

황해 남부해역 해수에서 산소와 수소동위원소를 이용한 혼합비율 추정

한정희* · 김기현¹

기초과학지원연구소, ¹충남대학교 해양학과

The Estimation of Water Mass Mixing Ratio by Oxygen and Hydrogen Isotopes in the Southern Yellow Sea

JEONG HEE HAN* AND KEE HYUN KIM¹

Isotope Research Team, Korea Basic Science Institute, Taejeon 305-333, Korea

¹Department of Oceanography, Chungnam National University, Taejeon 305-764, Korea

황해 남부해역에서 1997년 8월에 채집된 시료로부터 산소동위원소비($\delta^{18}\text{O}$)와 수소동위원소비(δD)를 측정하였다. 표층시료의 경우 염분과 $\delta^{18}\text{O}$ 그리고 염분과 δD 는 양의 상관관계를 보이며, $\delta^{18}\text{O}$ 와 δD 또한 매우 좋은 양의 상관관계를 가진다. 이들 자료는 연구지역의 해수가 장강수와 변형된 쿠로시오수의 혼합물이며, 산소와 수소 동위원소가 연구지역에서 수괴의 성질과 행동을 연구하는데 유용한 추적자로 사용될 수 있다는 것을 의미한다. 또한 염분과 수온만으로는 구별이 어려운 수괴를 구분하고 특성을 파악하는데도 안정동위원소가 좋은 추적자로 사용될 수도 있음을 보여 주었다.

Stable isotope ratios of oxygen and hydrogen were investigated in southern Yellow Sea in August 1997. Salinity showed good positive correlation with $\delta^{18}\text{O}$ and δD . The correlation between $\delta^{18}\text{O}$ and δD is good. From the relationship between these parameters, we obtained two lines of conclusion: 1) seawater of study area in summer is a mixture of Changjiang Water and modified Kuroshio Water; 2) stable isotopes are very useful tracers in studying property and behavior of water masses in the study area. In case when water masses can not be easily distinguished by T-S analysis, the stable isotopes seem to be powerful tools for this purpose.

서 론

제주도를 포함한 황해남부해역은 중국과 한국의 여러 강들로부터 유입되는 육수의 영향을 받는 황해수와 고온 고염의 쿠로시오수가 만나는 곳이며, 여름철 우기때 많은 양의 장강수가 유입되어, 표층해양에서 저염현상이 발생하고(김 등, 1991; 김 등, 1998), 저염화된 동중국해수는 대한해협을 거쳐 동해로 유입되기도 한다(이와 김, 1998). 따라서 각각의 단성분들이 이 지역에 어떤 과정을 거쳐 얼마만큼 영향을 주는지 아는 것은 이 지역 수괴의 행동 및 특성을 이해하는데 매우 중요하다.

한반도 주변해역에서 수괴 혼합에 대한 연구가 최근 여러 가지 추적자를 이용하여 이루어지고 있다. 현재까지 이용되거나 검토되고 있는 추적자로 염분 및 수온, 라듐동위원소(Nozaki *et al.*, 1989; 이와 김, 1998; 양과 이, 1999; 김과 한, 2000), 영양염(이, 1999), 그리고 산소 안정동위원소(Kang *et al.*, 1994; 이, 1999; 기, 1999)가 있다. 이 중 산소 동위원소는 보존성이 강한 추적자로서 지표수 및 지하수등 육수에 대한 연구 뿐만 아니라 해수의 수괴혼합과

정 연구에도 사용되어 왔다.

한반도 주변해역에 대한 산소동위원소 분석은 많지는 않으나 단편적으로 이어져 왔다(Zhang *et al.*, 1990; Wu, 1991; Kang *et al.*, 1994; 기, 1999; 이, 1999). Zhang *et al.*(1990)은 장강(Changjiang; = 양자강, Yangtze River)과 황하의 하구에서 산소동위원소를 측정하였다. 이들의 결과는 강 하구에서 강수 단성분과 해수 단성분간의 보존적 혼합(conservative mixing)이 일어나는 것을 보여주었다. Kang *et al.*(1994)는 황해와 동중국해에서 산소동위원소를 측정하고, 이 지역 해수가 담수와 동중국해로부터 유입된 쿠로시오의 지류의 혼합에 의해 만들어 진다고 보고하였다. 또 기(1999)는 쿠로시오수의 일부가 대만해역을 지나면서 담수의 영향을 받은 연안수와 혼합하여 쿠로시오 본류에 비해 상대적으로 저염 저 $\delta^{18}\text{O}$ 의 변형 쿠로시오수가 만들어진다고 보고하였다. 또한 이 연구들은 황해와 동중국해에서 산소동위원소가 해수의 이동이나 혼합과정 등의 연구에 추적자로 사용될 수 있음을 지적하였다. 그러나 현재까지 산소동위원소를 이용한 혼합비율 추정등을 통한 혼합과정연구는 이루어지지 않았다. 또한 산소동위원소와 더불어 수계 추적자로 유용한 수소동위원소에 대해서는 아직까지 연구지역에서 연구가 수행된 적이 없었다.

