

بررسی عملکرد معادلات غیرخطی آب کم عمق در مدلسازی امواج سونامی

امین رشیدی^{۱*}، ظاهر حسین شمالی^۲ و علی مرادی^۲

^۱استادیار، گروه زلزله‌شناسی، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران
^۲دانشیار، گروه زلزله‌شناسی، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

(دریافت: ۱۴۰۳/۰۵/۲۷، پذیرش: ۱۴۰۳/۰۶/۲۶)

چکیده

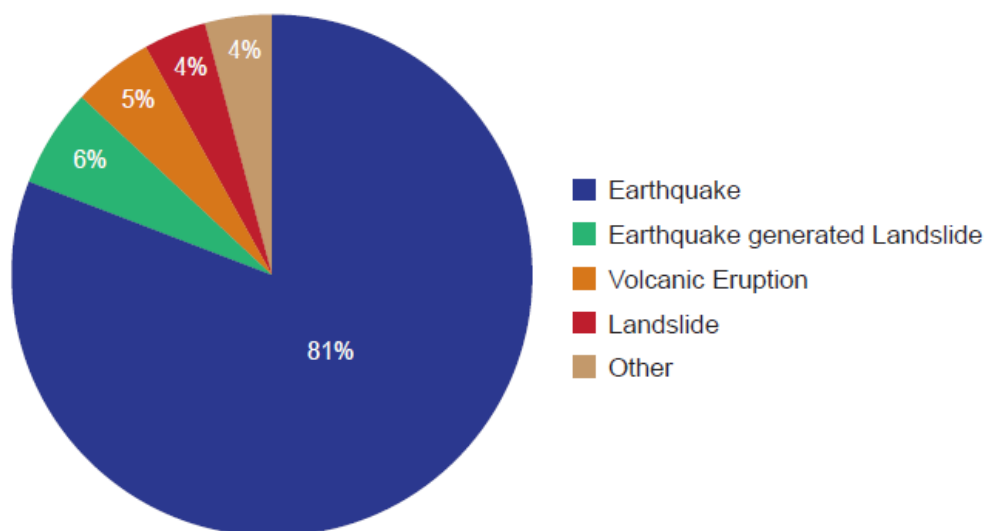
در این مقاله معادلات غیرخطی آب کم عمق در مدلسازی عددی امواج سونامی مورد بررسی و ارزیابی قرار داده می‌شود. مدلسازی سونامی شامل سه مرحله تولید، انتشار و بالاروی امواج سونامی است. در این مطالعه ابتدا از یک آزمون محک برای ارزیابی کلی مدل غیرخطی آب کم عمق استفاده شد و پس از حصول اطمینان از عملکرد آن، شبیه‌سازی سه رویداد واقعی سونامی (۲۰۰۴ اقیانوس هند، ۲۰۱۱ ژاپن و ۱۹۴۵ مکران) انجام شد. همواره داده‌های واقعی یا آزمایشگاهی نقش مهمی در تنظیم و کالیبره کردن مدل‌های عددی ایفا می‌نمایند. تطبیق نتایج مدل‌سازی با داده‌های واقعی در این مطالعه حاکی از دقت قابل قبول مدلسازی عددی غیرخطی آب کم عمق در شبیه‌سازی امواج سونامی می‌باشد. این امر بخصوص در مورد سونامی ۲۰۱۱ ژاپن که شامل داده‌های مناسب و دقیق تر می‌باشد، بیشتر مشهود است. لازم به ذکر است که اختلاف بین خروجی مدلسازی و داده واقعی تنها ناشی از خطاهای دستگاهی و روش مدلسازی نمی‌باشد و عامل بسیار کلیدی دیگر درک ناقص از چشمه سونامی است. بدین جهت مدلسازی چشمه تولید سونامی دارای بیشترین عدم قطعیت و حیاتی‌ترین مرحله مدلسازی است. هرچند با وجود شناخته شده بودن معادلات موج آب، نیاز به بهبود و پیشرفت مدلسازی انتشار و بالاروی سونامی و به خصوص گنجانیدن دقیق تر اثر عواملی نظیر پاشش، اصطکاک بستر و ساحل و دینامیک موج در ساحل محسوس است اما ارزیابی مناسب خطر سونامی، هشدار سونامی و آمادگی در برابر آن همگی به مدلسازی چشمه سونامی وابسته می‌باشند که این مسئله تأکیدی بر نقش بسیار مهم آن می‌باشد.

کلید واژه: سونامی، مدلسازی عددی، معادلات موج کم عمق، آزمون محک، هشدار سونامی

۱ مقدمه

سونامی به صورت موج یا دسته‌ای از امواج است که در اثر یک آشفستگی ناگهانی و قابل توجه در سطح دریا و اقیانوس ناشی از یک عامل خارجی به وجود می‌آید. است. عواملی مانند رخداد زمین‌لرزه، زمین‌لغزش، فوران آتشفشان یا برخورد شهاب‌سنگ‌ها می‌توانند علت این آشفستگی آب باشند. دوره تناوب سونامی در دریا می‌تواند از چند دقیقه تا چند ساعت متغیر باشد و طول موج‌های آن ممکن است به چندصد کیلومتر برسد. بر اساس اطلاعات پایگاه داده‌های جهانی سونامی‌های تاریخی (The Global Historical Tsunami Database، NOAA NGDC)، ۸۷ درصد سونامی‌های رخ داده بر اثر زمین‌لرزه‌ها و یا زمین‌لرزه‌هایی که سبب ایجاد زمین‌لغزش شده‌اند، تولید شده‌اند (شکل ۱). پس از سونامی عظیم ۲۶ دسامبر سال ۲۰۰۴ در سوماترای اقیانوس هند و همچنین سونامی توهوکوی ژاپن در سال ۲۰۱۱، توجه جهانیان به این پدیده خطرناک افزایش یافت. بدون درک صحیح از ماهیت سونامی، امکان برنامه‌ریزی مؤثر برای کاهش خطرات آن وجود ندارد. امروزه، پیش‌بینی سونامی و توسعه سیستم‌های هشدار سریع به عنوان

راهکارهایی برای کاهش خسارات انسانی و مالی در سواحل آسیب‌پذیر، به شدت مورد توجه است. پیش‌بینی سونامی شامل برآورد زمان رسیدن موج اولیه، زمان بزرگ‌ترین موج، حداکثر دامنه امواج و در موارد پیشرفته‌تر، تخمین مناطقی است که در اثر سونامی به زیر آب خواهند رفت. برای آماده‌سازی در برابر خطر سونامی، اقداماتی همچون ارزیابی خطر، تهیه نقشه‌های مناطق آسیب‌پذیر، نقشه‌های تخلیه و در نهایت، ایجاد سیستم هشدار سونامی ضروری است. تمامی این فعالیت‌ها به نتایج مدل‌سازی یا شبیه‌سازی عددی فرآیند سونامی وابسته‌اند. مدل‌سازی عددی به توضیح ریاضی چگونگی تولید سونامی، نحوه انتشار آن تا رسیدن به ساحل و پیشروی آن پس از رسیدن به ساحل می‌پردازد. این نوع مدل‌سازی برای درک رویدادهای گذشته و شبیه‌سازی حوادث آینده بسیار حیاتی است. استفاده از مدل‌سازی عددی به عنوان ابزاری اساسی برای تعیین پتانسیل بالاروی و پیشروی سونامی، ارزیابی خطر و توسعه سیستم‌های هشدار سریع پس از سونامی ۲۰۰۴ در اقیانوس هند، با ارائه مدل‌های جدید انتشار روز به روز در حال افزایش است.



شکل ۱. توزیع سونامی‌ها بر اساس سازوکار تولید (برگرفته از پایگاه داده‌های جهانی سونامی‌های تاریخی).

انجام محاسبات دقیق بالاروی امواج در نواحی کم عمق آب در طول ساحل نیست. در مقابل مدل غیرخطی از شرایط مرزی متحرک استفاده می کند که قادر به انجام محاسبات دقیق تر دامنه امواج نزدیک به ساحل است (بارکان و برینک، ۲۰۱۰). نظریه خطی معادلات آب کم عمق ساده ترین راه نمایش نحوه انتشار امواج سونامی ناشی از زمین لرزه است. به طور کلی از معادلات خطی آب کم عمق برای مدلسازی انتشار امواج در اقیانوس عمیق و از معادلات غیرخطی آب کم عمق برای مدلسازی سونامی در نواحی کم عمق تر استفاده می شود. امواج سونامی در اقیانوس عمیق بدون پاشش و دگرشکلی قابل ملاحظه و با سرعتی که تنها به عمق آب وابسته است منتشر می شوند. امواج سونامی به عنوان امواج ثقلی بلند طبقه بندی می شوند. برای مدلسازی فرآیندهای انتشار امواج بلند که سونامی از آن جمله است، عمدتاً از معادلات غیرخطی آب کم عمق به طور گسترده استفاده می گردد (کانایاما و دن، ۲۰۱۳). هدف این مطالعه ارزیابی و محک معادلات غیرخطی آب کم عمق در مدلسازی امواج سونامی می باشد که بدین منظور نتایج مدلسازی عددی سونامی با داده های آزمایشگاهی و واقعی مقایسه می گردند.

۲ روش تحقیق

با فراهم آمدن ورودی های لازم، با استفاده از یک مدل عددی، شبیه سازی انتشار امواج سونامی صورت می پذیرد. با استفاده از شبیه سازی انتشار سونامی می توان به الگوی انتشار سونامی در منطقه مورد مطالعه، که ارتفاع امواج سونامی را در زمان های مختلف پس از وقوع زمین لرزه نشان می دهد و همچنین الگوی جریان های ورودی به سواحل مختلف دست یافت. به کمک مدل انتشار امواج سونامی می توان تاریخچه زمانی موج سونامی را در سواحل مختلف بررسی کرد. می توان با انتخاب نقاطی در طول سواحل دور و نزدیک به عنوان نقاط مرجع به بررسی تاریخچه زمانی

مدلسازی عددی سونامی هر سه مرحله عملکرد یک سونامی (تولید، انتشار و بالاروی) را در بر می گیرد (لیو و همکاران، ۱۹۹۱). ورودی های لازم به منظور شبیه سازی عددی انتشار و بالاروی امواج سونامی شامل (۱) اطلاعات مربوط به عمق آب دریا در ناحیه مورد علاقه (محدوده محاسباتی) و (۲) خروجی مدلسازی تولید سونامی که در واقع سطح اولیه آب است می باشند (رشیدی و همکاران، ۲۰۲۲). فاز بالاروی پیچیده ترین بخش رفتار دینامیکی امواج سونامی است که به بررسی شکست امواج سونامی در هنگام رسیدن به ساحل و عبور از آن می پردازد. این مرحله به شدت وابسته به عمق سنجی بستر اقیانوس و شکل خط ساحلی و توپوگرافی ساحل است (دوتیخ، ۲۰۰۷).

در یک تقسیم بندی کلی مدل های امواج بلند سونامی را می توان به مدل های بر مبنای حل معادلات آب کم عمق و مدل های بر مبنای حل معادلات بوزینسک تقسیم بندی کرد (لیو و همکاران، ۲۰۰۸). مفهوم آب کم عمق بر اساس کوچک بودن نسبت عمق آب به طول موج است. در مورد انتشار سونامی بر سطح آزاد اقیانوس و دریا، به دلیل اینکه عمق آب (به طور معمول چندین کیلومتر یا چند هزار متر) به مراتب از طول موج (به طور معمول چند صد کیلومتر) کوچک تر است، فرض آب کم عمق برقرار می باشد. در سیستم معادلات بوزینسکی، غیرخطی بودن و پاشش تا مرتبه ای معین حفظ می شود. معادلات آب کم عمق را می توان به دو دسته معادلات خطی آب کم عمق و معادلات غیرخطی آب کم عمق تقسیم کرد. خطی بودن معادلات با نادیده گرفتن عبارات غیرخطی (مرتبه دوم) در سیستم معادلات غیرخطی آب کم عمق به دست می آید که در نتیجه امواج با سرعت غیرپاشیده برابر با \sqrt{gh} ، که h عمق آب و g شتاب جاذبه است، منتشر می شوند. گذشته از معادلات حاکم، مدل های خطی و غیرخطی در نوع شرایط مرزی بر روی خط ساحلی با یکدیگر متفاوت هستند. مدل خطی از شرایط مرزی بازتابی استفاده می کند که قادر به

اندازه‌گیری‌ها و داده‌های واقعی مربوط به این رویدادها صورت می‌پذیرد. قابل قبول بودن نتایج حاصل از شبیه‌سازی عددی توسط یک مدل سونامی برای رویدادهای واقعی می‌تواند باعث اطمینان حاصل نمودن از نتایج شبیه‌سازی سونامی برای رویدادهای فرضی و همچنین شبیه‌سازی سناریوهای سونامی‌زا در مناطقی که فاقد داده‌های تاریخی با اعتبار بالا (برای مثال مکران) هستند شده و مدل عددی سونامی را برای شبیه‌سازی سناریوهای سونامی‌زا در این چنین مناطقی مورد استفاده قرار داد. شبیه‌سازی عددی سونامی برای رویدادهای واقعی به این صورت انجام شده است که مدل‌های چشمه سونامی برگرفته از مقالات و مطالعات دیگر می‌باشد و شبیه‌سازی تولید و انتشار سونامی در این تحقیق صورت پذیرفته است. در واقع با استفاده از مدل‌های چشمه ارائه شده در مقالات دیگر، ابتدا شبیه‌سازی تولید سونامی (محاسبه دگرشکلی قائم بستر دریا) صورت پذیرفته و نتیجه آن به عنوان ورودی در شبیه‌سازی عددی انتشار سونامی به کار گرفته شده است. در نهایت بین نتایج حاصل از شبیه‌سازی عددی در این تحقیق با داده‌های واقعی و ثبت شده مقایسه صورت پذیرفته است.

۳ مدل‌سازی عددی سونامی آزمایشگاهی

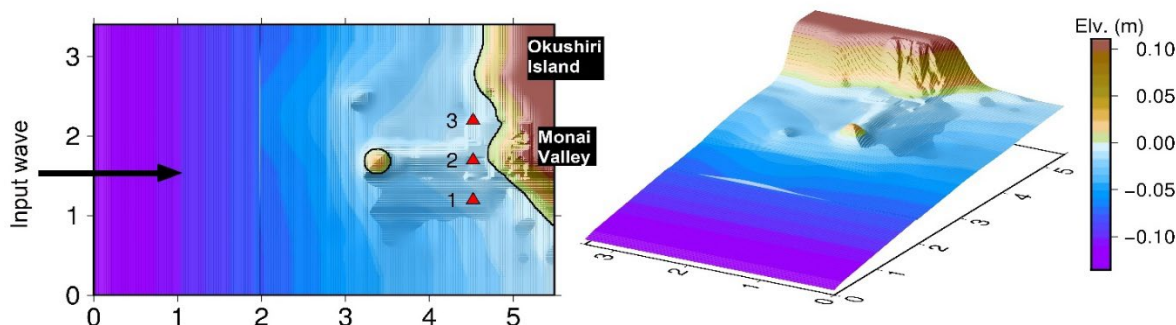
آزمایشی در موسسه تحقیقات مرکزی صنعت برق ژاپن (CRIEPI) با عنوان آزمایش دره مونای (Monai Valley) برای شبیه‌سازی آزمایشگاهی بالاروی سونامی بر روی یک ساحل سه بعدی پیچیده صورت گرفت (لیو و همکاران، ۲۰۰۸). در این آزمایش، اثر سونامی ۱۹۹۳ هوکایدو ژاپن بر یک منطقه خاص به طور آزمایشگاهی به طور موفقیت‌آمیز شبیه‌سازی شد (لیو و همکاران، ۲۰۰۸). این سونامی به جزیره‌ای در ژاپن به نام اکوشیری هجوم برد و بیشینه بالاروی در حدود ۳۰ متر را از خود به جای گذاشت. این بیشینه بالاروی در رأس یک دهانه آبرو بسیار باریک درون یک خلیج کوچک در مونای کشف شده بود. این

امواج سونامی برای هر سناریو پرداخت. این بررسی اطلاعات ارزشمندی را درباره زمان رسیدن اولین موج سونامی، زمان رسیدن بزرگترین امواج، ارتفاع امواج و نیز تعداد امواج بزرگ سونامی در اختیار قرار می‌دهد. به کمک شبیه‌سازی بالاروی امواج سونامی می‌توان میزان ارتفاع بالاروی محاسبه شده در سواحل مختلف و میزان گسترش افقی امواج سونامی در خشکی را به تصویر کشید. به منظور ارزیابی اعتبار معادلات غیرخطی آب کم عمق و اطمینان حاصل کردن از صحت نتایج به دست آمده توسط یک مدل عددی سونامی پیش از انجام شبیه‌سازی عددی سونامی برای رویدادهای سونامی‌زا، می‌توان از مقایسه نتایج مطالعات آزمایشگاهی و شبیه‌سازی عددی استفاده کرد (دوتیخ و همکاران، ۲۰۱۱). در مناطقی مانند مکران که به دلیل کمبود داده و یا عدم وجود داده مناسب و همچنین عدم رخداد سونامی در سالیان اخیر، ارزیابی شبیه‌سازی‌ها با سختی روبه‌رو هست، اطمینان حاصل نمودن از صحت نتایج به دست آمده توسط مدل عددی سونامی بسیار مهم می‌باشد. لذا انجام یک آزمون محک جهت سنجش مدل عددی سونامی ضروری می‌باشد. بنابراین در این پژوهش، به منظور ارزیابی مدل‌سازی غیرخطی آب کم عمق، به مقایسه بین نتایج حاصل از مدل‌سازی عددی سونامی صورت گرفته با نتایج یک آزمون آزمایشگاهی (لیو و همکاران، ۲۰۰۸) پرداخته می‌شود. مدل‌سازی عددی امواج سونامی در این مقاله با استفاده از مدل ارائه شده توسط وانگ و لیو (۲۰۰۶) که بر اساس معادلات غیرخطی آب‌های کم عمق است، انجام می‌شود.

