

지진해일 전파 분산보정 유한차분모형의 정밀도 평가 Accuracy Evaluation of Dispersion-Correction Finite Difference Model for Tsunami Propagation

윤성범* · 임재호* · 조용식** · 최철순***

Sung Bum Yoon*, Chae Ho Lim*, Yong-Sik Cho**, and Chul-Sun Choi***

요 旨 : 대부분의 지진해일에 대한 수치모의는 천수방정식을 지배방정식으로 하고 leap-frog 유한차분기법을 주로 적용한다. 이 기법은 격자간격을 적절히 선정하면 분산효과를 옳게 고려할 수 있으나, 수심이 변하는 경우 전 계산영역에서 분산효과를 모두 만족시킬 수는 없다. 본 연구에서는 균일한 격자와 계산시간간격을 사용하면서도 수심이 완만하게 변하는 지형상을 전파하는 지진해일의 국부적인 분산관계를 만족시키기 위해 기존의 2차원 완변수심상 분산보정 유한차분기법을 개선하고, 이 수치모형의 현장 적용성을 검증하기 위해 1983년 동해중부 지진해일을 검조기록이 있는 동해안의 속초, 묵호, 포항 그리고 울산항에 대하여 수치모의하였다. 또한 1983년 지진해일에 대해 각 항만에서 측정된 검조기록과 수치모의에 의해 계산된 값을 비교 분석하여 수치모형의 정밀도를 평가하였다.

핵심용어 : 지진해일, 분산효과, 2차원 수치모형, 완변수심

Abstract □ Most of finite difference numerical models for the simulation of tsunamis propagation developed so far are based on the shallow-water equations which are frequently solved by the leap-frog scheme. If the grid size is properly selected, this numerical scheme gives a correct dispersion effect for constant water depth. However, if the water depth changes, the dispersion effect of tsunamis can not be accurately considered at every grid point in the whole computational domain. In this study we improved the existing two-dimensional dispersion-correction finite difference numerical scheme. The present scheme satisfies the local dispersion relationships of tsunamis propagating over a slowly varying topography while using uniform grid size and time step. To verify the applicability of the improved numerical model, a tsunami due to 1983 East Sea central earthquake is simulated for Korean harbors with the tide gage records such as Sokcho, Mukho, Pohang and Ulsan in the East Sea. Numerical results of the 1983 tsunami are compared with the measured data and the accuracy of the present numerical model is evaluated.

Keywords : tsunamis, dispersion effects, 2-D numerical model, slowly varying topography

1. 서 론

동해에서 발생하는 지진해일은 그 파장이 태평양 연안에서 발생하는 지진해일에 비해 상대적으로 짧고, 동해 중앙부에 존재하는 반경 300 km, 정상부 수심 300 m~400 m

정도의 수중고원인 대화퇴의 영향으로 굴절, 반사 및 회절 양상이 매우 복잡하여, 장거리를 전파해 오는 경우 물리적인 분산효과가 매우 중요하다(Yoon and Liu, 1992). 이러한 수심변화 해역에서 지진해일의 전파과정을 정도 높게 수치모의하기 위해서는 계산영역내의 모든 격자점에서

*한양대학교 토목·환경공학과(Corresponding author : Sung Bum Yoon, Department of Civil and Environmental Engineering, Hanyang University, Ansan, Kyunggi 425-791, Korea. sbyoon@hanyang.ac.kr)

**한양대학교 토목공학과(Department of Civil Engineering, Hanyang University, Seoul 133-791, Korea)

***한국전력기술(주) 토목건축기술처 (Department of Civil and Architectural Engineering, Korea Power Engineering Co., Inc.)

분산효과를 옳게 고려할 수 있는 수치모형이 필요하다.

지진해일 수치해석시 일반적으로 사용되어 오던 기존의 leap-frog 유한차분모형(Goto and Shuto, 1983; Imamura *et al.*, 1988; 최 · 이, 1993; 최 · 정, 1995; 최 등, 1997; 이, 1998)은 지배방정식으로 천수방정식을 사용하고 파의 분산효과는 수치오차의 일종인 수치분산을 이용하여 고려하므로, 정해진 시간간격에 대해 수심에 따라 격자간격을 적절히 선택하여야 한다. 그러나 실제 해역에서와 같이 수심이 여러 방향으로 복잡하게 변하는 경우 격자간격 조정이 불가능하여 분산효과를 정도 높게 고려할 수 없다. 유한차분모형과는 달리 유한요소모형(Yoon and Liu, 1992)은 요소의 크기를 수심에 따라 자유롭게 조정할 수 있어 이러한 목적을 쉽게 달성할 수 있으나, 실제 동해안을 전파하는 지진해일을 해석하기에는 계산기억용량과 계산시간이 유한차분모형에 비해 크게 증가하므로 경제적이지 못하다.

윤 등(1999)과 윤(1999)은 수심이 완만하게 변하는 해역을 전파하는 지진해일에 대해 천수방정식과 균일격자를 사용하면서도 물리적인 분산효과를 정도 높게 수치모의하기 위한 1차원 및 2차원 분산보정기법을 개발하였다. 그러나 윤(1999)에 의해 개발된 완만수심상 2차원 분산보정기법은 분산보정능력에 있어서 분산을 고려하기 위한 가상격자가 계산격자의 $\sqrt{3}$ 배이상 커지면 수치적으로 불안정하여 그 적용범위가 제한되는 단점이 있었다.

본 연구에서는 윤(1999)에 의해 개발된 분산보정 유한차분모형의 분산보정능력을 확장하고, 천수화에 의해 분해능이 낮아지는 문제점을 해결하기 위해 큰 격자와 작은 격자를 동적으로 연결해 주는 동시접속기법(윤 · 권, 2000)을 도입하여, 균일한 격자를 사용하면서도 Yoon and Liu(1992)의 유한요소모형과 같은 정도의 정확성을 가지고, 또한 기억용량 및 계산시간 면에서는 유한요소모형과 비교하여 좀 더 경제적인 새로운 유한차분모형을 수립하였다. 개선된 수치모형의 현장 적용성과 정밀도 평가를 위해 동해에서 실제 발생했던 1983년 동해중부 지진해일(Akita 지진해일)을 검조기록이 있는 동해안의 속초, 묵호, 포항 그리고 울산항에 대하여 수치모의하고, 각 항만에서 측정된 검조기록과 수치모의에 의해 계산된 값을 비교 분석해 보고자 한다.

2. 지배방정식

지진해일은 풍파에 비해 파장이 매우 길어 장파(천해파)로

간주되지만 조석에 비하면 파장이 짧아 상대적으로 분산성이 강하다. 특히, 일본 근해에서 발생되어 동해로 전파되는 지진해일은 그 파장이 비교적 짧고, 먼 거리를 전파하기 때문에 물리적인 분산효과를 고려하여 해석하여야 한다. 또한 수심이 매우 작은 해안 인접해역을 제외하면 대부분의 해역에서 수심에 비해 수면변위가 매우 미소하므로 비선형성을 무시할 수 있다. 약한 분산효과를 고려한 식으로는 다음과 같은 2차원 선형 Boussinesq 방정식이 있다(Liu *et al.*, 1995).

