

동해 중부해역에서 ^{210}Po 과 ^{234}Th 의 순환에 대한 소용돌이의 영향

양한섭 · 김성수 · 이재철
부산수산대학교 해양학과

Effect of Eddy on the Cycle of ^{210}Po and ^{234}Th in the Central Region of Korean East Sea

HAN SOEB YANG, SOUNG SOO KIM AND JAE CHUL LEE

Department of Oceanography, National Fisheries University of Pusan, Pusan 608-737 Korea

1992년 5월 21과 22일에 동해 중부해역 3개 정점의 100 m 상부층에서 ^{210}Po , ^{210}Pb , ^{234}Th 의 농도를 연직적으로 측정하고, 이들 천연방사성핵종의 분포가 소용돌이의 형성 및 수괴분포에 따라 어떻게 달라지는지를 알아보았다.

그 결과, 소용돌이의 남쪽에 위치한 정점 A1에서는 강한 수온약층이 50~100 m 사이의 층에 존재하고 있고, 속초 연안에 위치한 정점 B10에서는 10~50 m 사이의 층에 존재하고 있다. 그러나, 소용돌이의 중심에 가까운 정점 A10에서는 강한 수온약층이 230 m 하부층에 존재하고 있다. 특히, 이 정점의 50~220 m 사이의 층에는 수온이 $10.1 \pm 0.5^\circ\text{C}$ 범위인 비교적 균질한 해수가 존재하고 있으며, 이 수괴는 다른 2개 정점의 동일수심에 비해 수온이 현저히 높고 영양염류의 농도가 매우 낮다. 이는 영양염류가 고갈된 따뜻한 표층수가 침강하기 때문일 것이다.

^{210}Pb 과 ^{210}Po 의 농도는 3개 정점중 정점 A1에서 가장 높고, 정점 B10에서 가장 낮다. 또한, ^{210}Pb 의 농도는 일반적으로 상부층이 그 하부층에 비해 높은 반면에, ^{210}Po 의 층별 연직농도분포는 ^{210}Pb 과 상반된 분포 양상을 보인다. 그리고, 소용돌이가 형성되지 않은 2개 정점의 경우 표층 또는 강한 수온약층 상부에서는 어미핵종인 ^{210}Pb 보다 ^{210}Po 이 부족하지만, 그 하부층에서는 ^{210}Po 의 과잉량을 보인다. 그러나, 소용돌이 중심에 가까운 정점에서는 50 m 하부층에서도 ^{210}Po 의 과잉량을 보이지 않고 거의 방사평형된 값이다.

^{234}Th 의 농도는 정점 A1과 B10의 경우 대체적으로 강한 수온약층 상부층이 그 하부층보다 낮다. 그러나, 소용돌이의 중심부에 가까운 정점 A10에서는 30 m 상부층의 ^{234}Th 농도가 그 하부층 보다 오히려 높는데, 이는 입자 물질의 영향 때문인 것 같다.

Box-model 계산 결과, 정점 A1과 정점 B10의 표면혼합층에서 ^{210}Po 의 체류시간은 약 1년정도이고, 소용돌이의 중심에 가까운 정점 A10에서는 0.4년이다. 3개 정점에서 100 m 상부층의 ^{234}Th 체류시간은 18~30일 범위이다. 또한, 표면혼합층으로부터 제거된 ^{210}Po 이 수온약층내에서의 재순환율은 정점 A1에서 39%이고, 정점 B10에서 92%이다. 이처럼, 정점 B10에서 ^{210}Po 의 재순환율이 상대적으로 큰 것은 수온약층에서 ^{210}Po 의 재순환속도가 느릴뿐만 아니라 표면혼합층의 두께가 훨씬 얇기 때문이라고 생각된다.

The vertical profiles of natural ^{210}Pb , ^{210}Po and ^{234}Th activities were measured for the upper 100 m of water column at three stations in the middle region of the Korean East Sea during May 1992. And the distribution of these radionuclides was discussed associated with the formation of warm eddy or water mass.

The main thermocline was maintained between the depth of 50 and 100 m at the southern station (Sta. A1), and between the depth of 10 to 50 m at the coastal station of Sockcho (Sta. B10). Contrastingly, a main thermocline at Sta. A10, which locates near the center of warm eddy, was observed below 230 m depth. Between 50 and 220 m depth of Sta. A10 is there a relatively homogeneous water mass of $10.1 \pm 0.5^\circ\text{C}$, which is significantly higher in temperature and lower in nutrient than the other two stations. It seems to be due to sinking of the warm surface water in which nutrients were completely consumed.

Both ^{210}Pb and ^{210}Po show the highest concentration at Sta. A1 and the lowest at Sta. B10 among the three stations. Also, the ^{210}Pb activity is generally higher in the upper layer than in the lower layer, while ^{210}Po activity represents the reversed pattern at all three stations. At Sta. A1 and Sta. B10, the activities of ^{210}Po relative to its parent ^{210}Pb were deficient in the water column above the main thermocline, but were excess below the thermocline. However, the station near the center of warm eddy (Sta. A10), shows no excess of ^{210}Po in the depths below 50 m, although its deficiency is found in the upper layer like the other stations.

At Sta. A1 and B10, ^{234}Th activities are slightly lower in the surface mixed layer than in the deeper region. However, at Sta. A10, ^{234}Th activity in the upper 30 m is higher than below 50 m or in the same depth of the other stations, probably because of the high concentration of particulate matter.

The residence time of ^{210}Po in the surface mixed layer at Sta. A10 is 0.4 year, much shorter than at the other two stations (about one year). Above 100 m depth, the residence times of ^{234}Th range from 18 to 30 days at all stations, without significant regional variation. The percentages of recycled ^{210}Po within the thermocline are 39% and 92% at Sta. A1 and Sta. B10, respectively. Much higher value at Sta. B10 may be due to a thin thickness of the mixed layer as well as the slower recycling rate of ^{210}Po in the main thermocline.

