

碩士學位論文

제주도 고산에서 여름철 저농도 이산화탄소의 발생원인과
이동경로에 관한 연구

A study on the generation and the movement of low
CO₂ concentration in summer at Gosan, Korea



濟州大學校 大學院

漁業學科

康景植

碩士學位論文

제주도 고산에서 여름철 저농도 이산화탄소의 발생원인과
이동경로에 관한 연구



濟州大學校 大學院

漁業學科

康景植

2009年 2月

제주도 고산에서 여름철 저농도 이산화탄소의 발생원인과
이동경로에 관한 연구

A study on the generation and the movement of low
CO₂ concentration in summer at Gosan, Korea

지도교수 문일주

이 논문을 수산학 석사학위 논문으로 제출함.

2009년 2월

강경식의 수산학 석사학위 논문을 인준함.

심사위원장 (인)

위 원 (인)

위 원 (인)

제주대학교 대학원

2009년 2월

A study on the generation and the movement of low
CO₂ concentration in summer at Gosan, Korea

Kyoung-Sik Kang

(Supervised by professor Il-Ju Moon)

This thesis submitted in partial fulfillment of the
requirement for the degree of
master of fisheries science

DEPARTMENT OF FISHERIES SCIENCE

GRADUATE SCHOOL

CHEJU NATIONAL UNIVERSITY

2008. 12

목 차

목차	i
List of Figures	iii
List of Tables	iv
Abstract	vii
I. 서론	1
II. 연구방법	4
1. 관측소의 위치 및 주변.....	4
2. 고산지역의 기후 특성.....	6
3. 측정 방법	7
3-1 이산화탄소 농도 측정	7
3-1-1 시료 채취	7
3-1-2 이산화탄소 농도 측정	7
3-1-3 NDIR 분광기의 구성 및 기기조건	7
3-1-4 시료 채취부	9
3-1-5 기기 교정 및 농도 환산	9
3-2 기상관측 System	11
III. 결과	12
1. 자료 취급	12
2. 제주도 대기 중 이산화탄소의 농도 변동의 특성	12
2-1 시간에 따른 CO ₂ 의 농도 변화	12
2-2 이산화탄소의 농도의 일변화 및 계절변화	18
2-3 이산화탄소의 농도의 월 변화 및 연 변화	19
2-4 이산화탄소의 농도의 연간 증가율	20
2-5 이산화탄소의 농도에 의한 복사 강제력	22
3. 기상학적 요인에 의한 이산화탄의 농도 변화	25
3-1 고산 지역의 지표풍의 분포	26

3-2 이산화탄소의 풍향/풍속에 따른 농도 분포	31
4. 극 저농도 이산화탄소 발생 시 경향 분석	37
4-1 자료선정	37
4-2 역계적 분석에 의한 이산화탄소의 농도 변화 경향	41
4-3 WMO-GAW 관측소와의 단주기 변동 특성 비교	45
4-4 시공간적 이산화탄소 분포 특성	51
4-5 기상에 의한 이산화탄소 분포 특성	58
4-6 클로로필의 증감과 이산화탄소의 관계	67
 IV. 결론 및 토의	 72
V. 요약	75
REFERENCES	78



List of Figures

Fig. 1. The map of continuous monitoring site for CO ₂ and air pollutants. The continuous monitoring of atmospheric CO ₂ in Korea has been carried out at Gosan(33°17'26"N, 126°09'53"N, 71.2m), Jeju	5
Fig. 2. The pictures of the station for continuous atmospheric CO ₂ monitoring at Gosan, Jeju	5
Fig. 3. The schematic diagram for continuous greenhouse gas monitoring at Gosan, Jeju	8
Fig. 4. The schematic diagram for continuous CO ₂ monitoring at Gosan, Jeju	10
Fig. 5. A graph of concentrations of CO ₂ observed at Gosan, Jeju, 2002-2006. All data are calculated minute average	13
Fig. 6. Hourly mean of CO ₂ concentration after first selection at Gosan, Jeju, 2002-2006.	13
Fig. 7. The of atmospheric CO ₂ concentration at Gosan, Jeju, 2002-2006	14
Fig. 8. The CO ₂ daily variation between 2002-2006.....	16
Fig. 9. The mean daily cycle in atmospheric CO ₂ concentration at Gosan...16	16
Fig. 10. Diurnal variation of CO ₂ regarding the wind direction in summer, 2002-2006.....	17
Fig. 11. The of atmospheric CO ₂ concentration at Gosan, Barrow, South Pole respectively.....	17
Fig. 12. Box-whisker plot (5%, 25%, median, 75% and 95%, open circles indicate averages) of CO ₂ monthly mean time series as well as estimated linear trend, based on raw hourly records at Gosan, Jeju, 2002-2006	21
Fig. 13. Trend in radiative forcing growth rates of the CO ₂	24
Fig. 14. Wind rose in June, July, August at gosan, during the period 2002-2006	28

Fig. 15. Wind speed hourly mixing ratios segregated by horizontal wind direction merged by June, July, August at Gosan, during the period 2002-2006.....	29
Fig. 16. CO ₂ hourly mixing ratios segregated by horizontal wind direction merged by June, July, August at Gosan, during the period 2002-2006.....	32
Fig. 17. A graph showing the concentration of CO ₂ at Gosan. the concentration of CO ₂ is displayed as a function of direction in fore wind speed classes.	34
Fig. 18. Hourly mean of CO ₂ concentration after first selection at Gosan, Jeju, 2002-2003.	39
Fig. 19. Hourly mean of CO ₂ concentration after first selection at Gosan, Jeju, 2005-2006.	40
Fig. 20. Backward Trajectories corresponding to low of CO ₂ concentrations as the place of origin at Gosan, Jeju.	42
Fig. 21. Backward Trajectories corresponding to low of CO ₂ concentrations as altitudes of surface 500m, 1000m, 1500m at Gosan, Jeju.....	43
Fig. 22. Backward Trajectories corresponding to low of CO ₂ concentrations and of atmospheric CO ₂ concentration at Gosan, Anmyeon-do respectively at Gosan, Jeju, during the period Case 2 and Case 6	48
Fig. 23. Backward Trajectories corresponding to low of CO ₂ concentrations and o atmospheric CO ₂ concentration at Gosan, Anmyeon-do, Ryori respectively at Gosan, Jeju, during the period Case 1 and Case 4	49
Fig. 24. Backward Trajectories corresponding to low of CO ₂ concentrations and of atmospheric CO ₂ concentration at Gosan, Minamitorishima, respectively at Gosan, Jeju, during the period Case 7 and Case 9	50
Fig. 25. GMD Carbon Cycle Sampling Network.	53
Fig. 26. Global distributions of monthly mean CO ₂ concentration(ppm) during the period of Jan. 2002 to Dec. 2006	55
Fig. 27. Global distributions of daily mean CO ₂ concentration(ppm) between August 6, 2003, and August 9, 2003	56

Fig. 28. Global distributions of daily mean CO ₂ concentration(ppm) between July 11, 2003, and July 16, 2003	57
Fig. 26. 850hpa Streamline and Isotach in I, II, III as Low of CO ₂ concentration at Gosan	62
Fig. 30. The relationship between CO ₂ concentration and wind direction at Gosan, Jeju 2002~2003	63
Fig. 31. The relationship between CO ₂ concentration and wind direction at Gosan, Jeju 2005~2006	64
Fig. 32. 8-day composites of MODIS chlorophyll-a provided by NASA GSFC Distributed Active Archive Center are at 4*4km spatial resolution over the Neighbouring Seas of Korean Peninsula for period of (a)Aug. 06 th to 13 th 2002, (b)Aug. 14 th to 21 th , 2002, (c)Aug. 06 th to 13 th , 2003, (d)Aug. 22 th to 28 th , 2005	69
Fig. 33. 8-day composites of MODIS chlorophyll-a provided by NASA GSFC Distributed Active Archive Center are at 4*4km spatial resolution over the Neighbouring Seas of Korean Peninsula for period of (a)Jul. 19 th to 26 th 2002, (b)Jul. 13 th to 20 th , 2003	70
Fig. 34. 8-day composites of MODIS chlorophyll-a provided by NASA GSFC Distributed Active Archive Center are at 4*4km spatial resolution over the Neighbouring Seas of Korean Peninsula for period of (a)Jul. 21 th to 28 th 2003, (b)Aug. 22 th to 28 th , 2003, (c)Jun. 19 th to 26 th , 2006, (d)Aug. 22 th to 28 th , 2006	71

List of Tables

Table 1. The specifications CO ₂ monitoring system of continuous CO ₂ measurement	8
Table 2. Wind speed/Wind direction Specifications	11
Table 3. Monthly mean, maximum and minimum CO ₂ data at Gosan, Jeju, 2002-2006	15
Table 4. Monthly mean growth rates CO ₂ data at Gosan, Jeju, 2002-2006..	21
Table 5. Expression for calculating radiative climate forcing.	23
Table 6. Data used calculate the radiative forcing.	23
Table 7. A wind Frequency, Average Wind speed, Average CO ₂ concentration as 12 direction Gosan, Jeju, 2002-2006	30
Table 8. A wind Frequency, average CO ₂ concentration as Wind speed at Gosan, Jeju, 2002-2006.	35
Table 9. A wind Frequency, average CO ₂ concentration as Wind speed at Gosan, Jeju, 2002-2006.	36
Table. 10 Average CO ₂ concentration as low concentration at Gosan, Jeju, 2002-2006.	38
Table 11. Low of CO ₂ concentration as the place of origin at Gosan, Jeju, 2002-2006.	38
Table 12. A wind Frequency Average CO ₂ concentration as each other case at Gosan, Jeju, 2002-2006.	65

Abstract

This study investigates the generation and movement mechanism of the low CO₂ concentration at Gosan, Korea in summer. The used data are the CO₂ concentration and atmospheric variables observed at Gosan station during 2002–2006. The methods of the analysis are the air mass tracking technique using a background trajectory, the global CO₂ contribution distributions estimated from NOAA ESRL, and the chlorophyll distributions from MODIS. Based on the analyses, 12 cases showing the extreme low CO₂ contribution below 365–375 ppm were detected from the time series of CO₂ contribution. According to the origin, then the 12 cases are classified as three types, (i) the Siberian continental origin type, (ii) the high-latitude ocean origin type, and (iii) the northwestern Pacific origin type.

It is found that the extreme low CO₂ concentrations, type I and II, in Gosan are originated from the forests in the Siberian continental and the high-latitude oceans including the Okhotsk sea, respectively, in which a lot of CO₂ are absorbed from the atmosphere by a photosynthesis activity during the summer. The origin of Type III is not clear. It is our intension to investigate the generation and movement mechanism of the low CO₂ concentrations originated from the northwestern Pacific using other data.

Keyword : the extreme low CO₂ concentration, chlorophyll-a, background trajectories

I. 서 론

인류가 출현한 것은 약 200만 년 전의 일이다. 지구의 역사로 보면 극히 최근의 일이다. 인류가 출현하여 중세기 무렵까지는 인구의 증가가 완만하여 그다지 환경에 문제가 되지 않고 지내왔다. 그러나 1600년 무렵부터 인구는 가속적으로 증가하기 시작하여 2008년 무렵 20배가 넘는 64억 명이나 되었다. 인간은 대뇌를 발달시키는 것이 가능했기 때문에 지혜를 짜내어 고도의 공업화를 이루어 번영해 왔다. 그러나 인가의 활동은 식량, 에너지, 각종 광물 등 지구상의 한정된 자원에 의존해 오고 있다. 이렇게 폭발적으로 증대한 인간의 활동이 의도되지 않은 지구의 환경을 급속히 변화 시켰다. 그중에서도 화석연료의 등의 사용에 의한 대기 중 이산화탄소의 증가와 그것에 따른 지구규모의 온난화는 지금까지 인류가 직면하지 않았던 최대의 문제로 대두되었으며, 21세기의 지구전체의 사회, 경제에 커다란 영향을 주게 되었다. 이산화탄소는 이른바 온실가스로서 지구온도 조절장치의 역할을 한다. 지구 표면의 평균온도가 섭씨 15도를 유지하는 것은 이산화탄소를 포함한 온실가스 때문이다. 공기 중에 이산화탄소가 증가하면 지구 온도는 상승하고 이에 따라 기후변화로 가뭄, 홍수, 태풍 등의 기상이변이 극심해지고, 온도상승에 따라 지표의 사막화가 가속되는 것으로 알려져 있다. 기후 변동에 관한 정부 간 패널(IPCC)의 제4차 평가 보고서에서는 이산화탄소의 농도는 산업화 이전의 약 280 ppm에서 2005년에는 379 ppm으로 증가 한 것으로 보고하고 있다 . 연간 이산화탄소 농도의 증가율에서도 최근 10년간(1995~2005년 평균 1.9 ppm/년)이 연속적인 대기의 직접관측 개시 이후의 증가율(1960~2005년 평균 1.4 ppm/년)에 비해 더 높은 것으로 보고하고 있다(IPCC TRA, 2007 ; 권월태).

세계적으로 대기 중의 이산화탄소의 변동과 연속관측에 대한 연구는 1960년대 이후 관측의 최적위치를 찾아 장기간의 자료 수집을 통한 자료 분석에 초점이 맞추어지고 있다. 세계기상기구 (WMO)는 1960년대 중반 배경대기 관측 망 (BAPMoN; Background Air Pollution Monitoring Network)을 구성하였다. 그리고 이런 기존의 관측 망에 오존 관측을 통합하여 지구대기감시망(GAW; Global Atmosphere Watch) 을 구성하였으며, 우리나라는 2000년 8월부터 본격적으로 GAW 프로그램 참가하고자 명칭을 KGAWO로 개명하고 지구대기감시 활동에 참가하였다. WMO/GAW 지역급

관측소로서의 임무를 수행하고 있는 안면도 지구대기감시관측소(WMO/GAW Station 47132; 1998. 05. Korea Global Atmosphere Watch Observatory ; 이하, “지구대기감시관측소”라고 함)는 지구대기변화의 관련된 업무를 종합적으로 수행하고 있다. 지구대기감시관측소에서 생성된 자료는 한반도 지역의 배경농도 자료로서 기후 변화연구에 직·간접적으로 활용될 뿐만 아니라 우리나라의 기후변화 협약의 기초자료로 이용된다(지구대기감시 보고서, 2006 ; 기상청). 또한 제주 고산관측소는 GAW program에 정식으로 등록되지 않았지만 수집한 자료를 공유하는 협력관측소(Contributing station)의 역할을 하고 있다. 이곳에서 수집한 온실가스에 대한 모든 관측 자료는 WMO/GAW 협약에 따라 WMO WDCGG(World Data Center Greenhouse Gases)로 송부되고 있다.

이러한 연구의 일환으로 국내의 경우 대기 중 이산화탄소 변동을 감시하기 위해 1990년 8월부터 지금까지 주1회씩 플라스크를 채취하여 이산화탄소 관측을 수행하고 있다(Park, 1997). 그 후 1992년부터 무안기상대에서 시작된 온실가스 관측은 1998년 4월에 충남 태안군 안면읍 지구대기 감시소로 이전하여 장기적인 감시·관측을 이루어지고 있다(지구대기감시 보고서, 2006 ; 기상청). 환경부에서는 국내의 오염원의 영향이 가장 적은 제주도 고산에 지구대기측정소를 설치하여 2002년 1월부터 이산화탄소, 메탄, 아산화질소, 염화불화탄소 등의 온실기체를 연속 관측하고 있다(주옥정등, 2007).

한반도는 아시아 최대 공업지역인 중국 일본과 인접해 있다. 여기에서 배출된 이산화탄소 등 오염물질 등은 편서풍을 타고 직접적으로 한반도에 영향을 주고 있다. 한반도의 남쪽 해안에 위치한 고산 측정소는 중국서부, 한반도, 일본열도 등 세계 최대 이산화탄소 배출국의 중심에 위치해 있다. 또한 고산 관측소는 제주도 자체가 4면이 해양으로 둘러 싸여있고, 대규모 대기오염 발생원이 없는 국내 청정지역이기 때문에 순수하게 장거리로 이동되는 오염물질의 양을 측정하기 적합하다. 그러나 지정학적으로 좋은 위치를 선점하고 있으나 한반도 주변 및 고산 지역의 대기 중에 잔류하고 있는 이산화탄소의 분포특성에 대한 과학적인 분석을 실시하고 있지만 아직 미비한 실정이다.

이산화탄소는 증가만 이루어지는 것의 아니라, 식생활동과 인위적 배출의 영향에 의해 봄과 겨울에는 높고, 여름과 가을에는 낮게 나타나는 계절 변화를 보이고 있다. 고산 관측소에서는 1990년 8월부터 지금까지 주1회씩 플라스크를 채취하여 이산화탄소 측정결과 평균적으로 1.9ppm/yr 증가 양상을 보이며, 뚜렷한 계절변화를 보이고 있다(park, 2005). 겨울철과 봄철 고농도를 보이며, 여름철과 가을철에는 비교적 낮은 농도를 반복하는 계

절변화를 보인다(지구대기감시 보고서, 2006 ; 기상청). 이런 계절변동의 원인은 식생활동과 인위적 배출에 의한 것으로, 이 사실은 앞서 연구된 많은 논문들에 의해 진행되어왔다. 또한 저농도의 원인은 여름철의 경우, 국내외를 막론하고 인위적 배출원의 위축, 북태평양으로부터 발원한 상대적으로 깨끗한 남풍의 영향 등으로 상대적으로 낮은 농도가 유지되는데 일조하는 것으로 사료된다(환경부 1998). 여름철 저농도 이산화탄소의 유입은 해양으로부터 이루어지며, 이는 육지기원에 비하여 상대적으로 오염원으로부터 이산화탄소의 공급이 작기 때문 비교적 청정한 대기가 조성된다(안이환, 2004).

앞서 선행된 연구에서는 여름철 저농도의 원인을 크게 활발한 광합성 및 해양의 청정한 대기가 한반도로 유입하여 저농도 경향을 보이고 있다고 할뿐, 보다 자세한 저농도 이산화탄소의 발생원인 및 유입경로에 대한 연구는 미미하게 진행되어왔다.

고산 지역의 여름철 이산화탄소의 농도에 영향을 주는 것은 이산화탄소의 발생원 멀리 위치하여 청정한 대기를 유지하고 있는 해양의 기류가 북태평양 고기압의 확장과 함께 유입되어 다른 계절 보다 낮은 이산화탄소 농도분포를 보이고 있다. 그러나 북풍계열의 이벤트성 기류의 유입 시, 여름철 평균 농도 보다 아주 낮은 극저농도 값을 보이고 있다. 그래서 본 연구에서는 고산 지역의 여름철 극저농도에 영향을 주는 이산화탄소의 소멸원 및 발원지를 알아보기 위하여, 고산 지역의 풍계의 변화에 의해 좁은 지역의 이산화탄소 농도 변화와 해양과 대륙의 발생기원에 의한 흡수/소멸된 이산화탄소 mass가 어떻게 이동하여 한반도 및 고산 지역의 여름철 이산화탄소의 농도 변화에 영향을 주는지를 조사하였다. 이러한 저농도 이산화탄소 농도 분포 특성을 분석하기 위하여 궤적분포나 기상현상에 의한 희석작용, 해양 등의 직간접적 영향을 고려시켜 연구를 진행시켰다.

II. 연구 방법

1. 관측소의 위치 및 주변 환경

제주도는 한반도 내륙에서 남쪽으로 100km, 일본(큐슈)에서 서쪽으로 약 250 km, 중국(상하이)에서 남동쪽으로 약 500km, 대만으로부터는 북동쪽으로 약 1,000km 거리에 위치하고 있다. 그리고 인구밀도가 낮고 자체 오염원이 거의 없는 국내 청정지역이라서 대기 배경농도 측정은 물론 대기오염물질의 장거리 이동 현상을 관측하기에 적합한 위치에 있다.

본 연구를 수행한 고산 Super Site는 제주도 서쪽 끝 지점의 북제주군 한경면 고산리 소재 수월봉(해발고도 72m)에 위치하고 있고, 한라산(1950m)에서 서쪽으로 50km 정도 떨어져 있다(Fig.1). 한라산과 고산관측소 사이에는 저지오름(238m), 가마오름(143m) 등이 위치하고 있고 대체적으로 완만한 경사를 이루고 있다. 관측소 주변에는 북서쪽으로는 차귀도를 비롯한 몇 개의 작은 무인도가 있고, 북북동쪽으로 당산봉이 위치하고 있으며, 인접한 해안선을 따라 절벽을 이루고 있다.

그리고 고산 Super Site 주위에는 남쪽으로 2km 지점에 30호 정도의 민가가 있고 서쪽으로 5km에 100호 정도의 마을이 형성되어 있다. 근접한 주변 해안 저지대의 경작지에서는 보리, 고구마, 마늘 등을 재배하고 있고, 멀리 떨어진 중산간 지대(해발고도 200~500m)의 초지에서는 옥우, 면양, 양돈 등의 축산단지와 목장이 조성되어 있다. 그리고 북동쪽 15km와 남동쪽 15km지점에 각 10만kw, 26만kw의 화력발전소가 자리 잡고 있지만, 가까운 주변 지역에는 산업체가 거의 없고 인구 밀도도 235명/km²로 낮은 편이다.

이처럼 본 연구를 수행한 고산 지역은 제주도 내에서도 반경 2km 이내에 대기 오염 배출원이 거의 없는 배경지역이고, 지리적으로도 중국 대륙과 가까운 거리에 위치하고 있다. 그리고 고산 Super Site는 대기 질 배경농도 측정은 물론 인접국으로부터 발생하는 대기오염물질의 유·출입 및 장거리 이동 현상을 파악하고, 또한 극동아시아 지역의 기후변화 감시를 위한 최적지로 잘 알려져 있다.

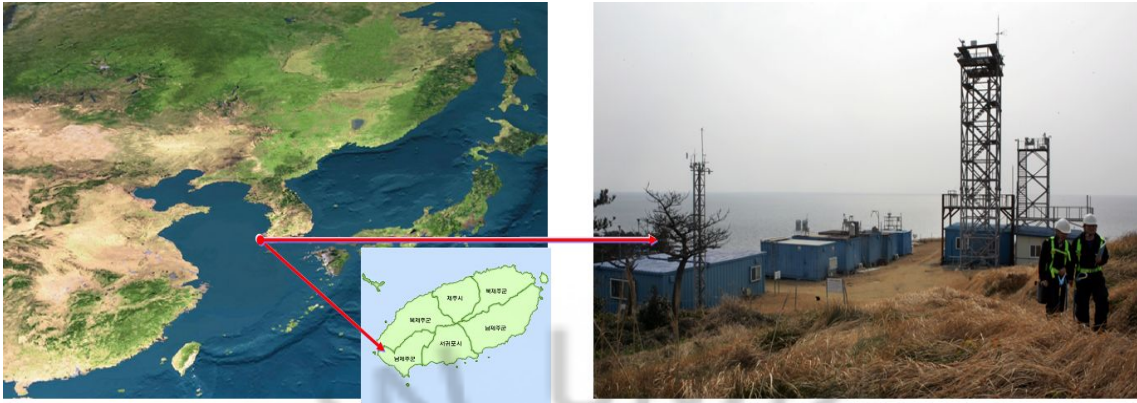


Fig. 1. The map of continuous monitoring site for CO₂ and air pollutants. The continuous monitoring of atmospheric CO₂ in Korea has been carried out at Gosan(33°17'26"N, 126°09'53"N, 71.2m), Jeju

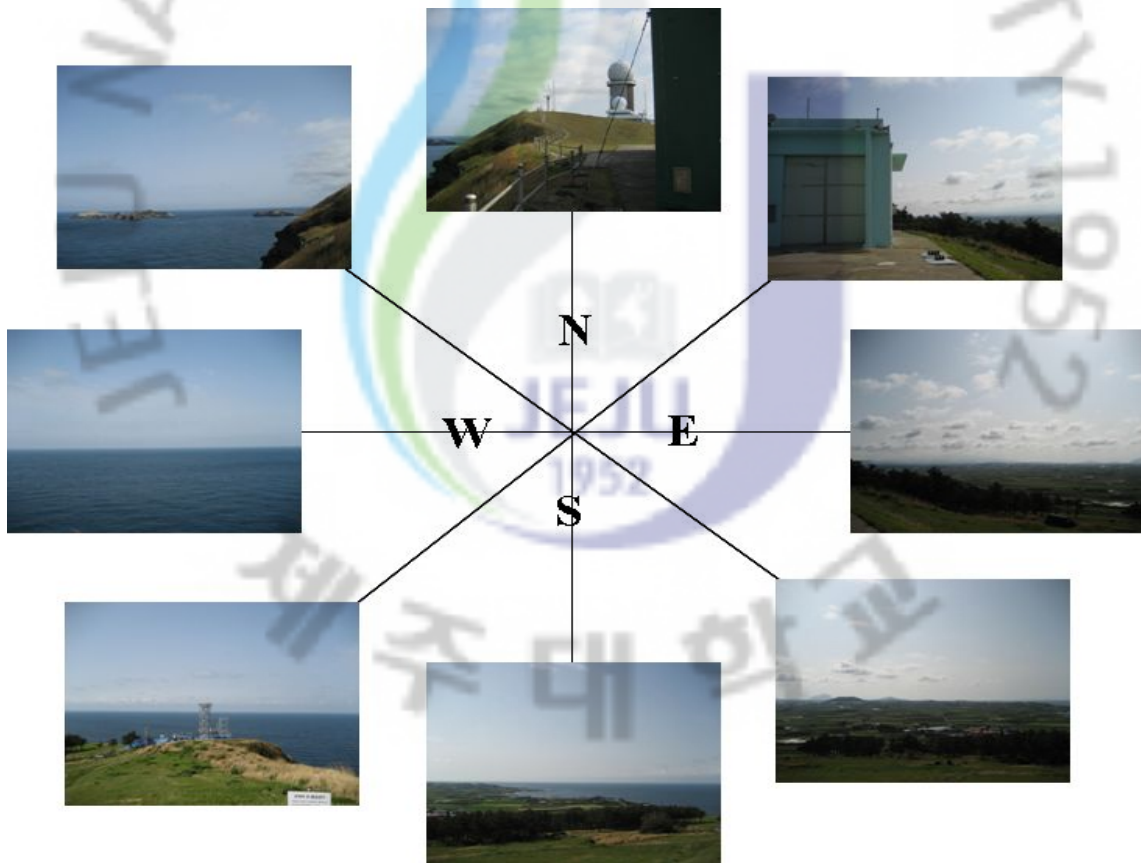


Fig. 2. The pictures of the station for continuous atmospheric CO₂ monitoring at Gosan, Jeju

2. 고산지역의 기후 특성

고산지역은 제주도 서쪽에 위치하고 삼면의 바다로 둘러싸여 있어서 지표 및 중 온도가 높은 편이며, 연평균 기온은 15.5℃ 정도이다. 겨울철에는 북동계열의 바람이 매우 강하게 불고, 완만한 지형지세로 인하여 연평균 강수량 1094.7mm로 제주도 내에서는 가장 적은 강수량을 보이고 있다. 봄철의 기후 특성은 이동성 고기압과 저기압이 주기적으로 통과하면서 맑은 날과 흐린 날이 반복되고 3월까지의 북서 계절풍이 강하게 분다. 때때로 북서풍 내지 서풍이 강하게 불 때 황사 현상이 나타나기도 하며, 한랭한 해수면 위를 고온 다습한 기단이 이류해오면서 해수면 부근에서 냉각되어 해무가 발생하기 시작한다.

여름은 오호츠크 해 기단과 북태평양 기단이 충돌하면서 장마전선이 형성되어 제주도 남쪽에서부터 점차 북상한다, 또한 국지적인 집중호우가 발생하기도 하는데 고산지역은 '88년~05년 현재까지 시간당 30mm이상의 강수가 나타난 날이 총 19회, 일 강수량이 80mm 이상인 날이 총 20회로 제주 타 지역에 비해 집중호우 발생빈도가 가장 낮다. 한편 7월 하순부터는 북태평양 고기압이 세력을 확장하면서 본격적으로 무더운 날씨가 시작되는데 때때로 남동풍이 유입되면 한라산에 의한 뽕 현상으로 기온이 타 기상관서에 비해 2~3℃ 높게 나타난다.

가을은 북태평양 고기압이 점차 약화되고 대륙에서 발생한 이동성 고기압이 자주 통과하면서 맑은 날씨가 지속되며, 점차 기온이 하강하지만 내륙지방에 비해서 높은 기온을 보인다. 가뭄이 지속되기도 해서 대부분 밭작물 재배로 생활하는 지역민들이 어려움을 겪기도 한다.

겨울은 시베리아 고기압의 영향을 받아 북풍 내지 북서풍이 지형의 장애 없이 바로 들어오는 곳으로 동절기 중 폭풍일수가 적게는 40일에서 많게는 60일이 넘어 타 지역에 비해 기상 요소 중 바람이 차지하는 비중이 매우 강하다. 또한 해안에 인접해 있어 적설 발생빈도가 낮으며, 눈이 내려도 쌓이는 경우가 드물고, 해양성 기후에 의한 온난한 겨울철 날씨로 눈이 내리다가도 지상근처에서 녹아 비가 되는 경우가 대다수이다.

3. 측정 방법

3.1 이산화탄소 농도 측정

3.1.1 시료의 채취

온실가스 측정을 위한 흡입관은 10m 높이의 3/8인치 데카본(Dekabon)관을 사용하였고, 진공 펌프(15psi)를 사용하여 공기 시료를 흡입하였다. 이 때 입자상 물질은 Thimble 형태의 유리섬유필터를 이용하여 제거하였다. 시료 채취구는 국지적 영향을 적게 받도록 상단에 설치하여 빗물이나 응축수의 유입을 방지하였다. 시료의 양은 유량 조절기(MFC)를 사용하여 5~10 L/min로 조절하였고, 수분은 trap을 사용하여 제거한 후 측정 기기에 주입하였으며, 측정 시스템의 개략적인 구성은 Fig.3과 같다.

3.1.2 이산화탄소 농도 측정

이산화탄소(CO_2)의 농도는 비분산적외선분광기 (Non-Dispersive Infra Red, NDIR)를 사용하여 측정하였다. 비분산적외선 분광기는 특정 파장의 적외선을 조사하여 CO_2 의 진동운동 에너지를 측정하는 방식으로, 일반적으로 CO_2 의 경우 비대칭 신축운동 (symmetric stretching vibration) 에너지를 조사하여 흡광도를 측정하고, 이를 Lambert-Beer 법칙에 의해 농도로 환산하는 방법을 이용한다. 본 연구에서는 독일 Siemens사에서 제작한 NDIR(Model : Ultramat 6E)을 사용하여 흡광도를 측정하고, 표준가스를 이용하여 작성한 검정곡선(calibration curve)에 의해 CO_2 농도로 환산하였다. 본 연구에서 이용한 적외선 파장은 $4.7\mu\text{m}$ 로 이 파장은 CO_2 의 비대칭신축운동을 측정하는데 필요한 에너지이다.

