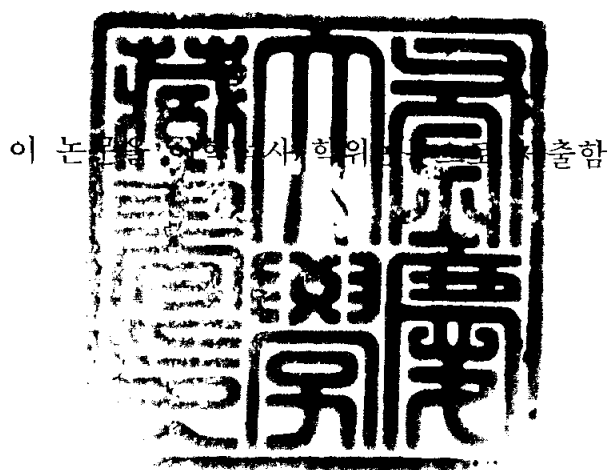


이학석사 학위논문

DFS 순압모델에 적합한
태풍 초기화 기법 개발

지도교수 정 형 빈



2004년 2월

부경대학교 대학원

환경대기과학과

권 인 혁

권인혁의 이학석사 학위논문을 인준함

2003년 12월

주 심 이학박사 오 재 호



위 원 이학박사 권 병 혁



위 원 이학박사 정 형 빈



목 차

목 차	1
List of Figure	2
List of Table	5
Abstract	6
1. 서론	8
2. DFS 전구순압 모델	12
3. GFDL방식의 태풍 초기화 과정	14
4. DFS 모델에 적합한 태풍 초기화 과정	17
4.1 모델에 적합한 분석장 생성	20
4.2 태풍규모의 결정과 요란장 분리	25
4.3 태풍영역 결정	35
4.4 축대칭 태풍 생성	39
4.5 축대칭 태풍 수정	43
4.6 바람장의 초기화	49
4.7 고도장의 초기화	52
5. 태풍진로예측실험	54
6. 결론 및 토의	61
Appendix	64
참고문헌	66
감사의글	69

List of Figure

Fig. 1 Flow chart of GFDL-type bogusing process. For the explanation see the text.	16
Fig. 2 Flow chart of the new bogusing process used in this study. For the explanation see the text.	19
Fig. 3 Original and interpolated meridional wind speed.	22
Fig. 4 (a) Weighted average of the height field. (b) Averaged height field of equal-sigma interval, produced by cubic spline interpolation. (c) Height field produced by spectral interpolation.	24
Fig. 5 (a) Response to the Kurihara' Filter. (b) Response to the high order harmonic spectral filter.	26
Fig. 6 Distribution of Streamline filterd by high-order spectral filter. (a), (b) and (c) are typhoon-, medium- and global-scale components, respectively. This is the case of Rammasun, observed at 00 UTC 4 July 2002.	29
Fig. 7 Variation of center of a single-scale circulation for differently defined perturbation-scale n . The numbers represent the total wavenumber by which the analysis field is filtered.	31
Fig. 8 Vertically averaged wind field for Rammasun, observed 00 UTC 4 July 2002.	32
Fig. 9 Vertically averaged basic wind field for Rammasun, observed 00	

UTC 4 July 2002.	33
Fig. 10 Vertically averaged disturbance wind field for Rammasun, observed 00 UTC 4 July 2002.	34
Fig. 11 Streamfunction for the disturbance field. Thick line denotes the boundary of filter domain.	37
Fig. 12 Axisymmetric wind field obtained by Holland's axisymmetric typhoon model.	42
Fig. 13 Modified axisymmetric wind field for Rammasun. For details see the text.	45
Fig. 14 (a) Analysis wind speed field. (b) Wind speed field with axisymmetric wind before modification. (c) The same as in (b) except rescaled axisymmetric wind. (d) The same as in (c) except boundary matched axisymmetric wind.	48
Fig. 15 Initialized wind field for Rammasun, observed 00 UTC 4 July 2002.	50
Fig. 16 Wind speed profiles over the Rammasun's center at 00UTC 4 July 2002. Axisymmetric wind, disturbance wind, analysis wind and initialized wind are indicated on a solid line, dashed line, an open circle and an open square, respectively.	51
Fig. 17 Height field before Initialization for Rammasun, observed 00 UTC 4 July 2002.	53
Fig. 18 Height field after Initialization for Rammasun, observed 00 UTC 4 July 2002.	53

Fig. 19 Track forecast error as a function of the maximum wind speed and latitudinal location of the typhoon.	63
Fig. A1 Comparison of maximum wind speed in the west (M_{wind1}) half area from center of the vortex with the maximum wind speed in the east (M_{wind2}) half area. The perturbation field used for this comparison is filtered field which consists of a single wavenumber.	65

List of Table

Table 1	Average error (nm) of the track models, for 1996-97 east pacific tropical cyclones	11
Table 2	Track-forecast error distance of typhoon model for Rammasun.	55
Table 3	Track-forecast error distance of typhoon model for Nakri.	56
Table 4	Track-forecast error distance of typhoon model for Fengshen.	57
Table 5	Track-forecast error distance of typhoon model for Fung-wong.	58
Table 6	Track-forecast error distance of typhoon model for Phanfone .	59
Table 7	Track-forecast error distance of typhoon model for Rusa	60

Development of tropical cyclone initialization scheme for DFS global barotropic model

In-Hyuk Kwon

Department of Environmental Atmospheric Sciences, Graduate School,
Pukyung National University

Abstract

Tropical-cyclone initialization scheme for the global, barotropic, DFS-spectral model was developed. The 8th-order harmonic spectral filter (HSF) was employed in this new scheme in order to get a sharper cutoff of high wavenumber as well as improved computational efficiency compared to commonly used Kurihara filter. To separate the disturbance field (i.e., typhoon-scale perturbation) from the analysis field objectively, a new algorithm is presented: The typhoon scale is tentatively defined in terms of two-dimensional wave number n . Then, from the analysis field the circulation of scale n is separated, and the center of that perturbation is searched. By monitoring the center of the perturbations

with different n , the disturbance field is finally determined as the scale for which the positions of the centers are not sensitive to the change of n . The area of typhoon was identified using the streamfunction. The axisymmetric bogus typhoon was generated following the Holland's formula and modified to eliminate the discontinuity at boundary of typhoon area. The new scheme was applied to the 3 days track forecast of the typhoons that passed near or over the Korean peninsula in 2002 summer. Compared to the previous scheme or forecast without the bogusing, the new scheme yielded an improvement in the forecasts of tropical cyclone track.

1. 서론

태풍은 저위도 지방의 온난 해역에서 발생하며, 대부분 중위도 지방으로 이동한다. 태풍의 발생과 이동은 지구의 열적 불균등을 해소하는 중요한 역할을 하지만, 강한 바람과 많은 비를 동반하기 때문에 태풍이 통과하는 지역에서는 커다란 자연재해가 발생된다. 자연재해를 최소화하기 위해서는 태풍의 진로를 정확하게 예측하는 것이 무엇보다 중요하다. 정확한 태풍진로 예측에는 정확한 초기치, 정교한 수치모델뿐만 아니라 고성능 컴퓨터와 함께 정확한 자료해석 등이 필요하다.

현재 태풍진로예측을 위해 다양한 수치모델들이 사용되고 있다. 크게 2차원 순압모델과 3차원 경압모델로 나눌 수 있으며, 계산 영역으로 나누면 지역모델과 전구모델로 나눌 수 있다. 세계 각국에서 현업의 태풍진로예보를 위해 다양한 태풍모델의 예측 결과를 참조하여 예보를 산출하는데, 이것은 일종의 슈퍼앙상블 예보방법이라고 할 수 있다. 가장 뛰어난 하나의 모델만을 선정하여 그 모델만을 사용하지 않는 이유는 각 모델마다 특성이 다르고 장·단점이 있기 때문이다.

태풍의 수평바람은 연직변화가 거의 없다는 특징에 때문에 2차원 순압모델은 태풍진로예측에 종종 사용한다. 2차원 순압모델은 3차원 경압모델에 비해 모델이 단순하여 계산비용이 저렴하면서도 전체적인 진로예측의 성능은 뒤떨어지지 않는다. 또한 발달한 태풍이동에 대한 역학적인 이해에 도움을 준다(Anthes 1982). NHC (National Hurricane center)에서는 1960년대 후반부터 2차원 순압모델인 SANBAR (Sander and Burpee, 1968)를 시작으로 현재에는 LBAR (Limited area sine BARotropic) 등을 태풍 진로 예

측에 이용하고 있다. LBAR는 VICBAR model (Aberson and DeMaria 1994)의 현업 버전으로 개발된 지역 스펙트럴 모델로서 다른 모델에 비해 우수한 진로예보를 보이고 있다. Table 1은 NHC의 태풍진로예측 모델들의 예보시간당 평균오차를 나타낸 것이다.¹⁾

대부분의 정교한 태풍 진로예측모델은 지역모델이다. 그 이유는 계산 비용절감 때문이다. 그러나 지역모델은 경계치 문제, 태풍이 여러 개 존재할 때에 태풍이 설정된 모델의 영역을 벗어날 경우 진로예측을 할 수 없다는 등의 단점이 있다.

전구모델은 지역모델과 달리 경계치 문제가 없으며, 여러 개의 태풍이 동시에 존재할 경우에도 진로예측이 가능하다는 장점을 가지고 있다. 반면, 지역모델보다 많은 계산 비용을 요구한다. 현업에서는 예보 결과 산출까지 걸리는 시간이 최소화되어야 하므로, 전구모델은 저해상도로 수행될 수밖에 없다. 그러나 저해상도의 태풍모델은 태풍의 구조를 정확히 묘사할 수 없으므로 일반적으로 고해상도의 지역모델을 사용하고 있다.

최근에 보다 저렴한 비용과 높은 정확성으로 전구모델을 계산할 수 있는 DFS (Double Fourier Series) 스펙트럴법이 개발되었다(Cheong 2000a). DFS 스펙트럴법은 대부분의 기존 전구모델에서 사용하는 LSTM (Legendre Spectral Transform Method)의 정확성을 유지할 뿐만 아니라, FFT의 이용으로 계산의 속도가 향상되었다. 그리고 기저함수 저장에 불필요하기 때문에 요구되는 메모리 공간이 LSTM보다 작아 계산 비용이 절감되는 장점이 있다. 그러므로 DFS 스펙트럴법은 고분해능 전구모델에 적합하다고 볼 수 있다. Cheong (2000b)은 DFS 전구 스펙트럴법을 구면에서의

1) <http://www.nhc.noaa.gov/aboutmodels.shtml> 참조

친해파 방정식에 응용하여 DFS 전구 순압모델을 개발하였다.

모델을 이용하여 태풍을 예측하기 위해서는 태풍 초기화 과정이 필요하다. 대부분의 태풍들은 관측자료가 빈약한 열대 해양에서 발생한다(Gray 1979). 위성 관측을 이용하면서 태풍의 위치나, 바람, 주위의 온도 등의 자료가 수집되고 있으나 태풍의 구조를 분석하는데는 여전히 부족하다. 또한 태풍 예보모델에 입력변수로 사용되는 분석장이 태풍예측모델에 비해 저해상도이다. 이러한 불명확한 태풍이 모델에 입력된다면 아무리 정교한 모델이라고 하더라도 태풍의 진로를 정확하게 예측할 수 없게 된다. 따라서 분석장이 분석한 태풍 성분 대신에 실제와 가까운 모조태풍을 삽입하는 보거싱이 요구된다(Lord 1991). 이러한 태풍 보거싱을 통해 많은 태풍 예측모델들이 태풍의 진로와 강도의 예측에 대해서 향상된 성능을 보였다(Trinh and Krishnamurti 1992; Serrano and Uden 1994; Kurihara et al. 1993, 1995). Serrano and Uden (1994)는 ECMWF의 자료동화 시스템에서 보거싱 방법을 사용하여 태풍진로의 예측에 관한 정확성을 향상시켰다. Kurihara et al. (1993)은 GFDL (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory)의 MMM (Multiply nested Movable Mesh) 태풍모델에 이용되는 태풍 초기화 기법을 개발하였다. 이 기법은 태풍강도가 약할 경우 정밀도가 떨어지는 단점이 있었으나, Kurihara et al. (1995)은 필터영역을 조정하는 기법을 사용하여 개선하였다. 이 GFDL방식의 태풍초기화 방법은 현재 NHC에서 사용되고 있다. Zou and Xiao (2000), Kwon et al. (2002) 등의 연구자들이 이 GFDL방식의 태풍 초기화 방법을 지역모델에 사용하여, 태풍 진로 및 강도의 예측 성능을 향상시켰다.

본 연구에서는 고해상도(T340) 전구모델인 DFS 순압모델에 적합한

태풍 초기화 기법을 개발하였다. 2장에서는 DFS 순압모델에 대해서 설명하였다. 본 연구에서의 태풍 초기화 전체적인 과정은 GFDL방식의 태풍 초기화 과정과 비슷하다. 그러나 분석장에서 태풍을 추출할 때 사용되는 필터를 새로운 스펙트럴 필터로 대체하였고, 이 필터에 적합하도록 태풍 초기화과정이 진행된다. 새로운 초기화 방법과 비교하기 위하여 GFDL방식의 태풍 초기화 과정을 3장에서 간략하게 설명한다. 4장에서는 DFS 순압모델에 적합한 태풍초기화 방법이 상세하게 서술되었다. 5장에서는 태풍 초기화된 자료를 DFS 순압모델에 입력하여, 2002년 여름철에 발생하여 한반도 주변을 통과한 태풍들의 경우에 대해서 진로예측 실험을 하였다. 6장에는 결론 및 토의를 제시한다.

Table 1 Average error (nm) of the track models, for 1996-97 east pacific tropical cyclones.

Model	Forecast Interval (hr)				
	12	24	36	48	72
CLIPER	42	80	122	165	235
NHC91	41	74	103	135	209
BAMS	51	91	129	163	211
BAMM	47	83	113	144	208
BAND	48	87	120	152	233
LBAR	43	80	112	148	229
GFDI	55	93	119	154	230
No. Cases	289	244	197	166	110

2. DFS 전구순압 모델

본 연구에서 사용된 모델은 DFS 전구순압 모델이다. 기저함수 (orthogonal basis functions)로서 double Fourier series를 사용한다. 예를 들어, 소용돌이도(ζ)를 기저함수를 이용하여 전개하면, 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\zeta(\lambda, \phi, t) = \sum_{m=-M}^M \zeta_m(\phi, t) e^{im\lambda} \quad (1)$$

$$\zeta_m(\phi, t) = \begin{cases} \sum_{n=0}^N \zeta_{n,m}(t) \cos n\phi & \text{for } m=0, \end{cases} \quad (2a)$$

$$\zeta_m(\phi, t) = \begin{cases} \sum_{n=1}^N \zeta_{n,m}(t) \sin n\phi & \text{for odd } m, \end{cases} \quad (2b)$$

$$\zeta_m(\phi, t) = \begin{cases} \sum_{n=1}^N \zeta_{n,m}(t) \sin \phi \sin n\phi & \text{for even } m(\neq 0), \end{cases} \quad (2c)$$

여기서 λ 는 경도, ϕ 는 위도+ $\pi/2$, n 과 m 은 각각 남북파수와 동서파수를 나타내고 i 는 $\sqrt{-1}$ 이다. N 과 M 은 각각 남북 최대파수와 동서 최대파수이다. 여기서 사용된 스펙트럴 모델은 경도와 위도 양방향에 대하여 FFT를 적용할 수 있으므로 스펙트럴계수는 매우 효율적으로 구해질 수 있다.

