

해수면변화와 해저지형에 의한 난류수의 순환과 그 기원

방익찬 · 오임상
제주대학교 해양학과

Warm Water Circulation and its Origin by Sea Level Fluctuation and Bottom Topography

Ig-Chan PANG and Im Sang OH

Deptment of Oceanography, Cheju National University, Cheju-do 690-756, Korea

The analysis of long-period sea level variations with tidal record data around Korea, Japan, and Russia shows that about half of the variations are due to atmospheric influences. The sea level variation by water movements is the largest in the coasts along the Tsushima Current, and becomes smaller in the distant areas. It suggests that the sea level varications are related with the Tsushima Current.

The effect of sea level variations to ocean circulation has been studied with a numerical model allowing barotropic sea level fluctuations. Like the result with GCM (Semtner) model by Pang et al. (1993), the present model also shows that waters basically flow along isobaths over the East China Sea after geostrophic adjustment around Taiwan. However, barotropic sea level fluctuation makes the basic circulation in the Yellow Sea, which waters flow into the central Yellow Sea and out along the west coast of the Korean Peninsula. Besides this, barotropic sea level fluctuation makes long period waves over the shelf area as the Kuroshio varies. By the waves, the basic circulation in the Yellow Sea is disturbed, so that the flow pattern of oppositely flowing into the Yellow Sea along the west coast of the Korean Peninsula appears. In the Yellow Sea circulation, it seems that northwest winds strengthen the basic circulation in winter, and southeast winds strengthen the disturbed circulation in summer. Another point appeared by the long period wave is that the Tsushima Current possibly originates in different areas. There have been two opposing argues on the area in which the Tsushima Current originates : the southwest sea of Kyushu Island and the adjacent sea of Taiwan. Through this study, we found that both of them seem to be important areas for the origin of the Tsushima Current, and one of them is possibly strengthened by long period waves.

The long period waves given by the variation of the Kuroshio Current in the adjacent sea of Taiwan propagate to the Korea Strait as forced waves. The wave continuously propagates to the East Sea through the eastern channel, but reflects in the western channel due to bottom topography. The reflected waves propagate southwestward along the East China Sea as free waves and determine the sea level variations with forced waves.

Key words : Yellow sea circulation, Tsushima Current, sea level fluctuation, long-period waves

서 론

대마해류에 대한 Uda (1934)의 이론에 대한 재평가와 함께 대마해류의 경로와 기원에 대한 연구들이 계속되어 오고 있다. 그러나 수온과 염분의 해양특성자료는 약한 해류, 많은 혼합, 심한 변화 등으로 인해

명확한 해류모양을 보여주지 못하며, 해류관측자료 (Nitani 1972, Ichiye 1984, Rikishi and Ichiye 1986, Qiu and Imasato 1990, et al.)들은 우리가 기대하는 것과는 다른 모양들을 보여주고 있기 때문에 쉽게 문제가 해결되기 어려워 보인다. 요즘에는 한국해양연구소를 중심으로 인공위성추적부표를 사용하여 대마해류의

흐름을 알기 위한 연구를 하고 있다(이 등 1993, 이 등 1994). 그 결과 동중국해상의 수심 100~150 m 깊이를 따라 대한해협을 향하는 복류가 발견되어 Nitani (1972)의 주장과 다른 형태를 얻었으며 또한 대한해협에서 관측된 해수의 염분이 대만해협을 통과해 동중국해로 유입된 해수의 염분보다 높아 대마난류가 대만난류의 연장이라는 Beardsley et al. (1985)의 주장과도 다른 결과를 얻었다고 하였다. (Lie and Cho, 1994).

그러나 이 결과도 대만해협에서 대한해협으로 해수가 흐르는데 걸리는 시간과 그 시간 동안의 염분변화를 고려해야 하는 점과 수심 100~150 m 깊이에 발견된 복류가 Nitani의 해류형태를 위반하는 것이 아니라는 점을 감안하면 대마해류에 대한 두 학설을 과연 부인할 수 있는 결과인지는 명확하지 않다. 사실 관측을 통해 이 문제가 해결되리라는 기대는 성급할지 모른다. 과거에 많은 관측과 오랜 시간 동안의 연구 결과 두 학설을 얻은 것이므로 이 학설들에는 나름대로 충분한 근거들이 있다. 그러므로 우리가 우선 시도해야 할 문제는 관측을 통해 두 학설을 인정하거나 부인하는 문제가 아니라 두 학설이 갖는 의미를 찾고 가능한 역학을 찾아보는 것이라고 본다. 다른 관점에서 보면 두 학설은 상반되는 학설이라기 보다 대마해류의 중요한 특징들을 강조한 것으로 볼 수도 있다. 두 특징의 하나는 대마해류가 대만 주변해역에서 동중국해 대륙붕상을 따라 대한해협을 향해 흐른다는 것이며 다른 하나는 대마해류가 류슈섬 남서해역에서 쿠로시오해류와 분리되어 북상한다는 것이다.

이상의 두 특징이 서로 위배되는 것이 아니라 모두 가능하다는 역학은 Pang et al. (1993)에 의해 제시되었다. 대마난류가 해수면차이 (Minato and Kimura 1980)나 Reynolds Stress (Ichiye 1984)와 같은 외부적인 힘에 의한 해류가 아니라 쿠로시오해류가 동중국해의 지형을 만나 지균조정되고 그 후 해저지형을 따라가는 해류라면 (Pang et al. 1993) 두 특징은 서로 위배되지 않는다. 왜냐하면 류슈 남서해역에서 등수심선이 갈라지기 때문에 등수심선을 따라가던 해류는 이 해역에서 분리될 수 밖에 없기 때문이다. 이러한 가능성은 역학에 대한 연구가 병행되며 관측이 이루어져야 효과적임을 보여준다. 동중국해의 지금까지의 역학연구는 해석학적인 연구 (Nof 1993)도 있었으나 대

부분 수치모델을 사용한 것이었다. 그러나 이 해역에서는 해수면의 변화의 중요성 때문에 rigid-lid approximation을 사용한 GCM모델에 의한 연구는 문제가 있다. 특히 해수면의 계절변화는 이 해역에서 매우 뚜렷한 변화로서 (Pang and Oh, 1994) 해수순환을 연구하는데 반드시 고려되어야 할 요소다. 이 논문에서는 우선 해수면의 장주기변화에 대한 기상의 기여도를 분석해 본 후, 순압해수면의 변화를 허용한 수치모델을 사용하여 해수면변화와 해수순환의 관계를 살펴보고, 마지막으로 동중국해의 해수면변화로 인한 장주기파동의 역학에 대한 정성적인 연구를 시도해 보았다.

해수면 변화와 기상

Pang and Oh (1994)은 우리나라, 일본, 러시아의 103개 조위관측점의 월평균 해수면자료로 장주기 해수면변화를 분석하여 계절변화가 이 해역에서 지배적이며 특히 대마해류역에서 가장 크게 나타남을 보여주었다. 해수면차이의 계절변화로 계산한 대마해류 수송량의 계절변화는 제주와 Sasebo, 제주해협, 대한

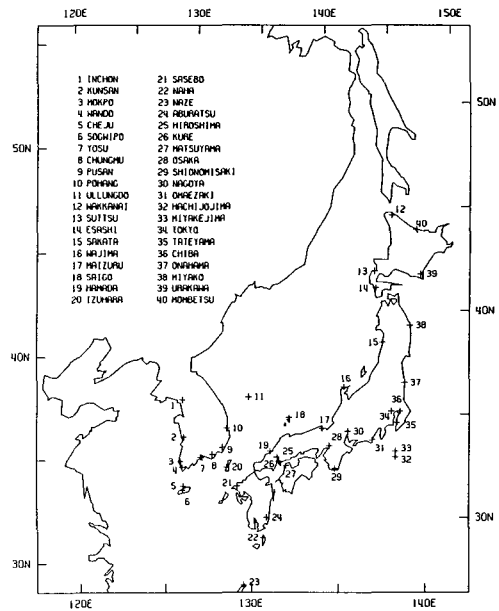


Fig. 1. Meteorological stations of collected data in Korea and Japan (no data in Russia).

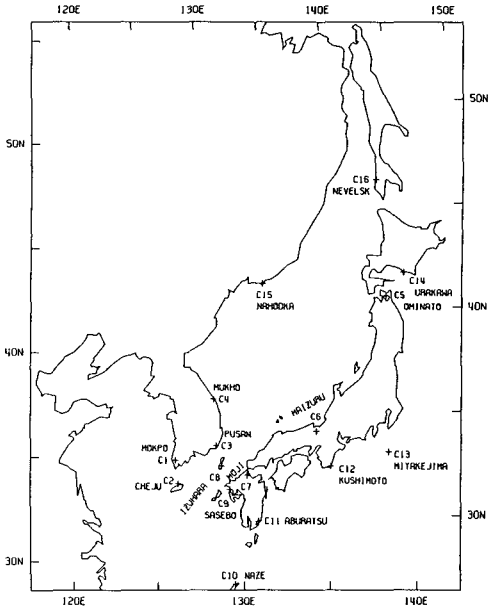


Fig. 2. Tidal stations for analysis with meteorological data. They have a common data period from 1965 to 1985. Corresponding meteorological stations are shown in Fig. 3.

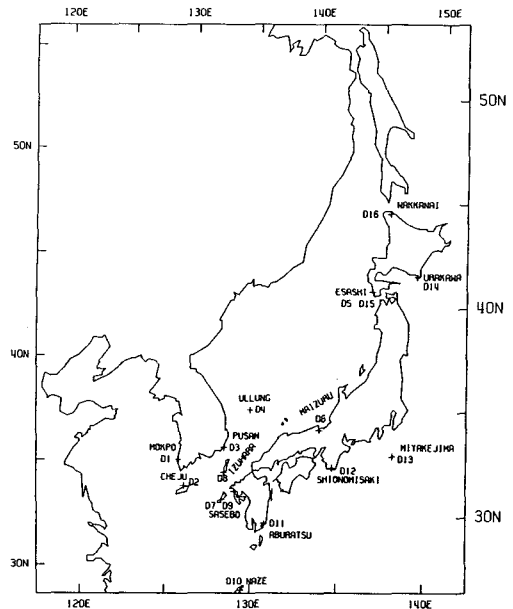


Fig. 3. Meteorological stations for analysis with tidal data. Stations of D1 to D16 correspond to tidal stations of C1 to C16 in Fig. 2.

해협에서 각각 1.5 Sv, 0.3 Sv, 2.0 Sv 정도로 나타났다. 이러한 결과들은 대마해류의 변화가 해수면의 변화에 밀접한 관계가 있음을 말해준다. 이 장에서는 이러한 해수면의 장주기변화와 기상과의 관계를 분석하고, 해수면의 장주기변화를 발생시키는 원인을 분석해 보려한다. 수집한 해수면자료의 관측점은 총 103개 (우리나라 21, 일본 66, 러시아 16) 지점이며 (관측점 위치는 Pang and Oh, 1994 참조) 관측기간은 1960년에서 1991년까지이다. 수집한 기상자료의 종류는 기압, 기온, 풍속이고 관측점은 총 40개 (우리나라 11, 일본 29개)이며 위치는 Fig. 1에 표시되어 있다. 기상자료의 관측기간도 해수면자료의 관측기간과 거의 비슷한 1961년부터 1992년이다. 그러나 이 논문에서 기상자료의 분석은 기상현상 자체를 알기 위한 것이 아니라 해수면과의 관계를 알기 위한 것이므로 Pang and Oh (1994)가 집중적으로 분석한 16개 지점 (Fig. 2의 C1~C16)의 해수면 자료를 중심으로 기상자료를 대응시켜 분석하였다. 대응시킨 기상자료는 해수면 자료의 지점에 기상자료가 없는 경우 가까운 지점이거나 같

은 위도의 기상자료를 대응시켰으며 Fig. 2의 C1~C16에 대응하는 지점으로 선택된 기상자료의 지점들은 Fig. 3에 D1~D16으로 표시되었다. 러시아의 기상자료는 없기 때문에 Nahodka (C15)에 대응하는 기상자료로 같은 위도인 Esashi (D5과 D15)의 기상자료를 대응시켰는데, 두 관측점의 거리상의 문제가 있으나 기단이 같은 위도를 따라 이동하기 때문에 대응시킨 것이다. 해수면자료를 분석한 16개 지점의 선택은 상관관계를 구하기 위해 관측기간이 비교적 많이 공통된 지점들이 선택되었다. 분석에 사용된 관측기간은 해수면 자료분석에서와 같은 1965년부터 1986년까지이다. 참고로 해수면의 수온자료도 몇 개의 지점에서 수집되었으나 분석할 수 없을 정도로 관측이 불연속적으로 이루어져 분석하지 못했다.

