

## 1차원 모델상에서 태풍통과시의 혼합층 수온 변화

홍철훈\* · 마사다 아키라\*

부경대학교 해양생산시스템관리학부, <sup>1</sup>큐슈대학 명예교수

# Temperature Variations in the Mixed Layer with the Passage of Typhoons Using One-Dimensional Numerical Model

Chul-Hoon Hong\* and Akira Masuda<sup>1</sup>\*

Division of Marine Production System Management, Pukyong National University, Busan 48513, Korea

<sup>1</sup>Professor Emeritus, Kyushu University, Kasuga, 816-8580, Japan

One-dimensional numerical model is implemented to investigate temperature variations in the mixed layer depth (MLD) with the passage of typhoons. In the model, we assume a non-divergent, infinite ocean and consider wind effects only, excluding isostatic effects (inverse barometric effects) and upwelling with vertical movement of the water column. Numerical experiments investigate the effects of typhoon tracks on temperature variations, including their dependence on vertical resolutions in the MLD and these results are compared with those in a three-dimensional primitive equation model (POM). The model reproduces features of the observed temperature variations in the MLD fairly well, and implies that wind effects, rather than isostatic effects, play a predominant role in temporal and spatial temperature variations in the MLD. After the passage of typhoons, however, the model does not reproduce well the temperature variations observed in the MLD, because a limitation of the model is its inability to reproduce events such as cyclonic eddy formation (Hong et al., 2011; Masuda and Hong, 2011). The model also shows well the so called 'rightward bias' (Price, 1981) of sea surface cooling which is the most predominant in the right hand side of typhoon's track.

Key words: Typhoon, MLD (Mixed Layer Depth), Wind effect, POM (Princeton Ocean Model), Rightward bias

## 서 론

태풍통과 시 표층해양 응답 중 수온반응, 특히 표층냉각현상 (sea surface cooling, SSC)은 지난 세기 중반 이후부터 잘 알려져 왔다(Jordan, 1964; Pudov et al., 1979; Taira et al., 1993). 이러한 냉각현상은 태풍통과 전후의 수온변동폭이 매우 크고 (-1~4°C; Hong, 2008), 특히 혼합층(mixed layer depth, MLD)에서 현저하게 나타나(Sanford et al., 2007) 표층해수의 물리적 변동 뿐만 아니라 생물서식환경에도 다대한 영향을 미칠 것으로 예상된다. 태풍통과 시 수온변동과 관련 일찍이 Price (1981)가 관측자료 및 3층모델을 이용, 수온의 우측강화현상(rightward bias) 및 관성진동 등에 대해 보고한 바 있고, 3D 모델(primitive equation model, POM)을 이용하여 Hong and Yoon (2003)은 태풍 Holly (1984) 통과 시 북서태평양 광역에

서 수온의 수평분포변화를 조사하였다. 또 Hong (2008)은 북서태평양에서 태풍 Rosie 통과 시 수온의 연직변화를 조사하여(Fig. 1), 이 시기 표면수온의 급냉각과 달리 50 m 및 100 m 수심에서는 역으로 온도가 상승하고, 태풍통과 후 수일간 상승 온도가 지속됨을 보고한 바 있고, Hong et al. (2011)도 3D모델(POM)을 이용, 태풍 Abby 통과시 유사한 결과를 보고하였다(Fig. 2). 한편, Masuda and Hong (2011)은 해석적 모델을 이용하여 혼합층 이심해역에서의 수온변동과정을 조사하였다. 그러나 이들 연구들은 태풍경로변화에 따른 혼합층 수온변동과정들은 충분히 설명하지 못하였다.

본 연구에서는 연직 1차원 모델을 이용하여 관측(Fig. 1)에서 보여준 혼합층에서의 수온변동과정을 태풍경로별 의존성에 주목하여 보다 상세히 조사함이 목적이다. 특히 이 시기에는 바람 효과가 혼합층 수온변동에 보다 주도적 영향을 미칠 것으로 예

<https://doi.org/10.5657/KFAS.2018.0107>



This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution Non-Commercial License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/>) which permits unrestricted non-commercial use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.

