

대한해협에서의 지진해일 전파특성과 지진해일고의 확률적 기술 Characteristics of Tsunami Propagation through the Korean Straits and Statistical Description of Tsunami Wave Height

조용준* · 이재일**
Yong Jun Cho* and Jae Il Lee**

요 지 : 본 연구에서는 강건한 지진해일모형인 비선형 천수 방정식에 기초하여 대한해협을 통과하는 지진해일의 전파특성에 관해 연구하였다. 지진해일은 쓰시마-고토 단층대에서 우리나라에 영향을 미친 지진 중 비교적 출현 빈도가 높은 리히터 규모 7.5의 지진에 의해 발생하는 것으로 가정하였다. 수치모의 결과 지진해일의 선도파랑이 대한해협을 횡단하는데 60분 정도가 소요되며 이는 지진해일 경보 시스템이 대피시간의 부족으로 인해 그 기능을 발휘하지 못할 수도 있음을 시사한다. 또한 전 쓰시마-고토 단층대에서 동일한 생기빈도를 가지는 지진사상에 대해 Kajiura(1963)의 동수역학 모형과 간단한 지진학적 모형을 활용한 지진해일 재해 모형이 제시되었다. 제시된 지진해일 재해 모형을 활용하여 우리나라 남해안 마산, 여수, 통영, 고흥 전면 해역에서의 각 수위별 지진해일고의 초과확률이 제시되었다. 이와 더불어 본고에서 제시한 지진해일 재해모형의 검증은 관측자료가 비교적 풍부한 동해 동연 오쿠시리 해령에서 1993년에 발생한 북해도 남서외해 지진해일과 Akita and Fukaura 두 곳에서 관측된 수위자료를 대상으로 수행되어 매우 고무적인 결과를 얻었다. 이 연구 결과들은 지진해일의 위험에 대한 연안방재 시스템의 설계기준의 수정을 위한 가치 있는 자료들로 활용될 수 있으리라 판단된다.

핵심용어 : 지진해일 재해, 원역 지진해일 모형, 지진해일 전파특성, 지진 모멘트

Abstract : We numerically studied tsunami propagation characteristics through Korean Straits based on nonlinear shallow water equation, a robust wave driver of the near field tsunamis. Tsunamis are presumed to be generated by the earthquake in Tushima-Koto fault line. The magnitude of earthquake is chosen to be 7.5 on Richter scale, which corresponds to most plausible one around Korean peninsula. It turns out that it takes only 60 minutes for leading waves to cross Korean straits, which supports recently raised concerns that warning system might be malfunctioned due to the lack of evacuation time. We also numerically obtained the probability of tsunami inundation of various levels, usually referred as tsunami hazard, along southern coastal area of Korean Peninsula based on simple seismological and Kajiura (1963)'s hydrodynamic model due to tsunami-generative earthquake in Tushima-Koto fault line. Using observed data at Akita and Fukaura during Okushiri tsunami in 1993, we verified probabilistic model of tsunami height proposed in this study. We believe this inundation probability of various levels to give valuable information for the amendment of current building code of coastal disaster prevention system to tame tsunami attack.

Keywords: tsunami hazard, far field tsunami model, tsunami propagation characteristics, seismic moment

1. 서 론

유라시아판과 북미판, 태평양판, 필리핀판이 만나는 경계부에 위치하여 비교적 지진이 잦은 일본이나 대만과는

달리 유라시아판 경계에서 수백 km 떨어져 있는 한반도는 지진으로부터 비교적 자유롭다는 것이 지금까지의 통설이었다. 그러나 최근 북진하는 인도 대륙과 유라시아판의 동진, 태평양판의 서진, 필리핀판의 북진이 맞물리면

*서울시립대학교 토목공학부(Corresponding author: Dept. of Civil Engineering, University of Seoul, Seoul 130-743, Korea, young@uos.ac.kr)

**서울시립대학교 토목공학부(Dept. of Civil Eng., Univ. of Seoul, Seoul 130-743, Korea)

서 상당한 응력이 한반도 주변에 부하되고 있는 것으로 판단된다(Lee et al., 1999). 2005년 3월 25일 후쿠오카 북서쪽 약 20 km 해역에서 발생하여 응력 취약부인 쓰시마 주변 해저의 쓰시마-고토 단층대를 통해 우리나라에도 영향을 미친 후쿠오카 지진은 전술한 응력이 처음으로 그 모습을 드러낸 것으로 인식되고 있다. 전술한 지진은 우리나라 사회에 쓰시마-고토 구조선이라는 큰 활성 단층대의 존재를 처음으로 부각시켰다. 이 단층대는 한반도를 향하고 있으며 필리핀해판이 이 단층을 자극하는 경우 일본과 한반도가 동시에 큰 피해를 받을 가능성도 일각에서 제기되고 있다.

지진해일은 지진으로 인한 해저지형의 갑작스런 변형으로 야기되며 이렇게 생성된 파형은 시속 수백 킬로미터의 빠른 속도로 개방해역으로 전파된다. 연안역에 도달한 지진해일은 굴절, 천수, 만 혹은 항내 공진 등으로 상당히 증가된 파고를 지니게 되어 침수 등의 피해를 야기할 수 있다(Lin, 1985; Lin and Tung, 1986).

최근 수마트라에서 발생한 지진해일은 인근 동남아시아 연안을 강타하여 기록적인 피해를 야기한 바 있다. 현재 이러한 침수 피해를 줄이기 위해 지진해일 예·경보 시스템 개발을 위한 많은 연구들이 진행되고 있는 듯 보여진다. 그러나 우리나라 남해안은 지근거리의 쓰시마-고토 단층대에 직접적으로 노출되어 있어 대피시간의 부족 등으로 인해 지진해일 예경보 시스템만으로는 지진해일의 기습에 대한 효과적인 대응책이 되지 못할 수 있다는 우려가 일각에서 제기되고 있는 실정이다. 전술한 경우 연안 방재 시스템의 설계 기준은 지진해일의 습격에 대비할 수 있도록 재조사되어야 하며, 필요하다면 적절히 보강되어야 할 것으로 판단된다. 지금까지 우리나라는 지진해일에 대한 관측자료의 부족으로 인해 연안방재시스템 설계에 반드시 필요한 지진해일고에 대한 설계기준이 확립되지 못하여 설계조위라는 다소 모호한 개념이 차용되고 있는 실정이다.

미래에 발생할 지진의 발생시간, 규모 그리고 다른 특성들은 예측이 불가능하다는 사실을 상기하면 장래 지진해일에 대비하기 위한 연안방재 시스템의 설계기준을 설정하기 위해서는 지진해일에 기인하는 수위상승의 확률적 정보가 반드시 필요하다. 관측자료가 비교적 풍부한 경우 직접적인 확률적 기술이 가능하나(Wiegel, 1970; Loomis, 1976; Houston et al., 1977) 우리나라는 그렇지 못한 실정이며 이 경우 Monte Carlo simulation을 통해 자료를 축적할 수 있으나 상당한 계산량과 시간을 필요로 하는 단점이 있다(Houston and Garcia, 1974; Garcia and Houston, 1975).

침수고에 대한 확률을 간접적으로 얻기 위해 Houston and Garcia(1974)와 Garcia and Houston(1975)이 제시한 방법보다 진일보한 보다 간단한 방법을 찾고자하는 노력이 Lin(1985)과 Lin and Tung(1986)에 의해 각각 수행되었다. Lin and Tung(1982)은 특정 지역에서 각 표고별 침수확률을 지진해일 재해라 정의하고 Kajiura(1963)의 동수역학 모형과 지진학적 모형을 활용하여 간단하지만 정확한 지진해일 재해 모형을 제안하였다. 이 연구에서 Lin and Tung(1982, 1986)은 수학적 처리를 용이하게 하기 위해 관심 지역이 단층대를 수직이등분하는 직선상에 위치하는 것으로 가정하였으나 이러한 가정은 Lin and Tung의 지진해일 재해모형의 적용성을 극도로 제한할 수밖에 없어 해제되어야 할 것으로 판단된다.

본 연구에서는 먼저 전술한 가정으로부터 자유로운 지진해일 재해 모형이 제시되고, 개선된 지진재해모형을 활용하여 한반도 남해안 임의지점에서 특정 수위별 초과 확률이 제시된다. 이와 더불어 지진해일 예·경보 시스템의 신뢰도를 검증하기 위해 대한해협을 지나는 지진해일의 전파특성이 수치적으로 규명된다. 수위상승은 쓰시마-고토 단층대에서 발생한 지진에 의해 유발되며 지진은 전 단층대에서 균일한 생기빈도를 가진다고 가정하였다. 또한 쓰시마-고토 단층대를 두개의 직선형 단층대로 단순화 하였으며 지반 변형은 평면상에서 타원형이며 타원형 용기부를 가지는 것으로 가정하였다. 이러한 가정은 해일을 유발하는 지진의 경우 일반적으로 길게 늘어진 용기부를 갖는다는 우리의 경험적 인식과 일치하며 타원형 용기부의 주축은 단층대와 유한한 각도를 이룰 수 있도록 허용하여 지진해일 재해 모형의 현실성을 높이도록 노력하였다.

