韓國環境科學會誌 第4卷(第2號), 121~138, 1995
J. of the Korean Environmental Sciences Society

동해고유수의 해양학적 특성
II. 동해고유수와 chimney

최 용 규 · 조 규 대 · 양 성 기*

부산수산대학교 해양학과 · *제주대학교 해양토목과
(1994년 10월 14일 접수)

Oceanographic Characteristics of the Japan Sea Proper Water
II. The Japan Sea Proper Water and Chimney

Yong-Kyu Choi, Kyu-Dae Cho and Sung-Kee Yang*

Dept. of Oceanography, National Fisheries University of Pusan, Pusan, 608-737, Korea
**Dept. of Ocean Civil Engineering, Cheju National University, Cheju, 690-121, Korea*
(Manuscript received 14 October 1994)

Abstract

Based on the Results of Marine Meteorological and Oceanographical Observations (1966~1987), the phenomenon of chimney is found as a candidate for the formation of the Japan Sea Proper Water (JSPW).

The chimney phenomenon occurs twelve times during 1966~1987. The water types in the chimney denoting the deep convection are similar to those of the JSPW, 0~1 ℃ in potential temperature, 34.0~34.1 ‰ in salinity and 68~80 cl/t in potential thermosteric anomaly from the sea surface to the deep layer. The static stabilities in the chimney stations are unstable or neutral. This indicates that the winter time convection occurs. The JSPW sunken from the surface layer of chimney in winter spreads out under the Tsushima Warm Current area, following the isosteric surface of about 76 cl/t in potential thermosteric anomaly. The formation of the deep water of the JSPW is mainly affected by the cooling of the sea surface than the evaporation of winds because the temperature and the salinity on the isoteric surface of about 76 cl/t in potential thermosteric anomaly are cold and low.

The phenomenon of chimney occurred in here and there of the area in the north of 40° 30′ N, west of 138° E. This suggests that the deep water of the JSPW is formed not in a limited area but probably in the overall region of the northern open ocean.

Key Words : chimney, thermosteric anomaly, isosteric surface, convection

1. 서 론

동해에서 나타나는 해양물리학적인 현상들은 외양의 축소형이라고 할 수 있다. 동한난류는 서안경계류의 특성을 나타내고 있고, 북쪽의 저온 저염수와 남쪽의 고온 고염수와의 경계역에는 극전선이 형성되고, 동해 북부의 한류역에서는 심층수괴가 형성되고 있다.

심층수는 형성되는 해역에 따라서 대륙주변부 대류(near boundary convection)과 외양 대류(open ocean convection)로 구분된다(Pickard and Emery, 1990). 전자는 대륙붕역에서 해빙의 형성과 해표면의 냉각에 의해서 고염분화된 표층수가 침강 혼합을 거듭하면서 대륙사면을 따라 심층으로 퍼져나가는 현상이다. 후자는 외양에서 시계 반대 방향의 와류와 해표면 냉각에 의해 밀도가 높아진 표층수와 심층수가 혼합되어 침강하는 현상을 말한다.

이러한 표층수의 혼합 침강하는 과정을 연구한 것으로 MEDOC Group(1970)의 것을 들 수 있다. 이들 연구 Group은 차고 건조한 북서풍에 의해서 해수면이 냉각되는 형성초기 단계(preconditioning phase)와, 강한 북서풍이 계속 불어서 해수면을 더욱 냉각시켜서 표층수와 심층수가 완전히 혼합되는 혼합 단계(violent mixing phase), 그리고 혼합된 물이 침강하여 형성 해역에서 다른 해역으로 퍼져 나가서 새로운 심층수를 형성하는 침강 및 퍼짐 단계(sinking and spreading phase)의 3단계를 거쳐서 심층수가 형성된다고 하였다.

여기서 제 2단계에 해당되는 혼합 단계에서는 표면부터 심층까지 주위의 수괴보다도 밀도가 크고, 수온과 염분이 균일한 수주를 나타내는데 이것을 chimney라고 하였다(Killworth, 1979; Gascard, 1991). Chimney는 표면에서 심층까지 수온과 염분이 아주 균일한 균질수로 이루어진 수주를 말하며(Gascard, 1991), 이의 형성되는 곳은 주로 해면냉각에 의한 연직 혼합이 발생되는 좁고 불안정한 해역임을 나타내게 된다(Killworth, 1979).

심층수는 주수온 약층 이심에 있는 수괴로서(Pickard and Emery, 1990), 현재까지 세계 대양의 심층수가 형성되는 해역은 북대서양의 라브라도해(Labrador Sea) 및 그린랜드해(Greenland Sea), 남빙양의 웨델해(Weddell Sea)로 알려져 있다. 지중해(Mediterranean Sea)에서는 지중해 심층수가 생성되고, 그리고 동해(Japan Sea)에서는 동해고유수라고 하는 심층수가 생성되는 것으로 알려져 있다. 이들 해양에서 심층수가 생성되는 해역의 표면적은 세계 해양 표면적의 약 0.01~0.001%에 불과하지만, 이러한 면적에서 생성된 심층수는 세계 해양 용적의 약 75%를 차지하고 있다(Gascard, 1991). 이들 해양에서 심층수가 형성될 때 나타나는 공통된 특징으로는 표면에서 심층까지 균질수로 이루어진 수주를 이루는 chimney를 형성하고 있으며, 이러한 chimney는 시계 반대 방향의 와류와 동반하여 나타난다(Gordon, 1978; Clarke and Gascard, 1983; Johannessen *et al.*, 1991; Gascard, 1991). 또한 chimney의 크기는 해역마다 각각 다르다.

동해고유수의 생성에 대해서 살펴 보면, 須田(1932)은 연해주 연안에서 수온 강하 및 결빙으로 인한 염분 증가에 의해서 동해고유수가 생성된다고 하였고, Nitani(1972)는 외양의 표층수의 밀도 증가에 의해서, Fukuoka and Misumi(1977)는 바람에 의한 표면 냉각으로 인하여 표층수가 침강한다고 하였다. Nishiyama *et al.*(1990)은 쓰시마 난류 기원의 난수괴가 북부 해역으로 이동하여 겨울철에 동해고유수를 형성한다고 하였다. 그리고 Sudo(1986)나 Senjyu and Sudo(1993)는 겨울철 대류로 인해서 동해고유수의 상층수가 형성된다고 하였다. 그러나 이 연구들은 동해고유수의 생성을 동해의 겨울철의 전반적인 해황으로 밝히지 못하였고 일부 해역이나 짧은 기간등에 의한 단편적인 설명만을 하였다. 그러므로 동해고유수의 생성에 관한 연구들은 그 생성에 있어서의 연직 혼합 현상이나 chimney 현상과의 관계를 밝히진 못하였다.

본 연구에서는 일본기상청의 해양기상관측자료(1966~1987)를 중심으로 하여 동해고유수의 형성을 겨울철 북쪽 한류역에서 나타나는 chimney 현상의 발견에 의해서 규명하려고 하였다. 이를 위해서 외양 대류에 의한 생성을 설명할 수 있는 chimney 현상의 구조를 연구하였으며, 동해고유수가 북쪽 한류역에서 쓰시마 난류역에까지 퍼져 나감을 살펴 보았다. 그 결과, 겨울철 동해의 외양 대류에 의한 동해고유수의 생성을 검토하였다.

2. 자료 및 방법

동해에서 전반적인 해역에 대한 심층까지의 관측은 일본기상청의 자료가 가장 유용하다고 볼 수 있다. 따라서 본 연구에서는 1966년부터 1987년까지 일본기상청 발행의 해양기상관측자료(No.39~No.79)를 중심으로 연구를 수행하였다.

동해고유수의 생성에 대한 해황을 보기 위해서, 온위(溫位), 염분, potential thermosteric anomaly 및 용존산소의 깊이에 따른 연직 단면도로서 해황을 살펴 보았다. 깊이에 따른 연직 단면도를 나타낸 정선은 동해의 수심도와 함께 Fig.1에 나타내었다. Fig.1에서 정선 PM 및 정선 G 그리고 정선 H는 일본 기상청에서 수행하고 있는 관측 정선으로 정선에 따른 숫자는 정점 번호를 나타낸다. 이 세정선은 극전선을 가로 질러 북쪽의 한류역까지 관측을 수행하는 정선으로 북쪽 한류역과 쓰시마 난류역의 해황을 모두 살펴 볼 수 있기 때문에 이 세 정선을 택하였다. 정선 H에서의 점선 부분은 1972년 이전에는 관측이 수행되었으나 그 이후에는 관측을 행하지 않고 있으며, 또한 관측해마다 관측 해역 및 정점수를 달리하는 곳이다. 또한 쿠로시오 합동조사 기간이었던 1965~1970년에는 정선 PM이, 위치는 비슷하지만 정점 간격이나 정점수가 현재와는 달리 불규칙하여 Fig.1에서 처럼 11개의 정점으로 되어 있지 않다. 따라서 연도별로 서로 다른 정점 간격과 정점 수의 표기를 피하여, Fig.1에서는 현재의 정선 PM을 기준으로 하여 표시하였다.