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial Q}{\partial y} = 0 \tag{1}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial P}{\partial t} + gh \frac{\partial \eta}{\partial x} &= \frac{h^2}{2} \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial P}{\partial t} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial Q}{\partial t} \right) \right] \\ - \frac{h^3}{6} \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{\partial^2}{\partial t \partial x} \left(\frac{P}{h} \right) + \frac{\partial^2}{\partial t \partial y} \left(\frac{Q}{h} \right) \right] \end{aligned} \tag{2}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial Q}{\partial t} + gh \frac{\partial \eta}{\partial y} &= \frac{h^2}{2} \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial P}{\partial t} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial Q}{\partial t} \right) \right] \\ - \frac{h^3}{6} \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{\partial^2}{\partial t \partial x} \left(\frac{P}{h} \right) + \frac{\partial^2}{\partial t \partial y} \left(\frac{Q}{h} \right) \right] \end{aligned} \tag{3}$$

여기서 η 는 정수면으로부터의 수면변위(m), P , Q 는 각각 x , y 방향의 단위폭당유량($m^3/s \cdot m$), g 는 중력가속도(m/s^2), h 는 정수면으로부터 바닥까지의 수심(m)이다.

지진해일 전파의 원래 지배방정식인 선형 Boussinesq 방정식 (1)~(3)을 장파조건하에서($kh < \pi/10$) 합성하면 다음과 같은 파동방정식을 얻는다.

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} - C_0^2 \left(\frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \eta}{\partial y^2} \right) - \frac{C_0^2 h^2}{3} \left(\frac{\partial^4 \eta}{\partial x^4} + 2 \frac{\partial^4 \eta}{\partial x^2 \partial y^2} + \frac{\partial^4 \eta}{\partial y^4} \right) \\ = 0 (k^6 h^6) \end{aligned} \tag{4}$$

여기서 $C_0 (= \sqrt{gh})$ 는 선형 천수방정식에서의 파랑의 전파속도이고, 오차항의 k 는 파수(wave number)를 표시한다. 식 (4)의 3번째 항은 물리적인 분산항을 의미한다.

운동방정식 (2)와 (3)은 식의 우변에 물리적인 분산효과를 고려하기 위한 분산보정항을 포함하고 있다. 이 분산항은 시간과 장소에 대한 미분이 동시에 나타나 양해법(explicit scheme)을 적용할 수 없으며, 수치분산오차를 줄이기 위해 매우 작은 격자를 사용해야 하므로 계산시간이 과도하게 증가된다. 이로 인해 지진해일 전파 수치모형은 일반적으로 Boussinesq 방정식 대신 수치해석이 비교적 단순한 다음의 천수방정식 (5)~(7)을 사용하고, 수

치해석시 발생하는 수치분산오차를 이용하여 물리적인 분산효과를 얻고 있다.

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

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

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

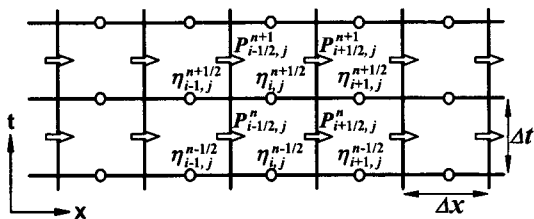
3. 완변수심에 대한 분산보정기법

지진해일 전파 해석시 천수방정식 (5)~(7)은 일반적으로 Fig. 1에 보인 바와 같은 시간 및 공간에 대한 교호 격자(staggered mesh)를 사용하는 leap-frog 기법을 도입한다(Goto and Shuto, 1983; Imamura *et al.*, 1988; Liu *et al.*, 1995; Cho and Yoon, 1998).

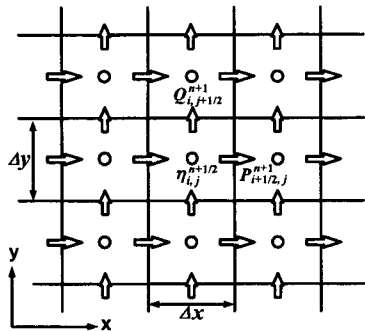
Leap-frog 기법에 의한 천수방정식 (5)~(7)의 유한차분식은 다음과 같다(Goto and Shuto, 1983; Imamura *et al.*, 1988).

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

$$\frac{P_{i+1/2,j}^{n+1} - P_{i+1/2,j}^n}{\Delta t} + gh \frac{\eta_{i+1,j}^{n+1/2} - \eta_{i,j}^{n+1/2}}{\Delta x} = 0 \quad (9)$$



(a) staggered mesh in time



(b) staggered mesh in space

Fig. 1. Staggered finite difference mesh.

$$\frac{Q_{i,j+1/2}^{n+1} - Q_{i,j+1/2}^n}{\Delta t} + gh \frac{\eta_{i,j+1}^{n+1/2} - \eta_{i,j}^{n+1/2}}{\Delta y} = 0 \quad (10)$$

이 유한차분식은 수치분산에 의해 원래의 천수방정식에는 없었던 분산이 발생하게 되며 그 분산효과는 다음과 같이 식 (8)~(10)을 Taylor 급수로 전개한 다음 합성하여 변형방정식(modified equation)을 구함으로써 파악할 수 있다(Tannehill *et al.*, 1998).

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} - C_0^2 \left(\frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \eta}{\partial y^2} \right) - C_0^2 \frac{(\Delta x)^2}{12} (1 - C_r^2) \left(\frac{\partial^4 \eta}{\partial x^4} + 2 \frac{\partial^4 \eta}{\partial x^2 \partial y^2} + \frac{\partial^4 \eta}{\partial y^4} \right) + C_0^2 \frac{(\Delta x)^2}{6} \frac{\partial^4 \eta}{\partial x^2 \partial y^2} = O((\Delta x)^3, (\Delta x)^2 \Delta x, \Delta x (\Delta t)^2, (\Delta t)^3) \quad (11)$$

여기서 $C_0 (= \sqrt{gh})$ 는 선형 천수방정식에서의 파랑의 전파속도이고, $C_r (= C_0 \Delta t / \Delta x)$ 은 Courant 수이다. 식(8)~(10)으로부터 식 (11)의 유도에는 수심 h 가 일정하고, 격자간격 Δx 와 Δy 가 동일하다는 가정이 이용되었다. 식 (11)의 3번째 및 4번째 항은 수치근사에 의한 절삭오차로서 파의 전파속도에 영향을 미치는 수치분산항이다.

Imamura *et al.*(1988)은 식 (11)의 3번째 항이 식 (4)의 3번째 항과 같아지도록 주어진 수심 h 와 시간간격 Δt 에 대해 격자간격 Δx 를 식 (12)에 의해 결정하였다.

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

이 방법은 격자망의 주축방향인 x 와 y 방향에 대해서는 수치분산이 물리적 분산과 근접하게 되어 분산효과가 옹게 고려되나, 식 (11)의 4번째 항이 제거되지 않으므로 격자망의 대각선 방향으로의 분산이 주축방향의 분산보다 작게 나타난다.

Liu *et al.*(1995) 및 Cho and Yoon(1998)은 Abbott *et al.*(1981)의 방법을 응용하여 천수방정식의 유한차분식 (8)~(10)의 수치분산이 모든 방향에 대해 같게 나타나도록 균일격자($\Delta x = \Delta y$)와 일정수심에 대해 격자 대각선방향 분산보정항을 추가하였다.

이러한 방법은 수심이 일정한 경우 주어진 시간간격 Δt 와 일정수심 h 를 식 (12)에 대입하여 계산격자간격 Δx 를 구하여 사용하면 적절한 분산효과를 고려할 수 있다.

