2011년 동일본 지진해일의 한반도 전파 수치해석 Numerical Analyses of 2011 East Japan Tsunami Propagation towards Korean Peninsula

배재석* · 조영준** · 권석재*** · 윤성범****

Jae Seok Bae*, Young Joon Cho**, Seok Jae Kwon*** and Sung Bum Yoon****

요 지 : 본 연구에서는 한국 남쪽 해역의 해저지형이 2011년 동일본 지진해일의 우리나라 남해안으로의 전파에 미치는 영향을 분산보정 유한차분 모형을 이용한 수치해석을 통해 분석하였다. 본 연구를 통해 일본 남해 해구, 유구 열도 및 동중국해의 볼록지형 등 파원역으로부터 한반도에 이르는 해저지형이 한반도 남해안을 따른 지진 해일고 저감에 중요한 역할을 하고 있음을 알 수 있었다. 그러한 해저지형에서 지진해일의 변형에 관련된 메카니즘에 대해 자세히 기술하였다.

핵심용어 : 동일본 지진해일, 수치해석, 해저지형, 지진해일고, 저감 메카니즘

Abstract : The effect of bathymetry near the south sea area of Korea on the propagation of 2011 East Japan Tsunami is analyzed based on the numerical simulation using the finite difference dispersion-correction model. It is found that the bathymetry from the source to Korean Peninsula, such as Nankai Trough, Ryukyu Islands and the topographical lens in the East China Sea, plays an important role to reduce the tsunami height along the south coast of Korea. The mechanism involved in the transformation of tsunamis over those topographies is discussed.

Keywords : East Japan Tsunami, numerical simulation, bathymetry, tsunami height, reduction mechanism

1. 서 론

2011년 3월 11일 14시 46분 (한국, 일본 표준시) 일본 동북부 해안에서 발생한 규모 9.0의 해저지진으로 인해 발생한 지진해일로 일본 경찰청 집계 15,850명의 사망 및 3,283명의 실종자 그리고 6,011명의 부상자가 속출하였다. 이 지진해일을 유발한 지진은 계기지진 역사상 4번째로 큰 규모로 기록되었다. 이렇게 큰 규모의 지진임에도 불구하고 지진으로 희생된 인명은 거의 없고 지진해일로 인한 희생자가 대부분이었다는 사실은 지진해일의 위험성을 다시 한 번 실감하게 한다. 이번 지진의 단층역은 폭 150 km, 길이 450 km에 이르는 방대한 면적에 걸쳐 발생하였고, 이로 인한 해일의 최대 초오름 높이는 40.4 m에 이른다(The 2011 Tohoku Earthquake Tsunami Joint Survey Group, 2011). 또한 파원역에서 상당한 거리로 이격되어 있던 후쿠시마 원자력발전소에 내습한 지진해일로 발전소 냉각수 순환계통이 작동을 멈춰 4기의 원자로가 폭발하였으며, 이로 인해 심각한 방사능 누출 사고가 발생하였으며, 12개월이 지난 현재까지도 완전히 수습되지 못

하고 있는 실정이다. 이 지진해일은 태평양을 횡단하여 지구 반대편의 칠레에서 3 m의 해일고를 기록하였으며, 남극대륙에까지 도달하여 빙하의 일부가 떨어져 나간 장면이 위성으로 관측될 정도로 전지구적인 영향을 미쳤다.

이렇게 큰 규모의 지진해일이 발생하였음에도 불구하고 인접해 있는 우리 한반도 해안에서는 최대해일고가 마산에서 0.3 m로 관측되었고, 제주도를 비롯한 남해안 대부분의 해안에서는 해일고가 0.1~0.2 m로 그 영향이 매우 미약하였다(윤 등, 2011). 또한 2011년 3월 12일자 China Daily의 보도에 따르면 파원역으로부터 떨어진 거리가 비슷한 중국의 상해 이남 해안 지역에서는 해일고 0.3m의 지진해일이 도달하였으며 이는 마산의 해일고 관측치와 동일한 크기이다. 그러나 마산의 해일고는 공진을 비롯한 마산만의 지형적인 영향이 포함된 관측치임을 고려할 때 중국 동안의 지진해일고는 한반도 남해안 보다 상대적으로 큰 해일이 도달하였음을 의미한다. 이러한 지역적인 차이는 파원의 형상이 매우 길고 주된 방향이 태평양 쪽을 향하고 있어 지진해일의 에너지가 칠레 쪽으로 주로 전파된 영향이 가장 크겠으나, 파원역에서 방향과 거리가 비슷한 중국의 동해안

*한양대학교 대학원 건설환경공학과 박사과정 (Dept. of Civil & Env. Engrg., Graduate School, Hanyang University)

**한양대학교 대학원 건설환경공학과 석사과정 (Dept. of Civil & Env. Engrg., Graduate School, Hanyang University)

***국립해양조사원 (Korea Hydrography and Oceanography Administration)

****한양대학교 건설환경공학과 (Corresponding author: Dept. of Civil & Env. Engrg., ERICA Campus, Hanyang University, 1271 Sa-3-dong, Sangrok-gu, Ansan, Kyunggi, 426-791, Korea, sbyoon@hanyang.ac.kr)

과 한국의 남해안을 비교해보면 중국의 동해안에서 더 큰 해일이 도달한 점은 지진해일의 전파과정에서 해저지형의 영향이 크게 작용했음을 시사한다.