Korean J Fish Aquat Sci 51(1) 107-112, February 2018

Received 15 January 2018; Revised 6 February 2018; Accepted 31 January 2018

\*Corresponding author: Tel: +82. 51. 629. 5890 Fax: +82. 629. 5885-6

E-mail address: hongch@pknu.ac.kr

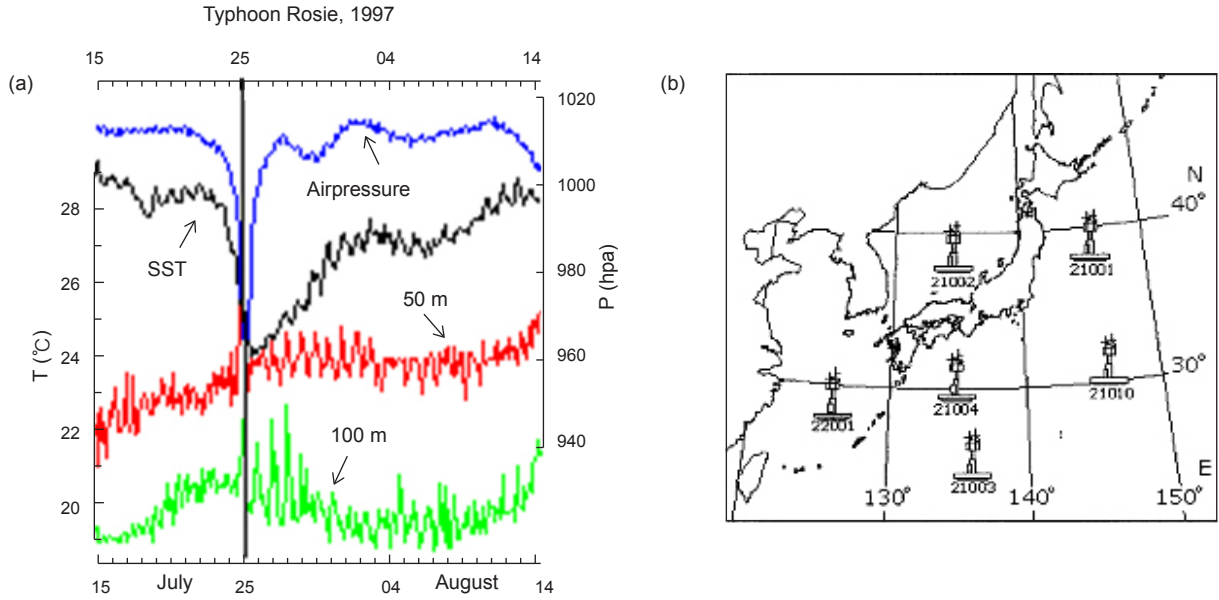


Fig. 1. Time variations of the observed temperatures at depths of 0 m, 50 m and 100 m (a) of JMA buoy station (21004; 29°00'N, 135°00'E) (b) with the passage of Typhoon Rosie (1997), 80 km left to the station. A vertical bar represents a passing time of the typhoon. Reproduced from Hong (2008). JMA, Japan meteorological agency.

상되어 바람외력만으로 야기되는 비발산 해양에서의 수온변동에 초점을 맞추어 수행되었다. 비록 단순한 1차원 모델결과라 하더라도 태풍통과시의 혼합층 수온변동의 주된 특징을 살필 수 있을 것으로 예상되어 이 분야에 대한 연구에 좋은 기초적 정보를 제공할 것으로 생각된다.

**자료 및 방법**

본 연구에 사용된 수치모델은, 3차원 원시방정식 모델(Blumberg and Mellor, 1987) (princeton ocean model; POM)을 연직 1차원 모델로 변형한 것을 제외하면 Hong and Yoon (2003) (이하 HY03이라 함)과 기본적으로 같다[POM 모델구성에 대한 보다 상세한 것은 Mellor (2004)를 참고하라].

지배방정식은 다음과 같다.