Fig. 4와 5는 기압에 의해 보정 (barometric correction)된 해수면 변화와 스펙트럼분석 결과들이다. 해수면변화에는 러시아 해역을 제외한 해역에서 일반적으로 계절변화가 뚜렷하다. 계절변화의 해역별 특징은 대마해류역에서 크고 대마해류의 영향에서 멀어질수록 작아지는 것이다. 대마해류의 중심역인 Sasebo,

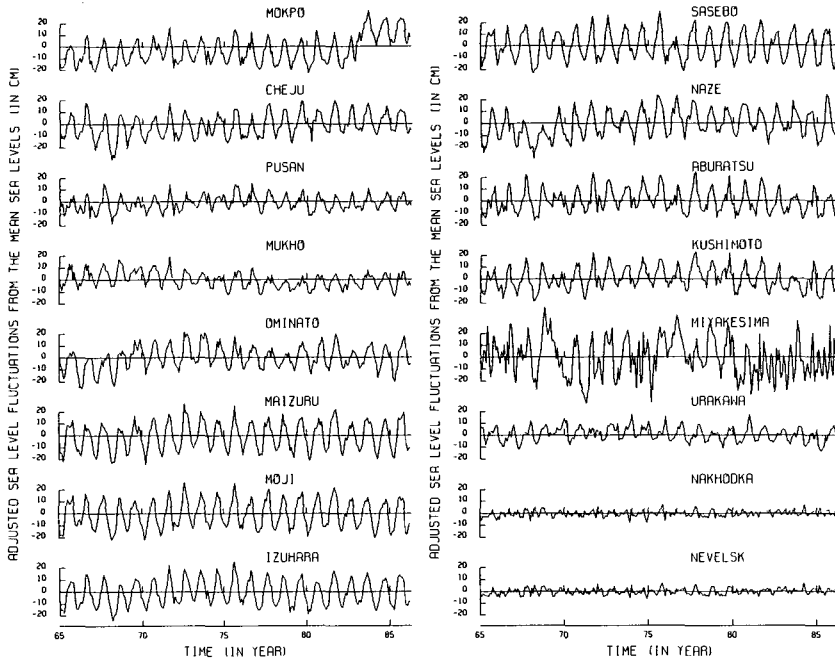


Fig. 4. Barometrically corrected sea level variations from each mean sea level at 16 tidal stations in cm.

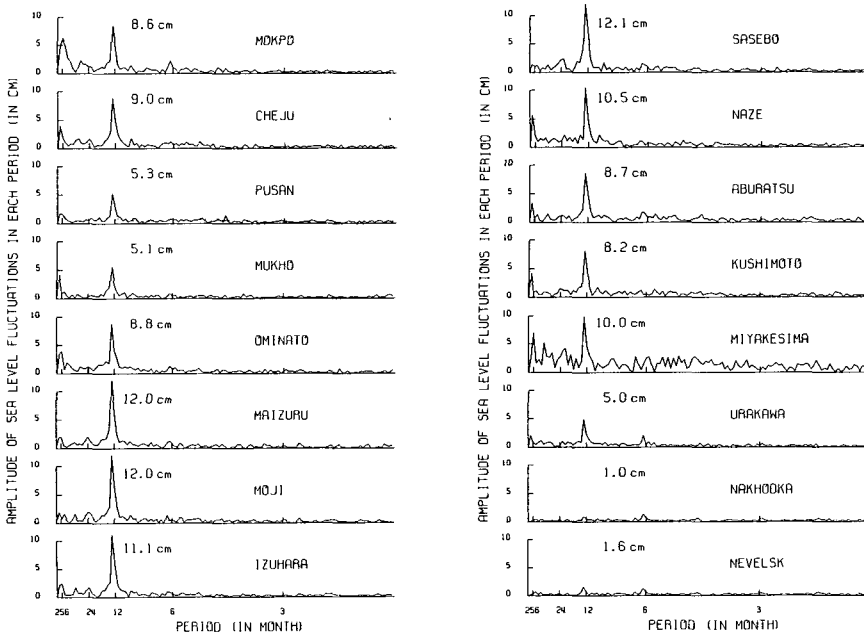


Fig. 5. Spectrum of barometrically corrected sea level variations from each mean sea level. Spectral energy is converted to amplitude in cm. Listed values are the amplitudes of seasonal variation.

Table 1. Ratios of Barometric Effect in sea level variations

Mokop	0.46	Cheju	0.45	Pusan	0.54	Mukho	0.53
Ominato	0.22	Maizuru	0.29	Moji	0.34	Izuhara	0.36
Sasebo	0.34	Naze	0.34	Aburatsu	0.38	Kushimoto	0.33
Miyakesima	0.21	Urakawa	0.22	Nahodka	0.71	Nevelsk	0.50

Izuhara, Moji, Maizuru에서의 계절변화 진폭은 11 cm 가 넘으며 대마해류의 중심에서 떨어져 있거나 하류인 Cheju, Mokpo, Ominato에서는 그보다 조금 작은 8.6~9.0 cm의 진폭을 보인다. 대마해류역에 인접한 Pusan, Mukho, Urakawa에서는 계절변화의 진폭이 약 5 cm 정도이며 대마해류의 영향을 전혀 받지 않는 Nahodka와 Nevelsk에서는 계절변화의 진폭이 1~1.6 cm로 아주 작아진다. 태평양 연안은 대마해류역보다는 작지만 비교적 큰 계절변화를 보인다. 해역별 해수면 변화에서 보이는 또 하나의 특징은 태평양에 위치한 Miyakesima는 다른 해역에서 볼 수 없는 강한 변화를 보이는 것이다. 이 해역은 태평양에서 전파되어 오는 강한 파동에 노출되어 있기 때문이 아닌가 생각된다. Miyakesima에는 1년주기 이상의 장주기 파동이 강하며 상관관계분석에 의하면 이 장주기 파동은 태평양

에서 동중국해로 전파되기 때문이다 (Pang and Oh, 1994).

Fig. 6과 7은 해면기압의 변화와 그 스펙트럼 분석 결과들이다. 해면기압은 계절변화를 뚜렷이 보이고 있다. 계절변화의 크기는 우리나라에서 가장 크고 다음이 큐슈 부근해역, 태평양 연안해역, 러시아 해역순으로 작아진다. 이러한 계절변화의 크기는 북태평양 기단과 몽고기단 사이의 몬순계절변화와 관계가 있는 것으로 보인다. Fig. 4의 해수면변화에는 해면기압의 효과가 이미 보정되었기 때문에 Fig. 6의 기압변화에 의한 해수면변화는 Fig. 4에는 포함되어 있지 않다. 그러나 기압이 보정되지 않은 실제 해수면 변화에는 Fig. 6의 기압변화에 의한 해수면변화가 포함되어 있으며, 다음표는 실제 해수면의 계절변화중 기압에 의한 부분을 계산한 값이다.

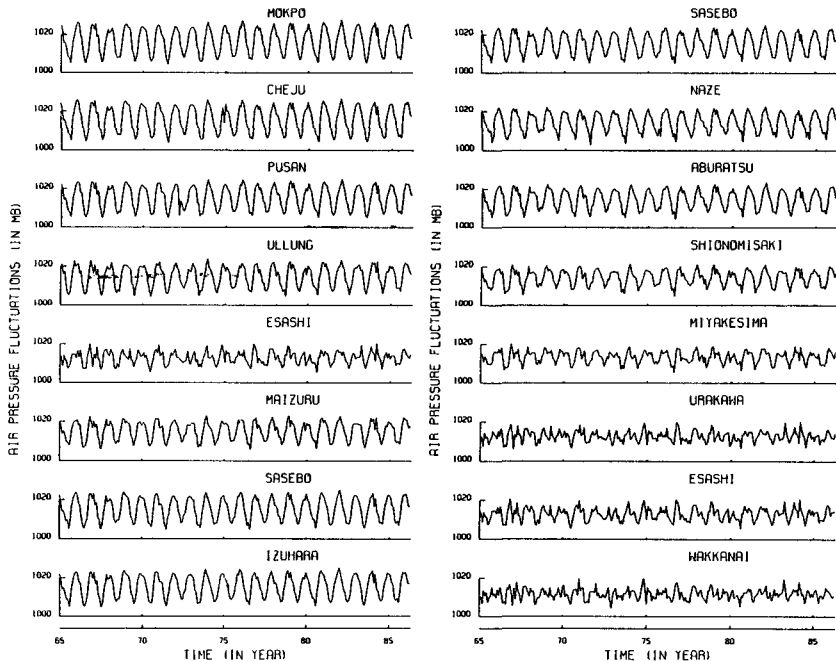


Fig. 6. Air pressure variations at meteorological stations corresponding to 16 tidal stations of Fig. 2 in mb.

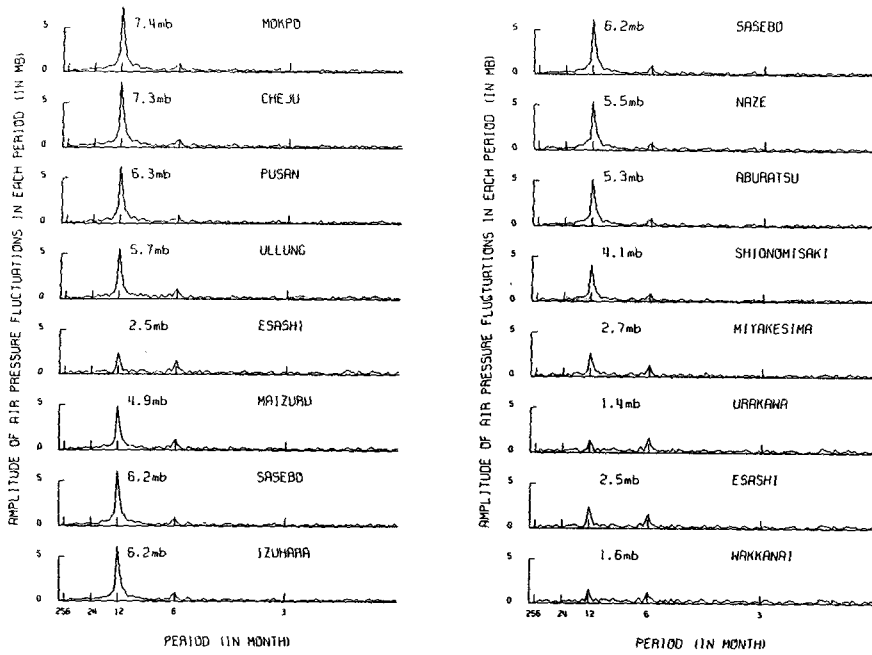


Fig. 7. Spectrum of air pressure variations from each mean pressure level. Spectral energy is converted to amplitude in mb. Listed values are the amplitudes of seasonal variation.

