

**중장기 기후변화에 따른 동중국해 해양생태계
변동 예측 연구**

Prediction of the marine ecosystem variation in the East
China Sea due to the long term climate change

**동중국해의 물질순환과 생물과정 중장기변동
관측 및 예측모델 연구**

Long term change of the biogeochemical cycling and biological
processes in the East China Sea: Observation and Prediction

한국해양연구원

해양수산부

제출문

해양수산부 장관 귀하

본 보고서를 “중장기 기후변화에 따른 동중국해 해양생태계 변동 예측 연구” (세부과제: 동중국해의 물질순환과 생물과정 중장기변동 관측 및 예측모델 연구)의 제2차년도 연차보고서로 제출합니다.

2005. 3.

주관연구기관명: 한국해양연구원

주관연구책임자: 김철호

연 구 원: 이재학, 이홍재, 황상철
이하웅, 장영석, 장찬주
박영규, 장경일, 최상화
유신재, 강형구, 김동선
정희수, 장성태, 민홍식
오경희, 홍창수, 노재훈
김현철, 박지수, 이정아
이창래, 심정희, 임동일
전수경, 노경찬, 김지현
윤두원, 남상헌, 김인철
노승목, 원문성, 우지민
팽우현, 박유현, 이누리
박재영, 송하준, 김현영

동중국해의 물질순환과 생물과정 중장기변동 관측 및 예측모델 연구

요약문

본 주관연구과제는 동중국해의 해양환경과 물질순환 및 하위영양준위 생태계의 장기변동 파악과 변동 기작의 이해 및 생태계 예측시스템의 각 구성모델들의 수립으로 구성되어 있으며, 연구 최종목표는 중장기적인 기후변화에 따른 동중국해의 해양생태계 변화를 예측하는데 있다. 연구의 2차년도에는 각 분야별로 아래와 같은 결과를 얻었다.

(1) 동중국해 수온의 중장기 변화 추세 파악

- 1차년도에 분석된 동중국해 수온의 중장기 변화 추세와 비교하기 위하여 한반도 연안 표면수온의 장기 관측 자료를 분석하였음. 한반도 연안 22개 지점에서 수온편차는 $0.01\sim 0.05^{\circ}\text{C}/\text{년}$ (신뢰구간 0.9 이상)의 증가율을 보였음. 또한 연중 최고수온은 대부분 감소 경향($-0.05\sim 0.02^{\circ}\text{C}/\text{년}$)을 보이고 최저수온은 증가경향($0.01\sim 0.05^{\circ}\text{C}/\text{년}$)을 보임으로써 결과적으로 연진폭이 감소($-0.10\sim -0.01^{\circ}\text{C}/\text{년}$) 하는 것으로 나타났음.
- 이는 한반도 연안역(동, 서, 남해안)의 수온 역시 동중국해 북부해역과 마찬가지로 장기적인 수온 상승 경향과 연진폭의 감소 경향을 보이고 있음을 나타냄.

(2) 동중국해 저염수와 대마난류수의 혼합구조 파악

- 2004년 7월 중순에 제주도 서쪽 해역에 저염수괴가 덩어리 형태로 분포함을 확인함.
- 인공위성추적 부이 실험 결과 저염수는 바람에 의하여 이동이 조절되어 Ekman 역학을 따르고 있는 것으로 분석됨.
- 태풍 등의 영향으로 장기간 북동풍이 우세한 경우에 제주해협에서 서향류가 존재할 수도 있음이 관측되어 물질이동이나 생태계 분포에 바람의 영향을 반드시 고려해야 할 것으로 판단됨.

(3) 동중국해 영양염, 부유물, 유기탄소/질소 농도 변화량 및 대기-해양 이산화탄소 변화량 파악

- 연구해역에서 관측한 표층 영양염 농도가 여름보다 봄에 높게 나타남. 이는 지금까지 동중국해에서 영양염의 주요 공급원으로 알려진 장강이 본 연구해역에서는 영양염 공급에 그다지 많은 기여를 하고 있지 않음을 지시해 줌.
- 봄에 서쪽 해역에서 높은 영양염 농도를 보이는 것은 영양염이 장강을 통해 유입된 것이 아니고 해수의 수직혼합에 의해 저층에 있는 풍부한 영양염이 표층으로 공급되었기 때문임.

- 봄과 여름에 관측한 표층 질소/인 비율은 각각 1.3~16과 1.1~15 정도로서 대부분이 Redfield ratio인 16보다 낮았는데, 이와 같이 표층에서 질산염/인산염 비율이 Redfield ratio보다 낮은 것은 표층에서 식물플랑크톤의 성장이 주로 질소에 의해서 제한받고 있음을 의미함.
- 동중국해에서 식물플랑크톤의 성장이 주로 인에 의해 제한받는다라는 기존의 연구결과와 달리 본 연구에서 식물플랑크톤의 성장이 주로 질소에 의해 제한받는 이유는 본 연구해역에서 영양염 농도가 장강의 영향을 받지 않고, 해수의 수직혼합에 의해 주로 영향 받기 때문으로 보임.
- 표층 부유물질과 부유유기탄소 함량은 봄에 특별히 높은 값을 보이는 서쪽 해역을 제외하고는 봄과 여름에 큰 차이를 보이지 않음. 봄에 서쪽 해역에서 표층 부유물질과 부유유기탄소 함량이 높은 것은 장강을 통해 부유물질이 많이 유입되었다기 보다는 해수의 수직혼합에 의해 저층 퇴적물이 재부유되어 표층으로 유입되었기 때문으로 여겨짐.
- 동중국해 북동해역에서 총 3회(2003. 8. 26~9. 3(여름), 2004. 4. 29~5. 8(봄), 2004. 10. 2~ 8(가을))에 걸쳐 표층해수의 수온, 염분, 이산화탄소분압(pCO₂)을 연속 관측하였음. 표층 해수의 이산화탄소는 조사기간 중 약 230~450 μ atm의 범위를 나타내었으며, 이산화탄소 플럭스는 -10~5 mmol m² d¹의 범위를 나타내었음.
- 대마난류의 영향을 받는 동쪽 해역에서는 봄과 가을에는 이산화탄소를 흡수하는 반면, 여름에는 이산화탄소를 대기로 방출하였음.
- 장강 유역의 수심이 낮은 해역은 그와 반대로, 봄과 가을에 이산화탄소를 방출하고, 여름에는 흡수하는 것으로 나타났음.
- 동쪽해역의 이산화탄소 분압과 수온이 양의 높은 상관관계(r²=0.85)를 나타낸 것으로 보아, 대마난류의 계절에 따른 수온과 염분 변화가 이산화탄소 분포의 주요 요인으로 작용한 것으로 생각됨.
- 장강 유역의 서쪽해역은 수층의 안정도를 나타내는 PEA(potential energy anomaly)와 이산화탄소 분압이 음의 로그 상관관계(r=0.61)를 보이는 것으로 보아, 총탄소가 높은 저층수와 수직혼합 정도가 이산화탄소 분포의 주요 요인인 것으로 보임.

(4) 하위 영양준위 생태계 구조 및 생물과정 파악

- 2004년 5월에 이어도 관측기지 부근 수역과 대마난류수의 영향을 크게 받는 외해역의 정점들에서 춘계 식물플랑크톤 대증식 현상이 나타났음. CHEMTAX 분석결과 이들 정점의 춘계증식은 규조류와 와편모조류에 의해 유도되고 있고, 녹조류도 비교적 높은 기여를 하는 것으로 나타남. 이들 정점에서 극미소 플랑크톤의 생체량 기여도는 상대적으로 낮게 나타났음.
- 10월은 5월에 비해 생체량이 약 반 정도의 수준을 보였으며, 와편모조류의 기여도는 5월보다 낮았음. 규조류는 일부 연안역 정점에서 높은 기여도를 보였으며, *Synechococcus*와 *Prochlorococcus*의 기여도도 5월에 비해 증가하였음. 극미소 플랑크

톤의 생체량에 대한 기여도는 5월에 32.9%, 10월에 46.3%를 나타냈음. 이는 극미소 플랑크톤의 생체량이 10월보다 5월에 더 높으나 기여도는 5월보다 10월에 더 높음을 나타냄.

- Flow cytometer를 이용한 분석은 시기별로 *Synechococcus*와 *Prochlorococcus*의 분포가 다름을 나타냄. 5월에는 *Prochlorococcus*가 출현하지 않았으며 10월에는 전 정점에서 출현하며 외해역에서 높은 개체수를 나타냈음. 이는 *Prochlorococcus*가 일정 수 이상의 환경에서 성장함을 나타냄. *Synechococcus*는 5월에 대마난류수의 영향을 받는 외해역에서 높은 개체수를 보이고 10월에는 상대적으로 낮은 개체수가 나타났음. 5월의 경우 수온이, 10월에는 영양염 환경이 생체량 변화에 영향을 미치는 것으로 판단됨. *Picoeukaryotes*는 5월과 10월에 유사한 개체수가 나타나나 다양한 분류군으로 이루어져 있어 조성 및 환경과의 관계는 향후 지속적인 연구가 요구됨.

- *Synechococcus*의 온도 및 영양염 환경에 따른 성장 반응을 알아보기 위해 영양염과 온도를 인위적으로 조절하여 실험을 수행한 결과 15°C에서는 *Synechococcus*의 성장이 나타나지 않았으며 인산염도 중요한 제한 요인임이 밝혀졌음.

- 식물플랑크톤 생체량은 5월이 10월에 비해 약 2배 높았으나 일차생산력은 유사한 수준을 나타냈음. 이는 5월에 비해 10월에 식물플랑크톤의 동화계수가 높았음을 의미함.

(5) 동중국해 생태계의 중장기 변화 추세 파악

- 1998년부터 2003년까지 6년간의 SeaWiFS 월별 합성 해색자료로 동중국해의 표층 엽록소 농도의 공간 분포를 분석한 결과 엽록소의 계절별 분포 형태는 대체로 장강 유출수의 방향에 비례하고 농도 또한 대체로 장강유출수의 양에 비례하였음. 농도에 따른 공간 분포는 수괴의 특성과 상당히 일치하였음. 1mg m^{-3} 이하의 농도 분포를 나타내는 해역은 대마난류역과 쿠로시오 해류역이며, 장강쪽 대륙붕과 한반도 남해안 해역에서는 1mg m^{-3} 이상을 나타냈음.

- 8개 해역에서 분석한 연간 농도 변화는 크게 3가지 특성을 나타냈음. 대마난류해역과 쿠로시오해역은 CASE 1 해수로 정의되는 곳으로 1998년에 높은 농도를 나타내었다가 그 다음해부터 낮아지며, 2002년 이후 다시 증가하는 연간변동 형태를 보였음. 반면 장강쪽 대륙붕해역은 CASE 2 해수로 정의되며, 2000년부터의 급격한 농도 증가가 나타나고 있음. 또한 두 해역의 경계역에서는 이 두 가지 특성이 같이 나타났음.

- 표층 식물플랑크톤 농도의 EOF 분석 결과로부터 동중국해는 3-4년의 변동과 6년 정도의 변동주기가 나타났음. 장강수의 유량은 2~3년의 강한 주기성 변동과 3~4년의 작은 주기가 관측되었음. 동중국해 엽록소 농도의 EOF에서 나타나는 3~4년 주기가 장강유출수와 깊은 관련이 있을 것으로 사료됨. 해면고도 자료의 EOF 제 1모드는 강한 엘니뇨 주기와 같으며, 제 4모드는 동중국해 표층엽록소의 제 4모드와 1.2년 정도의 시간차를 가진 4~5년 주기로 비슷한 형태를 보임. 쿠로시오를 통해 북태평양의 변화가 동중국해와 Tele-connection 되어 있을 것으로 사료됨.

(6) 장기모니터링 자료 생산 및 분석

- 이어도 기지 수심 14m에 YSI-6600 멀티센서를 이용하여 2003년 8월 이후부터 현재까지 15개월 동안 해수면, 수온, 염분, DO, pH, Turbidity, Chl. 농도 등을 30분 간격으로 연속 관측하였음.
- 해수위의 조차는 소조시 약 0.5 m이고, 대조시 약 2.5 m인 것으로 분석됨. 2003년 8월초에 많은 양의 장강 담수의 유입이 기록됨. 같은 기간 동안 수온, 염분, pH 등의 일변화 폭이 매우 큼. 2004년과 비교하여 2003년 여름에 상대적으로 더 많은 장강 담수의 유입이 있었던 것으로 판단됨.
- 수온과 해수면 변화의 약 2년 자료의 분석 결과, 하루 주기(T=1 day)와 반일 주기(T=0.5 day)가 가장 뚜렷함. 수온, 염분과 해수면 변화의 상호관계에 따라 크게 3가지 형태(Type A, D, E)의 주기적 변화 특성이 분석되었음.

(7) 오징어 개체군의 계절변화와 오징어의 영양상태 지표개발

- 동해 중북부해역에서 어획된 오징어의 평균동장은 5월에 최소(11.8cm), 12월에 최대(24.6cm)였고, 동해 남부해역에서 어획된 오징어의 평균동장은 4월에 최소(14.7cm), 12월에 최대(25.4cm)를 나타냈음. 두 해역 모두 춘계에는 작은 개체가, 추계와 동계에는 큰 개체가 조성되어 있었고 동해 중북부해역보다 동해 남부해역에서 크기가 큰 개체군이 조성되어 있었음.
- 월별 생식소 속도지수는 동해 남부해역의 경우 암컷은 3월에 한번 높은 값(4.3%)을 보이고 7~8월에 최대값(9.8~10.1%)을 보였으며 수컷은 5~6월을 제외한 나머지 달은 비교적 높게(2.8~3.1%) 나타났음.
- 영양상태 지표개발을 위하여 단백질 함량을 분석한 결과, 부위별로 팔부위에서 가장 높게 나타났고 다음으로 몸의 가장자리부위에서 높게 나타났으며 몸의 중앙부위에서 가장 낮게 나타났음. 체장·체중과 단백질 함량과의 상관관계를 보면, 몸의 중앙부위와 몸의 가장자리부위에서는 단백질 함량과 음의 상관관계를 보인 반면 팔부위에서는 양의 상관관계를 나타냈음.

(8) 동중국해 물질순환 모델

- 물질순환 모델링은 크게 평형실험(Equilibrium run; 대기 이산화탄소 농도를 278 ppm으로 고정함), 현재 재현실험(1765년부터 1995년까지 관측값에 기초한 대기 이산화탄소 농도변화를 경계조건으로 함), 미래 예측실험(IPCC 이산화탄소 농도 증가 시나리오 CIS9를 따름), 미래 예측실험 결과로 나타난 지구온난화에 의해 해수 수온이 상승한 경우에 대한 실험으로 구분하여 수행함. 각 경우에 대하여 ABIOTIC 모델과 BIOTIC 모델을 각각 수행함.
- 지구온난화에 의해 수온이 증가하면 해수의 이산화탄소 용해도가 줄어들고, 해양 심층순환이 약해져 해양의 이산화탄소 흡수 능력이 줄어들거나 해양생물의 활동이 왕성해져 일차생산력이 커지고 생물펌프의 역량은 증가함. 모델링 결과 장강 하구에

서는 지구온난화에 의해 해양순환이 변화하여 대기로 방출되는 탄소의 양이 줄어들지만 그 이외의 지역에서는 수온 증가로 인하여 대기로 방출되는 탄소량이 늘어남. 생물의 일차생산에 의한 탄소플럭스는 동중국해 전역에 걸쳐 매우 미약하게 나타남.

- 동중국해 남쪽과 서쪽 단면에서 수온증가에 의한 DIC량의 변화는 매우 미약하나, 해양순환이 증가하여 DIC의 유입과 유출량이 증가하고, 동중국해에 남겨진 양이 감소함으로 해양-대기 이산화탄소 교환량이 감소한 것으로 보임.

(9) 동중국해 해양순환 모델

- 동중국해를 포함하는 광역 해양순환모델을 실행함. 모델에서 동중국해의 MLD는 2월에 제주 남방에서 50~75m, 제주 남부 연안에서 25~50m, 제주 동-서 연안에서 0~25m로 나타남. 5월에는 제주 남부에서 25~50m, 북부에서 0~25m, 8월과 11월에는 동중국해 북부 전역에서 0~25m 정도로 모사됨.

목 차

| | |
|--|-----|
| 요약문 | 3 |
| 제 1 장 서론 | 9 |
| 제 2 장 동중국해의 해양환경과 해양생태계 다학제 관측 및 분석 | 11 |
| 제 1 절 저염수와 대마난류수의 혼합구조 분석 | 11 |
| 제 2 절 춘계와 하계 영양염, 부유물, 부유유기탄소/질소 분포 특성 | 18 |
| 제 3 절 표층 이산화탄소분압($p\text{CO}_2$)의 계절 분포 특성 | 37 |
| 제 4 절 하위 영양준위 생태계 구조 및 생물과정 파악 | 50 |
| 제 5 절 위성자료를 이용한 생태계 증장기 변화 연구 | 69 |
| 제 6 절 동중국해 고정 정점(이어도 기지)에서의 증장기 모니터링 | 77 |
| 제 7 절 오징어 개체군의 계절변화와 오징어의 영양상태 지표개발 | 83 |
| 제 8 절 동중국해와 한반도 연안역의 증장기 수온 변화 추세 파악 | 92 |
| 제 3 장 동중국해 생태계 예측을 위한 구성요소모델 개발 | 97 |
| 제 1 절 물질순환 모델 | 97 |
| 제 2 절 해양순환 모델 | 106 |
| 제 4 장 참고문헌 | 114 |

제 1 장 서 론

동중국해는 우리나라를 태평양과 연결시키는 통로로서 이곳을 흐르는 쿠로시오와 대마난류는 한반도 해역에 열과 염 및 해양생물을 공급함으로써 황해와 동해, 남해 등 우리나라 연근해의 물리특성과 해양생태환경에 직접적으로 큰 영향을 미친다. 동중국해는 또한 한반도 연안역과 중국 대륙으로부터 유입되는 육지기원의 물질과 대양기원의 물질이 상호 교환되는 해역이 되며, 고염의 대양 해수와 저염의 연안수가 혼합됨으로써 해양생물의 다양성이 매우 강하게 나타나는 해역이다. 동중국해는 넓은 대륙붕의 발달로 인해 세계적인 수산자원의 보고 역할을 할 뿐만 아니라 우리나라 어업 활동의 주요한 대상해역이 된다. 수산업은 우리나라 경제의 중요한 한 축을 담당하고 있으나 21세기 들어 기후변화에 따른 해양환경 변화와 오염 및 남획 등에 의해 수산자원이 급격히 고갈되고 있는 상황이다. 그 가운데 특히 기후변화에 따른 영향이 해양환경과 해양생태계를 포함하여 인간의 생활환경 전반에 걸쳐 심대한 영향을 미칠 것으로 알려지고 있다.

정부간 기후변화패널(IPCC) 2002년 보고서는 지구기후변화가 21세기에 더욱 가속화될 것으로 예측하고 있다. 이러한 지구기후변화는 해수 온도의 상승과 해류순환 시스템의 변화, 해수면의 상승 등 해양환경의 물리적인 변화뿐만 아니라 해양순환의 변화에 따라 해수중 생물기원 원소(탄소, 질소, 규소, 인 등)들의 순환과 영양염 농도의 변화를 야기한다. 이와 같은 물질변화는 박테리아, 식물플랑크톤, 동물플랑크톤 등 하위영양준위 생물들의 생산과 종 다양성, 종의 분포 및 생물과정 등에 영향을 미쳐 해양생태계의 변화를 유도하게 되며, 궁극적으로는 해양생물자원에게도 영향을 줄 것으로 예견되고 있다. 따라서 기후변화가 우리나라 해역의 해양환경과 해양생태계 및 수산생물에 어떠한 영향을 주는지를 파악하고 예측하는 것은 국가 기후변화 대책 수립에 있어 매우 중요한 과제이다.

이미 언급한 바와 같이 기후변화는 인류가 직면한 중대 문제이며 21세기 국제사회의 가장 큰 이슈 중 하나로 대두되었다. 기후변화를 중심과제로 하여 과학계는 일찍이 각 분야에 걸쳐 국제적인 연구프로그램들을 수립, 실행하여 오고 있다. 역사적으로는 대기의 기후변동 연구 측면에서 국제 연구프로그램이 시작되었으나 이제는 기후변동과 대기-해양 상호작용, 기후변동과 해양순환, 기후변동과 해양의 물질플럭스, 기후변동과 해양생태계 등을 각각 연계하여 그 변동의 원인을 파악하고 예측 가능성을 찾으며 인위적인 기후변화에 대한 예측까지도 시도하는 국제연구프로그램이 조직, 가동되고 있다. 그 구체적인 예를 살펴보면 다음과 같다.

- TOGA(Tropical Ocean and Global Atmosphere; 열대해양-전지구대기)는 ICSU(International Council of Scientific Unions; 국제학술연맹)와 WMO(World Meteorological Organization; 세계기상기구) 산하의 WCRP(World Climate Research Program; 세계기후연구계획)를 구성하는 주요 프로그램으로서 열대해양과 지구대기 간의 계절~경년 변동을 조사하고 그 예측 가능성을 파악함으로써 기후 예측에 활용하는 것을 목표로 하였는데, 기간 종료후 CLIVAR(A Study of Climate Variability

and Predictability; 기후변동성·예측가능성 연구) 프로그램으로 승계되었다.

- WOCE(World Ocean Circulation Experiment; 세계해양대순환실험)는 WCRP의 일환으로 ICSU, WMO, IOC(국가간 해양과학위원회)의 후원 하에 수행한 장기프로그램으로서 기후변동 예측모델 개발과 검증자료의 수집을 목적으로 하여 지구 대양 규모의 해양순환 관측을 수행했다. 이와 관련하여 GCOS(Global Climate Observing System; 세계기후관측시스템), GOOS(Global Ocean Observing System; 세계해양관측시스템) 등이 수행되고 있다. 국제 ARGO(Array for Real-time Geostrophic Oceanography; 국제공동해양조사연구) 프로그램은 IOC와 WMO에서 추진하고 있으며 전세계 해양에서 뜰개를 이용하여 실시간으로 해양 특성을 관측함으로써 지구기후 변화에 대한 해양의 역할을 이해하고 대기-해양순환모델의 개선과 기후변화 예측을 위하여 자료를 제공하는 것을 목적으로 한다.

- JGOFS(Joint Global Ocean Flux Study; 전구해양플럭스연구)는 전지구적인 물질순환과 해양순환을 이해함으로써 지구기후변화와 해양의 물질순환과의 관계를 파악하는 것을 목적으로 했는데, 일본은 JGOFS 사업의 일환으로 동중국해에서 MASFLEX (Marginal Sea Flux Experiments in the West Pacific) 사업을 수행하며 동중국해의 생지화학적 순환에 대해 조사하였다. 대만은 대만 북동역인 동중국해 남서부역을 대상으로 KEEP(Kuroshio Edge Exchange Processes) 연구사업을 1989년에 착수하여 물리, 화학, 생물분야를 중점적으로 연구하였다.

- IOC, 해양과학 위원회(SCOR), 국제 생지권 프로그램(IGBP)이 합동으로 지원하는 국제 GLOBEC(Global Ocean Ecosystem Dynamics) 프로그램은 생태계와 수산자원의 변동과 기후변동과의 관계 규명을 주 목표로 하여 세계 각 지역별로 수행되고 있다. 일본은 국제 GLOBEC의 자국 프로그램으로서 쿠로시오와 쿠로시오-오야시오 천이역, 동중국해 등을 대상해역으로 하여 BIOCOSMOS, VENFISH 등의 프로그램을 수행하고 있으며 중국은 제 1단계의 발해만 GLOBEC 연구를 마치고 제 2단계의 GLOBEC 연구를 동중국해에서 수행하고 있다. PICES(북태평양 해양과학기구)는 정부간 과학기구로서 북태평양지역의 해양환경과 기후변화, 해양생태계에 관한 연구를 촉진하고 조정하는 일을 목적으로 하는데, 과학기술위원회, working group(WG) 등의 운영과 함께 CCC(기후변화와 환경수용력) 등의 학술프로그램을 GLOBEC과 연계하여 운영한다.

동중국해의 환경과 생태계변화 연구를 위해서는 국제적인 연구프로그램에서 관련분야 전문가들에 의해 기획된 연구체계와 방법 및 전략을 잘 파악하고 이를 가져다가 우리나라에 맞게 적용하는 것이 현명한 방안이다. 이 연구사업은 동중국해에서 기후변화가 중장기적으로 어떻게 진행되어 왔는지를 파악하고 그 원인을 규명하며, 더 나아가 향후의 변화를 예측할 수 있는 과학적 도구를 만들고 그에 기초하여 예측하는 것을 목표로 하고 있다. 이를 위하여 해양의 물리적 순환과 물질의 이동, 하위영양준위 생태계의 변동을 파악하기 위한 다학제 현장관측을 실시하고 각 분야에서 얻어진 자료를 학제간 관점에서 분석하였다. 또한 해양환경과 생태계의 변동에 대한 원인 규명과 향후의 과학적인 예측을 위하여 생태계 예측 구성요소모델들을 개발하고 수립하는 것을 주요 세부과제로 하였다.

제 2 장 동중국해의 해양환경과 해양생태계 다학제 관측 및 분석

제 1 절 저염수와 대마난류수의 혼합구조 분석

1. 해수특성분포의 장기 변동성 요인

여름철 동중국해 북부 대륙붕상에서의 해수 이동과 혼합과정을 이해하기 위하여 다음 네 가지의 특징에 대한 분석이 근본적으로 필요하다.

- 1) 상층 저염수 (장강희석수를 포함한 중국 연안수)의 동쪽방향 이동
- 2) 쿠로시오로부터 공급된 고염수의 북쪽방향 이동
- 3) 황해저층냉수의 남쪽방향 확장
- 4) 이들 경계에서의 미세 또는 중규모 구조 발달

동중국해에서의 장기 해황 변화의 신호는 이들 주요 해수 이동의 양상이 변화하였는가와 이들 수괴들의 해수 특성에 변화가 있었는지에 따라 나타날 것으로 판단된다. 상기 네 가지 특징들의 각각 사항에 대하여 장기 변동성이 어떻게 관련되는지를 보기로 하자.

상층 저염수와 관련된 장기 변동의 시나리오는 두 가지가 있다. 첫째, 기후변화에 의하여 강우 형태가 바뀔에 따라 장강을 비롯하여 중국 연안에서 황해 및 동중국해로 공급되는 담수 유출 형태가 달라질 것이고 이는 동중국해 상층 저염수의 양이나 이동 양상이 달라진다는 것을 의미한다. 둘째, 기후변화에 기인한 기단의 강도와 배치 변화로 바람장의 특성이 바뀔 가능성이 높고 이에 따른 표층 해수 이동에 대한 영향이 있을 것이다. 여기에는 태풍과 같은 열대성 저기압의 강도 변화와 이동 형태 변화도 포함된다. 한편, 인위적인 요인, 즉, 중국 내부에서의 삼협댐과 대규모 남북 운하 건설에 따른 영향이 예상되지만 이는 기후변화와는 직접적인 연결성이 떨어지므로 본 연구의 대상에서는 제외한다.

쿠로시오로부터 공급된 고온고염수의 변화는 북서태평양 중위도 해수의 특성변화에 의하여 조절될 것이다. 쿠로시오 시작해역인 난수역(warm pool) 북서 부분의 해수 특성 변화가 있다면 동중국해에도 그 시그널이 전달될 것이라는 의미이다. 이는 수온뿐만 아니라 염분 변화까지 포함한다. 쿠로시오 해수의 기원이 북태평양에서 증발량이 강수량보다 많아 염분이 가장 높은 중위도에서 그 특성이 결정된 해수이므로 기후변화에 의한 증발과 강우 형태의 변동은 순차적으로 염분 값까지 영향을 미치게 될 것이기 때문이다.

황해저층냉수의 확장 정도와 수온 크기에서도 기후변화에 의한 장기 변동성의 시그널 표현이 가능하다. 황해저층냉수는 겨울철의 차고 건조한 북풍계열의 계절풍 영향으로 증발, 냉각 및 수직 혼합되어 낮은 수온의 특성을 갖게 되고 이듬해 여름 강한 성층으로 저층에 그 찬 특성이 남아 나타나는 것이기 때문에 겨울철의 대기의 특성과 운동 (기온, 바람의 경향)에 장기 변동성이 있다면 여름철 황해저층냉수의 강약에까지 영향을 줄 것으로 보인다.

동중국해 대륙붕에 분포하는 여러 수괴들 사이 경계역에는 전선 및 약층과 같이 해수 특성들의 수평 및 수직적 변화 구배가 크며 이와 관련된 중소규모의 해양 현상이 발달하게 된다. 중소규모 현상들은 에너지 및 물질 이동 등의 수괴간 혼합 과정으로 이해할 수 있다. 여러 수괴들의 특성에 변화가 있고 대기의 외력에 변화가 있다면 수괴 사이의 중소규모 현상의 특성에도 그 변화가 있을 것이다. 이는 물리적 변화뿐만 아니라 생지화학적 물질 및 생태계 변동성의 한 요인으로서도 그 중요성이 있다. 수온약층 하부에서 높은 용존산소대와 클로로필 최대층이 자주 관측되는 것을 볼 수 있기 때문이다.

이상 기술한 장기변동성과 관련된 사항들 중에서 본 연구에서는 상층 수괴들, 특히, 저염수의 분포와 경계역 중소규모 물리적 현상에 관한 정량적 분석을 그 목적으로 하고 있다. 연구비의 제약으로 겨울철은 연구 대상으로 고려하지 않았다. 본 과제를 통한 현장 조사가 매우 제한적이므로 다른 연구과제에서 동중국해의 조사가 수행될 경우 이를 통하여 자료를 확보하였다. 1, 2차년도 연구기간 중 본 연구 사업을 통하여 2003년 8월, 2004년 4월 및 10월에 현장조사를 실시하였으며, 다른 연구과제의 관측을 활용하여 2003년 7월과 10월, 2004년 3월, 7월 및 9월에 자료를 획득하였다. 다만, 다른 연구 사업은 자체 목적이 본 연구와는 다르기 때문에 본 연구사업의 조사해역보다 좁은 영역에서의 미세구조 자료가 주를 이루고 있다.

2. 2004년 조사 결과

본 과제 1, 2차년도에 이루어진 3차례 관측(2003년 8월, 2004년 4월 및 10월)에서 획득된 자료 분석만으로는 본 과제에서 설정하였던 연구 목적을 달성하기에 어려움이 있어 동중국해 북부해역을 관측 대상으로 하는 다른 연구 사업에서 획득된 자료를 최대한 활용할 예정이다. 하계 수괴분포 특성 및 저염수 이동의 바람장과의 관계의 연구 결과는 다른 연구사업에서의 획득자료 분석 결과와 함께 3차년도 보고서에 수록할 예정이며 이번 보고서에서는 2차년도 해양조사 결과만을 간략하게 기술하였다. 2차년도에는 한차례 해양조사가 계획되어 2004년 10월 초에 실시하였다. 조사 기간중 해양 상태의 악화로 원래 계획보다 축소하여 관측을 하여 2003년 8월 및 2004년 4월 조사 해역과 동일하게 관측하지 못하고 계획하였던 관측 해역의 중앙부의 관측만 실시하였으며 이어도 해양과학기지를 통과하는 관측선을 유지하도록 하였다. 최종 조사 정점과 해역은 그림 2-1-1에 표시하였다.

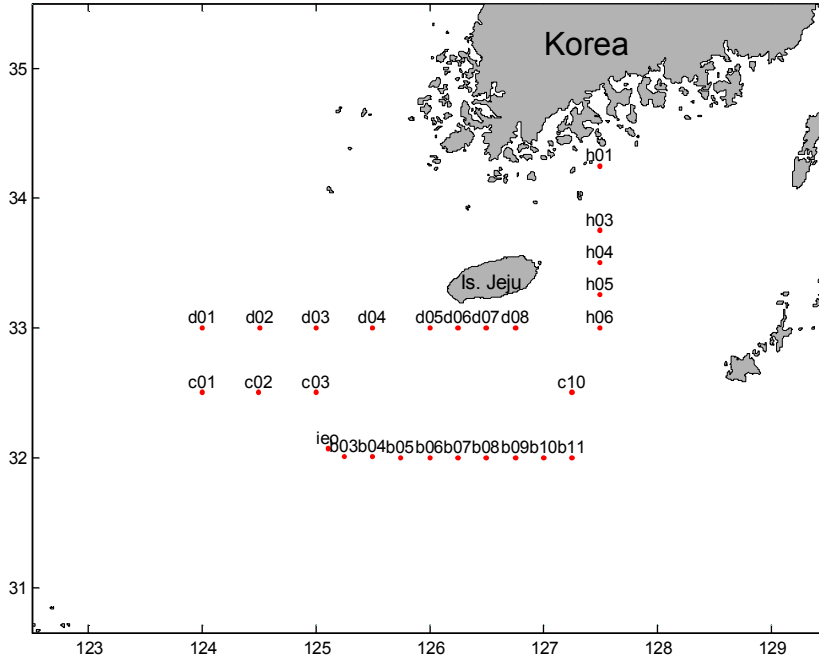


그림 2-1-1. 2004년 10월 해양 조사 해역 및 관측정점도.

2.1. 해수 물성 수평 분포

그림 2-1-2와 그림 2-1-3은 수온과 염분의 수평분포이다. 수온과 염분은 각각 22.8~25.5℃ 및 32.3~34.7 psu 범위의 값을 보여주며 제주도 남동해역에서 상대적으로 고온·고염 값을 보여주어 쿠로시오로부터 공급된 해수가 통과하고 있음이 나타나고 있다. 염분의 전선이 보다 뚜렷하여 제주고 서남해역에 남북방향으로 형성되어 있다. 이는 동중국해 해수 분포 특성이 하계 특성에서 동계 특성으로 바뀌고 있음을 보여주는 것이며 과거 자료들을 고려하면 점차 서쪽으로 이동할 것으로 사료된다.

해저면 부근에서의 수온과 염분분포는 그림 2-1-4와 그림 2-1-5에 나타내었다. 표층과 달리 수온과 염분의 분포 형태가 상이하다. 수온은 제주도 서쪽에서 14℃ 이하의 황해저층냉수의 세력이 분포하고 있으며 양지강퇴에 23℃이상의 고온수가 나타나고 있다. 염분은 쿠로시오로부터 공급된 고염수의 분포해역이 뚜렷하게 구분되고 있는바 표층의 분포 형태와 유사하며 34 psu 등염분선을 보면 표층보다 서쪽에 나타나고 있어 고염수 세력이 저층에서 보다 강하고 표층에서는 연안저염수의 세력이 아직 남아있음을 알 수 있다.

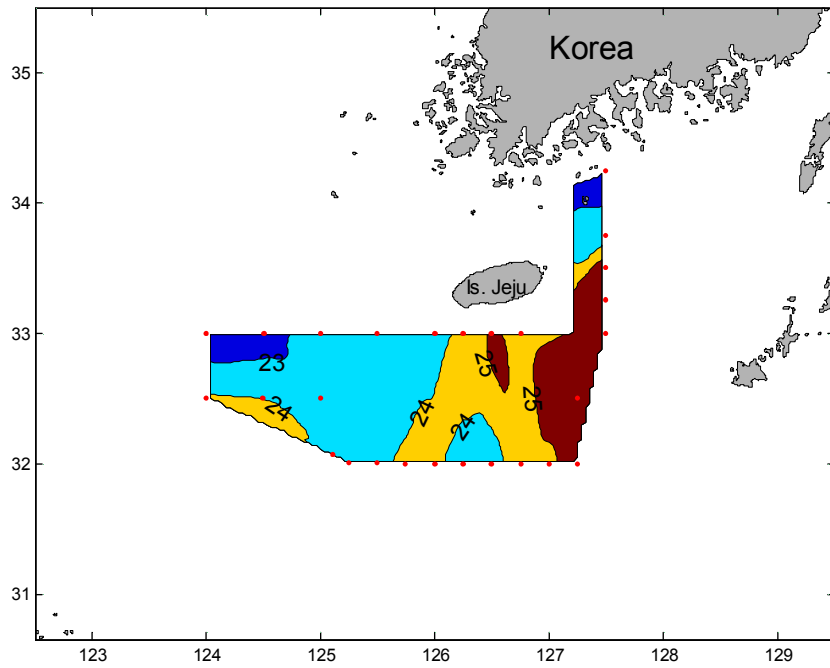


그림 2-1-2. 2004년 10월 관측 결과 표층 수온 분포.

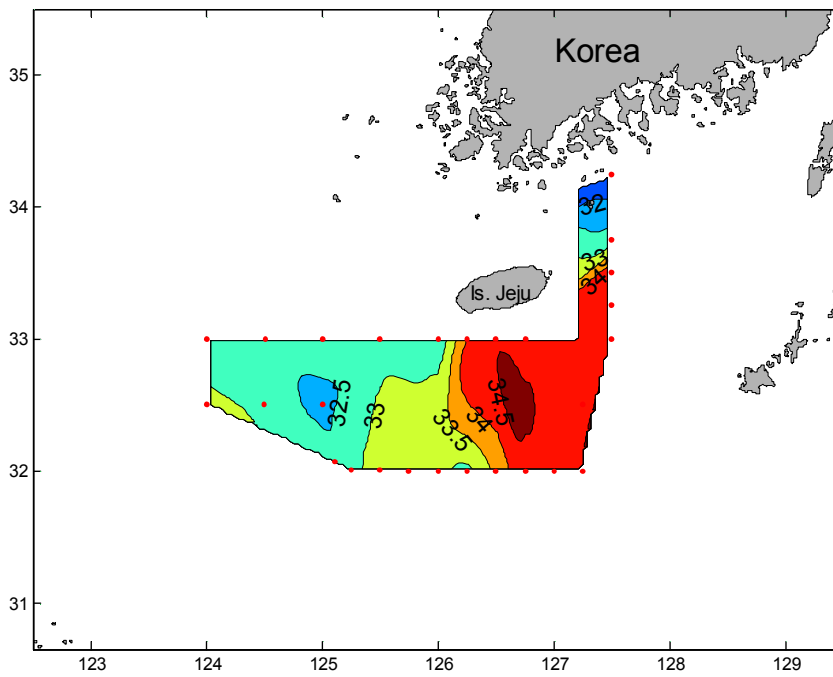


그림 2-1-3. 2004년 10월 관측 결과. 표층 염분 분포.

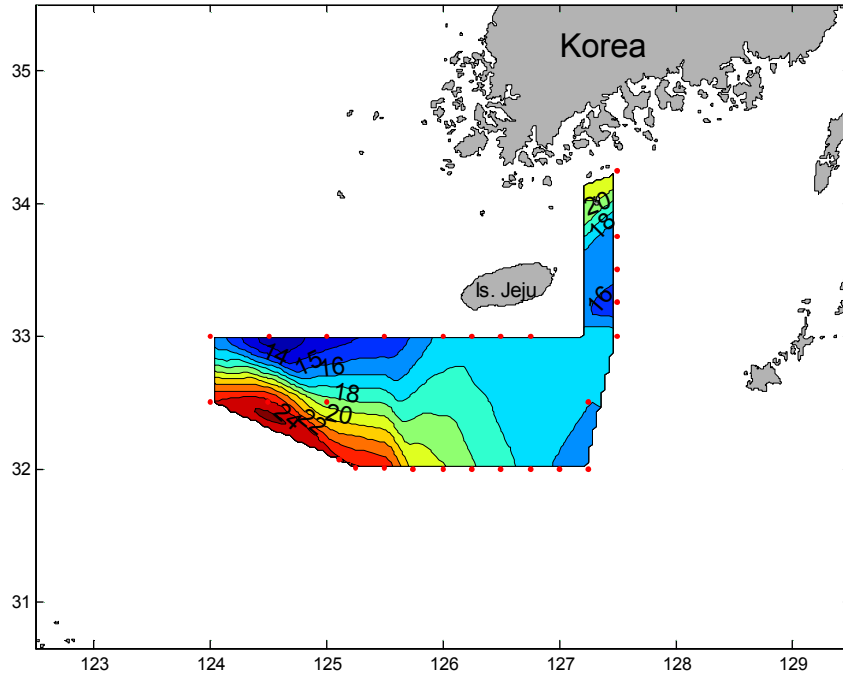


그림 2-1-4. 2004년 10월 관측 결과. 해저면층 수온 분포.

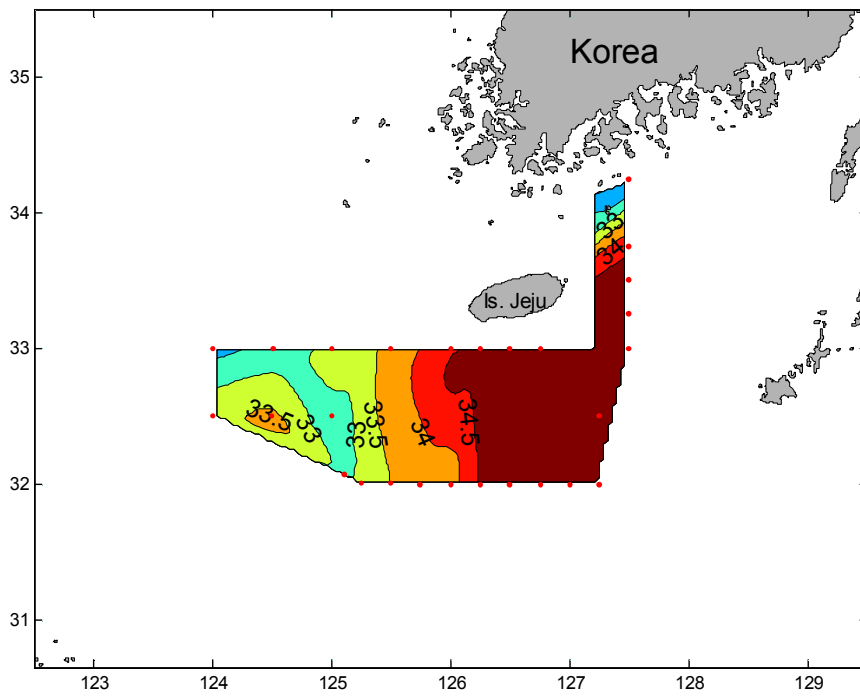


그림 2-1-5. 2004년 10월 관측 결과. 해저면층 염분 분포.

2.2. 염분의 수직분포 - 전선역 미세구조 발달

두 동서 관측단면에서의 염분 수직분포를 그림 2-1-6과 그림 2-1-7에 나타내었다. 고염수가 상층에서 저층으로 향할수록 양자강되 쪽으로 확장되어 분포하고 있음을 보여준다. 보다 두드러진 특징은 전선역인 관측점 d4-d7, b8-b9 의 수온약층 하부 수심대에 나타난 저염수의 관입 형태이다. 이는 과거 조사에서도 자주 관측된 바 있는 것으로 고염수와 저염수 사이의 혼합과정에서 나타난 현상으로 판단된다. 이 구조는 수직적으로 10 m 정도 두께를 가지고 수평적으로 100 km 가까운 크기를 보여주고 있다. 이러한 현상이 바람 등 외력 영향으로 일시적으로 나타나 것인지, 전선역에 나타나는 물리적 불안정성에 기인한 것인지는 매우 흥미로운 분석 대상이지만 본 관측자료만으로 해석하는 것은 불가능하다. 한편, 이러한 미세구조가 다른 생지화학적인 물질이나 클로로필 같은 하위준위 생태계 특성 분포에도 연관이 있을 것이므로 집중적인 관측이 필요한 부분이다.

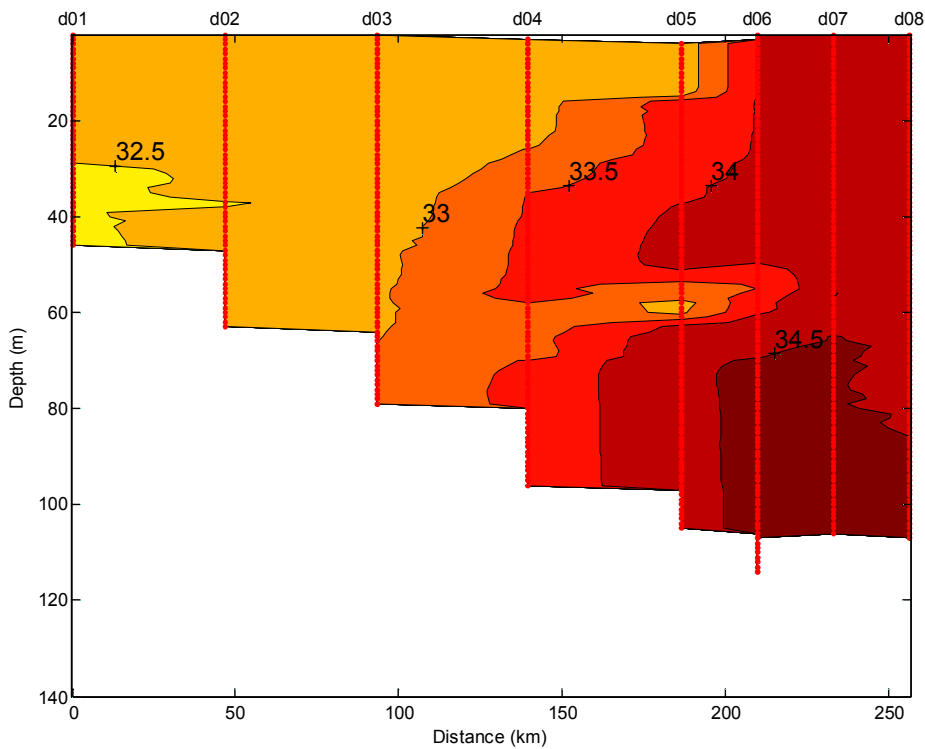


그림 2-1-6. 2004년 10월 관측 결과 단면 d에서의 염분 수직 분포.

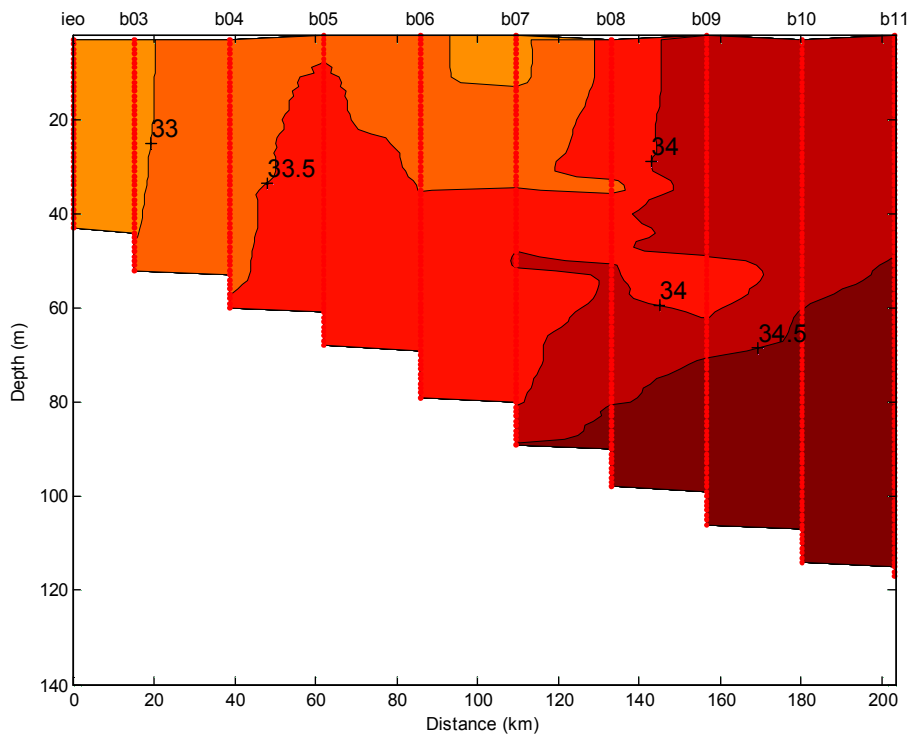


그림 2-1-7. 2004년 10월 관측 결과 단면 d에서의 염분 수직 분포.

제 2 절 준계와 하계의 영양염, 부유물질, 부유유기탄소/질소 분포 특성

1. 서론

동중국해는 서태평양에서 가장 큰 주변해(Marginal sea)로서, 대략 0.5×10^6 km²의 넓은 대륙붕을 가지고 있다. 동중국해는 북쪽으로 제주도(북위 33°20')에서 남쪽으로 대만의 북쪽 해안(북위 25°) 사이에 위치하고 있다. 동중국해는 동쪽으로 쿠로시오 해류와 경계를 이루고 있어 이들 사이에서 전선역 과정(Frontal process)과 쿠로시오의 심층수가 대륙붕으로 올라오는 용승작용에 의해 상당한 교환이 이루어지고 있다(Wong *et al.*, 1991; Lie *et al.*, 1992; Chen *et al.*, 1995; Chen and Wang, 1999). 동중국해는 서쪽으로는 중국대륙과 경계를 이루고 있어 중국대륙으로부터 장강을 통해 상당한 양의 담수가 유입된다. 장강을 통한 담수 유입량은 계절에 따라 큰 변화를 보여, 겨울에는 최저 방류량을 보이고 여름에 최고 방류량을 보인다(Beardsley *et al.*, 1985). 겨울동안에는 장강 방류량이 적고 북서풍이 강하게 불기 때문에 장강의 영향이 해안선을 따라 남쪽으로 작은 범위로 한정되어 있다. 하지만 여름에는 많은 방류량과 강한 남풍에 의해 장강 배출수가 대륙붕을 가로질러 동중국해 북쪽 대부분 해역에 영향을 미친다(Beardsley *et al.*, 1985; Su and Weng, 1994). 여름동안 장강 입구에서부터 퍼져 나오는 혀 모양의 저염 해수가 동중국해에서 자주 관측된다. 따라서 동중국해는 진정한 해양환경이라기 보다는 염하구 시스템(Estuarine system)에 가까운 것으로 보인다.

