Article

Boussinesq 방정식을 이용한 동해지진해일 수치실험 연구

김성대^{1*} · 정경태² · 박수영¹¹한국해양연구원 해양자료정보실²한국해양연구원 연안개발연구본부

(425-600) 경기도 안산시 안산우체국 사서함 29

A Study on the Numerical Simulation of the Seismic Sea Waves in the East Sea based on the Boussinesq Equation

Sung-Dae Kim^{1*}, Kyung Tae Jung², and Soo-Young Park¹¹*Ocean Data and Information Division, KORDI*²*Coastal Engineering Research Department, KORDI**Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea*

Abstract : Most seismic sea waves in the East Sea originate from earthquakes occurring near the Japanese west coast. While the waves propagate in the East Sea, they are deformed by refraction, diffraction and scattering. Though the Boussinesq equation is most applicable for such wave phenomena, it was not used in numerical modelling of seismic sea waves in the East Sea. To examine characteristics of seismic sea waves in the East Sea, numerical models based on the Boussinesq equation are established and used to simulate recent tsunamis. By considering Ursell parameter and Kajiura parameter, it is proved that Boussinesq equation is a proper equation for seismic sea waves in the East Sea. Two models based on the Boussinesq equation and linear wave equation are executed with the same initial conditions and grid size (1 min $\times$ 1 min), and the results are compared in various respects. The Boussinesq equation model produced better results than the linear model in respect to wave propagation and concentration of wave energy. It is also certified that the Boussinesq equation model can be used for operational purpose if it is optimized. Another Boussinesq equation model whose grid size is 40 sec $\times$ 30 sec is set up to simulate the 1983 and 1993 tsunamis. As the result of simulation, new propagation charts of 2 seismic sea waves focused on the Korean east coast are proposed. Even though the 1983 and 1993 tsunamis started at different areas, the propagation paths near the Korean east coast are similar and they can be distinguished into 4 paths. Among these, total energy and propagating time of the waves passing over North Korea Plateau(NKP) and South Korea Plateau(SKP) determine wave height at the Korean east coast. In case of the 1993 tsunami, the wave passing over NKP has more energy than the wave over SKP. In case of the 1983 tsunami, the huge energy of the wave passing over SKP brought about great maximum wave heights at Mukho and Imwon. The Boussinesq equation model established in this study is more useful for simulation of seismic sea waves near the Korean east coast than it is the Japanese coast. To improve understanding of seismic sea waves in shallow water, a coastal area model based on the Boussinesq equation is also required.

Key words : seismic sea wave, tsunami, East Sea, Boussinesq equation, numerical modelling

*Corresponding author. E-mail : sdkim@kordi.re.kr

1. 서론

지진해일은 해저지진으로 인한 순간적인 해수면의 대규모 변동에 의해 형성되는 중력파로, 해저화산폭발이나 핵실험 등에 의해 유발되는 중력파까지 포함하여 Tsunami라 부르기도 한다(Murty 1977). 풍파와는 달리 지진해일파는 매우 빠른 속도로 전파하는 장주기파로 심해역에서는 1 m 정도의 파고에 불과하지만 천해역에 도달하면 속도는 감소하고 파고는 굴절, 간섭, 공명 등의 현상에 의해 급격히 증가한다(Lisitzin 1974).

동해에서 발생하여 우리나라에 많은 영향을 준 지진해일로는 1964년 니이카다지진, 1983년 동해중부지진, 1993년 북해도남서외해지진이 있다(Fig. 1). 1964년 6월 16일에 일본 니이카타 외해에서 발생한 규모 7.5의 지진은 우리나라 동해안에서 관측되었지만 지진규모에 비해 작은 크기의 해일파만 기록되었다. 1983년 5월 26일에 일본 아키타현 서측 외해에서 발생한 규모 7.7의 지진은 거대한 지진해일을 동반하였다. 이 지진해일로 울릉도 서북해안의 현포동에 3~5 m의 해일파가 도달하였으며 임원리에는 3.6~4 m의 해일파가 도달하여 최대피해가 발생하였다. 1993년 7월 12일에 일본 북해도 남서외해에서 규모 7.8의 지진이 발생하여 오키시리 서해안에 31.7 m의 최고 범람고를 기록하였다. 우리나라 동해안에서는 1983년에 해일피해가 컸던 임원에서 최고수위 2.13 m가 관측되었고, 부구에서 최고수위 2.56 m가 기록되었다. 1993년 지진은

Fig. 1. Location of the tsunami-genic earthquakes occurred in the East Sea (Takeuchi 1998).

Fig. 2. Topography of the East Sea.

UB-Ulleung Basin, JB-Japan Basin, YB-Yamato Basin, NYR-North Yamato Rise, YR-Yamato Rise, NKP-North Korea Plateau, SKP-South Korea Plateau.

1983년 지진보다 큰 규모의 지진이었지만 우리나라 동해안에는 상대적으로 적은 영향을 주었다. 이렇게 1983년 지진해일이 우리나라 동해안에 크게 나타나는 현상에 대하여 동해 중앙부의 대화퇴에 의한 렌즈효과라고 지적하고 있다(이와 추 1998).

동해는 반폐쇄된 북태평양의 연해로서, 대한해협, 쓰가루 해협, 라페로스(소야) 해협, 타타르 해협을 통해 북태평양과 연결된다(Fig. 2). 동해의 해저지형은 대략 북위 40도를 중심으로 북부와 남부로 나눌 수 있다. 북부의 해저지형은 깊고 평평한 일본분지가 있고 남쪽의 해저지형은 울릉도, 독도 및 오끼 섬 등으로 복잡하며 대화퇴를 중심으로 서쪽의 울릉분지와 동쪽의 야마토 분지가 있다(신 1999).

우리나라 동해안 해역에서 가장 두드러진 지형은 수심 1000 m~1500 m 정도로 상대적으로 얕은 북쪽과 남쪽에 있는 두 한국대지 지역으로, 북부한국대지는 북동-남서방향으로 뻗어 있고, 남부한국대지는 동-서 방향으로 뻗어 있다(Fig. 3). 두 한국대지 사이에는 수심 3000 m 이상의 심해지역이 있어 상대적으로 빠른 파의 전파가 예상된다. 연안지역에서는 강릉 이남으로 수심 1000 m 이하인 지역이 상대적으로 넓게 자리하고 있어 지진해일파의 증폭이 예상되며, 특히, 임원 앞에는 수심 200 m 이하의 돌출지역이 있어, 오 등(1993)은 1983년 지진해일이 임원에서 크게 나타난 원인으로 이러한 해저지형 특성을 지목하였다.

동해 지진해일의 전체적인 거동양상을 파악하기 위한 수치모델 연구가 여러 차례 시도되었으며(Aida 1969; Shuto et al. 1986; Tsuji 1986), Shuto(1990)는 지진해일 수치모델에 관련하여 발생, 전파, 연안에서의 범람에 관하여 주요 문제점들을 검토하였다. 지진해일 수치모델에서

Fig. 3. Bottom topography of the Korean east coast.

의 문제점은 적절한 크기의 격자 선택 및 분산효과의 포함방법이다. 파를 제대로 재현하기 위하여는 한 파장의 파가 20개 이상의 격자에 포함되도록 격자크기를 조절하여야 한다. 분산효과의 포함여부에 대한 기준은 Kajiura (1963)가 제시한 바 있으며 Murty(1977)는 지진해일에 대한 Boussinesq 방정식의 적용 필요성을 설명하였고, 최와 이(1993), 최 등(1994)에서는 Boussinesq 방정식을 사용해야 하지만 계산시간이 많이 걸리는 단점을 지적하였다. 지진해일 전파과정에서의 분산효과를 선형장파방정식에 포함하기 위한 노력으로는 Imamura가 제시한 Imamura number가 있는데, 이는 수치적인 분산으로 물리적인 분산을 대체할 수 있는 격자간격 설정의 기준이다.

동해에서 발생한 지진해일에 대한 수치실험이 Aida (1969)에 의해 시도된 이후로 일본학자들이 수행한 실험들(Shuto 1986; Tsuji *et al.* 1986; Satake and Shimazaki 1988; Sato 1996)은 일본 근해의 지진해일 발생, 연안의 파고 등에 초점이 맞춰져 있었다. 우리나라 동해안에서의 지진해일 현상을 규명하기 위한 수치실험으로는 최와 이(1993), 최 등(1994)의 연구가 있는데 각각 1983년과 1993년 지진해일에 대한 수치실험을 수행하였다. 동 실험에서는 구형좌표계의 선형장파방정식을 사용하였는데 격자망을 구성하는 단계에서 Imamura Number를 이용하여 분산효과를 대체하고자 하였다. 또한, 동해연안에 대하여 2단계에 걸친 격자크기를 축소한 모형을 수립하여 동해안

의 지진해일을 상세히 재현하고자 하였다.

일본 동북대 재해제어연구센터에서 수행한 TIME (Tsunami Inundation Modelling Exchange) 사업의 일환으로 Unesco(1997)는 지진해일의 재현을 위한 수치모델링 방법을 정리하여 책자로 발간하였는데, 지진해일의 수치실험을 위한 기본 방정식, 차분식, 동적연결방법, 원거리 지진해일 및 근거리 지진해일용 프로그램 코드 등을 수록하고 있다. 우리나라 동해안의 지진해일에 중점을 둔 수치모델연구에서 이와 추(1998), 이와 김(1999)은 전체적으로 Unesco(1997)가 제시한 방법을 따르고 있다.

이와 추(1998)는 동해를 1.11 km 크기(1170×1170)의 격자망으로 구성하고 선형장파방정식을 이용하여 1964년 니이카타 지진해일, 1983년 동해중부 지진해일, 1993년 북해도남서외해 지진해일에 대한 수치실험을 실시하여 지진해일의 전파모식도를 제시하였다(Fig. 4). 이와 김(1999)은 동적연결방법을 사용하여 1993년 지진해일을 모의했는데 격자의 동서, 남북방향 길이를 1/3로 줄이는 세분화를 3단계 거쳐 세부모형을 구성하였으며 임원항 부근에서는 범람모형을 실험하였다.

