مدل سازی عددی پتانسیل تولید سونامی در اثر وقوع زمین لرزه های زیر دریایی جهت ارزیابی خطر سونامی در سواحل مکران

چکیدہ

هدف اصلی از انجام این مطالعه، افزایش ظرفیت های نرم افزاری کشور در جهت توسعه سیستم هشدار سونامی برای سواحل جنوبی ایران در حاشیه اقیانوس هند، می باشد. سونامی سهمگین ۲۶ دسامبر سال ۲۰۰۴ (دی ماه ۱۳۸۳) در منطقه اقیانوس هند، لزوم توسعه سیستم های هشدار سونامی برای مناطق در معرض خطر سونامی، به خصوص برای سواحل منطقه اقیانوس هند را خاطر نشان کرد. با توجه به وجود خطر سونامی از ناحیه منطقه فرورانش مکران در سواحل جنوبی ایران، سونامی، به خصوص برای سواحل منطقه اقیانوس هند را خاطر نشان کرد. با توجه به وجود خطر سونامی از ناحیه منطقه فرورانش مکران در سواحل جنوبی ایران، کشورمان متعهد شده است که در جهت توسعه سیستم هشدار سونامی گام برداشته و در این راستا، با کشورهای منطقه همکاری کند. چنانچه مجموعه فعالیت های مورد نیاز برای توسعه چنین سیستم هایی به دو گروه سخت افزاری و نرم افزاری تقسیم شود، مدلسازی عددی سونامی در گروه دوم قرار می گیرد و بدون شک مورد نیاز برای توسعه یک سیستم هشدار سونامی امکان پذیر نخواهد بود. در قالب این مطالعه، مدلسازی عددی سونامی در گروه دوم قرار می گیرد و بدون شک مورد نیاز برای توسعه یک سیستم هشدار سونامی افزاری و نرم افزاری تقسیم شود، مدلسازی عددی سونامی در گروه دوم قرار می گیرد و بدون شک مورد نیاز برای توسعه یک سیستم هشدار سونامی امکان پذیر نخواهد بود. در قالب این مطالعه، مدلسازی فازهای تولید و انتشار سونامی به طور کامل مورد بحث قرار گرفته و نتایج بدست آمده با تجربیات بین المللی در زمینه مدلسازی سونامی مقایسه شده و مورد سنجش قرار گرفته است. در پایان، نشان داده شده است که چگونه می توان از نتایج مدلسازی سونامی که در این مقاله مورد بحث قرار گرفته است، جهت توسعه یک سیستم هشدار سونامی که در این مقاله مورد بحث قرار گرفته است، جهت توسعه یک سیستم هشدار سونامی استفاده کرد.

واژه های کلیدی: منطقه فرورانش مکران، سونامی، مدل سازی عددی، تولید سونامی، انتشار سونامی

۱– مقدمه

بررسی ها نشان می دهد که نواحی فرورانش در مرز صفحات تکتونیکی در جایی که صفحه اقیانوسی به زیر صفحه قاره ای فرورانش می کند، منشا اصلی زمین لرزه های سونامی زا می باشد[۱و۳]. دو ناحیه فرورانش اصلی واقع در منطقه اقیانوس هند عبارتند از ناحیه فرورانش سوماترا در نواحی دور از ساحل اندونزی که سونامی سهمگین ۲۶ دسامبر سال ۲۰۰۴ را ایجاد نمود و نیز ناحیه فرورانش مکران در قسمت شمال غربی اقیانوس هند (شکل ۱) که در نزدیکی سواحل ایران، عمان، پاکستان و هند واقع شده است. بررسی سابقه وقوع سونامی در منطقه مکران نشان دهنده وقوع سونامی های با تلفات بالا در این منطقه می باشد. آخرین سونامی مهم در منطقه مکران در تاریخ ۲۸ نوامبر سال ۱۹۴۵ در اثر وقوع زمین لرزه ای با بزرگای گشتاور ۱/۸ تولید گردید که حدود ۴۰۰۰ کشته در سواحل پاکستان، هند، عمان و ایران بر جای گذاشت [۴].

با توجه به سوابق موجود، منطقه مکران به لحاظ تکتونیکی توانایی ایجاد زمین لرزه های بزرگ سونامی زا را داشته و لذا خطر سونامی ناشی از منطقه فرورانش مکران برای سواحل جنوبی ایران یک خطر جدی به شمار می رود. اقدامات موثر وابسته به نتایج مدلسازی عددی فرآیند سونامی می باشند. نتایج مدلسازی عددی می تواند اطلاعات ارزشمندی در مورد میزان و الگوی تغییر شکل کف اقیانوس در اثر وقوع زمین لرزه های زیر دریایی در محل ناحیه فرورانش، زمان رسیدن امواج سونامی از محل تولید تا نواحی ساحلی، الگوی انتشار امواج سونامی امواج سونامی در خط ساحلی و دیگر اطلاعات را در اختیار قرار دهد که هر یک از این اطلاعات، در جهت توسعه سیستم های هشدار سونامی از اهمیت فوق العاده ای بر خوردار هستند.



شکل (۱): بالا: جزئیات مشخصات تکتونیکی منطقه فروررانش مکران. پایین: نقشه عمومی منطقه اقیانوس هند که موقعیت جغرافیایی منطقه مکران در آن مشخص شده است.

در ادامه به مدلسازی فازهای تولید و انتشار سونامی پرداخته شده و نشان داده می شود که اطلاعات به دست آمده از مدلسازی عددی سونامی، چگونه می توانند در جهت توسعه سیستم هشدار سونامی مورد استفاده قرار گیرند.