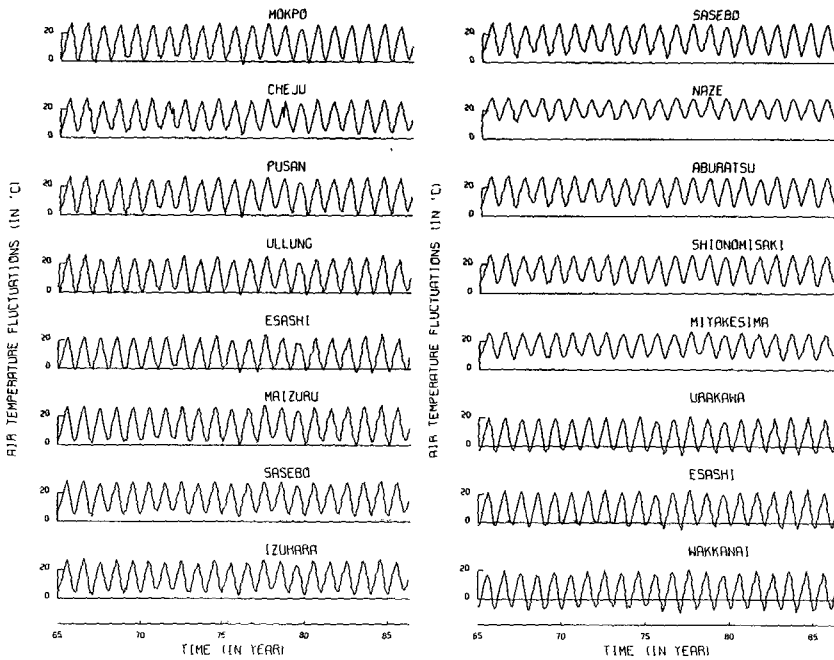


Fig. 8. Air temperature variations at meteorological stations corresponding to 16 tidal stations of Fig. 2 in °C.

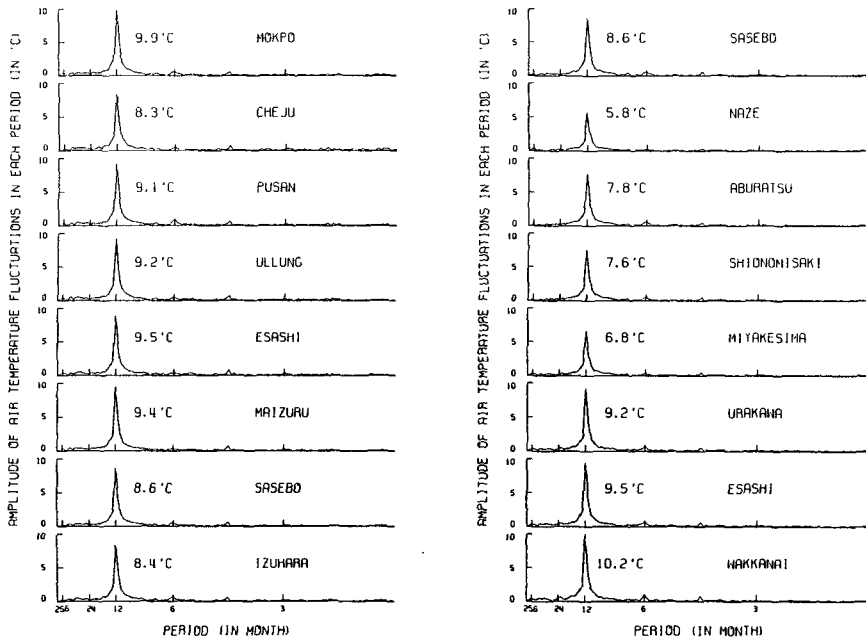


Fig. 9. Spectrum of air temperature variations from each mean temperature level. Spectral energy is converted to amplitude in $^{\circ}\text{C}$. Listed values are the amplitudes of seasonal variation.

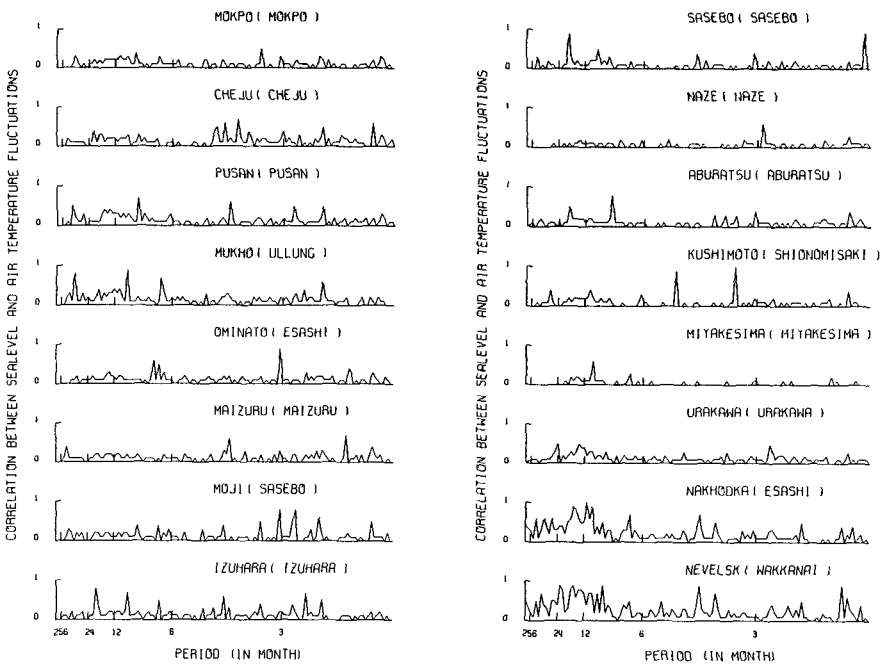


Fig. 10. Spectrum of correlations between barometrically corrected sea level and air temperature variations. Unity means that sea level variation is totally determined by air temperature variation.

이 비율은 러시아 해역과 우리나라 해역에서 높고 일본 해역에서 낮은 편이다. 특히 태평양에 가까운 Miyakesima에서는 0.21에 불과하다. 전 해역에 걸친 평균값은 0.39로 기압이 해수면변화에 주는 영향은 조사해역 평균으로 약 40% 정도다. 기압의 효과를 제거한 해수면변화 (residual variation, Fig. 4)에서 계절변화의 최고 최저값이 나타나는 시간은 남에서 북으로 갈수록 또한 서에서 동으로 갈수록 점점 늦어지며 (Pang and Oh, 1994), 수온의 변화와 비슷한 경향을 보인다 (Nomitsu et al., 1926).

Fig. 8과 9는 기온의 변화와 그 스펙트럼 분석결과들이다. 기온의 변화에는 계절변화가 다른 주기의 변화보다 압도적이며, 기온의 계절변화는 다른 해역보다 러시아 해안에서 오히려 더 크다. 다음에는 기온이 해수면변화에 어느 정도 영향을 미칠 수 있는지를 살펴보았다. 기온자료로 직접 해수면변화에 대한 영향을 계산하는 데는 한계가 있으므로 여기서는 기온이 해수면변화에 미칠 수 있는 영향의 최대값을 계산해 보았다. 기온이 영향을 줄 수 있는 최대값을 구하기 위해 기온의 변화가 전 수심에 걸쳐 해수의 수온을 기온만큼 변화시킨다고 가정하였으며 수심은 조위자료

가 관측된 해안의 수심이 10m는 넘지 않을 것이기 때문에 최대한도로 10m를 사용하였다. Fig. 10은 이와같이 계산할 경우 해수면변화에 대한 기온변화의 기여도를 구한 것이다. 기여도계수 1은 해수면변화가 기온의 변화에 의해서만 결정되는 것을 의미한다. 계절변화의 기여도는 러시아 해역에서는 상당히 높은 값을 보이지만 그 이외의 해역에서는 0.2이하이다. 계절변화 이외의 주기에서 기여도가 높게 나타나는 것은 2주기의 해수면 변화가 워낙 작기 때문에 그 변화는 기온에 의해 영향을 크게 받을 수 있기 때문이다.

이 결과는 수온의 변화가 해수면의 변화의 거의 대부분을 설명하는 것으로 보고한 Nomitsu et al. (1926)의 연구결과와 다르다. 그 이유는 그들은 수온변화의 수심을 500m까지로 본 반면 이 논문에서는 조위자료가 해변에서 관측되었으므로 최대수심을 10m로 보았기 때문이다. 해수면변화에 영향을 주는 수심을 외해의 상층부 전체로 본 이유는 외해의 해수면이 수온에 의해 상승하면 해변의 해수면도 상승할 수 밖에 없다고 생각했기 때문일 것이다. 그러나 러시아 해역의 자료를 보면 이러한 생각은 잘못되었다는 것을 알 수 있다. 러시아 해역의 기온변화는 다른 해역과 비슷한

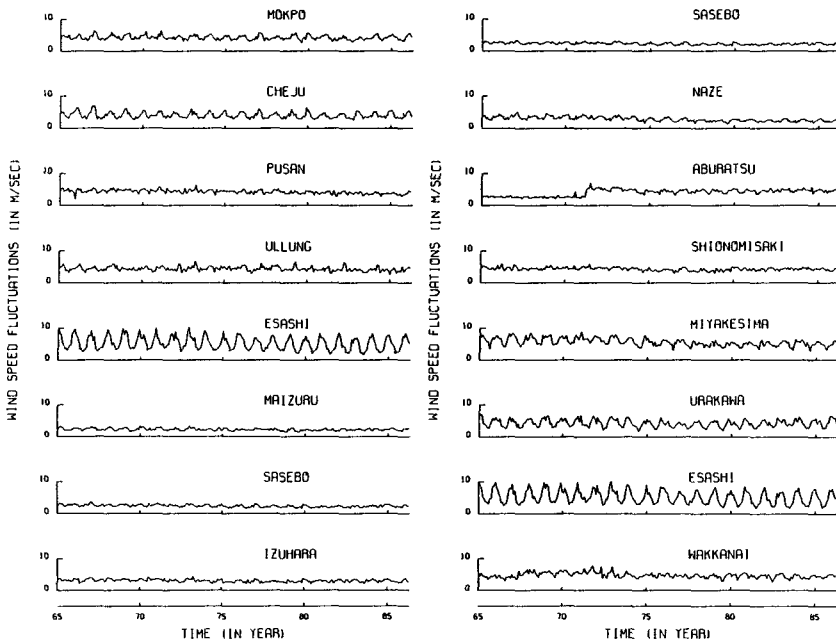


Fig. 11. Wind speed variations at meteorological stations corresponding to 16 tidal stations of Fig. 2 in m/sec.

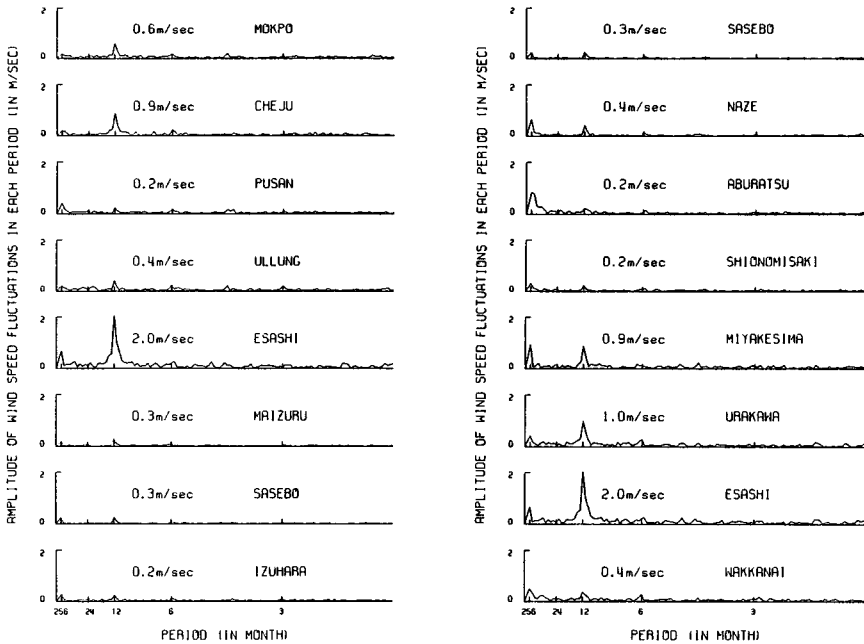


Fig. 12. Spectrum of wind speed variations from each mean wind speed level. Spectral energy is converted to amplitude in m/sec. Listed values are the amplitudes of seasonal variation.

