

## 우리나라 주변 바다의 산성화 현황과 영향 요인 분석

김태욱<sup>1,\*</sup> · 김동선<sup>2</sup> · 박근하<sup>2</sup> · 고영호<sup>3</sup> · 모아라<sup>1,4</sup>

<sup>1</sup>고려대학교 환경생태공학부, 02841, 서울특별시 성북구 안암로 145

<sup>2</sup>한국해양과학기술원 해양환경연구센터, 49111, 부산광역시 영도구 해양로 385

<sup>3</sup>고려대학교 오정리질리언스 연구원, 02841 서울특별시 성북구 안암로 145

<sup>4</sup>극지연구소 해양연구본부, 21990, 인천광역시 연수구 송도미래로 26

### A Review on Ocean Acidification and Factors Affecting It in Korean Waters

Tae-Wook Kim<sup>1,\*</sup>, Dongseon Kim<sup>2</sup>, Geun-Ha Park<sup>2</sup>, Young Ho Ko<sup>3</sup>, and Ahra Mo<sup>1,4</sup>

<sup>1</sup>Division of Environmental Science and Ecological Engineering, Korea University, Seoul 02841, Republic of Korea

<sup>2</sup>Marine Environmental Research Center, Korea Institute of Ocean Science and Technology, Busan 49111, Republic of Korea

<sup>3</sup>OJEong Resilience Institute, Korea University, Seoul 20841, Republic of Korea

<sup>4</sup>Division of Ocean Science, Korea Polar Research Institute, Incheon 21990, Republic of Korea

**Abstract:** The ocean is a significant sink for atmospheric anthropogenic CO<sub>2</sub>, absorbing one-third of the total CO<sub>2</sub> emitted by human activities. In return, oceans have experienced significant declines in seawater pH and the aragonite saturation state also called ocean acidification. This study evaluates the distribution of aragonite saturation state, an indicator to assess the potential threat from ocean acidification, by combining newly obtained data from the west coast of South Korea with previous datasets covering the Yellow Sea, East Sea, northern South China Sea, and southeast coast of South Korea. In general, offshore waters absorb atmospheric CO<sub>2</sub>; however, most of the collected water samples show aragonite oversaturation. On the southeast coast, the aragonite saturation state was significantly affected by river discharge and associated variables, such as freshwater input with nutrients, seasonal stratification, biological carbon fixation, and bacterial remineralization. In summer, hypoxia and mixing with relatively acidic freshwater made the Jinhae and Gwangyang Bays undersaturated with respect to aragonite, possibly threatening marine organisms with CaCO<sub>3</sub> shells. However, widespread aragonite undersaturation was not observed on the west coast, which receives considerable river water discharge. In addition, occasional upwelling events may have worsened the ocean acidification in the southwestern part of the East Sea. These results highlight the importance of investigating site-specific ocean acidification processes in coastal waters. Along with the above-mentioned seasonal factors, the dissolution of atmospheric CO<sub>2</sub> and the deposition of atmospheric acidic substances will continue to reduce the aragonite saturation state in Korean waters. To protect marine ecosystems and resources, an ocean acidification monitoring program should be established for Korean waters.

Keywords: ocean acidification, air-sea exchange of CO<sub>2</sub>, ocean carbon cycles

---

\*Corresponding author: kimtwk@korea.ac.kr  
Tel: +82-2-3290-3003, Fax: +82-2-3290-3040

**요약:** 해양은 대기로 배출된 이산화탄소의 30% 가량을 흡수하여 대기 중 이산화탄소 농도를 감소시키는 역할을 하였으나, 이 때문에 해양의 pH와 탄산염 이온( $\text{CO}_3^{2-}$ )이 감소하는 해양산성화 현상을 겪고 있다. 본 논문에서는 황해 연안역의 신규 관측자료를 타 해역에서 획득된 기존 연구자료와 합쳐서 우리나라 주변 해역의 해양산성화 현황을 파악하고자 하였다. 우리나라 주변의 황해, 동해, 동중국해(남해 포함)는 대기 중 이산화탄소를 흡수하고 있으나, 외해 대부분의 해역에서 해양산성화의 지표인 아라고나이트 포화도가 1 이상인 것으로 나타났다. 남해 동부 연안역에서는 담수 공급으로 인한 회석과 성층 형성, 생물에 의한 유기물 생성과 분해가 표층과 저층의 계절적 해양산성화 변동에 큰 영향을 끼쳤다. 진해만은 빈산소화 현상, 광양만은 담수로 인한 회석으로 여름철 광범위한 해역에서 아라고나이트 포화도가 1 미만으로 감소하여, 탄산칼슘 패각( $\text{CaCO}_3$ , shell)을 가진 생물들에게 잠재적 위협이 될 것으로 보고되었다. 하지만 담수 유입이 많은 황해 연안역에서는 진해만과 광양만과 같이 뚜렷하고 광범위한 산성화는 발견되지 않았기 때문에, 연안역에서는 각 해역별 특성에 따라 해양산성화의 양상을 진단해야 할 필요가 있었다. 우리나라 동해 남서부 해역의 계절적 용승 현상 역시 해양산성화에 영향을 미칠 수 있다. 이런 계절적 요인과 더불어, 대기 중의 이산화탄소 및 산성물질이 해양으로 계속 유입되면서, 우리나라 바다의 아라고나이트 포화도가 지속적으로 감소할 것으로 예상된다. 따라서 해양산성화로부터 수산자원과 해양생태계를 보호하기 위해 향후 체계적인 해양산성화 모니터링을 강화해야 할 것이다.

주요어: 해양산성화, 해양-대기 이산화탄소 교환, 해양탄소순환

## 서 론

산업혁명 이후 화석연료 사용과 벌목으로 인한 산림 파괴 등으로 인하여, 대기 중의 이산화탄소( $\text{CO}_2$ ) 농도가 지난 200여년 이상 증가하여 왔다. 하와이의 마우나 로아(Mauna Loa) 관측소에서 대기 이산화탄소 농도 관측을 시작한 이후, 대기 이산화탄소의 연 변화율은 지속적으로 증가하였으며, 현재는 연간 약  $2.5 \mu\text{atm}$  ( $=\text{ppm}$ ;  $\mu=10^{-6}$ )의 속도로 증가하고 있다. 2021년을 기준으로 대기 중 이산화탄소 농도는 약  $416 \mu\text{atm}$  (미국 해양대기청 제공; <https://gml.noaa.gov/ccgg/trends>)로 산업혁명 이전( $\sim 280 \mu\text{atm}$ ; Wigley, 1983)과 비교하였을 때 약 50% 증가하였다. 해양은 대기 중의 탄소를 흡수하는 주요 흡수원으로, 지금까지 배출된 인간활동 기원 이산화탄소의 약 30%를 해양에서 흡수한 것으로 보고되었다(Sabine et al., 2004; Gruber et al., 2019). 해양으로 흡수된 이산화탄소는 물과 반응하여 탄산( $\text{H}_2\text{CO}_3$ )을 형성하고 이것이 해리되어 수소 이온( $\text{H}^+$ )과 중탄산염 이온( $\text{HCO}_3^-$ )이 생성된다. 이렇게 생성된 일부 수소 이온은 탄산염 이온( $\text{CO}_3^{2-}$ )과 반응하여 중화되지만, 나머지 수소 이온은 해양의 pH ( $=-\log [\text{H}^+]$ ,  $[\text{H}^+]$ 는 수소 이온 농도)를 감소시킨다. 산업혁명 이후 현재까지 약 0.1의 pH가 감소한 것으로 보고되었고(Caldeira and Wickett, 2003), 해양 장기모니터링 자료에 의하면 현재는 pH가  $0.017\text{-}0.027 \text{ decade}^{-1}$ 의 속도로 감소하고 있다(Lauvset et al. 2015; Dore et al. 2009). 지금 같은 추세로 이산화탄소가 배출된다면, 2100년까지 약

0.3의 추가적인 pH 감소가 있을 것으로 예상하고 있다(e.g., Orr et al., 2005). 해양산성화는 생물다양성 감소 및 기후변화와 같은 국제적인 환경문제와 함께 인류가 당면한 시급한 환경문제로 대두되고 있으며, 해양산성화가 지속되면 지구의 자정 능력만으로는 정상 상태로 되돌리기 어려운 수준까지 가까운 미래에 도달할 것이라 예측됐다(Rockström et al., 2009). 국제사회와 UN(United Nations)도 해양산성화의 문제를 심각하게 바라보고 있으며, 지속가능한 개발목표(Sustainable Development Goals; SDGs) 14에 해양산성화를 포함시키면서 해양산성화의 지속적인 모니터링과 생태계 영향을 최소화 하기 위한 총체적 노력을 강조하였다. 세계기상기구(World Meteorological Organization)는 해양산성화를 7개의 기후지표 가운데 하나로 선정하였고, UN 환경계획(UN Environment Programme)과 생물다양성협약(Convention on Biological Diversity)에서는 해양산성화가 생물다양성에 미치는 영향을 정리하는 보고서를 발간하기도 하였다(Hennige et al., 2014). 이처럼 해양산성화는 해양생태계 파괴로 이어질 수 있다는 우려가 확산되면서 국제적인 공감대를 얻고 있다.

탄산칼슘 패각( $\text{CaCO}_3$ , shell)을 가지고 있는 생물들은 해양산성화에 직접적으로 영향을 받는다. 해양산성화는 탄산염 이온의 농도를 감소시키기 때문에 탄산칼슘 포화도(saturation state)도 함께 감소하게 되고, 이 포화도 값이 1 이하로 떨어지게 되면 탄산칼슘 패각이 해수에 녹거나 탄산칼슘 패각의 형성에 어려움을 겪게 된다. 탄산칼슘 패각을 가진 해양 생물은

주로 켈사이트(calcite)와 아라고나이트(aragonite)라는 결정구조가 다른 두 가지의 탄산칼슘을 패각으로 가지는데, 이 가운데 아라고나이트의 용해도가 낮기 때문에 아라고나이트 패각을 가진 생물들이 해양산성화에 더 취약하다(Orr et al., 2005; Roy et al. 2015). 이런 이유로 해양산성화의 지표로 pH 이외에 아라고나이트 포화도( $=[\text{Ca}^{2+}][\text{CO}_3^{2-}]/K_{\text{sp-arag}}$ ;  $[\text{Ca}^{2+}]$ ,  $[\text{CO}_3^{2-}]$ ,  $K_{\text{sp-arag}}$ 는 각각 칼슘 이온의 농도, 탄산염 이온의 농도, 아라고나이트의 solubility product constant를 의미)를 많이 사용한다. 먹이망의 근간을 이루는 동·식물 플랑크톤 가운데 주요 종들이 탄산칼슘 패각을 가지고 있기 때문에, 이들이 해양산성화에 피해를 입는다면 그 피해가 해양생태계 전체로 확산될 수 있다. 기존 연구에 따르면, 해양산성화로 인해 식물플랑크톤의 생산력이 변화하거나, 석회화(calcifying) 생물들의 다양성이나 개체수를 감소시키는 것으로 보고되었다(Nagelkerken and Connell, 2015; Brussaard et al. 2013). 개별 종 또는 생물군 수준에서도 해양산성화로 인한 피해가 예상된다. 극피동물(echinoderms), 갑각류(crustaceans), 해조류 등을 포함하는 다양한 해양 생물군의 생존, 성장, 발달, 석회화 전반에 걸쳐 영향(긍정·부정적 영향 혼재)을 미치는 것으로 보고되었다(Doney et al., 2009; Kroeker et al., 2013; Hennige et al., 2014). 패각 또는 골격을 가지고 있는 이매패류와 산호초도 산성화에 매우 취약한 것으로 알려져 있다(e.g., Albright et al., 2018; Green et al., 2004; Ekstrom et al., 2015). 어류의 경우 해양산성화에 노출되었을 때, 후각과 시각 등의 감각 상실로 포식 당할 위험이 증가할 수 있다고 보고되었고(Kroeker et al. 2013; Heuer and Grosell, 2014; Nagelkerken et al. 2015), 아라고나이트로 구성되어 있는 오징어의 뼈(cuttlebone)와 이석(statolith) 때문에 오징어 역시 해양산성화에 영향을 받는 것으로 밝혀졌다(Kaplan et al., 2013).

SDG 14에서 기술된 것과 같이, 해양산성화의 부정적 영향을 최소화하고 해양산성화에 대비하기 위해서 해양산성화를 진단하고 그 경향을 꾸준히 모니터링해야 한다. 이 같은 관점과 아래의 몇 가지 측면에서, 연안 및 주변해의 해양산성화 진단은 더 중요한 의미를 가진다. 연안 및 주변해에는 대양보다 높은 해양생산력을 바탕으로 높은 밀도의 생물이 서식하고 있으며, 그 중 상당 부분은 식량자원으로서 높은 가치를 가진다. 게다가, 연안 및 주변해는 단위 면적당

인간활동 기원 이산화탄소의 흡수량이 대양에 비해 높은 것으로 알려져 있다(Cai et al., 2006; Chen and Borges, 2009; Lee et al., 2011). 대양의 경우 인간활동 기원의 이산화탄소 유입만으로 해양 표층의 산성화를 대부분 설명할 수 있지만, 연안 및 주변해는 육지에 인접해 있어 대양보다 더 다양한 요인들에 노출되어 있다. 해양산성화는 결국 탄소의 생지화학적 순환(biogeochemical cycles)의 한 부분이기 때문에, 연안에서 발생하는 모든 물리·생물·화학적 과정이 해양산성화에 영향을 미칠 수 있다. 본 논문에서는 우리나라 주변 해역에서 획득한 자료(주로 아라고나이트 포화도)를 바탕으로 해양산성화 현황을 파악하고, 해양산성화에 영향을 미치는 자연적, 인위적 요인들에 대해 살펴보고자 한다.