동중국해는 장강으로부터 매년 979 km³의 담수가 유입된다(Milliman and Jin, 1985). 장강으로부터 유입되는 담수에는 높은 농도의 질산염이 포함되어 있지만 인산염 농도는 그다지 높지 않아, 질소/인 비율이 100 이상인 경우도 관측된다(Edmond *et al.*, 1985; Tang *et al.*, 1990). 장강을 통해 동중국해로 들어오는 질산염과 인산염의 유입량은 각각 60×10^9 과 1.3×10^9 mol yr⁻¹으로, 평균 질산염/인산염 비율은 46이다(Edmond *et al.*, 1985). 이 비율은 해양에서 일반적으로 관측되는 질소/인 비율인 Redfield ratio(16)보다 월등히 높다. 일반적으로 해양환경에서는 일차생산성이 질소에 의해 제한받고 담수환경에서는 인에 의해 제한받는다(Raymont, 1980). 하지만 동중국해의 경우, 장강을 통해 인보다 질소의 유입량이 월등히 많기 때문에 일차생산성은 질소보다는 주로 인에 의해 제한받는다(Harrison *et al.*, 1990; Gong *et al.*, 1996; Wong *et al.*, 1998; Chen *et al.*, 1999; Gong *et al.*, 2003).

최근 급격히 진행되고 있는 지구온난화에 의해 해양환경이 큰 영향을 받고 있다. 우리나라 주변해역도 지구온난화에 의해 큰 영향을 받아, 지난 50년 동안 수온이 평균적으로 1.0℃ 가량 증가하였고 해역에 따라서는 2℃ 이상 증가하기도 하였다(한국수산과학원, 연안정지관측자료). 이런 수온 상승에 의해 우리나라 주변해역에서 잡히는 물고기 어종도 지난 30년 사이 큰 변화를 보이고 있다. 동중국해는 주로 대륙붕으로 이루어져 있기 때문에, 지구온난화에 의해 수온 상승, 강수량 증가, 해수면 상승 등에 의해 해양환경이 급격히 변화할 가능성이 있다. 따라서 지구온난화

에 의해 동중국해 해양환경이 어떻게 변화하는지를 파악하기 위해서 보다 장기적 해양관측이 필요하다.

본 연구는 기후변화에 의한 동중국해 해양환경 변화를 파악하기 위해 일차적으로 2003년 8월과 2004년 4월에 관측한 수온, 염분, 영양염, 부유물질, 부유유기탄소 등에 대한 결과를 보고하고자 한다. 본 연구목적은 동중국해 봄과 여름동안 영양염, 부유물질, 부유유기탄소의 해역별 분포 특성을 파악하고 그 차이를 규명하는 것이다.

2. 재료 및 방법

현장조사는 연구선인 이어도호를 이용하여 2003년 8월 26일부터 9월 3일까지, 2004년 4월 29일부터 5월 8일까지 두 차례 수행되었다. 연구 해역은 남위 31°30'~33°30', 동경 124°00'~127°30'으로 주로 동중국해 북쪽 해역이다(그림 2-2-1). 각 조사 정점 마다 SeaBird CTD를 이용하여 수온과 염분을 측정하였고, 표층에서 해저면까지 표준수심에서 니스킨(Niskin) 채수기를 이용하여 해수를 채집하였다. 해수 1 l를 0.45 μ m Whatman GF/F 여과지로 거른 후, 여과된 해수 60 ml는 영양염 분석을 위해 냉동하였고, GF/F 여과지도 부유물질과 부유유기탄소를 분석을 위해 냉동하였다. 부유유기탄소를 분석하기 위하여 GF/F 여과지를 미리 550°C에서 1시간 동안 태워 여과지에 존재하는 유기탄소를 완전히 제거하였고 부유물질 함량을 측정하기 위해 여과지 무게를 미리 측정하였다.

영양염 농도(질산염+아질산염, 인산염, 규산염)는 자동이온분석기(LaChat model, QuikChem AE)을 이용하여 측정하였으며, 각각의 측정값은 표준 해수시료(SRM)를 이용하여 검정하였다. 두 번 이상 분석을 통하여 얻은 각 영양염의 정밀도는 5% 이내였다. 부유물질 함량은 GF/F 여과지를 60°C에서 24시간동안 말린 후, 무게를 측정하고 미리 측정한 여과지 무게를 빼어서 계산하였다. 부유유기탄소 농도는 완전히 말린 GF/F 여과지를 원액 염산이 들어있는 데시케이터(desiccator)에 24시간 동안 놓아두어 무기탄소를 제거한 후, CHNS 원소분석기(Carlo-Erba EA 1112)를 이용하여 측정하였다.

3. 결과

표층 수온은 여름에 25.4~29.5°C의 범위를 보이는 반면, 봄에는 12.2~19.4°C의 범위를 보여, 10°C 이상의 큰 차이를 나타낸다(그림 2-2-2). 봄과 여름 모두 대마난류의 영향을 받는 남동해역에서 높은 수온을 나타내고 북서해역으로 갈수록 수온은 점차 감소한다. 봄에는 해역에 따른 수온차이가 7.2°C인 반면, 여름에는 4.1°C 가량으로, 봄보다 여름에 해역에 따른 수온 차이가 적다. 여름에는 제주도 남동해역에서 25.4~27.1°C의 낮은 수온을 갖는 수괴(water mass)가 덩어리(patch) 형태로 존재한다.

표층 염분은 여름에 27.7~33.2 psu의 범위를 나타내는 반면, 봄에는 32.1~34.5 psu의 범위를 나타낸다(그림 2-2-3). 표층 염분도 표층 수온과 마찬가지로 대마난류의 영향을 받는 동쪽해역에서 높은 값을 나타내고 장강에 인접한 서쪽해역으로 갈수록 감소한다. 봄에는 해역에 따른 염분차이가 3.4 psu 인 반면, 여름에는 5.5 psu로 봄에 비해 여름에 해역에 따른 염분차이가 크게 나타난다. 여름에 염분도 수온과 마찬가지로 제주도 남동해역에 28 psu 이하의 낮은 염분을 갖는 수괴가 덩어리 형태로 존재한다. 이렇게 낮은 염분의 해수가 덩어리 형태로 존재하는 것은 장강에서 간헐적으로 다량 유입된 담수가 해수와 완전히 섞이지 않고 일부가 해수 중에 포획된 결과인 것으로 생각된다. 봄에 비해 여름에 표층염분이 1.3~4.4 psu 가량 낮게 관측되는 것은 여름에 장강을 통해 상당한 양의 담수가 연구해역으로 유입되기 때문이다((Milliman and Jin, 1985; Wang *et al.*, 2003).

여름에 관측한 표층 질산염 농도는 장강 인근해역에서 1~2 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ 으로 상대적으로 높고 대마난류(Tsushima Warm Current)의 영향을 받는 동쪽해역에서는 1 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ 이하로 낮다(그림 2-3-4a). 하지만 봄에 관측한 표층 질산염 농도는 장강 인근해역에서 5~7 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ 으로, 여름에 관측한 값보다 3배 이상 높고 그 외 다른 해역에서는 1 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ 이하로 오히려 여름보다 낮은 값들을 나타낸다(그림 2-2-4b). 표층 인산염 농도는 여름에 제주도 남쪽해역에서 띠형태로 0.2 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ 이상의 비교적 높은 값을 나타내고 그 외 해역에서는 0.1~0.2 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ 으로 낮은 값을 나타낸다(그림 2-2-5a). 하지만 봄에 관측한 표층 인산염 농도는 장강 인근해역에서 0.5 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ 이상의 높은 값을 나타내고 장강에서 멀어질수록 농도가 점차 감소하여 대마난류의 영향을 받는 동쪽해역에서는 0.1~0.2 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ 의 농도범위를 나타낸다(그림 2-2-5b). 여름에 측정된 질소/인 비율은 여름에 1.1~15의 범위를 보이며, 장강에 인접한 서쪽해역에서 높은 값을 나타내고 대마난류의 영향을 받는 동쪽해역에서 낮은 값을 나타낸다(그림 2-2-6a). 봄에 측정된 질소/인 비율은 1.0~16의 범위를 보이고 장강 인근해역에서 12 이상의 높은 값을 나타내고 장강에서 멀어질수록 점차 감소하여 대마난류의 영향을 받는 동쪽해역에서는 2~4의 낮은 값들을 나타낸다(그림 2-2-6b). 표층 규산염 농도는 여름에 3.9~10.5 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ 의 범위를 보이는 반면, 봄에는 4.8~22.5 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ 의 범위를 보여, 여름에 비해 봄에 2배가량 높다(그림 2-2-7). 또한 여름에는 규산염 농도가 해역에 따라 뚜렷한 분포양상을 보이지 않는 반면, 봄에는 장강 인근해역에서 높고 대마난류의 영향을 받는 동쪽해역에서 낮은 분포양상을 보인다.

여름에 관측한 표층 부유물질 함량은 0.5~16.4 mg l^{-1} 의 범위를 보이며, 남쪽해역에서 15 mg l^{-1} 이상의 높은 값을 나타내고 제주도 동쪽해역에서 5 mg l^{-1} 이하의 낮은 값을 나타낸다(그림 2-2-8a). 봄에 관측한 표층 부유물질 함량은 0.5~36.5 mg l^{-1} 의 범위를 보이며, 장강 인근해역에서 20 mg l^{-1} 이상의 높은 값을 보이고 그 이외의 해역에서는 5~10 mg l^{-1} 의 낮은 값들을 나타낸다(그림 2-2-8b). 여름에 관측한 표층 부유유기탄소 농도는 10.5~28.0 $\mu\text{mol l}^{-1}$ 의 범위를 보이며, 장강 인근해역에서 25 $\mu\text{mol l}^{-1}$ 이상의 높은 값을 나타내고 동쪽해역으로 갈수록 점차 감소하여 대마난류

의 영향을 받는 동쪽해역에서는 $15 \mu\text{mol l}^{-1}$ 이하의 낮은 값들을 나타낸다(그림 2-2-9a). 봄에 관측한 부유유기탄소 농도는 $6.7\sim 52.6 \mu\text{mol l}^{-1}$ 의 범위를 보이며, 장강 인근해역에서 $30 \mu\text{mol l}^{-1}$ 이상의 높은 값들을 보이고 그 외 다른 해역에서는 $10\sim 15 \mu\text{mol l}^{-1}$ 로 비교적 낮은 값들을 나타낸다(그림 2-2-9b).

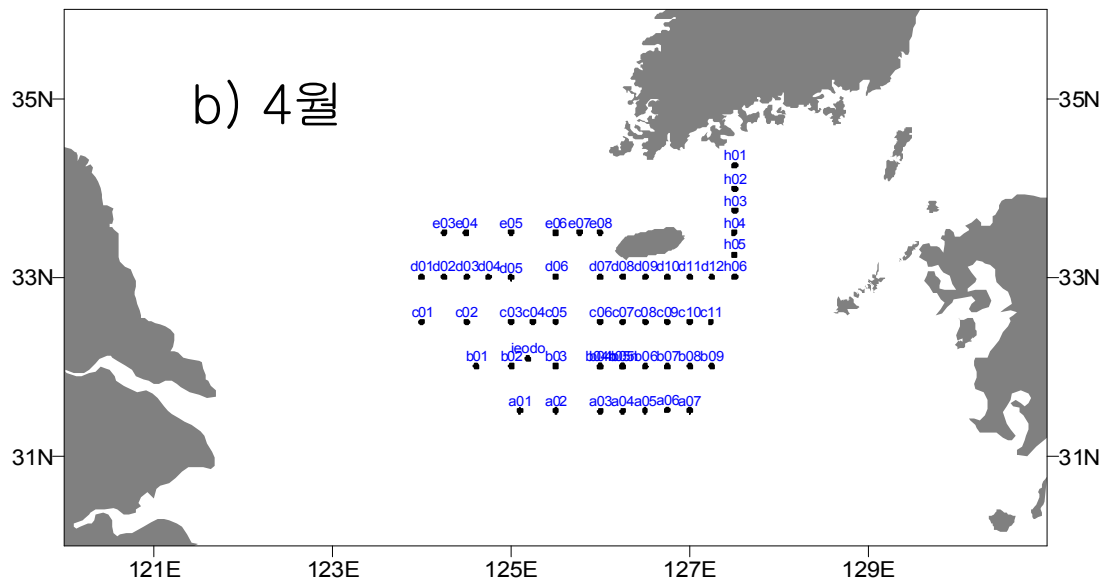
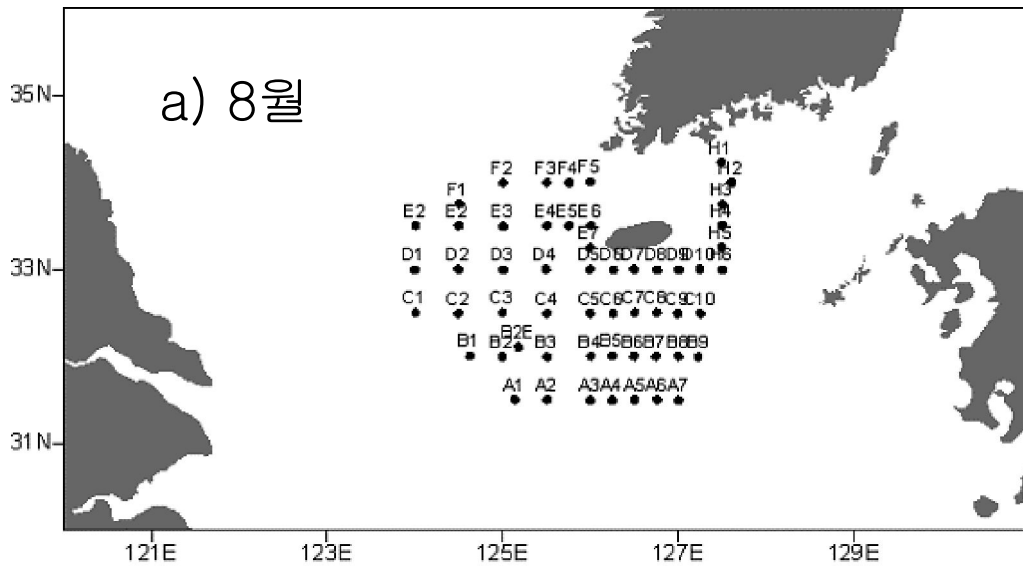


그림 2-2-1. 2003년 8월(a)과 2004년 4월(b)의 연구 조사 정점 위치.

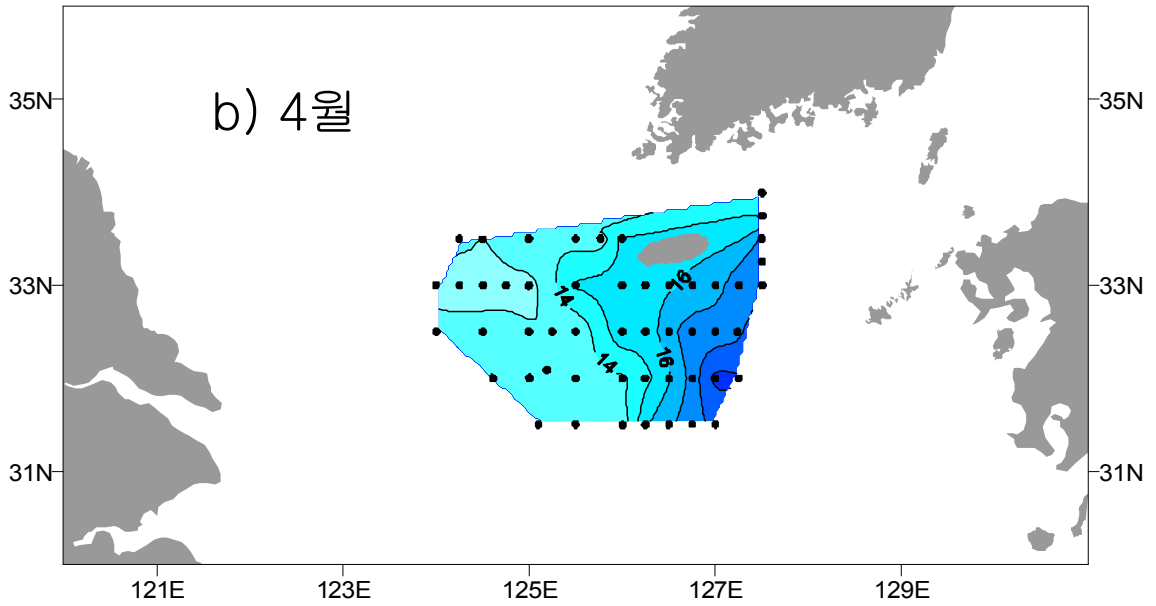
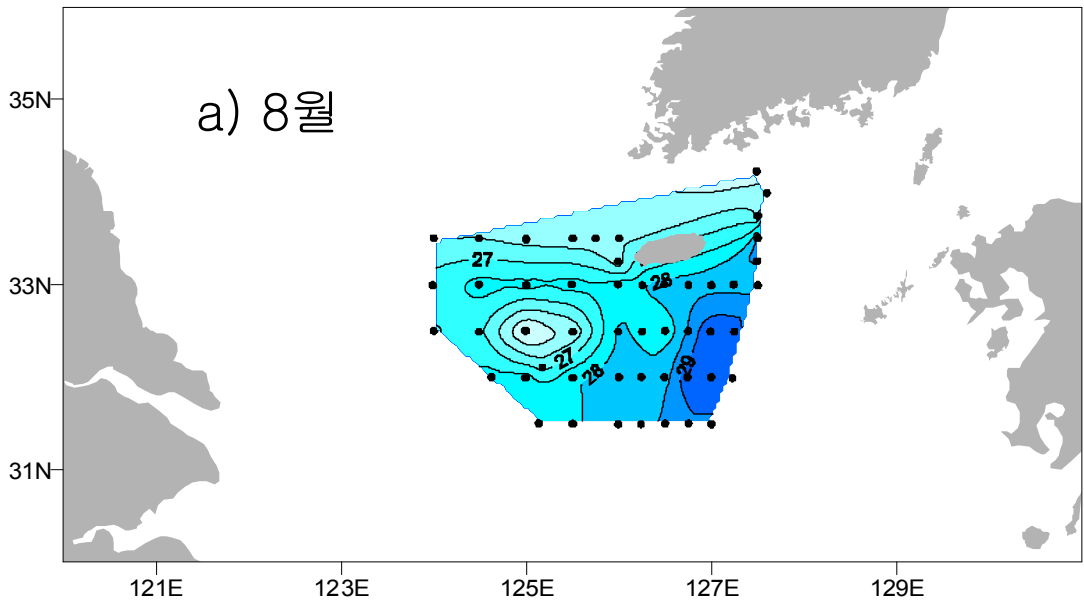


그림 2-2-2. 2003년 8월(a)과 2004년 4월(b)의 동중국해의 표층 수온 분포.

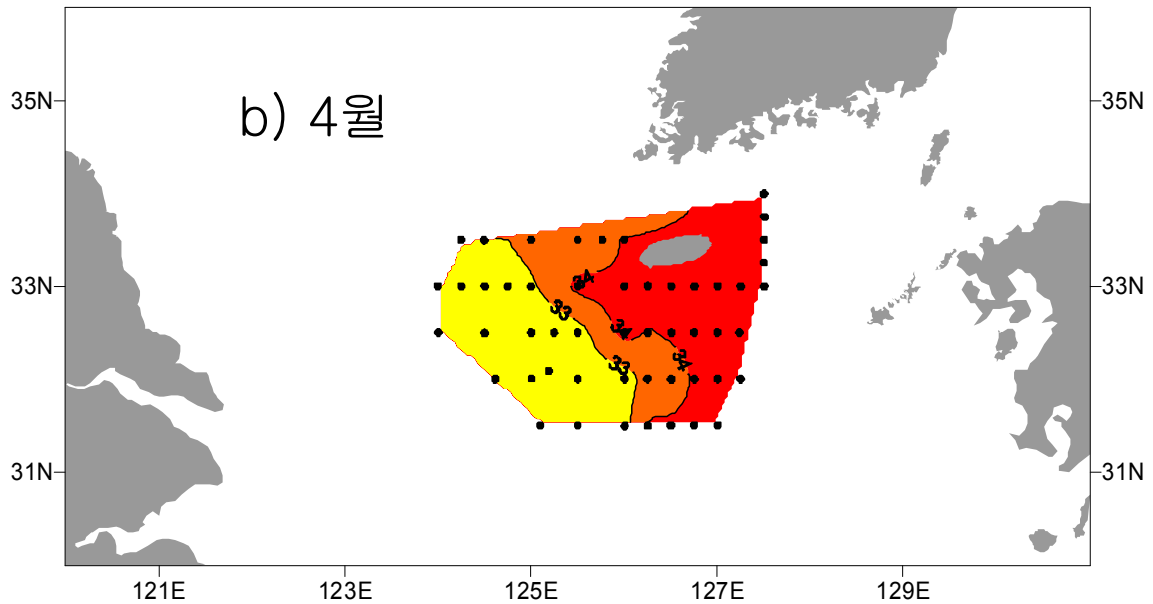
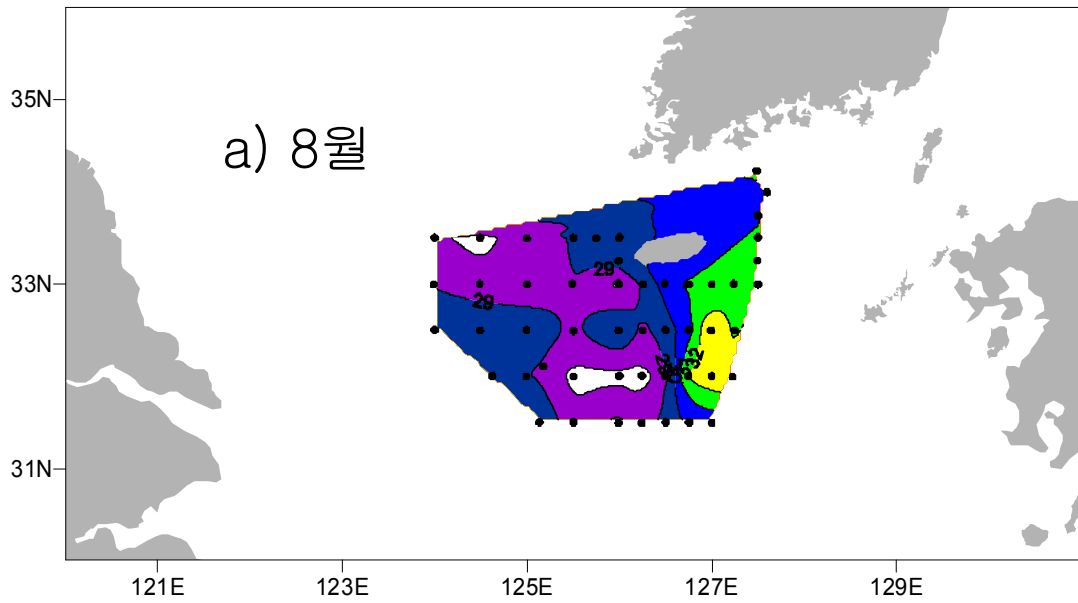


그림 2-2-3. 2003년 8월(a)과 2004년 4월(b)의 동중국해의 표층 염분 분포.

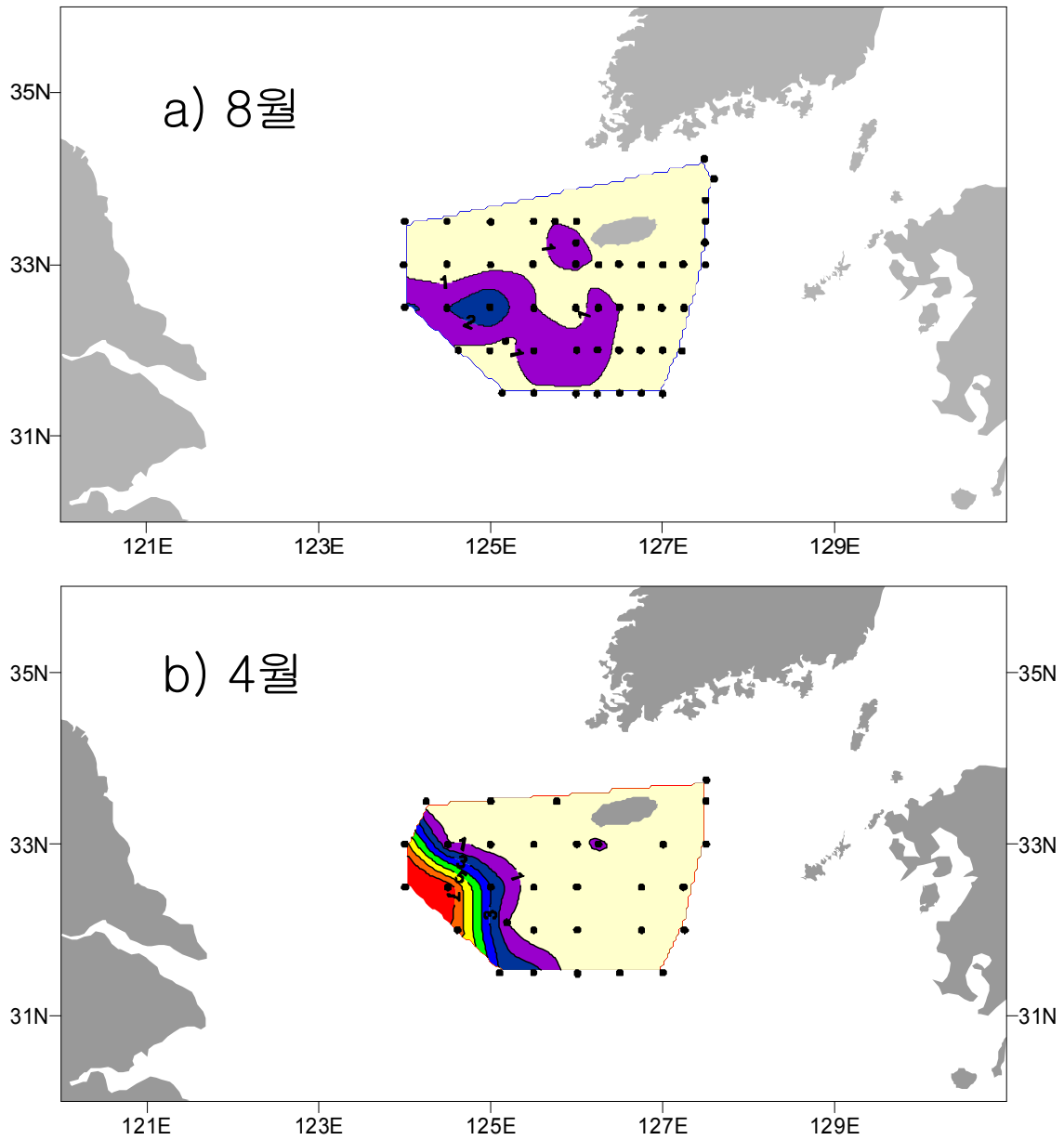


그림 2-2-4. 2003년 8월(a)과 2004년 4월(b)의 동중국해의 표층 질산염 분포.

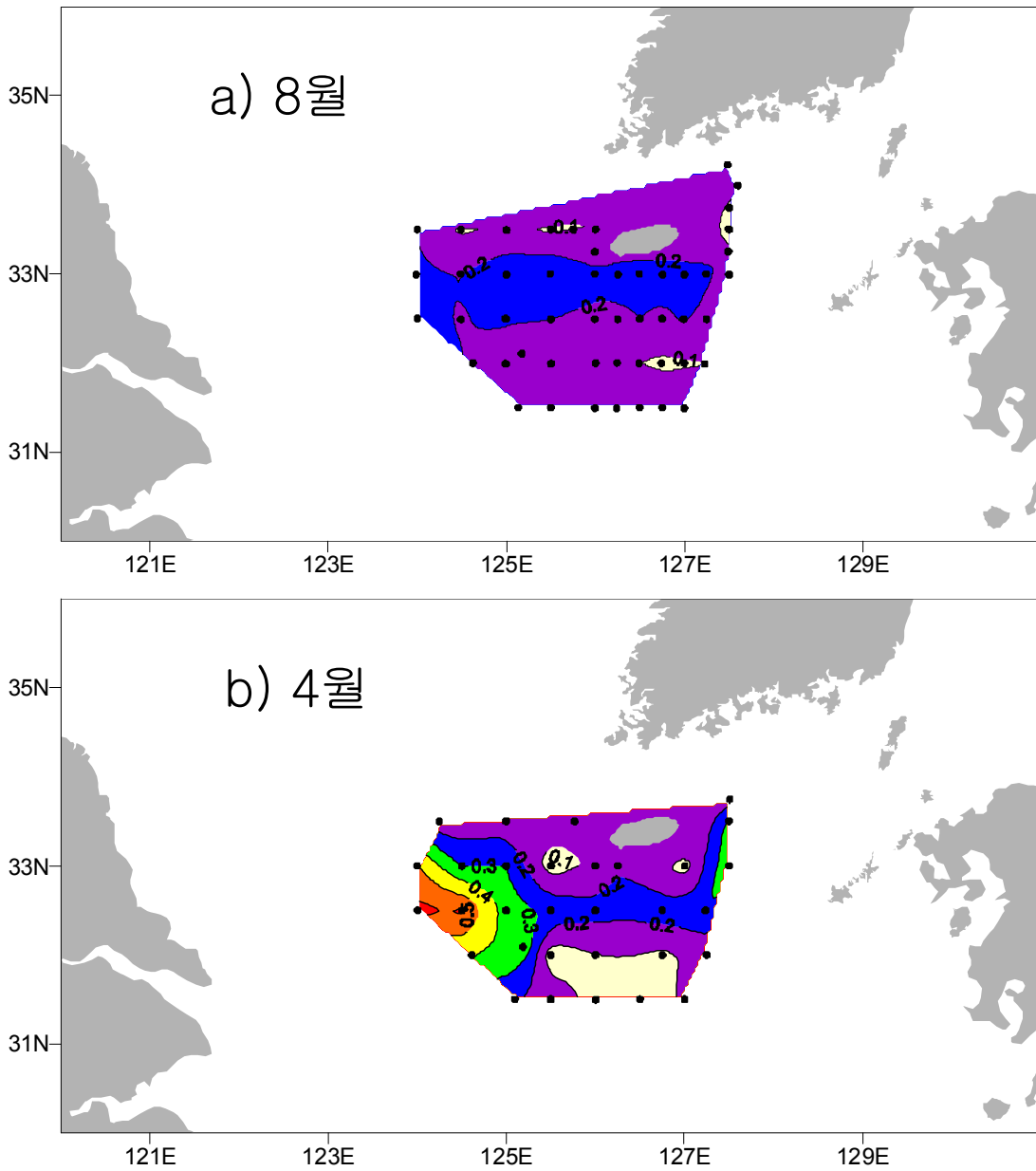


그림 2-2-5. 2003년 8월(a)과 2004년 4월(b)의 동중국해의 표층 인산염 분포.

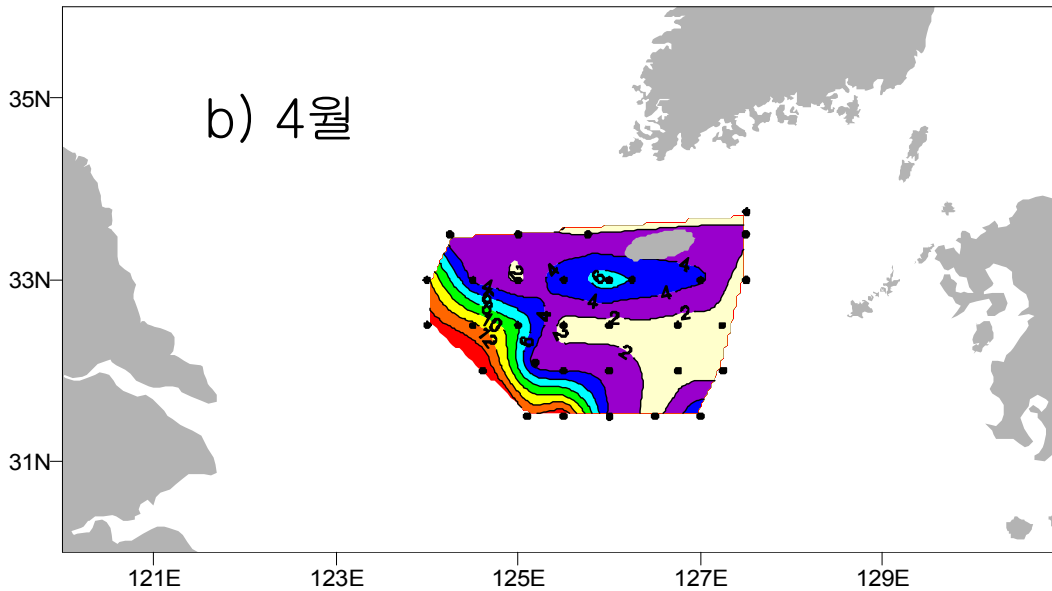
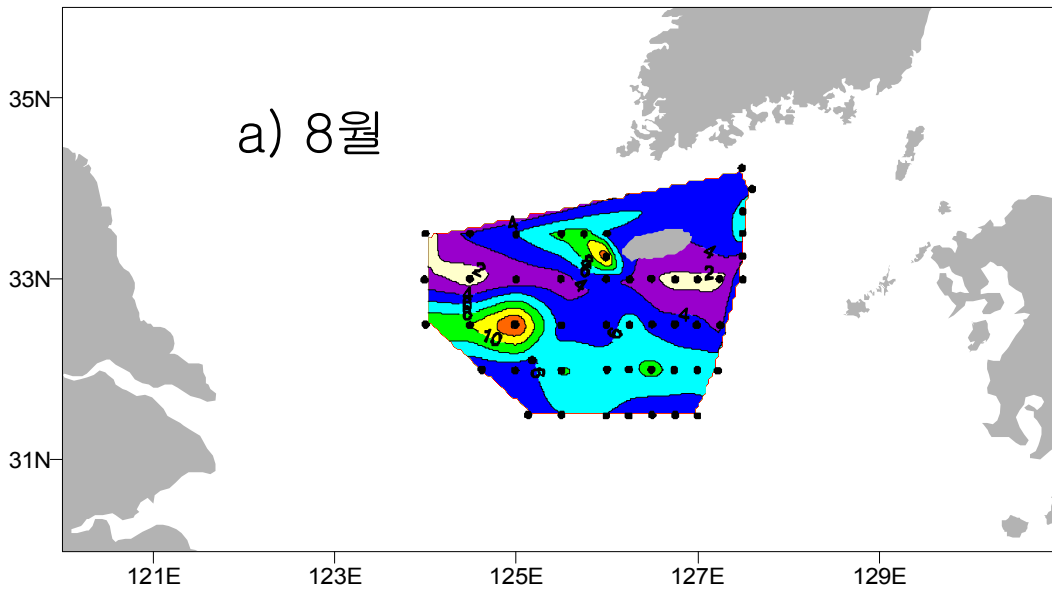


그림 2-2-6. 2003년 8월 (a)과 2004년 4월 (b)의 동중국해의 표층 질소 인 비율 분포.

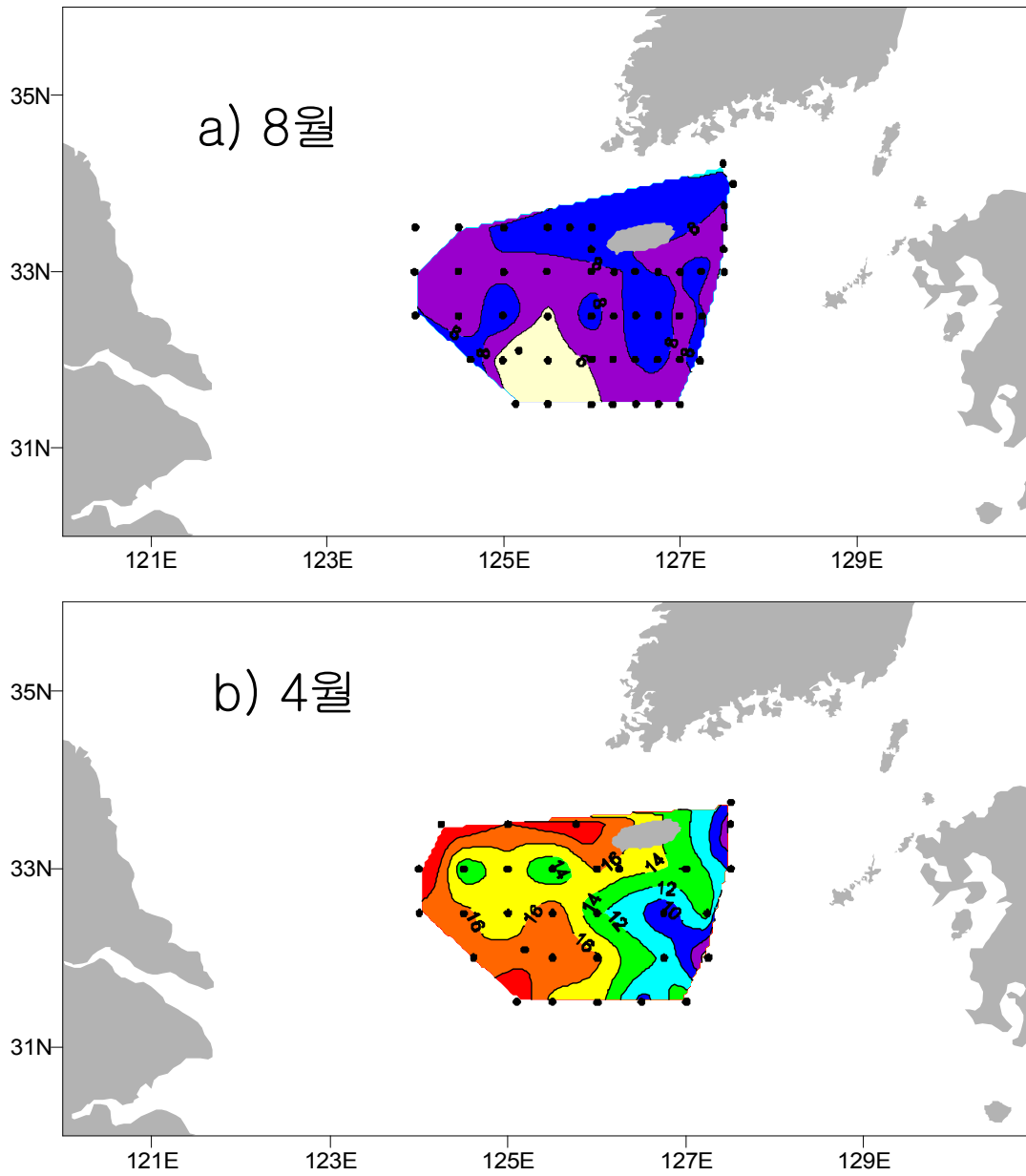


그림 2-2-7. 2003년 8월(a)과 2004년 4월(b)의 동중국해의 표층 규산염 분포.

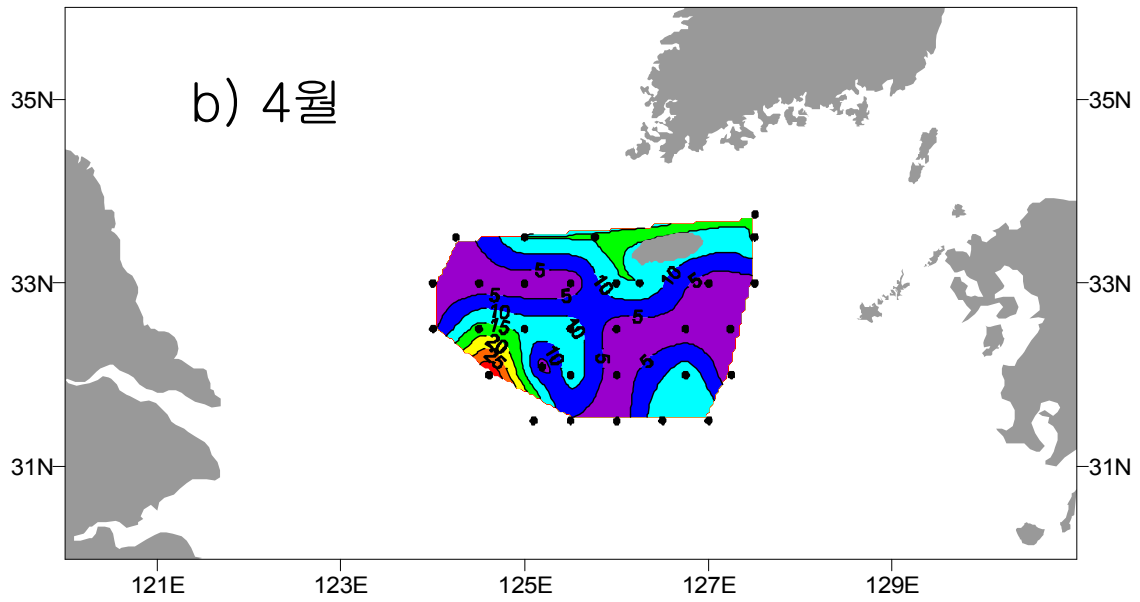
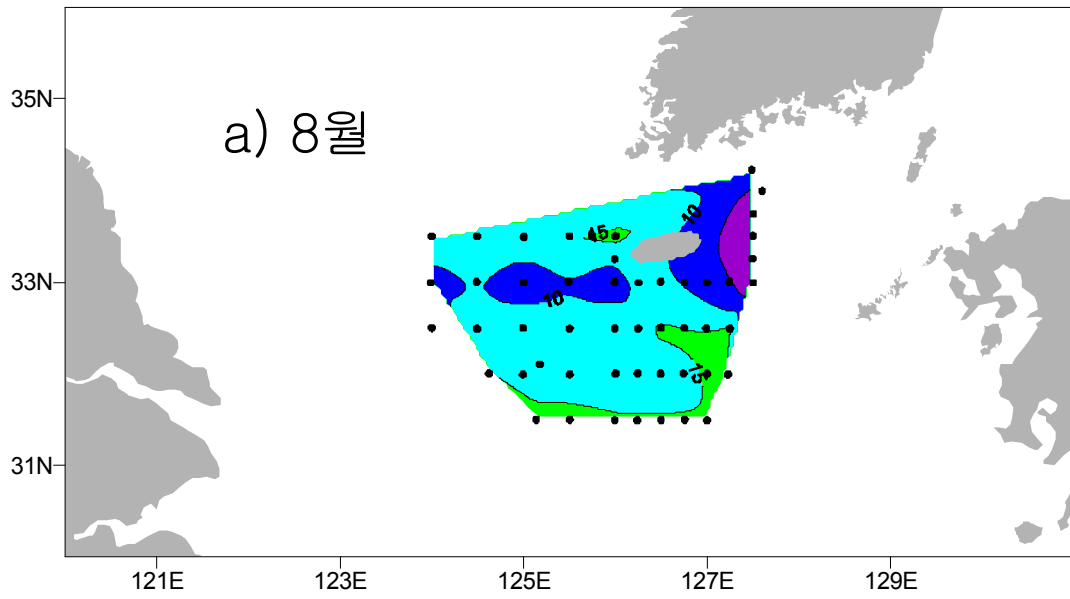


그림 2-2-8. 2003년 8월(a)과 2004년 4월(b)의 동중국해의 표층 부유 물질 분포.

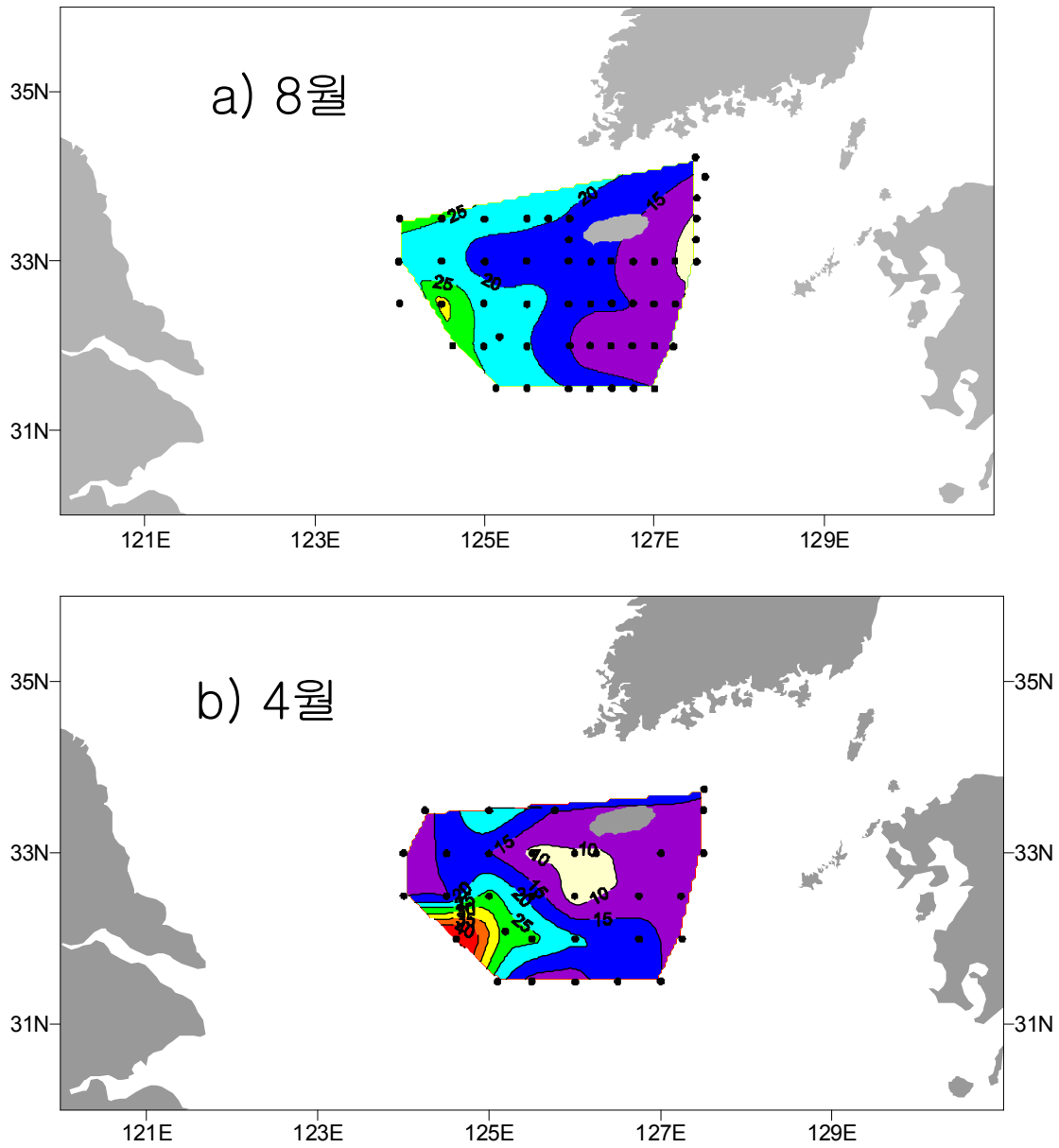


그림 2-2-9. 2003년 8월 (a)과 2004년 4월 (b)의 동중국해의 표층 부유 유기 탄소 분포.