۲- مشخصات زمین شناسی و تکتونیکی منطقه مکران

همانگونه که در شکل(۱) نشان داده شده است، ناحیه فرورانش مکران در نزدیکی سواحل ایران، عمان، پاکستان و هند با طولی حدود ۹۰۰ کیلومتر در امتداد شرقی- غربی گسترش یافته است. در این ناحیه صفحه اقیانوسی عمان با یک حرکت رو به شمال به زیر قسمت جنوب شرقی زیر صفحه ایران فرورانش می کند. مطالعات صورت گرفته توسط حیدرزاده و همکاران (۲۰۰۷) [۴ و ۵] نشان می دهد که به طور کلی مشخصات تکتونیکی منطقه مکران را می توان به ۵ دسته زیر دسته بندی کرد:

- الف سرعت فرورانش: مطالعات صورت گرفته بر اساس اطلاعات به دست آمده از یک شبکه GPS نشان می دهد که سرعت فرورانش صفحه اقیانوسی عمان به زیر صفحه ایران در منطقه مکران حدود ۱۹ میلیمتر در سال می باشد [۶].
- **ب زاویه فرورانش:** مطالعات صورت گرفته اخیر با استفاده از پروفیل های لرزه ای دو بعدی در منطقه مکران نشان می دهد که این زاویه بین ۲ تا ۸ درجه متغیر می باشد [۷].
- **ج گوه های افزاینده**: مکران یکی از بزرگترین گوه های افزاینده دنیا می باشد و ضخامت رسوبات جمع شده در این منطقه در حدود ۲ کیلومتر می باشد [۸].
 - **د- گودال اقیانوسی:** بر خلاف سایر مناطق فرورانش دنیا، در منطقه مکران هیچ گونه گودالی مشاهده نمی شود [۷].
- **ه- فعالیت آتش فشانی:** مشابه سایر مناطق فرورانش دنیا، آتش فشان های زیادی در منطقه مکران وجود دارند که هر از چند گاهی فعال می شوند [۹].

۳- انتخاب زمین لرزه مبنا

حیدرزاده و همکاران (۲۰۰۸) [۱۱] لرزه خیزی منطقه مکران را با روش احتمالاتی مورد بررسی قرار دادند. نتایج به دست آمده نشان می دهد که دوره بازگشت زمین لرزه ای با بزرگای ۸ در این منطقه حدود ۲۰۰ سال می باشد و احتمال وقوع چنین زمین لرزه ای در ۵۰ سال آینده حدود ۲۵ درصد می باشد. در این مطالعه، زمین لرزه ای با بزرگای گشتاور ۸ در موقعیت جغرافیایی ۲۴/۵ درجه شمالی و ۶۰/۵ درجه شرقی و در نواحی دور از ساحل چابهار جهت مدلسازی فرآیند تولید و انتشار امواج سونامی مورد استفاده قرار می گیرد.

۴_ مدلسازی تولید سونامی

مدلسازی تولید سونامی عبارتست از مدل کردن بالاآمدگی ایجاد شده در کف اقیانوس در اثر وقوع زمین لرزه در محل منطقه فرورانش. مساله تولید سونامی یک مساله ژئوفیزیکی و زمین شناسی بوده و ضروری است که با کمک ابزارهای زمین شناسی تکتونیک مورد مدلسازی قرار گیرد. مهم ترین پارامترهای موثر در میزان بالاآمدگی کف اقیانوس در اثر وقوع زمین لرزه در محل منطقه فرورانش را می توان به صورت زیر تقسیم بندی کرد:

- ۱- بزرگای زمین لرزه: به طور کلی هر چه زمین لرزه قویتر باشد، سونامی تولید شده نیز مخرب تر خواهد بود.
- ۲- **عمق زمین لرزه**: با افزایش عمق کانونی زمین لرزه، انرژی کمتری به سطح زمین رسیده و میزان بالاآمدگی کف اقیانوس نیز کاهش می یابد [۱۲].
- ۳- شیب ناحیه فرورانش: شیب ناحیه فرورانش عبارتست از زاویه ای که صفحه اقیانوسی به زیر صفحه قاره ای در محل ناحیه فرورانش می لغزد. با افزایش شیب ناحیه فرورانش، میزان بالاآمدگی کف اقیانوس افزایش خواهد یافت.
- ۴- زاویه لغزش: این زاویه عبارتست از زاویه بین خط افق در صفحه گسل با خطی که اثر حرکت گسل را در روی صفحه گسیختگی نشان می دهد. معمولا زمین لرزه هایی که مکانیسم غالب آنها به صورت شیب لغز می باشد، بالاآمدگی بیشتری در سطح زمین ایجاد می کنند.

در طی دهه های گذشته تلاش های گسترده ای جهت تعیین تغییر شکل سطح زمین در اثر وقوع زمین لرزه در اعماق زمین صورت گرفته است. در این مطالعه از مدل مبتنی بر معادلات ارائه شده توسط مانسینها و اسمیلی (۱۹۷۱) [۱۴] جهت مدلسازی فاز تولید سونامی استفاده می گردد. جهت محاسبه پارامتر های لرزه ای از روابط تجربی ارائه شده توسط لرزه شناسان که رابطه ای بین بزرگای زمین لرزه و ابعاد ناحیه گسیخته شده برقرار کرده اند، استفاده می شود.

دسته دیگری از پارامترهای مورد نیاز جهت تحلیل و محاسبه بالاآمدگی کف اقیانوس در اثر وقوع زمین لرزه، مربوط به مشخصات زمین شناسی، تکتونیکی و لرزه شناسی منطقه می باشند. این پارامترها عبارتند از شیب ناحیه فرورانش، زاویه لغزش و عمق زمین لرزه. جهت تعیین این پارامترها از نتایج ارائه شده توسط حیدرزاده و همکاران (۲۰۰۷) [۵] و نیز حیدرزاده و همکاران (۱۳۸۶) [۱۰ و ۱۳] استفاده می شود.

