

شبیه‌سازی تولید، انتشار و بالاروی سونامی در منطقه مکران غربی، قسمت دوم: شبیه‌سازی انتشار و بالاروی

امین رشیدی^۱، ظاهر حسین شمالی^{۲*} و ناصر کشاورز فرج‌خواه^۳

۱. دانشجوی دکتری، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

۲. دانشیار، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

۳. استادیار، پژوهشکده علوم زمین، پژوهشگاه صنعت نفت، تهران، ایران

(دریافت: ۹۶/۱۰/۵، پذیرش نهایی: ۹۷/۷/۳)

چکیده

باتوجه به ابهاماتی که در مورد خطرپذیری و پتانسیل خطر وقوع سونامی در سواحل جنوبی ایران وجود دارد، برای درک بهتر خطر سونامی و آمادگی در مقابله با وقوع آن به‌خصوص برای منطقه مکران غربی مدل‌سازی سونامی امری ضروری و لازم می‌باشد. هدف این مطالعه شبیه‌سازی عددی فازهای انتشار امواج سونامی در دریای عمان و شمال اقیانوس هند و بالاروی آن به هنگام رسیدن به سواحل مکران غربی در ایران می‌باشد. در این مطالعه، مدل‌سازی هیدرودینامیکی برای شبیه‌سازی انتشار سونامی در دریای عمان و شمال اقیانوس هند و بالاروی و گسترش سونامی در سواحل جنوب‌شرق ایران مورد استفاده قرار گرفت. در این مطالعه به‌منظور شبیه‌سازی انتشار و بالاروی سونامی از یک شبکه تودرتو استفاده شد. مدل‌سازی بالاروی سونامی در منطقه مکران غربی به‌ترتیب به غرب، میانه و شرق سواحل مکران در ایران تقسیم شد و برای هر منطقه به‌صورت جداگانه مدل‌سازی عددی بالاروی و سیل سونامی انجام شد. چگونگی گسترش و انتشار امواج سونامی، بیشینه ارتفاع موج، بالاروی و سیل امواج و سری زمانی سونامی در نقاطی خاص از جمله نتایج به‌دست آمده از این مطالعه می‌باشند.

واژه‌های کلیدی: سونامی، مکران غربی، ایران، شبیه‌سازی عددی، انتشار و بالاروی سونامی.

۱. مقدمه

می‌باشند. سونامی و خطر ناشی از آن در زون فرورانش مکران به یک مبحث موردعلاقه بین محققین به‌خصوص پس از سونامی ۲۰۰۴ اقیانوس هند تبدیل شده است (نظیر اکال و سینولاکیس، ۲۰۰۸؛ حیدرزاده و همکاران، ۲۰۰۹؛ ال حسین و همکاران، ۲۰۱۶؛ رشیدی و همکاران، ۲۰۱۸). به علاوه، چندین محقق نیز به مطالعه و مدل‌سازی سونامی ۱۹۴۵ مکران پرداخته‌اند (نظیر حیدرزاده و همکاران، ۲۰۰۸؛ نیتو و همکاران، ۲۰۱۱؛ هافمن و همکاران، ۲۰۱۳؛ حیدرزاده و ساتاکه، ۲۰۱۴). با این حال عموم توجهات معطوف به مکران شرقی بوده است و مکران غربی چندان مور توجه واقع نشده است. موج حاصل از پدیده سونامی پس از تولید با سرعتی معادل سرعت یک جت هوایی (۷۰۰ تا ۹۵۰ کیلومتر بر ساعت) طول اقیانوس را در می‌نوردد و از سویی به سوی

هدف این پژوهش شبیه‌سازی عددی فرآیند سونامی پس از فاز تولید در منطقه مکران غربی یعنی فازهای انتشار و بالاروی می‌باشد. منظور از شبیه‌سازی عددی، توضیح ریاضیاتی این مسأله است که سونامی چگونه تولید شده، نحوه انتشار آن چگونه است و زمانی که به ساحل می‌رسد چه اتفاقی برای آن می‌افتد. مدل‌سازی عددی سونامی برای فهم و درک رویدادهای گذشته و شبیه‌سازی آنچه در آینده به‌وقوع می‌پیوندد بسیار مهم است. نتایج این شبیه‌سازی عددی به‌عنوان یک ابزار مفید و مهم برای تعیین زمان رسیدن امواج سونامی از محل تولید تا نواحی ساحلی، الگوی انتشار امواج سونامی، ارتفاع امواج سونامی در خط ساحلی و دیگر اطلاعات می‌باشد که هر یک از این اطلاعات، در جهت پیش‌برد اقدام‌های ضروری جهت کاهش خطر سونامی حائز اهمیت

تفاوت آن‌ها در روش‌های عددی به کار گرفته شده در حل معادلات هیدرودینامیک حاکم بر پدیده انتشار سونامی است.

مدل‌های پرمبنای حل معادلات آب کم‌عمق را می‌توان به دو دسته معادلات خطی آب کم‌عمق و معادلات غیرخطی آب کم‌عمق تقسیم کرد. زمانی که سونامی در آب‌های آزاد در حال انتشار است، پاشش فرکانسی امواج بر اساس فرض‌های موج بلند قابل چشم‌پوشی است و در نتیجه یک میدان فشار هیدرواستاتیک و سرعت افقی یکنواخت را در سرتاسر ستون آب خواهیم داشت. با توجه به دقت و ویژگی‌های موج بلند، معادلات خطی موج کم‌عمق عموماً برای شبیه‌سازی فرآیند انتشار یک سونامی در اقیانوس عمیق استفاده می‌شود، در حالی که معادلات غیرخطی موج کم‌عمق برای شبیه‌سازی بالاروی و سیل سونامی در نواحی نزدیک ساحل استفاده می‌شود (گو و همکاران، ۲۰۱۵). گذشته از معادلات حاکم، مدل‌های خطی و غیرخطی در نوع شرایط مرزی بر روی خط ساحلی با یکدیگر متفاوت هستند. مدل خطی از شرایط مرزی بازتابی (Reflective boundary condition) استفاده می‌کند که قادر به انجام محاسبات دقیق بالاروی امواج در نواحی کم‌عمق آب در طول ساحل نیست. در مقابل مدل غیرخطی عموماً از شرایط مرزی متحرک (Moving boundary condition) استفاده می‌کند که قادر به انجام محاسبات دقیق‌تر دامنه امواج نزدیک به ساحل است (بارکان و برینک، ۲۰۱۰) و محاسبه بالاروی امواج به‌طور دقیق‌تر در محاسبات غیرخطی امواج بلند که عبارات شتاب میدان غیرخطی وجود دارد، صورت می‌گیرد (مرکادو و مک‌مکان، ۱۹۹۸). در نتیجه تلاش گسترده در چند دهه اخیر، چندین مدل عددی دو و سه بعدی برای مطالعه و بررسی فرآیند انتشار امواج سونامی و تأثیر آنها بر سواحل توسعه یافته‌اند که از میان آنها مدل‌های COMCOT (لیو و همکاران، ۱۹۹۸)، MOST (تیتوف و گونزالس، ۱۹۹۷) و TUNAMI-N2 (ایمامورا و همکاران، ۱۹۹۵) که

دیگر اقیانوس منتشر می‌شود بدون آنکه انرژی قابل ملاحظه‌ای از دست بدهد. زمانی که موج سونامی به ساحل نزدیک شده و آب کم‌عمق می‌شود، پدیده کم‌ژرفایی (Shoaling) موج را فشرده کرده و سرعت موج به کمتر از ۸۰ کیلومتر در ساعت و طول موج به کمتر از ۲۰ کیلومتر کاهش یافته و دامنه و ارتفاع موج به‌طور قابل ملاحظه‌ای رشد پیدا کرده و یک موج مجزای قابل مشاهده را ایجاد می‌کند، به‌گونه‌ای که ممکن است ارتفاعش به ده‌ها متر برسد. هنگامی که قله موج سونامی به ساحل و خشکی می‌رسد، سطح تراز آب به‌طور موقت بالا می‌آید که خیزاب یا بالاروی نامیده می‌شود که به‌صورت ارتفاع سطح آب در خشکی بالای سطح متوسط دریا (با واحد متر) اندازه‌گیری می‌شود. به فاصله افقی بین مرز ساحل و دریا (خط ساحل) تا نقطه‌ای از خشکی که موج سونامی رسیده است گسترش افقی، فاصله طغیان و یا سیل سونامی (Inundation) گفته می‌شود.

