

FVM에 기초한 VOF법에 의한 쓰나미 수치해석

명 현 국,^{*1} 박 진 우²

¹국민대학교 기계공학과

²국민대학교 대학원 기계공학과

NUMERICAL SIMULATION OF TSUNAMI WITH VOF METHOD BASED ON FVM

Hyon Kook Myong^{*1} and Jin Woo Park²

¹Dept. of Mechanical Engineering, Kookmin Univ.

²Dept. of Mechanical Engineering, Graduate School, Kookmin Univ.

Recently, coastal structures have been built to protect coastal areas. However, if a tidal wave caused by an earthquake hits the coast, it would cause catastrophic damages. It is important to analyze the basics and the characteristics of a tsunami to reduce damages caused by natural disasters. In this study, a tsunami passing over different topographical changes is simulated with VOF method based on FVM(Finite Volume Method). The reduction of both scale and velocity is accomplished by similarity analysis, and an initial energy is generated by increasing the water level as needed to create a tsunami as if it is caused by a crustal movement. It is found that the present method is appropriate to simulate the tsunami with its mechanism.

Key Words : 쓰나미(Tsunami; 지진해일), 해일(Tidal Wave), VOF(Volume of Fluid), 유한체적법(FVM), 자유수면(Free Surface), 천수효과(Shallow Water Effect), 전파속도(Wave Speed), 처오름(Run-Up), 처내림(Run-Down), 프루드 수(Froude Number), 전산유체역학(CFD)

1. 서 론

최근 기후변화로 인해 예측 불가능한 자연재해의 발생빈도는 점차 증가하고 그 규모 또한 커지고 있다. 그 중 가장 큰 피해를 입히는 자연재해로 지진해일을 꼽을 수 있다. 일례로 2011년 3월 11일 일본 동북부 해안에 발생한 지진해일은 가로 세로 면적(150 km × 450 km)에 이르는 거대한 해저면이 태평양쪽은 일시에 솟구치고, 일본 쪽은 가라앉아 해수면의 변위차로 지진해일이 발생하였다[1]. 일반적으로 해일의 전파속도(wave speed)는 실제 물입자의 이동속도인 유속(flow velocity)과는 확연히 다르다. 즉, 심수역에서 발생한 쓰나미(tsunami) 또는 지진해일은 처음에는 빠르게 전파되며 연근해역에 접근함에 따라 수심의 급격한 감소로 인해 전파속도는 감소하게 된다. 반면 심수역에서의 유속은 매우 미약하나, 해

안에 이르면 천수효과로 증폭되어 유속이 빨라진다. 또한 해일은 수백 km의 파장을 가지며 해안에 도달하면서 천수효과의 영향으로 크게 증폭되어 먼 바다에서 초기 1 m ~ 5 m이 내의 해일이 해안에서 10 m ~ 30 m에 달하는 대형 해일로 발전하게 된다[2].

이와 같이 지진해일이 한번 발생하게 되면 많은 희생자와 천문학적인 재산피해가 발생한다. 이러한 피해를 줄이기 위한 대책으로, 지진해일 관측시스템과 경보, 방파제, 피난 시스템 및 수치해석을 통한 쓰나미 전파의 예측기법이 개발되고 있다. 이 가운데 수치예측 시스템은 쓰나미의 발생과 전파를 수치적으로 예측 및 분석할 수 있어 방재대책에 적극적으로 활용될 수 있다.

그런데 쓰나미와 같은 자유수면 유동을 해석하기 위한 수치해석 기법은 물의 영역만 고려한 단일유동 기법이 대부분으로, 퍼텐셜(potential) 이론에 근거한 천수파 이론이나, 수심 방향의 유체거동을 무시한 정수압 근사를 이용해 유동장을 선형적으로 푸는 것이 여기에 속한다[3]. 그러나 쓰나미는 실제 연안에서 다양한 지형변화와의 상호간섭 및 쇄파현상 등을 동반하며 비선형성이 강한 거동을 보이기 때문에, 보다 정

Received: October 30, 2014, Revised: December 23, 2014,
Accepted: December 23, 2014.

* Corresponding author, E-mail: myong@kookmin.ac.kr

DOI http://dx.doi.org/10.6112/kscfe.2014.19.4.052

© KSCFE 2014

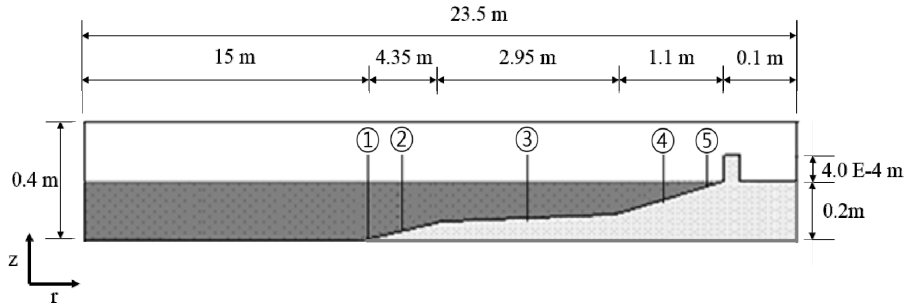


Fig. 1 Schematic view of calculation domain

확한 수치예측을 수행하기 위해서는 공기영역을 포함한 3차원적 다상유동(multiphase flow) 해석기법이 더 적절하다고 할 수 있다. 따라서 최근에는 해양유체역학 분야에서 다상유동 해석방법이 적극적으로 도입되고 있으며, 국내에서도 Navier-Stoke 방정식과 연속방정식을 직접 푸는 수치해석 방법 중 자유표면을 포함하는 비압축성 유체를 해석하기 위하여 개량된 MAC(Marker And Cell) 방법과 Hirt and Nicholls[4]가 제안한 VOF(Volume Of Fluid) 방법을 사용한 수치예측방법이 개발되어 있다[5,6]. 특히 VOF법은 비압축성 점성유체에 대한 복잡한 자유수면을 효과적으로 수치 모의할 수 있어 현재 다상유동해석에 널리 사용되고 있다. 그러나 이들 방법은 모두 유한차분법을 기초로 개발되어 있어 해안을 포함해 복잡한 해저지형을 갖는 곳에 적용하기 위해서는 일반적으로 대규모 격자와 계산시간을 필요로 하고, 입력 값으로 경험적인 요소가 많이 들어간다. 반면 유한체적법(FVM)에 기초하고 VOF 방법을 사용한 해석방법이 복잡한 형상을 가지는 다상유동 해석에 현재 널리 사용되고 있으며[7,8], 또한 대부분의 상용 CFD 코드에 채용되고 있으나, 아직 쓰나미의 발생과 전파에 관한 수치해석 방법으로 적극적으로 시도되고 있지 않은 실정이다.