$$\frac{\partial u}{\partial t} - f v = \frac{\partial}{\partial z} \left\langle K_M \frac{\partial u}{\partial z} \right\rangle$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + f u = \frac{\partial}{\partial z} \left\langle K_M \frac{\partial v}{\partial z} \right\rangle$$

$$\rho g = - \frac{\partial \rho}{\partial z}$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left\langle K_H \frac{\partial T}{\partial z} \right\rangle$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left\langle K_H \frac{\partial S}{\partial z} \right\rangle$$

$$\rho = \rho(T, S).$$

여기서, 각종 사용 변수 및 기호들은 HY03과 같다. 연구해역은 f-plane 상에서, 연직 레벨 수는 26개의 시그마층으로 구성되며, 연직수심분해능으로 인한 수온변화과정의 의존성을 조사하기 위해 116개층까지 증가시켜 실험하였다. 태풍통과시 바람으로 인한 난류혼합효과가 혼합층 수온변화에 우선적으로 작용할 것으로 보고 외력은 바람만 허용하였으며, 좌우대칭 원형바람을 제공하였다. 즉, 바람성분에 태풍의 이동속도를 고려하거나(Miyazaki et al., 1961) 바람의 해면 마찰효과를 인수화한 내향각도(inclination angle) 등은 고려하지 않았다.

따라서 기압효과에 의한 해수면변동(isostatic effect) 및 용승효과(연직류) 등은 무시되었고 비발산 해양이 가정되었다. 최대수심은 3600 m로 설정하였으며, 초기조건은 정지한 유체에서 표면수온(29°C)이 연직방향으로 지수함수적으로 감소하고, 연직 e-folding scale은 150 m로 설정하였으며, 염분은 편의상 35.0 psu로 일정하게 하였다. 4개 개방경계에서는 spectral 경계조건을 채용하였고, 해면의 열교환, 기본류 등은 무시하였다. 수치계산은 7일간(168 h) 수행하였으며, 이동 중 태풍 중심기압은 970 hpa로, 이동속도는 3 m/sec로 각각 일정하게 유지하였다.

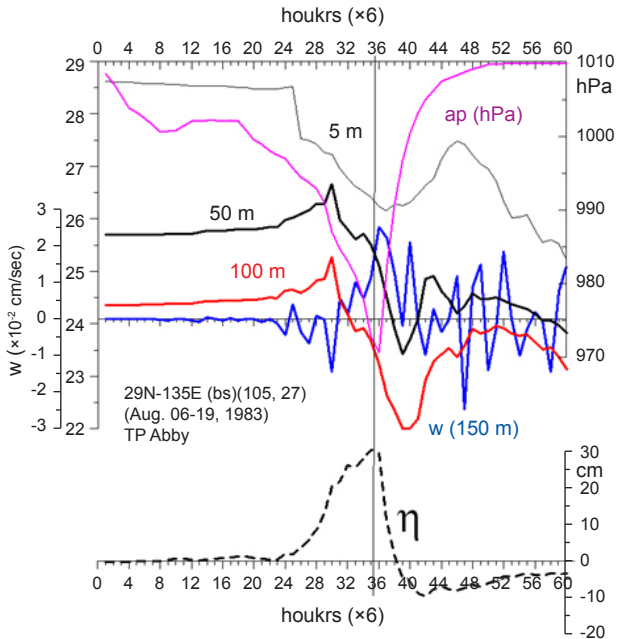


Fig. 2. In the 3D model (POM) temperature variations at 5 m, 50 m and 100 m around the JMA buoy station (Fig. 1) with the passage of Typhoon Abby (1983), 100 km left to the station, including vertical velocity (blue line) and sea surface elevation (dashed line). Reproduced from Hong et al. (2011). POM, primitive equation model; JMA, Japan meteorological agency.

## 결과 및 고찰

Fig. 3은 태풍이 발생해 이동하는 동안 시간별, 수심별, 수온변화의 시계열을 나타내며, 특히 태풍이 발생지점에서 정북으로 이동하면서 연구해역 좌측 100 km 지점(Fig. 3a), 중심부를 통과한 경우를 보여준다. 도표내 연직선(typhoon, TP)은 각각의 연구해역 통과시간(66 h)을 나타내며, 참고로 연구해역 태풍중심기압의 시간변화를 실선으로 나타내었다.

표면수온(0 m)은 태풍이 발생해 약 1일 경과한 시각부터 하강하기 시작, 이후 급격히 냉각하여 태풍통과 후 약 1일 경과한 시각에 약 24°C까지 하강하다가 태풍 후는 거의 동일수온을 유지하고 있음을 알 수 있다. 이러한 표면수온(0 m)의 하강은 바람의 연직난류혼합효과에 의해 표면아래의 저수온 해수와 혼합된 결과로 해석할 수 있다. 10 m 수심에서는 표면수온이 하강하는 시각(24 h), 역으로 약 0.5°C 정도 일시적으로 상승하고, 이후 하강하기 시작하여 표면수온과 유사한 변화경향을 보였다. 이러한 일시적 수온상승은 태풍이 접근하면서 상층수온(즉, 표면수온)과의 연직혼합에 의해 일시적으로 증가한 결과이며 태풍이 더욱 접근하면서 저층수와의 혼합효과의 증대로 다시 하강한 것임을 알 수 있었다. 이 같은 수온상승과정은 30 m 및 50 m 수심에서도 유사하게 나타났다. 다만 각각의 온도상승시각이 약 1일 간격씩 지연되어 수심별 수온반응시간에 차등을 보였다. 특

