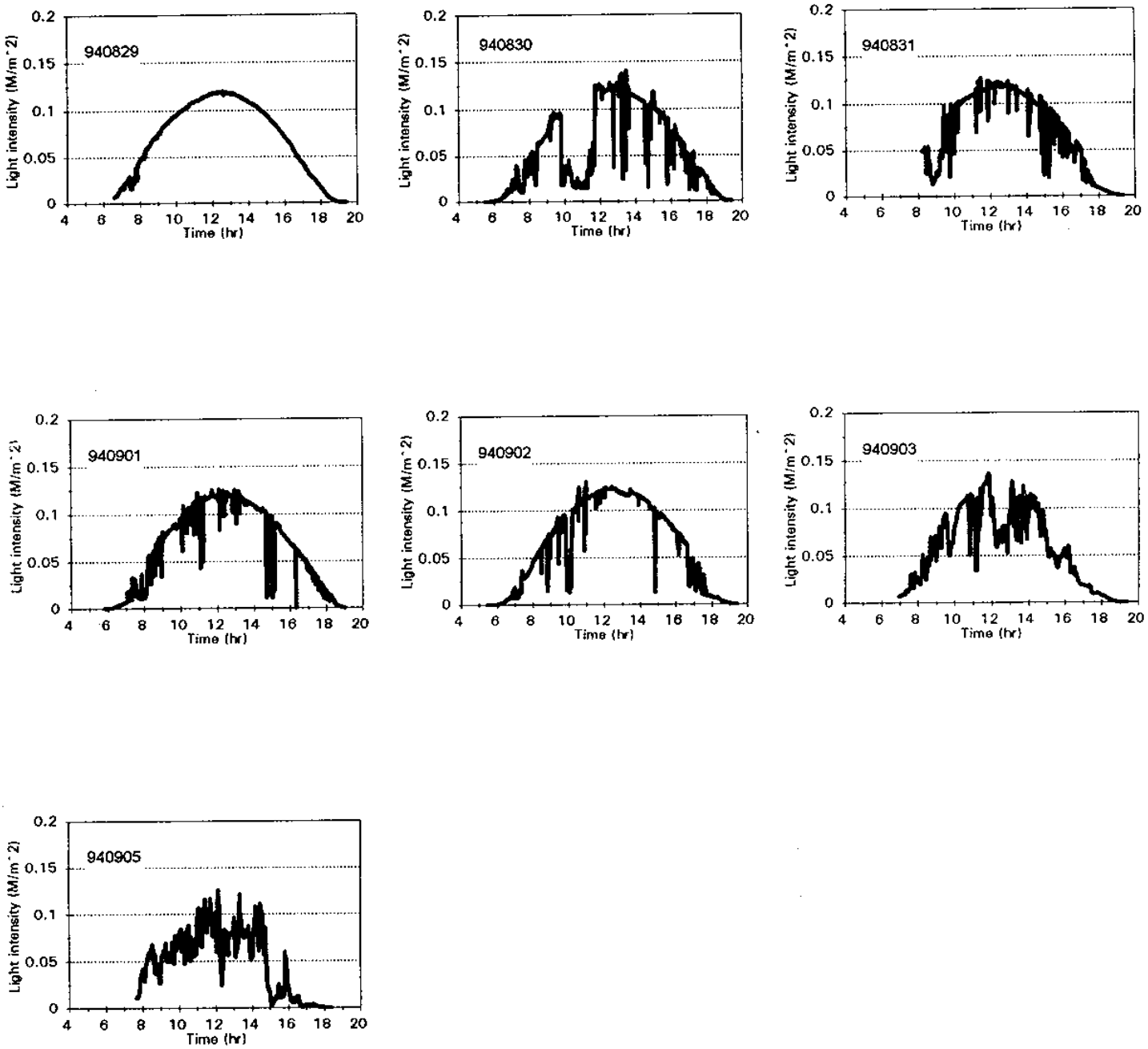


Fig. 8-11. Daily variation of sea surface PAR during the cruise.

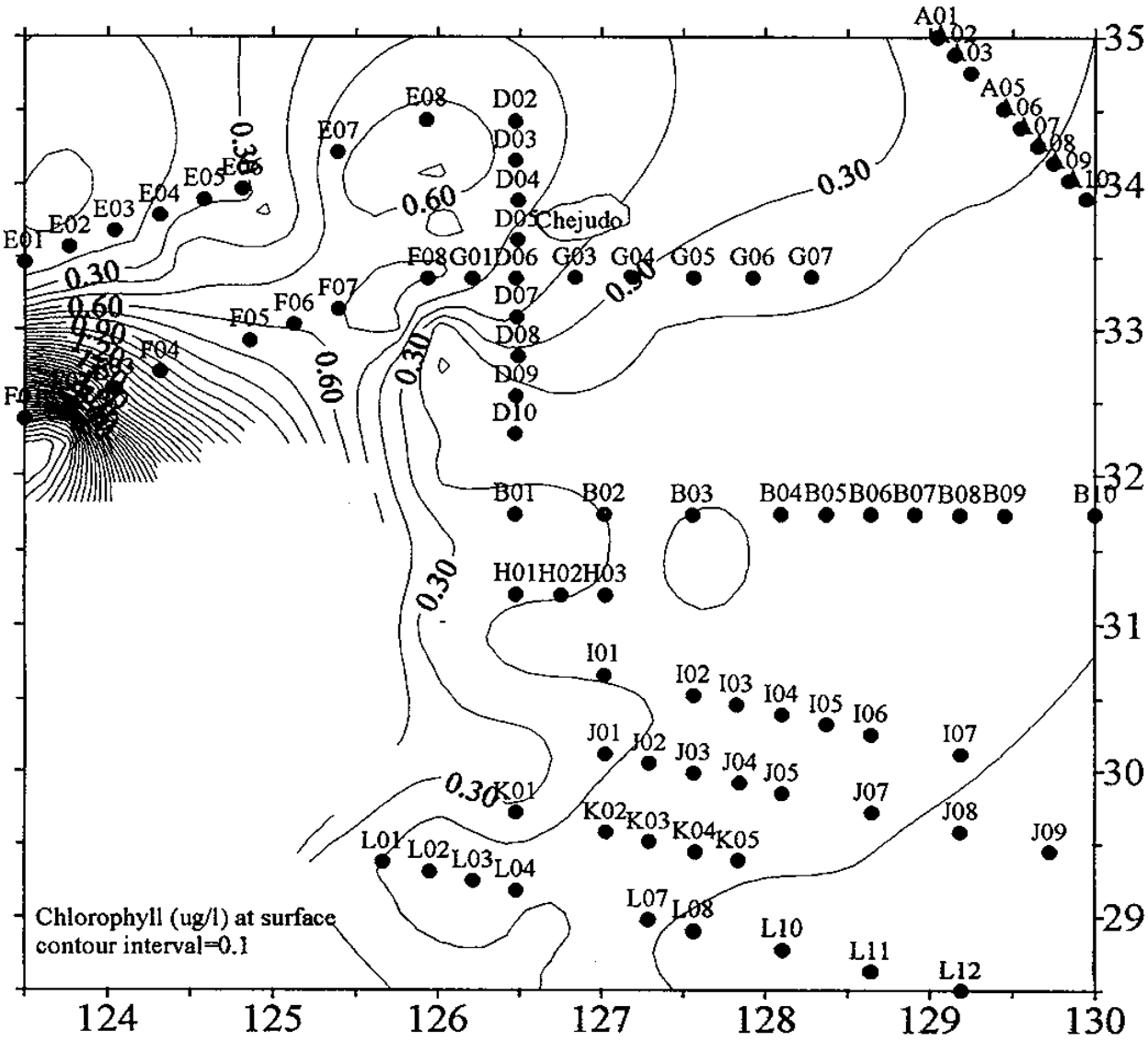


Fig. 8-12. Contour map of surface chlorophyll concentration.

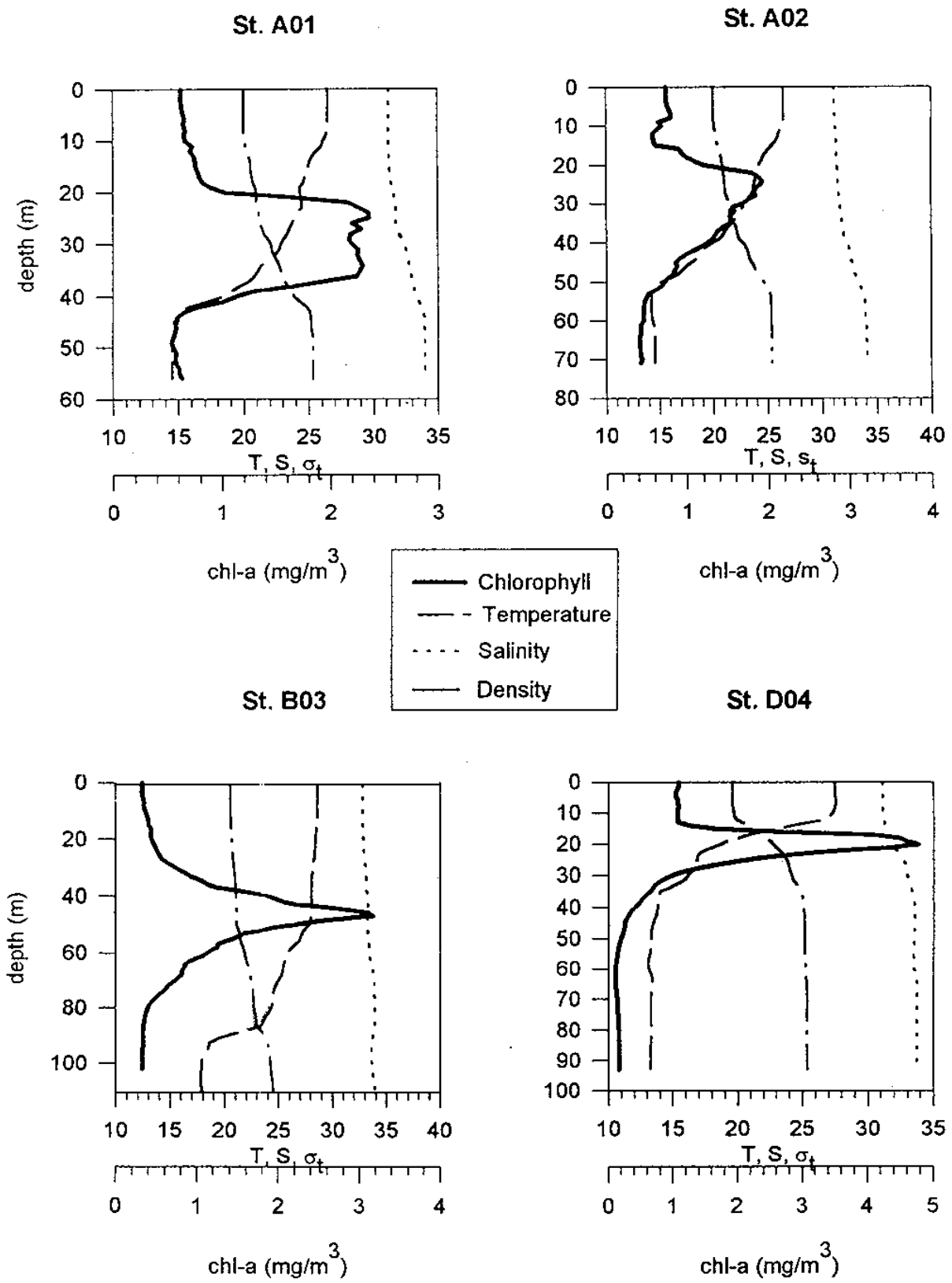


Fig. 8-13. Chlorophyll profiles at some of the stations.

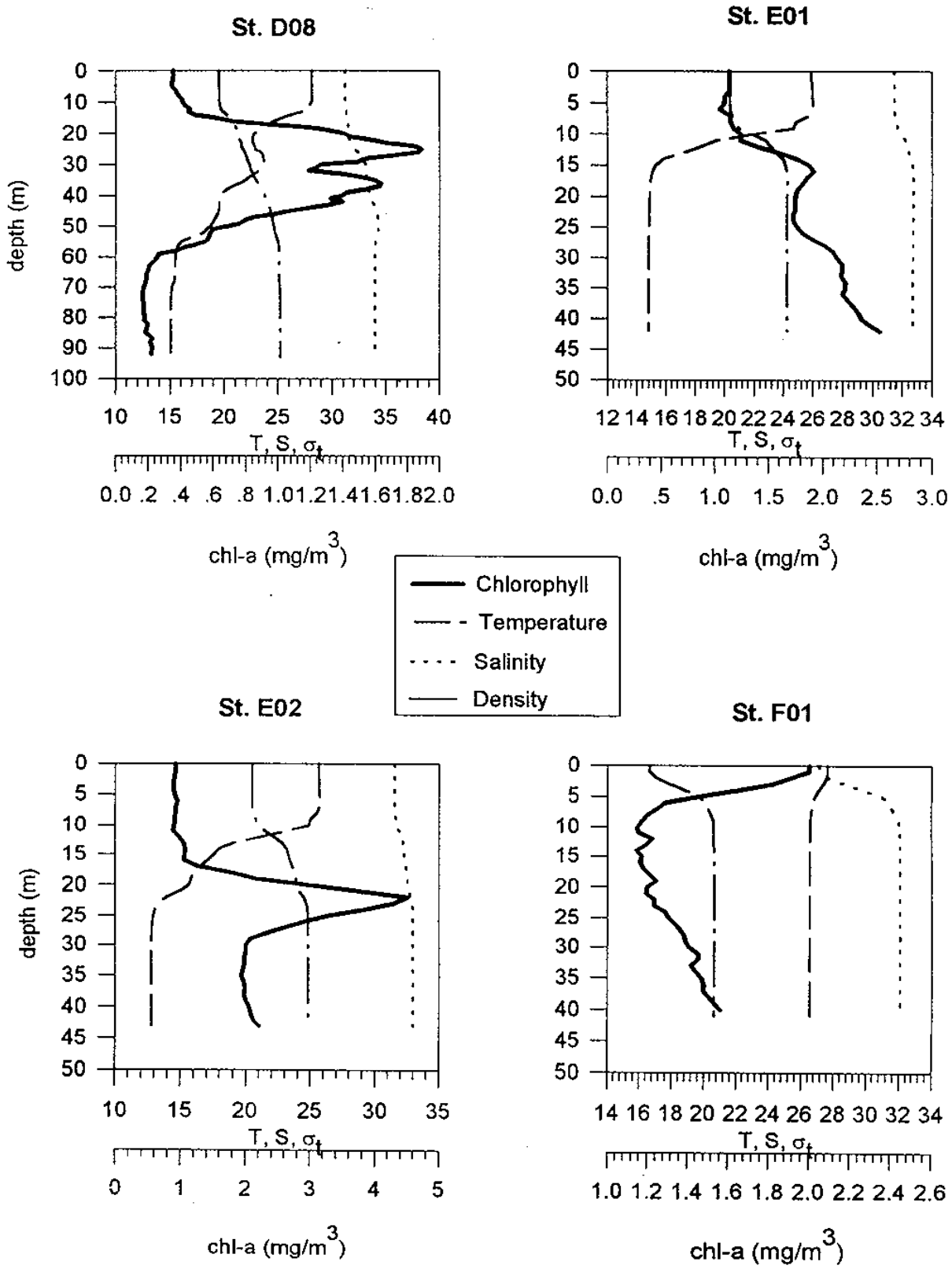


Fig. 8-13. Continued.

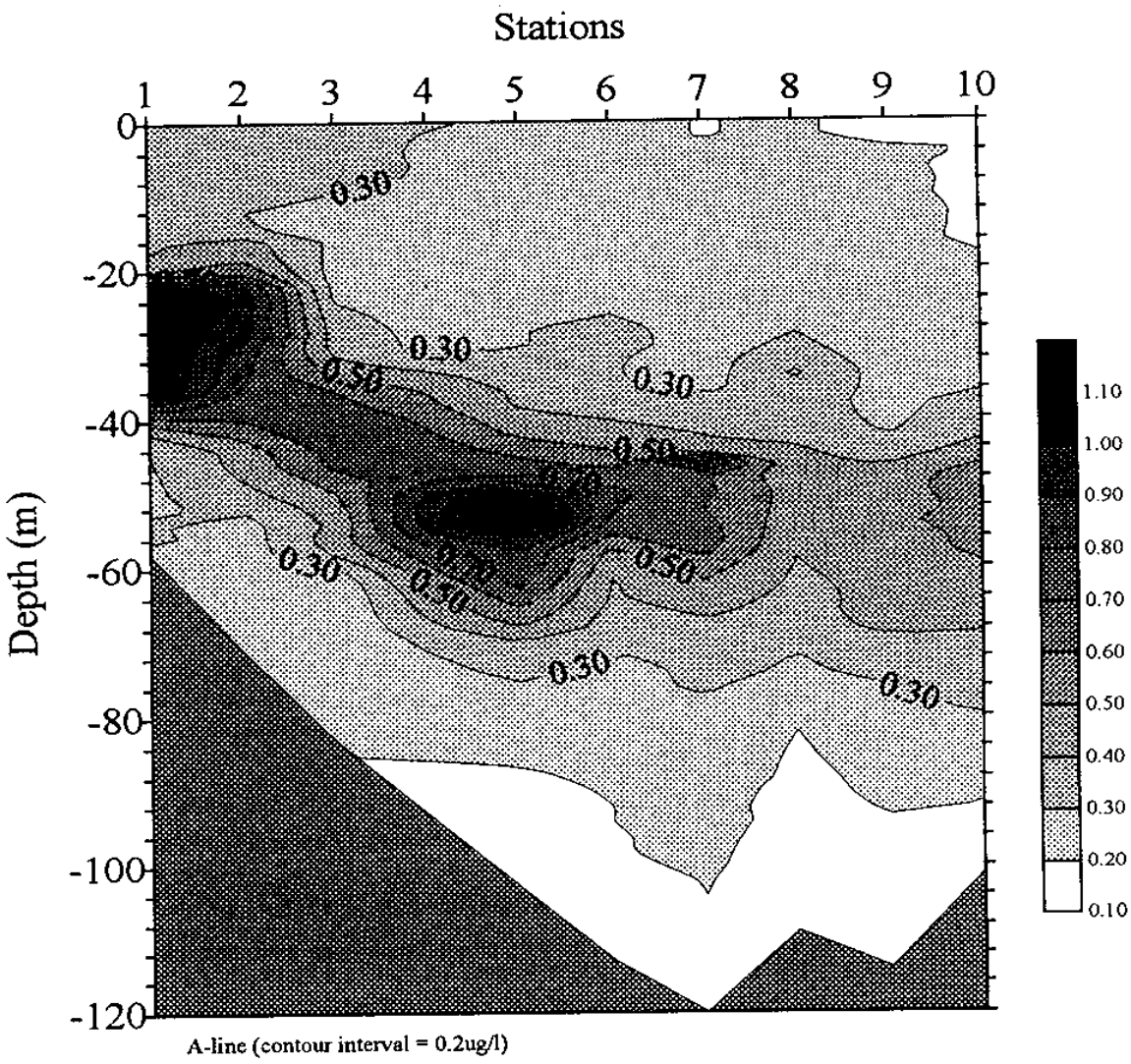


Fig. 8-14. Chlorophyll profiles along the A-line.

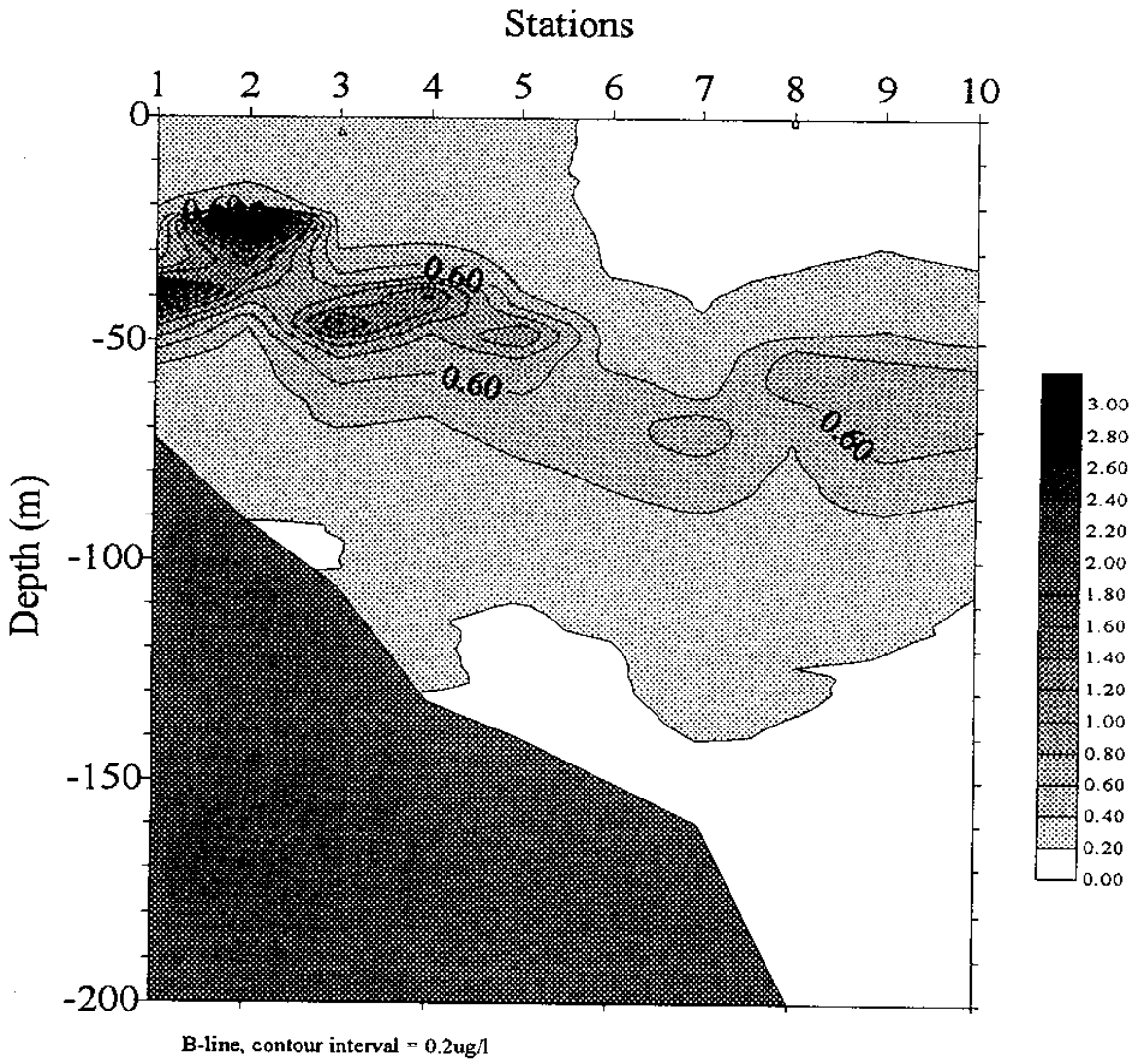


Fig. 8-15. Chlorophyll profiles along the B-line.

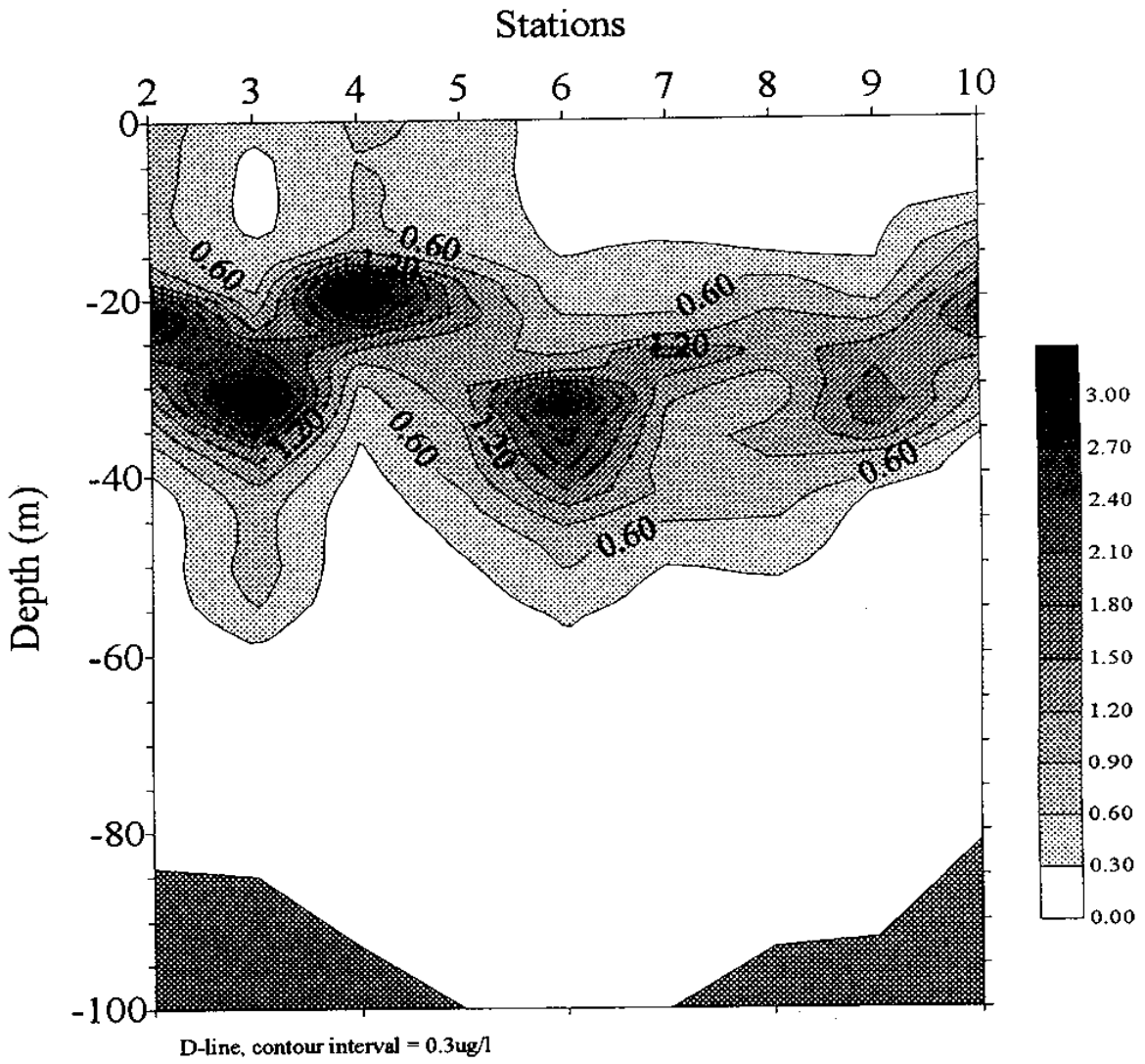


Fig. 8-16. Chlorophyll profiles along the D-line.

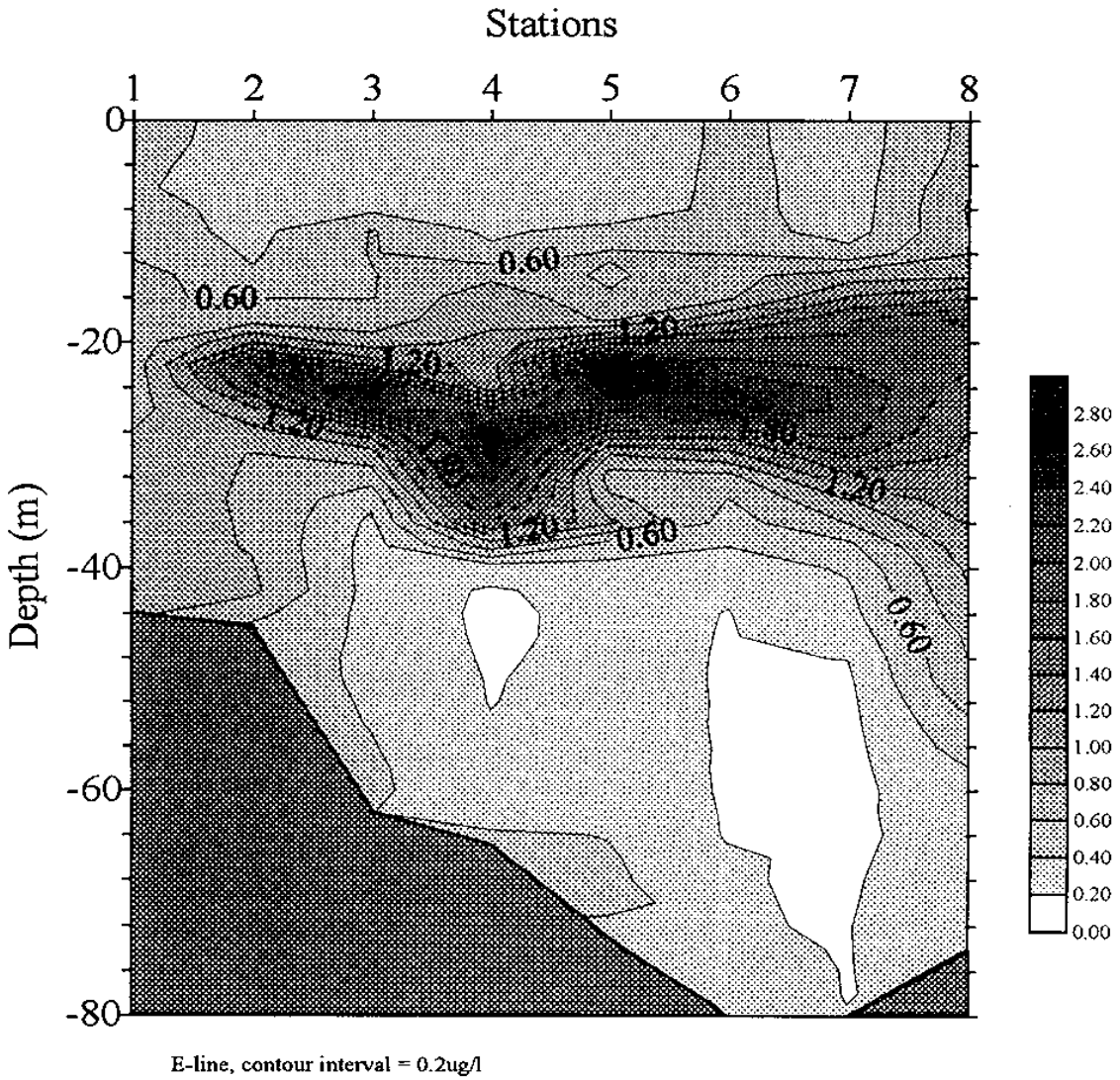


Fig. 8-17. Chlorophyll profiles along the E-line.

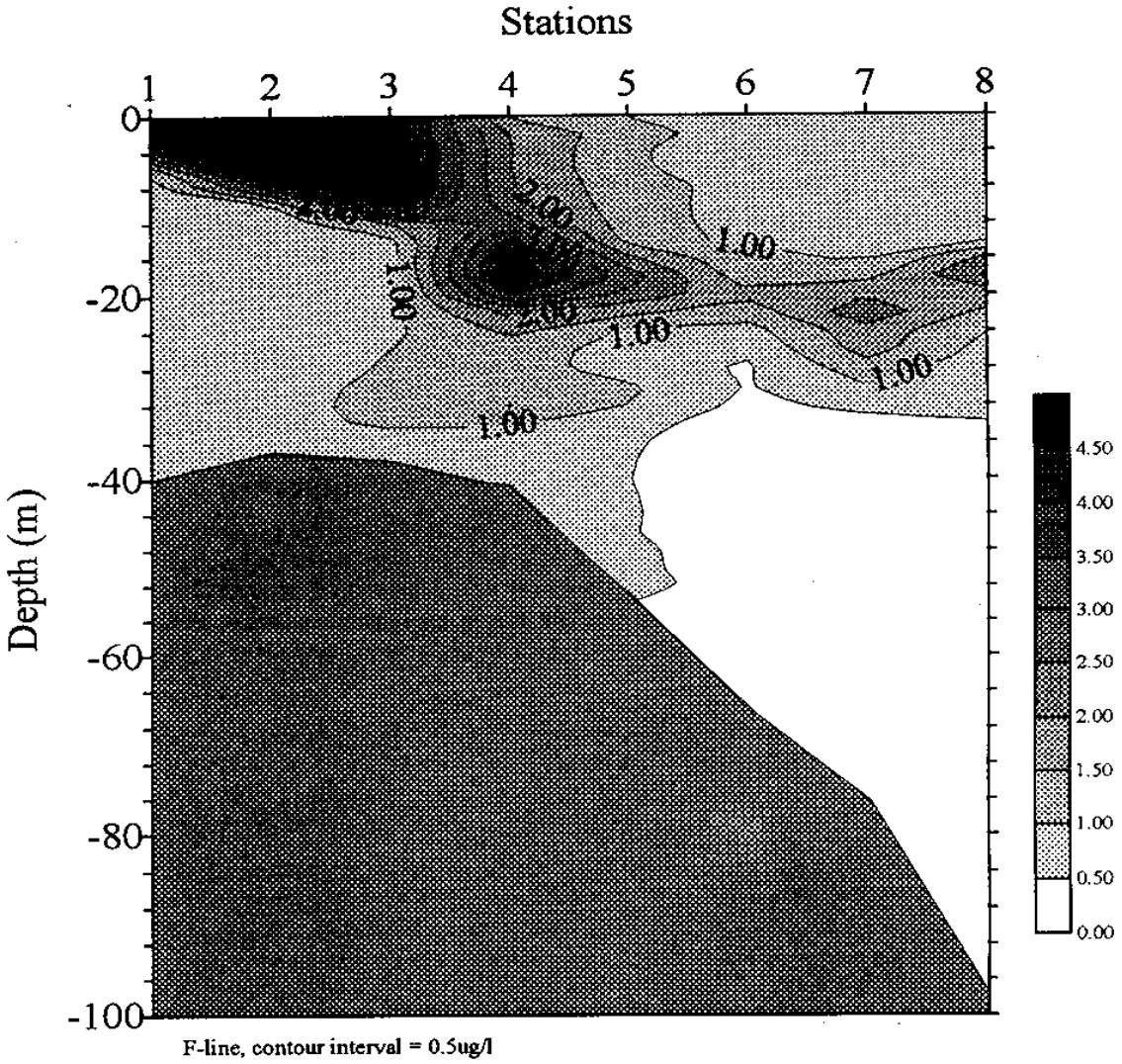


Fig. 8-18. Chlorophyll profiles along the F-line.

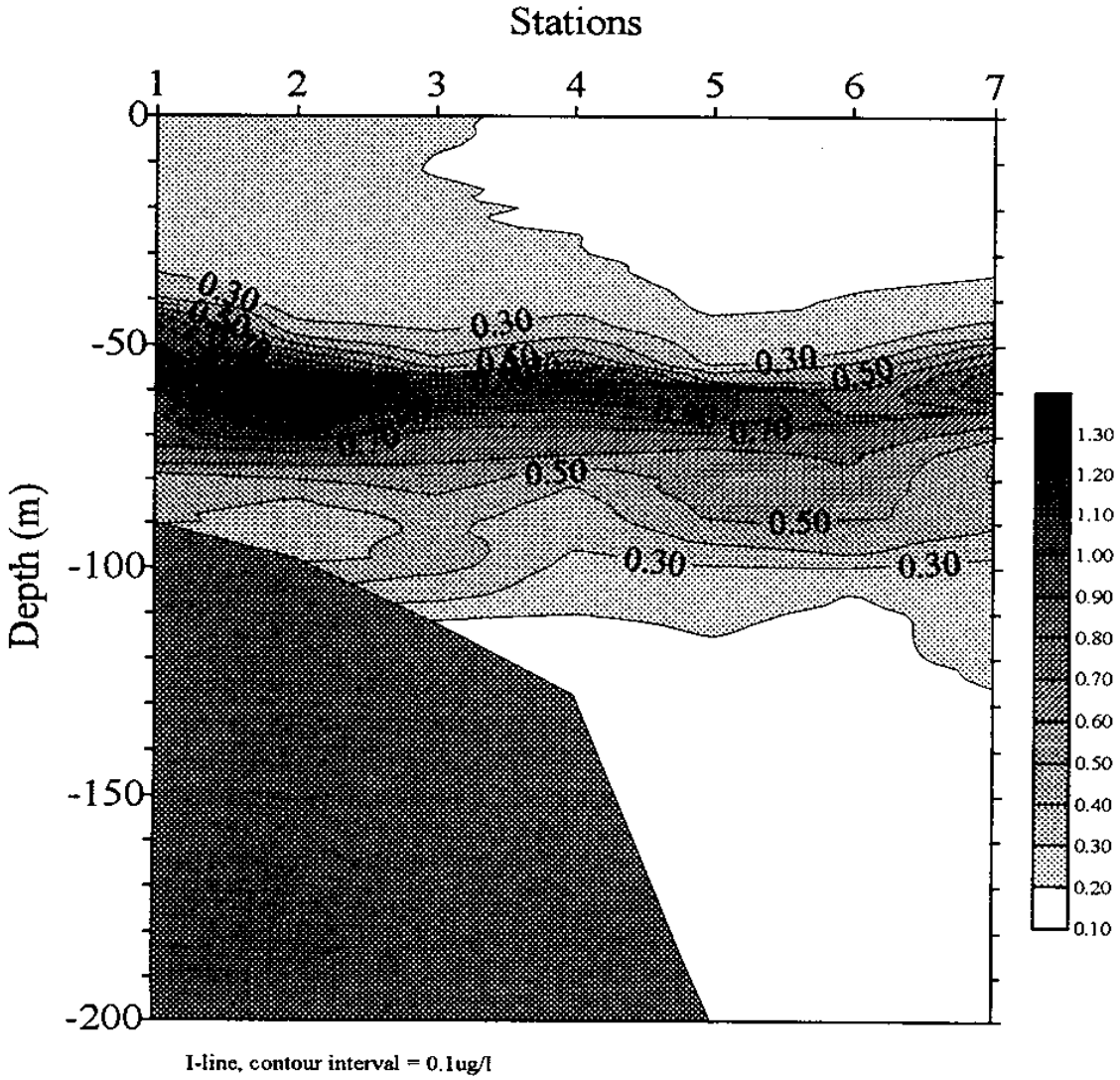


Fig. 8-19. Chlorophyll profiles along the I-line.

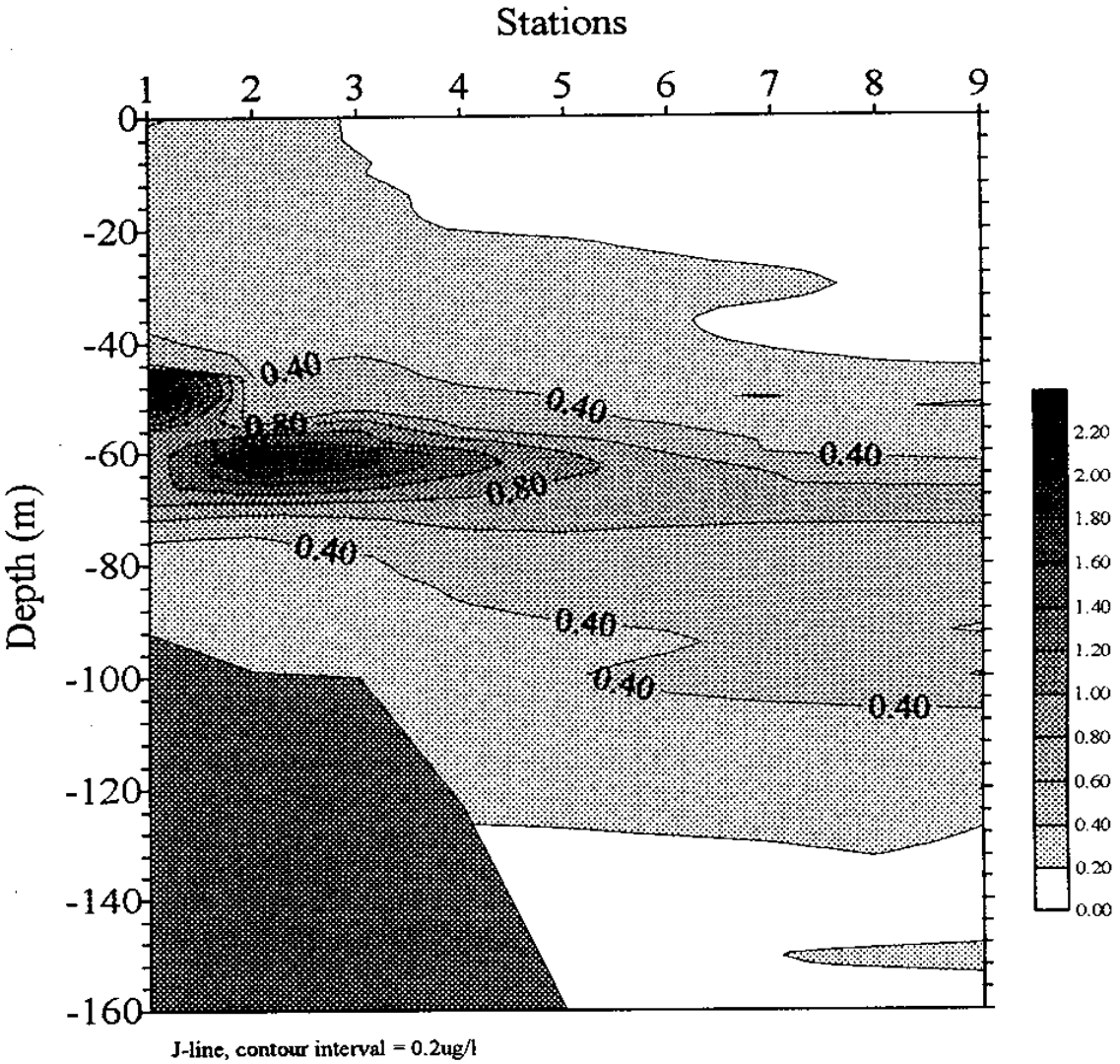


Fig. 8-20. Chlorophyll profiles along the J-line.

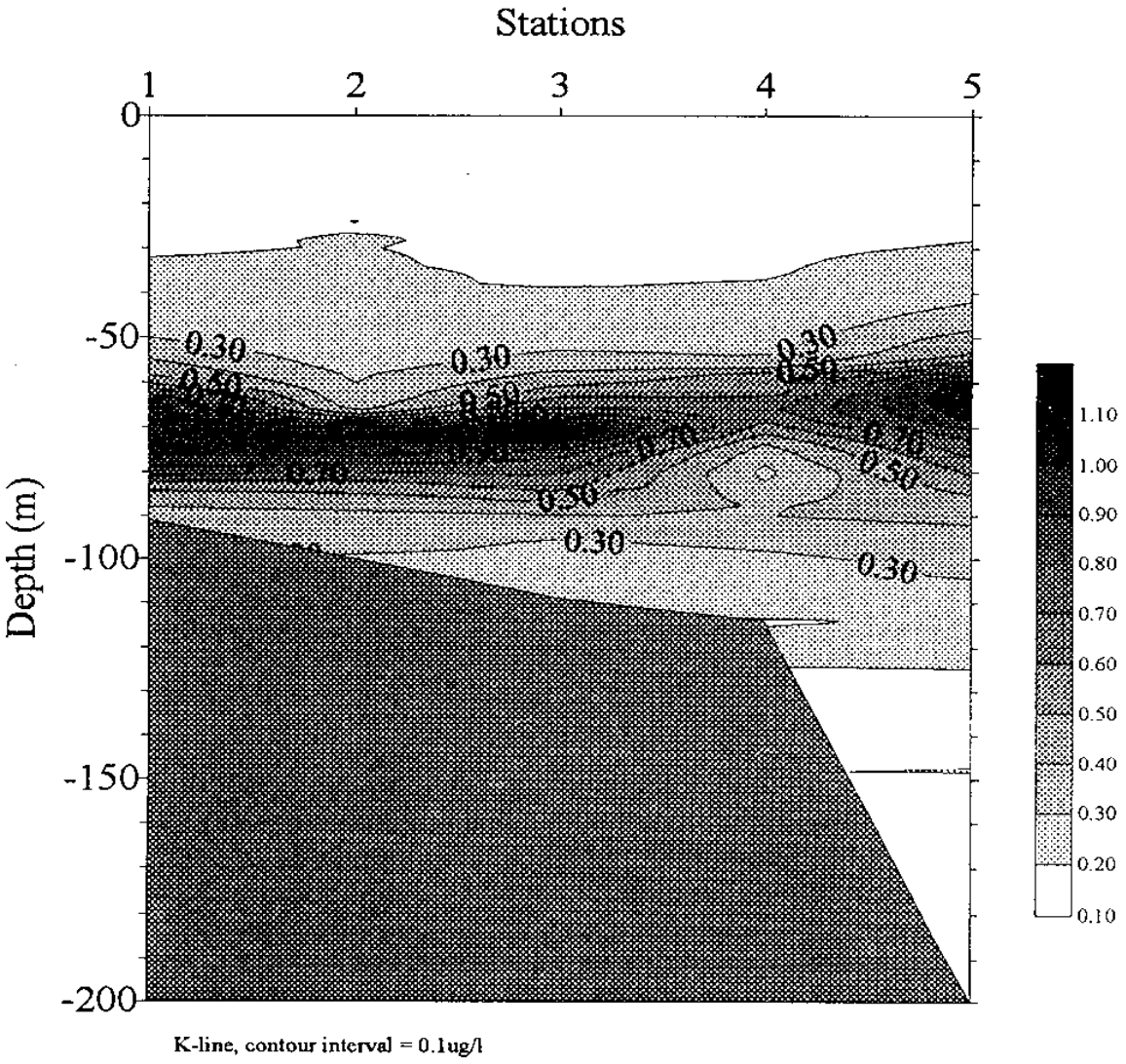


Fig. 8-21. Chlorophyll profiles along the K-line.

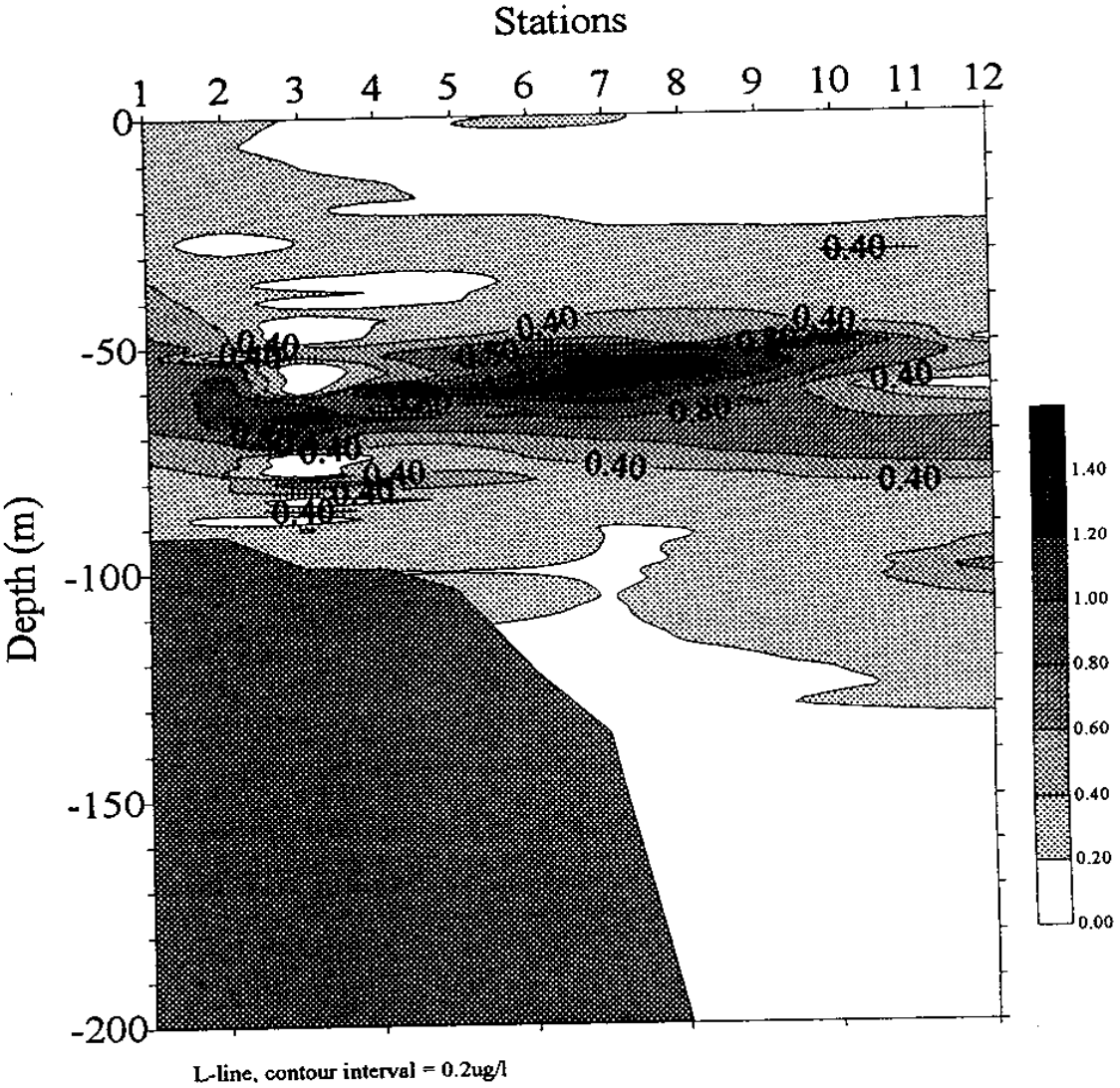


Fig. 8-22. Chlorophyll profiles along the L-line.

