

工學碩士 學位論文

일본 지진공백역에서의 쓰나미가 우리나라의
남동연안에 미치는 영향분석

**Analysis of the Effects on the Southeastern Coast of Korea by a Tsunami
Originating from Hypothetical Earthquake in Japan**

指導教授 金 度 三

2008年 2月

韓國海洋大學校 海事産業大學院

土木環境工學科

朴 光 洙

**Analysis of the Effects on the Southeastern Coast of Korea by a Tsunami
Originating from Hypothetical Earthquake in Japan**

by
Gwang Soo Park

*Department of Civil and Environment System Engineering
Graduate School of Maritime Industrial Studies
Korea Maritime University*

ABSTRACT

The tsunami that occurred from the earthquake that registered 7.5 on the Richter scale on June 16, 1964 in the sea outside the city of Niigata, Japan, the tsunami that was caused by the Central East Sea Earthquake that registered 7.7 on the Richter scale on May 26, 1983 along the entire coast in Akita and the tsunami due to the Southwest off Hokkaido Earthquake that registered 7.8 on the Richter scale on July 12, 1993 in Southwest off Hokkaido occurred along the long seismic zone that stretches along the coast of Hokkaido in a south-north direction. They are the representative tsunamis that have affected the coast of the Korean peninsula. Such tsunamis have caused fatal damage to the coastal regions of Japan. At the same time, they have also propagated to the east coast of Korea, causing heavy damage to life and property. By considering these tsunamis that occur in approximately 10 year

intervals and the ensuing damages, it can be found that the fault activities that can affect Korea occur periodically. Since it is expected that occurrence of tsunamis will increase, research on and countermeasures against tsunamis that may descend on Korea in the future is urgently needed at this point. Understanding accurately the movement characteristics of the tsunamis that have assaulted Korea is also important.

The hypothetical earthquake located on the fault zone along the western coast of Japan, where sufficient time has elapsed since the last earthquake or an earthquake has not occurred yet, is known to possess significant potential energy. The possibility of earthquake activities occurring here in the future is high. It is expected that the resulting tsunamis will cause great damage to the East Sea coast of Korea and affect parts of the southern coast as well.

Research concerning the effect on the East Sea coastal regions by the tsunami that resulted from the Central East Sea Earthquake of 1983 and Southwest off Hokkaido Earthquake that occurred in 1993, in which tsunami characteristics like change in water levels and propagation time were examined and compared with observed values, has been more or less carried out. However, research on occurrence of tsunami from the hypothetical earthquake and its effects have not been carried out sufficiently.

In this research, tsunami that may be caused by a virtual earthquake that is expected in the hypothetical earthquake, along the western coast of Japan, will be estimated using numerical simulation. From this, the effect of the tsunami originating from the hypothetical earthquake on the southeastern coast of Korea will be evaluated by examining the water level rise due to the maximum water level rise and changing time, for each point along the southeastern coast.

It will be possible to use the virtual results obtained like this as important basic materials in future disaster prevention plans and designs, for determining the direction of coastal development, for arranging seashore and harbor structures and to carry out wave resistant design for the southeastern coast of Korea.

일본 지진공백역에서의 쓰나미가 우리나라의 남동연안에 미치는 영향분석

박 광 수

韓國海洋大學校 海事産業大學院
土木環境工學科

요 약

1964년 6월 16일 일본 니가타의 외해에서 발생한 리히터 규모 7.5의 강진에 의한 쓰나미, 1983년 5월 26일 일본 아키타의 전면해역에서 발생한 리히터 규모 7.7의 동해중부지진에 의해 발생한 쓰나미, 1993년 7월 12일 일본 북해도의 남서외해에서 발생한 리히터 규모 7.8의 일본 북해도남서외해지진에 의해 발생한 쓰나미는 일본의 북해도연안을 따라 남북방향으로 길게 놓여있는 지진대로부터 발생하여 한반도의 연안에 영향을 미친 대표적인 지진해일이다. 이와 같은 쓰나미는 일본의 연안에 치명적인 피해를 입혀왔으며, 동시에 동해를 전파하여 우리나라의 동해연안에도 인명 및 재산피해를 발생시켜왔다. 대략 10년을 주기로 발생하는 이와 같은 쓰나미의 발생과 그로 인한 피해를 고려하면 우리나라에 영향을 미칠 수 있는 단층활동이 주기적으로 일어나는 것을 알 수 있고, 이로 인한 쓰나미의 발생빈도도 증가할 것으로 예측되므로 기왕에 우리나라로 내습한 쓰나미의 거동특성의 정확한 이해뿐만 아니라, 향후 내습할 가능성이 있는 쓰나미에 대한 연구 및 대책이 시급히 요구되는 실정에 있다.

지진이 발생한지 충분한 시간이 경과되었거나 아직 지진이 발생하지 않은 일본 서측연안의 단층대에 위치하는 지진공백역은 상당한 잠재에너지를 가지고 있는 것으로 알려져 있고, 향후 지진활동이 발생할 가능성이 높으며, 이에 따른 쓰나미의 발생으로 우리나라의 동해연안에 큰 피해가 예상되고, 남해연안의 일부에도 피해가 예상되고 있다.

일본의 서측근해에서 발생한 1983년의 동해중부지진이나 1993년의 북해도남서외해지진에 의한 쓰나미가 우리나라의 동해연안에 미친 영향에 관해 동해연안에서의 수위변동, 전파시간 등과 같은 쓰나미의 특성을 검토하여 관측치와 비교한 연구는 다소 수행되었다. 그러나, 지진공백역에서 쓰나미의 발생 및 그의 영향에 대한 연구는 충분히 수행되어 있지 않은 실정이다.

본 연구에서는 일본 서부연안의 지진공백역에 예상되는 가상의 지진에 의한 쓰나미를 수치시뮬레이션으로부터 예측한다. 이로부터 남동부연안의 각 지점에 있어서 최대수위상승고와 시간에 따른 수위변화 등을 검토하여 지진공백역에서 발생한 쓰나미가 우리나라의 남동연안에 미치는 영향을 평가한다.

이상에서 얻어진 가상의 결과는 우리나라의 남동연안에서 향후 연안방재의 계획 및 설계, 연안개발의 방향, 해안·항만구조물의 배치 및 내파설계 등에 중요한 기초자료로 활용될 수 있을 것이다.

目 次

ABSTRACT	i
요약	iii
目次	v
그림 목차	vii
표 목차	ix
SYMBOL	x
제1장 서론	1
1.1 연구의 배경	1
1.2 연구의 목적	3
1.3 기존의 연구	6
1.4 연구의 구성	7
제2장 쓰나미의 수치시물레이션	8
2.1 쓰나미의 거동특성	8
2.2 기초방정식	12
2.3 유한차분근사	19
2.4 이동경계조건	22
2.5 단층파라미터	24
제3장 수치해석결과	26
3.1 단일격자모델	26
3.1.1 대상영역 및 계산조건	26
3.1.2 수치해석결과	28

3.2 복합격자모델	32
3.2.1 대상영역 및 계산조건	32
3.2.2 수치해석결과	35
제4장 결 론	40
참고문헌	42

그림 목차

그림-1.1 일본 서부연안에서 발생한 지진분포	4
그림-1.2 지진공백역의 위치	5
그림-2.1 1790년~1990년 사이에 생긴 쓰나미의 발생원인별의 발생회수와 그 비율	9
그림-2.2 해저지진에 의한 쓰나미의 발생모식도	9
그림-2.3 쓰나미의 천수 및 굴절변형	10
그림-2.4 수심과 폭의 변화에 따른 파고의 변화	11
그림-2.5 Leap-frog법에서 변수의 배치	19
그림-2.6 이동경계의 모식도	22
그림-2.7 월류의 모식도	23
그림-2.8 단층의 종류	24
그림-2.9 단층파라미터의 정의	25
그림-2.10 단층운동과 지반 변위의 모식도	25
그림-3.1 쓰나미의 수치모형실험에 적용된 계산영역과 수심의 공간분포	27

그림-3.2 지진공백역의 지진에 의한 쓰나미의 전파도	29
그림-3.3 지진공백역의 쓰나미에 의한 최대수위분포	31
그림-3.4 쓰나미의 수치모형실험에 적용된 계산영역	33
그림-3.5 제6영역에서 수심의 공간분포	34
그림-3.6 제1영역에서 쓰나미의 전파시간 및 최대수위분포(지진공백역)	35
그림-3.7 제6영역에서 쓰나미에 의한 최고수위의 공간분포	37
그림-3.8 지진공백역에서의 쓰나미에 의한 지역별의 수위변동	39

표 목차

표-3.1 계산조건	27
표-3.2 지진공백역(Ishikawa, 1994)에서 단층파라미터	28
표-3.3 지진공백역의 쓰나미에 의한 최저 및 최고수위	30
표-3.4 각 영역의 계산조건	33

SYMBOL 목차

A_h	수평와동점성계수
A_v	연직와동점성계수
b	만의 폭
C	위상의 전파속도
D	전수심 ($h+n$)
δ	단층면의 경사각
n	지진해일에 의한 수면변위
g	중력가속도
H	파고
H_1	방파제와 제방 전의 수심
H_2	방파제와 제방 후의 수심
H_c	천단고
H'	지표면에서 진원까지의 거리
h	수심
L	단층의 길이
L'	단층의 길이
λ	단층의 미끌어지는 방향
λ_i	풍상차분에서 주어지는 계수
M	x 방향의 유량
Q	월류 유량
N	y 방향의 유량
n_n	manning의 조도계수

v_i	풍상차분에서 주어지는 계수
p	압력
ρ_w	해수의 밀도
t	시간
τ_x	해저에서 x 방향으로 전단력
τ_y	해저에서 y 방향으로 전단력
θ	단층의 주향방향
U	x 방향의 해저에서 해면까지 평균유속성분
u	x 방향의 유속성분
u'	단층의 엇갈리는 량
V	y 방향의 해저에서 해면까지 평균유속성분
v	y 방향의 유속성분
W	단층의 폭
w	z 방향의 유속성분
Δx	수평방향의 격자간격
Δz	연직방향의 격자간격

1. 서론

1.1 연구의 배경

1964년 6월 16일 일본 니가타의 외해에서 발생한 리히터 규모 7.5의 강진에 의한 쓰나미, 1983년 5월 26일 일본 아키타의 전면해역에서 발생한 리히터 규모 7.7의 동해중부 지진(그림-1.1 참조)에 의해 발생한 쓰나미, 1993년 7월 12일 일본 북해도의 남서외해에서 발생한 리히터 규모 7.8의 일본 북해도남서외해지진(그림-1.1 참조)에 의해 발생한 쓰나미는 일본의 북해도연안을 따라 남북방향으로 길게 놓여있는 지진대로부터 발생하여 한반도의 연안에 영향을 미치 대표적인 지진해일이다. 이와 같은 쓰나미는 일본의 연안에 치명적인 피해를 입혀왔으며, 동시에 동해를 전파하여 우리나라의 동해연안에도 인명 및 재산피해를 발생시켜왔다. 대략 10년을 주기로 발생하는 이와 같은 쓰나미의 발생과 그로 인한 피해를 고려하면 우리나라에 영향을 미칠 수 있는 단층활동이 주기적으로 일어나는 것을 알 수 있고, 이로 인한 쓰나미의 발생빈도도 증가할 것으로 예측되므로 기왕에 우리나라로 내습한 쓰나미의 거동특성의 정확한 이해뿐만 아니라, 향후 내습할 가능성이 있는 쓰나미에 대한 연구 및 대책이 시급히 요구되는 실정에 있다.

지진이 발생한지 충분한 시간이 경과되었거나 아직 지진이 발생하지 않은 일본 서측 연안의 단층대에 위치하는 지진공백역(그림-1.2 참조)은 상당한 잠재에너지를 가지고 있는 것으로 알려져 있고, 향후 지진활동이 발생할 가능성이 높으며, 이에 따른 쓰나미의 발생으로 큰 피해가 예상되고 있다. 이러한 지진공백역은 기존의 연구결과를 통해 추정될 수 있다. Sato(1995)는 과거에 발생한 지진의 진원분포상에 표시된 기왕의 대지진에 있어서의 여진역으로부터 플레이트의 경계상에 존재하는 여진역의 사이에 지진활동이 적은 공백역이 존재한다는 사실을 확인하였다. 이를 제1종 지진공백역이라 칭한다. 羽鳥

(1984)는 지진과 쓰나미에 대한 역사자료를 근거로 플레이트의 사이에 기왕의 쓰나미에 있어서의 파원역을 추정하였으며, 플레이트의 경계상에서 파원역으로 둘러싸인 영역이 제1종 지진공백역에 상당한다. 이 제1종 지진공백역은 장래에 쓰나미를 동반하는 대규모의 지진이 발생할 가능성이 높은 지역으로 알려진 지역이다. 그리고, 일정기간마다 발생하는 소지진의 분포로부터 지진공백역의 크기가 확대 혹은 축소되면서 변화되는 지역이 있으며, 이를 제2종 지진공백역이라 칭한다. 이 중에 지진공백역의 크기가 확대되는 경향이 있는 지역이 장래에 쓰나미가 발생할 가능성이 높은 것으로 알려져 있다(松澤, 1996).

동해에서 일본측의 연안에 기인하는 지진으로 발생한 쓰나미가 우리나라의 연안에 미치는 구조를 면밀히 분석하고, 동시에 금후 내습할 수 있는 쓰나미의 영향을 정확히 예측하기 위해서는 해저지형변화에 따른 쓰나미의 굴절, 회절, 반사 및 분산과정과 해안에 가까워지면서 나타나는 천수 및 처오름 등의 현상을 상세히 고려할 수 있는 수치모형의 개발이 절실히 요구되고 있는 실정에 있지만 만족할 정도의 단계에 이르지 못하고 있는 것으로 판단된다. 이로부터 얻어지는 결과들은 향후 동해안을 위시한 국내의 연안에서 원자력 및 화력발전소에서 부지고의 결정, 해안 및 항만구조물의 내파설계와 연안방재의 계획 및 정책 등에 주요한 자료로 활용될 수 있다.

1.2 연구의 목적

우리나라는 일본의 근해에 존재하는 지진대에서 다소 떨어져 있기 때문에 지진이 발생할 경우에도 쓰나미에 의한 피해는 크지 않을 것으로 여겨져 왔다. 그러나, 앞서 살펴본 바와 같이 일본의 서측근해에서 발생한 1983년의 동해중부지진이나 1993년의 북해도 남서외해지진과 같이 일본의 서부연안지역에 발생한 강진에 의해 발생한 강력한 쓰나미가 우리나라의 동해연안에 큰 영향을 입혔다.

