

NOTE

## 기후변화가 해양에 미친 영향; 고기후학의 관점에서

이희일<sup>1)</sup> · 신임철<sup>2),\*</sup>

<sup>1)</sup>한국해양연구원 해양환경·방제연구본부

<sup>2)</sup>기상청 기후변화감시센터

(접수일 : 2010년 4월 19일, 수정일 : 2010년 5월 2일, 게재확정일 : 2010년 8월 9일)

### Impact of Climate Change on the Ocean Environment in the Viewpoint of Paleoclimatology

Hi-Il Yi<sup>1)</sup> and Im Chul Shin<sup>2),\*</sup>

<sup>1)</sup>Marine Environment and Pollution Prevention Research Department, Korea Ocean Research & Development Institute, Seoul 426-744, Korea

<sup>2)</sup>Korea Global Atmosphere Watch Center, Korea Meteorological Administration, Seoul 156-720, Korea

(Received : 19 April 2010, Revised : 2 May 2010, Accepted : 9 August 2010)

**Abstract :** Impact of global warming on the ocean environment is reviewed based on most recently published publications. The most significant impact of global warming on marine environment is due to the melting of mountain and continental glaciers. Ice melting causes slow down and/or shut down of thermohaline circulation, and makes hypoxic environment for the first time, then makes anoxic with time. This can cause decreasing biodiversity, and finally makes global extinction of animals and plants. Furthermore, global warming causes sea-level rise, soil erosion and changes in calcium carbonate compensation depth (CCD). These changes also can make marine ecosystem unstable. If we emit carbon dioxide at a current rate, the global mean temperature will rise at least 6°C at the end of this century, as predicted by IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). In this case, the ocean waters become acidic and anoxic, and the thermohaline circulation will be halted, and marine ecosystems collapsed.

**Key words:** Global warming, Ecosystem, Hypoxic, Anoxic, Future

## 1. 서 론

기후변화에 관한 정부간협의체(IPCC: Intergovernmental Panel on Climate Change)의 2007년 보고서에 의하면 현재처럼 이산화탄소를 배출할 경우 2100년까지 대기의 온도는 약 6°C 이상(A1FI 시나리오) 상승한다고 한다(IPCC, 2007). 이러한 대기의 온도 상승은 빙하의 녹음으로 인해 해수면을 상승시키며 또한 해수의 온도를 상승시킨다.

2009년 덴마크의 Copenhagen 회의에서 2100년까지

†Corresponding Author: Im Chul Shin, Korea Global Atmosphere Watch Center Korea Meteorological Administration 1764-6, Seungen-2Ri, Anmyeon-Eup Taean-Gun, ChungNam, 357-961, Korea  
Phone : +82-41-674-6420, Fax : +82-41-674-6422  
E-mail : icshin@kma.go.kr

대기의 온도를 2°C 이상 상승하지 않도록 하며 각각의 국가는 2010~2020년의 기간동안 이산화탄소를 얼마나 줄일지 자발적으로 결정하는데 동의하였다(Kintisch, 2010). 만약 이산화탄소를 현재의 상태로 배출하면 20년 내로 2°C 상승한다(Schneider, 2009). 고기후의 연구결과들에 의하면 온도가 2°C 이상 상승할 경우 육상 및 해양생태계에 커다란 변화를 초래하며 만약 6°C 상승할 경우 육상 및 해양생태계의 멸종을 초래할 수 있다(Lane, 2007).

현재 전 세계 해양은 부영양화, 과도한 어업, 서식지 파괴, 저산소, 오염, 새로운 종의 유입 등 인간의 영향에 의해 영향 받지 않은 해역은 거의 없다(Richardson and Poloczanska, 2008). 해양생태계의 파괴는 곧 우리 인류의 생존과 국가의 안보에 직결되기 때문에 해

양환경을 잘 보존해야 함은 강조할 필요도 없다.

현재 이산화탄소가 빠르게 증가하고 있다. 이산화탄소의 증가는 해수순환의 안정성에 결정적인 영향을 미친다. 즉 이산화탄소의 증가는 해수순환을 감소시키며 해수 순환의 감소는 해양의 이산화탄소 흡수를 약하게 하며 이로 인하여 인간이 배출한 이산화탄소는 해양의 생태계에 치명적인 영향을 미치며 또한 이렇게 배출된 이산화탄소는 기후계에 영향을 미친다(Rahmstorf, 1997). 본 연구의 목적은 기후변화에 따른 해수 및 해양생태계의 변화에 대해 기존에 출판된 문헌을 근거로 논하고자 함이다. 본 논문에서 토의된 많은 내용은 기존에 출판된 고기후 및 고환경 부분을 많이 참고하였다. 앞으로 기후변화 연구는 다학제로 진행되어야 한다고 국제사회에서 강조하고 있다(Reid, Brechignac and Lee, 2009). 이러한 점에서 본 연구가 대기과학, 해양학, 지질학, 환경과학 등을 연구하는 독자들에게 조금이나마 도움이 되길 바란다.

## 2. 연구의 내용 및 방법

본 연구는 대부분 지난 몇 년간 과학저널 Science와 Nature에 출판된 내용을 근거로 하였다. 기후변화의 과학적 사실은 비교적 많은 연구가 출판되었다. 하지만 기후변화가 해양환경에 미치는 영향은 출판된 연구 결과가 많이 없는 편이지만 없는 데로 출판된 문헌을 근거로 논하였다.