기존 지진해일 수치계산 모형들이 선형장파방정식과 비선형장파방정식을 이용하고 있으므로 파수분산에 의한 파의 변형을 정확히 모의하는데 어려움이 있다. 특히 동해와 같이 수심변화가 심하고 곳곳에 천해역이 존재하는 해역에서 발생하는 굴절, 회절, 반사 등의 분산효과를 재현하는데는 한계가 있으므로, 동해 지진해일의 전파과정을 보다 정확히 모의하기 위해서는 Boussinesq 방정식의 도입이 요구된다. 그 동안 Boussinesq 모델 수행의 걸림돌이었던 많은 계산시간은 컴퓨터시스템의 급속한 발전으로 인

Fig. 4. Propagation charts of the seismic sea waves in the East Sea suggested by Lee and Chu (1998).

해 상당히 해소되어 Boussinesq 모델의 수행에 큰 무리가 없다. 따라서, 본 논문에서는 Boussinesq 방정식을 이용한 지진해일 모델을 수립하고 이를 이용하여 1983년과 1993년 지진해일을 중심으로 동해에서 발생한 지진해일의 전파과정을 검토하였다.

2. 동해지진해일과 Boussinesq 방정식

Boussinesq 방정식

3차원 운동방정식으로부터 거의 수평적인 흐름(nearly horizontal flow)에 대한 방정식을 유도하는 과정에서 흔히 정수압(hydrostatic) 조건이 도입되며, 이는 수직방향 속도가 수심에 따라 변화가 없다고 가정하는 것이다(Abbott 1979). 이 경우, 파랑의 수평방향 전파는 파형태(wave-like)를 갖는 반면 수직방향의 변화는 그렇지 못하므로, 수평방향과 수직방향의 변화가 서로 영향을 미치는 파랑의 재현에 한계가 있다(Dingemans 1997). 따라서, 정수압조건에서 유도한 파랑방정식으로 설명 가능한 파랑이 제한적이며 수치모델링으로 해양의 파랑현상을 모의하는데 어려움을 유발하기도 한다(Abbott et al. 1978).

1872년에 Boussinesq는 등수심 조건에서 수직방향의 가속이 있는 경우에 2차원 흐름을 표현하는 방정식을 유도하였는데, 수직방향의 속도를 해저면에서 0으로 가정하고 해수면에 가까워짐에 따라 선형적으로 증가하여 해수면에서 최대값이 되도록 하였다(Abbott 1979). Boussinesq 이후에 수직방향 가속에 대한 가정을 약간씩 달리하는 방정식들이 유도되었는데 이런 방정식을 Boussinesq-type 방정식이라고 통칭하며 다양한 형태의 Boussinesq like 방정식들이 사용되고 있다(Dingemans 1997). 한편, Peregrine (1967)은 수심변화가 있는 경우에도 적용 가능한 Boussinesq 방정식을 개발하였는데, 비선형의 매개변수인 $\varepsilon(=\eta/h, \eta$: 파고, h : 수심)과 분산성의 매개변수인 $\mu(=h^2/L^2, L$: 파장)가 $O(\varepsilon) \approx O(\mu)$ 의 관계가 있다고 가정하고, 급수전개법과 섭동법을 이용하여 $O(\eta/h, h^2/L^2)$ 까지 계산할 수 있는 비선형의 식을 유도하였다(이 등 1999; Dingemans 1997). 이렇게 개발한 방정식이 일반형 Boussinesq 방정식이며 식(1) 및 식 (2)와 같다.

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \nabla \cdot [(h + \eta)\bar{\mathbf{u}}] = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial \bar{\mathbf{u}}}{\partial t} + g \nabla \eta + (\bar{\mathbf{u}} \cdot \nabla) \bar{\mathbf{u}} = \frac{1}{2} h \frac{\partial}{\partial t} \nabla [\nabla \cdot (h \bar{\mathbf{u}})] - \frac{1}{6} h^2 \frac{\partial}{\partial t} \nabla (\nabla \cdot \bar{\mathbf{u}}) \quad (2)$$

이 방정식은 심해역에서 천해역으로 파가 전파하면서 굴절, 회절, 반사, 천수효과 등에 의해 변형되는 효과를 설

명할 수 있으며, 불규칙적이고 다방향으로 전파하는 파에도 적용 가능하다. 또한, 파랑의 비선형성(weakly nonlinear)과 분산성(weakly dispersive)을 포함하므로, 다른 파수의 파성분 간의 에너지 전달, 각 파성분의 변형, 불규칙파의 천수효과 등을 설명할 수 있다(Nwogu 1993). 또한, 일반형 Boussinesq 방정식은 여러 학자들에 의해 쇄파현상, 파랑기원 해류, 퇴적물 이동 등으로 적용범위가 확장되었다(Abbott et al. 1978).

그러나, 이 방정식은 상대적으로 천수인 지역에서만 사용 가능한 단점이 있다. Madsen et al.(1991)은 다양한 형태의 Boussinesq 방정식에 대하여 실제적인 적용한계를 검토하면서 선형분산관계식으로 구한 속도에서 5%의 에러를 오차허용범위로 정하고 각 방정식의 적용한계를 계산하였다. 위에서 제시한 식은, 파속(phase speed) 기준으로는 수심과 파장의 비(h/L)가 0.22 이하인 경우 오차가 5% 미만으로 파랑현상을 재현할 수 있다. 동해 지진해일 파의 최소주기를 2분으로 가정한다면 수심 10 m인 지역에서 수심과 파장의 비는 0.08, 수심 4000 m에서는 0.16이다. 따라서, 동해의 지진해일에 Boussinesq 방정식을 적용하는 경우에 일반형 방정식을 이용하는 것이 가능하다.

일반형 Boussinesq 방정식에 의한 파속을 선형방정식의 파속으로 normalize하면 식 (3)로 표현할 수 있으며, 엄밀 분산관계식에 의한 파속을 선형방정식의 파속으로 normalize하면 식 (4)와 같다(Madsen et al. 1991; Dingemans 1997). 선형방정식에 의한 속도는 파수와 관계없이 수심에 의해 결정되는 것에 비해 Boussinesq 방정식의 파속은 파수(wave number)의 함수이므로 각 파성분이 각기 다른 속도로 전파한다.

$$C_{bn}^2 = \frac{C_b^2}{gh} = \frac{1}{1 + \frac{1}{3} k^2 h^2} \quad (3)$$

$$C_n^2 = \frac{C^2}{gh} = \frac{\tanh kh}{kh} \quad (4)$$

여기서, C_{bn} : Boussinesq 방정식의 normalized 파속
 C_n : Exact Solution의 normalized 파속

위의 식을 kh 를 x 축으로 하는 그래프로 표현하면 Fig. 5와 같다. 전체적으로 Boussinesq 방정식이 선형방정식보다 엄밀해와의 오차가 작다. 동해 지진해일파의 최소주기 성분을 2분으로, 최대수심을 4000 m로 가정하여 계산하면 kh 의 범위는 0.004~1.298이므로 선형방정식은 엄밀해에 비해 최대 20%의 오차를 보이는 반면 Boussinesq 방정식은 훨씬 작은 오차를 갖는다. Boussinesq 방정식을 사용하는 경우에 다른 주기를 갖는 파성분은 서로 다른 속도로 전파하므로 엄밀해와의 오차도 각기 다르다. 지진해

Fig. 5. Comparison between the normalized phase speed of the Boussinesq equation and it of the linear equation.

Fig. 6. Comparison between the phase speed error of the Boussinesq equation and it of the linear equation.

일을 구성하는 파성분 중에서 2분, 3분, 5분, 10분 주기인 파의 수심에 따른 오차범위를 구하여 도시하면 Fig. 6과 같다. 수심 4000 m에서 Boussinesq 방정식에 의한 2분파의 최대 오차는 3% 미만이며, 3분과 이상에서는 엄밀해와 거의 일치한다.

동해 지진해일의 분산효과

Murty(1977)의 정리에 의하면 수평방향의 파장에 비해 수심이 작다는 조건에서 장파이론은 다음의 3가지 영역으로 나눌 수 있다.

- (1) 선형방정식(Linear Equation)
- (2) 유한진폭방정식(Finite Amplitude Equation)
- (3) Boussinesq-type 방정식 또는 Kortweg-de-Vries (KdV) 방정식

해석하고자 하는 파랑의 파장(L), 파고(η) 및 수심(h)에 따라 적용가능한 방정식을 결정할 수 있으며, 이를 위해 3가지 무차원 매개변수를 이용한다.

$$\varepsilon \equiv \frac{\eta}{h}$$

$$\mu \equiv \frac{h^2}{L^2}$$

$$U \equiv \frac{\varepsilon}{\mu} = \frac{\eta L^2}{h^3}$$

여기서, ε 은 진폭분산(amplitude dispersion)의 척도, μ 는 파수분산(frequency dispersion)의 척도이며, U (Ursell parameter)는 두 가지 분산의 상대적인 중요성을 표현한다. 일반적으로 진폭분산은 “비선형 효과”로, 파수분산은 “분산”으로 표현하기도 하는데, 파수분산은 서로 다른 파수를 갖는 파성분(wave component)은 서로 다른 속도로 전파함을 의미하고, 진폭분산은 해수면의 높은 부분이 더 빨리 전파해서 파형을 가파르게 만드는 현상이다. Ursell parameter의 크기에 따라 두 가지 분산의 중요성이 결정되며 기준은 다음과 같다.

- (1) $U \ll 1$: 진폭분산을 무시할 수 있으며 선형파랑이론을 적용할 수 있다.
- (2) $U \approx O(1)$: 진폭분산 및 파수분산이 모두 중요하므로, Boussinesq 방정식을 적용하여야 한다.
- (3) $U \gg 1$: 진폭분산이 중요하므로 유한진폭의 비선형 장파이론을 적용할 수 있다.