## 해양산성화 연구를 위한 해양 무기탄소인자 관측 및 분석

해양산성화 연구를 위해서는 총알칼리도(Total Alkalinity), 총용존무기탄소(Dissolved Inorganic Carbon; DIC), pH, 이산화탄소 분압( $p\text{CO}_2$ )의 4가지 해양 무기탄소인자 가운데, 2가지 이상의 인자를 측정하는 것이 필수적이다. 2가지 인자의 값을 알면, 나머지 2가지 인자는 열역학적인 관계식을 통해 높은 정확도로 계산될 수 있다(Dickson et al., 2007). 해양산성화라는 용어를 사용하기 때문에 pH만으로 해양산성화 경향이나 이것에 영향을 미치는 요소 등을 파악할 수 있을 것이라고 생각할 수도 있지만, pH는 온도 및 압력 등에 민감하게 변하기 때문에 pH 단독으로는 해양산성화를 진단하기 어렵고 아라고나이트 포화도 값을 얻을 수도 없다. 4가지 인자 가운데 총알칼리도와 총용존무기탄소는 해수 1 kg에 존재하는 용질의 몰수로 표현되기 때문에 pH와  $p\text{CO}_2$ 와는 달리 채수 및 분석 환경 차이로 인한 측정값의 변동이 없고, 이 때문에 해양산성화 연구에 있어서 선호되는 측정 인자들이다. 총알칼리도는 해수 1 kg에 존재하는  $\text{H}^+$  공여체(proton donor, acid with  $K > 10^{-4.5}$  at  $25^\circ\text{C}$ )를 초과하여 존재하는  $\text{H}^+$  수용체(proton acceptor; bases formed from weak acids with  $K \geq 10^{-4.5}$ )의 양으로 다음과 같이 정의되어 있다.

$$\text{Total Alkalinity} = [\text{HCO}_3^-] + 2[\text{CO}_3^{2-}] + [\text{B}(\text{OH})_4^-] + [\text{OH}^-] + [\text{HPO}_4^{2-}] + 2[\text{PO}_4^{3-}] + [\text{SiO}(\text{OH})_3^-] + [\text{NH}_3] + [\text{HS}^-] + \text{unknown bases} - [\text{H}^+]_{\text{F}} - [\text{HSO}_4^-] - [\text{HF}] - [\text{H}_3\text{PO}_4]$$

-unknown acids

$[H^+]_F$ 는 자유(*free*) 수소 이온 농도로, 일반적인 해수에서  $[H^+]_F$ 에서  $[HSO_4^-]$ 를 제한 것과 같다( $[H^+]_F = [H^+]_F + [HSO_4^-]$ ; Dickson et al., 2007). 총알칼리도에 실제 기여하고 있지만, 위의 총알칼리도의 정의에 포함되어 있지 않은 미지의  $H^+$  공여체 또는 수용체 (unknown acids or bases)가 있는 경우, 총알칼리도를 활용하여 계산된 해양무기탄소 인자에는 오차가 발생할 수 있다. 총알칼리도는 무게 또는 부피를 아는 해수 시료를 강산(strong acid)으로 적정(titration)하여 측정한다. 본 연구에서 활용한 자료는 독일 Marianda사의 VINDTA (Versatile INSTRUMENT for the Determination of Titration Alkalinity) 또는 미국 Apollo SciTech사의 자동 적정 장비를 활용하여 획득하였고, 안정된 환경에서 각각  $1 \mu\text{mol kg}^{-1}$ 과  $2 \mu\text{mol kg}^{-1}$ 의 분석 오차를 가진다. Ko et al. (2016)의 연구에 따르면, 연안역에서 총알칼리도에 대한 용존 유기물에 기여가 최대  $15 \mu\text{mol kg}^{-1}$ 까지 발생할 수 있다고 보고 되었다. 더하여 Lee et al. (2021)은 입자성 유기물(플랑크톤이나 박테리아)도 연안에서  $3-10 \mu\text{mol kg}^{-1}$  정도 총알칼리도의 변화를 야기 시킨다고 최근 보고하였다. 염분 30 정도의 해수에서  $15 \mu\text{mol kg}^{-1}$ 의 총알칼리도 변화는 약 0.15 정도의 아라고나이트 포화도 차이를 발생시킬 수 있다.

총용존무기탄소는 다음과 같이 이산화탄소가 물에 녹았을 때 존재할 수 있는 3가지 형태의 무기탄소의 농도합이다.

$$\text{DIC} = [\text{CO}_2^*] + [\text{HCO}_3^-] + [\text{CO}_3^{2-}]$$

용존 이산화탄소( $\text{CO}_2(\text{aq})$ )와 탄산( $\text{H}_2\text{CO}_3$ )를 구분하기 어렵기 때문에, 이 둘의 농도를 합쳐  $[\text{CO}_2^*]$ 로 표현한다. 무게 또는 부피를 아는 해수 시료에 탄소를 포함하지 않는 약산(weak acid)을 넣어 pH를 낮추면 해수 중의 탄산염 이온과 중탄산염 이온이 기체 상태의 이산화탄소로 바뀌게 되고, 이 해수 시료를 탄소를 포함하지 않는 고순도 기체로 폭기하면 해수 중의 이산화탄소 기체가 해수 시료로부터 추출되어 나온다. 본 연구에 활용된 VINDTA와 Apollo SciTech사의 자동화 측정 장비는 각각 전기량 적정법(coulometric titration), 비분산 적외선(non-dispersive infrared; NDIR) 기체분석법을 이용하여 시료로부터 추출되어 나온 이산화탄소를 실시간으로 측정하고, 그 값을 누적하여 시료 속에 존재하는 총 이산화탄

소를 정량한다. 안정된 환경에서 전자는  $1 \mu\text{mol kg}^{-1}$ , 후자는  $3 \mu\text{mol kg}^{-1}$ 의 분석 정밀도를 보인다.

총알칼리도와 총용존무기탄소와 관련하여, 본 논문에서는 포항공과대학교(Kim et al., 2020)와 고려대학교가 각각 국립수산과학원의 정선관측망 조사와 해양환경공단의 연안해역환경측정망 조사에 공동 승선하여 획득한 자료와 한국해양과학기술원에서 수행된 남해연구자료(Kim et al., 2013a, 2014a, and 2018)를 활용하였다. 이 중 국립수산과학원 정선관측망에서 포항공과대학교가 측정한 자료는 해양산성화 네트워크(GOA-ON; <http://www.goa-on.org>)에 공개되어 있다.

총알칼리도와 총용존무기탄소는 실시간 측정 기술이 보편화되어 있지 않은 반면, 해수 표층의  $p\text{CO}_2$ 는 해양연구조사선이 이동하면서 실시간으로 연속관측이 가능하며, 이렇게 관측된 표층  $p\text{CO}_2$  결과는 해양대기의 이산화탄소 교환량을 추정하는데 활용된다. 선박에서의 해수 표층  $p\text{CO}_2$ 의 관측은 주로 NDIR 방법을 활용하며, 다음의 일련의 과정을 통해서 관측이 진행된다. 먼저, 해수 펌프를 통해 해양연구조사선 내부에 설치된 평형기(equilibrator)로 표층 해수가 유입되고, 평형기 내부의 해수가 일정량에 도달하면 외부로 흘러 나가면서 평형기 내부는 지속적으로 새로 유입된 해수로 채워진다. 평형기 내부에서는 해수가 분사기를 통해 평형기 상부 빈 공간(headspace)에 분무(spray)되고, 평형기 내부의 해수:기체 비율이 매우 높기 때문에, 평형기 상부 빈 공간의 공기가 신속하게 해수의  $p\text{CO}_2$ 와 평형을 이루게 된다. 이 공기에서 수분을 제거한 뒤 NDIR 기체분석장치에 유입시켜  $\text{CO}_2$ 의 몰 분율(mole fraction)을 측정한다. 측정이 완료된 공기는 평형기로 재유입되어 평형기 내부 공기와 해수의  $p\text{CO}_2$  평형에 이루는 시간을 단축시키는 역할을 한다. 이 과정이 반복되면서 해수  $p\text{CO}_2$  측정이 진행되고, 주기적으로 NDIR 기체분석장치에 대기로부터 공기를 유입시켜 대기의  $p\text{CO}_2$ 도 함께 확보한다. 해양 표층의  $p\text{CO}_2$ 를 정확하게 측정하기 위해서는, 해양 표층과 평형기 내부의 압력과 온도 등을 동시에 정확히 관측해야 하고, 이 두 위치에서 이들 값의 차이가 크지 않는 것이 좋다. 무엇보다도 유입된 해수가 선박 내부를 이동하면서 수온이 변화되는 것은 지양해야 한다. 본 논문에 소개된 기존 연구자료들은 모두 이와 같은 해양 표층  $p\text{CO}_2$  표준관측법에 의해 측정되었다. 선행연구에서 사용된  $p\text{CO}_2$  관측 장비들 중에는 상업화된 장비도 있지만, 일부 연구에

서는 연구자에 의해 개발된 장비도 사용되었고, 장비 간 성능에 차이는 없다. 본 논문에 소개된  $p\text{CO}_2$  측정 결과는 주로 국립수산과학원 및 한국해양과학기술원의 해양연구조사선을 활용하여 확보되었다.

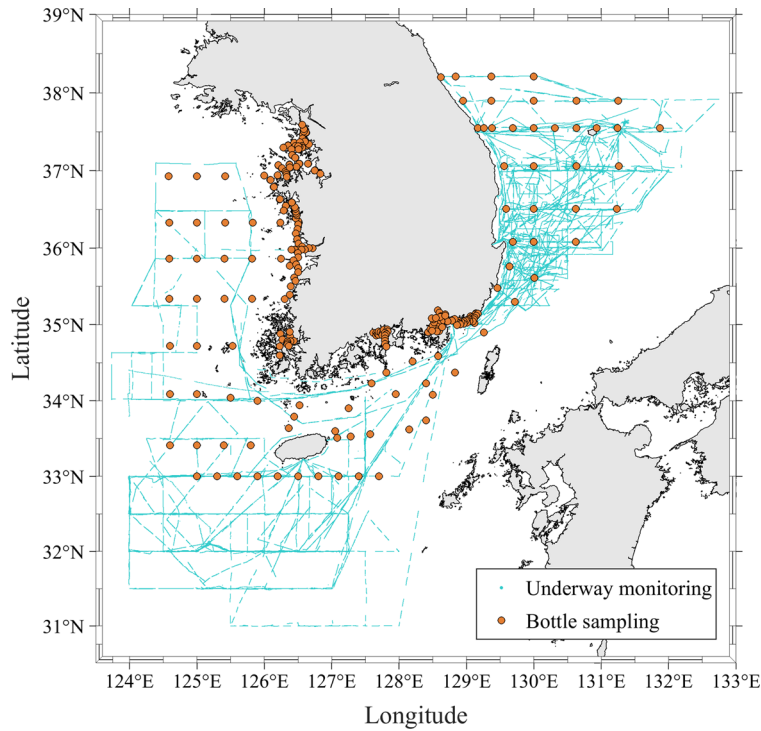
본 논문에서 소개된 자료 가운데 해수 pH 측정값을 활용한 연구는 Park et al. (2006)의 사례 밖에 없기 때문에 구체적인 설명은 제외하고자 한다. 해수의 정밀 pH 측정은 전위차(potentiometric) 분석 및 분광광도학적(spectrophotometric) 분석, 두 가지 방법이 있고 안정된 환경에서 오차가 각각 0.003, 0.001 pH 단위이다. 해수 pH 측정을 위해 특별하게 고안되지 않은 일반적인 수질분석장치의 pH 측정기는 적절히 사용하지 않을 경우 해수 pH 분석에 적합하지 않는 경우가 있으니 주의할 필요가 있다.

## 우리나라 해역의 해양산성화 관련 인자의 분포 및 변동

최근 새롭게 관측된 자료(황해 연안)와 기존 관측 결과들을 종합하여 우리나라 주변 해역의 해양산성화 현황을 파악하고자 하였다(Fig. 1). 국립수산과학원의 정선관측망에서 획득된 자료는 외해로 분류하였고, 이 외의 정점 관측자료는 연안으로 분류하였다. 동해의 경우  $37^\circ\text{N}$ 를 기준으로 울릉 분지를 남과 북으로 나누어 구분하였다. 황해와 남해 연안은 동해에 비해 수심이 얕고 조차(tidal range)가 크며 강과 하천의 영향을 크게 받기 때문에, 연안과 외해로 나누었다. 황해 연안역은  $37^\circ\text{N}$  이북,  $36^\circ\text{N}$ 과  $37^\circ\text{N}$  사이,  $36^\circ\text{N}$  이남으로 나누었으며, 각각 한강, 금강, 영산강의 영향을 받는다. 남해 연안은 서측 대부분 해역의 자료가 없기 때문에 동과 서로 나누지 않고 광양만에서 부산 해역까지 자료의 평균을 활용하였다(Kim et al., 2013a, 2014a, and 2018). 황해 외해는  $36^\circ\text{N}$ 를 기준으로 남과 북으로 2 해역으로 나누었고, 남해 외해는  $128^\circ\text{E}$ 를 기준으로 동쪽과 서쪽으로 2 해역으로 나누어 평균값을 계산하였다. 외해의 경우에는 동계에 관측된 자료가 대부분의 해역에서 부족했다. 봄은 3월부터 5월까지로 정의하였으며, 그 다음부터 순서대로 3개월씩 여름, 가을, 겨울이라 정의하였다. 수심은 표층과 저층으로 나누었으며, 수심이 100 m 보다 깊은 해역에서는 저층을 100 m 자료로 대신하였다. 이는 생물 활동이 활발한 표층에 주요하게 영향을 주는 혼합층 깊이를 100 m 정도로 가정하여 정한 기준이

다. 수심 100 m 이상은 대부분 동해에서 발견되기 때문에, 관련 수치는 Park et al. (2006)에서 확인이 가능하다. 위와 같은 기준으로 해역을 분리했을 때, 우리나라 주변의 바다에서는 아라고나이트 포화도의 해역 평균값이 1 이하로 떨어지는 곳은 발견되지 않았다(Fig. 2). 하지만 개별 정점과 특정 해역의 경우 아라고나이트가 포화도가 1 이하로 떨어지는 사례도 있었으며, 이들 사례에 대해서는 아래 3.1부터 해양산성화 원인별로 나눠서 토의하고자 한다.