برای مدل‌سازی فرآیندهای انتشار و بالاروی امواج بلند عمدتاً از معادلات غیرخطی آب کم‌عمق به‌طور گسترده استفاده می‌گردد (کانایاما و دان، ۲۰۱۳). این معادلات که در واقع بقای جرم و بقای اندازه حرکت را بیان می‌کنند، معمولاً در مدل‌سازی جریان با سطح آزاد سیالی تراکم‌ناپذیر و غیرلزج (Inviscid) تحت اثر نیروی گرانش به کار می‌روند. این معادلات در مواردی به کار می‌روند که بعد قائم جریان بسیار کوچکتر از بعد افقی آن است؛ نظیر انتشار امواج بلند که نسبت طول موج به عمق آب بیشتر از ۲۵ می‌باشد. امواج سونامی به‌عنوان امواج گرانی بلند طبقه‌بندی می‌شوند. با توجه به اینکه در امواج بلند، عمق آب به مراتب کوچکتر از طول موج است. چنین امواجی در مکانیک کلاسیک امواج به‌عنوان امواج کم‌عمق شناخته می‌شوند که شتاب قائم ذرات آب در مقایسه با شتاب گرانش، بسیار ناچیز بوده و قابل صرف‌نظر کردن می‌باشد (سینولاکیس، ۲۰۰۳؛ سورنسن، ۲۰۰۶). مدل‌های عددی مختلفی برای شبیه‌سازی انتشار امواج سونامی ارائه شده‌اند که اغلب معادلات مشابهی را حل می‌کنند اما

دارند، به‌طوریکه شبکه‌ای تودرتو (nested) از کوچکترین ناحیه (با کوچکترین ابعاد شبکه) تا بزرگترین ناحیه (با بزرگترین ابعاد شبکه) یا به اصطلاح شبکه اصلی (Parent grid) می‌تواند تشکیل شود. گام زمانی (Δt) به‌گونه‌ای باید انتخاب شود که شرط کورانت (Courant condition) برای پایداری و همگرایی حل عددی معادلات موج برقرار باشد، به عبارتی

$$\Delta t < \frac{\Delta x}{\sqrt{gh_{max}}} \quad (6)$$

که Δx اندازه شبکه و h_{max} عمق بیشینه آب در ناحیه شبکه می‌باشد. برای شبیه‌سازی سیل سونامی، اثرات اصطکاک بستر دریا و یک الگوریتم مرز متحرک که توسط چو (۱۹۹۵) مطرح شده به‌کار گرفته شده است. نتایج به‌دست آمده از مدل COMCOT توسط داده‌های آزمایشگاهی مورد تأیید قرار گرفته (لیو و همکاران، ۱۹۹۵) و به‌طور گسترده‌ای برای شبیه‌سازی سونامی‌ها، نظیر سونامی ۱۹۶۰ شیلی، ۱۹۹۲ اندونزی (لیو و همکاران، ۱۹۹۴؛ لیو و همکاران، ۱۹۹۸)، ۲۰۰۳ الجزایر (وانگ و لیو، ۲۰۰۵)، ۲۰۰۴ سوماترا (وانگ و لیو، ۲۰۰۶؛ وانگ و لیو، ۲۰۰۷؛ کوه و همکاران، ۲۰۰۹) و ۱۸۶۷ جزیره ویرجین (بارکان و برینک، ۲۰۱۰) مورد استفاده قرار گرفته است.

به‌منظور محاسبه شرایط اولیه و فراهم آوردن ورودی مدل‌سازی انتشار ابتدا بایستی فرآیند تولید سونامی شبیه‌سازی شود. بدین منظور بایستی یک مدل چشمه زمین‌لرزه به‌عنوان یک سناریو سونامی‌زا در نظر گرفته شود. این مدل چشمه شامل پارامترهای طول، عرض، عمق زمین‌لرزه، میزان لغزش در سطح گسل، شیب صفحه گسل، امتداد گسل و زاویه لغزش (Rake) می‌باشد. در شکل ۱ مشخصات سناریوی در نظر گرفته‌شده در این مطالعه برای مکران غربی (رشیدی و همکاران، ۱۳۹۷) که برگرفته از مطالعات اکال و سینولاکیس (۲۰۰۸) و اسمیت و همکاران (۲۰۱۳) و قادر به ایجاد زمین‌لرزه‌ای با بزرگی ۸/۷ است آورده شده است. از الگوریتم

مدل‌های غیرخطی امواج بلند هستند نسبت به سایر مدل‌ها بسیار شناخته شده و پرکاربرد هستند.

۲. مدل‌سازی انتشار و بالاروی سونامی در منطقه مورد مطالعه

مدل عددی استفاده شده در این مطالعه، مدل COMCOT می‌باشد که معادلات غیرخطی موج کم‌عمق را در یک سیستم دینامیکی جفت‌شده از شبکه‌های تودرتو در هر دو دستگاه کارتیزین و کروی حل می‌کند. الگوریتم جهش قورباغه (leap frog) که یک روش مرتبه دوم برای انتگرال‌گیری عددی معادلات دیفرانسیل است به همراه روش تفاضلات محدود برای گسسته‌سازی معادلات زیر در الگوریتم COMCOT به‌کار می‌روند.

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial Q}{\partial y} = -\frac{\partial h}{\partial t} \quad (1)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left\{ \frac{P^2}{H} \right\} + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ \frac{PQ}{H} \right\} + gH \frac{\partial \eta}{\partial x} + F_x = 0 \quad (2)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left\{ \frac{PQ}{H} \right\} + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ \frac{Q^2}{H} \right\} + gH \frac{\partial \eta}{\partial y} + F_y = 0 \quad (3)$$

که η ارتفاع سطح آب، h عمق آب و H عمق مجموع آب و برابر $h + \eta = H$ می‌باشد. P و Q شارش حجمی در جهت‌های x و y را به‌ترتیب نشان می‌دهند. F_x و F_y اصطکاک بستر را در جهت‌های x و y به‌ترتیب نشان می‌دهند و از طریق معادله مانینگ به‌دست می‌آیند.

$$F_x = \frac{gn^2}{H^{7/3}} P(P^2 + Q^2)^{1/2} \quad (4)$$

$$F_y = \frac{gn^2}{H^{7/3}} Q(P^2 + Q^2)^{1/2} \quad (5)$$

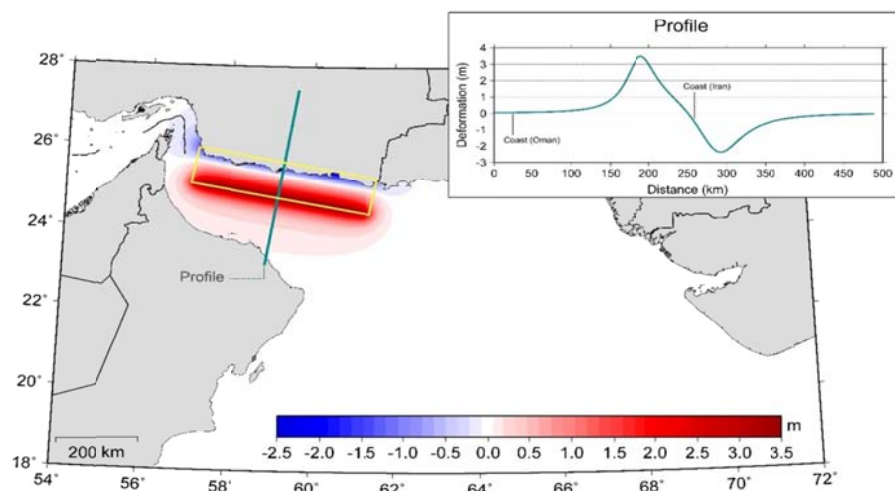
که n ضریب سختی مانینگ می‌باشد. با به‌کارگیری یک سیستم شبکه تودرتو (nested grid system)، COMCOT قادر است که به‌طور همزمان انتشار سونامی در آب‌های آزاد و بالاروی آن را در نواحی ساحلی مورد نظر شبیه‌سازی کند (هوانگ و همکاران، ۲۰۰۹؛ ویجتونگ، ۲۰۰۹). در سیستم شبکه تودرتو، نواحی داخلی (شبکه کوچک‌تر) دارای ابعاد شبکه و گام زمانی کوچک‌تری هستند که در داخل ناحیه بزرگ‌تر (شبکه بزرگ‌تر) قرار