3.1.3 NDIR 분광기의 구성 및 기기조건

NDIR 분광기 시스템은 적외선 광원, 작업 가스, 교정용 표준가스, 기준용기 (reference cell) 및 시료용기(sample cell), 검출기(narrow-band pass filter 장착) 등으로 구성되어 있다. 그리고 시료 중의 CO_2 를 연속적으로 분석할 수 있도록

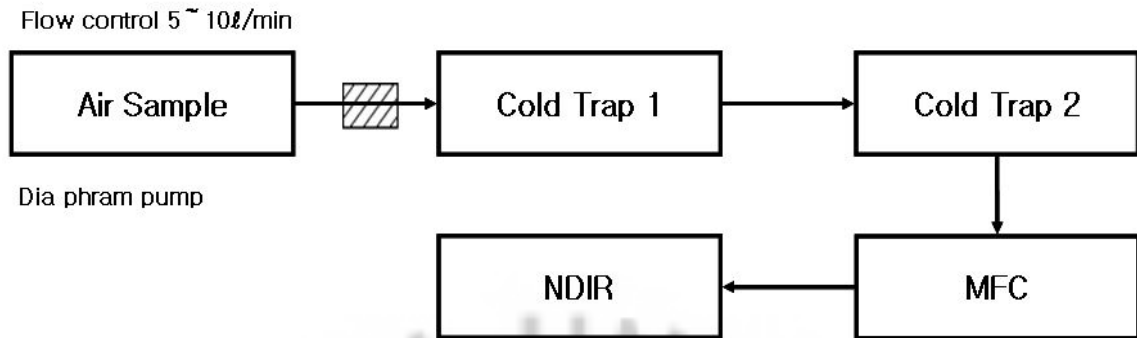


Fig. 3. The schematic diagram for continuous CO₂ monitoring at Gosan, Jeju.

Table 1. The specifications CO₂ monitoring system of continuous CO₂ measurement.

Items	Components
Range	0~500 ppmv
Chopper frequency	13.098 Hz
Chopper Temperature	164.8°C
Detector Temperature	43.7°C
Pressure Range	10 hpa
Barometric Pressure	1005 hpa
Analog Output	4~20 mA
Zero Drift	<±1% of measuring span per week
Sample Point Drift	<±1% of the point per week
Sample Gas Flow	1.5 L/min

구성되어 있다. 또 배경 대기의 CO₂ 농도를 실시간으로 측정하기 위한 장치의 구성은 Fig.4와 같이 공기 흡입 장치, 기기 교정용 표준가스, NDIR 분광기 등으로 구성하였다. 그리고 NDIR 분광기의 측정 기기조건은 Table 1과 같다.

3.1.4 시료 채취부

가. 수분제거 냉각트랩

대기시료 중에 존재하는 수분은 NDIR 측정시 CO₂ 흡수과장과 비슷한 영역의 적외선을 흡수하기 때문에 측정에 방해가 된다. 따라서 이를 제거할 필요가 있고, 시료 중의 수분을 제거하기 위하여 냉각트랩을 사용하였다(Fig. 3). 냉각 트랩은 온도별로 -10℃와 -70℃의 2단계 과정을 거쳤다. 냉각장치에서 냉매제로는 에틸알콜을 사용하였고, 냉각용 트랩은 화학적으로 안정한 유리재질의 용기를 사용하였다.

나. 입자상 물질 제거 필터

입자상 물질이 채취관 내로 유입되면 측정하는 시료의 농도에도 영향을 줄 뿐만 아니라 측정기기의 고장을 유발한다. 이러한 입자상 물질은 thimble 형태의 유리섬유 필터를 사용하여 제거하였다.

다. 채취관

채취관은 시료와 채취관 벽과의 반응, 흡착, 흡수 등에 의한 영향을 최소로 줄일 수 있고, 측정 상 장애가 되는 물질을 용이하게 제거할 수 있으며, 부품교환 및 청소가 용이한 테카본 재질의 흡입관을 사용하였다.

라. 유량조절기와 펌프

시료를 채취 시 공기의 유입량은 MFC(mass flow controller) 유량계를 사용하여 일정하게 유지하였다.

3.1.5 기기 교정 및 농도 환산

NDIR 분광기의 기기 교정은 대부분 1일 간격으로 실시하였다. 작업가스를 일정 시간 sample 및 reference cell에 동시에 주입하여 기기를 안정화시킨 후 다음 순서에 의해 교정을 실시하였다.

Reference cell에는 계속해서 작업가스를 흘려주고 sample cell에는 시료 전환밸브를 통해 낮은 농도의 표준가스를 주입하여 표준가스의 인증 값으로 기기의 제로 점

Fig. 4. The schematic diagram for continuous CO₂ monitoring at Gosan, Jeju

을 조정하였다. 낮은 농도의 표준 가스는 WMO Standard에 소급성을 가진 NOAA/CMDL의 Transfer Standard Gas, 국가 표준가스에 소급성을 가진 2차 표준가스 혹은 국가 표준가스를 사용하였다. 이 때 표준가스의 CO₂ 농도는 작업가스(zero air)와 span gas의 중간 농도(370 μ mol/mol)를 사용하였다.

다시 시료 전환 밸브를 사용하여 높은 농도의 표준가스를 주입하여 표준가스의 인증 값으로 기기의 스패ن 점을 조정하였다. 이 때 사용하는 높은 농도의 표준 가스는 앞에서와 동일한 인증 CO₂ 표준가스로 측정 농도보다 높은 수준의 CO₂ 표준가스(380 μ mol/mol)를 사용하였다.

이러한 두 점(2-point) 보정은 기기의 지시 수치가 이론 수치와 일치할 때까지 반복하여 실시하였고, 교정 주기는 1일 1회 실시하였다.

시료의 농도는 교정 후 대기 시료를 주입하여 30초 간격으로 연속 측정을 실시하고, 표준가스의 CO₂ 농도와 측정 흡광도를 이용하여 작성한 검정곡선을 이용하여 대기 시료 중의 CO₂ 농도(ppm)를 산출하였다.

3.2 기상관측 System

바람자료는 관측소에서 북쪽으로 100m지점에 위치한 고산 기상대의 자동기상용 관측 장비의 풍향, 풍속 자료를 사용하였다. 풍향, 풍속의 샘플링 시간은 0.25초, 자료처리 시간간격은 1분으로 0.25초마다 전기적 신호를 수신하여 디지털 값으로 변환 후 벡터 환산한다. 1분(10분) 평균 풍향·풍속은 0.25초 간격의 바람벡터 자료를 10초 동안 평균을 구한 후 1분(10분) 동안 6개(60개)의 자료를 다시 평균하여 매분(10분)자료를 산출한다. 그리고 순간풍향·풍속(gust)은 0.25초 간격으로 3초 동안 12개의 샘플링 된 자료를 평균하고 1초 간격으로 이동 평균하여 순간풍향·풍속을 산출한다. 하루 동안 수집된 1분 최대순간풍향·풍속 1440개 중에서 최대값을 일 최대순간풍향·풍속을 산출한다.

Table 2. Wind speed/Wind direction Specifications.

Items	Components
측정방식	풍향 전위차계 방식, 풍속 주파수
측정범위	풍향 0~360°, 풍속 0~75 m/s
기동풍속	0.5 m/s 이하
풍향 불확도	±5° 이내
풍속 불확도	10 m/s 미만에서 ±0.5 m/s 이내, 10 m/s 이상에서 5 % 이내
운용환경	순간풍속 75 m/s 이상, 기온 -50~+50 °C

Ⅲ. 결 과

1. 자료 취급

NDIR 기록에서 파생한 30초 주기의 자동 측정된 이산화탄소의 농도를 매시 평균, 일평균, 월평균, 연평균 값으로 파생하였다. 또한 장비점검일지를 검토하여 기록된 잘못 측정된 자료를 제거하였고 운영상의 오차 자료를 배제한 원시자료를 사용하였다.

2. 제주도 대기 중 이산화탄소의 농도 변동의 특성

2.1 시간에 따른 CO₂의 농도 변화

Fig.5는 2002년 1월부터 2006년 12월에 고산 지구대기 관측소에 NDIR의 Law 데이터에서 얻는 모든 이산화탄소 1시간 평균시계열 변화를 나타낸 것이고, Fig.6는 2002년 1월부터 2006년 12월에 고산 지구대기 관측소에 NDIR의 1시간 평균 Law 데이터에서 측정 장비의 운영상 오류 자료를 배제, 풍속 2m/s이하의 자료 제거 후 WDCGG에서 권고한 방식(김정식, 2001)으로 보정을 거친 데이터 시계열이다.

관측 기간 동안 최고농도는 425.1 ppm, 최저농도는 350.0 ppm으로 나타났고, 최고농도는 8월에 최저농도는 9월에 나타났다. 최저농도를 나타낸 2003년 7월에는 태풍의 영향으로 대기의 수평수직적인 혼합과정에 의해 관측소 상공의 이산화탄소의 농도에 영향을 준 것으로 사료 된다. 대체로 7,8월에 평균은 약 382.3 ppm 이고, 12월, 1월, 2월, 3월의 평균은 약 386.4 ppm 이다. 저 농도와 고농도 사이의 평균 진폭은 약 4.2 ppm로 뚜렷한 계절변화를 보이고 있다. Fig.5에서 보듯이 이산화탄소의 연중 변화를 보면 8월에 가장 낮고 9월에 약간 상승하다가 10월~12월에는 급격한 상승을 보인 후 1월과 2월에 최대값을 보인다. 5월부터는 다시 감소하고 8월에는 최소값을 보인다.

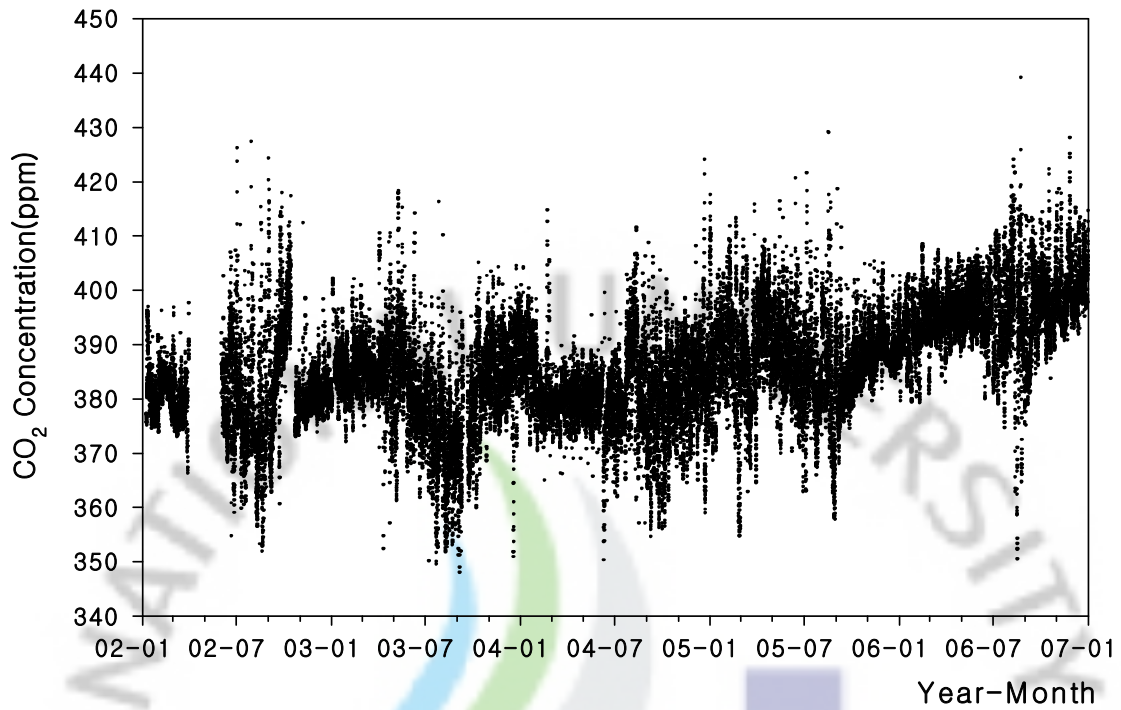


Fig. 5. A graph of concentrations of CO₂ observed at Gosan, Jeju, 2002-2006. All data are calculated minute average.

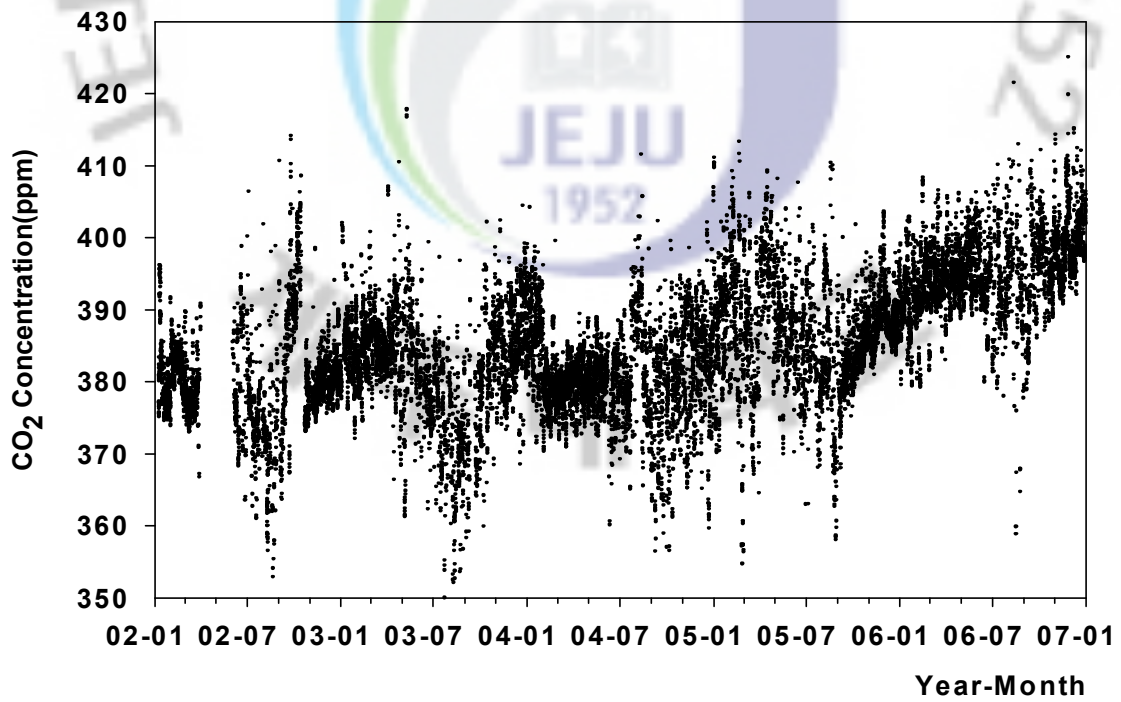


Fig. 6. Hourly mean of CO₂ concentration after first selection at Gosan, Jeju, 2002-2006.

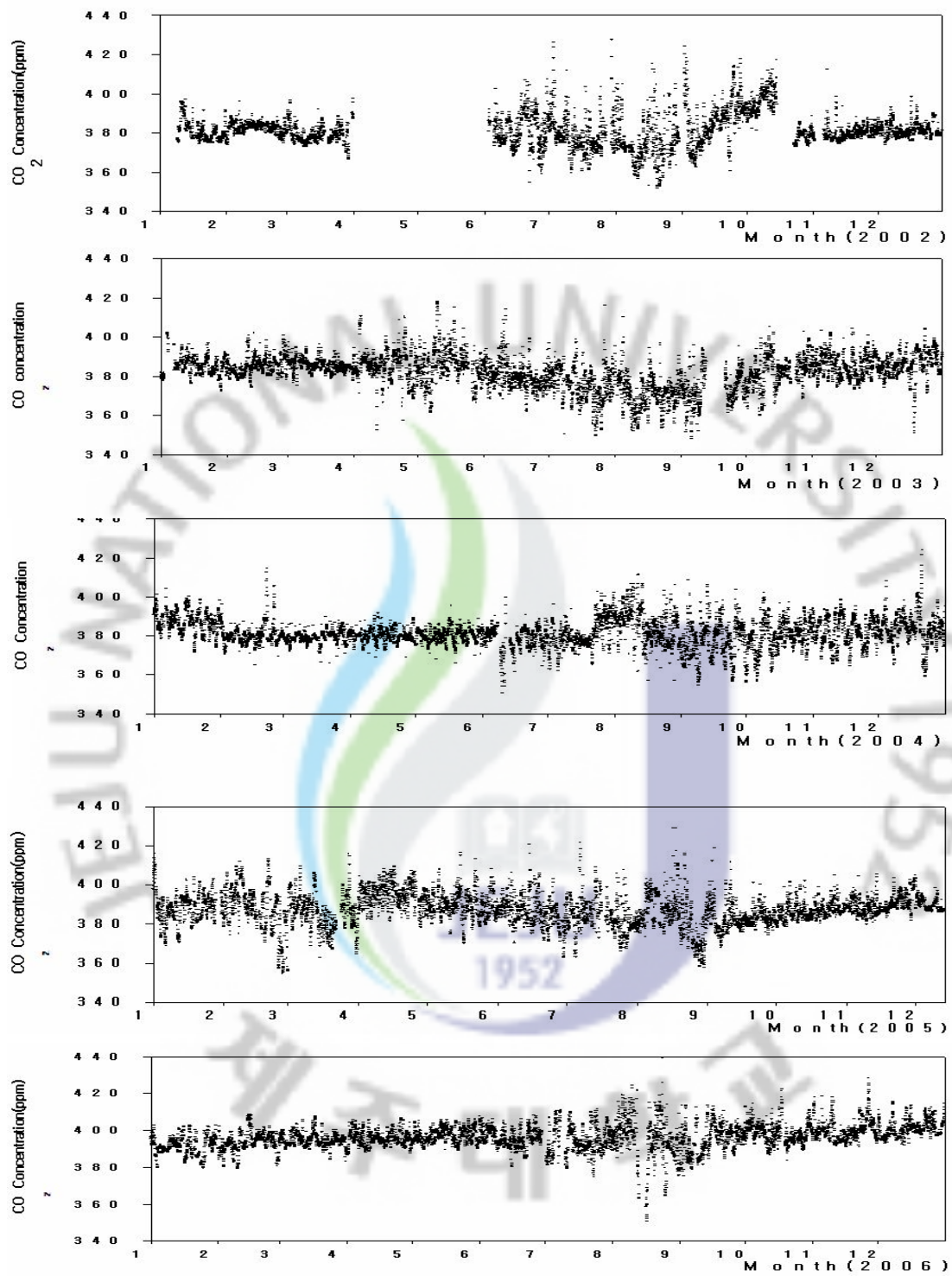


Fig. 7. The of atmospheric CO₂ concentration at Gosan, Jeju, 2002–2006.

Table 3. Monthly mean maximum and minimum CO₂ data at Gosan, Jeju, 2002-2006

CO ₂ (ppm)	Year	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.
Mean	2002	380.8	382.6	379.2			381.3	378.8	374.9	385.3	389.5	379.9	381.5
Max		397.0	396.2	397.6			407.4	427.4	415.3	424.3	417.3	412.4	398.4
Min		374.6	373.8	366.3			354.7	359.8	351.9	360.7	373.1	374.4	373.8
Count		515	669	644			615	672	643	682	545	618	721
Mean	2003	385.3	385.2	385.4	385.2	385.3	380.0	375.7	370.8	372.8	382.5	385.3	386.1
Max		402.1	402.1	397.3	410.5	418.3	414.1	416.2	410.1	395.8	405.1	404.2	404.5
Min		372.1	374.1	375.0	352.4	361.3	361.8	349.6	351.8	351.2	359.9	373.4	350.9
Count		636	670	725	704	688	702	709	711	492	689	711	744
Mean	2004	387.2	380.3	379.3	380.2	380.1	378.5	381.1	384.8	377.4	379.6	382.0	383.8
Max		404.3	414.8	389.8	391.5	395.4	399.5	402.8	411.6	408.7	402.0	398.6	424.1
Min		371.5	365.0	366.1	369.0	365.7	350.3	361.9	357.0	354.6	356.5	364.6	359.0
Count		722	696	744	711	744	610	700	724	720	744	720	744
Mean	2005	388.5	387.5	385.7	394.9	389.5	385.9	383.9	383.8	383.1	386.6	389.9	389.3
Max		417.6	413.4	415.8	409.4	416.4	420.6	421.6	429.1	418.6	404.8	405.4	403.4
Min		368.7	354.7	362.9	378.2	370.0	362.9	363.0	357.8	368.1	378.1	379.7	383.7
Count		686	642	670	691	718	363	646	736	714	742	714	703
Mean	2006	390.4	392.8	394.2	394.9	395.7	393.6	392.4	395.8	395.0	398.3	398.8	400.3
Max		402.9	408.5	407.4	406.8	406.4	408.1	411.6	439.2	413.7	422.3	428.1	415.2
Min		379.4	379.3	383.0	386.5	389.0	380.0	374.7	350.5	375.2	383.8	390.8	391.9
Count		654	666	744	715	744	690	648	635	698	692	720	744

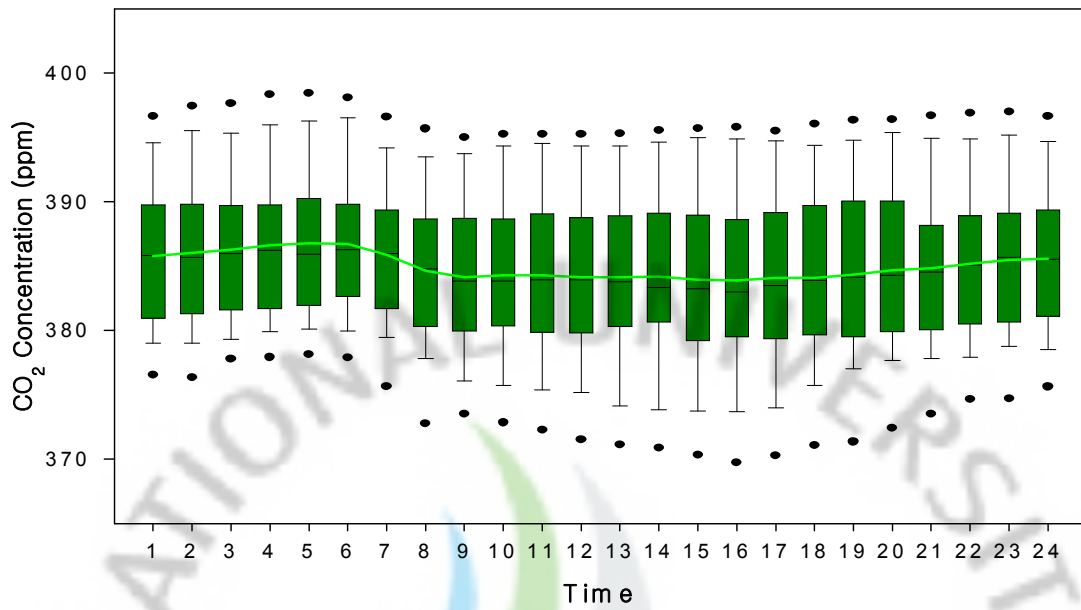


Fig. 8. The CO₂ daily variation between 2002–2006

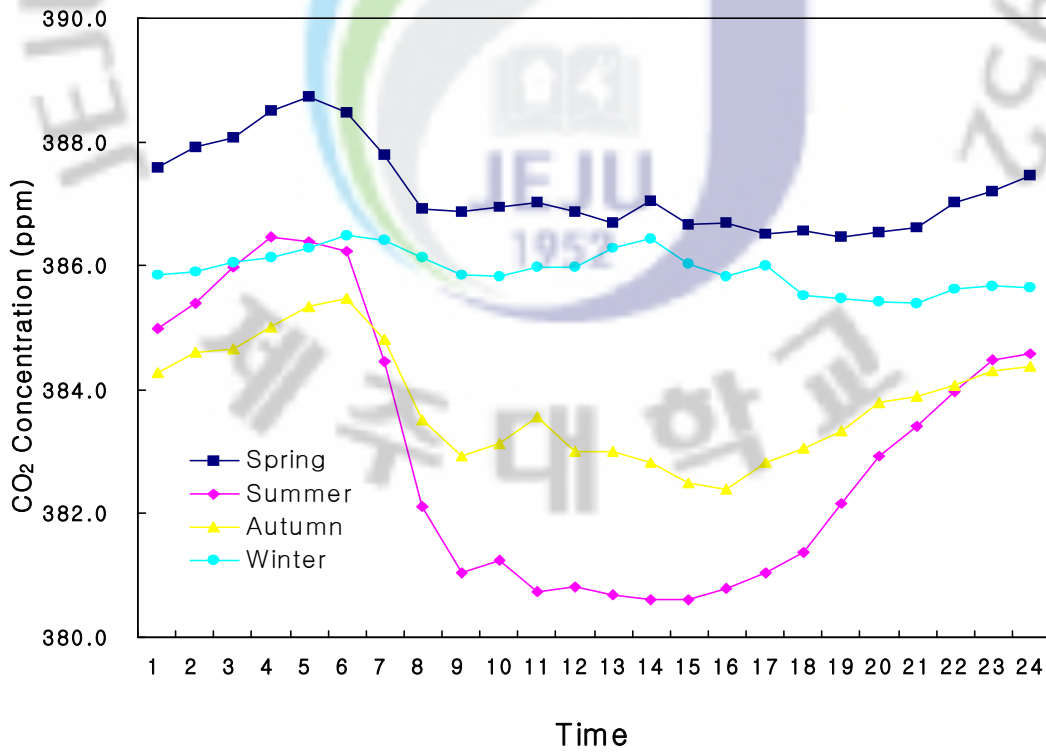


Fig. 9 The mean daily cycle in atmospheric CO₂ concentration at Gosan

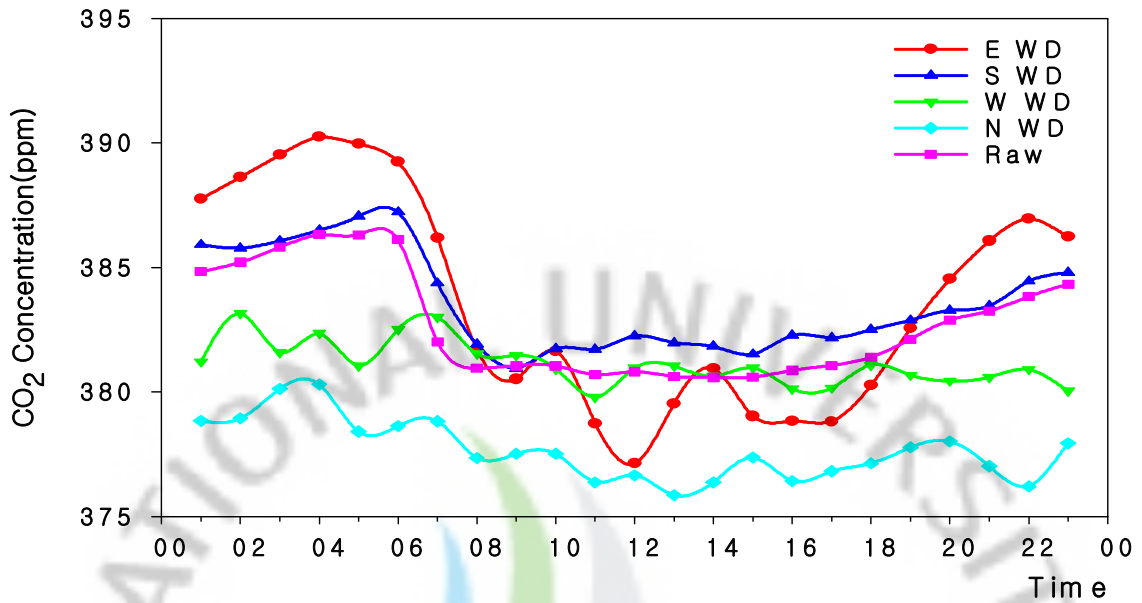


Fig. 10. Diurnal variation of CO₂ regarding the wind direction in summer, 2002-2006

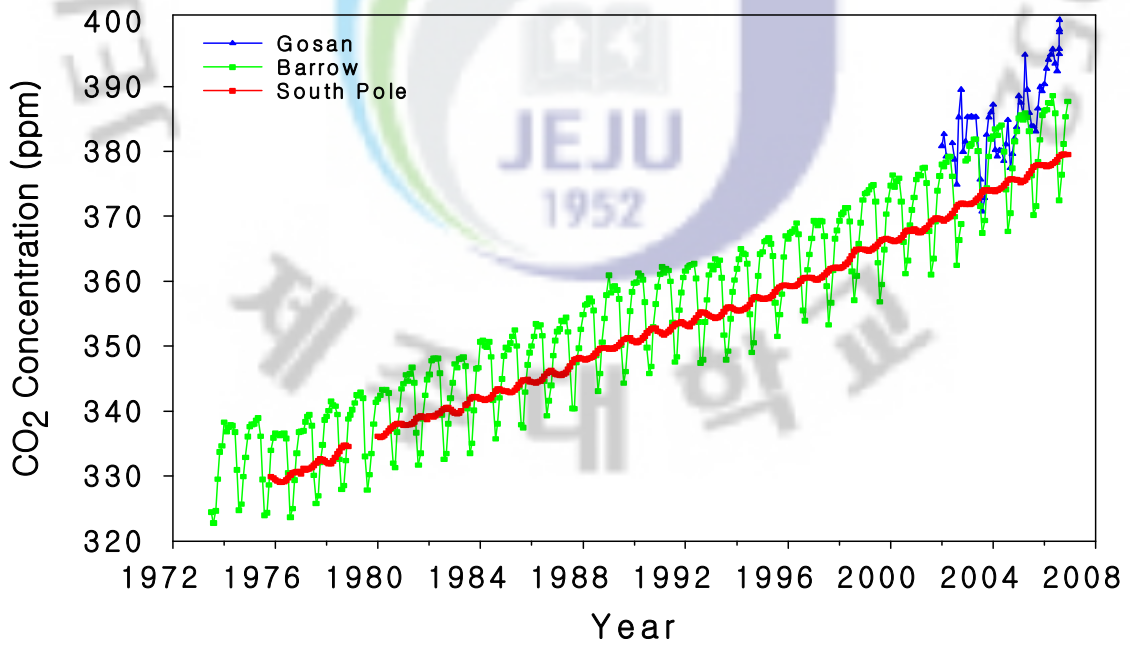


Fig. 11. The of atmospheric CO₂ concentration at Gosan, Barrow, South Pole respectively.