한편, 지진해일을 모사하기 위한 수치적인 파형생성(wave-make)에 관한 기술로는 현재 크게 3가지 방법이 있다. 먼저 Chan and Street[9]은 Bousinesq의 근사식을 이용해 얻은 파형의 초기 프로파일과 함께 흐름장의 속도와 압력분포를 초기화하여 파형을 생성하였고, Hino et al.[10]은 Bousinesq의 근사식을 사용하여 매 시각마다 파고를 얻어내어 입구경계에 파고 변화를 적용하였다. 마지막으로 실제 피스톤형 조파기(piston-type wavemaker)를 모사하여 시간변화에 따른 이동변위를 주는 대신 고정된 벽으로 가정하여 천수파이론에 의하여 수직 벽면경계에 적절한 속도분포를 주는 방법이 있다[5].

본 연구의 목적은 유한체적법에 기초하고 VOF 방법을 사용하는 상용 CFD 프로그램을 이용하여 심해(deep sea) 진원지로부터 육지까지를 계산영역으로 설정하면서도 합리적인 격자와 계산시간으로 예측할 수 있는 쓰나미에 관한 수치해

석 기술을 확립하는 한편, 지진해일의 발생, 전파현상을 관찰하고, 해석결과를 토대로 쓰나미에 대한 기본적인 메커니즘을 파악하는 것이다. 이를 위해 본 연구에서는 지진해일을 모사하기 위한 기존 3가지의 조파 방법과는 달리 실제 지진해일의 원리를 적용하여 진원지에서 바닷물을 용기시켜 파도를 생성시켰다.

2. 수치해석

2.1 지배방정식

유동을 비압축성이라고 가정하면, 기상-액상 모든 영역에 적용되는 질량보존, 운동량보존 및 VOF 값 α 에 대한 지배방정식은 다음과 같이 적분형태로 표현할 수 있다.

$$\int_s \underline{v} \cdot d\underline{S} = 0 \tag{1}$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_V (\rho \underline{v}) dV + \int_s [\rho \underline{v} \otimes \underline{v}] \cdot d\underline{S} = \int_s \underline{\tau} \cdot d\underline{S} - \int_s p d\underline{S} + \int_V \rho \underline{g} dV \tag{2}$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_V \alpha dV + \int_s \alpha \underline{v} \cdot d\underline{S} = 0 \tag{3}$$

위 식에서 \underline{v} 는 속도 벡터, t 는 시간, p 는 압력, \underline{S} 는 면적벡터, \underline{g} 는 중력가속도, $\underline{\tau}$ 는 점성응력 텐서를 각각 나타낸다. 그리고 국소물성치인 밀도와 점성계수는 다음과 같이 계산한다.

$$\rho = \alpha \rho_1 + (1 - \alpha) \rho_2 \tag{4}$$

$$\mu = \alpha \mu_1 + (1 - \alpha) \mu_2 \tag{5}$$

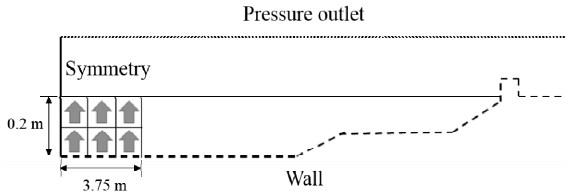


Fig. 2 Initial and boundary conditions

여기서 아래첨자 1과 2는 다른 종류의 유체를 각각 나타내며, α 는 0과 1 사이의 값을 가진다.

2.2 형상 조건

본 연구에서는 연안류는 물론이고 먼 바다 해저지면에 의해 발생된 파형과 진원지 주변의 유동까지를 관찰하기 위해 2011년 3월 11일 일본 동북부 해안에 발생한 지진해일을 참고하여 지진규모를 9.0으로 하고, 심해에서 육지까지 거리 약 470 km, 최대수심은 4 km인 축대칭 영역으로 단순하게 가정하였다. 또한 일반적으로 해저의 경사는 불규칙하고 비선형적이며, 장소에 따라 변하기 때문에 본 연구에서는 해석의 편의를 위해 미국 Massachusetts의 Revere 해안을 모사한 Briggs et al.[11]의 수리실험장치를 참고하여 Fig. 1과 같은 해저지형을 상사모형으로 선정하였다. 이 가상 모형지형은 진원지에서 수평방향으로 15 m까지 일정한 수심을 가지며, 그 후 해저지형은 세부분에 걸쳐 해저의 기울기(1:54, 1:148, 1:11)가 변하게 되어 있다. 모형과 원형 사이의 길이 스케일(비) λ_l 을 1/20000으로 정하면 Fig. 1에서 보는 바와 같이 실제 바다의 수심 4 km는 상사된 모형에서 0.2 m가 되며, 지진의 진원지인 중심으로부터 육지까지 반경 방향의 거리 약 470 km는 상사된 모형에서 23.5 m로 된다. 또한 Fig. 1에서 지표면에 솟아오른 것은 방파제를 형상화시킨 것이며 실제 높이는 8 m, 폭은 4 m로 세워 놓았다.

본 연구에서는 아래에 기술하는 몇 가지 이유로 실제해석을 상사모형에 대해 수행하였으며, 이를 위해 상사법칙을 적용하였다. 즉, 지진해일과 같은 자유표면 유동에서 점성효과와 표면장력은 중력에 비해 크게 영향을 미치지 않기에 Froude 수, Fr 만 고려하여 상사법칙을 적용하였다. 유동이 Fr 에 의해 상사가 되려면 아래 식을 만족시켜야 한다.

$$Fr = \frac{v_m}{\sqrt{g_m l_m}} = \frac{v}{\sqrt{g l}} \quad (6)$$

위 식에서 아래첨자 m은 상사시킨 모형(모델)을, v는 유동장에서의 속도(유속)를 각각 의미한다. 모형과 원형이 같은 중

력장으로 동작된다고 가정하면 모형과 원형 사이의 속도 스케일 및 시간 스케일은 각각 다음과 같다. ($g_m = g$)

$$\frac{v_m}{v} = \sqrt{\frac{l_m}{l}} = \sqrt{\lambda_l} \approx \frac{1}{141.1} \quad (7)$$

$$\frac{t_m}{t} = \sqrt{\frac{l_m}{l}} = \sqrt{\lambda_l} \approx \frac{1}{141.1} \quad (8)$$

따라서 길이 스케일 λ_l 을 1/20000으로 정하면 속도 스케일 및 시간 스케일을 1/141.4로 상사시킬 수 있다.

