

남해 대륙붕 홀로세 퇴적물의 유기지화학적 특성과 고해양학적 의미

공기수^{1*} · 한현철¹ · 김성필¹ · 김지훈¹ · Lowell Stott²

¹한국지질자원연구원, ²미국 남가주대학교

Organic Chemical Characteristics and Its Paleocceanographic Implications of the Holocene Sediments on the Continental Shelves Off the Southern Coast of Korea

Gee-Soo Kong^{1*}, Hyun-Chul Han¹, Seong-Pil Kim¹, Ji-Hun Kim¹ and Lowell Stott²

¹Petroleum & Marine Resources Research division, Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources, Daejeon 305-350, Korea

²Department of Earth Sciences, University of Southern California, Los Angeles, CA 90089-0740, USA

Spacial variation in organic components and temporal variation in the origin was examined through the organic geochemical (TC, TN, TS, CaCO₃, TOC, C/N, and $\delta^{13}\text{C}$) and pyrolysis analysis (HI, OI, and Tmax) in the core sediments which were acquired in the continental shelf of the South Sea close to Seomjin River. Levels of TC, TN, and TS show relatively low and constant in the core SJ03 located close to the Seomjin River mouth, while those are increased a little with being varied with low amplitude in the core SJ02 and SJ04 acquired at the middle of inner shelf area. They fluctuated with high amplitude in the core SJ01 and SJ05 near to the outer boundary of inner shelf. The vertical characteristics of organic components in the core SJ01 acquired at the outer boundary show that the area has undergone distinctly the environmental change at 9.0 kyr B.P. After 9.0 kyr B.P., Levels of TC, TOC, TN, CaCO₃, $\delta^{13}\text{C}$, HI, and Tmax are rapidly increased, while C/N and OI are significantly decreased. Even though the contents of organic components are not high, such a changes reflect that the terrigenous organic matters were predominant before 9.0 kyr B.P due to the influence of Seomjin River, but after then, the marine organic matters have dominated due to the inflow of the Tshushima current.

Key words : geochemical proxies, Seomjin River, Holocene

섬진강부근 남해 대륙붕에서 획득한 시추퇴적물에서 유기지화학적(TC, TN, TS, CaCO₃, TOC, C/N, $\delta^{13}\text{C}$) 그리고 열분해(HI, OI, Tmax) 분석을 통하여 유기물 성분의 공간적 변화와 유기물 기원의 시간적 변화를 조사하였다. 섬진강 하구에 인접한 코아 SJ03에서 TC, TN, TS 값은 비교적 낮고 일정한 값을 보인다. 그러나, 내대륙붕 중앙 지역에서 획득한 코아 SJ02와 SJ04에서 이들 값은 다소 증가하며 그 변화 폭도 커진다. 내대륙붕 외곽경계에서 획득한 코아 SJ01과 SJ05에서 이들 값은 가장 큰 폭의 변화를 보인다. 내대륙붕 외곽경계에서 획득한 코아 SJ01에 나타난 유기물의 수직적 특성은 이 지역이 9.0 kyr B.P.경 뚜렷한 환경변화를 겪었음을 지시한다. 이 시기에 TC, TOC, TN, CaCO₃, $\delta^{13}\text{C}$, HI, Tmax는 급격히 증가한 반면, C/N과 OI는 감소한다. 비록 퇴적물내 유기물의 함량은 높지 않으나, 이러한 변화는 9.0 kyr B.P.이전 섬진강의 영향으로 퇴적물내 육상기원의 유기물이 우세하다가 9.0 kyr B.P.이후 대마난류 유입으로 해양기원의 유기물이 우세하게 되었음을 지시한다.

주요어 : 지화학적 지시자, 섬진강, 홀로세

1. 서 론

연안역은 강으로부터 이동된 육상기원의 유기물과

표층 생산력에 의해 공급된 자생적 유기물이 함께 퇴적되는 공간이다. 이들 유기물들은 수층을 통과하는 동안 강한 분해과정을 거치기 때문에 유입되는 양에 비해

*Corresponding author: kong@kigam.re.kr

실질적으로 적은 양만이 퇴적물내 퇴적된다(Wakeham and Canuel, 2005). 특히, 해양기원의 유기물은 육상기원의 유기물보다 상대적으로 더 쉽게 분해되어 같은 양이 유입되더라도 육상기원의 유기물보다 더 적은 양이 퇴적된다. 이러한 유기물의 특성을 고려 할 때 연안역의 퇴적물내에서 해양기원 유기물이 우세하게 나타나게 되면 외해로부터의 강한 영향을 반영하는 것으로 해석될 수 있다(Knies and Stein, 1998).

우리나라 주변해중 수심이 낮은 서해와 남해는 홀로세 해침이후에도 주변 강으로부터 유입되는 담수, 유기물, 영양염류와 쇄설성 퇴적물의 영향을 지속적으로 받고 있으며, 주요 강으로부터 유입된 퇴적물들은 우리나라 주변 해역에 3 곳의 대규모 현생니질퇴적대를 형성하고 있다(Park *et al.*, 1999). 서해의 남동 내대륙붕은 주로 금강기원의 남동황해니질퇴적대(Southeastern Yellow Sea Mud, SEYSM)가, 남해의 중앙 내대륙붕 지역은 섬진강 기원의 남해중앙니질퇴적대(Central South Sea Mud, CSSM)가, 남해의 대한해협 지역은 낙동강 기원의 대한해협 대륙붕 니질대(Korea Strait Shelf Mud, KSSM)가 각각 발달되어 있다. 이러한 현생 니질 퇴적층은 상대적으로 빠른 퇴적속도로 퇴적되어 왔기 때문에 우리나라 주변해역에서 일어난 홀로세 해침이후 고해상의 해양환경 변화를 연구하는데 많은 도움을 준다.

그러나 지금까지 이러한 현생 니질퇴적대중에서 남해 낙동강과 서해 금강의 영향하에 있는 KSSM과 SEYSM의 시추퇴적물에서 유기물의 기원과 그 특성을 이용한 홀로세 해침이후 해양환경 변화에 대한 연구가 일부 수행되었으나(Kong *et al.*, 2006; Kong and Park, 2006), 최근까지 섬진강 유역의 CSSM에서 유기물의 특성을 이용한 홀로세 해침동안 남해의 해양환경에 대한 연구가 이루어지지 못했다.

본 연구에서는 섬진강 하구부터 남해 내대륙붕 경계까지 수심변화에 따른 유기물의 수평적 분포 변화를 알아보고, 또한 내대륙붕 외곽경계 지역에서 퇴적물내 유기물의 지화학적 분석(CaCO₃, C/N, TOC, δ¹³C)과 열분해 분석(HI, OI, Tmax) 결과를 통하여 홀로세 해침이후 남해 연안에서 나타난 유기물 기원의 변화와 그 원인에 대하여 알아보고자 한다.

2. 지역 특성

남해는 섬들의 영향으로 등수심선이 매우 복잡하게 발달되어 있으나 외해로 갈수록 해안선과 평행을 이룬

다. 수심 70~80 m를 경계로 내대륙붕과 외대륙붕으로 나뉘는데 표층퇴적물의 특성을 볼 때 내대륙붕은 주로 섬진강과 낙동강에서 유입되는 현생 니질퇴적물로 덮여 있는 반면, 외대륙붕 지역은 지난 빙하기의 저해수면 시기에 형성된 잔류퇴적물로 덮여 있다(Park and Yoo, 1988). 현재와 유사한 해수면은 마지막 빙하기 이후 약 5,000 yr 전에 형성된 것으로 보인다(Park *et al.*, 1996). 섬진강으로부터 매년 0.8×10^6 ton의 쇄설성 퇴적물이 유입되고, 낙동강으로부터 6×10^{10} ton의 쇄설성 퇴적물이 유입되고 있다. 이러한 현생 니질퇴적물은 홀로세 해침이후 각각 남해중앙니질대(CSSM)와 대한해협 대륙붕 니질대(KSSM)를 형성하고 있다(Park *et al.*, 1999).

이러한 니질퇴적대의 형성은 외해로부터 유입되는 고온 고염의 대마난류와 우리나라 서해에서 남해로 흐르는 저온 저염의 연안류사이에 형성된 열염전선의 영향을 받고 있다. 한편, 쿠로시오 해류의 지류인 대마난류는 마지막 빙하기이후 해수면이 상승하면서 함께 유입되어 우리나라 주변 해양환경에 크게 영향을 미쳐왔다. 남해연안을 따라 서에서 동으로 흐르는 연안류는 주변하천으로부터 유입되는 담수의 영향을 크게 받으며 그 세기는 계절에 따라 달라진다. 조류는 주로 남서-북동방향으로 왕복하지만 지형의 영향으로 지역에 따라 변형되기도 한다. 주로 창조류보다 낙조류가 우세하며 외해로 갈수록 그 세기는 약해지는 특징이 있다.

