

지진해일 전파 수치해석을 위한 실용적인 분산보정기법 적용

Application of Practical Dispersion-Correction Scheme for Simulation of Tsunami Propagation

최문규* · 하태민** · 조용식***

Choi, Moon-Kyu · Ha, Tae-Min · Cho, Yong-Sik

Abstract

The initial wave lengths of tsunamis can be several tens to hundreds kilometers. Thus, the importance of the frequency dispersive effects in proportion to variation of the wave length, and should be properly considered in numerical simulation of tsunami propagation for a better accuracy. Recently, a practical dispersion-correction scheme has been developed by adding dispersion-correction terms(Cho et al., 2007). The new model employing the numerical technique has been verified by comparing numerical results with available analytic solutions, however, the new model has not yet been applied on a real topography. In this study, the new model is applied on a real topography and its applicability is examined. To study the applicability of the new model, two historical tsunami events are simulated for Sokcho, Mukho and Pohang harbors, with the tide gage records. Numerical results, the arrival time and the maximum water level at the tidal stations, are compared with observed data at each harbor.

Key words : Tsunami, Dispersion effects, Nonlinear shallow-water equations, Maximum run-up height level

요 지

지진해일의 초기 파장은 수십에서 수백 킬로미터에 이른다. 따라서 보다 정확한 지진해일 전파 수치모의를 위해 파장의 크기에 따라 중요성이 변하는 분산효과를 고려하여야 한다. 최근에 분산효과를 고려할 수 있는 실용적인 분산보정기법이 개발되었다(Cho 등, 2007). 분산보정기법은 일정 수심에서 해석해와 비교함으로써 검증되었다. 하지만 아직 수심이 변화하는 실제지형에 적용이 되지 않았다. 본 연구에서는 개발된 모형의 실제 지형에서의 적용성을 검토하였다. 모형의 적용성 검토를 위해 역사 지진해일인 1983 동해 중부 지진해일과 1993 북해도 남서 외해 지진해일을 재현하였다. 대상 지역은 당시 검조기록이 존재하는 속초, 묵호, 포항항이고 지진해일 첫 파 도착시간과 검조소 위치에서의 최대 파고를 비교함으로써 적용성을 검토하였다.

핵심용어 : 지진해일, 분산효과, 비선형 천수 방정식, 치오름 높이

1. 서 론

지진해일은 해저지진, 해저폭발, 해저핵실험 등에 의해 발생하는 거대한 파이다. 지진해일은 초기파장이 수십에서 수백 킬로미터에 이르는 장파이기 때문에 진행속도가 빠르고 파형의 큰 변화없이 먼 거리를 전파할 수 있다. 따라서 대규모의 지진해일은 인접 국가뿐만 아니라 진앙지에서 멀리 떨어진 지역까지 전파하여 큰 피해를 입힌다. 예를 들어 1960년 칠레 지진해일은 지진 발생 10~15분 후에 칠레 연안에 도달하였고 약 15시간 후에 하와이 제도, 그리고 약 24시간 후에 일본에 도달하였다. 이로인해 하와이 제도에 위치한 힐로만에서 61명의 인명피해와 수천만 달러의 재산피해를 입혔으며, 일본에서는 140여명의 인명피해와 엄청난 재산피해를 발생시켰다.

Imamura와 Goto(1988)는 지진해일을 해석하기 위해 천수 방정식을 푸는 유한차분모형을 개발하였다. 그 이후에 Cho와 Yoon(1998)에 의해 수치분산항이 추가된 유한차분모형이 개발되었다. 하지만 수심이 변함에 따라 공간격자의 크기와 시간격자의 크기가 변해야하기 때문에 수치모형의 적용성에는 한계가 있었다. 최근에 Cho와 Yoon이 제안한 유한차분기법의 분산보정항을 수정하여 수심이 변하는 경우에 대해서 격자간격과 계산 시간간격을 변화시키지 않으면서 분산효과를 고려할 수 있는 분산보정기법이 개발되었다(Cho 등, 2007). 이 분산보정기법은 일정 수심에서 초기 파형의 자유수면변위가 Gauss 분포를 가지는 지진해일에 대하여 수치모의를 수행하여 모의 결과를 Carrier(1991)의 해석해와 비교하여 검증되었다. 하지만 수심이 변하는 실제 지형에 대한 적용성 검토는 이루어지지 않았다.

*한양대학교 대학원 토목공학과 석사과정 (E-mail : civil00@hanyang.ac.kr)

**한양대학교 대학원 토목공학과 박사과정

***정회원 · 한양대학교 공과대학 토목공학과 교수 (교신저자) (E-mail : ysc59@hanyang.ac.kr)

따라서, 본 연구에서는 개발된 분산보정기법을 사용하여 관측치가 존재하는 역사 지진해일인 1983년 동해 중부 지진해일과 1993 북해도 남서 외해 지진해일을 재현하였다. 대상 지역은 역사 지진해일 당시 검조 기록이 존재하는 속초, 묵호, 포항항으로 선정하였다. 검조소 위치에서의 지진해일 첫 파의 도착 시간과 최대파고를 계산하여 관측치와 비교함으로써 분산보정기법의 적용성을 검토하였다.

2. 전파 모형

2.1 지배방정식

지진해일은 전파 과정에서 수심이 얇은 해안 근처 지역을 제외하면 수심에 비해 수면변화가 매우 작기 때문에 비선형 항의 중요성이 상대적으로 작아서 무시할 수 있다. 반면에 풍파에 비해 파장이 길어 장파로 간주될 수 있지만 조석에 비해 파장이 짧아 상대적으로 분산성이 강하다. 특히 우리나라 동해에 피해를 입히는 지진해일은 일본의 서해에서 발생하여 전파되고 비교적 파장이 짧고 먼 거리를 전파하기 때문에 분산효과는 지진해일의 전파과정에서 중요한 역할을 한다. 따라서 지진해일의 전파과정을 해석하기 위해서는 선형 Boussinesq 방정식을 사용하는 것이 바람직하다(Imamura 등, 1988; Liu 등, 1994). 비선형항과 Coriolis항을 제외한 선형 Boussinesq 방정식은 다음과 같다.

