

任叶飞,刘杰,刘也,等. 2024. 震源运动学破裂过程对马尼拉俯冲带潜在海啸的影响研究[J]. 地震研究, 47(4): 541–552, doi: 10.20015/j.cnki.ISSN1000-0666.2024.0057.

Ren Y F, Liu J, Liu Y, et al. 2024. Impact of earthquake source kinematic rupture process on the potential tsunami in the Manila subduction zone[J]. *Journal of Seismological Research*, 47(4): 541–552, doi: 10.20015/j.cnki.ISSN1000-0666.2024.0057.

震源运动学破裂过程对马尼拉俯冲带 潜在海啸的影响研究*

任叶飞^{1,2}, 刘杰^{1,2}, 刘也^{1,2♣}, 王宏伟^{1,2}, 温瑞智^{1,2}

(1. 中国地震局工程力学研究所 地震工程与工程振动重点实验室, 黑龙江 哈尔滨 150000;

2. 地震灾害防治应急管理部重点实验室, 黑龙江 哈尔滨 150000)

摘要: 提高对马尼拉俯冲带海啸生成机制的认识对研究我国东南沿海地区海洋防灾减灾具有重要意义。目前, 大型俯冲带震源破裂的运动过程对海啸生成的影响逐渐受到关注, 但震源运动学破裂过程对马尼拉俯冲带潜在海啸的影响尚未明确。基于马尼拉俯冲带的典型破裂模型, 对不同破裂速度和方向设定的海啸情景开展数值模拟, 评估分析破裂速度和方向对海啸波传播特征的影响。结果表明: 破裂方向相同时, 破裂速度越慢, 海啸波到时越晚, 峰值波高越小; 破裂速度相同时, 与不考虑破裂运动过程的模拟结果相比, 破裂前方的场点峰值波高更大, 距离初始破裂位置更近的场点到时越早; 不同设定情境下, 沿海场点的海啸波到时最大相差 10 min 左右, 峰值波高最大值约为最小值的 1.5 倍。

关键词: 破裂速度; 破裂方向; 马尼拉俯冲带; 海啸; 数值模拟

中图分类号: P315.94

文献标识码: A

文章编号: 1000-0666(2024)04-0541-12

doi:10.20015/j.cnki.ISSN1000-0666.2024.0057

0 引言

海啸是因海底地震、火山爆发、海底滑坡或气象条件骤变而造成的破坏性海浪。历史上的几次大海啸都造成巨大的人员伤亡和财产损失。虽然海啸灾害破坏力极强, 但发生频次低、观测资料较少, 因此数值模拟成为了研究海啸灾害的重要手段。利用数值模拟可重现海啸波产生和传播的过程, 获取目标区域海啸波高分布, 评估海啸危险性, 探讨海啸波对海岸工程的破坏机理。近年来, 随着海啸数值模型的发展、计算机算力的

不断提高, 越来越多的学者采用数值模拟的方法开展地震海啸危险性研究。例如, 温瑞智等(2008)采用线性浅水方程成功对2004年苏门答腊海啸进行数值模拟, 验证了数值模拟的可靠性, 为下一步地震海啸危险性研究工作提供了依据; 王培涛等(2012)成功模拟了1960年智利大海啸, 模拟结果与实测结果相吻合, 我国大陆沿海最大海啸波高可达100 cm左右, 他认为越洋海啸对我国产生的影响是不能忽视的; 温瑞智等(2011)采用数值模拟技术重现了2011年日本东北海啸, 模拟结果与观测结果基本一致, 并对我国海啸防灾减灾提出建议。

* 收稿日期: 2023-04-01.

基金项目: 国家自然科学基金项目(U1901602); 国家自然科学基金项目(51278473); 环保部公益性行业科研专项项目(201209040); 东北亚地震海啸和火山合作研究计划项目(ZRH2014-11)。

第一作者简介: 任叶飞(1983-), 研究员, 博士, 主要从事工程地震相关研究. E-mail: renyefei@iem.net.cn.

♣通信作者简介: 刘也(1995-), 助理研究员, 博士, 主要从事工程地震相关研究. E-mail: ly324001@hotmail.com.

以往诸多研究认为控制海啸波产生和传播的最主要因素是地震破裂面的几何尺寸、震源机制和海底地形特征,可忽视震源破裂过程的影响(Ben - Menahem, Rosenman, 1972; Geist, 1998; Okal, 1988; Okal *et al.*, 2013),在海啸数值模拟过程中通常假设地震破裂瞬间完成。随着研究的深入,研究人员对震源破裂过程的影响逐渐产生了新的认识。Suppasri 等(2010)在不同的震源破裂速度假设下,模拟了 2004 年印度洋海啸的产生和传播过程,发现较快的破裂速度能够引发更大的海啸波高。Satake 等(2013)发现 2011 年日本东北海啸在震源区域附近的海啸波对震源的破裂过程很敏感,震源破裂的持续时间是决定日本沿海海啸波高度和到达时间的关键因素,基于瞬时破裂假设模拟的海啸波比实际观测的海啸波抵达时间更早,振幅更大。Williamson 等(2019)研究结果表明,若在模拟海啸时考虑震源的破裂过程,并假设震源发生单向破裂,在背离破裂方向位置处的海啸波振幅将略低于基于瞬时破裂假设模拟得到的海啸波振幅;但在破裂方向的前方,考虑震源破裂过程时,将得到更大的海啸波振幅。Wang 等(2024)研究分析了震源破裂过程、海底坡度水平运动、海水可压缩性及地球弹性等次物理过程对近场及远场海啸波形模拟精度的影响。这些研究都表明考虑震源运动破裂过程将对海啸波的模拟结果产生影响。

在过去几千年里,中国记录了 100 多起与海啸或“海溢”有关的事件,其中大部分集中在中国南海沿岸(王晓青等, 2006)。美国地质调查局(USGS)海啸研究组认为中国南海东部的马尼拉海沟发生海啸的风险较高。马尼拉海沟附近海面开阔,发生海啸将对我国南部沿海地区产生影响。目前针对海啸对中国沿海地区的潜在影响的研究,已开展较多的相关工作,既有针对整个沿海地区(Liu *et al.*, 2007; Ren *et al.*, 2017; 杨智博, 2015; 刘也, 2018)、也有针对特定场点(Ren *et al.*, 2014; 张鹏, 2017);有基于俯冲带动力学参数来评估海啸威胁(李宏伟等, 2024; 郑旭, 周少辉, 2022)的,也有通过耦合不确定性因素对马尼拉海沟俯冲带和琉球海沟俯冲带的地震海啸危险性进行评估的(刘哲, 任鲁川, 2024),但这些研究

在模拟海啸时很少考虑震源破裂过程的影响。而马尼拉海沟空间跨度较大,当发生大地震时,很有可能出现持续时间较长的震源破裂过程。

Ren 等(2019)对海啸波在等深度的外海和从深海到大陆架传播时的运动源效应进行了数值研究,证明震源运动破裂过程对海啸振幅和到达时间的影响是明显的,海啸振幅在深海的影响比在大陆坡的影响更显著,但他关于震源破裂过程影响分析是较为宽泛的,主要关注整体的震源破裂过程影响,而对其中的具体影响因素研究较少,缺乏关于破裂速度和破裂方向对马尼拉俯冲带可能产生的海啸传播特征的影响深入分析。