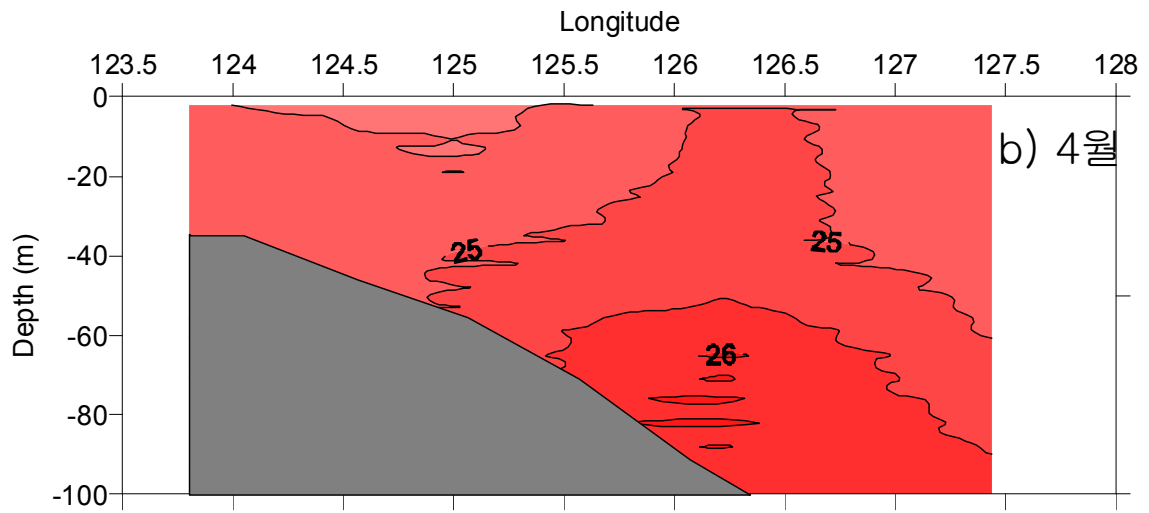
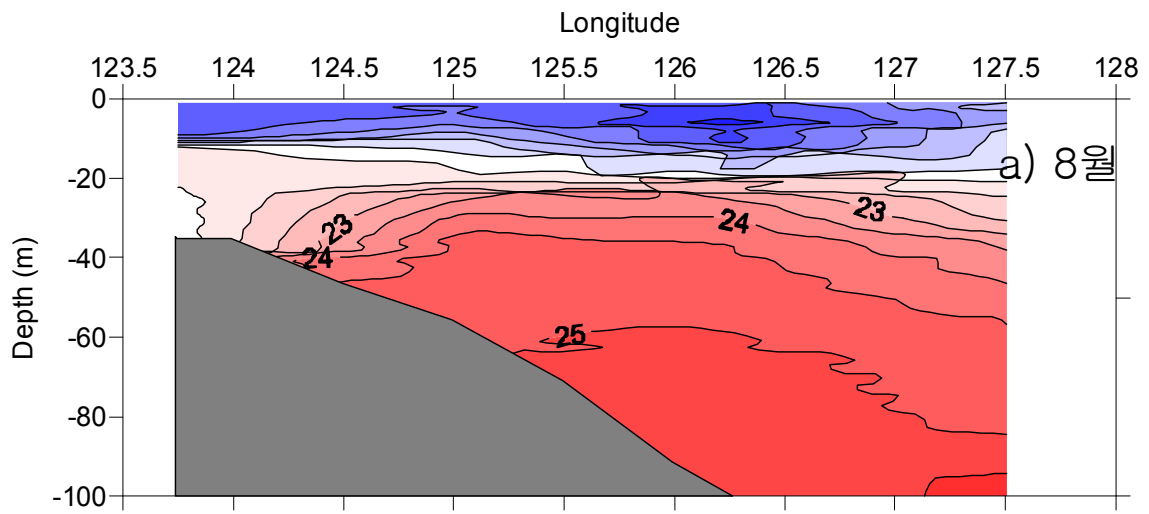


그림 2-2-10. 2003년 8월 (a)과 2004년 4월 (b)의 연구해역의 단면에서 밀도의 수직 분포.

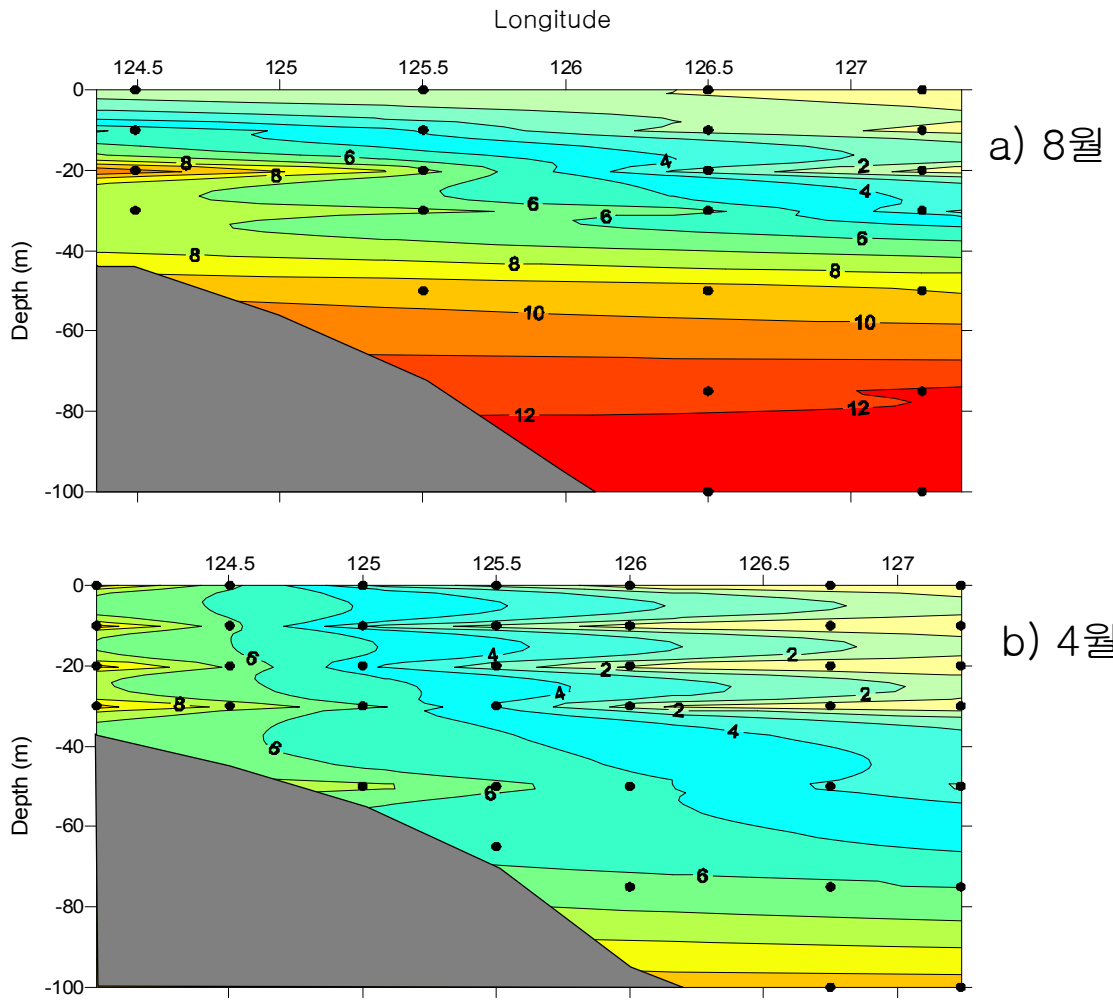


그림 2-2-11. 2003년 8월 (a)과 2004년 4월 (b)의 연구해역의 단면에서 질산염의 수직 분포.

4. 토의

4.1. 동중국해 영양염의 기원

상당히 많은 양의 영양염이 대만의 북동해역에서 쿠로시오 해류의 용승(upwelling)과 장강을 통해 동중국해로 유입된다(Edmond *et al.*, 1985; Gong *et al.*, 1996; Chen and Wang, 1999). 특히 본 연구해역처럼 동중국해 북부해역에서는 장강을 통해 대부분의 영양염이 공급된다. 장강을 통해 방출되는 담수량은 계절에 따라 큰 차이를 보여, 홍수가 자주 일어나는 여름에 일년 담수 방류량의 1/3 이상을 차지한다(Milliman and Jin, 1985). 또한, 장강을 통해 동중국해로 유입되는 영양염의 양도 여름에 제일 많다(Shen *et al.*, 2001). 따라서 지금까지 연구결과를 보면, 동중국해 표층해수에서 관측한 영양염도 다른 계절보다 여름에 제일 높은 농도를 보인다(Gong *et al.*, 2003; Wang *et al.*, 2003). 하지만 본 연구에서는 2003년 8월보다 2004년 4월에 표층해수에서 관측한 영양염 농도가 특히 장강 인근해역에서 높았다(그림 2-2-4, 2-2-5, 2-2-7). 2003년 8월에 장강 인근해역에서 관측한 질산염 농도는 $1\sim 2 \mu\text{mol kg}^{-1}$ 인 반면, 2004년 4월에 관측한 질산염 농도인 $3\sim 7 \mu\text{mol kg}^{-1}$ 으로, 여름에 관측한 것보다 3배가량 높았다. 만약 장강이 동중국해에서 주요 영양염 공급원이라면, 영양염 공급이 제일 많은 여름에 관측한 표층 영양염 농도가 봄에 관측한 것보다 높아야한다. 따라서 본 연구해역에서 표층 영양염 농도가 여름보다 봄에 높은 사실은 장강이 영양염의 주요 공급원이 아니라는 것을 지시해준다.

표층염분은 여름에 27.7~33.2 psu의 범위를 나타내고 봄에는 32.1~34.5 psu의 범위를 나타내, 봄에 비해 여름에 1.3~4.4 psu 낮았다(그림 2-2-3). 이처럼 봄에 비해 여름에 표층 염분이 낮은 것은 장강을 통해 동중국해로 방류되는 담수량이 봄에 비해 여름에 많다는 것을 지시해준다. 봄에 비해 여름에 담수 방류량이 많다는 것은 장강을 통해 유입되는 영양염의 양도 여름에 더 많다는 것을 의미한다. 하지만 앞에서 언급한 바와 같이 본 연구해역에서 관측한 표층 영양염 농도는 여름에 비해 봄에 높았다. 이처럼 여름에 장강을 통해 동중국해로 유입되는 영양염의 양이 다른 계절에 비해 많음에도 불구하고, 동중국해 표층해수에서 여름에 관측한 영양염 농도가 봄보다 낮은 이유는 본 연구해역이 장강 입구로부터 260 km 이상 떨어져 있어, 높은 영양염 농도를 포함하는 장강담수가 연구해역으로 이동하는 동안 대부분의 영양염이 식물플랑크톤에 의해 섭취되었기 때문이다. 따라서 장강은 본 연구해역에 많은 영양염을 공급하지 못한다. 결국, 여름에 비해 봄에 관측한 표층 영양염 농도가 높다는 것은 본 연구해역에 장강 이외에 다른 영양염 공급원이 있다는 것을 지시해준다.

본 연구해역에서 관측한 표층해수 안정도(water column stability)는 봄과 여름에 매우 큰 차이를 보여, 여름에는 표층 10~20 m의 밀도가 저층에 비해 매우 낮아 표층해수가 상당히 안정한 반면, 봄에는 표층부터 저층까지 해수 밀도가 거의 차이를 보이지 않아 매우 불안정하다(그림 2-2-10). 따라서 여름에는 표층과 저층의 혼합이

거의 안 일어나는 반면, 봄에는 표층과 저층이 완전히 혼합된다. 이처럼 봄과 여름에 표층해수 안정도의 차이에 의해 영양염 농도의 수직분포도 큰 영향을 받는다. 그림 2-2-11은 본 연구해역 관측선 C를 따라 관측한 질산염의 수직분포를 보여준다. 여름에 관측한 질산염은 수심에 따라 농도변화가 매우 크다; 표층은 모든 해역에서 $2 \mu\text{mol kg}^{-1}$ 이하로 매우 낮고 수심이 증가함에 따라 질산염 농도도 증가하여 수심 40 m에서 질산염 농도는 $8 \mu\text{mol kg}^{-1}$ 으로, 모든 해역에서 동일한 농도를 나타낸다. 하지만 봄에 관측한 질산염은 여름에 관측한 것과 전혀 달리, 수심에 따른 농도 변화보다는 해역에 따른 농도변화가 오히려 더 크다; 서쪽해역 표층에서 질산염 농도는 $6 \mu\text{mol kg}^{-1}$ 이상으로 매우 높고, 동쪽해역으로 갈수록 점차 감소하여 동쪽해역에서 $1 \mu\text{mol kg}^{-1}$ 이하의 매우 낮다. 질산염 농도는 수심에 따라서는 큰 변화를 보이지 않아, 서쪽해역에서는 표층에서 저층까지 농도가 거의 일정하고, 동쪽해역에서는 표층에서 수심 40 m까지 농도가 거의 일정하다가 그 이하 수심에서 증가하는 양상을 보인다. 따라서 봄에 서쪽해역에서 상대적으로 높은 영양염 농도를 보이는 것은 표층과 저층의 수직혼합에 의해 저층에 풍부한 영양염이 표층으로 공급된 결과로 생각된다. 결국, 봄에 본 연구해역 서쪽해역에서 높은 영양염 농도를 보이는 것은 영양염이 장강을 통해 유입된 것이 아니고 해수의 수직혼합에 의해 저층에 풍부한 영양염이 표층으로 공급되었기 때문이다. 여름에는 장강을 통해 유입된 대부분의 영양염이 본 연구해역에 도달하기 전에 식물플랑크톤에 의해 섭취되어 본 연구해역으로 공급되는 양이 적고, 장강을 통해 유입된 많은 담수에 의해 수괴가 성층화에 되어 저층에 풍부한 영양염이 표층으로 공급되지 못하여 모든 해역에서 표층 영양염 농도가 낮게 관측되었다.

4.2. 식물 플랑크톤의 성장을 제한하는 영양염

기존의 연구결과에 의하면, 동중국해에서 식물플랑크톤의 성장은 질소 보다는 주로 인에 의해 제한 받는다; Harrison et al. (1990)은 염분이 32 psu 이하의 동중국해에서 인이 일차생산력을 결정하는 주요 영양염이라고 주장하였으며, Wong et al. (1998)은 동중국해 전체해역의 1/3~1/2에서 초과 질산염(excess nitrate) 농도가 $6 \mu\text{mol kg}^{-1}$ 에 이루는 반면, 인산염 농도는 $0.07 \mu\text{mol kg}^{-1}$ 이하라고 보고하였다. 또한, Chen et al. (1999)은 질산염이 풍부함에도 불구하고 인 부족으로 인하여 식물플랑크톤이 질산염을 섭취하고 않았다고 보고하였으며, Gong et al. (2003)은 동중국해에서 여름부터 가을까지 일차생산력 속도가 주로 인에 의해서 결정된다고 제시하였다. 본 연구해역에서 봄과 여름에 관측한 표층 질소/인 비율은 각각 1.3~16과 1.1~15으로 대부분이 Redfield ratio인 16보다 낮았다(그림 2-2-5). 이처럼 표층에서 질산염/인산염 비율이 Redfield ratio보다 낮은 것은 표층에서 식물플랑크톤의 성장이 주로 질소에 의해서 제한받고 있다는 것을 지시해준다(Kilham and Hecky, 1988; Wang et al., 2003). 이와 같은 사실은 동중국해에서는 식물플랑크톤의 성장이 주로 인에 의해 제한받는다라는 기존 연구결과와 상반된다.

왜 본 연구가 기존의 연구와 상반된 결과를 보이는 것일까? 그 이유는 기존의 연구는 장강의 영향을 받는 장강 인근해역에서 수행되었고 본 연구는 장강 입구에서 260 km 이상 떨어진 해역에서 연구가 수행되었기 때문이다. 장강 담수에서 관측한 영양염 농도는 질산염이 $32.9 \mu\text{mol kg}^{-1}$, 인산염이 $0.57 \mu\text{mol kg}^{-1}$, 규산염이 $95 \mu\text{mol kg}^{-1}$ 로, 질소/인 비율이 58 가량으로 Redfield ratio인 16에 비해 3배 이상 높다(Zhang, 1996). 이처럼 인산염보다 질산염 농도가 높은 것은 중국대륙에서 질소 비료를 많이 사용하기 때문이다. 따라서 장강의 영향을 받는 해역에서는 질산염은 풍부한 것에 비해 인산염은 부족하게 되어 식물플랑크톤의 성장이 인에 의해 영향을 받게 된다. 하지만 앞에서 언급한 바와 같이 본 연구해역은 장강 입구에서 260 km 이상 떨어져있기 때문에, 장강을 통해 유입된 높은 농도의 질산염이 본 연구해역에 도달하기 전에 식물플랑크톤에 의해 섭취되어 본 연구해역에서는 장강의 영향을 거의 받지 않는다. 또한 본 연구해역에서는 해수의 수직혼합에 의해 저층의 풍부한 영양염이 표층으로 공급된다. 일반적으로 질소의 순환속도보다 인의 순환속도가 빠르기 때문에, 해양환경에서는 인보다 질소에 의해 식물플랑크톤의 성장이 제한받는다(Raymont, 1980). 따라서 본 연구해역에서 영양염 농도가 장강의 영향을 받지 않고 해수의 수직혼합에 의해 주로 영향받기 때문에 인보다 질소에 의해 식물플랑크톤의 성장이 제한받는 것으로 생각된다.

1998년 7월과 8월에 장강 입구로부터 300 km 가량 떨어진 해역에서 관측한 질산염 농도는 $10 \mu\text{M}$ 이상의 높은 값들을 나타냈다(Gong *et al.*, 2003; Wang *et al.*, 2003). 또한 1992년 7월에 장강 입구로부터 450 km 가량 떨어진 해역에서 관측된 질산염도 $4\sim 5 \mu\text{M}$ 의 농도범위를 나타내, 2003년 여름에 본 연구에서 관측한 값들에 비해 월등히 높았다(Wong *et al.*, 1998). 이처럼 1992년과 1998년 여름에 장강 입구에서 300 km 가량 떨어진 해역에서 표층 질산염 농도가 높은 것은 2003년 여름보다 1992년과 1998년 여름에 장강을 통해 보다 많은 양의 질산염이 동중국해로 유입된 결과로 생각된다. 이것은 장강을 통해 유입되는 질산염 양이 매년 크게 다르다는 Shen *et al.* (2001)의 연구결과에 의해 뒷받침된다. 동중국해에서 영양염 분포에 대한 연구가 많이 수행되었던 1998년에는 여름동안 장강 하류에서 대홍수가 일어나, 그 해 관측된 일년 방류량이 1240 km^3 이었는데, 이 방류량은 평균 일년 방류량에 비해 30% 가량 증가한 것이었다(Wang *et al.*, 2003). 또한 대홍수가 일어난 여름 65일 동안(6월25일부터 8월말까지) 방류량은 422 km^3 으로 일년 방류량의 1/3을 차지하였다. 1998년에 장강을 통해 동중국해로 유입된 질산염 양은 $103 \times 10^9 \text{ mol yr}^{-1}$ 로, 1980년부터 1990년 사이 평균 질산염 유입량의 2배였다(Shen *et al.*, 2001). 또한, 장강 중류(장 입구에서 1600 km 떨어진 곳)에 삼협댐이 건설 중에 있으며 2009년에 완공될 예정이다. 아직 댐이 건설 중에 있지만 2003년 봄에 일차 물막이 공사가 완성되어 수위가 135m 상승하였고 2009년 댐 건설이 완공되면 수위가 175m 상승할 것으로 예상하고 있다. 따라서 2003년에 여름에 본 연구해역에서 표층 질산염이 매우 낮게 관측된 것은 삼협댐 일차 물막이 공사에 의해서 2003년 여름동안 장강을 통해 동중국해로 유입되는 질산염 양이 상당히 감소하였기 때문일 가능성이 높다.

아직까지 삼협댐 건설 이후에 장강을 통해 동중국해로 유입되는 영양염의 양에 대한 자료가 없어서 이를 증명할 수는 없지만, 본 연구가 기존의 연구와 상반된 결과를 보이는 것도 삼협댐 건설에 의해 장강을 통해 동중국해로 유입되는 질산염 양이 감소하였기 때문일 가능성을 배제할 수 없다.

5. 결론

- ① 본 연구해역에서 관측한 표층 영양염 농도가 여름보다 봄에 높게 나타났는데, 이것은 지금까지 동중국해에서 영양염의 주요 공급원으로 알려진 장강이 본 연구해역에서는 영양염 공급에 그다지 많은 기여를 하고 있지 않음을 시사해준다.
- ② 봄에 서쪽해역에서 높은 영양염 농도를 보이는 것은 영양염이 장강을 통해 유입된 것이 아니고 해수의 수직혼합에 의해 저층에 풍부한 영양염이 표층으로 공급되었기 때문이다.
- ③ 봄과 여름에 관측한 표층 질소/인 비율은 각각 1.3~16과 1.1~15으로 대부분이 Redfield ratio인 16보다 낮았는데, 이처럼 표층에서 질산염/인산염 비율이 Redfield ratio보다 낮은 것은 표층에서 식물플랑크톤의 성장이 주로 질소에 의해서 제한받고 있다는 것을 시사해준다.
- ④ 동중국해에서 식물플랑크톤의 성장이 주로 인에 의해 제한받는다라는 기존의 연구결과와 달리 본 연구에서 식물플랑크톤의 성장이 주로 질소에 의해 제한받는 이유는 본 연구해역에서 영양염 농도가 장강의 영향을 받지 않고, 해수의 수직혼합에 의해 주로 영향받기 때문으로 생각된다.
- ⑤ 표층 부유물질과 부유유기탄소 함량은 봄에 특별히 높은 값을 보이는 서쪽해역을 제외하고는 봄과 여름에 큰 차이를 보이지 않는다. 봄에 서쪽해역에서 표층 부유물질과 부유유기탄소 함량이 높은 것은 장강을 통해 부유물질이 많이 유입되었다기 보다는 해수의 수직혼합에 의해 저층 퇴적물이 재부유되어 표층으로 유입되었기 때문으로 생각된다.

제 3 절 표층 이산화탄소분압($p\text{CO}_2$)의 계절 분포 특성

1. 서론

인간은 화석연료사용, 산림파괴 등으로 매년 막대한 양의 이산화탄소와 같은 온실기체를 대기로 방출하며, 그 양은 약 $5.4 \pm 0.3 \text{ Pg C yr}^{-1}$ (1 Pg(petagram) = 10^{15}g)에 달한다. 이미 많이 알려진대로, 대기로 방출된 이산화탄소 중 약 $3.3 \pm 0.1 \text{ Pg C yr}^{-1}$ 은 대기에 체류하는 것으로 나타났으며, $1.9 \pm 0.6 \text{ Pg C yr}^{-1}$ 는 해양에 의해 흡수되고, 나머지 약 $0.2 \pm 0.7 \text{ Pg C yr}^{-1}$ 는 육상생물권(biosphere)에 의해 고정된다고 한다(IPCC, 2001). 그러나 이 수치계산에는 아직 부정확한 부분이 많으며 사람에 따라 그 값이 많이 변한다. 이는 주로 해양이 이산화탄소를 흡수하는 양을 산정하는데서 유래되며, 중요 이유 중에는 연안해(coastal ocean)가 전혀 고려되지 않았다는 것이 있다. 연안해는, 해양 전체에서 차지하는 면적에 비해(7 %) 생물생산이 높은(15~30 %) 곳으로 알려져 있으며(Walsh, 1991; Wollast, 1998), 이로 인해 전지구 탄소 순환의 관점에서 육상, 해양 그리고 대기의 탄소 저장소를 연결하는 중요한 역할을 담당하는 것으로 알려져 있다(Thomas *et al.*, 2004). 그러나 연안해에서 관측된 시공간적인 현장자료의 부족과 소규모로 발생하는 변화로 인해, 실제로 이들 연안해가 대기 이산화탄소를 흡수하는지 방출하는지에 대한 정량적인 자료는 아직 많이 부족한 실정이다(Walsh, 1991; Mackenzie *et al.*, 1998; Wollast, 1998).

한편, Tsunogai *et al.*(1999)는 동중국해에서 관측한 이산화탄소 분포 결과를 바탕으로 "continental shelf pump"라는 용어를 명명하며 이러한 현상을 설명하였다. 대륙붕을 포함하는 연안해에서는 주변 강으로부터 유입되는 영양염 등으로 생물펌프(biological pump)가 활발하게 작용하게 되며, 이때 자연히 대기 이산화탄소가 저층으로 이동하게 되는데, 이와 같이 이산화탄소가 풍부한 저층수가 open ocean으로 방출되는 것을 "continental shelf pump"라고 하며, 이것은 결국 대기 이산화탄소를 open ocean으로 이동하는 하나의 기작이 된다. North Sea를 비롯한 몇몇 다른 해역에서도 동중국해와 마찬가지로 continental shelf pump가 작용하는 것으로 나타났다(Liu *et al.*, 2000; Thomas *et al.*, 2004; Bozec *et al.*, 2005). Yool and Fasham(2001)은 모든 주변해에서 shelf pump가 비슷하게 작용한다면 0.5 Pg C yr^{-1} 이상을 흡수하게 된다고 보고하였으며, 이러한 기작은 유기탄소 형태일 때 더욱 효율이 높다고 하였다.

동중국해는 황해, 발해와 더불어 약 $0.75 \times 10^{12} \text{ m}^2$ 의 면적에 해당하는 대륙붕을 포함하여 전세계의 매우 큰 주변해(marginal sea) 중의 하나이며, 이의 순환에 영향을 끼치는 주요 요인에는 쿠로시오, 장강 담수유입 그리고 동아시아 몬순(monsoon) 등이 있다(Liu *et al.*, 2003). 쿠로시오해류는 대만 동쪽을 따라 흘러서, Suao-Yonaguni Pass를 통과하여 Okinawa Trough로 들어간 후 대륙붕단을 따라 흘러가는 것으로 알려져 있으며(Wang *et al.*, 2000), 이의 중층수(Kuroshio Intermediate Water)가 동중국해에 영양염을 공급하는 중요 공급원인 것으로 보고

되었다(Chen, 1996). 한편, 동중국해의 서쪽으로는 중국대륙과 경계를 이루고 있으며 장강을 통해 상당한 양의 담수가 유입된다(약 $928 \text{ km}^3 \text{ yr}^{-1}$, Zhang *et al.*, 1990). 장강에서 유입되는 담수량은 겨울에 적고 여름에 많은 계절 변화를 보이며, 특히 우기인 5월부터 10월동안의 방출량이 연간 방출량의 71.7%를 차지하며, 건기인 11월부터 4월동안 방출량은 28.3%를 차지한다(Beardsley *et al.*, 1985; Mao *et al.*, 2001). 또한 장강이 영향을 미치는 범위도 계절에 따라 변화하는데, 겨울에는 적은 방수량과 강한 북서풍으로 해안선을 따라 남쪽의 좁은 해역에 한정되어 나타나지만, 여름에는 많은 방수량과 강한 남풍에 의해 대륙붕을 가로질러 동중국해 북쪽 대부분 해역에 영향을 미친다(Beardsley *et al.* 1985; Su and Weng, 1994). Lee and Chao(2003)는 여름동안 장강 입구에서부터 퍼져 나오는 혀 모양의 저염 해수가 동중국해 뿐 만아니라, 대마해협을 통과해서 동해에서도 관측된다고 하였으며, 그 시기는 주로 6월에서 10월사이라고 하였다.

이와 같이 동중국해는 남서쪽으로는 서태평양과 그리고 동쪽으로는 동해와 인접하여, 육상기원과 인류기원 물질을 북아시아에서 북태평양으로 이동시키는 중요한 연결고리 역할을 하고 있다(Lee and Chao, 2003). 또한, 장강으로부터의 막대한 담수유입과 더불어 발생하는 영양염 그리고 탄소공급에도 불구하고, Tsunogai *et al.*(1999)가 제안한 것처럼 대기 이산화탄소를 흡수하는 것으로 알려졌다(Peng *et al.*, 1999; Tsunogai *et al.*, 1999; Chen and Wang, 1999). 그러나 동중국해에서 발생하는 continental shelf pump의 기작이나 정도에 대해서는 이에 영향을 끼치는 물리 생지화학적 작용과 함께 아직 뚜렷하게 밝혀지지 않았다(Liu *et al.*, 2003). 그리고 이들 연구의 대부분이 동중국해의 남서쪽해역에서 1990년대에 많이 이루어졌기 때문에 북동쪽해역에 대한 자료는 거의 없거나 다른 자료에서 유추한 자료가 있을 뿐이다. 따라서, 동중국해 전해역에서 일어나는 continental shelf pump에 대해 정량화하고 이의 역할이 전지구 탄소순환에 끼치는 영향을 평가하기 위해서는 동중국해 북동쪽해역에서의 이산화탄소 흡수량 또는 방출량이 관측되어야 하며, 또한 이를 통해 10 여 년 전에 비해 이들 작용이 어떤 요인으로 인해 얼마나 달라졌나를 파악할 필요가 있다.

본 연구는 중장기 수온변동에 따른 해양환경변화를 파악하기 위한 일환으로 동중국해 북동쪽(제주도 남쪽해역)해역에서 3계절(봄, 여름, 가을)에 걸쳐 관측한 표층 이산화탄소분압 분포 변화와 이에 영향을 끼치는 주요 요인을 파악하고 고찰하는데 그 의의를 두고자 한다.

2. 재료 및 방법

동중국해 북동해역(남위 $31^{\circ}30' \sim 33^{\circ}30'$, 동경 $124^{\circ}00' \sim 127^{\circ}30'$)에서 연구조사선 이어도호를 이용하여 2003년 8월 26일부터 9월 3일(여름), 2004년 4월 29일부터 5월 8일(봄) 그리고 2004년 10월 2일부터 8일(가을)까지 총 3회에 걸쳐 표층해수의 수온, 염분, 이산화탄소분압(pCO_2)을 연속 관측하였으며, 조사정점에서는 수층의 수온, 염

분, 엽록소, 영양염 등을 수심별로 조사하였다(그림 2-3-3). 표층해수의 경우, 이어도 호의 갑판으로 퍼올려진 물을 실험실까지 연결하여 분석하였으며, 정점에서 수층시료는 CTD-Rosset을 이용하여 채수하였다. 표층해수의 수온, 염분, 이산화탄소분압은 flowing pCO₂ system(미국 마이애미대 Dr.Millero 실험실 제작)을 이용하였으며 이때 관측된 수온, 염분은 정점에서 CTD에 의해 관측된 수온, 염분과 비교 후 보정하였다. Flowing pCO₂ system은 equilibrator, NDIR(LiCor model 6262), GPS, 수온염분연속측정기(YSI model 600R) 그리고 이들 기기를 제어 운영하는 프로그램을 포함하는 노트북으로 구성되어 있다. 해수 속에 포함된 이산화탄소는 equilibrator에서 충분히 대기와 평형을 이룬 뒤에 NDIR(적외선분광광도계)로 이동되어 CO₂양을 측정하며, 이때 equilibrator로 유입되기 전에 해수의 수온, 염분을 측정하고, 표층해수가 유입된 해역의 경위도정보도 동시에 기록된다. 이들 값들은 RS232port를 통하여 노트북으로 자료를 송수신하며, 이 모든 작업은 윈도우환경에서 LabWindowCVI로 짜여진 소프트웨어에 의해 제어된다.

조사 정점에서는 SeaBird CTD를 이용하여 수온과 염분을 측정하였고, 표층에서 해저면까지 표준수심에서 니스킨(Niskin)채수기를 이용하여 해수를 채집하였다. 해수 1 l를 0.45 μ m Whatman GF/F 여과지로 거른 후, 여과된 해수는 영양염 분석을 위해 냉동하였고, GF/F 여과지도 엽록소 분석을 위해 냉동하였다. 영양염(질산염+아질산염, 인산염, 규산염)은 flowing injection 형태의 자동이온분석기(LaChat model, QuikChem AE)을 이용하여 측정하였으며(Parsons *et al.*, 1984), 각각의 측정값은 표준 해수시료(CSK brine seawater standard, Wako, Japan)를 이용하여 검정하였다. 두 번 이상 분석을 통하여 얻은 각 영양염의 정밀도는 5% 이내였다. 엽록소 농도는 90% 아세톤 10 ml로 24시간 동안 추출한 후에 Turner-designed fluorometer(10-006R)를 이용하여 측정하였다(Parsons *et al.*, 1984). Phaeopigment 농도는 아세톤으로 추출된 엽록소에 1 N 염산을 넣고 1분 30초 후에 Turner-designed fluorometer로 측정하였다. 본 연구에서는 엽록소 측정값에서 phaeopigment 농도를 뺀 보정된 엽록소(corrected chlorophyll) 값을 이용하였다.

3. 결과

3.1. 해양표층의 수온과 염분 분포

2003년 8월(여름)의 조사해역 표층 수온은 약 25.5~29 °C의 범위를 나타내었으며, 대마난류가 통과하는 동쪽해역에서 다소 높게 나타났다(그림 2-3-1a). 2004년 4월(봄)에는 12~18°C의 범위를 나타내었으며, 2003년 8월과 마찬가지로 동쪽해역이 다소 높은 수온을 나타내었다(그림 2-3-1b). 또한 제주도 남쪽해역에서 남북방향으로 형성된 뚜렷한 전선을 관찰할 수 있었다. 2004년 10월(가을)에는 봄과 여름에 비해 다소 좁은 해역을 조사하였으며, 표층수온은 22~25°C의 범위를 나타내었으며, 봄,

여름과 마찬가지로 대마난류의 영향을 받는 동쪽해역에서 다소 높은 수온을 관측할 수 있었다(그림 2-3-1c).

표층해수의 염분은 3계절의 조사시기동안 약 28.4~34.2 psu의 범위를 나타내었다(그림 2-3-2). 수온과 마찬가지로 고온 고염의 특성을 보이는 대마난류의 영향을 받는 동쪽해역에서 다소 높은 값을 나타내었다. 봄과 가을의 경우, 동쪽해역은 33.4~34.2 psu의 범위를 보였으며, 서쪽해역은 32.6~33 psu의 다소 낮은 값을 나타내었다(그림 2-3-2b와 2-3-2c). 한편 2003년 8월에 관측한 여름의 경우에는 서쪽해역에 29 psu 이하의 저염수가 상당히 넓은 해역에서 관측되었으며, 이로 인해 제주도 남쪽해역에서 상당히 강한 염분전선이 형성되었다. 이와 같이 조사해역의 서쪽에 이와 같은 저염수가 관측되는 것은, 장강에서 유입되는 담수의 영향인 것으로 생각된다. 실제로, 장강은 7~8월에 최대 방출량을 보이며, 1월에 최소 방출량을 나타내는 것으로 알려져 있다(Zhang, 1996; Mao *et al.*, 2001). 따라서, 서쪽해역의 여름에는 장강에서 유입되는 담수로 인하여 저염수가 표층에 강하게 형성됨을 알 수 있다.

따라서, 조사해역은 고온 고염의 대마난류 영향을 받는 동쪽해역과 계절적으로 장강과 같은 담수의 영향을 받는 서쪽해역으로 크게 나눌 수 있다. 이 두 수괴가 만나서 형성되는 전선은 계절에 따라 이동한다. Hickox *et al.*(2000)이 분류한 동중국해에 나타나는 전선에 의하면, 본 연구의 조사해역에서는 Kuroshio Front와 Yangtze Bank Ring Front가 있다. 여름에 대부분 사라졌던 이들 전선은 가을에 나타나서 겨울에 강하게 형성된 뒤, 봄에는 다시 약해지고 여름에 사라지는 계절변화를 보인다고 한다. 본 연구에서도 봄과 가을의 표층 수온 염분 분포에서 제주도 남쪽해역에 이들 전선의 형태를 관찰할 수 있었다(그림 2-3-1과 2-3-2). 한편, 여름에는 장강 담수유입으로 염분 변화가 심하게 나타났는데, 이것은 항상 존재하는 전선이라기보다는 장강 담수에 의해 형성되는 eddy 라고 할 수 있다.

3.2. 해양표층의 이산화탄소 분압 분포

조사해역의 표층 이산화탄소 분압은 세 번의 조사시기동안 약 230~450 μatm 사이의 분포를 나타내었으며, 계절에 따른 동쪽과 서쪽해역의 분포양상은 상당히 다르게 나타났다(그림 2-3-3). 2003년 8월 여름의 경우, 서쪽해역에서는 300 μatm 이하의 낮은 값을 나타낸 반면, 동쪽해역에서는 360 μatm 이상의 높은 값을 나타내었다(그림 2-3-3a). 한편, 2004년 봄에는 이와 정반대로 서쪽해역이 동쪽해역보다 오히려 높은 값을 나타내었다. 대부분의 조사해역에서 300 μatm 이하의 낮은 값을 보인 반면, 장강에 가까운해역, 즉 수심이 50 m 이하의 해역에서는 360 μatm 이상의 값을 나타내었다(그림 2-3-3b). 한편, 2004년 가을에는 대부분의 조사해역에서 360~450 μatm 사이의 비교적 고른 분포를 나타내었으며, 봄과 여름에 비해 동서간의 농도차이도 낮게 나타났다(그림 2-3-3c).

Chen and Wang(1999)이 1992년 여름에 총알칼리도와 pH에 의해 계산한 동중

국해에서 이산화탄소분압은 약 220~370 μatm 의 범위를 보였다. 쿠로시오해역의 경우에는 대기와 균형을 이루거나 다소 높게 나타났으나 장강 plume의 영향을 받는 해역(북위31°, 동경126° 주변)에서는 220 μatm 이하의 낮은 농도를 나타내었다. 이와 같이 쿠로시오영향을 받는 해역에 비해 장강영향을 받는 해역이 낮은 값을 보이는 경향은 Tsunogai et al.(1997)와 Wang(1997)의 결과를 예로 들어, 봄과 가을 그리고 겨울에도 적용된다고 하였다. 그러나 본 연구에서 조사한 결과 중 봄과 가을에는 달리 나타남을 알 수 있었다. 즉, 조사 시기 중 봄의 경우에는 동쪽해역에 비해 서쪽해역에서 높은 값을 나타내었으며, 가을에도 다소 그러한 경향을 보였다. 이러한 차이를 보이는 것은, 이들의 조사해역은 동중국해의 남서쪽해역으로서 본 연구의 조사해역인 동중국해의 북쪽해역과 다소 지역적인 차이에 의한 경우를 생각할 수 있다. 또한, 이들의 결과는 이산화탄소 분압을 연속되게 직접 측정된 것이 아니라 정점에서 측정된 총탄소, 총알칼리도 또는 pH로부터 계산된 값들이라 분석상의 오차가 있을 수 있다. 또한 이들의 조사 시기는 약 10년 전의 결과로서, 그 동안 해양환경이 다소 변화하였을 가능성을 배제할 수 없다.

표층해수의 이산화탄소 분압 자료와 조사선에서 관측된 바람자료와 함께 아래의 식에 근거하여 이산화탄소 플럭스를 계산하였다.

$$F_{\text{CO}_2} = ks(\Delta p\text{CO}_2),$$

k 는 the gas transfer velocity (cm h^{-1}), s 는 the solubility of the CO_2 gas in seawater ($\text{mol kg}^{-1} \text{atm}^{-1}$, Weiss, 1974), 그리고 $\Delta p\text{CO}_2$ 는 대기와 해양의 이산화탄소 분압차이다. 이때, k 는 Wanninkhof(1992)식에 근거하여 계산하였으며($k = 0.31u^2(\text{Sc}/660)^{-0.5}$), 풍속(u)은 해상 10m의 풍속을 의미하며, Schmidt number(Sc)는 수온, 염분의 함수이다. 해양에서 대기로 방출되는 경우는 양의 값으로 표시되었으며, 대기에서 해양으로 유입되는 경우는 음의 값으로 나타내었다(그림 2-3-4).

여름의 경우에는 대마난류의 영향을 받는 해역에서 0.2~0.4 $\text{mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$ 의 값을 나타내었으며 그 외의 해역에서는 -0.8~-1.4 $\text{mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$ 의 분포를 보여, 제주도 남동해역을 제외한 해역에서는 대기에서 해양으로 이산화탄소를 흡수하는 것으로 나타났다(그림 2-3-4a). 이와는 반대로 봄에는 양쯔강에 가까운 50m 이하수심에서 2~5 $\text{mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$ 의 속도로 대기로 이산화탄소를 방출하는 반면, 나머지 해역에서는 -2~-10 $\text{mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$ 의 분포를 보여, 대기의 이산화탄소를 흡수하는 것으로 나타났다(그림 2-3-4b). 가을에는 조사해역의 이산화탄소 플럭스는 -0.2~2.8 $\text{mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$ 의 범위를 보였으며, 제주도 남동쪽해역은 이산화탄소의 흡수해역, 그리고 서쪽해역은 방출해역으로 나타났다(그림 2-3-4c). 이처럼 계절에 따라, 이산화탄소를 방출하고 흡수하는 해역이 교대로 나타났으며 이것은 주로 표층 이산화탄소 분포에 영향을 받는 것으로 나타났다. 한편, 다른 계절에 비해 2004년 봄에 강한 플럭스를 나타내었는데 이것은 당시의 바람이 강하였기 때문이다. 따라서 각 계절의 평균 플럭스를 구하기 위해서는 조사시기의 바람보다는 월별 평균바람 자료를 이용하는 것이 바람직하다.

이상의 결과에서, 쿠로시오의 지류인 대마난류의 영향을 받는 동쪽해역은 봄과

가을에는 이산화탄소를 흡수하는 해역인 반면, 여름에는 이산화탄소를 방출하는 것으로 나타났다. 이것은 Rehder and Suess(2001)가 늦여름에 쿠로시오해역에서 관측한 결과와 아주 잘 일치한다. 쿠로시오해류를 따라 1994년 9월에 이산화탄소분압을 관측한 이들의 결과에 의하면, 표층 이산화탄소 분압이 약 375~400 μatm 의 값을 보였으며, 이산화탄소 플럭스는 $800\sim 1200\times 10^3 \text{ mol km}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ 를 범위를 보여, 해양에서 대기로 방출하는 것으로 나타났다. 또한, Inoue *et al.*(1995) 와 Nemoto *et al.*(1999)들이 쿠로시오해역과 동중국해역에서 실시한 장기관찰에서도 이들 해역은 대부분의 시기에 이산화탄소를 흡수하는 것으로 보이나, 여름에는 또는 7월~9월 사이에는 이산화탄소를 방출하는 것으로 나타났다. 결국, 본 연구의 조사해역 중 동쪽해역은 쿠로시오의 지류인 대마난류의 영향으로 봄과 가을에는 이산화탄소를 흡수하는 반면, 여름에만 이산화탄소를 방출하는 것으로 나타났다. 한편, Wang *et al.*(2000)은 동중국해는 연중 이산화탄소를 흡수하는 것으로 보고, 그 플럭스는 여름에 가장 낮고($7.9\sim 21.2 \text{ gC m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) 겨울에 높다($27.9\sim 47.2 \text{ gC m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$)고 하였다. 그러나 이들 자료는 앞서 말했듯이 주로 동중국해의 남서쪽해역에서 약 10여 년 전에 관측된 결과로서, 지역적인 차이로 인해 본 연구 결과와 다소 차이를 보이는 것 같다. 더욱이 본 조사해역의 서쪽해역과 유사한 지역(장강 유역의 얇은 수심해역)에서 관측된 자료 중, 이산화탄소 분압이 높게 관측된 자료는 강한 수직혼합에 의한 것이라고 설명하며, 또한 이러한 현상은 일시적이고 지엽적인 것이라 자료에서 제외하였다고 하였다. 그러나 본 연구 결과에 의하면, 장강 유역의 얇은 수심에서 나타나는 높은 이산화탄소 분포는 일시적이거나 지엽적인 현상이 아니라, 동중국해의 북서해역에서 계절에 따라 강도를 달리하며 나타나는 현상인 것으로 보인다. 결국, 동중국해역의 이산화탄소플럭스를 정밀 추정하기 위해서는 기존의 이산화탄소를 흡수하는 것으로 알려진 남서쪽해역자료와 함께, 본 연구에서 관측한 북동쪽해역의 계절에 따른 이산화탄소 방출 또는 흡수 자료가 매우 필요하고 중요한 것으로 생각된다.

4. 고찰

표층 해양의 이산화탄소는 다양한 요인에 의해 영향을 받는다. 생물생산이나 분해와 같은 생물학적 요인이 있으며, 대기와의 교환 그리고 수괴의 수평 또는 수직 혼합이 있으며 물론, 수온 염분의 변화와 같은 thermodynamic 한 요인도 포함된다. 이러한 요인들은 주로 혼합되어 나타나기 때문에, 표층 이산화탄소분포에 영향을 끼치는 주된 요인을 파악하기는 쉽지 않다. 특히, 동중국해와 같이 다양한 수괴가 혼재하고 이의 세력이 계절에 따라 변화는 경우에는 더욱 그러하다. 그림 2-3-3에서 실제 보듯이 표층 이산화탄소 농도분포가 계절에 따라 상당히 다르게 나타남을 알 수 있다.

먼저 계절에 따른 또는 해역에 따른 수온과 염분 차이에 의한 이산화탄소 변화를 살펴보기 위해, 수온은 20 $^{\circ}\text{C}$, 염분은 33 psu으로 normalize한 이산화탄소 농도

를 그림 2-3-5에 나타내었다. 봄과 가을의 일부 서쪽해역을 제외하면 대부분의 해역에서 280~320 μatm 의 비교적 고른 분포를 나타내었다. 특히 동쪽해역은 계절에 상관없이 300~320 μatm 의 매우 고른 분포를 나타내었다. 반면, 서쪽해역은 여름에는 280 μatm 이하의 낮은 농도를 나타낸 반면, 봄에는 400 μatm 이상의 높은 값을 나타내었다. 결국, 제주도 남동쪽해역의 경우, 계절에 따른 이산화탄소농도 변화는 수온과 염분에 의해 대부분이 결정됨을 알 수 있었다. 그러나 서쪽해역의 경우에는 수온, 염분의 변화와 더불어 다른 요인이 크게 작용함을 알 수 있다. 그림 2-3-6는 본 연구의 조사해역 중 동쪽해역(동경 126.25°보다 동쪽. 단, 여름에는 동경 126.7°보다 동쪽)에서 관측된 이산화탄소분압과 수온의 관계를 나타내었다. 이들은 계절에 따른 수온 변화와 아주 좋은 상관관계를 보임을 알 수 있다($r^2=0.85$). 따라서 고온고염의 특성을 가지는 대마난류의 영향을 받는 동쪽해역의 표층 이산화탄소분포의 계절변화는 주로 대마난류수의 수온과 염분변화에 좌우됨을 알 수 있었다.

그림 2-3-7는 표층 해양의 이산화탄소분압과 수온에 대해 모든 조사해역에 걸쳐 모든 조사시기의 자료를 한번에 나타내었다. 동쪽해역만 나타낸 그림 2-3-6와 비교해보면, 상당히 복잡하며 수온과 상관관계를 나타내지 않은 자료가 상당함을 알 수 있다. 여름의 경우, 25~30°C의 높은 수온에 비해, 상대적으로 낮은 이산화탄소값을 보이는 자료가 있는데 이들은 주로 장강쪽에 가까운 조사해역 즉 조사해역의 서쪽에서 관측된 자료이다. 한편, 봄의 경우 15°C이하의 낮은 수온에서 300~450 μatm 의 비교적 높은 농도를 보이는 자료도 있으며, 이들 자료는 수온에 따른 이산화탄소의 포화농도선과 거의 직각을 이루는 형태로 분포하였다. 이러한 경향은 가을자료에서도 일부 나타남을 알 수 있으며, 이러한 값을 보이는 해역은 마찬가지로 서쪽해역이다. 이처럼 장강에 가까운 그리고 수심이 약 50 m이하의 얕은 해역에서 이산화탄소의 계절변화가 매우 크게 나타남을 알 수 있으며, 이것은 수온변화와 오히려 상반되는 분포를 보였다. 이와 같이 높은 이산화탄소 농도는 보이는 것은 Wang *et al.*(2000)이 제안한 것처럼, 이지역의 수직혼합이 강하게 발생하여 저층의 높은 탄소농도를 함유한 해수가 표층으로 유입되어 나타난 결과로 생각된다.

실제로, 같은 시기에 동쪽해역(정점 B09)에 비해 서쪽해역(정점 C01)의 밀도 분포가 안정적이지 못함을 수층의 밀도분포 자료에서 관찰할 수 있었다(그림 2-3-8). 계절적으로 표층수온이 가장 높은 여름에는 두 정점 모두 수심 약 10 m에 성층이 강하게 형성됨을 알 수 있다. 이에 비해 봄과 가을에는 동쪽 정점에서는 성층이 약화되거나 깊어지는 경향을 보이는 반면, 서쪽 정점에서는 성층이 거의 붕괴되어 아주 미약하게 나타났다. 이것은 서쪽해역의 경우, 봄과 가을에 전 수층이 아주 잘 혼합됨을 의미한다. 결국, 수층 혼합으로 인해, 총탄소농도가 높은 저층수가 표층으로 공급되었음을 의미한다. 따라서, 봄과 가을에 장강 유역의 수심이 낮은 해역에서 표층 이산화탄소 분압이 높게 나타난 것은 높은 총탄소를 보이는 저층수가 공급되어 나타난 현상인 것으로 생각된다. 한편, 여름의 경우에는 강한 성층으로 인해 저층수와 혼합이 적을 뿐만 아니라, 장강에서 공급되는 담수로 인해 아주 낮은 농도를 나타내었음을 알 수 있다. 이는 이산화탄소 분압과 수층의 안정도를 지시하는

potential energy anomaly(PEA)의 상관관계에서 더욱 뚜렷이 알 수 있다(그림 2-4-9). 서쪽해역의 각 정점에서, 표층 이산화탄소분압과 PEA가 음의 높은 로그상관 관계를 가짐을 알 수 있었다($r=0.61$). 봄에 $450 \mu\text{atm}$ 이상의 아주 높은 농도를 보이는 정점에서는 PEA값이 0.25 이하의 아주 낮은 값을 보였다. 한편, 여름의 경우에는 PEA값이 0.5~1.5 범위를 보여, 비교적 안정된 수층이었음을 나타내었다. 따라서, 장강 근해의 수심이 낮은 해역은 수층의 안정도, 즉 총탄소가 높은 저층수와의 수직 혼합 정도가 표층 이산화탄소농도를 좌우하는 중요요인으로 생각된다.