*Corresponding author: hanjh@comp.kbsi.re.kr

이 연구의 궁극적 목적은 연구해역에서 산소와 수소 동위원소를 수괴혼합비를 추적자로 사용할 수 있는지 알아보는 것이며, 이를 위해 황해 남부해역에서 여름철 우기에 산소와 수소 동위원소의 분포 특성을 조사하고, 산소와 수소 동위원소를 이용하여 수괴혼합비를 추정하여 여러 추적자에 의한 혼합비율을 비교 분석하였다.

재료 및 방법

시료 채취와 수온염분측정은 해양공동조사선 탐양호의 Rosette 채수기에 부착된 니스킨 채수기와 CTD(Seabird 9/11)를 이용하여 1997년 8월 19일부터 9월 1일까지 북위 30°00'~34°00', 동경 124°00'~127°00'에서 이루어졌다(Fig. 1). 채수된 해수는 20 ml 유리용기에 담아 냉장보관하여 실험실로 옮긴 후 냉장보관하였다.

시료의 전처리는 산소동위원소의 경우 CO₂-H₂O 평형법(Epstein and Mayeda, 1953)을 이용하였다. 즉, 물속의 δ¹⁸O값을 측정하기 위해 해수 시료 2 ml의 시료와 CO₂ 가스를 25°C에서 동위원소 교환반응을 일으킨 후 시료와 평형상태에 도달한 CO₂가스의 ¹⁸O/¹⁶O를 분석하였다.

수소동위원소는 아연에 의한 환원법(Coleman *et al.*, 1982)을 이용하였다. 이 방법은 물과 정제된 금속아연을 고온에서 반응시켜 Zn + 2H₂O ⇌ ZnO₂ + 2H₂ 반응에 의해 수소가 발생하는 현상을 이용한 것이다.

전처리후 얻어진 시료는 기초과학연구원연구소의 안정동위원소 질량분석기(VG Prism II)로 측정하였다.

측정값은

$$\delta \text{ in } \text{‰} = \frac{R_{\text{sample}} - R_{\text{SMOW}}}{R_{\text{SMOW}}} \times 1000 \quad (1)$$

를 이용하여 표현하였다. 식 1에서 R은 산소동위원소의 경우 ¹⁸O/¹⁶O비, 수소동위원소의 경우 ²H/¹H(즉, D/H)의 비를 나타내며, δ값은 표준시료 SMOW(Standard Mean Ocean Water)로 표준화한 천분율의 형태로 표현된다. δ¹⁸O와 δD의 분석정밀도는 각각 ±0.1‰과 ±1‰이다.

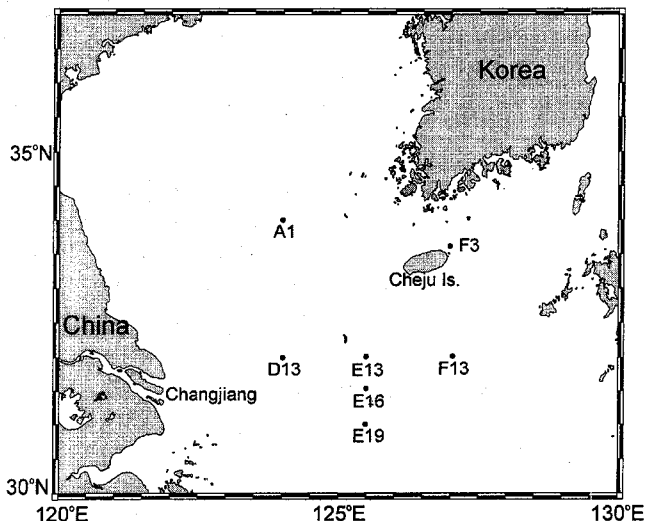


Fig. 1. The study area and sampling locations. Water samples were collected in August 1997.

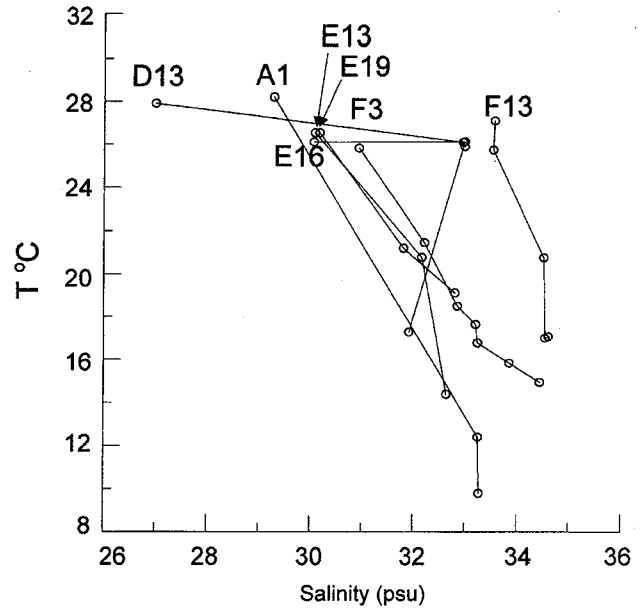


Fig. 2. Temperature-Salinity diagram of Aug. 1997.

결과

이 시기 연구지역의 염분은 시료가 채집된 표층(5~10 m)의 경우 27.00~33.56의 범위를 가지며, 수온은 25.8~28.2°C 범위를 가진다(Fig. 2). δ¹⁸O, δD 그리고 DO를 함께 Table 1에 나타내었다.

