

# 외양대류에 의한 동해 심층수의 형성 가능성

이충일\* · 조규대\* · 김상우\* · 윤중휘\*\* · 박성은\*\*\*

\* 부경대학교 해양산업개발연구소, 부경대학교 해양학과, \*\* 한국해양대학교 해양경찰학과, \*\*\*국립수산과학원

## Preconditioning Phase for Open Ocean Formation in the Northern Part of Subpolar Front of the East Sea

Chung Il Lee\* · Kyu Dae Cho\* · San-Woo Kim\* · Jong Hwui Yun\*\* · Sung-Eun Park\*\*\*

\*Research Center for Ocean Industrial and Development, Pukyong National University, Busan 608-737, Korea

\*Dept. of Oceanography, Pukyong National University, Busan 608-737, Korea

\*\*National Fisheries Research and Development Institute, Busan 619-092, Korea,

\*\*\*Dept. of Maritime Police Science, Korea Maritime University, Busan 606-791, Korea

요 약 : 외양대류에 의한 심층수 형성과정의 초기단계 즉 침니 현상의 전 단계에 나타나는 현상을 포텐셜 와도, 지형류, 수온, 염분, 용존산소의 분포로부터 확인하였다. 포텐셜 와도의 분포에서 나타난 와동류는 Vladivostok 연안과 subpolar front 사이에 위치하며, 와동류의 분포 위치는 겨울철 심층수 형성 가능성이 높은 해역과 잘 일치한다. 대륙의 지형적인 특성으로 인한 바람장의 변화는 본 연구에서 나타난 시계반대방향의 와동류가 형성될 수 있음을 보여주며, 그 결과로 나타나는 dome 구조의 밀도 분포는 외양대류의 초기 단계에서 나타나는 현상을 잘 보여준다.

핵심용어 : 동해, 포텐셜와도, 외양대류

**ABSTRACT :** In order to investigate the initial stage of deep water formation between Vladivostok and the subpolar front in the East Sea, the factors, temperature, salinity, dissolved oxygen, measured by multi-ship surveys in 1969 have been used. Deep water formation in the East Sea occurs in essentially two different forms: near continent and open ocean formation. The position of eddy derived from potential vorticity matches well with that of deep water formation. The vertical and horizontal distributions of potential vorticity, geostrophic current, temperature, salinity and dissolved oxygen give clues for the preconditioning phase of open ocean formation like a doming of isotherm, associated with a cyclonic circulation.

**KEY WORDS:** East Sea, Potential vorticity, Open ocean formation, Subpolar front

### 1. 서 론

동해는 겨울철 대기의 냉각효과에 의한 표층수의 침강으로 인하여 심층수가 형성되는 것으로 알려져 있다<sup>1-4)</sup>. 심층수는 주수온 약층 이심에 분포하는 수괴로서<sup>5)</sup>(Pickard and Emery, 1990), 북대서양의 래브라도해(Labrador Sea), 그린랜드해(Greenland Sea), 남극 주변부의 웨델해(Weddell Sea) 그리고 지중해(Mediterranean) 등에서 심층수가 형성된다.

대양에서 심층수의 형성은 생성해역 및 기작에 따라서 크게 두 가지로 형태로 구분 된다 (Fig. 1). 첫째는, 표층수의 냉각과 해빙의 형성에 의해 고밀도의 표층수가 대륙봉역에서 침강 및 혼합되어 대륙사면을 따라 심층으로 퍼져 나가는 대륙주변부대류이다. 다른 하나는 외양에서 시계 반대방향의 와류와 표면 냉각에 의해 표층수와 심층수가 혼합되는 외양대류이다<sup>5-6)</sup>. 외양 대류의 경우, 심층수는 세 단계의 과정을 거쳐 형성된다

<sup>6)</sup> 즉 형성초기 단계, 혼합단계 그리고 마지막으로 침강 및 퍼짐 단계를 통하여 심층수의 형성이 이루어진다. 동해의 경우에 외양대류의 혼합단계에서 나타나는 침니(chimney) 현상으로부터 심층수의 생성 시기 및 해역이 밝혀지고 있다<sup>3)</sup>. 침니 현상이란 해수가 표면부터 심층까지 주위의 수괴보다 밀도가 크고 염분이 균일한 수주를 나타내는 것이다. 북대서양의 그린랜드 동부에서도 침니 현상이 나타나며<sup>7-8)</sup>, 수치 실험<sup>7,9)</sup>으로부터 그 세부과정에 대한 현상이 재현되고 있다.