한편, 그림 2-3-10은 각 계절의 수층의 총엽록소 농도이다. 대부분의 조사해역과 조사시기에 약 50 mg m^{-2} 이하의 값을 보인 반면, 봄의 서쪽해역에서는 $70\sim90 \text{ mg m}^{-2}$ 의 높은 값을 나타내었다. 앞서 설명하였듯이, 생물활동이 활발하면, 표층 이산화탄소 농도가 영향을 받게 되므로 이산화탄소 분포를 좌우하는 주요 영향으로 작용하게 된다. 조사시기의 엽록소 농도 분포에서도 계절에 따라, 혹은 해역에 따라 생물생산이 이산화탄소의 분포에 상당히 영향을 끼쳤을 것으로 생각된다. 그러나 이에 대한 해석은 좀 더 정량적인 자료가 필요하므로, 대기-해양 교환 영향과 함께 추후에 논의하고자 한다.

5. 요약

동중국해 북동해역(남위 $31^{\circ}30'\sim33^{\circ}30'$, 동경 $124^{\circ}00'\sim127^{\circ}30'$)에서 연구조사선 이 어도호를 이용하여 2003년 8월 26일부터 9월 3일(여름), 2004년 4월 29일부터 5월 8일(봄) 그리고 2004년 10월 2일부터 8일(가을)까지 총 3회에 걸쳐 표층해수의 수온, 염분, 이산화탄소분압(pCO_2)을 연속 관측하였다. 표층 해수의 수온과 염분은 각각 $12\sim29^{\circ}\text{C}$, $28.4\sim34.2 \text{ psu}$ 의 범위를 나타내었으며, 대마난류의 영향을 받는 동쪽해역에서 고온 고염의 분포를 나타내었다. 표층 해수의 이산화탄소는 조사기간 약 $230\sim450 \mu\text{atm}$ 의 범위를 나타내었으며, 이산화탄소 플럭스는 $-10\sim5 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 의 범위를 나타내었다. 대마난류의 영향을 받는 동쪽해역에서는 봄과 가을에는 이산화탄소를 흡수하는 반면, 여름에는 이산화탄소를 대기로 방출하는 것으로 나타났으며, 장강 유역의 수심이 낮은 해역은 이와 반대로, 봄과 가을에 이산화탄소를 방출하고, 여름에는 흡수하는 것으로 나타났다. 이처럼 비교적 좁은 해역임에도 불구하고 계절에 따라 이산화탄소의 분포가 상당히 크게 변화하는 것을 알 수 있었다. 이것은, 대마난류의 영향을 받는 동쪽해역의 이산화탄소 분압과 수온이 양의 높은 상관관계($r^2=0.85$)를 나타낸 것으로 보아, 대마난류의 계절에 따른 수온과 염분 변화가 이산화탄소 분포의 주요 요인으로 작용한 것으로 생각된다. 한편, 장강 유역의 서쪽해역은, 수층의 안정도를 나타내는 PEA(potential energy anomaly)와 이산화탄소 분압이 음의 로그 상관관계($r=0.61$)를 보이는 것으로 보아, 총탄소가 높은 저층수와의 수직혼합 정도가 이산화탄소 분포의 주요 요인인 것으로 나타났다. 한편, 조사해역에서 생물학적 요인과 대기-해양교환에 의한 이산화탄소 분포 변화에 대한 정량적인 결과는 추후 논의하고자 한다.

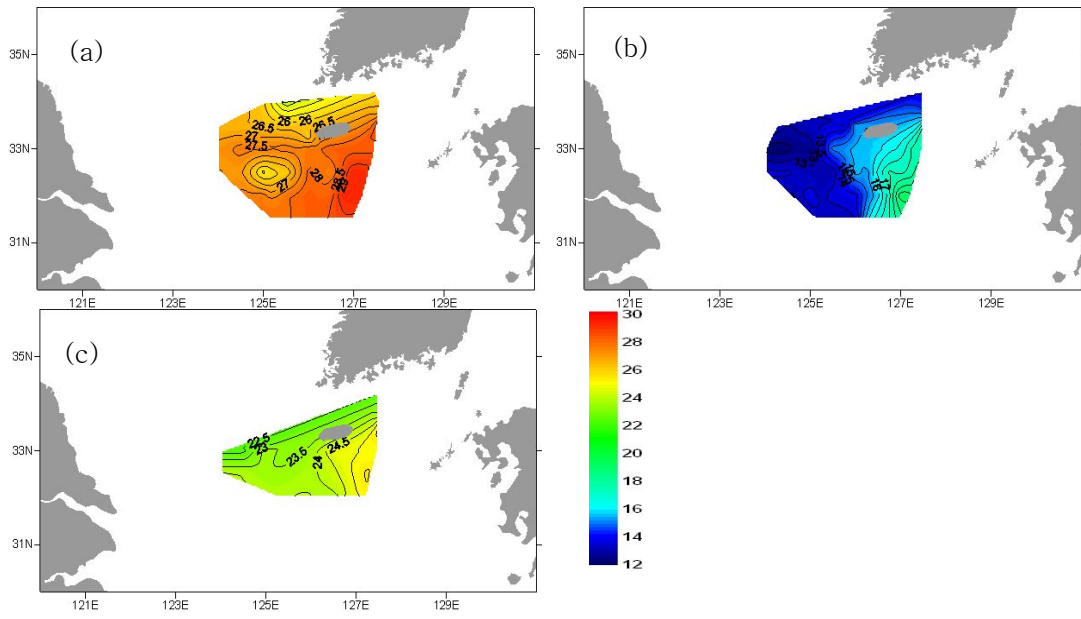


그림 2-3-1. 표층 수온 분포(a: 2003년 8월(여름), b: 2004년 4월(봄), c: 2004년 10월(가을)).

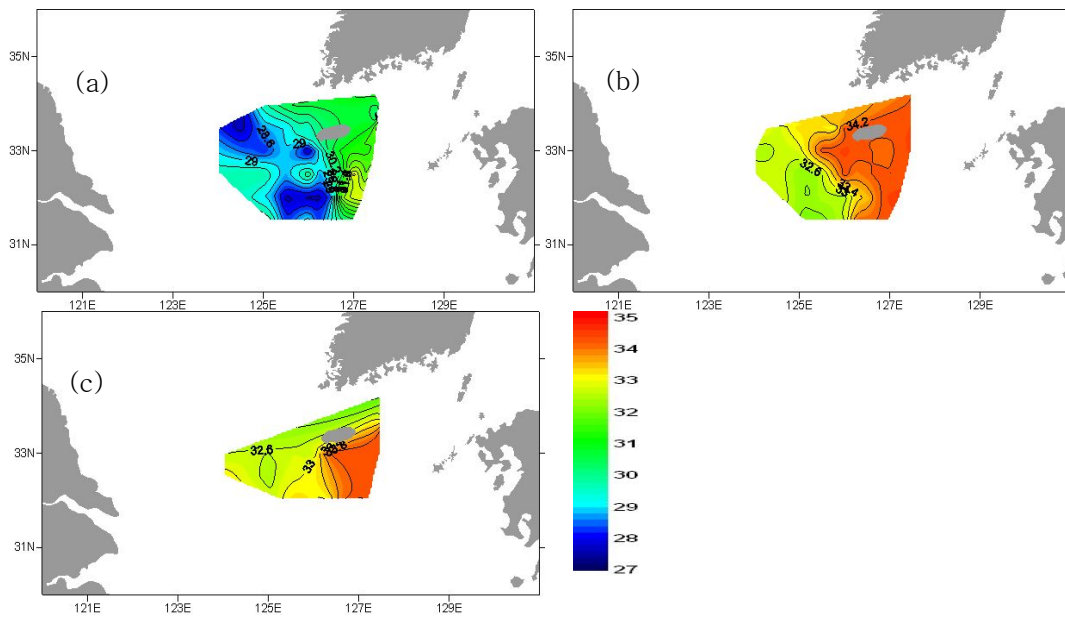


그림 2-3-2. 표층 염분 분포(a: 2003년 8월(여름), b: 2004년 4월(봄), c: 2004년 10월(가을)).

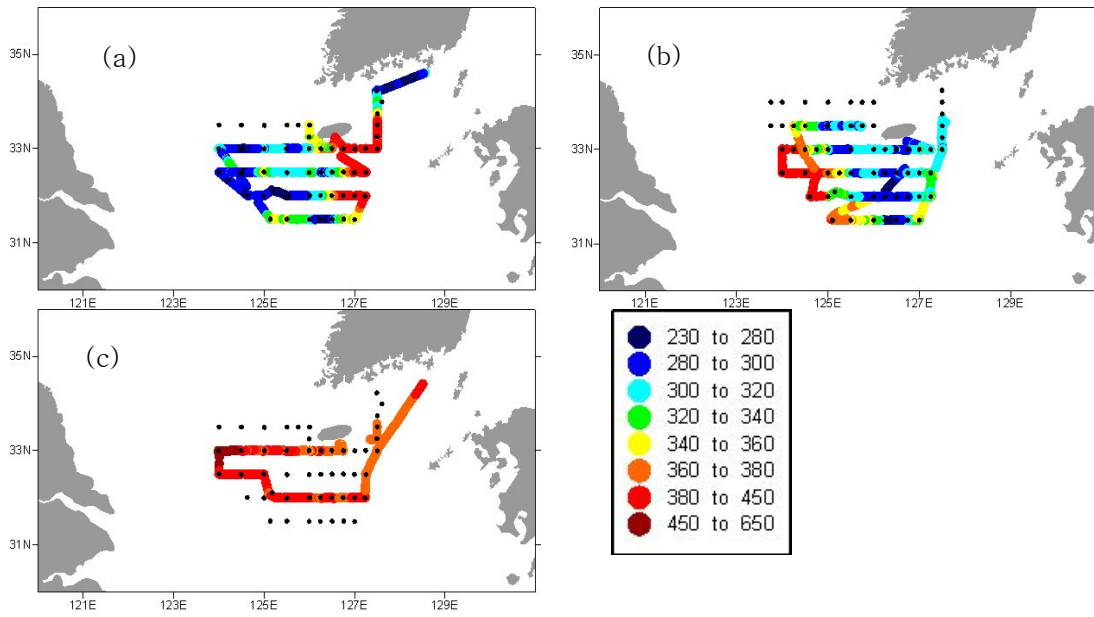


그림 2-3-3. 관측이동선과 정점에서 관측된 표층 이산화탄소 분압($p\text{CO}_2$, μatm) 분포 (a: 2003년 8월(여름), b: 2004년 4월(봄), c: 2004년 10월(가을)).

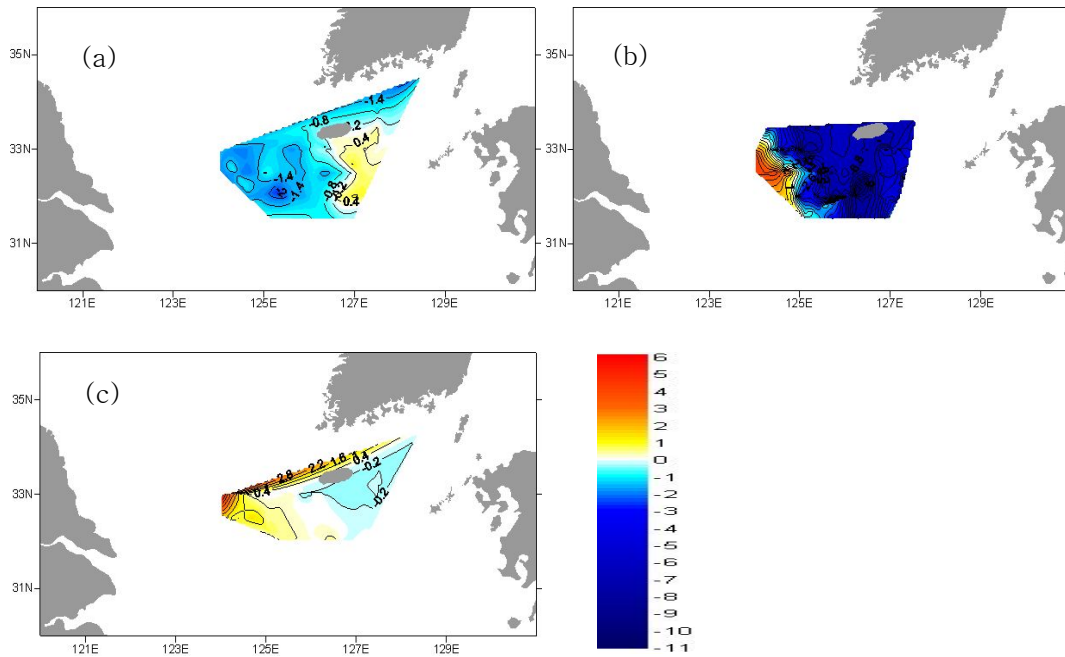


그림 2-3-4. 표층 이산화탄소 플럭스($\text{mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$) 분포(a: 2003년 8월(여름), b: 2004년 4월(봄), c: 2004년 10월(가을)).

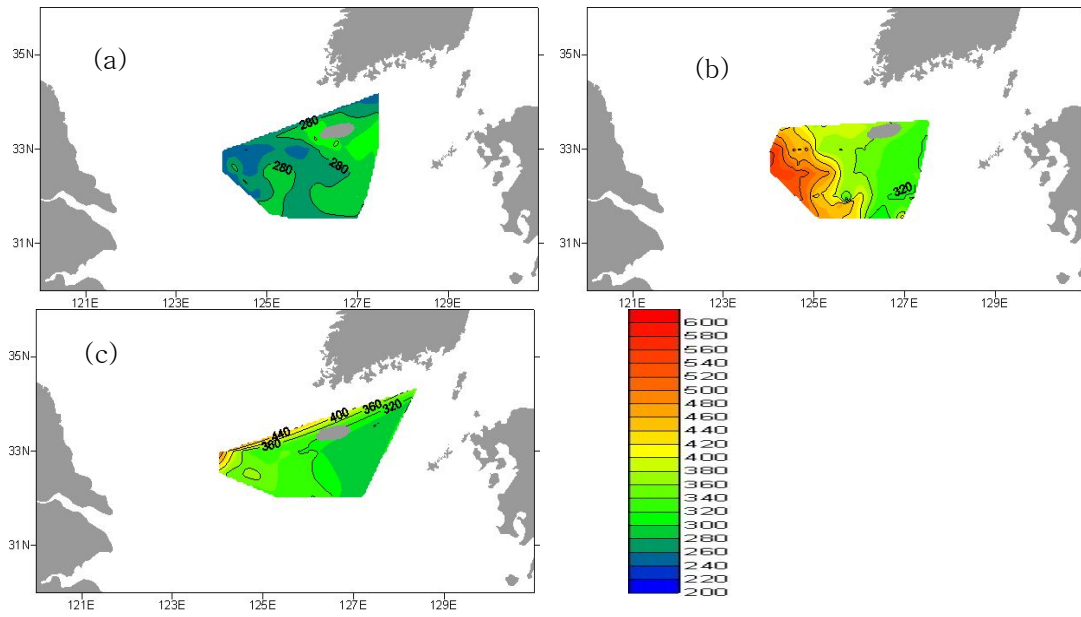


그림 2-3-5. 25°C, 33 psu로 normalize한 표층 이산화탄소 분포(a: 2003년 8월(여름), b: 2004년 4월(봄), c: 2004년 10월(가을)).

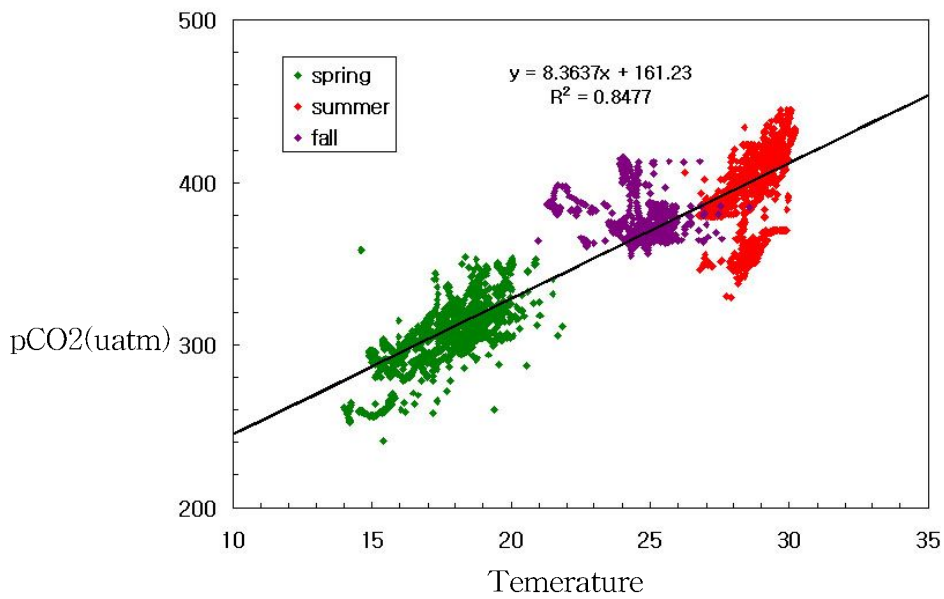


그림 2-3-6. 여름(적색), 봄(녹색), 가을(보라) 동안 연구해역의 동부역에서 측정된 수온과 표층 이산화탄소분압의 상관관계.

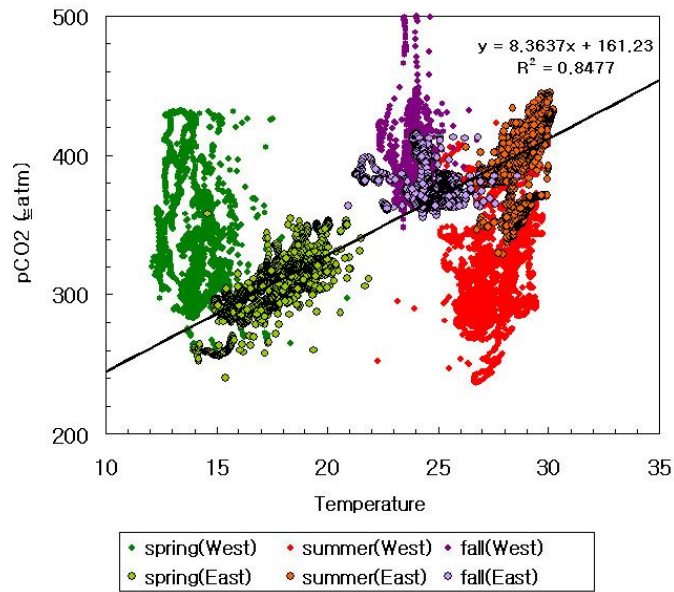


그림 2-3-7. 여름(적색), 봄(녹색), 가을(보라) 동안 연구해역의 동부역(테두리 있음)과 서부역(테두리 없음)에서 측정된 수온과 표층 이산화탄소분압의 상관관계.

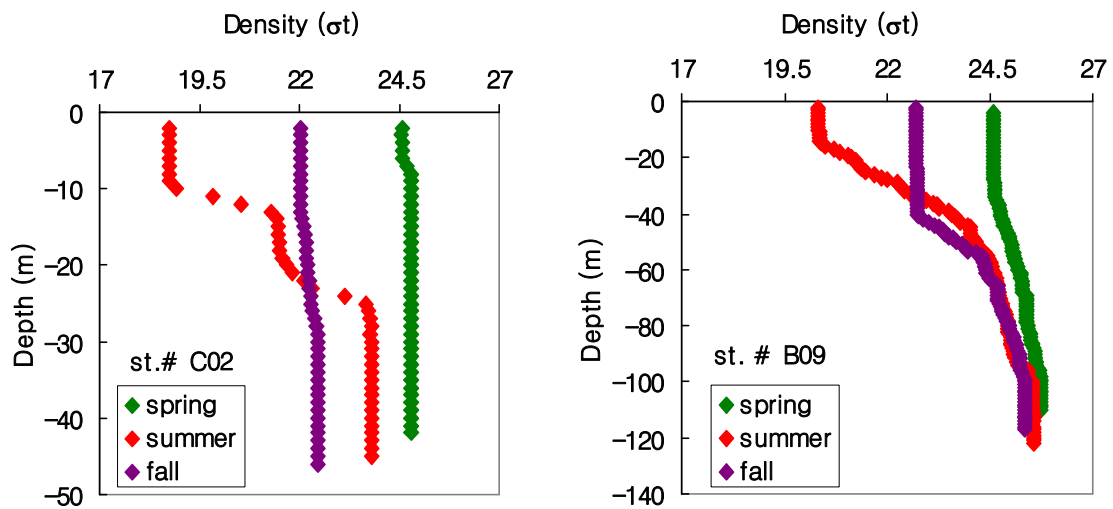


그림 2-3-8. C02(서)와 B09(동) 정점에서 관측된 밀도 수직 분포.

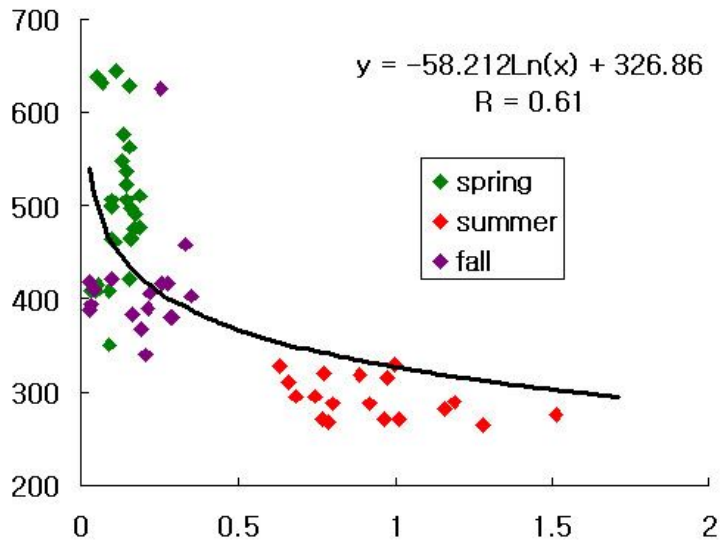


그림 2-3-9. 여름(적색), 봄(녹색), 가을(보라) 동안 연구해역의 서부역에서 측정된 potential energy anomaly(PEA)와 표층 이산화탄소분압의 상관관계.

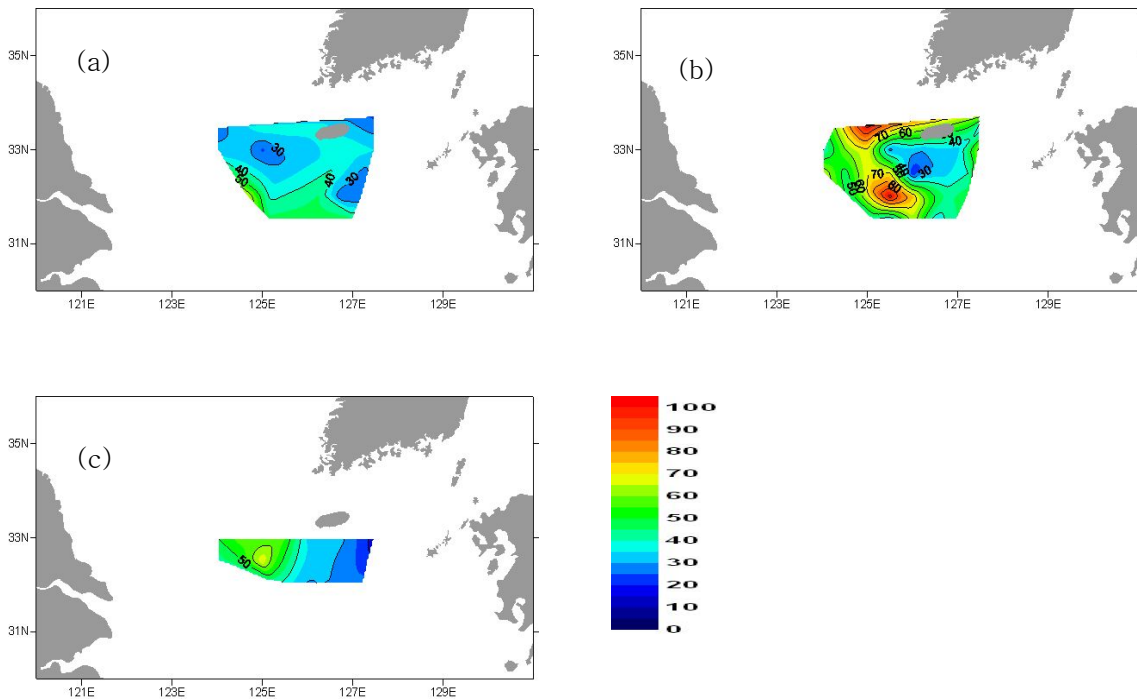


그림 2-3-10. 수심적분된 총염록소(mg m^{-2}) 분포(a: 2003년 8월(여름), b: 2004년 4월(봄), c: 2004년 10월(가을)).

제 4 절 하위 영양준위 생태계 구조 및 생물과정 파악

1. 서론

동중국해는 우리나라를 태평양과 연결시키는 통로로서 이곳을 흐르는 쿠로시오와 대마난류는 한반도 해역에 열과 염 및 해양생물을 공급함으로 황해와 동해, 남해 등 우리나라 연근해의 물리특성 및 생태환경에 직접적으로 큰 영향을 미친다. 장강으로부터 유출되는 막대한 양의 담수 또한 동중국해와 우리나라 주변해의 물리특성과 생태환경에 영향을 미치는 주요 요인으로 작용하고 있다. 따라서 동중국해의 해양특성 변화는 우리나라 주변해의 생태계 변화에 직·간접적인 영향을 미치게 될 것이다.

동중국해의 해양환경은 향후 큰 변화를 보일 것으로 예측되고 있다. 정부간 기후변화패널(IPCC)은 지구기후변화가 21세기에 가속화될 것으로 예측하고 있다. 이러한 지구기후변화는 해수 온도의 상승과 해류순환 시스템의 변화, 강수량의 변화 등의 경로를 통해 동중국해의 환경 변화에 압력을 미칠 것으로 예측된다. 또한 장강에 건설 중인 삼협댐 역시 동중국해의 환경을 변화시킬 주요요인으로 예측되고 있다.

우리나라 주변해의 해양자원의 효율적 보존 및 이용을 위해서는 동중국해 해양환경 변화 및 이에 연계된 영향의 이해가 요구되고 있다. 이를 위해 동중국해의 하위영양준위 생태계 특징 및 환경과의 연계성 연구를 통해 환경변화와 생태계변화의 연동성을 이해하는데 요구될 자료들을 산출하고자 하였다.

2. 재료 및 방법

하위 영양준위 생태계 현장 조사는 2003년 8월, 2004년 5월, 11월 3회에 걸쳐 동중국해 북부해역에서 수행하였다(그림 2-4-1). 실험을 위한 해수 채취는 SBE 911이 장착된 rosett sampling system에 10ℓ 용량의 Niskin bottle들을 부착하여 이루어졌다. 채수는 7개 층의 표준 수심(1 m, 10 m, 20 m, 30 m, 50 m, 75 m, 100 m)과 DCM층에서 하였다.

2.1. 엽록소 a

식물 플랑크톤의 엽록소 a 측정은 현장에서 채수한 해수 1~2 리터를 직경 47 mm의 GF/F 여과지로 거른 후 여과지를 분석 때까지 냉동보관하였다. 여과지는 실험실로 옮긴 후 20 ml 유리 vial에 담고, 90% 아세톤을 10 ml 넣어 냉장상태를 유지해주며 24시간 동안 색소를 추출하였다. 추출한 시료는 입자를 제거한 뒤 Turner fluorometer (Turner designs model, TD-700)을 이용 Parsons *et al.*(1984)의

방법으로 정량적인 엽록소 a 값을 구하였다.

극미소 플랑크톤의 생체량(엽록소-a)은 구멍 직경이 $3\mu\text{m}$ 인 PC 여과지를 통과한 해수 1000ml 을 GF/F 여과지로 거른 후 분석하였다.

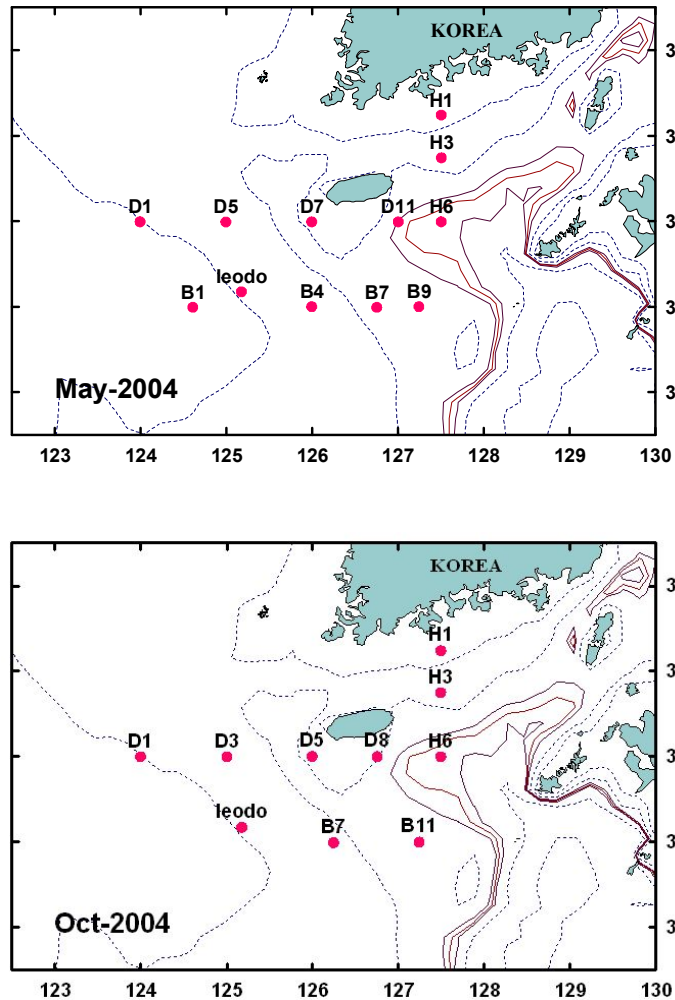


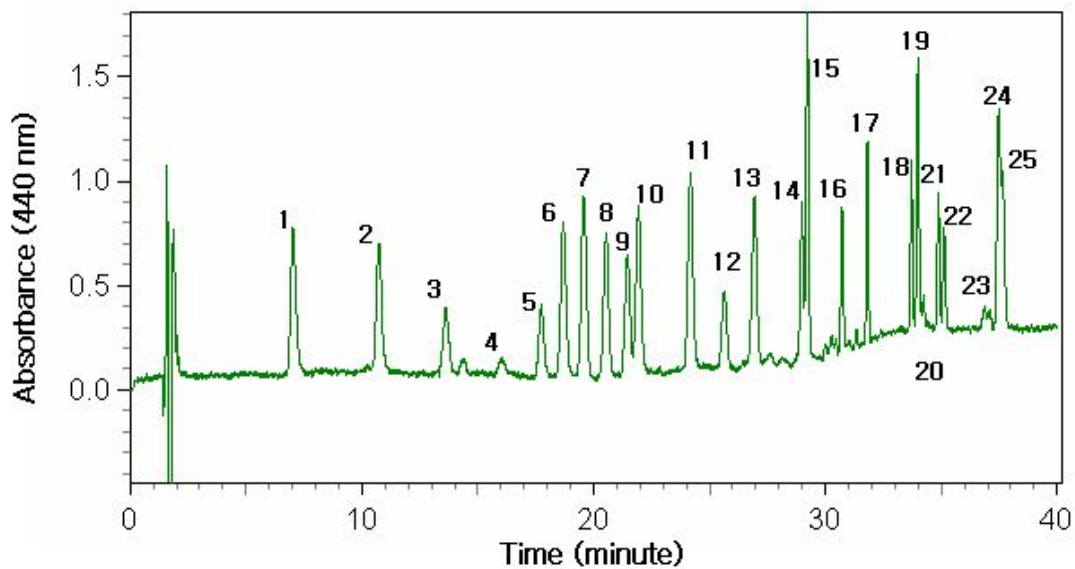
그림 2-4-1. 2004년 동중국해 승선 조사 정점도

2.2. HPLC를 이용한 색소분석

HPLC를 이용한 식물플랑크톤 색소분석은 Zapata *et al.*(2000)의 방법을 기초로 이루어 졌다. 식물플랑크톤은 Whatman GF/F filter로 거른 후 냉동 보관하였으며, 색소 추출은 여과지를 녹인 후 3ml 의 95% methanol에 넣고 $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ 냉장고에서 24 시간 동안 추출하였다. 추출물에 포함된 식물플랑크톤이나 여과지 조각들을 제거하기 위해 직경 25 mm 의 teflon(PTFE) syringe filter(MFS, $0.2\text{ }\mu\text{m}$ pore size)를 이용하였다. 색소 peak의 변형을 막기 위해 여과된 추출물 1 ml 에 증류수(milie-Q water) $200\text{ }\mu\text{l}$ 를 넣어 잘 혼합하였다.

준비된 시료 200 μl 를 HPLC system(Shimadzu LC-10A system (dual LC-10AD pumps, SIL-10AD autoinjector, SCL-10A system controller, SPD-M10A photodiode array detector, RF-10A spectrofluorometric detector)에 주입하였으며 색소 분리는 Waters C8 column(150x4.6mm, 3.5 μm particle size, 100Å pore size)을 이용하였다. Column 온도는 항온순환기를 이용 25°C를 유지하였다.

Chromatogram의 peak에 대한 동정은 표준색소(DHI water & Environment, Hørsholm, Denmark)의 retention time과 비교하여 결정하였다(그림 2-4-2).



| Peak no. | pigment | Peak no. | Pigment |
|----------|----------------------------|----------|-----------------------|
| 1 | Chl-C | 14 | Zeaxanthin |
| 2 | Chl-C | 15 | Lutein |
| 3 | Peridinine | 16 | Cantaxanthin |
| 4 | Pheophobide | 17 | Gyroxanthin-diester |
| 5 | 19'-butanoyloxyfucoxanthin | 18 | B-cryptoxanthin |
| 6 | Fucoxanthin | 19 | Chlorophyll-b |
| 7 | Neoxanthin | 20 | Echinenone |
| 8 | Prasinolaxanthin | 21 | Divinyl chlorophyll a |
| 9 | Violaxanthin | 22 | Chlorophyll a |
| 10 | 19'-hexanoyloxyfucoxanthin | 23 | Pheophytin a |
| 11 | Diadinoxanthin | 24 | α -carotene |
| 12 | Antheraxanthin | 25 | β -carotene |
| 13 | Alloxanthin | | |

그림 2-4-2. 혼합된 표준용액의 HPLC 크로마토그램 및 동정.

2.3. CHEMTAX에 의한 식물 플랑크톤 군집 분석

식물플랑크톤의 분류군별 marker pigments의 농도 자료로부터 분류군별 엽록소-a

에 대한 기여도를 CHEMTAX 프로그램을 이용 구하였다. 식물플랑크톤 그룹별 초기 색소 조성비는 Furuya(2003)등이 동중국해 식물플랑크톤 색소 연구에서 이용한 값을 사용하였다.

2.4. Flow cytometry를 이용한 극미소 플랑크톤 분석

Flow cytometer를 이용한 초미세 플랑크톤 분석을 위해 증별 해수 3 ml을 cryogenic tube에 넣고 10% paraformaldehyde와 0.5% glutaraldehyde의 혼합액 0.3 ml를 첨가한 후 액화질소에 넣어 냉동 보관하였다. 시료는 실험실로 옮겨 암소에서 녹인 후 산란과 형광을 표준화하기 위해 시료마다 내부표준물질을 첨가하였다. 내부표준물질은 0.5 μm 직경의 yellow-green beads, 0.5 μm 직경의 UV beads 그리고 1 μm 직경의 yellow-green beads를 혼합하여 사용하였다. Flow cytometer는 UV(225mW)와 488nm(1W)의 아르곤 이온 레이저가 장착된 Beckman-Coulter Altra를 이용하였다. Synechococcus, Prochlorococcus와 picoeukaryotes처럼 광합성을 하는 극미소 플랑크톤은 각분류군의 forward light scattering(FLS), 엽록소에 의한 적색형광, phycoerythrine에 의한 오렌지색 형광 특성 등 flow cytometer상에서 이용되는 특징들을 이용 분리 계수 하였다(그림 2-4-3). Flow cytometer에서 산출된 자료는 FlowJo(Star, Inc., www.flowjo.com) 프로그램을 이용하여 분석하였다.

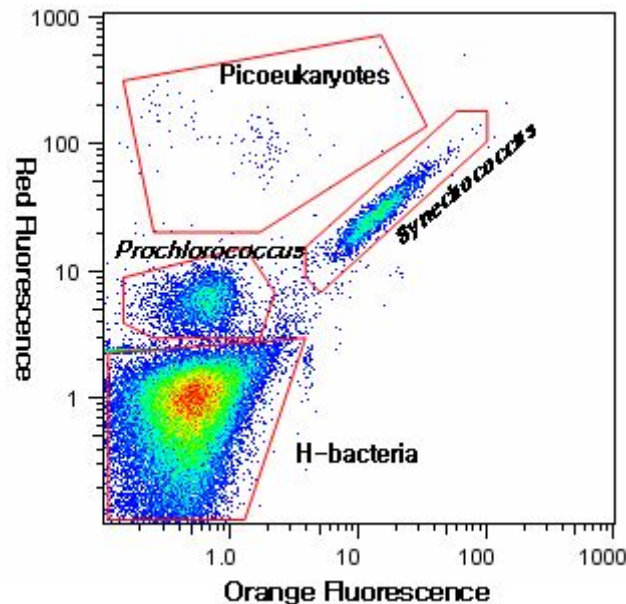


그림 2-4-3. Flow cytometer를 이용한 동중국해 시료 분석. 각 분류군은 주황과 적색 형광을 이용 구분됨.

2.5. *Synechococcus*의 수온 및 영양염 반응 실험

동중국해의 주요일차 생산자인 *Synechococcus*의 분포특성을 이해하기 위해 동중국해에서 분리 배양된 strain을 이용 수온 및 영양염에 따른 성장 특성 실험을 하였다. 배양은 동중국해에서 채취 보관한 해수를 pore size 0.2 μ m의 membrane filter로 거른 후 사용하였다. 15 $^{\circ}$ C와 25 $^{\circ}$ C에서 각기 다른 6종류의 영양염 환경하에서 (control, NO₃+ NH₄, NH₄+ PO₄, NH₄+ PO₄+Fe, NH₄+ Fe, PO₄+Fe) 144시간 동안 *Synechococcus*의 개체수 변화를 측정하였다.

2.6. P-I 특성 및 일 일차생산력

식물 플랑크톤의 P-I 특성은 식물플랑크톤 정량 조사를 수행한 5개 정점에서 수행되었다. 본 조사에서는 Babin *et al.*(1994)의 radial photosynthetron 방법을 채용하여 P-I 특성을 구하였다. 밀폐된 상자에 50 ml Falcon culture flask를 일렬로 배열하고 한쪽에서 diffused light를 비추어 플라스크 내에 광량의 구배가 생기게 하였다. 광원으로는 Osram의 HQI/D 1000 W 램프를 사용하였다. 배양은 2시간을 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 600 ml를 채수하여 1 l 짜리 multi-dispenser에 넣은 다음 14C(bicarbonate, Amersham Inc.)을 첨가하여 잘 섞은 후 10개의 플라스크에 50 ml 씩 주입하였다. 동시에 2개의 초기 활성도 시료를 만들었다. 이를 위하여 50 μ l의 시료를 채취하여 scintillation vial에 넣고 50 μ l의 ethanolamine과 0.5 ml의 증류수를 가하고 10 ml의 InstaGel-XF를 첨가하였다. 배양이 끝나면 즉시 12개의 filter funnel이 달린 manifold를 써서 0.45 μ m GF/F filter로 여과한 뒤 냉동 보관하였다. DPM은 여과지를 녹인 후 염산을 이용한 혼중이 끝나면 즉시 scintillation cocktail 15 ml를 첨가하여 냉암소에 24시간 보관한 뒤 Scintillation Counter로 측정하였다.

P-I 실험에서 얻어진 결과는 Platt *et al.*(1980)의 모형에 적합화하여 매개변수화하였다. 광저해 현상이 있을 경우 3 개의 매개변수를 가지고 있는 모델을 사용하였다.

$$P = B P_s^B (1 - \exp [-\alpha^B I / P_s^B]) \exp [-\beta^B I / P_s^B]$$

여기서 B는 생체량, 위첨자 B는 단위 생체량 당 매개변수임을 의미한다. P^B는 단위 엽록소 당 광합성량이고, P_m^B는 포화 광도 이상에서의 단위 생체량 당 광합성량, 즉 동화율(assimilation number)이다. α 는 광합성의 광량자효율과 관련된 매개변수로 광합성-광도 곡선 중 포화광도 이하에서의 선형 반응의 기울기를 가리킨다.

β 는 광저해 정도를 결정짓는 매개 변수이다. P_s^B 는 $\beta \rightarrow 0$ 일때 P^B 의 최대값으로 정의된다.

광합성이 최대가 되는 광도를 I_m 라 하면,

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

이 때의 최대광합성 값은 (동화율)

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

로 주어진다. 또한 광적응매개변수 I_k 는

$$I_k = \frac{P_m^B}{\alpha}$$

로 정의된다.

물기둥 내의 한 수심에서의 한 시점에서의 생산력은 식물플랑크톤의 생체량과 단위생체량 당 생산력에 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 간주할 수 있다.

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

여기서 $I(z, t)$ 는 광량이다. 따라서 물기둥 전체의 하루 동안의 일차생산력은 시간과 수심전체에 대해 위의 식을 적분하여 얻을 수 있다.

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

만약 광저해현상이 중요하지 않은 경우는 $P^B(z, t)$ 는

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

Platt *et al.*(1980)은 물기둥 내의 엽록소가 수직적으로 일정한 분포를 가질 경우 물기둥 전체의 일일 일차생산력을 계산할 수 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 1 m간격에 의한 수치적 적분을 사용하였다.

물기둥 내의 광합성 량의 추정을 위하여 fluorometer에서 측정된 형광 profile에서 엽록소 량을 구하고 여기에 위의 광합성 모델을 적용하였다. 조사 기간 동안 갑판에 설치된 광량계에서 하루 동안 5분 간격으로 측정된 PAR(Photosynthetically Available Radiation)의 평균치를 구하여 이 지역의 평균광도로 사용하였다.

물기둥내의 광량 변화를 계산하는데 필요한 소광계수 $K(\text{PAR})$ 는 SBE 911에 장착된 PAR 센서의 자료를 이용하여 1m 간격으로 구하고 광도를 소광식($I_z =$

Ioe-kz)에 반복적으로 적용하여 구한 뒤 광합성 모델에서 광합성 량을 추정하고 전체의 합을 구하였다.

3. 결과 및 토의

3.1. 수온 및 염분 특성

2004년 5월과 10월 2회의 현장조사를 수행하였으며 CTD에서 얻어진 물리자료를 이용 관측선 D의 수온 및 염분의 수직분포를 분석하였다(그림 2-4-4, 2-4-5). 수온의 5월에 상대적으로 낮게 나타나고 있으며 지역적으로는 대마난류의 영향을 받는 외해역에서 높게 나타난다. 표층수온이 낮게 나타나 성층이 강하게 형성되지 않았다. 10월에는 연안역과 외해역사이에 수온차이가 크게 나타나지 않으며 성층이 강하게 발달하여 있다.

염분은 5월이 10월에 비해 연안역 정점까지 고염환경을 보이고 있어, 10월이 장강 담수의 영향을 상대적으로 넓게 받음을 나타내고 있다.

3.2. 엽록소-a 분포

2004년 5월 수행된 조사의 표층 엽록소-a 농도는 정점에 따라 0.8-3.6 $\mu\text{g l}^{-1}$ 의 범위를 나타냈다(그림 2-4-6). 엽록소-a 농도의 공간 분포를 보면 이어도(Io) 와 B4 정점에서 높은 특징을 보였다. 또한 외해쪽 정점에서 낮아지는 일반적 특징과 달리 B9과 H6 정점에서 높은 농도를 나타냈다. 2004년 10월 조사된 정점 표층 엽록소-a 농도는 0.3-1.3 $\mu\text{g l}^{-1}$ 의 범위를 보였다(그림 2-4-7). 이어도, D1, H1과 같이 수심이 낮은 연안쪽 정점들에서 상대적으로 높고 외양으로 가며 낮아지는 공간 분포가 나타났다. 정점 평균 엽록소-a 농도는 5월 조사 시 1.7 로 10월 정점 평균 농도인 0.9 에 비해 약 2배 높은 농도를 나타냈다.

전체 식물플랑크톤 생체량 중 3 μm 크기 이하의 극미소 플랑크톤이 나타내는 비율은 5월 조사시 평균 32.9%를 나타냈다(그림 2-4-6). 가장 낮은 비율을 보인 정점은 엽록소-a 농도가 높은 B4 정점이며, 엽록소-a 농도가 낮고 외해쪽에 위치한 정점 B7, D7, D11에선 높은 비율을 나타냈다. 10월 조사에선 정점 평균 46.3%의 비율을 나타냈다(그림 2-4-7). 대부분 정점에서 40%이상의 비율을 보였으나 연안쪽에 위치하며 엽록소-a 농도가 높은 정점 D1과 H1에선 낮은 비율을 보였다.

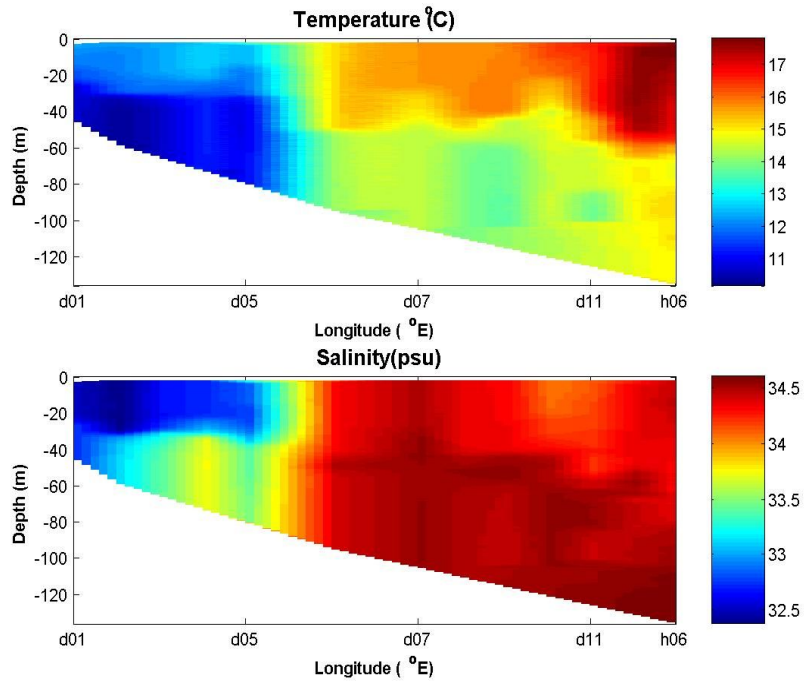


그림 2-4-4. 관측선 D 의 수온 및 염분 단면도 (2004년 5월).

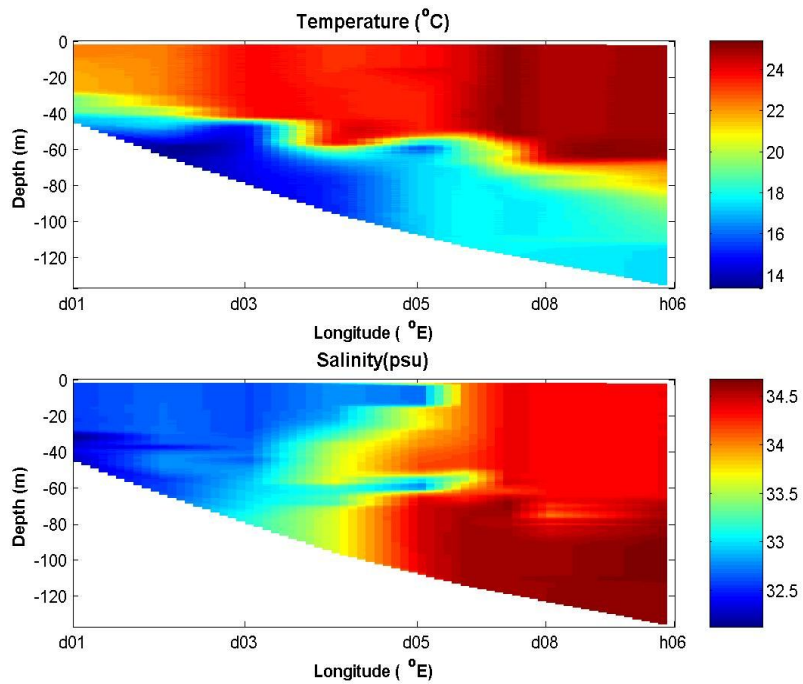


그림 2-4-5. 관측선 D의 수온 및 염분 단면도 (2004년 10월).

