

بررسی تاریخچه رخداد سونامی و ارزیابی پتانسیل سونامی خیزی منطقه فرورانش مکران در سواحل دریای عمان

نوشته: محمد حیدرزاده*، محرم دولتشاهی پیروز*، ناصر حاجی زاده ذاکر** و محمد مختاری***

* دانشکده مهندسی عمران، پردیس دانشکده‌های فنی، دانشگاه تهران
** دانشکده مهندسی محیط زیست، دانشگاه تهران
*** پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

History of Tsunami Occurrences and Assessment of Tsunami Generation Potential of Makran Subduction Zone

By: M. Heidarzadeh*, M. Dolatshahi Pirooz*, N. Zaker** & M. Mokhtari ***

* Civil Engineering, College of Engineering, University of Tehran

** Environmental Engineering, University of Tehran

*** International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), Tehran, Iran

تاریخ پذیرش: ۱۳۸۶ / ۰۴ / ۱۰

تاریخ دریافت: ۱۳۸۵ / ۱۰ / ۱۶

چکیده

هدف از انجام این مطالعه، بررسی تاریخچه رخداد سونامی و پتانسیل سونامی خیزی سواحل جنوبی ایران در حاشیه اقیانوس هند از طریق ارائه فهرستی از زمین‌لرزه‌های تاریخی رخ داده در این منطقه و نیز مدل‌سازی فازهای تولید و انتشار سونامی در این منطقه است. پس از رخداد سونامی بزرگ ۲۶ دسامبر سال ۲۰۰۴ در سواحل اندونزی که حدود ۲۲۵۰۰۰ کشته برجای نهاد، تلاش‌های گسترده‌ای برای ارزیابی خطر سونامی و توسعه سامانه‌های کاهش اثرات زیان بار آن در منطقه اقیانوس هند صورت گرفته و در حال انجام است. اولین اقدام در جهت بررسی خطر سونامی در هر منطقه‌ای، بررسی تاریخچه رخداد سونامی در آن منطقه و ارائه فهرستی از سونامی‌های رخ داده در آن منطقه است. تهیه چنین فهرستی اطلاعات مفیدی در مورد میزان خطر سونامی، دوره بازگشت سونامی و نیز سواحل در معرض خطر در اختیار قرار می‌دهد. با توجه به این مسئله، در قالب این مطالعه، اولین فهرست سونامی‌های تاریخی رخ داده در منطقه فرورانش مکران تهیه شده است. ناحیه فرورانش مکران در نزدیکی سواحل ایران، عمان، پاکستان و هند واقع شده و رخداد سونامی در این منطقه، کشورهای فوق را می‌تواند متاثر کند. آخرین سونامی بزرگ در منطقه مکران در ۲۸ نوامبر سال ۱۹۴۵ اتفاق افتاد که دست کم ۴۰۰۰ کشته در سواحل ایران، پاکستان، هند، و عمان برجای گذاشت. همچنین، در این تحقیق از طریق مدل‌سازی فاز تولید سونامی در اثر رخداد زمین‌لرزه‌های زیردریایی، پتانسیل تولید سونامی در سواحل جنوبی ایران به‌طور کمی برآورد شده است. در این راستا، در قالب این تحقیق برنامه‌ای برای شبیه‌سازی و پیش‌بینی مقدار دگرشکلی بستر اقیانوس در اثر رخداد زمین‌لرزه‌های زیردریایی بر مبنای معادلات Mansinha & Smylie (1971) تهیه شده است. پس از حصول اطمینان از صحت عملکرد برنامه، از آن جهت شبیه‌سازی مقدار دگرشکلی بستر اقیانوس در اثر رخداد زمین‌لرزه‌های زیردریایی در منطقه مکران استفاده شده است. نتایج بیانگر آن است که به‌طور کلی خطر سونامی در این منطقه را می‌توان به سه سطح تقسیم کرد که عبارتند از: خطر نسبی خیلی کم برای تولید سونامی (در صورت رخداد زمین‌لرزه‌ای با بزرگای تا ۷)، خطر نسبی کم تا متوسط برای تولید سونامی (در صورت رخداد زمین‌لرزه‌ای با بزرگای بین ۷ تا ۷/۵) و خطر نسبی بالا (در صورت رخداد زمین‌لرزه‌ای با بزرگای بیش از ۷/۵). در بخش دیگری از مقاله، با استفاده از تئوری انتشار امواج بلند، انتشار سونامی در منطقه مکران مدل‌سازی شد. نتایج مدل‌سازی انتشار سونامی نشان می‌دهد که در صورت رخداد سونامی در منطقه مکران، امواج سونامی در عرض ۱۵ تا ۲۰ دقیقه نزدیک‌ترین ساحل را در خواهند نوردید. در پایان مقاله، با توجه به ارزیابی‌های صورت گرفته در مورد خطر سونامی، ضمن تأکید بر لزوم توسعه یک سامانه هشدار سونامی برای سواحل جنوبی ایران، ساختار این سامانه، مؤلفه‌ها و سازوکار آن ارائه شده است.

کلید واژه‌ها: ناحیه فرورانش، زمین لرزه، سونامی، فاز تولید سونامی، فاز انتشار سونامی، سامانه هشدار سونامی



Abstract

This research attempts to assess the history of tsunami occurrences and potential for tsunami generation at the southern coasts of Iran bordering the Indian Ocean by providing a list of historical tsunamis in this region and also, modeling of phases of tsunami generation and propagation. After the December 2004 mega-tsunami in the Indian Ocean, wide efforts were devoted to assess hazard of tsunami, and to develop tsunami warning and mitigation systems in the region. To assess the hazard of tsunami in any particular region, the compilation of historical records of tsunami is always the first primary task. Such a list may lead to useful information about the return period of tsunami events, and most vulnerable coastlines to the impact of possible tsunami. Regarding this fact, in the framework of this study, the first list of Makran historical tsunamis is provided. The Makran zone is located offshore Iran and Pakistan and any tsunami in this region would affect coastlines of Iran, Pakistan, Oman, and India. The last major tsunami in this region was produced following the occurrence of an 8.1 magnitude earthquake which took the lives of at least 4000 people all over the Makran coasts. Also, in this research, the potential for tsunami generation in the Makran subduction zone is quantitatively estimated through modeling of tsunami generation phase. In this regard, based on Mansinha and Smylie (1971) formulas a computer program has been developed to predict the ocean floor deformation due to the occurrence of underwater earthquakes in subduction zones. After the verification of model results, it has been employed to predict possible ocean floor deformation after the occurrence of underwater earthquake in the Makran subduction zone. Tsunami generation analysis shows that the risk of tsunami generation from Makran subduction zone can be classified into three main categories, as follows: (1) very little risk for tsunami generation in the case of occurrence of an earthquake having magnitude up to 7; (2) little to medium risk (Magnitude ranging 7 to 7.5); and (3) high risk (Magnitude greater than 7.5). In the next section of the paper, the tsunami propagation in the Makran zone was modeled. The results of tsunami propagation indicate that in the case of tsunami production in this region, the first tsunami waves will hit the nearest shoreline within 15 to 20 minutes. Finally, considering tsunami hazard assessment performed in this paper, the necessity for the development of a tsunami warning system in southern coasts of Iran was emphasized and its components and orderly sequences of tasks are proposed.

Keywords: Subduction Zone, Earthquake, Tsunami, Tsunami Generation Phase, Tsunami Propagation Phase, Tsunami Warning System

مقدمه

همان گونه که در شکل ۱ نشان داده شده است، دو ناحیه فرورانش موجود در منطقه اقیانوس هند عبارتند از ناحیه سوندا که سونامی بزرگ ۲۶ دسامبر سال ۲۰۰۴ را ایجاد کرده است و نیز ناحیه مکران. افزون بر این، شواهد تاریخی نیز بیانگر رخداد سونامی در دو ناحیه مذکور است. Dominey-Howes et al. (2006) کاتالوگی از سونامی های بزرگ منطقه اقیانوس هند که بین ۳۲۶ پیش از میلاد و ۲۰۰۵ میلادی اتفاق افتاده است را منتشر کرده اند. بررسی فهرست ارائه شده توسط آنها نشان می دهد که در مجموع حدود ۲۶ سونامی بزرگ در منطقه اقیانوس هند رخ داده است که ۲۳ مورد از آنها مربوط به ناحیه سوندا و ۳ مورد دیگر نیز مربوط به منطقه مکران و نواحی اطراف آن است. Rastogi & Jaiswal (2006) فهرستی از سونامی های منطقه اقیانوس هند ارائه کرده اند. فهرست آنها شامل حدود ۹۰ سونامی بزرگ و کوچک است که در این میان فعال ترین نواحی سونامی خیز که بیشترین سونامی ها را ایجاد کرده اند، نواحی فرورانش سوندا و مکران است. ناحیه فرورانش اندونزی تنها در دو سال اخیر منشأ سه سونامی بزرگ بوده است که عبارتند از سونامی ۲۶ دسامبر سال ۲۰۰۴، سونامی ۲۸ مارس سال ۲۰۰۵ و ۱۷ جولای سال ۲۰۰۶.

رخداد سونامی بزرگ سال ۲۰۰۴ در سواحل اندونزی، لزوم بررسی خطر سونامی و توسعه سامانه های هشدار سونامی در منطقه اقیانوس هند را خاطر نشان کرد. در میان کشورهای حوضه اقیانوس هند، کشور ایران نه تنها در یک ناحیه لرزه خیز در اوراسیا واقع شده است (Ambraseys & Melville, 1982) و هر از چند گاهی یک زمین لرزه مخرب در این سرزمین روی می دهد، بلکه در سواحل جنوبی خود در حاشیه اقیانوس هند، خطر سونامی نیز دارد.

شواهد زمین ساختی و نیز بررسی داده های تاریخی رخداد سونامی در منطقه اقیانوس هند نشان می دهند که به طور کلی دو منطقه سونامی خیز در اقیانوس هند وجود دارد که عبارتند از منطقه فرورانش اندونزی (سوندا) در خاور و ناحیه فرورانش مکران در قسمت شمال باختری اقیانوس هند. این دو ناحیه سونامی خیز در شکل ۱ نشان داده شده است. به لحاظ زمین ساختی، امروزه مشخص شده است که منشأ تقریباً همه زمین لرزه های سونامی زا، نواحی فرورانش هستند (Kanamory, 1972; Satake & Tanioka, 1999; Synolakis, 2003).

است. در این راستا، پس از مروری بر مطالعات انجام گرفته در این جهت در ۵ دهه اخیر، بر مبنای معادله‌های ارائه شده توسط Mansinha & Smylie (1971)، مدل تولید سونامی در اثر رخداد زمین‌لرزه‌های زیردریایی تهیه شده است. درستی عملکرد برنامه، از طریق اجرا کردن برنامه بر روی چند رویداد واقعی سونامی که اطلاعات آنها موجود بوده است و مقایسه نتایج حاصل از مدل با مشاهدات واقعی تأیید شده است. سپس با استفاده از آن خطر سونامی در این ناحیه مورد ارزیابی قرار گرفته است. در بخش دیگری از مقاله، با استفاده از تئوری انتشار امواج بلند، انتشار سونامی در منطقه مکران مدل‌سازی شده و زمان رسیدن امواج سونامی به سواحل جنوبی ایران برآورد شده است. در پایان، با توجه به ارزیابی‌های صورت گرفته در مورد خطر سونامی، ضمن تأکید بر لزوم توسعه یک سامانه هشدار سونامی برای سواحل جنوبی ایران، ساختار سامانه هشدار سونامی، مؤلفه‌ها و سازوکار آن ارائه شده است.

زمین‌ساخت منطقه مکران

در قسمت شمال باختری اقیانوس هند، در اثر فرورائش صفحه اقیانوسی عمان به زیر صفحه قاره‌ای ایران، ناحیه فرورائش مکران تشکیل شده است (شکل ۲). همان‌گونه که در شکل ۲ مشاهده می‌شود ناحیه فرورائش مکران از نزدیکی‌های تنگه هرمز تا حدود مرز هند با طولی حدود ۹۰۰ کیلومتر (مختاری و همکاران، ۱۳۸۵) در امتداد خاوری-باختری گسترش یافته است. مطالعات نشان می‌دهد که کم‌ترین سرعت فرورائش صفحه عمان به زیر صفحه ایران حدود ۱۹/۵ میلی‌متر در سال است. بیشترین این مقدار نیز حدود ۲۷ میلی‌متر در سال برآورد می‌شود (Vernant et al., 2004).

یک سامانه امتداد لغز عمده شامل گسل‌های ارنج نال و چمن، منطقه مکران را از سمت خاور محدود می‌کند. حد باختری منطقه مکران نیز یک ناحیه انتقالی بین ناحیه فرورائش مکران و چین خوردگی‌های قاره‌ای زاگرس شامل گسل زندان است. شیب فرورائش بسیار کم گزارش شده است (Byrne et al., 1992). به‌طور کلی مهم‌ترین ویژگی‌های مناطق فرورائش در سطح جهان عبارتند از وجود گودال‌ها یا ترائشه‌های ژرف به ژرفای حدود ۲ تا ۴ کیلومتر، تجمع رسوبات و تشکیل گوه‌های فزاینده و نیز فعالیت‌های آتشفشانی (Kearey & Vine, 1996). مطالعات صورت گرفته نشان می‌دهد که در منطقه مکران حجم فوق‌العاده زیادی از رسوبات انباشته شده است، به گونه‌ای که منطقه مکران یکی از بزرگ‌ترین گوه‌های فزاینده رسوبی در جهان به شمار می‌رود. ستبرای رسوبات جمع شده در این منطقه به حدود ۷ کیلومتر می‌رسد (Carayannis, 2004) در حالی که ستبرای رسوبات در دیگر مناطق فرورائش جهان معمولاً اندک است (Kearey &

این سه سونامی در اثر رخداد زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای به ترتیب ۹/۳، ۸/۷ و ۷/۷ شکل گرفته بودند و به ترتیب ۲۲۵۰۰۰، ۱۰۰۰ و ۴۰۳ کشته برجای نهادند (http://earthquake.usgs.gov; Geist et al., 2005).

