creative commons
COMMONS DEED

저작자표시-비영리-변경금지 2.0 대한민국

이용자는 아래의 조건을 따르는 경우에 한하여 자유롭게

- 이 저작물을 복제, 배포, 전송, 전시, 공연 및 방송할 수 있습니다.

다음과 같은 조건을 따라야 합니다:

저작자표시. 귀하는 원저작자를 표시하여야 합니다.

비영리. 귀하는 이 저작물을 영리 목적으로 이용할 수 없습니다.

변경금지. 귀하는 이 저작물을 개작, 변형 또는 가공할 수 없습니다.

- 귀하는, 이 저작물의 재이용이나 배포의 경우, 이 저작물에 적용된 이용허락조건을 명확하게 나타내어야 합니다.
- 저작권자로부터 별도의 허가를 받으면 이러한 조건들은 적용되지 않습니다.

저작권법에 따른 이용자의 권리는 위의 내용에 의하여 영향을 받지 않습니다.

이것은 이용허락규약(Legal Code)을 이해하기 쉽게 요약한 것입니다.

Disclaimer

dCollection

[UCI]I804:21031-200000223472

이 학 박 사 학 위 논 문

동중국해 북부해역의 식물플랑크톤 군집구조 및 분포특성

2019년 8월

부 경 대 학 교 대 학 원

해 양 학 과

박 경 우

이 학 박 사 학 위 논 문

동중국해 북부해역의 식물플랑크톤 군집구조 및 분포특성

지도교수 문 창 호

이 논문을 박 사 학위논문으로 제출함.

2019년 8월

부 경 대 학 교 대 학 원

해 양 학 과

박 경 우

박경우의 이학박사 학위논문을 인준함.

2019년 8월

주	심	이학박사	오 석 진 (인)
위	원	이학박사	노 재 훈 (인)
위	원	이학박사	윤 석 현 (인)
위	원	이학박사	신 현 호 (인)
위	원	이학박사	문 창 호 (인)

목 차

Abstract ····· v
List of Tables ····· ix
List of Figures ····· xi

Ⅰ. 서론 ····· 1

Ⅱ. 동중국해 북부해역의 1995 - 2017년
해양환경 장기 변동 특성 ····· 7

1. 서론 ····· 7
2. 재료 및 방법 ····· 9
2.1. 연구해역 ····· 9
2.2. 환경요인 ····· 9
2.2.1. 물리적 환경요인 ····· 9
2.2.2. 영양염류 ····· 10
2.3. 생물요인 ····· 11
2.3.1. 엽록소-*a* 농도 ····· 11
2.4. 자료분석 ····· 11
3. 결과 ····· 12
3.1. 동중국해 북부해역의 해양환경인자의 시계열 변동 ····· 12
3.1.1. 수온, 염분 ····· 12
3.1.2. 영양염류 ····· 16

3.1.3. 엽록소-*a* ····· 20
4. 고찰 ····· 22
4.1. 수온과 염분 변동 양상 ····· 22
4.2. 영양염류의 변동 양상 ····· 25

Ⅲ. 동중국해 북부해역의 식물플랑크톤 군집 분포 특성 ····· 32

1. 서론 ····· 32
2. 재료 및 방법 ····· 35
2.1. 연구해역 ····· 35
2.2. 환경요인 ····· 36
2.2.1. 물리적 환경요인 ····· 36
2.2.2. 영양염류 ····· 36
2.3. 생물요인 ····· 36
2.3.1. 식물플랑크톤 정량 분석 ····· 36
2.3.2. 크기별 엽록소-*a* 농도 ····· 37
2.4. 자료분석 ····· 38
3. 결과 ····· 39
3.1. 동중국해 북부해역의 이화학적 요인 ····· 39
3.1.1. 수온, 염분 ····· 39
3.1.2. 영양염류 ····· 46
3.2. 동중국해 북부해역의 식물플랑크톤 분포 ····· 53

3.2.1. 식물플랑크톤의 현존량 및 우점종 ····· 53
3.2.2. 엽록소-a 농도의 크기구조 ····· 59
3.2.3. 계절별 식물플랑크톤 크기구조와 환경 요인과의 관계 ··· 65
4. 고찰 ····· 68
4.1. 식물플랑크톤 군집의 계절변동 양상 ····· 68
4.2. 1998년과 2015-2017년 하계 동중국해 북부해역의 해양환경 및 식물플랑크톤 군집 비교 ····· 70
4.2.1. 해양환경 특성 비교 ····· 71
4.2.2. 식물플랑크톤 군집 구조 비교 ····· 75
4.3. 동중국해 북부해역의 식물플랑크톤 크기 구조 변화 ····· 80

Ⅳ. 동중국해 북부해역의 초미소식물플랑크톤 계절변동 특성 ····· 85

1. 서론 ····· 85
2. 재료 및 방법 ····· 88
2.1. 연구해역 ····· 88
2.2. 시료채집 ····· 89
2.3. 분석방법 ····· 89
2.4. 자료분석 ····· 90
3. 결과 ····· 92
3.1. 동중국해 북부해역의 환경 특성 ····· 92
3.1.1. 수온, 염분 ····· 92

3.1.2. 수괴 변동 ····· 97
3.1.3. 영양염류 ····· 99
3.2. 동중국해 북부해역의 초미소식물플랑크톤 분포 ····· 102
3.2.1. *Synechococcus* 현존량 ····· 102
3.2.2. *Prochlorococcus* 현존량 ····· 106
3.2.3. Picoeukaryotes 현존량 ····· 108
3.3. 초미소식물플랑크톤과 환경요인과의 관계 ····· 111
4. 고찰 ····· 116
4.1. *Synechococcus* 그룹의 분포 특성 ····· 116
4.2. *Prochlorococcus* 그룹의 분포 특성 ····· 121
4.3. Picoeukaryotes 그룹의 분포 특성 ····· 127
4.4. 수괴 변동에 따른 초미소식물플랑크톤 분포 특성 ····· 129
Ⅴ. 종합 결론 ····· 133
Ⅵ. 참고문헌 ····· 138

Phytoplankton community structure and distribution characteristics in the northern East China Sea

Kyung-Woo Park

Department of Oceanography, The Graduate School,
Pukyong National University

Abstract

Construction of the Three Gorges Dam has changed both water mass characteristics in the northern East China Sea(ECS) and the fluctuations of diluted water outflow in the Chang Jiang; this study aimed to investigate whether these alterations to the marine environment in these places are affecting phytoplankton community structure. Changes to the marine environment were determined by investigating long-term variations in (water temperature, salinity, Chlorophyll-*a*, nutrients) in the northern ECS from 1995 to 2017. We compared the marine environmental factors and phytoplankton communities at one station in the summer of 1998 to the results of this survey (2015-2017; same station). Notably, the distribution characteristics of picophytoplankton, which is becoming more important to the offshore zone, were compared.

The water temperature in the northern ECS decreased by 0.62℃ over

23 years, which is opposite to the trend of global warming, and the salinity decreased by, which was the result of a decrease in freshwater inflow from the Chang Jiang in the summer. In addition, the effect of the Yellow Sea bottom cold water(YSBCW) became strong whereas that of the high-temperature and high-salt Kuroshio water(KW) became weak. The remarkable changes in these two water masses, which are opposite in terms of water temperature and salinity, seemed to have greatly influenced the water temperature and salinity in the northern ECS. In the northern ECS, nitrate and nitrite levels increased from 1995 to 2017 whereas phosphate and silicate levels decreased. However, levels of all nutrient salts have decreased since 2010; this may be due to the decreased influence of the Changjiang diluted water(CDW)and Kuroshio water, which are the main sources of nutrient salt inflow, and decreased levels of nutrients due to the frequent occurrence of red tide in the Chang Jiang estuary since 2000. In conclusion, the marine environment in the northern ECS has changed due to natural phenomena such as changes in water masses and frequent red tide occurrences at the estuary of Chang Jiang, thus resulting in changes to the phytoplankton community.

Diatoms and dinoflagellates were the dominant species in the phytoplankton community during the spring and summer seasons of the early and mid-2000s. On the other hand, nanoflagellates of less than 10 μm showed the dominant rate of 15.8 - 53.8 % in all seasons except in the winter and were the most dominant species; these results are different from those of previous community structure studies. Comparing

the marine environment at the same station during the summer of 1998 and that in this study showed that the overall levels of nutrient salts were lower in this study than in the summer of 1998; in particular, phosphate concentration was very low (0.1 μM or less). In 1998, nitrogen level was the limiting factor, but in this survey, it was replaced by phosphorus. Thus, the 1998 community centered on diatoms and the community in this survey centered on nanoflagellates of 10 μm or less. In terms of chlorophyll-*a*'s according to size, picochlorophyll Chl-*a* showed a high contribution rate of 60% or higher in the spring and summer; the highest contribution rate was observed in the surface mixed layer during the summer when the phosphate concentration was low. In addition, the contribution rate of picochlorophyll Chl-*a* was higher at the eastern station than at the western station, where nutrient salt levels were high. Therefore, we expect the phytoplankton community to undergo miniaturization in the northern ECS, where nutrient salt levels are decreasing, resulting in a decrease in primary productivity. The food web will also change from a simple food web centered on diatoms with high primary productivity to a complex microbial food web based on picophytoplankton with low primary productivity. In addition, the rate of carbon transfer to higher consumer levels will be lowered, thus leading to reduced marine productivity.

To investigate the temporal-spatial distribution of picophytoplankton in relation to different water masses in the northern ECS, picophytoplankton abundance were investigated using flow cytometry with environmental factors in 2016 - 2017. The results from the analysis

of flow cytometer data showed that *Synechococcus* appeared across all seasons, exhibiting its minimum abundance in winter and maximum abundance in summer. Furthermore, high abundance was detected in the surface mixed layer during spring and summer when vertical stratification occurs; in particular, *Synechococcus* exhibited maximum abundance in thermocline layer, indicating a close correlation to water temperature and thermocline formation. In addition, the abundance of *Synechococcus* indicated a decrease in the western seas in 2017 compared to 2016 under the strong influence of the Changjiang Diluted Water(CDW). This was determined by the significant influence of the CDW on the abundance of *Synechococcus* during summer in the northern waters of the ECS. In contrast, *Prochlorococcus* did not appear during winter and spring, and its distribution was limited during summer and autumn in the eastern seas under the influence of the Kuroshio current. The largest range of *Prochlorococcus* distribution was confirmed during autumn without the influence of the CDW. Thus, the distribution pattern of each picophytoplankton genus was found to be changing in accordance to the extension and reduction of sea current in different seasons and periods of time. This is anticipated to be a useful biological marker in understanding the distribution of sea currents and their influence in the northern ECS.

List of Tables

Table 2-1. The annual means and standard deviation f the related environmental parameters in the northern East China Sea, 1995 - 2017. ····· 13

Table 2-2. The annual change of the annual means and seasonal averaged of the related environmental parameters in the northern East China Sea, 1995 - 2017. ····· 14

Table 2-3. The rates of change of the annual means and seasonal averaged of the related environmental parameters in the northern East China Sea, 1995 - 2017. ····· 30

Table 3-1. Dominant species abundance(× 103 cells L-1) and dominance rate(%) the phytoplankton in the northern East China Sea in 2015-2017. ····· 58

Table 3-2. Vertical variation of Chl-*a* size composition in the northern East China Sea in winter 2016-2017. ····· 61

Table 3-3. Vertical variation of Chl-*a* size composition in the northern East China Sea in spring 2016-2017. ····· 62

Table 3-4. Vertical variation of Chl-*a* size composition in the northern East China Sea in summer 2016-2017. ····· 63

Table 3-5. Vertical variation of Chl-*a* size composition in the northern East China Sea in autumn 2016-2017. ····· 64

Table 3-6. Spearman rank correlation coefficients among environmental and Chl-*a* size fraction factors in the northern East China Sea in (a) winter, (b) spring, (c) summer and (d) autumn 2016-2017. (*$p<0.05$,

**p<0.01). ····· 66

Table 3-7. Comparison of environmental variables in the northern East China Sea between August 1998 (Oh 1999) and August 2015-2017 (this study). ····· 74

Table 3-8. Comparison of dominant phytoplankton species in the northern East China Sea between summer 1998 and 2015-2017. ····· 78

Table 4-1. Division of water masses in the northern East China Sea by Gong *et al.*[1996] ····· 91

Table 4-2. Spearman rank correlation coefficients among environmental and biological factors in the northern East China Sea in (a) winter, (b) spring, (c) summer and (d) autumn 2016 - 2017. (*p<0.05, **p<0.01). ····· 114

Table 4-3. *Synechococcus* averaged abundance at different regions. ····· 119

Table 4-4. The relative of estimated carbon biomass of *Synechococcus*, *Prochlorococcus* and picoeukaryotes based on depth-averaged cell abundance. ····· 128

List of Figures

Fig. 2-1. Map showing the sampling station in the northern East China Sea. ····· 10

Fig. 2-2. The variation rates of annual mean water temperature concentration of (a) depth-averaged, (b) surface and (c) bottom in the northern East China Sea. 1995 - 2017. ····· 12

Fig. 2-3. The variation rates of annual mean salinity concentration of (a) depth-averaged, (b) surface and (c) bottom in the northern East China Sea. 1995 - 2017. ····· 16

Fig. 2-4. The variation rates of annual mean nitrate + nitrite concentration of (a) depth-averaged, (b) surface and (c) bottom in the northern East China Sea. 1995 - 2017. ····· 18

Fig. 2-5. The variation rates of annual mean phosphate concentration of (a) depth-averaged, (b) surface and (c) bottom in the northern East China Sea. 1995 - 2017. ····· 19

Fig. 2-6. The variation rates of annual mean silicate concentration of (a) depth-averaged, (b) surface and (c) bottom in the northern East China Sea. 1995 - 2017. ····· 20

Fig. 2-7. The variation rates of annual mean chlorophyll-*a* concentration of (a) depth-averaged, (b) surface and (c) bottom in the northern East China Sea. 1996 - 2017. ····· 21

Fig. 2-8. Seasonal variations of salinity by Three Gorges Dam construction. ····· 24

Fig. 2-9. Spatial variations of surface salinity by Three Gorges Dam

construction. ····· 25
Fig. 2-10. Schematic diagram showing the process variation in ocean environmental conditions of the northern East China Sea. ····· 31
Fig. 3-1. Map showing the sampling station in the northern East China Sea. ····· 35
Fig. 3-2. Seasonal surface distribution of mean water temperature(℃, left) and mean salinity(right) in the northern East China Sea in 2015 - 2017. ····· 41
Fig. 3-3. Vertical distributions of mean water temperature(℃, left) and mean salinity(right) in the northern East China Sea in winter 2015 - 2017. ····· 42
Fig. 3-4. Vertical distributions of mean water temperature(℃, left) and mean salinity(right) in the northern East China Sea in spring 2015 - 2017. ····· 43
Fig. 3-5. Vertical distributions of mean water temperature(℃, left) and mean salinity(right) in the northern East China Sea in summer 2015 - 2017. ····· 44
Fig. 3-6. Vertical distributions of mean water temperature(℃, left) and mean salinity(right) in the northern East China Sea in autumn 2015 - 2017. ····· 45
Fig. 3-7. Seasonal surface distribution of averaged nitrate + nitrite (μM, left), averaged phosphate (μM, center) and averaged silicate (μM, right) in the northern East China Sea in 2015 - 2017. ····· 48
Fig. 3-8. Vertical distribution of averaged nitrate + nitrite (μM, left), averaged phosphate (μM, center) and averaged silicate (μM, right) in the northern East China Sea in winter 2015 - 2017. ····· 49

Fig. 3-9. Vertical distribution of averaged nitrate + nitrite (μM, left), averaged phosphate (μM, center) and averaged silicate (μM, right) in the northern East China Sea in spring 2015 - 2017. ····· 50

Fig. 3-10. Vertical distribution of averaged nitrate + nitrite (μM, left), averaged phosphate (μM, center) and averaged silicate (μM, right) in the northern East China Sea in summer 2015 - 2017. ····· 51

Fig. 3-11. Vertical distribution of averaged nitrate + nitrite (μM, left), averaged phosphate (μM, center) and averaged silicate (μM, right) in the northern East China Sea in autumn 2015 - 2017. ····· 52

Fig. 3-12. Spatial distributions of depth-averaged phytoplankton abundance ($\times 10^3$ cells L^{-1}) in the northern East China Sea in (a) winter, (b) spring, (c) summer and (d) autumn 2015-2017. ····· 56

Fig. 3-13. Vertical distribution of phytoplankton abundance ($\times 10^3$ cells L^{-1}) in the northern East China Sea in 2015-2017. ····· 57

Fig. 3-14. Regional variations of Chl-a^p and phosphate (μM) in surface mixed layer in the northern East China Sea in summer 2016 and 2017. ···· 82

Fig. 4-1. Map showing the sampling station in the northern East China Sea. ····· 88

Fig. 4-2. Flow cytometric analysis of a picophytoplankton sample. Each group of picoplankton signatures was discriminated using orange and red fluorescence settings. ····· 90

Fig. 4-3. Seasonal surface distribution of mean water temperature(℃, left) and mean salinity(right) in the northern East China Sea in 2016 and 2017. ····· 94

Fig. 4-4. Seasonal vertical distribution of mean water temperature(℃) in the northern East China Sea in 2016 and 2017. ····· 95

Fig. 4-5. Seasonal vertical distribution of mean salinity in the northern East China Sea in 2016 and 2017. ····· 96

Fig. 4-6. Seasonal variations of temperature and salinity in the northern East China Sea, 2016-2017 according to water mass criteria of Gong *et al.*(1996) (a) winter, (b) spring, (c) summer and (d) autumn. ····· 98

Fig. 4-7. Seasonal surface distributions of (a) averaged nitrate + nitrite (μM), (b) averaged phosphate (μM) and (c) averaged silicate (μM) in the northern East China Sea in 2016 and 2017. ····· 101

Fig. 4-8. Spatial distribution of depth-averaged *Synechococcus* abundance ($\times 10^3$ cells mL^{-1}) in the northern East China Sea in (a) winter, (b) spring, (c) summer and (d) autumn in 2016 and 2017. ····· 104

Fig. 4-9. Vertical distributions of *Synechococcus* averaged abundance ($\times 10^3$ cells mL^{-1}) in the northern East China Sea in (a) winter, (b) spring, (c) summer and (d) autumn in 2016 and 2017. ····· 105

Fig. 4-10. Spatial distribution of depth-averaged *Prochlorococcus* abundance ($\times 10^3$ cells mL^{-1}) in the northern East China Sea in (a) summer and (b) autumn in 2016 and 2017. ····· 107

Fig. 4-11. Vertical distributions of *Prochlorococcus* averaged abundance ($\times 10^3$ cells mL^{-1}) in the northern East China Sea in (a) summer and (b) autumn in 2016 and 2017. ····· 107

Fig. 4-12. Spatial distribution of depth-averaged picoeukaryotes abundance ($\times 10^3$ cells mL^{-1}) in the northern East China Sea in (a) winter, (b) spring, (c) summer and (d) autumn in 2016 and 2017. ····· 109

Fig. 4-13. Vertical distributions of picoeukaryotes averaged abundance ($\times 10^3$ cells mL^{-1}) in the northern East China Sea in (a) winter, (b) spring, (c) summer and (d) autumn in 2016 and 2017. ····· 110

Fig. 4-14. Seasonal changes of picophytoplankton group abundance (× 10^3 cells mL^{-1}) in the northern East China Sea, 2016-2017. ····· 117
Fig. 4-15. Flow cytometry signatures of coexisting *Prochlorococcus* populations in the northern East China Sea on in (a) summer 2016 and (b) autumn in 2017. ····· 126
Fig. 4-16. Spatial distribution of *Synechococcus* cell abundance (× 10^3 cells mL^{-1}) averaged in surface to 20 m depth in the northern East China Sea in summer (a) 2016 and (b) 2017. ····· 130
Fig. 4-17. Surface distribution of Salinity in the northern East China Sea in summer 2016 and 2017. ····· 131
Fig. 4-18. The variation rates of relative range of water masses in the northern East China Sea in summer 2016-2017. ····· 131

Ⅰ. 서론

정부간 기후변화 협의체(Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC)의 4차 보고서(2007) 따르면 지구온난화에 따른 기후변화로 수온은 1980년대 급격하게 상승(Edwards and Richardson 2004; Hansen *et al.* 2006)하였으며, 이와 함께 해양 산성화는 해양 생물의 생리·생태적 분포 뿐만 아니라, 해양의 물질 순환 및 생태계의 기능에 변화를 야기할 것으로 예측하였다(Rost *et al.* 2008; Cheung *et al.* 2008). 한반도 주변해역에서도 전 지구적 변화경향과 유사하게 수온은 뚜렷하게 상승하고 있으며, 실제로 1968년부터 2007년까지 표층 수온은 0.98℃ 상승한 것으로 보고되었다(Jung 2008). 특히 쿠로시오해류와 북적도해류의 변화는 서태평양과 동중국해 및 한반도 주변해역의 해양환경 변화 가능성을 예상하였다(Yeh *et al.* 2009).

동중국해는 서태평양에서 가장 큰 주변해(marginal sea)로서, 0.5×10^6 km^2의 넓은 대륙붕 위에 있으며 하계 기초 생산력이 높아 한국뿐만 아니라 중국과 일본에서도 어장으로서 가치가 매우 높은 것으로 알려져 있다(Guo and Zhang 1996). 동중국해는 북쪽으로부터 황해저층냉수(Yellow Sea Bottom Cold water), 서쪽으로부터 세계 최대 규모의 장강에서 유입되는 장강희석수(Changiiang Diluted Water), 동쪽으로부터 쿠로시오수(Kuroshio water)와 남쪽으로부터 대만난류수(Taiwan Current Warm Water)의 유입으로 영향을 받고 있다(Moriyasu 1972; Nitani 1972; Lim 1976; Seung 1992, Zhang and Weng 1996). 이러한 서로 다른 물리적 특성을 지닌 수괴가 계절에 따라 영향력을 달리하며 형성된 전선지역은 먹이

연쇄에 따른 동물 플랑크톤 및 어류의 분포에까지 영향을 미친다(Bowman and Esaias 1978; Pingree and Simpson, 1978). 특히 쿠로시오수는 최근 엘리뇨에 의한 동태평양의 표층수온 상승이 1970년대 이후 태평양 중앙해역에서도 나타나며(Yeh *et al.* 2000) 북적도해류와 쿠로시오수의 변화를 예측하였다. 특히 쿠로시오수는 쓰시마 난류(Tsushima Current Warm Water) 및 황해난류(Yellow Sea Warm Current)로 분기되어 한반도 주변 해역에 열과 염을 공급하는 주요 유입원으로 한국 근해에 지대한 영향을 미치고 있다. 따라서 동중국해는 한국 근해의 기후변화를 예측할 수 있는 전진기지로써 해양학적으로 매우 중요한 해역이다(노 1995). 또한 장강희석수는 하계 표층 혼합층에서 지대한 영향을 미치고 있으며 동중국해 뿐만 아니라 제주도 및 대마도를 거쳐 동해까지 이동하면서 주변 해역의 생산성 변화를 초래한다(Beardsley *et al.* 1985; Guan 1994; Hu 1994; Lie *et al.* 2003). 그러나 장강희석수는 2009년 완공된 삼협댐(Three Gorges Dam)에 의하여 수문이 인위적으로 조절됨에 따라 영향력이 감소하고 있다(MLTMA 2009). 따라서 쿠로시오수와 장강희석수의 변화는 동중국해뿐만 아니라 우리나라 주변의 해양 물리 특성 및 해양 생태계 변화를 초래 할 것으로 예상되며, 이에 대한 장기적인 조사가 필요 하다고 판단된다.

해양 생태계에서 식물플랑크톤은 일차생산자로서 먹이사슬의 중요한 위치를 차지하고 있다. 식물플랑크톤의 군집구조와 일차생산력은 수괴의 분포 특성, 환경요인의 변화 및 상위 포식자의 섭식에 의하여 영향을 받으며, 또한 식물플랑크톤의 출현 양상과 분포 특성을 파악 한다는 것은 해양 환경과 수괴 구조를 이해하고 먹이망을 통한 에너지 전달과정을 이해하는데 기초적인 요소로 연구되어지고 있다. 최근 기후변화로 인한 해양의 물리, 화학적인 변화가 해양생태계에 미치는 영향에 관한 연구에서 식물플랑크톤은 중요한 지시자(indicator)로써 연구의 기초자료를 제공하고 있다(Tont

1976; Venrick 1987). 따라서 식물플랑크톤의 장기변동 연구는 해양의 자원 변동 뿐만 아니라 기후변화가 인간 활동에 미치는 영향을 예측할 수 있는 지시자로써 중요성이 크다고 할 수 있다. 실제로 우리나라 주변 해역에 대한 식물플랑크톤 장기 변동에 관하여 많은 연구가 이루어졌으며, 동중국해 북부해역에 대한 연구도 다수 진행되었다. 동중국해 주변해역의 식물플랑크톤 분포에 관해 Aikawa(1936)의 최초 보고를 시작으로, 이후 1980 - 1990년대에 중국과 일본에 의해 주도적으로 연구가 진행되어 왔다 (Matsuda 1989; Kamiya 1991; Ueno 1993). Yu and Li(1990)는 Kyushu 서쪽해역 및 일본 남부 해역의 쿠로시오 영향권 해역에서 162종의 돌말류 출현을 보고하였다. 우리나라에서는 1990년대 이후 식물플랑크톤 군집 구조에 대한 연구가 진행되었으며 노(1995)는 1993년 12월 동중국해 조사에서 식물플랑크톤 315종의 출현을 확인 하였으며, 그 중 돌말류가 71속 196종 10변종 4품종 18미분류종으로 가장 다양한 종 조성을 나타냄을 보고하였다. 오(1999)는 동중국해 북부해역 계절별 조사에서 총 71속 175종의 출현을 보고하였고, 윤 등(2003)은 하계 제주 서방해역에서 동중국해 북부해역의 정점에서 36속 66종을 보고하였다. 또한 윤 등(2005)은 하계 동중국해 남서해역에서 31속 56종을 보고하며, 식물플랑크톤 군집에 대한 연구는 특정 계절에 대한 일시적 연구가 주로 진행 되었다. 최근 Youn *et al.*(2015)은 동중국해 북부해역에서의 해양환경 장기 변동 연구 결과 쿠로시오수와 장강희석수의 영향력은 감소하며, 이로 인한 영양염류의 감소는 식물플랑크톤의 군집 구조를 변화 시킬 것으로 예측하였으며, 실제로 동중국해 북부해역의 식물플랑크톤 군집은 1980년대 돌말류 중심에서 2000년대 편모류 군집으로 천이가 이루어졌다(Chen *et al.* 2004; Li *et al.* 2007). 또한 Son *et al.*(2012)은 위성을 이용한 장기 엽록소-*a* 기여율 변화를 분석한 결과 미소(20 ㎛ > *a* > 3 ㎛)형과 초미소(*a* < 3 ㎛)형 크기의 엽록소-*a* 우점율

은 증가하는 것으로 나타나 동중국해 북부해역에서의 식물플랑크톤 군집 조성은 변화가 있을 것이며, 특히 작은 크기의 식물플랑크톤 군집의 중요성이 커질 것으로 예상되지만 이에 대한 연구 결과는 부족한 편이다.

해양생태계에서 먹이망 구조 및 에너지 순환 등을 결정짓는 중요한 요인으로 식물플랑크톤의 크기 및 분류군별 조성의 이해는 매우 중요하다(Longhurst, 1991; Legendre and Le Fevre, 1995; Legendre and Michaud, 1998). 먹이망 구조는 phytoplankton → copepod → fish에 이르는 단순한 경로로 이루어 졌으며, 돌말류가 중요한 위치를 차지하고 있었지만, 형광현미경을 이용한 초미소식물플랑크톤의 발견(Johnson and Sieburth 1979; Waterbury et al. 1979)으로 먹이망 구조 연구에 중요한 전환점이 되었다. 기존 소형 크기의 돌말류나 와편모조류 위주의 식물플랑크톤 연구가 초미소플랑크톤과 박테리아 수준의 크기까지 연구가 수행되어 지면서 식물플랑크톤 내에 이들의 기여율, 생체량 및 생산력 등이 먹이망을 통한 에너지 전달 흐름에 한 축을 담당하고 있음을 밝혀냈다(Paltt et al. 1983; Murphy and Hagen 1985; Ituriaga and michell 1986). 이후 간편하게 분석 가능한 유세포 분석기(flow cytometer)의 이용으로 원핵성 남세균에 속하는 *Synechococcus*, *Prochlorococcus* 그룹 및 picoeukaryotes 등 초미소식물플랑크톤 군집 구조 연구가 활발히 이루어졌다(Chisholm *et al.* 1988; Olson *et al.* 1988; Vaulot *et al.* 1996; Reckermann and Veldhuis 1997; Partensky *et al.* 1999; Tarran *et al.* 2001). 특히 *Synechococcus*와 *Prochlorococcus*는 해양 생태계에서 주요 일차 생산자로서 중요한 역할(Jonson and Sieburth 1979; Waterbury *et al.* 1979; Partensky *et al.* 1999; Fu *et al.* 2007)을 담당하고 있으며, 특히 해양생태계 내에서 약 50% 해양 탄소 고정을 담당하며 생물 탄소펌프(Biological C Pump)를 통하여 중요한 탄소 흡수원(carbon sink)을 이룬다(Fu *et al.* 2007).

*Synechococcus*는 남극대륙의 McMurdo Sound와 Ross Ice Shelf를 제외한 모든 해양에서 mL당 수십 개체에서 10^6 사이의 개체수를 나타내고 (Waterbury *et al.* 1986) 있으며 *Synechococcus* 그룹이 포함된 초미소식물플랑크톤은 하계에 20 – 30 %를 기여(Joint *et al.* 1986)하는 것으로 조사되었다. 반면 *Prochlorococcus*는 열대 지방과 아열대 지방 사이에 분포하며 낮은 영양염 상태에서도 높은 생체량을 보이며, 고위도(60°N) 지방에서도 낮은 현존량으로 존재하기도 한다(Partensky *et al.* 1999; Zinser *et al.* 2006). 초미소식물플랑크톤은 대서양, 태평양, 지중해 및 아라비아 해 등 전 세계적으로 연구가 다방면으로 수행되는데 비해 우리나라 주변 해역에 대한 연구는 동해 울릉 분지를 중심으로 동해 서남부 수역의 춘계 및 추계 현존량 변화(Kang *et al.*. 2004; 심 등 2008), 황해 동부 해역에서 분포 특성(Lee *et al.* 2012) 및 제주 중문 연안역의 초미소식물플랑크톤 시공간적 분포(Shynn and Lee 2002) 등이 연구 되었다. 동중국해에서의 초미소식물플랑크톤의 연구는 Vaulot and Ning(1988)의 형광현미경을 이용한 *Synechococcus* 분포 연구로부터 시작하여, 유세포 분석기를 이용한 초미소식물플랑크톤 연구가 2000년대 초반에 활발히 이루어졌다(Jiao *et al.* 2002; Jiao *et al.* 2005; Pan *et al.* 2005; Zinser *et al.* 2006). 우리나라에서는 동중국해와 황해 해역(Noh and Choi 2001)과 이어도 주변 수역(Noh *et al.* 2005) 및 하계 북서태평양 (Noh *et al.* 2006) 해역 및 황해와 동중국해 북부해역(Lee *et al.* 2013)의 초미소식물플랑크톤 그룹별 분포에 대해 단기적인 조사가 수행되었다. 이처럼 동중국해에서 초미소식물플랑크톤 연구는 제한된 시기에 단편적인 연구가 수행되었었다. 그러나 최근 동중국해에 영향을 미치는 수괴의 변화와 삼협댐 건설에 따른 해양 환경 변화에 대한 최근 연구는 부족하며 시기에 따른 생물・화학적 그리고 수괴에 변화와 연동하여 초미소식물플랑크톤 구조 특성을 파악하기 위한 자료는 매우 부족하

다.

이에 이번 연구에서는 2장에서 동중국해 북부해역에서 해양 환경 장기 변동 파악을 통한 해양 생태계에 미칠 영향을 고찰하였으며, 3장은 해양환경 변동에 의한 계절별 식물플랑크톤의 군집 분포 및 기존 연구와의 비교를 통하여 식물플랑크톤 군집 구조의 차이를 파악하고 그 원인에 대하여 고찰하고자 하였다. 4장은 동중국해 북부해역에서 초미소식물플랑크톤 그룹의 분포 특성 및 이에 영향을 미치는 환경 요인과 다양한 수괴에 대해 파악 하고자 하였다.

PUKYONG NATIONAL UNIVERSITY
부경대학교

Ⅱ. 동중국해 북부해역의 1995 - 2017년 해양환경 장기 변동 특성

1. 서론

동중국해 동계의 표층 수온은 10℃ 이내의 분포를 보이는 반면, 하계에는 표층 수온이 20℃ 이상으로 분포하며 계절에 따라 변동성이 크며, 계절에 따라 유입되는 해류에 의해 해양 생태계가 영향(Chen 2008, 2009)을 받는다. 동중국해는 대륙붕이 넓게 잘 발달되어 있고 다양한 해양 환경과 높은 생물생산력을 나타내 한국, 중국 및 일본의 주요 어장으로 가치가 높다. 이에 따라 동중국해의 수괴(water mass) 분포(Kim *et al.* 1991; Gong *et al.* 1996; Hur *et al.* 1999), 영양염과 엽록소-*a*의 분포 특성(Wang *et al.* 2003; Kim *et al.* 2005, 2007), 수온과 엽록소-*a*와의 관계(Kim *et al.* 2008; Son *et al.* 2012), 해양 환경과 식물플랑크톤의 분포 특성(Chen *et al.* 2003; Yoon *et al.* 2004, 2005; Yoon 2005; Li *et al.* 2007), 수온 등의 장기 변동(Min *et al.* 2010; Youn *et al.* 2015) 등 다양한 연구들이 진행되었다.

동중국해의 동쪽으로 흐르는 쿠로시오수는 고온과 고염을 전달하며 쿠로시오 심층수는 대만 북동쪽 해역의 동중국해 대륙 붕단 해역에서 용승작용(upwelling)에 의해 형성된 대만난류수를 통해 다량의 영양염류를 동중국해에 공급하고 있다(Weng and Wang 1984). 또한 서쪽의 장강은 중국에서 가장 긴 강으로(6,300 km) 하구의 폭은 90 km로(Chai *et al.* 2009) 이를 통해 상당히 많은 양의 장강희석수(Changiiang Diluted Water)가 유입된다. 장강을 통해 유입되는 장강희석수는 동계에 연간 방류량의 28.3 %, 하

계에 71.7 %로 계절에 따라 큰 변화를 보이며 동중국해 북부 해역의 계절별 염분 분포에 매우 중요한 영향을 미치고 있다(Beardsley *et al.* 1985; Tian *et al.* 1993). 장강희석수는 하계 남서풍의 영향으로 북동쪽으로 이동을 하여 동중국해 북부해역 및 제주도 남쪽해역으로 유입되어 영향을 미치고 바람이 북동풍 일 때는 동중국해 남쪽으로 이동하여 동중국해 북부해역 및 우리나라 근해에는 영향을 미치지 않는다(Beardsley *et al.* 1985; Su and Weng 1994). 장강의 유출량은 매년 조금씩 차이를 보이고 있으나 평균 920 – 1,000 km^3 $year^{-1}$이 동중국해로 유입된다(Milliman and Jin 1985; Milliman *et al.* 1987; Zhang 1996; Li *et al.* 2007; Chai *et al.* 2009). 장강으로부터 유입되는 장강희석수의 질산염은 60 × 10^9 mol yr^{-1}로 높은 반면 인산염의 유입량은 1.3 × 10^9 mol yr^{-1}로 비교적 낮은 편으로 N:P 비가 100 이상인 경우도 관측되었다(Edmond *et al.* 1985; Tang *et al.* 1990). 또한 DIN의 농도는 1985 – 1998년까지 약 1.9배 증가하였다(Lin *et al.* 2005). 이로 인하여 장강에 인접한 중국 연안 해역에서는 영양염이 풍부하여 높은 1차 생산력과 빈번한 적조가 발생하는 반면, 장강에서 멀어 질수록 극심한 인의 제한으로 인하여 1차 생산력과 식물플랑크톤 생물량은 감소하게 된다(Hama *et al.* 1997; Gong *et al.* 2003; Chen *et al.* 2004). 동중국해 북부해역에서 영양염류의 중요한 유입원인 장강은 1993년 시작되어 2003년 1차 물막이공사가 완료되었고(Gong et al. 2006), 2006년 2차 물막이 공사 완료 후 2009년에 완공된 삼협댐 의한 수문의 인위적 조절로 장강희석수의 유출량은 감소할 것으로 예상되었다. 실제 1차 물막이 공사 후 삼협댐 건설 전 보다 장강희석수는 9 – 18 % 감소하였으며, 부유물질 또한 감소(MLTMA 2009)하는 등 해양 환경은 변화하고 있으며 이에 따라 해양 생태계의 변화를 초래 할 것으로 판단된다.

따라서 2장에서는 국립수산과학원에서 1995 – 2017년 동안의 동중국해

북부해역의 해양 환경 인자에 대한 관측 결과를 바탕으로 해양 환경 인자의 장기적인 시·공간적 분포 특성을 파악하고 이에 따른 해양 생태계에 미칠 영향을 알아보고자 한다.

2. 재료 및 방법

2-1. 연구해역

동중국해 북부해역의 물리·화학적 특성을 파악하기 위하여 국립수산과학원 한국해양자료센터(Korea Oceanographic Data Center : KODC)에서 1995 - 2017년까지 각 계절을 대표하는 2, 5, 8월 및 11월의 해양조사자료를 이용하였다(Fig. 2-1).

2.2. 환경요인

2.2.1. 물리적 환경요인

수온과 염분의 수직분포는 보정된 SBE 9/11 CTD(Sea-Bird Electronics, USA)을 이용하여 측정하였으며, CTD 자료는 하강시의 자료를 사용하여 표준수층의 자료를 평균하여 분석하였다.

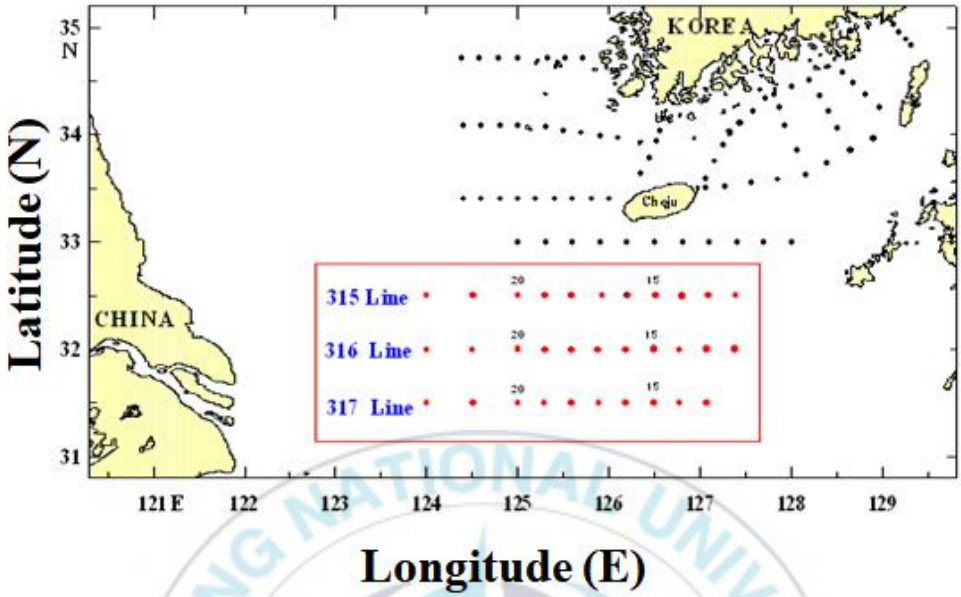

Fig. 2-1. Map showing the sampling station in the northern East China Sea.

2.2.2. 영양염류

영양염 분석을 위해 CTD rosette system에 부착시킨 니스킨 채수기(8L PVC)를 이용하여 표준수심(표층, 10, 20, 30, 50, 75 및 100 m)에서 채집하여 막여과지(0.45 ㎛ membrain filter, ADVMTEC)로 여과한 후 염산(HCl, 10 %)으로 세척된 conical tube에 담아 냉동 보관하였다. 영양염 분석 시료는 실온에서 해동 한 후 질산염 + 아질산염(nitrite + nitrate), 인산염(phosphate) 및 규산염(silicate)을 분석하였으며, 분석은 해양환경공정시험기준(MOF 2013)에 준하여 영양염자동분석기(Quaatro, Gemany)로 분석하였다.

2.3. 생물요인

2.3.1. 엽록소-*a* 농도

식물플랑크톤의 엽록소-*a* 농도를 측정하기 위하여 해수 500 mL를 채수하여 막여과지(0.45 ㎛ membrain filter, ADVMTEC)에 여과 후 냉동보관하였다. 냉동 보관된 여과지를 90 % 아세톤에 넣어 24시간 동안 냉암소에서 추출하였고, 이후 입자 및 추출 여과지를 걸러내기 위하여 Syringe filter(0.45㎛, PTFE, Adventec)로 여과하여 표준 엽록소-*a*(Sigma)로 보정된 형광광도계(Fluorometer; 10-Au, Tuner Designs, USA)를 이용하여 흡광도를 측정하였으며, UNESCO(1976)의 계산식을 통하여 계산하였다.

2-4. 자료분석

동중국해 북부해역에서 관측된 환경요인은 회귀분석을 통해 통계적 유의성을 검증하였으며, 일원분산분석(one-way ANOVA)을 통하여 환경요인들의 시기별 평균값 비교를 통하여 시기에 따른 환경요인의 차이를 확인 하였다(SPSS 16.0).

3. 결과

3.1. 동중국해 북부해역의 해양환경인자의 시계열 변동

3.1.1. 수온, 염분

연구기간 동안 관측된 표층에서 저층까지의 연평균 수온과 각 정점별 표층과 저층에서 관측된 연평균 수온 변화를 Fig. 2-2에 나타내었으며, 계절별 연평균 수온과 연간 변동을 Table 2-1, 2-2에 나타내었다.

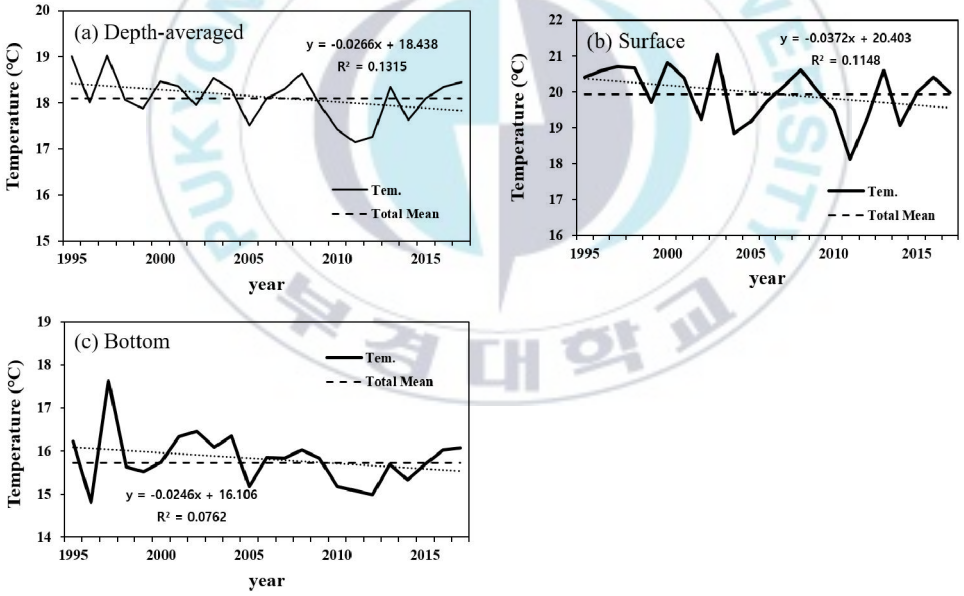

Fig. 2-2. The variation rates of annual mean water temperature concentration of (a) depth-averaged, (b) surface and (c) bottom in the northern East China Sea 1995 - 2017.

Table 2-1. The annual means and standard deviation of the related environmental parameters in the northern East China Sea, 1995 - 2017.

		Tem.	Sal.	$NO_2 + NO_3$	PO_4	SiO_2	Chl-*a*
Surface	Winter	13.47 (3.82)	33.49 (1.03)	7.75 (4.48)	0.47 (0.32)	9.61 (4.44)	0.45 (0.40)
	Spring	17.31 (2.34)	32.79 (0.98)	3.74 (3.67)	0.18 (0.20)	6.44 (3.11)	0.68 (0.94)
	Summer	27.85 (1.60)	30.40 (1.92)	3.21 (3.29)	0.16 (0.18)	4.94 (3.40)	0.86 (1.01)
	Autumn	21.05 (1.63)	33.34 (0.88)	6.77 (5.64)	0.35 (0.31)	7.57 (4.60)	0.59 (0.61)
	Annual	19.94 (1.73)	32.48 (0.94)	5.75 (3.73)	0.30 (0.24)	7.36 (2.99)	0.79 (0.84)
Bottom	Winter	13.45 (3.56)	33.65 (0.88)	8.40 (4.41)	0.49 (0.34)	10.16 (4.61)	0.41 (0.40)
	Spring	13.27 (1.58)	33.42 (0.84)	9.00 (4.61)	0.49 (0.26)	10.23 (3.47)	0.37 (0.45)
	Summer	17.09 (3.41)	33.30 (1.13)	11.11 (5.86)	0.53 (0.20)	14.16 (5.33)	0.35 (0.46)
	Autumn	19.43 (1.91)	33.75 (0.87)	10.38 (7.02)	0.57 (0.42)	11.91 (5.29)	0.37 (0.49)
	Annual	15.73 (1.48)	33.54 (0.84)	9.63 (4.16)	0.53 (0.28)	11.67 (3.18)	0.49 (0.88)
Depth-averaged	Winter	13.78 (2.97)	33.76 (0.89)	7.64 (4.25)	0.44 (0.30)	9.22 (4.36)	0.43 (0.38)
	Spring	15.24 (2.65)	33.27 (0.91)	5.74 (4.65)	0.31 (0.25)	7.77 (3.66)	0.52 (0.72)
	Summer	22.25 (5.36)	32.17 (1.81)	6.40 (5.84)	0.29 (0.13)	8.68 (5.96)	0.69 (0.95)
	Autumn	20.96 (1.72)	33.62 (0.82)	6.95 (5.97)	0.38 (0.33)	7.97 (5.05)	0.49 (0.49)
	Annual	18.03 (2.26)	33.21 (0.91)	6.91 (4.05)	0.37 (0.21)	8.62 (3.67)	0.52 (0.42)

Abbreviations: Tem, temperature(℃); Sal, salinity; NO_2, nitrite(μM); NO_3, nitrate(μM); PO_4, phosphate(μM); SiO_2, silicate(μM); Chl-*a*, Chlorophyll-*a*($\mu g \cdot L^{-1}$); ( ), standard deviation.