온위는 현장 관측 수온으로 부터 Gill(1982)에 의한 식을 사용하여 계산하였고, 이 온위로 부터 potential thermosteric anomaly의 값을 산출하였다. 여기서 밀도가 아닌 비용의 함수로서 나타나는 potential thermosteric anomaly를 사용한 이유는, 동해고유수가 아주 균질한 수괴이기 때문에 밀도에 대한 등치선을 소수점 이하 2~3자리의 숫자로 나타내기 보다는, 비용에 대한 등치선을 정수로 표현하는 것이 구분하기가 쉽고 또한 편리하기 때문이다. 그리고 potential thermosteric anomaly의 연직 단면도와 역학적 수심 편차를 비교하여 chimney - cyclonic eddy의 관계를 살펴보았으며, T-S도를 사용하여 표층에서 생성된 동해고유수가 어떻게 침강하여 혼합되는지도 살펴보았다. 또한 등비용편차면의 깊이, 수온, 염분, 용존산소등의 수괴 특성을 살펴서 동해고유수가 퍼져나가는 것을 조사하였다.

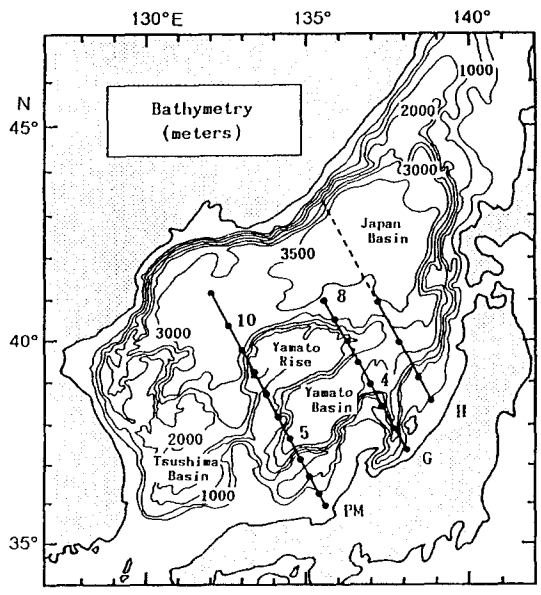


Fig. 1. Bathymetry and the studied lines.

3. 동해고유수와 chimney 현상

외양 대류에서 많이 보이는 chimney 현상이 동해에서도 존재하고 있는가를 보기 위하여 지난 22개년(1966~1987)간의 연구기간동안 일본기상청의 관측 정선중 깊이에 따른 수온, 염분, 비용편차 및 용존산소의 연직 단면도를 조사하였다. Fig.1에 표시한 정선 PM에 대해서는 Fig.2에, 정선 H에 대해서는 Fig.3에, 그리고 정선 G의 경우는 Fig.4에 각각 나타내었다.

위도 40° N 이북의 정점 11(Fig.2)과 정점 26(Fig.3)에서는 표면에서 심층까지 수온이 1℃ 이하이고, 염분이 34.00~34.10‰인 동해고유수의 수괴 특성(Uda, 1934)을 나타낸다. 정점 11의 표면에

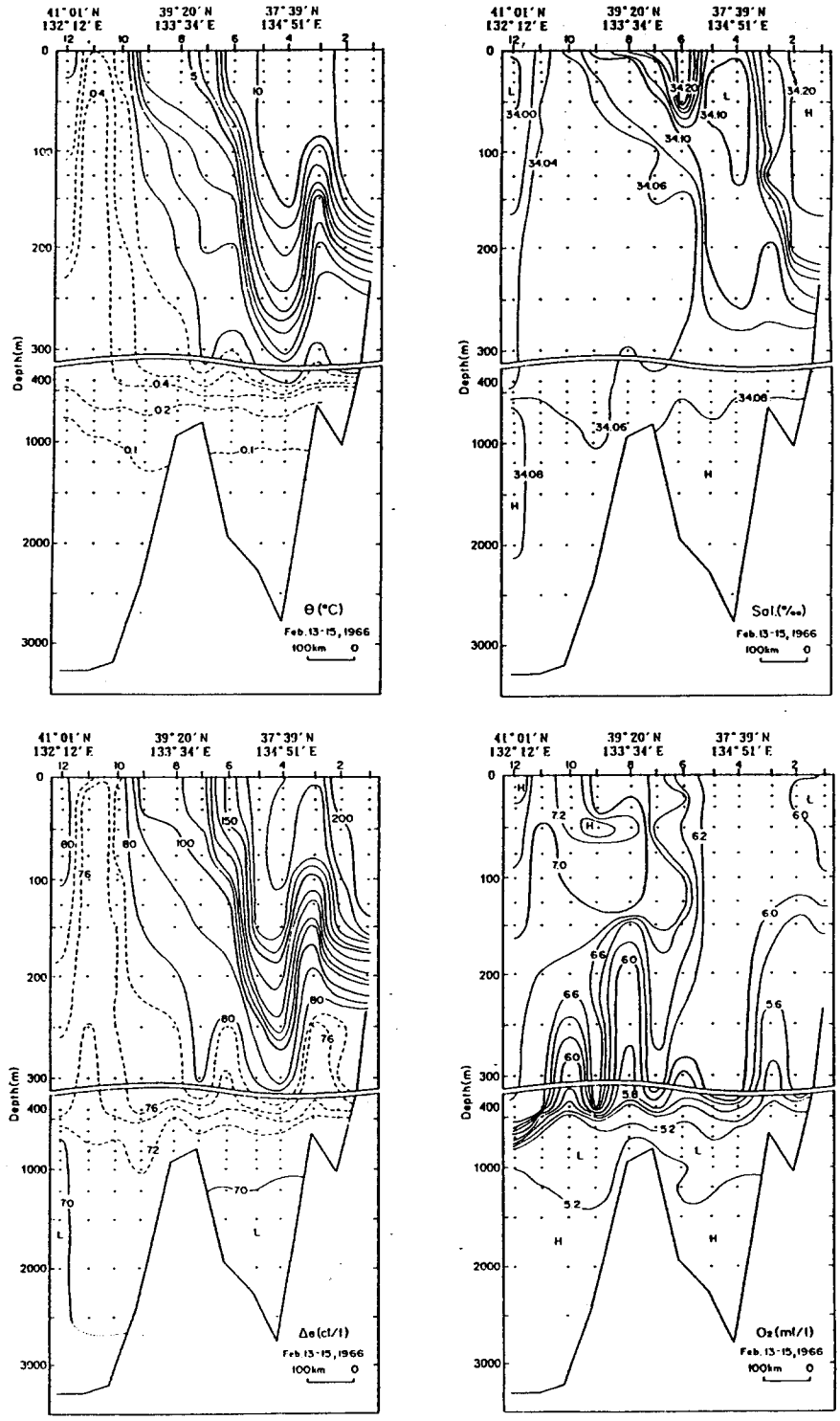


Fig. 2. Vertical distributions of potential temperature (θ), salinity (sal.), potential thermosteric anomaly ($\triangle\theta$) and oxygen (O_2) in 1966A.

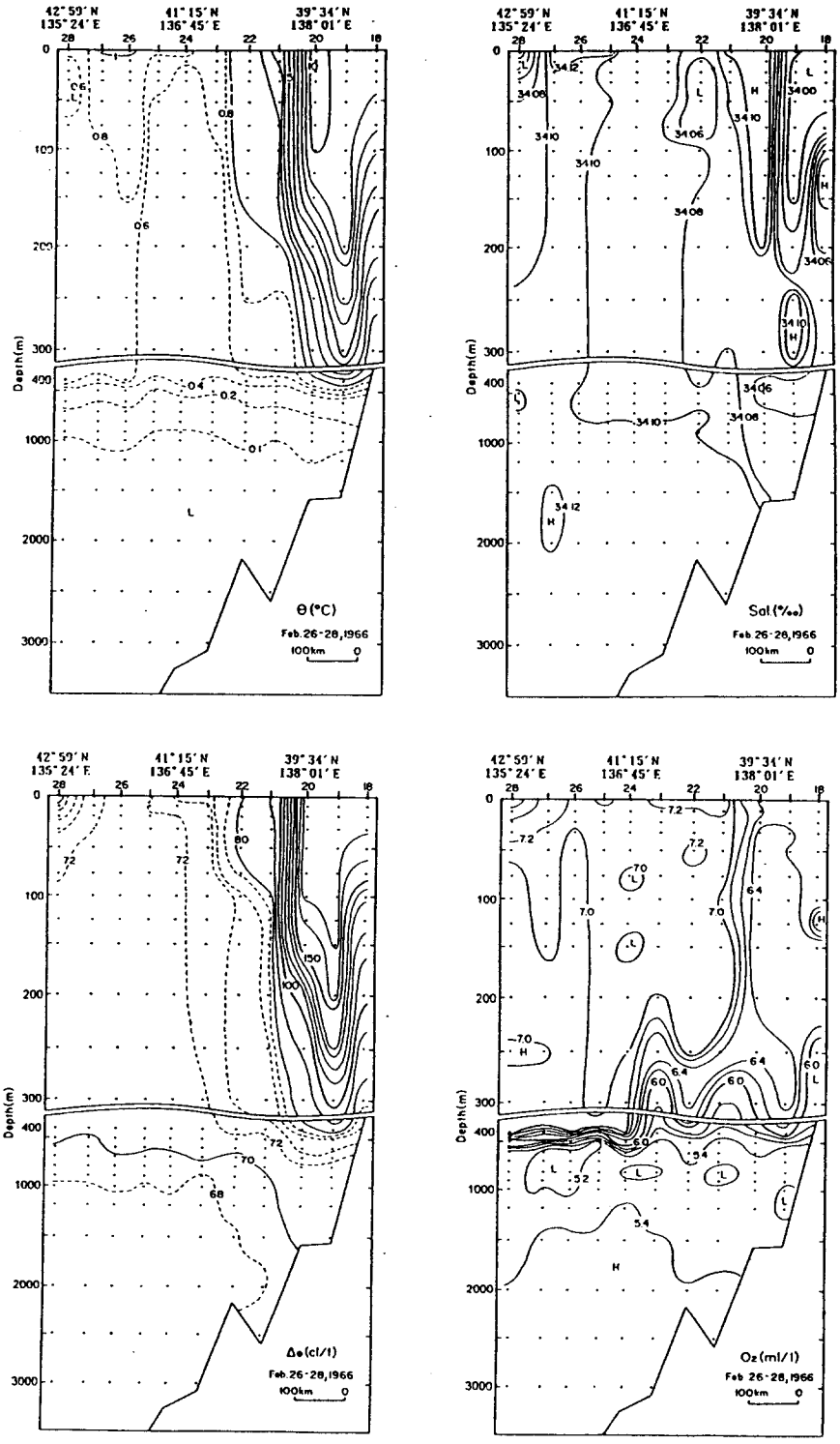


Fig. 3. Vertical distributions of potential temperature (θ), salinity (Sal.), potential thermosteric anomaly ($\triangle \theta$) and oxygen (O_2) in 1966B.

