

NOAA/MSU 자료를 이용한 태풍 중심의 위치 및 강도 분석

신도식 · 서애숙 · 김용상 · 이미선

기상연구소 원격탐사연구실

The Analysis of Typhoon Center Location and Intensity from NOAA Satellite Microwave Data

Do-Shick Shin · Ae-Sook Suh · Yong-Sang Kim · Mi-Seon Lee

Remote Sensing Research Laboratory, MRI

Abstract

A typhoon center location and its intensity from the 54.96GHz channel of the Microwave Sounding Unit (MSU) on board the NOAA satellite is analyzed.

NOAA satellite MSU channel 3 data may delineate the development and dissipation of the upper tropospheric warm core associated with a typhoon. The typhoon warm core is related to microwave imagery of 250hPa temperature field (54.96GHz). The typhoon center intensity, surface center pressure and maximum wind speed at the eye wall, correlate to horizontal Laplacian of an upper tropospheric temperature field.

The typhoon center is found from the analysis of 250hPa temperature field. The excellent correlation is found between the horizontal Laplacian of an tropospheric temperature field and surface maximum wind speed, another correlation is found between the warm temperature anomaly and surface pressure anomaly.

1. 서 론

최근 인공위성에서 Microwave (MW) 센서를 이용하여 지표 및 대기의 상태를 관측하는 방법이 지속적으로 개발되고 있고 NOAA 위성에 Microwave Sounding Unit (MSU)가 탑재되어 대기의 연직온도와 습도를 관측하고 있다. 300~3 GHz ($\lambda=0.1\sim10\text{Cm}$) 주파수 영역인 MSU는 파장이 구름 입자보다 상대적으로 크기 때문에 구름에 의한 흡수나 산란이 작아서 적외 (Infrared)와 가시 (Visible) 영역과는 달리 대기 중에 구름에 덮힌 경우와 야간에도 비교적 정확히 표면을 관측할 수 있는 장점을 갖고 있다. 따라서 MW를 이용한 위성관측은 대기의 여러 조건에 따라 센서에 미치는 복사강도에 따라 결정된다 (과학기술처, 1990).

위성자료를 이용한 열대성 저기압을 분석한 연구는 Sadler (1964), Velden and Smith (1983), Velden (1988)과 Velden 등 (1991)이 있다. Velden and Smith (1983)에 의하면 MSU 관측자료를 사용하여 태풍과 관련된 대류권 상부의 warm core 발달과 소멸을 기술하였다. Velden (1988)은 태풍의 지표면 강도를 추정하는 드보락 방법의 한계를 통해 지표면 강도 추정 알고리즘을 개선하였고 이 알고리즘의 정확도에 영향을 미치는 인자를 조사하였다. Velden 등 (1991)은 서태평양에서 발생한 태풍의 강도를 추정하는 통계적 관계를 유도하여 대서양에서 발생한 태풍과 비교하였다.

NOAA 극궤도 위성의 MW 관측은 태풍의 구름 상부를 통과하여 나온 복사에너지를 측정하여 대기의 연직온도 자료를 생산한다. 이 관측자료는 태풍의 지면 강도를 추정하는 통계 알고리즘을 개발하는데 이용될 수 있다. 이 연구에서는 MSU에 의한 여러 관측요소 중 50 GHz 부근의 O₂ 흡수 밴드에서 대기의 연직온도 구조 즉, NOAA 극궤도 위성의 MSU 관측자료를 이용하여 태풍과 관련된 대류권 상부의 warm core 위치와 태풍 중심의 강도를 분석하는데 있다.

2. 자료 및 방법

가. 자료

MSU는 TIROS Operational Vertical Sounder (TOVS)에 탑재된 3대의 복사계중 하나로 4개 채널을 가진 복사계이다. MSU는 수평분해능이 직하점 (nadir)에서 110km로 직하점에서 멀리 떨어진 지역의 관측 자료는 수평 분해능이 약 250km 까지 감소되어 태풍의 중심을 분석하기 위한 연직온도 자료로 정확성이 현저하게 부족하다. 또한 MSU 탐지 패턴에 의한 TOVS 자료 구성과 MSU에서 관측한 자료의 보정 절차와 알고리즘은 과학기술처 (1989)와 NOAA (1988)에 자세히 기술되어 있다.

이 연구에서 사용된 자료는 NOAA 극궤도 위성의 MSU에서 관측된 자료로 우리나라에 영향을 미친 1992년 2개, 1993년 2개의 태풍을 이용하였다. Table 1은 정확한 분석을 위해 위성이

태풍의 중심을 통과할 때의 자료만을 14개 선별한 표이다. 분석에 이용된 태풍중심 강도 즉, 최대풍속(Vmax)과 중심기압(Pc)은 Annual Tropical Cyclone Report(1992, 1993)을 참조하였고, 관측자료로는 위성통과시 열대성 저기압의 중심을 관측한 MSU의 4개 채널 자료 중에서 대류권 상부의 warm core 발달과 소멸을 가장 잘 기술할 수 있는 MSU CH-3(54.96GHz) 자료를 이용하였다. 이 채널의 온도 자료는 강수에 영향받지 않고 250~300hPa 부근에서 태풍의 warm core 크기와 공간적 분포를 잘 나타낸다(Velden and Smith, 1983).