پس از انجام آزمون محک و ارزیابی ابتدایی مدل‌سازی عددی آب کم عمق با تعیین صحت نتایج حاصل از آن، توانایی آن به منظور شبیه‌سازی و بازتولید رویدادهای سونامی‌زا تایید می‌شود. سپس، شبیه‌سازی سه رویداد واقعی (۲۰۰۴ اقیانوس هند، ۲۰۱۱ ژاپن و ۱۹۴۵ مکران) در این تحقیق به منظور مقایسه نتایج حاصل از شبیه‌سازی با

استفاده در آزمایش (محدوده محاسباتی)، که تقریباً مشابه با عمق سنجی واقعی ناحیه اطراف دره مونای است، و پروفیل موج اولیه ورودی به محدوده محاسباتی می باشد. محدوده محاسباتی مدلسازی عددی تقریباً ۵ متر آخر مخزن آب را شامل می شود. ابعاد محدوده محاسباتی $3/402 \times 5/448$ متر می باشد (شکل ۲). موج اولیه که بوسیله آزمون آزمایشگاهی به دست آمده از سمت چپ محدوده محاسباتی هجوم می آورد (شکل ۲) و در عمق تقریباً $13/5$ سانتی متری قرار دارد. در این تحقیق، با استفاده از این داده ها (شامل عمق سنجی و پروفیل اولیه موج)، شبیه سازی عددی سونامی توسط مدلسازی غیرخطی آب کم عمق صورت گرفت و نتایج آن با نتایج آزمایش دره مونای (لیو و همکاران، ۲۰۰۸) مقایسه شد.

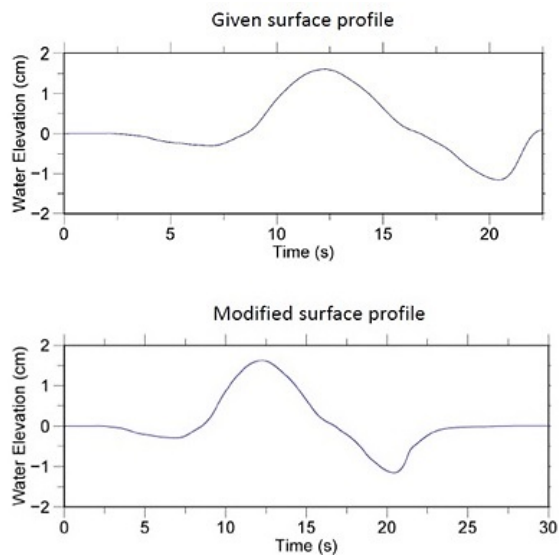
آزمایش یک مدل آزمایشگاهی از اثر سونامی ۱۹۹۳ هوکایدو ژاپن در دره مونای در مقیاس $\frac{1}{40}$ می باشد که در یک مخزن با طول ۲۰۵ متر، عرض $3/5$ متر و عمق ۶ متر صورت گرفت (لیو و همکاران، ۲۰۰۸). نتایج این آزمون آزمایشگاهی در یک کارگاه آموزشی در جزیره کاتالینا در جنوب غربی لس آنجلس آمریکا در سال ۲۰۰۴ ارائه شد (لیو و همکاران، ۲۰۰۸). این آزمون آزمایشگاهی توسط اداره ملی اقیانوس شناسی و هواشناسی ایالت متحده آمریکا (NOAA) مورد تایید قرار گرفته و برای ارزیابی عملکرد مدل های عددی سونامی پیشنهاد شده است که نتایج و همچنین داده های آن در دسترس عموم قرار گرفته است. این داده ها شامل عمق سنجی بخشی از مخزن آب مورد



شکل ۲. محدوده محاسباتی برای شبیه سازی سونامی دره مونای. راست: نمای سه بعدی و چپ: نمای دوبعدی. خط مشکی رنگ خط ساحلی و مثلث ها مکان ایستگاه های تعبیه شده در مخزن آب را نشان می دهد. پیکان جهت موج اولیه ورودی را نمایش می دهد.

اجتناب از تغییر ناگهانی در دنباله پروفیل اولیه، هموارسازی مطابق شکل ۳-پایین، صورت گرفت. گام زمانی پیشنهادی توسط لیو و همکاران (۲۰۰۸) برای مدلسازی $0/05$ ثانیه می باشد، اما این مقدار سبب عدم برقراری شرط CFL در مدلسازی می شود، لذا گام زمانی در مدلسازی عددی در این مقاله، برای برقراری شرط CFL برابر با $0/01$ ثانیه در نظر گرفته شد. مقدار ضریب سختی در معادله مانینگ نیز برابر $0/01$ در نظر گرفته شد. مدلسازی عددی امواج سونامی برای مدت زمان کلی ۲۰۰ ثانیه برای معادلات غیرخطی آب کم عمق صورت گرفت.

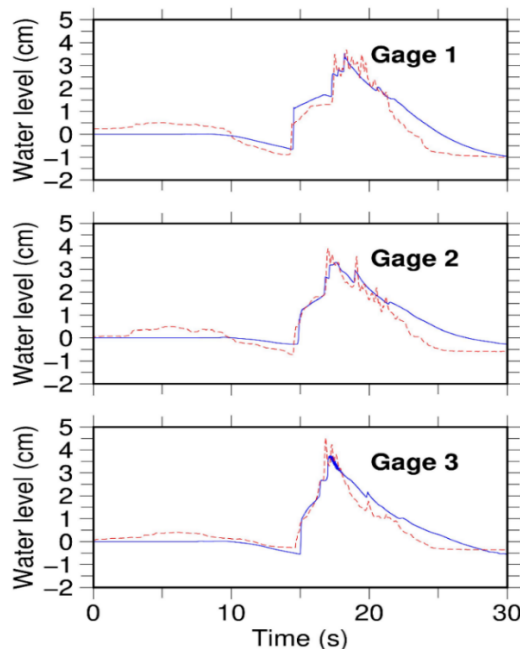
موج اولیه یک موج پیشرو کاهنده N شکل (-Leading depression N-wave, LDN) با بیشینه ارتفاع مثبت $1/6$ سانتی متر می باشد (شکل ۳). مرزهای بالایی، پایینی و سمت راست محدوده محاسباتی دیواره های عمودی می باشند. قدرت تفکیک محدوده محاسباتی اولیه در حدود $0/06$ متر بود که برای افزایش قدرت تفکیک محدوده محاسباتی به مقدار $0/014$ متر که توسط خود محققین (لیو و همکاران، ۲۰۰۸) پیشنهاد شده از درونبایی دوسویه (Bilinear interpolation) استفاده شد. موج اولیه (شکل ۳) دارای یک دنباله ناگهانی در زمان $22/5$ ثانیه می باشد که برای



شکل ۳. پروفیل موج اولیه (بالا) و پروفیل اصلاح شده موج اولیه (پایین).

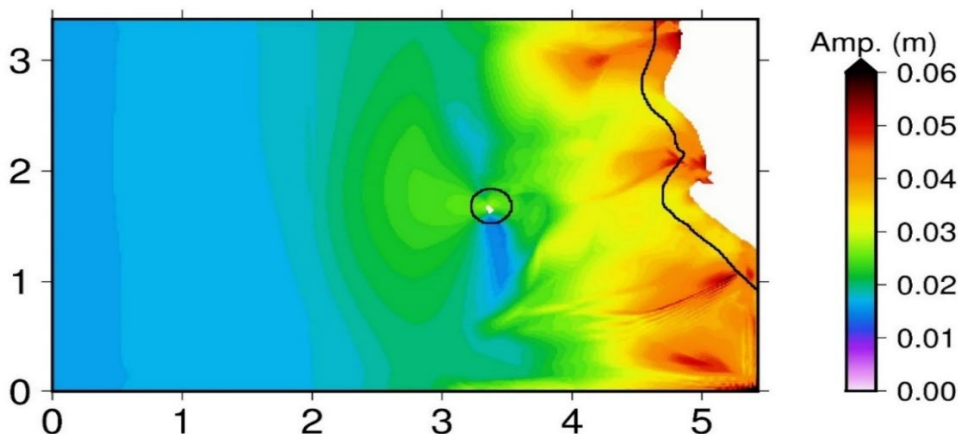
زمانی ثبت شده در آزمون آزمایشگاهی دره مونا (لیو و همکاران، ۲۰۰۸) با یکدیگر مقایسه شده‌اند. نتایج به دست آمده حاکی از انطباق خوب داده‌های مدلسازی شده در این تحقیق با داده‌های آزمایشگاهی و در نتیجه عملکرد مناسب معادلات غیرخطی آب کم عمق در مدلسازی امواج سونامی دارد. موج اصلی بین زمان‌های ۱۵ و ۲۵ ثانیه قرار دارد که

در آزمون آزمایشگاهی دره مونا (لیو و همکاران، ۲۰۰۸)، برای اندازه‌گیری سری‌های زمانی امواج، سه نقطه در مختصات (۴/۵۲۱، ۱/۱۹۶)، (۴/۵۲۱، ۱/۶۹۶) و (۴/۵۲۱، ۲/۱۹۶) در واحد متر در داخل مخزن آب تعبیه شد که مکان آن‌ها در شکل ۲ مشخص می‌باشد. در شکل ۴ سری‌های زمانی شبیه‌سازی شده در این تحقیق با سری‌های



شکل ۴. مقایسه سری‌های زمانی حاصل از مدلسازی عددی توسط در این تحقیق (خطوط آبی) با داده‌های آزمایشگاهی (خط‌چین‌های قرمز) برای ایستگاه‌های ۱،

۲ و ۳ (شکل ۲).



شکل ۵. بیشینه دامنه امواج سونامی محاسبه شده توسط مدلسازی عددی معادلات غیرخطی آب کم عمق در این تحقیق برای سونامی دره موناوی بر حسب متر.

سونامی های رخ داده در جهان در ۱۰۰ سال اخیر هستند و از اهمیت بسیاری در مطالعات زلزله و سونامی برخوردار می باشند. سونامی ۱۹۴۵ مکران که در مکران شرقی اتفاق افتاد نیز از اهمیت بسیاری در مکران برخوردار است و تنها رویداد سونامی دستگاهی با منشأ لرزه ای در مکران است و بیانگر توانایی زون فرورانش مکران برای تولید سونامی تکتونیکی می باشد. گفتنی است شبیه سازی این رویدادها به دلیل عدم دسترسی به داده های عمق سنجی و توپوگرافی بسیار دقیق محلی شامل محاسبه مقادیر پیشروی سونامی در خشکی نمی شود.

۴-۱ سونامی ۲۰۰۴ اقیانوس هند

در این تحقیق، شبیه سازی عددی سونامی ۲۰۰۴ اقیانوس هند، با استفاده از مدل چشمه ارائه شده توسط گرلیلی و همکاران (۲۰۰۷) برای گسل سوماترا صورت پذیرفته است. مدل ارائه شده توسط گرلیلی و همکاران (۲۰۰۷) برای چشمه زمین لرزه ۲۰۰۴ اقیانوس هند شامل پنج قطعه می باشد (شکل ۶) که مشخصات آنها در جدول ۱ آمده است. در این تحقیق، با استفاده از پارامترهای ارائه شده توسط گرلیلی و همکاران (۲۰۰۷) برای چشمه سونامی ۲۰۰۴ اقیانوس هند، میدان دگرشکلی با استفاده از الگوریتم اکادا (۱۹۸۵) محاسبه شد. محاسبه میدان دگرشکلی همان

به خوبی در این مطالعه شبیه سازی شده و به موج ثبت شده در آزمایشگاه شباهت دارد. شکل ۵ توزیع بیشینه دامنه امواج سونامی شبیه سازی شده را در مدت زمان شبیه سازی سونامی نشان می دهد. بیشینه بالاروی محاسبه شده برابر ۷ سانتی متر می باشد که با در نظر گرفتن مقیاس $\frac{1}{100}$ در نظر گرفته شده برای آزمایش متناظر با ۲۸ متر می باشد که نزدیک به مقدار تقریبی ۳۰ متر مشاهده شده برای بیشینه بالاروی در سونامی ۱۹۹۳ هوکایدو می باشد که این مسئله نیز بیانگر عملکرد خوب مدل غیرخطی آب کم عمق و اعتبار آن در مدلسازی می باشد. بنابراین مقایسه بین نتایج شبیه سازی عددی با نتایج حاصل از آزمون آزمایشگاهی دره موناوی حاکی از شایستگی مدلسازی معادلات غیرخطی آب کم عمق در بازتولید سناریوی آزمایشگاهی که مدلی از یک رویداد واقعی سونامی است می باشد.

۴ مدلسازی عددی سونامی واقعی

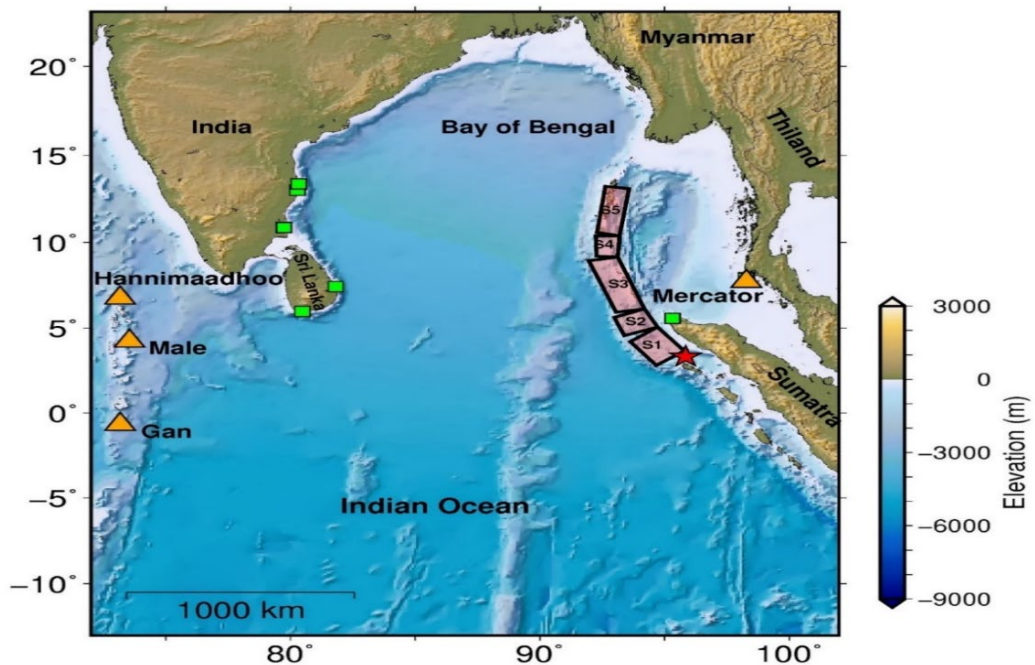
سه رویداد واقعی که شبیه سازی عددی آنها در این تحقیق صورت پذیرفته است، سونامی های ۲۰۰۴ اقیانوس هند، ۲۰۱۱ ژاپن و همچنین ۱۹۴۵ مکران می باشد. رویدادهای واقعی مختلفی را می توان جهت شبیه سازی عددی انتخاب نمود. علت انتخاب این سه سونامی اهمیت آنها می باشد. سونامی های ۲۰۰۴ اقیانوس هند و ۲۰۱۱ ژاپن، بزرگترین