지진해일은 수심이 수 km인 곳으로부터 발생되어 해안으로 전파되므로, 분산효과를 정도 높게 고려하기 위해서는 수심이 연속적으로 감소함에 따라 격자간격도 연속적으로 작아져야 한다. 그러나 유한차분법의 특성상 2차원 전파의 경우 하나의 계산영역 내에서는 격자간격을 자유

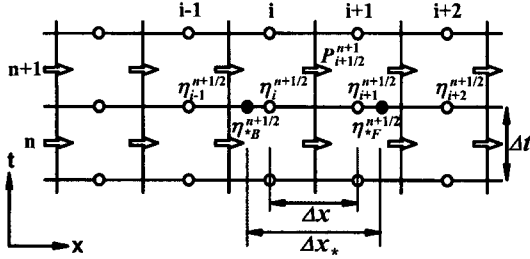


Fig. 2. Assignment of variables on the one-dimensional staggered mesh; ○, actual grid point; ●, imaginary grid point.

롭게 조절하지 못한다. 이와 같이 등간격 격자에서는 식 (12)를 만족하는 이상적인 격자간격과 수치계산에 사용된 실제 격자간격이 달라지게 되므로, 분산효과가 실제 물리적인 현상보다 더 커지거나 작아지게 되어 오차를 발생 시키게 된다. 이러한 분산오차를 보정하기 위하여 윤 (1999)의 완전수심상 2차원 분산보정기법은 Fig. 2에 보인 바와 같이 식(8)~(10)의 실제 격자간격($\Delta x = \Delta y$) 대신 식 (12)에서 구해진 분산효과를 고려한 가상격자간격 ($\Delta x_* = \Delta y_*$)을 사용하며, 식 (8)에서의 선유량 P , Q 와 식 (9)와 (10)에서의 수면변위 η 의 공간미분은 격자점으로부터 $\pm x$ 방향으로 $(\Delta x_* - \Delta x)/2$ 만큼 떨어진 가상격자점에서의 값인 P_* , Q_* , η_* 를 이용하여 산정한다. P_* , Q_* , η_* 는 미분 방향의 주변 4개 격자점에서의 P , Q , η 를 3차 보간하여 구한다.

윤(1999)이 개발한 2차원 분산보정 기법을 유한차분식으로 표시하면 다음과 같다.

$$\frac{\eta_{i,j}^{n+1/2} - \eta_{i,j}^{n-1/2}}{\Delta t} + \frac{P_{*F,j}^n - P_{*B,j}^n}{\Delta x_*} + \frac{Q_{*U,i}^n - Q_{*L,i}^n}{\Delta y_*} = 0 \quad (13)$$

$$\frac{P_{i+1/2,j}^{n+1} - P_{i+1/2,j}^n}{\Delta t} + gh_{i+1/2,j} \frac{\eta_{*F,j}^{n+1/2} - \eta_{*B,j}^{n+1/2}}{\Delta x_*} + \frac{\gamma gh_{i+1/2,j}}{12 \Delta x_*} \quad (14)$$

$$[(\eta_{*F,j+1}^{n+1/2} - 2\eta_{*F,j}^{n+1/2} + \eta_{*F,j-1}^{n+1/2}) - (\eta_{*B,j+1}^{n+1/2} - 2\eta_{*B,j}^{n+1/2} + \eta_{*B,j-1}^{n+1/2})] = 0$$

$$\frac{Q_{i,j+1/2}^{n+1} - Q_{i,j+1/2}^n}{\Delta t} + gh_{i,j+1/2} \frac{\eta_{*U,i}^{n+1/2} - \eta_{*L,i}^{n+1/2}}{\Delta y_*} + \frac{\gamma gh_{i,j+1/2}}{12 \Delta y_*}$$

$$[(\eta_{*U,i+1}^{n+1/2} - 2\eta_{*U,i}^{n+1/2} + \eta_{*U,i-1}^{n+1/2}) - (\eta_{*L,i+1}^{n+1/2} - 2\eta_{*L,i}^{n+1/2} + \eta_{*L,i-1}^{n+1/2})] = 0 \quad (15)$$

여기서 위첨자 n 은 시간단계, Δt 는 시간간격, 아래첨자 i 와 j 는 각각 x 와 y 방향의 격자점 번호이고, $\Delta x_* (= \Delta y_*)$

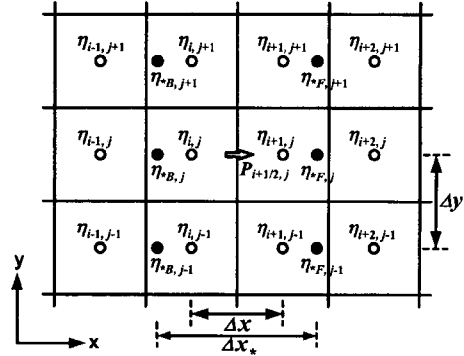


Fig. 3. Assignment of variables for dispersion correction in diagonal direction; ○, actual grid point; ●, imaginary grid point.

는 식 (16)에 의해 결정되는 x 방향의 가상격자 크기이다.

$$\Delta x_* = \sqrt{4h^2 + gh(\Delta t)^2} \quad (16)$$

아래첨자 *는 분산효과를 만족시키기 위한 가상격자상의 값을 의미하며, 가상격자간격 Δx_* 와 실제격자간격 Δx 가 다를 때에는 Figs. 2와 Fig. 3에서와 같이 주변의 실제 격자상의 값을 보간한 값이다. 또한 아래첨자 *F, *B, *U, *L은 각각 전방(forward), 후방(backward), 상부(upper) 및 하부(lower)의 가상격자점을 의미한다. 실제 유한차분 격자간격이 $\Delta x (= \Delta y)$ 일 때 격자간격비 α 는 다음과 같이 정의된다.

$$\alpha \equiv \frac{\Delta x_*}{\Delta x} \quad (17)$$

식 (13)~(15)를 일정한 가상격자간격 $\Delta x_* (= \Delta y_*)$ 에 대해서 공간과 시간에 대한 격자점 $(i, j, n+1/2)$ 을 중심으로 Taylor 급수 전개하여 구한 변형방정식은 다음과 같다.

$$\begin{aligned} & \frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} - C_0^2 \left(\frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \eta}{\partial y^2} \right) - C_0^2 \frac{(\Delta x_*)^2}{12} (1 - C_*^2) \left(\frac{\partial^4 \eta}{\partial x^4} + 2 \frac{\partial^4 \eta}{\partial x^2 \partial y^2} + \frac{\partial^4 \eta}{\partial y^4} \right) \\ & + \left(1 - \frac{\gamma}{\alpha^2} \right) C_0^2 \frac{(\Delta x_*)^2}{6} \frac{\partial^4 \eta}{\partial x^2 \partial y^2} \\ & = O((\Delta x_*)^3, (\Delta x_*)^2 \Delta t, \Delta x_* (\Delta t)^2, (\Delta t)^3) \end{aligned} \quad (18)$$

Δx_* 를 식 (16)에 의해 구하고 γ 를 다음과 같이 선정하면,

$$\gamma = \alpha^2 \quad (19)$$

식 (11)과 식 (18)의 3번째 항은 서로 같아지며, 식 (18)

의 4번째 항은 제거되어 2개의 식은 동일해지므로 완만히 수심이 변하는 경우에도 모든 방향으로의 분산이 국부적(locally)으로 만족된다. 3차 보간함수가 주변 4개 점을 이용하므로, 이론적으로 α 는 다음의 조건을 만족해야 한다.