2. 대한해협에서의 지진해일 전파특성

지진해일 예·경보 시스템의 효율성을 검증하기 위해 대한해협에서의 지진해일 전파과정을 수치모의 하였다. 지진해일은 쓰시마-고토 단층대에서 한반도에 영향을 미쳤던 지진 중 비교적 생기빈도가 높은 리히터 규모 7.5의 지진발생에 의해 야기되는 것으로 가정하였다. 가장 강건한 지진해일모형인 비선형 천수방정식을 기본방정식으로 사용하였으며 경계조건으로는 개방경계의 경우 에너지 흡수 경계조건, 각 영역사이의 내부경계에서는 동적연계기법을 사용하였다(Yoon, 2002; Abbott, 1979; Abbott and Basco, 1989; Abbott and Cunge, 1982; Abbott et al., 1981). 기본방정식은 ADI 기법을 활용하여 차분하였으며, Fig. 1

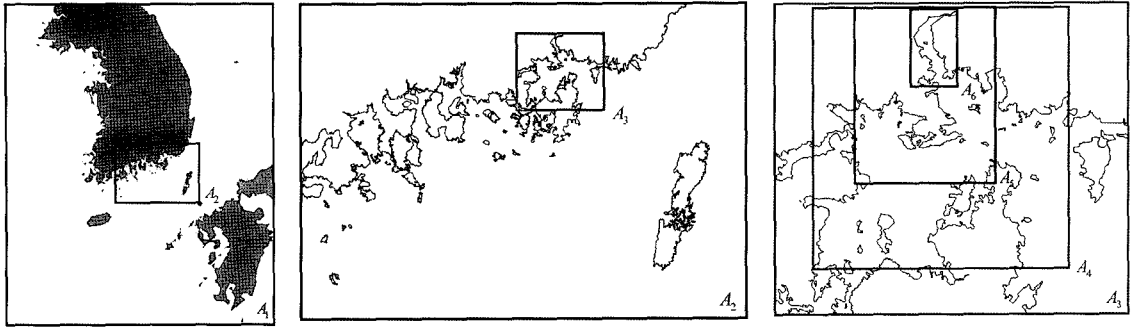


Fig. 1. Computation domain.

에 도시한 계산영역은 가장 거친 영역 A_1 에서 A_2, A_3, A_4, A_5 그리고 가장 세밀한 영역 A_6 에 이르는 가변 격자망을 사용하여 이산화 하였다. 영역 A_1 은 500×500 의 격자로 구성하였으며, 차용된 격자망의 해상도는 $L/30$ 정도로 여기서 L 은 국지파장을 나타낸다. 세역 A_6 는 좁고 긴 수로를 통해 바다와 연해 있어 비교적 장주기의 기상해일 혹은 지진해일에 노출되는 경우 최악의 침수피해가 예상되는 마산 항을 중심으로 거치하였다. 영역 $A_2 \sim A_6$ 의 이산화에 차용된 격자수는 각각 $478 \times 280, 280 \times 205, 610 \times 517, 1000 \times 1039, 1015 \times 1387$ 으로 충분한 해상도를 확보하도록

노력하였다. 지진해일의 초기 파형은 Manshinha and Smylie (1971)의 탄성체의 응력과 변형에 관한 이론에 의해 산출하였다. 진앙 깊이, 용기부의 폭과 길이, 변위는 지진 규모와 용기부 면적, 용기고간의 경험적 관계식과 Aida (1984) 모형을 원용하여 각각 2 km, 30 km, 90 km, 760 cm로 선정하였으며 주향각 [strike angle], 단층경사각 [slip angle], dip angle은 각각 $240^\circ, 40^\circ, 90^\circ$ 로 선정하였다. Fig. 2에는 수치적으로 모의된 지진해일의 전파과정을 도시하였다. 지진해일 발생 후 60여분 경과 후 선도파랑이 제주도 동해안에 도달하기 시작하며, 약 90분 경과 후 우리나라 남

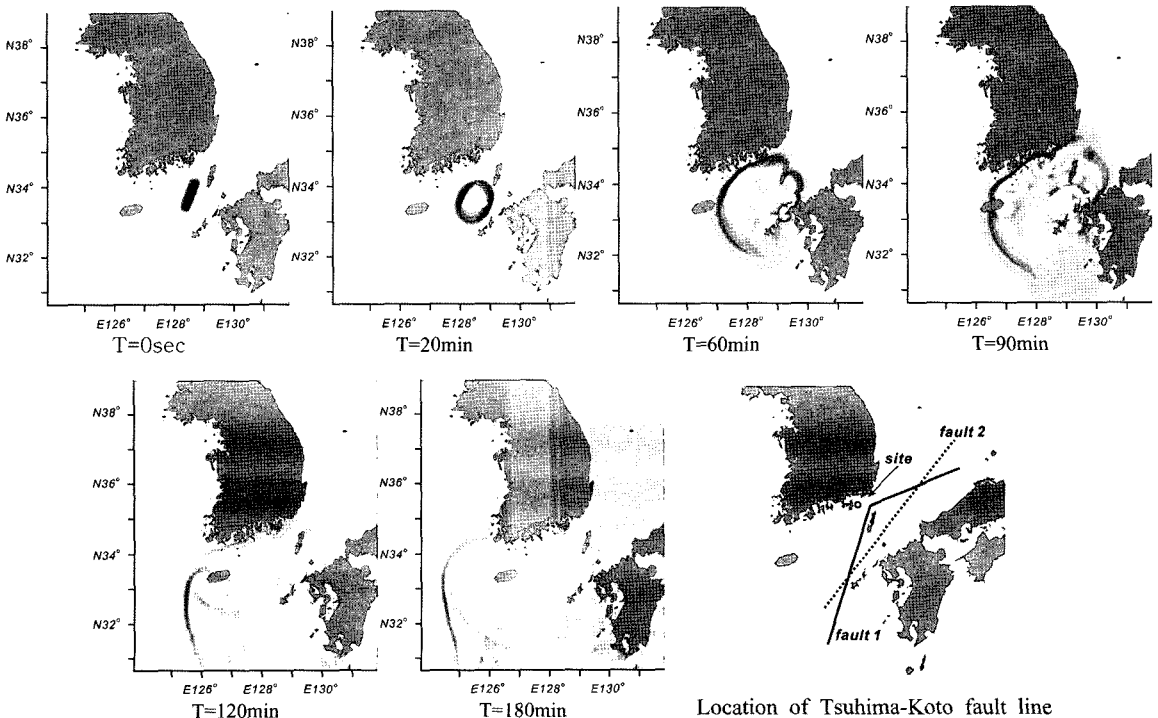


Fig. 2. Sequential snap shots of numerically simulated tsunami propagation in the Korean Straits.

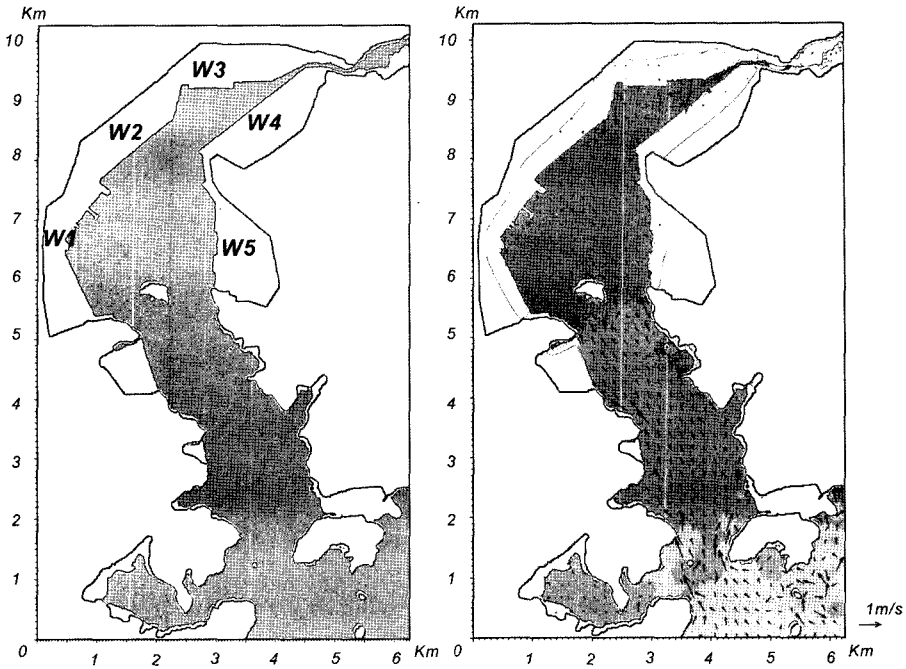


Fig. 3. Inundation map of Masan harbor due to virtual earthquake on Tsushima-Koto tectonic line.

Table 1. Tsunami inundation height at Masan harbor

Name of Wharf at Masan harbor	W1	W2	W3	W4	W5
Inundation height [m]	0.15	0.19	0.21	0.21	0.15

해안에 내습하기 시작하는데 이는 대피시간 부족으로 인해 지진해일 예·경보 시스템이 그 기능을 다하지 못할 수 있음을 시사한다. 약 100분경과 후 제주도 서측 해안에 북단과 남단에서 각각 회절되어 입사되는 파랑이 중첩되는 것을 확인할 수 있다.