일본의 서측근해에서 발생한 1983년의 동해중부지진이나 1993년의 북해도남서외해지진에 의한 쓰나미가 우리나라의 동해연안에 미친 영향에 관해 동해연안에서의 수위변동, 전파시간 등과 같은 쓰나미의 특성을 검토하여 관측치와 비교한 연구는 다소 수행되었다(윤성범 등, 2002; 최병호 등, 1993, 1994, 2006; 양금석, 2007). 그러나, 그림-1.1과 1.2에 나타내는 지진공백역에서 쓰나미의 발생 및 그의 영향에 대한 연구는 충분히 수행되어 있지 않은 실정이다. 지진공백역은 전술한 바와 같이 지진의 발생기간이 충분히 경과되었거나 아직 지진이 발생하지 않은 일본 서측연안의 단층대에 위치하며, 상당한 잠재에너지를 가지고 있으므로, 향후 지진활동이 발생할 가능성이 매우 높은 지역이다. 지진공백역에서 쓰나미의 발생시에 우리나라의 동해연안에 큰 피해가 예상되고, 남부연안의 일부에도 피해가 예상되고 있다.

본 연구에서는 Ishikawa(1994)가 제안한 지진공백역을 적용하여 일본 서부연안의 지진공백역에 주어지는 가상의 지진에 의한 쓰나미를 수치시뮬레이션으로부터 예측한다. 이로부터 얻어진 결과와 우리나라의 동해연안에 영향을 미친 기존의 쓰나미에 대한 관측치와 비교하고, 더불어 남동부연안의 각 지점에 있어서 최대수위상승고와 시간에 따른 수위변화 등을 검토하여 지진공백역에서 발생한 쓰나미가 우리나라의 남동연안에 미치는 영향을 평가한다.

이상에서 얻어진 가상의 결과는 우리나라의 남동연안에서 향후 연안방재의 계획 및 설계, 연안개발의 방향, 해안·항만구조물의 배치 및 내파설계 등에 중요한 기초자료로 활용될 수 있을 것이다.

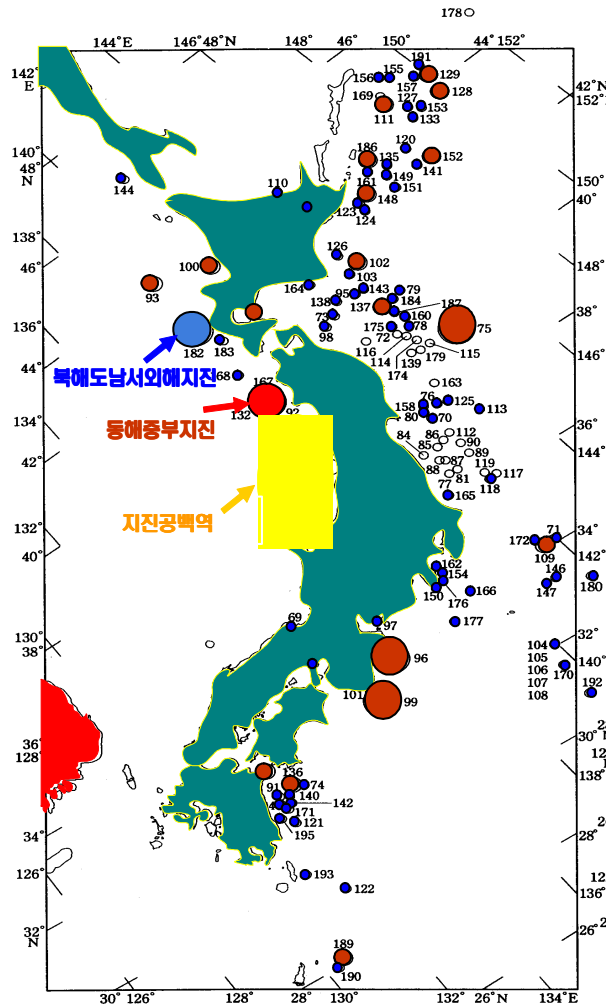


그림-1.1 일본 서부연안에서 발생한 지진분포

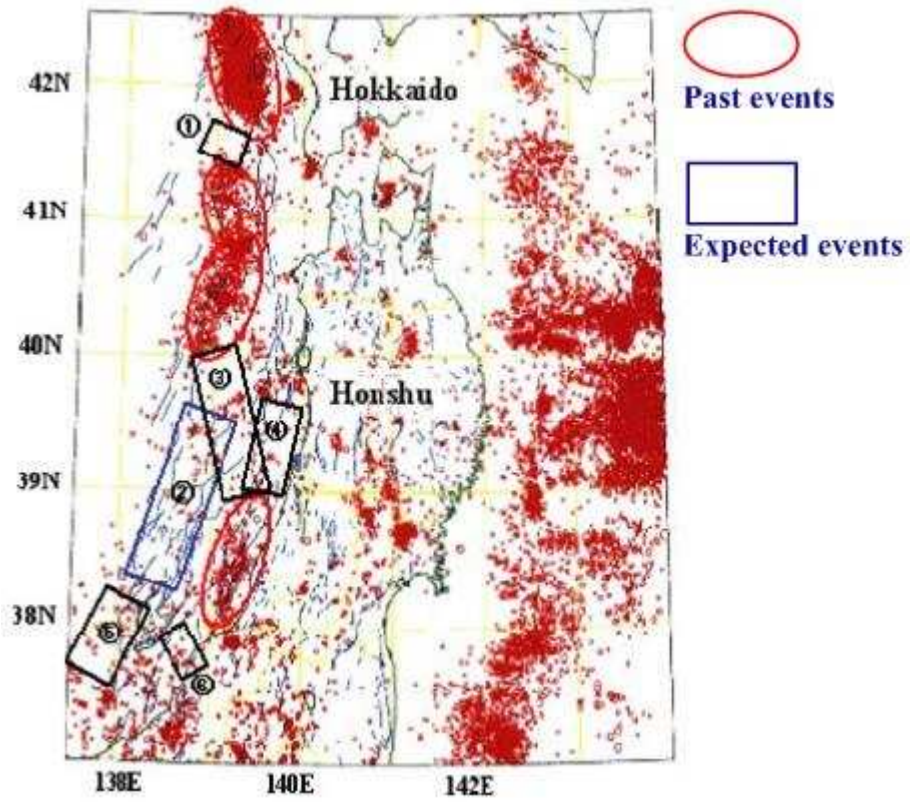


그림-1.2 지진공백역의 위치

1.3 기존의 연구

쓰나미의 수치시뮬레이션에 관한 연구는 쓰나미의 피해를 자주 입는 하와이, 알래스카, 캘리포니아 등의 미국과 캐나다 및 일본에서 활발히 진행되어 오고 있으며, 우리나라와 러시아에서도 동해안의 주요 항구에 대해 예상범람지도를 작성하는 등의 상당한 수준에 이르고 있다.

일본의 경우에 1983년 동해중부지진에 의한 쓰나미를 수치적으로 해석하면서 연구가 본격화되었으며, 천수방정식과 leap-frog의 유한차분기법을 사용한 수치모형으로 일본의 근해에서 발생하는 쓰나미를 해석하였다(Goto and Shuto, 1983). Imamura et al.(1988)은 칠레쓰나미를 수치해석하였으며, 장거리를 전파하는 쓰나미의 물리적 분산효과의 중요성을 인지하고, 수치분산효과를 이용하여 물리적 분산효과를 고려하는 방법을 제시하였으나, 수심이 변하는 지역에 대해서는 정도가 높지 않은 단점이 있다.

Yoon and Liu(1992)는 완변수심에서 물리적 분산효과를 고려할 수 있는 유한요소모형을 제시하여 1983년 일본중부지진에 적용하였으며, 우리나라 동해안에 내습하는 쓰나미의 전파에 대화퇴가 미치는 영향을 확인하였다. 최병호 등(1993, 1994, 1995, 1997)은 일본의 동북대학을 중심으로 수행된 TIME(Tsunami Inundation Modeling Exchange) 프로그램의 일환으로 유한차분모형을 적용하여 1983년 일본중부쓰나미와 1993년 북해도남서외해쓰나미, 1992년 이카라구아의 쓰나미, 1994년 필리핀 민도로스섬의 쓰나미를 산정하였다. 국립방재연구소(1998)는 우리나라 동해안에 영향을 미친 쓰나미에 대한 광범위한 조사와 함께 지형의 fractal차원을 도입하여 대화퇴의 중요성을 재확인하였으며, 정도 높은 수치해석을 위한 격자간격에 대해 제시하였다. 윤성범 등(2002)는 균일한 격자와 계산시간간격을 사용하면서 수심이 완만하게 변하는 지형상을 전파하는 쓰나미의 국부적인 분산관계를 만족시키기 위해 2차원완변수심상에서 분산보정의 유한차분기법을 제시하였으며, 유한차분모형의 대신에 병렬유한요소모형(ADCIRE)으로 수치해석을 실시하였다. 본 연구에서도 비선형장파방정식과 leap-frog의 유한차분기법을 사용하여 수치해석을 수행하고자 한다.

1.4 연구의 구성

본 연구는 총 4장으로 구성되며, 각 장에서 기술되는 내용은 다음과 같다.

제1장에서는 본 연구의 배경이 되는 일본의 서측연안에 존재하는 지진공백역에 대해 기술하고, 본 연구의 목적과 기존의 연구에 대해 간략히 요약하며, 다음으로 본 연구의 구성에 대해 간단히 기술한다.

제2장에서는 쓰나미의 거동특성에 대해 살펴보고, 그에 대한 수치시뮬레이션을 수행하기 위하여 본 연구에서 적용하는 쓰나미의 운동에 대한 기초방정식, 차분식 및 단층 파라미터 등과 같은 수치해석을 수행함에 있어서 필요한 전반적인 사항을 기술한다.

제3장에서는 본 연구에서 제안하는 해석모델을 바탕으로 지진공백역에서 발생가능한 여러 지진에 대해 수치시뮬레이션을 수행하여 쓰나미의 전파속도, 최고수위분포 등에 관한 수치해석결과를 제시함과 동시에 그의 특성을 분석한다.

제4장에서는 이상으로부터 도출된 중요한 사항을 요약하여 본 연구의 결론으로 하고, 향후 해결과제에 대해서 기술한다.

마지막으로 본 연구에 있어서 참고하고 인용한 주요한 문헌을 제시한다.

2. 쓰나미의 수치시물레이션

2.1 쓰나미의 거동특성

해저지진이나 해저지반의 sliding, 해저화산활동 등으로 말미암아 지층의 수직이동(단층활동)이 발생하면 그 형태대로 해면이 변화하여 파형이 형성되며, 이렇게 형성된 대단히 긴 주기를 갖는 해양파를 쓰나미라고 말하며, 해저지반의 연직변위가 클수록 쓰나미의 크기는 증가한다. 쓰나미는 만이나 항구에서 상당한 수위상승 또는 진동을 유발시켜 해안지역을 침수시키거나 해안 및 항만구조물에 심각한 피해를 준다.

쓰나미의 발생원인은 암석권에 있는 판(plate)의 움직임에 있으며, 직접적으로 지진을 일으키기도 하고, 다른 형태로 지진의 에너지를 제공하기도 한다. 판을 움직이는 힘은 다양한 형태로 나타날 수 있으며, 침강지역에서 판이 암석권 밑의 상부맨틀에 비해 차고 무겁기 때문에 이를 뚫고 들어가려는 힘, 상부맨틀 밑에서 판이 상승하여 분리되거나 좌우로 넓어지려는 힘, 지구내부의 열대류에 의해 상부맨틀이 판의 밑부분을 끌고 이동하는 힘이 있지만 이것들이 어느 정도의 비율로 작용하는지는 정확히 알려져 있지 않다. 암석권(lithosphere)은 지표에서 100km 정도에 달하는 두께의 딱딱한 층이며, 그 밑에는 암석권에 비해 덜 딱딱하고 온도도 높아 쉽게 변형될 수 있는 상부맨틀층이 존재하고, 지진이 일어날 수 있는 깊이의 한계는 지표로부터 약 700km이다.

해저지반이 연직방향으로 변위를 일으키면 그 위에 놓여진 해수는 수평방향으로는 이동할 시간도 없이 같은 방향인 연직방향으로 변위가 생기고, 이는 주위와 수위차를 갖게 된다. 수면변위는 다시 중력에 의해 반복적으로 상하운동을 하면서 대양으로 전파된다. 대양에서 쓰나미가 발생하기 위한 전제조건은 규모 7.0 이상의 대형지진이 수심 1,000m 이상의 해저면에서 발생하여야 하는 것으로 알려져 있다(국립방재연구소, 1998).

전술한 바와 같이 쓰나미의 발생원인으로는 해저지진에 의한 해저면의 융기와 침강, 화산분화, 해저 sliding, 연안지역에 있어서의 절벽붕괴, 운석의 낙하 등이 있다. 그림-2.1은 쓰나미의 발생원인별 발생횟수와 비율을 나타낸 것으로, 지진에 의한 발생비율이 가장 높으며, 화산폭발과 해저 sliding의 순으로 많이 발생한 것을 알 수 있다. 그리고, 그림-2.2는 해저지진에 의한 쓰나미의 발생모식도를 나타내고 있다.