شبه‌سازی تولید سونامی می‌باشد که ورودی و مقدار اولیه لازم برای شبه‌سازی عددی انتشار سونامی را فراهم می‌کند. شکل ۷ میدان دگرشکلی دائم و تکامل آن را در

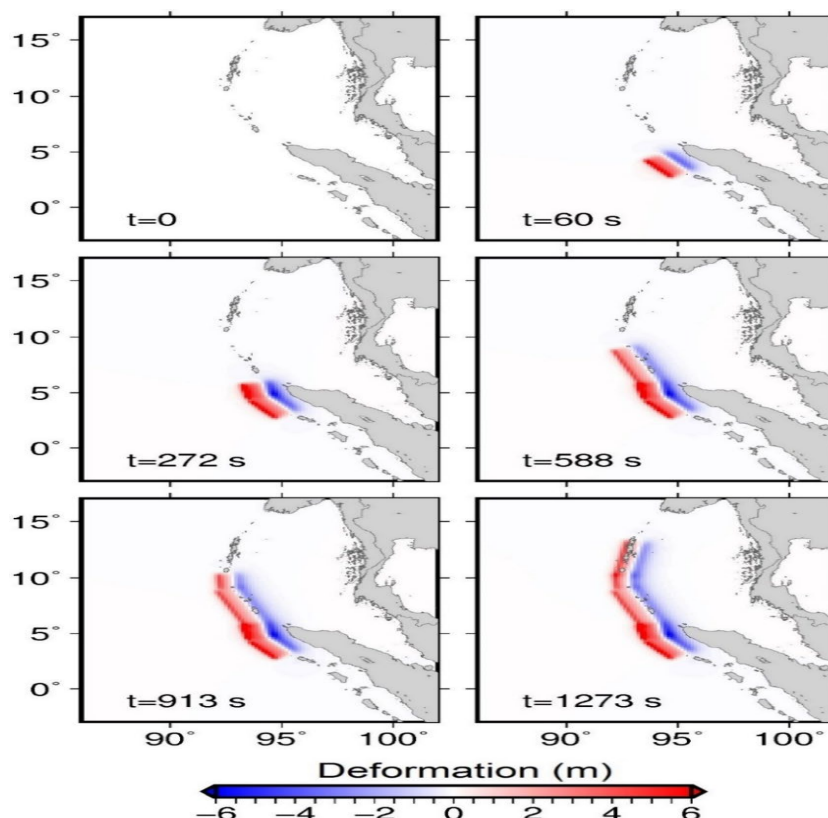
زمان‌های مختلف که با استفاده از الگوریتم اکادا (۱۹۸۵) به دست آمده نشان می‌دهد.

جدول ۱. مشخصات ارائه‌شده توسط گریلی و همکاران (۲۰۰۷) برای چشمه سونامی ۲۰۰۴ اقیانوس هند.

Parameter	Segment 1	Segment 2	Segment 3	Segment 4	Segment 5
Latitude (°E)	92.87	92.6	93.21	93.9	94.57
Longitude (°N)	11.7	9.7	7.41	5.22	3.83
Depth (km)	25	25	25	25	25
Strike (°)	10	356	338	348	323
Dip (°)	12	12	12	12	12
Rake (°)	90	90	90	90	90
Length (km)	350	150	390	150	220
Width (km)	95	95	120	130	130
Slip (m)	12	12	12	23	18
Rupture time (s)	60	272	588	913	1273



شکل ۶. محدوده محاسباتی مورد استفاده برای شبه‌سازی سونامی ۲۰۰۴ اقیانوس هند به همراه مکان ۵ قطعه مدل چشمه زمین‌لرزه (S1 تا S5) ارائه‌شده توسط گریلی و همکاران (۲۰۰۷). ستاره مکان رومرکز زمین‌لرزه ۲۰۰۴ اقیانوس هند، مثلث‌ها ایستگاه‌های اندازه‌گیری تغییرات سطح آب و مربع‌ها مکان‌های اندازه‌گیری میزان بالاروی را نشان می‌دهد.



شکل ۷. میدان دگرشکلی حاصل از مدل چشمه سوماترا و تکامل آن در زمان‌های مختلف که در این پژوهش با استفاده از الگوریتم اکادا (۱۹۸۵) محاسبه شده است.

۲۰۰۵؛ بیلهام و همکاران، ۲۰۰۵؛ لی و همکاران، ۲۰۰۵) تطابق دارد.

پس از محاسبه میدان دگرشکلی توسط الگوریتم اکادا (۱۹۸۵)، مدلسازی عددی انتشار سونامی توسط مدل عددی صورت می‌پذیرد که این امر نیازمند در اختیار داشتن یک گرید عمق سنجی از منطقه مورد مطالعه (محدوده محاسباتی) می‌باشد. شکل ۶ محدوده محاسباتی در نظر گرفته شده برای شبیه‌سازی عددی سونامی ۲۰۰۴ اقیانوس هند در این مقاله را نشان می‌دهد. داده‌های عمق‌سنجی GEBCO با دقت تفکیک ۱ دقیقه (اسمیت و سندول، ۱۹۹۷؛ بکر و همکاران، ۲۰۰۹) برای مدلسازی عددی سونامی‌ها مورد استفاده قرار گرفت. مدلسازی عددی امواج سونامی در این پژوهش برای معادلات غیرخطی آب کم عمق برای مدت زمان ۲۰ ساعت پس از وقوع سونامی با گام زمانی ۱ دقیقه صورت پذیرفت. میدان

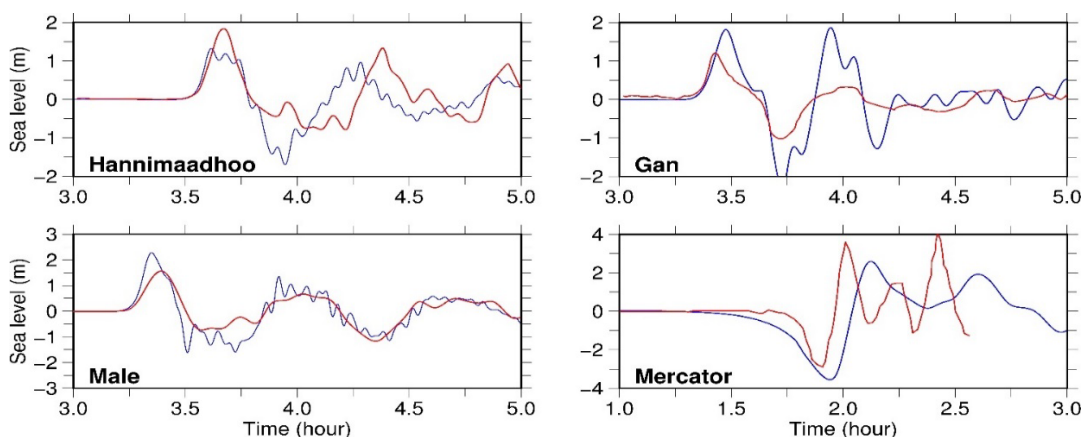
در مدل چشمه ارائه شده توسط گریلی و همکاران (۲۰۰۷)، توسعه شکست به طور آنی نمی‌باشد و هر قطعه پس از مدتی فعال می‌شود. لغزش بر روی یک گسل سبب ایجاد دگرشکلی بر روی سطح بستر دریا می‌شود. با توسعه شکستگی از قطعه‌ای به قطعه دیگر و رخداد لغزش روی هر قطعه، دگرشکلی دائم ناشی از آن نیز بر روی بستر دریا ایجاد می‌شود که این امر سبب تکامل دینامیکی دگرشکلی بستر دریا در طی زمان می‌شود. بر خلاف لغزش رخ داده بر روی هر قطعه گسل، میدان دگرشکلی ناشی از این لغزش بر روی سطح بستر دریا دائمی بوده و به میدان دگرشکلی قبلی ایجاد شده اضافه می‌گردد. بیشینه بالا آمدگی و فروافتادگی محاسبه شده توسط الگوریتم اکادا (۱۹۸۵) در این پژوهش برای مدل چشمه سونامی ۲۰۰۴ اقیانوس هند به ترتیب تقریباً برابر با ۱۰ و ۶ متر می‌باشد که با نتایج به دست آمده از مطالعات میدانی و مدلسازی وارون لرزه‌ای (بیلهام،

دقیق توپوگرافی و عمق‌سنجی جهانی مکان این ایستگاه، در شبیه‌سازی سونامی دامنه بیشتری محاسبه شد.

نتایج شبیه‌سازی نشان می‌دهد که شکل موج سونامی رسیده به ایستگاه Mercator در مقایسه با سایر ایستگاه‌ها هموارتر بوده و فاقد فرکانس‌های بالا می‌باشد. امواج سونامی برای رسیدن به این ایستگاه که در میدان نزدیک و در فاصله کم از چشمه سونامی قرار دارد مسیر کوتاه‌تری را می‌پیمایند. در حالیکه شکل موج‌های سونامی‌های رسیده به ایستگاه‌های Hannimaadhoo، Male و Gan که در میدان دور قرار گرفته‌اند دارای فرکانس‌های بالا می‌باشند، هر چند که شکل موج سونامی برای ایستگاه Gan هموارتر از ایستگاه‌های Hannimaadhoo و Male می‌باشد. در حقیقت امواج سونامی برای رسیدن به این دو ایستگاه مسیر ناهموارتری را نسبت به ایستگاه Gan پیموده و تاثیرپذیری بیشتر از عمق‌سنجی مسیر موج به خصوص در جنوب هند سبب ایجاد فرکانس‌های بالا به طور محلی در شکل موج‌های این دو ایستگاه می‌شود. قدرت تفکیک پایین داده‌های واقعی که ناشی از نرخ نمونه‌برداری بالا در ثبت امواج در این ایستگاه‌ها بوده مانع ثبت دقیق‌تر تغییرات شکل موج می‌شود. افزایش و کاهش دقت مدل چشمه و داده‌های عمق‌سنجی بر دقت نتایج و شکل موج‌های شبیه‌سازی شده تاثیر می‌گذارد.

دگرشکلی نشان‌داده‌شده در شکل ۷ به عنوان شرط اولیه تولید سونامی در محاسبات به کار گرفته شد.

در شکل ۸، سری‌های زمانی ثبت‌شده در ایستگاه‌های Hannimaadhoo، Male، Gan و Mercator که در شکل ۶ نشان داده شده‌اند با شکل موج‌های شبیه‌سازی شده در این تحقیق مقایسه شده‌اند. قدرت تفکیک داده‌های واقعی ثبت‌شده توسط ایستگاه‌ها برای سونامی ۲۰۰۴ اقیانوس هند چندان مناسب نبوده و به نظر می‌رسد بر روی برخی داده‌ها فیلترهایی اعمال شده که این امر کار مقایسه را سخت می‌کند (گریلی و همکاران، ۲۰۰۷). در مورد ایستگاه Mercator از شکل موج ثبت‌شده مشخص است که ایستگاه در ثبت ادامه موج سونامی بعد از حدود ۲/۵ ساعت ناموفق بوده است. با این حال مقایسه شکل موج‌های واقعی و شبیه‌سازی شده حاکی از این است که مدل معادلات غیرخطی آب کم‌عمق در برآورد زمان رسید امواج به ایستگاه به خوبی عمل کرده و در مجموع شکل موج، قطبش و دامنه امواج را تا به طور قابل قبولی به خصوص برای پیک اول شبیه‌سازی کرده است. در مورد ایستگاه Gan دامنه امواج سونامی واقعی ثبت‌شده به دلیل قرارگیری ایستگاه در یک منطقه حفاظت‌شده (گریلی و همکاران، ۲۰۰۷) ضعیف‌تر می‌باشد، اما به دلیل عدم وجود داده‌های



شکل ۸. مقایسه سری‌های زمانی اندازه‌گیری شده (قرمز) و مدل‌سازی شده در این تحقیق (آبی) در ایستگاه‌های اندازه‌گیری سطح آب نشان‌داده‌شده در شکل ۶.

پیمایشات میدانی مختلف (کاواتا و همکاران، ۲۰۰۵؛ یالسینر و همکاران، ۲۰۰۵a، ۲۰۰۵b؛ یامادا و همکاران، ۲۰۰۵) اندازه‌گیری شده‌اند با نتایج حاصل از مدلسازی عددی در این تحقیق مقایسه شده‌اند. از آنجا که در مدلسازی عددی به دلیل عدم دسترسی به داده‌های عمق‌سنجی و توپوگرافی محلی با دقت بالا، مدلسازی عددی بالاروی و پیشروی سونامی بر روی خشکی صورت نگرفته است، بنابراین مقایسه برای مقادیر موجود در خطوط ساحلی انجام گرفته است. علی‌رغم این موضوع، مقایسه نتایج نشان می‌دهد که مقادیر بیشینه دامنه شبیه‌سازی شده در نقاط ساحلی تطابق بسیار خوبی با داده‌های حاصل از پیمایشات میدانی دارد و شبیه‌سازی به خوبی صورت پذیرفته است.

شکل ۹ نقشه توزیع بیشینه ارتفاع (مثبت) امواج سونامی شبیه‌سازی شده در این تحقیق برای مدل چشمه سونامی ۲۰۰۴ اقیانوس هند را در مدت زمان ۲۰ ساعت پس از وقوع زمین‌لرزه نشان می‌دهد. الگو و بیشینه دامنه حاصل از شبیه‌سازی عددی در این پژوهش تطابق خوبی را با مطالعات دیگر صورت گرفته برای این سونامی (نظیر گرلی و همکاران، ۲۰۰۷؛ گیست و همکاران، ۲۰۰۷) نشان می‌دهد. الگوی بیشینه دامنه امواج سونامی جهت‌یافتگی بالایی را نشان می‌دهد که دلیل این امر طول چشمه و وجود عوارض مختلف در بستر دریا می‌باشد.

به منظور مقایسه بهتر نتایج بیشینه دامنه‌های حاصل از شبیه‌سازی و داده‌های واقعی، در جدول ۲ مقادیر بالاروی و بیشینه دامنه امواج در نقاط ساحلی مختلف که در

جدول ۲. مقایسه میزان بالاروی امواج سونامی اندازه‌گیری شده در پیمایشات میدانی (کاواتا و همکاران، ۲۰۰۵؛ یالسینر و همکاران، ۲۰۰۵a، ۲۰۰۵b؛ یامادا و همکاران، ۲۰۰۵) با نتایج حاصل از شبیه‌سازی سونامی ۲۰۰۴ اقیانوس هند در این تحقیق.