따라서, 지진해일파의 연구에 있어서 선형장파방정식 및 비선형장파방정식도 사용할 수도 있지만, 분산효과가 중요한 지역에서는 Boussinesq 방정식을 적용하여야 한다.

이상의 기준으로 동해에서 전파하는 지진해일파에 적용할 수 있는 파랑방정식을 알아보기 위해 동해의 실제 수심을 이용하여 Ursell parameter를 구하였다. 지진해일파의 2분, 5분, 10분, 20분 주기성분에 대하여 파고를 1 m로 가정하여 Ursell parameter를 분산관계식으로부터 구하였다. 분산관계식을 주기와 파장에 관한 식으로 변환하고(식 5), 반복계산법(iteration method)을 이용하여 각 주기 및 수심에 따른 파장을 계산한 후 Ursell parameter를 구하였다.

$$\frac{2\pi}{T^2} = \frac{g \tanh\left(\frac{2\pi h}{L}\right)}{L} \quad (5)$$

이렇게 구한 Ursell parameter의 분포를 도시한 Fig. 7에서, 주기가 2분, 5분인 경우에는 대화퇴를 비롯한 일부 지역에서 1에 가까운 값을 보이며, 10, 20분 주기에 대하여는 훨씬 넓은 지역에서 1에 가까운 값을 보이므로, 동해

Fig. 7. Distribution of Ursell parameters in the East Sea.

의 지진해일파를 모사하기 위해서는 Boussinesq 방정식을 도입하여야 한다.

Kajiura(1963)는 수치모델링에서 분산효과의 포함여부에 대한 기준을 제시하였는데, 식 (6)의 Pa 가 4보다 작은 경우에는 분산효과를 무시할 수 없다고 하였으며, 최와 이 (1993)는 1983년 지진해일에 대한 Pa 를 3.4로 제시하여 동해의 지진해일 전파에 분산효과를 무시할 수 없음을 보였다.

$$Pa = \left(\frac{6h}{R} \right)^{1/3} \left(\frac{a}{h} \right) \quad (6)$$

여기서, h : 수심

R : 지진해일파의 전파거리

a : 지진해일 파원역의 길이

이상에서 살펴본 바와 같이 동해의 지진해일 수치모델링에는 Boussinesq 방정식의 도입이 필요하지만, Boussinesq 방정식에는 공간 및 시간에 대한 3차 미분항이 포함되어 있어 양해법(Explicit Method)으로 해를 구하기 어렵다. 따라서 음해법(Implicit Method)을 사용해야 하는데 이 경우에는 많은 계산시간이 소요되므로 실용적인 재해 방지에 적용하기 어려운 것으로 여겨져 왔다.

본 연구에서는 그 동안 이루어졌던 수치분산으로 분산

효과를 대치하는 방법 대신에 직접 Boussinesq 방정식을 지배방정식으로 사용하여 동해 지진해일에 대한 수치실험을 수행하고자 한다. 최근 컴퓨터시스템의 급속한 성능향상으로 인해 개인용 컴퓨터에서도 Boussinesq 방정식을 적용한 수치모델링이 가능함을 확인하였으며 음해법의 장점인 시간간격 선택의 자유로움이 모델수행시간도 줄일 수 있다. 따라서, 분산효과를 포함하고 있는 Boussinesq 방정식과 음해법중 계산속도가 빠른 ADI(Alternating Direction Implicit) 방법을 이용하는 지진해일 수치모델을 수립하여 동해안에 접근하는 지진해일파의 거동양상을 정확히 모의하고자 한다.

3. Boussinesq 방정식 모델 구성

지배 방정식

Peregrine(1967)이 제시한 Boussinesq 방정식은 선형장파방정식에 진폭분산, 주파수분산에 대한 항이 포함된 형태이며, 이 식에 천해지역에서의 에너지흡수, 마찰 및 쇠파를 표현하는 항들을 추가하여 수치실험을 수행하기도 한다(이 등 1997). 본 연구는 지진해일파의 전파과정에서의 분산효과에 중점을 두고 있으므로 분산효과의 항들만 포함한 식을 사용하였다. 이 경우의 지배방정식은 식 (7)과 같다.

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial(Du)}{\partial x} + \frac{\partial(Dv)}{\partial y} &= 0 \\
 \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} - fv &= \\
 \frac{h}{2} \left\{ \frac{\partial^3(hu)}{\partial x^2 \partial t} + \frac{\partial^3(hv)}{\partial x \partial y \partial t} \right\} - \frac{h^2}{6} \left\{ \frac{\partial^3 u}{\partial x^2 \partial t} + \frac{\partial^3 v}{\partial x \partial y \partial t} \right\} \\
 \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + g \frac{\partial \eta}{\partial y} + fu &= \\
 \frac{h}{2} \left\{ \frac{\partial^3(hv)}{\partial y^2 \partial t} + \frac{\partial^3(hu)}{\partial x \partial y \partial t} \right\} - \frac{h^2}{6} \left\{ \frac{\partial^3 v}{\partial y^2 \partial t} + \frac{\partial^3 u}{\partial x \partial y \partial t} \right\}
 \end{aligned} \quad (7)$$

여기서, $D = h + \eta$

$f = 2\Omega \sin \phi$

u, v : x, y 방향의 평균유속

η : 해수면높이

h : 수심

g : 중력가속도

ϕ : 위도

$\Omega = 7.29 \times 10^{-5}$

유한차분식

Boussinesq 방정식은 해석해를 구할 수 없으므로 수식의 개발과정에서부터 수치해석 방법이 함께 개발된다 (Abbott 1978; Madsen *et al.* 1991; 이 등 1997; Hiraishi *et al.* 1995). 여기서는 이 등(1997)이 제시한 유한차분식의 첨자규칙을 일부 변경하여 사용하였다. Fig. 8의 staggered 격자체계에서 유한차분식을 전개하였다.

ADI 해법에서는 x 방향과 y 방향으로 번갈아 가면서 유속장 및 해수면높이를 계산하는데, x 방향계산(x -sweep)에서는 연속방정식과 x 방향의 운동방정식을 연립하며 y 방향계산(y -sweep)에서는 연속방정식과 y 방향의 운동방정

Fig. 8. Staggered grid system for the Boussinesq equation model.

식을 연립한다.

x -sweep에서의 유한차분식을 전개한 후 u 의 $n+1$ 스텝 항들 ($u_{i-1,j}^{n+1}, u_{i,j}^{n+1}, u_{i+1,j}^{n+1}$) 을 좌변에, u 의 n 스텝 항들 ($u_{i-1,j}^n, u_{i,j}^n, u_{i+1,j}^n$) 과 나머지 항을 우변에 모아 정리하면 식 (8)과 같다.

$$\begin{aligned}
 A_i u_{i-1,j}^{n+1} + B_i u_{i,j}^{n+1} + C_i u_{i+1,j}^{n+1} \\
 = D_i u_{i-1,j}^n + E_i u_{i,j}^n + F_i u_{i+1,j}^n + G_i
 \end{aligned} \quad (8)$$

여기서,

$$\begin{aligned}
 A_i &= -\frac{\Delta t}{8\Delta x} (u_{i-1,j}^n + u_{i,j}^n) - \frac{g}{4} \left(\frac{\Delta t}{\Delta x} \right)^2 u D_{i-1,j}^* \\
 &\quad - \frac{1}{2\Delta x^2} u h_{i,j} u h_{i-1,j} + \frac{1}{6\Delta x^2} u h_{i,j}^2 \\
 B_i &= 1 + \frac{\Delta t}{8\Delta x} (u_{i+1,j}^n - u_{i-1,j}^n) + \frac{g}{2} \left(\frac{\Delta t}{\Delta x} \right)^2 u D_{i,j}^* + \frac{2}{3\Delta x^2} u h_{i,j}^2 \\
 C_i &= \frac{\Delta t}{8\Delta x} (u_{i,j}^n + u_{i+1,j}^n) - \frac{g}{4} \left(\frac{\Delta t}{\Delta x} \right)^2 u D_{i+1,j}^* \\
 &\quad - \frac{1}{2\Delta x^2} u h_{i,j} u h_{i+1,j} + \frac{1}{6\Delta x^2} u h_{i,j}^2 \\
 D_i &= \frac{g}{4} \left(\frac{\Delta t}{\Delta x} \right)^2 u D_{i-1,j}^* - \frac{1}{2\Delta x^2} u h_{i,j} u h_{i-1,j} + \frac{1}{6\Delta x^2} u h_{i,j}^2 \\
 E_i &= 1 - \frac{g}{2} \left(\frac{\Delta t}{\Delta x} \right)^2 u D_{i,j}^* + \frac{2}{3\Delta x^2} u h_{i,j}^2 \\
 F_i &= \frac{g}{4} \left(\frac{\Delta t}{\Delta x} \right)^2 u D_{i+1,j}^* - \frac{1}{2\Delta x^2} u h_{i,j} u h_{i+1,j} + \frac{1}{6\Delta x^2} u h_{i,j}^2 \\
 G_i &= -\frac{\Delta t}{4\Delta y} \left\{ \left(v_{i-1,j+1}^n + v_{i,j+1}^n \right) \left(u_{i,j+1}^n - u_{i,j}^n \right) \right. \\
 &\quad \left. + \left(v_{i-1,j}^n + v_{i,j}^n \right) \left(u_{i,j}^n - u_{i,j-1}^n \right) \right\} \\
 &\quad - g \frac{\Delta t}{\Delta x} (\eta_{i,j}^n - \eta_{i-1,j}^n) \\
 &\quad + \frac{g}{4\Delta x \Delta y} \left\{ v D_{i,j+1}^* \left(v_{i,j+1}^{n+\frac{1}{2}} + v_{i,j+1}^{n-\frac{1}{2}} \right) - v D_{i,j}^* \left(v_{i,j}^{n+\frac{1}{2}} + v_{i,j}^{n-\frac{1}{2}} \right) \right\} \\
 &\quad - \frac{g}{4\Delta x \Delta y} \left\{ v D_{i-1,j+1}^* \left(v_{i-1,j+1}^{n+\frac{1}{2}} + v_{i-1,j+1}^{n-\frac{1}{2}} \right) \right. \\
 &\quad \left. - v D_{i-1,j}^* \left(v_{i-1,j}^{n+\frac{1}{2}} + v_{i-1,j}^{n-\frac{1}{2}} \right) \right\} \\
 &\quad + \frac{1}{2\Delta x \Delta y} u h_{i,j} \left\{ v h_{i,j+1} \left(v_{i,j+1}^{n+\frac{1}{2}} - v_{i,j+1}^{n-\frac{1}{2}} \right) \right.
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
& -v h_{i,j} \left(v_{i,j}^{n+\frac{1}{2}} - v_{i,j}^{n-\frac{1}{2}} \right) - v h_{i-1,j+1} \left(v_{i-1,j+1}^{n+\frac{1}{2}} - v_{i-1,j+1}^{n-\frac{1}{2}} \right) \\
& + v h_{i-1,j} \left(v_{i-1,j}^{n+\frac{1}{2}} - v_{i-1,j}^{n-\frac{1}{2}} \right) \Big\} \\
& - \frac{1}{6\Delta x \Delta y} u_{i,j}^2 \left\{ \left(v_{i,j+1}^{n+\frac{1}{2}} - v_{i,j+1}^{n-\frac{1}{2}} \right) - \left(v_{i,j}^{n+\frac{1}{2}} - v_{i,j}^{n-\frac{1}{2}} \right) \right. \\
& \quad \left. - \left(v_{i-1,j+1}^{n+\frac{1}{2}} - v_{i-1,j+1}^{n-\frac{1}{2}} \right) + \left(v_{i-1,j}^{n+\frac{1}{2}} - v_{i-1,j}^{n-\frac{1}{2}} \right) \right\} \\
& + \frac{f\Delta t}{4} \left(v_{i-1,j}^{n+\frac{1}{2}} + v_{i,j}^{n+\frac{1}{2}} + v_{i-1,j+1}^{n+\frac{1}{2}} + v_{i,j+1}^{n+\frac{1}{2}} \right)
\end{aligned}$$

