Korean Jour. of Petrol. Geol., Vol. 13, pp. 24~29, 2007

부산 주변 해역 해저 퇴적물 내 공기층 가스 기원

Shallow gas origin in the sediment near coastal area of Busan

김지훈 (Ji-Hoon Kim)* · 한현철 (Hyun-Chul Han) · 정태진 (Tae-Jin Cheong) · 이영주 (Young-Joo Lee)

요 약 : 본 연구의 주요 목적은 대한해협 대륙붕 이토대 지역의 천부 공기층 가스의 기원을 규명하는데 있다. 채취한 시료의 공기층 가스 분석 결과에 의하면 천부 공기층 가스의 대부분은 메탄으로 구성되어 있으며, 메탄 내 탄소 및 수소 동위원소 값은 각각 -93.4‰~-70.9‰ -228‰~-199‰ 가진다. 이러한 분석결과는 천부 공기층 가스 내 메탄가스가 열기원(thermogenic) 가스보다는 이산화탄소 환원작용(CO_2 reduction)에 의한 생물 기원(biogenic) 가스임을 지시한다. 또한 메탄과 이산화탄소의 탄소 동위원소비 차는 54.4에서 72.2의 범위를 가지고 있으며, 이러한 결과 역시 전기한 결과를 뒷받침하는 또 다른 증거이다.

Abstract : The main purpose of this study is to identify the shallow gas origin in the KSSM zone. Based on the results of gas composition and isotope in the headsapace gas, the shallow gas is mainly composed of methane and carbon and deuterium isotopes ($\delta^{13}CCH_4$ and δDCH_4) of methane has ranged from -93.4‰ to -70.9‰, and from -228‰ to -199‰ in each. These results imply that shallow gas has predominately biogenic source by CO_2 reduction rather than thermogenic. The carbon isotopic separation (ε_c) between methane and carbon dioxide (CO_2) has a range of 54.4 to 72.2, it also supports biogenic origin of shallow gas.

서 론

낙동강에서 유입하는 많은 양의 육성 퇴적물들은 해안 근처에 퇴적되어 대한해협 대륙붕 이토대 (Korea Strait shelf mud; KSSM)를 형성하였다 (Park *et al.*, 1999). KSSM에서 실시된 기존의 연구들은 지구물리학적인 탄성파 탐사 및 음향탐사에 중점을 두었으며, 이러한 지구물리학적 연구들에 의해 KSSM에 많은 음향 공백대 (acoustic blanking zone)와 천부 가스 방출 (seepage)들이 존재한다는 것이 보고되었다 (유동근 외, 2003; Park *et al.*, 1999; Lee *et al.*, 2005). 또한 KSSM 지역에서 채취한 코어 퇴적물을 이용하여 퇴적물의 음파 전달 속도 및 전기비저항 특성, 퇴적률, 유기물 (TOC)의 함량과 천부 가스 기원 규명을 위한 연구를 실시하였다 (서영교 외, 2001; Park *et al.*, 1999; Lee *et al.*, 2005).

본 연구의 주요 목적은 KSSM 지역에서 채취한 코어 퇴적물 내 공기층 가스의 수직적인 성분 변화와 가스 기원을 규명하는 데 있다. 기존의 천부 가스 기원을 규명하기위해 Lee *et al.* (2005)은 메탄가스의 탄소동위원소 분석을 실시하였지만 본 연구에서는 메탄가스 내 탄소 및 수소 동위원소와 공기층 가스 내 기체 상태로 존재하는 이산화탄소 (CO_2)의 탄소 동위 분석을 실시하였다.

연 구 지 역

연구지역은 부산과 울산 주변의 동해 남부 연안역의 KSSM에 위치하며, 남쪽으로는 대한해협 (Korea Strait)과 인접하고 북쪽으로는 구룡포에 인접한다 (Fig. 1). 또한 연구지역은 대한해협을 통하여 수심이 낮은 동중국해 (East China Sea)와 수심이 깊은 동해 (East Sea)와 연결되어있다. KSSM은 해안선과 평행하게 발달되어 있고 표면적은 1,900 km^2이다 (Park *et al.*, 1999; KIGAM, 2000). KSSM은 빙하기 이후 해퇴기간 (ca. 15,000–6,000 yr B.P.)에 형성된 얇은 해퇴 퇴적물과 중기 홀로세 (Holocene) 동안 (ca. 5,000–6,000 yr B.P.) 해퇴 퇴적물 상부에 쌓인 매우 두꺼운 이토층 (mud)의 두 가지 층서 단위로 구성되어 있다 (Park *et al.*, 1999; KIGAM, 2000). 해퇴 퇴적물은 약간의 실트와 점토를 포함한 사암으로 구성되어 있으며 이토층은 8ϕ (0.004 mm)의 평균 입자 크기를 가진 이질로 대부분 구성되어 있다 (KIGAM, 2000). 이토층은 KSSM 중심부에서 가장 두껍고 북쪽이나 동쪽으로 갈수록 얇아진다 (Park *et al.*, 1999; KIGAM, 2000). KSSM 퇴적물의 주요 퇴적물 공급원은 한반도 남동부의 가장 큰 하상 시스템인 낙동강으로, 낙동강 세립질 퇴적물의 2/3 정도가 강한 조류에 의해 퇴적되어 KSSM을 형성하였다 (Park *et al.*, 1999).