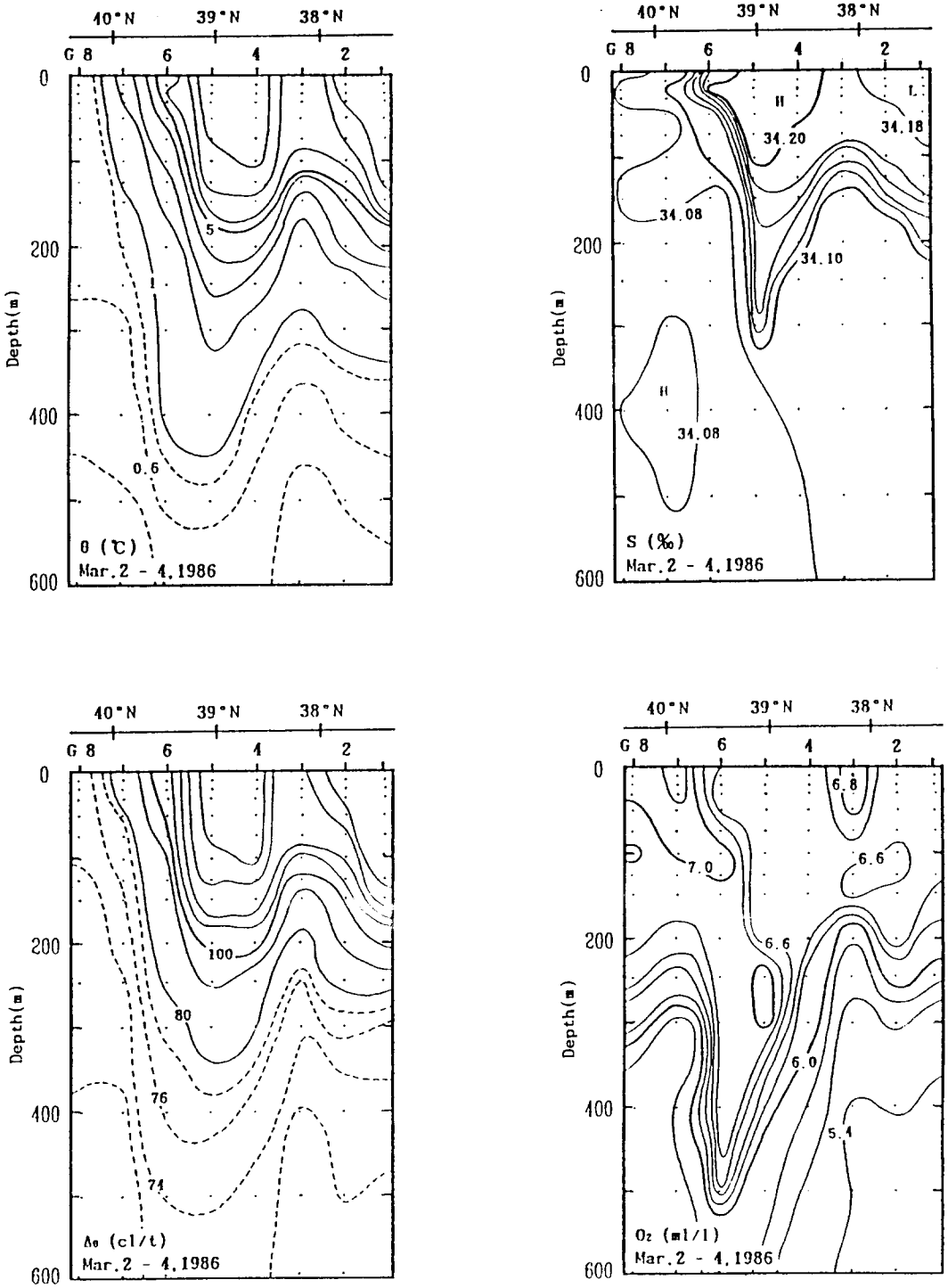


Fig. 4. Vertical distributions of potential temperature (θ), salinity (Sal.), potential thermosteric anomaly ($\wedge\theta$) and oxygen (O_2) in 1986..

서 깊이 약 400m까지 비용편차는 72cl/t 이하이며(Fig.2), 정점 26의 표면에서 쓰시마 난류역의 하층의 깊이 약 1500m까지 72cl/t이하로 등비용편차를 나타낸다(Fig.3). 따라서 정점 11(Fig.2)과 정점 26(Fig.3)에서 보이는 균일한 수주는 새로운 심층수의 형성을 나타내는 chimney 현상이다. 이러한 chimney 현상이 나타나는 정점의 표층에서는 7.0ml/l 이상의 풍산소수가 남쪽의 정점으로 가면서 그 깊이가 깊어지고 있다.

Fig.4는 관측 정선의 북쪽 한계성 즉, 관측 자료의 부족때문에 완전한 chimney 구조를 나타낼 수는 없었으나, 북쪽까지 관측이 되었다면 Fig.2와 같은 제 특성의 연직 분포를 나타내리라 생각된다. 위도 40° N 이북의 정점 G8의 표면에서는 수온이 약 0.8℃ 이하이고, 염분이 약 34.08‰ 내외이며, 비용편차가 76cl/t인 등비용편차면이 표면에까지 노출되어 있다. Sankey(1973)는 표면 냉각에 의해서 밀도가 무거워진 표층수는 등비용편차면을 따라서 침강한다고 하였다. 용존산소의 연직 분포도에서 보면, 용존산소가 약 6.6~7.0ml/l인 등량선이 정점 G8의 표층에서 정점 G6의 깊이 약 500m까지 분포하고 있으며, 그 분포 형태는 76cl/t 내외의 등비용편차면과도 일치한다(Fig.4).

동해의 표면에서 심층까지 특성이 같은 균질수는 위도 약 40° N 이북의 북쪽에서 보인다. Killworth(1979) 및 Gascard(1991)는 위와 같은 균질한 수주를 chimney 현상이라고 하였으며, 이와 같은 현상은 겨울철 대기 냉각에 의한 찬 표층수와 심층수의 대류 혼합에 의한 결과라고 하였다. 이처럼 동해고유수와 같은 수괴 특성을 가진 약 76cl/t의 등비용편차면의 표면 노출이 있는 위도 40° N 이북에서는 표면 냉각 및 대류에 의한 침강으로 볼 수 있는 chimney 현상이 있으며, 동해고유수가 북쪽 한류역의 표층에서 심층까지 균일한 수주를 이루는 chimney 현상에 의해서 생성됨을 알 수 있다(Fig.2~Fig.4).

한편, 깊이 약 1000m에서는 용존산소가 약 5.2 ㎖/ℓ인 용존산소 최소층이 있다. 이러한 용존산소 최소층이 나타나는 깊이 약 1000m 이심의 심층에서는 상방향으로 향하는 활발한 연직 혼합이 있으며(Gamo *et al.*, 1986), 용존산소 최소층의 두께나 최소층의 용존산소 값은 깊이 1000m 이천의 외양 대류 및 깊이 1000m 이심의 심층수와의 혼합 작용으로 결정되는 것 같다. 그러므로 용존산소 최소층이 나타나는 깊이 약 1000m 이심의 동해고유수는 위도 43° N 이북의 타타르 해협역이거나(Nitani, 1972; Sudo, 1986), 연해주 대륙 주변부일 수 있으며(Gamo *et al.*, 1986), 해저 지형을 보면 이 해역은 대륙 사면이 급격히 깊어지는 해역으로(Fig.1), 외양 대류보다는 대륙 주변부 대류가 발생할 수 있는 해역이다. 따라서 동해는 웨델해처럼 외양 대류(Gordon, 1978)와 대륙 주변부 대류(Foster and Carmack, 1976)가 모두 일어날 수 있다.