دیگر ناحیه فرورائش مهم موجود در منطقه اقیانوس هند، ناحیه مکران است. همان‌گونه که شکل ۱ نشان می‌دهد، ناحیه فرورائش مکران در نزدیکی سواحل ایران، عمان، پاکستان و هند با طولی حدود ۹۰۰ کیلومتر در امتداد خاوری-باختری گسترش یافته است. در این ناحیه صفحه اقیانوسی عمان با یک حرکت رو به شمال به زیر قسمت جنوب خاوری صفحه ایران فرورائش می‌کند. مطالعات اخیر صورت گرفته بر اساس اطلاعات به دست آمده از یک شبکه GPS نشان می‌دهد که سرعت فرورائش صفحه اقیانوسی عمان به زیر صفحه ایران در منطقه مکران دست‌کم حدود ۱۹ میلی‌متر در سال است (Vernant et al., 2004).

داده‌های تاریخی نشان می‌دهد که آخرین سونامی بزرگ ثبت شده در منطقه مکران در ۲۸ نوامبر سال ۱۹۴۵ اتفاق افتاد که دست‌کم ۴۰۰۰ کشته در سواحل پاکستان، هند، ایران و عمان بر جای گذاشت (Carayannis, 2004). این سونامی در اثر رخداد زمین‌لرزه‌ای با بزرگای ۸/۱ به وجود آمده بود (Ambraseys and Melville, 1982). بنابراین خطر سونامی ناشی از منطقه فرورائش مکران برای سواحل جنوبی ایران یک خطر جدی به شمار می‌رود و برای حفظ جان ساکنان نواحی ساحلی و کاهش زیان‌های اقتصادی وارده به تأسیسات ساحلی موجود، مطالعه خطر سونامی برای این منطقه ضروری است.

اولین اقدام در جهت بررسی خطر سونامی در هر منطقه‌ای، بررسی تاریخی رخداد سونامی در آن منطقه و ارائه فهرستی از سونامی‌های رخ داده در آن منطقه است. تهیه چنین فهرستی اطلاعات مفیدی در مورد میزان خطر سونامی، دوره بازگشت سونامی و نیز سواحل در معرض خطر در اختیار قرار می‌دهد. افزون بر این، در صورت عدم تهیه چنین لیستی ممکن است خطر رخداد سونامی به درستی شناخته نشده و در نتیجه توسعه سامانه‌های هشدار سونامی مورد غفلت واقع شود. با توجه به این مسئله، در قالب این مطالعه، اولین فهرست سونامی‌های تاریخی رخ داده در منطقه فرورائش مکران تهیه شده است.

میزان فراخاست بستر اقیانوس در اثر زمین‌لرزه و الگوی آن به‌عنوان یک پارامتر کلیدی در فرایند تولید سونامی به‌شمار می‌رود (Synolakis, 2003). بنابراین، پیش‌بینی و شبیه‌سازی الگو و مقدار دگرشکلی بستر اقیانوس در ارزیابی خطر سونامی از اهمیت زیادی برخوردار

عبارتند از:

Rastogi & Jaiswal (2006), Dominey-Howes et al. (2006), Ambraseys & Melville (1982), Murty and Rafiq (1991) Murty & Bapat (1999), Byrne et al. (1992), Page et al. (1979), Pararas-Carayanni S (2004)

همان گونه که ملاحظه می شود، فهرست سونامی ارائه شده برای منطقه مکران شامل ۴ سونامی است. در زیر با توجه به اهمیت سونامی سال ۱۹۴۵، به طور خلاصه این رویداد شرح داده می شود. آخرین سونامی مخرب گزارش شده در این منطقه مربوط به رویداد ۲۸ نوامبر سال ۱۹۴۵ میلادی است. این سونامی در اثر رخداد زمین لرزه‌ای با بزرگای ۸/۱ که کانون آن در طول جغرافیایی ۲۴/۵۰ درجه شمالی و عرض جغرافیایی ۶۳/۰۰ درجه خاوری و به فاصله ۸۷ کیلومتری جنوب باختری منطقه بلوچستان پاکستان قرار داشت به وجود آمد (Page et al., 1979). این رویداد، تنها رویداد زمین لرزه و سونامی است که در منطقه مکران به کمک دستگاه‌های لرزه نگار ثبت شده است و لذا از اهمیت زیادی برخوردار است. رخداد این سونامی تلفات مالی و جانی گسترده‌ای در سواحل ایران، پاکستان، هند و عمان بر جای گذاشت (Ambraseys & Melville, 1982).

در نواحی ساحلی پاکستان بیشترین ارتفاع امواج سونامی به حدود ۱۳ متر رسید که در اثر آن حدود ۴۰۰۰ نفر کشته شده و آسیب‌های قابل توجهی به تأسیسات ساحلی وارد شد در کراچی ارتفاع امواج به حدود ۲ متر رسید. شهرهای بندری پسنی و اورماره به سختی آسیب دیدند. براساس گزارش‌های موجود، پس از رخداد سونامی، قسمتی از این دو شهر به زیر آب فرو رفتند (Ambraseys & Melville, 1982). در پسنی و اورماره شکست‌های اساسی و عمده‌ای در زمین پدید آمد و در بعضی نقاط تا حدود ۱/۵ متر زمین پایین افتاده بود (Ambraseys & Melville, 1982). همچنین میزان فراخاست زمین نیز در حدود ۲ متر گزارش شده است (Page et al., 1979). گوجرات واقع در ساحل باختری هند بوسیله امواجی با ارتفاع ۱۱ تا ۱۱/۵ متر در هم نوردیده شد. در بمبئی ارتفاع امواج سونامی حدود ۲ متر (Ambraseys & Melville, 1982) گزارش شد. همچنین گزارش‌هایی از ثبت امواج سونامی در مسقط (عمان) و نواحی ساحلی ایران وجود دارد (Murty & Bapat, 1999)، اما هیچ گونه اطلاعاتی در مورد جزئیات این رویداد و تلفات جانی و مالی ناشی از آن در سواحل ایران و عمان ثبت و گزارش نشده است.

تهیه مدلی برای شبیه سازی فرایند تولید سونامی

به طور کلی امواج سونامی از لحظه ایجاد در اقیانوس تا استهلاک آنها در

(Vine, 1996). لازم به ذکر است که از نظر زمین‌ساختی، انباشته شدن چنین حجم عظیمی از رسوبات می‌تواند رفتار صفحه‌های درگیر در ناحیه فرورانش و نحوه لغزش صفحه‌ها را تحت تأثیر قرار دهد. از دیگر ویژگی‌های منحصر به فرد منطقه مکران، نبود گودال اقیانوسی در این ناحیه است. بررسی مقاطع لرزه‌ای دوبعدی با راستای شمالی- جنوبی از منطقه فرورانش مکران، که نمونه‌ای از آن در شکل ۳ ارائه شده است، نشان می‌دهد که برخلاف بیشتر نواحی فرورانشی دنیا، در گوه فزاینده مکران یک گودال اقیانوسی مشاهده نمی‌شود.

بررسی تاریخچه رخداد سونامی در منطقه مکران

همان گونه که گفته شد، بررسی تاریخچه رخداد سونامی در هر منطقه سونامی خیز و ارائه فهرستی از سونامی‌های رخ داده در آن منطقه از اولین اقدامات مورد نیاز در بررسی خطر سونامی به شمار می‌رود. بدون داشتن درک صحیح و اطلاعات کافی از تاریخچه رخداد سونامی در هر منطقه سونامی خیز، ممکن است خطر رخداد سونامی در آن منطقه به درستی شناخته نشده و در نتیجه توسعه سامانه‌های هشدار سونامی مورد غفلت واقع شود. به عنوان نمونه، یکی از دلایل نبود سامانه‌های هشدار سونامی در منطقه اقیانوس هند تا پیش از سونامی بزرگ ۲۶ دسامبر سال ۲۰۰۴ که موجب کشته شدن حدود ۲۲۵۰۰۰ نفر گردید را می‌توان به نبود درک صحیح از تاریخچه رخداد سونامی در این منطقه نسبت داد. به عبارت دیگر، اعتقاد بر این است که اگر چنانچه دولت‌ها و ملت‌های منطقه اقیانوس هند از تاریخچه رخداد سونامی و وقایع بزرگ سونامی که در گذشته در این اقیانوس اتفاق افتادند، مطلع می‌بودند، از خطر پدیده سونامی در منطقه اقیانوس هند آگاه شده و در جهت توسعه سامانه‌های هشدار سونامی گام بر می‌داشتند. به همین دلیل است که هم اکنون، پس از رخداد سونامی سال ۲۰۰۴، تلاش‌های گسترده‌ای جهت بررسی تاریخچه رخداد سونامی در حوضه اقیانوس هند صورت گرفته و در حال انجام است. از جمله این تلاش‌ها می‌توان به کاتالوگ‌های سونامی‌های رخ داده در منطقه اقیانوس هند که توسط Rastogi & Jaiswal (2006) و همچنین Dominey-Howes et al. (2006) تهیه شده است، اشاره کرد.

با توجه به اهمیت بررسی تاریخچه سونامی، در این قسمت نتایج بررسی‌های صورت گرفته در مورد سونامی‌های تاریخی منطقه مکران ارائه می‌شود. در قالب این مطالعه، اولین فهرست سونامی‌های تاریخی رخ داده در منطقه فرورانش مکران تهیه شده است که نتایج آن در جدول ۱ ارائه شده و سپس به صورت شماتیک در شکل ۴ نشان داده شده است. برای تهیه فهرست مذکور، از منابع و مراجع متعددی استفاده شد که تعدادی از آنها

صورت گرفته در این زمینه، توسط Okada(1985) ارائه شده است. پایه همه تلاش‌های صورت گرفته همان فرمول ولترا است که در رابطه (۱) ارائه شده است. از جمله محققانی که در این زمینه مطالعه کرده‌اند عبارتند از: Mansinha & Smylie(1971)، Ben-Menahem et al. (1969)، Sato (1971)، Singh (1970) و Okada (1985).

مروری بر تلاش‌های تحقیقاتی صورت گرفته در این زمینه نشان می‌دهد که یکی از جامع‌ترین حل‌های صورت گرفته، توسط Mansinha & Smylie(1971) ارائه شده است. معادله‌های ارائه شده توسط Mansinha & Smylie(1971) در حالی که از اعتبار علمی بالایی برخوردار است، از نظر محاسبات ریاضی به نسبت ساده‌تر از سایر روابط بوده و از این رو با استفاده از برنامه‌نویسی رایانه‌ای به خوبی قابل کاربرد است. بنا براین، در این مطالعه، برای تهیه مدلی برای دگرشکلی بستر اقیانوس در اثر رخداد زمین‌لرزه و استفاده از آن برای ارزیابی خطر سونامی در منطقه فرورانش مکران، از معادله‌های ارائه شده توسط Mansinha & Smylie(1971) استفاده می‌شود. Mansinha & Smylie(1971) با استفاده از فرمول ولترا (رابطه ۱)، معادله انتگرالی میدان تغییر مکان برای گسل‌های شیب لغز و امتداد لغز را به شرح معادله‌های ۲ و ۳ به دست آوردند. شکل ۵- الف هندسه گسل و وضعیت محورهای مختصات را نشان می‌دهد. برای یک گسل امتداد لغز که لغزشی به اندازه U_1 در جهت محور X_1 بر روی سطح آن رخ دهد، میدان دگرشکلی از حل معادله انتگرالی ارائه شده در رابطه ۲ به دست می‌آید. همچنین رابطه ۳ معادله انتگرالی میدان دگرشکلی در یک گسل شیب لغز که لغزشی به اندازه U به سمت پایین شیب در روی سطح آن رخ می‌دهد را نشان می‌دهد.

$$u_i = \mu U \int_{\Sigma} \left[\left(\frac{\partial u_i^1}{\partial \xi_2} + \frac{\partial u_i^2}{\partial \xi_1} \right) \sin \theta - \left(\frac{\partial u_i^1}{\partial \xi_3} + \frac{\partial u_i^3}{\partial \xi_1} \right) \cos \theta \right] dS \quad (2)$$

$$u_i = \mu U \int_{\Sigma} \left[\left(\frac{\partial u_i^2}{\partial \xi_2} - \frac{\partial u_i^3}{\partial \xi_3} \right) \sin 2\theta - \left(\frac{\partial u_i^2}{\partial \xi_3} + \frac{\partial u_i^3}{\partial \xi_2} \right) \cos 2\theta \right] dS \quad (3)$$

که در این روابط، θ زاویه شیب گسل است. با معرفی محور ξ که به سمت پایین شیب گسل، مثبت در نظر گرفته می‌شود (شکل ۵-الف)، می‌توان معادله‌های ۲ و ۳ را به ترتیب به صورت معادله‌های ۴ و ۵ بازنویسی کرد.