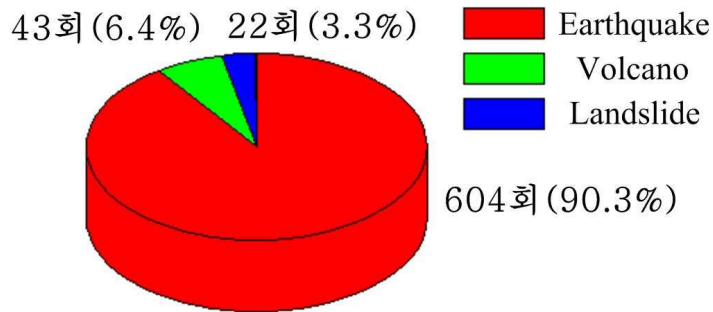


그림-2.1 1790년~1990년 사이에 생긴 쓰나미의 발생원인별의 발생횟수와 그 비율

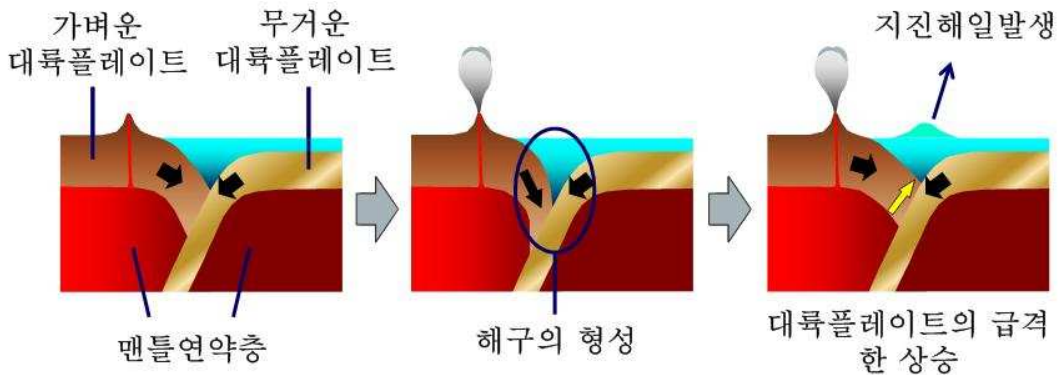


그림-2.2 해저지진에 의한 쓰나미의 발생모식도

이상과 같이 발생된 쓰나미는 연안에 가까워짐에 따라 천수, 굴절, 반사, 회절, 공진(부진동) 등에 의해 변형된다. 쓰나미가 발생하는 해역의 수심이 1,000m 이상인 경우는 대부분 심해에 해당하며, 심해를 횡단하는 중의 쓰나미는 파고의 증폭은 없고, 쓰나미의 전파속도는 $C = \sqrt{gh}$ 로 수심에 비례하여 전파된다(여기서, C 는 위상전파속도, g 는 중력가속도, h 는 수심). 쓰나미가 천해에 도달하면 파장이 감소하고, 일반적으로 파고는 높아

진다. 이 때의 해일의 높이는 천수효과(그림-2.3)에 의해 $h^{1/4}$ 에 반비례하여 증폭되고, 굴절(그림-2.3)에 의해 $b^{1/2}$ 에 반비례하여 증폭된다. 이의 관계가 Green정리(그림-2.4)로 알려져 있고, 다음의 식(2.1)로 주어진다.

$$\frac{H_2}{H_1} = \frac{1}{\left(\frac{b_2}{b_1}\right)^{1/2} \left(\frac{h_2}{h_1}\right)^{1/4}} \quad (2.1)$$

식(2.1)에 따르면 수심의 감소가 1/10배 되면 파고는 1.8배 증가하고, 폭이 1/10배 감소되면 파고는 3.2배 증가하게 된다. 풍파와는 달리 쓰나미의 파장은 수 십 km에 이르기 때문에 쓰나미가 파원을 출발하여 해안에 접근하면서 수 십 km나 되는 파동의 선단부가 천해역에 도달했을 때에 그 후단은 아직 심해역에 위치하고 있는 경우가 많다. 장파의 전달속도가 수심의 함수이기 때문에 연안에 접근하는 해일의 선단은 진행이 지체되고 후단이 빠르게 진행되어 그 사이에서 응축된 에너지가 높은 파고로 전환되게 된다.

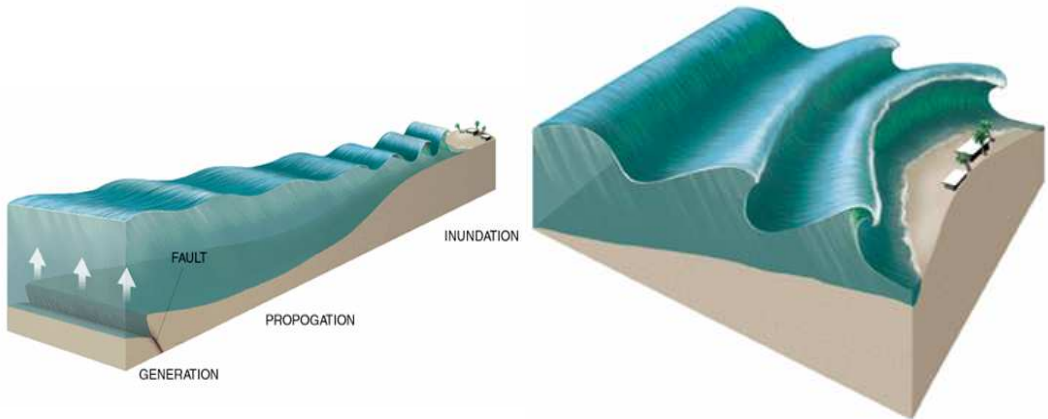


그림-2.3 쓰나미의 천수 및 굴절변형

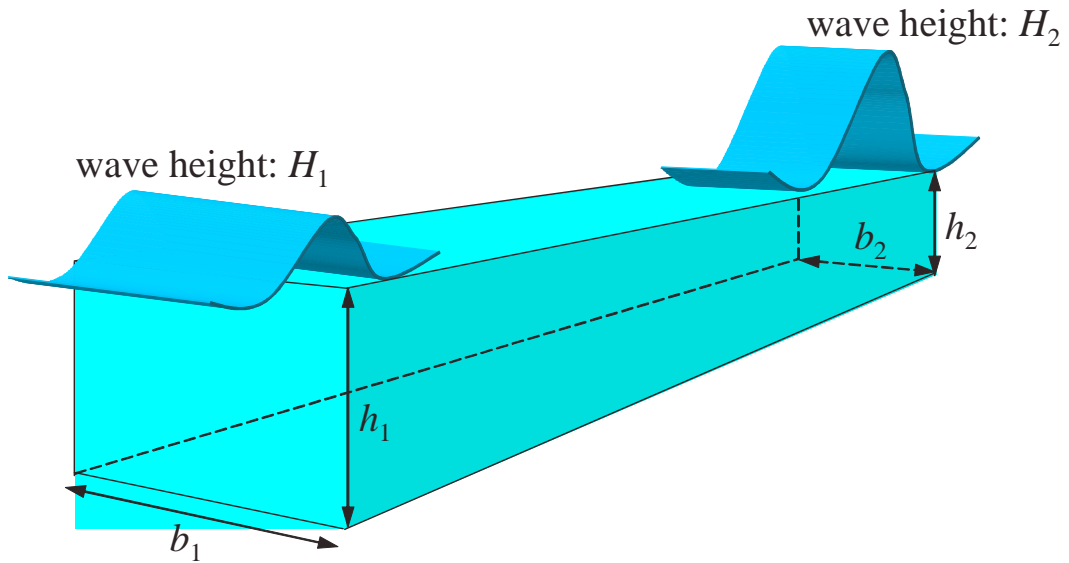


그림-2.4 수심과 폭의 변화에 따른 파고의 변화

해안에 도달한 쓰나미의 선단이 가파르게 증폭되는 전경화현상이 발생하면 그 전면의 수위와는 층을 이루게 된다. 일반적인 풍파의 경우에 전경화가 일어나 산이 형성되어도 그 배면의 수위는 낮아지게 되나, 쓰나미는 주기가 충분히 길기 때문에 전경화된 부분의 배면은 수위가 하강하지 않고 선단을 경계로 수위에 계단을 형성하게 된다. 이러한 파동을 단파라 한다.

쇄파형단파는 전경화된 파의 전면이 파도처럼 되는 경우이며, 이 원리는 천해역에서 파의 진행속도에 비해 물입자가 진행하는 속도, 즉 관성이 크기 때문이다. 쇄파가 발생하여도 파고는 거의 일정하게 유지된다. 쇄파되지 않고 단파의 선단으로부터 단주기의 파군이 발생하는 경우를 파상단파라 한다.

단파의 배후에서 파동은 상하로 원운동을 하면서 산을 형성하게 된다. 위로 볼록한 원운동을 하면서 해면을 상승시키고 배후로 돌아갈 때는 다시 아래로 볼록한 원운동을 하면서 해면이 하강한다. 이러한 원운동 가운데 원심력에 의해 산은 점차 높아지고 곡은 낮아지게 된다. 곡률이 클수록 원심력의 효과는 커지게 되는 현상을 파의 곡률효과라 한다. 또한, 이러한 과정 속에서 단주기의 파성분이 점차 분리되어 나가며, 이를 천해역에서의 파동분산현상이라 한다.

2.2 기초방정식

지진해일과 같은 유체운동을 지배하는 기초방정식은 운동량보존식과 질량보존식으로 구성되며, 각각 운동방정식, 연속방정식에 의해 기술된다. 지진해일의 거동은 초기조건으로써 해면의 변위분포를 주고 2개의 방정식을 시간의 경과에 따라 해석함으로써 지진해일의 거동특성을 수치적으로 표현할 수 있다.

지진해일과 같이 파장이 긴 파의 운동은 천수장파이론에 의해 표현되며, 천수장파이론은 파고 H 와 파장 L 의 비인 H/L 및 수심 h 와 파장 L 의 비인 h/L 중에 어느 하나라도 작은 것으로 하여 유도된다. 이 근사에서 압력은 정수압분포로 가정되고, 수평유속 (u, v) 는 연직방향으로 균등한 분포로 된다. 즉, 해저에서 수면까지를 연직방향으로 적분한 방정식으로 기술할 수 있다. 지진해일의 지배방정식은 연속식과 해수의 마찰을 고려한 Navier- Stokes의 운동방정식으로 주어진다.

비압축유체에 대한 3차원 질량보존식은 다음의 식으로 표현된다.

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (2.2)$$

여기서, x, y 는 수평방향으로, z 는 연직방향으로 각각 취한 좌표계이고, u, v, w 는 각각 x, y, z 방향의 유속성분이다.

식(2.2)를 해저 $z = -h$ 에서 해면 $z = \eta$ 까지 적분하면 다음과 같이 된다.

$$\begin{aligned} \int_{-h}^{\eta} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) dz \\ = \int_{-h}^{\eta} \frac{\partial u}{\partial x} dz + \int_{-h}^{\eta} \frac{\partial v}{\partial y} dz + u(x, y, \eta) - u(x, y, -h) = 0 \end{aligned} \quad (2.3)$$

여기서, h 는 수심이다.

식(2.2)의 우변에 Leibniz의 적분공식을 적용하면 다음의 식(2.4)를 얻는다.

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial x} \int_{-\hat{h}}^{\eta} u dz - u(x, y, \eta) \frac{\partial \eta}{\partial x} - u(x, y, -\hat{h}) \frac{\partial \hat{h}}{\partial x} + u(x, y, \eta) - u(x, y, -\hat{h}) \\ + \frac{\partial}{\partial y} \int_{-\hat{h}}^{\eta} v dz - u(x, y, \eta) \frac{\partial \eta}{\partial y} - u(x, y, -\hat{h}) \frac{\partial \hat{h}}{\partial y} = 0 \end{aligned} \quad (2.4)$$

또한, U, V 를 해저에서 해면까지의 평균유속으로 정의하면 다음의 식이 성립된다.

$$(h + \eta) U = \int_{-\hat{h}}^{\eta} u dz \quad (2.5)$$

$$(h + \eta) V = \int_{-\hat{h}}^{\eta} v dz \quad (2.6)$$

식(2.5)와 (2.6)을 식(2.4)에 적용하면 다음의 결과식(2.7)을 얻는다.

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial x} [U(h + \eta)] + \frac{\partial}{\partial y} [V(h + \eta)] - u(x, y, \eta) \frac{\partial \eta}{\partial y} - u(x, y, -\hat{h}) \frac{\partial \hat{h}}{\partial y} \\ - u(x, y, \eta) \frac{\partial \eta}{\partial x} - u(x, y, -\hat{h}) \frac{\partial \hat{h}}{\partial x} + u(x, y, \eta) - u(x, y, -\hat{h}) = 0 \end{aligned} \quad (2.7)$$

운동학적 자유수면경계조건과 시간에 대해 고정인 바닥경계조건은 다음의 식(2.8)과 (2.9)로 표현된다.

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + u(x, y, \eta) \frac{\partial \eta}{\partial x} + v(x, y, \eta) \frac{\partial \eta}{\partial y} = u(x, y, \eta) \quad (2.8)$$

$$u(x, y, -\hat{h}) = -u(x, y, -\hat{h}) \frac{\partial \hat{h}}{\partial x} - v(x, y, -\hat{h}) \frac{\partial \hat{h}}{\partial y} \quad (2.9)$$

식(2.8)과 (2.9)를 식(2.7)에 적용하면 식(2.2)는 z 방향으로 적분된 연속식(2.10)으로 귀착된다.

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial \{(\eta + \eta)U\}}{\partial x} + \frac{\partial \{(\eta + \eta)V\}}{\partial y} = 0 \quad (2.10)$$

비선형장과방정식의 운동방정식은 다음과 같다.

$$\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho_w} \frac{\partial p}{\partial x} + A_h \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + A_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (2.11)$$

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho_w} \frac{\partial p}{\partial y} + A_h \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) + A_v \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \quad (2.12)$$

$$\frac{dw}{dt} = -g - \frac{1}{\rho_w} \frac{\partial p}{\partial z} \quad (2.13)$$

여기서, ρ_w 는 해수의 밀도, p 는 압력, A_h, A_v 는 수평 및 연직와동점성계수, g 는 중력가속도, η 는 지진해일에 의한 수면변위이다.

이 운동방정식의 Lagrange의 미분표시를 Euler의 미분표시로 기술하면 다음과 같이 분리될 수 있다.

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + w \frac{\partial}{\partial z} \quad (2.14)$$

여기서, dw/dt 는 다른 항과 비교하여 미소하기 때문에 생략하고, z 방향의 운동방정식을 수심방향으로 적분하여 압력 p 에 관한 다음의 식을 얻는다.

$$p = -\rho g z + \mathcal{A}(x, y) \quad (2.15)$$

해면이 평균해면상 η 의 높이에 있고, 해면의 기압을 0으로 하면 다음과 같이 된다.

$$p = \rho g(\eta - z) \quad (2.16)$$

식(2.16)으로부터 $\partial p/\partial x$, $\partial p/\partial y$ 를 계산하고, 운동방정식(2.11)과 (2.12)에 대입하면 다음과 같이 된다.