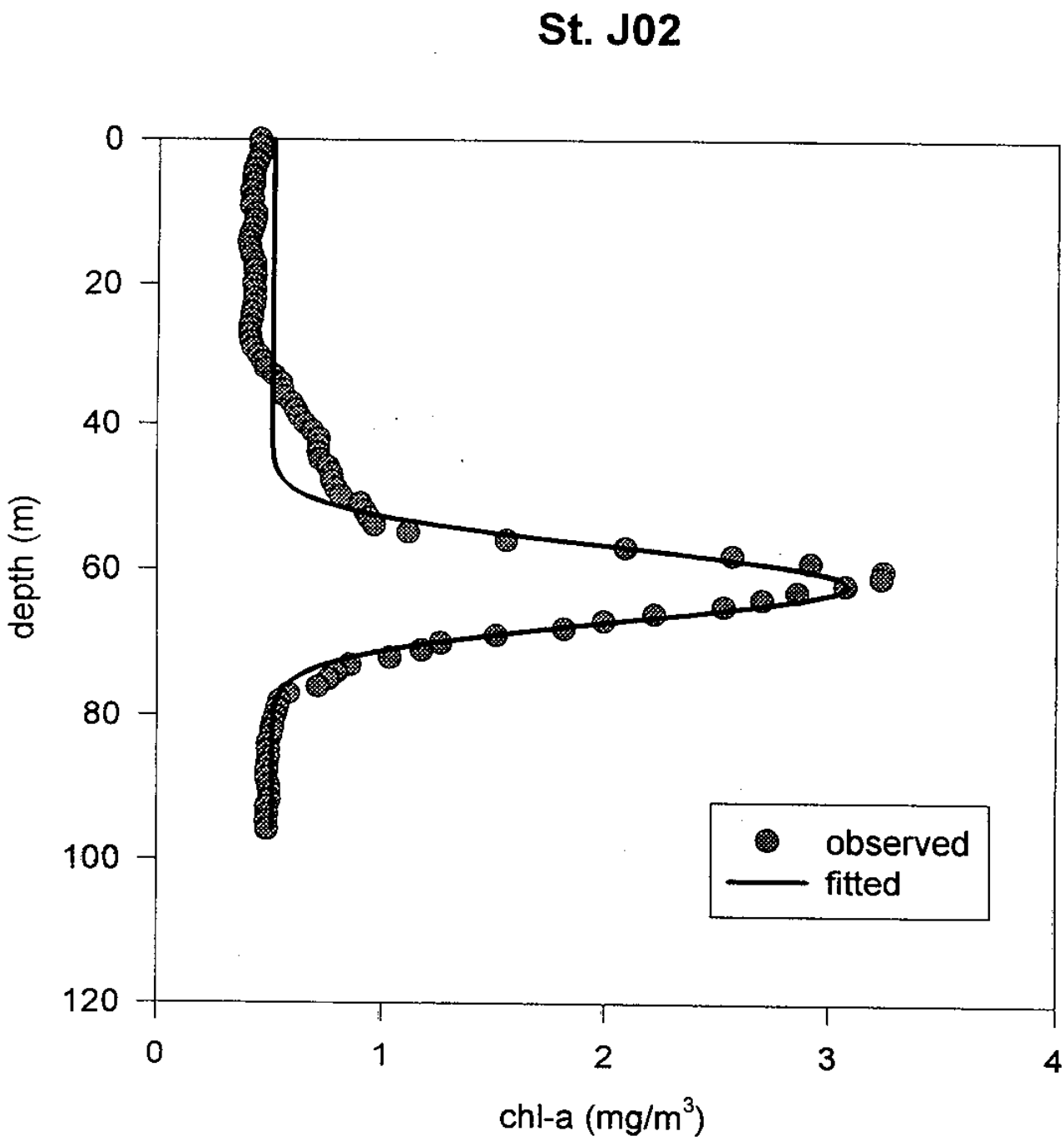


Fig. 8-23. A typical example of fitting a chlorophyll profile to the four-parameter mode.

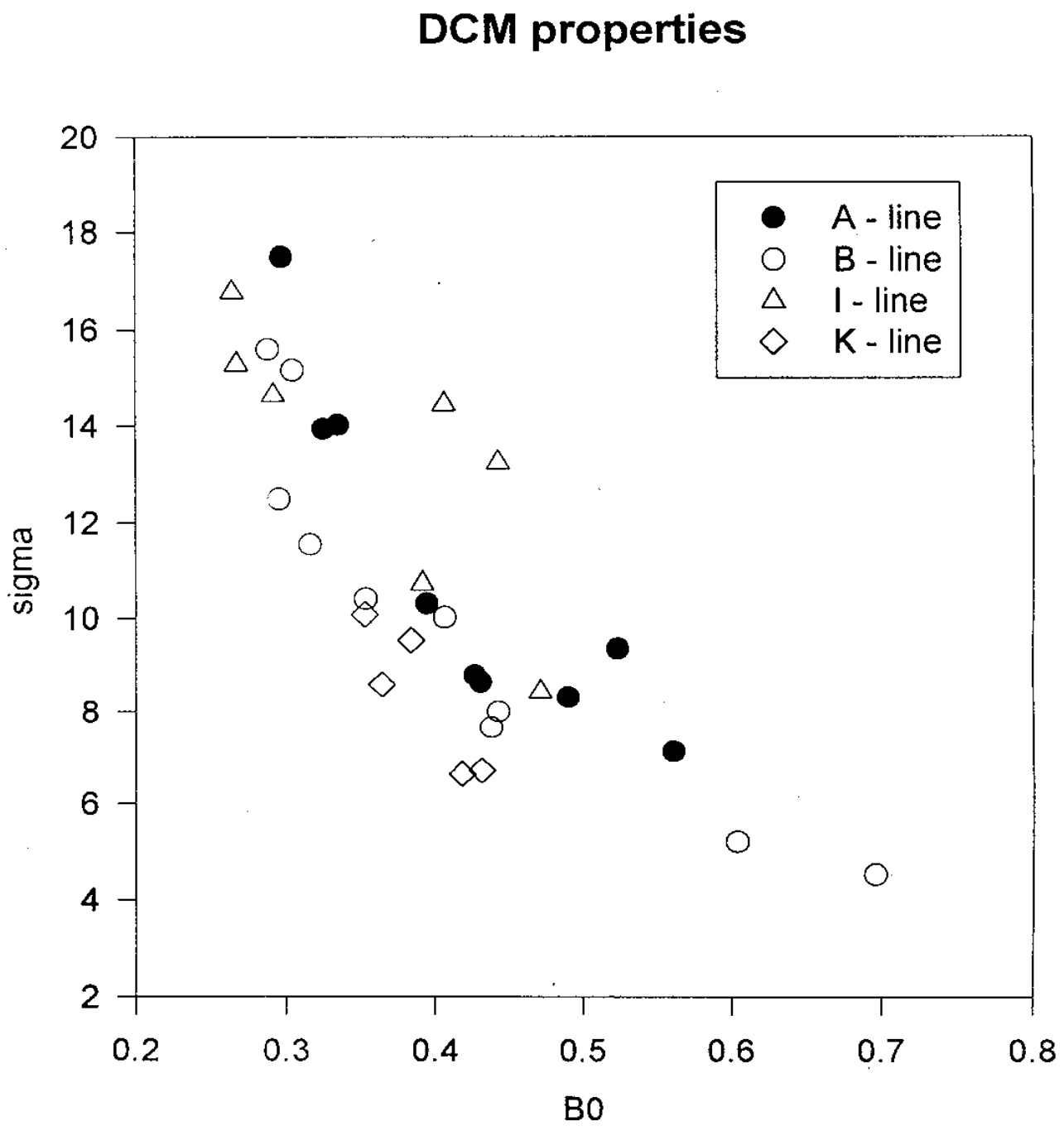
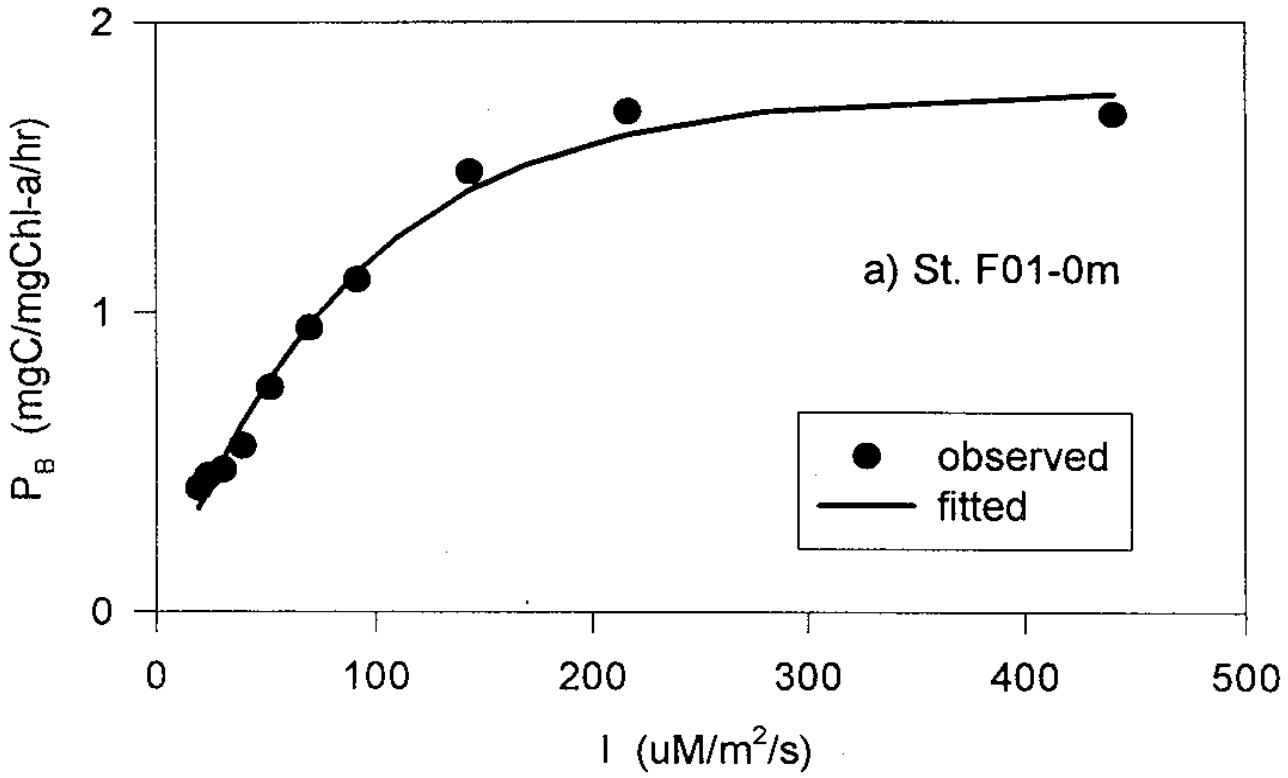


Fig. 8-24. Negative correlation between the DCM parameters, sigma and B0.



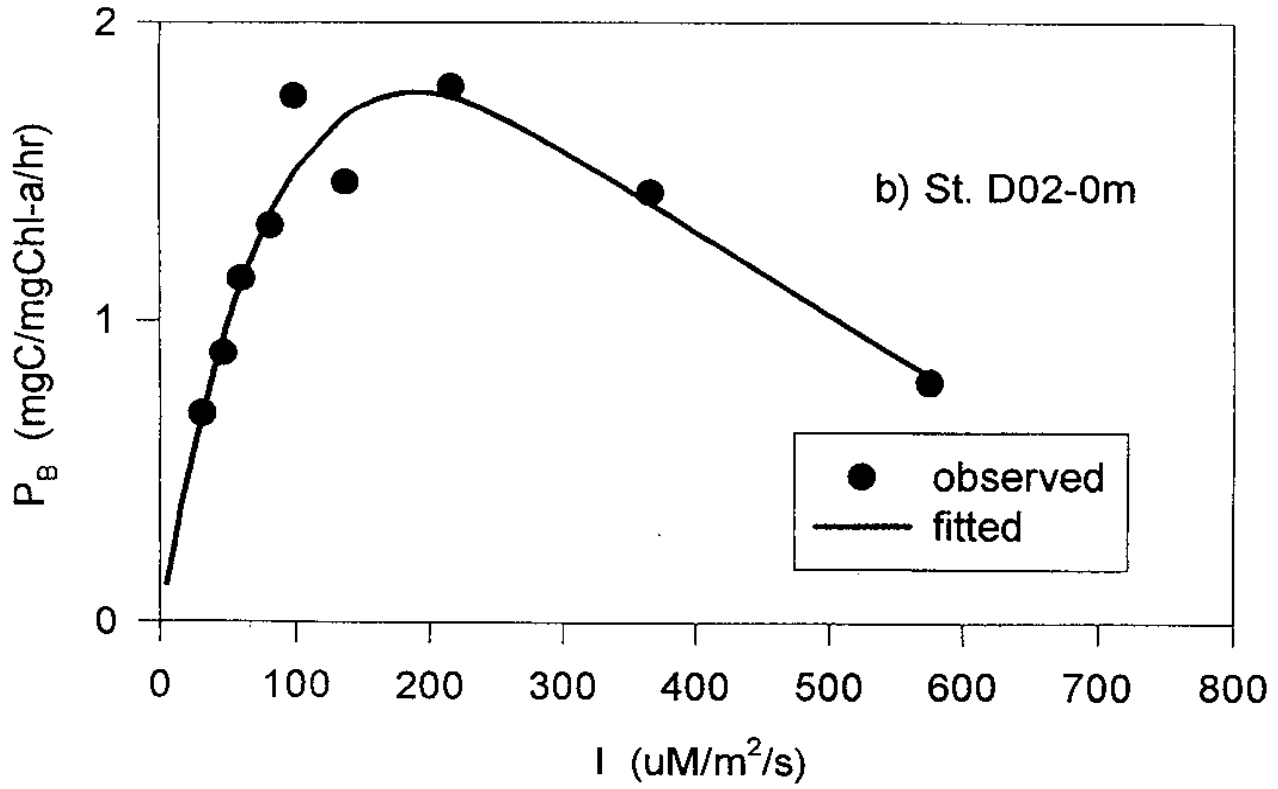


Fig. 8-25. Typical P-I curves. a) without photoinhibition, b) with photoinhibition.

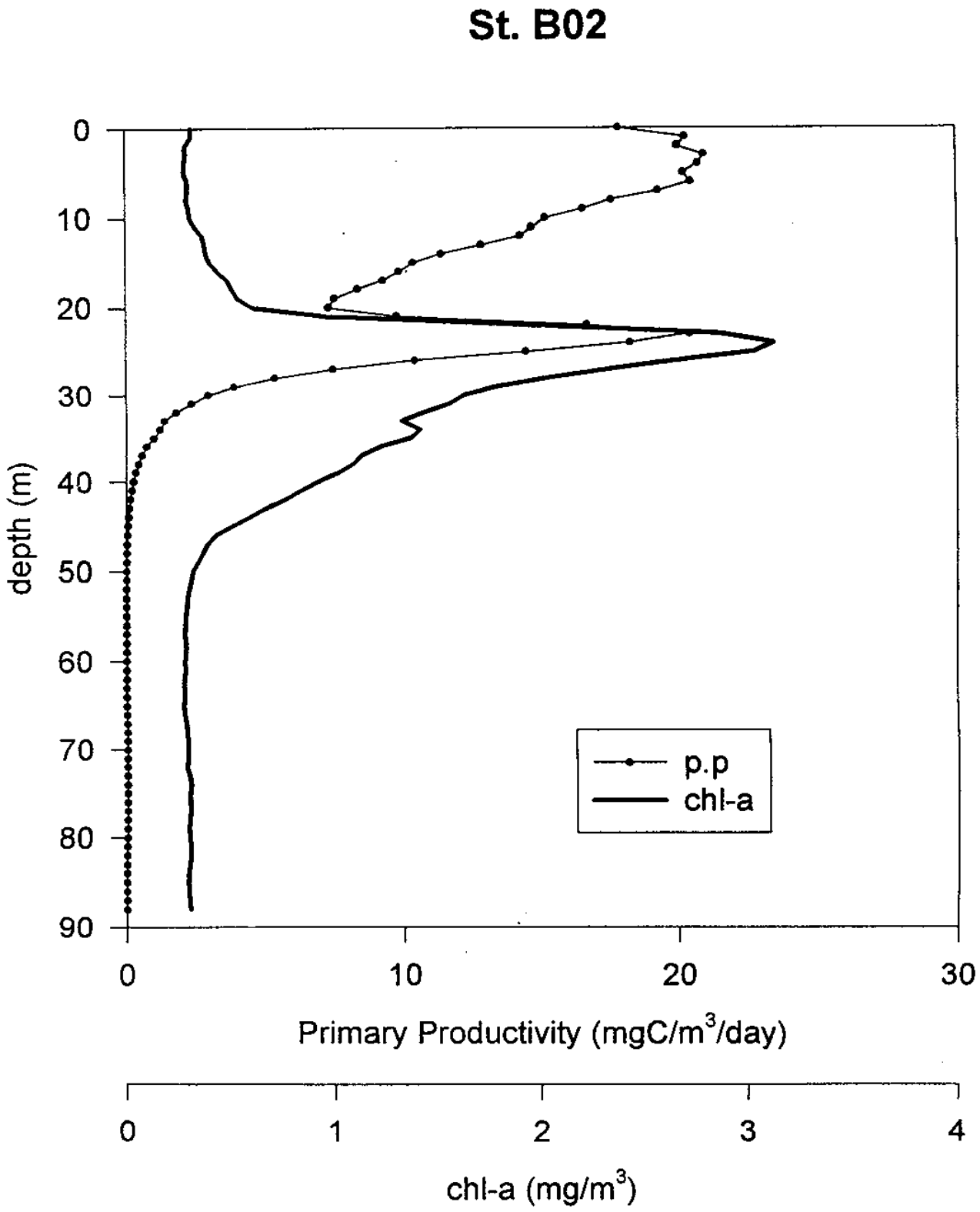


Fig. 8-26. Profiles of daily primary productivity and chl-a at st. B02.

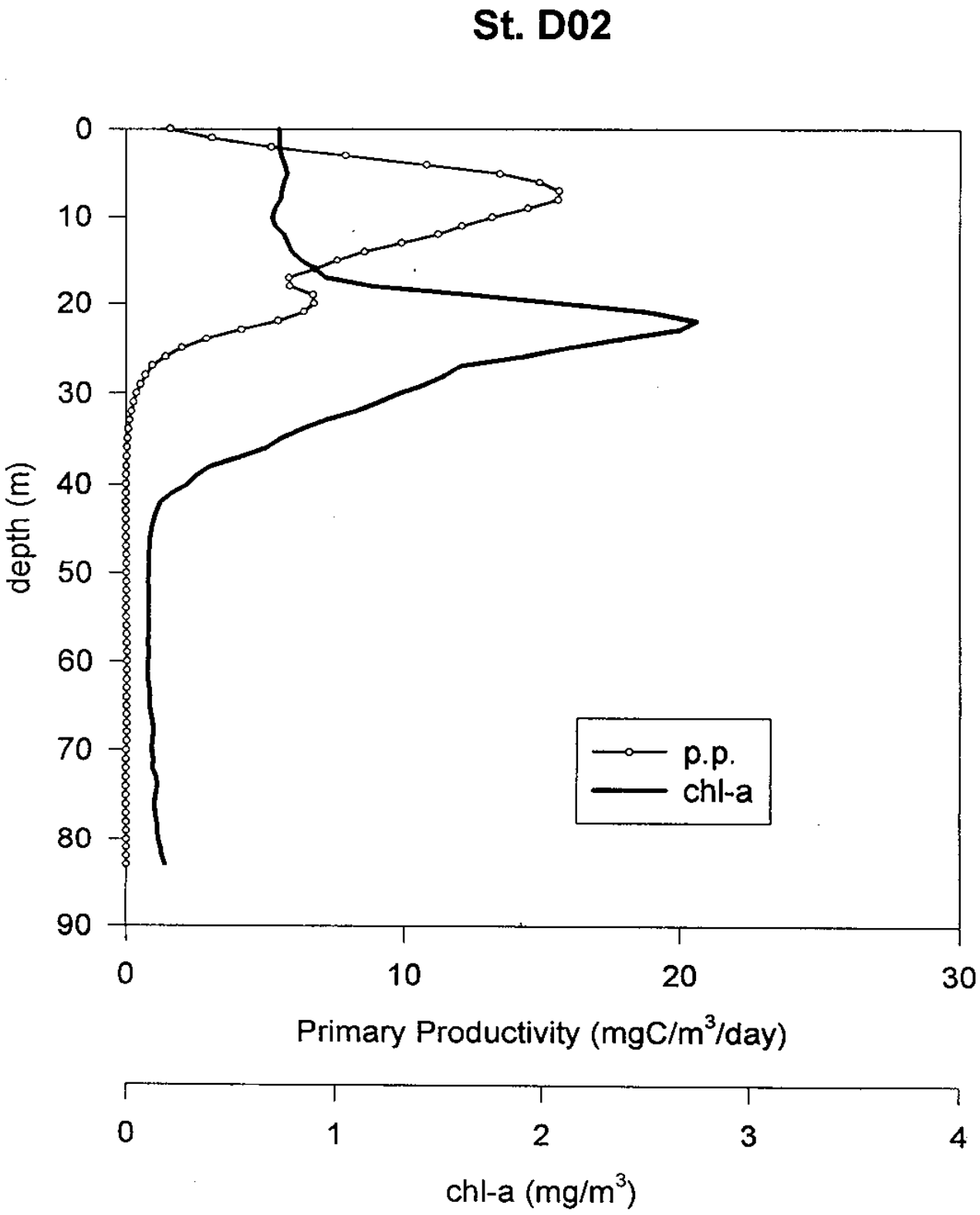


Fig. 8-27. Profiles of daily primary productivity and chl-a at st. D02.

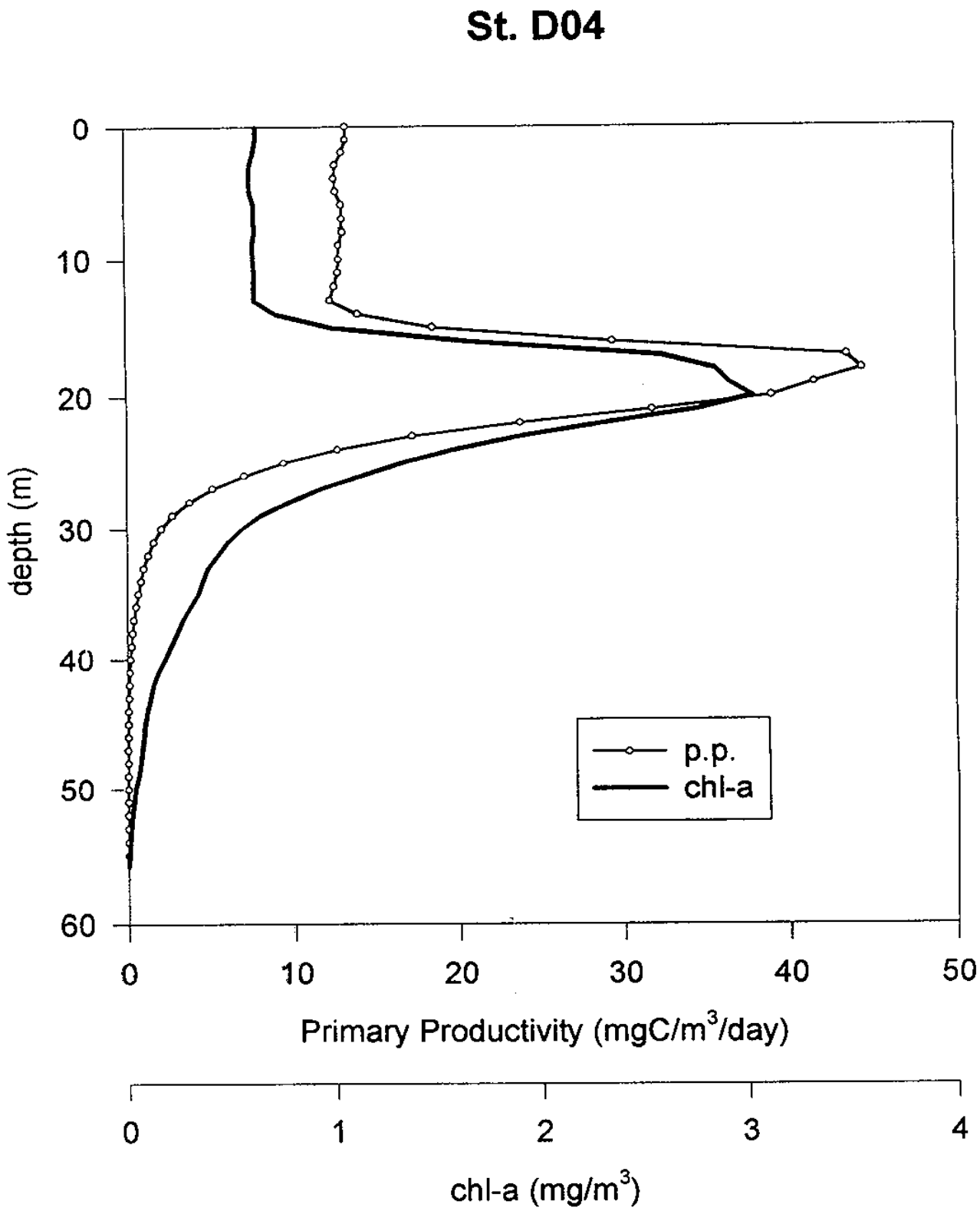


Fig. 8-28. Profiles of daily primary productivity and chl-a at st. D04.

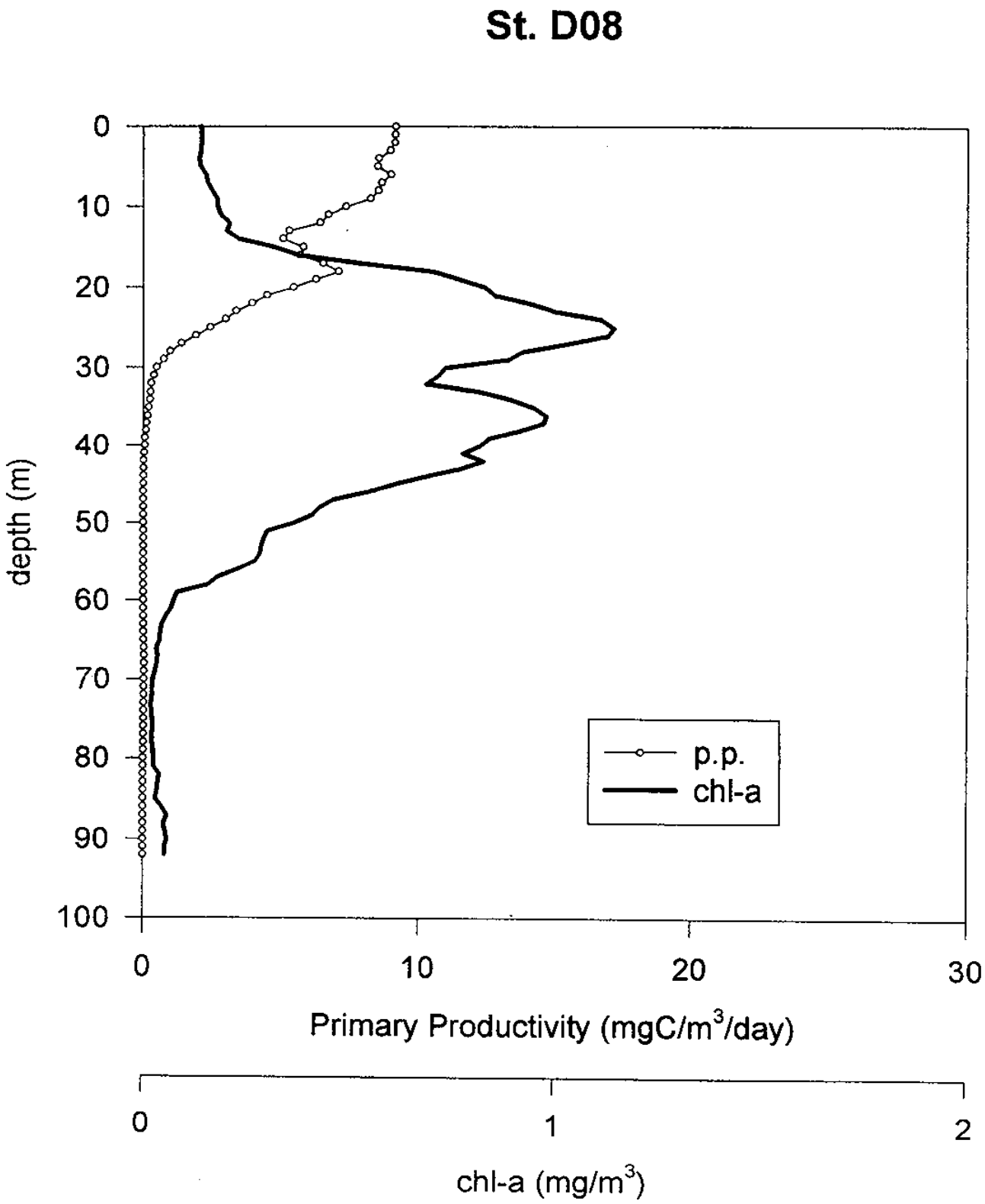


Fig. 8-29. Profiles of daily primary productivity and chl-a at st. D08.

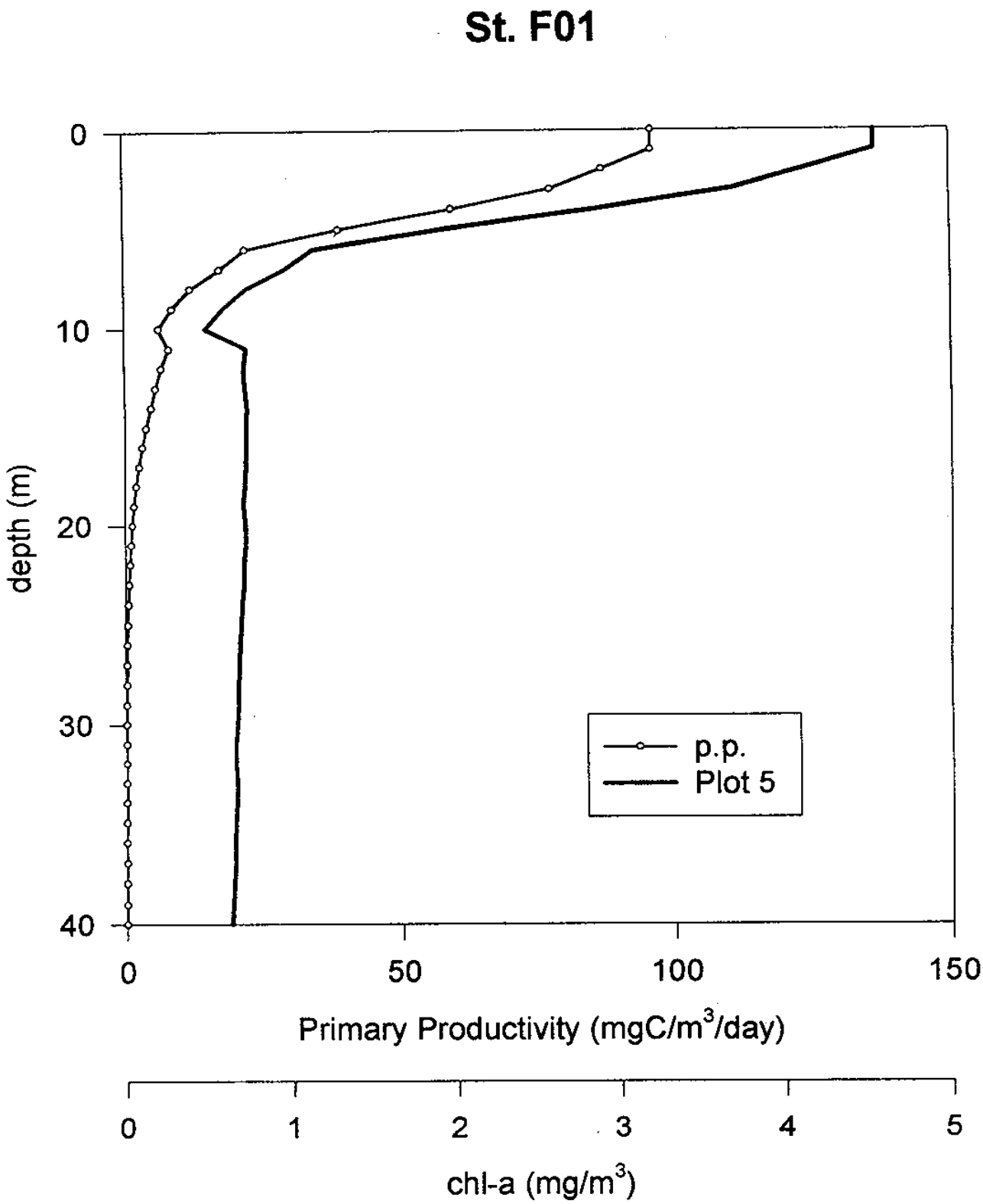


Fig. 8-30. Profiles of daily primary productivity and chl-a at st. F01.

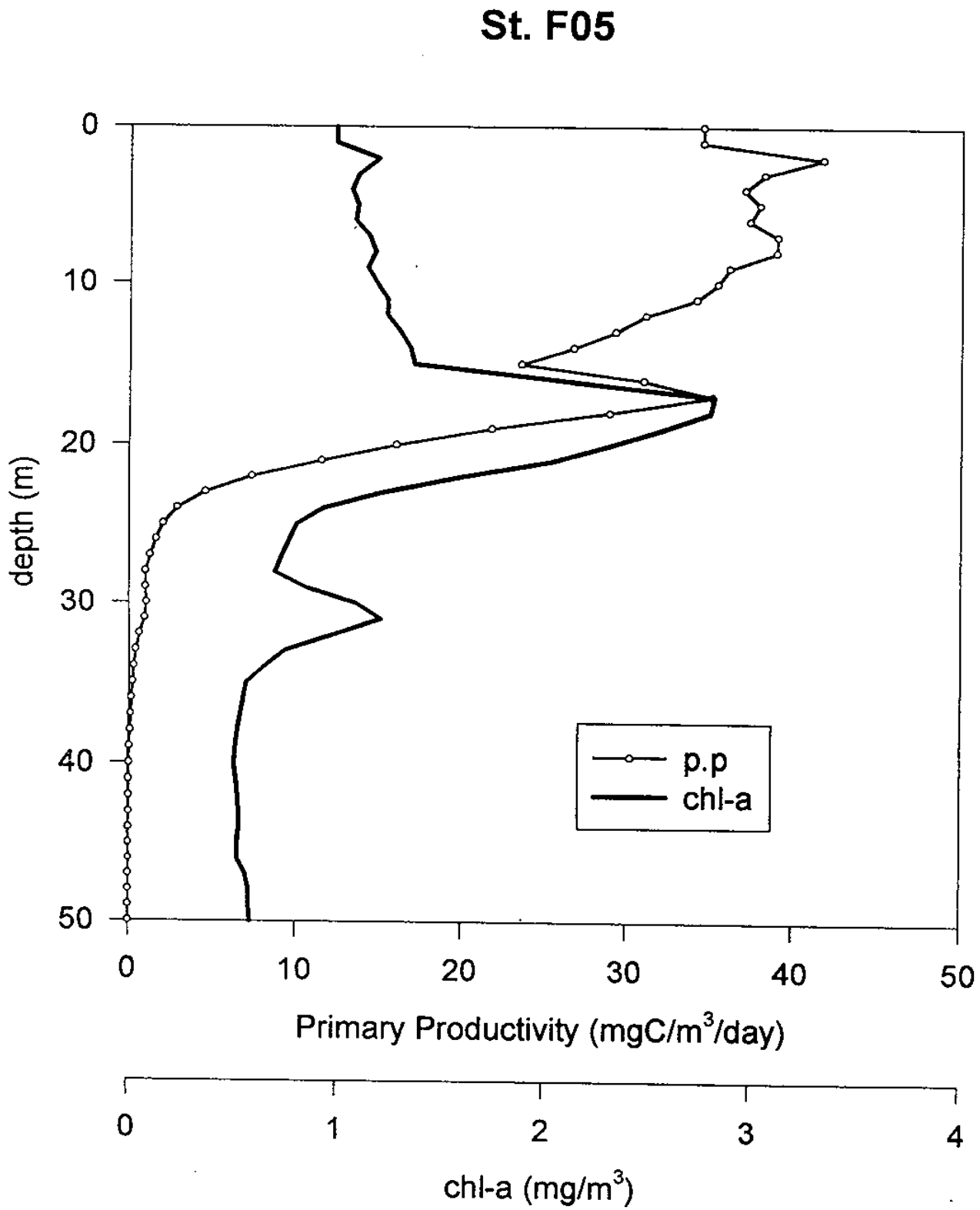


Fig. 8-31. Profiles of daily primary productivity and chl-a at st. F05.

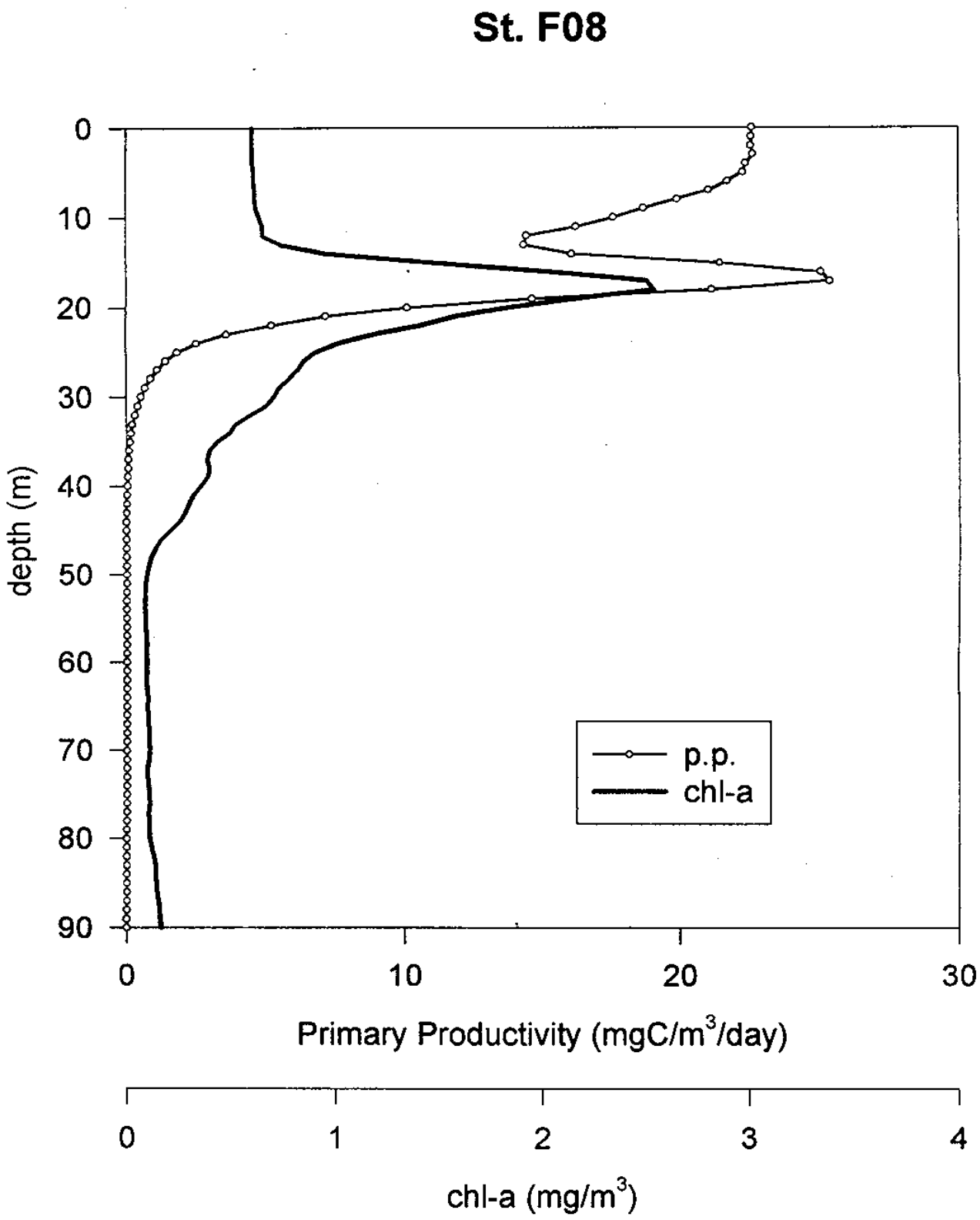


Fig. 8-32. Profiles of daily primary productivity and chl-a at st. F08.

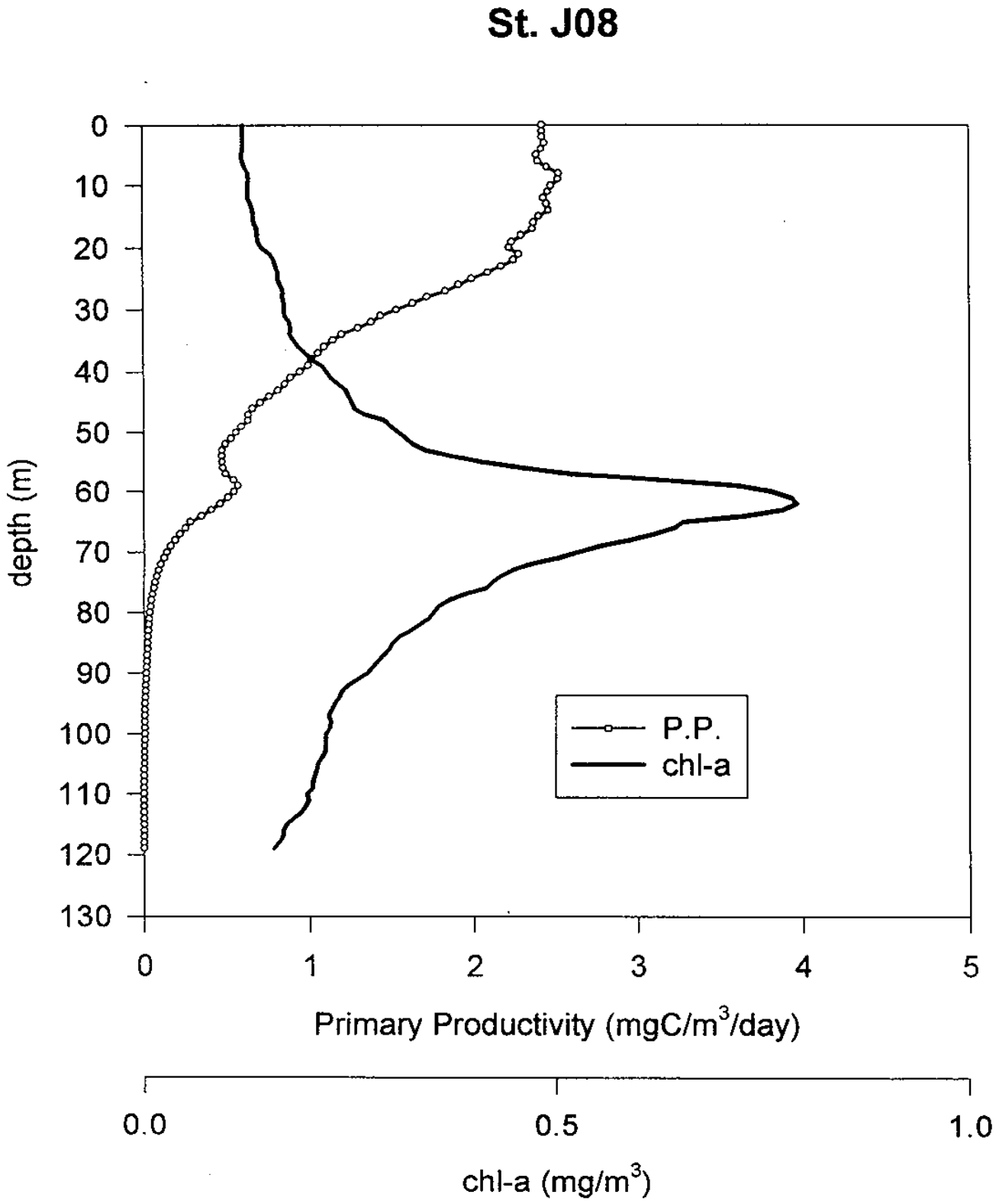
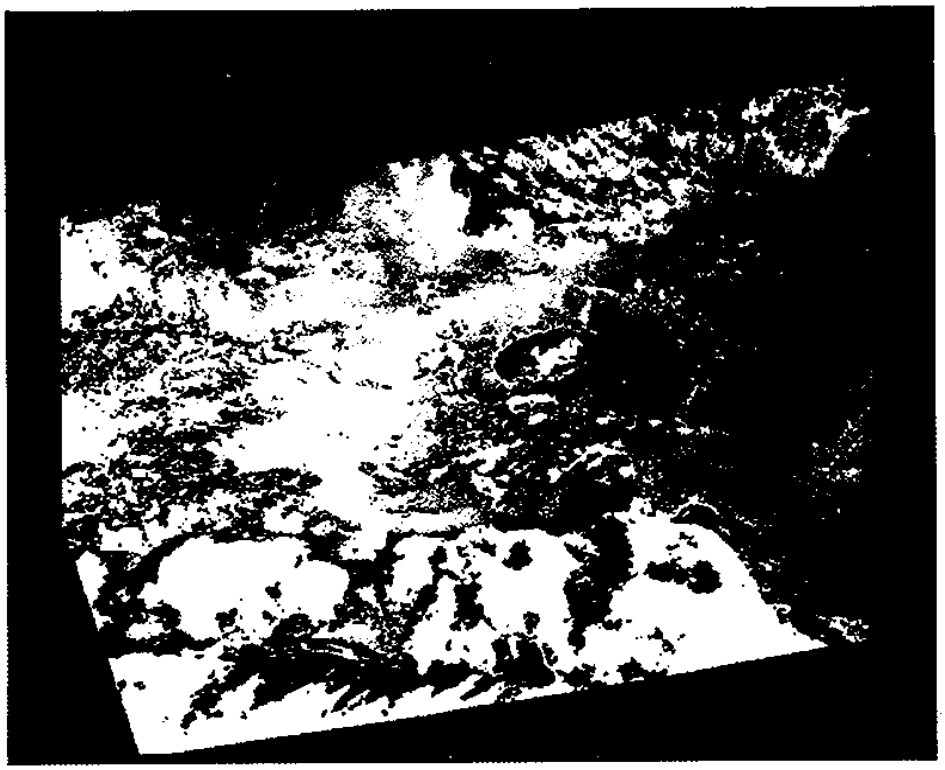
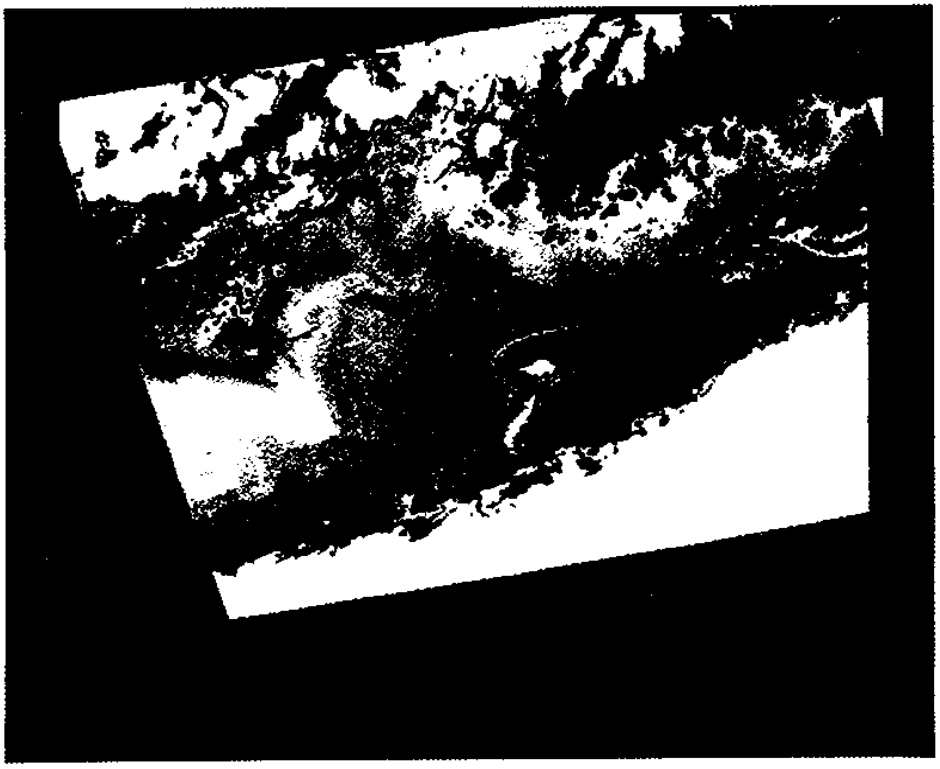


Fig. 8-33. Profiles of daily primary productivity and chl-a at st. J08.