염분과 안정동위원소의 관계

표층수의 δ¹⁸O와 염분, 그리고 δD와 염분간의 관계를 각각 Fig. 3와 Fig. 4에 나타내었다. 염분은 정점 D13에서 27.00의 최소값을, 정점 F13에서 최대값인 33.56(이하 염분단위는 psu임)의 값을 가진다. 정점 F13이 가지는 염분 최대값이 쿠로시오수 값 34.67보다 약 1정도 작다. δ¹⁸O값은 염분이 가장 큰 33.56을 가지는 정점 F13에서 -0.1‰을 가지며, 가장 작은 염분을 가지는 정점 D13에서 -2.3‰의 값을 갖는다. 정점 D13은 δ¹⁸O와 염분, 그리고 δD와 염분사이의 그래프 모두에서 나머지 6개의 정점이 나타내는 경향에서 벗어난다.

정점 D13을 제외한 다른 정점들은 Kang *et al.*(1994)이 측정하되만 북동부의 값 0.2‰과 Zhang *et al.*(1990)이 측정하되만 장강수의 산소동위원소값 7.1~7.4‰을 연결하는 직선과 매우 근접하게 존재한다. 이 사실은 연구지역의 표층수는 변형 쿠로시오수와 장강수의 혼합에 의해 만들어졌다는 것을 의미한다. 그러나 정점 D13은 이 혼합선상에서 벗어나 있어 회귀분석에서 제외하였다. 연구지역 표층해수의 δ¹⁸O와 염분의 회귀방정식은,

$$\delta^{18}\text{O} = -(7.5 \pm 0.7) + (0.22 \pm 0.02) \times S$$

$$R^2 = 0.96 (n = 6) \quad (2)$$

이다. 이 회귀방정식은 Zhang *et al.*(1990)이 여름철 우기에 장강 하구와 동중국해에서 얻은 δ¹⁸O = -7.06 + 0.20 × S과 이(1999)의 회귀방정식과 오차범위내에서 잘 일치한다. δD의 경우 δ¹⁸O에서와 같이 정점 D13에서 -19‰로 가장 작은 값을 가지며, 정점

Table 1. The values of salinity, temperature, $\delta^{18}\text{O}$, δD and DO of samples.

Station	Depth (m)	Salinity	Temperature (°C)	DO (ml/l)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰)
A1	5	29.29	28.2	4.57	-1.08	-11
	30	33.25	12.4	8.00	-0.30	-
	50	33.27	9.8	5.51	-0.15	-
D13	5	27.00	27.9	4.40	-2.30	-19
	10	32.95	26.1	3.67	-0.37	-
	30	32.98	25.9	3.39	-0.25	-
E13	10	30.08	26.5	4.58	-0.82	-10
	30	32.16	20.8	2.02	-0.56	-
	50	32.64	14.4	2.83	-0.32	-
E16	10	30.06	26.1	4.92	-0.78	-9
	30	32.98	26.1	4.31	0.15	-
	50	31.91	17.3	2.73	0.75	-
E19	10	30.17	26.5	4.77	-0.71	-10
	30	31.80	21.2	4.06	-0.40	-
	50	32.80	19.1	2.01	-0.21	-
F3	5	30.93	25.8	4.63	-0.72	-9
	10	30.93	25.8	4.33	-0.70	-
	20	32.21	21.5	4.06	-0.47	-
	30	32.85	18.5	3.86	-0.15	-
	40	33.20	17.4	3.76	-0.18	-
	50	33.24	16.8	3.83	-0.20	-
	75	33.85	15.8	3.74	0.84	-
100	34.44	14.9	3.56	0.12	-	
F13	10	33.56	27.1	4.08	-0.05	-6
	30	33.53	25.7	4.07	0.48	-
	50	34.51	20.8	4.04	0.46	-
	75	34.54	17.0	3.10	0.47	-
	100	34.60	17.1	3.44	0.15	-

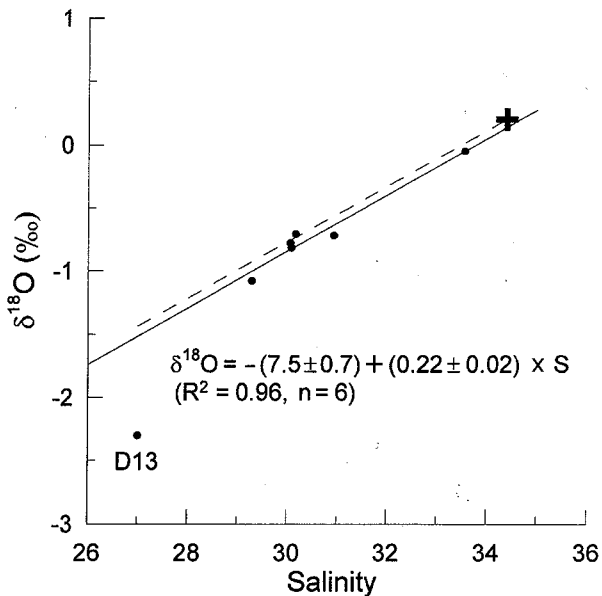


Fig. 3. The relationship between $\delta^{18}\text{O}$ and salinity at surface seawater. The connection line (dashed) of the $\delta^{18}\text{O}$ value (0.2‰) of the modified Kuroshio Water (cross symbol) and the $\delta^{18}\text{O}$ value (-7.4‰) of Changjiang Water is similar to the least square equation (solid line) for 6 points except station D13.