한국지질자원연구원 석유해저자원연구부 (Petroleum and Marine Resources Research Division, Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources, Daejeon 305-350, Korea)
*Corresponding author: E-mail: save@kigam.re.kr

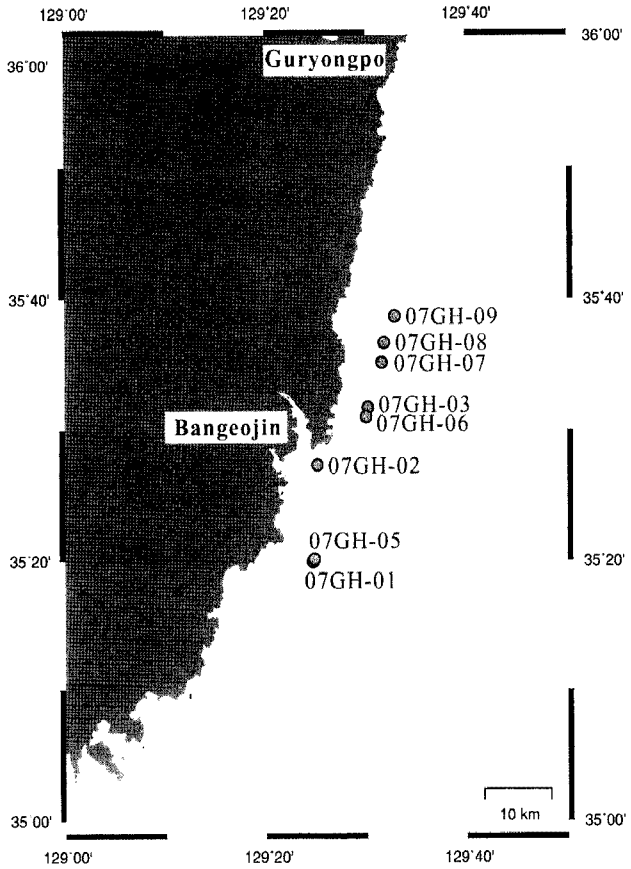

Fig. 1. Location of the nine piston cores in the study area.

시료 채취 및 분석 방법

부경대학교 탐사선인 탐양호를 이용하여, 연구지역내 이토대 퇴적물지대 9개 지점에서 피스톤 코어를 채취하였다. 코어 GH07-01, GH07-02, GH07-03, GH07-04, GH07-05는 2007년 4월에 채취하였으며, GH07-06, GH07-07, GH07-08, GH07-09는 2007년 6월에 채취하였다 (Fig. 1 and Table 1). 채취한 피스톤 코어 퇴적물 내 공기층 가스 (headspace gas)를 분석하기 위해 선상에서 실린지 바늘을 이용하여 6 ml 진공 플라스틱 병 (vacutainer)에 공기층 가스를 채취하였다. 채취한 공기층 가스 시료는 저온 (4°C) 상태로 보관하여 실험실로 운반하였다. 운반된 공기층 가스는 ODP Technical Note 30 (Pimmel and Claypool, 2001)에 따라 70°C로 30분간 가열한 후, 추출한 가스를 한국지질자원 연구원이 보유하고 있는 HP 5890 II GC로 탄화수소 가스의 성분 및 함량을 분석하였다. 공기층 가스 내 이산화탄소의 함량은 분석하지 않았다.

공기층 가스의 기원을 규명하기 위한 메탄가스 내 탄소 ($\delta^{13}C_{CH4}$)와 수소 (δD_{CH4}) 동위원소 분석은 미국 Isotech사의 GC/IRMS(Gas Chromatograph/Isotope Ratio Mass Spectrometer)를 이용하였다. 동위원소 분석의 정확성을 검증하기 위하여 표준시료를 이용하였으며, 수소 동위원소 분석의 표준물질로는 '비엔나 표준 해수 (V-SMOW)'를, 탄소는 '비엔나 피디벨렌나이트 (V-PDB)'를 이용하였다. 측정값들은 표준물질에 대하여 아래와 같은 식 (1)에 의해 계산하였다.