$$u_i = \mu U \int_{-L}^L \int_{-L}^L \left[\left(\frac{\partial u_i^1}{\partial \xi_2} + \frac{\partial u_i^2}{\partial \xi_1} \right) \sin \theta - \left(\frac{\partial u_i^1}{\partial \xi_3} + \frac{\partial u_i^3}{\partial \xi_1} \right) \cos \theta \right] d\xi_1 d\xi_2 \quad (4)$$

$$u_i = \mu U \int_{-L}^L \int_{-L}^L \left[2 \left(\sin \theta \frac{\partial u_i^2}{\partial \xi} - \cos \theta \frac{\partial u_i^3}{\partial \xi} \right) + \left(\frac{\partial u_i^3}{\partial \xi_2} - \frac{\partial u_i^2}{\partial \xi_3} \right) \right] d\xi_1 d\xi_2 \quad (5)$$

همانگونه که در شکل ۵-الف و از حدود انتگرال‌گیری در معادله‌های

نواحی ساحلی سه فاز مختلف را پشت سر می‌گذارند که عبارتند از فاز تولید، فاز انتشار و سرانجام فاز بالاروی بر روی نواحی ساحلی. فاز تولید سونامی، ناشی از دگرشکلی بستر اقیانوس در اثر رخداد زمین‌لرزه می‌باشد. هر اندازه زمین‌لرزه قوی‌تر باشد، میزان فراخاست بستر اقیانوس بیشتر بوده، میزان آب بیشتری جابه‌جا می‌شود و در نتیجه سونامی بزرگ‌تری تولید خواهد کرد. به عبارت دیگر، الگو و میزان دگرشکلی بستر اقیانوس در اثر رخداد زمین‌لرزه می‌تواند به‌عنوان معیاری برای ارزیابی خطر سونامی به کار رود (Synolakis, 2003). با توجه به موارد بالا، برای ارزیابی خطر سونامی در این مقاله از مدل‌سازی فرایند تولید سونامی استفاده می‌شود. محصول نهایی مدل‌سازی فرایند تولید سونامی، تعیین دگرشکلی بستر اقیانوس در اثر رخداد زمین‌لرزه است. در طی دهه‌های گذشته تلاش‌های گسترده‌ای برای تعیین دگرشکلی سطح زمین در اثر گسیختگی گسل‌های برشی در اعماق زمین صورت گرفته است. اولین مطالعه عملی در این زمینه توسط Rochester (1956) به منظور برآورد جابه‌جایی‌های گسل سن‌آندریاس در اثر رخداد زمین‌لرزه ۱۹۰۶ سان‌فرانسیسکو صورت گرفت (Mansinha & Smylie, 1971). دو سال بعد، برای اولین بار Steketee (1958) از تئوری جابه‌جایی در مطالعات لرزه‌شناسی با در نظر گرفتن یک محیط کشسان نیمه بی‌نهایت استفاده کرد. Steketee (1958) نشان داد که میدان تغییر مکان ایجاد شده در سطح زمین، در اثر رخداد جابه‌جایی به مقدار Δu_j در سطح گسلی به مساحت Σ ، از فرمول ولترا به دست می‌آید. رابطه (۱) فرمول ولترا را به نقل از Mansinha and Smylie(1971) نشان می‌دهد.

$$u_i = \int_{\Sigma} \Delta u_j \left[\delta_{jk} \lambda \frac{\partial u_i^j}{\partial \xi_k} + \mu \left(\frac{\partial u_i^j}{\partial \xi_k} + \frac{\partial u_i^k}{\partial \xi_j} \right) \right] v_k dS \quad (1)$$

در رابطه (۱) انتگرال‌گیری بر روی سطح گسل انجام می‌شود. در این رابطه v_k بردار عمود بر سطح Σ و به سمت خارج است. μ و λ ثابت‌های لامی هستند که در مکانیک محیط‌های پیوسته کاملاً شناخته شده هستند. u_i^j عبارت است از مؤلفه i ام تغییر مکان یک نقطه در سطح زمین به مختصات (x_1, x_2, x_3) در اثر اعمال یک بار نقطه‌ای واحد در نقطه $(\xi_1^j, \xi_2^j, \xi_3^j)$ که در جهت j اثر می‌کند.

پس از معرفی تئوری جابه‌جایی و استفاده آن در لرزه‌شناسی توسط Steketee (1958)، تلاش‌های گسترده‌ای برای استفاده از آن در محاسبه میدان دگرشکلی سطح زمین در اثر رخداد زمین‌لرزه صورت گرفت. محققان مختلف معادله‌های گوناگونی را برای محاسبه دگرشکلی یک محیط کشسان نیمه بی‌نهایت با در نظر گرفتن انواع مختلف نیرو و لحاظ کردن هندسه‌های مختلف برای منبع زمین‌لرزه ارائه کرده‌اند. یک مرور نسبتاً جامع از تلاش‌های

اقیانوس به دست می آید.

روش کار برنامه تهیه شده و ورودی و خروجی های آن

با توجه به اینکه سونامی در اثر فراخاست ناگهانی بستر اقیانوس تولید می شود، مهم ترین قابلیت برنامه تهیه شده، محاسبه میزان فراخاست بستر اقیانوس در اثر رخداد زمین لرزه های زیر دریایی، بر اساس مشخصات زمین ساختی منطقه و نیز پارامترهای گسیختگی است. به منظور استفاده از برنامه ضروری است که اطلاعات کافی در مورد زمین ساخت منطقه و نیز زمین لرزه در اختیار باشد.

پارامترهای ورودی برنامه، ۹ مورد است که عبارتند از:

۱- فایل مربوط به اطلاعات ژرفای آب اقیانوس (Ocean Bottom Bathymetry) در منطقه مورد مطالعه. این اطلاعات را می توان با استفاده از منابع مختلف مثلاً پایگاه داده سازمان نقشه برداری کشور تهیه کرد.

۲- نقطه کانونی زمین لرزه. این پارامتر معمولاً برای زمین لرزه های مختلف از طریق حل کانونی شتابنگاشت های زمین لرزه قابل محاسبه است.

۳- میزان لغزش صورت گرفته بر روی سطح گسیختگی. این پارامتر معمولاً برای زمین لرزه های مختلف از طریق حل کانونی زمین لرزه قابل محاسبه است. برای مثال می توان از پایگاه داده های حل CMT دانشگاه هاروارد برای این منظور استفاده کرد. همچنین، می توان از روابط تجربی موجود که رابطه ای بین بزرگای زمین لرزه و میزان لغزش صورت گرفته بر روی سطح گسیختگی، برقرار می کنند نیز استفاده کرد. در این زمینه، یکی از بهترین روابط توسط Wells & Coppersmith (1994) پیشنهاد شده است.

۴- طول گسیختگی. طول ناحیه گسیخته شده در اثر رخداد زمین لرزه را می توان به چند طریق محاسبه کرد که عبارتند از حل کانونی زمین لرزه مانند حل CMT دانشگاه هاروارد و یا با استفاده از روابط تجربی که رابطه ای بین بزرگای زمین لرزه و طول ناحیه گسیخته شده برقرار می نمایند، مانند رابطه Wells & Coppersmith (1994).

۵- عرض گسیختگی. عرض ناحیه گسیخته شده را نیز می توان با روشی مشابه طول ناحیه گسیخته شده به دست آورد.

۶- زاویه امتداد شمال با امتداد گسل. این پارامتر موقعیت جغرافیایی امتداد گسل را معین می کند.

۷- زاویه شیب ناحیه فرورانش. شیب نواحی فرورانش را می توان با کمک اطلاعات زمین شناسی و داده های لرزه ای به دست آورد که نمونه ای از این اطلاعات در شکل ۳ نشان داده شده است.

۸- زاویه لغزش. این پارامتر نوع سازوکار زمین لرزه را معین می کند. برای مثال، برای زمین لرزه های شیب لغز مقدار این پارامتر برابر با ۹۰ درجه است. در

۴ و ۵ ملاحظه می شود، سطح گسیختگی به صورت مستطیلی با ابعاد $d \leq \xi \leq D$ و $-L \leq \xi_1 \leq L$ در نظر گرفته شده است. Mansinha & Smylie (1971) با محاسبه این انتگرال ها، معادله های خود را ارائه کرده اند که جزئیات آن در Mansinha & Smylie (1971) آمده است. همان گونه که اشاره شد، از مهم ترین ویژگی های روابط ارائه شده توسط Mansinha & Smylie (1971) این است که با استفاده از برنامه نویسی رایانه ای می توان میدان دگرشکلی بستر اقیانوس را با استفاده از آنها محاسبه کرد. برای این منظور، یک مدل رایانه ای با استفاده از زبان برنامه نویسی فرترن بر مبنای معادله های Mansinha & Smylie (1971) تهیه شده است. این برنامه، پارامترها و مشخصات ناحیه گسیخته شده را به عنوان اطلاعات ورودی دریافت کرده و خروجی آن نیز یک فایل متنی است که حاوی میدان دگرشکلی سطح زمین در اثر گسیختگی مذکور است. پارامترهای ورودی عبارتند از طول گسیختگی، عرض ناحیه گسیخته شده، ژرفای زمین لرزه، شیب ناحیه فرورانش، زاویه لغزش، مقدار لغزش صورت گرفته در روی سطح گسیختگی، زاویه امتداد ناحیه گسیخته شده و نیز نقطه شروع گسل. شکل های ۵-الف و ب قراردادهای علامتی و نیز پارامترهای مورد استفاده در برنامه تهیه شده را نشان می دهد. چگونگی تعیین و انتخاب پارامترهای گسیختگی، در ادامه به تفصیل مورد بحث قرار می گیرد.

روش محاسبه میدان تغییر مکان در این برنامه بدین صورت است که در ابتدا لغزش کلی ایجاد شده در روی سطح گسیختگی به دو مؤلفه شیب لغز و امتداد لغز تجزیه می شود. با توجه به شکل ۵-ب اگر چنانچه مقدار کلی لغزش بر روی سطح گسیختگی برابر D و زاویه لغزش نیز θ_3 باشد، آن گاه مؤلفه های شیب لغز (DD) و امتداد لغز (DS) این لغزش به ترتیب به شرح معادله های ۶ و ۷ خواهد بود:

$$DD = D \cdot \sin(\theta_3) \quad (6)$$

$$DS = D \cdot \cos(\theta_3) \quad (7)$$

سپس دو زیر برنامه به نام های USCAL و UDCAL تهیه شده است که به ترتیب میزان دگرشکلی بستر اقیانوس در اثر حرکت امتداد لغز و شیب لغز را محاسبه می کند. USCAL با استفاده از میزان لغزش امتداد لغز یا همان DS به محاسبه میزان دگرشکلی کلی بستر اقیانوس می پردازد. UDCAL نیز از میزان لغزش شیب لغز یا همان DD استفاده می کند. میزان دگرشکلی بستر اقیانوس در هر نقطه برابر است با مجموع دگرشکلی به دست آمده از USCAL و UDCAL. با در نظر گرفتن یک سطح مناسب از بستر اقیانوس در اطراف ناحیه گسیختگی و انتخاب تعداد تقسیمات در دو جهت و شبکه بندی آن، در هر نقطه از شبکه میزان کلی دگرشکلی بستر

(DS) و عمودی (DD) تبدیل می‌شود. به عبارت دیگر، لغزش کلی گسل به دو مؤلفه لغزش شیب لغز و امتداد لغز تبدیل می‌شود. برای این منظور، از روابط شماره‌های ۶ و ۷ استفاده می‌شود. برای مثال، اگر میزان کلی لغزش بر روی سطح گسل برابر با ۱۰ متر و زاویه لغزش نیز برابر با ۱۰۰ درجه باشد، آن‌گاه سهم لغزش شیب لغز برابر با ۹/۸۵ متر و سهم لغزش امتداد لغز نیز برابر با ۱/۷۴ متر خواهد بود. همان‌گونه که ملاحظه می‌شود، در این مورد خاص، سهم لغزش شیب لغز بسیار بیشتر بوده و بنابراین، سازوکار غالب این زمین لرزه خاص، سازوکار شیب لغز است.

۴- با استفاده از روابط (Mansinha & Smylie 1971) برای محاسبه دگرشکلی بستر اقیانوس در اثر لغزش امتداد لغز (با کمک رابطه ۴)، دگرشکلی یک نقطه از بستر اقیانوس در اثر لغزش امتداد لغز به دست می‌آید.

۵- در گام بعدی، برای همان نقطه خاص، میزان دگرشکلی بستر اقیانوس در اثر لغزش شیب لغز با استفاده از روابط (Mansinha & Smylie 1971) برای محاسبه دگرشکلی بستر اقیانوس در اثر لغزش شیب لغز (با کمک رابطه ۵)، به دست می‌آید.

۶- در آن گره خاص، میزان دگرشکلی کلی بستر اقیانوس برابر است با مجموع میزان دگرشکلی محاسبه شده از گام‌های ۴ و ۵.

۷- دقیقاً گام‌های ۴ و ۵ و ۶ برای تمام گره‌های شبکه محاسباتی تکرار می‌شود تا این که میدان دگرشکلی بستر اقیانوس در اثر رخداد زمین لرزه‌های زيردریایی محاسبه شود.