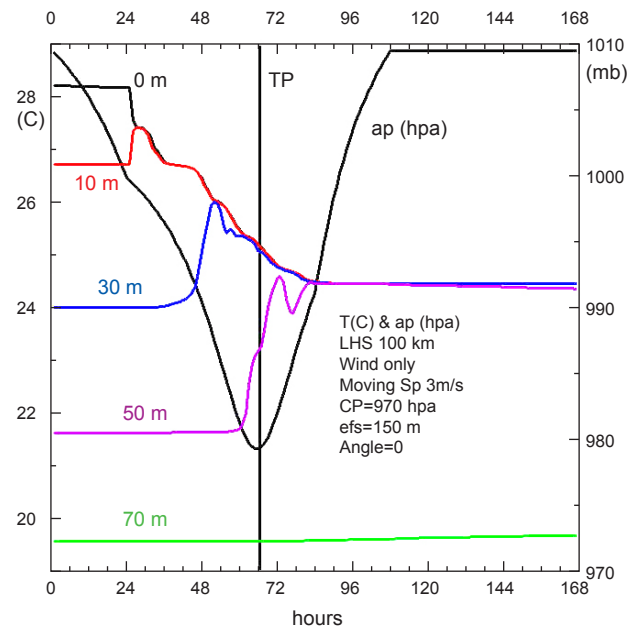


Fig. 3. Time variation of temperature at 0 m, 10 m, 30 m, 50 m and 70 m in the model. A vertical bar represents a passing time of typhoon, 100 km to the left of the research area and the central pressure (ap) of the typhoon is given by a black thick line.

히 50 m 수심에서는 거의 태풍이 통과하기 직전, 약 6시간 전에 온도상승이 개시되었다. 이 같은 현상은 수심이 깊어질수록 태풍에 대한 상층온도와와의 혼합반응시간이 지연되고 있음을 보여준다. 본 실험결과는 태풍 Rosie (1997) 통과전(Fig. 1), 50 m 및 100 m 수심에서의 온도상승경향을 잘 재현하고 있고 그 원인을 일정부분 설명한다. 또 3D 원시모델(POM)을 이용해 Hong et al. (2011)이 얻은 결과와도 매우 유사하였다. 이는 비록 단순 1D 모델에서 바람의력만으로도 태풍통과전의 수온변화의 상당부분을 설명할 수 있음을 시사한다. 또 50 m의 경우는 태풍이 통과한 뒤에도 초기수온보다 약 2.5°C 더 온도가 상승한 상태를 계속 유지하여, 바람효과만으로도 태풍통과 후 동수심(50 m)에서 혼합수온된 상태를 계속 유지하고 있는 관측결과(Fig. 1)를 일정부분 재현하였다. 한편, 70 m에서는 태풍통과시 거의 수온변화가 없었다. 이 수심은 본 모델결과로 볼 때 연직난류혼합의 하향한계수심으로 볼 수 있으나 모델종류 및 태풍의 강도, 특히 통과시의 바람세기 등에 따라 이 수심은 크게 달라질 것이다.

수온의 시간별 혼합심도는 태풍의 경로에도 영향을 받을 수 있다(Fig. 4). 태풍이 연구해역을 중심으로 좌측(LHS)을 통과한 경우(Fig. 4a), 태풍발생 약 1.5일(36 h) 경과한 시각에 약 15 m까지 혼합층을 형성하였으며, 태풍이 통과시(66 h; Fig. 2 참조)는 약 47 m까지 깊어졌고, 통과후(84 h)에는 약 55 m까지 더 깊어졌다. 이러한 경향은 연구해역 중심부(CTR)를 통과한 경우(중도)에도 나타났으나 연구해역 우측(RHS)을 통과한 경우(