بدین ترتیب، پارامترهای لرزه ای، زمین شناسی و تکتونیکی مورد نیاز جهت محاسبه تغییر شکل کف اقیانوس در اثر وقوع زمین لرزه در منطقه فرورانش مکران تکمیل می گردد.

نتایج حاصل از مدل در شکل شماره ۳ ترسیم شده است. شکل ۳ نشان می دهد که تغییر شکل کف اقیانوس در اثر وقوع زمین لرزه به صورت دو قطبی و با قطب های مثبت و منفی می باشد (مقطع A-A در شکل ۳). منظور از قطب مثبت همان بالاآمدگی کف اقیانوس و قطب منفی نیز پایین افتادگی می باشد. براساس شکل ۳، با فرض وقوع زمین لرزه ای با بزرگای ۸، حداکثر بالاآمدگی برابر با حدود ۱/۵ متر و حداکثر پایین افتادگی نیز حدود ۱ متر می باشد. بالاآمدگی در سمت اقیانوس و پایین افتادگی نیز در سمت ساحل اتفاق افتاده است. الگوی فوق الذکر، مد غالب نحوه گسیختگی های تکتونیک در مناطق فرورانش دنیا بوده و در سایر نواحی فرورانش از جمله ناحیه فرورانش ژاپن [۳]، ناحیه فرورانش کلمبیا [۱۷]، ناحیه فرورانش سوماترا [۱]، ناحیه فرورانش مکزیک [۱۸] و دیگر نواحی فرورانش نیز الگوهایی مشابه با شکل شماره ۳ گزارش شده است.

۵۔ مدلسازی انتشار سونامی

۵-۱- معادلات حاکم

همانطور که در بالا بحث شد، امواج سونامی به عنوان امواج ثقلی بلند طبقه بندی می شوند. با توجه به اینکه در امواج بلند، عمق آب به مراتب کوچکتر از طول موج می باشد، به این امواج، گاهی امواج آب های کم عمق نیز گفته می شود [۱۲]. در مورد امواج آب های کم عمق، شتاب قائم ذرات آب در مقایسه با شتاب ثقل، بسیار ناچیز بوده و قابل صرف نظر کردن می باشد.



شکل (۳): نتایج فرآیند مدلسازی فاز تولید سونامی

هم چنین، برای امواج بلند که سونامی از آن جمله است، با تقریب بسیار خوبی فرض می گردد که سرعت های افقی در اعماق مختلف، چندان تغییر نمی کنند. در مجموع با توجه به ساده سازی های فوق الذکر، معادلات هیدرودینامیک حاکم بر پدیده انتشار سونامی به صورت زیر خلاصه می شوند:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} + g \frac{\partial y}{\partial x} = S_x \tag{1}$$

(٢)

$$\frac{\partial \overline{v}}{\partial t} + \overline{u} \frac{\partial \overline{v}}{\partial x} + \overline{v} \frac{\partial \overline{v}}{\partial y} + g \frac{\partial y}{\partial y} = S_y$$

$$\frac{\partial y}{\partial t} + \frac{\partial [\overline{u}(y+d)]}{\partial x} + \frac{\partial [\overline{v}(y+d)]}{\partial y} = 0 \qquad (\texttt{m})$$

در این معادلات، u و v به ترتیب عبارتند از سرعت های متوسط گیری شده در عمق در جهات x و y ، x و y_y عبارتند از ترم های چشمه و چاه در جهات x و y که هر یک می توانند شامل اثرات کوریولیس، اثرات اصطکاک کف و سایر موارد باشند که بستگی به شرایط خاص هر مساله دارد. ... وزن مخصوص سیال، t بیانگر زمان، g شتاب ثقل، y دامنه موج سونامی نسبت به عمق آب ساکن و d نیز عمق آب می باشد.

بررسی ادبیات فنی نشان می دهد که از بین مدل های موجود در مدلسازی فاز انتشار سومامی، دو مدل TUNAMI و MOST از اعتبار بالاتری برخوردار هستند و بیشتر از سایر مدل ها مورد توجه بوده اند. دو مدل فوق الذکر، تنها مدل های غیر خطی امواج بلند هستند که در دومین کارگاه بین المللی مدل های امواج بلند (۱۶–۱۲ سپتامبر ۱۹۹۵، دانشگاه ایالتی واشنگتن، آمریکا) با استفاده از نتایج آزمایشگاهی و داده های واقعی به صورت موفقیت آمیزی مورد صحت سنجی قرار گرفتند [۳۶]. علاوه بر این، همانطور که پیشتر اشاره شد، این دو مدل توسط کمیسیون بین الدولی اقیانوس شناسی وابسته به یونسکو مورد تایید قرار گرفته و به طور رسمی در اختیار کشورهای در معرض خطر سونامی قرار گرفته اند. با توجه به توضیحات فوق، در این مطالعه جهت مدلسازی فاز انتشار سونامی از مدل TUNAMI استفاده می شود.



شکل (۴) : اطلاعات عمق آب اقیانوس برای منطقه مکران با استفاده از داده های GEBCO

۵-۲- استفاده از مدل انتشار سونامی برای سواحل جنوبی ایران

در این قسمت، نتایج به دست آمده از فاز تولید سونامی (شکل ۳) را به عنوان شرایط اولیه به مدل انتشار سونامی وارد کرده و به مدلسازی انتشار سونامی می پردازیم. جهت مدلسازی انتشار سونامی، یک شبکه محاسباتی با ابعاد ۸۳۳ در ۵۵۵ از نواحی دور از سواحل جنوبی ایران با توجه به اطلاعات عمق آب اقیانوس (شکل ۴) در نظر گرفته می شود. با توجه به طولانی بودن زمان اجرای برنامه، مدت زمان انتشار سونامی معادل ۱۲۰ دقیقه در نظر گرفته می شود که با توجه به موقعیت کانونی زمین لرزه مبنا، مناسب به نظر می رسد.