동해의 경우, 심층수의 형성은 대륙주변부대류와 외양대류에 의한 것으로 알려져 있다<sup>1-3,10)</sup>. 겨울철 동해의 연해주 연안에서 수온의 강화와 결빙으로 인한 염분농도의 증가<sup>1)</sup>, 대기의 냉각작용에 의한 외양 표층수의 밀도 증가<sup>2,10)</sup>요인이 심층수 형성에 중요한 인자로 작용하며, 그리고 쓰시마 난류 기원의 난수괴가 북부 해역으로 이동하여 겨울철에 심층수를 형성<sup>11)</sup> 하는 것으로도 알려져 있다.

\* 비회원, leeci@mail1.pknu.ac.kr, 051)620-6954

\*\* 정회원, kdcho@pknu.ac.kr, 051)620-6211

\*\*\*정회원, jhyun@mail.hhu.ac.kr, 051)410-4279

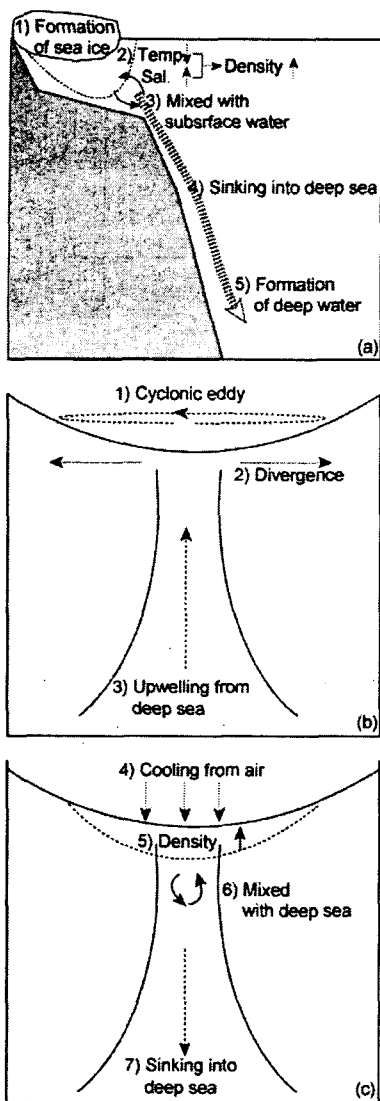


Fig. 1. Schematic diagram showing process of deep water formation like the near boundary convection (a) and the open ocean convection (b and c).

동해에서 외양대류에 의한 심층수의 형성은 겨울철 침니 현상을 통해서 설명되고 있으나, 이러한 혼합단계의 침니 현상이 일어나는 원인 및 그 전 단계에 대해서는 아직 구체적으로 밝혀지지 않고 있다. 외양대류에 의한 심층수의 형성이 이루어진다면, 형성 초기 단계에서 나타나는 시계 반대 방향의 와류에 의한 심층수의 상승 현상이 일어날 것으로 생각된다. 그리고 외양대류에 의한 심층수의 형성 초기단계를 규명하는 것이 심층수의 형성 기작을 이해하는데 중요하다고 할 수 있다.

본 연구논문에서는 일본기상청에서 5척의 관측선을 이용하여 측정된 해양관측자료로부터 외양대류과정에서 나타나는 심층수의 형성 초기 단계 현상을 규명하고자 하였다.

## 2. 자료 및 방법

### 2.1 자료

동해에서 겨울철 심층수 형성과정에서 나타나는 침니 현상의 기작을 조사하기 위하여 일본 기상청(Japan Meteorological Agency)에서 측정된 해양관측 자료를 사용하였다. 해양관측은 5척의 조사선을 이용하여 1969년 9월 29일부터 1969년 10월 22일까지 동해 전역에 대하여 동시에 진행되었다(Fig. 2). 수온(°C), 염분(psu), 용존산소(ml/l)를 이용하여 심층수 생성 가능성이 높은 해역에 대한 해황 특성을 살펴보았다.

