

Article

강화도 남부 갯벌퇴적물에서 산소 미세전극을 이용한 산소소모율 추정

김 동 선*

한국해양연구원 해양환경연구본부
경기도 안산시 안산우체국 사서함 29

Estimation of Oxygen Consumption Rates by Using an Oxygen Microelectrode in Ganghwa Intertidal Flat

Dongseon Kim*

Marine Environment Research Department, KORDI
Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea

Abstract : We measured oxygen microprofiles using an oxygen microelectrode in Ganghwa intertidal flat in April and September. Oxygen consumption rate was calculated by using three different methods based on the oxygen microprofiles. The method using the PROFILE software was thought to be the most reliable among the three methods. The oxygen consumption rates calculated at station D1 by using the PROFILE software were 10.5 and 6.27 $\text{mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$ in April and September, respectively. At station D2, they were 10.9 $\text{mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$ in April and 5.39 $\text{mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$ in September. There was little spatial variation, but large seasonal variation, with almost two times larger values in April than in September. The higher rate in April is ascribed to higher oxygen concentration in the seawater and higher organic carbon content in the surface sediments, which probably accelerate oxygen consumption for organic matter decomposition in the sediments. Aerobic remineralization rates estimated from the oxygen consumption rates ranged from 4.14 to 8.07 $\text{mmol C m}^{-2} \text{d}^{-1}$ in Ganghwa intertidal flat, which were much lower than the anaerobic remineralization rate.

Key words : oxygen, microelectrode, intertidal flat, Ganghwa Island

1. 서 론

해양퇴적물로 유입된 유기물은 미생물에 의해 해수-퇴적물 경계면과 퇴적물 내에서 분해되는데, 이런 미생물분해는 크게 두 가지 과정, 즉 호기성 호흡(aerobic respiration)과 혐기성 호흡(anaerobic respiration)에 의해 이루어진다. 호기성 유기물분해는 산소를 전자수용체(electron acceptor)로 사용하는 미생물에 의해 이루어지고 혐기성 유기물분해는 질산염, 산화망간, 산화철, 황산염 등을 전자수용체로 사용하는 미생물에 의해 이루어진다

(Berner 1980; Thamdrup and Canfield 2000). 일반적으로 심해에서는 해양퇴적물로 유입되는 유기물 양이 상대적으로 적기 때문에 대부분의 유기물이 해수-퇴적물 경계면에서 호기성 호흡에 의해 분해된다(Sauter *et al.* 2001). 하지만 수심이 낮은 연안해역에서는 해양퇴적물로 유입되는 유기물 양이 많기 때문에 호기성 호흡에 의한 분해 못지않게 혐기성 호흡에 의한 분해도 중요하다(Howes *et al.* 1984; Mackin and Swider 1989). 퇴적물 내에서 혐기성 유기물분해를 통해서 NH_4^+ , Fe^{2+} , Mn^{2+} , HS^- 와 같은 환원형태의 화학종들이 생성되고 이런 환원형태의 화학종들은 산소에 의해 다시 산화되거나 FeS , FeS_2 와 같은 침전물을 형성하여 퇴적된다(Berner 1980). 따라서 혐기성 유기물

*Corresponding author. E-mail : dskim@kordi.re.kr

분해는 퇴적물 내 질소, 철, 망간, 황의 생지화학적 거동에 심대한 영향을 미친다. 결국, 연안해역에서 퇴적물로 유입된 유기물이 호기성 호흡 또는 혐기성 호흡에 의해 분해되는 지를 정량적으로 파악하는 것은 퇴적물 내에서 관련 원소들의 생지화학적 순환을 이해하는데 필수적이다.

일반적으로 호기성 유기물분해율은 퇴적물 내 산소소모율(oxygen consumption rate)로부터 구한다. 산소소모율은 주로 두 가지 방법에 의해 측정되는데, 첫번째 방법은 해저면에 benthic chamber를 설치하여 그 속에 있는 해수의 산소농도가 시간에 따라 변화하는 것으로부터 산소소모율을 계산한다(Jahke and Christensen 1989; Hall 1989). 두번째 방법은 산소 미세전극을 이용하여 퇴적물내 산소의 미세분포를 측정하고 그것으로부터 산소소모율을 계산한다(Reimers *et al.* 1986; Rasmussen and Jorgensen 1992). 두 방법의 차이점은 benthic chamber를 이용하는 방법은 산소가 퇴적물 내에서 확산에 의해 소모되는 것 뿐만 아니라 생물교란(bioturbation)이나 저서생물의 호흡에 의한 소모까지 모든 산소소모량을 측정하는 것이고 산소 미세전극을 이용하는 방법은 확산에 의한 산소소모율만 측정하는 것이다. 산소 미세전극을 이용하는 방법의 장점은 측정이 쉽고 시간이 적게 소모될 뿐만 아니라 확산경계층(diffusive boundary layer), 산소투과깊이(oxygen penetration depth), 깊이에 따른 산소소모율 등을 측정할 수 있어 보다 많은 정보를 파악할 수 있다(Cai and Sayles 1996; Berg *et al.* 1998; Sauter *et al.* 2001; Wenzhofer and Glud 2004).

우리나라에서는 이 등(2003, 2004)이 처음으로 남해연안과 해상 어류가두리양식장 주변 퇴적물에서 산소미세전극을 이용하여 산소소모율을 측정하였다. 현 등(2004)과 목 등(2005)은 강화도 남부 갯벌퇴적물에서 미생물에 의한 혐기성 유기물분해율과 황산염환원에 의한 유기물분해율을 측정하였다. 안(2005)은 강화도 남부 갯벌퇴적물에서 퇴적물 배양시스템을 이용하여 퇴적물 내 산소소모율을 측정하였다. 또한, 황과 조(2005)는 산소미세전극을 이용하여 갯벌의 순광합성률을 측정하였다. 하지만 아직까지 갯벌퇴적물에서 산소미세전극을 이용한 산소소모율 측정은 이루어지고 있지 않고 있다. 따라서 본 연구에서는 강화도 남부 갯벌퇴적물에서 산소미세전극을 이용하여 산소의 미세분포를 파악하고 이것으로부터 산소소모율을 계산하여 갯벌퇴적물에서 호기성 유기물분해율을 파악하고자 한다.