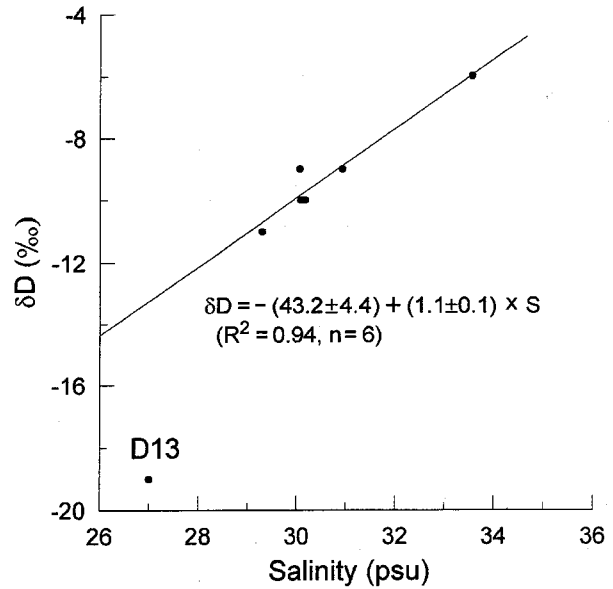


Fig. 4. The relationship between δD and salinity at surface seawater. Station D13 was excluded from regression analysis.

F13에서 -6‰로 가장 큰 값을 가진다. 분석오차가 약 10%(절대 값으로는 1‰) 오차를 가질 지라도 전체적으로 염분과의 상관관계는 매우 좋으며, 정점 D13을 제외한 후 염분과 δD 사이의 회귀방정식은

$$\delta\text{D} = -(43.2 \pm 4.4) + (1.1 \pm 0.1) \times S$$

$$R^2 = 0.94(n = 6) \quad (3)$$

이다.

$\delta^{18}\text{O}$ 와 δD 의 관계

$\delta^{18}\text{O}$ 와 δD 의 관계는 두 개의 회귀방정식으로 나타낼 수 있다 (Fig. 5). 첫째로 정점 D13을 제외한 회귀방정식은

$$\delta\text{D} = -(5.8 \pm 0.5) + (4.8 \pm 0.7) \times \delta^{18}\text{O}$$

$$R^2 = 0.93(n = 6) \quad (4)$$

이며, 두 번째로는 모든 정점에 대한 회귀방정식은

$$\delta\text{D} = -(5.2 \pm 0.4) + (5.9 \pm 0.4) \times \delta^{18}\text{O}$$

$$R^2 = 0.98(n = 7) \quad (5)$$

이다. 이 두 회귀방정식이 나타내는 기울기는 Craig(1961)의 지구순환수선(Global Meteoric Water Line, 이후 GMWL으로 표기)이 가지는 기울기 8보다 작은 값을 가진다. 두 회귀방정식에 대한 타당성은 토의에서 더 다룰 것이다.

토 의

장강수와 쿠로시오수의 $\delta^{18}\text{O}$ 및 δD 값 추정

Kang et al.(1994)가 대만 북동부에서 측정된 쿠로시오수의 $\delta^{18}\text{O}$ 값은 0.2‰이다(Table 2). 이 $\delta^{18}\text{O}$ 값은 염분 34.40에서 측정된 값으로 담수나 담수에 의해 희석된 해수에 의해 작아진 값일 것이

Table 2. The values of salinity, $\delta^{18}\text{O}$, δD of end member waters.

End member	Salinity	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰)
Kuroshio water	34.67	0.2 ^{ab}	-4.7 ^b
		0.3 ^c	4 ^c
Changjiang water	0	-7.5 ^b	-48.5 ^b
		-7.1 ^c	
		-7.4 ^d	

^a: Kang *et al.*(1994)

^b: This study

^c: Lee (1999)

^d: Zhang *et al.* (1990)

^e: Horibe and Ogura (1968)

다. 이(1999)는 동중국해에서 얻어진 염분과 $\delta^{18}\text{O}$ 의 관계로부터 염분 34.67일때의 $\delta^{18}\text{O}$ 값은 0.3‰로 추정하였다. 식 2로부터 얻어진 변형 쿠로시오수의 $\delta^{18}\text{O}$ 값은 0.2‰로 계산되었다. 따라서 변형 쿠로시오수의 $\delta^{18}\text{O}$ 값은 0.2‰과 유사할 것으로 예측된다.

식 2로부터 얻어진 장강수의 $\delta^{18}\text{O}$ 값은 -7.5‰이고, 이(1999)는 -7.1‰로 추정하였다. 이 값들은 Zhang *et al.*(1990)이 여름철 장강에서 측정된 -7.1~-7.4‰의 값과 매우 유사하다. 이러한 범위는 하천수의 $\delta^{18}\text{O}$ 값이 계절적으로 변화가 크다는 것을 고려하면 매우 좁은 범위 내에 속하는 것으로 이 시기 장강수의 $\delta^{18}\text{O}$ 값으로 보기에 충분하다.