داده‌های عمق‌سنجی و توپوگرافی مورد استفاده در این مطالعه با قدرت‌های تفکیک مختلف از پایگاه داده GMRT (رایان و همکاران، ۲۰۰۹) فراهم شده است. در شکل ۲ داده‌های عمق‌سنجی و توپوگرافی برای شبکه اصلی (شبکه A) نشان داده شده است که تعداد نقاط شبکه برابر 1198×2160 می‌باشد. دامنه محاسباتی شبکه A همان‌طور که گفته شد و از شکل مشخص است منطقه مکران و بخش‌هایی از سواحل ایران، عمان، پاکستان و هندوستان را در بر می‌گیرد. شبکه B که در داخل شبکه A قرار دارد بخش ایرانی ناحیه مکران را در بر گرفته است. شبکه C1 بخش غربی، C2 بخش میانی و C3 بخش شرقی سواحل جنوبی کشور در مکران را پوشش می‌دهند. طول زمانی شبیه‌سازی ۹۰ دقیقه یا ۵۴۰۰ ثانیه با گام زمانی ۱ ثانیه برای شبکه اصلی و گام زمانی ۰/۱۷ ثانیه برای شبکه‌های C1، C2 و C3 می‌باشد. عمق آب در محل چشمه در مرکز گسل تقریباً برابر با ۲۰۰ متر می‌باشد. انتشار سونامی، بیشینه دامنه سونامی، بالاروی سونامی و نگاهت زمانی سونامی در نقاط خاص نتایج به‌دست آمده از این مطالعه می‌باشند.

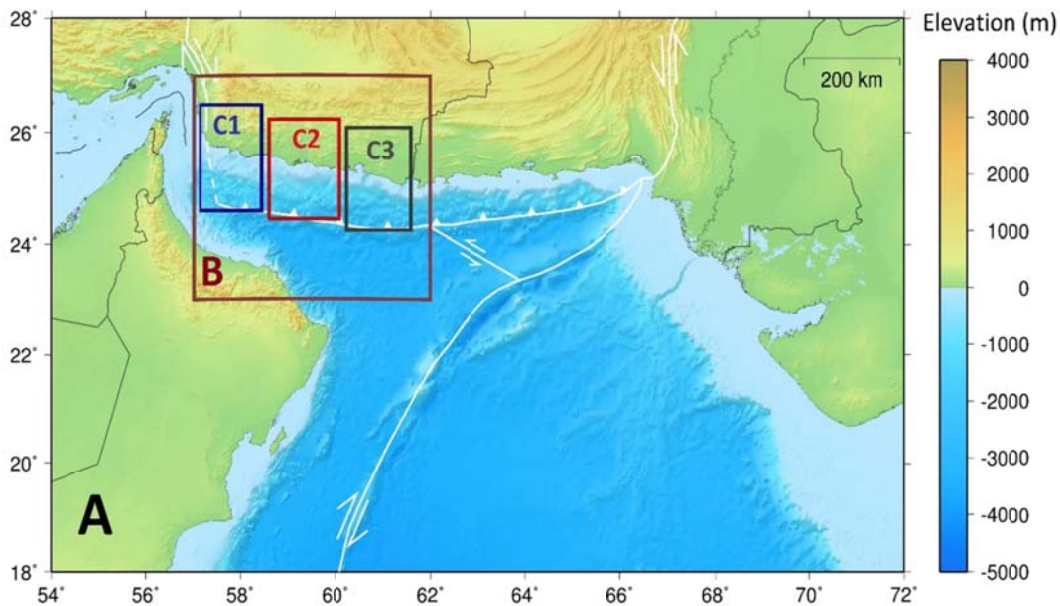
تحلیلی آکادا (۱۹۸۵) برای محاسبه دگرشکلی بستر دریا که دقیقاً به‌عنوان موج اولیه سونامی (در زمان صفر) و ورودی برای شبیه‌سازی انتشار سونامی به‌کار گرفته می‌شود استفاده شد (شکل ۱). ناحیه مدل‌شده سواحل ایران، عمان، پاکستان و هندوستان را در بر می‌گیرد. انتشار سونامی به‌شدت تحت تأثیر اندازه‌گیری عمق بستر دریا می‌باشد (بارکان و برینک، ۲۰۱۰). به‌منظور شبیه‌سازی سونامی از محل چشمه تا سواحل جنوب شرق ایران داده‌های عمق‌سنجی و توپوگرافی مورد نیاز است که برای این منظور شبکه‌ای از پنج شبکه از دقت ۰/۵ دقیقه برای بزرگترین شبکه (شبکه A) تا دقت ۰/۰۶۲۵ دقیقه برای کوچکترین شبکه (شبکه‌های C1، C2 و C3) به‌کار گرفته شد که در برگیرنده غرب، میانه و شرق سواحل مکران در ایران می‌باشد (شکل ۲). استفاده از این شبکه تودرتو به‌منظور محاسبه بسیار دقیق‌تر بالاروی موج سونامی در معادلات غیرخطی موج کم‌عمق برای یک ناحیه ساحلی خاص که توسط کوچکترین شبکه (شبکه‌های C1، C2 و C3) پوشش داده می‌شود مهم و ضروری می‌باشد.

Scenario

Length (km)	Width (km)	Depth (km)	Dislocation (m)	Strike (deg)	Dip (deg)	Rake (deg)
450	100	30	10	280	7	90



شکل ۱. مشخصات سناریوی به‌کار گرفته شده برای شبیه‌سازی سونامی و میدان دگرشکلی محاسبه شده برای آن که به‌عنوان شرایط اولیه در شبیه‌سازی COMCOT استفاده شده است (رشیدی و همکاران، ۱۳۹۷). نواحی قرمز رنگ بالآمدگی و نواحی آبی‌رنگ فروافتادگی را بر حسب متر نشان می‌دهند. تصویر صفحه گسل بر روی سطح زمین با خط زرد رنگ مشخص می‌باشد.