3. 재료 및 방법

코아 SJ-01(시추심도 4.3 m)은 한국지질자원연구원 탐해2호의 피스톤 코아러를 이용하여 섬진강 하구에서 남쪽으로 약 100 km(북위 34도 13.8분, 동경 127도 56분) 떨어진 수심 72 m의 외대륙붕과 내대륙붕의 경계부에서 획득되었다. 절대연령이 측정된 코아 SJ01이 외에 코아 SJ02(34도 28.6분 N, 127도 59.9분 E, 수심 36 m, 시추심도 6.2 m), 코아 SJ03(34도 38.5분 N, 127도 52.4분 E, 수심 20 m, 시추심도 8.0 m), 코아 SJ04(34도 35.0분 N, 128도 04.8분 E, 수심 38 m, 시추심도 7.2 m), 코아 SJ05(34도 25.0분 N, 128도 07.2분 E, 수심 54 m, 시추심도 3.1 m)가 함께 시추되었다(Fig. 1). 그러나 코아 SJ01이외에 절대연령이 측정되지 않은 4 개 코아(SJ02, SJ03, SJ04, SJ05)에서는 남해 내대륙붕 퇴적물내 유기물의 공간적 변화를 파악하기 위한 총탄소(TC), 총질소(TN), 총황(TS) 분석만 실시하였다.

코아 SJ01의 퇴적 연대를 알기위하여 표층으로부터 3 지점에서 두께 2 cm의 퇴적물을 채취하여 습식 체질 후 건조하였다. 건조된 잔여시료를 실체현미경하에서 크기 150 μm 이상의 저서성 유공충 패각만을 채집하여 뉴질랜드 핵과학연구소에서 AMS 14C 연대를 측정하였다(Table 1). 측정된 탄소동위원소 연대는 Calib 4.4 (Stuiver and Reimer, 1993)를 이용하여 실제 연대 (calendar year)로 변환하였으며, 이때 ΔR 값은 $-117 \pm 45 \text{ yr}$ (Kong and Lee, 2005)을 적용하였다.

코아 SJ01 표층으로부터 5 cm간격으로 약 20 g 씩 총 58 개 시료에서 함수율, 유기물 분석, 탄소 동위원

소 분석과 열분석을 실시하였다. 총탄소(TC, wt.%)와 총질소(TN, wt.%)는 Leco사 CHN 900을 이용하였고, 총황(TS, wt.%)은 미국 Leco사의 SC132를 이용하여 측정하였다. TOC, Hydrogen Index(HI, mgHC/gC), Oxygen Index(OI, mgCO₂/gC), Tmax(°C) 같은 유기물의 기원을 추적하는 지시자들은 프랑스 Vinci사의 Rock-eval 6를 이용하여 측정하였다. CaCO₃은 식, (TC-TOC) \times 8.333(Stein *et al.*, 1994)을 이용하여 계산하였다. 퇴적물의 탄소동위원소 함량($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, ‰)은 파쇄한 시료에 10%의 염산을 가하여 탄산염을 제거한 후 한국기초과학연구원의 동위원소분석기(EA-IRMS)를 이용하여 측정하였다.

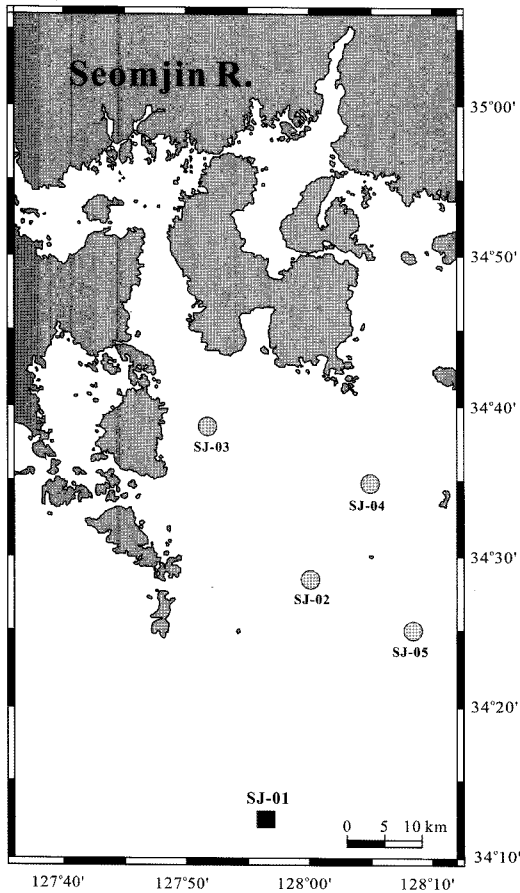


Fig. 1. A map showing 5 core locations.

4. 결 과

4.1. 퇴적상과 퇴적물

코아 SJ01 최하부 4.3-3.4 m구간에는 다량의 패각과 자갈을 포함한 니질사(muddy sand)가 우세하고, 3.4-2.4 m구간에는 소량의 패각만을 포함하는 니질사(muddy sand)가 우세하며, 2.4 m-표층 구간에는 교호니(homogeneous mud)가 우세하게 나타났다(Fig. 2). 총 3개의 탄소동위원소 연대 값이 코아의 하부로부터 심도 2.87 m, 심도 1.23 m, 그리고 심도 0.23 m에서 각각 측정 되었으며(Table 1), 하부로부터 각 구간에서 0.26 m/kyr, 1.30 m/kyr의 퇴적속도를 보인다(Fig. 3).

4.2. 함수율과 유기물 특성

코아 SJ01의 함수율과 유기지화학적 결과는 심도 2.9 m(9.0 kyr B.P.)을 경계로 뚜렷한 변화를 보인다(Table 2; Fig 4). 조사지역의 함수율은 전체심도에서 평균 25 wt.%이며, 하부(2.4 m 이하)의 사질층에서 평균 11 wt.%로 매우 낮고, 상부의 니질층에서 29.5 wt.%로 비교적 높은 값을 보인다. 함수율의 변화는 9.0 kyr B.P 이후로 서서히 증가하여 2.58 yr B.P에서 최대 값(37 wt.%)을 나타낸다. 총탄소(TC) 함량은 14.0 kyr B.P 경에 최대 값 2.64 wt.%에서 점차 감소하여 9.0 kyr B.P 경에 0.95 wt.%를 보인 후 다시 증가하여 상부 니질층에서 2 wt.% 내외의 값을 보인다. 총질소(TN) 함량은

Table 1. AMS ¹⁴C ages and calendar ages in core SJ01

Core No.	Depth (m)	AMS ¹⁴ C age (yr B.P.)	STD	Delta ¹³ C	Calendar age (kyr. B.P.)	STD (yr)
SJ-01	0.23	2.604	35	0.1	2.49	97
SJ-01	1.43	3.364	35	0.2	3.41	58
SJ-01	2.87	8.143	40	0.5	8.87	91

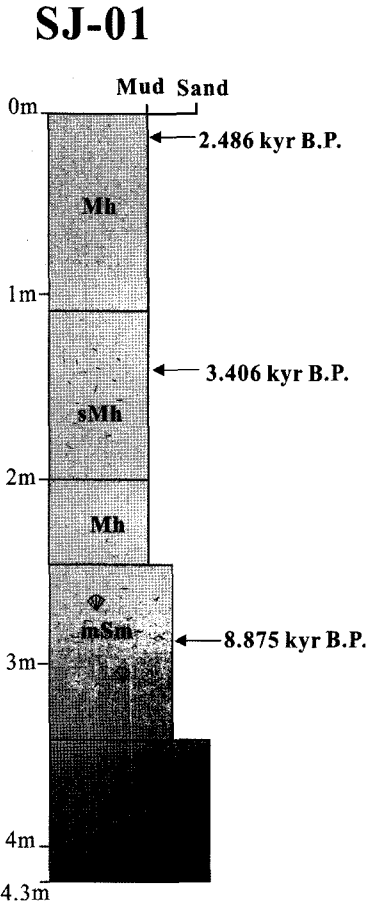


Fig. 2. Lithology and calendar ages of core SJ01. Symbols stand for sedimentary facies: *gSm* massive gravelly sand, *mSm* massive muddy sand, *Mh*, homogeneous mud, *sMh* homogenous sandy mud.

9.0 kyr B.P.이전에 거의 0.0 wt.%에 가깝고 이후 점차 증가하여 표층 부근에서 최대 값 0.3 wt.%을 보인다. 총 황(TS) 함량은 14.0 kyr B.P.에서 6.71 kyr B.P.까지 거의 산출되지 않으며, 이후 증가하여 0.11~0.3 wt.%의 값을 갖는다.

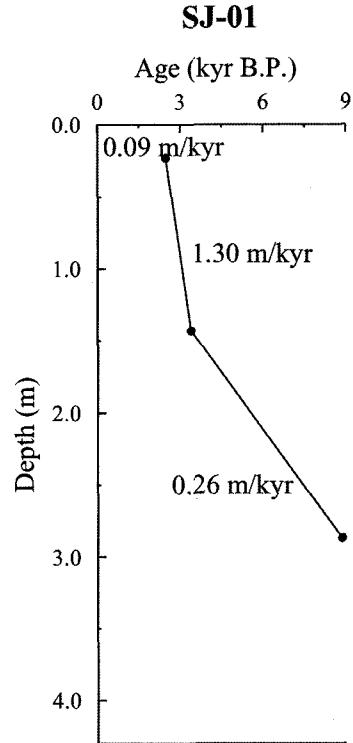


Fig. 3. Sedimentation rates in core SJ01.