이렇게 정리한 식을 Matrix로 표현하면 식 (9)와 같이 Tri-Diagonal Matrix가 된다. 이 Matrix는 Carnahan *et al.*(1969)과 Press *et al.*(1988)에서 제시하고 있는 재귀적인 방법을 이용하면 비교적 신속하고 안정적으로 해를 구할 수 있다.

$$\begin{pmatrix} B_0 & C_0 & 0 & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & 0 \\ A_1 & B_1 & C_1 & 0 & \cdots & \cdots & \cdots & \cdot \\ 0 & A_2 & B_2 & C_2 & 0 & \cdots & \cdots & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \end{pmatrix} \begin{pmatrix} u_{0,j}^{n+1} \\ u_{1,j}^{n+1} \\ u_{2,j}^{n+1} \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ u_{nx,j}^{n+1} \\ u_{nx+1,j}^{n+1} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} E_0 & F_0 & 0 & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & 0 \\ D_1 & E_1 & F_1 & 0 & \cdots & \cdots & \cdots & \cdot \\ 0 & D_2 & E_2 & F_2 & 0 & \cdots & \cdots & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \end{pmatrix} \begin{pmatrix} u_{0,j}^n \\ u_{1,j}^n \\ u_{2,j}^n \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ u_{nx,j}^n \\ u_{nx+1,j}^n \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} G_0 \\ G_1 \\ G_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ G_{nx} \\ G_{nx+1} \end{pmatrix} \quad (9)$$

y-sweep에서는 v 의 $n+\frac{3}{2}$ 스텝 항들 $\left(v_{i,j-1}^{n+\frac{3}{2}}, v_{i,j}^{n+\frac{3}{2}}, v_{i,j+1}^{n+\frac{3}{2}} \right)$ 을 좌변에, v 의 $n+\frac{1}{2}$ 스텝 항들 $\left(v_{i,j-1}^{n+\frac{1}{2}}, v_{i,j}^{n+\frac{1}{2}}, v_{i,j+1}^{n+\frac{1}{2}} \right)$ 과 나머지 항을 우변에 모아 정리하면 식 (10)과 같다.

$$\begin{aligned}
& A_j v_{i,j-1}^{n+\frac{3}{2}} + B_j v_{i,j}^{n+\frac{3}{2}} + C_j v_{i,j+1}^{n+\frac{3}{2}} \\
& = D_j v_{i,j-1}^{n+\frac{1}{2}} + E_j v_{i,j}^{n+\frac{1}{2}} + F_j v_{i,j+1}^{n+\frac{1}{2}} + G_j
\end{aligned} \quad (10)$$

여기서,

$$\begin{aligned}
A_j &= -\frac{\Delta t}{8\Delta y} \left(v_{i,j-1}^{n+\frac{1}{2}} + v_{i,j}^{n+\frac{1}{2}} \right) - \frac{g}{4} \left(\frac{\Delta t}{\Delta y} \right)^2 v D_{i,j-1}^* \\
& \quad - \frac{1}{2\Delta y^2} h_{i,j} v h_{i,j-1} + \frac{1}{6\Delta y^2} v h_{i,j}^2
\end{aligned}$$

$$B_j = 1 + \frac{\Delta t}{8\Delta y} \left(v_{i,j+1}^{n+\frac{1}{2}} - v_{i,j-1}^{n+\frac{1}{2}} \right) + \frac{g}{2} \left(\frac{\Delta t}{\Delta y} \right)^2 v D_{i,j}^* + \frac{2}{3\Delta y^2} v h_{i,j}^2$$

$$\begin{aligned}
C_j &= \frac{\Delta t}{8\Delta y} \left(v_{i,j}^{n+\frac{1}{2}} + v_{i,j+1}^{n+\frac{1}{2}} \right) - \frac{g}{4} \left(\frac{\Delta t}{\Delta y} \right)^2 v D_{i+1,j}^* \\
& \quad - \frac{1}{2\Delta y^2} h_{i,j} v h_{i,j+1} + \frac{1}{6\Delta y^2} v h_{i,j}^2
\end{aligned}$$

$$D_j = \frac{g}{4} \left(\frac{\Delta t}{\Delta y} \right)^2 v D_{i,j-1}^* - \frac{1}{2\Delta y^2} h_{i,j} v h_{i,j-1} + \frac{1}{6\Delta y^2} v h_{i,j}^2$$

$$E_j = 1 - \frac{g}{2} \left(\frac{\Delta t}{\Delta y} \right)^2 v D_{i,j}^* + \frac{2}{3\Delta y^2} v h_{i,j}^2$$

$$F_j = \frac{g}{4} \left(\frac{\Delta t}{\Delta y} \right)^2 v D_{i,j+1}^* - \frac{1}{2\Delta y^2} h_{i,j} v h_{i,j+1} + \frac{1}{6\Delta y^2} v h_{i,j}^2$$

$$\begin{aligned}
G_j &= -\frac{\Delta t}{4\Delta x} \left\{ \left(u_{i+1,j-1}^{n+1} + u_{i+1,j}^{n+1} \right) \left(v_{i+1,j}^{n+\frac{1}{2}} - v_{i,j}^{n+\frac{1}{2}} \right) \right. \\
& \quad \left. + \left(u_{i,j-1}^{n+1} + u_{i,j}^{n+1} \right) \left(v_{i,j}^{n+\frac{1}{2}} - v_{i-1,j}^{n+\frac{1}{2}} \right) \right\}
\end{aligned}$$

$$- g \frac{\Delta t}{\Delta y} \left(\eta_{i,j}^{n+\frac{1}{2}} - \eta_{i,j-1}^{n+\frac{1}{2}} \right)$$

$$+ \frac{g}{4\Delta x \Delta y} \{ u D_{i+1,j}^* (u_{i+1,j}^{n+1} + u_{i+1,j}^n) - u D_{i,j}^* (u_{i,j}^{n+1} + u_{i,j}^n) \}$$

$$\begin{aligned}
& - \frac{g}{4\Delta x \Delta y} \{ u D_{i+1,j-1}^* (u_{i+1,j-1}^{n+1} + u_{i+1,j-1}^n) \\
& \quad - u D_{i,j-1}^* (u_{i,j-1}^{n+1} + u_{i,j-1}^n) \}
\end{aligned}$$

$$+ \frac{1}{2\Delta x \Delta y} h_{i,j} \{ u h_{i+1,j} (u_{i+1,j}^{n+1} - u_{i+1,j}^n)$$

$$- u h_{i+1,j-1} (u_{i+1,j-1}^{n+1} - u_{i+1,j-1}^n) - u h_{i,j} (u_{i,j}^{n+1} - u_{i,j}^n)$$

$$+ u h_{i-1,j} (u_{i-1,j}^{n+1} - u_{i-1,j}^n) \}$$

$$- \frac{1}{6\Delta x \Delta y} h_{i,j}^2 \{ (u_{i+1,j}^{n+1} - u_{i+1,j}^n) - (u_{i,j}^{n+1} - u_{i,j}^n)$$

$$- (u_{i+1,j-1}^{n+1} - u_{i+1,j-1}^n) + (u_{i,j-1}^{n+1} - u_{i,j-1}^n) \}$$

$$- \frac{f\Delta t}{4} (u_{i+1,j}^{n+1} + u_{i,j}^{n+1} + u_{i+1,j-1}^{n+1} + u_{i,j-1}^{n+1})$$

Matrix로 표현하면 식 (11)의 Tri-Diagonal Matrix가 되

며 x-sweep에서와 같은 방법으로 해를 구할 수 있다.