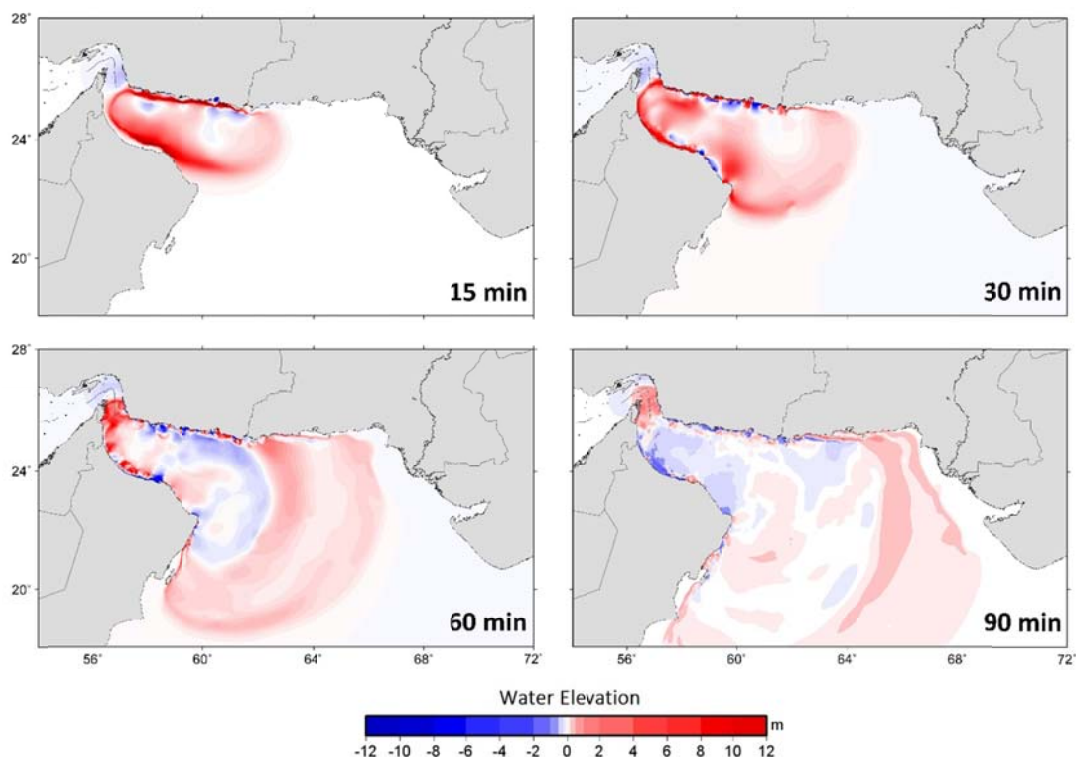


شکل ۲. شبکه تودرتو مورد استفاده در این مطالعه به منظور شبیه‌سازی سونامی. خطوط سفید رنگ عوارض تکتونیکی را نشان می‌دهد.

۳. نتایج شبیه‌سازی و بحث

شکل ۳ خلاصه‌ای از نتایج حاصل از شبیه‌سازی انتشار سونامی را در چهار مدت زمان ۱۵، ۳۰، ۶۰ و ۹۰ دقیقه پس از وقوع سونامی ناشی از زمین‌لرزه به تصویر کشیده است. در لحظه اولیه وقوع سونامی (وقوع زمین‌لرزه) قسمت فروافتاده موج در نزدیکی سواحل ایران قرار دارد و موج اولیه در امتداد ساحل ایران یک موج کاهنده با ارتفاع منفی می‌باشد که حاکی از پیشروی آن به داخل آب دریا می‌باشد. بنابراین امواج فروافتاده اولیه به سمت شمال یعنی ساحل ایران منتشر می‌شوند در حالی که به سمت جنوب امواج پیشرو به صورت امواج مرتفع (ارتفاع مثبت) به سواحل شمالی عمان در حال انتشار می‌باشند. شمال و جنوب چشمه سونامی (با راستای تقریبی شرقی-غربی) نسبت به شرق و غرب آن بیشتر تحت تأثیر و تخریب ناشی از سونامی قرار می‌گیرند چراکه بیشینه انرژی موج سونامی در امتدادی عمود بر راستای چشمه تمرکز خواهد یافت، همچنین وجود تنگه هرمز با عمق کم سبب کاهش سرعت و افت انرژی شدید موج سونامی

می‌شود که باعث تأخیر زیاد در گسترش امواج سونامی به سمت خلیج فارس می‌شود و نسبت به سواحل جنوب شرق ایران، سواحل خلیج فارس با خطر کم‌تری مواجه خواهد بود. علاوه بر این به‌دوام‌افتادگی امواج سونامی در دریای عمان نیز سبب می‌شود تخلیه بیشتر انرژی امواج سونامی در سواحل جنوب شرق ایران و عمان شده و امواج با انرژی کم‌تری راهی خلیج فارس شوند. در نتیجه تغییر در دامنه امواج سونامی پس از زمان طولانی‌تری نسبت به دریای عمان در تنگه هرمز به سمت خلیج فارس صورت می‌پذیرد. بعد از گذشت ۳۰ دقیقه از وقوع زمین‌لرزه امواج در تنگه هرمز همچنان دارای ارتفاع منفی و فروافتاده هستند و امواج مرتفع با قدرت کم بین ۶۰ تا ۹۰ دقیقه پس از وقوع زمین به سمت خلیج فارس از تنگه هرمز پیشروی می‌کنند. در نهایت، بعد از مدت زمان حدود یک ساعت امواج سونامی با دامنه‌ای کم‌تر نسبت به فواصل نزدیک به مرور به سمت فواصل دور و آب‌های آزاد منتشر می‌شوند که با توجه به شکل ۳، موج پیشرو یک موج مرتفع می‌باشد.



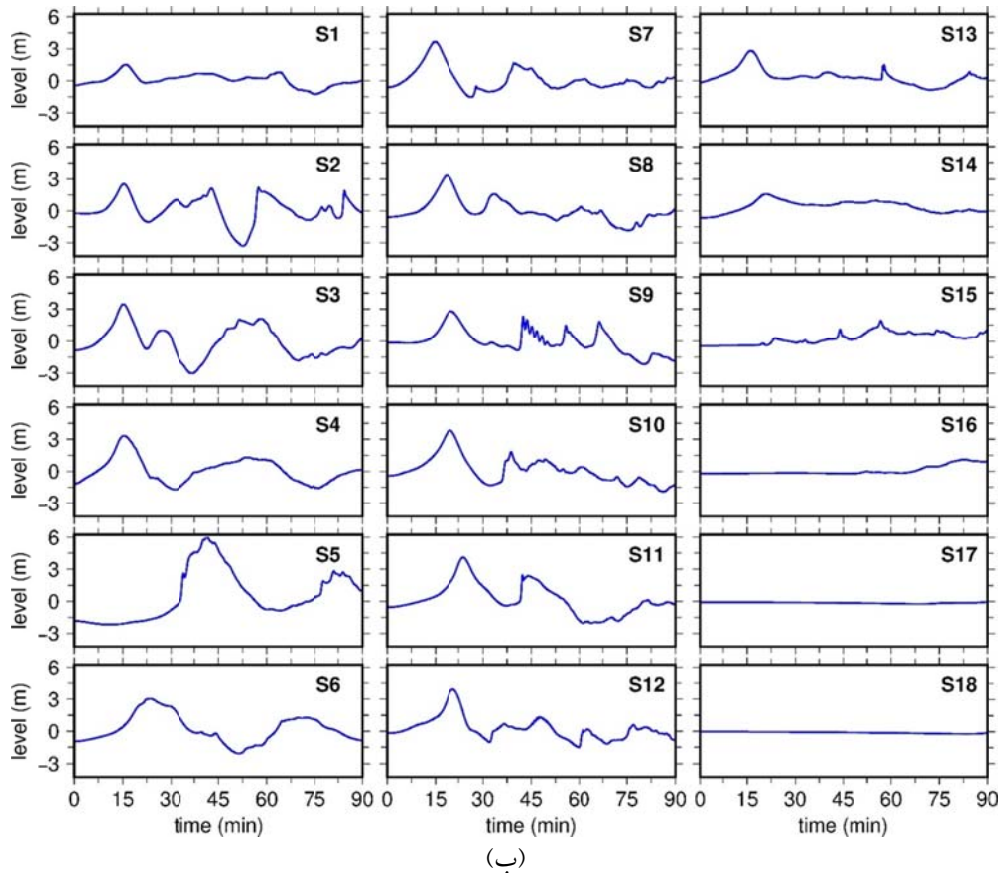
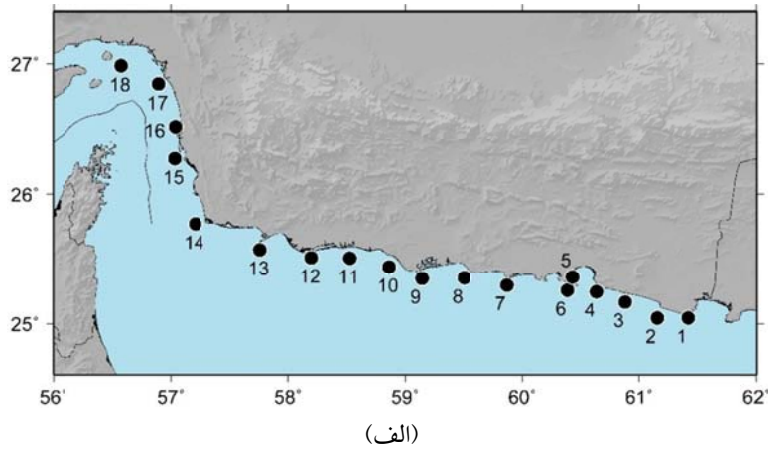
شکل ۳. انتشار امواج سونامی ناشی از محل چشمه پس از وقوع زمین‌لرزه در زمان‌های ۱۵، ۳۰، ۶۰ و ۹۰ دقیقه بعد از رخداد سونامی.