Fig. 3에는 마산항이 침수되는 모습을 도시하였으며 마산항의 상당부분이 침수되는 것을 알 수 있다. 마산항 부두에서의 침수고는 작게는 0.15 m에서 크게는 0.21 m 사이에 분포하며 수로 축소부 인근의 부두 W3, W4에서 최고에 이르는 것으로 보인다(Table 1).

Fig. 4, 5에는 대한해협 수심도와 쓰시마-고토 구조선에서 발생한 크기가 7.5인 지진해일 유발 지진으로 인한 최대수위상승 분포를 도시하였다.

3. 지진해일 재해 모형

지진해일을 야기하는 지진은 발생빈도가 상대적으로 적은 사상이라는 사실에 기초하여 Lin and Tung(1986)은

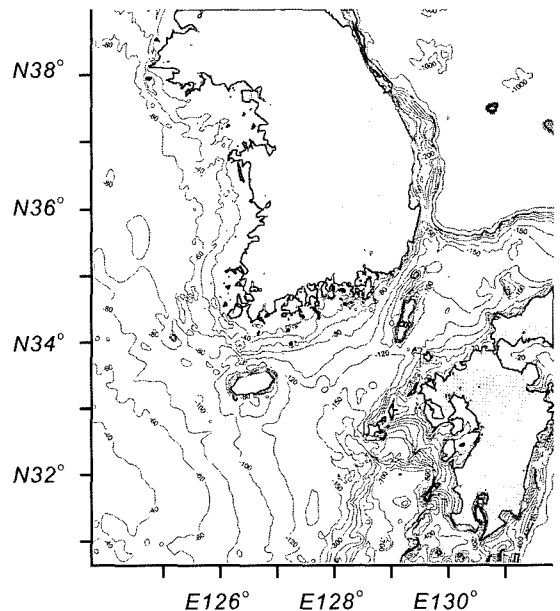


Fig. 4. Bathymetry of Korean Straits.

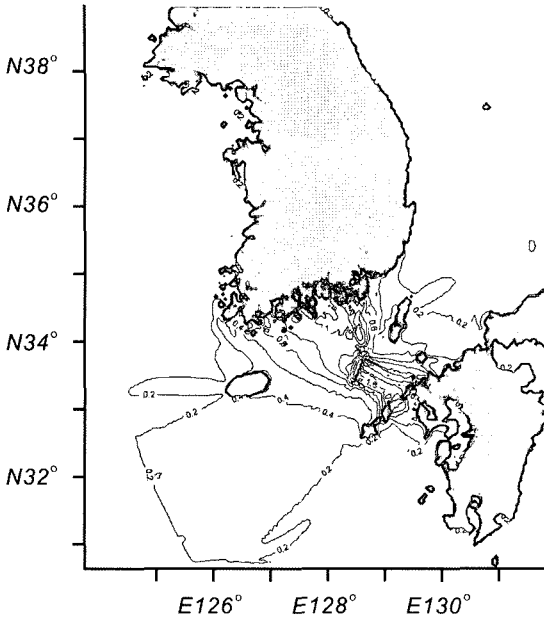


Fig. 5. Distribution of maximum water level rise.

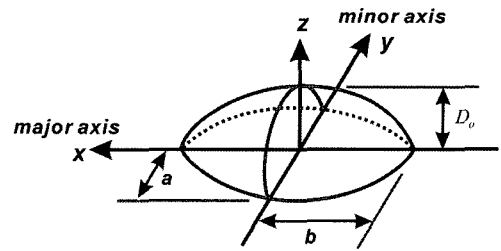


Fig. 6. Shape of aligned ground dislocation with fault line.

지진의 발생과정을 일년당 평균발생빈도가 ν 인 추계학적 Poisson process로 가정하고 지진해일 재해모형을 제안하였다. Lin and Tung(1986)에 준거하고 무작위 수위 상승고를 Z 로 표기하면 지진해일 재해로 정의되는 특정수위 z 를 1년동안 초과할 확률을 다음과 같이 기술할 수 있다.

$$P(Z > z)_{1\text{year}} = \nu P(Z > z | E) \quad (1)$$

여기서, E : 지진의 발생

식 (1)에서 $P(\)$ 은 괄호 안의 사상이 발생할 확률이고, $P(Z > z | E)$ 는 지진 발생 시 $Z > z$ 일 확률을 의미하며 $P(E_1 | E_2)$ 는 사상 E_2 가 발생했을 경우 사상 E_1 이 발생할 수 있는 조건부 확률을 나타낸다. 이후 무작위변량은 대문자로 표기한다.

식 (1)을 쓰시마-고토 단층대에 직접 노출되어 있는 우리나라 남부 연안 지역에 적용하기 위해서는 Z 의 확률밀도함수(PDF)가 필요하며, 이 확률밀도함수는 다시 원지 지진해일 모형과 지진의 크기를 반영하는 용기부 높이나 지진모멘트 같은 적절한 지진변수의 확률적인 특성을 필요로 한다.

3.1 원지 지진해일 모형

1963년 Kajiura는 일정 수심부에서 지반이 순간적으로

용기한다는 가정하에 초기 경계치 문제를 정식화 하고 Green function(Morse and Feshbach, 1953)을 사용하여 지진해일의 생성과 전이과정을 해석하였다. Kajiura(1963)는 지형 변형이 순간적으로 발생한다고 가정하고 연속방정식과 선형화된 운동량 방정식을 사용하였으며 이는 선형 장파 이론에 상응한다. 지진해일을 유발하는 지진의 경우 지반 변형은 평면상에서 타원형이면서 타원형 용기부를 갖는다는 경험적 인식에 기초하면 다음과 같이 기술할 수 있다.

$$\frac{D(x,y)}{D_o} = \left[1 - \left(\frac{x}{b}\right)^2 - \left(\frac{y}{a}\right)^2 \right]^{1/2} \quad (2)$$

여기서, D_o 은 용기부의 최대 높이를 나타내며 a 와 b 는 Fig. 6에서 정의하였다.

타원형 용기부의 평면적 면적은 다음과 같이 기술되며

$$S = \pi ab = \pi a^2 R \quad (3)$$

여기서, $R = b/a$

보다 실제적인 지진해일 재해 모형을 구성하기 위해 Fig. 7와 같이 타원형 용기부의 주축이 단층대와 임의의 각 θ 를 이룰 수 있도록 허용하였다.

이 경우 Kajiura(1963)에 준거하면 진원으로부터 r 만큼 이격된 지점에서의 해저지진으로 인한 수위상승 z 는 다음과 같이 기술할 수 있다.

$$z = 0.33 \frac{BD_o}{\sqrt{Ar}} \quad (4)$$

여기서,

$$A^2 = a^2 \cos^2 \theta + b^2 \sin^2 \theta$$

$$B^2 = a^2 b^2 / (a^2 \cos^2 \theta + b^2 \sin^2 \theta)$$

식 (4)에서 단층대로부터 상당히 이격되어 있는 지점에

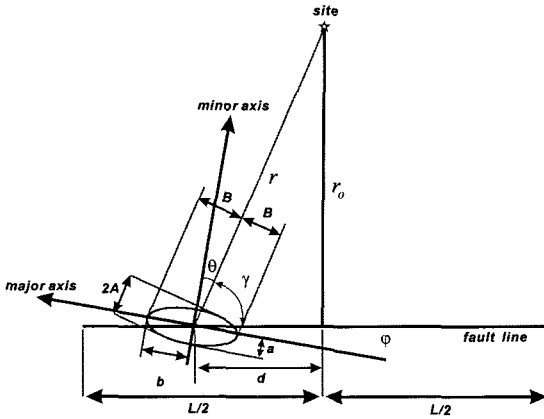


Fig. 7. Definition sketch of parameters of elongated ground displacement whose major axis deviates from the fault line.

서의 수위상승은 용기고 D_o 에 좌우됨을 알 수 있으나 이러한 용기고는 관측된 자료를 찾기가 쉽지 않으며 측정하기도 용이하지 않다. 지진해일에 대한 관측자료의 부족으로 인해 지진해일 재해 산출에 식 (4)의 직접적인 사용은 다소 힘들어 보인다. 지진해일 유발 지진은 일반적으로 얕은 단층대에서 상당히 큰 규모로 발생하며, 이러한 지진들은 지진모멘트 m_o 으로 보다 편리하게 측정될 수 있다. 지진 모멘트는 태평양에서 발생한 지진해일 기록을 사용하여 가장 포괄적으로 보정된 지진학적 변수로 알려져 있다(Kanamori and Anderson, 1975; Kanamori, 1977). 이러한 경험적 인식에 근거하여 식 (4)를 m_o 을 중심으로 다시 기술하고자 한다. Kanamori and Anderson(1975)에 의하면 지진 모멘트 m_o 은 다음과 같이 정의되며

$$m_o = \mu \bar{S} \bar{D} \quad (5)$$

여기서, μ 는 지반 강성도이고, \bar{D} 는 평균 용기고를 나타낸다.