۸- میدان دگرشکلی محاسبه شده به صورت یک فایل متنی نوشته شده و به صورت خروجی به کاربر داده می‌شود. کاربر می‌تواند این فایل متنی را با کمک نرم‌افزارهای ترسیم رسم کند. مهم‌ترین نرم‌افزارهای ترسیمی که در این راستا می‌تواند به کاربر کمک کنند عبارتند از Excell, Surfer, Grapher, Tecplot, Mathematica, Statistica, Matlab.

درستی‌سنجی مدل تهیه شده

مدل‌سازی فرایند تولید سونامی حساسیت بالایی دارد. زیرا از آنجا که در قالب این مطالعه، از شبیه‌سازی میزان فراخاست بستر اقیانوس در اثر رخداد زمین لرزه برای بررسی پتانسیل سونامی خیزی استفاده می‌شود، لذا هرگونه برآورد نادرست میزان فراخاست می‌تواند موجب برآورد نادرست پتانسیل سونامی خیزی منطقه شود. بنابراین ضروری است که درستی مدل تهیه شده به دقت بررسی شود. برای این منظور، چند آزمایش به شرح زیر انجام می‌گیرد:

۱- آزمون صفر

آزمون صفر یکی از آزمون‌های معروف برای کنترل درستی هر برنامه عددی

حالی که برای زمین لرزه‌های امتداد لغز، این مقدار برابر با ۱۸۰ درجه می‌باشد. ۹- ژرفای زمین لرزه.

خروجی برنامه نیز میدان دگرشکلی بستر اقیانوس و به صورت یک فایل رایانه‌ای است. این فایل رایانه‌ای حاوی میدان دگرشکلی بستر اقیانوس به صورت سه بعدی است که می‌توان آن را به کمک نرم‌افزارهای ترسیمی به صورت سه بعدی، دو بعدی و یا یک بعدی رسم کرد.

برای محاسبه میزان فراخاست بستر اقیانوس در اثر رخداد زمین لرزه‌های زيردریایی، باید تا حد امکان تلاش کرد که ۹ پارامتر فوق از دقت کافی برخوردار باشند. از مدل ارائه شده در این مقاله، در دو مورد می‌توان استفاده کرد. مورد اول زمانی است که یک زمین لرزه واقعی اتفاق افتاده است و لذا همه پارامترهای لرزه‌ای آن مشخص می‌باشند. در این حالت با استفاده از این پارامترها و با کمک مدل مذکور می‌توان میزان دگرشکلی بستر اقیانوس را محاسبه کرد. اما مورد دوم، زمانی است که زمین لرزه هنوز اتفاق نیفتاده است و بخواهیم برای بررسی پتانسیل سونامی خیزی، میزان فراخاست بستر اقیانوس در اثر رخداد زمین لرزه‌های احتمالی را پیش‌بینی نماییم. در این حالت، در ابتدا بزرگای زمین لرزه فرض می‌شود. سپس با کمک روابط تجربی که بزرگای زمین لرزه را به پارامترهای گسیختگی ارتباط می‌دهند (مثلاً روابط (Wells & Coppersmith 1994) پارامترهای گسیختگی برآورد می‌شود. آن‌گاه با در دست داشتن پارامترهای مورد نیاز و با کمک مدل مذکور، می‌توان میزان فراخاست بستر اقیانوس را برآورد کرد. به همین ترتیب، این فرایند برای زمین لرزه‌های دیگر با بزرگای متفاوت نیز تکرار می‌شود تا بتوان به یک جدول کامل دست یافت. در این مقاله از این روش استفاده شده است که در ادامه با جزئیات بیشتر مورد بحث قرار خواهد گرفت.

فلوچارت برنامه تهیه شده

در شکل ۶ فلوچارت برنامه تهیه شده و نحوه محاسبه دگرشکلی بستر اقیانوس در اثر رخداد زمین لرزه ارائه شده است. این فلوچارت به طور خلاصه شامل مراحل زیر است:

۱- در ابتدا ۹ پارامتر ورودی که در بخش ۵ به تفصیل مورد بحث قرار گرفتند، به عنوان ورودی وارد برنامه می‌شوند.

۲- سپس، اندازه شبکه محاسباتی در دو جهت X و Y انتخاب می‌شود. برای مثال، این اندازه و یا گام مکانی می‌تواند برابر با ۲۰۰۰ متر و یا ۱۰۰۰ متر انتخاب شود که بستگی به دقت مورد انتظار دارد و کاربر می‌تواند هر مقدار دلخواه را انتخاب کند. باید توجه داشت که هر چه شبکه ریزتر باشد، زمان مورد نیاز برای انجام محاسبات نیز بیشتر خواهد بود.

۳- در گام بعدی، مقدار کلی لغزش بر روی سطح گسل به دو مؤلفه امتدادی

و زاویه لغزشی برابر ۹۰ درجه (شیب لغز خالص)، انجام گرفته است. مقدار لغزش بر روی سطح گسیختگی برابر ۱۰ متر و زاویه امتداد گسیختگی نیز ۲۷۰ درجه در نظر گرفته شده است. بررسی فایل خروجی برنامه نشان می‌دهد که مقدار بیشترین فراخاست و افت با هم برابر بوده و مقدار آن به ترتیب برابر با ۲/۳۶+ و ۲/۳۶- متر است. فایل خروجی برنامه را به صورت ترسیمی با استفاده از نرم‌افزارهای ترسیمی رسم می‌کنیم که در شکل ۸-الف و ۸-ب نشان داده شده است. شکل ۸-الف نمای دو بعدی میدان دگرشکلی بستر اقیانوس و شکل ۸-ب نیز یک مقطع عرضی از آن را نشان می‌دهد. همان‌گونه که در این شکل‌ها مشاهده می‌شود، میدان دگرشکلی در این حالت کاملاً حول صفحه گسیختگی به صورت متقارن است. شکل ۸-ب نشان می‌دهد که مقدار دگرشکلی در نقطه وسط برابر صفر به دست آمده و در دو طرف آن کاملاً متقارن است. بنابراین، مدل توسعه داده شده در قالب این مطالعه، از آزمون صفحه گسیختگی قائم نیز سر بلند بیرون آمده است و توانسته است موارد مورد انتظار را بر آورده کند.

۳- اجرای مدل بر روی چند رویداد واقعی در جهان و مقایسه نتایج به دست آمده با نتایج واقعی

یکی از مهم‌ترین آزمون‌ها، مقایسه نتایج حاصل از مدل با نتایج رویدادهای واقعی است. به عبارت دیگر، در این قسمت می‌خواهیم ببینیم آیا مدل توسعه داده شده در این مطالعه می‌تواند میزان فراخاست بستر اقیانوس در حوادث واقعی را به درستی پیش‌بینی کند یا نه؟، در این قسمت، با مروری بر مراجع، چند رویداد سونامی که اطلاعات و پارامترهای آنها در دسترس بوده است انتخاب می‌شود. حوادثی انتخاب شده‌اند که از یک سو، داده‌ها و پارامترهای گسیختگی آنها موجود است و از سوی دیگر، میزان فراخاست واقعی بستر اقیانوس نیز برای این رویداد مشخص است. آن‌گاه با توجه به پارامترهای گسیختگی این حوادث و با استفاده از مدل توسعه داده شده، میزان فراخاست بستر اقیانوس را با کمک مدل برآورد کرده و سپس با میزان فراخاست واقعی بستر اقیانوس مقایسه می‌کنیم. در این قسمت، در مورد هر رویداد با استفاده از برنامه تهیه شده، بیشترین فراخاست بستر اقیانوس، محاسبه شده و با مقادیر واقعی مورد مقایسه قرار گرفته است. خلاصه این اطلاعات در جدول ۲ ارائه شده است. همان‌گونه که در جدول ۲ ملاحظه می‌شود، نتایج مدل‌سازی به وسیله برنامه تهیه شده در این مطالعه، همخوانی مناسبی با مقادیر واقعی نشان می‌دهد. میزان خطا حدود ۱۰ ± درصد است که با توجه به نوع مسئله و ابعاد بسیار بزرگ آن و نیز با توجه به خطاهایی که در اندازه‌گیری‌های محلی وجود دارد، این میزان خطا منطقی و مناسب به نظر می‌رسد. همچنین، در سه مورد نتایج به دست آمده از مدل کمتر از مقادیر واقعی و در دو مورد بیشتر

است و نشان می‌دهد که این برنامه دارای خطا، اشکال نمی‌باشد. از این رو، معمولاً محققان برای کنترل برنامه‌های توسعه داده شده توسط خود، در گام اول از آزمون صفر استفاده می‌نمایند. از این رو، برای کنترل درستی برنامه توسعه داده شده، در گام اول از آزمون صفر استفاده می‌شود. از معادله‌های Mansinha & Smylie (1971) که در معادله‌های (۴) و (۵) ارائه شده است، مشخص است که اگر مقدار لغزش بر روی سطح گسل (U) صفر باشد، آن‌گاه میدان دگرشکلی نیز باید صفر باشد. به عبارت دیگر، هیچ‌گونه فراخاستی بر روی بستر اقیانوس نباید به وجود آید. این آزمایش را آزمون صفر می‌نامیم. برای انجام آزمون صفر، یک ناحیه فرورانش فرضی با شیب ۱۰ درجه و سطح گسیختگی با طول و عرض به ترتیب ۳۰۰ و ۵۰ کیلومتر و زاویه لغزشی برابر ۱۰۰ درجه، در نظر گرفته می‌شود. همچنین، مقدار لغزش بر روی سطح گسل (U) را برابر با صفر قرار می‌دهیم. حال، این پارامترها را وارد مدل کرده و مدل را اجرا می‌کنیم. بررسی فایل خروجی برنامه نشان می‌دهد که در سراسر محیط، مقدار فراخاست برابر با صفر است. اگر فایل خروجی برنامه را با استفاده از نرم‌افزارهای رسمی به صورت دو بعدی رسم نماییم، نتیجه خروجی مدل، به صورت شکل ۷-الف است. همان‌گونه که در این شکل مشاهده می‌شود، هیچ‌گونه فراخاست و یا پایین‌رفتنی در بستر اقیانوس ایجاد نشده است و سراسر محیط دست‌نخورده باقی مانده است. شکل ۷-الف نشان می‌دهد که آزمایش صفر موفقیت آمیز بوده است و همان‌گونه که انتظار داشتیم، در صورتی که مقدار لغزش بر روی سطح گسل (U) برابر با صفر باشد، خروجی برنامه نیز برابر با صفر خواهد شد.

۲- آزمایش صفحه گسیختگی قائم

در گام دوم، برای بررسی درستی نتایج به دست آمده از مدل، از آزمون صفحه گسیختگی قائم استفاده می‌شود. صفحه گسیختگی قائم به صفحه‌ای گفته می‌شود که در آن شیب ناحیه فرورانش ۹۰ درجه بوده و نوع لغزش نیز به صورت شیب‌لغز خالص (زاویه لغزش برابر با ۹۰ درجه) است. Okada (1985) نشان داد که این مسئله یک مسئله متقارن بوده و میزان دگرشکلی در مرکز برابر صفر است. این موضوع به صورت شماتیک در شکل ۷-ب نشان داده شده است. همان‌گونه که در این شکل مشاهده می‌شود، میدان دگرشکلی در دو طرف صفحه گسیختگی به صورت کاملاً متقارن بوده و مقدار بیشترین فراخاست با مقدار بیشترین افتادگی با هم برابر است. بنابراین، در این قسمت برای کنترل درستی برنامه، وضعیت صفحه گسیختگی قائم را به مدل داده و از آن انتظار داریم که خروجی آن مشابه شکل ۷-ب باشد. این آزمون با در نظر گرفتن یک ناحیه فرورانش با شیب ۹۰ درجه و سطح گسیختگی با طول و عرض به ترتیب ۳۰۰ و ۵۰ کیلومتر

آمار زمین‌لرزه‌های ایران به‌دست آمده است، در این مطالعه از آنها استفاده می‌شود.

با توجه به علائم قراردادی مورد استفاده در برنامه تهیه شده که در شکل ۶- ب نشان داده شده است و نیز توجه به شکل ۱، زاویه امتداد ناحیه فروانش مکران ۲۷۰ درجه است. از آنجا که ناحیه مکران یک ناحیه فروانش کم‌شیب است، شیب ناحیه فروانش ۱۰ درجه در نظر گرفته می‌شود. تجربیات موجود در مورد شیب دیگر نواحی فروانش جهان نشان می‌دهد که شیب آنها حدود ۱۰ درجه است. برای مثال شیب ناحیه فروانش اندونزی که زمین لرزه و سونامی سال‌های ۲۰۰۴، ۲۰۰۵ و ۲۰۰۶ را ایجاد کرده است، حدود ۸ درجه است (Yalciner et al., 2005). در نواحی فروانش، لغزش اغلب از نوع شیب لغز اتفاق می‌افتد و لذا باید زاویه لغزش را ۹۰ درجه انتخاب کرد. ولی معمولاً در طبیعت لغزش کاملاً شیب‌لغز به ندرت اتفاق می‌افتد. معمولاً لغزش‌های شیب‌لغز دارای درصد کمی رفتار امتدادلغز نیز هستند. لذا برای در نظر گرفتن رفتار واقعی گسیختگی، زاویه لغزش آن را ۱۰۰ درجه در نظر می‌گیریم. برای زمین‌لرزه و سونامی سال ۲۰۰۴ اندونزی، این پارامتر ۱۱۰ درجه بوده است (Yalciner et al., 2005). آخرین پارامتر، ژرفای زمین‌لرزه است که ۲۰ کیلومتر در نظر گرفته می‌شود. ژرفای کانونی ۲۰ کیلومتر، بیانگر یک زمین‌لرزه کم‌ژرفاست که فرضی منطقی برای بیشتر زمین‌لرزه‌های سونامی‌زا به‌شمار می‌رود (Satake & Tanioka, 1999). برای زمین‌لرزه و سونامی سال ۲۰۰۴ اندونزی، این پارامتر ۲۵ کیلومتر بوده است (Yalciner et al., 2005). بدین ترتیب پارامترهای مورد استفاده برای انجام تحلیل تکمیل می‌شود که به‌طور خلاصه در جدول ۳ آمده است. برای مقایسه، در جدول ۳ پارامترهای گسیختگی مربوط به زمین‌لرزه و سونامی سال ۲۰۰۴ اندونزی نیز ارائه شده است.