(a)



(b)

Fig. 8-34. CZCS scenes of pigment during August, 1980 and 1981.

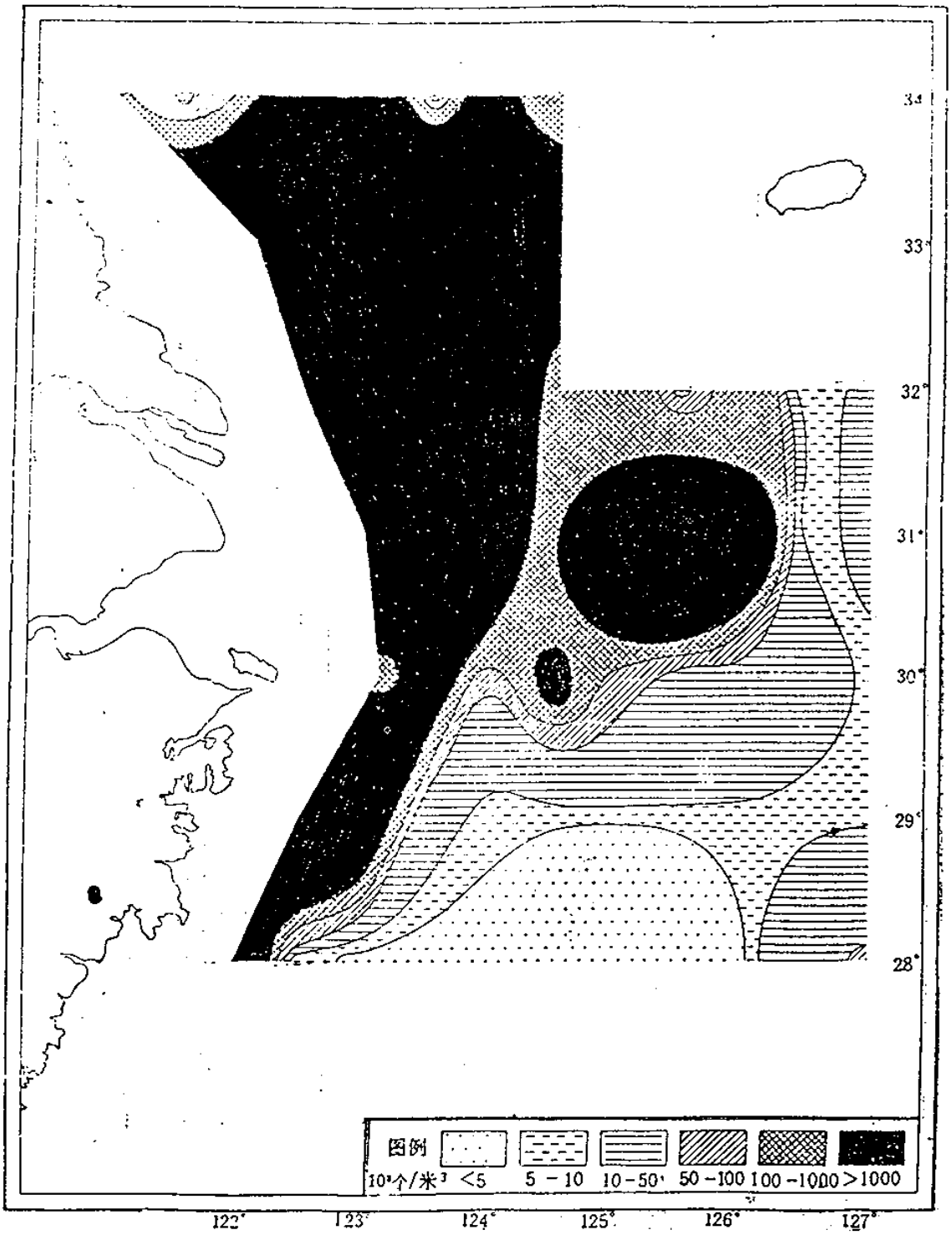


Fig. 8-35. Distribution of phytoplankton near the Changjiang river.

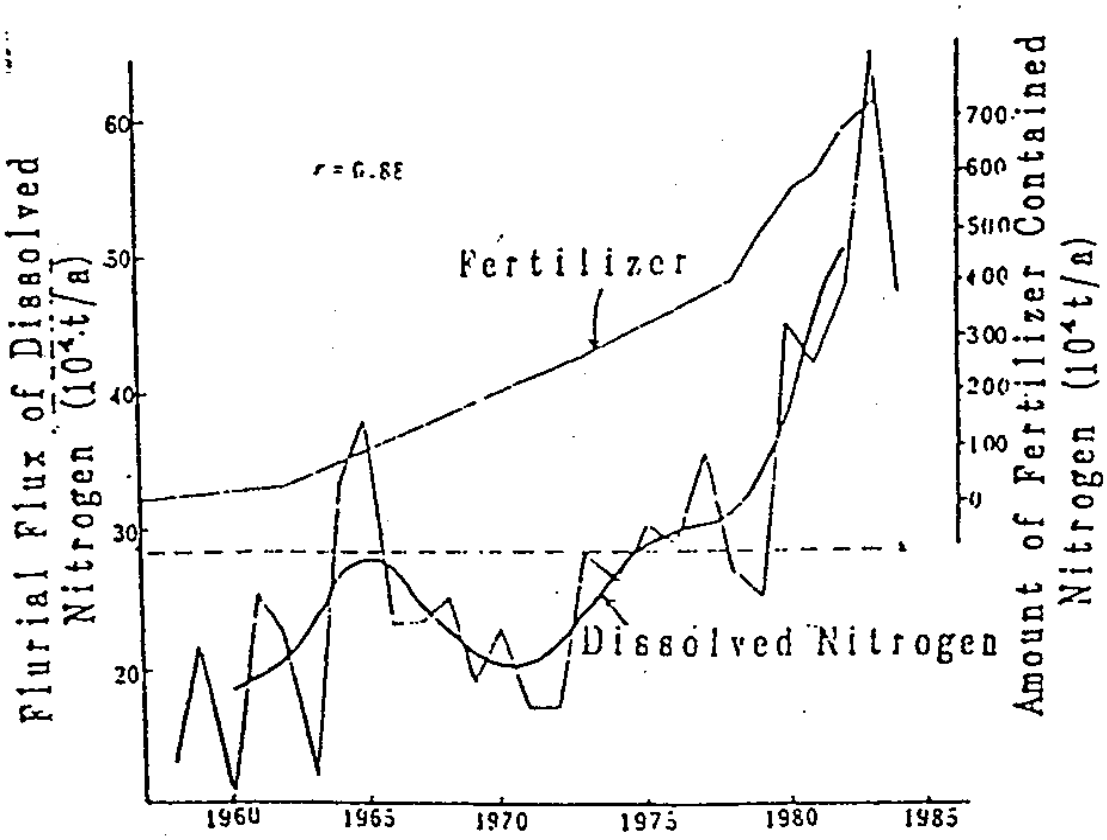


Fig. 8-36. Fluvial flux of dissolved nitrogen in the Changjiang estuary.

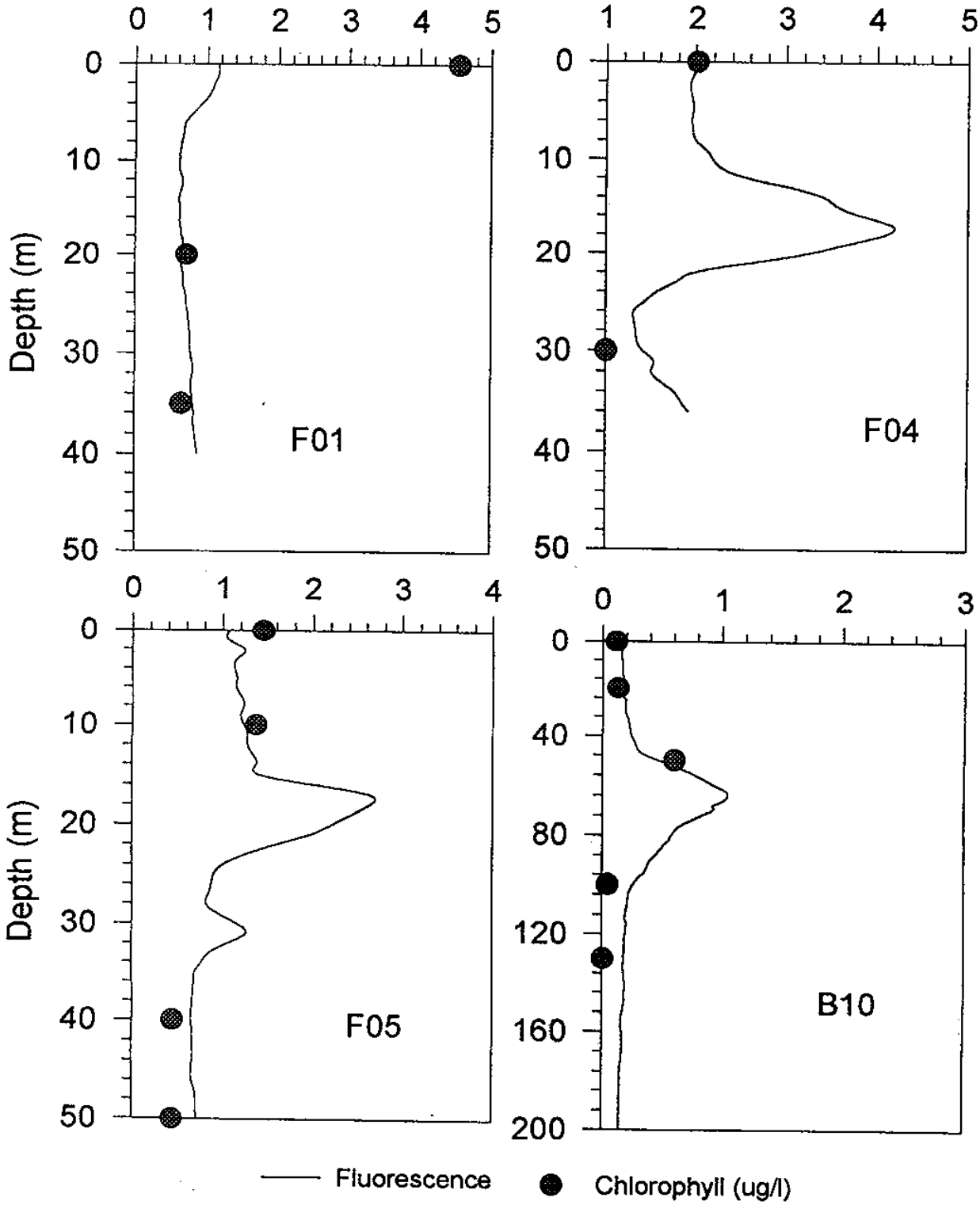


Fig. 8-37. Comparison of derived chlorophyll concentration from the submersible fluorometer with values from the extracted filtered samples.

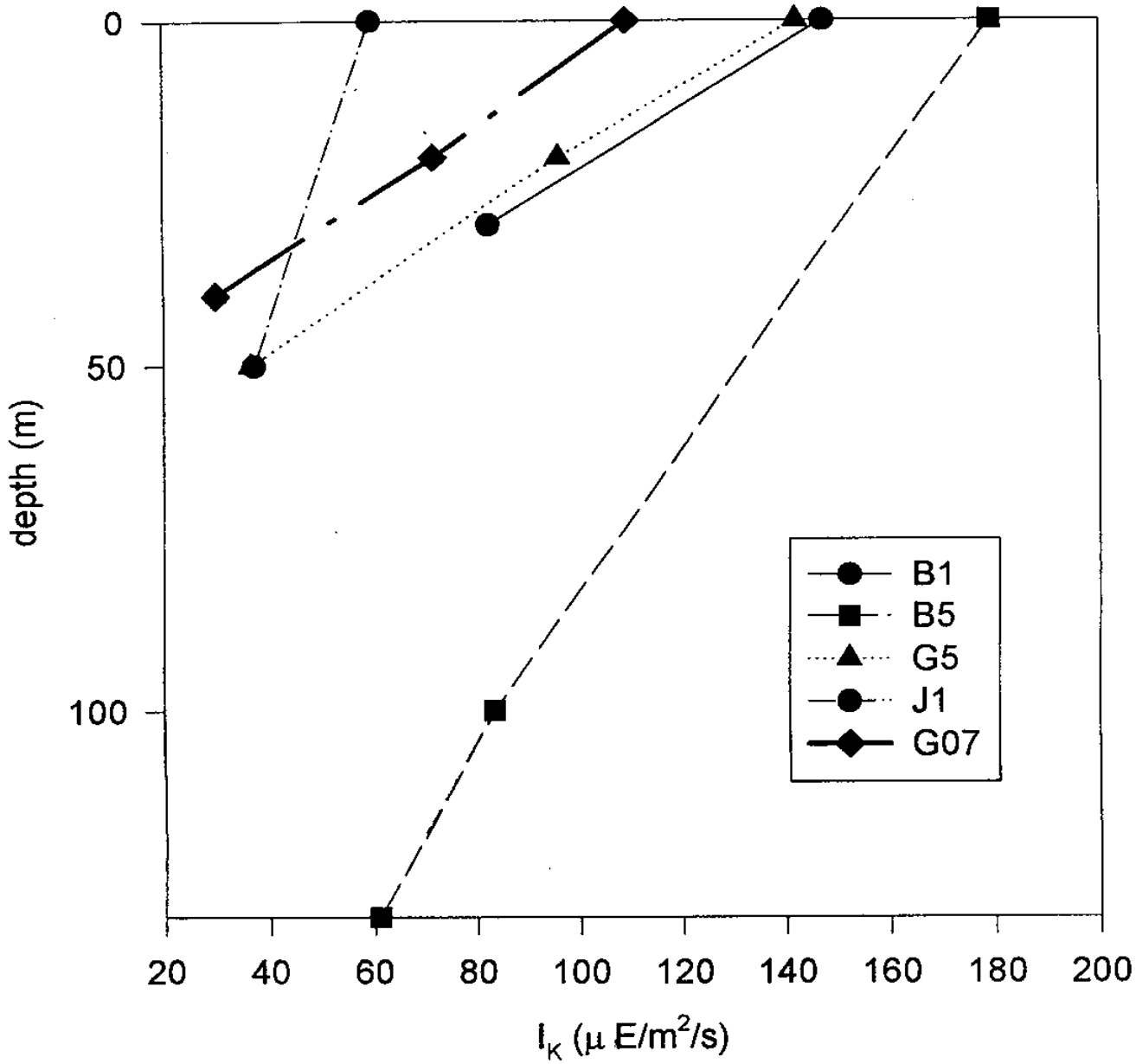


Fig. 8-38. Vertical change of I_k.

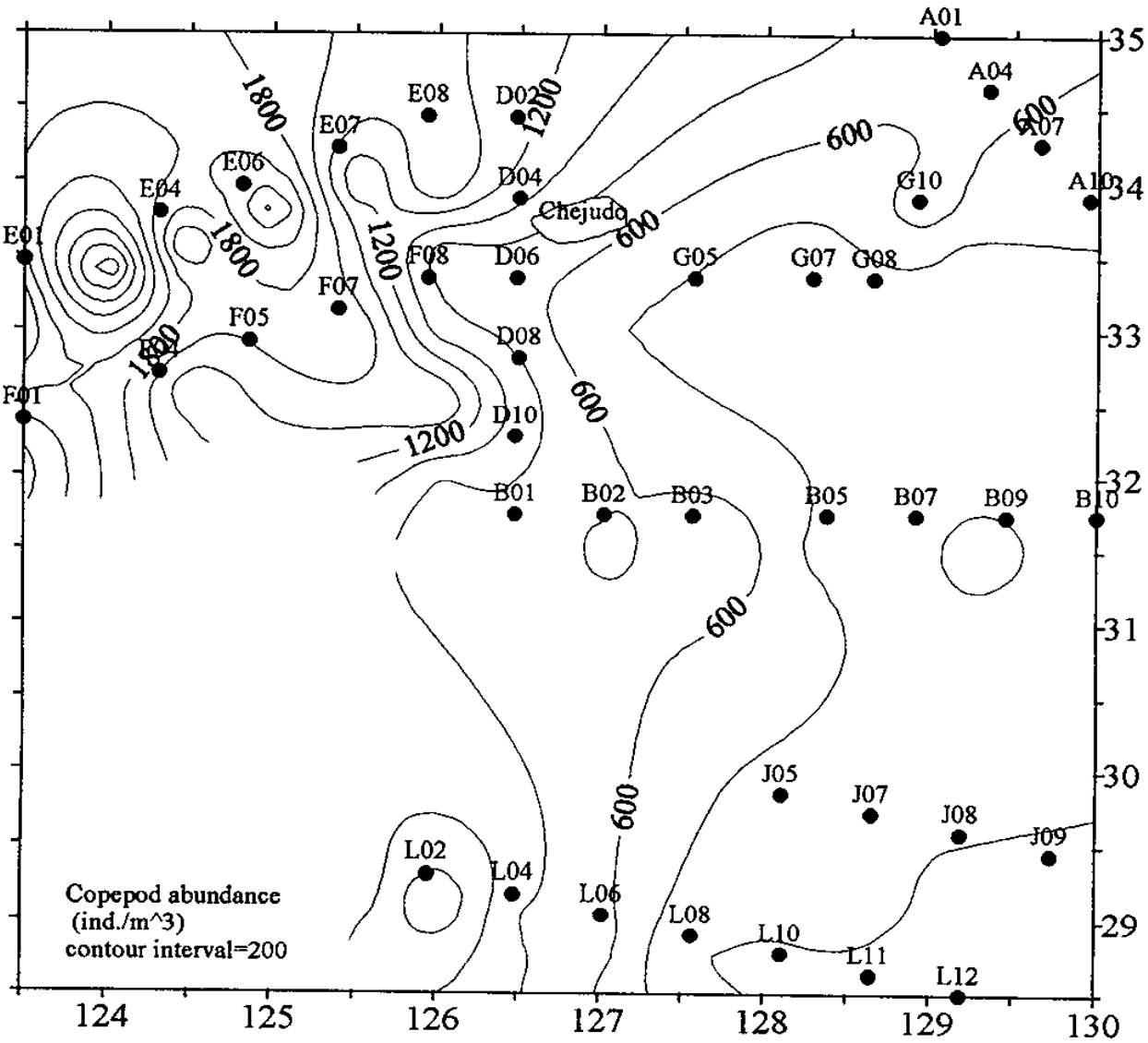


Fig. 8-39. Standing stock of copepods (ind./m^3).

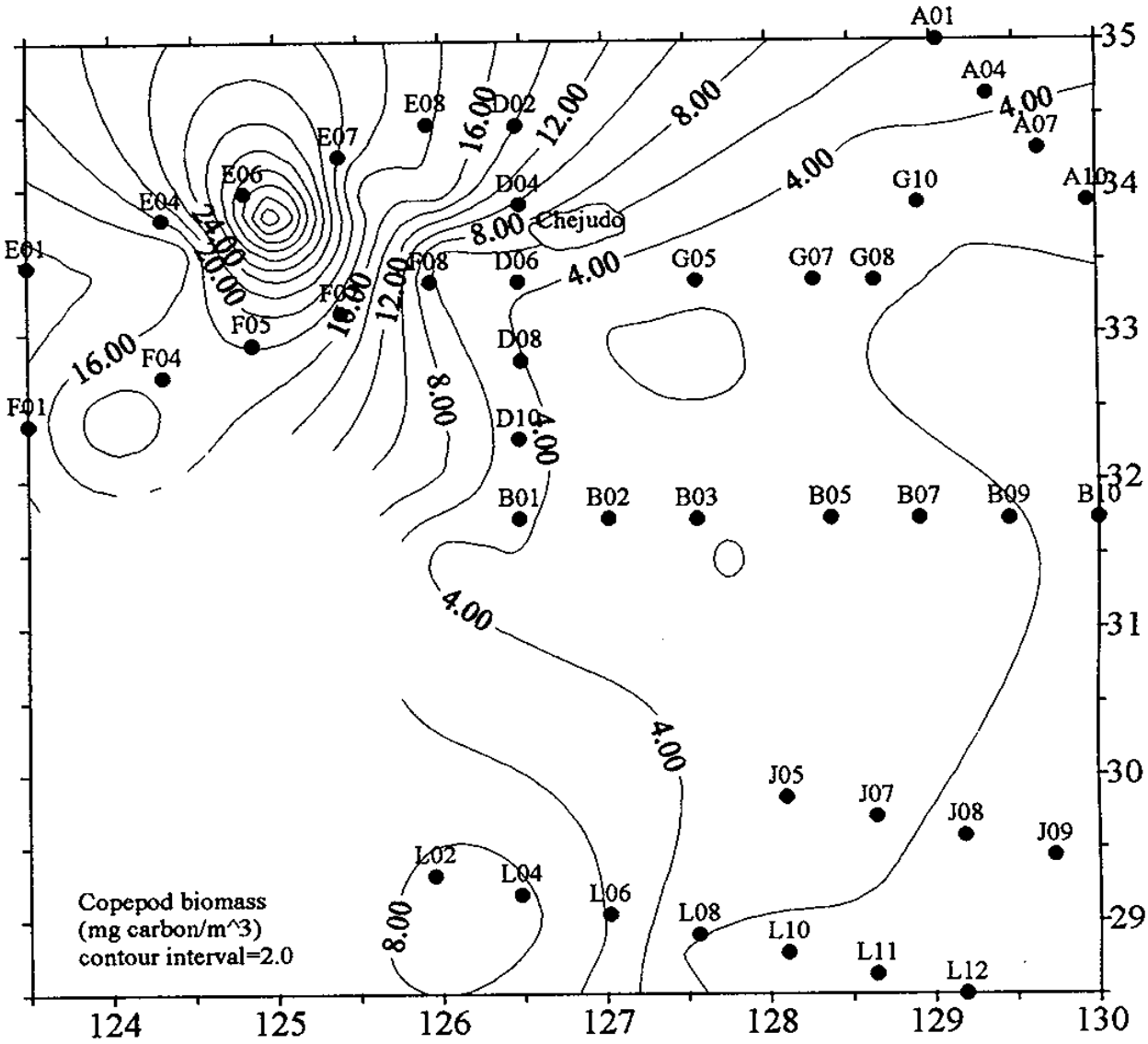


Fig. 8-40. Carbon biomass of copepods (mg carbon/m3).

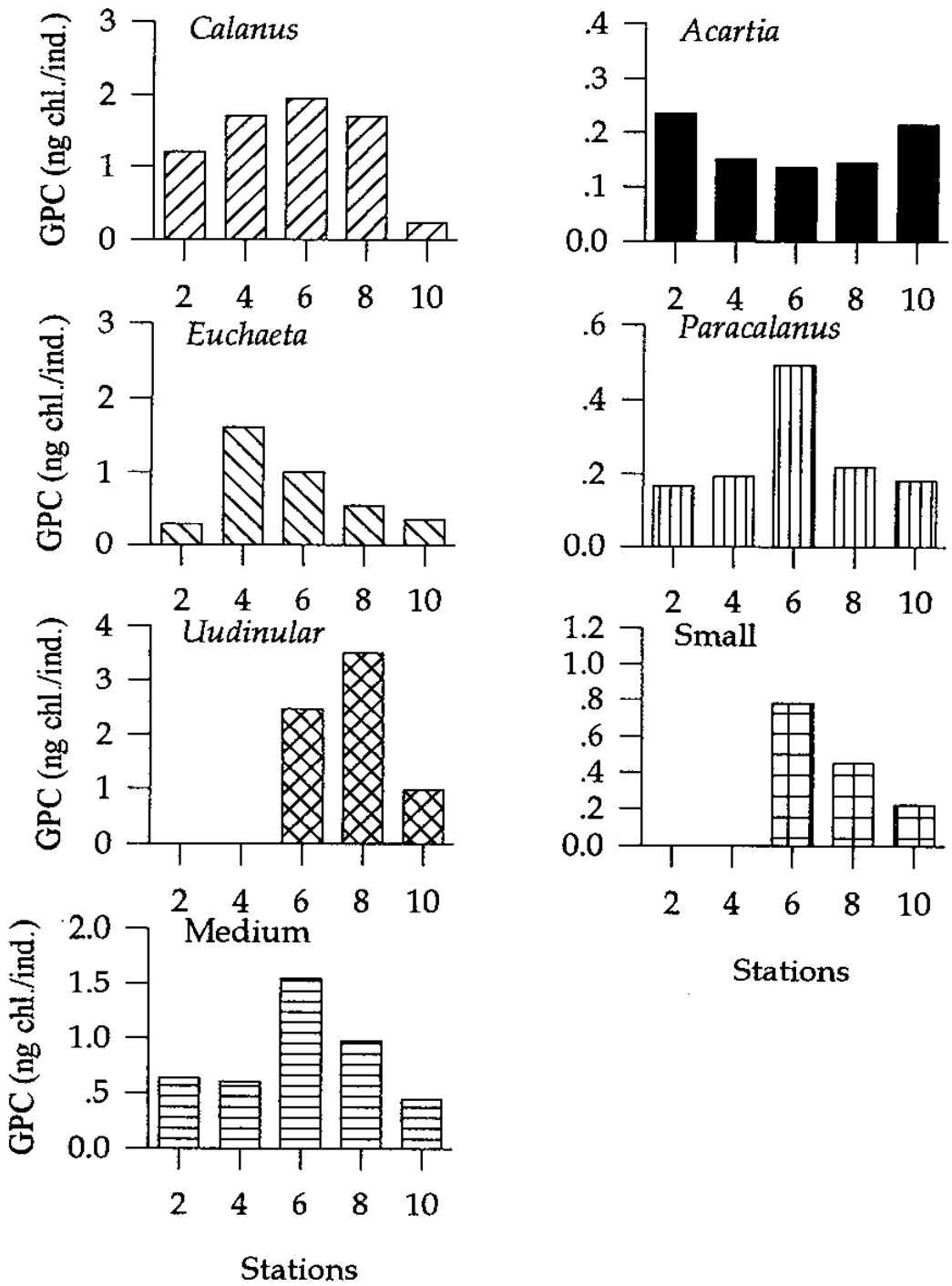


Fig. 8-41. Gut pigment contents (ng chl./ind.) of major copepod groups at D-line.

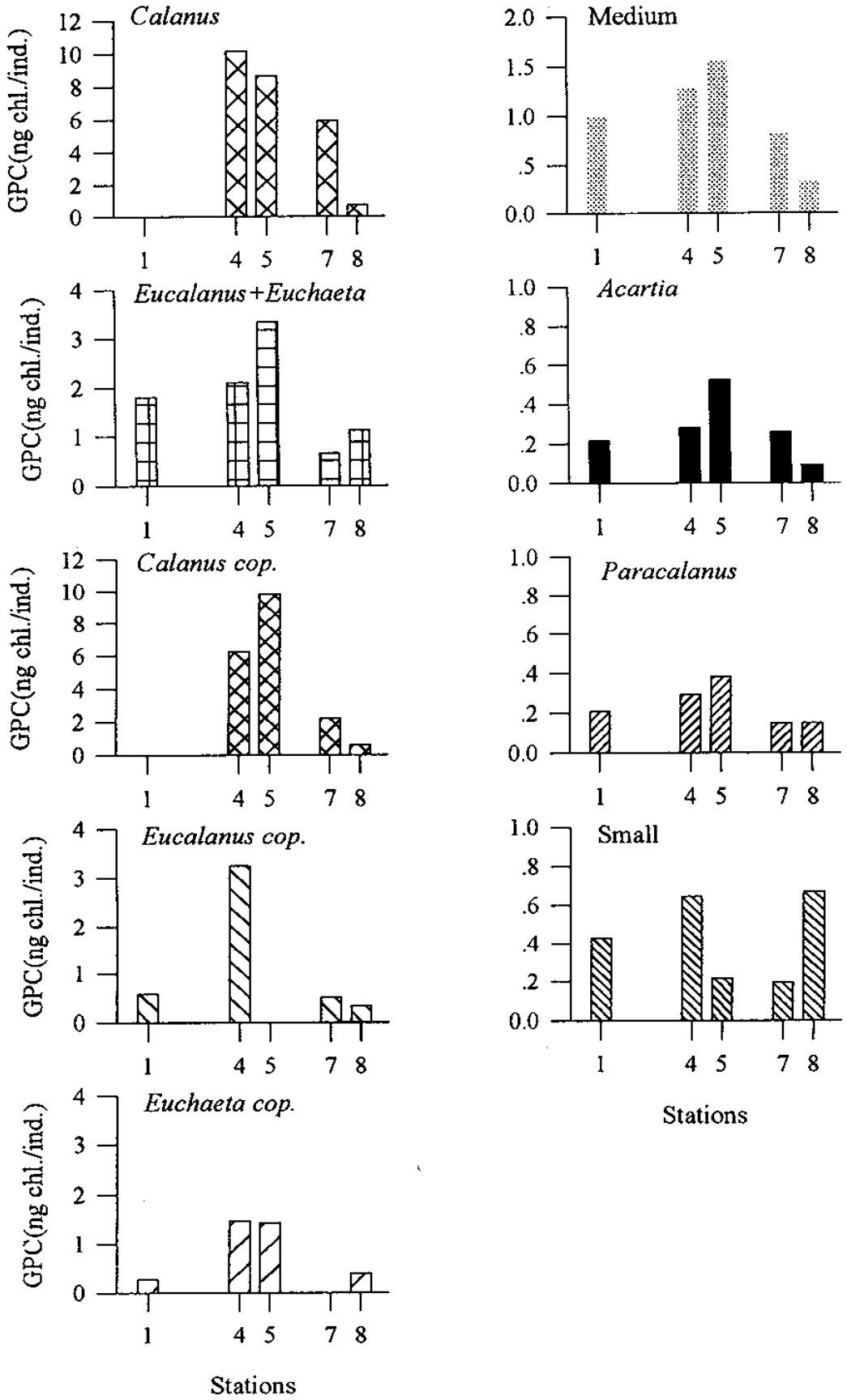


Fig. 8-42. Gut pigment contents (ng chl./ind.) of major copepod groups at F-line.

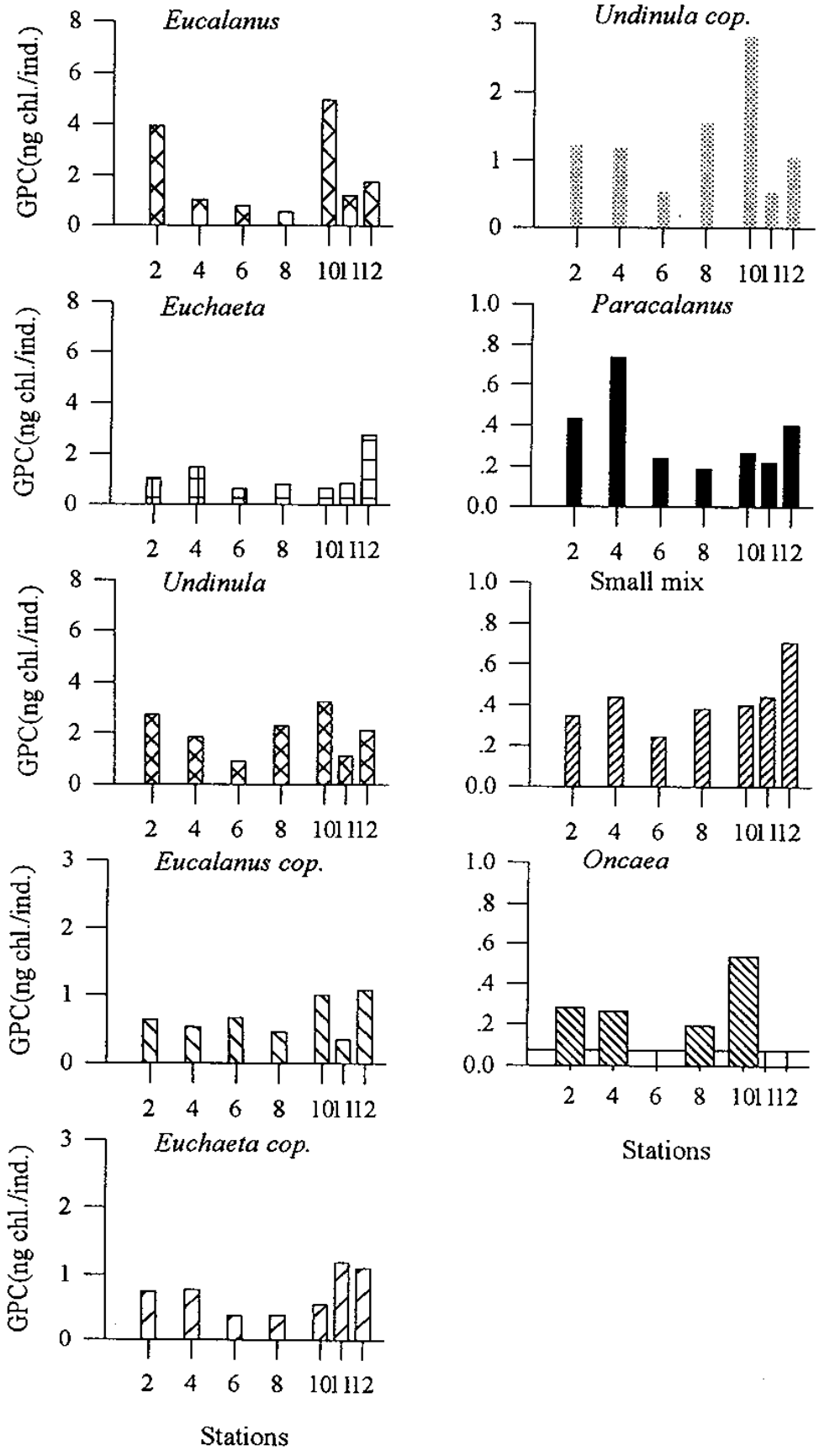


Fig. 8-43. Gut pigment contents (ng chl./ind.) of major copepod groups at L-line.

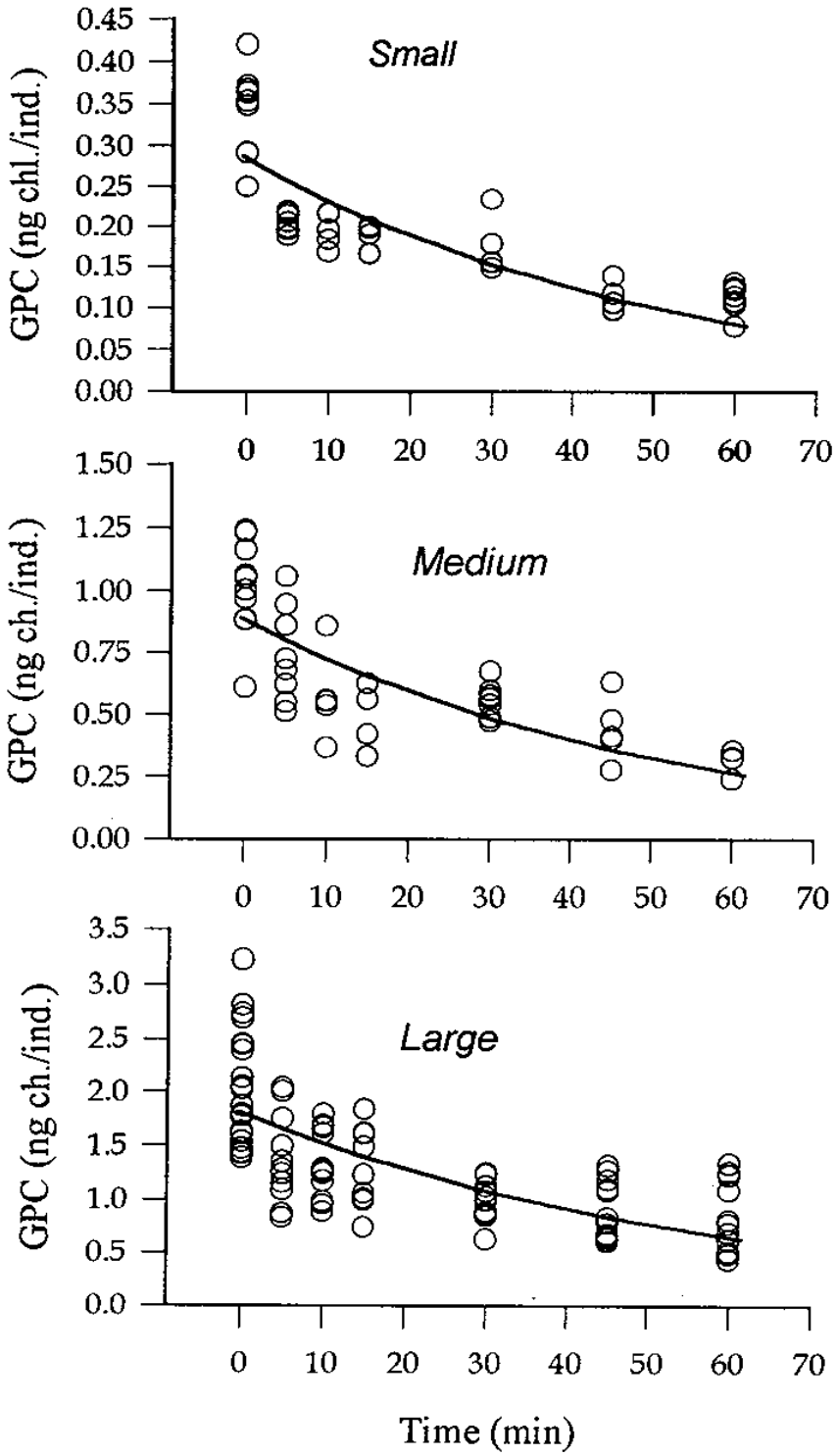


Fig. 8-44. Gut evacuation rates (r) of copepods.

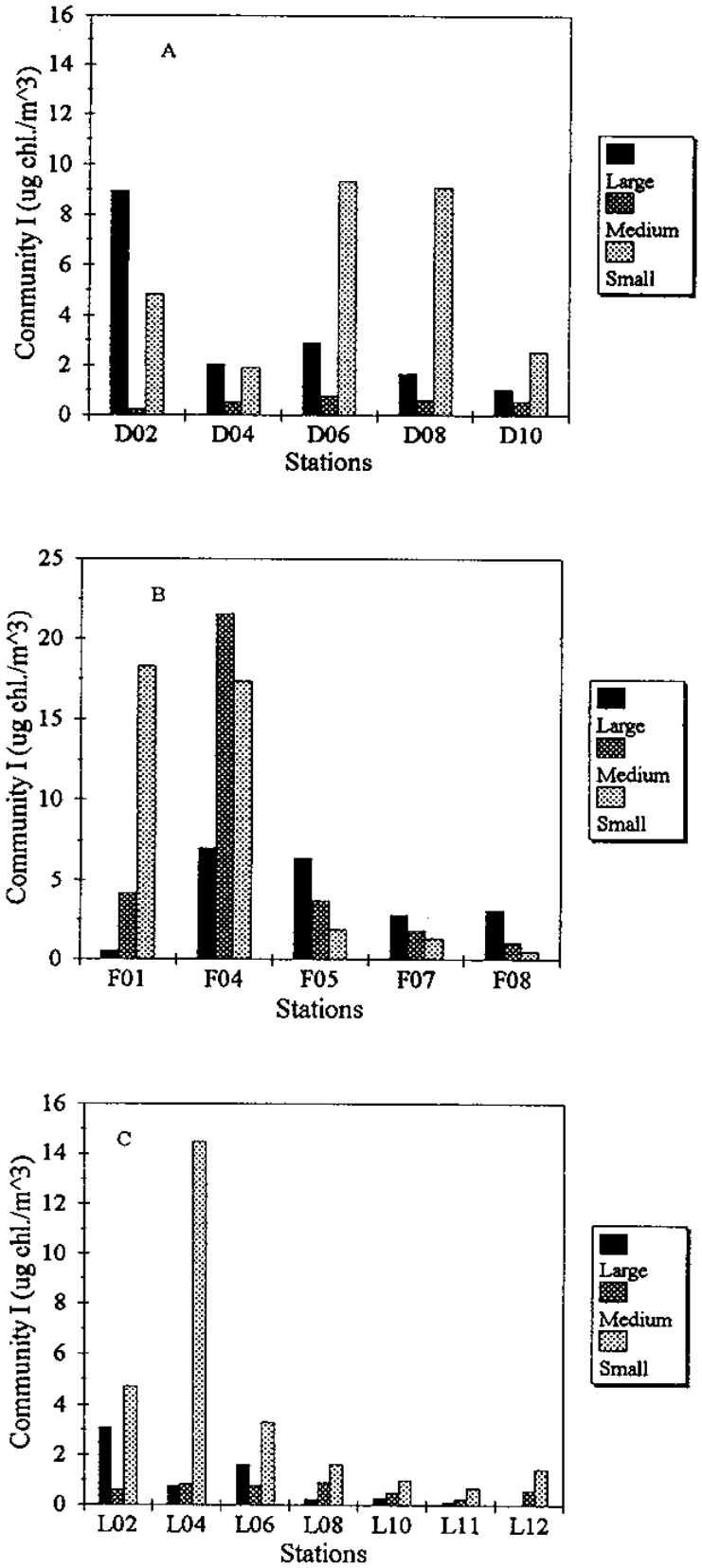


Fig. 8-45. Daily community ingestion rates of copepods (μg chl./m^3).

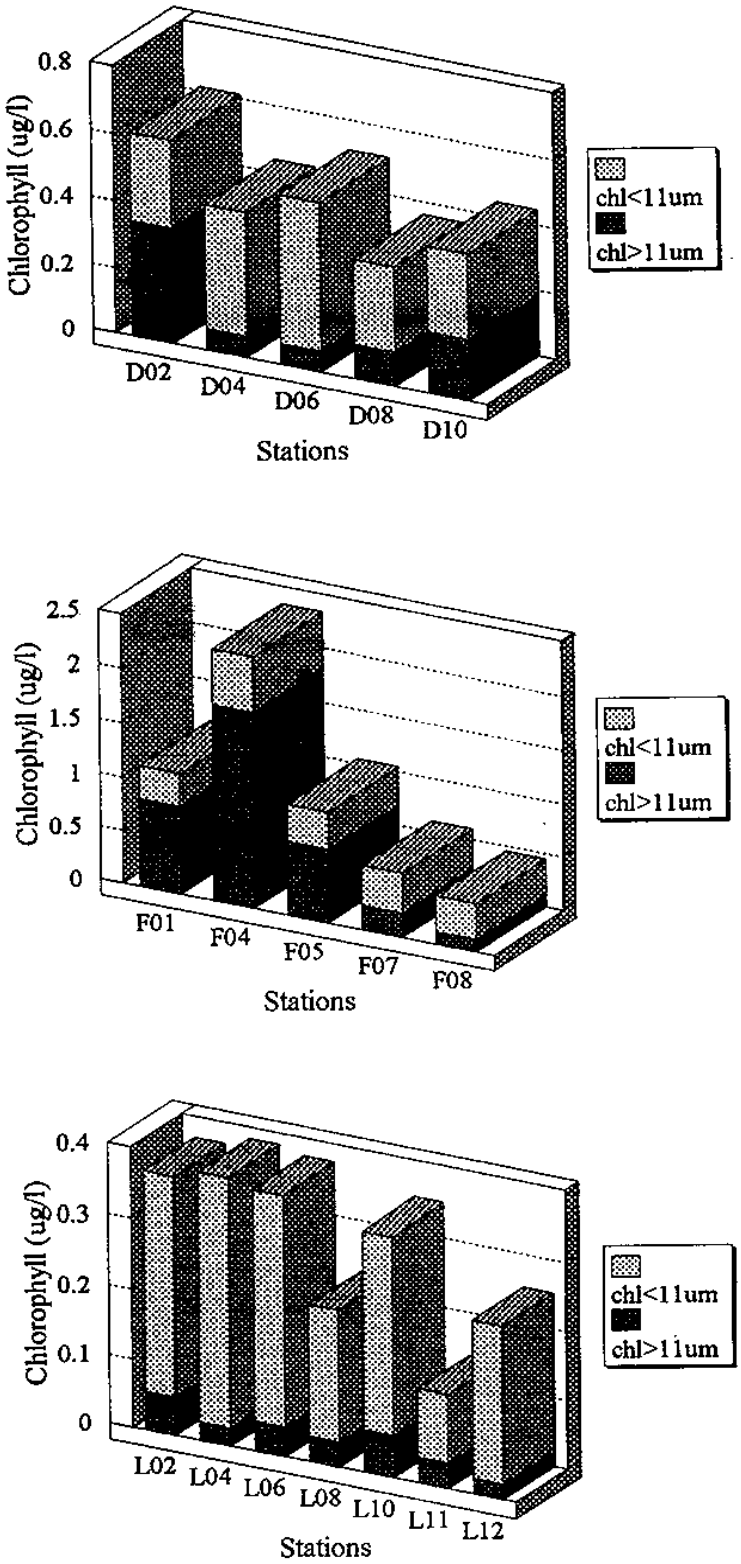


Fig. 8-46. Mean chlorophyll concentrations (μg/ℓ) with cell size of phytoplnakton.

이 페이지는
빈 페이지입니다.

모 델 연 구

이 페이지는

여백 입니다

제 9 장 동중국해 해역의 조석·조류 예측시스템 구축연구

제 1 절 서 론

본 연구는 동중국해에서 조석, 조류의 예측과 급경사해역에서의 내부조석파의 생성연구 등을 위한 모델 개발, 개선 연구, 중부와 동부 동중국해의 조석, 조류의 공간특성 파악을 위한 예측시스템 구축연구 및 조석과 조류 기인 2차원 잔차류 연구를 목적으로 하였다. 아울러 대륙사면에서 내부조석파 발생특성 확인을 위하여 유속계와 연직수온 관측계를 이용한 현장관측도 시도되었다.

조석, 조류 모델의 개발, 개선 연구는 급경사 해역에서 비선형모델의 원활한 적용과 황·동중국해 영역에서 조석의 비선형 특성을 예측, 재현하기 위한 측면에서 실시되었다. 연구영역의 조석, 조류의 공간 특성 예측을 위해, 본 연구기간동안 정밀격자망이 새롭게 구성되었으며, 장기 동계 유속관측 시계열자료와 조류조화상수 비교를 통한 모델검증이 실시되었다. 아울러 서로 다른 해상도(resolution)를 지닌 계산 결과를 비교하여 해상도 차이에 따른 결과를 비교하였다. 계산결과를 바탕으로 모델영역에서 조석혼합에 대한 특성을 파악하기 위하여, Simpson-Hunter criterion parameter 분포도가 계산되었다. 아울러 비선형 모델 적용 결과의 예로서 조석기인 잔차류 계산결과를 제시하였으며, 정확도 향상을 위한 자료확보에 대해 논의하였다.