Table 2-2. The annual change of the annual means and seasonal averaged of the related environmental parameters in the northern East China Sea, 1995 - 2017.

		Tem.	Sal.	$NO_2 + NO_3$	PO_4	SiO_2	Chl-*a*
Surface	Winter	-0.103	-0.008*	0.135	-0.011**	-0.070**	0.01**
	Spring	-0.072	-0.013**	0.001**	-0.003**	0.055*	0.030**
	Summer	0.006**	0.002*	0.001**	-0.006**	-0.088*	0.022**
	Autumn	-0.023	-0.020	-0.109*	-0.009**	-0.137**	0.032**
	Annual	-0.049	-0.003*	0.011*	-0.008**	-0.052**	0.023**
Bottom	Winter	-0.080	-0.015*	0.120	-0.016**	0.085*	0.014**
	Spring	-0.019**	-0.021	0.055*	-0.004**	-0.044	0.010*
	Summer	0.020*	-0.006*	0.130	0.002**	0.016**	0.008**
	Autumn	-0.005	-0.015	-0.069	-0.007*	-0.110**	0.018*
	Annual	-0.025*	-0.014**	0.058*	-0.007**	-0.014**	0.012**
Depth-averaged	Winter	-0.026*	-0.009*	0.118	-0.013**	0.051*	0.011**
	Spring	-0.036*	-0.015**	0.075*	-0.002**	0.016**	0.020**
	Summer	0.003**	-0.012**	0.064*	-0.003**	-0.011**	0.021**
	Autumn	-0.024*	-0.017**	-0.118*	-0.009**	-0.124*	0.024**
	Annual	-0.027**	-0.013**	0.024*	-0.007**	-0.049**	0.018**

Abbreviations: Tem, temperature(℃ · $year^{-1}$); Sal, salinity($year^{-1}$); NO_2, nitrite($\mu M \cdot year^{-1}$); NO_3, nitrate($\mu M \cdot year^{-1}$); PO_4, phosphate($\mu M \cdot year^{-1}$); SiO_2, silicate($\mu M \cdot year^{-1}$); Chl-*a*, Chlorophyll-*a*($\mu g \cdot L^{-1} \cdot year^{-1}$); *, $P<0.05$; **, $P<0.01$.

23년간 동중국해 북부해역의 연평균 수온은 18.03℃으로 나타났으며, 하계 표층에서 가장 높은 평균 수온을 나타내었고, 춘계 저층에서 가장 낮은 평균 수온을 나타내었다. 춘계에는 표층과 저층간 수온 차가 4℃ 이상으로 비교적 약한 성층이 형성되나, 하계에는 표층과 저층의 수온 차는 10℃ 이상으로 강한 성층이 형성되어 수층이 가장 안정되었다. 수온의 변동은 하계에 다소 증가하였으나, 그 외 계절에서는 표·저층에서 감소하였고, 수온은 매년 0.027℃ 감소하여 23년 동안 0.62℃ 감소하였다. 수층에 따라서는 저층에 비해 표층에서 감소폭이 컸으며, 동계 표층과 저층에서 가장 크게 감소하는 경향을 나타내었다. 2009년 이전에는 수온이 평년 대비 높게 나타났으나, 2010년 이후 크게 감소 후 2015년 이후 서서히 증가하는 경향을 나타내었다.

연구기간 동안 관측된 표층에서 저층까지의 평균 염분과 각 정점별 표층과 저층에서 관측된 염분 변화를 Fig. 2-3에 나타내었으며, 평균 염분과 연간 변동은 Table 2-1, 2-2에 나타내었다.

관측기간 동안 동중국해 북부해역의 연평균 염분은 33.21로 나타났으며, 하계를 제외한 전 계절에서 33 이상을 나타내었고, 하계에는 연 평균 32.17로 가장 낮게 관측되었다. 수직적으로는 저층이 표층보다 높은 염분을 나타내었다. 표층의 염분은 동계와 추계에 각각 연 평균 33.49와 33.34로 높은 반면, 하계에는 연평균 30.40으로 낮은 염분을 나타내 하계 표층은 외부 담수유입원의 영향을 크게 받는 것으로 나타났다. 저층에서의 염분은 추계에 가장 높았고, 하계에 가장 낮았으나 그 차이는 크지 않았다. 염분의 매년 0.013 $year^{-1}$감소하여 23년 동안 0.30 감소하였다. 전 계절에서 염분은 감소하는 경향을 보였고, 추계에 가장 크게 감소하였으며 동계에 가장 낮은 감소폭을 나타내었다. 수층에 따라서는 표층과 저층에서 염분은 감소하는 경향을 보였고 저층에서 상대적으로 감소폭이 크게 나타났다. 표층의

염분 변동은 하계 0.002 $year^{-1}$로 미미하게 증가하였으나, 다른 계절에서는 감소하는 경향을 나타내었다. 저층에서는 모든 계절에서 염분은 감소하였으며 춘계에 가장 감소폭이 크게 나타났다.

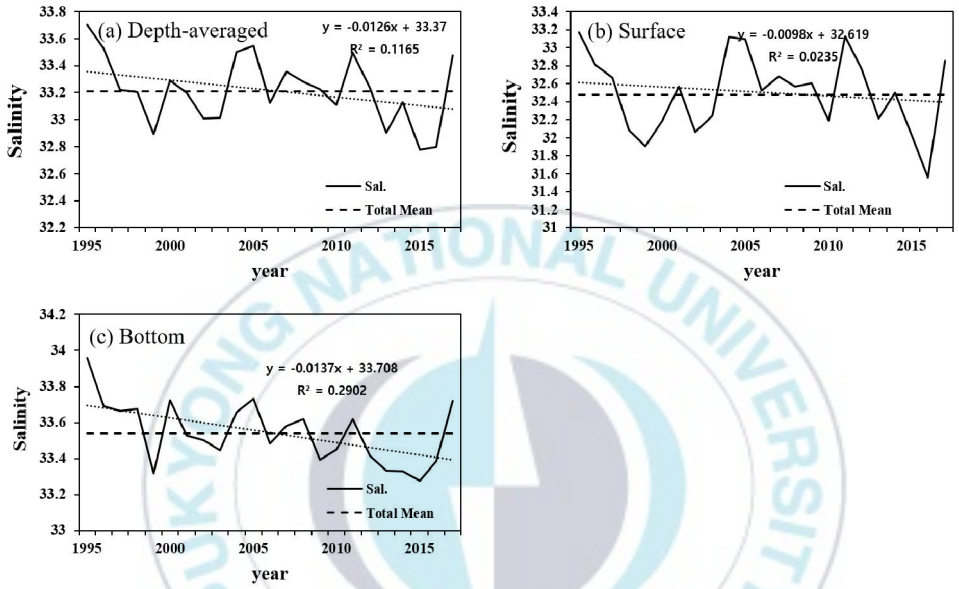

Fig. 2-3. The variation rates of annual mean salinity concentration of (a) depth-averaged, (b) surface and (c) bottom in the northern East China Sea. 1995 - 2017.

3.1.2. 영양염류

연구기간 동안 관측된 표층에서 저층까지의 연평균 질산염 + 아질산염 (NO_3 + NO_2), 인산염과 규산염의 농도와 각 정점별 표층과 저층에서 관측된 질산염 + 아질산염, 인산염과 규산염의 농도 변화를 Fig. 2-4, 2-5, 2-6에 나타내었으며, 계절별 질산염과 아질산염, 인산염, 규산염의 연평균 농

도와 연간 변동을 Table 2-1, 2-2에 나타내었다.

질산염 + 아질산염은 관측 기간 동안 전 수층에서 연평균 6.91 μM로 동계에 가장 높은 농도를 나타내었고, 춘계에 가장 낮은 농도를 나타내었다. 수층에 따른 질산염 + 아질산염 농도는 표층에 비해 저층에서 높은 농도를 내었으며, 증가율도 약 5배 이상 높게 나타났다. 표층에서는 동계에 가장 높은 농도를 나타내었고, 하계에 가장 낮은 농도를 나타내었다. 저층에서는 하계에 가장 높은 농도를 나타내 하계 표·저층 간의 질산염 + 아질산염 농도의 차이가 가장 크게 나타내었다. 질산염 + 아질산염 연평균 농도의 변동은 0.024 μM year^{-1}로써 23년 동안 0.55 μM 증가하였다. 계절적으로 동계에 농도가 가장 크게 증가한 반면, 추계에는 감소하는 경향을 보였다. 수심에 따른 질산염 + 아질산염 농도의 변동은 표층은 동계, 저층에서 하계에 농도가 최대 증가폭을 보였으며, 추계 표·저층에서 최대 감소폭을 나타냈다. 질산염 + 아질산염의 장기 변동은 2004년까지 증가하여 최고 농도를 나타내었고, 이후 점차 감소하는 경향을 나타내었다(Fig. 2-4).

인산염은 관측 기간 동안 전 수층에서 연평균 0.36 μM로 동계에 가장 높은 농도를 나타내었고, 하계에 가장 낮은 농도를 나타내었다. 수심에 따른 표층 농도는 동계에 가장 높았으며, 춘계와 하계에는 낮은 농도를 나타내고 있었다. 저층에서는 추계에 가장 높은 농도를 나타내었고, 그 외 계절에서는 유사한 농도를 나타내었다. 인산염 연평균 농도의 변동은 -0.008 μM year^{-1}로써 관측 기간 동안 0.18 μM 감소하였다. 수층에 따른 변동은 동계 표·저층에서 감소폭이 가장 높게 나타났으며, 춘계 표층에서 -0.003 μM year^{-1}으로 가장 낮은 감소폭을 나타내었다. 반면 하계 저층에서 0.006 μM year^{-1}으로 증가하는 경향을 보여 하계 표·저층에서 인산염의 농도차가 높은 것으로 나타났다(Fig. 2-5).

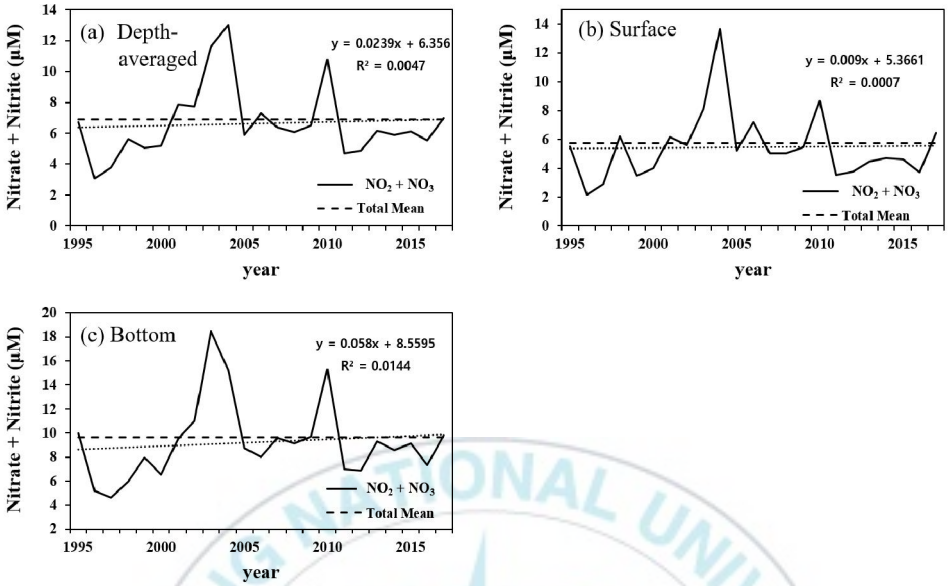

Fig. 2-4. The variation rates of annual mean nitrate + nitrite concentration of (a) depth-averaged, (b) surface and (c) bottom in the northern East China Sea. 1995 - 2017.

관측 기간 동안 규산염의 연평균 농도는 8.62 μM로 동계에 가장 농도가 높았으며, 춘계에 가장 낮은 농도를 나타내었다. 수층에 따른 규산염의 농도는 동계 표층에서 가장 높은 농도를 나타내었고, 동계 저층에서 가장 낮은 농도를 나타내었다. 반면 하계 저층에서 가장 높은 농도를 나타내었고, 표층에서 가장 낮은 농도를 나타내 계절적으로 서로 상반된 농도를 나타내었다. 연평균 변동은 -0.049 μM year^{-1}로써 23년간 1.13 μM 감소하여 용존 무기 영양염류 중 가장 큰 폭의 변동을 나타내었다. 수층에 따른 규산염 변동율은 표층이 저층에 비해 3배 이상 감소폭이 높게 나타나 질산염 + 아질산염과는 농도 변동이 상반된 결과를 나타내었다. 추계 표·저층에서 가장 감소폭이 높게 나타난 반면, 동계와 하계 저층에서는 규산염 농도가

증가하는 경향을 나타내었다(Fig. 2-6).

동중국해 북부해역에서의 영양염류 농도의 장기 변동은 질산염 + 아질산염은 증가한 반면 인산염과 규산염은 감소하는 경향을 나타내고 있었다.

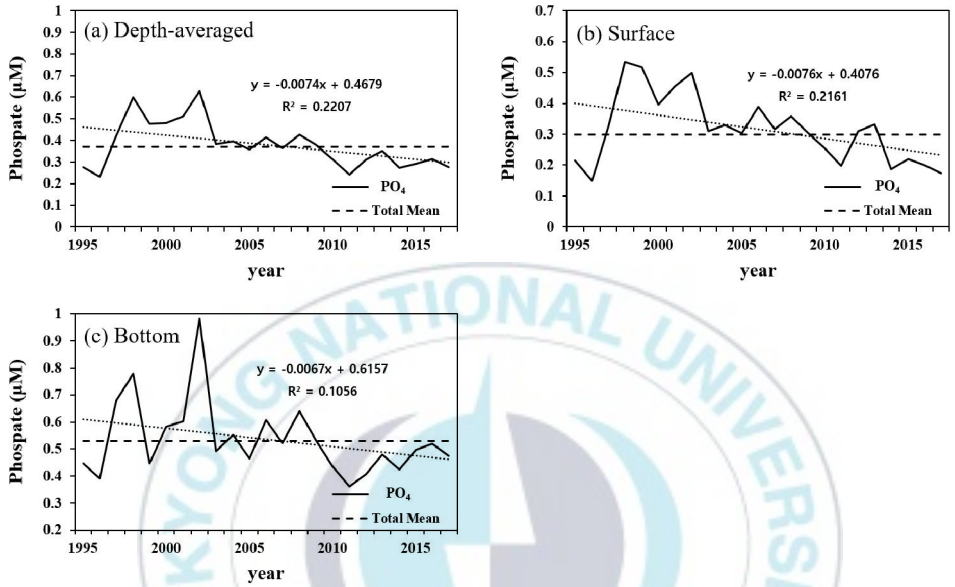

Fig. 2-5. The variation rates of annual mean phosphate concentration of (a) depth-averaged, (b) surface and (c) bottom in the northern East China Sea. 1995 - 2017.

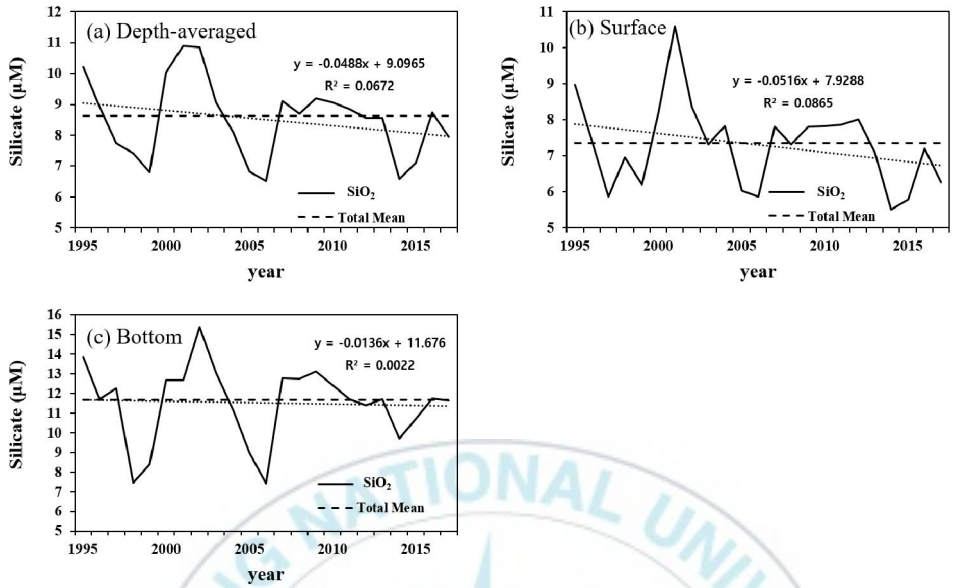

Fig. 2-6. The variation rates of annual mean silicate concentration of (a) depth-averaged, (b) surface and (c) bottom in the northern East China Sea. 1995 - 2017.

3.1.3. 엽록소-*a*

연구기간 동안 관측된 표층에서 저층까지의 연평균 엽록소-*a* 농도와 각 정점별 표층과 저층에서 관측된 엽록소-*a* 농도 변화를 Fig. 2-7에 나타내었으며, 계절별 연평균 엽록소-*a* 농도와 연간 변동을 Table 2-1, 2-2에 나타내었다.

관측 기간 동안 엽록소-*a* 연평균 농도는 0.52 μM로 하계에 가장 높은 평균 농도가 나타난 반면, 동계에 가장 낮은 평균 농도를 나타내었다. 수층에 따라서 표층에서는 하계에 높고 동계에 낮은 반면, 저층에서는 동계에 높고 하계에 낮은 농도를 보이는 상반된 결과를 나타내었다. 엽록소-*a*는

전 수층에서 증가하는 경향을 나타내었으며 23년간 0.41 $\mu g \cdot L^{-1}$ 증가하는 경향을 나타내었다. 수층에 따른 엽록소-*a* 농도의 변동율은 표층에서 상대적으로 증가율이 높게 나타났으며, 계절적으로 추계 표·저층에서 가장 높은 농도의 증가율을 나타내었고, 동계 표층과 하계 저층에서 가장 낮은 농도의 증가율을 나타내었다. 시기적으로 2008년 이후 표층과 저층에서 평년대비 엽록소-*a* 농도는 높은 증가를 나타내었다. 특히 표층에서의 증가폭이 높게 나타났는데, 이는 삼협댐 건설에 따른 인위적인 수문 조절로 장강희석수의 영향이 감소함에 따라 부유물질의 유출량 또한 감소(MLTMA 2009)하고 이에 따라 광 투과율이 증가(Asanuma *et al*. 2005)하여 광합성에 용이한 환경이 조성되어 나타난 결과로 판단된다.

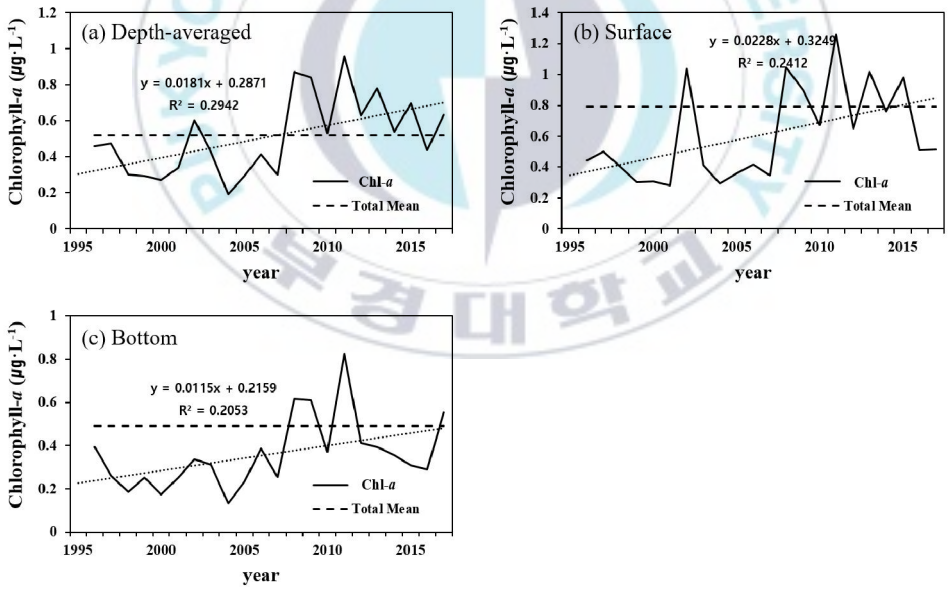

Fig. 2-7. The variation rates of annual mean chlorophyll-*a* concentration of (a) depth-averaged, (b) surface and (c) bottom in the northern East China Sea. 1996 - 2017.

4. 고찰

4.1. 수온과 염분 변동 양상

지구 온난화에 따른 수온 상승으로 전 지구적으로 수온은 1980년대부터 급격하게 상승하였으며, 이로 인하여 해양의 생산성 변화 또한 예측 되고 있다(Edwards and Richardson 2004; Hansen *et al.* 2006). 한반도 주변해역에서도 전 지구적 변화양상과 유사하게 수온이 뚜렷하게 상승하고 있으며 실제로 1968년부터 2007년까지 표층 수온은 0.98℃ 상승한 것으로 보고되었다(Jung 2008).

동중국해 수온은 계절에 따라 다양한 수괴, 태양 복사에너지 및 수심이 낮은 대륙붕에 의하여 해양-대기간의 열교환 등에 따라 영향을 받는다(Jeon *et al.* 2001). 이번 연구에서 동중국해 북부해역의 수온은 감소하는 경향을 나타내었고, 특히 저층 보다는 표층에서 감소폭이 크게 나타났으며 공간적으로는 동쪽해역(각 선의 12 - 15 정점)의 수온은 23년간 - 0.36℃ 감소한 반면, 서쪽해역(각 라인의 19 - 22 정점)의 수온은 - 0.68℃로 보다 감소폭이 크게 나타나 해역에 따른 차이도 나타났다. 반면 Tang *et al.*(2009)은 1977 - 1996년의 평균 표층 수온이 1957 - 1976년의 평균 표층수온 보다 약 0.46℃ 증가한 것으로 보고하였고, Ning *et al.*(2011)은 1975 - 1995년간 관측 자료 분석 결과 표층에서 0.71℃, 저층에서 1.1℃ 증가함을 보고하였다. 또한 Min *et al.*(2010)은 1985 - 2009년 동안 NOAA/AVHRR 위성 관측 자료 결과 동중국해를 포함한 동북아시아 해역에서 1985 - 1998년 사이 수온은 0.063℃ $year^{-1}$ 증가하였고, Son *et al.*(2012)은 1985 - 2010년 동안 NOAA/AVHRR 위성 관측 자료 결과 동중국해 북부해역의 표층 수온은 0.91℃ 상승한 것으로 나타났으나, 1998 - 2010년 단기간 위성 자료 분석

에서는 -0.49℃ 감소하는 경향으로 나타났으며, Gong and Suh(2012)는 1950-2010년 동안 표층수온은 증가하고 있으나 이 연구와 유사한 기간에는 수온이 감소하는 것으로 나타났다. 이러한 상반된 결과들은 연구해역과 자료를 정량화한 기간의 차이로 보여진다. 또한 이는 동중국해 북부해역에서의 장기적인 수온 경향은 증가와 감소를 반복하여 나타나는데 60년 이상의 장기적인 표층 수온 경향은 증가하고 있으나, 최근 20년은 감소하는 구간으로 판단된다. 직접적인 수온의 감소의 원인은로 Youn *et al.*(2015)은 1995-2014년간 동중국해 북부해역에 영향을 미치는 수괴에 대한 변동을 분석한 결과 북극진동 지수(AOI: Arctic Oscillation Index)가 음의 추세로 증가함에 따라 동계에 표층수의 냉각으로 이어져 황해 저층냉수의 생성이 증가하는 것으로 보고하였다. 이에 동중국해 북부해역에서 상대적으로 볼륨이 가장 크고, 세기가 지속적으로 증가하며, 수괴 중 가장 수온이 낮은 황해저층냉수의 영향력으로 전 수층에서 수온이 감소하는 것으로 판단된다.

동중국해 염분 변동의 가장 큰 요인인 장강희석수의 평균 유출량은 9.24 × 10^{11} m^3 $year^{-1}$로 우기(5 - 10월)에 연간 유출량의 71.7 %, 건기(11-4월)에는 28.3 %가 유출된다(Tian *et al.* 1993; Li *et al.* 2007; Chai *et al.* 2009). 장강희석수의 유출량은 2009년 완공된 삼협댐에 의해 수문이 인위적으로 조절됨에 따라 평균 유출량은 9 - 18 % 감소하였다(MLTMA 2009). 이번 연구기간 동안 삼협댐에 의한 염분의 변화를 알아보기 위하여 3개의 기간으로 나누어 분석하였다. 첫 번째는 장강의 흐름이 제어되기 전인 2003년 이전이며, 두 번째는 1차 물막이 공사가 완공된 2003년부터 최종 완공전인 2009년까지, 세 번째는 삼협댐 완공으로 장강의 흐름이 완전 제어된 2009년 이후로 나누어 각 염분값을 평균하여 비교하였다(Fig. 2-8a). 하계 장강희석수의 영향이 강한 표층에서의 염분 농도는 삼협댐 완

공 이전에 비해 완공 후 0.21 증가하였다(Fig. 2-8b). 특히 표층 염분의 공간적인 분포를 살펴보면 장강희석수의 영향이 큰 서쪽해역에서 삼협댐 완공 후 염분 농도의 증가폭이 크게 나타나(Fig. 2-9) 하계 표층에서의 장강희석수 영향은 감소한 것으로 판단된다. 반면 하계를 제외한 전 계절에서 삼협댐 완공 후 염분 농도는 감소하는 것으로 나타났다. 이는 동중국해 북부해역에서 가장 고염을 나타내는 쿠로시오수의 감소에 따른 결과로 Youn *et al.*(2015)은 1995 - 2014년간 동중국해 북부해역에서 쿠로시오수의 영향력은 감소하였으며, 연간 가장 영향력이 낮은 것으로 나타나 전 계절적으로 염분이 감소하여 나타난 것으로 판단된다.

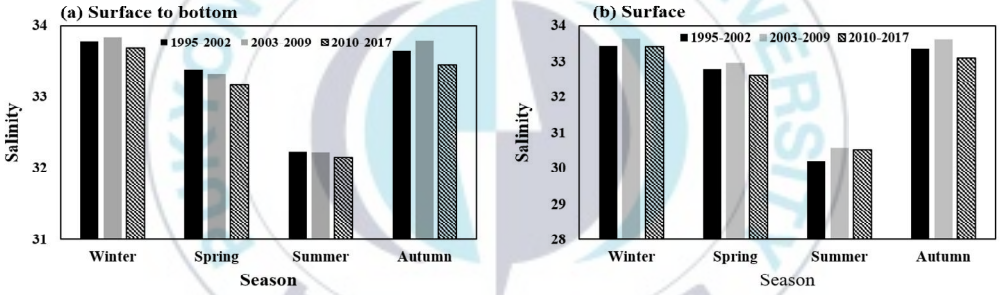

Fig. 2-8. Seasonal variations of salinity by Three Gorges Dam construction.

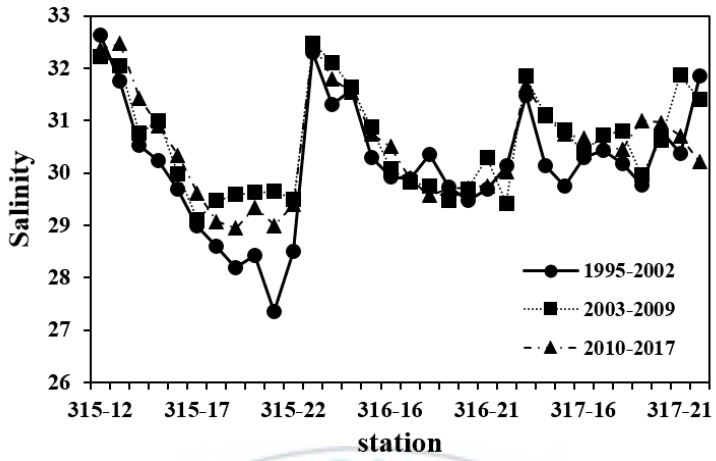

Fig. 2-9. Spatial variations of surface salinity by Three Gorges Dam construction.

4.2. 영양염류의 변동 양상

동중국해에서 영양염의 주요 공급원은 장강희석수(Edmond *et al*. 1985), 중국 연안 용승(Hu 1994) 및 쿠로시오수의 용승(Ito *et al*. 1994)이다. 쿠로시오수를 통한 영양염 유입은 대륙붕단에서 쿠로시오 중층수에 의해 발생하여 동중국해로 유입되는 용승(Ito *et al*. 1994)과 대만 북동부에서 발생하는 용승(Hung *et al*. 2007)의 영향을 받는다.

이번 연구해역의 표층에서는 수직 혼합에 의한 저층의 높은 영양염이 표층으로 유입되는 동계와 추계에 높은 농도를 나타내었고, 저층에서는 강한 성층이 형성된 하계에 가장 높은 농도를 나타내었다. 이는 하계 강한 성층으로 인하여 수직혼합이 일어나지 않아 표층으로 영양염이 유입되지 않으며 저층은 광 투과율이 낮아 식물플랑크톤의 광합성율이 낮고 이에 따른 영양염류 소모가 낮기 때문으로 동쪽 해역에서는 추계 까지 영향을 미치는 것으로 나타났다. 영양염류의 장기 변동을 살펴보면 인산염과 규산염은 감

소하는 경향을 보이는 반면 질산염 + 아질산염은 증가하는 경향을 나타내었다. 삼협댐 건설 후 장강희석수의 유입량은 감소하였지만 질산염 + 아질산염 농도의 증가는 장강하구 유역에서 인간 활동의 증가로 인한 도시오·폐수(Chai *et al*. 2009)와 농업 활동에 의한 질소계 비료의 사용량 증가(Li *et al*. 2007)와 중국연안 용승(Hu 1994)에 의한 것으로 판단된다. 동중국해 북부해역의 인산염은 장강희석수를 통한 유입보다 쿠로시오수와 대만난류수로부터 유래된 연간 인산염 유입 농도가 높은 것으로 보고되었다(Chen and Wang 1999). 그러나 Youn *et al*.(2015)의 동중국해 북부해역 수괴 변동에 관한 연구에서 최근 20년간 인산염의 가장 큰 유입 경로인 쿠로시오수와 대만난류수의 영향력 감소에 의해 인산염 감소가 나타난 것으로 판단된다. 동중국해 북부해역에서 규산염 감소 원인은 삼협댐 완공에 따른 장강희석수의 감소 영향으로 장강희석수의 수송량당 규소의 연간 flux는 301.1×10^{10} mol yr^{-1} Sv^{-1}로 질소와 인에 비해 유출량이 많은 것으로 알려져 있다(Chung *et al*. 2000). 그러나 삼협댐 1차 물막이 공사 완료 후 부유 물질은 최대 56 % 감소(MLTMA 2009)하였고, 이로 인하여 규산염의 농도는 급격히 감소한 것으로 판단된다. 또한 동중국해 북부해역에서 영양염류의 감소는 춘계와 하계 장강하구에서의 식물플랑크톤 대증식이 한 원인으로 작용 할 수 있다. 삼협댐의 건설로 장강희석수 유입량 감소에 따른 부유물질 감소는 장강 하구역의 광조건을 호전시키며 적조를 상시 발생시키는 원인으로 작용하였으며(Chen *et al*. 2003; Wang 2006), Lou and Hu(2014)의 연구 결과 장강 하구에서의 춘계와 하계 빈번한 적조 발생으로 영양염 소모량이 증가하였고, 이로 인하여 적조 발생 외측 해역에서는 영양염이 감소하게됨을 밝혔다. 그 중 장강희석수를 통한 인산염의 유입량은 질산염 유입량에 비해 현저히 낮은 농도가 유입됨에 따라 장강 하구역에서 빈번한 적조 발생으로 인한 영양염 소모는 인산염 농도를 제한 수준

까지 감소시키며, 저삼협수 밀도차에 의해 표층을 따라 동쪽으로 이동되며 계속되는 영양염 소모로 본 조사해역에서의 식물플랑크톤 성장에 있어서 인산염이 제한 요인으로 작용할 것으로 판단된다.

식물플랑크톤의 성장과 군집 구조의 형성은 영양염의 농도뿐만 아니라 영양염의 구성비 또한 중요하게 작용한다. 동중국해에서 식물플랑크톤은 일반적인 해양환경에서의 질소 제한이 아닌 인에 의해 제한 받는 것으로 알려져있다(Harrison *et al*. 1990; Wong *et al*. 1998; Chen *et al*. 1999; Gong *et al*. 2003). Wong *et al*.(1998)은 동중국해에서 초과 질산염(excess nitrate)농도가 6 μM에 이르는 반면 인산염 농도는 0.07 μM 이하라고 보고하였으며, Chen *et al*.(1999)은 질산염이 풍부함에도 불구하고 인이 부족하면 식물플랑크톤은 질산염을 이용하지 않는다고 보고하였다. 이번 연구해역의 계절에 따른 평균 N/P 비는 19.9 – 124.2으로 전 계절에서 일반적인 해양에서 나타나는 Redfield ration 인 16보다 높게 나타났고, 평균 Si/N 비는 1.4 – 4.3으로 춘계와 하계에 높은 비를 나타내었다(Table 2-3). 평균 Si/P 비는 27.7 – 249.2로 하계에 가장 높은 값을 나타내며 N/P 비와 유사한 경향을 나타내었다. 특히 2012년과 2015년 하계 표층 혼합층은 인산염이 검출한계 이하로 나타나 인산염이 거의 고갈된 인산염 제한 해역의 특성을 나타내며 N/P와 Si/P비가 높은 값을 나타내었다. 일반적인 해양에서 Redfield ratio은 15(Si):16(N):1(P)로 나타나는 반면, 본 연구해역에서는 N/P 비는 약 3배 이상, Si/P 비는 약 4배 이상 높게 나타났다. Wang *et al*.(2003)은 식물플랑크톤 성장 제한 요인으로 N/P > 30 일 때 P에 의해, N/P < 8 일 때 N이 제한 요인으로 작용하는 것으로 제시하였으며, Justic *et al*.(1995)은 N/P > 22, Si/P > 22 일 때 P에 의해, N/P < 10, Si/N > 1 이면 N에 의해, Si/P < 10, Si/N < 1 일 때 Si에 의해 각각 식물플랑크톤에 제한인자로 작용한다고 밝혔다. 또한 Dortch and Whitledge(1992)은

식물플랑크톤의 증식에 대한 영양염 제한은 DIN(nitrate, nitrite, ammonium)은 1.0 μM, 인산염은 0.2 μM, 규산염은 2.0 μM 이하 일 때 현저하다고 보고하였다. 이는 하계 2010년 이후 표층 혼합층에서의 인산염 농도는 0.1 μM 이하의 매우 낮은 농도를 나타내 동중국해 북부해역의 식물플랑크톤 성장 제한 인자로 인산염이 작용할 것으로 판단되며, 이는 기존 연구(Harrison *et al*. 1990; Wong *et al*. 1998; Chen *et al*. 1999; Gong *et al*. 2003)들과 일치하고 있었다. 이러한 인산염의 제한은 식물플랑크톤 군집에 천이를 발생 시키는 요인으로 작용한다. Zhou *et al*.(2008)에 의한 황해 연구 결과 인 제한에 의하여 식물플랑크톤 군집이 장기적으로 돌말류 우점군집에서 비돌말류 우점군집으로 천이가 이루어 졌고 이는 인산염의 제한이 편모류 보다 돌말류가 성장하는데 중요한 제한요소가 되기 때문인 것으로(Egge 1998) 장강 하구에서 유해성 편모류 발생 증가의 원인으로 설명하기도 하였다. 또한 동중국해에서의 규산염과 인산염 농도의 감소로 인하여 적조 발생 원인 종 또한 1980년대 돌말류(Diatom) 중심에서 2000년대 초반 와편모류(*Prorocentrum* 속과 *Alexandrium* 속)로 종의 천이가 발생함을 보고하였다(Chen *et al*. 2003; Li *et al*. 2007).

동중국해 북부해역에서 1995 - 2017년간 영양염류의 변동(Table 2-3) 중 질산염 + 아질산염은 증가하는 반면 인산염과 규산염은 감소하는 경향을 나타내었다. 질산염 + 아질산염의 경우 23년간 증가하는 경향을 나타내고 있으나 연간 자료를 분석해보면 2004년 까지 증가하여 최고 농도(13.01 μM)를 나타낸 이후 급격한 감소를 나타내었으며, 2010년 이후 부터는 전체 평균 농도(6.91 μM)보다 낮은 농도를 나타내며 감소하는 경향을 보였다. 또한 인산염과 규산염도 2010년 이후 점차 감소하는 경향을 나타내 동중국해 북부해역의 영양염은 2010년 이후 전체적으로 감소하는 것으로 나타났다. 이러한 영양염의 감소는 식물플랑크톤 크기 구조를 변화 시키는

요인으로 작용 할 수 있다. Baek *et al.*(2010)은 남해권 광역 조사에서 낮은 질산염 + 아질산염과 인산염은 미소식물플랑크톤 증식의 제한요인이 되고, 상대적으로 낮은 영양염에서도 성장이 가능한 초미소식물플랑크톤이 우점함을 보고하였다. 또한 지중해 해역에서 엽록소-*a*의 크기별 분석결과 2 ㎛ 이하의 초미소식물플랑크톤은 계절에 따라 31 - 92 % 기여율을 나타내며 표층의 낮은 질소와 인이 기여하였음을 밝혔다(Magazzu and Decembrini 1995; Uitz *et al*. 2012). 따라서 동중국해 북부해역의 영양염류 감소 경향에 따라 식물플랑크톤 군집의 소형화가 진행될 것으로 예상된다.

동중국해 북부해역의 1995 - 2017년 동안 해양환경 요인 변동을 살펴본 결과 쿠로시오수의 영향력 감소에 따라 염분은 감소하고 있었으며, 삼협댐 건설에 따른 장강희석수의 유출량 감소와 춘계와 하계 장강 하구에서의 빈번한 적조 발생으로 인한 영양염류의 감소로 동중국해 북부해역 식물플랑크톤 군집은 소형화가 진행 될 것으로 예상되며 이에 따라 해양 생태계 또한 영향을 받을 것으로 판단된다(Fig. 2-10). 따라서 최근 동중국해 북부해역에서의 영양염류 감소에 따른 식물플랑크톤 군집의 변화 양상 파악이 필요할 것으로 판단된다.

Table 2-3. The rates of change of the annual means and seasonal averaged of the related environmental parameters in the northern East China Sea, 1995 - 2017.

Parameter		Annual means and averaged			Rates of change		
		N:P	Si:N	Si:P	N:P	Si:N	Si:P
Surface	Winter	19.9 (9.9)	1.5 (0.8)	24.8 (9.0)	0.3**	-0.0**	0.2**
	Spring	61.6 (114.7)	5.4 (8.8)	120.5 (135.9)	-1.8**	0.2**	8.0**
	Summer	124.2 (203.3)	4.7 (11.1)	270.7 (512.3)	15.1**	-0.0**	32.2
	Autumn	39.8 (54.1)	1.6 (1.3)	36.7 (29.4)	-1.1*	-0.0**	-0.6**
	Annual	60.6 (123.1)	3.1 (3.8)	111.4 (274.9)	3.2**	0.0**	9.9*
Bottom	Winter	23.2 (21.7)	1.4 (0.6)	25.5 (14.1)	1.0*	-0.0**	0.6**
	Spring	23.0 (11.9)	1.7 (3.1)	31.3 (20.9)	0.0**	-0.0**	0.4**
	Summer	52.0 (110.0)	2.7 (6.9)	81.3 (176.7)	2.9	0.1**	4.4*
	Autumn	35.8 (42.3)	1.4 (0.8)	37.6 (36.5)	-1.3*	-0.0**	-1.2**
	Annual	83.4 (60.1)	2.0 (3.1)	43.6 (91.2)	0.6*	0.0**	1.1**
Average of water column	Winter	20.5 (10.4)	1.4 (0.8)	27.7 (9.2)	0.5**	-0.0**	0.2**
	Spring	35.9 (38.3)	4.3 (11.9)	66.9 (55.9)	-0.6**	0.1**	2.7**
	Summer	145.8 (244.3)	4.2 (11.6)	249.2 (461.7)	16.9*	0.0**	27.3*
	Autumn	41.2 (55.9)	1.6 (1.3)	37.5 (35.4)	-1.5**	-0.0**	-1.0**
	Annual	60.2 (133.0)	2.8 (4.5)	92.9 (242.8)	3.8**	0.0**	7.4**

Abbreviations: *, $P<0.05$; **, $P<0.01$.

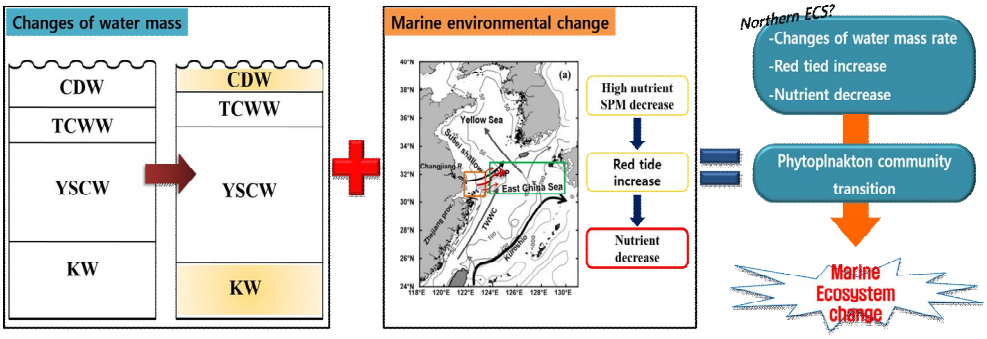

Fig. 2-10. Schematic diagram showing the process variation in ocean environmental conditions of the northern East China Sea.

PUKYONG NATIONAL UNIVERSITY
부경대학교

Ⅲ. 동중국해 북부해역의 식물플랑크톤 군집 분포 특성

1. 서론

동중국해 북부해역은 계절에 따라 다양한 해류의 영향을 받기 때문에 계절별 변동 양상이 특이하게 나타나며(Zhang and Weng 1996), 기초생산력이 높아 어장으로서의 가치가 매우 높은 것으로 알려져 있다(Rho 1985; Miyaji 1991; Guo an Zhang 1996). 특히 하계 표층은 중국연안으로부터 유입되는 담수의 영향을 받으며, 저층은 황해저층냉수, 동쪽은 고온・고염의 쿠로시오수의 영향을 받아 다양한 수괴의 특성이 나타난다. 이러한 서로 다른 특성을 보이는 수괴가 만나 형성된 전선의 경계 지역은 생물・화학적으로 독특한 양상을 보이며 먹이사슬에 따라 동물플랑크톤 및 어류의 분포에까지 영향을 미친다(Pingree and Simpson 1978). 장강희석수로 인한 담수 유입은 계절에 따라 큰 차이를 보이며, 동계에 최저, 하계에 최고 방류량이 나타나 동중국해 북부해역의 계절별 염분 분포에 매우 중요한 영향을 미친다(Beardsley *et al.* 1985; Su and Weng 1994). 또한 영양염류의 주요 공급원(Edmond *et al.* 1985)으로 장강에 인접한 중국연안 해역에서는 영양염이 풍부하여 일차 생산력이 높게 관측(Hama *et al.* 1997; Gong *et al.* 2003; Chen *et al.* 2004)되고 중국연안수에 의해 지배되는 하구역의 특성을 보이기도 한다. 지형적으로 동・서로 수심 차가 심하며, 복잡한 지형특성과 다양한 수괴가 계절에 따라 세기를 달리하면서 복잡한 환경 특성을 나타낸다. 이러한 높은 생산성을 나타내는 동중국해는 한국, 일본 및 중국이 공동

으로 이용하는 국내 최대의 회유성 어족 어장으로(Miyaji 1991) 이용되어 지고 있다.