زمین‌لرزه به ترتیب در این سواحل مشاهده می‌شود. با وجود آنکه نقاط ۵ و ۶ خیلی به هم نزدیک می‌باشند سری زمانی ناشی از آنها با یکدیگر متفاوت است. قرار گرفتن ایستگاه ۵ درون خلیج چابهار باعث می‌شود که مدت زمان بیشتری برای رسیدن امواج سونامی و مشاهده بیشینه دامنه به این ایستگاه طول بکشد. به دام افتادگی و تمرکز انرژی امواج سونامی سبب افزایش دامنه موج در این ایستگاه نسبت به ایستگاه ۶ شده است. در این مطالعه بیشینه ارتفاع موج سونامی در طول خط ساحلی جنوب شرقی ایران به وسیله شبیه‌سازی سونامی محاسبه شد (شکل ۵). با توجه به گسترش چشمه زمین‌لرزه در راستای تقریباً موازی ساحل جنوب شرق ایران، کل خط ساحلی را تحت تأثیر قرار داده و بیشینه ارتفاع موج ناشی از چنین سناریویی به حدود ۱۱ متر نیز رسیده است که بیانگر میزان خطر این سونامی برای سواحل جنوبی ایران در صورت وقوع می‌باشد که نیازمند برنامه‌ریزی دقیق به خصوص برای بندرهای مهم و پرجمعیت در این منطقه از کشور

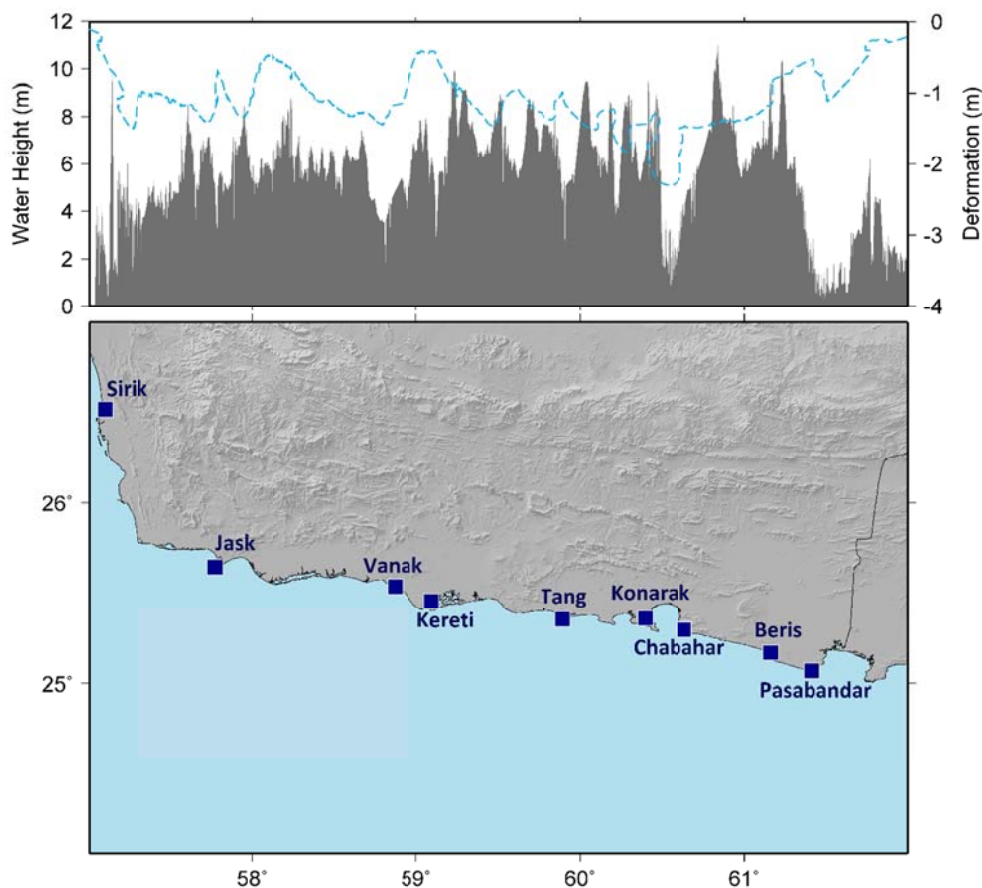
در این مطالعه تعداد ۱۸ ایستگاه به عنوان اندازه‌گیری‌های مجازی تغییرات ارتفاع موج در نزدیکی ساحل ایران برای بررسی سری زمانی موج سونامی در حین انتشار موج سونامی در دریای عمان تعیین شدند. شکل ۴ مکان این ایستگاه‌ها و سری‌های زمانی ارتفاع موج را برای هر ایستگاه در مدت زمان اجرای شبیه‌سازی نشان می‌دهد. زمان صفر بیانگر لحظه وقوع زمین‌لرزه سونامی‌زا در دریای عمان می‌باشد. موج پیشرو (اولین موج) در همه ایستگاه‌ها یک موج فروافتاده است و اولین موج مرتفع در مدت زمان حدود ۱۲ تا ۳۲ دقیقه به ایستگاه‌ها می‌رسد که عموماً بزرگ‌ترین موج نیز می‌باشد. با توجه به شکل ۴-ب، سواحل جنوب شرق ایران به طور میانگین پس از مدت زمان حدود ۲۰ دقیقه مورد هجوم بزرگ‌ترین موج سونامی واقع می‌شوند. ایستگاه‌های ۱۳، ۷، ۵، ۴ و ۲ به ترتیب در نزدیکی سواحل جاسک، تنگ، کنارک، چابهار و بریس قرار دارند که بیشینه دامنه موج حدوداً در زمان‌های ۱۶، ۱۵، ۴۰، ۱۵ و ۱۵ دقیقه پس از وقوع

خواهد شد. نواحی فرورانش با شیب کم، نظیر مکران با تمرکز لغزش در عمق کم زیر بستر، سبب ایجاد جابه‌جایی‌های بزرگ‌تر بستر دریا در قسمت عمیق‌تر آب می‌شوند که در نهایت منجر به تولید امواج سونامی با دامنه‌های بزرگ‌تر در نزدیکی ساحل می‌شود.

