

BSPE 00373-692-1

한국근해 해수순환에 대한 수치모델연구 (I)

A Numerical Modeling Study on the Ocean Circulation
around Korea

1994. 5.



한국해양연구소

제 출 문

한국해양연구소장 귀하

본 보고서를 “한국근해 해수순환에 대한 수치 모델 연구 (I)” 사업의 최종보고서로 제출합니다.

1994년 5월 25일

주관연구기관명 : 한국해양연구소

연구원 : 석문식, 박필성

방인권, 이하웅

남수용, 최현우

연구조원 : 장영석, 김태희

요 약 문

I. 제 목

한국근해 해수순환에 대한 수치모델 연구 (I)

II. 연구의 필요성과 목적

우리나라의 주변해역은 수심이 100 m 미만인 동중국해를 통해 북태평양과 연결되어 있고 북태평양의 서안경계류인 쿠로시오는 두 지류, 즉 대마난류와 대만난류로써 동중국해로 유입된다. 동중국해로 유입된 해류는 대한해협을 통해 동해로 유입되며 일부는 황해로 유입된다. 이러한 난류는 우리나라 주변해역의 해류와 수괴특성에 가장 큰 영향을 미치며 국지적으로는 바람, 해양-대기 열교환, 강수, 증발등과 같은 기상요인들과 담수유입, 결빙, 해빙등에 의해 변형된다. 이와 같이 우리나라 주변해역의 해황은 쿠로시오의 변동에 밀접한 관계를 갖는 대마난류에 의해 결정되기 때문에 쿠로시오와 함께 일체적 개념에서 연구되어야 한다. 그러나 이와 같이 광역해역을 관측을 통해 자료를 얻는 것은 많은 시간과 예산이 소요됨으로 먼저 수치적 방법을 이용하는 것이 용이하다.

III. 연구개발의 내용

대만난류의 분기기작 및 동중국해에서의 해황에 대한 연구에 있어서 대부분 국지적 관측결과를 토대로 연구되어졌거나, 모델을 이용한 연구에 있어서도 제한적인 계산영역 및 개방 경계조건, 즉 대한해협을 배제하거나

또는 개방경계로 취급함으로써 대마난류의 연구에 제한성을 갖고 있었다 (Hsueh et al, 1986; Wang & Su, 1987). 또한 전 지구를 모델영역으로 한 경압모델에서는 동중국해 및 남중국해와 같은 연해는 제외되고 수행되어 졌다 (Semtner, 1988; Cox, 1975). 본 연구에서는 이와 같은 제한성을 최소화 하기 위해 쿠로시오 해류계와 주변 해류계를 포함하는 해역으로 북위 12° - 50° , 동경 110° - 160° 에 이르는 북서 태평양과 그 주변해인 황해, 동해 그리고 동중국해와 남중국해 일부를 포함하는 지역을 모델영역으로 하였다. 대마난류의 수송량 변화를 살펴보기 위해 순압모델과 경압모델을 이용하였다. 먼저 실제지형과 계절별 바람변화를 적용한 정밀 순압모델을 이용하여 쿠로시오와 같은 서안경계류로 부터 연해로 분기되는 수송량 변화를 살펴보고 또한 3 차원 Primitive Equation Model인 Cox의 GCM을 이용하여 대양과 연해 모두 수직적 경압효과를 갖을 때 대마난류의 형성을 살펴보고자 한다.

IV. 연구개발의 결과

대양에서의 유선함수의 분포는 전체 개월 모두 서안 강화로 인해 쿠로시오가 형성되어 대만 동북부와 일본 류슈 사이의 류큐열도(Ryukyu Islands)를 경계로 류큐열도 북쪽연안을 따라 천체 수송량의 약 1/5-1/3 정도인 10-20 Sv 정도의 수송량이 도카라해협 (Tokara Strait)을 통해 쿠로시오에 합류하여 흐르다 대부분 북위 37° 부근에서 일본연안으로 부터 분기되어 동쪽으로 흐른다. 분기위도 북쪽의 음의 유선함수 분포는 양의 유선함수의 분포와 같이 양의 값이 강할수록 음의 값이 강해지는 분포를 갖는다. 대마난류는 대만해협이 음의 유선함수 값을 갖는 동계 (10월-3월)에는 쿠로시오로 부터 직접 분기되어 형성되며 대만해협이 양의 유선함수값을 갖는 하계 (4월-9월)에는 대만해협을 통해 유입된 대만난류가 대마난류의 기원으로 나타난다. 대한해협과 대만해협에서의 수송량과 쿠로시오의 월별수송량변화를 살펴보면 대한해협에서는 7월에 최대 수송량을 보이고 11월에 최소 수송

량을 보인다. 또한 4월에서 9월까지 양의 값을 갖는 반면에 1-3월과 10-12월에는 음의 값을 갖는다. 대한해협에서의 수송량변화는 대만해협과 달리 항상 양의 값을 갖으며 5월과 10월에 가장 높은 값을 보이고 2월에 가장 낮은 값을 보인다. 쿠로시오 수송량은 1월이 가장 높은 값을 갖으며 점차 낮아지다가 6월에 다시 높은 값을 갖으며 10월이 가장 낮은 값을 갖는다. 여기서 각각의 최대, 최소값만을 고려하면 쿠로시오와 대한해협에서의 수송량변화는 약 180°의 위상차를 갖으며, 대만해협에서의 수송량변화는 북풍계열의 바람이 우세한 동계를 제외하고는 쿠로시오의 수송량변화와 같은 위상을 갖는다.

경압모델의 결과에서 표층의 대양순환계를 살펴보면 필리핀 남단 북위 12° 부근에서 쿠로시오가 형성되기 시작하여 대부분의 쿠로시오수는 대만과 일본 큐슈사이의 대륙사면을 따라 흐르다 도까라 해협을 통해 남하하여 일본연안을 따라 흐르는 형태를 갖는다. 쿠로시오의 분기는 대부분 북위 33°에서 일어난다. 쿠로시오의 재순환형태도 잘 나타나며, 대만 동북부에서 쿠로시오수의 일부가 동중국해로 유입되지만 대부분 다시 쿠로시오로 합류되는 것으로 보인다. 수심이 얕은 동중국해와 황해 그리고 대한해협에서는 연평균 바람의 효과에 의해 대부분 동향류를 띠고 있다. 대만난류로 생각되는 해류가 미약하나마 일본 큐슈의 북서쪽연안을 따라 북동진하여 동해로 유입되는 것으로 보인다. 순압모델과 본 경압모델과의 가장 큰 차이점은 순압모델에서는 전 개월 모두 대부분의 쿠로시오수가 류큐열도의 남쪽연안을 따라 흐르지만 같은 해저지형을 적용한 경압모델에서는 대부분의 쿠로시오수가 류큐열도의 북쪽 대륙사면을 따라 흐르고 있다는 것이다. 표층의 수온 및 염분 분포는 해수표면에 주어진 수온과 염분분포와 유사하다.

V. 결론 및 토의

순압모델의 결과에 의하면 대마난류는 대만해협이 음의 유선함수 값을 갖는 동계 (10월-3월)에는 쿠로시오로부터 직접 분기되어 형성되며 대만해협이 양의 유선함수값을 갖는 하계 (4월-9월)에는 대만해협을 통해 유입된 대만난류가 대마난류의 기원으로 나타난다. 수송량 변화에 있어서 쿠로시오와 대만해협의 최대·최소 수송량만을 고려하면 쿠로시오와 대마난류의 수송량의 변화는 약 180° 의 위상차를 갖으나 대만해협에서의 수송량은 북풍계열이 우세한 동계를 제외하고는 쿠로시오와 같은 위상을 갖는다.

경압모델 실험결과에 의하면 쿠로시오를 포함하는 대양순환계는 동경 160° 와 북위 12° 에 위치한 경계역을 폐쇄경계로 가정하였다 하더라도 잘 재현되었으나 동중국해를 포함하는 연해에서의 순환은 잘 나타나지 않았다. 순압모델과 본 경압모델과의 가장 큰 차이점은 순압모델에서는 전 개월 모두 대부분의 쿠로시오수가 류큐열도의 남쪽연안을 따라 흐르지만 같은 해저 지형을 적용한 경압모델에서는 대부분의 쿠로시오수가 류큐열도의 북쪽 대륙사면을 따라 흐르고 있다는 것이다.

순압과 경압모델 모두 표층에 적용한 바람은 $2^\circ \times 2^\circ$ 의 Hellerman & Rosenstein의 바람장으로써 그 정확성의 문제점으로 인해 수심이 얕은 연해에서 풍성류의 부정확성이 야기되기 때문에 보다 정확한 바람자료가 요구된다. 우리의 관심은 우리나라 주변해역의 순환이기 때문에 먼저 PEM (Primitive Equation Model)에 있어서 진단모드 (Diagnostic Mode) 계산이 선행되어야만 한다. 그러기 위해서는 각 층에 대한 보다 정확한 수온 및 염분 자료가 필요하며 예보모드 (Prognostic Mode)로의 계산에 있어서도 보다 현실적인 표층경계조건이 요구된다.

SUMMARY

I. Title

A numerical modeling study on the ocean circulation around Korea (I)

II. Significance and Objectives of the Study

Seas around Korea are connected to the North Pacific through the East China Sea which has bottom depth of less than 100m. Kuroshio, a western boundary current in the North Pacific, enters the East China Sea as Taiwan Current and Tsushima Current. These two currents finally enters the East Sea of Korea (Sea of Japan) through the Korea Strait and the Yellow Sea. These warm currents affect the ocean currents and water masses around Korea and they are also modified by the wind, air-sea heat exchange, precipitation/evaporation, fresh water discharge, freezing/melting. Therefore, study on the oceanic environment around Korea should be performed in conjunction with study on Kuroshio.

III. Scope of the Study

Most of previous studies on the separation mechanism of Tsushima Current and the oceanic environment in the East China Sea have been based on observations over the limited area. Previous

numerical modeling studies were also limited in the model domain; Korea Strait was not included or treated as open boundary. Numerical modeling covering the whole world ocean excluded marginal seas like the East China and South China Seas (Semtner, 1988; Cox, 1975). To minimize these limitations the model domain of our study covers 12°-50° N, 110°-160° E including Kuroshio system in the North Pacific, Yellow Sea, East Sea of Korea, East China Sea and a portion of South China Sea. First, a fine resolution barotropic model with realistic geography and seasonal wind was used to see the seasonal variation in the transport of the separated current from Kuroshio into the marginal sea. Second, Cox's GCM which is a three-dimensional primitive equation model was used to see the formation of Tsushima Current.

IV. Result of the Study

Kuroshio is formed as a western boundary current for all seasons and about 1/5-1/3 of total transport flows north of Ryukyu Islands and rejoins the Kuroshio after passing through the Tokara Strait and leaves the land at about 37° N. The minimum value of stream function north of separation latitude becomes larger in magnitude as the maximum value in the southern subtropical gyre becomes bigger. Tsushima Current is formed as a direct result of separation from Kuroshio during the winter (Oct.-Mar.) and appears as an extension of Taiwan Current during the summer (Apr.-Sept.). Transport through the Taiwan Strait is maximum in July and minimum in November. The sign of transport is positive from January to March and is negative from October to December. Transport through Korea Strait is always positive and has two maxima

in May and October and one minimum in February. Maximum transport of Kuroshio occurs in January and minimum in October and there is a secondary maximum in June. The transport through Korea Strait is out of phase with transport of Kuroshio and the transport through Taiwan Strait during other seasons than winter is in phase with transport of Kuroshio.

According to the result of baroclinic model the Kuroshio is formed at about 12° N south of Phillipines Islands and flows along the continental slope from Taiwan to Kyushu. Most of waters flows through Tokara Strait and along the Japanese coast and leaves the land near 33° N while one branch flows northeastward. Recirculation in the east of Taiwan is also well reproduced. A portion of Kuroshio flows into the East China Sea through northeast of Taiwan, but most of waters rejoins Kuroshio. Most of flows in the shallow regions like from East China Sea to Korea Strait and Yellow Sea are eastward as a direct response to the annual mean wind forcing. A weak current that can be considered as Tsushima Current flows northeastward along Kyushu and enters the East Sea of Korea. A biggest difference between the results from barotropic model and baroclinic model is that the Kuroshio flows south of Ryukyu Islands in the barotropic model while it flows north of Ryukyu Islands in the baroclinic model.

V. Conclusions and Discussions

Wind data of Hellerman & Rosenstein used for this study appear to

have problem in accuracy in the shallow regions and better data are needed. This year, we aimed at the setup of the model and test of the surface boundary condition. Next year, we will focus on the diagnostic computation with more detailed observation data and realistic surface boundary condition is necessary for the prognostic computation.

목 차

요약문	3
영문 요약문	7
표 목차	15
그림 목차	19
제1장 서론	23
제1절 연구의 필요성	23
제2절 연구의 목표 및 내용	24
제2장 북서태평양의 해황	28
제1절 수온 및 염분의 수평분포	28
제2절 수온 및 염분의 수직분포	30
제3절 순환 및 바람 특성	33
제3장 순압 모델	42
제1절 모델	42
제2절 실험 결과	44
제4장 경압 모델	51
제1절 모델	51
제2절 모델 구성	54
제3절 실험 결과	56

제5장 결론 및 토의	60
참고문헌	63

CONTENTS

Summary	7
List of Tables	17
List of Figures	21
Chapter I. Introduction	23
Section 1. Significance of the study	23
Section 2. Objective and scope of the study	24
Chapter II. Physical Oceanographic condition in Northwestern Pacific	28
Section 1. Horizontal distributions of temperature and salinity	28
Section 2. Vertical distributions of temperature and salinity	30
Section 3. Characteristics of circulation and wind	33
Chapter III. Barotropic Model	42
Section 1. Model	42
Section 2. Results	44
Chapter VI. Baroclinic Model	51
Section 1. Model	51

Section 2. Model construction	54
Section 3. Results	56
Chapter V. Conclusions and Discussions	60
References	63

표 목 차

표 1. 모델에서 사용된 총두께와 수온과 염분의 초기치 55

LIST OF TABLES

Table 1. Level thickness and initial temperature and salinity of levels taken in the model	55
---	----

그림 목 차

그림 1.	모델영역 및 해저지형	27
그림 2.	표층의 연평균 수온의 수평분포도	29
그림 3.	표층의 연평균 염분의 수평분포도	29
그림 4.	200m 이심의 연평균 수온의 수평분포도	31
그림 5.	200m 이심의 연평균 염분의 수평분포도	32
그림 6.	1965년 6월에서 7월사이에 동경 133°선을 따라 북위 4°에서 25° 까지 관측된 수온의 수직분포도	34
그림 7.	1965년 6월에서 7월사이에 동경 133°선을 따라 북위 4°에서 25° 까지 관측된 염분의 수직분포도	34
그림 8.	1965년 8월에 동중국해에서 쿠로시오역을 가로 지르며 관측 한 수온의 수직분포도	35
그림 9.	1965년 8월에 동중국해에서 쿠로시오역을 가로 지르며 관측 한 염분의 수직분포도	35
그림 10.	GEK 자료 (1954-1986)로 부터 조류성분을 제거한 평균해류 장 분포도	36
그림 11.	일본해군의 수로국에서 작성한 해류도	37
그림 12.	북서태평양 및 우리나라 주변해역의 해류모식도	38
그림 13.	Hellerman & Rosenstein의 월별 바람응력벡터	40
그림 14.	월별 유선함수 분포도	45
그림 15.	쿠로시오 분기위도 이남과 이북의 월별 수송량변화 ...	48
그림 16.	대한해협과 대마해협에서의 월별 수송량변화	48

그림 17. 쿠로시오의 월별 수송량변화과 대한해협및 및 대마해협에서 의 월별 수송량변화	50
그림 18. 표층의 수온과 염분 그리고 속도벡타의 분포도	57
그림 19. 65m층의 수온과 염분 그리고 속도벡타의 분포도	59

LIST OF FIGURES

Figure 1. Model domain and bottom topography.	27
Figure 2. Horizontal distribution of annual mean Sea Surface Temperature.	29
Figure 3. Horizontal distribution of annual mean Sea Surface Salinity.	29
Figure 4. Horizontal distributions of annual mean temperature at the depths of 200m, 300m, 400m, 500m, 700m, 1000m.	31
Figure 5. Horizontal distributions of annual mean salinity at the depths of 200m, 300m, 400m, 500m, 700m, 1000m.	32
Figure 6. Vertical distribution of observed temperature from 4° N to 25° N along 133° E (June-July, 1965).	34
Figure 7. Vertical distribution of observed salinity from 4° N to 25° N along 133° E (June-July, 1965).	34
Figure 8. Vertical distribution of observed temperature across the Kuroshio area from the East China Sea (August, 1965).	35
Figure 9. Vertical distribution of observed salinity across the Kuroshio area from the East China Sea (August, 1965).	35



Figure 10. Mean current field deduced from GEK data (1954-1986).	36
Figure 11. Current chart in the summer and in the winter published in 1935 by Japanese Hydrographic Office of the Imperial Navy.	37
Figure 12. Schematic diagram of current field of the Northwestern Pacific and around Korea.	38
Figure 13. Vector plot of Hellerman & Rosenstein's monthly wind stress.	40
Figure 14. Monthly stream function.	45
Figure 15. Monthly transports at southern portion and north portion of the separation latitude of the Kuroshio.	48
Figure 16. Monthly transports through the Korea Strait and Taiwan Strait.	48
Figure 17. Monthly transports (a) of the Kuroshio and through the Korea Strait and (b) of the Kuroshio and through the Taiwan Strait.	50
Figure 18. Horizontal distributions of temperature, salinity and velocity at the sea surface.	57
Figure 19. Horizontal distributions of temperature, salinity and velocity at 65m depth.	59

제 1 장 서 론

제 1 절 연구의 필요성

전 세계적으로 해양문제는 한 국가의 문제가 아닌 국제적 문제이며 기후, 환경 그리고 해양자원과 연계된 해양문제는 국가간에 국제외교적 문제로 대두되어 이해관계가 밀접한 실정이다. 특히 우리나라 주변해역은 환경과 연관된 해양문제에 있어서 중국, 일본 그리고 러시아와 같은 강대국과 외교문제로 대두되고 있다. 이러한 해양문제에 발빠른 대응은 우리나라 주변해역에 대한 얼마나 정확한 많은 자료를 갖느냐가 외교문제에 있어서 우위를 점할 수 있는 길이다. 그러나 지금까지 우리나라의 해양연구는 연구인력과 예산 등의 부족으로 국지적 관측이나 실험 등으로 연안역에 국한되어 왔기 때문에 basin scale에 대한 연구가 부족하였다. 우리나라 주변해역의 해황을 결정하는 가장 중요한 요소는 쿠로시오의 지류인 대마난류이다. 즉 무엇보다 먼저 우리나라 주변해역에서 대마난류의 기작을 알아보는 것이 선행되어야 할 과제이다.