Table 1. Location of the piston cores in this study.

Core No.	Latitude	Longitude
GH07-01	35° 19.8730'	129° 24.6670'
GH07-02	35° 27.2850'	129° 25.1200'
GH07-03	35° 31.6820'	129° 30.1720'
GH07-04	35° 35.2550'	129° 31.5820'
GH07-05	35° 20.0570'	129° 24.7710'
GH07-06	35° 30.9730'	129° 29.9880'
GH07-07	35° 35.1080'	129° 31.5320'
GH07-08	35° 36.6300'	129° 31.7670'
GH07-09	35° 38.1700'	129° 32.5940'

$$\delta(‰) = (R_{sample}/R_{standard} - 1) \times 1000 \quad \text{식 (1)}$$

여기서 R_{Sample}과 $R_{Standard}$은 각각 시료와 표준시료의 D/H 또는 $^{13}C/^{12}C$를 나타낸다.

결과 및 토의

가스 성분 및 함량

채취한 공기층 가스의 성분 분석결과는 Table 2와 Figure 2 및 3과 같다. 분석된 결과를 이용하여 연구지역의 공기층 가스를 크게 두 집단으로 분리할 수 있다. 첫 번째 집단 (코어 GH07-01, GH07-02, GH07-04, GH07-05)은 메탄 농도가 1,000 ppm 이하이고 C_{2+} 이상의 무거운 가스가 거의 검출되지 않는 반면에 두 번째 집단 (코어 GH07-03, GH07-06, GH07-07, GH07-08, GH07-09)은 메탄 농도가 1,000 ppm 이상이고 C_{2+} 이상의 가스가 검출되는 것이다. 대략적으로 두 집단은 북위 35° 30'를 기준으로 분리된다. 즉 첫 번째 그룹은 북위 35° 30' 하부 지역에서 주로 관찰되고 두 번째 그룹은 북위 35° 30' 상부지역에 위치한다. 또한 GH07-09의 1 MBSF (meter below sea floor)이하에서는 메탄가스 농도는 심도가 증가할수록 직선적으로 증가한다.

일반적으로 생물 기원의 탄화수소 가스는 주로 메탄가스로 구성되어 있고 소량의 C_{2+}의 탄화수소를 함유하고 있기 때문에 $C_1/(C_2+C_3)$ 값이 1,000보다 크지만 열 기원 탄화수소 가스는 생물 기원 가스에 비해 상대적으로 C_{2+} 가스 함유량이 높기 때문에 $C_1/(C_2+C_3)$ 값이 100보다 작다 (Claypool and Kvenvolden, 1983). 따라서 $C_1/(C_2+C_3)$ 값은 탄화수소 가스 기원을 규명하는 지화학적 인자로 많이 사용된다. 분석된 가스 자료를 바탕으로 각 코어에 대한 $C_1/(C_2+C_3)$ 값을 계산하면 코어 GH07-03은 96에서 107의 범위를, 코어 GH07-06은 15,188에서 43,701의 범위를, 코어 GH07-07에서는 7,695에서 48,948, 코어 GH07-08에서는 14,621에서 202,597의 범위를, 코어 GH07-09에서는 88에서 4,677의 범위를 갖는다 (Table 2).

Table. 2. The results of gas composition and isotope in the headspace gas.