本文以 Megawati 等(2009)给出的马尼拉俯冲带典型断层滑动分布为基础,构建不同破裂速度和破裂方向的破裂模型,采用考虑震源运动学破裂过程的数值模拟方法模拟不同破裂方向和速度情况下的海啸传播情景,通过对比分析沿海场点在不同情景下的海啸波时程,评估分析震源的运动学破裂过程对马尼拉俯冲带海啸的潜在影响。

1 基于震源破裂运动学的海啸数值模拟

海啸的数值模拟过程包含海啸的生成和传播过程。海啸生成过程即海底发生的地震引发海床发生大规模变形导致海平面发生抬升的过程。通常采用 Okada (1992) 给出的均匀弹性半空间位错理论计算地震引发的海床变形,假设海床产生的垂直变形可视为海平面的抬升。

在模拟海啸生成阶段时,为了较好地反映破裂面复杂度,通常将矩形破裂面划分为若干个矩形子断层,为每个子断层分配不同的滑动量以反映断层面滑动的不均匀性。利用均匀弹性半空间位错理论计算得到每个子断层破裂后在海床处产生的垂直变形。基于弹性位错模型的线性性质,整个断层破裂后在海床处产生的垂直变形可采用线性叠加原理得到(Ren *et al.*, 2019):

$$B^0(x, y) = \sum_{i=1}^n b_i^0(x, y) \quad (1)$$

式中: $b_i^0(x, y)$ 为第 i 个子断层在海床 (x, y) 位置处产生的垂直变形; $B^0(x, y)$ 为整个断层在海床 $(x,$

y) 位置产生的垂直变形。

当考虑断层破裂的运动过程时,需同时考虑各子断层的滑动时间和滑动分布,海床处产生的垂直变形可表示为:

$$B^0(x, y, t) = \begin{cases} \sum_{i=1}^n b_i^0(x, y, t), 0 \leq t \leq \Gamma \\ \sum_{i=1}^n b_i^0(x, y, \Gamma), t \leq \Gamma \end{cases} \quad (2)$$

式中: Γ 为震源破裂持续时间; $b_i^0(x, y, t)$ 为 t 时刻第 i 个子断层在海床 (x, y) 位置产生的垂直变形。

得到海床垂直变形后,假设海平面抬升与海底的垂直位移一致,以此作为海平面抬升的初始值,采用非线性浅水方程描述海啸波在自由水面的运动:

$$\frac{\partial B^0}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(Hu) + \frac{\partial}{\partial y}(Hv) = 0 \quad (3)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(Hu) + \frac{\partial}{\partial x}(Hu^2 + \frac{1}{2}gH^2) + \frac{\partial}{\partial y}(Huv) = -gH \frac{\partial B^0}{\partial x} - \tau_x \quad (4)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(Hv) + \frac{\partial}{\partial x}(Huv) + \frac{\partial}{\partial y}(Hv^2 + \frac{1}{2}gH^2) = -gH \frac{\partial B^0}{\partial y} - \tau_y \quad (5)$$

式中: t 为时间; u 和 v 分别为 x 和 y 方向的水流速度; g 为重力加速度; H 为总水深, $H = h + B^0$, 其中 h 为自由水面的高程; τ_x 和 τ_y 分别为摩擦项, 可表示为:

$$\tau_x = \frac{gn^2}{H^{7/3}} Hu \sqrt{(Hu)^2 + (Hv)^2} \quad (6)$$

$$\tau_y = \frac{gn^2}{H^{7/3}} Hv \sqrt{(Hu)^2 + (Hv)^2} \quad (7)$$

式中: n 为曼宁粗糙度系数, 与海床表面粗糙程度相关。非线性浅水方程为偏微分方程组, 通常可采用数值方法求解, 如有限差分方法。采用非线性浅水方程描述海啸波在自由水面的运动的有效性已在多次海啸中被证明 (Liu *et al.*, 2009)。

2 马尼拉俯冲带海啸情景的设定

马尼拉俯冲带被认为是中国南海内部最有可

能产生区域性大海啸的海啸源, 是目前中国南海海啸灾害的主要研究对象 (李琳琳等, 2022)。马尼拉俯冲带位于欧亚大陆板块和菲律宾海板块的交界处, 南起巴拉望岛北端, 北至台湾岛, 沿菲律宾吕宋岛西缘延伸约 1 000 km。菲律宾海板块正以 70 mm/a 的速度俯冲到欧亚大陆板块下方, 导致俯冲板块和上覆板块之间长时间的辐合和挤压, 随着累积应力的释放, 存在发生巨大或特大地震的风险。马尼拉俯冲带发生特大地震诱发的海啸将直接袭击我国台湾、福建、广东、海南等沿海地区。

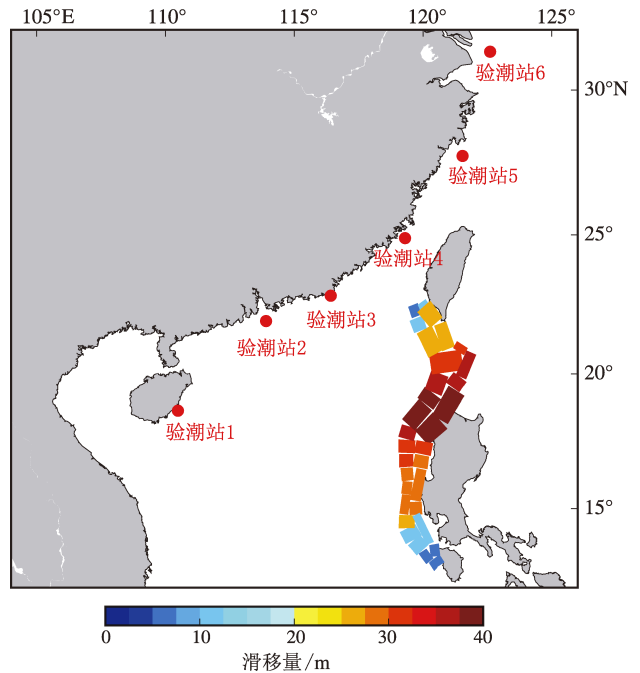


图1 33个子断层位置、尺寸、滑移量以及6个虚拟验潮站位置

Fig. 1 The location, size, slip of 33 sub-faults and the locations of 6 virtual tide gauges

典型海啸情景的数值模拟是评估海啸灾害的重要手段。Megawati 等 (2009) 根据地质构造、地球物理探测和大地测量数据提出了一个矩震级 (M_w) 为 9.0 的马尼拉俯冲带典型破裂模型, 该模型假定自 1560 年以来, 欧亚大陆板块和菲律宾海板块在马尼拉俯冲带处完全耦合, 根据吕宋岛和台湾南部的 GNSS 观测得到的板块俯冲速率, 预测总累积滑移亏损量及滑移分布。模型基于俯冲带的几何形状将俯冲界面离散为 33 个矩形单元, 各矩形单元具有不同的几何尺寸、倾角、深度和滑