نتیجه مدلسازی انتشار سونامی، به صورت گرافیکی در شکل ۵ ترسیم شده است. این شکل، موقعیت امواج سونامی را در زمان های ۵، ۱۵، ۳۰ و ۶۰ دقیقه پس از وقوع زمین لرزه نشان می دهند.

هم چنین، جهت بررسی دقیق تر اثر امواج سونامی بر نواحی ساحلی، چند نقطه مرجع در سرتاسر نواحی ساحلی ایران در نظر گرفته شده و تاریخچه زمانی موج سونامی در هر یک از آنها ثبت شده است. موقعیت تعدادی از این نقاط مرجع در شکل ۶ و تاریخچه زمانی امواج در نقاط مذکور نیز در شکل ۷ نمایش داده شده است. شکل ۸ تخمینی از ارتفاع امواج در خطوط ساحلی را نشان می دهد.

۵-۳- بحث بر روی نتایج به دست آمده از مدلسازی انتشار

با بررسی نتایج ارائه شده در اشکال ۵ تا ۸ به موارد زیر می توان دست یافت.

۱- بررسی تاریخچه زمانی امواج در نقاط مرجع ۵ تا ۷ نشان می دهد که در زمان t=0، ارتفاع موج در این نقاط حدود ۰/۵- متر می باشد. این مساله بیانگر موج اولیه کاهنده در این نقاط می باشد. به عبارت دیگر، همانطور که پیشتر اشاره شد، الگوی تغییر شکل کف اقیانوس در اثر زمینلرزه (شکل۳) به صورت دو قطبی و شامل بالاآمدگی در سمت اقیانوس و پایین افتادگی در سمت ساحل می باشد. در نتیجه، در لحظه وقوع زمین لرزه، در اثر پایین افتادگی نواحی ساحلی، سطح آب نواحی ساحلی نیز بالتبع پایین می افتد. لذا همانطور که در شکل۲ مشاهده می شود، در دقایق اولیه، ارتفاع امواج سونامی منفی بوده و آب به سمت داخل اقیانوس پیشروی می کند. در اثر این پدیده، کف اقیانوس در طول چندین کیلومتر، نمایان می شود.





شکل (۵): وضعیت انتشار امواج سونامی در زمان های۵، ۱۵، ۳۰ و ۶۰ دقیقه پس از وقوع زمین لرزه- مقیاس ارتفاع امواج بر حسب متر می باشد.



شکل (۶): موقعیت تعدادی نقاط مرجع در نواحی ساحلی ایران جهت ثبت تاریخچه زمانی امواج سونامی



شکل (۷): تاریخچه زمانی امواج سونامی در نقاط مرجع. ارتفاع آب در محل این نقاط مرجع حدود ۱۰ متر می باشد.



شکل (۸): حداکثر ارتفاع امواج محاسبه شده در نقاط مختلف خط ساحلی

۲- الگوی انتشار امواج سونامی که در شکل ۵ نمایش داده شده است، نشان می دهد که سرعت انتشار و نیز ارتفاع امواج سونامی به سمت غرب منطقه مکران (نواحی تنگه هرمز و خلیج فارس) و نیز شرق منطقه مکران، بسیار کمتر از سرعت و ارتفاع آن به سمت جنوب می باشد. این مساله، دو علت عمده دارد. علت اول آن، عمق کم مناطق شرق و غرب در مقایسه با جنوب می باشد (شکل ۴). سرعت انتشار امواج سونامی با استفاده از رابطه $\frac{1}{\sqrt{gh}}$ به دست می آید که در آن V سرعت موج سونامی، g شتاب ثقل و h نیز عمق آب اقیانوس می باشد [۳۸]. استفاده از رابطه \sqrt{gh} به دست می آید که در آن V سرعت موج سونامی، g شتاب ثقل و h نیز عمق آب اقیانوس می باشد [۳۸]. بنابراین، موج سونامی هنگامی که وارد آب های کم عمق می شود، سرعت آن کاهش می یابد. در این ناحیه، به خاطر پدیده افزایش شدید ارتفاع موج در اثر ورود به آبهای کم عمق (Shaoling)، ارتفاع موج افزایش می یابد. و همین مساله باعث اثرات تخریبی بسیار زیاد موج سونامی می موج در اثر کاهش می یابد. در این ناحیه، به خاطر پدیده افزایش شدید ارتفاع موج در اثر کاهش می یابد. در این ناحیه، به خاطر پدیده افزایش شدید ارتفاع موج در اثر کاهش می یابد. و همین مساله باعث اثرات تخریبی بسیار زیاد موج سونامی می موج در اثر کاهش سرعت اندان از ماد ورود به آبهای کم عمق وسیع روبرو هستیم مانند منطقه تنگه هرمز و یا خلیج فارس، تجربیات بین المللی نشان می دهد که در اثر کاهش سرعت انتشار امواج سونامی در یک منطقه کم عمق وسیع، بخش اعظمی از انرژی آن مستهلک شده و در نهایت قدرت تخریبی سونامی کاهش می یابد [۴ کاهش می یابد] معرفی در یک منطقه کم عمق وسیع، بخش اعظمی از انرژی آن مستهلک شده و در نهایت قدرت تخریبی سونامی در اثر کاهش می یابد] و ۳۹]. علت دوم این مساله، جهت گسیختگی و یا همان راستای گسلش می باشد. معمولا حداکثر انرژی و ارتفاع موج سونامی در بخل می میامی می مواد داکش ای مرزی و ارتفاع موج سونامی می باشد. معمولا حداکثر انرژی و ارتفاع موج سونامی در جهت عمود بر راستای گسلش می یابد] می باشد. در بهایت می در به می باشد. در نهای می در به می باشد در این ناحیه معمولا به صورت غربی و شرقی می باشد. در نتیجه، حداکثر انرژی سوزی می باری می مود بر آن، می مود بر آن، راستای گربی-شرقی منطقه مکران (شکل ۱)، راستای گسیامی در ریناحیه معمولا به صورت غربی و شرقی می اشد. در نتیجه، حداکثر انر