2. 재료 및 방법

연구지역은 강화도 동남단 동점리에 위치하고 있는 갯벌이며 Fig. 1에서 보는 바와 같이 강화도와 동점도를 잇는 방조제를 경계로 동쪽은 정점 D1이고 서쪽은 정점 D2로 정하였다. 정점 D1은 한강의 지류에 인접하고 있어 염하수로를 통해 유입되는 담수의 영향을 많이 받는 반면, 정점 D2는 방조제로 막혀 있어 담수의 영향을 상대적으로 적게 받는 지역이다. 두 정점은 생태적으로 큰 차이를 보여 정점 D2에는 염생식물이 많이 서식하는 반면, 정점

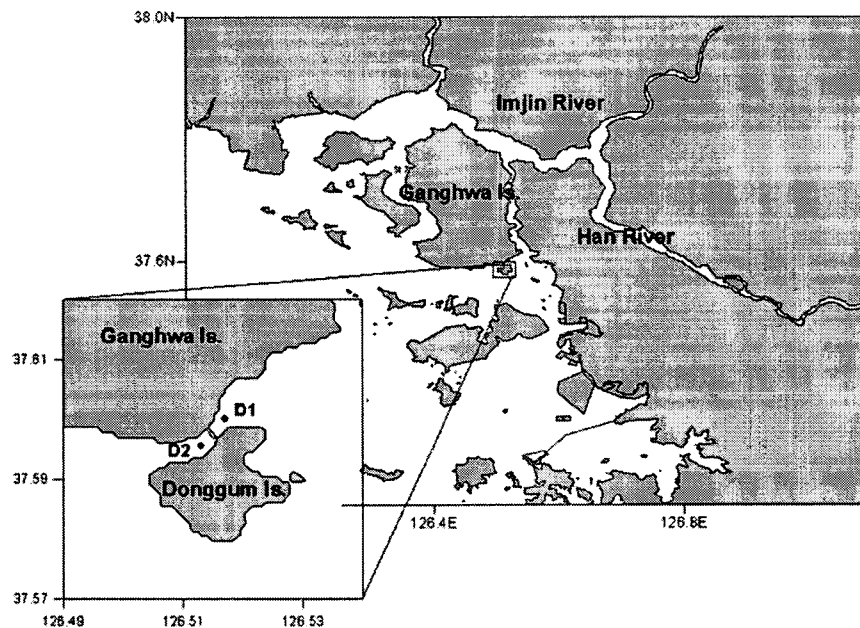


Fig. 1. Location of the sampling station in Ganghwa intertidal flat.

D1에서는 염생식물이 거의 서식하지 않는다. 동검리 갯벌 퇴적물은 입도가 7.0 ϕ 내외의 빨(mud)로 이루어져 있고 퇴적속도가 1.03~4.83 cm/yr로 비교적 빠른 퇴적이 일어나는 지역으로 보고되었다(우와 제 2002).

시료채집은 2005년 4월과 9월 두 차례 실시하였으며, 내경 5 cm, 길이 10 cm의 아크릴 코어를 이용하여 퇴적물을 채집한 후 강화도에 위치한 실험실로 운반하였다. 퇴적물내 산소는 Unisense 회사의 산소 미세전극(OX50)을 이용하여 측정하였다. 산소 미세전극(OX50)은 Clark type의 전극으로 전극크기는 50 μm 가량이고 stirring sensitivity는 1% 이하이고 반응속도는 1초 이하이며, current drift는 1 %/hr 이하이다(www.unisense.com). 이등(2003)이 산소 미세전극을 이용하여 퇴적물내 산소농도를 측정하는 방법을 상세히 기술하였다. 표층퇴적물의 공극률(porosity, ϕ)은 함수율(water content, W)로부터 아래의 식을 이용하여 계산하였다;

$$\phi = \rho_s W / [\rho_w(1 - W) + \rho_s W]$$

여기서 ρ_s 는 퇴적물의 평균밀도이고 ρ_w 는 공극수의 평균밀도이다(Louchouart *et al.* 1997). 표층퇴적물의 총탄소(total carbon) 함량은 Carlo-Erba 사의 CNS 원소분석기를 이용하여 분석하였고 무기탄소(inorganic carbon) 함량은 UIC 사의 Coulometric 탄소분석기를 이용하여 분석하였다. 유기탄소 함량은 총탄소 함량에서 무기탄소 함량을 빼서 계산하였다. 탄산칼슘 함량은 무기탄소 함량에 8.33을 곱하여 계산하였다.

3. 결과 및 토의

퇴적물 내 산소의 미세분포

4월과 9월에 두 조사정점에서 관측된 수온, 염분, 해수의 산소농도, 표층퇴적물의 유기탄소와 탄산칼슘 함량, 공극율 등을 Table 1에 나타냈다. 수온은 정점 D1과 D2에서 큰 차이를 보이지 않고, 4월에 20.7~21.1°C이고 9월에는 23.9~24.5°C으로 3°C 가량의 차이를 나타냈다. 염분은 9월에만 관측되었는데, 정점 D1에서 9 psu이었고 정점

D2에서 25 psu로, 두 정점에서 매우 큰 염분차이를 나타냈다. 정점 D1에서 염분이 낮게 관측된 것은 정점 D1이 정점 D2에 비해 한강하구에 보다 가까이 위치하고 있어(Fig. 1), 한강으로부터 유입되는 담수영향을 더 많이 받았기 때문이다. 해수의 산소농도는 정점 D1과 D2에서 큰 차이를 보이지 않았고 9월에 비해 4월에 20 $\mu\text{mol l}^{-1}$ 가량 높은 값을 나타냈는데, 이것은 9월에 비해 4월에 수온이 3°C 가량 낮아 산소 용해도가 증가했기 때문이다. 4월에 측정된 유기탄소 함량은 정점 D2에서 보다 D1에서 0.3% 가량 높은 반면, 9월에 측정된 유기탄소 함량은 정점 D1보다 정점 D2에서 약간 높았다. 탄산칼슘 함량은 두 정점에서 큰 차이를 보이지 않았고 공극률은 두 정점에서 유사한 값들을 나타냈다.