제 2 절 모델 개발 및 개선

가. 2차원 조석, 조류모델

모델개발 및 개선연구로서 2차원 구면좌표계상의 운동방정식에 Subgrid modeling 기법을 도입하였다. 이는 급경사 해역이 존재하는 동중국해 대륙사면에서 존재할 것으로 예상되는 소규모 스케일의 조석기인 해수유동 연구를 염두에 두고 시도되었다. 지배방정식은 아래와 같이 구면좌표계에 기술된 수심평균된 2차원 운동방정식과 연속방정식이다.

$$\frac{\partial U}{\partial t}+\frac{1}{R\cos\phi}\frac{\partial}{\partial\chi}\left(\frac{U^2}{h}\right)+\frac{1}{R}\frac{\partial}{\partial\phi}\left(\frac{UV}{h}\right)+\frac{gh}{R\cos\phi}\frac{\partial}{\partial\chi}\{\eta-(1+K_2-h_2')E\}$$
$$=\frac{2UV}{Rh}\tan\phi+2\omega\sin\phi V-K_b\frac{\sqrt{(U^2+V^2)}}{h^2}U+F_x \qquad (2.1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t}+\frac{1}{R\cos\phi}\frac{\partial}{\partial\chi}\left(\frac{UV}{h}\right)+\frac{1}{R}\frac{\partial}{\partial\phi}\left(\frac{V^2}{h}\right)+\frac{gh}{R}\frac{\partial}{\partial\phi}\{\eta-(1+K_2-h_2')E\}$$
$$=\frac{V^2}{Rh}\tan\phi-\frac{U^2}{Rh}\tan\phi-2\omega\sin\phi V-K_b\frac{\sqrt{(U^2+V^2)}}{h^2}V+F_\phi \qquad (2.2)$$

$$R\cos\phi\frac{\partial\eta}{\partial t}+\frac{\partial U}{\partial\chi}+\frac{\partial(V\cos\phi)}{\partial\phi}=0 \qquad (2.3)$$

여기서 χ, ϕ는 위도,경도, U, V는 χ, ϕ 방향 mass flux를 나타낸다. h, η, R은 수심,수면변위 및 지구반경을 나타낸다. $K_b=g/C^2$로 해저마찰계수를 나타내며, C는 Chezy 계수이다. $(1+K_2-h_2')E$는 기조력을 나타내며 $(1+K_2-h_2')$는 modification factor, K_2, h_2'는 Love Number, E는 평형조석을 나타내는 항이다. F_χ, F_ϕ는 구면좌표계상에서 난류확산항을 나타낸다. 난류확산항은 SGS(Subgrid scale) 모델링 개념을 반영하여 기술된다. 난류점성계수(Eddy viscosity coefficient)는 Smagorinsky (1963)의 개념에 입각하여 계산하였다. 해양에서 SGS 모델링개념의 도입은 1980년대 후반부터이며, 국내에서 2차원 직교좌표계상에서 SGS 모델링 적용예는 부산직할시 (1992)에 기술된 바 있다. Blumberg and Mellor (1987)도 이 개념의 도입을 시사한 후로, Mellor (1993)가 이같은 개념을 도입한 바 있다. 이경우, 난류확산계수는 시간 및 공간의 함수로 정의할 수 있게 되며 난류특성을 보다 일반적으로 규정할 수 있게 된다. 모델에 대한 기술은 이홍재 등 (1994)에 간략히 기술된 바 있다.

나. 2층 모델

아울러 급경사 대륙사면역에서의 성층조건시 내부조석파 특성 연구를 목적으로 모델개발, 개선 연구가 실시되었다. 사용하고자하는 2층 수치모델의 수치계산방식의 특성(Numerical scheme)은 송원오 등 (1987)에 기술된 바 있으므로 자세한 기술은 생략하고, 본 연구단계에서는 특히 내부조석파 계산시 하류경계조건의 규정에 관하여 이론적 측면에서 고찰하였다. $u, h, \rho, w, u_o, h_o, \rho_o, w_o$는

상층의 유속, 두께, 밀도, 상층에서 하층으로의 질량 이동률과 하층의 유속, 두께, 밀도, 하층에서 상층으로의 질량 이동률을 각각 나타낸다고 할 때, 이층운동의 질량 및 운동량 보존방정식은 아래와 같이 나타낼 수 있다.

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(uh) - (\frac{\rho_o}{\rho} w_o - w) = 0 \tag{2.4}$$

$$\frac{\partial h_o}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(u_o h_o) - (\frac{\rho}{\rho_o} w - w_o) = 0 \tag{2.5}$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(u_o h_o) + \frac{\partial}{\partial x}(u_o^2 h_o) + g h_o \frac{\partial}{\partial x}(h_o + \lambda h) - (\lambda uw - u_o w_o) + (\tau_b - \tau_i)/\rho_o = 0 \tag{2.6}$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(uh) + \frac{\partial}{\partial x}(u^2 h) + gh \frac{\partial}{\partial x}(h_o + h) - (uw - \lambda u_o w_o) + (\tau_i - \tau_b)/\rho = 0 \tag{2.7}$$

위에서 λ는 ρ/ρ_o를, τ_w, τ_b는 바람과 해저면에서의 마찰응력을 각각 나타낸다. 층간의 혼합, 바람에 의한 응력, 해저마찰응력을 무시하면 등 층의 유속 및 두 층의 두께의 변화량 관계식을 이용하여 해가 결정되어야 하는 조건을 이용하면 Abbott and Torpe (1963)에 의해서 특성함수에 관한 식을 아래와 같이 얻을 수 있다.

$$[\ (u_o - \dot{x}) - gh]\ [\ (u - \dot{x}) - gh]\ - \lambda g^2 h h_o = 0 \tag{2.8}$$

위식의 해는 근사적으로 다음과 같이 표현할 수 있다 (Vreugdenhil, 1970).

$$\dot{x}_{1,2} = \frac{uh + u_o h_o}{h + h_o} \pm [\ g(h + h_o)]^{1/2} \tag{2.9a}$$

$$\dot{x}_{3,4} = \frac{uh_o + u_o h}{h + h_o} \pm [\ \frac{g(1-\lambda)hh_o}{h + h_o} - \frac{(u - u_o)^2 hh_o}{(h + h_o)^2}]^{1/2} \tag{2.9b}$$

$\dot{x}_{1,2}$는 표면파의 전파속도, $\dot{x}_{3,4}$는 내부파의 전파속도를 나타내며, 두층의 밀도차와 유속차에 의해서 내부장파(조석파) 전파특성이 결정됨을 알 수 있다. 두층간의 밀도차가 없는 일층운동의 경우 표면파의 전파속도는 입자 유속과 장파 전파속도의 합성으로 나타내짐을 알 수 있다. 일층모델의 경우 상류에서 규정한 파의 특성이 하류부에서 변형없이 전파하기 위해서는 소위 말하는 아래와 같은 방사조건(radiational condition)이 사용될 수 있다.

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} + C\frac{\partial \phi}{\partial x} = 0 \tag{2.10}$$

위에서 C는 2층모델의 경우 (2.9)로 정의되는 위상속도를 나타낸다. 일층모델에서 방사조건의 사용시 상류측의 단순한 파가 전파할 때, 입자 속도를 무시한 위상속도만으로 정의된 값을 규정할 수 있으며, 그 오차가 해에 미치는 영향은 무시할 수 있을 정도이나, 물리적 현상이 복합된 경우 C의 엄밀한 규정은 계산영역내에서 안정된 해를 얻는 데 매우 중요하다. 파와 흐름이 공존하는 일층모델 실험결과 엄밀한 C의 규정은 안정된 해를 얻는 데 매우 민감하게 작용하며 이에 대한 적절하게 고려하지 않을 경우 내부 계산영역에서의 계산결과는 물리적 해석에 영향을 줄 수 있는 것으로 나타났다. 이상적인 테스트에서는 입자 속도의 추정이 가능하나, 실제 현상의 적용시에는 이에 대한 규정이 어렵고, 이를 위해서는 특성함수(Characteristics) 개념을 이용한 계산이 보다 적합할 것으로 생각된다. 일층모델 실험결과로부터 판단할 때, 이층모델실험시 단순한 파의 전파에는 (2.9에서 입자 속도를 무시한 파속만으로 규정이 가능하나, 파의 전파이외에 흐름이 추가적으로 존재하는 복합적인 경우에는 일층모델의 경우와 같이 완벽한 C의 규정이 필요할 것으로 판단된다. 이 실험의 결과는 2차년도 보고서에 수록할 예정이다.

내부조석파 발생와 전파에 관한 실험의 경우, 상류부 조건은 기존 관측치나 2차원 조석모델 결과를 이용하여 규정이 가능하나, 하류부의 조건을 얻기 위한 관측은 많은 시간과 노력을 필요로 한다. 따라서 단순한 내부조석파의 경우에 하류부에서 경계조건은 (2.10)을 이용할 수 있을 것으로 판단되며, 내부조석파가 강하게 생성되리라고 예상되는 대륙사면에서의 자료는 모델결과의 검증자료로 이용될 수 있다. 이를 위해 본 1차년도 연구기간동안 약 200 m 수심의 대륙사면에서 RCM-7 2대와 TR7 1대를 이용한 현장관측이 시도되었으나, 자료획득을 실패하였다. 그러나 ADCP 자료에서 밝혀진 연직유속의 강한 Shear는

baroclinic 현상의 존재를 암시하고 있다. 2차년도 연구기간동안에는 RCM-7 3대를 단기계류하여, 조석주기 동안의 흐름특성을 관측할 예정이다.

제 3 절 모델검증 및 조석, 조류 공간특성 예측

가. 모델 수립

황·동중국해의 조석과 조류 모델링을 위해서 남방 및 남동방 경계는 Ryukyu열도를 경계로 하고 북방으로는 황해 전역을 포함하고, 동측으로는 대한해협을 경계로하는 영역에 대해 격자망을 구성하였다. 본 연구기간 동안 새롭게 수립한 격자망은 기존 Kang et al.(1991)에서 사용한 해상도(위도방향 격자간격, $\Delta\phi = 1/8^\circ$, 경도방향 격자간격, $\Delta\chi = 1/6^\circ$)보다 향상된 해상도 (위도방향 격자간격, $\Delta\phi = 1/16^\circ$, 경도방향 격자간격, $\Delta\chi = 1/12^\circ$)의 격자망을 구성하였다. 모두 22,742개의 격자로 구성된 모델영역의 격자망도를 그림 9-1에 제시하였다. 새롭게 구성한 모델영역의 수심 입력을 위해 SYNBAPS II Data Set와 해도 N0.836, 302, F-323, 1256, S-418 등을 이용하였으며, 계산영역의 수심도는 그림 9-2에 제시하였다. 양자강 하구와 그 북측의 대규모 사주 근처에서는 이용가능한 수심자료가 제한되어 정확도에 한계가 있다. 아울러 해상도 차이에 따른 계산결과 비교하기 위하여 같은 해역이 34,369개의 가변격자로 구성된 격자망도에서의 모델실험도 실시하였으며 이의 격자망은 한국해양연구소(1993)에 제시된 바와 같다. 이 격자망의 특성은 경기만 영역이 아주 정밀하여 경기만내에 광범위하게 발달된 조간대 영역이 현실적으로 잘 반영된 점을 들 수 있으며, 황해중부 및 동중국해 영역은 대부분 위, 경도 4분 내지 5분의 격자로 구성되었다. 수치실험을 위한 외해경계자료는 조석도(Nishida, 1980), KODC, JODC 등을 통해 수집한 자료 및 부산직할시 (1992)의 관측자료를 이용하여 주요 4개 분조에 대한 입력자료를 마련하였다. 모델계산은 1개 분조 M_2 실험 내지 4개분조 실험(M_2, S_2, K_1, O_1)을 실시하였다. 모델 검증 및 적용을 위하여 사용한 주요 변수는 마찰계수 및 Smagorinsky formula에서 사용한 계수로서, 마찰계수는 0.0023-0.0025를, Smagorinsky formula 계수는 0.06-0.36 범위의 값을 사용하였다. 현 실험의 목적상 기조력은 고려하지 않았다. 모델 검증을 위한 자료로는 1986년 1-3월 한-미 황해공동조사에서 관측한 시간별 유속자료와 Choi(1993)가 분석, 제시한 자료를 이용하였다.

나. 모델 검증

4개분조만에 의한 계산결과가 관측치를 어느 정도 재현하는가에 대해 평가하기 위하여 관측치에서 조류성분을 휠터링한 자료와 4개 분조를 이용하여 계산한 모델결과를 비교하였다. 모델계산치는 앞서 기술한 바와 같이 2개의 서로 다른 격자체계상에서 계산된 결과를 함께 제시한다. 그림 9-3은 염기대 등(1993)에 제시된 가변격자체계상에서 계산된 결과(점선)와 조석외 성분이 제거된 매시간별 동계 관측치(실선) (1986년 1월 13일부터 30일간)를 비교한 결과이다. 시간별 자료를 비교한 위치는 그림 9-1의 격자망에 제시하였다. 그림 9-3에서 알 수 있는 바와 같이 유속은 어느 정도 편차가 있으나, 계산치와 관측치간의 위상은 장 일치한다. 그림 9-4는 그림 9-1에 제시된 등방격자상에서 계산치(점선)와 관측치(실선)를 그림 9-3과 동일시기에 비교한 결과인데, 계산치와 관측치간의 일치정도는 그림6.3과 거의 비슷하다. 이는 경기만 영역을 중심으로 정밀격자가 구성된 가변격자망의 경우 1/12°×1/12° 로 구성되어 등방격자망(위도방향 격자간격, $\Delta\phi=1/16°$, 경도방향 격자간격, $\Delta\chi=1/12°$)과 유사한 때문으로 판단된다. 이는 부분적인 영역에서의 해상도 증대가 다른 영역의 해의 정확도에 큰 영향을 미치지 않음을 나타낸다.

직접적인 시계열자료 비교외에 자료이용이 가능한 지점에서 조류조화상수 비교를 하였다. 표 9-1과 9-2에는 Choi (1993)가 여러 자료 Sources로부터 자료를 취합하여 제시한 황해와 동중국해의 조류 조화 상수중 M_2, K_1 분조에 대한 비교 결과이다. 관측치(OBS)와 비교된 계산치(CAL)는 등방격자망를 이용해 계산된 결과이다. M_7의 경우 중층에서의 수심자료가 없는 관계로 표층과 저층에서의 값을 평균한 값을 채택하였다. 표6.1a의 M_2 비교결과를 보면, 전반적으로 수치모델 결과가 관측결과를 상당히 양호하게 재현하고 있음을 알 수 있다. 특히 황해 중부해역에 위치한 관측점(I,F,D,B)에서의 유속의 일치는 주목할만 하다. K_1 분조의 경우는 상대적으로 유속의 크기가 M_2에 비해 아주 작다. 그림 9-1에 나타낸 10개점에서 관측치와 계산치간의 M_2의 u,v성분의 rms amplitude difference는 10.7(4.8)cm/s, 7.5(5.5) cm/s이고, u,v성분 rms phase difference는 19.5(14.7)°, 10.0(8.3)°이다. 괄호안의 값은 편차가 큰 양자강 하구역 관측점(M2)을 제외했을 경우이다. 이때 x, y성분의 평균 유속(편차)이 25.5(4.8), 36.8(5.5) cm/s로서 관측치와 대략 19, 15%의 편차를 보인다. 하천수의 영향이 큰 양자강 하류부 관측점에서는 그 편차가 약간 크게 나타나기도 한다. K_1 분조의 경우 u, v성분의 rms amplitude difference는 2.7(2.6)cm/s, 1.6(1.3) cm/s이고, rms phase difference는 63.7(46.9)°, 28.1(26.2)°이다. 관측점 M2를 제외할 때, x,y성분의 유속(편차)이 3.9(2.6), 7.4(1.3) cm/s이므로 관측치와 평균 67, 18%의 편차를 보여 x 성분이 M_2분조에 비해 상대적으로 편차가 크나, 이는 평균 절대 유속이 작은 관계로 그 영향이 작다. 위상지연의 경우,

편차가 M_2에 비해 비교적 큰 데, 이에 대한 자세한 검토가 필요한 것으로 보인다. 모델 검증에 이용되는 parameter에 대한 추가적인 고려를 통해 모델결과의 부분적인 개선이 예상된다.

Table 9-1. 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)	Lat.(N)	Lon.(E)	U am(cm)		U ph(deg)		V am(cm)		V ph(deg)	
			OBS	CAL	OBS	CAL	OBS	CAL	OBS	CAL
I(48)	34 ° 18.1	124 ° 41.5	13.3	14.7	111.5	126.4	43.7	42.1	358.5	354.7
F(70)	35 ° 13.8	124 ° 44.3	5.0	8.1	7.2	21.2	39.9	42.7	19.4	16.4
D(41)	36 ° 00.1	124 ° 34.9	15.1	13.8	10.8	1.3	26.1	27.5	63.3	58.0
B(38)	36 ° 56.9	124 ° 05.0	18.6	17.4	4.4	10.9	32.8	29.0	146.2	135.6
SB(110)	28 ° 54.6	127 ° 15.0	11.8	6.6	339.9	0.9	7.4	4.1	218.7	227.7
MS(32)	30 ° 31.2	124 ° 48.0	35.9	46.5	59.0	31.4	34.2	41.3	266.9	283.1
M5(20)	32 ° 00.0	124 ° 30.0	53.2	52.7	61.0	63.2	59.5	49.9	324.3	325.8
M2(9)	31 ° 23.4	122 ° 22.2	40.9	71.4	83.6	107.1	50.3	33.1	305.8	325.1
M4(25)	31 ° 15.0	122 ° 46.2	44.4	38.2	63.8	94.5	44.8	38.6	312.4	319.1
M7(28)	30 ° 19.8	123 ° 26.4	32.0	36.2	52.7	45.6	43.1	50.2	298.8	290.5
rms difference			10.7(4.8)		19.5(14.7)		7.5(5.5)		10.0(8.3)	

Table 9-2. 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)	Lat.(N)	Lon.(E)	U am(cm)		U ph(deg)		V am(cm)		V ph(deg)	
			OBS	CAL	OBS	CAL	OBS	CAL	OBS	CAL
I(48)	34 ° 18.1	124 ° 41.5	2.6	3.9	79.3	65.2	12.6	11.4	253.2	242.1
F(70)	35 ° 13.8	124 ° 44.3	2.4	1.1	127.3	126.0	10.4	11.8	252.0	243.1
D(41)	36 ° 00.1	124 ° 34.9	1.4	2.0	230.9	148.9	8.8	9.1	257.2	256.4
B(38)	36 ° 56.9	124 ° 05.0	2.4	2.3	144.3	150.0	5.8	7.3	272.3	274.9
SB(110)	28 ° 54.6	127 ° 15.0	1.7	1.3	10.5	305.0	1.3	1.4	136.4	141.1
MS(32)	30 ° 31.2	124 ° 48.0	3.2	6.5	319.4	304.7	4.3	6.1	265.7	211.2
M5(20)	32 ° 00.0	124 ° 30.0	10.0	6.0	333.1	320.1	9.8	8.2	256.5	236.4
M2(9)	31 ° 23.4	122 ° 22.2	2.0	5.0	188.1	332.3	7.5	4.5	294.8	253.5
M4(25)	31 ° 15.0	122 ° 46.2	8.1	2.7	245.0	335.7	5.8	6.0	276.9	269.2
M7(28)	30 ° 19.8	123 ° 26.4	2.9	4.5	310.0	314.3	7.6	5.7	182.0	232.2
rms difference			2.7(2.6)		63.7(46.9)		1.6(1.3)		28.1(26.2)	

일차적인 모델 검증결과로부터 판단할 때, 본 모델은, 일차적인 조류예측에 있어 상당히 만족스러운 것으로 판단된다. 대마난류가 지나가는 제주도 인근에서 관측된 해•조류자료에 대한 검증후, 조류예측결과는 모델해역내에서 ADCP 자료로부터 조류 성분 제거 등 관련연구분야에 유용하게 이용될 수 있을 것으로 판단된다.

다. 조석, 조류 공간특성 예측

모델검증 결과를 바탕으로 15일 연속 계산한 결과를 분석하여 작성한 M_2 분조와 K_1 분조의 조석도는 그림 9-5, 9-6과 같다. 조석도에서 실선은 등진폭을 나타내며, 점선은 등조시를 나타낸다. 제시된 조석도는 기존에 알려진 Ogura (1933)나 Nishida (1980)의 조석도와 대체로 일치하나, 마찰효과는 약간 큰 것으로 보인다. 추가적인 변수조합에 의한 개선된 계산결과는 추후 보고할 예정이다.

M_2, K_1 분조에 의한 x, y 성분 등유속도를 계산하였다. 그림 9-7a에는 M_2 분조의 x성분(u) 등유속도를, 6.7b에는 y성분 등유속도를 제시하였다. 50.0 cm/s 이상의 x성분 유속이 나타나는 영역은 경기만, 한반도 남서단, 서한만, 중국중부연안 및 대만북단 영역 등이다. 황해 중앙부의 유속은 10-20 cm/s 정도이다. y성분 유속(그림 9-7b)의 50.0 cm/s 이상의 강한 흐름이 나타나는 영역은 서한만, 경기만, 한반도 남서단 및 중국중부연안역이다. 황해중앙부의 y성분 유속은 20-40 cm/s로서 x성분 유속보다 크다. 대륙사면의 200 m 등수심선과 10-20 cm/s x, y 성분 등유속선은 대략 일치한다.

4개분조에 대한 조석 및 조류 조화상수는 Data base화 되었으며, 이 자료는 특히 조류조화상수의 경우 ADCP 자료로부터 조류성분 제거에 유용하게 이용할 수 있을 것으로 판단된다. 조류자료의 경우, 현장관측자료를 이용한 추가적인 검증절차를 걸쳐 조류도 작성등의 목적에 이용될 예정이다.

제 4 절 조석기인 물리과정 연구

가. 조석기인 잔차류 계산

수립된 모델을 이용하여 황·동중국해에서 M_2 분조에 의한 잔차류를 계산하였다. 그림 9-8a는 M_2 분조에 의한 Eulerian 잔차류이며, 그림 9-8b는 대응하는 잔차 해수면 변화(cm)이다. 잔차류의 경우 양자강 하류 중국연안에서의 수 cm/s에 정도의 강한 잔차류가 북상하며, 사주가 발달한 연안에서는 사주 스

케일의 와류가 형성되는 특성을 보인다. 잔차류 특성중 주목되는 점은 양자강 연안과 한반도 남단사이에 1-2cm/s에 달하는 남동향류가 광범위한 영역에 걸쳐 나타난다는 점이다. 그림 9-9를 볼 때, 이 흐름은 중국연안의 조석기인 수위가 높고, 한국남서단에서는 수위가 상대적으로 낮아, 이 흐름이 지형평형(Geostropic Balance)을 이루고 있음을 나타낸다. 이 흐름은 황해에서의 저층 수괴거동과도 연관되어 생각될 수도 있다고 판단된다. 한반도 남서단에서는 연안을 따라 북향하는 흐름이 나타나며, 경기만과 서한만에서도 반시계 방향의 잔차류가 계산되었다. 아울러 제주도의 남서 및 북동단 끝에서 반시계방향 및 시계방향의 와류가 생성되는 데 이는 섬 형태의 지형에서 Vortex shedding의 일종으로 나타날 수 있는 예상되는 흐름 패턴이다. 이 결과는 원형섬 주위에서 나타나는 시계 혹은 반시계 방향 순환류 패턴의 잔차류 패턴과는 구별되며, 제주도의 경우에는 섬주위를 도는 잔차 순환류로 설명되기 어려움을 암시한다. 제주도 주변에서의 관측에 의한 잔차류 특성파악은 제주도 주위에 영향을 미치는 대마난류 영향으로 관측자료에 의한 확인이 쉽지 않다.

조석기인 물리현상으로서 계산된 Eulerian 잔차류 생성 결과에 대해 기술하였으나, 잔차류에 대한 검증은 그 크기의 제한 및 실제 관측된 결과(입자궤적 혹은 계류관측 결과)내에 복합적인 물리현상의 존재 등으로 관측자료로부터 조석기인 잔차류의 파악은 쉽지 않다. 그러나 황·동중국해에서 잔차류 특성은 황·동중국해에서의 오염물질의 이동 등과 같은 물질순환 연구 측면과 해양물리학적 측면에서도 매우 중요한 요소이다. 관측을 통한 잔차류 특성의 규명연구도 앞으로도 계속되어야 할 것이다.

나. 조석기인 혼합특성 계산

하계 천해에서 수온, 염분 전선의 형성은 강한 조류에 의해 영향을 받는 것으로 알려져 있다. 천해인 황•동중국해 대륙붕 지역도 강한 조석전선이 영향을 받을 것으로 예상되며, 황해에서의 조석전선에 의한 연구는 Beardsley et al. (1983)과 Lie (1989)에 의해 자세히 기술된 바 있다. 본 연구에서는 종전 연구에서보다 정밀한 격자 및 대륙사면을 포함한 광역에서의 모델계산결과를 이용하여 Simpson-Hunter criterion parameter의 공간분포를 비교하고 조류특성이 대, 중, 소조시의 시간변화 특성을 보이므로 중조외에 대조시의 Simpson-Hunter criterion parameter 분포 역시 검토하고자 한다.

그림 9-9는 M_2분조에 의한 Simpson-Hunter criterion parameter S ($= Log(H/U^3)$) 분포도이다. 먼저 Lie의 결과에 기술된 바와 같이, 서한만, 경기만, 한반도 남서단 및 중국동안 중부에서 parameter S가 2.0이하의 강한 조석혼합이 나타나는 해역이 나타난다. 황해에서의 대체적인 S 분포 특성은 Lie에서

의 결과와 일치한다. 단 대륙사면역 및 심해역에서의 등S선은 등수심선과 대략 일치하는 패턴을 보인다. 아울러 대륙사면을 경계로 하여 대륙붕역에서는 대체로 4.5이하의 수치를 보이나 심해역에서는 이보다 큰 값을 보여 상대적으로 조류에 의한 혼합효과가 매우 작을 것임을 암시하고 있다.

그림 9-10은 대조시의 Parameter S 분포도이다. 여기서 유속은 M_2와 S_2 분조의 진폭의 합을 이용해 계산하였다. 대체적인 패턴은 평균조시와 비슷하나 S가 2.0 이하인 영역이 평균조때보다 상당히 확장된 특성을 보이다. 수치를 비교해 보면 평균조시 S=2.5인 선이 대략 2.0인 선으로 이동하였음을 알 수 있다. 평균조와 대조시 Parameter S 값 분포를 비교해 보면, 대조시의 parameter S는 평균조시의 등S값에서 0.5를 뺀 등S선과 일치한다. 즉 대조시 유속 상승으로 인해 조석혼합 효과가 상승하며 그에 따라 기존 조석전선 영역이 확장된다. 한반도 서남단의 경우 S가 2.0인 선을 기준으로할 때, 평균조에 비해 대조시에 조석전선이 외해측으로 20-30km 정도 확장될 수 있음을 암시한다. 특히 중국 중부 연안의 조석전선역은 그 범위가 평균조시에 비해 외해측으로 100 km 정도까지도 확장될 수 있음을 보여 주고 있다. 이는 일주일 정도의 시간규모에 따라 상당히 광범위한 해역에서의 수온,염분의 연직구조가 상당한 변화와 그에 따른 생물체의 시간, 공간분포에 변화가 있을 수 있음을 암시한다.

제 5 절 결론 및 제언

가. 결 론

- 황·동중국해 해역의 조석, 조류 예측시스템 구축을 위해 장기 동계관측자료를 이용한 이차원 수심평균 모델 검증을 실시하였다. 9개 지점에서의 조류조화상수 비교결과, 관측치와 계산치간의 M_2의 x,y성분의 평균유속(rms difference)이 25.5(4.8), 36.8(5.5) cm/s로서 관측치와 대략 19, 15%의 편차를 보인다. K_1 분조의 경우 x,y성분의 평균유속(rms difference)이 3.9(2.6), 7.4(1.3) cm/s로서 관측치와 평균 67, 18%의 편차를 보였다. 이같은 검증결과는 조위에 비해 조류의 공간 변화가 크다는 점을 감안하면, 상당히 만족스러운 결과이며, 계산된 조류조화상수는 ADCP 등의 자료에서 대략 80%의 정확도로 조류성분을 제거할 수 있을 것으로 판단된다.

- 검증 결과는, 현재 수립한 격자망의 해상도 (1/12° ×1/16°)는 특별히 연안역의 상세한 조류정보가 필요한 경우를 제외하고는 황동중국해의 조류정보가 필요한 분야의 목적을 만족시키는 데 충분한 해상도를 지녔다고 사료된다.

- 황해중부에서 남동향하는 잔차류 흐름이 계산되었으며, 이는 한반도 남서

단에서는 조석기인 잔차 수위가 낮고 중국연안에서 높아서 형성되는 지형류 균형을 만족하고 있다.

- 대조시 Simpson-Hunter parameter 값 분포는 대략 평균조시의 등S값에서 0.5를 뺀 등S선과 일치하며, 대조시 유속 상승으로 인해 조석혼합 효과가 상승하며 그에 따라, S=2.0을 기준으로 할 때, 기존 조석전선 영역이 외해측으로 짧게는 20-30km, 길게는 100km 이상 확장되는 특성을 보인다.

- 연구해역에서 조류 및 잔차류 예측의 정확도를 향상시키기 위해서는 개방경계에서의 입력자료의 정확도 향상, 연직성층효과 고려, 해상도의 증대와 아울러 보다 정확한 수심자료가 요구된다. 특히 중국연안에서의 신뢰성있는 수심자료는 황동중국해의 정확한 잔차류 예측 및 조류예측의 정확도를 높이는 데 필수적인 것으로 사료된다.

나. 제 언

- 황·동중국해에서의 잔차류의 생성 및 생성되는 잔차류의 크기가 수심에 의해 크게 지배되기 때문에 모델계산을 통한 잔차류와 조류 예측의 정확도를 높이기 위해서는 황동중국해 서측(중국 동해안)에서의 정밀한 수심자료 확보를 위한 인접국과의 긴밀한 자료 협조체제 구축이 필요하다.

- 황동중국해에서의 조류를 보다 정확히 예측하기 위하여 4개 분조외에 추가 관측 조화상수가 요구되는 바, 대만 및 중국동안에서의 검조자료 확보 노력이 필요하다.

- 성층조건하에서 조류의 연직 및 공간 특성파악과 예측을 위하여 계류관측 등을 통한 지속적인 자료 획득 노력을 기울임과 동시에 인접국과의 자료협조체제 구축이 필요하다.

참고문헌

송원오 등, 1987. 해안구조물 적정설계조건 결정기법의 체계화 연구. 한국해양연구소보고서, BSPG 00043-157-2.

이홍재 등, 1994. 동중국해의 이용과 개발을 위한 동중국해 해황과 대마난류수의 기원 (예비조사), 한국해양연구소보고서, BSPN 00246-711-1.

부산직할시, 1992. 인공섬주변 정밀해수유동예측(수치실험) 연구용역 보고서, 305pp.

염기대 등, 1993. 가로림 조력개발 타당성 조사 보고서, 한국해양연구소보고서, 511pp.

최병호, 1993. 황해 및 동중국해육붕에서의 해류관측. 5(4): 414-426.

Beardsley R.C., R. Limeburner, D. Hu, L. Le, G.A. Cannon and D.J. Pashinski. 1983. Structure of the Changjiang River plume in the East China Sea during June 1980. In:Proceedings of the International Symposium on Sedimentation on the Continental Shelf with Special Reference to the East China Sea, 12-16 April 1983, Hangzhou, China, Vol.1, China Ocean Press, Beijing, pp.243-260.

Blumberg, A.F. and G.L. Mellor, 1987. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. In:Three-Dimensional Coastal Ocean Models, Vol.4, edited by N. Heaps, pp.208, American Geophysical Union, Washington, D.C..

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 Publisher, Amsterdam, 54 :25-48.

Lie, H.J., 1989. Tidal fronts in the southeastern Hwanghae (Yellow Sea). Continental Shelf Research, 9, 527-546.

Mellor, G.L., 1993. User's Guide for A Three-Dimensional, Primitive Equation, Numerical Ocean Model, 35pp.

Ogura, S., 1933. The tides in the Seas adjacent to Japan., Hydrogr. Bull. Dep. Imp. Japan Navy, 7, 189pp.

Simpson j.H. and J.R. Hunter, 1974. Fronts in the Irish Sea. Nature, 250, 404-406.

Vreugdenhil,C.B., 1970. Computation of gravity currents in estuaries. Delft Hydraulic Laboratory, Publ. No. 86.

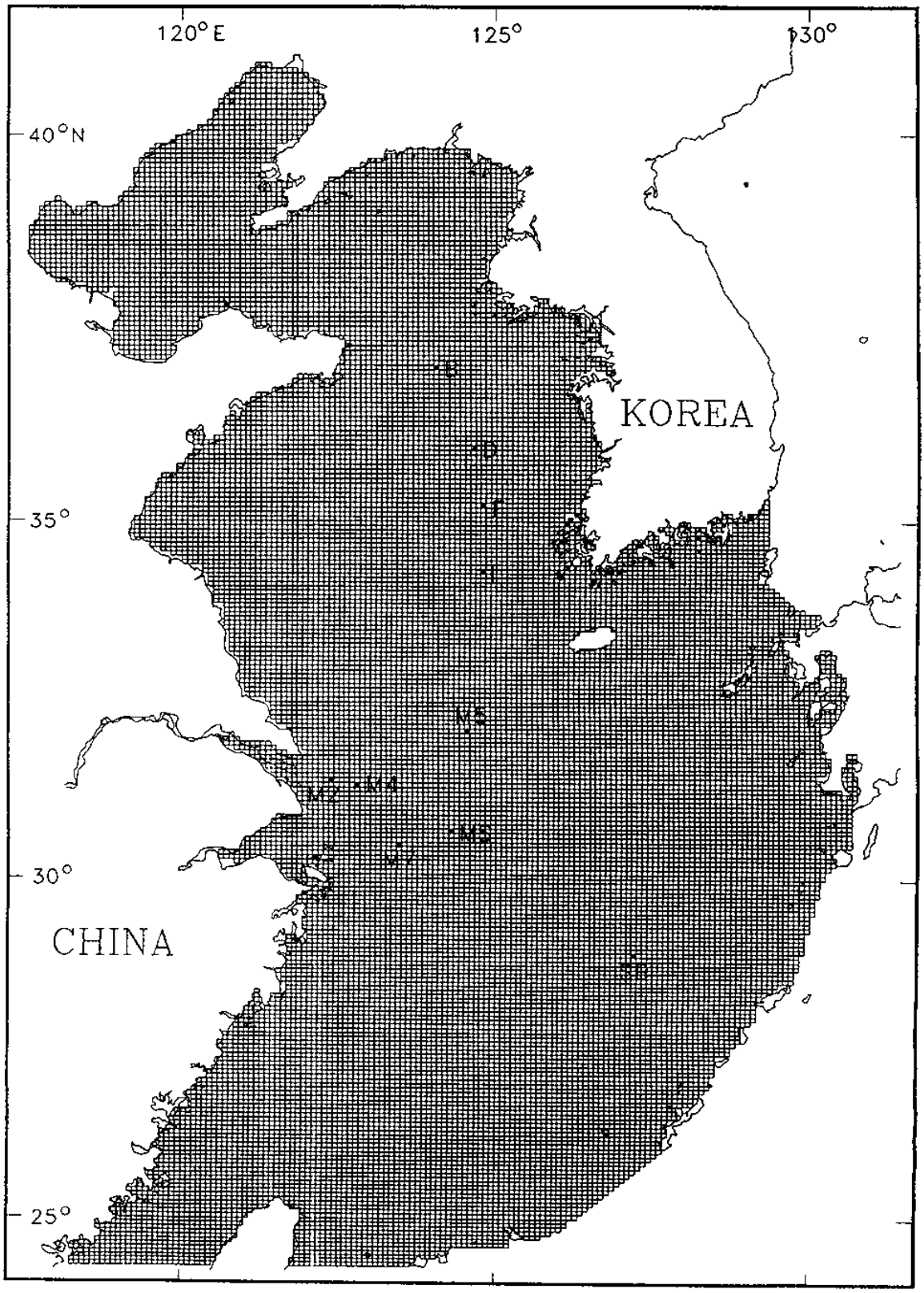


Fig. 9-1. Regular grid system of the Yellow and East China Seas and points for model verification.

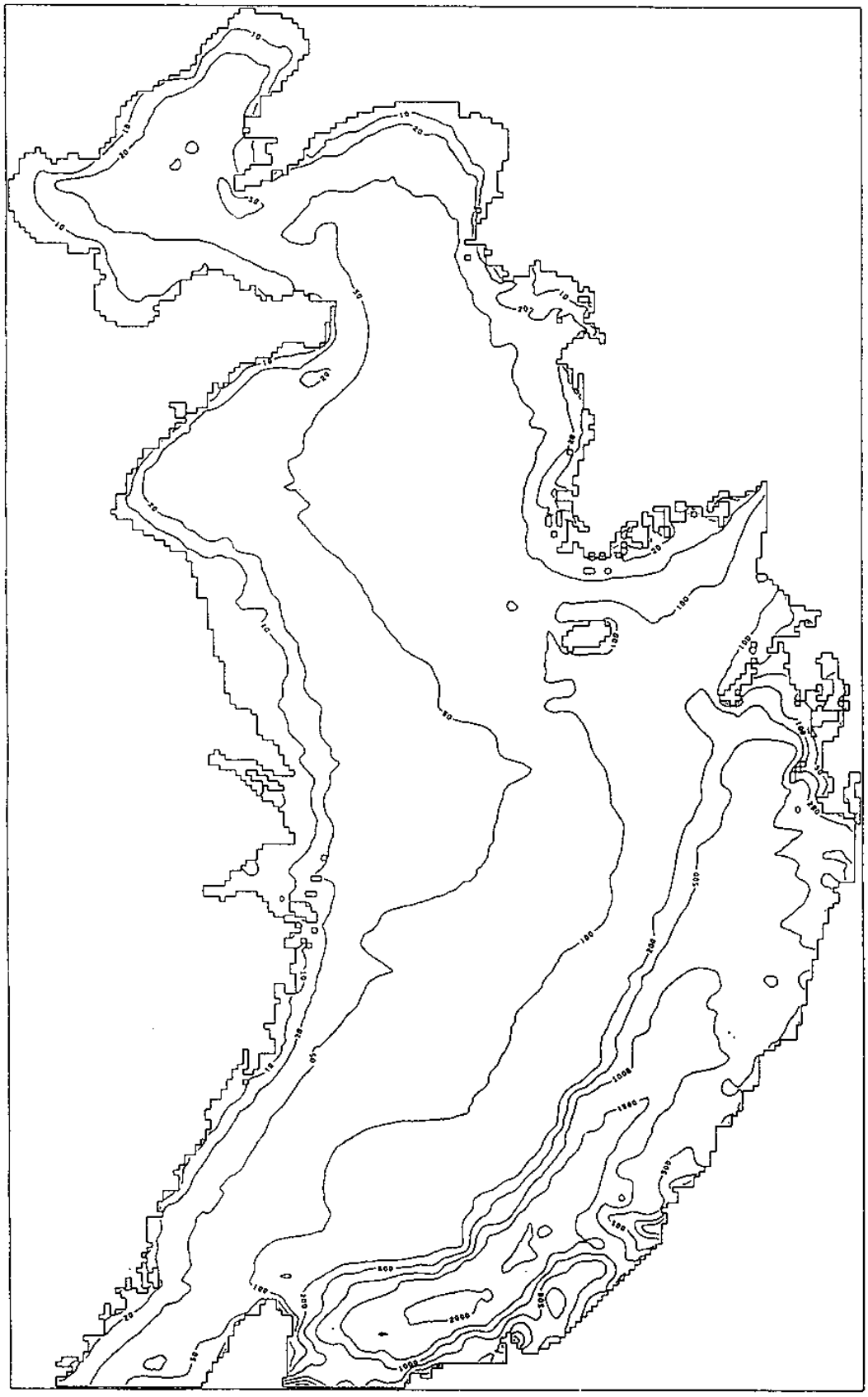


Fig. 9-2. Depth contour (unit: meter) of model area.

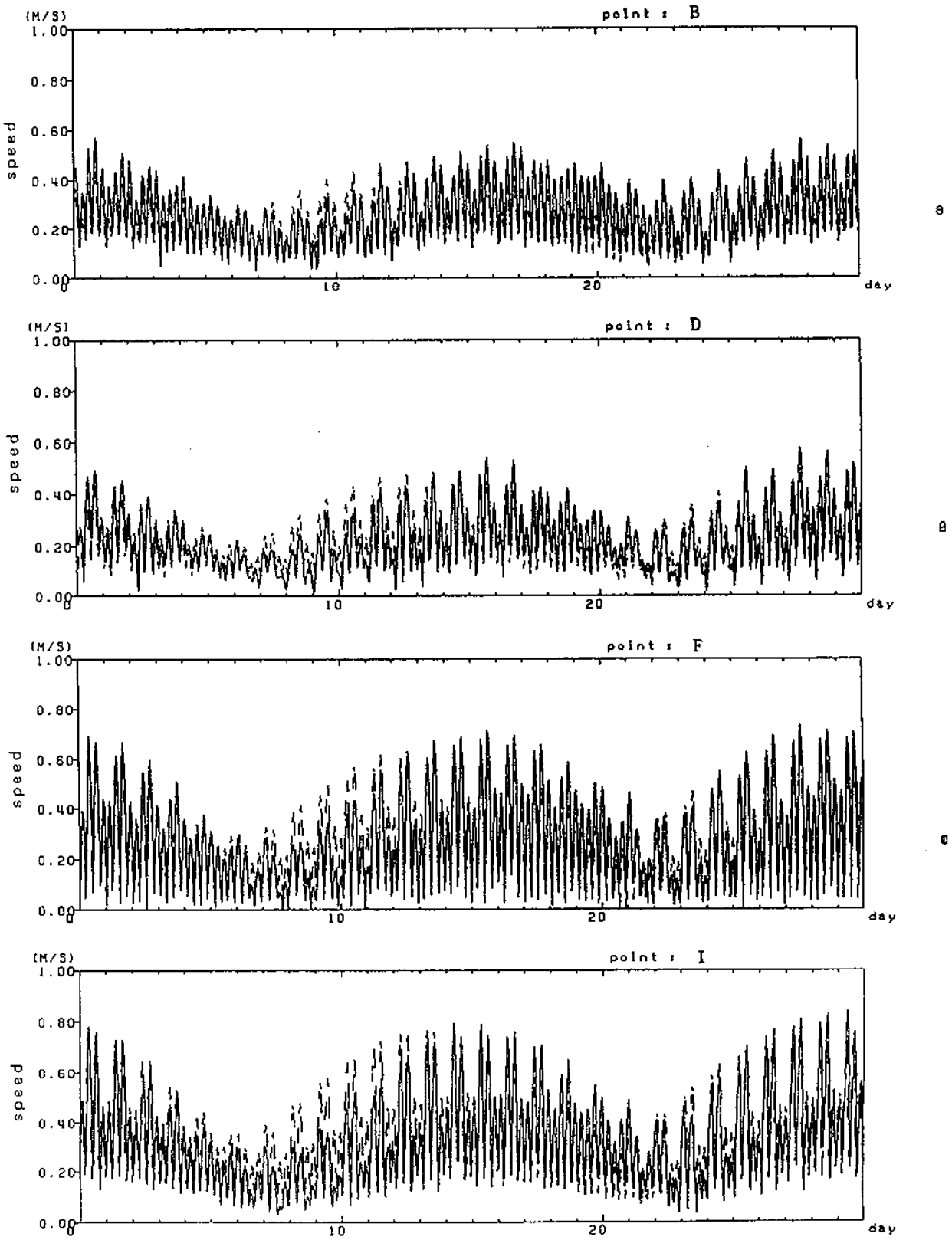


Fig. 9-3. Result of model verification with irregular grid system (solid line: observed, dotted line: calculated).

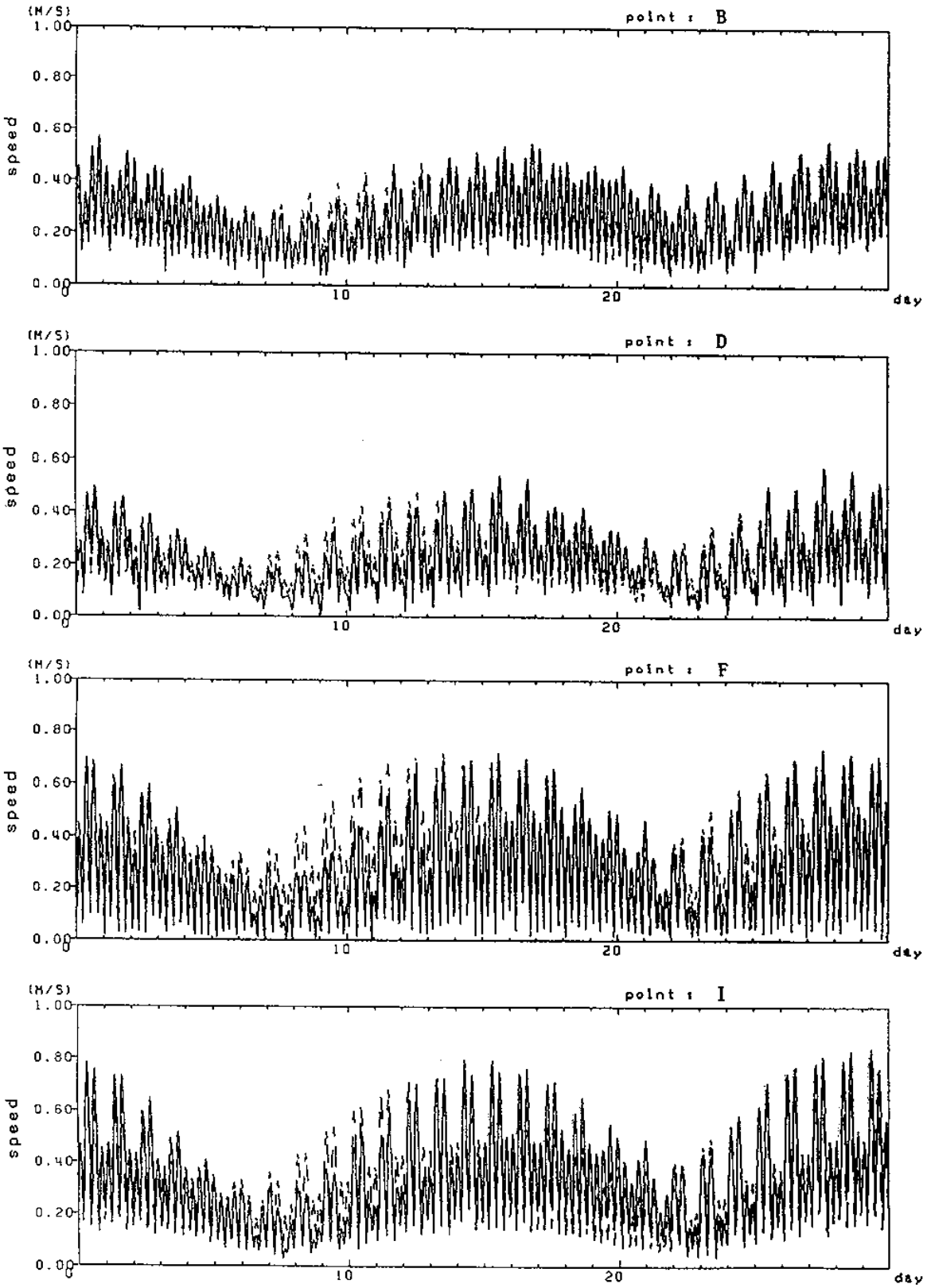


Fig. 9-4. Result of model verification with regular grid system (solid line: observed, dotted line: calculated).

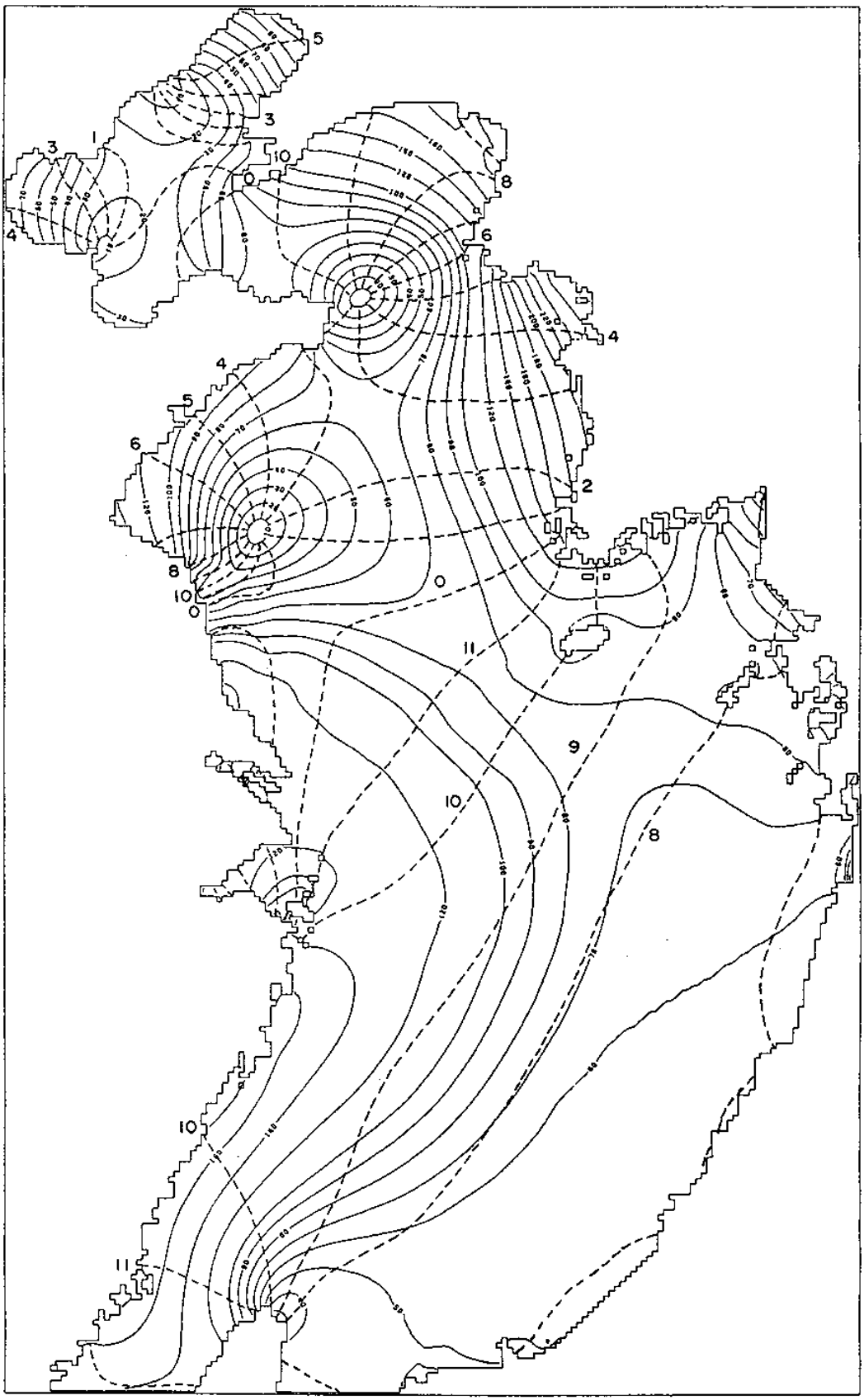


Fig. 9-5. Computed tidal chart of the M_2 tide (solid line: coamplitude(cm), dotted line: cophase).