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial Q}{\partial y} = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + gh \frac{\partial \zeta}{\partial x} = \frac{h^2}{2} \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial P}{\partial t} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial Q}{\partial t} \right) \right] - \frac{h^3}{6} \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{\partial^2}{\partial t \partial x} \left(\frac{P}{h} \right) + \frac{\partial^2}{\partial t \partial y} \left(\frac{Q}{h} \right) \right] \quad (2)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + gh \frac{\partial \zeta}{\partial y} = \frac{h^2}{2} \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial P}{\partial t} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial Q}{\partial t} \right) \right] - \frac{h^3}{6} \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{\partial^2}{\partial t \partial x} \left(\frac{P}{h} \right) + \frac{\partial^2}{\partial t \partial y} \left(\frac{Q}{h} \right) \right] \quad (3)$$

여기서 ζ 는 자유수면변위, P 와 Q 는 각각 x , y 축 방향의 수심 평균된 체적흐름율(volume flux), h 는 정수면(still water level)에서의 수심이다. 식 (1) ~ (3)을 P 와 Q 를 소거한 후에 수심이 일정하다고 가정하면 다음 식 (4)를 얻을 수 있다 (Mei, 1989).

$$\frac{\partial^2 \zeta}{\partial t^2} - gh \left(\frac{\partial^2 \zeta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \zeta}{\partial y^2} \right) = \frac{\partial h^3}{3} \left(\frac{\partial^4 \zeta}{\partial x^4} + 2 \frac{\partial^4 \zeta}{\partial x^2 \partial y^2} + \frac{\partial^4 \zeta}{\partial y^4} \right) \quad (4)$$

식 (2), (3), (4)의 오른쪽항을 일반적으로 분산항이라고 한다. 식 (2), (3)의 분산항은 시간과 장소에 대한 미분이 동시에 나타나 있기 때문에 양해법을 적용할 수 없으며 수치분산 오차를 줄이기 위해서 매우 작은 격자를 사용해야하므로 계산 시간이 과도하게 증가되는 단점이 있다. 이 때문에 지진해일 전파모형은 일반적으로 Boussinesq 방정식 대신 수치해석이 비교적 간단한 선형 천수방정식을 지배방정식으로 사용하고 차분 시 발생하는 수치분산 오차를 이용하여 물리적인 분산 효과를 얻는다.

2.2 수치기법

대부분의 기존 연구에서 지진해일 전파를 해석할 때는 선형 천수방정식을 지배방정식으로 사용하고 차분 시 발생하는 수치 분산으로 물리적 분산을 대체하였다. 선형 천수방정식은 다음과 같다.

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial Q}{\partial y} = 0 \quad (5)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + gh \frac{\partial \zeta}{\partial x} = 0 \quad (6)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + gh \frac{\partial \zeta}{\partial y} = 0 \quad (7)$$

최근, 기존의 기법에 분산보정항을 추가하여 지진해일 전파를 해석할 때 분산효과를 고려할 수 있는 기법이 개발되었다 (Cho 등, 2007). 새로운 기법에서 선형 천수방정식인 식 (5) ~ (7)의 차분식을 다음과 같이 제안되었다.

$$\frac{\zeta_{i,j}^{n+1/2} - \zeta_{i,j}^{n-1/2}}{\Delta t} + \frac{P_{i+1/2,j}^n - P_{i-1/2,j}^n}{\Delta x} + \frac{Q_{i+1/2,j}^n - Q_{i-1/2,j}^n}{\Delta y} = 0 \quad (8)$$

$$\begin{aligned} & \frac{P_{i+1/2,j}^{n+1} - P_{i+1/2,j}^n}{\Delta t} + gh_{i+1/2,j} \frac{\zeta_{i+1,j}^{n+1/2} - \zeta_{i,j}^{n+1/2}}{\Delta x} \\ & + \frac{\alpha g}{12 \Delta x} h_{i+1/2,j} [\zeta_{i+2,j}^{n+1/2} - 3 \zeta_{i+1,j}^{n+1/2} + 3 \zeta_{i,j}^{n+1/2} - \zeta_{i-1,j}^{n+1/2}] \\ & + \frac{\gamma g}{12 \Delta x} h_{i+1/2,j} [(\zeta_{i+1,j+1}^{n+1/2} - 2 \zeta_{i+1,j}^{n+1/2} + \zeta_{i+1,j-1}^{n+1/2}) - \\ & - (\zeta_{i,j+1}^{n+1/2} - 2 \zeta_{i,j}^{n+1/2} + \zeta_{i,j-1}^{n+1/2})] = 0 \end{aligned} \quad (9)$$

$$\begin{aligned} & \frac{Q_{i,j+1/2}^{n+1} - Q_{i,j+1/2}^n}{\Delta t} + gh_{i,j+1/2} \frac{\zeta_{i,j+1}^{n+1/2} - \zeta_{i,j}^{n+1/2}}{\Delta y} \\ & + \frac{\alpha g}{12 \Delta y} h_{i,j+1/2} [\zeta_{i,j+2}^{n+1/2} - 3 \zeta_{i,j+1}^{n+1/2} + 3 \zeta_{i,j}^{n+1/2} - \zeta_{i,j-1}^{n+1/2}] \\ & + \frac{\gamma g}{12 \Delta y} h_{i,j+1/2} [(\zeta_{i+1,j+1}^{n+1/2} - 2 \zeta_{i,j+1}^{n+1/2} + \zeta_{i-1,j+1}^{n+1/2}) - \\ & - (\zeta_{i+1,j}^{n+1/2} - 2 \zeta_{i,j}^{n+1/2} + \zeta_{i-1,j}^{n+1/2})] = 0 \end{aligned} \quad (10)$$

α 와 γ 는 분산보정계수이고 엇갈림 격자(staggered grid system)를 사용하였기 때문에 중앙 격자에서 자유수면변위를 계산하고 격자경계면에서는 $P_{i+1/2,j}$, $P_{i-1/2,j}$, $Q_{i,j+1/2}$ 및 $Q_{i,j-1/2}$ 과 같은 체적흐름율을 구하였다.