Table 2. Organic geochemical results in core SJ01

Depth (m)	Age (cal. kyr)	Water content (%)	TC (%)	TN (%)	TS (%)	C/N	C/S	TOC (%)	CaCO ₃ (%)	Delta ¹³ C
0.01	0.12	35.10	1.99	0.28	0.24	1.73	2.02	0.48	12.58	-21.5
0.03	0.33	35.64	1.97	0.30	0.24	1.28	1.61	0.39	13.13	-21.4
0.06	0.65	34.90	1.92	0.29	0.26	1.50	1.69	0.43	12.40	-21.4
0.09	0.98	33.68	1.84	0.27	0.27	1.47	1.49	0.40	11.98	-21.2
0.12	1.30	35.83	1.86	0.26	0.28	1.48	1.40	0.39	12.25	-21.0
0.15	1.62	36.14	1.87	0.21	0.26	1.82	1.49	0.38	12.39	-20.9
0.20	2.16	29.27	1.98	0.22	0.23	1.67	1.62	0.37	13.39	-20.9
0.25	2.50	32.28	3.38	0.21	0.30	1.99	1.42	0.42	24.67	-21.7
0.30	2.54	36.68	1.96	0.21	0.28	1.92	1.43	0.40	12.44	-21.6
0.35	2.58	37.02	1.77	0.18	0.24	2.02	1.53	0.37	11.65	-21.5
0.40	2.62	36.17	1.99	0.19	0.24	2.13	1.65	0.40	13.27	-21.8
0.45	2.65	31.39	1.89	0.18	0.26	2.29	1.58	0.41	13.22	-21.6
0.50	2.69	35.92	1.95	0.17	0.25	2.09	1.42	0.36	13.24	-21.4
0.55	2.73	34.52	1.94	0.16	0.25	2.06	1.30	0.33	13.41	-21.3

Table 2. Continued

Depth (m)	Age (cal. kyr)	Water content (%)	TC (%)	TN (%)	TS (%)	C/N	C/S	TOC (%)	CaCO ₃ (%)	Delta ¹³ C
0.60	2.77	34.39	1.92	0.15	0.25	2.27	1.38	0.35	13.06	-21.9
0.65	2.81	34.35	1.99	0.14	0.22	2.32	1.50	0.33	13.83	-21.4
0.70	2.85	31.22	2.03	0.13	0.21	2.35	1.46	0.31	14.32	-21.4
0.75	2.88	32.92	1.92	0.13	0.18	2.19	1.52	0.28	13.64	-21.5
0.80	2.92	31.00	1.95	0.14	0.23	2.57	1.52	0.35	13.32	-21.4
0.85	2.96	28.06	2.00	0.13	0.20	2.40	1.53	0.31	14.07	-21.2
0.90	3.00	29.94	2.08	0.11	0.21	2.59	1.35	0.28	14.97	-21.6
0.95	3.04	32.26	2.14	0.12	0.23	2.52	1.30	0.30	15.33	-21.5
1.00	3.08	32.01	2.14	0.11	0.23	3.02	1.41	0.32	15.19	-21.4
1.05	3.11	27.79	1.70	0.07	0.21	3.24	1.13	0.24	12.12	-21.5
1.09	3.15	29.22	2.16	0.12	0.24	2.61	1.32	0.31	15.43	-21.4
1.19	3.22	28.83	1.47	0.05	0.13	2.86	1.09	0.14	11.08	-21.8
1.29	3.30	29.47	2.41	0.10	0.23	3.20	1.40	0.32	17.44	-21.2
1.39	3.38	32.83	2.37	0.10	0.25	2.98	1.27	0.31	17.12	-21.3
1.49	3.63	19.04	0.83	0.01	0.26	5.00	0.16	0.04	6.58	-22.1
1.59	4.01	33.77	2.13	0.10	0.19	2.63	1.38	0.26	15.61	-21.6
1.69	4.39	29.84	2.35	0.09	0.21	2.69	1.21	0.25	17.52	-21.2
1.79	4.77	31.44	2.43	0.10	0.22	1.58	0.71	0.16	18.92	-20.9
1.89	5.15	25.93	2.32	0.15	0.18	0.88	0.73	0.13	18.28	-21.5
1.99	5.53	22.59	2.53	0.14	0.17	0.80	0.66	0.11	20.15	-21.7
2.00	5.57	21.86	2.06	0.08	0.15	1.48	0.79	0.12	16.12	-21.3
2.10	5.95	30.26	2.22	0.08	0.14	2.47	1.35	0.19	16.95	-21.2
2.20	6.33	19.97	2.91	0.05	0.11	2.55	1.17	0.13	23.12	-21.3
2.30	6.71	20.92	2.76	0.05	0.00	2.22	64.86	0.12	21.97	-21.4
2.40	7.09	23.63	2.91	0.07	0.00	2.22	90.40	0.16	22.88	-21.5
2.50	7.47	26.36	2.98	0.06	0.00	2.50	88.89	0.16	23.48	-21.4
2.60	7.85	18.41	2.21	0.03	0.00	3.46	90.00	0.09	17.66	-21.2
2.70	8.23	19.56	2.60	0.04	0.00	2.86	57.14	0.12	20.70	-21.4
2.80	8.61	21.70	2.04	0.03	0.00	2.90	64.29	0.09	16.27	-21.5
2.90	8.99	15.53	2.03	0.03	0.00	2.50	53.44	0.07	16.37	-22.4
2.94	9.14	12.22	0.95	0.00	0.00	7.50	43.48	0.03	7.66	-22.5
3.04	9.52	12.30	1.11	0.01	0.00	4.44	33.33	0.04	8.92	-23.2
3.14	9.90	12.25	1.05	0.00	0.00	10.00	46.88	0.03	8.52	-22.7
3.24	10.28	12.53	1.05	0.00	0.00	15.00	37.97	0.03	8.49	-23.0
3.34	10.66	12.11	1.11	0.01	0.00	3.00	28.04	0.03	8.98	-21.6
3.44	11.04	11.42	1.11	0.01	0.00	2.31	54.55	0.03	9.02	-22.7
3.54	11.42	11.98	1.04	0.00	0.00	10.00	40.00	0.04	8.35	-21.9
3.64	11.80	11.56	1.24	0.01	0.00	4.29	25.00	0.03	10.11	-22.3
3.74	12.18	11.16	1.52	0.01	0.00	4.29	23.08	0.03	12.42	-21.5
3.84	12.56	10.60	1.72	0.01	0.00	5.00	25.00	0.05	13.91	-20.9
3.94	12.94	11.16	1.66	0.01	0.00	3.33	45.45	0.03	13.62	-21.3
4.04	13.32	11.56	1.97	0.01	0.00	3.75	15.79	0.03	16.17	-21.0
4.14	13.70	10.93	2.53	0.01	0.00	8.00	54.05	0.04	20.78	-21.5
4.24	14.08	11.24	2.64	0.01	0.00	6.25	32.26	0.05	21.60	-21.0

C/N 비는 9.0 kyr B.P. 이전에 2.3~15 wt.%의 값을 보이며, 그 이후에는 0.8~5 wt.%의 값을 보인다. 유기탄소(TOC) 함량은 9.0 kyr B.P. 이전에 0.03~0.05 wt.%

를 보이고, 이후 점차 증가하여 표층에서 최대 값 0.48 wt.%를 보인다. 탄산염(CaCO₃) 함량은 9.0 kyr B.P. 이전에 7.66~21.60 wt.% 값을 갖으며 상부로 갈

