

# COMCOT 数值模式的介绍和应用

潘文亮<sup>1,2</sup>, 王盛安<sup>1</sup>

(1. 中国科学院南海海洋研究所 广州市 510301; 2. 中国科学院研究生院, 北京 100039)

**摘要:**介绍了一个成熟的海啸数值模式—COMCOT 模式。COMCOT 模式是一个能够模拟海啸产生、传播和增水全过程的基于浅水波方程的有限差分模型。模型采用多层网格嵌套, 根据海啸在不同区域的传播特点和要求, 分别选用不同的分辨率和计算设置, 从而兼顾了模式的精度和计算效率。利用此模式模拟了 2006 年 12 月 26 日台湾南部 7.2 级地震产生海啸波的传播情况, 结果与两个潮位站的海啸波监测数据相吻合。

**关键词:**COMCOT 模式; 地震海啸; 数值模拟

**中图分类号:**P731 **文献标识码:**A **文章编号:**1003-0239(2009)03-0045-08

## 1 引言

海啸作为对人类危害最大的一项自然灾害, 近年来一直受到很大的关注和研究。在海啸灾害的防御和减灾中, 最迫切也是最关键的就是在各个海域建立和完善海啸监测和预警系统。海啸预警包括两个同等重要的部分: 一个是探测海啸发生及相关参数的传感器网络, 另一个就是能够根据相关参数进行快速准确计算的数值模式。根据数值模式的输出结果, 我们可以获得海啸到达近岸的传播时间和最大波高, 从而为防灾、减灾提供重要的参考依据<sup>[1]</sup>。

海啸的数值模拟目前已经成为海啸研究的一个标准工具。海啸事件发生次数少, 且不易观测, 因此采用可靠的海啸数值模拟方法模拟潜在海啸的传播过程, 尤其是计算海啸的涌浪高度等一系列数据, 可以弥补历史资料的不足<sup>[2]</sup>。数值模拟可以帮助我们重现海啸在无法量测及观测之地的波高、了解海啸传播的动力过程、探讨海啸波对海岸工程的破坏以及研究地震源的几何特性等。

COMCOT 模式是美国 Cornell 大学开发的一个成熟的长波模拟数值模式。它能够模拟海啸从产生、传播到增水的整个过程。它的控制方程是基于垂向平均的浅水波方程, 采用有限差分法进行计算。模式采用多重网格嵌套技术, 从而使得计算精度和计算效率能够兼顾。通过对历史海啸事件的模拟和复现, 如 1960 年的智利海啸<sup>[3]</sup>、2003 Algeria 海啸以及 2004 年的印度洋海啸<sup>[4]</sup>等, 模式的准确性和适用性得到了验证。

---

收稿日期: 2008-09-17

基金项目: 国家自然科学基金(40576014), 广东省科技计划项目(2005D33201006)。

作者简介: 潘文亮(1984-), 男, 博士研究生, 主要从事海洋监测技术和海洋灾害研究工作。

## 2 COMCOT模式的原理及特性

COMCOT模式是一个能够模拟海啸传播和增水的基于多层网格嵌套的有限差分模型。模式可以自由选择各个(子)网格的浅水波方程(线性/非线性)以及坐标系(直角坐标系/球坐标系)。在模式运行过程中,所有子网格的物理变量的计算都是同时进行的,这样可以大大节省计算时间和提高运算效率<sup>[5]</sup>。

### 2.1 控制方程

COMCOT的控制方程分为线性和非线性两种,分别适用于水深很深和水深较浅的情况。在计算大尺度的海啸模拟的时候,由于要考虑纬度上的变化及科氏力的影响,因此除了有直角坐标的浅水波方程,模式中也可以选择球坐标方程来进行计算。

直角坐标线性浅水波方程:

$$\begin{cases} \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial Q}{\partial y} = 0 \\ \frac{\partial P}{\partial t} + gH \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0 \\ \frac{\partial Q}{\partial t} + gH \frac{\partial \eta}{\partial y} = 0 \end{cases}$$