2.2 이산화탄소의 농도의 일변화 및 계절변화

CO₂의 농도변화 경향은 24시간의 짧은 주기에 도 농도변화를 보이고 있다. 이 일변화는 계절에 상관없이 거의 유사한 주야경향을 보이고 있다. Fig.8에 보듯이 CO₂ 시간 별 평균 농도 변화는 일출직전인 6시에 최대농도 386.7 ppm 나타내었으며, 일몰 전인 18시경에 최소농도인 384.0 ppm을 나타내었다. 이와 같이 외형적 경향성을 분석해 보면 육풍에 의해 새벽까지 육지로부터 CO₂가 공급되어지고, 차츰 대기가 안정되고, 혼합 층 고도가 낮아짐으로 인하여 관측소 인근지역에서 배출된 CO₂가 대기의 혼합에 의해 희석 되지 않고, 관측소에 영향을 미쳐 높은 관측 결과가 나타난 것으로 보인다. 이후 계속된 태양 복사 에너지에 의하여 역전층이 완전히 해소 되어 상층의 대기까지 혼합 층이 발달하게 되고 이로 인하여 CO₂ 농도는 급격히 감소하게 된다.

대기 중의 CO₂ 농도는 일변화 패턴이 뚜렷했으며, 따라서 이를 보다 설명하기 위해서는 계절별 자료를 구분하여 시간별 변화 패턴을 보 필요성이 있다. Fig.9은 위의 특성을 규명하기 위하여 CO₂ 농도를 계절별 시간에 따른 일변화 패턴을 나타내어 보았다. Fig.9에 보듯이 각 계절별 일 변화량은 3 ppm(봄), 6 ppm(여름), 5.9 ppm(가을), 4.4 ppm(겨울)으로 여름과 가을의 변화량이 크게 나타났으며, 이와 같은 경향은 다른 지역급 관측소와 유사한 경향을 보인다.

이 논문에서 주로 다룬 여름철(6월, 7월, 8월) 이산화탄소 농도의 변화를 알아보기 위하여 각 풍향에 따른 시간별 농도 변화를 Fig.9 으로 나타내었다. 풍향의 분류를 4가지 풍향을 북풍 계열(N WD) 동풍계열(E WD), 남풍계열(S WD), 서풍계열(W WD)로 나누었다. 경향을 보인다. 2002년 ~2006년 5년 동안 여름철 주 풍향 남남동-남-남서(SSE-S-SE)로 남풍계열의 바람이 약 50%이고, 북풍계열이 30%의 빈도를 보이고 있다. 원시 자료를 기준으로 했을 때 남풍계열이 풍향이 유입될 때 일별 변화량이 비슷하게 나타났다. 동풍과 남풍계열이 풍향이 나타날 때 일별 변화량이 뚜렷하며, 서풍과 북풍계열의 바람이 유입될 때 변화폭이 낮고 일정하게 나타났다. 이는 여름철 이산화탄소의 일별 농도변화 변화폭을 결정하는 요인이 식물의 광합성 작용으로 해양의 광합성양보다 육지의 광합성 작용이 활발하게 진행되어 고산 관측소에 영향을 미치는 것으로 보인다.

Fig.12에서 보듯이 CO₂의 농도는 12월과 3월에 걸쳐 최대로 대고, 7월부터 8월

에 걸쳐 최소가 되는 리듬을 반복하고 있다. 이와 같은 계절 변동은 유상식물의 대사 활동에 의해 일어난다. 봄에서 여름에 걸친 식물의 생육 기에는 광합성이 활발하게 되어 대기로부터 CO₂가 흡수된다. 반대로 낙엽수가 일제히 잎을 떨어뜨리는 가을에서 겨울을 지나 이듬해 초봄까지의 계절은 흡수와 박테리아에 의한 유기물의 분해에 의해 대기 중으로 이산화탄소가 방출된다. 이것이 대기 중 CO₂ 농도가 계절 변동을 반복하는 주된 원인이다. 고산의 경우 최대치로부터 최소치까지의 진폭은 약 7 ppm이 된다. 언뜻 보기에 그 진폭의 크기는 규칙적으로 보이지만 자세히 보면 반듯이 일정한 것은 아니고 10%정도의 변동이 있다. 고산에서와 같은 계절 변동은 어디서나 같은 것은 아니다. Fig.10는 Barrow, Gosan, 및 남극에 있어서 평균적인 농도변화를 비교한 것이다. 남·북반구에서의 육상 식물 량의 차이를 반영하여 계절 변화는 북반구에서 크고, 남반구에서는 작다. 또한 계절의 차이로부터 남반구에서는 3월부터 4월에 걸쳐 최소가 되고, 10월부터 11월에 걸쳐 최대가 된다. 즉 위상의 역전한다. 이 대기 중 이산화탄소 농도 계절변화는 남북방향으로 농도가 다른 대기의 혼합과 해양과의 기체 교환 등의 영향을 받아 장소에 따른 차이를 보인다. 대기의 순환은 동서 방향으로 탁월하기 때문에 경도방향의 농도 차는 위도 방향보다 작은 것이 보통이다. Barrow와 같은 북반구 고위도에서 진폭이 최대가 되는 것은 위도대의 식물성장기가 짧은 것과 해양에 대해 육지면이 크기 때문이다. 북반구에서의 계절변동의 진폭은 Barrow에서 최대 약 16 ppm 이지만 남쪽으로 갈수록 작아지고, 고산에서는 약 9ppm, 남반구가 되면 2 ppm이하가 된다. 북반구에 있어서 이산화탄소의 계절변화가 주로 식물의 광합성과 분해 과정에서 나타나며, 남반구에서는 해양과의 이산화탄소의 교환도 육상식물의 대사활동과 같은 정도로 영향을 주고 있다.

2.3 이산화탄소의 농도의 월 변화 및 연 변화

기후 변동에 관한 정부 간 패널(IPCC)의 제4차 평가 보고서에서는 2005년 이산화탄소의 전 지구 평균농도는 379 ppm 이며 연간 증가율은 1.4 ppm/yr인 것으로 보고되었다. 이와 비교해 볼 때 한반도의 배경대기 관측소인 고산 관측소에서는 387.3 ppm이며, 안면도 지구대기 감시 센터에서는 387.0 ppm으로 각각 나타났다.

Fig.12는 2002년 1월부터 2006년 12월에 고산 지구대기 관측소에 NDIR의 Law 데이터에서 얻는 모든 이산화탄소 시간 자료를 월별 시계열 변화를 나타낸 것이다. 상자에 사용된 자료의 하위 25%에서 상위 75%까지의 범위를 나타내며, 상자 내 푸른색 선은 각 달의 중앙값을 나타낸다. 상자의 아래쪽과 위쪽으로 그려진 수직 실선은 하위 5%와 상위 95% 범위 내의 자료를 의미한다. Fig.11에서 보듯이 이산화탄소의 월별 변화를 살펴보면 겨울철과 봄철에 고농도를 나타내고 있으며, 여름철과 가을철은 비교적 저 농도의 분포를 보이고 있다. 이는 여름철에 식물의 광합성 작용의 영향으로 저 농도를 나타내고, 겨울철 화석연료의 연소와 인간 활동에 의해 고농도를 나타내고 있다. Table 4는 고산 관측소의 월별 평균 농도와 월 증가율을 나타내었다. 월 증가량을 보면 5월부터 8월에 농도가 감소하는 경향보이다가 10월부터 다시 증가하는 경향을 보이고 있다. 이는 앞에서 설명했듯이 이산화탄소는 뚜렷한 계절변동을 가지고 있음을 의미한다.

2.4 이산화탄소의 농도의 연간 증가율

대기 CO₂증가율의 단기 변동성은 주로 대기과 육지 생물권 간 CO₂ 플럭스의 변화에 의해 조절되고, 해양 플럭스의 변동에 의해서도 야간이긴 하지만 의미 있는 수준의 조절이 이루어진다. 육지 생물권 플럭스 변동성은 기후 변동의 영향을 받는다. 기후 변동은 식물의 성장하면서 CO₂를 흡수하고 유기물질의 유기영양 생물의 호흡과 화재에 의해 CO₂로 분해되어 대기로 반환하는데 영향을 준다. 엘니뇨-남방진동현상은 토지 온도, 해수면 온도, 강수 화재를 통해 플럭스에 영향을 주기 때문에 대기 CO₂증가율의 경년 변동성의 주원인이 된다.

대기 CO₂ 농도는 산업화 이전에는 280 ppm 이었으나 2005년에는 379 ppm으로 증가 하였다. 산업화 이전 8000년 동안에는 CO₂가 겨우 20 ppm 변화 했다. 그 기간에는 수십 년~1백 년 동안의 변화량이 10 ppm 미만이었고, 원인은 주로 자연적 과 때문일 가능성이 크다. 그러나 1750년 이후로 CO₂ 농도가 거의 100 ppm 증가 했다. CO₂의 경우 지난 10년 동안의 증가율(1995~2005년 기간의 평균 : 1.9 ppm/yr)이 대기측정이 연속적으로 직접 시작된 이후의 증가율(1960~2005년 기간의 평균 : 1.4 ppm/yr)보다 높다.(IPCC TRA, 2007 ; Susan)

고산 지역의 연 평균 증가율은 2002년부터 2005년까지는 1.5 ppm/yr인 것으로

Table 4. Monthly mean growth rates CO₂ data at Gosan, Jeju, 2002–2006.

Year	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.	
2002	380.8	382.6	379.2			381.3	378.8	374.9	385.3	389.5	379.9	381.5	
	1.8	1.8	-3.4			2.1	-2.5	-3.9	10.4	4.2	-9.6	1.6	
CO ₂ (ppm) (월증가량)	2003	385.3	385.2	385.4	385.2	385.3	380.0	375.7	370.8	372.8	382.5	385.3	386.1
	3.8	-0.1	0.2	-0.2	0.1	-5.4	-4.3	-4.9	2.0	9.7	2.7	0.8	
2004	387.2	380.3	379.3	380.2	380.1	378.5	381.1	384.8	377.4	379.6	382.0	383.8	
	1.2	-7.0	-1.0	1.0	-0.1	-1.5	2.5	3.8	-7.4	2.2	2.4	1.8	
2005	388.5	387.5	385.7	394.9	389.5	385.9	383.9	383.8	383.1	386.6	389.9	389.3	
	4.8	-1.1	-1.8	9.2	-5.4	-3.6	-2.0	-0.1	-0.8	3.5	3.3	-0.6	
2006	390.4	392.8	394.2	394.9	395.7	393.6	392.4	395.8	395.0	398.3	398.8	400.3	
	1.1	2.4	1.4	0.7	0.8	-2.1	-1.2	3.4	-0.8	3.4	0.5	1.5	

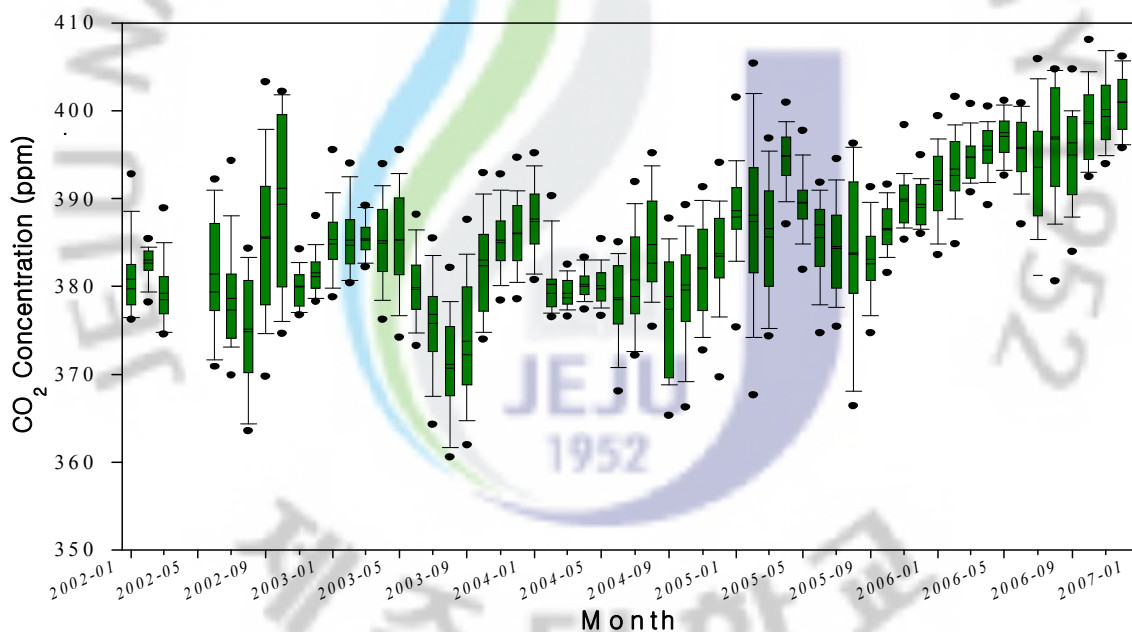


Fig. 12. Box-whisker plot (5%, 25%, median, 75% and 95%, open circles indicate averages) of CO₂ monthly mean time series as well as estimated linear trend, based on raw hourly records at Gosan, Jeju, 2002–2006

나타났지만, 2006년 CO₂의 급격한 증가로 인하여 5년간의 연 평균 증가율은 2.7 ppm/yr으로 나타났다. 고산지역은 2005년 까지는 전 지구 연평균 증가율과 비슷한 증가 추세를 보였지만 2006년 급속한 증가로 인하여 전 지구 증가율 보다 높게 나타나고 있다. 이는 중국 등 대규모 산업화로 인하여 배출된 CO₂가 자연적인 흡수량을 초과하여 대기 중에 체류하며 한반도 및 고산지역의 CO₂농도 변화에 영향을 준 것으로 사료 된다.

2.5 이산화탄소의 농도에 의한 복사 강제력

복사 강제력은 기후에 영향을 주는 인자가 변할 때 지구-대기 시스템의 에너지 균형이 어떤 영향을 받는지를 나타낸 척도이다. 복사강제력은 '대기 상부에서 측정된 지구 단위면적당 에너지의 변화율'로서 측정하고, 단위는 W/m² 를 사용한다. 인자 혹은 인자 집단의 복사 강제력이 양수(+)이면 지구-대기 시스템의 에너지는 증가할 것이고, 계의 온난화를 가져올 것이다. 반대로 음의 복사강제력을 가지면 이 에너지는 궁극적으로 감소하고 지구 대기 시스템은 냉각 될 것이다.

산업화 이전시대부터 대기 이산화탄소의 증가는 복사 강제력의 $+1.66 \pm 0.17$ W/m² 증가율을 보이고 있다. 이것은 IPCC 4차보고서에서 고려된 모든 복사강제력 요소 중에서 가장 큰 기여도 이다. 1995년부터 2005년까지 10년 동안 대기의 이산화탄소 증가율은 이산화탄소의 복사강제력을 20% 증가 시켰다(IPCC TRA, 2007; Susan). CO₂ 복사효율은 TAR에서 제안된 IPCC(2001) Table.5의 단순식을 사용하고, 배경농도는 278ppm, 섭동은 +1ppm로 하여 계산하였다. 고산 지역 2002년부터 2006년까지 CO₂의 복사강제력은 1.69Wm⁻²/yr, 1.69Wm⁻²/yr, 1.69Wm⁻²/yr, 1.77Wm⁻²/yr, 1.88Wm⁻²/yr으로 나타났으며, 이시기 전 지구적 복사강제력은 1.56Wm⁻²/yr, 1.60Wm⁻²/yr, 1.63Wm⁻²/yr, 1.66Wm⁻²/yr, 1.68Wm⁻²/yr으로 고산 지역의 복사강제력이 전 지구평균 보다 0.09Wm⁻²/yr~ 0.2Wm⁻²/yr 높게 나타났다(2006, Hofmann). 또한 고산 지역의 5년간 복사강제력의 증가율은 0.038Wm⁻²/yr로 전 지구 5년간 증가율 0.024Wm⁻²/yr 보다 높다. 이는 복사강제력에 영향을 주는 이산화탄소의 발원지가 고산 지역과 근접해 있기 때문에 전 지구 평균 높게 나오는 것으로 사료된다. 즉 세계 최대 CO₂ 배출지역인 중국과 인도, 한국, 일본 등에서 배출된 CO₂가 자연적 흡수량을 초과하여 대기 중에 잔류해 있는 CO₂가 이 지

역의 기후변화에 영향을 주는 것으로 사료 된다.

Table 5. Expression for calculating radiative climate forcing.

Trace gas	Simplified expression for radiative forcing, $F(Wm^{-2})$	Constant
CO ₂ (ppm)	$F=a[\ln(C/C_0)]$, $C_0 = 278$ ppm	$a=5.35$

Table 6. Data used calculate the radiative forcing.

Year	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.
2002	1.68	1.71	1.66			1.69	1.65	1.6	1.75	1.8	1.67	1.69
2003	1.75	1.75	1.75	1.74	1.75	1.67	1.61	1.54	1.57	1.71	1.75	1.76
F(Wm ⁻²) 2004	1.77	1.68	1.66	1.68	1.67	1.65	1.69	1.74	1.64	1.67	1.7	1.72
2005	1.79	1.78	1.75	1.88	1.8	1.75	1.73	1.73	1.72	1.76	1.81	1.8
2006	1.82	1.85	1.87	1.88	1.89	1.86	1.84	1.89	1.88	1.92	1.93	1.95

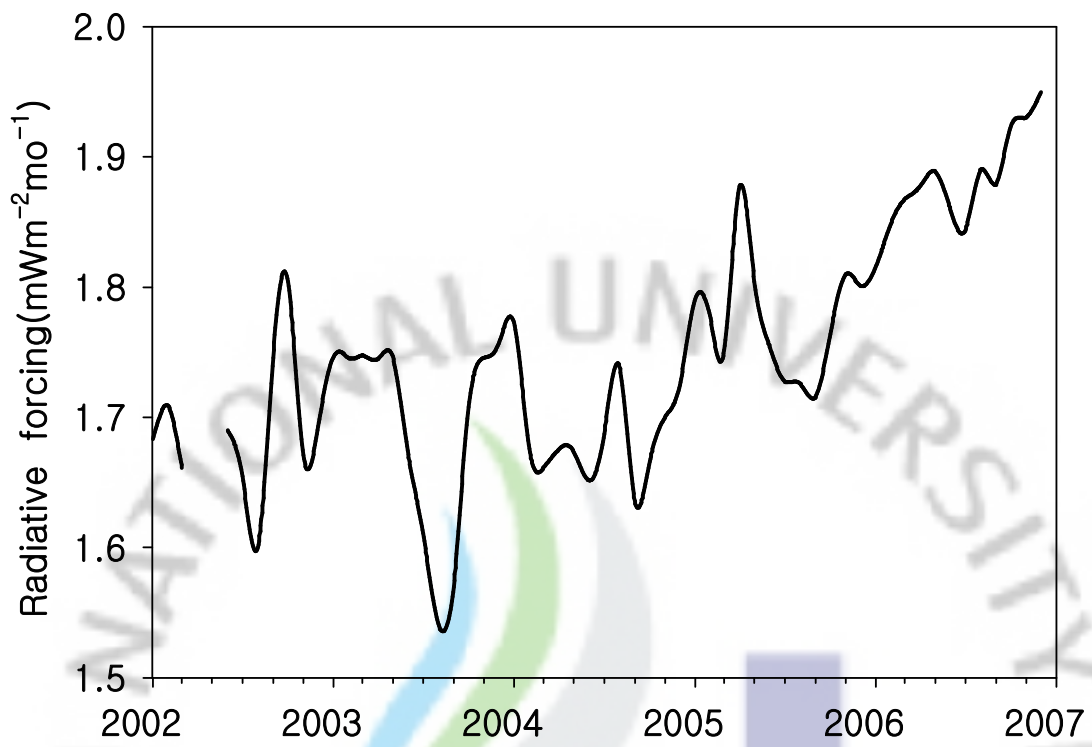


Fig. 13. Trend in radiative forcing growth rates of the CO₂.

3. 기상학적 요인에 의한 이산화탄의 농도 변화

대기오염은 배출원에서 대기오염물질의 방출, 방출된 대기오염 물질의 수송 및 확산, 그리고 수송 및 확산에 의해 대기오염물질의 수용지점에 도달 등 세 가지 과정을 걸쳐 이루어진다. 이들 중에서 대기오염물질의 수송 및 확산과정은 기상 조건에 의하여 크게 좌우 된다. 그렇다면 평균풍향은 대기오염에 무슨 영향을 끼칠까? 만약, 풍향이 오염물질이 방출되는 높이와 같은 높이의 풍향이라면, 평균 풍향은 오염물질의 수송 방향을 나타낼 것이다. 평균 풍향이 북서풍이라면 오염물질은 남동쪽으로 수송 될 것이다. 또한 평균 풍속은 대기오염에 무슨 영향을 끼칠까? 첫 번째로 배출 원으로부터 수용지점까지의 이동 시간을 결정시킨다. 만약, 수용지점이 배출 원으로부터 1000m 떨어져 있고, 풍속이 5m/s 이라면 오염 물질은 200초 후에 수용지점에 도달 할 것이다. 두 번째로 풍속은 오염물질을 희석 시킨다. 오염물질이 1초당 1g 배출되고, 풍속이 1초당 2m이면 풍하방향에서 1g오염 물질이 2m 공기 내에 포함될 것이다. 한편 풍속이 1초당 6m이면 1g의 오염 물질이 6m공기 내에 포함되어 바람이 강할수록 오염물질의 희석이 된다는 것을 알 수 있다. 따라서 대기오염의 농도는 풍속에 역비례 한다고 할 수 있다. 또한 바람이 센 경우에는 바람의 약한 경우보다 난류를 더 잘 일으키기 때문에 대기 오염 물질들을 더 멀리 분산 시킨다. 저기압 중심부근의 아주 큰 기압경도력은 풍속을 강하게 하여 대기 오염 물질들을 더 잘 확산시킨다. 바람이 약한 경우에는 같은 시간 간격에 풍속이 강한 경우보다 대기 오염 물질들을 조금 이동시킬 뿐만 아니라 난류가 적게 일어나기 때문에 수평적, 수직적, 연직 적으로 확산도 적게 일어난다. 특히 상층의 대기의 약한 바람은 하층 대기의 대기 오염 물질의 농도를 비정상적으로 높게 나타나게 한다.

제주고산기상대의 풍향/풍속 자료와 국립환경과학원의 CO₂의 매시간 평균자료를 이용하여 여름철(6월, 7월, 8월) 관측 기간 동안 월별, 계절별 바람과 CO₂를 합병하여 CO₂의 단기적인 변화와 단거리 수송 영향에 관해 주요하게 다루었다.

3.1 고산 지역의 지표풍의 분포

각 방위별 풍향출현빈도를 방사 모양으로 그린 바람장미(Windrose)이용하여, 풍향은 16등급으로 구분하였으며, 풍향출현빈도는 백분율(%)은 각각의 풍향에 대응하는 방위판 위에 방위선의 길이로 나타내었다. 또한 각 풍향의 풍속 계급별 빈도를 풍속분류(단위: m/s) 4개 등급(0.1~3.0, 3.1~6.0, 6.1~9.0, 9.0이상)으로 나누어 나타내었다. 이산화탄소 농도와 지표풍의 평균은 계절별 분류는 봄(3월~5월)은, 여름(6월~8월), 가을(9월~11월), 겨울(12월~2월)로 나누었다. 국지적 바람과 장거리 수송 영향은 이산화탄소 시간별 기록 분할된 자료 집합에 주요하게 기초하여 조사되었다.

고산에서의 연평균 풍속은 6.85 m/s로 연중 강한 바람이 관측 되고 있고, 30년 평균 풍향자료 분포를 보면 년 간 주 풍향 평균풍향의 분포는 북-북북동-남-남동(N-NNE-S-SE)이고, 봄의 주 패턴은 북-북북동-북동-남동(N-NNE,-NE-SE), 여름은 남남동-남동-북-동(SSE-SE-N-E)로 남남동(SSE)가 주풍을 이루는 특징이 뚜렷하게 나타났다. 가을은 북-북동-북북동-동북동(N-NE-NNE-ENE)이고, 겨울은 북-북북서-북서-북북동(N-NNW-NW-NNE)로 북북서(NNW)풍과 북(N)풍의 약 40%를 차지하고 있다. 이는 겨울철 해양을 거쳐 불어오는 북서계절풍이, 여름철에는 남동계절풍의 우세하게 불고 있는 것을 알 수 있다.

최근 5년간(2006년~2006년) 평균 풍속은 5.6 m/s이고, 5년간 평균 풍향분포는 북-북북서-북북동-남남동(N-NNW-NNE-SSE)이고, 봄의 주 풍향은 북-남남동-북북동-북북서(N-SSE-NNE-NNW)이고, 여름은 남남동-남-남서(SSE-S-SE), 가을은 북-북북동-동북동-북동(N-NNE-ENE-NE)이고, 겨울은 북북서-북-북북동-북동(NNW-N-NNE-NE)이다.

여름철 기상현상을 파악하기위해 6월, 7월, 8월, 풍향, 풍속 자료를 집중적으로 분석 하였다. 여름철 30년간 월평균을 보면 6월은 남남동-남동-남남서(SSE-SE-SSW), 7월은 남남동-남동-남-북(SSE-SE-S-N), 8월은 동북동-동-북(ENE-E-N)으로 나타났고, Fig.13에서 보듯이 최근 5년간은 6월 남남동-남동-북서(SSE-SE-N-S), 7월은 남남동-남-남동(SSE-S-SE), 8월은 남동-남남동-남(SE-SSE-S)의 패턴을 보이고 있다. 이는 늦봄부터 초여름에 걸쳐 일본 북부해상에 위치한 오호츠크해고기압의 세력이 동해상의 확장한다. 그리고 6월 하순에서 7월

하순에 걸쳐서는 북태평양의 해양성 기단의 영향을 받는다. 그리고 적도 지방에서 발생한 열대성 저기압인 태풍이 불어오는 시기로 태풍의 대기의 수평, 수직적인 활발한 혼합과정에 거치면서 제주 고산 지역의 기후에 영향을 미친 것으로 사료 된다.

고산지역의 30년 평균 연 평균 풍속은 6.85m/s로 다른 지역에 비하여 강하게 분다. 최근 5년간 평균 풍속은 5.6m/s이다. 여름철 풍속을 살펴보면 6월에는 4.9m/s, 7월은 5.7m/s, 8월은 5.0m/s로 연 평균 풍속과 비슷한 풍속을 보여주고 있다. Fig14에서 도시한 풍향 별 풍속평군을 살펴보면 2002년 6월은 남동풍(SE)일 때 최대 평균 7.1m/s, 서남서(WSW)풍일 때 최소 평균 2.3m/s이 불고, 7월은 남동풍(SE)일 때 최대 평균 8.2m/s, 동남동(ESE)풍일 때 최소 평균 3.6m/s, 8월은 북북서풍(NNW)일 때 최대 평균 9.9m/s, 동남동(ESE)풍일 때 최소 평균 2.9m/s이 불고 있다. 2003년 6월은 남동풍(SE)일 때 최대 평균 6.5m/s, 북동(NE)풍일 때 최소 평균 4.1m/s이 불고, 7월은 남남동풍(SSE)일 때 최대 평균 6.9m/s, 북동(NE)풍일 때 최소 평균 2.1m/s, 8월은 북북서풍(NNW)일 때 최대 평균 8.9m/s, 동남동(ESE)풍일 때 최소 평균 3.5m/s이 불고 있다. 2004년 6월은 남동풍(SE)일 때 최대 평균 7.0m/s, 서북서(WNW)풍일 때 최소 평균 2.7m/s이 불고, 7월은 남남동풍(SSE)일 때 최대 평균 7.7m/s, 동남동(ESE)풍일 때 최소 평균 1.2m/s, 8월은 북북서풍(NNW)일 때 최대 평균 6.7m/s, 서남서(WSW)풍일 때 최소 평균 2.7m/s이 불고 있다. 2005년 6월은 남남서풍(SSW)일 때 최대 평균 6.9m/s, 서북서(ENE)풍일 때 최소 평균 2.2m/s이 불고, 7월은 서풍(W)일 때 최대 평균 6.6m/s, 동북동(ENE)풍일 때 최소 평균 1.9m/s, 8월은 남남동풍(SSE)일 때 최대 평균 6.9m/s, 북북동(NNE)풍일 때 최소 평균 2.6m/s이 불고 있다. 2005년 6월은 남남동풍(SSE)일 때 최대 평균 6.0m/s, 서남서(WSW)풍일 때 최소 평균 2.9m/s이 불고, 7월은 서남서(WSW)일 때 최대 평균 8.6m/s, 동남동(ESE)풍일 때 최소 평균 2.6m/s, 8월은 서(W)풍일 때 최대 평균 5.4m/s, 북남동(ESE)풍일 때 최소 평균 3.2m/s이 불고 있다. 대체로 6월에는 SSE-SSW일 때 최대 풍속, WSW-WNW일 때 최소 풍속, 7월은 SSE-W일 때 최대 풍속, NE-E일 때 최소 풍속, 8월은 ESE-NE일 때 최대 풍속, ESE-E일 때 최소 풍속을 보여 주고 있다.

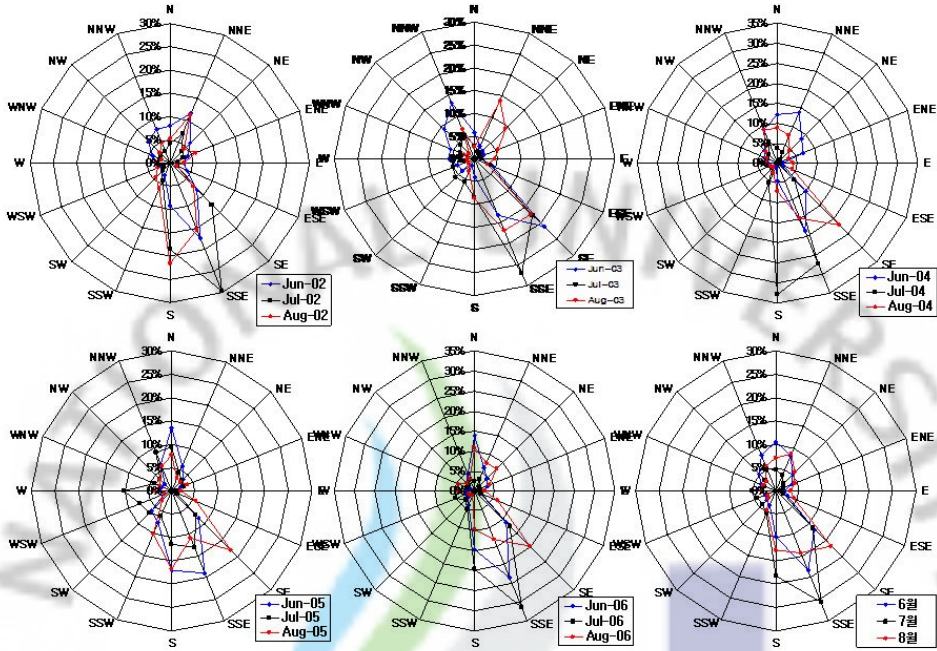


Fig. 14. Wind rose in June, July, August at gosan, during the period 2002-2006.