김 등(2008)은 오키나와 트러프에서 발생할 가능성이 있는 잠재 지진해일에 대해 수치모의를 실시하고 한국의 남해안으로 전파하는 지진해일의 전파특성을 분석하여 해저지형의 영향을 밝힌 바 있다. 본 연구에서는 2011년 동일본 해역에서 발생한 지진해일이 우리나라 남해안으로 전파하는 과정에서 해저지형의 영향을 구체적으로 파악하고자 한다.

지진해일파는 조석에 비하면 파장이 짧아 상대적으로 분산성이 강해 먼 거리를 전파하는 경우에는 분산성을 고려하여 해석하여야 하므로 Boussinesq 방정식이 지배방정식으로 적합하다. 그러나 Boussinesq 방정식은 자체에 물리적 분산항을 포함하므로 수치적인 분산오차를 최소화하기 위해 매우 작은 격자를 채용하여야 하며, 따라서 연산속도가 빠른 대용량의 컴퓨터를 사용하여야 하나 일반적인 엔지니어의 접근이 용이하지 않은 실정이다. 따라서 지진해일 전파 수치모의는 파의 분산성을 무시한 천수방정식을 기본방정식으로 하는 조석류 수치모형을 이용하여 이루어져 왔다(Goto and Shuto, 1983; Imamura et al., 1988; Cho, 1995; 최 등, 1993 및 1994; 이 등, 1999). 이에 윤(1999) 및 Yoon(2002)은 Imamura et al.(1988)의 천수방정식을 사용하는 유한차분모형을 개선하여 균일격자상에서 분산을 고려할 수 있는 유한차분모형을 개발하였다. 이 완전수심상 분산보정 유한차분 수치기법은 수치해석시 실제 격자상의 격자간격을 사용하지 않고 수치분산이 물리적인 분산을 대신하기 위한 가상의 격자간격을 사용하고, 천수방정식의 선유량과 수면변위를 가상 격자점에서의 값으로 환산하기 위해 3차 보간을 수행한다. 그러므로 매우 짧은 파에 대해서는 보간에 따른 추가적인 오차를 주는 경향이 있다. 근래에 윤 등(2006)과 Yoon et al.(2007)은 선형 Boussinesq 파동방정식에 기초한 능동적 분산보정 유한차분모형을 개발하였고, Lim et al.(2008)은 이 수치모형을 이용하여 우리나라 동해안에 내습했던 1964년, 1983년 및 1993년의 지진해일을

수치모의하고 동해의 복잡한 수심분포에 의한 지진해일의 전파변형 특성을 분석한 바 있다. 본 연구에서도 동일한 수치모형을 이용하여 2011년 동일본 해역에서 발생한 지진해일이 우리나라 남해안으로 전파하는 과정을 수치모의하여 이 지진해일의 전파과정에 미치는 해저지형의 영향을 파악하고자 하였다.

2. 동일본 지진해일의 위치 및 초기파형

Fig. 1에 보인 바와 같이 Sato et al.(2011)은 진원 근처 5개 지점의 해저면에 설치한 GPS를 이용하여 측정한 2011년 동일본 지진에 의한 해저면 변위를 제시하였다. 진원 근처 해저면에서 최대 25 m의 수평변위 및 최대 3 m의 연직변위가 발생하였으며, 이로 인해 지진해일이 발생하였다. 그러나 실제 변위는 일본해구(Japan Trench)쪽으로 갈수록 증가하여 해구 부근에서 가장 큰 변위가 발생한 것으로 알려져 있다.

Fig. 2는 미국 해양대기국(NOAA)에서 설치한 태평양 상의

Fig. 2. Locations of DART buoys of NOAA and GPS wave gauges deployed by Japan (Fujii et al., 2011).

A Horizontal displacements

B Vertical displacements

Fig. 1. Measured crust movements around Japan trench after 2011 East Japan Tsunami (Sato et al., 2011).

(a) sea bottom vertical displacement (b) water surface displacement

Fig. 3. Distribution of sea bottom vertical displacement and water surface displacement associated with 2011 East Japan Earthquake (Fujii et al., 2011).