우리나라의 주변해역은 수심이 100 m 미만인 동중국해를 통해 북태평양과 연결되어 있고 북태평양의 서안경계류인 쿠로시오는 두 지류, 즉 대마난류와 대만난류로써 동중국해로 유입된다. 동중국해로 유입된 해류는 대한해협을 통해 동해로 유입되며 일부는 황해로 유입되기도 한다. 이러한 난류는 우리나라 주변해역의 해류와 수괴특성에 가장 큰 영향을 미치며 국지적으로는 바람, 해양-대기 열교환, 강수, 증발 등과 같은 기상요인들과 담수유입, 결빙, 해빙등에 의해 변형된다. 이와 같이 우리나라 주변해역의 해황은 쿠로시오의 변동에 밀접한 관계를 갖는 대마난류에 의해 결정되기 때

문에 쿠로시오와 함께 일체적 개념에서 연구되어야 한다. 그러나 이와 같이 광역해역을 관측을 통해 자료를 얻는 것은 많은 시간과 예산이 소요됨으로 먼저 수치적 방법을 이용하여 그 기작을 살펴보는 것이 용이하다.

제 2 절 연구의 목표 및 내용

쿠로시오는 북태평양 해역의 서안경계류로 필리핀 남단(북위 12도)에서 시작하여 대만 동부와 동중국해의 대륙사면을 따라 흐르다, 대부분 일본 남쪽 경계를 따라 흐르며 그 일부가 동중국해로 유입되어 동중국해 연안수와 혼합되어 북동향한다. 북적도 해류의 수송량은 대략 55 Sv이며 그 수송량의 2/3가 쿠로시오의 수송량으로 약 35-40 Sv 정도이다 (Nitani, 1972). 쿠로시오의 수송량은 계절적 변동도 하지만 그 보다는 연변동이 큰 것으로 알려져 왔다. 이러한 쿠로시오는 잘 알려진 바와 같이 동중국해 대륙붕역으로 진입하는 두가지 작은 해류의 기원이 된다. 즉, 이는 동중국해 남서해역의 대만난류와 남동해역의 대마난류이다. 대만난류는 쿠로시오수의 특성을 지닌 대만 북부역에서의 북향류를 칭하며 외양과 연안의 두 지류를 갖는 것으로 알려져 왔으며, 또한 대마난류의 기원일 가능성도 제시되어 왔다 (Su and Pan, 1987; Yuan and Su, 1988). 대마난류 또한 쿠로시오 해류의 지류로 알려져 왔으며 한국과 일본 사이에 위치한 대한해협으로 유입되어 일본 북부해협을 통해 쿠로시오에 다시 합류하며 그 수송량은 동계에는 약 0.3 Sv, 하계에는 2 Sv 정도로 쿠로시오의 수송량에 비해 아주 작은 것으로 알려져있다 (Moriyasu, 1972; Yi, 1966). 이 두 지류는 동중국해뿐 아니라 황해와 동해의 수괴에 큰 영향을 끼친다. 더욱 대마난류는 동해 및 황해에 열과 염을 공급하는 유일한 해류로 특히 동해 남부해역의 상층순환과 해수의 물리적 특성을 결정한다. 따라서 대마난류의 경로와 수송량의 계절변동은 한반도 주변 해황변동에 결정적인 역할을 한다.

동중국해의 남서부 해역에서는 대만난류의 형성과 그와 관계된 동중국해에서의 해황 및 순환특성에 대한 연구가 이루어 졌고 또한 일본 큐슈의 남서부 해역에서 대만난류의 기원 및 순환특성에 대한 연구가 모델 및 관측 결과를 토대로 이루어져 왔다. 기존 연구들에 의하면 대만난류의 기원은 크게 3가지로 분류할 수 있는데, 그 첫번째가 대만난류는 대륙사면의 경계를 따라 흐르는 쿠로시오와 동중국해 연안수의 혼합수가 넓은 영역에서 북상하여 형성 (Lim, 1971; Nagata, 1981) 되는 것이며, 둘째는 일본 큐슈 서쪽 북단의 대륙사면을 넘어오는 쿠로시오 수의 유입으로 형성되는 것이고 (Huh, 1982), 세번째는 쿠로시오로부터 직접 분기되어 형성될 수 있다는 것이다 (Chern and Wang, 1990; Qiu and Imasato, 1990). 또한 그 외에도 대만난류는 수평 레이놀즈 스트레스나 해저지형에 의해 기인된 쿠로시오의 측류 (Lateral flow)를 통해 형성될 수 있다는 주장도 있었다 (Ichiye, 1984).

Minato and Kimura (1980)는 연해 입구에 지형류적 가정을 한 간단한 해석모델을 통해 서안경계류는 연해의 남단을 통해 연해로 유입될 수 있음을 보였다. 또한 Chang (1993)도 순압모델 및 semi-spectral 모델을 이용하여 서안경계류가 연해로 유입되는 곳은 연해입구의 남단으로 부터이며 서안경계류의 분기되는 위도에 따라 대한해협으로 유입되는 수송량도 변화할 수 있다는 새로운 가능성을 설명하였다. Guan (1986)은 관측결과를 토대로 쿠로시오가 대만 부근 해역을 통해 동중국해로 유입되어 대만난류를 형성하며 이 해류가 대만난류의 기원일 것이라고 추측하였다 (Beardsley et al, 1985; Guan, 1991). 또한 Seung & Nam (1992)은 0.5° 격자간격으로 연해를 포함하는 북서태평양을 순압모델을 이용하여 쿠로시오로부터 대만난류의 분기위치 및 역학을 살펴보았다. 그 결과에 의하면 쿠로시오수가 대만의 북동부와 대한해협을 통해 연해로 유입된 후 등수심선을 따라 흐르다 일부는 쿠로시오로 다시 합류하고 일부는 대한해협을 통해 동해로 유입된다. 이러한 결과는 Guo (1987)의 관측결과와도 잘 부합된다. 그 관측결과에 의하면 대만난류는 남풍이 강한 하계에는 중국과 대만 사이의 대한해협을 통해 형

성되며 북풍이 우세한 동계에는 대만북동부를 통해 흐른다.

Fang et al. (1991)은 동중국해의 대륙붕상에서 24시간 해류관측자료를 분석하여 대마난류가 대만난류의 연장이라고 주장하였다. Lie et al. (1993)은 일본 큐슈 동부 (북위 31°에서 32°와 동경 126°와 129° 사이) 해역에서 3년에 걸쳐 10개의 ARGOS 인공위성 추적부이 실험을 실시하였다. 실험결과 200m 등수심선 보다 깊은 곳에 투하한 부이는 쿠로시오에 합류하였으며, 200m 이심에 투하한 부이는 북동향하여 대한해협을 통해 동해로 유입되었다. Hsueh (1992)는 쿠로시오수의 일부분이 대륙사면을 넘어 표층류로 연해로 유입되어 대만난류를 형성하며, 그 유입되는 수송량은 쿠로시오와 연해와의 수심비율의 제곱근에 비례하는 것으로 설명하였다. Guan (1983b, 1980)은 장기간의 GEK 자료와 수리자료에 의해 결정된 쿠로시오와 대만난류의 수송량은 약 180°의 위상 차를 갖는 것으로 설명하였다.

이와 같이 대만난류의 분기기작 및 동중국해에서의 해황에 대한 연구에 있어서 대부분 국지적 관측결과를 토대로 연구되어졌거나, 모델을 이용한 연구에 있어서도 제한적인 계산영역 및 개방 경계조건, 즉 대한해협을 배제하거나 또는 개방경계로 취급함으로써 대만난류의 연구에 제한성을 갖고 있었다 (Hsueh et al, 1986; Wang & Su, 1987). 또한 전 지구를 모델영역으로한 경압모델에서는 동중국해 및 남중국해와 같은 연해는 제외되고 수행되어졌다 (Semtner, 1988; Cox, 1975). 본 연구에서는 이와 같은 제한성을 최소화 하기 위해 쿠로시오 해류계와 주변 해류계를 포함하는 해역으로 북위 12°-50°, 동경 110°-160°에 이르는 북서 태평양과 그 주변해인 황해, 동해 그리고 동중국해와 남중국해 일부를 포함하는 지역을 모델영역으로 하였다 (그림 1). 대만난류의 계절에 따른 수송량 변화를 살펴보기 위해 순압모델과 경압모델을 이용하였다. 먼저 실제지형과 월별 바람응력을 적용한 순압모델을 이용하여 쿠로시오와 같은 서안경계류의 월별변화, 이러한 쿠로시오로부터 연해로 분기되는 수송량 및 분기위치를 살펴보고자 하며 또한 3차원

Primitive Equation Model인 Cox의 GCM을 이용하여 대양과 연해 모두 수직적 경압효과를 가질 때 쿠로시오를 포함하는 대양순환계와 대마난류의 형성을 살펴보고자 한다.

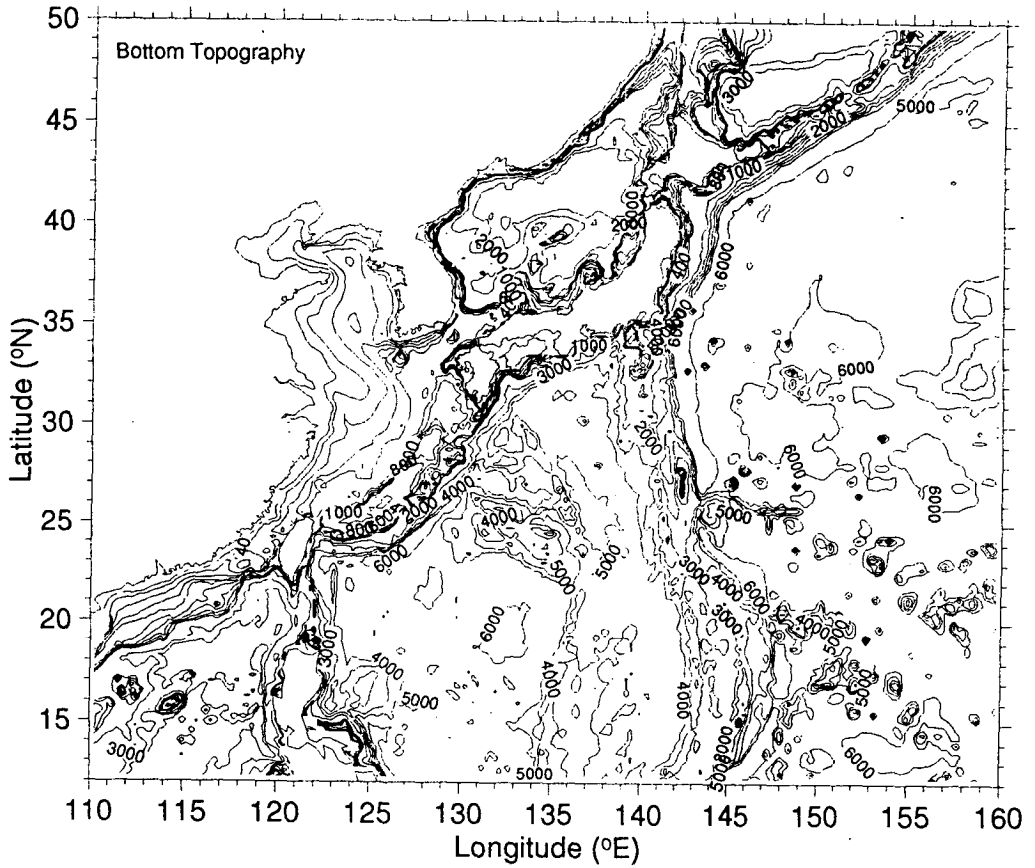


Figure 1. Model domain and bottom topography.

제 2 장 북서태평양의 물리적 특성

북서태평양의 수심분포는 대만과 일본 큐슈를 잇는 200 m 등수심선을 경계로 5000 m 이상의 대양부와 100 m 이심의 연안부로 대별될 수 있다 (그림 1). 남중국해의 경우 Luzon 해협을 통해 태평양과 연결되어 있고 동해는 대한해협과 동해 북부의 소야와 쓰가루해협을 통해 연결되어 있다. 북서태평양의 물리적 특성은 수심이 깊은 대양부의 물리적 특성과 수심이 100 m 이하인 연해의 물리적 특성이 뚜렷이 구분되어진다.

제 1 절 수온 및 염분의 수평분포

북서태평양 표층의 연평균 수온분포 (그림 2)를 살펴보면 열대해역으로 갈수록 섭씨 28° 이상의 고온을 갖고, 북위 50° 부근에서는 섭씨 4° 이하의 저온을 갖는다. 대양에서 수온분포는 동서방향으로 분포하지만 동중국해를 포함하여 연해에서는 북동-남서 방향으로 분포하고 있다. 특히 일본 동부 북위 35°에서 40° 사이에 쿠로시오수의 수온전선역이 존재하며 대만과 일본 큐슈 사이를 경계로 쿠로시오와 동중국해의 연해수와의 전선역이 형성되어 있다.

표층의 연평균 염분분포도 (그림 3)에 의하면 북위 20° 부근 해역에 34.8 psu 이상의 고염역이 존재하며 베링해 부근해역에는 33 psu 이하의 저염역이 뚜렷하다. 또한 황해도 대부분 33 psu 이하의 저염을 갖고 특히 양쯔강 하구역에는 32 psu 이하의 극저염수가 나타난다. 이러한 저염역은 중국 동남해역을 따라 분포하며 동쪽으로는 제주도 부근 해역까지 그 영향을 미치고 있다. 그 외에도 일본 남쪽연안 일부와 북쪽연안을 따라서 저염역이

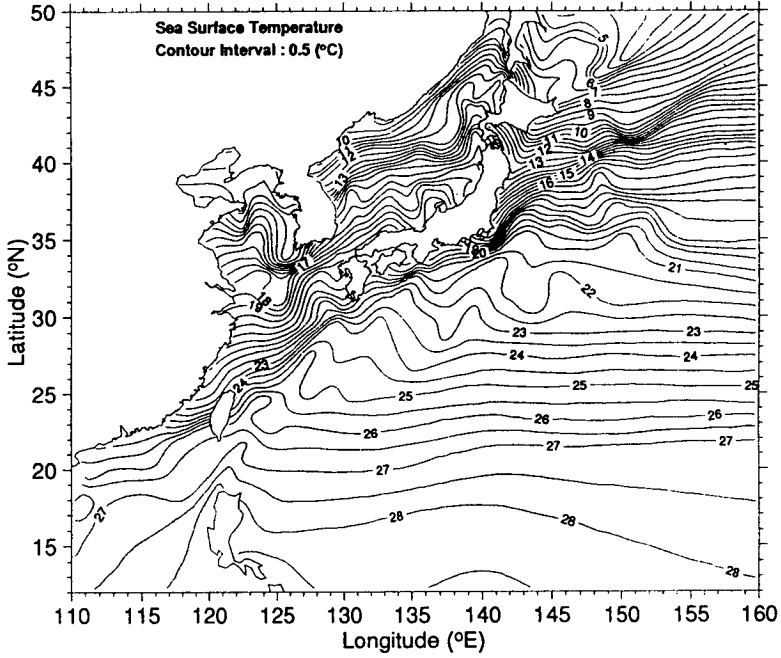


Figure 2. Horizontal distribution of annual mean Sea Surface Temperature.

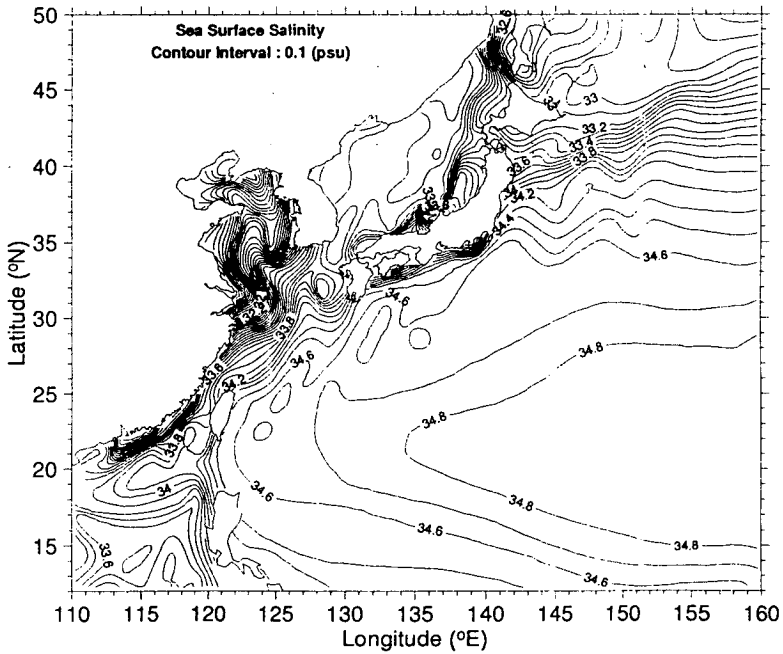


Figure 3. Horizontal distribution of annual mean Sea Surface Salinity.