$$\begin{pmatrix} B_0 & C_0 & 0 & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & 0 \\ A_1 & B_1 & C_1 & 0 & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ 0 & A_2 & B_2 & C_2 & 0 & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & 0 & A_{ny} & B_{ny} & C_{ny} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & 0 & A_{ny+1} & B_{ny+1} & \cdot \end{pmatrix} \begin{pmatrix} u_{i,0}^{n+\frac{3}{2}} \\ v_{i,1}^{n+\frac{3}{2}} \\ v_{i,2}^{n+\frac{3}{2}} \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ v_{i,ny}^{n+\frac{3}{2}} \\ v_{i,ny+1}^{n+\frac{3}{2}} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} E_0 & F_0 & 0 & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & 0 \\ D_1 & E_1 & F_1 & 0 & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ 0 & D_2 & E_2 & F_2 & 0 & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & 0 & D_{ny} & E_{ny} & F_{ny} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & 0 & D_{ny+1} & E_{ny+1} & \cdot \end{pmatrix} \begin{pmatrix} v_{i,0}^{n+\frac{1}{2}} \\ v_{i,1}^{n+\frac{1}{2}} \\ v_{i,2}^{n+\frac{1}{2}} \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ v_{i,ny}^{n+\frac{1}{2}} \\ v_{i,ny+1}^{n+\frac{1}{2}} \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} G_0 \\ G_1 \\ G_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ G_{nx} \\ G_{nx+1} \end{pmatrix} \quad (11)$$

계산방법

이상에서 전개한 유한차분식을 이용하여 유속장과 해수면변동을 계산하는데, x-sweep에서는 u^n , $v^{n+\frac{1}{2}}$, $\eta^{n-\frac{1}{2}}$, η^n 로부터 u^{n+1} 과 $\eta^{n+\frac{1}{2}}$ 을 계산한다. 결국, u 는 $u^n \rightarrow u^{n+1}$ 로 Δt 만큼 전진되며 η 는 $\eta^n \rightarrow \eta^{n+\frac{1}{2}}$ 로 $\frac{1}{2}\Delta t$ 만큼 전진된다. y-sweep에서는 $v^{n+\frac{1}{2}}$, u^n , u^{n+1} , $\eta^{n+\frac{1}{2}}$ 을 이용하여 $v^{n+\frac{3}{2}}$ 과 η^{n+1} 을 계산하므로, v 는 $v^{n+\frac{1}{2}} \rightarrow v^{n+\frac{3}{2}}$ 로 Δt 만큼 전진시키고 η 는 $\eta^{n+\frac{1}{2}} \rightarrow \eta^{n+1}$ 로 $\frac{1}{2}\Delta t$ 만큼 전진시킨다. 결

Fig. 9. Computation steps of the Boussinesq equation model.

과적으로 해수면 변위는 x-sweep과 y-sweep에서 모두 계산되므로 $\frac{1}{2}\Delta t$ 의 시간간격으로 구하게 된다. 이상의 계산 순서를 정리하면 Fig. 9와 같다.

4. 선형방정식 모델과의 비교

선형방정식 모델

Boussinesq 방정식 모델의 수행결과를 선형방정식 모델의 결과와 비교하기 위해 마찰항을 무시한 선형장파방정식을 사용하여 선형방정식 모델을 수립하였다.

지배방정식은 식 (12)와 같다.

$$\begin{aligned} \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} &= 0 \\ \frac{\partial U}{\partial t} + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} - fV &= 0 \\ \frac{\partial V}{\partial t} + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + fU &= 0 \end{aligned} \quad (12)$$

선형장파방정식을 이용한 지진해일 수치모델링에서 많이 사용되고 있는 Staggered Leap-frog Scheme(Fig. 10)에 의해 유한차분식을 전개하여 모델을 구성하였다

수치모형 구성

동일조건의 두가지 모델을 구성하기 위해 동경 $127^\circ \sim 142^\circ$, 북위 $35^\circ \sim 45^\circ$ 의 동해영역에 1분 간격의 격자체계를 구성하였다. 총 격자수는 540,000개(900×600)로 Δx 는 북위 35° 에서 1,518 m, 북위 45° 에서 1,311 m로 위도에 따라 크기가 변하고 Δy 는 1,853 m이다. 위도 및 경도의 1분 간격으로 격자망을 구성하면 전체적으로 직교좌표계가 아니므로 좌표계에 따른 곡률효과를 고려하여야 하는데, 지진해일의 경우에 곡률효과를 포함하는 항들의 크기가 상대적으로 작으므로 무시할 수 있다. Boussinesq 방정식에서는 음해법을 사용하므로 시간간격의 선택이 자유롭지만, 양해법을 사용하는 선형모델에서는 CFL조건($\Delta t < \Delta x / \sqrt{2gh}$)을 만족해야 하며, 본 모델의 격자체계에서 CFL 조건이 4.68초이다. 육지경계에서는 완전반사조건을 적용하였으며 총 모델수행시간은 3시간 30분으로 설정하

Fig. 10. Staggered Leap-frog scheme for the linear model.

였다. 본 모델에서 외해경계가 북쪽과 남쪽에만 있으며 북쪽 외해경계에서는 선형모델에 식 (13), Boussinesq 방정식 모델에 식 (14)을 적용하였다.

$$v_{j=n+1} = \sqrt{\frac{g}{(h + \eta_{j=n})}} \eta_{j=n} \quad (13)$$

$$\begin{cases} v_{j=n+1} = v_{j=n} \\ u_{j=n+1} = u_{j=n} \\ \eta_{j=n+1} = \eta_{j=n} \end{cases} \quad (14)$$

모델수행조건을 정리하면 Table 1과 같으며 격자 및 중심구조는 Fig. 11과 같다.

초기조건

지진해일의 수치모델에서는 모든 모델영역이 초기에는 정지상태인 것으로 설정한다. 지진해일이 발생한 지역에 일정한 크기의 해수면 변위를 초기조건으로 부여한 후 이로 인해 생기는 해수면 및 유속의 변화를 계산한다. 지진해일 수치모델에서는 Manshinha and Smylie(1971) 모형을 초기조건으로 많이 채택한다. 즉, 지진기록 및 조위기록을 바탕으로 단층 parameter를 구하고 이를 이용하여 해저면변위를 계산하며 이를 지진해일의 초기 해수면변위로 가정한다. Aida(1984)는 1983년 동해중부지진의 초기 해수면 계산을 위한 수 차례의 수치실험을 통해 Aida 10

Table 1. Computation conditions for two Tsunami models.

Model area	127°E~142°E, 35°N~45°N
Grid size	1' (dx; 1,311 m~1,518 m, dy; 1,853 m)
Number of grid	900 × 600
Time interval	1 sec
Simulation time	3 hour 30 minute
Land boundary	Perfect reflection

Fig. 11. Bottom topography and grid structure for the Tsunami models.

모델을 1983년 지진해일의 초기 해수면으로 제안하였으며, 이후 많은 수치모델링에서 이를 채택하고 있다. 본 연

Fig. 12. Fault parameters of earthquake (Lee and Chu 1998).

Table 2. Fault parameters of the 1983 and 1993 earthquakes.

Parameter	1983 Earthquake		1993 Earthquake	
Latitude, N(°)	40.21	40.54	42.10	42.34
Longitude, E(°)	138.84	139.02	139.30	139.25
Depth, H(km)	2	3	5	5
Strike angle, θ (°)	22	355	163	175
Slip angle, δ (°)	40	25	60	60
Dip angle, λ (°)	90	80	105	105
Length, L (km)	40	60	24.5	30
Width, W (km)	30	30	25	25
Dislocation, u (cm)	760	305	1200	250

Fig. 13. Initial sea surfaces of the 1983 and 1993 Tsunamis.

구에서도 1983년 지진해일의 초기값으로는 Aida 10 모델을 사용하였고, 1993년 지진해일에 대하여는 Takahashi *et al.*(1994)의 DCRC-17a 모델을 사용하였다. 지진해일에 대한 초기모형에 사용되는 단층 parameter는 Fig. 12와 같으며 1983년 지진해일과 1993년 지진해일에 대한 parameter를 Table 2에 정리하였다. 또한 이를 이용해 산정한 초기해수면의 모양 및 해역은 Fig. 13과 같다. 1983년 지진해일의 초기해면은 두 개의 단층면에 의해 발생하며 서쪽에 급경사면이 있다. 이에 비해 1993년 지진해일은 단층면이 3개이고 급경사면은 동쪽에 있는 형태이며, 해수면이 아래로 오목하게 하강한 부분도 있다.

모델결과 비교

컴퓨터 그래픽을 이용한 지진해일파의 표현을 통해 지

진해일을 보다 잘 이해하고자 하는 노력들이 있으며, 2차원, 3차원 애니메이션들이 사용되고 있다. 본 연구에서는 지진해일파의 전파형태를 알아보기 위한 방법으로, 가상조명을 이용하여 해수면의 높이를 그림자로 표현하는 방법(Shaded Relief Map)을 이용하였다. 두 모델로 산정된 1983년 지진해일의 해수면 변화는 Fig. 14와 같다. 전체적으로 보면 Boussinesq 방정식을 이용하는 경우에 지진해일파의 전파모양을 쉽게 파악할 수 있다. 지진해일 발생초기부터 선형모델에서는 파장이 짧은 파들이 많이 생기는 것에 비해 Boussinesq 방정식 모델의 결과에서는 상대적으로 장파장의 파들이 보인다. 또한, 대화퇴에서의 전파모양을 보면, 선형모델에서는 파들이 사방으로 퍼져나가는 것에 비해 Boussinesq 방정식 모델에서는 방향성을 갖고 굴절되는 모습을 확인할 수 있다. 우리나라 연안에서는 북

Fig. 14. Propagation of the 1983 Tsunami simulated by the Boussinesq equation model (left) and the linear model (right).

Fig. 15. Propagation of the 1993 Tsunami simulated by the Boussinesq equation model (left) and the linear model (right).