DART 부이와 일본의 각 연구소에서 설치·운영하는 연안 GPS 파고계의 위치를 보여준다. Fig. 3은 이 위치에서 관측한 지진해일 수면변위 자료를 이용하여 Fujii et al.(2011)가 초기 파원역을 역추적하는 과정에서 추론한 해저면의 연직변위량을 보여준다. 해저면이 진원에서 약 30 m, 해구 근처에서 최대 40 m 정도 순간적으로 상승하였으며, 이로 인해 거대한 지진 해일이 발생하였다. 이번 지진해일은 Fig. 2에 보인 바와 같이 파원역 주위의 많은 위치에서 지진해일에 의한 수면변위의 시간이력이 기록된 첫 번째 지진해일로서 지진해일의 초기 파형을 자세히 파악하고, 또한 지진해일 수치모형의 정밀도를 검증할 수 있는 최초의 지진해일이다. 그러나 역설적으로 간단한 단층모형으로는 모든 관측치를 만족시킬 수 없을 정도로 초기파형이 복잡하여 수많은 연구자들이 각각의 초기파형을 제시하고 있으나 어느 것도 만족할만한 결과를 제시하지 못하고 있는 실정이다.

본 연구에서는 우리나라가 파원으로부터 멀리 떨어져 있어 초기파형의 자세한 형상에 민감하지 않다는 가정 하에 Table 1에 제시된 단순한 단층 매개변수와 Mansinha and Smylie(1971)의 해석해를 이용하여 지진해일 초기수면형상을 재현하였다. Fig. 4는 단층 매개변수의 개념도로서 $\theta(^{\circ})$ 는 진북과 이루는 단층의 주향을 표시하며, $\delta(^{\circ})$ 는 dip angle, $\lambda(^{\circ})$ 는 slip angle, $W(km)$ 는 단층의 경사폭, $L(km)$ 은 단층의 길이이다. $H(km)$ 는 단층면의 상연(upper boundary)깊이이며 $D(km)$ 는 단층의 변위를 나타낸다. Fig. 5는 Table 1의 단층 매개변수를 이용하여 구한 초기수면형상이다. 초기파원의 최대수면변위는 약 9 m이다.

Table 1. Fault parameters of 2011 East Japan Tsunami

Parameter	Value
Location	
Lat. ($^{\circ}N$)	38.985
Long. ($^{\circ}E$)	143.857
H (km)	10
θ ($^{\circ}$)	193
δ ($^{\circ}$)	14
λ ($^{\circ}$)	90
L (km)	380
W (km)	100
D (m)	23

Fig. 4. Definition sketch of fault parameters.

Fig. 5. Location and initial free surface profiles of 2011 East Japan Tsunami (unit : m).

3. 수치모형

대양을 전파하는 지진해일의 수치모의를 위해 지배방정식은 2차원 선형 Boussinesq형 파동방정식(LBTWE, Linear Boussinesq Type Wave Equation)을 사용하였다. 이 식은 완전수심 조건 하에서 유도되었으며 분산항을 포함하고 있다. 또한 지배방정식에 포함되어 있는 분산보정계수는 수심, 격자간격 및 시간간격의 함수로 정의할 수 있으며 분산보정계수를 이용하여 수치적인 오차는 제거하고 물리적인 분산은 고려할 수 있다 (Yoon et al., 2007). 한편, 대양을 전파해 오는 지진해일은 물리적인 분산효과가 매우 중요하게 작용하지만, 수심이 작은 해안 근처에서는 분산효과보다 상대적으로 비선형 효과와 바닥 마찰이 지배적으로 작용한다. 그러므로 수심이 얕고 복잡한 해안구조물이 존재하는 영역에서는 비선형 및 바닥마찰을 고려할 수 있는 식으로 2차원 비선형 천수방정식(NSWE, Nonlinear Shallow Water Equation)을 사용한다.

대양을 전파해 오던 지진해일은 수심이 알아지면서 천수화에 의해서 파장이 짧아진다. 이로 인해 대격자만의 사용은 파장과 계산격자간격의 비로 표시되는 격자 분해능 저하를 유발하며 따라서 수치분산오차가 증대되어 수치모의의 정확성이 저하된다. 이를 해결하기 위해 Lim et al.(2007)에 의해 제안된 동시 격자접속기법을 적용하였다. 수치모형에 대한 자세한 사항은 Yoon et al., (2007)과 Lim et al.(2007)에 자세히 소개되어 있으므로 이번 논문에서는 생략한다.

4. 수심자료 구성 및 격자체계 결정

2011 동일본 지진해일 전파 수치모의를 위한 계산영역은 Fig. 6에 제시한 바와 같이 동서방향으로는 경도 115°E~180°E 사이, 남북방향으로 위도 5°N~50°N 사이의 우리나라와 일본

Fig. 6. Computational domain and bathymetry.

Table 2. Computational information

Region	Grid size		Δt (sec)	Remark
	$\Delta \Psi$ (sec)	Δx (m)		
A	60	1193~1848	3	LBTWE
B	20	503~525	1	
C	6.67	180.9	0.33	
D	2.22	60.3	0.11	
E	0.74	20.1	0.037	NSWE

Fig. 7. Computational sub-regions (C, D and E).

그리고 중국을 포함하는 북태평양 해역을 대상으로 설정되었다.