분포하고 있다. 특이한 사항은 동중국해, 남중국해 그리고 동해와 같은 연해역은 대부분 34 psu 이하의 저염의 특성을 갖는 반면 대양은 34 psu 이상의 고염을 갖는 것이다.

200m 수심의 수온의 수평분포도를 살펴보면 동해 내부에서는 울릉도 부근과 대화퇴 부근에서 섭씨 5° 이상의 Warm Ring이 나타나고 있고 대양부에서는 섭씨 15°에서 10° 사이의 수온전선역이 쿠로시오를 잘 나타내고 있다. 일본연안으로 부터 쿠로시오의 분기는 대략 북위 37°에서 40° 사이에서 일어나고 있다. 이러한 쿠로시오의 특성을 나타내는 수온전선역은 수심이 깊어 질수록 미약해지나 수심 700m 까지 그 특성이 나타나고 있다. 특히 같은 수심의 수온분포도를 살펴보면 200m의 경우 동해내부는 섭씨 5° 이하의 저온을 갖는데 반해 쿠로시오역은 섭씨 10°에서 20°까지의 고온을 갖는다. 400m 이심의 수온분포도에서도 동해는 섭씨 1° 이하의 저온인 반면 대양은 최저온역인 북위 50° 부근 해역도 섭씨 1° 이상을 갖고 있다 (그림 4).

수심 200m 의 염분의 수평분포도에 의하면 대양에서 북위 35° 이남은 34.5 psu 이상의 고염을 갖는 반면 대양의 북위 40° 이북과 동해 내부는 34.1 psu 이하의 저염의 특성을 갖고 있다. 또한 수온분포도에서와 같이 쿠로시오의 특성을 나타내는 염분 전선역이 수심 400m 까지 나타나고 있으며 또한 같은 수심에서의 염분분포도에 의하면 수온분포에서와 같이 고염의 쿠로시오역과 저염의 동해내부가 뚜렷이 구분되고 있다 (그림 5).

제 2 절 수온 및 염분의 수직분포.

1965년 6월에서 7월 사이에 동경 133° 선을 따라 북위 4°에서 25° 까지 관측된 수온과 염분의 수직분포도 (그림 6과 7)에 의하면 수온약층은 대략 100-200m 사이에 존재하며 북위 6°에서 9° 사이와 북위 20° 이북에서 수

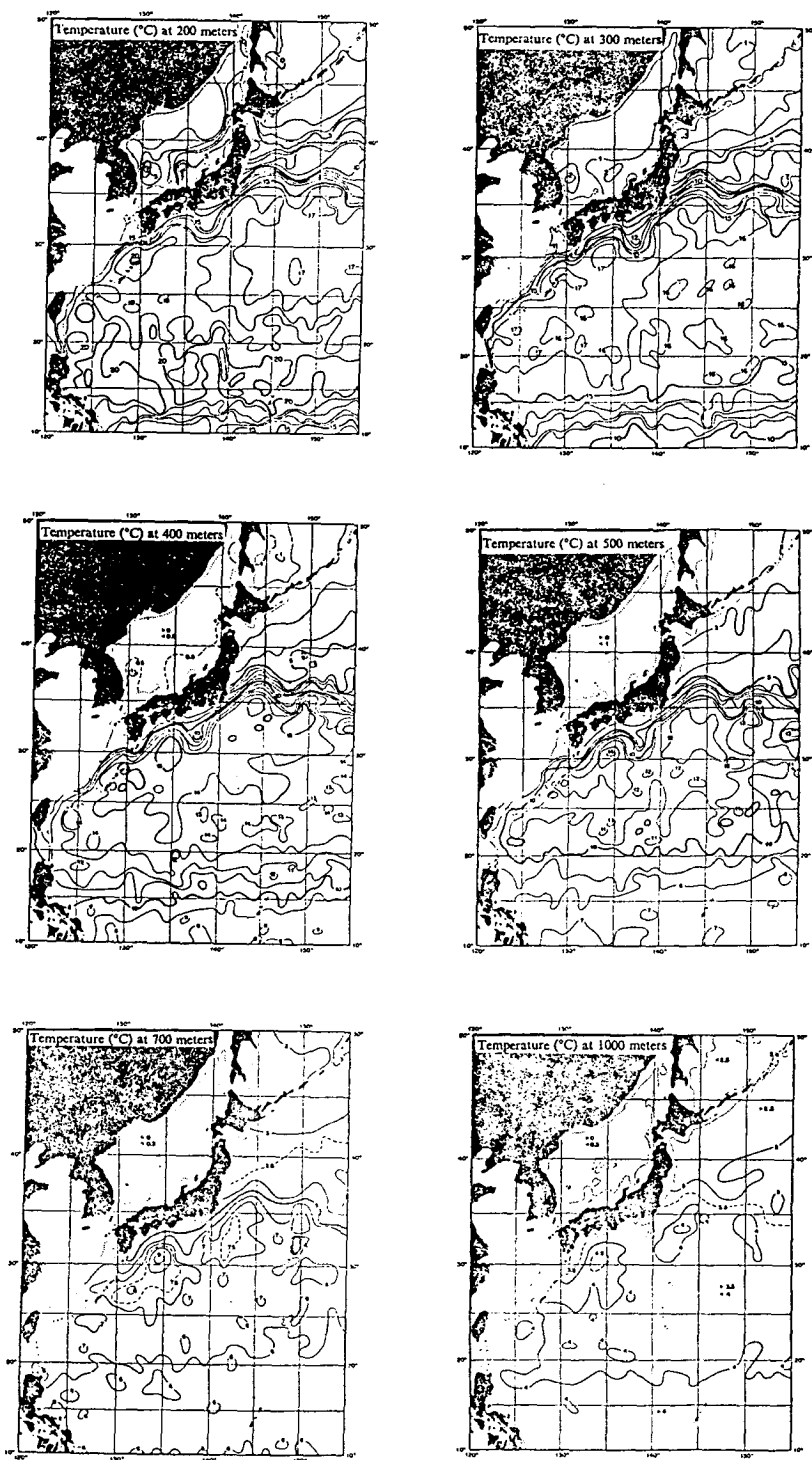


Figure 4. Horizontal distributions of annual mean temperature at the depths of 200m, 300m, 400m, 500m, 700m, 1000m.

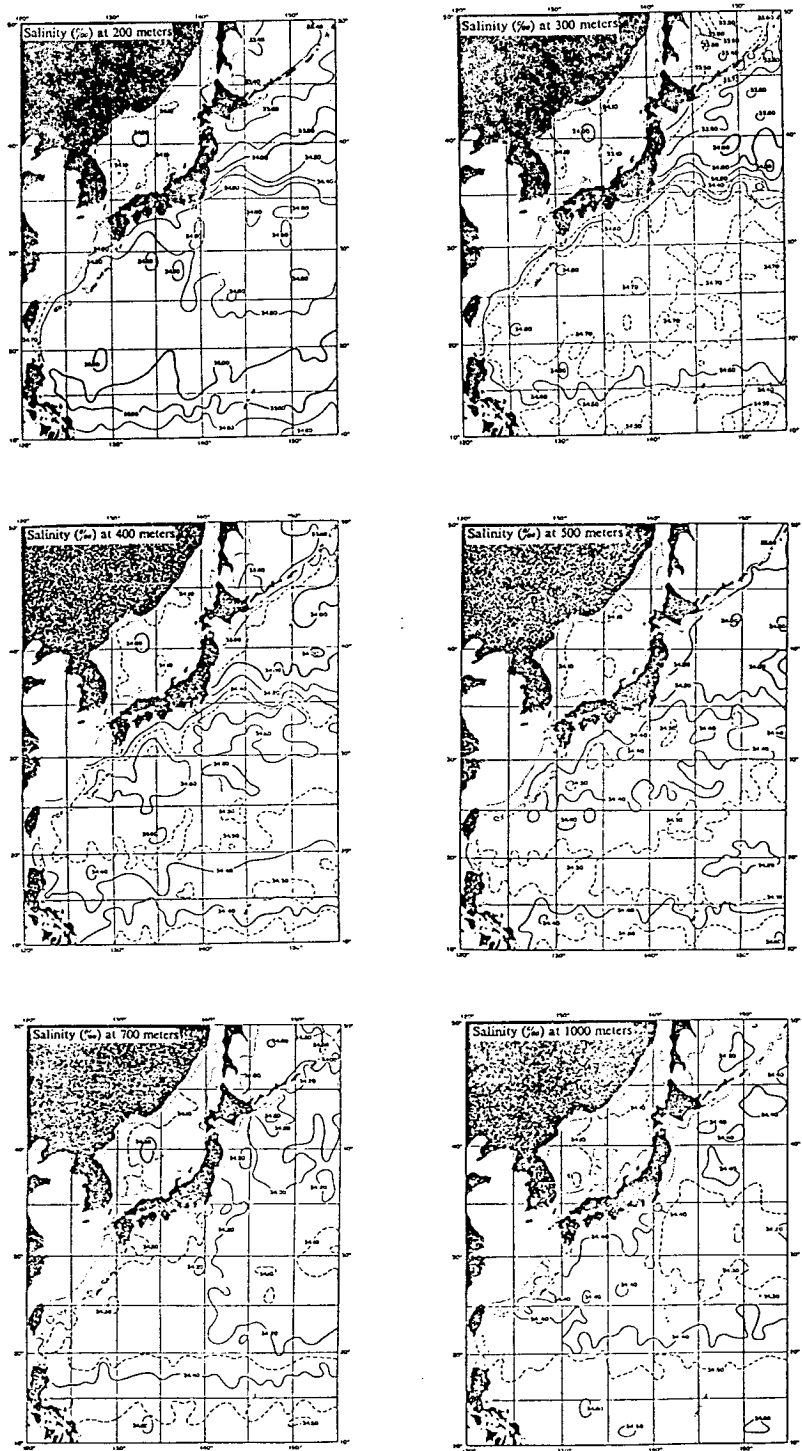


Figure 5. Horizontal distributions of annual mean salinity at the depths of 200m, 300m, 400m, 500m, 700m, 1000m.

은약층의 수심이 가장 얇다. 수은약층을 나타내는 수은의 수직적 기울기는 적도에서 북쪽으로 갈수록 점점 작아지며 북위 20° 이북에서는 수은의 수직적 기울기가 거의 나타나지 않는다. 염분의 수직분포도에 의하면 북위 4°, 수심 150m에 35 psu 이상의 고염수가 보이고 그 이북에서도 같은 수심에서 35 psu 이상의 고염수가 미약하나마 나타나고 있다. 북위 5° 이북 지역에서 34.8 psu 이상의 고염수 분포층의 두께가 북쪽으로 갈수록 점점 두꺼워져 300m 이상이 되며 이는 500m 이심에서도 나타나고 있다. 그 보다 깊은 600m 에서 900m 사이에는 34.3 psu 이하의 최저염수가 자리잡고 있다. 또한 수심 1500m 보다 깊은 곳의 저수은수는 34.55 - 34.65 psu 를 갖는다.

1965년 8월에 동중국해에서 쿠로시오역을 가로지르며 관측한 수은염분의 수직분포도 (그림 8과 9)를 살펴보면 섭씨 25°의 등온선으로 수은약층을 나타낼 수 있는데 북위 24°에서 26°까지는 대략 50m에 위치하고 있고 북위 26.9°까지 점점 깊어지다가 동중국해에서는 50m 이심으로 알아지는 형태를 갖고있다. 등수은의 수직적 분포는 류큐열도 (Ryukyu Islands) 이남에서는 수심에 평행하게 분포하다가 그 이북에서는 연안으로 기울어져 있는 형태를 갖는다. 염분분포에 의하면 수심 100-200m 사이에 34.9 psu 이상의 고염수가 나타나고 등염분의 수직적 분포는 수은분포와 같이 류큐열도 (Ryukyu Islands) 이북에서는 연안으로 기울어져 있다. 동중국해에서는 34 psu 이하의 저염수가 표층에 존재하고 저층에는 고염수가 켜기 형태로 자리하고 있다.

제 3 절 순환 및 바람 특성

Michida et al.(1987)은 1954 - 1986년에 걸쳐 조사된 GEK 자료로부터 수치모델을 이용하여 탁월한 조류성분을 제거한 후 동중국해의 평균 해류장을 계산하였다. 평균해류장 분포도 (그림 10)에 의하면 대만동북부에서

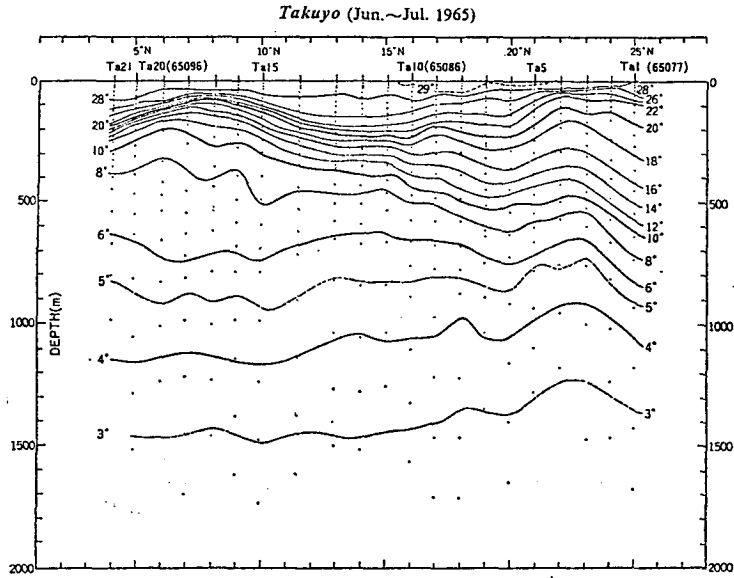


Figure 6. Vertical distribution of observed temperature from 4° N to 25° N along 133° E (June-July, 1965).

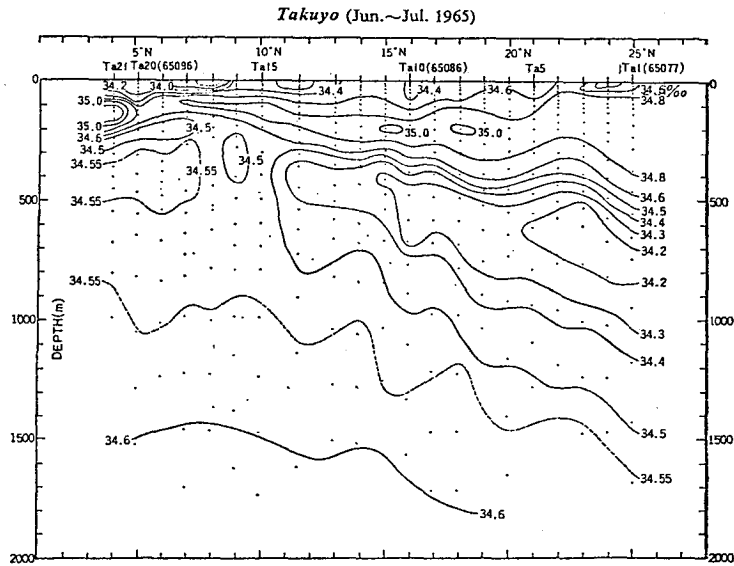


Figure 7. Vertical distribution of observed salinity from 4° N to 25° N along 133° E (June-July, 1965).

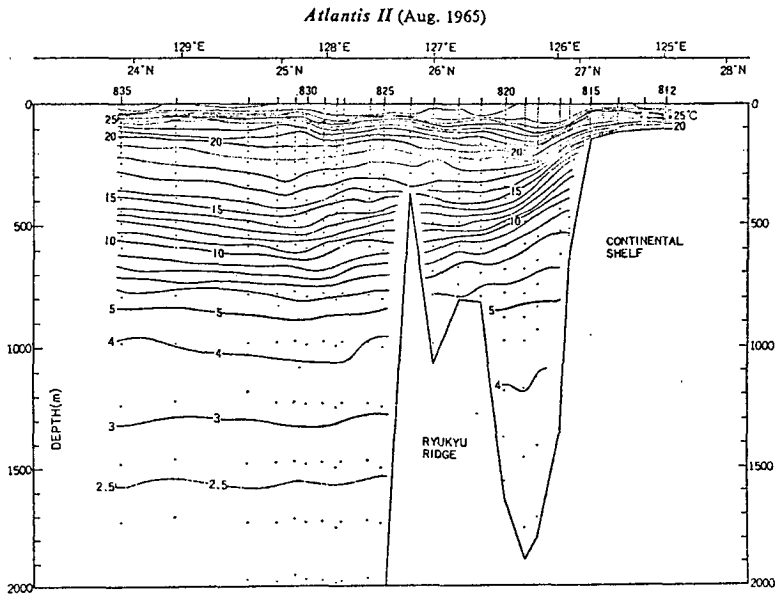


Figure 8. Vertical distribution of observed temperature across the Kuroshio area from the East China Sea (August, 1965).

