



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](#)

석사학위논문

2010년 태풍 특징: 극소 태풍발생의 원인 및 특징

제주대학교 대학원

해양기상학 협동과정

임명순

2013년 8월

2010년 태풍 특징 : 극소 태풍발생의 원인 및 특징




지도교수 문 일 주

임 명 순

이 논문을 이학 석사학위 논문으로 제출함

2013年 8月

임명순의 이학 석사학위 논문을 인준함

심사위원장	송 상 근	
위 원	문 일 주	
위 원	김 지 영	

제주대학교 대학원

2013年 8月

Characteristics of Typhoon in 2010 : Cause of the smallest typhoon genesis

Myeong Soon Lim
(Supervised by professor Il-Ju Moon)

A thesis submitted in partial fulfillment of the requirement for the
degree of Master of Science

2013. 8.

This thesis has been examined and approved.



Graduate Program in Marine Meteorology





JEJU NATIONAL UNIVERSITY

목 차

List of tables and figures	ii
Abstract	v
1. 서론	1
2. 자료	3
3. 2010년 열대지역의 대기대순환 및 해양의 특징	5
3.1. 엘니뇨-남방진동 (El Niño-Southern Oscillation, ENSO)	5
3.2. 적도지역 대류활동과 동아시아 몬순 활동	6
4. 2010년 태풍 특징	8
4.1. 가장 적은 태풍 발생 수 기록	8
4.2. 고위도에서 발생한 한반도 영향태풍	9
5. 태풍발생의 장기간 변동 특징	13
6. 태풍진로 예보정확도	14
7. 극소 태풍발생 시기의 특징	16
8. 결론	18
참고문헌	19

List of Tables and Figures

Table 1. SST, SSTA, and SOI in 2010	7
Table 2. The Asian summer monsoon index in 2010	11
Table 3. List of tropical cyclones which attained TS intensity or higher in 2010	13
Table 4. List of the twelve EI Niño and La Niña episodes from 1970 to 2010	41
Table 5. Average number of typhoon for the normal year, EI Niño year and La Niña year for the period of 1970 to 2010	44
Table 6. The total number of typhoon (N_1) and the number of typhoon affected on the Korean peninsula (N_2) in EI Niño year for the period of 1970 to 2010	44
Table 7. Same as Table 6 except for La Niña year	45
Table 8. The genesis frequencies of TC in the WNP over JFMAM, JJASO, ND during EI Niño I and EI Niño II	46
Table 9. The genesis frequencies of TC in the WNP over JFMAM, JJASO, ND during La Niña I and La Niña II	48
Fig. 1. The monthly distribution of SST (shaded) and SST anomaly (contour) from March to October 2010. The () is denoted the genesis position of tropical cyclone each month. The unit is $^{\circ}\text{C}$. Zero contour is suppressed	8
Fig. 2. The monthly distribution of negative OLR anomaly (shaded) from March to October 2010. The unit of OLR anomaly is Wm^{-2} . The () is denoted the genesis position of tropical cyclone each month. Zero contour is suppressed	10
Fig. 3. The monthly distribution of typhoon number of 2010 and climatology	

over NWP and affecting typhoon from 1951 to 2010	12
Fig. 4. The monthly distribution of 500hPa geopotential height (solid line) and anomaly (shaded) from March to October 2010. The () is denoted the genesis position of tropical cyclone each month. The unit is gpm	15
Fig. 5. The monthly distribution of Wind Shear (shaded) and 850hPa wind fields anomaly (vector) from March to October 2010, compared with the climatology	16
Fig. 6. Tracks of tropical cyclones which attained TS intensity or higher in 2010. And the thick solid line means affecting typhoon over Korea Peninsula	17
Fig. 7. The distribution of maximum wind speed on 1 Sep. in 2010. Adopted from KMA	19
Fig. 8. The frequency of typhoons genesis position in 2010. The number of parenthesis represents the percentile for last 10 years	21
Fig. 9. The track and OHC conditions for typhoon (a) DIANMU, (b) KONPASU, (c) MALOU	23
Fig. 10. The time series of central pressure of typhoon and OHC for typhoon (a) DIANMU, (b) KONPASU, (c) MALOU	25
Fig. 11. OHC for (a) before KONPASU passage and (b) after KONPASU passage	26
Fig. 12. The central pressure and OHC during the (a) evolution and (b) decaying phases. The  ,  , and  denote typhoon DIANMU, KOMPASU, and MALOU, respectively	27
Fig. 13. The time series of (a) PDI and (b) typhoon number from 1977 to 2010. And the thick solid line, dashed line means five years moving average, trend	29
Fig. 14. The long-term variations of affecting typhoons (a) formation number	

	and (b) intensity from 1951 to 2010. And the thick solid line, dashed line means five years moving average, tread	30
Fig. 15.	The comparisons of typhoon track error distance for (a) KMA, (b) RSMC, (c) JTWC in 2010	32
Fig. 16.	Forecast error for KMA (a) typhoon 'DIANMU' (b) typhoon 'KOMPASU' (c) typhoon 'MALOU'. The ●, + denote analysis location and forecast location, respectively. Adopted from KMA	33
Fig. 17.	The comparisons of the 48 hours forecasted typhoon track error distance for KMA (●), RSMC(■), JTWC (▲) from 2001 to 2010	34
Fig. 18.	Observed anomalies in 500hPa geopotential heights: AMJ(left column), JAS(middle column), OND(right column). The 5880-gpm lines at 500hPa in the climatology(dashed line) and 1998, 2010(solid line) are overlapped in (a)~(f)	37
Fig. 19.	Same as Fig. 18, but for the Sea Surface Temperature	38
Fig. 20.	Same as Fig. 18, but for the Wind Shear	39
Fig. 21.	Niño-3 index(black line) during 1970-2010. Gray line is indicate the absolute value of Nino3 index than $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$	40
Fig. 22.	Schematic diagram of Niño-3 index for (a)EI Niño year and (b)La Niña year	42
Fig. 23.	Schematic diagram of Niño-3 index for (a) EI Niño I and (b) EI Niño II	46
Fig. 24.	Schematic diagram of Niño-3 index for (a) La Niña I and (b) La Niña II	49

Abstract

This study summarizes the tropical cyclone (TC) activity of 2010 over the western North Pacific (WNP) including the verification of the official track and intensity forecast errors of these TCs and the main characteristics of general atmospheric circulations related to the TC activity. In 2010, only fourteen TCs were formed in the WNP, which was a record-breaking low genesis frequency over 31 years, compared to the normal frequency (1979–2009 average: 25.8).

Tropical cyclone formation was markedly suppressed in the western North Pacific during 2010. To explore this cause, we compared monthly mean fields for January, May, and July in 2010 with climatologies, particularly for atmospheric variables such as 500-hPa geopotential height, outgoing longwave radiation (OLR), sea surface temperature (SST), and vertical wind shear. We found that prior to June 2010, the El Niño/Southern Oscillation (ENSO) warm event of 2009–10 dominated in the tropical Indian and Pacific Ocean basins. In May 2010, the ENSO warm event was terminated. Even though the effects of the ENSO warm event had abated, and the SST in the western Pacific was above the climatological SST, the weak convection activity, strong vertical wind shear of the large-scale circulation were sufficient to suppress tropical cyclone formation in 2010. On the other hand, in July to October, thirteen TSs formed in the western North Pacific in response to enhanced convective activity. TC activity in July to October is modulated by the large-scale circulations induced by the La Nina and vigorous convection activity over the WNP.

For 14 TCs in 2010, official track forecast error of the Korea Meteorological Administration (KMA) was 215 km for 48 hours. There was a big challenge for individual cyclones such as CONSON (1002), DIANMU (1004), KOMPASU (1007) and MALOU (1009), resulting in the increase of a significant forecast error.

Key words: tropical cyclone, western North Pacific, vertical wind shear, La Nina

1. 서론

최근 10년 동안(2000-2009)의 한반도에서 발생하는 자연재해 피해현황을 유형별로 살펴보면, 태풍 56.6%, 호우 24.5%, 대설 11.3%, 태풍·호우 7.2%, 풍랑 0.4%의 순으로 태풍에 동반된 호우 피해까지 합하면 태풍으로 인한 직·간접적 피해규모는 총 63%에 달한다. 또한 같은 기간 태풍으로 인해 발생한 연평균 인명과 재산 피해액은 각각 41명과 1조 219억원에 달한다(소방방재청, 2010). 태풍으로 인한 막대한 인적·경제적 피해를 예방하고 최소화시키기 위해서는 태풍 예측의 정확도를 높이는 것이 중요하다. 이를 위해서 한 해 태풍 시즌이 끝나면 그 해 태풍에 대한 사후 재분석을 실시하여 태풍예보의 기초자료로 활용할 필요가 있다.

미국 National Hurricane Center(NHC)는 대서양 및 동태평양에서 발생한 개별 허리케인에 대한 사후분석을 통하여 태풍 위치 및 강도, 종관장, 기상학적 통계분석결과, 피해 등의 종합적인 정보를 수집하여 Tropical Cyclone Reports를 작성하고 있다(<http://www.nhc.noaa.gov>). 이러한 정보는 매달 Tropical Cyclone Monthly Summary 형태로 요약되어 제공될 뿐만 아니라 허리케인 시즌이 끝나면 그 해의 허리케인 특징을 요약하여 Monthly Weather Review에 게재한다(Collins, and Roache, 2011; Stewart and Cangialosi, 2012; Brown et al., 2010). 일본 도쿄 Regional Specialized Meteorological Centre(RSMC)에서는 남중국해를 포함한 북서태평양에서 발생한 TS(Tropical Storm) 강도 이상의 열대저기압에 대한 사후분석을 통해 태풍의 중심위치, 중심기압과 최대 지속 풍속, 대기 순환장, 태풍예보오차 등을 분석하여 매년 태풍보고서를 작성하여 제공한다(<http://www.jma.go.jp>). 미국 Joint Typhoon Warning Center(JTWC)에서도 북서태평양, 북인도양, 남태평양, 남인도양에서 발생한 열대저기압에 대한 사후분석을 통해 연간 열대사이클론 보고서(Annual Tropical Cyclone Report, ATCR)를 발간하여 제공하고 있다(<http://www.usno.navy.mil/JTWC/annual-tropical-cyclone-reports>).

우리나라 기상청(Korea Meteorological Administration, KMA)에서는 2006년부터 그 해 발생한 태풍의 특징과 예보정확도에 대한 재분석을 실시하여 매년

태풍분석보고서를 발간하며 그 결과를 이듬해 태풍예보 기초자료로 활용하고 있다. 또한 이러한 자료는 2006년부터 요약 및 정리되어 학회지에 발간되고 있다 (차은정 등, 2007, 2008, 2009, 2010).

2010년은 전체 태풍발생수가 14개로 태풍 발생 통계분석을 시작한 1951년 이래 가장 적은 태풍이 발생한 이례적인 해로 기록되었다. 그럼에도 불구하고 한반도에 영향을 준 태풍이 총 3개로 평년(1951-2009) 3.2개와 비슷한 발생 수를 기록하였다. 특히 한반도 영향태풍 중 9월에 발생한 태풍 “곤파스(KOMPASU)”는 수도권에 집중호우를 비롯한 크고 작은 재난(약 22회)을 발생시켜 총 14명의 인명피해와 4,268억 원의 재산피해를 발생시켰다.

본 논문은 사후분석을 통해 2010년의 태풍예보 정확도 분석을 포함하여 북서태평양에서 발생한 태풍의 특징, 태풍의 발생 및 활동에 영향을 주는 열대 순환 및 해수면 온도 등의 기후 특성 등에 대한 전반적인 내용을 요약하여 향후 태풍 예측에 활용하는 데 그 목적이 있다. 이를 위해 2010년에 북서태평양에서 태풍 발생수가 적었던 이유, 한반도에 영향을 미친 태풍의 특징, 태풍발생 경향, 태풍의 장기간 변동특성 등에 관한 중요한 특징들에 대해 자세히 분석하고자 한다. 또한 2010년 북서태평양 열대저기압의 발생이 억제된 원인을 대기 순환 및 해양 특성을 통해 분석하고 특징을 알아보았다.

본 연구에서 사용된 자료에 관한 내용은 2장에서 다룬다. 3장에는 열대저기압 발생과 밀접한 관련이 있는 열대지역의 대기 대순환 및 해양의 특징을 분석하였다. 4장에서는 2010년 태풍의 특징, 5장은 태풍발생의 장기간 변동 특징, 6장은 진로예보오차, 7장에서는 태풍빈도가 적은 해의 태풍 활동 특징, 마지막으로 8장에서 결론을 요약하였다.

2. 자료

태풍 활동에 대한 정보는 일본 도쿄 Regional Specialized Meteorological Centre (RSMC)에서 제공하는 최적 경로 자료를 사용하였다. 이 자료는 연도별 북서태평양 열대 저기압의 지표면 최저기압을 비롯한 위도와 경도, 열대 저기압의 유형, 중심최대풍속(maximum sustained wind speed, MSWS) 등이 6시간 간격으로 정리되어 있으며 최대풍속은 1977년부터 제공하고 있다. 열대저기압은 중심최대풍속을 기준으로 4등급인 TD(Tropical Depression: 17m/s 미만), TS(Tropical Storm: 17~24m/s), STS(Severe Tropical Storm: 25~32m/s), TY(Typhoon: 33m/s 이상)로 분류한다. 본 연구에서는 TS 등급 이상의 경우를 '태풍'이라고 정의하고, 1951년부터 2010년까지의 자료를 이용했다.

열대 해양 상황 분석은 NOAA에서 제공하는 1981년부터 2010년까지 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 의 공간 해상도의 월평균 해수면 온도(NOAA Optimum Interpolation Sea Surface Temperature) 자료를 사용하였다.

태풍활동에 영향을 미친 열대지역의 대기 순환 분석은 National Centers for Environmental Prediction/Department of Energy(NCEP/DOE)에서 제공되는 Global Reanalysis (R2)자료를 사용하였다. 이 자료는 위·경도 수평 해상도가 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 격자이며, 수직으로는 총 17개 층을 갖고 있다. 이용한 변수는 850hPa부터 200hPa까지 동서 및 남북 바람, 그리고 500hPa 지위고도이다. 사용된 기간은 1981년부터 2010년까지이다.

대류활동 여부의 판단은 NOAA 위성 시리즈로부터 관측된 외향장파복사(NOAA interpolated Outgoing Longwave Radiation) 자료가 사용되었다. 이 자료는 1974년 6월부터 현재까지 이용 가능하지만 다른 자료와 일관성 있는 분석을 위해 1981년부터 2010년까지 자료만을 사용하였다.

한반도 영향태풍의 강도 변화와 해양 열용량(Ocean Heat Content, OHC)의 관계 연구는 HYbrid Coordinate Ocean Model/Navy Coupled Ocean Data Assimilation(HYCOM/NCODA) 자료를 이용하였다. 이 자료는 수평해상도 $1/12^{\circ}$ 의 전 지구 3차원 해양 온도 자료로 수직적으로는 20개 층으로 이루어져 있다. OHC를 구하는 식은 $Q = \rho c_p \Delta T \Delta z$ 로 표현된다(Leipper and Volgenau, 1972).

이 식은 수온이 26℃인 깊이에서 해수면까지의 깊이와 그 온도 차이를 곱하여 나타낸다. 여기에서 ρ 는 평균 해양 밀도이고 그 값은 $1.026\text{g}/\text{cm}^3$ 이며 c_p 는 정압비열이며 그 값은 $1\text{cal}\cdot\text{g}/\text{m}^\circ\text{C}$ 이다.

열대저기압의 발생, 발달등과 관련성이 큰 엘니뇨 감시해역(NINO 3, 5°N~5°S, 150°W~90°W)의 해수면 온도 편차와 남방진동지수 그리고 동아시아 몬순활동은 일본 기상청 자료(Japan Meteorological Agency, 2010)를 사용하여 분석 하였다.

3. 2010년 열대지역의 대기대순환 및 해양의 특징

태풍 활동은 대기/해양의 여러 기후인자들에 의해 영향을 받는 것으로 알려져 있다. 기후인자는 해수면 온도와 대기 습도, 중층 지위고도, 연직바람시어, 지향류, 대류 활동 등을 예로 들 수 있다. 일반적으로 여름철 북서태평양 지역에서는 높은 해수면온도를 보이는 지역이 북쪽으로 팽창하고, 여름 몬순 기압골의 축과 북서태평양 고기압이 북상한다. 이러한 특징은 엘니뇨-남방진동 등과 같은 장기 변동과 더불어 이 지역의 태풍활동을 결정하는 요인으로 작용한다(Wang and Chan, 2002; Chan and Liu, 2004; Chu and Zhao, 2004; Chen *et al.*, 2009). 또한 Wang과 Matsuura(2001)은 북서태평양에서 열대저기압 활동을 활성기와 비활성기로 나눠 활동 변화 원인이 단지 해수면온도(Sea Surface Temperature, SST)뿐만 아니라 대규모 대기순환과 SST간의 상호작용에 의함을 밝혔다. 이 장에서는 2010년 북서태평양 태풍활동에 영향을 끼친 열대지역의 대기대순환 및 해양의 특징을 분석하였다.

3.1 엘니뇨-남방진동 (El Niño-Southern Oscillation, ENSO)

엘니뇨(El Niño)는 열대 태평양에서 일어나는 대규모의 해수면 온도 변동으로 이로 인한 대기-해양 순환의 변화는 여러 지역의 열대성 저기압 활동에 영향을 미치는 것으로 알려져 있다(Revell and Goulter, 1986; Chan, 2000). 특히, 북서태평양에서 발달하는 태풍과 ENSO의 상관성에 관한 연구는 많은 선행 연구들을 통해서 이루어져 왔다(Chan, 1985). 특히 태풍 발생수와 ENSO는 비선형적인 상관관계를 가지지만, ENSO에 의해 영향을 받고 있음이 규명되어졌다(Chen *et al.*, 1998).

엘니뇨 시기에는 적도지역의 동풍이 약해져 적도의 동서순환이 약화되고 이로 인해 따뜻한 해수의 위치가 평년보다 남동쪽에 위치하게 된다. 그 결과, 평년에 비해 서풍이 강하게 나타나, 저기압성회전이 발생하는 구역이 평년보다 남동쪽에 위치하게 된다. 이로 인해 엘니뇨 시기는 태풍의 발생구역이 평년에 비해 남동

쪽으로 치우치는 경향을 보이는 것으로 알려져 있다(Chan, 2000; Chia *et al.*, 2002). 라니냐 시기에는 이와 반대로 태풍의 발생구역이 북서쪽에 치우치는 경향이 있다(Chan, 1985; Satoshi *et al.*, 2008).

엘니뇨는 중·동부 태평양 적도역의 해면수온이 평년보다 높아져서 그 상태가 지속되는 현상이라고 정의할 수 있지만 어느 정도로 해수면온도가 상승하였을 때를 엘니뇨라고 정의할 수 있는가에 대해서는 전세계적으로 통일된 객관적인 기준이 아직 마련되어 있지 않고 연구자나 연구기관에 따라 엘니뇨지수지역과 엘니뇨 발생해도 차이를 보인다.