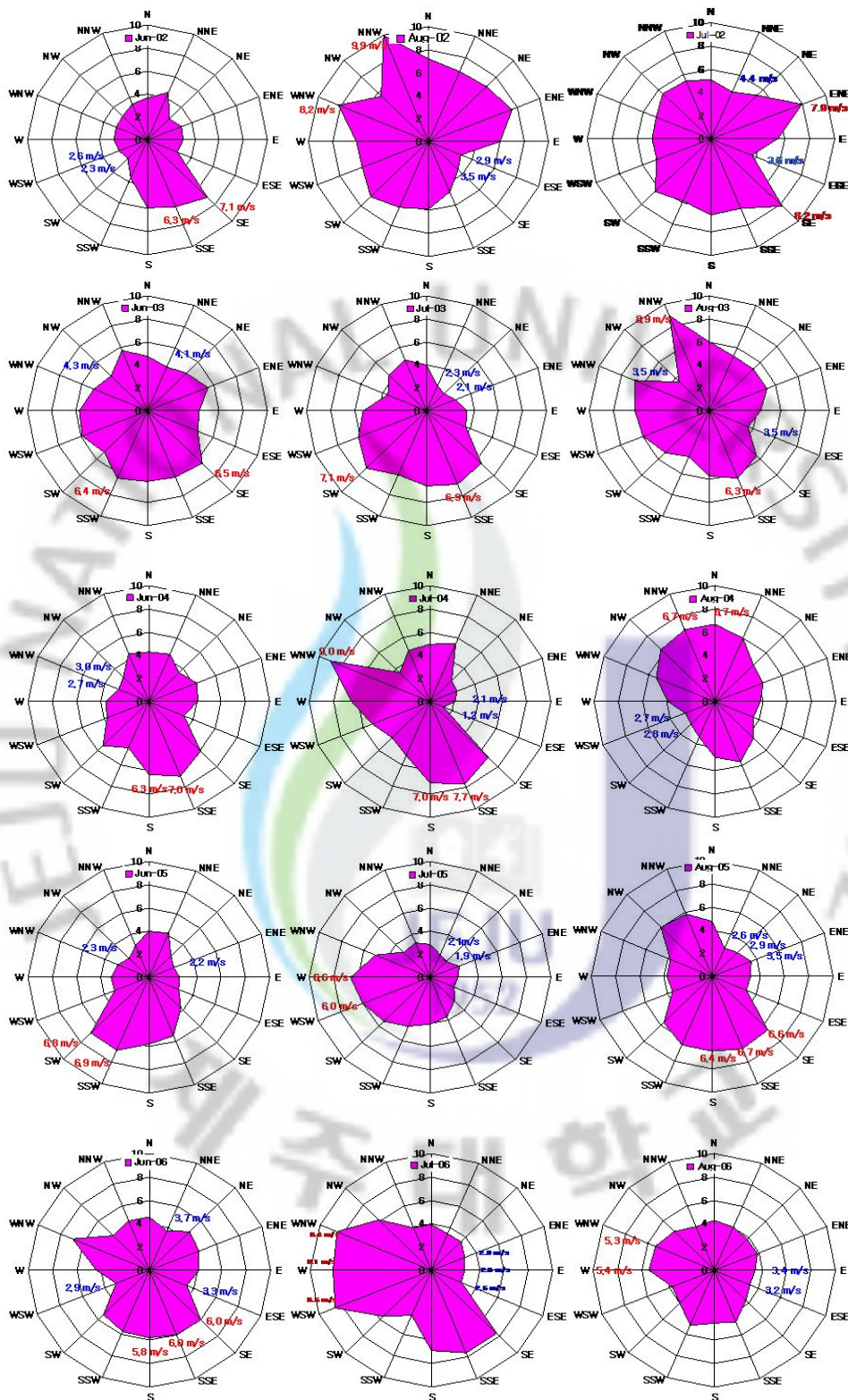


Fig. 15. Wind speed hourly mixing ratios segregated by horizontal wind direction merged by June, July, August at gosan, during the period 2002-2006.

Table 7. A wind Frequency, Average Wind speed, Average CO₂ concentration as 12 direction Gosan, Jeju, 2002-2006.

	Wind Direction	Count Data	Frequency	Wind speed	CO ₂ Average
	(°)		(%)	(m/s)	(ppm)
Jun (2002~2006)	N	376	11%	4.2	383.9
	NNE	287	8%	4.3	383.2
	NE	178	5%	3.5	385.0
	ENE	131	4%	4.0	388.2
	E	66	2%	3.6	388.4
	ESE	92	3%	3.5	386.9
	SE	416	12%	6.0	384.6
	SSE	650	18%	6.2	384.8
	S	349	10%	5.9	384.6
	SSW	118	3%	5.8	383.4
	SW	104	3%	5.4	382.5
	WSW	83	2%	4.0	382.0
	W	115	3%	4.2	381.7
WNW	118	3%	3.7	381.3	
NW	179	5%	3.5	381.9	
NNW	292	8%	4.4	382.8	
Jul (2002~2006)	N	165	4%	4.0	381.4
	NNE	139	4%	3.7	382.8
	NE	79	2%	3.4	382.9
	ENE	68	2%	4.4	384.8
	E	42	1%	3.5	387.0
	ESE	68	2%	3.1	386.5
	SE	411	11%	6.7	384.5
	SSE	942	26%	6.8	383.3
	S	665	18%	6.4	382.7
	SSW	189	5%	5.1	382.3
	SW	146	4%	5.9	379.7
	WSW	154	4%	6.5	382.2
	W	190	5%	6.4	381.0
WNW	103	3%	5.8	379.5	
NW	115	3%	4.4	379.3	
NNW	191	5%	4.2	381.2	
Aug (2002~2006)	N	258	7%	5.8	376.5
	NNE	317	9%	5.3	374.3
	NE	209	6%	4.7	375.8
	ENE	162	4%	5.2	379.9
	E	115	3%	4.1	384.7
	ESE	152	4%	3.2	389.8
	SE	614	17%	4.9	388.5
	SSE	525	14%	5.6	383.8
	S	469	13%	5.5	384.2
	SSW	170	5%	5.7	380.9
	SW	86	2%	5.4	381.4
	WSW	69	2%	4.5	380.1
	W	112	3%	5.0	381.0
WNW	104	3%	5.6	380.5	
NW	108	3%	5.5	380.0	
NNW	215	6%	7.3	376.4	

3.2 이산화탄소의 풍향/풍속에 따른 농도 분포

대기의 유입과 혼합에 가장 큰 역할을 차지하는 바람에 의해 이산화탄소의 농도 변화 어떻게 변하는지 살펴보고자 한다. Fig 16은 풍향 의해 혼합된 이산화탄소 비율을 설명하였다. Fig. 16에서 보듯이 여름철 고산 지역의 이산화탄소 변화가 다른 지역의 풍향의 관계되어지는 것을 볼 수 있다. 6월은 동북동-동(ENE-E)섹터에 의해 이산화탄소 농도에 높게 나타나고, 남서-남남서-남(SW-SSW-S)섹터에 의해 낮은 이산화탄소의 농도 분포를 볼 수 있다. 이는 관측소 동쪽의 제주도 산업 및 인구 밀집지역에 의해 관측소에 영향을 주고 있고, 남쪽의 청정한 해양성 기단에 의해 남풍 일 때는 저 농도의 이산화탄소 분포를 보이고 있다. 7월 풍향별 이산화탄소의 분포를 살펴보면 6월과 비슷한 경향을 보이며, 동-동남동-남동(E-ESE-SE)풍 일 때 높은 이산화탄소의 농도 분포를 보이며, 주로 2003년과 2004년은 남서-남(SW-S)풍 일 때 2002년, 2005년 2006년 은 북서-서북서(NW-WNW)풍 일 때 낮은 이산화탄소 패턴을 보이고 있다. 8월은 고농도의 이산화탄소의 분포는 6월과 7월의 경향과 유사하게 보이며, 이는 첫째로 고산 관측소 동북동부터 남동쪽 까지 인간의 주거지 및 목초지, 산악 지역이 위치해 있기 때문에 지역적 요인과, 인근 산악지역 및 경작지에서의 활발한 광합성 작용에 의해 고농도의 이산화탄소 경향을 보인다. 그리고 5월 감자와 마늘 등의 발작물 수확 이 후 발생한 페비닐의 소각이 6, 7, 8월에 빈번히 목측 되는 것으로 보아 일시적으로 고농도현상은 이런 원인에 의해 이산화탄소의 경향에 일정부분이나마 영향을 준다고 사료 된다. 북-서풍계열에서 낮은 이산화탄소의 경향을 보이며 이는 역 궤적 분석 및 모델링 분석을 통해 좀 더 자세히 알아 볼 필요가 있다.

바람의 방향에 의해서만 이산화탄소의 발생원에 대해 분석한 것은 조금 미약한 부분이 많다. 그래서 Fig 17에서는 풍속을 $0 \leq \text{Wind Speed} < 3\text{m/s}$, $3 \leq \text{Wind Speed} < 6\text{m/s}$, $6 \leq \text{Wind Speed} < 9\text{m/s}$, $\text{Wind Speed} \geq 9\text{m/s}$ 분류하고, 이때 풍향 별 이산화탄소의 분포를 살펴보았다. 2002년 ~2006년 까지 여름철(6월, 7월, 8월)의 평균 풍속은 6.4m/s로 이때 이산화탄소의 시간 평균 농도는 384.1ppm으로 나타났다. 5년 동안 보았을 때 6월은 평균 풍속이 6.1m/s이고 이산화탄소의 농도는 384.9ppm, 7월은 평균 풍속이 6.4m/s이고 이산화탄소의 농도는 385.9 ppm, 8월은 평균 풍속이 6.7m/s이고 이산화탄소의 농도는 381.6 ppm으로 나타나고 있다.

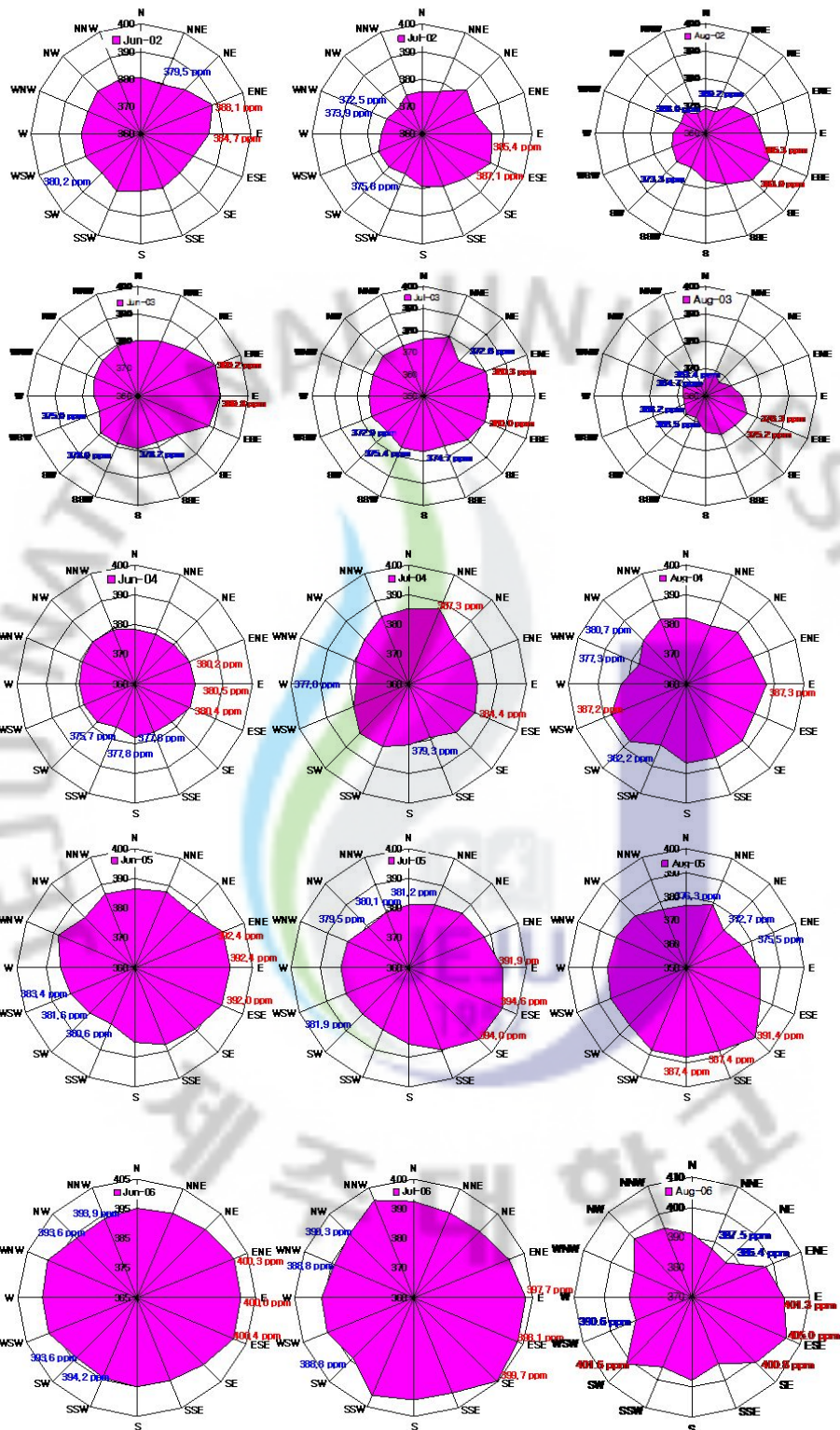


Fig. 16. CO₂ hourly mixing ratios segregated by horizontal wind direction merged by June, July, August at gosan, during the period 2002–2006

풍속이 3m/s이하 일 때 각 6월, 7월, 8월의 이산화탄소의 농도는 389.8ppm, 397.9 ppm, 386.2 ppm으로 높게 나타나고, $3 \leq \text{Wind Speed} < 6\text{m/s}$ 일 때 6월, 7월, 8월의 이산화탄소의 농도는 384.7 ppm, 382.2 ppm, 383.4 ppm, $6 \leq \text{Wind Speed} < 9\text{m/s}$ 일 때 6월, 7월, 8월의 이산화탄소의 농도는 382.8 ppm, 381.0 ppm, 379.3 ppm, 9m/s 이상 일 때 6월, 7월, 8월의 이산화탄소의 농도는 382.2 ppm, 382.6 ppm, 377.7ppm으로 나타나고 있다. 대기 중으로 오염물질이 배출되었을 때, 이들 오염물질이 대기과 혼합되는 속도는 풍속에 의해 좌우되며, 강풍은 이들 물질을 확산시켜 그 농도를 감소시킨다. 즉 바람이 강할수록 대기는 난류를 형성하고 난류는 맴돌이를 형성하여 오염 물질의 주변 대기과 섞여 희석하게 된다. 이와 같은 원리와 유사하게 고산 지역의 대기 중 이산화탄소의 농도도 바람이 강할수록 대기의 희석에 의해 뚜렷이 감소하는 경향을 보여주고 있다. 3m/s 이하 풍속 일 때 최대 농도는 439.2 ppm 최소농도는 352.6 ppm으로 그 차이는 86.6 ppm이며 전 풍향에 걸쳐 분포되어 있다. $3 \leq \text{Wind Speed} < 6\text{m/s}$ 일 때는 최대 농도는 426.2 ppm 최소농도는 350.2 ppm으로 그 차이는 76.1 ppm 이며 동남동~남(ESE~S)섹터에 주로 분포 해있고, $6 \leq \text{Wind Speed} < 9\text{m/s}$ 일 때는 최대 농도는 410.2 ppm 최소농도는 349.6 ppm으로 그 차이는 60.6 ppm이고 동남동~남(ESE~S)섹터와 북(N)섹터에 주로 분포되어 있음을 확인 할 수 있다. 9m/s 이하 풍속 일 때 최대 농도는 409.0 ppm 최소농도는 351.7 ppm으로 그 차이는 57.3 ppm이며 동남동~남(ESE~S)섹터 360 ppm~380 ppm범위의 농도가 집중적으로 분포되어 있다. 대체적으로 86ppm~60 ppm의 매우 넓은 변화폭을 보여주고 있으며 특히 동남동~남(ESE~S)섹터 범위에서 이산화탄소가 집중적으로 분포해 있음을 알 수 있다. 이는 해양으로 유입되는 남동 계열의 이산화탄소가 여름철 고산지역의 농도변화에 영향을 주고 있고, 또한 6월에 대륙에서 이동한 이산화탄소가 고산 관측 지점으로 이동했음을 알려주고 있다.

고산 지역의 여름철 풍향 의해 혼합된 이산화탄소 비율 보면 동북동-동(ENE-E)섹터에 의해 이산화탄소 농도에 높게 나타나고, 남서-남남서-남(SW-SSW-S)섹터에 의해 낮은 이산화탄소의 농도 분포를 볼 수 있다. 이는 고산 관측소의 동쪽에 위치한 제주도 식생활동으로 인한 이산화탄소 흡수가 고산 지역의 여름철 저농도 분포에 영향을 주지는 못하며, 보다 더 큰 이산화탄소의 소멸원에 의하여 고산 지역 및 한반도의 여름철 저농도 변화에 영향을 주는 것으로 보인다.

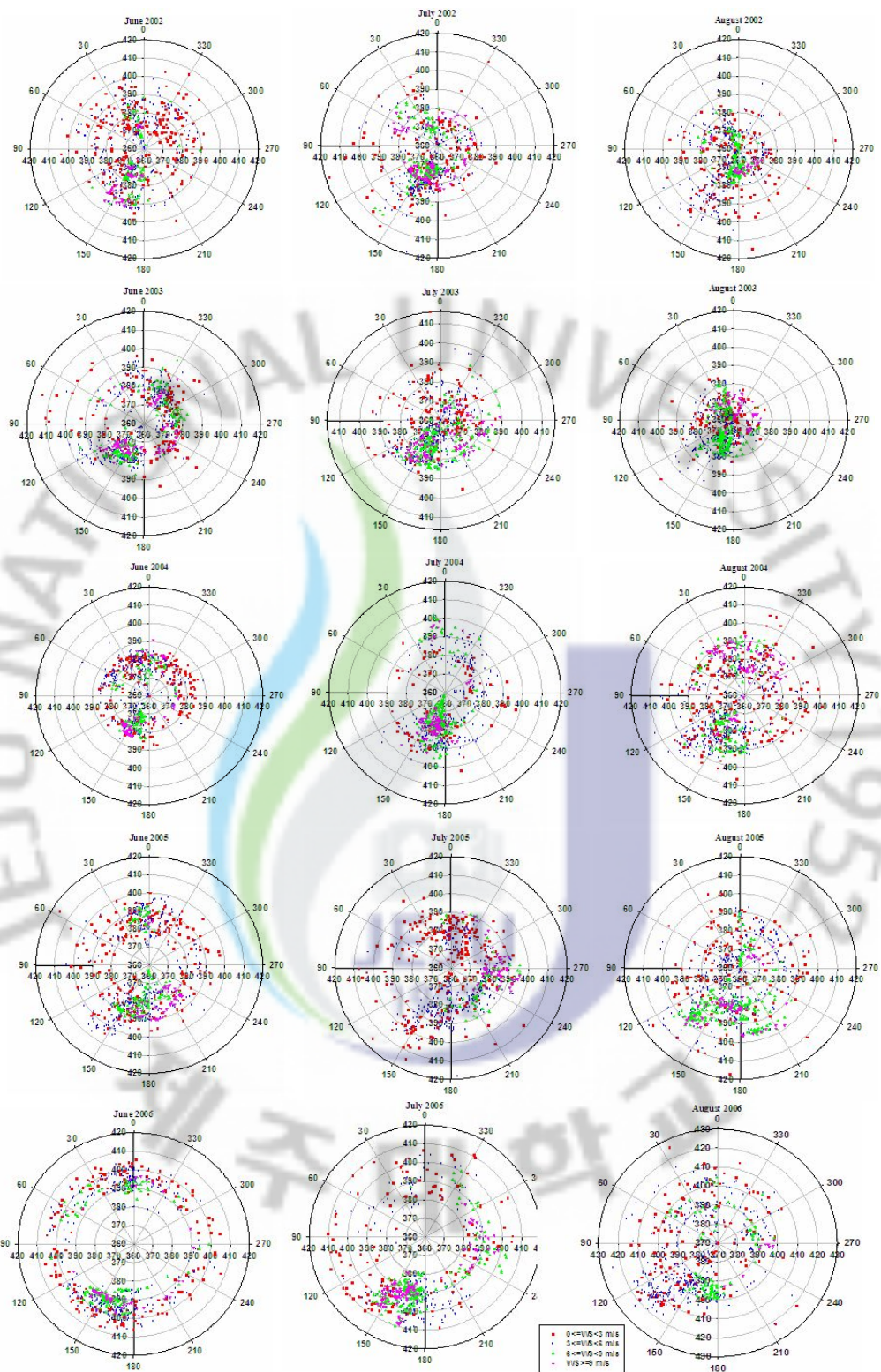


Fig. 17. A graph showing the concentration of CO₂ at gosan. the concentration of CO₂ is displayed as a function of direction in fore wind speed classes.

Table 8. A wind Frequency, average CO₂ concentration as Wind speed at Gosan, Jeju, 2002-2006.

		Wind speed	Wind Direction	Count Data	Frequency	CO ₂ Average
		(m/s)	(°)		(%)	(ppm)
Summer (2002~2006)	0~3.0		N	188	8%	382.3
			NNE	225	9%	382.9
			NE	180	7%	382.1
			ENE	120	5%	386.1
			E	117	5%	388.3
			ESE	131	5%	388.4
			SE	232	10%	390.5
			SSE	200	8%	389.5
			S	159	7%	387.1
			SSW	96	4%	383.2
			SW	92	4%	382.0
			WSW	96	4%	381.5
			W	120	5%	381.0
			WNW	116	5%	379.5
			NW	161	7%	379.4
	NNW	203	8%	382.6		
Summer (2002~2006)	3.1~6.0		N	345	8%	378.2
			NNE	312	7%	377.3
			NE	199	5%	384.0
			ENE	152	4%	381.6
			E	88	2%	378.7
			ESE	159	4%	390.3
			SE	616	15%	384.7
			SSE	756	18%	382.0
			S	513	12%	381.8
			SSW	161	4%	381.3
			SW	88	2%	378.1
			WSW	81	2%	377.6
			W	136	3%	380.1
			WNW	123	3%	382.9
			NW	163	4%	381.0
	NNW	290	7%	375.5		

Table. 9 A wind Frequency, average CO₂ concentration as Wind speed at Gosan, Jeju, 2002-2006.

		Wind speed	Wind Direction	Count Data	Frequency	CO ₂ Average
		(m/s)	(°)		(%)	(ppm)
Summer (2002~2006)	6.1~9.0		N	168	7%	379.2
			NNE	143	6%	376.9
			NE	54	2%	381.1
			ENE	41	2%	383.1
			E	9	0%	378.1
			ESE	11	0%	378.1
			SE	358	14%	382.8
			SSE	734	29%	381.0
			S	541	21%	381.6
			SSW	121	5%	380.9
			SW	60	2%	379.3
			WSW	56	2%	381.3
			W	68	3%	382.9
			WNW	38	2%	383.1
			NW	35	1%	383.8
			NNW	89	4%	379.3
Summer (2002~2006)	9.0~		N	49	4%	380.5
			NNE	43	4%	379.8
			NE	21	2%	381.0
			ENE	25	2%	384.2
			E	14	1%	386.0
			ESE	2	0%	386.8
			SE	89	7%	386.8
			SSE	219	18%	385.3
			S	291	24%	385.0
			SSW	101	8%	381.2
			SW	63	5%	382.8
			WSW	42	3%	381.2
			W	59	5%	380.1
			WNW	70	6%	380.4
			NW	47	4%	381.0
			NNW	85	7%	380.9

4. 극 저 농도 이산화탄소 발생 시 경향 분석

4.1 자료선정

고산 지역의 여름철 저농도 원인은 북태평양으로부터 발원한 상대적으로 깨끗한 남풍의 영향 등으로 상대적으로 낮은 농도가 유지되는데 일조한다. Fig. 14에서 보듯이 고산 지역의 여름철 대기는 남풍계열 약 48%, 북풍계열의 23%의 바람이 유입되고 있음을 확인할 수 있었다. 그러나 여름철 일반적으로 이산화탄소의 농도에 영향을 주는 요인은 해양의 영향에 의해 저농도 패턴을 보이거나, 예외적으로 북쪽의 기류의 유입 시 극 저농도 현상을 보이는 것을 확인할 수 있었다. 이러한 극 저농도 현상의 소멸 원 및 발원지를 확인하기 위하여, 고산 지역에서 극 저농도의 이산화탄소 패턴을 보이는 것을 Table10으로 분류 하였다. 분류 기준으로 2002년부터 2006년 Raw Data 중, 첫째 6, 7, 8월 여름철 시간 평균자료를 이용하여 월별 Law 데이터에서 측정 장비의 운영상 오차를 배제하고, 풍속($\geq 2\text{m/s}$)자료를 선정하였다. 둘째, 일차적으로 처리된 자료를 매시간 표준편차 0.6 ppm 이하의 자료를 선정하고, 선정된 자료가 6시간 이상 지속되고, 365~375 ppm 이하의 극 저 농도의 이산화탄소 경향이 보이는 것으로 분류 하였다. Fig18과 Fig19는 Law 데이터에서 첫 번째 선정(풍속($\geq 2\text{m/s}$), 매시간 표준편차 0.6 ppm 이하) 후 대상 기간 동안 매시간 이산화탄소의 농도를 가중 평균하여 회귀 곡선으로 나타내었다. 2003년과 2004년 여름철에 각 4회, 2005년과 2006년에 각 2회에 걸쳐 극 저농도 현상이 나타나고 있다.

Table 10. Average CO₂ concentration as low concentration at Gosan, Jeju, 2002-2006.

CASE	Year	Date(GMT+09:00)	Date(GMT)	CO ₂ Average	CO ₂ Monthly	분류 기준
				ppm	ppm	ppm (이하)
1	2002	Jun 26 08:00 ~ Jun 27 21:00	Jun 25 23:00 ~ Jun 27 12:00	364.8	381.3	365.0
2		Jul 19 12:00 ~ Jul 19 20:00	Jul 19 03:00 ~ Jul 19 11:00	363.6	378.8	
3		Aug 09 02:00 ~ Aug 12 17:00	Aug 08 17:00 ~ Aug 12 08:00	364.5	374.9	
4		Aug 20 09:00 ~ Aug 21 19:00	Aug 20 01:00 ~ 08-21 10:00	363.7	374.9	
5	2003	Jul 15 10:00 ~ Jul 16 22:00	Jul 15 01:00 ~ Jul 16 13:00	366.8	375.7	365.0
6		Jul 23 13:00 ~ Jul 26 05:00	Jul 23 04:00 ~ Jul 25 20:00	365.9	375.7	
7		Aug 08 17:00 ~ Aug 12 08:00	Aug 08 08:00 ~ Aug 11 23:00	360.2	370.8	
8		Aug 22 13:00 ~ Aug 24 02:00	Aug 22 04:00 ~ Aug 23 16:00	362.2	370.8	
9	2005	Jul 24 16:00 ~ Jul 25 00:00	Jul 24 07:00 ~ Jul 24 15:00	369.9	383.9	370.0
10		Aug 25 04:00 ~ Aug 30 18:00	Aug 24 19:00 ~ Aug 30 09:00	368.2	383.8	
11	2006	Jun 23 10:00 ~ Jun 23 17:00	Jun 23 01:00 ~ Jun 23 08:00	375.2	393.6	375.0
12		Aug 25 08:00 ~ Aug 25 23:00	Aug 24 23:00 ~ Aug 25 14:00	369.0	395.8	

Table 11. Low of CO₂ concentration as the place of origin at Gosan, Jeju, 2002-2006.

Classification	기원	유입경로	CASE	CO ₂ Average
				ppm
I형	시베리아 대륙	황해, 한반도	2	363.6
			3	364.5
			4	363.7
			7	360.2
			10	368.2
II형	오호츠크 해 및 고위도해역	동해	1	364.8
			5	366.8
			9	369.9
III형	추후 연구	북서태평양	6	365.9
			8	362.2
			11	375.2
			12	369.0

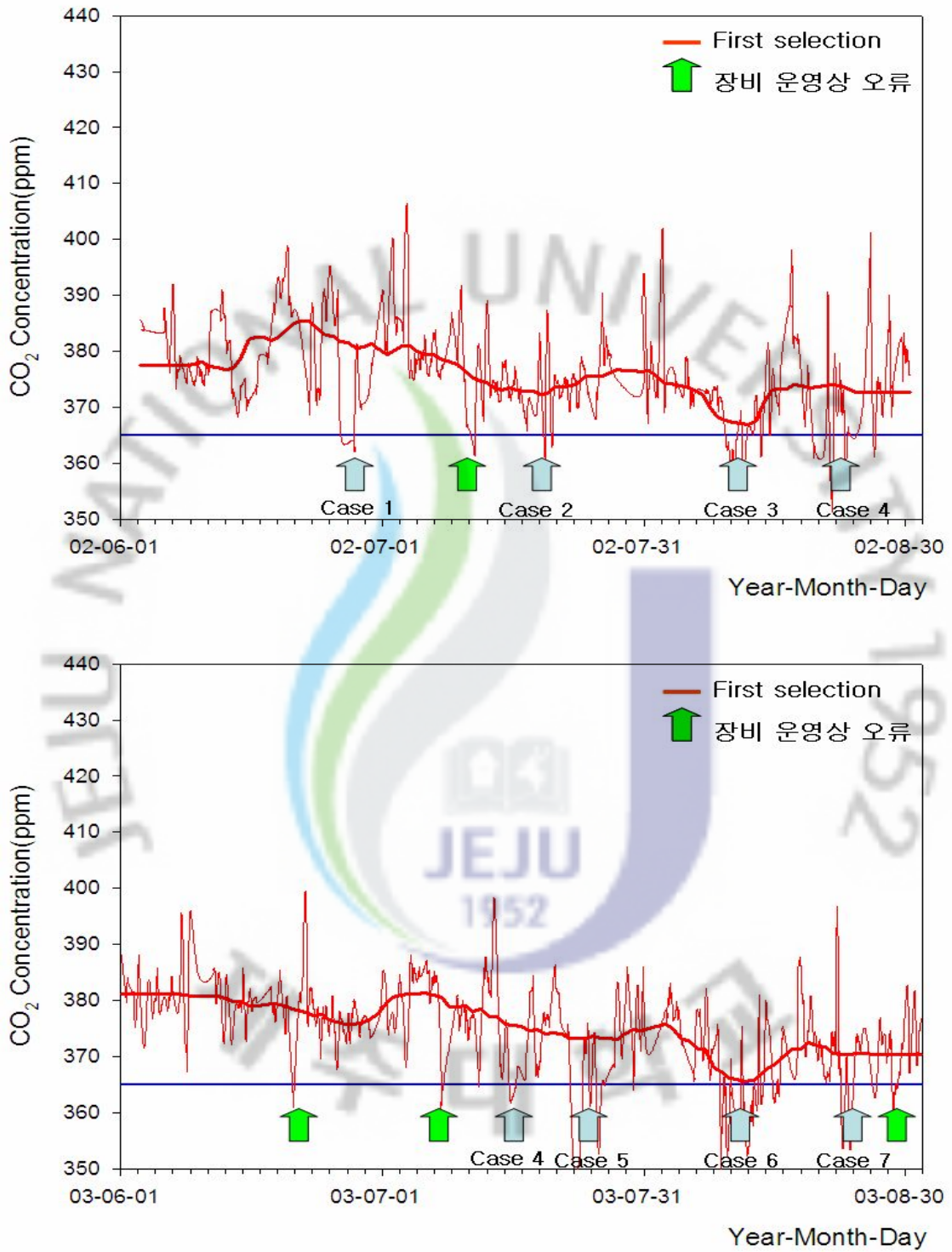


Fig. 18. Hourly mean of CO₂ concentration after first selection at Gosan, Jeju, 2002-2004.