식 (8) ~ (10)의 모든 항을 Taylor 급수를 이용하여 기준 격자점 (i, j, n)에 대하여 전개한 후 P 와 Q 를 소거하면 다음과 같은 에 관한 식을 얻을 수 있다.

$$\begin{aligned} & \frac{\partial^2 \zeta}{\partial t^2} - C_0^2 \left(\frac{\partial^2 \zeta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \zeta}{\partial y^2} \right) - C_0^2 \frac{(\Delta x)^2}{12} (1 + \alpha - C_r^2) \left(\frac{\partial^4 \zeta}{\partial x^4} + 2 \frac{\partial^4 \zeta}{\partial x^2 \partial y^2} + \frac{\partial^4 \zeta}{\partial y^4} \right) \\ & + (1 + \alpha - \gamma) C_0^2 \frac{(\Delta x)^2}{6} \frac{\partial^4 \zeta}{\partial x^2 \partial y^2} = 0 \end{aligned} \quad (11)$$

식 (11)의 유도과정에서 $\Delta x = \Delta y$ 가 사용되었고 $C_0 (= \sqrt{gh})$ 는 장파의 전파속도를 나타내고 $C_0 (= C_0 \Delta t / \Delta x)$ 는 Courant 수를 나타낸다. 식 (11)을 식 (4)와 같아지도록 분산보정계수 α 와 γ 의 관계식을 유도하면 다음과 같다.

$$\alpha = \frac{4h^2 + gh(\Delta t)^2 - (\Delta x)^2}{(\Delta x)^2} \quad (12)$$

$$\gamma = \alpha + 1 \quad (13)$$

기존의 기법은 수심이 변함에 따라 공간격자와 시간격자의 크기가 변해야 하는 문제점이 있어 실제 지형에 적용하기가 제한되었다. 하지만 새로운 기법은 수심이 변함에 따라 공간격자와 시간격자가 변하는 대신 분산보정계수인 α 와 γ 를 변화시킴으로서 Boussinesq 방정식의 분산항과 일치하는 수치 분산항을 생성할 수 있는 장점이 있다.

3. 범람모형

지진해일이 대양을 가로질러 수심이 상대적으로 얇은 연안으로 접근하면 비선형성이 증가하기 때문에 선형 천수방정식을 지배방정식으로 사용하기에는 어렵다. 특히, 지진해일이 해안에 접근하면 파장은 짧아지고 파고가 증가할 뿐만 아니라 Coriolis 효과와 분산의 중요성은 감소하기 때문에 비선형 천수방정식을 지배방정식으로 사용해야 한다. 또한 해안에서는 바닥마찰의 영향은 무시할 수 없기 때문에 바닥마찰항을 포함한 비선형 천수방정식을 사용해야 하고 다음과 같다(Kajiura와 Shuto, 1990; Liu 등, 1994).

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial Q}{\partial y} = 0 \quad (14)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{P^2}{H} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{PQ}{H} \right) + gH \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \tau_x H = 0 \quad (15)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{PQ}{H} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{Q^2}{H} \right) + gH \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \tau_y H = 0 \quad (16)$$

여기서 τ_x 와 τ_y 는 각각 Manning 식이나 Chezy 식과 같은 실험식으로 나타내는 x 축과 y 축 방향의 바닥마찰항이다. 본 연구에서는 바닥마찰항을 Manning 식으로 나타내었고 다음과 같다.

$$\tau_x = \frac{gn^2}{H^{10/3}} P(P^2 + Q^2)^{1/2}, \quad \tau_y = \frac{gn^2}{H^{10/3}} Q(P^2 + Q^2)^{1/2} \quad (17)$$

여기서 n 은 Manning의 조도계수이다.

비선형 천수방정식인 식 (14) ~ (16)의 선형항은 선형천수방정식과 같이 leap-frog 기법을 사용하여 차분하였고 비선형항은 2차 정확도의 풍상차분기법을 사용하여 차분하였다 (Shyy, 1985; Lin 등, 2003). 또한 파의 거동을 해석할 때 해안선의 위치는 파랑의 움직임에 따라 끊임없이 이동하게 되므로 수치모형의 경계선을 파랑의 움직임에 따라 이동시키는 이동경계조건을 사용하였다.

지진해일 전파 수치해석을 위한 실용적인 분산보정기법 적용

4. 수치모의

4.1 다중격자 연결모형

우리나라 동해에 영향을 미치는 지진해일은 일본의 서해안 지역에서 발생하므로 지진해일을 모의하기 위해서는 동해 전체를 포함하여 계산을 수행해야 한다. 또한 진원역으로부터 대화퇴(Yamato Rise)를 거쳐 전파되는 지진해일의 거동을 정도 높게 해석하기 위해서는 지진해일이 전파되는 해저 지형을 실제에 가깝게 현할 수 있도록 조밀한 크기의 유한차분 격자를 사용하여야 한다. 그러나 조밀한 크기의 격자를 사용하게 되면 계산 시간의 증가와 계산시간 간격의 세분화에 따른 누적오차의 증대가 유발될 수 있다. 따라서 본 연구에서는 해당 영역을 다른 격자크기를 갖는 영역들로 세분화하여 다중격자 연결모형을 사용하였다. 그림 1에서 지진해일 해석을 위한 전체 영역(A영역)과 B영역을 나타냈다.