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} \\ = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} + A \left[\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right] + A v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \end{aligned} \quad (2.17)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} \\ = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} + A \left[\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right] + A v \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \end{aligned} \quad (2.18)$$

연속식이 성립하는 것을 고려하여 운동방정식의 Lagrange미분을 엄밀히 변형하면 다음과 같이 된다.

$$\begin{aligned} \frac{du}{dt} &= \frac{\partial u}{\partial t} + u \left[\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right] \\ &= \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} + u \left[\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right] \\ &= \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial(u^2)}{\partial x} + \frac{\partial(uv)}{\partial y} + \frac{\partial(uw)}{\partial z} \end{aligned} \quad (2.19)$$

y 방향에 대해서도 동일하게 표현된다.

$$\frac{dv}{dt} = \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial uv}{\partial x} + \frac{\partial v^2}{\partial y} + \frac{\partial vw}{\partial z} \quad (2.20)$$

식(2.19)와 (2.20)의 국소항 및 관성항을 연직방향 z 에 대해서 적분하면 Leibniz의 적분공식으로부터 다음과 같이 된다.

$$\int_{-h}^n \frac{\partial u}{\partial t} dz = \frac{\partial}{\partial t} \int_{-h}^n u dz - u \frac{\partial n}{\partial t} - u \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2.21)$$

$$\int_{-h}^n \frac{\partial u^2}{\partial x} dz = \frac{\partial}{\partial x} \int_{-h}^n u^2 dz - u^2 \frac{\partial n}{\partial x} - u^2 \frac{\partial h}{\partial x} \quad (2.22)$$

$$\int_{-h}^n \frac{\partial uv}{\partial y} dz = \frac{\partial}{\partial y} \int_{-h}^n uv dz - uv \frac{\partial n}{\partial y} - uv \frac{\partial h}{\partial y} \quad (2.23)$$

$$\begin{aligned} \int_{-h}^n \frac{\partial uv}{\partial z} dz &= (uv)_{z=n} - (uv)_{z=-h} \\ &= u \left(\frac{\partial n}{\partial t} + u \frac{\partial n}{\partial x} + v \frac{\partial n}{\partial y} \right) + u \left(u \frac{\partial h}{\partial x} + v \frac{\partial h}{\partial y} \right) \end{aligned} \quad (2.24)$$

$$\int_{-h}^n \frac{\partial v}{\partial t} dz = \frac{\partial}{\partial t} \int_{-h}^n v dz - v \frac{\partial n}{\partial t} - v \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2.25)$$

$$\int_{-h}^n \frac{\partial uv}{\partial x} dz = \frac{\partial}{\partial x} \int_{-h}^n uv dz - uv \frac{\partial n}{\partial x} - uv \frac{\partial h}{\partial x} \quad (2.26)$$

$$\int_{-h}^n \frac{\partial v^2}{\partial y} dz = \frac{\partial}{\partial y} \int_{-h}^n v^2 dz - v^2 \frac{\partial n}{\partial y} - v^2 \frac{\partial h}{\partial y} \quad (2.27)$$

$$\begin{aligned} \int_{-h}^n \frac{\partial vw}{\partial z} dz &= (vw)_{z=n} - (vw)_{z=-h} \\ &= v \left(\frac{\partial n}{\partial t} + u \frac{\partial n}{\partial x} + v \frac{\partial n}{\partial y} \right) + v \left(u \frac{\partial h}{\partial x} + v \frac{\partial h}{\partial y} \right) \end{aligned} \quad (2.28)$$

또한, 식(2.17)과 (2.18)에서 연직와동점성계수를 포함하는 항에 전단응력을 적용하면 다음의 관계를 나타낼 수 있다. 여기서, 연직와동점성계수 A_v 는 공간 및 시간에 대해 일정한 것으로 가정한다.

$$A_v \int_{-h}^{\eta} \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} dz = A \left\{ \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)_{z=\eta} - \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)_{z=-h} \right\} = - \frac{\tau_x}{\rho w} \quad (2.29)$$

$$A_v \int_{-h}^{\eta} \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} dz = A \left\{ \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)_{z=\eta} - \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)_{z=-h} \right\} = - \frac{\tau_y}{\rho w} \quad (2.30)$$

여기서, τ_x 와 τ_y 는 해저에서 x , y 방향으로 전단력이며, 각각 식(2.31)과 (2.32)로 나타내어진다.

$$\tau_x = \frac{\rho u g n^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} \quad (2.31)$$

$$\tau_y = \frac{\rho v g n^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} \quad (2.32)$$

여기서, M, N 은 다음의 식(2.33), (2.34)에 정의되는 바와 같고, n_n 은 Manning의 조도계수, D 는 기본수심 h 와 지진해일에 의한 수면변위 η 를 합한 전수심이다.

유속 u, v 를 해저 $z = -h$ 에서 해면 $z = \eta$ 까지 적분하여 그 유량을 M, N 으로 하면 다음의 식을 나타낼 수 있다.

$$M = \int_{-h}^{\eta} u dz = u(h + \eta) = uD \quad (2.33)$$

$$N = \int_{-h}^{\eta} v dz = v(h + \eta) = vD \quad (2.34)$$

이상으로부터 수심방향으로 적분된 운동방정식은 다음과 같이 된다.

$$\begin{aligned} \frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right) \\ = -gD \frac{\partial n}{\partial x} + \frac{\tau_x}{\rho_w} + A \left(\frac{\partial^2 M}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M}{\partial y^2} \right) \end{aligned} \quad (2.35)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D} \right) \\ = -gD \frac{\partial n}{\partial y} + \frac{\tau_y}{\rho_w} + A \left(\frac{\partial^2 N}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N}{\partial y^2} \right) \end{aligned} \quad (2.36)$$

식(2.10)에 유량 M , N 에 관한 식(2.33)과 (2.34)를 적용하면 다음의 연속식을 얻을 수 있다.

$$\frac{\partial n}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (2.37)$$

지진해일의 전달에서 육지에서의 run-up을 제외할 경우 해저면의 마찰에 비하여 수평 와동점성의 효과는 무시될 수 있으므로 식(2.35)과 (2.36)을 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right) + gD \frac{\partial n}{\partial x} + \frac{gn_n^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} = 0 \quad (2.38)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D} \right) + gD \frac{\partial n}{\partial y} + \frac{gn_n^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} = 0 \quad (2.39)$$

이상과 같은 지진해일의 추정이론으로부터 수치해석을 실시하기 위해서는 연속식 (2.37)과 비선형장파방정식(2.38) 및 (2.39)를 동시에 수치적으로 풀어야 하며, 이에 수치 기법으로 본 연구에서는 유한차분법을 적용한다.

2.3 유한차분근사

본 연구에서 사용하는 지진해일의 수치해석모델에서는 연속방정식 및 운동방정식을 차분형식으로 변환한다. 공간차분에는 엇갈림격자를 사용하고, 시간차분에는 leap-frog법을 사용한다. leap-frog법의 차분격자에서는 그림-2.5에 나타내는 바와 같이 수위 η 수평유량 (M, \mathcal{M})의 계산점을 각각 다른 위치에 정의한다. 그림에서 직각좌표계 (x, y, z) 에 대응하는 이산화량을 첨자 (i, j, k) 로 나타낸다. 또한, 연직방향의 유속 v 는 수위 η 와 같은 위치에서 정의된다.

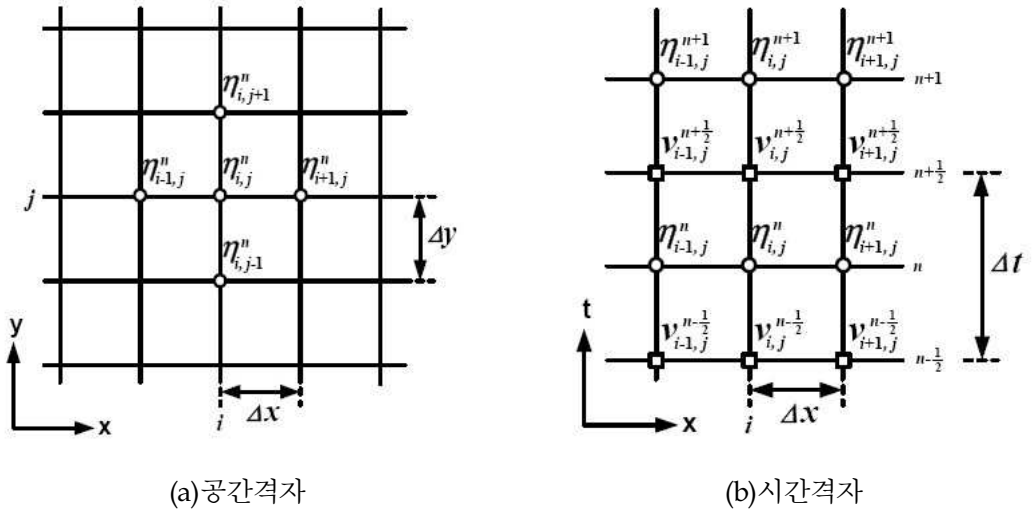


그림-2.5 Leap-frog법에서 변수의 배치

연속식(2.37)에서 각 항의 차분식은 중앙차분으로부터 다음의 식과 같이 표현된다.

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = \frac{1}{\Delta t} [\eta_{i,j}^{k+1} - \eta_{i,j}^k] \quad (2.40)$$

$$\frac{\partial M}{\partial x} = \frac{1}{\Delta x} [M_{i+1/2,j}^{k+1/2} - M_{i-1/2,j}^{k+1/2}] \quad (2.41)$$

$$\frac{\partial N}{\partial y} = \frac{1}{\Delta y} [N_{i,j+1/2}^{k+1/2} - N_{i,j-1/2}^{k+1/2}] \quad (2.42)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial n}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} &= \frac{1}{\Delta t} [n_{i,j}^{k+1} - n_{i,j}^k] + \frac{1}{\Delta x} [M_{i+1/2,j}^{k+1/2} - M_{i-1/2,j}^{k+1/2}] \\ &\quad + \frac{1}{\Delta y} [N_{i,j+1/2}^{k+1/2} - N_{i,j-1/2}^{k+1/2}] \end{aligned} \quad (2.43)$$

운동방정식의 차분화에서는 표시를 간단히 하기 위하여 비선형항을 분리하여 고찰한다. (x, y) 방향의 선형항은 각각 다음의 식과 같이 표현된다.

$$M_{i+1/2,j}^{k+1/2} = M_{i+1/2,j}^{k-1/2} - gD_{i+1/2,j}^k \frac{\Delta t}{\Delta x} [n_{i+1,j}^k - n_{i,j}^k] \quad (2.44)$$

$$N_{i,j+1/2}^{k+1/2} = N_{i,j+1/2}^{k-1/2} - gD_{i,j+1/2}^k \frac{\Delta t}{\Delta y} [n_{i,j+1}^k - n_{i,j}^k] \quad (2.45)$$

비선형항에 풍상차분을 적용하면 다음의 식과 같이 주어진다.

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) = \frac{1}{\Delta x} \left[\lambda_{11} \frac{\{M_{i+3/2,j}^{k-1/2}\}^2}{D_{i+3/2,j}^{k-1/2}} + \lambda_{21} \frac{\{M_{i+1/2,j}^{k-1/2}\}^2}{D_{i+1/2,j}^{k-1/2}} + \lambda_{31} \frac{\{M_{i-1/2,j}^{k-1/2}\}^2}{D_{i-1/2,j}^{k-1/2}} \right] \quad (2.46)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right) &= \frac{1}{\Delta y} \left[v_{11} \frac{M_{i+1/2,j+1}^{k-1/2} N_{i+1/2,j+1}^{k-1/2}}{D_{i+1/2,j+1}^{k-1/2}} \right. \\ &\quad \left. + v_{21} \frac{M_{i+1/2,j}^{k-1/2} N_{i+1/2,j}^{k-1/2}}{D_{i+1/2,j}^{k-1/2}} + v_{31} \frac{M_{i+1/2,j-1}^{k-1/2} N_{i+1/2,j-1}^{k-1/2}}{D_{i+1/2,j-1}^{k-1/2}} \right] \end{aligned} \quad (2.47)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D} \right) &= \frac{1}{\Delta x} \left[\lambda_{12} \frac{M_{i+1,j+1/2}^{k-1/2} N_{i+1,j+1/2}^{k-1/2}}{D_{i+1,j+1/2}^{k-1/2}} \right. \\ &\quad \left. + \lambda_{22} \frac{M_{i,j+1/2}^{k-1/2} N_{i,j+1/2}^{k-1/2}}{D_{i,j+1/2}^{k-1/2}} + \lambda_{32} \frac{M_{i-1,j+1/2}^{k-1/2} N_{i-1,j+1/2}^{k-1/2}}{D_{i-1,j+1/2}^{k-1/2}} \right] \end{aligned} \quad (2.48)$$

$$\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D} \right) = \frac{1}{\Delta y} \left[v_{12} \frac{\{N_{i,j+3/2}^{k-1/2}\}^2}{D_{i,j+3/2}^{k-1/2}} + v_{22} \frac{\{N_{i,j+1/2}^{k-1/2}\}^2}{D_{i,j+1/2}^{k-1/2}} + v_{32} \frac{\{N_{i,j-1/2}^{k-1/2}\}^2}{D_{i,j-1/2}^{k-1/2}} \right] \quad (2.49)$$

여기서, 식(2.46)~(2.49)에 주어진 계수 $\lambda_i, v_i (i=1,2,3)$ 는 유량의 방향에 의해 다음의 값이 취해진다.

$$M_{i+1/2,j}^{k-1/2} \begin{cases} \geq 0 & \lambda_1=0 & \lambda_2=1 & \lambda_3=-1 \\ < 0 & \lambda_1=1 & \lambda_2=-1 & \lambda_3=0 \end{cases} \quad (2.50)$$

$$N_{i+1/2,j}^{k-1/2} \begin{cases} \geq 0 & v_1=0 & v_2=1 & v_3=-1 \\ < 0 & v_1=1 & v_2=-1 & v_3=0 \end{cases} \quad (2.51)$$

$$M_{i,j+1/2}^{k-1/2} \begin{cases} \geq 0 & \lambda_1=0 & \lambda_2=1 & \lambda_3=-1 \\ < 0 & \lambda_1=1 & \lambda_2=-1 & \lambda_3=0 \end{cases} \quad (2.52)$$

$$N_{i,j+1/2}^{k-1/2} \begin{cases} \geq 0 & v_1=0 & v_2=1 & v_3=-1 \\ < 0 & v_1=1 & v_2=-1 & v_3=0 \end{cases} \quad (2.53)$$

운동방정식 중의 해저전단력항은 다음과 같이 표현된다.

$$\frac{\tau_x}{\rho_w} = \frac{gn_n^2}{\{D_{i+1/2,j}^{k-1/2}\}^{7/3}} \cdot \frac{1}{2} \times [M_{i+1/2,j}^{k+1/2} + M_{i+1/2,j}^{k-1/2}] \sqrt{\{M_{i+1/2,j}^{k-1/2}\}^2 + \{N_{i+1/2,j}^{k-1/2}\}^2} \quad (2.54)$$

$$\frac{\tau_y}{\rho_w} = \frac{gn_n^2}{\{D_{i,j+1/2}^{k-1/2}\}^{7/3}} \cdot \frac{1}{2} \times [N_{i,j+1/2}^{k+1/2} + N_{i,j+1/2}^{k-1/2}] \sqrt{\{M_{i,j+1/2}^{k-1/2}\}^2 + \{N_{i,j+1/2}^{k-1/2}\}^2} \quad (2.55)$$

2.4 이동경계조건

육상으로 초오름을 해석하는 경우에는 岩崎·眞野(1979)에 의한 이동경계처리법이 적용될 수 있다. 이것은 그림-2.6에 나타내는 바와 같이 파선단부에서의 지형을 계단상으로 고려하고, 육측격자점의 지반고 z 보다 해측격자점의 수위 η 가 높은 경우에 그 차를 실수심 D 로 하여 기초방정식으로부터 유량계산을 수행한다. $D > 10^{-5}m$ 를 계산최소 수심으로 하며, 이 값 이상의 격자점에 대해서 계산한다.