Core No.	Depth (mbsf)	CH_4 (ppm)	C_2H_6 (ppm)	C_3H_8 (ppm)	$C_1/(C_2+C_3)$	$\delta^{13}C_{CH4}$	δD_{CH4}	δC_{CO2}
GH07-01	0.5	413.3	-	-		n. a.	n. a.	n. a.
	1	482.8	-	-		n. a.	n. a.	n. a.
GH07-02	0.52	501.4	-	-		n. a.	n. a.	n. a.
	1.02	385.8	-	-		n. a.	n. a.	n. a.
	1.52	517.0	-	-		n. a.	n. a.	n. a.
	2.02	547.7	-	-		n. a.	n. a.	n. a.
	2.52	455.6	-	-		n. a.	n. a.	n. a.
GH07-03	0.5	2,537.9	23.8	-	107	n. a.	n. a.	n. a.
	1	1,447.5	16.3	-	89	n. a.	n. a.	n. a.
	2	2,468.8	24.0	-	103	n. a.	n. a.	n. a.
	1.5	2,251.7	23.5	-	96	n. a.	n. a.	n. a.
	2.5	652.5	-	-		n. a.	n. a.	n. a.
GH07-04	0.5	478.0	-	-		n. a.	n. a.	n. a.
GH07-05	1.5	369.2	-	-		n. a.	n. a.	n. a.
	2	406.3	-	-		n. a.	n. a.	n. a.
GH07-06	0.5	155,223.6	8.9	1.3	15,188	-71.2	-211	1.0
	1	263,606.2	8.3	1.7	26,471	n. a.	n. a.	n. a.
	1.5	658,158.5	12.8	2.2	43,701	n. a.	n. a.	n. a.
	2	586,976.4	12.2	2.3	40,396	-70.9	-202	0.4
GH07-07	0.5	774,900.2	12.0	4.3	47,720	-84.5	-211	-18.7
	1.1	745,518.9	11.0	4.2	48,948	n. a.	n. a.	n. a.
	1.6	58,865.4	6.7	1.0	7695	n. a.	n. a.	n. a.
	2.1	787,050.7	13.7	4.0	44,501	-77.3	-199	-7.0
GH07-08	0.3	319,264.7	1.6	-	20,2597	-82.2	-202	-27.8
	0.8	406,900.2	7.1	-	57,290	n. a.	n. a.	n. a.
	1.3	72,218.0	1.7	-	42,554	n. a.	n. a.	n. a.
	1.8	16,527.3	1.1	-	14,621	n. a.	n. a.	n. a.
	2.3	269,815.1	4.4	-	61,047	n. a.	n. a.	n. a.
	2.8	299,270.8	7.9	1.9	30,498	-81.2	-221	-10.5
GH07-09	0.38	9,793.7	3.0	-	3,241	-90.5	-208	-21.3
	0.88	406.4	4.6	-	88	n. a.	n. a.	n. a.
	1.38	569.5	3.3	-	171	n. a.	n. a.	n. a.
	1.88	1,733.0	4.1	-	424	n. a.	n. a.	n. a.
	2.38	3,438.4	4.3	0.7	684	n. a.	n. a.	n. a.
	2.88	21,969.4	4.7	-	4,677	-93.4	-228	-24.1

* - : no detected, n. a.: not analyzed.

$C_1/(C_2+C_3)$ 값을 이용하여 연구지역의 탄화수소 가스의 기원을 판단하면, 코어 GH07-06, GH07-07, GH07-08, GH07-09에서 $C_1/(C_2+C_3)$ 값이 대부분 1,000보다 크기 때문에 연구지역의 탄화수소 가스는 열 기원보다는 생물 기원 가스로 추정된다. 또한 코어 GH07-01, GH07-02, GH07-04, GH07-05 내 공기층 탄화수소 가스가 메탄가스로만 구성되어있기 때문에 이 코어들 역시 메탄의 기원이 열 기원보다는 생물 기원 가스로 추정된다. 그러나 코어 GH07-03 및 코어 GH07-09의 일부 구간에서 $C_1/(C_2+C_3)$ 값은 메탄농도에 비해 상대적으로 높은 에탄 가스를 함유하고 있기 때문에 200이하의 낮은 비정상적인 값을 보여주고 있고 (Table 2), 이러한 구간의 탄화수소 가스 기원을 $C_1/(C_2+C_3)$로만 규명하면 생물 기원보다는 열 기원 가스이다. 그러나 전반적으로 비정상적으로 $C_1/(C_2+C_3)$을 보이는 두 코어의 구간은 다른 코어에 비해 메탄의 농도가 상대적으로 낮다 (<2,500 ppm). 이러한 낮은 $C_1/(C_2+C_3)$ 값을 갖는 원인들 중 하나로 추정되는 것은 무산소 메탄 산화반응