정도로 계절변화를 하고 있으며 (Fig. 8), 일본기상청에서 발행한 10일 평균의 수온자료를 보면 수온의 변화는 러시아 해역이 다른 해역에 비해 오히려 크게 계절변화를 하고 있다. 그러나 러시아 해역의 해수면 변화는 다른 해역에 비해 거의 계절변화를 하지 않고 있으며 (Fig. 4), 이것은 수온의 변화가 수심이 얇은 해안의 해수면 변화에는 큰 영향을 주지 않고 있다는 것을 보여준다.

Fig. 11과 12는 풍속의 변화와 그들의 스펙트럼 분석결과들이다. Miyakesima, Urakawa, Esashi 등의 태평양쪽의 연안에서는 겨울철의 풍속이 여름철의 풍속보다 뚜렷하게 강하며, Mokpo나 Cheju 연안에서도 이러한 경향이 나타난다. 그러나 대부분의 해역에서는 계절에 따른 풍속의 변화를 찾아보기 힘들다. 이 해역은 계절풍지대이므로 풍속보다는 풍향에서 뚜렷할 것으로 보이지만 불행히도 풍향의 자료를 얻지 못했다. 풍속은 우리나라 해역에서는 3~5 m/sec이고 대마해류 해역에서는 조금 작은 2~3 m/sec인데 비해 태평양연안에서는 3~10 m/sec 정도로 크다. 풍속이 해수면변화에 미치는 영향은 파악하기 매우 어렵다. 그

효과는 풍속, 바람의 지속시간, 바람이 부는 면적의 바람의 요소와 지형 등 여러 요인에 의해 달라져 일정한 법칙을 얻을 수 없기 때문이다. 넓은 외해에서는 바람에 의한 해류가 쉽게 다른 해역으로 흐르거나 바람이 다른 방향으로 불어 실제적으로 바람에 의한 해수면의 변화는 기대하기 힘들다. 여기서는 바람의 효과가 최대한도로 나타날 수 있는 경우로 조위를 관측한 주변 해역에 같은 방향으로 바람이 불었을 때 해수면이 변화될 수 있는 가능한 값을 계산하여 보았다. 사용된 식은 다음의 식으로 Nomitsu et al. (1926)가 사용한 것과 같다.

$$\zeta = 0.000000763 \frac{1}{H} W^2 \sin^2 \theta$$

ζ , L, H, W, θ 는 각각 바람에 의한 해수면의 변화, 바람에 의해 해수면이 변하는 거리, 평균수심, 풍속 (m/sec), 바람과 해안선의 각도다. 여기서 L, H는 각각 100 km와 50 m를 사용하였으며, θ 는 최대값을 얻기 위해 90도를 사용하였다. Fig. 13은 이와같이 계산할 경우 해수면변화에 대한 풍속의 기여도를 구한

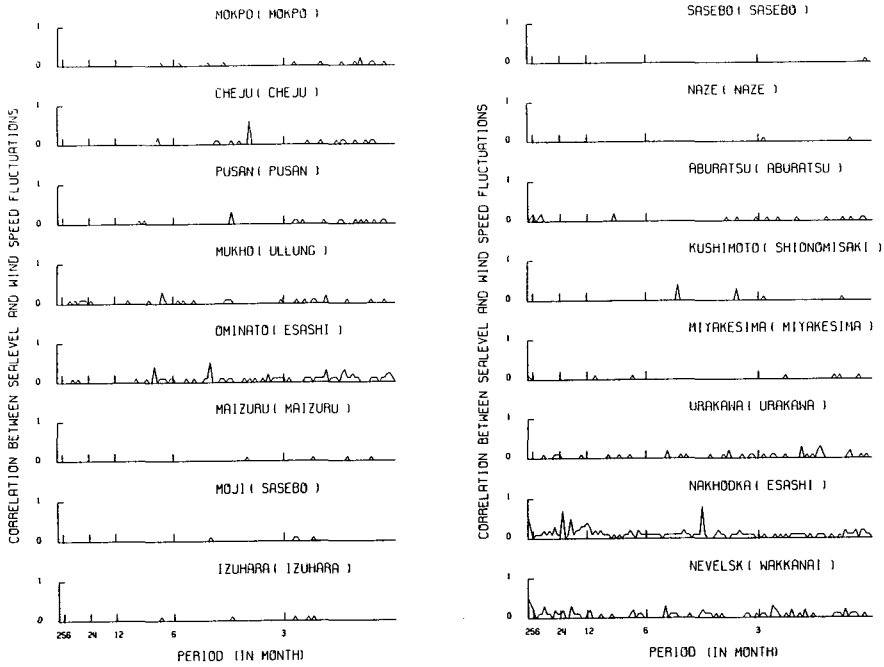


Fig. 13. Spectrum of correlations between barometrically corrected sea level and wind speed variations. Unity means that sea level variation is totally determined by wind speed variation.

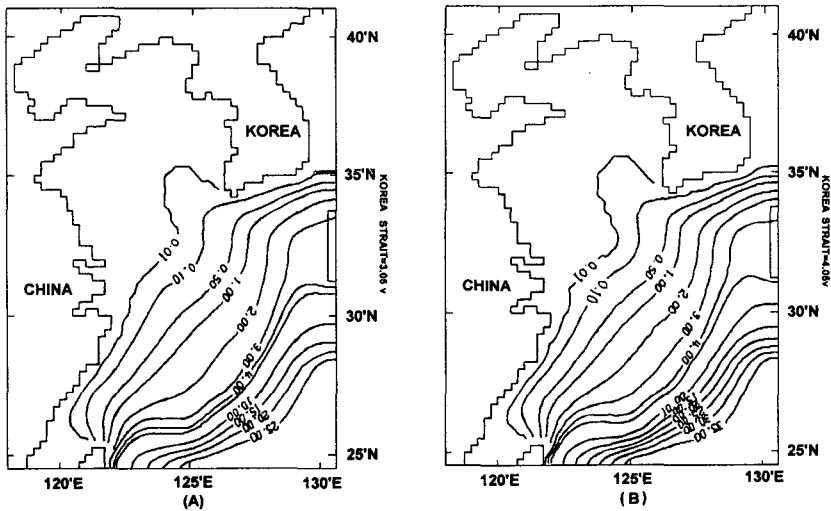


Fig. 14. GCM model results. Stream lines in Sv unit for the input waters of (A) 30Sv and (B) 40Sv through a 300km-width section east of Taiwan. Waters freely flow out through the eastern boundaries (from Pang et al., 1993).

것이다. 여기서도 기여도계수 1은 해수면변화 (Residual Variation)가 모두 풍속의 변화에 의해서만 결정되는 값으로 만들었다. 상관관계는 러시아 해역에서만 약간 나타날 뿐 그 외의 해역에서는 무시할 정도로

작아 바람에 의해 해수면이 거의 변화하지 않음을 보여준다.

해역 전체의 평균으로 볼 때 기상의 효과는 대략 실제 해수면변화의 약 50% 정도를 설명해 주며, 나

머지 50% 정도는 해양자체의 원인에 의하여 발생하는 것으로 볼 수 있다. 대마해류역에서는 해양의 원인에 의한 변화가 가장 커 기상의 효과는 20~30%로 작아지는 반면, 대마해류의 영향을 받지 않는 러시아 해역에서는 해양의 원인에 의한 변화가 작아 기상의 효과가 주요 부분을 차지한다. 이러한 분포는 해양의 주요 원인이 대마해류와 관련되는 장주기 변화임을 의미하는 것으로 볼 수 있다.

해수면 변화와 해수순환

GCM (General Circulation Model) 모델에서는 순압 해수면 변화에 의한 압력경도력항이 해류를 발생시키는 직접적인 역할 (driving force)을 하지 않는다. GCM 모델에서는 와도방정식을 사용하여 순압해류를

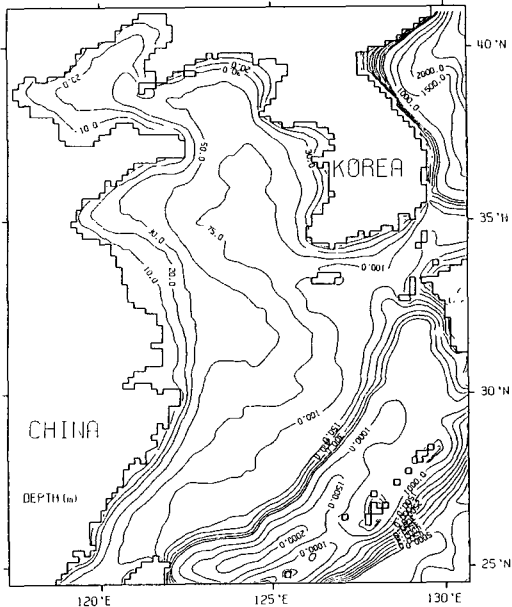


Fig. 15. Model domain and bottom topography in m for studying with the model allowing sea level fluctuations. Grid length is about 18km and β plane is used.

구하는데 x, y 운동방정식을 교차미분하면서 와도방정식을 얻을 때 압력항은 제거되어 순압해수면 변화는 와도변화에 영향을 주지 못하기 때문이다. 경압해

수면 변화가 직접적으로 와도에 영향을 주는 것과는 달리 순압해수면 변화는 해수기둥의 길이를 변화시킴으로써 간접적으로 와도에 영향을 주는데 GCM 모델은 해수면변화에 의한 해수기둥 길이의 변화를 rigid-lid approximation을 사용하여 무시하였기 때문에 순압해수면변화는 와도에 영향을 주지 못한다. 이러한 계산방법에 의해 순압해수면변화에 의한 압력경도력의 역할은 간접적으로 포함되며 중력파를 제거함으로써 빠른 계산이 가능하도록 해 준다. (단, rigid lid approximation 하에서도 kelvin wave의 효과는 있으나 파속이 무한대로 나타난다.) 문제는 해수면의 변화가 중요하게 작용하는 해역에서 이 계산방법은 해수면의 역할을 포함시키지 못하는 것이다. 예를들어 와도변화 요인이 전혀 없다면 GCM 모델로 계산된 해류는 정확히 해저지형을 따르게 되는데, 만약 순압해수면변화가 허용된다면 그에 따른 압력경도력은 해저지형을 따르던 해류를 이탈시킬 수 있다. 문제는 이러한 역할이 얼마나 중요한가에 따라 모델이 결정되며 황해와 동중국해의 해수순환에는 그 역할이 중요하기 때문에 GCM 모델이 적당하지 않을 수 있다. 예를들어 Fig. 14 (from Pang et al., 1993)에서 나타난 바와 같이 GCM 모델로 수행한 순압류인 경우 해저지형을 따라가는 해류형태는 쿠로시오해류의 수송량 변화에 의해 전혀 변하지 않아 대마해류의 연구에는 한계가 있었다. Fig. 14의 남쪽경계를 통해 (A)는 30 Sv의 쿠로시오해류를, (B)는 40 Sv의 쿠로시오해류를 모델해역으로 유입시킨 경우이며 동쪽경계로는 자유롭게 유출되도록 한 결과이다. 등 stream line의 형태가 약간 다른 것은 두 경우 유량이 다르기 때문에 나타난 것이며 해류형태가 달라진 것은 아니다. 그러나 오해를 막기 위해, 두 모델의 차이는 정상상태 (steady state)에서 approximation 정도이기 때문에 특이한 경우를 제외하면 두 모델의 결과는 같다는 것을 언급하고자 한다. 이 장에서는 순압해수면의 변화를 포함할 수 있는 수치모델로 대마난류를 연구해 보았다.

모델에 사용된 식은 2차원 수심평균 식이며 모델해역과 수심은 Fig. 15에 나타나 있으며 모델격자 간격은 약 18 km이고 β -plane이 사용되었고 계산시간간격 (Δt)은 다음의 Courant-Friedrichs-Lewy 안정성조건에 맞는 30초를 사용하였다.