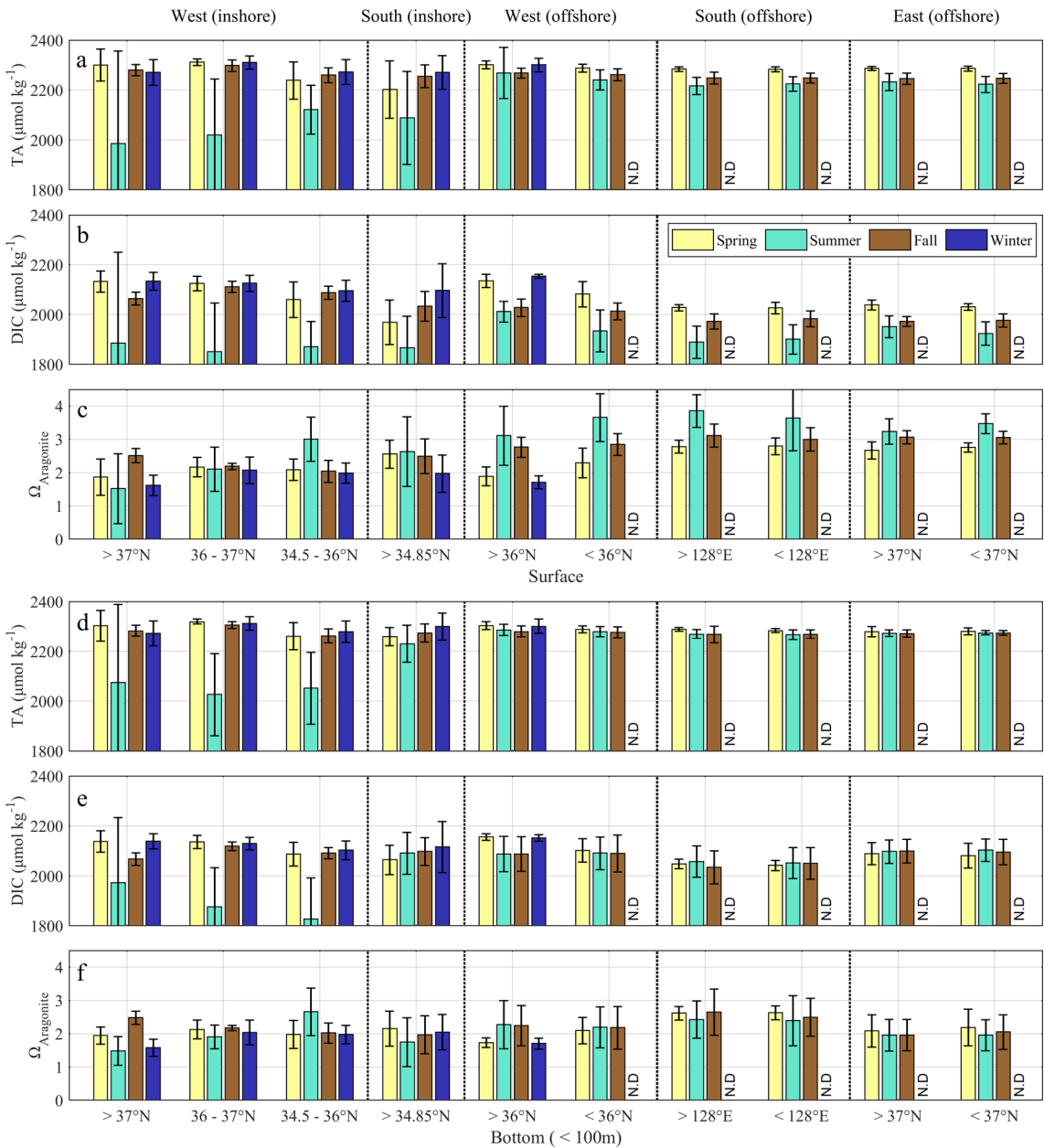
저층(바닥 수심이 100 m보다 깊은 해역은 100 m 측정값 사용)의 아라고나이트 포화도는 남해 외해에서 2.4-2.6으로 가장 높았는데 남해 외해 저층에서는 동서( $128^\circ\text{E}$  기준)와 계절에 따른 변화가 뚜렷하지 않았다(Fig. 2). 동해 저층의 아라고나이트 포화도는 2.0-2.1범위에 있었으며, 역시 계절과 위도에 따라 큰 변화가 없었다. 이에 비해, 황해 외해의 저층은 1.7-2.3의 아라고나이트 포화도를 보였으며  $36^\circ\text{N}$  이북 해역에서 상대적으로 계절 변화의 폭이 컸다. 동해, 남해, 황해 모두 외해 표층의 아라고나이트 포화도는 저층의 값보다 컸으며, 남해와 황해에서의 그 차이가 상대적으로 작았고 동해에서 컸다. 계절적으로는 여름에 표층과 저층의 아라고나이트 포화도 차이가 가장 커서, 동해의 경우 그 차이가 1.3-1.5 정도였으며 황해와 남해는 그 차이가 각각 0.8-1.5와 1.3-1.4 범위였다. 황해에서 이루어진 Choi et al. (2020a)의 연구에서 대략  $36^\circ\text{N}$ ,  $124.5^\circ\text{E}$  인근의 1개 정점의 바닥 수심에서 아라고나이트 포화도가 1에 근접한 값을 보이는 것으로 보고되었지만, 여름과 가을에만 제한적으로 발견되는 현상이었다. 한편, Choi et al., (2022)은 2015년에서 2017년 사이에 관측자료를 통해 동중국해의 아라고나이트 포화도의 계절적 변동을 보고하였다. 이 연구에서  $32^\circ\text{N}$  해역에서 표층에서 아라고나이트 포화도가 3.0 이상, 100 m 수심에서 2-3의 값을 보였지만, 장강희석수(Changjiang Diluted Water)의 영향을 받는  $32.5^\circ\text{N}$ 에서는 유기물 분해 등의 이유로 지역적으로 1.4까지 감소하는 경향을 보였다. Kim et al. (2020)은 강과 대기 등을 통한 영양염 공급 증가가 황해 해양산성화의 계절적 변동폭을 더 증가시킬 것으로 예상하였다. 이 연구에서는 외부 영양염 공급이 생물에 의한 유기물 형성과 수층 및 퇴적물에서 유기물의 재무기화를 촉진하여 아라고나이트의 계절적 변동폭을 0.8정도 증가시킬 수 있다고 보고하였다.



**Fig. 1.** Station map for the data used to show the state of ocean acidification and factors affecting it. Blue dots indicate locations for the underway observation of surface  $p\text{CO}_2$  collected by a project conducted in the Korea Institute of Ocean Science and Technology (Park et al., 2018). Orange circles represent bottle sampling locations for total alkalinity and dissolved inorganic carbon, which were used to estimate aragonite saturation state, a widely used indicator for ocean acidification. The data over monitoring stations (regularly spaced) by the National Institute of Fisheries Science were measured by the Pohang University of Science and Technology and available in the website (<http://www.goa-on.org>) of the Global Ocean Acidification Observing Network. All data along the south coast were taken from Kim et al. (2013a, 2014a, and 2018). All data along the west coast were first reported in this study.

황해 연안역의 경우에 37°N 이북 해역에서 가장 낮은 아라고나이트 포화도가 확인되었으며, 여름과 겨울에 평균 1.5-1.6의 아라고나이트 포화도를 보였다(Fig. 2). 같은 해역(황해 37°N 이북 연안역)에서는 표층과 저층의 아라고나이트 포화도 차이는 계절에 상관 없이 거의 나타나지 않았으며, 황해 37°N 이남 연안역에서는 하계에 한정하여 표층과 저층 사이에 불과 0.2-0.3 정도의 포화도 차이가 있었다. 남해 연안역은 봄에서 가을까지 표층에서 평균적으로 2.6의 아라고나이트 포화도를 보여서, 황해 연안역 표층보다 높은 값을 보였다. 반면에, 여름과 가을에 저층에서는 남해 연안역이 황해 연안역보다 더 낮은 아라고나이트 포화도를 보였다. 표층의 아라고나이트의 포화도는 하계에 외해(황해와 남해)에서 연안역보다 1.2 정도 높았는데, 이는 총용존유기탄소의 농도 차

이 때문에 발생한 것으로 판단되었다(Fig. 2). 표층에서 외해와 연안역의 포화도 차이는 가을에 0.6으로 줄었으며, 봄철에는 그 차이가 0.2로 미미했다. 계절별로 보면 가장 특징적인 차이가 연안과 외해에서 모두 여름에서 발견된다. 이는 아래에도 기술하겠지만, 여름은 해양산성화, 즉 아라고나이트 포화도에 영향을 주는 요인이 가장 크게 변화하는 계절이기 때문이다. 외해에서는 봄에서 여름으로 가면서 생물의 탄소고정활동 증가로 인해 총용존유기탄소가 감소하는 것이 주요 변화 요인으로 사료되지만, 연안역에서는 생물학적 탄소고정 이외에도 하천을 통한 담수 및 영양염 공급, 성층 형성, 빈산소화, 연안 용승 작용들이 해양산성화에 영향을 줄 수 있는 것으로 판단된다. 이러한 지역적 해양산성화 요인들에 대해서는 기존 연구사례와 함께 아래에서 세부적으로 토의



**Fig. 2.** Seasonal mean values (bar) and standard deviations (error bar) for total alkalinity (TA), dissolved inorganic carbon (DIC), and aragonite saturation state ( $\Omega_{\text{Aragonite}}$ ) in the surface (a, b, and c, respectively) and bottom waters (d, e, and f, respectively). If bottom depth is deeper than 100 m, values for 100 m depth were used to calculate the mean values. 'Offshore' indicates the monitoring stations by the National Institute of Fisheries Science, while 'inshore' indicates the rest of bottle sampling stations (Fig. 1).

하고자 한다. 더불어, 광범위한 해양산성화 요인인 대기 이산화탄소 흡수와 대기산성침적(atmospheric acid deposition)에 대해서도 논의한다.

### 해양의 이산화탄소 흡수

해양이 인간활동 기원의 대기 중 이산화탄소에 의 해 산성화 되려면, 대기로부터 해양 표층으로 반드시

이산화탄소가 유입되어야 한다. 해양의 평균  $p\text{CO}_2$ 는 산업혁명 이전의 대기 이산화탄소 농도인  $280 \mu\text{atm}$ 를 상당히 넘어섰기 때문에, 현재 해양 표층은 인간 활동 기원의 이산화탄소에 상당한 영향을 이미 받고 있다(Sabine et al., 2004; Doney et al., 2009). 따라서, 우리나라 주변 해역의 해양-대기 이산화탄소 교환을 이해하는 것은 해양의 탄소 흡수와 기후변화 예측 능력 향상 뿐만 아니라 해양산성화 연구에 있어서도 중요하다. 해양-대기 이산화탄소 교환량에 영향을 미치는 요소는 해양 표층의 물리적 상태, 해수의 이산화탄소 용해도, 풍속 등이 있지만, 이산화탄소의 이동 방향을 결정하는 요소는 해양과 대기의  $p\text{CO}_2$  차이이다. 대기  $p\text{CO}_2$ 가 해양의 그것에 비해 높다면, 해양으로 대기 중 이산화탄소가 유입되겠지만, 반대의 경우라면 오히려 해양이 대기로 이산화탄소를 방출하기 때문에 대기 중 이산화탄소에 의한 해양산성화가 발생하기는 어렵다. 하지만, 기존에 이미 흡수되어 수층(water column)에 저장되어 있던 인간활동 기원의 이산화탄소가 다른 요인으로 인해 발생한 이산화탄소와 함께 해양 표층의  $p\text{CO}_2$ 를 증가시킬 수도 있기 때문에 예외가 없는 것은 아니다. 현재까지의 연구를 보면 우리나라 주변 해역은 대기 중의 이산화탄소를 흡수하는 것으로 알려져 있다(e.g., Park et al., 2006 and 2008; Choi et al., 2019; Kim et al., 2020). 해양의 (인간활동 기원) 이산화탄소 흡수를 추정하는 방법은 다양하지만, 크게 수층의 총용존 무기탄소와 표층  $p\text{CO}_2$ 를 이용한 방법으로 나눌 수 있다. 전자의 경우, 해양 내부로 유입된 인간활동 기원의 이산화탄소의 분포와 그로 인한 산성화를 이해할 수 있지만, 관측자료가 존재하는 특정 기간 동안의 변화만 진단할 수 있다. 반면, 후자는 특정 기간은 물론 관측 시점의 이산화탄소 흡수량도 파악할 수 있는 장점이 있다. 하지만  $p\text{CO}_2$  기반 추정치로는 생물 활동에 의한 변화, 강이나 하천을 통해 유입되는 탄소의 영향을 구별할 수 없다. 따라서  $p\text{CO}_2$ 의 장기 연속관측자료가 없다면 인간활동 기원의 이산화탄소 유입량을 명확히 분리하기 어렵고, 이런 경우에는 연구 해역이 대기 이산화탄소의 흡수원인지 배출원인지 판단하는 목적으로만 활용할 수 있을 것이다.