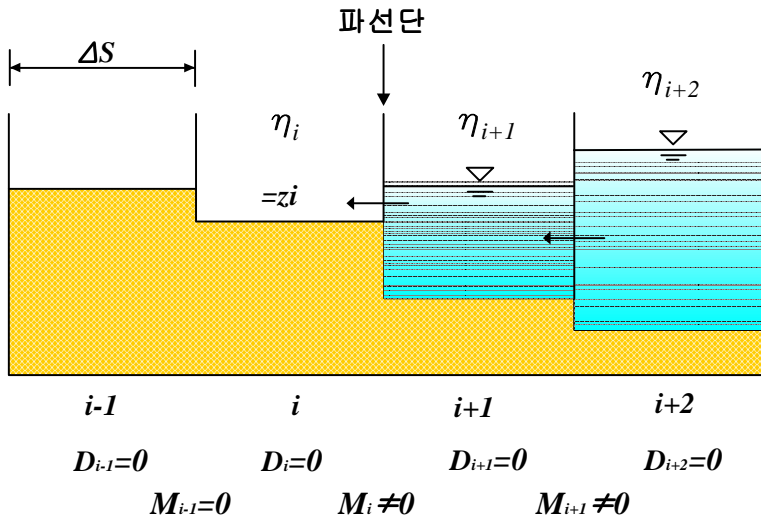


그림-2.6 이동경계의 모식도

계산영역내의 방파제와 제방 등에 있어서 수위가 그 천단고를 넘는 경우에는 다음의 공식을 사용하여 단위폭당의 월류량 Q 를 계산한다(井上, 1986).

$$Q = 0.35 H_1 \sqrt{2gH_1}, \quad H_2 \leq \frac{2}{3} H_1 \quad (\text{완전월류}) \quad (2.56)$$

$$Q = 0.91 H_1 \sqrt{2g(H_1 - H_2)}, \quad H_2 > \frac{2}{3} H_1 \quad (\text{수중월류}) \quad (2.57)$$

여기서, H_1, H_2 는 천단고를 기준으로 한 방과제와 제방의 전후에서 수심으로 $H_1 > H_2$ 이다. 그림-2.7에 월류에 관한 모식도를 나타낸다.

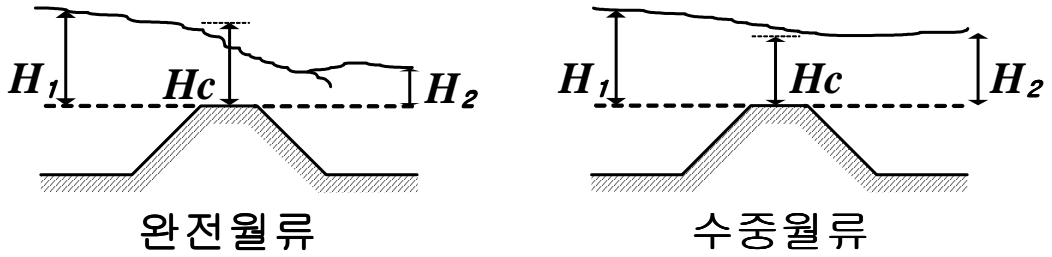


그림-2.7 월류의 모식도

2.5 단층파라미터

지진해일의 수치계산에서 초기조건으로 지진단층모델을 사용하여 계산되는 해저지각 변동의 연직성분을 해면상에 주는 방법을 사용하고 있다.

그림-2.8에 나타내는 단층운동 자체는 미세하게 보면 대단히 복잡한 과정을 갖지만 운동자체를 거시적으로 보면 간단한 모델로 나타낼 수가 있다. 가장 간단한 모델은 그림-2.9에 나타내는 바와 같은 길이 L , 폭 W 를 갖는 직사각형의 단층면이 평균적으로 미끌어지는 량 또는 엇갈리는 량 u 만큼 서로 어긋나는 것을 고려한다. 이 때 단층의 기학적 특성은 미끌어지는 방향 λ , 단층의 주향(走向) θ , 단층면의 경사각 δ 에 의해 표현된다. 이상의 6개가 단층파라미터이며 지진과 해석으로부터 추정된다.

상기의 단층파라미터가 주어지면 단층근방의 해저면(지표면)에서 연직변위분포는 탄성론을 기초로 한 Mansinha and Smylie(1971)의 방법에 의해 계산으로 구해질 수 있다.

그림-2.10에 단층의 운동과 지표변위의 개념을 나타낸다. 이 연직변위를 해면의 수위로 사용하여 지진해일의 수치계산에서 초기조건으로 준다.

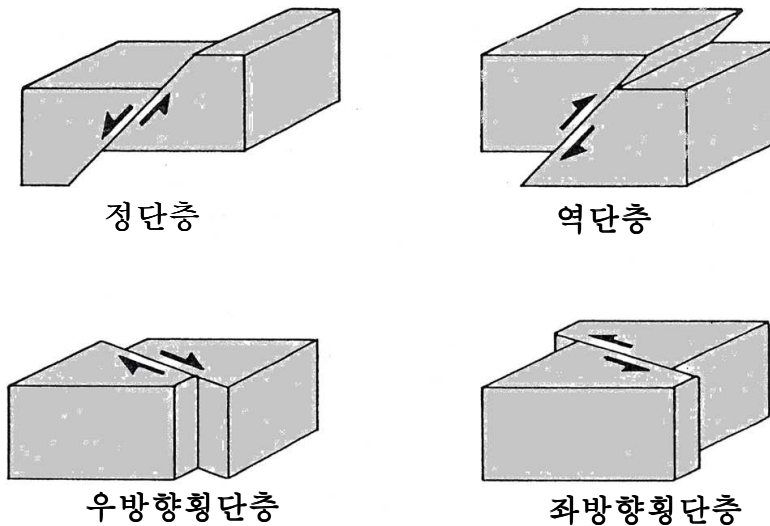


그림-2.8 단층의 종류

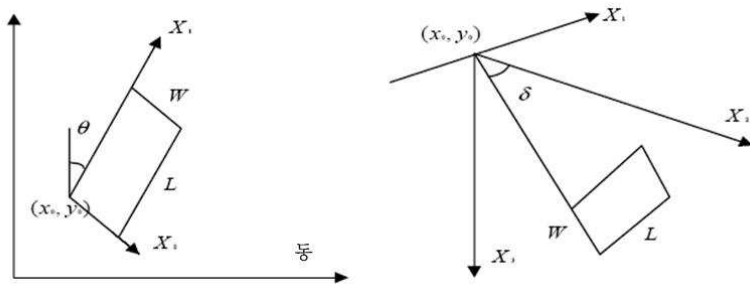
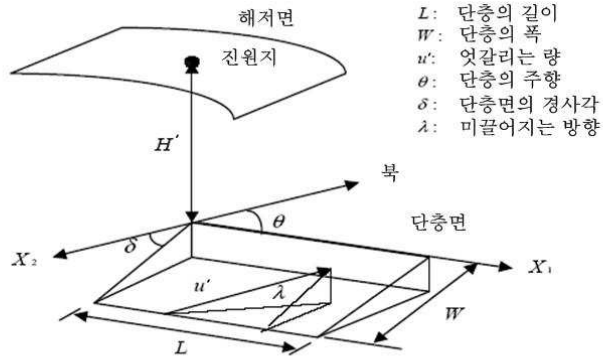


그림-2.9 단층파라미터의 정의

통상 해저변위를 해면상으로 줄 때에는 변동전체가 순간적으로 완료되는 것으로 하고 있다. 실제의 지진단층운동에 있어서 변동은 순간적으로 발생하는 것이 아니라 수 초에서부터 100초 정도의 지속시간을 갖는 것으로 알려져 있지만 지진해일 발생시의 수위변동으로써는 순간적으로 해면상에 변화가 발생한 경우와 1~2분의 상승시간으로 완료시킨 경우와는 거의 차이가 없는 것이 Aida(1969)의 연구에 의해 확인되어 있다.

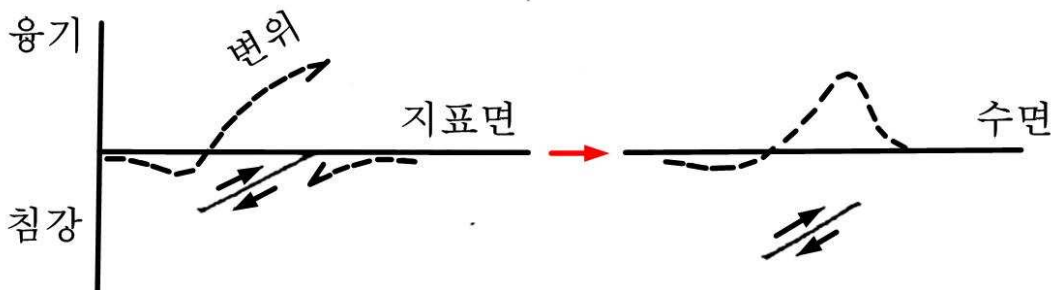


그림-2.10 단층운동과 지반 변위의 모식도

3. 수치해석결과

3.1 단일격자모델

3.1.1 대상영역 및 계산조건

전술한 기초방정식과 후술하는 단층파라미터를 기초로 일본의 서측 연안을 지나는 단층대에서 지진이 발생한지 충분한 시간이 경과되었거나 아직 지진이 발생하지 않아 상당한 잠재적인 에너지를 가지고 있는 지진공백역에 대해서 발생가능한 여러 종류의 지진에 의한 쓰나미를 수치적으로 모의한다. 이 지진공백역은 향후 지진이 발생할 가능성이 높고, 이로 인한 쓰나미 역시 상당할 것으로 판단되므로 가상적인 지진에 대한 쓰나미를 예측하여 우리나라의 연안에 어떠한 영향을 미칠 것인지 전파속도와 수위변동의 측면에서 검토한다.

대상영역은 지진이 발생하여 그로 인한 쓰나미가 충분히 재현될 수 있도록 하기 위해 그림-3.1에 나타내는 바와 같이 좌하측의 격자점(경도 124°, 위도 30°)과 우상측의 격자점(경도 143°, 위도 47°)을 취하였고, 수심은 NOAA(National Oceanic and Atmospheric Administration)에서 제공하는 1' 데이터(약 1.8km 간격)를 사용하여 결정하였다. 수심은 쓰나미의 전파에서 가장 큰 변수로, 동해상에는 최고 3.5~4km의 수심분포가 나타나며, 해저에 퇴적물질이 퇴적되어 형성된 얇은 구릉인 대화퇴(大和堆)에서 수심이 약 200~500m 정도로 상대적으로 아주 얇은 부분도 존재하고 있다. 따라서, 이와 같은 천퇴로 인한 파의 천수, 회절 및 굴절변형으로 쓰나미의 전파양상이 상당히 변하게 된다. 계산시간은 쓰나미의 영향을 충분히 고려할 수 있도록 지진의 발생시간부터 6시간 동안에 수치모의하였다. 쓰나미의 계산에 있어서 수치모형의 상세한 계산조건을 표-3.1에 나타낸다. 육지경계조건을 완전반사로 결정한 것은 연안에 도달한 쓰나미 파고의 두 배가

해안사면을 쳐오르는 쓰나미의 쳐오름고와 대략 동등하다는 都司와 小西(1985)의 경험적 논리를 근거으로 하였다.

지진공백역에서 가정된 여러 가지의 단층모델이 제안되어 있지만, 본 연구에서는 표-3.2에 제시하는 6개의 공백역에 대해서 검토한다.

표-3.1 계산조건

격자간격 (km)	계산시간간격 (sec)	격자의 수		쓰나미의 전파시간 (hr)	육지경계 조건	외해경계 조건
		<i>I</i> mesh	<i>J</i> mesh			
1.215	4	1,333	1,629	6	완전반사	자유투과