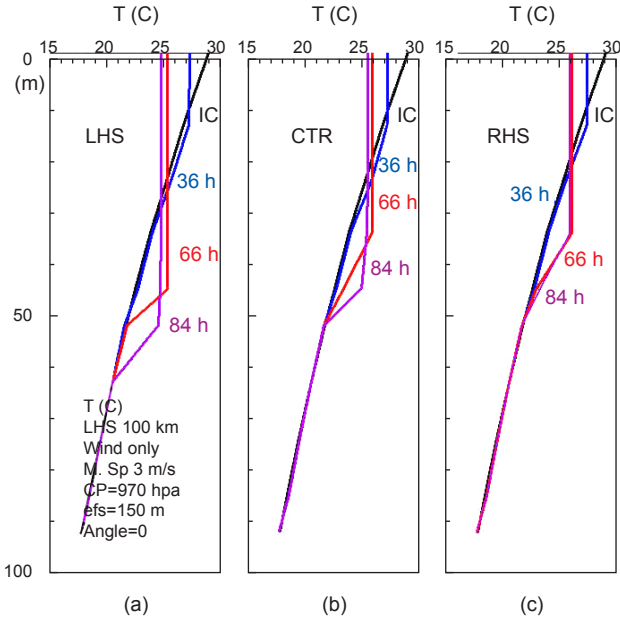


Fig. 4. Time variation of mixed layer depth with tracks of the typhoon, (a) 100 km to the left (LHS, left hand side), (b) the center (CTR) and (c) 100 km to right of the research area (RHS, right hand side). Numerals, such as 36 h, present the time after typhoon occurrence and 66 h is the passing time of proximity to the research area.

우도)에는 볼 수 없었다. 전반적으로 연구해역의 좌측을 통과할 때, 중앙(Fig. 4b) 또는 우측(Fig. 4c)을 통과한 경우보다 수온 혼합수심이 더 깊어지고 통과한 후에도 더 확장되는 경향을 보였다. 이는 ‘태풍경로의 우측해역에서 수온 냉각현상이 더욱 강화

된다’는 소위 ‘rightward bias’ (Price, 1981; Hong et al., 2015; 이하 ‘우측강화현상’) 때문인 것으로 해석될 수 있다. Fig. 5에서 보여주듯이, 본 실험결과는 연구해역의 좌측으로 태풍이 통과시(LHS, Fig. 5a), 우측으로 통과할 때(RHS, Fig. 5b)보다 유속(Fig. 5a 상도)의 세기가 크게 강화되었음을 보여준다. 즉, 좌측통과시 태풍통과시각(66 h)을 중심으로 볼 때 바람(Fig. 5a, 하도)은 남동풍에서 남서풍으로 변화(시계방향)하면서, Price (1981)가 일찍이 지적한 바와 같이, 바람 회전방향(Fig. 5a, 하도)이 관성진동방향(시계방향)과 중복(즉 바람회전력과 지구자전력의 효과가 중복) 됨으로써 그 결과 흐름(Fig. 5a, 상도)이 북류에서 남동류로 회전(시계방향)하면서 크게 증폭되고 있음을 알 수 있다. 반면에, 우측통과시 바람(Fig. 5b, 하도)방향은 북동풍에서 남서풍으로 변화(반시계방향)하고 있고 관성진동에 의한 흐름방향과 상반됨으로써 그 결과 흐름이 상대적으로 약화되어 수온혼합효과가 감소한 결과로 파악된다.

Fig. 6은 태풍경로에 따라 수온변화반응 수심에도 그 차이가 있음을 보여준다. 바람의 영향을 상대적으로 더 크게 받을 것으로 예상되는 0 m와 30 m 수심에서는 수온하강(또는 상승)반응시간(태풍 발생 후 각각 약 24 h, 42 h)이 태풍경로와 관계없이 거의 동일하게 나타났으나 50 m 수심에서는 경로별 그 차이가 컸다. 즉, 연구해역의 좌측통과시(Fig. 6a; LHS)는 수온상승 반응시간이 빨라(50 h) 태풍통과전에 상승되고 있으나 중심부 통과시(Fig. 6b; CTR)는 통과후 약 12시간 후에나 상대적으로 작은 상승(약 1°C)을 보였다. 반면,우측 통과시(Fig. 6c; RHS)는 동수심에서 초기수온에서 거의 변화가 없었다. 이러한 결과는 ‘우측강화현상’이 수온하강(또는 상승)반응을 통해 연직혼합효과에 큰 영향을 미치고 있음을 보여준다.