球坐标线性浅水波方程:

$$\begin{cases} \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \phi} \left[ \frac{\partial P}{\partial \psi} + \frac{\partial}{\partial \phi} (\cos \phi Q) \right] = 0 \\ \frac{\partial P}{\partial t} + \frac{gH}{R \cos \phi} \frac{\partial \eta}{\partial \psi} - fQ = 0 \\ \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{gH}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \phi} + fP = 0 \end{cases}$$

直角坐标非线性浅水波方程:

$$\begin{cases} \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial Q}{\partial y} = 0 \\ \frac{\partial P}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{P^2}{H} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{PQ}{H} \right) + gH \frac{\partial \eta}{\partial x} + \tau_x = 0 \\ \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{PQ}{H} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{Q^2}{H} \right) + gH \frac{\partial \eta}{\partial y} + \tau_y = 0 \end{cases}$$

方程中各物理量的含义分别为:  $\eta$  为相对于平均海平面的自由表面位移;  $\phi$  为纬度,  $\psi$  为经度;  $R$  为地球半径;  $h$  为静水深,  $H = \eta + h$  为总的水深;  $f$  为科氏力系数;  $g$  为重力加速度。在球坐标方程中,  $P$  为沿纬度单位宽度的通量;  $Q$  为沿经度单位宽度的通

量；在直角坐标方程中， $P=Hu$ ， $Q=Hv$ ，分别指 $x$ 和 $y$ 方向上的体积通量； $\tau_x$ 和 $\tau_y$ 分别为 $x$ 和 $y$ 方向的底摩擦应力，可引入曼宁系数 $n$ 表示为：

$$\begin{cases} \tau_x = \frac{gn^2}{H^{7/3}} P(P^2 + Q^2)^{1/2} \\ \tau_y = \frac{gn^2}{H^{7/3}} Q(P^2 + Q^2)^{1/2} \end{cases}$$

## 2.2 数值计算方案

模式利用有限差分法来计算浅水长波方程，差分方法为交错式显性蛙跃法(staggered explicit leap-frog scheme)。波高及体积通量 $P$ 、 $Q$ 在时间和空间上都是交错的，波高及水深位于网格中心，而体积通量 $P$ 、 $Q$ 位于网格线上(见图1)。波高及体积通量的计算是在不同的时间步长上，利用物理量在空间上的交错方式来计算，可以减少误差，增加数值稳定性。由于采用的是中央差分法，因此模式的精度为二阶( $O(\Delta t^2, \Delta x^2)$ )

采用蛙跃法还有一个好处，就是可以利用由此产生的差分方程的数值频散来近似代替波在浅水中传播所带来的物理频散。这样既保持了海啸传播的物理本质，又能节约计算量，是一种能保证一定计算精度的经济实用的计算方法<sup>[6]</sup>。

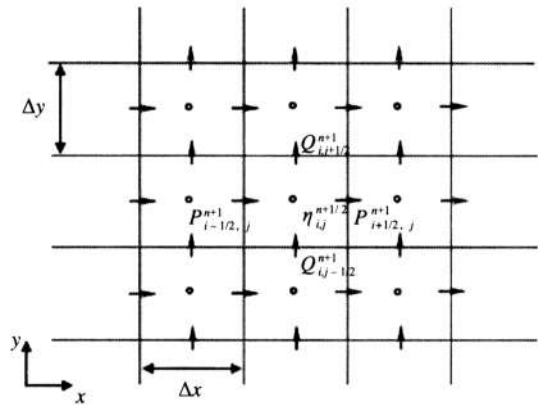


图1 交错式有限差分网格系统

## 2.3 移动边界条件

使用COMCOT模拟时，边界条件是这样设置的：水边界是开放边界；海陆边界则分为两种：如果选择线性浅水波方程计算则为垂直反射边界，如果选择非线性浅水波方程计算则为移动边界。

为了准确的模拟海啸波在近岸的爬高过程，模式采用了移动边界的解决方案(见图2)。岸界随干湿网格的变化而移动，与边界垂直方向的体积通量为零。

## 2.4 多层网格嵌套系统

如果计算的范围很大，而要研究的只在沿岸区域，要了解局部波浪细节则需要分辨率较高的海底地形资料。同时又为了节省计算资源和时间，在计算时就应针对大的计算区域和需要重点关注的区域分别选用不同分辨率的网格设置，外层使用大网格，内层不同区域再嵌套不同的子网格。这样一种网格结构就称为多层嵌套网格系统。