Kanamori and Anderson(1975)에 의한 경험적 관계식을 사용하면 지진모멘트 m_o 은 다음과 같이 기술할 수 있으며

$$m_o = C_1 S^{3/2} \quad (6)$$

여기서, C_1 은 S 를 cm^2 단위로 계측하는 경우 $1.23 \times 10^7 \text{ dyne-cm}^2$ 의 값을 지니는 계수이다.

식 (5)와 (6) 으로부터 평균용기고 \bar{D} 을 m_o 을 중심으로 기술하면 다음과 같다.

$$\bar{D} = \frac{m_o^{1/3} C_1^{2/3}}{\mu} \quad (7)$$

차후 진행될 지진해일 재해의 산출을 위해 식 (3), (5)로부터 a 를 m_o 을 중심으로 기술하면 다음과 같다.

$$a = \frac{1}{\sqrt{\pi R}} \left(\frac{m_o}{C_1} \right)^{1/3} \quad (8)$$

식 (4), (7), (8)과 A, B 의 정의로부터 식 (4)는 다음과 같이 기술할 수 있다.

$$z = 0.33 \times 1.5 \frac{R^{3/4} C_1^{1/2}}{\mu \pi^{1/4}} \sqrt{m_o} / r \frac{1}{(\cos^2 \theta + R^2 \sin^2 \theta)^{3/4}} \quad (9)$$

여기서, $\theta = \pi/2 - (\gamma + \phi)$, γ 는 진앙의 무작위한 위치 d 에 종속한다.

식 (9)에서 r, θ 을 d 와 ϕ 를 중심으로 기술하고 삼각함수의 정의를 활용하여 정리하면 z 는 최종적으로 다음과 같이 기술된다.

$$z = A_1 \frac{\sqrt{m_o}}{q} \quad (10)$$

여기서

$$A_1 = (0.33)(1.5) \frac{R^{3/4} C_1^{1/2}}{\mu \pi^{1/4}}$$

$$q = \frac{(A_2 d^2 + A_3 d - A_4 + A_2 r_o^2)^{3/4}}{\sqrt{d^2 + r_o^2}}$$

$$A_2 = 1 + (R^2 - 1) \cos^2 \phi$$

$$A_3 = r_o^2 (R^2 - 1) \sin^2 \phi$$

$$A_4 = r_o^2 (R^2 - 1) \cos^2 \phi$$

식 (10)에서 진원으로부터 r 만큼 이격된 지점에서의 지진해일로 인한 수위 상승은 지진 모멘트 m_o 과 진원의 위치 d 그리고 무작위 변량 q 에 종속함을 알 수 있다.

3.2 지진모멘트의 확률적 기술

지진모멘트 m_o 보다 규모가 큰 지진의 발생수 $N(m_o)$ 는 m_o 에 반비례한다는 물리적 직관을 바탕으로 Kanamori and Anderson(1975)과 Molnar(1979)는 다음과 같은 관계식을 제안하였다.

$$N(m_o) = \alpha m_o^{-\beta} \quad (11)$$

여기서, 계수 α 와 β 는 관측 자료로부터 산출되는 계수를 나타낸다.

Lin and Tung(1986)은 지진으로 방출되는 에너지는 무한하지 않다는 사실과 임계치에 미치지 못하는 경우 지진해일이 유발될 가능성은 매우 낮다는 사실에 기초하여 지진모멘트 m_o 의 표본공간에 제한을 둘 필요성을 지적하였다. 이러한 인식과 식 (11), 조건부 확률의 정의에 기초하면 지진모멘트 M_o 의 확률밀도함수 $f_{M_o}(m_o)$ 는 다음과 같이 기술될 수 있다(Lin and Tung, 1986).

$$f_{M_o}(m_o) = \begin{cases} \kappa\beta m_{oi}^\beta / m_o^{\beta+1} & m_{oi} \leq m_o \leq m_{ou} \\ 0 & \text{elsewhere} \end{cases} \quad (12)$$

여기서 $k = [1 - (m_{oi}/m_{ou})^\beta]^{-1}$ 이고, m_{oi} , m_{ou} 은 각각 지진모멘트의 하한치와 상한치를 나타낸다.

3.3 Q의 확률적 기술

식 (10)에서 q 는 단층 중앙부에서 지진 발생지점까지의 거리 d 와 용기부 주축이 단층대와 이루는 각 ϕ 의 함수이며 계산의 편의를 위해 두 변량 모두 균일분포를 따른다고 가정하면 d 와 ϕ 의 확률밀도 함수는 다음과 같이 기술할 수 있다.

$$f_D(d) = \frac{2}{l} \quad 0 \leq d \leq \frac{l}{2} \quad (13)$$

$$f_\phi(\phi) = \frac{6}{\pi} \quad -\frac{\pi}{12} \leq \phi \leq \frac{\pi}{12} \quad (14)$$

일반적인 확률변수 변환기법을 따르면 무작위 변량 Q 의 확률밀도함수 $f_Q(q)$ 는 식 (10), (13), (14)로부터 구할 수 있다(Papoulis, 1965). Q 의 확률밀도함수 $f_Q(q)$ 를 해석적으로 구하기 위해서는 먼저 D 와 ϕ 를 Q 의 함수로 기술하여야 하나 이는 식 (10)에서 알 수 있듯 매우 어려운 과제로 보인다. 본고에서는 ϕ 의 표본공간 $[-\pi/12, \pi/12]$ 을 n 개의 미소구간으로 균일하게 분할하고 각 구간별로 구해진 ϕ 에 대해 Q 의 조건부 확률밀도함수 $f_Q(q|\phi_i)$ 를 먼저 구하고 순차적으로 총 확률이론을 활용하여 $f_Q(q)$ 를 근사적으로 산출하였다. 이 경우 Q 는 D 에만 종속하게 되어 q 의 역함수를 용이하게 구할 수 있는 장점이 있으며 전술한 근사법에 기초하여 Q 가 q_1 과 q_2 사이의 값을 가질 확률을 기술하면 다음과 같다.

$$\int_{q_1}^{q_2} f_Q(q) dq = \int_{q_1}^{q_2} \int_{-\pi/12}^{\pi/12} f(q, \phi) d\phi dq$$

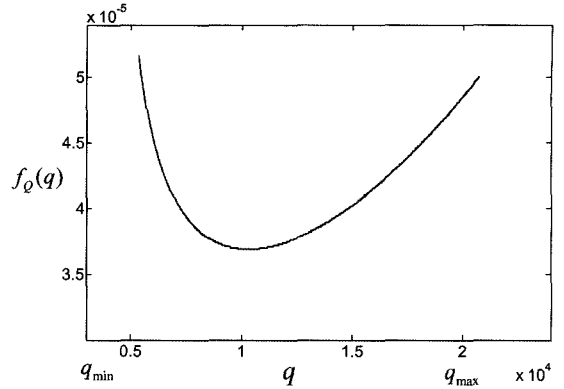


Fig. 8. PDF of q , $f_Q(q)$ [$R=3.0$, $r_o=150$ km].

$$\begin{aligned} &= \int_{q_1}^{q_2} \int_{-\pi/12}^{\pi/12} f(q|\phi) f_\phi(\phi) d\phi dq \\ &= \int_{q_1}^{q_2} \int_{-\pi/12}^{\pi/12} f_D(d) f_\phi(\phi) d\phi dd \end{aligned} \quad (15)$$

Fig. 8에는 쓰시마-고토 단층대에서 마산 전면 해역까지의 최단 거리에 해당되는 $r_o=150$ km, 길게 늘어진 형상의 용기부에 해당되는 $R=3.0$ 인 경우에 대해 수치적으로 산출한 $f_Q(q)$ 를 도시하였다.

3.4 지진해일 재해

식 (10)으로부터 지진해일 재해는 지진모멘트 m_o 과 q 의 결합 확률밀도함수를 적절한 영역에 대해 적분을 수행함으로써 유도할 수 있으며 적분 영역은 Fig. 9에 음영으로 도시하였다. Z 의 확률밀도함수 $P(Z < z | E)$ 는 Fig. 9에서

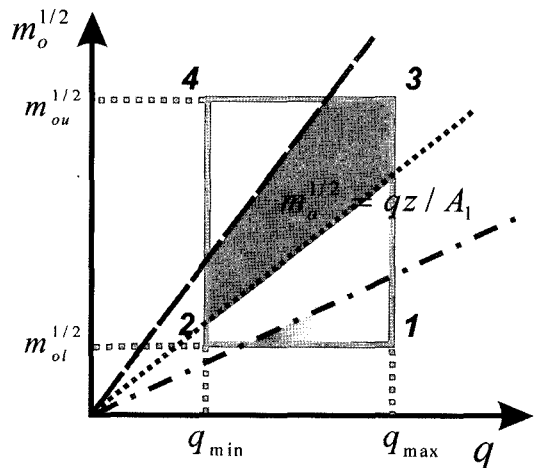


Fig. 9. Integration domain.