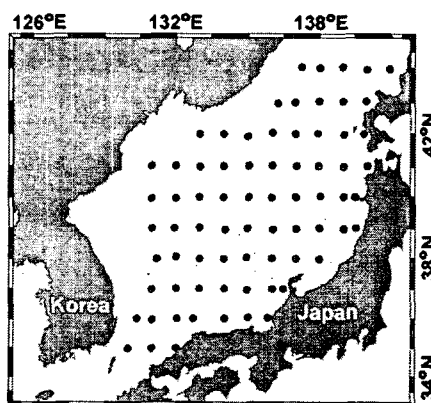


Fig. 2. Station map. Field observation was carried out by multi-ship survey of Japan Meteorological Agency from September 29, 1969 to October 19, 1969.

1980년대 말까지 동해의 해양관측은 대부분 subpolar front 이남에서 실시되어 왔으며, 1990년대 초부터 실시된 Circulation Research in East Asian Marginal Sea(CREAMS) cruise 이후 동해 북부 해역에 대한 해양관측이 점차적으로 진행되고 있다. 본 논문에서 사용한 자료는 과거 1969년도의 자료로서 현재의 동해 해황 상태를 보여주기는 부족한 점이 있으나, 동해 북쪽해역의 해양학적 현상을 설명할 수 있는 장점을 지니고 있다.

### 2.2 방법

연구해역의 해류순환 형태를 파악하기 위하여 포텐셜와도의 정의(Fig. 3)를 이용하였다. 직접적인 해류의 관측자료가 부족하여 수온, 염분 및 밀도로부터 포텐셜와도를 계산하였으며, 이는 해류의 meandering, eddy 등과 같은 해류의 순환을 간접적으로 이해하는데 유용하게 활용된다.

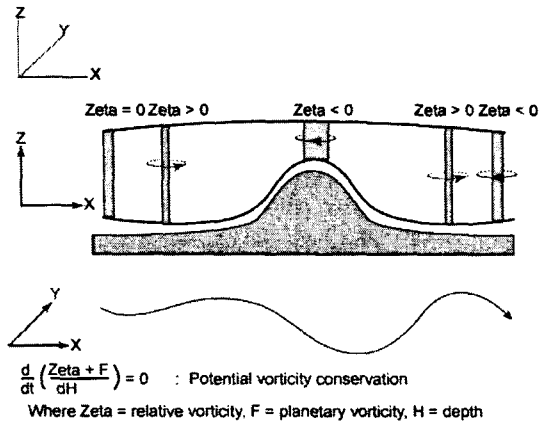


Fig. 3. Schematic diagram of potential vorticity conservation. The upper figure shows the change of rotation direction of water column by the variation of thickness and width to conserve its potential vorticity. The lower figure shows the moving path of water column derived from rotation of water column in the upper figure.

포텐셜와도의 계산은 식 1을 이용하였으며, 이에 대한 보충 설명은 논문에 수록된 참고문헌에<sup>12-13)</sup> 자세히 나타나있다.

$$q = f \cdot (\partial \Delta_{s,t} / \partial z) \dots \dots \dots \text{(식 1)}$$

여기서,  $f = 2\omega \sin \theta$  ( $\omega$ =지구자전각속도 ( $2\pi/24h$ ),  $\theta$ =위도),  $\rho$  = 해수의 밀도,  $z$  = 각 layer별 사이의 두께

본 연구에서는, 밀도대신에  $\Delta_{s,t}$  (열염편차,  $10^{-5} \text{cm}^3/\text{g}$ ) 값을 사용하였다. 해수의 무게를 나타내는 물리적 특성으로  $\sigma_t$  값을 많이 사용하지만, 해양의 상층수 밀도를 표현할 경우  $\Delta_{s,t}$  가 더 적합하므로 열염편차 값을 더 유용하게 사용한다<sup>14)</sup>.  $\Delta_{s,t}$  는 차원(dimension)이 밀도( $\text{g}/\text{cm}^3$ )의 역수로서, 그 값이 클수록 밀도가 작음을 나타낸다.

포텐셜와도로부터 심층수의 형성 가능성이 높은 해역에 대하여 수온, 염분, 용존산소의 연직 분포도를 작성하여 대조구 해역과 그 특성을 비교하였다.