## 3. 해양의 온도 상승과 이산화탄소 농도

### 3.1. 해양의 온도 상승

전 지구적으로 해양의 온도는 1971년 이후 계속 상승하고 있다(Shein, 2006). 북대평양의 관측 자료 또한 1970년대 초반을 전후로 해양의 온도가 상승하는 경향을 보이며 이는 현재 전 지구적인 현상으로 알려졌으며, 이를 기후변화의 전이(climate regime shift)가 일어났다고 한다(Wu *et al.*, 2005).

이러한 온도 상승은 표층수 및 심층수에서 모두 관측된다(Schiermeier, 2010). 관측 자료에 의하면 지난 40년간 비록 지역적으로 변화의 차이는 있지만 전반적으로 온도는 상승했으며 특히 수심이 깊은 곳보다 표층에서 더 많은 상승이 일어났다(Pierce *et al.*, 2006). 지난 55년간 북대서양 3000m 수층의 온도는  $0.012/+0.009^{\circ}\text{C}/10\text{년}$ 의 속도로 증가하였다(Polyakov *et al.*, 2005).

해양 표층수의 온도 상승은 대기의 흐름을 변화시켜(Deckert and Dameris, 2008) 지상의 온도와 강수 등에 많은 영향을 미칠 뿐만 아니라 해양 식물플랑크톤이 봄철동안 대 번식(spring blooming)하는 시간과

정도에 영향을 미치며 이는 먹이사슬에 변화를 일으켜 궁극적으로 생물 다양성과 생태계의 안정성에 영향을 미친다(Thuiller, 2007).

일반적으로 빙하기 때보다 온난기때 몬순 바람이 강하다. 예를 들어 아라비아 해의 경우 지난 빙하기 동안 몬순 바람의 강도와 이에 관련된 용승작용의 강도는 약했다(Naidu and Malmgren, 1995). 또한 전 지구온난기로 알려진 6000년 전(홀로세중기 기후 최적기)에 일사량이 증가했으며 이는 열대아프리카 해역의 표층해수 온도를 증가시켰으며 이로 인하여 대기대순환의 변화도 일어났으며 몬순이 강화되어 아프리카 북쪽지역에 강수량이 25% 증가했다(Kutzbach and Liu, 1997).

### 3.2. 해양의 이산화탄소 농도 조절

해양은 지난 200년간 인간이 배출한 이산화탄소의 약 40%를 흡수했으며(Zeebe *et al.*, 2008), 특히 산업혁명이후 인간의 화석연료 사용으로 배출된 이산화탄소의 약 50%를 흡수했다(Riebesell *et al.*, 2007). 북반구에서 북대서양은 대기의 이산화탄소를 가장 많이 흡수한다. 북대서양에 녹아있는 이산화탄소의 약 50%는 대기로부터 유입된 것이다(Gruber, and Galloway, 2009). 남빙양 또한 해수의 온도상승으로 인하여 이산화탄소 흡수 능력은 1981년부터 꾸준히 감소하고 있다(Quere *et al.*, 2008).

이산화탄소 흡수원으로서 해양은 대기 중의 이산화탄소 농도를 조절하는 역할을 하여왔다. 하지만 온난화로 인한 해수의 온도 상승으로 인하여 해양의 이산화탄소 흡수 능력이 감소하고 있다. 이산화탄소는 해수의 온도가 낮을 때 많이 녹는다. 그러므로 온난화로 인한 해수의 온도 상승과 해수순환의 느려짐은 해양의 이산화탄소 흡수력을 떨어뜨려 대기의 이산화탄소 농도가 더욱 더 상승하게 된다.

현재 온난화 및 인간의 영향으로 인하여 해양 생태계가 파괴되고 있다(Halpern *et al.*, 2008; Diaz and Rosenberg, 2008). 이러한 해양 생태계의 파괴는 식물플랑크톤의 광합성을 저해하여 대기의 이산화탄소 농도를 증가시키는 역할을 하여(Zeebe *et al.*, 2008) 지구온난화를 더욱 더 악화 시킨다.

## 4. 기후변화가 해양에 미친 영향

### 4.1. 빙하녹음이 해양에 미친 영향

현재 온난화로 인하여 전 지구상의 대륙빙하 및 산악 빙하가 녹고 있다. 빙하 녹은 물은 해수의 순환과 기후변화에 영향을 미친다(Overpeck, 1996). 고기후의 연구 결과에 의하면 빙하의 녹음은 해양으로 민물의 유입을 증가시키며 이는 대기와 해양의 순환에 영향

을 미쳤다(Sabadini, 2002). 예를 들면 14,700년 전에 남극빙하의 녹음으로 인하여 남빙양에 민물의 유입이 있었으며 이는 기후변화를 야기했으며 매 초당 500,000 m<sup>3</sup>의 빙하 녹은 물이 남빙양으로 수 백 년 간 흘러들었다. 이로 인하여 해수면이 20 m 정도 상승하였다(Kerr, 2003). 이 외에도 약 18,000년 전인 지난 빙하최대기(LGM; Last Glacial Maximum)때 빙하의 녹은 민물이 해양에 유입되어 육상과 해양에 물 순환의 변화를 초래하였다(Menot *et al.*, 2006). 조그마한 물 순환의 변화가 일어나도 열 염분순환에 변화가 일어난다(Clark *et al.*, 2002).