현재까지 황해, 동중국해 그리고 남해동 한국 주변해역 해수에 대한 산소동위원소자료는 발표되었지만 수소동위원소에 대한 자료는 발표된 적이 없다. 이 연구에서 표층수의 δD 를 측정하였으나 단성분인 장강수와 변형 쿠로시오수의 δD 값은 아직 직접 측정하지 못하였다. 그러나 연구지역 해수가 장강수와 변형 쿠로시오수의 혼합선상에 존재한다는 사실로부터 이들 단성분의 δD 를 추정할 수 있을 것이다.

식 3으로부터 구한 장강수와 변형 쿠로시오수의 δD 값은 각각 -43.2‰과 -4.7‰로 추정되었다. 장강수의 δD 값은 Craig(1961)의 GMWL에 의한 값 -49.2‰ 그리고 이와 정(1997)의 포항지역의 LMWL에 의한 값 -46.9‰보다 큰 값을 가진다. 이와 이(1999)은 우리나라 하천수의 $\delta^{18}\text{O}$ 와 δD 의 관계는 GMWL이나 여름철 강우에 의한 LMWL에 상에 도시되며 이것은 우리나라 하천수의 동위원소조성이 강수량이 집중되는 여름철 강우의 동위원소조성에 의해 크게 영향을 받기 때문이라고 결론지었다. 또 Zhang *et al.*(1990)은 장강수의 동위원소 조성에 증발작용은 무시될 수 있으며, 여름철 우기의 장강수는 강우로 구성되었다고 결론지었다. 결론적으로 장강수에서 $\delta^{18}\text{O}$ 와 δD 의 관계는 GMWL이나 이에 유사한 이 지역의 여름철 LMWL에 상에 도시될 것으로 예상할 수 있다. 이러한 점들을 고려할 때 장강수의 δD 값은 -43.2‰보다 작은 -49.2‰에 가까운 값일 것이다. 변형 쿠로시오수의 δD 값의 범위는 -4.7‰로 Horibe and Ogura(1968)가 쿠로시오 본류에서 측정된 4‰보다 작은 값을 가진다. δD 와 더불어 $\delta^{18}\text{O}$ 또한 쿠로시오 본류의 $\delta^{18}\text{O}$ 값 0.64‰(기, 1999)이 대만 북동부의 $\delta^{18}\text{O}$ 값 0.2‰(Kang *et al.*, 1994)보다 매우 크다. 이것은 연구지역 대부분의 해수가 쿠로시오 본류의 영향을 직접 받는 것이 아니라 대륙연안수에 의해 변형된 쿠로시오의 영향을 받을 것이라는 추측을 뒷받침한다.

표층수의 $\delta^{18}\text{O}$ 와 δD 관계

$\delta^{18}\text{O}$ 와 δD 의 회귀식(식 4와 식 5)은 Craig(1961)의 GMWL(δD

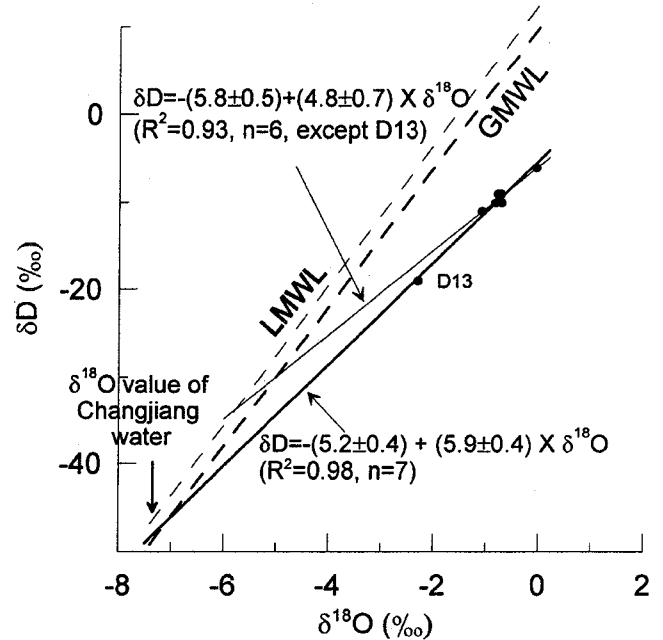


Fig. 5. The relationship between $\delta^{18}\text{O}$ and δD . GMWL (Global Meteoric Water Line; Craig, 1961), and LMWL (Local Meteoric Water Line, Lee and Chung, 1997) were represented with thick dashed line and thin dashed line respectively.

= $10 + 8 \times \delta^{18}\text{O}$) 뿐만 아니라, 이와 정(1997)이 제안한 여름철 한반도 지역의 지역순환수선(Local Meteoric Water Line, 이 후 LMWL)인 $\delta\text{D} = (12.7 \pm 0.3) + (8.1 \pm 0.3) \times \delta^{18}\text{O}$ ($R^2 = 0.86$) 보다 작은 기울기를 가진다. 이 연구에서 얻어진 δD 와 $\delta^{18}\text{O}$ 사이의 회귀직선의 기울기(Fig. 5)가 GMWL에서 벗어나 작은 기울기를 나타내는 이유는 연구지역의 표층해수가 변형 쿠로시오수와 장강수의 혼합에 의해 만들어지기 때문으로 보인다. 즉 연구지역의 $\delta^{18}\text{O}$ 와 염분의 관계는 연구지역 표층해수가 변형 쿠로시오수와 장강수의 혼합에 의해 만들어 졌다는 것을 나타내므로(Zhang *et al.*, 1990; Kang *et al.*, 1994, 기, 1999), δD 와 $\delta^{18}\text{O}$ 관계가 양의 상관관계를 가지는 것 또한 연구지역 표층해수가 변형 쿠로시오수와 장강수의 혼합에 의해 만들어 졌다는 것을 의미한다.