부한국대지에 의한 파고 증폭현상과 동해 북서해역에서의 중첩현상들을 Boussinesq 방정식 모델이 잘 표현하고 있다. 지진해일 발생 후 120분의 영상에서는 우리나라 동해안에 지속적으로 유입되는 파의 모양과 일본연안에서 반사되어 나온 작은 파들이 Boussinesq 방정식 모델의 결과에서는 확인할 수 있는 반면, 선형모델의 결과에서는 파의 전파모양을 인식하기 어렵다. 1993년 지진해일에 대한 그림자영상(Fig. 15)에서는 1983년 지진해일파에 비해 파의 전파모양이 뚜렷하지 않다. 발생초기에 Boussinesq 방정식 모델에서는 첫 번째 파에 이어 연속적으로 후속 파들이 발생하는 것에 비해 선형모델에서는 첫번째 파 이외에는 후속 파들이 보이지 않는다. 우리나라 동해안에 도달하였을 때는 북부한국대지 및 남부한국대지의 영향을 Boussinesq 방정식 모델에서 더 확실히 확인할 수 있다.

전체 모델영역에서의 최대파고 분포는 에너지의 전파과정을 설명하므로, 두 모델의 에너지 전파과정 비교를 위해 각 격자에서 관측되는 최대파고를 기록하였으며 Fig. 16과 같다. 전체적으로 Boussinesq 방정식 모델의 결과가 선형모델의 결과에 비해 에너지의 집중현상을 뚜렷하게 보여주고 있다. 1983년 지진해일의 경우, Boussinesq 방정식 모델에서 러시아 연안으로 향하는 에너지와 북한지역을 향하는 에너지가 분리되는 모습이 나타나며, 다른 방향에 비해 오키섬 방향으로 에너지가 집중되는 현상을 잘 보여주고 있다. 마찬가지로 1993년 지진해일에서는 러시아 연안으로 집중되는 에너지를 Boussinesq 방정식 모델이 잘 표현하고 있다. Boussinesq 방정식 모델에서는 에너지가 집중되는 곳을 제외한 지역에서는 선형모델보다 낮은 파고를 나타내다가 연안의 천수지역에 이르러 다시 파고가

Fig. 16. Comparison of maximum wave heights by the Boussinesq equation model (left) and the linear model (right).

증가하는 천수현상을 볼 수 있다.

1983년 지진해일과 1993년 지진해일은 동해안의 여러 검조소에서 기록되었으며, 한국해양연구원에서는 강릉 앞 바다에 설치한 파고계로 1993년 지진해일을 관측하였다(이 등 1993). 검조소는 주로 항만 내부에 위치하고 있어서 외해로부터 유입되는 지진해일파가 변형되어 기록된다. 또한, 본 모델의 격자 크기가 너무 크고 해안을 수직 벽으로 가정하였으므로 해안가에서의 파형을 재현하는데는 한계가 있다. 본 모델로부터 구한 우리나라 동해안에서의 시계열 자료를 검조소 자료와 직접 비교하는 것은 어려우며 동해안 영역을 더욱 세분화하는 단계를 거친 후에 비교가 가능한 것으로 판단된다. 따라서 여기서는 강릉의 파고계에 관측된 자료만 모델로부터 추출한 자료와 비교하였다(Fig. 17). 선형모델의 결과보다는 Boussinesq 방정식 모델 결과의 주기가 관측자료와 잘 일치하지만, 여전히 많은 차이를 보이고 있으며, 이는 관측자료와 직접 비교하기에 격자크기가 너무 크기 때문이다.

그 동안 Boussinesq 방정식의 이론적 타당성에도 불구하고 선형모델이 사용되었던 이유는 계산시간의 방대함 때문이었다. 본 연구에서 수립한 두 모델을 Intel Pentium CPU를 탑재한 컴퓨터에서 수행시간을 비교하였다. 동일 계산시간간격으로 3시간 30분간 지진해일을 모의하면, Boussinesq 방정식 모델은 선형모델에 비해 보통 4배의

Fig. 17. Comparison of observed wave heights with model results at Gangneung.

시간이 소요되었다.

사용하고 있는 모델격자에 의한 CFL 조건이 4.68초이며, 선형모델의 경우에 일반적으로 CFL 조건의 1/2 이하로 시간간격을 선택하므로 본 모델구성에서는 2초가 적절한 계산간격이다. 음해법을 적용한 Boussinesq 방정식 모델은 시간간격에 상관없이 안정적인 해를 제공하지만 Courant Number($\sqrt{gh} \frac{\Delta t}{\Delta s}$)에 따라 얼마간의 phase error를 유발할 수 있다. 모델영역 전체에서 Courant Number를 1 이하로 유지하려면 시간간격은 9.4초 이하로 설정하여야 하며, 더 빠른 계산을 위해 어느 정도의 phase error를 감수한다면 최대 Courant Number를 2로 채택할 수도 있다. 결과적으로, 선형모델의 시간간격을 2초로 채택하고

Fig. 18. Bottom topography and grid structure for the smaller grid model.

Boussinesq 방정식 모델의 시간간격을 9초로 채택하면 전체적인 모델수행시간에는 큰 차이가 없다. 따라서, 본 연구에서 사용한 컴퓨터보다 성능이 뛰어난 시스템에서 모델을 수행하는 경우에 Boussinesq 방정식을 적용한 모델도 실용적 목적에 사용이 가능하다.

5. 동해지진해일의 모의실험

수치모형 수립

복잡한 지형구조를 지닌 동해의 지진해일 모의에는 Boussinesq 방정식이 적당함을 보였으며, 동해 지진해일파에 포함되어 있는 단주기파들을 재현하기 위해 격자크기를 더 조밀하게 만든 모델을 수립하였다. 경도방향으로는 40초, 위도방향으로는 30초의 크기가 되도록 격자망을 구

Fig. 19. Propagation of the 1983 Tsunami simulated by the smaller grid model (30 min~130 min).

성하였으며, 격자망의 구성은 Fig. 18과 같이 1350×1200 으로, 격자의 x 방향 길이는 874 m~1012 m이고 y 방향 길이는 927 m이다. 전체 모델영역에서 Courant Number를 1 이하로 유지하는 최대 시간간격인 4초를 계산시간간격으로 선택하였다. 새롭게 구성한 모델을 이용하여 1993년 북해도남서외해 지진해일과 1983년 동해중부 지진해일에 대한 수치실험을 수행하였다.

1983년 동해중부 지진해일

초기조건으로 Aida 10 모델을 사용하여 1983년 지진해일을 모의하였으며, 동해 전역에서의 전체적인 전파양상

은 Fig. 19를 통해 알 수 있다. 혼슈섬 북단의 서쪽 바다에서 발생한 지진해일은 대화퇴 남쪽과 북쪽으로 전파하는 파와 대화퇴로 향하는 파로 구분된다. 대화퇴 북쪽지역을 지나는 파는 심해지역에서 빠른 속도로 전파하여 러시아, 북한 지역으로부터 우리나라 동해안에 차례로 도달하고 있다. 이 중에서 일부는 북대화퇴 북쪽을 우회하여 남쪽으로 전파하며 북부한국대지에서의 증폭현상을 90분 그림에서 볼 수 있다. 한편, 대화퇴를 통과한 파들이 천수지역을 벗어나면서 북서쪽 및 서쪽으로 전파하는데, 90분 경에 남부한국대지에서 서쪽을 향하는 파들이 증폭되기 시작한다.

Fig. 20. Propagation view of the 1983 Tsunami near the Korean east coast.

Fig. 21. Selected sections for evaluating total energy.

우리나라 동해안에서의 지진해일파의 전파양상은 Fig. 20에서 자세히 볼 수 있다. 90분 및 95분에 북부한국대지 북쪽을 위회한 파와 두 한국대지 사이로 전파한 파가 동시에 동해안으로 접근하는 모습이 보이며, 북부한국대지를 통과한 파는 105분경에 동해안에 도달하고 천수효과에 의해 파가 증폭되면서 남쪽방향으로 전파한다. 대화퇴를 우회 또는 통과한 파가 굴절되어 울릉도 동쪽의 남부한국대지에서 포착되는 것은 85~90분경이며, 천수지역에서 증폭된 후 묵호, 임원 해안에 도달한다. 이상과 같이 1983년 지진해일이 우리나라 동해안에 도달하는 경로는 크게 4개 방향으로 나눌 수 있으며, 북부한국대지 및 남부한국대지에 의해 증폭되는 파는 상대적으로 늦게 동해안에 도달하지만, 많은 양의 에너지를 갖고 있는 것으로 판단된다.

앞에서는 지진해일파의 전파에 대한 순간 그림을 바탕으로 전파양상을 설명하였으나 동해연안에 도달하는 시간과 각 방향에서 전파되는 파의 상대적인 크기를 가늠할 수 없다. 따라서, Fig. 21과 같이 4개의 단면을 설정하고 각 단면의 30개 격자점에서 파고를 기록하였다. 이후로는 각 단면을 통과하는 파에 각 단면의 번호를 인용하여 사용하기로 한다.

각 단면에 속하는 30개 격자점의 유속 및 수위값으로부터 수직적분한 단위면적당 총에너지를 식 (15)를 이용하여 계산하였다.

$$E = \frac{1}{2} \rho (u^2 + v^2) (h + \eta) + \rho g \eta^2 \quad (15)$$

Fig. 22. Comparison of vertically integrated total energy per unit area at each sections by the 1983 Tsunami.

여기서, ρ : 밀도

u, v : 유속

η : 수위

g : 중력가속도

h : 수심

각 단면에 도달하는 파가 보유한 에너지의 크기 및 도달시간을 비교하면 Fig. 22와 같다. 단면 1과 단면 2에 지진해일파가 감지되는 시간은 비슷하지만, 수심이 깊은 곳에서 파가 빨리 전파하는 점을 감안하면 1번파가 동해안에 먼저 도달함을 알 수 있으며, 이는 조석기록에서도 확인할 수 있다. 1번파의 크기가 상대적으로 작으며 2번파는 8000초경에 큰 에너지를 보인다. 북부한국대지(단면 3)와 남부한국대지(단면 4)의 에너지 변화를 보면 4번파가

Fig. 23. Comparison of total energy per unit area at section 1, section 4, and Sokcho by the 1983 Tsunami.