지난 40년 연구 결과에 의하면 현재 그린란드 지역의 빙하가 얇아지고 있다(Paterson and Reeh, 2001). 이러한 빙하의 녹음은 해양으로 민물유입이 증가해 표층수의 염도가 떨어진다. 지난 40년 관측결과에 의하면 북대서양 심층수의 염도 또한 낮아지고 있으며(Dickson *et al.*, 2002), 이는 전 지구적인 열 염분순환을 파괴시킨다(Serreze, Holland and Stroeve, 2007). 만약 현재처럼 이산화탄소를 배출 한다면 열 염분순환의 파괴는 계속 될 것이다(Rahmstorf, 1997). 열 염분 순환이란 해수의 밀도 차이에 의해서 표층의 물이 저층으로 가라 앉는 현상을 의미한다(Kennett, 1982).

이러한 열 염분순환의 변화는 표층 및 저층에 살고 있는 생물체의 생태계를 파괴시킨다. 즉 해양생태계에서 생물체의 생존에 필수적인 산소, 염분, 영양분은 표층으로부터 온다. 표층의 물이 저층으로 가라앉지 않거나 가라 앉는 속도가 느려질 경우 이러한 산소, 염분, 영양분이 수심이 깊은 곳이나 저층에 공급되지 않아 생물체는 죽게 된다.

이 외에도, 빙하의 녹음은 또한 중위도의 폭풍경로(storm track)를 강화시키며 이로 인하여 계절별 강수량에 커다란 변화를 초래하기도 하며, 빙하의 녹음으로 인해 해안지역에 덮여있던 빙하가 없어지면서 바람이 대양에 더욱 더 오랫동안 영향을 미쳐 더욱 더 많은 파도가 일어나게 된다. 현재 이러한 영향으로 인하여 알래스카와 시베리아 해안은 해안 침식의 영향을 심하게 받고 있다. 빙하의 녹음은 또한 해수면 상승을 초래하며, 이러한 해수면 상승이 해안선에 미치는 영향은 지대하다. 전 세계 해안선의 길이는 440,000 km이다(Kennett, 1982). 고기후의 연구결과에 의하면 해수면 변동은 생물체의 서식지에 변화를 일으키며, 해수면 변동이 심할 경우 생물체의 멸종과 진화를 초래하였다(Peters and Foote, 2008). 부연하면 지질학에서 지구 46억년 역사를 지질학적인 사건에 의해 크게 대(era, 즉 고생대, 중생대, 신생대)로 나누며 era를 다시 지질학적인 사건에 따라 기(period, 예를 들어, 쥐라기, 백악기 등)로 나눈다. 대(era)의 경계(즉 고생대와 중생대의 경계, 중생대와 신생대의 경계)와 기

(period)의 경계(예를 들어, 트라이아스기와 쥐라기의 경계, 쥐라기와 백악기의 경계 등)는 기후변화에 따른 해수면 변화를 포함한 생물체의 멸종과 진화로 특징 지어진다.

#### 4.2. 온난화가 해수의 산소농도에 미치는 영향

고기후의 연구결과에 의하면 해양의 온도가 상승할 때 용존산소의 양이 낮아지며 심층수의 순환도 느려졌다(Kaiho, 1991). 해수에 녹아있는 산소의 양이 줄어들면 생물체의 종조성에 급격한 변화를 초래하였다. 예를 들어, 백악기 중기(1억 2천 만 년 전~8천 만 년 전)동안에 해양의 온도는 높았으며, 무산소(anoxic)환경이었고, 유기탄소가 해양에 많이 퇴적되었으며 생물체의 종 조성에 커다란 변화가 일어났는데 이는 이산화탄소의 농도가 높아 온도가 상승했기 때문이다(Wilson and Norris, 2001).

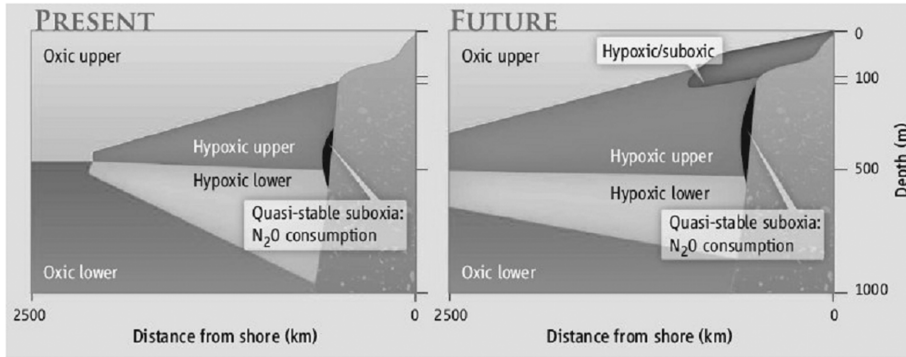
또한 팔레오세/에오세 경계(5천 7백 8십 만 년 전)와 마이오세 중기(천 6백 6십 만 년 전~천 백 2십 만 년 전)때 동물플랑크톤의 일종인 저서성유공충의 급격한 종조성의 변화를 보이는데 이때 또한 해수에 녹아있는 산소의 양이 줄어든 시기였다(Kaiho, 1991). 에오세 초기(5천 7백 8십 만 년 전~5천 2백 만 년 전)와 올리고세 말기(3천 만 년 전~2천 3백 7십 만 년 전)는 용존산소의 양이 낮았는데 이때 해수의 온도가 상승했으며, 심층수의 속도도 느렸다(Kaiho, 1991).