Table 1. Typhoons used in developing qualitative interpretation and quantitative relationships.

Name	Date/Time(UTC)	Central location	Pc(hPa)	Vmax(kt)
BOBBIE	'92.6.27 12	22.0N 123.6E	940	115
	'92.6.27 21	23.2N 124.1E	945	110
	'92.6.28 07	24.3N 124.8E	950	105
	'92.6.28 12	24.6N 125.5E	950	105
	'92.6.28 19	25.3N 126.6E	955	95
JANIS	'92.8. 5 00	18.6N 137.6E	970	80
	'92.8. 5 06	19.0N 136.2E	960	95
	'92.8. 7 00	26.7N 129.8E	940	115
	'92.8. 7 06	28.0N 129.3E	945	115
	'92.8. 7 18	28.5N 129.1E	955	95
ROBYN	'93.8. 9 00	27.6N 129.2E	940	100
	'93.8.10 00	34.2N 130.1E	955	80
YANCY	'93.9. 2 06	26.0N 126.2E	930	130
	'93.9. 2 18	28.0N 127.9E	925	120

나. 방법

1) 이론적 배경

MSU에서 관측한 대류권 상부의 온도 구조는 Frank (1977)에 의해 250 ~ 300hPa 부근에서 태풍 중심으로부터 수백 km (약 6°) 까지 확장된 (+) 온도 아노말리가 발견되었다. 이 (+) 온도 아노말리의 중심에 존재하는 warm core는 대류권 상부의 강한 대류지역에서 방출된 잠열효과와 core 내부에서 단열 승온 효과로 발생되었다 (Grody 등, 1979). 이 현상은 NOAA 극궤도 위성의 마이크로파 관측에 의해 대류권 상부의 (+) 온도 아노말리의 구조가 실제적으로 밝혀

졌다.

태풍의 지면 강도와 warm core 사이의 관계는 정수 방정식과 기체상태 방정식을 이용하여 나타낼 수 있고, 다음과 같은 식이 성립한다.

$$\ln (P_0 / P_t) = gR^{-1} \int_0^{Z_t} dz/T(z). \dots\dots\dots (1)$$

여기서 P_0 는 태풍 중심의 지면기압, P_t 와 Z_t 는 태풍에 영향받지 않는 임의의 기압과 고도를 나타낸다. 이 식은 지면기압과 임의의 고도, Z_t 에서 기온의 역상관 관계를 보여주고 있다. 식 (1)을 태풍의 눈 (eye)과 주변장에 적용하여 풀면,

$$P_0^{eye} = P_0^{env} \exp \{ -gZ_t (\bar{T}^{eye} - \bar{T}^{env}) / RT^{eye} \bar{T}^{env} \}. \dots\dots\dots (2)$$

여기서 \bar{T} 는 지면과 임의의 고도 사이의 평균 온도이다. 임의의 고도, $Z=10\text{km}$ 로 가정하면 $\bar{T}^{eye}\bar{T}^{env} \cong (250\text{K})^2$ 로 바꿀수 있고 식 (2)에 적용하면,

$$P_0^{eye} \cong P_0^{env} \exp [-0.0055 \Delta \bar{T}]. \dots\dots\dots (3)$$

여기서 $\Delta \bar{T}$ 는 \bar{T}^{eye} 에서 \bar{T}^{env} 를 뺀 값이다. 식 (3)에서 지수항이 매우 작기 때문에 선형 전개 식 ($e^x = 1 + X$, $e \ll 1$)을 이용하고 $P_0^{env} = 1000\text{hPa}$ 라 놓으면

$$P_0^{eye} - 1000 \cong -5.5 \Delta \bar{T}. \dots\dots\dots (4)$$

그러므로 지면기압이 55hPa 하강하면 태풍의 눈과 주변장 사이의 평균 기온이 10°C 상승하는 관계를 보여주고 있다. 여기서 임의의 고도를 warm core가 발생되는 고도라 가정하면 태풍에서 발생하는 warm core는 약 250hPa 부근에서 가장 강하게 나타나기 때문에 식 (4)를 이용하여 그 고도에서 (+) 온도 아노말리와 태풍중심 강도의 관계를 추정할 수 있다.

2) 태풍의 강도추정 알고리즘

이 연구에서는 NOAA 극궤도위성의 MSU 자료를 이용하여 태풍과 관련된 대류권 상부의 warm core 발달과 소멸을 기술하여 태풍의 강도를 추정하는 방법을 밝히고자 한다. 앞절에서 언급했듯이 대기가 정수관계를 만족한다는 조건하에서 대류권 상부의 warm core는 태풍강도와 상관관계가 있다. 이 추정방법은 Velden 등 (1983, 1991)의 방법을 이용하였다.