새로운 기법의 적용성을 검토하기 위해 대상 지진해일은 과거에 우리나라에 피해를 입혔던 1983동해 중부 지진해일과 1993 북해도 남서 외해 지진해일을 선정하였다. 그리고 대상 지역은 역사 지진해일 당시에 검조기록이 남아있는 속초, 묵호, 포항항을 선정하였다. 그림 2 ~ 4는 각각 다중격자 연결모형을 사용하기 위한 세부영역을 나타낸다.

4.2 적용성 검토

적용성 검토를 위해 역사 지진해일을 재현하여 대상 지역에서 첫 파의 도달시간과 검조소 기록의 최대파고를 계산하여 관측치와 비교하였다.

4.2.1 1983 동해 중부 지진해일

1983 동해 중부 지진해일은 1983년 5월 26일에 리히터 규모 7.7의 해저지진에 의해 발생하였고 우리나라에 전파하여 막대한 피해를 주었다. 해저지진은 총 2개의 단층에 의해 발생한다. 단층 매개변수는 표 2에 나타난 것과 같이 1984

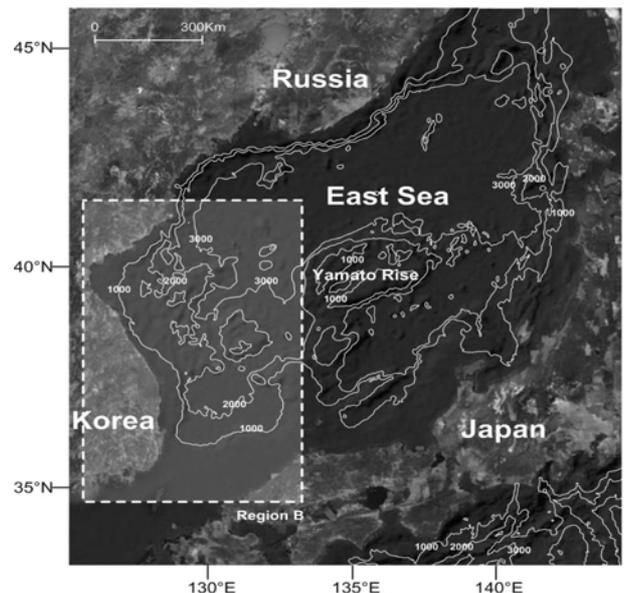


그림 1. 동해의 수심분포와 계산을 위한 A, B 영역

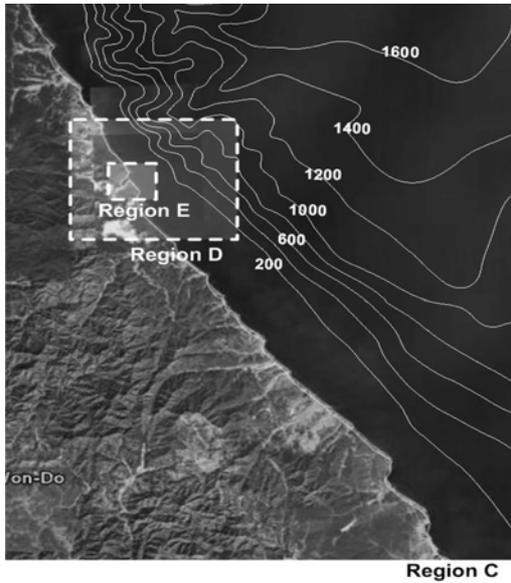


그림 2. 속초항 부근의 세부 영역

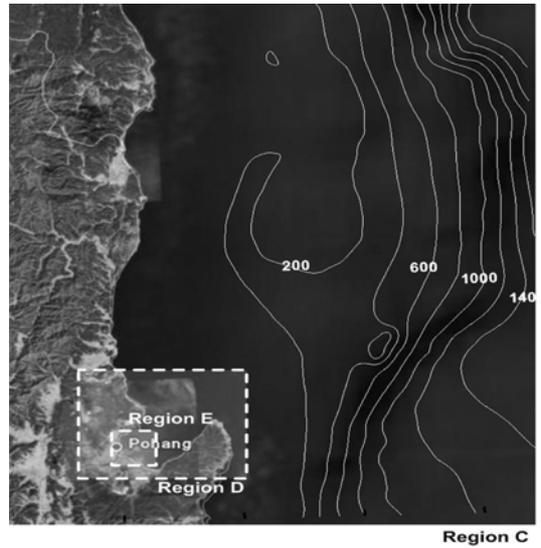


그림 4. 포항항 부근의 세부 영역

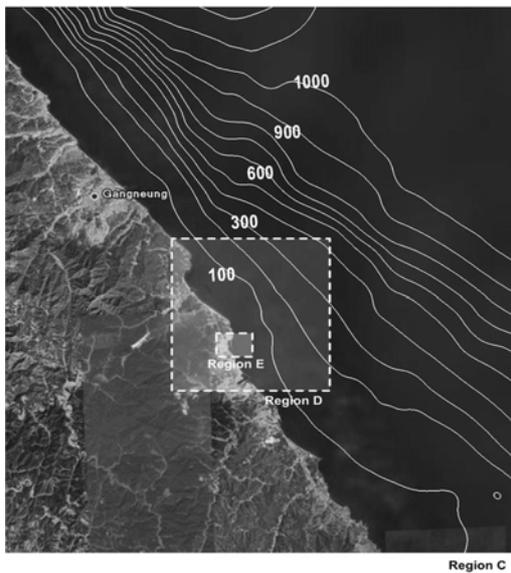


그림 3. 묵호항 부근의 세부 영역

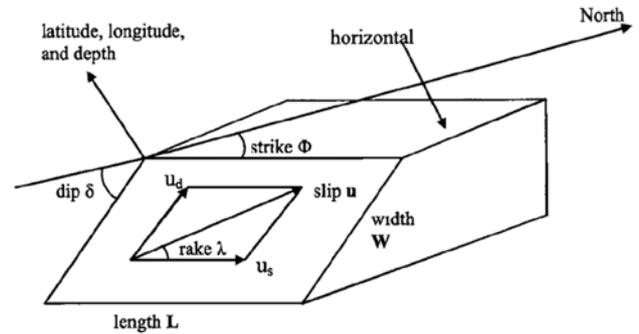


그림 5. 단층 매개변수의 정의

표 1. 단층 매개변수의 정의

단층 매개변수	정의
위도, 경도	단층면의 위치
Strike angle	단층면의 주향
Dip angle	단층면의 경사각
Slip angle	단층면이 미끄러지는 방향
Dislocation u	단층면이 어긋난 변위량
Length L	단층의 길이
Width W	단층의 폭
Height H	단층면 상단의 깊이