산소는 표층 퇴적물 1 cm 이내에서 급격한 농도변화를 보이기 때문에 산소의 미세분포를 파악하기 위해 산소 미세전극을 이용하여 50 μm 간격으로 산소농도를 측정하였다. Glud *et al.*(2005)이 퇴적물 내 산소의 미세분포는 좁은 면적 내에서도 매우 큰 차이를 보인다고 보고하였기 때문에, 한 정점 내에서 미세분포 변화를 파악하기 위해서 한 정점에서 3번씩 산소농도를 측정하였다(Fig. 2). 퇴적물 내 산소의 미세분포는 주로 산소투과깊이에 의해 결정된다. 즉 산소투과깊이가 짧으면 해수-퇴적물 경계면부터 매우 가파른 경사로 산소가 감소하는 반면, 산소투과깊이가 길면 비교적 완만한 경사의 분포양상을 나타낸다. 산소투과깊이는 산화층(oxic zone)의 두께로 정의되며, 주로 표층해수로부터 대류나 확산에 의한 산소의 공급과 유기물 분해에 의한 소모에 의해 결정된다(Cai and Sayles 1996). 따라서 산소투과깊이는 퇴적물 내 산소소모율과 매우 밀접한 관계를 보인다(Cai and Sayles 1996). 4월에 정점 D1에서 측정된 산소는 해수-퇴적물 경계면에서 200 $\mu\text{mol l}^{-1}$ 내외의 농도를 나타내고 그 이하에서 급격히 감소하여 퇴적물 깊이 0.130 cm에서 완전히 제거되었으며, 3회 측정된 산소의 미세분포는 측정위치에 따라 큰 차이를 보이지 않았다(Fig. 2a). 하지만 9월에 정점 D1에서 측정된 산소의 미세분포는 측정위치에 따라 약간의 차이를 보였다(Fig. 2b). 해수-퇴적물 경계면에서 산소농도는 4월에 측정된 것에 비해 약간 낮은 158~178 $\mu\text{mol l}^{-1}$

Table 1. Temperature, salinity, oxygen concentrations of the sea waters, organic carbon, CaCO₃, porosity in the surface sediments at the sampling sites.

Site	Month	Temperature (°C)	Salinity (psu)	Oxygen ($\mu\text{mol l}^{-1}$)	Organic carbon (%)	CaCO ₃ (%)	Porosity
D1	Apr.	20.7	-	247	1.18	0.25	0.72
D1	Sep.	23.9	9	224	0.70	0.26	0.70
D2	Apr.	21.1	-	241	0.86	0.38	0.70
D2	Sep.	24.2	25	220	0.75	0.20	0.71

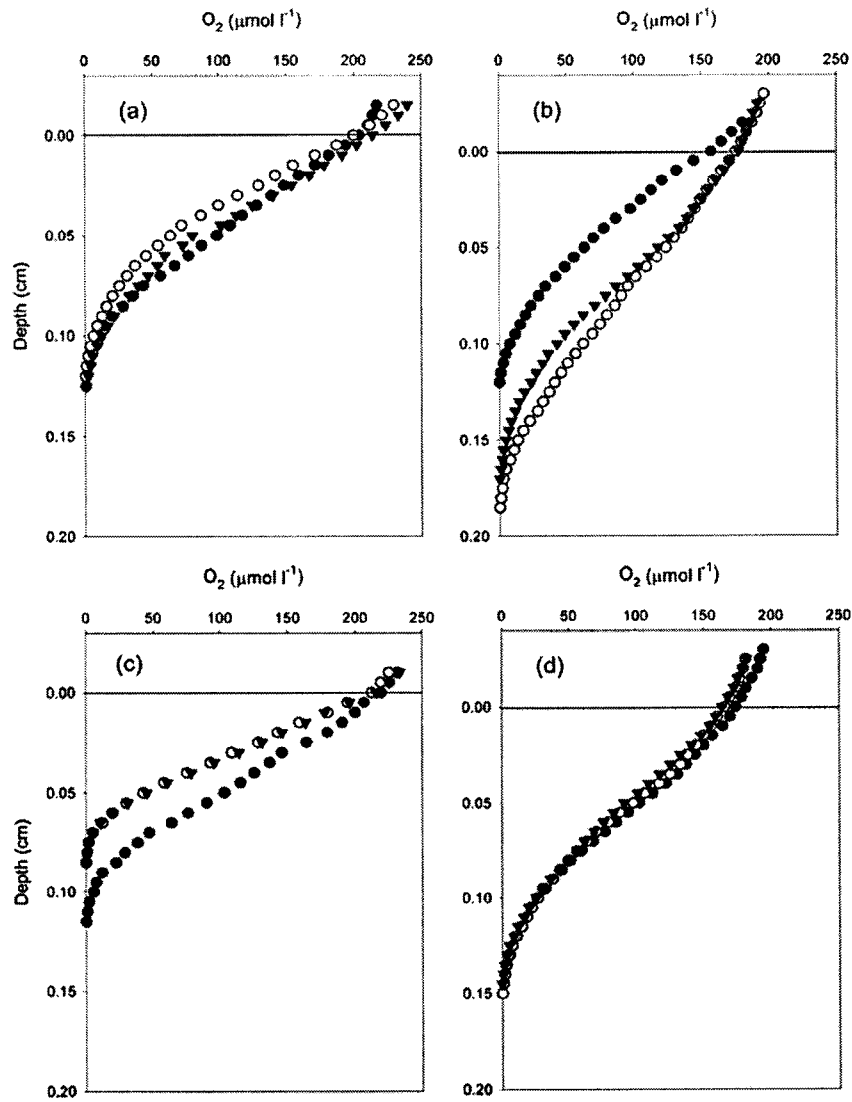


Fig. 2. Oxygen microprofiles in (a) the station D1 during April, (b) the station D1 during September, (c) the station D2 during April, and (d) the station D2 during September.