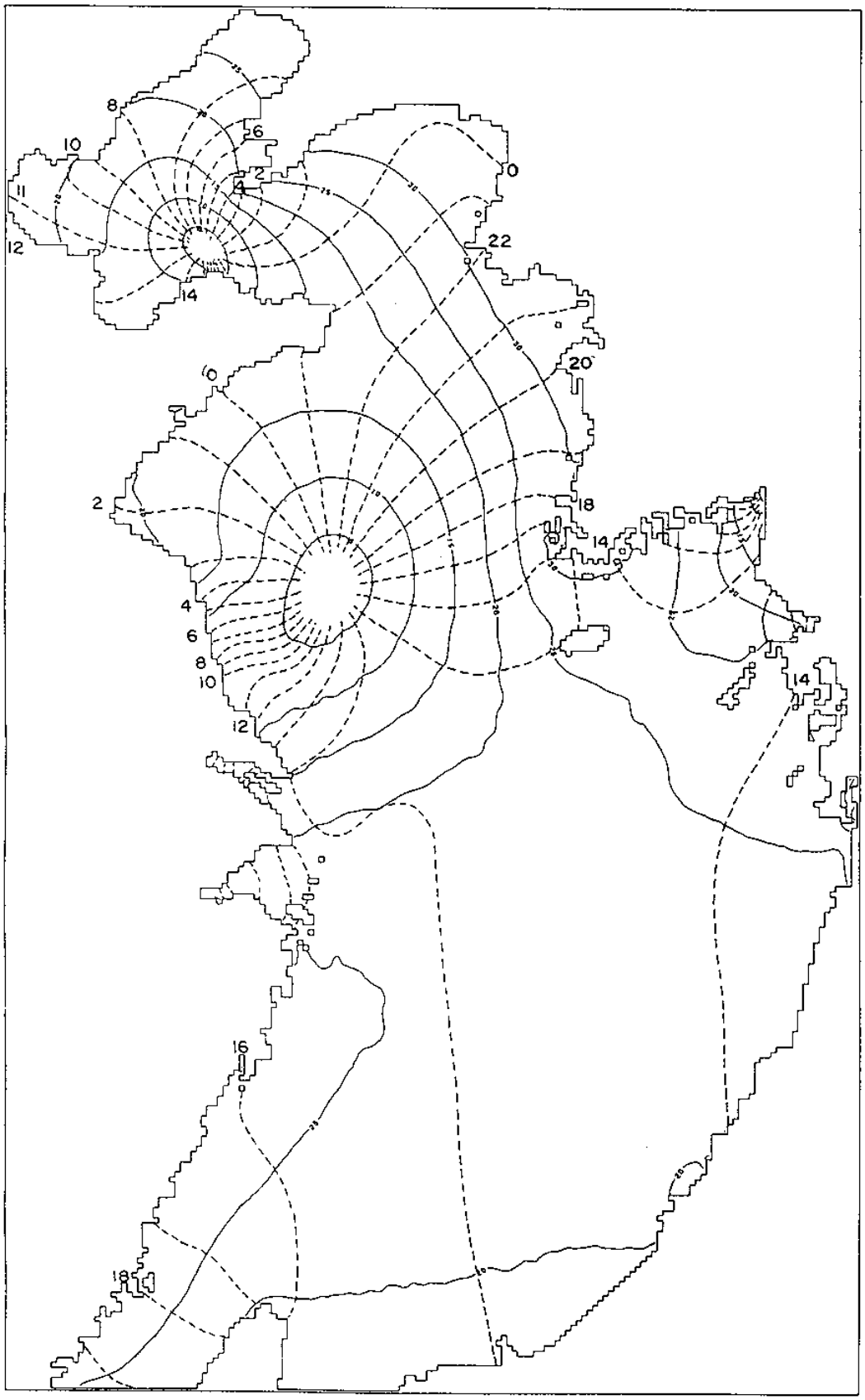


Fig. 9-6. Computed tidal chart of the K_1 tide (solid line: coamplitude(cm), dotted line: cophase).

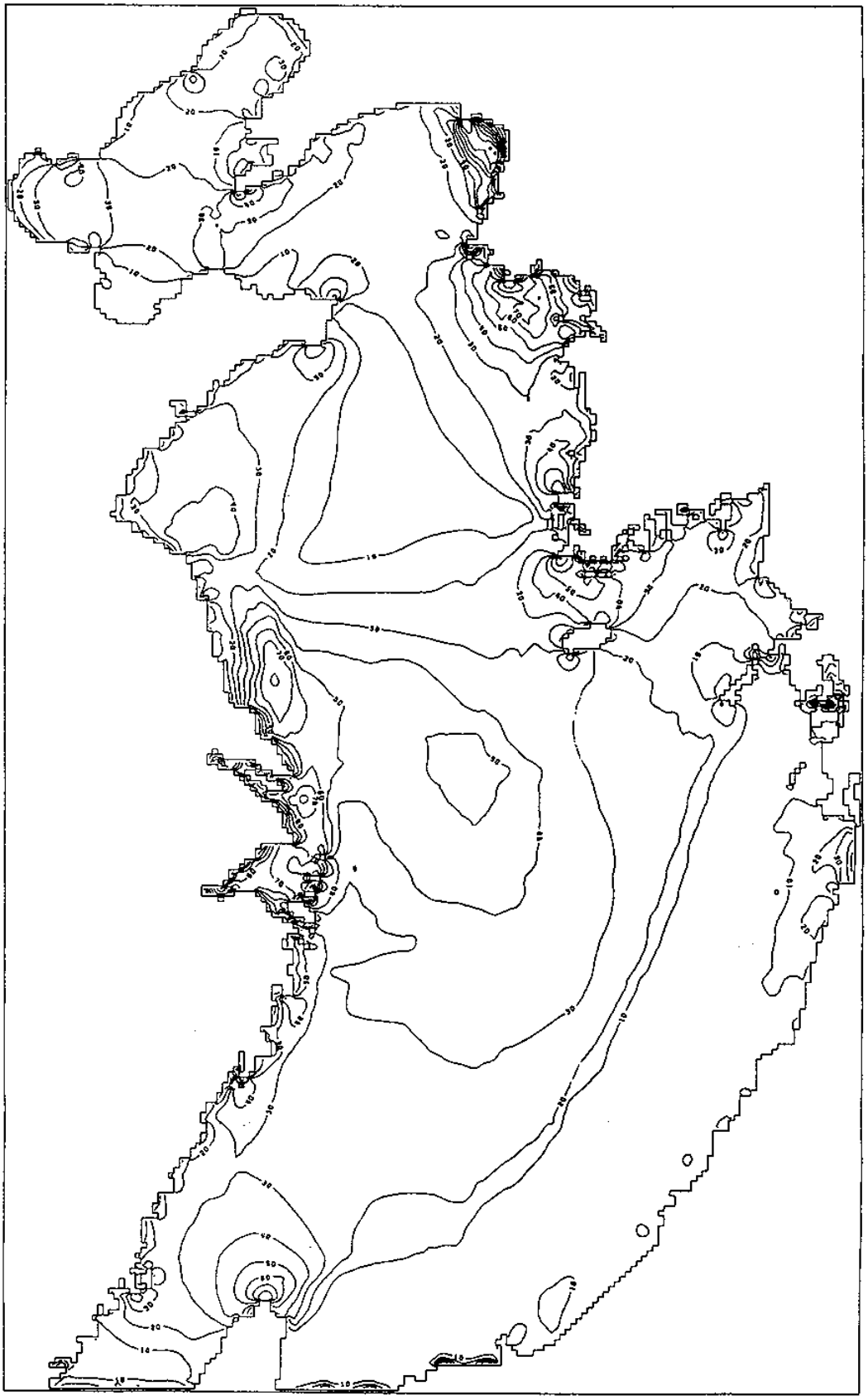


Fig. 9-7. Computed co-amplitude line of x component of the M_2 induced current (unit: cm/s). (a) x-component and (b) y component.

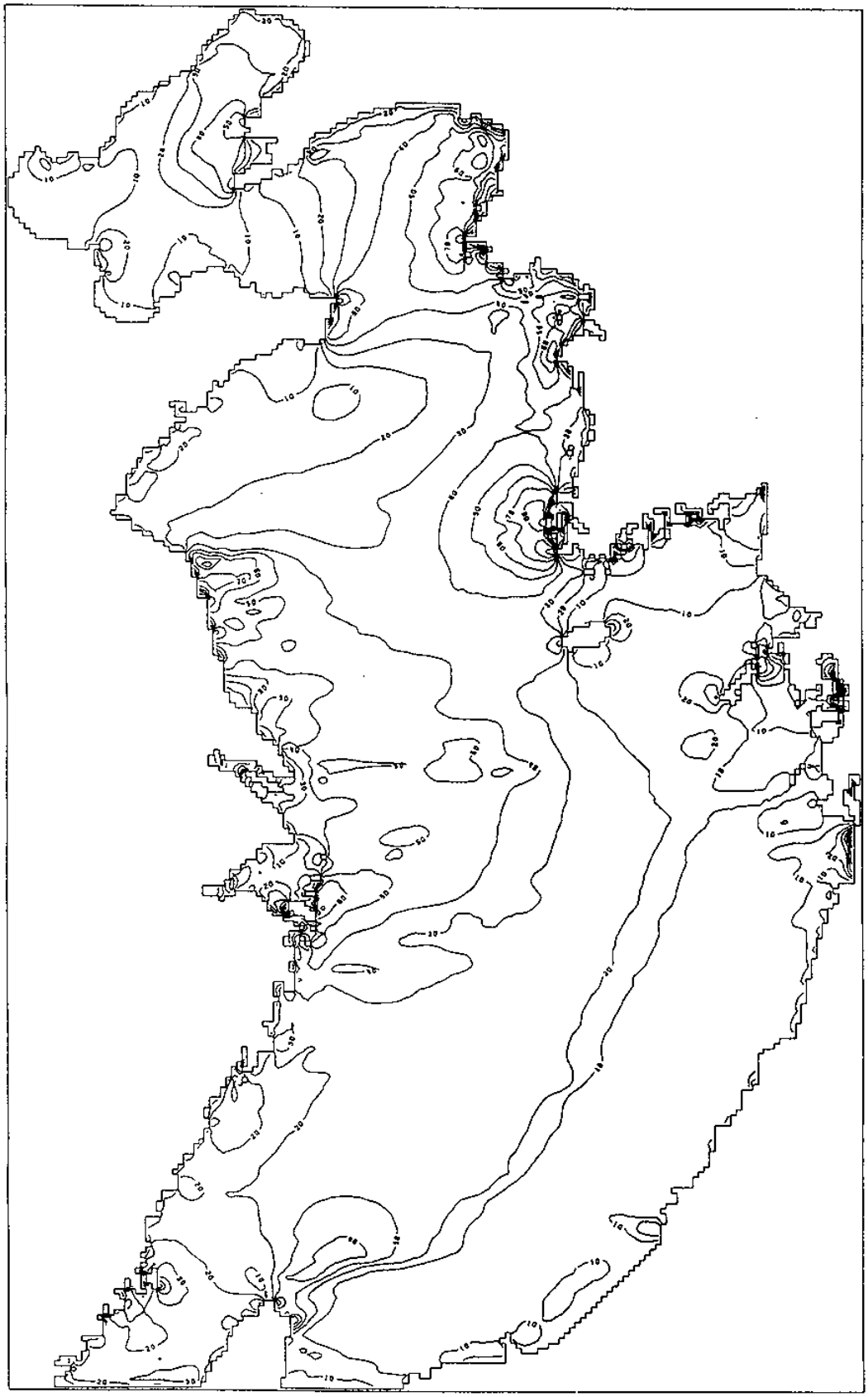


Fig. 9-7. Continued.

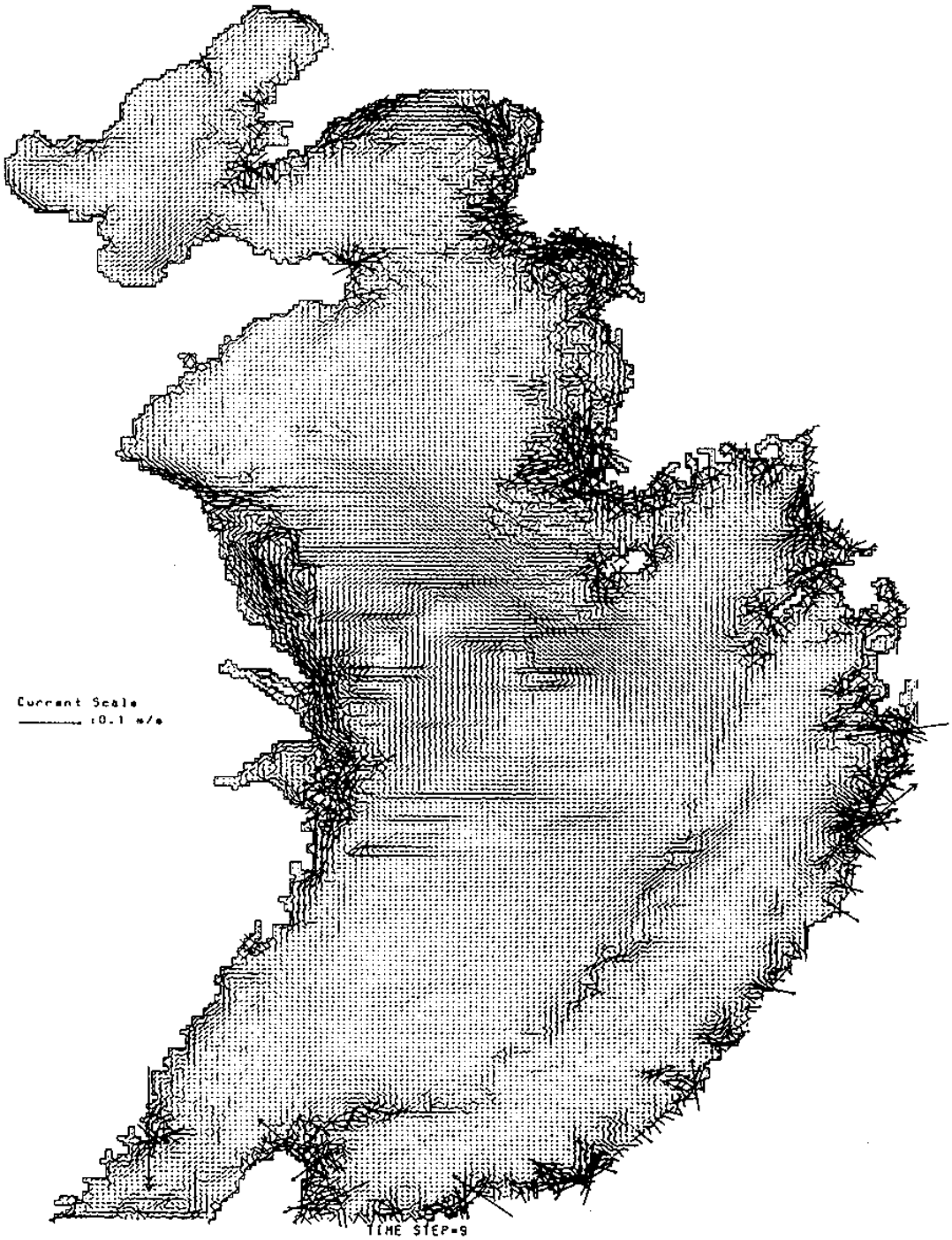


Fig. 9-8. Computed Eulerian residual current and sea surface by the M_2 tide. (a) current and (b) sea surface.

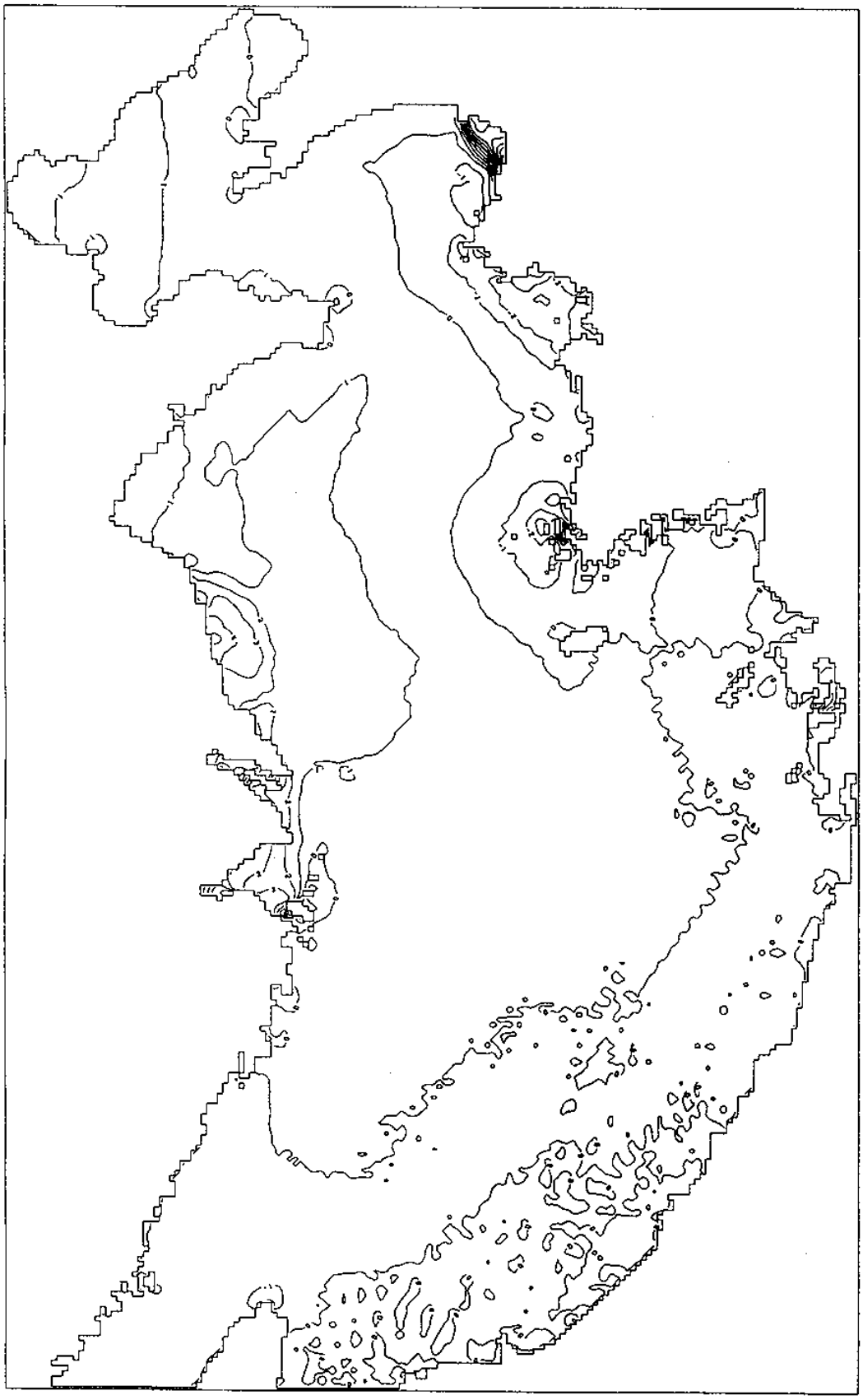


Fig. 9-8. Continued.

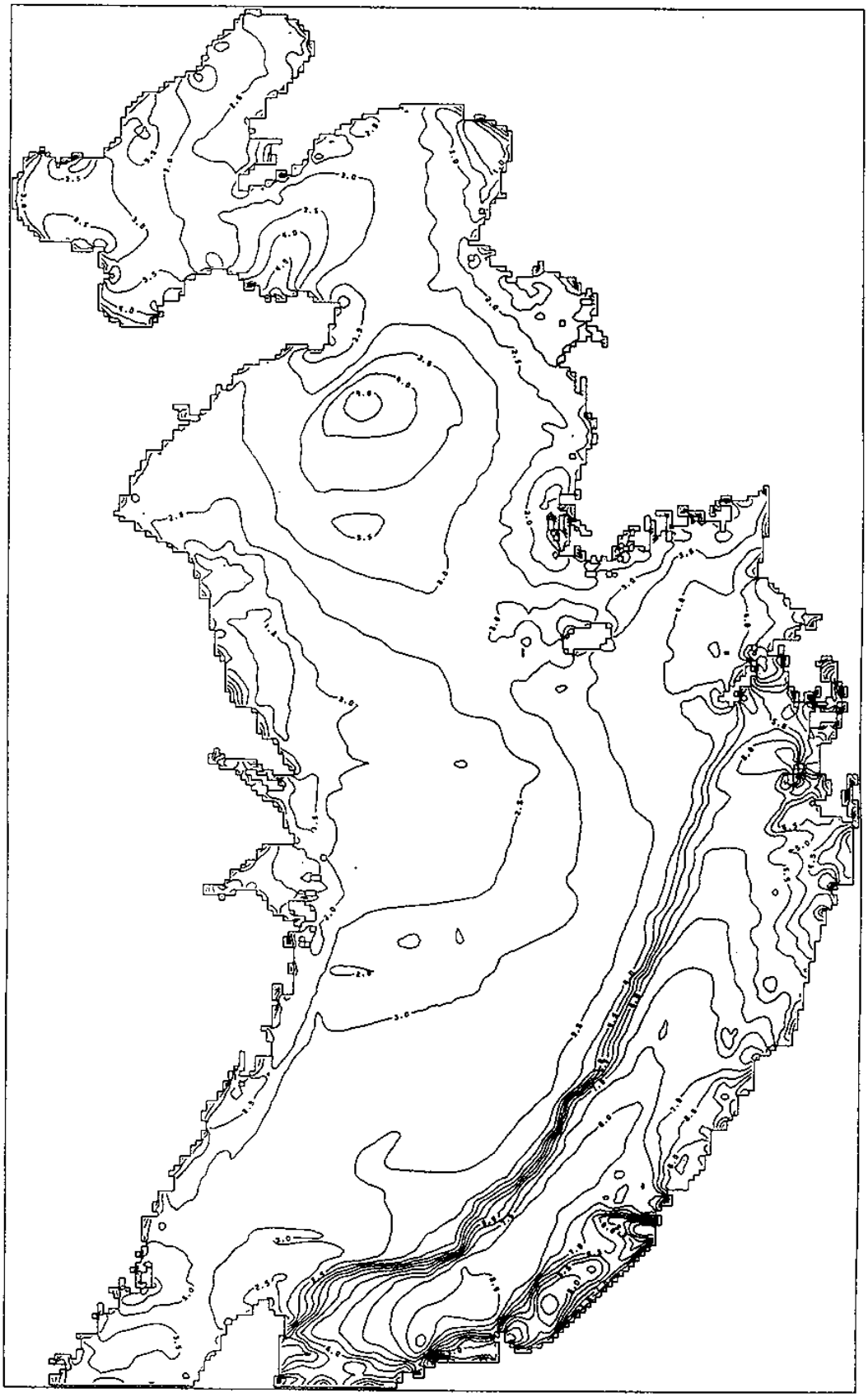


Fig. 9-9. Contours of log (H/U^3) in the Yellow and East China Seas during the mean tide.

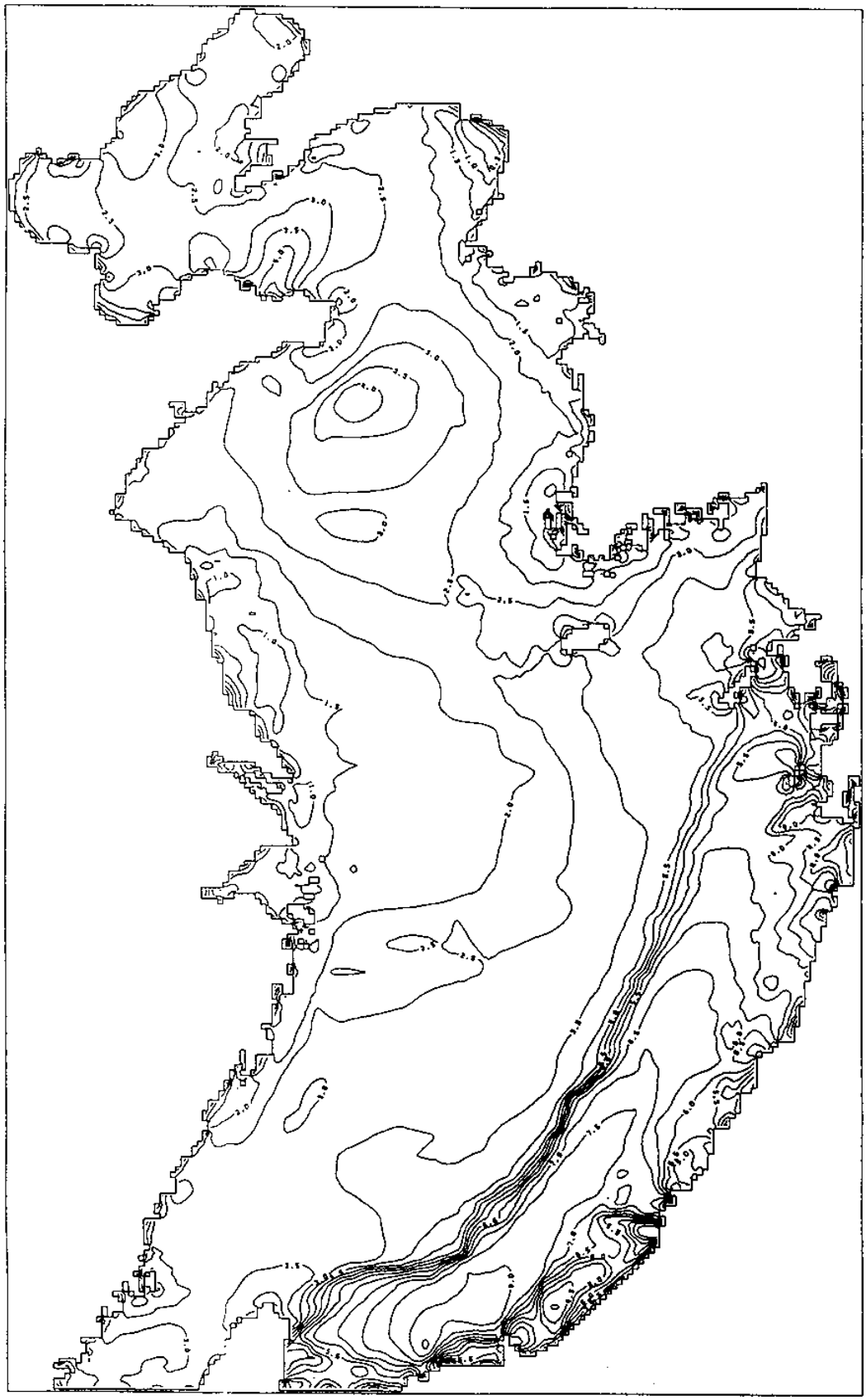


Fig. 9-10. Contours of log (H/U^3) in the Yellow and East China Seas during the spring tide.

제 10 장 동중국해의 해수순환모델

제 1 절 서 론

북태평양의 서안경계류인 Kuroshio는 대만동쪽 해역을 통하여 동중국해로 유입된 후 대륙사면을 따라 북동쪽으로 흐르며 대부분의 수송량은 일본 구주 남쪽의 Tokara해협을 통해 태평양으로 유출된다. Kuroshio의 일부는 동중국해 대륙붕상으로 유입되어 대만난류 (Taiwan Warm Current), 황해난류 (Yellow Sea Warm Current) 및 대마난류 (Tsushima Current)의 기원이 되는데, 동중국해의 해수순환은 기본적으로 Kuroshio로부터 분지되는 제반 난류 (warm currents)에 의해 결정된다.

Kuroshio로부터 분지되어 대한해협을 통해 동해로 유입되는 대마난류에 관한 연구는 Uda(1934)이래 많은 학자들에의해 수행되었다. Nitani (1972)는 큐슈 서방 해역에서 대마난류가 Kuroshio로부터 형성된 후 연속적인 해류의 형태로 동해와 황해로 유입 됨을 제시하였다. 그러나 동중국해에서의 수괴분석 결과는 대마난류수가 Kuroshio 표층수와 동중국해의 연안수가 혼합된 특성을 갖는다 (Lim, 1971; Sawara 와 Hanzawa, 1979; Kim 등, 1991). Kim 등 (1991)은 이 혼합수를 동중국해 해수 (East China Sea Water)로 명명하였으며 이 해수는 대륙붕 외해역인 Kuroshio 표층수의 서편에 분포한다. Huh (1982)는 NOAA 적외선 영상자료를 이용하여 위에서 언급한 혼합수와 구주 서방해역에서의 간헐적인 Kuroshio의 유입이 대마난류 형성에 기여함을 보고하였다.

Wang 과 Su (1987) 및 Yuan 과 Su (1988)는 대마난류가 대만 북동쪽에서 형성된 대만난류 의 연장이라고 주장하였으며, Beardsley 등 (1985)과 Fang 등 (1991)은 남중국해로부터 대만해협을 통해 동중국해로 유입된 해류가 대마난류의 기원이라고 주장하였다. Seung 과 Nam (1992) 과 Li 등 (1992)은 북풍계열이 우세한 겨울철에는 Wang 과 Su (1987), Yuan 과 Su (1988)의 주장대로 대마난류가 대만 북동쪽에서 형성된 대만난류의 연장이고 남풍계열이 우세한 여름철에는 Beardsley 등과 Fang 등의 주장대로 남중국해로부터 대만해협을 통해 동중국해로 유입된 해류가 대마난류의 기원이 됨을 순압모델을 이용하여 제시하였다. Lie 와 Cho (1994)는 최초로 인공위성 추적부이를 이용하여 대마난류가 큐슈서쪽의 골 서쪽에서 쿠로시오로부터 갈라진 후 동해로 유입됨을 보였다.

Minato 와 Kimura (1980)는 서안경계류의 남북방향의 압력차, Toba 등 (1982)은 동중국해와 쓰가루해협의 동편과의 압력차 , Fang 과 Zhao (1988) 및

Fang 등 (1991)은 열대 서태평양과 북서 태평양사이의 압력차이에 의해 대마난류가 형성된다고 제안하였다. 특히 Toba 등은 대한해협과 쓰가루해협 사이의 해수면 차이는 계절에 관계없이 일정하게 유지되는 반면에 동중국해와 쓰가루해협의 동편과의 해수면 차이는 대마난류 수송량의 계절변화와 일치함을 보였다. Minato 와 Kimura는 단순한 해안 및 해저지형을 갖는 연해 (marginal sea)와 대양에 해저면 마찰을 고려한 선형모델을 적용하여 연해로 유입되는 서안경계류의 수송량이 해저면 마찰계수, 연해와 대양과의 수심차이, 서안경계류의 수송량 등에 의해 좌우됨을 보였다. Nof (1993)는 Minato 와 Kimura와 같은 단순한 지형에 마찰의 효과를 무시한 비선형 1.5 층 모델을 적용하여 연해로의 유입량이 대양의 성층화 정도 및 서안경계류의 이안위도에 의해 결정됨을 보였다. Nof 의 모델에서는 대마난류가 남북방향의 압력차에 의해 유도되는 것이 아니라 대양과 연해사이 즉 동서방향의 압력차에 의해 유도된다.

Ichiye (1984)는 Kuroshio 주축에 수직한 방향의 수평적인 변형에 의한 레이놀즈 스트레스에 의해 대마난류가 형성됨을 제시하였고, 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 제시하였다.

대한해협을 통한 대마난류 수송량에 관한 연구는 Yi (1966)이래 최근까지 (예, Isobe등, 1994) 많은 학자들에 의해 수행되어졌다 (이 등, 1994 참조, p188). 대부분의 대마난류 수송량에 관한 연구는 계절변화에 촛점이 맞추어졌고, 연변화나 계절변화보다 작은 주기의 변동성에 관해서는 자료의 결핍으로 인하여 연구된 바가 없다. 또한 기존의 연구들에서는 대한해협을 통한 전체 해수의 수송량을 대마난류의 수송량으로 간주하였는데, 여름철의 경우 대한해협 서수도의 계절적 수온약층 이천의 표층에 분포하는 저염의 해수는 그 기원이 동중국해나 양자강등이므로 대마난류수와는 기원을 달리한다. 역학적 방법에의해 계산된 수송량 변화는 하계에 최대치를 보이고 동계에 최소치를 보이는 반면 (Yi, 1986; Toba, 1982), 직접적인 유속관측에 의한 수송량 변화는 관측년도에 따라 뚜렷한 계절변화를 보이지 않거나 (예, Egawa 등, 1993), 계절변화가 인지된다 (예, Isobe, 1994). 역학적 방법에 의해 계산된 수송량은 실측된 해류자료를 바탕으로 계산된 수송량에 비해 크기가 작으나, 두 방법으로 계산된 대한해협에 수직한 단면에서의 유속분포는 상호 유사한 경향을 보이고 있어 해류의 순압성분에 의한 차이로 인하여 역학적 방법에 의해 계산된 수송량이 실측된 수송량보다 작음을 유추할 수 있다. 현재로서는 대한해협을 통한 대마난류의 변동성에 관한 뚜렷한 결론을 이끌어 낼 수 없으며, 향후 체계적이고 장기적인 해류관측이 요망된다.

대마난류의 계절변동을 유발시키는 요인으로는 국지적인 바람의 효과 (Huh, 1982; Ichiye, 1984; Kang, 1984), Kuroshio 수송량의 계절적인 변화 (Ichiye 와

Li, 1984), 천해인 대한해협에서의 하계 성층화 (Sekine, 1988), 대한해협 저층냉수에 의한 영향 (Isobe, 1993)등이 제시되었다.

Seung 과 Nam (1992)과 Li 등 (1992)은 순압모델을 이용하여 대마난류의 계절변동을 연구하였다. Seung 과 Nam의 모델결과에 의하면 대한해협을 통하여 동해로 유입되는 해수수송량은 해저면 마찰계수, Kuroshio의 깊이와 대륙붕 해역의 수심의 비율, Kuroshio의 수송량등의 변화에 의해 영향을 받으나 위의 요인들은 실제 보고된 큰 폭의 계절변화를 유발시키지는 않는다. 특히 대한해협을 통한 해수 수송량은 국지적인 바람의 영향을 거의 받지 않음을 보인다. 그러나 Hellerman 과 Rosenstein (1983)의 바람 climatology 자료를 이용한 Li 등의 순압모델 결과에 의하면 대한해협을 통해 동해로 유입되는 대마난류의 수송량은 대륙붕해역에 북풍계열의 바람이 우세한 겨울철에 0.9 Sv 남풍계열이 우세한 여름철에는 2.2 Sv 으로 나타났다. Li 등의 결과는 계절변화 폭은 다소 적지만 기존의 대마난류 수송량의 계절변화와 일치하며, 유사한 순압모델을 이용한 Seung 과 Nam의 결과와는 상반된 결과처럼 보인다. Seung 과 Nam의 모델영역은 15°-43°N, 117°-150°E 의 제한된 영역으로서 모델 서안경계류의 이안위도 (separation latitude) 가 고정되어 있는 반면에 Li 등의 모델영역은 전 태평양을 포함하며 서안경계류의 이안위도가 계절에 따라 변한다. Chang (1993)은 서안경계류의 이안위도의 변화가 대마난류의 수송량 변화를 유발시킬 수 있음을 순압모델 결과를 이용하여 제시하였으며, 알려진 Kuroshio의 계절별 이안위도의 변화와 Kuroshio 수송량을 고려할 때 대마난류의 계절별 수송량 변화가 약 2 Sv에 달함을 보였다. 위에 언급한 세 순압모델의 결과는 대마난류의 수송량이 Seung 과 Nam이 제시한 요인외에 북태평양의 대규모 순환의 변화에 의해 변할 수 있고, 국지적인 바람에 의한 효과는 상대적으로 적음을 시사한다.

동해를 포함한 북태평양의 순환모델은 Takano 와 Misumi (1990), Hurburt등 (1992) 그리고 Yamagata등 (1994, personal communication)에 의해 수행되었다. Takano 와 Misumi에 의하면 대한해협을 통한 수송량의 연변화는 춘계인 3월-4월에 약 3.8 Sv으로 최대를 나타내고, 하계인 7월에 약 2.8 Sv으로 최소이며 추계인 10월-11월에는 약 3.2 Sv으로 secondary maximum이 나타난다. Hurburt등의 모델은 ⅛° 의 격자망과 수직적으로 6개의 층을 갖는 북태평양 eddy-resolving 수치모델로서 수심이 200 m 미만인 동중국해 해역은 모델영역에서 제외되었으나, 일본구주 서쪽에 수심이 200 m 이상되는 좁은 수로를 임의로 첨가시켜 동해의 해수순환도 고려하였다. Hurburt 등에 의하면 동해를 모델영역에 포함시킬 경우 북태평양의 순환이 보다 실제와 유사함을 언급하고 있어, 동해를 통한 아열대 및 아한대 순환간의 해수교환이 북태평양의 해수순환에 큰 영향을 미침을 유추할 수 있다. 그림 10-1과 2는 Hurbur 등의 모델결과로부터 계산된 1982년~1992년간의 동해로 유입되는 월별 수송량 및 연별수송량을 나타낸다. 11년간의 평균수송량은 약 3.7 Sv이며, 동계인 2월에 최소치를 보이고 하

계 (7월~8월) 및 추계(10월~11월)에 최대치를 보인다. 계절변화의 폭은 약 1.5 Sv 정도이며, 연변화폭은 약 1 Sv 이다. Hurburt 등의 모델결과는 기존의 대한해협에서 역학적인 방법에 의해 계산된 대마난류의 계절변동과 비교할때 (예, Yi, 1966) 절대값은 약 2 Sv정도 크지만 경향은 유사하고, Takano 와 Misumi 의 결과와는 상반된다. Hurburt 등의 모델에서는 동중국해의 바람, 연안수와 Kuroshio 해수간의 혼합이나 대만해협을 통한 해수유입 그리고 큐슈 서쪽해역의 해저지형의 효과등은 고려되지 않았으나, 대마난류 수송량이 북태평양의 해수순환 변동에의해 크게 변할수 있음을 보여준다. Oey 와 Chen (1991)은 단순화된 남중국해, 동중국해 및 동해를 포함하는 북태평양 해역에서 외양의 순환이 일정할때 구주 서쪽해역의 해저지형이 동해로 유입되는 수송량 변화에 미치는 영향을 3차원 수치모델을 이용하여 연구하였다. Oey 와 Chen의 모델결과로부터 계산된 수송량 변화는 뚜렷한 계절변동을 보이는 대신 계절변동보다 주기가 작은 저주파 변동이 우세하게 일어난다.

기존의 수치모델을 이용한 대마난류 변동성에 관한 연구는 주로 순압 해양조건하에서 이루어졌다. 해양의 성층화를 고려한 Oey 와 Chen (1991)의 연구에서도 주된 촛점이 해저지형의 효과로 인해 생길 수 있는 계절변화보다 주기가 작은 저주파 변동에 맞추어졌다. 반면에 Hurlburt 등 (1992)의 모델결과는 해저지형의 효과가 없더라도 대양의 순환변화에 의해 대마난류의 변동성이 유발될 수 있슴을 시사한다. 본 연구에서는 단순한 모델영역에 해양의 성층화를 고려한 3차원 수치모델을 적용하여 대마난류의 형성과 수송량에 영향을 주는 제반조건을 고려하고자 한다.

제 2 절 수치모델

가. 모델지배 방정식

제 2절에서는 대마난류의 수송량 변화에 영향을 미치는 요인을 연구하기 위하여 사용될 예정인 준 spectral 해양모델 (SPEM)에 관한 소개를 한다. SPEM은 Haidvogel 등 (1991a)에 의해 처음 소개된 후 Gawarkiewicz 와 Chapman (1991), Haidvogel 등 (1991b), Chapman 과 Haidvogel (1992)에 의해 해양물리학 연구에 응용된 바가 있다.

SPEM은 수평적으로는 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 함

수로하여 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 Haidvogel 등 (1991a) 과 Hedström (1994)이 소개하므로 본 절에서는 모델 지배 방정식 및 경계조건만을 간략히 기술한다.

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.

$$\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{hu}{mn}\right)+\frac{\partial}{\partial \xi}\left(\frac{hu^2}{n}\right)+\frac{\partial}{\partial \eta}\left(\frac{huv}{m}\right)+\frac{\partial}{\partial \sigma}\left(\frac{hu\Omega}{mn}\right)$$

$$-\left[\left(\frac{f}{mn}\right)+v\frac{\partial}{\partial \xi}\left(\frac{1}{n}\right)-u\frac{\partial}{\partial \eta}\left(\frac{1}{m}\right)\right]hv= \tag{1}$$

$$-\left(\frac{h}{n}\right)\frac{\partial \phi}{\partial \xi}+(1-\sigma)\left(\frac{gh\rho}{2\rho_0 n}\right)\frac{\partial h}{\partial \xi}+D_u+F_u$$

$$\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{hv}{mn}\right)+\frac{\partial}{\partial \xi}\left(\frac{huv}{n}\right)+\frac{\partial}{\partial \eta}\left(\frac{hv^2}{m}\right)+\frac{\partial}{\partial \sigma}\left(\frac{hv\Omega}{mn}\right)$$

$$+\left[\left(\frac{f}{mn}\right)+v\frac{\partial}{\partial \xi}\left(\frac{1}{n}\right)-u\frac{\partial}{\partial \eta}\left(\frac{1}{m}\right)\right]hu= \tag{2}$$

$$-\left(\frac{h}{m}\right)\frac{\partial \phi}{\partial \eta}+(1-\sigma)\left(\frac{gh\rho}{2\rho_0 m}\right)\frac{\partial h}{\partial \eta}+D_v+F_v$$

$$\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{hT}{mn}\right)+\frac{\partial}{\partial \xi}\left(\frac{huT}{n}\right)+\frac{\partial}{\partial \eta}\left(\frac{hvT}{m}\right)+\frac{\partial}{\partial \sigma}\left(\frac{h\Omega T}{mn}\right)=D_T+F_T \tag{3}$$

$$\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{hS}{mn}\right)+\frac{\partial}{\partial \xi}\left(\frac{huS}{n}\right)+\frac{\partial}{\partial \eta}\left(\frac{hvS}{m}\right)+\frac{\partial}{\partial \sigma}\left(\frac{h\Omega S}{mn}\right)=D_S+F_S \tag{4}$$

$$\rho = \rho(T, S, P) \tag{5}$$

$$\frac{\partial \varnothing}{\partial \sigma} = -\left(\frac{gh\rho}{2\rho_0}\right) \tag{6}$$

$$\frac{\partial}{\partial \xi}\left(\frac{hu}{n}\right)+\frac{\partial}{\partial \eta}\left(\frac{hv}{m}\right)+\frac{\partial}{\partial \sigma}\left(\frac{h\Omega}{mn}\right)=0\ . \tag{7}$$

$m(\xi,\eta)$, $n(\xi,\eta)$ 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

$\varnothing(\xi,\eta,\Omega,t)$: 동압 (dynamic pressure), $\varnothing=(P/\rho_o)$

$f(\xi,\eta)$: 코리올리 변수

g : 중력 가속도

F_u, F_v, F_T, F_S : forcing 항

D_u, D_v, D_T, D_S : 와도 확산 및 마찰항.

방정식 (2.1)과 (2.2)는 각각 x, y 방향의 운동 방정식을, (2.3), (2.4)는 수온과 염분의 보존 방정식을 그리고 (2.5)는 상태방정식을 나타낸다. Boussinesq 가정에 의하여 수평 방향의 운동방정식에서 밀도의 변화는 무시되었고, 정력학적 평형하에서 연직방향의 운동 방정식은 식 (2.6)과 같이 표시되었다. 방정식 (2.7)은 비압

축성 유체에 대한 연속방정식을 나타낸다.

확산 및 마찰항은 아래와 같이 주어지는데,

$$\frac{4}{h}\frac{\partial}{\partial\sigma}\left[K\frac{\partial}{\partial\sigma}\left(\frac{\varnothing}{mn}\right)\right] \text{ ; 수직확산}$$

$$\left[\frac{\partial}{\partial\xi}\left(\frac{Ahm}{n}\frac{\partial\varnothing}{\partial\xi}\right)+\frac{\partial}{\partial\eta}\left(\frac{Ahn}{m}\frac{\partial\varnothing}{\partial\eta}\right)\right] \text{ ; Laplace 수평마찰}$$

여기서 ø 는 u, v, T, S 중의 한 변수이며, K 및 A는 수직확산 및 수평마찰 계수인데, momentum 확산 이나 마찰의 경우는 K_m, A_m로 표시하고 수온과 염분의 경우에는 K_h, A_h로 표시한다.

연직 방향의 경계조건은 다음과 같이 주어진다.

1) 해표면에서 (σ=1)

$$\left(\frac{2K_m}{h}\right)\frac{\partial u}{\partial\sigma} = \tau_\xi(\xi,\eta,t)$$

$$\left(\frac{2K_m}{h}\right)\frac{\partial v}{\partial\sigma} = \tau_\eta(\xi,\eta,t) = 0$$

$$\left(\frac{2K_m}{h}\right)\frac{\partial T}{\partial\sigma} = \tau_T(\xi,\eta,t) = 0$$

$$\left(\frac{2K_m}{h}\right)\frac{\partial S}{\partial\sigma} = \tau_S(\xi,\eta,t) = 0$$

$$\Omega = 0$$

2) 해저면에서 (σ=-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. 고체경계에 대해서는 no-slip 조건이나 free-slip 조건을 사용할 수 있다. 본 연구에서는 해표면에서의 열•염 forcing을 고려하지 않고 해표면 바람에 의한 forcing만을 고려하며, 해저면 마찰은 해저면에서의 수평속도 성분에 선형적으로 비례하는 것으로 가정하였다. 모델영역은 대양순환의 변화를 용이하게 고려하기 위하여 폐쇄영역으로 간주하였고, 수평경계 조건은 free-slip 조건을 이용하였다.

나. 수치모델의 구성

수치모델을 적용한 모델영역은 그림 10-3과 같이 대양, 대륙붕 그리고 유입•유출구를 갖는 연해 로 구성되어 있으며, 대륙붕과 연해의 수심은 350 m, 대양의 수심은 1050 m로 일정하다. 대륙붕과 대양사이의 대륙사면은 폭이 약 80 km정도이며 북동-남서방향으로 위치한다. 대륙사면에 수직한 방향으로의 수심변화는 아래와 같은 함수형태로 주어지며 지며 최대 경사도는 0.007이다.

$$h(x,y) = 700 + 350 \times \tanh(0.5 \times (x - y + 55)) \tag{8}$$

연해를 구성하는 동쪽의 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 사

이의 거리는 약 700 km이다.

초기의 모델해양은 다음과 같이 수직적으로 성층화 되어있다 (그림 10-4).

$$T(℃) = 20.0 + Z\times10^{-2},\ Z\ (m)\text{는 수심.} \tag{9}$$

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.

$$C_n = \frac{NH}{n\pi}\ ,\ a_n = \frac{C_n}{f} \tag{10}$$

여기서 H 는 수심, f 는 Coriolis parameter이다. 식 9와 같은 성층조건에서 1번째 mode의 Rossby 변형반경 및 내부 Rossby파의 전파속도는 약 22 km, 0.9 cm/s 로 각각 주어진다.