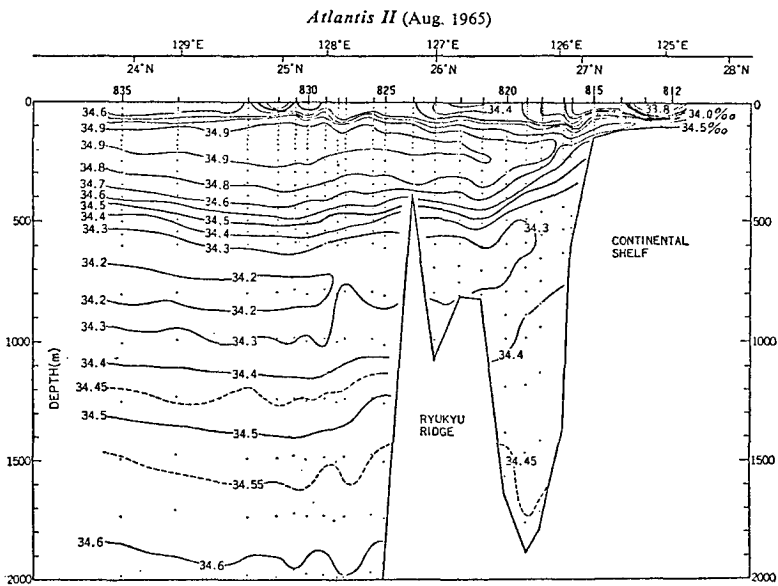


Figure 9. Vertical distribution of observed salinity across the Kuroshio area from the East China Sea (August, 1965).

등수심선을 따라 북동진하는 쿠로시오와 일본 큐슈 남서부 해역에서 다시 쿠로시오로 합류하는 남향류가 뚜렷이 나타나지만 수심이 100m 미만인 동중국해에서는 대마난류로 생각할 수 있는 북동향류는 잘 나타나 있지 않다.

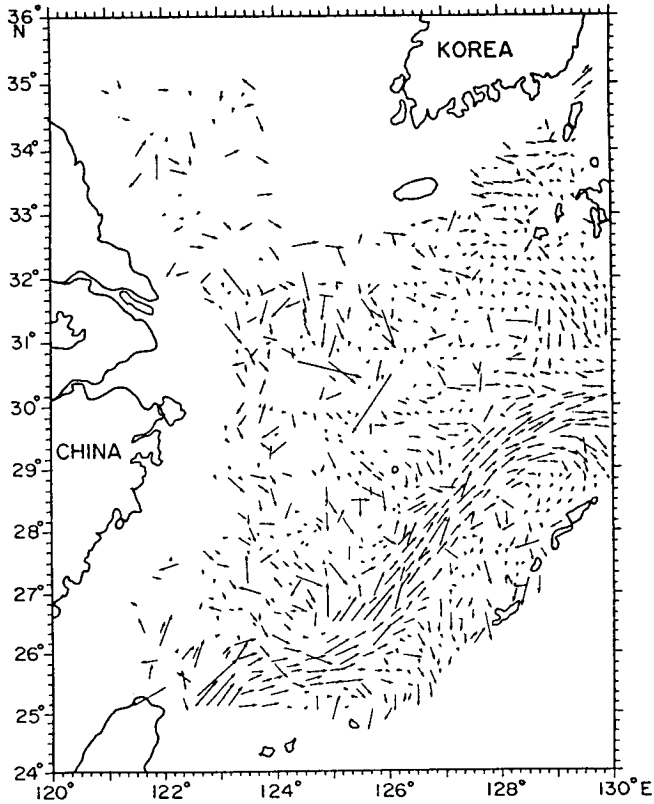


Figure 10. Mean current field deduced from GEK data (1954-1986).

그림 11은 1935년 일본 해군의 수로국에서 1924년부터 1934년 까지의 자료들로 부터 작성된 여름과 겨울의 해류도로서 양 계절 모두 쿠로시오는 큰 변화가 없지만 중국연안 및 대만해협에서는 그 방향이 반대이다. 그러나 동중국해에서 해류는 양 계절 모두 북동진하여 대한해협으로 유입되는 해류 형태를 갖고 있다. 그림 12는 기존에 발표된 연구결과들을 토대로 북서태평양 및 우리나라 주변해역의 순환특성을 나타내는 모식도이다. 쿠로시오는

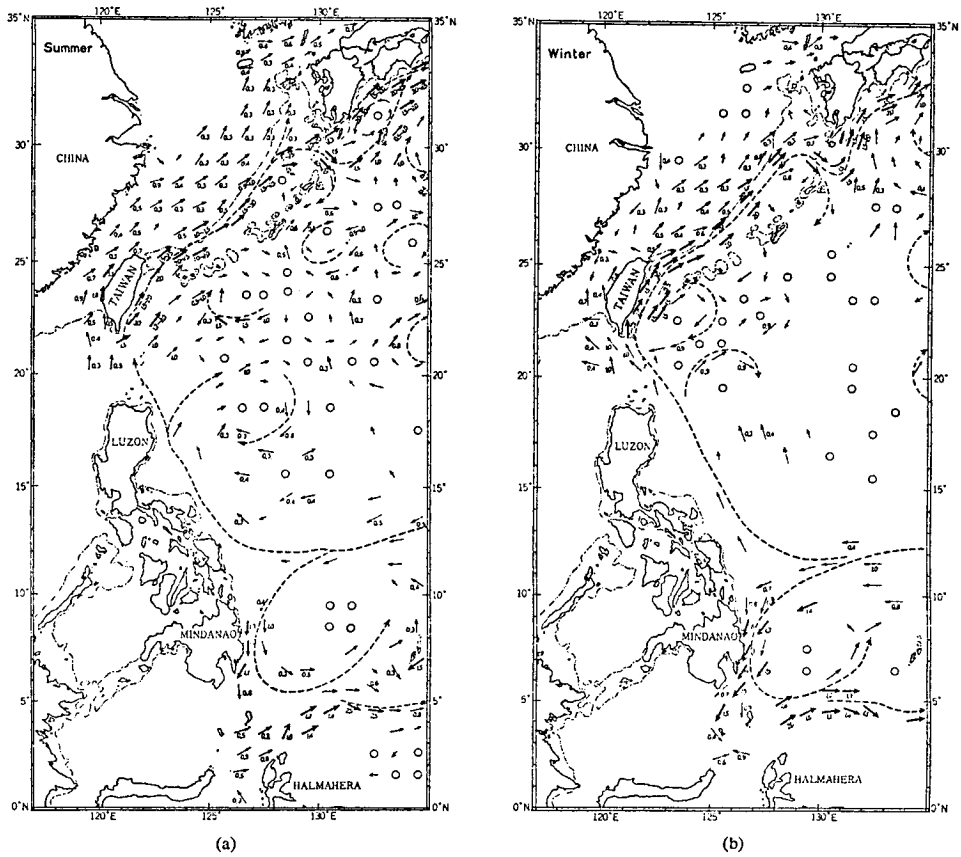


Figure 11. Current chart (a) in the summer and (b) in the winter published in 1935 by Japanese Hydrographic Office of the Imperial Navy.

북위 10°에서 15°사이에서 북적도해류로부터 분기되어 형성되며, 그 일부가 필리핀 동쪽연안을 따라 남하하여 Mindano 해류를 형성한다. 이러한 쿠로시오의 일부가 동중국해를 넘어 동해와 황해로 유입되며, 대부분은 일본 남쪽연안을 따라 북동진하다가 대략 북위 36°에서 일본 동쪽연안으로부터 분기되며, 일부는 계속 북동진하다가 북위 40° 부근에서 분기된다. 동중국해로 유입되는 쿠로시오는 두 해류로 대별되는데 그 하나가 대만 동북부에서 유입되는 대만난류이며 또 하나는 일본 남서해역에서 유입되는 대만난류이다.

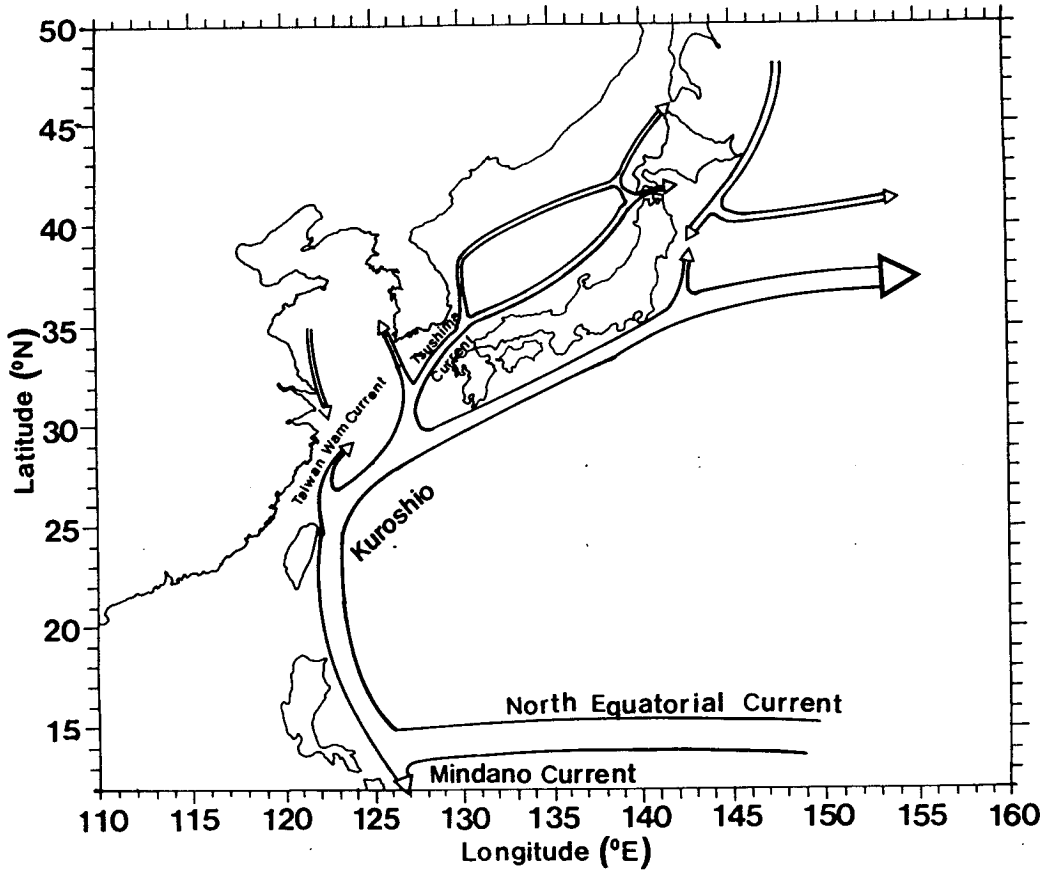


Figure 12. Schematic diagram of current field of the Northwestern Pacific and around Korea.

2° 격자간격의 Hellerman & Rosenstein (1982)의 바람응력 벡터를 0.5° 격자간격으로 내삽 (interpolation)한 북서태평양의 바람응력 벡터 (그림 13)를 살펴보면 1-3월 그리고 11-12 월 까지 북위 30° 이북은 대부분 북동풍이 우세하며 북위 30° 이남은 북서풍 계열이 우세하고 그 크기는 1 dyne/cm² 이상으로 강하다. 3월에 비해 4월은 그 크기가 급격히 작아져 최대 약 1 dyne/cm² 이며 대부분 지역에서 0.5 dyne/cm² 이하의 크기를 갖는다. 바람응력 방향은 태평양 상에서는 북위 32°를 기준으로 북쪽은 동향, 남쪽은 서향이 우세하며 동중국해 상에서는 미약하나마 북풍계열이 동해상에서는 동풍계열이 우세하다. 5월부터 8월까지는 그 크기가 3월과 같이 대부분 지역에서 0.5 dyne/cm² 이하로 미약하며 남풍 및 남서풍계열이 우세하다. 9월에는 하계의 남풍계열로 부터 서서히 북풍계열로 변환되는 시기로 그 크기는 하계와 같이 미약하다가 10월에는 태평양 일부지역을 제외하고는 북풍 및 북서풍이 우세하고 그 크기도 0.5-2 dyne/cm² 을 갖는다. 그러나 Na (1992)가 천기도를 근거로 Cardon 모델을 이용하여 계산한 결과와는 우리나라 주변해역과 저기압 형성지역인 필리핀 부근해역에서 다소 차이를 보인다.

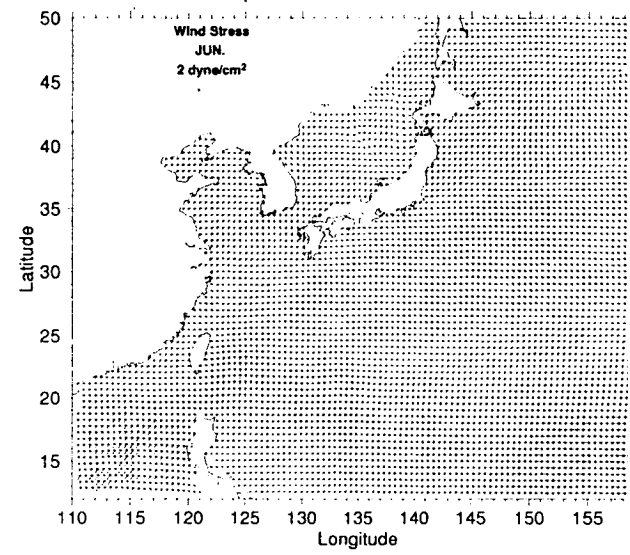
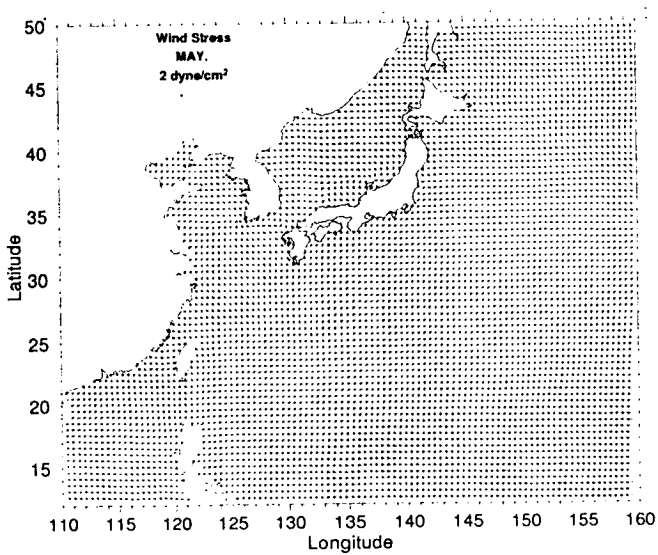
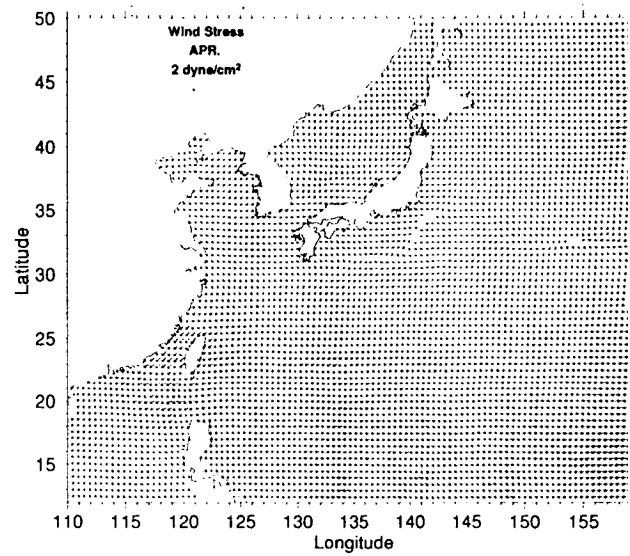
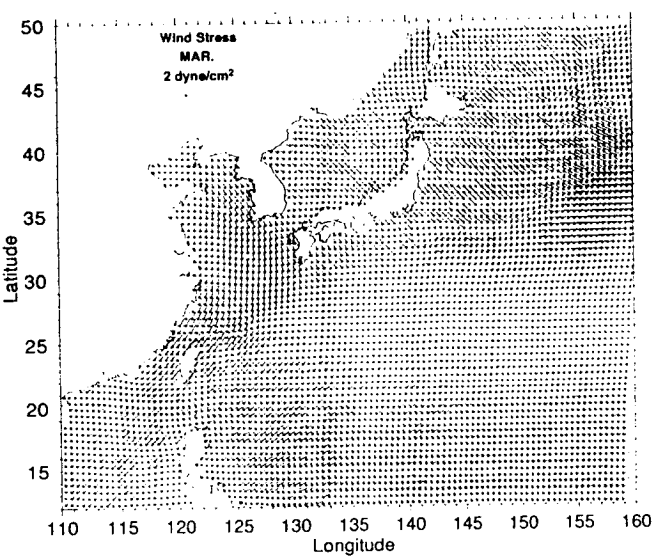
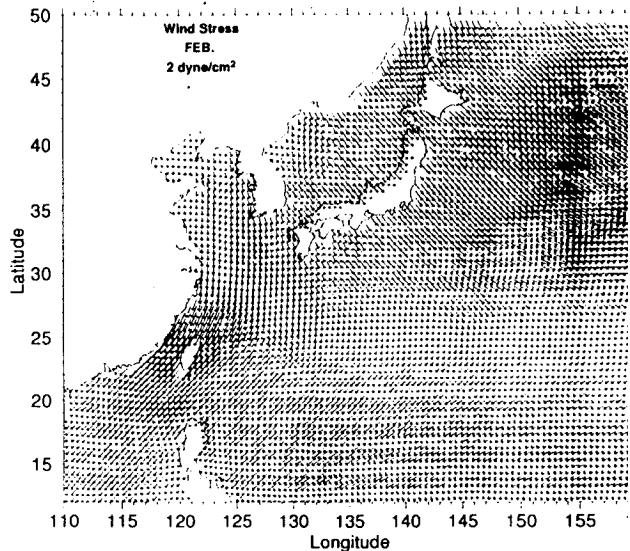
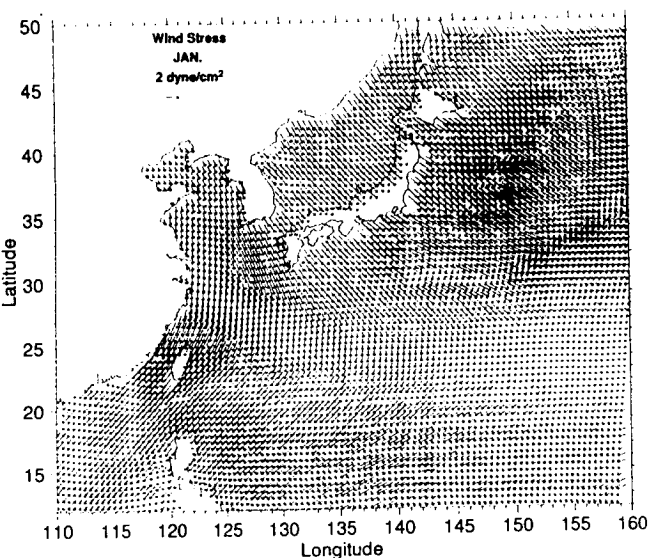


Figure 13. Vector plot of Hellerman & Rosenstein's monthly wind stress.