Gascard(1991)에 의하면, 외양 대류에서 보이는 chimney 현상은 표면 냉각과 시계 반대 방향의 와류에 의해서 나타난다고 하였다. 시계 반대 방향의 와류는 그 중심에서 표면의 침하를 나타내므로, 동해에서 chimney 현상이 나타나는 정선 PM과 정선 G에 해당하는 1966년과 1967년의 각각 2개의 정선에 대해서 역학적 수심 편차를 구해 보았다. 수평적인 역학적 수심 편차를 나타내기에는 정점이 부족하여서, 500db를 기준한 정선에 따른 표면의 역학적 수심 편차를 Fig.5에 나타내었다. 여기서 1966년과 1967년의 두해의 경우만 예로 든 것은, 이들 2개년의 관측 정선이 북쪽 한류역의 가장 북쪽까지 관측이 되었고 또한 심층에까지 이르는 chimney 현상의 완전한 형태를 볼 수 있었기 때문이다. 여기서 동그라미 실선과 네모 실선은 위도 37° 30′ N에서 41° N 까지 뻗어 있는 66년과 67년의 정선 A를 나타내고, 세모 점선과 십자 점선은 위도 38° N에서 위도 42° 40′ N까지 뻗어 있는 66년과 67년의 정선 B를 각각 나타내고 있다. A와 B는 한해에 두번 나타난 것을 구분한 것으로, A는 정선 PM을 나타내며, B는 정선 G를 나타내고 있다. 그리고 화살표는 chimney 현상이 나타난 정점을 표시한 것이다.

정선 PM에 속하는 66A와 67A의 경우, chimney 현상이 나타나는 정점 11과 정점 21의 역학적 수심 편차는 모두 약 370dyn.cm이고, 이

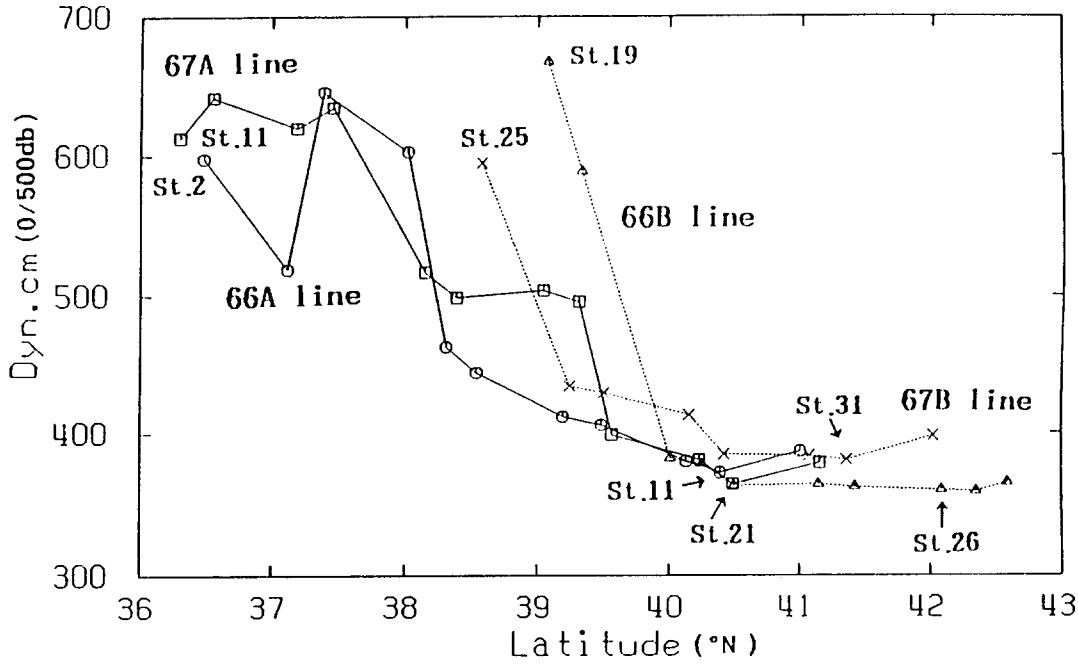


Fig. 5. Dynamic depth anomaly at the sea surface based on the 500 db of the 1966A. 1966B, 1967a and 1967B lines. Arrows denote the stations showing the chimney.

정점을 중심으로 양쪽의 정점에서는 모두 약 10dyn.cm 정도 높은 값을 나타낸다. Chimney 현상이 나타난 정점에서는 역학적 수심 편차가 가장 낮고, chimney 현상이 나타난 정점의 양옆의 정점에서는 역학적 수심 편차가 높다. 이것은 시계 반대 방향의 와류의 존재 가능성을 나타낸다고 할 수 있다. 정선 G에 속하는 66B와 67B의 경우, chimney 현상이 나타나는 각각의 정점 26과 정점 31에서는 양옆의 정점과 거의 차이가 없다. 또한 정선 PM의 chimney 현상은 아주 좁은 형태를 나타내는 반면에, 정선 G의 chimney 현상은 정선 PM 보다도 약 3~4배 정도 큰 규모이다(Fig.2, Fig.3). 이처럼 동해의 chimney의 규모는 북쪽 한류역의 서쪽과 동쪽에 따라 다르게 나타났다.

수평적인 시계 반대 방향의 와류는 늦겨울철에 연해주측의 대륙 연안과 북해도 사이의 해역에서 볼 수 있다(Nitani, 1972의 Fig.10). 이와 같이 chimney 현상이 나타난 정선에서는 시계 반대 방향의 와류로 인하여 심층수가 표층으로 올라오는 특성 분포를 나타내며, 또한 풍산소수의 침강 현상(Fig.2, Fig.3)을 보인다고 생각된다. Killworth (1979)는 경압불안정에 의해 발생된 시계 반대 방향의 와류는 chimney의 수평 크기와 거의 같은 크기이며, 표면 냉각이 있을 때 chimney의 형성에 기여를 한다고 하였으며, 또한 Sankey(1973)는 시계 반대 방향의 와류는 심층수가 생성 해역에서 퍼져 나가는데 주요한 역할을 한다고 하였다. 이와 같이 동해에서 동해고유수의 생성과 그 퍼짐에도 이와 비슷한 작용에 의하리라 생각된다.

4. Chimney의 발생 해역

표면에서 부터 심층까지의 연직 혼합을 나타내는 chimney 현상이 동해의 어떤 해역에서 발생되는 가를 살펴 보기 위해서, 지난 22개년(1966~1987)간의 연구 기간중에 발견하였던 chimney의

발생 해역을 Fig.6에 나타내었다. Fig.6에서 숫자는 연도를 나타내며, A와 B는 한해에 두번 나타난 것을 구분한 것이다. 또한 검은점은 chimney의 완전한 형태를 볼 수 있었던 것을 나타낸 것이고, 흰점은 chimney의 완전한 형태는 볼 수 없었지만, 동해고유수에 이르는 등비용편차면의 표면노출이 있었던 점을 표시한 것이다. 이들 12개 정점은 모두 위도 40° N 이북의 북쪽 한류역에서만 나타나고 있으며, 또한 북쪽의 한류역중에서도 한지역에 집중되어 있는 것이 아니라 북쪽 한류역의 서쪽과 동쪽에 각각 분포하고 있다. Chimney의 발생은 1966년부터 최근의 1986년까지 계속 나타나고 있으며, 북쪽 한류역의 동쪽과 서쪽에서 빈번히 발생하고 있어, 겨울철 동해에서의 심층대류는 한 곳이 아니라 어느 곳에서라도 발생할 가능성이 있다고 할 수 있다.

그러나 일본 기상청의 해양관측조사의 해역 범위가 해마다 다소 다르므로, 본 연구에서 나타난 12번의 chimney 발견이 연구 기간(1966~1987)동안 나타난 chimney 현상의 전부라고 볼 수는 없다. 또한 본 연구 기간동안에 정선 PM 및 정선 G의 중간 해역에서 북쪽 한류역까지 관측한 자료가 없었기 때문에, 정선 PM 과 정선 G의 중간 해역에서의 chimney의 발생 여부는 알 수가 없을 것이다. 그러므로 본 연구 기간에 발견되었던 chimney에 대해서만 그 결과를 논의할 수 밖에 없다. 연구 기간동안 나타난 chimney를 지역별로 나누어 자세히 살펴보기 위해서, 북쪽 한류역의 서쪽에 위치한 정선 PM에서 나타난 66A, 67A, 75 및 81년의 경우를 PM group이라 하고, 정선 G 및 H에서 나타난 66B, 67B, 68, 69, 70, 72, 74 및 80년의 경우를 G group이라 하였다. 이들 G group 중에서도 북쪽에 위치한 4개 정점 66B, 67B, 69 및 70년의 경우를 GN group으로 나머지 4개 정점인 68, 72, 74 및 86년을 GS group이라 하였다.

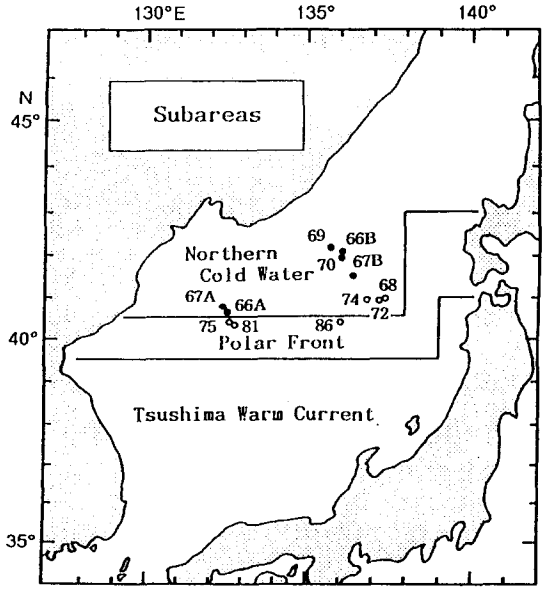


Fig. 6. Positions of chimney in winter during 1966~1987. Black circles denote the chimney and open circles the outcropping.