Fig. 24. Comparison of total energy per unit area at section 3, section 4, and Mukho by the 1983 Tsunami.

3번파보다 훨씬 큰 최대 에너지값을 보유하고 있음을 알 수 있다.

한편, 각 단면의 위치가 다르기 때문에 각 단면에서의 기록시간만으로는 각 파가 동해안에 도달하는 시간을 비교하기 어려우므로 각 단면을 통과한 파가 묵호 및 속초에 도달하는 시간을 추정하였다. 각 격자점에 1 cm파가 감지된 시간을 기록하여 이를 지진해일이 도착한 시간으로 가정하고, 각 격자점의 도달시간을 비교하였다. 이를 기준으로 1번파와 4번파가 속초에 도달하는 시간을 산정하면, 1번파가 속초에 도달하는데 7분, 4번파가 속초에 도달하는데 24.5분이 소요되는 것으로 추정된다. 이렇게 시간을 일치시켜 1번파와 4번파의 에너지 변화를 그림으로 표시하면 Fig. 23의 상단 그림과 같으며, 하단 그림은 속초에 해당하는 격자점에서의 총에너지 변화를 표시한 것이다. 속초에서의 에너지 변화는 1번파의 영향이 상대적으로 작으며 9000초경에 나타나는 극치값이 4번파의 영향임을 알 수 있다. 묵호에서의 에너지 변화를 보면(Fig. 24), 초기에 북부한국대지를 통과한 파의 영향을 받는 것이 뚜렷하며, 이후에 남부한국대지를 통과한 파가 영향을 주지만 뚜렷하게 나타나지는 않는다.

1983년 지진해일파의 전파양상을 정리하면, 앞에서 언급하였던 네 방향의 파가 주로 우리나라 동해안에 영향을 주는 것으로 판단된다. 동해안에 도달하는 순서는 심해지역으로 전파한 1번파와 2번파가 먼저 도착되고, 뒤이어 많은 에너지를 갖고 있는 3번파와 4번파가 차례로 동해안에 영향을 준다. 총에너지는 단면 1과 단면 3에서 작게 나타나는 것에 반해, 단면 4에서는 매우 큰 에너지가 나타나는데, 대화퇴를 통과한 파들의 영향이다. 1983년 지진해일에 의해 많은 피해가 발생한 지역에는 단면 3과 단면 4를

Fig. 25. Propagation chart of the 1983 Tsunami focused on the Korean east coast.

Fig. 26. Maximum wave heights at the Korean east coast by the 1983 Tsunami.

통과한 파가 거의 동시에 도착하는 것을 알 수 있다. 따라서, 각 방향으로부터 도달하는 파가 보유한 에너지의 크기 뿐 아니라 도달시간도 매우 중요한 것으로 판단된다. 1983년 지진해일의 전파도를 그림으로 표시하면 Fig. 25과 같이 제시할 수 있다.

지진해일파가 해안가에 도달하였을 때의 범람고를 추정하기 위한 방법으로 해안가 격자점에서의 최대파고를 비교하는 방법을 많이 사용하며(최와 이 1993; 이와 김 1999), 지진해일의 초기해수면 산정과정에서도 지진자료와 함께 검증자료로 활용한다(Aida 1984; Kato and Tsuji

Fig. 27. Comparison of maximum wave heights at the Korean east coast of the 1983 Tsunami; left - calculated by Lee and Kim (1999), right - the present model.

1994; Takahashi *et al.* 1994). 동해안 연안지점에서의 최대파고 분포를 보면(Fig. 26), 임원부근에서 최대값이 기록되었으며 속초 북쪽에서 큰 값을 보이고 있다. Fig. 27은 이와 김(1999)이 123 m 격자에서 비선형모델을 이용하여 구한 값과 비교한 것으로 1999년에 문답조사를 통해 과거자료를 추정한 것을 +로 표시하였다. 본 연구의 모델이 원덕, 울진 부근에서는 측정치와 더 잘 일치하지만, 임원부근에서는 상대적으로 작은 값을 보이고 있다.

1993년 북해도 남서외해 지진해일

초기조건으로 Takahashi *et al.*(1994)의 단층 parameter를 적용하여 모델을 수행하였으며, 동해 전체에 대한 전파양상은 Fig. 28과 같다. 발생지역을 벗어난 지진해일파가 사방으로 퍼져 나가면서 러시아 연안으로 많은 에너지가 전파되며, 나머지는 북한 동해안, 대화퇴 방향, 그리고 일본 연안쪽으로 전파한다. 북한 동해안쪽으로 전파한 파는 북한의 나진지역부터 시작하여 치츄 남쪽해안에 도달하는

Fig. 28. Propagation of the 1993 Tsunami simulated by the smaller grid model (30 min~130 min).

Fig. 29. Propagation view of the 1993 Tsunami near the Korean east coast.

데, 남한지역에서는 고성지역에 가장 먼저 도착하는 것을 알 수 있다. 대화도 방향의 파는 지형변화에 따라 크게 굴절, 회절되는데, 북대화도 북쪽을 전파하는 파가 남서쪽으로 향하다가 남부한국대지에서 일부 에너지가 우리나라 동해안 방향으로 전파하는 것을 알 수 있다. 지진해일 발생 90분 후의 그림에서는 북부한국대지에서, 110분 후에는 남부한국대지에서 파가 증폭되는 현상을 볼 수 있다.

1993년 지진해일파가 동해안으로 전파하는 자세 한 움직임은 동해안 해역을 확대한 Fig. 29를 통해 알 수 있다. 북한 동해안으로 접근한 파가 북부한국대지의 북쪽을 우회하여 고성지방에 90~95분에 도달하고 있다. 거의 같은

시간에 두 한국대지사이를 통과한 파는 동해안으로 전파되는데, 그 중 일부가 묵호와 임원지역에 95분~100분에 도착하고 있다. 북부한국대지를 통과한 파는 천수효과에 의해 파가 증폭되면서 105분 경에 강릉부근을 시작으로 그 이남의 연안에 차례로 영향을 준다. 한편, 남부한국대지를 통과하는 파는 95분경에 포착되며, 이 후 천수지역에서 증폭된 후 130분~135분에 임원을 시작으로 북쪽과 남쪽해안에 차례로 도달한다.

각 단면에 도달하는 파가 보유한 에너지의 크기와 도달 시간을 비교하면 Fig. 30과 같다. 상단 그림은 단면 1과 단면 2의 총에너지를 비교한 것으로 1번파가 2번파보다

Fig. 30. Comparison of vertically integrated total energy per unit area at each sections by the 1993 Tsunami.

Fig. 31. Comparison of total energy per unit area at section 1, section 4, and Sokcho by the 1993 Tsunami.

약간 먼저 감지되며 더 큰 에너지를 보유하고 있다. 하단 그림은 단면 3과 단면 4의 총에너지를 비교한 것으로 단면 3을 통과하는 파의 최대값이 단면 4의 최대값보다 큰 값을 보이고 있다.

앞에서와 마찬가지로 방법으로 1번파와 4번파가 속초에 도달하는 시간을 산정하여 그림으로 표시하면 Fig. 31의 상단 그림과 같으며, 하단 그림은 속초에 해당하는 격자점에서의 총에너지 변화를 표시한 것이다. 극치값이 나타나는 시간과 변화 경향을 보면, 단면 1과 단면 4를 통과한 파가 속초에 영향을 주는 것을 확인할 수 있으며, 초기에는 1번파의 영향을 많이 받다가 차츰 4번파의 영향이 크게 작용한다. 또한, 묵호에서의 총에너지변화를 보면(Fig.

Fig. 32. Comparison of total energy per unit area at section 3, section 4, and Mukho by the 1993 Tsunami.

Fig. 33. Propagation chart of the 1993 Tsunami focused on the Korean east coast.

32), 초기에는 북부한국대지(단면 3)를 통과한 파가 영향을 주다가 점차 남부한국대지(단면 4)를 통과한 파의 영향이 커지며 에너지의 최대값이 나타나는 8400초경에는 4번파의 영향이 큰 것으로 나타난다.

이상의 결과를 정리하면 1993년 지진해일이 제일 먼저 동해안에 도달하는 것은 북부한국대지의 북쪽을 우회하여 도달하는 1번파이며, 두 번째로는 두 한국대지 사이의 심해지역을 통해 전파한 파의 일부가 묵호 부근에 도달한다. 그 다음으로는 북부한국대지에 의해 크게 증폭된 파가 강릉이하 지역에 큰 에너지를 갖고 도달하며, 마지막으로 대화퇴를 우회, 통과한 파의 일부가 남부한국대지를 지나 동쪽으로부터 전파해 들어와 임원부근에서부터 영향을 미친다. 이를 바탕으로 1993년 지진해일파가 우리나라 동해안에 전파하는 양상을 도식하면 Fig. 33과 같다. 우리나라

Fig. 34. Maximum wave heights at the Korean east coast by the 1993 Tsunami.

Fig. 35. Comparison of maximum wave heights at the Korean east coast of the 1993 Tsunami; left - calculated by Lee and Kim (1999), right - the present model.

동해안 근해에서는 1983년 지진해일과 전파경로가 거의 일치하며, 각 방향의 파가 보유한 에너지와 도달시간에 차이가 있다.

1993년 지진해일에 의한 우리나라 동해 연안에서의 최대파고를 추출하면(Fig. 34), 임원과 더불어 묵호 및 주문진 북쪽에 높은 파고가 나타난다. Fig. 35는 이와 김

(1999)이 123 m 격자망에서 비선형방정식을 사용한 모델로 구한 결과와 본 모델의 결과를 비교한 것이다. 쓰나미 조사단(1994)에 의해 측정된 범람고를 +로 표시하여 측정치와도 비교하였다. 전체적으로 측정치와 변화양상이 비슷하며, 동해, 삼척 부근에서는 비선형모델보다 측정값에 더 접근하고 있다.