1999년에 한국, 미국, 러시아, 일본이 공동으로 수행한 동해 관측 조사에서 획득한 자료를 활용하여 동해가 흡수한 인간활동 기원 이산화탄소의 양과 그 분포를 파악할 수 있었다(Park et al., 2006, 2008;

Lee et al., 2011). 동해는 1999년을 기준으로 산업혁명 이후 대략  $0.4 \text{ Pg C}$  ( $P=10^{15}$ )의 화석연료 기원의 탄소를 흡수하였다. 이를 단위면적당 흡수량으로 환산하면  $70\text{-}80 \text{ mol C m}^{-2}$ 으로, 북대서양, 지중해, 북극해 등과 더불어 전 대양 가운데 가장 높은 대기 이산화탄소 흡수 능력을 보였다(Lee et al., 2011). 잘 알려진 것과 같이, 이와 같은 높은 단위면적당 흡수량은 동해 북부 해역에서 발생하는 심층수 형성 때문으로 보고되었다(Kim et al., 2002). 이러한 탄소 흡수 때문에, 동해에서 아라고나이트 포화 수심(saturation horizon)이  $80\text{-}200 \text{ m}$  정도 알아졌다. 하지만 1999-2007년 기간 동안 동해의 심층수 형성을 통한 이산화탄소 흡수가  $\sim 0.3 \text{ mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ 으로 급격히 감소했다는 보고가 뒤따랐다(Park et al., 2008). 이러한 감소는 일시적인 현상이기 보다는 지난 세기 동안 점차적으로 발생한 것으로 보였다. 1950-1999년에는  $\sim 1.2 \text{ mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ 의 평균 흡수량을 보였지만(Park et al., 2006), 1992-1999년에는 그 절반인  $\sim 0.6 \text{ mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ 으로 추정되었다(Park et al., 2006). 따라서 같은 기간 대기 이산화탄소 흡수로 인한 해양산성화의 진행속도는 감소되었을 것으로 판단되지만, 해양 내부에서 발생한 이산화탄소가 수괴 내에 축적됨으로써 산성화가 진행되고 있었다(Park et al., 2006; Chen et al., 2017). 이와 관련된 내용은 다음 절에서 다루기로 한다.

총용존무기탄소를 이용한 이산화탄소 흡수량 추정 방식으로는 황해 및 동중국해와 같은 연안 및 대륙붕 지역이나 대양의 혼합층(mixed layer)에서의 인간활동 기원 이산화탄소 축적량을 파악하기 어렵다. 따라서, 이들 해역에서는 표층  $p\text{CO}_2$  관측을 통해 이산화탄소 흡수량을 파악해야 하지만, 높은 계절 및 격년 변동, 높은 공간적 변이를 극복할 수 있을 만한 충분한 관측자료 확보가 쉽지 않다는 단점이 있다(Takahashi et al., 2009). 한국해양과학기술원에서는 2013년부터 2017년 기간 동안, 실시간 연속 표층  $p\text{CO}_2$  관측 장비를 통해 동해 15차례, 나머지 대륙붕 지역(황해, 남해, 동중국해)을 9차례 조사하였다(Park et al., 2018). 이 결과를 2003년부터 2014년에 걸쳐 수행된 총 19회의 현장조사 자료(동해 9회, 나머지 10회)와 더해, 한반도 주변 해역의 계절별 해양-대기 이산화탄소 교환량을 추정하여 보고하였다(Park et al., 2018). 15년에 걸친 해양의  $p\text{CO}_2$  변화를 보정하기 위해, Kim et al. (2014b)이 보고한 동해의 연도



별 해양 표층  $p\text{CO}_2$  변화값을 적용하였다. 단, Kim et al. (2014b)의 자료는 Park et al. (2018)의 연구에 포함되진 않았다. 이렇게 총 43차례에 걸친 해양  $p\text{CO}_2$  관측자료를 모았음에도 불구하고, 한반도 주변 해역의 계절적  $p\text{CO}_2$  분포를 파악하기 위해 충분하지 않았기 때문에 다중선형회귀(multiple linear regression; MLR) 모형을 통해 관측이 이루어지지 못한 해역의  $p\text{CO}_2$  자료를 추정하는 방법을 채택하였다(Park et al., 2018).

Park et al. (2018)의 연구에 따르면, 동해 울릉 분지의 경우는 2010년을 기준으로 계절별 평균 해양  $p\text{CO}_2$  변동은 324  $\mu\text{atm}$ 에서 343  $\mu\text{atm}$ 이었고, 여름과 겨울에 각각 최대값과 최소값을 보이며, 주로 표층 수온에 의한 영향을 크게 받는 것으로 판단되었다. MLR 기반 월별 해양  $p\text{CO}_2$  추정치를 보면, 2월부터 6월까지 증가하는 경향을 보이며, 이후 10월까지 상대적으로 일정한 범위에서 유지되었으며 이후에 2월까지 감소하는 경향이 나타났다. 이런 계절적 변동에도 불구하고 동해 울릉 분지의 대부분의 해역에서 연중 이산화탄소를 대기로부터 흡수하는 것으로 나타났다. 7월과 8월에 일부 해역에서만 방출되는 것으로 추정되었다. 이 연구 보고서에 따르면, 울릉 분지의 평균 이산화탄소 흡수량은  $\sim 1.6 \text{ mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ 으로 나타났다. 이 흡수량은 앞서 수층의 총용존무기탄소 변화량으로 추정된 인간활동 기원 이산화탄소의 흡수 속도보다 컸으며, 입자성 유기물이 침강하여 심해저면으로 격리되는 것이 그러한 차이를 보인 이유 중의 하나인 것으로 사료된다. 또한, 동해의 중층수 및 심층수는 모두 북부 해역에서 생성되기 때문에 울릉 분지에서의 표층 흡수량과는 차이가 있을 수 있다. 동일한 연구(Park et al., 2018)에서, 황해와 남해의 경우 탄소의 연평균 해양 흡수량이  $\sim 0.4 \text{ mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ 로 나타나, 동해의 흡수량보다 낮았다. 제주도 남쪽의 동중국해의 경우에는  $\sim 1.3 \text{ mol C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ 의 탄소 흡수량을 보였다. 수심이 얕은 황해의 경우 상대적으로 해양 이산화탄소 흡수가 낮은 이유는 탄소가 높게 축적되어 있는 저층수가 표층수와 혼합되어 해양의  $p\text{CO}_2$ 가 타 해역에 비해 높기 때문으로 확인되었다(Choi et al., 2019).

동해에 대해 시공간적으로 부족한  $p\text{CO}_2$  자료를 보완하기 위해 신경망(neural network) 및 랜덤 포리스트(random forest) 알고리즘 기반의 기계학습(machine learning)을 활용한 연구도 진행된 바 있다(Park et

al., 2016; Jang et al., 2017). 각각의 알고리즘은 울릉 분지의 표층  $p\text{CO}_2$ 에 대해 각각 19  $\mu\text{atm}$ 와 5.5  $\mu\text{atm}$ 의 평균제곱근오차(root mean square error)를 보였으며, 전자는 시계열 변동, 후자는 해양-대기 교환량에 초점을 두고 연구를 진행하였다. Kim et al. (2014b)에서 동해 울릉 분지의  $p\text{CO}_2$  증가율은 2.7  $\mu\text{atm yr}^{-1}$ 로 보고되었으나, 같은 자료를 신경망 모형에 적용하여 비관측 해역까지  $p\text{CO}_2$ 를 채워 넣은 Park et al. (2016)의 연구에서는 울릉 분지의 연평균  $p\text{CO}_2$ 가 유의미한 경향 없이 무작위 분포(random distribution)에 가까웠다. Jang et al. (2017)에서는 월 평균 해양-대기 교환량을 기준으로 2015년 울릉 분지에서는 계절에 상관없이 대기로부터 이산화탄소를 흡수하였다고 보고하였다. 표층  $p\text{CO}_2$  자료의 부족은 비단 우리나라 주변 해역에 한정된 문제가 아니라 세계 대부분의 해역에서 나타나는 공통적인 문제이다. 이 문제를 해결하기 위해 Landschützer et al. (2016 and 2020) 등의 연구에서는 국제 표층  $p\text{CO}_2$  데이터베이스인 SOCAT(Surface Ocean  $\text{CO}_2$  Atlas; Bakker et al., 2016) 자료를 신경망 기반의 자료처리 기술을 통해 시공간적인 자료 결손을 채워 넣었다. 하지만 이렇게 생산된 자료의 평균제곱근오차가 10-20  $\mu\text{atm}$ 으로  $p\text{CO}_2$  관측의 정밀도(1  $\mu\text{atm}$ )에 비해 매우 큰 편이다. 따라서 대기 이산화탄소의 유입으로 인한 해양산성화를 모니터링하기 위해서는 지속적인 관측자료의 확보와 알고리즘의 개선이 필요하다.

### 빈산소화

고전적인 해양 환경 문제인 부영양화 역시 해양산성화에 영향을 미칠 수 있는 요인이다. 과도하게 공급되거나 생성된 유기물이 분해될 때, 산소를 소비하고 이산화탄소를 배출하는 과정에서 빈산소화(Hypoxia) 및 산성화가 동시에 발생하기 때문에 해양생태계에 매우 위협할 수 있다. 빈산소화란 해수 중 용존산소( $\text{O}_2$ ) 농도가 약  $60 \mu\text{mol kg}^{-1}$  이하로 떨어지는 현상을 의미한다(e.g., Diaz and Rosenberg, 2008). 식물플랑크톤의 산소 소비에 따른 탄소 생산의 몰 비율(molar ratio)이 170:117(Anderson and Sarmiento, 1994)이고 해수(염분 35, 온도  $15^\circ\text{C}$ )의 포화 산소 농도가  $250 \mu\text{mol kg}^{-1}$ 이라는 것을 감안하면, 빈산소 현상이 해양산성화에 미치는 영향을 추정할 수 있다. 빈산소 상태인 해수에서는 적어도  $190 \mu\text{mol kg}^{-1}$ 의 용존산소가 소비되었으며, 동시에 대략  $130 \mu\text{mol kg}^{-1}$ 의 이산화탄

소가 발생될 수 있다. 평균적 해수(총알칼리도  $2300 \mu\text{mol kg}^{-1}$ , 총용존무기탄소  $2000 \mu\text{mol kg}^{-1}$ )에서 빈산소 현상에 의해 총용존무기탄소가 증가한 것을 pH와 아라고나이트 포화도의 변화량으로 환산하면 각각  $-0.26$ 와  $-1.2$ 이다. 여기에서, 유기물 분해에 의한 총알칼리도의 변화는 상대적으로 총용존무기탄소의 변화에 비해 매우 적기 때문에 그 영향은 포함하지 않았다. 인간활동 기원 이산화탄소가 매년 해수에 유입되는 속도(올름 분지 기준  $2.7 \mu\text{atm yr}^{-1}$ ; Kim et al., 2014b)를 총용존무기탄소로 전환하면 대략  $1.2 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{yr}^{-1}$ 이라는 점에서 빈산소 현상에 의한 해양산성화는 그 정도와 영향력이 매우 클 수 있다.

우리나라 인근 해역에서 빈산소화가 가장 문제가 된 곳은 진해만이다. Kim et al. (2013a)은 2010년에서 2011년에 걸쳐 진해만에서 총알칼리도와 총용존무기탄소를 계절별로 4차례 조사하였다. 다른 계절과 달리, 하계(8월)에 조사된 23개의 정점 가운데, 거의 절반에 가까운 11개 정점에서 저층수(bottom water)의 아라고나이트 포화도가 1보다 낮은 것으로 나타났다. 저층수의 아라고나이트 포화도가 가장 높았던 계절은 약 2.4의 값을 보인 가을과 겨울이었고, 이에 비해 봄은 약 2.2로 다소 낮았다. 염분 효과를 배제하기 위해 이 연구에서 보고된 계절별 총용존무기탄소와 총알칼리도의 23개 정점 평균값을 염분의 값으로 나누면, 염분 1당 총알칼리도는 여름에서 겨울까지  $68\text{-}69 \mu\text{mol kg}^{-1}$  사이로 일정했던 반면에, 염분 1당 총용존무기탄소는 여름에  $66 \mu\text{mol kg}^{-1}$  수준으로 가을과 겨울의  $\sim 62 \mu\text{mol kg}^{-1}$ 보다 두드러지게 큰 값을 보였다. 여름 저층의 평균 염분(31.9)을 고려하면, 가을 대비하여 여름에 약  $110 \mu\text{mol kg}^{-1}$ 만큼 더 높은 총용존탄소가 존재했다. 그리고 여름과 가을의 저층 평균 용존산소 차이는 대략  $130 \mu\text{mol kg}^{-1}$  정도였고, 총용존탄소 생성량으로 변환하면 약  $90 \mu\text{mol kg}^{-1}$ 이다. 따라서, 하계 진해만 저층의 용존산소 소비는 총용존탄소 증가량의 80% 가량을 설명할 수 있었다. Kim et al. (2013a)의 연구결과에 따르면, 계절과 깊이(표층 및 저층)와 무관하게 산소와 아라고나이트 포화도가 유의미한 양의 상관관계(계절과 깊이에 따라,  $R^2=0.31\text{-}0.88$ )를 가졌다.