### 3. 결과 및 고찰

#### 3.1 포텐셜와도의 수평분포

Figs. 4(a)~(c)는 역학적으로 포텐셜 와도가 보존되는 경로를 따라 이동하는 유체 특성으로 이용하여 동해의 해류순환 특성을 잘 보여준다. 각 그림에서 포텐셜와도의 등치선 이 존재하지 않는 것은 정점별 지형적 특성 및 물성의 차이 등으로 인하여 식 1의 계산과정에 이용되는 등열염편차값이 존재하지 않기 때문이다.

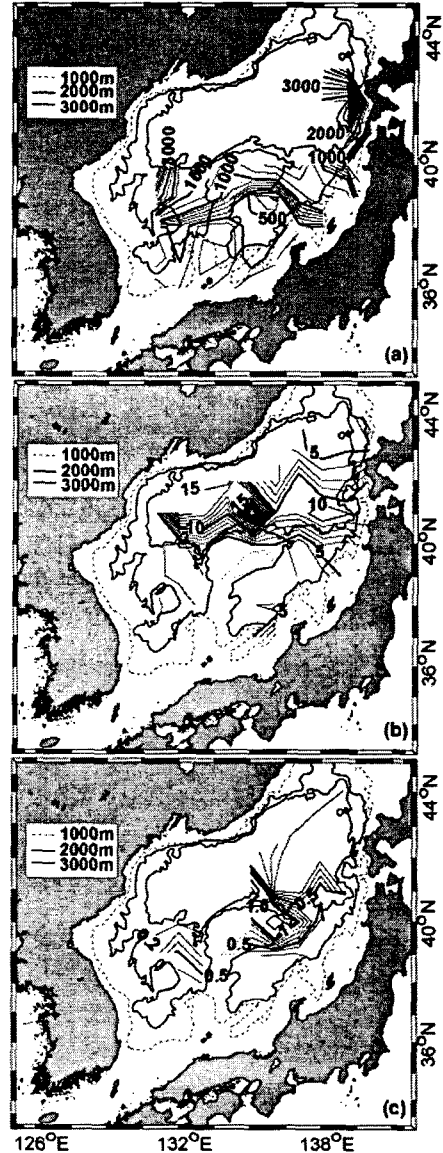


Fig. 4. The distribution of potential vorticity ( $\times 10^{-10} \text{cm}^2 \text{s}^{-1}$ ). (a): between thermosteric anomaly = 200 and thermosteric anomaly = 300 surface, (b): between thermosteric anomaly = 74 and thermosteric anomaly = 80 surface, (c): between thermosteric anomaly = 72 and thermosteric anomaly = 74 surface

Fig. 4(a)는  $\Delta_{s,t}=200\sim300$ 는 수온약층 상층부에 해당하는 포텐셜와도의 수평분포도이며, 쓰시마난류의 이동 경로 및 극전선의 분포 형태를 보여준다. 포텐셜 와도의 값이 500인 등치선의 분포는 쓰시마난류의 meandering path를 잘 보여주며, 그 값이 1000인 등치선의 분포는 subpolar front의 분포역과 잘 일치하게 나타난다. Fig. 4는 subpolar front 남쪽해역 상층부의 해류순환 형태를 보여주는 것으로서, 한류수역인 극전선 북쪽 해역의 경우는  $\Delta_{s,t}=200\sim300$ 에 해당하는 수층이 존재하지 않는다. 따라서 포텐셜와도의 등치선이 북쪽해역에 까지 연결되지 않는다.

Fig. 4(b)는  $\Delta_{s,t}=74\sim80$ 인 층에 해당하는 포텐셜와도의

수평분포도이며, 수온약층 하부에 위치한다. 해역별로 지형의 변화가 크게 나타나는 극전선 남쪽 해역은 등치선의 연결이 뚜렷하게 나타나지 않고 있다. 대략 위·경도 41° N, 135°E 지점에서 와동류의 존재가 나타나며 이는 Fig. 4(c) ( $\Delta_{s,t}=74\sim 80$ )에서도 잘 나타난다. Fig. 4(c)는 수온 0~1°C, 염분 34.0~34.1psu인 동해고유수층에 해당한다. Figs. 4(b)~Fig. 4(c)에서 나타난 와동류는 해수의 연직방향 운동이 일어날 수 있음을 보여준다. 그림에서 나타난 해수의 연직 운동 가능성을 살펴보기 위하여, 와동류의 중심을 지나는 경도 135°E의 관측선에 대한 수온, 염분의 연직 분포도를 나타내었다(Fig. 5).