Fig. 7은 연직 sigma 층수를 116개로 연직수심분해능을 크게

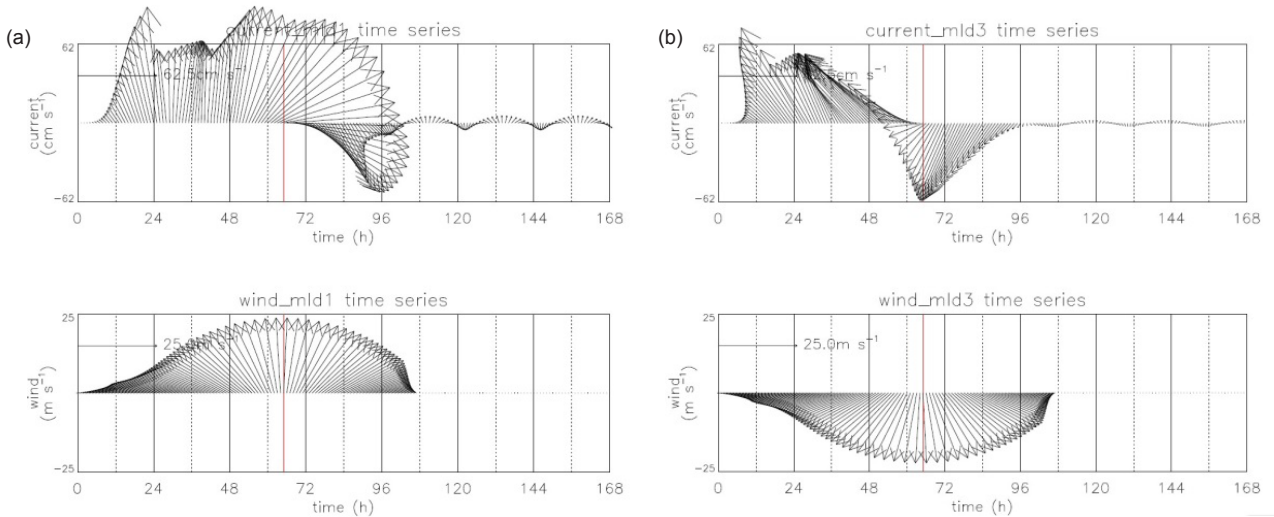


Fig. 5. Time variations of velocity (upper panel) and wind (low panel) in both (a) LHS and (b) RHS of the research domain. LHS, left hand side; RHS, right hand side.