DFS 전구순압모델에서 사용되는 구면에서의 천해파 방정식은 다음과 같이 쓸 수 있다.

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = \frac{-1}{\sin^2 \phi} \left[\frac{\partial}{\partial \lambda} U(\zeta + f) + \sin \phi \frac{\partial}{\partial \phi} V(\zeta + f) \right] \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \delta}{\partial t} = & \frac{+1}{\sin^2 \phi} \left[\frac{\partial}{\partial \lambda} V(\zeta + f) - \sin \phi \frac{\partial}{\partial \phi} U(\zeta + f) \right] \\ & - \nabla^2 \left[\Phi' + \Phi_s + \frac{U^2 + V^2}{2 \sin^2 \phi} \right] \end{aligned} \quad (4)$$

$$\frac{\partial \Phi'}{\partial t} = \frac{-1}{\sin^2 \phi} \left[\frac{\partial}{\partial \lambda} U \Phi' + \sin \phi \frac{\partial}{\partial \phi} V \Phi' \right] - \bar{\Phi} \delta, \quad (5)$$

여기서, $U \equiv u \sin \phi$, $V \equiv v \sin \phi$, u 는 동-서 바람성분, v 는 남-북 바람성분이고, $f (\equiv -2 \cos \phi)$ 는 코리올리 파라미터, Φ_s 는 surface geopotential (= gh_s ; g 는 중력가속도, h_s 는 topography), $\Phi' = gh'$, h' 는 $\bar{h}$ (global-mean height)로부터의 편차, δ 는 수평발산이다. 또한 구면에서 와도장과 수평발산장은

$$\zeta = \frac{1}{\sin^2 \phi} \left\{ \frac{\partial V}{\partial \lambda} - \sin \phi \frac{\partial U}{\partial \phi} \right\} \quad (6)$$

$$\delta = \frac{1}{\sin^2 \phi} \left\{ \frac{\partial U}{\partial \lambda} + \sin \phi \frac{\partial V}{\partial \phi} \right\} \quad (7)$$

과 같이 나타낸다.

DFS 전구순압모델은 여러 가지의 해상도를 지원하는데, 본 실험에 사용된 모델의 격자체계는 1024×512 로서 T340 해상도를 가진다. 입력변수로는 고도장과 바람장이며, 6시간마다 고도장, 바람장, 와도장, 발산장을 출력한다. 전구 순압모델의 계산과정은 Cheong (2000b)에 자세히 기술되어 있다.

3. GFDL방식의 태풍 초기화 과정

GFDL방식에서는 먼저 하층($\sigma=0.85$; σ =기압/지상기압)의 바람 분석장을 Kurihara et al. (1990)의 필터를 이용하여 약 1,000km 규모를 기준으로 큰 규모와 작은 규모로 나눈다. 이때 큰 규모의 바람장을 기본장이라고 하고, 작은 규모의 바람장을 요란장이라고 한다. 요란장에서 태풍 중심을 정하고, 중심 반경에 따른 접선풍의 변화에 따라 필터영역을 결정한다. 필터영역 내의 요란장은 태풍성분과 비태풍성분으로 구성되어 있다고 가정하고, 필터영역 경계의 점들을 이용하여 필터 영역 내의 비태풍성분을 Gandin (1963)의 최적내삽법(Optimal Interpolation: 이하 OI로 표기함)을 사용하여 추출한다. 분석장에 포함된 태풍성분은 필터영역내의 요란장에서 구해진 비태풍성분을 제거하여 구한다. 이렇게 구한 태풍성분을 분석장에서 제거하면 배경장이 된다. 필터영역에 알맞은 새로운 3차원 와도를 생성하여, 배경장에 삽입한 후 질량장을 수정하여 모델에 적합한 초기장을 만든다.

권혁조(2002)는 DFS 전구순압모델에 GFDL방식의 태풍 초기화를 하였다. 전체적인 흐름은 Fig. 1에 나타내었다. Fig. 1에서 점선은 필터영역에서의 흐름을 나타낸다. V_a 는 바람 분석장, V_b 는 바람 기본장, V_d 는 바람 요란장, V_t 는 태풍성분 바람, V_{nt} 는 OI로 구해진 비태풍성분 바람이다. V_e 는 바람 배경장, V_s 는 새로 생성한 축대칭바람, V_i 는 바람 초기장이다. Φ_i 는 바람 초기장에 적합하도록 수정된 태풍영역 내의 고도장, Φ_o 는 태풍영역 이외의 고도 분석장, Φ_n 는 고도의 초기장이다. 새로운 3차원 와도를 생성하기 전까지의 과정은 기존의 GFDL방식과 거의 일치한다. 2차원 순압모델의 경우에는 3차원 와도 대신 축대칭의 바람장을 생성하여 삽입한다.

고도장 또한 초기화된 바람장에 알맞게 수정되어야 한다. 필터영역에서 초기화된 바람장과 물리적으로 부합되도록 고도 분석장을 밸런스 공식을 사용하여 수정한다. 결국 필터영역 외부에서의 고도 분석장과 필터영역 내부에서의 수정된 고도장이 초기화된 고도장이 된다.

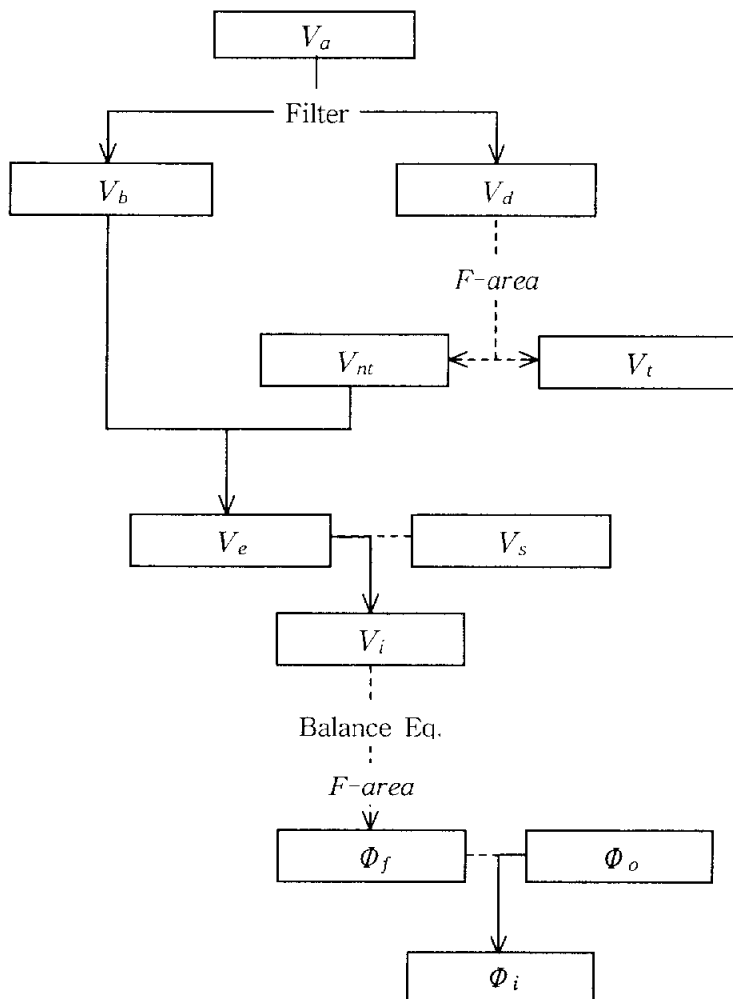


Fig. 1 Flow chart of GFDL-type bogusing process. For the explanation see the text.

4. DFS 모델에 적합한 태풍 초기화 과정

새로운 태풍 초기화의 흐름을 Fig. 2에 나타내었다. Fig. 2에서 점선은 태풍영역에서의 흐름을 나타낸다. V_a 는 바람 분석장, V_b 는 바람 기본장, V_d 는 바람 요란장, V_t 는 태풍성분 바람, V_c 는 수정된 축대칭바람, V_i 는 바람 초기장이다. Φ_t 는 태풍성분으로부터 구한 고도장, Φ_c 는 수정된 축대칭바람으로부터 구한 고도장, Φ_m 은 식 (8)과 같이 구한 수정된 고도장, Φ_a 는 고도의 분석장이며, Φ_i 는 고도의 초기장이다.

$$\Phi_m = \Phi_c - \Phi_t \quad (8)$$

전체적인 태풍초기화 과정은 GFDL방식의 태풍 초기화 과정과 비슷하다. 가장 큰 차이점 중의 하나는 분석장을 분리할 때 사용하는 필터가 다르다는 것이다. GFDL방식의 태풍 초기화 과정 중 분석장에서 태풍성분을 분리할 때 사용되는 Kurihara et al. (1990)의 필터는 파수절단이 완만한 특성이 있다. 따라서 특정 규모에 대해 필터링을 하였을 경우 특정 규모 이하만 제거되는 것이 아니라, 특정 규모보다 큰 규모의 성분들도 상당부분 제거된다.

본 연구에서는 태풍 규모를 좀 더 객관적으로 정하고, 분석장으로부터 태풍 규모 이하만을 제거하여 분석장에서 태풍성분만을 추출하고자 한다. 그러므로 좀 더 예리하게 파수절단을 할 수 있는 필터를 선택할 필요가 있다. 따라서 본 연구에서는 GFDL방식에서 사용하는 Kurihara et al. (1990)의 필터 대신 정교한 스펙트럴 필터를 태풍 초기화 방법에 사용한다.

또 하나의 차이점으로 태풍 규모를 결정하는 과정이 추가되어 있다는 것이다. GFDL방식의 태풍초기화 과정에서는 태풍규모를 약 1000km로 고정하기 때문에 항상 9° 규모로 필터링을 한다. 그러나 모든 태풍이 같은 규모를 갖는 것이 아니기 때문에 각각의 태풍규모에 맞게 필터링할 필요가 있다. 따라서, 본 연구에서는 각각의 태풍에 맞는 규모를 결정하여 그 규모에 맞게 필터링을 한다.

GFDL방식의 태풍초기화 과정에서는 요란장에서 필터영역을 결정하고, 필터영역 내에서 비태풍 성분을 OI방식으로 구하였다. 본 연구에서는 요란장에서 태풍의 영향을 받는 영역을 구하고, 이 영역을 태풍영역이라고 하겠다. 이 태풍영역에서는 비태풍 성분을 구하지 않는다. 그 이유는 4. 3절에 설명한다.

고도장의 초기화 방법도 다르다. 권혁조(2002)는 고도 분석장 중 필터영역 안에서의 고도장을 벨런스 공식을 이용하여 바람장에 적합하도록 수정하였다. 본 연구에서는 태풍영역 내에서 태풍의 축대칭 성분의 바람장을 이용하여 산출한 고도장과 분석된 태풍성분의 바람장을 이용하여 산출한 고도장의 차이를 고도 분석장에 더하였다. 따라서, 고도 분석장에 포함되어 있는 태풍영역 내의 요란장에 대한 고도장을 제거하고, 모조태풍에 대한 고도장을 삽입한 것이다.

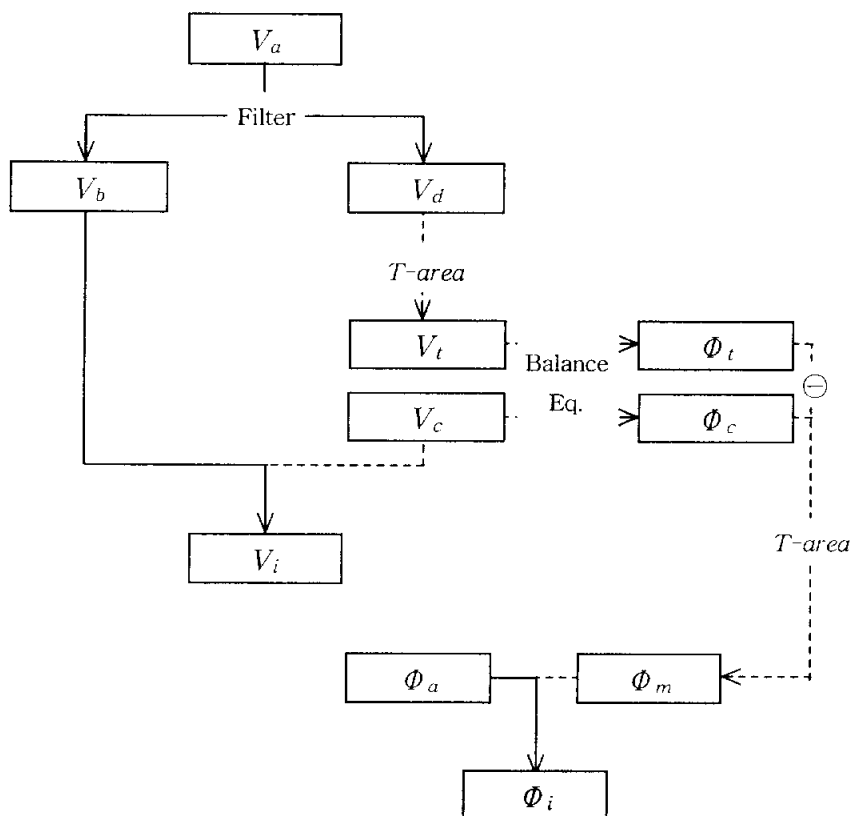


Fig. 2 Flow chart of the new bogusing process used in this study. For the explanation see the text.

4.1 모델에 적합한 분석장 생성

태풍 초기화에 사용되는 자료는 GDAPS (Global Data Assimilation and Prediction System)의 분석장이다. 그 중 연직으로 200, 250, 300, 400, 500, 700, 850 hPa의 7개의 층에 대한 바람장과 고도장 자료가 사용된다. DFS 순압모델은 2차원 모델이므로 7개의 층을 연직으로 평균하여 사용해야 한다. 또한 GDAPS 분석장의 격자체계가 192×97 이므로 DFS 순압모델에 맞게 1024×512 의 격자체계로 수평 내삽되어야 한다.