가) MSU 자료 산출

MSU를 이용한 위성관측은 지표온도 (T_s), 대기온도 ($T(z)$), 지표방출율, 산소와 수증기, 구

름의 흡수계수 및 빗방울의 흡수와 산란계수 등에 따라 복사강도가 결정된다. 따라서 관측할 파장영역을 적절하게 선정한다면 이 파장영역에서의 복사방정식을 계산하여 지표온도, 대기온도, 수증기량과 강수량 등을 구할수 있다. 이 연구에서 이용된 자료는 대기의 연직온도 자료로 위성에서 관측한 복사에너지로부터 4개 채널 (50.30, 53.74, 54.96, 57.95GHz)의 온도자료를 산출하고 이 자료 중에서 54.96GHz (CH-3) 자료를 비선형보정 과정을 통해 태풍중심의 강도를 추정하는데 이용하였다. 이 대기온도 자료를 산출하는 알고리즘은 NOAA (1988)에 자세히 기술되어 있다.

나) GMS 위성영상으로부터 태풍의 초기 위치 추정

위성에서 수신한 Geostationary Meteorological Satellite (GMS) 구름 사진으로부터 태풍 중심을 대략적으로 결정한다. 여기서 결정된 태풍 중심은 GMS의 수평분해능 (약 5km)이 MSU (약 110km)보다 매우 조밀하기 때문에 MSU CH-3 온도장의 디지털 자료에 적용되어 태풍 중심의 초기 위치를 결정한다. 태풍 중심의 위치를 결정한 후, MSU CH-3의 디지털 자료를 이용하여 250hPa 온도장의 온도 아노말리와 Laplacian을 계산한다.

다) 태풍 중심의 정성분석

태풍 중심이 GMS 구름 사진으로부터 대략 결정된 후, 이 중심 위치로부터 MSU CH-3의 250hPa 온도장에서 태풍의 중심 위치를 결정하게 된다. 여기서 분석된 14개의 MSU 자료는 객관적인 분석을 위해 위성이 태풍의 중심을 통과할 때의 시간대를 선택하였다. 14개의 MSU CH-3 자료의 중심 위치와 GMS에서 결정된 태풍의 중심 위치는 정확히 일치하지 않지만 warm core의 위치를 결정하여 250hPa 온도장의 Laplacian을 계산한다.

세계 여러나라에서는 McIDAS (Man-computer Interactive Data Access System) 시스템을 이용하여 자료를 무선으로 수신하고 연직온도 자료를 산출하여 250hPa 온도장의 등온선 분석을 한다. 또한 등온선 분포에서 Laplacian을 계산하여 Laplacian center가 태풍의 중심 위치와 일치하는가를 영상으로 표출한다. 이 연구에서는 각 태풍의 250hPa 온도장 분석을 통해 태풍의 강도에 따른 warm core의 발달과 소멸, Laplacian의 크기를 분석하고 GMS 태풍 중심과 warm core가 일치하지 않는 원인을 찾는다.

라) 태풍 중심의 정량 분석

MSU CH-3의 250hPa 온도아노말리 (ΔT_{250})와 Laplacian ($\nabla^2 T_{250}$)을 계산하여 태풍 중심의 강도와 선형회귀 관계를 산출한다. 상부 대류권의 warm temperature anomaly와 태풍 강도의 상관관계가 높기 때문에 선형회귀 관계를 이용하여 태풍 중심의 강도를 추정한다(velden, 1988).

$\nabla^2 T_{250}$ 은 태풍의 강도를 결정하는 척도로써 태풍이 점점 발달함에 따라 절대값은 커진다. 따라서 $\nabla^2 T_{250}$ 은 태풍 중심기압과의 통계적 분석을 통해 태풍 중심의 강도 추정이 가능하다. 이

값은 warm core의 온도와 주변의 온도로부터 다음과 같은 식에 의해 계산된다.

$$\nabla^2 T_{250} \equiv \frac{\partial^2 T_{250}}{\partial \lambda^2} + \frac{\partial^2 T_{250}}{\partial y^2} \dots\dots\dots (5)$$

이 편미분 방정식을 풀기 위해 중앙차분화하면 아래와 같은 해가 나온다.

$$\nabla^2 T_{250} = \left\{ 2 \left[\frac{(h)^2}{(k)^2} + 1 \right] T_{ij} - (T_{i+1,j} + T_{i-1,j}) - \frac{(h)^2}{(k)^2} (T_{i,j+1} + T_{i,j-1}) \right\} / h^2 \dots\dots(6)$$

$$(h = \frac{b-a}{n}, k = \frac{c-d}{m})$$

여기서 $i=1, 2, 3, \dots, n-1$ 이고, $j=1, 2, 3, \dots, m-1$ 이다. 그리고 T_{ij} 는 warm core의 온도, $T_{i-1,j}$ 와 $T_{i+1,j}$ 는 각각 warm core 온도 격자점의 좌, 우 온도값이고 $T_{i,j+1}$ 와 $T_{i,j-1}$ 는 warm core 온도 격자점의 상, 하 온도값이다. $b-a$ 는 관측된 경도 범위를 의미하고 n 은 경도에서의 격자점 수이다. $c-d$ 는 관측된 위도 범위를 의미하고 m 은 위도 영역에서의 격자점 수이다. 따라서 $\nabla^2 T_{250}$ 은 warm core의 주변값에 의해 결정된다.