년에 Aida가 제시하여 현재까지 지진해일 해석 시 지속적으로 사용되고 있고 검증이 된 것을 사용하였다. 단층 매개변수는 그림 5와 표 1에 정의되어있다.

그림 6는 동해 중부 지진해일의 초기파형 위치와 크기를 나타낸다.

동해 중부 지진해일은 지진에 의해 해저지반이 순간적으로 상승하여 최대 높이 4.0m로 솟구치며 주변보다 높은 수위로 인해 큰 위치에너지가 갖게 되었다.

그림 7과 표 3은 지진해일의 첫 파가 각 항구에 도착하는 시간을 계산하여 관측값과 비교한 것이다. 그림 8은 동해 중

부 지진해일의 제1파가 영역내의 임의 지점을 통과하는데 소요되는 시간을 나타낸 것으로, 지진해일이 전파되는 양상을 보여준다. 일본의 서해안에 파원을 두고 전파해 오는 지진해일은 동해 중심부에 집중되고 파원의 위치로부터 대화퇴를 이은 직선 연장선 방향으로 에너지 분기가 이루어지며, 에너

표 2. 동해 중부 지진의 매개변수 (Aida, 1984)

$N(^{\circ}N)$	$E(^{\circ}E)$	$H (km)$	$\theta (^{\circ})$	$\delta (^{\circ})$	$\lambda (^{\circ})$	$L (km)$	$W (km)$	$u (cm)$
40.21	138.84	2	22	40	90	40	30	760
40.54	139.02	3	355	25	80	60	30	305

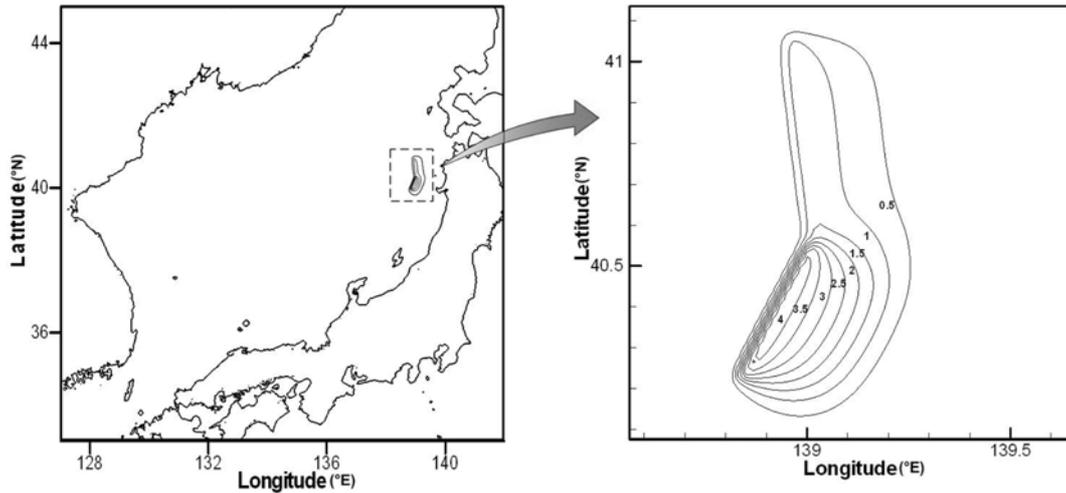


그림 6. 동해 중부 지진해일의 위치와 초기파형의 크기 (단위 : m)

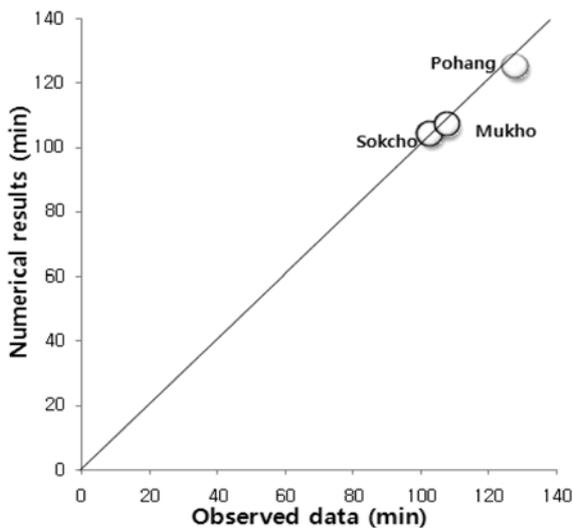


그림 7. 첫 파의 도착시간 비교

표 3. 첫파 도착시간의 관측값과 계산값

	관측값 (단위 : 분)	계산값 (단위 : 분)	
		기존 기법	개발된 기법
목호	108	106	107
속초	103	102	104
포항	128	130	125

지가 분기되는 위치는 동해의 중심부에 해당된다. 이와 같은 에너지 분기로 인해, 그림 8에 나타나있듯이 지진해일이 전파하는 도중 동해 중심부의 대화퇴 부근에서 굴절을 일으키게 된다.