$m_o^{1/2}$ 과 q 의 결합 확률밀도함수 $f_{M_o^{1/2}Q}(m_o^{1/2}, q)$ 가 그리는 평면과 음영으로 처리된 영역으로 폐색되는 체적으로 정의된다. 이 후 편의상 표본공간의 네 귀를 지나는 z 의 값을 $z_1 = A_1 m_{oi}^{1/2} / q_{\max}$, $z_2 = A_1 m_{oi}^{1/2} / q_{\min}$, $z_3 = A_1 m_{ou}^{1/2} / q_{\max}$, $z_4 = A_1 m_{ou}^{1/2} / q_{\min}$ 으로 표기한다.

먼저, $z_1 \leq Z \leq z_2$ 인 경우 $P(Z < z|E)$ 는 다음과 같이 정의되며

$$P(Z < z|E) = \int_{A_1 m_{oi}^{1/2}/z}^{q_{\max}} \int_{m_{oi}^{1/2}}^{qz/A_1} f_{M_o^{1/2}Q}(m_o^{1/2}, q) dm_o^{1/2} dq \quad (16)$$

식 (12)에 주어진 $f_{M_o^{1/2}Q}(m_o^{1/2})$ 를 식 (16)에 대입하고 $m_o^{1/2}$ 에 대해 적분을 수행하면 $P(Z < z|E)$ 는 다음과 같이 기술되며

$$P(Z < z|E) = \int_{A_1 m_{oi}^{1/2}/z}^{q_{\max}} f_Q(q) dq - \frac{k m_{oi}^{\beta} A_1^{2\beta}}{z^{2\beta}} \int_{A_1 m_{oi}^{1/2}/z}^{q_{\max}} \frac{f_Q(q)}{q^{2\beta}} dq \quad (17)$$

이 과정에서 지진모멘트 m_o 과 q 는 상호 독립적인 무작위 변량이라는 가정이 수행되었다.

$z_2 \leq Z \leq z_3$ 인 경우 유사한 과정을 통해 $P(Z < z|E)$ 는 다음과 같이 기술되며

$$P(Z < z|E) = k - \frac{k m_{oi}^{\beta} A_1^{2\beta}}{z^{2\beta}} \int_{q_{\min}}^{q_{\max}} \frac{f_Q(q)}{q^{2\beta}} dq \quad (18)$$

마지막으로, $z_3 \leq Z \leq z_4$ 인 경우 $P(Z < z|E)$ 는 다음과 같이 정의된다.

$$P(Z < z|E) = k - k \left(\frac{m_{oi}}{m_{ou}} \right)^{\beta} \int_{A_1 m_{oi}^{1/2}/z}^{q_{\max}} f_Q(q) dq - \frac{k m_{oi}^{\beta} A_1^{2\beta}}{z^{2\beta}} \int_{q_{\min}}^{A_1 m_{ou}^{1/2}/z} \frac{f_Q(q)}{q^{2\beta}} dq \quad (19)$$

Fig. 8에서 도시된 $f_Q(q)$ 를 식 (17), (18), (19)에 대입하고 q 에 대해 적분을 수행하여 산출된 지진해일 재해 $P(Z < z|E) = 1 - P(Z > z|E)$ 를 Fig. 10에 도시하였다. 이러한 결과는 두 개의 직선구간이 비스듬히 만나는 모양의 쓰시마-고토 단층대를 하나의 직선구간으로 근사하여 산출된 것으로 실제적인 적용에는 무리가 있어 보이나 추후 비교를 위해 산출하였다.

4. 수정 지진해일 재해모형

전술한 지진해일 재해모형은 모두에서도 지적하였듯이

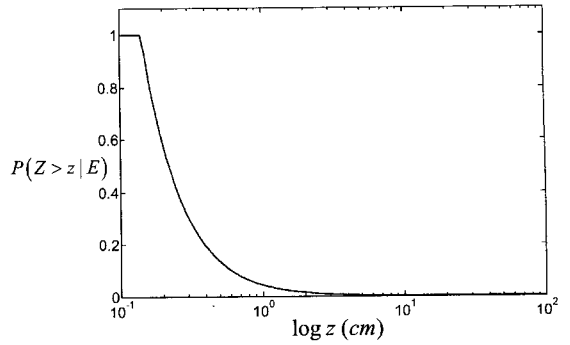


Fig. 10. Tsunami hazard at Masan [$R = 3.0$, $r_o = 150$ km].

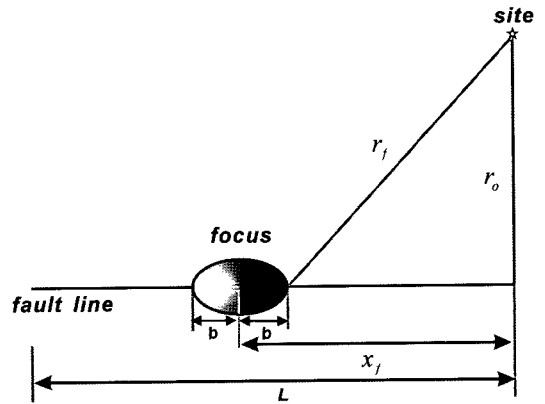


Fig. 11. Basic geometric configuration.

그 유도과정에서 수행된 관심 지역이 단층대를 수직이등분하는 직선상에 위치한다는 가정과 천수 등의 파랑변형 기작이 반영되지 않아 우리나라 남해안과 쓰시마-고토 단층대를 아우르는 영역에 직접 적용하기는 어려워 보인다. 수정 지진해일 재해모형의 유도를 위해 먼저 Fig. 11과 같이 단층대의 길이가 L 이고 관심지역이 단층대의 한 쪽 끝에 위치하는 경우에 대해 고려하고자 한다. 단층대로부터 관심지역은 r_o 만큼 이격되어 있고 저면 용기는 그 주축이 단층대와 나란하게 진행되는 것으로 가정하였다 [$\phi = 0$].

이 경우 식 (10)은 다음과 같이 간략화 될 수 있으며

$$z = (3/2)(0.33) \frac{C_1^{1/2} R^{3/4} (x_f^2 + r_o^2) m_o^{1/2} (h_o/h)^\alpha}{\mu \pi^{1/4} (R^2 x_f^2 + r_o^2)^{3/4}} \quad (20)$$

여기서 x_f 는 관심지역과 연계있는 단층대 말미에서부터 진앙까지의 이격거리를 나타내며 $(h_o/h)^\alpha$ 는 지진해일의 천수효과를 설명하는 계수로 h_o 는 진원에서의 수심, h 는 관심지역의 수심을 각각 나타내며 계수 α 는 연안에서 지진해일고의 공간분포가 대수 정규분포를 따르도록 조정

되는 계수이다(Van Dom, 1965; Kajiura, 1983; Go, 1997). 식 (20)에서 용기부의 주축방향 길이 b 는 지진모멘트 m_o 에 비례한다는 경험적 인식에 기초하면 다음과 같은 기술이 가능하다(Der Kiureghian and Ang, 1975).

$$b = \frac{1}{2} \exp(C_2 m_o - C_3) \quad (21)$$

여기서, C_2 와 C_3 는 과거 발생한 지진 관측자료로부터 결정되는 계수이다.

관심 지역에 z 만큼의 수위 상승을 일으키는 크기가 m_o 인 지진 발생시 용기부의 끝단에서부터 관심지역 사이의 최단 거리 $r_f = \sqrt{r_o^2 + (x_f - b)^2} = g(m_o, z)$ 는 지진모멘트 m_o 와 z 에 의해 결정된다. m_o 이 정해진 경우 r_f 는 특정 수위 z 에 대해 식 (20)으로부터 결정된다. $r_f > r_o$ 인 경우 x_f 의 크기를 지니는 지진은 관심지역에 보다 큰 수위 상승을 일으킬 수 없다. 그러나 $r_f > r_o$ 인 경우 진원이 x_f 이내에 위치할 경우에 한하여 z 이상의 수위 상승을 유발할 수 있다. 이러한 인식에 기초하면 식 (1)의 $P[Z > z|E(m_o)]$ 는 다음과 같이 기술할 수 있다.

$$P[Z > z|E(m_o)] = \begin{cases} 0 & \text{if } r_f < r_o \\ \frac{x_f}{L} & \text{if } x_f < L \\ 1 & \text{if } x_f > L \end{cases} \quad (22)$$

총 확률의 정의에 의해 $P[Z > z|E]$ 는 다음과 같이 기술되며

$$P[Z > z|E] = \int_{m_{oi}}^{m_{ou}} P[Z > z|E(m_o)] f_{M_o}(m_o) dm_o \quad (23)$$

식 (22)를 (23)에 대입하고 정리하면 $P[Z > z|E]$ 는 다음

과 기술할 수 있다.

$$P[Z > z|E] = \int_{m_1}^{m_2} \frac{x_f}{L} f_{M_o}(m_o) dm_o + \int_{m_2}^{m_{ou}} f_{M_o}(m_o) dm_o \quad (24)$$

여기서, m_1 은 조건 $r_f = r_o$ 또는 $m_1 = g(x_f = b, z)$ 으로부터 산출되며 m_2 는 조건 $x_f = L$ 또는 $m_2 = g(x_f = L, z)$ 으로부터 산출될 수 있다.