6. 결 론

동해에서 발생하는 지진해일의 대부분은 일본 연안에서 발생되며, 동해를 가로질러 전파하여 우리나라 동해안에 도달한다. 동해의 중앙부에 위치한 대화도가 지진해일파의 전파에 많은 영향을 주며, 우리나라 연안에서는 북부한국대지 및 남부한국대지가 지진해일파의 변형을 유발하고 있다. 따라서, 심해역에서 천해역으로 전파되는 파랑의 굴절, 회절, 반사 등의 현상을 잘 설명하는 Boussinesq 방정식이 동해 지진해일의 해석에 적당한 것으로 지적되어 왔다. 본 연구에서는 동해안에 나타나는 지진해일 현상을 설명하기 위해 Boussinesq 방정식을 지배방정식으로 이용하여 수치모형을 수립하였으며, 동해에서의 지진해일파에 대한 수치실험을 수행하여 결과를 분석하였다.

동일한 수행조건에서 Boussinesq 방정식 모델과 선형모델의 결과를 비교하였을 때, Boussinesq 방정식을 이용하는 경우에 파의 전파경로를 쉽게 파악할 수 있었으며, 지형구조에 따른 에너지의 집중현상도 잘 설명되었다. 기존에 Boussinesq 방정식 모델의 한계로 생각되었던 방대한 계산시간에 대한 검토에서는 음해법의 유연성에 맞춰 시간간격을 설정하면 실용적인 목적에도 사용할 수 있는 것으로 판정되었다.

모델격자를 40초×30초 크기로 축소하여 모델을 구성하고 1983년과 1993년 지진해일에 대한 수치실험을 수행하였다. 동해안 영역을 확대한 그림자 영상을 통해 기존의 전파모식도보다 동해안 전파경로를 자세히 설명하는 새로운 전파모식도를 제시하였다. 1983년 지진해일과 1993년 지진해일은 발생위치가 다르지만, 우리나라 동해안에 접근하는 경로는 유사하여 크게 네 방향으로 구분할 수 있었다. 이 중에서 북부한국대지와 남부한국대지를 통과하는 파가 많은 에너지를 집중하여 우리나라에 재해를 유발하는 것으로 나타났다. 1983년에는 남부한국대지를 통과한 파가, 1993년에는 북부한국대지를 통과한 파가 상대적으로 더 많은 에너지를 보유하고 있다. 특히, 1983년의 경우에는 남부한국대지의 총에너지가 매우 크게 기록되며, 우리나라 동해안의 큰 월파고와 관련 있는 것으로 판단된다. 이런 전파경로는 북부한국대지와 남부한국대지의 지형적인 영향에 의한 것으로, 1983년 지진 발생지역의 이 북지역에서 발생하는 지진해일은 이와 비슷한 경로로 우

리나라로 유입될 것으로 예상된다.

이상과 같이 Boussinesq 방정식을 기반으로 하는 새로운 수치모형을 구성하고 동해의 두가지 지진해일에 대한 수치실험을 통해 동해안의 전파양상을 파악하였다. 동해 지진해일의 해석을 위해 개발한 본 수치모형은 일본연안 보다는 우리나라 동해안의 지진해일 해석에 유용하며, 동해안의 상세한 지진해일 현상을 보기 위해서는 대상해역을 축소하여 작은 격자로 이루어진 상세모델을 구축하여야 한다. 향후 구축할 세부모형들도 Boussinesq 방정식을 기반으로 구성하여야 하며, 이를 통해 동해 지진해일이라는 자연현상을 정확히 이해할 수 있으며 재해예방의 기초 자료를 제공할 수 있다고 판단된다.

사 사

본 연구는 공공기술연구회 지원으로 수행된 “연안재해 대응; 지구온난화 환경에서 강화되는 태풍해일 예측기술 개선 연구(PG45100)”의 일환으로 수행되었습니다.

참고문헌

- 신창웅. 1999. 동해의 일반적인 해황. p. 1-4. In: *동해 남서해역의 중층수 순환에 관한 연구*. 이학박사 학위논문, 인하대학교.
- 오임상, 안희수, 추교승, 고창남. 1993. 한국 근해의 해저지진과 지진해일. 도서출판 한림원. 236 p.
- 이광수 등. 1997. Boussinesq 모델. p. 54-96. In: *연안방재 구조물의 설계기술 개발(1)*. 한국해양연구소. BSPE 97608-00-1052-2.
- 이광수 등. 1999. 확장형 Boussinesq 모델. p. 127-135. In: *연안방재 구조물의 설계기술 개발(1)*. 한국해양연구소. BSPE 98707-00-1055-2.
- 이동영 등. 1993. 이상해면모니터링. p. 169-188. In: *국가중합해양관측망 구축 기술 개발(III)*. 한국해양연구소. BSPN 00184-628-2.
- 이호준, 김경희. 1999. 동해안에서의 지진해일 재해저감을 위한 연구(I). 행정자치부 국립방재연구소. 207 p.
- 이호준, 추교승. 1998. 동해안에서의 쓰나미 위험도 평가. 행정자치부 국립방재연구소. 231 p.
- 쓰나미조사단. 1994. 일본 북해도 남서부 지진에 의한 한국 동해안 지진조사. *한국해양·해양공학회지*, 6(1), 117-125.
- 최병호, 우승범, E. Pelinovsky. 1994. 1993년 동해 쓰나미의 산정. *한국해양·해양공학회지*, 6(4), 404-412.
- 최병호, 이호준. 1993. 1983년 동해 쓰나미의 산정. *대한토목학회논문집*, 13(3), 207-219.
- Abbott, M.B. 1979. Continuous forms of conservation laws. p. 47-55. In: *Computational Hydraulics, Elements of the Theory of Free Surface Flows*. Pitman Advanced Publishing Program, London.
- Abbott, M.B., H.M. Petersen, and O. Skovgaard. 1978. On the numerical modelling of short waves in the shallow water. *J. Hydraul. Res.*, 16(3), 173-204.
- Aida, I. 1969. Numerical experiments for tsunami propagation - The 1964 Niigata Tsunami and the 1968 Tokachi-Oki Tsunami. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 47, 673-700.
- Aida, I. 1984. A source model of the tsunami accompanying the 1983 Nihonkai-Chubu Earthquake. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 59, 93-104.
- Carnahan, B., H.A. Luther, and J.O. Wilkes. 1969. Approximation of the solution of partial differential equations. p. 441-442. In: *Applied Numerical Methods*. John Wiley & Sons.
- Dingemans, M.W. 1997. Boussinesq-type models for uneven bottoms. p. 473-688. In: *Water Wave Propagation over Uneven Bottoms, Part 2 - Non-Linear Wave Propagation*. World Scientific Publishing Co., Singapore.
- Kajiura, K. 1963. The leading wave of a tsunami. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 41, 535-571.
- Kato, K. and Y. Tsuji. 1994. Estimation of fault parameters of the 1993 Hokkaido-Nansei-Oki earthquake and tsunami characteristics. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 69, 39-66.
- Lisitzin, E. 1974. Tsunamis. p. 197-202. In: *Sea Level Changes*. Elsevier Oceanography Series 8. Elsevier, Amsterdam.
- Madsen, Per A., R. Murray, and Ole R. Sorensen. 1991. A new form of Boussinesq equations with improved linear dispersion characteristics. *Coast. Eng.*, 15, 371-388.
- Manshinha, L. and D.E. Smylie. 1971. The displacement of earthquake fault model. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 61, 1400-1433.
- Murty, T.S. 1977. Dispersion and initial value problem. p. 1-30. In: *Seismic Sea Waves Tsunamis*. D. W. Friesen and Sons Ltd., Canada.
- Nwogu, O. 1993. Alternative form of Boussinesq equation for nearshore wave propagation. *J. Waterway, Port, Coast. Ocean Eng.*, 119(6), 618-638.
- Peregrine, D.H. 1967. Long waves on a beach. *J. Fluid Mech.*, 27(4), 815-827.
- Press, W.H., B.P. Flannery, S.A. Teukolsy, and W.T. Vetterling. 1988. LU Decomposition and Its Applications. p. 47-48. In: *Numerical Recipes in C, The Art of Scientific Computing*. Cambridge Univ. Press.
- Satake, K. and K. Shimazaki. 1988. Free oscillation of the Japan Sea excited by Earthquakes-II. Modal approach and synthetic tsunamis. *Geophys. J.*, 93, 457-463.
- Sato, S. 1996. Numerical simulation of 1993 southwest

- Hokkaido earthquake tsunami around Okushiri Island. *J. Waterway, Port, Coast. Ocean Eng.*, 122(5), 209-215.
- Shuto, N. 1990. Numerical simulation of tsunami - Its present and near future. p. 35-39. In: *Proc. Int. Tsunami Symp.*, Novosibirsk.
- Shuto, N., T. Suzuki, K. Hasegawa, and K. Inagaki. 1986. A study of numerical technique on the tsunami propagation and run-up. *Sci. Tsunami Hazards*, 4, 111-124.
- Takahashi, T., N. Shuto, F. Imamura, and H. Matsutomi. 1994. The measured and computed Hokkaido Nansei-Oki earthquake tsunami of 1993. p. 886-900. In: *Proc. 24th Conf. Coast. Eng.*, ASCE, New York.
- Tetsuya, H., U. Isao, and S. Yasumasa. 1995. Technical Note of the Port and Harbour Research Institute, Ministry of Transport No. 814. PARI, Japan. 22 p.
- Tsuji, Y. 1986. Comparison of observed and numerically calculated heights of the 1983 Japan Sea tsunami. *Sci. Tsunami Hazards*, 4, 91-111.
- Unesco. 1997. Numerical Method of Tsunami Simulation with the Leap-Frog Scheme. IOC Manuals and Guides No. 35. Paris. 106 p.
-

Received Feb. 13, 2007

Accepted Feb. 22, 2007