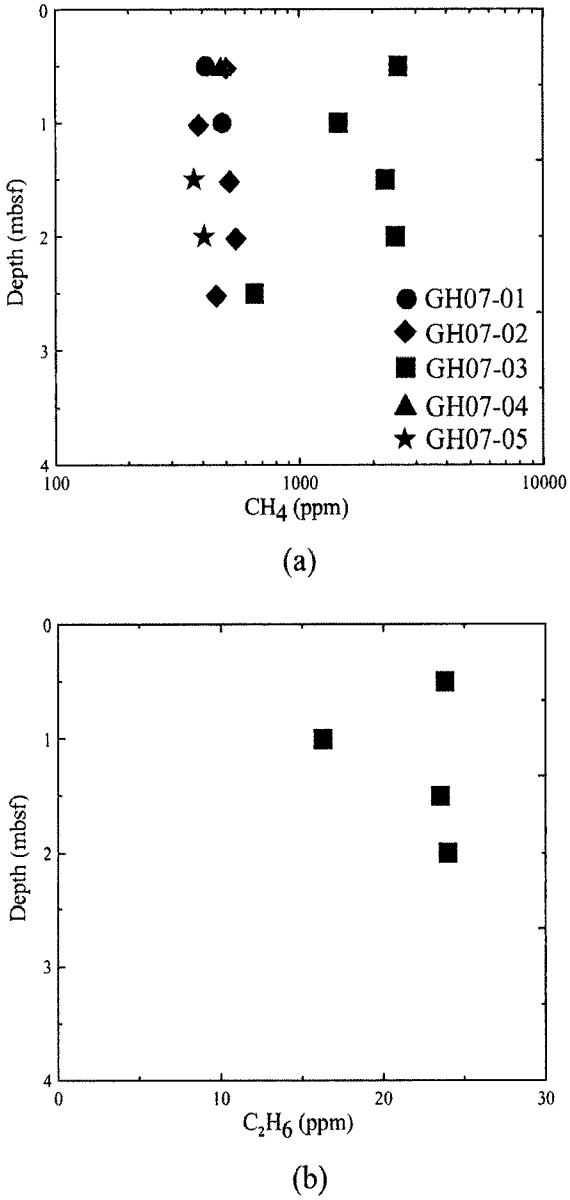

Fig. 2. (a) Methane and (b) ethane concentration profiles of headspace gas for cores GH07-01, GH07-02, GH07-03, GH07-04 and GH07-05. GHP-05.

이다 (anaerobic methane oxidation; AMO). 무산소 메탄 산화반응이 일어날 때, 메탄은 계속적으로 소모되지만 에탄은 소모되지 않아 $C_1/(C_2+C_3)$ 값이 결과적으로 낮아진다 (Kim, 2007; Whiticar, 1999). 정확한 원인을 규명하기 위해서는 추가적인 세밀한 연구가 필요할 것으로 사료된다.

동위원소에 의한 가스 기원

공기층 가스의 기원을 규명하는데 많이 이용되는 것이 메탄가스 내 탄소 ($\delta^{13}C_{CH4}$) 및 수소 (δD_{CH4})의 동위원소이다. 일반적으로 생물기원 가스 경우 메탄의 $\delta^{13}C_{CH4}$ 값은 -110‰~-50‰, δD_{CH4} 값은 -400‰~-100‰이고 열 기원 가스인 경우 메탄의 $\delta^{13}C_{CH4}$ 값은 -50‰~-20‰, δD_{CH4}값은 -275~50‰의 범위를 가진다. 따라서 특별한 예외적인 경우를 제외하고 메탄 내 $\delta^{13}C_{CH4}$가 -50‰ 보다 클 때는 열 기원 (thermogenic) 가스, 작을 때를 생물 기원 (biogenic) 가스로 구분한다 (Whiticar, 1999).