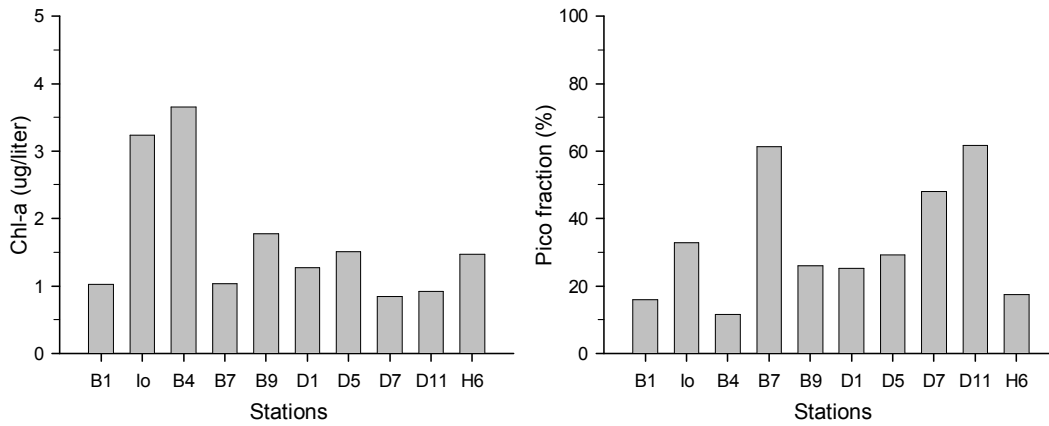


그림 2-4-6. 표층 엽록소-a 농도 및 3 μ m 분급율 (2004년 5월)

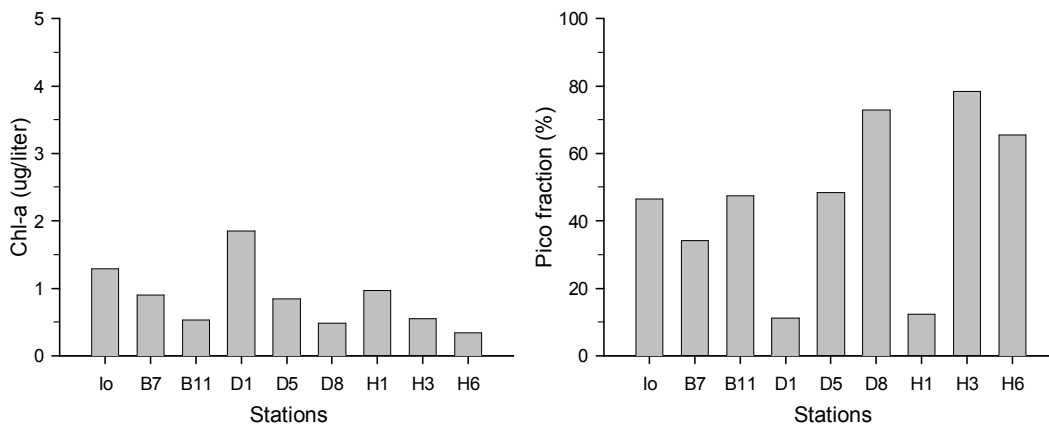


그림 2-4-7. 표층 엽록소-a 농도 및 3 μ m 분급율 (2004년 10월)

3.3. 극미소 플랑크톤 분포

극미소 플랑크톤 분류군별 개체수는 Flow cytometer를 이용해 계수하였으며, 표층의 개체수를 그림으로 나타냈다(그림 2-4-8, 2-4-9). 2004년 5월 조사시 *Synechococcus*의 개체수는 연안쪽 정점에서 낮고 외해쪽 정점에서 높았다. 10월은 5월과 달리 외해쪽 정점에서 상대적으로 낮은 개체수가 나타났다. 정점 평균개체수는 5월에 $21.9 \times 10^3 \text{ cells ml}^{-1}$ 였으며 10월에는 이보다 약 4.5배 많은 $98.8 \times 10^3 \text{ cells ml}^{-1}$ 였다.

*Prochlorococcus*의 분포는 시기별로 뚜렷한 차이가 나타났다. 2004년 5월에는 모든 조사정점에서 출현한지 않은 반면 10월에는 전 정점에서 출현하였다. *Prochlorococcus*는 연안역에서 낮은 개체수를 보이고 대마난류수의 영향을 크게 받는 외해역에서 높은 개체수가 나타났다.

Picoeukaryotes는 정점별 개체수변화가 다른 두 분류군의 극미소 플랑크톤에 비해 작게 나타났다. 또한 시기별 평균개체수도 5월과 10월에 각각 9.6×10^3 cells ml^{-1} 과 8.9×10^3 cells ml^{-1} 로서 유사한 수준이 나타났다.

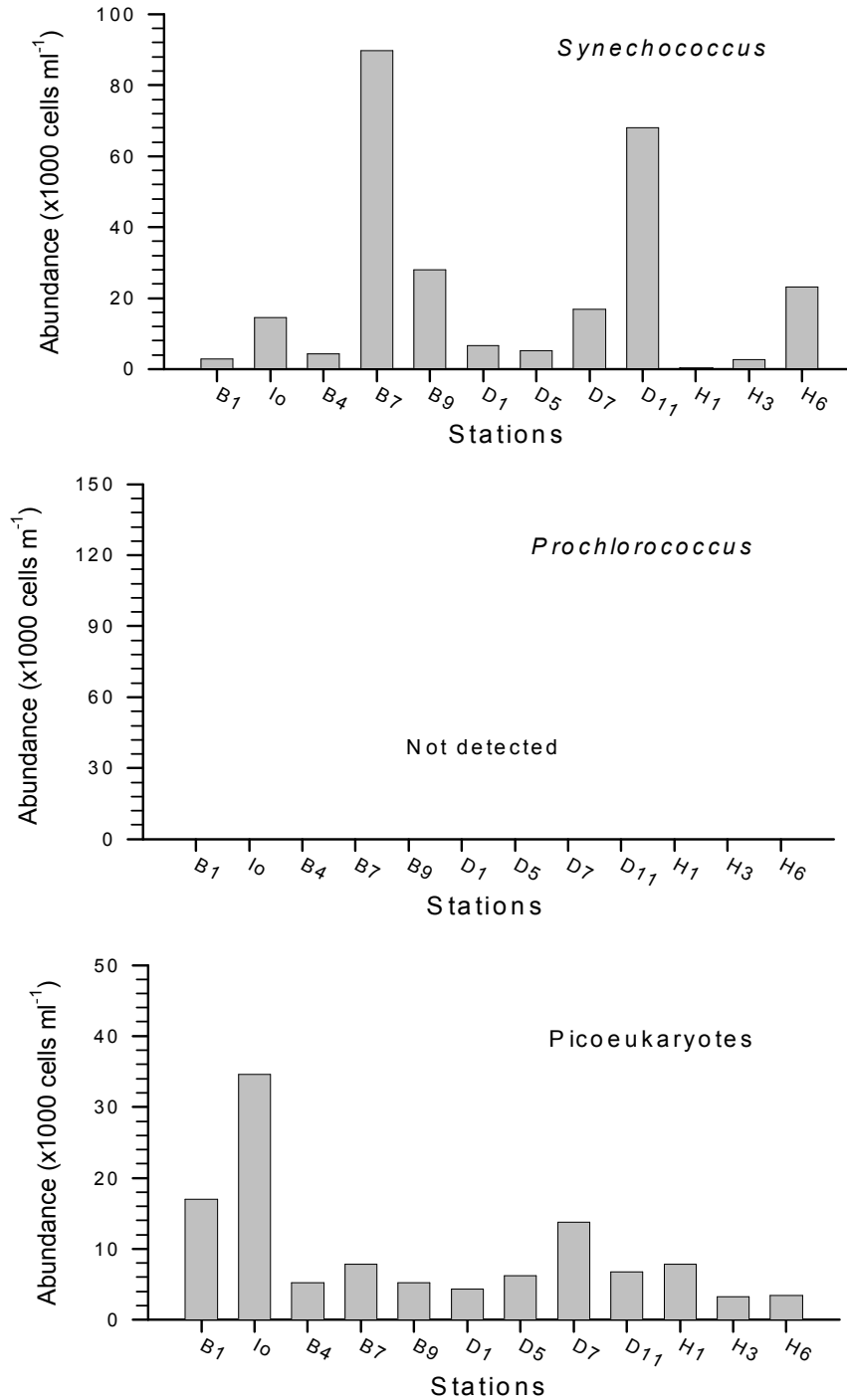


그림 2-4-8. 표층의 극미소 플랑크톤 개체수 분포(2004년 5월).

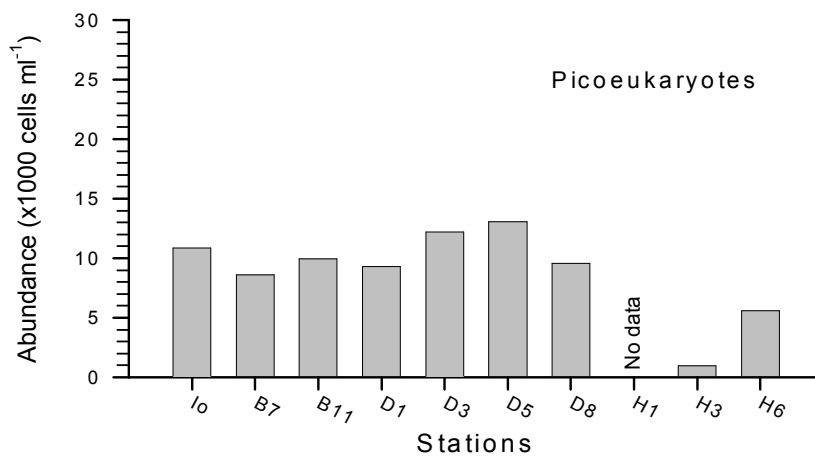
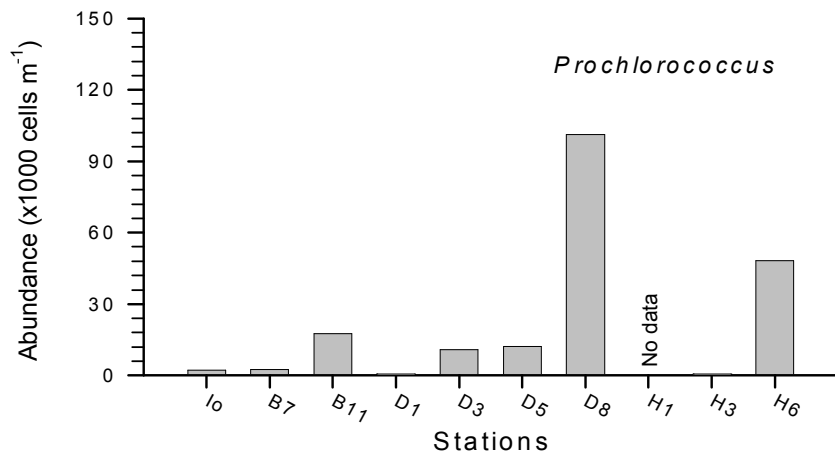
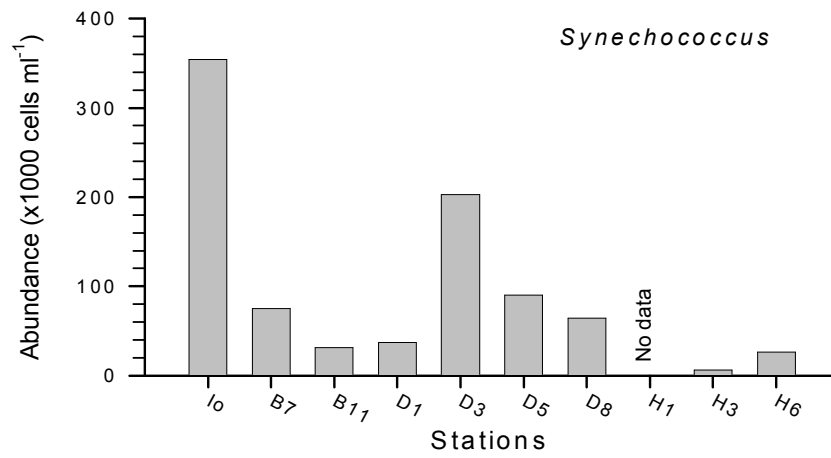


그림 2-4-9. 표층의 극미소 플랑크톤 개체수 분포(2004년 10월).

3.4. *Synechococcus*의 온도 및 영양염 반응

15°C에서 배양된 *Synechococcus*는 영양염 제공에 관계없이 성장이 나타나지 않았다(그림 2-4-10). 반면 25°C에서 배양된 *Synechococcus*는 영양염 첨가에 따라 다른 개체수 변화가 나타났다(그림 2-4-11).

질산염 혹은 암모니아와 인산염이 동시에 첨가 되었을 때 높은 성장이 나타냈다. 이 경우 질산염과 암모니아에 대한 반응은 유사하였으며 선택성을 보이지는 않았다. 그러나 인산염이 첨가되지 않은 배양병에서는 *Synechococcus*의 성장이 낮게 나타났으며 control과 유사한 개체 변화를 나타냈다.

Fe에 대한 특징적 반응은 나타나지 않았는데 이는 배양에 이용된 동중국해의 해수에 제한 농도 이상으로 포함되어서 나타난 현상으로 추측된다.

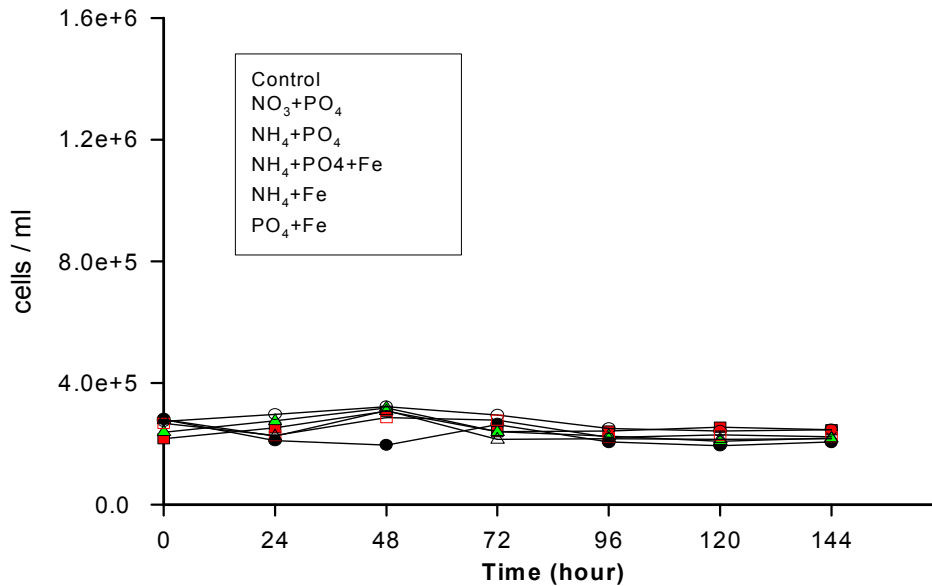


그림 2-4-10. 5°C에서 영양염 주입(NO₃, NH₄-5uM, PO₄-0.5uM, Fe-5nM) 후 시간 경과에 따른 *Synechococcus*의 개체수 변화.

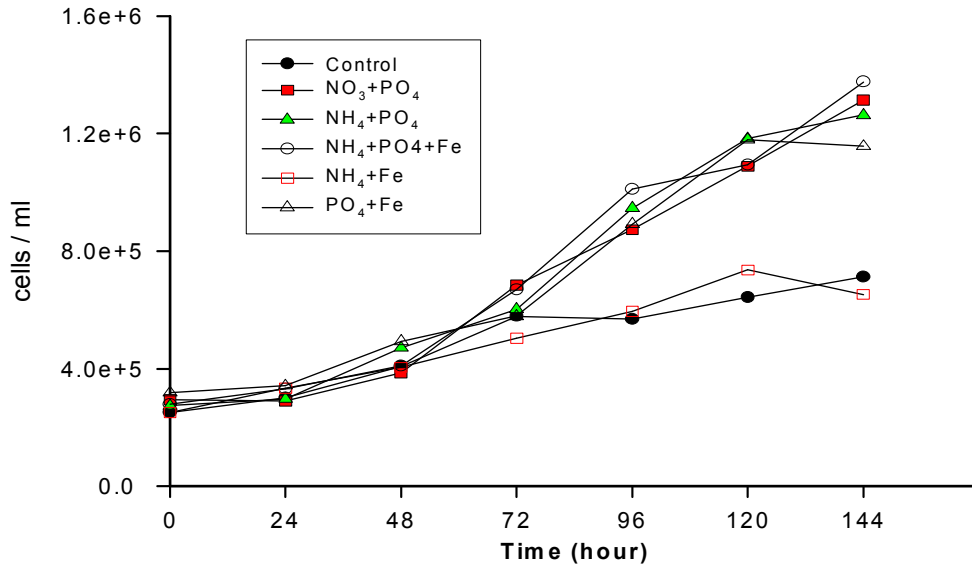


그림 2-4-11. 25°C에서 영양염 주입(NO₃, NH₄-5uM, PO₄-0.5uM, Fe-5nM) 후 시간 경과에 따른 *Synechococcus*의 개체수 변화.

3.5. 식물플랑크톤 색소 분포

2004년 5월에 식물플랑크톤 생체량이 높게 나타난 이어도 정점과 B4에서 와편모조류와 규조류의 지표색소인 peridinin, fucoxanthin, 이 높은 농도를 나타냈다 (표 2-4-1). 또한 대마난류수의 영향을 받는 정점 B9과 H6의 높은 엽록소 a 농도가 와편모조류와 규조류의 증식에 영향을 받았음을 색소자료가 나타내고 있다. 2004년 10월은 연안쪽 정점인 D1과 H1에서 fucoxanthin이 높은 농도를 보여 규조류가 연안정점의 생체량증가에 기여하고 있음을 나타냈다(표 2-4-2). *Synechococcus*의 생체량을 나타내는 zeaxanthin 색소는 5월에 외해역에서 높은 특징을 보였다. 19'-hex. 의 농도는 5월에 정점 Io, B4, D5 등의 정점에서 높은 농도를 보였으며 이는 prymnesiophyte의 생체량이 높게 나타남을 의미한다. 녹조류의 지표색소인 violaxanthin과 엽록소-b는 10월에 비해 5월에 상대적으로 높은 농도를 나타냈다.

표 2-4-1. 정점별 표층의 식물플랑크톤 색소 농도(2004년 5월).

| Satations | Pigments | | | | | |
|-----------|-----------|-------------|--------|--------------|------------|-------|
| | Peridinin | Fucoxanthin | 19-Hex | Violaxanthin | Zeaxanthin | Chl-b |
| B1 | 13 | 177 | 20 | 8 | 10 | 106 |
| Io | 432 | 692 | 404 | 51 | 76 | 564 |
| B4 | 735 | 809 | 315 | 20 | 11 | 427 |
| B7 | 91 | 67 | 105 | 15 | 140 | 199 |
| B9 | 51 | 488 | 107 | 7 | 52 | 147 |
| D1 | 9 | 153 | 42 | 10 | 24 | 196 |
| D5 | 188 | 66 | 359 | 12 | 14 | 93 |
| D7 | 5 | 34 | 74 | 20 | 19 | 263 |
| D11 | 45 | 87 | 91 | 23 | 133 | 306 |
| H1 | 49 | 207 | 22 | 9 | 7 | 186 |
| H3 | 76 | 53 | 58 | 4 | 4 | 82 |
| H6 | 496 | 242 | 193 | 12 | 47 | 128 |

표 2-4-2. 정점별 표층의 식물플랑크톤 색소 농도(2004년 10월).

| Satations | Pigments | | | | | |
|-----------|-----------|-------------|--------|--------------|------------|-------|
| | Peridinin | Fucoxanthin | 19-Hex | Violaxanthin | Zeaxanthin | Chl-b |
| Io | 28 | 86 | 111 | 6 | 127 | 216 |
| B7 | 36 | 87 | 104 | 6 | 87 | 165 |
| B11 | 20 | 55 | 115 | 7 | 56 | 116 |
| C2 | 33 | 384 | 90 | 12 | 38 | 342 |
| C10 | 10 | 30 | 113 | 4 | 42 | 95 |
| D1 | 43 | 326 | 96 | 26 | 59 | 326 |
| D5 | 17 | 92 | 135 | 5 | 65 | 218 |
| D8 | 11 | 40 | 140 | 5 | 80 | 119 |
| D11 | 26 | 67 | 129 | 1 | 54 | 108 |
| H1 | 27 | 305 | 34 | 6 | 7 | 146 |
| H3 | | 9 | 3 | | 3 | 10 |
| H6 | 9 | 19 | 87 | 3 | 34 | 53 |

3.6. 식물플랑크톤 군집구조

2004년 5월 각분류군의 엽록소 a 농도에 미치는 상대적기여도는 diatom이 정점 평균 22.8%로 가장 높았다(그림 2-4-12). Chlorophytes, cryptophytes, dinoflagellates가 각각 21.8%, 18.0%, 12.9%의 높은 기여도를 나타냈다. 와편모조류는 정점 B4, D5 및 외해역의 정점 H6에서도 높은 기여도를 보였다. 규조류는 연안역 정점들과 외해역의 정점 B9에서 생체량에 대한 높은 기여도를 나타냈다. *Synechococcus*는 외해역에서 생체량이 높아지는 특징을 보였으며, prymnesiophyte는 정점 D5에서 상대적 기여도가 높게 나타났다.

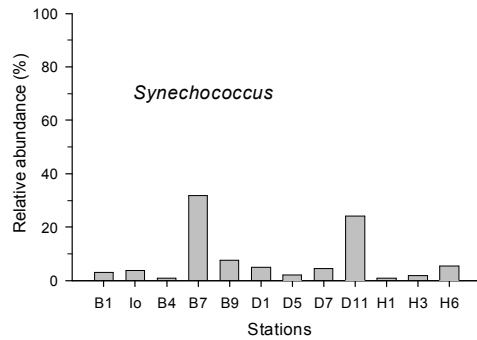
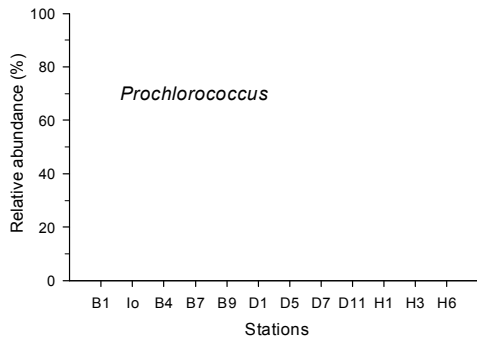
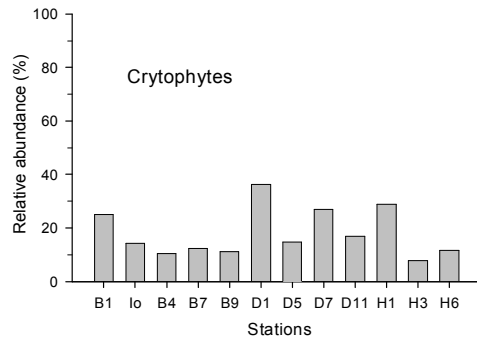
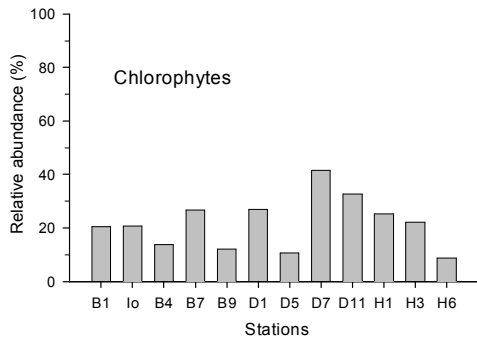
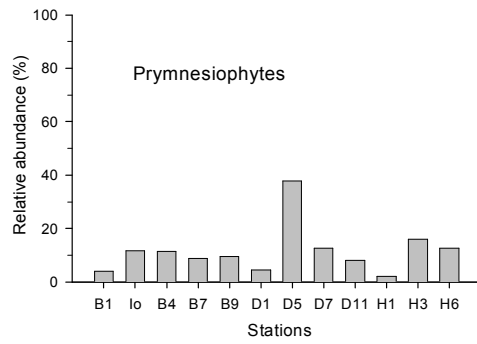
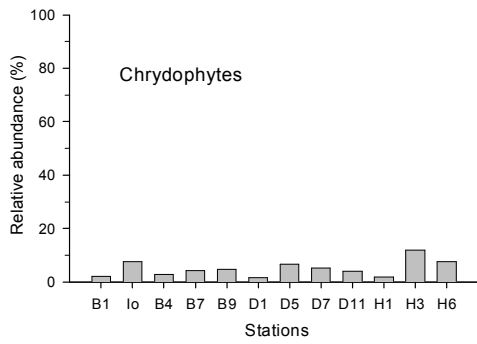
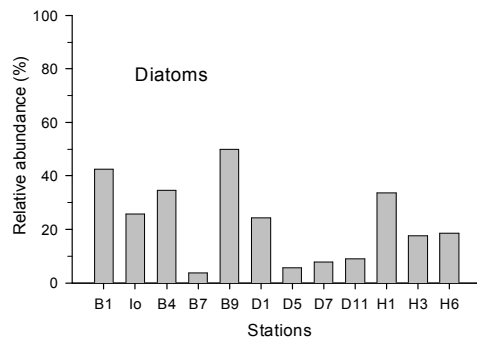
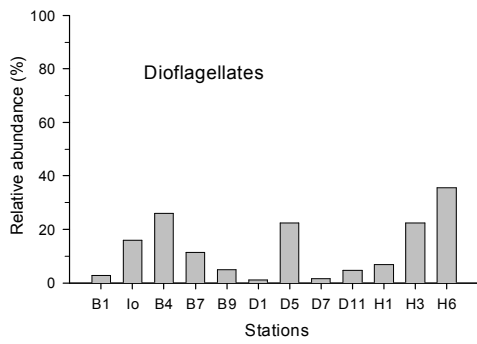


그림 2-4-12. 엽록소-a 에 대한 분류군별 상대적 기여도(2004년 5월).

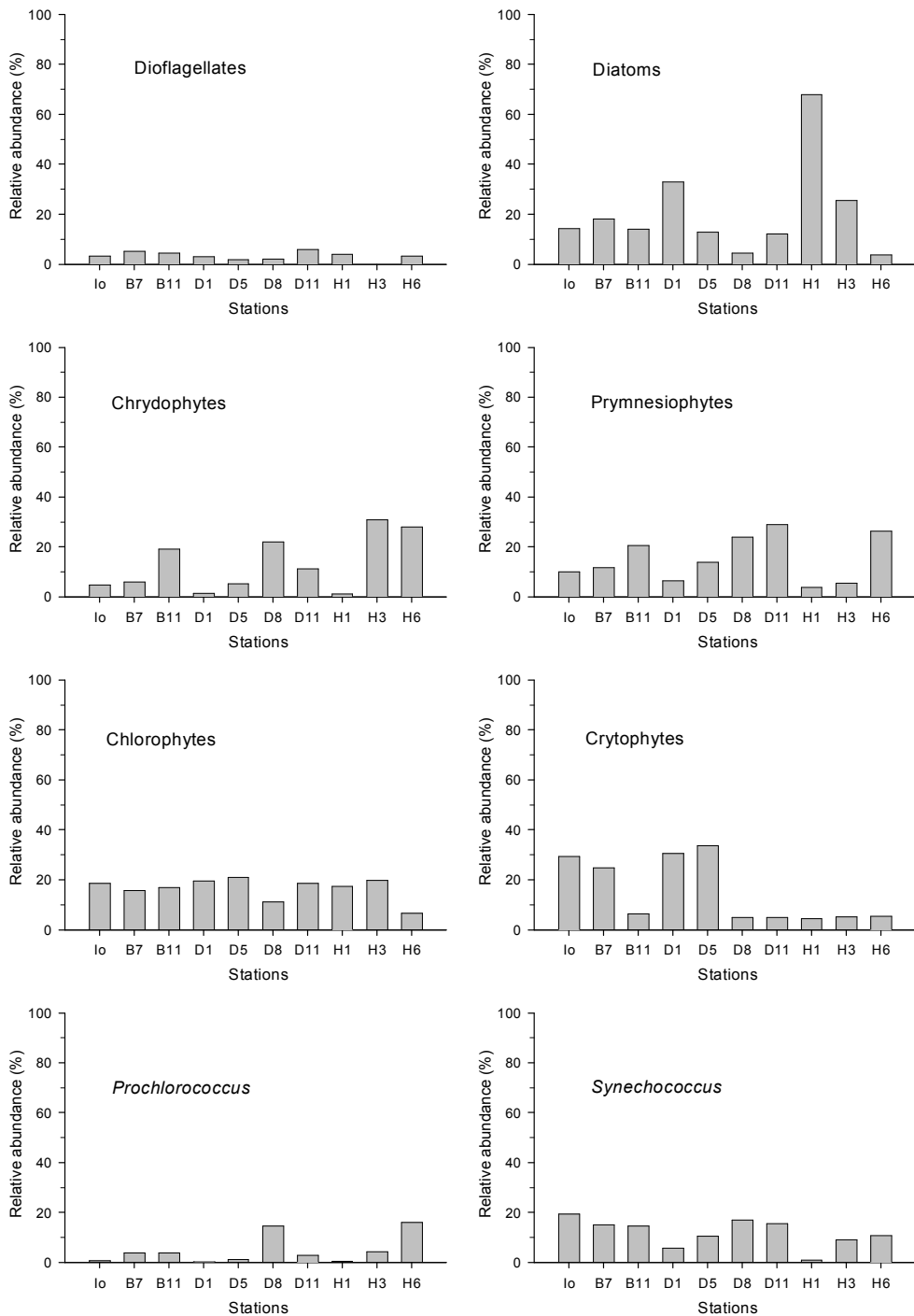


그림 2-4-13. 엽록소-a 에 대한 분류군별 상대적 기여도(2004년 10월).

10월에는 규조류가 21.0%의 최고 기여율을 보였으며 chlorophytes, prymnesiophytes, cryptophytes, chrysoophytes, *Synechococcus*의 기여도는 17.2-11.5% 사이를 나타냈다(그림 2-4-13). *Prochlorococcus*는 4월 0.1%에서 10월 4.0%로 증가하

였으며, 와편모조류는 4월 12.9%에서 10월 3.1%로 감소하였다. 규조류는 연안역에서 높은 기여율을 보였으며, prymnesiophytes는 외해역에서 높게 나타났다. *Synechococcus*가 공간적 분포특징을 보이지 않은 반면 *Prochlorococcus*는 외해역에서 높은 기여율을 나타냈다.

3.7. 일차생산력

5월의 일차생산력은 점점별로 158.4-1870 mgC m²d⁻¹의 범위를 보였으며 정점 평균은 904. 5 mgC m²d⁻¹이었다(그림 2-4-14). 5월에서 엽록소-a 농도가 높은 이어도, B4 정점 및 외해역 정점들에서 높은 일차생산력을 나타냈다.

10월에는 415.8-1410 5 mgC m²d⁻¹의 범위와 9105 mgC m²d⁻¹의 정점 평균 생산력을 보였다(그림 2-4-15). 외해역에서 상대적으로 낮고 조사해역의 중앙 수역에서 높은 생산력이 나타났다.

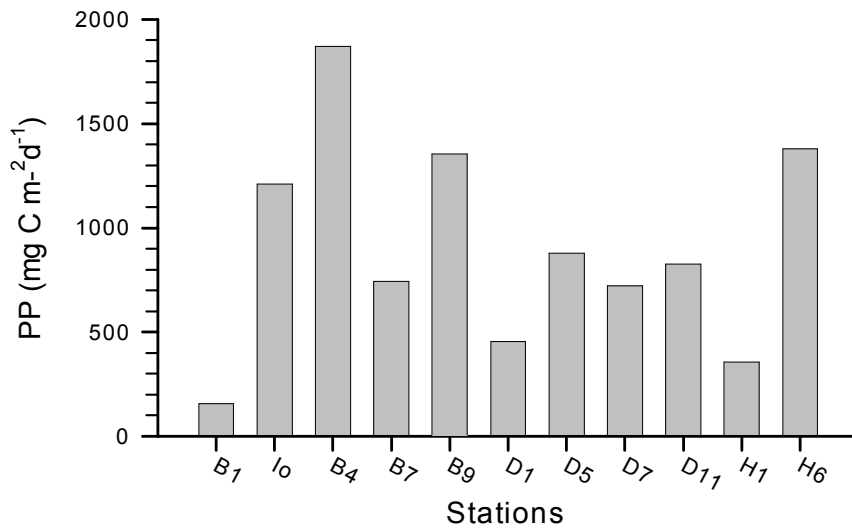


그림 2-4-14. 정점별 일차생산력 (2004년 5월).

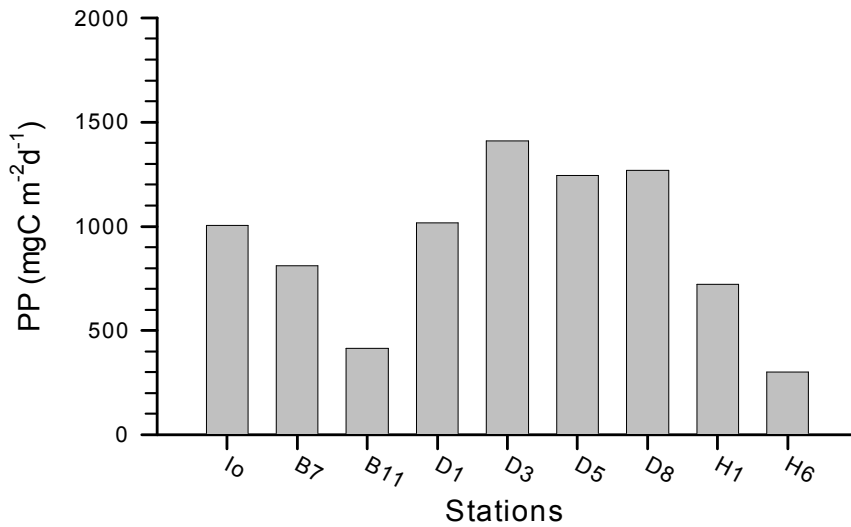


그림 2-4-15. 정점별 일차생산력 (2004년 10월).

4. 토의

식물플랑크톤은 0.6 μ m부터 수천 μ m까지 다양한 크기의 종들로 구성된다. 식물플랑크톤의 크기별 조성은 계절에 따른 물리환경에 따라 혹은 영양 상태에도 따라 변하게 된다. 일반적으로 빈 영양 환경에서는 크기가 작은 극미소 플랑크톤이 우점하며, 영양염이 증가하며 이들의 생체량에 대한 기여도는 감소하게 된다. 식물플랑크톤의 크기별 조성은 하위영양준위 생태계 연구에서 몇 가지 중요한 역할을 하고 있다. 식물플랑크톤의 크기조성에 따라 포식자의 조성 및 생산효율이 변하게 되며 크기에 따른 침강율의 차이에 의해 물질순환과정에서 변화가 나타나기도 한다. 지구온난화에 의한 표층 수온상승 또한 성층 구조 과 영양염 수직순환에 영향을 미치며 이에 따라 식물플랑크톤의 군집구조가 변화할 가능성이 제기되고 있다. 따라서 기후변화에 의한 하위영양준위 생태계 변화 양상을 파악하기 위해서는 장기적이며 광역적인 식물플랑크톤 생체량 연구와 함께 분류군별 군집 구조 및 크기별 분포에 대한 연구가 요구된다. 또한 식물플랑크톤의 생태계와 환경요인과의 연동성의 이해를 증진 향후 나타날 생태계 변화의 예측 및 효율적 관리 및 이용방안을 위한 역량 강화가 요구된다.

이러한 연구목표를 수행하기 위해 일차적으로 동중국해의 중장기적인 엽록소-a 분포양상이 필요하며 이를 위해 1998년부터 2003년까지 6년간의 SeaWiFS 월별 합성해색자료로 동중국해의 표층엽록소 농도의 공간 분포를 분석하였다. 분석 결과 계절별 분포 형태와 장강수의 유출의 영향등이 파악되었으며 지역적 농도변화도 분석되었다.

현장관측에서 얻은 시료를 분석한 결과 5월에는 이어도 관측기지 부근 수역과

대마난류수의 영향을 크게 받는 외해역의 정점들에서 춘계 식물플랑크톤 대증식 현상이 나타났다. CHEMTAX분석 결과는 이들 정점의 춘계증식은 규조류와 와편모조류에 의해 유도되고 있고 녹조류도 비교적 높은 기여를 하는 것으로 나타났다. 이들 정점에서 극미소 플랑크톤의 생체량 기여도는 상대적으로 낮게 나타났다. 10월은 5월에 비해 생체량이 약 반 정도의 수준을 보였으며, 와편모조류의 기여도는 5월보다 낮았다. 규조류는 일부 연안역 정점에서 높은 기여도를 보였으며, *Synechococcus*와 *Prochlorococcus*의 기여도도 5월에 비해 증가하였다. 극미소 플랑크톤의 생체량에 대한 기여도는 5월에 32.9%, 10월에 46.3%를 나타냈다. 이는 극미소플랑크톤의 생체량은 5월에 높으나 기여도는 10월에 높아짐을 나타낸다.

Flow cytometer를 이용한 분석은 시기별로 *Synechococcus*와 *Prochlorococcus*의 분포가 다름을 나타냈다. 5월에는 *Prochlorococcus*가 출현 하지 않았으며 10월에는 전 정점에서 출현하며 외해역에서 높은 개체수를 나타냈다. 이는 *Prochlorococcus*가 일정수온 이상의 환경에서 성장함을 나타낸다. *Synechococcus*는 5월에 대마난류수의 영향을 받는 외해역에서 높은 개체수를 보이고 10월에는 상대적으로 낮은 개체수가 나타났다. 5월의 경우 수온이, 10월에는 영양염 환경이 생체량에 변화에 영향을 미치는 것으로 판단된다. Picoeukaryotes는 5월과 10월에 유사한 개체수가 나타나 다양한 분류군으로 이루어져 있기 때문에 조성 및 환경과의 관계는 향후 지속적인 연구가 요구된다.

2004년에는 동중국해의 중요한 일차생산자인 *Synechococcus*의 온도 및 영양염 환경에 따른 성장 반응을 알아보기 위해 영양염과 온도를 인위적으로 조절하여 실험을 수행하였다. 실험결과 15°C에선 *Synechococcus*의 성장이 나타나지 않았으며 인산염도 중요한 제한 요인임이 밝혀졌다. 이 실험 결과는 동중국해에서 보이는 *Synechococcus*의 시기 및 공간적 분포양상을 파악하는데 많은 단서를 제공하고 있다.

식물플랑크톤 생체량은 5월이 10월에 비해 약 2배 높았으나 일차생산력은 유사한 수준을 나타냈다. 이는 5월에 비해 10월에 식물플랑크톤의 동화계수가 높았음을 의미한다. 동중국해에서 중장기적이며 광역적인 일차생산력 파악을 위해서는 위성을 이용한 중장기적 엽록소 분포와 함께 현장에서 관측된, 시기별 동화계수, 해역별 유광대 깊이, 엽록소의 수직구조 등의 자료가 요구된다. 현재 관측된 자료와 향후 몇 회의 연구결과가 추가되면 동중국해 일차생산력의 중장기적 변화 추세를 판단할 수 있는 기초자료가 획득될 것으로 판단된다.

제 5 절 위성자료를 이용한 생태계 중장기 변화 연구

1. 재료 및 방법

동중국해 생태계의 중장기 변화 추세 파악을 위해 1997년 11월부터 2004년 12월까지 7여 년간의 SeaWiFS 해색자료를 분석 장기적이며 광역적인 엽록소-a의 분포특성을 구하였다. 해양연구원에서 직접 수신한 일별 1km 공간 해상도를 가진 자료와 NASA/ DAAC에서 수신한 9km 공간 해상력을 가진 월별합성자료와 8-day 합성자료를 분석, 1km daily 자료는 SeaWiFS 전용처리 프로그램으로 Workstation 및 Linux 시스템에서 구동 가능한 SEADAS를 이용하여 처리하였다. 위성자료 수신실에서 수신한 Level 1A 자료(가시광선 영역의 radiance 자료)를 전용 처리 프로그램을 이용하여 Level 2 자료(식물플랑크톤 자료로 환산)를 생산, 다시 Level 3 자료(격자화 및 합성한 자료)로 변환하여 장기 변동자료로 이용 하였다. 이러한 과정을 거쳐 생산된 자료를 이용하여 동중국해의 시공간적 표층 엽록소의 변동을 분석하였다. 또한 2000년 이후 가동되고 있는 Terra위성의 MODIS와 2002년 이후부터 가동 중인 Aqua위성의 MODIS를 추가로 NASA/DAAC로부터 수신하여 4km 공간 해상력의 월별합성 자료 및 8-day 합성자료를 함께 분석하였다.

1997년 11월부터 2004년 12월까지의 7 여 년간의 SeaWiFS 해색자료를 이용하여 시계열분석을 하였다. 8-day 합성자료와 월별 합성 자료를 각 pixel 별 (가로 세로 각 9km 공간 격자단위)로 시계열화 하였음. 위성자료의 특성상 구름에 의한 자료 손실 부분이 많이 발생함 이러한 문제를 고려한 Eslinger(1989)의 EOF분석방법을 적용하였다.

동중국해 연간 변동성요인 분석을 위해 북태평양의 표층엽록소자료의 EOF분석 및 북태평양의 해면고도자료 EOF분석, 그리고 장강수의 유출량 장기 자료 분석(1885-1986)을 수행하였다.

2. 결과

2.1. 광역 표층 엽록소 연구

1998년부터 2003년까지 6년간의 SeaWiFS 월별합성해색자료로 동중국해의 표층 엽록소 농도의 공간 분포를 분석하였다 (그림 2-5-1). 계절별 분포 형태는 대체적으로 장강수의 유출방향에 비례하고 농도 또한 대체적으로 장강유출수의 양에 비례하였다. 2002년 8월의 경우는 장강역에서 남하하는 세력이 다른 해에 비해 크게 나타나는 특징을 보였다. 동중국해 표층엽록소 농도의 공간 분포 특성을 구분하기 위한 히스토그램을 이용해서 구분하여(그림 2-5-2상) 농도에 따른 공간 분포의 특성을 분석하였다(그림 2-5-2하). 히스토그램으로부터 농도 분포를 0↔0.3↔0.8 ↔1↔1.5↔2↔

4↔5↔5mg m⁻³이상으로 8개 구간의 해역으로 나뉘었으며, 농도에 따른 공간 분포는 그림 2-5-3하 에서처럼 수괴의 특성과 상당히 일치하였다. 1mg m⁻³이하의 농도 분포를 나타내는 해역은 대마난류역과 쿠로시오 해류역이며, 장강쪽 대륙붕과 한반도 남해안 해역에선 1mg m⁻³ 이상을 나타냈다. 8개 해역에서의 연간 농도 변화는 그림 2-5-3과 같으며, 크게 3가지 특성을 가지고 있다. 대마난류해역과 쿠로시오해역은 CASE 1 해수로 정의되는 곳으로 1998년 높은 농도를 나타내었다가 그 다음해부터 낮아지며, 2002이후 다시 증가하는 연간변동 형태를 보였다. 반면 장강쪽 대륙붕해역은 CASE2 해수로 정의 되며, 2000년부터의 급격한 농도 증가가 나타나고 있음. 또한 두 해역의 경계역에서는 이 두 가지 특성이 같이 나타났다.

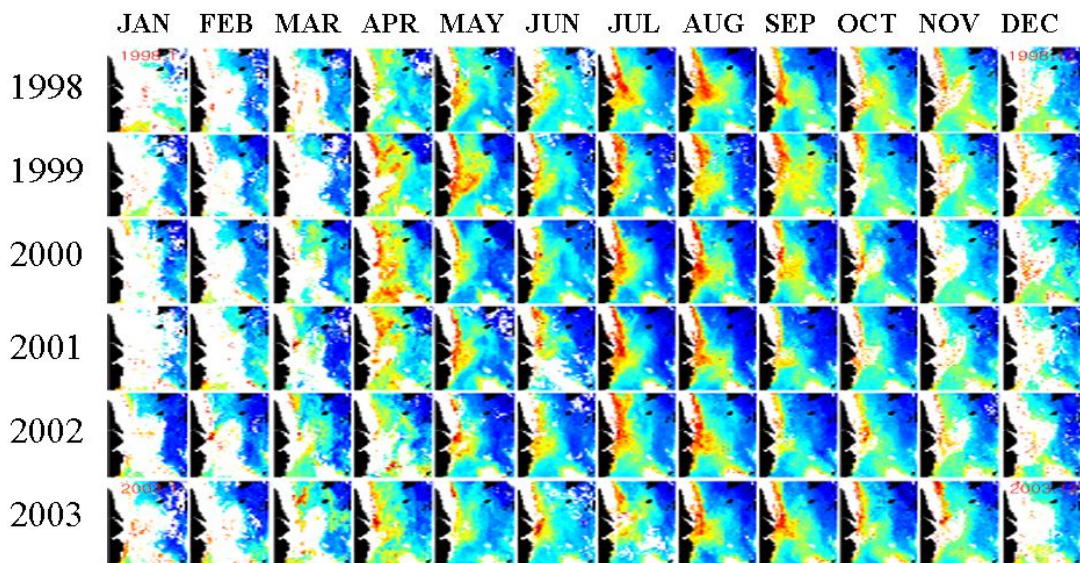
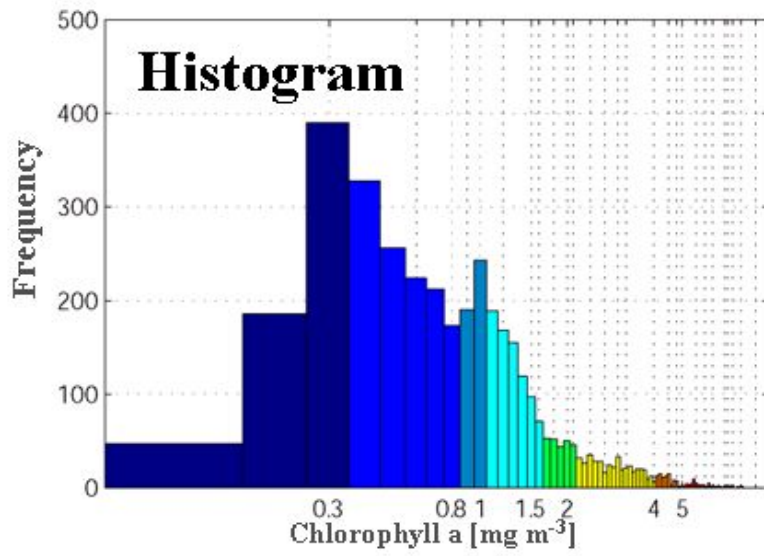


그림 2-5-1. SeaWiFS monthly composite 엽록소 농도(1998~2003).



Spatial distribution

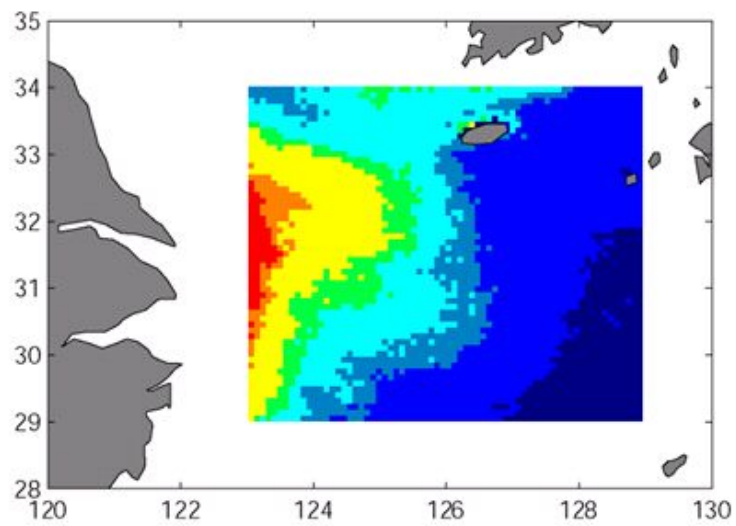


그림 2-5-2. SeaWiFS의 7년간 자료의 히스토그램 위 좌 농도에 따른 공간 분포(하).