지진해일 첫 파의 도착시간은 개발된 기법으로 계산된 값이 목호와 속초 1분, 포항 3분의 오차가 발생하였다. 하지만 기존의 기법으로 계산된 값보다 다소 정확성이 높음을 확인하였다. 그리고 그림 7에서도 확인할 수 있듯이 관측값과 계산값을 비교한 점이 기준선에 거의 일치하기 때문에 오차인 1~3분은 거의 무시가 가능하다고 판단된다.

그림 9는 1983 동해 중부 지진해일에 대한 검조소 위치에서 최대파고의 관측치와 계산치를 비교한 그림이다. 오차는

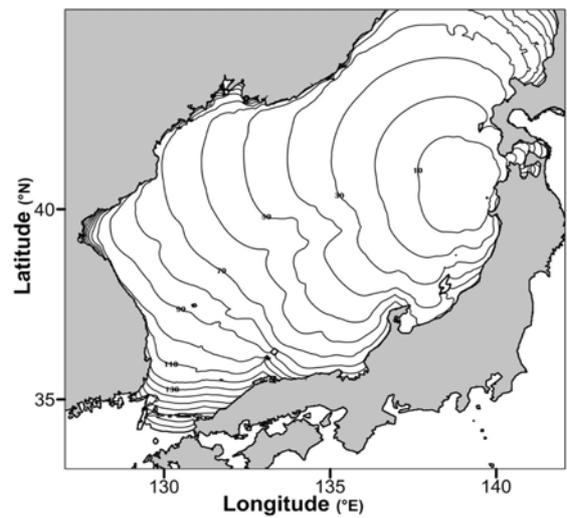


그림 8. 1983년 지진해일의 전파도

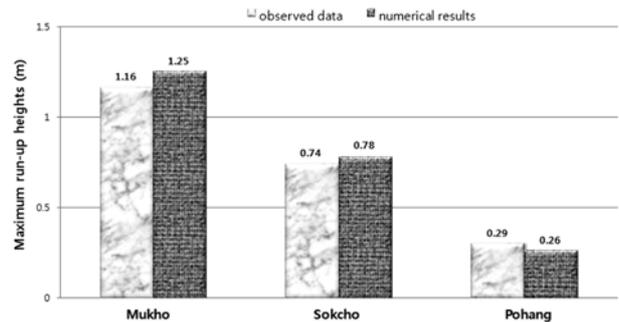


그림 9. 검조소에서 최대파고의 비교

목호에서 0.09 m, 속초에서 0.04 m, 포항에서 0.03 m가 발생하였지만 그림 9를 보면 전체적으로 관측치와 계산치가 잘 일치함을 알 수 있다.

4.2.2 1993 북해도 남서 외해 지진해일

1993 북해도 남서 외해 지진해일은 7월 12일에 1983 동해 중부 지진보다 큰 리히터 규모 7.8의 해저지진에 의해 발생하였고 일본의 서해안뿐만 아니라 우리나라 동해안, 러시아

표 4. 북해도 남서 외해 지진의 매개변수

$N(^{\circ}N)$	$E(^{\circ}E)$	$H(km)$	$\theta(^{\circ})$	$\delta(^{\circ})$	$\lambda(^{\circ})$	$L(km)$	$W(km)$	$u(cm)$
42.10	139.30	5	163	60	105	24.5	25	1200
42.34	139.25	5	175	60	105	30	25	250
43.13	139.40	10	188	35	80	90	25	571

연해주 연안까지 확대되어 수많은 인명피해 및 엄청난 재산 피해를 야기하였다. 해저지진은 총 3개의 단층에 의해 발생하였고 단층 매개변수는 표 4와 같다. 단층 매개변수는 1994년에 검증되어 현재까지 지진해일 해석 시 사용되고 있는 것을 사용하였다.

그림 10은 북해도 남서 외해 지진해일의 발생위치와 초기 파형의 크기를 나타낸다.

북해도 남서 외해 지진해일은 해저지진에 의해 초기 해수면이 최대 4.5m까지 상승했다는 것을 확인할 수 있다. 초기 파형의 크기와 최대파고를 비교해보면 북해도 남서 외해 지진해일이 동해 중부 지진해일보다 규모가 더 컸음을 알 수 있다. 하지만 진원의 위치가 동해 중부 지진해일보다 북쪽에 위치하고 있어 우리나라에 피해는 동해 중부 지진해일이 더 많이 주었다.

그림 11과 표 5는 북해도 남서 외해 지진해일의 첫 파가 각 항구에 도착하는 시간을 계산하여 관측값과 비교한 것이다. 그림 12는 지진해일의 제1파가 영역내의 임의 지점을 통과하는데 소요되는 시간을 나타낸 것으로, 지진해일이 전파되는 양상을 보여준다. 지진해일의 전파 양상은 1983 동해 중부 지진해일과 같이 동해 중심부의 대화퇴 부근에서 굴절을 일으킨다.

지진해일 첫 파의 도착시간은 속초 1분, 포항 3분, 묵호와 동해가 4분의 오차가 발생하였다. 하지만 기존의 기법으로 계산된 값보다 다소 정확성이 높음이 확인되었다. 그리고 그림 11에서 확인할 수 있듯이 관측값과 계산값을 비교한 점이 거의 기준선 위에 나타나므로 북해도 남서 외해 지진해일을 잘 재현했다고 판단할 수 있다.