해양 생태계에서 식물플랑크톤 군집은 환경변화에 반응하는 생물(Legengre and Legendre 1978)로서, 물리·화학적 환경요인의 변동에 따라 군집 조성 및 현존량에 있어 뚜렷한 변동을 보인다. 따라서 이러한 식물플랑크톤 군집의 변화는 해양 생태계의 변동을 인지하는 지시자로서 활용할 수 있으며, 해양 생태계의 구조와 기능을 이해하기 위해서는 환경요인과 관련하여 시·공간적인 식물플랑크톤 군집구조의 변화를 파악하는 것이 필요하다(Smayda 1978). 동중국해에서 식물플랑크톤 분포에 대한 연구는 1980 – 1990년대 중국과 일본에 의해 주도적으로 연구가 이루어졌다(Koroji and Matsusaki 1980; Chin *et al*. 1980; Huang 1988; Koizumi 1989; Yu and Li 1990; Guo 1991; Huang 1993). Guo and Zhang(1996)은 춘계와 추계에 장강희석수의 영향권 해역에서 식물플랑크톤의 현존량과 엽록소-*a*의 농도가 높았으며, Wu *et al*.(1995)은 황해난류수와 장강희석수가 섞이는 전선역에서 엽록소-*a*의 농도가 높고, 성층의 경계하부층에서 최대치를 갖는다고 보고하였다. 또한 하계 성층 구조에 따른 식물플랑크톤 현존량 변화(Matsuda 1989), 하계 식물플랑크톤이 군집구조와 수괴의 관계(Ueno 1993; Kamiya 1991)에 관한 연구가 이루어 졌으며, 식물플랑크톤의 상위 포식자인 동물플랑크톤에 관한 연구(Meng 1991; Zhang 1995; Choi *et al*. 2011; Oh, 2012) 및 영양염류와 부유물질에 대한 엽록소-*a*의 변화와 식물플랑크톤의 군집 구조 변화(Dong 1990; Xiang 1993) 등의 연구가 이루어졌다. 우리나라에서는 1990년대 이후 식물플랑크톤의 분포 및 군집구조 변화(Noh 1995; Oh 1999; Yoon 2003, 2005; Noh *et al*. 2005)에 대한 연구가 이루어 졌으며, 하계 영양염과 부유물질에 따른 엽록소-*a*의 분포 특성(Kim *et al*. 2005, 2007), 인공위성을 활용한 표층수온 및 엽록소-*a*의

장기변화(Son *et al.*, 2012) 등 다수의 연구들이 수행되었다. 그러나 대부분의 연구가 특정 시기의 일시적 조사가 이루어졌으며 계절별 군집구조에 관한 연구는 미비한 편이다. 또한 최근 우리나라 주변 해역의 식물플랑크톤 군집은 돌말류와 편모류 중심의 군집 조성에서 미소형플랑크톤으로 변화하고 있어 일차생산자로서의 생산력이 감소(Lee 2012; Jo *et al.* 2017)하고 있으며, 동중국해 해역도 삼협댐 건설 후 장강 인접 해역에서 일차생산력이 86 % 가량 감소하였으며 식물플랑크톤 군집구조도 변화하였다고 보고하였으나(Gong *et al.* 2006; Jiao *et al.* 2007), 이에 대한 최근 자료는 부족한 편이다.

이에 제3장에서는 우리나라 연근해 주요 어장이며 수산자원의 보고인 동중국해 북부해역에서 계절별 조사를 통하여 식물플랑크톤 군집 구조를 파악하고 기존 연구와의 비교를 통하여 최근 동중국해 북부해역의 식물플랑크톤의 군집 구조의 차이를 파악하고 그 원인에 대해 고찰 하고자 하였다.

2. 재료 및 방법

2.1. 연구해역

동중국해 북부해역의 식물플랑크톤 분포 특성을 파악하기 위해 현장 조사는 2015~2017년까지 계절별(2, 5, 8, 11월) 1회씩 총 12회 수행되었으며, 국립수산과학원 해양조사선 탐구 3호(290 ton)를 이용하여 3개선 15개 정점에 대하여 실시하였다(Fig. 3-1).

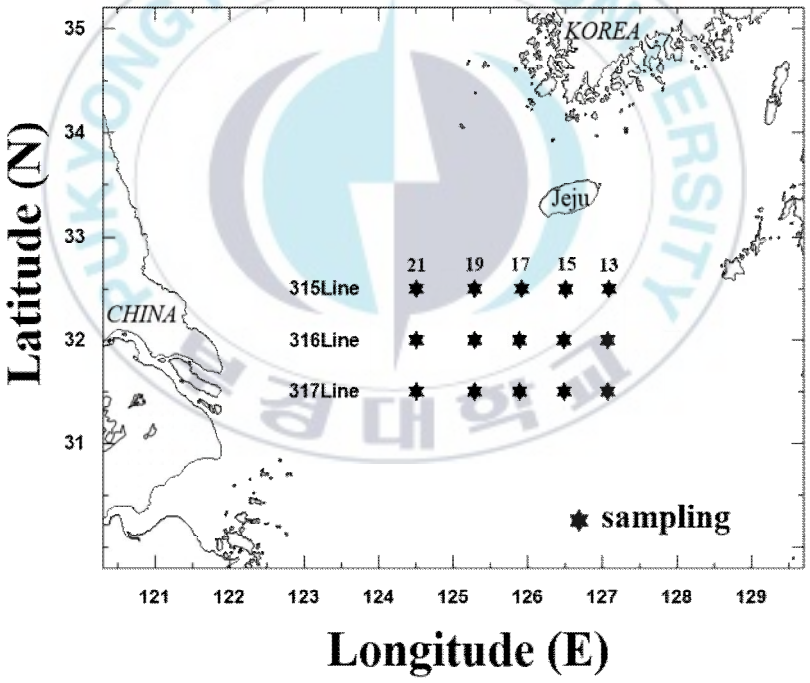

Fig. 3-1. Map showing the sampling station in the northern East China Sea.

2.2. 환경요인

2.2.1. 물리적 환경요인

수온과 염분의 수직분포는 보정된 SBE 9/11 CTD(Sea-Bird Electronics, USA)을 이용하여 측정하였으며, CTD 자료는 하강시의 자료를 사용하여 표준수층의 자료를 평균하여 분석하였다.

2.2.2. 영양염류

영양염 분석을 위해 CTD rosette system에 부착시킨 니스킨 채수기(8L PVC)를 이용하여 표준수심(표층, 10, 20, 30, 50, 75 및 100 m)에서 채집하여 막여과지(0.45 ㎛ membrain filter, ADVMTEC)로 여과한 후 염산(HCl, 10 %)으로 세척된 conical tube에 담아 냉동 보관하였다. 영양염 분석 시료는 실온에서 해동 한 후 질산염 + 아질산염(nitrate + nitrite), 인산염(phosphate) 및 규산염(silicate)을 분석하였으며, 분석은 해양환경공정시험기준(MOF 2013)에 준하여 영양염자동분석기(Quaatro, Gemany)로 분석하였다.

2.3. 생물요인

2.3.1. 식물플랑크톤 정량 분석

식물플랑크톤의 군집을 파악하기 위하여 정량분석을 실시하였다. 정량분

석은 CTD rosette system을 이용하여 표준수심에서 채집한 시료를 현장에서 1L 사각 용기(PE, bottle) 병에 넣고 Lugol(최종농도 1%)로 고정하였고, 3 - 4일간 정치시켜 최종농도 20 mL로 농축하였다. 농축시료는 Sedwick-Rafter Chamber를 이용하여 광학현미경(Nikon eclipse, Ni-U) 100 - 1000X 배율에서 종의 동정(Rines and Hargraves 1988; Round *et al.* 1990; Shim 1994; Tomas 1997) 및 계수하였다. 계수된 자료는 cells L^{-1}로 환산하였고, 총 현존량의 5% 이상을 차지하는 종을 우점종으로 분류하였다.

2.3.2. 크기별 엽록소-*a* 농도

식물플랑크톤 크기별 엽록소-*a* 농도를 측정하기 위하여 총 엽록소-*a*의 농도는 해수 500 mL를 채수하여 막여과지(0.45 ㎛ membrain filter, ADVMTEC)에 여과하였고, 미소형(nano)엽록소-*a*(< 20 ㎛)는 20 ㎛망(mesh)에 1L 해수를 거른 후 500 mL를 막여과지(0.45 ㎛ membrain filter, ADVMTEC)에 여과하였고, 초미소형(pico)엽록소-*a*(< 3 ㎛)는 나머지 500 mL로 막여과지(3 ㎛, Polycarbonate mambrane filter, Whatman)로 여과하여 냉동보관 하였다. 냉동 보관된 여과지를 90% 아세톤에 넣어 24시간 동안 냉암소에 방치하여 엽록소-*a*를 추출하였고, 이후 입자 및 추출 여과지를 걸러내기 위하여 Syringe filter(0.45㎛, PTFE, Adventec)로 여과하여 표준 엽록소-*a*(Sigma)로 보정된 형광광도계(Fluorometer; 10-Au, Tuner Designs, USA)를 이용하여 흡광도를 측정하였으며, UNESCO(1976)의 계산식을 통하여 계산하였다. 소형엽록소-*a*(Micro, > 20 ㎛) 농도는 20 ㎛ 망으로 거른 후, 막여과지에 여과한 농도 값의 차로 구했으며, 미소형엽록소-*a*(Nano, 3 - 20 ㎛)는 3 ㎛ 막여과지로 여과한 농도 값을 사용하였다.

초미소형엽록소-a는 20 ㎛ 망으로 거른 후 막여과지에 여과한 농도 값과 3 ㎛ 막여과지로 여과한 농도값의 차로 계산하였다.

식물플랑크톤 엽록소-a 농도의 크기구조 연구에서 Pico 크기는 일반적으로 2 ㎛ 이하 크기를 사용하나 본 연구에서는 유세포 분석기(flow cytometer)로 분석되는 초미소식물플랑크톤 중 비교적 큰 크기의 Picoeuakryotes를 포함하는 그룹을 반영하기 위하여 3 ㎛ 이상과 이하의 크기구배로 분석하였다.

2.4. 자료분석

동중국해 북부해역에서 수집된 환경요인 및 식물플랑크톤 그룹은 대부분 정규성(Kolmogorov-Smirno's test)과 등분산성(Leven' test)을 만족하지 못하였으므로 식물플랑크톤과 해양환경 요인과의 상호관계는 비모수적 통계방법인 Spearman rank correlation을 통하여 검증하였다(SPSS 16.0).

3. 결과

3.1. 동중국해 북부해역의 이화학적 요인

3.1.1. 수온, 염분

동중국해 북부해역의 계절에 따른 표층 및 수직적 수온과 염분의 변화는 Fig. 3-2, 3-3, 3-4, 3-5, 3-6에 나타내었다. 2월(동계)의 표층수온은 조사정점 중 가장 동쪽해역(각 선의 13 - 15 정점)에서 평균 수온은 14.1 - 17.0℃의 비교적 높은 표층수온 분포를 보였고 서쪽으로 갈수록 표층수온은 감소하여 서쪽해역(각 선의 19 - 21 정점)에서 평균 수온은 9.3 - 11.5℃ 분포를 보였다(Fig. 3-2). 표층 염분은 수온과 동일하게 동고서저의 양상을 보였고, 각 선의 13, 15 정점에서 34.0 이상의 고염을 나타내었다(Fig. 3-2). 수온과 염분의 수직 분포는 강한 북서계절풍에 의한 수직혼합으로 정점별 전 수층에서 균일한 분포(Fig. 3-3)를 나타내었다.

5월(춘계) 수온은 표층에서 정점 평균 16.9 - 20.7℃ 분포로 평균 18.7℃를 나타내었으며 동고서저의 분포 양상을 보이고 있었으나 동·서간의 수온 차이는 약 4℃로 동계에 비해 차이는 감소하였다(Fig. 3-2). 수직적으로 수온은 평균 11.6 - 20.7℃ 분포로 전체 평균 15.8℃를 나타내었으며, 수심 10 - 30 m 사이에서 약 15 - 18℃를 중심으로 성층이 약하게 형성되었다(Fig. 3-4). 표층 염분은 평균 31.7 - 33.0 분포로 전체 평균 32.3으로 나타나 정점 간 차이는 크지 않았다. 수직적으로 조사연도별 각 수심에 대한 염분 평균은 31.9 - 34.5 범위로 전체 평균은 33.3로 나타났으며(Fig. 3-2), 동쪽해역(각 선별 13, 15정점)의 수심 50 m 이상에서 34.0 이상의 고염분을 나타냈다(Fig. 3-4).

8월(하계)의 표층 수온은 평균 26.3 – 29.3℃ 분포로 전체 평균 27.7℃의 고수온을 나타내었다. 염분 평균 분포는 28.5 – 32.8 범위로 전체 평균 30.2로 나타나(Fig. 3-2), 정점 간 큰 차이를 보이고 있었다. 조사 연도별로 차이는 있으나 서쪽해역에서부터 일부 동쪽해역(317 선의 15 정점)은 31.0 이하의 저염분수를 나타내며 장강희석수의 영향을 반영하고 있었으며, 반면 동쪽 해역 일부 정점에서 28℃ 이상의 고온과 33.5 이상의 염분을 나타내며 서로 다른 수괴를 나타내었다. 이는 조사 시기에 따라 인위적으로 조절되는 장강희석수의 수송량이 달라짐에 따라 나타난 결과로 판단된다. 수직적으로 수온은 평균 15.8 – 27.7℃ 분포로 전체 평균 22.3℃로 표・저층 간 약 12℃의 수온 차이를 보이며 강한 성층이 형성되어 안정적인 수괴가 형성되었다(Fig. 3-5). 염분은 평균 30.2 – 34.5 분포로 전체 평균 32.1를 나타내었다(Fig. 3-5). 표층에서 수심 20 m 사이에서 31.0 이하의 저염분을 나타내며 장강희석수의 영향을 반영하고 있었으며, 수심 50 m에서 저층까지 34.0 이상의 고염을 나타내 쿠로시오수의 영향을 반영하고 있는 것으로 판단되며 하계의 수온과 염분은 정점 간 수심에 따라 다양한 수괴의 영향으로 복잡한 수괴 구조를 형성하고 있었다.

11월(추계)의 수온은 평균 19.3 – 23.0℃ 분포로 전체 평균 20.9℃로 나타났으며 평균 염분 분포는 31.7 – 34.2로 평균 33.0을 나타냈다(Fig. 3-2). 수직적으로 수온은 평균 17.3 – 21.1℃ 분포로 전체 평균 20.7℃의 수온 분포를 나타냈다(Fig. 3-6). 추계에는 표층의 수온 감소와 풍속의 영향으로 인하여 수심 22 – 44 m 사이에서 Ekman depth가 형성이 됨에 따라 서쪽해역은 낮은 수심의 영향으로 전 수층이 수직혼합으로 인한 혼합층을 나타낸 반면, 동쪽 해역에서는 비교적 깊은 수심으로 인하여 표층 혼합층이 수심 50 m까지 깊어지는 공간적 차이를 나타냈다. 수직적으로 염분은 평균 33.0 – 34.6 분포로 전체 평균 33.3 나타내었다(Fig. 3-6). 조사 연도별

차이는 보이나 8월 표층 혼합층에서 형성되었던 저염분수는 나타나지 않았으며, 수심이 깊어질수록 염분은 증가하였다. 또한 동쪽 해역은 쿠로시오수의 영향으로 저층에서 34.0 이상의 고염이 나타났다.

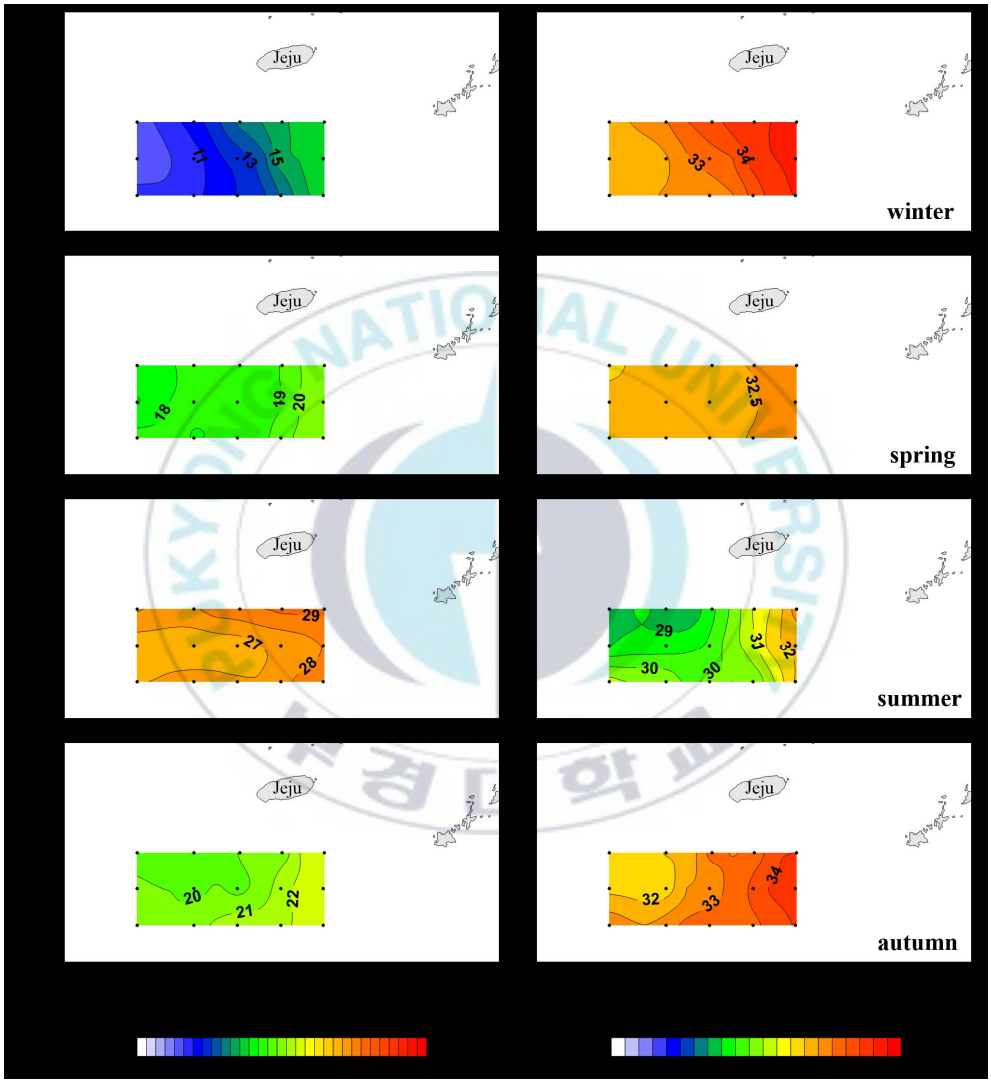

Fig. 3-2. Seasonal surface distribution of mean water temperature(℃, left) and mean salinity(right) in the northern East China Sea in 2015 - 2017.

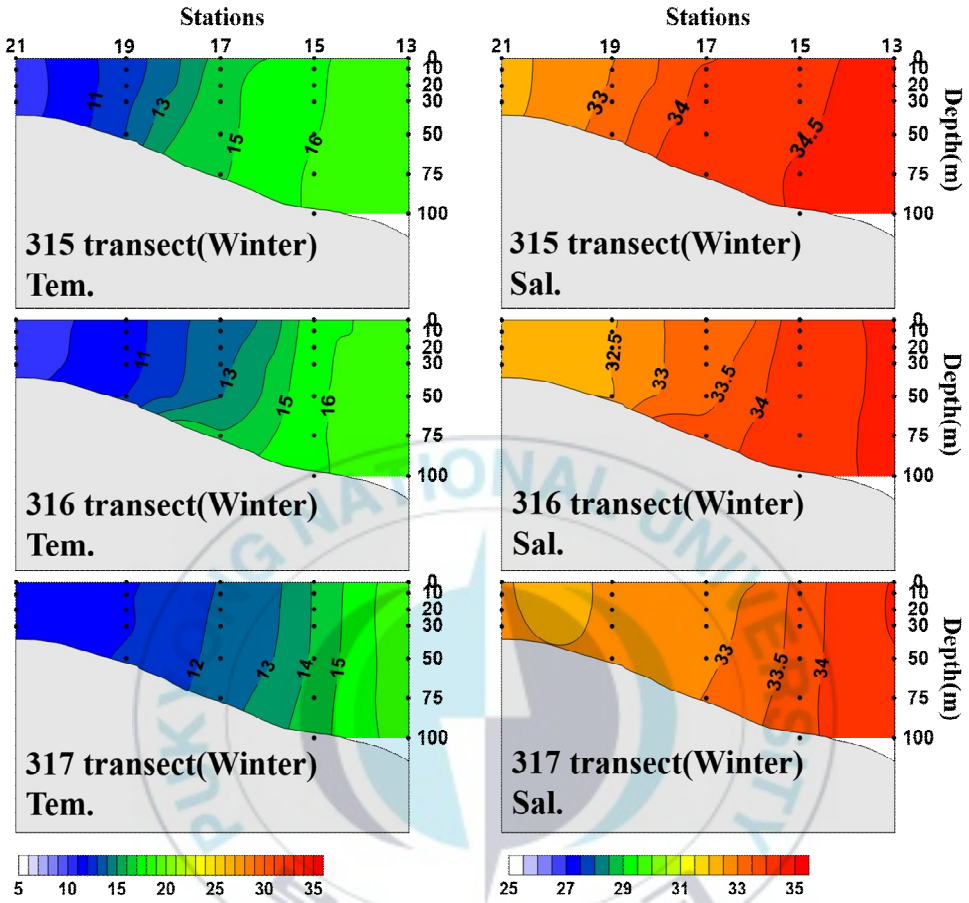

Fig. 3-3. Vertical distributions of mean water temperature(℃, left) and mean salinity(right) in the northern East China Sea in winter 2015 - 2017.

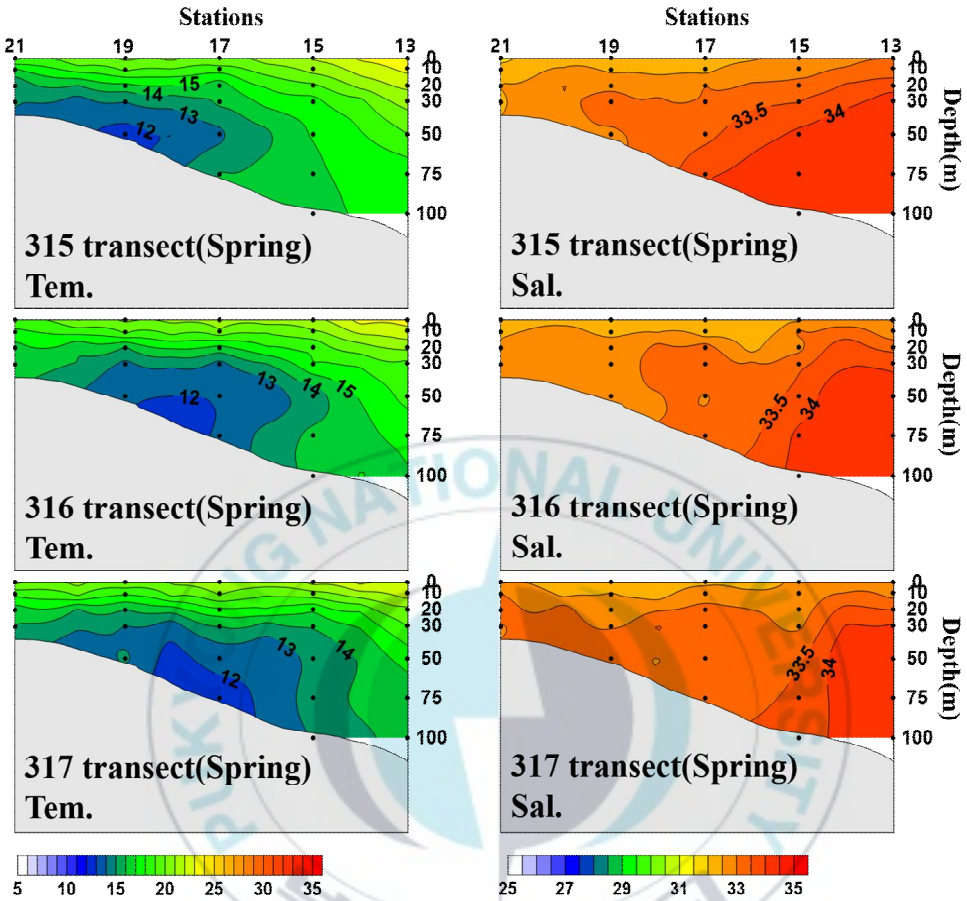

Fig. 3-4. Vertical distributions of mean water temperature(℃, left) and mean salinity(right) in the northern East China Sea in spring 2015 - 2017.

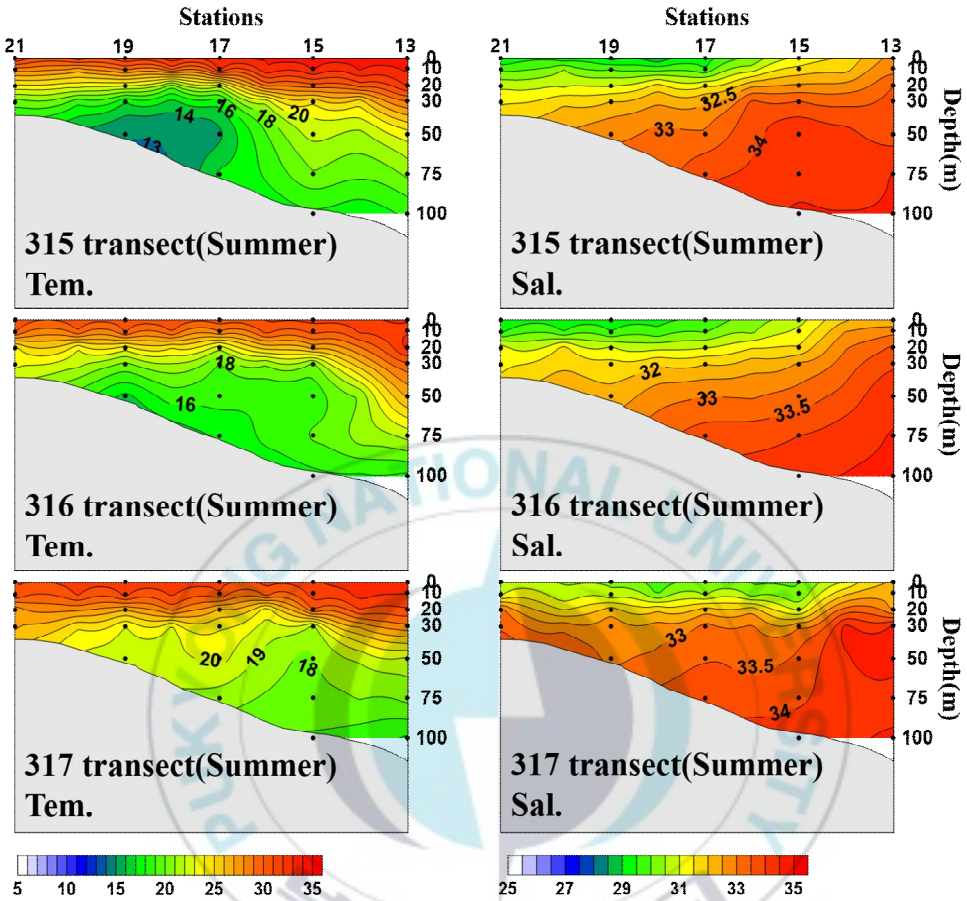

Fig. 3-5. Vertical distributions of mean water temperature(℃, left) and mean salinity(right) in the northern East China Sea in summer 2015 - 2017.

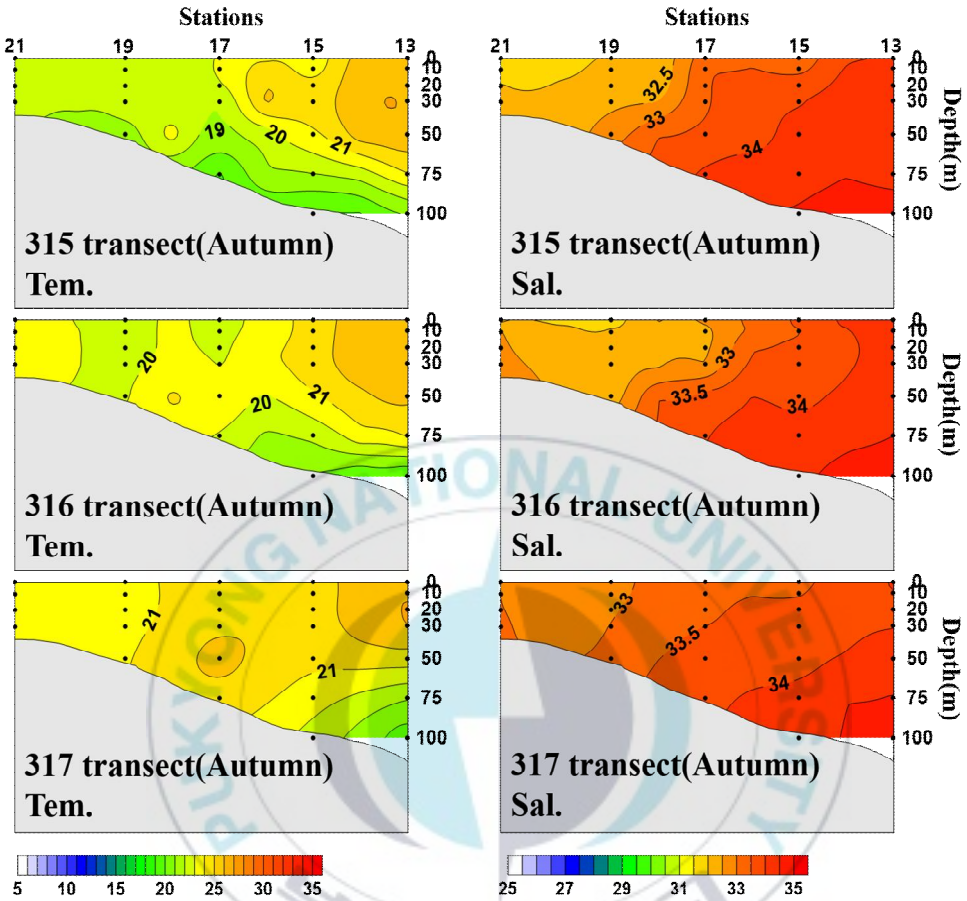

Fig. 3-6. Vertical distributions of mean water temperature(℃, left) and mean salinity(right) in the northern East China Sea in autumn 2015 - 2017.

3.1.2. 영양염류

동중국해 북부해역의 계절에 따른 영양염류의 표층 및 수직적 분포 변화는 Fig. 3-7, 3-8, 3-9, 3-10, 3-11에 나타내었다. 동계 표층 질산염 + 아질산염 평균 농도는 5.2 - 20.4 μM의 범위로 전체 평균 9.5 μM의 분포를 보였다(Fig. 3-7). 질산염 + 아질산염은 서고동저의 양상으로 동계 수온과 염분 분포와는 반대 경향을 보이고 있었다. 인산염 평균 농도 분포는 0.19 - 0.70 μM의 범위로 전체 평균 0.43 μM의 분포를 나타내 조사 시기 중 가장 높은 농도를 나타내었다(Fig. 3-7). 인산염의 분포양상은 질산염 + 아질산염과 동일하게 서고동저 농도를 나타내었다. 규산염 평균 농도 분포는 5.1 - 11.7 μM의 범위로 전체 평균 9.0 μM의 분포를 나타내었다(Fig. 3-7). 동계 영양염류의 수직적인 분포는 동계에 강한 북서계절풍의 영향으로 전 수층의 수직혼합에 의하여 정점별 균일한 농도를 나타내었다(Fig. 3-8).

춘계 질산염 + 아질산염의 표층 농도는 0.9 - 9.8 μM의 범위로 전체 평균 4.2 μM의 분포를 나타내었다(Fig. 3-7). 인산염의 표층 평균 농도는 0.01 - 0.26 μM의 범위로 전체 평균 0.08 μM의 분포를 나타내며, 정점간 농도의 차이는 크게 나타났다(Fig. 3-7). 특히 2016년과 2017년에는 일부 정점을 제외하고 0.1 μM 이하의 매우 낮은 농도분포를 나타냈다. 규산염의 표층 평균 농도는 3.0 - 9.5 μM의 범위로 표층 평균 6.9 μM의 분포를 나타내었다(Fig. 3-7). 춘계의 영양염류는 중앙해역(316과 317선의 17 정점)에서 가장 높은 농도를 나타내며 동서로 갈수록 감소하는 분포 경향을 나타내었다. 수직적인 분포는 각 정점별 수심이 깊어질수록 농도가 증가하는 경향을 보였으나, 질산염 + 아질산염은 정점에 따라 성층이 형성된 수심 10 - 30 m 사이에서 최소 농도를 나타내었다(Fig. 3-9).

하계 표층 질산염 + 아질산염의 평균 농도는 0.5 - 8.5 μM의 범위로 전

체 평균 3.1 μM의 농도를, 인산염의 표층 평균 농도는 0.02 - 0.06 μM의 범위로 전체 평균 0.04 μM의 농도를, 규산염의 표층 평균 농도는 1.8 - 5.5 μM의 범위로 전체 평균 3.9 μM의 농도를 나타내 표층 내 영양염류의 농도는 하계에 가장 낮은 것으로 나타났다(Fig. 3-7). 수직적으로는 하계 강한 성층의 형성으로 인하여 표층 혼합층 내에서 영양염류는 낮은 농도를 나타내었고 수심이 깊어질수록 높은 농도를 나타내 수심에 따라 큰 농도 차이를 나타내었다. 하계 질산염 + 아질산염 농도는 조사 연도별로 공간적으로 뚜렷한 분포 양상은 나타나지 않았다(Fig. 3-10).

추계 영양염류의 분포양상은 수온 및 염분 분포양상과 유사하게 동서로 나뉘고 있었다. 질산염 + 아질산염 표층 평균 농도는 1.6 - 8.8 μM의 범위로 전체 평균 4.2 μM의 분포를 나타내었으며, 인산염의 표층 평균 농도는 0.07 - 0.38 μM의 범위로 전체 평균 0.21 μM의 분포를 나타내었다(Fig. 3-7). 규산염의 표층 평균 농도는 1.7 - 10.9 μM의 범위로 표층 전체 평균 5.5 μM의 농도를 나타내며 정점 간 농도차가 가장 크게 나타났다(Fig. 3-7). 수직적 분포 양상은 수온의 분포 양상과 유사하게 나타나, 서쪽해역에서는 수직혼합에 의하여 균일한 경향을 보였으나, 동쪽해역에서는 표층 혼합층이 하계보다 깊게 형성되어 표층에서 50 m 수심까지는 균일한 농도를 나타내었으며 수심 50m 이상에서 농도는 점차 증가하는 분포 양상을 나타냈다(Fig. 3-11).

동중국해 북부해역에서 영양염류의 분포 경향은 대체로 연안수의 영향을 받는 서쪽해역에서 다소 높은 농도를, 외해역의 영향을 받는 동쪽해역에는 낮은 농도를 나타내 수온과 염분의 분포와는 상반된 경향을 나타내고 있었다. 또한 인산염은 성층이 형성된 춘계와 하계의 표층 혼합층 내에서 검출한계에 가까운 매우 낮은 농도를 나타내 인산염은 동중국해 북부해역에서 식물플랑크톤의 제한 요인으로 작용할 것으로 판단된다.

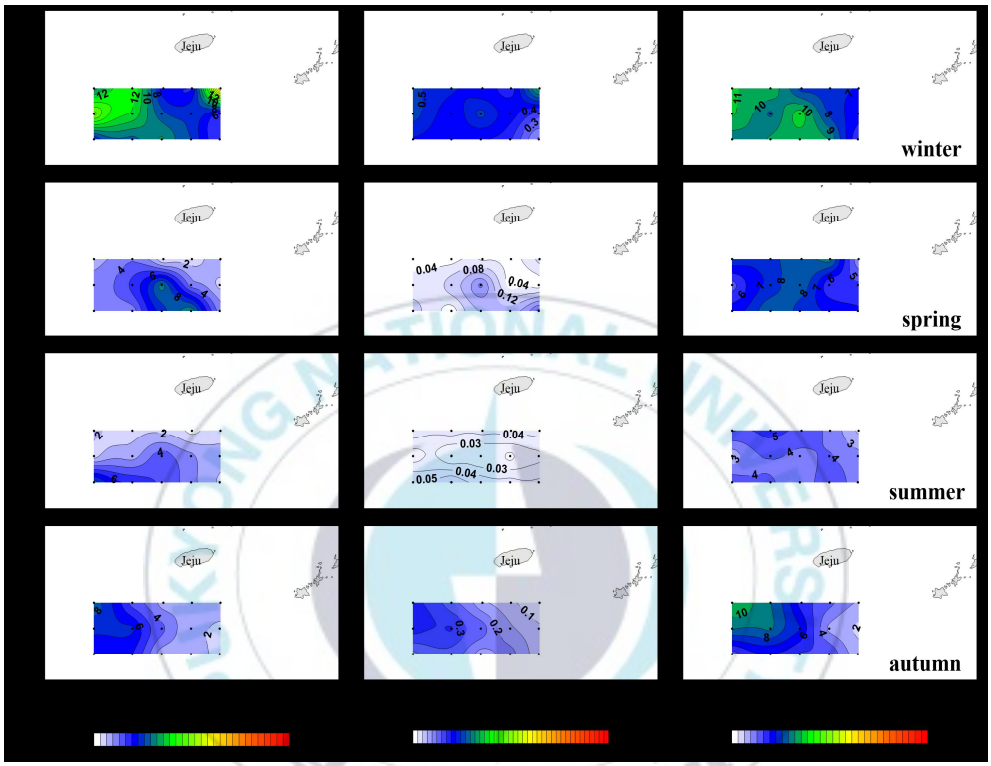

Fig. 3-7. Seasonal surface distribution of averaged nitrate + nitrite (μM, left), averaged phosphate (μM, center) and averaged silicate (μM, right) in the northern East China Sea in 2015 - 2017.

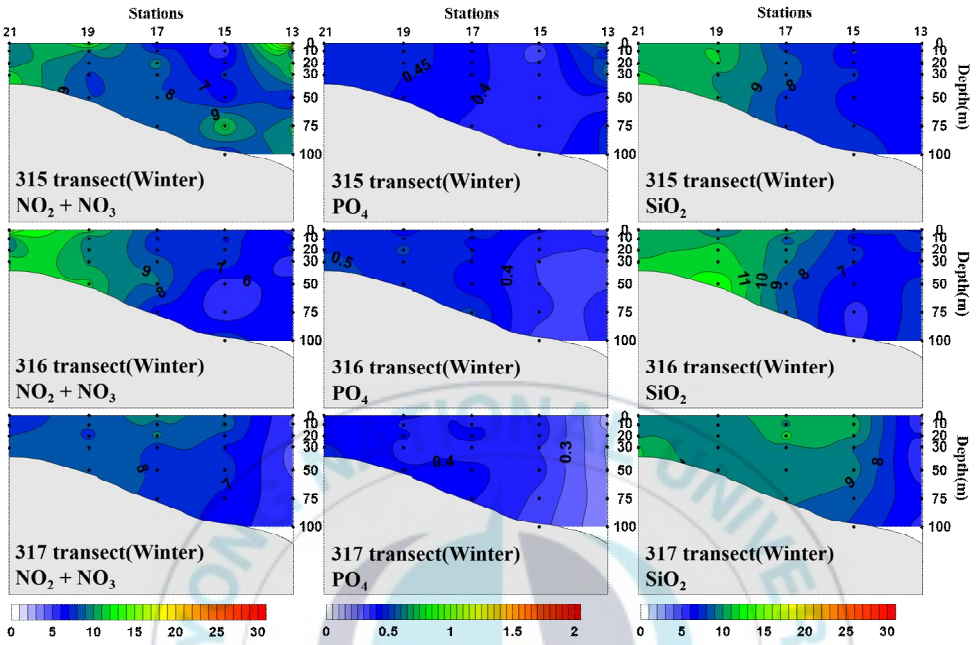

Fig. 3-8. Vertical distribution of averaged nitrate + nitrite (μM, left), averaged phosphate (μM, center) and averaged silicate (μM, right) in the northern East China Sea in winter 2015 - 2017.

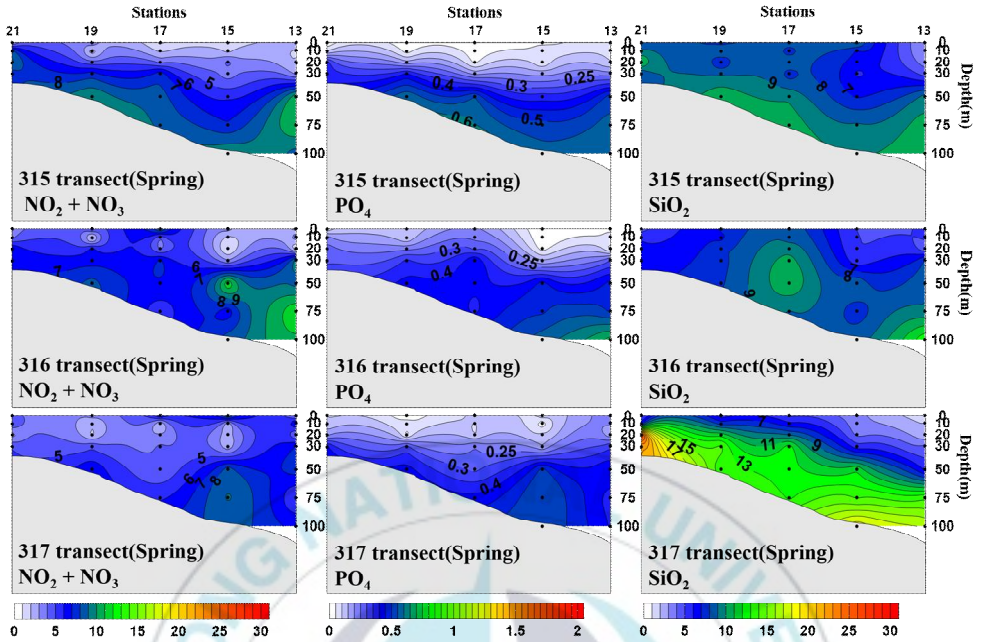

Fig. 3-9. Vertical distribution of averaged nitrate + nitrite (μM, left), averaged phosphate (μM, center) and averaged silicate (μM, right) in the northern East China Sea in spring 2015 - 2017.

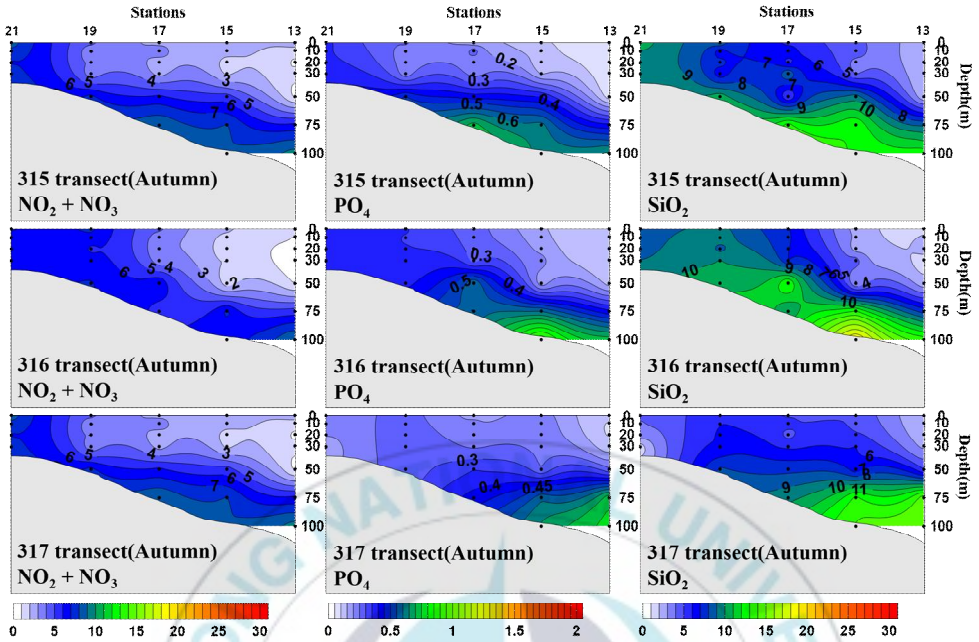

Fig. 3-10. Vertical distribution of (averaged nitrate + nitrite (μM, left), averaged phosphate (μM, center) and averaged silicate (μM, right) in the northern East China Sea in summer 2015-2017.

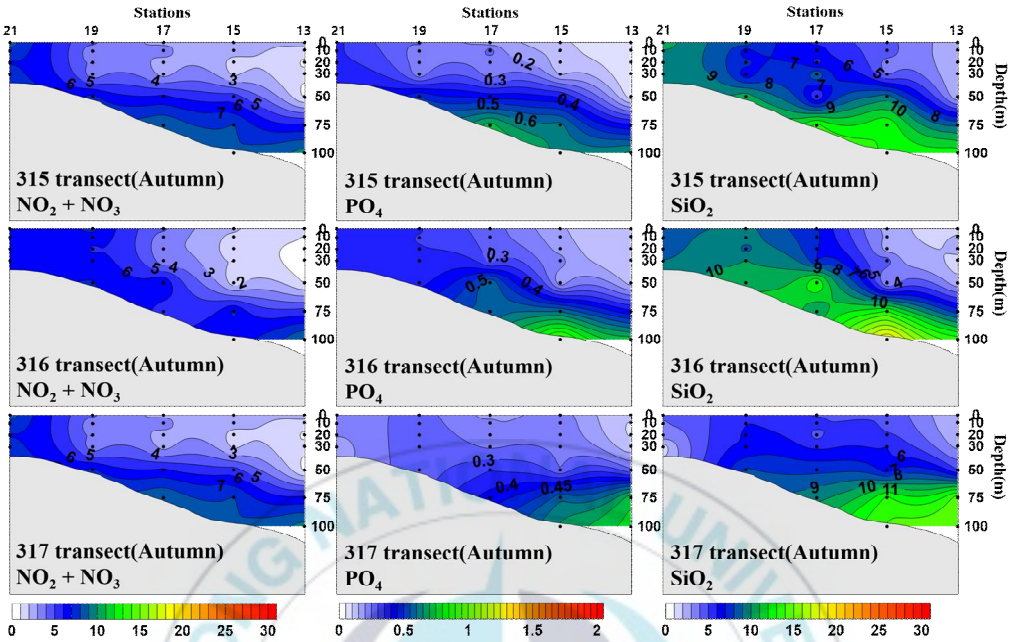

Fig. 3-11. Vertical distribution of averaged nitrate + nitrite (μM, left), averaged phosphate (μM, center) and averaged silicate (μM, right) in the northern East China Sea in autumn 2015-2017.