Locations	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Field surveys (m)	Simulated (m)
Aceh, Indonesia	5.570	95.323	10-11	9.0
Galle, Sri Lanka	5.974	80.475	2-3	2.7
SE coast, Sri Lanka	7.427	81.816	5-10	6.2
Chennai, India	13.021	80.279	2-3	2.4
Nagappaattinam, India	10.865	79.740	2-3.5	3.4
Pulikat, India	13.383	80.333	3.45	3.0
Kamala Bch., Phuket, Thailand	7.973	98.275	4.5-5.3	5.0
Patong Bch., Phuket, Thailand	7.900	98.276	4.8-5.5	5.0

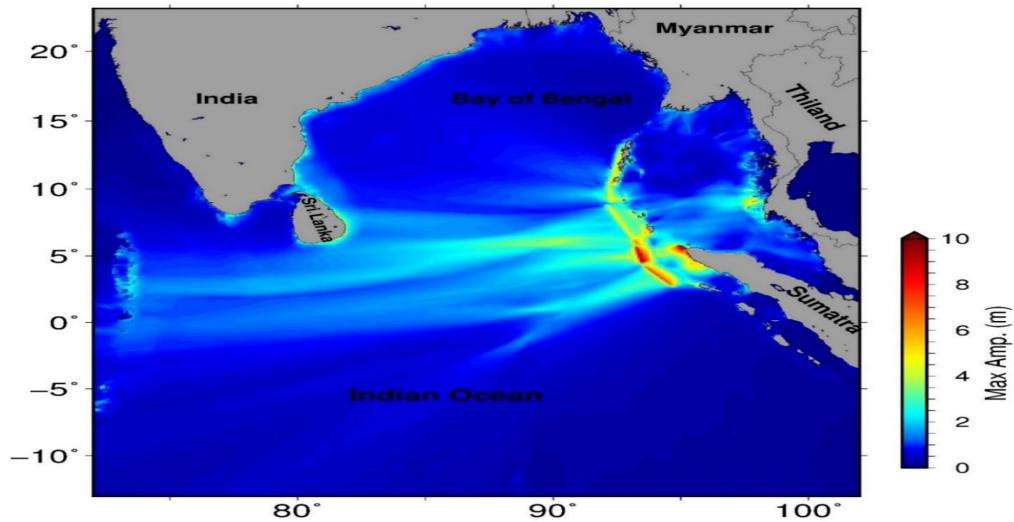
۲-۴ سونامی ۲۰۱۱ شرق ژاپن

ارائه مدل‌های لغزش مختلف برای این رویداد اشاره کرد. در این مطالعه، به منظور مدلسازی سونامی ۲۰۱۱ ژاپن، از پارامترهای سه مدل لغزش معروف ارائه شده برای زمین‌لرزه ۲۰۱۱ توهوکو ژاپن استفاده شده است. مدل‌های لغزش ارائه شده توسط شائو و همکاران (۲۰۱۱) و وی و همکاران (۲۰۱۲) به عنوان مدل‌های تک قطعه‌ای در شکل ۱۱ نشان

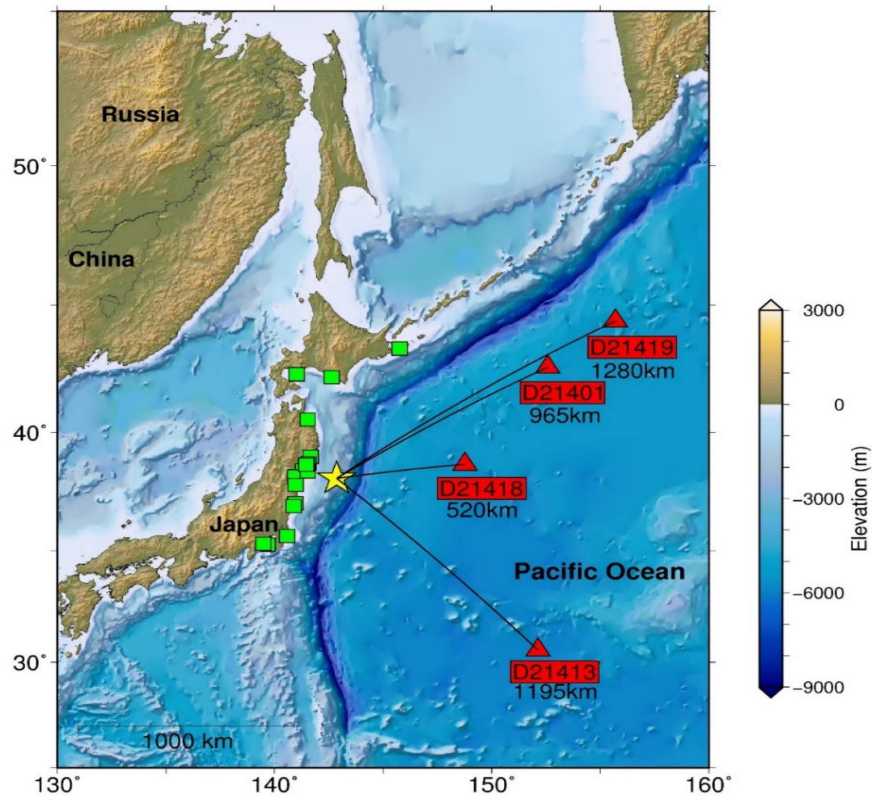
رویداد واقعی بعدی که در این مقاله، شبیه‌سازی عددی سونامی برای آن صورت گرفته است، سونامی ۲۰۱۱ ژاپن می‌باشد. زمین‌لرزه سال ۲۰۱۱ توهوکو ژاپن (شکل ۱۰) بیش از هر رویداد دیگری از جنبه‌های مختلف زلزله‌شناسی مورد بررسی قرار گرفته است که از جمله آن می‌توان به

میدان دگرشکلی ناشی از هر زیرگسل، میدان دگرشکلی کلی، حاصل جمع تمامی میداین دگرشکلی ناشی از زیرگسل‌ها می‌باشد.

داده شده‌اند. در شکل ۱۲ میدان دگرشکلی قائم استاتیک محاسبه شده توسط الگوریتم اکادا (۱۹۸۵) در این تحقیق برای این دو مدل لغزش نشان داده شده است. با محاسبه



شکل ۹. نقشه پیشینه دامنه سونامی شبیه‌سازی شده در این تحقیق برای سونامی ۲۰۰۴ اقیانوس هند برای ۲۰ ساعت پس از وقوع زمین‌لرزه.

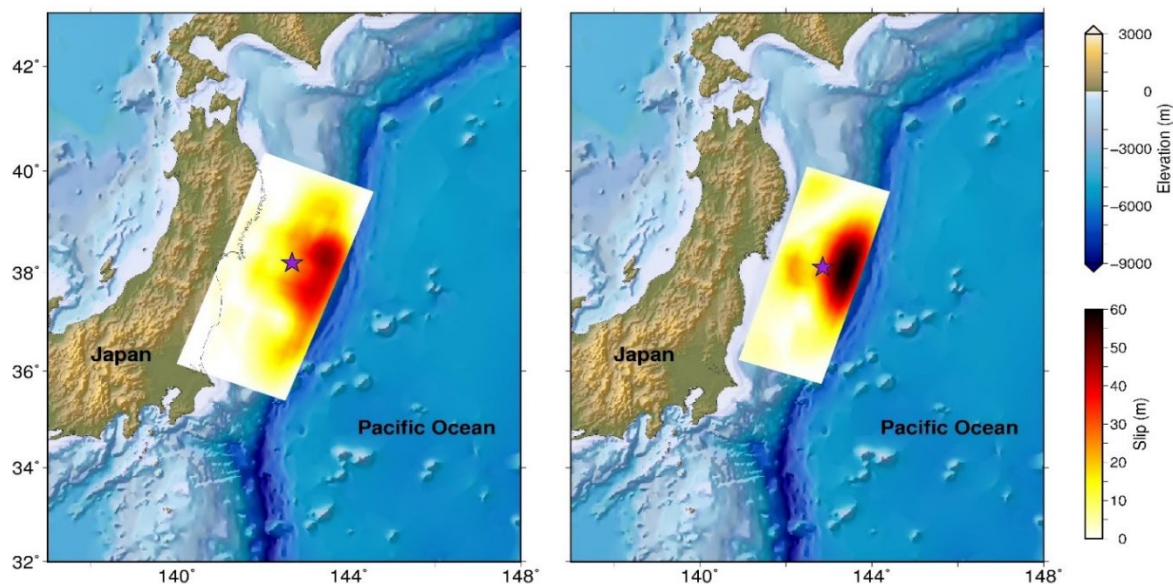


شکل ۱۰. محدوده محاسباتی مورد استفاده برای شبیه‌سازی سونامی ۲۰۱۱ توهوکو ژاپن. ستاره زرد رنگ مکان رومرکز زمین‌لرزه ۲۰۱۱ بر اساس گزارش USGS، مثلث‌ها ایستگاه‌های اندازه‌گیری تغییرات سطح آب DART و مربع‌ها مکان‌های اندازه‌گیری میزان بالاروی در خط ساحلی را نشان می‌دهند.

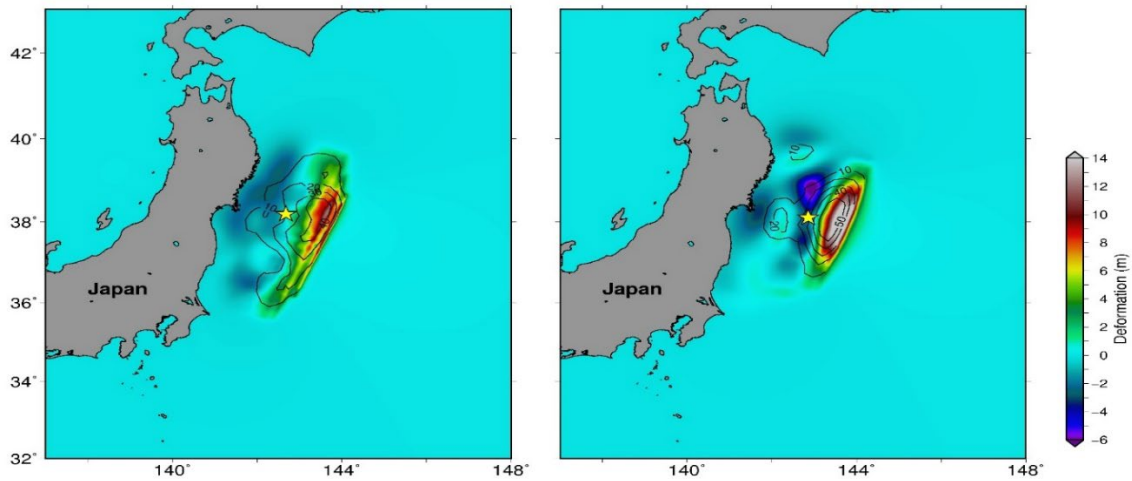
(۱۹۸۵) محاسبه شده است. همانطور که مشخص است لغزش بر روی سطح گسل در زمان‌های مختلف از مکانی به مکان دیگر تغییر می‌کند، اما میدان دگرشکلی دائمی است و با تغییر لغزش در زمان به دگرشکلی قبلی افزوده شده، تکامل یافته و گسترده‌تر می‌شود.

زمین‌لرزه توهوکو بیشینه بالاآمدگی در حدود ۱۰ متر یا بیشتر (فوجیوارا و همکاران، ۲۰۱۱؛ ساتاکه و همکاران، ۲۰۱۳) را ایجاد کرد. مقایسه بین این مقدار و نتایج حاصل از این تحقیق، نشان‌دهنده تطابق خوب با مقادیر حاصل از مدلسازی میدان دگرشکلی برای مدل‌های وی و همکاران (۲۰۱۲) و ساتاکه و همکاران (۲۰۱۳) می‌باشد. بیشینه دگرشکلی محاسبه‌شده برای این دو مدل بیش از ۱۰ متر می‌باشد، در حالیکه بیشینه دگرشکلی ناشی از مدل شائو و همکاران (۲۰۱۱) به حدود ۱۵ متر می‌رسد که از این جهت تطابق خوبی با مقدار واقعی گزارش شده ندارد.

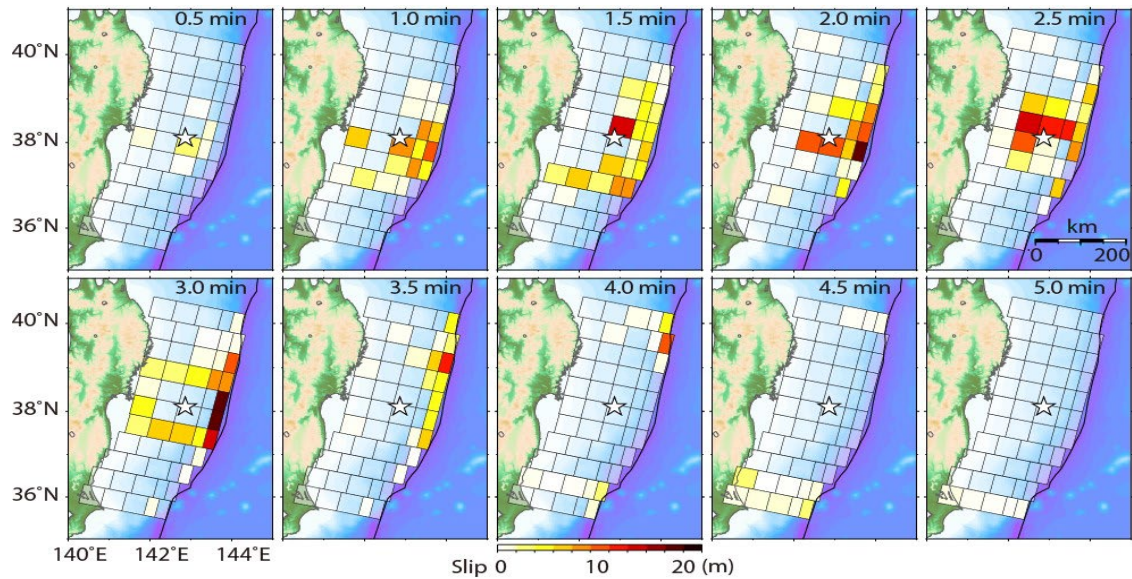
مدل لغزش دیگری که علاوه بر دو مدل قبلی (شائو و همکاران، ۲۰۱۱؛ وی و همکاران، ۲۰۱۲) برای شبیه‌سازی سونامی ۲۰۱۱ ژاپن در این تحقیق به کار گرفته شده است، مدل ارائه‌شده توسط ساتاکه و همکاران (۲۰۱۳) می‌باشد که برخلاف دو مدل قبلی چند قطعه‌ای بوده و اساساً به عنوان یک مدل دینامیک شناخته می‌شود. منظور از دینامیک بودن در نظر گرفتن توسعه زمانی شکست قطعات گسل و در نتیجه جابجایی بستر دریا می‌باشد، در حالیکه در حالت استاتیک فرض می‌شود کل شکست و در ادامه جابجایی بستر دریا به صورت آنی و همزمان رخ می‌دهد. در شکل ۱۳ تغییرات لغزش در زمان‌های مختلف در مدل لغزش ساتاکه و همکاران (۲۰۱۳) نشان داده شده است. در شکل ۱۴ نیز تکامل زمانی دگرشکلی دائم محاسبه‌شده برای بستر اقیانوس که ناشی از تغییرات زمانی لغزش بر روی چشمه می‌باشد نمایش داده است. میادین دگرشکلی نشان داده در شکل ۱۴ در این مطالعه توسط الگوریتم اکادا



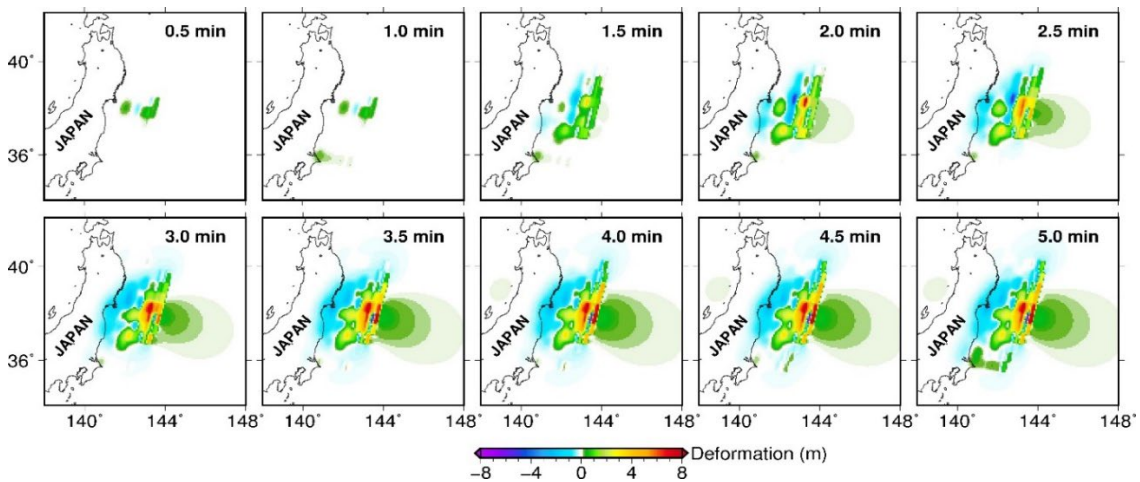
شکل ۱۱. مدل‌های لغزش زمین‌لرزه ۲۰۱۱ توهوکو ژاپن ارائه‌شده توسط شائو و همکاران (۲۰۱۱) (راست) و وی و همکاران (۲۰۱۲) (چپ). ستاره مکان رومرکز زمین‌لرزه را نشان می‌دهد.



شکل ۱۲. میدان‌های دگرشکلی قائم محاسبه‌شده در این تحقیق برای مدل‌های چشمه ارائه‌شده توسط شائو و همکاران (۲۰۱۱) (راست) و وی و همکاران (۲۰۱۲) (چپ). کنتورها مقدار لغزش هم‌لرزه بر روی صفحه گسلی و ستاره مکان رومرکز زمین‌لرزه را نشان می‌دهند.



شکل ۱۳. تغییرات لغزش در هر ۳۰ ثانیه در مدل لغزش زمین‌لرزه ۲۰۱۱ توهاکو ژاپن (ساناکه و همکاران، ۲۰۱۳).