참고로 본 연구에서 원래 대상으로 삼은 원형(proto type)의 해양유동은 심해의 깊이 기준으로 한 Re 가 약 10^9 의 크기를 가진 거대 난류유동이나, 쓰나미 전파속도와 같은 파동은 중력과 관성력의 상호작용에 의한 것으로, 두 힘은 모두 밀도에 비례한다. 따라서 본 연구에서는 상사법칙을 사용한 모형에서 밀도와 점성계수를 그대로 사용하는 불완전상사를 이용하였다. 즉, 이 경우 모형에서는 Re 가 약 10^3 의 크기를 가지는 층류유동에 해당하게 되나, 표면파에 해당하는 쓰나미의 거시적 특성에 점성계수는 중요하지 않으므로, 난류의 영향도 크지 않다고 가정할 수 있으나, 벽면조건에서는 상당한 영향을 미칠 수 있다. 즉, 벽면조건에서는 해저 면의 거칠기 등을 포함한 벽면 난류유동에 의한 전단응력을 반영시켜야 한다. 그러나 이에 대한 자세한 정보가 없어, 본 연구에서는 쓰나미의 전파현상 등의 거시적인 결과에 미치는 영향이 작다고 판단하여 해석의 편의상 해저면과 지표면에 대해 단순하게 점착 조건을 사용하였다. 따라서 본 연구에서는 기본적으로 유동장 해석에 난류를 고려하지 않고 마치 층류유동과 같이 해석함으로써 전체 유동에서는 Re 에 대해서 불완전상사가 되나, 물의 점성계수 값을 그대로 사용함으로써, 이 값이 마치 걸보기(난류) 점성계수 값과 같이 작용하여 난류유동에 의한 벽면 전단응력을 구하는데 어느 정도 반영되도록 하였다.

경계조건은 총 세 영역으로 구성되어 있고, Fig. 2와 같이 아래쪽에 해당되는 해저 면과 지표면을 벽면(wall) 경계로 단순한 바와 같이 점착(no-slip) 조건을 주었으며, 맨 좌측 z축(연직) 방향의 경계면은 대칭축이므로 대칭경계, 위쪽의 수평면과 우측의 경계면은 압력경계(pressure outlet)로 각각 설정해 주었다.

본 연구에서는 Fig. 1에 제시한 계산영역이 매우 광대하기 때문에 효율적인 계산을 위해 지진해일 유동에 큰 영향을 미치는 해저 바닥 및 방파제 부근 벽면 및 초기 자유수면 근방에 매우 조밀한 격자(grid)를, 그 이외의 영역에는 비교적 성긴 격자를 사용하였다. 특히 해안 방파제 부근 영역에는 가장 조밀하게 만들어 주어, 결과적으로 전체 계산영역에서 격자

크기가 최소 5×10^{-5} m(실제 길이로 환산하면 1 m)에서 최대길이 2×10^{-2} m(실제 높이로 환산하면 약 400 m)인 비등간격 비정렬격자계(unstructured-grid)로 구성하였으며, 전체 셀(cell)의 개수는 총 667,547개로 이루어져 있다. 참고로 비정렬격자계 선택은 향후 복잡한 형상을 가지는 해저지형과 해안지형을 가진 쓰나미 해석을 용이하게 하기 위해서이다.

2.3 초기 및 경계 조건

전술한 바와 같이 기존에 파도를 생성하는 방법으로 피스톤형 조파기를 모사하거나 해석영역 내에 파형의 초기 프로파일을 수치수조에 적용하여 파를 생성하는 기법은 연안류인 얕은 수심의 계산영역을 해석할 때 일반적으로 사용되고 있다. 하지만 본 해석은 지진이 일어나는 심해 진원지부터 해일의 발생과 전파 등의 거동을 살펴보기 위해 새로운 파도 생성법을 도입하였다. 즉 본 연구에서는 실제 지진해일의 원리를 적용하여 대칭축인 진원지에서 바닷물을 용기시켜 파도를 생성시켰으며, 진원지를 대칭축으로 잡고 파도가 원형의 형태로 퍼져 나가는 것으로 상정하여 실린더 좌표계를 사용하여 축대칭 문제로 해석하였다. 따라서 Fig. 2에 나타난 바와 같이 특정한 부피의 물 원기둥 내에 속하는 각각의 셀 중심에 수직방향으로 특정한 속도를 주게 되면, 초기속도에 의해 물 원기둥이 순간적으로 상승하여 파도가 생성된다. 지진규모 9.0에 해당되는 에너지는 TNT 폭발 에너지와 비교했을 때 에너지 E 가 약 0.2×10^{19} J이 발생된다. 이 에너지가 실제 직경 150 km, 높이 4 km의 물기둥을 상승시킨 운동에너지와 같다고 했을 때

$$E = KE = \frac{1}{2} \rho v_0^2 Vol \tag{9}$$

이며 셀 중심의 초기속도는 $v_0 = 7.43$ m/s가 된다. 이것을 축소 모형에 적용시키기 위해 Froude 수의 유사법칙을 적용하면 모형 직경은 7.5 m, 높이 0.2 m가 되며, 초기속도는 $v_{0m} = 0.0525$ m/s로 상사된다. 따라서 계산과정에서는 Fig 2와 같이 특정 부피만 UDF(User Defined Function)를 이용해 각각의 셀 중심에 수직방향으로 v_{0m} 로 초기화시켰다.

또한 본 계산의 경우 물 원기둥 면적에 존재하는 셀의 특성길이는 약 8×10^{-4} m이고 셀 중심에서의 속도는 0.0525 m/s이므로, 특성시간은 대략 1.56×10^{-2} s가 된다. 따라서 본 연구에서는 계산상 안정성을 고려하여 시간스텝(time-step)을 $\Delta t_m = 2 \times 10^{-3}$ s로 설정하였다.