서 론

해양에 존재하고 있는 천연방사성핵종중 ^{234}Th ($t_{1/2}=24$ 일), ^{210}Po ($t_{1/2}=138$ 일) 및 ^{210}Pb ($t_{1/2}=22.3$ 년)은 해수중 입자물질과 반응성이 크고 반감기가 비교적 짧기 때문에 반응성 금속원소의 해양지구화학적 운명을 이해하는데 유용한 추적자로 사용되어 왔다 (Bacon *et al.*, 1976, 1988; Li *et al.*, 1981; Coale and Bruland, 1985, 1987; Kadko, 1993). 이를테면, 해양의 표면혼합층 내에서 ^{210}Po 은 어미핵종인 ^{210}Pb 보다 입자물질에 의해 우선적으로 제거되지만, 수온약층에서는 입자물질이 분해되면서 ^{210}Po 이 해수중으로 재순환된다고 알려져 있다 (Bacon *et al.*, 1976, 1988; Chung and Finkel, 1988). 반면에, 캘리포니아 연안역 냉수과 filament 해역에서는 표층에 과잉의 ^{210}Po 이 나타나며, 이는 외양역 표면혼합층에서와는 달리 연안 용승작용에 의해 과잉의 ^{210}Po 이 표층으로 운반되기 때문이라고 한다 (Kadko, 1993). 한편, 표면혼합층에서 ^{234}Th 의 체류시간은 연안역의 경우 무기입자물질의 농도에 따라 현저하게 달라지나, 외양역에서는 주로 생물생산력에 의해 좌우된다고 한다 (Coale and Bruland, 1985, 1987). 즉, ^{210}Po 과 ^{234}Th 두 방사성핵종은 입자물질에 대한 반응성이 크지만 해역의 특성에 따라 현저히 다른 분포를 보인다.

동해 중부해역중 묵호와 원산만 사이의 해역에는 매년 filament 형태의 소용돌이가 출현한다고 알려져 있으며, 이외에도 울릉도 주변해역에는 Ulleung Warm Eddy 또는 Ulleung Warm Lens라고 불리는 따뜻한 소용돌이가 나타난다고 알려져 있다 (Seung

et al., 1990; Cho *et al.*, 1990). 이와같이, 동해에 출현하는 소용돌이의 시공간적 분포특성에 대한 연구는 최근들어 국내외의 여러 해양물리학자들에 의해 활발하게 이루어지고 있다 (Tameishi, 1987; Ichiye and Takano, 1988; Isoda *et al.*, 1992).

그러나, 동해에서 반응성 금속원소의 제거과정 및 체류시간에 대한 연구로는 해수중 ^{210}Pb 의 체류시간 (Nozaki *et al.*, 1973)과 동해의 일본측 해역에서 ^{234}Th , ^{230}Th 및 ^{231}Pa 의 체류시간 및 해수중에서의 물질 제거과정에 대한 보고 (Nozaki and Yamada, 1987)가 있을 뿐이다. 특히, 본 조사해역과 같이 소용돌이가 출현하는 해역은 수괴의 물리 화학적 특성이 다른 해역과 현저하게 다르므로 반응성 원소의 체류시간도 달라질 것이다. 따라서, 본 연구에서는 속초 동북쪽에 출현한 소용돌이의 중심에 위치한 정점과 소용돌이가 나타나지 않은 속초 연안정점 및 소용돌이 남쪽 가장자리의 정점에서 ^{234}Th , ^{210}Po 및 ^{210}Pb 의 연직 농도분포를 측정하고, 수괴분포에 따라 ^{210}Po 과 ^{234}Th 의 물질순환과정이 어떻게 달라지는지 알아보려고 연구하였다.

재료 및 방법

본 연구는 1992년 5월 21~22일까지 부산수산대학교 실습선(부산 404호)을 이용하여 동해 중부해역의 3개 정점 (Fig. 1), 즉 속초 동쪽 약 110 km 떨어진 소용돌이의 중심부에 위치한 정점 A10 (38° 16'N, 129° 53'E)과 묵호와 울릉도의 중간해역에 위치한 정점 A1 (37° 35'N, 129° 52'E) 및 속초 연안의 정점

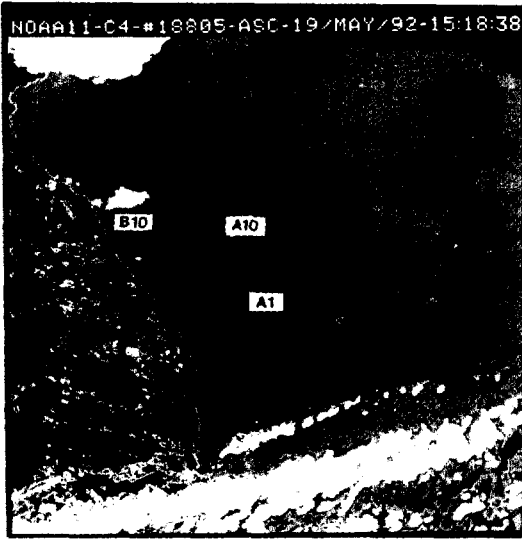


Fig. 1. A map showing sampling stations and satellite SST(surface seawater temperature) in the Korean East Sea on 19 May 1992. The cold water is light gray and the warm water is dark.

B10(38° 16'N, 128° 42'E)에서 수심별(0, 30, 50, 75, 100 m)로 채수하였다. 방사성핵종 분석용 시료는 대량수중펌프(양수속도; 20 l/min)를 이용하여 채수한 후 여과하지 않고 미리 산세척한 20 l 폴리에틸렌 용기에 넣고 진한 질산을 첨가하여 pH 1 이하로 하였으며, 일 반성분 분석용 시료는 난센채수기로 채수하였다.