경계조건으로 대만 동쪽에서 해수면과 유속으로 해

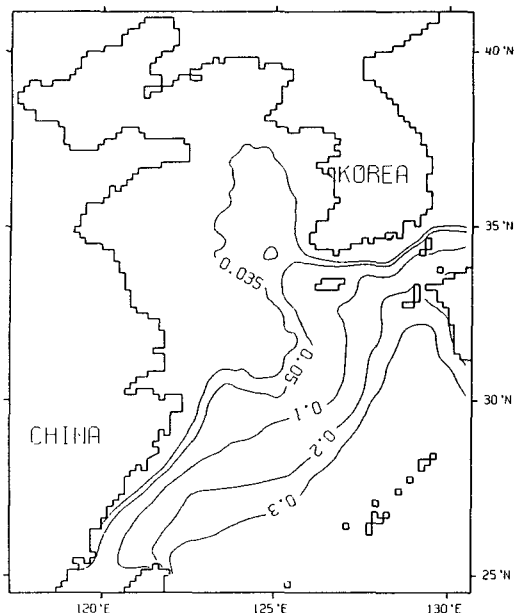


Fig. 16. Sea level heights in m for the input of 40 Sv through a 150km width section east of Taiwan. Water depths greater than 1000m are set to be 1000m. Waters freely flow out through the eastern boundaries. Frictional coefficient k is 0.001.

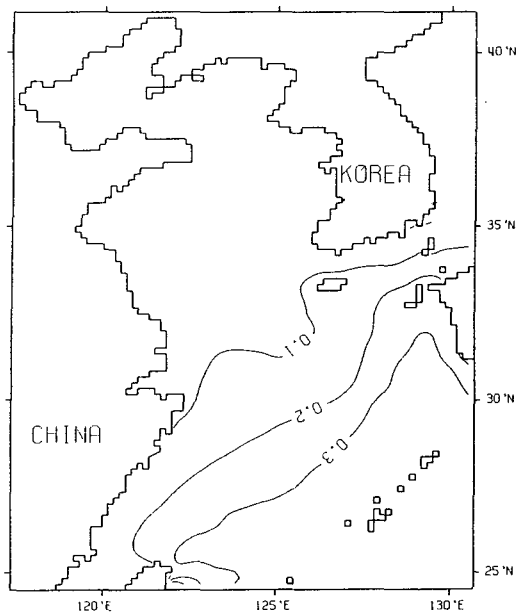


Fig. 17. The same case as in Fig. 16 except that frictional coefficient k is 0.01.

수를 유입시켰으며 큐슈섬 남쪽해역과 대한해협에서는 자유롭게 해수가 유출되도록 하였다. 경계조건은 자유전파 경계조건 (free radiation boundary condition) (Røed and Copper, 1985)을 사용하였다. 유입폭과 유입량은 여러 경우로 변경하였으나 유출폭은 유출상태를 보기 위해 약 300 km로 넓게 정하였다.

기본해류형태

Fig. 16은 모델해역의 남쪽경계를 통해 40 Sv의 해수가 유입되는 경우로 등해수면의 높이 (등고선)를 나타낸 그림이다. 수심이 1000 m보다 깊은 해역의 수심은 1000 m로 한정시키고, 유입폭은 대만 동쪽에서 약 150 km, 마찰계수 0.001을 사용하였다. 수송량 40 Sv와 수심 1000 m는 Nitani (1972)의 결과를 참고로 정한 것이다. 모델해역으로 유입된 해수는 Fig. 15와 비교해보면 거의 정확히 해저지형을 따르며 이 결과는 GCM모델의 결과 (Pang et al., 1993)와 같은 결과이다. 그러나 마찰이 커질수록 해저지형을 가로지르는 흐름이 생기고 대한해협으로 복상하는 유량이 많아지는데 비해 마찰이 작아질수록 점점 더 해저지형을 따라 흐르고 대한해협으로 복상하는 유량이 적어진다. 마찰이 커지면 마찰에 의한 와도의 변화가 커져 모델해역으로 유입된 해수가 해저지형에 적응할 때 등수심선을 가로 질러 동중국해로 복상하는 해수가 많아지기 때문에 그 후에 등수심선을 반대로 가로 지르는 흐름이 생겨도 대한해협으로 많은 해수가 복상할 수 있다. 반면에 마찰이 작아질 때는 유속이 증가하고 전향력이 커져 해류가 동중국해로 넓게 퍼져 흐르지 못하기 때문에 대한해협으로 유출되는 유량이 작아지게 된다. Fig. 17은 마찰이 0.01일 때의 결과로 등해수면선이 Fig. 16에 비해 유입초기의 해류형태가 북쪽으로 퍼져 있는 것과 동중국해에서 등수심선을 약간 가로지르는 것을 볼 수 있다. Fig. 16에서와 같이 마찰이 0.001 정도에 이르르면 거의 해저지형을 따르며 대한해협으로 유출되는 유량은 약 3 Sv에 이른다.

이 모델로 이해하고 싶은 점은 유입해수만이 주어진 해류를 발생시킬 수 있는 다른 모든 힘이 배제된 상태에서 대마해류의 흐름과 그 역학이기 때문에 쿠로시오해류 주변의 자세한 점들은 고려되지 않았다. 예를 들어 해수면 분포는 해수 유입구 이동 (以東)의 경계에서는 모두 같은 해수면을 유지시켰는데 이것으

로는 북태평양에 형성되는 warm water pool이나 gyre가 실제와 같이 재현되기 힘들다. 그 결과 쿠로시오해류 동쪽에 형성되는 반류(反流)가 많아져 Tokara해협으로는 Nitani (1972)가 보고한 30 Sv보다 적은 약 25 Sv만이 유출된다. 그러나 이러한 차이가 동중국해 상에서 해저지형을 따라 흐르는 대마해류의 역학에 영향을 준다고 생각되지는 않는다. 쿠로시오해류역의 수심은 5000 m까지 있으나 그대로 사용할 경우에는 수송량이 실제보다 훨씬 많아져 Fig. 16에서는 쿠로시오의 두께라고 생각되는 1000 m를 사용한 것이다. 그러나 실제 해저지형을 사용한 결과는 수송량만 많아질뿐 기본적인 해류형태는 Fig. 16과 같다. Fig. 18은 실제 해저지형을 사용하고 유입폭을 대만 동쪽에서 약 300 km로 늘렸으며 유입구의 해수면경사는 1 m를 사용한 결과이다. 이로 인해 수송량은 늘어났으나 동중국해를 흐르는 대마해류형태는 거의 같음을 알 수 있다. 이 환경은 동중국해의 해류형태는 Fig. 16과 같으나 동중국해 바깥의 쿠로시오해류역이 보다 안정되었기 때문에 이후에는 이 환경을 기본환경으로 정하였다.

황해해수순환

순압해수면변화를 허용한 수치모델결과는 GCM 모델결과와 비교해 기본해류형태는 같으나 다른 몇가지 점을 보여준다. 그 하나는 황해의 해수순환의 강화다. Fig. 16은 황해 중앙부 골의 해저지형을 따라 해수가 황해로 유입되고 서해안을 따라 유출되는 것을 보여준다. 그림에서 75 m의 등수심선과 0.035 m의 등해수면선은 거의 일치하는 것을 볼 수 있다. GCM모델결과에는 이러한 황해순환이 거의 나타나지 않았었다 (Fig. 14). Pang et al. (1993)이 GCM모델을 사용하여 40 Sv의 쿠로시오해수를 유입시킨 결과는 황해의 중앙부 골을 통해 황해로 유입되는 유량은 불과 0.01 Sv에 지나지 않았다. 이 유량은 황해입구에서 해수가 폭 200 km, 평균수심 50 m의 단면적으로 유입될 경우 약 0.1 cm/sec의 유속에 해당하여 황해로 유입되는 유량은 무시할 수 있다. 반면에 Fig. 16의 결과는 황해입구에서 같은 해류폭을 사용할 경우 해수면의 차이가 0.035 m 내지는 0.05 m 정도이므로 약 2~3 cm/sec의 유속에 해당한다. GCM모델에서 황해순환이 무시할 정도로 작아지는 이유는 마찰과 β effect에 의해

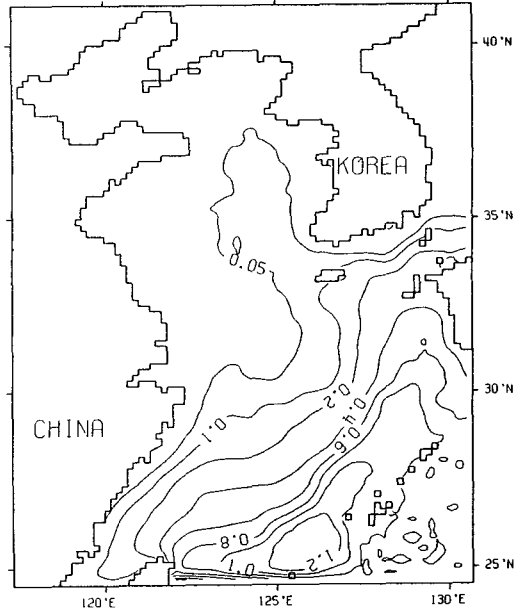


Fig. 18. Sea level heights in m for the input boundary condition given by sea level gradient of 1m over a 300km width section east of Taiwan. Bottom topography in Fig. 15 is used. The rest conditions are the same as in Fig. 16. This shows the basic flow pattern, the winter pattern, in the Yellow Sea.

해수가 등수심선을 따라 황해로 유입하지 못하기 때문이다. 해수면변화가 허용되면 그에 따른 압력경도력이 해수가 황해로 유입되는 힘을 제공하게 되며, 이를 와도로 해석한다면 해수면변화에 따른 와도변화가 마찰과 β effect에 의한 효과를 상쇄시켜 해수가 보다 등수심선에 가깝게 따라 흐르도록 만들기 때문이다.

이 모델결과로 보면 해수가 황해 중앙의 골을 따라 황해로 유입되고 서해안을 따라 남하하는 순환은 황해순환의 기본형태로 보인다. GCM모델에서는 이러한 형태가 바람에 의해서만 나타났기 때문에 계절풍이 이러한 순환을 발생시키는 것으로 해석되어 왔다 (Pang et al., 1993). 실제 황해에서는 이 형태가 겨울철에 나타나는데 그것은 북서계절풍이 이러한 순환형태를 더욱 강화시키기 때문일 것이다. Fig. 19는 Fig. 18의 기본상황에 10 m/sec의 북풍을 포함시킨 결과로서 황해중앙 골을 따라 북으로 유입되는 해류와 서해안을 따라 남으로 유출되는 해류가 강화됨과 더불어

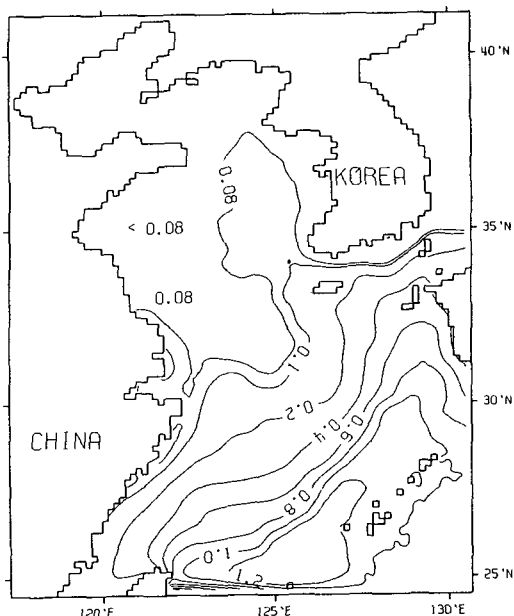


Fig. 19. The same case as in Fig. 18 with the north wind of 10m/sec. The wind strengthens the upwind flow along the middle trough and downwind flow along the Korea coast and generates downwind flow along the China coast.

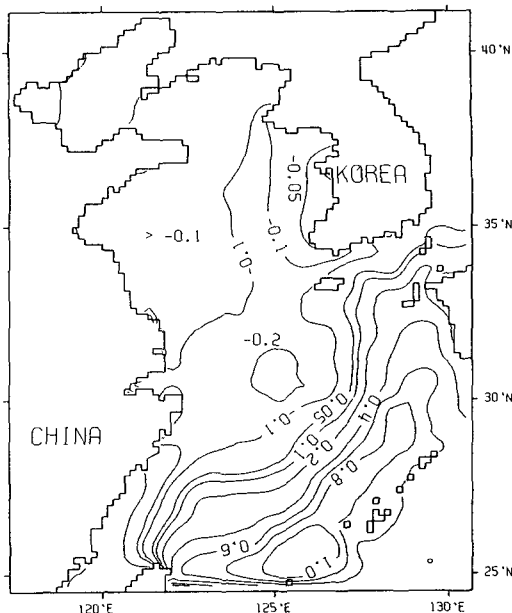


Fig. 20. The same case as in Fig. 18 with a variation of Kuroshio transport. It shows a disturbed flow pattern by long period waves, the summer pattern, in the Yellow Sea.