移量,如图 1 所示。其中 1~18 号单元覆盖了从地表到 15 km 深度的俯冲界面,19~33 号单元覆盖了 15~55 km 深度的俯冲界面。

为了探究马尼拉潜在海啸源发生海啸时,断层破裂的运动过程对海啸波的影响,本文基于 Megawati 等(2009)提出的马尼拉俯冲带典型破裂模型的滑移分布,构建不同破裂运动方式的海啸情景。当滑移分布确定时,断层的破裂方向性和破裂速度是控制破裂运动的最主要因素。针对破裂方向性的影响,构建了 3 个破裂速度相同但破裂方向不同的海啸情景(情景 1、5 和 6);针对破裂速度的影响,构建了 4 个破裂方向相同但破裂速度不同的海啸情景(情景 1、2、3 和 4)。同时在我国东南沿海地区沿岸 30 m 水深处设置了 6 个虚拟验潮站捕捉海啸波的演变特征。表 1 中给出了本文构建的海啸情景的破裂速度和破裂方向特征,除上述设定海啸情景外,额外构建了 1 个基于瞬时破裂假设的海啸情景,用于比较分析震源运动学破裂过程对海啸的影响。

表 1 设定海啸情景的破裂方向以及破裂速度的控制参数 V_s
Tab. 1 The rupture direction and the rupture velocity control parameter V_s of tsunami scenarios

海啸 情景	破裂方向	$V_s/$ ($\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$)	海啸 情景	破裂方向	$V_s/$ ($\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$)
情景 0	瞬时破裂	—	情景 4	从北到南	4.0
情景 1	从北到南	1.0	情景 5	从中间向两边	1.0
情景 2	从北到南	2.0	情景 6	从南向北	1.0
情景 3	从北到南	3.0			

3 破裂速度的影响

为了探究破裂速度的影响,构建 4 个破裂起点相同但破裂速度不同的海啸情景;破裂速度影响着各子断层的破裂时间,各子断层的破裂时间是反映震源运动过程最直接的参数。对于已发生的地震海啸,各子断层的破裂时间可通过海啸波反演结果确定。但评估危险性时,对设定海啸场景开展数值模拟则需根据破裂速度对各子断层的破裂时间进行合理的估计。根据 Graves 和 Pitarka

(2010) 的研究,断层破裂在滑移较大时传播较快,而在滑移较小时破裂传播较慢,所以各子断层的起始破裂时间可根据震源的基础破裂速度和子断层的滑移量进行估计。震源的基础破裂速度 V_r 可表示为:

$$V_r = \begin{cases} 0.56V_s & z \leq 5 \text{ km} \\ [0.56 + 0.08(z - 5)] & 5 \text{ km} < z < 8 \text{ km} \\ 0.8V_s & z \geq 8 \text{ km} \end{cases}$$

(8)

式中: V_s 是破裂位置处的剪切波速; z 是深度。
第 i 个子断层的起始破裂时间估计值 T_{iF} 可表示为:

$$T_{iF} = T_{i0} - \Delta t \left[\frac{\log(S_i) - \log(S_A)}{\log(S_M) - \log(S_A)} \right]$$

(9)

式中: T_{i0} 为第 i 个子断层破裂时间的基础估计值,由初始破裂位置到子断层中心距离除以破裂速度 V_r 得到; S_i 是第 i 个子断层的局部滑移值(最小值设定为 $0.05S_A$); S_A 是断层的平均滑移量; S_M 是断层的最大滑移量,系数 Δt 与地震矩 M_0 相关:

$$\Delta t = 1.8 \times 10^{-9} \times M_0^{1/3}$$

(10)

在本文设定的 4 种海啸情景中,设定相同的滑移分布和破裂起始位置,滑移分布均参考 Megawati 等(2009)给出的典型破裂模型,破裂起点均设定在俯冲带的北段。为各海啸情景设定不同破裂速度, V_s 是控制破裂速度的基础参数,假设每个海啸场景中各子断层处的 V_s 相同;考虑到在 2004 年印度洋海啸的研究中 Grilli 等(2007)以及 Fujii 和 Satake(2007)建议破裂速度取 1.0 km/s 时最能符合实际观测到的海啸波形,以及考虑以往地震发生的破裂速度和马尼拉海啸潜源的地质条件,将 4 种海啸情景的 V_s 分别设定为 1.0、2.0、3.0 和 4.0 km/s。图 2 中展示了 4 种海啸情景中各子断层的起始破裂时间,可以看出即使是破裂时间最短的海啸情景需要大约 5 min,而在 1.0 km/s 的海啸情景下,其破裂时间超过 20 min,是 2.0 km/s 海啸情景下的 2 倍。

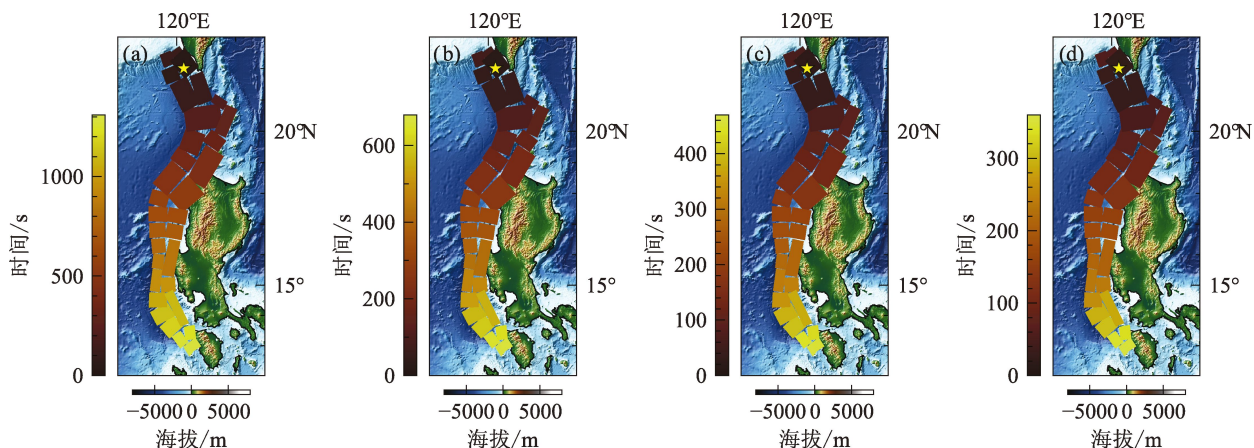


图2 设定破裂速度分别为 1 km/s (a)、2 km/s (b)、3 km/s (c) 和 4 km/s (d) 时各子断层的起始破裂时间

Fig. 2 Initial rupture time of each sub-fault when the rupture velocity is 1 km/s (a), 2 km/s (b), 3 km/s (c) and 4 km/s (d)

对 4 种海啸情景开展基于破裂运动学的海啸数值模拟, 计算域为 ($12^{\circ} \sim 32^{\circ}\text{N}$, $104^{\circ} \sim 126^{\circ}\text{E}$), 数值模拟所需的水深地形数据采用 GEB-CO30 数据, 网格分辨率设置为 1 弧分, 时间步长设置为 0.5 s。图 3 中以 1 号验潮站为例展示了不同海啸情景下的海啸波时程, 除上述 4 种设定海啸场景外, 基于相同的滑移分布采用瞬时破裂假设 (不考虑震源的运动学破裂过程) 额外模拟了一个海啸情景作为比较参考。如图 3 所示,

不考虑震源的运动学破裂过程时, 所有滑动同时发生, 产生的海啸波最早到达 1 号验潮站, 断层破裂后约 6 900 s (115 min) 海啸波到达 1 号验潮站; 考虑震源的运动过程时, 海啸波到达验潮站的时间向后推迟, 且推迟时间随着破裂位置处剪切波速 V_s 的减小而增大, 当 $V_s = 1.0 \text{ km/s}$ 时, 断层破裂后约 7 500 s (125 min) 海啸波到达, 与不考虑震源运动过程的模拟结果相比, 到达时间推迟了 10 min。