해수중 ^{210}Po , ^{210}Pb 및 ^{234}Th 의 분리과 농축은 Harada and Tsunogai(1985)의 방법에 따랐다. 즉, 산처리한 해수시료 약 20 l에 $^{234}\text{Th}/^{232}\text{U}$ 과 ^{210}Po 의 표준용액, Fe^{3+} 과 Pb^{2+} carrier-용액을 적당량 첨가한 후 잘 혼합하였다. (1+1) NH_4OH 용액으로 pH를 7 부근으로 조절한 후 25% Na_2CO_3 용액 약 200 ml를 첨가하여 잘 혼합 하면서 시료수중의 Th, Pb, Po동위체를 수산화철 및 탄산칼슘과 함께 공침시킨다. 침전물을 회수하여 7N HNO_3 용액으로 용해시킨 후 약 30분 동안 가열하여 이산화탄소를 제거한 다음 다시 암모니아수를 첨가하여 pH를 7로 조절하여 시료수중의 Pb, Po 및 Th동위체를 수산화철과 함께 재공침시킨다. 이 침전 물을 7.5N HNO_3 용액 소량으로 용해하여 증발 건조 시킨 다음 잔사를 0.5N HCl 용액 약 50 ml로 용해 시킨 후 20% $\text{NH}_4\text{OH} \cdot \text{HCl}$ 용액 1 ml와 ascorbic acid 약 50 mg을 첨가한다. 이 용액에 은판(직경 12 mm, 두께 0.2 mm)을 고정시킨 round magnetic stirrer를 넣고 80-90°C에서 약 3시간 이상 서서히 교반하면서

Po동위체를 은판위에 전착시킨다. ^{210}Po 을 전착시키고 난 용액을 가열 건조시킨 다음 9N HCl 음이온교환칼럼(DOWEX AG1×8 resin, 100-200 mesh, 1×15 cm glass column)과 7.5N HNO_3 음이온교환칼럼을 연속 통과시켜 Th과 Pb을 분리 정제하였다. Pb을 함유한 용액을 100 ml로 정용한 다음 이 용액 1 ml를 취하여 원자흡광광도계로 Pb을 측정하고 Pb의 화학적 수율을 계산한다. 나머지 Pb-용액에 ^{209}Po 표준 용액 적당량을 첨가하고 밀봉한 다음 ^{210}Pb 의 딸핵종인 ^{210}Po 으로 성장시키기 위해 5개월 이상 보관한 후 Po동위체를 은판에 전착시켰다. 또한, 위에서 분리 정제한 Th용액을 증발건조하고, 0.01N HNO_3 용액 약 1 ml로 잔사를 용해한 다음 stainless steel plate(직경 25 mm, 두께 2 mm)가 장착된 전착셀(electro-deposition cell)로 옮긴다. 여기에 ammonium oxalate 포화용액 1 ml와 묽은 NH_4OH 용액으로 pH를 약 3으로 조절한 다음 ammonium oxalate 포화용액 1 ml와 2N NH_4Cl 용액 2 ml를 첨가 하였다. 그리고, 직류로 연결된 백금선(양극)을 stainless steel plate와 4 mm 정도 떨어지도록 전착용액에 담고 음극선을 전착 판 위에 연결한 다음 전압을 10 volt, 초기전류를 0.9 mA로 조절하여 약 50분간 Th을 전착시켰다.

알파입자는 2048 channel alpha-spectrometer (active area 450 mm², silicon surface barrier detector)로, 베타입자는 low background gas flow counter로 계수(counting)하였다. 이때, 표준선원을 이용하여 측정 한 알파 및 베타 검출기의 계수효율은 각각 약 30%와 약 60% 였다. 또한, 알파검출기의 background는 ^{210}Po , ^{210}Pb 및 ^{234}Th 의 에너지 영역에서 대체 적으로 하루에 2 counts 정도였지만, 베타검출기의 background 값은 1.01-1.05 cpm이었다.

^{210}Po 의 방사능 농도는 미리 농도가 알려진 ^{210}Po 표준용액과의 계수율비와 시수량으로부터 계산하고, ^{210}Pb 의 농도는 화학적 수율과 Pb분리 후 경과된 시간을 보정한 ^{210}Po 계수율로부터 계산하였다. 한편, ^{234}Th 의 농도는 알파계수율로부터 화학적 수율을 구 하고, 베타 계수값으로부터 계산하였다.

염분은 염분계(salinometer, Tsurumi, model E-2)로 측정하였으며, 용존무기영양염류는 Strickland and Parsons(1972)의 방법에 따라 비색정량하였다. 총부 유물질은 공경 1.0 μm GF/C 여과지를 이용한 중량 법으로 측정하였으며, 클로로필 a는 형광광도계 (Turner Designs Model 10)로 비색정량(Holm-Han-

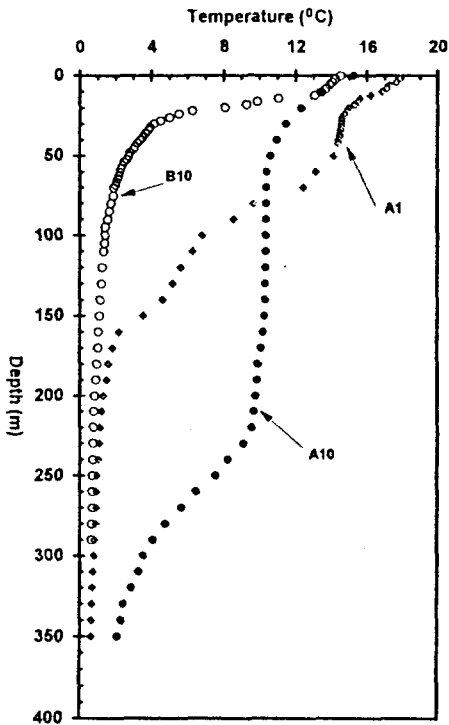


Fig. 2. Vertical profiles of water temperature at 3 stations of the Korean East Sea.

san *et al.*, 1965) 하였다.