본 연구에서 열대해양의 상황은 엘니뇨 감시 해역의 해수면 온도와 남방진동지수를 이용하여 분석하였다. 엘니뇨 감시해역은 NINO 3(5°N~5°S, 150°W~90°W)을 사용하였다. 엘니뇨 감시해역의 해수면 온도 편차가 5개월 이상 0.5°C 이상을 유지할 경우 엘니뇨, -0.5°C 이하를 유지할 경우 라니냐라고 정의한다. 분석결과, 엘니뇨 감시해역의 해수면온도편차(Sea surface temperature anomaly, SSTA)는 2010년 5월까지 양의 편차가 지속되었고 1월에 1.1°C로 엘니뇨현상이 최대로 발달하였다. 그러나 2010년 6월부터는 음의 편차로 바뀌어 12월(-1.5°C)까지 음의 편차가 지속되었다. 5개월 이동평균 SSTA에서도 2010년은 1월부터 3월까지 +0.5°C를 초과한 엘니뇨, 그리고 6월부터 5개월 동안 -0.5°C 이하를 유지한 라니냐 기간으로 분류된다(Table 1).

남방진동지수(Southern Oscillation Index, SOI)는 적도 태평양의 무역풍 강도를 나타내는 지수로 남태평양의 타이티(Tahiti)와 오스트레일리아 북부의 다윈(Darwin)의 월 평균 해면 기압 차이로 계산된다. 이 지수가 양의 편차일 경우는 양쪽지점의 기압차이가 크고 남동무역풍이 강한 상태(라니냐 상태)이고, 음의 편차일 경우에는 무역풍이 약한 상태(엘니뇨 상태)이다. SOI도 전반적으로 SSTA와 비슷한 경향을 보여 2010년은 1~3월에 엘니뇨현상을 보이다가 6월부터 라니냐 현상으로 바뀌어 12월까지 지속된 것으로 나타났다.

Table 1. SST, SSTA, and SOI in 2010.

	2010											
	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May.	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.
NINO 3 SSTA(°C)	26.7	27.2	27.8	28.1	27.1	25.8	24.8	24.1	23.7	23.4	23.5	23.7
SSTA(°C)	1.1	0.8	0.7	0.6	0.0	-0.7	-0.9	-1.0	-1.2	-1.6	-1.5	-1.5
five month running mean SSTA(°C)	1.1	0.9	0.6	0.3	-0.1	-0.5	-0.8	-1.1	-1.2	-1.4	-	-
SOI	-0.7	-1.0	-0.6	1.5	1.3	0.6	2.2	2.1	2.4	1.8	1.5	2.5

2010년 월평균 해수면온도 편차의 공간분포를 보면(Fig. 1), 2010년 4월까지 중양태평양에 양의 편차가 나타나고 있지만, 5월부터는 열대 동태평양지역에서 해수면온도가 낮고 열대 서태평양지역에서는 해수면 온도가 높은 전형적인 라니냐 현상이 나타난다. 일반적으로 라니냐 해에 열대저기압의 발생빈도는 북서태평양의 남동쪽에서 감소하고 북서쪽에서 증가하는 것으로 알려져 있다(Satoshi and Matsuura, 2008). 실제로 2010년에도 라니냐 현상이 시작된 이후로 7월부터 10월까지 발생한 열대저기압은 평년보다 서쪽에서 발생하는 경향을 보였다. 해수면온도의 양의 편차는 남중국해와 동중국해를 포함한 고위도까지 나타났으며, 그 결과 이 시기에는 상대적으로 고위도에서 태풍이 발생하였다.

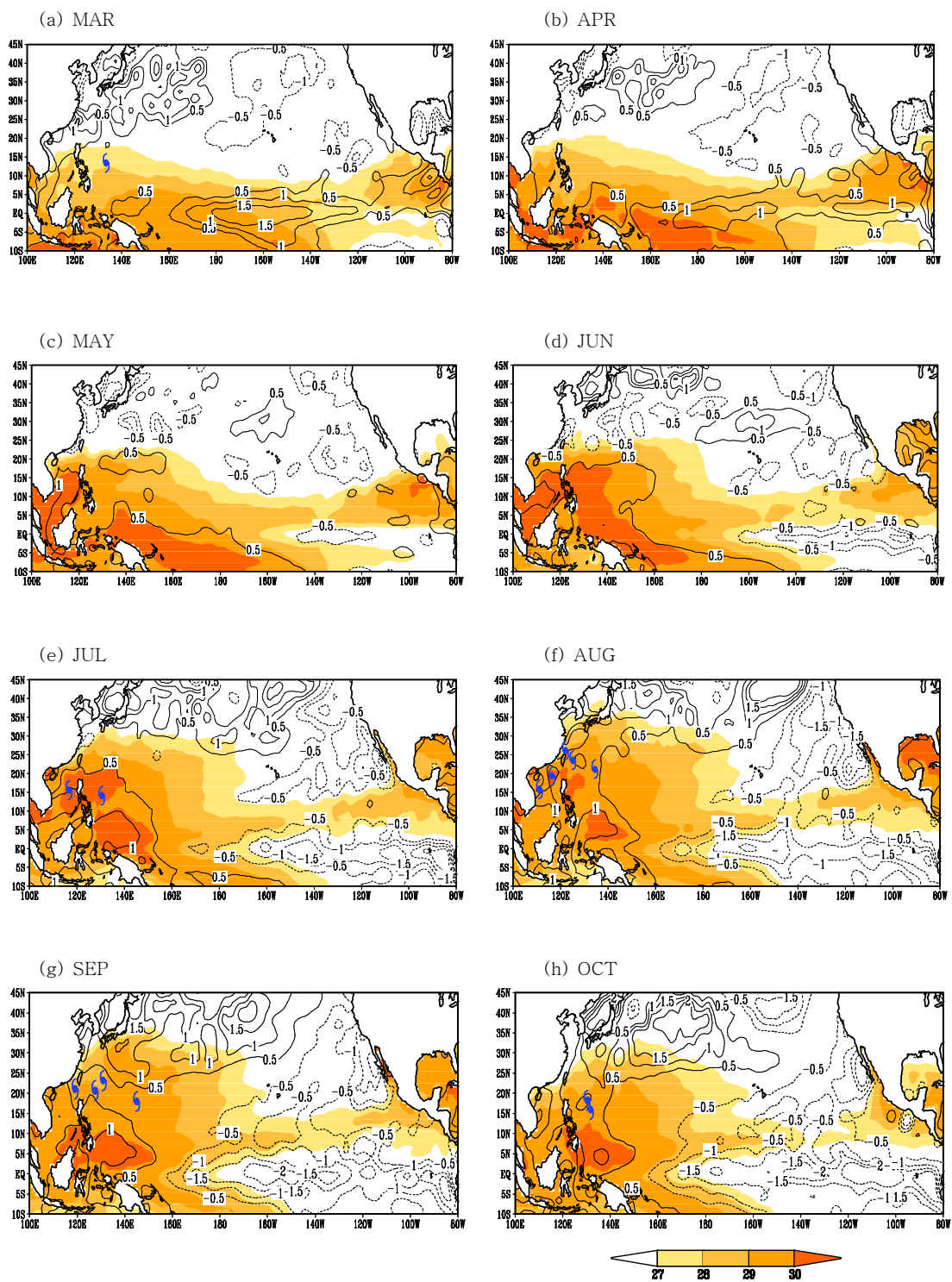


Fig. 1. The monthly distribution of SST (shaded) and SST anomaly (contour) from March to October 2010. The (\odot) is denoted the genesis position of tropical cyclone each month. The unit is $^{\circ}\text{C}$. Zero contour is suppressed.

3.2 적도지역 대류활동과 동아시아 몬순 활동

북서태평양의 대류활동과 동아시아 여름 몬순활동은 열대저기압의 발생, 발달 등과 관련이 크다. 이 장에서는 2010년의 대류활동지수와 아시아 몬순지수를 분석하여 열대저기압과의 관련성에 대해 알아보았다.

대류활동 지수는 외향장파복사량(Outgoing Longwave Radiation, OLR)에서 추정된 상층운량 값으로 열대대류활동의 지표로 사용된다. 음의 값은 대류활동이 활발하여 운량이 많으므로 장파복사량이 적은 상태를 나타내고 양의 값은 대류활동이 활발하지 않아 운량이 적으므로 장파복사량이 많은 상태를 의미한다. 3월 열대의 대류활동은 필리핀 동쪽 해상에서 음의 편차를 보인다(Fig. 2). 이 시기에 필리핀 마닐라 동쪽해상에서 태풍 오마이스가 발생하였다. 4월부터 6월 동안의 OLR 편차는 태풍 발생구역인 5~25°N, 120~160°E에서 양의 편차를 보여 상층운량이 평년보다 적고 대류활동이 활발하지 않았음을 알 수 있다. 이에 따라 태풍 오마이스가 발생한 이 후에 6월까지 태풍은 발생하지 않았다. 7월이 되면서 음의 편차로 바뀌어 대류활동이 활발해지기 시작하면서(특히 필리핀 주변) 태풍 끈선과 태풍 찬투가 발생하였다. 8월에는 필리핀 동해상까지 대류활동이 평년보다 활발해 이 시기에 총 5개의 태풍이 발생하였다. 그러나 이 수는 8월의 평년 평균 태풍 발생 수(5.9개) 보다 여전히 낮다. 8월과 비슷한 대류활동을 보인 9월과 10월에도 발생한 태풍의 수는 각각 4개, 2개로 30년 평균 4.9개, 3.6개보다 적었다.

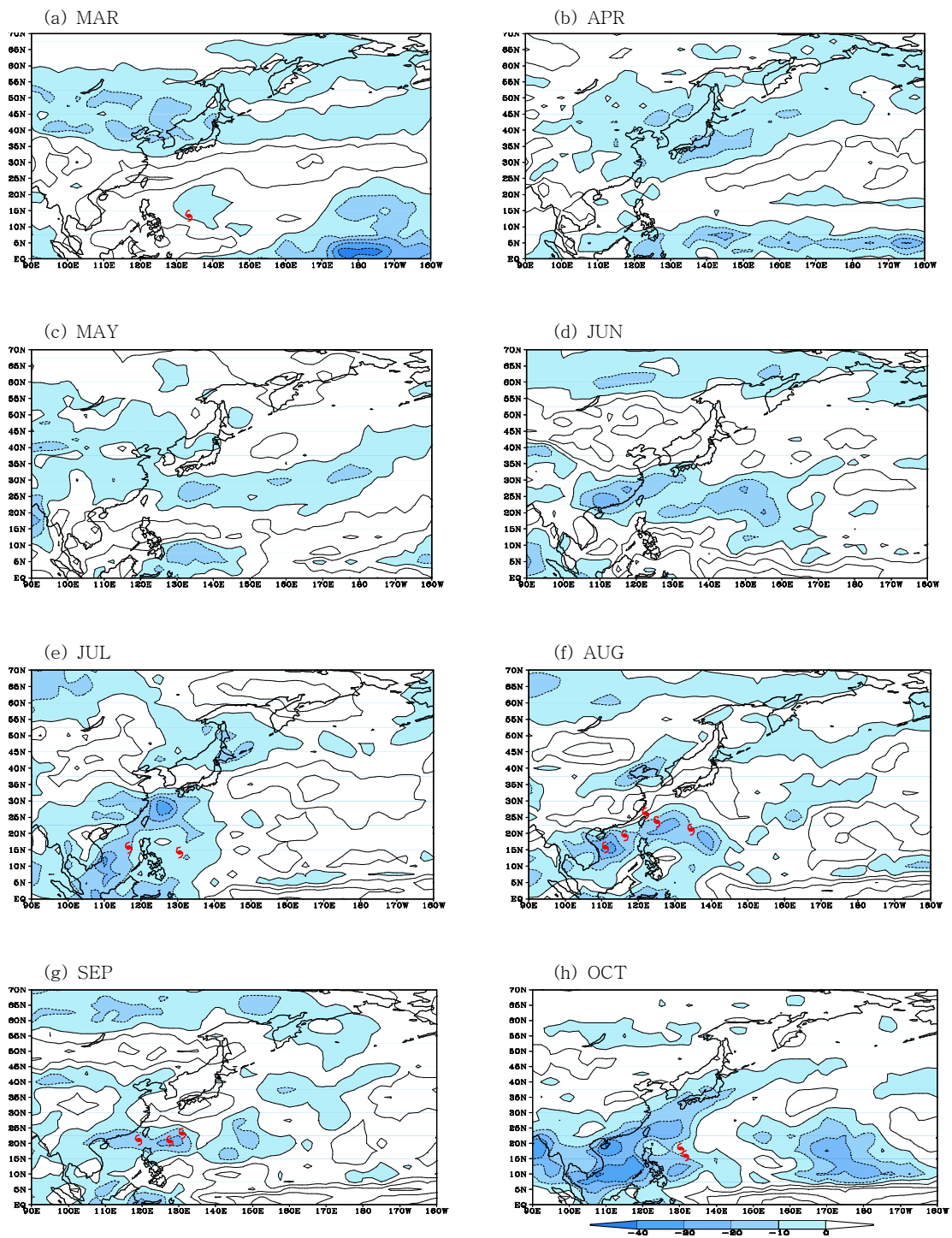


Fig. 2. The monthly distribution of negative OLR anomaly (shaded) from March to October 2010. The unit of OLR anomaly is Wm^{-2} . The (○) is denoted the genesis position of tropical cyclone each month. Zero contour is suppressed.

아시아 몬순은 여름철 태평양과 인도양 쪽으로부터 아시아 내륙을 향해 부는 계절풍으로 북서태평양에서 발생한 열대저기압의 75%가 이러한 몬순의 기압골에서 발생하는 것으로 알려져 있다(Ritchie, 1995). Table 2는 아시아 몬순지수를 나타낸다. 여기서 양의 값은 아시아몬순이 활발함을 의미하고, 음의 값은 활발하지 않음을 의미한다. 이 지수는 35°N~5°S, 60~150°E 지역에서 평년과 2010년 OLR 편차를 사용하여 계산된다.

2010년에 태풍 발생이 없었던 5~6월 동안의 아시아 몬순지수는 음의 값으로 활발하지 않았으나 몬순지수가 양의 값을 나타내는 7~10월에는 2010년 전체 발생태풍(14개) 중 13개가 발생하였다(전체 발생 태풍의 93% 차지). 이 시기에 발생한 태풍은 대부분 라니냐 현상에 의해 북서쪽으로 치우쳐 발생한 경향을 보인다.

Table 2. The Asian summer monsoon index in 2010.

	2010											
	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May.	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.
activity	-	-	-	-	-0.8	-0.4	0.8	1.1	0.2	1.6	-	-
Northward shift	-	-	-	-	-0.3	0.0	-0.7	0.3	0.4	2.1	-	-
Westward shift	-	-	-	-	0.9	0.9	-0.1	-0.3	0.6	0.2	-	-

4. 2010년 태풍 특징

4.1 가장 적은 태풍 발생 수 기록

북서태평양에서 지난 59년(1951-2009)간 태풍은 매년 평균 26.4개가 발생하였지만 2010년에는 총 14개만 발생하였다. 이는 지난 59년 동안 가장 적은 태풍 빈도수이다. 2010년 월별 태풍 발생빈도를 보면, 3월에 하나의 태풍이 발생한 이후 6월까지 단 하나의 태풍도 발생하지 않았고, 여름철(7, 8, 9월)에는 평년(14.4개)보다 조금 적은 13개의 태풍이 발생하였다(Fig. 3). 11월과 12월은 다시 하나의 태풍도 발생하지 않았다(평년은 1.8개 발생). 2010년에 발생한 14개 태풍 중 TY급은 7개, STS급은 3개, 그리고 TS급은 4개였다(Table 3).

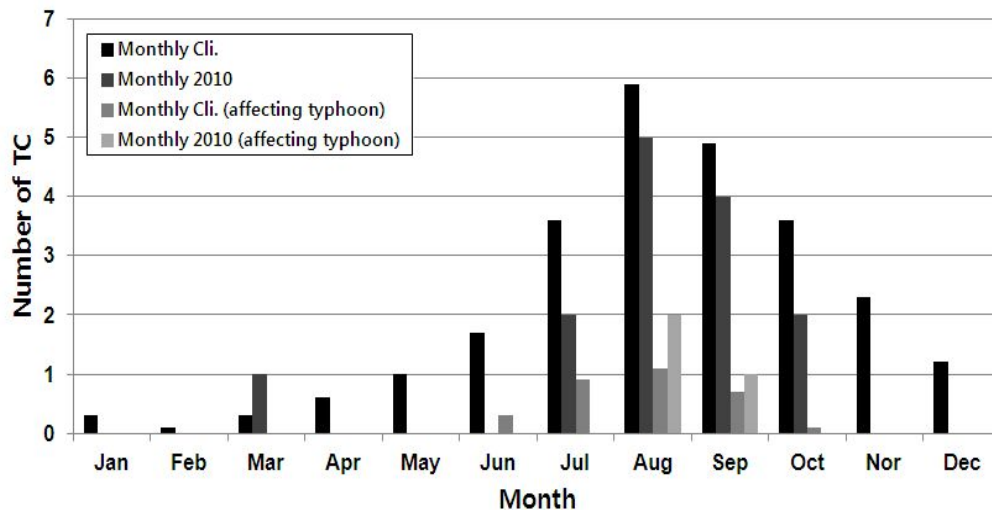


Fig. 3. The monthly distribution of typhoon number of 2010 and climatology over NWP and affecting typhoon from 1951 to 2010.

Table 3. List of tropical cyclones which attained TS intensity or higher in 2010.

Tropical cyclone	Formation(KST) ~ Termination(KS)			Min. pressure, Max. wind, Date, Lat. Lon.				
	(Lat. Lon)	(Lat. Lon)		hPa	m/s	Date	Lat.	Lon.
1001	OMAIS	24 Mar. 21:00 ~ 26 Mar. 15:00 (13.4, 133.4) (18.3, 131.8)	TS	998	18	25 Mar. 03:00	13.9	132.3
1002	CONSON	12 Jul. 09:00 ~ 18 Jul. 09:00 (14.2, 130.5) (21.6, 105.9)	TY	975	34	16 Jul. 15:00	17.6	110.2
1003	CHANTHU	19 Jul. 21:00 ~ 23 Jul. 15:00 (15.7, 116.6) (24.0, 107.0)	TY	970	36	22 Jul. 09:00	20.5	111.5
1004	DIANMU	8 Aug. 21:00 ~ 12 Aug. 15:00 (23.6, 125.1) (39.2, 138.8)	STS	980	31	10 Aug. 09:00	31.1	125.1
1005	MINDULLE	23 Aug. 09:00 ~ 25 Aug. 09:00 (15.8, 111.0) (19.4, 103.8)	TS	990	24	24 Aug. 15:00	18.6	106.2
1006	LIONROCK	29 Aug. 03:00 ~ 2 Sep. 15:00 (19.4, 116.3) (24.3, 116.1)	STS	985	27	30 Aug. 15:00	20.8	116.7
1007	KOMPASU	29 Aug. 21:00 ~ 3 Sep. 03:00 (21.2, 134.4) (41.2, 134.5)	TY	960	40	31 Aug. 09:00	25.1	129.4
1008	NAMTHEUN	30 Aug. 21:00 ~ 1 Sep. 03:00 (26.2, 122.0) (24.7, 119.3)	TS	995	20	31 Aug. 03:00	25.6	121.3
1009	MALOU	3 Sep. 15:00 ~ 8 Sep. 09:00 (23.2, 130.9) (35.9, 134.9)	STS	990	24	6 Sep. 09:00	31.4	126.1
1010	MERANTI	9 Sep. 09:00 ~ 10 Sep. 21:00 (21.1, 119.1) (27.8, 119.4)	TS	990	24	10 Sep. 09:00	24.3	118.9
1011	FANAPI	15 Sep. 21:00 ~ 21 Sep. 03:00 (20.7, 127.5) (24.2, 112.7)	TY	935	48	19 Sep. 03:00	24.0	123.1
1012	MALAKAS	21 Sep. 15:00 ~ 25 Sep. 21:00 (18.0, 145.0) (39.4, 148.2)	TY	955	41	25 Sep. 03:00	30.9	142.8
1013	MEGI	13 Oct. 21:00 ~ 24 Oct. 03:00 (18.3, 130.3) (25.0, 118.0)	TY	890	61	18 Oct. 03:00	17.6	124.2
1014	CHABA	24 Oct. 21:00 ~ 31 Oct. 03:00 (16.0, 131.7) (36.2, 143.8)	TY	930	48	28 Oct. 21:00	25.6	130.0

2010년에 기록적으로 태풍 발생이 적었던 원인을 파악하기 위하여 500hPa 지위고도를 이용하여 북태평양고기압(5880gpm 등고선)의 발달 경향과 외향장파복사량과 연직바람시어를 이용한 북서태평양에서의 대류활동을 살펴보았다.