위의 진해만의 사례처럼 유기물의 분해는 직접적인 해양산성화의 원인도 되지만, 다른 해양산성화 요인과 함께 발생할 때 각각의 단순함으로 해양산성화가 진행되는 게 아니라, 실제로는 그 보다 영향이 더 커

진다(synergy)는 점에서 빈산소화를 바라볼 필요가 있다(Cai et al. 2011). 산성 물질이 해수로 유입되거나 해수에서 발생하였을 때, 이를 중화하여 pH 변화를 막는 역할을 하는 것은 정상적인 해수의 pH 범위(약 pH 8.1) 내에서 탄산염 이온이다. 하지만 보통의 해수에서는 탄산염 이온의 농도는 전체 총용존무기탄소의 10% 밖에 되지 않는다. 이산화탄소 농도와 탄산염 이온의 농도가 각각 증가 및 감소하면서, 해수의 완충 능력이 감소되고 pH 변화가 비선형적으로 커지게 된다. 즉, 부영양화와 빈산소화가 진행된 해수에 인간활동 기원의 대기 이산화탄소가 유입될 경우에는 그렇지 않은 해수의 경우보다 더 큰 pH 변화가 발생할 것이다. 다행히 우리나라에서는 부영양화의 주요 원인인 강이나 하천을 통한 고농도의 영양염 공급은 과거에 비해 점차적으로 개선되고 있는 상황이기 때문에, 특정 해역을 제외하고는 부영양화 및 빈산소화에 의한 해양산성화에 대한 우려는 크지 않을 것으로 보인다(Kim et al., 2013b).

용존산소의 감소는 기후변화로 인한 해양의 수직 순환 약화에 의해서도 발생할 수 있다(e.g., Byrne et al., 2010). 수직 순환이 약해지면 늘어난 체류시간으로 인해 유기물 분해 산물이 수괴 내에 더 많이 축적되게 된다. 부영양화에 의한 산성화보다는 그 속도가 매우 느리지만, 수직 순환 약화로 인한 산성화는 거의 모든 해양에서 발생할 수 있기 때문에, 관점에 따라 후자의 중요성이 오히려 더 높을 수도 있다. 전 세계의 용존산소 농도는 1970-2010년 기간 동안 100-600 m 수심 범위에서 약 1-3% 정도 감소되어 왔다고 보고되었으며, 동해에 인접한 북태평양 0-1200 m 수심에서는 산소 농도가  $1\text{-}2 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{decade}^{-1}$  정도로 감소하고 있다(Bindoff et al., 2019). 작은 대양(miniature ocean)이라고 불리는 동해는 기후변화에 빠르게 반응하고 있기 때문에, 수직 순환 약화에 의한 해양산성화가 이미 나타나고 있다. Chen et al., (2017)에 의하면, 인간활동 기원의 이산화탄소 유입이 미미한 2000 m 이상의 동해 심해에서 해수의 pH가  $0.002 \text{yr}^{-1}$  정도의 속도로 감소하고 있다고 보고하였고, 심지어 이는 해양 표층에서의 감소량보다 27% 가량 빠른 속도라고 보고하였다. 이와 같은 현상은 이미 오래전부터 보고되어 왔던 동해 저층수의 용존산소 농도의 감소 경향으로도 충분히 예상할 수 있는 결과였다(Kang et al., 2004). 하지만 최근 연구에 의하면, 2000년대 이후부터 동해 저층수

생성이 강화되었다는 보고가 있기 때문에(Yoon et al., 2018), 이 기간 동안 동해 저층수의 유기물 분해에 의한 산성화 경향이 약화되었을 가능성도 없지 않다.

### 담수 유입

앞서 언급한 부영양화와 빈산소화로 인한 산성화 문제를 배제하더라도, 강이나 하천을 통한 담수 유입은 해양산성화에 영향을 줄 수 있다. 수계를 통해 해양으로 유입되는 담수는 석회암 지대를 지나는 등의 예외적인 경우가 아니라면 연안 해수보다 산성을 띤다(Salisbury et al., 2008). 따라서 담수의 혼합 비율이 높은 해역에서는 인간 영향을 배제하더라도 자연적으로 아라고나이트 포화도가 감소할 수 있기 때문에 연안역의 생태계 및 수산업(예: 조개류)에 영향을 미칠 수 있다. 하지만, 담수 유입으로 인한 산성화를 자연적인 문제로만 생각할 수는 없다. 기후변화는 전 지구적 물 순환(water cycle)에 영향을 주고 있으며(Eyring et al., 2021), 강우량의 변화는 하천 담수의 해양 유입량의 변화로 이어지고, 이 결과 담수와 해수의 혼합 비율이 연안역에서 상당히 변화할 수 있다. 더불어, 댐, 보, 하구둑과 같은 인공 시설물의 설치도 연안으로 유입되는 담수의 성분과 유량을 시공간적으로 모두 변화시킬 수 있기 때문에 담수로 인한 해수 희석이 해양산성화에 미치는 영향에 대해서도 연구할 필요가 있다(Wu et al., 2006; Yang et al., 2006). 빈산소화와 산성화가 생태계에 이중고인 것처럼, 염분 변화에 민감한 생물군은 담수 유입 뿐만 아니라 산성화까지 동시에 겪게 되어 이중고가 될 것이다.

Kim et al. (2014a)는 광양만에서 2011-2012년 기간 동안 총 19개 정점에서 총알칼리도와 총용존무기탄소를 계절별로 1차레씩 조사하였다. 이 연구결과에 의하면 여름철에 광범위한 광양만 해역에서 아라고나이트 포화도가 1 이하로 발견되었다. 전체 정점 가운데, 표층에서는 3곳, 저층에서는 2곳을 제외하고는 모두 1 이하의 아라고나이트 포화도가 나타났고, 하계 용존산소의 평균값은 표층과 저층에서 각각 230, 113  $\mu\text{mol kg}^{-1}$ 로 용존산소 농도는 빈산소 현상이 발견되었던 진해만보다 높았다. 광양만에는 섬진강이 유입되기 때문에, 진해만에 비해 담수로 인한 희석 효과가 더 높을 수 밖에 없고, 실제로도 광양만의 표층 염분의 범위는 19-29로 진해만보다 더 높은 공간

적 변화를 보였다. 광양만의 저층도 하계 용존산소의 농도가 낮게 나타났고 총용존무기탄소도 봄에 비해 여름에 약 4  $\mu\text{mol kg}^{-1}$  증가하였기 때문에, 유기물 분해로 인한 영향도 존재하였다. 하지만, 담수로 인한 희석 효과에 의해 여름철에 총알칼리도가 봄에 비해 약 75  $\mu\text{mol kg}^{-1}$  감소하였고, 이러한 이유로 아라고나이트의 포화도가 더 크게 감소한 것으로 보고되었다. 이 해역에서 계절별 염분 변화가 아라고나이트 포화도 변화의 77% 이상을 설명하고 있는 것으로 나타났다. 담수 유입으로 인한 희석은 표층에서 강하기 때문에 표층에서 산성화에 미치는 영향이 클 것이고, 반면 유기물 분해에 의한 산성화는 저층에서 더 강하기 나타나기 때문에, 두 요인이 생태계에 미치는 영향도 상이할 것이다.

같은 남해안에 위치해 있지만 진해만과 광양만처럼 반폐쇄성 내만이 아닌 부산 연안의 경우에는 또 다른 양상이 나타났다. Kim et al. (2018)의 연구에서는 가덕도와 수영만에 이르는 해역의 총 25개 정점에서 2013년 2, 5, 8, 11월에 해양산성화 관측 조사를 수행하였다. 앞선 다뤘던 두 경우에는 여름에 아라고나이트 포화도가 가장 낮았지만, 부산 연안역에서는 반대로 여름에 가장 높은 값을 보였다(Kim et al., 2018). 총 25개의 정점 가운데, 8월에 15개의 정점에서 가장 낮은 염분이 관측되었기 때문에, 하계 조사에서 담수 유입 영향이 가장 큰 것으로 나타났다. 하지만, 반폐쇄성 해역이 아니고 대양 기원의 해수가 유입되는 길목에 위치하였기 때문에 염분 30이하의 거의 발견되지 않았다. 진해만과 광양만은 여름철에 거의 30이하의 염분을 보여줬던 것과는 대조된다. 부산 연안에서도 총용존무기탄소와 총알칼리도가 염분과 선형적인 관계를 보였는데, 총알칼리도가 계절과 무관하게 동일한 염분-총알칼리도 관계를 가졌던 반면에, 염분 감소에 따른 총용존무기탄소의 감소량이 가을과 겨울에 비해 봄과 여름에 훨씬 더 가팔랐다. 봄과 여름의 엽록소(chlorophyll-a)의 농도가 상대적으로 높았던 점과 동일 시기에 저염수에 영양염이 높고 상대적 고염수에는 영양염이 거의 고갈되었다는 점에 근거하여 볼 때, 봄과 여름의 염분 감소에 따른 추가적인 총용존무기탄소의 감소는 식물플랑크톤에 의한 탄소고정 효과로 볼 수 있었다. 즉, 강으로부터 유입된 담수가 표층과 저층을 안정적으로 분리하는데 기여하고, 담수로부터 공급된 영양염이 부영양화를 초래할 만한 수준은 되지 않지만, 식물플랑크톤의 광

합성을 촉진시키면서 생물학적 탄소 제거 작용이 강화된 결과로 볼 수 있었다. 장강희석수의 영향을 받은 동중국해 해역에서도 유사한 결과가 보고된 바 있다(Chou et al., 2013; Choi et al., 2021). 담수의 영향을 받는 남해의 세 해역에서 모두 서로 다른 양상이 나타났기 때문에, 담수 유입에 의한 해양산성화 경향은 해역별 특성에 따라 크게 좌우되는 것으로 나타났다. 하지만 현재로서는 조사 연도에 따른 차이를 파악하기 위한 충분한 자료는 없다.

한강, 금강, 영산강과 인접한 황해 연안역에서는 진해만과 광양만의 사례와 같이 광범위하게 아라고나이트 포화도가 1 이하로 떨어지는 해역은 없었다. 다만, 염분이 25 이하로 감소하는 경우에 아라고나이트 포화도도 1 이하로 떨어지는 정점이 일부 발견되었다(표층 기준으로 37°N 이북, 36°N과 37°N 사이, 36°N 이남에서 각각 7개, 1개, 1개 정점). 황해 외해에서 총용존무기탄소와 총알칼리도가 계절에 따라 큰 변화를 보이지 않는 것에 비해, 황해 연안역에서는 두 인자의 값이 여름철에 크게 감소하였다(Fig. 2). 따라서, 황해 연안역에서도 담수 유입이 해양산성화에 유의미한 영향을 주고 있음을 확인할 수 있었다. 하지만 계절에 따른 아라고나이트 포화도가 한강, 금강, 영산강 인근 해역들에서 동일한 경향으로 나타나진 않았다. 각 강에 가깝게 위치한 정점의 관측자료를 종합하면, 한강 인근 해역에서는 아라고나이트의 포화도가 겨울(표층과 저층 모두 1.5)과 여름(표층 1.5, 저층 1.3)에 다른 계절들에 비해 낮은 값을 보였고, 금강 인근 해역에서는 표층 아라고나이트 포화도가 여름에 최소값(1.9)을 보였지만 저층에서는 여름에 다른 계절보다 큰 아라고나이트 포화도(2.4)를 보였다. 영산강 인근 해역의 경우에는 봄(2.2)과 여름(2.1)보다 겨울(1.7)에 아라고나이트 포화도가 평균적으로 더 낮은 경향이 나타났으며, 표층과 저층의 차이는 0.1 정도 수준으로 미미했다. 황해 연안에서 담수 유입으로 인한 아라고나이트 포화도 변화 과정에 대해서는 향후 연구를 통해 추가적으로 밝혀 나아가야 할 것으로 판단된다. 강과 인접한 연안역의 경우에는 조사 정점의 결정, 조사 시기의 기상 상황 등에 따라 크게 변동할 수 있기 때문에, 고정된 정점에서 반복된 조사를 통해 평균 상태를 파악하는 노력이 필요할 것으로 보인다.

## 연안 용승

지난 200여 년간 인간활동으로 배출된 이산화탄소가 북태평양의 1000 m 수심에서도 유의미한 농도로 감지되고 있다(Sabine et al., 2004). 앞서 언급한 것과 같이 동해도 수심과 양의 차이는 있지만 마찬가지로이다(Park et al., 2006). 그리고 깊은 물에서는 침강입자(marine snow; sinking particle)에 포함되어 있는 유기물의 분해로 이산화탄소 등이 생성되기 때문에 자연적으로 총용존무기탄소의 농도가 표층보다 높다. 용승의 경우, 이렇게 자연적, 인위적으로 이산화탄소가 축적된 해수가 생물활동이 더 활발한 얕은 수심으로 이동되기 때문에 이로 인한 해양산성화에 대해서도 관심을 가져야 한다. 그 예로, 북아메리카의 서부 해안에서 용승이 해양산성화에 미치는 영향에 대해서 연구된 바 있다(Feely et al., 2008). 이 연구에 의하면, 멕시코에서 캐나다 연안을 포함하는 북위 25°N에서 52°N에 이르는 광범위한 해역에서 계절적으로 발생한 용승 현상 때문에 아라고나이트 포화도가 1 미만인 해수가 수심 수십 미터까지 이동하였고 일부 해역에서는 표층까지 완전히 아라고나이트 포화도가 1 미만으로 발견되었다. 용승으로 인한 산성화 가속화로 인해, 이 해역은 양극해와 함께 가장 가까운 미래에 표층까지 완전히 아라고나이트 포화도가 1 미만인 해수에 노출될 것으로 예상된다(Hauri et al., 2013).