Chimney가 나타난 정점들에서의 수괴 특성을 보기 위하여, chimney가 나타났던 정점들에서의 T-S도를 group별로 4개씩 나누어 Fig.7에 각각 나타내었다. 여기서 T-S도상의 관측 수심 간격은 500m 깊이를 나타낸다. 이 T-S도에서 보면, 모든 정점들에서 수온은 1℃ 이하이고, 염분은 34.00~34.10‰ 사이이며, 비용편차는 표면에서 깊이 3000m까지 약 70~80cl/t 이다. GN의 66B의 경우는 표면에서 심층까지 염분이 거의 34.10‰ 이상으로 다른 것보다도 높다. 이것은 Fig.3의 염분의 연직단면도에서 볼 수 있듯이, 표면에서 심층까지 염분이 34.10~34.12‰로 높게 나타나고 있다. 또한 Fig.3의 정점 26에서는 수온이 1℃ 이상되는, 주변 보다는 높은 고온수가 있다. 이것은 기온 강하에 의한 염분의 증가라기 보다는 연해주 대륙을 따라 되돌아 나온 쓰시마 난류의 영향이라고 추정된다.

이처럼 동해고유수와 같은 T-S 관계를 가진 chimney 현상이 나타나는 정점에서 밀도의 연직적인 변화가 물의 연직적인 운동을 일으킬 수 있는 지를 보기 위하여, chimney 발생 정점에서의 안정도를 구해 보았다.

즉, 동해고유수와 같은 특성치를 나타내는 chimney 발생 정점에서의 안정도를 Fig.8에 나타내었다. 안정도는,

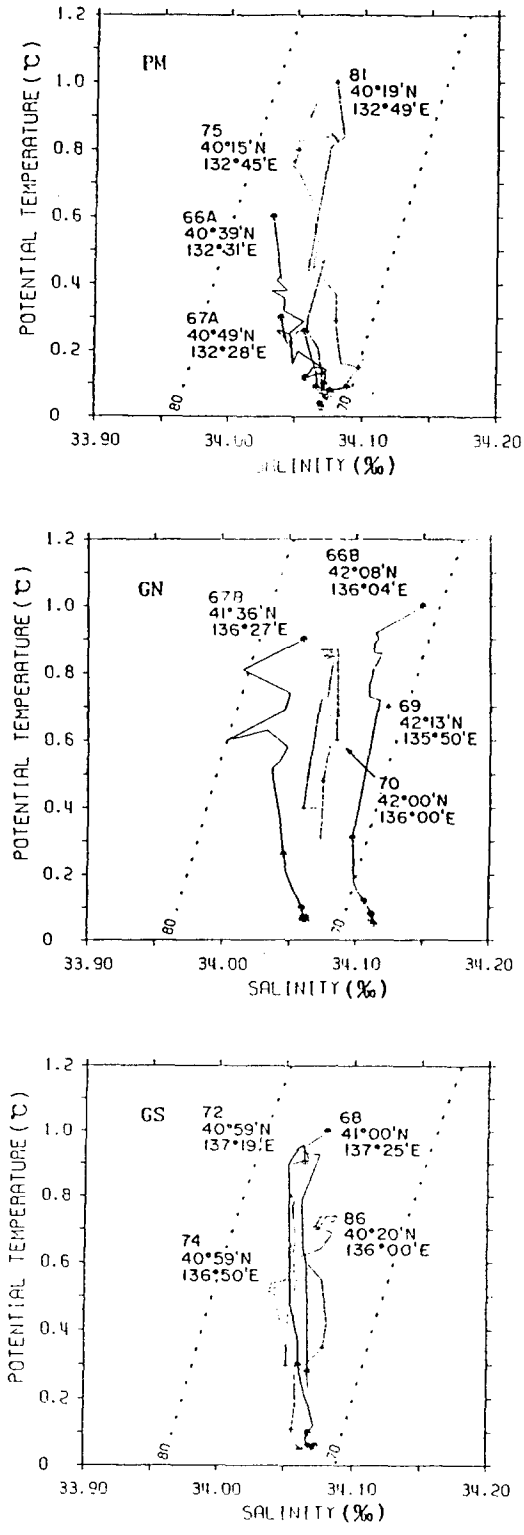


Fig. 7. T-S diagrams of the chimney stations.

$$E=\frac{1}{\alpha}\frac{\partial \Delta_{s,t}}{\partial Z}$$ (Pond and Pickard, 1983)

이다. 여기서 α는 비용이며, $\Delta_{s,t}$는 비용편차이다.

깊이 200m 이심에서는 모두 중립 안정도를 나타내고 있으며, 깊이 200m 이천의 표층에서는 변화가 다소 있지만 대체로 불안정하다(Fig.8). 이처럼 chimney 혹은 등비용편차면의 표면 노출이 있었던 정점에서의 안정도는 거의 중립이거나 불안정으로 겨울철에 대류가 발생되고 있음을 시사하고 있다. 이와 같은 연직 혼합으로 인하여 chimney 발생 정점에서는 표면에서부터 심층까지 [illegible] 이루는 수주를 형성한다(Fig.2, Fig.3). 그러므로 chimney 발생 해역에서는 수주의 연직 안정도로 보아도 연직 대류가 충분히 일어날 수 있다고 생각된다.

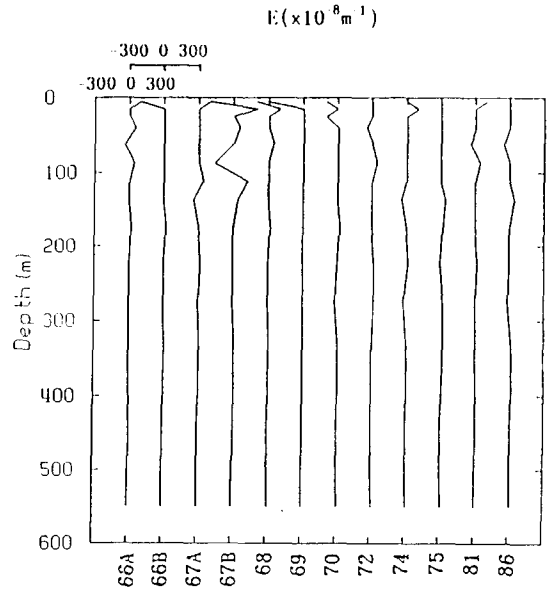


Fig. 8. Static stabilities of the chimney stations.

5. 동해고유수의 퍼짐(spreading)

북쪽 한류역의 chimney의 형성으로 표면에서 심층까지 제 특성이 균질한 동해고유수는 비용편

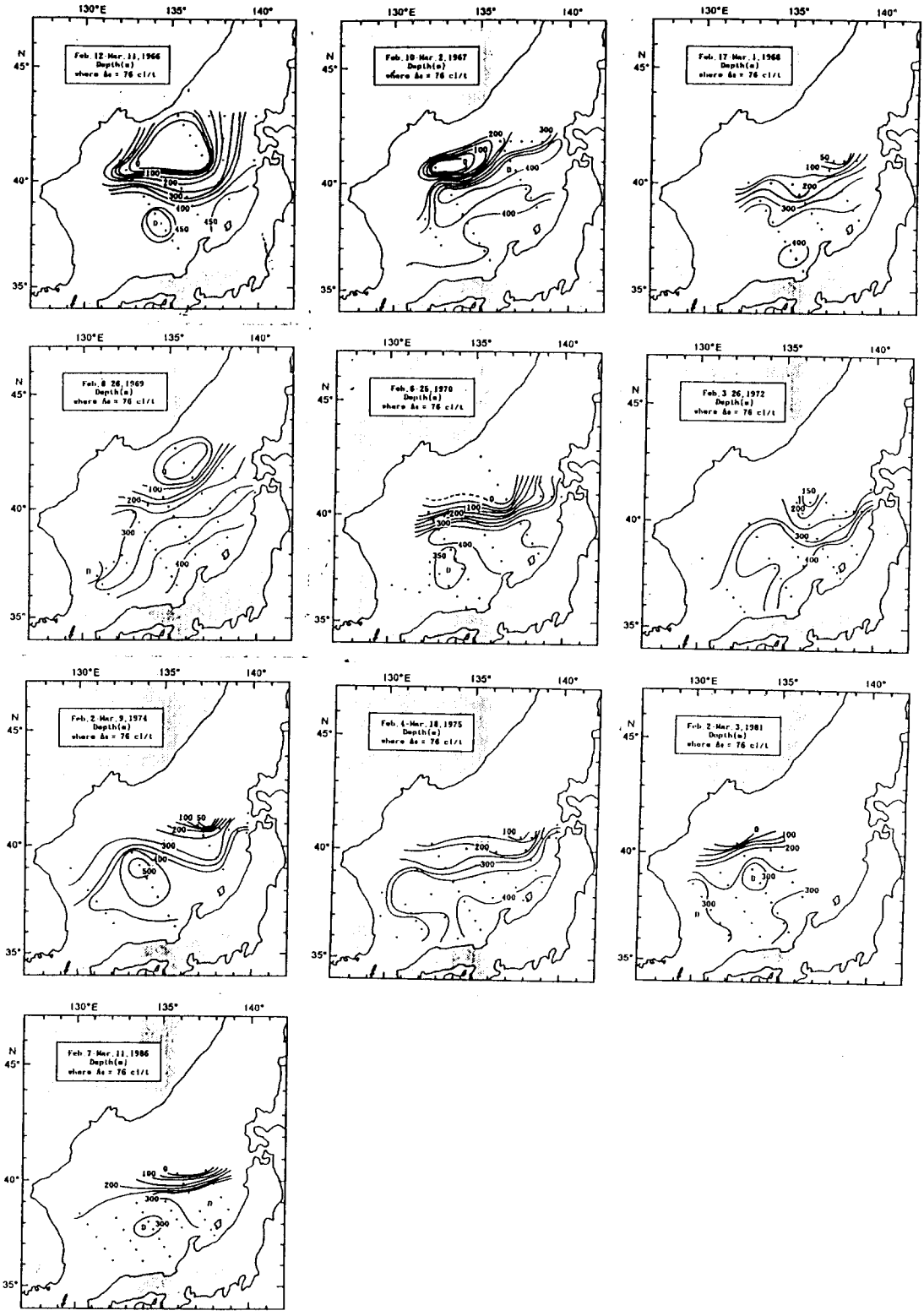


Fig. 9. Depth where potential thermosteric anomaly equals 76 cl/t.