바람장과 고도장을 각각 연직 평균하여 바람의 연직 평균장, 고도의 연직 평균장을 만드는데, 이 때 연직 평균하는 방법에 따라 이들 평균장은 달라진다. 그리고 달라진 평균장은 태풍의 진로에 막대한 영향을 미치므로, 적절한 연직 평균 방법이 요구된다.

GDAPS의 자료들은 연직으로 등 간격이지 않다. 따라서 가중 없이 평균을 하면 적절한 평균장을 구할 수 없다. 자료별로 자료간의 거리에 따라 가중을 주어서 평균을 하는데, 이 또한 신뢰성이 떨어진다. 가중 평균 방식은 거리에 따라 가중을 주는 방식이므로, 다른 자료들과 거리가 많이 떨어져 있는 경우에 그 자료는 다른 자료에 비해 더 큰 가중을 가진다. 그러나 거리가 멀리 떨어져 있는 자료가 존재할 때, 다른 자료에 비해 큰 가중이 있으나, 이 자료가 그 넓은 거리를 대표한다고 장담할 수 없다. 따라서 더 조밀한 등 간격으로 내삽을 한 후 평균하는 방법이 더 합리적일 것이다.

본 연구에서는 연직방향에 대해 등 간격으로 내삽하기 위해 cubic spline 내삽법을 사용한다. 이 방법은 주어진 점들을 이용하여 점 사이를 3차 다항식을 사용하여 근사하는 방법으로써, 선형근사와 다르게 원만한

곡선으로 근사를 한다. 따라서 거리에 따라 자료의 값이 변화하는 추세를 반영하여 근사가 이루어진다. 이 cubic spline 내삽도 물론 오차를 포함할 것이나, 기상요소들은 연속적으로 변하기 때문에 선형내삽에 비해 오차가 작다고 할 수 있다.

200~850 hPa까지 7개의 층의 값을 사용하여, cubic spline 내삽으로 50 hPa 간격으로 14개의 층의 자료를 산출한다. Fig. 3은 2002년 7월 3일 00UTC에 위도 72°N, 경도 17°E에서 v 성분을 연직 층 별로 나타낸 그림이다. 고도에 따라 v 가 원만하게 변하는 것을 볼 수 있다. 이렇게 내삽된 14개의 층을 가중 없이 평균하면, 가장 타당한 연직 평균장이 될 것이다. Fig. 4a는 Fig. 3과 같은 시간에 전구 분석장을 층별로 가중치를 주어서 연직 평균한 고도장이다. Fig. 4b는 같은 시간으로서 cubic spline 내삽을 이용한 후 연직 평균한 고도장이다. Fig. 4a에 비해 원만하면서도 고기압·저기압 등의 종관적인 특징을 더 잘 나타낸다. 특히 한반도 근처의 태풍이 상대적으로 뚜렷하게 보인다.

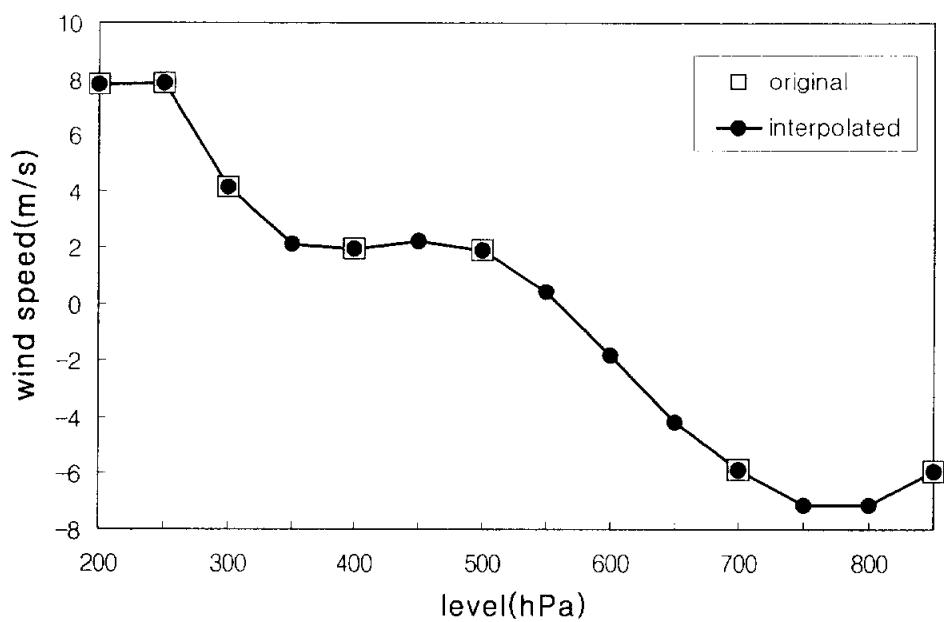


Fig. 3 Original and interpolated meridional wind speed.

연직 평균된 GDAPS의 분석장은 192×97 의 격자 체계이므로, DFS 순압모델의 격자 체계인 1024×512 로 내삽을 해야 한다. 이 때 Spectral interpolation이 사용된다. 이것은 격자값들을 파수로 변환한 후, 원하는 해상도에 알맞은 파수만큼을 다시 격자값으로 변환하는 방법이다.

192×97 의 격자값을 남북 방향으로 선형 내삽하여, 192×96 의 격자 체계로 만든다. 192×96 의 격자 체계에서 최대파수 M 과 N 은 96이다(식 (1)과 (2)). 반면 모델의 격자 체계인 1024×512 의 경우에는 2/3 rule을 적용하여 최대파수가 340(T340)이 된다. 192×96 의 격자값을 파수로 변환한 후, 파수 96까지를 고해상도 모델(T340)의 파수 공간에 저장한다. T340 파수 공간 자료를 격자값으로 다시 변환하면, 1024×512 로 내삽된 격자값이 생성된다. Fig. 4c는 같은 시간에 연직 평균된 192×96 의 고도장을 1024×512 의 격자값으로 내삽한 그림이다. 저해상도에서 고해상도로 내삽되었지만 내삽 전과 후의 차이를 거의 찾기 힘들다. 연직 평균과 수평내삽 과정을 거쳐 모델에 적합하게 변환된 분석장은 이후의 태풍 초기화과정에 사용된다.

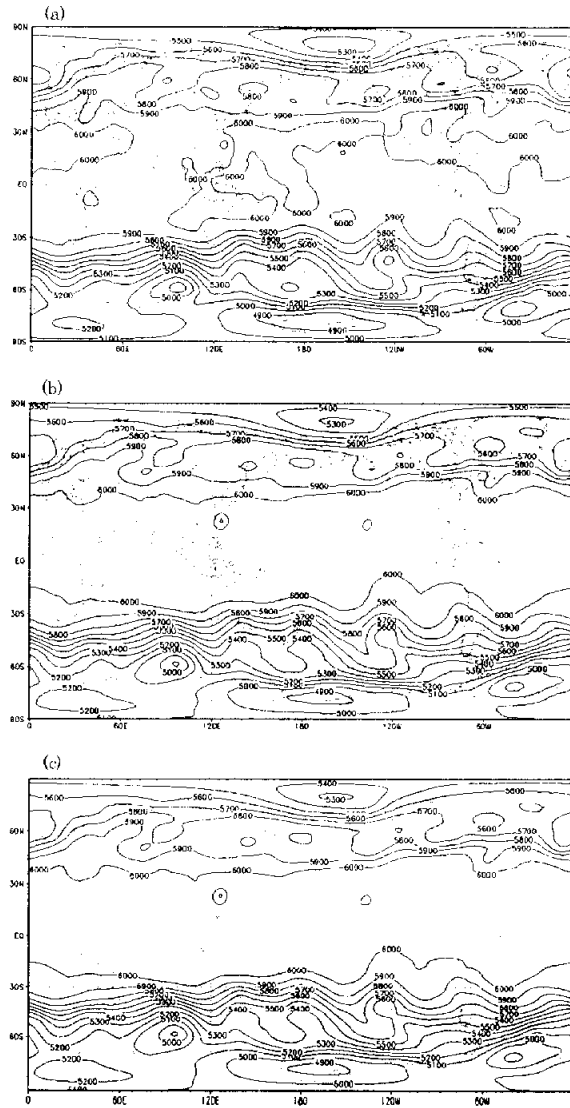


Fig. 4 (a) Weighted average of the height field. (b) Averaged height field of equal-sigma interval, produced by cubic spline interpolation. (c) Height field produced by spectral interpolation.

4.2 태풍규모의 결정과 요란장 분리

모델에 적합하게 수정된 바람 분석장을 필터를 사용하여 기본장과 요란장으로 나눈다. 기본장은 태풍 규모보다 큰 규모의 바람 요소가 포함될 것이며, 요란장은 태풍 규모와 같거나 작은 규모의 바람이 포함될 것이다. 기존의 GFDL방식의 태풍 초기화에서는 Kurihara et al. (1990)의 local three-point smoothing 연산자를 사용하여 필터링(이후로는 Kurihara 필터링이라고 함) 기법을 사용하였다. 이 필터는 예리하지 못하고, 완만한 것이 특징이다. 따라서 특정 규모를 중심으로 정확하게 분리할 수 없다. 기존의 GFDL방식은 태풍 규모를 9° 라고 정하고 이를 중심으로 필터링을 하게 된다. 필터링으로 잘려져 나간 작은 성분의 요란장과 남아있는 기본장은 Fig 5a에 묘사된다. 9° 이하의 규모는 정상적으로 모두 요란장에 포함되었다. 하지만 이보다 큰 규모인 15° , 20° 는 모두 기본장에 포함되어야 하나, 각각 82%, 60%가 필터링 후 요란장에 포함되었다.

본 연구에서는 Cheong et al. (2002)의 고차 라플라시안 연산자의 연산 알고리즘을 적용한 필터링(이후로는 라플라시안 필터링이라고 함) 기법을 도입하였다:

$$\begin{aligned}\zeta_n^* &= [1 + \gamma \nabla^{2d}]^{-1} \zeta_n \\ \gamma &= \frac{1}{\alpha [M \times (M+1)]^{2d}},\end{aligned}\tag{9}$$

여기서 M 은 최대절단파수, d 는 라플라시안 연산자 차수, α 는 필터계수이

며, ξ_n^* 은 필터링된 변수를 의미한다.

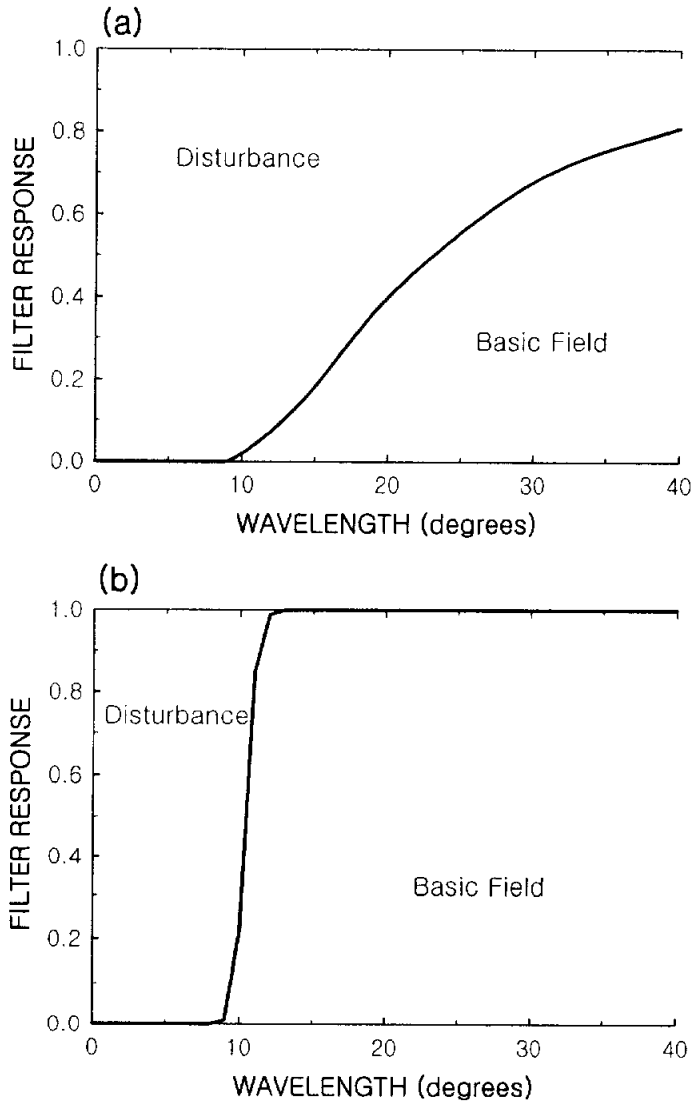


Fig. 5 (a) Response to the Kurihara' Filter. (b) Response to the high order harmonic spectral filter.

ξ_n^* 는 라플라시안 연산자의 역산으로 구해질 수 있다. 라플라시안 연산자의 차수가 고차가 될수록 필터는 더욱 예리하게 된다. Fig. 5b는 M 을 40(9° 규모), α 를 0.01, d 를 8로 정한 라플라시안 필터링 기법을 이용하여 분석장을 요란장과 기본장으로 나눈 것을 묘사한 것이다. 9° 일 때는 99%가 요란장이 되고, 12° 에서는 99%가 기본장이 된다. 따라서 만약 태풍 규모가 9° 이고 각각의 필터링 기법을 이용하여 태풍을 제거한다면, Kurihara 필터링 기법은 라플라시안 필터링 기법에 비해 태풍이 아닌 큰 규모 성분이 지나치게 많이 제거된다. 또 하나의 라플라시안 필터링 기법의 장점은 구면 조화 함수로서 구면을 고려하여 필터링하므로 극문제(pole problem)가 없다는 것이다. 그러므로 Kurihara 필터링 기법과는 다르게 고위도에서도 균일하게 필터링을 한다.

고차 라플라시안 필터링으로 바람장을 필터링하기에 앞서 중요한 것은 태풍의 규모를 결정하는 것이다. 태풍마다 크기가 다르므로 필터링하는 규모도 다르게 주어야 한다. 정확한 태풍크기를 알고 이 규모로 필터링을 해야만 기본장과 요란장을 명확하게 분리할 수 있다. 따라서 태풍규모를 정확하게 파악하는 것이 중요하다.

태풍이 존재하는 바람장을 규모별로 크게 3가지로 나누면, Fig. 6과 같이 나타낼 수 있다. Fig. 6a, 6b, 6c는 각각 태풍규모 이하인 태풍 규모, 베타효과 등이 포함된 중간 규모, 편서풍 등이 포함된 전지구 규모를 나타낸다. 태풍 규모의 흐름을 묘사한 Fig. 6a의 중심부에 반시계 방향의 회전류가 나타나는데, 이 회전류의 중심을 태풍의 중심이라고 할 수 있다.