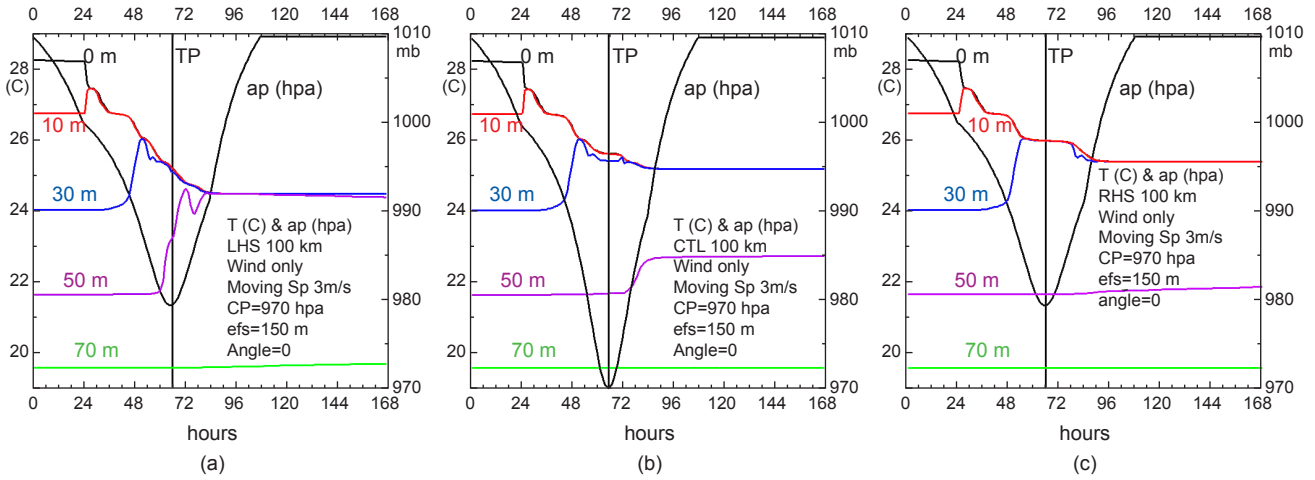


Fig. 6. Same as Fig. 2 except for including results with the typhoon tracks of (b) CTR and (c) RHS of the research domain. Also the figure (LHS, Fig. 2) was re-loaded and compressed in Fig. 6a for comparison convenience. CTR, the center; RHS, right hand side; LHS, left hand side.

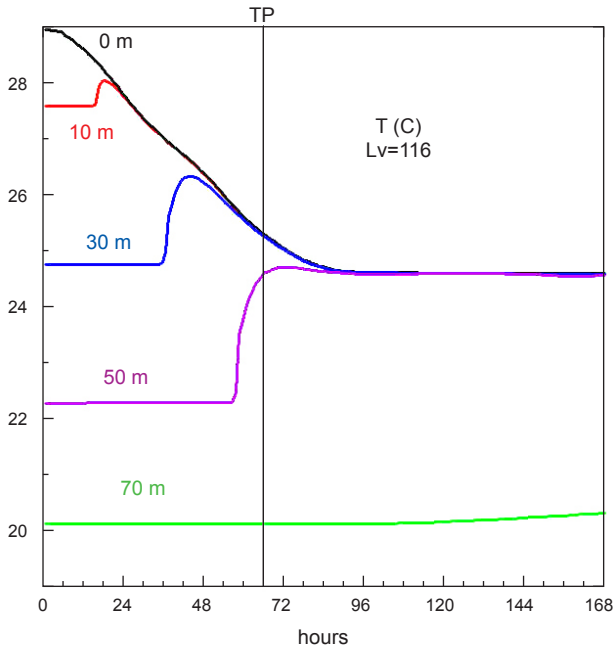


Fig. 7. Same as Fig. 2 except for increasing a number of vertical sigma levels from 26 to 116. TP represents a typhoon passing.

증가시켰을 때의 수온시간변화를 보여준다. 층수를 26개로 설정했던 결과(Fig. 3)와 비교해 볼 때, 수온의 시간적 변화양상은 거의 동일하나 작은 수온섭동들이 소멸되었음을 알 수 있다. 이는 표층수온의 시간적 미세변화과정을 조사하려면 고해상도 연직수심분해능이 요구됨을 보여준다.

Fig. 8은 LHS 태풍통과시 수온 혼합층 수심(mixed layer

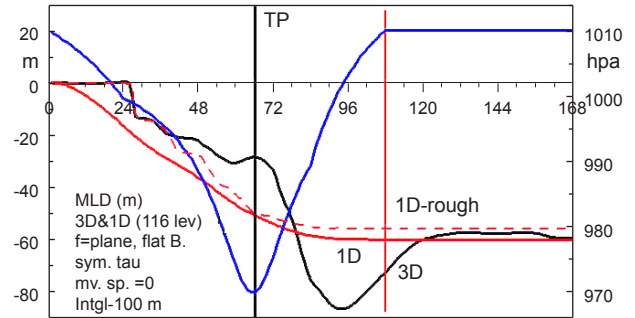


Fig. 8. Comparison of time variations of MLD in 1D and 3D models. Thick and dashed red lines represent results in a fine (116 levels) and rough (26 levels) sigma levels, respectively. Calculation conditions in the 3D model (POM) are the same as this 1D model, e.g., flat bottom (3600 m) and wind. A post-vertical bar (red line) indicates time (108h) when the wind has stopped. TP represents a typhoon passing. MLD, mixed layer depth ; POM, princeton ocean model.

depth, MLD)의 시간변화를 1D 모델 연직수심분해능 변화(26층 또는 116층) 및 3D 원시모델(POM) 상에서 조사한 결과를 비교한 것이다. 여기서 MLD는 약 100 m 수심에 대한 초기 밀도편차값을 기준 밀도편차값으로 가정하고 이 값에 대한 시간별 밀도편차를 구한 값에서 얻었다. 전반적으로 태풍이 발생해서 통과후 약 0.5일까지 1D모델결과에 비해 3D모델결과가 다소 작은 MLD(특히 통과시)를 보인 것을 제외하면, 연직수심분해능이나 모델종류(1D, 3D)와는 크게 의존하지 않고 전반적으로 유사한 변화경향을 보였다. 가장 뚜렷한 차이는 태풍통과후 3D 원시 모델(POM)의 결과에서는 1D모델결과와 달리, 약 1일

뒤(약 94h) MLD 값이 약 100 m 수심까지 확장되었다. 이것은 Hong et al. (2015)이 보고한 바와 같이, 본 모델에서 재현할 수 없는 태풍통과시 후위에 발생하는 저기압성 소용돌이의 난류확산영향이 주 원인인 것으로 사료된다.