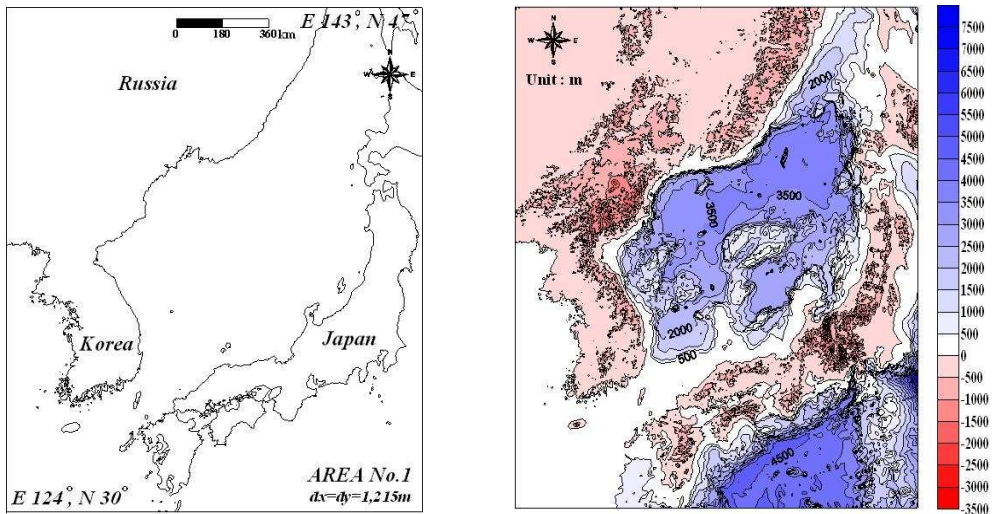


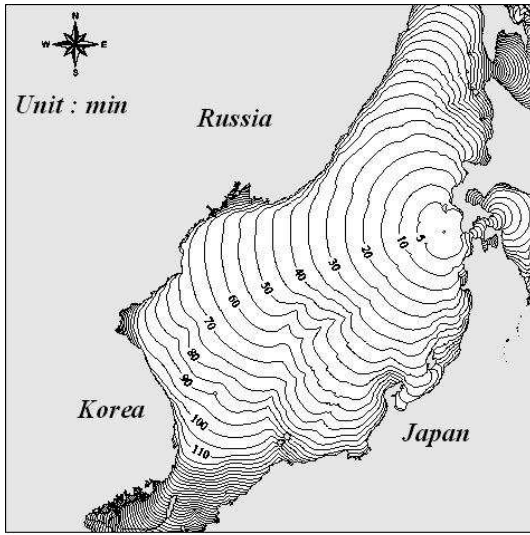
그림-3.1 쓰나미의 수치모형실험에 적용된 계산영역과 수심의 공간분포

표-3.2 지진공백역(Ishikawa, 1994)에서 단층파라미터

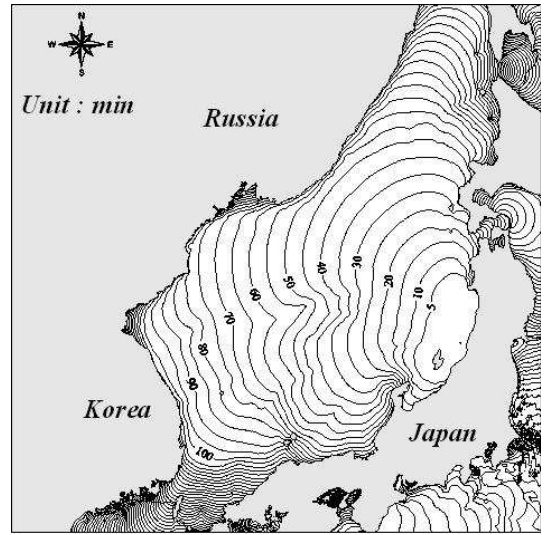
	<i>Latitude</i> (°N)	<i>Longitude</i> (°E)	<i>H'</i> (km)	Θ (deg)	δ (deg)	λ (deg)	<i>L</i> (km)	<i>W</i> (km)	<i>u'</i> (m)
공백역 1	41.7	139.2	3	110	45	100	45	25	2.3
공백역 2	38.3	138.5	1	23	35	90	140	50	5.0
공백역 3	39.4	139.2	1	105	45	90	100	50	3.1
공백역 4	39.3	139.9	1	105	45	90	100	50	3.1
공백역 5	37.9	137.9	1	15	20	90	70	40	3.2
공백역 6	37.8	138.8	1	190	55	90	60	20	1.9

3.1.2 수치해석결과

그림-3.2는 표-3.2에 제시된 단층파라미터를 사용하여 도출된 수치해석의 결과 중에 쓰나미의 전파속도에 대한 결과를 나타내고 있다. 6개의 공백역 모두 전파되는 양상은 상이하지만 전파속도는 대동소이하기 때문에 여기서는 대표적인 2개의 공백역만을 제시한다. 발생한 지진의 단층에 따라 대화퇴의 부근에서 쓰나미가 굴절 및 회절되는 현상을 확인할 수 있으며, 전파되는 양상이 다소 상이하지만 2개의 공백역 모두 지진이 발생하고 약 100분 정도 후에 처음으로 강원도 부근의 동해안에 내습하는 것을 알 수 있다. 포항은 약 110~120분, 울산은 140분 정도이며, 그 전파속도는 과거에 발생하여 우리나라에 영향을 미친 지진에 대한 해석결과와 비슷하게 나타나는 것을 알 수 있다(양금석, 2007).



(a) 공백역 1



(b) 공백역 2

그림-3.2 지진공백역의 지진에 의한 쓰나미의 전파도

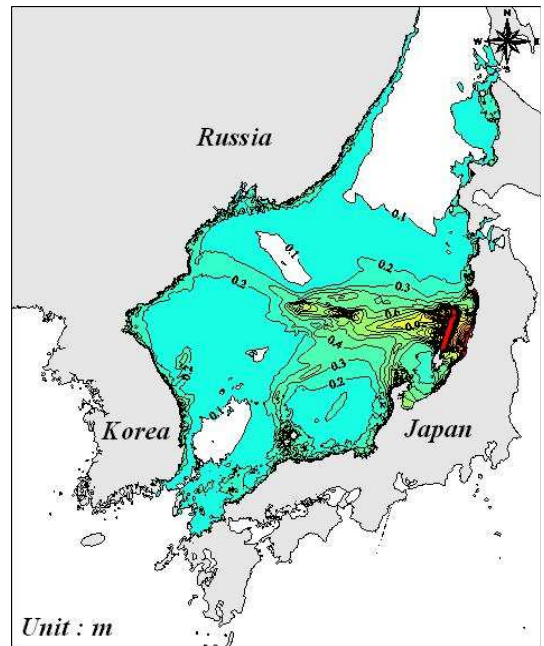
그림-3.3은 각 공백역의 지진에 의한 쓰나미에 있어서 영역내의 최고수위분포를 나타낸 것이다. 그림을 살펴보면 에너지의 대부분이 러시아 방향으로 전파하는 것을 확인할 수 있고, 대화퇴의 부근에서 발생하는 회절현상으로 일본의 남쪽으로 전파되는 성분이 있음을 알 수 있다. 단층파라미터의 차이에 따라 각 공백역에서 상당한 수위분포의 차이를 나타내며, 공백역 1, 공백역 4, 공백역 6은 상대적으로 동해안에 거의 영향을 미치지 않음을 알 수 있다. 공백역 3은 일본의 연안에는 상당한 해일고를 발생시키지만 우리나라에는 그 영향이 비교적 적다고 볼 수 있고, 공백역 5의 경우 역시 상대적으로 우리나라의 연안에 미치는 영향이 적다는 것을 알 수 있다. 공백역 2의 경우가 가장 높은 수위분포를 나타내며, 동해안에도 상당한 해일고를 발생시킨다. 이 때의 최저 및 최고수위를 표-3.3에 제시한다.

표-3.3 지진공백역의 쓰나미에 의한 최저 및 최고수위

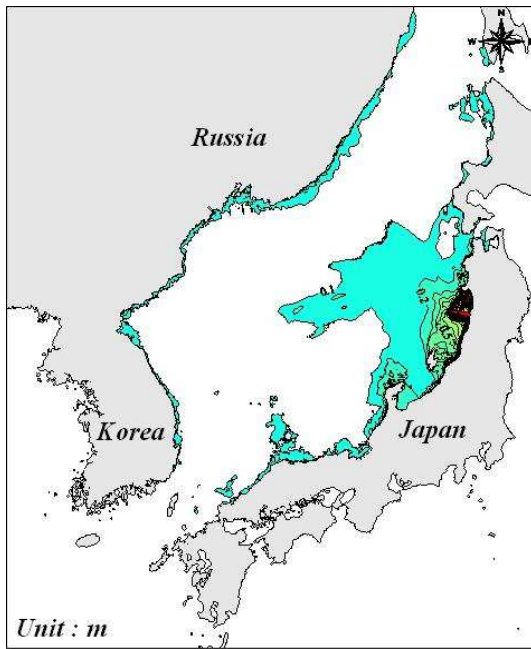
지명		공백역					
		1	2	3	4	5	6
속초	최저수위(m)	-0.14	-0.95	-0.16	-0.06	-0.17	-0.03
	최고수위(m)	0.14	0.75	0.17	0.06	0.18	0.04
목호	최저수위(m)	-0.12	-0.66	-0.14	-0.04	-0.15	-0.02
	최고수위(m)	0.11	0.70	0.18	0.03	0.16	0.02
포항	최저수위(m)	-0.05	-0.67	-0.42	-0.12	-0.26	-0.06
	최고수위(m)	0.06	0.75	0.40	0.11	0.26	0.06
울산	최저수위(m)	-0.02	-0.38	-0.20	-0.05	-0.14	-0.03
	최고수위(m)	0.02	0.48	0.13	0.05	0.16	0.04
부산	최저수위(m)	-0.01	-0.27	-0.12	-0.02	-0.07	-0.01
	최고수위(m)	0.02	0.26	0.10	0.02	0.07	0.01
마산	최저수위(m)	-0.01	-0.12	-0.07	-0.02	-0.06	-0.02
	최고수위(m)	0.01	0.14	0.08	0.01	0.05	0.02



(a) 공백역 1



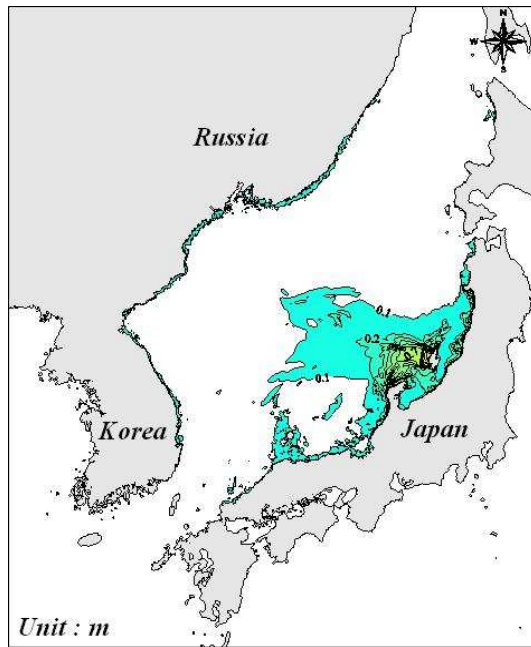
(b) 공백역 2



(c) 공백역 3



(d) 공백역 4



(e) 공백역 5



(f) 공백역 6

그림-3.3 지진공백역의 쓰나미에 의한 최대수위분포

3.2 복합격자모델

3.2.1 대상영역 및 계산조건

단일격자모델은 계산이 용이하며, 그 계산시간도 빠른 장점을 가지고 있는 반면에 천해역에서 수심이 얇아지면서 발생하는 천수효과를 충분히 재현할 수 없기 때문에 수위상승량에 상당한 차이가 발생하게 된다. 이러한 단점을 보완하기 위해 본 연구에서는 천해역에서 수심의 변화에 따라 큰 격자와 작은 격자를 동적연결하여 천수효과를 충분히 재현하고자 한다. 그리고, 연안에 도달한 쓰나미 파고의 두 배가 해안사면을 쳐오르는 쓰나미의 쳐오름고와 대략 동등하다는 경험적 논리에 근거한 완전반사의 육지경계조건 대신에 본 연구에서는 쓰나미가 육지에 도달함에 따라 육지경계를 이동시켜 쳐오름을 해석하는 이동경계조건을 적용한다.

전술한 지진공백역의 쓰나미에 대한 결과를 나타낸 표-3.3을 살펴보면 공백역 2가 6개의 공백역 가운데 우리나라의 연안에 가장 큰 수위상승량을 나타내기 때문에 공백역 2의 경우에 대해서만 복합격자모델을 적용하여 수치해석을 수행한다. 대상지역은 기존의 쓰나미 가운데 동해안에 상당한 피해를 발생시킨 1983년의 동해중부지진과 1993년의 북해도남서외해지진에 의해 피해가 발생한 속초, 묵호, 삼척, 임원, 포항, 울산과 남해안의 부산 및 마산을 포함한 8개 지역에 대해서 쓰나미의 전파속도 및 수위변동량 등을 예측하여 우리나라의 연안에 어떠한 영향을 미칠 것인지 검토한다.

대상영역은 그림-3.4에 제시하며, 그림-3.5에 제6영역의 수심을 나타낸다. 계산시간은 쓰나미의 영향을 충분히 고려할 수 있도록 지진이 발생하는 시작시간부터 지역에 따라 6~12시간 동안에 표-3.4의 조건들을 적용하여 수치모의하고, 표-3.2의 지진공백역에서 가정된 단층파라미터 중에 가장 높은 수위상승량이 나타나는 공백역 2의 값을 사용한다.

표-3.4 각 영역의 계산조건

영역 번호	영역 크기 (m)	격자의 수								육지 경계 조건	외해 경계 조건
		속초	목호	삼척	임원	포항	울산	부산	마산		
AREA NO.1	1,215	1333×1629								완전 반사	자유 투과
AREA NO.2	405	687×582				687×630			282× 234		동적 연결
AREA NO.3	135	405× 480	363× 444	369×450		435× 753	174× 210	306× 198	300× 291		
AREA NO.4	45	387× 711	930× 744	936× 750	450× 450	819× 819	546× 393	294× 387	444× 444		
AREA NO.5	15	258× 348	594× 894	600× 900	150× 216	744× 744	894× 774	564× 562	378× 786		
AREA NO.6	5	494× 534	192× 399	198× 405	144× 213	1284× 1401	879× 909	645× 552	684× 894		

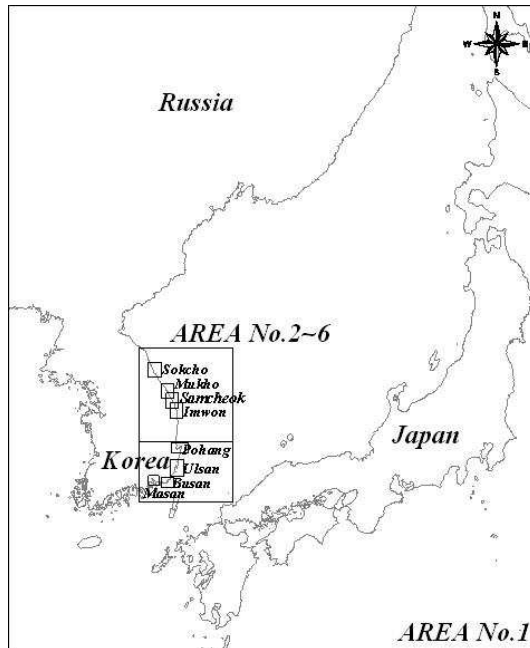
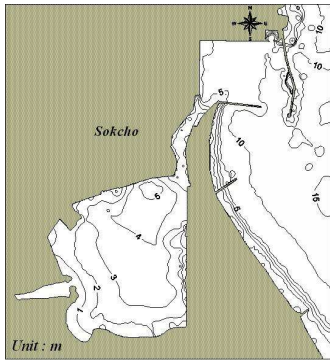
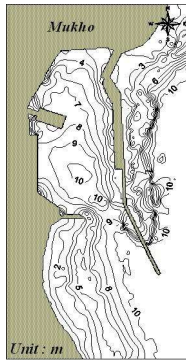