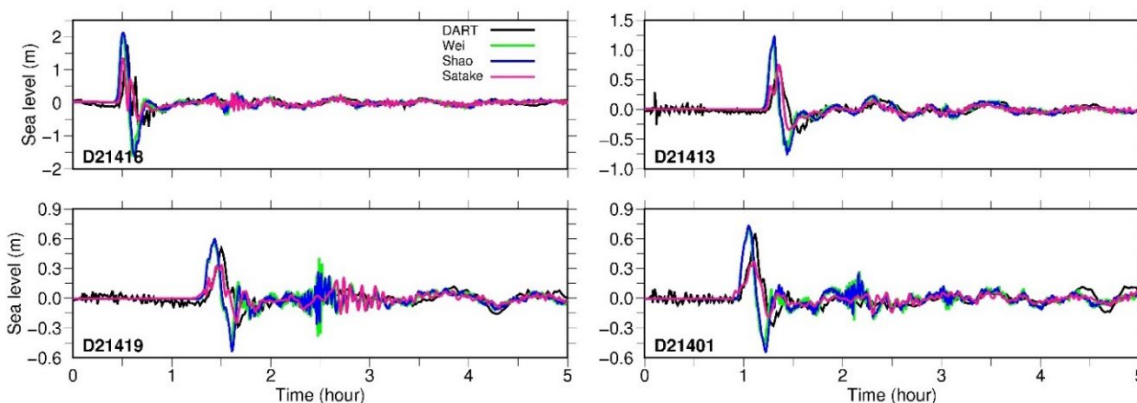


شکل ۱۴. میدان دگرشکلی دینامیک محاسبه‌شده در این تحقیق برای مدل چشمه ارائه‌شده توسط ساناکه و همکاران (۲۰۱۳).

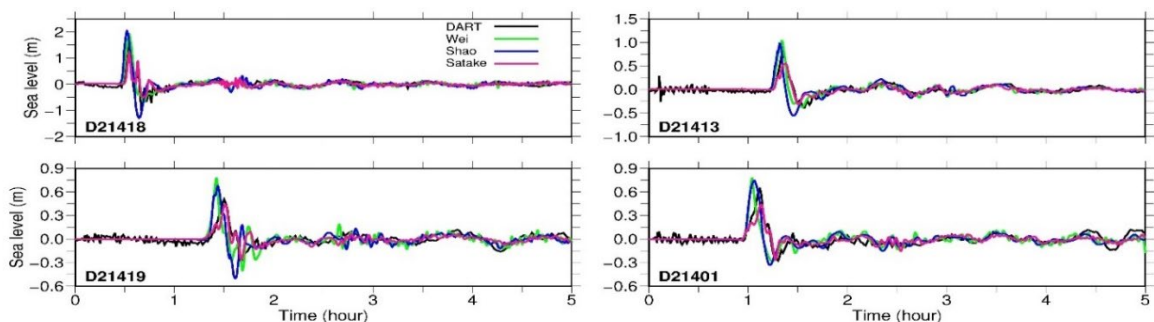
همکاران، ۲۰۰۹) برای مدلسازی عددی سونامی ها در این تحقیق مورد استفاده قرار گرفت. مدلسازی عددی امواج سونامی برای معادلات غیرخطی آب کم عمق برای مدت زمان ۱۰ ساعت پس از وقوع سونامی با گام زمانی ۱ دقیقه صورت پذیرفت.

در شکل های ۱۵ و ۱۶ سری های زمانی شبیه سازی شده در این تحقیق با نگاشت های زمانی ثبت شده توسط ایستگاه های DART که در شکل ۱۰ نشان داده شده اند به ترتیب در دو حالت استاتیک و دینامیک مقایسه شده اند. مقایسه شکل موج های واقعی و شبیه سازی شده حاکی از تطابق بسیار خوب نتایج واقعی و شبیه سازی شده در این تحقیق از نظر دامنه، قطبش، دوره تناوب و زمان رسید است. به طور کلی شکل موج های شبیه سازی شده برای مدل چشمه دینامیک ساتاکه و همکاران (۲۰۱۳) بیشترین شباهت را با

با وجود اینکه مدل لغزش ساتاکه و همکاران (۲۰۱۳) یک مدل دینامیک می باشد، حالت استاتیک میدان دگرشکلی نیز برای این مدل در این تحقیق در نظر گرفته شد که معادل با میدان دگرشکلی نمایش داده شده در زمان ۵ دقیقه در شکل ۱۴ می باشد و به عبارتی دگرشکلی نهایی به عنوان شرایط اولیه در زمان صفر (آنی) در نظر گرفته می شود. همچنین در این تحقیق، دگرشکلی دینامیک برای مدل های لغزش شائو و همکاران (۲۰۱۱) و وی و همکاران (۲۰۱۲) نیز محاسبه شد. بنابراین مدل های چشمه به دو دسته استاتیک و دینامیک تقسیم شده و مدلسازی عددی سونامی برای آنها صورت گرفت. شکل ۱۰ محدوده محاسباتی در نظر گرفته شده برای شبیه سازی عددی سونامی در این مقاله را نشان می دهد. داده های عمق سنجی GEBCO با دقت تفکیک ۱ دقیقه (اسمیت و سندول، ۱۹۹۷؛ بکر و



شکل ۱۵. مقایسه سری های زمانی ثبت شده در ایستگاه های DART (مشکی) و مدلسازی شده در این تحقیق برای مدل های چشمه شائو و همکاران (۲۰۱۱) (آبی)، وی و همکاران (۲۰۱۲) (سبز) و ساتاکه و همکاران (۲۰۱۳) (بنفش) در حالت استاتیک.



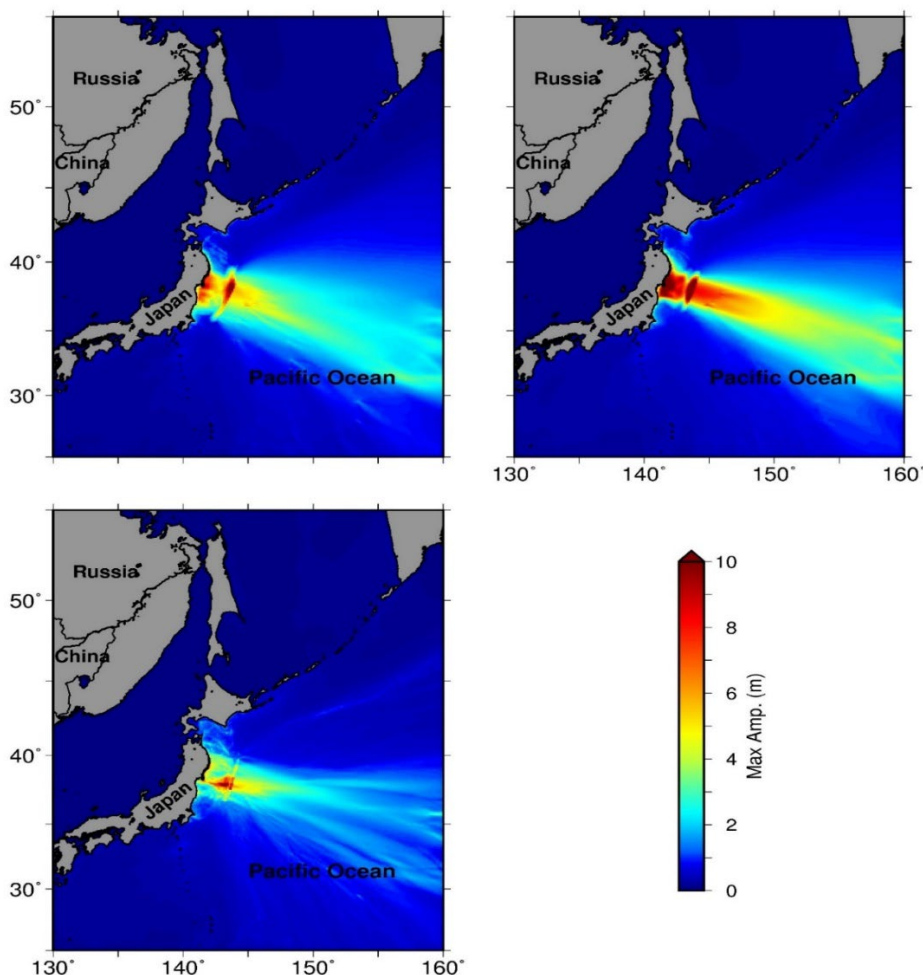
شکل ۱۶. مقایسه سری های زمانی ثبت شده در ایستگاه های DART (مشکی) و مدلسازی شده در این تحقیق برای مدل های چشمه شائو و همکاران (۲۰۱۱) (آبی)، وی و همکاران (۲۰۱۲) (سبز) و ساتاکه و همکاران (۲۰۱۳) (بنفش) در حالت دینامیک.

میدان اصلی خطر در حوالی چشمه سونامی و در امتداد ساحل شرقی ژاپن بر اساس نقشه‌های بیشینه دامنه سونامی قابل رویت است. به منظور مقایسه بهتر نتایج بیشینه دامنه‌های حاصل از شبیه‌سازی و داده‌های واقعی، در جدول ۳ مقادیر بالاروی و بیشینه دامنه امواج در نقاط ساحلی مختلف که در پیمایشات میدانی مختلف اندازه‌گیری شده‌اند با نتایج حاصل از مدل‌سازی عددی در این تحقیق مقایسه شدند. مقایسه نتایج برای مدل‌های مختلف نشان می‌دهد که مقادیر بیشینه دامنه شبیه‌سازی‌شده در نقاط ساحلی تطابق بسیار خوبی با داده‌های حاصل از پیمایشات میدانی دارد.

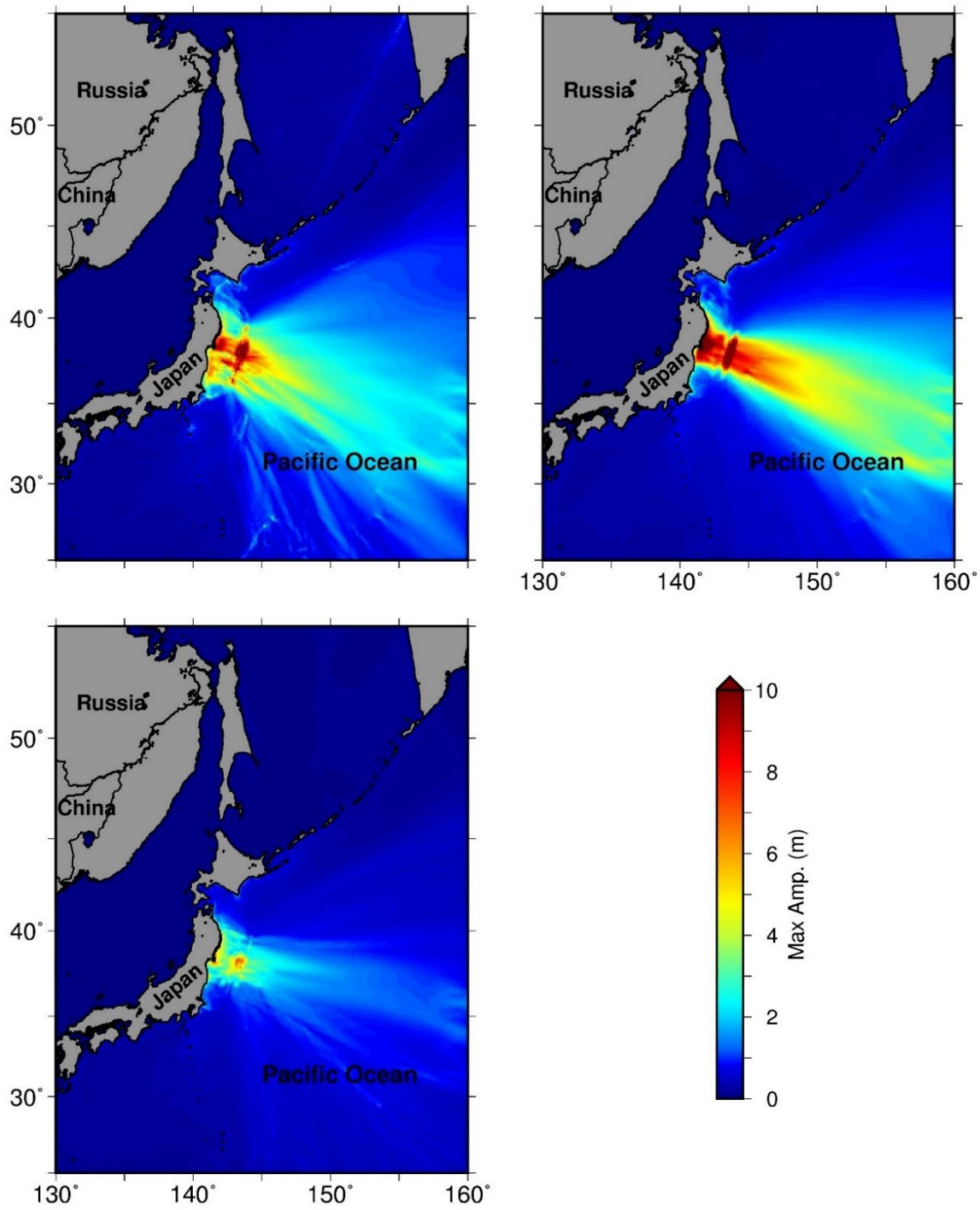
نتایج واقعی دارد. مدل‌های چشمه دینامیک زمان‌رسید دقیق‌تری را برای اولین موج نسبت به مدل‌های چشمه استاتیک سبب شده‌اند

شکل‌های ۱۷ و ۱۸ میداین بیشینه ارتفاع امواج شبیه‌سازی‌شده در این تحقیق برای سونامی ۲۰۱۱ ژاپن را برای مدل‌های چشمه استاتیک و دینامیک شائو و همکاران (۲۰۱۱)، وی و همکاران (۲۰۱۲) و ساتاکه و همکاران (۲۰۱۳) در مدت‌زمان ۱۰ ساعت پس از وقوع زمین‌لرزه نشان می‌دهد.

الگوهای تابش امواج سونامی جهت‌یافتگی بالایی را در جهت عمود بر امتداد چشمه سونامی نشان می‌دهند. دو



شکل ۱۷. نقشه بیشینه دامنه امواج سونامی شبیه‌سازی‌شده در این تحقیق برای سونامی ۲۰۱۱ ژاپن بر اساس مدل‌های چشمه شائو و همکاران (۲۰۱۱) (راست)، وی و همکاران (۲۰۱۲) (چپ، بالا) و ساتاکه و همکاران (۲۰۱۳) (چپ، پایین) در حالت استاتیک در مدت‌زمان ۱۰ ساعت پس از وقوع زمین‌لرزه.



شکل ۱۸. نقشه پیشینه دامنه امواج سونامی شبیه‌سازی شده در این تحقیق برای سونامی ۲۰۱۱ ژاپن بر اساس مدل‌های چشمه شائو و همکاران (۲۰۱۱) (راست، بالا)، وی و همکاران (۲۰۱۲) (چپ، بالا) و ساتاکه و همکاران (۲۰۱۳) (چپ، پایین) در حالت دینامیک برای ۱۰ ساعت پس از وقوع زمین‌لرزه.

جدول ۳. مقایسه میزان بالاروی امواج سونامی اندازه‌گیری شده در پیمایشات میدانی با نتایج حاصل از شبیه‌سازی سونامی ۲۰۱۱ ژاپن در این تحقیق برای مدل‌های چشمه شائو و همکاران (۲۰۱۱)، وی و همکاران (۲۰۱۲) و ساتاکه و همکاران (۲۰۱۳).