먼저 3~10월까지 500hPa 지위고도의 계절별 분포를 보면(Fig. 4), 2010년에는 북태평양고기압이 평년보다 빠르게 발달했을 뿐 아니라 남서쪽으로도 크게 확장한 것을 알 수 있다. 특히, 3~6월까지 열대해역(20°N 이하)에서 평년보다 강하게 발달한 고기압의 하강류는 태풍발생구역에서의 대류활동을 억제하는 역할을 한 것으로 사료된다. 7월에는 북태평양고기압은 북서쪽으로 치우쳐 발달하는 경향이 두드러지고 8월에는 7월보다 더 북서쪽으로 확장하였다. 이러한 북태평양고기압의 북서쪽 확장은 9월까지 유지되었다. 이러한 2010년의 특징적인 기압분포로 인해 2010년에는 140°E 동쪽의 주요 태풍 발생지역에서 태풍이 전혀 발생하지 못하였다.

월별로 연직바람시어의 편차분포를 살펴보면(Fig. 5), 3~5월까지 주요 태풍발생 구역에서 전반적으로 연직바람시어가 커서 태풍 발생에 좋지 않은 환경이 유지되었고 태풍 발생이 억제되었다. 그러나 6월부터 150°E의 서쪽으로 제한되기는 하지만, 필리핀 주변해역과 남중국해, 동중국해를 포함하는 열대서태평양에서 대류활동이 활발하였고, 필리핀 주변해역으로 평년보다 작은 연직바람시어가 나타났다. 이러한 변화는 열대서태평양의 열적에너지, 북태평양고기압의 발달 경향과 더불어 빈번한 태풍 발생과 평년에 비해 북서편에서 발생하도록 유도하는 역할을 하였다.

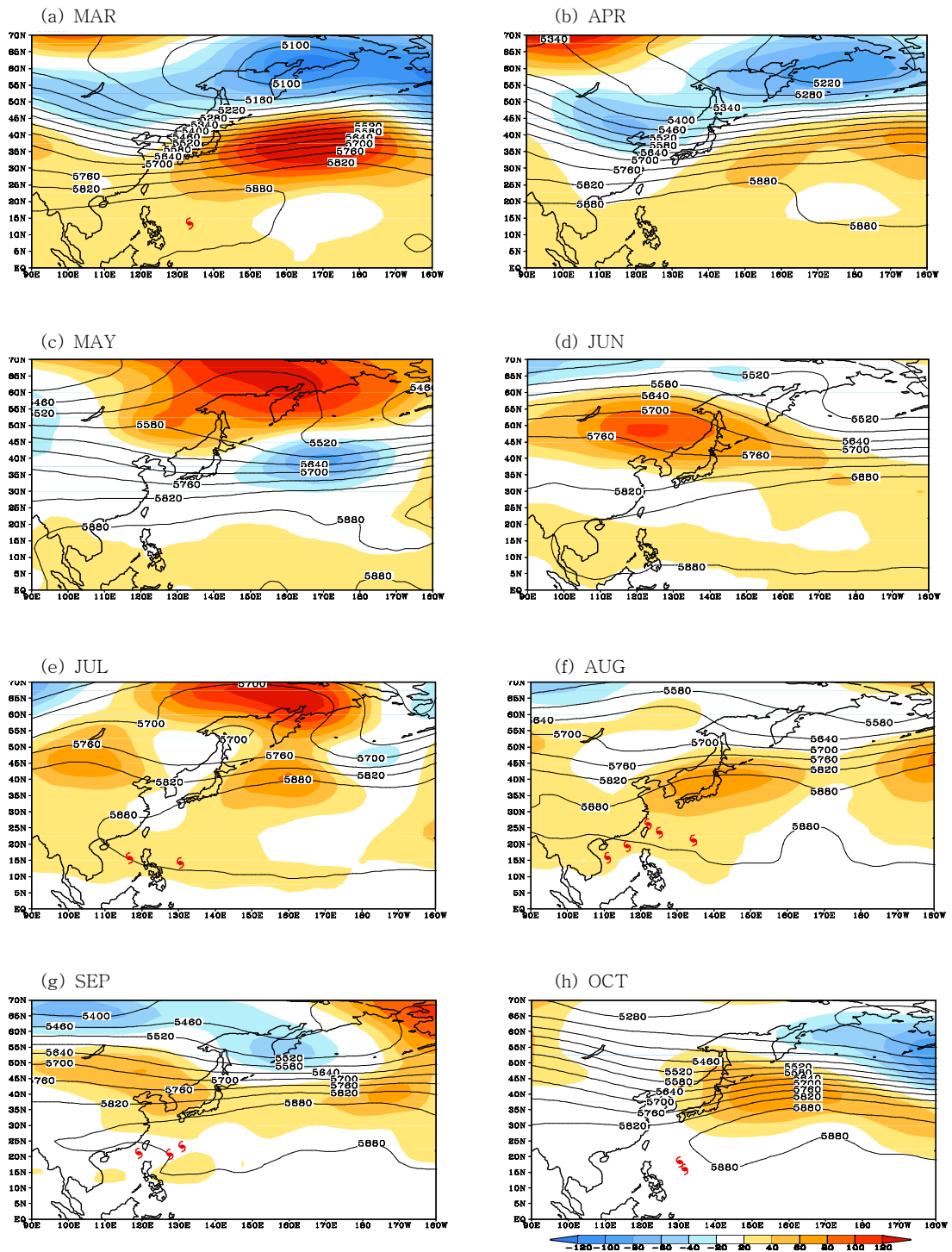


Fig. 4. The monthly distribution of 500hPa geopotential height (solid line) and anomaly (shaded) from March to October 2010. The (S) is denoted the genesis position of tropical cyclone each month. The unit is gpm.

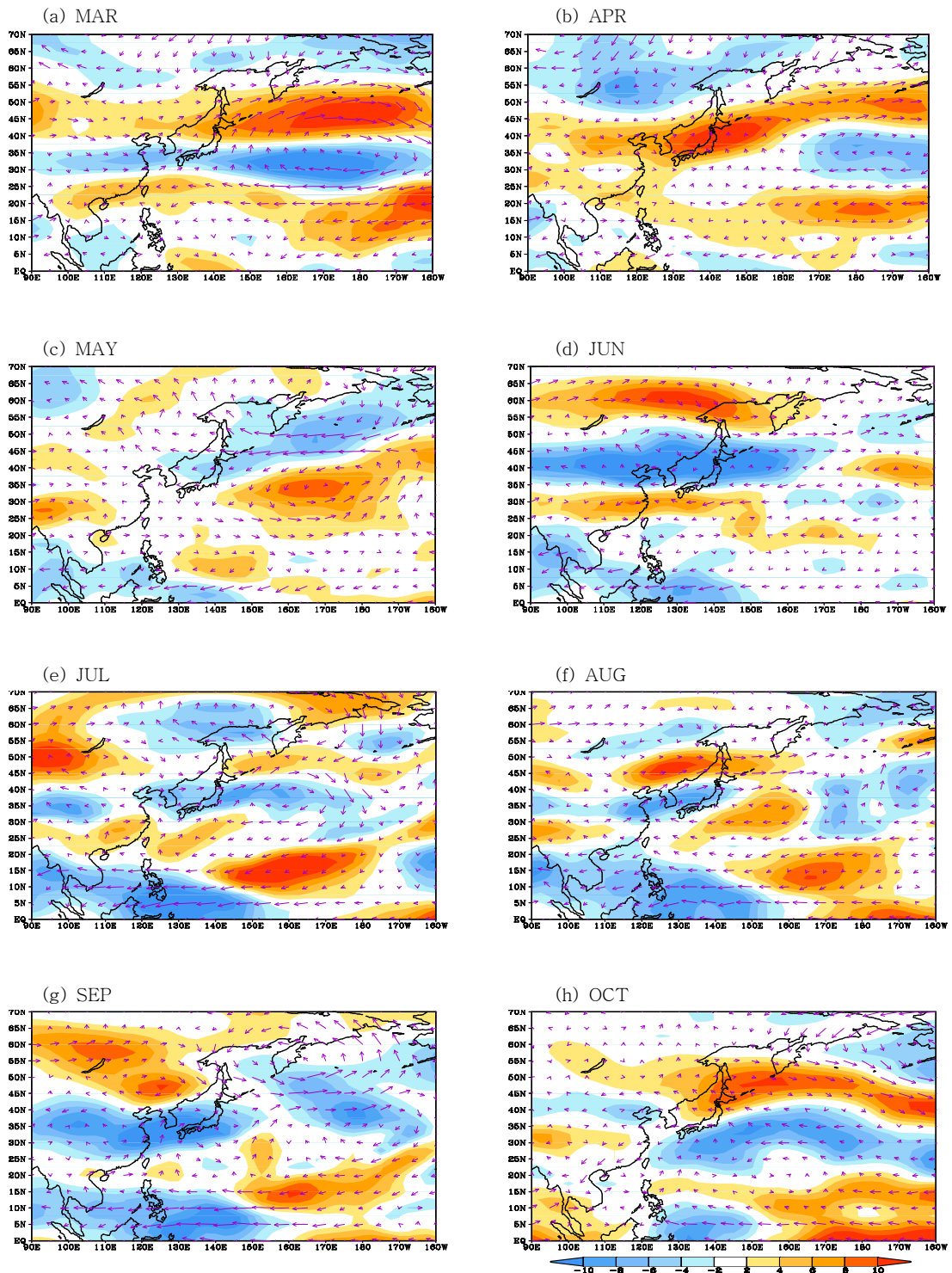


Fig. 5. The monthly distribution of Wind Shear (shaded) and 850hPa wind fields anomaly (vector) from March to October 2010, compared with the climatology.

4.2 고위도에서 발생한 한반도 영향 태풍

2010년 발생한 14개의 태풍 중 한반도 영향태풍은 4호 태풍 덴무, 7호 태풍 곤파스, 9호 태풍 말로로 총 3개이다(Fig. 6). 최근 30년(1981~2009)동안 한반도에 3개 이상의 태풍 영향을 받은 횟수는 총 20회이며 2007년 이후 3년만이다.

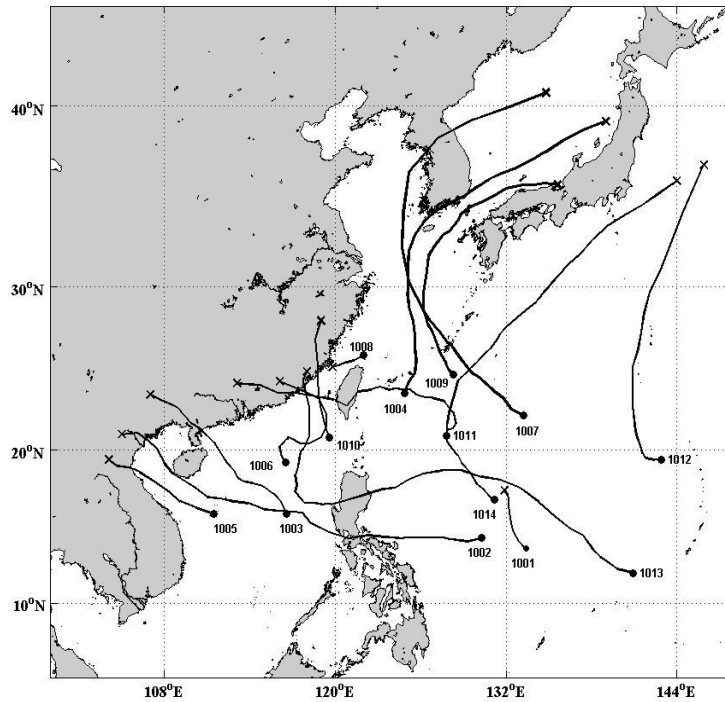


Fig. 6. Tracks of tropical cyclones which attained TS intensity or higher in 2010. And the thick solid line means affecting typhoon over Korea Peninsula.

2010년 4호 태풍 덴무는 8월 8일 12시경 타이완 타이베이 동남동쪽 약 400km 해상에서 발생하였다. 이 시기에 북태평양고기압이 일본 열도 남동쪽에 위치하며 북진하여 8월 9일 18시경 한반도 직접적인 영향권인 비상구역으로 진입하였다. 8월 10일 06시경 30°N에 진입하였고, 09시경 중심기압 980hPa, 최대풍속 31m/s의 중간 강도의 중형급 태풍으로 발달하였으며 해양열용량이 작은 고위도에서 발생하여 북진하는 동안에 충분한 에너지를 공급받지 못하여 강하게 발달하지는 못하였다. 21시경 서귀포 서쪽해상까지 진출 후 전향하여 북동진하였으며, 8월 11일 05시경 남해안(전남 고흥군 도화면)에 상륙하였다. 상륙 후 태풍의 강도는 급격히 약화되었으며, 지속적으로 동북동진하여 14시경 울산 동쪽해상으로 진출하였고, 18시경 비상구역을 벗어나 8월 12일 15시경 일본 서쪽해상에서 온대저기압으로 변질되었다. 태풍 덴무는 2007년 제11호 태풍 나리 이후 3년 만에 한반도에 상륙한 태풍이었으며, 태풍 발생에서 온대저기압으로 변질되기까지 90시간이 소요되었고, 태풍 상륙부터 통과할 때까지 약 9시간 소요되었다. 태풍이 한반도를 통과하면서 전면에 위치한 수렴대에 의해 남해안과 영동지역에 많은 강수가 발생하였으며 특히 제주도 윗세오름(해발고도 1673m)에서 8월 10~11일 동안 누적강수량 739.5mm를 기록하였다. 태풍 덴무는 피해보다 오랜 폭염과 가뭄을 해결하는 긍정적인 역할을 많이 하였다.

2010년 7호 태풍 곤파스는 8월 29일 21시경 일본 오키나와 남동쪽 약 880km 부근 해상에서 발생하였다. 북태평양고기압의 가장자리를 따라 지속적으로 북서진하였고, 또 이동경로를 따라 고온의 해수역이 분포하여 세력이 점차 강화되었다. 이 태풍은 8월 31일 09시경 최대로 발달하여 중심기압 960hPa, 최대풍속 40 m/s의 강한 중형급 태풍이 되었고, 9월 1일 0시경 비상구역내에 진입하였다. 이후 태풍은 다른 지역에 비해 해수온이 2~3℃ 높게 형성되어 있는 서해안을 지나면서 세력을 유지하였고 한반도는 태풍의 위험반원에 위치하여 태풍진로의 오른쪽 좁은 지역에서 강한 바람으로 인한 피해를 입었다. 9월 1일 18시경 태풍은 전향점에 들었으나 북쪽 기압골에 의해 북쪽으로 진행속도를 유지하며 이동하였고, 21시경 중국 북부지방에 머물던 제트가 남동진하면서 태풍은 더욱 가속되어 시속 40km 내외로 북동진하였다. 이후 9월 2일 06시 35분경 강화군 남동쪽 남단에 태풍이 상륙하였고 10시 50분경 강원도 고성군 앞바다로 진

출하기까지 시속 40~50km의 빠른 속도로 이동하였다. 그리고 9월 2일 21시경 비상구역을 이탈하였고 9월 3일 03시경 청진 동쪽 해상에서 온대저기압으로 변질되었다. 태풍 곤파스는 크기가 소형이지만 강도는 강했으며 수도권을 강타하며 2010년에 가장 큰 피해를 입힌 태풍이었다. 특히 태풍이 고수온 상태인 서해안을 통과하면서 세력이 강화되었고 한반도가 태풍의 위험반원에 들면서 수원(30.5m/s), 서산(41.4m/s), 홍천(20.7m/s)에서 관측개시 이래 최대순간풍속 극값을 경신하며 강한 바람으로 인한 피해가 컸다. 2010년 9월 1일 한반도 서해상의 홍도(해발고도 517m)에서 최대순간풍속 52.4m/s를 기록하였다(Fig 7). 경기북부와 북한지역에 집중되어 150~200mm 이상의 비가 내렸지만 빠른 진행속도로 인하여 강수의 지속시간이 짧고 산발적으로 나타나 강수 피해는 상대적으로 적었다.

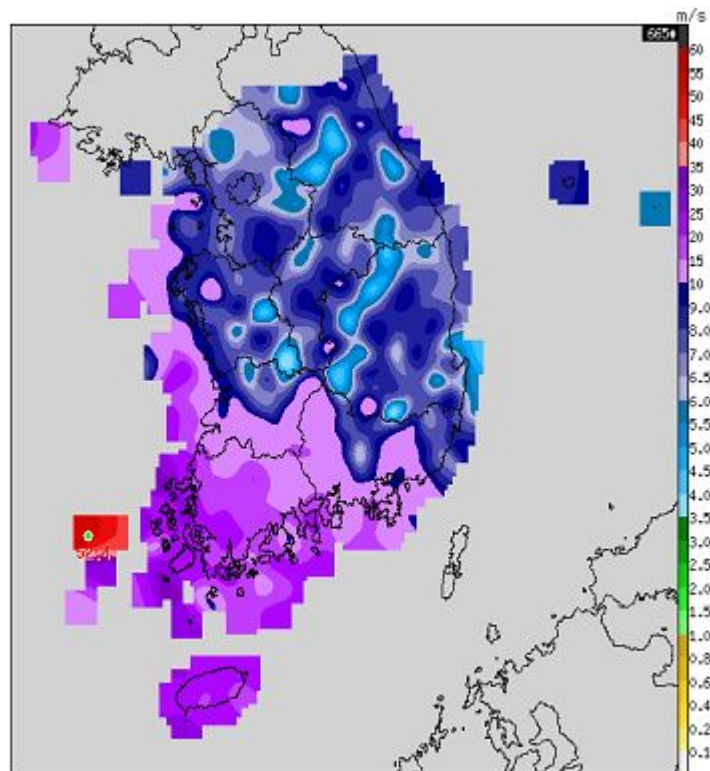


Fig. 7. The distribution of maximum wind speed on 1 Sep. in 2010. Adopted from KMA.

2010년 9호 태풍 말로는 9월 3일 15시경 일본 오키나와 남동쪽 약 470km 부근 해상에서 발생하였다. 이 시기 한반도와 일본에 걸쳐 형성된 고기압이 태풍의 북동쪽에 위치하여 북서방향으로 이동하였으며, 9월 5일 9시경 비상구역으로 진입하였다. 5일 오후에는 일본 동쪽해상의 북태평양고기압이 느리게 수축하고 중국내륙에 찬 대륙고기압이 위치하면서 태풍의 북상이 저지되면서 태풍은 시속 12km 내외의 느린 속도로 북진하였다. 9월 6일 09시경에는 태풍이 최대로 발달하여 중심기압 990hPa, 최대풍속 24m/s 로, 약한 소형급 태풍이었다. 9월 6일 오전에 상층제트가 일본 북쪽으로 남하하고 북태평양고기압의 중심이 남동쪽으로 치우치면서 이 태풍은 전향하여 북동진하였으며, 고압대의 영향으로 한반도로 상륙하지 않고 느리게 대한해협으로 이동하였다. 대한해협 통과 후 상층 기압골과 합류하면서 진행속도가 빨라졌으며, 9월 8일 09시경 독도 남동쪽 해상에서 온대저기압으로 변질되었다. 태풍 말로는 일본 동쪽해상에 위치한 북태평양고기압의 느린 수축으로 인해 진행속도가 느렸던 것이 특징으로 한반도에 영향을 준 시간이 길어지면서 강수량이 상대적으로 많았다. 그러나 소형태풍으로 강풍반경이 작아 바람피해는 적었다.