수치해석은 비정렬격자계를 사용할 수 있고, 유한체적법에 기초한 상용 CFD 프로그램인 Fluent 14.0에서 액적의 질량보

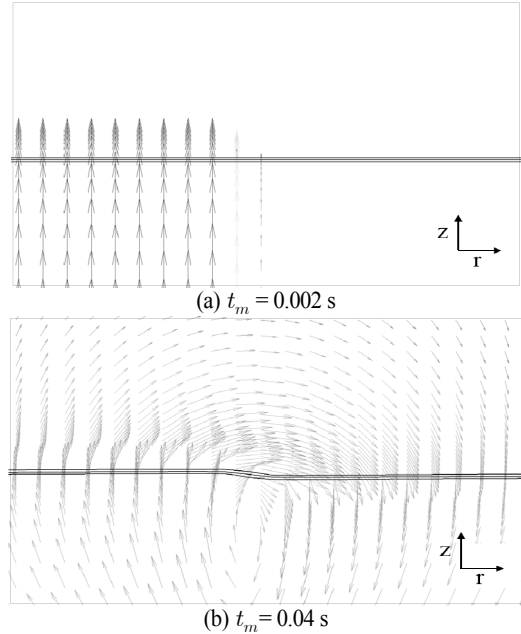


Fig. 3 Increased free surface by crustal movement near the center of earthquake

존을 잘 만족시켜주고 있는 VOF 방법을 사용하여 수행하였다. 또한 VOF 방법을 사용하는 체적포착법(volume capturing method)에서 크게 문제가 되는 번짐 현상과 같은 계면의 비물리적인 변형 및 수치확산 문제를 크게 개선한 것으로 알려진 HR(High Resolution) 도식인 CICSAM(Compressive Interface Capturing Scheme for Arbitrary Meshes)[12]을 사용하였다.

3. 결과 및 고찰

3.1 초기수면 상승과 바닷물 속의 유동

Fig. 2의 지형도에 나타난 바와 같이 중심에서 반경 방향으로 3.75 m인 지점까지 존재하는 각각의 셀에 초기속도를 주었을 때, 용기된 영역의 경계에 해당하는 반경방향 거리 3.75 m 부근에서 초기 시간에 따른 초기수면 상승을 Fig. 3에 나타냈다. 그림에서 수평선은 초기 해수면(sea water level)을 나타낸다. 그림에서 보는 바와 같이 초기조건에 의해 짧은 시간이 경과한 후에 수면이 상승하며 변위차가 생기면서 유동과 함께 골(trough) 부분부터 시작되는 파도가 생성되는 것을 확인할 수 있다.

Fig 4는 Fig. 3와 동일한 지점이며, 바닷물 속 유동형태가 시간에 따라 변하는 과정을 보여주고 있다. Fig. 4(a)에서 초기조건에 의해 상승된 물입자의 공간을 채워주기 위해 용기

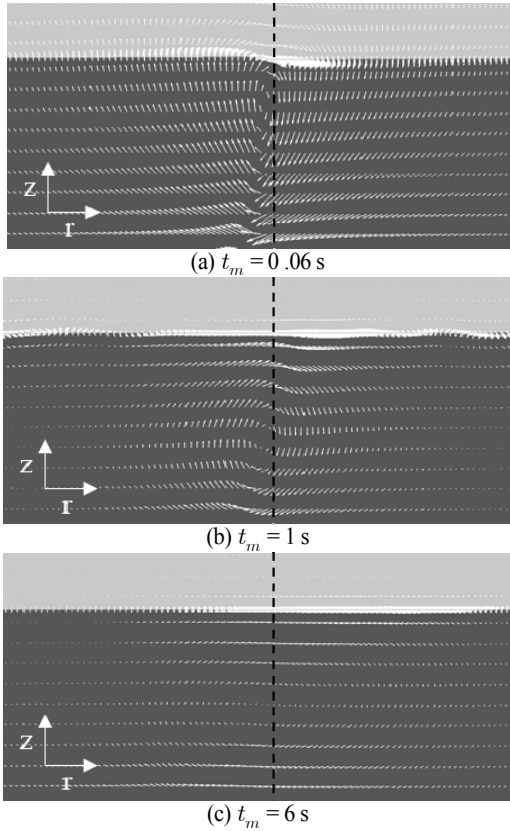


Fig. 4 Underwater flow driven by crustal movement near the center of earthquake

된 물기둥의 경계면 근처에 해당하는 점선을 기준으로 오른쪽에 있는 물 입자들은 아랫방향으로, 왼쪽에 있는 물 입자들은 윗방향으로 속도벡터를 갖는다. 그 이후 점차 에너지를 잃으면서 유동의 속도는 서서히 작아지고 $t_m = 6\text{ s}$ 이후에는 거의 사라지기 시작했다. 또한 Fig. 4(a)와 같이 초기 $t_m = 0.06\text{ s}$ 에는 z 축(연직) 방향으로 속도가 컸지만 용기된 진원지 내부의 속도는 점선부분을 제외하고는 급속하게 속도를 잃으면서 점차 물 입자의 방향이 좌우로 향하는 것을 Fig. 4(c)에서 관찰할 수 있었다.

또한 Fig. 3과 Fig. 4의 결과는 처음에 거의 일정한 높이로 용기한 해수면(Fig. 3(b))이 시간이 경과함에 따라 Fig. 4에서 보는 바와 같이 달라진 해수면의 높이가 다시 같아지려고 상하방향으로 출렁거림이 생겨나게 되면서, 용기된 물기둥의 경계면 근처에서는 물속 유동에 의해 골 부분부터 시작되는 일련의 파를 생성해내고 있음을 보여주고 있다. 이 결과는 지각의 용기 현상으로 지진해일이 발생하였을 때는 골 부분부터 시작되는 파도가 생성되어, 뒤에 기술하는 바와 같이 지진해

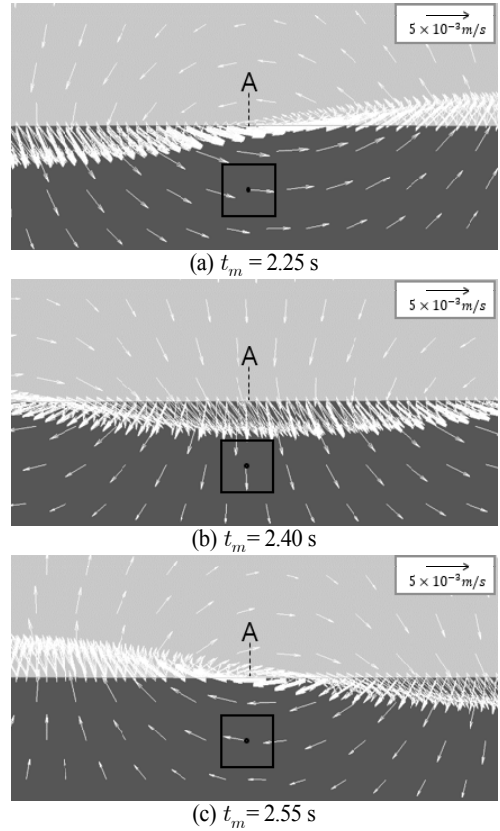


Fig. 5 Time evolution of wave shape and underwater flow around the location($r \approx 5\text{ m}$) of deep sea

일이 해안에 도달할 때 처내림(run-down) 현상을 일으킨 후 처올림(run-up) 현상이 나타남을 제시하고 있다. 또한 반대로 지각이 침강하는 경우에는 마루(crest) 부분부터 시작되는 파도가 생성되므로, 처내림 현상 없이 바로 처올림 현상과 함께 지진해일이 해안에 도달됨을 제시하고 있어, 용기 또는 침강과 같은 지진해일의 발생 형태에 따라 처내림 현상의 유무가 정해지는 것을 본 연구결과를 통해 예측할 수 있다.