이었고 산소투과깊이도 0.12~0.185 cm로, 4월보다 깊게 관측되었다. 4월에 정점 D2에서 측정한 산소의 미세분포도 측정위치에 따라 약간의 차이를 보였다(Fig. 2c). 해수-퇴적물 경계면에서 산소농도는 212~219 $\mu\text{mol l}^{-1}$ 의 범위를 나타냈고, 산소투과깊이는 0.085~0.12 cm로, 관측한 것들 중에서 가장 낮은 값들은 나타났다. 9월 D2에서 측정한 산소는 측정위치에 따라 큰 차이를 보이지 않았으며, 해수-퇴적물 경계면에서 산소농도는 164~174 $\mu\text{mol l}^{-1}$ 이었고, 산소투과깊이는 0.150 cm이었다(Fig. 2d).

퇴적물 내 산소소모율

퇴적물 내에서 산소는 여러 가지 경로를 통해 소모된

다. 산소는 유기물이 호기성 호흡에 의해 분해 될 때 전자 수용체로써 사용되고, NH_4^+ , Fe^{2+} , Mn^{2+} , HS^- 와 같은 환원형태의 화학종을 산화하는데 사용되기도 하고 저서생물들의 호흡에도 사용된다(Berner 1980; Cai and Sayles 1996; Epping and Helder 1997). 퇴적물내 산소의 미세분포로부터 산소소모율을 세 가지 방법으로 구하였다. 첫 번째 방법은 Cai and Sayles(1996)가 제시한 방법으로 다음과 같은 식을 이용하여 구하였다;

$$\text{산소소모율} = 2\phi D_s [\text{O}_2]_{z=0} / L$$

여기서, ϕ 는 공극율, D_s 는 퇴적물 내에서 산소의 확산계

Table 2. Oxygen concentrations at the seawater-sediment interface ($[O_2]_{z=0}$), oxygen penetration depths (L), porosity (ϕ), and oxygen consumption rates (F) estimated by the Cai and Sayles (1996)'s method.

	$[O_2]_{z=0}$ ($\mu\text{mol l}^{-1}$)	L (cm)	ϕ	F ($\text{mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$)
D1. Apr.	204	0.130	0.72	11.8
D1. Apr.	199	0.125	0.72	12.0
D1. Apr.	214	0.130	0.72	12.4
D1. Sep.	158	0.120	0.70	9.13
D1. Sep.	176	0.185	0.70	6.60
D1. Sep.	178	0.170	0.70	7.26
D2. Apr.	219	0.120	0.70	12.7
D2. Apr.	212	0.085	0.70	17.3
D2. Apr.	215	0.085	0.70	17.5
D2. Sep.	174	0.150	0.71	8.39
D2. Sep.	166	0.150	0.71	8.01
D2. Sep.	164	0.145	0.71	8.18

수, $[O_2]_{z=0}$ 는 해수-퇴적물 경계면에서 산소농도, L은 산소 투과깊이를 나타낸다. 즉, 산소소모율은 해수-퇴적물 경계면에서 산소농도와는 정비례하고 산소투과깊이와는 반비례하다는 것이다. 4월과 9월에 각 정점에서 3번씩 측정된 산소의 미세분포로부터 위의 식을 이용하여 구한 산소소모율을 Table 2에 표시하였다. 두 번째 방법은 확산경계층(diffusive boundary layer, DBL)에서 Fick의 첫 번째 확산식(first law of diffusion)을 이용하여 구하는 것이다 (Elberling and Damgaard 2001; Glud *et al.* 2005);

$$\text{산소소모율} = D_o(dC/dZ)_{DBL}$$

여기서, D_o 는 해수에서 산소의 확산계수를 나타내고 $(dC/dZ)_{DBL}$ 는 확산경계층에서 깊이로 따른 산소기울기를 나타낸다. 확산경계층의 두께는 해류속도에 따라 달라지는데, 일반적으로 100~900 μm 이다(Tengberg *et al.* 2004; Glud *et al.* 2005). 확산경계층에서 산소농도는 확산에 의해서만 영향을 받기 때문에 깊이로 따라 일직선의 관계를 보인다. 정점 D1과 D2에서도 확산경계층의 두께는 200~500 μm 를 보였고 확산경계층에서 측정된 산소농도도 깊이로 따라 일직선으로 감소하였다(Fig. 3). 확산경계층에서 산소기울기로부터 구한 산소소모율은 Table 3에 표시하였다. 세 번째 방법은 Berg *et al.*(1998)이 개발한 "PROFILE"이란 소프트웨어(software)를 이용하여 산소소모율을 구하는 것이다. 이 소프트웨어는 통계처리(F-testing)를 하여 관측한 산소농도의 수직분포를 "least square fit"를 통해 이론적 산소분포를 구현하고 이것으로

부터 산소소모율을 계산한다. Fig. 3에서 보여지는 실선들은 PROFILE로부터 구한 이론적 산소의 수직분포를 나타낸 것인데, 이 실선은 실제 측정된 산소농도와 거의 완벽히 일치한다. 이 소프트웨어의 또 다른 장점은 Fig. 3에서 보는 바와 같이 깊이로 따른 산소소모율을 측정할 수 있다는 것이다. 산소가 퇴적물내의 어떤 깊이에서 소모되고 있는지를 파악함으로써 산소가 어떤 과정에 의해 제거되는지를 유추해 볼 수 있다. PROFILE 소프트웨어를 이용하여 구한 산소소모율이 Table 3에 표시하였다.