3개의 영향태풍은 고위도에서 발생하고 비교적 단시간에 한반도에 영향을 주는 특징을 나타냈다. 2010년 발생 태풍의 경향을 알아보기 위하여 위·경도 각 10°간격으로 태풍 발생 빈도를 백분율로 나타내었다(Fig. 8). 상위 숫자는 2000~2009년 평균 발생 빈도이며, 괄호 안의 숫자는 2010년 평균 발생 빈도를 나타낸다.

2010년 태풍 발생 위치를 살펴보면, 2010년에 발생한 총 14개 태풍 중 6개가 20°N 이상의 비교적 고위도에서 발생하였다. 이는 최근 10년간 태풍 발생 빈도 22%임을 감안할 때, 42%로 매우 높다. 또한 120°E의 서쪽에서 발생한 태풍이 총 3개로 역시 최근 10년간 태풍 발생 빈도보다 높다. 특히 한반도에 영향을 준 3개의 태풍이 모두 20°N 이상의 고위도에서 발생하였다. 한반도 영향태풍은 평균 22.6°N에서 발생하였기 때문에 단시간에 한반도에 접근하여 영향을 주었다. 이러한 특징을 나타내는 원인은 라니냐 현상으로 인해 서태평양의 해수온도가 평년보다 높고, 동시에 29℃ 이상의 고수온 지역이 고위도까지 광범위하게 분포하였기 때문이다.

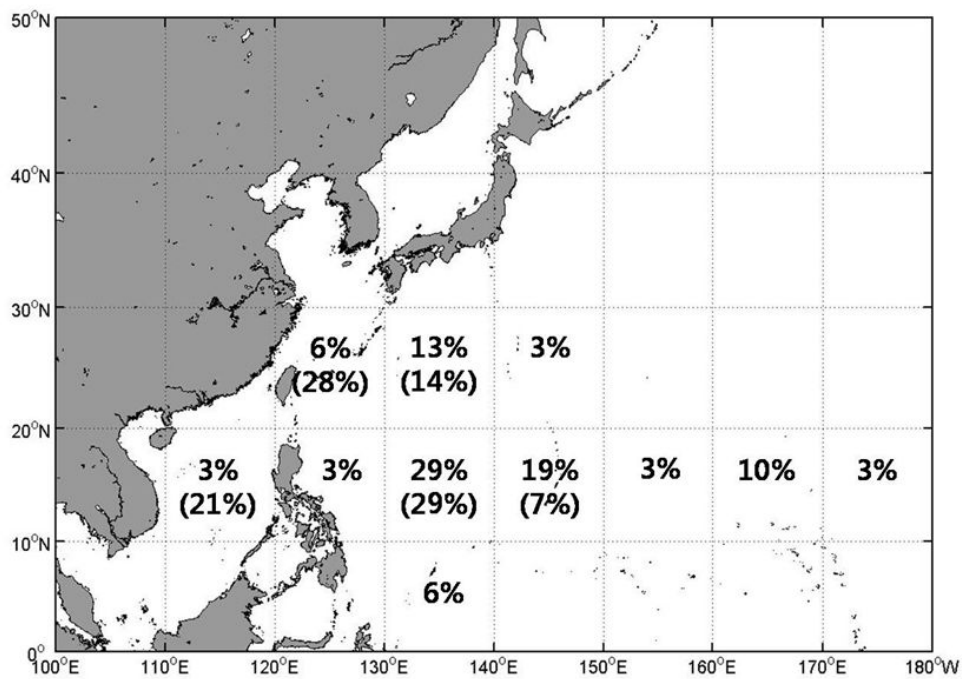


Fig. 8. The frequency of typhoons genesis position in 2010. The number of parenthesis represents the percentile for last 10 years.

최근에는 해수면 온도 뿐 아니라 상층해양(upper-ocean)의 열적구조 또한 태풍의 발달에 큰 영향을 미치는 것으로 알려져 있다(Shay et al., 1992; Lin et al., 2008, Tseng et al., 2010). 상층 해양의 열적 구조가 태풍에게 중요한 이유는 태풍이 통과하면서 강한 바람에 의한 혼합과 용승 작용으로 표층 온도를 하강시켜 태풍의 강도에 영향을 주기 때문이다. 즉, 해수면 온도가 같은 해역에서라도 표층 바로 밑에 찬물이 존재하는 지역과 따뜻한 물이 존재하는 지역은 수직혼합에 의한 표층수온 하강이 다르게 나타난다. 이러한 표층냉각은 비록 태풍이 이동하는 순간에 발생하지만 태풍의 강도에 직접적으로 영향을 미치는 것으로 알려져 있다(Lin et al., 2008).

Fig. 9는 한반도 영향 태풍별 이동경로와 태풍 발생 시점의 해양 열용량(Ocean Heat Content, OHC)을 나타낸다. 태풍 말로를 제외한 덴무, 곤파스는 $50\text{kJ}/\text{cm}^2$ 이상의 OHC에서 발생하였으며 특히 태풍 덴무는 $91\text{kJ}/\text{cm}^2$ 의 높은 OHC에서 발생 하였다. 높은 OHC는 따뜻한 층이 깊게 분포하고 있음을 뜻하고 이는 태풍 강화에 우호적이다(Lin et al., 2008).

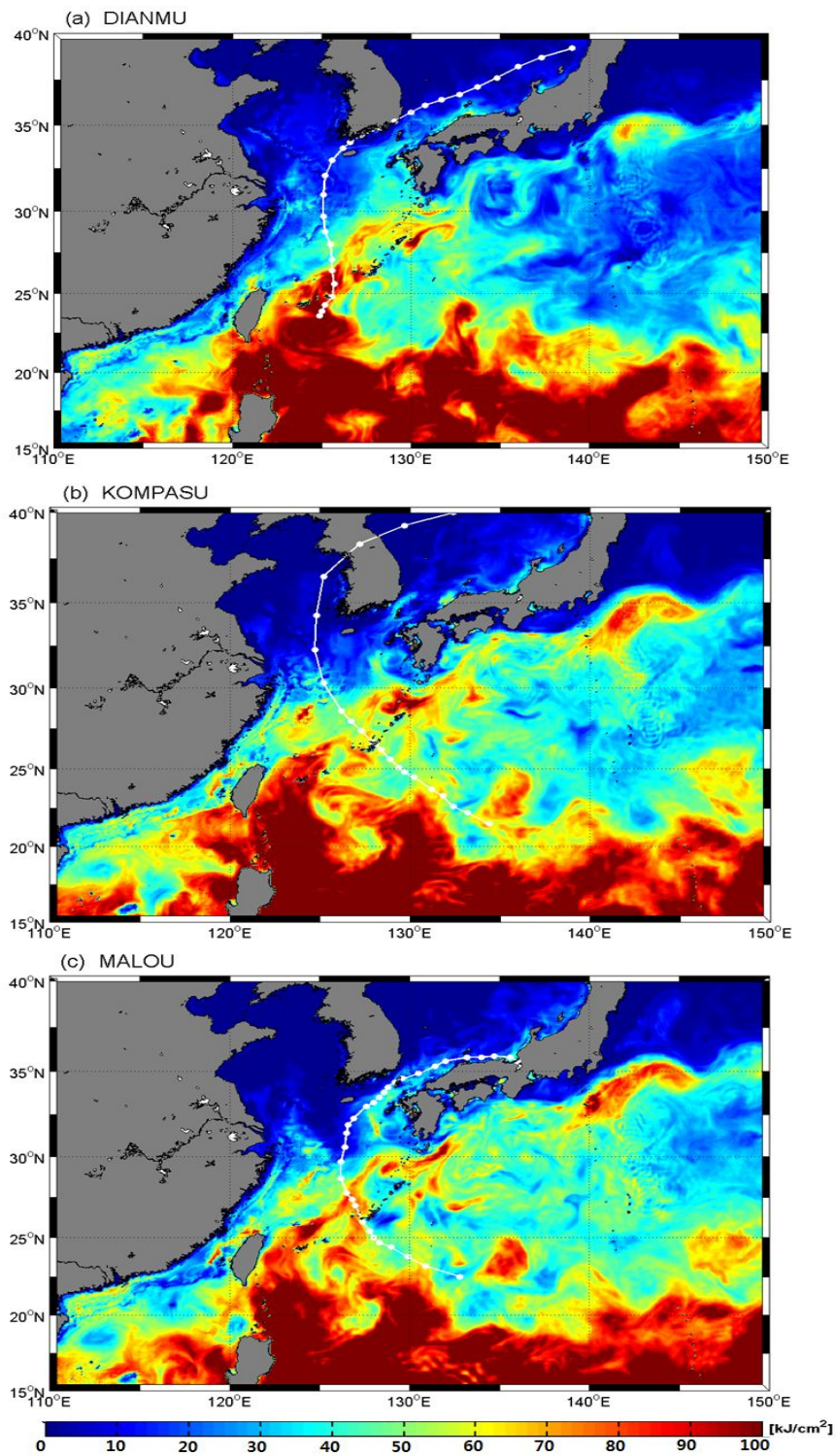


Fig. 9. The track and OHC conditions for typhoon (a) DIANMU, (b) KOMPASU, (c) MALOU.

이에 따라 한반도 영향 태풍의 발생부터 상륙까지의 매 6시간 마다 OHC와 태풍 중심기압을 비교하였다(Fig. 10). 태풍 말로는 한반도에 상륙하지 않고 남해를 따라 7일 15시 대한해협을 통과하였으며 대한해협을 통과하기 전까지 기간을 분석하였다. 여기에서 OHC값은 태풍 위치에서 반경 200km 내의 OHC를 평균하여 구하였다. 태풍 덴무는 8월 8일 12UTC에 $91\text{kJ}/\text{cm}^2$ 의 높은 OHC에서 발생하였다. 8월 9일 06UTC까지 $50\sim 90\text{kJ}/\text{cm}^2$ 의 높은 OHC를 유지하였고 태풍의 중심기압도 995hPa에서 985hPa로 강화되었다. 그 후 태풍이 상륙할 때까지 OHC는 급격히 감소하였고 태풍은 더 이상 강화되지 않았다(Fig. 10a). 태풍 발생 위치가 상대적으로 고위도인 23.6°N 였으며 상대적으로 OHC가 높은 저위도에서 충분한 시간을 갖고 이동하지 않은 채로 발생 후 처음부터 북진했기 때문에 태풍이 강하게 발달하지 못하였다. 태풍 곤파스는 태풍 덴무에 비해 낮은 OHC를 갖는 해상에서 발생했지만 비교적 높은 OHC를 유지하였고 8월 31일 00UTC에 중심기압 960hPa인 강한 태풍으로 발달하였다. 9월 1일 00UTC OHC가 급격히 낮아졌으며 이때 태풍 강도도 약해졌다. 이는 태풍의 강도에 OHC가 영향을 미쳤다고 설명할 수 있다(Fig. 10b). 태풍 말로 발생시 OHC는 태풍 덴무, 곤파스에 비해 OHC가 낮았다. 발생 해역에서의 OHC는 $38\text{kJ}/\text{cm}^2$ 이었으며 분석 기간 동안 $50\text{kJ}/\text{cm}^2$ 보다 낮은 OHC를 유지하였다. Moon and Kwon(2010)은 1950-2008년까지 한반도에 상륙한 태풍의 강도를 분석하여 태풍의 이동 경로에 있는 해역의 상층열적구조가 태풍의 강도에 큰 영향을 미쳤음을 보고하였다. 선행 태풍이 발생시킨 냉각자취의 형성 및 지속이 다음 태풍의 강도변화에 영향을 준다. 태풍 곤파스가 9월 3일 03시경 소멸한 후 12시간 후에 태풍 말로가 발생하였다. 태풍 곤파스가 해상을 지나기 전(Fig. 11a)과 후(Fig. 11b)의 OHC를 비교해 보면 태풍 곤파스가 통과 후, OHC는 표층 냉각 현상이 발생하였음을 알 수 있다. 말로 진행방향의 OHC는 비슷한 경로를 지났던 태풍 곤파스가 북상함으로 인해 아래층의 차가운 해수와 섞이며 낮았다. 이로 인해 태풍 말로는 중심기압이 990hPa인 강도가 약한 태풍으로 발달하지 못했다(Fig. 10c).

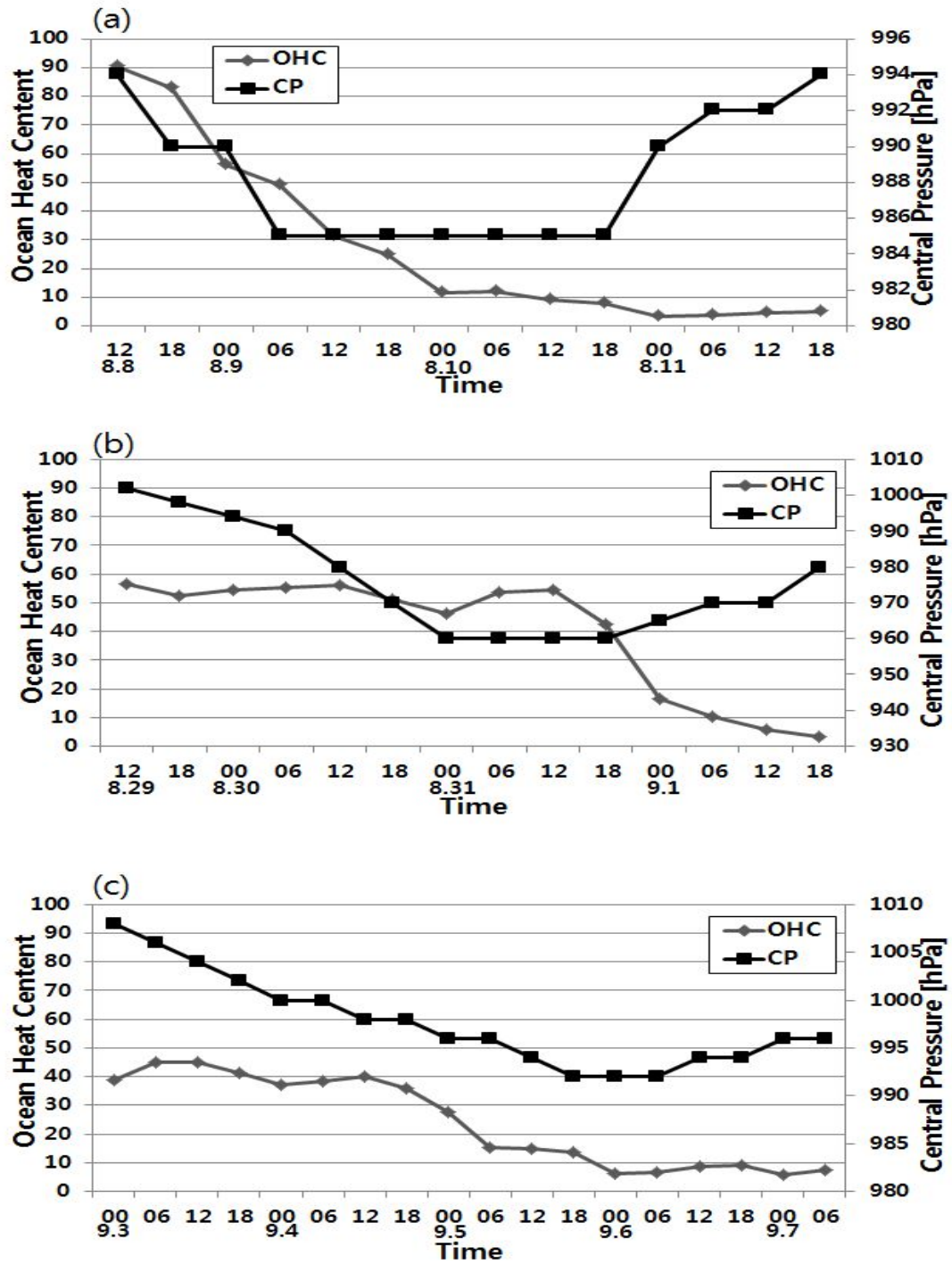


Fig. 10. The time series of central pressure of typhoon and OHC for typhoon (a) DIANMU, (b) KONPASU, (c) MALOU.

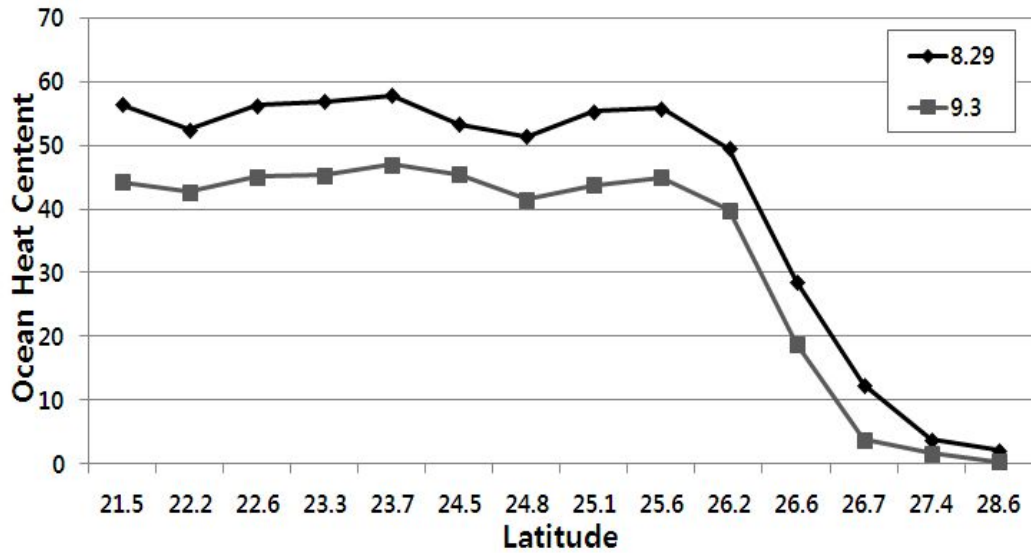


Fig. 11. OHC for (a) before KONPASU passage and (b) after KONPASU passage.

Fig. 12은 한반도 영향 태풍의 발달, 약화되는 시기의 태풍 강도와 OHC의 상관도를 나타낸다. 태풍의 발달 시기는 발생부터 중심기압이 최대로 발달할 때까지, 약화 시기는 중심기압이 약화되며 소멸할 때까지이다. 예를 들어 태풍 덴무의 경우, 발달 시기는 8월8일 12UTC부터 8월 10일 18UTC이며 약화 시기는 8월 11일 00UTC부터 8월 11일 18UTC까지이다. 태풍 곤파스의 경우 발달시기에 $40\sim 60\text{kJ}/\text{cm}^2$ 의 높은 OHC를 유지하며 1002hPa로 발생하여 960hPa까지 강한 태풍으로 발달하였다. 그에 반해 태풍 덴무와 말로는 발생 당시 비교적 높은 OHC를 보였지만 발달 시기 동안 급격히 감소하였고 두 태풍 모두 발달하지 못하였다(Fig 12a). 3개의 한반도 영향태풍 약화시기에 OHC는 $11\text{kJ}/\text{cm}^2$ 이하로 낮았고 이는 태풍에 에너지 공급을 전혀 하지 못했음을 알 수 있다(Fig 12b).