중국해안을 따라 남하하는 해류가 발생함을 보여준다. 이것은 바람에 의해 해안을 따라 순풍류가 생성되고 중앙골을 따라 역풍류가 형성되는 순환 (Pang et al., 1992, 1993)이 겨울철 기본해류형태를 강화시킨 결과이다.

그러나 여름철에 나타나는 순환형태는 겨울철과는 반대로 황해의 중앙골을 따라 해수 (황해저층냉수)가 남하한다. 여름철에 서해안을 따라 해수 (황해난류)가 북상하는 문제는 그 역학적 가능성 (Pang et al., 1992, 1993)과 생물학적인 증거 (심 등, 1988)에도 불구하고 물리학적으로 부정되어 오다 (Lie, 1984, 1985; Nakao, 1977; Kim et al., 1991) 최근 관측을 통해 확인되었다 (방 등, 1994). 아직은 이 순환형태가 여름철에 지속적으로 나타나는지 아니면 간헐적으로 나타나는지까지는 확인되지 않은 상태다. 여름철의 순환형태를 발생시킬 수 있는 가능한 역학은 역시 계절풍으로 생각되어 왔으나 (Pang et al., 1992, 1993), 이 모델결과는 다른 역학의 가능성을 제시하고 있다. 즉, Fig. 18과 같은 기본해류형태가 쿠로시오 수송량의

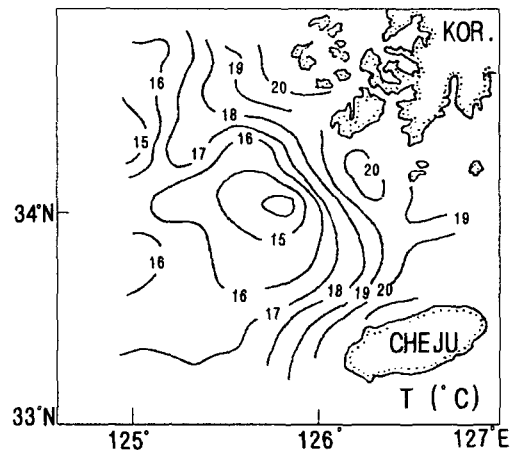


Fig. 21. Horizontal distribution of vertically mean temperature from surface to the depth of 70m (or bottom) in Sep. 6~15, 1994.

년변화로 인해 발생하는 장주기파동에 의해 교란되는 것이다. 쿠로시오 수송량의 변화는 해수면의 변화를 가져오며 그 변화는 대륙붕상에서 장주기파동을 야기시킨다. Fig. 20은 그러한 장주기 파동에 의해 황해의

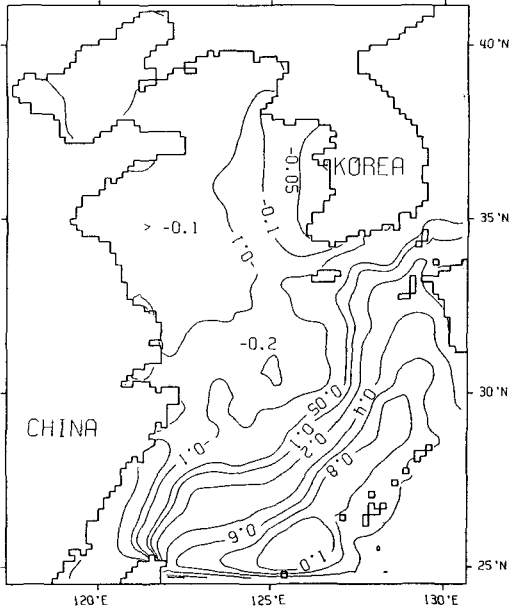


Fig. 22. A disturbed flow pattern by long period waves driven by a variation of Kuroshio transport. Southwest Sea of Kyushu is emphasized as an origin area of the Tsushima Current.

해류형태가 여름철 해류형태로 바뀐 것을 보여준다. 황해의 중국쪽 연안에는 해류가 남하하며 양자강 동쪽외해의 반시계방향의 와류와 함께 대만난류를 남동 방향으로 압박한다. 반면에 황해의 우리나라쪽 연안에는 북상하는 해류가 나타난다. 이 해류는 제주도를 향해 북상한 해류와 직접적으로 연결된 것으로 나타나지는 않으나, 제주해협에서 연결될 가능성은 많다. Fig. 21은 1994년 9월 6~15일에 제주대학교에서 관측한 수온분포로 표층에서 70 m 층까지(수심이 70 m보다 얇을 때는 저층까지) 수직평균 수온분포도이다(방 등, 1994). 이 분포는 Fig. 20과 거의 비슷한 분포를 보이며 제주도 서방해역을 통해 북상한 대만난류계의 해수가 여름철에 황해로 유입되는 것을 보여준다. Fig. 21에서 수직평균을 한 이유는 한반도 남서해역에서 수직혼합이 강하게 나타나기 때문에 그 효과를 고려한 것이며 수직평균을 하지 않은 경우에도 이러한 경향은 나타난다(방 등, 1995). 염분분포 대신에 수온분포를 보인 이유는 이 시기에는 강우량과 하천수가 염분에 너무 많은 영향을 주어 염분분포로 해수의 흐름을 유추하기는 어려운 반면 태양열의 영향은

조사해역 전역에 거의 비슷하여 수온분포가 오히려 해수흐름을 보여주기 때문이다(방 등, 1995). Fig. 20의 조건에 5 m/sec의 남동계절풍을 합한 결과는 바람이 약하기 때문에 북서계절풍과 같은 효과는 나타나지 않으며 여름철 해류순환형태를 약간만 강화시킬 뿐이다. 그러나 장주기파동에 의한 해류형태는 항류가 아닌 한시적인 성질이 강하며 남동계절풍은 북서계절풍에 비해 약하기 때문에 여름철의 순환형태가 지속적이지 못하고 약할 것으로 생각된다.

대마해류의 기원

지금까지 대마해류의 기원에 대한 학설은 크게 두 가지로 분류될 수 있다. 하나는 큐슈섬 남서해역에서 쿠로시오해수의 일부가 분리되어 북상하는 것이며(Uda, 1934; Nitani, 1972; etc.), 다른 하나는 대만 주변해역에서 대만난류수 또는 동중국해로 북상한 해수가 동중국해를 따라 흐르는 것이다(Beardsley et al., 1985; Fang et al., 1991). 그러나 수치모델의 결과(Pang et al., 1993)에는 두 가지가 모두 나타나고 있다. 쿠로시오해류가 대만 주변해역에서 동중국해의 대륙붕과 마주칠 때 일부 해수가 동중국해로 북상하여 해저지형에 맞는 지균형으로 적응(geostrophic adjustment)한 후 동중국해의 등수심선을 따라 흐르는 것은 우선 대만 주변해역에서 대만난류가 기원하는 것을 보여준다. 그러나 등수심선을 따라 흐르던 해류가 등수심선이 갈라지는 큐슈 남서해역에서 분리되어 약 200 m 이하의 등수심선을 따르던 해수는 대한해협으로 북상하고 그보다 깊은 등수심선을 따라 흐르던 해수는 큐슈 남서해역의 등수심선을 따라 시계방향의 회전을 한 후 Tokara 해협을 통과해 태평양으로 흐르는 것은 큐슈 남서해역에서 대마해류가 분리되어 북상하는 것을 보여준다.

이러한 결과는 대마해류의 기원에 대한 두 학설이 서로 위배되는 것이라기 보다는 대마해류의 기원에 대한 두 특징을 설명한 것으로 보여진다. 그러나 해수면변화를 허용한 모델에서는 이 두 특징이 장주기파동에 의해 각각 강조될 수 있음을 보여준다. Fig. 22는 기본순환형태가 장주기파에 의해 변화된 예이며 큐슈섬 남서해역의 기원이 강화되는 것을 보여준다. Fig. 18에서는 대만북부해역이 대만난류의 기원해역으로 강조되어 있음과 비교해 볼 때 대마해류의 기원은

상당히 달라져 있음을 알 수 있다. 즉, 해수순환의 기본형태가 강한 장주기파동에 의해 영향을 받는다면 두 학설이 주장하는 대마해류의 기원형태는 Fig. 18과 Fig. 22에서와 같이 각각 강화되어 나타날 수 있다.

해수면변화와 장주기 파동

이상과 같이 황해나 동중국해의 해수순환이나 대마해류의 기원에는 동중국해 대륙붕의 해저지형과 해수면변화의 역할이 결정적이며, 또한 이들에 의해 생성되는 장주기파동도 중요한 영향을 미치는 것으로 나타났다. 그러나 아직까지 동중국해 대륙붕의 장주기파동에는 관심을 갖지 못했었다. 아직 해수순환을 파악하기도 쉽지 않은 상황에서 파동의 역할에까지 관심을 갖는 것이 시기상조인 점도 있으나, 대마해류의 기원을 동중국해 외부의 역학에서 찾아온 경향으로 인해 동중국해의 역학이 소외된 점이 더 큰 이유일 것이다. 대마해류를 발생시키는 힘으로는 대한해협과 Tsugaru해협 사이의 해수면차이 (Minato and Kimura, 1980)와 Reynolds Stress (Ichiye, 1984) 등이 제시되어 왔으나 모두 외부의 요인들이었다. 그러나 Pang et al. (1993)의 연구결과와 이 논문의 연구결과는 동중국해 대륙붕의 역할에 보다 많은 연구가 이루어져야 함을 보여준다.

이 절에서는 동중국해 대륙붕에서 발생될 수 있는 장주기파에 대한 정량적인 연구에 앞서 정성적인 연구를 시도하였다.

기본방정식과 자유파

태평양과 접하고 있는 대륙붕단은 150~200 m의 등수심선을 따라 남서-북동 방향으로 분포한다. 이에 비해 해안선은 대륙붕단과 평행하지 않고 중앙부의 해안선이 황해방면으로 넓어진다. 황해 방면으로 넓어진 지형을 세밀하게 분석하면 황해에는 두개의 대륙붕 (double shelf)으로 이루어져 있다. 그러나 두 개의 대륙붕으로 해석할 경우 정성적인 해석이 복잡해지기 때문에 여기서는 동중국해의 해저지형을 중앙의 폭이 넓어진 하나의 대륙붕으로 해석하였다. 이러한 해석은 대륙붕 상의 파동역학에 정성적인 차이를 주지는 않는다. 왜냐하면 황해에서 서해안을 따라 북진

한 파가 발해만을 돌아 중국해안을 따라 남진하는 파동의 진행은 해안선이 굽은 하나의 대륙붕을 파동이 진행하는 것과 같기 때문이다.

연구해역과 좌표는 Fig. 23에 표시되어 있다. (이 그림에서 축은 상징적으로 직선으로 그려졌으나 실체는 직선이 아님) 해안선에 수직인 방향과 평행한 방향을 각각 x , y 축으로 하고, 해수면과 수직인 방향을 z 축으로 하였다. x , y , z 축은 각각 해안에서 외해로, 대만해협에서 대한해협으로, 해수면에서 수직 위로 향하는 방향을 양의 방향으로 정하였으며, $x=0$ 은 대륙붕과 심해의 접점, $x=-B$ 는 해안경계조건이 적용되는 지점, $y=0$ 은 대륙붕과 대만이 만나는 점, $y=L$ 은 대한해협, $z=0$ 은 해수면을 각각 표시한다. 이러한 좌표축을 가진 기본방정식의 유도는 오 등 (1995)에 있다.