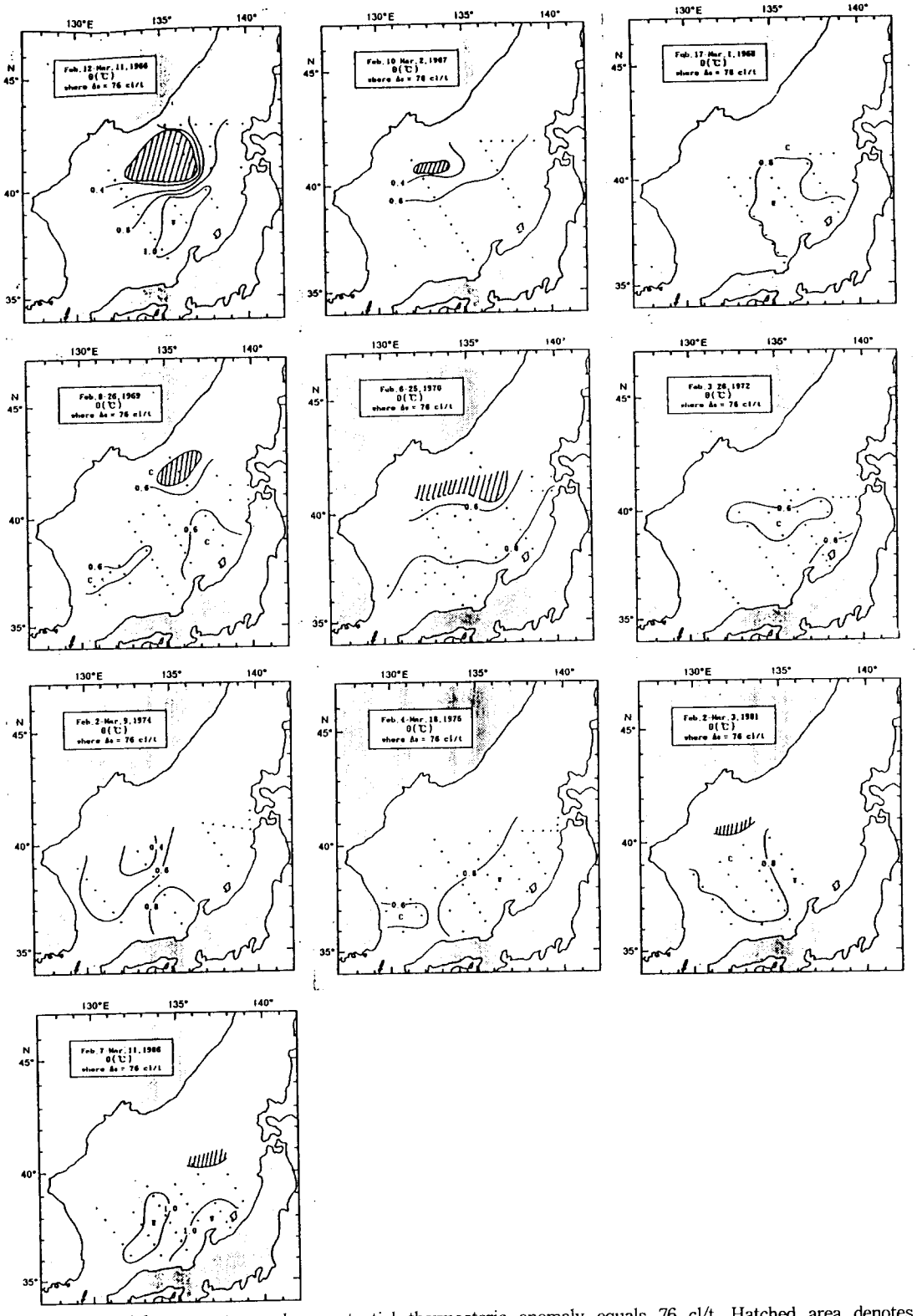


Fig. 10. Potential temperature where potential thermosteric anomaly equals 76 cl/t. Hatched area denotes the surface below 76 cl/t.

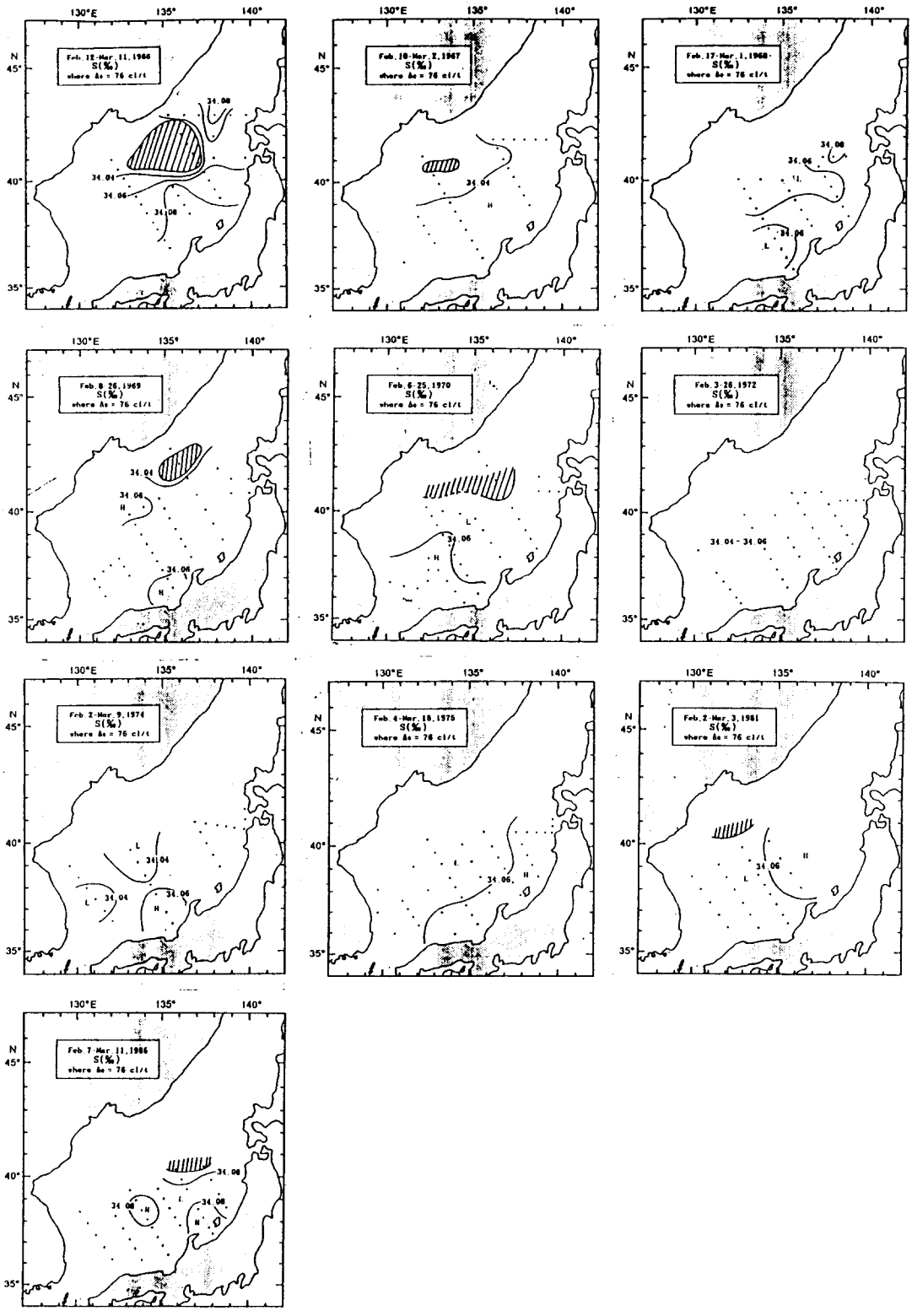


Fig. 11. Salinity where potential thermosteric anomaly equals 76 cl/t. Hatched area denotes the surfae below 76 cl/t.