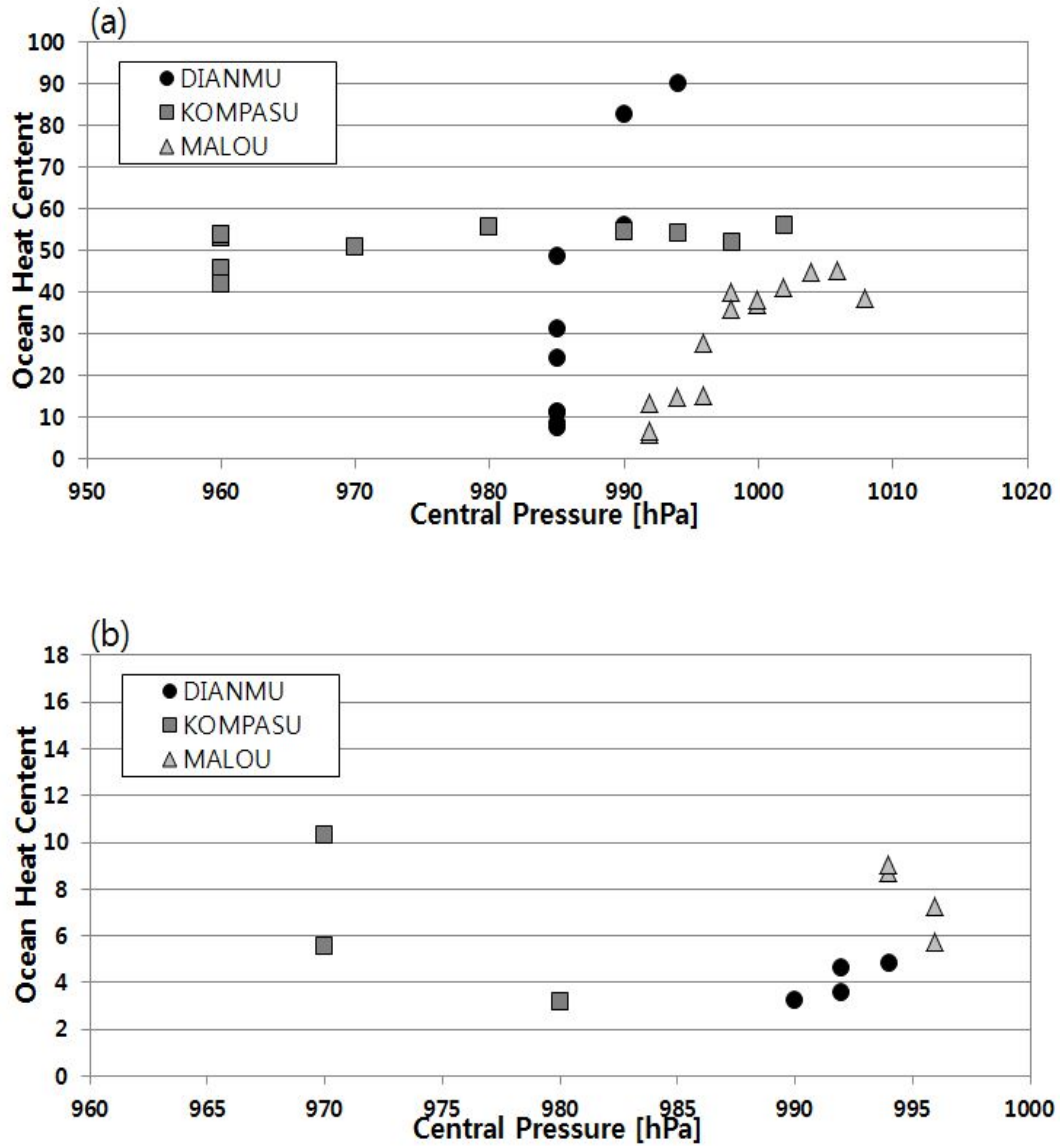


Fig. 12. The central pressure and OHC during the (a) evolution and (b) decaying phases. The ●, ■, and ▲ denote typhoon DIANMU, KOMPASU, and MALOU, respectively.

5. 태풍발생의 장기간 변동 특징

태풍발생의 장기간 변동 특징에 대하여 알아보기 위하여 1977년부터 2010년까지 북서태평양의 태풍활동지수(Power Dissipation Index, PDI)와 태풍 발생 개수를 비교 분석하였다.

PDI는 태풍의 일생기간 동안의 최대풍속을 세제곱하여 모두 합산한 것으로 태풍의 지속시간과 강도가 함께 고려된 태풍활동 지수이다 (5.1). 따라서 어떤 해의 PDI가 크다는 것은 물리적으로는 태풍의 총 파괴력이 커져 전체적으로 태풍의 활동이 왕성함을 의미한다. 여기서 τ 는 태풍의 총 지속시간, V_{\max} 는 최대풍속을 나타낸다.

$$\text{Power Dissipation Index (PDI)} = \int_0^{\tau} V_{\max}^3 dt \quad (5.1)$$

Emanuel (2005)은 PDI가 해수면 온도의 증가와 같은 경향으로 해마다 증가하고 있음을 들어 태풍의 강도가 강해지고 있다고 주장하였다. 하지만 Kamahori et al. (2006)은 RSMC자료를 사용해서 상기와 반대의 결과를 제시하였으며 Kossin et al. (2007)은 객관 분석된 태풍 강도 자료를 사용하여 오히려 전 지구적으로 PDI가 감소하고 있다는 결과를 제시하였다.

북서태평양의 장기적인 PDI변화를 살펴보면 점차 감소하는 추세를 보이고 있다. (Fig. 13a). 특히 2010년은 PDI 지수가 평년($1.9 \times 10^7 m^3/s^3$)보다 2배가량 낮았다. 2010년 낮은 PDI 원인을 태풍발생수, 지속일, 태풍 강도로 분석해 보았다. 2010년(평년) 태풍발생 빈도수는 14(26.4)개, 지속일 6.8(8.7)일, 강도 28.7(29.59)m/s로 태풍 강도는 평년과 비슷했지만 적은 태풍 발생수, 적은 지속일 때문에 PDI가 낮았다.

1년에 발생하는 열대저기압은 대략 80~90개 정도이며 이의 연변동은 상당히 크다(Neumann, 1993). 실제로 적게는 2010년 14개로부터 1994년 36개까지 거의 2.5배의 차이를 보인다. 게다가 대략 10년 변동 주기로 발생빈도의 달라짐도 보이며 최근 10여년은 평균보다 적은 수의 태풍이 발생하고 있는 추세이다. 전반적으로 태풍 발생 빈도도 감소하고 있다(Fig. 13b).

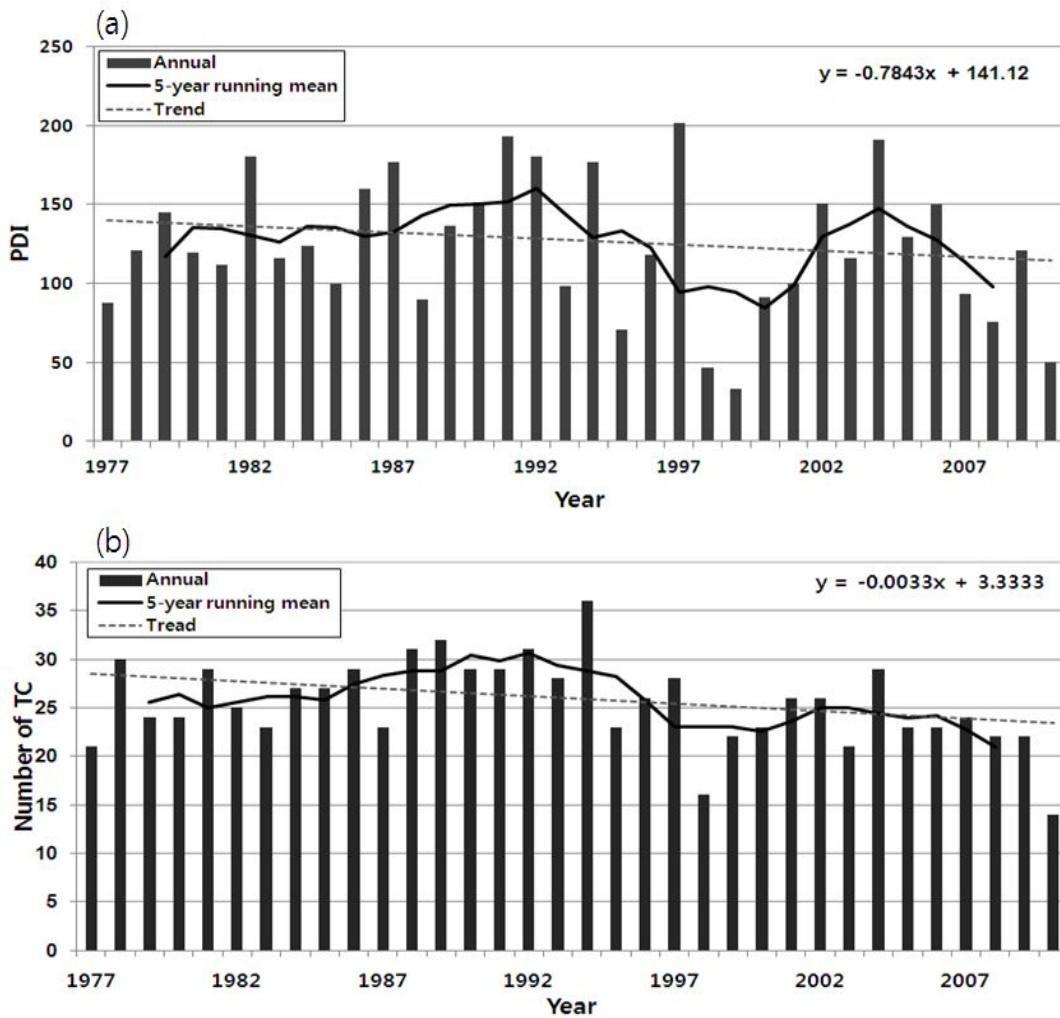


Fig. 13. The time series of (a) PDI and (b) typhoon number from 1977 to 2010. And the thick solid line, dashed line means five years moving average, trend.

한반도에 영향을 준 태풍의 장기간 변동 특성을 분석하기 위해서 지난 60년간 (1951-2010) 영향 태풍 발생 빈도와 강도 변화를 살펴보았다(Fig. 14). 가장 많이 발생한 해는 1959년으로 총 7개가 발생하였고 영향태풍이 발생하지 않은 해는 1988년과 2009년이며 장기적인 빈도는 감소 추세이다(Fig. 14a).

단 한 개의 영향태풍도 발생하지 않은 해는 1988년과 2009년으로 강도 분석에서 두 해를 제외하였다. 강도 분석은 그 해 발생한 영향태풍이 한반도에 영향을 준 기간만 사용하고 해당 기간 동안의 태풍 중심기압을 평균하여 구하였다. 지난 60년간 추세에 따르면 약간의 약화되는 경향을 보인다. 최근 10년간 추세도 강도가 약화되고 있다(Fig. 14b).

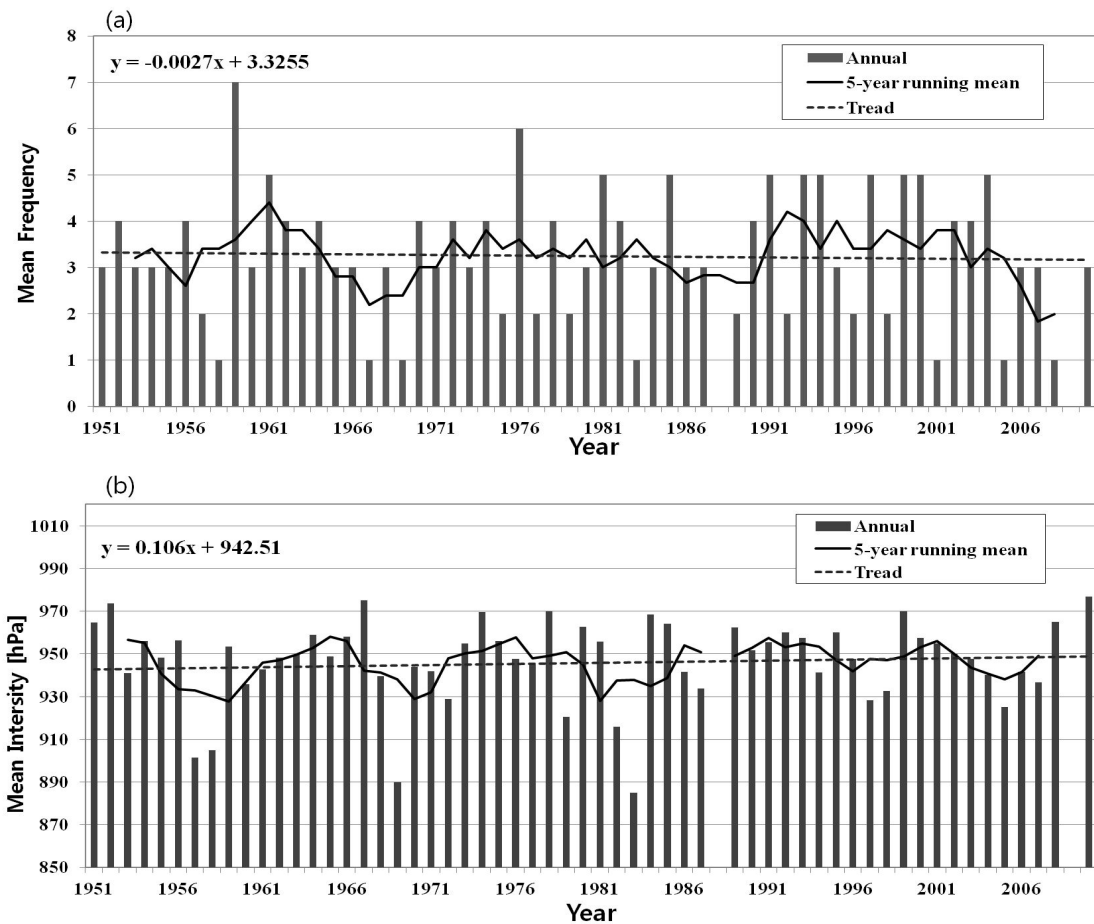


Fig. 14. The long-term variations of affecting typhoons (a) formation number and (b) intensity from 1951 to 2010. And the thick solid line, dashed line means five years moving average, trend.

6. 태풍진로 예보정확도

2010년에 발생한 전체 14개 태풍에 대하여 KMA, RSMC, JTWC에서 발표한 24, 48, 72시간 진로오차를 비교하였다(Fig. 15). 태풍예보오차는 중심 위치의 예측 값과 관측 값의 차이로 결정한다. 총 14개의 태풍 중 1, 5, 8, 10호 태풍은 48시간 이내 소멸하여 48시간, 72시간 평균 오차 산출에서는 배제되었다. 14개 발생태풍에 대하여 평균한 24, 48, 72시간 예보정확도는 JTWC가 3개 기관 중에서 가장 좋았다. JTWC는 KMA, RSMC보다 3시간 늦게 예보를 생산하고 있다. JTWC는 위성영상, 기상관측 자료 등 가용 자료가 많아 태풍 분석에 활용할 수 있으며 분석시간이 확보되어 상대적으로 예보오차가 낮은 추세를 유지하고 있다.

48시간 기준 오차에 따르면 2호 태풍 폰선, 4호 태풍 덴무, 7호 태풍 곤파스, 9호 태풍 말로의 오차가 평균보다 컸으며, 특히 4, 7, 9호 태풍과 같이 한반도에 직접적으로 영향을 준 태풍의 오차가 컸다. 이러한 경향은 RSMC, JTWC에서도 공통적으로 나타났다.

2호 태풍 폰선은 실제로 북태평양고기압이 서쪽으로 확장됨에 따라 진로가 서쪽으로 이동하였으나 필리핀 동쪽 해상으로부터 홍콩부근 지역을 향해 이동할 것으로 예상하여 큰 오차가 나타났다. 4호 태풍 덴무는 북태평양 고압대가 강하게 발달하면서 상층 기압계의 정체성이 클 것으로 예상함에 따라 태풍의 이동이 빠르지 않을 것으로 예측하였다. 예측한 바와 같이 연해주 부근의 기압능이 강하게 유지되어 태풍의 이동이 다소 느리게 유지되었으나 북태평양 고압대의 중심이 남동쪽으로 다소 이동하면서 전향 후 예상보다 다소 빠른 이동속도를 보였다. 이로 인해 태풍진행 속도 예측에 대한 오차로 인해 태풍진로오차가 발생하여 48시간 진로오차는 314km(RSMC(262km), JTWC(210km))를 보였다.

일반적으로 태풍이 전향한 후 이동속도가 빨라지므로 7호 태풍 곤파스의 전향 후 빠른 이동은 예상했으나 전향할 시점에 상층 제트 기류와 동반된 강풍축의 영향으로 태풍의 진행속도를 더욱 가속시키며 태풍오차가 발생하였다.

9호 태풍 말로는 예상보다 빠른 진행속도를 보였으며 이동경로 또한 실제보다

북쪽으로 예보함에 따라 태풍 예보오차가 컸다. 즉, 큰 예보오차를 보인 이유는 태풍의 이동속도와 진행방향을 정확히 예측하지 못하였기 때문이다.

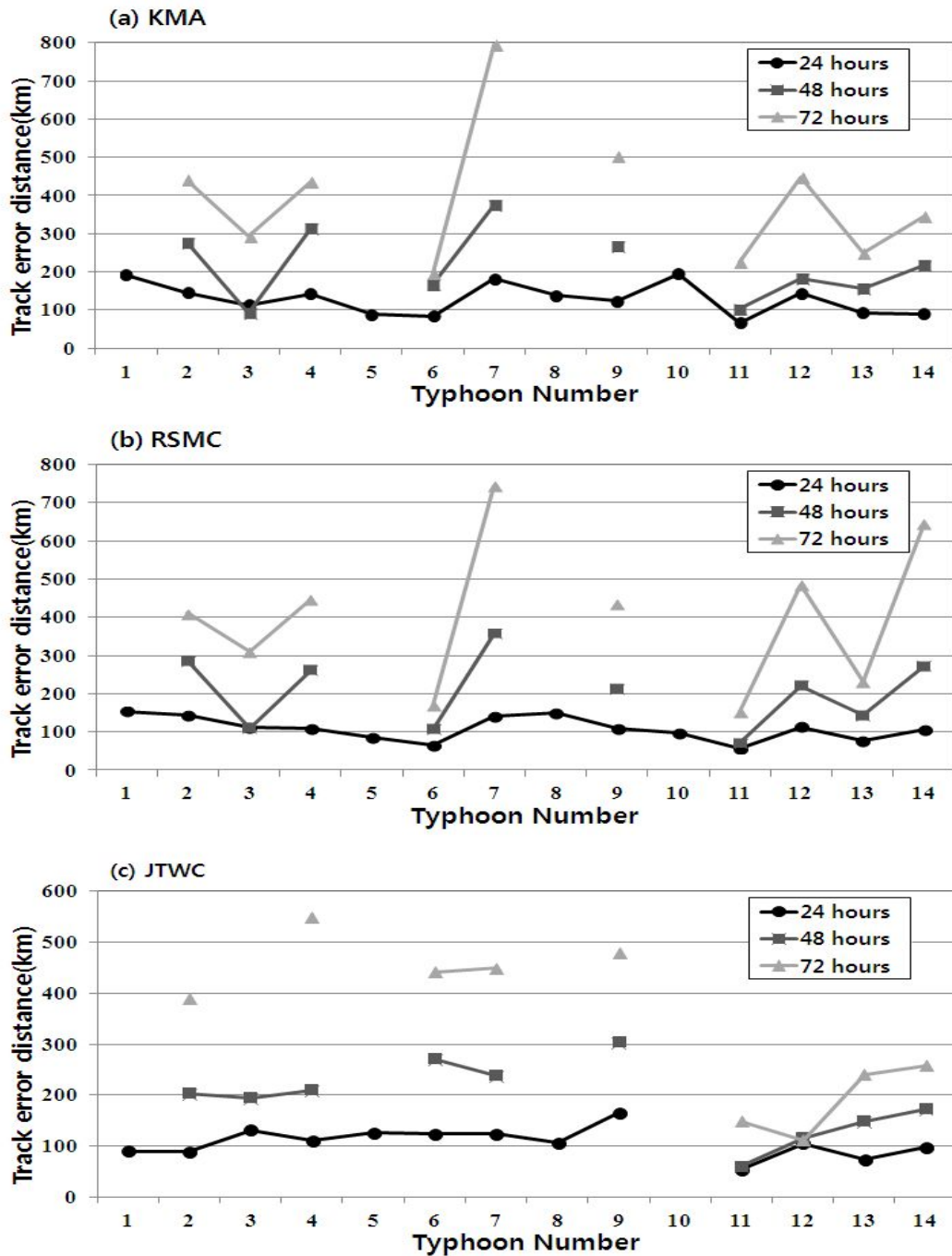


Fig. 15. The comparisons of typhoon track error distance for (a) KMA, (b) RSMC, (c) JTWC in 2010.