شمالی- جنوبی متمرکز خواهد شد. بنابراین، شکل ۵ بیانگر این نکته است که خطرات ناشی از سونامی های محتمل در منطقه مکران بر روی تنگه هرمز و نیز خلیج فارس، نسبتا کم می باشد.

- ۳- بررسی تاریخچه زمانی امواج در نقاط مرجع (شکل۷) اطلاعات ارزشمندی در مورد زمان رسیدن اولین موج سونامی، زمان رسیدن بزرگترین امواج، ارتفاع امواج و نیز تعداد امواج بزرگ سونامی، در اختیار قرار می دهد. با توجه به این شکل و با صرف نظر از موج کاهنده اولیه، اولین موج افزایشی سونامی در حدود ۱۵ تا ۲۰ دقیقه پس از وقوع زمین لرزه، نزدیکترین نقطه ساحلی (نقاط مرجع شماره ۵، ۶ و ۷) را مورد حمله قرار می دهد. هم چنین، به عنوان مثال در نقاط مرجع ۵ و۶ که نزدیکترین نقاط به مرکز زمین لرزه هستند، حدود ۵ موج بزرگ سونامی اتفاق می افتد. قابل ذکر است که تاریخچه زمانی امواج در نقاط مرجع، کاملا تابع بزرگا و کانون زمین لرزه است و بدیهی است که با تغییر بزرگا و کانون زمین لرزه، وضعیت امواج در نقاط مرجع نیز متفاوت خواهد بود.
- ۴- شکل ۸ نشان می دهد که الگوی توزیع ارتفاع امواج سونامی در خط ساحلی نسبت به مرکز زمین لرزه (طول جغرافیایی ۶۰/۵) به صورت زنگوله ای می باشد که در نواحی نزدیک به کانون زمین لرزه، ارتفاع موج حداکثر بوده و سپس با دور شدن از کانون زمین لرزه به سمت شرق و غرب، ارتفاع موج نیز کاهش می یابد [۸۱ و ۴۰]. با توجه به شکل ۸، حداکثر ارتفاع امواج سونامی در خط ساحلی حدود ۳ متر می باشد که در نواحی ساحلی نزدیک به کانون زمین لرزه، (طول جغرافیایی ۶۰/۵). با توجه به شکل ۸، حداکثر ارتفاع امواج سونامی در خط ساحلی حدود ۳ متر می باشد که در نواحی ساحلی نزدیک به کانون زمین لرزه، (طول جغرافیایی ۶۰/۵). با توجه به شکل ۸، حداکثر ارتفاع امواج سونامی در خط ساحلی حدود ۳ متر می باشد که در نواحی ساحلی نزدیک به کانون زمین لرزه (طول جغرافیایی ۶۰/۵ در شکل ۸) اتفاق افتاده است. تجربیات بین المللی نشان می دهد که برای سونامی ساحلی نزدیک به کانون زمین لرزه، رطول جغرافیایی ۶۰/۵ در شکل ۸) اتفاق افتاده است. تجربیات بین المللی نشان می دهد که برای سونامی ساحلی نزدیک به کانون زمین لرزه (طول جغرافیایی ۶۰/۵ در شکل ۸) اتفاق افتاده است. تجربیات بین المللی نشان می دهد که برای سونامی های تکتونیک (سونامی با منشا زمین لرزه)، حداکثر ارتفاع موج در نقاط ساحلی حدود ۲ برابر حداکثر انقاع موج به دست آمده در این مطالعه، از ۲۰ می باشد در بالاآمدگی کف اقیانوس (شکل ۳) حدود ۱/۵ متر بوده است، لذا حداکثر ارتفاع موج به دست آمده در این مطالعه، با تجربیات بین المللی هم خوانی دارد. هم چنین، در یک فاصله حدود ۲۵۰ کیلومتری، از طول جغرافیایی ۲۰/۹ تا ۶۰/۶ نیز ارتفاع امواج با تجربیات بین المللی هم خوانی دارد. هم چنین، در یک فاصله حدود ۲۵۰ کیلومتری، از طول جغرافیایی ۲۰/۹ تا ۲۰/۶ نیز ارتفاع امواج با تجربیات بین المللی هم خوانی دارد. هم چنین، در یک فاصله حدود ۲۵۰ کیلومتری، از طول جغرافیایی ۲۰/۹ تا ۲۰ مراح در ۲۰ مراح ماری با تورسامی با تر راد می با تجربیات بین المللی هم خوانی دارد. هم چنین، در یک فاصله حدود ۴۰۰ کیلومتری از نوار ساحلی، ارتفاع موج سونامی بالاتر از ۲۰ مر می باشد.
- ۵- از آن جایی که اولین موج سونامی در مدت زمان ۱۵ تا ۲۰ دقیقه، اولین نقطه ساحلی را مورد حمله قرار خواهد داد، سیستم هشدار سونامی مورد نیاز برای سواحل جنوبی ایران از نوع میدان نزدیک خواهد بود. سیستم های هشدار سونامی میدان نزدیک باید قادر باشد در مدت زمان کمتر از ۱۰ دقیقه به ارزیابی وجود و یا عدم وجود خطر سونامی و سپس، در صورت وجود خطر، به صدور اعلان خطر سونامی بپردازد.