$\delta^{18}\text{O}$ 와 δD 의 회귀식 식 4와 식 5중 어느 것이 타당한가 밝히는 것은 정점 D13이 다른 정점들이 나타내는 경향에서 벗어나는 현상을 이해하는데 도움이 될 수 있다. 현재로서 두 회귀식의 타당성을 검증할 자료는 충분하지 않다. 따라서 어느 회귀식이 장강수의 δD 값이 GMWL로부터 구한 δD 값과 유사한지 알아보는 간접적인 방법을 선택하였다. 즉 여름철 우기에 장강수는 장강유역에 내리는 강우에 절대적으로 영향을 받으며, 따라서 장강수의 $\delta^{18}\text{O}$ 와 δD 값은 GMWL상에 위치할 것이다. 식 4로부터 구한 δD 값은 -41.6‰으로 식 5로부터 구한 δD 값 -48.5‰이 Craig(1961)의 GMWL에 의한 값 -49.2‰과 더 유사하다. 따라서 위에서 언급한 판단기준에 의하면 정점 D13이 포함된 식 5가 연구지역 표층해수의 $\delta^{18}\text{O}$ 와 δD 관계를 식 4보다 더 잘 표현하는 것으로 판단된다.

정점 D13 표층수의 δD 및 $\delta^{18}\text{O}$ 값에 대한 고찰

염분과 $\delta^{18}\text{O}$ 나 δD 의 관계(Fig. 3와 Fig. 4)에서 정점 D13은 나

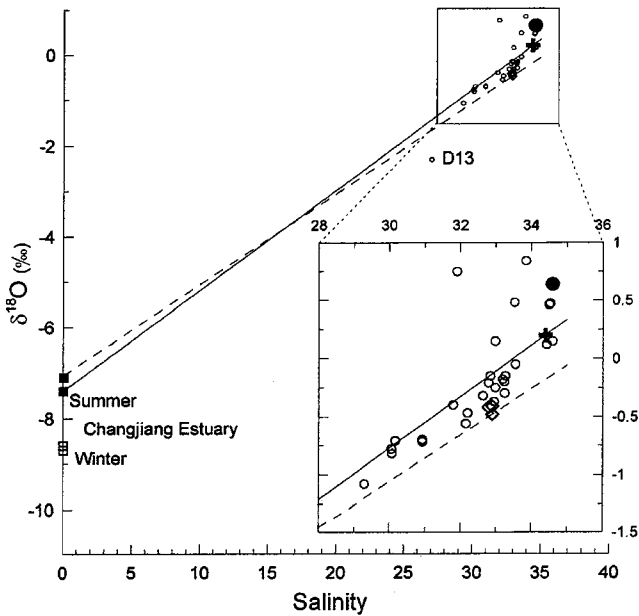


Fig. 6. The relationship of $\delta^{18}\text{O}$ and salinity for all data including those of surface and subsurface. Filled circles, cross and diamond symbols represent $\delta^{18}\text{O}$ value of Kuroshio main stream water (Ki, 1999), modified Kuroshio water and Yellow Sea Proper Water respectively (Kang *et al.*, 1994). Open and filled squares represent the $\delta^{18}\text{O}$ value of Changjiang Water in dry and flood season respectively (Zhang *et al.*, 1990). The most data agree well with the least square equation (dashed line) of Zhang *et al.* (1990) for Changjiang estuary and the connection line (solid line) among the values of $\delta^{18}\text{O}$ and salinity for the modified Kuroshio water and Changjiang water.

머지 6개 정점이 나타내는 경향과 일치하지 않으나 $\delta^{18}\text{O}$ 와 δD 의 관계(Fig. 5)에서는 다른 정점들과 일치하는 경향을 나타낸다. 따라서 D13에서 각 안정동위원소비 값이 다른 정점들이 나타내는 경향과 일치하지 않는 현상이 동위원소분별작용이 수반되는 작용에 의해 발생한 것으로는 보기 힘들다. 가능한 설명은 현장에서 CTD로 측정된 염분이 실제 시료의 염분과 다른 것이다. 그러나 같은 채수기에서 채수된 시료로부터 질산은 적정법(Mohr's titration)으로 얻은 염분은 27.3으로 CTD로부터 얻은 27.00과 잘 일치한다. 따라서 잘못된 염분이 원인은 아닌 것으로 생각된다. 또 하나의 가능한 설명은 장강수와 변형 쿠로시오수의 혼합선상에 존재하지 않는 다른 수괴가 존재하는 것이다. 그러나 이 연구에서의 자료만으로 이러한 수괴의 존재를 판단할 수 없다.