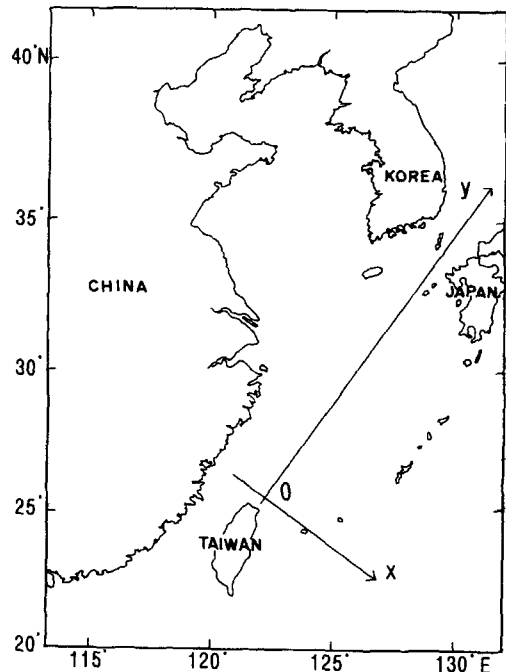


Fig. 23. Schematic representation of coordinate system in the East china Sea. The coordinates x and y refer to the cross-shelf (off-shore positive) and alongshore (northeastward positive), respectively. $x=0$ is the location of shelf edge.

동중국해에서 파동이 $\exp(iy+iwt)$ 의 형태를 가질 때 파동은 다음과 같이 쓸 수 있으며

$$p(x,y,z,t) = F(x,z)\exp(iy + i\omega t)$$

여기서 eigenfunction $F(x,z)$ 는 $\epsilon^2 = \frac{N^2 s^2}{f^2}$ 의 차수로 분리될 수 있다.

$$F(x,z) = F^{(0)}(x,z) + \epsilon^2 F^{(1)}(x,z) + \dots$$

순압인 경우 frictionless eigenfunction $G(x) \equiv F^{(0)}(x,z)$ 의 방정식과 경계조건은 대륙붕에서 $H = H_0 \exp(2bx)$, 심해에서 $H = H_0$ 로 표시되는 지수함수적인 해저지형일 때 다음과 같이 정리된다.

$$\begin{aligned} G_{1xx} + 2bG_{1x} + \frac{2bf}{f^2} G_1 &= 0 & -B \leq x \leq 0 \\ G_{2xx} - \lambda^2 G_2 &= 0 & 0 \leq x \\ G_{1x} + \frac{f}{c} G_1 &= 0 & \text{at } x = -B \\ G_1 &= G_2 & \text{at } x = 0 \\ G_{1x} + \frac{f}{c} G_1 &= G_{2x} + \frac{f}{c} G_2 & \text{at } x = 0 \\ G_2 &\rightarrow 0 & \text{as } x \rightarrow \infty \end{aligned}$$

여기서 $c = \frac{l}{w}$ 이다. $\lambda^2 = \frac{f^2}{gH_0}$ 는 해저가 평평한 심해에서는 수렴·발산효과 (divergence effect)를 사용한 결과이다.

이 계의 자유파 분산관계 (dispersion relation)는

$$n = \sqrt{b^2 - \frac{2bf}{c} + f^2} \quad \text{일때} \quad \text{다음과 같다.}$$

$$\tanh(nB) = -\frac{n}{b - \frac{cf^2}{f}}$$

장파일 경우 (long wave limit) f^2 는 다른 항에 비해 매우 작으므로 윗식은

$$n = \sqrt{b^2 - \frac{2bf}{c}} \quad \text{일때} \quad \tanh(nB) = -\frac{b}{f}$$

가 된다. n 이 실수 일 때 윗식은 해가 없으므로 (trivial solution), n 은 허수이어야 한다. $n = im$ (m 은 실수)이라 할 때

$$m = \sqrt{\frac{2bf}{c} - b^2} \quad \text{이며}$$

$$i \tan(mB) = -\frac{m}{b} \quad \text{이므로} \quad \tan(mB) = -\frac{m}{b}$$

이 때 $\frac{2bf}{c} - b^2 > 0$ 이고 $b > 0$ 와 $f > 0$ 이므로 $c > 0$ 이어야 한다. 이것은 파동의 정의에 의해 $-y$ 방향으로 파가 진행하는 것을 나타낸다. 즉 동중국해 대륙붕에서 장주기 자유파는 대마해류의 방향을 거슬러 남서방향으로 진행한다.

쿠로시오 수송량 변화에 의한 강제파

쿠로시오해류의 변화는 쿠로시오해류가 동중국해와 만나는 대만 주변해역에 가장 먼저 전달되며 그 후 쿠로시오해류를 따라 $+y$ 방향으로 진행한다. 그러므로 그에 따른 변화는 $v' = v_0 \exp[i(l y - \omega t)]$ 로 표시될 수 있다. (여기서 쿠로시오해류가 forcing으로 작용하는 것은 마찰을 통해 작용하는 것을 의미하는 것이 아니라, 쿠로시오 수송량의 변화 자체가 forcing이라는 의미이다. 시간에 따른 쿠로시오 수송량의 변화는 그 효과가 해류를 따라 하류로 전파되어 파동으로 나타낼 수 있다.)

이 때 강제파의 파동함수 (wave function)는 $\phi_1 = A \exp[i(l y - \omega t)]$ 로 표시되며 (A 는 임의의 상수), 마찰을 무시한 경우 강제파의 파동방정식 (wave equation)은 다음과 같다.

$$-\frac{1}{c} \phi_1 + \phi_y = b \tau^y$$

여기서 c 는 자유파의 파속이다. 이 방정식은 ϕ_1 에 대해 다음과 같이 변형된다.

$$\frac{i\omega}{c} \phi_1 + i l \phi_1 = b \tau_0 \exp[i(l y - \omega t)]$$

그러므로

$$\phi_1 = \frac{b \tau_0 \exp[i(l y - \omega t)]}{\frac{i\omega}{c} + i l}$$

이것은 동중국해에 전파된 파동이 대한해협으로 전파되는 강제파의 파동함수이며 자유파의 전파와 반대방향이다.

파동이 강제파로 대한해협까지 전파되었을 때 그대로 계속 전파된다면 파동함수는 윗식을 유지할 것이지만 해저지형의 변화에 의해 반사된다면 어떤 파동이 발생할까? 실제로는 일부는 전파되고 일부는 반

사될 것이다. 그러나 여기서는 반사현상을 정성적으로 분석해 보기 위해 완전히 반사되었을 경우의 파동함수를 구해 보았다. 완전히 반사된다는 것은 파동함수가 대한해협 ($y=L$)에서 $\phi=0$ 이 되는 것을 의미한다. 그러나 강제파의 파동함수만으로는 이 조건을 만족시킬 수 없으며 이 조건을 만족하기 위해서는 자유파의 해가 합쳐져야 가능하다. 강제파의 파동함수 (ϕ_1)와 자유파의 파동함수 (ϕ_2)가 합쳐진 파동함수를 ϕ 라 할 때

$$\phi = \phi_1 + \phi_2 = 0 \quad \text{at } y=L$$

그런데 자유파의 파속은 $c > 0$ 이므로 $\phi_2 = B \exp[i(\omega t + \omega y)]$ 로 표시된다 (여기서 B 는 임의의 상수). 윗식에 강제파의 파동함수 (ϕ_1)를 대입하면

$$\phi_2 = \frac{b \tau_0 \exp[i(\omega t + \omega y)]}{\frac{i\omega}{c} + i}$$

의 자유파를 얻을 수 있다. 이것은 쿠로시오해류의 변화에 의해 생성된 강제파가 $y=L$ 즉 대한해협에서 자유파를 생성시키는 것을 보여준다. 즉, 동중국해에서 대한해협으로 북동방향으로 전파된 강제파는 대한해협에서 반사되어 남서방향으로 전파되는 자유파를 생성시키는 것을 의미한다.

장주기 파동과 동중국해의 해수순환

대륙붕의 방향으로 볼 때 장주기파동은 자유파일 때 대한해협에서 대만해역 방향으로 진행하게 된다. 그러므로 쿠로시오해류의 변화에 의해 동중국해에 전파된 파동은 대만 주변해역에서 대한해협으로 이동될 때 자유파로 전파될 수 없고 강제파로 전파된다. 강제파로 대한해협에 전파된 파동은 일본연안을 따라 비교적 쉽게 동해로 전파될 수 있다. 동수도의 대륙붕이 폭넓게 일본연안으로 연결되어 있을 뿐만 아니라, 동해의 일본연안 대륙붕의 방향은 장주기파동이 자유파로 전파될 수 있는 방향이기 때문이다. Moji와 Maizuru의 해수면변화의 형태가 같고 계절변화의 진폭이 12 cm로 같이 나타나는 것은 동수도에서 파동이 계속 전파되었다는 것을 보여준다. 그러나 파동에너지가 그대로 모두 전파되었다고 해석하는 것은 맞지

않을 것이다. 파동이 동수도에서 일본연안으로 전파될 때는 두 가지 가능성을 생각할 수 있다. 하나는 대한해협에 비해 일본연안 대륙붕의 폭이 많이 줄어들기 때문에 상당한 에너지가 반사될 가능성이며, 다른 하나는 일단 일본연안으로 전파된 파가 Tsugaru해협으로 진행할 때는 대륙붕 폭이 점점 좁아져 에너지가 증폭될 가능성이 있는 것이다. 해수면의 계절변화 진폭이 Moji와 Maizuru에서 비슷하게 나타나는 것은 두 가지 가능성이 합쳐진 결과로 해석해야 옳을 것이다. 그 후로는 에너지 소멸의 효과가 커져서 Ominato에 이르면 진폭이 8.8 cm로 줄어든다.

한편 대한해협에서 우리나라 연안쪽은 해구가 가운데 분포하고 동해로 연결되는 대륙붕의 폭이 좁아 전파되어 온 파동이 동해안의 대륙붕으로 전파되기 어렵다. 더구나 동해안 대륙붕의 방향은 자유파가 남하하도록 되어 있어 파동이 자유파로 동해안을 따라 북상하는 것은 불가능하며, 동해안을 따라서는 대마해류가 약하기 때문에 파동이 강제파로 전파되는 것도 기대하기 힘들다. 이러한 조건으로 인해 대한해협에서 서수도에서는 대부분의 파동이 반사하는 것으로 보인다. Pusan의 해수면변화의 계절변화 진폭은 5.3 cm 밖에 되지 않는다 (Fig. 5). 그러나 Pusan의 해수면변화의 형태는 Mukho의 해수면변화의 형태와 비슷하고 대마해류역의 해수면변화 형태와는 달라 실제 동중국해에서 전파되어 온 파동의 에너지는 Pusan에서 거의 반사된 것을 알 수 있다. 반사된 파동은 자유파로 동중국해 대륙붕을 따라 남서방향으로 진행하며 황해와 동중국해의 해수면에 영향을 줄 것이다. Cheju와 Mokpo의 해수면변화 형태가 Sasebo, Moji, Izuhara, Maizuru의 해수면변화 형태와는 기본적으로 같지만 약간 다른 형태를 보이는 것은 반사된 자유파의 영향으로 생각된다.

이러한 해석들은 동중국해에서 장주기파동의 생성과 전파를 정성적으로 분석해 본 것이며 정량적인 분석을 위해서는 보다 많은 해수면자료의 분석이 뒤따라야 한다. 그러나 아직은 이러한 분석을 할 만한 자료들이 충분하지 않기 때문에 다음의 연구과제로 미룬다.