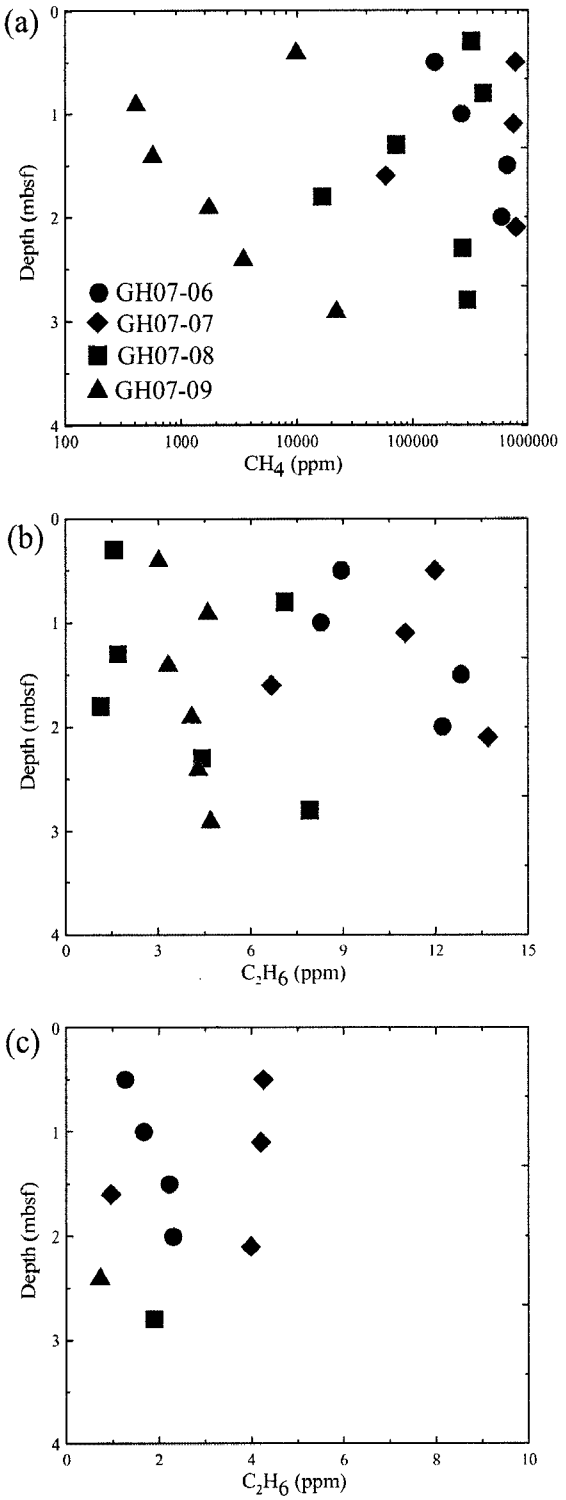

Fig. 3. (a) Methane, (b) ethane and (c) propane concentration profiles of headspace gas for cores GH07-06, GH07-07, GH07-08, and GH07-09.

연구코어의 공기층 가스가 생물 기원인지 열 기원인지를 규명하기위해 코어 GH07-06, GH07-07, GH07-08, GH07-

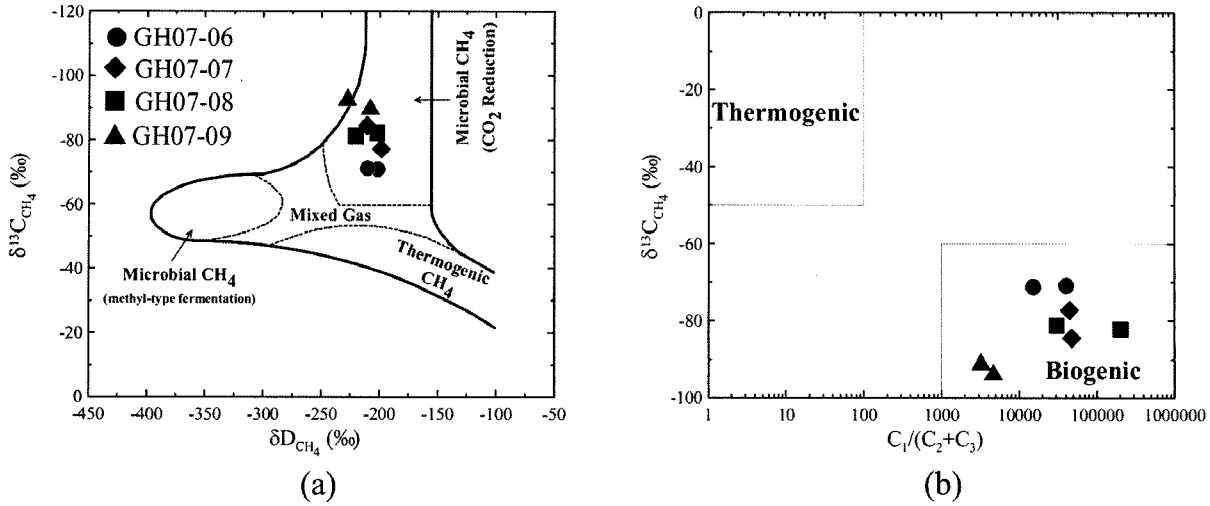

Fig. 4. (a) CD-diagram for classification of bacterial and thermogenic natural gas by the combination of $\delta^{13}C_{CH4}$ and dD_{CH4} (after revised Whiticar *et al.*, 1986). (b) Combination plot of $\delta^{13}C_{CH4}$ and $C_1/(C_2+C_3)$.

09에서 각각 두 개의 시료를 선택하여 메탄가스 내 탄소 및 수소 동위원소 ($\delta^{13}C_{CH4}$, δD_{CH4}) 분석을 실시하였다 (Table 2 and Fig. 4). 분석된 공기층 가스 내 메탄가스의 $\delta^{13}C_{CH4}$ 값은 대부분 -60‰ 보다 낮으며 δD_{CH4} 값은 -200‰ 정도를 가지고 있기 때문에 공기층 가스 내 메탄가스는 열 기원 보다는 생물 기원으로 해석된다 (Table 2 and Fig. 4). 이러한 결과는 Lee *et al.* (2005)의 기존 연구 결과와 동일하다. 공기층 가스 내 메탄의 $\delta^{13}C_{CH4}$ 값과 $C_1/(C_2+C_3)$의 상호관계 역시 동일한 결과를 보여준다 (Fig. 4). 따라서 연구코어 내 공기층 가스에 존재하는 메탄 가스는 열 기원보다는 생물 기원으로 해석된다.