계산격자의 크기는 동서방향 격자경도간격($\Delta \Psi$)을 1 min으로 정하고 격자위도간격($\Delta \phi = \cos \phi \Delta \Psi$)은 격자망이 국부적으로 정사각형이 되도록 보정하여 사용하였다. 관심 영역인 남해 마산항 근해역에 대해서는 Lim et al.(2007)이 제안한 동시격자접속기법을 적용하여 격자 분해능을 유지하였다. Table 2는 동일본 지진해일 전파 수치모의에 적용된 격자정보 및 계산조건을 보여주고 있다.

Fig. 7과 Fig. 8은 수치모의에 사용된 경남 마산항 주변 해

Fig. 8. Computational sub-region (E) and detailed bathymetry near Masan harbor.

역의 수심분포와 계산영역을 나타낸 것이다. 마산항에는 국립해양조사원에서 설치한 검조소가 위치하고 있다. 본 연구에서는 수치모의 결과와 지진해일 발생 당시의 검조기록 비교를 위하여 Fig. 8에 제시된 바와 같이 계산된 수면변위의 기록 저장을 위한 관측지점을 검조소 위치에 설정하였다.

5. 지진해일 전파 수치모의

Fig. 9은 지진해일의 전파도를 30분 단위로 나타낸 것으로 수심이 깊은 태평양 및 동해에서는 지진해일이 빠른 속도로 전파되고, 류큐열도를 통과하여 중국과 우리나라 방향으로 진입하면 수심이 상대적으로 얇아 지진해일이 천천히 전파되는 양상을 잘 보여주고 있다. 일본 남쪽의 토카이 트랜치를 따라 서남서 방향으로 전파되는 지진해일은 수심이 얇은 일본

해안 쪽으로 계속 굴절되면서 에너지를 서서히 잃게 된다. 이렇게 류큐 남단에 도달한 지진해일의 주된 전파방향은 류큐 트랜치를 따라 남서진하여 대만에 도달하게 되며, 그 도중에 계속적으로 지진해일은 북서쪽으로 굴절되어 류큐열도의 섬 사이로 진입하게 된다. 류큐열도 섬 사이를 진입한 지진해일은 동중국해의 지형렌즈 영향으로 상하이 부근으로 집중된다. 또한, 류큐 남단에서 회절되어 북진하는 지진해일은 제주도 동쪽의 깊은 해역을 따라 전파되면서 류큐 서해안으로 굴절되어 에너지를 잃은 다음, 두 갈래로 갈라지는데, 한 갈래는 제주도를 통과하여 서해로 진입하고, 다른 한 갈래는 쓰시마 해협을 통과하여 동해로 빠져 나간다. 여기서, 동중국해 수심분포에 의한 지형렌즈 영향은 김 등(2008)에 의해 자세히 분석 및 제시된 바 있다. 한편 일본의 홋카이도와 혼슈북단 사이의 쓰가루 해협으로 진입한 지진해일은 동해를 건너 우리나라 동해안으로 전파되는데, 일본의 남해안을 따라 류슈를 돌아 올라온 지진해일과 동해를 건너 전파해온 지진해일이 지진해일 발생 약 5시간 후 쓰시마 근처에서 만나는 것을 알 수 있다.

Fig. 10은 지진해일에 의한 최대 수면변위 분포를 보여 주는 바, 과원과 직각 방향인 일본 동북 해안 및 태평양 방향으로 주된 해일 에너지가 전달되고, 우리나라에 영향을 미치는 일본 남해안을 따라 전파되는 지진해일은 일본 남쪽 해안을 따라 발달된 토카이 해구를 따라 전파되면서 일본 해안쪽과 태평양 방향으로의 지속적인 굴절로 에너지를 잃은 다음, 류큐열도를 통과하여 서해쪽으로 진입하므로 해일고가 작아지는 것이 당연하다. 더군다나 류큐열도를 통과한 지진해일도 대부분이 동중국해의 지형렌즈 효과에 의해 중국 상하이 쪽으로 굴절되어 집중되므로 우리나라 남해나 서해쪽으로 진입하는 지진해일은 매우 미약해진다. 국립해양조사원에서 관측한 자료에 의하면 제주도를 포함한 우리나라 남해 대부분의 해안에서 0.1~0.2 m의 매우 작은 해일고를 기록하였으며, 최대해일고를 나타낸 마산항에서는 0.3 m에 이르렀다.

남해안에는 많은 섬들이 분포되어 있고 해안선이 굴곡이 심하므로 만의 내부에 위치하는 항만에서는 공진이 발생하여 입

Fig. 9. Propagation map of 2011 East Japan Tsunami (unit: hr).

Fig. 10. Propagation map with maximum free surface displacement.