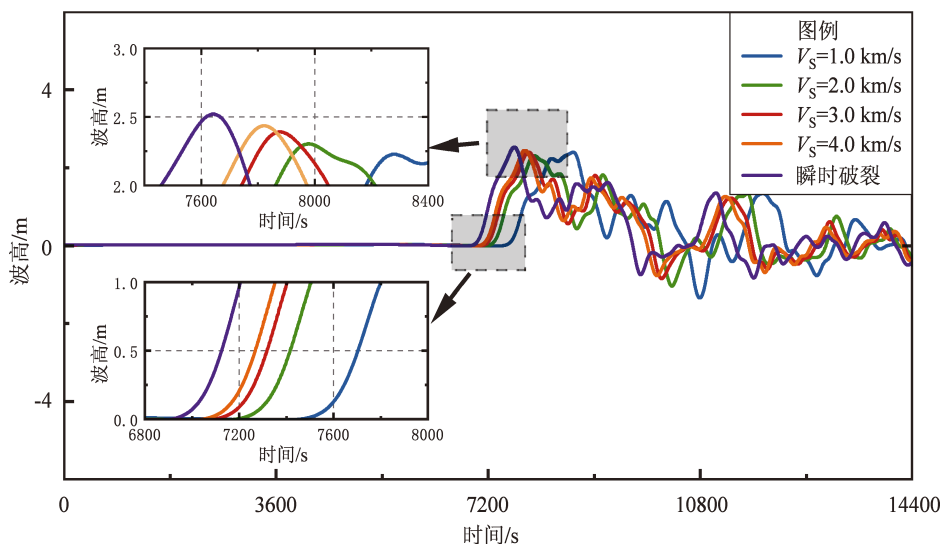


图3 设定 4 种破裂速度考虑震源运动学破裂过程模拟的海啸波在 1 号验潮站的波形比较

Fig. 3 Comparison of simulated tsunami waveform at No. 1 tide gauge considering four scenarios with different rupture velocities in kinematic rupture process

在上述几个海啸情景下, 1 号验潮站的峰值波高随破裂速度的减慢而出现轻微的降低, 在瞬时破裂的假设下, 峰值波高约 2.5 m, 当假设 $V_s = 1.0 \text{ km/s}$ 时, 峰值波高降低为 2.2 m。各海啸情景间波峰出现时间的差异与海啸波到达时间的差异一致, 表明海啸波在海水中的运动速度不受震源的运动学破裂过程影响。

图 4 为各海啸情境下 6 个验潮站记录的海啸波时程。总体上, 海啸发生 2 h 后 1 号和 3 号验潮站最早记录到海啸波, 3 h 左右 2、4 和 5 号验潮站记录到海啸波, 到达 6 号验潮站的时间最晚, 超过 7 h。距离潜在海啸源较近的 1、2、3 号验潮站处的峰值海啸波高较大, 均超过 2 m。

4、5、6 号验潮站处的峰值海啸波高相对较小, 均在 1 m 左右。

针对每个验潮站, 震源的破裂速度影响海啸波的到时和峰值波高。海啸波到时方面, 随着破裂速度的减慢, 波到时逐渐向后推迟; 海啸波峰值波高方面, 呈现出随着破裂速度的减慢, 峰值波高逐渐减小的趋势。

但震源的破裂速度对不同位置验潮站的影响程度不完全一致。在海啸波到时方面, 1、2 号验潮站的海啸波到时受破裂速度的影响较大, 与瞬时破裂相比, $V_s = 1.0 \text{ km/s}$ 时海啸波到达时间最长可推迟 10 min。3~6 号验潮站的海啸波到时受破裂速度的影响较小, 在瞬时破裂和不同破裂

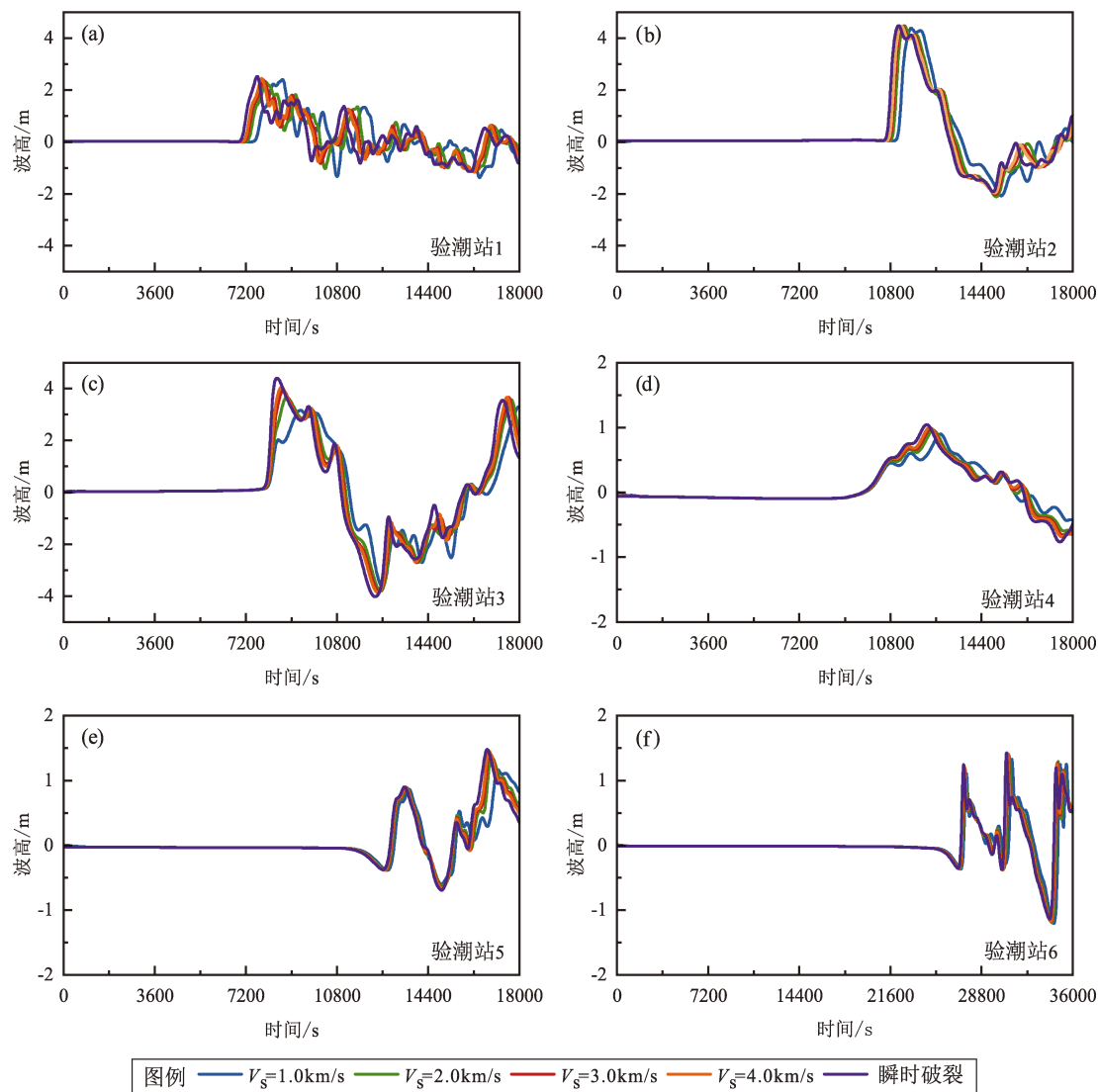


图 4 4 种海啸情景下 6 个验潮站记录的海啸波时程

Fig. 4 Simulated tsunami waveform at 6 tide gauges considering four scenarios

速度的假设下，海啸波几乎在相同的时间到达验潮站。在峰值波高方面，3号验潮站的峰值波高受破裂速度的影响较大，瞬时破裂与 $V_s = 1.0\text{ km/s}$ 时的海啸情景相比，峰值波高相差 1.5 m ；其余5个验潮站的海啸峰值波高受破裂速度的影响较小，在不同情景下峰值波高的差不超过 0.3 m 。