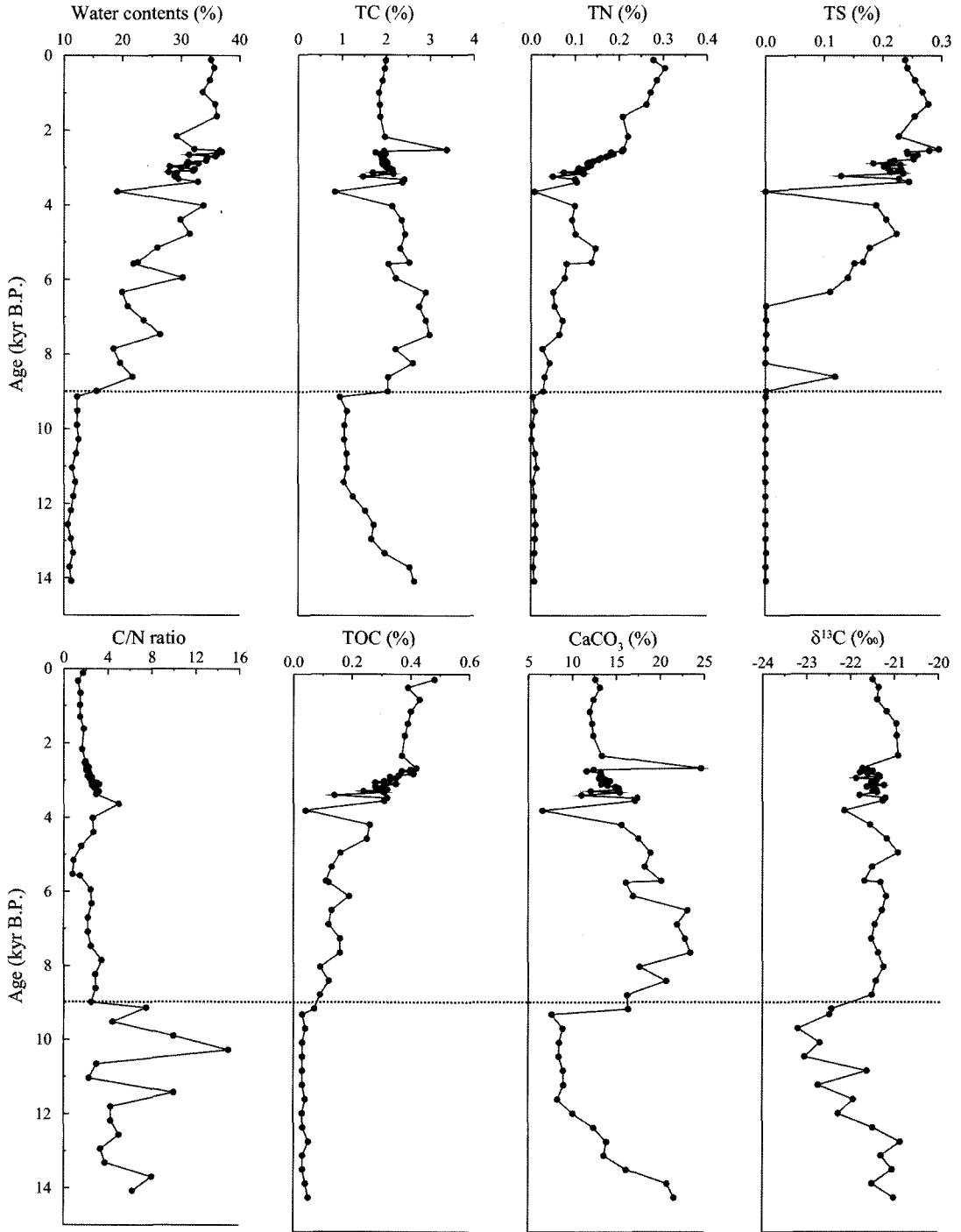


Fig. 4. Geochemical components against calendar age in core SJ01.

수목 점차 감소하는 경향을 보인다. 9.0 kyr B.P. 이후 일부구간을 제외하면 상부 니질층에서 10~24.67 wt.% 범위를 갖는다. 유기물의 탄소동위원소($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) 값은

최하부에서 최대 값 -20.87‰를 보인 후 점차 감소하여 9.52 kyr B.P.에서 최소 값 -23.2‰로 보이며, 이후 점차 증가하여 -22~-21‰의 안정된 값을 보인다.

4.3. 유기물의 열적 특성

HI는 9.0 kyr B.P.이전 50~133 mgHC/gC사이의 값을, 9.0 kyr B.P.이후 125~327 mgHC/gC 값을 보인다(Table 3, Fig 5). OI는 9.0 kyr B.P. 이전 2,000 mgCO₂/gC 이상의 값을 보이나, 이후 감소하여 905~2,000 mgCO₂/gC

사이의 값을 갖는다. Tmax는 9.0 kyr B.P. 이전 300°C 이하의 값을, 이후 증가하여 375°C이상의 안정된 값을 보인다. S2는 9.0 kyr B.P. 이전 거의 검출되지 않았으며, 이후 점차 증가하여 최대 값 0.91 mgHC/gRock을 보이나 3.63 kyr B.P.때 급격히 감소하여 0.05 mgHC/

Table 3. Results of Rock-eval pyrolysis in core SJ01

Depth (m)	Age (cal. kyr)	HI (mgHC/gC)	OI (mgCO ₂ /gC)	Tmax (°C)	S1 (mgHC/gRock)	S2 (mgHC/gRock)	S3 (mgCO ₂ /gRock)
0.01	0.12	190	906	415	0.17	0.91	4.35
0.03	0.33	169	1082	378	0.11	0.66	4.22
0.06	0.65	163	909	410	0.13	0.7	3.91
0.09	0.98	162	990	385	0.1	0.65	3.96
0.12	1.30	164	905	381	0.12	0.64	3.53
0.15	1.62	158	963	384	0.11	0.6	3.66
0.20	2.16	176	1019	389	0.12	0.65	3.77
0.25	2.50	183	979	423	0.12	0.77	4.11
0.30	2.54	169	966	410	0.12	0.58	3.81
0.35	2.58	159	946	392	0.11	0.59	3.5
0.40	2.62	185	1022	423	0.12	0.74	4.09
0.45	2.65	178	1032	425	0.12	0.66	3.9
0.50	2.69	164	1042	391	0.1	0.59	3.75
0.55	2.73	164	1079	376	0.09	0.54	3.56
0.60	2.77	154	1049	379	0.09	0.54	3.67
0.65	2.81	167	1076	388	0.09	0.55	3.55
0.70	2.85	174	1074	385	0.09	0.54	3.33
0.75	2.88	157	1068	381	0.07	0.44	2.99
0.80	2.92	149	1014	380	0.09	0.52	3.55
0.85	2.96	161	1103	383	0.08	0.5	3.42
0.90	3.00	164	1104	381	0.08	0.46	3.09
0.95	3.04	177	1157	374	0.09	0.53	3.47
1.00	3.08	156	1106	382	0.09	0.5	3.54
1.05	3.11	162	1000	385	0.07	0.39	2.4
1.09	3.15	158	1061	387	0.08	0.49	3.29
1.19	3.22	179	1321	423	0.04	0.25	1.85
1.29	3.30	159	1034	415	0.08	0.51	3.31
1.39	3.38	184	1168	417	0.09	0.57	3.62
1.49	3.63	125	2025	418	0.01	0.05	0.81
1.59	4.01	173	1404	375	0.07	0.45	3.65
1.69	4.39	180	1384	389	0.07	0.45	3.46
1.79	4.77	288	2138	384	0.07	0.46	3.42
1.89	5.15	308	1946	390	0.07	0.4	2.53
1.99	5.53	327	1918	426	0.05	0.36	2.11
2.00	5.57	267	1567	427	0.05	0.32	1.88
2.10	5.95	189	1147	384	0.06	0.36	2.18
2.20	6.33	185	1392	381	0.04	0.24	1.81
2.30	6.71	208	1600	381	0.04	0.25	1.92
2.40	7.09	212	1575	376	0.06	0.34	2.52
2.50	7.47	188	1531	379	0.05	0.3	2.45
2.60	7.85	222	1711	381	0.04	0.2	1.54
2.70	8.23	175	1200	387	0.04	0.21	1.44

Table 3. Continued

Depth (m)	Age (cal. kyr)	HI (mgHC/gC)	OI (mgCO ₂ /gC)	Tmax (°C)	S1 (mgHC/gRock)	S2 (mgHC/gRock)	S3 (mgCO ₂ /gRock)
2.80	8.61	189	1500	390	0.03	0.17	1.35
2.90	8.99	200	1686	393	0.03	0.14	1.18
2.94	9.14	67	2500	318	0.01	0.02	0.75
3.04	9.52	75	2100	308	0.01	0.03	0.84
3.14	9.90	100	2933	313	0.01	0.03	0.88
3.24	10.28	100	2733	318	0.01	0.03	0.82
3.34	10.66	100	3100	308	0.02	0.03	0.93
3.44	11.04	67	2933	303	0.01	0.02	0.88
3.54	11.42	50	2325	303	0.02	0.02	0.93
3.64	11.80	67	2967	322	0.02	0.02	0.89
3.74	12.18	67	3033	308	0.01	0.02	0.91
3.84	12.56	80	1880	257	0.05	0.04	0.94
3.94	12.94	133	3100	304	0.02	0.04	0.93
4.04	13.32	67	3233	324	0.01	0.02	0.97
4.14	13.70	100	2475	322	0.02	0.04	0.99
4.24	14.08	60	1760	318	0.03	0.03	0.88

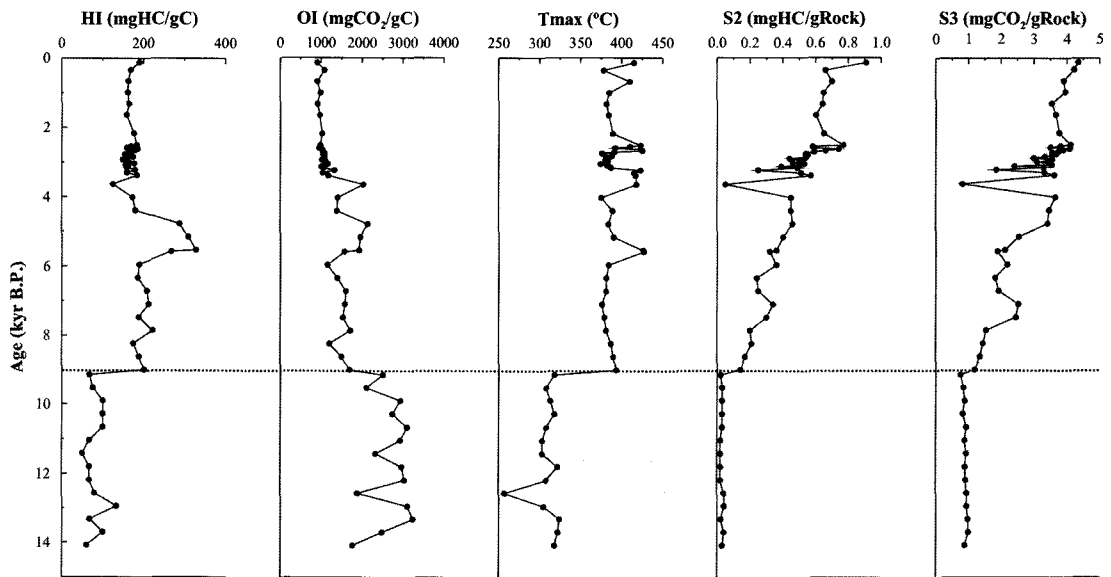


Fig. 5. Rock-Eval pyrolysis parameters in core SJ01.

gRock을 보인다. S3은 9.0 kyr B.P. 이전 전체적으로 1 mgCO₂/gRock이하의 값을 보이며, 이후 점차 증가하나 3.63 kyr B.P.때 급격히 감소하다가 표층에서 최대 값 4.35 mgCO₂/gRock을 보인다.