3.2 전파되는 파도의 형상과 속도

심해에서 전파되는 파도의 형상과 유속을 알아보기 위해 지진에 의해 용기된 영역으로부터 얼마 떨어지지 않은 $r \approx 5\text{ m}$ 인 지점 부근의 속도벡터 결과를 Fig. 5에 나타냈다. 그림에서 파도의 전진방향은 왼쪽에서 오른쪽으로 이동한다. Fig. 5(a)에서 A지점이 파도의 가장 높은 부분인 마루에 해당되며, Fig. 5(c)는 가장 낮은 부분인 골에 해당된다. 그림에서 박스로 나타난 하나의 고정된 셀 영역만을 살펴보면 심해에서 물 입자의 속도벡터는 파도의 영향으로 시간에 따라 회전하는

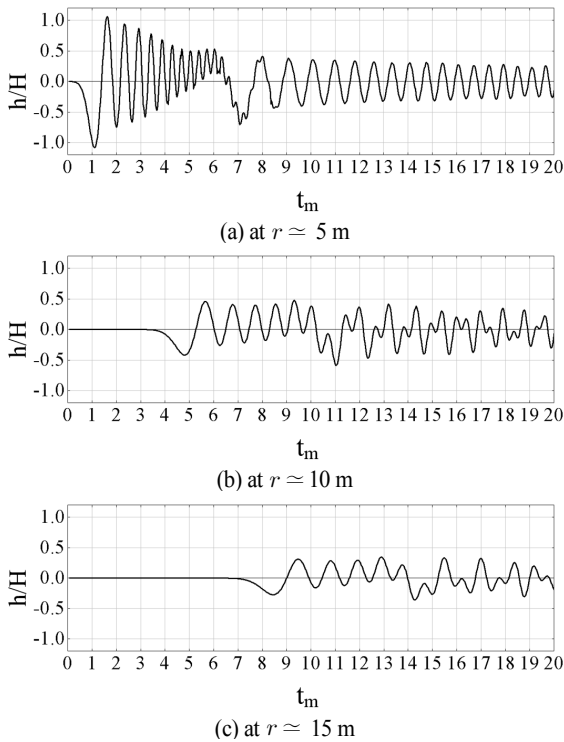


Fig. 6 Time evolution of wave shape at several locations of deep sea

것을 Fig. 5에서 확인할 수 있다. 우선, Fig. 5(a)에서 마루 아래쪽에 존재하는 셀 영역의 물 입자는 진행파와 같은 방향을 갖는다. 파형이 진행하면서 A지점의 높이가 낮아져 Fig. 5(b)에서와 같이 골과 마루의 중간 지점에 도달하게 되면 속도벡터가 아래를 향하게 된다. 계속 높이가 낮아지다가 Fig. 5(c)에서와 같이 파형이 골에 도달했을 때, Fig. 5(a)와 달리 진행파와 반대방향으로 속도벡터를 가지며 속도가 조금 작아진다. 이와 같이 파형은 다시 A지점의 높이가 상승하면서 주기적으로 반복되는 모양을 가지는 형상을 띄게 된다. 이 결과는 심해에서 유동이 회전운동을 한다는 일반적으로 알려진 사실을 입증해주고 있다.

Fig. 6에는 수심이 일정한 심해에서 진원지로부터의 거리(반경) 및 시간에 따른 지진해일에 의해 전파되는 파도의 파형을 파악하기 위해, 진원지로부터의 일정 거리를 통과하는 파도의 시간에 따른 변화를 나타냈다. 그림에서 황축은 지진이 발생한 시간부터 걸린 모형시간을, 종축은 목표로 하는 파도의 높이 $H = 5 \times 10^{-4}$ m와 수심에 따라 변하는 파도의 높이 h 의 비를 나타낸다. Fig. 6(a)에서 보는 바와 같이 지진에 의해 용기된 영역으로부터 얼마 떨어지지 않은 $r \approx 5$ m (Fig. 5 참조)에서는 처음 파형이 파고와 파저가 거의 동일한 일반

적인 파랑의 형태이나, 두 번째 파형부터는 파저가 파고에 비해 더 빨리 줄어들면서 파저가 없는 고립파와 유사한 형태로 변하고, 물 입자들이 에너지를 잃고 좌우방향으로 변해가는 $t_m \approx 6$ s(실제 시간으로 약 14분) 부근에서 지진해일파로서의 생명을 잃어 급격히 비선형적 파형으로 나타난 후, 일반적인 파랑의 형태로 변함을 알 수 있다. 이러한 파형이 생기는 것은 현 단계에서 명확히 설명할 수 없으나 용기된 진원지 영역에서 달라진 해수면의 높이가 다시 같아지려고 상하방향으로 출렁거림이 생겨나게 되면서, 용기된 물기둥의 경계면 근처에서 물속 유동에 의해 생성된 골 부분부터 시작되는 일련의 장파에 진원지 내부에서 발생한 무수한 단파가 겹쳐 장파의 파형을 변화시키는 것으로 사료된다. 반면 진원지로부터 어느 정도 떨어진 $r \approx 10$ m에서는 Fig. 6(b)에서 보는 바와 같이 파고는 거의 일정하면서 파저는 작아져 파저가 없는 고립파와 유사한 형태의 파형을 초기에 몇 차례 나타내다 급격하게 불규칙 파형으로 변한다. 이러한 경향은 Fig. 6(c)에서 보는 바와 같이 심해와 수심이 변하는 지형이 만나는 연안지점(Fig. 1의 ① 지점)까지도 지속되어 처음에 골 부분부터 시작되는 지진해일파가 수차례 전파되면서 파도의 형상이 파고는 거의 일정하면서 파저는 크게 작아져 일반적으로 지진해일을 모사하기 위해 입사파로 자주 사용되는 고립파와 유사한 형태로 변환 후, 불규칙 파형으로 변한다. 이러한 진원지로부터 연안까지의 심해에서 전파되는 파도의 형상에 대한 본 연구 결과는 아직 보고된 바가 없어 추후 검증이 필요하나, 지진해일파가 수차례 전파된 후 소멸하는 지진해일파의 특성을 잘 나타내 주고 있다. 또한 본 연구에서 처음에 비교적 크기가 큰 파저(파골)가 나타난 것은 지진강도와 진원지의 규모에 따른 용기속도(초기 속도)에 기인한 것으로, 이 용기 속도에 따라 초기 파저의 크기는 변할 것으로 예상되므로, 이러한 관점에서 보면 본 연구결과는 연안에 도달하였을 때 지진해일파의 형상이 고립파에 가깝다는 것을 비교적 잘 재현하고 있다고 사료된다.