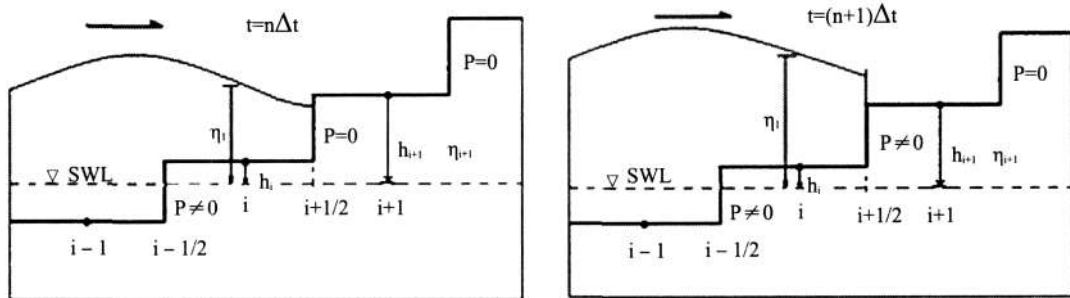


图2 移动边界方案示意图

使用多层嵌套网格的另一个原因是，随着计算区域的水深变化，需要使用不同的网格解析度和时间间隔，以确保数值方法能够适当的表示物理过程中的频散效应。

在COMCOT中，最多可以定义4层网格，每层中又可以设置四个子网格。不同网格可以选用不同的浅水波方程，使用不同的坐标系，以及不同比例大小的地形网格资料。不同网格层之间彼此又是相互影响、相互衔接的。

## 2.5 断层模型 (Fault Model)

COMCOT 模拟的初始条件可以有多种形式：初始水位文件、人造波、地震、滑坡等。一般来说，COMCOT既可以用于模拟地震海啸，也可以用于模拟滑坡海啸。不过，由于滑坡海啸的主导波长要比地震海啸的小很多，所以对于滑坡海啸来说频率色散效应就不能忽略，适合模拟地震海啸的浅水波方程对于滑坡海啸来说可能就不太适用<sup>[7]</sup>。因此，对于地震海啸的模拟，COMCOT模式是比较适合的，而滑坡海啸的话，使用包含频散项的 Boussinesq 方程模型可能会更适合一些。

COMCOT模式是利用海床位移量来估算地震引起的初始水面高度的，这种做法的前提是假定海水不可压缩，海床为刚性介质，水面变动与地震引起的地层错动同时发生。

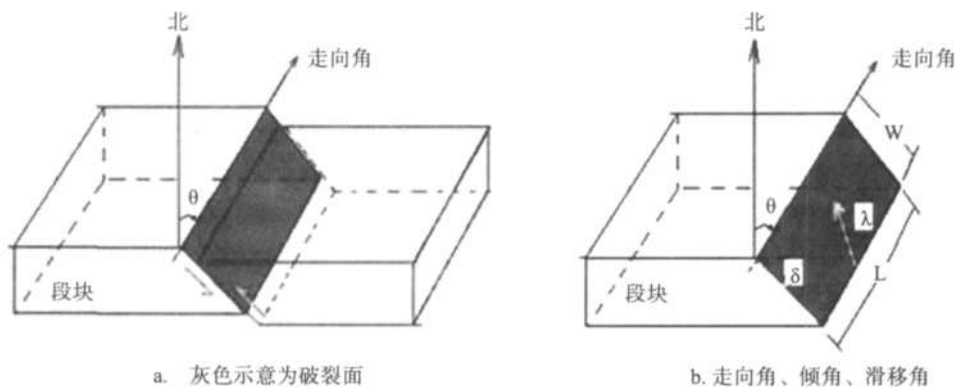


图3 破裂面示意图

模式中提供了两种断层模型来根据地震参数计算海床的垂直位移量,一种是 Mansinha and Smylie 的弹性半空间错移模型 (elastic half-space dislocation model), 一种是 Okada 的理论模型。两种断层模型都是基于弹性错移理论, 但用于描绘破裂面的坐标系统及计算式有所不同。