생물 기원 메탄가스는 아래 반응식과 같은 이산화탄소 환원작용 (CO_2 reduction; 식 2)과 아세테이트 효소화 작용 (acetate fermentation; 식 3) 의 두 가지 생성기작 (pathways)에 의해 생성된다.

$$CO_2 \text{ reduction: } CO_2 + 4H_2 \rightarrow CH_4 + 2H_2O \quad (2)$$

$$\text{Acetate fermentation: } CH_3COOH \rightarrow CH_4 + CO_2 \quad (3)$$

이러한 두 가지 메탄가스 생성기작은 메탄가스 내 탄소 및 수소의 동위 원소값에 의해 구분될 수 있다 (Whiticar *et al.*, 1986). 일반적으로 이산화탄소 환원작용 (CO_2 reduction)에 의해 생성된 메탄가스는 아세테이트 효소화 작용 (acetate fermentation)에 의해 생성된 메탄가스보다 더 낮은 탄소 및 수소 동위원소 값을 갖는다. 메탄가스 내 탄소 및 수소 동위 원소값의 관계를 Figure 4와 같이 도시하면, 분석된 모든 시료의 메탄가스 내 탄소 및 수소 동위 원소값들이 이산화탄소 환원작용의 영역에 위치한다. 따라서 코어 GH07-06, GH07-07, GH07-08, GH07-09에 존재하는 공기층 가스 내 메탄가스는 이산화탄소 환원작용에 의해 생성된 생물기원 가스이다.

메탄과 이산화탄소의 탄소 동위원소 차

닫힌계 (closed system)에서 메탄생성 작용에 의해 지속적으로 CO_2의 가벼운 탄소 (^{12}C)가 소모됨에 따라 잔류 물질은 결과적으로 무거운 탄소 (^{13}C)를 많이 가진다 (Whiticar *et al.*, 1986; Whiticar, 1999; Kim, 2007). 이러한 과정에 의해 생성되는 메탄가스 역시 점진적으로 높은 ^{13}C를 함유하게 되며, 탄소 동위원소 질량 평형은 아래와 같은 Rayleigh 분배 방정식 (1896)에 의해 표현할 수 있다.

$$R_{r,t} = R_{r,i} f^{(\alpha-1)} \quad (4)$$

$$R_{p,t} = R_{r,i} \frac{(1-f^{\alpha})}{(1-f)} \quad (5)$$

여기서 $R_{r,x}$는 물질의 동위원소 비, i는 초기, t: t 시간 후, f : t 시간 후 남아있는 소모 물질 비, α: 분배 상수

소모되는 물질과 생성 물질간의 동위원소적인 δ 값 차이는 다음과 같은 식 (6)에 의해 ε_c로 표현할 수 있다

$$\varepsilon_c \approx 10^3 \ln \alpha_c \approx 10^3(\alpha_c-1) \approx \delta^{13}C_{CO2} - \delta^{13}C_{CH4} \quad \text{식(6)}$$

소모되는 물질과 생성되는 메탄의 탄소 동위원소비 차 (separation; ε_c)는 일반적으로 각각의 특수한 환경이나 속성작용에 대해 일정한 차이를 보이기 때문에 메탄 생성 기작을 규명하는 지화학적 지시자로 사용할 수 있다(Whiticar *et al.*, 1986; Whiticar, 1999). Whiticar *et al.*(1986)에 의하면 자연계 해양환경에서 이산화탄소 환원작용에 의한 메탄 생성작용에서 ε_c의 값은 49에서 100의 범위를 가지고 있고 65에서 75의 값에 많이 분포하지만 담수 환경에서 아세테이트 효소화 작용에 의한 ε_c의 값은 40에서 50의 낮은 범위를 가지고 있다. 연구지역에서 분석된 이산화탄소의 탄소 동위원소비는 -21.3‰에서 1.0‰의 범위를 가지고 있고 (Table 2), 이산화탄소와 메탄과의 ε_c를 계산하면 54.4에서 72.2의 범위를 가

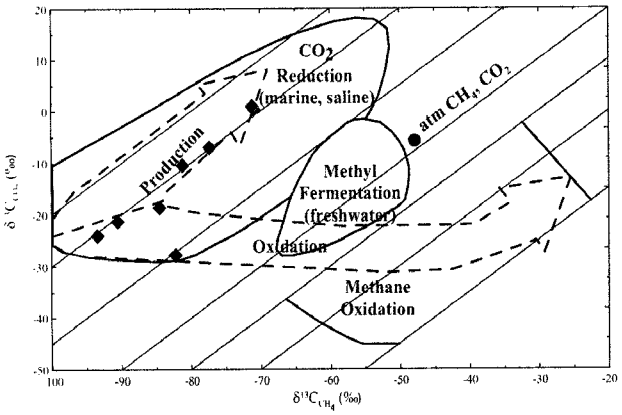

Fig. 5. Combination plot of $\delta^{13}C_{CH4}$ and $\delta^{13}C_{CO2}$ with isotope fractionation lines (after revised Whiticar, 1999).