می‌باشد. قرارگیری خط ساحلی در ناحیه فروافتاده در لحظه اولیه وقوع سونامی سبب تقویت دامنه موج در ساحل و میزان بالاروی آن می‌شود. تغییر در هریک از پارامترهای چشمه نظیر طول، پهنا، عمق، مکان کانون زمین‌لرزه و غیره باعث تغییر در نتایج حاصل از شبیه‌سازی



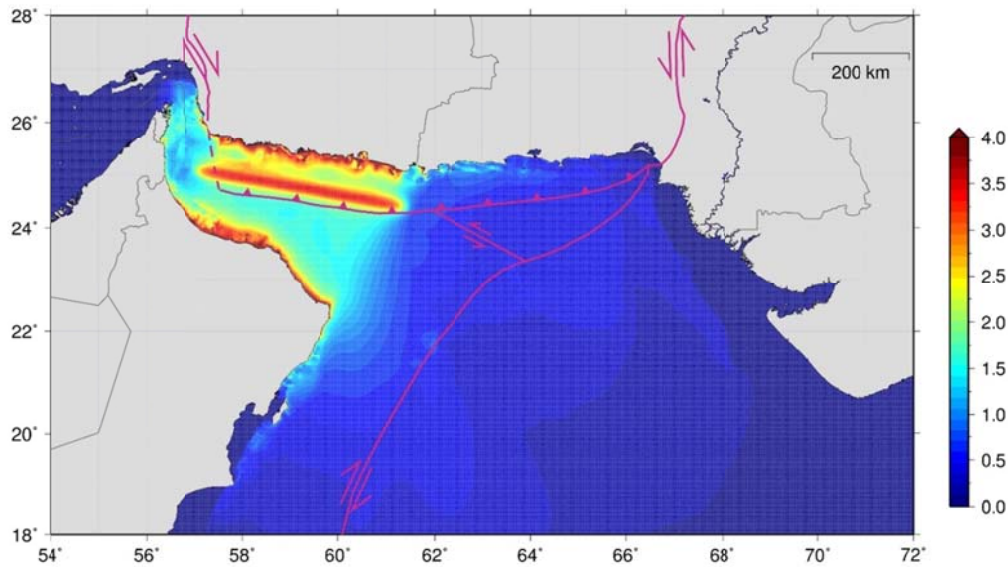
شکل ۴. الف) مکان ایستگاه‌های مجازی برای شبیه‌سازی سری‌های زمانی امواج سونامی و ب) سری‌های زمانی شبیه‌سازی شده برای امواج سونامی در هر ایستگاه برای مدت ۹۰ دقیقه بعد از وقوع زمین‌لرزه.



شکل ۵. بیشینه ارتفاع موج به دست آمده در این مطالعه در طول خط ساحلی جنوب شرق ایران. خط چین در شکل بالا دگرشکلی (فروافتادگی) اولیه محاسبه شده برای چشمه سناریو (شکل ۱) را در طول خط ساحلی نشان می دهد.

ساحل ایران و عمان در یک ناحیه نه چندان وسیع و تأثیرپذیری از عمق سنجی آن در خلیج عمان سبب ایجاد چنین شکلی از خطر امواج در میدان نزدیک شده و وجود تنگه هرمز در نزدیکی آن سبب کاهش سرعت و پراکندگی موج در ناحیه کم عمق تنگه هرمز شده به طوری که از انرژی آن کاسته شده و دامنه زیادی را در خلیج فارس شاهد نیستیم. همچنین کم عمق بودن خلیج فارس نیز سبب کاهش شدید سرعت امواج و از دست رفتن انرژی و قدرت آنها می شود. در میدان دور، تأثیرپذیری از عمق زیاد اقیانوس کاهش یافته و جهت یافتگی انرژی امواج شکل نسبتاً مطلوب تری به خود می گیرد و تقریباً به سمت جنوب منطقه مورد مطالعه منتشر می شود.

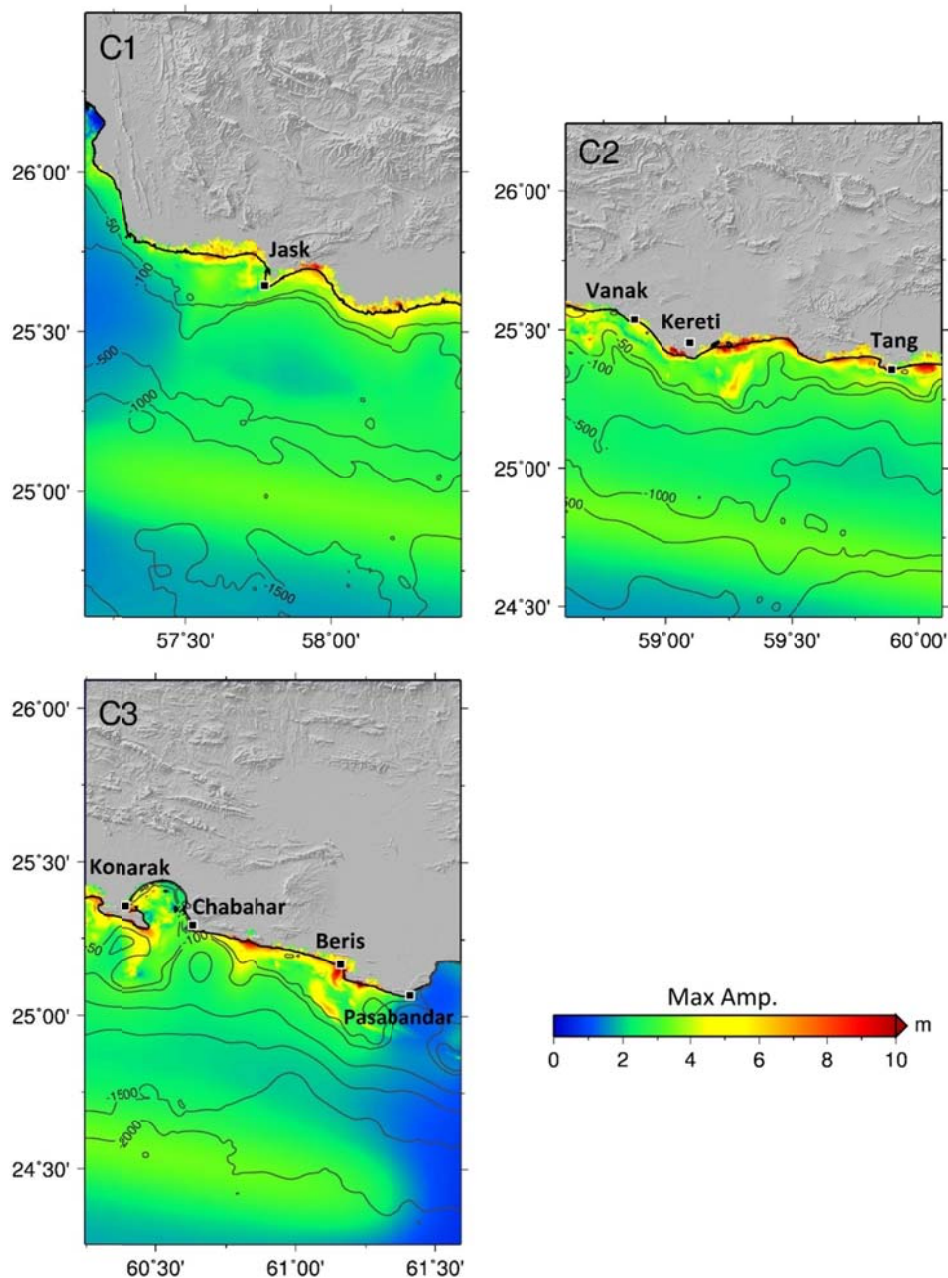
شکل ۶ بیشینه ارتفاع (مثبت) موج سونامی ناشی از چشمه مورد نظر را در منطقه مورد مطالعه در مدت زمان شبیه سازی سونامی به تصویر کشیده است. همان طور که مشخص است یک میدان خطر ناحیه ای در دریای عمان و به خصوص سواحل ایران، عمان و بخش کوچکی از سواحل پاکستان خودنمایی می کند و دامنه موج در این ناحیه به سرعت از محل چشمه به سمت سواحل نزدیک آن افزایش می یابد. بیشینه ارتفاع موج در حوزه دریای عمان (بدون در نظر گرفتن بالاروی امواج در سواحل) از صفر تا حدود ۱۱ متر است، در حالی که در دریای عرب از صفر تا حدود ۶ متر تغییر می کند، دامنه موج از دریای عمان به سمت دریای عرب و خلیج فارس کاهش می یابد. قرارگیری چشمه سونامی بین دو



شکل ۶. بیشینه ارتفاع موج به دست آمده (بر حسب متر) از چشمه زمین‌لرزه در ناحیه مورد مطالعه برای ۹۰ دقیقه بعد از وقوع زمین‌لرزه. خطوط بنفش رنگ عوارض تکتونیکی را نشان می‌دهد.