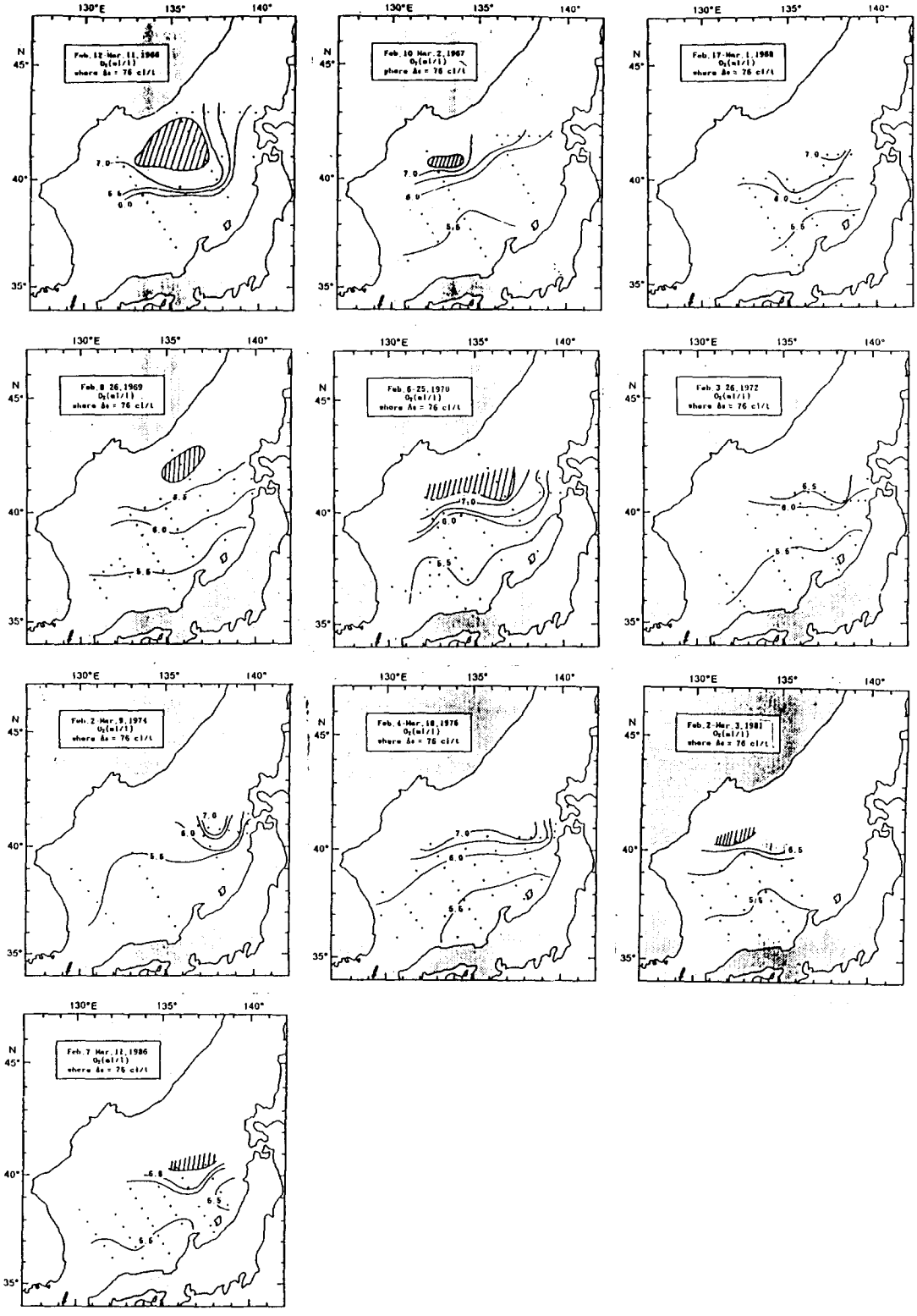


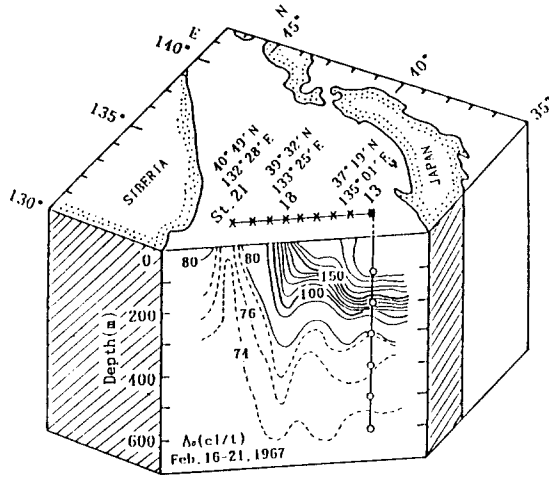
Fig. 12. Oxygen where potential themosteric anomaly equals 76 cl/t. Hatched area denotes the surface below 76 cl/t.

차가 70~80cl/t이며, 심층 대류로 인하여 형성되는 동해고유수의 특성은 비용편차를 76cl/t으로 볼 수 있다(Fig.2, Fig.3). 북쪽 한류역에서 새로이 형성된 동해고유수가 어떻게 퍼져 나가는 가를 보기 위하여, 지난 22개년 중에서 chimney 혹은 등비용편차면의 표면노출이 있었던 76cl/t의 등비용편차면상에서의 깊이, 수온, 염분 그리고 용존산소의 수평 분포도를 Fig.9~Fig.12에 각각 나타내었다. 빗금을 친 부분은 비용편차가 76cl/t 이하인 해역을 나타낸다(Fig.10~Fig.12). 여기서 겨울철 관측정점의 부족으로 동해고유수의 성질을 가진 물이 어떻게 퍼져 나가는 가에 대한 자세한 현상은 파악될 수 없다고 할지라도, 겨울철 북쪽 한류역의 표층으로부터 심층에까지 이르는 대류 즉, 심층대류에 의해서 생성된 동해고유수가 어디로 퍼져 가는가 하는 경향은 볼 수 있다고 생각된다.

동해고유수의 특성인 76cl/t의 등비용편차면은 북쪽 한류역의 표면에서 나타난다(Fig.9). 76cl/t의 등비용편차면이 표면에서 나타나는 북쪽 한류역에서는 와류의 형태이며(1966, 1967, 1969년의 경우), 76cl/t의 등비용편차면이 표면에 접하는 면적은 해에따라 다르게 나타났다. 표면에 나타나지 않았던 해(1968, 1972, 1974, 1975)는 관측점이 40° N 이북에 까지 관측을 할 수 없었던 해이고, 만일 그 이북까지 관측을 하였다면, 표면에 나타날 수 있었으리라 생각된다.

동해고유수의 특성인 76cl/t의 등비용편차면이 나타나는 북쪽 한류역에서, 76cl/t 이하의 등비용편차면이 표면과 접하는 곳은 수온은 낮으며(약 0.4~0.6℃ 이하), 쓰시마 난류역으로 갈수록 수온은 약 0.6~0.8℃로 높아진다(Fig.10). 또한, 76cl/t의 등비용편차면이 표면과 접하는 곳의 염분은 대체로 낮으며(약 34.04~34.06‰), 쓰시마 난류역에서의 염분은 약 34.06~34.08‰로 높아진다(Fig.11). 북쪽 한류역의 76cl/t의 등비용편차면상의 수온과 염분이 낮아서, 동해고유수의 생성에는 염분보다는 냉각에 의한 수온의 하강이 더 크게 영향을 미치는 것 같다.

동해고유수의 특성인 76cl/t의 등비용편차면이 표면과 접하는 북쪽 한류역에서의 용존산소는 6.5~7.0ml/l로 용존산소가 많다(Fig. 12). 수온과 염분이 낮으며 용존산소가 많은 동해고유수는 북쪽 한류역의 표면에서 대기 냉각에 의해 표면에서 심층까지 연직 혼합이 되어(Fig. 2, Fig. 3), 쓰시마 난류역으로 퍼져간다(Fig. 10~Fig. 12). 라브라도해의 심층수는 고온 고염한 아표층수와 냉각된 표층수와의 혼합으로 형성되어, 혼합수는 밀도가 더 높아지게 된다(Clarke and Gascard, 1983). 동해고



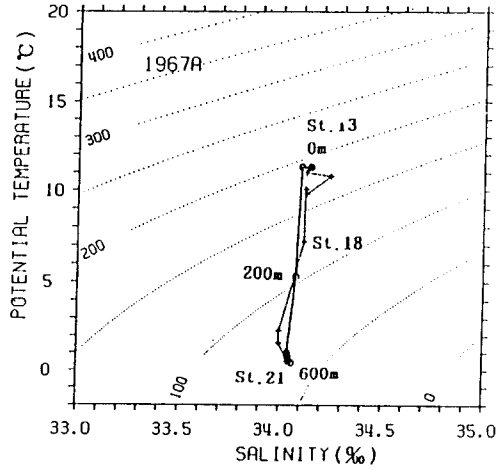


Fig. 13. Station map and vertical distribution of the potential thermosteric anomaly(upper) and vertical T-S relations of the water mass agrees with the horizontal T-S relations at the sea surface in the region of convergence(lower) in 1967A.

유수의 염분은 Clarke and Gascard(1983) 및 Johannessen *et al.*(1991)이 밝힌 라브라도해나 그린랜드해에서 생성되는 심층수의 염분보다도 약 0.4~0.5‰ 더 낮으며, 또한 Pickard and Emery(1990)는 북태평양에서 연교차가 약 20℃에 이르는 곳이 동해라고 하였다. 동해의 북쪽 한류역에서 고온 고염한 중층수나 심층수는 없으며, 수온과 염분이 균일한 심층수와 냉각으로 인하여 수온이 낮아진 표층수와의 혼합으로 동해고유수가 생성된다. 이것으로 보아, 북쪽 한류역의 표면에 분포하고 있는 저염수는 증발로 인한 고염화 보다는 냉각으로 인한 저온화가 침강에 더 크게 작용을 하는 것 같다.