4.4. 유기물의 공간적 분포

섬진강 하구에서 외대륙붕 경계까지 총 5개의 시추지점(코아 SJ01~SJ05)에서 측정된 각 코아에서 TC(wt%),

TN(wt%), TS(wt%)의 수직적인 값은 지역에 따른 뚜렷한 변화를 보여준다(Fig. 6). 섬진강 하구 부근 수심 20 m에서 채취한 코아 SJ03에서 TC는 1.0~1.5 wt.%, TN은 0.03~0.09 wt.%, TS는 0.31~0.47 wt.%의 좁은 범위를 보이며 각 값들의 상관관계는 매우 안정된 형태를 보인다. 수심 35 m구간의 내대륙붕에서 채취한 코아 SJ02와 SJ04에서 TC와 TN은 비교적 좁고 안정된 분포를 보이나 TS 값은 넓은 변동폭을 보인다. 강

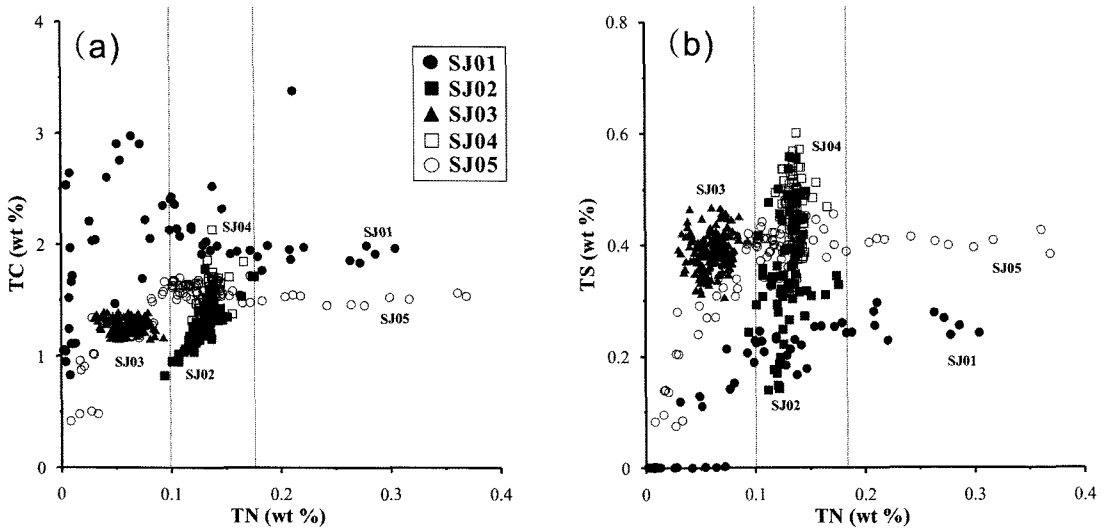


Fig. 6. Scatter diagrams showing correlation between TC and TN (a), TS and TN (b).

하구로부터 상대적으로 멀리 떨어진 코아 SJ02에서 TS는 SJ04보다 더 넓은 변동폭(0.14~0.56 wt.%)을 보인다. 내대륙붕의 최외곽에 위치한 코아 SJ01과 SJ05에서 TC, TN, TS 값은 두 곳에서 모두 큰 폭의 변화를 보인다. 상대적으로 코아 SJ01에서 TC값이 더 높고, TN값은 서로 유사하며, TS값은 더 낮게 나타난다.

5. 토 의

5.1. 유기물의 공간적 분포 특성

강은 육상으로부터 유기물, 영양염, 쇄설성 퇴적물, 그리고 담수 등을 하구를 통해 바다로 흘러 보내기 때문에 강의 존재는 그와 인접한 해양환경에 많은 영향을 미친다. 특히, 강은 전지구규모의 탄소순환과 관련된 육상기원의 탄소를 바다로 운반시키는 중요한 역할을 한다(Hedges *et al.*, 1997; Richey, 2004). 섬진강 하구와 연결된 남해 내대륙붕에서 측정된 TC, TS, TN 값은 하구에서 외해쪽으로 갈수록 증가하는 경향을 보인다. 강하구에 인접한 코아 SJ03의 TC, TS, TN 값들은 좁고 일정한 범위를 갖는 특징을 보인다. 이것은 시추심도 8.0 m 이상인 니질 퇴적층이 비교적 짧은 시간에 퇴적되었거나, 퇴적되는 동안 유사한 환경이 지속되었기 때문인 것으로 생각된다. 연대측정이 이루어지지 않아 정확한 퇴적속도를 알 수 없으나 시추지점이 섬진강 하구로부터 36 km 이내인 점을 고려할 때 해수면이 상승하는 동안 섬진강의 영향을 직접적으로 받아 짧은 시기동안 빠르게 퇴적되었을 것으로

생각된다.

내대륙붕 중앙부에서 시추된 코아 SJ02와 SJ04는 강 하구에 인접한 코아 SJ03 보다 상대적으로 높은 값을 보이며 특히, 코아 SJ02에서 TS값은 매우 큰 폭의 변화를 보인다. 일반적으로 해수는 담수보다 황산염의 함량이 높기 때문에 황산염 환원작용이나 황철석의 형성이 훨씬 용이하다(Berner and Raiswell, 1984). 이 때문에 담수보다 해수에서 총황의 함량은 높게 나타난다. 남해 내대륙붕 중앙에서 TS함량이 다소 높게 나타나는 것은 아마도 담수의 영향을 상대적으로 덜 받기 때문인 것으로 생각된다.

수심이 깊은 내대륙붕 외측 경계에서 획득한 코아 SJ01과 SJ05에서 TS와 TN 함량이 시추심도에 따라 큰 폭의 변화를 보이는데 이것은 비록 두 코아의 길이가 각각 4.3 m와 3.1 m로 다른 코아에 비해 짧지만, 퇴적속도가 늦어 오히려 더 오랜 기간동안 퇴적되었음을 지시한다. 두 코아의 TN 함량이 0.1 wt. %이 하인 구간은 강하구의 코아 SJ03의 TN값과 유사하고, 0.1~0.15 wt. %인 구간은 내대륙붕의 중앙부의 코아 SJ02와 SJ04와 일치한다. Fig 6에서 보는 바와 같이, 코아 SJ01의 TN 함량이 0.1 wt. %이하일 때 연대는 대략 5.6 kyr B.P.경이고, 0.1~0.15 wt. %일 때 3.0 kyr B.P.경에 해당한다. 이는 코아 SJ01에서 5.6 kyr B.P. 이전의 시기는 현재 강하구와 인접한 코아 SJ03 시추 지점의 환경과 유사하고, 5.6~3.0 kyr B.P. 시기는 현재 코아 SJ02와 SJ04 시추지점의 환경과 유사함을 지시한다. 즉, 코아 SJ01가 시추된 내대륙붕 외측 경계지역은 해

수면이 상승하면서 점차 강하구에서 멀어져 상대적으로 외해의 영향을 더 많이 받게 되었을 것으로 생각된다. 코아 SJ01과 SJ05에서 TN의 함량이 0.15 wt.% 이상 높게 나타나는 것은 무기질소의 영향을 받지 않았다면, 상대적으로 유기물내 TN의 함량이 높은 해양기원의 유기물의 영향을 받았음을 지시한다. TN은 유기물 함량이 낮은 퇴적물에서 점토광물중 일라이트에 압모늄 형태로 결합되어 있는 무기질소의 영향으로 TN의 총량이 높아지는 경우를 제외하면 주로 질소를 포함하고 있는 단백질이 주요 구성원인 해양기원의 유기물에 영향을 받는다(Goni *et al.*, 1997).

5.2. 유기물의 수직적 분포 특성

수심을 고려할 때 코아 SJ01(72 m)는 남해 내대륙붕 외측 경계에 위치한다. 남해에는 동서로 흐르는 저온 저염의 연안류와 외해로부터 동해로 유입되는 고온고염의 대마 난류가 만나는 곳에서 해안선과 평행한 강한 열염전선이 형성된다. 이러한 전선의 영향으로 인접한 강으로부터 유입되는 쇄설성 퇴적물이 외해로 빠져나가지 못하고 내대륙붕에 대부분 퇴적되어 현생니질퇴적대를 형성한다(Park *et al.*, 1999). 남해중앙니질퇴적대의 니질 퇴적물은 평균입도가 7~8 ϕ 사이로 매우 세립하다(Kim *et al.*, 2001). 전선외곽에 위치한 수심 70 m 이상의 외대륙붕 지역에는 주로 조립한 잔류 퇴적물이 우세하게 분포하고 있다(Kim *et al.*, 2001). 코아 SJ01은 표층으로부터 2.5 m까지 니질퇴적층이 짧게 나타나고, 그 하부에 사질층이 발달되어 있다. 퇴적상은 심도 2.5 m에서 뚜렷한 변화를 보이며 퇴적율은 대체적으로 사질 퇴적물이 우세한 구간에서 0.26 m/kyr을 보이거나 니질 퇴적물이 우세한 구간에서 1.3 m/kyr로 비교적 높은 값을 갖는다.