ΔT_{250} 는 태풍에 영향을 미치지 못하는 주변 온도값을 평균하여 계산하고 태풍의 중심기압과 최대풍속과의 상관성을 조사하여 태풍의 강도를 추정하는데 이용된다.

$$\Delta T_{250} = T_{250} - \bar{T}_{250} \dots\dots\dots (7)$$

여기서 T_{250} 은 태풍의 warm core 온도를 의미하고 \bar{T}_{250} 은 태풍 warm core를 중심으로 반경 6° 떨어진 주변 온도를 평균한 값이다. 회귀식에 의한 표준오차를 줄이기 위해 $\Delta \bar{T}_{250}$ 를 중심기압 (P)보다는 $\Delta P_{5\sigma}$ 와의 상관분석을 해야 하지만 지상기압 자료의 결핍으로 이 연구에서는 생략되었다.

3. 결과 및 토의

가. 250hPa 온도장의 warm core

태풍중심이 GMS 위성사진으로부터 결정되면 warm core의 위치는 250hPa 온도장의 등온선 분포를 통해 결정하였다. 정성분석에서 나타난 태풍중심의 warm core로부터 $\nabla^2 T_{250}$ 의 크기를 계산하였다.

Fig. 1은 태풍 BOBBIE에 대한 250hPa 부근 온도장의 등온선 분포를 통해 warm core의 위치

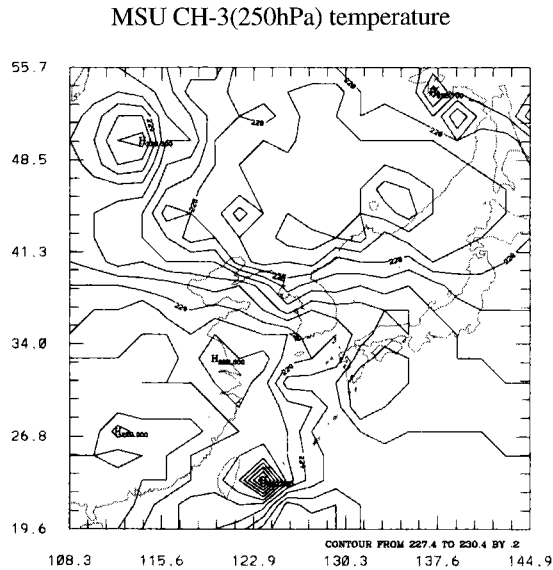


Fig. 1. Warm core of 250hPa temperature field of Typhoon BOBBIE, 21UTC on 27 June 1992 using the MSU channel 3 (54.96GHz) data.

와 발달을 나타낸 그림이다. 태풍 BOBBIE는 1992년 6월 20일 부터 7월 1일 까지 발생한 태풍으로 중심기압 922hPa, 중심 최대풍속 120kt인 A급 태풍이다. 이 그림은 1992년 6월 27일 21 UTC에 관측된 자료를 이용한 것으로 이때의 중심기압은 950hPa이고, 중심 위치는 23.2N, 124.1 E 이다. 250hPa 온도장의 등온선 분포에서 대만 동쪽 약 200km 부근에 warm core가 존재하고 태풍의 강도는 최성기에 비해 많이 약화되었지만 태풍의 눈 (eye)이 GMS 영상으로 나타나는 것으로 보아 규모에 비해 warm core가 뚜렷하게 나타났다. 이러한 현상은 Table 2와 같이 $\nabla^2 T_{250}$ 가 가장 큰 값으로 이 시간 대에서 warm core가 가장 크게 발달하였고 태풍은 점점 쇠퇴하는 모습을 보여주고 있다.

Fig. 2는 태풍 JANIS에 대한 250hPa 부근 온도장의 등온선 분포를 통해 warm core의 위치와 발달을 나타낸 그림이다. 태풍 JANIS는 1992년 7월 30일 부터 8월 10일 까지 발생한 태풍으로 중심기압 927hPa, 중심 최대풍속 115kt인 A급 태풍이다. 이 그림은 1992년 8월 5일 06UTC에 관측된 자료를 이용한 것으로 이때의 중심기압은 960hPa이고, 중심 위치는 19.0N, 136.2E 이다. 250hPa 온도장의 등온선 분포에서 일본 남쪽 해상 먼 바다에 warm core가 존재하고 이때의 태풍은 발달 단계에 있는 태풍으로 그 규모가 태풍 BOBBIE에 비해 매우 크다. 이러한 현상은 Table 2와 같이 $\nabla^2 T_{250}$ 가 태풍이 발달하면서 1992년 8월 7일 00UTC에 가장 크고 분석 시간대에서는 태풍이 발달 단계에 있기 때문에 실제 태풍의 중심과 warm core의 위치가 불일치할 경향이 높다.

Table 2. 54.96 GHz brightness temperature anomalies(ΔT_{250}) and Laplacian ($\nabla^2 T_{250}$) at 250hPa level.