۶_ استفاده از نتایج حاصل از این مطالعه جهت توسعه یک سیستم هشدار سونامی برای سواحل ایران

سیستم هشدار سونامی، سیستمی است که بعد از وقوع زمین لرزه های زیر دریایی از طریق تحلیل داده های لرزه ای و موج سنجی معین می کند که زمین لرزه مذکور توانایی ایجاد امواج سونامی را دارد یا خیر [۱۳ و ۴۱]. در صورتی که خطر سونامی وجود داشته باشد، این سیستم از طریق صدور اعلان خطر در نواحی در معرض خطر، مردم ساکن را مطلع می نماید [۱۳ و ۴۱]. حیدرزاده و همکاران (۱۳۸۶ و ۲۰۰۶) [۱۳،۴۱ و ۴۲] در مورد ساختار این سیستم، مکانیسم و مولفه های آن برای سواحل جنوبی ایران بحث کرده اند. در این قسمت از تکرار آنها خودداری شده و به این مطلب خواهیم پرداخت که نقش مدلسازی عددی در یک سیستم هشدار سونامی چیست.

هنگامی که یک زمین لرزه در زیر اقیانوس اتفاق می افتد، در گام اول از طریق ثبت امواج زمین بوسیله شبکه لرزه نگاری و سپس تحلیل آنها در مرکز هشدار سونامی، مشخصات اصلی زمین لرزه مذکور که در تولید سونامی نقش اساسی دارند محاسبه می شوند. بر اساس سینولاکیس (۲۰۰۳) [۱۲]، این مشخصات عبارتند از کانون زمین لرزه، بزرگا و عمق آن. این سه پارامتر نقش کلیدی در تولید سونامی دارند. در گام بعدی، باید مشخص شود که اولا زمین لرزه مذکور قادر به تولید سونامی هست و یا خیر و ثانیا اگر سونامی تولید می شود، کدام نواحی تحت تاثیر قرار می گیرد، امواج بعد از چند دقیقه به نواحی ساحلی خواهند رسید، و ارتفاع موج در خط ساحلی چقدر خواهد بود. پاسخ تمام این سوال ها تنها از طریق مدلسازی عددی سونامی قابل دسترس خواهد بود.

جهت پاسخ به سوالات فوق الذکر، معمولا سیستم های هشدار سونامی به یک پایگاه داده از مدلسازی عددی سونامی مجهز هستند. بدین صورت که با توجه به تمام منابع سونامی زا از قبیل نواحی فرورانش, گسل های مختلف موجود در کف اقیانوس، آتش فشان ها و زمین لغزش های محتمل و نیز در نظر گرفتن سناریوهای مختلف، مدلسازی سونامی صورت گرفته و مشخصاتی از قبیل ارتفاع موج در خط ساحلی، زمان رسیدن امواج و نواحی در معرض خطر در یک پایگاه داده ثبت و ضبط می گردد. پس از وقوع زمین لرزه با مراجعه به پایگاه داده فوق در مورد صدور و یا عدم صدور اعلان خطر تصمیم گیری می شود. این پایگاه داده قبل از وقوع سونامی تهیه شده و پس از وقوع زمین لرزه، با توجه به مشخصات زمین لرزه و موقعیت جغرافیایی آن، به بانک اطلاعاتی مذکور مراجعه کرده و با توجه به نتایج شبیه ترین زمین لرزه (از نظر بزرگا، عمق و موقعیت کانونی)، در زمینه اعلان و یا عدم اعلان خطر تصمیم گیری می شود.

۷- نتيجه گيري:

مهم ترین نتایج این مطالعه را می توان به شرح زیر خلاصه کرد:

- ۱- مدلسازی فاز تولید سونامی برای یک سناریوی وقوع زمین لرزه با بزرگای ۸، نشان می دهد که یک منطقه به ابعاد حدودا ۲۵۰ کیلومتر در ۱۵۰ کیلومتر از کف اقیانوس دچار تغییر شکل می شود و حداکثر مقدار بالاآمدگی کف اقیانوس در حدود ۱/۵ متر می باشد. الگوی تغییر شکل کف اقیانوس در اثر زمین لرزه به صورت دو قطبی و شامل بالاآمدگی در سمت اقیانوس و پایین افتادگی در سمت ساحل می باشد.
- ۲- مدلسازی فاز انتشار سونامی برای یک سناریوی وقوع زمین لرزه با بزرگای ۸ نشان می دهد که امواج سونامی در مدت ۱۵ تا ۲۰ دقیقه، نزدیکترین ساحل را مورد حمله قرار می دهند. حداکثر مقدار ارتفاع موج در خط ساحلی حدود ۳ متر برآورد شده است.
- ۳- نتایج مدلسازی سونامی برای یک سناریوی وقوع زمین لرزه ای با بزرگای ۸ در نواحی دور از ساحل چابهار، نشان می دهد که سونامی حاصله، حداقل ۴۰۰ کیلومتر از نواحی ساحلی را متاثر خواهد کرد.
- ۴- بررسی های اولیه نشان می دهد که حدود ۸۹۱ سناریو برای توسعه پایگاه داده مدلسازی سونامی های تکتونیک، جهت توسعه سیستم هشدار سونامی در سواحل ایران باید مورد توجه قرار گیرد.
- ۵- با توجه به فاصله زمانی اندک بین وقوع زمین لرزه و رسیدن اولین موج سونامی به خط ساحلی (۱۵ تا ۲۰ دقیقه)، در صورت وجود خطر سونامی، سیستم هشدار سونامی سواحل جنوبی ایران باید در مدت زمان کمتر از ۱۰ دقیقه به صدور اعلان خطر بیردازد.