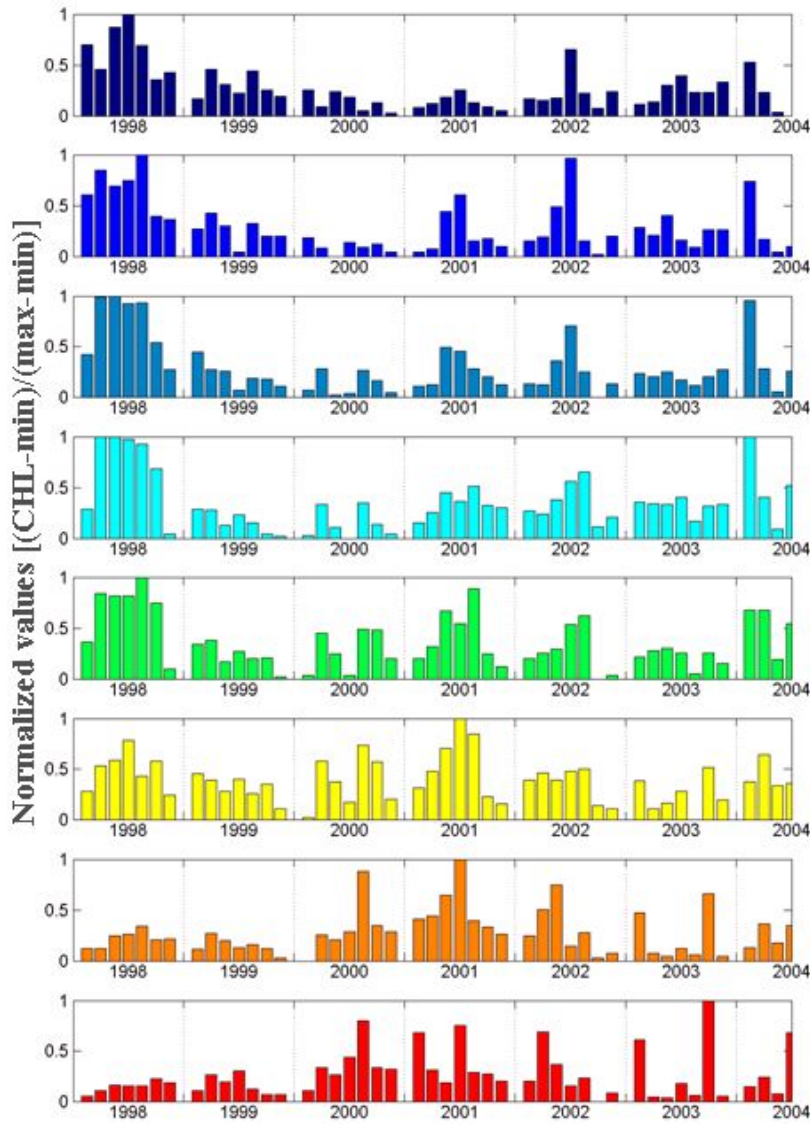


그림 2-5-3. 해역에 따른 표층 엽록소 농도의 연간 변동(각 색깔은 그림 2-6-1, 2-6-2에서 나타난 색깔의 농도와 해역에 해당).

2.2. 원격탐사 자료를 이용한 엽록소 시계열분석

1997년 11월부터 2004년까지의 7여 년간 누적된 SeaWiFS 해색자료의 월별 합성 자료와 8-day 합성자료를 이용하여 시계열을 분석하였다. 시계열분석에는 Eslinger (1989)의 EOF 분석기법이 사용되었다. 시계열자료 중 전체 자료수의 50%이상과 70%이상을 포함하는 pixel에 대해 각각 분하였다. 그림 2-5-4는 50%이상과 70%이상 시계열자료를 포함하는 해역을 보여주고 있다. EOF 분석의 결과에서 제 1모드는 16.37%를 설명하고 있으며, 1998년과 2001년 그리고 2004년에 급격한 변화를 보여 주고 있다(그림 2-5-5).

구름에 의한 자료 결손부분을 보충하기 위해 Picewise cubic hermit interpolation 방식을 이용해 시계열자료를 복원하여 EOF 분석 하였다(그림 2-5-6). 제 1모드는 14.88% 설명; 1998년과 2001년 2004년에 급격한 변화 나타나며, 공간적으로는 제주도 주변을 제외한 부분에서 시계열의 + 신호부분이 나타난다. 제2모드는 8.11% 설명; 역시 1998년과 ,2001년 그리고 2004년에 부호의 변화가 나타나나 신호가 1모드에 비해 3-4년 주기가 강하게 보이며, 장강희석수의 확장형태와 유사한 공간 분포를 보인다. 제 3모드는 5.73%설명, 제 4모드는 5.14%설명한다.

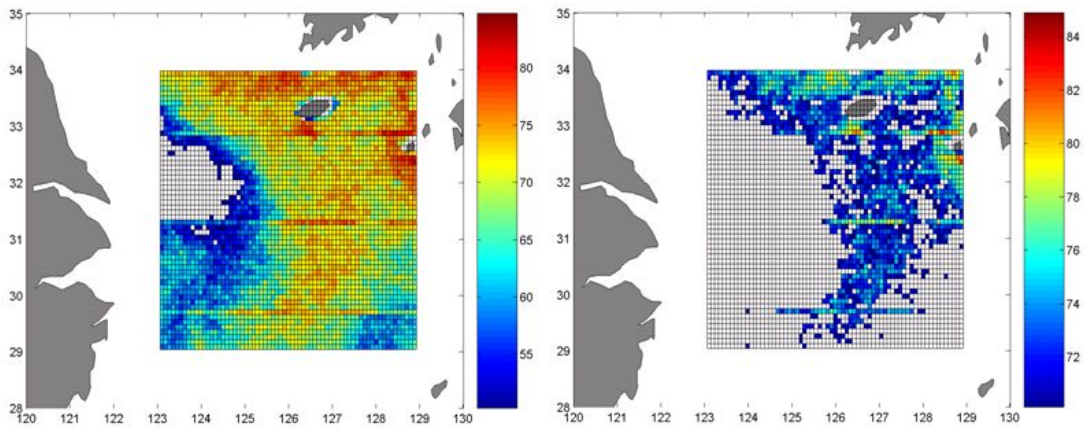


그림 2-5-4. 전체 시계열자료중 50%이상의 자료가 포함된 해역 좌 좌 70%이상인 포함된 해역(우)

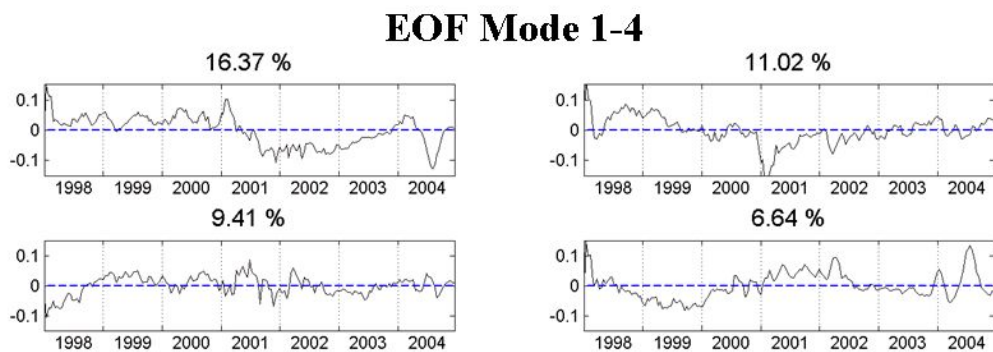


그림 2-5-5. 시계열 자료 중 50% 이상을 포함한 자료를 이용한 EOF 분석 결과.

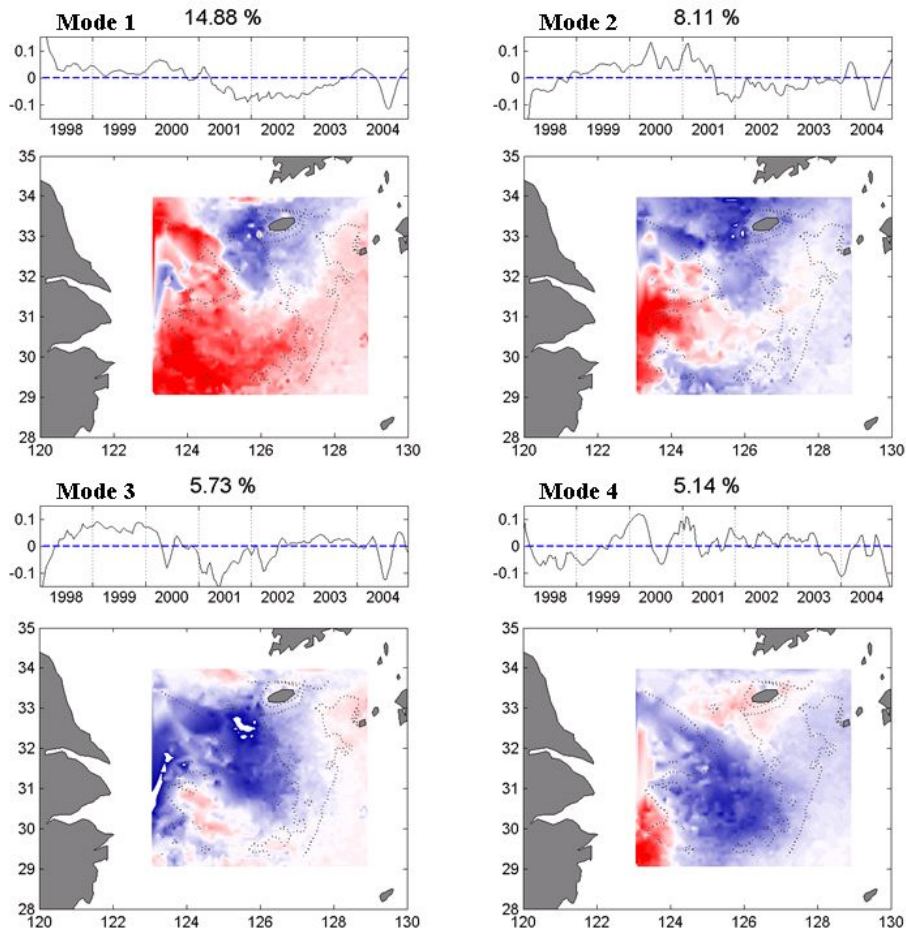


그림 2-5-6. Picewise cubic hermit interpolation 방법을 이용하여 복원한 시계열자료에 대한 EOF 분석 결과.

2.3. 동중국해 엽록소의 연간 변동 요인 분석

표층식물플랑크톤 농도의 EOF 분석 결과로부터 동중국해는 3-4년의 변동과 6년 정도의 변동주기 나타낸다. 이러한 변동 요인을 분석하기 위해 북태평양의 표층식물플랑크톤 농도의 연간변동을 분석하였다. 북태평양에서는 그림 2-5-7과 같이 EOF 분석결과 제 1모드에서 1998년에서 2003년까지의 엘니뇨 신호가 나타남. 동중국해 해황에 대해 장강의 희석수의 역할이 강할 것으로 사료되어 장강수의 유출량의 1885년에서 1986년까지 관측된 자료를 분석하였다(그림 2-5-8). 장강수의 유량은 2~3년의 강한 주기성 변동과 3~4년의 작은 주기가 관측되었다. 동중국해 엽록소 농도의 EOF에서 나타나는 3~4년 주기가 장강유출수와 깊은 관련이 있을 것으로 사료된다. 해면고도 자료를 이용하여 EOF 분석을 하였다. EOF 1모드는 강한 엘니뇨 주기와 같으며, 이 중 4모드는 동중국해 표층엽록소의 EOF 4모드와 1.2년 정도의 시간차를 가진 4~5년 주기로 비슷한 형태를 보인다(그림 2-5-9). 쿠로시오를 통해 북태

평양의 변화가 동중국해와 Tele-connection 되어 있을 것으로 사료된다.

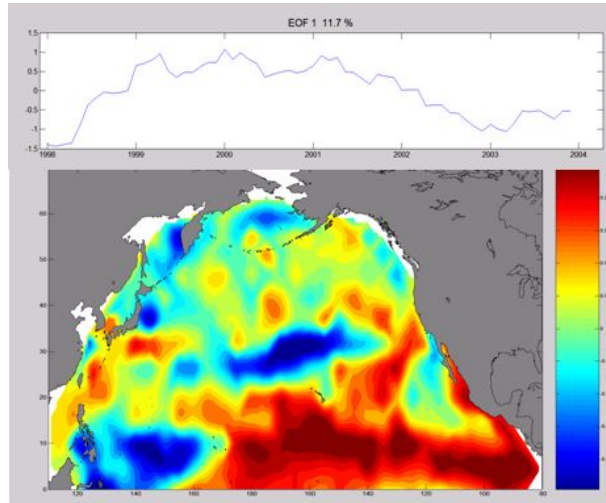


그림 2-5-7. 북태평양 표층엽록소농도의 EOF 분석 결과. 제 1모드를 나타냄.

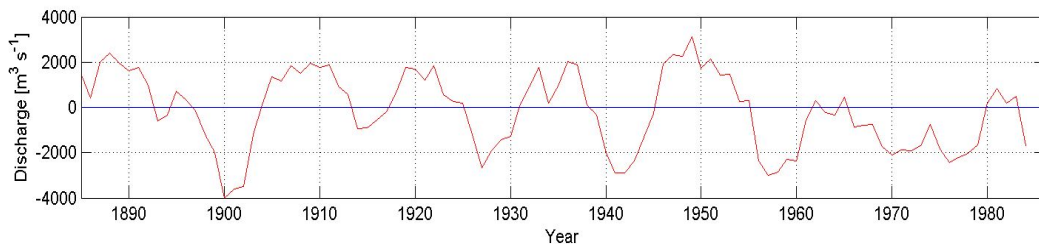


그림 2-5-8. 장강 유량자료(1885년에서 1986년).

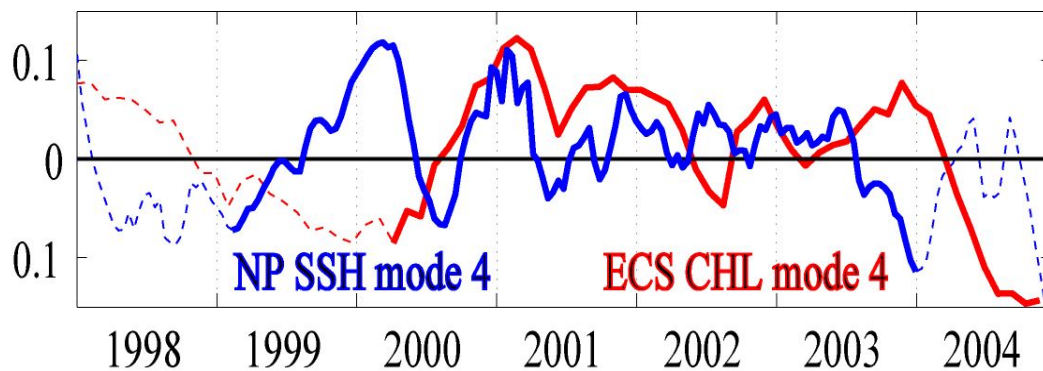


그림 2-5-9. 북태평양 해면고도자료와 동중국해 자료의 비교 청색 :북태평양해면고도자료 EOF 4모드, 적색: 동중국해 엽록소의 EOF 4모드).

3. 토의

1998년부터 2003년까지 6년간의 SeaWiFS 월별합성해색자료로 동중국해의 표층 엽록소 농도의 공간 분포를 분석결과 엽록소의 계절별 분포 형태는 대체적으로 장강수의 유출방향에 비례하고 농도 또한 대체적으로 장강유출수의 양에 비례하였다. 농도에 따른 공간 분포는 수괴의 특성과 상당히 일치하였다. 1mg m^{-3} 이하의 농도 분포를 나타내는 해역은 대마난류역과 쿠로시오 해류역이며, 장강쪽 내륙붕과 한반도 남해안 해역에선 1mg m^{-3} 이상을 나타냈다. 8개 해역에서 분석한 연간 농도 변화는 크게 3가지 특성을 나타냈다. 대마난류해역과 쿠로시오해역은 CASE 1 해수로 정의되는 곳으로 1998년 높은 농도를 나타내었다가 그 다음해부터 낮아지며, 2002이후 다시 증가하는 연간변동 형태를 보였다. 반면 장강쪽 대륙붕해역은 CASE2 해수로 정의되며, 2000년부터의 급격한 농도 증가가 나타나고 있음. 또한 두 해역의 경계역에서는 이 두 가지 특성이 같이 나타났다.

표층식물플랑크톤 농도의 EOF 분석 결과로부터 동중국해는 3-4년의 변동과 6년 정도의 변동주기가 나타난다. 장강수의 유량은 2~3년의 강한 주기성 변동과 3~4년의 작은 주기가 관측되었다. 동중국해 엽록소 농도의 EOF에서 나타나는 3~4년 주기가 장강유출수와 깊은 관련이 있을 것으로 사료된다. 해면고도 자료를 이용하여 EOF 분석을 하였다. EOF 1모드는 강한 엘니뇨 주기와 같으며, 이 중 4모드는 동중국해 표층엽록소의 EOF 4모드와 1.2년 정도의 시간차를 가진 4~5년 주기로 비슷한 형태를 보인다. 쿠로시오를 통해 북태평양의 변화가 동중국해와 Tele-connection 되어 있을 것으로 사료된다.

제 6 절 동중국해 고정 정점(이어도 기지)에서의 중장기 모니터링

1. 서론

동중국해는 한반도 주변 해양환경에 직접적으로 영향을 미치는 장강강 담수와 쿠로시오 해류가 만나는 해역으로 이 곳에서 해수의 물리-화학적 특성을 장기적으로 관측함으로써 한반도 주변 해양환경을 미리 예측할 수 있을 것으로 기대된다. 특히 연속적이고 장기적인 관측에 의해 쿠로시오의 물리-화학적 특성을 이해하고, 더 나아가 특성들의 일변화, 계절변화, 연변화 등을 연구할 수 있을 것이다. 특히 동중국해에서 일어나는 규칙적인 변화들을 파악-제거함으로써 지구온난화에 따른 쿠로시오의 중장기적인 변화를 이해하고 예측할 수 있을 것으로 기대된다. 또한 동중국해로 유입되는 장강 담수는 한반도 서해와 남해 해역의 해황에 큰 영향(예, 적조현상)을 미치고 있는 것으로 보고되고 있으며, 이러한 측면에서 본 연구의 결과는 중요한 기초 자료를 제공할 것으로 사료된다.

본 연구의 목적은 한반도 주변 해역의 해황을 지배하는 쿠로시오 해류의 특성을 중장기적으로 관측-분석하고, 이를 토대로 기후변화에 따른 해류의 특성을 파악-예측하는 것이다. 이를 위해 쿠로시오 해류가 지나가는 동중국해의 이어도 기지에 해수의 물리-화학적 특성을 연속적으로 관측할 수 있는 모니터링 시스템을 설치-운영하고 있다.

2. 장기 모니터링 시스템 설치 운영

동중국해에 위치한 이어도 기지의 수심 14m에 멀티센서를 이용한 안정적인 모니터링 시스템을 구축하였으며(그림 2-6-1), 2003년 8월 이후부터 현재까지 15개월 동안 수심과 해수의 온도, 염분, DO, pH, Turbidity, Chl. 농도 등이 30분 간격으로 연속 관측되고 있다. 모니터링에 사용된 장비는 YSI-6600의 멀티센서이며, 자료의 획득과 센서 교체를 위해 약 2개월 간격으로 이어도 기지를 방문하여 관리-운영하고 있으며, 지난 1-2차년 사업을 통하여 신뢰성 있고, 중장기적인 자료를 계속적으로 얻을 수 있는 모니터링 시스템 운영기술을 확보하였다.

3. 동중국해 해수의 물리-화학적 특성 (연속 관측 자료)

그림 2-6-2는 이어도 기지에 설치된 모니터링 시스템으로부터 획득된 15개월 동안의 연속적인 자료들을 보여준다. 일부 자료에 대한 일차적인 해석은 다음과 같다. 수심 변화 자료에 의하면, 이 해역의 조차는 소조시 약 0.5m이고, 대조시 약 2.5m인 것으로 분석되었다. 수온과 염분의 자료에 의하면, 여름철 장강 담수의 유입이 뚜렷하게 관찰된다. 특히, 2003년 8월초에 많은 양의 장강 담수의 유입이 기록 되었

으며, 이 기간 동안 수온, 염분, pH 등의 일변화 폭이 매우 크다는 사실이 밝혀졌다.

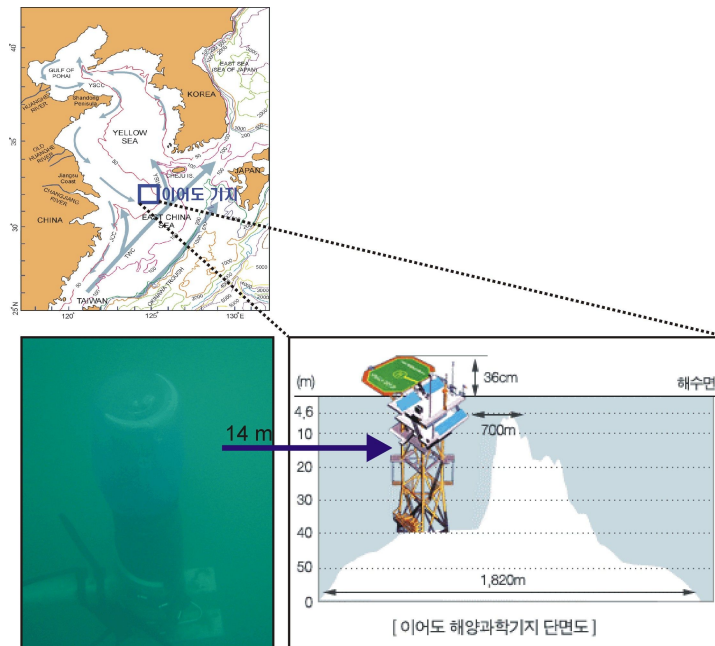


그림 2-6-1. 동중국해 이어도 기지의 수중 14m에 설치된 장기 모니터링 시스템.

특히, 염분의 경우 다른 계절과 비교하여 장강 담수가 유입되는 여름철에 2 psu 정도 더 낮으며, 일변화 폭(진폭) 또한 여름철에 매우 크게 나타났다. 이러한 현상은 염분과 수온뿐만 아니라 DO, pH 등의 자료에서도 뚜렷하게 나타났다. 이러한 종합적 자료들을 고려할 때 2004년과 비교하여 2003년 여름에 상대적으로 더 많은 장강 담수의 유입 있었던 것으로 판단된다.

수온과 해수면 변화의 약 2년간 자료를 스펙트럼 분석한 결과, 조석변화와 일치하여 하루 주기($T=1$ day)와 반일 주기($T=0.5$ day)가 가장 뚜렷하게 나타났으며(그림 2-6-3), 이러한 현상은 여름철에 더 우세한 것으로 해석된다. 한편, 이러한 일변화에서 수온과 염분의 주기적 변화는 해수면 변화와 밀접한 관련성이 있으며, 이들 상호간의 변화 특성에 따라 크게 3가지 형태(Type A, D, E) 주기적 변화 특성이 분석되었다(그림 2-6-4). Type A는 조석에 따른 해수면 상승과 함께 큰 진폭으로 수온은 감소, 염분은 증가하는 특징을 가지며, 수온과 염분이 out-phase을 보인다. Type A는 주로 봄과 여름철(5-9월)에 우세하게 나타나며, 봄철의 경우에는 수온과 염분의 변화 폭이 상대적으로 작다. Type D는 조석에 따른 해수면 상승과 함께 수온과 염분이 감소하는 특징을 가지며, 주로 가을철(10-11월)에 나타난다. 대조적으로 Type E의 경우에는 조석에 따른 해수면 상승과 함께 수온과 염분이 증가하는 특징을 가지며, 12월에서 3월까지의 겨울철에 우세하게 나타난다. 이러한 규칙적이고 주기적인 변화 특성은 계절적으로 달리하는 수온약층의 발달 정도와 관계가 있는 것으로

해석되며, 향후 좀 더 장기적 자료 획득을 통하여 동중국해에서의 나타나는 해수의 여러 특성들에 대한 일변화, 월변화, 연변화 등의 특성을 파악할 수 있을 것으로 기대된다. 한편, Type B와 C는 매우 부분적으로 관찰되며, 해수면 변화와 관계없이 수온과 염분이 변화하며, 주로 조차가 작은 소조시 불규칙적으로 관찰된다.

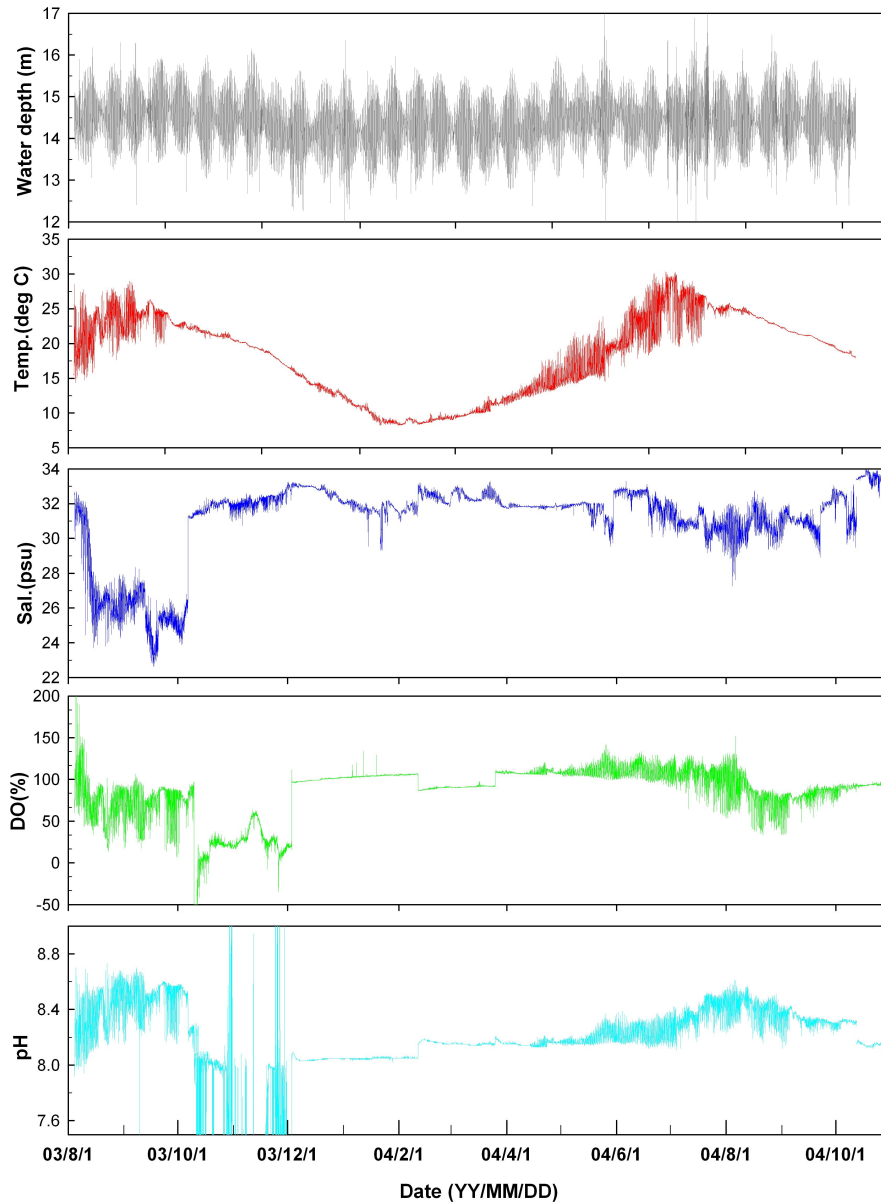


그림 2-6-2. 동중국해 이어도 기지에 설치된 모니터링 시스템으로 부터 15개월 동안 30분 간격을 획득된 해수의 온도, 염분, 용존산소(DO), pH 자료.

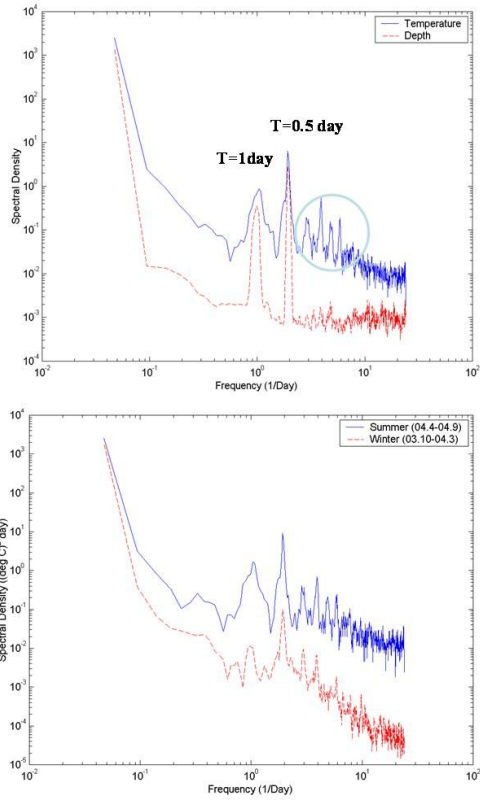


그림 2-6-3. 수심과 수온의 스펙트럼 분석 결과.

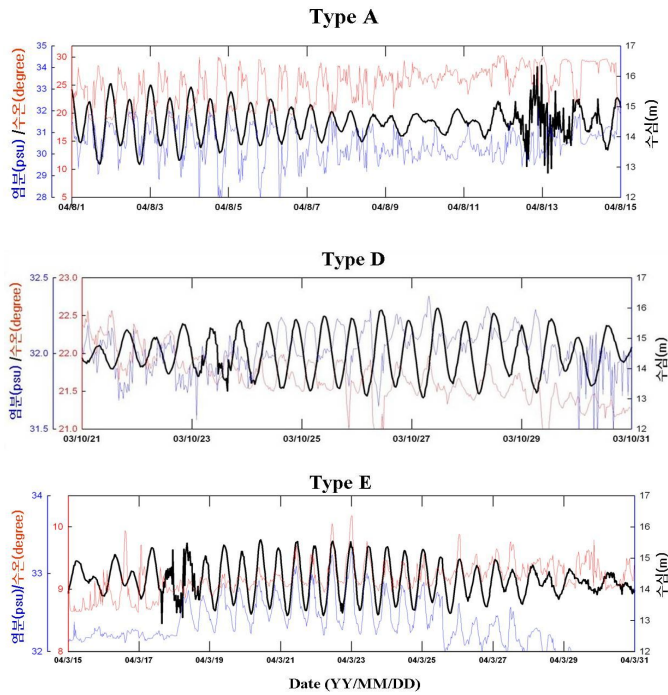


그림 2-6-4. 동중국해에서 관측된 수심, 수온, 염분의 일변화 특성.

한편, 수심의 변화 기록에는 태풍 매미를 비롯한 여러 개의 태풍 발생이 여름철에 있었음을 보여주며, 특히 2003과 비교하여 2004년에는 많은 수의 태풍이 동중국해 해역을 통과하여 지나갔음을 보여준다(그림 2-6-5). 부분적으로 태풍이 지나간 후, 관측 센서에 문제가 발생한 것으로 나타났다.

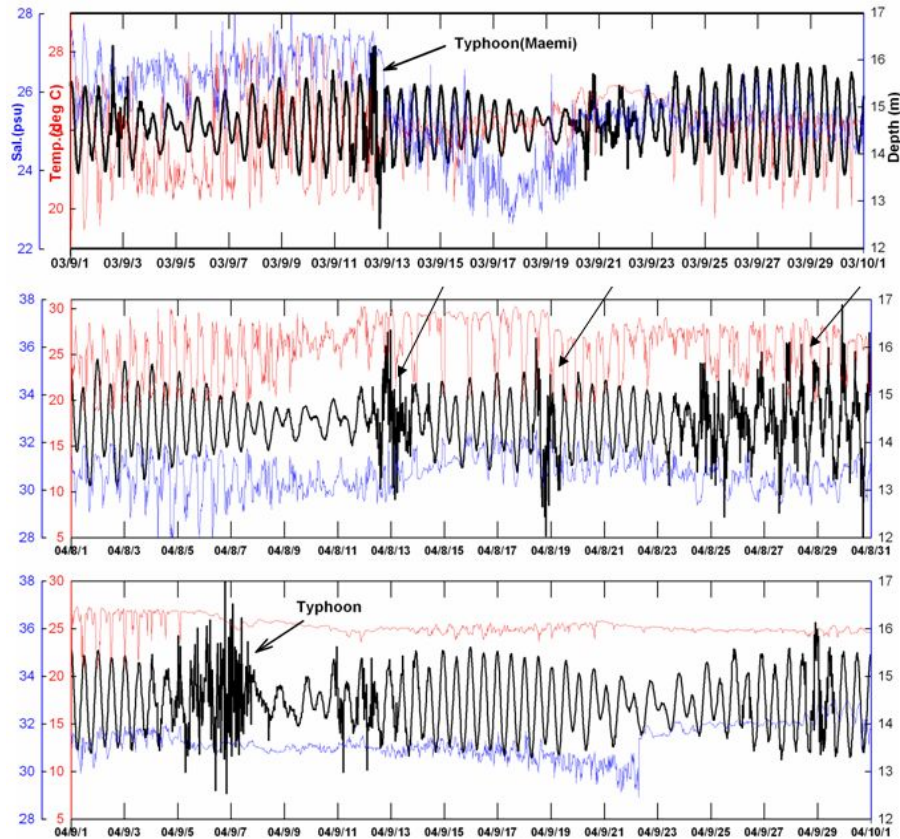


그림 2-6-5. 수심의 변화에 나타난 태풍 기록.

4. 토의

1-2년도의 연구 사업을 통하여 동중국해 이어도 기지에 안정적인 모니터링 시스템을 설치-운영하였으며, 지난 15개월 동안 매 30분 간격으로 관측된 연속적인 자료를 획득하였다. 일차적으로 획득된 자료의 일부가 해석되었으며, 특히 수온과 염분의 일변화 및 계절변화의 주기적 특성이 분석되었다. 향후 지속적인 자료획득을 통하여, 쿠로시오 해류의 중장기적인 변화 뿐만 아니라 동중국해에 미치는 장강의 영향 또한 파악할 수 있을 것으로 기대된다. 또한 해양 생태계의 특성을 파악하는데 기초 자료로 이용되는 영양염 자료가 물리-화학적 특성과 함께 모니터링 된다면 한

반도 연안 해역의 해황에 대한 더욱 다양한 정보를 제공할 수 있을 것으로 판단된다. 이러한 연구를 위해서는 추가적으로 영양염 모니터링 장비의 설치가 필요할 것으로 생각된다. 한편, 장비 교체에 따른 센서들의 교정(inter-calibration)에 대한 기술적 문제가 보완되어야 할 것으로 생각되며, 특히 장기 모니터링에 따른 염분 센서의 오염 문제는 해결해야 할 기술적 문제로 지적된다.

제 7 절 오징어 개체군의 계절변화와 오징어의 영양상태 지표개발

1. 서론

본 연구에서는 어획시료를 이용하여 오징어 개체군의 계절변화를 파악하기 위하여 오징어의 월별 동장(胴長)조성 및 생식소숙도 등의 생물학적 조사를 실시하였다. 또한 오징어는 단년생, 회유성 자원으로 해양환경에 크게 영향을 받을 것인데, 이러한 환경변화에 따른 오징어의 영양 상태를 예측할 수 있는 방안을 수립하기 위하여 오징어 조직 내 단백질 함량을 분석하였다.

특히, 동해에서 어획된 오징어 성체는 몇 달 전 산란장 및 보육장인 동중국해의 해황과 최근 어장인 동해의 해양환경에 의해 좌우될 것이기 때문에 동해에서 어획된 오징어 시료를 가지고, 오징어의 생물학적 조사 및 영양상태 지표 개발에 대한 조사를 실시하였다.

2. 재료 및 방법

2.1. 시료의 채집 및 오징어의 생물학적 조사

본 연구에 사용된 오징어는 2003년 10월부터 2004년 12월까지 동해 전역에서(주문진~구룡포) 조업하던 상업 어선으로부터 매달 약 20마리씩 입수하였다(그림 2-7-1). 오징어는 주문진과 묵호에서 잡힌 것을 동해중북부해역으로, 울진 후포 및 구룡포에서 잡힌 것을 동해남부해역으로 나누어 매월 동장(胴長)조성을 조사하고, 그 밖에 체중, 위중량, 생식소 중량 및 숙도 등을 조사하였다. 생식소숙도지수(GSI, Gonad Somatic Index)는

$$GSI(\%) = \frac{\text{생식소 무게}}{\text{생식소를 포함한 어류의 체중}} \times 100 \text{에 의하여 계산하였다.}$$

2.2. 오징어 조직 내 단백질 함량 분석

단백질 함량을 분석하기 위하여 오징어의 조직을 채취하고, 채취한 조직은 영하 40℃ 이하에서 보관하였다. 이때, 부위별로 단백질 함량에 차이가 나는지 알아보기 위하여 조직을 몸(mantle tissue)의 중앙부위, 몸의 가장자리부위, 그리고 팔(arm)부위로 나누어 채취하였다. 얼려진 상태의 조직을 대략 60~90 mg으로 잘라내어 동결건조를 한 후에 사용하였고, 단백질 함량 분석을 위한 실험 절차는 standard 용액

을 bovin serum albumin으로 한 Lowry(1951) 등의 방법을 기초로 하여 Bio-Rad DC protein assay kit로 실시하였다.

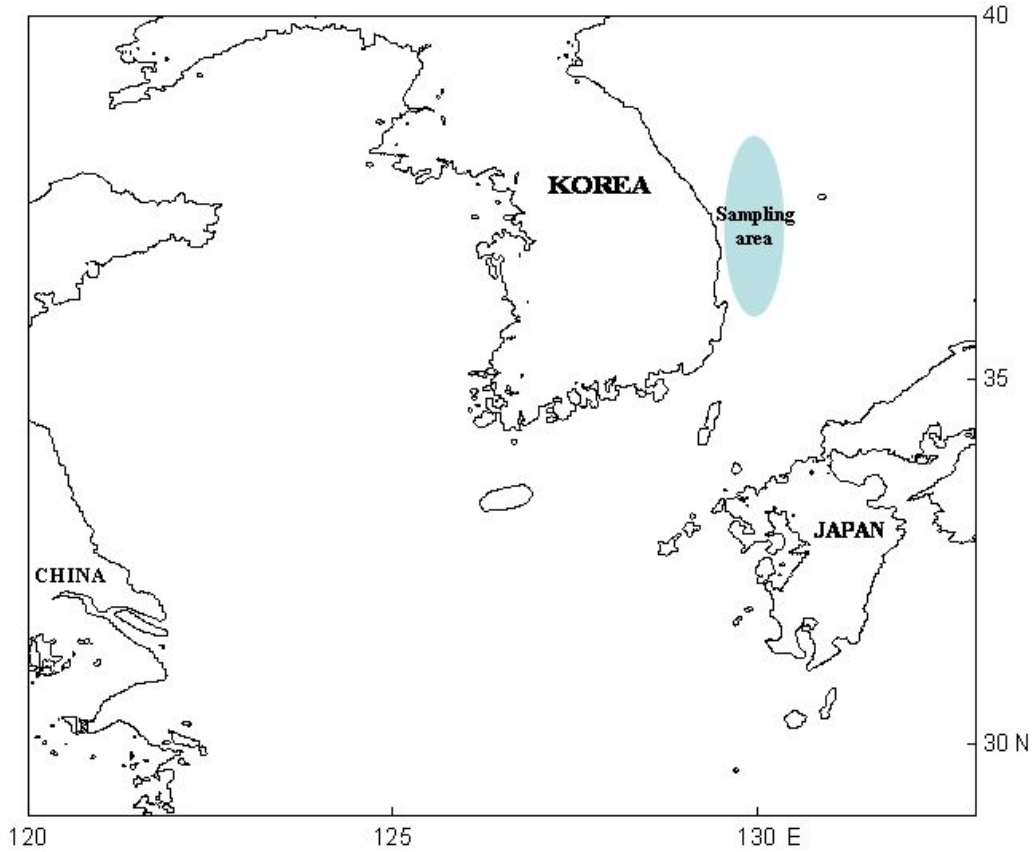


그림 2-7-1. 오징어 어획 위치도

3. 결과 및 고찰

3.1. 동해중북부해역에서 어획된 오징어의 월별 동장조성

주문진 및 묵호에서 어획된 오징어의 월별 동장조성을 보면, 2004년 4월과 5월에는 평균동장이 각각 14.5cm, 11.8cm로 5월에 가장 작은 개체가 출현하였고 2003년 10~12월에는 평균동장이 각각 23.6cm, 20.7cm, 24.6cm로 12월에 가장 큰 개체가 나타나 봄에는 크기가 작은 개체군이, 가을과 겨울에는 크기가 큰 개체군이 구성되어 있었다. 그리고 조사된 미수가 많지 않아 뚜렷이 구분할 수 없었지만 여름·가을·겨울 발생군이 혼획되어 나타났다(그림 2-7-2).

3.2. 동해남부해역에서 어획된 오징어의 월별 동장조성

울진, 후포 및 구룡포에서 어획된 오징어의 월별 동장조성도 동해중북부해역에서 어획된 오징어와 마찬가지로 2004년 4월과 5월에 소형 오징어가 출현하였고 10월부터 1월까지는 평균동장 범위가 24.6~25.4cm로 뚜렷한 차이 없이 크기가 큰 개체가 조성되어 있었다. 즉, 춘계에는 작은 개체군이 추계와 동계에는 큰 개체군이 나타났다. 같은 달을 비교해 보았을 때 동해중북부해역에서 어획된 오징어 보다 동해남부해역에서 어획된 오징어의 평균동장이 비교적 크게 나타났다(그림 2-7-3).

3.3. 동해중북부해역에서 어획된 오징어의 월별 생식소숙도지수(GSI) 변화

수컷과 암컷의 월별 생식소숙도지수(GSI) 변화를 보면 전반적으로 GSI 값이 1 이하로 나타났고 암컷이 수컷보다 좀 더 낮았으며 12월에 수컷의 생식소숙도지수가 조금 높아지고 있는 것으로 나타났으나, 조사된 달이 많지 않아 뚜렷한 경향은 보이지 않았다(그림 2-7-4).

3.4. 동해남부해역에서 어획된 오징어의 월별 생식소숙도지수 변화

2004년 1월부터 12월까지 동해남부해역(울진~구룡포)에서 어획된 오징어의 생식소숙도지수의 변화를 보면, 수컷은 2월에 3.4%, 4월에 3.8%로 최대값을 보였고 5월과 6월은 각각 1.3%, 0.8%로 최소값을 나타냈다. 나머지 월은 2.8~3.1%로 비교적 높았다. 암컷은 7월에 9.8%, 8월에 10.1%로 최대값을 보였고 3월과 9~11월도 2.5~7.9%로 비교적 높은 값을 보였으나 나머지 월은 낮은 값을 나타냈다(그림 2-7-5).

3.5. 오징어 부위별 단백질 함량

2004년 1, 4, 7, 10월에 동해남부해역(울진, 후포 및 구룡포)에서 어획된 오징어를 이용하여 부위별로 단백질 함량이 차이가 나는지 알아보기 위해서 부위별로 단백질 함량을 분석한 결과, 4월에 어획된 오징어 몸(mantle tissue)의 중앙부위와 팔(arm) 부위를 비교한 것과 7월에 어획된 오징어 몸의 중앙부위와 가장자리부위를 비교한 것을 제외하고는 모든 부위에서 유의적 차이를 나타냈다($P < 0.05$). 즉, 팔부위에서 단백질 함량이 가장 높았고 다음으로 몸의 가장자리부위에서 높은 값을 나타냈으며 몸의 중앙부위에서 가장 낮은 값을 보였다(표 2-7-1). 이것은 팔부위는 쉽게 상처를 입을 수 있고 이런 경우 팔이 다시 재생되기 때문에 단백질 함량이 높게 나타난 것으로 생각할 수 있었다.

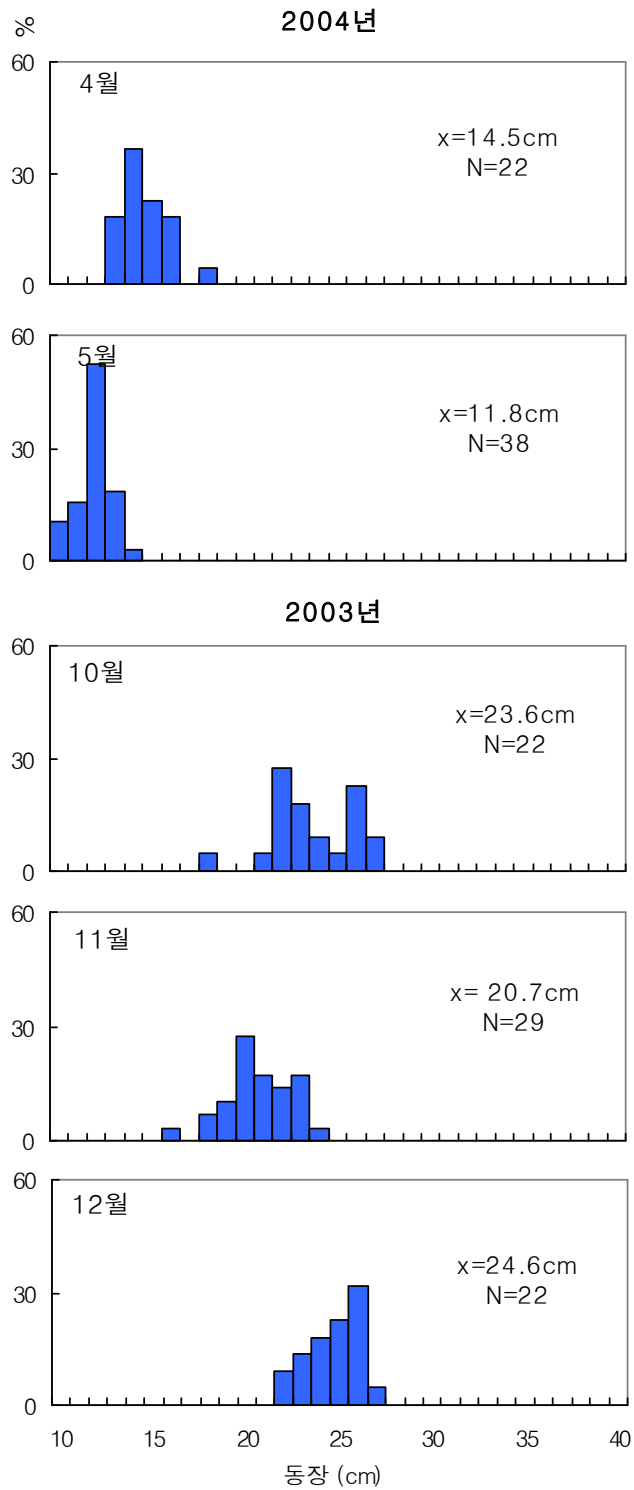


그림 2-7-2. 동해중북부해역에서 어획된 오징어의 월별 동장조성 (x: 평균동장 cm, N: 미수)

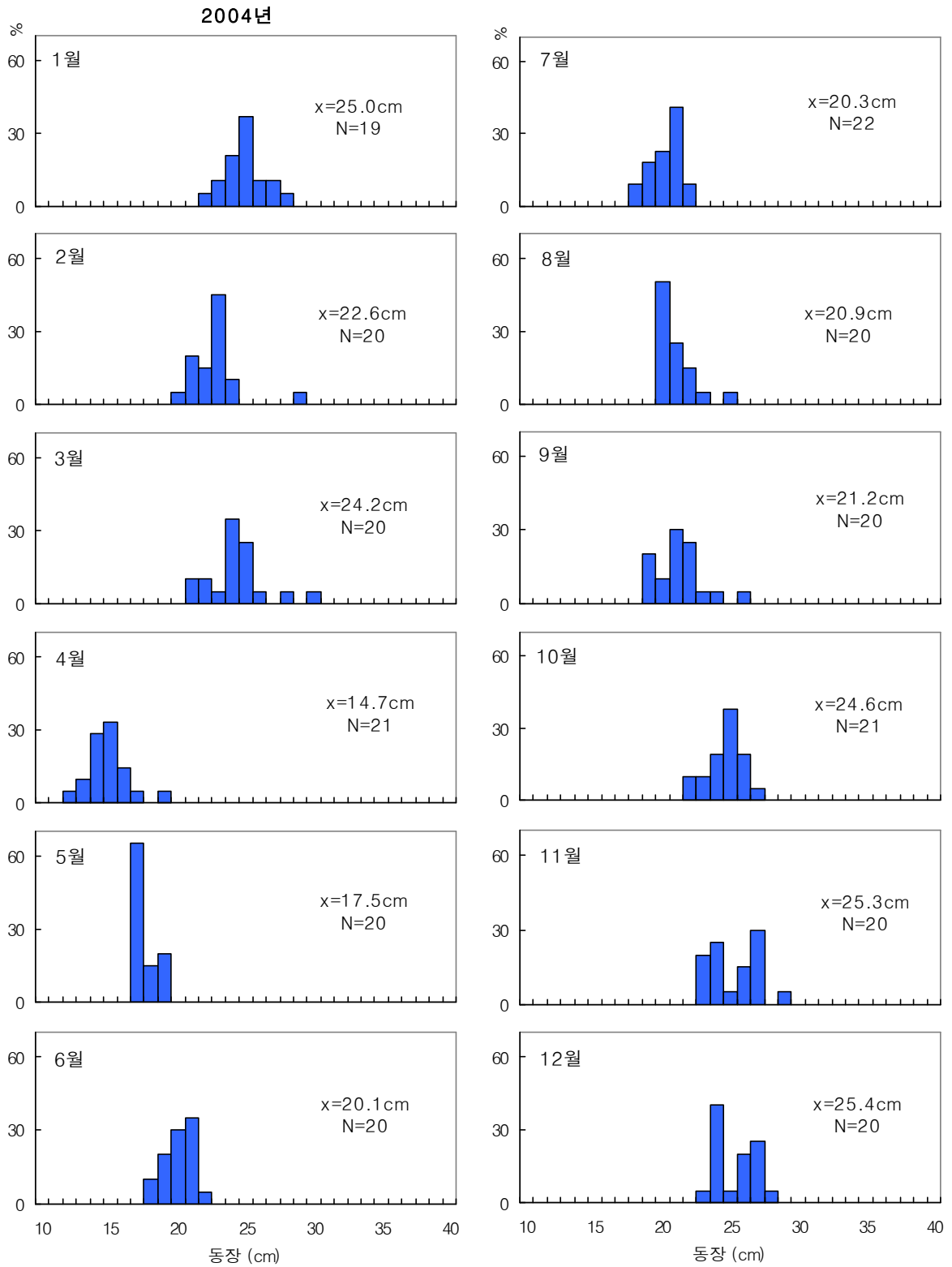


그림 2-7-3. 동해남부해역에서 어획된 오징어의 월별 동장조성 (X:평균동장 cm, N:미수)

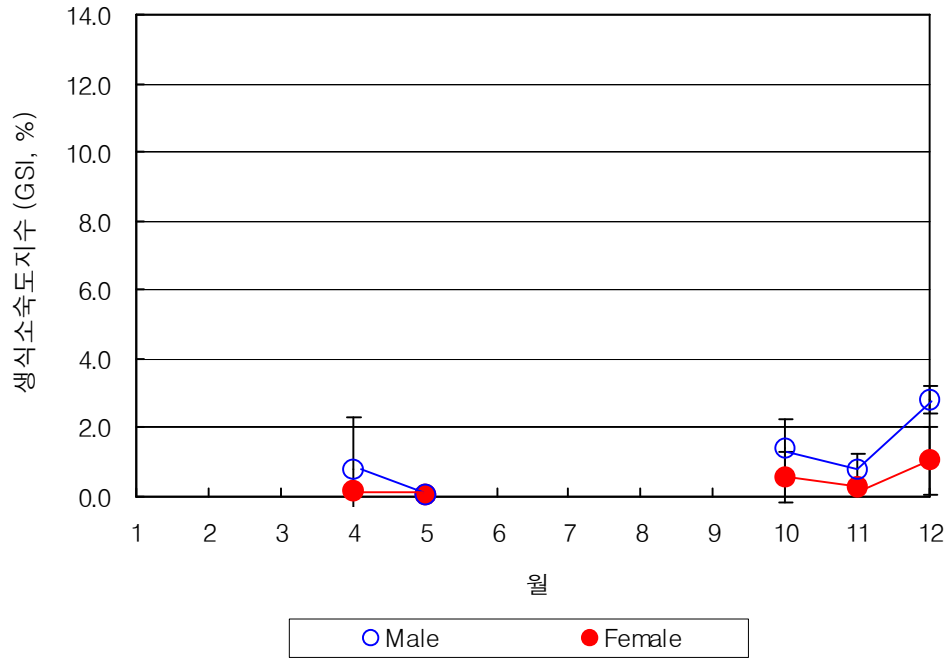


그림 2-7-4. 동해중북부해역에서 어획된 오징어의 월별 생식소숙도지수 변화.