Latitude (°N)	Longitude (°E)	Field surveys (m)	Simulated (m)					
			Shao et al. (2011)		Wei et al. (2012)		Satake et al. (2013)	
			Static	Dynamic	Static	Dynamic	Static	Dynamic
38.177	140.950	5-6	6.7	6.5	6.2	5.4	5.0	5.2
38.433	141.317	2.4	3.2	2.8	2.5	2.2	2.6	2.7
37.052	140.963	2-3	2.3	2.3	3.1	3.0	1.9	2.0
40.527	141.527	4.4	4.9	4.7	4.9	4.6	4.6	4.7
42.335	141.026	0.8	0.9	1.0	0.8	0.8	0.9	0.9
38.177	140.951	6.5	6.9	6.5	6.2	5.4	5.3	5.4
39.002	141.662	12-13	14.2	13.4	12.4	11.7	11.7	12.2
42.221	142.630	1.2	0.9	1.1	0.9	0.9	0.8	0.8
43.342	145.758	1-2	1.5	1.5	1.4	1.4	1.1	1.1
35.270	139.687	1-2	1.4	1.3	1.1	0.9	0.9	0.9
35.308	139.481	1-3	1.2	1.2	1.1	0.9	1.1	1.0
35.646	140.580	2.7	2.4	2.4	2.2	2.1	2.1	2.0
38.726	141.559	15.6	15.2	15.0	14.0	12.8	12.3	12.6
36.929	140.882	3-4	4.4	4.3	4.1	3.9	3.0	3.1
38.391	141.526	17	19.1	18.3	16.5	16.0	9.2	11.2
38.678	141.481	12-13	12.3	12.6	11.8	11.4	9.1	10.6
38.675	141.465	13-14	13.7	13.9	12.6	11.8	9.0	10.7
37.827	140.973	7	7.2	7.1	6.5	6.5	5.3	5.5

۳-۴ سونامی ۱۹۴۵ مکران

در این قسمت مدل‌سازی سونامی برای سونامی سال ۱۹۴۵ با استفاده از دو مدل ارائه شده برای چشمه این سونامی انجام می‌گیرد. نیتو و همکاران (۲۰۱۱) و حیدرزاده و ساتاکه (۲۰۱۴) با ارائه مدل‌هایی از چشمه زمین‌لرزه ۱۹۴۵ مکران (جدول ۴) که به نوعی برگرفته از پارامترهای چشمه ارائه شده توسط بایرن و همکاران (۱۹۹۲) می‌باشد به مدل‌سازی سونامی حاصل از این چشمه‌ها و مقایسه سری‌های زمانی امواج سونامی مدل شده و مشاهده شده در کراچی و بمبئی پرداختند. در این تحقیق، در ابتدا، با استفاده از پارامترهای مدل‌های چشمه ارائه شده در نیتو و همکاران (۲۰۱۱) و حیدرزاده و ساتاکه (۲۰۱۴) برای چشمه زمین‌لرزه ۱۹۴۵ مکران، میدان دگرشکلی توسط الگوریتم اکادا (۱۹۸۵) برآورد شد (شکل ۱۹) و نتایج به دست آمده

در این تحقیق با نتایج مطالعات نیتو و همکاران (۲۰۱۱) و حیدرزاده و ساتاکه (۲۰۱۴) و همچنین داده‌های واقعی موجود مقایسه شدند.

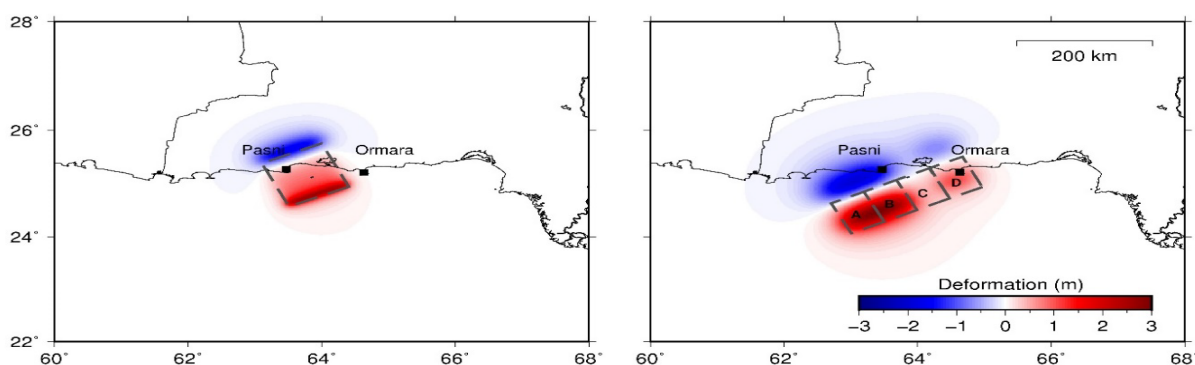
بیشینه بالا آمدگی و فروافتادگی سطح پوسته محاسبه شده در این مطالعه با استفاده از پارامترهای مدل چشمه نیتو و همکاران (۲۰۱۱) به ترتیب ۲/۷ و ۱/۶ متر و با استفاده از پارامترهای مدل چشمه حیدرزاده و ساتاکه (۲۰۱۴) به ترتیب ۳ و ۲ متر محاسبه شد. در مطالعات نیتو و همکاران (۲۰۱۱) و حیدرزاده و ساتاکه (۲۰۱۴) به طور کمی اشاره‌ای به بیشینه بالا آمدگی و فروافتادگی محاسبه شده برای چشمه‌های سونامی ۱۹۴۵ مکران نشده است. اما با توجه به خروجی‌های نمایش داده شده در مطالعات فوق، بیشینه بالا آمدگی و فروافتادگی محاسبه شده توسط نیتو و همکاران (۲۰۱۱) به ترتیب مقداری بین ۲ تا ۳ متر و ۱/۵ تا

ساتاکه (۲۰۱۴) میزان بالآآمدگی در اُرمرا و فروافتادگی در پاسنی به ترتیب ۰/۹ و ۱/۲ متر محاسبه شد که حاکی از تطابق خوب این مقادیر با نتیجه به دست آمده توسط حیدرزاده و ساتاکه (۲۰۱۴) می باشد. مقدار تقریبی ۱ متر بالآآمدگی در اُرمرا که در مطالعه حیدرزاده و ساتاکه (۲۰۱۴) و تحقیق حاضر به دست آمده حاکی از قرارگیری آن در محدوده ۱ تا ۳ متر گزارش شده توسط پیچ و همکاران (۱۹۷۹) است. هر چند از آنجا که داده های گزارش شده توسط پیچ و همکاران (۱۹۷۹) با مصاحبه با مردم محلی به دست آمده با خطاهایی همراه است. در مطالعه نیتو و همکاران (۲۰۱۱) اشاره ای به میزان دگرشکلی برآورد شده در اُرمرا و پاسنی نشده است.

۲ متر و بیشینه بالآ آمدگی و فروافتادگی برآورد شده توسط حیدرزاده و ساتاکه (۲۰۱۴) به ترتیب مقادیری در حدود ۳/۱ و ۲ متر دارند که با مقادیر محاسبه شده در این تحقیق تقریباً مطابقت دارد. پیچ و همکاران (۱۹۷۹) بر اساس بازدید میدانی که در حدود ۳۰ سال پس از رخداد زمین لرزه ۱۹۴۵ انجام دادند گزارش دادند که یک فروافتادگی قابل توجه در پاسنی (بدون اشاره به مقدار آن) و یک بالآآمدگی در حدود ۱ تا ۳ متر در اُرمرا در پاکستان بر اثر رویداد زمین لرزه ۱۹۴۵ رخ داده است. حیدرزاده و ساتاکه (۲۰۱۴) میزان بالآآمدگی در اُرمرا را ۰/۹ متر و فروافتادگی در پاسنی را در حدود ۱ متر محاسبه کردند. در این تحقیق، با استفاده از پارامترهای چشمه چهار قطعه ای حیدرزاده و

جدول ۴. مشخصات ارائه شده توسط نیتو و همکاران (۲۰۱۱) و حیدرزاده و ساتاکه (۲۰۱۴) برای چشمه سونامی ۱۹۴۵ مکران.

Author	Segment	Length (km)	Width (km)	Depth (km)	Dislocation (m)	Strike (deg)	Dip (deg)	Rake (deg)
Necteu et al, (2011)	Single segment	100	100	15	7	246	7	89
Heidarzadeh and Satake (2014)	A	55	70	31	10	246	7	89
	B	55	70	31	10	246	7	89
	C	55	70	31	0	246	7	89
	D	55	70	31	4.3	246	7	89
	Total/average	220	70	31	6.1	246	7	89



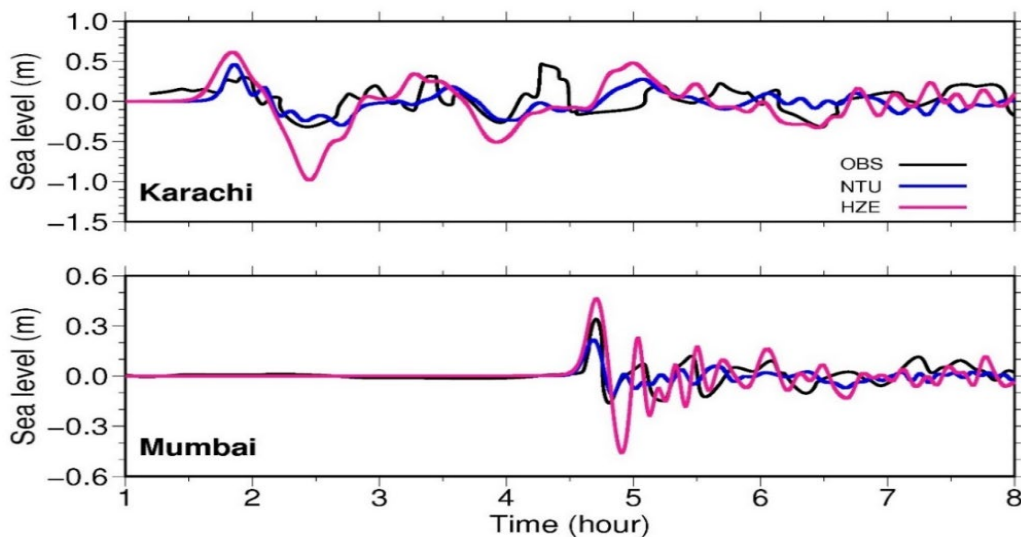
شکل ۱۹. میدانی دگرشکلی محاسبه شده در این تحقیق برای مدل های چشمه سونامی ۱۹۴۵ ارائه شده توسط نیتو و همکاران (۲۰۱۱) (چپ) و حیدرزاده و ساتاکه (۲۰۱۴) (راست). مربع ها نشان دهنده شهرها می باشند. خط چین ها تصویر صفحات گسل مدل های چشمه را مشخص می کنند. در شکل سمت راست قطعات مختلف مدل چشمه حیدرزاده و ساتاکه (۲۰۱۴) با A, B, C, D مشخص شده اند که پارامترهای مربوط به آن ها در جدول ۴ نشان داده شده است.

انطباق نسبتاً قابل قبولی با آن‌ها به خصوص برای زمان رسید، دامنه و قطبش موج اول دارند.

نتایج شبیه‌سازی برای مدل حیدرزاده و ساتاکه (۲۰۱۴) نسبت به مدل نیتو و همکاران (۲۰۱۱) دامنه بیشتری را نشان می‌دهد که دلیل این امر ناهمگن بودن لغزش در مدل چشمه ارائه شده توسط حیدرزاده و ساتاکه (۲۰۱۴) می‌باشد. شکل موج‌های واقعی و شبیه‌سازی شده برای ایستگاه کراچی چندین موج بلند را نشان می‌دهند که دلیل این امر می‌تواند باریک‌شدگی جبهه موج و تمرکز انرژی در سکوی قاره‌ای باشد که منجر به ایجاد امواج لبه‌ای (Edge waves) متعدد شده که چندین مرتبه به کراچی رسیده‌اند. درحالی‌که به نظر می‌رسد بیشتر انرژی سونامی در اطراف ناحیه چشمه در امتداد سواحل پاکستان تخلیه شده و تغییرات ناگهانی خط ساحلی و افت دامنه سونامی مانع از انتشار امواج لبه‌ای به بمبئی که در فاصله نسبتاً دوری از چشمه قرار دارد شده و بنابراین تنها یک موج بلند به بمبئی رسیده است.

در این تحقیق، پس از برآورد میدان دگرشکلی، مدلسازی امواج سونامی برای مقایسه داده‌های شبیه‌سازی شده با داده‌های واقعی و ثبت شده برای سونامی ۱۹۴۵ در کراچی و بمبئی و همچنین با نتایج حاصل از نیتو و همکاران (۲۰۱۱) و حیدرزاده و ساتاکه (۲۰۱۴) صورت پذیرفت. بدین منظور از داده‌های عمق‌سنجی GEBCO با دقت تفکیک ۱ دقیقه (اسمیت و سندول، ۱۹۹۷؛ بکر و همکاران، ۲۰۰۹) استفاده شد. مدلسازی عددی امواج سونامی با حل معادلات غیرخطی آب کم‌عمق و مدت زمان ۱۰ ساعت با گام زمانی ۱ دقیقه صورت پذیرفت.

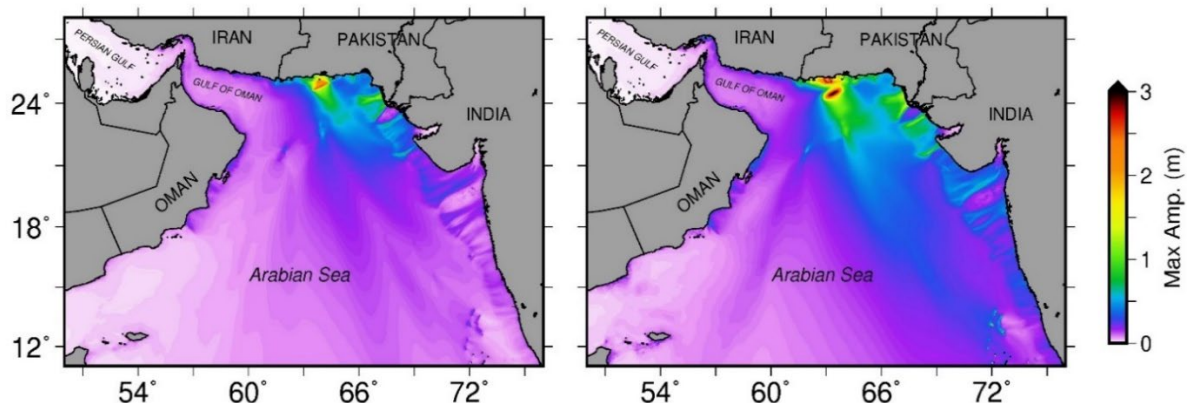
در شکل ۲۰ نداشت‌های شبیه‌سازی شده در این تحقیق برای مدل‌های چشمه نیتو و همکاران (۲۰۱۱) و حیدرزاده و ساتاکه (۲۰۱۴) با نداشت‌های واقعی مقایسه شده است. سری‌های زمانی ثبت شده در این دو ایستگاه تنها سری‌های زمانی امواج سونامی ثبت شده برای سونامی ۱۹۴۵ مکران می‌باشد که هرچند از دقت و کیفیت چندان مطلوبی برخوردار نیستند اما نتایج حاصل از نیتو و همکاران (۲۰۱۱)، حیدرزاده و ساتاکه (۲۰۱۴) و نتایج این تحقیق



شکل ۲۰. مقایسه سری‌های زمانی ثبت شده در ایستگاه‌های واقع در کراچی و بمبئی (مشکی) و مدلسازی شده در این تحقیق برای مدل‌های چشمه سونامی ۱۹۴۵ ارائه شده توسط نیتو و همکاران (۲۰۱۱) (آبی) و حیدرزاده و ساتاکه (۲۰۱۴) (بنفش).

در حدود ۳ و ۶ متر می‌باشد. در مطالعه نیتو و همکاران (۲۰۱۱) اشاره‌ای به مقدار بیشینه دامنه حاصل از سونامی نشده و خروجی نیز در این مورد وجود ندارد. اما حیدرزاده و ساتاکه (۲۰۱۴) بیان می‌دارند که بیشینه دامنه حاصل از شبیه‌سازی آن‌ها در حدود ۶ متر می‌باشد که به خوبی با نتایج حاصل از این تحقیق مطابقت دارد.

شکل ۲۱ نقشه بیشینه دامنه امواج سونامی شبیه‌سازی شده در این تحقیق برای مدل‌های چشمه نیتو و همکاران (۲۰۱۱) و حیدرزاده و ساتاکه (۲۰۱۴) را پس از مدت‌زمان ۱۰ ساعت از وقوع سونامی نشان می‌دهد. بیشینه دامنه شبیه‌سازی شده در این تحقیق برای مدل‌های چشمه نیتو و همکاران (۲۰۱۱) و حیدرزاده و ساتاکه (۲۰۱۴) به ترتیب

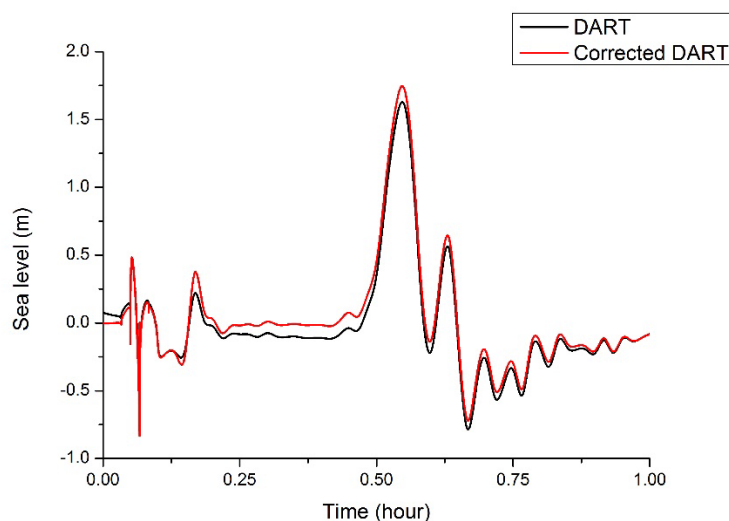


شکل ۲۱. نقشه بیشینه دامنه امواج سونامی شبیه‌سازی شده در این تحقیق برای مدل‌های چشمه سونامی ۱۹۴۵ ارائه شده توسط نیتو و همکاران (۲۰۱۱) (چپ) و حیدرزاده و ساتاکه (۲۰۱۴) (راست) برای ۱۰ ساعت پس از وقوع زمین‌لرزه.