۸_مراجع:

- [1]. Geist E. L., Titov V. V. and Synolakis C. E., (2006), "Tsunami: Wave of Change", Scientific American, January 2006, pp 56-63
- [2]. International Oceanographic Commission (IOC), (2005), "Intergovernmental Coordination Group for the Indian Ocean Tsunami Warning and Mitigation System (ICG/IOTWS) ", Reports of Governing and Major Subsidiary Bodies, First Session, 3-5 August, Perth, Western Australia
- [3]. Satake K., and Tanioka Y., (1999), "Source of Tsunami and Tsunamigenic Earthquakes in Subduction Zones", Pure and Applied Geophysics, Vol. 154, pp 467-483
- [4]. Heidarzadeh M., Pirooz M. D., Zaker N. H., Yalciner, A.C., Mokhtari M., Esmaeily, A. (2008), "Historical Tsunami in the Makran Subduction Zone off the Southern Coasts of Iran and Pakistan and Results of Numerical Modeling ", Ocean Engineering, Vol. 35, No. 8, pp 774-786.
- [5]. Heidarzadeh M., Pirooz M. D., Zaker N. H., and Mokhtari M., (2007), "Modeling of Tsunami Propagation in the Vicinity of Southern Coasts of Iran Bordering the Indian Ocean", Proceedings of OMAE 2007, 26th International Conference on Offshore Mechanics and Arctic Engineering, June 10-15, San Diego, USA
- [6]. Vernant Ph., Nilforoushan F., Hatzfeld D., Abbasi M. R., Vigny C., Masson F., Nankali H., Martinod J., Ashtiani A., Bayer R., Tavakoli F., and Chery J., (2004), "Present-Day Crustal Deformation and Plate Kinematics in the Middle East Constrained by GPS Measurements in Iran and Northern Oman", Geophyical Journal Inernational, Vol. 157, pp 381-398
- [7]. Schluter H. U., Prexl A., Gaedicke Ch., Roeser H., Reichert Ch., Meyer H., and Daniels C. von, (2002), "The Makran accretionary wedge: sediment thicknesses and ages and the origin of mud volcanoes", Marine Geology, Vol. 185, pp 219-232
- [8]. Koppa C., Fruehn J., Flueh E.R., Reichert C., Kukowski N., Bialas J., and Klaeschen D., (2000), "Structure of the Makran subduction zone from wide-angle and refleection seismic data", Tectonophysics, Vol. 329, pp 171-191
- [9]. Wiedicke M., Neben S., and Spiess V., (2001), "Mud Volcanoes at the Front of the Makran Accretionary Complex, Pakistan", Marine Geology, Vol. 172, pp 57-73

```
[ ]. حيدرزاده، م.، دولتشاهي پيروز، م.، حاجي زاده ذاكر، ن.، و مختاري، م.، (١٣٨٩)، "بررسي تاريخچه وقوع سونامي و ارزيابي پتانسيل سونامي خيزي منطقه
                                         فرورانش مکران در سواحل دریای عمان "،پذیرفته شده جهت چاپ در فصلنامه علمی و پژوهشی علوم زمین
```

- [11]. Heidarzadeh, M., Pirooz, M. D., Zaker, N. H., Synolakis, C. E., (2008), "Evaluating tsunami hazard in the northwestern Indian Ocean". Pure and Applied Geophysics, Vol. 165, pp. 1-14, doi: 10.1007/s00024-008-0415-8
- [12]. Synolakis C.E., (2003), "Tsunami and Seiche", in Earthquake Engineering Handbook, edited by Chen W. F., and Scawthorn, C., CRC Press, Chapter 9, pp1-90

[]. حیدرزاده، م.، دولتشاهی پیروز، م.، حاجی زاده ذاکر، ن.، و مختاری، م.، (۱۳۸۶)، " ارزیابی پتانسیل سونامی خیزی و ارائه ساختار یک سیستم هشدار سونامی برای سواحل جنوبی ایران در حاشیه اقیانوس هند "،پذیرفته شده جهت چاپ در فصلنامه علمی و پژوهشی شریف

[14]. Mansinha L. and Smylie D. E., (1971), "The Displacement Field of Inclined Faults", Bulletin of Seismological Society of Amereica, Vol. 61, pp 1433–1440