برای تحلیل، بزرگای زمین‌لرزه را از ۶/۵ تا ۸/۵ با گام ۰/۱ تغییر داده و در هر مورد با استفاده از روابط Wells & Coppersmith (1994) طول و عرض ناحیه گسیختگی و همچنین میزان لغزش روی سطح گسیختگی محاسبه می‌شود. لازم به ذکر است با توجه به طول ناحیه فروانش مکران که حدود ۹۰۰ کیلومتر است و استفاده از رابطه ۹، بزرگ‌ترین زمین‌لرزه محتمل در این ناحیه دارای بزرگایی معادل ۸/۹ است. آن‌گاه با در نظر گرفتن پارامترهای ارائه شده در جدول ۳ و استفاده از مدل تهیه شده، میزان تغییر شکل بستر اقیانوس محاسبه می‌شود. نتایج به‌دست آمده به‌طور خلاصه در جدول ۴ ارائه شده است. در جدول ۴، میزان بیشترین فراخاست بستر اقیانوس در اثر رخداد زمین‌لرزه و میزان بیشترین افت بستر اقیانوس در هر مورد بر حسب متر به دست آمده است. برای بررسی الگوی دگرشکلی بستر اقیانوس، در اشکال ۹، ۱۰ و ۱۱ فایل متنی حاصل از محاسبات، با استفاده از نرم‌افزارهای ترسیمی

از مقادیر واقعی است. بنابراین، نتایج ارائه شده در جدول ۲ نشان می‌دهد که مدل توسعه داده شده در این مطالعه، با دقت قابل قبولی می‌تواند فراخاست بستر اقیانوس در اثر حوادث واقعی را مدل کند.

محاسبه دگرشکلی بستر اقیانوس در اثر رخداد زمین‌لرزه در منطقه مکران

با استفاده از برنامه تهیه شده و بعد از اطمینان از درستی نتایج آن، در این قسمت به محاسبه تغییر شکل بستر اقیانوس در اثر رخداد زمین‌لرزه در منطقه فروانش مکران پرداخته می‌شود. با توجه به الگوریتم ارائه شده در شکل ۶، در اولین گام باید سطح گسیختگی که شامل طول و عرض ناحیه گسیخته شده می‌باشد برآورد شود. در این زمینه باید اشاره شود که این مسئله از مسائل مورد علاقه زلزله‌شناسان بوده است و آنها همواره تلاش کرده‌اند تا ارتباطی بین بزرگای زمین‌لرزه و سطح گسیخته شده در اثر آن بیابند. بررسی مراجع در زمینه ارتباط بین بزرگای زمین لرزه و سطح ناحیه گسیخته شده، روابط متعددی را پیش رو قرار می‌دهد که توسط محققان مختلف پیشنهاد شده‌اند. یک مطالعه نسبتاً جامع در این زمینه توسط Wells & Coppersmith (1994) صورت گرفت. آنها از داده‌های مربوط به ۴۲۱ زمین‌لرزه از سراسر جهان (از جمله شامل زمین‌لرزه‌های ایران) استفاده کرده و با اتخاذ روش‌های آماری پیشرفته، روابط تجربی بین بزرگا، طول ناحیه گسیخته شده، عرض ناحیه گسیخته شده و میزان لغزش روی سطح گسل را استخراج کردند (روابط ۸ تا ۱۱).

$$\text{Log}(u) = -4.80 + 0.69M \quad (۸)$$

$$\text{Log}(L) = -3.22 + 0.69M \quad (۹)$$

$$\text{Log}(W) = -1.01 + 0.32M \quad (۱۰)$$

$$\text{Log}(A) = -3.49 + 0.91M \quad (۱۱)$$

در این روابط M بزرگای زمین لرزه، W، L و A به ترتیب طول، عرض و مساحت ناحیه گسیخته شده بر حسب کیلومتر است. u نیز میزان لغزش بر روی سطح گسیختگی است. روابط بسیار دیگری در این زمینه ارائه شده است که تعداد زیادی از این مطالعات و روابط در مراجع Ambraseys & Melville, 1982; Anderson et al., 1996; Bonilla et al., 1984; Kanamory & Don Anderson, 1975; Singh et al., 1980 قابل دسترسی است که برای پرهیز از طولانی شدن مقاله از ذکر آنها خودداری می‌شود. در میان این روابط، با توجه به این که روابط Wells & Coppersmith (1994) با استفاده از آمار سراسر جهان، از جمله



به صورت دو بعدی و سه بعدی رسم شده است.

حساسیت سنجی نتایج

تحلیل‌های صورت گرفته در بالا که به‌طور خلاصه در جدول ۴ آمده است، بر مبنای پارامترهای ارائه شده در جدول ۳ انجام گرفته است. همان‌گونه که اشاره شد، برای انجام این محاسبات، از مقادیر منطقی ۱۰ درجه برای شیب ناحیه فرورانش، ۲۰ کیلومتر برای ژرفای زمین‌لرزه و نیز ۱۰۰ درجه برای زاویه لغزش استفاده شده است. از دیدگاه زمین‌شناسی، یک ناحیه فرورانش دارای شیب واحد نیست، بلکه اغلب شیب آن با توجه به ژرفای زمین‌لرزه، صعودی است. محدوده تغییرات آن نیز از حدود ۸ درجه برای زمین‌لرزه‌های کم‌ژرفا تا حدود ۱۲ درجه برای زمین‌لرزه‌های ژرف‌تر می‌باشد (Kearey and Vine, 1996 ; Yalciner et al., 2005). بنابراین ضرورت دارد که میزان حساسیت نتایج به دست آمده نسبت به سه پارامتر مذکور تعیین شود. برای این منظور، شیب ناحیه فرورانش را از ۸ تا ۱۲ درجه، ژرفای زمین‌لرزه را از ۱۵ تا ۲۵ کیلومتر و زاویه لغزش را نیز از ۹۰ تا ۱۱۰ درجه تغییر می‌دهیم. برای تسهیل در محاسبات، محاسبات حساسیت‌سنجی تنها برای حالت زمین‌لرزه‌ای با بزرگای ۸/۱ صورت می‌گیرد. نمودار ۱۲-الف میزان تأثیر شیب ناحیه فرورانش بر روی بیشترین فراخاست و افت را نشان می‌دهد. شکل‌های ۱۲-ب و ۱۲-ج نیز به ترتیب میزان تأثیر ژرفای زمین‌لرزه و زاویه لغزش بر روی بیشترین فراخاست و افت را نشان می‌دهد شکل ۱۲-الف نشان می‌دهد که با افزایش شیب ناحیه فرورانش، میزان فراخاست افزایش یافته و مقدار افت کاهش می‌یابد. با افزایش شیب ناحیه فرورانش از ۸ تا ۱۲ درجه، مقدار فراخاست از ۱/۷۵ متر به ۱/۸۴ متر افزایش می‌یابد (۵ درصد افزایش). از آنجا که با افزایش شیب، نیروهای محرک وارد به توده در حال گسیختگی افزایش می‌یابد، لذا نتیجه به دست آمده منطقی به نظر می‌رسد. شکل ۱۲-ب نشان می‌دهد که با افزایش ژرفای کانونی زمین‌لرزه، میزان فراخاست و افت کاهش می‌یابد. با افزایش ژرفای زمین‌لرزه از ۱۵ کیلومتر به ۲۵ کیلومتر، میزان فراخاست از ۲ متر به ۱/۶۲ متر کاهش می‌یابد (۱۹ درصد کاهش). این نتیجه بدین صورت تفسیر می‌شود که با افزایش ژرفای کانونی زمین‌لرزه، آن‌گاه انرژی ناشی از آن در حجم بزرگ‌تری از کره زمین منتشر می‌شود و در نتیجه انرژی کمتری به سطح زمین می‌رسد.

شکل ۱۲-ج نشان می‌دهد که با افزایش زاویه لغزش، میزان دگرشکلی بستر اقیانوس کاهش می‌یابد (۵ درصد). به‌طور کلی زمین‌لرزه‌هایی که شامل حرکات قائم زمین است پتانسیل بیشتری برای دگرشکلی بستر اقیانوس دارند. از این روست که معمولاً بیشتر سونامی‌ها ناشی از گسل‌های شیب‌لغز هستند. بنابراین هر اندازه زاویه لغزش از ۹۰ درجه (شیب لغز خالص) بیشتر باشد، سهم

رفتار امتداد لغز افزایش یافته و در نتیجه مقدار دگرشکلی کاهش می‌یابد. در مجموع، حساسیت‌سنجی نتایج نشان می‌دهد که افزایش شیب ناحیه فرورانش موجب افزایش مقدار دگرشکلی بستر اقیانوس می‌شود. میزان دگرشکلی بستر اقیانوس در اثر گسیختگی‌های شیب‌لغز بیشتر از میزان آن در اثر گسیختگی‌های امتدادلغز است. افزایش ژرفای کانونی زمین‌لرزه موجب کاهش دگرشکلی بستر می‌شود. در میان این پارامترها، حساسیت دگرشکلی بستر به ژرفای کانونی زمین‌لرزه بیش از سایر پارامترها می‌باشد. همچنین، بررسی نتایج حساسیت‌سنجی نشان می‌دهد که در نظر گرفتن مقادیر ۱۰ درجه برای شیب ناحیه فرورانش، ۲۰ کیلومتر برای ژرفای زمین‌لرزه و نیز ۱۰۰ درجه برای زاویه لغزش، منطقی بوده و به‌عنوان یک نماینده مناسب برای این پارامترها به شمار می‌رود.

تفسیر نتایج

اولین مسئله قابل توجه الگوی دگرشکلی بستر اقیانوس است. برای بررسی الگوی دگرشکلی بستر اقیانوس، مقاطع طولی و عرضی دگرشکلی بستر اقیانوس در حالت رخداد زمین‌لرزه با بزرگای ۸/۱ در شکل‌های ۱۳-الف و ۱۳-ب رسم شده است. همان‌گونه که در شکل ۱۳-الف و نیز اشکال ۱۰ و ۱۱ دیده می‌شود، این الگو شامل ایجاد یک فراخاست در سمت اقیانوس و نیز ایجاد یک افت در سمت ساحل است که همواره میزان فراخاست حدوداً دو برابر میزان افت است. همچنین اشکال ۱۳-الف و ۱۳-ب نشان می‌دهند که میدان دگرشکلی بستر اقیانوس هم در جهت طولی و هم در جهت عرضی یک میدان پیوسته است. مسئله دیگر قابل توجه در جدول ۴، میزان فراخاست و افت و نیز چگونگی تغییرات آن با افزایش بزرگای زمین‌لرزه است. در شکل ۱۴ نمودار تغییرات مقادیر بیشترین فراخاست و افت با افزایش بزرگای زلزله رسم شده است. همان‌گونه که مشاهده می‌شود، رابطه بین بیشترین فراخاست با بزرگای یک رابطه خطی نبوده، بلکه نمایی است. به عبارت دیگر در حالی که تغییرات فراخاست بستر اقیانوس از بزرگای ۶/۵ تا ۷/۵ بسیار آهسته و ملایم است، برای مقادیر بزرگای بالای ۷/۵ مقدار فراخاست بستر اقیانوس به‌شدت افزایش می‌یابد. این مسئله با توجه به وجود رابطه نمایی بین بزرگای زمین‌لرزه و انرژی ناشی از آن قابل تفسیر است. جدول ۴ نشان می‌دهد که میزان دگرشکلی بستر اقیانوس در اثر رخداد زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای تا حدود ۷، تنها به حدود ۱۵ سانتی‌متر می‌رسد. چنین زمین‌لرزه‌هایی هر چند اگر در خشکی اتفاق بیفتند، بسیار خطرناک هستند و تلفات زیادی ممکن است به بار آورند، ولی هنگامی که در اقیانوس اتفاق می‌افتند، چون قادر به جابه‌جایی حجم قابل توجهی از آب اقیانوس نیستند، لذا پتانسیل کمی برای تولید سونامی دارند. از سوی دیگر میزان فراخاست بستر در صورت رخداد زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای بیش از ۷/۵ قابل توجه است.