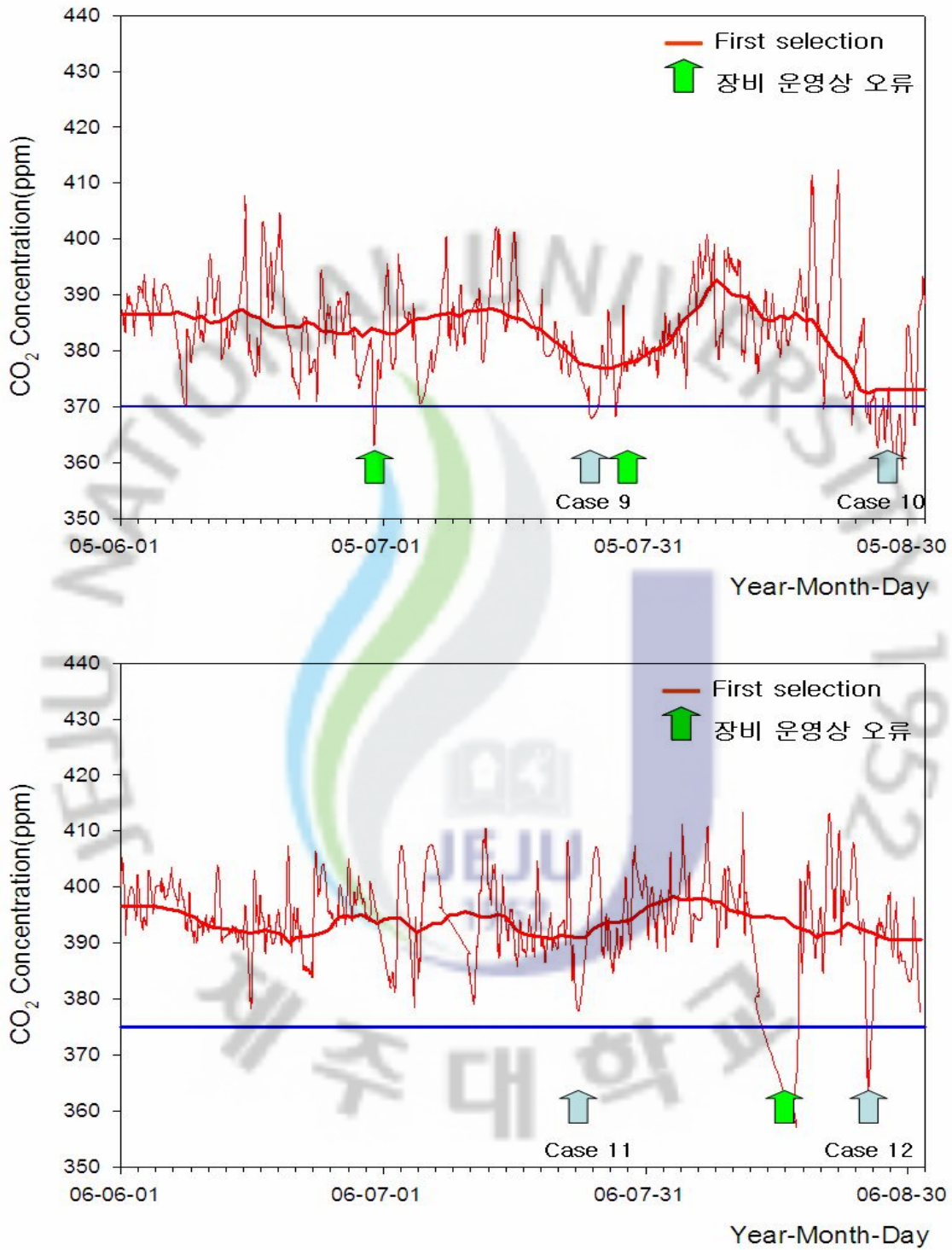


Fig. 19. Hourly mean of CO₂ concentration after first selection at Gosan, Jeju, 2005-2006.

4.2 역궤적 분석에 의한 이산화탄소의 농도 변화 경향

궤적분석(Trajectory)은 대기 오염물질의 이동을 추적하고 발원지를 알아보기 위한 대표적 방법이다. 궤적분석은 공기입자가 지나가는 정확한 자취를 분석하는 것이 아니며, 일반적으로 기류가 지나가는 흐름의 자취를 표시하는 방법의 하나로 사용되고 있다.(Lee, 1993)

여기에서 Flextra - Air mass trajectories를 이용하여 궤적분석을 실시한 다음 저 농도가 발생한 시기의 Case를 분류하여 저 농도의 이산화탄소가 발생하는 발원지를 찾고자 한다.

역궤적 분석 모델로 Flextra - Air mass trajectories이용 하였고, 이 분석 모델은 NILU (Norwegian Institute for Air Research)에서 제공 자료를 받아 사용하였다. 또한 ECMWF(European Centre for Medium Range Weather Forecasts ; 유럽중기예보센터)로부터 제공된 기상 데이터를 사용하고 있다. satellites, radio sondes, bouys, weather stations 등으로부터의 측정된 기상 자료를 이용하여 기상의 모델로 동화시켰다. 또 중국과 동남아시아 지역에서 발생한 대기오염 물질의 경우 대략 7일 이내에 한반도에 도달하는 점을 감안하여 역궤적 분석의 모사시간은 7일(168시간)로 설정 하였다. 또한 500m, 1000m, 1500m 고도에서 역궤적을 6시간 간격으로 분석 하였다. 궤적의 높이에 따라 다른 색으로 표시 하였고, 역궤적 경로에 따라 작은 점은 간격은 3시간, 큰 점의 간격은 24시간으로 표시 되었다. 측정 지점의 좌표는 고산(33.28°N 126.09°E)을 기점으로 설정하였다.

여름철 극 저농도 이산화탄소 경향의 패턴의 보이는 기간을 12개 Case로 분류 하였는데 이때 각 Case 마다 Flextra - Air mass trajectories를 이용하여 Air mass의 발생지를 파악 하였다. Table 11과 같이 발생기원 및 , 유입경로에 따라 I형, II형, III형의 3가지 형태로 나누었고, 역궤적 고도를 1500m 기준으로 발생기원을 분류하였다. Case 12개 중 I형인 시베리아 지역에서 5개, II형인 오호츠크 해 지역에서 3개, III형인 북서태평양 지역에서 4개가 발원하여 고산 지역으로 유입되었음을 확인 할 수 있었다.

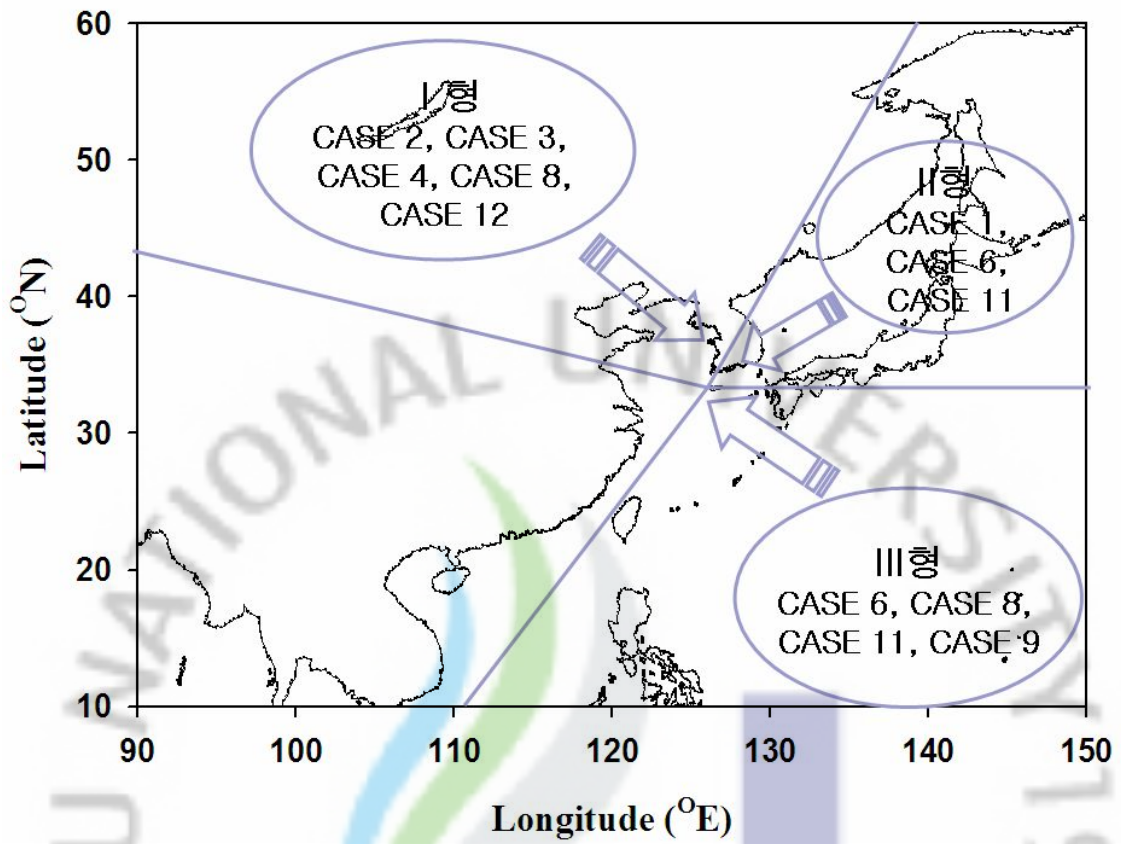


Fig. 20. Backward Trajectories corresponding to low of CO₂ concentrations as the place of origin at Gosan, Jeju.

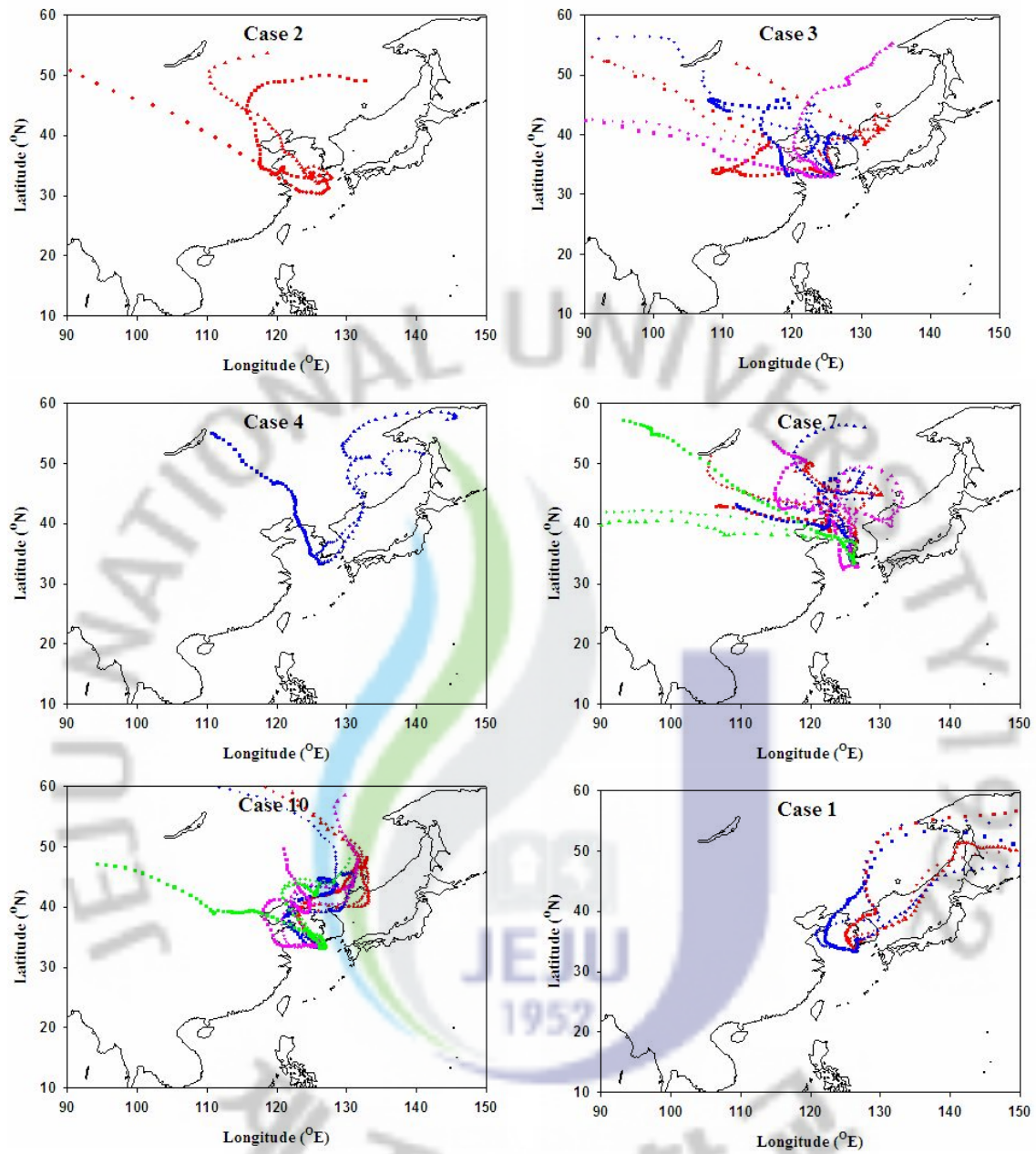


Fig. 21. Backward Trajectories corresponding to low of CO₂ concentrations as altitudes of surface 500m, 1000m, 1500m at Gosan, Jeju.

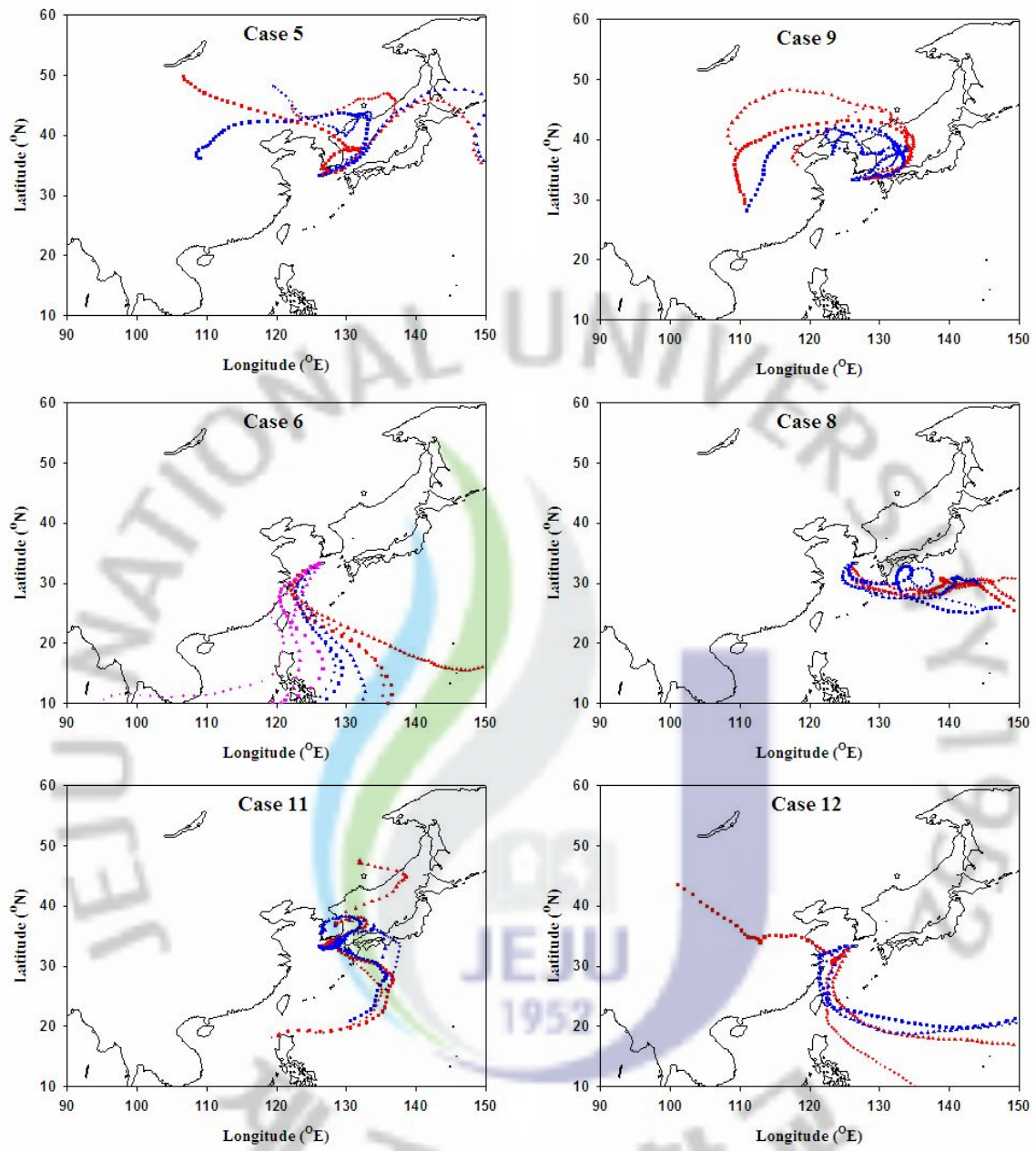


Fig. 21. ~ continue

4.3 WMO-GAW 관측소와의 단주기 변동 특성 비교

먼저 I형으로 Fig. 22에서 보듯이 공기괴가 시베리아 대륙을 거쳐 고산지역으로 유입 되었을 때, 극 저농도 이산화탄소의 경향을 보이고 있다. CASE3(2002 Aug 09 02:00 ~ Aug 12 17:00)와 CASE7(2003 Aug 08 17:00 ~ Aug 12 08:00)을 살펴보면, CASE3는 공기괴가 시베리아-산둥반도-서해-고산으로 유입되고, CASE7은 시베리아-만주-서해-고산으로 유입됨을 알 수 있다. 이때 이동경로의 중간 지점에 위치해 있는 안면도 지구대기센터와의 이산화탄소의 농도변동을 비교하였을 때, 고산과 유사한 농도 패턴경향을 보여주고 있다. 안면도의 이산화탄소 농도측정 자료는 매 30초마다 측정된 이산화탄소 자료의 매시간 평균값을 표준가스 농도에 의해 보정과정을 거친 최종 데이터를 사용 하였다. 극 저농도 이산화탄소가 이동할 때 CASE3 기간에서 안면도의 이산화탄소의 평균 농도는 372.1 ppm 이고, 고산은 364.5 ppm 으로 나타났다. 안면도의 농도가 조금 높은 이유는 8월 10일경 지역적 오염원의 영향에 의해 높은 농도경향이 일시적으로 나타나고 있기 때문이다. CASE7 기간은 안면도의 이산화탄소의 평균 농도는 366.0 ppm 이고, 고산은 360.2 ppm 으로 나타났다. 시베리아 대륙의 저 농도 이산화탄소 발생 원인을 유추 해 보면, 시베리아 인접국인 세계최대 이산화탄소 배출국인 중국의 영향에 의해 겨울과 봄의 이산화탄소의 증가 하였고 이산화탄소의 증가에 의해 기온 상승을 가져 올 것이고, 기온의 상승은 습도의 증가를 야기하기 때문에 강수량도 증가할 것이다. 이러한 이산화탄소의 농도의 증가, 높은 기온 그리고 우량의 증가는 결국 식물의 생육에 호적 조건을 제공한다. 즉 식물은 점점 무성하게 자랄 것이고, 활발한 광합성을 할 것이다. 그리고 식물 량이 증가한 만큼 대기로부터 이산화탄소가 유기물로 고정되어 제거 될 것이다. 또한 식물 대사가 활발하게 되어 토양중의 이산화탄소 분압이 높아지고, 습도의 증가와 더불어 풍화를 가속시켜 여름철 이산화탄소의 농도를 감소시킬 것이다. 시베리아 지역은 세계 산림 면적이 1/5을 차지할 정도로 산림 면적이 넓고, 자연 자원이 풍부하며 기후, 환경과 생태 면에서 우리나라의 기후 변화에 많은 영향을 준다. 또한 산림 면적과 목재 축적량도 매우 풍부하기 때문에 여름철 활발한 광합성이 활발하게 되어 대기로부터 이산화탄소가 흡수 될 것이다. 이때 이지역의 공기괴가 제주 고산 지역으로 유입 되어 극 저농도의 이산화탄소 경향을 보이는 것으로 사료된다.

두 번째 II형은 Fig. 23에서 보듯이 오키나와 해-동해에서 직접 유입된 공기괴가 고산지역의 이산화탄소 농도 변화에 영향을 준 것이다. CASE 1(2002 Jun 26 08:00 ~ Jun 27 21:00)와 CASE 5(2003 Jul 15 10:00 ~ Jul 16 22:00)를 살펴보면 CASE 1은 공기괴가 오키나와 해-동해-안면도-고산으로 유입되고, CASE 5는 북 일본해-동해-고산으로 유입됨을 알 수 있다. CASE 1의 이동경로의 중간 지점에 위치해 있는 안면도 이산화탄소의 평균 농도는 367.9 ppm이고 고산 지점 통과 시 이산화탄소의 평균 농도는 369.5 ppm으로 유사한 농도 값을 보여 주고 있다. CASE 5의 이동경로에 위치해 있는 지역급 관측소인 Ryori 관측소와 안면도, 고산 관측소의 농도 변화 경향을 살펴 보았다. 이 기간 Ryori 관측소에 측정된 이산화탄소의 농도는 371.5 ppm 이고, 이때 사용한 데이터는 이동 시간을 고려하여 -5 일(120시간)을 적용하였다. 안면도 관측소를 공기괴가 지나가는 시기의 농도는 365.6 ppm이고, 고산 지점에서는 366.8 ppm으로 나타났다. 이는 발원지에서 이동하며 동해를 거치면서 약 5 ppm 정도의 농도 감소 경향을 보여 주고 있다. 동해의 바닷물은 수심이 100m 정도에 이르는 대한해협과 일본 북쪽 해협을 통해 들어오거나, 심해로 이동하는 대류현상이 활발하기 때문에 어느 바다보다 이산화탄소 흡수력이 큰 것 조사되었다.(이기택, 2006) 해양에서 이산화탄소의 소비가 많은 이유는 대기 중의 이산화탄소는 해양 표층부의 식물성 플랑크톤이 광합성을 하면서 이산화탄소를 소비해 이산화탄소 농도가 낮아지면 바닷물로 흡수되고, 이 표층수가 대류에 따라 깊은 바다로 이동한다. 이 원리로 화석연료를 태워 발생한 이산화탄소의 3분의 1 가까이가 전 세계 해양으로 흡수된다. 국제공동연구팀이 1999년 동해 203곳의 연구지점에서 실제 측정된 값을 토대로 최근 계산한 결과, 동해 심층부인 '일본 분지'에는 단위 수직면적당 이산화탄소 흡수량이 80molC/m^2 에 이르러, 태평양($20\sim 30\text{molC/m}^2$)이나 북대서양($66\sim 72\text{molC/m}^2$)보다 훨씬 많았다. 이와 같이 공기괴가 일본 북 해협-동해-고산을 이동시 고산지역의 극 저농도의 한 가지 원인으로 사료 된다.

세 번째로 Fig. 24에서 보듯이 해양의 영향에 의해 공기괴가 이동 했을 때 극 저농도 이산화탄소가 발생하고 있다. CASE 8(2003 Aug 22 13:00 ~ Aug 24 02:00)와 CASE 11(Aug 25 08:00 ~ Aug 25 23:00)을 살펴보면 CASE 8, CASE 11은 공기괴가 북서태평양-일본 큐슈 남부-고산으로 유입되고 됨을 알 수 있다. 또한 CASE 11는 해양에서 기류가 유입되지만 동해에서도 기류가 같이 유입됨을

확인 할 수 있었다. 앞에서 풍향별 이산화탄소의 농도 분포에서 보듯이 이 기간 동안 풍향은 남서-남남서-남(SW-SSW-S)섹터에 의해 낮은 이산화탄소의 농도 분포를 볼 수 있다. 남쪽의 해양성 기류와 청정한 이산화탄소의 공기 궤가 북쪽으로 이동하며 고산지역의 이산화탄소의 농도변화에 영향을 준 것으로 사료 된다. 이때 이동경로의 중간 지점에 위치해 있는 지구급 관측소인 Minamitorishima 관측소, 고산 관측소의 이산화탄소의 농도변동을 비교하였을 때, CASE 8 기간에서 Minamitorishima 관측소에 측정된 이산화탄소의 농도는 372.3ppm 이고, 이때 사용한 데이터는 이동 시간을 고려하여 -6일(144시간)을 적용하였다. 고산 관측소 362.2 ppm으로 관측 되었다. Minamitorishima 관측소의 8월 농도 경향은 월평균 농도 372.8 ppm을 기점으로 ± 3 ppm으로 급격한 농도변화는 보이지 않았다. 이는 표준편차 값이 83%가 0.3 ppm 이내로 식물 또는 주변지역의 인위적 영향을 매우 적게 받고 있음을 알 수 있다. 또한 이시기 북서태평양의 지역의 평균 이산화탄소 월평균 농도는 372 ppm으로 고산 지점에 유입된 362.2 ppm과는 그 차이가 10 ppm정도 차이가 많다. 즉 북서태평양 지역은 식물 또는 주변지역의 인위적 영향을 매우 적게 받고 있기 때문에 농도 변화폭이 크지 않기 때문에 고산 지역에서 발견되는 극 저농도의 기원이 북서태평양이라고 결론 내리기는 힘들다. 따라서 III형의 극 저농도 발생원인과 이동경로는 향후 보다 많은 자료를 이용하여 조사할 필요가 있다.

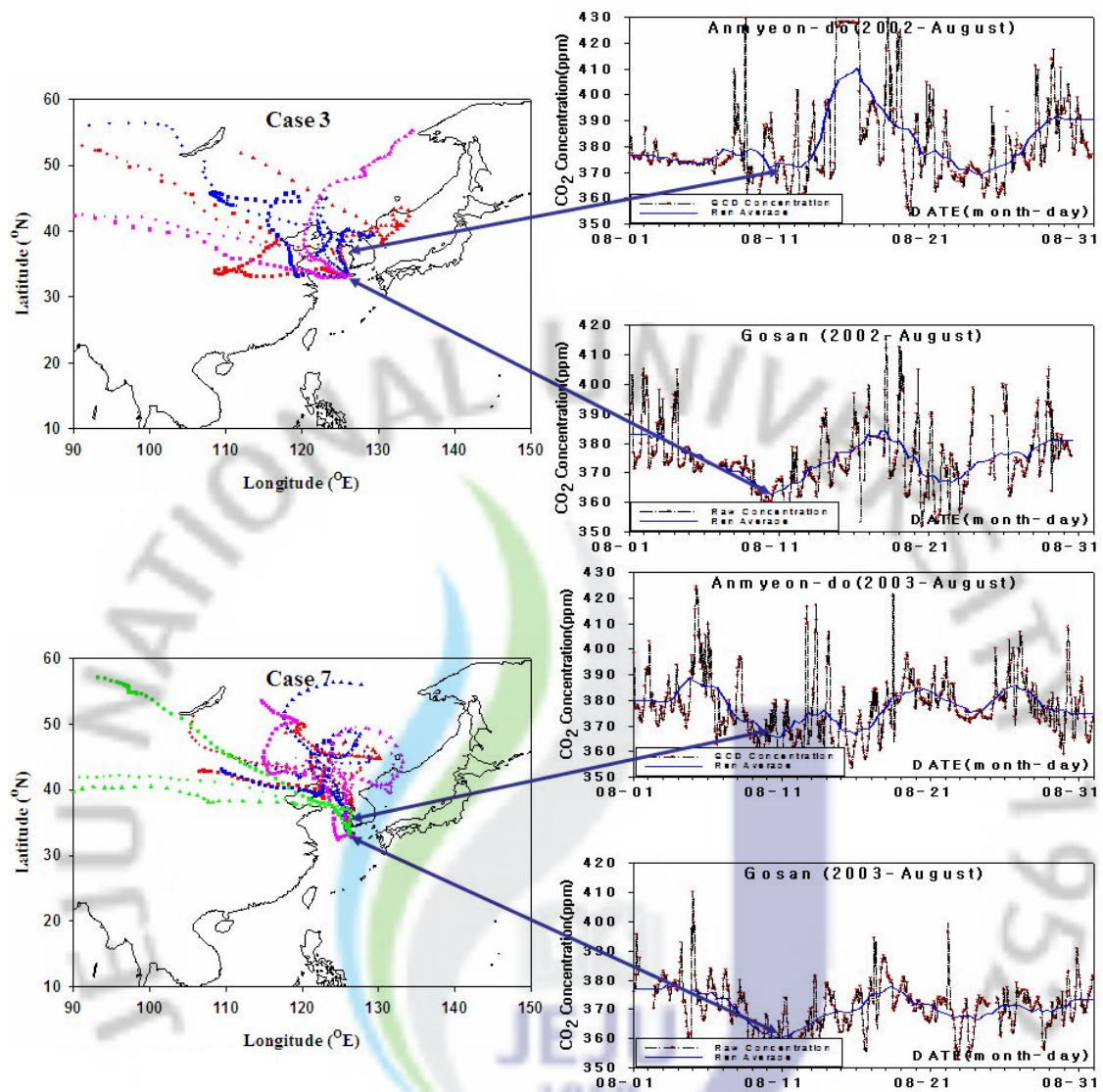


Fig. 22. Backward Trajectories corresponding to low of CO_2 concentrations and of atmospheric CO_2 concentration at Gosan, Anmyeon-do respectively at Gosan, Jeju, during the period Case 3 and Case 7.