본 연구에서는 간단한 1D 모델을 이용하여 태풍경로별 바람만을 외력으로 연직수온혼합층의 변화를 조사하였다. 따라서 기압차에 의한 isostatic effect (inverse barometric effect) 및 중력파전파영향, 또는 Ekman pumping과 관련된 해수용승 또는 하강(즉, 해수의 수평발산 또는 수렴) 및 연행가입(entainment) 등은 무시되었다. 특히 용승과 연행가입은 수온혼합층 변동에 주요한 요소(Price, 1981)가 된다. 그럼에도 불구하고, 관측결과(Fig. 1)와 비교해 볼 때, 단순 1D 모델결과라 하더라도 일정부분 수온변화과정을 재현하였다. 이는 바람의 영향이 기압효과보다 혼합층 내의 수온난류확산과정에 우선적으로 영향을 미치고 있음을 시사한다. 보다 상세히 이 분야에 대해 이해하려면 추후 더욱 보완된 연구가 수행되어야 할 것이다.

## 사 사

이 논문은 부경대학교 자율창의 학술연구비(2016)에 의해 연구되었음.

## References

- Blumberg AF and Mellor GL. 1987. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. In: Three Dimensional Coastal Ocean Models, Coastal Estuarine Science, vol. 4, edited by N. S. Heaps, AGU, Washington D.C., U.S.A., 1-208.
- Hong CH and Yoon JH. 2003. A three-dimensional numerical study of Typhoon Holly in the northern Pacific Ocean. *J Geophys Res* 108, 3282, 38-1~38-18. <https://doi.org/10.1029/2002JC001563>.
- Hong CH. 2008. A numerical study of sea surface cooling with the passage of typhoon Abby in the Northwestern Pacific. *J Kor Fish Soc* 41, 518-524.
- Hong CH, Masuda A and Yoon JH. 2011. Upper ocean response to typhoon Abby in the northwestern Pacific using a three-dimensional primitive equation model. *Abstr J Oceanography*, fall meeting, 89.
- Hong CH, Masuda A and Hirose N. 2015. Upper ocean response to typhoon, focusing on 'Rightward bias' using an ideal 3D primitive equation numerical model. *Abstr KOFFST 2015*, 146.
- Jordan CL. 1964. On the influence of tropical cyclones on the sea surface temperature field. In: Proceedings of symposium on trop meteor New Zealand Meteorological Service, Wellington, New Zealand, 614-622
- Masuda A and Hong CH. 2011. Response of the upper ocean to a typhoon-Idealized model. *Abstr J Oceanography*, fall meeting, 90.
- Mellor G. 2004. Users guide for a three-dimensional, primitive equation, numerical ocean model. *Atmos Oceanic Sci Prog Princeton University, Newyoke, U.S. A.*, 1-39.
- Miyazaki M, Ueno T and Unoki S. 1961. Theoretical investigation of typhoons surges along the Japanese coast. *Oceanogr Mag* 13, 51-75.
- Price JF. 1981. Upper ocean response to hurricane. *J Phys Oceanogr* 11, 153-175.
- Pudov VD, Varfolomeev AA and Fedorov KN. 1979. Vertical structure of the wake of a typhoon in the upper ocean. *Okeanologiya* 21, 142-146.
- Sanford TB, Price JF, Girtton JB and Webb DC. 2007. Highly resolved ocean response to a hurricane. *Geophys Res Lett* 34, L13604. <http://doi.org/10.1029/2007GL029679>.
- Taira KS, Kitagawa S, Ootobe H, and Asai T. 1993. Observation of temperature and velocity from a surface buoy moored in the Shikoku basin (OMLET-88)-An oceanic response to a typhoon. *J Oceanography* 49, 397-406.