현재 대기의 이산화탄소 농도가 증가하며, 대기와 해양의 온도가 상승하고 있다. 표층수의 온도가 상승하면 해양의 순환이 느려지며 이로 인하여 심층수의 용존산소의 농도가 감소한다(Kerr, 2009). 즉 대기의 이산화탄소 농도가 증가하면 해양의 산소가 부족한 지역이 넓어진다(Fig. 1) (Brewer and Peltzer, 2009).

또한 현재 부영양화로 인하여 인간이 살고 있는 대부분의 연안지역은 저산소(hypoxia) 환경이며, 영양분의 유입으로 인한 생물체의 일차생산성이 증가하고 있으며, 이로 인하여 저산소 지역이 넓어지고 있다(Fig. 1).

이러한 산소가 부족한 지역의 생태계는 많은 스트레스를 받고 있다(Diaz and Rosenberg, 2008). 저산소 환경은 용존산소가 2 ml/l 이하 일 때 발생하며 이때 저서생물에 이상 현상이 발생한다. 용존산소가 0.5 ml/l 이하로 떨어질 때 생물체가 대량 죽게 된다(Diaz and Rosenberg, 2008).

일차생산성의 증가는 유기탄소의 축적을 의미하며 이로 인한 생물체의 활동으로 인하여 저층에 있는 용존산소를 사용하여 궁극적으로 무산소환경(anoxic)이 된다(Diaz and Rosenberg, 2008). 무산소 환경은 용존산소의 농도가 0.1 ml/l 인 경우이며(Bernhard, 1986) 생물체의 멸종을 초래한다.



**Fig. 1.** Extension of dissolved oxygen content in the present-day and future oceans. Oxic denotes for greater than 5 ml/l of dissolved oxygen; hypoxic denotes for less than 2 ml/l; suboxic denotes for 0.3~1.5 ml/l (Codispoti, 2010).

1960년 이후로 저산소 환경(hypoxic)은 매년 약 2배씩 증가하고 있다(Diaz and Rosenberg, 2008). 저산소 환경은 한국의 서해와 남해를 포함하여 발트 해(Baltic Sea), 흑해(Black Sea), 멕시코만(Gulf of Mexico), 동중국해(East China Sea)등에서 나타나고 있다(Diaz and Rosenberg, 2008). 용존산소의 감소는 해안지역의 경제와 생태계에 심각한 영향을 미친다(Stramma *et al.*, 2008). 이외에도, 현재 미국과 유럽 등에서는 해양의 유기탄소가 특히 1990년대 이후 급격히 증가하고 있다. 이에 대한 가설로 기후변화, 질소화합물의 퇴적, 농경지 사용의 변화 등이 제시되고 있다(Monteith *et al.*, 2007).

현재 열대해역 중층수는 산소가 부족한 물(hypoxic)이다. 대서양의 열대 해역과 태평양 적도해역은 지난 50년간 중층수의 용존산소가 낮은 지역의 깊이(vertical expansion)가 증가하고 있다(Stramma *et al.*, 2008). 기후 모델 또한 지구온난화로 인하여 앞으로 용존산소의 양이 감소할 것이라 한다(Stramma *et al.*, 2008). 위에서도 언급 했지만 이는 생태계에 심각한 영향을 미칠 것이다(Stramma *et al.*, 2008).

#### 4.3. 온난화와 해수의 산성화

대기 중의 이산화탄소 농도가 증가하면 이산화탄소는 부식성이 강한 산성을 띠고 있으므로 이가 해수에 녹아 점점 산성화된다(Riebesell *et al.*, 2008). 현재 화석연료의 사용에서 배출된 대기 중 이산화탄소의 약 30~50%(Checkley *et al.*, 2009), 공장에서 배출된 이산화탄소의 25%(Science, 2009)가 해양에 들어간다.

이렇게 인간이 배출한 이산화탄소의 해양에서의 흡수는 해수의 pH(폐하)를 감소시키며 이로 인하여 켈사이트(calcite)와 아라고나이트(aragonite)의 포화도를 낮게 한다(Zeebe *et al.*, 2008). 즉 해수가 산성화되면 해양생물의 약 50%는 껍데기가 켈사이트와 아라고나

이트로 구성되어 있는데 이들 생물체가 살 수 있는 물의 깊이가 얕아짐을 의미하며 이는 곧 생물체의 서식지가 줄어들어 개체수가 줄어들거나 적응하지 못하는 종의 멸종을 의미 한다(Arrigo, 2007). 참고로 폐하란 해수의 수소 이온 농도 지수를 의미하며 0에서 14까지 있으며, 7미만은 산성을, 7이상은 알칼리성을 의미한다.

해수의 pH가 0.2~0.3 정도만 감소해도 해양생물이 켈사이트를 이용해 껍데기를 만들 수 있는 능력이 없어지거나 혹은 느리게 된다(Zeebe *et al.*, 2008). 그러므로 해양생태계의 안정을 위해서 해수의 pH가 0.2 이상 바뀌어서는 안 된다. 산업화 이전에 비해 해수의 pH는 이미 약 0.1 정도 감소하였다(Zeebe *et al.*, 2008).