우리나라도 동해 남서 해역(한반도 기준 남동 해역)에서 계절적 용승이 발생하고 있으며, 2013년 포항 인근 해역에서 발생한 용승의 경우에는 냉수대와 그 인근의 광범위한 해역에서 일차생산력이 급격하게 증가한 것으로 추정되었다(Choi et al., 2020b). Park and Kim (2010)의 연구에서는 열대 저기압과 북서태평양 고기압(North Pacific High)의 변동이 동해 남부 연안의 용승을 촉진시켰으며, 지구온난화의 영향을 주로 받았던 외해와는 달리 지난 수십 년 동안 동해 남부 연안은 오히려 표층 수온이 감소했음을 보였다. 최근 Seo and Kim (2020)은 동해 남부 용승이 엘니뇨와 라니냐와 같은 기후변동성과도 관련이 있다고 보고하였다. 동해 남부 해역의 표층 아라고나이트 포화도 평균값(겨울 제외)은 약 3.0이다. 수심 100 m와 200 m의 해수의 아라고나이트 포화도가 각각 대략 1.8과 1.2 정도임을 감안할 때, 동해 남서 연안역의

용승의 빈도 및 강도 변화는 이 해역의 계절적 산성화에 강한 영향을 줄 것이다. 용승을 통해 표층으로 유입되는 수괴는 북한한류수(North Korean Cold Water) 또는 동해중층수(East Sea Intermediate Water)이며, 이들은 동해 북부 해역에서 생성되어 남하한 수괴이며 여름철에 특히 발달한다(Kim and Kim, 1983; Yun et al., 2004; Nam et al., 2016). 따라서, 용승으로 인한 동해 남서 해역의 산성화를 연구하기 위해서는 동해 북부 해역의 겨울철 산성화 인자 특성에 대한 이해가 필요할 것으로 보인다. 유사한 사례로, Ishii et al. (2020)은 열대 북서태평양의 표층의 산성화는 해양-대기 이산화탄소 교환보다는 다른 해역에서 흡수되어 열대 해역 내부로 이동된 해수와 인간활동 기원의 이산화탄소가 표층으로 유입되면서 발생한다고 보고하였다.

용승이 일시적으로 발생한다면, 용승 이후에 발생하는 생지화학적 변화에 따라 해양산성화의 양상이 변화할 수 있다. 일반적인 관점에서 예측해본다면, 초기에는 용승된 이산화탄소에 의해 산성화 정도가 가장 심각할 것이고, 시간이 지남에 따라 동반 유입된 영양염에 의해 식물플랑크톤의 일차생산력의 증가하면서 해수의 총용존무기탄소는 감소(pH는 증가)하고 아라고나이트 포화도가 회복될 수도 있다. 하지만 낮은 온도와 생물활동으로  $p\text{CO}_2$ 가 감소하여, 다시 대기로부터 해양으로 이산화탄소가 유입될 수 있다. 용승 초기에 이산화탄소가 대기로 유출될 수도 있으나 용승 초기의 수온에 따라 다른 결과가 있을 수 있다. 이는 태풍으로 인한 강한 연직 순환으로 인해 혼합층의 깊이가 깊어지면서 발생하는 것과 그 양상이 비슷하기 때문에(e.g., Ko et al., 2021), 연안 용승과 태풍의 사례를 비교하여 보완적인 연구가 가능할 수 있을 것이다. 이러한 관점에서 동해 뿐만 아니라 태풍의 영향을 받는 남해와 황해도 저층수의 표층 유입에 의한 산성화에 대한 연구가 필요할 것으로 보인다(Lee et al., 2016). 용승의 영향이 가장 높은 여름의 경우, 앞서 일부 언급했던 것처럼, 표층과 저층(100 m보다 깊은 곳은 100 m 수심)의 아라고나이트 포화도 차이는 황해  $36^\circ\text{N}$  기준 북쪽 해역에서는 약 0.8, 남쪽 해역에서는 약 1.5였으며, 남해에서는 약 1.3-1.4 정도 차이가 났다(Fig. 2). 따라서 황해와 남해도 동해(하계 표층과 100 m에서 각각 3.4와 2.0)처럼 용승 또는 강한 연직순환에 의한 해양산성화에 취약한 것으로 나타났다. 황해 30 m 아

래에는 표층과 그 특성이 분명하게 구분되는 황해저층냉수(Yellow Sea Cold Water)가 분포하고 있어 주목할 필요가 있다.

### 대기산성물질 침적

화석연료 연소와 농업을 포함한 인간활동에 의해 대기 중으로 배출된 황과 질소 화합물들의 일부는 주요 인구밀집 지역 인근의 연근해에 침적된다. 이렇게 대기침적을 통해 해양으로 유입되는 황과 질소 화합물은 각각 연간  $0.8 \text{ Tmol}$  ( $\text{T}=10^{12}$ )과  $2.7 \text{ Tmol}$  정도로 추산된다(Doney et al., 2007). 화석연료 연소에 의해 주로 배출되는 황 화합물은 대기 광화학 반응에 의해 황산염( $\text{SO}_4^{2-}$ ), 질소 화합물은 질산염( $\text{NO}_3^-$ )의 형태로 침적된다. 비료 사용을 포함한 농업 활동에 의해 배출되는 암모니아( $\text{NH}_3$ )는 주로 암모늄( $\text{NH}_4^+$ ) 형태로 주로 대기에서 해양으로 공급된다. 1 몰의 황산염과 질산염 침적은 각각 2 몰, 1 몰의  $[\text{H}^+]$  만큼 대기침적물질의 산성도를 높이며, 암모늄 1 몰은 오히려 산성도를 1 몰만큼 약화시키는 역할을 하지만 수층에서 질산화(nitrification) 과정에서 2 몰의  $[\text{H}^+]$ 을 발생시키기 때문에 결과적으로 암모늄 1 몰은 1 몰의  $[\text{H}^+]$ 을 공급하는 역할을 한다(Doney et al., 2007). 탄산칼슘과 같은 광물 기원 입자가 대기 중에 존재할 때에는 대기침적물질의 산성도를 낮출 수는 있지만, 광물 기원 미세입자는 인간활동의 결과라고 볼 수 없기 때문에 본 논문에서는 다루지 않고자 한다. 마찬가지로 해염(sea salts)으로부터 기원한 황산염의 영향은 배제하고 인간활동 기원의 비해염(non-sea salt) 황산염의 영향만 다룬다.

동해안의 울진에서 대기 침적을 2014년과 2015년에 관측한 연구결과(Park et al., 2019)에 따르면, 강우에 의한 질산염과 암모늄의 습식침적(wet deposition)은 약  $21 \text{ mmol m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ 로 유사하였다. 대기 중 미세입자(total suspended particle)의 건식침적(dry deposition)은 암모늄보다 질산염이 4배 가량 컸고, 암모늄과 질산염의 합산 건식침적량은  $36 \text{ mmol m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  정도였다. 암모늄과 황산염의 몰 비율이 대략 1 근처였기 때문에, 이 수치들을 기반으로 강우와 미세입자의 형태로 해양으로 유입되는 인간활동 기원의 산성물질의 양( $[\text{NO}_3^-] + 2[\text{SO}_4^{2-}] + [\text{NH}_4^+]$ )은 대략  $130 \text{ mmol m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ 로 유추될 수 있었다. 실제 대기침적물질의 산성 침적은 광물 기원 물질의 영향으로 이보다 낮을 것이다. 해양 혼합층의 깊이를 100 m로 가정하면,  $130 \text{ mmol}$

$m^{-2} yr^{-1}$ 의 산성물질의 해상침적으로 인한 총알칼리도 감소량은  $1.3 \mu mol kg^{-1} yr^{-1}$  정도이며, 이것은  $pCO_2$ 를 대략  $1.4 \mu atm yr^{-1}$ 만큼 증가시키는 효과를 가질 수 있다. 다만, 이 경우 해수가 장기간 지속적으로 산성물질 침적의 영향을 받아야 한다. 대기 중 이산화탄소 농도 증가로 인한 동해 울릉분지의 표층 해수의  $pCO_2$ 의 연간 증가율이 약  $2.7 \mu atm yr^{-1}$ 이고 (Kim et al., 2014b), 하와이 열대해역에서는  $1.9 \mu atm yr^{-1}$ 인 것(Doney et al., 2009)과 비교하면, 산성물질 침적이 해양산성화에 미치는 영향이 작지 않다. 게다가 동해안에 비해 대기 오염물질의 농도와 그로 인한 침적량이 높은 중국과 인접한 황해의 경우에는 질소와 황 화합물에 의한 산성물질 침적이 상당히 더 클 것이기 때문에, 이런 특성을 가진 해역에서는 이산화탄소만큼 중요한 해양산성화 요인이 될 수도 있다. 반대로 대기오염물질 공급원과 거리가 먼 태평양 해역에서는 산성물질이 총알칼리도에 미치는 영향은 동해에서 예상된 값의 1%에 불과했다(Seok et al., 2021).

대기 중 산성물질에 포함된 질산염과 암모늄으로 인해, 식물플랑크톤의 광합성을 통해 해수 중 이산화탄소를 제거한다면, 대기침적으로 인한 산성화 효과가 경감될 수 있다(Park et al., 2019; Seok et al., 2021). 동아시아의 경우 대기오염물질의 공급원이 연안에 주로 위치하고 있기 때문에, 대륙으로부터 거리가 멀어질수록 대기침적량은 감소하지만, 유사한 경향으로 생물생산력도 감소하기 때문에, 대기침적이 생물생산력에 기여할 수 있는 상대적 비율은 대륙으로부터 거리에 따라 매우 크게 변화하지 않는다. 전반적으로 동아시아 주변해 및 북서태평양에서 대기침적으로 인해 생물생산력은 신생산량(new production) 대비 10%까지 기여할 수 있는 것으로 보고되었다(Park et al., 2019; Seok et al., 2021). 남중국해와 같이 빈영양 해역이지만 주변 국가의 대기오염물질의 영향을 직접 받는 해역은 신생산량의 20%까지도 기여할 수 있는 것으로 나타났다(Kim et al., 2014c). 앞서 추정된 산성물질의 침적에 대한 질소 화합물의 기여가 50% 정도이고, 식물플랑크톤의 평균적인 탄소와 질소의 비율이 7.3 (=117:16, Anderson and Sarmiento, 1994) 정도 되기 때문에 산성물질의 침적으로 인한 총알칼리도의 감소보다 질소 공급으로 인한 총용존무기탄소의 감소가 3-4배 가량 클 것으로 기대할 수 있다. 하지만 이 수치는 다른 영양염이 부

족하지 않고 질소만 부족한 상황에서 기대할 수 있는 최대치일 것이다. 대기 미세입자 중의 포함된 철의 침적이나, 산성물질로 인한 미세입자 내의 철의 용해도 증가가 해양생산력에 미치는 영향은 고려한다면 대기침적으로 인한 해양생산력 증가는 더 증가할 수도 있다(Theodosi et al., 2010; Martino et al., 2014).

## 결론

기존의 대부분의 연구 결과에서 공통적으로 확인할 수 있었던 것과 같이, 우리나라의 주변 외해는 정도에는 차이가 있지만 이산화탄소 흡수원이었다. 따라서, 대기 중 이산화탄소의 유입으로 인한 해양산성화가 진행되고 있는 것이 명확했지만, 자료의 부족으로 동해를 제외하고는 대기 이산화탄소에 의한 산성화 인자 변화를 파악하는 것이 불가능했다. 우리나라 주변 해역에서 광범위하게 아라고나이트 포화도가 1 이하로 감소하는 연안역은 현재까지 보고된 바로는 진해만과 광양만이며, 외해 가운데에는 황해 남부의 저층 해역에서 계절적으로 아라고나이트 포화도가 1에 가깝게 감소하는 수괴가 발견되었다. 이들 해역의 해양산성화 핵심 요인은 유기물 분해로 생성된 이산화탄소의 축적과 담수 유입으로 인한 희석으로 보였다. 하지만 담수 유출량이 더 많은 황해 연안역에서 아라고나이트 포화도가 1이 아닌 해수는 제한적으로 발견되었다. 계절적인 용승, 태풍 등의 일시적인 현상에 의한 혼합에 의해 일시적으로 심해의 해수가 표층으로 유입된 경우에는, 아라고나이트 포화도가 급감하겠지만, 함께 유입된 영양염으로 인한 생물활동으로 인해 시간이 지남에 따라 아라고나이트 포화도가 회복될 가능성도 있다. 위의 연구사례들을 감안하면, 우리나라의 해양산성화 현황과 경향을 파악하기 위해서는, 단순히 대기 중의 이산화탄소 유입 뿐만 아니라, 강을 통한 탄소, 영양염, 담수의 유입과 연안역에서의 그것들의 유출 범위와 그것이 성층 형성에 미치는 영향, 생물활동으로 인한 탄소 제거, 계절적인 수직 혼합 강화 또는 용승 등을 종합적으로 파악해야 한다고 결론 지을 수 있다. 황해 또는 인구 밀집 지역과 매우 인접한 해역의 경우에는 대기산성물질의 침적도 해양산성화에 상당한 영향을 미칠 것으로 예상되나, 관측을 통해 그 영향을 정량하기에는 어렵기 때문에, 지역해 수준에서 해양-대기 접합 모

형을 통해 그 영향을 이해하는 노력이 필요할 것으로 판단된다.