겨울철 심층 대류에 의해서 북쪽 한류역에서 생성된 동해고유수가 쓰시마 난류수의 하층에까지 퍼져나가는 것을 자세히 보기 위해서 T-S도를 그려 보았다. Fig.13은 쓰시마 난류역의 한 정점에서 깊이에 따른 T-S도와, 이 정점에서 chimney가 나타났던 북쪽 한류역의 정점까지의 표면에 따른 T-S도를 1967A의 경우에 대해서 나타낸 것이다.

여기서 실선은 쓰시마 난류역의 한 정점에서 깊이에 따른 T-S도이고, 점선은 이 쓰시마 난류역의 한 정점에서 북쪽 한류역의 정점까지 표면에 따른 T-S도이다. 또한 여기서 실선에서의 동그라미 모양은 깊이 100m 간격의 수형을 나타내고 있으며, 점선에서의 십자 모양은 표면에 따른 정점에서의 수형을 나타낸다. 실선으로 나타낸 쓰시마 난류역의 깊이에 따른 T-S도에서 깊이 400~600m의 수형은, 점선으로 나타낸 표면에 따른 T-S도에서 북쪽 한류역의 chimney에서 나타나는 표면의 수형과 모두 일치한다. 또한 T-S도상에서 이들 수형들은 동해고유수의 특성인 수온이 0~1℃이고, 염분이 34.00~34.10‰의 범위이다. 즉, chimney가 나타난 북쪽 한류역의 표층에서 침강한 동해고유수가 등비용편차면을 따라서 쓰시마 난류수의 하층으로 퍼진다.

겨울철 chimney의 형성은 표층에서 심층까지 연직 대류 혼합을 일으켜서, 새로운 심층수를 생성시키고, 그 깊이는 2000~3000m까지 이를 수 있다. 또한 chimney에 동반된 시계 반대 방향의 와류는 표면에서 심층까지 연속되어진 등밀도면을 따라서 표층수가 심층까지 침강한다(Sankey, 1973; Lazier, 1973). 그러나 겨울철 동해에서의 심층 대류는 깊이 약 500~1000m 정도로 한정된다(Fig.2와 Fig.3에서 깊이 약 600~800m의 용존산소의 불연속층과 깊이 약 1000m의 용존산소 최소층). Sudo(1986)는 북쪽 한류역에서 형성되는 동해고유수는 일본 분지의 주요 부분을 채우고 쓰시마 난류역의 남서 혹은 남쪽으로 퍼져 나간다고 하였다. 이와 같이 북쪽 한류역의 표면에서 심층 대류에 의해서 생성되는 동해고유수는 등비용편차면을 따라서 동해 남부 해역등으로 퍼져 나간다고 생각된다.

6. 결 론

겨울철 동해에 있어서 동해고유수의 생성이 어떻게 이루어 지는 가를 구명한다는 것은, 동해의 해수 순환이나 심층수의 거동을 파악하기에 앞서 아주 중요한 문제이다. 이제까지 동해에 있어서 쓰시마 난류수의 유동이나 동해고유수의 수괴 특성에 관한 연구는 많았다. 그러나 동해고유수가 어떻게 생성이 되는가에 대해서는 단편적인 연구가 대부분이었고, 구체적으로는 거의 알려져 있지 않았다.

그러므로 본 연구에서는 겨울철 동해에서 관측된 일본 기상청의 해양조사관측자료를 중심으로 하여 동해고유수의 생성 현상을 상세히 검토하였다. 그 결과는 다음과 같다.

용존산소 최소층이 있는 깊이 약 1000m 이천의 동해고유수는 외양 대류에 의해서 생성된다. 겨울철 동해에서 외양대류를 나타내는 chimney 현상은 시계 반대 방향의 와류를 동반하고 있었다. Chimney 현상이 나타난 정점에서의 수형들은 표면에서 깊이 약 500m까지 온위가 1℃ 이하이고, 염분이 34.00~34.10‰이며, potential thermosteric anomaly 가 68~80cl/t으로, 동해고유수와 같은 수괴 특성을 가지고 있었다. 이들 정점에서의 안정도는 중립 또는 불안정으로 겨울철 연직 대류

혼합을 나타내었다. 북쪽 한류역의 표층에서 생성되는 동해고유수는 potential thermosteric anomaly가 약 76cl/t인 등비용편차면을 따라서 쓰시마 난류수역의 하층으로 퍼져나간다.

북쪽 한류역의 76 cl/t의 등비용편차면상의 수온과 염분은 낮아서, 동해고유수의 생성에는 증발에 의한 고염화 보다는 냉각에 의한 저온화가 침강에 더 크게 작용을 하는것 같다. 그리고 위도 40° 30′ N 이북 및 경도 138° E 이서의 북쪽 한류역(Choi *et al.*, 1993)에서는 표면에서 심층까지 동해고유수와 같은 수형군의 분포 특성을 보이며, chimney 현상도 북쪽 한류 외양역의 도처에서 발생한다. 따라서 깊이 약 1000m 이천의 심층수는 한정된 해역에서 생성되는 것이 아니고, 북쪽 한류 외양역의 대부분의 해역에서 생성될 수 있다. 그리고 동해고유수의 생성에는 외양 대류와 대륙주변부 대류가 함께 발생할 수 있다.

앞으로는 위도 43° N 이북의 겨울철 해황을 명확히 구명하여, 1000m 이심의 동해고유수의 생성기구를 밝힘과 동시에, 고염한 쓰시마 난류수와 저염한 북쪽 냉수역와의 상호작용에 따라서 동해고유수의 생성이 어떻게 변동하는가를 살피는 것도 필요하리라 생각된다.

감사의 글

이 논문이 완성되도록 부분적으로 연구비를 지원해 준 부산수산대학교 해양산업개발연구소와 동 연구소의 홍철훈 박사님의 아낌없는 조언에 진심으로 감사를 드립니다. 이외에 부산수산대학교 해양학과 이재철 교수님과 강용균 교수님 그리고 국방과학연구소의 심태보 박사님의 조언에도 또한 감사를 드립니다.

참고문헌

Choi, Y. K., S. K. Yang, K. D. Cho, J. C. Lee and C. H. Hong, 1993, Possible Formation Area of the Japan Sea Proper Water I. Subareas by the Polar Front, J. Korean Environm. Scienc. Soc., 2(1), 27~42.

Clarke, R. A. and J. C. Gascard, 1983, The Formation of Labrador Sea Water Part I : Large-Scale Processes, J. Phys. Ocenogr., 13, 1764~1778.

Foster, T. D. and E. C. Carmack, 1976, Frontal zone mixing and Antarctic Bottom Water formation in the southern Weddell Sea, Deep-Sea Res., 23, 301~317.

Fukuoka, J. and A. Misumi, 1977, Sinking in the Japan Sea (Preliminary Report). Faculty of Fisheries, Hokkaido Univ., 28(3), 143~153.

Gamo, T., Y. Nozaki, H. Sakai, T. Nakai and H. Tsubota, 1986, Spacial and temporal variations of water characteristics in the Japan Sea bottom layer, J. Mar. Res., 44, 781~793.

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, eds. Chu P. C. and J. C. Gascard, Elsevier Oceanography Series, 57, 157~181.

Gill, A. E., 1982. Atmosphere-Ocean Dynamics, Academic Press INC., 599~602.

Gordon, A. L., 1978, Deep Antarctic Convection West of Maud Rise, J. Phys. Oceanogr., 8, 600~612.

Japan Meteorological Agency, 1966~1987, The Results of Marine Meteorological and Oceanographical Observations, No.39~No.79.

Johannessen, O. M., S. Sandven and J. A.

Johannessen, 1991, Eddy-Related Winter Convection in the Boreas Basin. in Deep Convection and Deep Water Formation in the Oceans, eds. Chu P. C. and J. C. Gascard, Elsevier Oceanography Series, 57, 87~105.

Killworth, P. D., 1979, On "Chimney" Formations in the Ocean, J. Phys. Oceanogr., 9, 531~554.

Lazier, J. R. N., 1973, The renewal of Labrador Sea Water, Deep-Sea Res., 20, 341~353.

MEDOC Group, 1970, Observation of Formation of Deep Water in the Mediterranean Sea, 1969, Nature, 227, 1037~1040.

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).

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.

Pickard, G. L. and W. J. Emery, 1990, Descriptive Physical Oceanography, An Introduction. Pergamon Press.

Pond, S. and G. L. Pickard, 1983, Introductory Dynamical Oceanography, 2nd ed., Pergamon Press, p.28.

Sankey, T., 1973, The Formation of Deep Water in the Northwestern Mediteranean, Progr. Oceanogr., 6, 159~179.

Senjyu T. and H. Sudo, 1993, Water characteristics and circulation of the upper portion of the Japan Sea Proper Water, J. Mar. Syst. 4, 349~362.

Sudo, H., 1986, A note on the Japan Sea Proper Water, Progr. Oceanogr., 17, 313~336.

Uda, M., 1934, Hydrographical Studies Based on Simultaneous Oceanographical Surveys Made in the Japan Sea and its Adjacent Waters During May and June, 1932, Imper. Fish. Exper. Stat., Records of Oceanographic Works in Japan VI, 19~107.

須田皖次, 1932, 日本海の底層水に就いて. 海洋時報 第4卷 第1號, 221~240 (in Japanese).