- [15]. Wells D. L. and Coppersmith K. J., (1994), "New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 84, No. 4, pp. 974-1002
- [16]. Heidarzadeh M., Pirooz M. D., Zaker N. H., and Mokhtari M., (2007), "Numerical Simulation of the 28 November 1945 Makran Tsunami as a Tool to assess the Tsunami Risk in Southern Coasts of Iran", Proceedings of 5th International Conference on Seismoloigy and Earthquake Engineering (SEE5), 13-14 May 2007, Tehran, Iran
- [17]. Fernandez M., Ortiz-Figueroa M., and Mora R., (2004), "Tsunami Hazards in El Salvador", *in* Rose, W.I., Bommer, J.J., Lopez, D.L., Carr, M.J., and Major, J.J., eds., Natural hazards in El Salvador: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 375, pp 435–444
- [18]. Synolakis C. E., and Okal E. A.,(2005), "1992–2002: Perspective on a Decade of Post-Tsunami Surveys", in *Tsunamis: Case Studies and Recent Developments*, K. Satake (Editor), *Advances in Natural and Technological Hazards research*, Vol. 23, pp 1–30
- [19]. Mader Charles L., (1974), "Numerical Simulation of Tsunamis," *Journal of Physical Oceanography*, Vol. 4, No. 1, pp 74-82
- [20]. Mendes V. L., Baptista M. A., Miranda J. M., and Miranda P. M. A., (1999), "Can Hydrodynamic Modeling of Tsunami Contribute to Tsunami Risk Assessment", *Physics and Chemistry of the Earth*, Vol. 24, No. 2, pp 139-144
- [21]. Luettich R. A., Westerink J. J., and Scheffner N. W. (1991), "ADCIRC: An Advanced Three-Dimensional Circulation Model for Shelves, Coasts, and Estuaries", Dept. of the Army, U.S.Army Corps of Engineers, Washington, D.C.
- [22]. Myers E. P., and Baptista A. M., (2001), "Analysis of Factors Influencing Simulations of the 1993 Hokkaido Nansei-Oki and 1964 Alaska Tsunamis", *Natural Hazards*, Vol. 23, pp 1-28
- [23]. Wei G., Kirby J.T., (1995), "Time-dependent numeric code for extended Boussinesq equations", Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering, ASCE, Vol. 121, No. 5, pp 251–261
- [24]. Day S. J., Watts P., Grilli S. T., Kirby J. T., (2005), "Mechanical Models of the 1975 Kalapana, Hawaii Earthquake and Tsunami", *Marine Geology*, Vol. 215, pp 59–92
- [25]. Tinti S., Gavagni I., Piatanesi A., (1994), "A finite-element numerical approach for modeling tsunamis", Annal Geofisica, Vol. 37, pp 1009–1026
- [26]. Piatanesi A., Tinti S., and Bortolucci E., (1999), "Finite Element Simulation of the 28 December 1908 Messina Straits (Southern Italy) Tsunami", Physics and Chemistry of the Earth, Vol. 24, No. 2, pp 145-150
- [27]. Goto C., and Ogawa Y., (1992), "Numerical Method of Tsunami Simulation with the Leap-Frog Scheme", Translated for the Time Project by Shuto, N., Disaster Control Research Center, Faculty of Engineering, Tohoku University
- [28]. Goto C., Ogawa Y., Shuto N., and Imamura F.: (1997), Numerical method of tsunami simulation with the leap-frog scheme (IUGG/IOC Time Project), IOC Manual, UNESCO, No. 35
- [29]. Yalciner A. C., Pelinovsky E., Talipova T., Kurkin A., Kozelkov A., and Zaitsev A., (2004), "Tsunamis in the Black Sea: Comparison of the historical, instrumental, and numerical data", Journal of Geophysical Research, Vol.109, C12023
- [30]. Titov V.V., and Synolakis C.E., (1995), "Modeling of breaking and non-breaking long wave evolution and runup using VTCS-2", Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering, ASCE, Vol. 121, No. 6, pp 308–316
- [31]. Titov V.V., Synolakis C.E., (1998), "Numerical modeling of tidal wave run-up", Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering, ASCE, Vol. 124, No. 4, pp 157–171
- [32]. Legg M. R., Borrero J. C., and Synolakis C. E., (2004), "Tsunami Hazard Associated With Catalina Fault in Southern California", Earthquake Spectra, Vol. 20, No. 3, pp 1–34
- [33]. Imamura F., Imteaz M.A., (1995), "Long waves in two layer, governing equations and numerical model", Science of Tsunami Hazards, Vol.13, pp 3-24
- [34]. Walters R.A., Casulli V., (1998), "A robust, finite element model for hydrostatic surface water flows", *Communications in Numerical Methods in Engineering*, Vol. 14, pp 931–940
- [35]. Khramushin V.N., (1988), "Numerical solution of shallow-water equation using Lagrange-Eiler approach", (*R*)-*TMT*, pp 152-153
- [36]. Yeh, H., Liu, P., and Synolakis, C.E., (1996), "Long Wave Runup Models", World Scientific Publication Company, London, 403 pp.
- [37]. IOC, IHO, and BODC, (2003), "Centenary Edition of the GEBCO Digital Atlas", published on CD-ROM on behalf of the Intergovernmental Oceanographic Commission and the International Hydrographic Organization as part of the General Bathymetric Chart of the Oceans; British Oceanographic Data Centre, Liverpool

[].برگی، خسرو. (۱۳۷۹)، " اصول مهندسی دریا"، موسسه انتشارات و چاپ دانشگاه تهران، چاپ اول

[39]. Kowalik, Z., Proshutinsky, T., Proshutinsky, A., (2006), "Tide-tsunami interactions", *Science of Tsunami Hazards*, Vol. 24, No. 4, pp 242-256

- [40]. Okal, E. A., Synolakis, C. E., (2004), "Source Discriminants for Near-field Tsunamis", *Geophysical Journal International*, Vol. 158, 899–912.
- [41]. Heidarzadeh M., Pirooz M. D., Zaker N. H., and Mokhtari M., (2006), " A Tsunami Warning System for Iranian Vulnerable Coastlines along the Indian Ocean", *First Disaster Management Conference*, 26-27 December, Tehran, Iran

 [].حیدرزاده، م.، دولتشاهی پیروز، م.، حاجی زاده ذاکر، ن.، و مختاری، م.، (۱۳۸۵)، "ارائه منحنی های الگوی انتشار و زمان رسیدن امواج سونامی به سواحل جنوبی ایران جهت استفاده در سیستم هشدار سونامی"، پذیرفته شده جهت چاپ در نشریه فنی و مهندسی مدرس