성층화된 모델영역에서의 운동은 해표면에 아래와 같은 동서, 남북방향의 바람응력을 작용시켜 유발시켰는데 바람응력은 대양 (그림 10-3 의 i=49-129, j=1-161)에만 적용하였다.

$$\frac{\tau_x}{\rho_0}\ (N/m^2) = -\tau_0\times\cos\left(\frac{\pi y}{L}\right),\ \tau_y = 0\ , \tag{11}$$

여기서 τ_0 는 동-서방향의 최대 바람응력을 나타내며, L은 모델영역의 남북간의 거리이다. 바람응력은 모델의 안정도를 고려하여 600 일후에 최대 진폭을 갖도록 하였다. 그림 10-5는 표준실험의 경우 시간에 따른 최대 바람응력 값을 나타낸다. 식 11 과 같은 바람응력이 주어질 경우 대양에는 시계방향의 순환이 일어나리라 예상되며, 대륙붕과 연해의 순환은 순전히 대양의 순환에 의해 형성된다. 바람에 의해 excited된 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. 표 10-1은 대륙붕과 대양에서의 collocation points의 수심을 나타낸다.

Table 10-1. Depths of collocation points in the ocean and the shelf.

N	shelf	ocean
	-350.0 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	0.0 m	0.0 m

제 3 절 결 과

가. 표준실험

표준실험은 2절에서 언급한 모델영역과 해저지형에 식 11로 주어지는 바람응력을 이용하여 서안경계류에 의해 유도되는 연해의 순환을 고려하였다. 표준실험의 경우 서안경계류는 연해의 북쪽 출구 남쪽에서 (그림 10-3의 J=131) 이안(separation) 되도록 하였다. 표 10-2는 표준실험에 사용된 제반 parameter의 값을 나타낸다. 모델 run은 최초 single precision으로 한국해양연구소가 보유하고

있는 CONVEX에서 수행하였으나, double precision으로 수행한 결과와 비교할 때 오류가 생기는 것이 발견되었다. 그림 10-6 은 각각의 경우와 super computer (CRAY-90)에서 모델 run을 수행했을때 연해로 유입되는 유입량의 시간변화를 나타낸다. 세 경우 모두 모델 run은 200일까지 우선 수행한 후 400일까지의 계산은 200일째의 결과를 이용하여 수행하였다. CRAY에서 수행한 결과와 CONVEX에서 double precision 으로 수행한 결과는 완전하게 일치하며 COVEX에서 single precision 으로 수행한 결과는 대략 50일 이후부터 점차 다르게 나타남을 알수있다. 4000일까지 계산하는데 걸리는 cpu 시간은 CONVEX에서는 약 400시간, 그리고 CRAY에서는 약 40시간 가량이 소요되며 이후에 기술하는 모든 모델 결과는 CRAY에서 계산한 결과이다.

그림 10-7 은 시간에 따른 전체 모델영역에서의 운동에너지를 나타낸다. 운동에너지는 바람응력이 최대가 되는 600 일째에 최대값을 보이며 그 이후로는 4000일까지 매우 서서히 감소한다. 그림 10-8 은 연해로 유입되는 유입량의 시간에 따른 변화를 나타낸다. 계산 초기에는 북쪽의 해협으로부터 해수가 유입되어 유입량이 음의 값을 보이며 대략 320일경부터는 대륙붕과 인접한 남쪽의 해협으로 유입이 일어나기 시작하여 양의 값을 보이며 1325일경에 최대 약 5.2 Sv (10^6 m^3 s^{-1})에 달하며 그 이후로는 유입량이 완만하게 감소한다. 표준실험의 경우 4000일까지의 평균 유입량은 3.41 Sv 이다.

그림 10-9와 10은 전 모델영역에서의 1600일째의 유선함수 및 대륙붕과 연해를 포함하는 제한된 해역에서의 800일마다의 유선함수 분포를 나타낸다. 대양에서 바람응력의 curl이 0이되는 위치가 연해의 북쪽 해협의 위도보다 남쪽 (그림 10-9의 J=131)에 위치하도록 초기에 주어졌으나 서안경계류의 일부는 비선형의 효과로 인하여 overshooting되어 모델영역의 북쪽경계까지 이른 후 시계방향으로 돌아 연해로부터 이안된 경계류와 합류한다. 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 서쪽연안으로부터 이안된 후 동쪽으로 흐르다가 북쪽의 해협을 통해 대양으로 유출된다. 800일 간격의 유선함수 분포는 1600일을 경계로 연해로의 유입량이 점차 감소하며 연해 남쪽의 대륙붕 해역에 미치는 경계류의 영향도 점차 감소하는 반면에 대륙붕 남서쪽의 반시계 방향의 순환은 그 규모가 더욱 커짐을 보인다. 표 10-3은 800일 간격의 전 모델영역에서의 최대 및 최소 유선함수와 연해로의 유입량을 나타낸다. 유입량의 변화와 마찬가지로 경계류의 최대 수송량도 1600일을 경계로 이후에는 다소 감소함을 알 수 있다. 1600일에서의 연해로의 유입량은 경계류 수송량의 약 9 %이다.

Table 10-2. Model parameters for the standard experiment.

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	$5\cdot10^{-4}m^2s^{-1}+20\cdot10^{-4}\ e^{(-z/50)}m^2s^{-1}$	vertical diffusion coefficient for velocity
K_h	$5\cdot10^{-5}m^2s^{-1}+20\cdot10^{-5}\ e^{(-z/50)}m^2s^{-1}$	vertical diffusion coefficient for temperature
A_m	$5\times10^3\ m^2\ s^{-1}$	Laplacian diffusion coefficient for velocity
A_h	$2\times10^3\ m^2\ s^{-1}$	Laplacian diffusion coefficient for temperature
r	10^{-3} m s^{-1}	linear bottom drag coefficient
Δt	1200 s	timestep
Δx, Δy	20 km	horizontal grid spacings

Table 10-3. Maximum and minimum stream functions over the whole model domain and the volume transport into the marginal sea every 800 days

run	day	streamfunction		influx	
		max.	min.	Sv	%
maex14	800	53.17	-1.877	3.47	6.53
	1600	54.67	-1.241	4.99	9.13
	2400	54.31	-1.301	4.40	8.10
	3200	53.18	-1.756	3.33	6.26
	4000	51.63	-1.988	2.48	4.80

그림 10-11 은 4000일째의 대양의 동-서단면을 따른 (그림 10-9의 J=50) 남-북방향 유속분포를 보여준다. 경계류의 최대유속은 약 72 cm/s 이며 최대유속의 e-folding 거리는 서쪽연안으로부터 약 100 km 이다. 경계류의 최대유속 (V)과 폭(W)으로부터 계산한 Reynolds 수는 (R_e = V×W / A_m , A_m 은 수평마찰계수) 약 14로써 경계류 역학은 마찰의 효과가 우세한 경우이다. 대륙사면을 따라 경계류의 사행이나 와동류등의 중규모 현상은 나타나지 않는다.

그림 10-12 와 13 은 연해 남쪽의 동-서단면을 따른 (그림 10-10-9의 J=80, 97) 남-북방향의 속도분포를 나타낸다. 서안경계류 해역을 제외하면 수직적인 속도차이가 거의 없어 경계류의 대륙붕이나 연해로의 유입은 성층화된 초기조건 하에서도 순압적임을 알수있다. 대륙사면에서의 경계류의 최대유속은 약 30 ~ 40 cm/s 로서 그림 10-11의 단면에서의 최대유속의 절반 정도이다.

나. 해저지형의 효과

일본 큐슈서방의 지형적인 특성이 대마난류 수송량에 영향을 주는지의 여부를 고찰하기 위하여, 표준실험에서의 단순화된 해저지형의 일부를 변화시켜 그림 10-14 와 같이 연해를 이루는 동쪽섬의 남서쪽 해역에 골 모양의 지형적인 특성이 나타나도록 하였다. 해저지형 이외의 모든 parameter는 표준실험과 동일하게 하여 그 결과를 표준실험의 결과와 비교하였다.

그림 10-15 는 1600일째의 유선함수 분포를 나타낸다. 대부분의 경계류는 골 남쪽의 해저지형을 따라 동쪽섬의 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 (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. 그림 10-16 은 대륙붕과 연해를 포함하는 제한된 해역에서의 800일마다의 유선함수 분포를 나타낸다. 2400일째에는 골의 중앙부에 시계방향의 와동류가 존재하며 3200일 및 4000일째에는 규모가 축소된 와동류가 연해를 이루는 동쪽 섬의 남서쪽 끝에 위치한다. 그림 10-17은 연해로 유입되는 유입량의 시간에 따른 변화를 나타낸다. 시간변화 양상은 표준실험의 경우와 동일하며 4000일간의 평균 유입량은 3.32 Sv으로써 표준실험에 비해 3 % 정도 적다.

해저지형 실험의 결과는 구주서방의 골 모양의 해저지형이 대마난류의 수송량 변화에 큰 영향을 미치지 않음을 암시하나, 대마난류가 분지되는 위치가 골의 서쪽, 즉 표준실험에 비해 서쪽에 위치함으로써 골 모양의 지형이 없을 경우에

비해 한국 남해안쪽으로 쿠로시오의 영향이 더 클수 있슴을 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.

제 4 절 결론 및 제언

대한해협을 통한 대마난류의 변동성에 관한 기존의 연구를 검토하였다. 해양내부의 밀도구조만을 고려한 역학적 방법에 의해 계산된 수송량은 뚜렷한 계절변화를 보이는 반면 최근의 시•공간적으로 제한된 상황에서 직접적인 해류관측에 의해 산출한 수송량 변화는 역학적 방법에 의해 제시된 것 같은 뚜렷한 계절변화를 보이지 않는다. 동해로 유입되는 대마난류의 수송량은 동해의 상층순환에 큰 영향을 미치리라 예상되므로 향후 체계적이고 장기적인 해류관측이 요망된다.

기존의 수치모델을 이용한 대마난류 변동성에 관한 연구는 주로 순압 해양조건하에서 이루어졌으며, 순압모델의 결과는 북태평양에서의 쿠로시오의 변동성이 대마난류의 수송량 변화에 영향을 미침을 암시하였다. 해양의 성층화를 고려한 경압모델 결과도 대양의 순환변화에 의해 대마난류의 변동성이 유발될 수 있슴을 시사하며 그 외에 일본 구주 서방해역의 골 모양의 해저지형으로 인하여 계절변화보다 주기가 작은 저주파의 대마난류 수송량 변동이 가능함이 연구되었다. 성층화된 해양에서 서안경계류에 의해 유도되는 연해의 해수순환에 관해서는 아직 알려진 바가 적으므로 본 연구에서는 대마난류의 수송량 변화에 촛점을 두고 단순한 모델영역에 해양의 성층화를 고려한 3차원 수치모델을 적용하여 아열대 해역의 서안경계류에 의해 유도되는 연해의 해수순환에 관해 연구하였다.

모델영역은 단순화된 북태평양, 동중국해 및 동해로 이루어졌으며 초기의 모델해양은 선형적으로 성층화된 구조를 갖도록 하였다. 모델해양의 운동은 단순화된 북태평양에 cosine 함수로 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.

1차년도에는 3차원 모델의 선정, 모델 test 및 초기화, 그리고 선택된 경압모델을 이용하여 평형상태의 결과를 얻기까지 많은 컴퓨터 시간이 소요되어 수치실험을 충분히 수행치 못하였다. 2차년도에는 1차년도에 set-up된 모델을 이용하여 연해로 유입되는 유입량에 영향을 미치는 제반 요인을 파악하기 위한 수치실험을 계속 수행 할 예정이다.

참고문헌

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

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

Chang, K.I., 1993. The shelfward penetration of western boundary currents. Ph.D Thesis, Southampton University, 274pp.

Chapman, D.C. and D.B. Haidvogel, 1992. Formation of Taylor caps over a tall isolated seamount in a stratified ocean. Geophysical and Astrophysical Fluid Dynamics, **64**: 31-65.

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

Fang, G. and B. Zhao, 1988. A note on the main forcing of the northeast flowing current off the southeast China coast. Progress in Oceanography, **21**:363-372.

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: K.Takano (ed), Oceanography of Asian Marginal Seas, Elsevier Science Publishers, Amsterdam, 345-358.

Gawarkiewicz, G. and D.C. Chapman, 1991. Formation and maintenance of shelfbreak fronts in an unstratified flow. Journal of Physical Oceanography, **21**: 1225-1239.

Haidvogel, D.B., J.L. Wilkin and R. Young, 1991a. A semi-spectral primitive equation ocean circulation model using vertical sigma and orthogonal curvilinear horizontal coordinates. Journal of Computational Physics, **94**: 151-185.

Haidvogel, D.B., A. Beckmann and K.S. Hedström, 1991b. Dynamical simulations of filament formation and evolution in the coastal transition zone. Journal of Geophysical Research, 96(C8): 15017-15040.

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.

Huh, O.K., 1982. Satellite observations and the annual cycle of surface circulation in the Yellow Sea and Korea Strait. La Mer, **20**: 210-222.

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.

Ichiye, T., 1984. Some problems of circulation and hydrography of the Japan and the Tsushima Current.In: T.Ichiye (ed), Ocean Hydrodynamics of the Japan and East China Seas, Elsevier, Amsterdam: 15-54.

Ichiye, T. and L. Li, 1984. A numerical study of circulation in a northeastern part of the East China Sea. In: T.Ichiye (ed), Ocean Hydrodynamics of the Japan and East China Seas, Elsevier, Amsterdam: 187-207.

Isobe, A., 1993. The influence of the bottom cold water on the seasonal variability in the Tsushima Warm Current. Unpublished manuscript, 15pp.

Isobe, A., S. Tawara, A. Kaneko and M. Kawano, 1994. Seasonal variability in the Tsushima Warm Current, Tsushima - Korea Strait. Continental Shelf Research, **14(1)**: 23-35.

Kang, Y.Q., 1984. An analytical model of wind-driven currents in the Yellow, the East China and South China Seas. In: T.Ichiye (ed), Ocean Hydrodynamics of the Japan and East China Seas, Elsevier, Amsterdam: 187-207.

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.

Li, R., Q. Zeng and D. Gun, 1992. Numerical simulation for a northeastward flowing current from area off the eastern Hainan

Island to Tsugaru/Soya Strait. La Mer, **30(3)**: 239-250.

Lie, H.J. and C.H. Cho, 1994. On the origin of the Tsushima Warm Current. Journal of Geophysical Research, **99(C12)**: 25081-25091.

Lim, D.B., 1971. On the origin of the Tsushima Current water. J. Oceanogr. Soc. Korea, **6(2)**: 85-91.

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.

Nitani, H., 1972. Beginning of the Kuroshio. In: H.Stommel and K.Yoshida (eds), Kuroshio - Physical Aspects of the Japan Current, University of Washington Press: 129-163.

Nof, D., 1993. The penetration of Kuroshio water into the Sea of Japan. Journal of Physical Oceanography, **23**: 797-807.

Oey, L.-Y. and P. Chen, 1991. Frontal waves upstream of a diabathic blocking: A model study. Journal of Physical Oceanography, **21**: 1643-1663.

Sawara, T. and Y. Hanzawa, 1979. Distribution of water type in the East China Sea. Umi to Sora, **54(4)**: 13-26 (in Japanese).

Sekine, Y., 1988. On the seasonal variation in in- and outflow volume transport of the Japan Sea. Progress in Oceanography, **21**: 269-279.

Seung, Y.H. and S.Y. Nam, 1992. A numerical study on the barotropic transport of the Tsushima Warm Current. La Mer, **30(3)**: 139-148.

Takano, K. and A. Misumi, 1990. Numerical simulation of the North Pacific circulation as a fundamental study on the Kuroshio power harnessing. Proceedings of Japan China Joint Symposium of the Cooperative Study on the Kuroshio, 146-156.

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

Uda, M., 1934. The result of simultaneous oceanographical investigations in the Japan Sea and its adjacent waters in May and June, 1932. Japan Imp. Fish. Exp. Stations, **5**: 57-190.

Wang, W. and J. Su, 1987. A barotropic model of the Kuroshio system and eddy phenomena in the East China Sea. Acta Oceanologica Sinica, **6**: 21-35.

Yi, S.U., 1966. Seasonal and secular variations of the water volume transport across the Korea Strait. J. Oceanogr. Soc. Korea, **1**: 7-13.

Yuan, Y. and J. Su, 1988. Numerical modeling of the circulation in the East China Sea. In: T.Ichiye (ed), Ocean Hydrodynamics of the Japan and East China Seas, Elsevier, Amsterdam: 167-186.

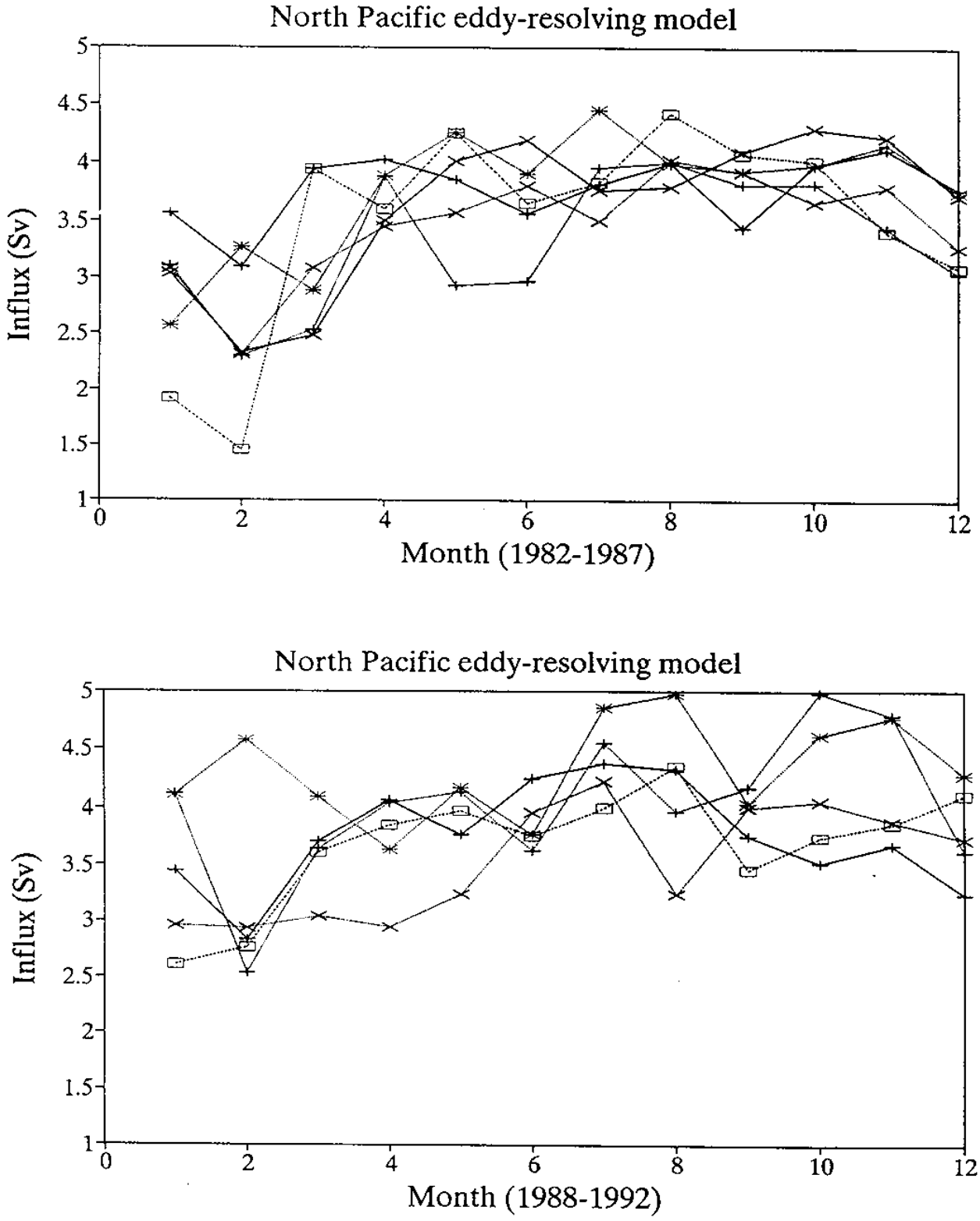
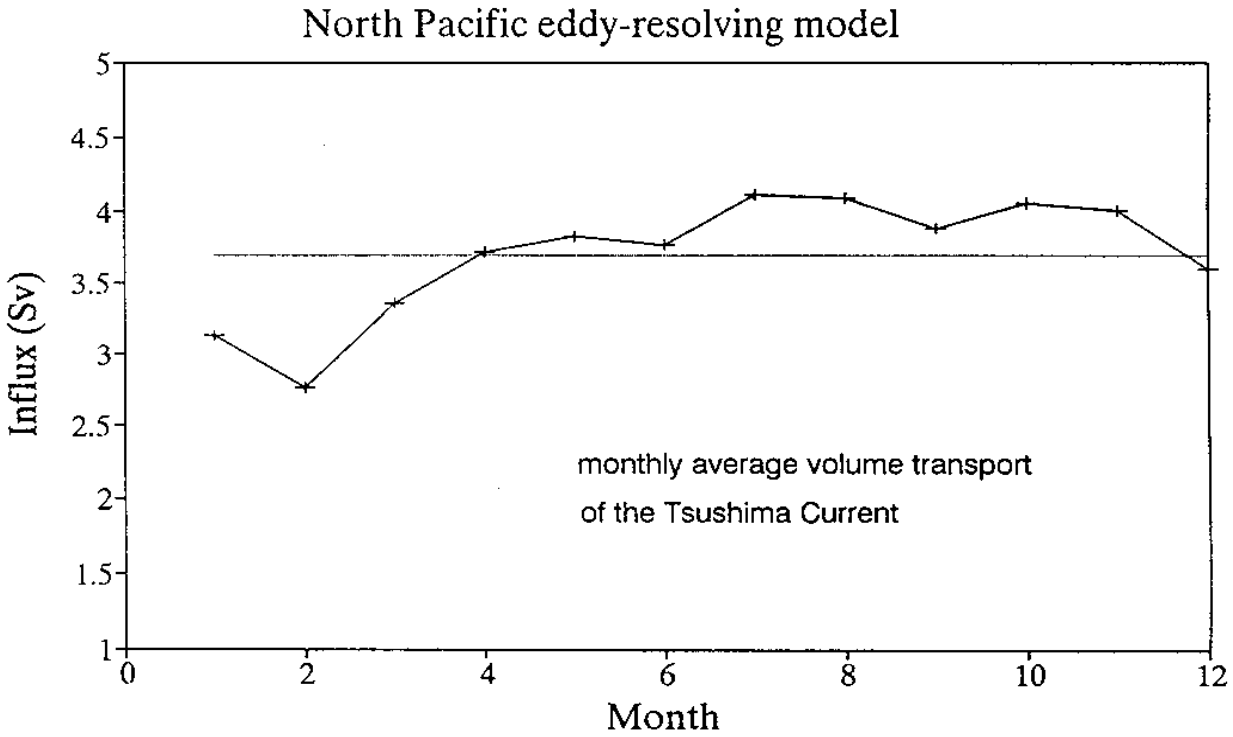


Fig. 10-1. Monthly variations of the volume transport into the East Sea derived from the eddy-resolving North Pacific numerical model (from Hurlburt et al., 1992).



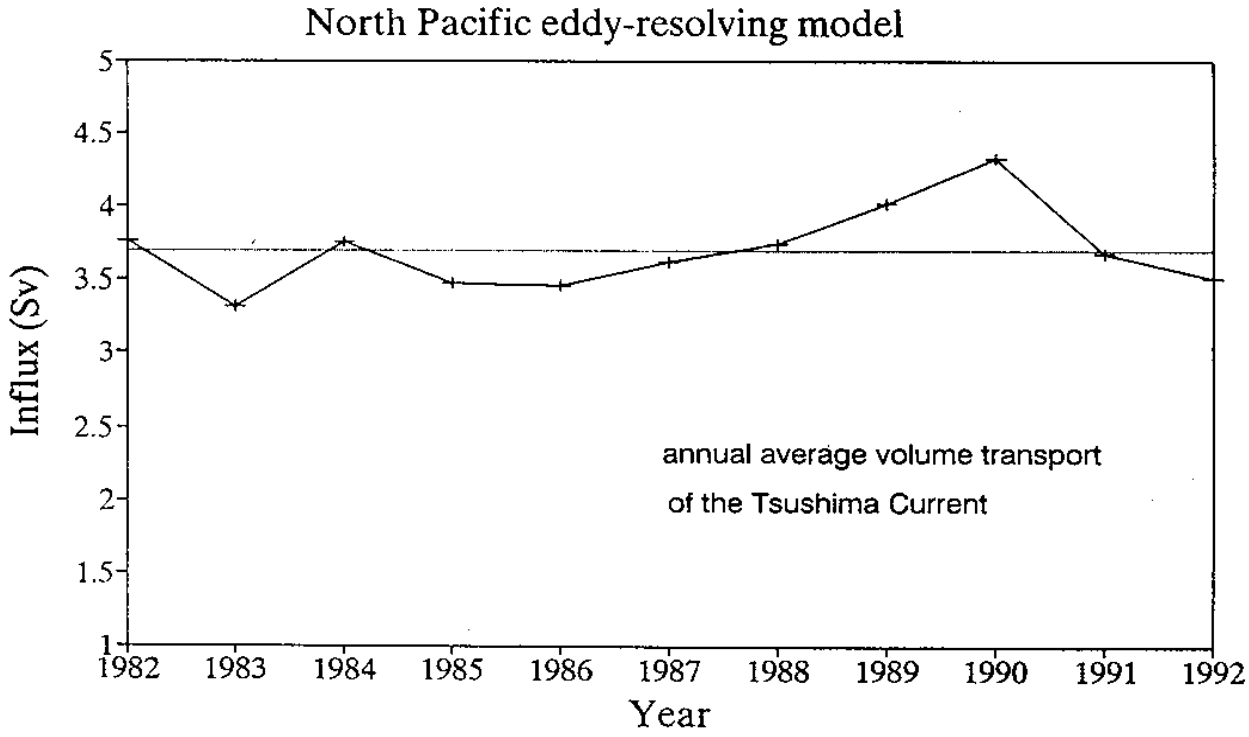


Fig. 10-2. Monthly and annual mean volume transports into the East Sea derived from the eddy-resolving North Pacific numerical model (from Hurlburt et al., 1992).

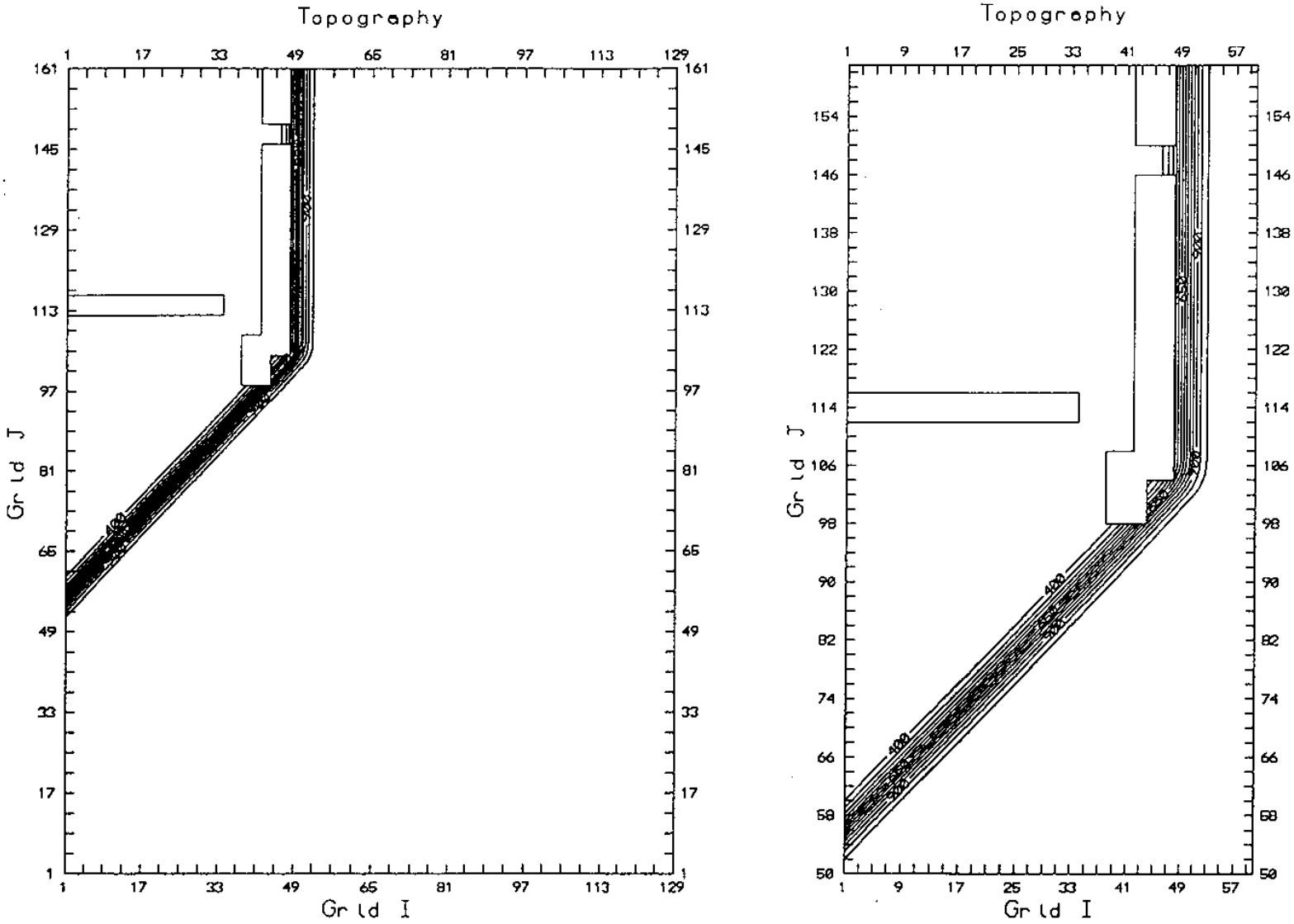


Fig. 10-3. Plane view of the model basin and topography used in the standard experiment. Contour intervals between isobaths are 50 m

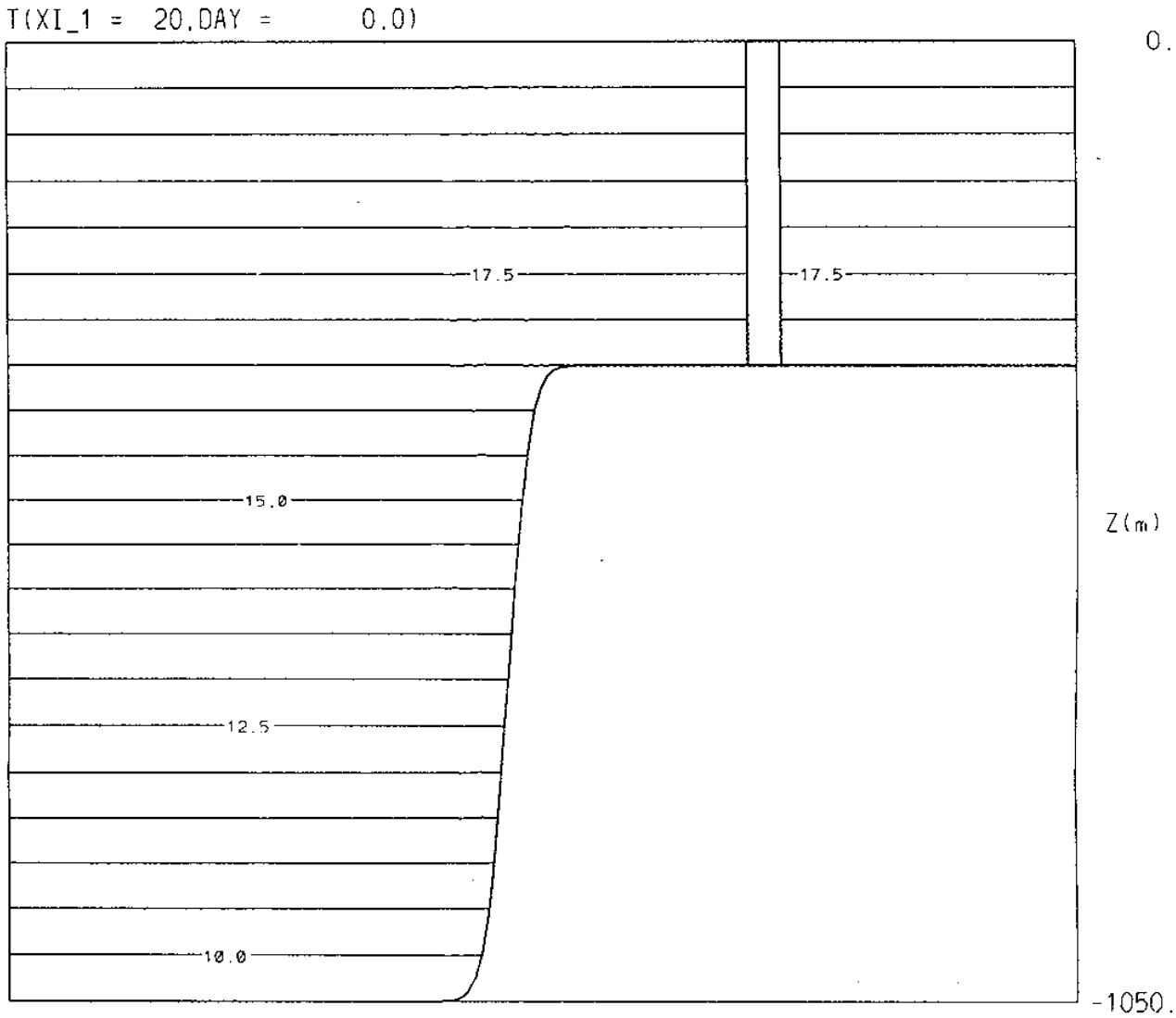


Fig. 10-4. The initial vertical profile of temperature along section I=20 in Fig. 10-3.

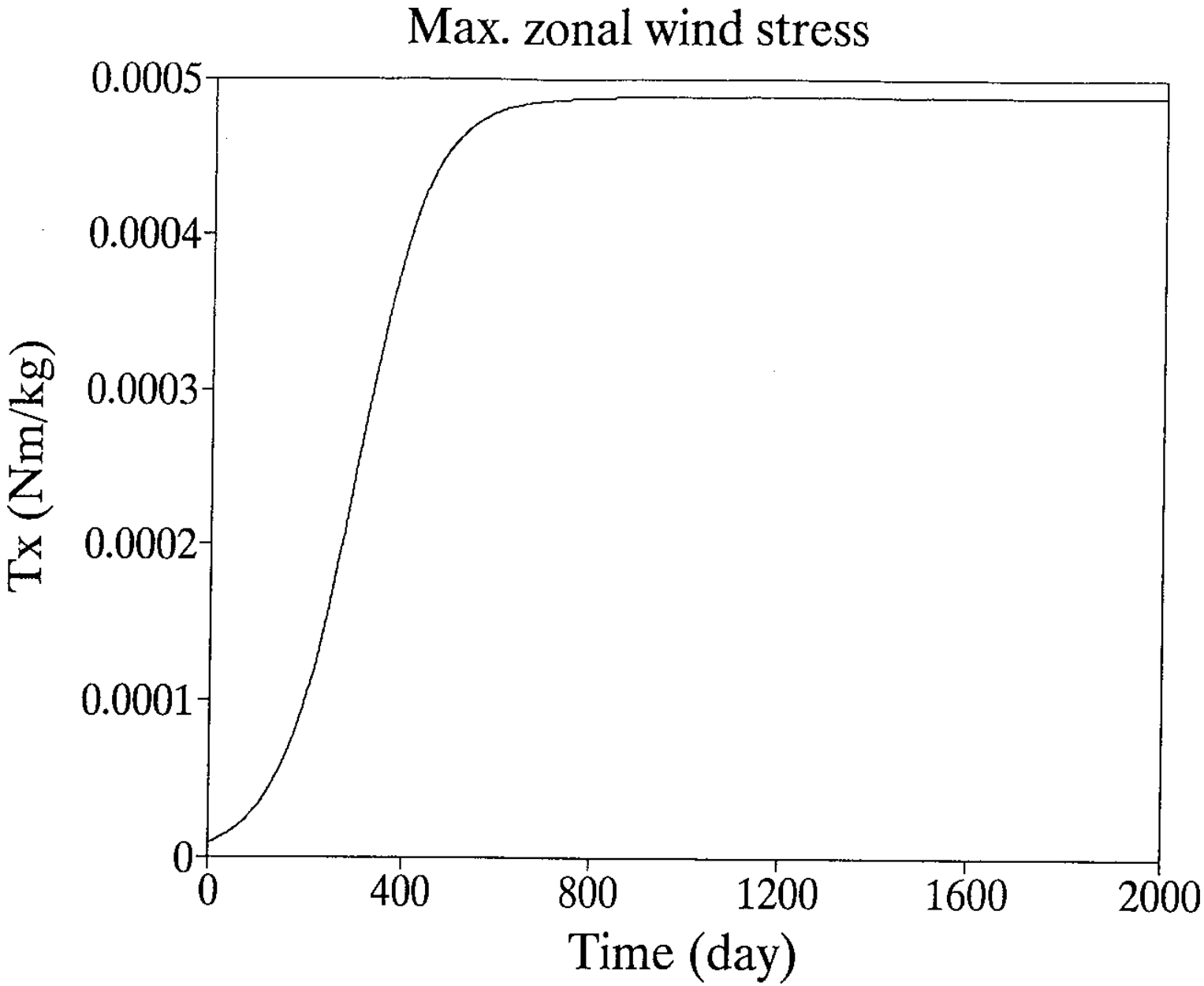


Fig. 10-5. The maximum amplitude of wind stress applied on the top of the model ocean as a function of time.

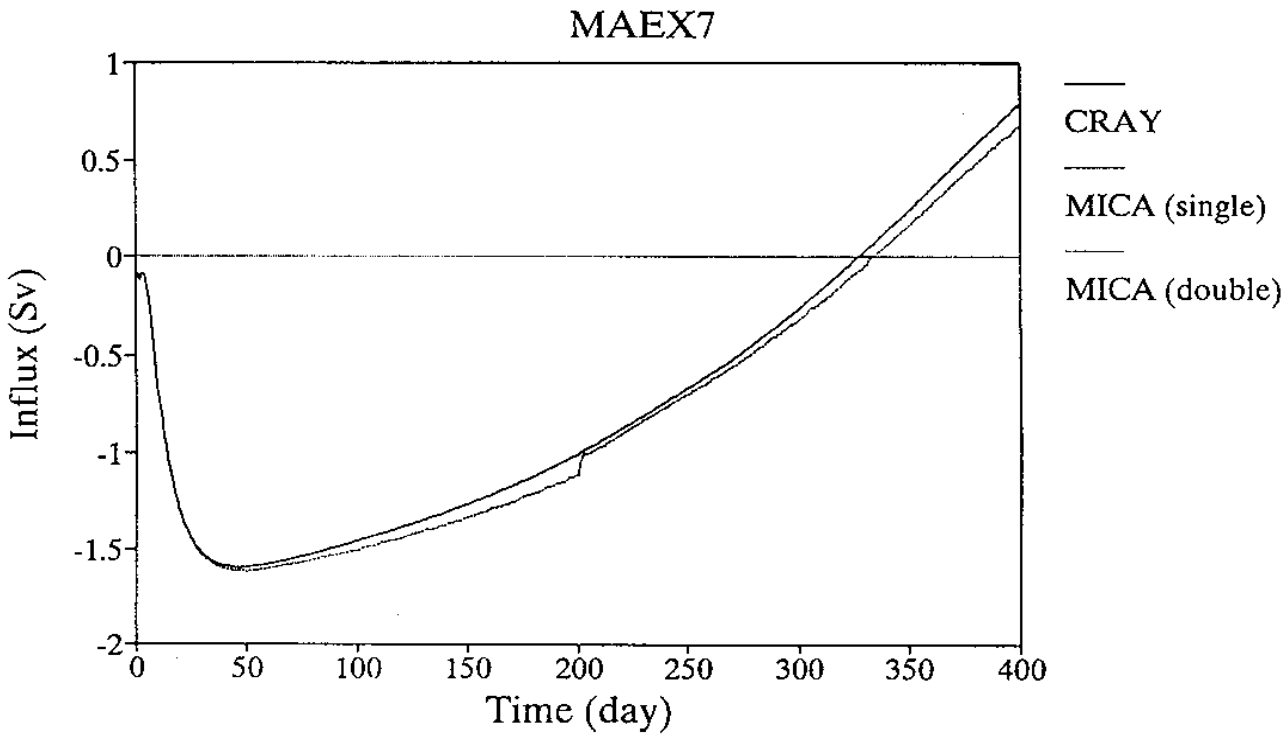


Fig. 10-6. Temporal variations of volume transport into the model marginal sea calculated on the CRAY-90 and the CONVEX machine using a single and a double precision options.

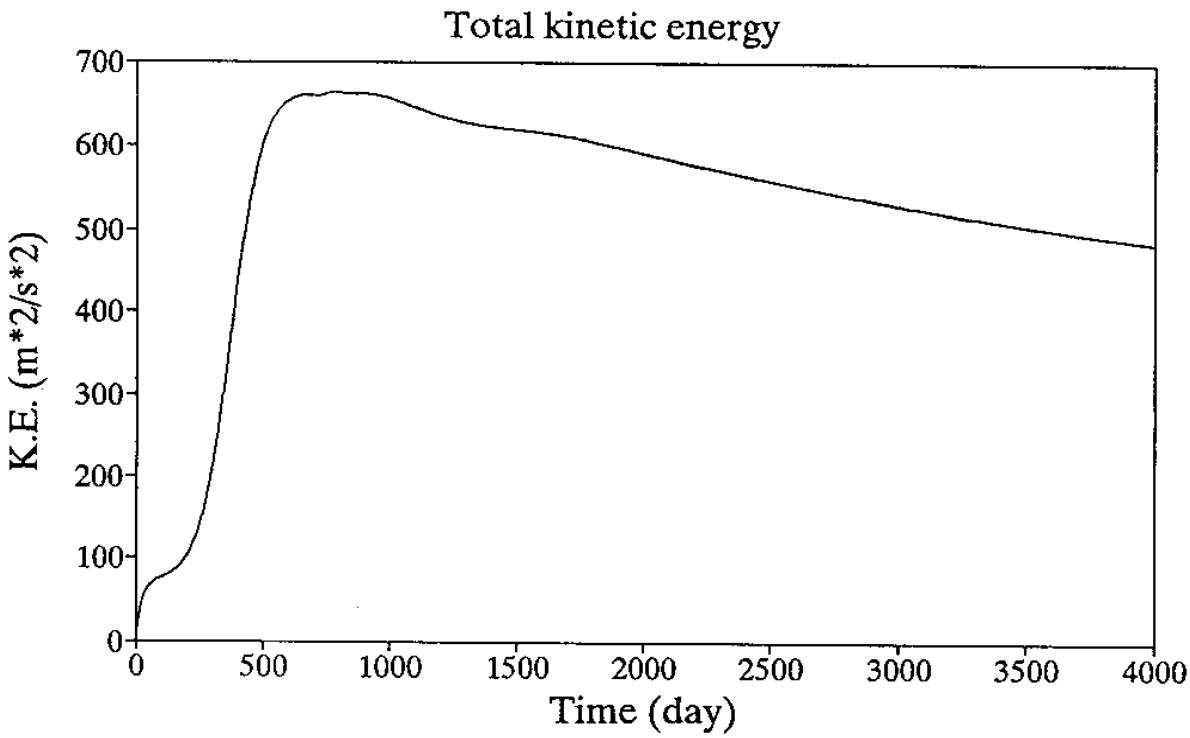


Fig. 10-7. Temporal variation of kinetic energy averaged over the whole model domain for the standard experiment.

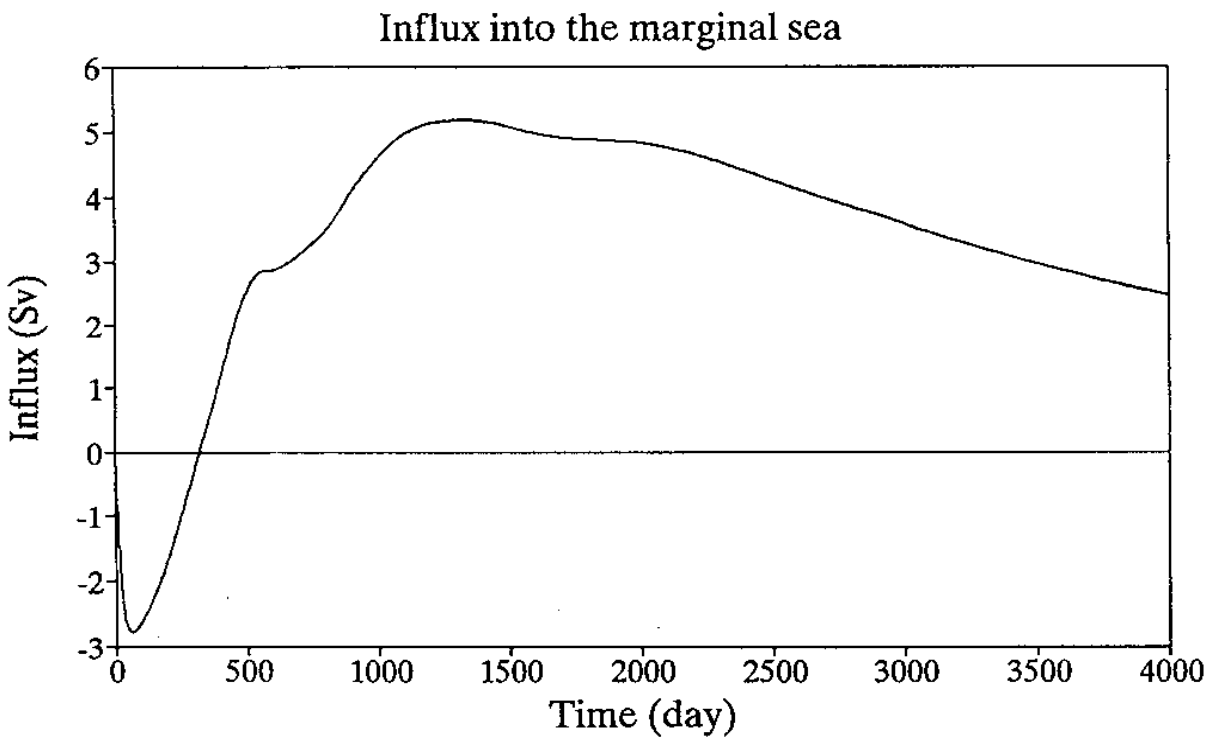


Fig. 10-8. Temporal variation of volume transport into the model marginal sea for the standard experiment.