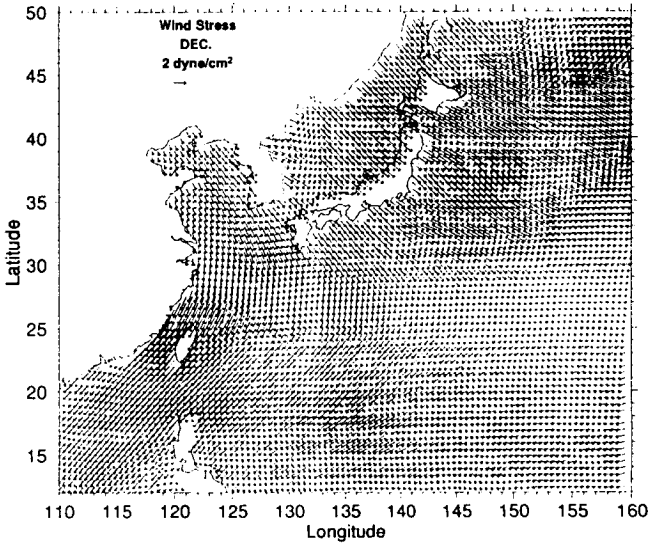
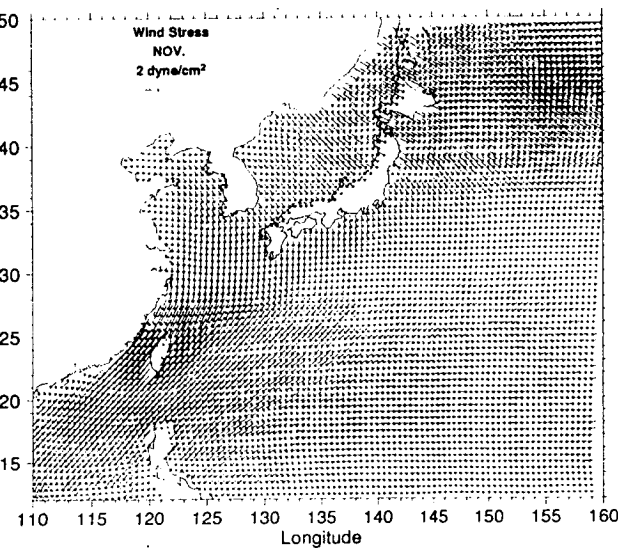
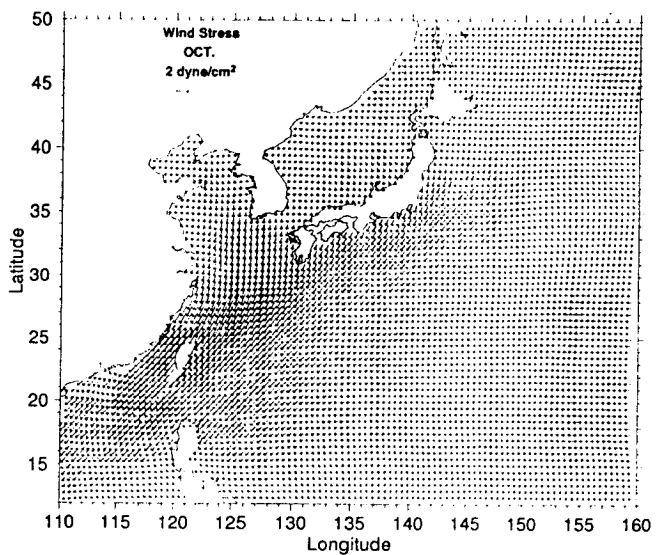
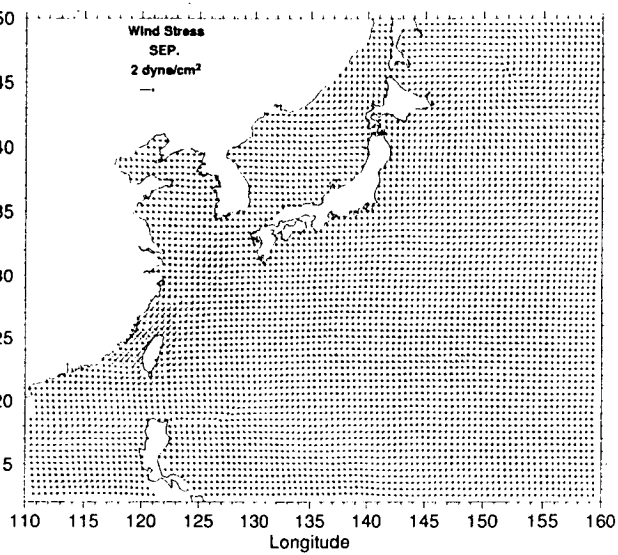
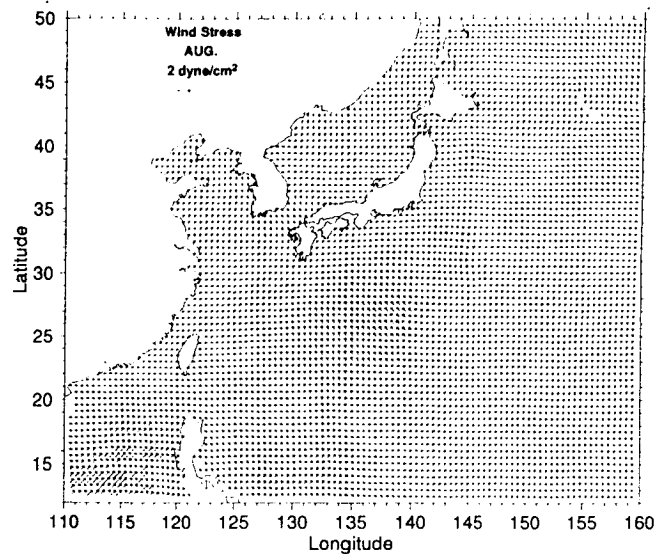
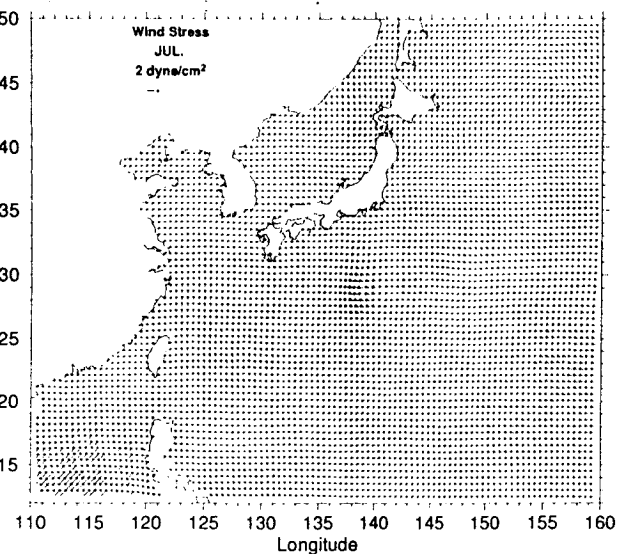


Figure 13. (Continued)

제 3 장 순압 모델

제 1 절 모델

순압모델이 실제상황을 재현시키지는 못하나, 서안경계류인 쿠로시오가 급격히 수심이 얇은 연해 (동중국해)로 어떠한 경로를 통해 얼마 만큼 흘러 들어가는가 하는 문제에 대한 해답을 줌으로써 쿠로시오로부터 대마 난류가 형성되는 중요한 기작을 볼 수 있다.

지배방정식은 운동방정식과 연속방정식으로 식 (1)과 (2)와 같다.

$$\frac{d\vec{V}}{dt} + f\vec{K} \times \vec{V} = -\nabla \frac{P}{\rho_0} - \frac{C_D |\vec{V}| \vec{V}}{H} + \frac{\vec{\tau}}{\rho_0 H} + A_M \nabla^2 \vec{V} \quad (1)$$

$$\nabla \cdot (H\vec{V}) = 0 \quad (2)$$

$$\frac{\partial P}{\partial Z} = -\rho_0 g \quad (3)$$

여기서 \vec{V} : 수평성분 속도벡터

ρ_0 : 평균 해수밀도

A_M : 와동 점성계수

$f = 2\omega \sin\phi$: 코리올리 변수 (ϕ : 위도, ω : 지구자전 각속도)

\vec{K} : 수직방향 단위벡터

$\vec{\tau}$: 바람응력 벡터

C_D : 해저 마찰계수

식 (2)를 이용하여 다음과 같이 유선함수 (ψ)를 정의하고

$$u = -\frac{\partial \psi}{Ha \partial \phi}, \quad v = -\frac{\partial \psi}{Ha \cos \phi \partial \lambda} \quad (4)$$

여기서 λ, ϕ : 좌표계의 경도와 위도

u, v : λ, ϕ 방향의 속도성분

a : 지구반경

식 (1)에 curl을 취한후 (4)식을 이용하면 유선함수로 표시된 와도방정식을 얻는다. 해수표면은 rigid lid로 가정하였고 해저면에는 quadratic 형태의 해저마찰을 적용하였다. 모델영역이 아열대순환의 서쪽부분에 해당하므로 동경 160°에 주어진 개방 경계조건은 Stommel (1948)의 해와 같게 다음과 같이 주었다.

$$\psi(Sv) = \psi_{\max} \sin\left(\frac{\pi}{L} y\right) \quad (5)$$

여기서 L 은 남북방향으로의 모델크기이고 y 는 남쪽경계로부터 북쪽방향의 위치를 나타내고 ψ_{\max} 는 쿠로시오의 최대수송량을 말한다. 쿠로시오가 일본 연안으로부터 분기되는 것을 나타내기 위해 동경 160°에 주어진 개방경계에서 북위 36° 이북은 최대 -5 Sv의 음의 유선함수 값을 갖도록 하였고, 그 이남은 최대 55 Sv를 갖도록하였다 (Nitani, 1972). 해안선을 따라서 대부분 경계 (육지와 접한)에 no-slip 조건을 적용하였지만 동경 125°-160°에 이르는 남쪽경계와 동경 145°-160°까지의 북쪽경계 (subtropical gyre의 남북경계)에는 slip 조건을 부여하여 실제 경계조건과 비슷하게 적용하였다. 격자 구성은 Arakawa의 B-Grid를 사용하였고 격자는 0.25° 간격으로 201×153으로 하였고 점성계수는 2×10^7 cm²/sec로 주었다. 섬에서 유선함수 값을 얻기 위해 Hole relaxation 방법(Takano, 1974)을 사용하였다.

해수표면에는 Hellerman & Rosenstein (1982)의 월별 바람응력(그림

13)을 적용하였고 해저수심에 있어서는 최대수심을 500m로 하였고, 수심이 500m보다 이심인 지역은 실제 수심을 갖도록 하였다.

제 2 절 결 과

그림 14는 월별 유선합수의 분포로써 유선합수의 분포선의 간격은 5 Sv이상은 5 Sv이며 0.2-1 Sv 사이는 0.2 Sv이며 0.02-0.1 Sv 사이는 0.02 Sv이고 음의 유선합수는 2 Sv 간격으로 나타내었다. 월별 유선합수의 분포에 의하면 크게 두가지의 변화특성을 보이는데 그 하나는 대양에서의 유선합수 분포의 변화이고 또 하나는 대양으로 부터 연해로 유입되는 유선합수 분포의 변화이다. 대양에서의 유선합수의 분포는 전체 개월 모두 서안 강화로 인해 쿠로시오가 형성되어 대만 동북부와 일본 큐슈 사이의 수심이 급격히 변하는 경계지역을 따라 흐르다 대부분 북위 37°에서 일본연안으로 부터 분기되어 동쪽으로 흐르며 북위 36° 이북 지역은 음의 유선합수 분포를 갖는다. 대만 동북부와 일본 큐슈 사이의 류큐열도(Ryukyu Islands)를 경계로 류큐열도 북쪽으로는 수송량은 전체 수송량의 약 1/5 - 1/3 정도인 10 - 20 Sv 정도이며 이러한 수송량은 대부분 도까라 해협 (Tokara Strait)을 통해 쿠로시오에 합류한다. 이는 류큐열도를 포함하지 않은 순압모델의 결과 (Seung & Nam, 1992)와 다른 결과로써 류큐열도를 포함하지 않은 순압모델에서는 대만 동북부에 강한 운동에너지의 집적이 일어나기 때문에 연해로의 수송량이 보다 많은데 반해 본 모델에서는 류큐열도의 영향으로 연해로의 수송량이 작게 나타난다. 유선합수의 분포에 있어서 일본연안으로 부터 분기위도는 1월에서 9월까지는 약 북위 37°에서 일어나지만 10월과 11월에는 분기위도가 북상하여 북위 41°에서 일어나고 12월에는 북위 39°에서 일어난다. 이러한 분기위도의 변화는 대양에서의 바람장의 월별변화에 의해 야기되는 것으로 사료되나 보다 정확한 기작은 후에 언급하고자 한다. 분기위도 북쪽의 음의 유선합수 분포는 양의 유선합수의 분포와 같이 양의 값이