3.2. 동중국해 북부해역의 식물플랑크톤 분포

3.2.1. 식물플랑크톤의 현존량 및 우점종

동중국해 북부해역 식물플랑크톤의 공간 및 수직적 현존량은 Fig. 3-12, 3-13에 나타내었다. 동계 식물플랑크톤 현존량은 전체 평균 9,014 cells L^{-1}로 가장 남서쪽인 317선의 21정점에서 수심 평균 21,276 cells L^{-1}로 가장 높은 현존량을 나타내었고, 동쪽 해역인 317선의 15정점에서 수심평균 1,700 cells L^{-1}로 가장 낮은 현존량을 나타내어 공간적 차이가 나타났었다(Fig. 3-12). 수직적으로는 동계 전 조사 기간 동안 수괴의 활발한 수직혼합으로 표·저층간의 식물플랑크톤 현존량은 유사하게 나타났다(Fig. 3-13). 동중국해 북부해역에서 동계에 출현한 전체 식물플랑크톤의 현존량의 5 % 이상을 차지하여 출현한 우점종은 *Paralia sulcata*(평균 226,337 cells L^{-1}, 63.5%)로 동쪽해역 일부 정점을 제외하고 전 수심에서 우점하여 출현하였다. 이외 조사 시기에 따라 2016년에는 *Thalassiosira subtilis*(평균 13,800 cells L^{-1}, 5.0 %)가 2017년에는 *Chaetoceros* spp.(평균 22,050 cells L^{-1}, 7.3 %)와 *Thalassionema nitzschioides*(16,850 cells L^{-1}, 5.6 %)가 우점하여 출현하여 돌말류가 높은 우점율을 나타내었다(Table 3-1).

춘계 동중국해 북부해역에서 수심 평균 3,667 - 104,916 cells L^{-1}의 분포로 전체 평균 32,184 cells L^{-1}로 나타났으며, 서쪽 해역이 동쪽 해역에 비해 약 3배 이상 높은 현존량을 나타내었다(Fig. 3-12). 또한 춘계에는 약한 성층이 형성됨에 표층 혼합층에서 대부분의 정점들이 높은 현존량을 나타내었다. 정점에 따라 315선의 21정점 표층에서 133,288 cells L^{-1}로 가장 높은 현존량을 나타내었고, 316선의 13정점의 100 m 수심에서 1,512 cells L^{-1}로 가장 낮은 현존량을 나타내 정점 및 수심에 따라 차이를 나타내었다

(Fig. 3-13). 춘계 기간 출현한 최우점종은 10 ㎛ 이하 크기의 미소편모조류로 연평균 167,398 cells L^{-1}(15.8 %)로 전 정점에서 높은 현존량을 나타내었으며, 특히 315선의 서쪽해역에서 최대 현존량을 나타내었다. 이 외 우점종으로는 표층 혼합층에서는 *Thalassiosira* spp., *Chaetoceros curvisetus*와 부유성 돌말류인 *Skeletonema* spp.가 높은 현존량을 나타내고 저층에서 저서성 돌말류인 *P. sulcata*가 높은 현존량으로 나타나 수직적으로 출현 차이를 나타내었다(Table 3-1).

하계 동중국해 북부해역에서 식물플랑크톤 현존량은 수심 평균 14,413 - 135,006 cells L^{-1}의 분포로 전체 평균 48,578 cells L^{-1}로 조사 시기 중 가장 높은 현존량을 나타내고 있었으며, 평균 현존량은 동계에 비해 약 5배 높은 값을 보여 계절적 차이를 나타내었다(Fig. 3-12). 공간적으로 장강희석수의 영향을 받는 서쪽해역에서 외해수의 영향을 받는 동쪽해역에 비해 5배 이상 높은 현존량을 나타내 춘계와 유사한 분포 경향을 나타내었다. 하계 강한 성층이 형성됨에 따라 표층에서 수심 20 m까지 하계 전체 현존량의 90 % 이상이 출현하여 표층과 저층 간의 높은 현존량 차이를 나타내었다(Fig. 3-13). 하계 우점종은 10 ㎛ 이하의 미소편모조류로 연평균 917,789 cells L^{-1} (38.7 %)로 최우점종으로 나타났으며, 연안환경에서 출현하는 *Scrippsiella trochoidea*가 서쪽해역에서 높은 현존량을 보이며 하계에는 편모조류의 우점률이 높게 나타내었다. 이 외 조사 시기에 따라 2015년도에는 돌말류 *Guinardia flaccida*, *Thalassiosira* spp. *Pseudo-nitzschia* sp. *Cylindrotheca closterium*, *P. sulcata* 등과 와편모류 *Gymnodinium* spp. 등이 높은 우점율을 나타내었고, 16년도에는 와편모류 *G. flaccida*가 17년도에는 돌말류인 *C. lorenzianus*가 우점하며 시기별로 다양한 우점종들이 출현하였다(Table 3-1).

추계 동중국해 북부해역에서 수심에 따른 정점별 평균 식물플랑크톤 현

존량은 2,974 - 22,676 cells L^{-1}의 분포로 전체 평균 11,099 cells L^{-1}로 춘계와 하계에 비해 현존량이 현저히 감소하여 출현하였다(Fig. 3-12). 공간적으로 315선을 제외한 다른 정점에서는 서쪽해역에서 높은 현존량을 나타내며 동쪽으로 갈수록 감소하며 춘계와 하계와 유사한 분포 양상을 나타내었다. 식물플랑크톤의 수직 분포는 추계 성층이 소멸된 영향으로 인하여 대부분의 조사 정점에서 수심에 따른 차이는 나타나지 않았지만, 일부 동쪽 해역에서 표층 혼합층이 50 m 수심에서 약하게 형성되어 있어 표층혼합층에서는 유사한 현존량을 보이고 그 이하 수심에서 현존량이 낮아지는 분포를 보였다(Fig. 3-13). 추계 최우점종은 10 ㎛ 이하의 미소편모조류로 50 % 이상의 높은 우점율을 보이며 전 정점에서 출현하였다. 조사 시기에 따라 *Chaetoceros* 속, *Nitzschia* 속, *Thalassiosira* 속, *P. sulcata* 등이 우점하여 나타났다(Table 3-1).

동중국해 북부해역에서 식물플랑크톤의 출현은 동계를 제외한 전 계절에서 10 ㎛ 이하의 미소 편모조류가 높은 현존량을 나타내고 있었으며, 하계에는 *G. flaccida, Gymnodinium* spp. *S. trochoidea* 등의 편모조류의 현존량이 높은 반면, 그 외 계절에서는 돌말류가 높은 현존량을 나타내었다.

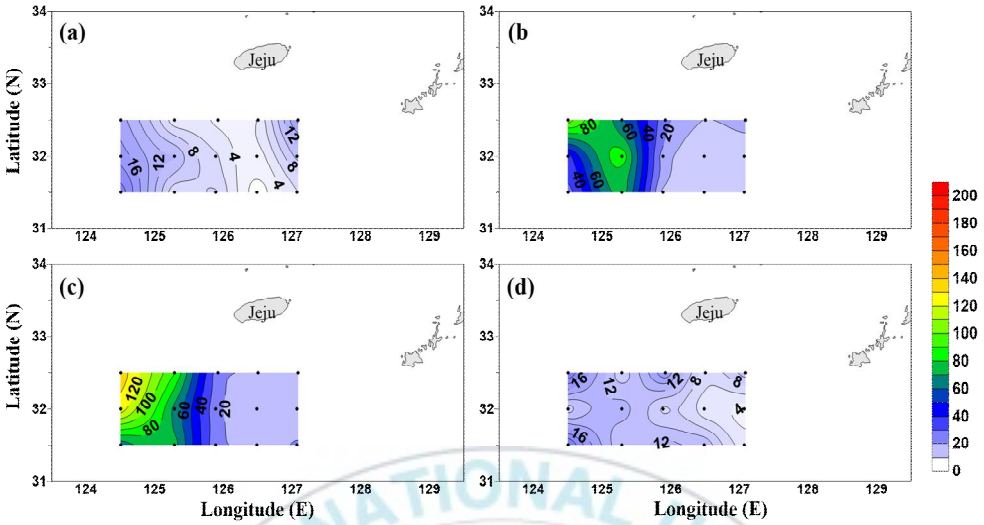

Fig. 3-12. Spatial distributions of depth-averaged phytoplankton abundance (× 10^3 cells L^{-1}) in the northern East China Sea in (a) winter, (b) spring, (c) summer and (d) autumn 2015-2017.

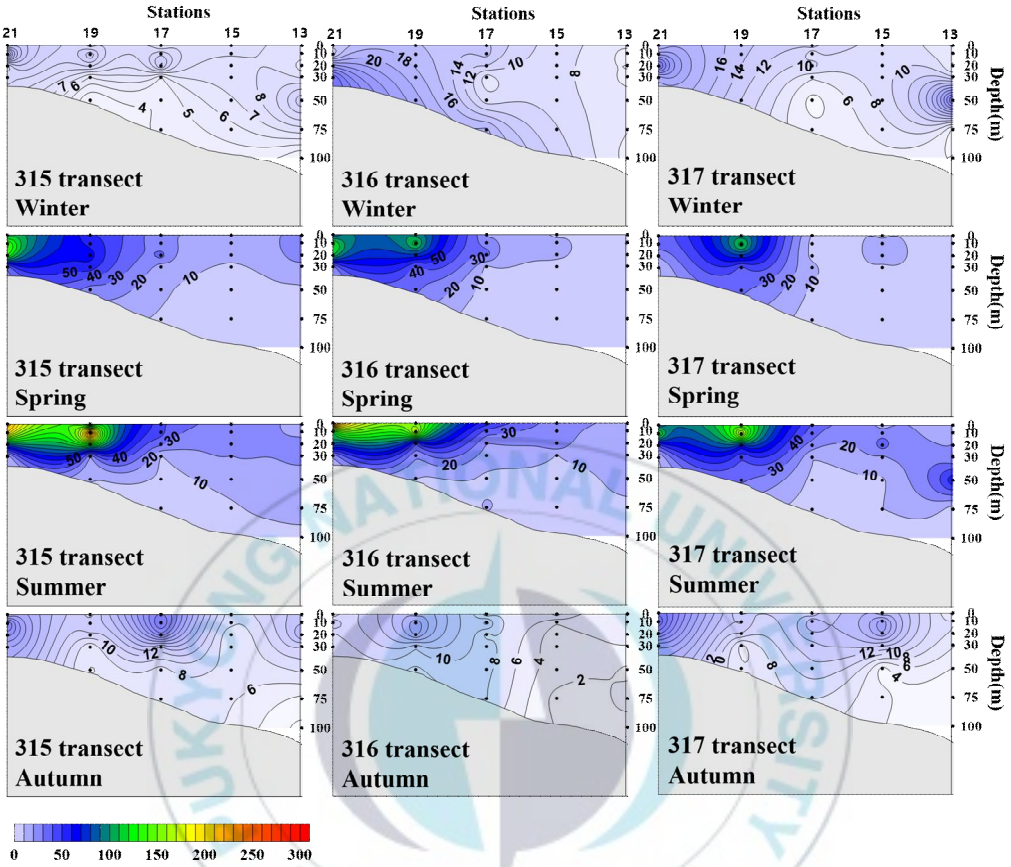

Fig. 3-13. Vertical distributions of phytoplankton abundance ($\times 10^3$ cells L^{-1}) in the northern East China Sea in 2015-2017.

Table 3-1. Dominant species abundance(× 10^3 cells L^{-1}) and dominance rate(%) the phytoplankton in the northern East China Sea in 2015-2017.

	2015	2016	2017
Winter	*Paralia sulcata*(380, 77.0%)	*Paralia sulcate*(158, 57.5%) *Thalassiosira subtilis* (13.8, 5.0%)	*Paralia sulcata*(142, 46.9%) *Chaetoceros* spp.(22, 7.3%) *Thalassionema nitzschioides*(17, 5.6%)
Spring	*Chaetoceros curvisetus*(302, 19.2%) *Thalassiosira* spp.(267, 17.0%) nanoflagellates(< 10μm) (208, 13.2%)	*Chaetoceros* spp.(137, 11.7%) *Skeletonema* spp.(128, 11.0%) nanoflagellates(< 10μm) (123, 10.5%)	nanoflagellates(< 10μm) (183, 43.5%) *Chaetoceros* spp.(68, 16.2%) *Skeletonema* spp.(31, 7.4%)
Summer	nanoflagellates(< 10μm) (946, 26.9%) *Scrippsiella trochoidea*(279, 7.9%) *Thalassiosira* spp.(275, 7.8%)	nanoflagellates(< 10μm) (833, 50.5%) *Scrippsiella trochoidea*(251, 15.2%) *Guinardia flaccida*(155, 9.4%)	nanoflagellates(< 10μm) (974, 50.1%) *Chaetoceros lorenzianus*(278, 14.3%) *Diploneis* sp.(214, 11.0%)
Autumn	nanoflagellates(< 10μm) (502, 60.3%) *Nitzschia* sp.(89, 10.7%) *Thalassiosira* sp(57, 6.8%)	nanoflagellates(< 10μm) (190, 66.0%) *Paralia sulcate*(30, 10.3%)	nanoflagellates(< 10μm)(181, 36.0%) *Chaetoceros curvisetus*(34, 6.8%) *Nitzschia* sp.(25, 5.0%)

3.2.2. 엽록소 - *a* 농도의 크기구조

동계 동중국해 북부해역 표층에서 전체 엽록소-*a* 중・소형 엽록소-*a*(Micro size, > 20 ㎛)의 연평균 기여율은 19.2 %를 차지하였다. 미소형 엽록소-*a*(Nano size, 3㎛ - 20 ㎛)의 연평균 기여율은 29.8 %를, 초미소형엽록소-*a*(Pico size, 3 ㎛)의 연평균 기여율은 51.0 %를 차지하였다(Table 3-1). 공간적으로 엽록소-*a* 농도의 기여율은 동쪽에서 서쪽해역으로 갈수록 미소형 엽록소-*a*의 기여율은 증가하였고 초미소형 엽록소-*a*의 기여율은 감소하는 것으로 나타나 해역에 따라 차이를 보였다. 반면 소형 엽록소-*a*는 정점에 따라 기여율을 달리하며 뚜렷한 분포 경향을 나타내지 않았다. 엽록소-*a* 농도의 크기에 따른 기여율의 수직적 분포는 정점에 따라 차이는 보이지만 대체적으로 동계에는 수괴의 활발한 수직 혼합으로 인하여 표・저층 간 차이는 크지 않았다.

춘계 동중국해 북부해역 표층에서 엽록소-*a* 농도의 크기구조는 초미소형 엽록소-*a* 농도가 연평균 57.7 %로 높은 기여율을 나타내었다(Table 3-2). 공간적으로 서쪽해역인 317선의 19 정점에서 소형 엽록소-*a*의 농도가 연평균 기여율 39.7 %로 가장 높았으며, 초미소형 엽록소-*a* 농도는 연평균 기여율이 39.1 %로 가장 낮아 춘계 서쪽해역에서 비교적 큰 크기의 돌말류 식물플랑크톤 현존량 증가를 반영하고 있었다. 반면 동쪽 해역인 316선의 15 정점에서는 초미소 엽록소-*a*의 연평균 기여율은 79.4 %로 가장 높게 나타나 공간적으로 서로 상반된 결과를 나타내었다. 수직적 분포는 수심 100 m에서 소형과 미소형 엽록소-*a* 연평균 기여율은 각각 27.8 %와 22.1 %로 가장 높았으며 표층에서는 17.2 %와 20.2 %로 가장 낮게 나타나 수심이 깊어질수록 기여율이 증가하는 반면, 초미소 엽록소-*a*의 연평균 기여율은 표층에서 62.5 %로 가장 높았으며, 수심 100 m에서 46.7 %

로 가장 낮게 나타나 수심이 깊어질수록 낮아지는 반대의 경향을 나타내었다.

하계 소형, 미소형, 초미소형 엽록소-a 농도의 연평균 기여율은 각각 22.8 %, 17.2 %와 60.0 %를 차지하여 춘계에 비해 소형은 증가하였고, 미소형은 감소하였다(Table 3-3). 공간적으로 소형과 초미소형 엽록소-a의 연평균 기여율은 서쪽해역에서 각각 9.9 %, 74.1 % 이였으며, 동쪽해역에서는 30.8 %, 50.3 %로 나타나 공간적으로 기여율 차이가 크게 나타났으며 소형의 엽록소-a 기여율은 하계 가장 높게 나타났다. 수직적으로 소형 엽록소-a 연평균 기여율은 수심 20 m에서 28.0 %로 가장 높게 나타나며 성층이 형성된 수심에서 높은 기여율을 나타내었으며, 표층 혼합층 내에서 연평균 기여율은 20 % 이상으로 높게 나타났다. 미소형 엽록소-a 농도의 기여율은 표층에서 저층으로 갈수록 증가하는 반면 초미소 엽록소-a 농도 기여율은 표층에서 저층으로 갈수록 감소하여 서로 상반되는 결과를 나타내었다.

추계 동중국해 북부해역 표층에서 엽록소-a 농도의 크기구조는 소형, 미소형과 초미소형 농도에 대한 연평균 기여율은 각각 18.6 %, 40.3 %과 41.0 %로 나타나 계절적으로 추계에 초미소 엽록소-a 농도의 기여율이 가장 낮게 나타났으며, 미소형 엽록소-a 농도는 가장 높게 나타났었다(Table 3-4). 정점에 따른 소형, 미소형과 초미소형 엽록소-a 농도의 연평균 기여율은 각각 17.1 %, 44.2 %와 38.7 %로 나타났으며 수심에 따라 차이는 나타나지 않았다. 그러나 동쪽해역(각 선의 13정점)의 수심 100 m에서 미소형 엽록소-a 농도의 연평균 기여율은 66.1 % 크게 증가하였으며, 초미소형 엽록소-a 농도의 연평균 기여율은 18.3 %로 크게 감소하여 나타났다.

Table 3-2. Vertical variation of Chl-*a* size composition in the northern East China Sea in winter 2016-2017.

315 Line		Chl-*a* size composition(%)			316 Line		Chl-*a* size composition(%)			317 Line		Chl-*a* size composition(%)		
St.	depth(m)	M	N	P	St.	depth(m)	M	N	P	St.	depth(m)	M	N	P
13	0	47.3	9.8	42.9	13	0	6.8	11.2	82.0	13	0	34.5	13.3	52.2
	10	69.1	10.6	20.3		10	12.6	13.4	74.0		10	33.4	12.0	54.6
	20	8.8	12.3	78.9		20	5.8	14.5	79.7		20	15.4	13.6	71.1
	30	21.5	10.4	68.1		30	16.1	16.0	68.0		30	25.5	15.7	58.8
	50	21.4	11.7	66.9		50	18.6	17.9	63.5		50	12.3	19.2	68.5
	75	20.0	10.3	69.6		75	18.5	14.0	67.4		75	9.8	19.7	70.6
	100	25.8	12.6	61.7		100	17.1	15.3	67.6		100	24.3	15.3	60.4
15	0	9.5	24.0	66.4	15	0	4.5	36.8	58.8	15	0	27.8	20.9	51.3
	10	7.9	33.6	58.5		10	16.3	32.5	51.2		10	30.4	30.4	39.1
	20	15.2	28.9	55.9		20	6.9	34.6	58.4		20	7.5	33.7	58.9
	30	12.7	26.7	60.7		30	31.5	28.8	39.8		30	12.3	31.4	56.4
	50	0.6	31.4	68.0		50	18.7	30.2	51.1		50	10.7	31.1	58.2
	75	4.2	34.6	61.3		75	7.7	36.4	55.9		75	9.9	36.7	53.4
	100	1.0	33.4	65.6		100	1.4	55.3	43.3					
17	0	40.9	17.0	42.1	17	0	10.7	25.0	64.3	17	0	39.1	22.6	38.3
	10	22.4	18.9	58.7		10	7.8	23.8	68.4		10	8.0	26.0	66.0
	20	17.2	19.3	63.6		20	13.4	26.6	60.0		20	32.0	23.7	44.3
	30	19.1	16.8	64.1		30	6.9	37.3	55.8		30	34.0	20.9	45.1
	50	18.1	20.6	61.3		50	18.6	36.9	44.5		50	33.3	35.0	31.6
	75	35.5	19.7	44.9		75	29.2	1.1	69.7					
19	0	6.0	40.6	53.4	19	0	9.3	56.0	34.7	19	0	5.9	37.8	56.3
	10	5.7	37.2	57.0		10	13.7	53.6	32.7		10	8.6	38.8	52.6
	20	7.7	40.9	51.4		20	17.3	64.3	18.5		20	31.0	46.9	22.1
	30	49.6	44.1	6.3		30	15.1	49.6	35.3		30	8.0	72.9	19.1
	50	12.1	69.6	18.3		50	7.1	80.8	12.1		50	28.6	69.5	1.9
21	0	16.2	33.1	50.7	21	0	22.4	36.9	40.7	21	0	33.1	30.6	36.2
	10	24.6	35.3	40.1		10	20.6	33.2	46.2		10	33.9	27.0	39.0
	20	19.9	38.7	41.4		20	28.3	36.5	35.2		20	34.6	28.6	36.8
	30	35.7	29.9	34.4		30	10.6	43.0	46.4		30	35.6	28.6	35.8
	Mean	20.5	26.6	52.8		Mean	14.3	33.2	52.6		Mean	22.9	29.7	47.4

Abbreviations: M, Micro size(> 20 ㎛); N, Nano size(3 ㎛ - 20 ㎛) ; P, Pico size(< 3㎛)

Table 3-3. Vertical variation of Chl-*a* size composition in the northern East China Sea in spring 2016-2017.

315 Line		Chl-*a* size composition(%)			316 Line		Chl-*a* size composition(%)			317 Line		Chl-*a* size composition(%)		
St.	depth(m)	M	N	P	St.	depth(m)	M	N	P	St.	depth(m)	M	N	P
13	0	25.7	17.9	56.3	13	0	21.1	27.1	51.8	13	0	6.4	38.3	55.3
	10	17.3	11.6	71.2		10	10.8	23.2	65.9		10	5.3	34.3	60.5
	20	14.4	17.8	67.8		20	11.6	26.9	61.5		20	4.9	21.6	73.4
	30	22.3	17.0	60.7		30	12.5	21.8	65.7		30	4.0	17.4	78.6
	50	33.5	15.6	50.8		50	16.7	19.0	64.3		50	22.5	17.3	60.2
	75	19.4	41.2	39.4		75	13.4	25.9	60.7		75	12.9	24.7	62.4
	100	27.9	29.0	43.2		100	35.8	29.1	35.1		100	19.2	24.9	56.0
15	0	20.5	13.0	66.5	15	0	9.1	14.7	76.2	15	0	9.3	17.6	73.2
	10	19.6	23.5	56.9		10	35.3	8.2	56.5		10	6.7	18.1	75.2
	20	22.1	28.5	49.4		20	30.3	12.5	57.1		20	3.3	19.9	76.8
	30	19.5	17.2	63.3		30	10.6	10.0	79.4		30	14.6	16.9	68.5
	50	21.2	6.4	72.5		50	20.8	19.8	59.4		50	13.5	25.5	61.0
	75	58.2	9.2	32.6		75	10.5	17.0	72.5		75	31.5	22.0	46.6
	100	32.1	21.8	46.2		100	23.9	23.2	53.0					
17	0	14.6	10.6	74.7	17	0	11.8	24.7	63.5	17	0	13.0	14.7	72.2
	10	4.2	15.7	80.1		10	12.2	25.0	62.8		10	15.5	11.1	73.4
	20	9.7	16.8	73.5		20	8.8	35.5	55.7		20	30.9	16.4	52.7
	30	13.3	9.7	77.0		30	11.1	23.2	65.7		30	27.4	21.3	51.3
	50	17.9	19.1	63.0		50	33.5	22.5	44.0		50	43.9	30.5	25.6
	75	30.9	28.4	40.7		75	34.3	25.5	40.2					
19	0	6.9	23.3	69.8	19	0	17.4	15.0	67.6	19	0	39.7	21.2	39.1
	10	5.8	28.6	65.6		10	17.8	18.3	63.9		10	36.9	28.2	34.8
	20	26.1	29.6	44.3		20	5.9	15.8	78.2		20	18.1	26.5	55.4
	30	27.8	29.2	43.0		30	32.6	40.4	27.0		30	31.1	20.6	48.3
	50	21.7	43.0	35.3		50	20.4	29.0	50.6		50	24.2	27.6	48.2
21	0	22.2	20.8	57.0	21	0	15.5	29.5	55.0	21	0	25.3	15.0	59.8
	10	38.7	19.8	41.6		10	34.4	21.7	44.0		10	20.8	13.2	66.0
	20	8.0	15.6	76.4		20	48.8	17.7	33.5		20	15.8	11.0	73.3
	30	32.7	36.2	31.1		30	46.3	19.2	34.5		30	25.4	13.6	61.0
	Mean	21.9	21.2	56.9		Mean	21.1	22.1	56.7		Mean	19.3	21.1	59.6

Abbreviations: M, Micro size(> 20 ㎛); N, Nano size(3 ㎛ - 20 ㎛) ; P, Pico size(< 3㎛)

Table 3-4. Vertical variation of Chl-*a* size composition in the northern East China Sea in summer 2016-2017.

315 Line		Chl-*a* size composition(%)			316 Line		Chl-*a* size composition(%)			317 Line		Chl-*a* size composition(%)		
St.	depth(m)	M	N	P	St.	depth(m)	M	N	P	St.	depth(m)	M	N	P
13	0	9.6	16.9	73.4	13	0	7.7	7.0	85.3	13	0	15.3	14.6	70.1
	10	15.0	13.9	71.1		10	7.2	7.2	85.6		10	14.7	15.3	70.0
	20	7.6	16.0	76.4		20	7.9	18.5	73.6		20	21.4	16.9	61.7
	30	17.2	10.4	72.4		30	10.4	16.7	72.9		30	14.6	20.9	64.5
	50	7.4	17.1	75.5		50	4.7	12.2	83.1		50	25.7	25.6	48.7
	75	18.5	32.9	48.6		75	9.5	20.0	70.5		75	26.5	26.3	47.2
	100	20.6	50.4	28.9		100	21.9	39.6	38.6		100	30.8	36.3	32.9
15	0	9.3	20.8	69.9	15	0	9.8	19.5	70.7	15	0	7.6	17.2	75.2
	10	15.6	31.8	52.6		10	8.0	21.8	70.2		10	11.9	13.2	74.9
	20	8.2	15.6	76.2		20	5.3	23.4	71.4		20	29.2	17.6	53.2
	30	6.0	21.7	72.3		30	31.2	30.9	37.9		30	31.6	24.0	44.4
	50	20.2	20.8	59.0		50	13.6	59.3	27.1		50	12.6	46.1	41.3
	75	15.8	28.6	55.6		75	12.1	74.7	13.3		75	20.0	48.6	31.4
	100	14.5	51.9	33.6		100	18.7	68.0	13.3					
17	0	9.4	22.1	68.5	17	0	46.9	15.7	37.4	17	0	41.9	10.4	47.6
	10	28.9	17.4	53.7		10	27.6	17.9	54.5		10	21.3	21.0	57.7
	20	9.6	32.2	58.2		20	15.7	23.4	60.9		20	55.7	17.7	26.6
	30	10.1	41.3	48.6		30	34.1	25.2	40.7		30	49.8	18.9	31.3
	50	11.6	49.7	38.6		50	16.2	63.1	20.6		50	16.6	53.7	29.7
	75	29.4	59.8	10.7		75	15.7	65.1	19.1					
19	0	32.6	19.9	47.5	19	0	24.8	26.8	48.5	19	0	38.5	11.9	49.6
	10	40.7	22.1	37.2		10	18.6	21.5	59.9		10	19.1	13.2	67.7
	20	50.7	25.6	23.7		20	12.9	25.9	61.2		20	22.1	22.0	56.0
	30	13.7	43.6	42.6		30	15.0	53.6	31.4		30	35.0	38.0	26.9
	50	19.9	51.3	28.7		50	9.9	63.0	27.0		50	24.8	48.9	26.3
21	0	9.3	20.3	70.4	21	0	55.8	19.8	24.4	21	0	24.0	14.5	61.5
	10	37.7	26.0	36.3		10	44.6	16.1	39.3		10	47.7	9.5	42.7
	20	42.6	31.1	26.3		20	70.1	11.7	18.2		20	60.9	15.1	24.1
	30	37.5	31.4	31.1		30	28.4	37.3	34.3		30	61.4	14.7	23.8
	Mean	19.6	29.1	51.3		Mean	20.8	31.2	48.0		Mean	28.9	23.4	47.7

Abbreviations: M, Micro size(> 20 ㎛); N, Nano size(3 ㎛ - 20 ㎛) ; P, Pico size(< 3㎛)

Table 3-5. Vertical variation of Chl-*a* size composition in the northern East China Sea in autumn 2016-2017.

315 Line		Chl-*a* size composition(%)			316 Line		Chl-*a* size composition(%)			317 Line		Chl-*a* size composition(%)		
St.	depth(m)	M	N	P	St.	depth(m)	M	N	P	St.	depth(m)	M	N	P
13	0	9.5	51.2	39.3	13	0	16.9	37.6	45.5	13	0	23.9	49.6	26.5
	10	14.4	44.4	41.2		10	11.8	36.2	51.9		10	16.3	49.4	34.3
	20	16.4	41.5	42.1		20	14.1	37.2	48.7		20	11.6	43.7	44.7
	30	15.4	43.0	41.6		30	31.5	34.3	34.2		30	5.6	49.0	45.5
	50	8.6	41.4	50.0		50	4.9	44.4	50.7		50	22.4	36.6	41.0
	75	13.2	54.6	32.2		75	12.8	50.3	37.0		75	22.9	42.1	35.0
	100	6.1	79.8	14.1		100	13.0	61.2	25.8		100	24.3	52.1	23.5
15	0	17.7	23.7	58.5	15	0	19.9	10.5	69.7	15	0	14.4	42.6	43.0
	10	24.5	30.8	44.7		10	14.7	50.8	34.4		10	11.9	39.3	48.8
	20	26.7	25.0	48.2		20	42.3	27.0	30.7		20	12.5	38.2	49.3
	30	43.6	23.5	32.9		30	10.1	37.0	52.9		30	15.1	41.4	43.5
	50	25.0	28.5	46.5		50	24.2	36.5	39.4		50	9.5	38.0	52.5
	75	2.2	33.5	64.3		75	11.6	37.8	50.6		75	10.6	40.4	49.1
	100	17.7	62.9	19.4		100	16.9	74.4	8.8					
17	0	2.0	55.2	42.8	17	0	24.2	41.4	34.5	17	0	27.6	46.1	26.3
	10	25.3	31.9	42.8		10	33.7	39.6	26.8		10	19.7	41.9	38.5
	20	10.2	38.4	51.4		20	17.6	45.1	37.3		20	16.0	40.1	43.9
	30	4.6	26.6	68.8		30	12.1	57.6	30.3		30	39.2	42.0	18.8
	50	13.0	33.7	53.3		50	10.3	54.8	34.9		50	19.3	38.8	41.9
	75	16.9	37.6	45.5		75	17.3	27.2	55.4					
19	0	6.6	55.6	37.8	19	0	4.9	64.5	30.6	19	0	17.9	41.4	40.7
	10	3.2	62.8	34.0		10	11.0	56.4	32.6		10	8.1	60.3	31.5
	20	14.6	51.4	34.0		20	9.5	55.0	35.5		20	16.9	42.2	40.9
	30	12.5	49.6	37.8		30	8.5	63.8	27.7		30	12.6	36.1	51.3
	50	15.8	52.4	31.7		50	7.4	48.3	44.3		50	15.1	54.0	30.9
21	0	11.8	52.8	35.3	21	0	31.9	12.0	56.1	21	0	50.5	20.7	28.8
	10	11.1	63.9	25.0		10	32.5	11.0	56.5		10	37.5	16.9	45.6
	20	10.1	50.1	39.9		20	25.3	35.5	39.2		20	48.4	18.3	33.4
	30	16.2	41.4	42.4		30	10.2	20.5	69.3		30	50.7	19.0	30.3
	Mean	14.3	44.4	41.3		Mean	17.3	41.7	41.1		Mean	21.5	40.0	38.5

Abbreviations: M, Micro size(> 20 ㎛); N, Nano size(3 ㎛ - 20 ㎛) ; P, Pico size(< 3㎛)

3.2.3. 계절별 식물플랑크톤 크기구조와 환경 요인과의 관계

동중국해 북부해역에서 계절에 따른 식물플랑크톤의 크기 구조와 환경 요인과의 관계를 알아보기 위하여 상관 분석을 실시하였다(Table. 3-5). 동계 상관 분석 결과 식물플랑크톤의 소형과 초미소형은 질산염 + 아질산염에 대한 상관 계수가 각각 -0.247 ($P<0.01$)과 -0.447 ($P<0.01$)로 음의 상관관계를 나타내었다. 반면 미소형은 질산염 + 아질산염과 상관계수 0.540 ($P<0.01$)를 보여 양의 상관관계를 염분과는 음의 상관관계(-0.368, $P<0.01$)를 나타내 서쪽해역에서의 높은 기여율을 반영하고 있었다.

춘계 상관 분석 결과 소형은 인산염과 상관 계수 0.209 ($P<0.01$), 규산염과 0.201 ($P<0.01$)로 양의 상관관계를 나타내었으며, 미소형은 질산염 + 아질산염과 상관 계수 0.234 ($P<0.01$)로 양의 상관관계를 나타내 소형과 미소형은 영양염이 높은 해역에서 높은 기여율을 나타낸 결과를 반영하고 있었다. 반면 초미소형은 질산염 + 아질산염, 인산염 및 규산염과 음의 상관관계(-0.291, -0.296, -0.286; $P<0.01$)를 나타내 영양염이 낮은 표층 혼합층에서 높은 기여율에 대한 결과를 반영하고 있었다.

하계 상관 분석 결과 소형은 질산염 + 아질산염과 규산염에 대한 상관계수는 각각 0.226, 0.213($P<0.01$)로 양의 상관관계를 나타내었다. 또한 미소형은 질산염 + 아질산염, 인산염 및 규산염과 양의 상관관계(0.193($P<0.05$), 0.532, 0.441; $P<0.01$)를 나타내었고, 수온과는 음의 상관관계(-0.621, $P<0.01$)를 염분과는 양의 상관관계(0.224, $P<0.01$)를 나타내 하계 저층에서 높은 기여율을 나타낸 결과를 반영하고 있었다. 반면 미소형은 질산염 + 아질산염, 인산염과 규산염과 음의 상관관계(-0.348, -0.470, -0.494; $P<0.01$)를 나타냈으며, 수온과는 상관 계수 0.491($P<0.01$)로 양의 상관관계를 나타내 수온이 높고 영양염류가 낮은 표층 혼합층에서의 높은

기여율을 반영하며, 춘계와 유사한 경향을 나타내었다.

추계에는 미소형이 인산염과 규산염에 대해 낮은 상관 계수(0.180, 0.186; P<0.05)를 나타내었고, 소형과 초미소형은 환경 요인과는 뚜렷한 상관관계를 나타내지 않았다.

Table 3-6. Spearman rank correlation coefficients among environmental and Chl-*a* size fraction factors in the northern East China Sea in (a) winter, (b) spring, (c) summer and (d) autumn 2016-2017. (*p<0.05, **p<0.01).

(a)

	Tem.	Sal.	NO_2 + NO_3	PO_4	SiO_2	Chl-a^M	Chl-a^N
Sal.	0.886**						
NO_2 + NO_3	−0.339**	−0.281**					
PO_4	−0.357**	−0.487**	0.278**				
SiO_2	−0.614**	−0.717**	0.354**	0.774**			
Chl-a^M	0.034	−0.140	−0.247**	0.139	0.043		
Chl-a^N	−0.607**	−0.368**	0.540**	−0.200	0.124	−0.371**	
Chl-a^P	0.470**	0.396**	−0.447**	0.114	−0.130	−0.212*	−0.727**

(b)

	Tem.	Sal.	NO_2 + NO_3	PO_4	SiO_2	Chl-a^M	Chl-a^N
Sal.	−0.274**						
NO_2 + NO_3	−0.428**	0.424**					
PO_4	−0.617**	0.609**	0.713**				
SiO_2	−0.595**	0.196*	0.574**	0.562**			
Chl-a^M	−0.256**	0.073	0.149	0.209**	0.201*		
Chl-a^N	−0.028	−0.032	0.234**	0.108	0.093	−0.274**	
Chl-a^P	0.286**	−0.046	−0.291**	−0.296**	−0.286**	−0.694**	−0.396**

(continue)

(c)

	Tem.	Sal.	NO_2 + NO_3	PO_4	SiO_2	Chl-a^M	Chl-a^N
Sal.	−0.289**						
NO_2 + NO_3	−0.546**	0.083					
PO_4	−0.696**	0.605**	0.434**				
SiO_2	−0.724**	0.276**	0.586**	0.760**			
Chl-a^M	−0.049	−0.089	0.226**	0.096	0.213**		
Chl-a^N	−0.621**	0.224**	0.193*	0.532**	0.441**	−0.204**	
Chl-a^P	0.491**	−0.073	−0.348**	−0.470**	−0.494**	−0.686**	−0.465**

(d)

	Tem.	Sal.	NO_2 + NO_3	PO_4	SiO_2	Chl-a^M	Chl-a^N
Sal.	−0.770						
NO_2 + NO_3	−0.597**	−0.100					
PO_4	−0.596**	−0.040	0.882**				
SiO_2	−0.726**	0.014	0.736**	0.778**			
Chl-a^M	−0.004	−0.105	−0.004	−0.001	−0.080		
Chl-a^N	0.087	−0.502**	0.117	0.180*	0.186*	−0.176*	
Chl-a^P	−0.059	0.506**	−0.013	−0.048	−0.015	−0.421**	−0.707**

Abbreviations: Tem, temperature; Sal, salinity, Chl-a^M, Micro size : a > 20㎛; Chl-a^N, Nano size : 20㎛ > a > 3㎛; Chl-a^P, Pico size : a > 3㎛.

4. 고찰

4.1. 식물플랑크톤 군집의 계절변동 양상

동중국해 북부해역은 계절에 따라 다양한 수괴의 영향을 받는 온대 수역으로 동계에는 강한 북서계절풍에 의한 수직혼합으로 혼합층을 형성하며, 하계에는 강한 일사량으로 인해 표층 수온이 증가하며, 중국으로부터 유입되는 저염수 등의 영향으로 뚜렷한 성층을 이루는 등 해양환경 변동이 심한 해역이다(Edmond *et al.* 1985; Guo an Zhang 1996). 동계에는 강한 북서계절풍의 영향으로 수직혼합이 활발해져 전 수층에서 고른 현존량을 나타내었고, 수심에 따른 우점종도 뚜렷한 차이를 나타내지 않았다. Asaoka (1980)와 Furuya *et al.*(1996)은 동중국해 식물플랑크톤 조성 연구에서 동계 전 수괴에서 *P. sulcata*가 최우점종으로 나타남을 보고하였으며 이번 조사 결과에서도 동계의 *P. sulcata*는 최우점종으로 나타나 기존 연구와 일치하고 있었다. Furuya *et al.*(1996)은 *P. sulcata*가 대륙붕 내측에서 높은 현존량을 나타내며 서쪽에서 흘러간 해수로 인하여 동중국해 중앙해역 표층에서도 발견 된다고 보고한 반면, Asaoka(1980)는 *P. sulcata*는 동중국해 중앙해역에서 분포가 제한된다고 하였다. 이번 조사에서는 전 정점에서 출현이 확인되었으며 비교적 수심이 낮은 서쪽 정점에서 높은 현존량을 나타내었다. 또한 황해에서도 중국 연근해뿐만 아니라 황해 중앙해역에서도 출현하며 동계에 황해 전 해역에서 흔하게 출현하였다. 따라서 비교적 수심이 낮고 수직혼합이 활발한 해역에서 저서성 돌말류인 *P. sulcata*는 동계에 흔하게 나타나는 종으로 판단되며, 춘계와 추계에는 저층에서 높은 현존량을 나타내어 저서성 돌말류의 특성을 잘 나타내고 있었다. 또한 우점종은 아니지만 난수성 혹은 열대성 돌말류로 구분(Xu et al. 1990; Guo

1991)된 *Chaetoceros atlanticus* V. *neapolianita*가 쿠로시오 수괴가 강하게 영향을 미친 동계와 추계 동쪽해역(각 선의 13, 15 정점) 중・저층에서 출현을 확인하여 쿠로시오수의 영향을 확인하였다.

동중국해 북부해역은 춘계와 하계 장강하구 인접 해역에서 빈번한 적조가 발생하였으며 1980년대는 돌말류인 *Skeletonema* 속이, 2000년대 초반에는 *Prorocentrum dentatum*, *P. donghaiense*, *Alexandrium* spp. 및 *Karenia mikimotoi* 등과 같은 편모류가 우점하며 적조를 발생시켰다(Chen *et al*. 2004; Li *et al*. 2007). Wu *et al*.(2000)은 동중국해 춘계연구에서 돌말류인 *Chaetoceros compressus, C. curvisetus*, *C. debilis*, 및 *Nitzschia pungens*가 우점함을 보고하였다. Youn *et al*.(2005)은 하계 동중국해 남서해역에서 장강희석수와 대륙연안수 또는 황해 저층수의 영향 해역에서 우점종은 돌말류인 *Pseudonitzschia pungens*와 *Chaetoceros lorenzianus*, 와 편모류인 *Gymnodinium* sp. *Ceratium fusus*가 우점하였으며, 장강희석수 영향해역에서는 *Gymnodinium breve*와 *Scrippsiella trochoidea*가 우점하였고, 고온・고염의 쿠로시오수 영향해역은 *S. trochoides*와 돌말류인 *Leptocylindrus danicus*가 우점하며 3개의 해역으로 구분하였다. 또한 Jiang *et al*.(2015)은 하계 장강희석수에 의해 영향을 받는 부영양화된 연안해역과 용승해역에서 돌말류 및 편모조류가 우점하며, 대만난류와 쿠로시오수에 영향을 받는 해역에서는 남조류인 cyanobacteria 및 *Cryptomonas* 속과 같은 작은 편모류가 우점하며 해역별 차이를 보고하였다. 그러나 이번 조사에서는 동계를 제외한 전 계절에서 10 ㎛ 이하의 미세편모조류가 15.8 - 53.8 %의 우점율을 보이며 최우점종으로 나타나 기존 연구에서의 돌말류와 편모류 중심의 식물플랑크톤 군집과는 차이를 나타내고 있었다. 또한 Youn *et al*.(2005)에 의하면 장강희석수와 쿠로시오수 영향해역에서 높은 현존량과 넓은 분포 범위를 나타낸 *S. trochoides*는 이번

조사에서는 서쪽해역(각 선의 19, 21 정점)에서 차 우점종으로 출현하였으며 장강희석수의 영향이 확장된 2015년과 2016년에는 높은 현존량을 나타내고 있었으나, 장강희석수의 영향력이 약했던 2017년에는 현존량이 현저히 감소하였으며 그 분포 범위 또한 감소하여 나타나 *S. trochoides*의 출현은 장강희석수의 영향을 크게 받는 것으로 나타났다. Jiang *et al.*(2014)은 1959 - 2009년 하계 장기 자료를 분석한 결과 기후변화와 삼협댐 건설로 인한 수문의 인위적 조절은 표층 수온상승, 부유물질 감소, 쿠로시오수 수송량의 증가와 대만난류수 및 장강희석수의 유입량 감소로 인하여 돌말류 중심에서 편모류 및 cyanobacteria 같은 고염종의 현존량이 점차 증가할 것을 예측하였다. 따라서 동중국해 북부해역에 영향을 미치는 각 수괴의 영향력 변화에 의한 물리·화학적 변화는 해양환경을 변화 시키며 최근 동중국해 북부해역의 식물플랑크톤 군집을 돌말류와 편모류 중심에서 미소편모류 군집 천이에 영향을 미친 것으로 판단된다.

4.2. 1998년과 2015-2017년 하계 동중국해 북부해역의 해양환경 및 식물플랑크톤 군집 비교

하계 동중국해 북부해역의 해양생태계는 서쪽 중국연안으로부터 유입되는 염분 31 이하의 장강희석수와 동쪽으로부터 유입되는 고온·고염의 쿠로시오수의 영향을 받고 있다. 동중국해로 유입되는 장강희석수의 평균 유출량은 9.24×10^{11} m^{-3} $year^{-1}$로써 5 - 10월간 유출량은 연간 유출량의 71.7% 차지한다.(Tian *et al.* 1999; Chai *et al.* 2009). 동중국해 북부해역에서 장강희석수는 DIN의 주요 공급원으로써 동중국해 북부해역의 생태계에 미치는 영향이 큰 것으로 보고하였다(Kim and Kim 2009). 1985 - 1998년까지 장강하구에서 DIN 농도는 약 2배 증가하였으며, 그 결과 장강 하구

에서 1980년대 후반 적조 발생 면적은 2,000 km^2에서 2000년대 초반 7,000 km^2 이상으로 확대 되었다(Chen et al. 2004; Li et al. 2007). 동중국해 북부해역에 영향을 미치고 있는 장강희석수는 2009년 장강 중·상류에 완공된 삼협댐으로 인하여 수송량이 인위적으로 조절됨에 따라 삼협댐 건설전(1961 – 2002년)에 비해 1차 물막이 공사 완료 후 2003 – 2009년간 장강희석수의 수송량은 9 – 18 % 감소하였으며, 부유물질은 최대 56 % 감소하였다(MLTMA 2009). 이러한 변화는 동중국해 북부해역의 해양 생태계 변화를 예상 할 수 있으며, Yanagi(2002)는 장강희석수 유출양의 감소로 인한 영양염 감소는 동해에까지 영향을 줄 것으로 예측하였다.