NAME	Date/Time(UTC)	Temperature Anomalies			$\nabla^2 T_{250}$
		$\Delta T(6.0)$	$\Delta T(4.5)$	$\Delta T(3.0)$	
BOBBIE	'92.6.27 12	1.2	1.2	1.1	-1.05
	'92.6.27 21	1.6	1.7	1.6	-1.36
	'92.6.28 07	1.3	1.1	1.0	-1.02
	'92.6.28 12	1.1	0.9	1.0	-0.94
	'92.6.28 19	1.1	0.8	0.5	-0.39
JANIS	'92.8. 5 00	0.6	0.5	0.5	-0.27
	'92.8. 5 06	1.1	1.0	0.8	-0.67
	'92.8. 7 00	1.2	1.2	1.1	-0.97
	'92.8. 7 06	0.8	0.6	0.5	-0.55
	'92.8. 7 18	1.2	0.9	0.6	-0.41
ROBYN	'93.8. 9 00	1.5	0.9	1.2	-0.80
	'93.8.10 00	1.2	0.9	0.7	-0.63
YANCY	'93.9. 2 06	1.3	1.1	0.9	-1.31
	'93.9. 2 18	2.0	1.7	1.5	-0.64

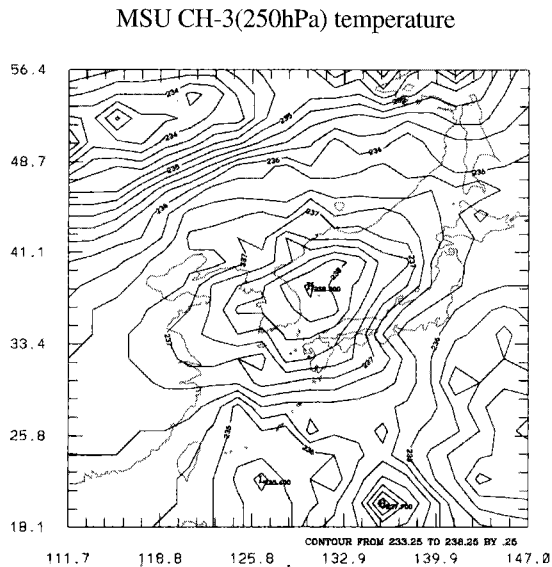


Fig. 2. The same as Fig. 1, except for Typhoon JANIS at 06UTC on 5 August 1992.

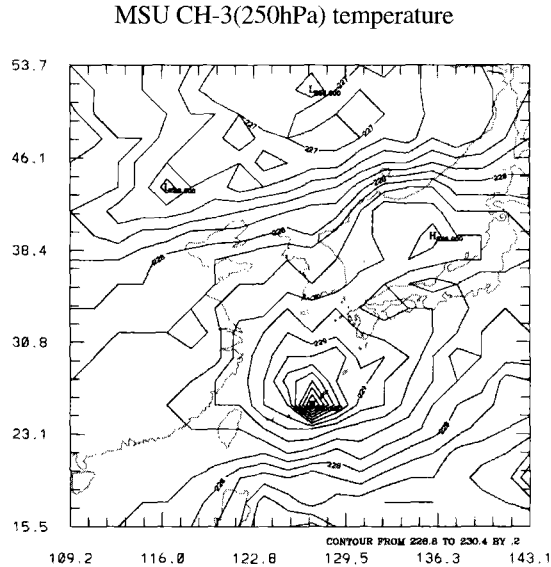


Fig. 3. The same as Fig. 1, except for Typhoon YANCY at 06UTC on 2 September 1993.

Fig. 3은 태풍 YANCY에 대한 250hPa 부근 온도장의 등온선 분포를 통해 warm core의 위치와 발달을 나타낸 그림이다. 태풍 YANCY는 1993년 8월 27일 부터 9월 5일 까지 발생한 태풍으로 중심기압 910hPa, 중심 최대풍속 130kt인 A급 태풍이다. 이 그림은 1993년 9월 2일 06 UTC에 관측된 자료이며 이때의 중심기압은 930hPa이고, 중심 위치는 26.0N, 126.2E 이다. 따라서 태풍 YANCY는 이 연구에서 분석된 태풍 중에서 가장 강도가 큰 태풍으로 $\nabla^2 T_{250}$ 가 가장 큰 값을 나타내고 있고 분석한 시간 대의 태풍의 눈은 large eye 형태로 매우 규모가 큰 것이 특징이다. 250hPa 온도장의 등온선 분포에서 대만 동쪽 약 300km 부근에 warm core가 존재하고 태풍의 강도는 최성기의 강도를 유지하여 그 규모가 매우 크다. 이러한 형태의 태풍은 이론상 중심위치가 일치할 가능성은 높지만 warm core가 넓은 영역에서 분포하기 때문에 실제 관측된 중심 위치와 일치하지 않는다.

나. 태풍 중심의 강도추정

1) $\nabla^2 T_{250}$ 와 태풍중심의 강도

앞 절에서 태풍 중심의 위치를 결정할때 250hPa 부근의 온도장을 이용하는 것이 더 정확하기 때문에 태풍 중심의 강도를 정량적으로 추정하기 위해 250hPa 온도장에 나타나는 warm core의 Laplacian을 계산하여 태풍 중심의 강도를 분석하였다.