해양의 평균 pH는 8.1~8.2(Riebesell *et al.*, 2008) 정도이며 현재 진행되고 있는 이산화탄소의 증가로 인한 산성화는 생물체의 껍데기를 만들 수 있는 능력(calcification)을 감소시켜 궁극적으로 굴, 조개류에 영향을 미쳐 수산양식업의 생산성에 영향을 미친다(Zeebe *et al.*, 2008). 이산화탄소의 농도가 조금만 증가해도 산성화 때문에 해양생물(굴, 성게, 해조류 등)은 탄산칼슘 각을 적게 형성하게 된다(Kerr, 2009).

이의 심각성을 반영하듯 2007년 출간된 기후변화에 관한 정부간 협의체의 4차 보고서에서 처음으로 해양의 산성화를 명시하였다(Giles, 2007; Riebesell *et al.*, 2007). 그러므로 해수의 산성화로 인한 환경파괴를 막기 위하여 기후변화와 관계없이 이산화탄소의 배출을 줄여야 한다(Zeebe *et al.*, 2008).

#### 4.4. 온난화가 생태계에 미치는 영향

온난화는 동·식물 플랑크톤의 양과 해양의 어족에 영향을 미친다(Thompson and Ollason, 2001). 특히 종의 조성은 기후변동과 좋은 상관관계를 보인다(Ruhl and Smith, 2004). 수층의 상부 수 백 m에 사는 식물

플랑크톤은 바람의 변화, 일사량의 변화, 영양분의 변화 등에 의해 민감하게 영향을 받는다(Bissett *et al.*, 1994). 또한 해저 퇴적물의 종류는 생물종의 분화(speciation)에 영향을 미치며 해양 밑바닥에 사는 동물들은 퇴적물의 종류에 적응해 있다(Goldman, 2002). 즉 어떤 생물체는 점토로 구성된 퇴적물에, 어떤 생물체는 모래로 구성된 퇴적물에 잘 적응되어있다. 이는 먹이 섭취방법과 행동양식이 각각의 생물체마다 다르기 때문이다.

해양에서 퇴적물은 대부분 육상으로부터의 풍화작용에 의해서 온다. 기후변화 및 이에 따른 해수면 변화는 풍화작용의 속도에 영향을 미치며 해수면 상승과 하강은 물에 잠겨있는 육지의 면적에 변화를 초래해 침식속도의 변화를 일으키며 궁극적으로 해양퇴적물의 양과 종류를 결정하는 주요 요인이다. 그러므로 해양의 생물체의 종류와 양은 기후변화에 민감하게 반응한다.

해수의 온도상승에 따라 전 세계 산호초의 생태계는 위협을 받고 있다(Baker *et al.*, 2004). 특히 이산화탄소의 증가로 인한 해양의 산성화 때문에 산호초가 감소하고 있으며(Kerr, 2009), 이의 속도는 우리가 기대했던 것보다 더 빠르다(Pennisi, 2002). 현재 대부분의 인도양에 서식하는 산호의 90% 이상이 죽었으며 이는 표층해수의 온도상승 때문이다(Sheppard, 2003). 서로 다른 생물체와의 공생관계(symbiosis)와 탄산칼슘 껍데기의 형성(calcification)은 산호의 건강에 중요하다(Weis and Allemand, 2009).

또한 현재 인간이 배출한 오염물질이 생태계를 위협하고 있다. 미국 체사피크만(Chesapeake Bay)의 경우 하수에서 배출되는 오물과 화학비료가 만으로 흘러들어 질소와 인이 지나치게 많아 녹조현상(algal bloom)이 엄청나게 일어나 이로 인한 산소부족으로 인하여 물고기 와 게 등이 대량으로 죽었다(Stokstad, 2009).

인간의 영향은 또한 적조에 영향을 미친다. 즉 도시와 농촌에서 배출하는 오염물질(nutrition pollution)이 적조현상을 부추긴다. 예를 들어 플로리다 주에서 1950년대부터 적조생물인 *Karenia* 를 연구한 결과 최근에 15배 증가하였다. 플로리다에서 적조는 1500년대부터도 발생하였다. 즉 인간의 영향과 무관하게 발생하였다. 하지만 최근에 과거 1950년대에 비해 *Karenia* 가 15배 증가하였다. 이는 최근 강수량 증가에 의해 육지로부터 해양으로의 영양분이 많이 공급되어 일어난 현상이다. 그러므로 인간의 영향이 심한 적조현상에 기여 했다 할 수 있다(Schrope, 2008).

이러한 예는 우리나라도 집중호우, 강수량 증가 때문에 앞으로 적조현상이 증가 할 수 있음을 의미한다. 즉 부안하면 지구온난화로 인하여 강수량, 강수강도

가 증가하며, 더불어 황사현상이 빈번히 발생하며 육상으로부터 퇴적물이 강으로 이동하는 양이 증가함에 따라 해양에 영양염이 증가하게 된다. 이는 적조생물이 증가하여 적조발생 현상이 증가함을 의미한다. 이러한 적조현상은 물속의 산소를 고갈시켜 생물체의 대량 죽음으로 이어질 수 있음을 의미한다.