به‌طور کلی توسعه افقی سونامی در این ناحیه به دلیل پست و پهناور بودن ساحل بسیار زیاد می‌باشد که می‌تواند موج آب‌گرفتگی وسیع در مناطق مسکونی این ناحیه در اثر سونامی محتمل و خطر آفرینی بسیار زیادی شود. تعیین حد افقی نفوذ سونامی به خشکی با تهیه نقشه‌های سیل و بالاروی سونامی می‌تواند در انتخاب مسیرهای تخلیه جمعیت در هنگام وقوع سونامی توسط مسئولین مدیریت بحران و در تعیین محدوده‌های سیل سونامی به‌منظور ساخت و توسعه مناطق مسکونی ایمن در مجاورت دریا مورد استفاده قرار بگیرد. برای منطقه C2، بیشینه بالاروی به مقدار ۱۷ متر (در حوالی کرتی) و میزان گسترش افقی سونامی بین ۰/۱ تا حدود ۶ کیلومتر می‌رسد که مقادیر بیشینه آن در حوالی کرتی و شرق و غرب بندر تنگ می‌باشد. برای منطقه C3 که بندرهای چابهار، کنارک و بریس را پوشش می‌دهد، بیشینه بالاروی به مقدار ۱۹ متر نزدیک بندر بریس (در غرب آن) رخ می‌دهد و میزان سیل سونامی نیز بین حدود صفر در غرب منطقه C3 تا ۴ کیلومتر (شمال بندر بریس و غرب منطقه C3) تغییر می‌کند.

نتایج شبیه‌سازی بالاروی و سیل سونامی برای سه ناحیه C1 (جاسک)، C2 (ونک، کرتی و تنگ) و C3 (کنارک، چابهار، بریس و پسابندر) در این مطالعه در شکل ۷ آمده است. میزان فروافتادگی هم‌لرزه ناشی از سناریو سونامی در این ناحیه، نفوذ یا عدم نفوذ سیل سونامی را در این نواحی کنترل می‌کند (ویتر و همکاران، ۲۰۱۳) و مقدار آن بین ۰/۴ تا ۲/۳ متر قرار دارد (شکل ۵). امواج تولیدشده به وسیله سناریو مورد نظر سطح شیب‌دار سواحل را طی کرده و به بالاروی بیشتری نسبت به بیشینه ارتفاع موج سونامی در خط ساحلی رسیده‌اند، به‌طوری‌که بیشینه بالاروی سونامی در منطقه C1 حدود ۱۰ متر است که متوجه شرق بندر جاسک شده است. میزان سیل سونامی (گسترش افقی سونامی در خشکی) بین ۰/۱ تا ۶ کیلومتر (پیشروی ناچیز در ساحل) تا ۶ کیلومتر می‌باشد که مقادیر آن در غرب خط ساحلی کم‌تر از سایر نقاط می‌باشد، به‌طوری‌که در فاصله حدوداً ۵۰ کیلومتری از غرب جاسک سیل سونامی به شدت افت می‌کند. بیشینه مقدار سیل سونامی که در حوالی غرب بندر جاسک اتفاق افتاده حاکی از ارتفاع بسیار کم ساحل این ناحیه دارد.



شکل ۷. نقشه بیشینه ارتفاع موج شبیه‌سازی شده برای چشمه زمین‌لرزه در مناطق C1، C2 و C3. کنتورها نشان‌دهنده عمق آب بر حسب متر هستند.

می‌باشد. از آنجا که سناریو ارائه شده در این مطالعه دارای بزرگی ۸/۷ بوده تقریباً قابل مقایسه با نتایج حاصل از حیدرزاده و همکاران (۲۰۰۹) برای سناریو اول آنها می‌باشد. بیشینه ارتفاع موج ایجادشده توسط سناریوی مطالعه حاضر تقریباً برابر با ۱۱ متر می‌باشد که نزدیک به مقدار حاصل از مطالعه حیدرزاده و همکاران (۲۰۰۹)

در انتها نتایج این مطالعه را با مطالعه حیدرزاده و همکاران (۲۰۰۹) مقایسه می‌کنیم. حیدرزاده و همکاران (۲۰۰۹) مدل‌سازی سونامی را برای دو سناریو شامل مکران شرقی (با بزرگی ۸/۶) و کل مکران (با بزرگی ۹/۰) انجام دادند. بیشینه مقادیر ارتفاع ناشی از سناریوهای اول و دوم در امتداد خطوط ساحلی به ترتیب برابر با ۱۰ و ۲۴ متر

برای سناریو با بزرگی ۸/۶ دارد. در حالی که سناریو دوم در مطالعه حیدرزاده و همکاران (۲۰۰۹) که دارای بزرگی ۹/۰ می‌باشد به مراتب دامنه‌های بزرگتری را ایجاد می‌کند. بیشینه بالاروی ناشی سناریو اول حیدرزاده و همکاران (۲۰۰۹) به حدود ۱۸ متر می‌رسد که تقریباً مشابه با مقدار به‌دست آمده در این مطالعه (۱۹ متر) می‌باشد.

۴. نتیجه‌گیری

مدل هیدرودینامیکی COMCOT به‌منظور شبیه‌سازی چگونگی انتشار امواج سونامی و تأثیر آن بر سواحل مکران در ایران به‌کار گرفته شد. بیشینه دامنه امواج سونامی به‌طور میانگین پس از مدت‌زمان حدود ۲۰ دقیقه از وقوع زمین‌لرزه در سواحل جنوب‌شرق ایران مشاهده می‌شود. بیشینه ارتفاع موج شبیه‌سازی شده برای ایستگاه‌ها برابر ۶/۰ متر در ایستگاه ۵ در نزدیکی ساحل کنارک است که در حدود ۴۰ دقیقه پس از زمین‌لرزه در این ایستگاه مشاهده می‌شود. بیشینه ارتفاع موج شبیه‌سازی شده در ایستگاه‌های واقع در نزدیکی سواحل جاسک و چابهار به‌ترتیب برابر ۲/۸ و ۳/۳ متر می‌باشد. حداکثر ارتفاع موج به‌دست آمده از نتایج این مطالعه در طول خط ساحلی جنوب شرق ایران در حدود ۱۱ متر می‌باشد. مدل‌سازی بیشینه دامنه امواج سونامی در حوزه مورد مطالعه حاکی از خطرپذیری کمتر سناریوی سونامی‌زا برای خلیج فارس می‌باشد. در حالی که سواحل مکران در ایران و سواحل عمان به شدت تحت تأثیر سونامی و خطر ناشی از آن برای چشمه فرضی واقع شده در دریای عمان می‌باشند. مدل‌سازی بالاروی سونامی در منطقه به سه ناحیه C1، C2 و C3 به‌ترتیب برای غرب، میانه و شرق سواحل مکران در ایران تقسیم شد و برای هر منطقه شبیه‌سازی بالاروی و سیل سونامی انجام شد. بیشینه مقدار بالاروی برای این سه منطقه به‌ترتیب ۱۰، ۱۷ و ۱۹ متر و بیشینه گسترش افقی سونامی (سیل سونامی) نیز به‌ترتیب در حدود ۶، ۶ و ۴ کیلومتر می‌باشد. خروجی حاصل از

مطالعات فوق، که بر اساس مدل‌سازی عددی فازهای تولید، انتشار و بالاروی سونامی به‌دست می‌آیند، کاربردهای بسیاری از قبیل تهیه نقشه‌های تخلیه (نقشه‌ای است که مناطق تحت خطر سونامی را مشخص می‌کند و محدوده‌هایی که بایستی جمعیت به‌منظور اجتناب از آسیب ناشی از برخورد امواج سونامی تخلیه شود را تعیین می‌کند. در این نقشه‌ها گاهی اوقات برای خروج مطمئن مردم از ناحیه تخلیه به پناهگاه‌ها مسیرهایی تعیین می‌شود)، زون‌بندی مناطق خطر سونامی، توسعه سامانه‌های هشدار سونامی دارد و همچنین در برنامه‌ریزی توسط دولت و نهادهای مسئول برای اهدافی نظیر آمادگی در مقابل سونامی، کدهای ساختمانی، تخلیه مناطق عمومی و غیره می‌تواند به‌کار گرفته شود. 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 با دقت بالا می‌باشد؛ به‌منظور حصول نتایج دقیق‌تری از مدل‌سازی انتشار، بالاروی و گسترش سونامی در خشکی ضرورت انجام پیمایشات هیدروگرافی بسیار دقیق و مدرن در سواحل و بندرهای جنوبی کشور برای نیل به این منظور به‌شدت احساس می‌شود.