지구 온난화는 중위도 해역의 표층 수온 증가를 가속화하며 이로 인하여 강한 성층을 형성하였다. 이로 인해 저층으로 부터의 영양염 공급은 제한되어 표층혼합층에서의 식물플랑크톤 생물량은 감소할 수 있다(Doney 2003). 동중국해 북부해역은 하계 표층 수온의 증가와 함께 저층은 황해로부터 유입되는 저수온의 황해저층냉수가 유입되어 표·저층간의 큰 수온차로 인해 강한 성층을 형성한다. 또한 표층에서 수심 20 m 사이에서는 염분 31 이하의 저염분수가 영향을 미쳐 더욱 복잡한 수괴 구조를 형성한다. 따라서 동중국해 북부해역 동일 정점에서 수행된 1998년 8월 연구결과와 이번 2015 – 2017년 8월의 조사결과와의 비교를 통해 지구온난화로 인한 표층 수온 증가와 장강희석수의 인위적 조절이 동중국해 북부해역의 물리·화학적 요인에 미친 영향과 이로 인한 식물플랑크톤 군집 구조에 어떠한 영향을 미쳤는지 알아보고자 한다.

4.2.1. 해양환경 특성 비교

과거 동중국해 북부해역의 해양환경과 이번 조사의 결과를 비교하기 위

하여 1998년 8월에 조사된 정점(315선 및 316선 13, 15, 17 ,19, 21 정점)과 수심(표층, 20, 50 m, 저층)에 대하여 이번 조사 결과 중 동일 정점과 수심에 대해 환경 특성을 비교하였다(Table 3-6).

표층 수온은 1998년 8월 조사에서 높게 나타나 지구 온난화로 인한 표층 수온 상승 경향과는 다소 상반된 결과를 나타내었다(Behrenfeld *et al.* 2006; Min *et al.* 2010). 이는 본 조사 기간 중 풍속 14 m s^{-1} 이상의 강풍과 태풍의 영향으로 수괴의 수직혼합과 조사기간이 길어짐에 따라 정점 간 조사의 불연속으로 인한 결과로 판단된다. 실제 같은 시기 하계 표층 수온의 위성 자료 결과 1998년 8월 표층 수온보다 이번 조사 시기에 높게 나타났다. 그러나 Youn *et al.*(2015)의 동중국해 북부해역의 수괴 장기 변동(1995 - 2014년) 연구에서 황해저층냉수는 확대되는 반면 쿠로시오수는 감소하였고, 이러한 현상이 지속되면 동중국해 북부해역의 저층을 비롯한 표층까지 수온이 감소 할 것으로 예측되어 수온 변화에 대한 지속적인 연구가 필요 할 것으로 판단된다. 반면 염분은 표층과 수심평균 모두 이번 조사 시기에 높게 나타나 삼협댐 건설에 따른 장강희석수의 유출량이 감소한 것으로 판단된다.

영양염류 중 아질산염은 표층과 수심 평균 모두 1998년 8월이 높았으며, 질산염은 1998년 8월 표층에서 높았고, 수심평균은 이번 조사에서 높게 나타났다. 표층 인산염의 농도는 1998년 8월 평균 0.25 μM인 반면 이번 조사에서 평균 0.03 μM으로 나타나 인산염 농도의 차이가 크게 나타났다. 또한 표층 규산염은 1998년 8월 평균 9.69 μM로 나타났으며, 이번 조사에서는 평균 3.82 μM로 감소하여 나타나, 과거에 비해 표층 영양염류의 농도 감소폭은 크게 나타나고 있었다. 장강은 하계 동중국해 북부해역의 영양염류의 유입량에 상당 부분을 담당하고 있으며, 장강희석수 수송량 당 질산이온의 연간 flux는 105.1 × 10^{10} mol yr^{-1} Sv^{-1}, 인산이온은 1.8 × 10^{10} mol yr^{-1}

Sv^{-1} 및 규소이온은 304.1×10^{10} mol yr^{-1} Sv^{-1}로 질산에 비해 규산의 유출량이 많은 것으로 나타났었다(Chung *et al.* 2000). 반면 Kim and Kim(2009)은 라듐 동위원소를 이용한 장강희석수의 영양염 혼합비에 대한 연구에서 장강은 인산염이나 규산염에 비해 DIN의 주요 공급원으로 나타났으며, Wong *et al.*(1998)은 동중국해 해역의 표층은 외부로부터 유입된 질산염은 식물플랑크톤 성장에 기여하는 반면, 인에 의해 제한 될 수 있음을 보고하였다. 이번 표층 조사에서 질산염과 인산염은 1998년 8월에 비해 감소하여 나타났으며, 특히 인산염은 검출 한계까지 농도가 낮게 나타나고 있었다. 이로 인하여 1998년 8월 N:P 비의 수심평균은 7.36으로 동중국해 북부해역에서 식물플랑크톤 성장에 질소가 제한요소로 작용한 반면, 본 조사에서 N:P 비의 수심평균은 41.02로 인에 의해 제한 받는 것으로 나타나 서로 상반되는 결과를 나타내었다. 특히 1998년 표층 질산염 평균 농도는 2.51 μM, 인산염의 평균 농도는 0.25 μM로 식물플랑크톤 성장에 있어 질산염과 인산염의 농도는 성장 저해 요소로 작용하지 않는 농도로 나타났다. 반면 이번 조사에서는 표층 질산염 평균 농도는 1.80 μM, 인산염의 평균 농도는 0.03 μM으로 Dortch and Whitledge(1992)가 제시한 식물플랑크톤의 증식에 대한 인산염 제한농도인 0.2 μM 보다 현저히 낮은 농도를 나타내고 있어 인산염의 낮은 농도로 인하여 식물플랑크톤의 군집 구조에 영향을 미칠 것으로 판단된다.

Table 3-7. Comparison of environmental variables in the northern East China Sea between August 1998 (Oh 1999) and August 2015-2017 (this study).

		Aug- 98	Aug-15-17
Tem.	Surface	27.4 - 29.4 (28.7)	26.3 - 29.3 (27.7)
	Vertical	12.7 - 29.4 (20.1)	13.1 - 29.3 (21.7)
Sal.	Surface	26.7 - 29.7 (28.3)	28.5 - 32.8 (30.1)
	Vertical	26.7 - 34.7 (31.7)	28.5 - 34.6 (32.0)
NO_2 (μM)	Surface	007 - 0.36 (0.21)	0.01 - 0.07 (0.04)
	Vertical	0.07 - 0.57 (0.21)	0.01 - 0.31 (0.08)
NO_3 (μM)	Surface	1.26 - 3.54 (2.51)	0.36 - 3.49 (1.80)
	Vertical	0.87 - 3.84 (2.18)	0.22 - 10.84 (5.08)
PO_4 (μM)	Surface	0.16 - 0.45 (0.25)	0.01 - 0.05 (0.03)
	Vertical	0.16 - 1.03 (0.41)	0.01 - 0.88 (0.29)
SiO_2 (μM)	Surface	8.95 - 13.77 (9.69)	1.77 - 5.50 (3.82)
	Vertical	8.95 - 13.77 (9.77)	1.77 - 26.53 (10.23)
N:P	Surface	8.02 - 15.84 (11.56)	7.74 - 242.24 (84.48)
	Vertical	1.96 - 15.84 (7.36)	3.79 - 242.24 (41.02)
N:Si	Surface	0.16 - 0.39 (0.29)	0.10 - 1.00 (0.52)
	Vertical	0.14 - 0.41 (0.24)	0.07 - 1.00 (0.48)
Si:P	Surface	20.8 - 86.06 (44.2)	39.25 - 313.92 (150.39)
	Vertical	9.47 - 86.06 (31.02)	18.53 - 406.55 (89.18)

Abbreviations: Tem, temperature(℃); Sal, salinity; data = range(mean)

4.2.2. 식물플랑크톤 군집 구조 비교

1998년과 이번 조사에서 동중국해 북부해역 하계 식물플랑크톤 군집을 살펴보기 위하여 식물플랑크톤 현존량에 5 % 이상을 차지하는 우점종을 비교하였다(Table 3-7). 1998년 8월에는 대부분의 정점에서 돌말류가 50 % 이상의 높은 우점율을 나타내고 있었으며, 315선과 316선의 정점 13, 15와 17정점에서는 *Psedo-nitzschia pungens*가 20 - 27,200 cells L^{-1}의 분포 범위를 나타내며 최우점종으로 출현하였으며, 315선에 비해 316선에서 높은 현존량을 나타내었다. 중국에 인접한 315선의 19정점 수심 30 m에서 편모조류인 *P. dentatum*이 87,400 cells L^{-1}로 최우점종으로 출현하였으며 *P. minmum*은 19,000 cells L^{-1}로 높은 현존량을 나타내며 차우점종으로 출현하였다. 315선 21 정점에서는 *C. messanensis*가 1,023 cells L^{-1}로 316선의 21 정점에서는 *Skeletonema* spp.가 6,933 cells L^{-1}로 최우점종으로 출현하며 1998년에는 돌말류와 와편모조류 중심의 우점종 군집이 출현하였다. 반면 이번 조사에서는 서쪽 일부 정점을 제외하고 10 ㎛ 이하 크기의 미소형 편모류가 평균 34,363 - 125,932 cells L^{-1} 분포 범위를 나타내며 최우점종으로 출현하였다. *S. trochoidea*은 316선 19 정점에서 81,242 cells L^{-1}로, 316선 21 정점에서 73,076 cells L^{-1}로 최우점종을 출현하였으며, 이외 돌말류인 *C. lauderi, C. lorenzianus, Guinardia flaccidad*와 와편모류인 *Gymnodinium* spp.가 서쪽 해역에서 우점종으로 출현하였다. 따라서 동중국해 북부해역의 식물플랑크톤 군집 구조는 1998년에는 돌말류와 편모류 중심의 군집 구조에서 최근에는 미소형 편모류 중심의 군집구조로 우점종이 천이가 발생하며 다른 군집 구조 양상을 나타내었다. 이는 과거에 비해 영양염류의 감소에 따른 결과로 판단된다. 장강 하구로 유입되는 DIN의 농도는 1985 - 1998년까지 약 2배 증가 하였고, DIN의 flux는 1.3배 증가

하였다(Lin *et al.* 2005). 그 결과 1980년대 장강 하구 및 중국 연안해역에서 적조 발생면적은 2,000 km^2에서 2000년대에 발생 면적은 7,000 km^{-2} 이상으로 증가(Li *et al.* 2007)하였으며, 또한 발생 횟수가 21배 증가하는 원인으로 작용하였다. 반면 질산염 증가에 비해 인산염은 감소하였으며 이로 인해 적조 원인종은 돌말류(*Skeletonema* spp.) 중심에서 와편모류(*P. dentatum, Noctiluca scintillans, A. catenella, S. trochoide*)로 종 천이가 발생하였다(Chen *et al.* 2004; Li *et al.* 2007; Zhou *et al.* 2008). 이러한 장강 하구에서의 식물플랑크톤의 대량발생은 상당한 양의 인을 소모하게 되고 이로 인하여 과도한 질소에 비하여 인 결핍을 유도하였다(Chen *et al.* 2004; Wang *el al.* 2014). 동중국해에서 인산염의 감소는 1984년 돌말류의 비율을 약 85 %에서 2000년 약 60 %로 감소시키는 원인으로 작용하였다(Zhou *et al.* 2008). 이러한 결과는 동중국해뿐만 아니라 황해에서도 나타나, Lin *et al.*(2005)의 연구에서 황해의 표층 수온증가와 규산염 및 인산염 농도 감소로 인하여 돌말류의 현존량이 1980년대 비해 90년대에는 감소하는 것으로 보고하였다. 또한 Lee(2012)는 2008년 하계 황해 중앙해역 연구에서 인산염은 매우 낮은 농도를 나타내었으며, 식물플랑크톤 군집은 저층에서 *Navicula* 속, *Skeletonema* spp. 등 돌말류의 우점율이 20 % 이상이나 그 외 정점에서는 10 ㎛ 이하의 미소형 편모조류가 최우점종으로 나타나 인산염 제한에 의해 식물플랑크톤의 군집 구조의 천이를 보고하였다. Zhou *et al.*(2008)는 장강 하구 및 연안해역에서 인산염은 편모조류 보다 돌말류가 성장하는데 중요한 제한 요소로 작용함을 밝히기도 하였다.

따라서 1998년 하계에는 식물플랑크톤 성장에 충분한 영양염류 농도 환경으로 인하여 돌말류가 주요 우점 그룹으로 출현하였다. 반면 이번 조사에서는 질산염에 비해 인산염의 고갈로 인한 N:P 비는 최대 200 이상으로 나타났으며 특히 표층 인산염의 농도 평균은 0.03 μM로 나타나 식물플랑크

톤 성장에 제한 요소 농도인 0.2 μM 농도(Dortch and Whitledge 1992)보다 낮은 농도를 나타내었다. 따라서 인산염 농도 자체가 제한 요소로 작용 하여 상대적으로 크기가 큰 돌말류 보다는 상대적으로 영양염 요구량이 낮은 10 ㎛ 이하의 미소형 편모조류가 전 정점에서 우점 할 수 있었던 것으로 판단된다.

PUKYONG NATIONAL UNIVERSITY
부경대학교

Table 3-8. Comparison of dominant phytoplankton species in the northern East China Sea between summer 1998 and 2015-2017.

1998. 08			2015.- 2017. 08 (averaged dominant rate)		
station	Species mane	Dominant rate(%)	station	Species mane	Dominant rate(%)
32.5000E 127.0873N	*Pseudonitzschia pungens*	47.2	32.5000E 127.0873N	flagellates(<10 μm)	77.8
	Rhizosolenia stolterforthii	18.0			
	Guinardia flaccida	6.9			
32.5000E 126.5040N	*Pseudonitzschia pungens*	36.7	32.5000E 126.5040N	flagellates(<10 μm)	84.2
	Guinardia flaccida	32.4		*Guinardia flaccida*	11.4
	Cylindrotheca closterium	6.8			
	Chaetoceros didymus	3.7			
	Rhizosolenia stolterforthii	13.7			
32.5000E 125.9207N	*Pseudonitzschia pungens*	39.6	32.5000E 125.9207N	flagellates(<10 μm)	88.2
	Chaetoceros decipiens	17.2			
	Chaetoceros affine	10.0			
	Guinardia flaccida	8.9			
	Rhizosolenia stolterforthii	7.3			
32.5000E 125.2873N	*Prorocentrum dentatum*	78.2	32.5000E 125.2873N	flagellates(<10 μm)	65.1
	Prorocentrum minmum	17		*Chaetoceros lauderi*	5.0
	Dictyoch fibula var. *stapedia*	2.8			
32.5000E 124.5040N	*Chaetoceros messanensis*	19.0	32.5000E 124.5040N	flagellates(<10 μm)	49.0
	Prorocentrum dentatum	15.4		*Guinardia flaccida*	8.2
	Cylindrotheca closterium	12.8		*Rhizosolenia hebetata* f. *semispina*	6.0
	Chaetoceros affine	7.4		*Gymnodinium* spp.	5.5
	Pseudonitzschia pungens	6.8			

(continue)

	1998. 08			2015.- 2017. 08 (averaged dominant rate)	
station	Species mane	Dominant rate(%)	station	Species mane	Dominant rate(%)
32.0000E 127.0873N	*Pseudonitzschia pungens*	20.0	32.0000E 127.0873N	flagellates(<10 μm)	76.8
32.0000E 126.5040N	*Pseudonitzschia pungens*	56.5	32.0000E 126.5040N	flagellates(<10 μm)	96.1
	Pseudonitzschia delicatissima	21.7			
	Pseudonitzschia angularis	8.7			
32.0000E 125.9207N	*Pseudonitzschia pungens*	96.0	32.0000E 125.9207N	flagellates(<10 μm)	68.8
	Guinardia flaccida	1.5		*Pseudo-nitzschia* spp.	5.2
	Rhizosolenia stolterforthii	0.9			
32.0000E 125.2873N	*Pseudonitzschia pungens*	78.4	32.0000E 125.2873N	flagellates(<10 μm)	55.9
	Cylindrotheca closterium	5.0		*Chaetoceros lorenzianus*	5.1
	Guinardia flaccida	3.1			
	Rhizosolenia stolterforthii	3.0			
32.0000E 124.5040N	*Skeleonema costatum*	48.5	32.0000E 124.5040N	*Scrippsiella trochoidea*	22.6
	Pseudonitzschia pungens	19.9		flagellates(<10 μm)	16.0
	Pseudonitzschia seriata	16.5		*Thalassiosira* spp.	10.7
	Chaetoceros decipiens	3.6		*Pseudo-nitzschia* spp.	6.2

4.3. 동중국해 북부해역의 식물플랑크톤 크기 구조 변화

장강을 통한 담수를 유입은 동중국해 북부해역의 다량의 부유물질과 높은 농도의 질산염과 규산염을 공급하지만, 상대적으로 낮은 농도의 인산염을 공급한다(Edmond *et al*. 1985; Chung *et al*. 2000). 그러나 2009년 완공된 삼협댐에 의해 수문이 인위적으로 조절됨으로써 장강희석수의 유출량은 감소하여 영양염 유입량은 감소하였으며 특히 규산염 농도 감소가 크게 나타났다(MLTMA 2009). Li *et al*.(2009)은 삼협댐 건설 및 중국 산업화로 인해 영양염 농도 및 영양염 비의 변화가 동중국해 연안에서 2000년대 적조의 발생 빈도를 급격히 증가시켰으며, 적조 원인종 또한 1980년대 돌말류인 *Skeletomema* 속에서 와편모류인 *Prorocentrum dentatum*으로 변화하고 있다고 밝혔다. 인산염의 주요 유입원인 쿠로시오수는 동중국해의 대륙사면을 따라 이동하면서 대륙사면과 상호작용을 통해 동중국해에 영양염을 전달하는 역할을 한다. 그러나 쿠로시오수의 세기 정도에 따라 영양염의 유입량은 달라진다. Youn *et al*.(2015)의 동중국해 북부해역에서의 수괴의 영향력 변화를 살펴보면 동중국해 북부해역에서 쿠로시오수의 영향력은 감소하여 인산염 유입량이 감소하는 경향을 나타내었다. 이러한 영양염의 감소와 이에 따른 영양염비의 변화는 동중국해 북부해역에서 식물플랑크토의 군집 구조 및 크기 구조에 영향을 미칠 것으로 판단된다.

지중해 해역에서 위성 자료 분석과 실제 관측을 통한 엽록소-*a*의 크기별 분석결과 2 ㎛ 이하의 초미소식물플랑크톤은 계절에 따라 31 - 92 % 평균 기여율을 나타내었다. 이러한 초미소식물플랑크톤의 높은 기여율은 표층의 낮은 질소와 인이 기여하였으며(Magazzu and Decembrini 1995; Uitz *et al*. 2012), Agawin *et al*.(2000)은 지중해 Blanes Bay에서 초미소식물플랑크톤의 엽록소-*a* 농도의 기여율은 50 % 이상으로 고수온(> 26℃)

과 영양염 결핍(NO_2 + NO_3 < 1 ㎛)이 주된 원인으로 보고하였다. 또한 영양염 농도가 낮을 경우 세포 크기가 작을수록 단위 부피당 표면적이 넓어져 세포 표면을 통한 영양염 교환을 빠르게 할 수 있기 때문에 소형 식물플랑크톤이 우점 할 수 있는 것으로 보고하였다(Raven 1998; Litchman *et al*. 2007; Longhurst 2010). 우리나라 주변해역인 동해의 하계 조사에서는 초미소형 Chl-*a*는 35 - 63 % 기여율 분포를 나타내었고(Kwak *et al*. 2014; Lee *et al*. 2017), 황해 동부해역의 표층에서는 20 ㎛ 이하의 미소형 및 초미소형 엽록소-*a*가 74 %를 차지하며 작은 크기의 식물플랑크톤이 우점하고 있었다(Lee *et al*. 2012). 이번 조사에서는 계절적으로 춘계와 하계 초미소 엽록소-*a*가 60 % 이상의 높은 기여율을 나타내었고, 추계에 41 %로 가장 낮은 기여율을 나타내었다. 특히 영양염류가 농도가 매우 낮았던 하계 표층혼합층에서(표층 - 수심 20m) 가장 높은 기여율을 나타내었고 비교적 영양염이 높은 서쪽 정점 보다는 동쪽 정점에서 높은 기여율을 나타내었다(Fig. 3-14). 이는 하계 표층 수온 상승(> 27℃)으로 표・저층간의 수온차로 인하여 강한 성층이 형성되어 저층에서 표층으로의 영양염 공급이 제한됨에 따라 낮은 농도의 질산염(< 2.0 ㎛) 및 인산염(< 0.1 ㎛)의 영향과 특히 인산염의 극심한 고갈로 인한 영양염류비의 변화의 영향으로 앞선 다른 해역의 빈영양환경(Oligotrophic) 및 영양염류비 변화에 따른 초미소식물플랑크톤 기여율이 증가한 연구들과 일치하고 있었다. 또한 Furuya *et al*.(2003)은 동중국해 북부해역의 하계 조사에서 표층의 빈영양환경에 의해 초미소식물플랑크톤이 80 %의 높은 기여율을 나타낼 수 있었으며, Son *et al*.(2012)은 위성을 이용한 장기 엽록소-*a* 기여율 변화를 분석한 결과 동중국해 북부해역에서 소형 크기의 엽록소-*a*는 급격히 줄어드는 반면, 미소형과 초미소형 크기의 엽록소-*a*의 우점율은 증가하고 있었다.

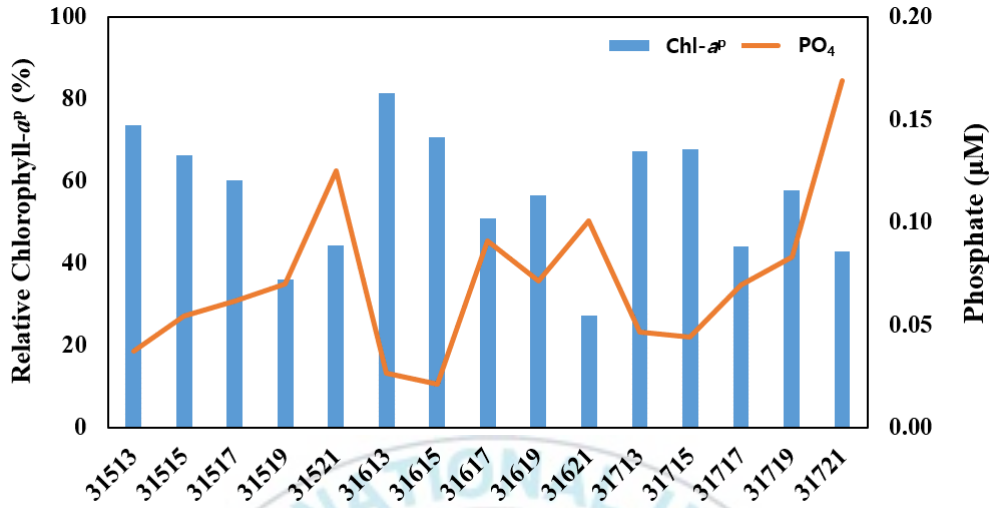

Fig. 3-14. Regional variations of Chl-a^p and phosphate (μM) in surface mixed layer in the northern East China Sea in summer 2016 and 2017. Abbreviation : Chl-a^p, pico size Chl-a(< 3㎛).

Youn *et al.*(2015)은 동중국해 북부해역 계절 조사에서 20 ㎛ 이하의 엽록소-a의 기여율이 높게 나타났으며 이는 인의 농도감소에 따른 결과로 나타나 본 조사 결과와 일치하였다. 최근 전 세계적으로 해양의 1차 생산성은 감소하고 있으며 이는 표층 수온의 증가로 성층화가 강해짐에 따라 아표층으로부터 영양염 공급 제한과 관련이 있는 것으로 보고했다(Behrenfeld *et al.* 2006). 실제로 Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer(MODIS)를 활용한 1차 생산력 자료에서 동해 해역은 연간 1차 생산량이 10년당 13% 감소하고 있으며, 이는 1차 생산력에 70 % 이상을 차지하는 20 ㎛ 이상 크기의 식물플랑크톤 기여율은 줄어드는 반면 2 ㎛ 이하의 초미소식물플랑크톤의 기여율 증가에 따른 결과로 보고하였다(Joo *et al.* 2016). 또한 Lee *et al.*(2017)은 Amundsen Sea에서 작은 크기

(< 5㎛)의 식물플랑크톤의 우점율과 총 일차 생산량 사이에서 강한 음의 상관성을 확인 하였으며, 이는 작은 식물플랑크톤의 낮은 탄소 흡수율 때문으로 작은 식물플랑크톤의 우점율이 증가함에 따라 1차 생산량이 감소하는 것으로 보고하였다. 이와 같은 결과는 작은 크기의 식물플랑크톤이 증가하고 있는 동중국해 북부해역에서 1차 생산력은 낮아질수 있음을 의미하며, 상위단계의 소비자에게 전달되는 탄소량이 줄어듦에 따라 상위단계의 소비자의 크기 구조도 달라질 수 있을 것으로 판단된다.

Richardson(2008)은 동물플랑크톤 군집에 미치는 영향으로 지구온난화로 인한 수온 상승으로 성층화가 심화되고 이로 인한 표층의 영양염 감소에 따른 초미소식물플랑크톤의 증가는 상대적으로 작은 크기의 동물플랑크톤(microzooplankton; < 200 ㎛)과 젤라틴성 동물플랑크톤(salps, doliolids, ctenophore)이 우점하며 생체량도 감소할 것으로 예측하였다. 특히 요각류 중 크기가 작은 *Oithona* 속은 최근 중형동물플랑크톤에 내에서 짧은 생활사 주기 (Herman 1992, Hopcroft et al. 1998, Gallienne and Robins 2001, Pakhomov and Froneman 2004)를 가질 뿐만 아니라 특히 먹이 사슬, 미생물 순환, 및 탄소 순환에서 중추적인 역할을 하는 것으로 밝혀졌다 (Nakamura and Turner 1997, Saiz *et al*. 2003, Turner 2004). *Oithona* 속은 종속영양 생물, 자가영양 원생 동물 및 copepod nauplii와 같은 더 작은 크기의 유기체를 먹으며 어류 유생의 먹이원으로 이용되며, 어류에게 박테리아와 초미소식물플랑크톤의 탄소를 전달하는 중요한 역할을 한다. 이번 조사에서도 *Oithona* 속은 전 계절에 걸쳐 출현하고 있으나 초미소식물플랑크톤의 현존량에 비해 우점율은 5 % 이내로 낮은 편이었다. 이는 조사 방법의 한계에 의한 것으로, 과거 동물플랑크톤의 연구에서 사용된 네트 망목(net mesh)은 일반적으로 200 ㎛이상을 사용함에 따라 200 ㎛ 이하의 크기인 *Oithona* 속은 네트를 빠져나가 최대 92 %의 손실이 발생함을 보고

하였다(Vannucci 1968; Gallienne and Robins 2001; Turner 2004; Hwang *et al*. 2007). 이러한 샘플링 오차는 중형동물플랑크톤에 내에서 작은 크기의 동물플랑크톤 군집 현존량에 대해 과소평가하게 되었다. 이로 인하여 과거 연구에서 *Oithona* 속 같은 작은 동물플랑크톤 분포에 대해서는 신뢰할 수 있는 자료가 부족한 편이다(Tan *et al*. 2004, Hwang *et al*. 2006). 이번 조사에서도 200 ㎛의 네트를 이용하여 시료를 채집하여 일부 200 ㎛ 이상의 성체가 출현을 하였지만, 그 보다 작은 크기는 유실이 될 수 있기 때문에 초미소식물플랑크톤과의 관계를 명확히 확인 할 수는 없었다. 그러나 중형동물플랑크톤(200 ㎛ <, 요각류 등)은 초미소식물플랑크톤을 직접적으로 섭식하지 않으며 초미소식물플랑크톤을 섭식한 섬모충류를 섭식하기 때문에(Lee *et al*. 2011) 초미소식물플랑크톤을 직접 먹이원으로 이용하는 작은 크기의 동물플랑크톤은 상당수 존재 할 것으로 예측된다. 따라서 초미소식물플랑크톤의 우점율이 증가함에 따라 이를 직접적으로 섭식하지 않는 중형동물플랑크톤의 생체량은 낮아 질 것으로 판단되며, 동중국해 북부해역에서 식물플랑크톤 군집의 소형화로 인한 1차 생산력의 감소는 상위포식자인 동물플랑크톤의 생체량 감소 및 군집 구조에 영향 미칠 것으로 판단된다.

Ⅳ. 동중국해 북부해역의 초미소식물플랑크톤 계절변동 특성

1. 서론

해양생태계에서 먹이망 구조 및 에너지 순환 등을 결정짓는 요인으로 식물플랑크톤의 크기 및 분류군별 조성의 이해는 매우 중요하다(Longhurst 1991; Legendre and Le Fevre 1995; Legendre and Michaud 1998). 그 중 초미소식물플랑크톤은(Picoplankton, 0.2 - 2 ㎛) 형광현미경의 이용으로 발견(Johnson and Sieburth, 1979; Waterbury *et al.* 1979) 되었으며 다양한 해양환경에서 높은 개체수를 나타내며 빈영양 해역의 표층에서 일차 생산의 50% 이상(Agawin *et al.* 2000)을 담당 할 정도로 일차생산력에 미치는 영향이 크다(Li *et al.* 1983; Liu *et al.* 2004; Campbell *et al.* 1994). 또한 초미소식물플랑크톤은 탄소량 결정뿐만이 아니라 영양염류의 재생산과 순환에 한축을 담당하며 식물플랑크톤 내에서 기여율, 생체량, 생산력에 따라서 먹이망을 통한 에너지 전달 흐름에 중요한 역할을 하고 있다(Paltt *et al.* 1983; Murphy and Hagen 1985; Ituriaga and michell 1986; Legendre and Rassoulzadegan 1996; Vanucci and Mangoni 1999; Tarran *et al.* 2001). 초미소식물플랑크톤은 원핵성 남세균에 속하는 *Synechococcus*와 *Prochlorococcus* 그룹 그리고 다양한 분류군으로 이루어진 picoeukaryotes가 포함되어 있으며 유세포 분석기(flow cytometer)의 이용으로 간편하게 군집 구조 연구가 이루어 졌다(Chisholm *et al.* 1988; Olson *et al.* 1988; Vaulot *et al.* 1996; Reckermann and Veldhuis 1997; Partensky *et al.*

1999; Tarran *et al.* 2001). 특히 *Synechococcus*와 *Prochlorococcus* 그룹은 해양생태계 내에서 약 50% 해양 탄소 고정을 담당하며 생물 탄소펌프(Biological C Pump)를 통하여 중요한 탄소 흡수원(carbon sink)을 이룬다(Fu *et al.* 2007).

Synechococcus 그룹의 크기는 0.7 – 1.5 ㎛로 독립영양 세포(Waterbury *et al.* 1986)이며, 보조색소 Phycoerythrin을 가지고 있으며 남극대륙의 McMurdo Sound와 Ross Ice Shelf를 제외한 모든 해양에서 분포하고 있다. 영양염이 풍부한 유광대 상부에서 높은 개체수를 보이며 mL당 수십 개체에서 10^6 cell mL^{-1} 나타내며 하계 기초생산력에 20 – 30%를 기여하는 것으로 조사되었다(Waterbury *et al.* 1986). *Prochlorococcus* 그룹은 약 0.6 ㎛로 가장 작은 크기의 광합성 생물로서, Chl-*a*를 주요 광합성 색소로 포함하지 않는 유일한 원핵 생물로 광합성 색소 divinyl-chlorophyll a2와 b2를 가지고 있다(Ralf and Repeta 1992; Ting *et al.* 2002). 열대와 아열대 지방(40°N – 40°S) 사이에 분포하며 빈영양 환경에서 높은 생체량을 보이며 고위도 해역으로 갈수록 현존량은 급격히 낮아지는 것으로 알려져 있다(Chisholm *et al.* 1988; Partensky *et al.* 1999; Zinser *et al.* 2006). Picoeukaryotes 그룹은 3 ㎛ 이하 크기의 독립 영양(autotrophic) 및 종속영양(heterotrophic)을 하는 광합성 진핵 생물로 담녹조류(Prasinophyceae), 착편모조류(Haptophyceae)와 은편모류(Cryptophyceae) 등 다양한 그룹이 포함되어 있다(Simn *et al.* 1994; Veldguis *et al.* 1997; Moreira and Lopez-Garcia 2002).

2000년대 이후 유전체학(Genomics) 연구가 발달 하면서 과거 유세포 분석기를 이용한 *Synechococcus* 그룹과 *Prochlorococcus* 그룹의 단순 분석에서 더 나아가 각 그룹의 다양한 생태형(ecotype)을 밝혀냈으며, 생태형에 따른 분포 특성에 관한 연구가 활발히 수행되어졌다(Johnson *et al.* 2006;

Zinser *et al.* 2006). 또한 해수의 전체 게놈(meta genome) 분석을 통하여 해양 초미소식물플랑크톤의 다양한 생태형을 밝히는 연구가 수행되었다 (Venter *et al.* 2004).

동중국해에서의 초미소식물플랑크톤의 연구는 Vaulot and Ning(1988)의 형광현미경을 이용한 *Synechococcus* 분포 연구로부터 시작하여, 유세포 분석기를 이용한 초미소식물플랑크톤 연구가 2000년대 초반에 활발히 이루어졌다(Jiao *et al.* 2002; Jiao *et al.* 2005; Pan *et al.* 2005; Zinser *et al.* 2006). 우리나라에서는 동중국해와 황해 해역(Noh and Choi 2001; Lee *et al.* 2012)과 이어도 주변 수역(Noh *et al.* 2005) 및 북서태평양 (Noh *et al.* 2006) 해역에 대해 초미소식물플랑크톤의 그룹별 분포가 연구되었으나 특정 시기의 제한된 연구가 주로 이루어졌다.

동중국해는 계절에 따라 서쪽의 장강으로 유출되는 장강희석수, 동쪽으로 쿠로시오 해류, 남쪽으로는 대만난류수, 북쪽으로는 황해저층수의 영향을 받음으로써 시기별로 초미소플랑크톤의 변동 양상은 달라질 수 있으나 이에 대한 연구는 아직 미비한 상태이며, 2009년 삼협댐 완공으로 인한 장강 희석수의 인위적 조절과 지구 온난화로 인한 쿠로시오 해류의 확장과 세력 강화를 예측하는 연구 결과(Yeh *et al.* 2009)는 동중국해에서 초미소식물플랑크톤의 계절적 분포 양상을 변동 시킬 것으로 생각된다.

이에 4장에서는 동중국해 북부해역에서 계절에 따른 해양 환경 요인 변화와 수괴구조를 파악하고 이에 따른 초미소식물플랑크톤의 분포 특성을 살펴보고자 한다.

2. 재료 및 방법

2.1. 연구해역

동중국해 북부해역의 초미소식물플랑크톤 분포 특성을 파악하기 위한 현장 조사는 2016 - 2017년까지 계절별(2, 5, 8, 11월) 1회씩 총 8회 수행되었으며, 국립수산과학원 해양조사선 탐구 3호(290 ton)를 이용하여 3개선 15개 정점에 대하여 실시하였다(Fig. 4-1). 수온과 염분은 SBE 9/11 CTD를 이용하여 표층에서 저층까지 측정 하였다.

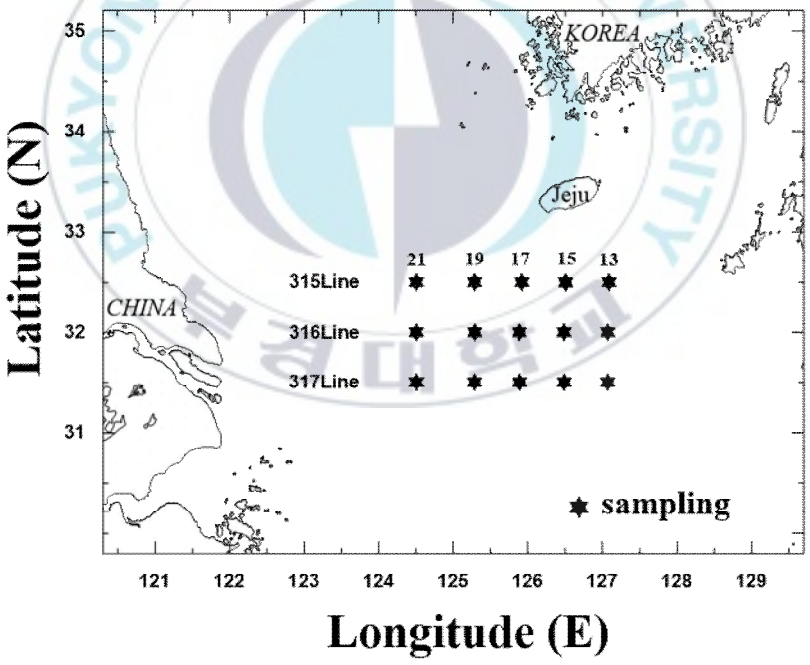

Fig. 4-1. Map showing the sampling station in the northern East China Sea.

2.2. 시료채집

초미소식물플랑크톤 분석 시료는 CTD rosette system에 부착시킨 8L PVC 니스킨 채수기를 이용하여 표준 수심(표층, 10, 20, 30, 50, 75, 100 m)에서 채집하였다. 채집된 해수는 3 ㎛ PC membrane filter(Whatman)로 여과 후 5 mL을 conical tube에 넣고 글루타알데히드(glutaraldehyde, 최종 농도 1 %)로 고정하여 약 15분 동안 실온에서 고정하고 분석 전까지 -80℃ deep freeze에 냉동 보관하였다. 영양염 분석을 위한 해수 시료는 염산(HCl, 10%)으로 세척된 conical tube에 담아 냉동 보관하였다.

2.3. 분석방법

초미소식물플랑크톤 계수는 분석 직전 시료를 녹인 후 산란과 형광을 표준화하기 위한 내부표준물질 yellow-green fluorescent microsphere (0.5 ㎛ 직경의 beads; Polysciences Inc., USA)를 혼합하여 사용하였고, 488 nm(1W)의 아르곤 이온 레이저가 장착된 유세포 분석기(NovoCyte flow cytometer, USA)를 이용하여 계수하였다(Fig. 4-2). 초미소식물플랑크톤은 90°-angle light scatter (SSC)와 엽록소에 의한 적색형광 (red fluorescence), phycoerythrin에 의한 오렌지색 형광(orange fluorescence) 특성 등을 이용하여 분리, 계수하였다(Fig. 2). 유세포 분석기에서 산출된 자료는 NovoExpress(Var. 1.2.5) 프로그램을 이용하여 분석하였다.

영양염 분석은 해양환경공정시험기준(MOF, 2013)에 준하여 영양염자동분석기(Quaatro, Gemany)로 분석하였다.

동중국해 수괴는 시기별 해역에 따라 다양하게 나타나고 수괴의 구분도 다양하게 나뉘고 있다. Kim *et al.*(1991)은 Cluster 분석을 통해 11개의 수

괴로, Gong *et al.*(1996)는 T-S diagram 분석을 통해 6개의 수괴로 구분하였고, Hur *et al.*(1999)는 Cluster 분석을 통해 9개로 수괴로 구분한 바 있다. 이번 연구에서는 Gong *et al.*(1996)이 제시한 기준을 적용하여 T-S diagram 분석을 적용하여 동중국해 북부해역의 수괴를 분석하였다(Table 4-1).

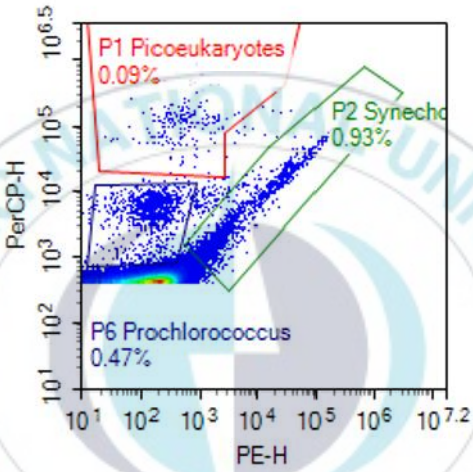

Fig 4-2. Flow cytometric analysis of a picophytoplankton sample. Each group of picoplankton signatures was discriminated using orange and red fluorescence settings.

2.4. 자료분석

환경요인 및 초미소식물플랑크톤 그룹은 대부분 정규성(Kolmogorov-Smirno's test)과 등분산성(Leven' test)을 만족하지 못하였으므로 비모수적 통계방법으로 검증하였다. 초미소식물플랑크톤과 해양환경

요인의 상호관계는 Spearman rank correlation을 수행하였다 (SPSS 16.0).

Table 4-1. Division of water masses in the northern East China Sea by Gong et al.[1996]

Water masses	Temperature	Salinity
Changjiang Diluted Water	T > 23.0℃	31.0 > S
Taiwan Current Warm Water	T > 23.0℃	33.1 < S < 34.2
Kuroshio Water	-	34.6 < S
Yellow Sea Cold Water	T < 14.5℃	33.7 > S

PUKYONG NATIONAL UNIVERSITY 부경대학교

3. 결과

3.1. 동중국해 북부해역의 환경 특성

3.1.1. 수온, 염분

동중국해 북부해역의 2월 연평균 표층 수온은 9.3 - 17.4℃ 분포로 공간적으로 약 8℃의 차이를 보이며 동고서저의 양상을 나타내었다(Fig. 4-3). 연평균 표층 염분은 32.3 - 34.7의 분포로 나타내며 쿠로시오수의 영향을 받는 동쪽해역에서 높은 염분을 나타내었다(Fig. 4-3).

5월 동중국해 북부해역에서 연평균 표층 수온은 16.6 - 20.6℃ 분포를 보였고, 공간적으로 약 4℃의 차이를 보였으며 동계에 비해 차이는 감소하였으나 동고서저의 양상을 나타내었다(Fig. 4-3). 반면 연평균 표층 염분은 32.0 - 32.9의 분포를 보이며 정점간 뚜렷한 차이는 보이지 않았으며 전체 평균 32.3으로 동계의 염분 농도에 비해 감소하였다(Fig. 4-3).

8월 동중국해 북부해역에서 연평균 표층 수온은 26.5 - 29.8℃ 분포로 서쪽 해역인 316 선의 19와 21 정점에서 26.5℃로 가장 낮은 값을 나타내었고, 동쪽 해역인 315 선의 16 정점에서 29.8℃ 가장 높은 값을 나타내었다(Fig. 4-3). 연평균 표층 염분은 27.9 - 32.3의 분포로 나타났으며 315 선의 17, 19와 21정점에서 28.0 이하의 저염수괴가 나타났고, 각 선의 13정점을 제외하고 31 이하의 표층 염분을 나타내 조사 기간 중 가장 낮은 염분을 나타내었으며, 공간적으로 염분 차이는 크게 나타났다(Fig. 4-3).

11월 동중국해 북부해역에서 연평균 표층 수온과 염분은 동쪽 해역에서 수온 22℃ 이상, 염분 34.0 이상의 고온·염수가 나타났었고, 서쪽해역으로 갈수록 수온과 염분은 감소하였다(Fig. 4-3).

동중국해 북부해역의 수온과 염분의 수직구조에서 추계와 동계에는 표층의 수온 감소와 바람의 영향으로 인하여 성층이 소멸되면서 전 수층의 수직혼합이 이루어져 혼합층의 분포 특성을 나타내었다. 반면 춘계와 하계에는 성층이 형성됨에 따라 표·저층간의 서로 다른 수괴가 형성되었고 특히 하계 서쪽해역의 표층에서 수심 10 m까지 30 이하의 저염 수괴가 형성되었다. 춘계와 하계 성층은 서쪽해역에서는 낮은 수심에 의하여 수심 10 - 20 m에서 형성되었고, 동쪽해역은 비교적 깊은 수심에 의하여 수심 20 - 30 m에 성층이 형성되었다(Fig. 4-4, 4-5).

PUKYONG NATIONAL UNIVERSITY 부경대학교

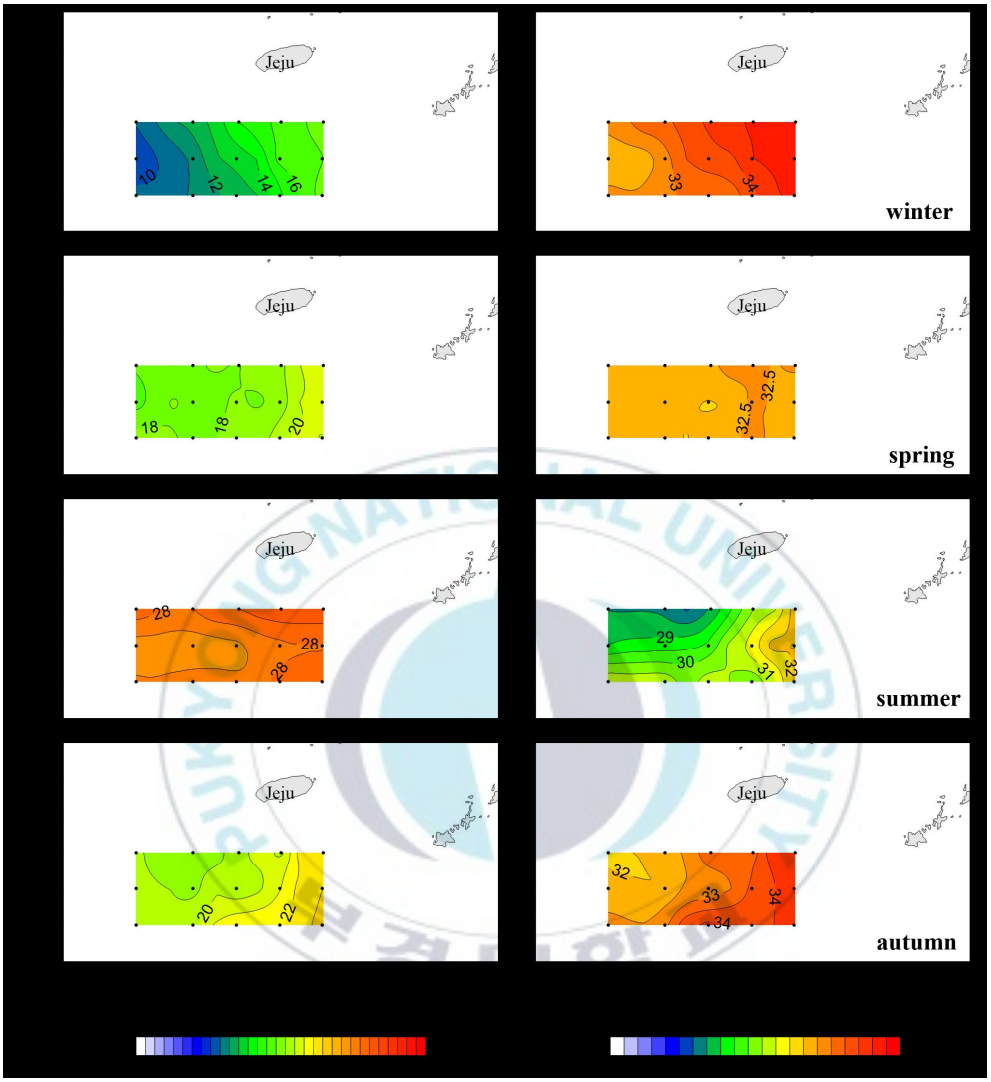

Fig. 4-3. Seasonal surface distribution of mean water temperature(℃, left) and mean salinity(right) in the northern East China Sea in 2016 and 2017.