3.2 지형류, 수온, 염분, 용존산소의 연직 분포

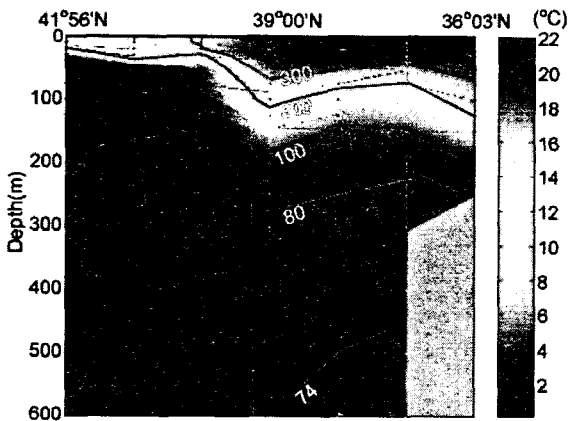


Fig. 5. Section of temperature(°C) and thermohaline anomaly ( $\times 10^{-3} \text{cm}^3/\text{g}$ ) along 135°E

Fig. 5에서 위도 41°N 지점 약 수심 약 150m부터 그 이심에까지 주변 수심의 해수보다 차가운 물이 분포하고 있음을 알 수 있으며, 이는 반시계 방향의 와동류에 의한 해수의 연직 상승현상이 일어날 가능성이 높음을 보여준다. 본 연구해역의 해양학적 인자들의 분포에 대한 선행 연구결과에서도<sup>3,15-16)</sup> 거의 유사한 수온의 연직 분포가 나타나며, 이는 연구해역에서 지속적으로 나타나는 현상으로 생각된다. 특히 Vladivostok 주변의 좁은 협곡을 통해 동해로 불어오는 몬순의 영향으로 극전선 북쪽 해역의 위도 40°N~43°N, 경도 132°E~136°E 사이에 positive wind stress curl 우세하게 나타나는 것으로 알려져 있다<sup>16-17)</sup>. 이러한 바람의 작용은 시계반대방향으로 해수운동을 일으키며 그 결과 등밀도면이 상승하여 돔(dome) 형태의 밀도 구조가 형성될 가능성을 제시하였다. 그리고 이들 연구 결과는 본 논문에서 제시된 Figs. 4(a)~(c)와 Fig. 5의 현상을 뒷받침해 줄 수 있는 것으로 생각된다.

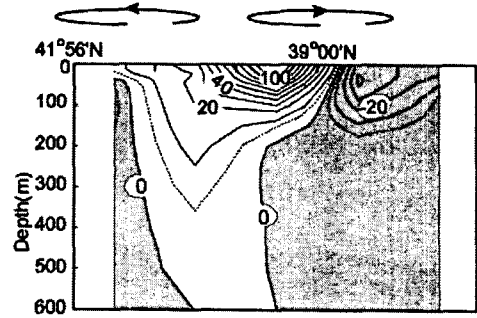


Fig. 6. Section of geostrophic current velocity (cm/sec) along 135°E. Shaded areas indicate westward flow. Arrows represent clockwise and anticlockwise rotation, respectively. The reference level is 600m.

Fig. 6은 Fig. 5에 제시된 단면에 대한 지형류의 분포를 보여주는 것으로 위도 41°N 을 중심으로 시계반대 방향의 지형류가 존재한다. 음영으로 처리된 부분은 서향류(독자를 향한 방향)의 흐름을 의미하며, 시계반대 방향의 해수의 운동은 Fig. 1에서 설명된 바와 같이 상층수의 발산에 따른 저층류의 상승과 관련이 깊은 것으로 생각된다.