$$0 < \alpha \leq 3 \quad (20)$$

그러나 실제에 있어서는 α 가 $\sqrt{3}$ 보다 커지면 1차원 모형에서는 문제가 없으나 2차원 모형에서는 대각선방향 분산보정항으로 인해 수치적으로 불안정해지므로 α 가 $\sqrt{3}$ 보다 커질 때에는 운동방정식 (14)와 (15)를 다음과 같이 수정하여 수치적으로 안정되고 정확성도 유지되도록 한다.

$$\frac{P_{i+1/2,j}^{n+1} - P_{i+1/2,j}^n}{\Delta t} + gh_{i+1/2,j} \frac{\eta_{*F,j}^{n+1/2} - \eta_{*B,j}^{n+1/2}}{\Delta x_*} + \frac{\delta gh_{i+1/2,j}}{12\Delta x_*} [(\eta_{*F,j+2}^{n+1/2} - 2\eta_{*F,j}^{n+1/2} + \eta_{*F,j-2}^{n+1/2}) - (\eta_{*B,j+2}^{n+1/2} - 2\eta_{*B,j}^{n+1/2} + \eta_{*B,j-2}^{n+1/2})] = 0 \quad (21)$$

$$\frac{Q_{i,j+1/2}^{n+1} - Q_{i,j+1/2}^n}{\Delta t} + gh_{i,j+1/2} \frac{\eta_{*U,i}^{n+1/2} - \eta_{*L,i}^{n+1/2}}{\Delta y_*} + \frac{\delta gh_{i,j+1/2}}{12\Delta y_*} [(\eta_{*U,i+2}^{n+1/2} - 2\eta_{*U,i}^{n+1/2} + \eta_{*U,i-2}^{n+1/2}) - (\eta_{*L,i+2}^{n+1/2} - 2\eta_{*L,i}^{n+1/2} + \eta_{*L,i-2}^{n+1/2})] = 0 \quad (22)$$

여기서

$$\delta = \frac{\alpha^2}{4} \quad (23)$$

결론적으로 본 연구에 사용된 완변수심상 분산보정 유한차분 수치기법은 격자간격비 α 가 $\sqrt{3}$ 보다 작아질 때에는 운동방정식 (14)와 (15)를 사용하고, α 가 $\sqrt{3}$ 보다 커질 경우에는 운동방정식 (21)과 (22)를 사용하여 수치적인 안정성을 확보하였다.

4. 분산보정 수치모형의 정밀도 평가

4.1 격자망 및 수심자료

외해 전파 수치모형은 Fig. 4에 보인 바와 같이 수심이 1~2 km인 진원지로부터 수심 200 m 정도까지의 동해 전체 해역을 다루게 되므로 구면좌표계 천수방정식을 사용해야 하나, 본 연구에서는 구면좌표계 대신 직각좌표계(Cartesian coordinate system)를 사용하면서 지구곡면효과를 고려할 수 있도록 직각좌표계 격자경도간격($\Delta\psi$)을 일정한 값으로 두고 격자위도간격($\Delta\phi$)은 격자망이 국부적

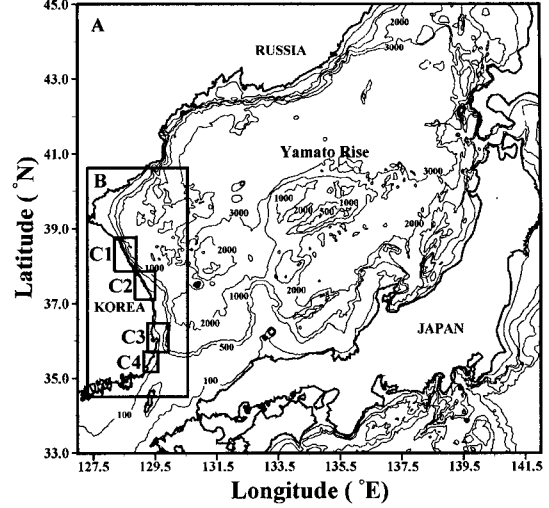


Fig. 4. Computational domains and bathymetry of East Sea (depth unit: m).

으로 정사각형격자($\Delta x = \Delta y$)가 되도록 다음 식을 이용하여 구하였다.

$$\Delta\phi = \cos\phi\Delta\psi \quad (24)$$

$$\Delta x = \Delta y = R \cos\phi\Delta\psi \quad (25)$$

여기서 $R(=6.378 \times 10^6 \text{ m})$ 은 지구의 반경이고, ϕ 와 ψ 는 각각 위도와 경도를 나타낸다. 또한 $\Delta\phi$ 와 $\Delta\psi$ 는 각각 위도와 경도 방향의 격자간격이고 radian 값을 가진다.

실제 동해 지진해일을 수치모의하기 위해 계산영역을 동서방향 즉 x방향으로 127°E~142°E사이, 남북방향 즉 y방향으로 33°N~45°N 사이의 해역을 대상으로 하였으며, 동서방향의 격자경도간격을 1 min으로 취한 A영역은 총 900×931격자, 격자경도간격을 20 sec로 취한 B영역은 총 526×1408격자로 구성된다. Fig. 4는 수치모의에 사용된 계산영역과 수심분포를 보여준다.

지진해일은 외해로부터 해안으로 전파해 오면서 수심 감소로 인해 파장이 짧아지므로 전체영역에 대해 격자간격 1 min의 대격자만을 사용하면 수심이 작은 해안 근처에서는 분해능이 저하되어 다른 수치오차를 발생하게 된다. 그러므로 Fig. 4에 보인 바와 같이 동해에 위치한 속초(C1~E1), 묵호(C2~E2), 포항(C3~E3) 및 울산(C4~E4)항에 대하여 Table 1 및 Figs. 5~Fig. 8에 제시한 바와 같이 외부 A영역의 격자간격($\Delta x=1312.0 \sim 1556.0 \text{ m}$)과 계산시간간격($\Delta t=3.0 \text{ sec}$)을 1/3씩 단계적으로 줄여 B, C, D, E의 5단계 영역으로 나누어 작은 격자망과 큰 격자망

Table 1. Computational subregions and related information for Sokcho(C1~E1), Mukho(C2~E2), Pohang(C3~E3) and Ulsan(C4~E4)

Region	Covered Area in grid units	Grid size		$\Delta t(\text{sec})$	Remark
		$\Delta \psi(\text{sec})$	$\Delta x(\text{m})$		
A	900×931	60	1312.0~1556.0	3.0	Variable Δx , Linear SWE
B	526×1408	20	469.3~510.0	1.0	Variable Δx , Linear SWE
C	C1	298×604	162.01	0.33	Linear SWE
	C2	325×475	164.37		
	C3	439×541	166.76		
	C4	187×418	168.36		
D	D1	310×457	53.94	0.11	Linear SWE
	D2	217×280	54.67		
	D3	454×364	55.69		
	D4	169×343	56.13		
E	E1	214×319	17.99	0.037	Nonlinear SWE
	E2	115×172	18.22		
	E3	274×271	18.54		
	E4	244×367	18.69		

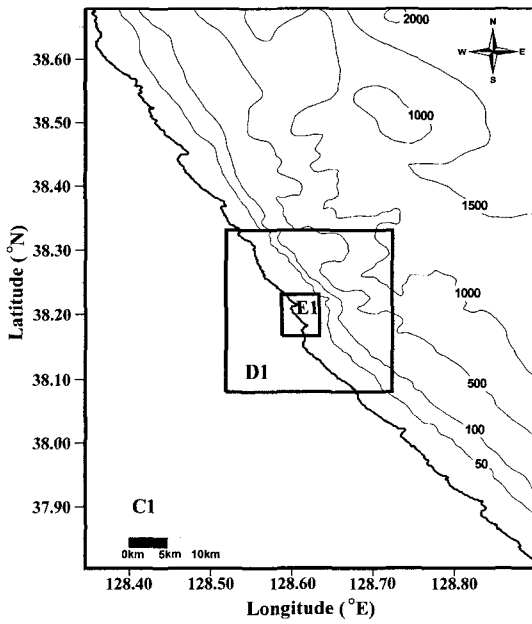


Fig. 5. Computational subregions and bathymetry around Sokcho Harbor (depth unit: m).