4 破裂方向性的影响

破裂方向也是描述震源运动学破裂过程的重要因素，为讨论破裂方向性的影响构建了3种破裂

起点不同但破裂速度相同的海啸情景，破裂起点分别设置在马尼拉俯冲带的最北端、最南端和中段，使断层发生由北至南、由南至北的单向破裂以及由中间至两端的双向破裂。各海啸情景的滑动分布与上文相同，剪切波速 V_s 均设置 1 km/s ，采用与上文相同的方法估计各子断层的起始破裂时间，各海啸情景的估计结果如图5所示，从图中可知当 $V_s = 1\text{ km/s}$ 时，即使是双向破裂，其时间也长达十几分钟，而单向破裂情况依旧高达二十多分钟。

对3种海啸情景开展基于破裂运动学的海啸数

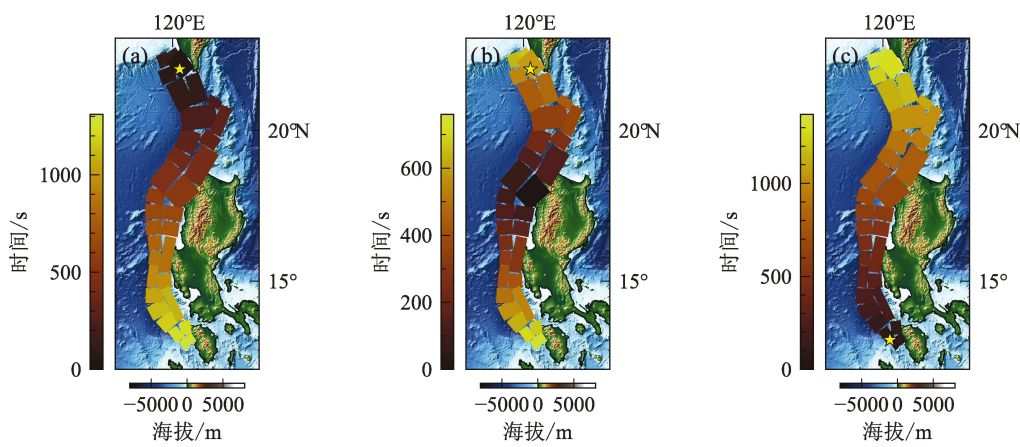


图5 设定3种破裂起始点分别为最北端（a）、中间（b）和最南端（c）时各子断层的起始破裂时间
Fig.5 Initial rupture time of each sub – fault when their initial points are at the northernmost end (a) , central part (b) and southernmost end (c)

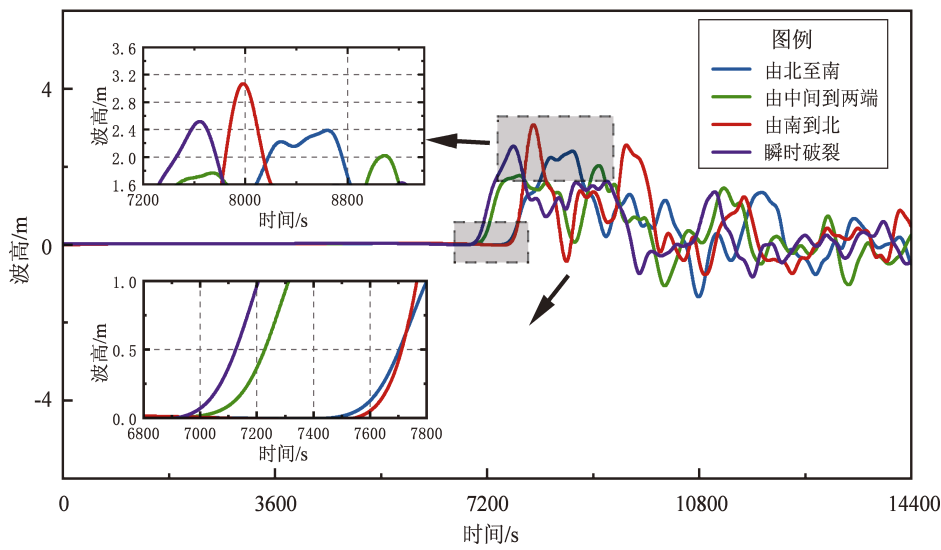


图6 设定3种破裂起始点考虑震源运动学破裂过程模拟的海啸波在1号验潮站的波形比较
Fig.6 Comparison of simulated tsunami waveform at No.1 tide gauge considering three scenarios with different rupture initial locations in kinematic rupture process

值模拟, 计算域、水深数据、空间网格和时间网格大小与上文一致。图 6 中以 1 号验潮站为例展示了不同海啸情景下的海啸波时程。如图所示, 当断层由马尼拉俯冲带北端向南破裂和由南端向北破裂时, 海啸波到时几乎一致, 约为 7 500 s (125 min)。当断层由马尼拉俯冲带中段向两端破裂时, 海啸波更早到达 1 号验潮站, 约 7 000 s (117 min), 接近瞬时破裂的到达时间, 比由南至北破裂和由北至南破裂的情况提前了 500 s。在峰值波高方面, 由中间至两端破裂和由北至南的破裂情景中, 峰值波高小于瞬时破裂的情景, 其中假设断层由中间至两端破裂时, 峰值波高最小约为 2.0 m; 假设由南至北破裂时, 峰值波高最大,

约为 3.0 m, 大于瞬时破裂的情景。在各破裂情景间, 峰值波高最大值为最小值的 1.5 倍。

图 7 中展示了不同破裂方向的海啸情境下, 6 个验潮站记录的海啸波时程。如图所示, 不同的破裂方向对海啸波到时和峰值波高均产生影响。在海啸波到时方面, 当采用瞬时破裂假设时, 海啸波到达时间最早; 当假设断层由南至北破裂时, 海啸波到达时间最晚; 当假设断层由北至南破裂和由中间至两端破裂时, 海啸波到达时间的前后关系则与验潮站的相对位置相关, 验潮站距离初始破裂位置越近, 海啸到达时间越早。