위에서 언급한 세 가지 방법으로 구한 산소소모율은 각 방법에 따라 약간씩 차이를 보인다(Table 3). 전반적으로 Cai and Sayles(1996)의 방법으로 구한 산소소모율은 확산경계층에서 산소기울기로부터 구한 산소소모율과 유사한 반면, PROFILE 소프트웨어로 구한 산소소모율은 다른 두 방법에 비해 약간 낮은 값들을 나타낸다. Cai and Sayles(1996)의 방법은 실제 50 μm 간격으로 측정된 많은 산소자료 중에서 해수-퇴적물 경계면에서의 산소농도와 산소투과깊이만을 고려해서 산소소모율을 계산하기 때문에 이 두 자료의 오차에 의해서 계산 값이 크게 달라질 수 있어 신뢰성이 많이 떨어진다. 또한 확산경계층에서의 산소기울기를 이용하여 구하는 방법도 확산경계층에서 측정된 3~6개의 산소자료를 이용하기 때문에 신뢰성이 높지 않다. 이에 비해 PROFILE 소프트웨어를 이용하는 방법은 퇴적물 내에서 측정된 모든 산소자료를 이용하여 산소소모율을 계산하기 때문에 다른 방법에 비해 비교적 신뢰성이 높다. Tengberg *et al.*(2004)이 산소의 미세분포로부터 앞에서 언급한 세 가지 방법으로 구한 산소소모율 중에서 어떤 것이 참값에 가까운 것인지를 알아보기 위해서 실험실에서 benthic chamber를 이용하여 구한 산소소모율과 비교해 보았는데, PROFILE 소프트웨어를 이용하여 구한 산소소모율이 benthic chamber를 이용하여 구한 산소소모율과 가장 잘 일치하였다. 따라서 본 연구에서는 PROFILE 소프트웨어를 이용하여 구한 산소소모율만을 채택하였다.

정점 D1에서 4월에 구한 평균 산소소모율은 $10.5 \pm 1.84 \text{ mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$ 이고 9월에 구한 것은 $6.27 \pm 3.26 \text{ mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$ 으로, 9월에 비해 4월에 높았다. 정점 D2에서 4월에 구한 평균 산소소모율은 $10.9 \pm 2.16 \text{ mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$ 이고 9월에 구한 것은 $5.39 \pm 0.16 \text{ mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$ 으로, 9월에 비해 4월에 2배 가량 높았다. 두 정점은 거리상으로는 멀리 떨어져 있지 않지만 두 정점 사이에 방조제가 있어, 환경적으로 큰 차이를 보인다. 정점 D1에서는 염생식물이 거의 서식하지 않는 반면, 정점 D2에서는 염생식물이 많이 서식한다. 또한, 해수의 염분도 큰 차이를 보여, 정점 D1에서 염분은 9 psu이었고 정점 D2에서는 25 psu이었다(Table 1). 정점 D2에서는 염생식물이 서식하고 있음에도

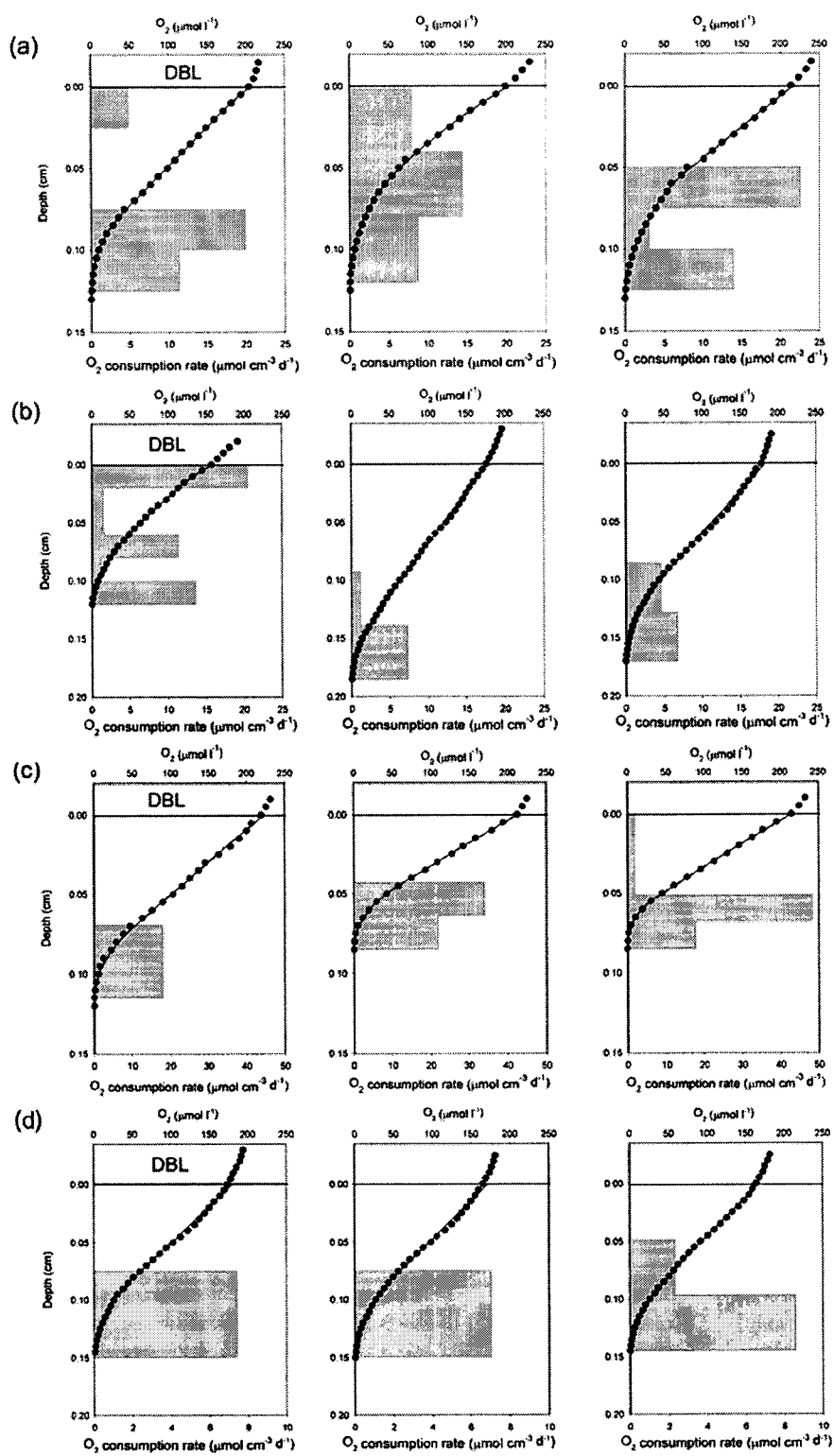


Fig. 3. Measured oxygen microprofiles (dotted circles) and oxygen consumption rates (horizontal bars)(a) the station D1 during April, (b) the station D1 during September, (c) the station D2 during April, and (d) the station D2 during September. The solid lines indicate the calculated best-fitting concentration profiles using PROFILE software. DBL indicates diffusive boundary layer.