결과 및 고찰

1. 수온의 연직분포

3개 정점에서 수심 약 350 m까지 DBT로 연속측정한 수온의 연직분포도(Fig. 2)를 보면, 속초 연안에 위치한 정점 B10의 경우 표면혼합층의 수온은 13.9~15.0°C의 범위로 다른 두 정점에 비해 가장 낮으며, 그 깊이는 약 10 m로 비교적 얇다. 소용돌이의 남쪽 가장자리에 위치한 정점 A1에서도 표면혼합층의 깊이는 정점 B10과 비슷하지만, 수온은 정점 B10 보다 3.0~3.6°C 높다. 그러나, 소용돌이의 중심부에 위치한 정점 A10에서는 표면혼합층의 존재가 뚜렷하지 않으며, 표층 수온이 정점 B10에 비해 약간 높다.

또한, 정점 B10의 경우 10~50 m 사이의 층에 강한 수온약층이 존재하고 있으나, 정점 A1에서는 10~20 m 사이의 층에 약한 계절 수온약층이 나타나고, 50~160 m 사이의 층에 강한 수온약층이 존재하고 있다.

반면에, 정점 A10에서는 50 m 상부층에 비교적 약한 계절 수온약층이 있고, 220~350 m 사이의 층에 강한 수온약층이 나타나고 있다. 그리고, 정점 A1과 A10에서 계절 수온약층과 강한 수온약층 사이에는 각각 $14.5 \pm 0.4^\circ\text{C}$ 및 $10.1 \pm 0.5^\circ\text{C}$ 범위의 비교적 균질한 해수가 존재하고 있다.

이상과 같이 3개 정점에서 수온의 연직분포는 매우 다르다. 즉, 20~70 m 사이의 층에는 정점 B10의 경우 수온이 1.9~8.1°C 범위로 정점 A10의 동일수층에 비해 4.2~8.5°C 낮고, 정점 A1 보다는 6.9~10.6°C 정도 낮다. 그리고, 정점 B10의 80 m 하부층과 정점 A1의 170 m 하부층에서는 1.8°C 이하의 저온수가 존재하고 있다. 그러나, 정점 A10의 80~220 m 사이의 층에서는 정점 B10에 비해 수온이 $8.7 \pm 0.1^\circ\text{C}$ 정도 높다. 이처럼, 정점 A10에서 50~220 m 사이의 층에 매우 균일한 수온을 보이고, 80 m 하부층의 수온이 다른 두 정점에 비해 훨씬 높은 것은 따뜻한 표층수가 소용돌이의 형성에 의해 침강했기 때문일 것이다 (Seung *et al.*, 1990; Na and Kim, 1990).

2. ^{210}Po , ^{210}Pb 및 ^{234}Th 의 연직농도분포

속초 연안에 위치한 정점 B10에서 ^{210}Pb 의 방사능 농도(Fig. 3)는 표층에서 비교적 높고 30 m 층에서 최저값을 보이나 수온약층 하부에서는 수심에 따라 거의 차이가 없다. 또한, 정점 B10에서 ^{210}Pb 의 농도는 다른 두 정점에 비해 가장 낮고 수심별 농도 차이도 가장 작다. 그러나, 가장 남쪽에 위치한 정점 A1에서의 ^{210}Pb 농도는 3개 정점중 가장 높으며, 강한 수온약층 상부에서 보다 그 하부층에서 상대적으로 낮은 농도를 보인다. 소용돌이 중심에 위치한 정점 A10의 ^{210}Pb 농도는 표층에서 현저히 높고, 30 m와 50 m 층에서는 정점 A1 보다 약 5 dpm/100 l 정도 낮고, 정점 B10 보다는 1~3 dpm/100 l 정도 높다. 그러나, 75 m와 100 m 층에서는 다른 두 정점의 중간 정도의 값이다. 그리고, 3개 정점 모두 대체적으로 표층에서 ^{210}Pb 의 농도가 가장 높은 것은 ^{210}Pb 이 주로 대기로부터 공급되기 때문이다(Nozaki and Tsunogai, 1976; Bacon *et al.*, 1976, 1988).

^{210}Po 의 방사능 농도(Fig. 3)도 ^{210}Pb 의 경우와 마찬가지로 정점 A1에서 가장 높은 농도이고, 정점 A10에서는 정점 A1과 정점 B10의 중간값을 보인다. 특히, 속초 연안에 위치한 정점 B10에서 ^{210}Po 과 ^{210}Pb 농도가 정점 A1 보다 약 1/2 정도 낮은 것은 아마도