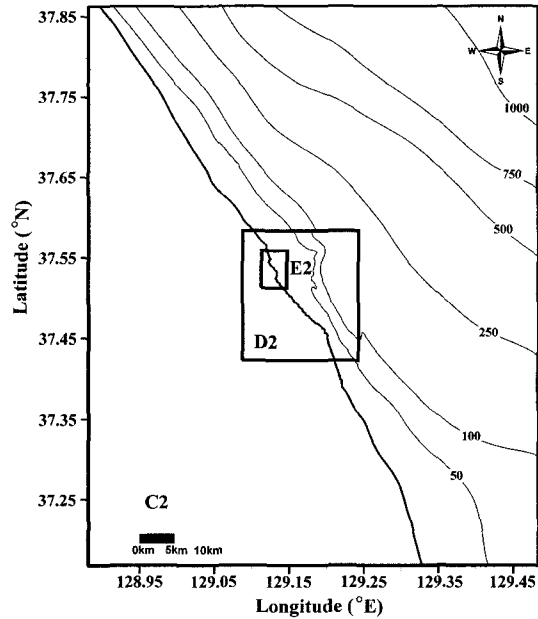


Fig. 6. Computational subregions and bathymetry around Mukho Harbor (depth unit: m).

을 윤·권(2000)이 제시한 바와 같이 동적으로 연결하였다.

4.2 초기조건 및 경계조건

초기조건은 해저면 변위의 연직성분이 초기수면변위와 같다고 가정하고 Fig. 9로 주어지는 단층 파라미터에 의한 Mansinha and Smylie(1971)의 해석해를 이용하였다.

Fig. 9에서 θ 는 진북과 이루는 단층의 주향을 표시하며, δ 는 dip angle, λ 는 slip angle, W 는 단층의 경사폭, L 은 단층의 길이이다. H 는 단층면의 상연(upper boundary) 깊이이며 D 는 단층의 변위를 나타낸다.

초기 선유량성분 P 와 Q 는 모두 0으로 가정한다. 경계 조건으로는 해안선으로 주어지는 육지경계와 외부 해역과

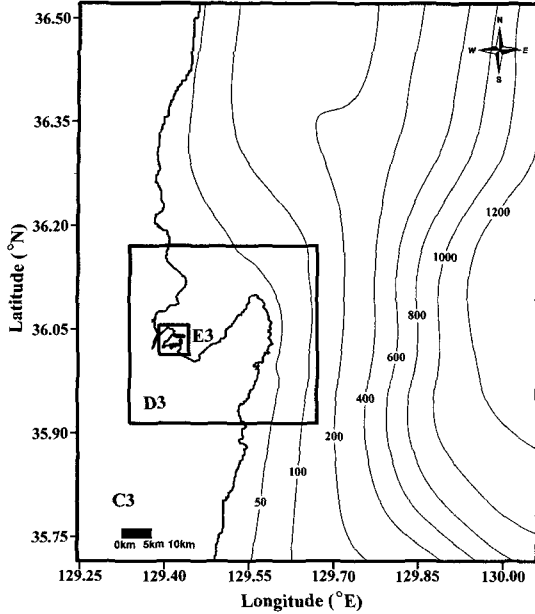


Fig. 7. Computational subregions and bathymetry around Pohang Harbor (depth unit: m).

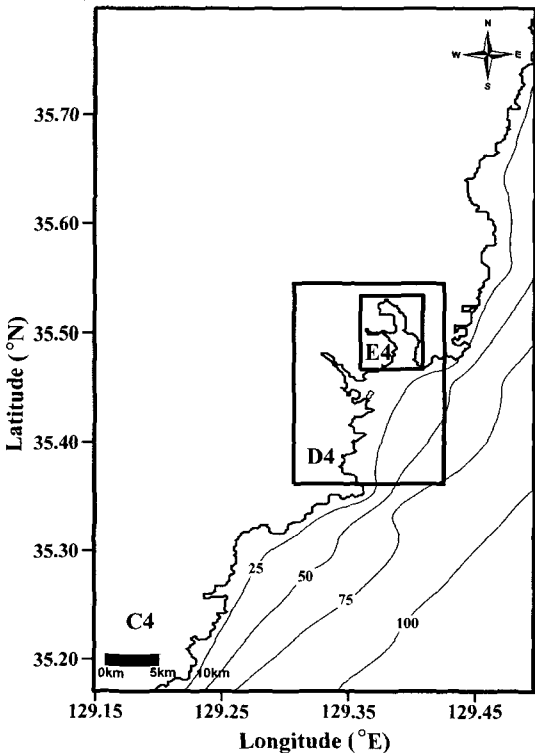


Fig. 8. Computational subregions and bathymetry around Ulsan Harbor (depth unit: m).

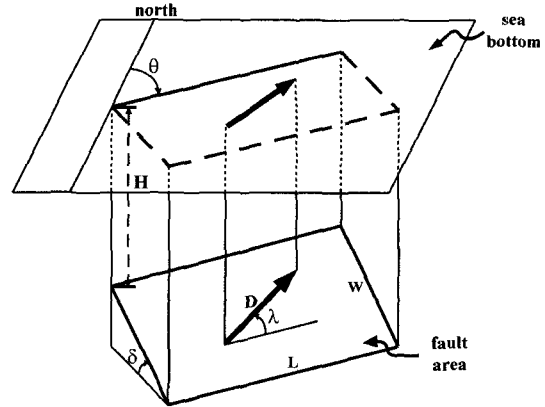


Fig. 9. Schematic sketch for various fault parameters.

연결되는 개방경계로 나뉘어 진다. 육지경계에서는 해안 선과 직각방향 선유량 성분을 0으로 하는 완전반사조건을 사용하고, A영역의 개방경계에서는 반사파를 최소화 할 수 있는 흡수층 경계조건을 적용하였다. 또한 육지경계에 접한 5개 격자에 대해서는 바닥마찰에 의한 에너지 감쇠를 고려하고, 수심이 급변하는 육붕사면 부근에서의 수치적 안정을 위해 해저경사에 의한 가중 평활화 기법을 적용하였다.

4.3 1983년 Akita 지진해일 수치모의

개선된 완변수심상 분산보정 유한차분 수치모형의 현장 적용성 검증 및 정밀도 평가를 위해 1983년 5월 일본 Honshu 북쪽 서해안의 Akita현 서쪽해역에서 발생한 일본 기상청 지진규모(JMA Scale) M이 7.7인 지진해일을 검조기록이 있는 동해의 속초, 묵호, 포항 및 울산항에 대해 수치모의 하였다. 1983년 Akita 지진해일의 초기파형은 Aida(1984)에 의해 Table 2와 같이 제시되었다.

Fig. 10은 Table 2에 제시된 각종 변수들을 이용하여 Mansinha and Smylie(1971)의 초기파형모형에 의해 구한 초기 자유수면변위를 도시한 것이다. 진원(source)은 2개의 단층으로 이상화되었다. 남쪽 단층의 영역이 북쪽 단층영역보다 면적은 작지만 변위가 크기 때문에 초기 최대수면변위는 Fig. 10에 보인 바와 같이 남쪽 단층의 왼쪽에 위치한다.