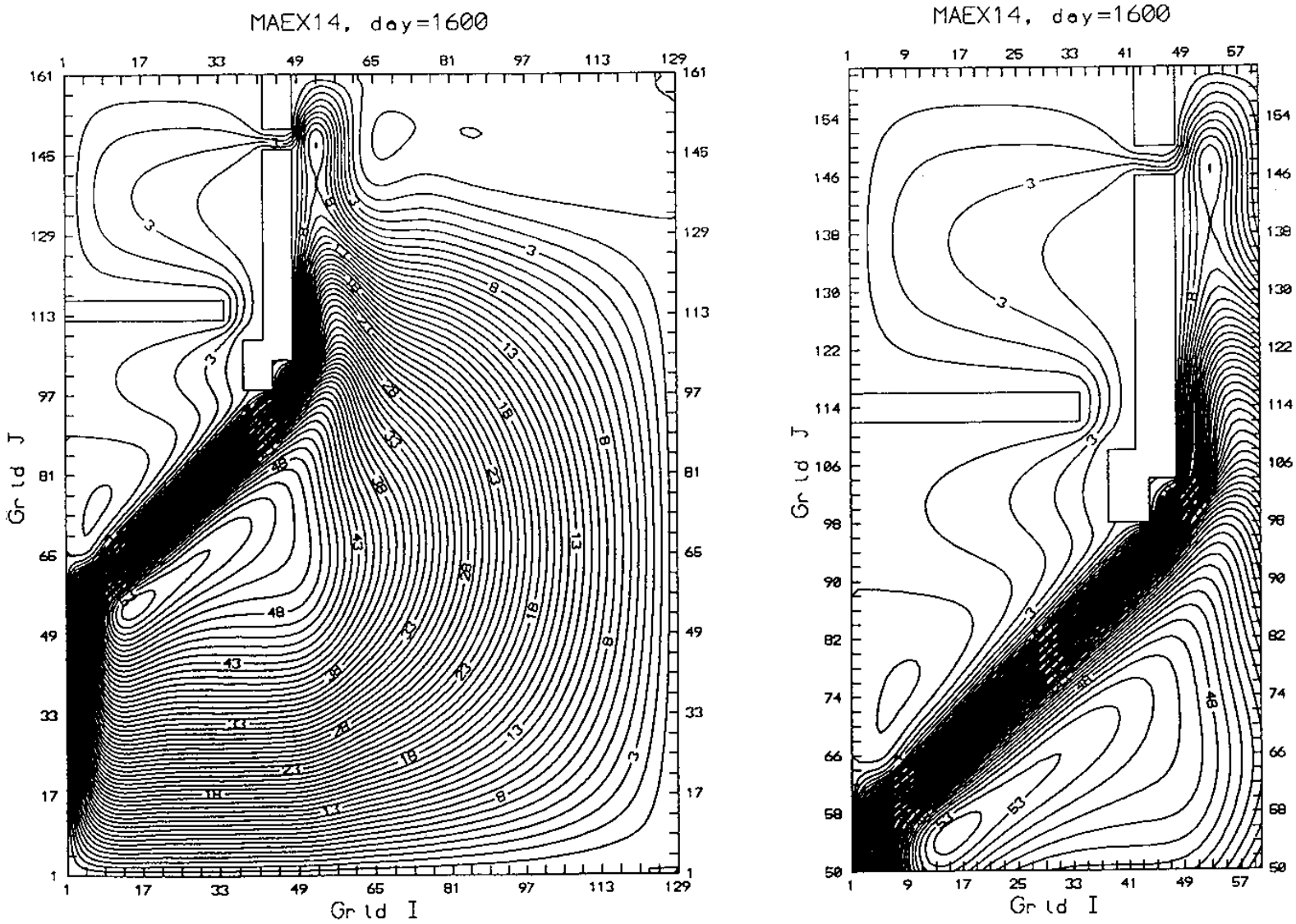


Fig. 10-9. Transport streamfunction in the whole domain (left) and in the shelf and the marginal sea (right) at 1600 days for the standard experiment. Contour intervals between streamlines are 1 Sv.

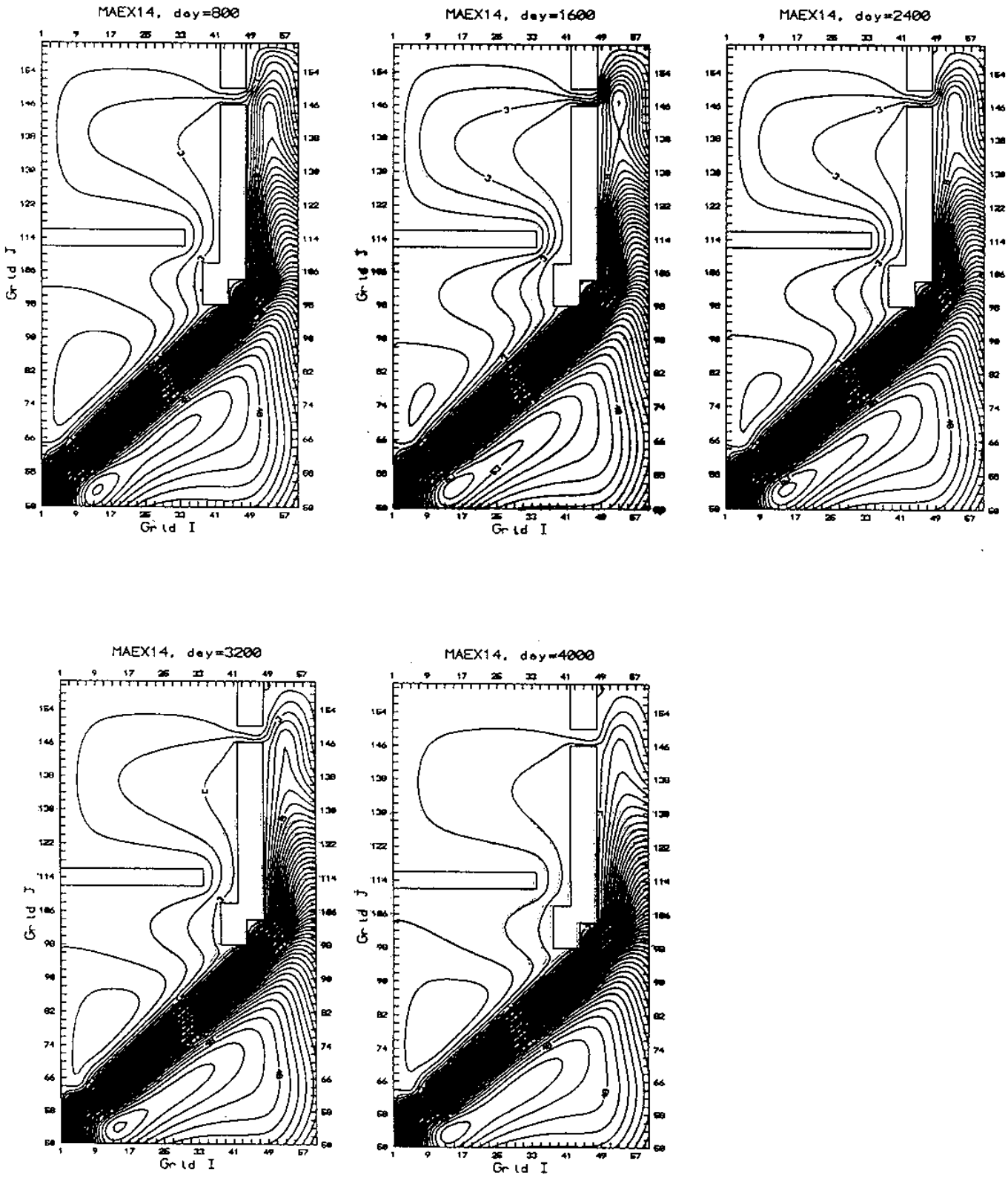


Fig. 10-10. Transport streamfunction in the shelf and the marginal sea every 800 days for the standard experiment. Contour intervals between streamlines are 1 Sv.

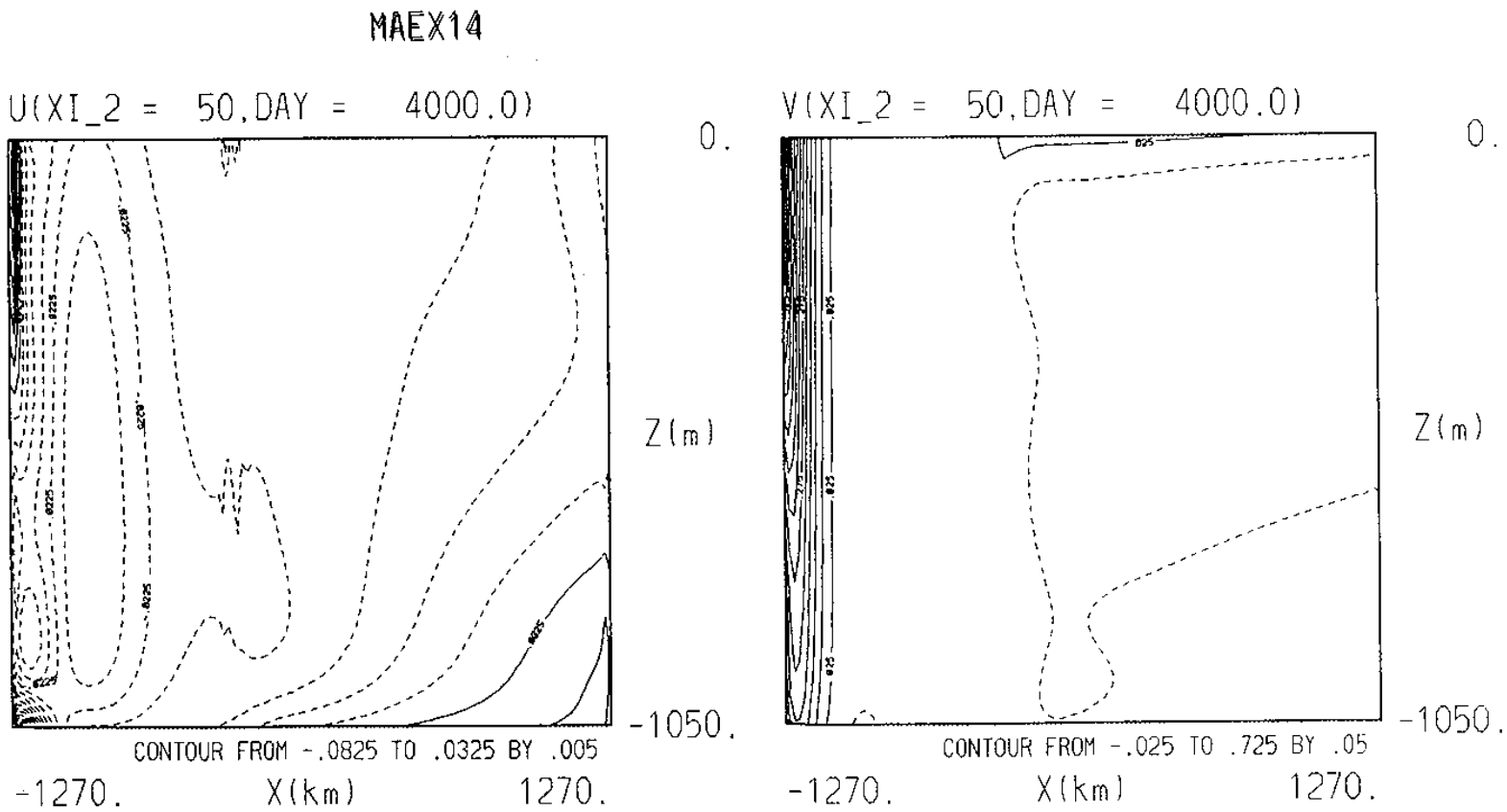


Fig. 10-11. Vertical profiles of zonal (left) and meridional velocities in m/s along section J=50 in Fig. 10-9 at 4000 days.

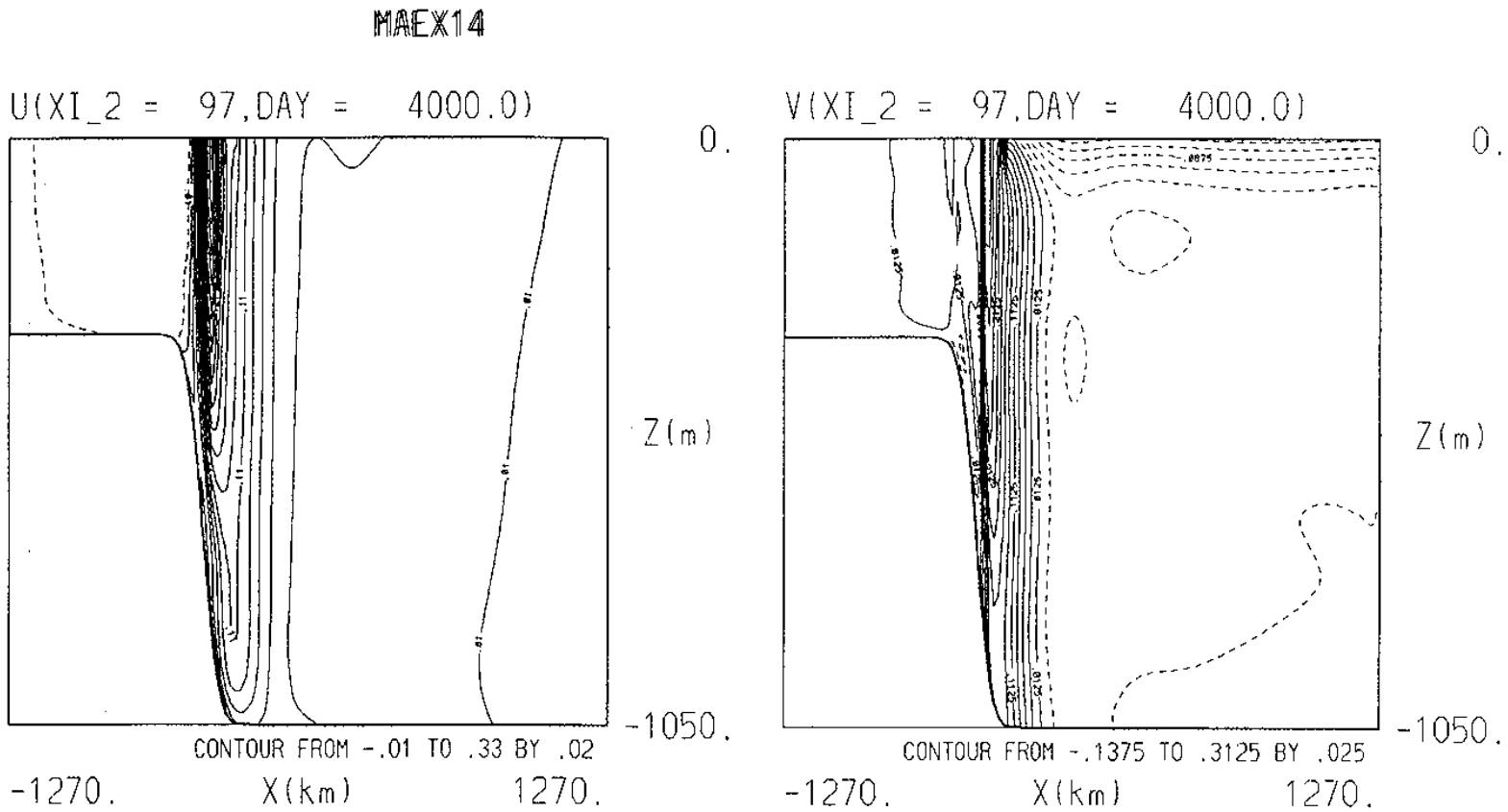


Fig. 10-12. Vertical profiles of zonal (left) and meridional velocities in m/s along section J=80 in Fig. 10-9 at 4000 days.

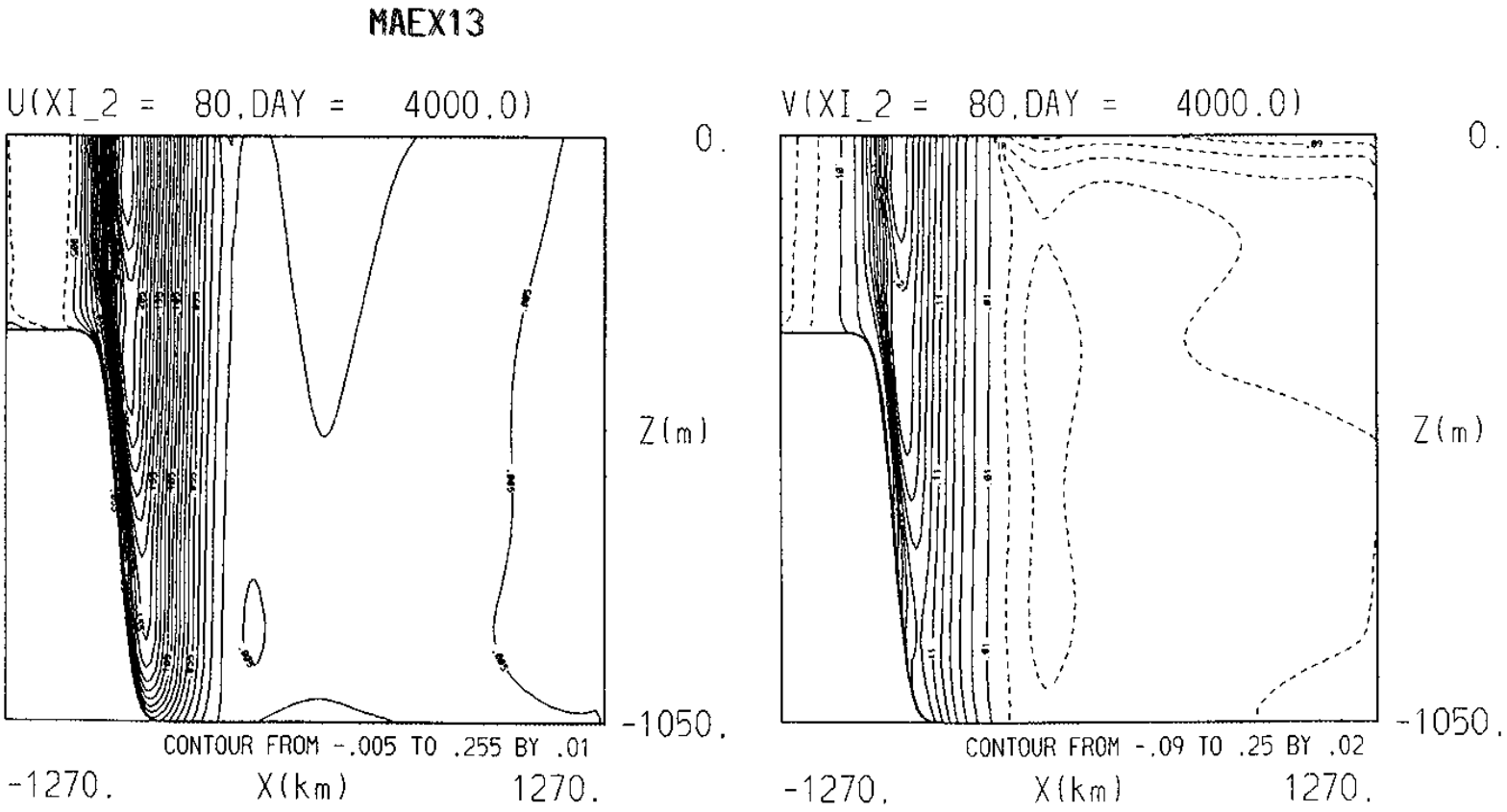


Fig. 10-13. Vertical profiles of zonal (left) and meridional velocities in m/s along section J=97 in Fig. 10-9 at 4000 days.

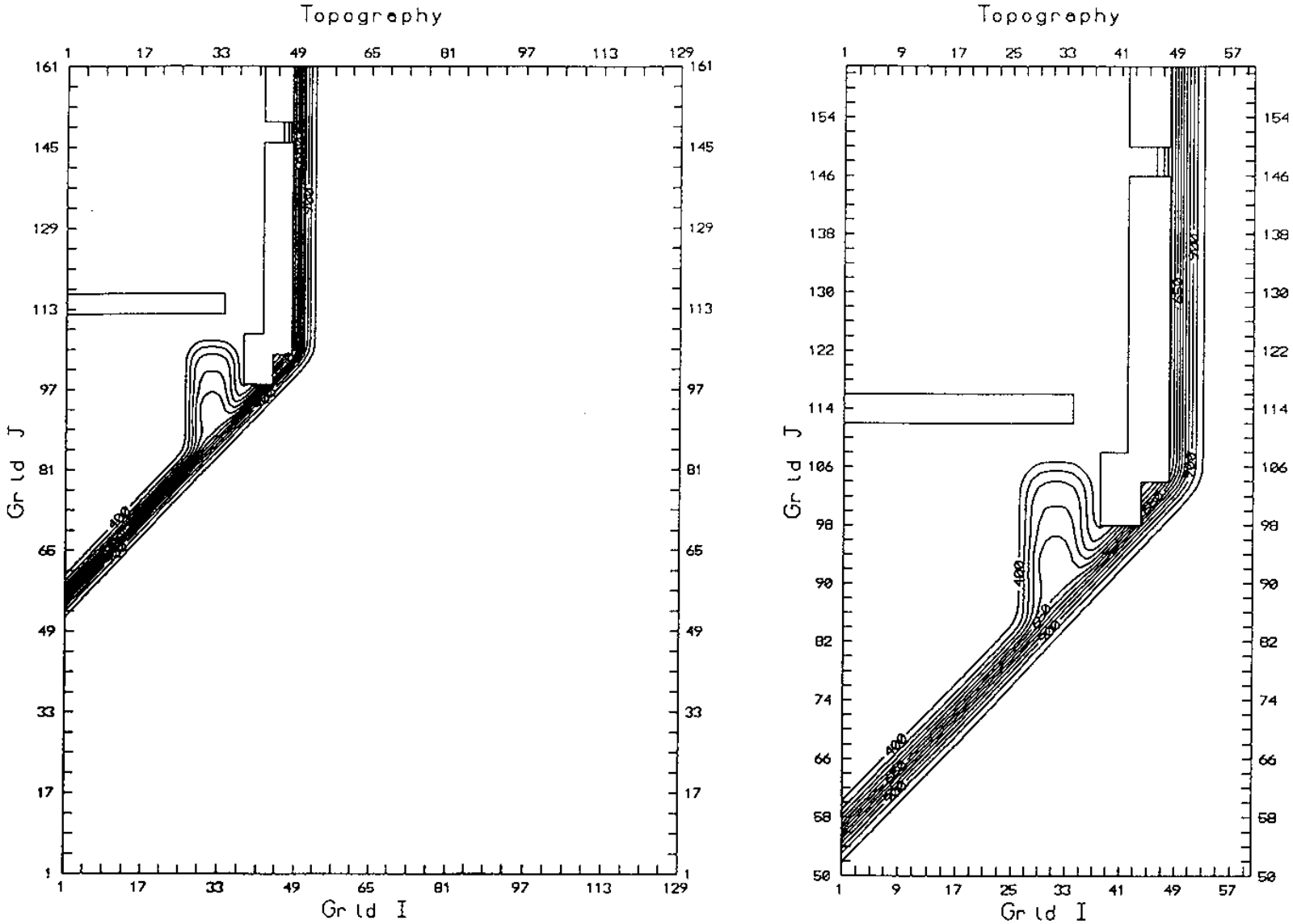


Fig. 10-14. Plane view of the model basin and topography used in the topographic hump experiment. Contour intervals between isobaths are 50 m.

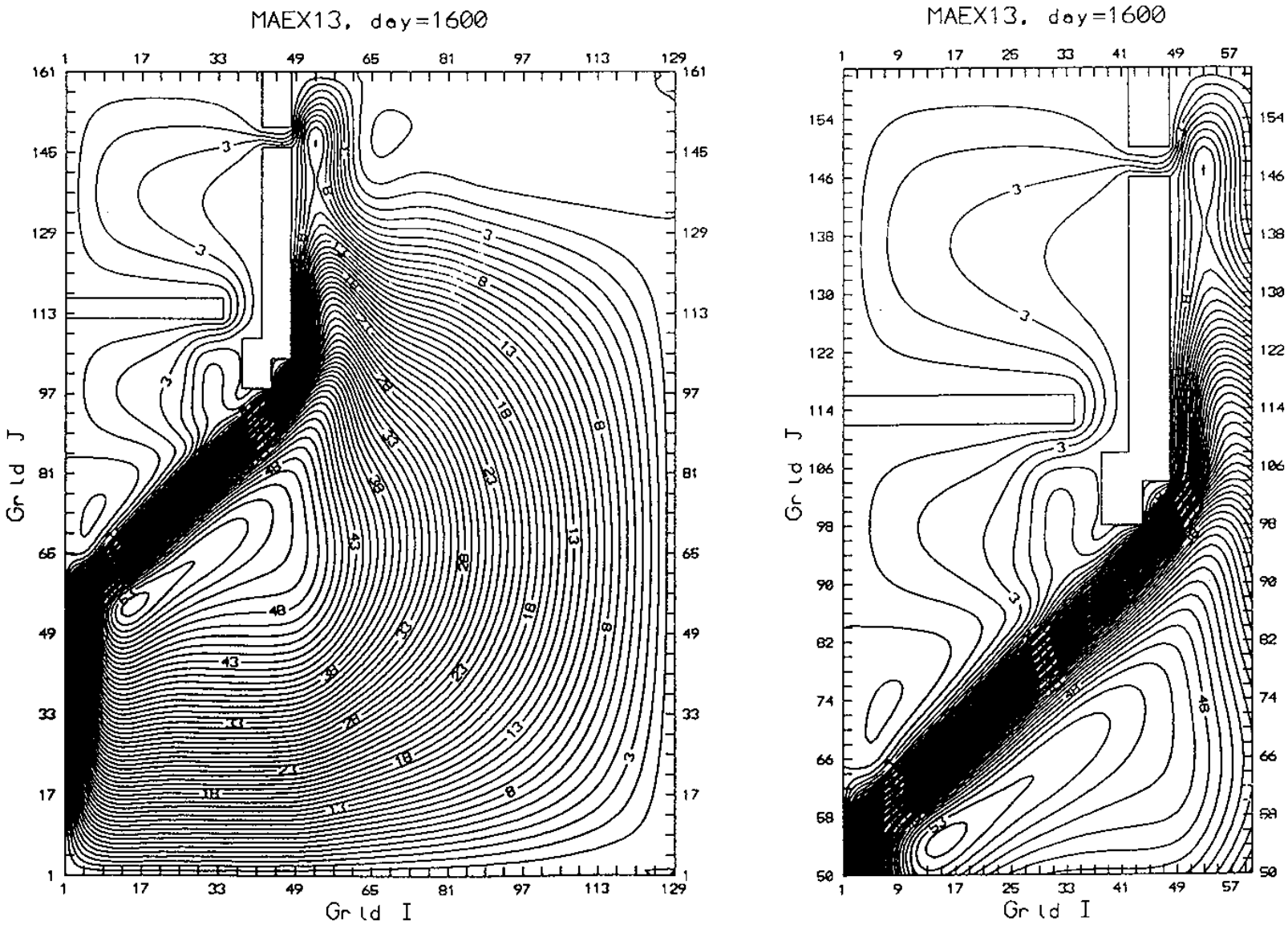


Fig. 10-15. Transport streamfunction in the whole domain (left) and in the shelf and the marginal sea (right) at 1600 days for the topographic hump experiment. Contour intervals between streamlines are 1 Sv.

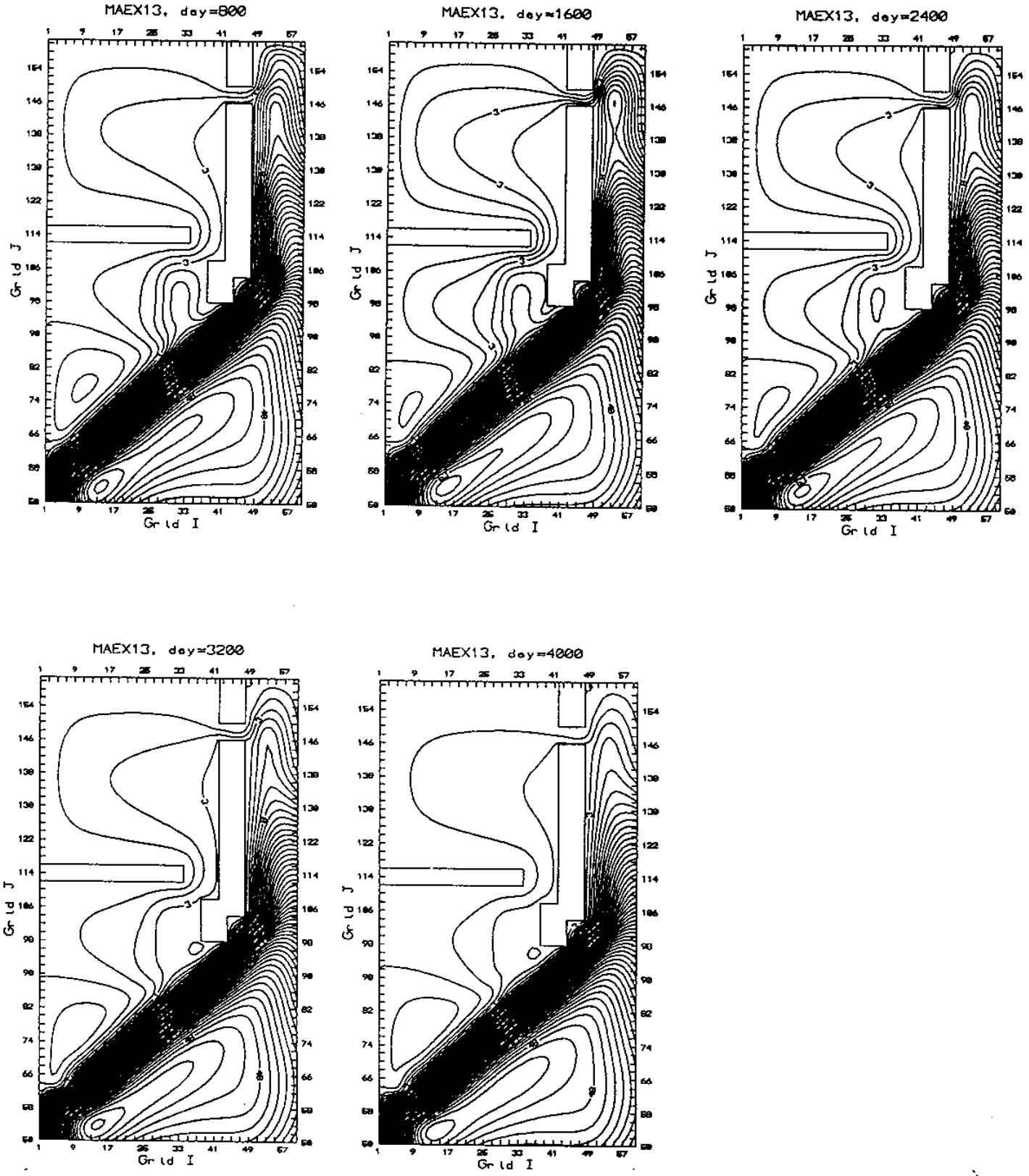


Fig. 10-16. Transport streamfunction in the shelf and the marginal sea every 800 days for the topographic hump experiment. Contour intervals between streamlines are 1 Sv.

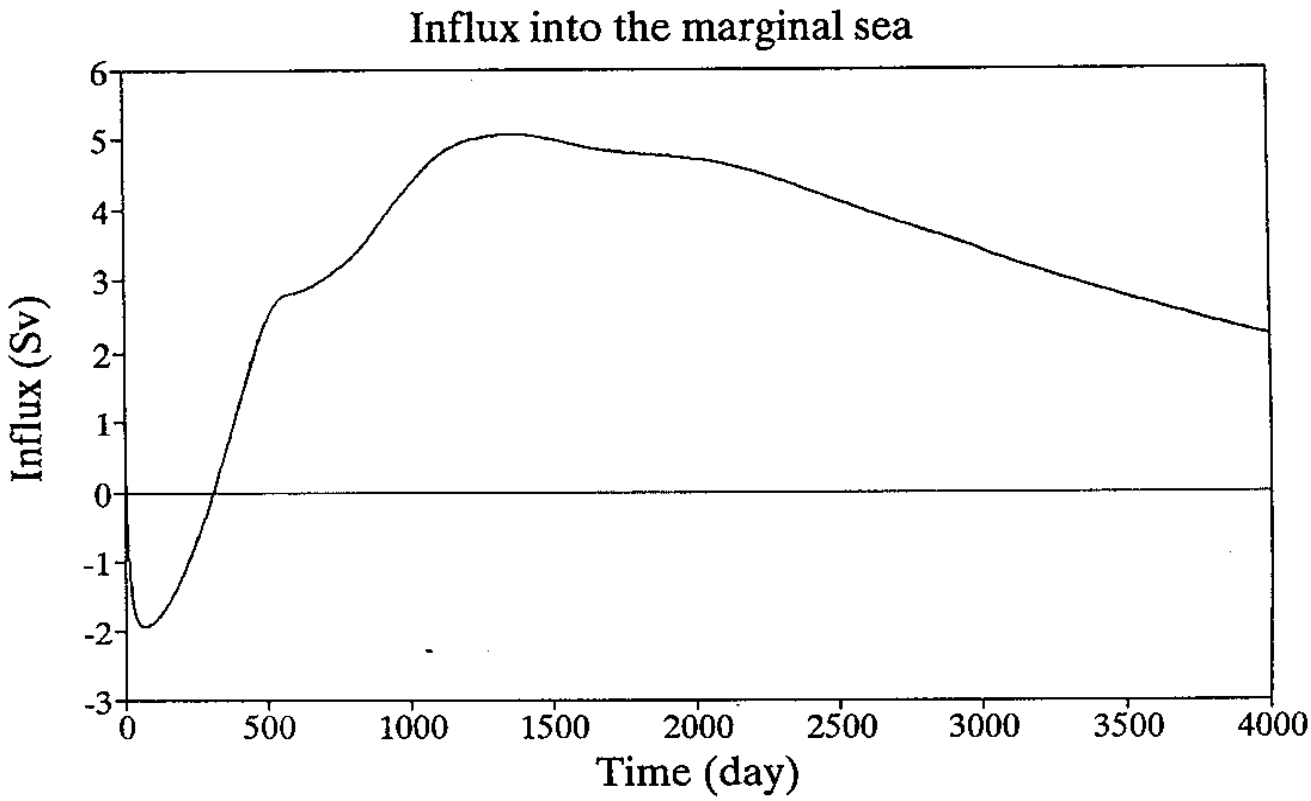


Fig. 10-17. Temporal variation of volume transport into the model marginal sea for the topographic hump experiment.

이 메시지는
이벤트 입니다

부　　록

이 페이지는
여백 입니다

부록 1. 제1차년도 연구기간중 연구참여자의 연구발표현황

(1) 논문게제: 3편

1. 이홍재. 조철호. 1994. On the origin of the Tsushima Warm Current. J. Geophys. Res., 99(C12), 25081-25091.
2. 이홍재, 조철호, Beardsley, 신홍렬, 1994. アルゴス表層 ブイに依る東海 (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. 방익찬, 노홍길, 김태희, 1994. 제주도 북서해역의 해수분포와 해수순환. 제주대학교 해양연구소 연구보고, Vol. 18: 1~14.

(2) 논문투고: 2편

1. 이홍재, 변상경, 방인권, 조철호. 1994. 동해남서해역 와류의 물리적구조. 한국해양학회지 투고 (95년 6월호 수록 예정)
2. Y. Hsueh, 이홍재, . Ichikawa. 1995. On the branching of the Kuroshio west of Kyushu. J. Geophys. Res. 투고.

(3) 국제회의발표: 7편

1. 이홍재. On the origin of the Tsushima Warm Current. Western Pacific Geophysics Meeting(미,지구물리연합회), 1994. 7. 홍콩
2. 이홍재. Preliminary results fo 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 boogeochemical 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. 유 신재, 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. 21차 IAPSO 회의, 1995.8.5-8.12, 미국 하와이

(4) 국내학술발표: 18편

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 의한한국주변해역의 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.

7-18. 제1차 황·동중국해 해양 및 물질순환 워크숍 (1994. 12. 13-14, 제주대)에서 본 연구팀이 12편의 논문을 발표하였음 (부록 2 참조)

부록 2. 제1차 황·동중국해 해양 및 물질순환 Workshop 프로그램

일정 : 1994년 12월 13-14일
장소 : 제주대학교 해양연구소

12월 13일 (화) 황.동중국해 학술토론

09:00	개 회		진행: 이홍재
09:00-09:05	환 영 사	한국해양연구소 선임연구부장	김종만
09:05-09:10	환 영 사	제주대학교 해양연구소장	윤정수

1. 황해와 동중국해 관련 연구 사업 **좌장: 김종만 (한국해양연구소)**

09:10-09:30	황해 종합 연구 계획	이동섭, 김종만
09:30-09:50	황해 광역생태계 (YS-LME) 사업의 개요	허형택
09:50-10:10	쿠로시오 해역과 동중국해 해양순환 연구	이홍재
10:10-10:20	휴 식	

2. 황해와 동중국해의 주요 생물 및 화학 과정 **좌장: 허형택 (한국해양연구소)**

10:20-10:40	황해와 동중국해에서의 해양환경 변화에 따른 식물플랑크톤의 분포 특성	최중기, 노재훈
10:40-11:00	동중국해의 calanoid 요각류 분포 및 먹이 섭취율	신경순, 유신재
11:00-11:20	동중국해의 일차 생산력	유신재, 신경순
11:20-11:40	30°N 부근 동중국해와 쿠로시오해역의 계절별 수괴혼합: 용존무기산소	정창수, 강동진, 김석현, 홍기훈
11:40-12:00	황해의 생지화학	강동진, 정창수, 김석현, 홍기훈
12:00-12:15	토 론	
12:15-13:40	점 심	

3. 해수의 물리특성 및 순환 　　좌장: 최병호 (성균관대학교)

13:40-14:00	'94 하계 동중국해 대륙붕단역의 CTD 관측 결과	이재학, 이홍재, 조철호, 황상철
14:00-14:20	제주도 주변 해양순환과 대마난류수 분포의 북방 한계	노홍길, 방익찬
14:20-14:40	동중국해의 상층류 조사와 대마난류의 기원	이홍재, 조철호, 전호경
14:40-14:50	대마난류 기원에 관한 회전반 실험	나정열
14:50-15:10	동중국해 대륙붕단역의 ADCP 관측	조철호, 이홍재, 이재학
15:10-15:25	토 론	
15:25-15:35	휴 식	

4. 수치모델 및 물질수송 　　좌장: 강용균 (부산수산대학교)

15:35-15:55	동중국해 조석.조류 모델 수립 연구	강석구, 이상룡
15:55-16:15	황.동중국해의 순환 수치모델	오임상, 유광우
16:15-16:35	단순모델을 이용한 대마난류 연구	장경일
16:35-16:55	황해의 물질수송	최병호
16:55-17:10	토 론	
17:10-17:20	휴 식	

5. 종합 토론 　　좌장: 심재형 (서울대학교)

17:20-18:20 연구방향, 주요과제, 황.동중국해의 연계, 분야간 협력방안 및 방법
토론자: 강시환, 강용균, 김인태, 김종만, 나정열, 노홍길, 오임상, 이상룡, 최병호, 허형택

12월14일 (수) COPEX'94 진행 검토 및 '95 계획

1. 해양물리 분야 — **좌장: 노홍길 (제주대학교)**

09:00-09:10	물리특성 및 혼합	이재학
09:10-09:20	해류	이홍재
09:20-09:30	조석	강석구
09:30-09:40	순환모델	장경일
09:40-09:50	제주도 주변해역	노홍길
09:50-10:10	소토론	외부참여자
10:10-10:30	휴식	

2. 해양생물 및 화학 분야 — **좌장: 최중기 (인하대학교)**

10:30-10:40	생태학	유신재
10:40-10:50	플랑크톤	최중기
10:50-11:00	친생물원소	홍기훈
11:00-11:10	Database 방향	박필성
11:10-11:30	소토론	외부참여자
11:30-11:45	휴식	

3. 종합토론 및 조정 — **좌장: 이홍재 (한국해양연구소)**

11:45-12:15 연구사업 참여자

12:15- 점심 및 폐회

Appendix 3. Water column chemistry in the East China Sea during August 23 – September 3, 1995 (COPEX-E9408, R/V Onnuri).

St.	Depth	Long	Lat	Dep. (m)	DO (ml/l)	DO (uM)	DO (%)	AOU (uM)	PO_4 (uM)	NO_2 (uM)	NO_3 (uM)	$Si(OH)_4$ (uM)
A2	76	128.4	34.5	0	5.20	231.9	110.4	-21.8	0.06	0.18	0.48	5.60
A2				20	5.01	223.5	102.4	-5.3	0.08	0.19	0.49	6.42
A2				30	4.83	215.7	96.5	7.8	0.27	0.50	1.59	7.60
A2				50	4.36	194.5	76.0	61.5	0.49	0.11	7.00	11.90
A4	97	128.6	34.2	0	4.93	220.2	104.8	-10.0	0.02	0.15	0.35	3.50
A4				10	4.96	221.3	104.8	-10.1	0.01	0.17	0.03	3.91
A4				20	4.95	220.8	104.2	-8.8	0.02	0.14	0.06	3.21
A4				30	4.69	209.5	96.7	7.2	0.10	0.55	1.58	6.75
A4				50	4.35	194.1	84.2	36.3	0.23	0.30	4.06	6.74
A4				75	3.91	174.3	70.0	74.9	0.72	0.25	11.30	17.28
A7	127	128.9	33.8	0	4.74	211.4	104.0	-8.2	0.02	0.15	0.02	1.42
A7				10	4.77	212.7	104.7	-9.6	0.03	0.15	0.03	1.30
A7				20	4.73	211.3	104.1	-8.3	0.02	0.17	0.01	1.68
A7				30	4.80	214.5	105.5	-11.1	0.02	0.19	0.08	1.92
A7				50	4.82	215.3	103.4	-7.1	0.04	0.18	0.06	1.62
A7				75	4.64	207.3	92.3	17.3	0.14	0.63	1.87	4.00
A7				100	4.09	182.5	76.6	55.6	0.48	0.22	7.91	10.33
A10	107	129.2	33.5	0	4.76	212.6	104.8	-9.7	0.02	0.14	0.26	1.22
A10				10	4.59	205.0	100.9	-1.8	0.01	0.19	0.04	1.84
A10				20	4.84	215.9	106.2	-12.6	0.00	0.16	0.03	1.42
A10				50	4.89	218.3	103.2	-6.8	0.03	0.31	0.30	2.88
A10				75	4.60	205.1	91.5	19.1	0.18	0.37	2.90	5.05
B1	72	126.0	31.5	0	4.83	215.5	107.5	-15.1	0.04	0.12	0.51	3.89
B1				10	4.85	216.6	107.3	-14.6	0.06	0.18	0.51	5.30
B1				20	4.96	221.6	109.1	-18.4	0.06	0.18	0.49	5.08
B1				30	4.70	209.8	102.2	-4.6	0.08	0.18	0.49	6.20
B1				50	2.70	120.7	54.7	99.9	0.65	0.31	7.59	18.32
B1				67	2.96	132.4	57.8	96.5	0.61	0.41	6.12	14.74
B2	91	126.5	31.5	0	5.00	223.2	110.0	-20.3	0.01	0.18	0.05	4.15
B2				10	5.05	225.4	110.0	-20.6	0.01	0.12	0.06	2.56
B2				88	3.61	161.3	64.3	89.6	0.57	0.20	7.13	11.28
B3	106	127.0	31.5	0	5.10	227.8	113.2	-26.5	0.05	0.16	0.06	4.19
B3				10	4.98	222.5	110.3	-20.7	0.05	0.13	0.08	2.65
B3				20	4.90	218.8	107.9	-16.1	0.04	0.17	0.07	4.26
B3				30	5.17	230.7	111.8	-24.4	0.03	0.20	0.05	4.53
B3				50	3.77	168.1	70.5	70.2	0.31	0.20	4.80	8.14
B3				75	3.54	157.9	64.6	86.5	0.74	0.21	11.78	17.53
B3				100	3.77	168.2	66.8	83.5	0.73	0.19	11.49	16.42

Appendix 3. continued.

St.	Depth	Long	Lat	Dep.	DO	DO	DO	AOU	PO_4	NO_2	NO_3	$Si(OH)_4$
				(m)	(ml/l)	(uM)	(%)	(uM)	(uM)	(uM)	(uM)	(uM)
B5	140	127.8	31.5	0	5.08	226.7	112.8	-25.8	0.03	0.18	0.02	4.64
B5				10	4.98	222.4	110.7	-21.6	0.03	0.17	0.02	4.30
B5				20	4.93	220.0	109.2	-18.5	0.04	0.15	0.02	3.69
B5				50	3.91	174.5	80.8	41.5	0.26	0.66	4.42	9.56
B5				75	2.99	133.3	56.5	102.6	0.52	0.22	8.22	14.97
B5				100	3.04	135.8	56.2	105.6	0.72	0.20	11.59	18.92
B7	160	128.2	31.5	0	4.65	207.5	104.2	-8.4	0.02	0.19	0.47	1.95
B7				10	4.68	208.9	104.9	-9.8	0.03	0.18	0.47	1.91
B7				20	4.70	209.6	105.3	-10.6	0.03	0.19	0.47	2.69
B7				30	4.76	212.5	105.7	-11.4	0.01	0.16	0.47	1.83
B7				52	4.80	214.1	104.9	-10.0	0.03	0.19	0.47	2.19
B7				75	4.61	205.9	93.3	14.8	0.17	0.46	2.14	4.20
B7				100	4.32	192.8	83.6	37.9	0.37	0.24	4.90	6.67
B9	613	128.8	31.5	0	4.71	210.1	105.5	-11.0	0.04	0.16	0.28	1.80
B9				10	4.70	209.8	105.4	-10.7	0.02	0.19	0.01	2.19
B9				20	4.78	213.4	106.5	-13.0	0.03	0.15	0.04	1.48
B9				30	4.66	208:2	103.0	-6.1	0.04	0.19	0.27	2.11
B9				75	4.48	199.9	90.8	20.3	0.15	0.22	1.68	2.53
B9				100	4.30	191.8	82.0	42.1	0.29	0.16	4.69	5.03
B9				200	4.38	195.6	77.1	58.2	0.73	0.21	11.49	15.16
B9				500	2.64	118.0	39.5	180.6	2.04	0.19	30.01	68.01
B10	734	129.3	31.5	0	4.64	207.3	104.3	-8.6	0.02	0.19	0.02	1.87
B10				10	4.68	208.9	105.1	-10.1	0.02	0.19	0.02	1.87
B10				20	4.69	209.5	104.9	-9.9	0.03	0.19	0.09	1.90
B10				30	4.76	212.4	105.8	-11.6	0.03	0.15	0.08	1.49
B10				50	4.79	213.7	103.1	-6.5	0.04	0.22	0.06	2.55
B10				75	4.46	199.0	89.2	24.1	0.23	0.39	3.53	4.58
B10				100	4.24	189.2	79.3	49.3	0.41	0.16	6.69	9.48
B10				130	4.07	181.9	75.0	60.6	0.66	0.17	10.60	15.04
B10				200	2.76	123.0	47.9	134.0	1.47	0.14	20.92	44.72
B10				500	2.27	101.4	34.0	197.3	2.08	0.16	27.78	68.81
D2	85	126.0	34.2	0	5.41	241.3	111.9	-25.7	0.28	0.14	0.88	2.82
D2				20	5.56	248.2	103.8	-9.1	0.24	0.16	1.23	7.85
D2				40	4.74	211.7	77.9	60.2	0.74	0.20	5.52	9.08
D2				82	4.68	208.7	76.4	64.5	1.02	0.31	8.56	15.17
D4	96	126.0	33.8	0	4.92	219.5	106.2	-12.9	0.04	0.13	0.48	3.63
D4				10	5.01	223.5	107.7	-16.0	0.07	0.14	0.53	4.40
D4				20	4.57	204.2	85.0	36.1	0.12	0.32	3.09	10.33
D4				30	4.22	188.6	75.1	62.5	0.38	0.21	6.69	9.12
D4				50	4.15	185.1	69.8	80.1	0.76	0.17	6.85	10.09
D6	107	126.0	33.5	0	4.77	213.0	104.7	-9.5	0.01	0.18	0.06	7.32
D6				10	4.79	214.0	105.2	-10.5	0.01	0.18	0.04	7.13
D6				20	5.05	225.5	107.7	-16.1	0.05	0.15	0.25	2.91
D6				30	4.76	212.6	101.6	-3.3	0.04	0.14	0.12	2.10
D6				50	4.13	184.2	78.2	51.2	0.62	0.22	9.79	14.32
D6				102	4.12	184.0	70.4	77.2	0.54	0.17	7.27	9.96

Appendix 3. continued.