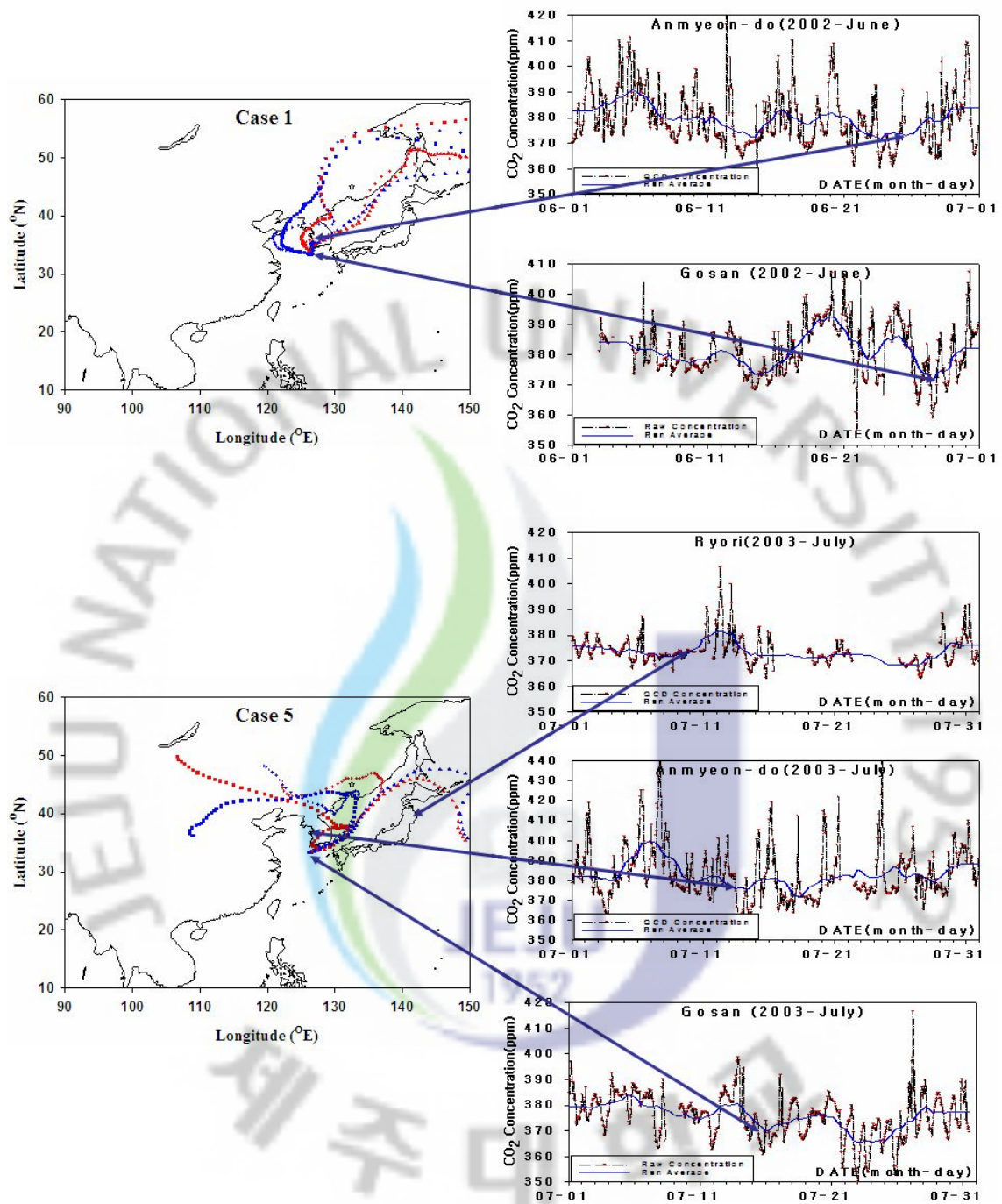


Fig. 23. Backward Trajectories corresponding to low of CO₂ concentrations and of atmospheric CO₂ concentration at Gosan, Anmyeon-do, Ryori respectively at Gosan, Jeju, during the period Case 1 and Case 5.

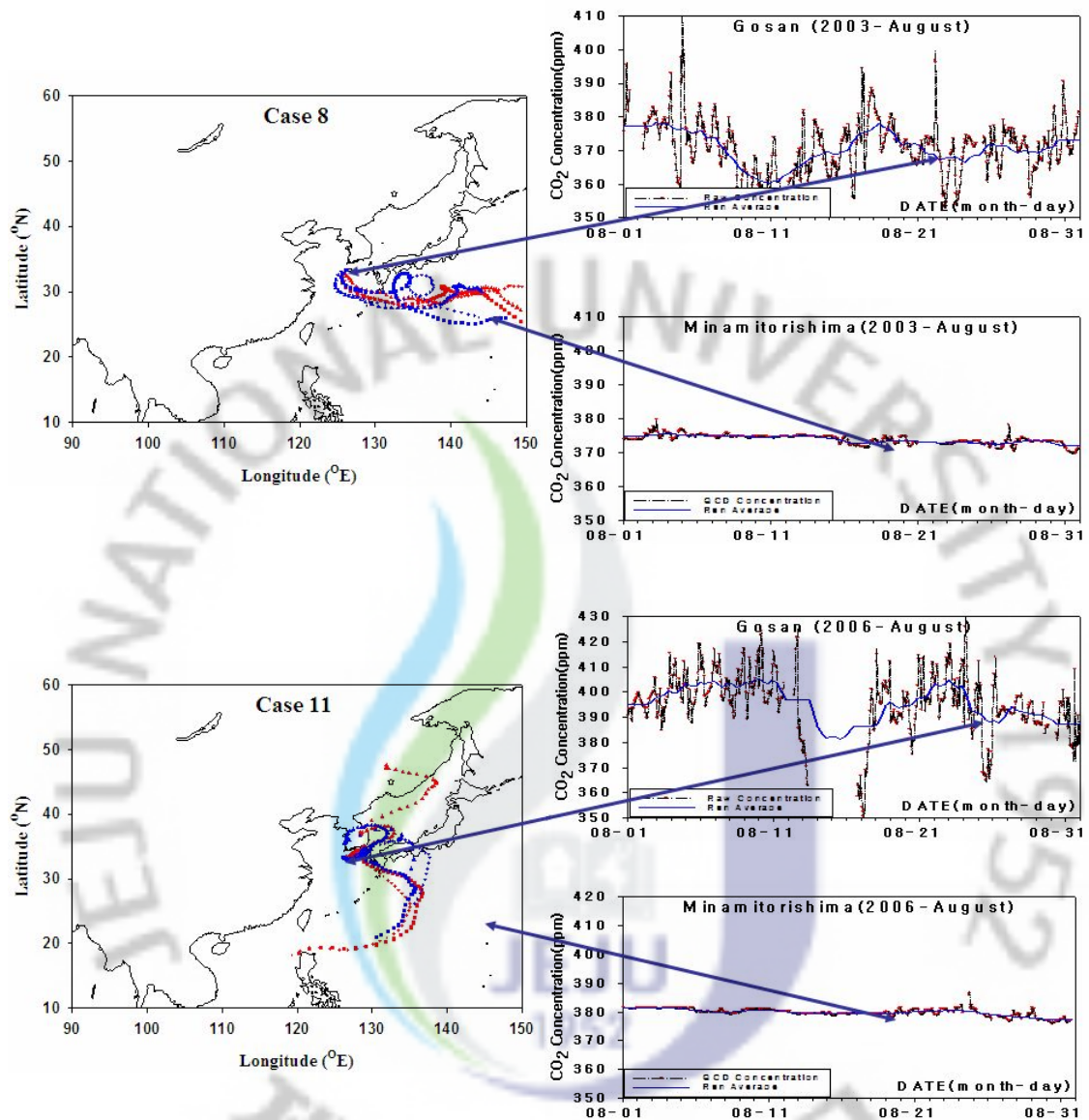


Fig. 24. Backward Trajectories corresponding to low of CO_2 concentrations and of atmospheric CO_2 concentration at Gosan, Minamitorishima, respectively at Gosan, Jeju, during the period Case 8 and Case 11.

4.4 시공간적 이산화탄소 분포 특성

여름철 이산화탄소의 이동경로에 따른 이산화탄소의 시공간적 분포를 살펴봄으로써 발생원에 대한 정확한 추측이 가능할 것이다. Fig. 26은 이산화탄소의 월별 북서아시아 지역의 이산화탄소 분포를 나타낸 것이고, NOAA/CMDL 관측망에서 1989년부터 관측된 월평균 이산화탄소 농도 값을 이용하여 나타내었다. 푸른색은 비교적 낮은 지역을 표시한 반면 빨간 색으로 갈수록 높은 이산화탄소의 분포를 나타낸다. NOAA ESRL 측정이 이산화탄소의 표면 변화를 최적화하기 위해 사용되었기 때문에, 나타나는 이산화탄소의 분포는 실제 측정과 최적으로 일치한다.

Fig. 26에서 보듯이 2003년 1월부터 2003년 12월까지 월평균 이산화탄소의 한반도 주변 지역의 농도 분포를 살펴보면, 이산화탄소의 농도 분포가 위도 대에 따른 분포가 뚜렷하며 남북 간에 달라지는 위상변화를 뚜렷이 볼 수 있다. 1월부터 5월까지의 이산화탄소의 대규모 발생원이 위치해 있는 중국 동남해안과 한반도를 중심으로 높은 이산화탄소의 분포를 보이고 있으며, 점차 확장하여 한반도 북쪽 만주전역까지 영향을 주고 있다. 6월의 경우 유일하게 한반도 북쪽의 시베리아지역에서 낮은 이산화탄소 농도 분포를 확인 할 수 있고, 7월 8월은 시베리아지역에서 점차 확장하여 서쪽지역 까지 이동하며 분포하고 있다. 9월부터는 다시 중국 동부 해안 및 한반도 지역의 이산화탄소 농도 분포가 나타나고 있다. 적도 태평양 지역에서 이산화탄소 분포가 높고, 고위도에서는 낮는데 이와 같이 북반구가 남반구보다 높고 고위도록 갈수록 더욱 높은 것은 이산화탄소의 발생원과 소멸 원 분포 차이 외에 대기 운동에 의한 수송과도 관련이 있으며, 특히 남반구에 비해 북반구의 상층 제트가 경압에디로 인한 고/저위도간 물질 수송을 더 활발히 할 수 있는 것으로 생각된다(2000, 조하만). Air mass의 이동 경로를 3가지 유형으로 분류하였는데 이중 2개의 Case를 선택하여 일변화 변화를 분석하였다. Fig. 27[Case 7(Aug 08 17:00 ~ Aug 12 08:00)]에서 극 저농도 피크가 가장 강한 시기를 8월 9일로 선정한 다음 선정 시기 2일 전부터의 일변화 분포를 나타냈다. 이시기 고위도 지방은 약 365 ppm의 저 농도 이산화탄소가 분포하고 있음을 보여주고 있고, 시베리아 대륙의 이산화탄소 mass가 점차 만주 지방을 거쳐 한반도로 유입되고 있음을 보여주고 있다. 앞에서 언급한 역계적 분석과 안면도 관측소의 농도 변화와 유사하게 진행되고 있음을 보여주고 있다.

Fig. 28[Case 5(Jul 15 10:00 ~ Jul 16 22:00)]에서의 이산화탄소의 시공간적 분포를 보면 시베리아지역과 오호츠크 해 지역에서 극 저농도의 이산화탄소 분포를 확인 할 수 있고, 고산 지역에 저 농도를 보이는 시기 이산화탄소 mass가 오호츠크 해-동해- 고산으로 유입되고 있음을 보여주고 있다. 고위도 지방의 저 농도의 이산화탄소가 분포 되어 있는 것은 이산화탄소의 발생원과는 멀리 떨어져 있고, 여름철 활발한 광합성에 의하여 이산화탄소가 흡수되어지고, 이때의 이산화탄소 mass가 계절풍, 대기 순환에 의하여 고산 지역으로 유입되고 있다.



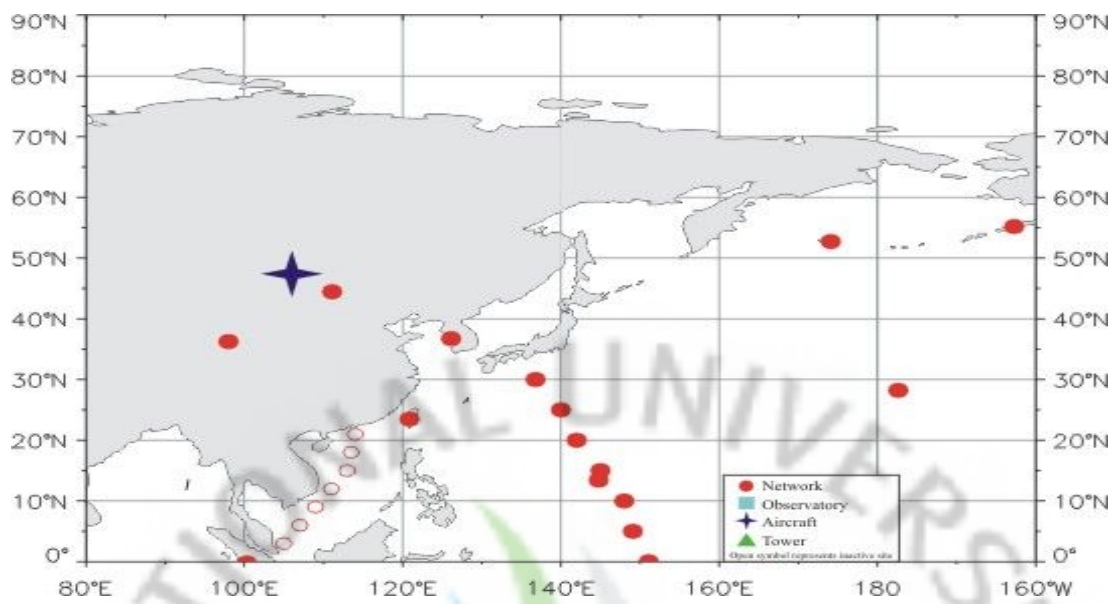
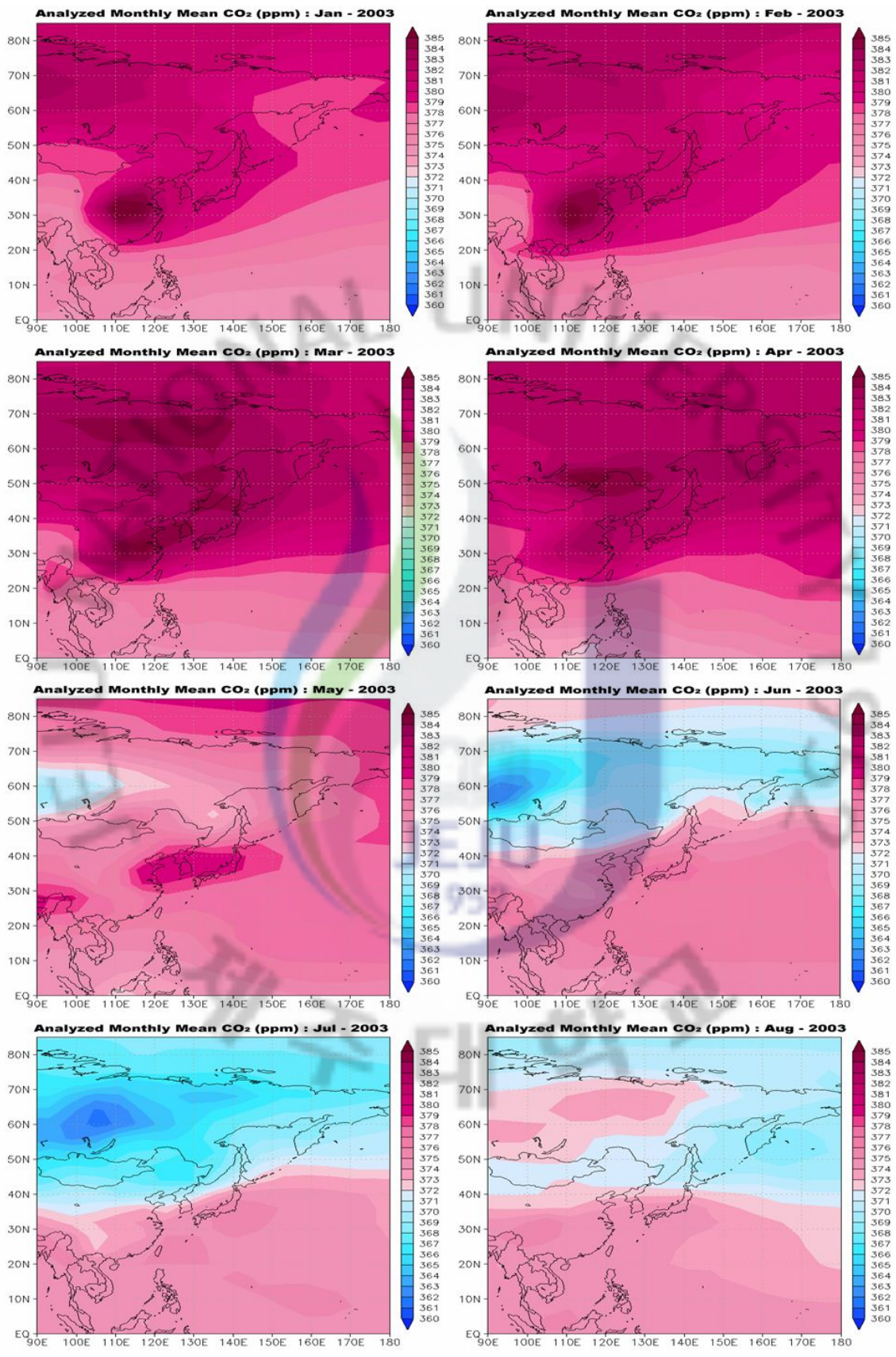


Fig. 25. GMD Carbon Cycle Sampling Network.



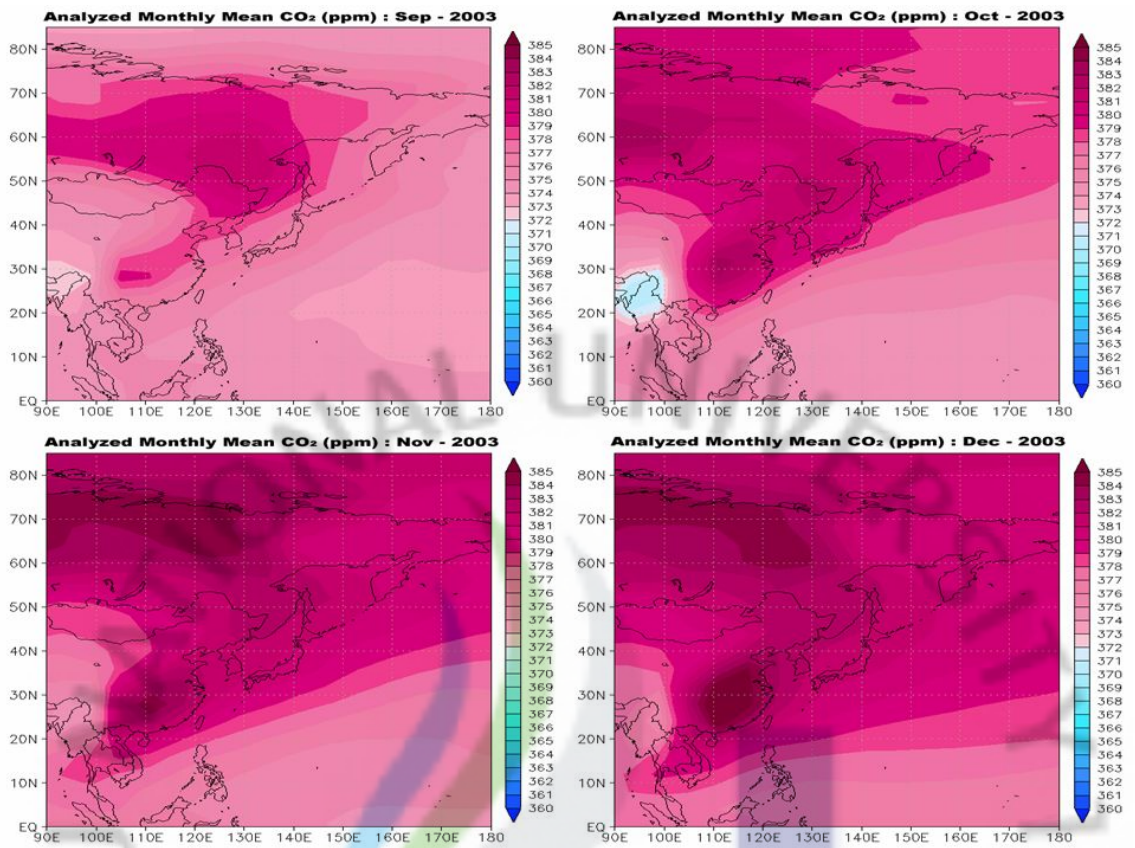


Fig. 26. Global distributions of monthly mean CO₂ concentration(ppm) during the period of Jan. 2002 to Dec. 2006

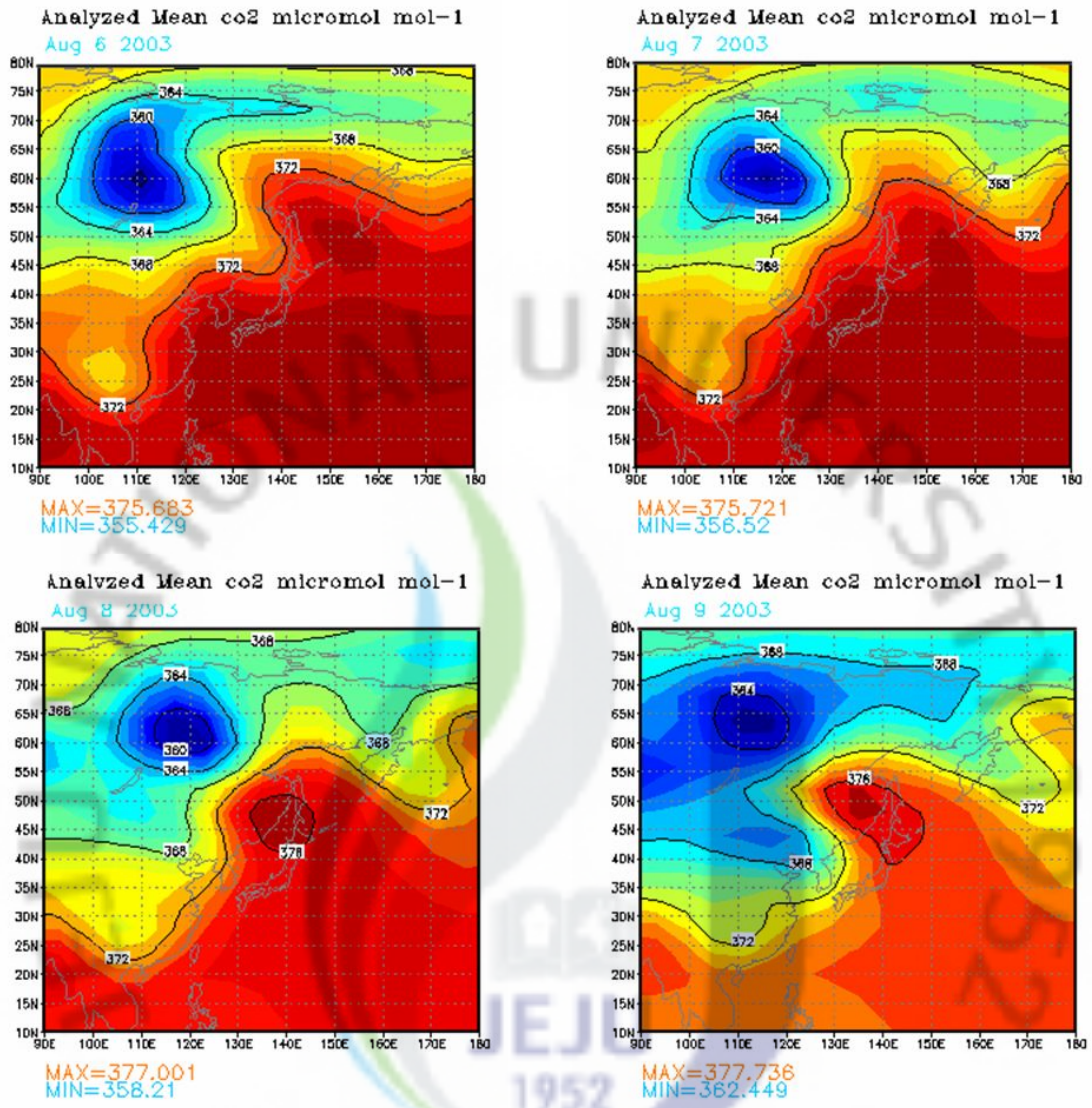


Fig. 27. Global distributions of daily mean CO_2 concentration(ppm) between August 6, 2003, and August 9, 2003

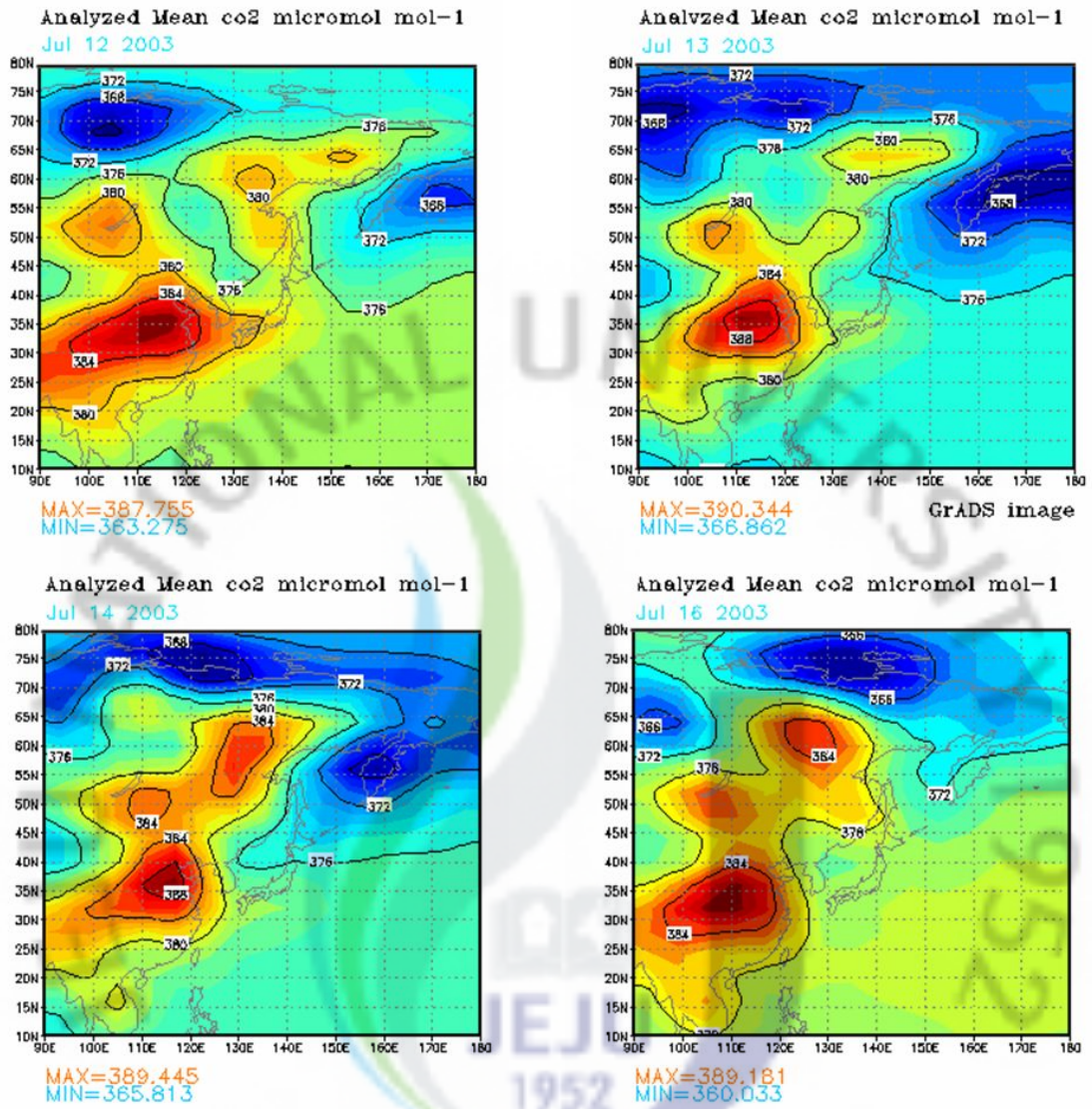


Fig. 28. Global distributions of daily mean CO₂ concentration(ppm) between July 11, 2003, and July 16, 2003

4.5 기상에 의한 이산화탄소 분포 특성

앞에서 Air mass의 이동 경로를 3가지 유형으로 분류 하였다. 각 3가지 패턴 중 대표되는 패턴을 선별하여 대기의 상태를 이해하기 위하여 850hpa의 바람상태 및 고산 지역의 풍향을 분석하여 보다 더 정확한 대기의 정보를 파악해 보았다.

Fig. 29는 850hPa Streamline and Isotach(850hPa 유선과 등풍속선)으로 대류권의 하층부분인 850hPa고도(약 1.5Km)의 기류의 분포와 기류의 속도(풍속)의 분포를 나타내는 기상도로써, 대류권 하층에서의 기류의 흐름과 강풍구역 추적에 이용한다. 기류의 수렴이 있는 곳은 날씨가 악화됨을 의미한다.