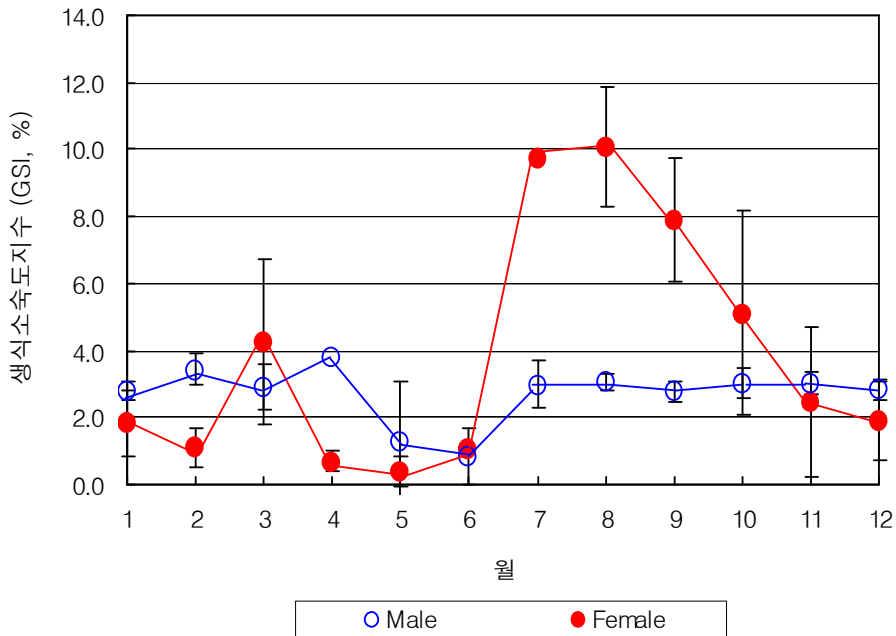


그림 2-7-5. 동해남부해역에서 어획된 오징어의 월별 생식소숙도지수 변화.

표 2-7-1. 오징어 조직의 부위별 단백질 함량

| | 단백질 함량 (mg/mg dry weight) | | | |
|---------------|---------------------------|------------------|------------------|------------------|
| | 2004년 1월 | 2004년 4월 | 2004년 7월 | 2004년 10월 |
| 몸의 중앙부위 (A) | 0.50±0.03 (18) | 0.51±0.03 (20) | 0.53±0.02 (19) | 0.48±0.02 (19) |
| 몸의 가장자리부위 (B) | 0.53±0.04 (17) | 0.55±0.02 (20) | 0.53±0.03 (19) | 0.53±0.02 (18) |
| 팔부위 (C) | 0.58±0.03 (12) | 0.53±0.02 (17) | 0.59±0.04 (17) | 0.57±0.02 (15) |
| *Difference | | | | |
| (A) vs. (B) | P<0.05 | P<0.05 | P>0.05 | P<0.05 |
| (A) vs. (C) | P<0.05 | P>0.05 | P<0.05 | P<0.05 |
| (B) vs. (C) | P<0.05 | P<0.05 | P<0.05 | P<0.05 |

*Difference: t-test

3.6. 체장 · 체중과 단백질 함량과의 상관관계

단백질 함량과 체장 · 체중과의 관계를 비교한 결과 모든 부위에서 단백질 함량과 유의적 차이를 보였다. 몸의 중앙부위와 가장자리부위에서는 음의 상관관계를 나타냈다. 즉, 크기가 크고 무게가 많이 나갈수록 단백질 함량이 낮게 나타났다. 반면에 팔부위에서는 양의 상관관계를 보여 크기가 크고 무게가 무거울수록 단백질 함량이 높아지는 것으로 나타났다(표 2-7-2). 결과로부터 오징어가 어느 정도 체성장이 이루어지면 영양분을 성장이 아닌 번식 등을 하는데 이용하기 때문에 체장 · 체중과 단백질 함량 사이에 음의 상관관계를 보이는 것으로 생각할 수 있었다.

표 2-7-2. 체장 · 체중과 단백질 함량과의 상관관계

| | 단백질 함량 (mg/mg dry weight) | | |
|--------|----------------------------------|----------------------------------|---------------------------------|
| | 몸의 중앙부위(A) | 몸의 가장자리부위(B) | 팔부위(C) |
| 체장(cm) | r=-0.323, N=76, P<0.01 | r=-0.283, N=74, P<0.05 | r=0.528, N=61, P<0.01 |
| 체중(mg) | r=-0.342, N=76, P<0.01 | r=-0.277, N=74, P<0.05 | r=0.496, N=61, P<0.01 |

*Pearson correlation

3.7. 생식소속도지수와 단백질 함량

이때는 오징어의 크기가 대체로 작은 4월과 7월을 묶고 크기가 비교적 큰 1월과 10월을 묶어 비교를 하였다. 1월과 10월에 어획된 큰 개체에서는 생식소속도지수와 단백질 함량 간에 뚜렷한 차이가 없었으나, 좀 더 크기가 작은 개체의 몸의 중앙부위와, 팔부위에서 생식소속도지수와 단백질 함량 간에 양의 상관관계가 나타났다(표 2-7-3). 이 같은 연구 결과는 GSI값이 높을수록 단백질 함량은 낮아지는 기존의 연구결과와 상반되어 나타났다.

표 2-7-3. 생식소속도지수(GSI)와 단백질 함량과의 상관관계

| | | 단백질 함량 (mg/mg dry weight) | | | | | |
|------------------|-----------------------------|---------------------------|-----------------------------|-----------------|-----------------|-----------------|--------|
| | | 2004년 4월, 7월 | | | 2004년 1월, 10월 | | |
| | | 중앙부위(A) | 가장자리부위(B) | 팔부위(C) | 중앙부위(A) | 가장자리부위(B) | 팔부위(C) |
| 생식소속도 지수(GSI) | r=0.330, N=39, P<0.05 | N=39, P>0.05 | r=0.515, N=34, P<0.01 | N=37, P>0.05 | N=35, P>0.05 | N=27, P>0.05 | |

*Pearson correlation

4. 요약

오징어의 월별 동장조성 결과를 보면, 동해중북부해역에서 어획된 오징어의 평균동장은 5월에 최소(11.8cm), 12월에 최대(24.6cm)였고, 동해남부해역에서 어획된 오징어의 평균동장은 4월에 최소(14.7cm), 12월에 최대(25.4cm)를 나타냈다. 두 해역 모두 춘계에는 작은 개체가 추계와 동계에는 큰 개체가 조성되어 있었고 동해중북부해역보다 동해남부해역에서 크기가 큰 개체군이 조성되어 있었다.

월별 생식소속도지수는 동해중북부해역의 경우 조사된 월이 많지 않아 정확히 알 수 없었고 동해남부해역의 경우 암컷은 3월에 한번 높은 값(4.3%)을 보이고 7~8월에 최대값(9.8~10.1%)을 보였으며 수컷은 5~6월을 제외한 나머지 월은 비교적 높게(2.8~3.1%) 나타났다.

영양상태 지표개발을 위하여 단백질 함량을 분석한 결과를 보면, 부위별로는 팔부위에서 가장 높게 나타났고 다음으로 몸의 가장자리부위에서 높게 나타났으며 몸의 중앙부위에서 가장 낮게 나타났다. 그리고 체장·체중과 단백질 함량과의 상관관계를 보면, 몸의 중앙부위와 몸의 가장자리부위에서는 단백질 함량과 음의 상관

관계를 보인 반면 팔부위에서는 양의 상관관계를 나타냈다. 마지막으로 생식소속도 지수(GSI)와 단백질 함량과의 상관관계에서는 비교적 큰 개체에서는 뚜렷한 상관성이 없었으나 크기가 작은 개체에서는 몸의 중앙부위와 팔 부위에서 양의 상관관계를 보였다.

제 8 절 동중국해와 한반도 연안역의 중장기 수온 변화 추세 파악

1. 서론

1차년도에는 동중국해에서 관측된 자료를 1도격자화하여 각 격자에서의 수온, 염분의 중장기 변화를 분석하였다. 동중국해 관측자료 분석에서 파악된 가장 특징적인 현상은 일차적으로 기대할 수 있는 선형적인 장기 수온 증가와 더불어 여름과 겨울의 수온 변화 경향이 다르다는 것이다 (그림 2-8-1과 2-8-2). 즉, 겨울철에는 수온이 전반적으로 상승함에 비해 여름철에는 오히려 수온이 하강하는 경향이 나타났다. 이런 경향은 계절변화폭이 줄어들며 연평균은 상승하고 있다는, 우리나라의 기후가 온대에서 아열대로 변한다는 최근의 주장들을 뒷받침하나 좀 더 세밀한 자료 처리와 통계적 분석이 필요하다.

2. 자료

한반도 연안에서 관측한 표층수온 자료는 매일 정기적으로 장기간에 걸쳐 생성된 것으로 비정기적인 선상관측에 비해 자료의 시계열의 질이 좋아 통계적 분석이 용이하다. 따라서 1차년도에서 분석된 동중국해의 수온의 장기적 변화 추세를 비교하기 위하여 한반도 연안의 표층수온 관측자료를 비교하였다. 국립수산과학원의 연안정지관측자료중 자료의 시계열이 장기 변동파악을 위한 통계처리에 부적절한 것을 제외한 27개 지점의 표층수온의 시계열을 분석하였다(그림 2-8-3).

3. 결과

비정상적인 수온을 제거하기 위하여 1개월 미만의 변동은 제거한 후 장기 월평균을 구하고, 계절변동을 제거하기 위해 각 자료에서 이 월평균을 제거한 월수온편차의 장기선형증가 경향을 구하였다. 선형증가 추세 중 통계적으로 유의한 (유의도 0.9) 22정점의 장기 수온 증가율을 그림 2-8-4에 나타내었다. 동해에서는 속초가 $0.057^{\circ}\text{C}/\text{년}$ 으로 가장 증가율이 크며 황해에서는 인천이 $0.031^{\circ}\text{C}/\text{년}$ 으로 가장 크다. 제주도를 포함한 남해안에서는 대부분 $0.01\sim 0.03^{\circ}\text{C}/\text{년}$ 의 증가율을 보인다.

여름철 수온의 변화와 겨울철 수온의 변화 및 연변화폭의 변화를 파악하기 위하여 6개월 미만의 단주기 변동을 제거한 후 연중 최고수온과 최저수온의 장기 선형 변화와 최고수온과 최저수온의 차, 즉 계절변동폭의 장기 변화를 분석하였다. 연최저수온의 선형변화 경향 중 유의도 0.9이상인 자료를 그림 2-8-5에 나타내었다. 연최저수온은 주로 2월에 나타난다. 유의도 0.9이상인 자료의 최저수온의 선형경향성은 모든 곳에서 양으로 한반도 연안에서 전체적으로 증가함을 보인다. 증가폭이 가장 큰 속초의 $0.056^{\circ}\text{C}/\text{년}$ 을 제외한 다른 지점의 증가율은 $0.011\sim 0.033^{\circ}\text{C}/\text{년}$ 이다.

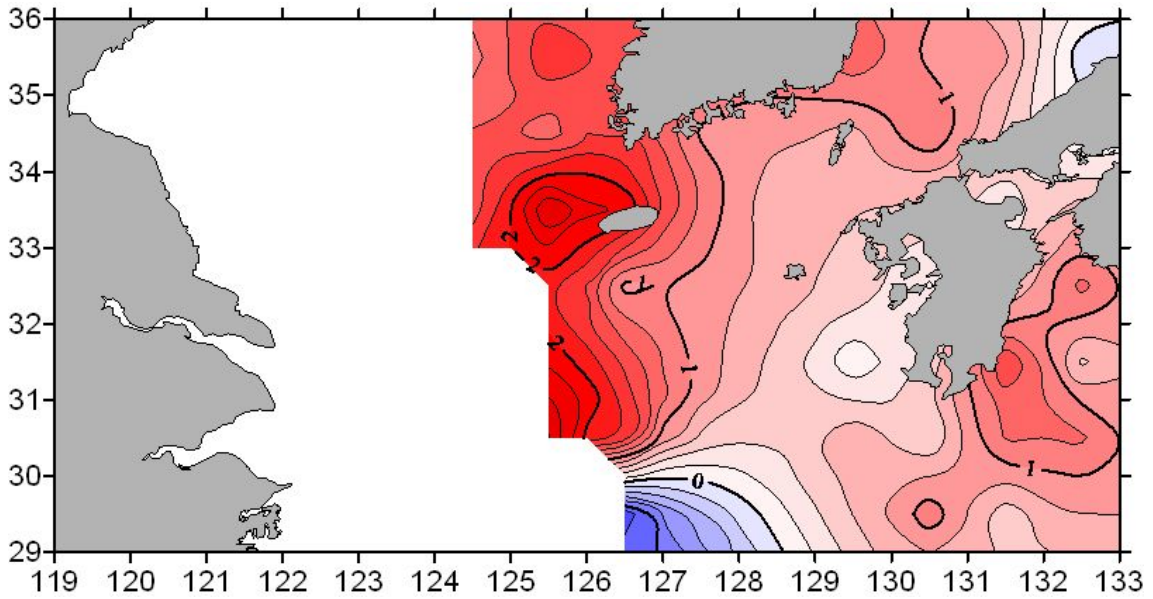


그림 2-8-1. 겨울철(2월) 1990년대 평균 표층수온과 1960년대 평균표층수온의 차이.

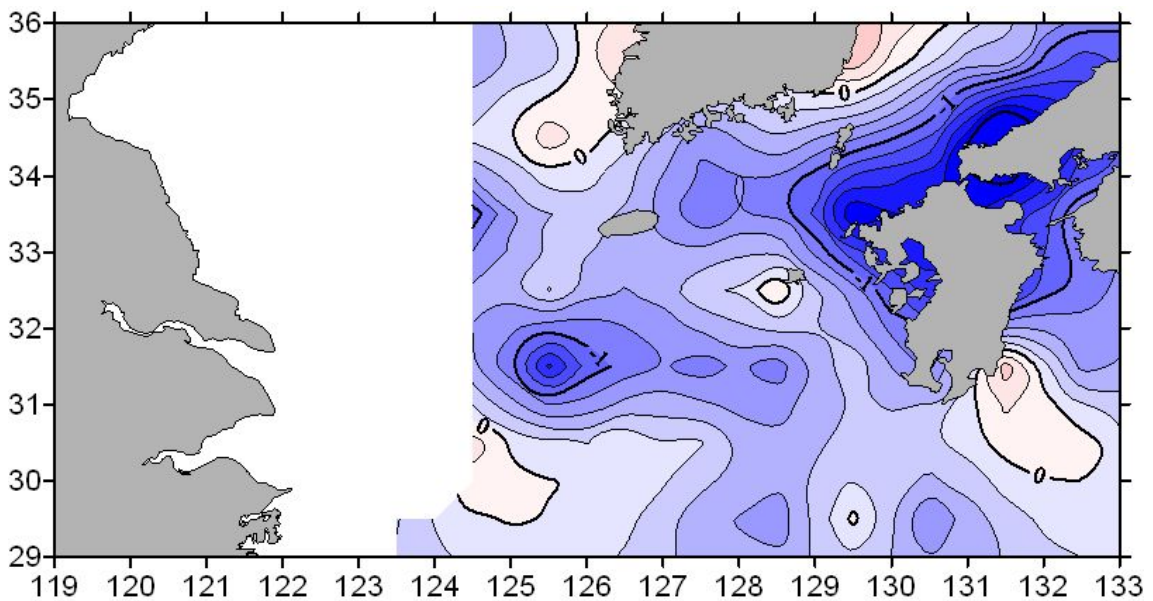


그림 2-8-2. 여름철(8월) 1990년대 평균 표층수온과 1960년대 평균표층수온의 차이.

연최저수온이 장기적으로 증가함에 비해 연최고수온의 장기선형변화경향은 유의도 0.9이상인 지점 중 가덕도를 제외한 전 지역에서 음의 값을 보인다 (그림 2-8-6). 감소율은 대부분 $-0.01 \sim -0.04 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{년}$ 이다. 연최고수온의 감소경향은 그림 2-8-4에서 보인 장기적인 수온증가경향과 반대의 경향으로 특별히 주목할 필요가 있다. 연평균수온과 최저수온이 장기적으로 상승하는 경향이 있음에 비해 연최고수온이 감소

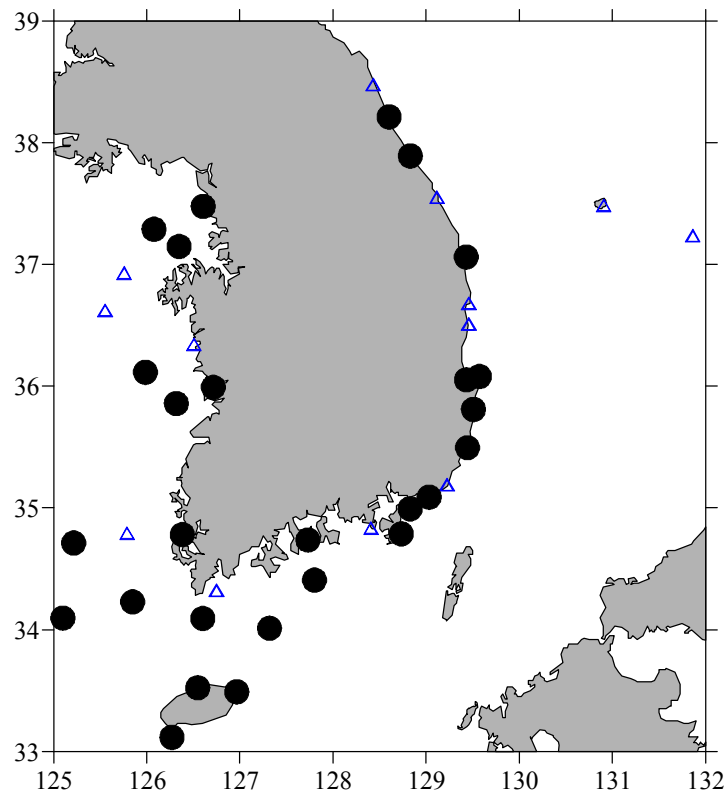


그림 2-8-3. 한반도 연안 표층 수온 관측 지점 (●: 양질의 시계열 자료 위치, △: 분석에서 제외된 불량한 시계열 자료 위치).

하는 경향은 결과적으로 계절변동폭이 장기적으로 감소하는 경향이 있음을 나타낸다(그림 2-8-7). 유의도 0.9이상인 계절변동폭의 선형경향성이 보이는 모든 지점에서 계절변동폭은 감소하는 경향이 뚜렷하다. 계절변동폭이 가장 크게 줄어드는 경향을 보이는 곳은 속초로 $-0.096^{\circ}\text{C}/\text{년}$ 이며 가장 작은 곳은 목포로 $-0.016^{\circ}\text{C}/\text{년}$ 이다. 이 두 곳을 제외하면 인천이 $-0.039^{\circ}\text{C}/\text{년}$, 마라도가 $-0.030^{\circ}\text{C}/\text{년}$ 등 대부분 $-0.023\sim-0.061^{\circ}\text{C}/\text{년}$ 의 범위에 포함된다.

장기간에 걸친 한반도 연안 수온 자료를 분석한 결과, 서해안부터 동해안까지 전 한반도 연안역의 수온이 장기적인 증가 경향을 보이고, 그 계절변동폭은 감소하는 경향을 보였다. 이는 1차년도에서 분석한 동중국해의 장기적인 수온변화양상과 일치한다.

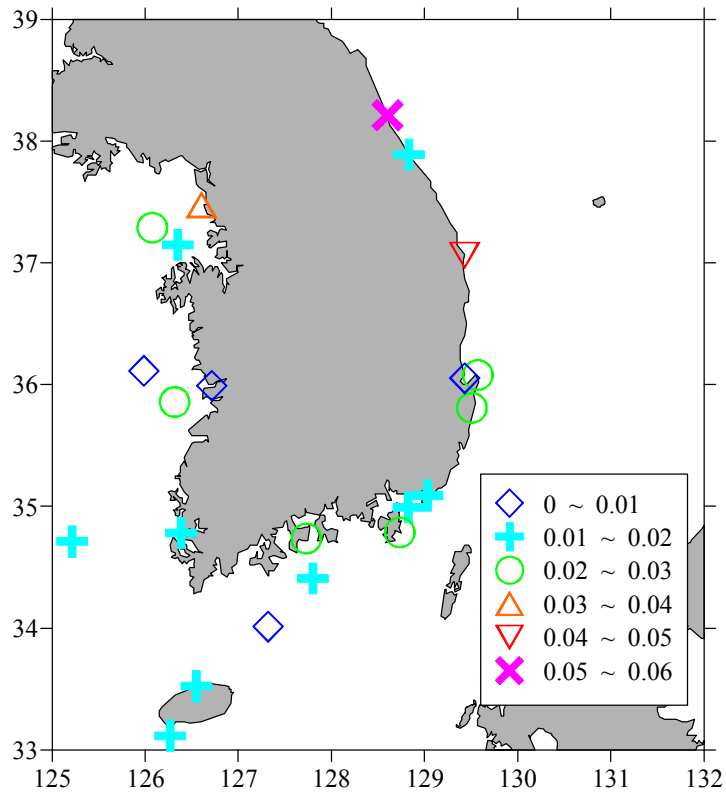


그림 2-8-4. 월잔차수온의 장기선형변화율(°C/년).

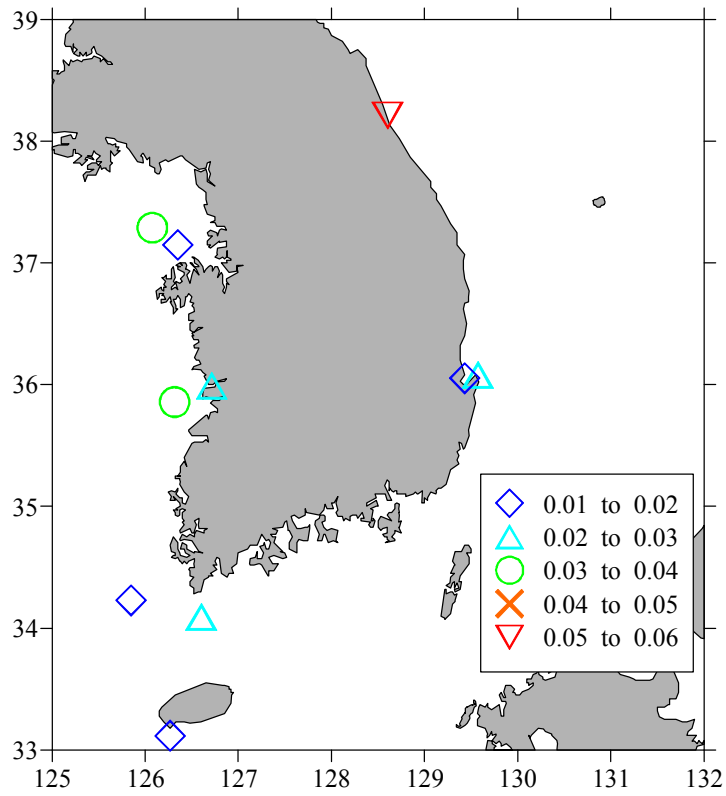


그림 2-8-5. 연최저수온의 장기선형변화율(°C/년).

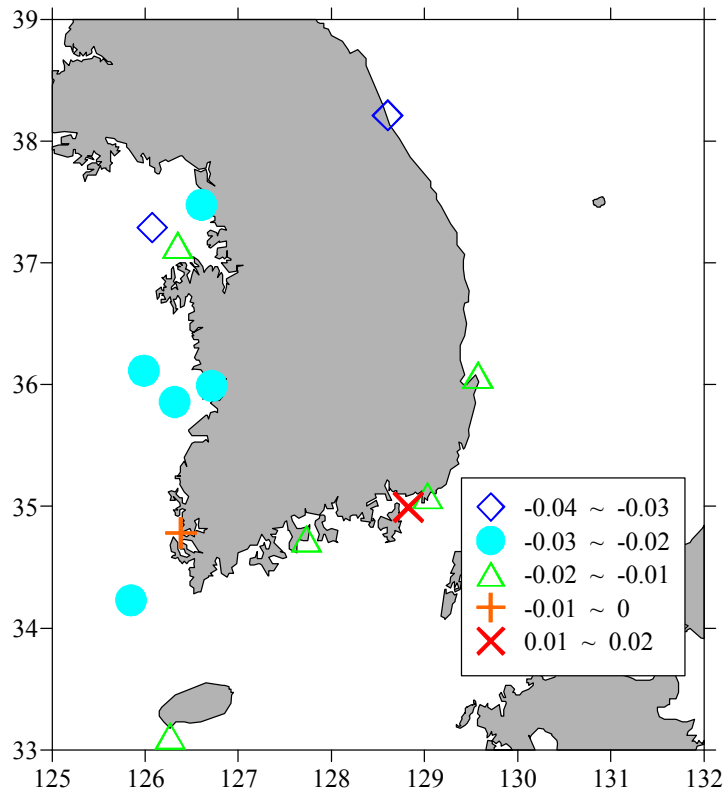


그림 2-8-6. 연최고수온의 장기선형변화율(°C/년).

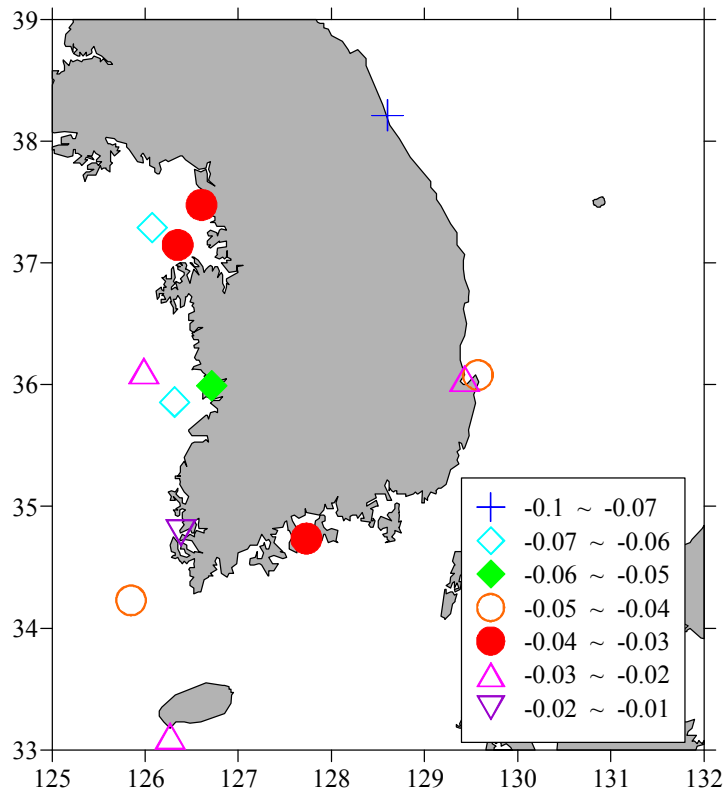


그림 2-8-7. 수온의 연변화폭의 장기선형변화율(°C/년).

제 3 장 동중국해 생태계 예측을 위한 구성요소모델 개발

제 1 절 물질순환 모델

1. 목적

동중국해 탄소순환을 이해하기 위하여 전 해양을 대상으로 해양순환모델에 해양탄소화학과정을 결합시켜 수행한 생지화학모델링 결과를 동중국해에 대하여 분석하였다. 여기에서 사용된 해양순환 모형은 NOAA/GFDL (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory) MOM (Modular Ocean Model) Version 3이고 해양탄소화학과정은 OCMIP II (Ocean Carbon Model Intercomparison Project Phase 2) 규약을 따랐는데 각 각에 대해서는 아래에 자세히 설명되어 있다.

2. 방법

2.1. 해양순환모델구축

MOM3 코드를 기반으로 구축된 전구해양순환모형의 격자체계, 입력자료는 다음과 같다.

2.1.1. 모델격자 구성

모델 대상 해역은 80°S 부터 75°N 까지 이며, 수평 격자 간격은 위도와 경도 방향 모두 1° 이다. 수평격자 구성작업은 grids.F 파일을 다음과 같이 수정함으로써 수행된다.

```
parameter (nxlons=2)
data (x_lon(i), i=1,nxlons) / 0.0, 360.0/
data (dx_lon(i),i=1,nxlons) / 1.0, 1.0/
parameter (nylats=2)
data (y_lat(j), j=1,nylats) / -80.0, 75.0 /
data (dy_lat(j),j=1,nylats) / 1.0, 1.0 /
```

연직방향으로는 제한된 격자수 이내에서 상층해역의 순환과 해수특성을 가능한 한 상세하게 분석할 수 있도록 하기 위해서 모델의 상층부에 조밀한 격자 간격을 설정하였고, 심층부에는 비교적 성긴 격자 간격을 갖도록 구성하였다. 그에 따라 표층에서부터 100 m까지는 25 m의 격자간격을, 그리고 100 m부터 점차 격자간격이

넓어져 5,200 m에서는 512 m의 격자 간격을 갖게 된다. 이상의 격자구성은 grids.F 파일에서 다음과 같이 변수를 지정함으로써 작업이 수행된다.

```
parameter (nzdepths=3)
data (z_depth(k), k=1,nzdepths) / 0.0e2, 100.0e2, 5200.0e2/
data (dz_depth(k),k=1,nzdepths) / 25.0e2, 25.0e2, 511.84e2/
```

2.1.2. 해저지형 구성

모델의 해저지형은 미국측지자료센터(NGDC)에서 제공하는 전지구 1/12° 자료인 etopo5를 이용하여 구성하였다. 이 작업과정에서는 topog.F 파일을 이용하는데 kmt.dta와 ht.dta를 생성하여 모델 구동시 입력 자료로 사용하게 된다. kmt.dta는 격자의 개수를 저장하며, ht.dta는 -Dpartial_cell 옵션을 선택할 경우 필요한 전체 수심 자료를 저장한다. 생성된 수심 자료는 추후 경우에 따라 수정할 필요가 생긴다. 이 때에는 수정할 위·경도와 연직 격자 층수를 별도의 삽입 파일로 만들어서 topog.F 파일 내의 "USER INPUT" 부분에 삽입하여 kmt.dta와 ht.dta 파일을 재작성하는 것이 바람직하다. 여기서 수립된 모델의 격자 간격이 1°로 전지구 지형파일인 etopo5 보다 성기기 때문에 해역에 따라서는 실제 해저 지형을 제대로 표현하지 못하는 지역이 나타나게 된다. 이러한 지역은 위에 언급한 방법에 따라 kmt.dta와 ht.dta를 수정하였다.

2.1.3. 초기조건과 경계조건 작성

Levitus(1982)의 1°×1° 수온, 염분 자료를 이용하고 MOM 3.0에서 제공된 ic.F 파일과 util.F 파일의 ctf 함수를 사용하여 초기조건을 생성하였다. 역시 Levitus 자료를 이용하여 월별 염분 경계조건을 작성하였다. 수온 경계조건은 관측 자료를 모델을 이용하여 재분석한 Reynolds 표층 수온 자료를 이용하여 작성하였다. 바람자료는 ECMWF 재분석자료에 기초하여 월별로 작성하였다.

2.2. 해양화학모형

화학모형은 OCMIP II (Ocean Carbon Model Intercomparison Project Phase II)에서 제안한 과정을 사용하였다. 이에 관련된 주요한 사항은 해양-대기 기체 교환과 용존 무기질 탄소(DIC)의 순환과 화학반응을 표시하는 방법인데, DIC의 순환과 화학반응은 생물의 일차생산을 인산염 분포를 이용하여 처리하는 방법(생물학적 모형, BIOTIC Model)과 일차생산을 무시하고 처리하는 방법 (ABIOTIC Model) 두 가지로 나뉜다.

2.2.1. 기체교환

해양-대기 이산화탄소 교환량은 다음과 같은 기체 교환식에 의해 결정된다.

$$F = k_w \rho ([A] - [A]_{sat})$$

여기서 F는 기체 A의 상향 플럭스이고, k_w 는 A의 기체전달 속도, ρ 는 표층해수의 밀도, [A]는 A의 표층해수에서의 농도, $[A]_{sat}$ 는 대기압 P에서 수증기로 포화된 대기에서 A의 포화농도이며, 관측치에서 얻는다. [A]는 모델에서 예측된 값이다. 기체포화농도는

$$[A]_{sat} = K_o f_A = K_o K_f p_A = K_o K_f (P - e_w) x_A$$

와 같이 표시되는데, K_o 는 A의 용해도이며, f_A 는 A의 대기에서 분압(fugacity), K_f 는 A의 분압(fugacity) 계수, p_A 는 A의 대기 분압, e_w 는 포화 수증기 압력, x_A 는 대기에서 A의 혼합비율이다. 자세한 것은 Weiss and Price (1980), DOE (1994)와 Fink *et al.* (1998)에 나와 있다. CO₂의 경우 다음과 같이 변형시킬 수 있는데

$$C_{sat} = \alpha C * p_{CO_2 atm} * P / P_o$$

여기서 αC 는 수증기 포화 공기에 대한 C의 용해도 [$\text{mol}/(\text{m}^3 * \text{uatm})$], $p_{CO_2 atm}$ 은 1 대기 총압(atmosphere total pressure)하에서 건조 공기에 포함된 CO₂의 부분압으로 [microatm], P는 해면에서 대기압 [atm]이고, P_o 는 1 대기압이다.

Wanninkhof(1992)는 기체전달속도를 10 m에서 풍속(u)과 Schmidt수(Sc)를 이용하여 모수화하였다. 해빙이 덮여 있는 비율 (f_i)을 고려하면 Wanninkhof의 식은 다음과 같이 변형된다.

$$k_w = a(1 - f_i) \left(\frac{Sc}{660} \right)^{-1/2} u^2$$

여기서 $a=0.336$ 으로 전해양 평균 기체전달속도가 올바른 값이 되도록 한다. Sc는 모델에서 계산된 온도를 사용하여 계산하며, 이산화탄소의 경우는 Wanninkhof(1992)가 제안한 다음 식을 사용한다.

$$Sc_{CO_2} = 2073.1 - 125.62 \times SST + 3.6276 \times SST^2 - 0.043219 \times SST^3$$

2.2.2. ABIOTIC Model

해양에서 이산화탄소는 해수에 용해된 상태나 탄산의 형태로 존재한다. 해양에서 순환되는 것은 이산화탄소 농도가 아니라 용존 무기질 탄소(DIC)이므로, DIC의 순환을 계산한 후 DIC의 농도에서 수온, 염분, 알칼리도 등을 고려하여 표층해양의 이산화탄소 농도를 계산한다. 생물의 영향을 고려하지 않는 경우 DIC는 해수의 움직임에 의해 이동되는 수동 추적자의 특성을 가지며, 이에 대한 보존 방정식은 다

음과 같다.

$$d [DIC]/dt = L([DIC]) + J_v + J$$

여기서 [DIC]는 모형에서 계산하는 총 용존 무기탄소의 농도 (moles/m³), L은 3차원 수송 연산자(operator)로 이류, 확산, 대류 등 해수의 순환에 의한 효과를 나타내며, J_v는 가상 생성-소멸항 (virtual source-sink term)으로 증발과 강수에 의한 표층 [DIC]의 변화를 나타내며, [DIC]의 배경 농도가 높기 때문에 반드시 고려되어야 하며 J는 CO₂의 해양-대기 교환에 의한 생성-소멸항을 나타낸다.

생성-소멸항인 J_v, J는 표층 경계조건으로만 추가된다. 즉, 표층아래에서는 그 값이 모두 0 이다. 이 생성-소멸항은 다음과 같이 속(flux)을 표층 두께 dz₁으로 나타낸 것과 같다.

$$J_v = F_v/dz_1, \quad J = F/dz_1.$$

가상속(virtual flux) E_v는 매 적분 시간마다 표층에 추가되는데

$$F_v = DIC_g * (E - P)$$

이며, 여기서 DIC_g는 모형 전 영역에서 평균한 DIC의 표층 농도이다. 염분복원을 이용하는 본 모형에서 강수-증발 (P-E)을 다음과 같이 계산한다.

$$P - E = (S - S')/S_g * dz_1/Tau$$

여기서 S'은 모형 표층 염분 복원에 사용하는 관측 표층 염분이며, S_g는 모형 전체 영역에서 평균한 표층 염분, dz₁은 모형 최상위 층 두께, Tau는 염분 복원 시간 규모이다.

2.2.3. BIOTIC Model

해양 탄소 순환 모델링에 있어 어려운 문제점 중의 하나가 생물학적 과정을 공식화하여 모수화하는 것이다. 대양에서 탄소의 분포에 관한 생물학적 과정의 효과를 예보하는 일반적으로 받아들여지는 모델은 아직 없다. 그 결과 해양에서 탄소와 관련된 요소들의 생성과 소멸을 모의하기 위한 접근은 생물군의 차이를 무시한 매우 단순한 모델부터 매우 복잡한 생태계 모델까지 매우 다양하다. 여기서 사용한 생물 모델은 생물의 1차 생산을 지배하는 영양염의 분포와 순환에 관련된 것으로 OCMIP-2에서 제안한 방법을 따른다.

여기에서 사용하는 생물학적 모델은 해양순환에 의해 수행되는 5개의 예단 변수를 갖고 있다. 그 변수는 무기질 인(PO_4^{3-} , 또는 짧게 PO_4), 용존 유기질 인(DOP), 용존 산소(O_2), 용존 무기질 탄소(DIC), 그리고 알칼리도(Alk)이다. 무생물 요인에 의한 과정에서는 PO_4 , DOP, 용존산소의 변화가 고려되지 않았고, Alk는 수온과

염분에 의해서만 결정되었으나 생물학적 과정에서는 이 양들이 해수순환과 각각의 화학과정, 그리고 해양-대기 물질교환에 의해 모델 내부에서 결정된다. 생물학적 과정에 관여하는 화학물질은 해수에 의해 움직이는 수동적 추적자의 성격을 가지며, 다음의 관계를 만족한다.

$$\begin{aligned} d[PO_4]/dt &= L([PO_4]) + JbPO_4 \\ d[DOP]/dt &= L([DOP]) + JbDOP \\ d[O_2]/dt &= L([O_2]) + JbO_2 + JgO_2 \\ d[DIC]/dt &= L([DIC]) + JbDIC + JgDIC + JvDIC \\ d[Alk]/dt &= L([Alk]) + JbAlk + JvAlk \end{aligned}$$

여기서

L 은 이류, 확산, 대류에 의한 3차원 수송량 연산자이며,

[] 는 $[mol/m^3]$ (또는 Alk의 경우 $[eq/m^3]$) 단위의 농도이며, JbX 는 X에 대한 생물학적 생성-소멸항이고, $JvDIC$ 와 $JvAlk$ 는 각각 증발과 강수에 따른 농축-희석 효과로 생기는 표층 DIC와 Alk의 변화에 대한 가상 생성-소멸항이다. $JgDIC$ 와 JgO_2 는 각각 CO_2 와 O_2 의 대기-해양 상호작용에 따른 생성-소멸항이다.

$JvDIC$, $JvAlk$, $JgDIC$, JgO_2 는 표층 경계 조건에만 첨가된다. 즉 표층 아래에서는 그 값이 모두 0 이다. 이러한 생성-소멸항은 아래 설명한 바와 같이 가상속(flux) Fv 를 표층 두께인 dz_1 으로 나눈 것과 같다.

$$JvDIC = FvDIC/dz_1, \quad JvAlk = FvAlk/dz_1, \quad JgDIC = FgDIC/dz_1, \quad JgO_2 = FgO_2/dz_1$$

가상속 (Fv)는 표층 [DIC]와 [Alk]를 변화시키는 증발과 강수에 의한 농축-희석 효과를 분명히 고려하기 위하여 추가되는데

$$FvDIC = DICg*(E - P), \quad FvAlk = Alkg*(E - P)$$

DICg와 Alkg는 각각 DIC와 Alk의 표층 농도를 전지구적으로 평균한 것이다.

X의 생물학적 생성-소멸항 JbX 은 Najjar *et al.*(1992) 와 Anderson and Sarmiento(1995)에 의해 받아들여진 "영양염 복원" 접근과 유사한 방법을 이용하여 계산한다. J_{PO_4} 를 계산하기 위하여 Smetacek and Passow(1990)이 논의한 것처럼 보상 수심 Z_c (Compensation depth, 식물 플랑크톤의 광합성이 전체 생물 군집의 호흡량과 같아지는 수심)에 의해 분리된 두 개의 지역이 정의되어야만 한다. 보통 표층 광휘(irradiance)의 0.1이나 1 등 임의의 비율로 정의되는 유광대 깊이를 사용하는 것은 좋은 방법이 아니다. 유광대는 종종 보상 수심과는 매우 다르기 때문이다. 보상수심 위의 지역을 생산대라고 부르고 보상수심 아래 지역을 소비대라고 부른다. 생산대에서 계산된 인산염의 농도 $[PO_4]$ 가 관측값 $[PO_4]^*$ 보다 큰 경우 (즉, $[PO_4] > [PO_4]^*$ 인 경우) $[PO_4]$ 는 관측치 $[PO_4]^*$ 로 복원되고 (복원시간상수 τ), 그

리지 않다면, 복원은 사용되지 않는다. 이 항을 유기질 인의 생산을 나타내는 J_{Prod} 라고 정의한다.

$$J_{Prod} = \frac{1}{\tau} ([PO_4] - [PO_4]^*), \quad [PO_4] > [PO_4]^*, \quad Z > Z_c$$

$$J_{Prod} = 0, \quad [PO_4] \leq [PO_4]^*, \quad Z < Z_c$$

여기서 Z 는 깊이이다.

생산대에서 흡수되는 인산염의 일부분, σ 가 용존 유기질 인(DOP)으로 바뀐다고 가정한다. DOP는 해양내에서 해수순환에 따라 이동하거나 동역학(kinetics) 과정에 의해 소비된다. 따라서 우리는 DOP에 대한 생성/소멸 함수를 갖고 있다.

$$J_{DOP} = \sigma J_{Prod} - K[DOP], \quad Z < Z_c$$

$$J_{DOP} = -K[DOP], \quad Z > Z_c$$

DOP로 바뀌지 않는 인산염은 입자성 유기질 인으로 바뀌어 보상수심 아래로 하강 속을 만들어 낸다.

$$F_c = (1 - \sigma) \int_0^{Z_c} J_{Prod} dZ.$$

이 속은 다음 식을 따르는 재광물화(rem mineralization) 때문에 깊이에 따라 감소한다.

$$F(Z) = F_c \left(\frac{Z}{Z_c} \right)^{-a}, \quad Z > Z_c.$$

위 식은 지수함수 형태의 식보다 수심의 증가에 따른 재광물화 증가를 관측과 유사하게 표현한다. 위의 관계식들을 이용하면 다음과 같이 인산염의 생성 소멸항을 표시할 수 있다.

$$J_{PO_4} = -\sigma J_{Prod} + K[DOP], \quad Z < Z_c$$

$$J_{PO_4} = \frac{\delta F}{\delta Z} + K[DOP], \quad Z > Z_c.$$

퇴적물에 즉 해저에 도달하는 속(flux)은 해저에서 짧은 시간내에 재광물화 되어 해수로 다시 확산된다. 따라서, 모델의 바닥 상자는 위에서 주어진 것 이외에도 추가의 인산염 생성항을 갖는다. 생산대에서 생성된 입자성 인산염이 소비대에서 빠르게 재광물화된다. 이는 약 1달 정도 되는 입자 하강 시간 스케일이 약 1~100년 정도 되는 해양의 전체적인 이류시간 스케일보다 훨씬 짧다는 사실에 바탕을 두고 있다. 유기 인산염의 탈질산화는 용존 산소량과 독립적이라고 가정한다. 이것은 엄격하게 말해 사실이 아닐 수도 있지만, 질소분해의 결과로 산소 부족대(anoxic regions)에서 유기물질 분해가 일어난다는 명백한 증거가 있다. 여기서 단순히, 질산염이 산소만큼 유기물을 산화시키는데 효과적이라고 가정한다.

이제 Z_c, τ, σ, K, a 등의 변수는 시·공간적 변화를 갖는 것 같지만, 단순화한 이

모델에서는 상수를 사용한다. Najjar and Keeling(1997)에 의한 계절적 산소 변동 분석에 기초하여 Z_c 는 75 m로 고정된다. 이들은 여름의 보상 수심이 50에서 100 m 사이에서 변한다고 추측했다. τ 의 선택은 다소 임의적이지만 30 일이라는 값을 사용하였으며, a 로는 0.9, 준반응성 DOP 소비율 상수인 K 값으로는 $(0.5\text{year})^{-1}$, σ 값으로 0.67을 사용하였다. 이 변수들에 대한 자세한 토의는 OCMIP II 설명서에 자세히 나와 있다.

3. 내용 및 결과

3.1. 생지화학모델링

모델링은 크게 산업혁명이 진행되기 이전(1765년 이전) 인류가 인위적으로 대기 로 방출한 이산화탄소가 없는 상태를 나타내는, 즉 대기 이산화탄소 농도가 278 ppm으로 고정된 평형 실험 (Equilibrium run), 1765년부터 1995년까지 관측값을 바탕으로 작성된 대기 이산화탄소 농도변화를 경계조건으로 이용하는 현재 재현 실험, IPCC 이산화탄소 농도 증가 시나리오 CIS9를 따르는 미래 예측 실험, 미래 예측 실험 결과로 나타난 지구온난화에 의해 해수 수온이 상승한 경우에 대한 실험으로 구분하여 수행하였다. 각 경우에 대하여 ABIOTIC 모델과 BIOTIC 모델을 각각 수행하였다.