저층수의 $\delta^{18}\text{O}$ 값에 대한 고찰

해수의 $\delta^{18}\text{O}$ 값을 대해 표층과 표층이하의 모든 자료를 도시한 Fig. 6을 보면 저층 일부 시료를 제외하고 염분과 좋은 양의 상관관계를 가지는 것을 볼 수 있다. 대부분의 자료가 변형 쿠로시오수의 $\delta^{18}\text{O}$ 값과 장강수의 $\delta^{18}\text{O}$ 값을 연결하는 선과 Zhang *et al.* (1990)의 회귀방정식이 나타내는 경향과 유사하다. 이러한 사실은 표층이하의 대부분 해수도 표층수와 같은 단성분 해수의 혼합에 의해 만들어졌다는 것을 의미한다.

표층이하 수심별 자료일부가 변형 쿠로시오 단성분과 장강수 단성분간의 혼합이 나타내는 경향에서 벗어나 있다. 이러한 현상

은 이미 기(1999)에 의해 보고된 바 있다. 이들은 1988년 4월과 5월 제주도에서 일본 류슈를 잇는 관측선상의 해수가 제주도와 한반도를 잇는 관측선상의 해수보다 산소 동위원소적으로 무겁다고 보고하였다. 이것은 제주도와 한반도를 잇는 관측선상의 해수들은 대만해역 부근에서 대륙연안수의 영향을 받아 변형된 쿠로시오수의 영향을 받은 반면, 제주도와 류슈를 잇는 관측선상의 해수들은 대륙연안수에 의해 변형되지 않은 쿠로시오 본류로부터 분리된 대마난류수의 영향을 받아 큰 $\delta^{18}\text{O}$ 값을 갖게 되었기 때문으로 설명하고, 쿠로시오 본류의 $\delta^{18}\text{O}$ 값을 0.64‰로 추정하였다(기, 1999).

그러나 우리 자료는 염분이 31.91에서 $\delta^{18}\text{O}$ 값이 0.75‰을 나타내는 등 쿠로시오 본류보다 낮은 염분의 시료들에서 산소 동위원소적으로 더 무거운 물이 존재한다.

이것은 쿠로시오 본류의 $\delta^{18}\text{O}$ 값이 계절적으로 변화하거나, 기(1999)에 의해 추정된 쿠로시오 본류의 $\delta^{18}\text{O}$ 값(0.64‰)보다 큰 값일 가능성을 제시한다.

이와 같이 안정동위원소는 수온과 염분이 매우 유사하여 구분되지 않는 대만난류수, 대마난류수, 그리고 쿠로시오수와 같은 수괴들의 행동특성 및 혼합과정을 연구하는데 추적자로 사용될 수 있다.

혼합비를 추정

혼합비추정은 표층수에 대해서만 수행하였다. 염분과 $\delta^{18}\text{O}$ 이 좋은 양의 상관관계를 가지는 것으로 보아 $\delta^{18}\text{O}$ 으로 구한 혼합비율을 추정할 수 있을 것이다. 또 Horibe and Ogura(1968)는 남중국해와 필리핀해에서 δD 와 염분의 관계가 직선으로 나타나는 표층수에 대해 담수와 해수의 혼합으로 설명하고, 담수의 혼합비율 및 담수의 δD 값을 추정하였다. 황해남부해역에서도 δD 가 염분과 양의 상관관계를 가지는 것은 δD 가 수괴혼합추적자로 사용될 수 있다는 것을 의미한다. Table 3는 각 정점에서의 장강수 성분의 혼합비율을 나타낸다. 염분, $\delta^{18}\text{O}$, δD 그리고 염분과 라듐동위원소(김과 한, 2000)를 이용하여 구한 혼합비율이 각각 잘 일치한다. 이것은 염분과 $\delta^{18}\text{O}$ 그리고 염분과 δD 가 높은 상관계수를 가지고 양의 상관관계를 가지기 때문이다. 또한 김과 한(2000)의 결과와 잘 일치하는 것은 장강수의 혼합비를 추정에서 염분이 절대적인 역할을 하기 때문이다. 이러한 결과는 산소 및 수소 동위원소가 수괴혼합추적자로서 최소한 염분과 동등한 능력을 가졌다는 것을 의미한다.

이 연구에서 표층이하의 해수에 대해서는 단성분 수괴의 불확실성 때문에 혼합비율을 추정하지 않았다. 물론 대부분의 $\delta^{18}\text{O}$ 값은 염분과의 관계에서 변형쿠로시오수와 장강수 단성분간의 혼합선상에 나타난다. 따라서 이 관계를 이용하여 각 단성분의 혼합비율을 추정할 수 있으나, 다른 단성분 수괴와의 혼합여부, 또는 단성분 특성값의 불확실성 등을 고려해야 할 것이다.

결론

염분과 $\delta^{18}\text{O}$ 간의 관계는 기존의 연구결과들과 잘 일치하며, $\delta^{18}\text{O}$ 와 δD 의 관계는 연구지역의 해수가 장강수와 변형 쿠로시오수의 혼합으로 만들어졌다는 사실을 뒷받침한다. $\delta^{18}\text{O}$ 와 δD 은 염분과 매우 좋은 상관관계를 나타내므로 연구해역에서 수괴혼합 추적자로 사용될 수 있다. 각 성분들간 상관관계로부터 아직 측정되지

Table 3. Mixing ratios of surface waters using salinity, $\delta^{18}\text{O}$, δD and $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$ -salinity tracers.