해양산성화로 발생할 수 있는 잠재적인 위험들을 관리하기 위해서라도, 우리나라 주변 해역들에 대한 지속적인 모니터링과 연구가 필요할 것으로 보인다. 그러나 안타깝게도 우리나라 주변 해역의 대부분에서는 연안 및 대륙붕 지역의 높은 지역적, 계절적 변동성을 극복하기에 충분할 정도로 많은 자료가 확보되지 못하였다. 게다가, 포화도 1이라는 수치도 아라고나이트의 열역학적 안정성을 나누는 경계일 뿐이기 때문에 아라고나이트 포화도가 1 이상으로 유지된다고 해도, 아라고나이트 포화도가 지속적으로 감소되고 있다면 해양생물과 생태계에 미치는 영향이 없다고 단정할 수 없다. 따라서 현재까지 해양산성화의 위협(아라고나이트 포화도 1 미만 등의 상황)이 직접적으로 확인되지는 않은 해역이라도 예방적인 조치 차원에서 해양산성화에 노출될 것으로 보이는 해역들에 대한 체계적인 관리가 필요하다. 아직까지 우리나라에서 해양산성화로 인한 경제적인 피해는 보고되지 않았지만, 미국 태평양 연안의 굴 산업은 이미 해양산성화 때문에 연간 1억 USD의 손실을 입었다는 연구결과도 있다(Ekstrom et al., 2015). 해양산성화에 민감한 수산자원이 분포하거나 양식되는 해역에서도 고정적인 관측을 통해 잠재적인 피해에 선제적으로 대응할 필요가 있고, 이미 성공적인 사례들이 미국에서 보고된 바 있다(Barton et al., 2015). 우리나라는 정선관측망과 연안해역환경측정망에서 장기간 해양관측을 진행해온 자원과 경험이 있기 때문에, 이를 활용하면 우리나라 주변 해역에 대한 해양산성화의 모니터링이 가능할 것으로 보인다. 이어도 및 소청초 해양과학기지에서 고정 관측도 해양산성화 장기 경향을 파악하는데 큰 기여를 할 수 있을 것이다.

## 감사의 글

본 논문의 개선을 위해 의견을 제시해 주신 세 분의 심사위원께 감사드립니다. 그리고 관측자료 활용을 허락하여 주신 포항공과대학교와 한국해양과학기술원, 해양관측에 많은 도움을 주신 국립수산물과학원과 해양환경공단에 감사드립니다. 이 논문은 연구재단(NRF-2019R1A2C2089994)의 지원을 받아 작성되었습니다.

## References

- Albright, R., Takeshita, Y., Koweek, D. A., Ninokawa, A., Wolfe, K., Rivlin, T., Nebuchina, Y., Young, J., and Caldeira, K., 2018, Carbon dioxide addition to coral reef waters suppresses net community calcification. *Nature*, 555(7697), 516-519.
- Anderson, L.A. and Sarmiento, J.L., 1994, Redfield ratios of remineralization determined by nutrient data analysis. *Global Biogeochemical Cycles*, 8, 65-80.
- Bakker, D.C.E., Pfeil, B., Landa, C.S., Metzl, N., O'Brien, K.M., Olsen, A., Smith, K., Cosca, C., Harasawa, S., Jones, S.D., Nakaoka, S., Nojiri, Y., Schuster, U., Steinhoff, T., Sweeney, C., Takahashi, T., Tilbrook, B., Wada, C., Wanninkhof, R., Alin, S.R., Balestrini, C.F., Barbero, L., Bates, N.R., Bianchi, A.A., Bonou, F., Boutin, J., Bozec, Y., Burger, E.F., Cai, W.-J., Castle, R.D., Chen, L., Chierici, M., Currie, K., Evans, W., Featherstone, C., Feely, R.A., Fransson, A., Goyet, C., Greenwood, N., Gregor, L., Hankin, S., Hardman-Mountford, N.K., Harlay, J., Hauck, J., Hoppema, M., Humphreys, M.P., Hunt, C.W., Huss, B., Ibáñez, J.S.P., Johannessen, T., Keeling, R., Kitidis, V., Körtzinger, A., Kozyr, A., Krasakopoulou, E., Kuwata, A., Landschützer, P., Lauvset, S.K., Lefèvre, N., Monaco, C.L., Manke, A., Mathis, J.T., Merlivat, L., Millero, F.J., Monteiro, F.M.S., Munro, D.R., Murata, A., Newberger, T., Omar, A.M., Ono, T., Paterson, K., Pearce, D., Pierrot, D., Robbins, L.L., Saito, S., Salisbury, J., Schlitzer, R., Schneider, B., Schweitzer, R., Sieger, R., Skjelvan, I., Sullivan, K.F., Sutherland, S.C., Sutton, A.J., Tadokoro, K., Telszewski, M., Tuma, M., van Heuven, S.M.A.C., Vandemark, D., Ward, B., Watson, A.J., and Xu, S., 2016, A multi-decade record of high-quality fCO<sub>2</sub> data in version 3 of the Surface Ocean CO<sub>2</sub> Atlas (SOCAT). *Earth System Science Data*, 8, 383-413.
- Barton, A., Waldbusser, G. G., Feely, R. A., Weisberg, S. B., Newton, J. A., Hales, B., Cudd, S., Eudeline, B., Langdon, C. J., Jefferds, I., King, T., Suhrbier, A., and McLaughlin, K., 2015, Impacts of coastal acidification on the Pacific Northwest shellfish industry and adaptation strategies implemented in response. *Oceanography*, 28(2), 146-159.
- Bindoff, N.L., Cheung, W.W.L., Kairo, J.G., Aristegui, J., Guinder, V.A., Hallberg, R., Hilmi, N., Jiao, N., Karim, M.S., Levin, L., O'Donoghue, S., Purca Cuicapusa, S.R., Rinkevich, B., Suga, T., Tagliabue, A., and Williamson, P., 2019, Changing Ocean, Marine Ecosystems, and Dependent Communities. In Pörtner, H.-O., Roberts, D.C., Masson-Delmotte, V., Zhai, P.,

- Tignor, M., Poloczanska, E., Mintenbeck, K., Alegria, A., Nicolai, M., Okem, A., Petzold, J., Rama, B. and Weyer, N.W. (eds.), IPCC special report on the ocean and cryosphere in a changing climate.
- Brussaard, C. P. D., Noordeloos, A. A. M., Witte, H., Collenteur, M. C. J., Schulz, K., Ludwig, A., and Riebesell, U., 2013, Arctic microbial community dynamics influenced by elevated CO<sub>2</sub> levels. *Biogeosciences*, 10(2), 719-731.
- Byrne, R. H., Mecking, S., Feely, R. A., and Liu, X., 2010, Direct observations of basin-wide acidification of the North Pacific Ocean. *Geophysical Research Letters*, 37(2), L02601, doi:10.1029/2009GL040999.
- Cai, W. J., Dai, M., and Wang, Y., 2006, Air-sea exchange of carbon dioxide in ocean margins: A province-based synthesis. *Geophysical Research Letters*, 33(12), L12603, doi:10.1029/2006GL026219.
- Cai, W. J., Hu, X., Huang, W. J., Murrell, M. C., Lehrter, J. C., Lohrenz, S. E., Chou, W. C., Zhai, W., Hollibaugh, J. T., Wang, Y., Zhao, P. Guo, X., Gundersen, K., D, M., and Gong, G. C., 2011, Acidification of subsurface coastal waters enhanced by eutrophication. *Nature Geoscience*, 4(11), 766-770.
- Caldeira, K. and Wickett, M. E., 2003, Anthropogenic carbon and ocean pH. *Nature*, 425(6956), 365-365.
- Chen, C. T. A., and Borges, A. V., 2009, Reconciling opposing views on carbon cycling in the coastal ocean: Continental shelves as sinks and near-shore ecosystems as sources of atmospheric CO<sub>2</sub>. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 56, 578-590.
- Chen, C. T. A., Lui, H. K., Hsieh, C. H., Yanagi, T., Kosugi, N., Ishii, M., and Gong, G. C., 2017, Deep oceans may acidify faster than anticipated due to global warming. *Nature Climate Change*, 7(12), 890-894.
- Choi, J. K., Ahn, J. H., Son, Y. B., Hwang, D. J., and Lee, S. J., 2020b, Application of GOCI to the estimates of primary productivity in the coastal waters of the East Sea. *Korean Journal of Remote Sensing*, 36, 237-247. (in Korean)
- Choi, Y., Cho, S., and Kim, D., 2020a, Seasonal variation in aragonite saturation states and the controlling factors in the southeastern Yellow Sea. *Marine Pollution Bulletin*, 150, 110695.
- Choi, Y., Kim, D., Cho, S., and Kim, T.-W., 2019, Southeastern Yellow Sea as a sink for atmospheric carbon dioxide. *Marine Pollution Bulletin*, 149, 110550.
- Choi, Y., Kim, D., Noh, J. H., and Kang, D. J., 2021, Contribution of Changjiang River discharge to CO<sub>2</sub> uptake capacity of the northern East China Sea in August 2016. *Continental Shelf Research*, 215, 104336.
- Choi, Y., Kim, T. H., Kim, D., and Kang, D. J., 2022, Spatiotemporal variability of aragonite saturation state in the northern East China Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, e2021JC017593, <https://doi.org/10.1029/2021JC017593>.
- Chou, W. C., Gong, G. C., Hung, C. C., and Wu, Y. H., 2013, Carbonate mineral saturation states in the East China Sea: present conditions and future scenarios. *Biogeosciences*, 10(10), 6453-6467.
- Diaz, R.J. and Rosenberg R., 2008, Spreading dead zones and consequences for marine ecosystems. *Science*, 321, 926-929.
- Dickson, A.G., Sabine, C.L., and Christian, J.R., 2007, Guide to best practices for ocean CO<sub>2</sub> measurements. *PICES Special Publication 3*, 191 p.
- Doney, S. C., Fabry, V. J., Feely, R. A., and Kleypas, J. A., 2009, Ocean acidification: the other CO<sub>2</sub> problem. *Annual Review of Marine Science*, 1, 169-192.
- Doney, S. C., Mahowald, N., Lima, I., Feely, R. A., Mackenzie, F. T., Lamarque, J. F., and Rasch, P. J., 2007, Impact of anthropogenic atmospheric nitrogen and sulfur deposition on ocean acidification and the inorganic carbon system. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 104(37), 14580-14585.
- Dore, J. E., Lukas, R., Sadler, D. W., Church, M. J., and Karl, D. M., 2009, Physical and biogeochemical modulation of ocean acidification in the central North Pacific. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 106(30), 12235-12240.
- Ekstrom, J. A., Suatoni, L., Cooley, S. R., Pendleton, L. H., Waldbusser, G. G., Cinner, J. E., Ritter, J., Langdon, C., Hoodonk, R., Gledhill, D., Wellman, K., Beck, M. W., Brander, L. M., Rittschof, D., Doherty, C., Edwards, P. E. T., and Portela, R., 2015, Vulnerability and adaptation of US shellfisheries to ocean acidification. *Nature Climate Change*, 5(3), 207-214.
- Eyring, V., Gillett, N.P., Achuta Rao, K.M., Barimalala, R., Barreiro Parrillo, M., Bellouin, N., Cassou, C., Durack, P.J., Kosaka, Y., McGregor, S., Min, S., Morgenstern, O., and Sun, Y., 2021, Human Influence on the Climate System. In Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Pirani, A., Connors, S. L., Péan, C., Berger, S., Caud, N., Chen, Y., Goldfarb, L., Gomis, M. I., Huang, M., Leitzell, K., Lonnoy, E., Matthews, J. B. R., Maycock, T. K., Waterfield, T., Yelekçi, O., Yu, R., and Zhou, B., 2021, *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press. In Press.
- Feely, R. A., Sabine, C. L., Hernandez-Ayon, J. M., Ianson, D., and Hales, B., 2008, Evidence for upwelling of corrosive "acidified" water onto the continental shelf. *Science*, 320(5882), 1490-1492.
- Green, M. A., Jones, M. E., Boudreau, C. L., Moore, R. L., and Westman, B. A., 2004, Dissolution mortality of juvenile bivalves in coastal marine deposits. *Limnology*