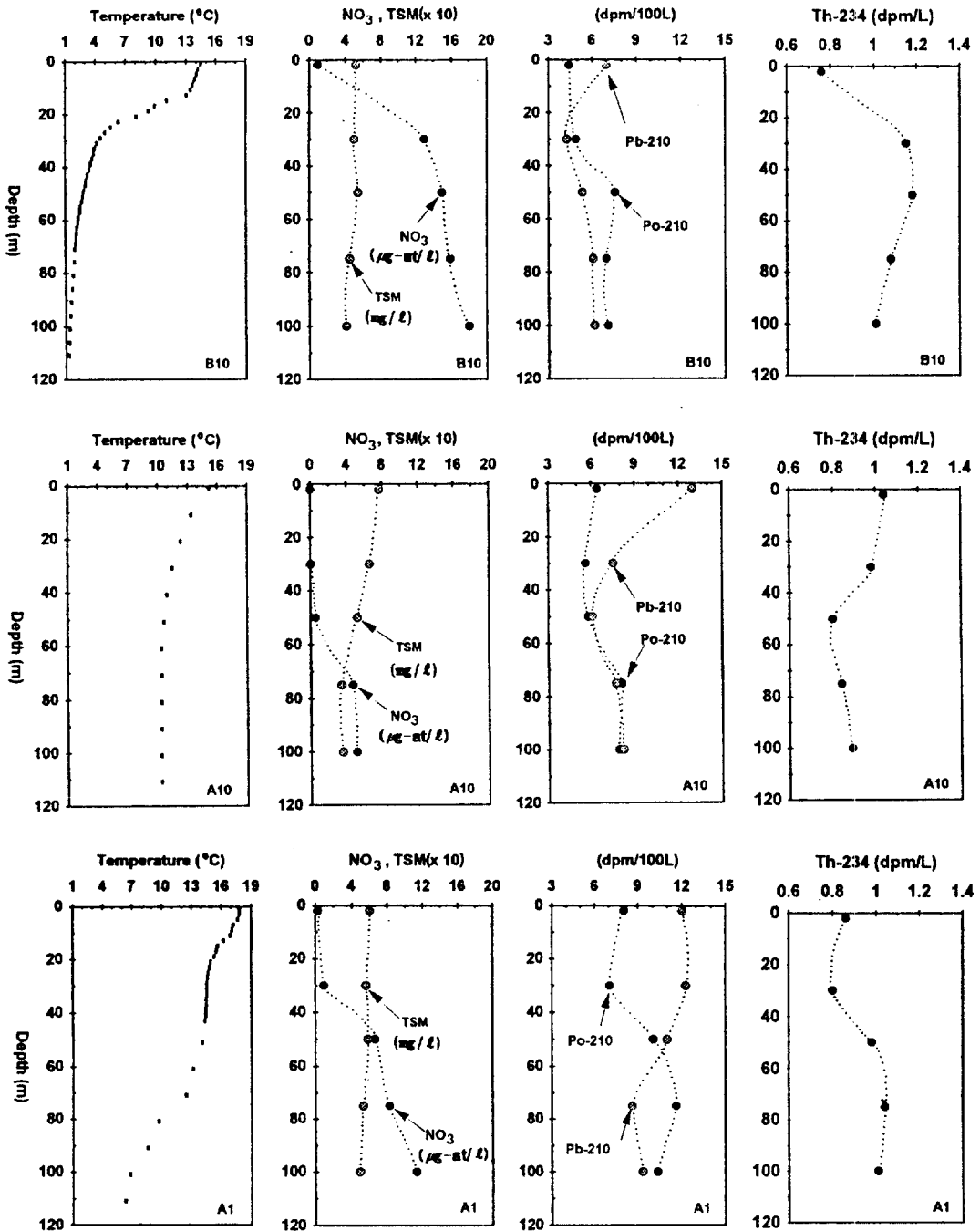


Fig. 3. Vertical profiles of temperature, nitrate, total suspended matter and each nuclide activity in the upper 100 m.

이 정점이 연안역에 위치하고 있어서 외해역 정점에 비해 입자의 flux가 크기 때문에 이들 두 핵종이 더 많이 제거되었기 때문이라고 생각된다. 한편, ^{210}Po 의

연직농도분포는 ^{210}Pb 과 반대의 경향이며, 대체적으로 50 m 상부층이 그 하부층 보다 낮은 농도를 보인다.

Table 1. Inventories of each radionuclide, the recycling percentage of ^{210}Po , and the residence times of ^{210}Po and ^{234}Th at 3 stations of the Korean East Sea

Station	Z(m)*	Inventories(dpm/cm ²)				% recycled of ^{210}Po	Residence time	
		^{210}Pb	^{210}Po	^{238}U	^{234}Th		^{210}Po (yr)	^{234}Th (day)
A1								
Mixed layer	0~50	0.597	0.397	12.22	4.28	39	1.1	19
Thermocline	50~100	0.469	0.546	12.20	5.09			
A10								
Mixed layer	0~100	0.817	0.670	24.20	9.03		0.4	21
Thermocline								
B10								
Mixed layer	0~10	0.066	0.045	2.42	0.83	92	0.8	18
Thermocline	10~50	0.200	0.219	12.05	5.54			

한편, 어미핵종인 ^{210}Pb 과 딸핵종인 ^{210}Po 의 농도 차이를 보면, 정점 B10에서는 표층에서만 ^{210}Po 의 부족량을 보이나, 영양염류의 농도가 급격히 증가하는 30 m 하부층에서는 오히려 어미핵종에 비해 ^{210}Po 이 과잉량을 보인다. 정점 A1에서도 표층과 30 m 층에서는 ^{210}Po 의 부족량이 크지만 강한 수온약층의 상부한 계인 50 m 층에서는 거의 방사평형된 값을 보이며, 75 m 하부층에서는 오히려 ^{210}Po 이 과잉량 존재한다. 이처럼, 정점 B10과 정점 A1에서 수온약층을 포함한 하부층에서 ^{210}Po 의 과잉량을 보이는 것은 표층에서 제거된 ^{210}Po 이 해수로 재순환되기 때문이며, 이러한 현상은 일반적으로 대륙붕역의 중 저층(Li *et al.*, 1981; Bacon *et al.*, 1988; Zuo and Eisma, 1993)이나 외양역의 수온약층 부근(Bacon *et al.*, 1976; Chung and Finkel, 1988; Kadko, 1993)에서도 자주 나타난다. 반면에, 정점 A10에서는 영양염류가 거의 고갈되어 있는 표층과 30 m 층에서는 ^{210}Po 이 부족하고, 다른 두 정점에 비해 특히 표층에서 ^{210}Po 의 부족량이 매우 크지만, 50 m 하부층에서는 거의 방사평형된 값을 보인다. 이와같이, 소용돌이의 중심에 위치한 정점 A10의 50 m 하부층에서 ^{210}Po 이 과잉량을 보이지 않은 것은 다른 두 정점에 비해 수온이 높고 영양염류 농도가 훨씬 낮은 것으로 보아 소용돌이의 형성으로 표층수가 침강했기 때문이라고 생각된다.

^{234}Th 의 연직농도분포(Fig. 3)를 보면, 정점 B10과 정점 A1에서는 강한 수온약층이나 그 아래층 보다 상부층이 대체적으로 낮은 농도를 보인다. 그러나, 정점 A10에서는 다른 정점들과는 달리 50 m 하부층에 비해 표층과 30 m 층이 상대적으로 높은 농도를 보이며, 총부유물질의 농도가 약 0.2 mg/l 정도 높다.