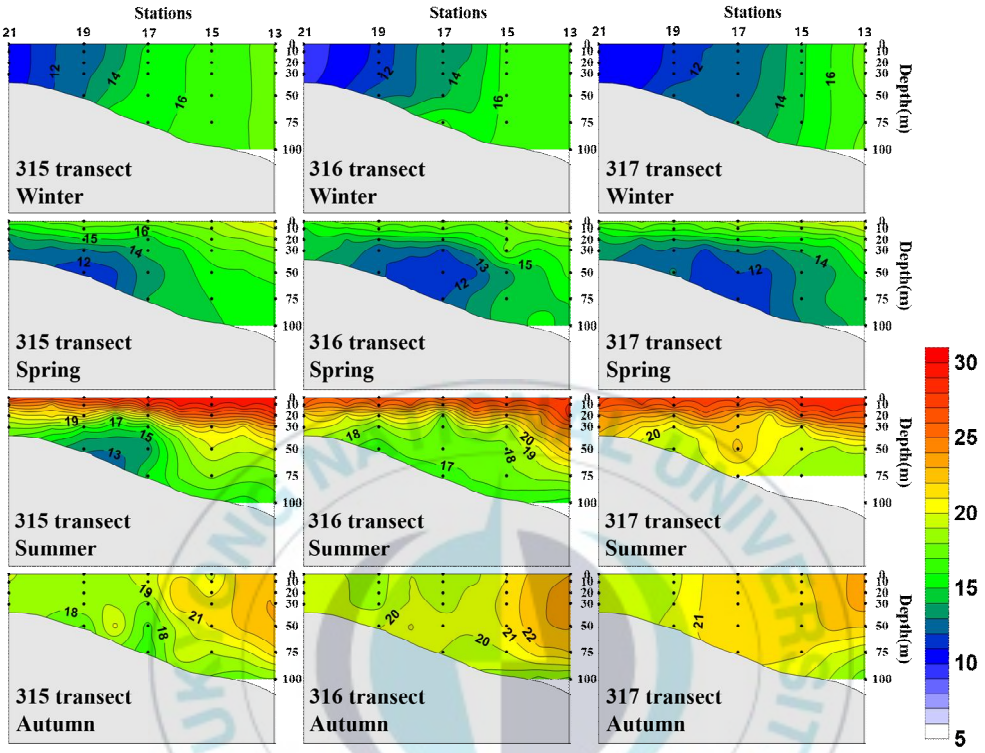

Fig. 4-4. Seasonal vertical distribution of mean water temperature(℃) in the northern East China Sea in 2016 and 2017.

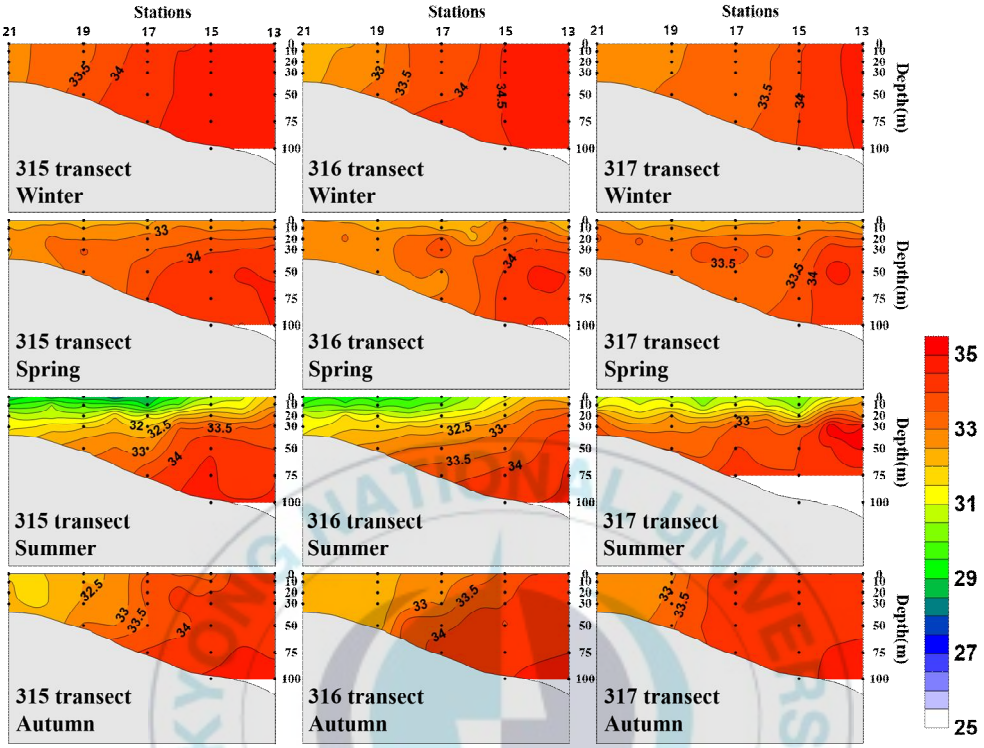

Fig. 4-5. Seasonal vertical distribution of mean salinity in the northern East China Sea in 2016 and 2017.

3.1.2. 수괴 변동

조사기간 동안 이번 조사에서는 Gong et al.(1996)이 제시한 동중국해 북부해역의 수괴 기준을 적용하여 T-S diagram으로 분석한 결과(Fig. 4-6) 계절에 따라 장강희석수, 대만난류수, 쿠로시오수 및 황해저층냉수 등 크게 4개의 수괴에 의해 영향을 받는 것으로 나타났다. 동계와 춘계에는 동서로 구분되어 서쪽해역에서는 황해 저층냉수, 동쪽해역에서는 쿠로시오수의 영향을 많이 받는 것으로 나타났다. 하계에는 서쪽 해역의 표층에서 수심 20 m에서 장강희석수의 영향을 받고 있었으며 동쪽 해역은 대만난류수의 영향을 받고 있었다. 이 두 해류는 조사 시기마다 세기를 달리 하며 영향을 미치고 있었다. 반면 30 m 이심에서는 황해저층냉수와 쿠로시오수가 영향을 미치고 있었다. 추계에는 장강희석수의 영향이 감소하고 상대적으로 고염분인 대만난류수와 쿠로시오수의 영향을 받고 있는 것으로 나타났다.

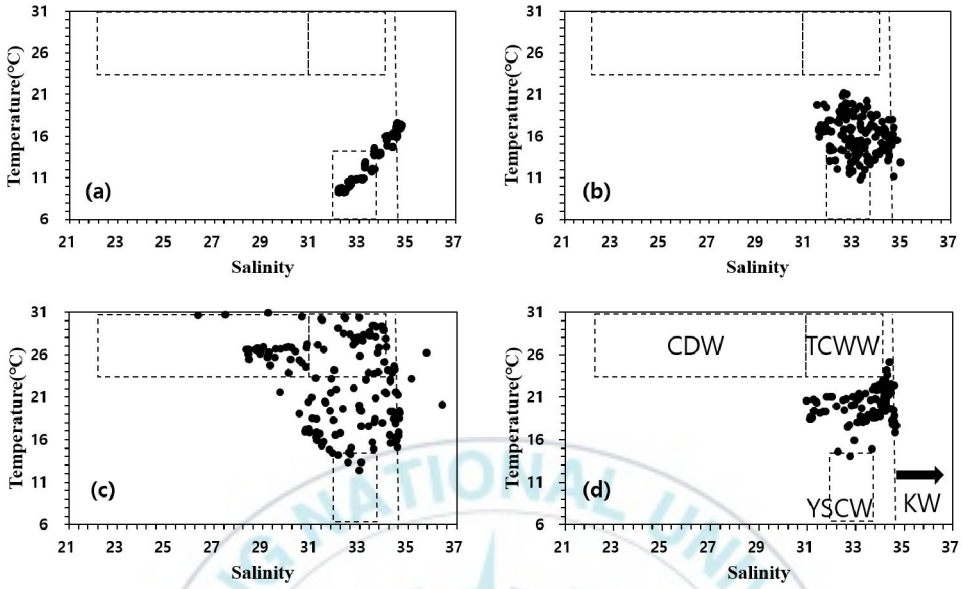

Fig 4-6. Seasonal variations of temperature and salinity in the northern East China Sea, 2016-2017 according to water mass criteria of Gong *et al.*(1996) (a) winter, (b) spring, (c) summer and (d) autumn. Abbreviations : KW, Kuroshio water; YSCW, Yellow Sea Cold Water ; TCWW, Tiawan current warm water; CDW, Changjiang diluted water.

3.1.3. 영양염류

조사기간 동안 동중국해 북부해역 표층 영양염류의 분포는 Fig. 4-7로 도시화 하였다. 2월(동계) 동중국해 북부해역에서 질산염 + 아질산염(nitrite + nitrate)은 서쪽해역인 316 선의 21 정점에서 20.3 μM로 가장 높았고 동쪽 해역인 317 선의 13 정점에서 5.4 μM로 가장 낮았으며 표층 연평균은 10.0 μM의 농도를 나타내었다. 인산염의 표층 평균 농도는 0.22 - 0.92 μM 분포로 연평균 0.48 μM로 조사 기간 중 가장 높은 농도를 나타내었다. 또한 일부 정점을 제외하고 서쪽해역에서 인산염 농도는 높았으며 동쪽으로 갈수록 감소하여 공간적 차이를 나타내었다. 규산염은 서쪽해역에서 10 μM 이상의 높은 농도를 나타내었고 동쪽으로 갈수록 감소하였다. 동계 동중국해 북부해역에서의 영양염류 분포는 동쪽해역보다 서쪽해역에서 높은 농도를 나타내며 수온과 염분 분포와 반대의 경향을 나타내었다. 또한 전 조사 기간 중 동계에 영양염류는 가장 높은 농도를 나타내었다.

5월(춘계) 동중국해 북부해역에서 질산염 + 아질산염의 표층 평균 농도는 0.3 - 4.8 μM의 분포로 연평균 2.9 μM로 나타났으며 인산염은 전 조사 정점에서 0.1 μM 이하의 농도로, 조사 기간 중 가장 낮은 농도를 나타내었다. 규산염의 표층 평균 농도는 3.5 - 10.1 μM의 분포로 연평균 6.9 μM의 농도를 나타내 동계에 비해 낮은 농도를 나타내었다.

동중국해 북부해역의 8월(하계) 질산염 + 아질산염의 표층 평균 농도는 0.6 - 12.2 μM의 분포로 연평균 4.1 μM를 나타내었다. 질산염 + 아질산염은 315선에서는 공간적으로 뚜렷한 차이를 보이지 않았고, 316 선은 중앙 정점인 17 정점을 기준으로 동·서로 감소하였으며, 317 선은 가장 서쪽 정점인 21 정점에서 12.2 μM 농도로 가장 높은 값을 나타내며 동쪽으로 갈수록 감소하는 분포를 나타내 복잡한 분포 양상을 나타내었다. 인산염은

전 정점에서 0.1 μM 이하로 매우 낮은 농도를 보여 춘계와 유사한 분포를 나타내었다. 규산염의 표층 평균 농도는 1.8 – 8.2 μM의 분포로 연평균 4.3 μM으로 나타나 조사 기간 중 가장 낮은 농도를 나타내며 서쪽해역에서 동쪽 해역으로 갈수록 낮아지는 분포 경향을 보였다.

11월(추계) 동중국해 북부해역에서 질산염 + 아질산염의 표층 평균 농도는 0.9 – 9.8 μM의 분포로 연평균 4.7 μM 농도를 나타내었다. 인산염의 표층 평균 농도는 0.04 – 0.39 μM의 분포로 연평균 0.20 μM 농도로 나타나 하계에 비해 농도는 증가하였고, 서쪽해역에서 0.2 μM 이상의 농도를 보인 반면 동쪽 해역에서는 0.1 μM 이하의 농도로 공간적으로 뚜렷한 차이를 나타내고 있었다. 규산염의 표층 평균 농도는 1.9 – 12.6 μM의 분포로 연평균 6.0 μM의 농도를 나타내었다.

전 조사 기간 중 영양염류의 분포 특성은 서쪽해역에서 높은 농도를 나타내는 반면 동쪽 해역에서는 일부 정점을 제외하고는 다소 낮은 농도를 나타내었다.

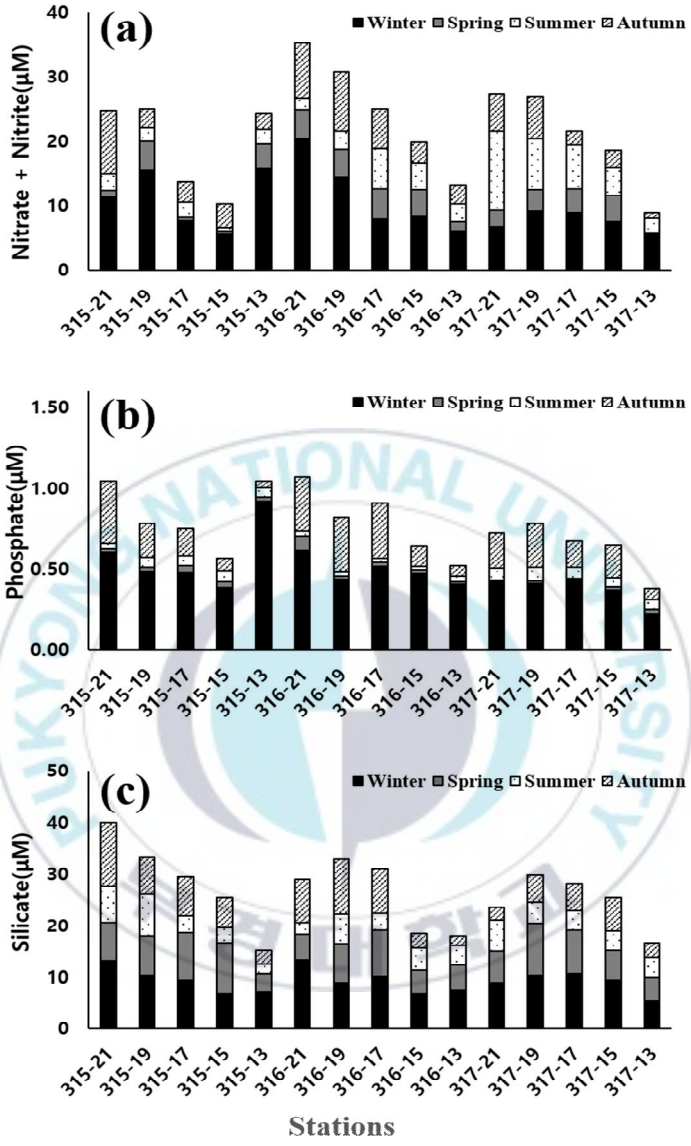

Fig. 4-7. Seasonal surface distributions of (a) averaged nitrate + nitrite (μM), (b) averaged phosphate (μM) and (c) averaged silicate (μM) in the northern East China Sea in 2016 and 2017.

3.2. 동중국해 북부해역의 초미소식물플랑크톤 분포

3.2.1. *Synechococcus* 현존량

Synechococcus 그룹의 동계 수심 평균은 2.5 - 6.2 × 10^3 cells mL^{-1} 분포로 연평균은 3.9 × 10^3 cells mL^{-1}로 전 조사 계절 중 가장 낮은 현존량을 나타내었다(Fig. 4-8a). 수심에 따른 정점 평균은 3.2 - 4.9 × 10^3 cells mL^{-1} 분포로 수심에 따라 유사한 현존량을 나타내며 혼합층의 특성을 나타내었다(Fig. 4-9a).

춘계에는 수심평균 10.8 - 110.4 cells mL^{-1} 분포로 연평균은 52.7 × 10^3 cells mL^{-1}로 공간적으로 서쪽해역에 비해 동쪽해역에서 높은 현존량을 나타내었고, 동계에 비해 10배 이상 현존량이 증가하였다(Fig. 4-8b). 수직적 분포는 비교적 수심이 깊은 각 선의 13와 15 정점에서 표층 - 30m 수심까지 정점평균 40.9 - 110.8 × 10^3 cells mL^{-1}로 높은 현존량을 나타내었다. 특히 10 - 20 m 수심에서 현존량이 크게 증가하였으며, 수심 50 m 이심에서 급격히 감소하여 5.0 × 10^3 cells mL^{-1} 이하의 낮은 현존량을 나타냈다. 반면 수심이 낮은 서쪽해역에서는 표층 - 20 m 수심에서 높은 현존량을 나타내었으며 20 m 이심에서 급격한 감소를 나타내었다(Fig. 4-9b).

하계 동중국해 북부해역에서 *Synechococcus* 그룹 현존량은 수심평균 30.8 - 207.1 × 10^3 cells mL^{-1} 분포로 연평균은 76.6 × 10^3 cells mL^{-1}로 전 조사 계절 중 가장 높은 현존량을 나타내었고, 공간적으로 서쪽해역에서 높은 현존량을 나타내 춘계와는 상반되는 분포 양상을 나타내었다(Fig. 4-8c). 수직적 분포에서는 표층 - 20 m 수심까지 정점평균 128.2 - 159.7 × 10^3 cells mL^{-1}의 분포를 보였고 수심 30 m에서 정점평균 24.5 × 10^3 cells mL^{-1}로 급격히 감소하였으며, 수심이 깊어질수록 현존량은 감소하여

춘계 조사 결과와 유사한 수직적 분포 경향을 나타내고 있었다(Fig. 4-9c).

추계에는 수심평균 6.3 - 125.8 × 10^3 cells mL^{-1} 분포로 연평균은 41.7 × 10^3 cells mL^{-1}로 정점 간 현존량 차이가 크게 나타나고 있었다(Fig. 4-8d). 추계에는 하계에 형성되었던 수온약층이 사라지고 있는 시점으로 대부분의 정점에서 수심에 따른 현존량 차이는 보이지 않았고, 동쪽 일부 정점(각 선의 13과 15 정점)에서 표층부터 수심 50 m까지 유사한 수준을 나타내다 50 m 이심에서 감소하는 경향을 보였다(Fig. 4-9d)

동중국해 북부해역에서 *Synechococcus* 그룹의 분포는 동계와 춘계에는 비교적 수온이 높은 동쪽 해역에서 높은 현존량을 나타낸 반면, 하계에는 장강희석수의 영향을 받는 서쪽해역에서 높은 현존량 분포를 보여 반대되는 현상을 보였다. 반면 추계에는 조사 시기에 따라 표·저층에서 다양한 수괴들의 영향으로 인해 복잡한 수괴구조가 형성되어 *Synechococcus* 그룹의 현존량과 분포 양상 역시 복잡한 양상을 보였다. 수직적 분포 경향은 물리적 환경에 지대한 영향을 받으며, 동계는 강한 바람 작용에 의하여 전 수층이 혼합층을 형성하고 이로 인해 수심에 따라 현존량 차이가 크지 않았고, 춘계와 하계에는 성층의 형성으로 표층 혼합층에서 높은 현존량을 나타내었으며, 그 이하 수심에서는 현존량이 급격히 감소하였다.

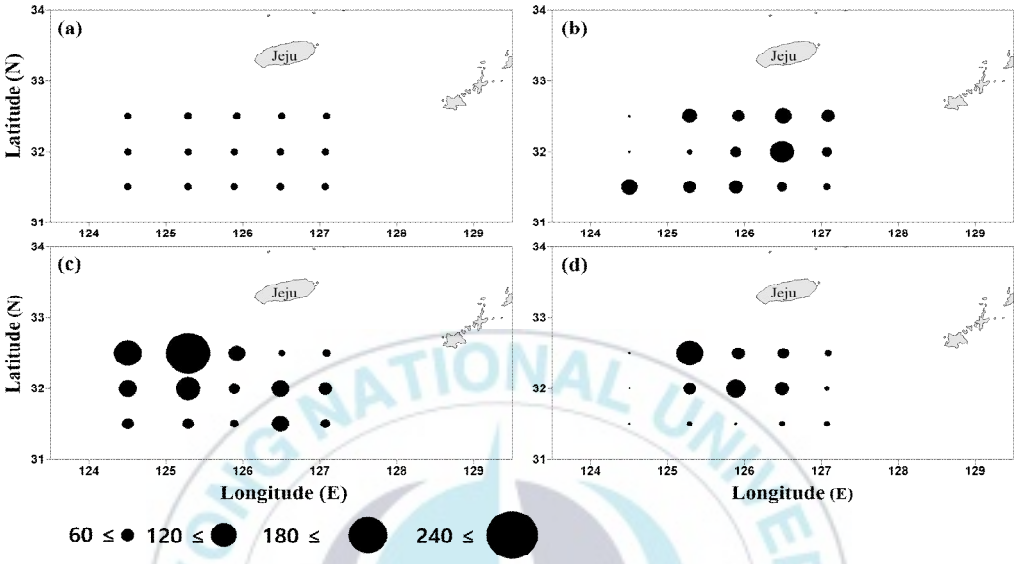

Fig. 4-8. Spatial distribution of depth-averaged *Synechococcus* abundance ($\times 10^3$ cells mL^{-1}) in the northern East China Sea in (a) winter, (b) spring, (c) summer and (d) autumn in 2016 and 2017.

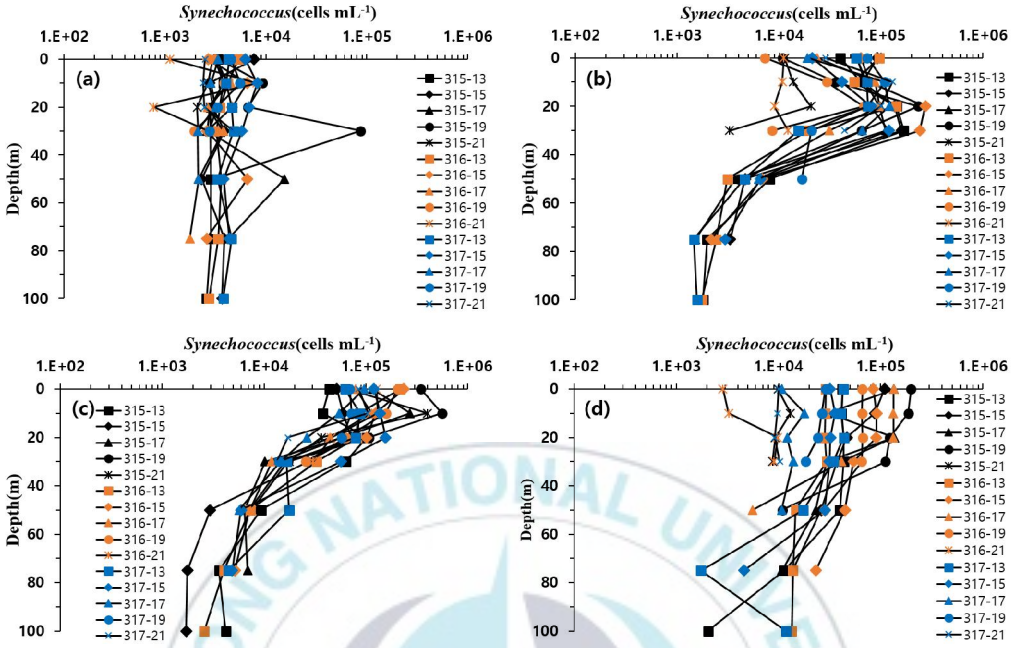

Fig. 4-9. Vertical distributions of *Synechococcus* averaged abundance (× 10^3 cells mL^{-1}) in the northern East China Sea in (a) winter, (b) spring, (c) summer and (d) autumn in 2016 and 2017.

3.2.2. *Prochlorococcus* 현존량

동중국해 북부해역에서 동계와 춘계 조사에서 *Prochlorococcus* 그룹은 유세포 분석기를 통한 분석에서 검출되지 않았으며, 출현이 확인된 하계와 추계에도 동쪽해역(각 선의 13, 15 및 17 정점)에서만 출현이 확인되었다. 하계 *Prochlorococcus* 그룹의 정점에 따른 수심 평균은 5.1 - 28.3 × 10^3 cells mL^{-1} 분포로 연평균은 13.1 × 10^3 cells mL^{-1}로 나타났다(Fig. 4-10a). 수직적 분포는 *Synechococcus* 그룹과 유사한 구조를 보이며 표층 - 30 m 수심까지 정점평균 6.2 - 25.1 × 10^3 cells mL^{-1} 범위로 높은 현존량을 나타냈으며 50 m 이심에서 현존량은 감소하여 나타났다(Fig. 4-11a). 반면 17년도에는 수온약층보다 이심인 50 m에서 정점평균 32.2 × 10^3 cells mL^{-1}로 최대 현존량을 나타낸 것이 특징적이었다.

추계 조사에서는 각 선별 13, 15 및 17 정점에서 출현이 확인 되었으며, 수심 평균 2.9 - 19.2 × 10^3 cells mL^{-1} 분포로 연평균은 10.2 × 10^3 cells mL^{-1}로 하계 보다는 분포 범위는 증가하였으나 현존량은 감소하여 나타났다(Fig. 4-10b). 출현이 확인된 정점에서 수직적 분포는 표층에서 수심 30 m 까지 정점 평균 14.9 - 19.2 × 10^3 cells mL^{-1}로 수심별로 큰 차이를 보이지 않았으며 그 이하 수심에서 점차 감소하는 경향을 보이고 있었다. 그러나 316 선의 13과 15 정점에서 수심 50 m부터 저층까지 현존량이 증가하여 나타났다(Fig. 4-11b).

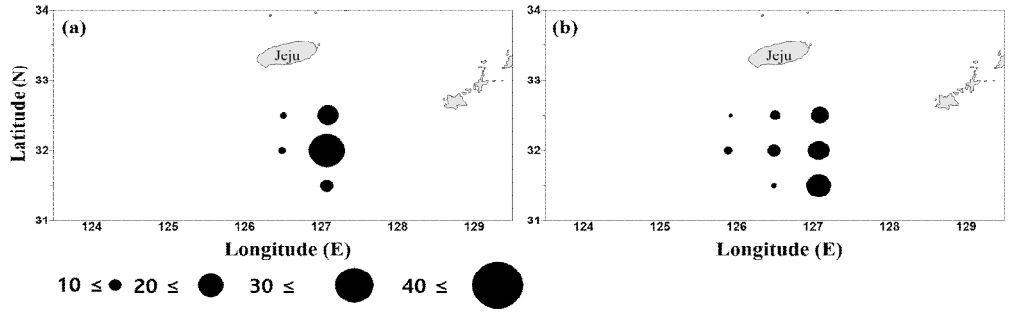

Fig. 4-10. Spatial distribution of depth-averaged *Prochlorococcus* abundance ($\times 10^3$ cells mL^{-1}) in the northern East China Sea in (a) summer and (b) autumn in 2016 and 2017.

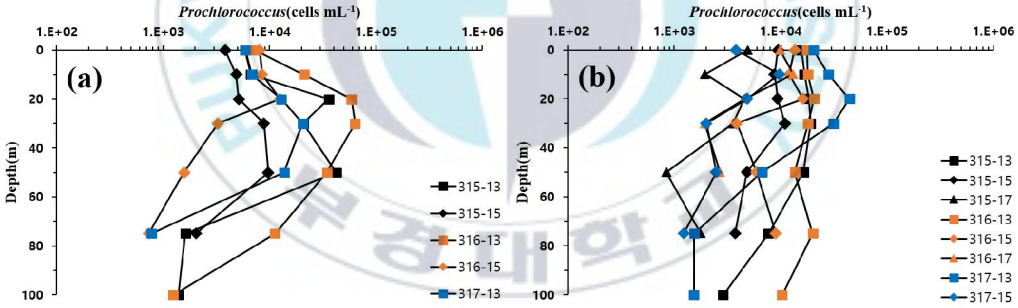

Fig. 4-11. Vertical distributions of *Prochlorococcus* averaged abundance ($\times 10^3$ cells mL^{-1}) in the northern East China Sea in (a) summer and (b) autumn in 2016 and 2017.

3.2.3. Picoeukaryotes 현존량

동중국해 북부해역에서 동계 picoeukaryotes 그룹 현존량은 수심 평균 0.7 - 6.0 × 10^3 cells mL^{-1} 분포로 연평균은 4.1 × 10^3 cells mL^{-1}로 공간적으로 뚜렷한 차이는 나타나지 않았다(Fig. 4-12a). 수직적 분포는 정점 평균 3.3 - 4.7 × 10^3 cells mL^{-1} 분포로 수심별로 유사한 현존량을 나타내며 혼합층의 성격을 보여 *Synechococcus* 그룹의 동계 분포 양상과 유사하게 나타났다(Fig. 4-13a).

춘계에는 수심 평균 5.5 - 22.9 × 10^3 cells mL^{-1} 분포로 연평균은 13.0 × 10^3 cells mL^{-1}로 전 조사 계절 중 가장 높은 현존량을 나타내었고, 공간적으로 서쪽해역에서 높은 현존량을 나타내었다(Fig. 4-12b). 수직적 분포는 표층 - 30 m 수심까지 정점 평균 13.8 - 20.2 × 10^3 cells mL^{-1} 의 범위로 수온약층이 형성된 수심에서 가장 높은 현존량을 나타내었으며, 수심 50 m에서 정점 평균 2.0 × 10^3 cells mL^{-1} 로 현존량이 급격하게 감소하였으며 수심이 깊어질수록 현존량은 감소하였다(Fig. 4-13b).

하계 동중국해 북부해역에서 picoeukaryotes 그룹 현존량은 수심 평균 1.9 - 6.5 × 10^3 cells mL^{-1} 분포로 연평균은 2.9 × 10^3 cells mL^{-1}로 전 조사 계절 중 가장 낮은 현존량을 나타내었다(Fig. 4-12c). 수직적 분포는 표층 - 20 m 수심까지 정점 평균 3.5 - 4.1 × 10^3 cells mL^{-1} 로 유사한 현존량 분포를 나타냈으며, 수심이 깊어질수록 현존량은 점차 감소하였으며 75 m 이하 수심에서 500 cells mL^{-1} 이하의 매우 낮은 현존량을 나타냈다(Fig. 4-13c).

추계에는 수심 평균 2.3 - 11.0 × 10^3 cells mL^{-1} 분포로 연평균은 6.2 × 10^3 cells mL^{-1}로 공간적으로 315와 316 선의 동쪽 해역에서 높은 현존량을 나타내었다(Fig. 4-12d). 수직적 분포는 표층에서 정점 평균 8.2 × 10^3

cells mL^{-1}로 가장 높은 현존량을 나타내며 수심 30 m 까지는 유사한 현존량을 나타내었고, 수심 50 m에서 정점 평균 4.6 × 10^3 cells mL^{-1}로 수심이 깊어질수록 감소하나 차이는 크지 않았다(Fig. 4-13d). 동중국해 북부해역에서 picoeukaryotes 그룹은 시기에 따라 분포 양상을 달리하나 서쪽 해역에서 높은 현존량을 나타내고 있었다. 또한 수직 분포에서는 *Synechococcus* 그룹과 유사한 경향 나타내었다.

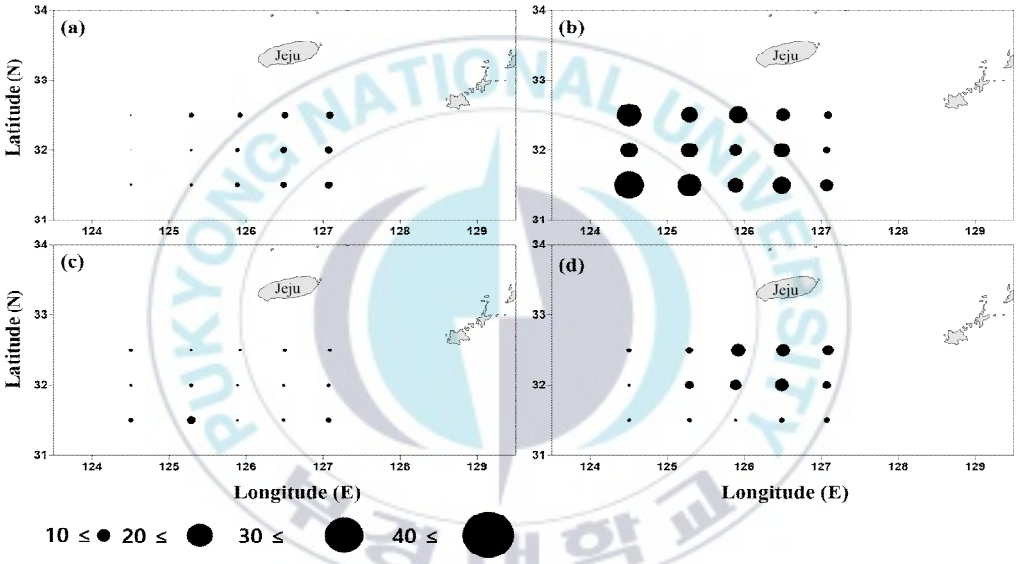

Fig. 4-12. Spatial distribution of depth-averaged picoeukaryotes abundance (×10^3 cells mL^{-1}) in the northern East China Sea in (a) winter, (b) spring, (c) summer and (d) autumn in 2016 and 2017.

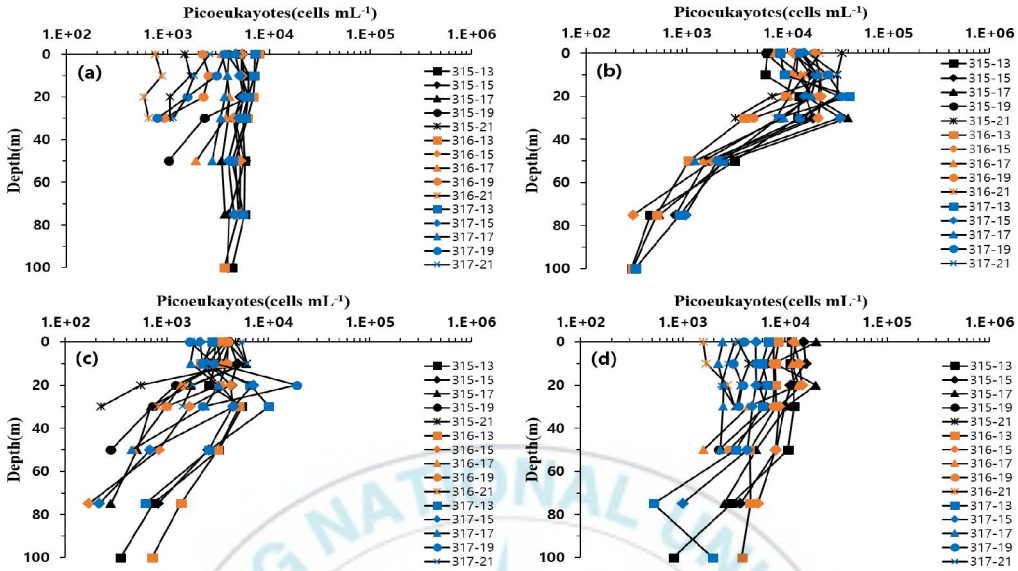

Fig. 4-13. Vertical distributions of picoeukaryotes averaged abundance (× 10^3 cells mL^{-1}) in the northern East China Sea in (a) winter, (b) spring, (c) summer and (d) autumn in 2016 and 2017.

3.3. 초미소식물플랑크톤과 환경요인과의 관계

동중국해 북부해역에서 계절에 따른 환경 요인과 초미소식물플랑크톤 그룹의 관계를 알아보기 위하여 계절별 상관분석을 실시하였다(Table 4-2). 동계 동중국해 북부해역에서 수심은 수온 및 염분과 뚜렷한 상관관계를 보이지 않아 수직 혼합 환경을 나타내었으며, 수온과 염분은 강한 양의 상관계수 (0.940, $p<0.01$)를 나타내 동계 동쪽 해역에서의 고온·고염의 수괴의 영향을 반영하고 있었다. *Synechococcus* 그룹은 염분과는 양의 상관관계를 (0.219, $p<0.05$) 영양염류와는 음의 상관관계 ($p<0.01$)를 나타내 동중국해 북부해역의 동쪽해역에서 상대적으로 높은 현존량 분포 결과를 반영하였다. 또한 picoeukaryotes 그룹은 수온 및 염분과 강한 양의 상관관계를 (0.786, 0.826; $p<0.01$) 나타내었으며, *Synechococcus* 그룹과는 상관 계수 0.419 ($p<0.01$)로 양의 상관관계를 나타내 동계 picoeukaryotes 분포 경향은 *Synechococcus* 그룹과 유사한 분포 경향을 나타냄을 확인 하였다.

춘계 수심은 수온과 상관계수 -0.645 ($p<0.01$)로 음의 상관관계 보인 반면, 염분과 영양염류와는 양의 상관관계 ($p<0.01$)를 나타내었다. 이는 표층이 저염분수의 영향을 받고 있으며 표층 수온 상승으로 인한 성층 형성으로 표층 혼합층은 비교적 영양염이 낮은 농도를 유지하고 있기 때문으로 판단된다. *Synechococcus* 그룹은 수온과 상관계수 0.348($p<0.01$)로 양의 상관관계를 나타내 수온 증가에 따라 현존량이 증가함을 반영하고 있었으며, 염분 ($p<0.05$), 수심, 질산염, 인산염 및 규산염과는 음의 상관관계 ($p<0.01$)를 나타내 5월 *Synechococcus* 그룹의 분포는 표층 혼합층 내에서 높은 현존량을 나타낸 결과를 반영하고 있었다. Picoeukaryotes 그룹은 수온과는 양의 상관관계를 ($p<0.01$), 염분, 질산염, 인산염 및 규산염과는 음의 상관관계($p<0.01$)를 나타내 표층 혼합층에서 높은 현존량을 나타낸 결

과를 반영하고 있었다. *Synechococcus* 그룹과는 상관 계수가 0.728 ($p<0.01$)로 강한 양의 상관관계를 나타내며 춘계 동중국해 북부해역에서 출현하는 picoeukaryotes 그룹과 *Synechococcus* 그룹이 출현하는 해양환경 특성이 유사함을 알 수 있다.

하계 수심은 수온과 상관계수 -0.765 ($p<0.01$)로 강한 음의 상관관계를 보였고, 염분, 질산염, 인산염, 규산염은 양의 상관관계($p<0.01$)를 나타내 표층은 고온·저염의 영양염 농도가 낮은 하계의 특성을 나타내었다. *Synechococcus* 그룹은 수온과 상관계수 0.617 ($p<0.01$)로 양의 상관관계를 나타내었고, 수심, 질산염, 인산염 및 규산염과는 음의 상관관계($p<0.01$)를 나타내었으며, 특히 수심과 상관계수 -0.818 ($p<0.01$)로 5월에 비해 높은 상관계수를 나타내 표층에서 높은 현존량 결과를 반영하여 하계 동중국해 북부해역에서의 *Synechococcus* 그룹은 수직적으로 뚜렷한 분포 차이를 나타내었다. 또한 염분과의 상관계수는 -0.684 ($p<0.01$)로 나타나 장강희석수의 영향을 받는 서쪽 정점에서 높은 현존량으로 분포하여 나타난 결과를 잘 반영하였다. *Prochlorococcus* 그룹은 환경 요인 중 염분과 상관계수 0.381 ($p<0.01$)을 수온과는 0.196 ($p<0.05$)로 양의 상관관계를 나타내 저염의 장강희석수에서보다 고온·고염의 수괴에 분포한 결과를 나타내었다. 수심과는 뚜렷한 상관관계를 나타내지 않아 표층부터 유광대 하부까지 고르게 분포하는 결과를 반영하였다. Picoeukaryotes 그룹은 환경 요인과의 상관계수가 *Synechococcus* 그룹과 유사하게 나타나 동·춘계와 같은 분포 경향을 나타내었다.

추계 염분은 수온 및 수심과 각각 상관 계수 0.408, 0.434($p<0.01$)로 양의 상관관계를 나타내 고온·고염의 수괴의 영향을 받는 동쪽 정점과 상대적으로 저염분수의 영향을 받는 서쪽 표층 정점이 구분되어 나타났다. *Prochlorococcus* 그룹은 수온 및 염분과 양의 상관관계를 보여 상대적으로

고온・고염인 동쪽 정점에서 출현한 결과를 반영하였고, 영양염류와 음의 상관관계를 나타냈다. *Synechococcus* 그룹과 picoeukaryotes 그룹은 이전 조사 시기 결과와 동일하게 각각의 환경변수와 유사한 상관관계를 나타내며 동중국해 북부해역에서 두 그룹의 분포 경향이 유사함을 나타내었다.

PUKYONG NATIONAL UNIVERSITY
부경대학교

Table 4-2. Spearman rank correlation coefficients among environmental and biological factors in the northern East China Sea in (a) winter, (b) spring, (c) summer, (d) autumn 2016 - 2017. (*p<0.05, **p<0.01).

(a)

	Depth	Tem.	Sal.	NO_2	NO_3	PO_4	SiO_2	Syn
Tem.	0.277							
Sal.	0.264	0.940**						
NO_2	-0.063	-0.304**	-0.122					
NO_3	0.104	0.468**	0.329**	-0.825**				
PO_4	-0.105	-0.352**	-0.435**	-0.230**	0.357**			
SiO_2	-0.207*	-0.609**	-0.705**	0.032	-0.260	0.774**		
Syn	-0.113	0.130	0.219*	0.530**	-0.544**	-0.537**	-0.276**	
PEuk	0.011	0.786**	0.826**	-0.063	0.199*	-0.512**	-0.611**	0.419**

(b)

	Depth	Tem.	Sal.	NO_2	NO_3	PO_4	SiO_2	Syn
Tem.	-0.645**							
Sal.	0.737**	-0.274**						
NO_2	0.138	-0.352**	0.054					
NO_3	0.559**	-0.427**	0.433**	0.372**				
PO_4	0.821**	-0.617**	0.609**	0.284**	0.713**			
SiO_2	0.476**	-0.595**	0.196*	0.269**	0.574**	0.562**		
Syn	-0.456**	0.348**	-0.202*	-0.224**	-0.586**	-0.572**	-0.465**	
PEuk	-0.593**	0.231**	-0.394**	-0.105	-0.592**	-0.585**	-0.337**	0.728**

(continue)

(c)

	Depth	Tem.	Sal.	NO_2	NO_3	PO_4	SiO_2	Syn	Pro
Tem.	−0.765**								
Sal.	0.718**	−0.303**							
NO_2	0.101	−0.156*	0.061						
NO_3	0.324**	−0.537**	0.080	0.378**					
PO_4	0.799**	−0.697**	0.610**	0.196*	0.421**				
SiO_2	0.646**	−0.727**	0.274**	0.298**	0.572**	0.761**			
Syn	−0.818**	0.617**	−0.684**	0.005	−0.276**	−0.781**	−0.517**		
Pro	0.116	0.196*	0.381**	−0.149	−0.228**	−0.150	−0.291**	−0.073	
PEuk	−0.577**	0.569**	−0.353**	0.113	−0.329**	−0.633**	−0.472**	0.706**	0.158*

(d)

	Depth	Tem.	Sal.	NO_2	NO_3	PO_4	SiO_2	Syn	Pro
Tem.	−0.073								
Sal.	0.434**	0.408**							
NO_2	−0.054	0.460**	0.058						
NO_3	0.147	−0.697**	−0.335**	−0.307**					
PO_4	0.284**	−0.581**	−0.192*	−0.396**	0.884**				
SiO_2	0.277**	−0.678**	−0.108	−0.456**	0.743**	0.783**			
Syn	−0.212*	0.426**	0.002	0.437**	−0.566**	−0.571**	−0.535**		
Pro	0.105	0.497**	0.524**	0.299**	−0.442**	−0.445**	−0.336**	0.504**	
PEuk	−0.226**	0.371**	0.040	0.347**	−0.540**	−0.548**	−0.512**	0.894**	0.549**

Abbreviations: Temp, temperature ; Sal, salinity ; NO_2, nitrite ; NO_3, nitrate ; PO_4, phosphate ; SiO_2, silicate ; Pro, *Prochlorococcus* ; Syn, *Synechococcus* ; PEuk, pico-eukaryotes.