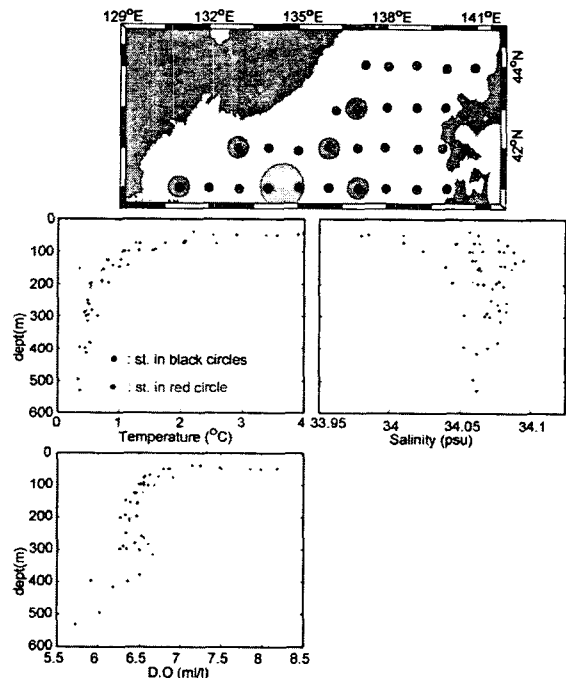


Fig. 7. Vertical distribution of temperature, salinity, dissolved oxygen in northern part of the East Sea.

Fig. 7은 저층수의 상승 현상을 증명하기 위하여, 와동류의 현상이 나타나는 해역의 정점과 그렇지 않은 주변해역의 정점에 대한 수온, 염분, 용존산소의 연직 분포 특성을 비교하여 보았다. 회색 음영으로 표시된 부분이 와동류 현상이 나타나는 주변부 해역이며, 붉은색으로 표시된 부분이 와동류에 의한 저층수의 상승 현상이 나타나는 해역에 대한 설명이다. 그림에서 저층수의 상승현상이 나타나는 지역이 주변부 해역에 비해 비교적 저수온, 고염분, 저용존산소의 특성을 보여준다.

각 인자별로 주변부 해역과의 비교에서 큰 차이는 없으나, 동해의 경우 수온약층 이심의 경우 해수의 특성이 거의 균질한 해수로 채워져 있음을 고려할 때 Fig. 7에서 나타나는 차이는 저층수의 상승 현상을 설명할 수 있는 것으로 판단된다.

본 연구는 현장관측 자료로부터 극전선 북쪽 해역의 심층수 형성 기작을 설명하려고 한 것이다. 동해에서 심층수 형성과 관련된 연구 결과에 따르면<sup>1~3,10)</sup>, 외양대류 및 대륙주변부 대류(Fig. 1)에 의하여 심층수가 형성되는 것으로 알려져 있다. 특히 본 연구에서 설명하고 있는 해역은 선행 연구<sup>3)</sup>에서 제시된 심층수 형성 가능 해역과 잘 일치하며, 이들은 subpolar front에 인접한 북쪽해역에서 형성되는 심층수는 외양대류에 의한 가능성이 높은 것으로 생각된다. 그러나 현장관측 자료의 한계 등으로 외양대류의 단계별 설명이 어려운 것이 현실이다. 이러한 현장관측상의 문제점을 해결하기 위하여 수치실험을 통하여 외양대류에 의한 심층수의 형성 가능성을 확인하였다<sup>7~9)</sup>.

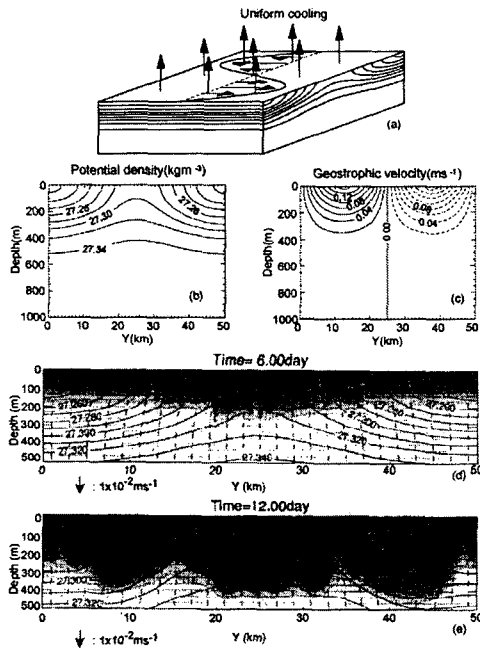


Fig. 8. (a): Schematic view of the model configuration. Contours drawn on the sides and solid line on the top schematically represent density structure and the geostrophic velocity profile, respectively. (b): Initial density structure. Contour interval is  $2 \times 10^{-2} \text{kgm}^{-3}$ . (c): Initial geostrophic structure. Contour interval is  $2 \times 10^{-2} \text{ms}^{-1}$ . Dashed contours represent negative (westward) values (d), (e): Meridional sections of density (solid lines), tracer concentration (shaded regions), the zonal component of absolute momentum  $u-fy$  (dashed lines), and two-dimensional ( $y-z$ ) velocity vector (arrows) (Yoshikawa et al., 2001).