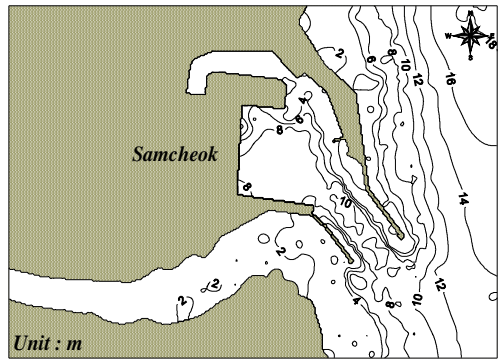
그림-3.4 쓰나미의 수치모형실험에 적용된 계산영역



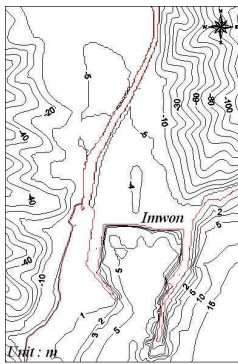
(a) 속초



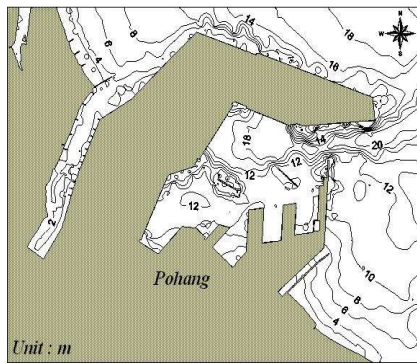
(b) 묵호



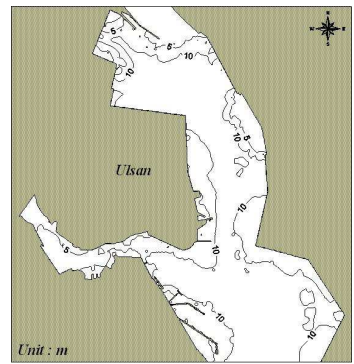
(c) 삼척



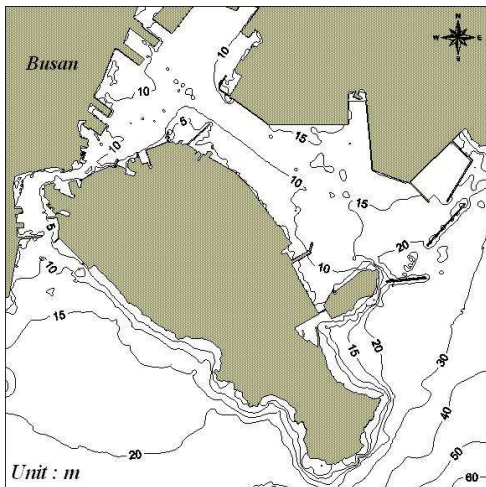
(d) 임원



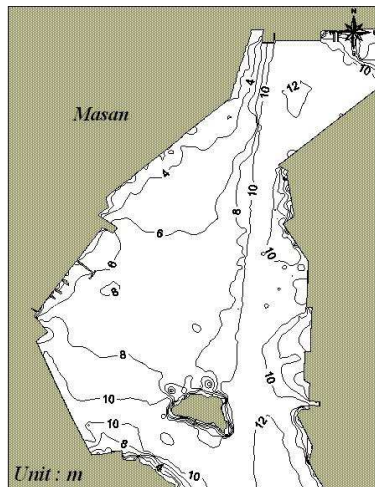
(e) 포항



(f) 울산



(g) 부산



(h) 마산

그림-3.5 제6영역에서 수심의 공간분포

3.2.2 수치해석결과

그림-3.6은 표-3.2에서 제시된 단층파라미터 가운데 공백역 2를 사용하여 도출된 수치 해석의 결과에 있어서 제1영역에 대한 쓰나미의 전파속도와 최고수위분포에 대한 결과를 나타내고 있다. 쓰나미의 전파과정을 살펴보면 대화퇴의 부근에서 쓰나미가 굴절 및 회절되는 현상을 확인할 수 있으며, 그리고 지진이 발생하고 약 100분 정도 후에 쓰나미의 제1파가 강원도 부근의 동해안에 내습하는 것을 알 수 있다. 여기서, 포항은 약 110~120분, 울산은 140분 정도로 그 전파속도는 과거에 발생하여 우리나라에 영향을 미친 지진(1983년 동해중부지진, 1993년 북해도남서외해지진)에 대한 해석결과와 비슷하게 나타나는 것을 알 수 있다(양금석, 2007). 그리고, 쓰나미의 계산결과에서 제1영역내의 최고수위분포는 쓰나미가 갖는 에너지의 전파과정을 설명하는데 사용된다. 그림을 살펴보면 에너지의 대부분은 러시아 방향으로 전파하는 것을 확인할 수 있고, 대화퇴의 부근에서 일본의 남쪽으로 굴절되는 성분이 있음을 알 수 있다. 동해안은 수심이 상당히 깊기 때문에 영역내에서 수위는 공해상에서는 0.1~1.0m 정도의 분포를 확인할 수 있고, 진원지 부근의 초기수위는 약 4m 정도의 값이 나타나는 것을 알 수 있다.

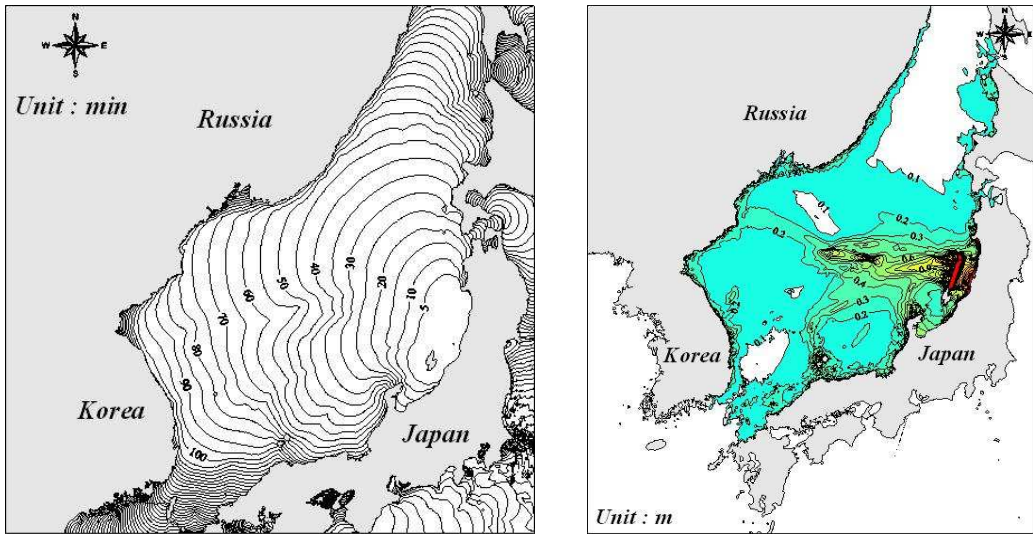
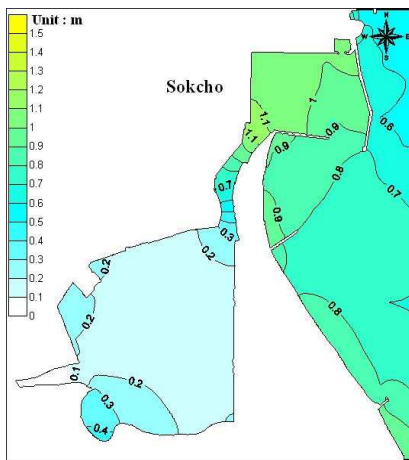


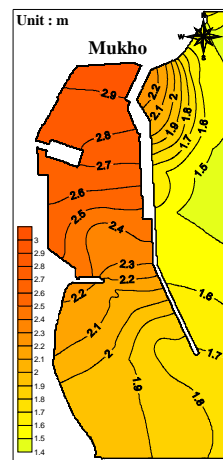
그림-3.6 제1영역에서 쓰나미의 전파시간 및 최대수위분포(지진공백역)

그림-3.7은 제6영역에서 최대수위분포를 나타낸 결과이다. 그림-3.7(a)는 속초지역에서 최고수위분포를 나타낸다. 쓰나미의 내습에 따라서 항외에서 약 0.8m, 항내에서 최고 약

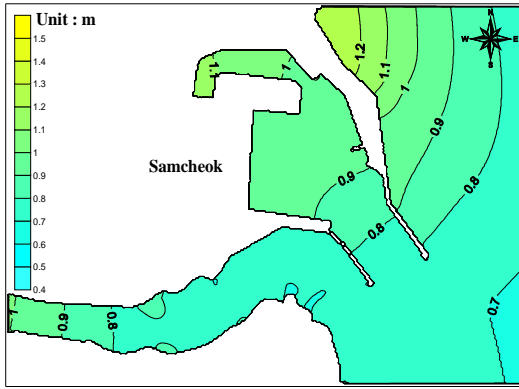
1.1m의 수위상승량을 보인다. 그림-3.7(b)는 묵호지역에서 최고수위의 공간분포를 나타낸 결과이다. 항입구와 항내에서 다변한 수위분포가 나타나며, 최고 약 2.9m의 수위가 상승하는 것을 알 수 있다. 그림-3.7(c)는 삼척지역에서 수위분포를 나타낸 것이다. 항내에서 최고 약 1.1m의 수위상승량이 발생함을 알 수 있다. 그림-3.7(d)는 임원지역에서 최고수위분포를 나타낸 것으로, 임원항내에 쓰나미가 내습함에 따라 수위가 상승하여 항내의 최고수위가 약 3.2m 정도까지 나타나며, 1983년의 동해중부지진시의 쓰나미와 달리 배후지로의 처오름은 발생하지 않는다. 포항지역에서의 최고수위분포를 그림-3.7(e)에 나타내고 있다. 쓰나미의 내습에 따른 최고수위는 약 0.8m 정도인 것을 알 수 있다. 그림-3.7(f)에 울산지역에서 최고수위분포를 나타낸 것으로, 쓰나미의 내습에 따른 최고수위는 약 1.1m 정도이며, 이는 1983년의 동해중부지진과 1993년의 북해도남서외해지진에 의해 발생한 쓰나미의 내습시보다 약 0.8m 이상의 수위상승량이 나타나는 것을 알 수 있다. 그림-3.7(g)는 부산항에서 최고수위분포를 나타낸 것으로, 쓰나미의 내습에 따른 최고수위는 약 0.5m 정도로 나타난다. 그림-3.7(h)는 마산항에서 쓰나미의 내습에 따른 최고수위분포로, 그 값은 약 0.4m 정도인 것을 알 수 있다.