사하는 지진해일이 상당히 증폭될 수 있다. 또한 만의 규모와 지형 특성에 의해 공진을 일으키는 고유주기가 각기 다르다. 이러한 만내 공진현상을 수치모의에서 제대로 재현하고 있는지를 판단하기 위해 2011년 동일본 지진해일 당시 우리나라 해안에서 가장 큰 해일고를 기록한 마산항에서의 검조자료와 수치모의에 의한 수면변동 이력을 비교하여 Fig. 11에 제시하였다. Fig. 12는 마산항 및 가덕도 조위관측소의 위치를 보여준다. Fig. 11에서 수치모의 결과와 비교한 검조기록은 지진해일과 성분을 추출하기 위해 조석에 해당하는 장주기 성분을 제거한 자료이다.

Fig. 11에서 첫 해일파가 도달한 시간은 수치해석 결과가 지진발생 후 354분(5시간 54분)인 것에 비해 실제 관측치는 그 이전에 도달한 것처럼 보인다. 이는 관측지에서 지진해일파가 도달하기 이전의 배경 장주기파를 완전히 제거하지 못하여 야기된 현상이다. 이를 이해하기 위해 국립해양조사원(KHOA)에서 제시한 Fig. 13을 보면 그림의 시간축 원점은 2011.03.11 17:27으로 지진해일 발생시점으로부터 2시간 41분에 해당하는 바, 처음 약 3시간 사이에 이미 지진해일과 유사한 장주기 성분이 조석 성분에 중첩되어 있음을 알 수 있다. 따라서 Fig. 14의 첫 파는 지진해일 성분이 아닌 배경 장주기 성분이다. 이 배경 장주기파의 파고는 0.1 m에 달하므로 지진해일파의 수위에 있어서도 그 정도의 오차를 동반할 수 있다.

Fig. 15는 마산만 입구의 가덕도에서 관측된 2011.03.11 18:00~2011.03.13 03:00 사이의 수면변위를 보여주는 바, 지진해일 발생 후 5시간 14분이 경과한 Fig. 15의 2시 시점

Fig. 11. Comparison of calculated and measured time series of free surface displacements at Masan harbor.

Fig. 12. Locations of Masan and Gadeok tide gauges deployed by KHOA.

(2011.03.11 20:00)에 가덕도에 도달하였고, 그 이전에는 마산만과 달리 배경 장주기 성분이 거의 없어 지진해일의 도달

Fig. 13. Free surface elevation (2011.03.11 17:27~2011.03.13 02:27) measured by KHOA at Masan Station.

Fig. 14. High pass filtered free surface elevation (2011.03.11 17:27~2011.03.13 02:27) measured by KHOA at Masan Station.

Fig. 15. Free surface elevation (2011.03.11 18:00~2011.03.13 03:00) measured by KHOA at Gadeok Station.

Fig. 16. High pass filtered free surface elevation (2011.03.11 18:00~2011.03.13 03:00) measured by KHOA at Gadeok Station.

시간을 비교적 정확하게 도출할 수 있다. 가덕도에서 마산만 조위관측소까지 28 km에 달하고 수심이 10~20 m인 점을 고려하면 지진해일이 가덕도 조위관측소에 도달한 후 마산 조위관측소까지 진행하는데 적어도 40분 정도 걸리므로 마산항에는 지진해일 발생 후 5시간 54분 후에 첫 파가 도달하게 되어 수치계산에 의한 결과가 신빙성이 있음을 알 수 있다. 만약 Fig. 14의 첫 번째 파를 지진해일의 첫 파로 간주하면 도달시간이 4시간 41분으로 환산되어 가덕도보다 빨리 도달하게 되는 모순이 발생한다.

6. 해저지형이 지진해일 전파변형에 미치는 효과

앞에서 살펴본 바와 같이 우리나라 남해안에서 2011년 동 일본 지진해일에 의한 지진해일고는 0.1~0.3 m로 파원역에서의 지진해일 규모에 비해 매우 작은 것으로 나타난 바, 지진해일이 파원역으로부터 우리나라 남해안으로 전파되는 과정에서 겪게 되는 반사, 굴절 및 회절 등 여러 가지 물리현상에 대한 분석을 통해 그 원인을 밝히고자 한다. 지진해일이 해안선에 평행하게 발달된 해구를 따라 먼 거리를 전파해 갈 때 지진해일은 해구와 직각방향으로 지속적으로 굴절되어 해안 쪽과 외해쪽으로 에너지를 잃게 된다. 또한 해구와 나란하게 발달된 원추형 섬으로 구성된 열도를 통과할 경우에도 원추형 섬들로 인해 지진해일이 반사되거나 섬 주위에 포획되며, 열도를 통과한 지진해일도 회절현상에 의해 지진해일 선단의 해일고는 감소하게 된다.

6.1 해안에 평행한 해구를 따라 전파하는 경우

Fig. 17에 보인 바와 같이 해구가 해안선에 평행하게 놓여 있고, 해구와 해안선 사이에 육봉이 발달된 지형을 따라 지진해일이 전파해 갈 때, 해구 상에서의 전파속도가 양 측면의 얇은 지역에 비해 크므로 해일은 진행방향과 직각방향으로 굴

(a) computational domain

(b) cross section

Fig. 17. Definition sketch of trench-continental shelf system.s

절되어 지속적으로 에너지를 잃게 되므로 지진해일은 전파 거리에 비례하여 계속 약화된다. Fig. 17에서 좌표의 원점은 좌측 하단이며 x축은 해안과 직각방향, y축은 해안과 평행한 방향이다.