따라서, 표층과 30 m 층에서 ^{234}Th 의 농도가 그 하부층 보다 높은 것은 입자물질의 영향에 의한 것으로 생각된다. 한편, ^{234}Th 의 어미핵종인 ^{238}U 의 농도는 Turekian and Chan(1971)이 제시한 염분과의 관계식 [$^{238}\text{U}(\text{dpm/l})=0.07081 \times \text{salinity}(\%)$]으로부터 계산한 결과, 3개 정점에서 2.41~2.43 dpm/l 범위로 정점별, 수심별로 큰 차이가 없다. 따라서, ^{234}Th 의 방사능 농도는 어미핵종에 비해 100 m 상부의 전수심에서 부족하고, 그 부족량의 연직분포는 ^{234}Th 의 농도변화 모양과 유사하다.

3. ^{210}Po 의 순환

해수중 ^{210}Po 의 제거 혹은 재순환 과정을 파악하기 위해 ($^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$) 방사능비와 질산염과의 관계를 Fig. 4에 나타내었다. 이 두 값 사이에는 다소 분산이 심하지만 정(+)의 상관성을 나타내며, 이것은 해수중 ^{210}Po 이 영양염류와 비슷한 거동을 하고 있음을 시사한다. 그러나, 정점 B10에서 강한 수온약층 아래인 75 m 하부층의 질산염 농도는 상당히 높지만 ^{210}Po 의 과잉량은 그다지 크지 않다. 이는 일반적으로 수온약층 아래의 층에서 ^{210}Pb 과 ^{210}Po 이 거의 방사평형을 유지하는 것과 잘 일치한다(Bacon *et al.*, 1976; Chung and Finkel, 1988; Zuo and Eisma, 1993). 또한, Bacon *et al.*(1988)에 의하면, 입자물질로의 ^{210}Po 의 분배계수는 표층에서 최대값을 나타내고, 아표층에서 최소값을 나타내는 반면에, ^{210}Pb 의 분배계수는 ^{210}Po 과는 상반된 연직분포양상을 나타낸다. 이는 표층에서 어미핵종인 ^{210}Pb 보다 ^{210}Po 이 생물기원입자에 의해 우선적으로 흡착제거된 후 입자물질이 침강하는 중에 해수중으로 재생되기 때문이다.

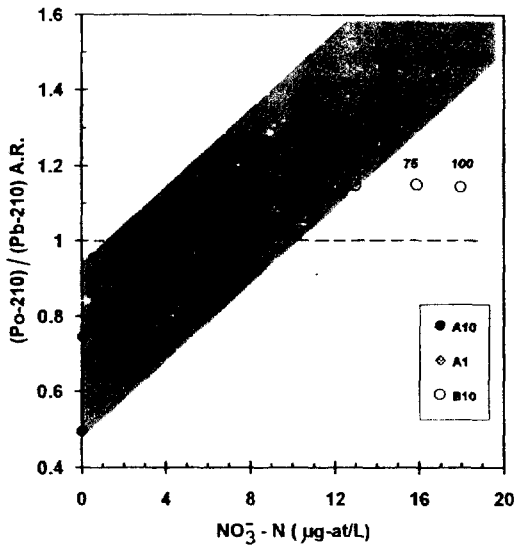


Fig. 4. $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ activity ratio versus nitrate concentration at 3 stations. The horizontal dashed line represents a radioactive equilibrium.

표면혼합층에서 ^{210}Po 의 농도가 정상상태를 유지할 때, 어미핵종인 ^{210}Pb 으로부터 생성되는 ^{210}Po 의 양 ($\lambda_n A_n$)은 방사붕괴에 의해 소멸되는 양($\lambda_p A_p$) 및 입자물질에 흡착되어 제거되는 양($k A_p$)과는 균형을 유지한다.

$$\lambda_n A_n = \lambda_p A_p + k A_p \quad (1)$$

여기서, A_p 와 A_n 는 각각 표면혼합층에서 ^{210}Po 과 ^{210}Pb 의 현존량(dpm/cm^2), λ_n 는 ^{210}Po 의 붕괴상수(1.83 year $^{-1}$)이고, k 는 ^{210}Po 의 제거속도상수이며, ^{210}Po 체류시간은 제거속도상수의 역수이다. 한편, 수운의 연직분포(Fig. 2)로부터 각 정점의 표면혼합층과 수운약층의 깊이를 결정하고, ^{210}Pb 과 ^{210}Po 의 연직농도분포로부터 두 층에 대한 각 핵종의 현존량을 계산하였다(Table 1). 표면혼합층에서 두 핵종의 현존량은 정점 B10이 정점 A1 보다 약 1/10 정도인 반면에, 수운약층에서는 정점 B10이 약 1/2 정도의 값을 보인다. 이처럼, 정점 B10의 표면혼합층에서 두 핵종의 현존량이 상대적으로 현저히 작은 것은 정점 A1 보다 두 핵종의 농도가 약 1/2 정도이고, 특히 표면혼합층의 두께가 약 1/5 정도이기 때문이라고 생각된다. 그러나, 이들 두 정점의 수운약층에서는 약층의 두께가 비슷한데도 불구하고 현존량의 차이를 보이는 것은 두 정점간 ^{210}Pb 과 ^{210}Po 의 농도 차이에 기인한 것이라

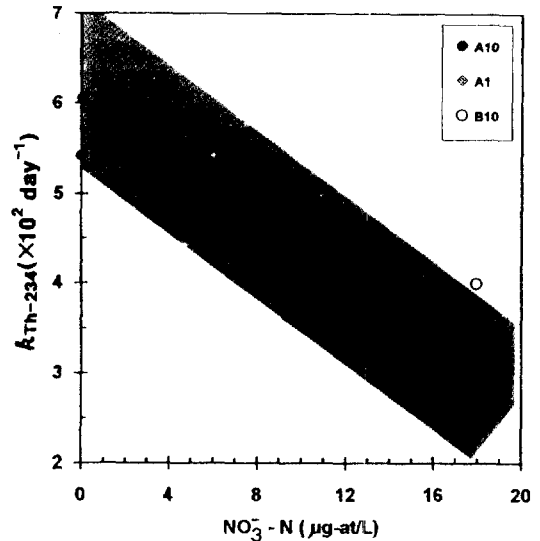


Fig. 5. A relation between scavenging rate and nitrate concentration.