با توجه به ژرفای نسبی امواج (نسبت ژرفای آب ساکن به طول موج d/L)، آنها را می توان به سه دسته تقسیم کرد که عبارتند از (برگی، ۱۳۷۹):

۱- امواج آب های ژرف که در آنها $d/L > 0.5$ ، ۲- امواج آب های کم ژرفا که در آنها $d/L < 0.05$ ، ۳- امواج آبهای متوسط برای حالت $0.05 < d/L < 0.5$. امواج سونامی معمولاً دارای طول موج های بسیار بلند در حدود چند صد کیلومتر است. برای مثال در مورد سونامی بزرگ سال ۲۰۰۴ در سواحل اندونزی، طول موج سونامی حدود ۶۷۰ کیلومتر گزارش شده است (Zahibo et al., 2005). در حالی که میانگین ژرفای آب اقیانوس ها در حدود ۴ کیلومتر است. بیشترین ژرفای آب اقیانوس ها نیز در حدود ۱۱ کیلومتر است. بنابراین، نسبت d/L برای امواج سونامی حدود ۰/۱ برآورد می شود و از این رو، امواج سونامی به عنوان امواج آب کم ژرفا رده بندی می شوند. امواج آب کم ژرفا، گاهی با نام امواج بلند نیز شناخته می شوند. در مجموع، با توجه به تعاریف ارائه شده در فوق، امواج سونامی را امواج بلند گرانشی می نامند. با استفاده از بسط تیلور داریم:

$$\tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right) = \left(\frac{2\pi d}{L}\right) - \frac{1}{3}\left(\frac{2\pi d}{L}\right)^3 + \dots + R_n \left(\frac{2\pi d}{L}\right) \quad (13)$$

که در رابطه ۱۳، R_n باقی مانده به ازای در نظر گرفتن n جمله اول از بسط فوق است. در مورد امواج سونامی، از آن جا که به عنوان امواج خیلی بلند به شمار می روند و مقدار نسبت d/L حدود ۰/۱ است، لذا در رابطه ۱۳ میزان تأثیر ترم های با بالاتر از یک، ناچیز است. برای مثال، تنها با در نظر گرفتن جمله اول سمت راست رابطه ۱۳، مقدار خطای حاصل از این تقریب حدود $R_3\left(\frac{2\pi d}{L}\right) = 0.00002$ است. از این رو، برای امواج سونامی، با تقریب مناسبی می توان رابطه ۱۳ را به صورت زیر بازنویسی کرد.

$$\tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right) = \left(\frac{2\pi d}{L}\right) \quad (14)$$

با جای گذاری رابطه ۱۴ در رابطه ۱۲ خواهیم داشت.

$$C = \sqrt{gd} \quad (15)$$

رابطه ۱۵، سرعت حرکت امواج سونامی را به دست می دهد. این رابطه نشان می دهد که سرعت امواج سونامی تنها تابع ژرفای آب اقیانوس است. با توجه به رابطه ۱۵، حیدرزاده و همکاران (۱۳۸۵) مدلی برای پیش بینی انتشار سونامی و محاسبه زمان رسیدن امواج سونامی به خط ساحلی توسعه داده اند. در این مقاله، از مدل مذکور برای انتشار سونامی در ناحیه مکران استفاده می شود. شکل ۱۷ منحنی انتشار سونامی، در صورت رخداد زمین لرزه در مختصات ۶۲ درجه خاوری و ۲۴/۵ درجه شمالی، در منطقه مکران را نشان (حیدرزاده و همکاران، ۱۳۸۵) می دهد. در شکل های ۱۵-الف و ۱۵-ب، فاصله زمانی بین دو منحنی متوالی ۵ دقیقه می باشد و علامت ستاره سرخ رنگ نیز کانون زمین لرزه را

با توجه به نمودار شکل ۱۴، در حالی که خطر سونامی ناشی از زمین لرزه هایی با بزرگای حدود ۷ بسیار کم است، ولی با افزایش بزرگای رسیدن آن به حدود ۸، به یکباره خطر رخداد سونامی به شدت افزایش می یابد. در مجموع، بررسی نتایج ارائه شده در جدول ۴ و شکل ۱۴، سه سطح مختلف خطر سونامی را به شرح زیر تبیین می کند:

۱- خطر نسبی خیلی کم: در صورت رخداد زمین لرزه ای با بزرگای تا ۷
۲- خطر نسبی کم تا متوسط: در صورت رخداد زمین لرزه ای با بزرگای بین ۷ تا ۷/۵

۳- خطر نسبی بالا: در صورت رخداد زمین لرزه ای با بزرگای بیش از ۷/۵ به عبارت دیگر، هنگامی که زلزله ای با بزرگای تا ۷ در منطقه مکران رخ دهد، ایجاد امواجی سونامی انتظار نمی رود. در صورت رخداد زمین لرزه ای با بزرگای بین ۷ تا ۷/۵ رخداد سونامی محتمل است. اما در صورتی که بزرگای زمین لرزه بیش از ۷/۵ باشد، رخداد سونامی حتمی است.

در بالا اشاره شد که الگوی دگرشکلی بستر اقیانوس شامل ایجاد یک فراخاست در سمت اقیانوس و نیز ایجاد یک افت در سمت ساحل است. از آن جا که جهت مدل سازی فاز انتشار سونامی، میدان دگرشکلی به دست آمده از فاز تولید سونامی مستقیماً به سطح آب منتقل می شود، لذا شکل اولیه موج تولید شده شامل یک موج کاهنده به سمت خط ساحلی می باشد بنابراین، در صورت رخداد زمین لرزه سونامی زا در منطقه مکران، اولین موجی که به سمت سواحل شمالی مکران شامل ایران و پاکستان می رسد، یک موج کاهنده خواهد بود. در حالی که در سواحل جنوبی مکران یعنی سواحل عمان، اولین موج یک موج افزایشی خواهد بود. رسیدن یک موج اولیه کاهنده می تواند برای آگاهی مردم نواحی ساحلی از وجود خطر سونامی مفید باشد.

مدل سازی انتشار سونامی در منطقه مکران

ساده ترین و مفیدترین تئوری جهت بررسی امواج گرانشی که امواج سونامی از آن جمله می باشد، تئوری موج خطی است که اولین بار توسط ایری (برگی، ۱۳۷۹) معرفی شد. با به کارگیری این تئوری و در نظر گرفتن فرضیات مورد نیاز که به تفصیل در مرجع شماره ۲۲ مورد بحث قرار گرفته است، سرعت موج از رابطه ۱۲ به دست می آید (برگی، ۱۳۷۹).

$$C = \sqrt{\left(\frac{gL}{2\pi}\right) \tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right)} \quad (12)$$

در رابطه فوق، g عبارت است از شتاب گرانش بر حسب متر بر مجذور ثانیه، L طول موج بر حسب متر، π نمایانگر عدد ثابت ۳/۱۴، C سرعت موج بر حسب متر بر ثانیه و d نیز ژرفای آب ساکن بر حسب متر است.



سوم عبارت است از دریافت و تحلیل اطلاعات مربوط به تغییرات سطح آب اقیانوس. پر واضح است که یک سامانه هشدار سونامی باید از صدور اعلان خطرهای اشتباه پرهیز کند. صدور اعلان‌های اشتباه از اعتماد مردم نواحی ساحلی به سامانه هشدار سونامی کاسته و می‌تواند لطمات جبران‌ناپذیری را به این سامانه و عملکرد آن وارد کند. بنابراین، به منظور اجتناب از صدور اعلان خطرهای اشتباه، ضروری است که یک دسته سنجنده شامل سنجنده‌های آب‌های ژرف که به سونامی‌سنج معروف هستند، در نزدیکی نواحی سونامی خیز نصب شده و اطلاعات مربوط به آنها دریافت و ارزیابی گردد. این سونامی‌سنج‌ها معمولاً اطلاعات خود را از ژرفای اقیانوس به یک سری بویه‌های نصب شده در سطح آب اقیانوس می‌فرستند. بویه‌های سطحی نیز از طریق ماهواره‌ها اطلاعات به دست آمده را به مرکز سامانه هشدار سونامی انتقال می‌دهند. علاوه بر این، نصب و ایجاد یک شبکه موج سنج زمان-واقعی در نزدیکی خط ساحلی نیز می‌تواند در این راستا مفید باشد. آخرین گام در یک سامانه هشدار سونامی بررسی همه داده‌ها و تصمیم‌گیری در مورد اعلان یا عدم اعلان خطر رخداد سونامی است. با توجه به توضیحات ارائه شده در بالا، ساختار سامانه هشدار سونامی پیشنهادی برای سواحل سونامی خیز جنوب ایران به شکل ۱۶ ارائه می‌شود. برای توسعه سامانه هشدار سونامی پیشنهاد شده در شکل ۱۶، اولین گام توسعه ایستگاه‌های لرزه‌سنجی و سونامی‌سنجی موجود در منطقه است. برای این منظور، نصب و راه‌اندازی یک شبکه با ۳ شتاب‌نگار، ۳ لرزه‌نگار باند پهن و دست کم ۲ سنجنده سونامی سنج در بخش ایرانی مکران پیشنهاد می‌شود که در شکل ۱۷ نمایش داده شده است. باید اضافه کرد که با توجه به شکل‌های ۱۵-الف و ۱۵-ب، در صورت رخداد زمین‌لرزه در منطقه فرورانش مکران، امواج سونامی بعد از حدود ۱۵ تا ۲۰ دقیقه، نزدیک‌ترین ساحل را در می‌نوردند. لذا، سامانه هشدار سونامی باید قادر باشد در عرض حدود ۱۵ دقیقه از زمان رخداد زمین‌لرزه، اعلان خطر احتمالی را صادر کند. این مسئله لزوم به کارگیری یک شبکه لرزه‌نگاری و سونامی‌سنجی زمان-واقعی و کارآرآمد تأکید قرار می‌دهد.

نتیجه‌گیری

سواحل جنوبی ایران در مجاورت اقیانوس هند در معرض خطر سونامی ناشی از منطقه فرورانش مکران قرار دارد. بررسی‌های صورت گرفته نشان می‌دهد که منطقه مکران از نظر زمین‌ساختی قابلیت ایجاد زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای بیش از ۸ را دارد. رخداد چنین زمین‌لرزه‌هایی می‌تواند موجب ایجاد امواج مخرب سونامی در سواحل ایران شود. بررسی تاریخچه سونامی در سواحل جنوبی ایران نشان می‌دهد که این سواحل در گذشته چندین رویداد سونامی را تجربه کرده‌اند که از جمله مهم‌ترین آنها رویداد نوامبر سال ۱۹۴۵ میلادی است. در این مقاله، برای ارزیابی خطر سونامی در سواحل جنوبی ایران

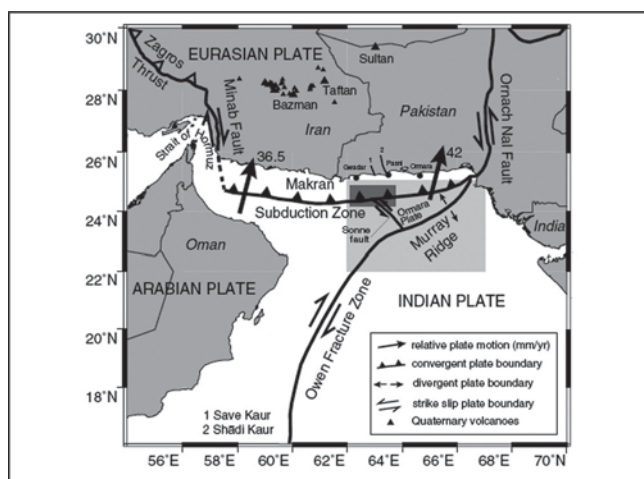
نشان می‌دهد. همان‌گونه که ملاحظه می‌شود، مدت زمان حرکت سونامی از کانون زمین‌لرزه در ناحیه مکران تا خط ساحلی، حدود ۱۵ تا ۲۰ دقیقه است.