- and Oceanography, 49(3), 727-734.
- Gruber, N., Clement, D., Carter, B. R., Feely, R. A., Van Heuven, S., Hoppema, M., Key, R. M., Kozyr, A., Lauvset, S. K., Monaco, C. L., Mathis, J. T., Murata, A., Olsen, A., Perez, F. F., Sabine, C. L., Tanhua, T., and Wanninkhof, R., 2019, The oceanic sink for anthropogenic CO<sub>2</sub> from 1994 to 2007. *Science*, 363(6432), 1193-1199.
- Hauri, C., Gruber, N., Vogt, M., Doney, S. C., Feely, R. A., Lachkar, Z., Leinweber, A., McDonnell, A. M. P., Munnich, M., and Plattner, G. K., 2013, Spatiotemporal variability and long-term trends of ocean acidification in the California Current System. *Biogeosciences*, 10(1), 193-216.
- Hennige, S., Roberts, J. M., and Williamson, P., 2014, An updated synthesis of the impacts of ocean acidification on marine biodiversity. *CBD Technical Series 75*. 99 p.
- Heuer, R. M. and Grosell, M., 2014, Physiological impacts of elevated carbon dioxide and ocean acidification on fish. *American Journal of Physiology-Regulatory, Integrative and Comparative Physiology*, 307(9), R1061-R1084.
- Ishii, M., Rodgers, K. B., Inoue, H. Y., Toyama, K., Sasano, D., Kosugi, N., Ono, H., Enyo, K., Nakano, T., Iudicone, D., Blanke, B., Aumont, O., and Feely, R. A., 2020, Ocean acidification from below in the Tropical Pacific. *Global Biogeochemical Cycles*, 34(8), e2019GB006368, <https://doi.org/10.1029/2019GB006368>.
- Jang, E., Im, J., Park, G. H., and Park, Y. G., 2017, Estimation of fugacity of carbon dioxide in the East Sea using in situ measurements and Geostationary Ocean Color Imager satellite data. *Remote Sensing*, 9(8), 821.
- Kang, D. J., Kim, J. Y., Lee, T., and Kim, K. R., 2004, Will the East/Japan Sea become an anoxic sea in the next century?. *Marine Chemistry*, 91(1-4), 77-84.
- Kaplan, M. B., Mooney, T. A., McCorkle, D. C., and Cohen, A. L., 2013, Adverse effects of ocean acidification on early development of squid (*Doryteuthis pealeii*). *PLOS ONE*, 8(5), e63714.
- Kim, C. H., and Kim, K., 1983, Characteristics and origin of the cold water mass along the east coast of Korea. *Journal of the Korean Society of Oceanography*, 18(1), 73-83. (in Korean)
- Kim, D., Choi, S. H., Yang, E. J., Kim, K. H., Jeong, J. H., and Kim, Y. O., 2013a, Biologically mediated seasonality of aragonite saturation states in Jinhae Bay, Korea. *Journal of Coastal Research*, 29(6), 1420-1426.
- Kim, D., Park, G. H., Baek, S. H., Choi, Y., and Kim, T.-W., 2018, Physical and biological control of aragonite saturation in the coastal waters of southern South Korea under the influence of freshwater. *Marine Pollution Bulletin*, 129(1), 318-328.
- Kim, D., Yang, E. J., Baek, S. H., Kim, K. H., Jeong, J. H., and Kim, Y. O., 2014a, Aragonite undersaturation in Gwangyang Bay, South Korea: effects of fresh water input. *Ocean Science Journal*, 49(3), 223-230.
- Kim, J. M., Lee, K., Han, I. S., Lee, J. S., Choi, Y. H., Lee, J. H., and Moon, J. Y., 2020, Anthropogenic nitrogen-induced changes in seasonal carbonate dynamics in a productive coastal environment. *Geophysical Research Letters*, 47(17), e2020GL088232, <https://doi.org/10.1029/2020GL088232>.
- Kim, J. Y., Kang, D. J., Lee, T., and Kim, K. R., 2014b, Long-term trend of CO<sub>2</sub> and ocean acidification in the surface water of the Ulleung Basin, the East/Japan Sea inferred from the underway observational data. *Biogeosciences*, 11(9), 2443-2454.
- Kim, K. R., Kim, G., Kim, K., Lobanov, V., Ponomarev, V., and Salyuk, A., 2002, A sudden bottom-water formation during the severe winter 2000-2001: The case of the East/Japan Sea. *Geophysical Research Letters*, 29(8), doi:10.1029/2001GL014498.
- Kim, T.-W., Lee, K., Duce, R., and Liss, P., 2014c, Impact of atmospheric nitrogen deposition on phytoplankton productivity in the South China Sea. *Geophysical Research Letters*, 41(9), 3156-3162, doi:10.1002/2014GL059665.
- Kim, T.-W., Lee, K., Lee, C., Jeong, H.-D., Suh, Y.-S., Lim, W., Kim, K.Y., and Jeong, H.-J., 2013b, Interannual nutrient dynamics in Korean coastal waters. *Harmful Algae*, 30, S15-S27.
- Ko, Y. H., Lee, K., Eom, K. H., and Han, I. S., 2016, Organic alkalinity produced by phytoplankton and its effect on the computation of ocean carbon parameters. *Limnology and Oceanography*, 61(4), 1462-1471.
- Ko, Y. H., Park, G.-H., Kim, D., and Kim, T. W., 2021, Variations in seawater pCO<sub>2</sub> associated with vertical mixing during tropical cyclone season in the northwestern subtropical Pacific Ocean. *Frontiers in Marine Science*, 8:679314, doi:10.3389/fmars.2021.679314.
- Kroeker, K. J., Kordas, R. L., Crim, R., Hendriks, I. E., Ramajo, L., Singh, G. S., Duarte, C. M., and Gattuso, J. P., 2013, Impacts of ocean acidification on marine organisms: quantifying sensitivities and interaction with warming. *Global Change Biology*, 19(6), 1884-1896.
- Landschuetzer, P., Gruber, N., and Bakker, D. C., 2016, Decadal variations and trends of the global ocean carbon sink. *Global Biogeochemical Cycles*, 30(10), 1396-1417.
- Landschuetzer, P., Laruelle, G. G., Roobaert, A., and Regnier, P., 2020, A uniform pCO<sub>2</sub> climatology combining open and coastal oceans. *Earth System Science Data*, 12(4), 2537-2553.
- Lauvset, S. K., Gruber, N., Landschuetzer, P., Olsen, A., and Tjiputra, J., 2015, Trends and drivers in global surface ocean pH over the past 3 decades. *Biogeosciences*, 12(5), 1285-1298.

- Lee, C.H., Lee, K., Ko, Y. H., and Lee, J.-S., 2021, Contribution of marine phytoplankton and bacteria to alkalinity: An uncharacterized component. *Geophysical Research Letters*, 48, e2021GL093738. <https://doi.org/10.1029/2021GL093738>.
- Lee, J. H., Pang, I. C., and Moon, J. H., 2016, Contribution of the Yellow Sea bottom cold water to the abnormal cooling of sea surface temperature in the summer of 2011. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121(6), 3777-3789, doi:10.1002/2016JC011658.
- Lee, K., Sabine, C. L., Tanhua, T., Kim, T. W., Feely, R. A., and Kim, H. C., 2011, Roles of marginal seas in absorbing and storing fossil fuel CO<sub>2</sub>. *Energy & Environmental Science*, 4(4), 1133-1146.
- Martino, M., Hamilton, D., Baker, A. R., Jickells, T. D., Bromley, T., Nojiri, Y., Quack, B., and Boyd, P. W., 2014, Western Pacific atmospheric nutrient deposition fluxes, their impact on surface ocean productivity. *Global Biogeochemical Cycles*, 28(7), 712-728, doi:10.1002/2013GB004794.
- Nagelkerken, I. and Connell, S. D., 2015, Global alteration of ocean ecosystem functioning due to increasing human CO<sub>2</sub> emissions. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 112(43), 13272-13277.
- Nagelkerken, I., Russell, B. D., Gillanders, B. M., and Connell, S. D., 2015, Ocean acidification alters fish populations indirectly through habitat modification. *Nature Climate Change*, 6(1), 89-93.
- Nam, S., Yoon, S. T., Park, J. H., Kim, Y. H., and Chang, K. I., 2016, Distinct characteristics of the intermediate water observed off the east coast of Korea during two contrasting years. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121(7), 5050-5068, doi:10.1002/2015JC011593.
- Orr, J. C., Fabry, V. J., Aumont, O., Bopp, L., Doney, S. C., Feely, R. A., Gnanadesikan, A., Gruber, N., Ishida, A., Joos, F., Key, R. M., Lindsay, K., Reimer, E. M., Matear, R., Monfray, P., Mouchet, A., Najjar, R. G., Plattner, G. K., Rodgers, K. B., Sabine, C. L., Sarmiento, J. L., Schlitzer, R., Slater, R. D., Totterdell, I. J., Weirig, M. F., Yamanaka, Y., and Yool, A., 2005, Anthropogenic ocean acidification over the twenty-first century and its impact on calcifying organisms. *Nature*, 437(7059), 681-686.
- Park, G.-H., Lee, S. E., Kim, Y. I., Kim, D., Lee, K., Kang, J., Kim, Y. H., Kim, H., Park, S., and Kim, T. W., 2019, Atmospheric deposition of anthropogenic inorganic nitrogen in airborne particles and precipitation in the East Sea in the northwestern Pacific Ocean. *Science of the Total Environment*, 681, 400-412.
- Park, G.-H., Lee, K., Tishchenko, P., Min, D.-H., Warner, M. J., Talley, L. D., Kang, D.-J., and Kim, K.-R. 2006, Large accumulation of anthropogenic CO<sub>2</sub> in the East (Japan) Sea and its significant impact on carbonate chemistry, *Global Biogeochemical Cycles*, 20, GB4013, doi:10.1029/2005GB002676.
- Park, G.-H., Lee, K., and Tishchenko, P. 2008, Sudden, considerable reduction in recent uptake of anthropogenic CO<sub>2</sub> by the East/Japan Sea, *Geophysical Research Letters*, 35, L23611, doi:10.1029/2008GL036118.
- Park, K., and Kim, K. R., 2010, Unprecedented coastal upwelling in the East/Japan Sea and linkage to long-term large-scale variations. *Geophysical Research Letters*, 37(9), L09603, doi:10.1029/2009GL042231.
- Park, S., Lee, T., and Jo, Y. H., 2016, Sea Surface pCO<sub>2</sub> and Its Variability in the Ulleung Basin, East Sea Constrained by a neural network model. *The Sea*, 21(1), 1-10. (in Korean)
- Park, Y.-G., Park, K.H., Im, J., Lee, W.K., Park, J.H., Noh, J.D., Gu, B.K., 2018, Development of satellite-based ocean carbon parameter estimation models for Korea waters. 722 p. (in Korean)
- Rockström, J., Steffen, W., Noone, K., Persson, Å., Chapin, F. S., Lambin, E. F., Lenton, T. M., Scheffer, M., Folke, C., Schellnhuber, H. J., Nykvist, B., Wit, C. A., Hughes, T., Leeuw, S., Rodhe, H., Sörlin, S., Snyder, P. K., Costanza, R., Svedin, U., Falkenmark, M., Karlberg, L., Corell, R. W., Fabry, V. J., Hansen, J., Walker, B., Liverman, D., Richardson, K., Crutzen P., and Foley, J. A., 2009, A safe operating space for humanity. *Nature*, 461(7263), 472-475.
- Roy, T., Lonbard, F., Bopp, L., and Gehlen, M., 2015, Projected impacts of climate change and ocean acidification on the global biogeography of planktonic Foraminifera. *Biogeosciences*, 12, 2873-2889.
- Sabine, C. L., Feely, R. A., Gruber, N., Key, R. M., Lee, K., Bullister, J. L., Wanninkhof, R., Wong, C. S., Wallace, D. W. R., Tilbrook, B., Millero, F. J., Peng, T. H., Kozyr, A., Ono, T., and Rios, A. F., 2004, The oceanic sink for anthropogenic CO<sub>2</sub>. *Science*, 305(5682), 367-371.
- Salisbury, J., Green, M., Hunt, C., and Campbell, J., 2008, Coastal acidification by rivers: a threat to shellfish?. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 89(50), 513-513.
- Seo, H. S., and Kim, D. S., 2020, Effect of El Niño and La Niña on the coastal upwelling in East Sea, South Korea. *Journal of the Korean Society of Marine Environment & Safety*, 26(1), 75-83. (in Korean)
- Seok, M. W., Kim, D., Park, G. H., Lee, K., Kim, T. H., Jung, J., Kim, K., Park, K. T., Kim, Y. H., Mo, A., Park, S., Ko, Y. H., Kang, J., Kim, H., and Kim, T.-W., 2021, Atmospheric deposition of inorganic nutrients to the Western North Pacific Ocean. *Science of The Total Environment*, 793, 148401.
- Takahashi, T., Sutherland, S. C., Wanninkhof, R., Sweeney, C., Feely, R. A., Chipman, D. W., Hales, B., Friederich,

- G., Chavez, F., Sabine, C., Watson, A., Bakker, D. C. E., Schuster, U., Metzl, N., Yoshikawa, H., Ishii, M., Midorikawa, T., Nojiri, Y., and De Baar, H. J. (2009). Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO<sub>2</sub>, and net sea-air CO<sub>2</sub> flux over the global oceans. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 56(8-10), 554-577.
- Theodosi, C., Markaki, Z., Tselepidis, A., and Mihalopoulos, N., 2010, The significance of atmospheric inputs of soluble and particulate major and trace metals to the eastern Mediterranean seawater. *Marine Chemistry*, 120, 154-163.
- Wigley, T., 1983, The pre-industrial carbon dioxide level. *Climatic Change*, 5(4), 315-320.
- Wu, L., Zhang, Q., and Jiang, Z., 2006, Three Gorges Dam affects regional precipitation. *Geophysical Research Letters*, 33(13), L13806, doi:10.1029/2006GL026780.
- Yang, Z. S., Wang, H. J., Saito, Y., Milliman, J. D., Xu, K., Qiao, S., and Shi, G., 2006, Dam impacts on the Changjiang (Yangtze) River sediment discharge to the sea: The past 55 years and after the Three Gorges Dam. *Water Resources Research*, 42(4), W04407, doi:10.1029/2005WR003970.
- Yoon, S. T., Chang, K. I., Nam, S., Rho, T., Kang, D. J., Lee, T., Park, K. A., Lobanov, V., Kaplunenko, D., Tishchenko, P., and Kim, K. R., 2018, Re-initiation of bottom water formation in the East Sea (Japan Sea) in a warming world. *Scientific Reports*, 8(1), 1-10.
- Yun, J. Y., Magaard, L., Kim, K., Shin, C. W., Kim, C., and Byun, S. K., 2004, Spatial and temporal variability of the North Korean Cold Water leading to the near-bottom cold water intrusion in Korea Strait. *Progress in Oceanography*, 60(1), 99-131.

---

Manuscript received: January 26, 2022

Manuscript accepted: February 14, 2022