고 생각된다. 그리고, (1)식에 표면혼합층내의 ^{210}Po 과 ^{210}Pb 의 현존량(Table 1) 및 붕괴상수를 대입하여 각 정점에 대한 표면혼합층에서 ^{210}Po 의 체류시간을 계산한 결과, 정점 B10과 정점 A1에서의 체류시간은 각각 0.8년과 1.1년으로, 소용돌이 중심부에 위치한 정점 A10에서의 0.4년 보다 훨씬 길다. 이처럼, 정점 A10에서 ^{210}Po 의 체류시간이 짧은 것은 소용돌이의 형성에 의해 ^{210}Po 의 농도가 낮은 표층수가 침강했기 때문이라고 생각된다. 또한, 정점 B10과 A1에서 ^{210}Po 의 체류시간은 일반의양역 표면혼합층에서의 0.6년(Bacon *et al.*, 1976; Nozaki and Tsunogai, 1976; Cochran *et al.*, 1983) 보다 약간 길지만, California 북쪽의 filament역에 인접한 해역에서 보고된 3년(Kadko, 1993) 보다는 훨씬 짧다.

또한, 표면혼합층에서 제거된 ^{210}Po 이 수운약층 부근에서 어느 정도 재순환되고 있는지를 알아보자. 수운약층에서도 ^{210}Po 의 농도는 정상상태를 유지한다고 가정하자. 즉, 수운약층내에서 ^{210}Po 이 방사붕괴되어 소실되는 양은 ^{210}Pb 으로부터 방사붕괴에 의해 공급되는 양 및 재순환되어 공급되는 양(R)과 균형을 유지한다고 할 수 있다.

$$\lambda_n(A_p)_{\text{term}} = \lambda_n(A_n)_{\text{term}} + R \quad (2)$$

(2)식에 수운약층내의 ^{210}Po 과 ^{210}Pb 의 현존량(Table 1) 및 ^{210}Po 의 붕괴상수를 대입하여 R값을 계

산한 결과, 정점 B10에서는 0.035 dpm/cm²/year이나, 정점 A1에서는 0.141 dpm/cm²/year로 약 4배 정도 차이가 있다. 이처럼, 두 정점간에 R값의 차이가 있는 것은 수온약층내 수괴의 체류시간에 기인한 것으로 생각된다. 여기서 계산한 R값과 표면혼합층으로부터 제거되는 ²¹⁰Po의 제거율($J=kA_n$)를 비교하면 수온약층에서 ²¹⁰Po의 재순환율을 알 수 있다.

$$\text{재순환율(\%)} = (R/J) \times 100 \quad (3)$$

수온약층내에서 ²¹⁰Po의 재순환율은 정점 B10과 정점 A1에서 각각 92% 및 39%로 속도 연안에 위치한 정점 B10에서 훨씬 크며, 특히 정점 B10의 값은 대서양 열대해역 수온약층에서의 재순환율인 76% (Bacon *et al.*, 1976)보다 다소 크다. 이처럼, 정점 A1보다 정점 B10에서 ²¹⁰Po의 재순환율이 큰 것은 재순환량도 작지만, 특히 표면혼합층에서 ²¹⁰Po의 제거율이 현저히 작기 때문이라고 생각된다. 그러나, 소용돌이의 중심부에 위치한 정점 A10에서는 계절 수온약층의 상부인 표층을 제외한 30 m 하부층에서는 ²¹⁰Po 과잉량이 나타나지 않기 때문에 재순환율을 계산할 수 없다.

4. ²³⁴Th의 순환

²³⁴Th은 정점별 수심별 농도 차이가 ²¹⁰Po에 비해 훨씬 작다. 특히, 소용돌이 중심부에 위치한 정점 A10의 표층과 30 m층에서 다른 정점들의 동일수층에 비해 ²³⁴Th 및 총부유물질의 농도가 각각 0.2 dpm/l 및 0.2 mg/l 정도 높다. 본 연구에서는 입자물질중 ²³⁴Th의 방사능을 측정하지 않았기 때문에 이처럼 하부층에 비해 상부층에서 ²³⁴Th의 농도가 오히려 높은 것이 입자물질에 의한 영향인지를 알 수 없다. 그러나, 일본의 Funaka만(Minagawa and Tsunogai, 1980)과 남지나해(Wei and Hung, 1992)의 표층에서 측정된 입자물질중 ²³⁴Th의 비방사능 농도는 약 1000 dpm/g이었다. 이 값을 적용하여 보정한 결과, 정점 A10의 30 m 상부층의 ²³⁴Th 농도가 동일 정점의 50 m 층의 농도와 비슷해진다. 따라서, 이 정점의 상부층에서 ²³⁴Th의 농도가 비교적 높은 것은 아마도 입자물질에 의한 기여 때문이라고 판단된다.

또한, 상기의 (1)식과 같이 물질수지식을 이용하여 ²³⁴Th의 제거속도상수를 계산할 수 있다. ²³⁴Th의 제거속도상수($k_{n,234}$)와 질산염 사이에는 매우 좋은 부(-)의 상관성(Fig. 5)을 보인다. 즉, 낮은 질산염 농도를

보이는 상부층이 하부층에 비해 ²³⁴Th의 제거속도가 크다. 이때 정점 A10의 표층과 30 m 층의 ²³⁴Th 농도는 입자물질중 비방사능의 영향을 보정한 것이다.