이와 함께 수치해석 결과로부터 일정한 수심을 가지는 심해에서 파형의 (평균) 전파속도와 실제 물입자의 이동속도인 (평균) 유속을 구해 보았다. 여기서 전파속도는 각 지점에서 파가 골을 지날 때의 시간 t_1 과 그 때의 왼쪽에 위치한 인접 파마루까지의 거리 x_1 및 파가 두 번째 골에 도달하는 시간 t_2 와 그 지점을 지나 오른쪽으로 진행한 인접 파마루까지의 거리 x_2 의 결과로부터 평균적인 값 $(x_1 + x_2)/(t_2 - t_1)$ 로 구하였고, 유속은 깊이와 시간에 따라 다르기 때문에 여기서는 대표적인 값으로 각 지점에서 파가 처음 파마루에 도달하였을 때 그 지점의 초기 해수면에 해당하는 수심 바로 아래에서의 속도로 산정하였다. 산정결과, 지진에 의해 용기된 영역으로부터 얼마 떨어지지 않은 $r \approx 5$ m인 지점과 심해와 수

심이 변하는 지형이 만나는 지점(Fig. 1의 ① 지점)에서 물입자의 실제 유속은 각각 약 0.5 m/s와 약 0.16 m/s로 매우 미약하게 나타났으나, 실제 전파속도는 각각 약 146.7 m/s(약 528 km/h)와 약 185.6 m/s(약 668 km/h)로 매우 빠른 속도를 가지는 것으로 나타났다. 참고로 심해와 수심이 변하는 지형이 만나는 지점에서의 수치해석 결과인 전파속도 약 668 km/h는 잘 알려진 천해파의 전파속도에 대한 공식인 $V(\text{km/h}) \approx 11.16\sqrt{h}$ (h 는 수심, m)를 사용해서 구한 전파속도와도 6% 이내로 매우 잘 일치하고 있다. 그러나 일정한 수심을 가지는 심해에서 진원지로부터 경사가 있는 연근해로 갈수록 전파속도는 더 빨라지고 반대로 유속은 점차 느려진다는 본 연구결과, 지진해일은 고립파로 일정한 수심을 가지는 심해에서 전파속도가 일정하다는 기존의 쓰나미 연구에 대한 일반적인 입장과는 다르므로 추후 검증이 필요하다고 사료된다. 다만 단일 고립파로는 지진해일파가 수차례 전파된 후 소멸하며, 지진해일에 따라 처내림 현상 후에 처올림 현상을 나타내는 지진해일파의 일반적 특성을 설명할 수 없다.

Table 1에는 지진해일이 수심이 변하는 지형을 지날 때, Fig. 1에 나타난 각각의 위치에서 예측된 파의 실제 전파속도 및 실제 유속을 깊이와 함께 나타냈다. 결과를 보면 우선 이러한 지진에 의해 발생된 파도의 전파속도가 전술한 바와 같이 일정한 깊은 수심을 갖는 심해 구간에서 점차 증가하여 경사가 생기기 전인 Fig. 1의 ① 지점에서 약 668 km/h의 가장 빠른 속도로 전파되지만, 물속에서의 유속은 가장 느리게 움직이는 것을 확인할 수 있다. 또한 경사면을 따라 수심이 알아지는 해안으로 다가갈수록 전파속도는 감소하고, 유속은 다소 증가하나, 여전히 전파속도는 빠르고, 유속은 매우 느린 것을 알 수 있다. 일례로 ⑤ 지점은 진원지로부터 반경방향으로 23.37 m에 위치하며, 방파제로부터 실제거리로 환산하면 거리차이가 약 600 m인 해변에 해당하나, 실제 유속은 약 0.5 m/s로, 이 결과는 실제 2004년도 인도네시아 수마트라 섬에서 지진해일이 발생하였을 때, 수중에서 스쿠버다이빙을 즐기던 사람들이 지진해일이 오는 것을 전혀 느끼지 못하였다는 것을 입증해 주고 있다고 사료된다. 또한 본 수치해석 결과는

Table 1 Predicted actual wave speed and flow velocity at several locations on the slope shown in Fig. 1

Location	Depth (m)	Wave speed (km/h)	Flow velocity (km/h)
①	4000	668	0.582
②	3200	619	0.597
③	2190	520	0.650
④	1000	366	1.356
⑤	55	138~192*	1.802

* based on half wave length of 1st and 2nd waves

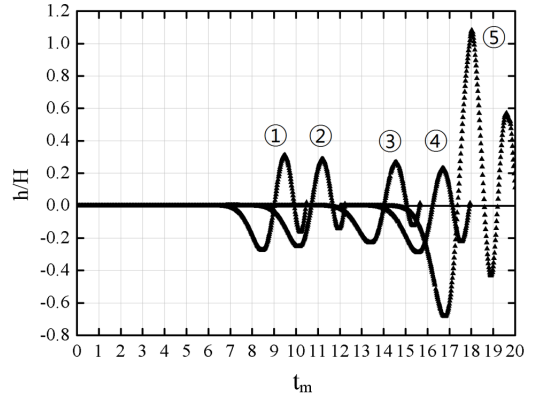


Fig. 7 Predicted height of wave at several locations on the slope shown in Fig. 1

잘 알려진 천해파의 전파속도에 대한 공식인 $V(\text{km/h}) \approx 11.16\sqrt{h}$ (h 는 수심, m)를 사용해서 구한 전파속도와도 ⑤ 지점을 제외하고 6% 이내로 매우 잘 일치하고 있다. 참고로 ⑤ 지점에서의 전파속도가 크게 차이가 나는 것은 이 지점이 해변에 인접해 있어 파도가 벽면효과와 함께 방파제 등의 복합적 영향을 받기 때문으로 사료된다.

3.3 수심에 따른 파도의 높이 변화

지진에 의해 발생된 해일이 수심이 변하는 지형을 지날 때, Fig. 1에 나타난 각각의 위치에서 파도의 높이가 어떻게 변하는지 예측한 결과를 Fig. 7에 나타냈다.