결 론

우리나라, 일본, 러시아 주변해역에서 관측된 조위 관측자료로 해수면의 장주기 변화와 기상과의 관계를 분석해 본 결과 기압이 해수면변화에 미치는 영향은 우리나라 해역과 러시아 해역에서는 약 50% 정도로 높았으며 쿠로시오해류 해역이나 대마해류 해역에서는 20~40%로 낮았다. 전해역 평균으로는 40% 정도의 영향이다. 쿠로시오해류역이나 대마해류 역에서는 해수순환에 의한 해수면변화가 크기 때문에 기압의 영향이 상대적으로 작게 나타난다. 기온이 해수면변화에 미칠 수 있는 영향은 정확한 값을 구할 수 없기 때문에 최대 한계값으로 계산해 보았다. 그 결과 기온의 영향은 러시아 해역에서는 상당히 높지만 나머지 해역에서는 20% 이하로 나타났다. 그러나 실제로는 약 10% 정도로 보인다. 풍속이 해수면변화에 주는 영향은 러시아 해역에서만 약간 영향이 나타날 뿐 그 외의 해역에서는 무시할 정도로 작다. 기압, 기온, 풍속의 기상효과는 해역에 따라 다르나 전해역 평균으로 볼 때 대략 해수면변화의 약 반 정도를 설명해 주고 있으며, 해수면변화의 약 반 정도는 해수순환의 변화에 의하여 발생하는 것으로 보인다.

해수면변화가 허용된 수치모델로 해수순환을 연구해 본 결과 기본해류형태는 해수면변화가 무시된 모델(GCM model)의 결과와 같이 쿠로시오해류가 동중국해의 대륙붕을 만나 지균형조정(geostrophic adjustment)을 거친 후 동중국해의 등수심선을 따라 대한해협으로 흐르는 것으로 나타난다. 그러나 해수면변화의 허용에 의해 GCM모델에서는 뚜렷하지 않았던 특징들이 강화되는데 하나는 기본 황해순환이며 다른 하나는 장주기파동이다. 기본 황해 순환은 황해의 중앙골을 따라 황해로 유입된 후 서해안을 따라 남하하는 겨울철의 순환형태이며, 이 순환형태는 장주기파동에 의해 교란되어 서해안을 따라 해류가 북상하고 중앙골을 따라 남하하는 여름철의 순환형태로 변형된다. GCM모델에서는 바람에 의해서만 황해순환이 나타났던 것(Pang et al., 1993)에 비해 이 결과는 새로운 황해순환의 역학이 추가될 가능성을 보여준다. 장주기 파동은 쿠로시오 수송량을 변화시켜 발생시킨 것으로서 같은 변화를 주었을 때 GCM모델에서는 유량만이 변했을 뿐 해류형태가 변화되지 않았었다. 그러나 자유해수면에 의해 강화되는 장주기파동은 황해 순환만이 아니라 대마해류에도 영향을 주어 대마해류

의 기원도 달리 해석될 수 있는 여지를 보여준다. 모델결과는 대마해류의 기원해역으로 대립되어 온 대만 주변해역과 큐슈 남서해역이 대마해류 기원의 두 특징으로 각각 강화되어 나타난다.

동중국해의 대륙붕의 방향으로 볼 때 대륙붕과는 자유파일 때 북동에서 남서 방향으로 진행하기 때문에 쿠로시오해류의 변화에 의해 대만 주변해역에 주어진 파동은 대한해협으로 전파될 때 자유파로는 전파될 수 없고 강제파로 전파된다. 대한해협 동수도의 일본연안 대륙붕은 폭넓게 동해로 계속 연결되며 대륙붕 방향이 파동이 자유파로 계속 전파될 수 있는 방향이기 때문에 동수도의 파동은 동해로 쉽게 전파된다. Maizuru에서 해수면변화가 Moji와 비슷한 것을 이를 보여준다. 반면에 서수도에서는 우리나라 연안 대륙붕의 폭이 좁으며 대륙붕의 방향이 파동이 자유파로 계속 전파될 수 없는 방향이기 때문에 파동은 반사하게 된다. 반사로 인해 강제파는 자유파를 생성시키며 이 두파의 합성으로 대한해협으로 전달된 파동은 아주 약화되어 Pusan의 해수면변화에는 대마해류역의 변화는 사라지고 동해안에서 전파되어 온 변화가 나타난다. 서수도에서 반사된 파동은 자유파로 동중국해 대륙붕을 따라 남서방향으로 진행하며 해수면에 영향을 주게 된다. 그러므로 Cheju와 Mokpo의 해수면변화 형태가 Sasebo, Moji, Izuhara, Maizuru의 해수면변화 형태와 기본적으로 같지만 약간 다른 형태를 포함하게 된다.

요 약

우리나라, 일본, 러시아 해역에서 관측된 조위관측 자료에서 얻은 해수면의 장주기변화를 기상과의 관계로 분석해 본 결과, 기상의 효과는 해역에 따라 다르지만 전반적으로 해수면변화의 절반 정도를 설명해주는 것으로 나타났다. 해수운동에 의하여 발생하는 해수면변화는 대마해류역에서 가장 크며 대마해류의 영향을 적게 받는 곳일수록 작아져 해수면변화가 대마해류와 관계있음을 보여준다.

순압해수면 변화가 허용된 수치모델을 사용하여 해수면변화가 해수순환에 미치는 영향을 알아보았다. 그 결과 기본적인 해류형태는 Pang et al. (1993)에 의해

수행된 GCM (Semtner) 모델의 결과와 같이 대만 주변 해역에서 지균형조정을 거친 후 등수심선을 따라 대한해협으로 흐르지만, 순압해수면 변화의 허용에 의해 일부 해수가 황해의 중앙을 따라 황해로 유입된 후 서해안을 따라 남하하여 유출되는 황해의 기본순환형태가 나타났다. 이와함께 쿠로시오해류에 변화를 가할 때 순압해수면 변화에 의해 대륙붕에 장주기과동이 뚜렷해지며 이 과동으로 황해의 기본순환형태가 교란되어 해수가 서해안을 따라 북상하는 순환형태도 나타났다. 황해순환은 겨울철에는 기본순환형태가 북서계절풍에 의해 강화되고 여름철에는 과동에 의해 교란된 순환구조에 남동계절풍이 합세하는 것으로 보인다. 장주기과동에 의해 나타나는 다른 특징은 대마해류 기원해역의 변화 가능성이다. 지금까지 대마해류의 기원해역은 크게 큐슈섬 남서해역과 대만 주변해역으로 대립되어 왔다. 그러나 이 연구결과는 이들은 서로 위배되는 것이라기 보다는 대마해류 기원의 중요한 두 해역이며 장주기과동에 의해 한쪽이 강화되어 나타나는 것을 보인다.

쿠로시오해류의 변화에 의해 대만 주변해역에 가해진 과동은 강제파로 대한해협으로 전파되며 대한해협에 이르러 일본연안의 과동은 동해로 계속 전파되는 반면, 우리나라 연안의 과동은 해저지형에 의해 반사하게 된다. 반사된 과동은 자유파로 동중국해 대륙붕을 따라 남서방향으로 진행하며 북동방향으로 진행하는 강제파와 더불어 동중국해의 해수면변화를 결정하게 된다.

사 사

이 연구는 1993-1995년 학술진흥재단 지방대육성 연구비(과제명: 동중국해 대륙붕의 해저지형에 의한 대마난류의 기원)와 과학기술처연구비(Korea Science and Engineering Foundation, Project No. 92-2700-03-01-3)에 의해 수행되었음.

참 고 문 헌

- Beardsley, R. C., R. H. Yu, Limeburner and G.A. Cannon. 1985. Discharge of the Changjiang (Yangtze River) into the East China Sea. *Cont. Shelf Res.*, 4, pp. 57~76.
- Fang, G., B. Zhao, and Y. Zhu. 1991. Water Volume Transport through the Taiwan Strait and the Continental Shelf of the East China Sea measured with current meters. In *Oceanography of Asian Marginal Seas*, edited by K. Takano, Elsevier Science Publisher B.V., Amsterdam, pp.345~358.
- Gill, A. E. and E. H. Schumann. 1974. The generation of long shelf waves by the wind. *J. Phys. Oceanogr.*, 4, 83~90.
- Ichiye, T. 1984. Some problems of circulation and hydrography of the Japan Sea and Tsushima Current. In: *Ocean hydrodynamics of the Japan and East China Seas*, T. Ichiye, editor, Elsevier, New York, pp. 15~54.
- Kim, K., H. K. Rho and S. H. Lee. 1991. Water Masses and Circulation around Cheju-Do in Summer. *J. Oceanog. Soc. Korea*, 26(3), 262~277.
- Lie, H. J. 1984. A Note on Water Masses and General Circulation in the Yellow Sea (Hwanghae). *J. Oceanog. Soc., Korea*, 19, 187~194.
- Lie, H. Wintertime Temperature and Salinity Characteristics in the south-western Hwanghae (Yellow Sea). *J. Oceanog. Soc. Japan*, 41, 281~291.
- Lie, H. J. and C. H. Cho. 1994. On the origin of the Tsushima Warm Current. *J. Geophys. Res.*, Vol. 99, No. C12, pp. 25081~25091.
- Minato, S. and R. Kimura. 1980. Volume transport of the western boundary current penetrating into a marginal sea. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 36, pp. 185~195.
- Nakao, T. 1977. Oceanic variability in relation to fisheries in the East China Sea and the Yellow Sea. *J. Fac. Mar. Sci. Technol., Tokai Univ. Spec. No. Nov.*, pp. 199~366.
- Nitani, H. 1972. Beginning of Kuroshio (in Kuroshio). *Univ. of Tokyo Press*, pp. 129~163.
- Nof, D. 1983. On the flow through broad gaps

- with application to the windward passage. *J. Phys. Oceanogr.*, 13(10), pp. 1940~1956.
- Nomitsu, T. and M. Okamoto. 1926. The Causes of the Annual Variation of the Mean Sea Level along the Japanese Coast. *Mem. Coll. Sci. Kyoto Imp. Univ. A.*, 10(8), pp. 125~161.
- Pang, I. C., H. K. Rho, and T.H. Kim. 1992. Seasonal variations of water mass distributions and their causes in the Yellow Sea, the East China Sea, and the Adjacent Seas of cheju Island. *Bull. Korean Fish. Soc.*, 25(2), pp. 151~163.
- Pang, I. C., T. H. Kim, T. Matsuno and H. K. Rho. 1993. On the Origin of the Tsushima Current (I): Barotropic Case. *Bull. Korean Fish. Soc.*, 26(6), pp. 580~593.
- Pang, I. C. and I. S. Oh. 1994. Long-Period Sea Level Variations around Korea, Japan, and Russia. *Bull. Korean Fish. Soc.*, 27(6), pp. 733~753
- Qiu, B. and N. Imasato. 1990. A numerical study on the formation of the Kuroshio Counter Current and the Kuroshio Branch Current in the East China Sea. *Continental Shelf Research*, Vol. 10, No. 2, pp. 165~184.
- Rikishi Kunio and Takashi Ichiye. 1986. Tidal fluctuation of the surface currents of the Kuroshio in the East China Sea. *Prog. Oceanog.*, Vol. 17, pp. 193~213.
- Røed, L. P. and C. K. Copper. 1985. Open Boundary Conditions in Numerical Ocean Models. In *advanced Physical Oceanographic Numerical Modelling*, edited by O'Brien J. J., D'Reidel Publishing Company, pp. 411~436.
- Uda M. 1934. The results of simultaneous oceanological investigations in the Japan Sea and its adjacent waters in May and June, 1932. *JIFES*, 5, pp. 57~190.
- 방익찬, 노홍길, 이재학. 1995. 제주도 북서해역의 해수분포의 계절변화와 여름철의 황해난류 (한국수산학회지 투고 중).
- 방익찬, 노홍길, 김태희. 1994. 제주도 북서해역의 해수분포와 해수순환. *제주대 해양연구소 연구보고*, 18권, pp. 1~13.
- 심문보, 최중기, 김동엽. 1988. 황해중동해역의 동물플랑크톤 분포에 대한 연구, *황해연구*, 1, pp. 1~10.
- 오임상, 안희수, 방익찬. 1995. 한국근해의 해일, 조석 및 장기해수면 변동연구 한국과학재단 92-2700-03-01-3, pp. 118
- 이홍재. 1993. 쿠로시오해역에서 해황변동연구. BSPN 00179-603-1, 과학기술처, pp. 193.
- 이홍재. 1994. 쿠로시오해역과 동중국해의 해양순환연구. BSPN 00257-812-1, 과학기술처, pp. 461.

1995년 8월 5일 접수

1995년 9월 11일 수리