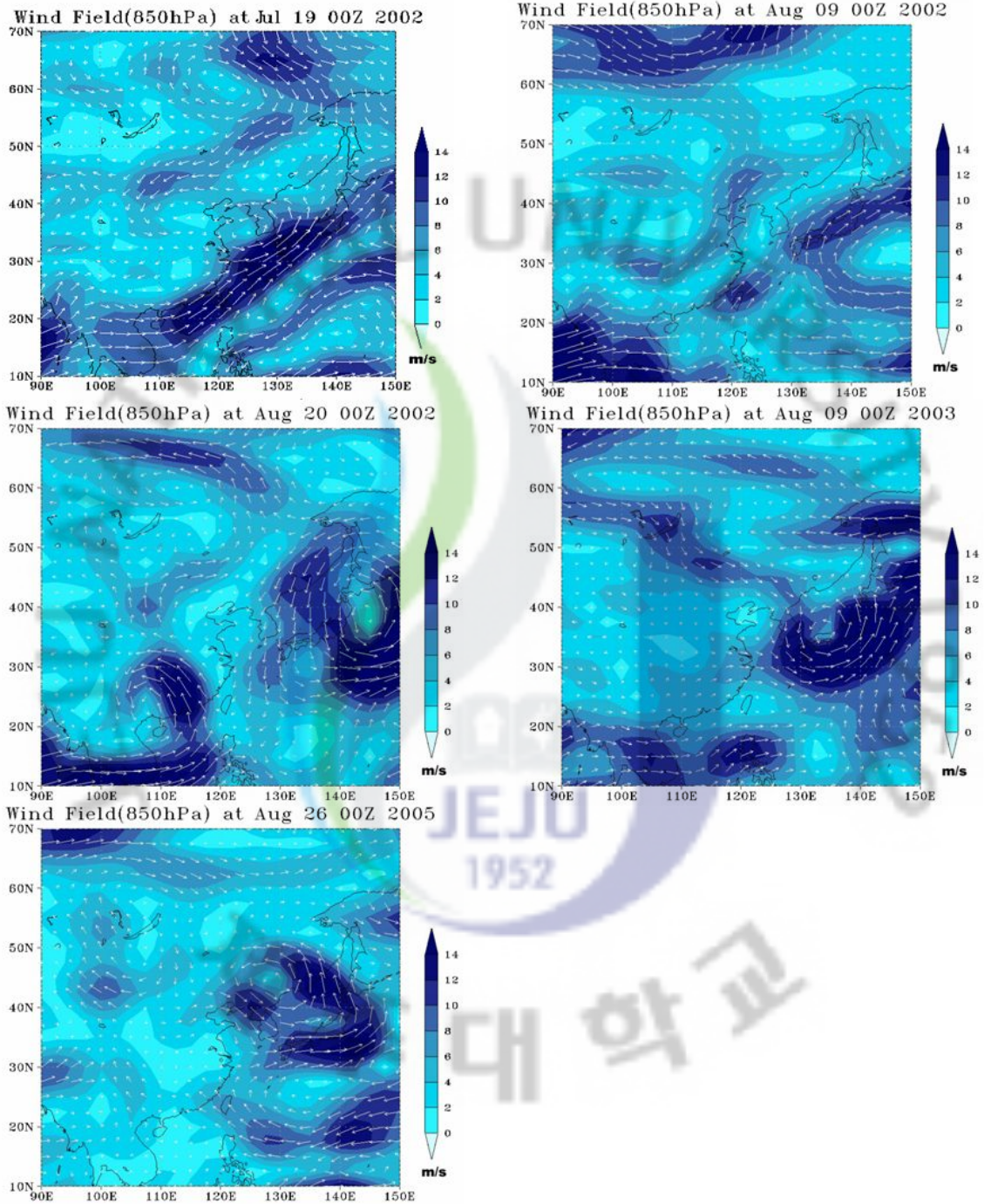
먼저 I형인 Case2, Case3, Case4, Case7, Case10은 Iextra - Air mass trajectories를 이용하여 공기괴의 발생지를 파악 하였을 때 시베리아 대륙의 대기가 고산 지역으로 유입함을 알 수 있었다. Fig. 29에서 보듯이 Streamline이 전반적으로 시베리아-만주-한반도-고산 지역으로 이동하는 것을 확인 할 수 있다. Case3, Case4, Case10 북서쪽의 기류가 우리나라로 유입이 되고 있으나, Case4의 경우에는 북동쪽의 기류가 유입되고 있다. 고산 지역의 풍향 자료를 분석 하였을 때 Case3, Case7, Case10 북(NNW-N)계열의 유입되고 있어 Streamline과는 전반적 일치하나, Case4의 경우 남동(SE)계열이 유입되고 있음을 알 수 있다. 이때 이산화탄소의 농도는 동풍계열이 유입 시 약 5~10ppm 정도로 다른 계열의 바람이 직접 유입 될 때 보다 높게 나오는 것으로 보아 이산화탄소 mass가 고산 관측소의 동쪽에 위치한 제주도 산업시설에서 방출된 이산화탄소 혼합하여 고산 지역에 영향을 미치는 것으로 보인다. 두 번째 II형인 Case1, Case5, Case9의 경우 Iextra - Air mass trajectories를 이용하여 공기괴의 발생지를 파악 하였을 때 오호츠크 해의 발원지에 의해 고산으로 유입된 경우이다. Fig. 29에서 보듯이 Streamline이 전반적으로 오호츠크 해-동해-고산 지역으로 이동하는 것을 확인 할 수 있다. Case1에서는 시베리아의 기단이 기류가 만주를 거쳐 우리나라로 유입되고 있고, case5에서는 오호츠크 해의 기류가 유입되고 있다. 즉 장마가 시작되기 전 초여름에 오호츠크 해 기단에 의해 한반도에 북동 기류로 유입됨을 알 수 있다. 고산 지역의 풍향 자료를 비교 해 보았을 때도 Case1의 경우는 북동(NE)계열이 유입되고, case5의 경우는 북풍(NNW-NE)계열이 유입됨을 알 수 있다. 풍향에 따른 이산화탄소의 농도 변화폭은 약 5ppm이고, 동풍계열이 유입 될 때 다른 풍향 보다 약

4ppm 정도 높게 관측되고 있다.

세 번째 III형은 Iextra - Air mass trajectories를 이용하여 공기괴의 발생지를 파악 하였을 때 북서태평양 지역에서 발원하여 고산으로 유입 되었다. Fig. 29에서 보듯이 Streamline이 전반적으로 북태평양-동중국해-고산 지역으로 이동하는 것을 확인 할 수 있다. Case6은 남풍계열이 유입되고 있고, Case8은 일본남쪽에서부터 동중국해를 거쳐 고산으로 기류가 유입되고 있고, 두 Case에서 일본 동쪽 해역을 따라 오호츠크 해의 기류가 북서 태평양으로 이동하는 것을 확인 할 수 있었다. Case11에서도 남쪽의 고온다습한 기류가 유입되고 있고, 남만주-동해-일본남부로 기류가 이동하는 것을 확인 할 수 있었다. 이 시기는 북서태평양고기압의 활동이 활발한 시기로 쿠루시오 난류가 북상하고 해수온도가 크게 상승하며 한반도 전역이 북서태평양고기압 중심에 있다.

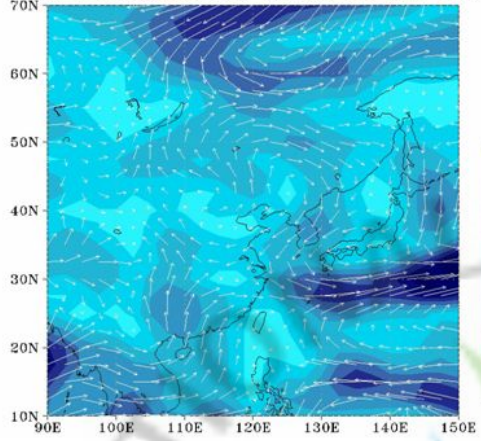
여름철 월별 풍향에 따른 이산화탄소 농도의 변화를 Fig. 30을 통해 알 수 있듯이, 각 풍향에 따른 농도 변화가 일관성 있게 나타나는 것이 아니므로 제주도 고산 지역의 전체를 대표할 수 있도록 풍향의 빈도가 높은 순으로 3가지 풍향을 주 풍향 선택하여 이산화탄소 농도를 분석하여 보았으며, 높은 농도를 나타낸 남풍계열(S WD)과 낮은 농도를 나타낸 북풍계열(N WD)의 이산화탄소 농도 자료를 이용하여 비교 분석하였다. Fig. 30에서 보듯이 고산 지역의 여름철 풍향이 북풍계열의 유입 시 370ppm 이하의 극 저농도는 보이는 것은 4%로 나타났다. 이는 여름철 북풍계열의 이벤트성 기류의 유입 시 시베리아지역 및 고위도 해역의 청정한 공기가 고산 지역의 이산화탄소의 농도변화에 기여하고 있음을 의미한다.

(a) I형-The Distribution of air current by Siberian High in the Neighbouring region of Korean Peninsula

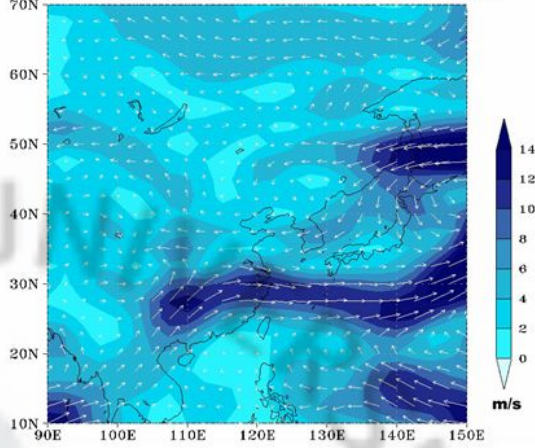


(b) II형-The Distribution of air current by Okhotsk sea air mass the Neighbouring region of Korean Peninsula

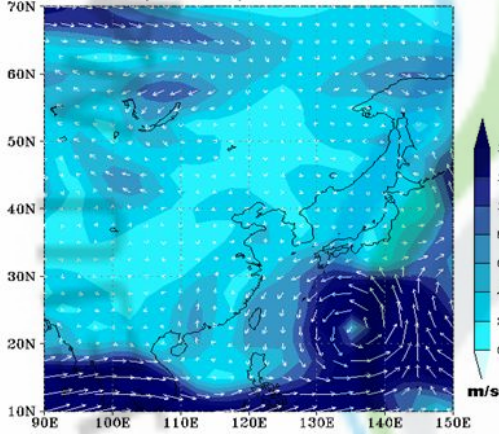
Wind Field(850hPa) at Jun 26 00Z 2002



Wind Field(850hPa) at Jul 15 00Z 2003



Wind Field(850hPa) at Jul 24 00Z 2005



(C) III형-The Distribution of air current by North Pacific air mass in the Neighbouring region of Korean Peninsula

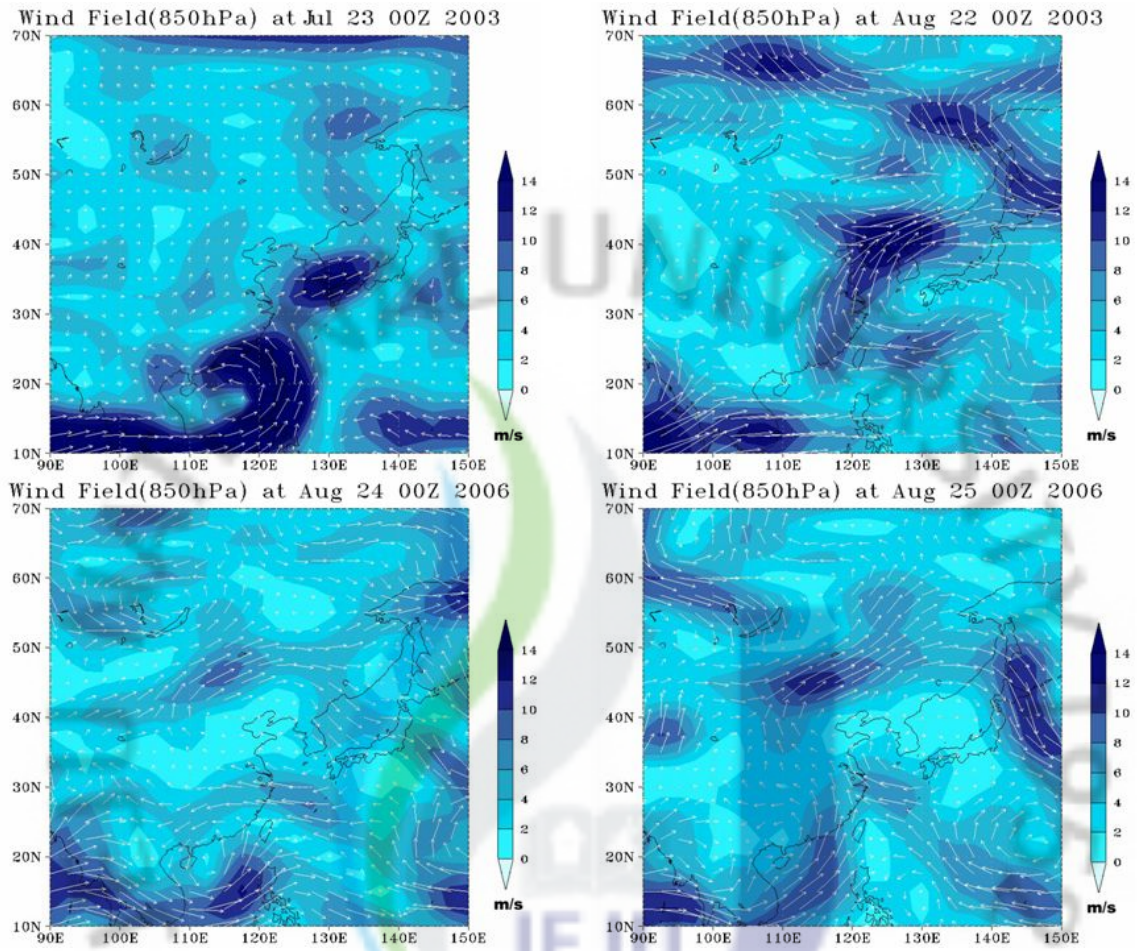


Fig. 29. 850hpa Streamline and Isotach in I, II, III as Low of CO₂ concentration at Gosan.

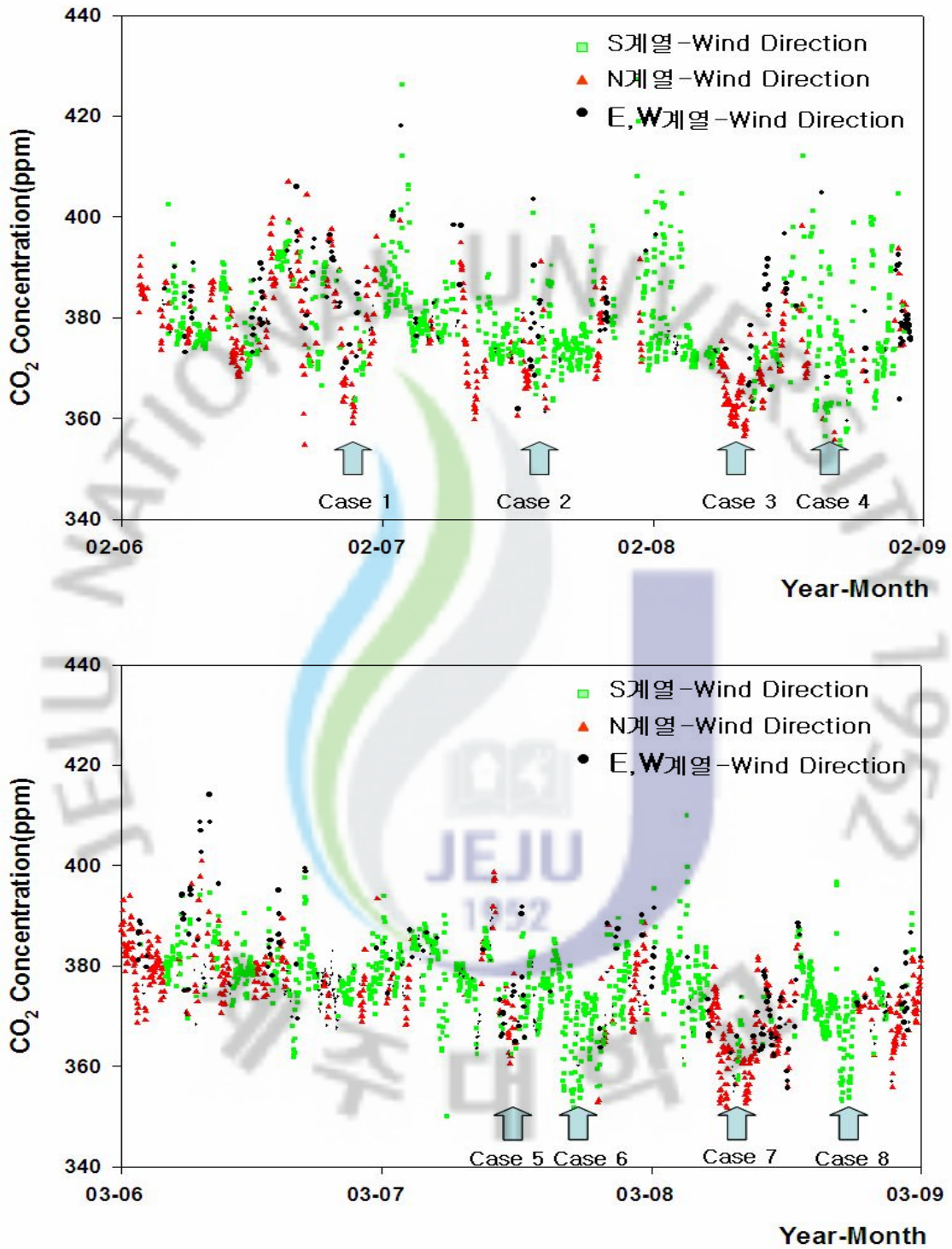


Fig. 30. The relationship between CO₂ concentration and wind direction at Gosan, Jeju 2002~2004

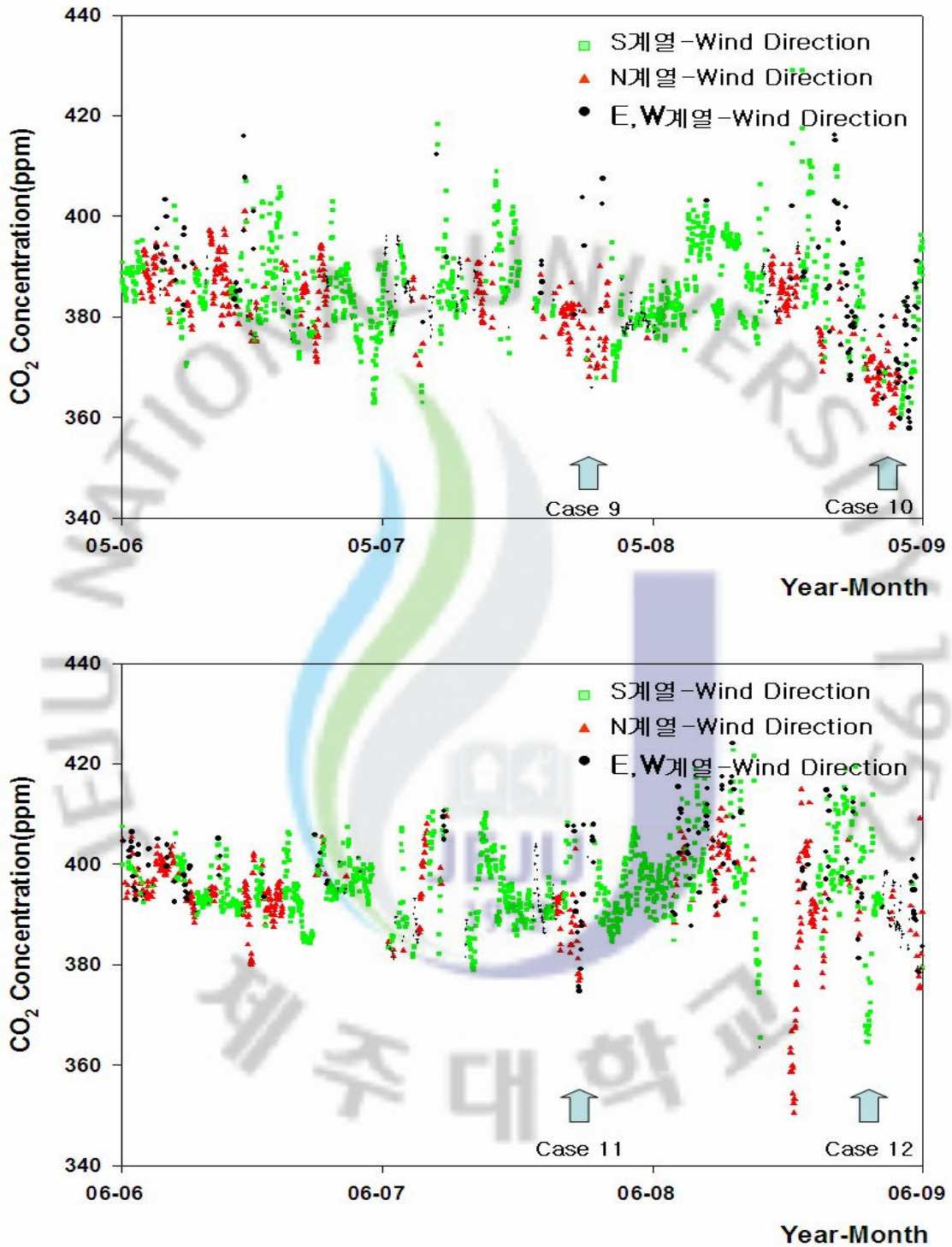


Fig. 31. The relationship between CO₂ concentration and wind direction at Gosan, Jeju 2005~2006.

Table 17. A wind Frequency, average CO₂ concentration as each other case at Gosan, Jeju, 2002-2006.

CASE	Wind Direction (°)	Count Data	Frequency (%)	CO ₂ Average mean (ppm)
CASE 1	N	5	14%	367.3
	NNE	7	19%	368.0
	NE	5	14%	372.1
	ENE	1	3%	371.0
	ESE	4	11%	373.1
	S	4	11%	370.8
	SSW	2	5%	369.6
	SW	2	5%	369.7
	NW	2	5%	361.6
CASE 2	NNW	4	11%	362.3
	N	3	23%	364.4
	S	2	15%	365.3
	SSW	1	8%	363.6
	SW	1	8%	364.0
	NW	2	15%	361.6
CASE 3	NNW	4	31%	362.3
	N	18	21%	363.1
	NNE	32	37%	363.2
	NE	7	8%	367.6
	ENE	5	6%	373.0
	E	4	5%	370.9
	SSE	3	3%	363.6
	S	4	5%	367.5
CASE 4	NNW	11	13%	359.8
	N	1	3%	358.9
	SE	10	29%	374.5
	SSE	6	17%	363.7
	S	3	9%	366.3
	SSW	2	6%	353.5
	W	2	6%	356.5
	WNW	3	9%	359.6
CASE 5	NW	3	9%	357.9
	NNW	1	3%	359.9
	N	1	3%	367.7
	NE	4	11%	368.8
	E	5	14%	371.5
	SE	3	8%	366.6
	WSW	4	11%	367.0
	W	3	8%	367.9
CASE 6	WNW	2	5%	368.8
	NW	2	5%	372.4
	NNW	10	27%	365.8
	N	1	2%	365.0
	ESE	2	3%	365.6
	SE	5	8%	364.4
	SSE	24	37%	368.4
	S	19	29%	366.6
CASE 6	SSW	3	5%	362.9
	SW	5	8%	358.4
	WSW	2	3%	363.0

CASE	Wind Direction	Count Data	Frequency	CO2 Average mean
	(°)		(%)	(ppm)
CASE 7	N	9	10%	359.1
	NNE	12	14%	356.9
	NE	11	13%	359.8
	SE	4	5%	365.3
	SSE	4	5%	359.6
	SSW	2	2%	371.1
	W	6	7%	361.3
	NW	2	2%	357.3
	NNW	33	38%	359.4
CASE 8	SSE	6	16%	365.7
	S	23	61%	362.2
	SSW	9	24%	364.4
CASE 9	SE	2	25%	364.5
	SSE	3	38%	363.2
	S	2	25%	364.1
	WSW	1	13%	369.8
CASE 10	N	30	22%	367.4
	NNE	8	6%	365.5
	NE	14	10%	369.2
	ENE	13	10%	366.3
	E	2	1%	370.5
	ESE	14	10%	374.6
	SE	5	4%	371.8
	S	9	7%	367.1
	SSW	5	4%	367.4
	SW	3	2%	365.9
	W	2	1%	371.3
	WNW	4	3%	370.5
	NW	6	4%	368.8
NNW	19	14%	370.9	
CASE 11	SE	11	69%	368.8
	SSE	5	31%	369.4
	N	1	13%	377.6
	NNE	2	25%	377.4
	NE	1	13%	378.3
	ENE	2	25%	375.6
	ESE	2	25%	376.9

4.6 클로로필-a의 증감과 이산화탄소의 관계

해수표층의 수심 미터로부터 150미터에 걸쳐서는 일반적으로 바람에 의해 균질화된 표층혼합 층이다. 여기가 식물플랑크톤의 증식의 장소이고 대기-해양간의 기체 교환이 활발하게 일어나는 장소이기도 하다. 식물플랑크톤이 광합성으로 만들어내는 유기탄소의 양을 일차 생산이라고 한다. 생산된 유기물은 대부분 먹이사슬 과정과 박테리아의 작용으로 산화 분해되어 무기탄소물질로서 다시 해수 중으로 돌아간다. 이러한 해양표층의 생물생산과 심층에 있어서의 유기물의 분해·재생의 사이클을 생물펌프라 부르고, 생물펌프는 대기로부터 이산화탄소를 흡수하여 심해로 운영하여 저장하는 역할을 담당하고 있다. 이 해양의 일차 생산을 정확하게 계산하는 방법이 인공위성을 이용한 식물색소의 화상해석이다. 특히 클로로필이라고 하는 색소는 광합성에서 없어서는 안 되는 것이기 때문에 지금까지 해양관측에서 식물플랑크톤의 존재량과 생산성을 나타내는 지표로 사용되고 있다. 클로로필은 특정 파장의 빛만 흡수하기 때문에 인공위성에 탑재된 센서로 연중 관측이 이루어지고 있다. 여기에서는 Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer(MODIS)로부터 표면 클로로필-a의 농도를 얻어 해양의 일차 생산력을 계산하였다.

Fig. 32과 Fig. 33은 시베리아 및 오호츠크해역에서 극 저농도의 이산화탄소의 경향을 보이는 시기 클로로필의 농도 분포를 나타낸 것이다. Fig. 32과 Fig. 33에서 보듯이 $15\sim 3 \text{ mg/m}^3$ 클로로필이 북극과 오호츠크 해역을 중심으로 강하게 분포하고 있음을 확인 할 수 있다. 이시기 즉 여름철 고위도 해역은 하루 종일 낮이고, 얼음도 녹아서 없고, 용승된 영양염으로 인해 식물플랑크톤이 엄청나게 번성한다. 플랑크톤의 번성하기 유지하기 위해서는 영양염의 순환이 빨리 이루어져야 하지만, 북극의 여름은 6~8월로 이런 현상이 오래 지속되지 못하지만 이때의 번성한 플랑크톤으로 인하여 일시적으로 이산화탄소의 흡수도 많이 이루어져 이 시기 고위도 지역에 저농도의 이산화탄소가 분포하고 있는 것으로 사료된다. 또한 Fig. 22 살펴본 고위도 지역의 이산화탄소의 시공간적 분포에서 보듯이 연중 6~9월을 제외한 모든 계절에서 높은 이산화탄소 분포가 나타나는 것을 확연히 확인 할 수 있었다. 이는 여름철을 제외한 연중 극지방해역은 느린 영양염 전환과 약한 광으로 생산력이 저해를 받기 때문이다. 따라서 여름철 고위도 지방의 저농도 이산화탄소 분포의 원인으로 플랑크톤의 증가가 어느 정도 저농도 이산화탄소 발생에 영향을 준 것으

로 사료된다. Fig. 34은 여름철 북서태평양 해역에서 극 저농도의 이산화탄소의 경향을 보이는 시기 클로로필의 농도 분포를 나타낸 것이다. 일반적으로 열대해역 먼 바다에서는 햇빛과 이산화탄소가 충분하지만 깊은 곳의 영양염을 표층으로 올라오게 하는 연직혼합현상을 가로막고 있는 강한 수온약층이 있어 표층에서는 일반적으로 영양염이 부족하다. 그러나 여름철 5°~20° 사이 위도의 해양 위에서 열대 저기압부가 형성된다. 태풍의 중심이 이동하면의 그 뒤쪽으로는 강력한 용승이 일어난다. 이는 태풍이 지나가면서 부는 바람의 마찰력은 물을 움직이게 하며, 이 움직여진 물을 채우기 위해 하층의 차고 대체로 영양분이 풍부한 깊은 물을 표면까지 끌어 올린다. 이는 해양생물의 용존 기체와 영양분 공급에 영향을 미칠 것이다. 또한 플랑크톤의 광합성에도 활발하게 이루어져 이산화탄소의 많은 흡수가 이루어 질 것이다. 클로로필 분포를 보면 여름철 저 농도 발생 시 동중국해 위쪽의 클로로필 양이 증가하는 것으로 보아 여름철 활발한 용승에 의해 생성된 플랑크톤의 쿠로시오 난류와 함께 이동하여 대류의 연안까지 이동하여 연안지역에서 클로로필 분포가 높게 나타나고 있다. 하지만 태풍에 의한 플랑크톤의 분해·재생 사이클이 이산화탄소의 흡수에 영향을 주는지는 앞으로 연구과제의 중점이 되어야 할 것이다. 또한 해양의 순환은 대기로부터 용해된 이산화탄소를 해양내부로 운반되는 것 외에 식물플랑크톤의 증식에 필요한 영양소를 공급하는 역할을 하고 있다. 태풍 등 순환이 활발하게 되면 많은 영양소가 중·심층에서 표층으로 운반되어 생물생산을 높이지만, 그 외에 생물펌프로 심해에 격리되어 있는 탄소를 보다 빨리 대기 되돌려 질 것이다. 따라서 탄소의 순환에 관해서 해양의 물리 순환과 생물 활동의 변동과 영향에 대해서도 동시에 고려된 연구가 앞으로 진행되어야 할 것이다.