플로리다의 경우 평소에는 적조생물이 해수 1 리터에 1000cells 이 들어있다. 하지만 5000cells에 이르면 물고기나 조개류가 죽는다. 플로리다의 경우 적조 기간 동안에 물 1 liter에 적조생물의 수가 수 백 만 마리가 있다(Schrope, 2008).

적조를 일으키는 생물체(dinoflagellate)가 번성하는 이유는 (1) 대기 중의 먼지에 의한 영양분 공급. 즉 황사처럼 먼지에 포함된 철(Fe)이 적조생물의 번식을 촉진하며, (2) 강으로부터의 영양분 공급이 늘어남에 따라 유기탄소가 해수속의 물과 반응하여 이산화탄소는 증가하고 산소는 고갈되게 되기 때문이다. 즉 강수량 증가로 인하여 육상에서 바다로 영양분과 함께 많은 퇴적물이 이동하며, (3) 적조에 의해 물고기가 죽으면 물고기의 영양분이 적조현상을 강화시킨다. 이 중 육지로부터의 영양분 공급이 가장 중요한 요인이다(Schrope, 2008). 플로리다의 경우는 주변 강에서 집중호우 동안에 멕시코만으로 영양분이 많이 들어가 적조가 발생한다(Schrope, 2008).

#### 4.5. 기후변화가 해수의 특성에 미치는 영향

앞에서도 언급했지만 현재 우리는 기후가 급격히 변화하는 전환 시기에 살고 있다. 즉 지난 1000년간 대기와 해양의 평균기온은 약 0.5°C 범위 내에서 상승과 하강을 반복하였지만 IPCC 4차 보고서(IPCC, 2007)에 의하면 2100년까지 최대 약 6°C의 상승을 예측하고 있다. 이러한 급격한 기후변화의 전환 시기에 해수 순환강도는 증가한다(Toggweiler and Russell, 2008).

고기후의 연구결과에 의하면 지난 간빙기 때의 기후전이 시기 동안에 수괴의 근원지와 수괴의 특성이 바뀌었으며, 이는 모든 대양에 걸쳐 동시에 일어났으며 시간도 많이 걸리지 않았다(Roberts *et al.*, 2010). 이러한 수괴의 변화는 종의 조성, 개체수의 변화등 해양생태계에 영향을 미친다.

온난화는 또한 몬순시스템에 변화를 일으킨다. 만약 물 순환에 약간의 변화만 일어나도 열 염분순환(thermohaline circulation)에 변화를 일으켜 급격한 기후변화를 야기한다(Clark *et al.*, 2002). 지난 30년간 지구 온난화로 인하여 대서양 고위도 지역(그린란드와 아이슬란드)의 물은 비록 영화 “The Day After Tomorrow”에서 보여 질 정도로 극적인 경우는 아니지만 염분의 농도가 낮아졌다(Kerr, 2008). 빙하의 녹

음으로 인한 바다로 담수의 유입은 해수의 순환과 북대서양 심층수(North Atlantic Deep Water)생성에 영향을 미친다(LeVerington *et al.*, 2000).

빙하의 녹음으로 인한 해양의 민물유입 이외에도 해양의 온도상승으로 인한 증발량의 증가(특히 아열대 지역)는 열 염분순환에 영향을 미친다. 따뜻한 공기는 습기를 많이 함유하며, 습기를 많이 함유한 공기는 고위도로 이동해 강수량을 증가시킨다. 이는 강을 통한 해양의 민물유입을 증가시키며, 이러한 밀도가 낮은 물의 유입은 열 염분순환의 속도를 느리게 하며 궁극적으로 열 염분순환의 붕괴를 초래할 수 있다(Stokstad, 2002).

인간의 인위적인 영향 또한 해수 순환에 영향을 미칠 수 있다. 만약 황하강(Yellow river) 혹은 양쯔강(Yantze river)이 농업용수를 목적으로 강의 방향을 바꾸면 이가 동해의 경우 염도를 증가시키며 저층수의 형태를 불안정하게 하며(Nof, 2001) 이는 궁극적으로 우리의 해양생태계에 새로운 영향을 미친다.

## 5. 요약

현재 지구온난화로 인하여 산악 및 육상 빙하가 녹고 있으며, 이는 해수의 순환변화를 초래한다. 온난화는 또한 몬순의 변화를 일으켜 집중호우, 홍수, 가뭄 등의 빈도수와 지속시간을 증가시킨다. 특히 온난화로 인한 집중호우의 증가는 해양으로 유기탄소의 유입을 증가시켜 해양은 더욱 더 이산화탄소 농도가 높아지며 해수는 부식성이 강하며 산성화 되어 생물체를 죽이며 궁극적으로 생물 다양성이 감소된다.

현재처럼 이산화탄소를 계속 배출할 경우 미래의 해양은 산성화되어 탄산칼슘으로 구성된 생물체의 각을 녹여 생물체가 죽으며, 이는 먹이사슬의 변화를 초래해 생태계에 부정적인 영향을 미친다. 만약 현재처럼 이산화탄소를 배출할 경우 IPCC의 예측처럼 2100년까지 6°C 상승하며, 이는 열 염분순환을 중지시켜 생물체의 대량 멸종을 초래할 수 있다(Stokstad, 2002).