먼저 ① 지점에서 수치해석을 통해 측정된 파도의 높이를 살펴보면 최초의 파도가 도달하는 $t_m \approx 7$ s부터 해수면 높이 보다 낮아졌다가 다시 상승하면서 $t_m \approx 9.3$ s에 파도의 최대 높이가 1.61×10^{-4} m(실제 높이로 약 3.2 m)로 측정되었다. 이 파가 경사면에 들어서면서 수심이 점점 얕아져 이로 인해 점점 파의 전파속도가 감소하게 되나, ④ 지점까지의 연근해에서는 이 정도가 미약하여 해일의 주기와 해일이 가져온 총 에너지는 거의 줄어들지 않으며 파고의 높이도 비슷한 것을 나타내고 있다. 그러나 이 파가 수심이 매우 얇은 ⑤ 지점에 도달했을 때 해저 바닥면의 영향으로 천수효과가 나타나 Table 1에서 보는 바와 같이 파의 전파속도가 갑자기 크게 감소하게 되나 뒤에서 밀려오는 파의 주기와 에너지는 거의 줄어들지 않은 상태이므로 결국 해안가에서 파장은 짧아지고 에너지는 좁은 범위에 축적되어, 물이 높게 쌓여 파도의 높이가 급격히 상승하여 파도의 최대 높이가 5.41×10^{-4} m(실제 높이로 약 10.82 m)로 측정되었다. 즉 본 수치해석 결과는 심층 해저에서 파고가 3 m이던 파도가 10 m 이상에 달하는 해일로 변하여 해안가에 도착한다는 것으로 지진해일의 양상

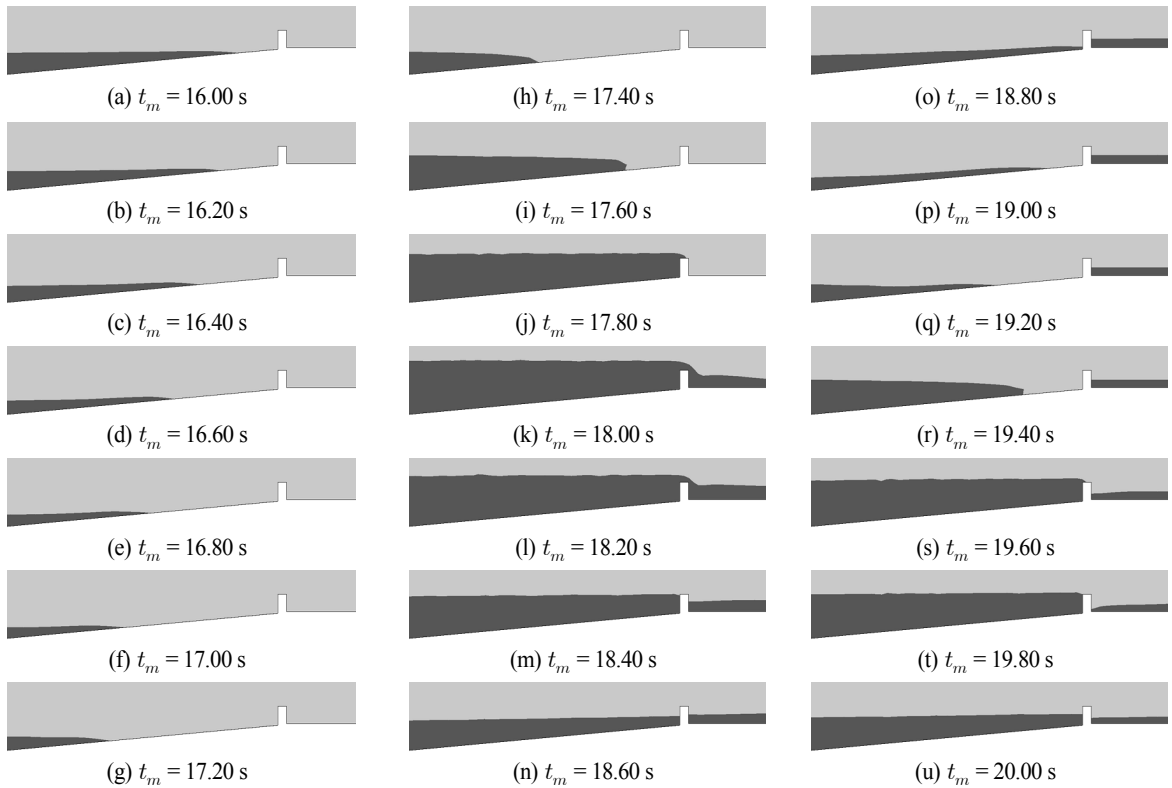


Fig. 8 Predicted run-down and run-up phenomena on the seashore

을 적절하게 모사해 주고 있다.

또한 방파제로부터 실제거리로 약 600 m 떨어진 ⑤ 지점의 결과를 보면 $t_m \approx 17$ s에서 해수면이 다른 지점에 비해 급격히 낮아지는 골이 형성되고, 뒤이어 $t_m \approx 18$ s에서 급격히 상승된 파의 마루가 측정되는데, 이것은 해일이 골 부분부터 천수영역에 들어오면 파도의 전파속도는 느려지면서 파장이 짧아지고, 좌우에 있는 물이 빨려 들어가면서 물이 바다 쪽으로 일시적으로 빨려나가 바닥이 드러나는 처내림 현상과, 곧바로 파고가 매우 높은 파마루가 도착함으로써 생기는 쳐올림 현상을 의미하고 있다.

이것을 확인하기 위해 Fig. 8에 $t_m = 16$ s부터 20 s까지 해안 부근의 지진해일에 의한 해수면 변화를 나타냈다. 본 수치해석 결과는 물이 바다 쪽으로 일시적으로 빨려나가 바닥이 드러나는 처내림 현상($t_m = 16$ s부터 17.2 s까지)과 곧바로 파고가 매우 높은 파마루가 도착함으로써 생기는 쳐올림 현상($t_m = 17.2$ s부터 18 s까지)을 포함해 쳐올림 현상으로 인해 해일이 방파제를 덮치는 현상을 잘 모사해 주고 있다. 또한 처내림 시간보다 쳐올림 시간이 상대적으로 매우 짧으

며, 이 두 현상이 바뀌는 시간 간격은 $\Delta t_m = 1$ s(실제 시간으로 환산하면 약 2.4분) 정도로, 이 현상들은 매우 위험한 상황을 초래할 수 있음을 나타내고 있다. 참고로 이런 현상은 1755년 11월 1일 포르투갈의 리스본에서 일어난 바 있는데, 이때 이 현상에 호기심을 가진 사람들이 바닥이 드러난 만에 있다가 불과 수분 후에 연속적으로 밀려온 높은 파고의 파마루에 의해 많이 희생되었으며, 2004년 인도네시아에서 발생한 쓰나미에서도 이런 현상이 나타났다. 이와 함께 Fig. 7과 Fig. 8으로부터 해일이 해안가로 계속 밀려오면서 파도의 처내림과 쳐올림 현상이 몇 차례 반복적으로 일어나며, 파도의 최대 높이도 점차 감소되는 것을 관찰 할 수 있는데 이러한 현상도 실제 지진해일에서 발생하고 있다.