Fig. 16는 예보오차가 컸던 태풍에 대한 KMA의 3일 진로 예보오차이다. 태풍 덴무의 이동경로는 다소 정확하게 예측하였다(Fig. 16a). 태풍 덴무의 예보오차가 큰 이유는 태풍 이동속도 예측하지 못하였기 때문이다. 태풍 곤파스의 경우 발생초기와 소멸시점 예상위치의 정확도는 높았지만 급격히 전향하는 태풍의 위치를 예측하지는 못하였다(Fig. 16b). 태풍 말로는 북태평양 고기압의 중심이 북쪽에서 남동쪽으로 이동함에 따라 9월 6일경 고기압 가장자리를 따라 태풍이 이동하면서 급격하게 동쪽으로 전향하였다. 이러한 대기장 변화에 따른 태풍이동을 예측하지 못하고 북쪽으로 이동할 것으로 예측하였다(Fig 16c).

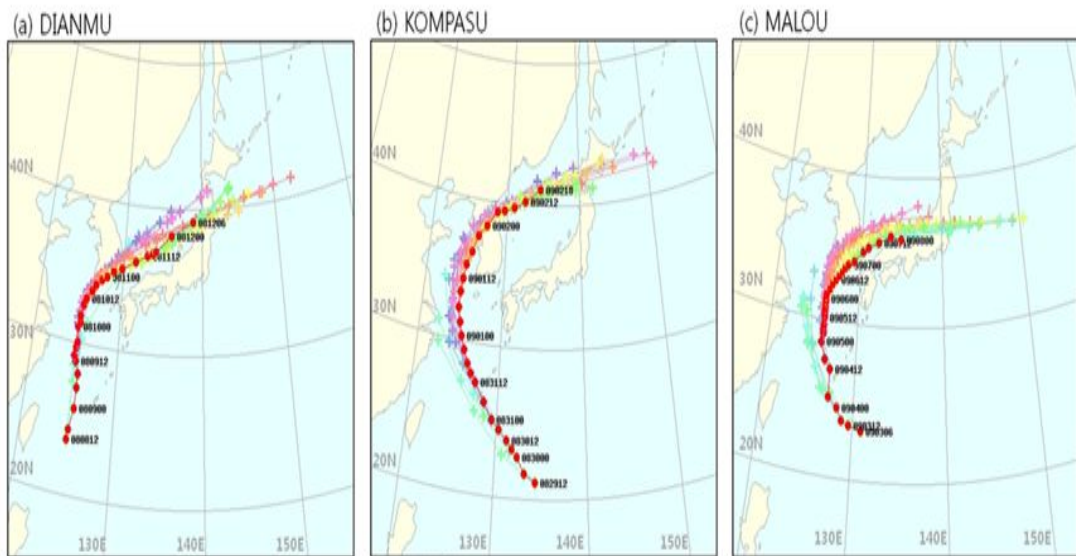


Fig. 16. Forecast error for KMA (a) typhoon 'DIANMU' (b) typhoon 'KOMPASU' (c) typhoon 'MALOU'. The ●, + denote analysis location and forecast location, respectively. Adopted from KMA.

좀 더 장기간의 예보오차 경향을 분석하기 위해 10년(2001-2009) 동안 KMA, RSMC 그리고 JTWC의 48시간 태풍진로 예보오차에 대하여 비교하였다 (Fig. 17). RSMC, JTWC의 예보오차는 각 기관의 홈페이지를 통해 공식적으로 발표한 자료를 이용하였다. KMA의 최근 3년간의 오차 경향을 살펴보면, 태풍 예보 정확도가 지속적으로 높아지고 있다. 그럼에도 불구하고 2010년의 경우 RSMC, JTWC에 비해 오차가 컸다. KMA 오차가 컸던 요인은 4, 7호 태풍의 발생 초기와 전향 이후 예보오차가 상대적으로 컸기 때문이다. 태풍 발생 초기와 전향 이후 오차가 컸다. 태풍 발생 가능성을 감지하고 사전에 분석할 수 있는 시스템 개발이 필요하며 이를 통해 예보정확도를 높일 수 있을 것으로 사료된다.

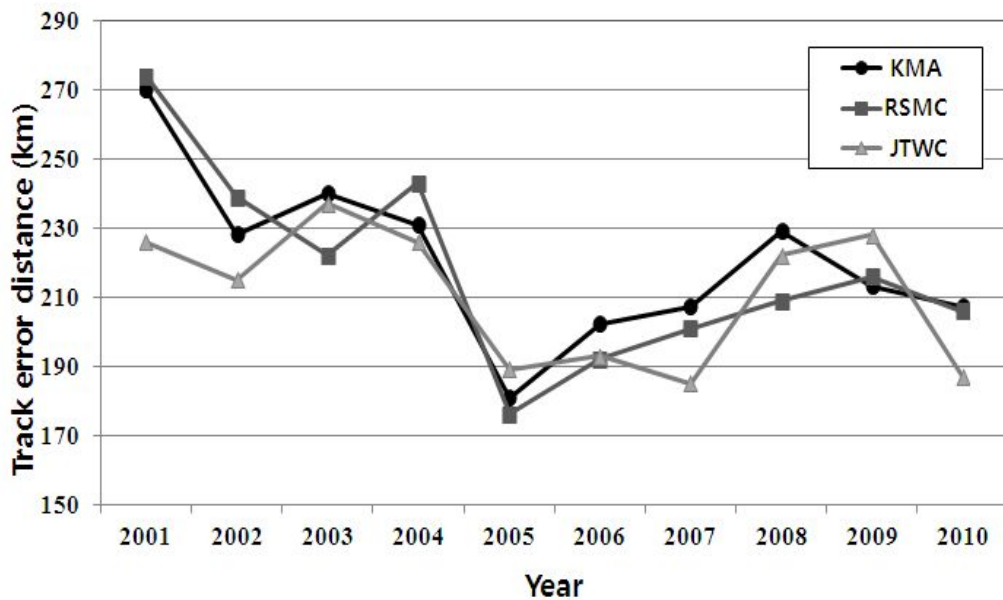


Fig. 17. The comparisons of the 48 hours forecasted typhoon track error distance for KMA (●), RSMC(■), JTWC (▲) from 2001 to 2010.

7. 극소 태풍발생 시기의 특징

2010년 북서태평양 태풍 발생의 가장 큰 특징은 적은 태풍 발생 빈도이다. 2010년 북서태평양 태풍발생 수는 총 14개이며 2010년을 제외하고 가장 적었던 해는 16개의 태풍이 발생한 1998년이다. 이 장에서는 북서태평양 태풍이 적게 발생한 해의 특징을 알아보기 위해 1998년과 2010년의 500hPa 지위고도와 연직바람시어(850hPa부터 200hPa까지 동서 및 남북바람)를 통해 대류활동과 해수면 온도를 통해 해양 상태를 살펴보았다.

1998년과 2010년을 4~6월(AMJ), 7~9월(JAS), 10~12월(OND)로 나눠 3개월 평균값을 평년(1981-2009)과 비교하여 편차를 구하였다.

태풍의 진로를 좌우하는 500hPa 지위고도 분석은 다음과 같다. 100~180°E, 0~60°N범위에서 그 해의 AMJ, JAS, OND동안의 500hPa 지위고도 아노말리를 음영으로 표시하였다. 이와 함께 북서태평양 고기압의 세력을 대표하는 500hPa의 5880gpm 지위고도 선의 기후값과 그 해의 평균값을 각각 실선과 점선으로 표시하고 해당 기간에 발생한 태풍의 발생위치를 점으로 표시하였다(Fig. 18).

1998년과 2010년 AMJ의 북태평양 고기압은 평년보다 북서쪽으로 확장하였고 비슷한 경향을 보였다(Fig. 18a,b). 이때 2010년 1호 태풍 오마이스는 북태평양 고기압의 위치보다 낮은 13.4°N에서 발생하였다. JAS의 북태평양 고기압 위치는 평년에 비해 남서쪽으로 확장이 특징적이다(Fig. 18c,d). 북태평양고기압이 크게 확장하였을 때에는 남중국해로 향하는 태풍이 증가하며, 반대의 경우에는 중위도로 북상하는 태풍이 증가한다(Harr and Elsberry, 1995). 실제로 2010(1998)년 JAS동안 발생한 총 11(9)개 태풍 중 4(4)개를 제외하고 남중국해, 필리핀, 대만쪽으로 서진하였다. 발생 위치 또한 북태평양 고기압의 확장에 따라 태풍이 140°E 서쪽에서 발생하였다. 전반적으로 1998년과 2010년에 북태평양 고기압은 평년에 비해 남서쪽으로 확장을 유지하며 태풍 진로에 영향을 미쳤다. 1998년 OND의 북태평양고기압은 평년보다 확장이 유지되었지만 2010년은 평년보다 약화되었음을 알 수 있다(Fig. 18e,f). 이에 따라 1998년 OND동안 발생한 태풍 중 71%가 북진

하지 못하고 서진하였고 2010년에 발생한 2개의 태풍 중 1개의 태풍이 일본 동쪽해상까지 북상하였다.

해수면 온도 편차는 $100^{\circ}\text{E}\sim 80^{\circ}\text{W}$, $0\sim 45^{\circ}\text{N}$ 범위의 대규모의 해수면 온도 변동을 알아보았으며 분석방법은 500hPa 지위고도와 동일하다. 2010년 AMJ의 해수면 온도 편차는 서태평양보다 동태평양에서 더 낮으며 이 경향은 JAS동안 더 뚜렷하게 나타났다. 음의 편차가 서태평양쪽으로 더 확장되고 평년에 비해서 필리핀 동쪽부근에는 양의 편차가 나타났고 1998년도 비슷한 경향을 보였다(Fig. 19c,d). 통계적으로 북태평양 서쪽 $5\sim 25^{\circ}\text{N}$, $120\sim 160^{\circ}\text{E}$ 의 광범위한 해역에서 많이 발생한다. 그러나 강한 라니냐 현상으로 인하여 강하게 발달한 무역풍의 영향과 따뜻한 해수면을 갖는 지역이 서태평양에 국한되어 이 기간 동안에 140°E 서쪽에서 2010년, 1998년 각각 11개, 9개의 태풍이 발생하였다. 라니냐현상은 OND까지 지속적으로 나타났으며 1998년과 2010년 6~12월 동안 발생한 태풍은 태풍 주요 발생 해역보다 서쪽에서 발생하는 특징을 보였다.

태풍의 형성을 저해하는 요인 중의 하나는 연직바람시어다. 강한 연직바람시어는 형성된 태풍의 발달에도 저해요인이 된다. 실제로 Knaff et al.(2003)은 대서양과 동태평양의 허리케인 사례에서 연직바람시어가 거의 없는 경우에 허리케인의 급속한 발달이 있었음을 제안하였다.

Fig. 20는 연직바람시어 편차를 나타냈다. 1998년과 2010년 연직바람시어 편차는 강도는 다르지만 비슷한 패턴을 보였다. 1998년 AMJ 평균 연직바람시어 편차를 보면 태풍 발생 해역에 연직바람시어 범위는 평년보다 강했으며 이는 대기환경이 태풍 발생을 저해하는 역할을 하였다. 실제로 1998년 AMJ에는 태풍이 발생하지 않았으며 JAS에 저위도에서 연직바람시어가 약해지기 이때 1호 태풍 끈선이 발생하였다. 시간이 지날수록 점점 더 강도가 약해지고 태풍이 발생에 우호적인 역할을 하였다. 2010년 AMJ 평균 연직바람시어 편차는 양의 편차를 보이며 태풍발생이 억제되었으나 JAS에는 필리핀 주변($100^{\circ}\text{E}\sim 160^{\circ}\text{E}$, $0^{\circ}\text{N}\sim 20^{\circ}\text{N}$)에 평년보다 작은 연직바람시어가 나타났다. 2010년 JAS에 발생한 11개의 태풍 중 9개의 태풍이 이 지역에서 발생하였다.

1998년과 2010년의 대규모 순환장 분석을 통해 500hPa 지위고도의 확장과 강한 연직바람시어, 그리고 라니냐 환경으로 인해 태풍이 발생하기 힘든 조건임

을 알 수 있었다.

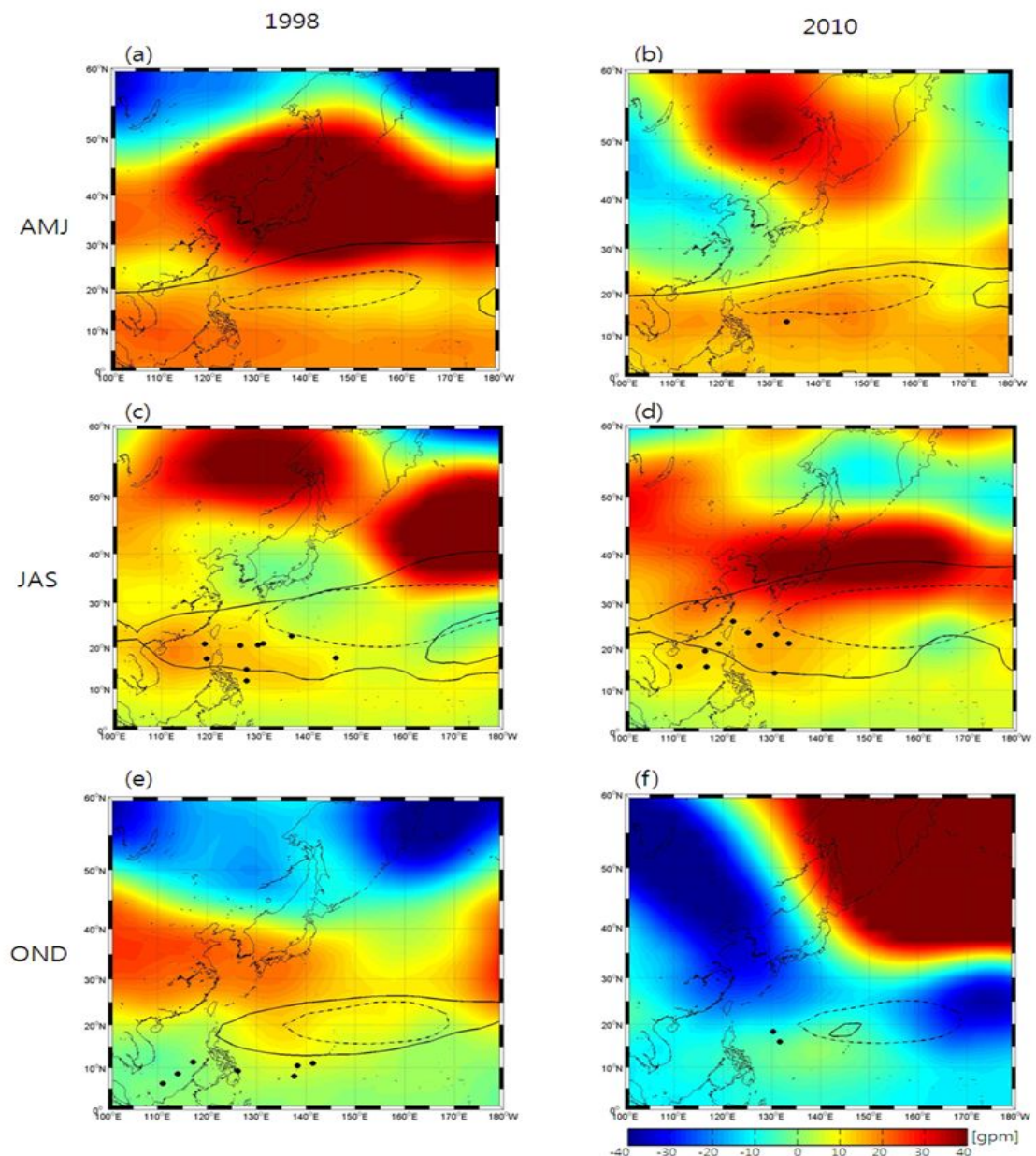


Fig. 18. Observed anomalies in 500hPa geopotential heights: AMJ(left column), JAS(middle column), OND(right column). The 5880-gpm lines at 500hPa in the climatology(dashed line) and 1998, 2010(solid line) are overlapped in (a)~(f). The ● is denoted the genesis position of tropical cyclone each month.