연구지역인 남해중앙니질퇴적대의 평균 함수율은 44~59 wt.%를 보이거나(Jung, 2001), 코아 SJ01 지역인 내대륙붕 외곽에서는 평균 25 wt.%로 낮게 나타난다. 함수율은 공극율과 더불어 평균입도에 크게 영향을 받기 때문에 입도가 감소할수록 함수율은 증가한다. 그러나 평균입도가 같더라도 점토광물의 함량에 따라 함수율의 변화가 생길 수 있다. 일반적으로 Smectite는 단위체적당 표면적이 넓기 때문에 다른 점토광물 Illite, Kaolinite에 비해 함수율이 더 높게 나타난다(Meade, 1964). 따라서 함수율의 점진적인 증가는 상부 니질층의 평균입도가 점차 감소했음을 지시한다.

Fig. 4에서 보는바와 같이, 함수율과 더불어 유기물 지시자들은 심도 2.9 m인 9.0 kyr B.P.경에 뚜렷한 변

화를 보인다. Liu *et al.*(2004)의 해수면 변동곡선에 따르면, 14 kyr B.P.경에 해당하는 코아 SJ01 최하부의 사질층은 현재보다 수심이 약 -80 m일 때 형성되었으며, 모든 유기물 지시자의 뚜렷한 변화가 나타나는 9.0 kyr B.P.경 수심은 -14 m 임을 알 수 있다. 코아 SJ05 시추지점은 코아 SJ01보다 수심이 17 m 낮은 곳에 위치한다. 그러나 코아 SJ05의 TC, TN, TS 값의 수직적인 변화는 코아 SJ01에서 9.0 kyr B.P. 이후의 값들과 매우 유사한 경향을 보인다. 시추 지점의 근접성과 코아 깊이를 고려할 때 이러한 결과의 유사성은 코아 SJ05가 9.0 kyr B.P.경부터 코아 SJ01과 동일한 환경하에서 퇴적되었을 가능성을 지시한다. 특징적으로 9.0 kyr B.P.이전에는 코아 SJ01의 TN과 TOC의 함량이 거의 0에 가깝게 나타났다. 대부분의 유기물이 세립질 퇴적물과 양의 상관관계가 있음을 고려할 때 이는 당시의 환경이 수력학적으로 높은 에너지를 갖는 환경이었거나, 주변 육상환경이 유기탄소를 공급하기에 적합하지 않은, 생물성장이 적합하지 않은 환경이었음을 지시한다.

황해 중앙부 수심 73 m에서 시추한 코아 YMGR102(시추심도 69 m)의 유기물 자료에 따르면(Nam *et al.*, 2003), 8.7 kyr B.P. 이전 Termination I 시기동안 황해는 황하강으로부터 유입되는 담수의 영향으로 반담수성 환경하에 있었으며, 이때 유기탄소, 탄산염의 함량이 매우 낮고, 산소동위원소가 매우 가벼운 값을 갖는다. 반면에 황해의 남부지역에서는 Termination I 시기가 9.0 kyr B.P.까지 지속되었다. 남해에서 시추한 코아 SJ01과 황해 중앙부 코아 YMGR102의 시추위치가 서로 멀리 떨어져 있으나 이들 유기물과 연대측정 자료는 두 지역이 해수면이 빠르게 상승한 Termination I 시기동안 반담수성 환경하에 함께 있었음을 지시한다.

일반적으로 해양퇴적물내 TOC 증가는 표층생산력의 증가, 육상기원 유기물의 유입, 유기탄소의 보존과 깊은 관련이 있다(Stein, 1991). 해양퇴적물내 육상기원의 유기물은 주로 강으로부터 유입되기 때문에 강하구로부터 멀어질수록 감소하는 경향이 있다(Lin *et al.*, 2002). 그러나 유기탄소의 보존은 퇴적율이 0.05 m/kyr 이하인 지역에서 주로 영향을 받기 때문에 퇴적율이 높은 연안환경에서 크게 고려되지 않는다(Tyson, 2001). 따라서 해수면이 현재보다 -15 m이하이던 9.0 kyr B.P.부터 현재의 수심 73 m까지 코아 SJ01 퇴적물내 TOC의 지속적인 증가는 주로 해양 기원의 유기물 증가에 따른 것으로 볼 수 있다. 그러나 전체적으로 TOC 함량이 매우 낮게 나타나는 것으로 볼 때

9.0 kyr B.P. 이전 저해수면 시기에도 강으로부터 공급 되는 유기물의 영향을 직접적으로 받지 않았거나, 9.0 kyr B.P. 이후 고해수면 시기에도 표층 생산력이 크게 높지 않았기 때문인 것으로 보인다.

일반적으로 해양의 식물성 플랑크톤은 질소의 구성 비가 많은 단백질이 상대적으로 높아 C/N 비는 6.6의 값을 갖는다. 반면에 육상의 고등식물들은 단백질보다 탄수화물의 비가 높아 C/N 비가 매우 높게 나타난다 (Lamb *et al.*, 2006). 이를 통하여 일반적으로 C/N 비가 10이하일 때 해양성 기원의 유기물이 우세한 것으로, C/N 비가 15이상일 때 육상기원의 유기물이 우세한 것으로 그 기원을 추적할 수 있다(Stein, 1991). 코아 SJ01에서 C/N 비는 전체적으로 9.0 kyr B.P. 이후 뚜렷한 변화를 보이는데 Termination I 기간동안 상대적으로 높은 C/N 비를 보이나 홀로세동안 낮은 C/N 비를 보인다(Fig 4). 이러한 경향은 9.0 kyr B.P. 이전 저해수면 시기에 담수의 영향으로 육상기원 유기물이 우세하다가 해수면이 상승하면서 이후 해양성 기원 유기물의 증가한 것으로 해석될 수 있으나 그 절대 값이 너무 낮기 때문에 모두 해양성 유기물이 우세한 것으로 해석될 수도 있다. 이러한 특징은 황해 남부 코아 YMGR102의 유기물 결과에서도 동일하게 나타난다. 이러한 특징은 점토광물중 Illite내 흡착된 무기질소의 영향으로 질소가 상대적으로 높게 나타나기 때문이라기 보다는 이들 지역에서 나타나는 TOC 함량이 매우 낮기 때문에 발생된 것으로 생각된다. 왜냐하면 일반적으로 유기탄소의 함량이 0.5 wt.% 이하인 퇴적물에서 C/N 비를 적용하기 어렵기 때문이다(Stein, 1991).

모든 유기물은 고유의 $\delta^{13}\text{C}$ 값을 갖고 있다. 해양의 식물성 플랑크톤은 절대 값은 아니나 $\delta^{13}\text{C}$ 가 약 -20‰ 정도이며, 대부분의 육상고등식물(C3 type)들은 $\delta^{13}\text{C}$ 이 -34~-24‰ 범위를 보인다. 그러나 육상 고등식물중 일부 사탕수수, 옥수수 같은 C4 type의 식물은 -18~-10‰의 범위를 보인다(Lamb *et al.*, 2006). 일반적으로 퇴적물내에서 해양성 유기물의 $\delta^{13}\text{C}$ 값은 -24‰ 이상의 값을, 육상기원의 유기물은 -24~-27‰의 값을 갖는다(Ruttenberg and Goni, 1997). 코아 SJ01에서 $\delta^{13}\text{C}$ 값은 전체구간에서 9.0 kyr B.P.경에 큰 변화를 보이지만 모든 구간에서 절대 값이 -24‰보다 높게 나타나 전체 구간의 유기물이 해양성 기원인 것처럼 보이게 한다. 이처럼 유기물의 탄소동위원소 값이 높게 나타나는 원인은 사탕수수나 옥수수 같은 C4 type의 식물의 영향이기보다는 조류나 박테리아같은 높은 탄소동위원소 함량을 갖는 해양내 물질의 영향으로 생각된다

(Malamud-Roam and Ingram, 2001). 왜냐하면 C4 type 식물이 인접한 하천을 통해 바다로 유입되었다면 9.0 kyr B.P. 이전에 섬진강 유역에서 폭넓은 경작활동이 있어야 가능하기 때문이다.

Rock-eval 열분해 방법은 유기물의 함량이 풍부한 (>0.5 wt.%) 퇴적물에서 유기물의 열적성숙도와 기원을 규명하는데 널리 사용된다(Meyers *et al.*, 1996; Tissot and Welte, 1984). 코아 SJ01에서 유기탄소(TOC)의 함량은 전 구간에서 대부분 0.5 wt.% 이하의 값을 보인다. 이처럼 미량의 유기물을 함유하고 있는 퇴적물에서 열분해 분석을 할 경우 분석오차가 커질 수 있어 많은 주의가 요구된다. 따라서 유기물 함량이 낮은 퇴적물에서 신뢰할 수 있는 절대 값을 얻기 위하여 반복적인 분석이 요구되나 단순히 상대적인 변화를 볼 경우 다른 지시자들과 함께 대비하여 사용하는 것이 바람직하다.