با خطای زیادی همراه باشد. نرخ نمونه برداری نیز در این ایستگاه‌ها در خیلی از موارد کم بوده و به خصوص در صورت عدم عملکرد صحیح باعث کاهش دقت داده‌ها می‌شود (در مورد داده‌های DART در شرایط عادی ۱۵ دقیقه و در شرایط تحریک-رویداد ۱۵ ثانیه است). علاوه بر این عدم انجام برخی تصحیحات نظیر تصحیح فشار می‌تواند خطا را به خصوص در مورد دامنه امواج افزایش دهد (کریم‌پور، ۲۰۱۸) (شکل ۲۲). در مورد سونامی ۱۹۴۵ مکران، اختلافات بین شکل موج‌های مدل شده و شکل موج‌های واقعی سونامی ممکن است ناشی از فرضیات ساده‌گرایانه از چشمه سونامی نیز باشد. بنابراین، اختلافات مشاهده شده بین شبیه‌سازی‌ها و دو رکورد واقعی سونامی ۱۹۴۵ مکران نبایستی تنها به خطاهای ایستگاه‌های سنجش تغییرات سطح آب نسبت داده شود، بلکه می‌تواند به درک محدود ما از منبع سونامی ۱۹۴۵ نیز مربوط باشد.

۵ بحث و بررسی

یکی از موارد مقایسه و سنجش نتایج، تطبیق نگاشت‌های زمانی حاصل از شبیه‌سازی و اندازه‌گیری شده در ایستگاه‌های سنجش تغییرات سطح آب در دریا می‌باشد. مورد دیگر، مقایسه بین بیشینه دامنه‌های اندازه‌گیری شده در خط ساحلی و در خشکی می‌باشد. لازم به ذکر است مدلسازی پیشروی سونامی در خشکی از اهداف این تحقیق نبوده چرا که این امر نیازمند داده‌های عمق‌سنجی و توپوگرافی با دقت بالا می‌باشد. در مورد استفاده از نگاشت‌های زمانی ایستگاه‌ها در مدلسازی سونامی‌ها، ذکر این نکته ضروری است که دقت و صحت داده‌های حاصل از این ایستگاه‌ها به طور کامل مورد تایید نیست و در بسیاری از موارد داده‌های حاصل از اینگونه ایستگاه‌ها از کیفیت پایینی برخوردار هستند و ثبت امواج حاصل از سونامی در مدت زمان طولانی برای چندین ساعت می‌تواند



شکل ۲۱. مقایسه بین شکل موج سونامی (۲۰۱۱ ژاين) ثبت شده در یکی از ایستگاه‌های DART در حالت اولیه و پس از تصحیح فشار که به روش نظریه موج خطی (Linear Wave Theory؛ کریم‌پور، ۲۰۱۸) انجام شده است.

گرید عمق‌سنجی بالاتر برود دقت محاسبه دامنه و زمان بالاتر می‌رود (زعفرانی و همکاران، ۲۰۲۳). در صورت فراهم بودن شرایط محاسباتی و داده‌های عمق‌سنجی دقیق، با کوچک کردن اندازه شبکه‌بندی، حتی می‌توان به جواب‌های عددی مناسب‌تر هم رسید (اعتمادسعید و همکاران، ۲۰۲۴).

در مدلسازی سونامی، عموماً دگرشکلی استاتیک برای بستر دریا در نظر گرفته شده و در نتیجه توسعه زمانی جابجایی بستر دریا نادیده گرفته می‌شود. حل مسئله تولید سونامی یا حل مسئله مقدار اولیه، با محاسبه جابجایی بستر اقیانوس صورت می‌گیرد. این جابجایی که در یک مدت زمان t_0 رخ داده توسط مدل‌های چشمه (نظیر مانسینها و اسمایلی، ۱۹۷۱ و اکادا، ۱۹۸۵) تشریح می‌شود. به طور معمول t_0 در مقایسه با دوره تناوب امواج سونامی کوچک در نظر گرفته می‌شود و جابجایی بستر به عنوان یک حرکت آبی عمودی فرض می‌شود. دوتیخ و همکاران (۲۰۱۲) با مقایسه راهکارهای دینامیک و استاتیک برای تولید سونامی به این نتیجه رسیدند که در نظر گرفتن اثر دینامیکی شکست می‌تواند ضمن تغییر در زمان رسید امواج، منجر به تولید امواج با دامنه بیشتر در میدان نزدیک به خصوص در

در میان مراحل مختلف یک سونامی، مدلسازی چشمه تولید سونامی دارای بیشترین عدم قطعیت است (رشیدی و همکاران، ۲۰۲۰). در مدلسازی چشمه و تولید یک سونامی ذکر این نکته ضروری است که راهکار معمول در نظر گرفتن یک توزیع لغزش همگن بر روی گسل است. ناهمگنی لغزش بر روی گسل موثرترین عامل بر دامنه امواج سونامی در سواحل در میدان نزدیک است، هرچند اثر آن با افزایش فاصله از چشمه کاهش می‌یابد. ناهمگنی مکانی لغزش بر روی گسل تاثیر بیشتری بر زمان رسید امواج سونامی در فواصل نزدیک نسبت به فواصل دور دارد (رشیدی و همکاران، ۲۰۲۰، ۲۰۲۳). ناهمگنی لغزش عموماً سبب ایجاد امواج اولیه بزرگ‌تر و شکل موج پیچیده‌تر می‌شود. مدل‌های لغزش متفاوت منتج به الگوهای متفاوت از ارتفاع موج در خطوط ساحلی، به خصوص برای نواحی قرار گرفته به موازات ناحیه شکست، می‌شوند. در میان پارامترهای مختلف چشمه، علاوه بر ناهمگنی لغزش، تغییر مقدار لغزش، زاویه لغزش و شیب صفحه گسل بیشترین تاثیر را بر دامنه امواج سونامی می‌گذارد (رشیدی و همکاران، ۲۰۱۸). همچنین قدرت تفکیک عمق‌سنجی نیز به شدت بر دامنه امواج مؤثر می‌باشد و بنابراین هرچه دقت

آب کم عمق برای مطالعه تکامل سونامی به کار می‌روند. مدل‌های عددی بر پایه معادلات آب کم عمق به طور کلی در شبیه‌سازی سونامی‌های منتشر شده در آب‌های آزاد به دلیل استفاده از روش‌های عددی صریح معمولاً بسیار موثر هستند و عموماً نیازی به حل مشتقات مرتبه بالاتر مربوط به پاشش فرکانسی و غیرخطی بودن نیست. با این حال، طول موج یک سونامی ممکن است در مقایسه با عمق آب برای نادیده گرفتن اثر پاشش به اندازه کافی بزرگ نباشد. به علاوه، اثر پاشش می‌تواند در طول مسیر انباشته شود. بنابراین، در برخی شرایط اثر پاشش بایستی در یک شبیه‌سازی در نظر گرفته شود. به لحاظ فیزیکی، مدل‌های بر مبنای معادلات بوزینسک یا معادلات سه بعدی ناویر-استوکس برای به حساب آوردن اثرات پاشش مورد نیاز می‌باشند. اما با در نظر گرفتن مقیاس یک شبیه‌سازی سونامی و زمان محاسباتی این مدل‌ها، مدل‌های بوزینسک و ناویر-استوکس انتخاب مناسب و به صرفه‌ای نیستند. ایمامورا و همکاران (۱۹۸۸) روشی را برای جبران پاشش فیزیکی با به کارگیری پاشش عددی برای مدل‌های خطی آب کم عمق بر روی عمق آب ثابت پیشنهاد کردند. یون (۲۰۰۲) از روش فوق برای نشان دادن اثر پاشش بر روی عمق سنجی با تغییرات کم استفاده کرد. وانگ (۲۰۰۸) ایده پاشش ضعیف غیرخطی امواج را بر روی یک عمق سنجی با تغییرات کم توسعه داد به طوریکه پاشش عددی در مدل آب کم عمق می‌تواند بیانگر رابطه پاشش در معادلات سنتی بوزینسک باشد.

زمانی که تغییرات عمق سنجی زیاد باشد، ایده جبران پاشش فیزیکی می‌تواند دچار چالش شود. دوتیخ و کلموند (۲۰۱۶) نسخه‌ای اصلاح شده از معادلات غیرخطی آب کم عمق (Modified shallow water equations) را برای زمانی که بستر دریا دارای تغییرات قابل توجهی می‌شود، پیشنهاد کردند. در حالت کلاسیک، زمان سیر موج آب (T_c) را می‌توان از رابطه زیر محاسبه کرد

زمان‌های ابتدایی دگرشکلی بستر دریا شود. هر چند که تغییر جهت توسعه شکست می‌تواند نتایج متفاوت تری را به همراه داشته باشد. اثر دینامیکی شکست همچنین می‌تواند باعث تغییر در شکل موج سونامی نیز شود. به طور کلی، دگرشکلی دینامیک در مقایسه با حالت استاتیک راهکار واقعی تری برای تولید سونامی می‌باشد، هر چند که برآورد دقیق تر آن نیاز به اطلاعات دقیق از مدل چشمه زمین لرزه و سرعت شکست دارد (رشیدی و همکاران، ۲۰۱۸).

مسئله انتشار امواج سونامی یک مورد به خصوص در مطالعات امواج آب محسوب می‌شود. مطالعه امواج آب به چندین فرض متداول وابسته است. یکی از فرض‌ها تراکم‌ناپذیر بودن آب است. پاشش عموماً دخالت داده نمی‌شود، اگرچه سه چشمه اصلی ایجادکننده پراکندگی برای امواج آب وجود دارد؛ اصطکاک بستر، پراکندگی (پاشش) سطحی و پراکندگی (پاشش) درونی. برای امواج سونامی، مورد اول یعنی اصطکاک بستر دریا یا اقیانوس مهم‌ترین عامل به حساب می‌آید، که گاهی در مراحل بعدی و در محاسبات و مدلسازی‌ها دخالت داده می‌شود. هر چند در بیشتر تجزیه و تحلیل‌های نظری (در ابتدا) گنجانده نمی‌شود. مشاهدات ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای سونامی ۲۰۰۴ اقیانوس هند اثرات پاشندگی امواج را تا حدی نشان می‌دهند. مسئله پاشندگی امواج سونامی هنوز نیز مورد بحث می‌باشد. بیشتر مدل‌های عددی انتشار آن را نادیده می‌گیرند و دسته کمی از مدل‌ها نیز آن را دخیل کرده‌اند (دالریمل و همکاران، ۲۰۰۶). در نظر گرفتن اثر پاشش می‌تواند، نه الزاماً، منجر به ایجاد شکل موج هموارتری از سونامی شود.

در عمده رویدادهای سونامی، طول موج سونامی در مقایسه با عمق آب بسیار بزرگ تر بوده و می‌توان اثر پاشش که بوسیله نسبت عمق به طول موج سونامی ($\mu = \frac{h_0}{l_0}$) اندازه‌گیری می‌شود را عملاً نادیده گرفت (طبق یک قاعده سرانگشتی اگر $\frac{h_0}{l_0}$ کم تر از $\frac{1}{4}$ باشد). در این حالت معادلات

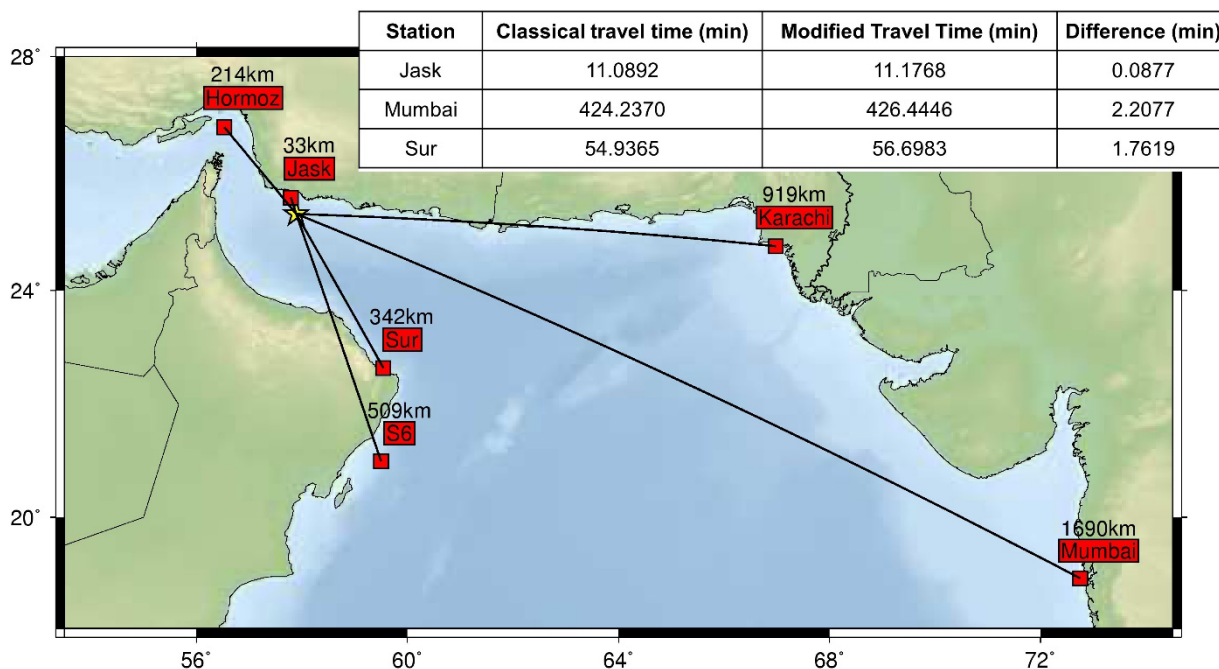
هشدار سریع سونامی می‌تواند دارای اهمیت باشد. قابل ذکر است که محاسبات نمایش داده شده در شکل ۲۲ با فرض خط مستقیم واصل بین چشمه و ایستگاه در دریا انجام شده، زمان سیر ایستگاه‌های Hormoz، Karachi، S6 و Sur به سبب وجود خشکی بین چشمه و ایستگاه را نمی‌توان با فرض خط مستقیم بین چشمه و ایستگاه محاسبه نمود. روش صحیح‌تر برای محاسبه زمان سیر سریع، لحاظ کردن تغییرات عمق‌سنجی در مسیر پرتوهای سونامی (Tsunami ray paths) (وودز و اکال، ۱۹۸۷) بین چشمه و ایستگاه می‌باشد. از آنجا که مدلسازی سونامی امروزه شرط لازم برای مطالعه خطر سونامی و توسعه سامانه‌های هشدار سونامی در مناطقی که تحت خطر سونامی هستند می‌باشد، یکی از ملزومات یک مدلسازی دقیق وجود داده‌های عمق‌سنجی و توپوگرافی محلی با دقت بالا می‌باشد. به منظور حصول نتایج دقیق‌تری از مدلسازی انتشار، بالا روی و گسترش

$$T_c = \int_0^{x_D} \frac{dx}{\sqrt{gd(x)}} \quad (1)$$

که x_D بیانگر فاصله تا نقطه مرجع، g شتاب جاذبه است و $d(x)$ عمق آب در مسیر چشمه تا ایستگاه می‌باشد. درحالیکه، معادله زمان سیر اصلاح شده به صورت زیر می‌باشد

$$T_m = \int_0^{x_D} \frac{\sqrt{1 + (d'_x(x))^2}}{\sqrt{gd(x)}} dx \quad (2)$$

از دو معادله فوق می‌توان برای تخمین سریع زمان سیر سونامی از چشمه تا ایستگاه نیز استفاده کرد که در این حالت مکان چشمه، مرکز گسل می‌باشد. در شکل ۲۲، زمان سیر سونامی برای یک چشمه فرضی در مکران غربی در دو حالت کلاسیک و اصلاح شده برای چند نقطه محاسبه شده است. علیرغم اینکه با توجه به طول موج و مقیاس زمانی نگاهت‌های سونامی اختلاف بین این دو مقدار ناچیز به نظر می‌آید، اما این اختلاف زمان در موضوع



شکل ۲۲. زمان سیر موج سونامی محاسبه شده از یک چشمه سونامی فرضی در مکران غربی تا چند ایستگاه منتخب با استفاده از معادلات کلاسیک (Classical) و اصلاح شده (Modified) غیرخطی آب کم عمق و اختلاف بین آنها.