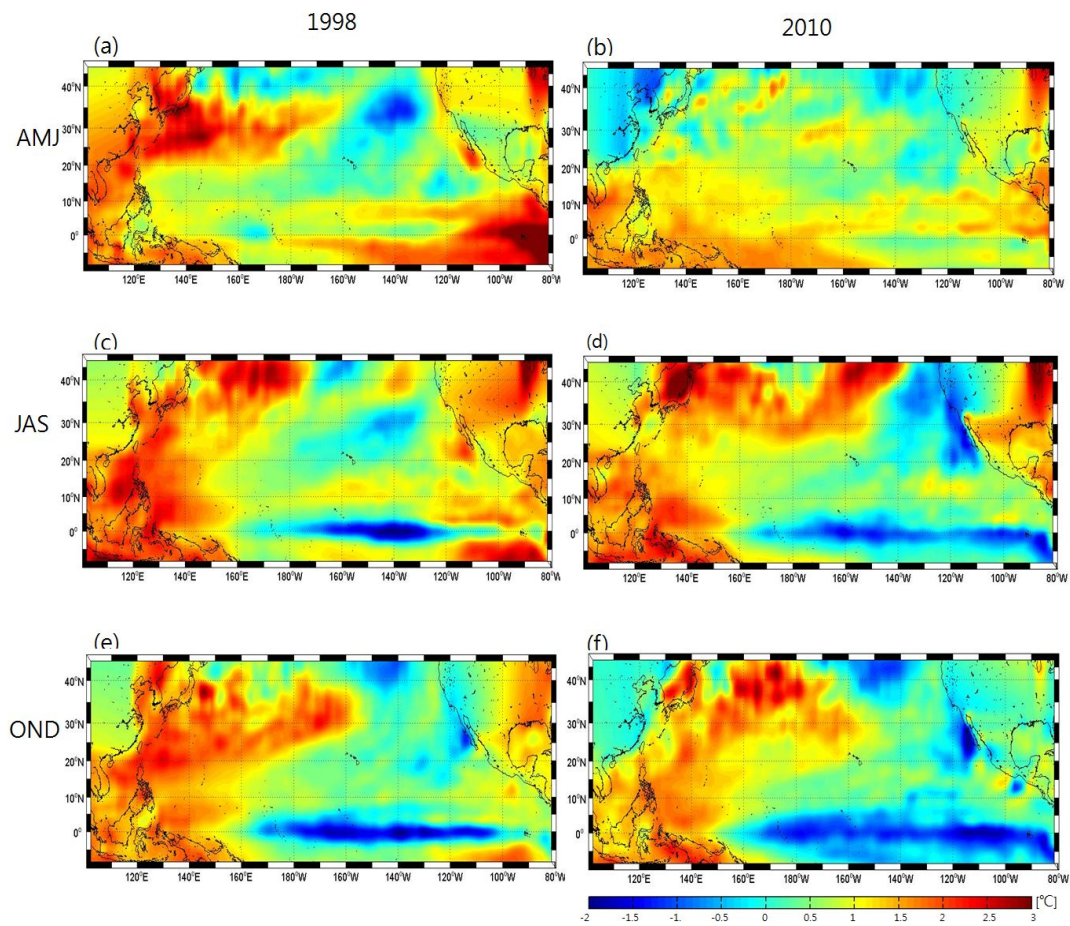


Fig. 19. Same as Fig. 18, but for the Sea Surface Temperature. Not denoted the genesis position of tropical cyclone.

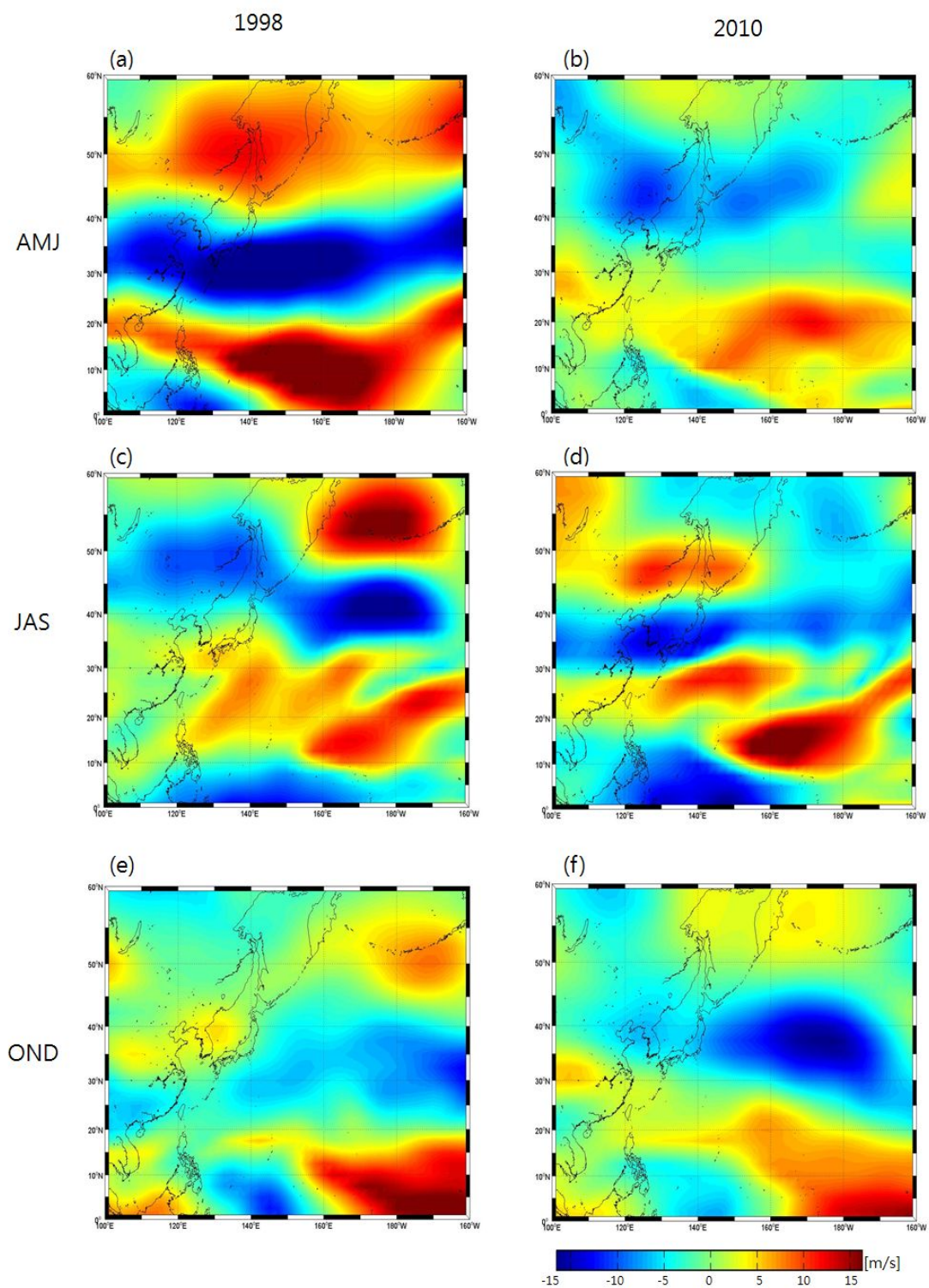


Fig. 20. Same as Fig. 18, but for the Wind Shear. Not denoted the genesis position of tropical cyclone.

실제로 라니냐 일 때 태풍발생수가 적은지 확인하기 위하여 1970년부터 2010년까지 엘니뇨/라니냐 해의 태풍발생수를 비교해보았다. 분석기간 동안의 Nino-3지역의 해수면온도편차는 Fig. 21과 같다. 정상적인 엘니뇨는 주로 봄에 발생하여 약 1년간 지속되어 이듬해 겨울에 소멸되지만 사례에 따라 시작 및 종료 시기, 지속기간의 편차가 크다. 분석기간인 1970년부터 2010년까지 엘니뇨(라니냐)는 10(9)번 발생하였고 그 중 5(4)번이 봄에, 4(2)번이 여름에, 1(3)번이 가을에 시작되었다(Table 4, Fig. 22).

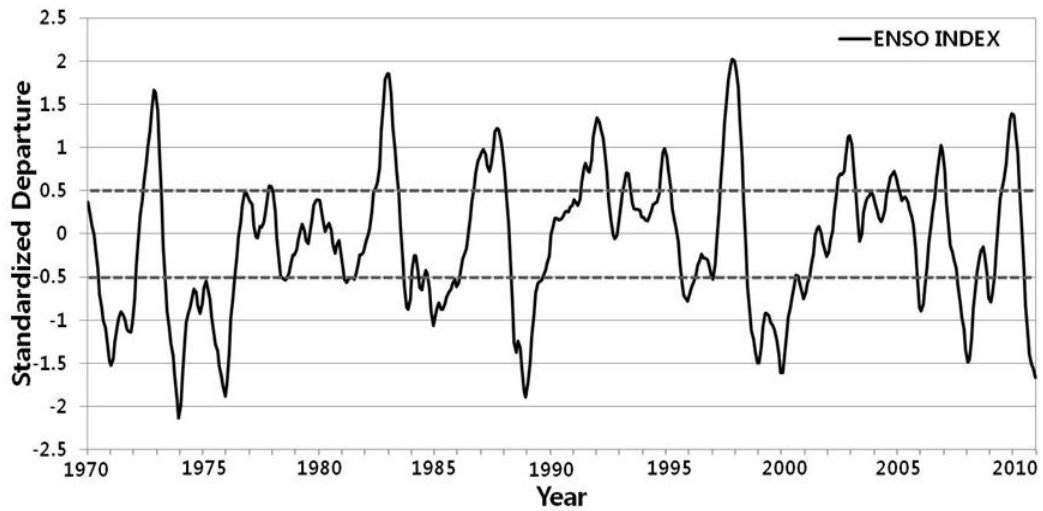


Fig. 21. Niño-3 index(black line) during 1970-2010. Gray line is indicate the absolute value of Nino3 index than $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$

Table 4. List of the twelve El Niño and La Niña episodes from 1970 to 2010.

Duration of El Niño	Duration of La Niña
Spring 1972 ~ Spring 1973	Spring 1970 ~ Winter 1971/72
Summer 1976 ~ Winter 1976/77	Spring 1973 ~ Spring 1974
Spring 1982 ~ Summer 1983	Fall 1974 ~ Spring 1976
Fall 1986 ~ Winter 1987/88	Fall 1984 ~ Summer 1985
Spring 1991 ~ Summer 1992	Spring 1988 ~ Spring 1989
Spring 1997 ~ Spring 1998	Spring 1995 ~ Spring 1996
Spring 2002 ~ Spring 2003	Summer 1998 ~ Summer 2001
Summer 2004 ~ Winter 2004/05	Fall 2007 ~ Summer 2008
Summer 2006 ~ Winter 2006/07	Summer 2010 ~ Spring 2011
Summer 2009 ~ Spring 2010	

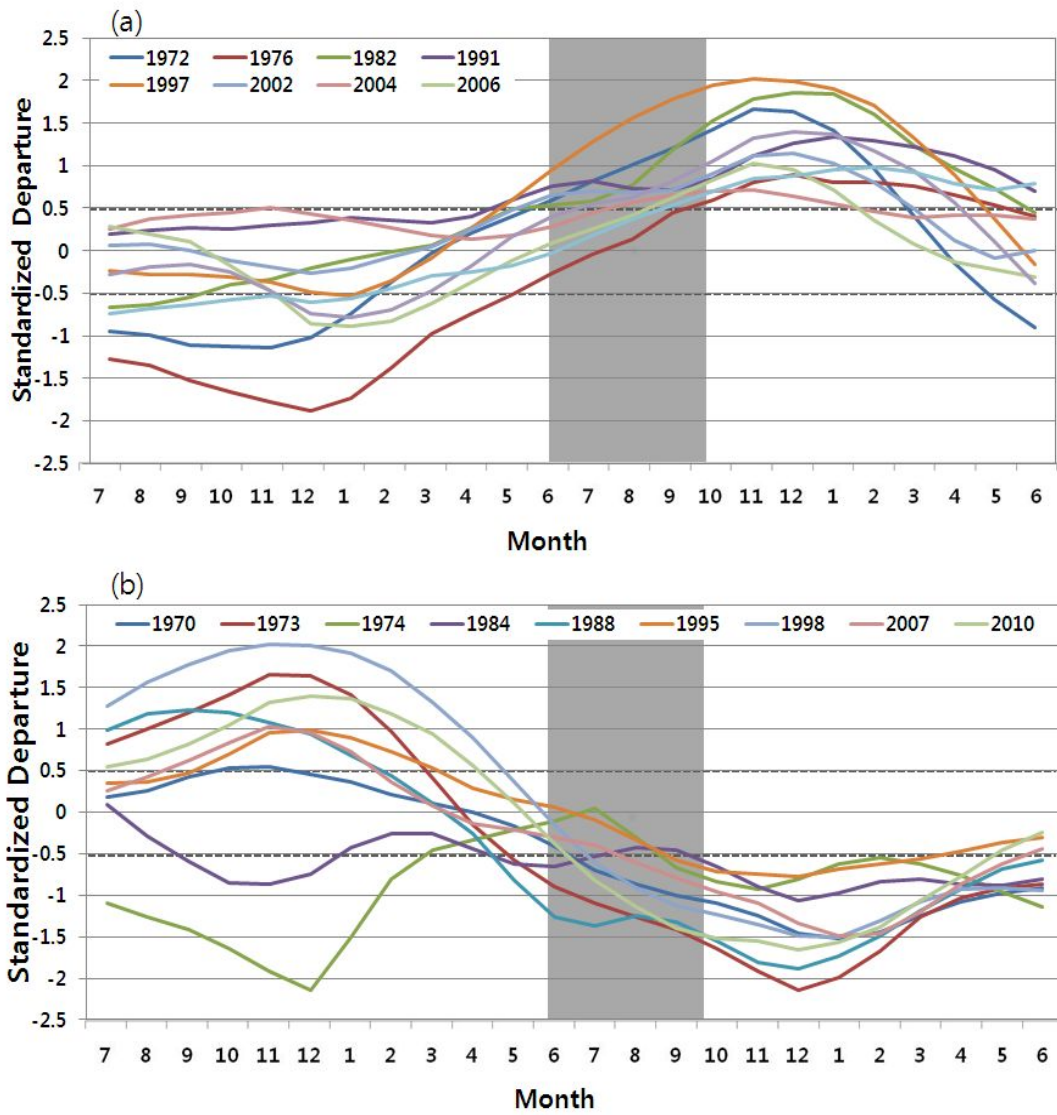


Fig. 22. Schematic diagram of Niño-3 index for (a)El Niño year and (b)La Niña year.

열대 태평양에서 발생하는 엘니뇨에 의해 유도되는 대기-해양 순환의 변화는 여름철 태풍의 발생빈도, 진로, 강도 등에 많은 영향을 준다. 엘니뇨해에는 열대 해역에서 비교적 강한 태풍이 형성되어 발달된 아열대 태평양 고기압 주변을 따라 장시간 이동하게 되고 이 중에 일부는 한반도 주변을 통과하여 영향을 주게 된다. 엘니뇨해에 발생한 태풍 중 한반도에 영향을 주는 태풍은 평년보다 피해가 큰 것으로 나타났다(강인식 등, 1995).

엘니뇨해에 서태평양의 해수면 온도 변화는 북태평양 고기압과 서태평양의 대류활동을 변화시킴으로 엘니뇨해에 태풍 발생수가 적고 라니냐해에 태풍 발생수가 많은 경향을 보인다(Horel and Wallace, 1981). Aoki(1985)는 엘니뇨 발생해에는 태풍 발생수가 감소하는데 이는 7~11월의 발생수가 감소하기 때문이며, 큐슈나 아마미 제도에 접근하는 태풍이 감소한다고 하였다. Li(1990)도 서태평양에서 태풍의 발생빈도가 엘니뇨해에는 감소하고 라니냐해는 증가함을 밝혔다. 반대로 Ha and Zhong(2013)는 라니냐해에 7~9월동안 북서태평양에서 발생하는 열대저기압의 개수가 감소한다고 증명하였다.

엘니뇨/라니냐 발생해에 태풍 발생수(이하 발생수)와 한반도 영향을 준 태풍 영향수(이하 영향수)를 조사하였다. 한반도에 영향수는 기상청에서 정의한 비상구역(28°N의 북쪽이고 132°E 서쪽 구역)에 태풍이 들어왔을 경우를 영향수라고 한다. Table 4에 정의한 엘니뇨/라니냐 기간 동안 발생수와 영향수를 조사하였다. 엘니뇨 발생해 중에서 1986년은 가을철에 발생하여 그 다음해에 절정에 달하였다. 그래서 1987년의 자료를 사용하였다. Table 5는 평년, 엘니뇨해, 라니냐해의 평균 태풍 발생수를 나타낸 것으로 평년값은 1970년부터 2010년까지 발생한 태풍의 평균값이다. 엘니뇨해에는 평년에 비해 연평균 발생수가 연평균과 비슷하지만 여름철 발생수는 감소한 반면 라니냐해에는 모두 감소하였으며 엘니뇨해에 비해 발생수가 훨씬 감소함을 보였다.

Table 6에 의하면 봄철에 시작한 엘니뇨해에 발생한 태풍은 연평균 27.8개로 연평균 25.2개로보다 많이 발생하였지만 여름철에 시작한 엘니뇨해에 발생한 태풍은 24.8개로 연평균과 비슷하였다. 가을철에 시작된 엘니뇨해에는 발생수가 23개로 엘니뇨 연평균에 비하여 감소하였다. 가을에 발생한 사례인 1986년은 1987년으로 통계 조사하였다. 봄철과 가을철 시작한 라니냐해에 발생한 태풍은

연평균 25.3개, 23.3개로 라니냐해의 연평균 21.2개보다 증가하였다. 여름철에 시작한 라니냐해에 발생한 태풍은 연평균 15개로 라니냐해의 연평균보다 훨씬 적은 발생수를 기록하였다. 이 결과로부터 여름철에 시작한 라니냐해에 태풍발생이 기록적으로 적은 것을 알 수 있다(Table 7). 가을에 발생한 사례인 1974년, 1984년, 2007년은 각각 1975년, 1985, 2008년으로 분류하였다.

Table 5. Average number of typhoon for the normal year, El Niño year and La Niña year for the period of 1970 to 2010.

	Whole Year	Summer
Normal Year	25.8	11.0
El Niño Year	25.2	10.4
La Niña Year	21.2	9.0

Table 6. The total number of typhoon (N_1) and the number of typhoon affected on the Korean peninsula (N_2) in El Niño year for the period of 1970 to 2010.

Duration of El Niño		N_1	N_2
Onset Season	Occurrence Year		
Spring	1972	31	4
	1982	25	4
	1991	29	5
	1993	28	5
	1997	28	5
	2002	26	4
	AVG.	27.8	4.5
	Summer	1976	25
Summer	2004	29	5
	2006	23	3
	2009	22	0
	AVG.	24.8	3.5
Fall	1986	23	6
Total AVG.		25.2	4.6

Table 7. Same as Table 6 except for La Niña year

Duration of La Niña		N ₁	N ₂
Onset Season	Occurrence Year		
Spring	1970	26	4
	1973	21	3
	1988	31	0
	1995	23	3
	AVG.	25.3	2.5
Summer	1998	16	1
	2010	14	3
	AVG.	15	2
Fall	1974	21	2
	1984	27	5
	2007	22	1
	AVG.	23.3	2.6
Total AVG.		21.2	2.4

Table 4에서 구분한 엘니뇨 해는 엘니뇨 I, II로 라니냐 해는 라니냐 I, II로 분류하여 태풍 발생 수를 조사하였다. 여기서 엘니뇨 I은 라니냐 소멸기에 Niñ지역의 해수면 온도가 급격히 변화하여 엘니뇨 현상이 발달하는 경우이며, 엘니뇨 II는 라니냐 소멸기에 Niño지역의 해수면 온도의 변화가 급격하지 않고 정상해로 돌아가는 경우로 구분하였다(Fig. 23).

엘니뇨 I은 4번 발생하였으며 1~5월, 11~12월 발생한 태풍은 각각 평균 4.3개로 평년보다 많았으며 6~10월 발생한 태풍은 19.3개로 평년 수준이었다. 엘니뇨 II는 6번 발생하였으며 태풍 발생수는 엘니뇨 I과 마찬가지로 평년과 비슷하였다(Table 8).