Figs. 8(a)~(c)는 수치실험으로부터 심층수의 형성 가능성을 단계별 과정으로 구분하여 보여준다. Fig. 8(a)는 모델의 초기 설정 단계로서, surface cooling이 지속적으로 이루어지

는 상태에서 시계 반대 방향의 와동류에 의하여 저층수의 상승이 일어나고 있음을 보여준다. 이러한 현상은 본 연구의 Figs. 4~6에 해당하는 현상과 일치한다. Figs. 8(b)~8(c)는 각 6일과 12일이 경과한 후 모델의 결과를 보여 주는 것으로서, 차가운 저층수가 상층부로 상승하여 surface cooling에 의해 밀도가 높아진 표층수와 혼합하여 침강하는 현상을 보여준다.

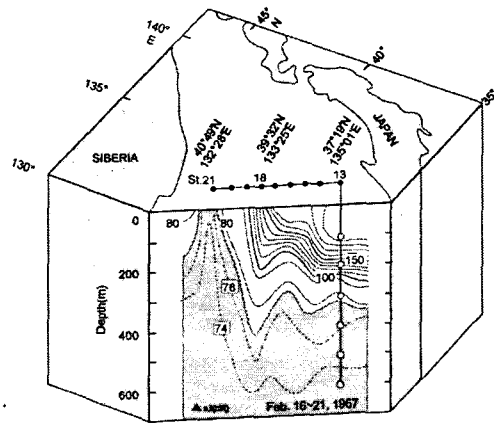


Fig. 9. Vertical distribution of the potential thermocline anomaly (최 등, 1995).

Fig. 9는 겨울에 관측된 자료로부터 외양대류의 두 번째 단계인 침니 형성 과정을 보여주는 것으로, 본 연구 해역과 동일한 해역에서 나타나고 있다. 그림에서 나타나는 바와 같이 표층에서 저층까지 거의 균질의 해수가 분포하는데, 이는 표층수가 표면부근까지 상승한 심층수와 혼합되어 침강하는 단계의 과정으로 생각된다.

본 연구에서 사용된 정점별 자료는 1969년 9월 29일~1969년 10월 19일 사이에 측정된 자료로서 겨울철 surface cooling 현상으로 인하여 표층수의 밀도가 급격히 증가하기 전의 상태로서, 외양대류의 초기단계인 preconditioning phase로 생각된다.

그러나 최근 Kim and Kim (2001)과 Kim et al. (2002)에 따르면 지구 온난화에 따른 겨울철 해표면 온도의 상승으로 인하여 1980년대 중반 이후부터 1990년대 후반까지 겨울철 심층수의 형성 빈도수가 그 이전에 비해 급격하게 줄어든 것으로 나타난다. 이것은 표층 수온이 상승하여 표층수의 밀도가 낮아진 것과 밀접한 관련이 있으며 따라서 외양대류의 혼합 및 침강-퍼짐단계가 형성 되지 못하는 것으로 생각된다. 이러한 현상은 용존산소의 농도가 높은 표층수를 저층까지 운반시키는 대류 작용을 약하게 하며, Kim and Kim (2001)이 언급한 용존산소 최소층의 수심이 점점 깊어지는 원인으로도 생각된다.

#### 4. 결 론

동해의 심층수 형성은 크게 대륙주변부 대류와 외양대류에 의한 것으로 알려져 있다. Vladivostok 연안과 subpolar front 사이에서 겨울철에 발생하는 심층수의 형성은 외양대류에 의한 가능성이 높은 것으로 설명되고 있으며, 침니 현상이 이러한 결과를 뒷받침 하고 있다.