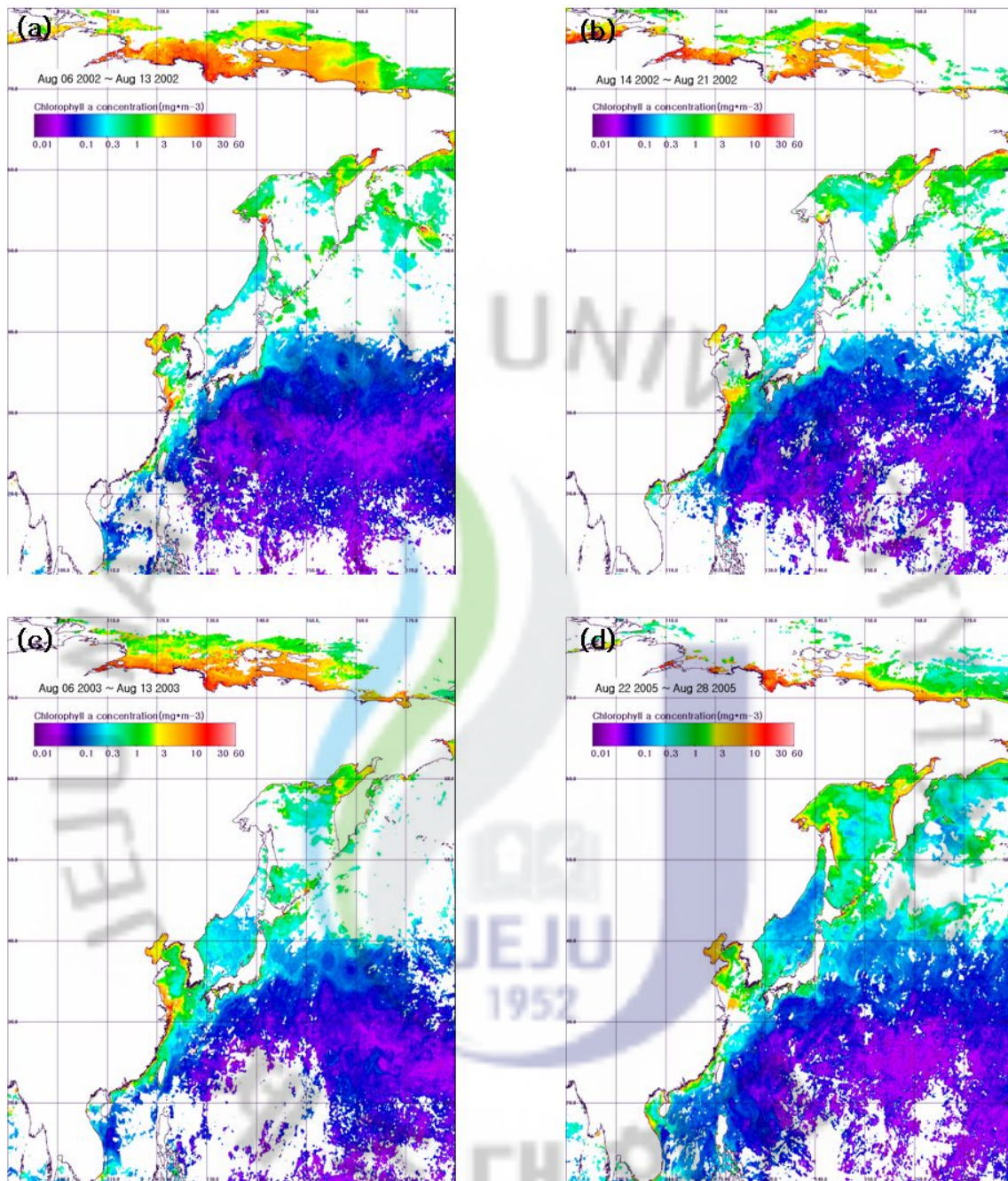


Fig. 32. 8-day composites of MODIS chlorophyll-a provided by NASA GSFC Distributed Active Archive Center are at a 4*4km spatial resolution over the Neighbouring Seas of Korean Peninsula for period of (a)Aug. 06th to 13th 2002, (b)Aug. 14th to 21th, 2002, (c)Aug. 06th to 13th, 2003, (d)Aug. 22th to 28th, 2005

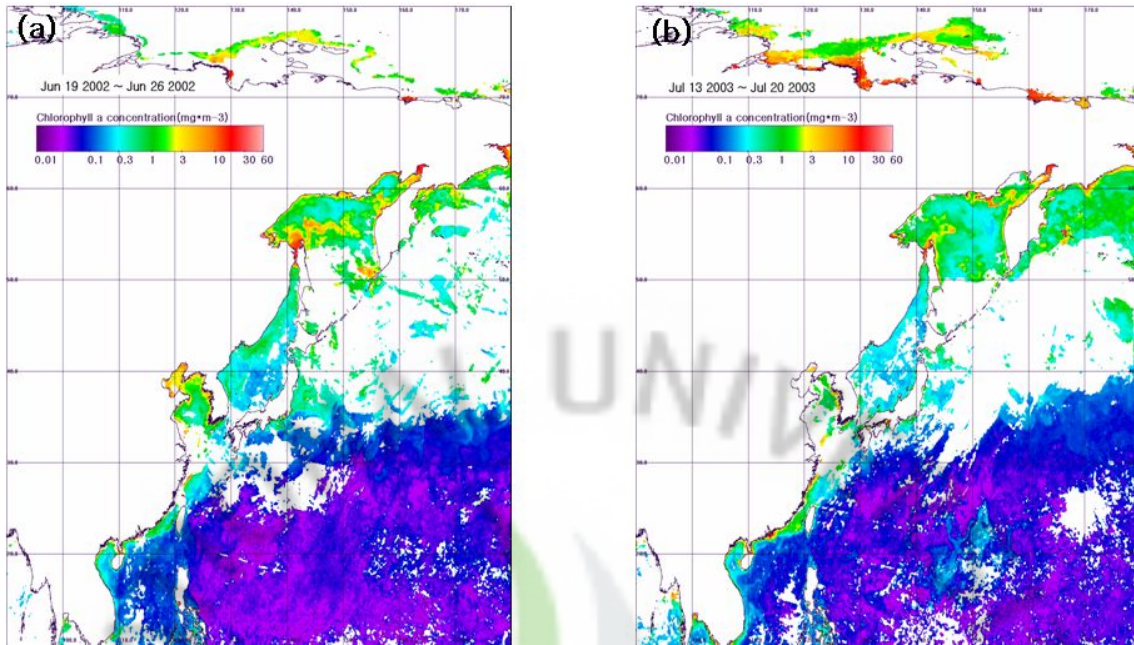


Fig. 33. 8-day composites of MODIS chlorophyll-a provided by NASA GSFC Distributed Active Archive Center are at 4*4km spatial resolution over the Neighbouring Seas of Korean Peninsula for period of (a)Jul. 19th to 26th 2002, (b)Jul. 13th to 20th, 2003

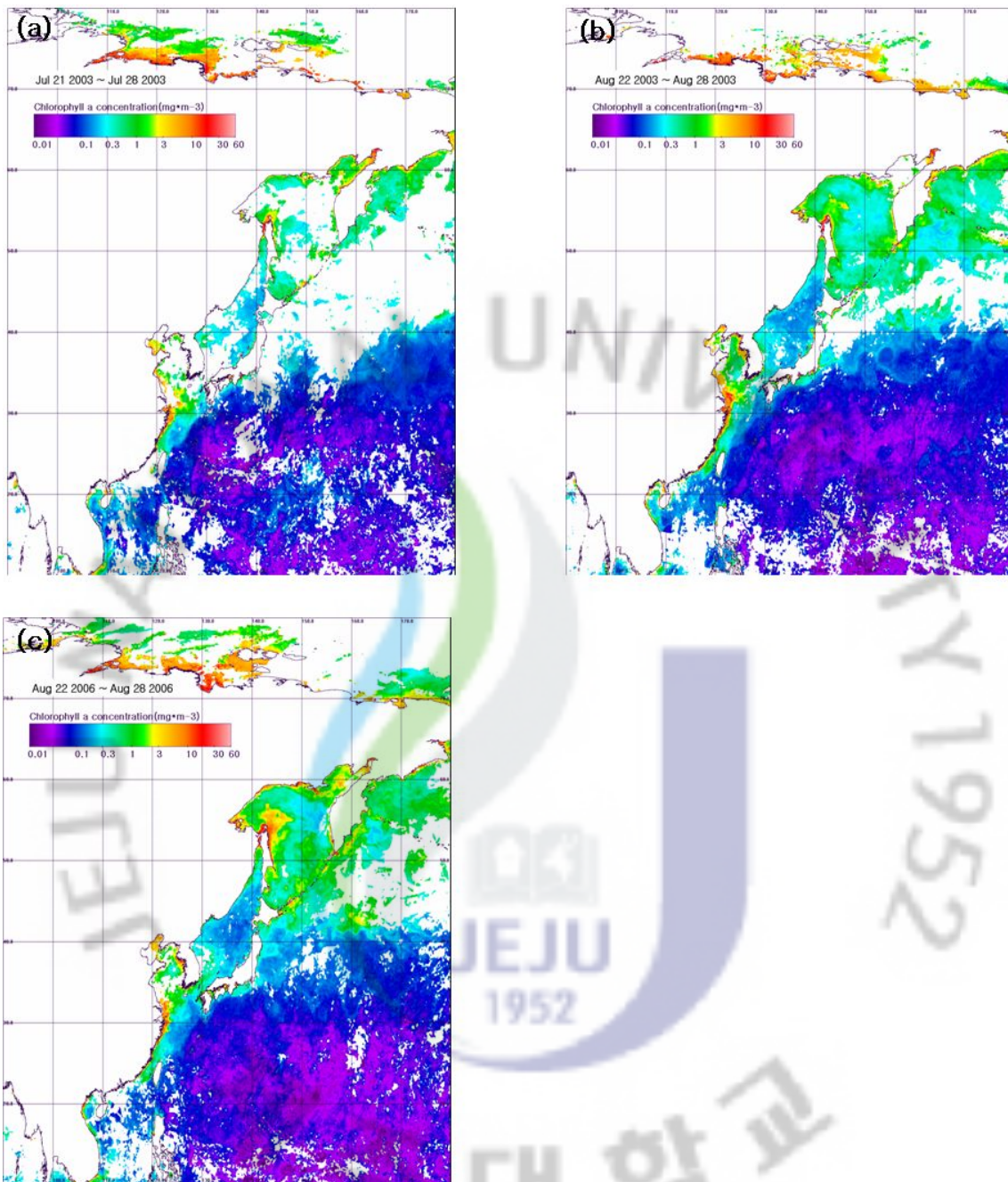


Fig. 34. 8-day composites of MODIS chlorophyll-a provided by NASA GSFC Distributed Active Archive Center are at 4*4km spatial resolution over the Neighbouring Seas of Korean Peninsula for period of (a)Jul. 21th to 28th 2003, (b)Aug. 22th to 28th, 2003, (c)Jun. 19th to 26th, 2006, (d)Aug. 22th to 28th, 2006

IV. 결론 및 토의

제주도 고산의 지구대기관측소에서 수집한 2002년 1월부터 2006년 12월까지의 이산화탄소 자료와 같은 기간 WMO-GAW 산하의 Minamitorishima 관측소, Yonagunijima 관측소, 안면도 지구대기감시 센터의 이산화탄소 자료와 NOAA ESRL의 전지구 이산화탄소 시공간 분포, MODIS의 클로로필-a의 농도분포, 그리고 기상자료를 비교 분석하여 여름철 극 저농도 이산화탄소의 발생원인과 이동경로에 대해 조사 하였다. 관측된 이산화탄소 자료는 측정 장비의 운영상 오류, 풍속 2m/s 이하의 자료, 그리고 매시간 표준편차 0.6 ppm 이상의 자료 등을 제거하여 사용하였다.

관측 기간 동안 고산 관측소의 최고농도는 8월에 425.1 ppm, 최저농도는 9월에 350.0 ppm으로 나타났다. 고산에서 7, 8월 여름철 평균농도는 약 382.3 ppm, 12~3월 겨울철 평균농도는 약 386.4 ppm으로 나타났다. 저 농도와 고농도 사이의 평균 진폭은 약 4.2 ppm로 뚜렷한 계절변화를 보이고 있다. 이와 같은 계절 변동은 육상식물의 대사 활동에 의해 일어난다. 봄에서 여름에 걸친 식물의 생육 기에는 광합성이 활발하여 대기로부터 이산화탄소가 흡수된다. 반대로 잎이지는 가을에서 이듬해 초봄까지의 계절은 흡수와 박테리아에 의한 유기물의 분해에 의해 대기 중으로 이산화탄소가 방출된다. 이것이 대기 중 이산화탄소 농도가 계절변동을 반복하는 주된 원인이다. 이와 같은 계절 변동과 더불어 여름철 고산지역에서는 월평균 농도 보다 10 ppm 이하의 이산화탄소 농도가 6시간 이상 지속되는 극 저농도 현상이 관측되고 있다.

고산 지역의 극 저농도 발생원인 및 이동 경로를 파악하기 위하여, 고산 지역내의 풍계의 변화에 의해 발생한 지역적인 이산화탄소의 농도 변화와 해양과 대륙에서 기류의 유입에 의한 이산화탄소 농도 변화를 조사하였다. 먼저 지역적인 극 저농도 이산화탄소의 발생원을 찾기 위하여 고산에서 풍향에 따른 이산화탄소의 농도를 살펴보았다. 여름철 고산에서는 관측기간 동안 동북동-동(ENE-E) 방향에서 이산화탄소 농도에 높게 나타나고, 남서-남남서-남(SW-SSW-S) 방향에서 낮은 이산화탄소의 농도 분포를 보였다. 이것은 고산 관측소의 동쪽에 많은 육상식물에 의한 이산화탄소 흡수가 고산 지역의 여름철 저농도 분포에 영향을 주지 못함을 의미한

다. 따라서 고산 지역의 여름철 저농도 현상은 지역적 요인이 아닌 외부에서 유입되어 발생한 것으로 사료 된다.

일반적으로 고산 지역의 여름철 저농도 이산화탄소의 발생은 그 발생원과 멀리 위치하여 청정한 대기를 유지하고 있는 해양의 기류가 북태평양 고기압의 확장과 함께 유입되어 나타나는 것으로 알려져 있다(환경부 1998). 그러나 분석결과 북풍 계열의 간헐적인 기류가 유입될 때, 여름철 평균 농도 보다 아주 낮은 극 저농도 값을 나타내었다. 따라서 본 연구에서는 고산 지역의 여름철 극 저농도에 영향을 주는 공기괴의 유입경로를 알아보기 위하여, 관측기간 동안 극 저농도를 보인 12개 Case를 찾아 발생원인과 이동경로를 조사 하였다. 조사된 12개 Case는 역궤적 분석을 이용하여 공기괴의 발생지를 파악 하고, 발생기원과 지역에 따라 시베리아 형(I형), 오호츠크 해 형(II형), 북서태평양형(III형)의 3가지 형태로 분류 하였다. 12개 Case 중 I형은 5개, II형은 3개, III형은 4개가 발견 되었다.

첫째, 시베리아 지역의 기류가 고산 지역으로 유입 된 I형은, 역궤적 분석에서 시베리아-만주-서해를 통해 고산으로 기류가 유입됨을 알 수 있었고, 이때 기류의 중간 지점에 있는 안면도 지구대기 감시센터에서도 유사한 극 저농도 분포가 발견 되었다. NOAA ESRL의 전지구 이산화탄소 시공간 분포와 850hpa 바람장에서도 시베리아 기원의 기류가 시베리아-만주-서해 경로를 통하여 고산으로 이동이 되었음을 알 수 있었다. 시베리아 대륙은 전 세계 산림 면적의 1/5을 차지하고 있는 산림지역이기 때문에 여름철 이 산림에서 활발한 광합성이 이루어져 대기로부터 많은 이산화탄소가 흡수 되는 것으로 알려져 있다. 따라서 이 지역의 극 저농도 이산화탄소 Mass가 대기운동에 의해 고산 지역으로 유입된 것으로 사료된다.

둘째, 오호츠크 해의 기류가 고산 지역으로 유입 된 II형은, 역궤적 분석 및 극 동아시아 지역의 이산화탄소 시공간 분포와 850hpa 바람장에서 고위도 해양에서 기원한 기류가 오호츠크 해-동해를 통해 고산으로 유입됨을 확인 할 수 있었다. 여름철 고위도 해역은 하루 종일 낮이며, 얼음이 용해되어 용승 된 영양염으로 인해 식물플랑크톤이 번성하는 시기이다. 이때 번성한 플랑크톤으로 인하여 많은 이산화탄소의 흡수가 이루어져 저농도의 이산화탄소가 발생하는 것으로 사료된다. 따라서 이렇게 생성된 고위도 해역의 극 저농도 이산화탄소 mass는 기류를 타고 고산 지역으로 유입된 것으로 보인다. 인공위성 사진에서 관측되는 높은 클로로필 농도는 고위도 해역에서 일차생산이 왕성하게 일어났음을 뒷받침해 준다. 동해는 심해로

이동하는 대류현상이 활발하기 때문에 어느 바다보다 이산화탄소 흡수력이 큰 것으로 알려져 있다(이기택, 2006). 따라서 오호츠크 해에서 발원한 저농도 이산화탄소 mass가 동해를 지나면서 추가적으로 이산화탄소 흡수가 이루어져 고산 지역으로 유입된 것으로 사료된다.

셋째, 북서태평양 지역의 해양의 기류가 유입된 III형은, 이산화탄소의 발생원으로부터 멀리 위치해 상대적으로 북반구 중위도 지역보다 연중 낮은 이산화탄소 분포를 보이는 북서태평양 기원의 기류가 남풍계열의 바람에 의해 고산으로 유입되는 경우이다. 그러나 Case 8에서 알 수 있듯이 이 시기 고산에서 관측된 극 저농도 값(362.2 ppm)은 이 시기의 북서태평양 지역의 평균 농도인 372 ppm보다 10 ppm 낮은 값을 보여 그 기원이 명확하지 않다. 즉 북서태평양 지역은 식물 또는 주변지역의 인위적 영향을 매우 적게 받기 때문에 농도 변화폭이 크지 않아 고산 지역에서 발견되는 극 저농도의 기원이 북서태평양이라고 결론 내리기는 힘들다. 따라서 III형의 극 저농도 발생원인과 이동경로는 향 후 보다 많은 자료를 이용하여 조사할 필요가 있다.

결론적으로 고산 지역의 여름철 극 저농도의 원인은 지역적 요인이 아닌, 시베리아 대륙 및 고위도 해역에서 기원한 극 저농도 이산화탄소가 대기운동에 의해 한반도와 고산으로 이동된 것으로 사료된다. 그러나 이산화탄소의 발생원 및 소멸원을 분석함에 있어 이산화탄소 자료만으로 명확한 결과를 도출하는데 한계가 있다. 따라서 향 후 다른 대기오염 추적물질을 이용한 분석을 추가하고, 태풍에 의한 이산화탄소의 농도 변화 등을 분석해 봄으로써 북서태평양에서 기원한 여름철 극 저농도 이산화탄소의 발생 및 이동경로를 좀 더 자세히 조사할 계획이다.

V. 요약

본 연구에서는 여름철 고산 지역의 극 저농도 이산화탄소의 발생원인과 이동경로를 조사하였다. 사용된 자료는 제주도 고산(33°17'26"N, 126°09'53"E, 71.2m)에서 비분산적외선법(NDIR : Non Dispersive InfraRed)을 이용하여 2002년 1월부터 2006년 12월까지 관측된 이산화탄소 농도와 고산기상대의 기상자료이다. 분석에 사용된 방법은 역계적 분석법, WMO-GAW 관측소와 농도 비교, NOAA ESRL의 전지구 이산화탄소 시공간 분포, 그리고 MODIS의 클로로필-a의 농도분포 분석이다. 분석 결과를 바탕으로 고산 지역에서 나타나는 극 저농도 이산화탄소의 발생을 그 기원과 이동경로에 따라 세가지 유형으로 분류하여 조사하였다. 그 결과를 요약하면 다음과 같다.

1. 관측 기간 동안 고산 관측소의 최고농도는 8월에 425.1 ppm, 최저농도는 9월에 350.0 ppm으로 나타났다. 고산에서 7, 8월 여름철 평균농도는 약 382.3 ppm, 12~3월 겨울철 평균농도는 약 386.4 ppm으로 나타났다. 저 농도와 고농도 사이의 평균 진폭은 약 4.2 ppm로 뚜렷한 계절변화를 보였다. 이와 같은 계절 변동과 더불어 여름철 고산지역에서는 월평균 농도 보다 10 ppm 이하의 이산화탄소 농도가 6시간 이상 지속되는 극 저농도 현상이 관측되고 있다.
2. 여름철 고산에서 풍향에 따른 이산화탄소의 농도를 살펴보면 동북동-동(ENE-E) 방향에서 높은 이산화탄소 농도(약 384.7 ppm)가 나타나고, 남서-남남서-남(SW-SSW-S) 방향에서의 낮은 이산화탄소의 농도 분포(약 381.8 ppm)를 나타내었다. 이것은 고산 관측소의 동쪽에 많은 육상식물에 의한 이산화탄소 흡수가 고산 지역의 여름철 저농도 분포에 영향을 주지 못함을 의미한다. 따라서 고산 지역의 여름철 저농도 현상은 지역적 요인이 아닌 외부에서 유입되어 발생한 것으로 사료된다.
3. WDCGG에서 권고한 방식으로 자료 보정을 거친 후 관측기간 동안 평균농도 보다 낮은 극 저농도를 보인 12개 Case를 조사하였다. 12개 Case는 역계적 분석을

통해 공기괴의 발생지를 파악 하여, 발생기원과 지역에 따라 시베리아 형(I형), 오호츠크 해 형(II형), 북서태평양형(III형)의 3가지 형태로 분류 하였다. 12개 Case 중 I형은 5개, II형은 3개, III형은 4개가 발견 되었다.

4. 시베리아 지역의 기류가 고산 지역으로 유입 된 I형은, 역궤적 분석에서 시베리아-만주-서해를 통해 고산으로 기류가 유입됨을 알 수 있었고, 이때 기류의 중간 지점에 있는 안면도 지구대기 감시센터에서도 유사한 극 저농도 분포가 발견 되었다. 시베리아 대륙은 전 세계 산림 면적의 1/5을 차지하고 있는 산림지역이기 때문에 여름철 이 산림에서 활발한 광합성이 이루어져 대기로부터 많은 이산화탄소가 흡수 되는 것으로 알려져 있다. 따라서 이 지역의 극 저농도 이산화탄소 Mass가 대기운동에 의해 고산 지역으로 유입된 것으로 사료된다.

5. 오호츠크 해의 기류가 고산 지역으로 유입 된 II형은, 역궤적 분석 및 극동아시아 지역의 이산화탄소 시공간 분포와 850hpa 바람장에서 고위도 해양에서 기원한 기류가 오호츠크 해-동해를 통해 고산으로 유입됨을 확인 할 수 있었다. 여름철 고위도 해역은 하루 종일 낮이며, 얼음이 용해되어 용승 된 풍부한 영양염으로 인해 식물플랑크톤이 크게 번성하는 시기이다. 이때 번성한 플랑크톤으로 인하여 이 지역에서 광범위하게 형성된 저농도의 이산화탄소가 고산 지역으로 유입된 것으로 사료된다.

6. 북서태평양 지역의 해양의 기류가 유입 된 III형은, 이산화탄소의 발생원으로부터 멀리 위치해 상대적으로 북반구 중위도 지역보다 연중 낮은 이산화탄소 분포를 보이는 북서태평양 기원의 기류가 남풍계열의 바람에 의해 고산으로 유입되는 경우이다. 그러나 Case 8에서 알 수 있듯이 이 시기 고산에서 관측된 극 저농도 값(362.2 ppm)은 이 시기의 북서태평양 지역의 평균 농도인 372 ppm보다 10 ppm 낮은 값을 보여 그 기원이 명확하지 않다. 따라서 III형의 극 저농도 발생원인과 이동경로는 향 후 보다 많은 자료를 이용하여 조사할 필요가 있다.

결론적으로 고산 지역의 여름철 극 저농도의 원인은 지역적 요인이 아닌, 시베리아 대륙 및 고위도 해역에서 기원한 극 저농도 이산화탄소가 대기운동에 의해 한

반도와 고산으로 이동된 것으로 사료된다.



REFERENCES

- L. ZHOU, J. TANG, Y. WEN, J. LI, PENG YAN¹ 2002; The impact of local winds and long-range transport on the continuous carbon dioxide record at Mount Waliguan, China
- D.J HOFMANN, J.H. BUTLER, E.J. DLUGOKENCKY, J.W. ELKINS, K.P.TANS, MASARIE, S.A. MONTZKA 2006 : The role carbon dioxide in climate forcing from 1979 to 2004 , Tellus, 58B, 614-619
- Jiyoung Kim, Soon-Chang Yoon, Anne Jefferson ,Wlodek Zahorowski, Chang-Hee Kang,2005 : Air mass characterization and source region analysis for the Gosan super-site, Korea, during the ACE-Asia 2001 field campaign Atmospheric Environment, 39 ,6513-6523
- Seung-Hyun Son, Emmanuel, Jae Hoon Noh, 2006 : Potential of ARGO Drifters for Estimating Biological Production within the Water Column, Ocean Science Journal, Vol. 41 No. 2, 121-124
- Seung-Hyun Son, Trevor Platt, Heather Bouman, Dong-Kyu Lee, 2006 : Satellite observation of chlorophyll and nutrients increase induced by Typhoon Megi in the Japan/East Sea, GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, Vol 33, L05607
- CLIMATE CHANGE MONITORING REPORT 2005 , JAPAN METEOROLOGICAL AGENCY
- Bert W. Rust, 2006 : Carbon Dioxide, Global Warming, and Michael Crichton's "State of Fear",Preprint: to be published in Computing Science and Statistics, Vol. 37.
- Seth C. Olsen and James T. Randerson ,2004 : Differences between surface and column atmospheric CO₂ and implications for carbon cycle research, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 109, D02301, doi:10.1029/2003JD003968
- By PETER S. BAKWIN, PIETER P. TANS¹, DALE F. HURST and CONGLONG ZHAO, 1998, Measurements of carbon dioxide on very tall

towers: results of the NOAA/CMDL program, Tellus 1998, 50B, 401-415

Kim, I. 2007 : Variations of trace gases concentrations and the relationship with air mass characteristic at Gosan, Korea. M.Sc. Dissertation, Seoul National University, Korea.

박미경, 1997 : 한반도 대기 중 CO₂ 분포에 관한 연구, 서울대학교 석사학위 논문
김기현, 윤용훈, 송기범, 2001 : 국내외 관측점간의 비교분석을 통한 이산화탄소의 장주기적 농도변화에 특성에 관한 연구, 한국대기환경학회지, 제 17권, 1호 105-115pp

김정식, 차주완, 윤용훈, 최재천, 방소영 : 1999년-2000년 안면도 관측된 Black Carbon, CO₂, CH₄의 농도 특성, 기상연구소 지구대기관측소, 463-465pp

김정식, 차주완, 윤용훈, 최재천, 방소영 : 1999년-2000년 안면도에서 관측된 CO₂ 농도의 계절별 특성, 기상연구소 지구대기관측소, 293-295pp

조하만, 김정우, 박상환, 2001 : 대기 중 CO₂의 시공간적 비균질 조건이 지구 온난화 추정에 미치는 영향에 관한 연구, 한국기상학회지, 37, 5, 541-556p

김정식, 최재천, 2001 : 배경대기 중 CO₂ 자료 선정방법에 따른 안면도 자료의 분석, 한국대기환경학회지, 제 17권, 3호, 277-288pp

박일수, 최덕일, 최기덕, 홍윤기, 김정수, 마창민, 1994 : 우리나라 이산화탄소의 배출량 및 전 지구적 대기 중 농도에 대한 기여도 분석, 한국대기환경학회지, 제 10권, 4호, 217-223pp

송기범, 윤용훈, 김기현, 2000 : 이산화탄소의 단주기적 농도변화특성, 한국기상학회지, 21, 5, 623-634pp

조하만, 임영권, 김정우, 김주공, 김지영, 2000 : 전 지구적 대기 중 이산화탄소 농도의 분포 특성, 한국기상학회지, 36, 2, 167-178pp

주옥정, 차준석, 이동원, 김영미, 이정영, 박일수, 2007 : 한반도 배경대기 중 온실기체의 농도 변동 특성 분석, 한국대기환경학회지, 제 23권, 4호, 487-497pp

조창범, 오성남, 박기준, 최병철, 김경렬, 박미경, 2005 : 한반도 배경대기 중 이산화탄소의 농도 변동과 근간에 대한 예측, 한국기상학회지, 41, 3, 371-385pp

조하만, 박미경, 남재철, 민동하, 김경렬, 송병현, 김병선, 김성균, 정영석, 1995 : 한반도의 대기 중 CO₂ 배경농도 변동 특성, 한국기상학회지, 31, 3, 371

-385pp

- 이우성, 박지엽, 김정우, 2002 : CO₂ 배증 시기의 지구온난화 예측, 한국기상학회지, 38, 5, 381-393pp
- 신혜정, 김지영, 최병철, 오성남, Jianzhen Yu, Keith Bower, 2002 : ACE-Asia 집중관측기간에 제주 고산에서 측정한 대기오염물질의 농도 분포특성, 한국 대기환경학회지, 제 18권, 6호
- 강동근, 김선태, 김정욱, 1993 : 동북아시아 대기오염물질의 장거리 이동에 관한 연구, 한국대기보전학회지, 제9권, 제4호, 329-339
- 안이환, 2004 : 제주고산 대기 중 이산화탄소 농도의 연속관측에 관한 연구, 서울대학교 대학원 석사 학위논문
- 정성기, 2006 : 제주도 고산 대기연속관측을 통한 한반도 주변 이산화탄소 방출 지역 추정에 관한 연구, 서울대학교 대학원 석사 학위논문
- 박미경, 2005 : 제주도 고산 대기중 CO₂와 탄소동위원소연구, 서울대학교 대학원 박사 학위논문
- 고희정, 2006 : 제주도 고산지역 라돈 및 대기 에어로졸의 농도 특성, 제주 대학교 대학원 석사 학위논문
- 이순봉, 2008 : 2005~2006년 고산지역 PM-2.5, TSP 에어로졸 성분의 발생기원 조사, 제주 대학교 대학원 석사 학위논문
- 김인애, 리선란, 김경렬, 2008 : 제주도 고산에서의 미량기체 농도변화와 공기괴 특성과의 관계" 한국대기환경학회지 제 24권, 5호