1983년 Akita 지진해일의 수치계산에서 매 5분마다 파선단의 위치를 구하여 지진해일 전파도를 Fig. 11에 제시 하였다. 지진해일 전파도에 의하면 울릉도에 최초의 파가 도달하는데 걸리는 시간은 86분으로 나타났으며, 원산 이남의 동해안에는 약 100분 후에 최초의 파가 도달하여 남

Table 2. Fault parameters for 1983 Akita Tsunami (Aida, 1984)

Date	Location		H (km)	θ ($^{\circ}$)	δ ($^{\circ}$)	λ ($^{\circ}$)	L (km)	W (km)	D (m)
	Latitude ($^{\circ}$ N)	Longitude ($^{\circ}$ E)							
May 26, 1983	40.21	138.84	2	22	40	90	40	30	7.60
	40.54	139.02	3	355	25	80	60	30	3.05

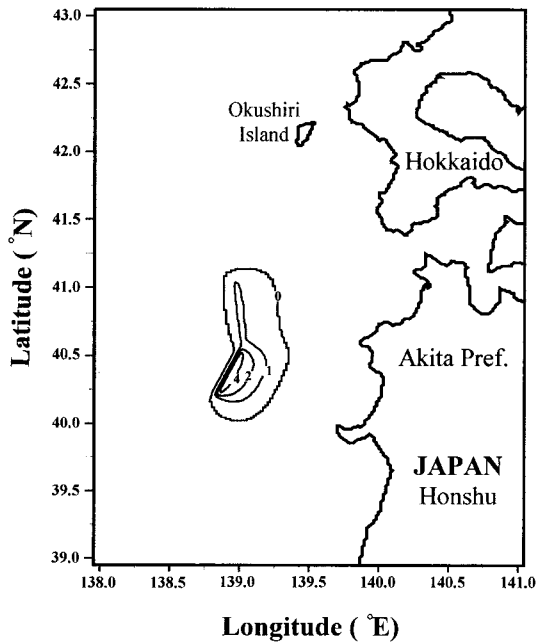


Fig. 10. Initial free surface profile of 1983 Akita Tsunami (unit: m).

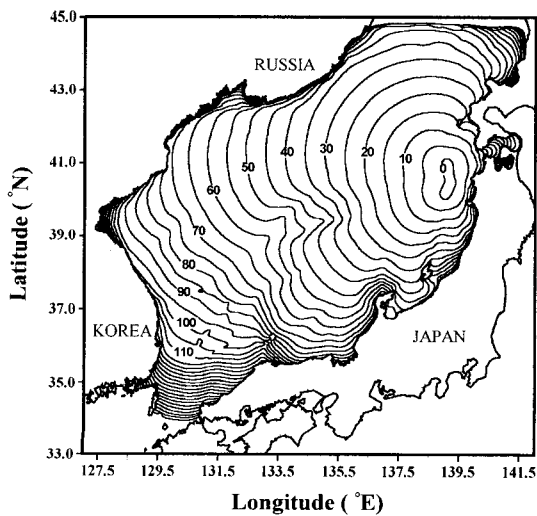


Fig. 11. Propagation map of 1983 Akita Tsunami (unit: min.).

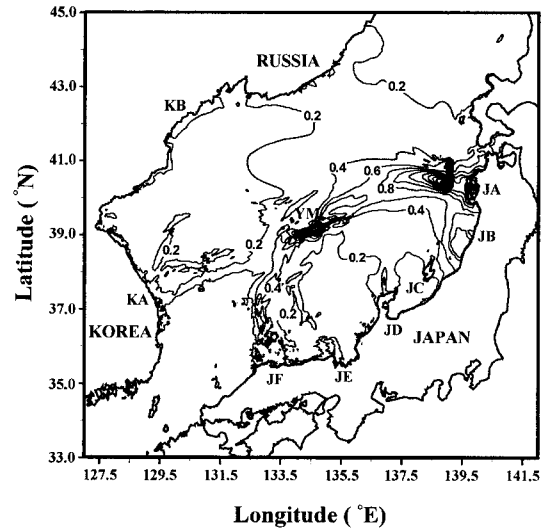


Fig. 12. Distribution of computed highest water levels due to 1983 Tsunami (unit: m).

쪽으로 전파되어 내려와 영일만에는 120분 후에 도달한다. Fig. 11에서 제시한 바와 같이 지진해일 발생 후 첫 파가 속초와 묵호에 도달하는 시간은 대략 100~110분이 고, 포항은 120~130분 정도이며, 울산은 대략 130~140분 정도이므로 수치모의는 지진해일 발생 후 속초와 묵호는 250분 동안 수행하고, 포항은 360분 동안 수행하였으며, 울산에 대해서는 400분 동안 수행하여 지진해일의 도달시간을 충분히 고려하였다.

Fig. 12는 수치모의에서 계산된 자유수면 상승치 중 최대치를 도시한 것이다. 한국의 북동쪽(KB)과 일본의 Akita 북쪽해안(JA)은 진원의 방향성 때문에 높은 수위가 나타날 것으로 예상된다. 그러나 한국의 북동쪽(KB)은 지진해일 파가 대화퇴(YM)를 지나갈 때 발생하는 굴절현상 때문에 수위가 예상보다 낮게 나타나고, 진원지로부터 동해 중앙의 대화퇴를 거쳐 일본의 Shimane반도(JF)로 이어지는 선을 따라 지진해일 파고가 크고, 또한 진원지-대화퇴-울릉도-한국의 임원지역(KA)을 따라 지진해일의 에너지가 집중되고 있음을 보여준다.

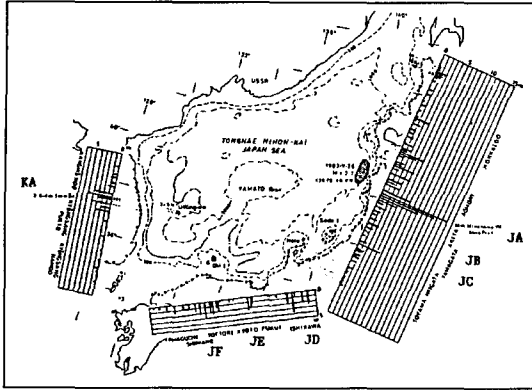


Fig. 13. Distribution of observed high water levels due to 1983 Akita Tsunami (Tsuiji et al., 1985).

실제로 1983년 지진해일의 피해지역을 살펴보면 일본의 Akita현(JA)에서 100명, 일본의 Shimane반도(JF)와 한국의 임원지역(KA)에서 각각 4명과 1명의 사망자가 발생하였다. JA지역은 진원지와 가까워 큰 피해를 입었으며, JF 및 KA는 진원지에서 멀리 떨어져 있으나 각각 대화

퇴와 수중산맥으로 연결되어 있어 이를 따라 구속파(trapped wave)가 발생하였기 때문이며, Fig. 12에서 제시한 수치결과에도 이러한 경향이 잘 나타나고 있다.

Fig. 13은 1983년 당시 일본과 한국의 연안에서 지진해일의 최대 치오름 높이를 조사하여 제시한 것으로 국부적으로 치오름이 높게 나타난 부분(JA~JF, KA)의 위치에 있어서 관측치와 수치모의에 의한 계산치가 일치하고 있다.