Table 8. The genesis frequencies of TC in the WNP over JFMAM, JJASO, ND during EI Niño I and EI Niño II

EI Niño I				EI Niño II			
Year	JFMAM	JJASO	ND	Year	JFMAM	JJASO	ND
1972	2	24	5	1991	4	19	6
1976	6	16	3	1997	5	20	3
1982	4	19	2	2002	3	20	3
1986	5	18	7	2004	3	21	5
				2006	1	18	4
				2009	2	17	1
Total/mean	17/4.3	77/19.3	17/4.3	Total/mean	18/3	115/19.2	22/3.7
Clim. mean	2.3	19.7	3.5	Clim. mean	2.3	19.7	3.5

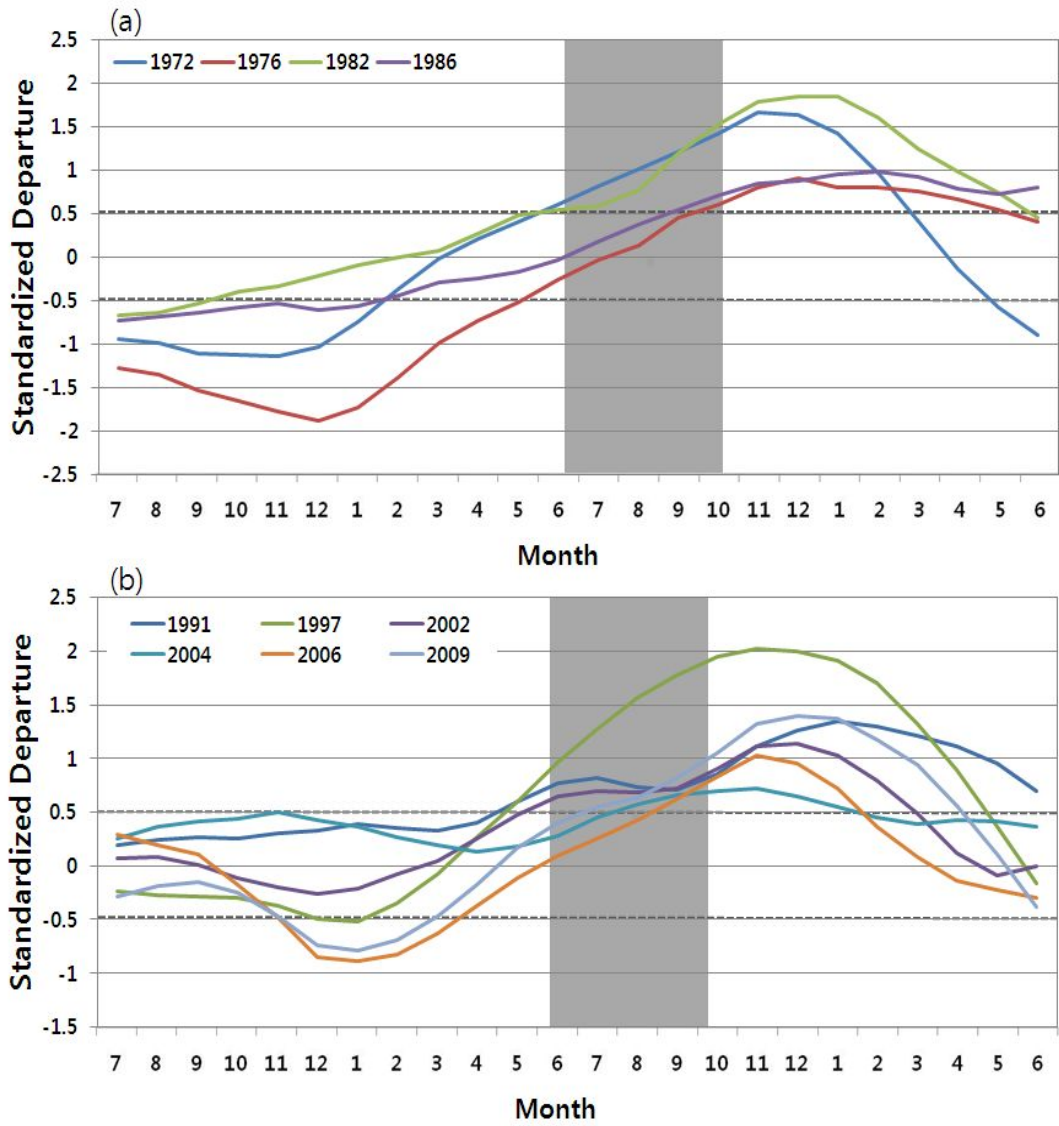


Fig. 23. Schematic diagram of Niño-3 index for (a) El Niño I and (b) El Niño II.

라니냐 I 은 엘니뇨 소멸기에 Niño지역의 해수면 온도가 급격히 변화하여 라니냐 현상이 발달하는 경우이며, 라니냐 II는 엘니뇨 소멸기에 Niño지역의 해수면 온도의 변화가 급격하지 않고 정상해로 돌아가는 경우로 구분하였다(Fig. 24).

라니냐 I 는 4번 발생하였으며 1~5월, 6~10월 11~12월 발생한 태풍은 각각 평균 0.8개, 17개 그리고 2.8개로 평년의 2.3개, 19.7개, 3.5개보다 적었다. 라니냐 II는 5번 발생하였으며 1~5월 발생 태풍은 1.6개로 평년 2.3보다 적었지만 6~10월과 11~12월 발생한 태풍은 각각 20.8개, 4개로 평년 19.7개, 3.5개보다 적었다. 이처럼 같은 라니냐 해역도 그 전 해의 ENSO 상황에 따라 태풍 발생수에 영향을 미침을 알 수 있다(Table 9).

전반적으로 라니냐해 발생수는 평년보다 적은 경향이 뚜렷하나 엘니뇨 해에 태풍 발생수는 평년과 비슷하게 나타났다. 이것으로 엘니뇨는 라니냐 비하여 태풍발생에 영향을 주지 않음을 알 수 있다. 라니냐 발생해는 변동의 폭이 컸고, 라니냐 현상 시작 시기에 따라서 다른 경향을 보여준다. 여름에 시작한 라니냐인 1998년과 2010년은 16개, 14개로 적게 발생하였으며 엘니뇨 소멸기에 급격히 라니냐 현상으로 발달했을 때 20.6개로 평년 25.5개의 발생수에 비하여 감소하였다.

Table 9. The genesis frequencies of TC in the WNP over JFMAM, JJASO, ND during La Niña I and La Niña II

Year	La Niña I			Year	La Niña II		
	JFMA M	JJASO	ND		JFMA M	JJASO	ND
1973	0	18	3	1970	1	21	4
1988	2	26	3	1974	4	22	6
1998	0	11	5	1984	0	23	4
2010	1	13	0	1995	1	20	2
				2007	2	18	4
Total/mean	3/0.8	68/17	11/2.8	Total/mean	8/1.6	104/20.8	20/4
Clim. mean	2.3	19.7	3.5	Clim. mean	2.3	19.7	3.5

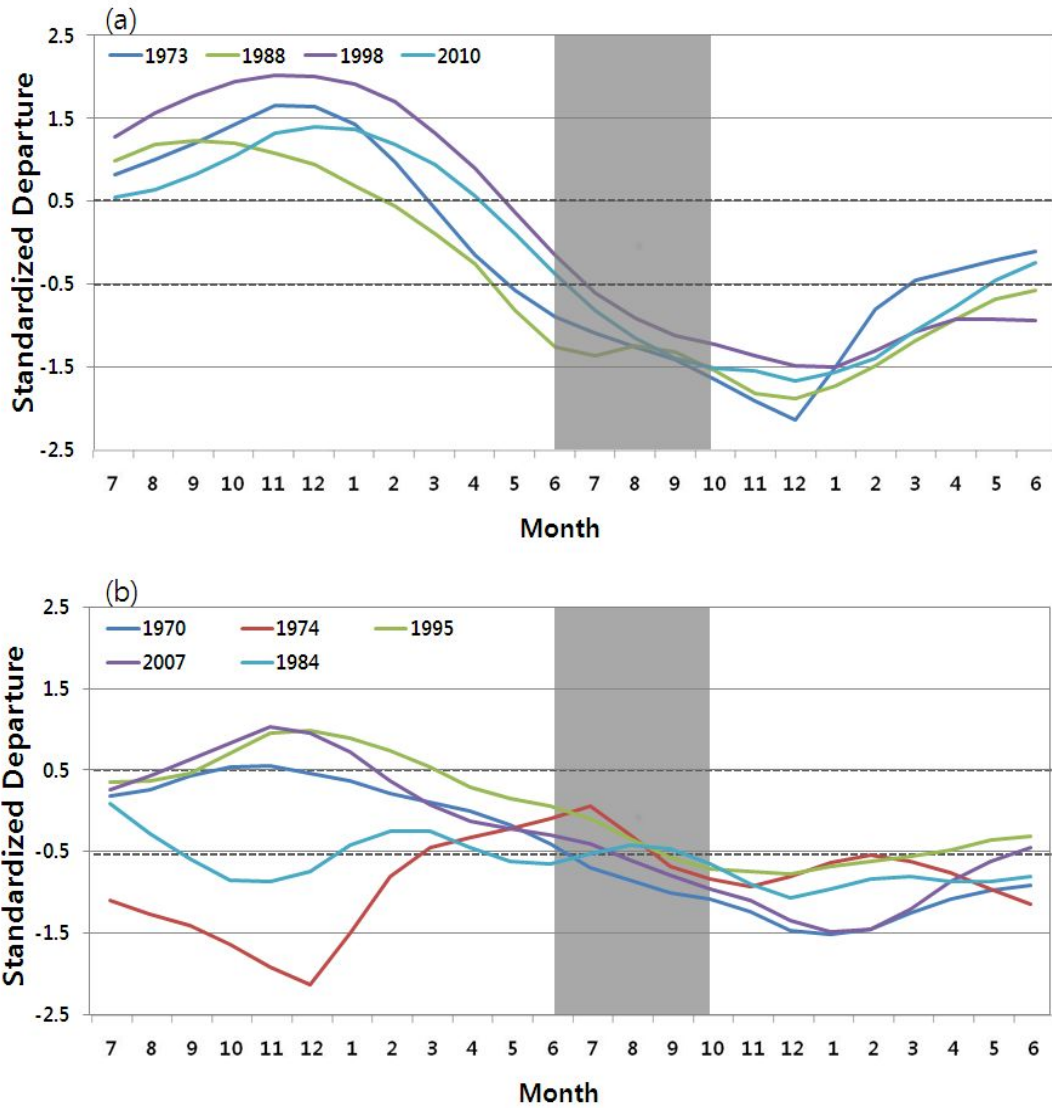


Fig. 24. Schematic diagram of Niño-3 index for (a) La Niña I and (b) La Niña II.

8. 요약 및 결론

본 연구에서는 2010년의 태풍예보 정확도 분석을 포함하여 북서태평양 태풍 활동에 영향을 주는 열대 순환 및 해수면 온도 등의 특징을 분석하고 2010년에 태풍 발생이 기록적으로 적었던 원인을 분석하였다. 또한 2010년의 한반도 영향 태풍과 장기간의 변동특성 등에 관한 중요한 특징에 대해서도 자세히 분석하였다.

엘니뇨 감시해역의 해수면온도편차와 남방진동지수 분석을 통해 2010년 열대 지역의 대기 순환 및 해양의 특징을 살펴 본 결과, 가장 큰 특징은 2010년 6월부터 12월까지 지속된 라니냐 현상이다. 라니냐로 인해 북태평양고기압은 7월 중순 이후 북서쪽으로 치우쳐 발달하기 전까지 태풍발생구역을 포함한 열대서태평양까지 남서쪽으로 확장되었으며 이 기간에 약한 대류활동과 연직바람시어가 컸다. 이러한 영향으로 2010년에는 총 14개의 태풍만이 발생하였다. 또한 2010년은 14개 태풍 중 6개가 20°N이상의 비교적 고위도에서 발생한 것이 특징이다. 이러한 현상은 라니냐로 인해 서태평양의 해수온도가 평년보다 높고, 동시에 29°C 이상의 고수온 지역이 고위도까지 광범위하게 분포하였기 때문에 발생한 것으로 사료된다.

태풍진로예보오차 분석을 통해 48시간을 기준으로 2010년 한국의 태풍진로 예보 정확도는 215km, 일본 204km, 미국의 191km 이다. 한국, 미국, 그리고 일본 모두 공통적으로 예보오차가 큰 태풍은 2호 꼰선, 4호 덴무, 7호 곤파스, 9호 말로였다. 이들 태풍이 큰 예보오차를 보인 이유는 태풍의 이동속도와 진행방향을 정확히 예측하지 못하였기 때문으로 분석되었다.

북서태평양 태풍이 적게 발생한 해의 특징을 알아보기 위해 기록적으로 태풍 발생이 적었던 1998년(16개)과 2010년(14개)에 대해 대규모 순환장을 분석한 결과, 두 해 모두 라니냐 해로 밝혀졌다.

라니냐 해에 태풍 발생수 변화를 조사하였다. 전반적으로 라니냐해 발생수는 평년보다 적은 경향이 뚜렷하나 엘니뇨 해에 태풍 발생수는 평년과 비슷하게 나

타났다. 라니냐 해는 태풍 발생의 변동 폭이 컸고, 라니냐 현상 시작 시기에 따라서 다른 경향을 보여준다. 여름에 시작한 라니냐인 1998년과 2010년은 16개, 14개의 적은 태풍이 발생하였으며 엘니뇨 소멸기에 급격히 라니냐 현상으로 발달했을 때 20.6개로 평년 25.8개의 발생수에 비하여 감소하였다. 이는 엘니뇨 소멸되어 여름철에 급격히 라니냐로 전환될 때 기록적으로 태풍발생 작을 수 있음을 시사한다.

참고문헌

- 강인식, 이양미, 안순일, 1995: 엘니뇨 발생시의 우리나라 기후변동경향, *대기*, **31**, 15-26.
- 소방방재청, 2010: 재해연보 2009. 841pp.
- 차은정, 이경희, 박윤희, 박종숙, 심재관, 인희진, 유희동, 권혁조, 신도식, 2007: 2006년 태풍 특징과 예보의 개선방향. *대기*, **17(3)**, 217-316.
- 차은정, 박윤희, 권혁조, 2008: 2007년 태풍 특징. *대기*, **18(3)**, 183-197.
- 차은정, 황호성, 양경조, 원성희, 고성원, 김동호, 권혁조, 2009: 2008년 태풍 특징. *대기*, **19(2)**, 183-198.
- 차은정, 권혁조, 김세진, 2010: 2009년 태풍 특징. *대기*, **20(4)**, 451-466.
- Aoki, T., 1985: A climatological study of typhoon formation and typhoon visit to Japan. *J. Climate*, **36**, 61-118.
- Brown, D. P., J. L. Beven, J. L. Franklin and E. S. Blake, 2010: Atlantic Hurricane Season of 2008*. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 1975-2001.
- Chan, J. C. L., 1985: Tropical cyclone activity in the Northwest Pacific in relation to the El Nino/Southern Oscillation phenomenon. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 599-606.
- Chan, J. C. L., 2000: Tropical cyclone activity over the western north pacific associated with El Nino and La Nina Events. *J. Climate*, **13**, 2960-2972.
- Chan, J. C. L. and K. S. Liu, 2004: Global warming and western North Pacific typhoon activity from an observational perspective. *J. Climate*, **17**, 4590-4602.
- Chen, T. C., S. Y. Wang, M. C. Yen and A. J. Clark, 2009: Impact of the Intraseasonal Variability of the Western North Pacific Large-Scale Circulation on Tropical Cyclone Tracks. *Wea. Forecasting*, **24**, 646-666.
- Chen, T. C., Wang, S. P., Yamazaki, N., and Kiehne, S., 1998: Interannual variation in the tropical cyclone activity over the western North Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 1080-1090.
- Chia, H. H. and C. F. Ropelewski, 2002: The interannual variability in the genesis location of tropical cyclones in the northwest pacific. *J. Climate*,

- 15, 2934-2944.
- Chu, P. Shin and X. Zhao, 2004: Bayesian Change-Point Analysis of Tropical Cyclone Activity: The Central North Pacific Case*. *Journal of Climate*, **17**, 4893-4901.
- Collins, J. M. and D. R. Roache, 2011: The 2009 Hurricane Season in the Eastern North Pacific Basin: An Analysis of Environmental Conditions. *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 1673-1682.
- Emanuel, K. A., 2005: Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years. *Nature*, **436(4)**, 686-688.
- Ha, Y., and Zhong, Z., 2013: Contrast of tropical cyclone frequency in the western North Pacific between two types of La Nina events. *C.Clim.*, **56**, 397-407
- Harr, P. A. and R. L. Elsberry, 1995: Large-scale circulation variability over the tropical western North Pacific. Part 1. Spatial patterns and tropical cyclone characteristics. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 1225-1246.
- Horel, J. D., and J. M. Wallace., 1981: Planetary scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 819-829.
- Japan Meteorological Agency, 2010: Monthly report on the climate system. http://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/db/diag/2011/index/html/soiolru/index_html_soiolru_2011.html.
- Kamahori, H., N. Yamazaki, N. Mannoji, and K. Takahashi, 2006: Variability in intense tropical cyclone days in the western North Pacific. *SOLA*, **2**, 104-107.
- Kossin, J. P., K. R. Knapp, D. J. Vimont, R. J. Murnane, and B. A. Harper, 2007: A globally consistent reanalysis of hurricane variability and trends. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L04815.
- Knaff, J. A., J. P. Kossin and M. DeMaria, 2003: Annular Hurricanes. *Wea. Forecasting*, **18**, 204-223.
- Leipper, D. and D. Volgenau, 1972: Hurricane heat potential of the gulf of mexico. *J. Phys. Oceanogr.*, **2**, 218-224.
- Li, C., 1990: On the interaction between anomalous circulation/climate in East

- Asia and El Nino event. *TISC* **12-20**, 101-126.
- Lin, I. I., C. C. Wu, I. F. Pun, and D. S. KO, 2008: Upper-Ocean Thermal Structure and the Western North Pacific Category 5 Typhoons. Part I: Ocean Features and the Category 5 Typhoons' Intensification. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 3288-3306.
- Moon, I.-J., and S. J. Kwon, 2010: Impact of upper-ocean thermal structure on the intensity of Korean peninsular landfall typhoons, *Progress Oceanography*, **105**, 61-66.
- Neumann, C. J., 1993: Global Guide to Tropical Cyclone Forecasting, Chapter 1 Global Overview. Edited by G. J. Holland, WMO/TC-No.506, Report No.TCP-31, World Meteorological Organization, Geneva.
- Revell, C. G. and S. W. Goulter, 1986: South Pacific Tropical Cyclones and the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1138-1145.
- Ritchie, H., C. Temperton, A. Simmons, M. Hortal, T. Davies, D. Dent, and M. Hamrud, 1995: Implementation of the semi-Lagrangian method in a high-resolution version of the ECMWF forecast model. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 490-514.
- Temperton, C., A. Simmons, M. Hortal, T. Davies, D. Dent and M. Hamrud, 1995: Implementation of the semi-Lagrangian method in a high-resolution version of the ECMWF forecast model. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 489-514.
- Satoshi, I. and T. Matsuura, 2008: ENSO and Western North Pacific tropical cyclone activity simulated in a CGCM. *Climate Dynamics*, **30**, 815-830.
- Shay, L. K., P. G., Black, A. J., Mariono, J. D., Hawkins, L., Russell, 1992: Upper ocean response to hurricane Gilbert. *J. Geophys. Res. Lett.*, **97**, 227-248
- Stewart, S. R. and P. C. John, 2012: Eastern North Pacific Hurricane Season of 2010. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 2769-2781.
- Tseng, Y.-H., S. Jan, D. E. Dietrich, I. I., Lin Y. T., Chang, and T. Y., Tang, 2010: Modeled oceanic response and sea surface cooling to typhoon Kai-Tak. *Terr Atmos. Ocean. Sci.*, **21(1)**, 85-98.
- Wang, B. and J. C. L. Chan, 2002: How strong ENSO events affect tropical storm activity over the western North Pacific. *J. Climate*, **15**, 1643-1658.

Wu, M. C., K. H. Yeung and W. L. Chang, 2006: Trends in Western North Pacific Tropical Cyclone Intensity. *Eos*, **87**, 537-538.