امواج سونامی دارند. این امر به خصوص در مورد سونامی ۲۰۱۱ ژاپن به علت کیفیت بالاتر داده‌های واقعی چه در مقایسه شکل موج‌ها و چه بیشینه دامنه‌ها بیشتر قابل مشاهده می‌باشد. نتایج نشان دادند مدل‌های چشمه دینامیک شکل موج‌های دقیق‌تری را نسبت به مدل‌های چشمه استاتیک تولید می‌کنند. می‌توان گفت که مدلسازی چشمه سونامی دارای بیشترین عدم قطعیت بوده و کلیدی‌ترین مرحله مدلسازی سونامی است. در بسیاری از موارد اختلاف بین نتایج مدلسازی و داده‌های واقعی نه به دلیل خطای دستگاهی و نوع معادلات هیدروپنماتیک، بلکه ناشی از نقص در مدل چشمه سونامی می‌باشد. با این حال حتی با وجود درک خوب از معادلات موج آب، نیاز به توسعه و بهبود مدلسازی انتشار و بالاروی سونامی و تعیین دقیق‌تر اثر فاکتورهایی نظیر پاشش، اثر اصطکاک و دینامیک موج در خشکی احساس می‌شود.

تشکر و قدردانی

از دکتر شیائومینگ وانگ به جهت کمک‌ها و اطلاعات مفیدشان تشکر می‌کنیم. از دکتر دنیس دو تیخ بابت تمامی کمک‌ها و راهنمایی‌های ارزشمندشان سپاسگزاریم.

منابع

- Barkan, R., & Brink, U.S. (2010). Tsunami simulations of the 1867 Virgin Islands earthquake: Constraints on epicenter location and fault parameters. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 100, 995-1009.
- Becker, J.J., Sandwell, D.T., Smith, W.H.F. et al. (2009). Global bathymetry and elevation data at 30 arc seconds resolution: Srtm30_plus. *Mar Geod*, 32, 355-371.
- Bilham, R. (2005). A flying start, then a slow slip. *Science*, 308, 1126-1127.
- Bilham, R., Engdahl, E.R., Feldl, N. & Satyabala, S.P. (2005). Partial and complete rupture of the Indo-Andaman plate boundary 1847-2004. *Seismol. Res. Lett.*, 76, 911-932.
- Dalrymple, R.A., Grilli, S.T., & Kirby, J.T. (2006). Tsunamis and challenges for accurate modeling. *Oceanography*, 19, 142-151.

سونامی در خشکی و در نتیجه ارزیابی دقیق‌تر اثر سونامی‌ها بر مناطق ساحلی، پیمایشات هیدروگرافی بسیار دقیق و مدرن در سواحل مورد نیاز است. همچنین به منظور بررسی هر چه دقیق‌تر سونامی‌ها، مطالعات آینده باید به سمت دستیابی به تصویری بهتر از هندسه چشمه‌های سونامی و در نتیجه تخمین دقیق‌تر دگرشکلی بستر دریا باشد و انجام مطالعات دقیق میدانی ژئوفیزیکی، زمین‌شناسی، دورسنجی و غیره نیز مورد نیاز است. تجربه سونامی‌های ۲۰۰۴ اقیانوس هند و ۲۰۱۱ ژاپن نشان می‌دهد که برای پناه بردن از هجوم امواج رسیده به ساحل بایستی از فناوری هشدار سریع سونامی جهت ایجاد هشدار قبل از رسیدن امواج به ساحل استفاده نمود، چرا که پس از رسیدن امواج به ساحل دیگر زمانی برای گریز از امواج سونامی وجود ندارد. در دو سونامی ذکر شده در صورت وجود سامانه هشدار سونامی و یا کارکرد صحیح آن فرصت مناسب برای اعلام هشدار سونامی از محل چشمه تا سواحل اطراف بود، در حالیکه این فرصت برای بسیاری از سواحل نظیر سواحل مکران غربی در ایران به علت نزدیک بودن گسل مکران به ساحل بسیار کمتر است و امواج در مدت زمان بسیار کمی به سواحل ایران خواهند رسید و این لزوم وجود یک سامانه دقیق هشدار سونامی را در سواحل جنوب شرق ایران می‌رساند.

۶ نتیجه‌گیری

در این تحقیق سعی شد با انجام آزمون محک و شبیه‌سازی رویدادهای واقعی به ارزیابی معادلات غیرخطی آب کم عمق در مدلسازی عددی سونامی پرداخته شود. بدین منظور آزمون معروف دره مونا به عنوان آزمون محک و سه رویداد سونامی‌زای ۲۰۰۴ اقیانوس هند، ۲۰۱۱ ژاپن و همچنین ۱۹۴۵ مکران بررسی شد. مقایسه نتایج مدلسازی با داده‌های واقعی و میدانی حاکی از این است که معادلات غیرخطی آب کم عمق عملکرد قابل قبولی در مدلسازی

- Dutykh, D. (2007). Mathematical modelling of tsunami waves, PhD thesis, Ecole Normale Sup'erieure de Cachan, France.
- Dutykh, D., Poncet, R., & Dias, F. (2011). The VOLNA code for the numerical modeling of tsunami waves: generation, propagation and inundation. *European Journal of Mechanics - B/Fluids*, 30 (6), 598-615.
- Dutykh, D., Mitsotakis, D., Chubarov, L.B. & Shokin, Y.I. (2012). On the contribution of the horizontal sea-bed displacements into the tsunami generation process. *Ocean Modelling*, 56, 43-56.
- Dutykh, D. & Clamond, D. (2016). Modified shallow water equations for significantly varying seabeds. *Applied Mathematical Modelling*, 40(23-24), 9767-9787.
- Etemadsaeed, L., Zafarani, H., & Saber, F. (2024). Sensitivity analysis of tsunami numerical modeling to bathymetric data resolution and finite difference grid spacing. 9th International Conference on Seismology and Earthquake Engineering, Tehran, Iran.
- Fujiwara, T., Kodaira, S., No, T., Kaiho, Y., Takahashi, N., & Kaneda, Y. (2011). The 2011 Tohoku-Oki earthquake: Displacement reaching the trench axis. *Science*, 334, 6060, 1240-1240.
- Geist, E.L., Titiov, V.V., Arcas, D., Pollitz, F.F., & Bilek, S.L. (2007). Implications of the 26 December 2004 Sumatra-Andaman Earthquake on Tsunami Forecast and Assessment Models for Great Subduction-Zone Earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 97, 249-270.
- Grilli, S.T., Ioualalen, M., Asavanant, J., Shi, F., Kirby, J., & Watts, P. (2007). Source constraints and model simulation of the December 26, 2004 Indian Ocean tsunami. *J. Waterway Port Coast. Ocean Engineering*, 133, 414-428.
- Heidarzadeh M., & Satake, K. (2014). New Insights into the Source of the Makran Tsunami of 27 November 1945 from Tsunami Waveforms and Coastal Deformation Data. *Pure Appl. Geophys.*, 172, 621-640.
- Imamura, F., Shuto, N., & Goto, C. (1988). Numerical simulation of the transoceanic propagation of tsunamis. paper presented at the Sixth Congress of the Asian and Pacific Regional Division, Int. Assoc. Hydraul. Res., Kyoto, Japan.
- Kanayama, H., & Dan, H. (2013). A tsunami simulation of Hakata Bay using the viscous shallow-water equations. *Japan J. Indust. Appl. Math.*, 30, 605-624.
- Karimpour A. (2018). *Ocean Wave Data Analysis: Introduction to Time Series Analysis, Signal Processing, and Wave Prediction*, KDP.
- Lay, T., et al. (2005), The great Sumatra-Andaman earthquake of 26 December 2004. *Science*, 308(5725), 1127-1133.
- Liu, P.L.F., Synolakis, C.E., & Yeh, H. (1991). Impressions from the First International Workshop on Long Wave Runup. *J. Fluid Mech.*, 229, 675-688.
- Liu, P.L.F., Yeh, H., & Synolakis, C.E. (2008). Advanced Numerical Models for Simulating Tsunami Waves and Runup. *Advances in Coastal and Ocean Engineering*, 10, 250pp.
- Mansinha, L., & Smylie, D.E. (1971). The Displacement Field of Inclined Faults. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 61, 1433-1440.
- NOAA NGDC (NOAA's National Geophysical Data Center), <https://www.ngdc.noaa.gov/>
- Neetu, S., Suresh, I., Shankar, R., Nagarajan, B., Sharma, R., Shenoi, S.S.C., Unnikrishnan, A.S., & Sundar, D. (2011). Trapped waves of the 27 November 1945 Makran tsunami: Observations and numerical modeling. *Natural Hazards*, 59, 1609-1618.
- Okada, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. seism. Soc. Am.*, 75, 1135-1154.
- Page, W.D., Alt, J.N., Cluff, L.S., & Plafker, G. (1979). Evidence for recurrence of large-magnitude earthquakes along the Makran coast of Iran and Pakistan. *Tectonophysics*, 52, 533-547.
- Rashidi, A., Shomali, Z.H., & Keshavarz, N. (2018). Tsunami simulations in the western Makran using hypothetical heterogeneous source models from world's great earthquakes. *Pure and Applied Geophysics*, 175(4), 1325-1340.
- Rashidi, A., Shomali, Z.H., Dutykh, D., & Keshavarz, N. (2018). Evaluation of tsunami wave energy generated by earthquakes in the Makran subduction zone. *Ocean Engineering*, 165, 131-139.
- Rashidi, A., Dutykh, D., Shomali, Z.H., Keshavarz, N., & Nouri, M. (2020). A Review of Tsunami Hazards in the Makran Subduction Zone. *Geosciences*, 10(9), 372.
- Rashidi, A., Shomali, Z.H., Dutykh, D., & Keshavarz, N. (2020). Tsunami hazard assessment in the Makran subduction zone. *Natural Hazards*, 100, 861-875.
- Rashidi, A., Dutykh, D., Keshavarz, N., & Audin L. (2022). Regional tsunami hazard from splay

- faults in the gulf of Oman. *Ocean Engineering*, 243, 110169.
- Rashidi, A., Dutykh, D., & Beck, C. (2023). Modeling the potential genesis of tsunamis from below an accretionary prism and their potential impact: a case study along the eastern boundary of the Caribbean Plate. *Natural Hazards*, 118, 307-329.
- USGS (United States Geological Survey); <http://www.usgs.gov/>
- Satake, K., Fujii, Y., Harada, T., & Namegaya, Y. (2013). Time and space distribution of coseismic slip of the 2011 Tohoku earthquake as inferred from tsunami waveform data. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 103(2B), 1473-1492.
- Shao, G., Li, X., Ji, C., & Maeda, T. (2011). Focal mechanism and slip history of the 2011 Mw 9.1 off the pacific coast of tohoku earthquake, constrained with teleseismic body and surface waves. *Earth, Planets and Space*, 63(7), 559-564.
- Smith, W.H.F., & Sandwell, D.T. (1997). Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, 277(5334), 1956-1962.
- Wang, X. (2008). Numerical modelling of surface and internal waves over shallow and intermediate water, PhD thesis, Cornell University, USA.
- Wang, X., & Liu, P.L-F. (2006). An analysis of 2004 Sumatra earthquake fault plane mechanisms and Indian Ocean tsunami. *J. Hydraul. Res*, 44(2), 147-154.
- Wei, S., Graves, R., Helmberger, D., Avouac, J.P., & Jiang, J. (2012). Sources of shaking and flooding during the Tohoku-Oki earthquake: A mixture of rupture styles. *Earth and Planetary Science Letters*, 333-334, 91-100.
- Woods, M., & Okal, E. (1987). Effect of variable bathymetry on the amplitude of teleseismic tsunamis: A ray-tracing experiment. *Geophysical Research Letters*, 14(7), 765-768.
- Yalciner, A.C., Ghazali, N.H., & Wahab, A.K.A. (2005a). December 26, 2004 Indian Ocean tsunami field survey July. 09-10, 2005 at North west peninsular Malaysia Coast, Penang and Langkawi Islands. <http://yalciner.ce.metu.edu.tr/malaysia-survey>.
- Yalciner, A.C., Perincek, D., Ersoy, S., Presateya, G., Hidayat, R., & McAdoo, B. (2005b). Report on December 26, 2004, Indian Ocean tsunami, field survey on Jan 21-31 at north of Sumatra. ITST of UNESCO IOC, <http://yalciner.ce.metu.edu.tr/sumatra/survey>.
- Yamada, F., Fernandez, H., Goff, J., Higman, B., & Jaffe, B. (2005). An overview of the ITST expedition to Sri Lanka. Proc. 5th Int. Conf. on Ocean Wave Measurement and Analysis, WAVES 2005, Madrid, Spain, Paper No. 217.
- Yoon, S.B. (2002). Propagation of distant tsunamis over slowly varying topography. *J. Geophys. Res.*, 101(C10), 3140.
- Zafarani, H., Etemadsaeed, L., Rahimi, M., Kheirdast, N., Rashidi, A., Ansari, A., Mokhtari, M., & Eskandari-Ghadi, M. (2023). Probabilistic tsunami hazard analysis for western Makran coasts, south-east Iran. *Natural Hazards*, 115, 1275-1311.

Performance review of nonlinear shallow water equations in tsunami wave modeling

Amin Rashidi ^{1*}, Zaher Hossein Shomali ² and Ali Moradi²

¹Assistant Professor, Department of Seismology, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

²Associate Professor, Department of Seismology, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

(Received: 17 August 2024, Accepted: 12 September 2024)

Summary

This research examines and evaluates the nonlinear shallow water equations in the numerical modeling of tsunami waves. Tsunami modeling comprises three primary phases: the generation of tsunamis, their propagation across sea, and the final run-up upon reaching coastal regions. To evaluate the efficacy of the nonlinear shallow water model, an initial benchmark test was conducted. This test was pivotal in establishing the model's reliability, which then paved the way for simulating three significant historical tsunami events—the devastating 2004 Indian Ocean tsunami, the catastrophic 2011 tsunami in Japan, and the 1945 Makran tsunami. Laboratory data plays a crucial role in tuning and calibrating the numerical models, enabling them to better reflect real-world behaviors and outcomes. The results from these simulations showed a noteworthy alignment with actual historical data, showcasing an acceptable level of accuracy in the nonlinear shallow water numerical modeling approach. This compatibility was particularly pronounced for the 2011 Japan tsunami, where the availability of more contemporary and precise data supported more accurate modeling results. However, it is crucial to note that the observed discrepancies between the model outputs and the real-world scenarios cannot be entirely attributed to instrumental errors. Instead, a significant factor contributing to these discrepancies lies in the incomplete understanding of the underlying sources and mechanics of tsunami generation. Given this complexity, modeling tsunami generation carries a high level of uncertainty and represents a critical aspect of the modeling process. While the foundational equations governing water waves are well-established, there remains a pressing need for advancements in the modeling techniques utilized for tsunami propagation and run-up. Specifically, there is a strong imperative to refine the accuracy with which factors such as spray dynamics, friction with the seabed and coastal environments, and the multifaceted behavior of waves upon making landfall are incorporated into these models. These advancements have important effects beyond just research. They significantly impact tsunami risk assessment, early warning systems, and preparedness in coastal communities. Effective tsunami modeling not only enhances our understanding of these devastating natural phenomena but also fortifies our readiness to respond to future events. Given that tsunami modeling is a prerequisite for studying tsunami risk and developing warning systems in tsunami-prone areas, one essential requirement for accurate modeling is high-resolution bathymetric and topographic data. Furthermore, to better understand tsunamis, future studies must aim for a clearer picture of the geometry of tsunami sources, leading to more precise estimates of seabed deformation alongside conducting thorough geophysical, geological, remote sensing, and other field studies. The experiences from the 2004 Indian Ocean tsunami and the 2011 Japan tsunami demonstrate that utilizing tsunami early warning technology is crucial for providing timely alerts before the waves reach the shore, as there is no time to escape once the waves have arrived. In the two mentioned tsunamis, had a warning system been in place or functioning correctly, there would have been an appropriate opportunity to issue tsunami alerts from the source area to surrounding coastlines.

Keywords: Tsunami, numerical modeling, shallow water equations, benchmark test, tsunami warning