	Tracers			
	Salinity	$\delta^{18}\text{O}$	δD	$\text{S}\&^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}^*$
End member		(‰)	(‰)	
Changjiang water	0	-7.4	-48.5	
Kuroshio water	34.67	0.2	-4.0	
Station	Mixing ratio of Changjiang Water (fraction)			
A1	0.16	0.17	0.16	0.14
E13	0.13	0.13	0.13	0.13
E16	0.13	0.13	0.11	0.11
E19	0.13	0.12	0.13	0.12
F3	0.11	0.12	0.11	
F13	0.03	0.03	0.04	
D13	0.22	0.33	0.34	0.21

*: Kim and Han (2000)

많은 수소동위원소의 단성분 값이 장강수의 경우 -48.5‰, 변형 쿠로시오수의 경우 -4.7‰로 추정되었다.

염분, 산소 동위원소, 수소동위원소, 그리고 염분과 라듐동위원소를 이용하여 구한 장강수의 혼합비율은 서로 잘 일치한다. $\delta^{18}\text{O}$ 값은 염분과 수온만으로는 구분되지 않는 수괴의 정의나 그 수괴의 특성을 나타내는 추적자로 사용 가능한 것으로 생각된다. 따라서 안정동위원소는 수괴혼합, 또 그와 인접한 수괴와의 작용등의 연구에 좋은 추적자로 사용될 수 있을 것으로 생각된다.

사 사

이 연구는 1997년도 교육부의 해양수산분야 학술연구 조성비의 지원(KIOS-97-M-05, 김기현; 다수의 추적자를 사용한 동해유입수의 기원과 혼합과정 연구)으로 수행된 것입니다. 이 논문의 심사과정에서 유익한 지적을 해주신 조양기 교수님과 익명의 심사위원님 및 김경렬 편집위원님께 감사드립니다. 안정동위원소 분석에 도움을 주신 기초과학지원연구소의 이광식 박사와 장병욱 박사께 감사드립니다. 또한 시료채취를 위한 승선을 허락하여 주신 부산대학교 이동섭 교수님과 시료채취에 많은 도움을 주신 탐양호 선장님과 선원여러분께 감사드립니다.

참고문헌

기준학, 1999. 산소동위원소비를 이용한 대한해협 및 동해남부의 수괴특성연구, 서울대학교 박사학위논문, 119 pp.
 김구, 노홍길, 이상호, 1991. 하계 제주도 주변 해역의 수계 및

해수환경. 한국해양학회지, **26**: 262-277.
 김기현, 한정희, 2000. 라듐동위원소와 염분을 이용한 동중국해, 남해 및 대한해협 해수의 기원과 혼합비율 추정. 한국해양학회지, **5**: 216-223.
 김성수, 고우진, 조영조, 이필용, 전경암, 1998. 1996년 여름철 남해 표층수의 이상저염수 현상과 영양염류의 분포특성. 한국해양학회지, **3**: 165-169.
 양한섭, 이동섭, 1999. 여름철 동중국해 및 남중국해 표층수의 Ra 동위원소를 이용한 수계분석. 한국해양학회지, **4**: 305-311.
 이광식, 이창복, 1999. 남한 강수와 하천수의 산소와 수소 동위원소 조성, 지질학회지. **34**: 73-84.
 이광식, 정재일, 1997. 포항 강수의 안정 동위원소 조성 변화. Econ. Environ. Geol. **30**: 321-325.
 이동섭, 김기현, 1998. ^{228}Ra 를 이용한 이상 저염 대마난류수의 기원 추적 연구. 한국해양학회지, **3**: 175-182.
 이동섭, 1999. 여름과 겨울철 남해의 영양염 분포 특성. 한국해양학회지, **4**: 371-382.
 Coleman, M.L., T.J. Shepherd, J.J. Durham, J.E. Rouse, G.R. Moore, 1982. Reduction of water with zinc for hydrogen isotope analysis. *Anal. Chem.*, **54**: 993-995.
 Craig, H., 1961. Isotopic variations in the meteoric waters. *Science*, **133**: 1702-1703.
 Epstein, S. and T.K. Mayeda, 1953. Variation of ^{18}O content of waters from natural sources. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **4**: 213-224.
 Horibe, Y. and N. Ogura, 1968. Deuterium content as a parameter of water mass in the ocean. *J. Geophys. Res.*, **73**: 1239-1249.
 Kang, D.-J., C.S. Chung, S.H. Kim, G.H. Hong and K.-R. Kim, 1994. Oxygen isotope characteristics of seawaters in the Yellow Sea. *La mer*, **32**: 279-284.
 Nozaki, Y., V. Kasemsupaya and H. Tsubota, 1989. Mean residence time of the shelf water in the East China and the Yellow Seas determined by $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$ measurements. *Geophys. Res. Lett.*, **16**: 1297-1300.
 Wu, S.Y., 1991. Oxygen isotope compositions of seawaters in the Huanghai (Yellow) Sea and the Bohai Sea. *Sci. in China (Series B)*, **34**: 327-337.
 Zhang, J., R. Letolle, J.M. Martin, C. Jusserand, and J.M. Mouchel, 1990. Stable oxygen isotope distribution in the Huanghe (Yellow River) and the Changjiang (Yangtz River) estuarine systems. *Cont. Shelf. Res.*, **10**: 369-384.

2000년 10월 24일 원고접수
 2000년 11월 17일 수정본 채택
 담당편집위원: 김경렬
 신속게재