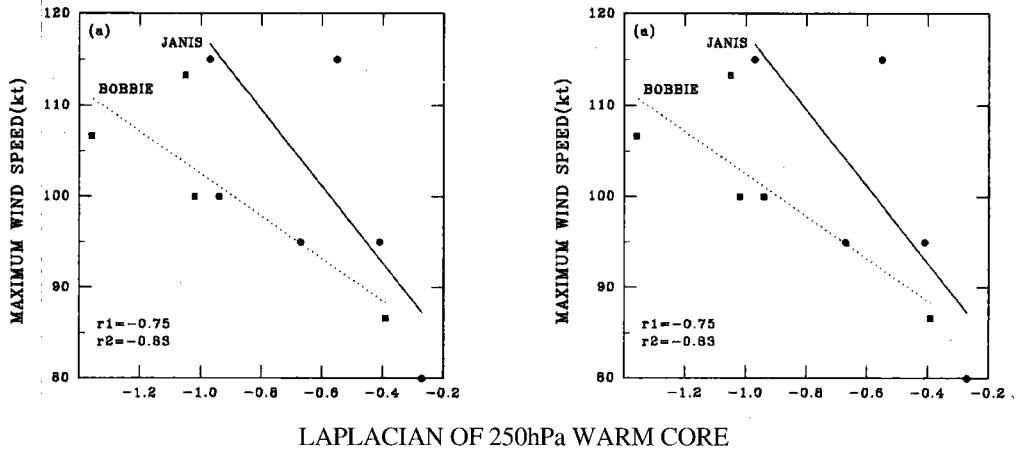


Fig. 4. Statistical plots between (a) the Laplacian of the 250hPa temperature field ($\nabla^2 T_{250}$) and the surface maximum winds, (b) ($\nabla^2 T_{250}$) and the surface central pressure in BOBBIE (r_1) and JANIS (r_2).

Fig. 4는 태풍 JANIS와 BOBBIE에 대해 250hPa 온도장의 $\nabla^2 T_{250}$ 를 계산한 값과 각 태풍의 강도를 나타내는 최대풍속과 중심기압과의 선형회귀 관계를 나타낸 그림이다. Fig. 4(a)는 대류권 상부의 $\nabla^2 T_{250}$ 과 최대풍속과의 통계적 관계를 분석한 그림으로 $\nabla^2 T_{250}$ 의 절대값이 클수록 최대풍속은 강해지는 관계 즉, 태풍이 강할수록 $\nabla^2 T_{250}$ 의 절대값이 크기 때문에 $\nabla^2 T_{250}$ 의 크기로 태풍의 강도를 추정할 수 있다. 이 관계는 각 태풍에 대해 나타나고 태풍이 점점 약해지는 경향 (filling)을 보이는 태풍 BOBBIE는 상관계수가 -0.83로 태풍 JANIS 보다 상관성이 높게 나타났다. 이 결과는 Velden 등 (1991)의 연구결과와 잘 일치하고 있다. 태풍의 발달 단계에 따라 이들 파라메타의 관계는 상관성이 매우 다르게 나타난 것으로 분석되었지만 태풍의 눈의 크기에 따른 상관성은 다른 2개 태풍의 관측 시간별 자료 결핍으로 분석되지 못하였다. Fig. 4(b)는 대류권 상부의 $\nabla^2 T_{250}$ 과 중심기압과의 통계적 관계를 분석한 그림으로 $\nabla^2 T_{250}$ 의 절대값이 클수록 중심기압은 약해지는 관계가 각 태풍에 대해 나타나고 태풍이 점점 약해질때 $\nabla^2 T_{250}$ 의 크기가 Table 2와 같이 작아진다. 이상의 결과로 $\nabla^2 T_{250}$ 의 크기는 태풍의 강도를 추정하는 경우에 매우 중요한 자료로 이용할 수 있다.

Fig. 5는 이 연구에서 이용된 4개 태풍의 14개 자료에 대한 250hPa 온도장의 $\nabla^2 T_{250}$ 를 계산한 값과 각 태풍의 강도를 나타내는 최대풍속과 중심기압과의 상관관계를 선형 회귀분석한 그림이다. 상관계수가 각각 -0.75, 0.74로 Fig. 4의 각 태풍에 대해 분석한 결과보다는 약간 낮게 나타났지만 $\nabla^2 T_{250}$ 의 절대값이 클수록 태풍 중심의 최대풍속이 강하게 나타나고 중심기압이 하강하는 경향은 Fig. 4의 결과와 잘 일치하였다. 따라서 태풍 중심의 강도 추정은 대류권 상부에서 계산한 $\nabla^2 T_{250}$ 으로 비교적 정확한 결과를 얻을 수 있고 태풍의 종류와 크기, 위도 등에 따라