관심지역이 항상 단층대의 한 쪽 끝에 위치하는 것은 아니나 전술한 경우를 활용하면 Fig. 12에 도시된 보다 일반적인 경우에 대해 지진해일 재해모형을 확장할 수 있다. 먼저 관심지역이 단층대 상에 위치하는 경우 전 단층대에서 지진이 발생하는 빈도는 균일하다고 가정하고 단층대 AC를 관심지역을 중심으로 길이가 L_1 과 L_2 인 두개의 독립된 단층대 AB와 BC로 분리하여 각각 해석하고 선형보간하여 중첩하면 $P[Z > z|E]$ 는 최종적으로 다음과 같이 기술할 수 있다.

$$P[Z > z|E] = \frac{L_1}{L} P_{AB}[Z > z|E] + \frac{L_2}{L} P_{BC}[Z > z|E] \quad (25)$$

여기서, $P_{AB}[Z > z|E]$ 와 $P_{BC}[Z > z|E]$ 는 단층 절편 AB와 BC를 대상으로 한 초과확률을 나타낸다.

관심지역이 단층대 외역에 위치하는 경우 단층대 DE는 단층대 EF와 DF로 분리되며 비슷한 과정을 거쳐 $P[Z > z|E]$ 는 다음과 같이 기술할 수 있다.

$$P[Z > z|E] = \frac{L_1}{L} P_{EF}[Z > z|E] - \frac{L_2}{L} P_{DF}[Z > z|E] \quad (26)$$

쓰시마-고토 단층대를 두개의 직선구간으로 단순화하고 식 (25)와 (26)을 적용하여 산출된 마산 전면 해역에

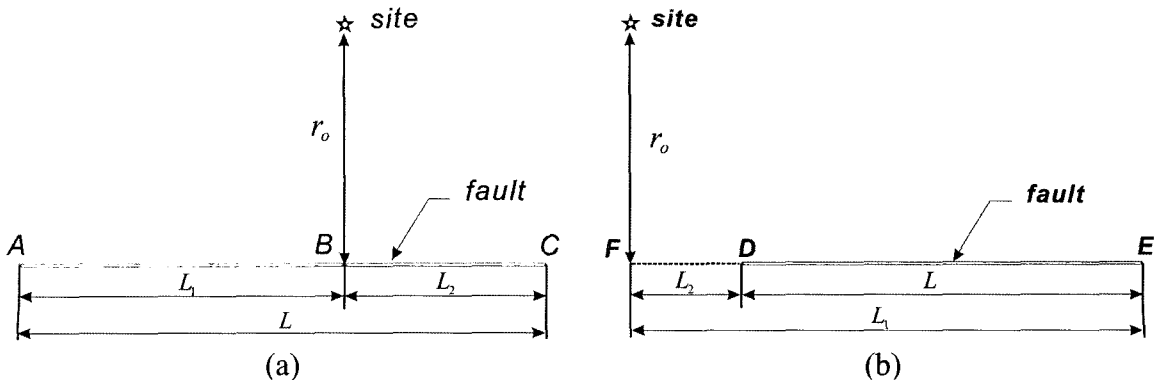


Fig. 12. General geometric configuration.

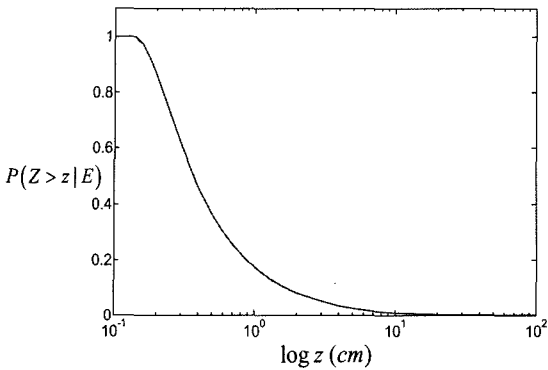


Fig. 13. Tsunami hazard at Masan based on modified tsunami hazard model.

서의 지진해일 재해를 Fig. 13에, 고흥(A), 여수(B), 통영(C) 전면 해역에서의 지진해일 재해는 Fig. 14에 도시하였다.

5. 수정지진해일모형의 검증

일본 북해도와 혼슈 서측으로 오쿠시리 해령이라는 활성단층대가 존재하며 일본 서해안에 영향을 미친 대부분의 지진해일은 이 단층대에서 발생한 지진에 기인한다. 동해 동연의 활성단층대에서 발생한 주요 지진의 규모와 발생빈도는 Table 2와 같다(岡田義光, 2004). 본고에서 제시한 지진해일 재해모형의 검증은 관측자료가 비교적 풍부한 오쿠시리 해령에서 발생한 지진 중 1993년 북해도 남서외해 지진해일(Okushiri Tsunami)과 조위관측소가 운영중인 Akita and Fukaura 지역을 대상으로 수행되었다.

1993년 북해도 남서외해 지진해일 발생시 Akita and Fukaura에서 관측된 수위자료에서 조석성분을 제외한 지진해일로 인한 수위변화를 각각 Fig. 15, 16에 도시하였으며 Akita and Fukaura에서의 지진해일로 인한 최대 수위 상승고는 각각 33.59 cm, 22.62 cm인 것으로 판단된다.

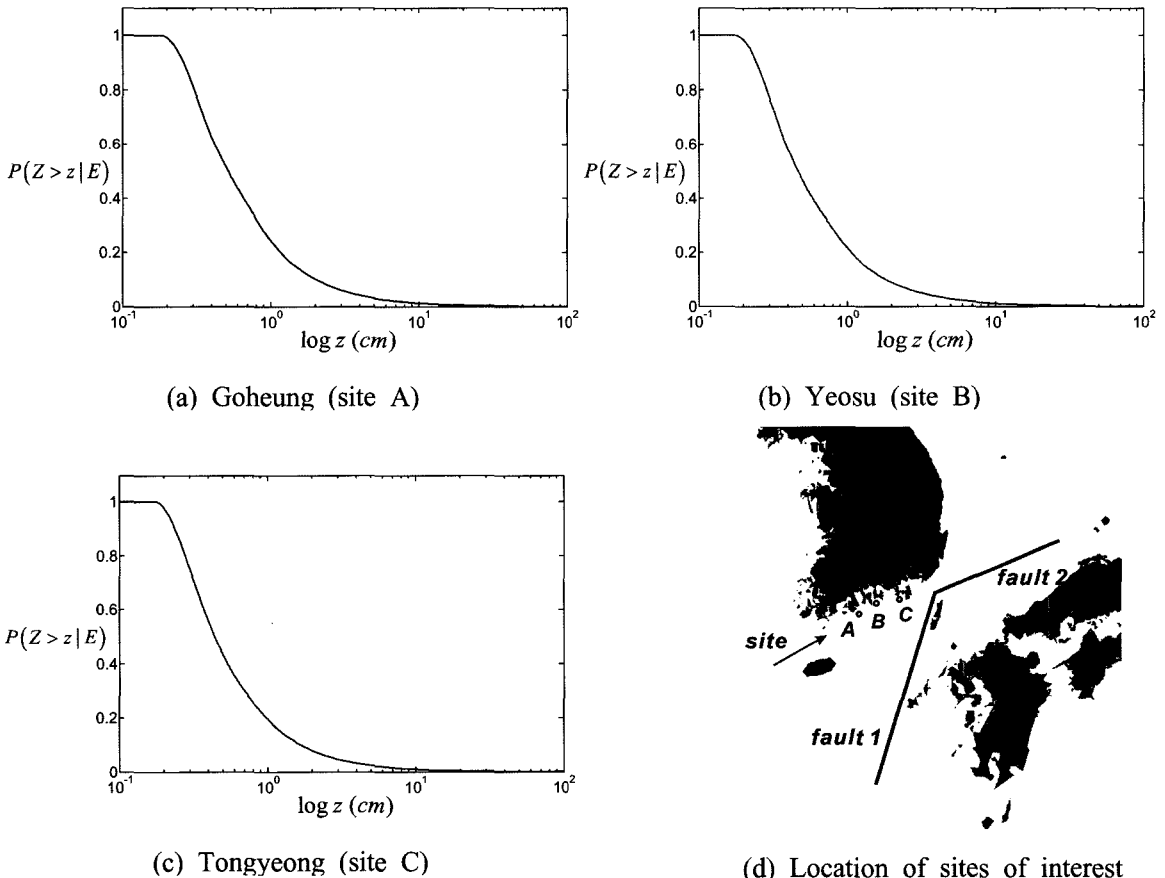


Fig. 14. Tsunami hazard at Goheung, Yeosu and Tongyeong.