지고 있다 (Fig. 5). 대부분의 ε_c 값들이 65에서 75의 범위에 위치한다 (Fig. 5). 이러한 ε_c 값은 전술한 바와 같이 메탄가스가 이산화탄소 환원작용에 의해 생성된 생물 기원일 때 측정된 동위원소 차와 거의 일치한다 (Whiticar *et al.*, 1986; Whiticar, 1999). 따라서 이산화탄소와 메탄가스 내 탄소 동위원소 차도 연구지역의 공기층 내 메탄가스가 이산화탄소 환원작용에 의한 생물 기원임을 지시한다.

결 론

1. 분석한 공기층 가스는 대부분이 메탄가스로 이루어졌으며, 메탄의 농도에 따라 1,000 ppm 이하와 1000 ppm 이상의 두 집단으로 구분된다. 또한 두 집단들은 지리적으로 북위 35° 30'를 기준으로 구분이 된다.

2. 공기층 가스 내 메탄의 탄소 동위원소 및 수소의 동위원소비는 메탄가스가 열 기원 가스보다는 이산화탄소 환원작용에 의한 생물 기원 가스임을 지시하며, $C_1/(C_2+C_3)$ 역시 이러한 결과를 뒷받침한다.

3. 메탄과 이산화탄소의 탄소 동위원소비 차 (ε_c)는 54.4에서 72.2의 범위를 가지고 있고, 메탄가스가 열 기원 가스보다는 이산화탄소 환원작용에 의한 생물 기원 가스임을 보여준다.

사 사

이 연구는 한국지질자원연구원에서 수행하고 있는 해양수산부 사업인 "연안지질 위험요소 연구" 일환으로 수행되었습니다. 시료 채취에 도움 을 주신 탐양호의 전 승조원들과 지마텍 서영교 사장님과 여정윤 대리에게 감사드립니다. 또 한 심사과정에서 유익한 조언과 비평을 해주신 심사자분들께 감사드립니다.

참고문헌

서영교, 김대철, 박수철, 2001, 가스함유퇴적물에서의 음파전달속도 및 전기비저항 특성: 한국남동해역 이토대 퇴적물의 분석결과, 한국해양학회지-바다 6, 249-258.

유동근, 이치원, 최진용, 박수철, 최진혁, 2003, 한국 남동 대륙붕 후 제4기 퇴적층의 시퀀스 층서,한국해양학회지-바다 8, 369-379.

Claypool G. E., Kvenvolden K. A., 1983, Methane and other hydrocarbon gases in marine sediments. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 11, 299-327.

Kim, J.H., 2007, Geochemical characteristics of organic matter, pore waters and methane gas of upper quaternary sediments from the Ulleung Basin, East Sea, Ph. Dissertation, Seoul National University, 197p.

KIGAM (Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources), 2000, Study on quaternary stratigraphy and environmental changes in Korea Sea. Technical Report KF-00 (B)-02, Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources, 677p.

Lee G.H., Kim D.C., Kim H.J., Jou H.T., Lee Y.J., 2005, Shallow gas in the central part of the Korea Strait shelf mud off the southeastern coast of Korea. *Continental Shelf Research*, 25, 2036-2052.

Park, S.C., Yoo, D.G., Lee, K.W., Lee, H.H., 1999, Accumulation of recent muds associated with coastal circulations, southeastern Korea Sea (Korea Strait). *Continental Shelf Research*, 19, 589-608.

Pimmel, A., Claypool, G., 2001, Introduction to shipboard organic geochemistry on the JOIDES Resolution ODP. Tech. Note 30.

Whiticar, M.J., 1999, Carbon and hydrogen isotope systematics of bacterial formation and oxidation of methane. *Chem. Geol.*, 161, 291-314.

Whiticar, M.J., Faber, E., Schoell, M., 1986, Biogenic methane formation in marine and freshwater environments: CO_2 reduction vs. acetate fermentation-Isotope evidence. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50, 693-709.

(2007. 8. 9 원고접수)
(2007. 9. 14 수정본 채택)