²³⁴Th의 체류시간(Table 1)은 정점 B10의 표면혼합층과 수온약층에서 각각 18일과 30일로 표면혼합층에서 더 짧다. 또한, 정점 A1에서도 표면혼합층과 수온약층에서 각각 19일 및 25일로 층별 차이는 정점 B10 보다 작다. 반면에, 정점 A10의 경우 100 m 상부의 전 수심에 대한 ²³⁴Th의 체류시간은 21일로 다른 두 정점과 비슷하였다. 이들 3개 정점에 대한 ²³⁴Th의 체류시간은 일반외양역의 약 50~70일(Coale and Bruland, 1985, 1987) 보다는 짧지만, 대륙붕역에서의 10~50일 (Kaufman *et al.*, 1981)과는 비슷한 수준이다. 그러나, ²³⁴Th의 체류시간은 ²¹⁰Po보다 훨씬 짧으며, 이것은 해수중 ²³⁴Th이 ²¹⁰Po 보다 입자물질에 의해 효과적으로 제거되거나 ²¹⁰Po과 같이 아표층에서 생성되지 않음을 시사한다. 즉, ²³⁴Th과 ²¹⁰Po은 둘 다 반응성 핵종이지만 물질순환과정은 서로 다르며, 제거율도 현저히 차이가 있다.

참고문헌

- Bacon, M. P., D. W. Spencer and P. G. Brewer, 1976. ²¹⁰Pb/²²⁶Ra and ²¹⁰Po/²¹⁰Pb disequilibria in seawater and suspended particulate matter. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **32**: 277-296.
- Bacon, M. P., R. A. Belostock, M. Tecotzky, K. K. Turekian and D. W. Spencer, 1988. Lead-210 and polonium-210 in ocean water profiles of the continental shelf and slope south of New England. *Contin. Shelf Res.*, **8**: 841-853.
- Cho, K. D., T. J. Bang and H. S. Yu, 1990. Three dimensional structure of the Ulleung Warm Lens. *Bull. Korean Fish. Soc.*, **23**: 323-333.
- Chung, Y. and R. Finkel, 1988. ²¹⁰Po in the western Indian Ocean: distributions, disequilibria and partitioning between the dissolved and particulate phases. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **88**: 232-240.
- Coale, K. H. and K. W. Bruland, 1985. ²³⁴Th/²³⁸U disequilibria within the California Current. *Limnol. Oceanogr.*, **30**: 22-33.
- Coale, K. H. and K. W. Bruland, 1987. Oceanic stratified euphotic zone as elucidated by ²³⁴Th/²³⁸U disequilibria. *Limnol. Oceanogr.*, **32**: 189-200.
- Cochran, J. K., M. P. Bacon, S. Krishnaswami and K. K. Turekian, 1983. ²¹⁰Po and ²¹⁰Pb distribution in the central and eastern Indian Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **65**: 433-452.
- Harada, K. and S. Tsunogai, 1985. A practical method for the simultaneous determination of ²³⁴Th, ²²⁶Ra, ²¹⁰Pb and ²¹⁰Po in seawater. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **41**:

- 98-104.
- Holm-Hansen, O., C. J. Lorenzen, R. W. Holms and J. D. H. Strickland, 1965. Fluorometric determination of chlorophyll. *J. Cons. Perm. Int. Explor. Mer.*, **30**: 3-15.
- Ichiye, T. and K. Takano, 1988. Mesoscale eddies in the Japan Sea. *La mer*, **26**: 69-75.
- Isoda, Y., M. Naganobu, H. Watanabe and K. Nukata, 1992. Horizontal and vertical structures of a warm eddy above the Yamato Rise. *Res. Ocean*, **1**: 141-151.
- Kadko, D. C., 1993. Excess ^{210}Po and nutrient recycling within the California Coastal Transition Zone. *J. Geophys. Res.*, **98**: 857-864.
- Kaufman, A., Y. H. Li and K. K. Turekian, 1981. The removal rates of ^{234}Th and ^{228}Th from waters of the New York Bight. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **54**: 385-392.
- Li, Y. H., P. H. Santschi, A. Kaufman, L. K. Brnninger and H. W. Feely, 1981. Natural radionuclides in waters of the New York Bight. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **55**: 217-228.
- Minagawa, M. and S. Tsunogai, 1980. Removal of ^{234}Th from a coastal sea: Funka Bay, Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **47**: 51-64.
- Na, J. Y. and B. H. Kim, 1990. A laboratory study of formation of 'the warm core' in the East Sea of Korea. *Bull. Korean Fish. Soc.*, **22**: 415-423.
- Nozaki, Y. and S. Tsunogai, 1976. ^{226}Ra , ^{210}Pb and ^{210}Po disequilibria in the western North Pacific. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **32**: 313-321.
- Nozaki, Y., S. Tsunogai and M. Nishimura, 1973. Lead-210 in the Japan Sea. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **29**: 251-256.
- Nozaki, Y. and M. Yamada, 1987. Thorium and protactinium isotope distributions in waters of the Japan Sea. *Deep-Sea Res.*, **34**(8): 1417-1430.
- Strickland, J. D. H. and T. R. Parsons, 1972. A practical handbook of sea water analysis. 2nd ed. *Bull. Fish. Res. Bd. Can.* 167, 310pp.
- Seung, Y. H., S. Y. Nam and S. Y. Lee, 1990. A combined effect of differential cooling and topography on the formation of Ulleung Warm Eddy. *Bull. Korean Fish. Soc.*, **22**: 375-384.
- Tameishi, H., 1987. Application of satellite NOAA image for fisheries. *Bull. Japan Soc. Sci. Fish.*, **51**: 238-244.
- Turekian, K. K. and L. H. Chan, 1971. The marine geochemistry of the uranium isotopes, ^{230}Th and ^{231}Pa . p. 311-320. *In* Activation analysis in geochemistry and cosmochemistry, Universitetsforlaget.
- Wei, C. L. and C. C. Hung, 1992. Spatial variation of ^{234}Th scavenging in the surface water of the Bashi channel and the Luzon strait. *J. Oceanogr.*, **48**: 427-437.
- Zuo, Z. and D. Eisma, 1993. ^{210}Pb and ^{210}Po distributions and disequilibrium in the coastal and shelf waters of the southern North Sea. *Contin. Shelf Res.*, **13**: 999-1022.