## 감사의 글

본 논문의 심사와 건설적인 코멘트를 해주신 익명의 심사위원님들께 감사드립니다. 그리고 본 연구는 국토해양부 국가연구개발사업 '동북아해 퇴적물기원 및 모니터링연구' (PM55451)에서 지원으로 수행되었다.

## 참고문헌

Arrigo, K. R., 2007: Marine manipulations. *Nature*, **450**, 491-492.

한국기상학회 대기 제20권 3호 (2010)

- Baker, A. C., C. J. Starger, T. R. McClanahan, and P. W. Glynn, 2004: Coral's adaptive response to climate change. *Nature*, **430**, 741.
- Bernhard, J. M., 1986: Characteristic assemblages and morphologies of benthic foraminifera from anoxic, organic-rich deposits: Jurassic through Holocene. *J. of Foraminiferal Research*, **16**, 207-215.
- Bissett, W. P., M. B. Meyers, J. J. Walsh, and F. E. Muller-Karger, 1994: The effects of temporal variability of mixed layer depth on primary productivity around Bermuda. *J. of Geophysical Research*, **99**, 7539-7553.
- Brewer, P. G., and E. T. Peltzer, 2009: Limits to marine life. *Science*, **324**, 347-348.
- Checkley, J., D. M. Dickson, A. G. Takahashi, M. Radich, J. A. Eisenkolb, and R. Asch, 2009: Elevated CO<sub>2</sub> enhances otolith growth in Young Fish. *Science*, **324**, 1683.
- Clark, P. U., N. G. Pisias, T. F. Stocker, and A. J. Weaver, 2002: The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change. *Nature*, **415**, 863-869.
- Codispoti, L. A., 2010: Interesting times for marine N<sub>2</sub>O. *Science*, **327**, 1339.
- Deckert, R., and M. Dameris, 2008: From ocean to stratosphere. *Science*, **322**, 53-55.
- Diaz, R. J., and R. Rosenberg, 2008: Spreading dead zones and consequences for marine ecosystems. *Science*, **321**, 926-929.
- Dickson, B., Y. Meincke, J. Turrell, B. Dye, and J. Holfort, 2002: Rapid freshening of the deep North Atlantic Ocean over the past four decades. *Science*, **416**, 832-837.
- Giles, J., 2007: US posts sensitive climate report for public comment. *Nature*, **441**, 6-7.
- Goldman, E., 2002: Puzzling over the origin of species in the depths of the oldest lakes. *Science*, **299**, 654-655.
- Gruber, N., and J. N. Galloway, 2009: Fickle trends in the ocean. *Nature*, **458**, 155-156.
- Halpern, B. S., S. Walbridge, K. A. Selkoe, C. V. Kappel, F. Micheli, C. D'Agrosa, J. F. Bruno, K. S. Casey, C. Ebert, H. E. Fox, R. Fujita, D. Heinemann, H. S. Lenihan, E. M. P. Madin, M. T. Perry, E. R. Selig, M. Spalding, R. Steneck, and R. Watson, 2008: A global map of human impact on marine ecosystems. *Science*, **319**, 948-952.
- Intergovernmental Panel on Climate Change(IPCC), 2007: Climate Change 2007: The Physical Basis. Summary for Policymakers. *IPCC*, 1-18.