측정된 열분해지수중 수소지수(Hydrogen index, mgHC/gC), 산소지수(Oxygen index, mgCO₂/gC), 최대온도(Tmax, °C)가 주로 사용되는데 여기서, HI는 (S2×100)/TOC로, OI는 (S3×100)/TOC로 표현된다. HI는 유기물내 탄화수소의 함량이 높을수록 높은 값을 갖기 때문에 주로 탄수화물로 구성된 육상식물보다 지질과 단백질의 비율이 높은 해양성 유기물에서 높은 값을 갖는다. 일반적으로 HI가 100이하일 때 퇴적물내 유기물이 주로 육상기원이 우세함을, HI가 200~400 범위일 때 해양 기원의 유기물이 우세함을 지시한다(Tissot and Welte, 1984). OI는 열적으로 미성숙한 비활성 유기물이나 다당류를 많이 포함하는 육상유기물에서 높은 값을 보이고 해양성 유기물에서는 매우 낮은 값을 갖는다. Tmax는 400~430°C 일 때 유기물이 미성숙한 단계에 있음을 지시하고, 430°C 이상일 때 열적으로 성숙한 단계를 지시한다.

Fig. 5에서 보는 바와 같이, 비록 유기물의 함량이 적으나, 주요 열분해 지수들이 9.0 kyr B.P.경에 뚜렷한 변화를 보인다. HI는 9.0 kyr B.P. 이전에는 100 이하의 값을 보이다가 이후 200에 가까운 값을 유지한다. S2의 수직적인 변화는 9.0 kyr B.P. 이후 지속적으로 증가하여 표층에서 최대 값을 보이고, 전체적으로 TOC의 변화와 양의 상관관계를 보인다. OI의 수직적 분포는 HI와 역의 관계를 보여주고 있는데 전체적으로 OI의 절대 값이 이상적으로 높은 것이 특징이다. 이것은 퇴적물내 분해될 수 있는 유기물이 다량 함유되어 있어 CO₂ 함량이 매우 높음을 의미한다. Tmax 값도 9.0 kyr B.P.를 경계로 300°C 이하에서 380°C에 가까운

변한다. 이처럼 Tmax의 절대 값이 낮은 경우는 TOC 함량이 0.3 wt.%이하이거나 S2 함량이 0.5 mgHC/gRock 일 때 주로 나타난다(Bordenave *et al.*, 1993). Fig 4 은 보는 바와 같이, 9.0 kyr B.P 이전 해수면이 급격히 상승하던 Termination I 시기에 퇴적물내 유기물은 대부분 육상의 영향을 받은 것으로 보이며, 이후 해수면 증가하여 외해로부터 유입된 해류(대마난류)의 영향으로 표층 생산력의 증가되고 이로 인해 해양성 유기물이 증가한 것으로 보인다. Knies and Stein (1998) 에 따르면, 대륙 주변해에서 일차생산력의 증가로 해양성 유기물이 증가하는 것은 외해로부터 유입된 해류에 의해 야기된다고 제시한 바 있다.

5.3. 대마난류의 영향

마지막 최대 빙하기(Last Glacial Maximum)동안 외해로부터 고립(e.g., 동해, 남중국해)되거나, 대기중에 노출(e.g., 황해, 동지나해)되어 있던 대부분의 북서태평양 주변해들은 홀로세 해침으로 인하여 급격한 환경변화를 겪게 된다(Wang, 1999). 해침이후 이들 지역의 해양환경 변화는 단순히 해수면의 상승에 따른 외해와의 연결에 의해 야기되기 보다는, 외해와 연결된 후 그 특성을 공급하는 해류에 의해 야기된다고 볼 수 있다(Kong *et al.*, 2006). 현재 북서태평양 경계에는 고온 고염의 쿠로시오 해류가 필리핀 근해에서 북쪽으로 시계방향으로 흐르면서 북서태평양 주변해 및 극동아시아 주변대륙의 환경에 많은 영향을 주고 있다. 특히, 우리나라 주변의 남해와 동해는 쿠로시오의 지류인 대마난류의 영향을, 그리고 황해는 계절적으로 황해난류의 영향을 받고 있다. 최근에 이러한 해류들이 홀로세 해침이후 우리나라 주변해역에 어떻게 영향을 미치왔는지에 대한 연구가 진행되어 왔다(Lim *et al.*, 2006; Kong *et al.*, 2006; Kong and Park, 2007).

Nim *et al.*(2003)은 외해로부터 유입된 해류의 영향에 따른 환경변화를 직접적으로 언급하지 않았지만, 동지나해 북부, 황해 남부와 중앙부의 해양환경이 8.7~9.0 kyr B.P.경에 현재와 유사하게 바뀌었음을 제시하였다. 주로 금강에서 유입되는 담수와 쇄설성 퇴적물의 영향을 받는 황해남동부에서는 4.3~3.0 kyr B.P. 사이에 황해난류가 황해로 유입된 것으로 보고되었으며(Kong *et al.*, 2006), 연안에 인접하여 주로 낙동강으로부터 유입되는 담수와 쇄설성 퇴적물의 영향을 받고 있는 남해 동부와 동해 남서부에서는 각각 7.0-6.1 kyr B.P., 그리고 8.1 kyr B.P.경부터 대마난류의 영향을 받은 것으로 보고되었다(Kong and Park, 2007).

또한, 최근 Lim *et al.*(2006)은 대한해협을 통해 동해로 대마난류가 유입된 시기가 7.0 kyr B.P.로 보고하였다.

이처럼 해수면 상승이후 우리나라 연안으로 흐르는 해류의 유입시기가 서로 다르게 나타나는 이유는 지형의 기복과 주변대륙으로부터 유입되는 담수의 영향이 서로 다르기 때문으로 생각된다. 일반적으로 해수면이 상승할 때 수심이 깊은 곳일수록 외해로부터 유입되는 해류의 영향을 더 빠르게 받을 것이다. 그러나 반드시 수심에 따라 해류의 유입 시기가 결정되지 않을 수 있다. Nam *et al.* (2003)에 따르면, 수심 68m의 동지나해 북부지역에서 나타나는 환경변화의 시기가 6.8 kyr B.P.으로, 수심 73m인 황해 남부지역에서 9.0 kyr B.P.으로 서로 다르게 나타났다. 두지역의 수심차이가 서로 크기 않음을 고려할 때, 이러한 차이는 동지나해 북부지역이 황해 남부지역보다 양쯔강으로부터 유입되는 담수의 영향을 더 많이 받고 있기 때문으로 해석될 수 있다. 황해 남동부의 니질퇴적대에서 황해난류의 유입시기가 늦게 나타나는 것은 수심의 영향과 더불어 이 지역이 현재 서해안을 따라 남하하는 저온저염의 한국연안류와 황해난류사이에서 형성된 강한 열염전선의 내측에 위치하기 때문이다.

한편, 연구지역인 남해 내대륙봉 경계에서 획득한 코아 SJ01의 결과는 홀로세 해침이후 대마난류의 영향을 9.0 kyr B.P.이후부터 받았음을 지시한다. 이 시기는 수심이 거의 같은 황해 남부에서 발생한 환경변화 시기(Nam *et al.*, 2003)와 거의 일치한다. 이것은 이들 두 지역은 홀로세 해침동안 주변대륙으로부터 유입되는 담수의 영향을 거의 받지 않았음을 지시한다. 그러나 이 시기는 Kong and Park (2007)이 코아 SSDP102를 이용하여 제시한 남해동부의 낙동강 하구에서 측정된 환경변화 시기(7.0~6.1 kyr B.P.)보다 2,000~3,000년 빠르다. 두 지역이 각각 섬진강과 낙동강의 영향하에 있음을 고려할 때, 이러한 차이는 두 지역의 수심, 담수의 방류량 그리고 강의 인접성 때문인 것으로 생각할 수 있다.

현재 낙동강은 섬진강에 비해 12배 많은 매년 약 10×10^6 ton의 퇴적물을 방류하고 있다(Park and Chu, 1991). 홀로세 해침동안 담수와 퇴적물의 방류량이 현재와 유사하다고 가정할 경우, 담수의 영향을 상대적으로 덜 받는 남해 중앙 내대륙봉 외측 경계지역이 남해동부 낙동강유역보다 외해의 영향을 보다 쉽고, 빠르게 받을 수 있기 때문에 두 지역의 물리적, 지형적 특성에 따라 해류의 유입시기와, 해류의 유입이후 각 지역의 유기물의 특성이 서로 다르게 나타날 수 있다.

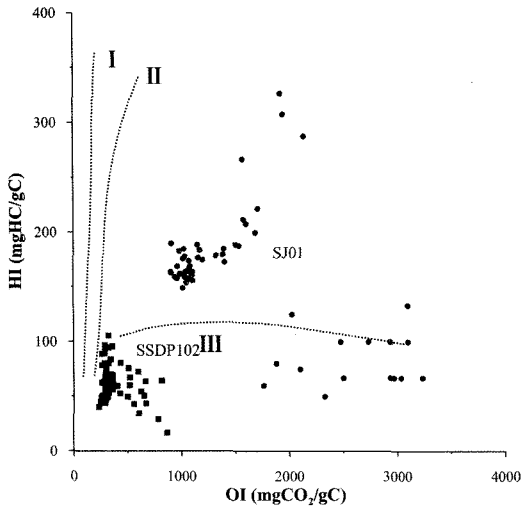


Fig. 7. A van-krevelen diagram for 3 types of organic origin.