그림 13은 1993 북해도 남서 외해 지진해일에 대한 검조소 위치에서 최대파고의 관측치와 계산치를 비교한 그림이다. 가

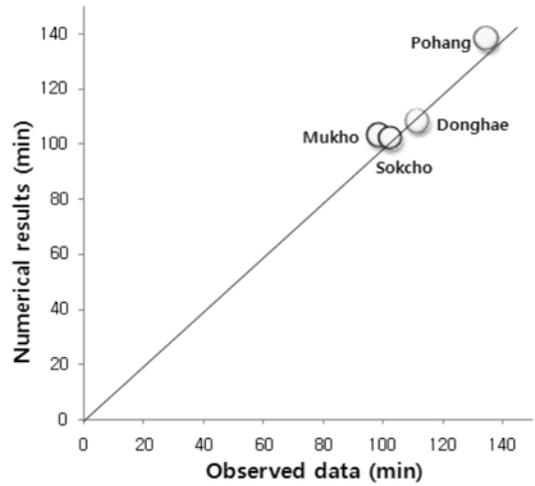


그림 11. 첫 파의 도착시간 비교

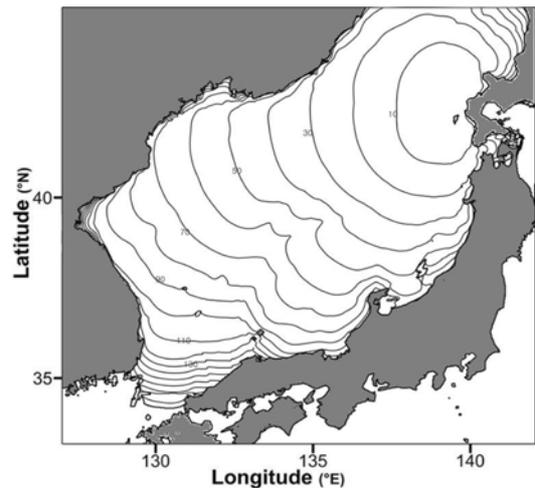


그림 12. 1993년 지진해일의 전파도

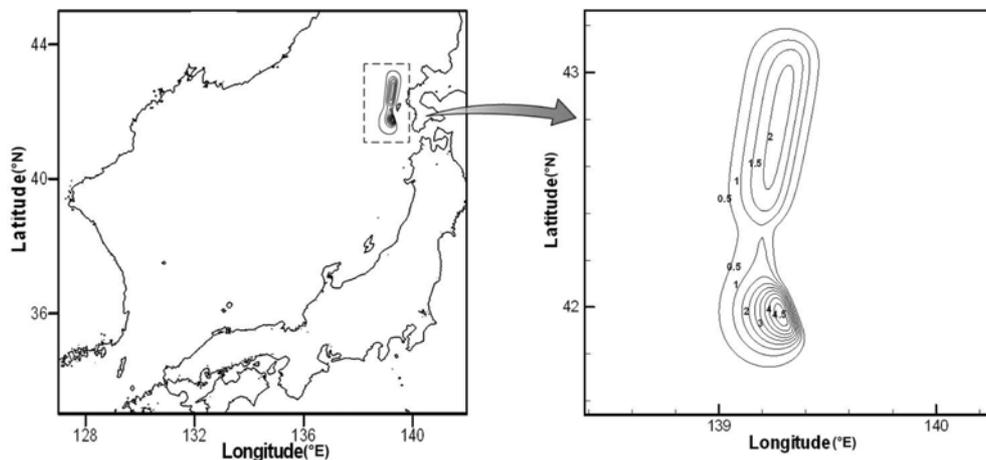


그림 10. 북해도 남서 외해 지진해일의 위치와 초기파형의 크기 (단위 : m)

표 5. 첫파 도착시간의 관측값과 계산값

	관측값 (단위 : 분)	계산값 (단위 : 분)	
		기존 기법	개발된 기법
목호	99	103	103
속초	103	100	102
포항	135	139	138
동해	112	104	108

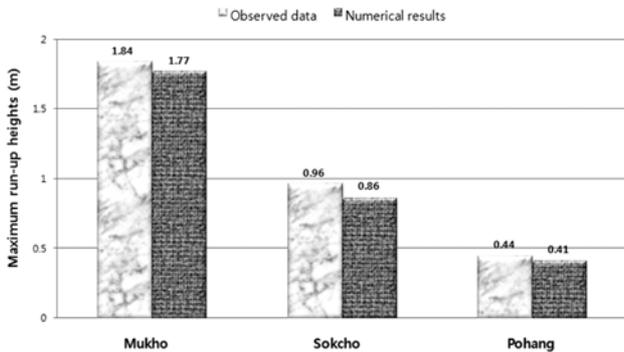


그림 13. 검조소에서 최대파고의 비교

장 큰 오차가 0.1 m 이고 계산치가 조금 작은 경향이 보이지만 전체적으로 오차가 거의 없이 잘 일치함을 알 수 있다.

5. 결 론

최근에 분산효과를 실용적으로 고려할 수 있도록 새로운 기법이 개발되었다(Cho 등, 2007). 새로운 기법은 기존의 기법과 다르게 수심이 변하는 경우에 대해서도 격자간격과 계산 시간간격을 변화시키지 않으면서 Boussinesq 방정식의 분산항과 일치하는 수치분산항을 생성할 수 있는 장점이 있다. 새로운 기법은 일정 수심 상에서 초기 자유수면변위가 Gauss 분포를 가지는 지진해일의 전파에 대하여 수치모의를 수행하여 Carrier(1991)가 구한 선형 Boussinesq 방정식의 해석해와 비교를 함으로서 검증되었다. 하지만 수심이 변하는 실제 지형에서의 검증은 이루어지지 않았다.