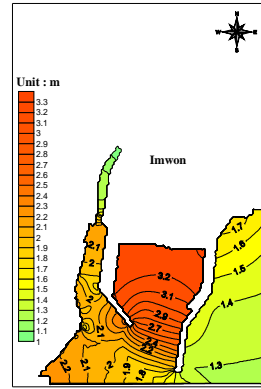
(a) 속초



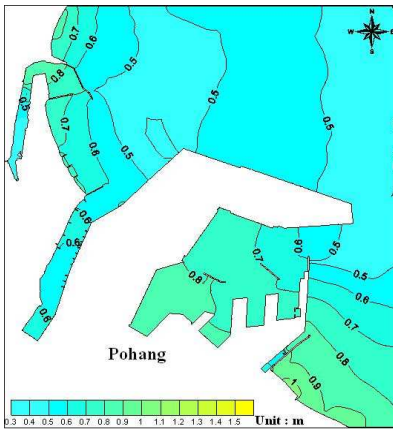
(b) 묵호



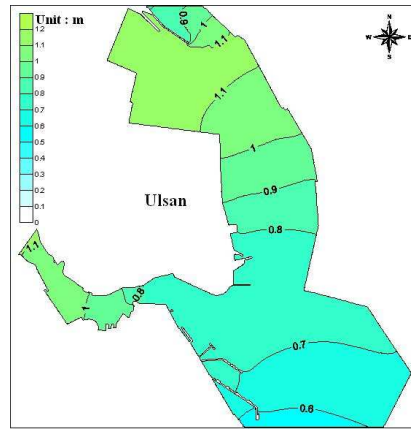
(c) 삼척



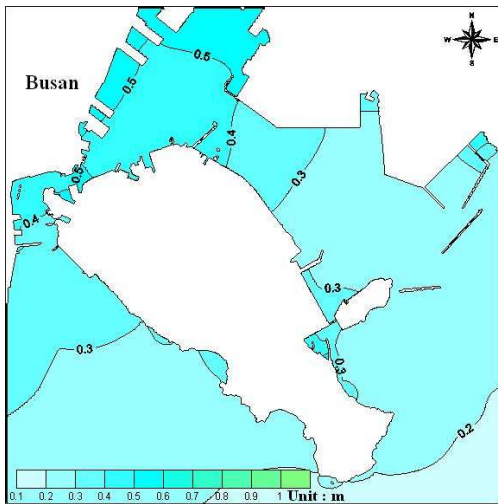
(d) 임원



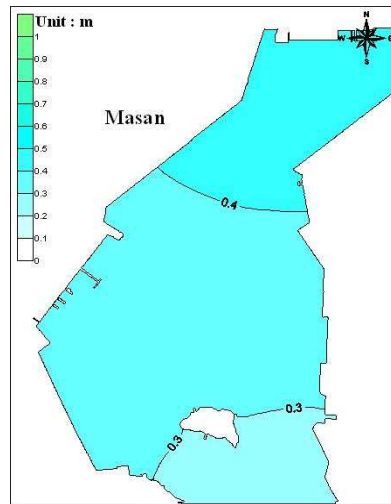
(e) 포항



(f) 울산



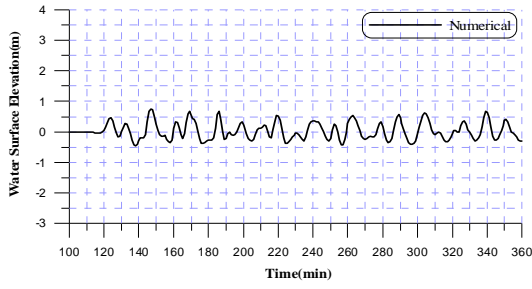
(g) 부산



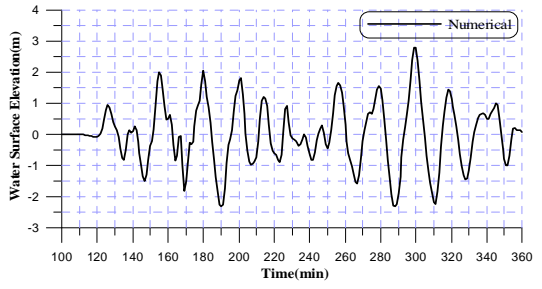
(h) 마산

그림-3.7 제6영역에서 쓰나미에 의한 최고수위의 공간분포

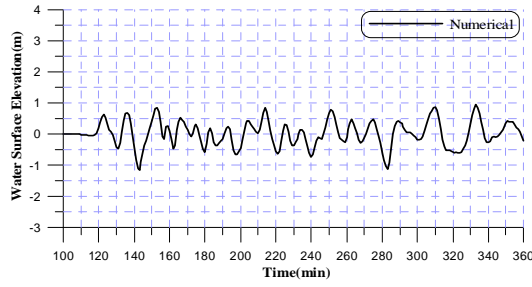
그림-3.8은 수치해석으로부터 얻어진 시간에 따른 수위변화를 나타낸 결과이다. 그림-3.8(a)는 속초지역에서의 계산치의 결과를 나타내고 있으며, 지진발생 약 120분 후에 제1파가 도달한다. 시간에 따른 수위변화를 살펴보면 약 150분경에 약 0.8m의 수위상승량을 보이며, 이 후에도 그에 상당하는 수위상승량이 발생함을 알 수 있다. 그림-3.8(b)는 묵호지역에서의 계산결과를 나타내며, 속초와 마찬가지로 약 120분에 제1파가 도달하며, 약 2m 정도의 수위상승이 나타나고, 약 300분에 약 3m의 최고수위상승량이 발생함을 알 수 있다. 그림-3.8(c)는 삼척지역에서 시간에 따른 수위분포를 나타내며, 지진발생 후 약 110분이 지나서 제1파가 도달하는 것을 알 수 있으며, 최고수위상승량은 약 0.9m 정도이다. 그림-3.8(d)는 임원지역에 대한 계산결과를 나타낸 결과로, 속초, 묵호지역과 비슷한 약 120분에 제1파가 도달하며, 약 160분에 3.2m의 최고수위가 나타난 이후에 약 1.5m 정도의 수위가 상승함을 알 수 있다. 그림-3.8(e)는 포항에서 시간에 따른 수위분포를 나타내며, 약 140분정도에 제1파가 도달하고, 약 210분에 약 0.8m의 최고수위가 나타나며, 시간이 지나면서 약 0.6m의 수위가 상승한다. 그림-3.8(f)는 울산지역에 대한 수위의 시간변화를 나타낸 결과이다. 약 140분에 제1파가 도달하는 것은 포항지역과 동일하다. 약 210분에 발생하는 최고수위 약 0.8m는 울산지역에서 나타난 기존의 쓰나미에 의한 결과에 비해 가장 높은 수위상승량이며, 이후에도 이와 동등한 정도의 수위가 상승함을 알 수 있다. 그림-3.8(g)는 부산항에서 시간에 따른 수위분포를 나타내며, 쓰나미의 내습상황을 보다 자세히 수치모의하기 위해서 쓰나미의 발생 후 12시간 동안에 수위분포를 제시한다. 약 170분에 제1파가 도달하고, 약 0.5m 정도의 수위변화가 발생하며, 이후에도 이와 동등한 높이의 쓰나미가 내습함을 알 수 있다. 그림-3.8(h)는 마산항에서 쓰나미의 발생에 따라 시간에 따른 수위변화를 나타내는 그림으로, 부산항과 마찬가지로 12시간 동안 수치모의하였으며, 약 250분에 제1파가 도달함을 알 수 있다. 최고수위는 약 320분과 540분에 약 0.4m 정도로 주어지고, 그 주기가 약 50분 정도로 나타남을 알 수 있다.



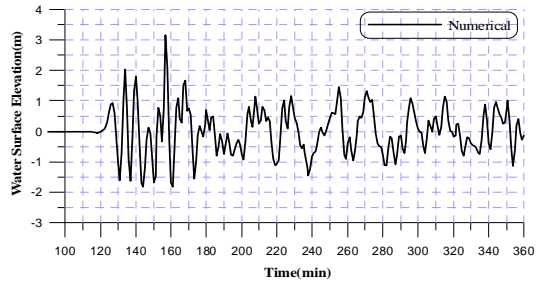
(a) 속초



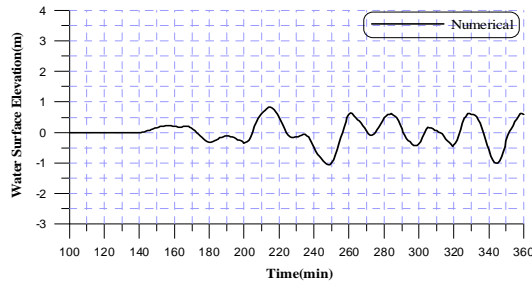
(b) 묵호



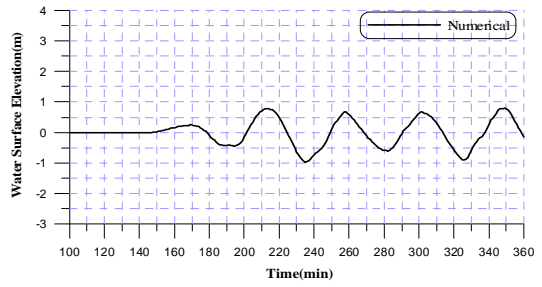
(c) 삼척



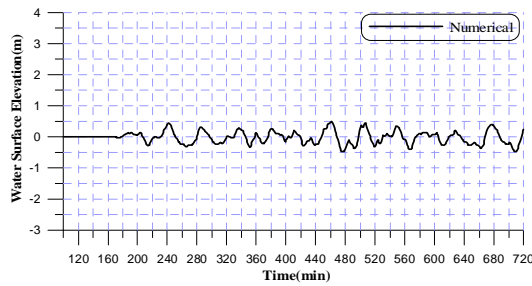
(d) 임원



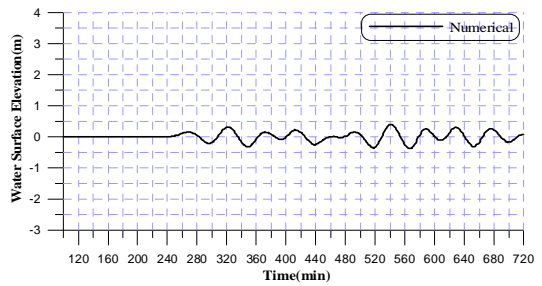
(e) 포항



(f) 울산



(g) 부산



(h) 마산

그림.3.8 지진공백역에서의 쓰나미에 의한 지역별의 수위변동

4. 결론

본 연구에서는 천해역에서 수심이 얕아지면서 발생하게 되는 천수효과를 충분히 재현하기 위한 격자접속기법과, 연안역에서의 처오름을 고려하기 위한 이동경계조건을 도입하여 상당한 잠재적인 에너지를 가지고 있고, 향후 지진활동이 발생할 가능성이 높은 일본 서측연안의 단층대에 존재하는 지진공백역을 대상으로 여러 종류의 지진에 의한 가상지진해일을 수치시뮬레이션하였다. 이를 통해서 남동해연안에서의 수위변동, 전파시간 등과 같은 쓰나미의 특성을 검토하고, 쓰나미에 의한 동해연안의 각 지점에서 최대수위상승고과 시간에 따른 수위변화 등을 검토하여 그 특성들을 평가하였다. 이러한 결과들은 동해연안에서 해안 및 항만구조물의 내파설계, 연안방재의 계획 및 정책과 향후의 연안개발계획 등에 기본자료로 활용될 수 있을 것이다.

이와 같은 과정에서 얻어진 중요한 사항을 본 논문의 결론으로 하여 아래에 기술한다.

(1) 지진공백역에서 발생한 지진의 경우도 지진해일의 전파속도는 지진이 발생하고 약 100분 정도 후에 처음으로 강원도 부근의 동해안에 도달하며, 포항은 약 110~120분, 울산은 140분 정도로 그 전파속도는 이전에 발생한 지진에 대한 해석결과와 동일하게 나타난다.

(2) 지진공백역에서 지진해일은 에너지의 대부분이 러시아 방향으로 전파되며, 대화도 부근에서 발생하는 회절현상으로 일본의 남쪽으로 상당한 에너지가 전파되는 것을 알 수 있었다. 단층파라미터의 차이에 따라 각 공백역에서 상당한 수위분포의 차이를 나타내며, 공백역 1, 공백역 4, 공백역 6은 상대적으로 동해안에 거의 영향을 미치지 않음을 알 수 있다. 공백역 3과 공백역 5는 일본의 연안에는 상당한 해일고를 발생시키지만 우리나라에는 그 영향이 비교적 적고, 공백역 2의 경우가 가장 높은 수위분포(약 4m)를 나타내며, 동

해안에도 상당한 해일고를 발생시킨다. 그리고, 단층파라미터 가운데 주향과 미끌어지는 방향은 초기수위에 영향을 준다는 사실을 확인할 수 있었다.

(3) 쓰나미에 내습에 따른 최고수위분포를 살펴보면 속초지역에서는 항외에서 약 0.8m, 항내에서 최고 약 1.1m, 묵호지역에서는 항입구와 항내에서 다변한 수위분포가 나타나며, 최고 약 2.9m, 삼척지역에서 항내에서 약 1.1m, 임원지역에서는 항내에서 약 3.2m, 포항지역에서 약 0.8m 정도이다. 울산지역에서는 약 1.1m 정도이며, 이는 1983년의 동해중부지진과 1993년의 북해도남서외해지진에 의해 발생한 쓰나미의 내습시보다 약 0.8m 이상의 수위상승량이 나타나는 것을 알 수 있다. 부산지역에서는 약 0.5m 정도, 마산지역에서 약 0.4m 정도의 최고수위분포가 나타난다. 이는 1983년의 동해중부지진과 1993년의 북해도남서외해지진에 의한 쓰나미의 사후조사에서 나타난 최고수위(국립방재연구소, 1998)와 비슷하거나 약간 높은 분포를 나타낸다.

(4) 시간에 따른 수위변화는 속초지역에서 지진발생 약 120분 후에 제1파가 도달한다. 시간에 따른 수위변화를 살펴보면 약 150분경에 약 0.8m의 수위상승량을 보이며, 이 후에도 그에 상당하는 수위상승량이 발생함을 알 수 있다. 묵호지역에서는 속초와 마찬가지로 약 120분에 제1파가 도달하며, 약 2m 정도의 수위상승이 나타나고, 약 300분에 약 3m의 최고수위상승량이 발생함을 알 수 있다. 삼척지역에서는 쓰나미 발생 후 약 110분이 지나서 제1파가 도달하는 것을 알 수 있으며, 최고수위상승량은 약 0.9m 정도이다. 임원지역에서는 속초, 묵호지역과 비슷한 약 120분에 제1파가 도달하며, 약 160분에 3.2m의 최고수위가 나타난 이후에 약 1.5m 정도의 수위가 상승하며, 포항에서는 약 140분정도에 제1파가 도달하고, 약 210분에 약 0.8m의 최고수위가 나타나며, 시간이 지나면서 약 0.6m의 수위가 상승한다. 울산지역에서 약 140분에 제1파가 도달하는 것은 포항지역과 동일하다. 약 210분에 발생하는 최고수위 약 0.8m는 울산지역에서 나타난 기존의 쓰나미에 의한 결과에 비해 가장 높은 수위상승량이며, 이후에도 이와 동등한 정도의 수위가 상승함을 알 수 있다. 부산항에서는 약 170분에 제1파가 도달하고, 약 0.5m 정도의 수위변화가 발생하며, 이후에도 이와 동등한 높이의 쓰나미가 내습한다. 마산항에서는 약 250분에 제1파가 도달함을 알 수 있다. 최고수위는 약 320분과 540분에 도달하는 약 0.4m 정도로 주어지고, 그 주기가 약 50분 정도로 나타난다.

참고문헌

- 국립방재연구소, 1998 : 동해안에서의 쓰나미 위험도 평가, 국립방재연구소 연구보고서 NIDP-98-06.
- 양금석, 2007 : 일본근해에 기원한 지진해일이 동해연안의 수위변동에 미치는 영향의 평가, 한국해양대학교 석사학위논문.
- 윤성범, 임채호, 조용식, 최철순, 2002 : 지진해일 전파 분산보정 유한차분모형의 정밀도 평가, 한국해양해양공학회지, Vol. 14, No. 2, pp. 116-127.
- 최병호, 김덕구, 노상준, 이호준, 1997 : 1994년 필리핀 민도로스섬의 쓰나미 산정, 한국해양해양공학회지, Vol. 9, No. 3, pp. 140-154.
- 최병호, 에픽 페리놉스키, 홍성진, 2006 : 병렬 FEM 모형을 이용한 1983년 동해 중부 지진해일 시뮬레이션, 한국해양해양공학회지, Vol. 18, No. 1, pp. 21-34.
- 최병호, 우승범, Pelinovsky, E., 1994 : 1993년 동해 쓰나미의 산정, 한국해양해양공학회지, Vol. 6, No. 4, pp. 404-412.
- 최병호, 이호준, 1993 : 1983년 동해 쓰나미의 산정, 대한토목학회논문집, Vol. 13, No. 3, pp. 207-219.

- 최병호, 정홍화, 1995 : 1992년 니카라구아 쓰나미의 범람 산정, 한국해양해양공학회지, Vol. 7, No. 1, pp. 24-32.
- Aida, I., 1969 : Numerical experiments for tsunami caused by moving deformations of the sea bottom, Bull. Earthquake Res. Inst., Vol. 47, pp. 673-700.
- Goto, C. and Shuto, N., 1983 : Numerical simulation of tsunami propagations and run-up, tsunami-Their Science and Engineering, edited by Iida and Iwasaki, Terra Science Publishing Company, Tokyo, 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, IAHR, Japan, pp. 975-987.
- Ishikawa, Y., 1994 : Remaining earthquake vacant region, Monthly Ocean, Vol. 7, pp. 102-104.
- Mansinha, L. and Smylie, D.E., 1971 : The displacement of earthquake fault model, Bull. Seismol. Soc. Amer., Vol. 61, pp. 1400-1433.
- Sato, S., 1995 : Handbook of earthquake fault parameters, Kashima Press.
- 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.
- 岩崎敏夫, 眞野 明, 1979 : オイラー座標による二次元津波遡上の数値計算, 第26回 海岸工学講演會論文集, 土木學會, PP. 70-74.

- ・ 井上和也, 1986 : 開水路非正常流の数値解析法とその水工学への応用に関する研究, 京都大學學位論文, pp. 172-177.
- ・ 羽鳥徳太郎, 1984 : 日本の歴史地震津波, 月刊海洋, No. 9, pp. 538-545.
- ・ 松澤, 1996 : “最新の秋田・山形縣沖の地震活動について,” 東北地域災害科學研究, No. 32, pp. 293-303.
- ・ 都司嘉宣, 小西達男, 1985 : 日本海に發生した地震津波と數値計算結果, 國立防災科學術センター研究報告, No. 35, pp. 277-297.