베타효과가 포함되지 않은 태풍성분은 거의 축대칭에 가깝다. 이것은 Fig. 6a의 중심부에 존재하는 반시계 방향의 회전류가 거의 축대칭을 나타

냄으로 설명된다. 그러나 베타효과를 포함한 중간규모가 포함될수록 태풍의 비축대칭은 강해진다. 따라서 태풍규모는 거의 축대칭을 유지하는 최대규모로 정하는 것이 타당할 것이다. 그러나 각 규모마다 축대칭인지 아닌지를 판단하기는 매우 까다롭다.

Fig. 6a와 Fig. 6b에서 모두 반시계 방향의 회전류가 존재하나, 특징적으로 다른 점은 회전류의 중심 위치가 다른 것이다. 태풍 규모에서는 태풍 중심을 기준으로 바람이 회전을 하는데 반해 중간 규모는 태풍의 중심부를 가로지르는 흐름의 베타효과가 존재하기 때문이다. 따라서 중간 규모가 포함될수록 비축대칭이 발달함과 더불어 회전류의 중심이 태풍중심으로부터 멀어진다고 할 수 있다.

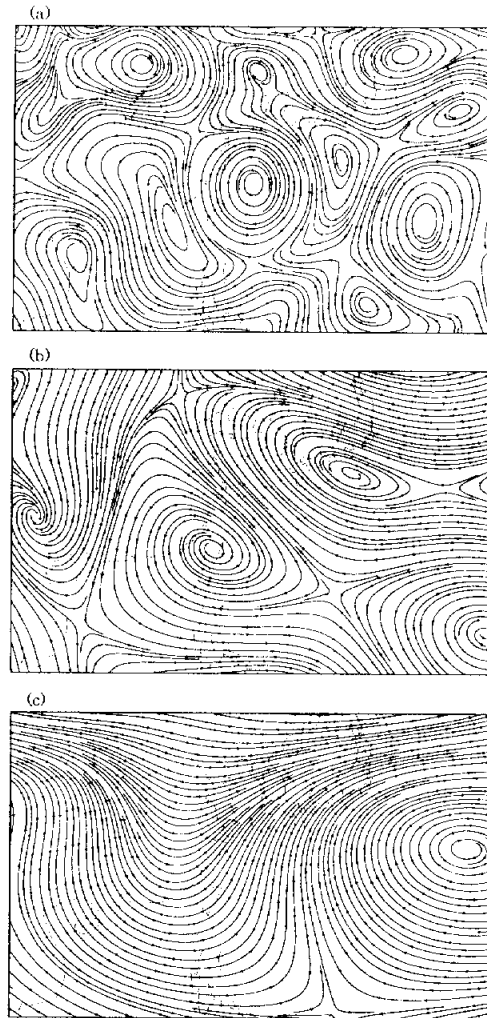


Fig. 6 Distribution of Streamline filtered by high-order spectral filter. (a), (b) and (c) are typhoon-, medium- and global-scale components, respectively. This is the case of Rammasun, observed at 00 UTC 4 July 2002.

본 연구에서는 태풍이 존재하는 바람필드를 작은 규모부터 큰 규모로 각각 나누고, 규모마다 바람의 회전 중심을 검색하여 회전 중심이 태풍 중심에서 멀어짐을 판단하여 태풍 규모를 결정한다. 각각의 규모로 나누는 방법으로 이중 필터링이 사용된다. 구하고자 하는 규모에 해당하는 파수가 n 이라고 하면,

$$V_n^f = f_{n+1}(V_a - f_n(V_a)) \quad (10)$$

에 의해 그 규모의 바람장이 구해진다. V_n^f 는 파수 n 에 해당하는 바람성분, $f_n()$ 는 괄호 안을 파수 n 으로 필터링한다는 기호이다(구면조화함수의 총 파수 n 보다 큰 성분을 제거). 예로 12° 규모(파수 30에 해당)에 대한 분석장을 구하는 방법은 먼저 분석장을 파수 30으로 필터링을 한다. 필터링하기 전의 분석장에서 필터링을 거친 파수 30미만의 장파로 이루어진 분석장을 빼면, 파수 30이상의 단파 성분이 산출된다. 이 파수 30이상의 단파장을 다시 파수 1증가한 파수 31로 필터링한다. 이렇게 이중으로 필터링을 취하면 대략 12° 규모인 파수 30인 성분만 남게 되는 것이다.

바람 분석장을 여러 가지 파수 n 에 대해 이중 필터링을 하여, 각각의 n 성분에 해당하는 바람장을 추출한다. n 성분 바람장에서 회전류의 중심 위치를 조사한 것이 Fig. 7에 나타난다. Fig. 7은 2002년 7월 4일 00 UTC의 분석장에서 각각의 n 성분을 추출하고, 추출한 바람장마다 바람의 회전 중심이 변함을 묘사하였다. 각각의 점 옆에 표시된 숫자는 파수를 나타낸다. 파수가 작아질수록 회전 중심이 태풍 중심으로부터 멀어짐이 잘 나타난다. 본 연구에서는 각각의 규모에서 바람 회전 중심과 태풍 중심의 거리가 200

km를 초과하면 태풍 규모를 벗어난 것으로 간주한다. Fig. 7에서는 파수 21일 때 거리가 200 km를 초과하므로 이 규모는 태풍보다 큰 규모라고 생각할 수 있다. 이 경우에는 파수 21을 포함하지 않는 22 이상의 파수가 태풍 규모라고 할 수 있다. 저기압성 회전류의 중심과 태풍 중심 사이의 거리가 증가함에 따라 비축대칭이 강해짐은 Appendix에 보충 설명한다.

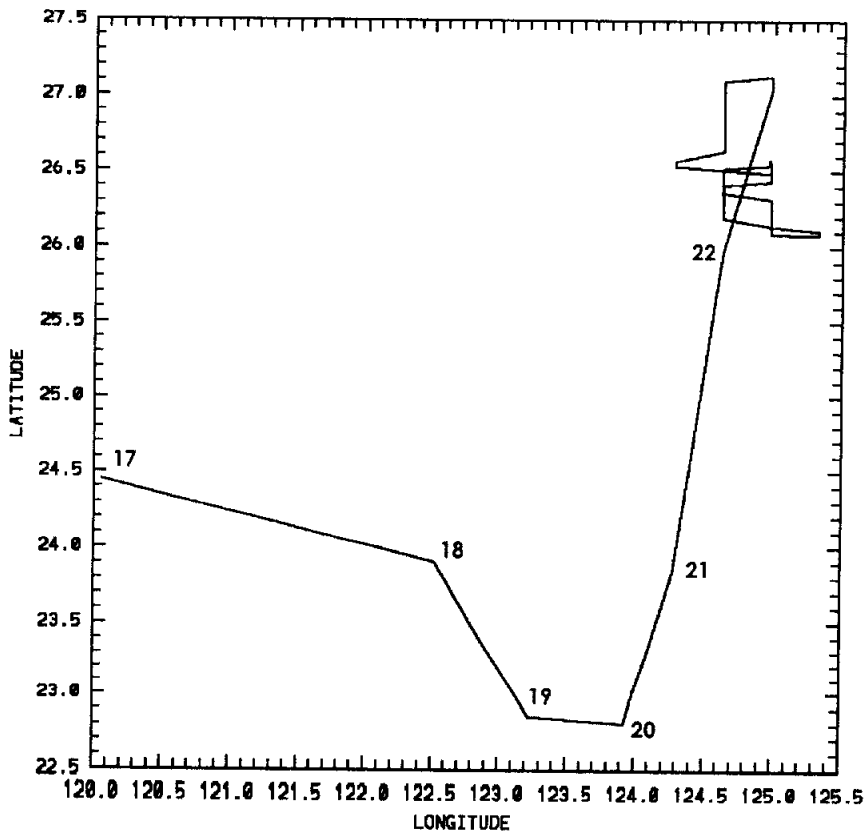


Fig. 7 Variation of center of a single-scale circulation for differently defined perturbation-scale n . The numbers represent the total wavenumber by which the analysis field is filtered.

태풍 규모가 결정되었다면, 태풍영역을 구하기 위해 분석장을 태풍 규모로 필터링을 한다. 필터링을 하면, 기본장이 생성된다. 요란장은 필터로 제거된 부분이므로 분석장에서 기본장을 빼내어 구한다.

$$\text{요란장}(V_d) = \text{분석장}(V_a) - \text{기본장}(V_b)$$

Fig. 8, Fig. 9, Fig. 10은 2002년 7월 4일 00 UTC Rammasun의 경우에 각각 분석장, 기본장, 요란장이다.

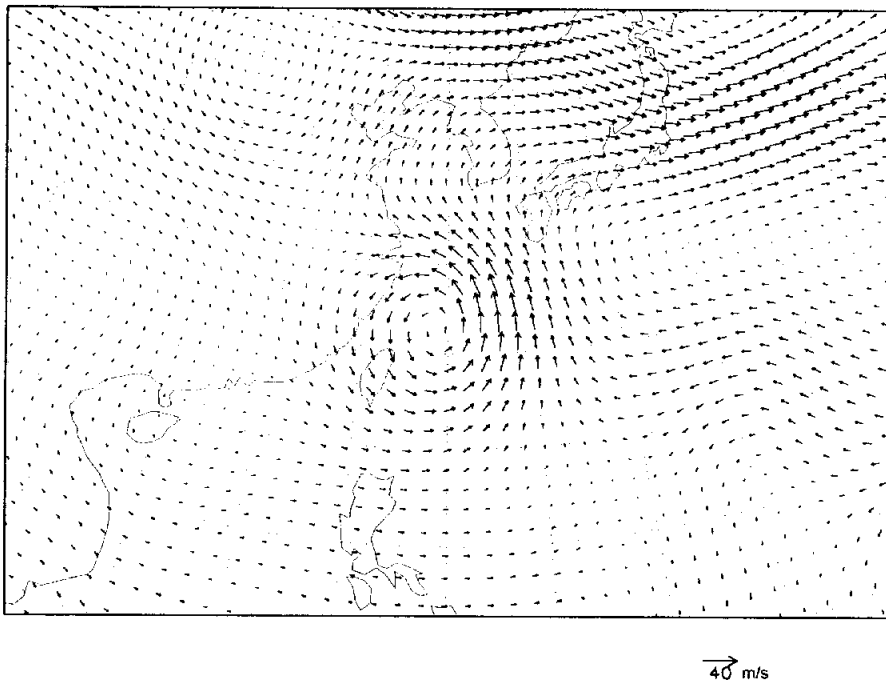
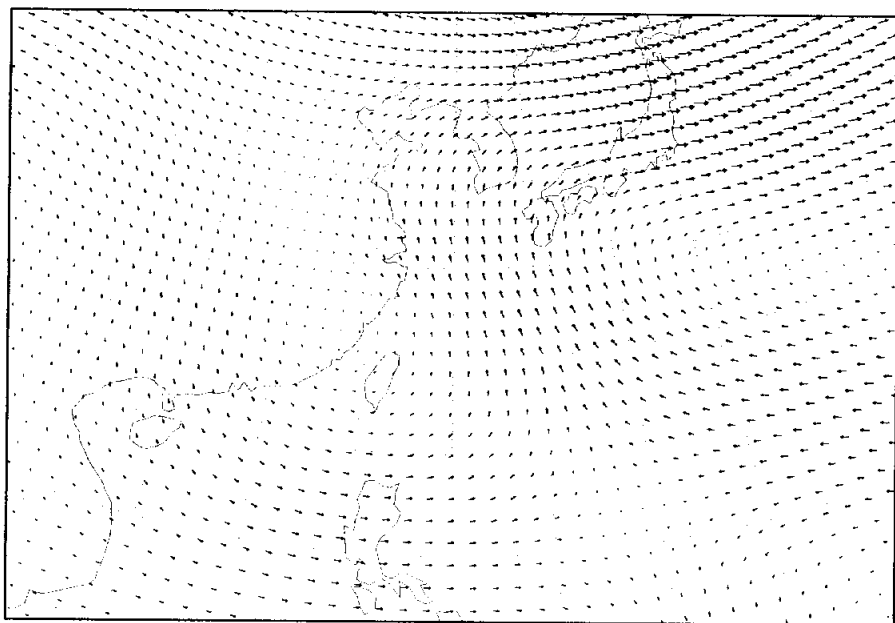
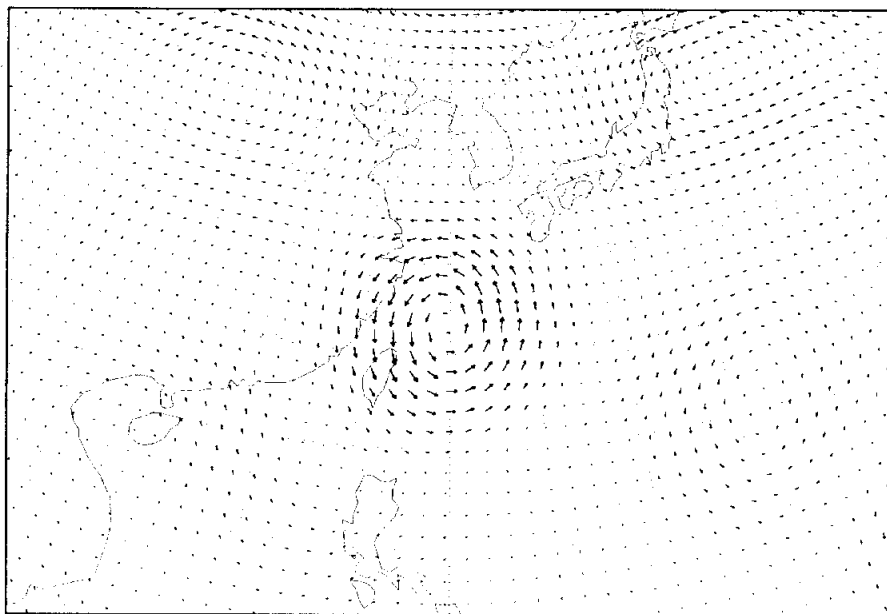


Fig. 8 Vertically averaged wind field for Rammasun, observed 00 UTC 4 July 2002.



40 m/s

Fig. 9 Vertically averaged basic wind field for Rammasun, observed 00 UTC 4 July 2002.



$\overrightarrow{40}$ m/s

Fig. 10 Vertically averaged disturbance wind field for Rammasun, observed 00 UTC 4 July 2002.