سامانه هشدار سونامی

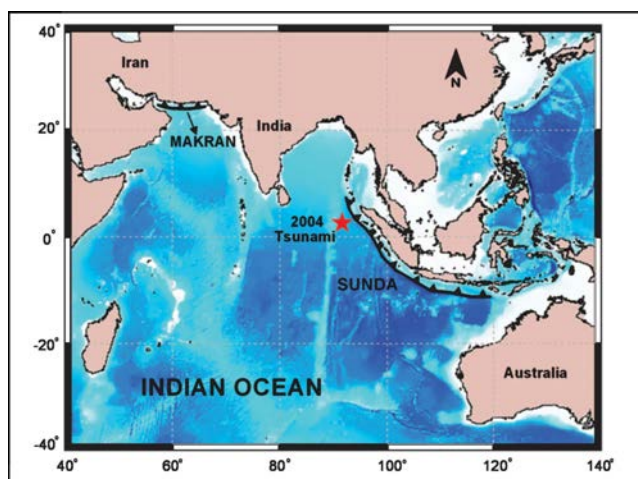
برای حفاظت از مردم ساکن در نواحی ساحلی و نیز کنترل و کاهش خسارات وارده، توسعه سامانه‌های هشدار سونامی برای خطوط ساحلی که در معرض خطر سونامی هستند، ضروری است. سامانه هشدار سونامی، سامانه‌ای است که پس از رخداد زمین‌لرزه‌های زیر دریایی از طریق تحلیل داده‌های لرزه‌ای و موج‌سنجی معین می‌کند که زمین‌لرزه مذکور توان ایجاد امواج سونامی را دارد یا خیر. در صورتی که خطر سونامی وجود داشته باشد، این سامانه از طریق صدور اعلان خطر در نواحی در معرض خطر، مردم ساکن را مطلع می‌نماید. سامانه‌های هشدار سونامی دارای دو کارکرد مختلف برای سونامی‌های نزدیک میدان و دور از میدان هستند. سونامی‌های نزدیک میدان آنهاپی هستند که طول انتشارشان کمتر از ۱۰۰۰ کیلومتر است. در حالی که سونامی‌های با طول انتشار بالای ۱۰۰۰ کیلومتر، سونامی دور میدان نامیده می‌شوند. برای مثال، سونامی ناشی از منطقه مکران، برای سواحل جنوبی ایران یک سونامی نزدیک میدان به حساب می‌آید. ولی سونامی ناشی از منطقه فرورانش اندونزی، برای سواحل جنوبی ایران یک سونامی دور میدان به شمار می‌رود. اولین گام در اعلان خطر سونامی، دریافت و تحلیل داده‌های لرزه‌ای و تعیین بزرگای، کانون و ژرفای زمین‌لرزه است. با در دست داشتن این سه پارامتر اصلی برای هر زمین‌لرزه، مشابه فرایند مطالعه شده در بخش قبل می‌توان میزان فراخاست بستر اقیانوس را محاسبه کرد. میزان فراخاست بستر اقیانوس همان‌گونه که در بخش قبل درباره آن بحث شد، مهم‌ترین پارامتر در ارزیابی خطر سونامی است. در گام بعد، پس از تعیین پارامترهای اصلی زمین‌لرزه ضروری است که مشخصات امواج سونامی برآورد شود. مهم‌ترین مشخصات سونامی عبارتند از میزان ارتفاع امواج سونامی در مرز ساحلی و نیز زمان رسیدن این امواج به نواحی ساحلی. این امر از طریق مدل‌سازی عددی فازهای انتشار و بالاروی امواج سونامی صورت می‌گیرد. از آن جا که معمولاً پس از رخداد زمین‌لرزه فاصله زمانی بسیار کمی برای صدور اعلان خطر سونامی محتمل وجود دارد، لذا نمی‌توان مدل‌سازی انتشار و بالاروی سونامی را پس از رخداد زمین‌لرزه انجام داد. برای این منظور، معمولاً از قبل با توجه به سناریوهای مختلف و متعدد برای فاز تولید زمین‌لرزه محتمل، که در بخش قبل بحث شد، در هر مورد مشخصات سونامی و نواحی در معرض خطر برآورد شده و از مجموع این اطلاعات یک پایگاه داده در مرکز سامانه هشدار سونامی ایجاد می‌شود. با داشتن چنین پایگاه داده‌ای، پس از محاسبه پارامترهای اصلی زمین‌لرزه می‌توان مشخصات سونامی و خطرات احتمالی ناشی از آن را برآورد کرد. گام

تا ۷/۵) و خطر نسبی بالا (در صورت رخداد زمین لرزه‌ای با بزرگای بیش از ۷/۵). بر مبنای این ارزیابی، لزوم به کارگیری یک سامانه هشدار سونامی کارآمد مورد تأکید قرار گرفته و ساختار آن ارائه شده است. مدل ارائه شده در این مقاله به عنوان مدل تولید سونامی در اثر رخداد زمین لرزه‌های زیر دریایی به‌شمار می‌رود. از آن جا که دگرشکلی بستر اقیانوس به‌عنوان شرایط اولیه برای مدل‌سازی فازهای انتشار و بالاروی امواج سونامی به‌شمار می‌رود، نتایج حاصل از این مطالعه می‌تواند برای مدل‌سازی فازهای انتشار و بالاروی امواج سونامی در سواحل جنوبی ایران مورد استفاده قرار گیرد. در عین حال، مدل ارائه شده در این مقاله می‌تواند برای تعیین میزان دگرشکلی سطح زمین در اثر رخداد زمین لرزه در خشکی نیز به کار گرفته شود.

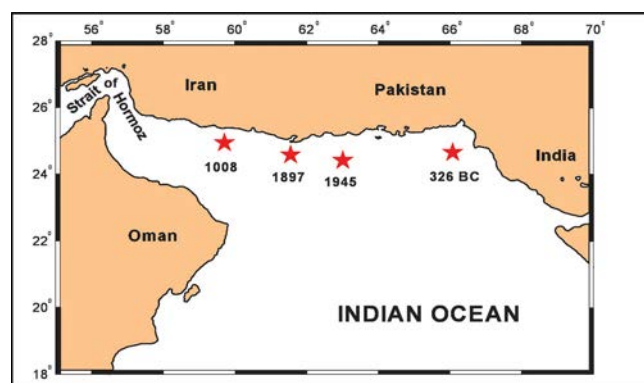
در مجاورت اقیانوس هند، فرایند تولید سونامی در ناحیه فرورانش مکران مورد مدل‌سازی قرار گرفت. برای این منظور، یک برنامه رایانه‌ای بر مبنای معادله‌های (Mansinha & Smylie (1971 تهیه شده است که قادر است میدان دگرشکلی بستر اقیانوس در اثر رخداد زمین لرزه‌های زیر دریایی را پیش‌بینی کند. داده‌های ورودی این مدل مشخصات ناحیه فرورانش و منطقه گسیخته شده است. خروجی آن نیز میدان دگرشکلی بستر اقیانوس است. نتایج به‌دست آمده از مدل برای منطقه مکران نشان می‌دهد که به طور کلی خطر سونامی در این منطقه را می‌توان به سه سطح تقسیم کرد که عبارتند از: خطر نسبی خیلی کم (در صورت رخداد زمین لرزه‌ای با بزرگای تا ۷)، خطر نسبی کم تا متوسط (در صورت رخداد زمین لرزه‌ای با بزرگای بین ۷



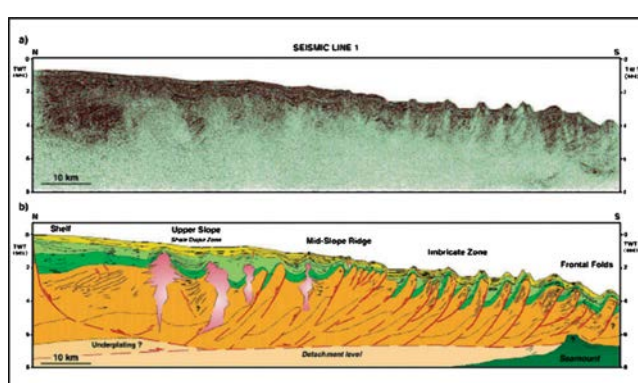
شکل ۲- منطقه فرورانش مکران در شمال باختری اقیانوس هند (Kukowski et al., 2001)



شکل ۱- دو ناحیه فرورانش اصلی واقع در منطقه اقیانوس هند- ناحیه فرورانش اندونزی در خاور و ناحیه فرورانش مکران در شمال باختر اقیانوس هند



شکل ۴- محل رخداد سونامی‌های تاریخی رخ داده در منطقه مکران در شمال باختری اقیانوس هند



شکل ۳- نمونه ای از مقطع لرزه‌ای دوبعدی شمال-جنوب از منطقه مکران که نبود گودال اقیانوسی در این ناحیه فرورانش را نشان می‌دهد. بر گرفته از Grando and McClay, (2006) - شکل a مقطع لرزه‌ای برداشت شده و شکل b نیز تفسیر آن را به صورت شماتیک نشان می‌دهد.



جدول ۱- فهرست سونامی های تاریخی رخ داده در منطقه فروانش مکران در شمال باختری اقیانوس هند

ردیف	سال	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	بزرگای گشتاور زلزله	علت رخداد سونامی	تلفات
۱	۳۲۶ پیش از میلاد	در نزدیکی دهانه رودخانه ایندوس		-	زمین لرزه	-
۲	۱۰۰۸	۶۰ درجه خاوری	۲۵ درجه شمال	-	زمین لرزه	-
۳	۱۸۹۷	نزدیک گوادر		-	آتشفشان	-
۴	۱۹۴۵	۶۳ درجه خاوری	۲۴/۵ درجه شمال	۸/۱	زمین لرزه	۴۰۰۰

جدول ۲- مقایسه میزان دگرشکلی بستر اقیانوس به دست آمده از چند رویداد واقعی با نتایج مدل تهیه شده^۱ (Guesmia, 1998)، با توجه به در دسترس نبودن شیب و ژرفای زمین لرزه، به ترتیب مقادیر ۱۰ درجه و ۱۰ کیلومتر جهت انجام تحلیل فرض شده است،^۳ (Mercado & McCann, 1998)،^۴ (Ortiz, 2000 a)،^۵ (Yalciner, 2005)،^۶ (Ortiz, 2005b)

نام حادثه	بزرگای زلزله	طول/عرض km/km	شیب/امتداد/لغزش درجه/درجه/درجه	عمق/لغزش Km/m	فراخاست واقعی (m)	فراخاست مدل (m)	درصد خطا %
۱۹۶۹ پرتغال ^۱	۷/۳	۵۰/۸۰	۵۲/۵۵/- ^۲	۳/- ^۲	+۱/۰۷	+۰/۹۷	-۱۰/۳
۱۹۱۸ پورتوریکو ^۳	۷/۳	۲۳/۶۶	۱۰۶/۲۰۵/۷۰	۴/۴	+۰/۸	+۰/۷۳	-۹/۶
۱۹۹۵ مکزیک ^۴	۸	۶۰/۱۶۰	۹۰/۳۰۹/۱۶	۴/۱۰	+۱/۸۵	+۱/۷۰	-۸/۸
۲۰۰۴ اندونزی ^۵	۹/۳	۱۷۰/۱۲۰۰	۱۱۰/۳۲۹/۸	۳۰/۲۵	+۱۰/۰	+۱۱/۱۱	+۱۱/۱

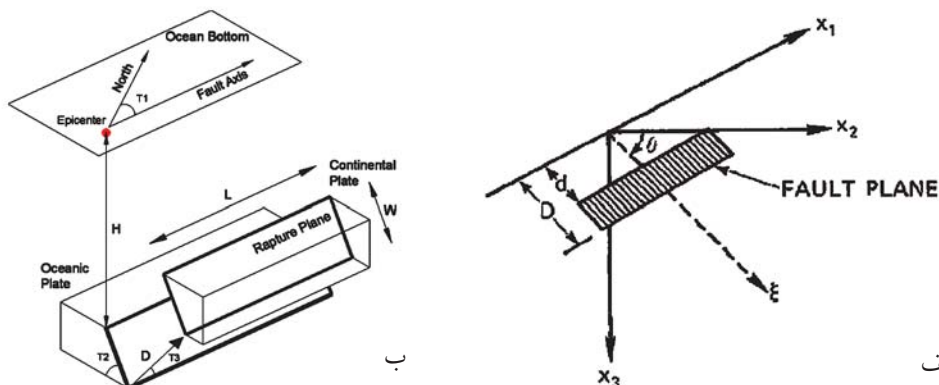
جدول ۳- پارامترهای مورد استفاده برای تحلیل فاز تولید سونامی در منطقه فروانش مکران به همراه پارامترهای سونامی سال ۲۰۰۴ اندونزی

نام منطقه	طول (km)	عرض (km)	شیب ناحیه فروانش (درجه)	عمق کانونی (m)	زاویه لغزش (درجه)	امتداد گسیختگی (درجه)	میزان لغزش (Km)
منطقه مکران	رابطه ۹	رابطه ۱۰	۱۰	۲۰	۱۰۰	۲۷۰	رابطه (۸)
۲۰۰۴ اندونزی ^۱	۴۴۳	۱۷۰	۸	۲۵	۱۱۰	۳۲۹	۳۰

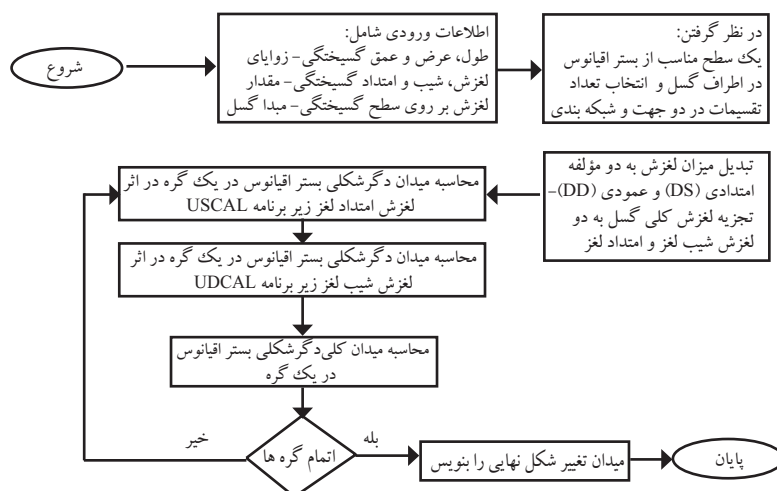
Yalciner et al., 2005 1

جدول ۴- میزان دگرشکلی بستر اقیانوس در اثر زمین لرزه زیر دریایی در منطقه فروانش مکران بر مبنای پارامترهای ارائه شده در جدول ۲