Table 3. Oxygen consumption rates ($\text{mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$) estimated by the three different methods. See the text for detail.

	Cai and Sayles (1996)'s method	Flux at DBL	PROFILE
D1. Apr.	11.8	8.73	9.06
D1. Apr.	12.0	21.1	12.6
D1. Apr.	12.4	17.9	9.95
D1. Sep.	9.13	17.0	10.0
D1. Sep.	6.60	6.93	3.98
D1. Sep.	7.26	5.48	4.84
D2. Apr.	12.7	16.6	8.42
D2. Apr.	17.3	13.1	12.0
D2. Apr.	17.5	17.8	12.3
D2. Sep.	8.39	7.10	5.58
D2. Sep.	8.01	6.40	5.32
D2. Sep.	8.18	7.26	5.28

불구하고 4월에 측정된 표층퇴적물에서의 유기탄소 함량은 오히려 정점 D1에 비해 0.3% 가량 낮았다. 이런 환경요인의 차이에도 불구하고, 두 정점에서 관측한 산소소모율은 큰 차이를 나타내지 않았다. 하지만 두 정점에서 4월에 관측한 산소소모율은 9월에 관측한 것에 비해 2배 가량 높아, 계절적으로는 큰 차이를 나타냈다. 두 정점에서 4월과 9월에 해수 수온차이는 대략 3°C 정도이었고 이런 수온차이에 의해 4월에 측정된 해수의 산소농도가 9월에 비해 $20 \mu\text{mol l}^{-1}$ 가량 높았다. 표층퇴적물의 유기탄소 함량은 9월보다 4월에 0.1~0.3% 가량 높았다. 유와 최(2005)가 강화도 갯벌퇴적물에서 계절에 따라 저서미세조류의 일차생산력과 현존량을 측정하였는데, 일차생산력과 현존량 모두 4월에 최고 값을 보여, 저서미세조류의 봄철 대번성(spring bloom)이 4월에 발생한다고 보고하였다. 따라서 표층퇴적물의 유기탄소 함량이 9월에 비해 4월에 높은 것은 저서미세조류의 봄철대번성에 의해 표층퇴적물에 신선한 유기물이 많이 생성되었기 때문이다. 결국, 9월에 비해 4월에 산소소모율이 높은 것은 4월에 해수의 산소농도가 높고 표층퇴적물의 유기탄소 함량도 높아 유기물분해에 보다 많은 산소가 소모되었기 때문인 것으로 생각된다.

안(2005)이 강화도 갯벌퇴적물에서 퇴적물 배양시스템을 이용하여 퇴적물 내 산소소모율을 측정하였는데, 그의 결과에 의하면, 산소소모율은 지역과 계절에 따라서 큰 차이를 보였으며, 본 연구지역과 인접한 동검리 갯벌퇴적물에서 산소소모율은 평균적으로 $16.4 \text{ mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$ 으로, 본 연구에서 측정된 것의 평균치($8.26 \text{ mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$)에

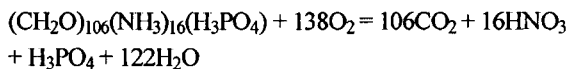
비해 2배가량 높게 측정되었다. 이런 차이는 지역적인 차이에 의해서도 발생하지만 측정방법의 차이에 의해서도 야기될 수 있다. 퇴적물 배양시스템을 이용하여 측정된 산소소모율은 보편적으로 산소미세전극을 이용하여 측정된 산소소모율보다 2~4배 가량 높게 측정된다(Archer and Devol 1992; Glud *et al.* 1999). 이들은 퇴적물 배양시스템을 이용하여 측정된 산소소모율이 높게 관측된 것은 퇴적물 배양 시스템 내에 존재하는 저서생물들이 생물교란을 일으켜서 산소가 퇴적물내로 공급되어 산소소모율이 보다 높게 측정되기 때문이라고 설명하였다. 이 등(2003, 2004)은 남해연안과 해상 어류가두리양식장 주변 퇴적물에서 산소미세전극을 이용하여 산소소모율을 측정하였는데, 남해연안 퇴적물에서 측정된 산소소모율은 $10.8\sim 27.6 \text{ mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$ 의 범위를 나타냈고 해상 어류가두리양식장 주변 퇴적물에서 측정된 산소소모율은 $19\sim 53 \text{ mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$ 의 범위를 나타냈다. 본 연구에서 강화도 갯벌퇴적물에서 측정된 산소소모율은 $5.39\sim 10.9 \text{ mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$ 의 범위를 나타내어, 우리나라 연안해역과 해상 어류가두리양식장 주변 퇴적물에서 측정된 것에 비해서는 상당히 낮았다. 하지만 독일 웨덴 해(Wadden Sea)의 조간대 퇴적물에서 산소미세전극을 이용하여 측정된 산소소모율은 $7.78\pm 1.30 \text{ mmol m}^{-2} \text{d}^{-1}$ 으로 본 연구에서 측정된 것들과 유사하였다(Polerecky *et al.* 2005).