본 논문에서는 외양대류에 의한 심층수 형성과정의 초기단계 즉 침니 현상의 전 단계에 나타나는 현상을 포텐셜 와도, 지형류, 수온, 염분, 용존산소의 분포로부터 확인하였다. 포텐셜 와도의 분포에서 나타난 와동류는 Vladivostok 연안과 subpolar front 사이에 위치하며, 와동류의 분포 위치는 겨울철 심층수 형성 가능성이 높은 해역과 잘 일치한다. 특히 대륙의 지형적인 특성으로 인한 바람장의 변화는 본 연구에서 나타난 시계반대방향의 와동류가 형성될 수 있음을 보여주며, 그 결과로 나타나는 dome 구조의 밀도 분포는 외양대류의 초기 단계에서 나타나는 현상을 잘 보여준다.

#### 감사의 글

본 연구는 한국해양수산개발원 수산특정연구개발사업 지원금으로 수행되었습니다. 재정 지원을 해 주신 한국해양수산개발원 및 기타 관계자 여러분께 감사드립니다.

#### 참 고 문 헌

[1] 須田腕次, 1932, 日本海の底層水について, 海洋情報第4巻 第1號, 201-240 (in Japanese).

[2] Fukuoka, J. and A. Misumi, 1977, Sinking in the Japan Sea, faculty of fisheries, Hokkaido Univ., 28(3), 143-153.

[3] 최용규, 조규대, 양성기, 1995, 동해고유수의 해양학적 특성-II. 동해고유수와 chimney, 한국환경과학회지, 4(2), 121-138.

[4] Kim, K-R., G. Kim and K. Kim, 2002, A sudden bottom-water formation during the severe winter 2000-2001: The case of the East/Japan Sea, Geophys. Res. Lett., 29(8), 7511-7514.

[5] Pickard, G. L. and W. J. Emery, 1990, Descriptive physical oceanography, An introduction, Pergamon Press, 320pp.

[6] Sankey, T., 1973, The formation of deep water in the northwestern Mediterranean. Progr. Oceanogr., 6,

159-179.

[7] Killworth, P. D., 1979, On "Chimney" formation in the Ocean, J. Phys. Oceanogr., 9, 531-554.

[8] Gascard, J. C., 1991, Open ocean circulation and deep water formation revisited in the Mediterranean, Labrador, Greenland and Weddell Seas. In deep convection and deep water formation in the oceans, Elsevier Oceanography Series, 57, 157-181.

[9] Yoshikawa, Y., K. Akitomo, and T. Awaji, 2001, Formation process of intermediate water in baroclinic current under cooling. J. Geophys. Res., 106(C1), 1033-1051.

[10] Nitani, H., 1972, On the deep and bottom waters in the Japan Sea. In research in hydrography and oceanography, ed. D. Shoji, hydrographic department of Japan, 151-201.

[11] Nishiyama, K. S. Kawae and H. Sasaki, 1990, The Japan Sea Proper Water and the Japan Sea warm eddy, Bull. Kove Mar. Observ., 209, 1-10 (in Japanese).

[12] Mcdowell, S., P. Rhines and T. Keffer, 1982, North Atlantic potential vorticity and its relation to the general circulation. American Meteorological Society, 12, 1417-1436.

[13] 李成鎮, 安希洙, 1987, 東海의 海底地形 및 密度成層變化에 의한 포텐셜 와도에 관한 연구, 한국지구과학회지, 8(1), 25-34.

[14] Emery, W. J. and R. E. Thomson, 1998, Data analysis methods in physical oceanography (first edition), Pergamon press, 634pp.

[15] 김대현, 1998, 동해 극전선역의 수괴 및 해류, 이학석사 학위논문, 부경대학교, 89pp.

[16] Yoon, J-H. and H. Kawamura, 2002, The formation and circulation of the Intermediate Water in the Japan Sea, J. Oceanogr., 58, 197-211.

[17] Kawamura, H. and P. Wu, 1998, Formation mechanism of Japan Sea Proper Water in the flux center off Vladivostok, J. Geophys. Res., 103(C10), 21611-21622.

[18] Kim, K., K-R. Kim, D. Min, Y. Volkov, J.-H. Yoon and M. Takematsu, 2001, Warming and structural changes in the East(Japan) Sea: A clue to future changes in global oceans? Geophys. Res. Lett., 28, 3293-3296.