마지막으로 해석결과 지진이 발생된 구간부터 해안가에 도달하는 시간 $t_m \approx 17.7$ s(실제 시간으로 $t = 2.503 \times 10^3$ s)로 예측되었다. 이것은 지진이 발생되고 약 41분 30초가 지난 후에 해일이 육지에 도달한 것으로, 이 결과는 2011년 3월 11일 일본 동북부 해안에 발생한 지진해일의 도달시간 약 30분 ~ 1시간과 비교해도 상당히 잘 일치한다고 판단된다.

4. 결 론

본 연구에서는 일반적으로 복잡한 형상을 가지는 해저지형과 해안지형을 가진 영역에서 발생하는 쓰나미에 관한 수치해석 기술을 확립하기 위해 유한체적법에 기초하고 VOF 방법을 사용하는 상용 CFD 프로그램을 이용하여 지진해일을 수치해석하고, 지진해일의 발생, 전파현상을 해석하였으며, 해석결과를 토대로 쓰나미에 대한 기본적인 메커니즘을 파악하였다. 이를 위해 본 연구에서는 기존연구에서와 달리 연안류가 아닌 심해 진원지에서도부터 육지까지를 계산영역으로 하였으며, 바닷물 속 유동을 관찰할 수 있도록 지진해일을 모사하기 위한 기존 3가지의 조파 방법과는 달리 실제 지진해일의 원리를 적용하여 진원지에서 바닷물을 용기시켜 파도를 생성시켰다. 연구결과,

- (1) 연안에 도달하면서 몇 개의 고립파 형태의 파도를 동반한 후 소멸하는 지진해일파를 비교적 잘 재현하고 있다.
- (2) 심해에서 유동이 회전운동을 한다는 일반적으로 알려진 사실이 확인되었다.
- (3) 용기 또는 침강과 같은 지진해일의 발생 형태에 따라 물이 일시적으로 바다 쪽으로 빨려 나가 바닥이 드러나는 처내림 현상의 유무가 정해지는 것을 확인하였다.
- (4) 연안영역에서 수심에 따른 천해속도 및 해안가에서 파도가 급격히 높아져 해일로 변하는 지진해일의 양상이 적절하게 재현되었다.
- (5) 고립파 형태의 지진해일파가 수차례 밀려오면서 파도의 처내림과 처올림 현상이 수차례 반복적으로 일어나며, 파도의 최대 높이도 점차 감소되는 실제 지진해일에서 나타나는 현상을 잘 예측하고 있다.

이상의 수치해석 결과는 각각의 용기 현상을 모사하여 특정 부피에 수직방향으로 초기속도를 줌으로 해서 물을 수직상승시켜, 해수면의 변위 차로 파도가 생성되게 만드는 본 연구에서 제안한 방법의 타당성을 입증해주고, 또한 심해 진원지에서도부터 육지까지를 계산영역으로 설정하면서도 합리적인 격자와 계산시간으로 실제 지진해일의 메커니즘과 현상들을 잘 모사하고 있다. 향후 본 연구를 통해 개발된 수치해석방법을 보완하여 지진해일의 에너지를 분산시켜 처올림 현상을 줄일 수 있는 방법을 강구하고, 인명이나 재산피해를 최소화할 수 있도록 지속적인 연구가 필요할 것이다.

후 기

본 연구는 2013년도 산업통상자원부의 재원으로 한국에너지 기술평가원(KETEP)의 지원을 받아 수행한 연구 과제

(20134010200580) 및 교육과학기술부와 한국연구재단의 BK21 플러스사업의 일환으로 수행된 연구(S14SN01D0502)이다.

References

- [1] 2011, 이호준, "지진해일의 물리, 경제 그리고 사회 과학," 대한산업공학회, *ie 매거진 제18권 제2호*, pp.14-17.
- [2] 2011, 윤성범, "지진해일의 이해," 한국수자원학회, *한국수자원학회지*, 제44권 제4호, pp.23-30.
- [3] 1995, Yeh, H., Liu, P. and Synolakis, C., "International Workshop on Long-wave Runup Models," *World Scientific*.
- [4] 1981, Hirt, C.W. and Nichols, B.D., "Volume of Fluid(VOF) Method for the Dynamics of Free Boundaries," *Journal of Computational Physics*, Vol.39, pp.201-225.
- [5] 2003, Park, J.C. and Chun, H.H., "Numerical Simulation of a Near shore Tsunami Using a Digital Wave Tank Simulation Technique," *Trans. of the Korean Soc., Journal of Ocean Eng. and Tech.*, Vol.17(6), pp.7-15.
- [6] 2012, Ha, T.M., Jung, W.Y. and Cho, Y.S., "Numerical Study on Reduced Runup Heights of Solitary Wave by Submerged Structures," *Trans. of the KSHM*, Vol.12(5), pp.251-258.
- [7] 2008, Myong, H.K., "Comparative Study on High Resolution Schemes in Interface Capturing Method Suitable for Unstructured Meshes," *Trans. of the KSME(B)*, Vol.32, No.1, pp.23-29.
- [8] 2009, Myong, H.K., "Numerical Simulation of Multiphase Flows with Material Interface due to Density Difference by Interface Capturing Method," *Trans. of the KSME(B)*, Vol.33, No.6, pp.443-453.
- [9] 1970, Chan, R.K.C. and Street, R.L., *SUMMAC-A Numerical Model for Water Waves*, PhD thesis, Dept. of Civil Engineering, Stanford University.
- [10] 1983, Hino, T., Miyata, H. and Kajitani, H., "A Numerical Solution Method for Nonlinear Shallow Water Waves(1st Report)," *J. of The society of Naval Architects of Japan*, Vol.153, pp.1-12.
- [11] 1995, Briggs, M., Synolakis, C., Kanoglu, U. and Green, D., "Benchmark Problem 3; Runup of Solitary Waves on a Vertical Wall," U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, pp.375-383.
- [12] 1997, Ubbink, O., *Numerical Prediction of Two Fluid Systems with Sharp Interface*, PhD Thesis, University of London.