4. 고찰

4.1. *Synechococcus* 그룹의 분포 특성

동중국해 북부해역에서 *Synechococcus* 그룹의 연평균 현존량은 저수온기인 2월 4.9 × 10^3 cells mL^{-1}을 고수온기인 8월 79.9 × 10^3 cells mL^{-1}의 연평균 현존량을 나타내 저수온기에 비해 약 15배의 현존량 증가가 나타났다(Fig. 4-14). 이번 조사에서의 *Synechococcus* 그룹 현존량의 계절변화는 전 세계 다른 온대해역의 현존량 변화와 유사한 경향을 보였다(Table 4-3). 북 지중해 Blanes Bay에서 동계 10^2 cells mL^{-1}, 하계 10^4 cells mL^{-1} 수준의 현존량이 보고되었고, 성장률 또한 동계 0.2 d^{-1}, 하계 1.5 d^{-1}의 차이를 보여 온대 수역에서 동계의 낮은 현존량은 저수온의 영향에 의해 나타나는 것으로 보고되었다(Agawin *et al.* 1998). 또한 하계에 북서 지중해의 Barcelona 섬과 Balearic 섬 사이의 주변 해역 조사에서 10^4 - 10^5 cells mL^{-1} 수준의 높은 현존량과 최대 1.1 d^{-1}의 성장률을 나타냄을 보고하였다(Agawin *et al.* 1997). 이번 조사 해역인 동중국해의 이전 연구에서도 동계 10^2 - 10^3 cells mL^{-1}을, 하계 10^2 - 10^5 cells mL^{-1} 수준의 개체수를 나타내었다(Vaulot and Ning 1998; Chang *et al.* 1996; Noh 2000; Jio *et al.* 2002; Noh *et al.* 2005; Lee *et al.* 2014). *Synechococcus* 그룹은 온대 해역에서 일반적으로 저수온기에 현존량이 낮고 고수온기에 현존량이 높은 경향을 보여 수온이 중요한 제한 요소로 판단된다.

Synechococcus 그룹은 전 해양에 분포하나 영양염이 풍부한 용승지역과 연안환경에서는 10^4 - 10^6 cells mL^{-1}의 높은 현존량을 나타내며(Burkill *et al.* 1993; Parthensky *et al.* 1996; Parthensky *et al.* 1999) 대양의 빈 영양환경에서는 10^3 cells mL^{-1} 수준의 낮은 현존량을 나타내는 것으로 보고

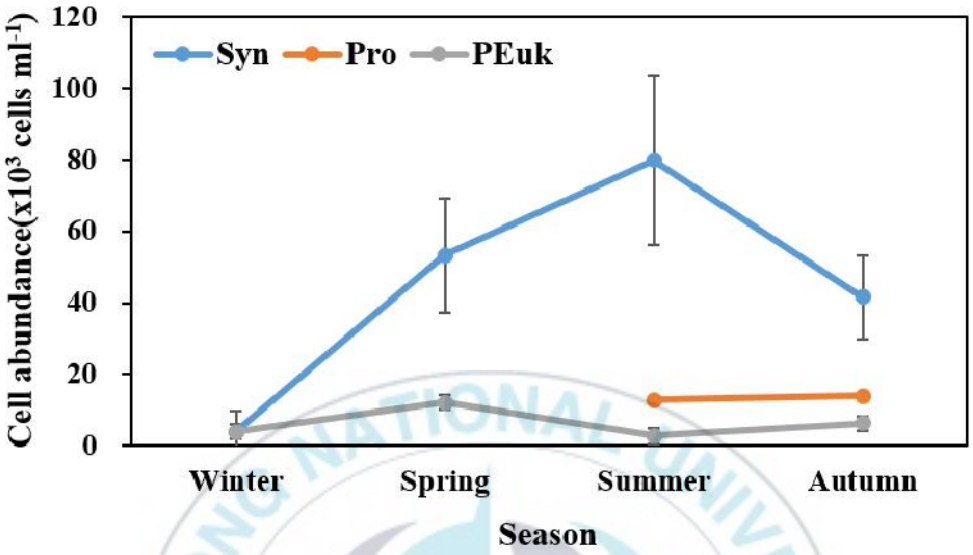

Fig. 4-14. Seasonal changes of picophytoplankton group abundance (× 10^3 cells mL^{-1}) in the northern East China Sea, 2016-2017.

되었다(Campbell *et al.* 1993). 이러한 결과는 이번 하계 조사 결과에서도 잘 나타나고 있었다. 동중국해 북부해역의 동쪽 해역에서 *Synechococcus* 그룹의 현존량은 21.6 - 65.4 × 10^3 cells mL^{-1} 범위를 나타내었고, 서쪽 해역에서는 71.3 - 207.1 × 10^3 cells mL^{-1}로 높은 현존량을 나타내 공간적으로 뚜렷한 차이를 보이고 있었다. 이는 장강희석수를 통한 영양염 유입으로 서쪽 해역의 현존량이 높아진 결과로 판단된다. 반면 Noh *et al.*(2006)의 연구 결과에서는 동중국해 북부해역의 서쪽해역보다는 제주도 남서쪽 해역에서 최대 현존량을 나타났으며, Lee *et al.*(2014)에 의한 유사 정점에서의 연구 결과 춘계와 하계 쿠로시오수의 영향을 받는 동쪽해역에서 현존량이 높

게 나타나 본 조사 결과와는 상반된 결과를 보였다. 이는 동중국해 북부해역에서 출현하는 *Synechococcus* 그룹은 다양한 생리·생태적 특성을 가진다는 것을 알 수 있다. 실제 유세포 분석기의 형광 차이에 의해서 *Synechococcus* 그룹은 몇 개의 군집이 있음을 확인하였고(Partensky *et al*. 1999a), 2000년대 다양한 유전자 마커를 통한 다양성 연구에서 20여개 이상의 clade가 밝혀졌다(Rocap *et al*. 2003; Fuller *et al*. 2003; Ahlgren and Rocap 2006; Penno *et al*. 2006; Choi and Noh 2009; Lavin *et al*. 2010; Huang *et al*. 2011; Choi 2012). 이 중 동중국해 하계 조사에서만 10여개의 군집이 나타나 *Synechococcus* 그룹의 다양성을 밝혔다(Choi and Noh 2009; Choi 2012). Choi(2012)는 저염 및 고수온 환경인 서쪽해역에서 clades Ⅲ, Ⅳ와 WPC1의 점유율이 높았으며 동쪽해역에서는 고온·고염의 환경으로 난수성 특성을 갖는 clade Ⅱ가 높은 우점율을 나타내 해역 간 서로 다른 개체군이 시·공간적으로 다른 분포 특성을 나타냄을 보고하였다. 따라서 동중국해 북부해역 해양환경에 따른 *Synechococcus* 그룹의 분포 특성을 면밀히 파악하기 위해서는 각 개체군의 분리 및 생리·생태적 연구가 동반되어야 함을 의미한다.

Synechococcus 그룹의 수직 분포는 계절별 물리환경이 지대한 영향을 미친 것으로 판단된다. 동계에는 강한 북서계절풍에 의해서 전 수층에서 수직 혼합이 일어나고 표·저층이 균일한 물리 특성을 나타냈다(Fig. 4-4). 이로 인하여 동계 *Synechococcus* 그룹의 수심에 따라 정점 평균 현존량은 2.5 – 6.2 × 10^3 cells mL^{-1} 범위로 유사한 현존량을 나타내었다. 또한 2017년 추계 조사 결과 표층 수온 감소에 따른 밀도차 감소와 바람 영향으로 수심 22 – 44 m에서 Ekman depth가 형성됨에 따라 수온약층이 소멸되는 시점으로 비교적 수심이 낮은 서쪽해역은 성층이 소멸하여 수직혼합으로 인한 혼합층의 특성을 나타내며 동계와 유사한 분포 경향을 나타낸 반면,

Table 4-3. *Synechococcus* averaged abundance at different regions.

Time	Area	Season	averaged abundance (cell mL-1)	Reference
2016 - 2017	northern ECS	winter	3.9×10^3	this study
		summer	76.6×10^3	
1995 - 1996	Mediterranean Bay	winter	5.0×10^2	Agawin *et al.* 1998
		summer	6.0×10^4	
1994	western Pacific coastal	summer	$0.4 - 1.2\ 10^5$	Chang *et al.* 1996
1981 - 1982	Menai strits and Irish sea	winter	about 10^3	Ei Hag and Fogg 1986
		summer	about 10^5	
1998	ECS	summer	about 10^4	Jio *et al.* 2002
1993 - 1999	ECS	winter	1.68×10^3	Noh 2000
		summer (Aug-Oct)	$1.0 - 2.0 \times 10^5$	
2003 - 2004	Ieodo	winter	2.1×10^3	Noh *et al.* 2005
		summer	$1.3 - 3.5 \times 10^5$	
2002. 08	ECS	summer	about 10^5	Noh *et al.* 2006
2010. 08 / 2012. 02	northern ECS	winter	2.3×10^3	Lee *et al.* 2014
		summer	8.8×10^4	

수심이 깊은 동쪽 해역은 표층 혼합층의 수심이 깊어짐에 따라 수심 50 m 까지는 유사한 현존량을 나타내다 그 이심에서 감소하는 경향을 나타내었다. 반면 춘계와 하계에는 표층 수온 상승으로 인한 성층이 형성됨에 따라 표층에서 수심 30 m 까지 *Synechococcus* 그룹의 현존량은 높았다. 또한 각 정점별 성층이 형성된 수심에서 최대 현존량을 나타내며, 수심이 깊어질수록 현존량은 급격히 감소하는 분포를 나타내었다. 이러한 분포도는 성층이 발달하는 열대와 아열대 해역에서 빈번히 발생하며(Olson *et al.* 1990b; Campbell and Vault 1993), 성층에서의 높은 현존량은 저층수로부터 영양염 공급과 광합성에 충분한 빛이 공급됨에 따른 결과로 판단된다. 특히 서쪽해역은 비교적 낮은 수심과 장강희석수를 통한 저염분수로 인한 표층혼합층의 낮은 밀도는 표층 가까운 수심에 성층을 형성하게 만들어 표층에서도 높은 현존량을 나타낸 것으로 판단된다. *Synechococcus* 그룹은 1980년대 중반까지 낮은 광에 적응하는 것으로 알려졌으나(Platt *et al.* 1983; Fogg 1986), 이후 현장 조사와 실내 실험을 통해 높은 광량 하에서도 세포 순응에 의해 높은 성장률을 보이며, 영양염이 부족하지 않는 한 표층에서 세포 당 낮은 엽록소-*a*의 농도를 보이나 일차생산은 높은 값을 나타낸다고 보고하였다(Kana and Glibert 1987; Kana *et al.* 1992; Clauster and Marty 1995; Kudo and Harrison 1997). 이번 조사결과 *Synechococcus* 그룹은 하계 표층에서 정점 평균 1.3×10^5 cells mL^{-1}로 높은 현존량을 나타냈으며 이러한 분포는 동중국해 북부해역에서 성층뿐만 아니라 표층에서도 *Synechococcus* 그룹은 높은 성장을 유지할 수 있으며, 동중국해 북부해역 표층의 영양염 환경도 *Synechococcus* 그룹이 성장을 유지할 수 있는 수준임을 의미한다. 따라서 *Synechococcus* 그룹은 하계 동중국해 북부해역 표층혼합층에서 높은 현존량을 나타내며 하계 일차생산력의 한 축을 담당 할 것으로 판단된다.

4.2. *Prochlorococcus* 그룹의 분포 특성

Prochlorococcus 그룹은 열대와 아열대 해역의 고온 및 빈영양 환경에서 *Synechococcus* 그룹보다 100 배 이상의 현존량과 생체량으로는 20배 이상 존재하며(Landry *et al*. 1996; Partensky *et al*. 1999a; Noh *et al*. 2004) 고위도에서는 저수온에 의하여 분포가 제한되는 것으로 알려져 있다(Partensky *et al*. 1999a). 또한 질소계 NH_4^+와 urea의 이용(Moore *et al*. 2002), 구리 및 바이러스 민감도(Abe *et al*. 2003), 식물플랑크톤 그룹 간 종 경쟁 및 포식압(Pile *et al*. 1996; Christake *et al*. 1999; Agawin *et al*. 2000) 등의 제한 요인이 제안되었다. 동중국해에서는 동계에 저수온에 의해서 분포의 제한을 받으며, 하계와 추계에는 장강희석수를 통한 저염분수와 높은 부유물질에 의해서 대륙붕 수역에서 분포가 제한 받는 것으로 보고되었다(Jiao *et al*. 2005; Pan *et al*. 2005; Noh *et al*. 2006). 또한 동중국해는 하계 표·저층에서 다양한 수괴들이 유입되며 동중국해 수괴와 섞이면서 수괴 안정도가 떨어지고 수온, 염분 및 영양염 농도 변화 등 복잡한 수괴구조를 형성함에 따라 다양한 요인들이 복합적으로 *Prochlorococcus* 그룹의 분포와 성장에 제한 요인으로 작용했을 것으로 판단된다.

이번 조사에서 *Prochlorococcus* 그룹은 동계에 전 조사 정점에서 출현하지 않았으며 수온은 9.2 – 17.6℃ 분포 범위로 나타났다. 기존 연구에 따르면 *Prochlorococcus* 그룹은 10℃ 이하에서는 성장 저해를, 15 – 18℃ 이하에서는 성장 제한(Olson *et al*. 1990; Buck *et al*. 1996)을 받는 것으로 보고되어, 동계에는 저수온에 의해 성장이 제한 된 것으로 판단된다. 반면 춘계 동쪽해역에서의 수온은 18℃ 이상 이였으며, 염분도 32.0 이상으로 수온과 염분은 *Prochlorococcus* 그룹 분포에 저해 요인으로 작용하지 않을 것으로 보이나 출현은 확인되지 않았다. 이러한 원인으로 동중국해에서의

Prochlorococcus 그룹은 외해 유입수에 의해 유입되는 특성상 수치 모델을 통한 쿠로시오수의 동중국해 유입량이 5월에 가장 낮다는 연구 결과(Guo *et al*. 2006)는 춘계에 *Prochlorococcus* 그룹의 유입이 제한적일 가능성도 있다. 또한 방법적인 한계로 *Prochlorococcus* 그룹은 엽록소 형광이 매우 약하며 특히 표층에 분포하는 *Prochlorococcus* 그룹은 저층보다 더욱 낮은 형광을 가지기 때문에 분석 시 과소평가 될 수 있다. 그러나 Noh *et al*.(2005)은 이어도 주변 해역 정점에서 *Prochlorococcus* 그룹은 추계에만 출현이 확인 되었으며, Lee *et al*.(2014)은 동중국해 북부해역 및 제주도 주변해역 연구 결과에서 하계와 추계에만 출현이 확인되어 춘계 동중국해 북부해역에서의 *Prochlorococcus* 그룹의 분포가 제한적일 수 있다고 판단된다.

Prochlorococcus 그룹의 분포가 확인된 하계 및 추계에 동쪽해역에서 제한적으로 출현하고 있었으며, 상대적으로 저염인 서쪽 해역에서 출현하지 않았다. 기존 동중국해의 하계 대륙붕 연안에서 염분 33.4 이하에서 *Prochlorococcus* 그룹은 출현하지 않았으며, 34.3 이상에서는 출현이 확인되었다(Noh *et al*. 2006). 반면 Jio *et al*.(2005)과 Pan *et al*.(2005)은 동계에 염분 33.5 이상의 대륙붕단 외해쪽에서 *Prochlorococcus* 그룹이 제한적으로 분포하며 하계와 추계에는 염분 29.1 이상의 대륙붕 연안에서도 존재함을 밝혔다. 이번 조사에서는 하계 출현이 확인 된 해역에서 최소 염분은 28.7이였으며, 최대 염분은 34.7 이였다. 반면 출현하지 않은 해역의 표층 최대 염분층은 33.4로 나타났다. 이러한 결과는 *Prochlorococcus* 그룹의 분포는 단순 저염이 제한 요인으로 작용하는 것이 아니라, 장강희석수에 포함된 구리 및 중금속과 미량금속 등(Mann *et al*. 2002; Jiao *et al*. 2005) 복합적인 요인들이 제한 요인으로 작용 한 것으로 판단된다. 또한 기존 연구에서 *Prochlorococcus* 그룹의 동중국해 유입은 쿠로시오수의 수송에 의

해 이루어짐을 보고하였다. 그러나 이번 조사 결과 2016년 하계 전 정점 표층의 염분은 31 이하로 쿠로시오수의 영향을 받지 않는 것으로 나타났으나 *Prochlorococcus* 그룹은 출현하였다. 이러한 결과는 동중국해에서 *Prochlorococcus* 그룹 수송이 쿠로시오수뿐만 아니라 다른 외해수에 의해서도 수송이 가능함을 생각해 볼 수 있다. 그 중 하나는 대만난류수로 대만 해협(Tiawan strait)을 통해서 중국 연안쪽으로 올라오는 경로와 대만 북동쪽에서 쿠로시오 중층수 용승에 따른 관입으로 혼합수의 형태로 동중국해의 32°N 라인 근처에서 더 북쪽으로 이동하며 표층 혼합층에 영향을 미친다고 보고하였다(Inoue 1981; Guan and Mao 1982; Weng and Wang 1984; Zhang and Wang 2003). 또한 남중국해와 대만해협에서 춘계와 하계 *Prochlorococcus* 그룹은 *Synechococcus* 그룹보다 높은 현존량을 나타내(Chen *et al*. 2007; Chen *et al*. 2011) 대만난류수에 의해 수송이 가능하며, 또한 쿠로시오수 중층수에 포함된 *Prochlorococcus* 그룹은 대만난류수에 관입을 통하여 동중국해 북부해역으로 수송될 가능성 또한 배제할 수 없으나 이에 대한 연구는 아직 이루어진바 없어 추후 연구가 진행되어야 할 것으로 판단된다. 추계에는 *Prochlorococcus* 그룹의 분포 범위가 하계에 비해 확대되어 나타났다(Fig. 4-10). 수치 모델 및 음향 도플러 유속계(Acoustic Doppler Current Profiler, ADCP)를 이용한 동중국해 대륙붕단에서 쿠로시오수의 수송량 연구결과 춘계와 하계에 수송량은 낮으며 상대적으로 추계와 동계에 높고 11월에 최대가 되는 것으로 보고하였다(Guo *et al*. 2006; Isobe 2008). 따라서 추계 *Prochlorococcus* 그룹의 분포 범위 확대는 장강희석수의 영향은 감소한 반면 쿠로시오수 영향이 확대됨에 의한 것으로 판단된다.

Prochlorococcus 그룹의 수직분포는 하계와 춘계에 서로 다른 양상을 나타내고 있었다. 하계에는 각 선별 최고 동쪽 정점인 13 정점에서 높은 현

존량을 나타내며 수직적으로는 수온약층 부근에서 최대 현존량을 나타내며 그 이심에서는 점차 감소하는 구조로 열대와 아열대의 빈영양환경에서 흔히 볼 수 있다(Partensky *et al.* 1999a,b). 반면 추계는 수심에 따른 현존량 차이는 없었으며 정점에 따라 저층에서 최대 현존량을 나타내 하계와는 다른 분포 경향을 나타내었다. 이는 *Prochlorococcus* 그룹 내의 다양한 생리·생태적 특성에 기인하는 것으로 형광에 의한 2 가지 생태형이 현재까지 잘 알려져 있다. HL 생태형(High light-adapted ecotype)은 보통 유광대 상층부에서 주로 우점하며 표층에서 수심 100 m 까지 존재하며 높은 광에 적응되어 낮은 엽록소 형광(엽록소 b2:a2의 낮은 비율)을 가지며, LL 생태형(Low light-adapted ecotype)은 유광대 하부에서 주로 우점하며 수심 50 - 200 m 까지 존재하며 낮은 광에 적응되어 높은 엽록소 형광(엽록소 b2:a2의 높은 비율)을 가지는 것으로 보고되었다(Campbell and Vaulot 1993; Moore *et al.* 1995, 1998; Moore and Chisholm 1999). 기존 연구에서 Lee(2012)는 유세포 분석기를 통한 동중국해 및 제주도 주변해역 연구에서 추계에 두 가지 생태형이 출현함을 확인 하였고, Choi(2012)는 유전체학 분석을 통하여 하계 제주도 남동쪽 해역 표층에서 HLⅡ 생태형과 SCM 층에서는 LLⅠ-Ⅳ 생태형이 존재함을 보고하였다. 이번 조사에서도 유세포 분석기의 형광 차이를 통하여 2016년 8월과 2017년 11월에 조사 해역 중 가장 동쪽 정점인 316선의 13 정점에서 형광값 차에 의한 두 개의 생태형(ecotype)이 확인 되었다(Fig. 4-16). 하계 형광값이 낮았던 생태형 Ⅰ은 주로 표층부터 수심 30 m에서 높은 현존량을 보이고 있었고, 형광값이 높았던 생태형 Ⅱ는 수심 50 m에서 저층까지 높은 현존량이 나타났다. 반면 추계에는 생태형 Ⅰ이 수심 50 m까지 높은 현존량을 나타내었고, 생태형 Ⅱ는 수심 75 m에서 출현이 확인되었다. Moore *et al.*(1999)의 연구 결과 LL 생태형은 유광대의 높은 광도에서 광저해가 나타나기 때문에 표층 혼

합층에서는 생존하기 어려운 것으로 보고하였다. 이번 하계 조사에서는 표층 혼합층이 30 m 수심에 형성되었으며 추계에는 50 – 75 m 수심에서 형성됨에 따라 *Prochlorococcus* 그룹의 생태형 Ⅰ과 Ⅱ의 수직 분포에 영향을 준 것으로 판단된다.

PUKYONG NATIONAL UNIVERSITY
부경대학교

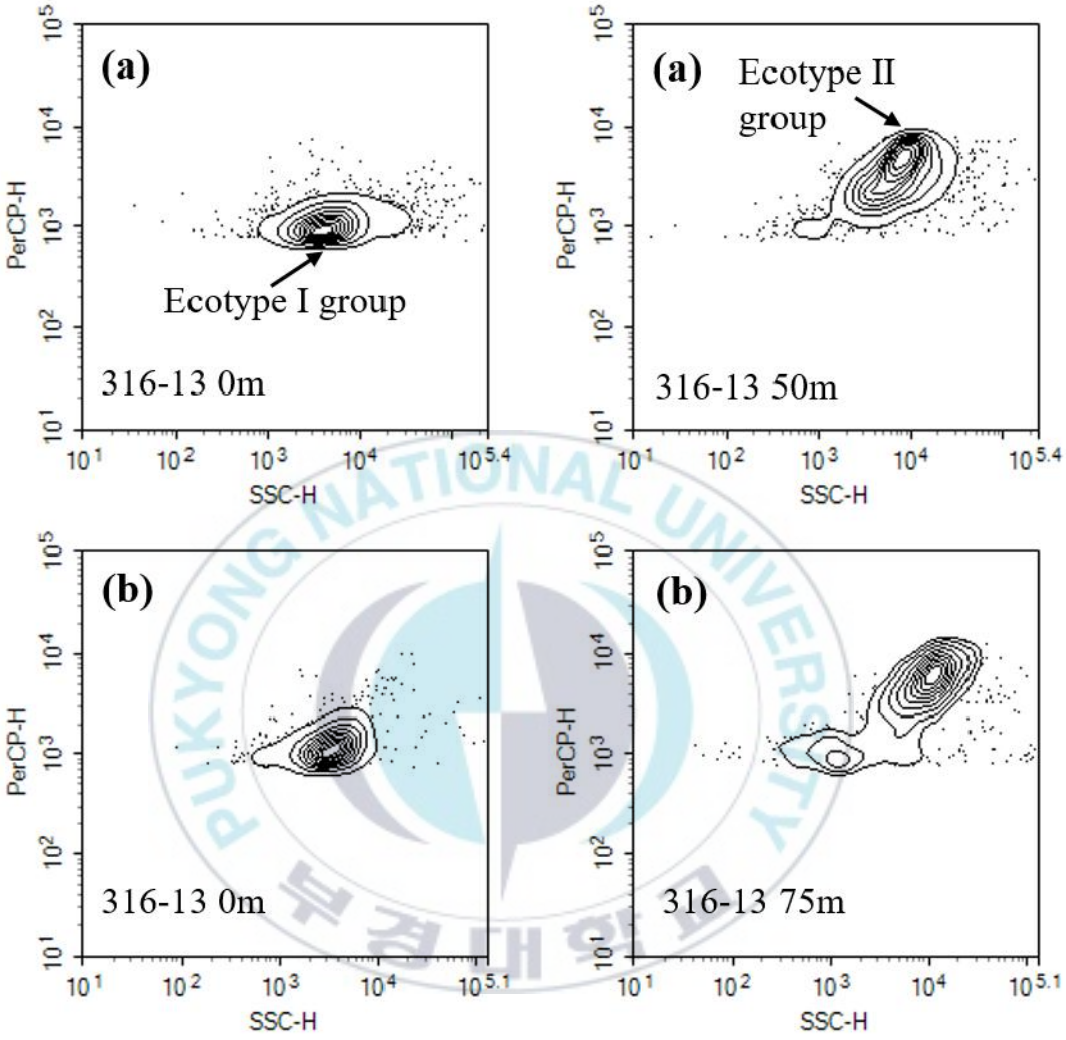

Fig. 4-15. Flow cytometry signatures of coexisting *Prochlorococcus* popultions in the northern East China Sea on in (a) summer 2016 and (b) autumn in 2017.

4.3. Picoeukaryotes 그룹의 분포 특성

Picoeukaryotes 그룹은 계절에 따라 다양한 분포도를 형성하고 있었으며, 다른 두 그룹의 초미소식물플랑크톤과 다르게 하계에 평균 2.8 × 10^3 cells mL^{-1}로 가장 낮은 현존량을 나타냈으며, 춘계에 평균 12.2 × 10^3 cells mL^{-1}로 가장 높은 현존량을 나타낸 것이 특징적 이였다(Fig. 4-14). 이러한 결과는 Noh *et al.*(2005)의 이어도 주변해역 조사 결과와 Lee *et al.*(2014)의 동중국해 해역 조사에서 춘계에 최대 현존량을 보였던 결과와 일치하고 있었다. 또한 Jiao *et al.*(2005)과 Noh *et al.*(2005) 연구에 의하면 하계 보다 동계에 현존량이 상대적으로 높게 나타났다. 본 조사에서도 동계 현존량이 3.9 × 10^3 cells mL^{-1}로 하계 보다 높은 현존량을 나타내었으며 저염수괴에서도 높은 현존량을 나타내 낮은 수온 및 염분에 의해서 성장이 제한받지 않는 것으로 판단되며, 이러한 원인으로 그룹내 다양한 분류군이 포함되어 있어 조사 시기 및 해역에 따라 생리·생태적으로 다른 특성을 가지는 분류군들이 알맞은 환경에 맞춰 높은 성장을 한 것으로 판단된다. 수직적 분포에서는 동계와 추계에는 해역의 수직 혼합에 의해서 수심별 차이는 미미하게 나타났고, 춘계와 하계에는 성층 형성으로 인하여 수심 10 - 30 m 사이에서 높은 현존량을 나타내 *Synechococcus* 그룹과 계절적으로 유사한 분포도를 나타내고 있었다.

Picoeukaryotes 그룹은 동중국해에서 다른 초미소식물플랑크톤에 비해 현존량이 낮게 나타났으나 세포 당 높은 탄소생물량과 상위 포식자에 높은 에너지 전달율 등 먹이망에서 중요한 부분을 담당하는 것으로 보고되었다(Worden *et al.* 2004; Grob *et al.* 2007). 또한 춘계시기에 황해와 동중국해에서 picoeukartyotes 그룹의 생체량 점유율이 매우 높게 나타났다(Noh *et al.* 2005; Le *et al.* 2010). 이번 조사에서도 하계를 제외한 전 계절에서 초

미소식물플랑크톤 중 추정 탄소량은 60% 이상의 기여율을 보이고 있었다 (Table. 4-4). 이는 동중국해 해역에서 점차 미소 및 초미소식물플랑크톤의 우점율이 증가하는 현상에서 일차생산자로써 picoeukaryotes의 역할이 중요 할 것으로 판단된다.

Table 4-4. The relative of estimated carbon biomass of *Synechococcus*, *Prochlorococcus* and picoeukaryotes based on depth-averaged cell abundance. Abbreviations : data = averaged(standard deviation)

Season	Carbon biomass relative (%)		
	Syn	Pro	PEuk
Winter	16.8(10.8)		83.2(10.8)
Spring	37.1(14.3)		62.9(14.3)
Summer	73.7(11.2)	2.2(3.6)	24.0(9.8)
Autun	39.0(7.5)	1.5(2.2)	59.5(7.5)
Mean	41.7(23.6)	0.9(1.1)	57.4(24.6)

4.4. 수괴 변동에 따른 초미소식물플랑크톤 분포 특성

동중국해는 계절에 따라 황해저층냉수, 장강희석수, 대만난류수 및 쿠로시오수 등 다양한 수괴에 의해서 영향을 받아 계절에 따라 복잡한 물리적 특성을 갖는다(Beardley *et al*. 1985). 특히 하계 동중국해 북부해역에서 가장 큰 영향을 미치는 수괴는 서쪽에서 유입되는 장강희석수로 저염의 수괴가 제주도 이남까지 영향(Zhang *et al*. 1994)을 미치기도 하며, 동쪽 해역은 고온·고염의 쿠로시오수의 영향을 받는 것으로 보고되었다(Gong *et al*. 1996). 또한 남쪽에서 유입되는 대만난류수는 장강 하구역까지 유입될 수 있으며 장강희석수와 함께 동중국해 북부해역의 해양 생태계를 더욱 복잡하게 하는 역할을 한다(Inoue 1981; Weng and Wang 1984; Zhu *et al*. 2011;Ning *et al*. 2011. Youn *et al*. 2015). 이와 같은 수괴는 시기에 따라 유입의 확장과 감소를 반복하며 동중국해 북부해역의 생태계에 영향을 미치고 있으며, 특히 2009년 완공된 삼협댐은 수문의 인위적 조절로 장강희석수 유출량을 감소시키며 이로 인하여 영양염 유입 감소에 따라 생물생산이 감소 할 것으로 예측하였다(Chen 2000; Yanagi 2002). 실제 삼협댐 건설 전·후 부유물질 양은 최대 56% 감소하였으며(MLTMA 2009) 이러한 영향들은 동중국해에서 초미소식물플랑크톤 출현에도 영향을 미칠 것으로 판단된다.

Synechococcus 그룹은 조사 기간 중 하계 서쪽해역에서 높은 현존량을 나타내었으며 2016년 하계 서쪽해역에서 911.2 × 10^3 cell mL^{-1}로 최대 현존량을 나타냈었으며 장강희석수의 영향을 받는 표층 혼합층 내 평균 현존량은 239.5 × 10^3 cell mL^{-1}로 나타났다. 반면 2017년 같은 정점에 대해서 최대 현존량은 426.4 × 10^3 cell mL^{-1}, 표층혼합층 내 평균 현존량은 147.6 × 10^3 cell mL^{-1}로 현존량은 약 2배 정도 감소하여 나타났다(Fig. 4-17). 서

쪽해역에서 출현하는 *Synechococcus* 그룹은 고수온뿐만 아니라 장강희석수의 유입에 영향을 받고 있으며 하계 장강희석수의 기여율은 2016년 31.3 %로 317 선의 13 정점을 제외한 전 정점에서 31.0 이하의 저염분수(Fig. 4-18)를 나타내며 영향이 큰 반면, 2017년 장강희석수의 기여율은 15.0 %로 감소(Fig. 4-19)에 따른 영양염류 감소가 원인으로 판단된다. 따라서 본 조사기간 중 하계 *Synechococcus* 그룹의 현존량 분포는 장강희석수의 유입량이 지대한 영향을 미치는 것으로 판단된다.

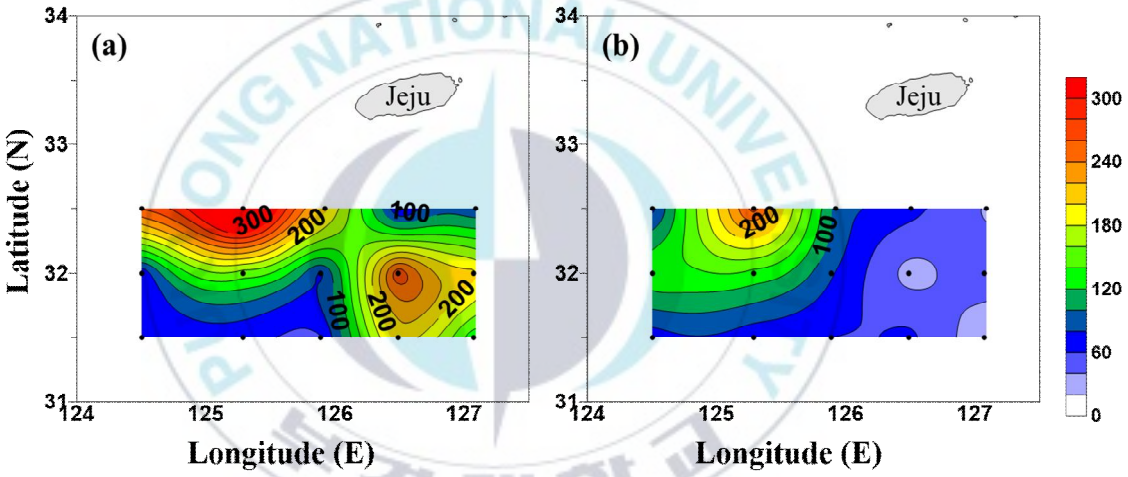

Fig. 4-16. Spatial distributions of *Synechococcus* cell abundance (× 10^3 cells mL^{-1}) averaged in surface to 20 m depth in the northern East China Sea in summer (a) 2016 and (b) 2017.

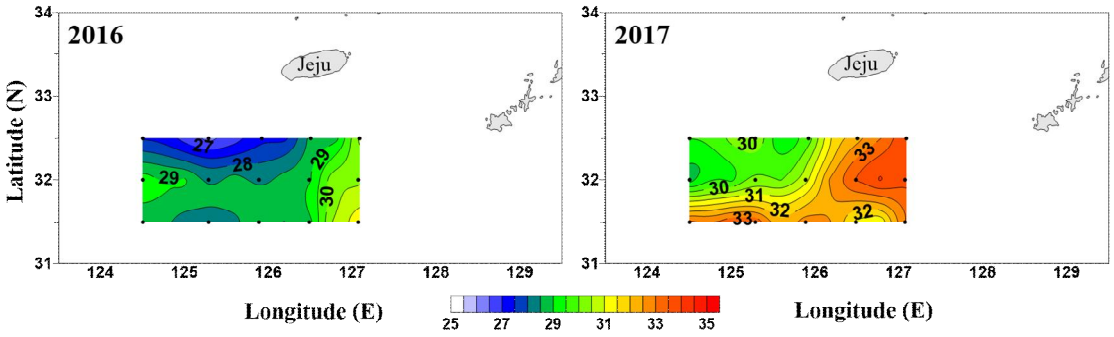

Fig. 4-17. Surface distributions of Salinity in the northern East China Sea in summer 2016 and 2017.

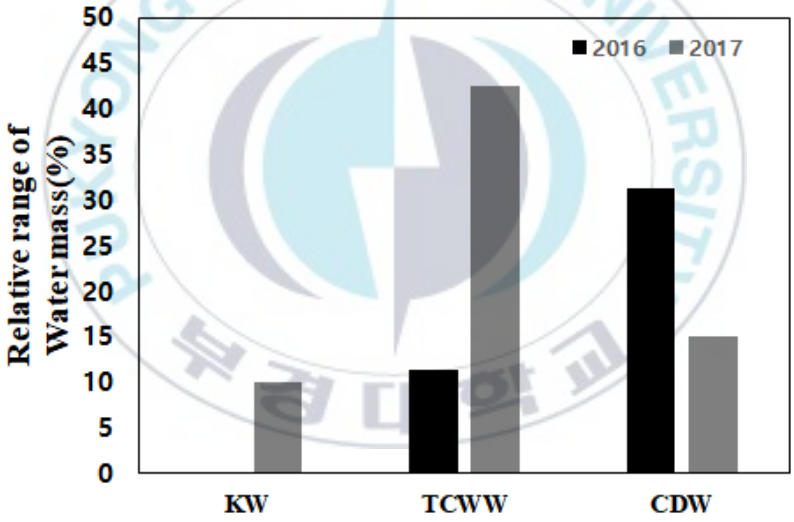

Fig. 4-18. The variation rates of relative range of water masses in the northern East China Sea in summer 2016-2017.

반면 *Prochlorococcus* 그룹의 동중국해 분포는 앞선 결과에서 장강희석수의 저염 환경, 부유물질 및 미량금속에 의해서 분포가 제한(Jiao *et al.* 2005)되어 지며, 고온·고염의 쿠로시오수의 확장에 의해 현존량 및 분포 범위가 확대됨(Noh *et al.* 2005, 2006; Lee *et al.* 2014)을 알 수 있었다. 이번 조사에서도 *Prochlorococcus* 그룹은 동쪽해역에서 제한적으로 출현하였으며, 2016년 하계 쿠로시오수는 관찰되지 않았지만 *Prochlorococcus* 그룹의 최대 현존량은 75.4 × 10^3 cell mL^{-1}로 나타났으며 2017년도에는 10.0 % 기여율(Fig. 4-19)을 보이며 최대 현존량은 109.9 × 10^3 cell mL^{-1}로 증가하였다. 또한 이번 조사에서도 추계 장강희석수의 영향은 약해지고, 쿠로시오수의 영향은 증가하여 *Prochlorococcus* 그룹의 분포 범위가 확장되어 나타나 쿠로시오수의 영향을 잘 반영하고 있어 *Prochlorococcus* 그룹의 분포도는 쿠로시오수의 유입량이 가장 큰 영향을 미칠 것으로 판단된다.

따라서 동중국해 북부해역의 초미소식물플랑크톤의 분포 특성은 수괴의 구조를 파악하는데 유용한 생물학적 지표가 될 수 있으며, 동중국해 북부해역의 환경 특성 및 이에 연동되는 생태계 특성을 파악하기 위한 유용한 정보를 제공하기 위해서는 분자생물학적 분석이 병행되어야 할 것으로 판단된다.

Ⅴ. 종합 결론

동중국해 북부해역에서 영향을 주고 있는 수괴들의 영향력 변화와 삼협댐 건설에 따른 인위적인 수문 조절로 담수 유입량 감소는 해양환경을 변화 시키고 있었으며, 이로 인하여 식물플랑크톤의 군집 조성에도 영향을 미치고 있었다. 1995 - 2017년간 환경 자료를 이용하여 장기변동 특성을 관찰한 결과 연평균 수온은 감소하는 것으로 나타나 전 지구적으로 기후변화로 인한 수온 상승의 경향과는 상반된 결과를 나타내었다. 이는 동중국해 북부해역에 영향을 미치는 수괴 중 가장 저온의 황해저층냉수의 영향력이 증가하고 있었으며 다른 수괴들에 비해 동중국해 북부해역에서 가장 큰 영향력을 미치고 있는 것으로 확인 되었다. 따라서 동중국해 북부해역에서의 수온 변동은 기후변화에 따른 지구 온난화의 영향 보다는 수괴의 영향력 변동이 더 큰 요인으로 작용함을 확인할 수 있었다. 염분은 삼협댐 건설에 따른 수문 조절로 장강희석수의 유입량이 감소함에 따라 하계 표층에서는 다소 증가하고 있으나 전체적으로 감소하는 경향을 나타내고 있었다. 이는 동중국해에 고염을 전달하는 쿠로시오수의 영향력 감소에 따른 결과로 나타나 염분의 변동은 삼협댐 수문 조절에 따른 인위적인 영향과 수괴 영향력 변동이 복합적으로 작용함을 알 수 있다.

동중국해 북부해역에서 1995 - 2017년간 질산염 + 아질산염은 증가하는 반면 인산염과 규산염은 감소하는 경향을 나타내었다. 그러나 연도별 질산염 + 아질산염 농도는 1995 - 2004년까지 증가하여 최고 농도를 나타낸 이후 급격한 감소를 나타내었으며, 2010년 이후 부터는 연평균 보다 낮은 농도를 나타내며 감소하는 경향을 보였다. 또한 인산염과 규산염도 2010년 이후 감소하는 경향을 나타내 동중국해 북부해역의 영양염은 2010년 이후

전체적으로 감소하는 것을 확인하였다. 이러한 영양염류의 감소는 동중국해 북부해역에 영양염을 공급하는 수괴의 영향력 변동이 가장 큰 영향으로 작용한 결과로, 질산염의 주된 유입원인 장강희석수와 인산염의 유입원인 쿠로시오수와 대만난류수의 영향력 감소 등으로 영양염류는 감소하고 있는 것으로 나타났다. 또한 장강 하구에서의 2000년대 이후 빈번한 적조 발생으로 인해 막대한 영양염이 소모됨으로써 이번 조사해역에서 낮은 영양염 농도를 나타낸 한 원인으로 작용 할 수 있다. 따라서 동중국해 북부해역에서의 해양환경은 삼협댐 건설에 따른 인위적인 요인, 수괴에 영향력 변화 및 장강 하구에서의 빈번한 적조 등 복합적인 요인이 작용함을 확인 하였다.

이러한 해양환경의 변동은 식물플랑크톤 군집 형성에도 영향을 미치고 있었다. 동중국해 북부해역의 2000년대 중반 춘계와 하계에는 돌말류(*Chaetoceros lorenzianus*, *Leptocylindrus danicus* 및 *Pseudonitzschia pungens*)와 와편모류(*Gymnodinium* sp. *Ceratium fusus, Gymnodinium breve* 및 *Scrippsiella trochoidea*)가 주 우점종으로 높은 현존량을 나타내었다. 그러나 이번 조사에서는 춘계, 하계 및 추계에 10 ㎛ 이하의 미세편모조류가 15.8 - 53.8 %의 우점율을 보이며 최우점종으로 나타나 기존 연구에서의 20 ㎛ 이상의 돌말류와 편모류의 식물플랑크톤 군집과는 차이를 나타내었다. 또한 1998년 하계와 이번 조사 하계의 해양환경 및 식물플랑크톤 군집구조의 비교 결과 영양염류는 1998년 하계에 비해 이번 조사에서 감소하는 것으로 나타났으며, 특히 인산염의 농도는 검출 한계까지 낮게 나타났다. 이로 인하여 1998년 하계의 식물플랑크톤 성장은 질소가 제한요소로 작용한 반면, 이번 조사에서는 인에 의해 제한 받는 것으로 나타나 서로 상반되는 결과를 나타내었다. 이로 인해 식물플랑크톤 군집에서도 1998년 하계에는 충분한 영양염으로 인하여 대부분의 정점에서 돌말류가

50 % 이상의 높은 우점율을 나타낸 반면 본 조사에서는 낮은 영양염과 특히 인산염은 0.1 μM 이하의 매우 낮은 농도를 나타내어 10 ㎛ 이하 크기의 미소형편모류가 최우점종으로 나타나는 군집 차이를 나타내었다. 식물플랑크톤은 인이 결핍된 환경에서는 질산염이 풍부함에도 이용하지 않으며 (Chen *et al.* 1999), 또한 낮은 질산염과 인산염은 미소식물플랑크톤 증식의 제한요인이 되고, 상대적으로 낮은 영양염에서도 성장이 가능한 초미소식물플랑크톤이 우점한다(Baek *et al.* 2010). 이번 조사에서도 엽록소-*a*의 크기별 기여율은 영양염류가 낮았던 춘계와 하계 초미소형 엽록소-*a*가 60 % 이상의 높은 기여율을 나타내었고, 추계에 41.0 %로 가장 낮은 기여율을 나타내었다. 특히 영양염류의 농도가 가장 낮은 하계 표층 혼합층에서 가장 높은 기여율을 나타내었고 비교적 영양염이 높은 서쪽 정점 보다는 동쪽 정점에서 높은 기여율을 나타내었다. 따라서 영양염류의 감소 경향을 나타내는 동중국해 북부해역에서 식물플랑크톤의 군집은 점차 소형화가 될 것으로 예상되며, 이로 인한 1차 생산성의 감소는 상위포식자인 동물플랑크톤에게까지 영향을 미칠 것으로 판단된다.

동중국해 북부해역의 초미소식물플랑크톤은 계절에 따른 수괴의 변동에 의해 계절적으로 다른 분포 특성을 나타냈다. *Synechococcus* 그룹은 초미소식물플랑크톤 중 가장 높은 현존량을 차지하였으며 하계 10^3 - 10^5 cells mL^{-1}로 높았으며 동계 10^3 cells mL^{-1}로 낮은 현존량 분포범위를 보여 계절에 따른 현존량 차이를 나타냈다. 공간적으로는 장강희석수의 영향을 받는 서쪽해역에서 높은 현존량을 나타내 계절에 따른 수온 증가와 장강희석수로 부터의 영양염 유입이 *Synechococcus* 그룹의 현존량 변화에 영향을 미치는 것으로 나타났다. *Prochlorococcus* 그룹은 동계와 춘계에는 출현이 확인 되지 않았으며, 하계와 추계 쿠로시오수에 영향을 받는 동쪽 해역에서만 출현이 확인되어 장강희석수에 의한 저염분수에 의해 분포가 제한되

는 것으로 나타났다. 반면 쿠로시오수의 수송량이 최대가 되는 것으로 알려진 11월에는 가장 넓은 분포 범위를 나타내 *Prochlorococcus* 그룹은 쿠로시오수의 수송량에 의해 그 분포 범위가 영향을 미치는 것으로 나타났다. *Prochlorococcus* 그룹은 수직적으로 유세포 분석기의 형광값 차이에 의해서 형광값이 낮았던 생태형 Ⅰ은 표층 혼합층에서 높은 현존량을 나타내었고, 형광값이 높았던 생태형 Ⅱ는 표층 혼합층 이심에서 높은 현존량을 나타내 수직적으로 서로 다른 생리·생태 특성을 가지는 생태형으로 구분되어 나타났다. Picoeukaryotes 그룹은 연중 가장 낮은 현존량을 나타냈으나 다른 두 그룹과는 다르게 춘계에 가장 높은 현존량을 나타내 세포 당 탄소량이 많은 특성상 춘계에 일차 생산자로서 중요한 역할을 할 것으로 판단된다. 이번 조사 결과 동중국해 북부해역은 계절에 따라 수괴의 변동에 의하여 초미소식물플랑크톤의 분포 특성이 나타났으며, 각 초미소식물플랑크톤 그룹별 다양한 계통군 및 생태형들이 서로 다른 생리·생태적 특성을 보이며 분포 하는 것으로 나타났다. 따라서 기후변화로 인한 쿠로시오수의 변동과 삼협댐 건설로 인한 수문의 인위적인 조절로 장강희석수의 유출량이 감소하는 등 초미소식물플랑크톤의 분포 특성은 동중국해 북부해역에서의 수괴 구조를 파악할 수 있는 생물학적 지표로 활용 할 수 있으며, 동중국해의 환경 특성 및 이에 연동되는 생태계 특성을 파악하기 위한 유용한 정보를 제공 할 수 있을 것으로 판단된다.