4.3 태풍영역 결정

태풍 영역은 요란장을 이용하여 결정한다. 초기화 과정의 다음 단계는 요란장을 이용하여 태풍영역을 결정하는 것이다. 태풍 중심에서부터 멀어질수록 저기압성 회전은 약해지고 태풍규모를 벗어나면, 저기압성 회전이 사라지는 지점이 생긴다. 각 방향으로 이러한 지점을 연결하면, 태풍 영역을 구할 수 있다. 태풍 중심을 정한 후 이 중심을 기준으로 접선풍을 구하면, 중심 반경에 따라 접선풍이 작아짐이 관측된다. 접선풍의 부호가 양에서 음으로 바뀌는 지점을 태풍영역의 경계점으로 설정하고, 이 경계점들을 연결하면 태풍영역을 구할 수 있다.

만약 태풍 가장자리에서 접선풍의 부호가 바뀌는 경계점이 나타나지 않는다면, 이것은 요란장을 구할 때 필터링을 정확하게 하지 않았기 때문이다. 태풍규모이거나, 그 이하의 규모에서는 Fig. 6a나 Fig. 10에서 나타나듯이 태풍 부근에서 분명한 저기압성 회전을 하고, 가장자리에 저기압성 회전에서 고기압성 회전으로 바뀌는 부분이 생긴다. 그러나 태풍규모 보다 큰 규모의 바람성분(예: Fig. 6b)이 요란장에 섞였다면, 태풍의 가장자리에서 접선풍의 부호가 바뀌는 경계점이 나타나지 않을 수도 있다. GFDL방식에서는 Kurihara 필터링으로 항상 9° 규모로 필터링을 하므로, 태풍의 가장자리에서 접선풍의 부호가 바뀌는 경계점이 존재하지 않을 수도 있다. 따라서 좀 더 복잡한 방법으로 필터영역을 구하게 된다.

접선풍으로 태풍 영역을 정할 때에 태풍 중심을 어떻게 정하느냐에 따라 태풍영역이 달라짐으로, 정확한 태풍의 중심을 찾는 것이 중요하다. 본 연구에서는 더욱 간단히 태풍 영역을 결정하기 위해 접선풍 대신 유선함수

를 이용한다. 수평발산을 0이라 가정하고 바람장으로부터 유선함수를 구한다:

$$\begin{aligned}\zeta &= \frac{1}{\sin^2 \phi} \left\{ \frac{\partial V}{\partial \lambda} - \sin \phi \frac{\partial U}{\partial \phi} \right\} \\ \phi &= \nabla^{-2} \zeta.\end{aligned}\tag{11a, b}$$

여기서, $U = u \sin \phi$, $V = v \sin \phi$, $\phi = \theta + \pi/2$ 이다. 식 (11a)를 이용하여 바람장으로부터 와도장을 구하고, 와도장의 라플라시안 역산을 통해 유선함수를 구한다. 유선함수의 특징으로 바람은 유선에 평행하면서, 북반구에서는 $\nabla \phi$ 의 왼쪽 직각 방향으로 바람이 분다. 따라서 태풍영역에서는 $\partial \phi / \partial r > 0$ 이다. 이 때 r 은 태풍중심으로부터의 거리이다. 따라서 $\partial \phi / \partial r = 0$ 인 점이 태풍영역의 경계점이 되는데, 본 연구에서는 태풍 중심으로부터 32방향의 경계점을 찾았다. 이 32개의 경계점을 이어서 생긴 영역이 태풍영역이 된다. Fig. 8은 요란장에서 구한 유선함수장이고, 태풍영역이 묘사되어 있다.

태풍 규모를 적절히 객관적으로 정의하였고 예리한 필터링을 하였으므로, 태풍영역 내에는 태풍 규모와 같거나 더 작은 규모의 성분만이 있게 된다. 이 영역 내에는 대부분이 태풍성분일 것이나 태풍 규모보다 작은 비태풍 성분도 포함되어 있을 것이다. 태풍 규모보다 더 작은 규모로 필터링을 하였을 경우에는 태풍영역의 가장자리에서 저기압성 회전을 하지 않는 바람 성분이 관측된다.



Fig. 11 Streamfunction for the disturbance field. Thick line denotes the boundary of filter domain.

태풍 성분은 결정된 특정 태풍규모와 그 보다 더 작은 규모의 성분들의 합으로 이루어져 있다. 이 태풍 성분의 바람은 모두 태풍 중심으로 동심원을 이루며 저기압성 회전을 한다고 가정한다. 그렇다면 태풍 가장자리에서 저기압성 회전을 하지 않는 작은 규모의 바람들은 비태풍 성분이 된다. 따라서 태풍영역 내에서는 대부분의 태풍성분과 가장자리에 약한 비태풍 성분으로 이루어져 있다고 할 수 있다.

기존의 GFDL방식에서는 이 가장자리의 약한 비태풍 성분을 추출하기 위해 OI 방법을 사용한다. 태풍 경계에서의 바람은 비태풍 성분이라고 가정하고, 태풍경계의 24개의 점을 바탕으로 태풍영역내의 모든 점을 내삽하여 구한다. 그러나 넓은 영역을 OI 방법을 사용하였을 경우 많은 오차가 포함될 수 있다.

본 연구에서는 따로 비태풍 성분을 추출하지 않는다. 첫 번째 이유는 태풍영역내의 비태풍 성분은 강도가 매우 약하다. 두 번째 이유는 분석장의 태풍영역 내에서 상대적으로 큰 규모인 태풍 성분에 비해 더 작은 규모의 비태풍 성분은 더욱 자료의 신뢰성이 떨어질 것으로 판단되기 때문이다.

일단 요란장에서 태풍영역내의 모든 바람장은 태풍 성분의 바람장이라고 가정하고 제거한다. 이 후 과정인 축대칭 바람이 태풍영역에 삽입되는 과정에서 태풍영역의 가장자리가 수정되는데, 결과적으로 가장자리에 새로운 바람이 추가되는 것이다. 이것이 비태풍 성분을 대신한다고 할 수 있다.

4.4 축대칭 태풍 생성

분석된 태풍성분이 제거되었으므로, 태풍 정보를 바탕으로 정의된 태풍영역 내에 이상적인 축대칭 바람장을 생성·삽입해야 한다. 축대칭 태풍을 생성하는 방법은 권혁조(2002)의 방법을 따랐다. 먼저, Holland(1980)의 태풍 단면을 이용하여 축대칭 바람장을 구성한다. Holland는

$$A = r^B \ln \left(\frac{p_n - p_c}{p - p_c} \right) \quad (12)$$

으로 태풍의 단면을 근사하였다. p 는 반경 r 에서의 기압, p_c 는 태풍중심기압, p_n 은 주변기압으로서 본 연구에서는 1000hPa로 결정하였다. A 와 B 는 축대칭 바람을 결정하는 패러미터이다. 태풍 외곽에서는 경도풍이라고 볼 수 있으므로

$$V_g = \left(\frac{AB(p_n - p_c)e^{-\frac{A}{r^B}}}{\rho r^B} + \frac{r^2 f^2}{4} \right)^{1/2} - \frac{rf}{2} \quad (13)$$

으로 바람과 기압이 경도풍 관계를 가지도록 바람을 결정한다. ρ 는 밀도 (1.15 kg/m^3 으로 가정)이며, f 는 코리올리 패러미터이다. B 값은 태풍의 모양을 결정하는 패러미터로 Holland는 최저를 1, 최대를 2.5로 하는 것이 타당하다고 하였다. 본 연구에서는 B 값을 1.4로 지정하였다. RSMC의 태풍 전문의 정보 중 30kt 풍속반경을 이용하면, A 를 구할 수 있다. V_g 은 15 m/s

(=30kt), r 은 30 kt 풍속반경이다. V_g, r, B 등이 모두 주어지면 A 값은 근사해로서 구할 수 있다. 이 때 근사 방법으로 Newton-Ralphson의 근사해 방법을 사용한다 (n 은 n 번째의 반복해를 나타냄).

$$A^{n+1} = A^n - \frac{f(A^n)}{f'(A^n)} \quad (14)$$

$$f(A) = \left(\frac{AB(p_n - p_c)e^{-\frac{A}{r^n}}}{\rho r^B} + \frac{r^2 f^2}{4} \right)^{\frac{1}{2}} - \frac{rf}{2} - V_{gr} \quad (15a, b)$$

$$f'(A) = \frac{1}{2} \left(\frac{AB(p_n - p_c)e^{-\frac{A}{r^n}}}{\rho r^B} + \frac{r^2 f^2}{4} \right)^{-\frac{1}{2}} - \frac{B(p_n - p_c)}{\rho r^B} e^{-\frac{A}{r^n}} \left(1 - \frac{A}{r^B} \right)$$

에서 n 을 6정도까지 반복하면 정확하게 A 값을 구할 수 있다.

태풍의 중심 부근에서는 바람과 기압이 선형풍 관계이므로

$$V_c = \left(\frac{AB(p_n - p_c)e^{-\frac{A}{r^n}}}{\rho r^B} \right)^{1/2} \quad (16)$$

으로 중심부근의 바람을 계산할 수 있다. 최대풍 반경 r_m 에서는 $dV_c/dr = 0$ 이 되므로, 식 (16)을 미분하면

$$r_m = A^{1/B} \quad (17)$$

이 되어 최대풍 반경을 구할 수 있게 되었다. 또 식 (17)을 식 (16)에 대입하면,

$$V_m = \left(\frac{B}{\rho e} (p_n - p_c) \right)^{0.5} \quad (18)$$

으로 최대풍을 구할 수 있게 된다.

축대칭 태풍의 최대풍과 최대풍속 반경을 계산하였으므로 축대칭 바람장을 완성할 수 있게 된다. 중심 반경이 최대풍속 반경일 경우에는 최대풍을, 이보다 작을 때는 선형풍을, 클 때는 경도풍을 사용한다. Fig. 12는 이러한 방법으로 구한 바람장이다.

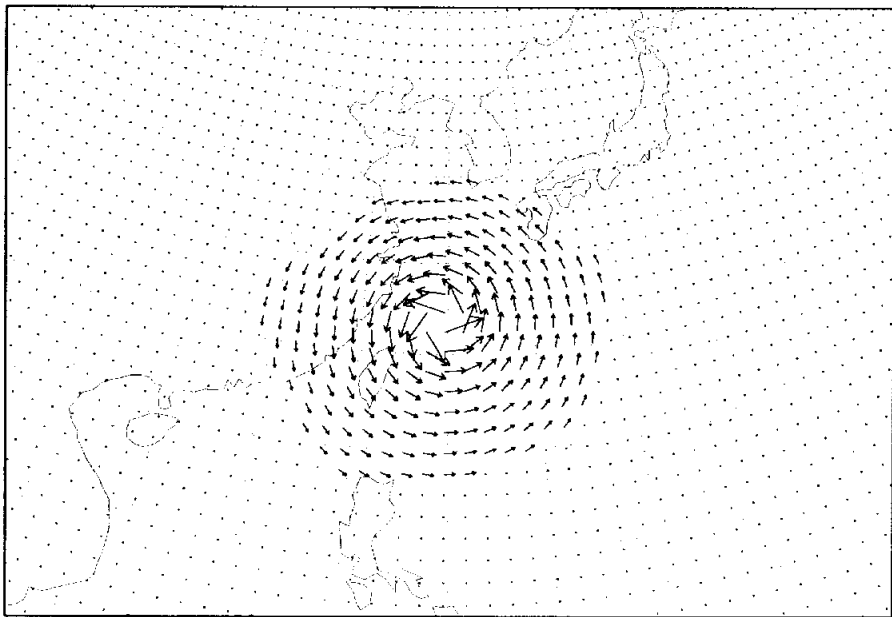


Fig. 12 Axisymmetric wind field obtained by Holland's axisymmetric typhoon model.

4.5 축대칭 태풍 수정

보고된 전문을 바탕으로 축대칭 바람을 생성하였다. 그러나 사실 보고된 전문은 실측치를 기본으로 작성된 것이므로 기본장과 태풍성분이 모두 포함되어 있다고 볼 수 있다. 태풍영역 내에서 분석된 태풍성분을 제거하고, 축대칭 바람을 삽입하면, 기본장과 축대칭 바람이 합성되어 훨씬 큰바람이 만들어진다. 결과적으로 과장된 태풍이 만들어진다고 볼 수 있다. 따라서 기본장을 고려해서 스케일 조정을 할 필요가 있다.

전문에는 30 kt 풍속의 최대반경과 함께 방향(8방위)을 보고한다. 32방위의 태풍영역의 경계점 중 보고된 반경과 일치하는 점을 찾는다. 이 경계점에서는

$$(\text{축대칭 바람} + \text{기본장})\text{의 크기} = (\text{분석장})\text{의 크기}$$

의 관계가 성립해야 한다. 축대칭 바람은 크기와 방향으로 나타낼 수 있으므로

$$\begin{aligned} U_s &= -x_c \sin \alpha_c \\ V_s &= x_c \cos \alpha_c \end{aligned} \tag{19}$$

으로 나타낼 수 있다. x_c 와 α 는 지정된 경계점의 크기와 방향, U_s , V_s 는 각각 지정된 경계점에서의 기본장 바람의 u 성분과 v 성분이다. 따라서 경계점에서는

$$(-x_c \sin \alpha + U_b)^2 + (x_c \cos \alpha + U_b)^2 = U_a^2 + V_a^2 \quad (20)$$

가 된다. 이때 U_b, V_b 는 각각 위 지점에서의 기본장 바람의 u 성분과 v 성분, U_a, V_a 는 각각 위 지점에서의 기본장 바람의 u 성분과 v 성분이다.

x_c 에 대해 정리하면

$$Ax_c^2 + Bx_c + C = 0 \quad (21)$$

$$\begin{aligned} A &= \sin^2 \alpha + \cos^2 \alpha \\ B &= -U_b \sin \alpha + V_b \cos \alpha \\ C &= U_b^2 + V_b^2 - U_a^2 - V_a^2 \end{aligned} \quad (22)$$

이다. 식 (21)의 2차 방정식을 풀면,

$$x_c = \frac{-B \pm \sqrt{B^2 - 4AC}}{2A} \quad (23)$$

이 되어, 위 지점에서의 축대칭 바람장의 크기를 구할 수 있다. 식 (23)을 식 (19)에 대입하면, 수정된 후의 축대칭 바람이 된다.

수정되기 전의 축대칭 바람의 크기가 x_0 라고 하면, 조정해야 할 바람의 크기는

$$x_d = x_0 - x_c \quad (24)$$

가 된다. 따라서 태풍영역내의 모든 점에서의 축대칭 바람은

$$\begin{aligned} U_s &= -x_d \sin \alpha \\ V_s &= x_d \cos \alpha \end{aligned} \quad (25)$$

가 되어야 한다. Fig. 13은 수정된 후의 축대칭 바람장이다.