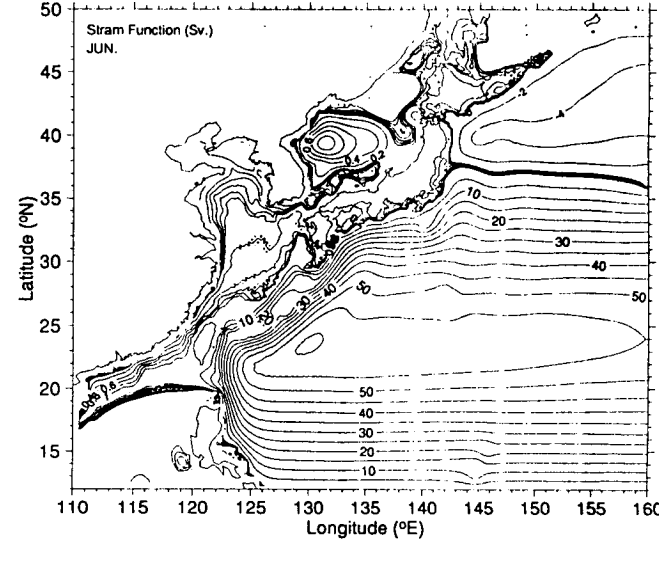
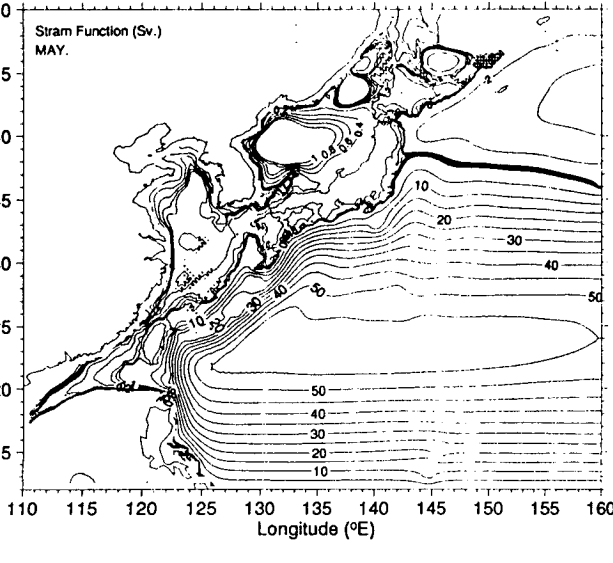
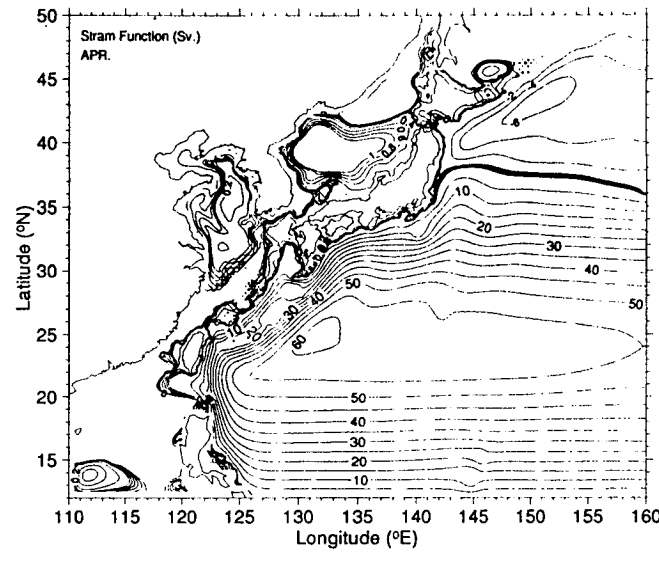
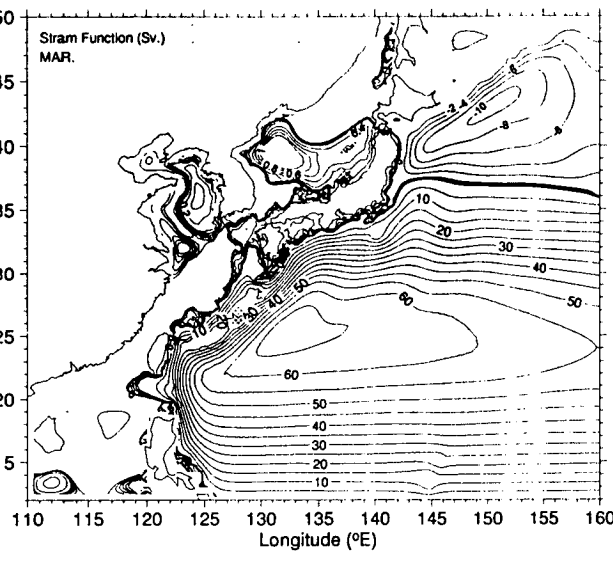
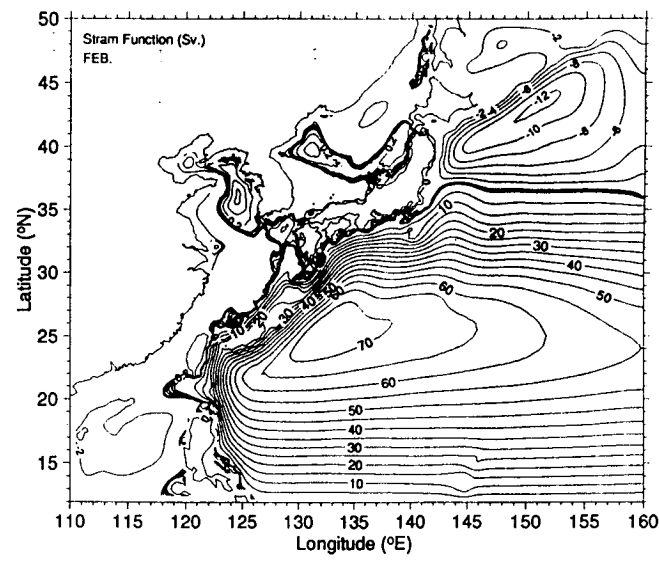
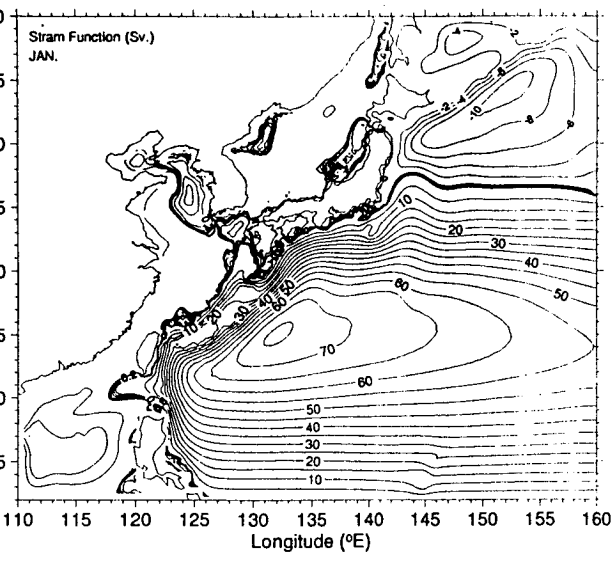


Figure 14. Monthly stream function.

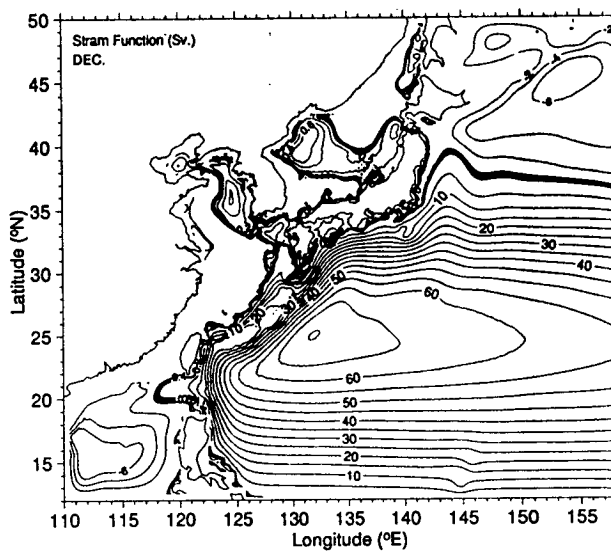
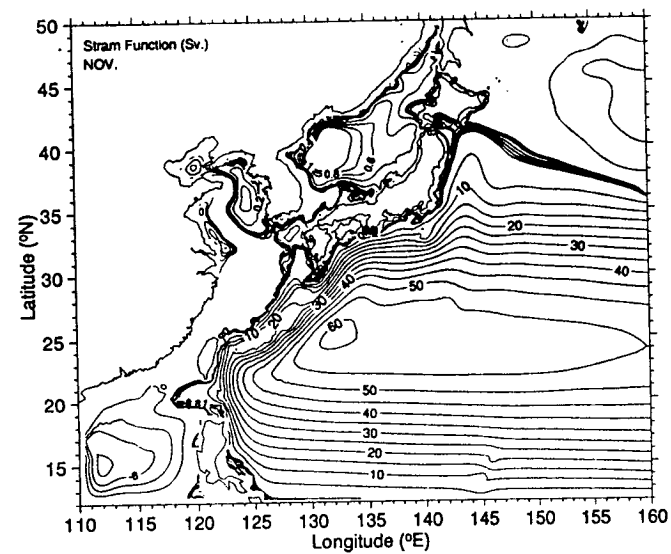
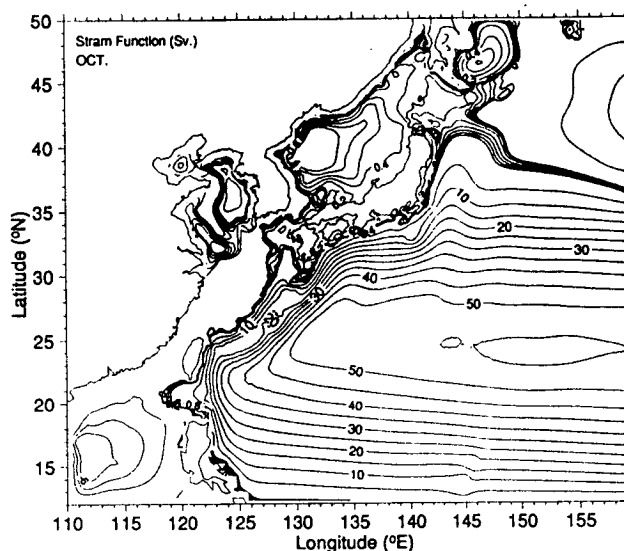
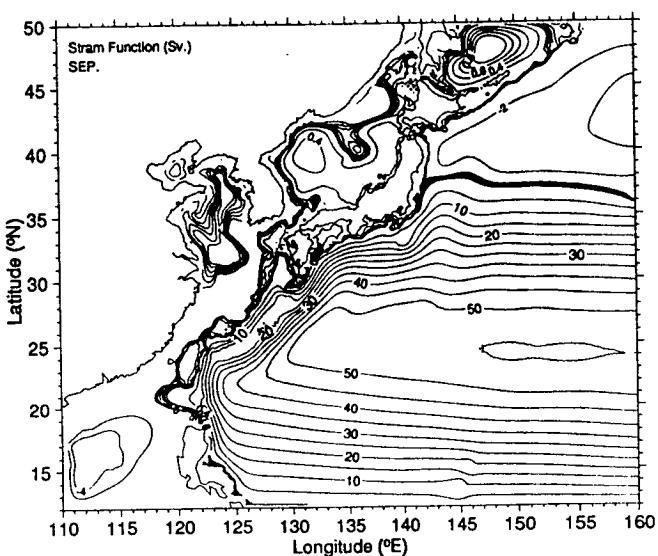
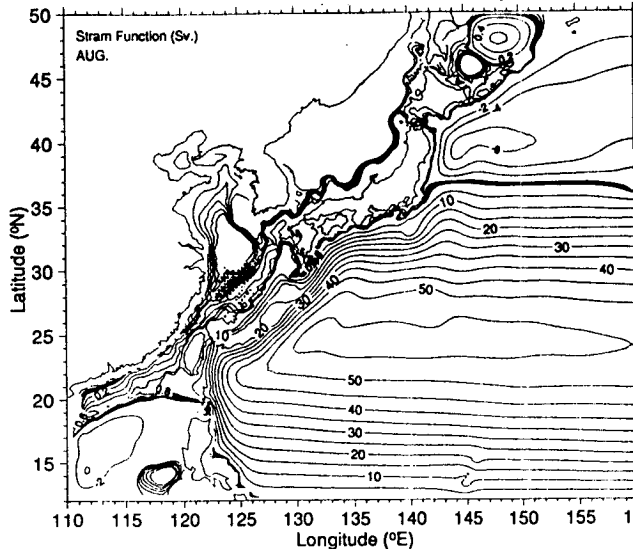
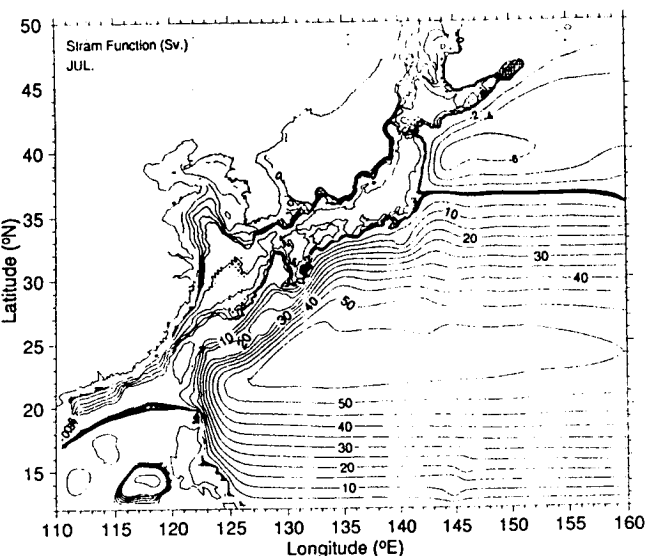


Figure 14. (Continued)

강할수록 음의 값이 강해지는 분포를 갖는다 (그림 15).

대양으로 부터 남중국해로 유입되는 유선함수의 분포는 대만해협이 음의 유선함수 값을 가질 경우 (1월-3월, 10월-12월)는 루존해협 (Luzon Strait)의 남단을 통해 유입된 모든 대양수는 루존해협의 북단을 통해 유출되며, 대만해협이 양의 유선값을 가질 경우 (4월-9월)는 루존해협을 통해 남중국해로 유입된 모든 대양수는 대만해협을 통해 동중국해로 유입된다. 대한해협을 통해 동해로 유입되는 유선함수의 분포는 대만해협이 음의 유선함수값을 가질 경우 대만 북동부에서 큐슈 남단을 잇는 100-200m 등수심선을 따라 흐르다, 큐슈 남서부에 등수심선이 동중국해쪽으로 척모양으로 만입된 곳 (그림 1)의 서쪽에서 동중국해로 유입되어 황해 또는 동해로 유입된다. 대만해협이 양의 유선함수 값을 가질 경우는 대만해협을 통해 유입된 대양수가 동중국해로 유입되며 일부는 중국 동쪽연안을 따라 황해로 유입되며 극히 일부는 동중국해를 걸쳐 동해로 유입되기도 한다. 그 나머지는 일본 큐슈 남서연안을 따라 쿠로시오에 합류한다. 즉 대마난류는 대만해협이 음의 유선함수 값을 갖는 동계 (10월-3월)에는 쿠로시오로 부터 직접 분기되어 형성되며 대만해협이 양의 유선함수값을 갖는 하계 (4월-9월)에는 대만해협을 통해 유입된 대만난류가 대마난류의 기원으로 나타난다. 이러한 결과는 Guo (1987)의 결과와도 잘 부합된다.

황해의 유선함수 분포는 쿠로시오로 부터 연해로 유입되는 양의 유선함수 값에도 관계되지만 대부분 basin 자체의 시계방향류에 의한 양의 유선함수값을 갖는다. 동해의 경우 양의 유선함수 값이 일본연안으로 치우쳐 분포하는 1월과 7-8월을 제외하고는 시계방향의 순환을 갖는 양의 유선함수 값이 대부분이다.

그림 16은 대한해협과 대만해협에서의 월별 수송량변화를 나타낸 것으로서 대만해협에서는 7월에 최대 수송량을 보이고 11월에 최소 수송량을

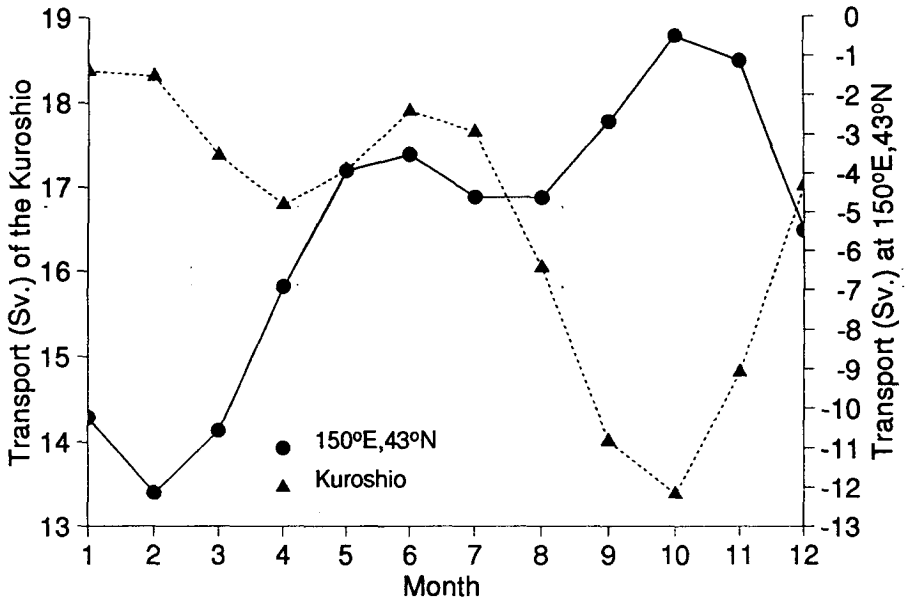


Figure 15. Monthly transports at southern portion and north portion of the separation latitude of the Kuroshio.

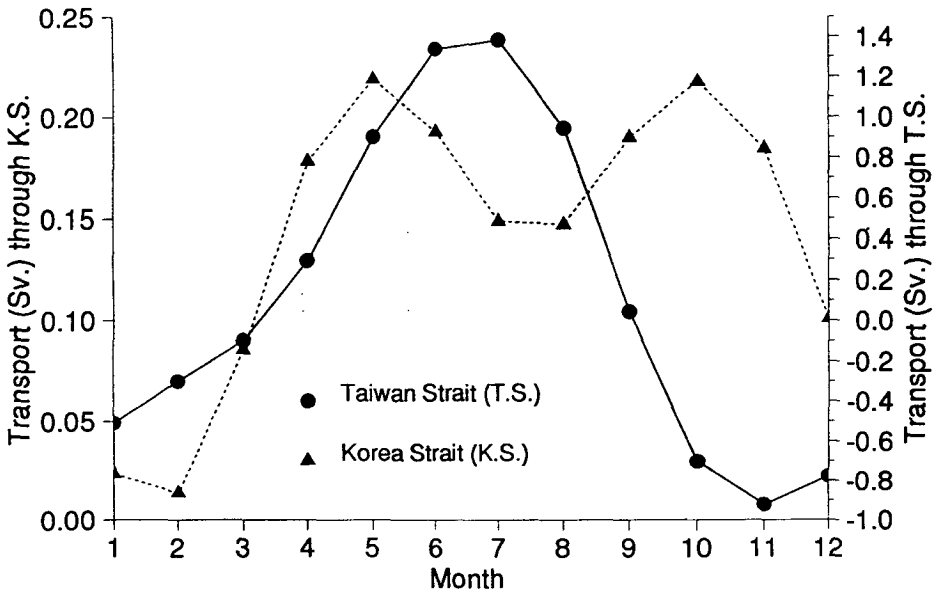


Figure 16. Monthly transports through the Korea Strait and Taiwan Strait.