이러한 현상을 파악하기 위해 Fig. 17과 같은 해구-육봉 시스템에서 단일 파봉의 지진해일 전파과정을 수치모의 하였다. 외해 쪽 수심은 2 km, 육봉의 천해 수심은 0.2 km이며, 수심 3 km의 해구가 그 사이에 놓여 있다. 해안을 따라 폭 50 km의 흡수층을 설치하여 해안에서의 마찰에 의한 에너지 손실을 고려하였다. 영역의 상하단부에 각각 흡수층을 추가로 설치하여 진행파의 반사를 제어하였다. 2 m 높이의 Gauss 분포를 가지는 초기 고립파를 영역의 아래 부분인 $y = 120$ km를 따라 부과하여 높이증으로써 2개의 진행파로 분리되어 각각 높이 1 m의 고립파가 영역 내부(+y방향)와 외부(-y방향)로 해안 및 해구와 평행하게 진행하도록 하였으며, 영역 하단부로 입사된 고립파는 흡수층에서 에너지를 잃고 소멸하게 된다. 영역 내부로 진입한 높이 1 m의 고립파가 우리가 원하는 지진해일인

Fig. 18. Computed maximum wave height distribution and free surface snapshot.

바, Fig. 18의 왼쪽 그림에 보인 바와 같이 지속적인 굴절로 해일의 진행방향과 직각방향으로 에너지가 누출되어 진행거리 비례하여 해일고가 감소하는 현상이 잘 재현되었다. Fig. 18의 오른쪽 그림은 지진해일이 2,400초 진행한 후의 자유수면 변위를 나타낸 것으로 해구 중심부의 해일고가 매우 낮아졌음을 잘 보여준다.

Fig. 19는 $y = 200$ km, 400 km, 600 km 및 800 km의 횡단면을 따른 최대해일고 분포를 보여주며, Fig. 20은 해구의

Fig. 19. Maximum wave height across the trench at several locations.

Fig. 20. Wave height along the center line (i.e., $x = 250$ km) of trench.

중심선인 $x = 250$ km를 따른 최대해일고를 보여주는 바, $x = 120$ km를 따라 높이 2 m의 고립파가 2개의 높이 1 m의 고립파로 나뉘어지고, 영역 내부로 진행한 고립파의 해일고가 지속적으로 감소하여 $y = 600$ km를 전파한 다음부터는 해일고가 0.2 m로 작아짐을 보여준다.

6.2 원추형 섬으로 이루어진 열도를 통과하는 경우

알류산 열도, 류큐 열도 등 열도(island chain)는 통상 해구와 평행하게 발달되며, 섭입된 해양판 상부의 마그마가 해저에서 분출되어 형성되므로 해저 기저부는 넓고 수면 위의 노출부는 좁은 원추형을 이루고 있다. Fig. 21은 이러한 현상을 확인하기 위해 기저부 직경이 100 km, 노출부 직경이 20 km인 원추형 섬이 200 km 간격으로 배치된 열도의 지형을 보여준다.

Fig. 21에 보인 바와 같이 해안선을 따라 최소수심 200 m가 유지되도록 섬의 형상을 정함으로써 이동경계가 불필요하도록 하였다. 수치계산량을 줄이기 위해 일련의 섬들 중 하나만을 선택하여 영역을 정하고, 측면 경계에 반사조건을 부여하여 수치계산을 수행하였다. 해구-육붕 시스템의 경우와 같이 영역의 상하단부에 각각 폭 50 km의 흡수층을 설치하여 진행파의 반사를 제어하였다. 2 m 높이의 Gauss 분포를 가지는 초기 고립파를 영역의 아래 부분인 $y = 120$ km를 따라 부과하여 놓아줌으로써 높이 1 m의 고립파가 영역 내부(+y방향)로 입사되도록 하였으며, 영역 하단부로 입사된 고립파는 흡수층에서 소멸되도록 하였다. 이러한 원추형 섬을 통과하는 장파는 Fig. 22

Fig. 21. Definition sketch of island chain.

Fig. 22. Transformation of solitary wave around an conical island.

에 보인 바와 같이 섬의 해안에서 일부는 반사되고, 일부는 경사면 상에서 굴절되어 해안선을 따라 섬 주위를 맴돌아 진행하면서 섬을 빠져나가지 못하고 경사면 상에서 포획되며, 섬의 양쪽 측면부의 깊은 수심을 통과한 파는 회절되어 지진해일 파의 선단부는 에너지를 지속적으로 잃고 약화되는 현상이 잘 재현되었다. Fig. 23은 $y = 250$ km, 400 km, 600 km 및 800 km의 횡단면을 따른 최대해일고 분포를 보여주며, Fig. 24는 섬의 중심선인 $x = 100$ km와 섬과 섬 사이의 경계선인 $x = 200$ km를 따른 최대해일고를 보여주는 바, 영역 내부로 진행한 고립파의 해일고가 섬을 통과한 다음 지속적으로 감소하는 현상을 보여준다.