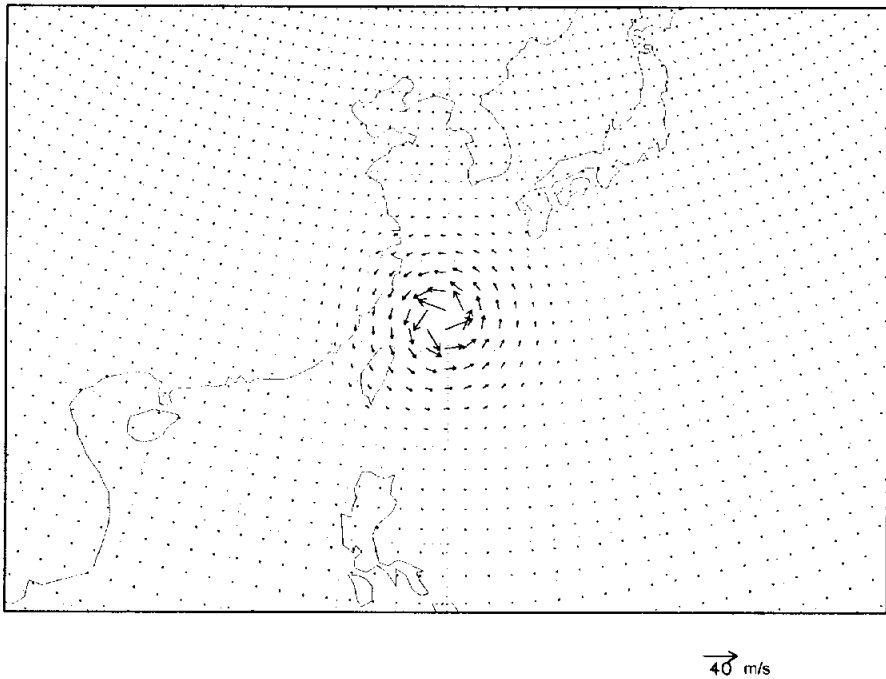


Fig. 13 Modified axisymmetric wind field for Rammasun. For details see the text.

새로 생성된 축대칭 바람이 스케일 조정된 후, 이 축대칭 바람이 기본장과 합쳐지면, RSMC 태풍전문에서 보고된 태풍의 형태와 유사한 모양을 보인다. 그러나 영역의 경계선에서는 불연속면 존재할 수 있다. 불연속을 제거하기 위하여 8방위 중에서 1방위를 선택하여, 그 곳에서 연속이 되도록 스케일을 조정했다. 비록 태풍영역이 원에 가깝지만, 모든 경계점과 태풍 중심의 거리가 다르고, 또한 경계점마다 요란장의 바람 강도가 다르므로 다른 방향들에 대해서는 경계점에서 불연속이 있게 된다. 이를 해소하기 위해 가장자리의 축대칭 바람을 수정할 필요가 있다. 경계선에서 요란장의 바람과 같다면 경계선에서는 연속이 된다. 따라서, 태풍의 중심부에서는 축대칭 바람, 경계선에 다다를수록 요란장이 되도록 수정할 필요가 있다.

영역내의 모든 점은 중심으로부터 거리를 알고 있으므로,

$$V_c = A(V_d - V_s) + V_s \quad (26)$$

에서 수정된 바람장을 구할 수 있다. 이 때 V_c 가 수정된 바람장이며, V_d 는 요란장, V_s 는 축대칭 바람장이다. A 는 계수로서 다음과 같이 구해진다.

$$A = e^{-\left(\frac{r-r_{\max}}{d}\right)^2} \quad (27)$$

에서 r 은 임의의 점에서 중심까지의 거리, $r_{\max}$ 는 중심에서 그 점에 해당하는 방향으로 선을 연결했을 때 경계선과 만나는 지점까지의 거리, 즉 그 방향에 대한 최대거리이다. d 는 $r_{\max}/3$ 이다.

한편 모든 경계점이 태풍중심으로부터의 거리가 일정하지 않으므로 $r_{\max}$ 는 영역내의 점마다 각기 다른 값을 가진다. 임의의 점에 대한 $r_{\max}$ 는 그 점의 방위각을 이용해 알 수 있다. 이미 32개의 방위각에 대해서는 $r_{\max}$ 를 알고 있다. 임의의 점에 해당하는 방위각은 이미 알고 있는 32개의 방위각이거나, 이들 방위각 중 이웃하는 두 방위각 사이에 존재할 것이다. 따라서, 이때는 이웃하는 특정 두 방위각과 방위각에 해당하는 $r_{\max}$ 를 이용하여 임의의 방위각에 대한 $r_{\max}$ 를 구할 수 있다. 즉,

$$K = \frac{\alpha - \alpha_0}{\alpha_1 - \alpha_0} \quad (28a, b)$$

$$r_{\max} = K(r_{\max 1} - r_{\max 0}) + r_{\max 0}$$

을 이용해 임의의 점에 대한 방위각 α 를 알 때 $r_{\max}$ 를 구할 수 있다. α_0 은 이미 알고 있는 이웃하는 방위각 중 작은 방위각이고, α_1 은 큰 방위각이다. $r_{\max 0}$ 과 $r_{\max 1}$ 은 각각 α_0 과 α_1 에서의 최대거리이다.

Fig. 14는 축대칭 바람이 수정되는 과정에 따라 변화하는 속도장을 나타낸 것이다. Fig. 14a는 바람 분석장으로 구한 속도장, b는 삽입되는 축대칭 바람이 수정되지 않았을 때의 속도장, c는 삽입되는 축대칭 바람의 크기를 수정하였을 경우의 속도장, d는 삽입되는 축대칭 바람의 가장자리를 수정하였을 경우의 속도장이다.

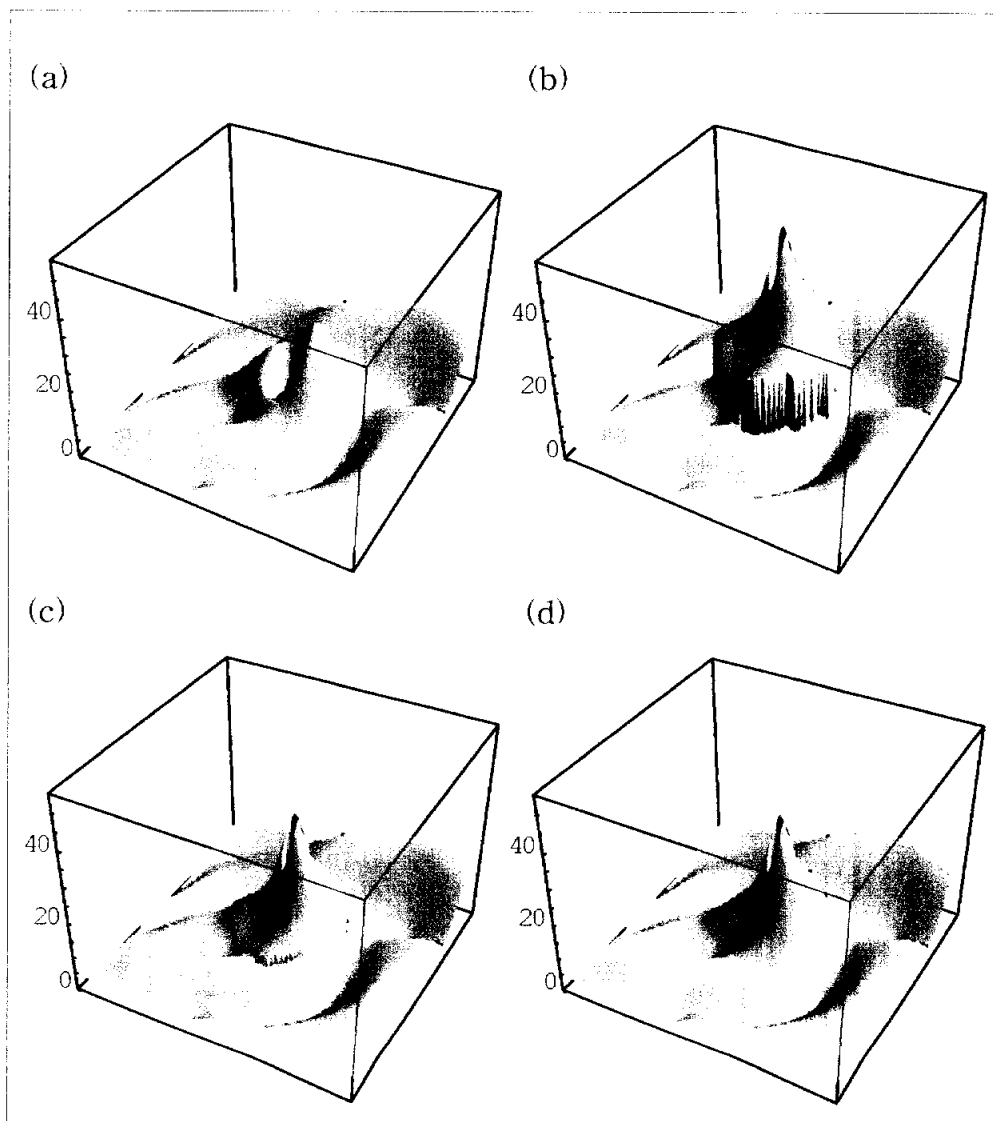
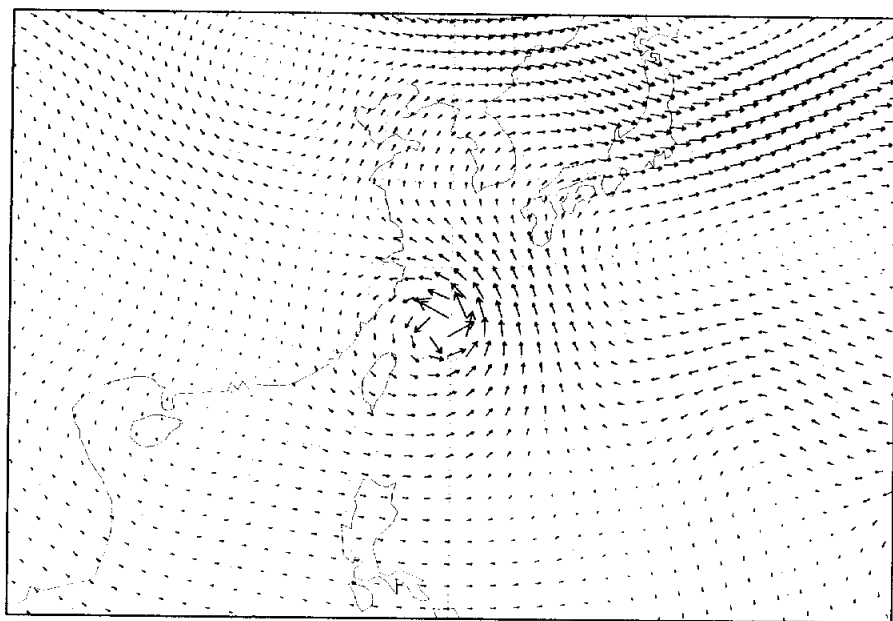


Fig. 14 (a) Analysis wind speed field. (b) Wind speed field with axisymmetric wind before modification. (c) The same as in (b) except rescaled axisymmetric wind. (d) The same as in (c) except boundary matched axisymmetric wind.

4.6 바람장의 초기화

연직 평균된 층의 분석장으로부터 기본장, 분석된 태풍성분, 수정된 축대칭 태풍성분을 구하였다. 태풍영역 밖에서는 바람의 초기장은 원래의 기본장과 같다. 태풍영역 내에서는 기본장과 수정된 축대칭 성분의 합이 바람의 초기장이 되는데, 이것은 분석장에서 요란장을 제거하고, 수정된 축대칭 바람장을 삽입한 것과 같은 것이다. 이 바람 초기장이 모델의 실행을 위해 직접 입력되는 바람자료이다. 2002년 7월 4일 00 UTC에 Rammasun의 경우 완성된 바람 초기장이 Fig. 15을 나타냈다. Fig. 15에서 태풍초기화 하기 전의 분석장인 Fig. 8에 비해 태풍중심의 바람이 증가하였으며, 태풍영역 이외의 바람장은 Fig. 8과 같다.

Fig. 15의 Rammasun에 대한 태풍중심위도(26.7°N)에서의 풍속 단면도를 Fig. 16에 나타내었다. 요란장의 풍속이 거의 동서 대칭임이 나타나며, 삽입되는 축대칭 바람장 역시 동서 대칭임을 보여준다. 이 그림에서 초기화된 바람성분이 태풍영역 경계점에서 불연속이 거의 없음을 보여준다. 이 경우 전문에서 보고된 태풍의 최대풍속이 85 kt (42.5 m/s)이다. 분석장이 초기화되기 전에는 태풍의 최대풍속이 27 m/s 정도였으나 초기화 후 42.5 m/s 정도로 증가하였으므로 태풍전문에 좀 더 가까워졌다고 할 수 있다.



40 m/s

Fig. 15 Initialized wind field for Rammasun, observed 00 UTC 4 July 2002.

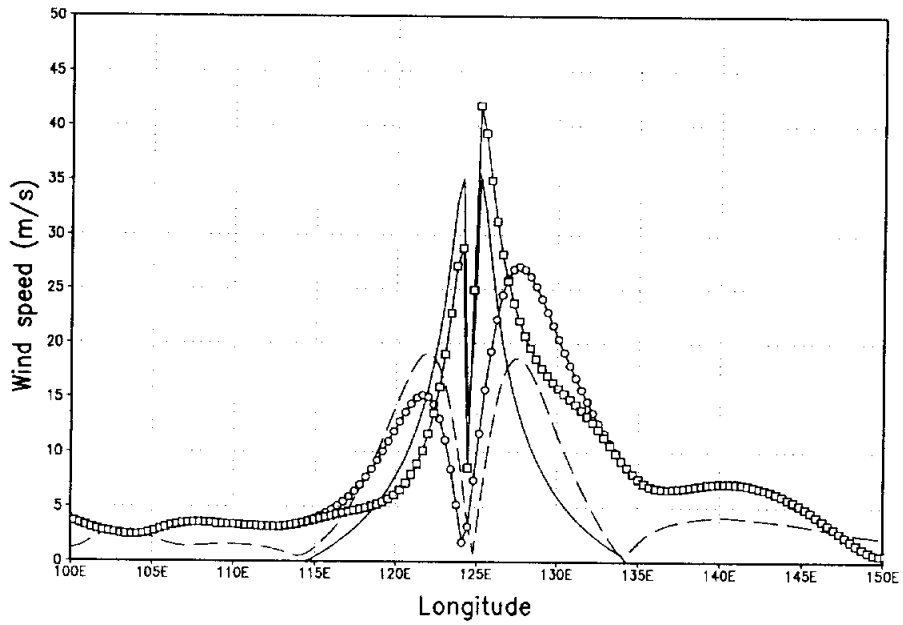


Fig. 16 Wind speed profiles over the Rammasun's center at 00UTC 4 July 2002. Axisymmetric wind, disturbance wind, analysis wind and initialized wind are indicated on a solid line, dashed line, an open circle and an open square, respectively.