보인다. 또한 4월에서 9월까지 양의 값을 갖는 반면에 1-3월과 10-12월에는 음의 값을 갖는다. 이는 수심이 얇은 황해 및 동중국해에서 동계에 강한 북동풍의 영향에 의해 중국연안을 따라 강한 남향류의 형성에 기인된 것으로 보인다. 대한해협에서의 수송량변화는 대만해협과 달리 항상 양의 값을 보이며 5월과 10월에 가장 높은 값을 보이고 2월에 가장 작은 값을 보인다. 이는 Yi (1966)나 Moriyasu (1972)의 계산에 의한 월별 수송량변화와는 달리 5월이 7월과 8월보다 크게 나타나고 있다. 그러나 양 해협 모두 수송량이 동계에 최소를 보이고 하계에 최대를 보인다. 그림 17은 쿠로시오의 월별 수송량변화와 대만해협과 대한해협에서의 월별 수송량변화와의 관계를 나타낸 것으로 쿠로시오 수송량은 1월이 가장 높은 값을 보이며 점차 낮아지다가 6월에 다시 높은 값을 보이며 10월이 가장 낮은 값을 보이는데 반해 대한해협에서의 수송량은 2월이 가장 낮고 10월이 가장 높은 값을 갖는다. 여기서 각각의 최대, 최소값만을 고려하면 쿠로시오와 대한해협에서의 수송량 변화는 약 180° 의 위상차를 갖는다. 또한 대만해협에서는 6-7월이 가장 높고 11-2월이 낮은 값을 갖는다. 즉 대만해협의 수송량은 북풍계열의 바람이 우세한 동계를 제외하고는 쿠로시오의 수송량변화와 같은 위상을 갖는다.

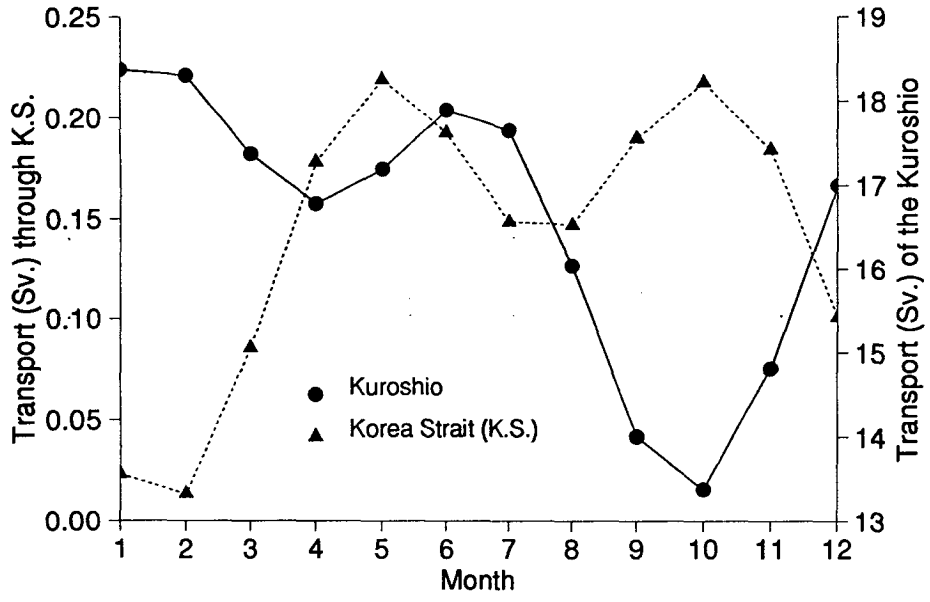
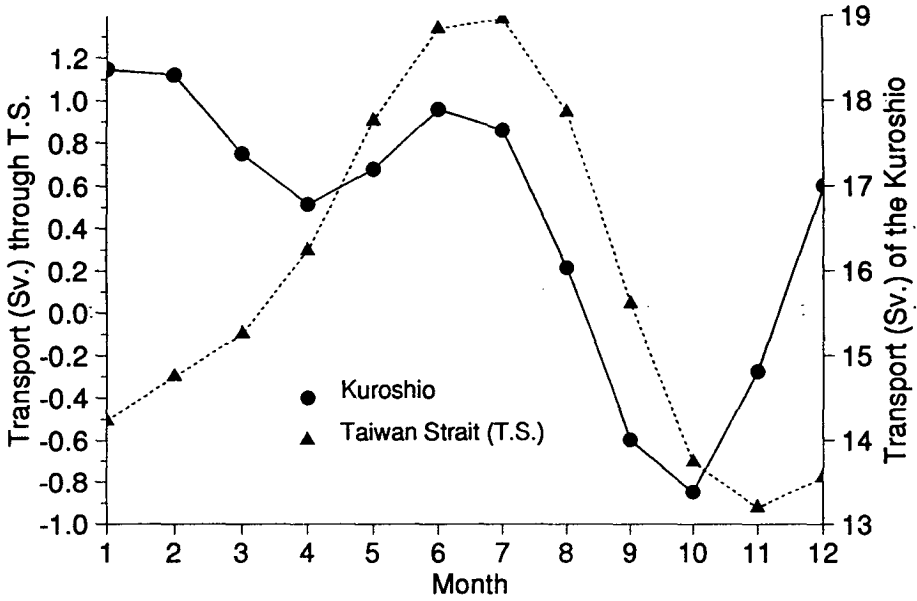


Figure 17. Monthly transports of the Kuroshio and through the Korea Strait and of the Kuroshio and through the Taiwan Strait.

제 4 장 경압 모델

본 연구의 궁극적인 목표는 수치모델을 통하여 쿠로시오로 부터 대마 난류의 분기역학 및 보다 개선된 동중국해 및 동해와 황해의 순환형태를 재현하고 이를 설명하는 것이다. 이러한 목적을 달성하기 위해서는 보다 현실적인 초기 입력자료 (수온과 염분) 및 표층의 경계조건 (바람, 증발 등) 그리고 지역적인 담수의 영향등을 고려한 광역 정밀경압모델을 수행해야만 하지만 기존의 경압효과를 포함하는 수치모델에서는 대한해협을 유입구로 쓰가루 및 소야해협을 유출구로한 동해 순환모델에 초점을 맞추어왔고 태평양을 모델영역으로한 순환모델에서는 동중국해와 같은 연해는 제외되고 수행되었다. 또한 격자간격이 커서 와동 점성 (확산) 계수가 실제보다 큰 값이 사용된 감이 없지 않다. 본 장에서는 이러한 문제점들을 최소화하기 위해 먼저 동중국해 및 남중국해의 일부 그리고 우리나라 주변해역과 쿠로시오역을 포함하는 북서태평양을 모델영역으로 하였고 본 실험에 사용된 모델은 Cox의 GCM 모델 (Cox, 1984)로서 Super computer에 맞게 Vectorization이 되어 있어 작은 격자망으로 구성된 모델영역을 빠른 시간에 계산할 수 있다.

제 1 절 모 델

좌표축이 λ, ϕ, z 이며 회전각속도 Ω 로 회전하는 구좌표계(spherical coordinate system)를 사용하여 운동방정식, 연속방정식, 온도, 염분 보존 방정식과 상태방정식을 사용하였다. 여기서 λ, ϕ 는 각각 경도와 위도를 나타내는 축이며, z 축은 해수면을 $z=0$ 으로, 상방향을 양으로 잡아 해저면을 $z=-H(\lambda, \phi)$ 하는 좌표축이다. Boussinesq approximation, hydrostatic

approximation과 rigid-lid approximation을 이용하여 다음과 같이 지배방정식을 나타낼 수 있다.

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + \mathcal{L}(u) - \frac{uw \tan \phi}{a} - fv = -\frac{1}{\rho_0 a \sin \phi} \frac{\partial P}{\partial \lambda} + K \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \\ + A_M \left(\nabla^2 u + \frac{(1 - \tan^2 \phi)u}{a^2} - \frac{2 \sin \phi}{a^2 \cos^2 \phi} \frac{\partial v}{\partial \lambda} \right) \end{aligned} \quad (6)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + \mathcal{L}(v) - \frac{u^2 \tan \phi}{a} + fu = -\frac{1}{\rho_0 a} \frac{\partial P}{\partial \phi} + k \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \\ + A_M \left(\nabla^2 v + \frac{(1 - \tan^2 \phi)v}{a^2} - \frac{2 \sin \phi}{a^2 \cos^2 \phi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} \right) \end{aligned} \quad (7)$$

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g \quad (8)$$

$$\frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} (v \cos \phi) + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (9)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \mathcal{L}(T) = k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + A_H \nabla^2 T \quad (10)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \mathcal{L}(S) = k \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} + A_H \nabla^2 S \quad (11)$$

$$\rho = \rho(T, S, P) \quad (12)$$

이류함수 \mathcal{L} 과 수평 Laplacian함수 ∇^2 은 다음과 같다.

$$\mathcal{L}(\mu) = \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda} (u\mu) + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} (v\mu \cos \phi) + \frac{\partial}{\partial z} (w\mu) \quad (13)$$

$$\nabla^2 \mu = \frac{1}{a^2 \cos^2 \phi} \frac{\partial^2 \mu}{\partial \lambda^2} + \frac{1}{a^2 \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} \left(\cos \phi \frac{\partial \mu}{\partial \phi} \right)$$

여기서, u, v, w : 각각 λ, ϕ, z 방향의 속도 성분

T, S : 온도, 염분

p : 압력

ρ_0, ρ : 평균해수 밀도, 해수 밀도

a : 지구반경(=6370Km)

K : 수직 와동 점성 계수 및 수직 와동 확산 계수

A_M : 수평 와동 점성 계수

A_H : 수평 와동 확산 계수

g : 중력 가속도

f : Coriolis parameter (=2Ωsinφ, Ω, 지구 자전 각속도)

식 (12)은 상태방정식으로 Knudsen formula를 polynomial approximation 시킨 방법 (Bryan & Cox, 1972)을 사용했다. 유선함수 ψ 에 대한 관련식은 식 (10)와 식 (11)을 수심에 대하여 평균한 후 교차미분을 통해 얻을 수 있다.

$$\left[\frac{\partial}{\partial \lambda} \left(\frac{1}{H \cos \phi} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \lambda \partial t} \right) + \frac{\partial}{\partial \phi} \left(\frac{\cos \phi}{H} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \phi \partial t} \right) \right] - \left[\frac{\partial}{\partial \lambda} \left(\frac{f}{H} \frac{\partial \psi}{\partial \phi} \right) - \frac{\partial}{\partial \lambda} \left(\frac{f}{H} \frac{\partial \psi}{\partial \lambda} \right) \right] = \left[\frac{\partial}{\partial \lambda} \left(\frac{g}{\rho_0 H} \int_{-H}^0 \int_z^0 \frac{\partial \rho}{\partial \phi} dz' dz \right) \right]$$

$$\begin{aligned}
& - \left[\frac{\partial}{\partial \phi} \left(\frac{g}{\rho_0 H} \int_{-H}^0 \int_z^0 \frac{\partial \rho}{\partial \lambda} dz' dz \right) \right] \\
& + \left[\frac{\partial}{\partial \lambda} \left(\frac{a}{H} \int_{-H}^0 G dz \right) - \frac{\partial}{\partial \phi} \left(\frac{a \cos \phi}{H} \int_{-H}^0 F dz \right) \right] \quad (15)
\end{aligned}$$

G와 F는 마찰항과 이류항의 합으로 다음과 같다.

$$\begin{aligned}
G = & -\mathcal{L}(u) + \frac{w \tan \phi}{a} + K \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \\
& + A_M \left(\nabla^2 u + \frac{(1 - \tan^2 \phi) u}{a^2} - \frac{2 \sin \phi}{a^2 \cos^2 \phi} \frac{\partial v}{\partial \lambda} \right) \quad (16)
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
F = & -\mathcal{L}(v) + \frac{v^2 \tan \phi}{a} + K \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \\
& + A_M \left(\nabla^2 v + \frac{(1 - \tan^2 \phi) v}{a^2} - \frac{2 \sin \phi}{a^2 \cos^2 \phi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} \right) \quad (17)
\end{aligned}$$

ϕ 는 successive over relaxation 방법을 사용하여 계산하였다.

제 2 절 모델의 구성.

경도와 위도 방향으로 격자간격은 각각 0.25°로하여 201 × 153 개의 격자로 구성했으며 수직적으로는 31개의 층으로 나누었다. 이때 사용된 수심은 실제 연구해역의 수심을 level 수로 환산하여 사용하였다.

본 모델에 사용된 초기조건 및 층별 두께는 표1에 나타나 있으며, 수평 확산계수와 점성계수는 각각 $5 \times 10^7 \text{ cm}^2/\text{sec}$ 과 $1 \times 10^7 \text{ cm}^2/\text{sec}$ 으로 주었고 수직 확산 및 점성계수는 모두 $0.7 \text{ cm}^2/\text{sec}$ 로 주었다. 경계조건으로서 해저면에서는 quadratic bottom friction 항을 포함 시켰으며, 열 및 염의 유동량은 없는 것으로 간주하였다.

표 1. Thickness and initial temperature and salinity
of levels taken in the model

		북 서 태 평 양		동 해	
층수	층두께	수 온	염 분	수 온	염 분
1	10	21.72	34.148	21.72	34.148
2	10	21.62	34.202	21.62	34.202
3	10	21.28	34.257	21.28	34.257
4	20	20.90	34.310	20.90	34.310
5	25	20.07	34.406	20.07	34.406
6	25	19.03	34.493	19.03	34.493
7	25	18.00	34.555	18.00	34.555
8	25	17.00	34.583	17.00	34.583
9	50	16.00	34.593	16.00	34.593
10	50	14.23	34.552	14.23	34.552
11	50	12.78	34.486	12.78	34.486
12	50	11.59	34.428	11.59	34.428
13	50	10.50	34.380	10.50	34.380
14	50	9.54	34.328	8.54	34.328
15	50	8.60	34.290	5.60	34.209
16	100	7.77	34.261	3.47	34.106
17	100	6.24	34.242	1.34	34.062
18	100	5.20	34.266	0.72	34.066
19	100	4.46	34.303	0.35	34.070
20	100	3.95	34.351	0.23	34.070
21	200	3.58	34.400	0.13	34.070
22	300	3.01	34.468	0.13	34.070
23	500	2.48	34.528	0.13	34.070
24	500	2.00	34.593	0.13	34.070
25	500	1.74	34.630	0.13	34.070
26	500	1.61	34.657	0.13	34.070
27	500	1.55	34.676	0.13	34.070
28	500	1.52	34.683	0.13	34.070
29	500	1.50	34.689	0.13	34.070
30	500	1.50	34.694	0.13	34.070
31	500	1.50	34.697	0.13	34.070

해수표면에서의 열·염의 유동은 고려하지 않았고 해안선을 따라서는 (lateral boundary) no slip condition, 열 및 염의 유동이 없다고 간주하였다. 해표면에서의 바람응력은 Hellerman & Rossenstain의 년평균 바람응력을 사용하였다. 해수표면에서의 열 및 염의 유동을 대신해서 일본 JODC에서 발간한 북서태평양역의 Atlas에서 발췌한 연평균 표층 수온과 염분 자료 (그림 2와 3)를 Robust Diagnostic 방법으로 접근시키며 계산하였다. 적분 시간 간격은 u, v 에 대하여 300 초 T,S에 대하여는 3600 초로 하였고 10년 동안 시간적분하였다. 본 실험에 있어서 동경 160° 와 북위 12° 를 따라서 폐쇄경계로 가정하였는데 이는 개방경계로 취급할 경우에 발생하는 문제점을 제거하기 위한것이며 폐쇄경계로 취급하더라도 대양순환계에 큰 영향이 미치지 않을 것으로 사료되기 때문이다.