Figs. 14~Fig. 17은 1983년 Akita 지진해일에 대하여 동해안의 속초, 묵호, 포항 그리고 울산의 검조소에서 관측된 조위자료 중 조석에 의한 수위변동분을 제거한 수면변위와 수치모의에 의한 계산치를 비교한 것이다. 속초와 묵호항에서의 기록치는 실제 기록지를 구하지 못하여 다른 보고서에 제시된 그림을 디지털이정한 것이므로 신빙성이 결여되어 있으며, 실제 기록상에 나타난 혼적고등과 비교해 볼 때 상당히 작은 값을 주는 것으로 판단되어, 정량적인 비교보다는 정성적인 평가 자료로서 제시되었음을 밝혀 둔다. 이러한 제한조건하에서 각 항에서 계산된 주기, 첫 파 도달시간에 대하여 관측치와 비교한 결과

Table 3. Comparison of calculated and observed data of 1983 Akita Tsunami at Sokcho, Mukho, Pohang and Ulsan

Habor	Arrival time (min.)		Period (min.)	
	Calculated	Observed	Calculated	Observed
Sokcho	104	100~105	11~13	11~13
Mukho	108	105~109	10~14	10~15
Pohang	135	120~140	20~25	20~25
Ulsan	140	125~145	40~50	40~50

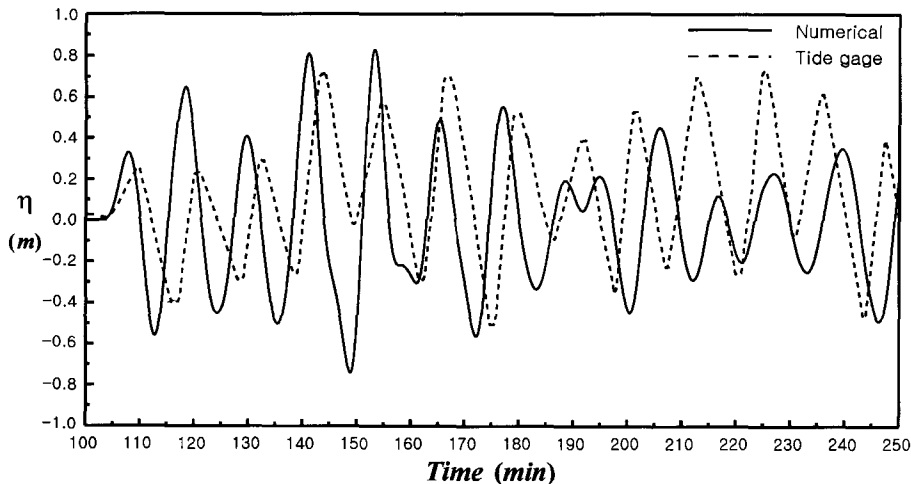


Fig. 14. Comparison of calculated and observed time histories of water level at Sokcho Harbor for 1983 Tsunami.

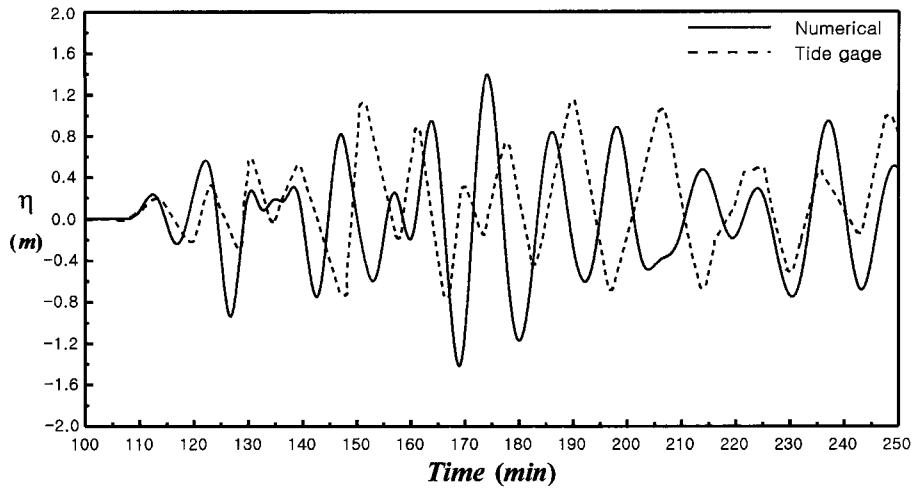


Fig. 15. Comparison of calculated and observed time histories of water level at Mukho Harbor for 1983 Tsunami.

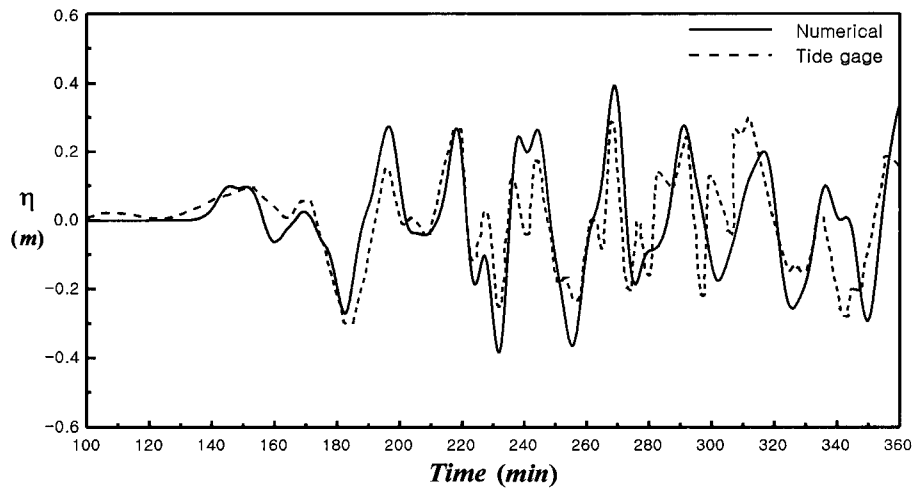


Fig. 16. Comparison of calculated and observed time histories of water level at Pohang Harbor for 1983 Tsunami.

는 Table 3에 제시된 바와 같이 거의 일치하고 있다. 또한 조석을 관측대상으로 하여 주기가 비교적 짧은 파에 대해서는 실제보다 반응이 느리고 파고가 약간 작게 나타나는 우물통 검조기의 기록특성을 고려해 볼 때 각 항에 대해 정도 높은 수치모의가 이루어졌다고 판단된다. 그러나 속초항에서 160분까지 계산된 수면변위가 검조기록보다 대체적으로 크게 나타나는 반면에, 160분 이후부터 계산된 수면변위는 관측치보다 작게 나타나는 경향이 있으며, 묵호항에서도 이러한 경향이 나타났다. 이는 러시아나 일본에서 반사된 지진해일파의 에너지가 대부분 소멸되었기 때문인 것으로 판단된다. 속초와 묵호항의 지진

해일 주기가 Table 3에 제시된 바와 같이 거의 10~15분인 것에 비해, 포항항에서는 20~25분, 울산항에서는 40~50분의 장주기로 나타나, 포항항과 울산만에 의한 장주기파 성분의 공진현상이 두드러지며, 이러한 국부지형 효과가 수치모의에 의해 잘 재현되고 있음을 Figs. 16과 Fig. 17을 통해 알 수 있다.