2004년 인도네시아 서쪽 해구에서 발생한 수마트라 지진해일 당시 서쪽 방향으로 전파되던 지진해일이 수많은 산호초 섬들로 구성된 몰다이크 제도를 통과하면서 약화되어 아프리카 동쪽 해안에서 지진해일고가 크게 감소된 예를 통해 열도나 제도가 지진해일의 전파과정에 있어서 중요한 역할을 하고 있음을 확인한 바 있다. 태평양 상에서 발생한 지진해일은 우리나라 방향으로 전파되면서 필연적으로 류큐 열도를 통과하게 되는데, 일련로 늘어선 오키나와 섬을 포함한 수많은 섬들을 지진해일이 지나오면서 상당 부분의 파 에너지가 다시 태평양 쪽으로 반사되고, 섬의 경사면에 포획되어 동중국해로 진입한 지진해일이 크게 약화될 것이다.

Fig. 25는 앞에서 살펴 본 해구-육봉 시스템 및 열도에 의한 지진해일 전파변형이 2011년 동일본 지진해일의 한반도 전파과정에서 어떻게 작용하였는지 파악할 수 있게 해준다. 일본 동북해안에서 발생한 지진해일은 Fig. 25에 (1)로 표시한 경로 즉 일본 남부 해안과 나란히 발달된 해구(Nankai Trough)를 따라 서쪽으로 전파되는 과정에서 굴절에 의해 상당 부분의 에너지를 해안 쪽과 외해 태평양 쪽으로 빼앗기며 진행하여

Fig. 23. Lateral distribution of maximum wave height at several locations.

Fig. 24. Longitudinal distribution of maximum wave height along center line ($x = 100$ km) and side boundary ($x = 200$ km).

Fig. 25. Propagation characteristics of 2011 East Japan Tsunami towards Korea and China.

Fig. 26. Topographical lens located in East China Sea.

류큐 남쪽 해역에 도달한다. 또다시 Fig. 25에 (2)로 표시된 류큐 해구(Ryukyu Trench)를 따라 대만 쪽으로 진행하면서 굴절된 지진해일이 류큐 열도를 통과하게 되는데 전술한 바와 같이 원추형 섬들로 인해 반사, 포획, 회절의 복합현상이 발생하여 해일이 약화되고 나머지가 오키나와 해구를 거쳐 동중국해로 들어서게 된다. Fig. 26에 보인 바와 같이 동중국해 해저지형은 배가 불룩한 볼록렌즈를 놓혀 놓은 형상의 지형으로 동해의 중앙에 위치하는 대화퇴와 같이 파의 에너지를 집중시키는 역할을 하여 지형렌즈(topographical lens)라 불린다. 이 지형렌즈에 의해 Fig. 25의 (3)과 같이 파 에너지가 (5)로 표시한 중국의 상해 부근으로 집중되고, 집중되는 측면부는 (4)와 같이 에너지를 빼앗겨 파가 약화되는 지형 음영대(geographical shadow)가 형성된다. 따라서 이상에서 살펴본

바와 같이 2011년 동일본 지진해일은 파원역으로부터 우리나라 남해안으로 전파되는 동안 지속적으로 에너지가 저감되어 우리 제주도와 남해안에 도달할 때에는 매우 미약해진다.

이로써 2011 동일본 지진해일이 진원 근처 해안에서 최고 40.4 m의 초오름 높이를 기록하고, 지구 반대편의 칠레해안에서 3 m에 달했으며, 남극의 빙하 일부분을 절단시킬 정도로 강력했음에도 불구하고 가까이 있는 우리나라에서 0.1~0.3 m 매우 작은 해일고를 기록한 물리적인 메카니즘이 파악되었다. 특히 파원역으로부터 거의 비슷한 방향과 거리에 있는 중국의 동해안에서 보다 더 작은 영향을 받았다는 점은 특기할만하다.

본 연구에서는 파원역의 초기 파형을 구하기 위해 단순한 단층모형을 적용하여 우리나라 각 해안 지역에서의 지진해일고 관측치와 정량적인 비교를 하기에는 무리가 있으나, 향후 미국 해양대기국(NOAA)에서 설치한 태평양 상의 DART 부이와 일본의 각 연구소에서 설치·운영하는 연안 GPS 파고계에서 관측한 지진해일 수면면위 자료를 이용하여 초기파형을 역추적하는 연구가 완성되면 좀 더 정밀한 수치모의와 함께 국립해양조사원에서 관측한 조위자료로부터 추출한 지진해일 수면자료와의 정량적인 비교연구도 가능할 것이다.