St.	Depth	Long	Lat	Dep. (m)	DO (ml/l)	DO (uM)	DO (%)	AOU (uM)	PO_4 (uM)	NO_2 (uM)	NO_3 (uM)	$Si(OH)_4$ (uM)
D10	85	126.0	32.8	0	4.76	212.6	104.7	-9.6	0.04	0.10	0.48	3.35
D10				10	4.88	218.1	106.5	-13.2	0.03	0.18	0.48	6.76
D10				20	5.14	229.4	102.8	-6.1	0.03	0.19	0.55	8.46
D10				30	3.57	159.4	67.1	78.2	0.33	0.30	6.43	12.64
D10				50	3.64	162.4	63.9	91.7	0.73	0.25	8.27	17.52
D10				75	4.23	188.7	71.5	75.3	0.61	0.42	5.66	11.34
D10				80	4.25	189.7	71.9	74.3	0.63	0.42	5.84	11.95
E1	44	123.3	33.1	0	4.84	215.9	102.1	-4.4	0.19	0.19	0.72	9.55
E1				10	5.74	256.0	113.1	-29.7	0.10	0.22	1.56	4.97
E1				19	4.81	214.7	83.2	43.3	0.58	0.44	5.72	14.28
E1				30	4.80	214.3	65.7	44.0	0.59	0.42	5.69	11.77
E1				42	4.80	214.3	82.9	44.1	0.57	0.38	4.29	9.78
E4	65	124.0	33.4	0	4.81	214.8	102.8	-5.8	0.17	0.13	0.65	2.33
E4				10	4.88	218.1	103.4	-7.1	0.16	0.15	0.67	2.83
E4				20	5.90	263.6	109.6	-23.1	0.25	0.16	0.87	4.06
E4				30	5.84	260.5	100.3	-0.8	0.51	0.23	2.39	11.82
E4				50	4.77	213.2	74.4	73.4	1.17	0.28	7.36	13.00
E7	90	125.0	33.8	0	5.09	227.4	107.5	-15.9	0.24	0.10	0.70	5.40
E7				10	5.28	235.7	110.5	-22.4	0.19	0.14	0.77	5.46
E7				20	4.80	214.4	89.6	24.9	0.56	0.43	4.18	8.57
E7				30	4.81	214.9	85.5	36.4	0.49	0.22	3.78	7.46
E7				50	5.22	233.1	83.3	46.9	0.69	0.17	5.04	8.74
E7				75	5.15	229.8	81.3	52.7	0.76	0.21	5.35	9.37
E8	74	125.5	34.0	0	5.08	226.7	105.7	-12.2	0.17	0.15	0.73	3.43
E8				10	5.13	229.1	106.2	-13.4	0.19	0.18	0.91	4.14
E8				20	5.16	230.3	98.7	3.1	0.28	0.35	2.19	6.77
E8				30	5.06	225.9	94.7	12.6	0.39	0.34	2.96	6.17
E8				50	4.96	221.3	89.2	26.7	0.70	0.30	4.58	7.96
E8				70	5.27	235.3	82.0	51.5	0.84	0.26	5.95	9.19
F1	40	123.3	32.1	0	4.93	219.9	105.1	-10.7	0.11	0.36	4.79	5.57
F1				20	3.74	167.0	80.0	41.9	0.32	0.60	4.52	10.57
F1				30	3.73	166.4	79.7	42.5	0.41	0.87	6.40	15.56
F4	41	124.0	32.4	0	5.23	233.5	112.4	-25.7	0.18	0.18	1.10	6.16
F4				10	5.31	237.1	112.5	-26.3	0.19	0.21	0.88	6.18
F4				20	4.13	184.5	87.1	27.4	0.30	0.26	3.16	11.25
F4				30	3.02	134.7	63.7	76.9	0.59	0.46	8.04	16.39
F5	53	124.5	32.6	0	4.95	220.8	106.3	-13.0	0.18	0.17	2.07	8.06
F5				10	4.92	219.7	105.9	-12.3	0.18	0.17	2.06	7.95
F5				30	2.76	123.4	55.0	101.0	0.63	0.22	6.88	13.40
F5				50	3.08	137.6	30.2	318.4	0.75	0.21	5.03	8.55

Appendix 3. continued.

St.	Depth	Long	Lat	Dep. (m)	DO (ml/l)	DO (uM)	DO (%)	AOU (uM)	PO_4 (uM)	NO_2 (uM)	NO_3 (uM)	$Si(OH)_4$ (uM)
F7	76	125.0	32.8	10	4.95	220.9	106.6	-13.7	0.18	0.19	0.77	7.20
F7				20	4.43	197.9	81.6	44.5	0.21	0.33	3.05	9.03
F7				30	3.94	175.7	68.0	82.7	0.81	0.24	8.55	13.89
F7				50	4.03	180.0	67.7	85.8	1.00	0.33	9.89	17.46
G5	110	127.0	33.0	0	4.70	209.8	103.6	-7.3	0.06	0.16	0.82	2.39
G5				20	4.64	207.0	102.8	-5.7	0.12	0.16	0.68	1.84
G5				50	4.47	199.5	92.7	15.7	0.17	0.42	1.56	3.77
G5				75	3.55	158.6	67.3	77.2	0.66	0.20	5.94	10.57
G5				101	3.81	170.0	68.1	79.8	0.64	0.15	6.78	12.58
G7	152	127.7	33.5	0	4.65	207.7	103.9	-7.7	0.05	0.19	0.92	2.47
G7				20	4.66	208.0	103.9	-7.7	0.05	0.20	0.68	2.52
G7				40	4.81	214.6	103.5	-7.2	0.05	0.16	0.82	1.86
G7				60	4.63	206.9	93.4	14.6	0.16	0.45	2.53	4.21
G7				80	4.30	191.8	83.7	37.2	0.26	0.19	3.81	5.72
G7				100	3.99	178.1	74.8	60.0	0.41	0.18	6.18	8.40
G7				148	4.08	182.3	40.0		0.86	0.25	12.05	21.81
G10	143	128.2	33.3	0	4.59	204.7	101.6	-3.2	0.12	0.20	1.45	2.93
G10				40	4.71	210.3	101.6	-3.3	0.05	0.17	0.81	1.50
G10				60	4.31	192.3	89.4	22.9	0.26	0.62	3.60	4.22
G10				120	4.02	179.6	72.0	70.0	0.49	0.18	5.77	9.40
H2				20	4.86	216.9	108.3	-16.7	0.01	0.18	0.02	3.41
H2				42	4.25	189.9	93.1	14.1	0.11	0.19	0.99	5.82
J1	92	126.5	30.0	0	4.72	210.6	105.1	-10.2	0.08	0.14	0.53	2.97
J1				10	4.80	214.1	106.8	-13.6	0.05	0.11	0.53	1.90
J1				20	4.71	210.4	105.0	-10.0	0.05	0.12	0.50	2.66
J1				30	4.79	214.0	106.3	-12.8	0.05	0.14	0.47	2.75
J1				50	3.45	153.9	69.4	67.9	0.47	0.25	4.38	13.44
J1				75	3.31	147.8	65.4	78.2	0.55	0.18	5.70	13.59
J3	100	127.0	29.9	0	4.81	214.8	107.3	-14.7	0.17	0.19	0.63	3.53
J3				10	4.74	211.8	105.8	-11.6	0.15	0.12	0.63	2.26
J3				20	4.62	206.1	103.0	-6.0	0.17	0.13	1.09	2.32
J3				30	4.75	212.2	106.0	-12.0	0.16	0.18	0.61	3.93
J3				50	4.57	203.8	101.0	-1.9	0.20	0.20	0.73	3.95
J3				60	4.00	178.6	83.4	35.4	0.35	0.36	2.38	7.03
J3				75	3.37	150.3	66.4	76.1	0.64	0.26	6.27	14.02
J3				100	3.46	154.4	65.3	82.0	0.81	0.23	8.65	16.59
J5	162	127.5	29.7	0	4.66	208.1	104.5	-9.0	0.04	0.14	0.49	1.62
J5				10	4.65	207.4	104.1	-8.3	0.04	0.17	0.48	2.13
J5				20	4.73	211.3	106.0	-12.0	0.04	0.17	0.51	2.41
J5				30	4.72	210.6	105.7	-11.3	0.04	0.14	0.47	1.91
J5				50	4.71	210.4	105.0	-9.9	0.05	0.19	0.46	3.09
J5				75	3.97	177.3	84.3	32.9	0.31	0.38	2.69	7.77
J5				110	3.66	163.4	68.9	73.6	0.63	0.19	8.00	14.52
J5				150	3.12	139.1	54.9	114.1	0.66	0.16	7.70	11.58

Appendix 3. continued.

St.	Depth	Long	Lat	Dep. (m)	DO (ml/l)	DO (uM)	DO (%)	AOU (uM)	PO_4 (uM)	NO_2 (uM)	NO_3 (uM)	$Si(OH)_4$ (uM)
J7	1002	128.0	29.6	0	4.71	210.2	104.7	-9.5	0.02	0.19	0.07	1.32
J7				20	4.89	218.1	108.4	-16.9	0.01	0.16	0.02	0.80
J7				30	4.70	209.6	104.1	-8.3	0.04	0.20	0.10	2.14
J7				50	4.73	211.3	103.3	-6.7	0.03	0.16	0.07	1.05
J7				75	4.71	210.5	101.6	-3.2	0.02	0.21	0.03	1.08
J7				100	4.68	208.9	99.5	1.1	0.04	0.30	0.47	1.20
J7				160	4.00	178.4	74.0	62.6	0.42	0.17	6.09	7.03
J7				450	2.92	130.5	43.9	166.6	1.84	0.18	26.44	49.94
J7				700	2.25	100.3	32.3	209.9	2.33	0.21	36.04	83.75
J7				990	1.98	88.2	27.9	227.4	2.55	0.20	39.17	100.51
J8	1048	128.5	29.5	0	4.81	214.9	106.9	-13.9	0.01	0.16	0.03	1.22
J8				10	4.77	212.8	105.9	-11.8	0.06	0.14	0.36	1.02
J8				20	4.71	210.2	104.5	-9.1	0.01	0.13	0.03	0.81
J8				30	4.72	210.7	105.0	-10.0	0.00	0.11	0.01	0.53
J8				100	4.57	204.2	97.4	5.5	0.07	0.32	1.03	1.43
J8				150	4.05	180.7	80.4	44.2	0.14	0.18	2.24	2.27
J8				500	3.17	141.4	47.9	153.7	1.78	0.19	27.48	49.55
J8				1044	1.92	85.9	26.9	233.6	2.58	0.20	39.04	98.16
J9	790	129.0	29.4	0	4.60	205.2	103.6	-7.2	0.04	0.15	0.33	0.98
J9				20	4.73	211.0	106.2	-12.2	0.03	0.15	0.06	0.95
J9				40	4.76	212.3	106.2	-12.4	0.05	0.15	0.11	0.78
J9				100	4.81	214.8	99.0	2.2	0.07	0.23	0.73	1.41
J9				150	4.91	219.4	95.4	10.6	0.09	0.26	1.44	2.12
J9				300	4.79	213.7	87.2	31.3	0.22	0.16	3.86	3.19
J9				500	3.63	162.0	58.8	113.7	1.57	0.18	23.47	39.63
J9				784	2.41	107.7	35.1	199.0	1.60	0.13	19.79	45.17
K7	1144	128.0	29.1	0	4.57	203.9	102.8	-5.6	0.04	0.19	0.07	1.26
K7				30	4.62	206.3	102.3	-4.6	0.03	0.17	0.09	1.30
K7				150	4.81	214.9	93.9	13.9	0.11	0.20	2.00	2.97
K7				450	4.37	195.3	70.9	80.2	0.11	0.16	1.68	1.61
K7				600	2.91	129.9	44.0	165.0	1.66	0.16	21.99	42.13
K7				900	1.96	87.7	27.8	228.2	1.74	0.15	27.02	67.83
K7				1140	1.75	78.0	24.3	243.4	2.43	0.20	35.62	99.30
L3	99	125.8	29.2	0	4.64	207.1	104.0	-8.1	0.14	0.16	0.89	2.37
L3				30	4.61	205.7	102.7	-5.4	0.04	0.19	0.51	2.87
L3				60	4.37	195.2	95.0	10.2	0.16	0.36	1.11	4.60
L3				75	3.37	150.2	66.3	76.5	0.61	0.23	6.96	16.02
L3				86	3.32	148.0	63.0	87.1	0.44	0.18	5.30	10.45
L6	122	126.5	29.0	0	4.66	207.8	103.2	-6.5	0.13	0.17	0.77	1.79
L6				10	4.67	208.3	103.3	-6.7	0.07	0.15	0.51	1.46
L6				20	4.70	210.0	103.8	-7.7	0.08	0.16	0.51	1.46
L6				30	4.86	216.8	105.4	-11.1	0.06	0.15	0.53	0.82
L6				68	4.44	198.3	91.5	18.5	0.29	0.93	3.02	4.14
L6				100	3.50	156.4	66.3	79.7	0.35	0.18	7.10	12.21

Appendix 3. continued.

St.	Depth	Long	Lat	Dep.	DO	DO	DO	AOU	PO_4	NO_2	NO_3	$Si(OH)_4$
				(m)	(ml/l)	(uM)	(%)	(uM)	(uM)	(uM)	(uM)	(uM)
L8	248	127.0	28.9	0	4.65	207.8	104.1	-8.2	0.17	0.11	0.61	0.54
L8				20	4.62	206.2	102.1	-4.3	0.16	0.13	0.65	1.74
L8				30	4.80	214.2	105.0	-10.1	0.17	0.12	0.61	1.54
L8				46	4.80	214.2	103.4	-7.0	0.17	0.17	0.61	2.37
L8				98	4.21	187.7	83.0	38.3	0.47	0.21	4.59	6.70
L8				120	4.14	184.8	78.0	52.1	0.65	0.21	6.88	10.04
L8				243	3.89	173.5	66.0	89.3	1.03	0.17	11.72	20.85
L10	1019	127.5	28.8	0	4.71	210.1	104.8	-9.6	0.06	0.18	1.04	0.80
L10				10	4.67	208.5	103.9	-7.8	0.15	0.26	0.54	1.19
L10				20	4.69	209.3	104.2	-8.5	0.04	0.22	0.53	1.58
L10				30	4.76	212.6	102.2	-4.5	0.05	0.20	0.65	1.51
L10				50	4.51	201.4	94.8	11.1	0.21	1.15	2.47	3.17
L10				75	4.48	199.9	93.4	14.1	0.24	1.32	3.32	4.19
L10				100	4.42	197.3	91.8	17.7	0.22	0.28	1.47	2.01
L10				134	4.41	196.8	88.4	25.7	0.67	0.24	2.73	2.72
L10				200	4.41	197.0	82.2	42.6	0.41	0.23	5.43	5.71
L10				300	4.25	189.6	74.7	64.1	0.58	0.30	7.95	9.45
L10				500	3.29	146.7	50.6	143.3	1.42	0.14	16.94	30.91
L10				700	2.27	101.5	32.6	209.6	2.35	0.19	32.97	82.54
L10				1000	1.95	87.1	27.1	233.8	2.07	0.16	28.58	69.30
L11	1008	128.0	28.6	0	4.52	201.7	101.2	-2.4	0.03		0.46	1.00
L11				20	4.63	206.6	103.7	-7.3	0.04	0.20	0.75	1.68
L11				60	5.11	228.3	107.9	-16.7	0.06	0.21	0.87	2.05
L11				130	5.01	223.8	97.4	6.1	0.09	0.27	1.25	1.75
L11				500	3.83	170.8	62.8	101.3	0.91	0.20	13.32	25.48
L11				600	3.83	170.8	59.2	117.8	1.03	0.15	13.33	23.35
L11				1000	1.98	88.2	27.5	232.0	1.84	0.16	20.94	64.38
L12	896	128.5	28.5	0	4.69	209.2	104.4	-8.8	0.30	0.23	0.21	4.29
L12				50	5.01	223.6	108.0	-16.6	0.14	0.14	0.81	1.31
L12				100	5.15	229.7	102.5	-5.6	0.19	0.18	0.83	1.28
L12				200	4.92	219.5	93.1	16.3	0.30	0.18	2.15	1.90
L12				500	4.19	187.0	71.1	76.1	0.82	0.14	9.07	15.35
L12				880	2.12	94.5	30.4	216.5	2.08	0.15	24.30	70.61

Appendix 4. Phytoplankton Species List from Net Hauls taken on the East China Sea. (COPEX-E 1993, 1994)

Species	Month \	Dec. 1993		Aug. 1994	
	Transect\	J	B	J	B
Bacillariophyceae					
Achnanthes brevipes		*	*		
Achnanthes hauckiana		*	*		
Achnanthes longipes		*	*		
Actinocyclus octonarius		*	*	*	*
A. octonarius v. *tenellus*		*	*		
Actinocyclus sp.		*	*	*	*
Actinoptychus senarius		*	*	*	*
Actinoptychus splendens			*	*	*
Amphora laevis		*	*		
Amphora ostrearia			*		
Amphora sp.		*	*		
Asterionella glacialis			*		
Asterolampra marylandica		*	*	*	
Asteromphalus cleveanus					*
Asteromphalus flabellatus		*	*		
Asteromphalus heptactis		*	*	*	*
Asteromphalus robustus		*			
Asteromphalus arachne		*	*		
Azpeitia africana		*	*		
Azpeitia nodulifer		*	*	*	*
Bacteriastrum comosum		*	*		
Bacteriastrum elongatum		*	*		
Bacteriastrum hyalinum		*	*	*	*
Bacteriastrum minus		*	*		*
Bacteriastrum varians					*
Bellerochea holorogicalis		*	*	*	
Cerataulina daemon		*	*		
Cerataulina dentata		*			
Cerataulina pelagica		*	*	*	*
Chaetoceros affinis		*	*	*	*
Chaetoceros anatomosans		*			
Chaeto. atlanticus v. *neapolitana*		*	*	*	
Chaetoceros brevis		*	*		
Chaetoceros coarctatus		*	*	*	*
Chaetoceros compressus		*	*	*	*
Chaetoceros convolutus		*			
Chaetoceros costatus		*	*		
Chaetoceros curvisetus		*	*		*
Chaetoceros danicus		*	*		
Chaetoceros debilis		*	*		
Chaetoceros decipiens		*	*	*	*

Appendix 4. continued.

Species	Month \	Dec. 1993		Aug. 1994	
	Transect\	J	B	J	B
Chaetoceros denticulatus		*	*		
Chaetoceros diversus		*	*		*
Chaetoceros eibenii		*	*		
Chaetoceros lauderi		*	*		
Chaetoceros lorenzianus		*	*		
Chaetoceros messanensis		*	*		*
Chaetoceros okamuri		*	*		
Chaetoceros orientalis			*		
Chaetoceros pendulus		*	*		
Chaetoceros peruvianus		*	*	*	*
Chaetoceros protubulans		*	*		
Chaetoceros pseudocurvisetus		*	*		
Chaetoceros perpusillus		*	*		
Chaetoceros rostratus		*	*		
Chaetoceros socialis			*		
Chaetoceros tetrastichon		*	*	*	*
Chaetoceros spp.		*	*	*	*
Climacodium flauenfeldii		*	*		
Corethron criophilum		*	*		
Coscinodiscus concinnus		*	*		
Coscinodiscus janischii		*	*		
Coscinodiscus jonesianus		*	*		
Coscinodiscus nobilis			*		
Coscinodiscus radiatus		*	*	*	*
Coscinodiscus reniformis		*			
Coscinodiscus wailesii		*	*		
Coscinodiscus sp.		*	*	*	*
Cyclotella striata		*	*	*	*
Cyclotella stylorum		*	*	*	*
Cylindrotheca closterium		*	*	*	*
Cymatosira belgica			*		
Dactyliosolen mediteraneus		*	*	*	*
Delphineis surirella			*	*	*
Detonula pumila		*	*		
Diploneis crabro			*		
Diploneis weissflogi			*	*	*
Diploneis sp.			*	*	*
Ditylum brightwelli		*	*		
Ditylum sol		*	*		
Entomoneis alata			*		
Entomoneis sp.		*			
Eucampia cornuta		*	*	*	
Eucampia zodiacus		*	*		
Epithemia sp.		*	*		

Appendix 4. continued

Species	Month \	Dec.1993		Aug. 1994	
	Transect\	J	B	J	B
Gossleriella tropica		*			
Guinardia flaccida		*	*	*	*
Gyrosigma sp.		*	*		
Haslea gigantea		*		*	*
Haslea gretharum		*	*		
Haslea hyalinissima		*	*		
Hemiaulus hauckii		*	*	*	*
Hemiaulus sinensis		*	*	*	*
Hemiaulus membranaceous		*	*	*	*
Hemidiscus cuneiformis		*	*	*	
Hemidiscus cuneiformis f. *gibba*		*	*		
Hemidiscus kanayanus		*			
Lauderia annulata		*	*	*	
Leptocylindrus danicus		*	*		
Licmophora sp.		*	*		
Lithodesmium undulatum		*	*		
Mastogloia grobulus		*			
Navicula spp.		*	*	*	*
Nitzschia aquatorialis		*	*		
Nitzschia bicapitata		*	*	*	*
Nitzschia bifurcata		*	*	*	*
Nitzschia capitata		*	*		
Nitzschia capitellata		*	*		
Nitzschia sicula v. *migrans*		*	*	*	*
Nitzcshia closterium		*	*	*	*
Nitzschia cuspidata		*	*		
Nitzschia delicatissima		*	*		
Nitzcshia marina		*	*		*
Nitzschia lanceolata		*			
Nitzschia lineola		*	*	*	
Nitzcshia longissima		*	*	*	*
Nitzschia majuscula v. *lineata*		*	*		
Nitzschia ossiformis		*	*		
Nitzschia pungens		*	*		*
Nitzschia panduriformis v. *minor*		*	*		
Nitzschia prolongatoides			*		
Nitzschia pseudonana		*	*		
Nitzschia subfraudulenta		*	*		
Nitzschia sp.		*	*	*	*
Odontella mobiliensis		*	*		
Odontella regia			*		
Odontella sinensis			*		
Pachyneis gerlachii		*	*		
Pachyneis sp.		*			

Appendix 4. continued

Species	Month \	Dec.1993		Aug. 1994	
	Transect\	J	B	J	B
Paralia sulcata		*	*	*	*
Plaktoniella sol		*	*		
Plagiolemma confusa			*		
Pleurosigma directum		*	*		
Pleurosigma elongatum			*		
Pleurosigma falx			*		
Pleurosigma planctonicum		*	*		
Pleurosigma sp.		*	*		*
Podosira stelliger		*	*	*	*
Porosira sp.		*	*		
Pseudoeunotia doliolus		*	*		
Pseudohimatidium pacificum			*		*
Rhizosolenia alata		*	*	*	*
Rhizosolenia bergonii		*	*	*	
Rhizosolenia calcar avis		*	*	*	
Rhizosolenia castracanei				*	*
Rhizosolenia clvei		*	*	*	
Rhizosolenia cylindrus		*	*	*	
Rhizosolenia hebetat f. *semispina*		*	*		
Rhizosolenia imbricata		*	*		
R. imbricata v. *shrubusolei*		*	*		
Rhizosolenia robusta		*	*		
Rhizosolenia setigera		*	*		*
Rhizosolenia stoltelforthii		*	*	*	*
Rhizosolenia styli. v. *latissima*		*	*		
Roperia tesselata		*	*		
Roperia sp.A		*	*	*	
Roperia sp.B		*	*	*	*
Skeletonema costatum		*	*		*
Stauroneis decipiens		*	*		*
Stauropsis membranacea		*	*	*	
Stephanopyxis palmeriana		*	*		
Stephanopyxis turris		*	*		
Sterptotheca thamensis		*	*		
Stigmaphora rostrata		*		*	*
Surirella fastuosa		*	*		
Surirella sp.		*	*		
Synedra indica		*	*	*	*
Synedra tabulata		*	*		
Synedra sp.		*	*	*	
Thalassionema bacillaris		*	*		
Thalassionema flauenfeldii		*	*	*	*
Thalassionema nitzschioides		*	*		*
Thalassiosira anguste-lineata		*	*		

Appendix 4. continued

Species	Month \	Dec. 1993		Aug. 1994	
	Transect\	J	B	J	B
Thalassiosira bipartita		*	*		*
Thalassiosira diporocyclus		*	*		
Thalassiosira eccntrica		*	*	*	
Thalassiosira intrannula		*	*		
Thalassiosira leptopus		*	*	*	
Thalassiosira lineata		*	*	*	
Thalassiosira pacifica		*			
Thalassiosira punctifera		*	*		
Thalassiosira punctigera		*	*		
T. sackettii f. *plana*		*	*		
Thalassiosira subtilis		*	*		
Thalassiosira symmetrica		*	*		
Thalassiosira tenera		*	*		
Thalassiosira sp.		*	*	*	*
Thalassiothrix acuata		*	*		
Thalassiothrix gibberula		*	*	*	
Thalassiothrix heteromorpha		*	*		
T. heteromorpha v. *mediteranea*		*	*		
Triceratium favus		*	*		
Tropidoneis lepidoptera		*	*		

Appendix 4. continued

Cyanophyceae
Richelia intracelluralis
Trichodesmium erythraeum
Trichodesmium thiebautii

Chrysophyceae
Dictyocha fibula
Distephanus speculum

Dinophyceae
Amphidinium longum
Amphisolenia bidentata
Amphisolenia palmata
Ceratium arieticum
Ceratium azoricum
Ceratium belone
Ceratium breve
Crratium biceps
Ceratium candellabrum
Ceratium candellabrum v.dilatatum
Ceratium carriensis
Ceratium contorum
Ceratium extention
Ceratium furca
Ceratium fusus
Ceratium geniculatum
Ceratium gibberum v. *sinistrum*
Ceratium gravidum
Ceratium inflexsum
Ceratium kofoidii
Ceraitum limulus
Ceratium lineatum
Ceratium longissimum
Ceratium lunula
Ceratium lunula f. *brachysetos*
Ceratium macroceous
Ceratium massiliensis
Ceratium pennatum
Ceratium pentagonum
Ceratium praelongum
Ceratium reticulatum
Ceratium setaceum
Ceratium strictum
Ceratium sumatranum f. *angulatum*
Ceratium terres
Ceratium tripos
Ceratocolis horrida
Dinophysis caudata
Dinophysis forthii
Dinophysis hastata
Dinophysis mitra
Dinophysis rotundata
Dinophysis shutii
Gonyaulax birostris
Gonyaulax heighleii
Gonyaulax polygramma
Gonyodema polyedra
Gymnodinium viridesens
Gymnodinium spp.
Ornithoceros cerrasus
Ornithoceros magnificus
Ornithoceros serrasus
Ornithoceros steinii
Ornithoceros thumii
Oxytoxum gladiolus
Oxytoxum reticulatum
Oxytoxum tesselatum
Oxytoxum sp.
Phalacroma dolyphorum
Podolampas bipes
Podolampas palmipes
Podolampas spinifer
Prorocentrum compressum
Prorocentrum gracile
Protoperidinium concoides
Protoperidinium conicum
Protoperidinium depressum
Protoperidinium globulus
Protoperidinium leonis
Protoperidinium oblongum
Protoperidinium oceanicum
Protoperidinium pellucidum
Protoperidinium pentagonum
Protoperidinium pyriforme
Protoperidinium quarnerensis
Protoperidinium sphaeroides
Pyrophacus fusiformis
Pyrocystis hamulus
Pyrocystis lunula
Pyrocystis pseudonotiluca
Pyrodinium sp.

Kinetophragminophora
Mesodinium rubrum

이 페이지는
아무 의미가

Appendix 5.

On the Origin of the Tsushima Warm Current

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.,

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

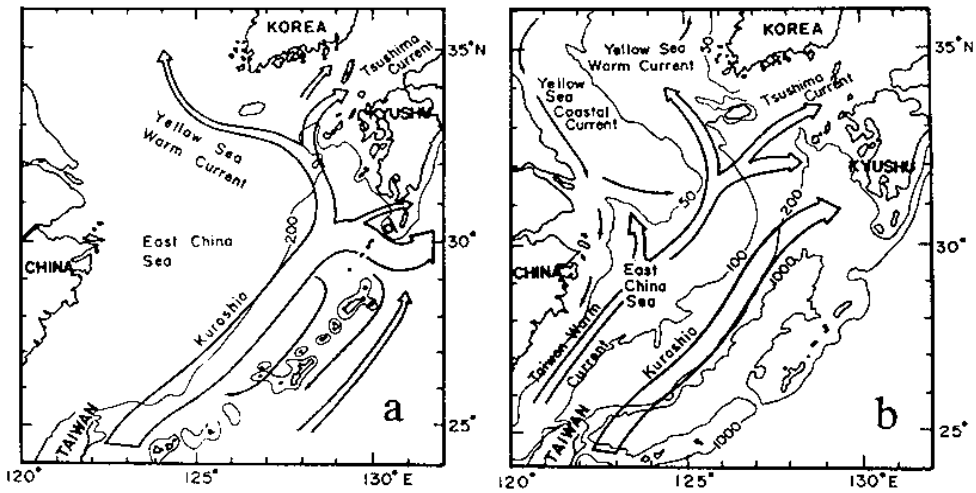


Figure 1. Schematic circulation patterns in the East China Sea. (a) *Nitani*'s [1972] theory and (b) the theory of *Beardsley et al.* [1985].

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.

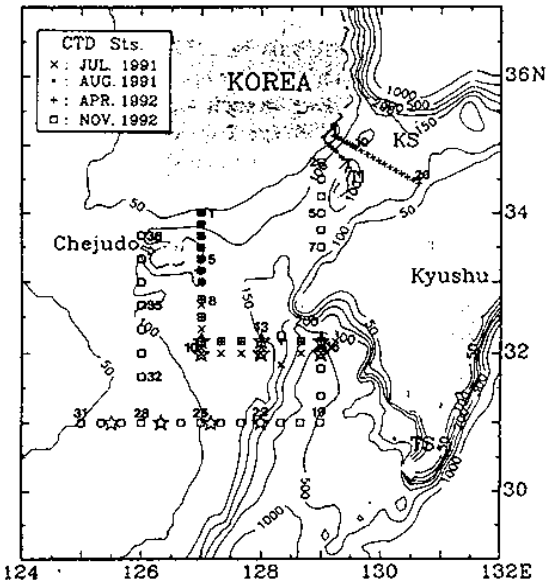


Figure 2. Study area, indicating release points of satellite-tracked surface drifters (stars) and CTD stations (large and small crosses, plus signs, and squares). Bottom topography is in meters. KS, TS, and TI denote the Korea Strait, the Tokara Strait, and Tsushima Island, respectively.

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: North Latitude	Releasing Point: East Longitude	Water Depth, m	Duration, days
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

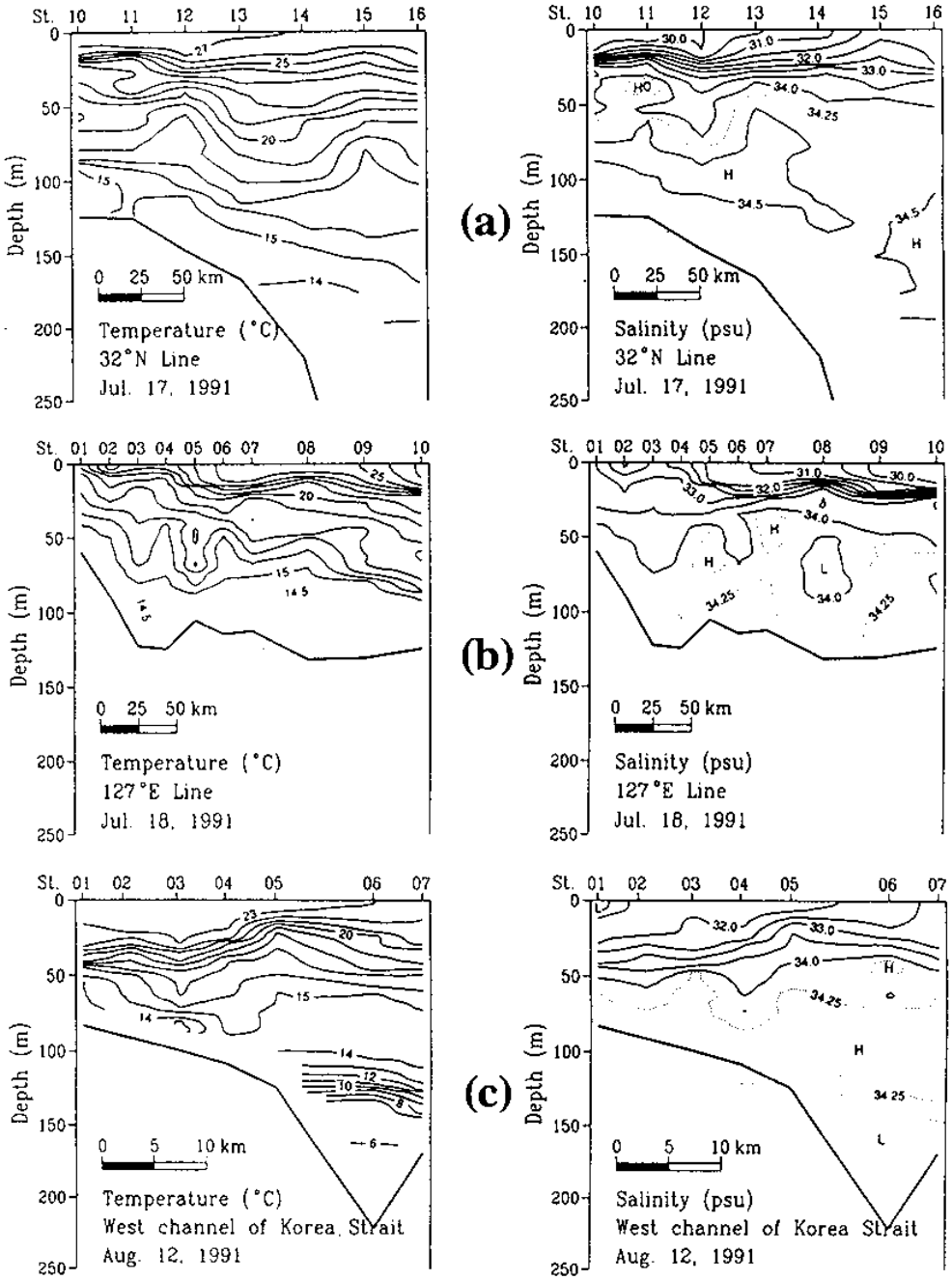


Figure 3. Vertical sections of temperature and salinity in summer 1991 at (a) 32°N, (b) 127°E, and (c) the western channel of the Korea Strait. CTD stations are marked in Figure 2.

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

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

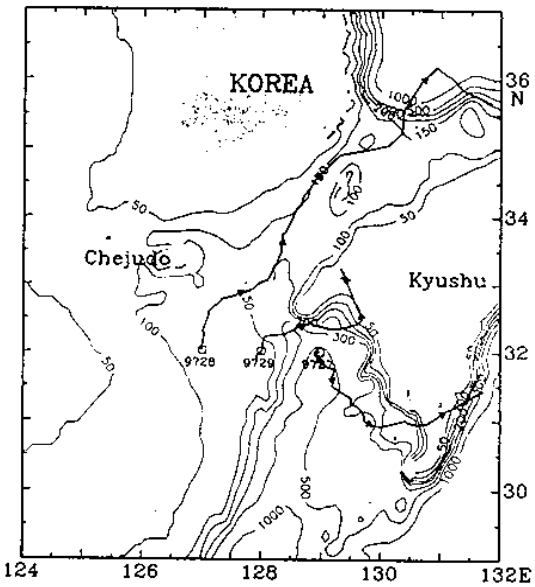


Figure 4. Trajectories of three satellite-tracked surface drifters (9727, 9728, and 9729) launched at 32°N on July 17, 1991. Starting points are marked by square symbols, and arrows are placed on trajectories every 5 days from the launch.

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

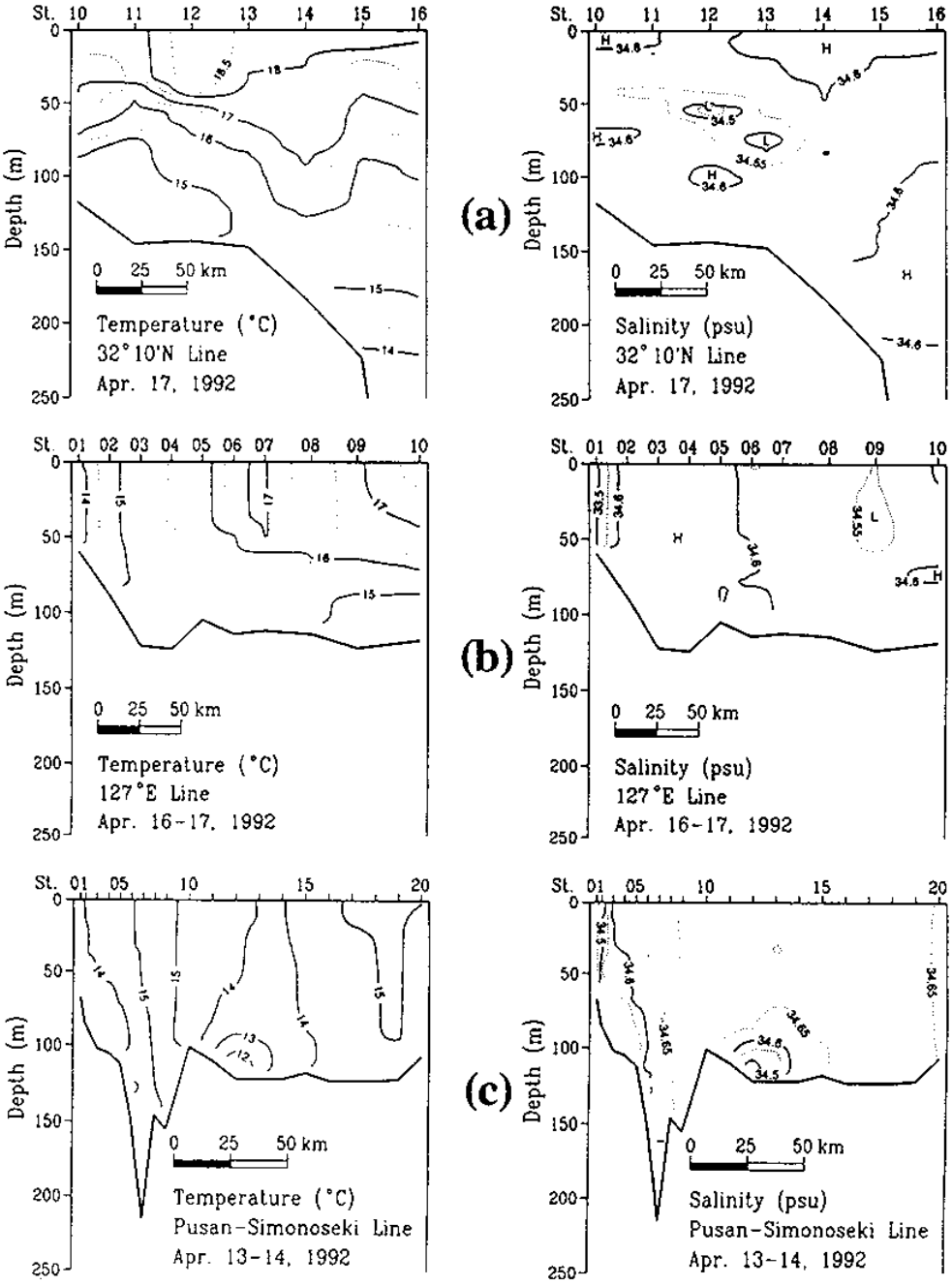


Figure 5. Vertical sections of temperature and salinity in April 1992 at (a) 32°10′N, (b) 127°E, and (c) the Korea Strait. CTD stations are marked in Figure 2.

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

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.

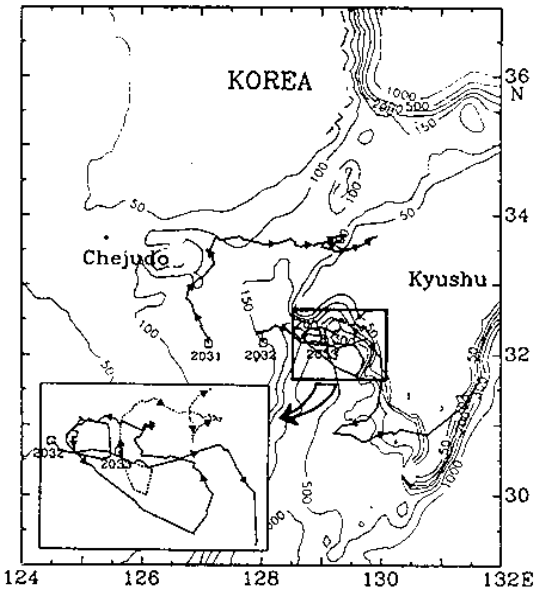


Figure 6. Trajectories of three satellite-tracked surface drifters (2031, 2032, and 2033) launched at 32°10′N on April 17, 1992. Trajectories in a rectangular box are enlarged in the lower left panel. Starting points are marked by square symbols, and arrows are placed on trajectories every 5 days from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

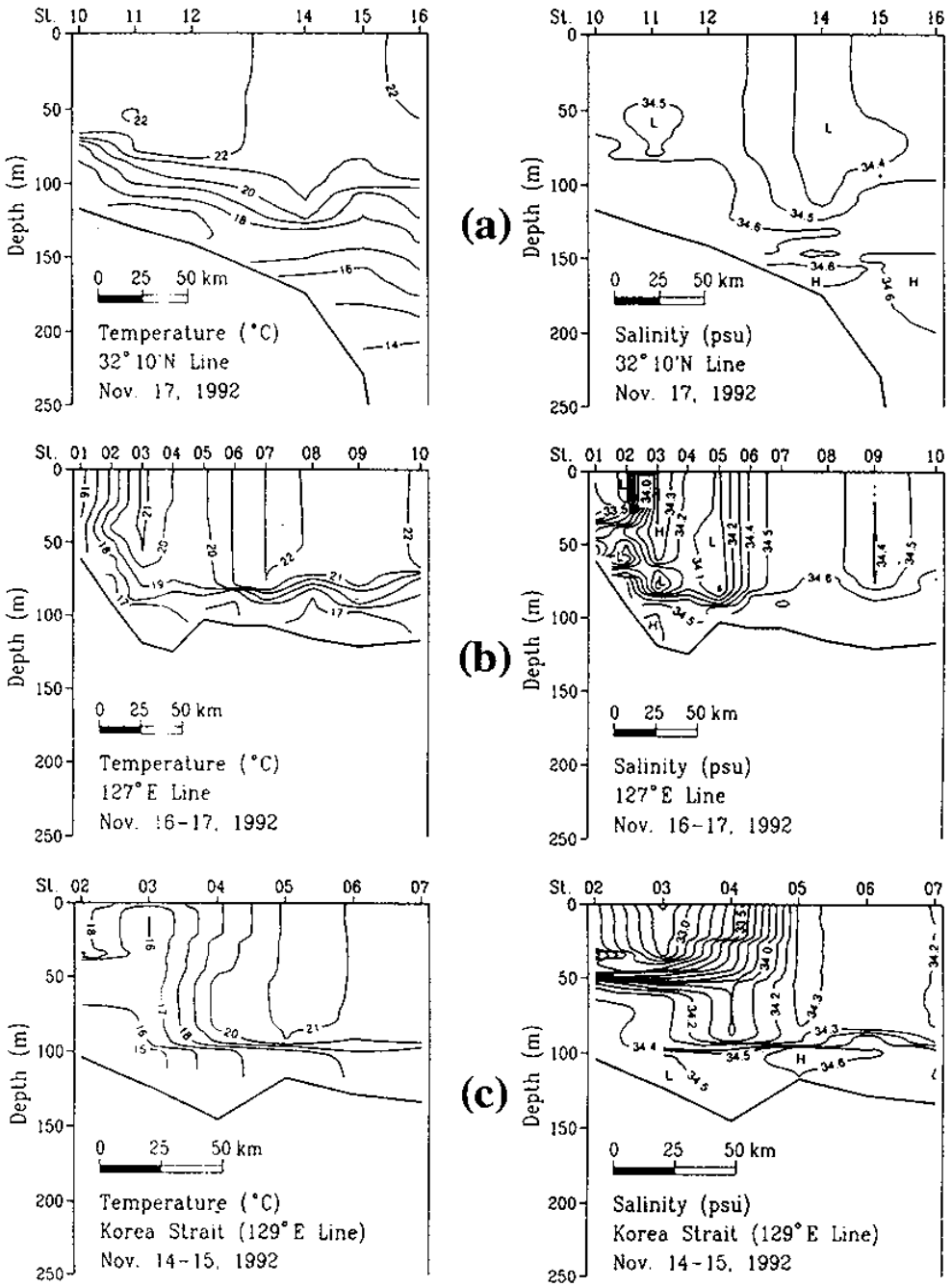


Figure 7. Vertical sections of temperature and salinity in November 1992 at (a) 32°10'N, (b) 127°E, and (c) the Korea Strait. CTD stations are marked in Figure 2.

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

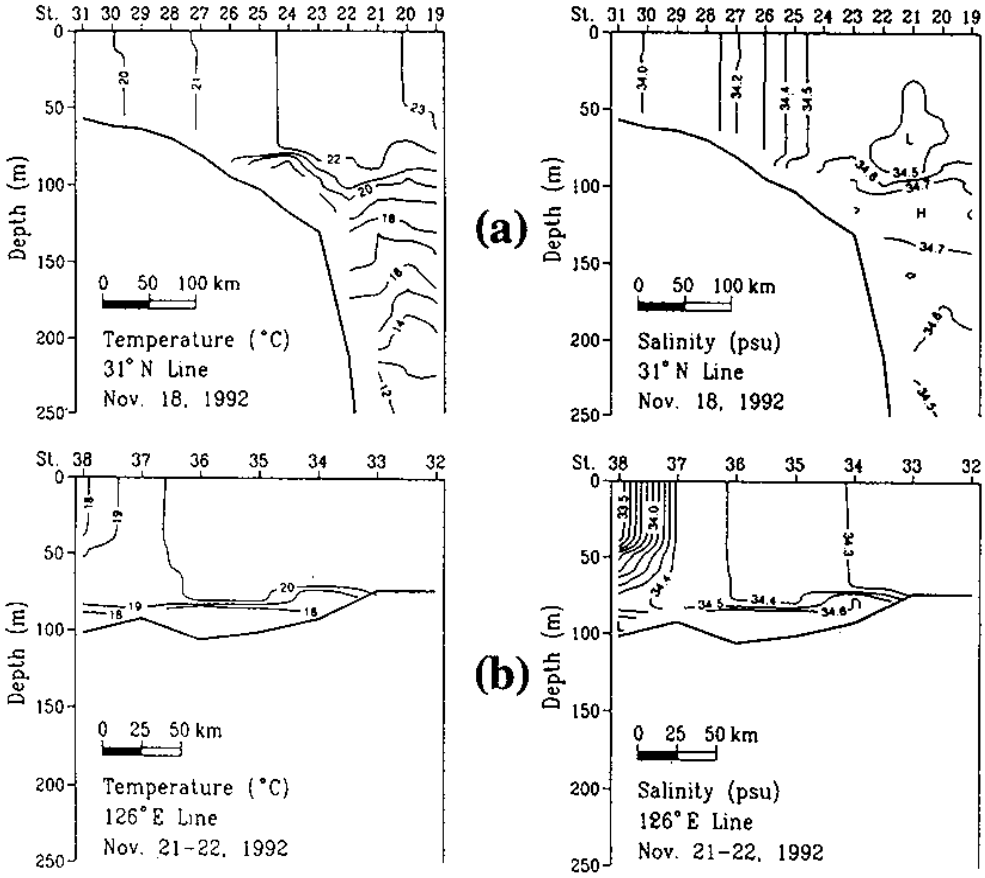


Figure 8. Vertical sections of temperature and salinity in November 1992 at (a) 31°N and (b) line of 126°E. CTD stations are marked in Figure 2.

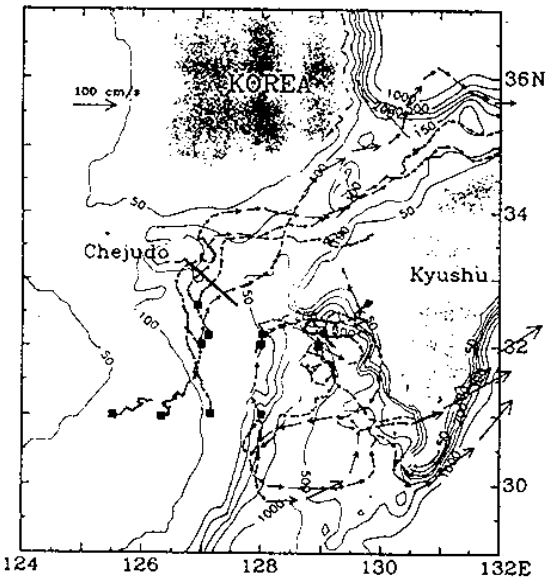


Figure 10. Ensemble of ten satellite-tracked drifter trajectories marked by arrows representing daily mean current. The scale of arrow vectors is marked in the upper left corner. Four drifters crossed the thick line southeast Chejudo on January 20, 1993, April 28, 1991, December 22, 1992, and July 21,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

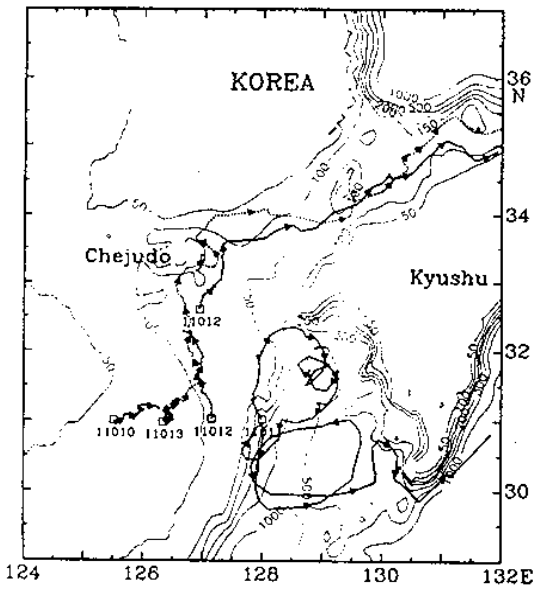


Figure 9. Trajectories of four satellite-tracked surface drifters (11010-11013) launched on 31° N on November 18, 1992. Starting points are marked by square symbols, and arrows are placed on trajectories every 5 days from the launch.

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

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.L.) 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. Miita, 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.)