在峰值波高方面, 假设断层由南至北破裂时, 在各验潮站处的峰值波高几乎均为各海啸情景中

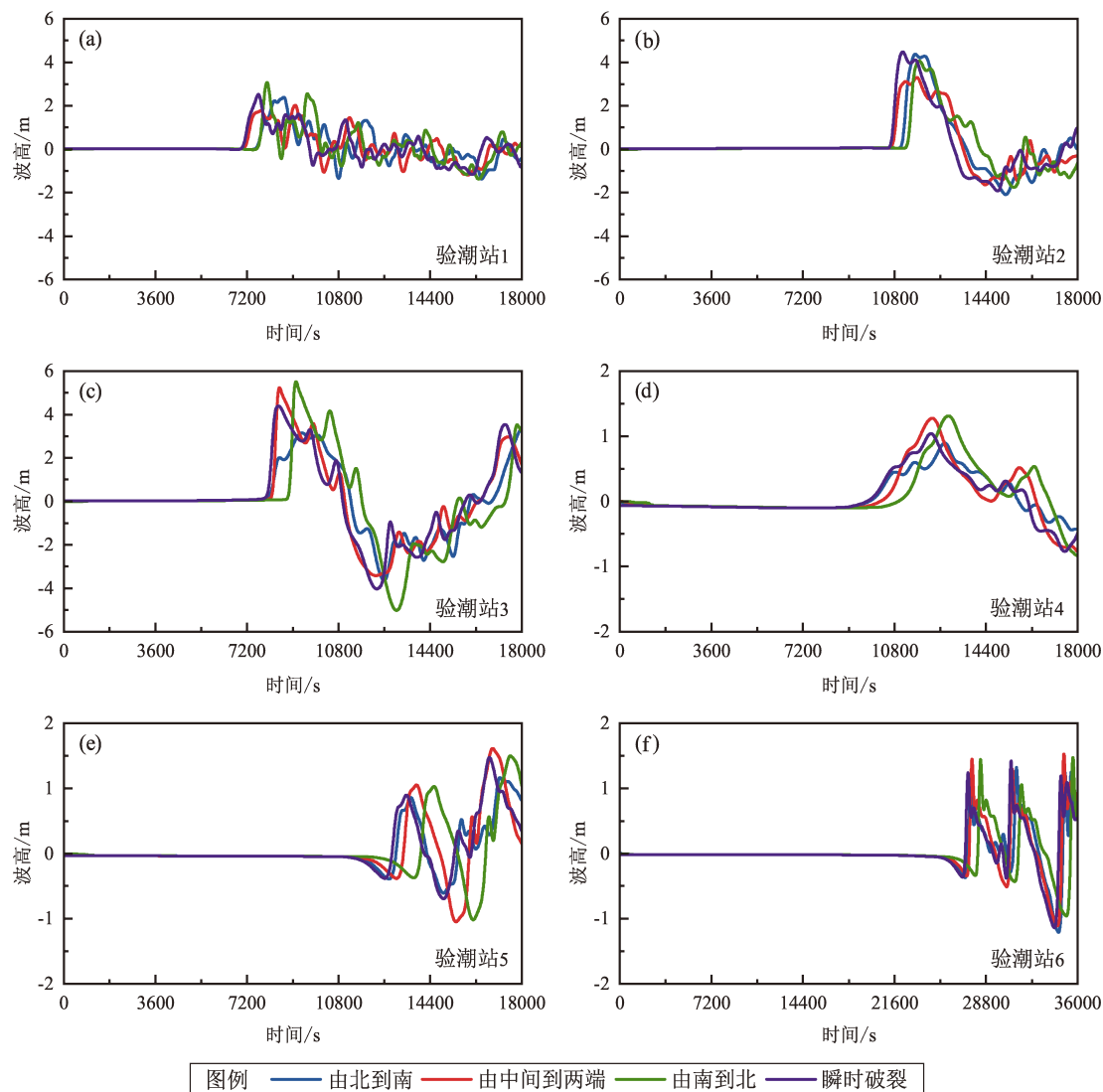


图 7 3 种海啸情景下 6 个验潮站记录的海啸波时程

Fig. 7 Simulated tsunami waveforms recorded at 6 tide gauges considering three scenarios

的最大值；假设断层由北至南破裂和由中间至两端破裂时，峰值波高与验潮站的位置相关。在1号和2号验潮站中，由北至南的破裂方向产生的海啸波高比由中间至两端的破裂方向产生的波高大了许多。在3~6号验潮站发生了相反的现象，由中间至两端的破裂方向产生了比由北至南的破裂方向较大的波高。这些现象表明在考虑震源运动学的海啸数值模拟中，在断层破裂前方的波高较大，当断层由南至北破裂时，本文设置的所有验潮站均位于破裂的前方，在各验潮站处产生了较大的海啸波高，甚至超过瞬时破裂的情景；当断层由北至南破裂时，1号和2号验潮站位于破裂的前方，产生了较大的峰值波高，而4~6号验潮站位于破裂的后方，产生的海啸波高在所有破裂情景中最小。

为了研究马尼拉海啸潜源传播的震源运动学效应，图8绘制了海啸发生10 h瞬时破裂情景下最大海啸波高空间分布，图9绘制了7种设定考虑震源运动学破裂过程的海啸情景最大海啸波高与瞬时破裂情景差值空间分布图。从图中可以看到，差值超过1 m的空间集中在马尼拉附近区域，以及中国南海北部。随着破裂速度的下降，考虑震源运动学破裂过程海啸情景最大海啸波高与瞬时破裂情景差值超过1 m的空间分布越广。而在3个破

裂起点不同但破裂速度相同的海啸情景中，从南到北破裂情景下最大海啸波高与瞬时破裂情景差值超过1 m在中国南海的空间分布最广，其次是从中间向两边的双向破裂情景，而从北到南破裂情景下最大海啸波高与瞬时破裂情景差值超过1 m在中国南海的空间分布是最有限的。

总之，考虑震源运动学破裂过程海啸情景和瞬时破裂情景两者产生的最大海啸波高差集中在马尼拉附近区域和中国南海北部。这表明海啸的最大幅度位置可能会发生偏移，这对海啸预防是不可忽视的。值得注意的是，破裂速度越慢，考虑震源运动学破裂过程海啸情景和瞬时破裂情景两者产生的最大海啸波高差空间分布越广。

5 结论

本文引入了一种考虑震源破裂速度和方向的海啸数值模拟方法，应用于马尼拉俯冲带典型海啸源情景的海啸数值模拟中。为了研究破裂速度和破裂方向对马尼拉俯冲带潜在海啸的影响，分别构建了4个破裂方向一致但破裂速度不同的海啸情景，以及3个破裂速度相同但破裂方向不一致的海啸情景，并与瞬时破裂假设下的模拟结果对比，得出以下结论：

(1) 震源的破裂速度和破裂方向影响海啸波的到时和峰值波高。在本文的设定海啸情景中，同一位置处的海啸波到时最大可相差10 min，峰值波高最大值约为最小值的1.5倍。

(2) 在破裂初始位置相同时，破裂速度越慢，海啸波到达验潮站的时间越晚。在破裂速度相同时，初始破裂位置距离验潮站越近，海啸波到达验潮站的时间越早。

(3) 在破裂方向相同时，破裂速度越慢海啸波峰值波高越小。在破裂速度相同时，若验潮站位于破裂方向的前方，其峰值波高将超过瞬时破裂假设下的海啸情景。若验潮站位于破裂方向的后方，则低于瞬时破裂假设下的海啸情景。