제 3 절 실험 결과

본 실험은 표층에 년평균 바람 (그림 13), 수온 및 염분 (그림 2, 3)을 적용하여 대양순환계와 한국 주변해역의 순환계를 고찰하고자 하였다. 그림 18은 표층의 순환과 수온과 염분의 수평분포도이다. 표층의 대양순환계를 살펴보면 필리핀 남단 북위 12° 부근에서 쿠로시오가 형성되기 시작하여 대부분의 쿠로시오수는 대만과 일본 큐슈사이의 대륙사면을 따라 흐르다 도카라 해협을 통해 일본연안을 따라 흐르는 형태를 지니며, 대부분 북위 33° 부근에서 일본연안으로 부터 분기되며 그 일부는 북동진한다. 대만 동부 등에 쿠로시오의 재순환형태도 잘 나타나며, 대만 동북단에서 쿠로시오수의 일부가 동중국해로 유입되지만 대부분 다시 쿠로시오로 합류하는 형태를 갖는다. 동중국해와 황해 그리고 대한해협에 이르는 수심이 얕은 지역에서는 유속이 아주 작으며 또한 연평균 바람의 효과에 의해 대부분 동향하고 있다. 대만난류로 생각되는 해류가 미약하나마 일본 큐슈의 서쪽연안을 따라 북동진하여 동해로 유입되는 것으로 보인다. 쿠로시오가 루존해협의 북단을

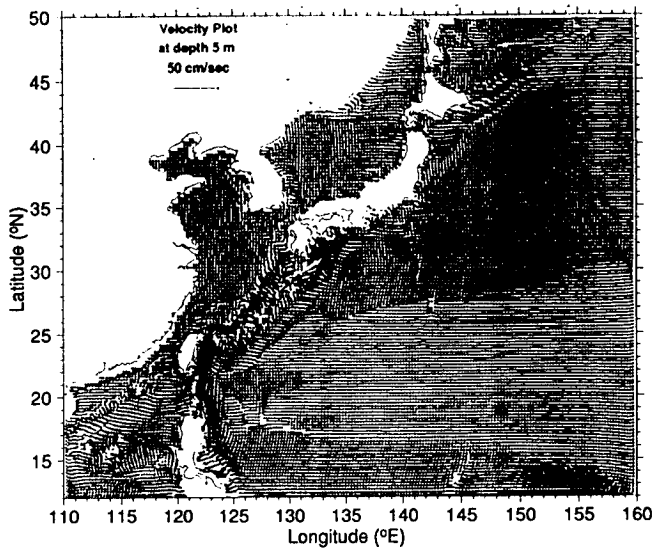
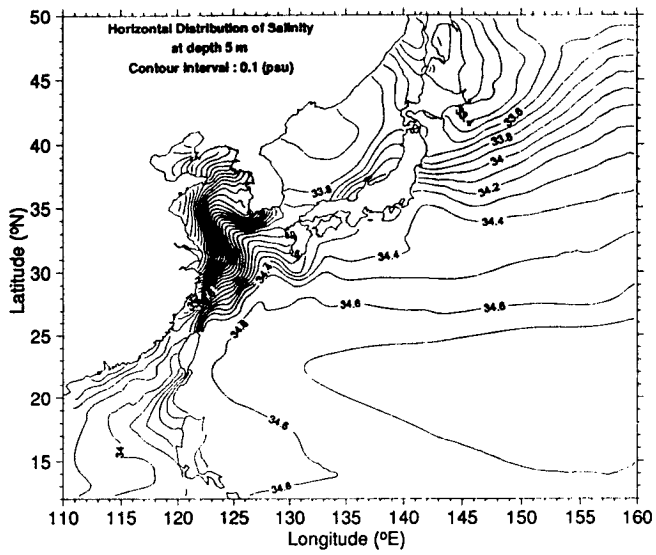
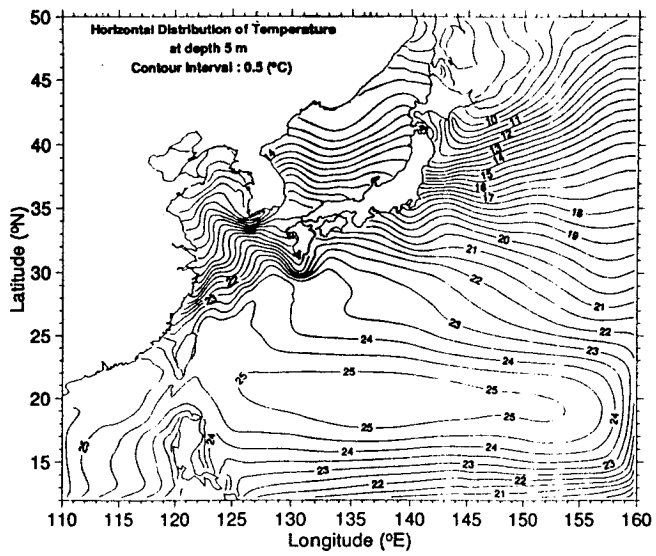


Figure 18. Horizontal distributions of temperature, salinity and velocity at the sea surface.

통해 남중국해로 유입되며 이는 순압모델의 결과와는 다른 점이다. 순압모델과 본 경압모델과의 가장 큰 차이점은 순압모델에서는 전 개월 모두 대부분의 쿠로시오수가 류큐열도의 남쪽연안을 따라 흐르지만 같은 해저지형을 적용한 경압모델에서는 대부분의 쿠로시오수가 류큐열도의 북쪽 대륙사면을 따라 흐르고 있다는 것이다. 표층의 수온 및 염분 분포는 해수표면에 주어진 수온과 염분분포와 유사하다. 수심 62m에서의 순환과 수온 및 염분의 수평분포도 (그림 19)도 표층의 것과 유사하다.

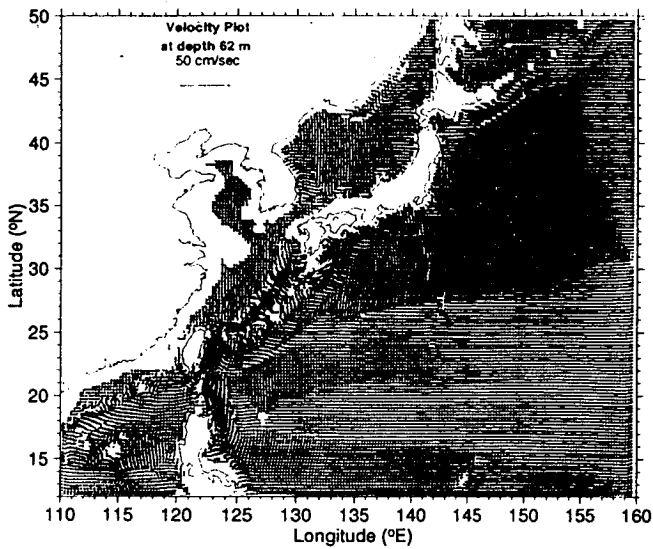
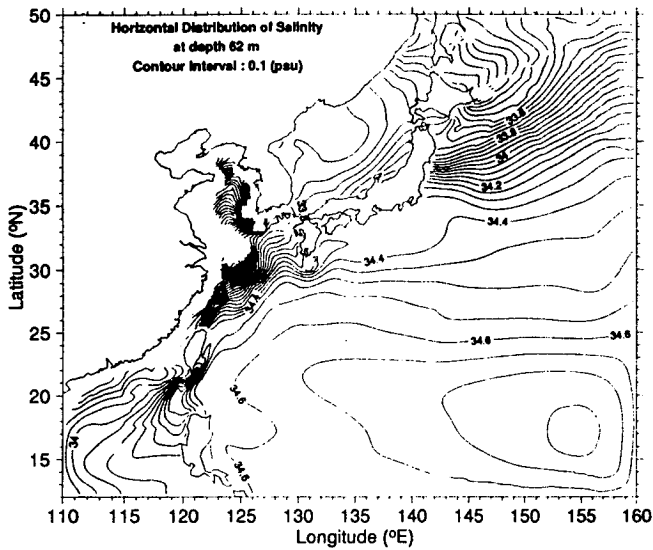
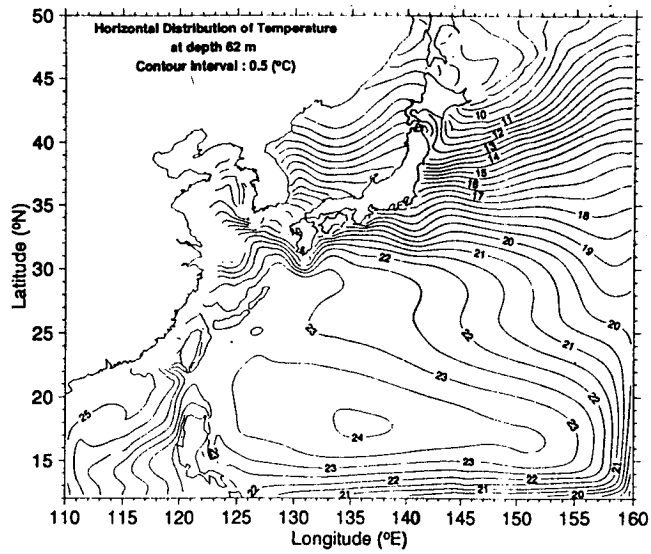


Figure 19. Horizontal distributions of temperature, salinity and velocity at 65m depth.

제 5 장 결론 및 토의

본 연구에서는 수치모델을 이용하여 쿠로시오와 한국주변의 해수순환을 고찰하기 위해 동경 110° - 160° , 북위 12° - 50° 에 이르는 모델영역을 설정하여 월별 바람장을 적용한 순압모델과 표층에 연평균 바람장과 수온 및 염분을 적용한 경압모델을 이용하였다.

순압모델의 결과에 의하면 대마난류는 대만해협이 음의 유선함수 값을 갖는 동계 (10월-3월)에는 쿠로시오로부터 직접 분기되어 형성되며 대만해협이 양의 유선함수값을 갖는 하계 (4월-9월)에는 대만해협을 통해 유입된 대만난류가 대마난류의 기원으로 나타난다. 수송량 변화에 있어서 쿠로시오와 대한해협이 최대와 최소 수송량만을 고려하면 쿠로시오와 대마난류의 수송량의 변화는 약 180° 의 위상차를 보이거나 대만해협에서의 수송량은 북풍계열이 우세한 동계를 제외하고는 쿠로시오와 같은 위상을 갖는다.

경압모델 실험결과에 의하면 쿠로시오를 포함하는 대양순환계는 동경 160° 와 북위 12° 에 위치한 경계역을 폐쇄경계로 가정하였다 하더라도 잘 재현되었으나 동중국해를 포함하는 연해에서의 순환은 잘 나타나지 않았다. 순압모델과 본 경압모델과의 가장 큰 차이점은 순압모델에서는 전 개월 모두 대부분의 쿠로시오수가 류큐열도의 남쪽연안을 따라 흐르지만 같은 해저지형을 적용한 경압모델에서는 대부분의 쿠로시오수가 류큐열도의 북쪽 대륙사면을 따라 흐르고 있다는 것이다.

순압과 경압모델 모두 표층에 적용한 바람은 $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ 의 Hellerman & Rosenstein의 바람장으로써 그 정확성의 문제점으로 인해 수심이 얕은 연해에서의 풍성류에 부정확성이 야기되기 때문에 보다 정확한 바람자료가 요구

된다. 0.25°의 격자간격을 갖는 경압모델에 있어서 동지나해의 대륙사면 상에서 점성효과로 인한 측류형성을 재현하기에는 다소 큰격자를 사용한 것으로 생각되며 앞으로 이러한 문제해결을 위해 단순지형을 갖는 보다 정밀한 격자를 이용한 모델에서 실험하고자 한다. PEM (Primitive Equation Model)을 이용한 우리나라 주변해역의 순환을 개략적으로 판단하기 위해 먼저 진단모드 (Diagnostic Mode) 계산이 선행되어야만 한다. 이를 위해서 수직 수평 모두에 대한 보다 정확한 수온 및 염분 자료가 필요하며 예보모드 (Prognostic Mode) 계산에 있어서도 보다 현실적인 표층경계조건이 요구된다.

참고 문헌

- 나정열, 서장원, 한상규, 1992. 한국근해의 월평균 해상풍. 한국해양학회지, 27: 1-11.
- 남수용, 송영호, 1992. 동해해수 유입에 대한 수치모델: 대마난류의 형성 및 수송량. 한국수산학회지, 25: 58-64
- 이홍재 등, 1993. 쿠로시오해역에서 해황변동연구. 한국해양연구소, BSPN 00179-603-1, 193 pp.
- Beardsley, R.C., R. Limeburner, H. Yu and G.A. Cannon, 1985. Discharge of the Changjiang into the East China Sea. *Continental Shelf Res.*, V.4, Nos1/2: 57-76.
- Bryan, K., and M.D. Cox, 1972, An approximation equation of state for numerical models of ocean circulation. *J. Phys. Oceanogr.*, 2: 510-514
- Chang, K.-I., 1993. The shelfward penetration of western boundary currents. Ph.D. thesis, dept. of oceanography, Southampton University.
- Chao, S.-Y., 1991. Circulation of the East China Sea, A Numerical Study. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 46: 273-295
- Chern, C.-S., and J. Wang, 1990. On the Kuroshio branch current north of Taiwan. *Acta Oceanographica Taiwanica*, 25, 55-64.
- Ching-Sheng, J. Wang and D.-P. Wang, 1990. The exchange of Kuroshio and East China Sea Shelf Water. *J. Geophys. Res.* V.95 No. C9: 16017-16023.
- Cox, M.D., 1975. A baroclinic numerical model of the world ocean:

- Preliminary results. In: Numerical Models of Ocean Circulation. pp. 107-118, National Academy of Sciences, Washionton, D.C.
- Cox, M.D., 1984. A primitive equation three-dimensional model of the ocean, Tech. Rep. 1, 250pp., Geophys. Fluid Dyn. Lab., NOAA Princeton Univ., Priceton, N.J.
- Fang, G., B. Zhao and Y. Zhu, 1991. Water volume transport through the Taiwan strait and the continental shelf of the East China Sea measured with current meters. In: Oceanography of Asian Maginal Seas, edited by K. Takano, Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam, 345-358.
- Hsueh, Y., 1992. The intrusion of the Kuroshio across the continental shelf northeast of Taiwan. J. Geophys. Res., 97(C9), 14323-14330.
- Huh, O.K., 1982. Spring season flow of the Tsushima Current and its seperation from the Kuroshio: satellite evidence. J. Geophys. Res.. 87, 9687-9693
- Greatbatch, R.J. and A. Goulding, 1990. On the seasonal variation of transport through the Tokara Strait. J. Oceanogr. Soc. of Japan, V.46: 9-20.
- Guan, B., 1980. Some results from the study of the variation of the Kuroshio in the East China Sea. The Kuroshio IV-Proc. 4th Symp. Coop. Study Kuroshio Adj. Reg., 879-911.
- Guan, B., 1983b. Analysis of the variations of the volume transport of the Kuroshio in the East China Sea. Chinese Journal of Oceanology and Limnology, i(2), 156-165.
- √ Guan, B., 1986. On the Circulation in the East China Sea. Studia Marina

- Sinica, 27: 1-21
- Guo, B. and K. Lin, 1987. Characteristics of circulation in the continental shelf area of the East China Sea in winter. *Acta Oceanologica Sinica*, V. 6, Supp. I: 51-60.
- Guo, B.K., Lin, H.Z. and J. Lu, 1987. Some features on the circulation in the East China Sea. in "Essays on the Investigation of Kuroshio", Ed.,X. Sun, Ocean Press, Beijing. (in China)
- Hellerman S. and M. Rosenstein, 1983. Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates. *J. Phys. Oceanography*, V.13: 1093-1104.
- Hidaka, K. and T. Suzuki, 1950. Secular variation of the Tsushima Current. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 16: 28-31.
- Hurburt E.H., A.J. Wallcraft, Z. Sirkes and E.J. Metzger, 1992. Modeling of the global and Pacific Ocean : On the path to eddy-resolving ocean prediction. *Oceanography*, Vol 5 No. 1: 25-40.
- Ichiye, T., 1984. Some problems of circulation and hydrography of the Japan Sea and the Tsushima Current. In: *Ocean Hydrographics of the Japan and East China Sea*, edited by T. Ichiye, Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam, 15-54.
- Li, R., Q. Zeng, Z. Ji and D. Gun, 1992. Numerical simulation for a northeastward flowing current from area off the Eastern Hainan Island to Tsugaru/Soya Strait. In *Oceanography of Asian Marginal Seas*. ed. by K. Takano, Elsevier, Amsterdam: 229-238
- Lim, D.B., 1971. On the origin of the Tsushima Current Water. *J. Oceanogr. Soc. Korea*, 6: 85-91.

- Lim, C.H. and H.S. An, 1985. The comparison of the volume transport in the Korea Strait and in the Middle of the East Sea(Japan Sea). J. Oceanol. Soc. Korea, 20: 50-55.
- Michida, Y., H. Nishida and S. Sato, 1987. 東シナ海の平均海流場. 黒潮の開発利用調査研究(第II期)成果報告書(その1), 119-129.
- Miita, Y., and Y. Ogawa, 1984. Tsushima current measured with current meters and drifters. In Ocean hydrodynamics of the Japan and East China Sea. ed. by T. Ichiye, Elsevier, Amsterdam: 67-76.
- Minato, S. and R. Kimura, 1980. Volume transport of the Western boundary current penetrating into a marginal sea. J. Oceanogr. Soc. Japan, 36: 185-195.
- Moriyasu, S., 1972. The Tsushima Current. In Kuroshio: Its physical Aspects. ed. by H. Stommel and K. Yoshida, Univ. of Washington Press: 353-369.
- Nagata, Y., 1981. Oceanic circulation in the East China Sea. Proc. Japan-China Study Symp. Kuroshio, 25-41.
- Nitani, H., 1972. Beginning of the Kuroshio. In Kuroshio: Its Physical Aspects, ed. by H. Stommel and K. Yoshida, Univ. of Tokyo Press, 129-156.
- Qiu, B. and N. Imasato, 1990. A numerical study on the formation of the Kuroshio countercurrent and the Kuroshio branch current in the East China Sea. Cont. Shelf Res., 10, 165-184.
- Semtner, A. J., 1974. An oceanic general circulation model with bottom topography. Numerical Simulation of Weather and Climate, Tech. Rep. 9, Dept. of Meteorol., UCLA, 99pp.

- Seung, Y.H., and S.Y. Nam, 1992. A numerical study on the barotropic transport of the Tsushima Current, *La mer*, 30: 139-147.
- Song W. and B. Guo, 1991. Summer temperature-salinity distributions and circulation characteristics of the source water of the Tsushima Warm Current. *China J. Oceanol. Limnol.*, V.9, No. 2: 24-32.
- Stommel, H., 1948. The westward intensification of wind-driven currents. *Trans. Amer. Geophys. Un.*, 29: 202-206
- Su J. and Y. Pan, 1987. On the shelf circulation north of Taiwan. *Acta Oceanologica Sinica*, V. 6, Supp I: 1-20.
- Takano, K., 1974. A general circulation model for world ocean. *Numerical Simulation of Weather and Climate*, Tech. Rep. No. 8, Dept. of Meteorol., UCLA, 47pp.
- Uda, M., 1934. The results of simultaneous oceanographical investigations in the Japan Sea and its adjacent waters in May and June, 1932. *J. Imp. Fish. Exp. Sta.*, 5: 57-190.
- Wang, W. and J. Su, 1987. A barotropic model of the Kuroshio system and eddy phenomena in the East China Sea. *Acta Oceanologica Sinica*, 6, supplement, 21-35
- Yi, S. U., 1966. Seasonal and secular variations of the water volume transport across the Korea Strait. *J. Oceanol. Soc., Korea*, 1: 7-13.
- Yuan Y., J. Su and S. Xia, 1987. Three dimensional diagnostic calculation of circulation over the East China Sea shelf. *Acta Oceanologica Sinica*, V. 6, Supp. I: 36-50.