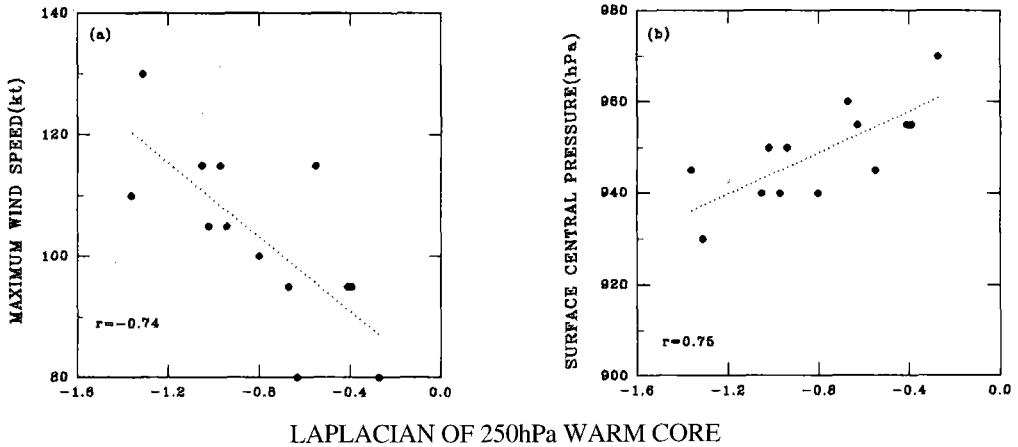


Fig. 5. The same as Fig. 4, except for 14 cases of four typhoons.

그 정확도가 달라질 경향이 있다.

2) ΔT_{250} 와 태풍중심의 강도

앞 절의 알고리즘을 적용하여 식 (7)에 의해 계산된 대류권 상부의 온도 아노말리는 태풍의 중심기압과 최대풍속과의 상관성을 조사하는데 이용된다. 이 태풍강도추정 기법은 태풍의 구조와 발달 단계에 따라 1차 회귀분석 결과인 표준오차가 매우 다르게 나타난다. 즉, 큰 눈 (large eye)을 가지거나 중심기압이 상승 (filling)하는 태풍에 대해 가장 정확도가 높고, 작은 눈 (small eye)을 가지거나 중심기압이 빠르게 하강 (rapidly deepening)하는 태풍에 대해 그 결과는 정확도가 크게 떨어진다 (Velden 등, 1991). 따라서 대류권 상부의 ΔT_{250} 와 지면강도 사이에 높은 상관성이 나타나기 위해서 태풍중심의 위도, 지면강도 경향과 눈의 크기에 대한 정보가 필수적이지만 이 연구에서는 4개 태풍의 각 태풍별 분석은 자료 부족으로 생략되었고 위성이 태풍의 중심을 통과한 14개 자료를 이용하였다.

Fig. 6은 태풍 중심에서 반경 6° 떨어진 주변 온도의 평균값으로 계산한 250hPa 온도장의 온도 아노말리 (ΔT_{250})를 태풍의 중심기압과 기압 변화량과의 선형회귀 관계를 나타낸 그림이다. Fig. 6(a)는 ΔT_{250} 와 기압 변화량과의 상관성을 분석하여 태풍의 강도를 추정한 그림이다. 태풍 중심의 기압 변화가 클수록 250hPa 온도장의 온도 아노말리는 증가하는 경향이 있다. 즉, 250hPa 온도장의 온도 아노말리가 계산된다면 태풍 중심의 기압 변화량을 추정하여 태풍의 강도를 예측할 수 있다. Table 2에서처럼 온도 아노말리가 가장 클때 지상의 기압 변화가 가장 크게 나타남을 알수 있지만 태풍중심의 강도를 추정하는 선형 관계식으로 표현하기에는 표준오차가 크기 때문에 오차를 줄이기 위해 더 많은 자료의 분석이 필요하고 그 오차는 여러 효과가

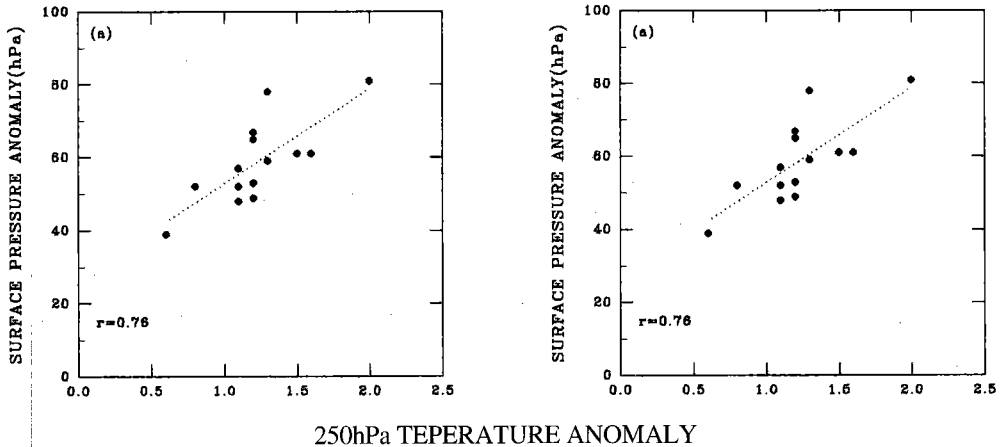


Fig. 6. Statistical plots between (a) the warm temperature anomaly (ΔT_{250}) by averaging environmental temperatures at 6° radius out from the typhoon center of 250hPa level and the surface pressure anomaly (ΔP), (b) ΔT_{250} and the surface central pressure (P_c).