한편 분산보정을 수행한 결과와 식 (8)~(10)의 분산보정을 하지 않은 수치모의 결과를 비교해보면, 본 논문에 제시하지는 않았으나 분산보정을 수행한 경우 지진해일이 동해상을 전파해 오는 도중 분산효과에 의해 여러 개의 파가 파군을 형성하며 진행되는 것을 볼 수 있다. 그러나

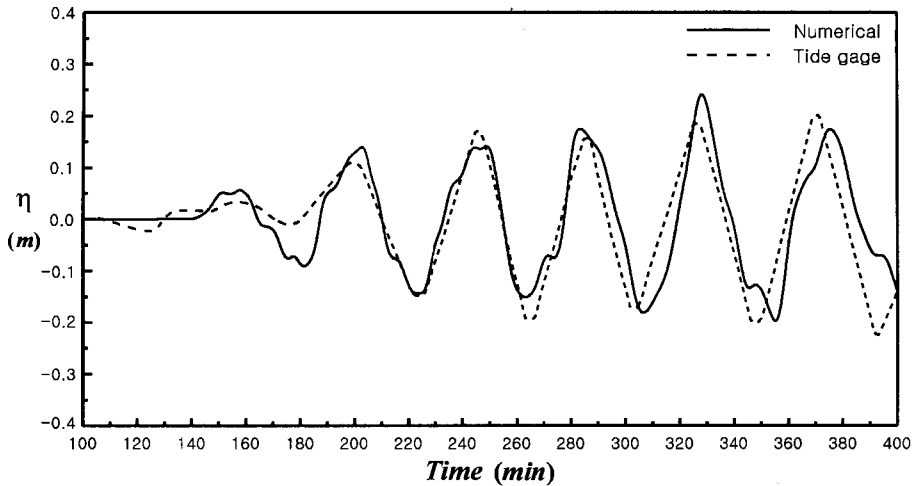


Fig. 17. Comparison of calculated and observed time histories of water level at Ulsan Harbor for 1983 Tsunami.

분산효과를 무시한 경우에는 최선단과 이후의 파봉이 거의 없거나 매우 작게 나타난다.

5. 결 론

현재 널리 사용되고 있는 Imamura *et al.*(1988)의 수치모형과 격자 대각선방향의 분산관계를 개선시킨 Liu *et al.*(1995)과 Cho(1995)의 수치모형이 수심이 일정한 경우에만 분산효과를 옳게 고려할 수 있는 반면, 본 연구에서 개선한 분산보정 수치모형은 수심이 변하는 실제 지형에서도 국부적으로 모든 방향에 대해 물리적 분산효과를 정도 높게 고려할 수 있으므로, 격자간격을 자유롭게 조절할 수 있는 유한요소모형과 같은 정도의 수치모의가 가능하고, 계산이 유한요소모형에 비해 상대적으로 간단하므로 전산기억용량 및 계산시간 면에서 경제적이다.

분산보정기법을 적용한 새로운 유한차분 수치모형을 이용하여 한국의 동해에서 발생했던 1983년 Akita 지진해일을 수치모의하고 속초, 묵호, 포항 그리고 울산에서의 실측자료와 비교해 본 결과, 관측치와 계산치의 수면변위 경향이 상당히 일치하여 신뢰성이 높은 수치모의가 이루어졌다고 판단할 수 있다.

장주기파 성분이 우세한 포항항과 울산만에서는 대체적으로 관측치와 계산치가 잘 일치하였으나, 주기가 10~15분인 다른 항만에서는 관측치와 계산치 사이에 약간의 차이를 보였다. 이는 러시아와 일본 해안에서 에너지 소모가 실제보다 커서 약화된 반사파가 동해안에 도달하는

시점부터 관측치보다 작게 나타난 것으로 판단되며, 또 다른 이유로는 격자접속선에서 단주기파가 자유롭게 통과하지 못하고 일부 반사되었기 때문으로 판단된다. 그러므로 좀 더 정도 높은 수치모의를 수행하기 위해서는 단주기파 성분을 정도 높게 고려할 수 있도록 본 연구에서 사용한 해안에서의 에너지 소모 산정 및 격자접속기법 등을 개선할 필요성이 있다.

감사의 글

본 연구는 기상청 기상연구소의 특정사업 '지진예지 및 지진해일 예측기술 개발'의 지원으로 수행되었습니다.

참고문헌

- 윤성범, 1999. 완변수심상 지진해일 전파 2차원 유한차분모형의 분산보정, 대한토목학회논문집, **19**(II-6): 695-703.
- 윤성범, 김진훈, 이종인, 1999. 완변수심상 지진해일 전파 수치모형의 일방향 분산보정, 대한토목학회논문집, **19**(II-5): 627-634.
- 윤성범, 권세영, 2000. 지진해일 전파 유한차분 수치모형의 격자접속기법, 대한토목학회논문집, **20**(5-B), 723-735.
- 이호준, 1998. 동해안에서의 쓰나미 위험도 평가, NIDP-98-06, 연구보고서, 행정자치부 국립방재연구소.
- 최병호, 김덕구, 노상준, 이호준, 1997. 1994년 필리핀 민도 로스섬의 쓰나미산정, 한국해양 해양공학회지, **9**(3): 140-154.
- 최병호, 이호준, 1993. 1983년 동해 쓰나미의 산정, 대한토

- 목학회논문집, **13**(3): 207-219.
- 최병호, 정홍화, 1995. 1992년 니카라과아 쓰나미의 범람 산정, *한국해안 해양공학회지*, **7**(1): 24-32.
- Abbott, M.B., McCowan, A.D., and Warren, I.R., 1981. Numerical modeling of free-surface flows that are two-dimensional in plan, in *Transport Models for Inland and Coastal Waters*, Fischer, H.B. ed., Academic Press, pp. 222-283.
- Aida, I., 1984. A source model of the 1983 Nihonkai-earthquake tsunami, *Proc. Symp. Nihonkai Chubu Earthquake Tsunami*, JSCE, pp. 9-21.
- 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.
- Cho, Y.-S. and Yoon, S.B., 1998. A modified leap-frog scheme for linear shallow-water equations, *Coastal Engineering Journal*, JSCE, **40**(2), pp. 191-205.
- Goto, C. and Shuto, N., 1983. Numerical simulation of tsunami propagations and run-up, *Tsunami-Their Science and Engineering*, Iida and Iwasaki, eds., Terra Science Publishing Company, Tokyo, pp. 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, pp. 265-271.
- Liu, P.L-F., Cho, Y.-S., Yoon, S.B., and Seo, S.N., 1995. Numerical simulations of the 1960 Chilean tsunami propagation and inundation at Hilo, Hawaii, *Tsunami: Progress in Prediction, Disaster Prevention and Warning*, Tsuchiya and Shuto, eds., Kluwer Academic Publishers, pp. 99-115.
- Mansinha, L. and Smylie, D.E., 1971. The displacement fields of inclined faults, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, **61**(5), pp. 1433-1440.
- Tannehill, J.H., Anderson, D.A., and Pletcher R.H., 1998. *Computational Fluid Mechanics and Heat Transfer*, 2nd ed., Taylor & Francis, Washington, DC.
- Tsuji, Y. and Konishi, T., 1985. *Tsunamis in the Japan Sea with Numerical Calculation*, Research Report, No. 35, the National Research Center for Disaster Prevention(in Japanese).
- Yoon, S.B. and Liu, P.L.-F., 1992. Numerical simulation of a distant small-scale tsunami, *Recent Advances in Marine Science and Technology*, PACON92, Pacific Congress on Marine Science & Technology, Kona, Hawaii, pp. 67-78.

Received April 8, 2002

Accepted May 18, 2002