تشکر و قدردانی

حضور نویسنده دوم این تحقیق در قالب طرح پژوهشی شماره ۱۰/۰۱/۲۷۸۷۵ با استفاده از اعتبارات پژوهشی دانشگاه تهران صورت گرفته است.

مراجع

رشیدی، ا.، شمالی، ظ. ح. و کشاورز فرج‌خواه، ن.، ۱۳۹۷، شبیه‌سازی تولید، انتشار و بالاروی سونامی در منطقه مکران غربی، قسمت اول: شبیه‌سازی تولید، مجله فیزیک زمین و فضا، ۴۴ (۳)، ۴۹۵-۵۰۸.

- Barkan, R. and 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.
- Cho, Y. S., 1995, Numerical Simulations of Tsunami Propagation and Run-Up, PhD thesis, Cornell University.
- El-Hussain, I., Omira, R., Deif, A., Al-Habsi, Z., Al-Rawas, G., Mohamad, A., Al-Jabri, K. and Baptista, M. A., 2016, Probabilistic tsunami hazard assessment along Oman coast from submarine earthquakes in the Makran subduction zone, *Arab J Geosci.*, 9(668), 3-14.
- Guo, A., Xiao, S. and Li, H., 2015, Time-Space Decoupled Explicit Method for Fast Numerical Simulation of Tsunami Propagation, *Pure Appl. Geophys.*, 172, 569-587.
- Heidarzadeh, M., Pirooz, M. D., Zaker, N. H., Yalciner, A. C., Mokhtari, M. and Esmaeily, A., 2008, Historical tsunami in the Makran subduction zone off the southern coasts of Iran and Pakistan and results of numerical modeling: *Ocean Eng.*, 35(8-9), 774-786.
- Heidarzadeh, M., Pirooz, M. D. and Zaker, N. H., 2009, Modeling the nearfield effects of the worst-case tsunami in the Makran subduction zone. *Ocean Eng.*, 36(5), 368-376.
- Heidarzadeh M. and 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, nos. 3/4, 621-640.
- Hoffmann, G., Ruppelcher, N., Albalushi, N., Grutner, G. and Reicherter, K., 2013, The impact of the 1945 Makran tsunami along the coastlines of the Arabian Sea (northern Indian Ocean)-A review: *Zeitschrift für Geomorphologie*, 57, 257-277.
- Huang Z. H., Wu, T. R., Tan, S. K., Megawati, K., Shaw, F., Liu, X. and Pan, T. C., 2009, Tsunami hazard from the subduction Megathrust of the South China Sea: Part II. Hydrodynamic modeling and possible impact on Singapore, *J Asian Earth Sci*, 36, 93-97.
- Imamura, F., Yalciner, A. C., and Ozyurt, G., 1995, Tsunami modelling manual, Technical Report, Disaster Control Research Center, Tohoku University., Sendai, Japan.
- Kanayama, H. and Dan, H., 2013, A tsunami simulation of Hakata Bay using the viscous shallow-water equations, *Japan J. Indust. Appl. Math.*, 30, 605-624.
- Koh, H. L., The, S. Y., Liu, P. L. F., Ismail, A. I. M. and Lee, H. L., 2009, Simulation of Andaman 2004 tsunami for assessing impact on Malaysia, *J Asian Earth Sci*, 36, 74-83.
- Liu, P. L. F., Cho, Y. S., Yoon, S. B. and Seo, S. N., 1994, Numerical simulations of the 1960 Chilean tsunami propagation and inundation at Hilo, Hawaii, in: El-Sabh, M. I. (Ed.), *Recent Development in Tsunami Research*, Kluwer Academic, Dordrecht, 99-115.
- Liu, P. L. F., Cho, Y. S., Briggs, M. J., Kanoglu, U. and Synolakis, C. E., 1995, Runup of solitary waves on a circular island, *Journal of Fluid Mechanics*, 302, 259-285.
- Liu, P. L. F., Woo, S. B. and Cho, Y. S., 1998, Computer Programs for Tsunami Propagation and Inundation, Technical report, Cornell University.
- Mercado, A. and McCann, W., 1998, Numerical simulation of the 1918 Puerto Rico tsunami, *Nat Hazards*, 18, 57-76.
- Neetu, S., Suresh, I., Shankar, R., Nagarajan, B., Sharma, R., Shenoi, S. S. C., Unnikrishnan, A. S. and Sundar, D., 2011, Trapped waves of the 27 November 1945 Makran tsunami: Observations and numerical modeling, *Nat. 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.
- Okal, E. A. and Synolakis, C. E., 2008, Far-field tsunami hazard from mega-thrust earthquakes in the Indian Ocean, *Geophys. J. Int.*, 172, 995-1015.
- Rashidi, A., Shomali, Z. H. and Keshavarz Farajkhah, N., 2018, Tsunami simulations in the western Makran using hypothetical heterogeneous source models from World's great earthquakes, *Pure Appl. Geophys.*, 175(4), 1325-1340.
- Ryan, W. B. F., Carbotte, S. M., Coplan, J. O., O'Hara, S., Melkonian, A., Arko, R., Weissel, R. A., Ferrini, V., Goodwillie, A., Nitsche, F., Bonczkowski, J. and Zemsky, R., 2009, Global Multi-Resolution Topography synthesis, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 10, Q03014.
- Smith, G. L., McNeill, L. C., Wang, K., He, J. and Henstock, T. J., 2013, Thermal structure and megathrust seismogenic potential of the Makran subduction zone, *J. Geophys. Res.*, 40, 8, 1528-1533.
- Titov, V. and Gonzalez, F., 1997, Implementation and testing of the method of splitting tsunami (MOST) model, Technical Report, Pacific Marine Environmental Laboratory.
- Sorensen, R. M., 2006, *Basic Coastal Engineering*, Ed., 3rd ed, Springer Verlag New York Inc.
- Synolakis, C. E., 2003, Tsunami and Seiche, in *Earthquake Engineering Handbook*, in: Chen W. F. and Scawthorn, C. (Eds.), CRC Press, Chapter 9, 1-90.
- Wang, K. and Liu, P. L. F., 2005, A numerical

- investigation of boumerdes-zemmouri (Algeria) earthquake and tsunami. CMES, 10(2), 171-184.
- Wang, K. and Liu, P. L. F., 2006, An analysis of 2004 Sumatra Earthquake fault plane mechanisms and Indian Ocean tsunami, J. Hydraulic Res., 44(2), 147-154.
- Wang, X. and Liu, P. L. F., 2007, Numerical simulations of the 2004 Indian Ocean tsunamis: coastal effects, Journal of Earthquake & Tsunami, 1(3), 273-297.
- Wijetunge, J. J., 2009, Field measurements and numerical simulations of the 2004 tsunami impact on the south coast of Sri Lanka, Ocean Engineering, 36, 960-973.
- Witter, R. C., Zhang, Y. J. and Wang, K., 2013, Simulated tsunami inundation for a range of Cascadia megathrust earthquake scenarios at Bandon, Oregon, USA. Journal of Geosphere, 9(6), 1-21.