호기성 유기물분해율

PROFILE 소프트웨어를 이용하여 산소소모율을 계산하면 깊이에 따른 산소소모율을 얻을 수 있는데, Fig. 3에서 보는 바와 같이 퇴적물 내에서 산소소모율은 깊이에 따라 다르게 나타났다. 정점 D1에서 4월에 관측한 산소소모율은 해수-퇴적물 경계면에서 산소투과깊이까지 전반적으로 고른 분포를 나타내는 반면, 9월에 측정된 것은 첫 번째 측정된 것을 제외하고는 산소투과깊이 부근에서만 높은 값들을 나타내고 해수-퇴적물 경계면 부근에서는 산소소모율이 측정되지 않았다. 정점 D2에서 4월과 9월에 측정된 산소소모율은 해수-퇴적물 경계면에서는 거의 측정되지 않았고 주로 산소투과깊이에서만 측정되었다. 일반적으로 퇴적물 내에서 산소는 유기물이 미생물에 의해 분해될 때 전자수용체로 주로 사용된다. 퇴적물 내에서 산소가 완전히 고갈되면 질산염, 산화망간, 산화철, 황산염의 순서로 전자수용체로 사용된다(Berner 1980). 이런 전자수용체들은 초기속성과정(early diagenesis)을 통해서 N_2 , Fe^{2+} , Mn^{2+} , HS^- 와 같은 환원형태의 화학종들로 변형된다. 이런 환원형태의 화학종들 중에서 Fe^{2+} , Mn^{2+} , HS^- 는 황산을 통해 상부퇴적물로 이동하고, 상부퇴적물에서 산소와 결합하여 다시 산화형태인 산화망간, 산화철, 황산염으로 전환된다. 따라서 퇴적물 내에서 산소는 유기물 분해

에도 사용되지만 환원형태의 화학종을 산화시키는데도 사용된다. 만약 산소가 퇴적물 내에서 유기물 분해에만 사용되었다면 산소소모율은 해수-퇴적물 경계면에서 산소투과 깊이까지 고른 분포를 나타낼 것이다. 하지만 산소가 환원형태의 화학종을 산화시키는데만 사용되었다면, 환원형태의 화학종들은 산소투과깊이 하부에만 존재하기 때문에 산소소모율이 산소투과깊이 부근에서만 측정될 것이다. 따라서 정점 D2에서 산소소모율이 주로 산소투과깊이 부근에서만 측정된 것은 산소가 유기물 분해보다는 환원형태의 화학종들을 산화시키는데 주로 사용되었기 때문이다. 정점 D1에서 4월에 관측한 산소소모율은 해수-퇴적물 경계면과 산소투과깊이 부근에서 관측된 것으로 판단하면, 산소가 유기물 분해와 환원형태의 화학종 산화 모두에 사용된 것으로 생각된다.

강화도 갯벌 퇴적물에서는 혐기성 호흡에 의한 유기물 분해가 매우 활발히 일어나고 있다고 보고되었다(현 등 2004; 목 등 2005). 현 등(2004)이 본 연구지역에서 약 2 km 가량 떨어진 동검리 갯벌 퇴적물에서 2003년 6월에 측정된 혐기성 유기물분해율은 $89.4 \text{ mmol C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 으로, 강화도 다른 갯벌 퇴적물에서 측정된 것보다 2배 이상의 높은 값을 나타냈다. 만약 본 연구지역에서 퇴적물 내 산소가 호기성 호흡에만 사용되었다고 가정하면, 측정된 퇴적물 내 산소소모율이 다음과 같은 식에 의해 호기성 호흡에 의한 유기물분해율로 전환할 수 있다(Berner 1980);



본 연구에서 산소소모율로부터 구한 호기성 유기물분해율은 $4.14\sim 8.07 \text{ mmol C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 의 범위를 나타냈다. 비록 측정 지역도 약간 떨어져 있고 측정 시기도 달라 직접 비교하는 것이 어렵긴 하지만, 강화도 동검리 갯벌 퇴적물에서 측정된 호기성 유기물분해율은 혐기성 유기물분해율의 4.6~9.0% 정도 밖에 되지 않는다. 앞에서 이미 언급한 바와 같이 퇴적물 내 산소는 호기성 호흡뿐만 아니라 환원형태의 화학종들을 산화하는데도 사용되었기 때문에 실제 호기성 유기물분해율은 이보다도 더 낮을 것이다. 따라서 호기성 유기물분해율은 혐기성 유기물분해율의 10% 이하로 매우 낮기 때문에 강화도 갯벌 퇴적물에서 유기물 분해는 주로 혐기성 호흡에 의해 이루어지고 있다고 생각된다.

4. 결 론

강화도 남부 갯벌퇴적물에서 4월과 9월에 확산경계층과 퇴적물 내에서 산소미세전극을 이용하여 산소의 미세

분포를 파악하였다. 4월에 측정된 산소투과 깊이는 $0.085\sim 0.12 \text{ cm}$ 로, 9월에 측정된 것($0.12\sim 0.185 \text{ cm}$)보다 얇게 관측되었다. 산소의 미세분포로부터 세 가지 방법을 이용하여 산소소모율을 계산하였다; 산소투과깊이로부터 구하는 방법, 확산경계층에서 산소농도 기울기로부터 구하는 방법, PROFILE 소프트웨어를 이용하여 구하는 방법. 이들 세 가지 방법 중에서 PROFILE 소프트웨어를 이용하여 계산한 것이 가장 신뢰성이 높은 것으로 생각된다. PROFILE 소프트웨어를 이용하여 계산한 산소소모율은 정점 D1에서 4월과 9월에 각각 10.5 와 $6.27 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 이었고 정점 D2에서 4월과 9월에 각각 10.9 와 $5.39 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 이었다. 산소소모율은 정점에 따라서는 큰 차이를 보이지 않았지만 계절적으로는 차이를 보여, 9월에 측정된 것보다 4월에 측정된 것이 2배 가량 높았다. 이렇게 9월보다 4월에 높은 산소소모율은 보이는 것은 4월에 해수의 산소농도가 높고 표층퇴적물의 유기탄소 함량도 높아 유기물분해에 보다 많은 산소가 소모되었기 때문이다. 산소소모율로부터 추정되는 호기성 유기물분해율은 $4.14\sim 8.07 \text{ mmol C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 의 범위를 나타내며, 호기성 유기물분해율은 혐기성 유기물분해율에 비해 매우 낮기 때문에 강화도 남부 갯벌퇴적물에서 유기물 분해는 호기성 호흡보다 주로 혐기성 호흡에 의해 이루어지는 것으로 생각된다.

사 사

강화도 현장 시료채집에 도움 준 한국해양연구원 이태희, 김지현 연구원과 한국지질자원연구원 엄인권 연구원에게 깊이 감사드립니다. 그리고 현장조사와 시료분석에 많은 도움을 주신 한양대학교 현정호 교수님과 연구팀에게 심심한 감사를 드립니다. 이 연구는 한국해양연구원의 기본사업인 “갯벌 경계면에서의 물질 플럭스 및 갯벌의 생태적 기능 평가(PE971903)”의 일환으로 수행되었다.