4.7 고도장의 초기화

태풍영역 내에서는 기존의 분석장과 달라졌으므로, 기존의 고도장 또한 달라져야 역학적으로 균형이 이루어진다. 고도장을 초기화하는 방법은 태풍영역 내에서 측대칭 바람장으로 구한 고도장과 분석된 태풍성분으로부터 구한 고도장의 차이를 구해, 전구 고도 초기장에 합치는 것이다. 따라서 고도 초기장은 태풍 영역 외에서 고도 분석장과 같다. 바람장에서 고도장을 구할 때는 비선형 밸런스 공식을 사용한다. 식 (4)에서 ϕ_s 와 $\partial\delta/\partial t$ 를 0으로 가정하면,

$$\begin{aligned} \nabla^2 \phi' = & \frac{+1}{\sin^2 \phi} \left[\frac{\partial}{\partial \lambda} V(\xi + f) - \sin \phi \frac{\partial}{\partial \phi} U(\xi + f) \right] \\ & - \nabla^2 \left[\frac{U^2 + V^2}{2 \sin^2 \phi} \right] \end{aligned} \quad (29)$$

의 비선형 밸런스 공식을 얻었다. ϕ' 는 우변 항을 계산 후 라플라시안 역산으로 구할 수 있다. ϕ' 는 고도장의 편차이므로, 우리가 구하고자 하는 고도장은

$$\phi = \phi' + \overline{\phi} \quad (30)$$

이 된다. Fig. 17은 초기화하기 전의 고도장이고, Fig. 18은 식 (29)에 바람장과 와도장을 대입한 후 식(30)을 이용하여 구한 초기화된 고도장이다.

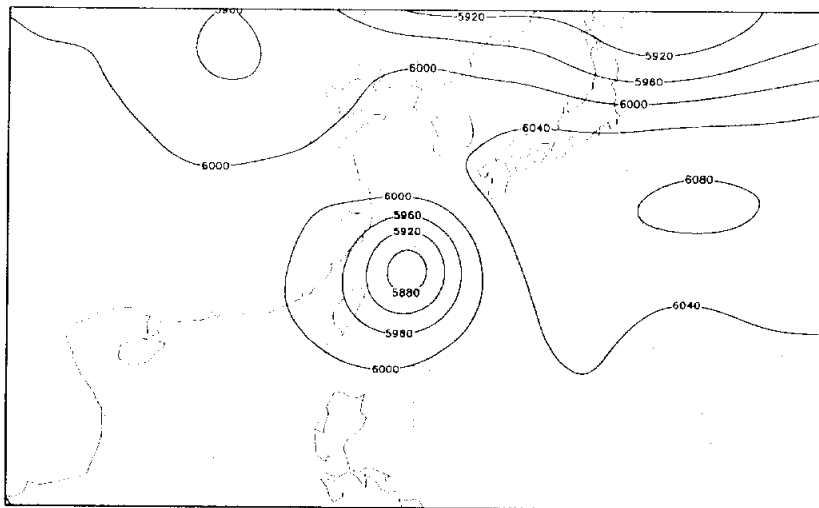


Fig. 17 Height field before Initialization for Rammasun, observed 00 UTC 4 July 2002.

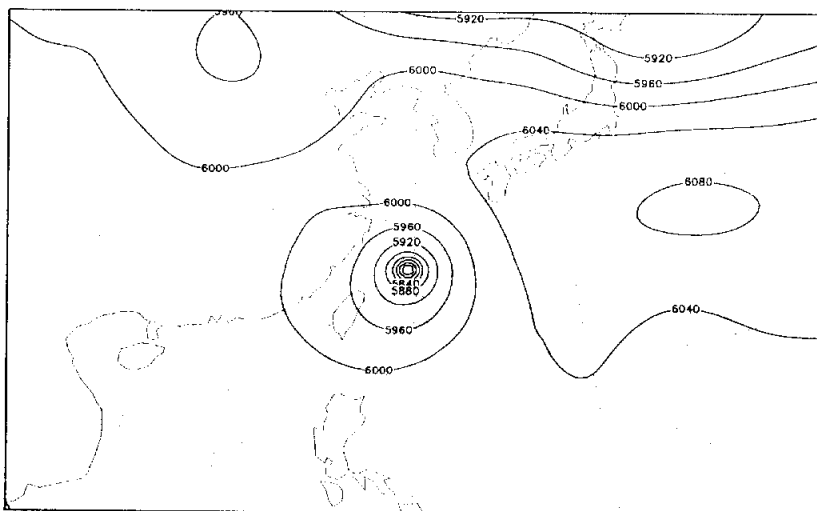


Fig. 18 Height field after Initialization for Rammasun, observed 00 UTC 4 July 2002.

5. 태풍진로예측실험

2002년 여름에 한반도 주변을 통과한 태풍들의 진로예측에 적용하였다. 각 태풍의 경우 12시간마다 태풍을 DFS 순압모델을 실행하였고, 실행 중의 DFS 순압모델은 6시간마다 중심위치를 출력한다. 태풍의 중심을 찾기 위해 최저기압, 최저유선향수, 최대와도 등을 이용한다. 본 연구에서는 최대와도를 이용하여 태풍의 중심을 정하였는데, 그 이유는 와도는 다른 변수들에 비해 태풍영역에서 기울기가 크기 때문에 최대값과 최소값을 구하는데 용이하기 때문이다.

실제 대기의 와도장은 연속적인 공간분포를 할 것이다. 그러나 출력된 와도장은 이산화된 격자자료이다. 격자자료에서 와도 최대값을 구한 경우에 이 최대값의 격자는 연속적인 와도장에서의 최대값 지점과 다르다. 만약, 이 격자 위치를 와도의 최대 지점이라고 결정하면, 위치 오차가 포함된 것이다. 이 오차를 줄이는 방법이 필요하여, Kang and Cheong (2001)의 태풍 중심 찾기 방법을 인용하였다. Kang and Cheong (2001)은 유선향수의 최저값을 가지는 격자값과 그 주위의 값을 이용하여 2차 함수를 산출하고 이 2차 함수의 최저값을 태풍의 중심으로 정하였다. 장점으로 이 방법은 격자 사이에서 최소값을 구할 수 있으므로 오차를 줄일 수 있다. 본 연구에서는 같은 방식으로 유선의 최저값 대신 와도의 최대값을 이용하여 태풍의 중심을 구하였다.

태풍진로 오차 거리는 RSMC에서 보고된 best track과 모델이 예보한 진로와의 차이로 산출된다. Best track은 특정 시간에 관측된 자료를 바탕으로 분석된 중심위치이다. 분석한 기관마다 분석방법이 다르므로, 태풍 센

터마다 보고하는 best track은 약간씩의 차이가 있다. 비교되는 태풍모델로서 지역 순압모델인 BATS (BARotopic adaptive-grid typhoon simulation model), 전구 경압모델인 GDAPS와 지역 경압모델인 RDAPS (Regional Data Assimilation and Prediction System)가 사용되었다. 다른 모델들과 달리 RDAPS는 48시간까지만 태풍의 진로를 예보한다.

Table 2는 Rammasun의 경우에 태풍진로 오차를 다른 모델들의 결과와 비교한 것이다. 2002년 7월 2일 00UTC부터 2002년 7월 5일 00UTC까지의 각 시간별 평균 오차 거리이다. 12시간 간격으로 모델이 실행되므로 기간동안 7개의 경우에 대해 오차를 평균한 값이다. NO BOGUSING과 NEW BOGUSING는 모두 DFS 순압모델의 결과이다. 전자는 태풍초기화를 하지 않았고, 후자는 태풍초기화를 실행했다는 차이가 있다.

Rammasun의 경우 48시간까지는 RDAPS가 가장 좋은 결과를 보였으나, 이 후에는 태풍 초기화를 실행한 DFS 순압모델이 다른 모델에 비해 월등히 우수한 결과를 보였다.

Table 2 Track-forecast error distance of typhoon model for Rammasun.

(unit: km)

	BATS	GDAPS	RDAPS	NO BOGUSING	NEW BOGUSING
12hr	81.7	78.3	70.7	60.3	67.3
24hr	188.4	133.1	84.9	129.9	142.6
36hr	305.7	205.7	151.3	213.1	225.0
48hr	412.6	296.9	256.0	305.3	311.4
60hr	502.0	451.4		325.2	302.1
72hr	649.7	602.0		376.5	332.5

Table 3은 Nakri의 경우에 태풍진로 오차를 다른 모델들의 결과와 비교한 것이다. 2002년 7월 9일 00UTC부터 2002년 7월 12일 00UTC까지의 7개의 경우에 대해 오차를 평균한 값이다.

예보 초기에는 BATS의 결과가 가장 좋지 않았으나, 48시간 이후에는 GDAPS의 결과가 심하게 좋은 않은 경우이다. 전반적으로 태풍 초기화한 DFS 순압모델이 가장 좋은 결과를 나타냈다.

Table 3 Track-forecast error distance of typhoon model for Nakri.

(unit: km)

	BATS	GDAPS	RDAPS	NO BOGUSING	NEW BOGUSING
12hr	108.2	69.7	71.8	52.7	55.0
24hr	174.5	91.5	101.3	128.3	99.2
36hr	235.5	172.4	168.0	202.8	163.4
48hr	226.2	381.8	296.6	254.0	225.4
60hr	267.8	620.5		332.5	303.8
72hr	420.0	838.0		423.0	419.3

Table 4는 Fengshen의 경우에 태풍진로 오차를 다른 모델들의 결과와 비교한 것이다. 2002년 7월 19일 12UTC부터 2002년 7월 26일 12UTC까지의 15개의 경우에 대해 오차를 평균한 값이다.

예보 12시간에는 태풍 초기화한 DFS 순압모델이 가장 좋았으나 나머지 예보시간에 대해서는 GDAPS의 결과가 탁월하게 좋았다. DFS 순압모델의 경우 태풍 초기화한 결과가 하지 않았을 경우에 비해 향상되었다.

Table 4 Track-forecast error distance of typhoon model for Fengshen.

(unit: km)

	BATS	GDAPS	RDAPS	NO BOGUSING	NEW BOGUSING
12hr	78.5	78.7	115.9	78.2	73.4
24hr	140.5	111.4	145.7	138.6	133.3
36hr	181.8	118.1	192.8	230.2	208.1
48hr	210.8	135.6	230.5	331.8	266.5
60hr	280.7	140.3		366.3	311.9
72hr	392.8	144.0		364.5	353.8

Table 5는 Fung-wong의 경우에 태풍진로 오차를 다른 모델들의 결과와 비교한 것이다. 2002년 7월 21일 00UTC부터 2002년 7월 26일 00UTC까지의 11개의 경우에 대해 오차를 평균한 값이다.

예보 12시간에는 태풍 초기화한 DFS 순압모델이 가장 좋은 결과를 보였다. 24시간에서 48시간까지는 RDAPS의 결과가 가장 좋았으나, 태풍 초기화한 DFS 순압모델 근소한 차이로 다른 모델들에 비해 우수한 결과를 보였다. 예보 60시간과 72시간에는 GDAPS의 결과가 가장 우수하였다. Fung-wong의 경우 이상 진로를 보였는데, 태풍의 중심이 Fengshen의 진로와 가까이에 위치하여, 태풍간의 상호작용이 생긴 것으로 보인다. DFS 순압모델의 경우 예보초기에는 best track과 많이 일치하였으나 예보 48시간이 지나면서 Fengshen과 상호작용하면서, best track에서 멀어짐이 관측되었다.

Table 5 Track-forecast error distance of typhoon model for Fung-wong.

(unit: km)

	BATS	GDAPS	RDAPS	NO BOGUSING	NEW BOGUSING
12hr	102.8	83.4	63.4	72.5	60.5
24hr	177.9	135.3	93.3	181.9	95.2
36hr	259.4	186.8	131.1	207.1	158.5
48hr	293.7	298.7	201.1	265.0	204.9
60hr	441.5	312.4		444.7	408.0
72hr	622.7	378.0		527.9	546.0

Table 6은 Phanfone의 경우에 태풍진로 오차를 다른 모델들의 결과와 비교한 것이다. 2002년 8월 14일 12UTC부터 2002년 8월 20일 00UTC까지의 13개의 경우에 대해 오차를 평균한 값이다.

예보 24간까지는 태풍 초기화한 DFS 순압모델이 가장 좋은 결과를 보였다. 예보 36시간에는 RDAPS의 결과가 가장 좋았고, 이후에는 BATS의 경과가 가장 우수했다. 이 경우에도 태풍 초기화한 결과가 하지 않았을 경우에 비해 우수했다.

Table 6 Track-forecast error distance of typhoon model for Phanfone.

(unit: km)

	BATS	GDAPS	RDAPS	NO BOGUSING	NEW BOGUSING
12hr	89.8	81.1	79.2	73.7	72.2
24hr	181.6	156.8	137.3	162.9	128.8
36hr	234.4	222.8	207.0	236.3	231.8
48hr	280.8	286.8	301.8	384.8	360.6
60hr	325.4	360.2		497.8	469.2
72hr	320.7	455.4		531.6	505.5

Table 7은 Rusa의 경우에 태풍진로 오차를 다른 모델들의 결과와 비교한 것이다. 2002년 8월 24일 12UTC부터 2002년 8월 29일 00UTC까지의 11개의 경우에 대해 오차를 평균한 값이다.

태풍모델들 모두 비슷한 성능을 보였다. 예보 12시간에는 BATS의 결과가 가장 좋았고, 24시간과 36시간에서는 RDAPS가 가장 작은 오차를 보였다. 다른 태풍 경우와 마찬가지로 태풍 초기화한 결과가 하지 않았을 경우에 비해 우수했다.

Table 7 Track-forecast error distance of typhoon model for Rusa.

(unit: km)

	BATS	GDAPS	RDAPS	NO BOGUSING	NEW BOGUSING
12hr	67.7	89.8	82.0	83.3	85.6
24hr	116.6	134.6	94.0	149.5	148.3
36hr	174.9	167.5	139.6	207.2	189.2
48hr	224.5	174.5	177.3	253.1	225.8
60hr	264.8	225.0		303.5	269.2
72hr	301.3	328.0		337.4	323.0

6. 결론 및 토의

고해상도 DFS 전구 순압모델에 적합한 순압 태풍의 새로운 초기화 방법을 개발하고, 이 방법을 태풍의 진로 예측에 적용하여 성능을 비교 평가하였다.