破裂面是这样定义的(见图 3a): 俯冲板块与上覆板块的碰撞面, 特别指位于俯冲板块上的表面。COMCOT 的断层模型一共需要输入 9 个参数, 分别是: 震中纬度、经度、震源深度、破裂面长度、宽度, 错移、走向角、倾角和滑移角(见图 3b)。错移是指破裂面之间的相对运动。走向是指当观察者站在顶部, 断面位于右手方向时, 观察者的朝向。走向角即指走向与正北方向的夹角( $0^\circ \leq \theta \leq 360^\circ$ ), 倾角是指断面与水平面的夹角( $0^\circ < \delta < 90^\circ$ ), 滑移角是指上覆板块相对俯冲板块运动方向与断面走向之间的夹角( $0^\circ \leq \lambda \leq 180^\circ$ )。

我们根据 Geller scaling law<sup>[9]</sup>来计算破裂面的长、宽及平均滑移量, 计算方法如下<sup>[9-11]</sup>:

$$M_w = \frac{2}{3} \log_{10} M_0 - 10.7, \quad M_0 \text{ 为地震矩, 单位为 dyn/cm}^2, \text{ 相当于 } 10^{-7} \text{ N/m}^2.$$

$M_0 = \mu DLW$ , 其中  $\mu$  为介质的刚性系数, 其值在浅层地壳一般为  $3 \times 10^{10} \text{ N/m}^2 \sim 5 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ , 这里取  $3 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ 。D 为断层的平均滑动量, L 和 W 分别为断层面的长和宽。

Geller 根据历史地震资料选择  $L=2W$ , 推导出:

$$L^3 = \frac{M_0}{(1.45 \times 10^{20}) \Delta \sigma}, \quad \text{其中 } \Delta \sigma \text{ 为应力降, 绝大多数位于 } 10 \sim 100 \text{ 之间, 这里我们取}$$

$\Delta \sigma = 50$ 。从而可以计算出  $L(\text{km})$ 、 $W(\text{km})$ , 再代入上面的式子, 得到  $D(\text{m})$ 。

### 3 数值模拟

2006 年 12 月 26 日 20 点 26 分(北京时间)我国台湾省南部近海( $21.818^\circ \text{N}$ ,  $120.534^\circ \text{E}$ )发生里氏 7.2 级(台湾地震台网测得为里氏 6.7 级)强烈地震, 随后又相继发生数次 5~6 级的余震<sup>[8]</sup>。大陆临近区域的验潮站也监测到了海啸波, 不过波高比较小, 只有几公分。本文将对这次地震引发的海啸进行模拟, 并将结果与验潮站的相关资料进行对照。

根据 Harvard CMT 地震目录, 这场地震的震源深度是 19.6km, 破裂面位态有两种可能, 这里选第一组: strike= $165^\circ$ , dip= $30^\circ$ , slip= $-76^\circ$ 。然后根据 Geller scaling law<sup>[9]</sup>计算破裂面的长、宽及平均滑移量分别为:  $L=46.05 \text{ km}$ ,  $W=23.025 \text{ km}$ ,  $D=2.2256 \text{ m}$ 。

本次模拟采用四层嵌套网格, 详细设置见表 1 和图 4, 图 4 中标五星处为震源位置, 标圆点处为南澳和东山两个潮位站。所用的地形数据是 UCSD 大学的 global\_topo\_1min 地形数据, 第 3、4 层网格数据为对 1 分数据线性插值得到。主要的模拟方案为<sup>[6,12]</sup>: 在第一层网格中, 由于非线性项相对可以忽略, 所以采用球坐标形式的线性浅水波方程, 考虑科氏力; 第二层, 加入非线性项; 第三、四层则采用直角坐标下的非线性浅水波方程, 这时可以忽略科氏力, 同时加入底摩擦项, 底摩擦系数为 0.002。模拟海啸时间为发震后 5 个小时。



表 1 网格设置

网格	区间	分辨率	模型设置		
			坐标系	线性/非线性	底摩擦
第一层	18°~33°N, 113°~128°E	2分	球坐标	线性	无
第二层	20°~28°N, 113°~122°E	1分	球坐标	非线性	无
第三层	22.5°~25.5°N, 116°~119°E	1/2分	直角坐标	非线性	有 (=0.002)
第四层	23°~24°N, 117°~118°E	1/10分	直角坐标	非线性	有 (=0.002)