참고문헌

- 목진숙, 조혜연, 현정호. 2005. 강화도 남단 갯벌의 혐기성 유기물 분해능과 황산염 환원력 및 저서동물이 이에 미치는 잠재적 영향. *한국해양학회지 「바다」*, 10, 38-46.
- 안순모. 2005. 강화도 갯벌 퇴적물의 산소요구량과 탈질소화의 계절 변화. *한국해양학회지 「바다」*, 10, 47-55.
- 유만호, 최중기. 2005. 강화도 장화리 갯벌에서 저서미세조류의 계절적 분포 및 일차생산력. *한국해양학회지 「바다」*, 10, 8-18.
- 이제성, 김기현, 유준, 정래홍, 고태승. 2003. 산소미세전극을 이용한 남해연안 퇴적물/해수 계면에서 산소소모율 및 유기탄소 산화율 추정. *한국해양학회지 「바다」*, 8, 392-

- 400.
- 이제성, 정래홍, 김기현, 권정노, 이원찬, 이필용, 구준호, 최우정. 2004. 해상 어류가두리양식장의 환경영향평가: 1. 퇴적물 산소소모율 및 저서생물을 이용한 유기물 오염영향권 추정 및 유기탄소 순환. *한국해양학회지 「바다」*, 9, 30-39.
- 황청연, 조병철. 2005. 산소 미세전극을 이용한 강화군과 인천 북항 조간대 갯벌의 순광합성을 측정. *한국해양학회지 「바다」*, 10, 31-37.
- 현정호, 목진숙, 조혜연, 조병철, 최중기. 2004. 하계 강화도 갯벌의 혐기성 유기물 분해능 및 환산염 환원력. *한국습지학회지*, 6, 117-132.
- Anchor, D. and A. Devo. 1992. Benthic oxygen fluxes on the Washington shelf and slope: a comparison of in situ microelectrode and chamber flux measurements. *Limnol Oceanogr.*, 37, 614-629.
- Berg, P., N. Risgaard-Peterson, and S. Rysgaard. 1998. Interpretation of measured concentration profiles in sediment pore water. *Limnol. Oceanogr.*, 43, 1500-1510.
- Berner, R.A. 1980. *Early Diagenesis: a Theoretical Approach*. Princeton Univ. Press, Princeton. 241 p.
- Cai, E.-J. and F.L. Sayles. 1996. Oxygen penetration depths and fluxes in marine sediments. *Mar. Chem.*, 52, 123-131.
- Elberling, B. and L.R. Damgaard. 2001. Microscale measurements of oxygen diffusion and consumption in subaqueous sulfide tailings. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 65, 1897-1905.
- Epping, E.H. and W. Helder. 1997. Oxygen budgets calculated in situ oxygen microprofiles for Northern Adriatic sediments. *Cont. Shelf Res.*, 17, 1737-1764.
- Glud, R.N., J.K. Gundersen, and O. Holby. 1999. Benthic in situ respiration in the upwelling area off central Chile. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 186, 9-18.
- Glud, R.N., F. Wenzhofer, A. Tengberg, M. Middelboe, K. Oguri, and H. Kitazato. 2005. Distribution of oxygen in surface sediments from central Sagami Bay, Japan: In situ measurements by microelectrodes and planar optodes. *Deep-Sea Res.* 1, 52, 1974-1987.
- Hall, P.O.J., L.G. Anderson, M.M. Rutgers, B. Sundby, and S.F.G. Westerlund. 1989. Oxygen uptake kinetics in the benthic boundary layer. *Limnol. Oceanogr.*, 34, 734-746.
- Howes, B.L., J.W.H. Dacey, and G.M. King. 1984. Carbon flow through oxygen and sulfate reduction pathways in salt marsh sediments. *Limnol. Oceanogr.*, 29, 1037-1051.
- Jahnke, R.A. and M.B. Christiansen. 1989. A free-vehicle benthic chamber instrument for sea floor studies. *Deep-Sea Res.*, 36, 625-637.
- Mackin, J.E. and K.T. Swider. Organic matter decomposition pathways and oxygen consumption in coastal marine sediments. *J. Mar. Res.*, 47, 681-716.
- Polerecky, L., U. Franke, U. Werner, B. Grunwald, and D. de Beer. 2005. High spatial resolution measurement of oxygen consumption rates in permeable sediments. *Limnol. Oceanogr.: Methods*, 3, 75-85.
- Rasmussen, H. and B.B. Jorgensen. 1992. Microelectrode studies of seasonal oxygen uptake in a coastal sediment: role of molecular diffusion. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 81, 289-303.
- Reimers, C.E., K.M. Fischer, R. Merewether, K.L. Smith, and R.A. Jahnke. 1986. Oxygen microprofiles measured in situ in deep ocean sediments. *Nature*, 320, 741-744.
- Sauter, E.J., M. Schluter, and E. Suess. 2001. Organic carbon flux and mineralization in surface sediments from the northern North Atlantic derived from pore-water oxygen microprofiles. *Deep-Sea Res.* 1, 48, 529-553.
- Tengberg, A., H. Stahl, G. Gust, V. Muller, U. Arning, H. Andersson, and P.O.J. Hall. 2004. Intercalibration of benthic flux chambers I. Accuracy of flux measurement and influence of chamber hydrodynamics. *Prog. Oceanogr.*, 60, 1-28.
- Thamdrup, B. and D.E. Canfield. 2000. Benthic respiration in aquatic sediments. p. 86-103. In: *Methods in Ecosystem Science*. eds. by R.B. Jackson, O.E. Sala, H.A. Mooney, and R.W. Howarth. Springer, New York.
- Wenzhofer, F. and R.N. Glud. 2004. Small-scale spatial and temporal variability in coastal benthic O₂ dynamics: Effects of fauna activity. *Limnol. Oceanogr.*, 49, 1471-1481.

Received Mar. 14, 2006

Accepted Jun. 7, 2006