3.2. 모델결과분석

수치모델에는 여러 가지 가정이 포함되기 때문에 모델결과 검증은 모델자료 이용에 앞서 반드시 수행해야할 작업이나, 동중국해에서 얻어진 해양-대기 이산화탄소 교환량 자료는 매우 부족하기 때문에 동중국해에 대한 직접적인 검증은 어렵다. 북서태평양과 동해 해역에 대하여 이 모델에서 얻은 결과와 관측자료가 잘 일치함을 고려한다면 동중국해에서 대양의 특성을 보이는 해역에서는 모델결과가 관측결과와 크게 다르지 않으리라고 기대할 수 있다. 그러나 동중국해에는 기후모델에서 잘 모사가 되지 않는 천해역도 많기 때문에 모델결과 해석에 주의가 필요하다. 다른 모델링 연구에서도 동중국해는 고려되지 않았기 때문에 타 모델과 비교하여 본 연구 결과를 검증하는 것도 불가능한 실정이다.

여기에서는 먼저 대기 이산화탄소 농도 증가와 지구온난화가 고려되었을 경우 2045년의 해양-대기 이산화탄소 교환량에 대하여 분석하였다. 그림 3-1-1에 나타낸 것은 BIOTIC 모델에서 대기이산화탄소 농도증가(왼쪽 위)와 지구온난화(왼쪽 가운데)가 고려되었을 경우 2045년 동중국해와 한반도 주변해역 이산화탄소 교환량과, 두 경우의 차이 (왼쪽 아래), 탄소교환량 변화 중 해양순환 변화와 용해도 변화에 의한 것 (오른쪽 위), 생물의 일차생산력 변화에 의한 것(오른쪽 가운데)과, 지구온난화에 의한 수온 변화 (오른쪽 아래)이다.

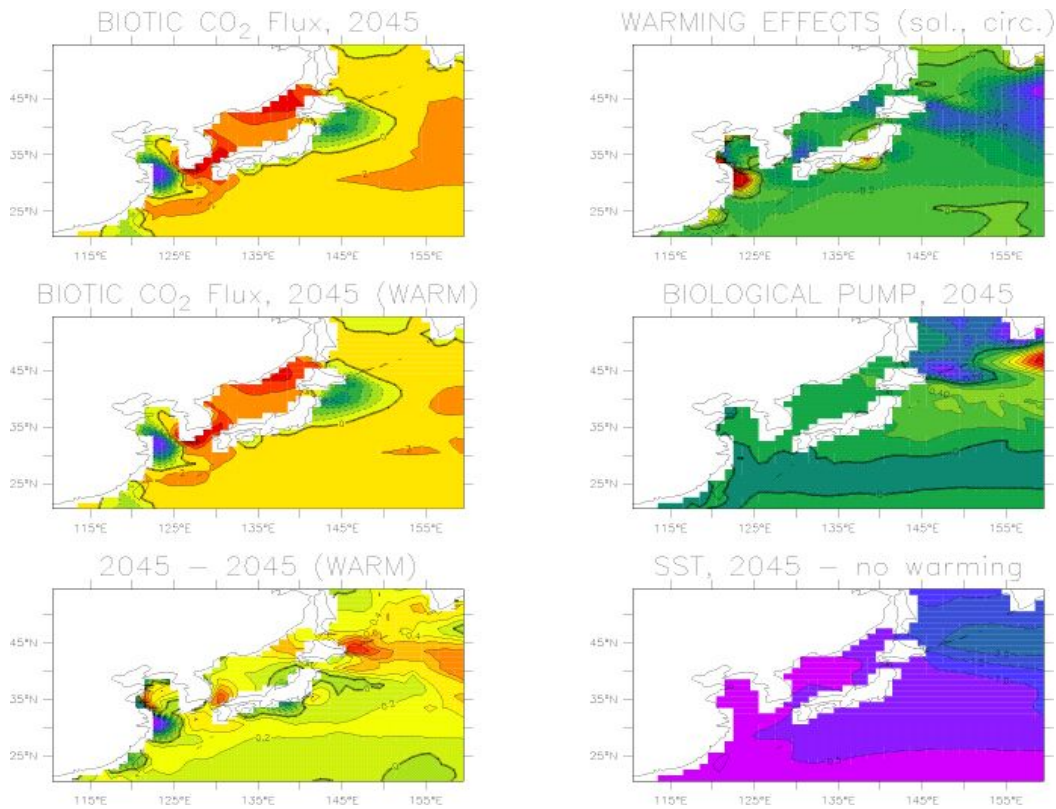


그림 3-1-1. BIOTIC 모델에서 대기 이산화탄소 농도(왼쪽 위)와 지구온난화(왼쪽 가운데)가 고려되었을 경우 2045년 동중국해와 한반도 주변해역 이산화탄소 교환량. 두 경우의 차이 (왼쪽 아래). 탄소 교환량 변화 중 해양순환 변화와 용해도 변화에 의한 것 (오른쪽 위), 생물의 일차생산력 변화에 의한 것 (오른쪽 가운데), 지구온난화에 의한 수온 변화 (오른쪽 아래).

동중국해 장강 하구 부근에서 많은 양의 이산화탄소가 해양에서 대기로 방출되는 것으로 나타나는데, 이는 일반적으로 알려진 것과 반대이다. 이는 모델이 천해역의 순환을 제대로 묘사하지 못해서 생기는 문제로 보인다. 다른 하나의 가능성은 모델에서 경계조건으로 주어진 인산염의 분포와 실제 값 간 차이이다. 이 가능성에 대한 검증은 3차년도 연구에서 수행할 예정이다. 장강 하구를 벗어난 해역에서는 일반적으로 추정되는 것처럼 해양이 이산화탄소를 흡수하는 것으로 나타난다. 본 모델의 결과는 동중국해 탄소순환을 정확히 평가하기 위해서는 동중국해용 정밀 탄소순환모형이 필요함을 제시한다.

지구온난화와 의해 수온이 증가하면 해수의 이산화탄소 용해도가 줄어들고, 해양 심층순환이 약해져 해양의 이산화탄소 흡수능력이 줄어드나 해양생물의 활동이 왕성해져 일차생산력이 커져 생물펌프의 역량은 증가한다. 모델링결과에 의하면 장강 하구엔에서는 지구온난화에 의해 해양순환이 변화하여 대기로 방출되는 탄소의 양이 줄어드나 그 이외의 지역에서는 수온증가로 인하여 반대의 결과가 나타난다. 생물의 영향은 동중국해 전역에 걸쳐 매우 미약하게 나타난다.

지구온난화에 의한 동중국해 해양-대기 탄소교환량의 변화원인을 자세히 분석하기 위하여 동중국해 용존무기질탄소(DIC)의 수지를 분석하고 그 결과를 다음 그림 3-1-2에 나타내었다. 동중국해 남쪽과 서쪽 단면에서 수온증가에 의한 DIC양의 변화는 매우 미약하나, 해양순환이 증가하여 DIC의 유입과 유출량이 증가하고, 동중국해에 남겨진 양이 감소하여 해양-대기 이산화탄소 교환량이 감소한 것으로 보인다.

ECS DIC Budget (2045)

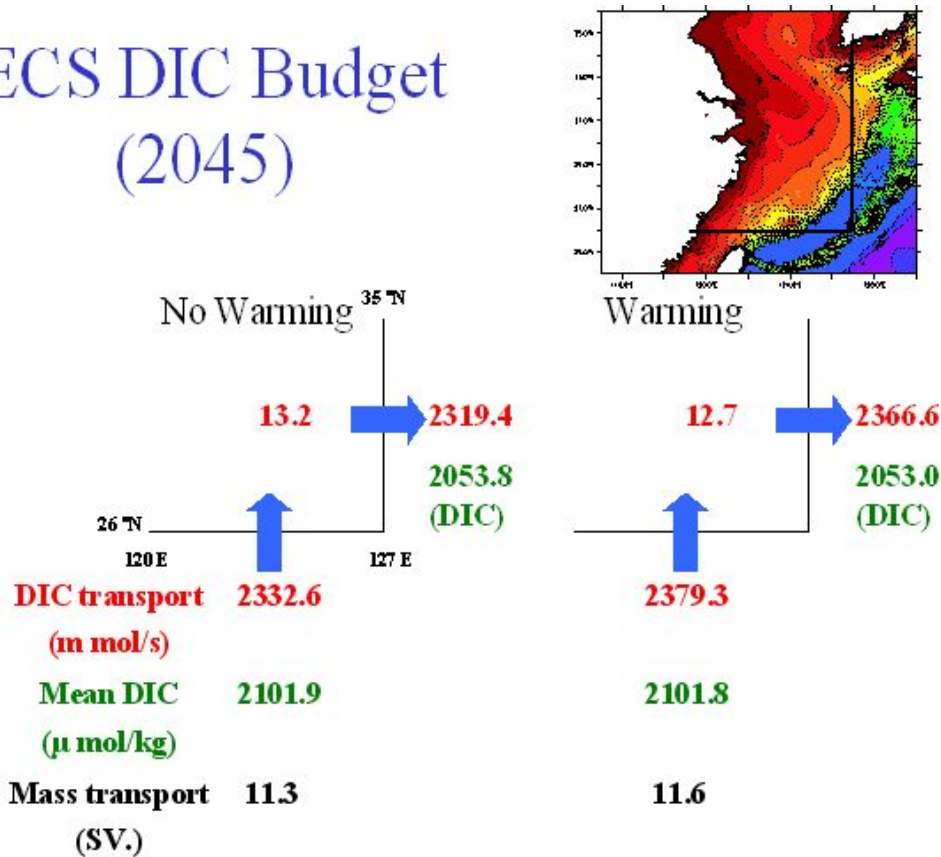


그림 3-1-2. 동중국해 DIC 수지.

3.3. 문제점 및 개선방안

현 모델 결과의 가장 큰 문제점은 천해역인 장강 하구에서 얻어진 결과가 일반적으로 알려진 결과와 일치하지 않는 것이다. 이 문제가 대양의 DIC가 높은 물이 장강 하구역으로 과도하게 유입되어 생기는 문제일 수도 있고, 생물의 영향을 나타내는 인산염 경계조건이 너무 높게 주어져서 나타나는 문제일 수도 있다. 현 단계에서 지형을 조정하여 유입되는 해수량을 조절하거나 모델의 해상도를 변화시키는 것은 불가능하기 때문에 다음단계에서는 인산염 경계조건을 변화시켜 생지화학모델링을 수행하여 생물펌프의 영향을 심도있게 분석하고자 한다.

제 2 절 해양순환 모델

1. 광역해양순환모델실험

동중국해를 포함하는 광역해양순환모델을 구성하여 향후 동중국해의 순환을 모사하기 위한 더욱 정밀한 격자 구조 순환모형의 경계조건을 추출하기 모델 적분을 수행하였다. 해양순환모델은 MOM3를 이용하였으며 수직방향으로 30개의 층으로 구성되었으며 상층 100m까지 8개 층을 갖도록 하여 동중국해의 수심변화도 비교적 상세히 표현 가능하도록 하였다. 해표면 경계조건은 2도 격자 간격의 Hellerman and Rosenstein(1983)의 월별바람응력을 사용하였으며 열과 염은 월평균 Levitus(1982) 기후치에 30일 damping 상수로 복원하도록 하였다. 현재까지 총 68년을 적분한 결과 동중국해의 순환에 영향을 미치는 쿠로시오 및 대마난류, 대마난류들이 비교적 상당한 수준으로 모사되었다.

모사된 10m 수심의 2월 해류분포에서 동중국해 대륙사면을 따른 강한 쿠로시오가 모사되었으며 제주도 동쪽으로 쿠로시오의 지류형태로 동해로 유입하는 대마난류가 모사되었다. 황해 내부에서는 시계방향의 순환형태를 띠며 한국 서해안을 따라 남하하는 강한 유속이 모사되었다(그림 3-2-1). 5월에는 황해 내부의 시계방향 순환이 2월에 비해 약하게 모사되었으며 대만 서쪽의 북서향의 강한 대만난류가 모사되었다. 또한 2월에는 양자강하구역 부근의 해류가 미약함에 비해 5월에 중국연안을 따라 북상하는 해류가 강해졌다. 8월의 해류분포는 5월의 해류분포에 전체적인 형태가 유사하나 황해내부의 순환이 약간 약해졌다(그림 3-2-2). 11월에는 8월에 비해 대만난류가 약해지고 황해내부의 시계방향의 순환이 강해져 전체적으로 2월과 유사한 해류 구조가 모사되었다.

한편, 광역해양순환모델에서 동중국해의 표면혼합층깊이(MLD)는 2월에 제주 남방에서 50~75m, 제주 남부 연안에서 25~50m, 제주 동-서 연안에서 0~25m로 모사되었으며 5월에는 2월에 비해 MLD가 감소하여 제주 남부에서 25~50m, 북부에서 0~25m로 모사되었다(그림 3-2-3). 8월에는 동중국해 전체에서 25m보다 작게 모사되어 MLD가 가장 작은 계절에 해당되며 11월에는 8월보다 깊어지기는 하나 양자강 남동해역 등 몇몇 해역을 제외하면 여전히 25m보다 얇게 모사되었다(그림 3-2-4).

2. 바람장 비교

황해와 동중국해의 순환 모사 수준이 향상되려면 바람응력과 열,염 경계조건이 정밀하게 주어져야 하나 광역해양순환모델에서는 2도 격자의 바람응력을 사용하였으므로 공간적인 바람응력차가 완만하게 주어질 수밖에 없다. 따라서 광역해양순환모델에서 동중국해내부의 공간적 해류변화 형태를 정확히 모사하기는 기대하기 어렵고 정밀격자구조의 동중국해해양순환모델의 경계조건을 제공하는 데에 의미가 있

다.

정밀격자구조 동중국해해양순환모델의 경계조건 중 하나로 요구되는 것이 정밀한 바람장인데 이용가능한 동중국해의 해상풍자료로 1.25도 격자 간격의 ECMWF와 0.5도 격자 간격의 Na wind를 현재 확보하고 있다. 동중국해해양순환모델에 사용할 바람장 선택과 바람장선택에 따른 순환형태변화를 유추하기 위하여 두 바람장 자료를 비교하였다. Na wind는 1978년 1월부터 1997년 12월까지의 일바람장을 제공한다. 1978년 1월~1995년 12월에는 하루 2번, 1996년 1월~1997년 12월은 하루 4번의 세트로 구성되어 있다. 현재 확보한 ECMWF 자료는 1957년 9월~2002년 8월까지의 하루 4세트로 구성되어 있는 바람장이다. 두 자료를 비교하기 위하여 ECMWF자료 중 Na wind와 시기가 같은 1978년 1월~1997년 12월의 자료를 이용하여 기후월평균을 구하였고 Na wind의 기후월평균값을 격자간격이 성긴 ECMWF 격자간격으로 보간하였다.

기후평균한 2월 바람장은 ECMWF와 Na wind가 둘 다 북풍계열을 보이며 전체적인 양상은 비슷하게 나타난다(그림 3-2-5). 그러나 Na 바람이 황해와 제주도 남쪽의 동중국해에서 거의 북풍임에 비해 ECMWF는 동향 성분이 더 강하게 나타나 북서풍의 형태를 보인다. ECMWF바람장에서 Na바람장을 뺀 차이를 나타낸 그림 3-2-6은 두 바람장의 차이를 확연하게 보여준다. 중국연안역인 124°E서쪽에서 ECMWF 바람의 남향성분이 Na바람에 비해 크며 124°E 동쪽과 황해 북부에서는 동향성분이 크다.

기후평균한 8월 바람장은 두 자료에서 남동풍 계열이 강하게 나타난다(그림 3-2-7). ECMWF의 바람장이 동중국해 전역에서 남동풍임에 반해 Na바람은 126°E 동쪽에서는 남동풍이지만 124°E 서쪽에서는 동풍이다. Na바람은 대만 동쪽을 중심으로 반시계방향의 바람장이 뚜렷하게 보이나 ECMWF의 바람자료에서는 약한 흔적만 보일 뿐 뚜렷한 반시계방향의 바람장이 보이지 않는다. 두 바람장의 차이를 나타낸 그림 3-2-8에서 ECMWF가 Na바람에 비해 124°E서쪽에서 북향의 성분이 강함이 뚜렷하게 나타난다. 또한 대만 해협부근에서 북-북동향의 성분 또한 강함이 뚜렷하다. 동중국해의 표층해류는 바람의 영향을 많이 받으므로 ECMWF 바람장을 해표면 경계조건으로 이용했을 경우가 Na바람장을 이용했을 경우보다 겨울철에 중국연안을 따라 남하하는 성분을 강하게 모사하며 여름에는 북상하는 성분을 강하게 모사할 가능성이 있다.

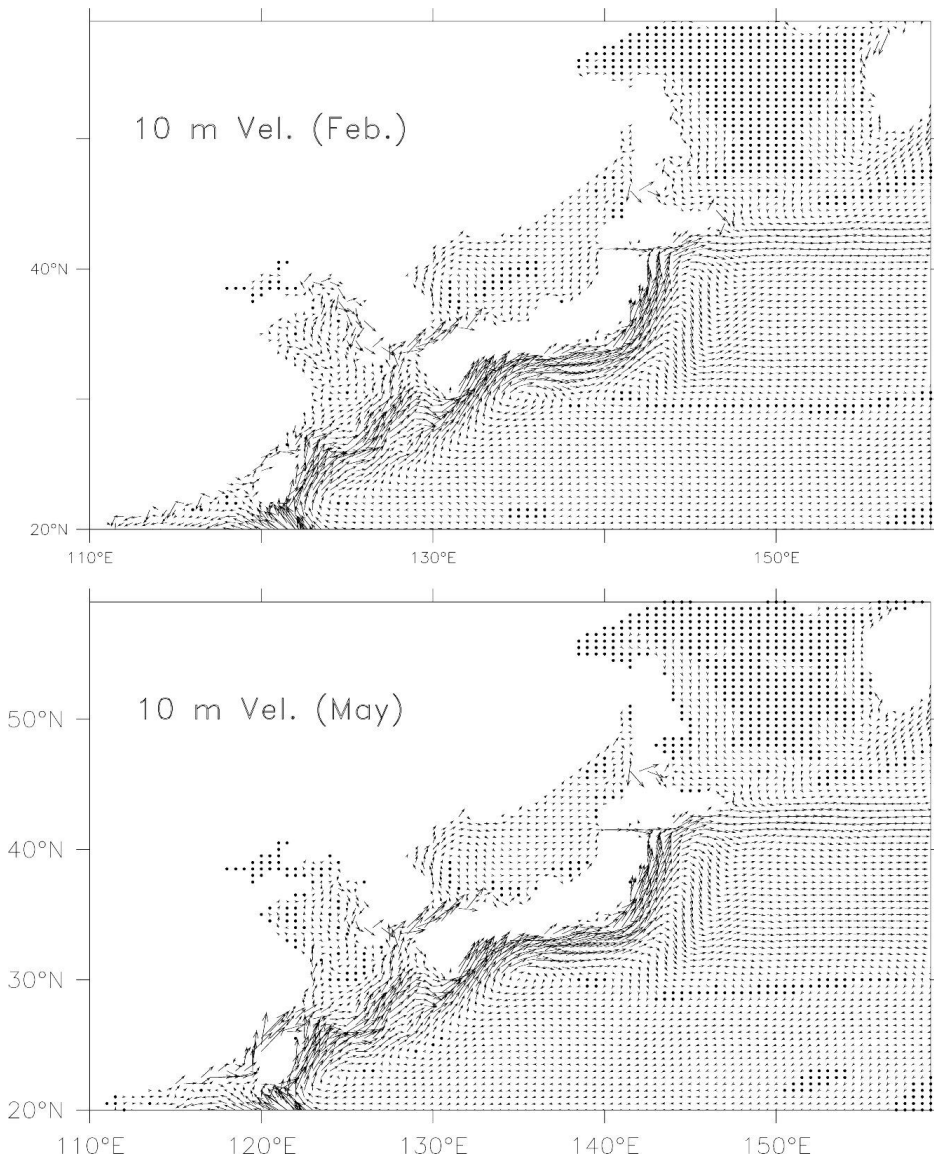


그림 3-2-1. 광역해양순환모델로 모사된 해류구조 (상: 2월, 하: 5월).

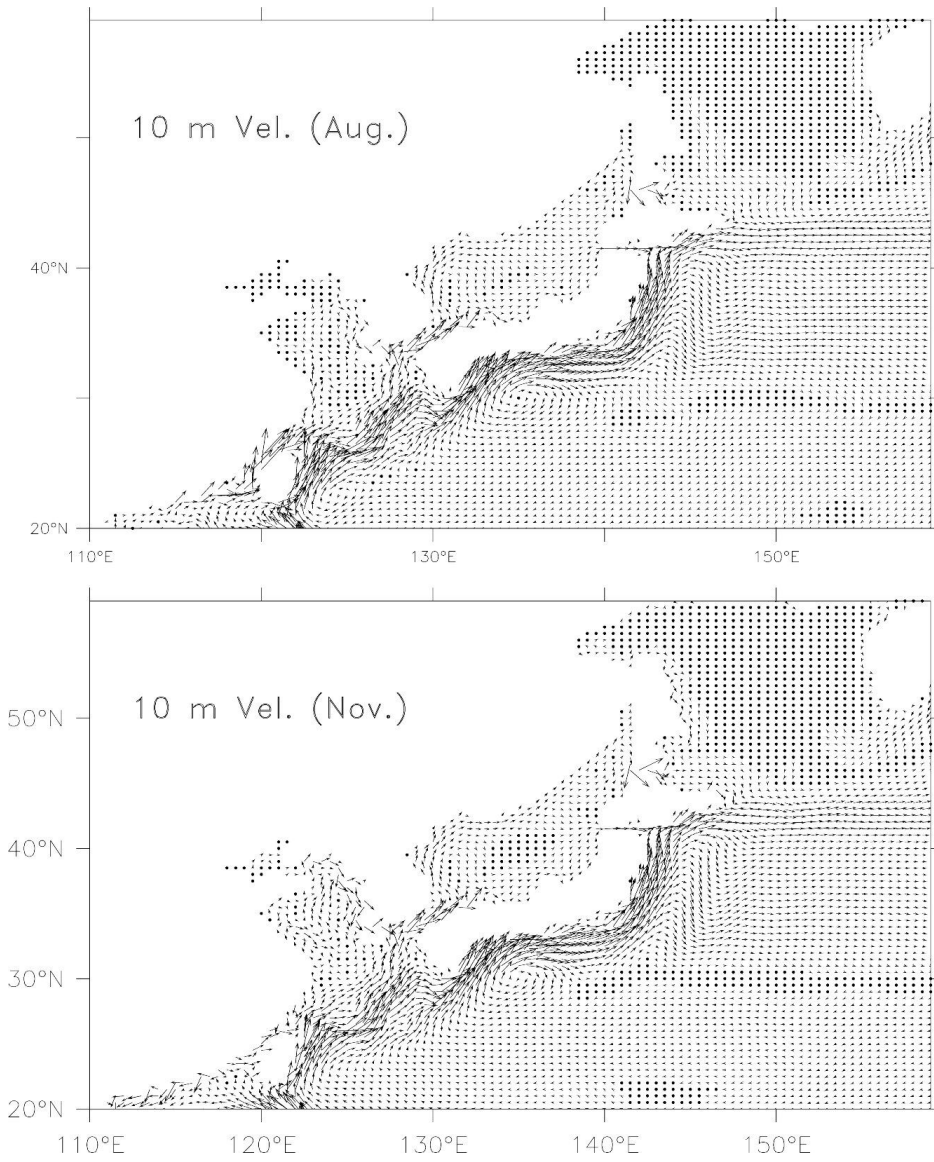


그림 3-2-2. 광역해양순환모델로 모사된 해류구조 (상: 8월 하: 11월).

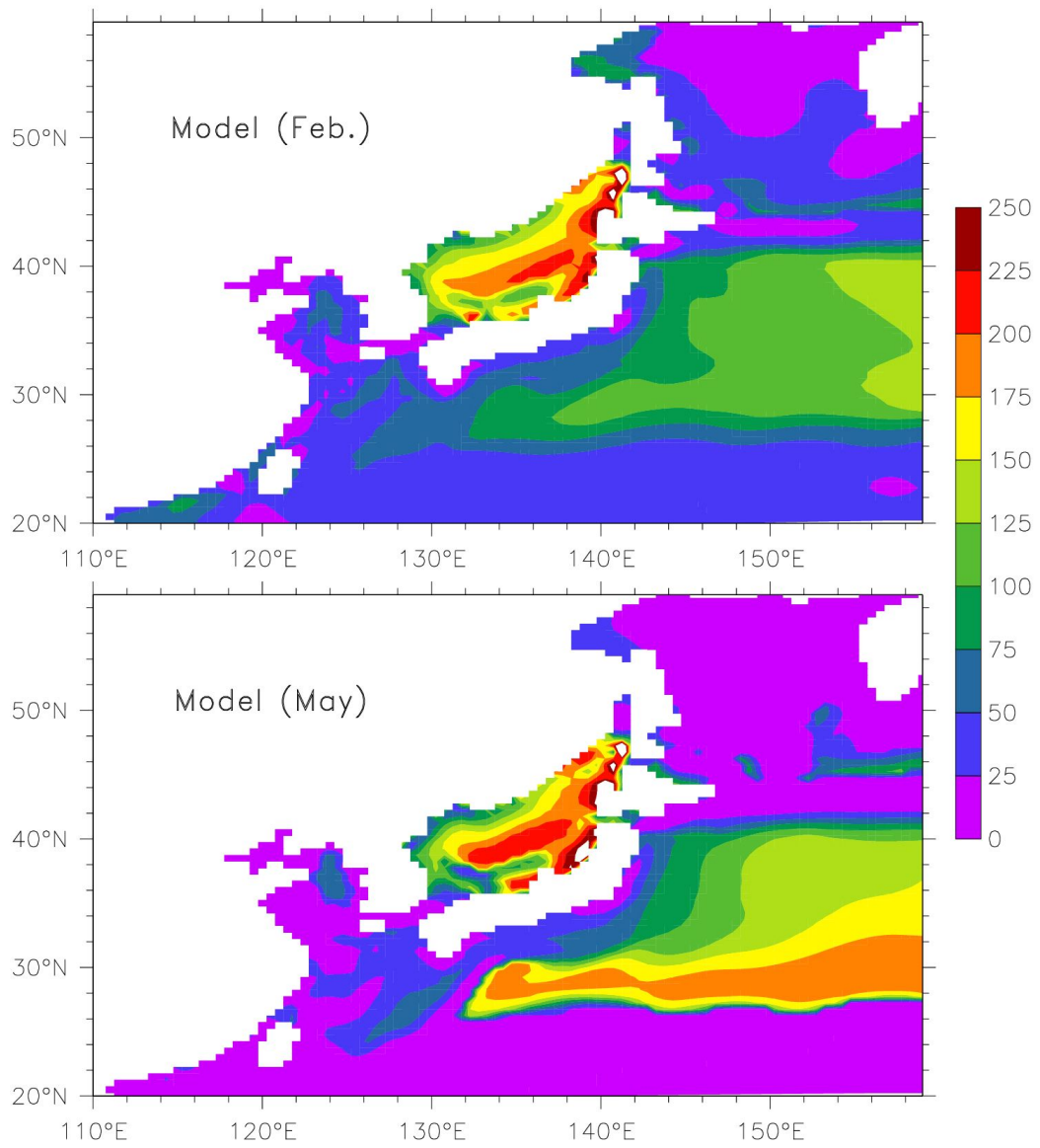


그림 3-2-3. 광역해양순환모델로 모사된 표면혼합층깊이 (상: 2월, 하: 5월).

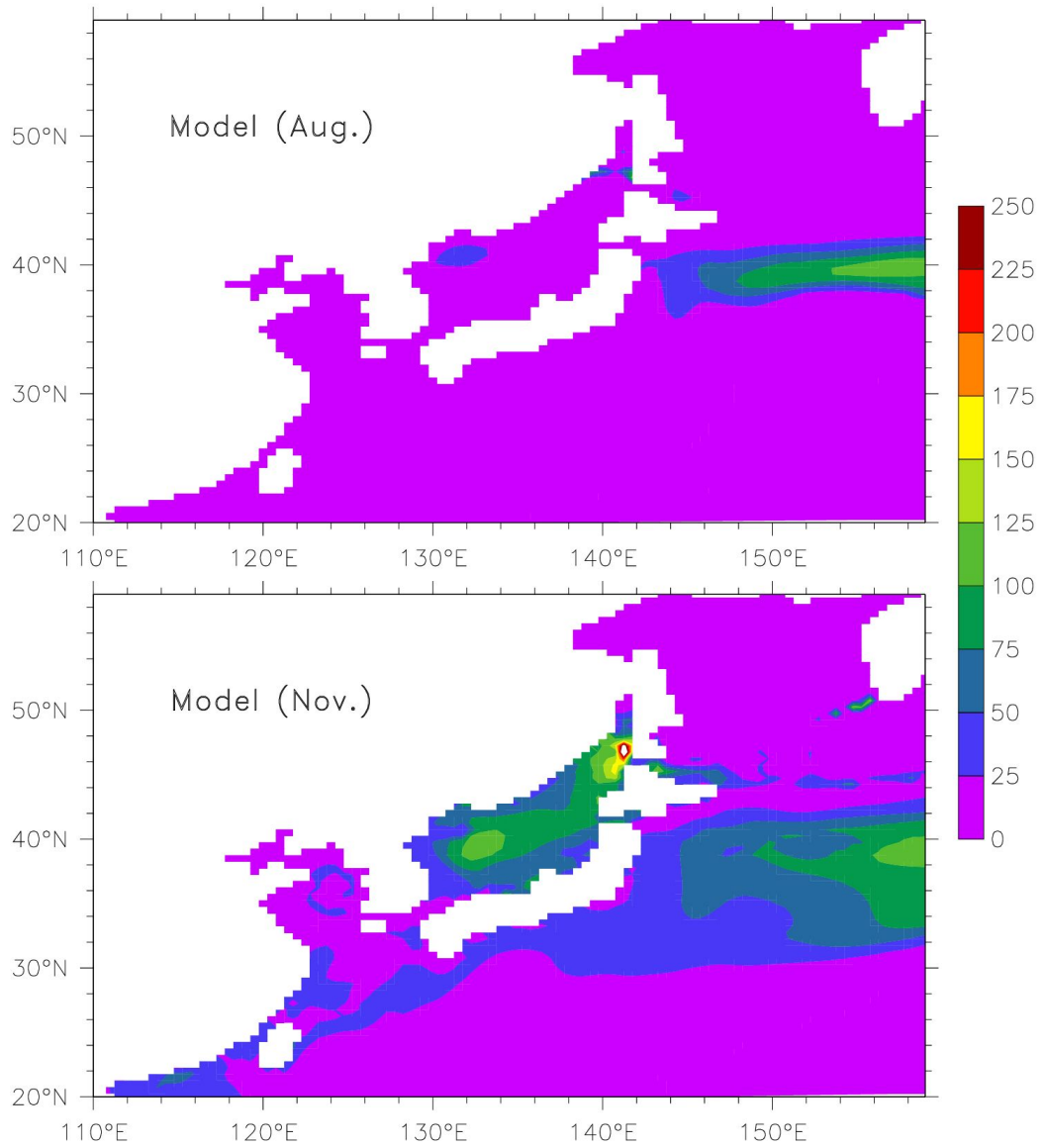


그림 3-2-4. 광역해양순환모델로 모사된 표면혼합층깊이 (상: 8월, 하: 11월).

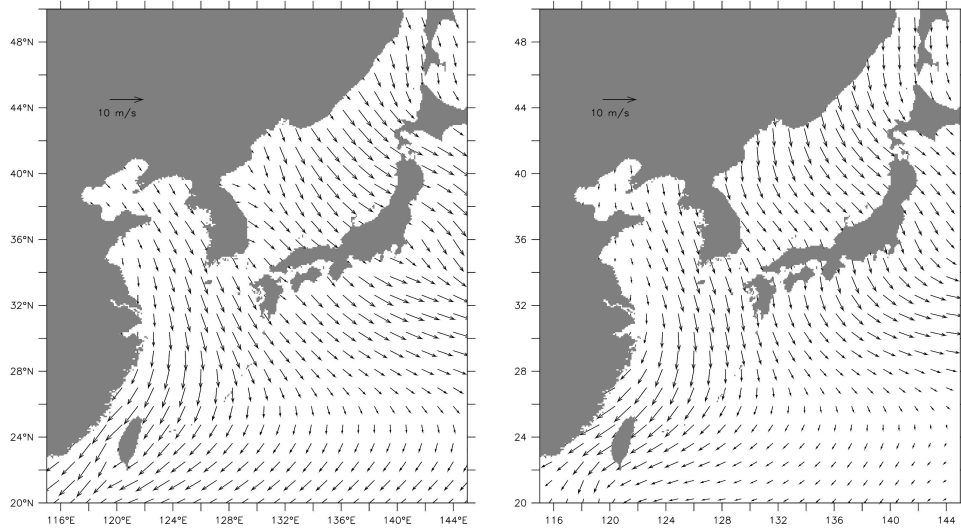


그림 3-2-5. 기후평균한 2월의 ECMWF(좌)와 Na(우)의 바람장.

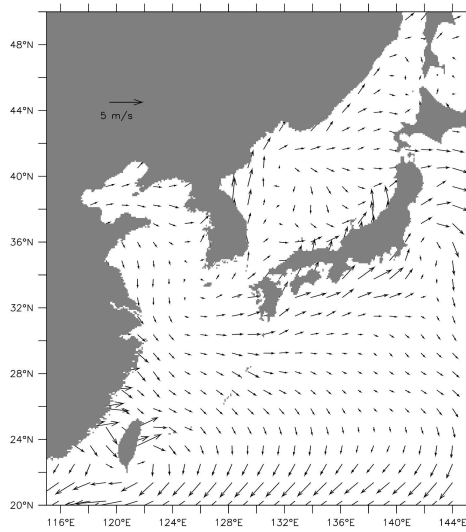


그림 3-2-6. 기후평균한 2월의 ECMWF와 Na 바람장의 차이 (ECMWF-Na).

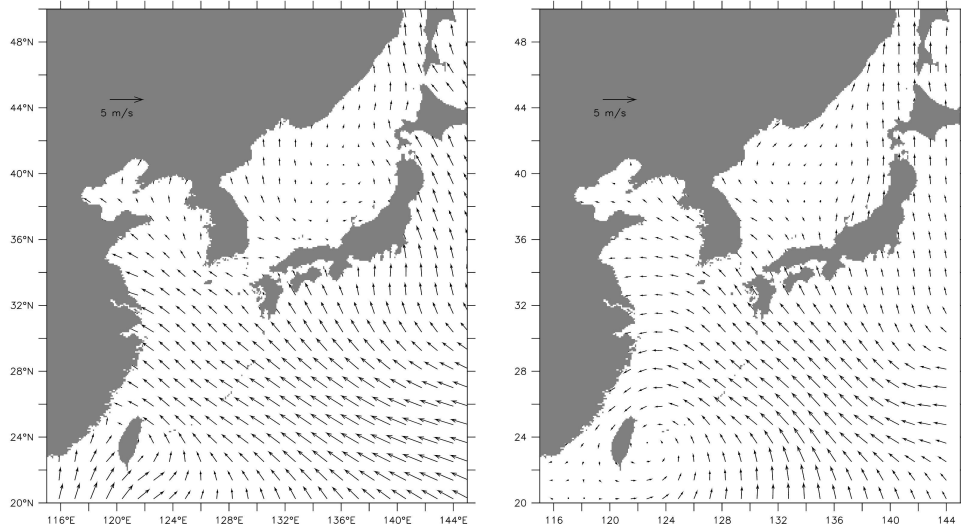


그림 3-2-7. 기후평균한 8월의 ECMWF(좌)와 Na(우)의 바람장.

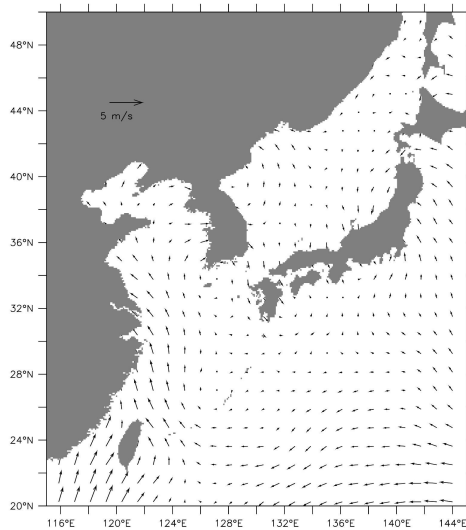


그림 3-2-8. 기후평균한 2월의 ECMWF와 Na 바람장의 차이 (ECMWF-Na).

제 4 장 참고문헌

- Anderson, L.A. and J.L. Sarmiento, 1994. Global ocean phosphate and oxygen simulations, *Global Biogeochem. Cycles*, 9, 621-636.
- Babin, M., A. Morel and R. Gagnon, 1994. An incubator designed for extensive and sensitivity measurements of phytoplankton photosynthetic parameters. *Limnol. Oceanogr.*, 39(3):694-702.
- 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.
- Bozec, Y., H. Thomas, K. Elkalay and H.J.W. de Baar, 2005. The continental shelf pump for CO₂ in the North Sea-evidence from summer observation. *Marine Chemistry*, 93, 131-147.
- Chen, C.T.A., 1996. The Kuroshio intermediate water is the major source of nutrients on the East China Sea continental shelf. *Oceanologica Acta*, 19, 523-527.
- 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 Research*, 15, 19-39.
- Chen, C.T.A. and S.L. Wang, 1999. Carbon, alkalinity and nutrient budgets on the East China Sea continental shelf. *J. Geophys. Res.*, 104, 20,675-20,686.
- Chen, Y.L., H. Lu, F. Shiah, G. Gong, K. Liu, and J. Kanda, 1999. New production and f-ratio on the continental shelf of the East China Sea: comparisons between nitrate inputs from the subsurface Kuroshio Current and the Changjiang River. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 48, 59-75.
- DOE, 1994, *Handbook of methods for the analysis of the various parameters of the carbon dioxide system in sea water, version 2*. Eds. Dickson, A. G. and C. Goyet, ORNL/CDIAC-74.
- Edmond, J.M., A. Spivack, B.C. Grant, m.-H. Hu, Z. Chen, S. Chen, and X. Zeng, 1985. Chemical dynamics of the Changjiang estuary. *Continental Shelf Research*, 4, 17-36.
- Gong, G-C., Y-I.Chen, and K-K. Liu, 1996. Chemical hydrography and chlorophyll a distribution in the East China Sea in summer: implications in nutrient dynamics. *Continental Shelf Research*, 16, 1561-1590.
- Gong, G-C., Y-H. Wen, B-W. Wang, and G-J. Liu, 2003. Seasonal variation of chlorophyll a concentration, primary production and environmental conditions in the subtropical East China Sea. *Deep-Sea Research. II*, 50,

1219-1236.

- Harrison, P.J., M.H. Hu, Y.P. Yang, and X. Lu, 1990. Phosphate limitation in estuarine and coastal waters of China. *Jour. Exper. Mar. Biol. Ecol.*, 140, 79-87.
- Hellerman, S. and M. Rosenstein, 1983. Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates, *J. Phys. Oceanogr.*, 13, 1093-1104.
- Hickox, R., I. Belkin, P. Cornillon and Z. Shan, 2000. Climatology and seasonal variability of ocean fronts in the East China, Yellow and Bohai Seas from satellite SST data. *Geophysical Research Letters*, 27(18), 2945-2948.
- Humborg, C.V., A.C. Ittekkot, and B.V. Bodungen, 1997. Effect of Danube River dam on Black Sea biogeochemistry and ecosystem structure. *Nature*, 386, 385-388.
- Inoue, H.Y. et al., 1995. Long-term trend of the partial pressure of carbon dioxide (pCO₂) in surface waters of the western North Pacific, 1984-1993. *Tellus*, 47B, 391-413.
- IPCC, 2001. The scientific basis. In: *Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Eds. Houghton, J.T., et al., Cambridge University Press, New York, USA.
- Kang, Y. Q., 2000, Warming trend of coastal waters of Korea during recent 60 years (1936~1995), *J. Fish. Sci. Tech.*, 3, 173-179.
- Kilham, P and R.E. Hecky, 1988. Comparative ecology of marine and freshwater phytoplankton. *Limnol. and Oceanogr.*, 33, 776-795.
- Lee, H.-J. and S.-Y. Chao, 2003. A climatological description of circulation in and around the East China Sea. *Deep Sea Research II*, 50, 1065-1084.
- Levitus, S., 1982, *Climatological atlas of the world ocean*. NOAA Prof. Pap. 13, 173pp. U. S. Government Printing Office, Washington, D. C.
- Liu, K-K., G-C. Gong, C-Z. Shyu, S-C. Pai, C-L. Wei and S-Y. Chao, 1992. Response of Kuroshio upwelling to the onset of the northeast monsoon in the sea north of Taiwan: Observations and a numerical simulation. *J. Geophys. Res.*, 97, 12,511-12,526.
- Liu, K-K., L. Atkinson, C.T.A. Chen, S. Gao, J. Hall, R.W. MacDonald, L. Talaue McManus, R. Quinones, 2000. Exploring continental margin carbon fluxes on a global scale. *EOS*, Transactions, American Geophysical Union 81(52), 641-644.
- Liu, K-K., T-H. Peng, P-T. Shaw and F-K. Shiah, 2003. Circulation and biogeochemical processes in the East China Sea and the vicinity of Taiwan: an overview and a brief synthesis. *Deep Sea Research II*, 50, 1055-1064.

- Lowry, O.H., N.J. Rosenbrough, A.L. Farr, and R.J. Randall, 1951. Protein measurement with the Folin phenol reagent. *J. Biol. Chem.* 193, 265-275.
- Mackenzie, F.T., A. Lerman and L.M. Ver, 1998. Role of continental margin in the global carbon balance during the past three centuries. *Geology*, 26(5), 423-426.
- Mao, Z.C., Z.B. Wang, H.T. Shen and C.B. Lee, 2001. Transport and deposition of suspended sediment in Yangtz Estuary. *J. Korean Soc. Oceanogr.*, 36(2), 42-50.
- Milliman, J.D. and Q. Jin, 1985. Introduction. *Continental shelf Research*, 4, 1-4.
- Milliman, J.D. 1997. Blessed dam or damned dams? *Nature*, 386, 325-327.
- Moltschaniwskyj, N.A. and P. Martinez, 1998. Effect of temperature and food levels on the growth and condition of juvenile *Sepia elliptica* (Hoyle 1885): an experimental approach. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.* 229: 289-302.
- Najjar R.G. and R.F. Keeling, 1997. Analysis of the mean annual cycle of the dissolved oxygen anomaly in the world ocean. *Journal of Marine Research*, 55, 117-151.
- Najjar, R. G., J. L. Sarmiento, and J. R. Toggweiler, 1992. Downward transport and fate of organic matter in the ocean: simulation with a general circulation model, *Global Biogeochem. Cycles*, 6, 45-76
- Nemoto, K. et al., 1999. Continuous observations of atmospheric and oceanic CO₂ using the moored buoy in the East China Sea. In: *CO₂ in the Oceans*. Eds. Nojiri. Y., Center for Global Environmental Research, Tsukuba, Japan, pp. 545-553.
- Parsons, T.R., Y. Maita and C.M. Lalli, 1984. *A manual of chemical and biological methods for seawater analysis*. Pergamon Press. p. 173.
- Peng, T.-H., J-J. Hung, R. Wanninkhof and F.J. Millero, 1999. Carbon budget in the East China Sea in spring. *Tellus*, 51B, 531-540.
- Pierce, G.J., L.N. Key, P.R. Boyle, K.J. Siebert, J.M. Goncalves, F.M. Porteiro and H.R. Martins, 1999. RNA concentration and the RNA to protein ratio in cephalopod tissues: sources of variation and relationship with growth rate. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.* 237: 185-201.
- Platt, T., C. Gallegos and W.G. Harrison, 1980. Photoinhibition of photosynthesis in natural assemblages of marine phytoplankton. *Journal of Marine Research*, 38:687-701.
- Raymont, J.E.G. 1980. *Plankton and Productivity in the Ocean, 2nd Edition, Vol 1. Phytoplankton*. Pergamon Press, Oxford, 489p.
- Rehder, G. and E. Suess, 2001. Methane and pCO₂ in the Kuroshio and the

- South China Sea during maximum summer surface temperatures. *Marine Chemistry*, 75, 89-108.
- Shen, Z.L., Q. Liu, S.M. Zhang, H.miao, and P. Zhang, 2001. The dominant controlling factors of high content inorganic nitrogen in the Changjiang River and its mouth. *Oceanologia Limnologia Sinica*, 32, 465-473.
- Smetacek, V. and U. Passow, 1990, Spring Bloom initiation and Sverdrup's critical depth model, *Limnology and Oceanography*, 35, 228-234.
- Su, Y and X. Weng. 1994. Water masses in China Seas. p. 3-16. In: *Oceanography of China Seas*, Edts D. Zhou, Y-B. Liang, and C.K. Zeng. Kluwer Academic Publishers, Netherlands.
- Talling, J.F., 1957. Photosynthetic characteristics of some freshwater plankton diatoms in relation to underwater radiation. *New Phytol.*, 56, 29-50.
- Tang, R., H. Dong and F. Wang, 1990. *Biogeochemical behavior of nitrogen and phosphate in the Changjiang estuary and its adjacent waters*. p. 322-334. In: *Biogeochemical Study of the Changjiang Estuary*, eds. by G. Yu, L.M. Martin, J. Zhou, H. Windom, and R. Dawson. China Ocean Press, Beijing.
- Thomas, H., Y. Bozec, K. Elkalay and H.J.W. de Baar, 2004. Enhanced open ocean storage of CO₂ from shelf sea pumping. *Science*, 304, 1005-1008.
- Tsunogai, S., S. Watanabe, J. Nakamura, T. Ono and T. Sato, 1997. A preliminary study of carbon system in the East China Sea. *Journal of Oceanography*, 53, 9-17.
- Tsunogai, S., S. Watanabe and T. Sato, 1999. Is there a "continental shelf pump" for the absorption of atmospheric CO₂? *Tellus*, 51B, 701-712.
- Walsh, J.J., 1991. Importance of continental margins in the marine biogeochemical cycling of carbon and nitrogen. *Nature*, 350, 53-55.
- Wang, B-D., X-L. Wang and R. Zhan, 2003. Nutrient conditions in the Yellow Sea and the East China Sea. *Estuarine Coastal and Shelf Sci.*, 58, 127-136.
- Wang, S.L., 1997. *Carbon dioxide of the western marginal seas in the North Pacific* (in Chinese with English abstract), Ph. D. theses, 226 pp., Inst. of Mar. Geol. and Chem., Natl. Sun Yat-Sen Univ., Taiwan.
- Wang, S.-L., C.T.A. Chen, G.-H. Hong and C.-S. Chung, 2000. Carbon dioxide and related parameters in the East China Sea. *Continental Shelf Research*, 20, 525-544.
- Wanninkhof, R., 1992. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. *J. Geophys. Res.*, 97, 7373-7382.
- Weiss, R.F., 1974. Carbon dioxide in water and seawater: the solubility of a non-ideal gas. *Marine Chemistry*, 2, 203-205.

- Weiss, R. F. and B. A. Price, 1980, Nitrous oxide solubility in water and seawater, *Marine Chemistry*, 8, 347-359.
- Wollast, R., 1998. Evaluation and comparison of the global carbon cycle in the coastal zone and in the open ocean. In: *The Sea*, Eds Brink, J.J., A.R. Robinson, John Wiley & Sons, New York, pp. 213-252.
- 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 north-east of Taiwan. *Estuarine Coastal and Shelf Sci.*, 33, 105-120.
- Wong, G.T.F., G-C. Gong, K-K. Liu, and S-C. Pai, 1998. 'Excess Nitrate' in the East China Sea. *Estuarine Coastal and Shelf Sci.*, 46, 411-418.
- Yool, A. and M.J.R. Fasham, 2001. An examination of the "continental shelf pump" in an open ocean general circulation model. *Global Biogeochemical Cycle*, 15, 831-844.
- Zapata, M., F. Rodriguez and J.L. Garrido, 2000. Separation of chlorophylls and carotenoids from marine phytoplankton: a new HPLC method using a reversed phase C8 column and pyridine containing mobile phases. *Mar. Eco. Progr. Ser.*, 195: 29-45.
- Zhang, J., 1996. Nutrient elements in large Chinese estuaries. *Continental Shelf Research*, 16, 1023-1045.
- Zhang, J., R. Letolle, J.M. Martin, C. Jusserand and J.M. Mouchel, 1990. Stable oxygen isotope distribution in the Huanghe (Yellow River) and the Changjiang (Yangtze River) estuarine systems. *Continental Shelf Research*, 10, 369-384.