综上所述，震源的破裂速度和破裂方向将对马尼拉俯冲带海啸的到时和峰值波高产生影响，评估马尼拉俯冲带海啸危险性及开展海啸预警工作时建议予以考虑。

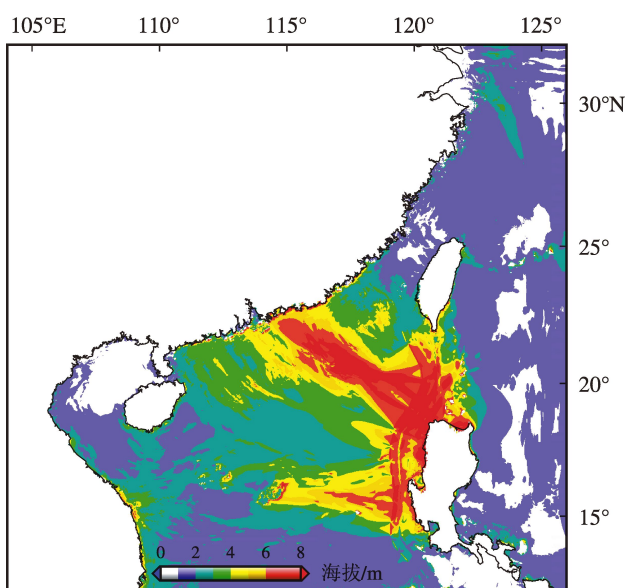


图8 瞬时破裂情景下最大海啸波高空间分布

Fig. 8 Spatial distribution of the maximum tsunami wave height in the instantaneous-rupture scenario

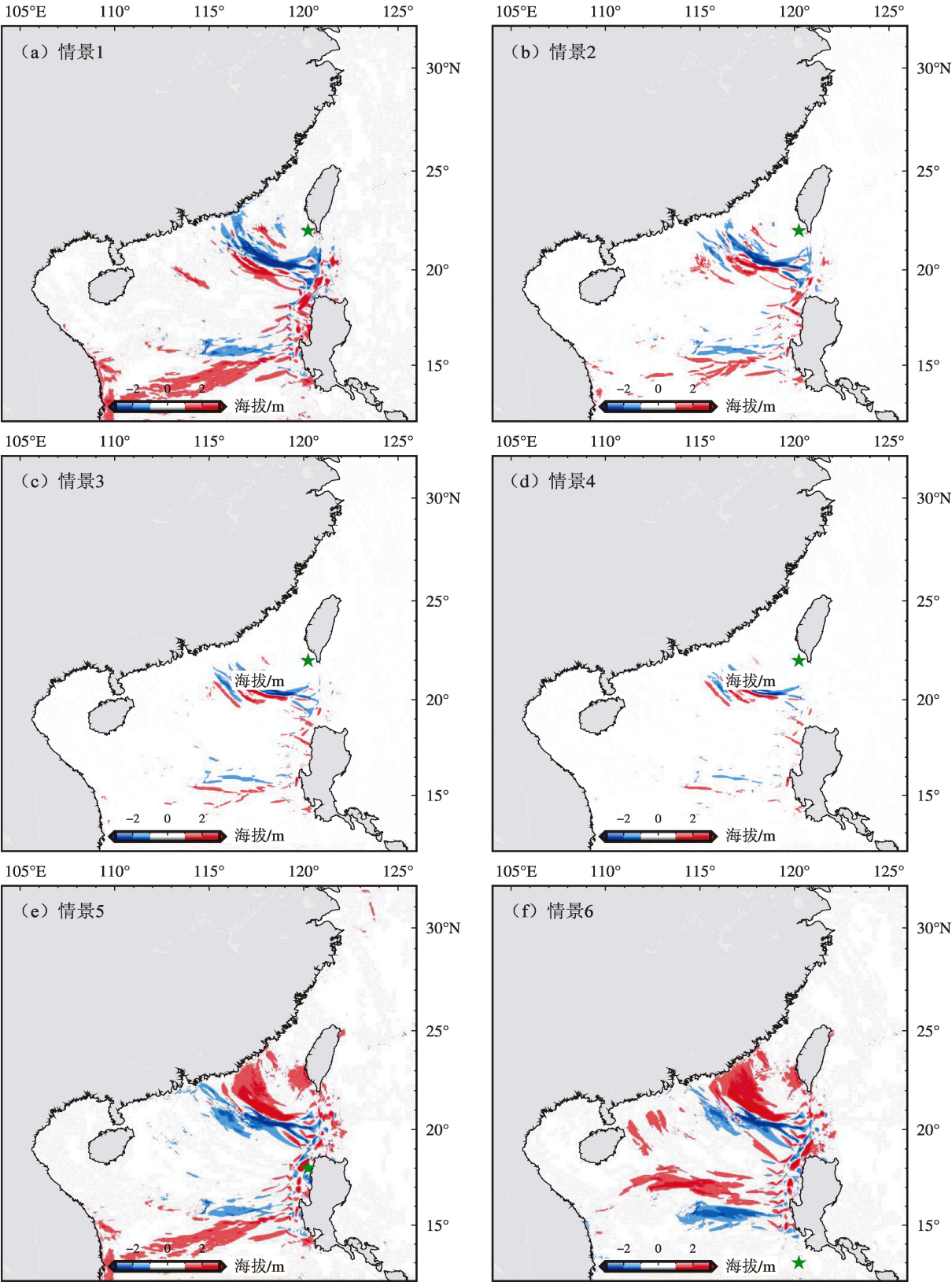


图9 考虑震源运动学破裂过程海啸情景与瞬时破裂情景的最大海啸波高差值
空间分布图 (绿色五角星代表破裂起始位置)

Fig.9 The spatial distribution of the maximum tsunami wave height difference between the tsunami scenarios
with source kinematic rupture process and instantaneous rupture

参考文献:

- 李宏伟,徐志国,史健宇,等. 2024. 基于俯冲带动力学参数评估琉球海沟对我国东南沿岸的海啸威胁[J]. 地球科学,49(2):403–413.
- Li H W, Xu Z G, Shi J Y, *et al.* 2024. Tsunami potential threat from the Ryukyu Trench on Chinese coast based on subduction zone dynamics parameters[J]. Earth Science, 49(2):403–413. (in Chinese)
- 李琳琳,邱强,李志刚,等. 2022. 南海海啸灾害研究进展及展望[J]. 中国科学:地球科学,52(5):803–831.
- Li L L, Qiu Q, Li Z G, *et al.* 2022. Tsunami hazard assessment in the South China Sea: A review of recent progress and research gaps[J]. Scientia Sinica Terrae, 65(5):783–809. (in Chinese)
- 刘也. 2018. 中国东南沿海海啸危险性区域特征分析[D]. 哈尔滨:中国地震局工程力学研究所.
- Liu Y. 2018. Regional characteristics of the probabilistic tsunami hazard for the southeast coastal area of China[D]. Harbin: Institute of Engineering Mechanics, China Earthquake Administration. (in Chinese)
- 刘哲,任鲁川. 2024. 耦合震级、震源深度和滑动角不确定性效应的地震海啸危险性估计[J]. 地震研究,47(2):233–244.
- Liu Z, Ren L C. 2024. Estimation of the risk of earthquake – induced tsunami by coupling uncertainty of magnitude, focal depth and slip angle[J]. Journal of Seismological Research, 47(2):233–244. (in Chinese)
- 王培涛,于福江,赵联大,等. 2012. 越洋海啸的数值模拟及其对我国的影响分析[J]. 海洋学报,34(2):39–47.
- Wang P T, Yu F J, Zhao L D, *et al.* 2012. Numerical simulation of trans – oceanic tsunami and its impact analysis on Chinese coasts[J]. Acta Oceanologica Sinica, 34(2):39–47. (in Chinese)
- 王晓青,吕金霞,丁香. 2006. 我国地震海啸危险性初步探讨[J]. 华南地震,26(1):76–80.
- Wang X Q, Lu J X, Ding X. 2006. A preliminary study on the risk of tsunami in China[J]. South China Journal of Seismology, 26(1):76–80. (in Chinese)
- 温瑞智,任叶飞,李小军. 2011. 日本 M_w 9.0 级地震海啸数值模拟与启示[J]. 国际地震动态,1(4):22–27.
- Wen R Z, Ren Y F, Li X J. 2011. The tsunami simulation for off the Pacific coast of Tohoku earthquake and disaster mitigation in China[J]. Recent Developments in World Seismology, 1(4):22–27. (in Chinese)
- 温瑞智,任叶飞,周正华等. 2008. 越洋海啸的数值模拟[J]. 地震工程与工程振动,28(4):28–34.
- Wen R Z, Ren Y F, Zhou Z H, *et al.* 2008. Preliminary study on numerical simulation of transoceanic tsunami[J]. Journal of Earthquake Engineering and Engineering Dynamics, 28(4):28–34. (in Chinese)
- 杨智博. 2015. 中国地震海啸危险性分析[D]. 哈尔滨:中国地震局工程力学研究所.
- Yang Z B. 2015. Probabilistic tsunami hazard analysis along Chinese coast[D]. Harbin: Institute of Engineering Mechanics, China Earthquake Administration. (in Chinese)
- 张鹏. 2017. 中国东南沿海海啸危险性分析[D]. 哈尔滨:中国地震局工程力学研究所.
- Zhang P. 2017. Probabilistic tsunami hazard analysis along Chinese coast [D]. Harbin: Institute of Engineering Mechanics, China Earthquake Administration. (in Chinese)
- 郑旭,周少辉. 2022. 马尼拉海沟俯冲带板缘地震特征及衰减关系研究[J]. 华南地震,42(1):86–96.
- Zheng X, Zhou S H. 2022. Study on the characteristics and attenuation relationship of plate margin earthquakes in the subduction zone of Manila Trench[J]. South China Journal of Seismology, 42(1):86–96. (in Chinese)
- Ben – Menahem A, Rosenman M. 1972. Amplitude patterns of tsunami waves from submarine earthquakes[J]. Journal of Geophysical Research, 77(17):3097–3128.
- Fujii Y, Satake K. 2007. Tsunami source of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake inferred from tide gauge and satellite data[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 97(1A):S192–S207.
- Geist E L. 1998. Local tsunamis and earthquake source parameters[M]// Advances in Geophysics. Elsevier, 39:117–209.
- Graves R W, Pitarka A. 2010. Broadband ground – motion simulation using a hybrid approach[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 100(5A):2095–2123.
- Grilli S T, Ioualalen M, Asavanant J, *et al.* 2007. Source constraints and model simulation of the December 26, 2004, Indian Ocean tsunami [J]. Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering, 133(6):414–428.
- Liu P L F, Wang X, Salisbury A J. 2009. Tsunami hazard and early warning system in South China Sea[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 36(1):2–12.
- Liu Y, Santos A, Wang S M, *et al.* 2007. Tsunami hazards along Chinese coast from potential earthquakes in South China Sea[J]. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 163(1–4):233–244.
- Megawati K, Shaw F, Sieh K, *et al.* 2009. Tsunami hazard from the subduction megathrust of the South China Sea: Part I. Source characterization and the resulting tsunami[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 36(1):13–20.
- Okada Y. 1992. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half – space[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 82(2):1018–1040.
- Okal E A, Reymond D, Hébert H. 2013. From earthquake size to far – field tsunami amplitude: development of a simple formula and application to DART buoy data[J]. Geophysical Journal International, 196(1):340–356.
- Okal E A. 1988. Seismic parameters controlling far – field tsunami amplitudes: A review[J]. Natural Hazards, 1(1):67–96.
- Ren Y, Wen R, Song Y. 2014. Recent progress of tsunami hazard mitigation in China[J]. Episodes Journal of International Geoscience, 37(4):277–283.

- Ren Y, Wen R, Zhang P, *et al.* 2017. Implications of local sources to probabilistic tsunami hazard analysis in south Chinese coastal area[J]. *Journal of Earthquake and Tsunami*, 11(1):1740001.
- Ren Z, Liu H, Zhao X, *et al.* 2019. Effect of kinematic fault rupture process on tsunami propagation[J]. *Ocean Engineering*, 181(3-4):43-58.
- Satake K, Fujii Y, Harada T, *et al.* 2013. Time and space distribution of coseismic slip of the 2011 Tohoku earthquake as inferred from tsunami waveform data[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(2B):1473-1492.
- Suppasri A, Imamura F, Koshimura S. 2010. Effects of the rupture velocity of fault motion, ocean current and initial sea level on the transoceanic propagation of tsunami[J]. *Coastal Engineering Journal*, 52(2):107-132.
- Wang P, Lu W, Wang Y, *et al.* 2024. Multi-scale free oscillations and resonances over the continental shelf of the East China Sea from the 2011 Tohoku-Oki tsunami[J]. *Ocean Modelling*, 188(2):1-16.
- Williamson A, Melgar D, Rim D. 2019. The effect of earthquake kinematics on tsunami propagation[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(11):11639-11650.

Impact of Earthquake Source Kinematic Rupture Process on the Potential Tsunami in the Manila Subduction Zone

REN Yefei^{1,2}, LIU Jie^{1,2}, LIU Ye^{1,2}, WANG Hongwei^{1,2}, WEN Ruizhi^{1,2}

(1. Key Laboratory of Earthquake Engineering and Engineering Vibration, Institute of Engineering Mechanics, China Earthquake Administration, Harbin 150000, Heilongjiang, China)

(2. Key Laboratory of Earthquake Disaster Mitigation, Ministry of Emergency Management, Harbin 150000, Heilongjiang, China)

Abstract

Enhancing the understanding of the tsunami generation mechanism in the Manila subduction zone is of great significance to marine disaster prevention and reduction in the southeastern coastal areas of China. So far, scientists have shown great concern about the impact of the kinematic source rupture process in the large-scale subduction zone on the tsunami generation. However, the impact of the earthquake source kinematic rupture process in the Manila subduction zone has not been investigated clearly yet. Based on the typical scenario of rupture model of the Manila subduction zone, this study conducts numerical simulations of tsunami scenarios with different rupture velocities and directions separately. It aims to evaluate and analyze the influence of rupture velocity and rupture direction on the propagation characteristics of the tsunami wave. The results show that when the rupture direction keeps the same, the slower the rupture velocity, the later the tsunami wave arrives and the smaller the peak wave height. When the rupture velocity keeps the same, the peak wave height at the sites in front of the rupture is much higher, and the wave at sites closer to the initial rupture location will arrive earlier, compared with the simulation results that do not consider the rupture kinematic process. Among the different scenarios, the arrival time of tsunami waves at the coastal sites may differ 10 minutes at most, and the maximum peak-wave value is about 1.5 times as large as the minimum peak-wave value.

Keywords: rupture velocity; rupture direction; the Manila subduction zone; tsunamis; numerical simulation