부합적으로 작용한 것으로 분석된다. Fig. 6(b)는 Fig. 6(a)와 같이 계산한 ΔT_{250} 와 중심기압과의 선형회귀 관계를 나타낸 그림으로 250hPa 온도장의 온도 아노말리는 태풍의 중심기압과의 상관계수가 -0.72로 기압 변화량과의 상관계수 0.76 보다 약간 작지만 자료가 보완된다면 앞의 경우와 같이 온도 아노말리는 태풍 중심의 지상기압을 추정하는데 이용될 수 있을 것이다. 식 (7)에서 처럼 중심기압 보다는 기압 아노말리(ΔP)를 이용하는 것이 태풍중심의 강도분석에 효과적일 것이다.

4. 결 론

이 연구에서는 NOAA 극궤도위성의 MSU CH-3 (54.96GHz) 온도 자료를 이용하여 태풍의 중심 위치를 추정하고 태풍 중심의 강도를 분석하였다.

1992년 부터 1993년 까지 우리나라에 영향을 미친 4개 태풍의 14개 자료를 250hPa 온도장의 등온선을 분석하여 태풍 중심에 대해 정성분석하였다. 그 결과로써 250hPa 온도장의 등온선 분포에서 태풍의 강도가 클수록 warm core의 규모가 뚜렷하고 GMS 영상으로부터 태풍의 눈이 큰 태풍에 대해 태풍의 중심과 warm core의 위치가 잘 일치하였다. 그러나, 태풍이 빠르게 발달하고 눈이 작거나 존재하지 않는 태풍 일수록 그 위치는 잘 일치하지 않은 경향이 나타났다.

대류권 상부의 $\nabla^2 T_{250}$ 와 온도 아노말리를 계산하여 태풍의 최대풍속과 중심기압과의 상관성

조사로 태풍의 중심에 대해 정량분석하였다. 그 결과로써 태풍의 강도를 표현하는 $\nabla^2 T_{250}$ 는 태풍 중심의 최대풍속, 중심기압과 비교적 상관성이 높게 나타났다. 따라서 태풍중심의 강도추정은 태풍의 발달과 구조, 위치 등에 따라 다르지만 비교적 정확한 방법은 대류권 상부의 충분한 온도장 자료를 이용하여 태풍 중심의 강도를 추정하는 것이 올바른 방법으로 사료된다. 또한 대류권 상부의 온도 아노말리와 태풍의 중심기압, 기압 변화량과의 상관분석은 지상의 기압 변화가 클수록 대류권 상부의 온도 아노말리가 커지는 경향이 있기 때문에 대류권 상부의 온도 아노말리는 태풍 중심의 기압 변화와 중심기압을 추정하는데 이용 가능할 것이다.

이상의 결과를 볼때 태풍중심의 위치와 강도를 분석하기 위해서 우선적으로 MSU 자료의 더 높은 수평분해능, 중심분석을 위한 관측자료의 수와 태풍중심을 영상처리할 수 있는 시스템이 필요하다. 앞으로 1990년대 후반에 개발될 AMSU (Advanced Microwave Sounding Unit) 자료를 이용한다면 대류권 상부의 warm core 위치와 태풍중심의 강도를 추정할때 좋은 결과가 예상된다.

5. 참 고 문 헌

- 과학기술처, 1990 : 기상위성자료 응용기술개발 연구(III), 571pp.
- 과학기술처, 1989 : 기상위성자료 응용기술개발 연구(II), 448pp.
- Etro, J.F., and P.A.Morse, 1993 : Annual tropical cyclone report. Joint Typhoon Warning Center, Guam, 243pp.
- Grody, N., C.M.Hayden, W.C.Shen, P.W.Rozenkranz and D.H.Staelin, 1979 : Typhoon June winds estimated from scanning microwave spectrometer measurements at 55.45GHz. J. Geophys. Res., 84, 3689-3695.
- Kidder, S.Q., 1979 : Determination of tropical cyclone surface pressure and winds from satellite microwave data. Atmos. Sci. Pap. No.317, Colorado State University, Fort Collins, CO, 87pp.
- Mautner, D.A., and C.P.Guard, 1992 : Annual tropical cyclone report. Joint Typhoon Warning Center, Guam, 269pp.
- Walter, G.P., 1988 : Data extraction and calibration of TIROS-N/NOAA radiometers. NOAA Tech. Memo. NESS 107-Rev.1, National Oceanic and Atmospheric Administration, Washington, DC, 52pp.
- Sadler, J.C., 1964 : Tropical cyclones of the eastern North Pacific as revealed by TIROS observations. J. Appl. Meteor., 3, 347-366.
- Velden, C.S., B.M. Goodman and R.T. Merrill, 1991 : Western North Atlantic tropical cyclones intensity estimation from NOAA polar-orbiting satellite microwave data. Mon. Wea. Rev.,

119, 159-168.

_____, 1988 : Observational analyses of North Atlantic tropical cyclones from NOAA polar-orbiting satellite microwave data, *J. Appl. Meteor.*, 28, 59-70.

_____, and W.L. Smith, 1983 : Monitoring tropical cyclones evolution from NOAA satellite microwave data, *J. Appl. Meteor.*, 22, 714-724.