Fig. 7은 섬진강 지역의 코아 SJ01과 낙동강 유역의 SSDP102의 유기물 기원이 서로 다를 것을 보여준다. 그림에서 Type I과 Type II는 해양성 기원의 유기물이 우세함을, Type III는 육상기원의 유기물이 우세함을 지시한다(Tissot and Welte, 1984). 남해 동부 낙동강 하구에서 획득한 코아 SSDP102보다 섬진강 근해에서 획득한 코아 SJ01에서 해양성 유기물이 상대적으로 더 우세한 것을 볼 수 있다. 이것은 역으로 대마난류의 유입이후에도 낙동강 유역은 섬진강 지역보다 육상기원의 유기물의 영향을 더 지속적이고 강하게 받았음을 지시한다.

6. 결 론

섬진강 유역 시추 퇴적물내 유기물(TC, TN, TS)의 분포는 섬진강 하구에 가까울수록 시추 깊이에 따른 변화가 거의 없고, 외해 쪽으로 갈수록 뚜렷한 변화를 보인다. 수직적으로 TC함량은 내대륙붕의 외측 경계인 코아 SJ01에서 가장 높고, TN 함량은 섬진강 하구에 인접한 코아 SJ03에서 가장 낮고, 외측 경계의 코아 SJ05와 SJ01에서 큰 폭의 변동을 보인다. TS 함량은 코아 SJ05와 SJ01에서 가장 낮게 나타난다. 이것은 코아 SJ02, SJ03, 그리고 SJ04가 유사한 환경하에서, 그리고 코아 SJ01, SJ05가 유사한 환경하에서 퇴적되었음을 지시한다.

절대연령을 측정된 코아 SJ01에 나타난 유기물의 수직적 특성은 홀로세 해침 이후 남해 중앙 내대륙붕에

서 일어난 해양환경 변화를 잘 보여준다. 유기물의 지화학적 지시자들은 약 9.0 kyr B.P.경부터 남해 내대륙붕 외측 경계 지역에서 퇴적물내 유기물의 특성이 섬진강의 영향을 받은 육상기원에서 대마난류의 영향을 받은 해양기원의 유기물로 뚜렷이 바뀌었음을 보여준다.

사 사

이 논문은 정부재원 (교육인적자원부)으로 한국학술진흥재단의 지원을 받아 수행된 연구 이며(KRF-2007-611-C00006), 연구의 주요 분석은 국토해양부 연구개발 사업(연안지질위험요소 연구)의 지원을 일부 받아 수행되었습니다. 세심한 수정과 의견을 주신 익명의 심사위원님께 깊은 감사를 드립니다. 그리고 유동근 박사님을 비롯한 사업 참여 연구원들께 감사드립니다.

참고문헌

- Berner, R.A. and Raiswell, R. (1984) C/S method for distinguishing freshwater from marine sedimentary rocks. *Geology*, v. 12, p. 365-368.
- Bordenave, M.L., Espitalie, J., Leplat, P., Oudin, J.L., and Vandenbroucke, M. (1993) Screening techniques for source rock evaluation. In: Bordenave, M.L. (ed.), *Applied Petroleum Geochemistry*. Editions Technic, p. 217-276.
- Goni, M.A., Ruttenger, K.C., and Eglinton, T.I. (1997) Sources and contribution of terrigenous organic carbon to surface sediments in the Gulf of Mexico. *Nature*, v. 389, p. 275-278.
- Hedges, J.I., Keil, R.G., and Benner, R. (1997) What happens to terrestrial organic matter in the ocean? *Organic Geochemistry*, v. 27, p. 195-212.
- Jung, J.H. (2001) The comparison of in situ sound velocity with experimental sound velocity in the inner shelf sediments of the South Sea, Korea. Bukyoung University. Master paper, p. 24-30.
- Kim, D.C., Sung, J.Y., Park, S.C., Lee, G.H., Choi, J.H., Kim, G.Y., Seo, Y.K., and Kim, J.C. (2001) Physical and acoustic properties of shelf sediments, the South Sea of Korea. *Marine Geology*, v. 179, p. 39-50.
- Knies, J. and Stein, R. (1998) New aspects of organic carbon deposition and its paleoceanographic implications along the northern Barents Sea margin during the last 30,000 years. *Paleoceanography*, v. 13, p. 384-394.
- Kong, G.S. and Lee, C.W. (2005) Marine reservoir corrections (ΔR) for southern coastal waters of Korea. *Journal of the Korean Society of Oceanography*, v. 10(2), p. 124-128.
- Kong, G.S., Park, S.-C., Han, H.-C., Chang, J.H., and Mackensen, A. (2006) Late Quaternary paleoenvironmental changes in the southeastern Yellow Sea, Korea. *Quaternary International*, v. 144, p. 38-52.

- Kong, G.S. and Park, S.C. (2007) Paleoenvironmental changes and depositional history of the Korea (Tsushima) Strait since the LGM. *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 29, p. 84-104.
- Lamb A.L., Wilson, G.P., and Leng, M.J. (2006) A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using $\delta^{13}\text{C}$ and C/N ratios in organic material. *Earth-Science Reviews*, v. 75, p. 29-57.
- Lim D.L., Kang, S., Yoo, H.S., Jung, H.S., Choi, J.Y., Kim, H.N., and Shin, I.H. (2006) Late Quaternary sediments on the outer shelf of the Korea Strait and their paleoceanographic implications. *Geo-Marine Letters*, v. 26, p. 287-296.
- Lin, S., Hsieh, I.J., Hung, K.M., and Wang, C.H. (2002) Influence of the Yangtze River and grain size on the spatial variations of heavy metals and organic carbon in the East China Sea continental shelf sediments. *Chemical Geology*, v. 182, p. 377-394.
- Liu, J.P., Milliman, J.D., Gao, S., and Cheng, P. (2004) Holocene development of the Yellow River's subaqueous delta, north Yellow Sea. *Marine Geology*, v. 209, p. 45-67.
- Malamud-Roam, F. and Ingram, B.L. (2001) Carbon isotopic compositions of plants and sediments of tide marshes in the San Francisco Estuary. *Journal of Coastal Research*, v. 17, p. 17-29.
- Meade, R.H. (1964) Removal of water and rearrangement of particles during the compaction of clayey sediments. Review, U.S.G.S. Prof. Paper 497-B, p. 23.
- Meyers, P.H., Silliman, J.E., and Shaw, T.J. (1996) Effects of turbidity flows on organic matter accumulation, sulfate reduction, and methane generation in deep-sea sediments on the Iberia Abyssal Plain. *Organic Geochemistry*, v. 25, p. 69-78.
- Nam, S.I., Kim, S.P., Chang, J.H., and Mackensen, A. (2003) Paleoenvironmental changes in the northern East China Sea and the Yellow Sea since Last Glacial Maximum. *The Geological Society of Korea*, v. 39(2), p. 149-160.
- Park, S.C. and Chu, K.S. (1991) Dispersal pattern of river-derived fine-grained sediment on the inner shelf of the Korea Strait. In: Takano, K. (ed.), *Oceanography of Asian Marginal Sea*, 54, Elsevier Oceanography Series, p. 231-240.
- Park, S.C., Hong, S.K., and Kim, D.C. (1996) Evolution of the late Quaternary deposits on the inner shelf of the South Sea of Korea. *Marine Geology*, v. 131, p. 219-232.
- Park, S.C. and Yoo, D.G. (1998) Depositional history of Quaternary sediments on the continental shelf off southeastern coast of Korea (Korea Strait). *Marine Geology*, v. 79, p. 65-75.
- Park, S.C., Yoo, D.G., Lee, K-W., and Lee, H-H. (1999) Accumulation of recent muds associated with coastal circulations, southeastern Korea Sea (Korea Strait). *Continental Shelf Research*, v. 19, p. 589-608.
- Richey, J.E. (2004) Pathways of atmospheric CO_2 through fluvial systems. In: Fields, C. (ed.), *Toward CO_2 Stabilization: Issues, Strategies and Consequences*, A SCOPE/GCP Rapid Assessment Project. Island Press, p. 329-340.
- Ruttenberg, K.C. and Goni, M.A. (1997) Phosphorus distribution, C:N:P ratios, and $\delta^{13}\text{C}$ in arctic, temperate and tropical coastal sediments: tools for characterizing bulk sedimentary organic matter. *Marine Geology*, v. 139, p. 123-145.
- Stein, R. (1991) Accumulation of organic carbon in marine sediments. *Lecture Notes in Earth Sciences* Springer, Heidelberg, p. 30-31.
- Stein, R., Schubert, C., Vogt, C., and Fterer, D. (1994) Stable isotope stratigraphy, sedimentation rates, and salinity changes in the latest Pleistocene to Holocene eastern central Arctic Ocean. *Marine Geology*, v. 119, p. 335-355.
- Stuiver, M. and Reimer, P.J. (1993) Extended ^{14}C database and revised Calib 3.0 ^{14}C age calibration program. *Radiocarbon*, v. 35(1), p. 215-230.
- Tissot, B.P. and Welte, D.H. (1984) *Petroleum Formation and Occurrence*. Springer-Verlag, Berlin, p. 699-700.
- Tyson, R.V. (2001) Sedimentation rate, dilution, preservation and total organic carbon: some results of a modeling study. *Organic Geochemistry*, v. 32, p. 333-339.
- Wakeham, S.G. and Canuel, E.A. (2005) Degradation and preservation of organic matter in marine sediments. *Handbook of Environmental Chemistry*. Springer-Verlag, New York, p. 256-262
- Wang, P. (1999) Response of western Pacific marginal seas to glacial cycles: paleoceanographic and sedimentological features. *Marine Geology*, v. 156, p. 5-39.