Table 2. List of major earthquakes occurred along Okushiri Ridge

지진명	발생년도	지진규모 (Richter scale)	발생빈도
가무이미사키 지진	1940년	약 7.5	1400~3900년
니이가타 지진	1964년	약 7.5	1000년 이상
동해중부 지진	1983년	약 7.7	500~4000년
북해도남서외해 지진	1993년	약 7.8	500~1400년

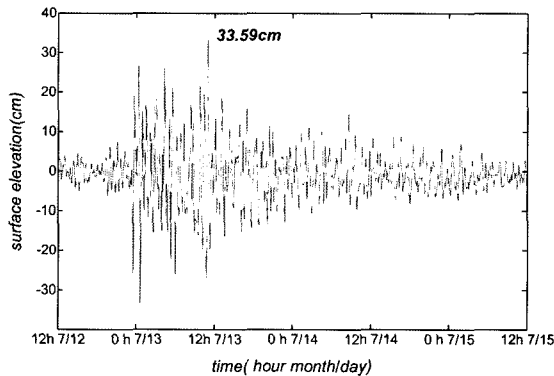


Fig. 15. Time series of measured water level rise at Akita during 1993 Okushiri Tsunami.

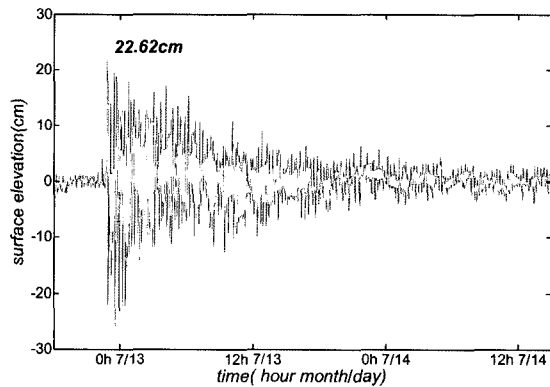


Fig. 16. Time series of measured water level rise at Fukaura during 1993 Okushiri Tsunami.

1993년 북해도 남서외해 지진은 일본 서측에 위치한 오키시리 해령에서 발생하였으며, 오키시리 해령과 관심지역인 Akita, Fukaura의 위치는 Fig. 17에 도시하였다. 오키시리 해령의 길이는 $L = 780$ km이고, Akita의 경우 단층대로부터의 이격거리 $r_o = 110$ km, 단층대 상의 상대적 위치 $L_1 = 520$ km, $L_2 = 260$ km이며, Fukaura의 경우 이격거리 $r_o = 100$ km, $L_1 = L_2 = 390$ km이다.

Okushiri Ridge를 포함하는 영역에서 1973년부터 2005년까지 33년간 발생한 규모 4.0 이상의 지진의 발생위치는 Fig. 20에 도시하였고 이로부터 Okushiri Ridge에서의

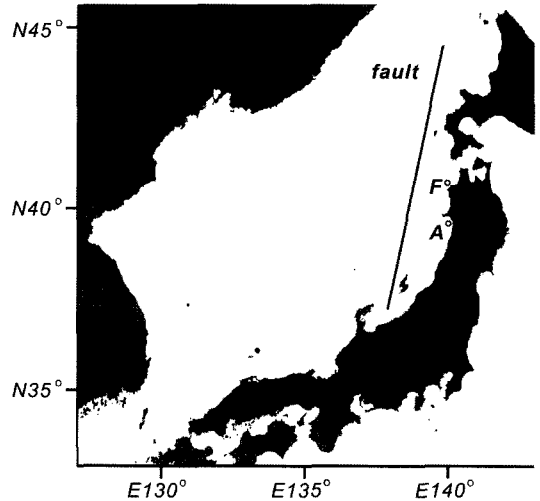


Fig. 17. Location of Okushiri Ridge and tidal stations of Akita and Fukaura.

연간 평균발생빈도 ν 를 구하였다. 전술한 수정 지진해일 재해모형에 기초하여 Akita and Fukaura에서의 지진 발생시 수위별 초과확률 $P[Z > z|E]$ 을 산출한 뒤 ν 과 식 (1)을 이용하여 연간 수위별 초과확률 $P[Z > z]_{1year}$ 을 구하여 Fig. 18, 19에 도시하였다. Fig. 18에는 Akita에서 침수고가 각각 0.1 cm~100 cm, 10 cm~100 cm일 경우의 초과확률을 도시하였다. Fig. 18에서 Akita에서의 지진해일로 인한 최대수위 상승고 33.59 cm에 해당하는 초과확률 0.000637임을 알 수 있으며 이는 생기빈도로 표현하는 경우 1569.9년에 해당된다. Fig. 19에는 Fukaura에서 침수고가 각각 0.1 cm~100 cm, 10 cm~100 cm일 경우의 초과확률을 도시하였다. Fig. 19로부터 Fukaura에서의 지진해일로 인한 최대수위 상승고 22.62 cm에 해당하는 초과확률은 0.000811임을 알 수 있으며 이는 생기빈도로 표현하는 경우 1233.0년에 해당된다. 岡田義光(2004)에 의하면 북해도 남서외해 지진해일의 발생빈도는 500년과 1400년 사이에 분포하며 이를 본고의 수정 지진해일 재해모형의 결과와 비교하면 Fukaura의 경우 정확히 일치하며 Akita의 경우도 상당히 고무적이라고 판단된다. 그

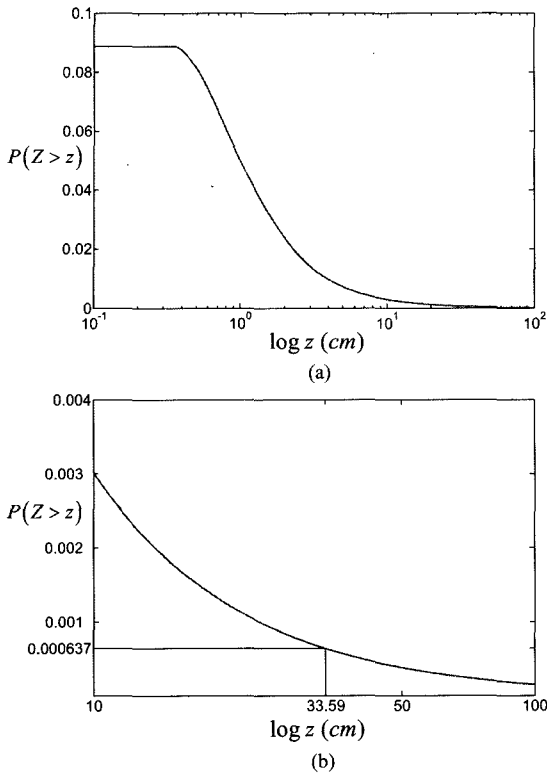


Fig. 18. Tsunami hazard at Akita ($10 < Z < 100$).

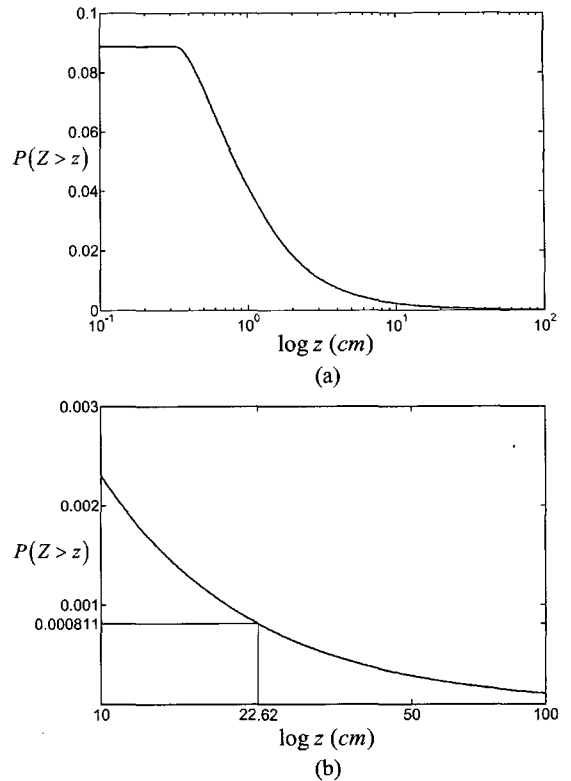


Fig. 19. Tsunami hazard at Fukaura ($10 < Z < 100$).

러나 Table 2에서 알 수 있듯 지진 발생빈도의 범위는 가 무이마사키 지진의 경우 2500년, 동해중부 지진의 경우 3500년, 북해도 남서외해 지진의 경우 900년 등 상대적으로 큰 값을 지닌다. 이러한 경향은 two parameter Weibull분포와 같은 극치분포형에 기초한 빈도해석이 생기빈도가 비교적 큰 영역에서 자료 부족으로 인한 왜곡현상으로 오류를 보일 수 있다는 그동안의 경험적 인식에 비추어 보면 일정 정도 과다하게 산출된 것으로 판단된다.