새로운 초기화 방법에서는 기존의 필터에 비해 정교한 8차 라플라시안 스펙트럴 필터를 사용하였다. 이 필터를 사용하여, 좀 더 객관적인 방법으로 분석장에서의 태풍의 규모를 정하였다. 분석장에 포함되어 있는 태풍성분이 축대칭이라고 가정하면, 규모별로 축대칭인지 아닌지를 조사하여 태풍의 규모를 정하는 방법이다. 분석장을 각각의 규모를 나누기 위해 8차 라플라시안 필터링을 이용하였으며, 각각의 규모에서 축대칭인지 아닌지는 저기압성 회전류의 중심과 태풍중심과의 거리를 이용해 판단하였다. 결정한 태풍 규모로 8차 라플라시안 필터를 사용하여 분석장에서 좀 더 정확하게 태풍성분을 추출하였다. 새로운 축대칭 태풍을 태풍 영역에 삽입하고 주변장과 연속되게 수정하여 초기화된 바람장을 산출하였다. 고도장의 초기화는 비선형 벨런스 공식에 의해 태풍 영역 내의 바람장을 대입해 산출하였다.

초기화 된 바람장과 고도장을 DFS 순압모델에 입력하여, 6개의 태풍 경우에 대해 태풍진로 오차를 실험하였다. 2개의 태풍 경우에 태풍 초기화된 DFS 순압모델이 전반적으로 다른 태풍모델들과 비교하여, 가장 좋은 결과를 보여주었다. 즉, 다른 태풍모델들과 비슷한 성능을 가진다고 할 수 있다. 6개의 태풍 경우, 모두 태풍 초기화를 하지 않은 DFS 순압모델보다 태풍 초기화를 한 DFS 순압모델이 우수한 결과를 보였다.

DFS 순압모델에 GFDL방식의 태풍초기화를 한 권혁조(2002)의 연구

에서 Rammasun, Phanfone, rusa의 경우에 실험을 하였다. 그러나 각각의 태풍 경우에 실험한 기간이 서로 다르므로 직접적인 비교는 하지 않았다.

태풍 초기화를 한 DFS 순압모델의 진로예측 성능은 대체적으로 태풍의 강도가 약할수록, 위도가 낮을수록 우수하다(Fig. 19). 분석장이 정확하게 분석하지 못한 약한 태풍이 태풍 초기화를 통해 좀 더 정확하게 묘사되기 때문에 강도가 약한 태풍의 경우에는 강한 태풍의 경우에 비해 성능이 향상된다. 저위도에서 고위도로 향할수록 경압성이 강해짐이 DFS 순압모델이 위도가 높아질수록 성능이 떨어지는 이유중의 하나일 것이다.

DFS 순압모델의 진로 예측성능의 향상을 위해 태풍 초기화 과정에서 삽입되는 축대칭 태풍의 바람강도나 구조 등을 세부 조정할 필요가 있다.

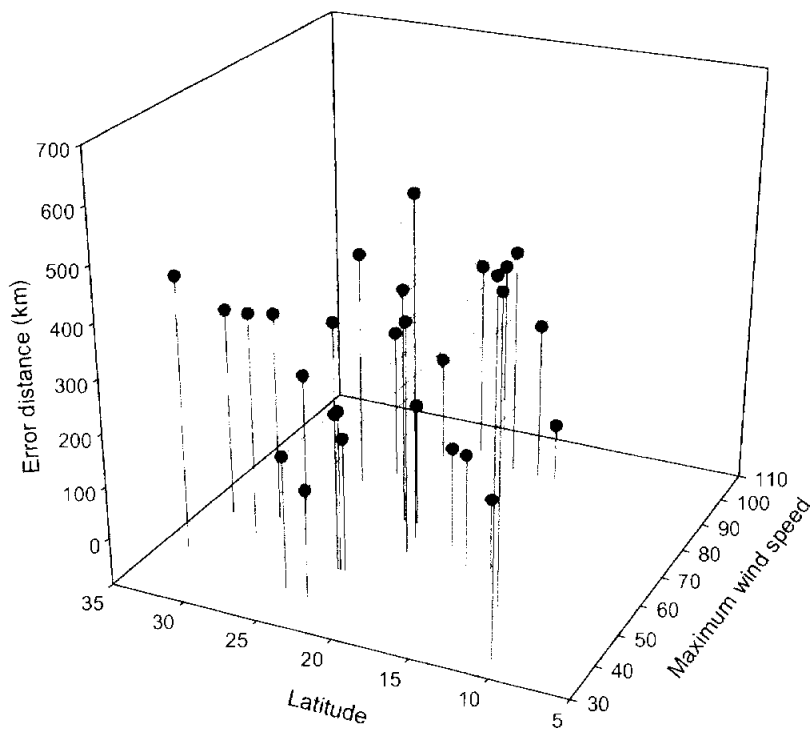


Fig. 19 Track forecast error as a function of the maximum wind speed and latitudinal location of the typhoon.

Appendix

분석장을 Fig. 7에서 나타난 각각의 파수로 필터링하여, 요란장을 각각 구한 후, 이 요란장이 어느 정도 비축대칭인가를 판단하기 위해 최대 풍속을 조사하였다. Fig. A1은 태풍 중심을 기준으로 동과 서로 양분한 뒤 각 영역에서의 최대풍속을 비교한 것이다. M_wind1은 태풍 중심의 서쪽 영역에서의 최대풍속, M_wind2는 동쪽 영역에서 최대풍속이다. 양쪽 영역에서 각각의 최대풍속이 서로 차이가 크다면 비축대칭을 의미한다. Fig. A1에서 파수가 클 때에는 거의 M_wind1과 M_wind2가 같으므로 축대칭에 가깝다고 할 수 있다. 그러나 파수가 작아질수록 M_wind1에 비해 M_wind2가 커진다. 파수가 22보다 작아질수록 M_wind1의 기울기가 줄어들며, 파수 19보다 작을 때부터는 확실히 비축대칭이 되는 것이 나타난다. Fig. A1은 Fig. 7과 비슷한 경향을 나타내므로 축대칭인지 아닌지를 저기압성 회전류의 중심과 태풍중심과의 거리를 이용해 판단함이 타당하다는 것을 뒷받침해주고 있다.

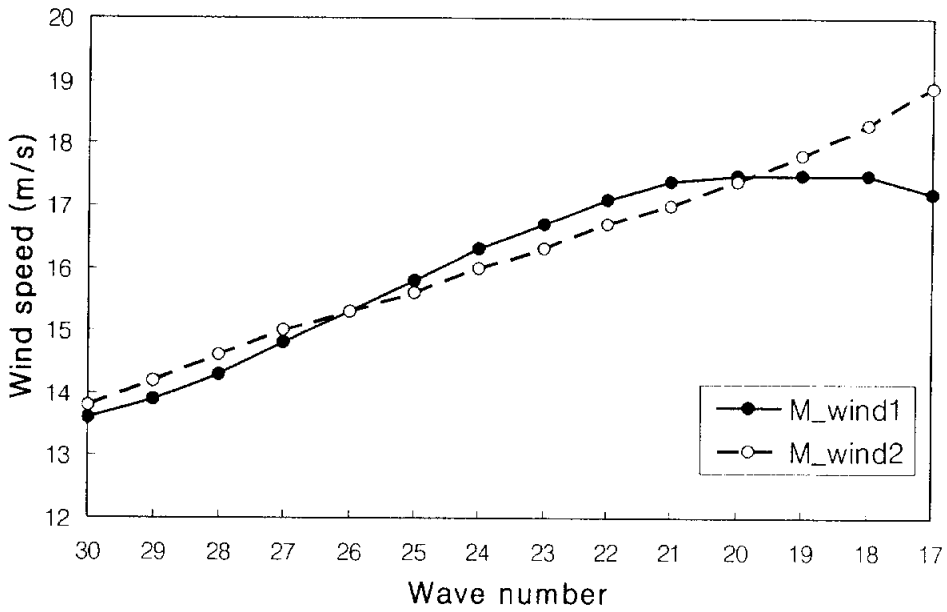


Fig. A1 Comparison of maximum wind speed in the west (M_wind1) half area from center of the vortex with the maximum wind speed in the east (M_wind2) half area. The perturbation field used for this comparison is filtered field which consists of a single wavenumber.

참고문헌

- 권혁조, 2002: 태풍양상불 예측 기술개발, 전지구예보시스템의 성능개선, 기상청
- Aberson, S.D., and M. DeMaria, 1994: Verification of a nested barotropic hurricane track forecast model (VICBAR). *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 2804-2815.
- Anthes, R. A, 1982: Tropical Cyclones: Their Evolution, structure and Effects. Meteor. Monogr., No. 41, Amer. Meteor. Soc[ISBN9-933876-54-8]
- Cheong, H. B., 2000a: Double Fourier series on a sphere: Applications to Elliptic and Vorticity Equations. *J. Comput. Phy.*, **157**, 237-349
- Cheong, H. B., 2000b: Application of Double Fourier Series to the Shallow-Water Equations on a Sphere. *J. Comput. Phy.*, **165**, 261-287
- Cheong, H. B., I. H. Kwon, T. Y. Goo and M. J. Lee, 2002: High-Order Harmonic Spectral Filter with the Double Fourier Series on a Sphere, *J. Comput. Phy.*, **177**, 313-335
- Gandin, L. S., 1963: Objective Analysis of Meteorological Fields. *Gidrometeorologicheskoe Izdatel'stvo, (Leningrad; Israel Program for Scientific Translations) Jerusalem*, 242 pp
- Gray, W. M. , 1979: Hurricanes: Their formation, structure and likely role in the tropical circulation. *Meteorology over the tropical oceans*,

- D. B. Shaw, Ed., *Roy. Meteor. Soc.*, 155-218
- Holland, G. J., 1980: An Analytic Model of the wind and Pressure Profiles in the Hurricanes. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1212-1218
- Kang, M. K. and H. B. Cheong, 2001: Oscillation of separation distance between paired typhoon-scale vortices. *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, 967-983
- Kurihara, Y., M. A. Bender, R. E. Tuleya, and R. J. Ross, 1990: Prediction experiments of Hurricane Gloria (1985) using a multiply nested movable mesh model. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 2185-2198
- Kurihara, Y., M. A. Bender, and R. J. Ross, 1993: An Initialization Scheme of Hurricane Models by Vortex Specification. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2030-2045
- Kurihara, Y., M. A. Bender, R. E. Tuleya, and R. J. Ross, 1995: Improvements in the GFDL Hurricane Prediction System. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 2791-2801
- Kwon, H. J., S. H. Won, M. H. Ahn, A. S. Suh, and H. S. Chung, 2002: GFDL-Type typhoon initialization in MM5. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 2966-2974
- Lord, S. J., 1991: A bogusing system for vortex circulations in the National Meteorological Center global forecast model. Pre-prints, *19th Conf. on Hurricanes and Tropical meteorology, Miami, FL, Amer. Meteor. Mag.*, **40**, 247-250
- Sanders, F. and R. W. Burpee, 1968: Experiments in Barotropic

- Hurricane Track Forecasting. *J. Appl. Meteor.* **7**, 313-323
- Serrano, E. and P. Uden, 1994: Evaluation of a tropical cyclone bogusing method in data assimilation and forecasting. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 1523-1547
- Trinh, Van Thu and T. N. Krishnamurti, 1992: Vortex initialization for typhoon track prediction. *Meteor. and Atmos. Phys.*, **47**, 117-126
- Zou, X. and Q. Xiao, 2000: Studies on the initialization and simulation of a mature hurricane using a variational bogus data assimilation scheme. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 836-860

감사의글

저의 학업에서 첫 결실인 석사논문이 완성되었습니다. 제 주위의 너무나 많은 사람들의 도움과 배려로 인해 이 논문이 완성될 수 있었다는 것을 새삼 느끼며, 이분들께 진심으로 감사 드립니다.

저에게 학업적인 면은 물론이고 정신적인 면에서 가장 크게 도움을 주신, 정형빈 지도 교수님께 가장 먼저 고개 숙여 감사 드립니다. 만 4년이 넘도록 교수님께 지도와 따뜻한 보살핌을 받았습니다. 물론 꾸중도 많이 들었지요. 하지만 돌이켜 생각해 보니 그 꾸중들이 저에게는 성장의 큰 밑거름이 되었습니다. 행동으로 연구자의 정도를 보여주시는 교수님의 모습을 존경하고 있으며, 저 또한 닮으려고 노력하겠습니다. 저의 인생의 스승이신 정형빈 교수님께 부끄럽지 않은 제자가 될 것을 약속드리며, 다시 한번 감사 드립니다.

저에게 수업을 통해, 또는 세미나를 통해 많은 가르침을 주시고 지도해 주신 한영호 교수님, 김영섭 교수님, 이동인 교수님, 변희룡 교수님, 옥곤 교수님, 오재호 교수님, 권병혁 교수님께 감사의 말씀드립니다.

기상청에 계시며, 이번 저의 논문에 필요한 자료를 주시는 등의 직접적으로 도움을 주신 장호형께 고마움을 전합니다. 태풍 연구에 힘쓰시는 권혁조 교수님과 장민수 선배께도 감사의 말씀드립니다.

대기수치모델링 실험실에서 한술밥을 먹으며, 함께 웃으며, 때론 밤을 새우며 공부한 실험실 선·후배들(실험실의 대모 영철형, 실험실에서 지금

은 학과 사무실에서 저를 도와 주신 민규형, 무엇이든 열심히 하시는 태영이형, 바로 위의 고참인 그래서 더욱 친한 명주형, 그리고 실험실의 굳은 일을 도맡아 하며, 선배들을 도와주려 애쓰는 사랑스런 후배 찬웅이와 정민이) 정말 고맙습니다.

4호관 3층에서 만나면 웃으며 인사하고, 함께 커피 마시며 인생을 이야기한 효경선배, 장민형, 봉근이형, 길종이형, 태국이형, 태훈이형, 기훈이형 모두 고마웠어요. 같이 석사 입학하여 고생하며 공부한 이정희선배, 김정희, 정훈이, 옥연, 영미, 보영에게도 고마움을 전하며, 저를 아껴주시는 모든 대기과학과 선·후배들에게 감사합니다.

항상 나를 믿어주고, 배려해주는 사랑하는 지영에게 고마움을 전하며, 가장 친한 동아리 친구들(정수, 지원, 준영, 종훈, 화니, 두 정희, 현정, 진희)아 고마워.

저에게 다른 걱정하지 말라고, 하고 싶은 공부만 열심히 잘 해라고 격려해주시는 저의 든든한 버팀목이신 아버지, 저를 언제나 따뜻하게 보살펴주시는 어머니께 진심으로 감사 드립니다. “인혁이가 건강하기만 하면 고맙다”라고 말씀하시는 항상 손자를 아껴주시는 할머니 고맙습니다. 꼭 건강하게 오래 사세요. 또 장손 힘내라며 격려해주시는 작은 아버지, 숙모, 고모, 고모부에게도 감사 드립니다. 나의 동생 인엽이와, 형 혹은 오빠하며 나를 따르는 착한 13명의 사촌동생들에게도 감사의 마음을 전합니다.