결론적으로 이번 조사 결과 동중국해 북부해역 해양환경은 수괴 영향력 변동에 의해 영향을 받고 있었으며, 주요 수괴 중 황해저층냉수의 영향력 증가와 쿠로시오수의 영향력 감소에 의해 수온 및 염분은 감소하고 있었다. 또한 삼협댐 건설에 따른 장강희석수 유입량 감소와 장강하구에서의 빈번한 적조 발생으로 인하여 영양염류는 감소하였다. 이는 1990 - 2000년대 돌말류와 편모류 중심의 식물플랑크톤 군집 구조에서 최근 미소 및 초미소식물

플랑크톤 중심의 군집 구조로 천이를 발생시키는 원인으로 작용한 것으로 판단된다. 따라서 과거 돌말류와 편모조류 중심의 식물플랑크톤 군집구조에서는 높은 일차생산력을 나타낼 수 있었지만, 최근 미소 및 초미소식물플랑크톤의 중심의 군집구조가 형성됨에 따라 기초생산력은 과거에 비해 감소할 것으로 예상되며, 이로 인한 해양 생태계 변화가 있을 것으로 판단된다.

PUKYONG NATIONAL UNIVERSITY
부경대학교

Ⅵ. 참고문헌

국립기상연구소. 2011. IPCC 5차 평가보고서 대응을 위한 기후변화 시나리오 보고서 2011. 국립기상연구소 기후연구과, 서울. 117 pp.

노재훈. 1995. 황해와 동중국해에서의 식물플랑크톤 분포에 관한 연구. 인하대학교 석사학위 논문, 195pp.

성기탁, 황재동, 한인성, 고우진, 서영상, 이재영. 2010. 한국 연·근해 수온의 시공간적 장기변동 특성. 해양환경안전 학회지. 16(4): 353-360.

심정민, 윤석현, 황재동, 진현국, 이용화, 김영숙, 윤상철. 2008. 울릉도 주변 해역의 극미소플랑크톤 분포 특성. 한국환경과학회지. 17(11): 1243-1253.

오현주. 1999. 동중국해 북부해역 식물플랑크톤의 생태학적 특성. 부산대학교 박사학위 논문. 192pp.

윤양호, 박종식, 서호영, 황두진. 2003. 동중국해 식물플랑크톤 군집의 공간분포와 와편모조류 적조. 환경생물. 21(2): 132-141.

윤양호, 최임호, 서호영, 황두진. 2002. 하계 동중국해 해양구조 및 식물플랑크톤 생물량의 공간적 분포특성. 여수대학교 수산과학연구소 논문집. 11: 36-46.

Agawin NSR, CM Duarte and S Agusti. 2000. Nutrient and temperature control of the contribution of picoplankton to phytoplankton biomass and production. Limnol Oceanogr. 45: 591-600.

Ahlgren NA and G Rocap. 2006. Culture isolation and culture-independent clone libraries reveal new marine *Synechococcus* ecotypes with distinctive light and N physiologies. Appl. Environ. Microbiol. 72: 7193-7204.

Aikawa H. 1936. On the quantitative analysis of plankton associations

in the seas surrounding Japan Ⅱ. Bull. Fish. Exper. Station. pp. 237-272.

Baek SH, KS Shin, BG Hyun and PG Jang. 2010. Distribution Characteristics and Community Structure of Phytoplankton in the Different Water Masses During Early Summer of Southern Sea of Korea Ocean and Polar Research. 32: 1-13.

Beardsley R, R Limebumer, H Yu and GA Cannon. 1985. Discharge of the Changjiang (Yangtze River) into the East China Sea. Continental Shelf Research. 4:57-76.

Behrenfeld MJ, RT O'Malley, DA Siegel, CR McClain, JL Sarmiento, GC Feldman, AJ Milligan, PG Falkowski, RM Letelier and ES Boss. 2006. Climate-driven trends in contemporary ocean productivity. Nature, 444(7120): 752-755.

Bowman MJ and WE Esaias. 1978. Oceanic Fronts in CoastalProcesses. Spring-verlag. 114p.

Buck KR FP Chavez and L Campbell. 1996. Basin-wide distributions of living carbon components and the inverted trophic pyramid of the central gyre of the North Atlantic Ocean, summer 1993. Aquat Microb Ecol. 10: 283-298.

Burkill PH, RJG Leakey, NJP Owens, and RFC Mantoura. 1993. *Synechococcus* and its importance to the microbial food web of the northwestern Indian Ocean. Deep Sea Res Part 2 Top Stud Oceanogr. 40: 773-782.

Calbet A, MR Landary. 1999. Mesozooplankton Influences on the Microbial Food Web: Direct and Indirect Trophic Interactions in the Oligotrophic Open Ocean. Limnol Oceanogr 44:1370-1380.

Campbell L and D Vault. 1993. Photosynthetic picoplankton community

structure in the subtropical north Pacific Ocean near Hawaii(station ALOHA). Deep Sea Res Part 1 Oceanogr Res Pap. 40: 2043-2060.

Campbell L, HA Nolla and D Vaulot. 1994. The importance of *Pochlorococcus* to community structure in the central North Pacific Ocean. Limnol Oceanogr. 396: 954-961.

Campbell L, HA Nolla and D Vaulot. 1994. The importance of *Pochlorococcus* to community structure in the central North Pacific Ocean. Limnol. Oceanogr. 396: 954-961.

Chai C, Z Yu, Z Shen, X Song, X Cao and Y Yao. 2009. Nutrient characteristics in the Yangtze river and the adjacent East China Sea before and after impoundment of the Three Gorges Dam. Sci. Total Environ. 407: 4687-4695.

Chang J, KH Lin, KM Chen, GC Gong and KP Chiang. 2003. *Synechococcus* growth and mortality rates in the East China Sea: range of variations and correlation with environmental factors. Deep Sea Res Part 2 Top Stud Oceanogr. 50: 1265-1278.

Chen C, J Chu, RC Beardsley and PSJ Franks. 2003. Physical-biological sources for dense algal blooms near the Changjiang. Geophys. Res. Lett. 30. 1515-1518.

Chen CTA and SL Wang. 1999. Carbon, alkalinity and nutrient budgets on the East China Sea continental shelf. Journal of Geophysical Research, 104: 675-686.

Chen CTA. 2000. The Three Gorges Dam: Reducing the upwelling and thus productivity in the East China Sea. Geophysical Research Letters. 27(3): 381-383.

Chen CTA. 2008. Distribution of nutrients in the East China Sea and the South China Sea connection. J Oceanogr. 64: 737-751.

Chen CTA. 2009. Chemical and physical fronts in the Bohai, Yellow and

East China seas. J Mar Syst. 78: 394-410.

Chen YL, H Lu, F Shiah, G Gong, K Liu and J Kanda. 1999. New production and f-ratio on the continental shelf of the East China Sea: comparisons between nitrate inputs from the subsurface Kuroshio Current and the Changjiang River. Estuar. Coastal Shelf Sci. 48: 59-75.

Chen YL, HY Chen, GC Gong, YH Lin, S Jan and M Takahashi. 2004. Phytoplankton production during a summer coastal upwelling in the East China Sea. Cont. Shelf Res. 24: 1321-1338.

Cheung WWL, C Close, V Lam, R Watson and D Pauly. 2008. Application of macroecological theory to predict effects of climate change on global fisheries potential. Mar Ecol-Prog Ser. 365: 187-197.

Chiang KP, MC Kuo, J Chang, RH Wang and GC Gong. 2002. Spatial and temporal variation of the *Synechococcus* population in the East China Sea and its contribution to phytoplankton biomass. Cont Shelf Res. 22: 3-13.

Chisholm SW, RJ Olson, ER Zetter, R Goerike, JB Waterburry and NA Welschmeyer. 1988. A novel free-living prochlorophyte abundant in the oceanic euphotic zone. Nature. 334: 340-343.

Chisholm SW, RJ Olson, ER Zetter, R Goerike, JB Waterburry and NA Welschmeyer. 1988. A novel free-living prochlorophyte abundant in the oceanic euphotic zone. Nature. 334: 340-343.

Choi DH, JH Noh. 2009. Phylogenetic diversity of *Synechococcus* strains isolated from the East China Sea and the East Sea. FEMS Microbiol Ecol. 69: 439-448.

Choi DH. 2012. Picocyanobacterial diversity and distribution during summer in the northern East China Sea. Ocean Polar Res. 34(1):

19-28.

Choi CH, CR Lee, HK Kang and KA Kang, 2011. Characteristics and variation of size-fractionated zooplankton biomass in the northern East China Sea. Ocean and Polar Research. 33(2): 135-147.

Christaki U, S Jacquet, JR Dolan, D Vaulot and F Rassoulzadegan. 1999. Growth and grazing on *Prochlorococcus* and *Synechococcus* by two marine ciliates. Limnol Oceanogr. 44: 52-61.

Chung CS, GH Hong, SH Kim, YI Kim, DS Moon, JK Park, YC Park, JH Lee and HJ Lie. 2000. The origin of dissolved inorganic nutrients by Kuroshio Intermediate Water in the eastern continental shelf of the East China Sea. J. Kor. Soc. 3(3): 13-23.

Coleman ML and SW Chisholm. 2007. Code and context: *Prochlorococcus* as a model for cross-scale biology. Trends Microbiol. 15: 398-407.

Crowley TJ. 2000. Causes of climate change over the past 1000 years. Science. 289(5477): 270-277.

Dong H, D Ren and B Li. 1990. The distribution and influential factors of oxygen and phosphate in Kuroshio area of the East China Sea north to 30 degree N in summer and winter 1987. Essays on the Investigation on Kuroshio. 2: 208-217.

Dortch Q. and TE Whitledge. 1992. Does nitrogen or silicon limit phytoplankton production in the Mississippi River plume and nearby regions? Cont. Shelf Res. 12: 1293-1309.

Edmond JM, A Spivack, BC Grant, Z Chen, S Chen and X Zeng. 1985. Chemical dynamics of the Changjiang estuary. Continental Shelf Research 4: 17-36.

Edwards M, AJ Richardson. 2004. Impact of climate change on marine

pelagic phenology and trophic mismatch. Nature. 430: 881-884.

Fu FX, ME Warner, YH Zhang, YY Feng and DA Hutchins. 2007. Effects of increased temperature and CO2 on photosynthesis, growth and elemental patios in marine *Synechococcus* and *Prochlorococcus*(Cyanobacteria). 1. J. Phycology. 43: 485-496.

Fu FX, ME Warner, YH Zhang, YY Feng and DA Hutchins. 2007. Effects of increased temperature and CO2 on photosynthesis, growth and elemental patios in marine *Synechococcus* and *Prochlorococcus*(Cyanobacteria). J. Phycol. 43: 485-496.

Fuller NJ, D Marie, F Partensky, D Vaulot, AF Post and DJ Scanlan. 2003. Clade-specific 16S ribosomal DNA oligonucleotides reveal the predominance of a single marine *Synechococcus* clade throughout a stratified water column in the red sea. Appl. Environ. Microbiol. 69: 2430-2443.

Gallienne CP and DB Robins. 2001. Is Oithona the most important copepod in the world's oceans? J. Plankton Res. 23: 1421-1432.

Gong GC, YI Chen and KK Liu. 1996. Chemical hydrography and chlorophyll a distribution in the East China Sea in summer: implications in nutrient dynamics. Cont Shelf Res. 16: 1561-1590.

Gong GC, YH Wen, BW Wang, and GJ Liu. 2003. Seasonal variation of chlorophyll a concentration, primary production and environmental conditions in the subtropical East China Sea. Deep-Sea Res. II. 50: 1219-1236.

Gong Y and YS Suh. 2013. Effect of climate-ocean changes on the abundance of Pacific saury. J. Environ. Biol. 34: 23-30.

Grob C, O Ulloa, W Li, G Alarcón, M Fukasawa and S Watanabe. 2007. Picoplankton abundance and biomass across the eastern South Pacific Ocean along latitude 32.5°S. Mar Ecol Prog Ser. 332:

53-62.

Guan B. 1994. Patterns and structures of the currents in Bohai, Huanghai, and East China Sea. In Oceanology of China Seas. Vol.l.edited by D.Zhou, Y.B.Liang and C.K.Zeng, Kluwer Academic Pulblishers, Dordrecht, Netherlands. pp.17-26.

Guo X, Y Miyazawa and T Yamagata. 2006. The Kuroshio onshore intrusion along the shelf break of the East China Sea: the origin of the Tsushima Warm Current. J Phys Oceanogr. 36: 2205-2231.

Guo YJ and YS Zhang. 1996. Charateristics of phytoplankton distribution in Yellow Sea. The Yellow Sea. 2(1): 90-103.

Hansen J, M Sato, R Ruedy, L Lo, DW Lea, M Medina Elizade. 2006 Global temperature change. PNAS. 103(39):14288-14293.

Harrison PJ, MH Hu, YP Yang, and X Lu. 1990. Phosphate limitation in estuarine and coastal waters of China. J. Exp. Mar. Biol. Ecol. 140, 79-87.

Herman AW, 1992. Design and calibration of a new optical plankton counter capable of sizing small zooplankton. Deep-Sea Res. II 39: 395-425.

Hopcroft RR, JC Roff and D Lombard. 1998. Production of tropical copepods in Kingston Harbour, Jamaica: the importance of small species. Mar. Biol. 130: 593-604.

Hu D. 1994. Some striking features of circulation in Huanghai Sea and East China Sea. In Oceanology of China Seas. Vol.l.edited by D.Zhou,Y.B. Liang and C.K.Zeng, Kluwer Academic Pulblishers, Dordrecht, Netherlands. pp.27-38.

Huang S, SW Wilhelm, HR Harvey, K Taylor, N Jiao and F Chen.

2012. Novel lineages of Prochlorococcus and *Synechococcus* in the global oceans. ISME J. 6(2): 285-297.

Huang R. 1988. The influence of hydrography on the distribution of Phytoplankton in the southern Taiwan strait. Esturine, Coastal and Shelf Science., 26:643-6563

Huang R. 1993. Phytoplankton distribution in the South China Sea and Kuroshio-flowing region of Taiwan. Acta Oceanogr. Taiwanica. 31: 73-82.

Huo YZ, SW Wang, S Sun, CL Li and MT Liu. 2008. Feeding and egg production of the planktonic copepod Calanus sinicus in spring and autumn in the Yellow Sea, China. J Plankton Res. 30: 723-734.

Hur HB, GA Jacobs and WJ Teague. 1999. Monthly variations of water masses in the Yellow and East China Seas, November 6, 1998. J Oceanogr. 55: 171-184.

Hwang JS, R Kumar, HU Dahms, LC Tseng and QC Chen. 2007. Mesh-size affects abundance estimates of Oithona spp. (Copepoda, Cyclopoida). Crustaceana. 80: 827-837.

Hwang JS, S Souissi, LC Tseng, L Seuront, FG Schmitt and LS Fang. 2006. A long-term study of the influence of the northeast and southwest monsoons on the copepod assemblages in the boundary waters between the East China Sea and the Taiwan Strait. J. Plankton Res. 28: 943-958.

Isobe A. 2008. Recent advances in ocean-circulation research on the Yellow Sea and East China Sea shelves. J Oceanogr. 64: 569-584.

Ito T, A Kaneko, H Tsubota and N Gohda. 1994. The Characteristic distribution of silica over the East China Sea shelf slope. J.

Oceanogr. 50: 465-477.

Iturriaga R and BG Mitchell. 1986. Chroococcoid cyanobacteria: a significant component in the food web dynamics of the open ocean. Mar. Ecol. Prog. Ser. 28: 291-297.

Iturriaga R and BG Michell. 1986. Chroococoid cyanobacteria: a signigicant component in the food web dynmics of the open ocean. Mar. Ecol. Prog. Ser. 28: 291-297.

Jiao N, Y Yang, H Koshikawa and M Watanabe. 2002. Influence of hydrographic conditions on picoplankton distribution in the East China Sea. Aquat Microb Ecol. 30: 37-48.

Jiao N, Y Yang, N Hong, Y Ma, S Harada, H Koshikawa and M Watanabe. 2005. Dynamics of autotrophic picoplankton and heterotrophic bacteria in the East China Sea. Cont Shelf Res. 25: 1265-1279.

Jiao N, Y Yang, H Koshikawa and M Watanabe. 2002. Influence of hydrographic conditions on picoplankton distribution in the East China Sea. Aquat. Microb. Ecol. 30: 37-48.

Johnson PW and J NcN Sieburth. 1979. Chroococcoid cyanobacteria in the sea: A ubiquitous and diverse phototrophic biomass. Limnol Oceanogr. 24: 928-935.

Joint IR and AJ Pomroy. 1986. Photosynthetic characteristics in the sea: a ubiquitous and diverse phototrophic biomass. Mar. Biol. 92: 465-474.

Joo HT, SH Son, JW Park, JJ Kang, JY Jeong, CI Lee, CK Kang and SH Lee. 2016. Long-term pattern of primary productivity in the East/Japan Sea based on ocean color data derived from MODIS-aqua. Remote Sens. 8, 25; doi:10.3390/rs8010025

Jung S. 2008. Spatial variability in long-term changes of climate and

oceanographic conditions in Korea. Journal of Environmental Biology. 29: 519-529.

Kamiya H. 1991. The corelation between apperance of phytoplankton and the sea condition. Umi to Sora. 67(2): 153-162.

Kang JH, WS Kim, KI Chang and JH Noh. 2004. Distribution of plankton related to the mesoscale physical structure with in the surface mixed layer in the southwestern East Sea, Korea. J. Plankton Res. 26: 1515-1528.

Kang YQ and SW Choi. 1985. Annual and Interannual Fluctuations of Coastal Water Temperatures in the Tsushima Current and the Kuroshio Regions. The Korean Society of Fisheries and Aquatic Science. 18(6): 497-505.

Kim KR, TS Rhee, K Kim and JY Chung. 1991. Chemical characteristics of the Eas Sea Intermediate Water in the Ulleung Basin. J. Oceanol. Soc. Korea. 26(3): 278-290.

Kim KH and SS Kim. 2009. Radium isotope ratio as a tracer for estimating the influence of Changjiang outflow to the Northern part of the East China Sea. J. Kor. Sci. Mar. Environ. Engineer. 12(3): 133-142.

Kim S, CI Zhang, JY Kim, JH Oh, S Kang and JB Lee. 2007. Climate variability and its effects on major fisheries in Korea. Ocean Sci J. 42(3): 179-192.

Kim TW, K Lee, RG Najjar, HD Jeong and HJ Jeong. 2011. Increasing N Abundance in the Northwestern Pacific Ocean Due to Atmospheric Nitrogen Deposition. Science. 334: 505-509.

Kwak JH, SH Lee, J Hwan, YS Suh, HJ Park, KI Chang, Kr Kim and

CK Kang. 2014. Summer primary productivity and phytoplankton community composition driven by different hydrographic structures in the East/ Japan Sea and the Western Subarctic Pacific. J. Geophys. Res. Ocean. 119: 4505 - 4519.

Landry MR, J Kirshtein and J Constantinou. 1996. Abundances and distributions of picoplankton populations in the central equatorial Pacific from 12°N to 12°S, 140°W. Deep Sea Res Part 2 Top Stud Oceanogr. 43: 871-890.

Landry MR, SL Brown, J Neveux, C Dupouv, J Blanchot, S Christensen and Bidigare. 2003. Phytoplankton growth and microzooplankton grazing in high-nutrient, low-chlorophyll waters of the equatorial Pacific: Community and taxon-specific rate assessments from pigment and flow cytometric analyses. Journal of Geophysical Research Oceans. 108: 8142.

Le F, X Ning, C Liu, Q Hao, J Shi. 2010. Community structure of picoplankton abundance and biomass in the southern Huanghai Sea during the spring and autumn of 2006. Acta Oceanologica Sinica. 29: 58-68.

Lee YJ, JK Choi, SH Youn and SM Roh. 2014. Influence of the physical forcing of different water masses on the spatial and temporal distributions of picophytoplankton in the northern East China Sea. Cont Shelf Res. 88: 216-227.

Lee YJ. 2012. Phytoplankton dynamics and primary production in the Yellow Sea during winter and summer. Ph.D. Thesis, Inha University. Incheon. 218pp.

Lee SH, BK Kim, YJ Lim, HT Joo, JJ Kang, DB Lee, SY Ha and SH Lee. 2017. Small phytoplankton contribution to the standing stocks and the total primary production in the Amundsen Sea. Biogeosciences. 14: 3705 - 3713.

Lee SH, HT Joo, JH Lee, JH Lee, JJ Kang, HW Lee, DB Lee and CK

Kang. 2017. Carbon uptake rates of phytoplankton in the Northern East/Japan Sea. Deep Sea Res. II. 143: 45 - 53.

Lee YJ, JK Choi and JK Shon. 2012. Phytoplankton Distribution in the Eastern Part of the Yellow Sea by the Formation of Tidal Front and Upwelling during Summer. Ocean and Polar Research. 34(2): 111-123.

Legendre L and F Rassoulzadegan. 1996. Food-web mediated export of biogenic carbon in oceans hydrodynamics control. Mar Ecol Prog Ser. 145: 179-193.

Legendre L and J Le Fevre. 1995. Microbial food webs and the export of biogenic carbon in oceans. Aquat Microb Ecol. 9: 69-77.

Legendre L and J Michaud. 1998. Flux of biogenic carbon in oceans: size-dependent regulation by pelagic food webs. Mar Ecol Prog Ser. 164: 1-11.

Li WKW, DVW Subba Rao, G Harrison, JC Smith, JJ Cullen, B Irwin and T Platt. 1983. Autotrophic picoplankton in the tropical ocean. Science. 219: 292-295.

Li M, K Xu, M Watanabe and Z Chen. 2007. Long-term variations in dissolved silicate, nitrogen, and phosphorus flux from the Yangtze River into the East China Sea and impacts on estuarine ecosystem. Estuarine, Coastal and Shelf Science. 71: 3-12.

Li WKW, DVW Subba Rao, G Harrison, JC Smith, JJ Cullen, B Irwin and T Platt. 1983. Autotrophic picoplankton in the tropical ocean. Science. 219: 292-295.

Lie HJ, CH Cho, JH Lee and S Lee. 2003. Structure and eastward extension of the Changjiang River plume in the East China Sea. Journal of Geophysical Research. 108 : C3.

Lim DB. 1976. The movements of the waters off the south coast of Korea. J. Oceanol. Soc. Korea. 11: 77-88.

Lin C, X. Ning, J Su, Y Lin and B Xu. 2005. Environmental changes and the responses of the ecosystems of the Yellow Sea during 1976-2000. J. Mar. Sys. 55: 223-234.

Lindell D and AF Post. 1995. Ultraphytoplankton succession is triggered by deep winter mixing in the Gulf of Aqaba (Eilat), Red Sea. Limnol Oceanogr. 40: 1130-1141.

Litchman E, CA Klausmeier, OM Schofield and PG Falkowski. 2007. The role of functional traits and trade-offs in structuring phytoplankton communities: scaling from cellular to ecosystem level. Ecology Letters 10: 1170 - 1181.

Liu H, K Suzuki and H Saito. 2004. Community structure and dynamics of phytoplankton in the western subarctic Pacific Ocean: A synthesis. J Oceanogr. 60: 119-137.

Longhurst AR. 1991. Role of the marine biosphere in the global carbon cycle. Limnol Oceanogr. 36: 1507-1526.

Longhurst AR. 2010. Ecological Geography of the Sea. Academic Press, London, UK.

Magazzu G and F Decembrini. 1995. Primary production, biomass and abundance of phototrophic picoplankton in the Mediterranean Sea: a review. Aquat. Microb. Ecol. 9: 97 - 104.

Matsuda O, Y Nishi, YH Yoon and T Endo. 1989. Observation of themonohaline structure and phytoplankton biomass the shelf front of East China Sea during early summer. J. Fac. Appl. Biol. Sci. 28: 27-35.

Meng F, F Huang, M Zhaodang and L Qinliang. 1991. On the

composition and distribution of zooplankton species in the Kuroshio region in the north of the East China Sea. Essays on the investigation of Kuroshio. 3: 150-161.

Min SH, DH Kim and JJ Yoon. 2010. Temporal and spatial analysis of SST in the Northeast Asian Seas using NOAA/AVHRR data. J. Kor. Institude Imformation and Communication Engineer. 14: 2818-2826.

Ministry of Land, Transport and Maritime Affairs. 2009. The study of Oceanographic environmental impact in the South Sea(East China Sea) due to the Three Gorges Dam. pp. 7-175.

Moore LR and SW Chisholm. 1999. Photophysiology of the marine cyanobacterium *Prochlorococcus*: ecotypic differences among cultured isolates. Limnol Oceanogr. 44: 628-638.

Moore LR, AF Post, G Rocap and Chisholm. 2002. Utilization of different nitrogen sources by the marine cyanobacteria *Prochlorococcus* and *Synechococcus*. Limnol Oceanogr. 49: 989-996.

Moore LR, G Rocap and SW Chisholm. 1998. Physiology and molecular phylogeny of coexisting *Prochlorococcus* ecotypes. Nature. 393: 464-467.

Moore LR, R Goericke and SW Chisholm. 1995. Comparative physiology of *Synechococcus* and *Prochlorococcus*: influence of light and temperature on growth, pigments, fluorescence and absorptive properties. Mar Ecol Prog Ser. 116: 259-275.

Moreira D and P Lopez-Garcia. 2002. The molecular ecology of microbial eukaryotes unveils a hidden world, Trends in Microbiology. 10(1): 31-38.

Moriyasu S. 1972. The Tsushima Current. In: Kuroshio: Its Physical Aspects, H. Stommel and K Yoshida, editors. Univ. of Tokyo

Press: 353-369.

Murphy LS and EM Hagen. 1985. The distribution and abundance of phototrophic picoplankton in the north Atlantic. Limnol Oceanogr. 30: 47-58.

Murphy LS and EM Hagen. 1985. The distribution and abundance of phototrophic picoplankton in the North Atlantic. Limnol. Oceanogr. 30: 47-58.

Nakamura Y and JT Turner. 1997. Predation and respiration by the small cyclopoid copepod Oithona similis: How important is feeding on ciliates and heterotrophic flagellates? J. Plankton Res. 19: 1275-1288.

Ning X, C Lin, J Su, C Liu, Q Hao and F Le. 2011, Long-term changes of dissolved oxygen, hypoxia, and the responses of the ecosystems in the East China Sea from 1975 to 1995. J. Oceanogr. 67: 59-75.

Nitani M. 1972. Beginning of the Kuroshio. In: Kuroshio: Its Physical Aspects, H. Stommel and K Yoshida, editors, Univ. of Tokyo Press: 129-156.

Noh JH and JK Choi. 2001. Contribution of picoplankton to size-fractionated primary productivity and characteristics of photosynthesis parameters in the East China Sea and The southern Yellow Sea. Proc. 2001 Spring Meeting, Korean Soc. Oceanogr. p.53.

Noh JH, SJ Yoo and SH Kang. 2006. The summer distribution of picophyoplankton in the western Pacific. Korean J. Environ. Biol. 24: 67-80.

Noh JH, SJ Yoo, JA Lee, HC Kim and JH Lee. 2005. Phytoplankton in the waters of the leodo ocean research station determined by

microscopy, Flow cytometry, HPLC pigment data and remote sensing. Ocean Polar Res. 27: 397-417.

Noh JH, SJ Yoo, MJ Lee, SK Son and WS Kim. 2004. A flow cytometric study of autotrophic picoplankton in the Tropical Eastern Pacific. Ocean Polar Res. 26: 273-286.

Nona S, R Agawin, CM Duarte and S Agustí. 1998. Growth and abundance of *Synechococcus* sp. in a Mediterranean Bay: seasonality and relationship with temperature. Mar Ecol Prog Ser. 170: 45-53.

Oh GS. 2012. Characteristics and variation of zooplankton community structure in the northern East China Sea. Ph.M. Thesis Chonnam National University. Yeosu. 58pp.

Olson RJ, SW Chisholm, ER Zettler, MA Altabet and EV Armbrust. 1988. Analysis of *Synechococcus* pigment types in the sea during single and dual beam flow cytometry. Deep Sea Res A. 35: 425-440.

Olson RJ, SW Chisholm, ER Zettler, MA Altabet and JA Dusenberry. 1990a. Spatial and temporal distributions of Prochlorophyte picoplankton in the North Atlantic Ocean. Deep Sea Res A. 37: 1033-1051.

Olson RJ, SW Chisholm, ER Zettler, MA Altabet and JA Dusenberry. 1990b. Pigment, size and distribution of *Synechococcus* in the north Atlantic and Pacific Ocean. Limnol Oceanogr. 35: 45-58.

Olson RJ, SW Chisholm, ER Zettler, MA Altabet and EV Armbrust. 1988. Analysis of Synechococcus pigment types in the sea during single and dual beam flow cytometry. Deep-Sea Rea. 35: 425-440.

Pakhomov EA and PW Froneman. 2004. Zooplankton dynamics in the eastern Atlantic sector of the Southern Ocean during austral summer 1997/1998-Part I: Community structure. Deep-Sea Res. II 51: 2599-2616.

Pan LA, LH Zhang, J Zhang, MG Josep and M Chao. 2005. On-board flow cytometric observation of picoplankton community structure in the East China Sea during the fall of different years. FEMS Microbiol Ecol. 52: 243-253.

Pan LA, LH Zhang, J Zhang, MG Josep and M Chao. 2005. On-board flow cytometric 9observation of picoplankton community structure in the East China Sea during the fall of different years. FEMS. Microb. Ecol. 52: 243-253.

Parsons RR, M Takahashi and B Hargrave. 1984. Biological oceanographic process, 3rd ed.,PergamonPress.PP.143-157.

Partensky F, J Blanchot and D Vaulot. 1999a. Differential distribution and ecology of Prochlorococcus and Synechococcus in oceanic waters: a review. Bulletin-Institut Oceanographique Monaco-Numero Special. 457-476

Partensky F, WR Hess and D Vaulot. 1999b. *Prochlorococcus* a marine photosynthetic prokaryote of global significance. Microbiol. Mol. Bio. Rev. 63: 106-127.

Penno DL and AF Post. 2006. Diversity of *Synechococcus* and *Prochlorococcus* populations determined from DNA sequences of the N-regulatory gene *ntc*A. Environ Microbiol. 8: 1200-1211.

Pile AJ, MR Patterson and JD Witman. 1996. In situ grazing on plankton <10㎛ by the boreal sponge Mycale lingua. Mar Ecol Prog Ser. 141: 95-102.

Pingree RD and JH Simpson. 1978. Shallow Sea Fronts Produced by Tidal Strirring. Springer-Verlag B.H.NY. 29-47.

Platt T, V Subba-Rao and B Irwin. 1983. Photosyntesis of picoplankton in the oligotrophic ocean. Nature. 301: 702-704.

Ralf G and DJ Repeta. 1992. The pigments of Prochlorococcus marinus: The presence of divinylchlorophyll a and b in a marine procaryote, Limnol. Oceanogr. 37(2): 425-433.

Raven JR. 1998. The twelfth tansley lecture. Small is beautiful: the picophytoplankton. Funct. Ecol. 12 (4): 503 - 513.

Reckermann M and MJW Veldhuis. 1997. Trophic interactions between picophytoplankton and micro- and nanozooplankton in the western Arabian Sea during the NE monsoon. Aquat Microb Ecol. 12: 263-273.

Reckermann M and MJW Veldhuis. 1997. Trophic interactions between picophytoplankton and micro- and nanozooplankton in the western Arabian Sea during the NE monsoon. Aquat. Microb. Ecol. 12: 263-273.

Richardson AJ. 2008. In hot water: zooplankton and climate change. ICES J Mar Sci. 65: 279-295.

Rocap G, DL Distel, JB Waterbury, SW Chisholm. 2002. Resolution of *Prochlorococcus* and *Synechococcus* ecotypes by using 16S-23S ribosomal DNA internal transcribed spacer sequences. Appl. Environ. Microbiol. 68: 1180-1191.

Rocap G, FW Larimer, J Lamerdin, S Malfatti, P Chain, NA Ahlgren A Arellano, M Coleman, L Hauser, WR Hess, ZI Johnson, M Land, D Lindell, AF Post, W Regala, M Shah, SL Shaw, C Steglich, MB Sullivan, CS Ting, A Tolonen, EA Webb, ER Zinser and SW Chisholm. 2003. Genome divergence in two *Prochlorococcus* ecotypes reflects oceanic niche differentiation. Nature. 424: 1042-1047.

Rost B, I Zondervan and D Wolf-Gladrow. 2008. Sensitivity of phytoplankton to future changes in ocean carbonate chemistryl current knowledge, contradictions and research directions. Mar Ecol-Prog Ser. 373: 227-237.

Saiz E, A Calbet and E Broglio. 2003. Effect of small scale turbulence on copepods: the case of Oithona davisae. Limnol. Oceanogr. 48:

1304-1311.

Scanlan DJ and NJ West. 2002. Molecular ecology of the marine cyanobacterial genera *Prochlorococcus* and *Synechococcus*. FEMS Microbiol Ecol. 40: 1-12.

Seung YH. 1992. Water masses and circulations around Korean peninsula. J. Oceanogr. Soc. Korea. 27: 324-331.

Shynn B. and JB Lee. 2002. Spatial and temporal distribytion of picoplankton, nanoplankton and microplankton in Jungmum coastal waters of Jeju of Island, Korea. 「The Sea」 Jornal of the Korean Society of Oceanography. 7(2): 78-86.

Simon N, RG Barlow, D Marie, F Partensky and D Vaulot. 1994. Characterization of oceanic photosynthetic picoeukaryotes by flow cytometry. Journal of Phycology. 30: 922-935.

Smayda TJ. 1978. Biogeographical meaning indicators. In: Phytoplankton Mannual(A. Sournia, ed.). UNESCO. pp. 225-229.

Son YB, JH Ryu, JH Noh, SJ Ju and SH Kim. 2012. Climatological variability of satellite-derived sea surface temperature and chlorophyll in the south sea of Korea and East China Sea. Ocean and Polar Res. 34: 201-218.

Tan Y, L Huang, H Liangmin, Q Chen and X Hwang. 2004. Seasonal variation in zooplankton composition and grazing impact on phytoplankton standing stock in the Pearl River Estuary, China. Cont. Shelf Res. 24: 1949-1968.

Tang X, F Wang, Y Chen and M Li. 2009. Warming trend in northern East China Sea in recent four decades. Chin J Oceanol Limn.

27(2):185-191.

Tarran GA, MV Zubkov, MA Sleigh, PH Burkill and M Tallop. 2001. Microbial community structure and standing stocks in the NE Atlantic in June and July of 1996. Deep Sea Res Part 2 Top Stud Oceanogr. 48: 963-985.

Tian RC, FX Hu and JM Martin. 1993. Summer nutrient fronts in the Changjiang(Yantze River) estuary, Estuarine, Coastal and Shelf Sci. 37: 27-41.

Ting CS, G Rocap, J King and SW Chisholm. 2002. Cyanobacterial photosynthesis in the oceans: the origins and significance of divergent light-harvesting strategies, Trends in Microbiology. 10(3): 134-142.

Tont SA. 1976. Short-period climatic fluctuations: effects on diatom biomass. Science. 194: 942-944.

Turner JT. 2004. The importance of small planktonic copepods and their roles in pelagic marine food webs. Zool. Stud. 43: 255-266.

Ueno S. 1993. Phytoplankton communities and their relation to the water types in the vicinity of the Kuroshio front in the East China Sea. J. Shimonoseki Univ. Fish. 41(4): 251-256.

Uitz J, D Stramski, B Gentili, F D'Ortenzio and H Claustre, 2012. Estimates of phytoplankton class-specific and total primary production in the Mediterranean Sea from satellite ocean color observations. Glob. Biogeochem. Cy 26 (GB2024).

Vannucci M. 1968. Loss of organisms through the meshes. In DJ Tranter, ed. Zooplankton sampling, monographs on oceanographic methodology no. 2. Paris: UNESCO Press. 77-86 pp.

Vanucci S and O Mangoni. 1999. Pico and nanophytoplankton assemblages in a subantarctic ecosystem in the Strait of Magellan. Botanica Marina. 42: 563-572.

Vanucci S and O Mangoni. 1999. Pico and nanophytoplankton assemblages in a subantarctic ecosystem in the Stait of Magellan. Bota, Mari. 42: 563-572.

Vaulot D and X Ning. 1988. Abundance and cellular characteristics of marine *Synechococcus* spp. in the dilution zone of the Changjiang (Yangtze River, China). Cont Shelf Res. 8: 1171-1186.

Vaulot D, F Partensky, J Neveus, RFC Mantoura and C Llewellyn. 1990. Winter presence of prochlorophytes in surface waters of the northwestern Mediterranean Sea. Limnol Oceanogr. 35: 1156-1164.

Vaulot D, N LeBot, D Marie and E Fukai. 1996. Effect of phosphorus on the *Synechococcus* cell cycle in surface Mediterranean waters during summer. Appl. Environ. Microbiol. 62: 2527-2533.

Vaulot D and X Ning. 1988. Abundance and cellular characteristics of marine Synechococcus spp. in the dilution zone of the Changjiang (Yangtze River, China). Cont. Shelf Res. 8: 1171-1186.

Veldhuis MJW, TL Cucci and ME Sieracki. 1997. Cellular DNA content of marine phytoplankton using two new fluorechromes: taxonomic and ecological implications. Journal of Phycology. 33: 527-541.

Venrick EL, JA McGowan, DR Cayan and TL Hayward. 1987. Climate and chlorophyll a: Long-term trends in the central North Pacific Ocean. Science. 238: 70-72.

Walther GR, E Post, P Convey and A Parmesan. 2002. Ecological responses to recent climate change. Nature. 416; 389 - 395.

Wang B. 2006. Cultural eutropication in the Changjiang (Yangtz River) plume* History and perspective. Eustuarine, Coastal and Shelf

Science. 69:471-477.

Wang BD, XL Wang and R Zhan. 2003. Nutrient conditions in the Yellow Sea and the East China Sea. Estuarine, Coastal and Shelf Science. 58: 127-136.

Waterbury JB, SW Watson, RRL Guillard and LE Bland. 1979. Widespread occurrence of a unicellular, Marine, planktonic, cyanobacterium, Nature. 277: 293-294.

Waterbury JB, SW Watson, FW Valois and DG Franks. 1986. Biological and ecological characterization of the marine unicellular cyanobacterium Synechococcus. Canadian Bulletin of Fisheries and Aquatic Sciences. 214: 71 - 120.

Waterbury JB, SW Watson, RRL Guillard and LE Bland. 1979. Widespread occuuence of a unicellular, Marine, planktonic, cyanobacterium. Nature. 277: 293-294.

Wong GTF, GC Gong, KK Liu and SC Pai. 1998. 'Excess Nitrate' in the East China Sea. Estuar. Coastal Shelf Sci. 46: 411-418.

Worden AZ, JK Nolan and B Palenik. 2004. Assessing the dynamics and ecology of marine picophytoplankton: The importance of the eukaryotic component. Limnol Oceanogr. 49: 168-179.

Wu WI, YS Zhang and CX Zhou. 2000. Photoplankton distribution and community structure in the East China Sea(ECS) contianental shelf. Chinese Jornal of Oceanology and Limnology. 18: 74-79.

Yanagi T. 2002. Water, salt, phosphorus and nitrogen budgets of the Japan Sea. J Oceanogr. 58: 797-804.

Yeh SW, JS Kug, B Dewitte, MH Kwon, BP Kirtman and FF Jin. 2009. El Niño in a changing climate.Nature. 461: 511-514.

Youn SC. 2015. Long-term oceanic environmental variation characteristics of the northern waters of East China Sea and the

East Sea. Ph.D. Thesis, Catholic KwanDong University, Gangneung. 189pp.

Youn SC, HY Suk, JD Whang, YS Suh and YY Yoon. 2015. Long-term variation in ocean environmental conditions of the northern East China Sea. Journal of the Korean Society for Marine Environment & Energy. 18(3): 189-206.

Yu JL and RX Li. 1990. Species composition and quantitative distribution of planktonc diatom in the Kuroshio current and its adjacent waters. Selected Papers on the Investigation of Kuroshio. pp. 57-66.

Zhang HQ. 1995. Relationship between zooplankton distribution and hydrographic charatericis of the southern Yellow Sea. The Yellow Sea 1: 50-67.

Zhang QL and XC Weng. 1996. Analysis of water masses in the south Yellow Sea in Spring. the Yellow Sea. 2(1): 74-82.

Zhou MJ, ZL Shen and RC Yu. 2008. Responses of a coastal phytoplankton community to increased nutrient input from the Changjiang (Yangtze) River. Continental Shelf Research. 28: 1483-1489.

Zinser ER, A. Coe, ZI Johnson, AC Martiny, NJ Fuller, DJ Scanlan and SW Chisholm, 2006. Prochlorococcus Ecotype Abundances in the North Atlantic Ocean As Revealed by an Improved Quantitative PCR Method. Applied and Environmental Microbiology. 72(1): 723-732.

Zinser ER, A Coe, ZI Johnson, AC Martiny, NJ Fuller, DJ Scanlan and

SW Chisholm. 2006. *Prochlorococcus* Ecotype Abundances in the North Atlantic Ocean As Revealed by an Improved Quantitative PCR Method. Appl. Environ. Microbiol. 72(1): 723-732.

Ⅶ. 감사의 글

제가 부산에 온지 어느덧 8년이란 시간이 흘렀습니다. 그동안 행복했던 일과 힘들었던 일도 많았지만 저에게 항상 힘이 되어주셨던 주변 분들이 있었기에 지금의 시간이 있는 것 같습니다. 그래서 이렇게 감사의 글로 나마 저에게 힘이 되어주신 많은 분들께 감사의 말씀을 전합니다. 우선 부족한 저를 제자로 받아주시고 자상함과 세심한 배려로 부족한 부분을 채워주시고 일깨워주신 지도교수님이신 문창호 교수님께 감사의 인사를 전합니다. 그리고 바쁘신 와중에도 귀중한 시간을 내주시어 심사위원장을 맡아주신 오석진 교수님께 진심으로 감사드립니다. 바쁘신 와중에도 세세한 부분까지 정성스럽게 검토해주시고 아낌없이 조언을 해 주신 한국해양과학기술원의 노재훈 박사님과 바쁜 일정에도 먼 곳에서 심사를 와주시고 꼼꼼하고 세심하게 조언 해주신 신현호 박사님께 감사의 인사를 전합니다. 연구주제로 방황도 하고 힘든 시간을 보낼 때 옆에서 응원해주며 아낌없이 조언해 해주신 윤석현 박사님께 깊은 감사를 올립니다. 그리고 저에게 해양학의 기초를 닦아 주신 해양학과 허성희 교수님, 김석윤 교수님, 박미옥 교수님, 이재철 교수님께도 깊은 감사의 마음을 전합니다.

논문작업을 원활히 할 수 있도록 많은 도움을 주시고, 격려해주신 고우진 과장님과 서영상 과장님께 감사의 인사를 전합니다. 수산과학원과 인연을 맺게 해주시고 아낌없는 조언을 해주신 임월애 연구관님, 항상 해피바이러스를 아낌없이 주시고 용기를 주신 오현주 연구관님과 때로는 인생 선배로써 상담도 해주시고 조언 해주신 한인성 연구관님 그리고 항상 Soon to be라고 응원 해 주신 이윤 연구관님께도 진심으로 감

사의 인사를 전합니다. 학위 과정 동안 학문에 대해 많은 조언을 해주신 황재동 연구사님, 이준수 연구사님과 박종우 연구사님께도 감사의 마음을 전합니다. 또한 논문을 작성하면서 막히는 부분에서 많은 조언을 해주시고 논문 방향에 대해 토론 해주시고 조언 해 주신 윤상철 박사님, 유만호 박사님, 김상일 박사님, 박명희 박사님, 안지숙 박사님, 최희찬 박사님과 논문 자료 정리를 도와 주고 저 때문에 업무를 대신 해주었던 김봉주, 손영균, 문수연, 양재희와 조은희 그리고 지금은 은퇴하셨지만 입사 때부터 많은 도움을 주신 송재선 선생님께도 깊은 감사의 인사를 전합니다. 또한 입사 후 처음으로 선박 조사를 하며 인연을 맺고 지금까지도 현장 조사 때 마다 많은 도움을 주시는 이금신 선장님과 이 논문 자료가 잘 나올 수 있도록 현장 조사에 많은 도움을 주신 탐구 3호 유배식 선장님, 이영수 기관장님, 정용우 통신장님 등 승조원 분들께 지면을 통해 깊은 감사의 마음을 전합니다.

마지막으로 바쁘다는 핑계로 아들로서 역할을 제대로 못하는 저에게 언제나 무한 신뢰를 보내주시며 응원해주신 부모님께 어떠한 말로도 다 표현할 수 없겠지만 사랑하고 감사한 마음 전하고, 형 대신 집안일을 맡아주고 있는 동생 내외와 볼 때 마다 웃음 짓게 해주는 사랑스러운 조카 하윤이와 기웅이에게도 고마운 마음 전합니다. 또한 일과 학업이 바쁘다는 핑계로 자주 연락도 못 드리고 찾아 뵙지도 못했지만 늘 너그러운 마음으로 이해해주시고 응원해주신 장인어른과 장모님 및 처가댁 식들에게 감사한 마음을 전합니다. 끝으로 본인도 힘든 시간을 보내면서도 물심양면으로 뒷바라지 해주고 여기까지 포기하지 않고 올수 있게 항상 옆에 있어준 아내 지혜에게 사랑한다고 전합니다.