5. 결 론

우리나라는 비교적 지진으로부터 자유롭다는 기존의 인식과는 달리 우리나라 근처에는 서해안의 추가령 단층계, 동해안의 양산 단층계, 대만해협과 인접한 쓰시마-고토 단층대 등의 많은 활성단층대가 존재한다. 응력취약부인 쓰시마 주변 해저의 단층대를 통해 우리나라에도 영향을 미친 2005년 후쿠오카 지진은 우리나라 사회에 쓰시마-고토 구조선이라는 활성 단층대의 존재를 처음으로 부각시켰다. 최근 동서 방향으로의 압축이 진행되는 유라시아판, 북

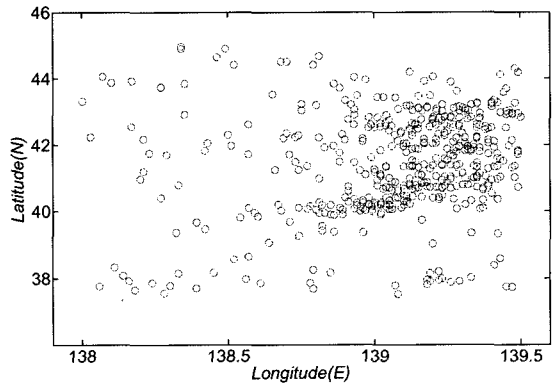


Fig. 20. Distribution of epicenters in the vicinity of Okushiri ridge.

미판으로 인해 상당한 응력이 부하되고 있는 쓰시마-고토 단층대를 복진하는 필리핀 판이 자극하는 경우 우리나라와 일본은 일찍이 경험하지 못한 큰 재난에 직면하게 된다. Dip strike 형태의 지진이 발생할 경우 불과 이백 km 내외의 거리에서 전술한 단층대를 마주보고 있는 우리나라 남해안의 지진에 후행하는 지진해일에 의해 상당 부

본 침수될 것이며 疏開시간의 부족으로 인해 상당한 인명피해도 예상된다. 따라서 전술한 침수 피해를 최소화하기 위해서는 지진해일로 인한 수위 상승이 반영된 연안방재 시스템의 설계기준 제정은 시급한 과제로 보인다.

본고에서는 먼저 우리나라 방재 시스템의 주류를 이루는 지진해일 예경보 시스템의 효율성을 규명하기 위해 대한해협에서의 지진해일 전파특성을 수치적으로 규명하였다. 지진해일은 쓰시마-고토 단층대에서 발생한 크기가 리히터 스케일에서 7.5인 지진에 의해 기인되는 것으로 가정하였다. 수치모의결과 지진해일의 선도파랑은 대한해협을 지나 지진발생 60분 후에 한반도 남해안에 내습하는 것을 확인하였다. 이러한 결과는 지속적인 훈련으로 효율적인 방재 시스템이 구축된 일본과는 달리 방재 훈련이 전무한 우리나라의 경우 대피시간 부족으로 인해 지진해일 예경보 시스템이 그 기능을 다하지 못할 수 있다는 일각의 우려를 뒷받침한다.

발생위치나 그 규모 등을 예측할 수 없는 지진의 특성상 지진해일에 대비한 연안방재 시스템의 설계기준을 선정하기 위해서는 지진해일고에 대한 확률적 기술이 절대적으로 필요하다. 본고에서는 비교적 간단한 지진학적 모형과 Kajiura(1963)의 동수역학 모형을 기초로 수정 지진해일제해 모형을 제시하였다. 제시된 모형에 기초하여 쓰시마-고토 단층대에서 발생하는 지진해일 유발 지진으로 인한 한반도 남부 연안 지역(마산, 고흥, 여수, 통영 전면해역)에서의 각 표고별 침수확률을 수치적으로 산출하였다.

이와 더불어 본고에서 제시된 수정 지진해일 제해모형의 검증작업은 비교적 관측자료가 풍부한 동해 동연의 오키시리 해령에서 발생한 지진 중 1993년 북해도 남서외해 지진과 Akita and Fukaura 두 곳에서 관측된 수위 자료를 대상으로 수행되었다. Akita의 경우 지진해일로 인한 최대수위 상승고 33.59 cm는 초과확률이 0.000637, 재현기간이 1569.9년인 수리사상으로, Fukaura의 경우 지진해일로 인한 최대수위 상승고 22.62 cm는 초과확률이 0.000811, 재현기간이 1233.0년인 수리사상으로 판단된다. 이러한 결과는 岡田義光(2004)이 제시한 북해도 남서외해 지진의 생기빈도와 일치하거나 다소 큰 수치이나 고무적인 결과로 보인다. 매개변수를 지니는 극치분포에 준거하여 산출된 생기빈도의 범위는 가부이미사키 지진의 경우 2500년, 동해중부 지진의 경우 3500년, 북해도 남서외해 지진의 경우 900년 등 상대적으로 큰 값을 지닌다. 이러한 경향은 two parameter Weibul 분포와 같은 극치분포형에 기초한 빈도 해석의 생기빈도가 비교적 큰 영역에서 자료 부족으로 인

한 왜곡으로 오류를 보일 수 있다는 그 동안의 경험적 인식에 비추어 보면 일정 정도 과다하게 산출된 것으로 판단된다. 이러한 결과는 해석해에 기초한 본고의 수정제해 모형이 연안방재시스템의 기준으로 차용될 수밖에 없는 생기빈도가 큰 지진의 경우 수월성을 가지는 것을 시사한다. 본고에서 제시한 우리나라 남해안 주요 지점에서의 표고별 침수확률이 차후 진행될 지진해일의 위협에 대응하기 위한 연안방재 시스템의 설계기준 제정 시 가치 있는 자료로 사용될 수 있기를 기대한다.

참고문헌

Abbott, M.B. (1979). *Computational Hydraulics, Elements of the Theory of Free Surface Flows*. Pitman, London.

Abbott, M.B. and Basco, D.R. (1989). *Computational Fluid Dynamics, an Introduction for Engineers*. Longman, London, and Wiley, New York.

Abbott, M.B. and Cunge, J.A. (1982). *Engineering Applications of Computational Hydraulics*. Pitman, London.

Abbott, M.B., McCowan, A.D. and Warren, J.R. (1981). *Numerical Modelling of Free Surface Flows that are Two Dimensional in Plan, Transport Models for Inland and Coastal Waters*, edited by Fischer, H.B., Academic Press, New York.

Der Kiureghian, A. and Ang, A. H-S. (1975). *A Line Source Model for Seismic Risk Analysis*, Civil Engineering Studies, Structural Research Series, University of Illinois at Urbana-Champaign, Urbana, IL, USA.

Garcia, A.W. and Houston, J.R. (1975). *Type 16 flood insurance study: tsunami predictions for Monterey and San Francisco bays and Puget sound*. Hydraulics Laboratory, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Technical Report H-75-11.

Go, C.N. (1997). *Statistical distribution of the tsunami heights along the coast. Tsunami and accompanied phenomena, Sakhalin*, 7, 73-79.

Houston, J.R. and Garcia, A.W. (1974). *Type 16 flood insurance study: tsunami predictions for Pacific coastal communities*. Hydraulics Laboratory, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Technical Report H-74-3.

Houston, J.R., Carver, R.D. and Marckle, D.G. (1977). *Tsunami wave elevation frequency of occurrence for the Hawaii island*. Hydraulics Laboratory, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Technical Report H-77-16.

Kajiura, K. (1963). *The leading wave of a tsunami*. Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 41,

- 535-571.
- Kajiura, K. (1983). Some statistics related to observed tsunami heights along the coast of Japan. *Tsunamis - Their Science and Engineering*. Terra Pub., Tokyo, 131-145.
- Kanamori, H. (1977). The energy release in great earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 82(20), 2981-2987.
- Kanamori, H. and Anderson, D.L. (1975). Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bulletin of Seismological Society of America*, 65(5), 1073-1095.
- Lee, Y.S., Ishikawa, N. and Kim, W.K. (1999). Paleomagnetism of tertiary rocks on the Korean peninsula: tectonic implications for the opening of the East Sea. *Tectonophysics*, 304, 131-149.
- Lin, I. Chen (1985). An investigation of tsunami hazard. Ph.D. dissertation, North Carolina State University, Raleigh, North Carolina, U.S.A.
- Lin, I. Chen and Tung, C.C. (1982). A preliminary investigation of tsunami hazard. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(6), 2323-2337.
- Lin, I. Chen and Tung, C.C. (1986). Studies of tsunami hazard. *Proceedings of 20th International Conference of Coastal Engineering*, ASCE, 2593-2605.
- Loomis, H.G. (1976). Tsunami wave run-up heights in Hawaii. Hawaii Institute of Geophysical Research, University of Hawaii, Report No. HIG-76-5.
- Mansinha, L. and Smylie, D.E. (1971). The displacement of earthquake fault model. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 61, 1400-1433.
- Molnar, P. (1979). Earthquakes recurrence intervals and plate tectonics. *Bulletin of Seismological Society of America*, 69(1), 115-133.
- Morse, P.M. and Feshbach, H. (1953). *Methods of theoretical physics*. McGraw-Hill, New York, N.Y.
- Papoulis, A. (1965). *Probability, random variables and stochastic processes*. McGraw-Hill, New York, N.Y.
- Van Dorn, W.G. (1965). Tsunamis. *Advances in Hydroscience*. Ed. V.T. Chow. Acad. Press, London, 2, 1-48.
- Wiegel, R.L. (1970). *Earthquake engineering*. Prentice-Hall, Englewood cliffs, N.J.
- Yoon, S.B. (2002). Propagation of distant tsunamis over slowly varying topography. *Journal of Geophysical Research*, 107(10).
- 岡田義光 (2004). *日本の地震地*. 東京書籍.

Received April 5, 2006

Accepted November 13, 2006