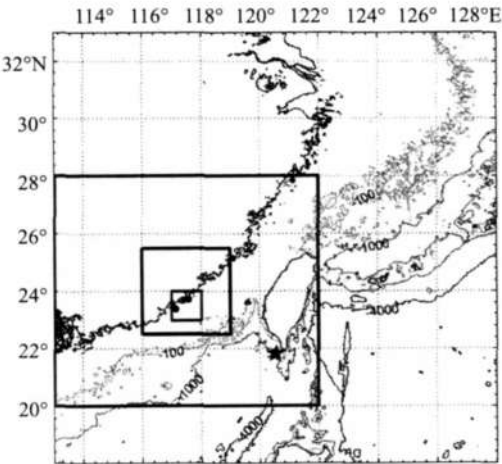


图 4 模拟区间地形及网格设置

根据《台湾南部近海7.2级地震海啸第四号情况通报》，地震发生后3小时5分和3小时16分，南澳和东山两站分别监测到了海啸波，海啸波高分别为10 cm和4 cm。图 5 是模式计算得到的两个潮位站位置的海啸波高图。从图中可以看出模式计算得到的海啸传

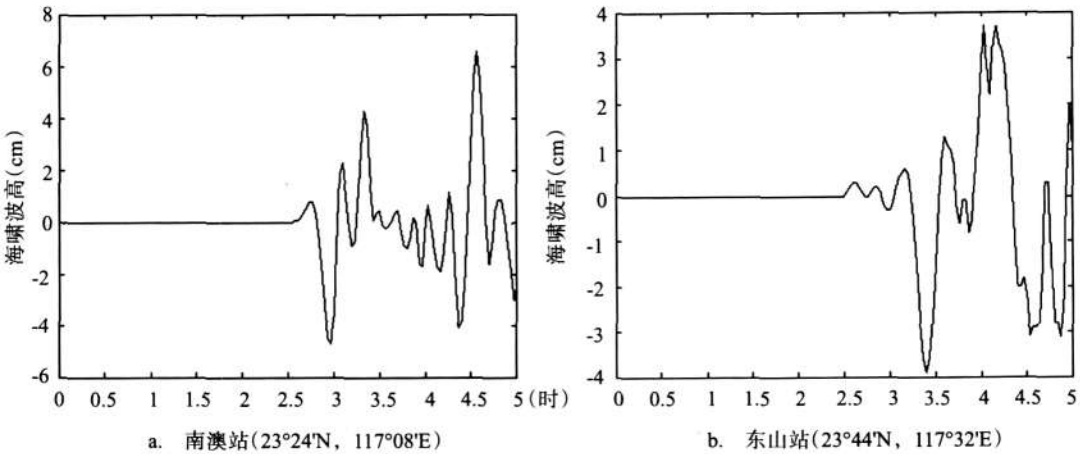


图 5 模拟得到的海啸波高曲线

播时间和波高都与实际数据相吻合。这也就说明了COMCOT模式能够很好的模拟海啸波的产生和传播过程。

图6是从初始时刻开始(包括初始时刻),每隔半小时的海啸波传播的走时图。由于本次地震引起的海啸波高很小,所以判断海啸波行进的阈值选择0.5公分。本图能够很好的反映海啸波的传播特征和行进速度。不过,从图中也可以看出,在28°N第二层网格与岸界交界的地方,存在有寄生波,歪曲了附近海啸波的传播轨迹。这可能也是COMCOT模式需要改进的地方。