6. 결 론

2011년 3월 11일 일본 동북 해역에서 발생한 지진해일을 수치모의하여 우리나라 해안으로 전파하는 과정을 파악하고, 주된 에너지 전달 메카니즘을 분석하였다. 우리나라로 전파되는 지진해일은 일본 남부의 트랜치를 따라 전파되면서 에너지가 전파방향과 직각방향으로 지속적으로 누출되고, 류큐열도를 통과하면서 반사, 포획 및 회절의 복합작용으로 추가적으로 에너지를 잃은 다음, 다시 동중국해의 지형렌즈로 인해 중국의 상하이 방향으로 에너지가 집중되어 우리나라로의 지진해일 에너지는 크게 약해짐을 알 수 있었다. 또한 북쪽으로 전파된 해일은 동해를 건너 전파되어 쓰시마 부근에서 남쪽을 돌아 전파된 해일과 만나는 현상도 확인되었다.

감사의 글

이 연구는 기상청 기상지진기술개발사업(CATER 2011-5209)과 국토해양부 첨단항만건설기술개발사업(과제명: 항만 권역 태풍 및 지진해일 재해대응체계 구축)의 연구비 지원으로 수행되었습니다.

참고문헌

김중학, 최원학, 배재석, 윤성범 (2008). 오키나와 트러프 잠재 지진해일 전파특성. 한국해양·해양공학학회논문집, 한국해양·해양공학회, 20(3), 268-276.

- 윤성범 (1999). 완변수심상 지진해일 전파 2차원 유한차분모형의 분산보정. 대한토목학회논문집, 대한토목학회, 19(II-6), 695-703.
- 윤성범, 배재석, 임채호 (2011). 일본 동북 지방 태평양 지진해일의 한국 남해안 전파 특성. 한국해양과학기술협의회 공동학술대회 특별세션 논문집, pp. 48-52.
- 윤성범, 임채호, 배재석 (2006). 완변수심 지진해일 전파를 위한 능동적 분산보정 유한차분모형. 한국해양·해양공학 발표 논문집, 한국해양·해양공학회, 45-48.
- 이호준, Imamura, F., Shuto, N. (1999). 동해안에서의 쓰나미 거동특성. 대한토목학회논문집, 19(II-3), 401-409.
- 최병호, 우승범, Pelinovsky, E. (1994). 1993년 동해 쓰나미의 산정. 한국해양·해양공학회지, 한국해양·해양공학회, 6(4), 404-412.
- 최병호, 이호준 (1993). 1983년 동해 쓰나미의 산정. 대한토목학회논문집, 대한토목학회, 13(3), 207-219.
- Cho, Y.-S. (1995). Numerical Simulations of Tsunami Propagation and Run-up. Ph.D. Thesis, School of Civil and Env. Engrg., Cornell University, Ithaca, NY.
- Fujii, Y., Satake, K., Sakai, S., Shinohara, M. and Kanazawa, T. (2011). Tsunami source of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku, Japan earthquake. Earth Planets Space, Letters, 63, 815-820.
- Goto, C. and Shuto, N. (1983). Numerical simulation of tsunami propagations and run-up. Tsunami-Their Science and Engineering, edited by Iida and Iwasaki, Terra Science Publishing Company, Tokyo, 439-451.
- Imamura, F., Shuto, N. and Goto, C. (1988). Numerical simulation of the transoceanic propagation of tsunamis. Proc. of 6th Congress Asian and Pacific Regional Division, IAHR, Japan, 265-271.
- Lim, C.H., Bae, J.S., Jeon, Y.J. and Yoon, S.B. (2007). Grid nesting for dispersion-correction finite difference model for tsunami simulation. Proceedings of 32nd Congress of the International Association of Hydraulic Engineering and Research, Venice, Italy
- Lim, C.H., Bae, J.S., Lee, J.I. and Yoon, S.B. (2008). Propagation characteristics of historical tsunamis that attacked the east coast of Korea. Natural Hazards, Vol. 47, No. 1, 95-118.
- Mansinha, L. and Smylie, D.E. (1971). The displacement fields of inclined faults. Bull. Seismol. Soc. Amer., 61(5), 1433-1440.
- Sato, M., Ishikawa, T., Ujihara, N., Yoshida, S., Fujita, M., Mochizuki, M. and Asada, A. (2011). Displacement above the hypocenter of the 2011 Tohoku-Oki Earthquake. Science, 332, 1395.
- The 2011 Tohoku Earthquake Tsunami Joint Survey Group (2011). Nationwide Field Survey of the 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake Tsunami. Journal of Japan Society of Civil Engineers, Series B, 67(1), 63-66. (in Japanes).
- Yoon, S.B. (2002). Propagation of distant tsunamis over slowly varying topography. J. Geophys. Res., AGU, 107(C10), 4(1)-4(11).
- Yoon, S.B., Lim, C.H. and Choi, J. (2007). Dispersion-correction finite difference model for simulation of transoceanic tsunamis. Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences, CGU, 18(1), 31-53.

원고접수일: 2012년 2월 14일

수정본채택: 2012년 2월 23일

게재확정일: 2012년 2월 23일