본 연구에서는 개발된 기법의 적용성 검토를 위해 실제 지형에 적용하였다. 적용성 검토를 위한 대상 지진해일은 과거 우리나라에 피해를 주었던 1983 동해 중부 지진해일과 1993 북해도 남서 외해 지진해일이다. 그리고 대상 지역은 역사 지진해일 당시 검조소가 존재했던 속초, 목호, 포항을 선정하였다.

개발된 기법으로 역사 지진해일을 재현하였고 지진해일 첫 파 도착 시간과 검조소위치에서의 최대파고를 계산하여 관측치와 비교하였다. 1983 동해 중부 지진해일을 모의한 결과, 첫 파 도착 시간은 포항에서 최대 3분의 오차가 발생하였고, 검조소 위치에서의 최대파고는 목호에서 0.09 m의 최대 오차가 발생하였다. 오차가 발생하였지만 상당히 작은 오차라고 판단할 수 있고 전체적으로 계산치는 관측치와 거의 차이를 보이지 않는다고 할 수 있다. 그리고 1993 북해도 남서 외

해 지진해일을 모의한 결과, 첫 파 도착시간은 목호와 동해에서 4분의 오차가 발생하였고, 검조소 위치에서의 최대파고는 속초에서 0.1 m의 최대 오차가 발생하였다. 1983 동해 중부 지진해일의 결과와 비슷하게 상당히 작은 오차라고 판단할 수 있다. 따라서 Cho 등이 개발한 수치 기법은 일정 수심뿐만 아니라 수심이 변화하는 실제 지형에서도 신뢰성이 매우 높은 수치모의가 가능하다고 판단된다. 적용성이 검증된 모델은 지진해일에 대한 방재 대책 수립 및 항만의 설계 시 기초자료 제공에 큰 도움이 될 것이다.

감사의 글

본 연구는 국토해양부 해양수산연구개발사업(지진해일에 의한 동해 연안항 및 무역항 설계 해면 산출)의 연구비 지원으로 수행되었으며 이에 감사드립니다.

참고문헌

- 인태훈, 이봉희, 조대회, 조용식 (2003) 범람 모의를 위한 이동경계조건. *한국수자원학회 논문집*, 한국수자원학회, 제36권, 제6호, pp. 937-947.
- Aida, I. (1984) A source models of the 1983 Nihonkai-earthquake tsunami, *Proc. Symp. Nihonkai Chubu Earthquake Tsunami*, JSCE, pp. 66-73
- Cho, Y.-S. (1995) *Numerical simulations of tsunami propagation and run-up*. Ph.D. dissertation, Cornell University, USA.
- Cho, Y.-S., Sohn, D.H., Lee, S.O. (2007) Practical modified scheme of linear shallow-water equations for distant propagation of tsunamis. *Ocean Engineering*, Vol. 34, No. 8, pp. 1769-1777.
- Cho, Y.-S., Yoon, S.B. (1998) A modified leap-frog scheme for linear shallow-water equations. *Coastal Engineering Journal*, 40, No. 2, pp. 191-205.
- Imamura, F. (1996) *Review of tsunami simulation with a finite difference method*. Long-wave runup mathematical models. eds Yeh, Liu & Synolakis, World Scientific, pp. 25-42.
- Imamura, F., Shuto, N., Goto, C. (1988) Numerical simulations of the transoceanic propagation of tsunamis. *Proc. 6th Congress Asian and Pacific Regional Division*, IAHR, Japan, pp. 265-272.
- Kajiura, K., Shuto, N. (1990) *Tsunami*. in *The SEA*, edited by B. Le Mehaute, and D.M. Hanes, John Wiley, New York, pp. 395-420.
- Lapidus, L., Pinder, G.F. (1982) *Numerical Solution of Partial Differential Equations in Science and Engineering*. John Wiley & Sons, pp. 677.
- Liu, P.L.-F., Cho, Y.-S., Yoon, S.B., Seo, S.N. (1994) *Numerical simulations of the 1960 Chilean tsunami propagation and inundation at Hilo, Hawaii*. in *Tsunami: Progress in Prediction, Disaster Prevention and Warning*, edited by Y. Tsuchiya and N. Shuto, Kluwer Academic Publishers, pp. 99-115.
- Mei, C.C. (1989) *The Applied Dynamics of Ocean Surface Waves*. World Scientific Publishing Co, pp. 740.
- Nagano O., Imamura, F., Shuto, N. (1991) A numerical model for far-field tsunamis and its application to predict damages done to aquaculture. *Natural Hazards*, Vol. 4, pp. 235-255.
- Shyy, W. (1985) A study of finite difference approximations to steady-state, convection-dominated flow problems. *Journal of Computational Physics*, Vol. 87, pp. 415-438.
- Tomoyuki Takahashi¹, Takeyuki Takahashi, Nobuo Shuto¹, Fumi-

hiko Imamura and Modesto Ortiz. (1994) Source models for the 1993 Hokkaido Nansei-Oki earthquake tsunami. *Pure and Applied Geophysics*, Vol. 144, No. 3-4, pp. 747-767.

Yoon, S.B. (2002) Propagation of tsunamis over slowly varying topography. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 107, No. C10, pp. 4(1)-4(11).

Yoon, S.-B., and Cho, J.-H. (2001) Numerical simulation of coastal

inundation over discontinuous topography. *Water Engineering Research*, KWRA, Vol. 2, No. 2, pp. 75-87.

- ◎ 논문접수일 : 08년 06월 10일
- ◎ 심사의뢰일 : 08년 06월 10일
- ◎ 심사완료일 : 08년 07월 07일