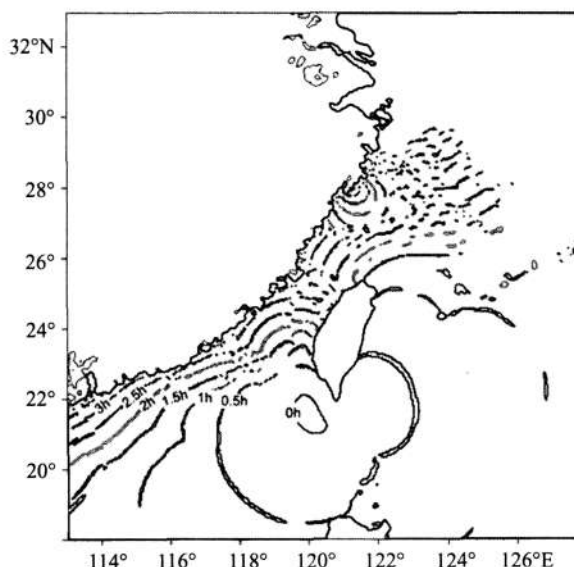


图6 海啸传播走时图

## 4 总结

本文介绍了一个成熟的海啸数值模式—COMCOT模式。COMCOT模式是一个能够模拟海啸产生、传播和增水全过程的基于浅水波方程的有限差分模型。模型采用多层网格嵌套,根据海啸在不同区域的传播特点和要求,分别选用不同的分辨率和计算设置,从而兼顾了模式的精度和计算效率。利用此模式模拟了2006年12月26日台湾南部7.2级地震产生海啸波的传播情况,结果与两个潮位站的海啸波监测数据相吻合。

## 参考文献:

- [1] Titov V V, F I Gonzalez, E N Bernard, et al. Real-time tsunami forecasting: Challenges and solutions[J]. Natural Hazards, 2005, 35(1): 41-58.
- [2] 温瑞智, 任叶飞. 我国地震海啸危险性分析方法研究[J]. 世界地震工程, 2007, 23(1): 6-11.
- [3] Liu P L-F, Y-S Cho, S B Yoon, et al. Numerical simulation of the 1960 Chilean tsunami propagation and inundation at Hilo, Hawaii. In Tsunami Progress in Prediction, disaster prevention and warning, (ed. Y. T. a. N. Shuto.), pp. 99-115. Amsterdam: Kluwer Academic Publisher. 1995.
- [4] Wang X M, P L-F Liu. An analysis of 2004 Sumatra earthquake fault plane mechanisms and Indian Ocean tsunami[J]. Journal of Hydraulic Research, 2006, 44(2): 147-154.
- [5] Liu P L-F, S-B Woo, Y-S Cho. Computer programs for tsunami propagation and inundation: Cornell University. 1998.
- [6] 于福江, 叶琳, 王喜年. 1994年发生在台湾海峡的一次地震海啸的数值模拟[J]. 海洋学报, 2001, 23(6): 32-39.
- [7] Lynett P, P L-F Liu. A numerical study of submarine landslide generated waves and runups[J]. Proceedings of Royal Society of London, 2002: 2885-2910.
- [8] 陈韵如. 2006年屏东外海地震引发海啸的数值模拟探讨[R]. In 水文科学研究所, 台湾中央大学. 2008.
- [9] Liu P L-F, X M Wang, A J Salisbury. Tsunami hazard and early warning system in South China Sea[J]. Journal of

Asian Earth Sciences, 2009, 36(1): 2-12.

- [10] Geller Robert J. Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 1976, 66(5): 1501-1523.
- [11] 台湾南部近海7.2级地震海啸第四号情况通报.
- [12] 姚远, 蔡树群, 王盛安. 海啸波数值模拟的研究现状[J]. 海洋科学进展, 2007, 25(4): 487-494.

## Introduction and application of COMCOT model

PAN Wen-liang<sup>1,2</sup>, WANG Sheng-an<sup>1</sup>

(1. South China Sea Institute of Oceanology, CAS Guangzhou 510301 China; 2. Graduate School of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039 China )

**Abstract:** In this paper, a mature numerical model for tsunami simulation is presented. COMCOT (Cornell Multi-grid Coupled Tsunami Model) is a tsunami modeling package, capable of simulating the entire lifespan of a tsunami, from its generation, propagation and runup/rundown in coastal regions. COMCOT was developed based on Shallow Water Equations (SWE) in Spherical Coordinates and Cartesian Coordinates using an explicit Leap-frog Finite Differencing Method. As a nested multi-grid model, it is feasible to adopt different configurations for each grid domain in terms of the characteristics in different stages of the tsunami propagation which allows for the balance between computational accuracy and efficiency. The “tsunami” induced by an earthquake happened in south sea area of Taiwan on 2006/12/26 is simulated using this model. The simulation results agree well with the observed data at two tidal stations.

**Keywords:** COMCOT model, earthquake tsunami, numerical simulation