- Kaiho, K., 1991: Global changes of Paleogene aerobic/ anaerobic benthic foraminifera and deep-sea circulation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **83**, 65-85.
- Kennett, J. P., 1982: Marine Geology. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, N. J.. 07632, 813pp.
- Kerr, R. A., 2003: Who pushed whom out of the last ice age? *Science*, **299**, 1645.
- Kerr, R. A., 2008: Global warming throws some curves in the Atlantic ocean. *Science*, **322**, 515.
- Kerr, R. A., 2009: The many dangers of Greenhouse acid. *Science*, **323**, 459.
- Kintisch, E., 2010: Senate looms as bigger hurdle after Copenhagen. *Science*, **327**, 19-21.
- Kukla, G., 1989. Long continental records of climate-an introduction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **72**, 1-9.
- Kutzbach, J. E., and Z. Liu, 1997: Response of the African monsoon to orbital forcing and ocean feedbacks in the middle Holocene. *Science*, **278**, 440-443.
- Lane, N., 2007: Reading the book of death. *Nature*, **448**, 122-125.
- LeVerington, D. W., J. D. Mann, and J. T. Teller, 2000: Changes in the bathymetry and volume of glacial lake Agassiz between 11,000 and 9300 14C yr B.P. *Quaternary Research*, **54**, 174-181.
- Menot, G, E. Bard, F. Rostek, J. W. H. Weijers, E. C. Hopmans, S. Schouten, and J. S. S. Damste, 2006. Early reactivation of European rivers during the last deglaciation. *Science*, **313**, 1623-1625.
- Monteith, D. T., J. L. Stoddard, C. D. Evans, H. A. D. Wit, M. Forsius, Hogasen, A. Wilander, B. L. Skjelkvale, D. S. Jeffries, J. Vuorenmaa, B. Keller, J. Kopacek, and J. Vesely, 2007: Dissolved organic carbon trends resulting from changes in atmospheric deposition chemistry. *Nature*, **450**, 537-541.
- Naidu, P. D., and B. A. Malmgren, 1995: Monsoon upwelling effects on size of some planktonic foraminiferal species from the Oman margin, Arabian Sea. *Paleoceanography*, **10**, 117-122.
- Nof, D., 2001: China's development could lead to bottom water formation in the Japan/East Sea. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **82**, 609-618.
- Overpeck, J. T., 1996: Warm climate surprises. *Science*, **271**, 1820-1821.
- Paterson, W. S. B., and N. Reeh, 2001: Thinning of the ice sheet in northwest Greenland over the past forty years. *Nature*, **414**, 60-62.
- Pennisi, E., 2002: Diagnosis and Rx for U.S. coral reefs. *Nature*, **298**, 39.
- Peters, S. E., and M. Foote, 2008: Environmental determinants of extinction selectivity in the fossil record. *Nature*, **454**, 626-630.
- Pierce, D. W., T. P. Barnett, K. M. AchutaRao, P. J. Gleckler, J. M. Gregory, and W. M. Washington, 2006: Anthropogenic warming of the oceans: Observations and model results. *Journal of Climate*, **19**, 1873-1900.
- Polyakov, I. V., U. S. Bhatt, H. L. Simmons, D. Walsh, J. E. Walsh, and X. Zhang, 2005. Multidecadal variability of North Atlantic temperature and salinity during the twentieth century. *J of Climate*, **18**, 4562-4581.
- Quere, C. L., C. Rodenbeck, E. T. Buitenhuis, T. J. Conway, R. Langenfelds, A. Gomez, C. Labuschagne, M. Ramonet, T. Nakazawa, N. Metzl, N. P. Gillett, M. and Heimann, 2008: Responses to comments on Saturation of the Southern Ocean CO2 sink due to recent climate change. *Science*, **319**, 570c.
- Rahmstorf, S., 1997: Risk of sea-change in the Atlantic. *Nature*, **388**, 825-826.
- Reid, W. V., C. Brechignac, and Y. T., Lee, 2009. Earth system research priorities. *Science*, **325**, 245.
- Richardson, A. J., and E. S. Poloczanska, 2008: Under-resourced, under threat. *Science*, **320**, 1294-1295.
- Riebesell, U., K. G. Schulz, R. G. J. Bellerby, M. Botros, P. Fritsche, M. Meyerhofer, C. Neill, G. Nondal, A. Oschlies, J. Wohlers, and E. Zollner, 2007: Enhanced biological carbon consumption in a high CO2 ocean. *Nature*, **450**, 545-549.
- Riebesell, U., K. G. Schulz, R. G. J. Bellerby, M. Botros, P. Fritsche, M. Meyerhofer, C. Neill, G. Nondal, A. Oschlies, J. Wohlers, and E. Zollner, 2008: Acid test for marine biodiversity. *Nature*, **454**, 46-47.
- Roberts, N. L., A. M. Piotrowski, J. F. McManus, and L. D. Keigwin, 2010: Synchronous deglacial overturning and water mass source changes. *Science*, **327**, 75-78.
- Ruhl, H. A., and K. L. Smith, 2004: Shifts in deep-sea community structure linked to climate and food supply. *Science*, **305**, 513-515.
- Sabadini, R., 2002: Ice sheet collapse and sea level change. *Science*, **295**, 2376-2377.
- Schiermeier, Q., 2010: The real holes in climate science. *Nature*, **463**, 284-287.

- Schneider, S., 2009: The worst-case scenario. *Nature*, **458**, 1104-1105.
- Schrope, M., 2008: Red tide rising. *Nature*, **452**, 24-26.
- Science, 2009. Science Insider: From the Science Policy Blog. *Science*, **324**, 1251.
- Serreze, M. C., M. M. Holland, and J. Stroeve, 2007: Perspectives on the Arctic's shrinking sea-ice cover. *Science*, **315**, 1533-1536.
- Sheppard, C. R. C., 2003: Predicted recurrences of mass coral mortality in the Indian Ocean. *Nature*, **425**, 294-297.
- Stokstad, E., 2002: River flow could derail crucial ocean current. *Science*, **298**, 2110.
- Stokstad, E., 2009: Obama moves to revitalize Chesapeake Bay restoration. *Science*, **324**, 1138-1139.
- Stramma, L., G. C. Johnson, J. Sprintall, and V. Mohrholz, 2008. Expanding oxygen-minimum zones in the tropical oceans. *Science*, **320**, 655-658.
- Thompson, P. M., and J. C. Ollason, 2001: Lagged effects of ocean climate change on fulmar population dynamics. *Nature*, **413**, 417-420.
- Thuiller, W., 2007: Climate change and the ecologist. *Nature*, **448**, 550-552.
- Toggweiler, J. R., and J. Russell, 2008: Ocean circulation in a warming climate. *Nature*, **451**, 286-288.
- Weis, V. M., and D. Allemand, 2009: What determines coral health? *Science*, **324**, 1153-1155.
- Wilson, P. A., and R. D. Norris, 2001: Warm tropical ocean surface and global anoxia during the mid-Cretaceous period. *Nature*, **412**, 425-429.
- Wu, L., D. E. Liu, and Z. Liu, 2005: The 1976/77 North Pacific climate regime shift: The role of subtropical ocean adjustment and coupled ocean-Atmosphere feedbacks. *J of Climate*, **18**, 5125-5140.
- Zeebe, R. E., J. C. Zachos, K. Caldeira, and T. Tyrrell, 2008: Carbon emissions and acidification. *Science*, **321**, 51-52.