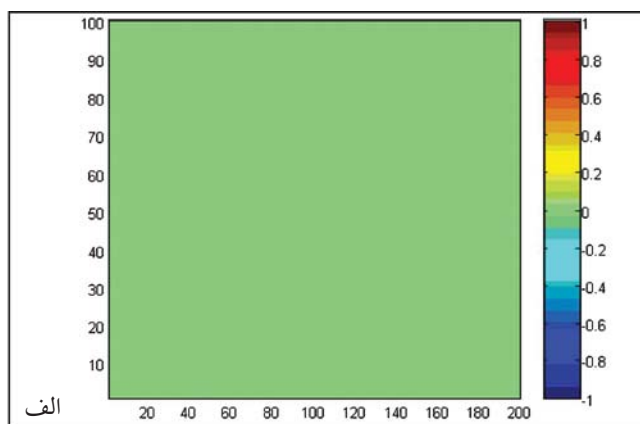
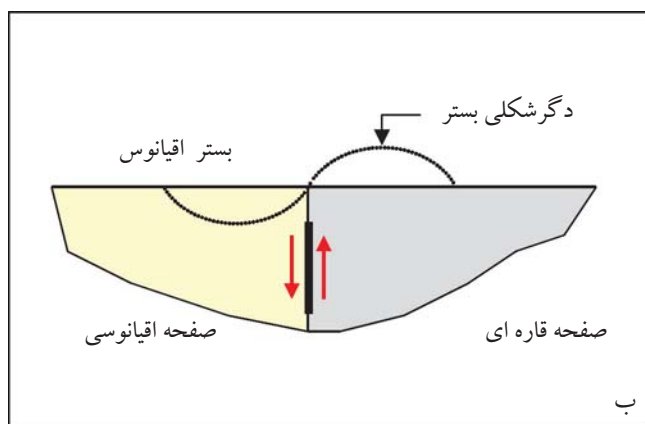
بیشترین مقدار افت بستر اقیانوس (m)	بیشترین فراخاست بستر اقیانوس (m)	میزان لغزش (m)	عرض گسیختگی (km)	طول گسیختگی (km)	بزرگای زمین لرزه
-۰/۰۲	+۰/۰۳	۰/۴۸	۱۲	۱۸	۶/۵
-۰/۰۳	+۰/۰۵	۰/۵۷	۱۳	۲۲	۶/۶
-۰/۰۴	+۰/۰۷	۰/۶۷	۱۴	۲۵	۶/۷
-۰/۰۵	+۰/۰۹	۰/۷۸	۱۵	۳۰	۶/۸
-۰/۰۷	+۰/۱۳	۰/۹۱	۱۶	۳۵	۶/۹
-۰/۰۹	+۰/۱۷	۱/۱	۱۷	۴۱	۷
-۰/۱۲	+۰/۲۲	۱/۳	۱۸	۴۸	۷/۱
-۰/۱۶	+۰/۲۸	۱/۵	۲۰	۵۶	۷/۲
-۰/۲	+۰/۳۴	۱/۷	۲۱	۶۶	۷/۳
-۰/۲۵	+۰/۴۳	۲	۲۳	۷۷	۷/۴
-۰/۳۳	+۰/۵۵	۲/۴	۲۵	۹۲	۷/۵
-۰/۳۹	+۰/۶۶	۲/۸	۲۶	۱۰۶	۷/۶
-۰/۵	+۰/۸	۳/۳	۲۸	۱۲۴	۷/۷
-۰/۶	+۱	۳/۸	۳۱	۱۴۵	۷/۸
-۰/۷۳	+۱/۲۲	۴/۵	۳۳	۱۷۰	۷/۹
-۰/۸۷	+۱/۴۶	۵/۲	۳۵	۲۰۰	۸
-۱/۱	+۱/۸	۶/۲	۳۸	۲۳۴	۸/۱
-۱/۳	+۲/۱۶	۷/۲	۴۱	۲۷۴	۸/۲
-۱/۵۷	+۲/۶۱	۸/۵	۴۴	۳۲۱	۸/۳
-۱/۸۹	+۳/۱۳	۹/۹	۴۸	۳۷۶	۸/۴
-۲/۳	+۳/۷	۱۱/۶	۵۱	۴۴۲	۸/۵



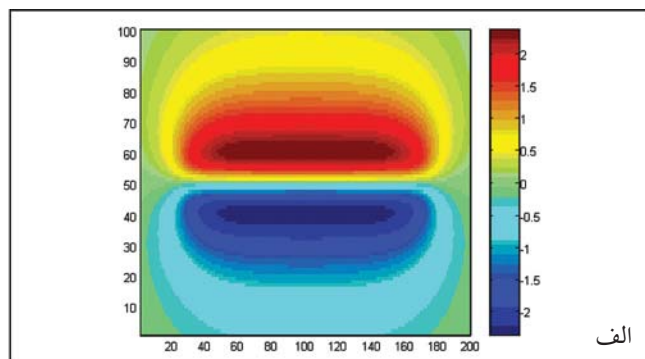
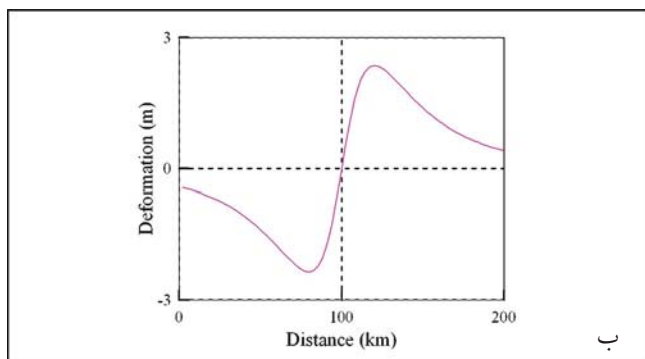
شکل ۵- الف) هندسه گسل و محورهای مختصات (Mansinha and Smylie (1971)، ب) قراردادهای علامتی و پارامترهای مورد استفاده در مدل تولید سونامی - L (طول گسیختگی)، W (عرض آن)، H (ژرفای کانونی زمین لرزه)، D (مقدار لغزش روی صفحه گسیختگی)، $T_1 = \theta_1$ (زاویه امتداد گسل نسبت به امتداد شمال)، $T_2 = \theta_2$ (زاویه شیب ناحیه فروانش)، $T_3 = \theta_3$ (زاویه لغزش بر روی صفحه گسیختگی)



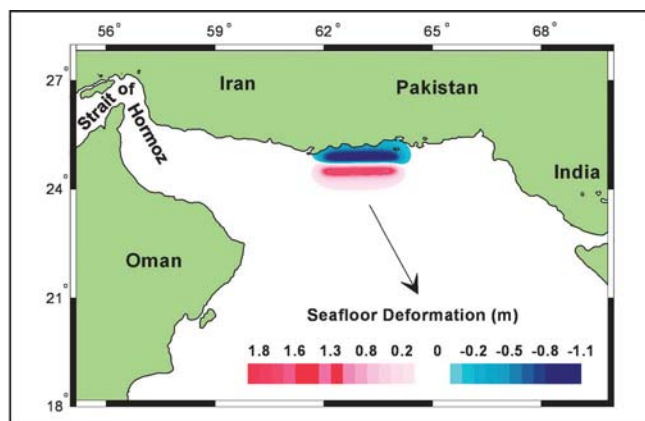
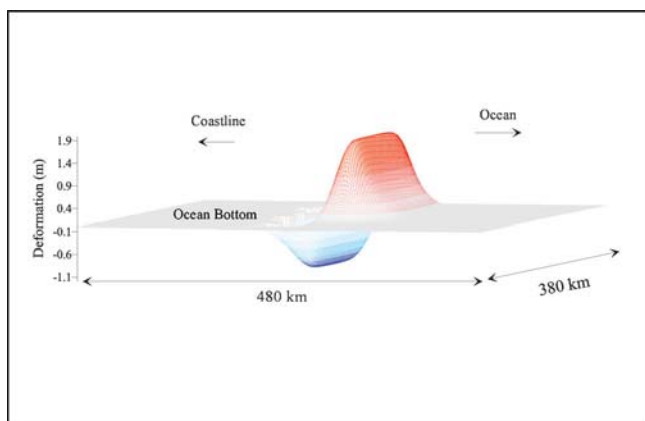
شکل ۶- فلوچارت مدل تهیه شده به منظور شبیه سازی فرایند تولید سونامی و محاسبه دگرشکلی بستر اقیانوس در اثر رخداد زمین لرزه



شکل ۷- الف) نتیجه آزمون صفر- محورهای افقی و قائم نشان دهنده طول و عرض بستر اقیانوس بر حسب دو کیلومتر هستند. مقیاس رنگی در سمت راست نشان دهنده مقدار دگرشکلی بستر اقیانوس بر حسب متر است. ب) نمایش شماتیک وضعیت صفحه گسیختگی قائم

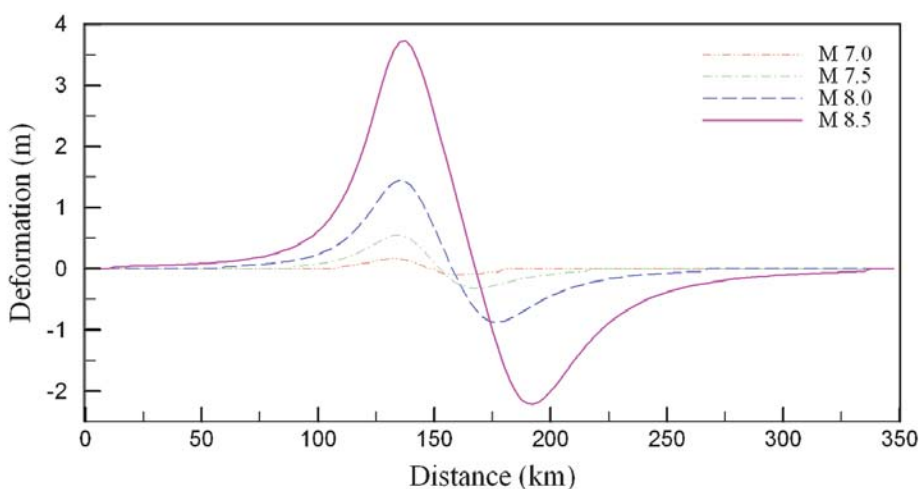


شکل ۸- الف) نتیجه آزمون صفحه گسیختگی قائم- نمای دو بعدی از میدان دگرشکلی. محورهای افقی و قائم نشان دهنده طول و عرض بستر اقیانوس بر حسب دو کیلومتر هستند. مقیاس رنگی در سمت راست نشان دهنده مقدار دگرشکلی بستر اقیانوس بر حسب متر می باشد، ب) نتیجه آزمون صفحه گسیختگی قائم - یک مقطع عرضی از میدان دگرشکلی

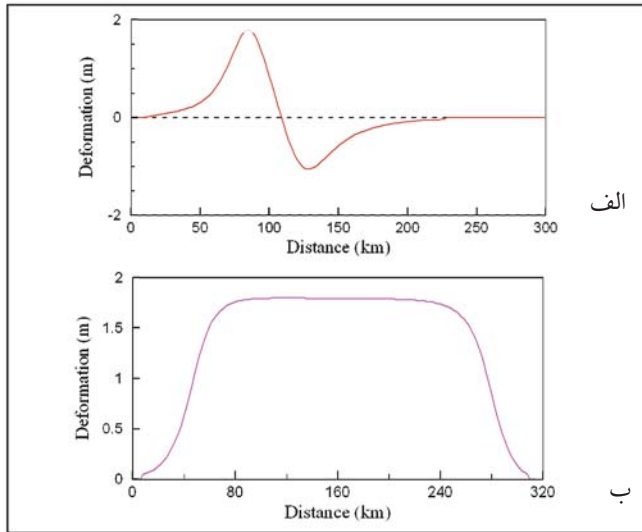


شکل ۱۰- نمای سه بعدی دگرشکلی بستر اقیانوس پس از رخداد زمین لرزه ای با بزرگای ۸/۱

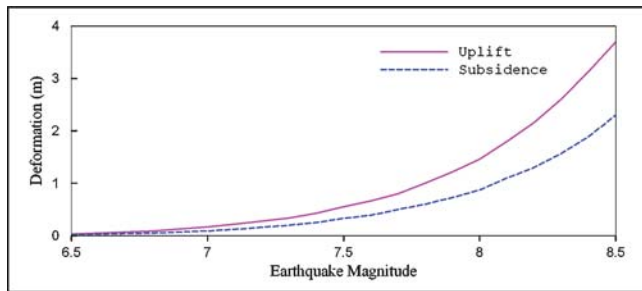
شکل ۹- نمای دو بعدی دگرشکلی بستر اقیانوس در منطقه مکران در حالت رخداد زمین لرزه با بزرگای ۸/۱



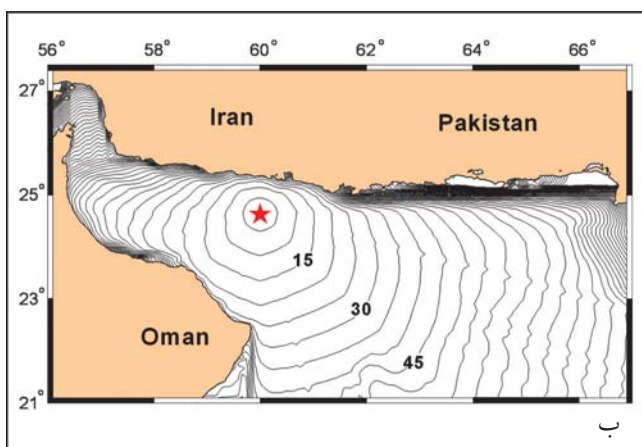
شکل ۱۱- مقطع عرضی بیشترین دگرشکلی بستر اقیانوس در حالت رخداد زمین لرزه های مختلف



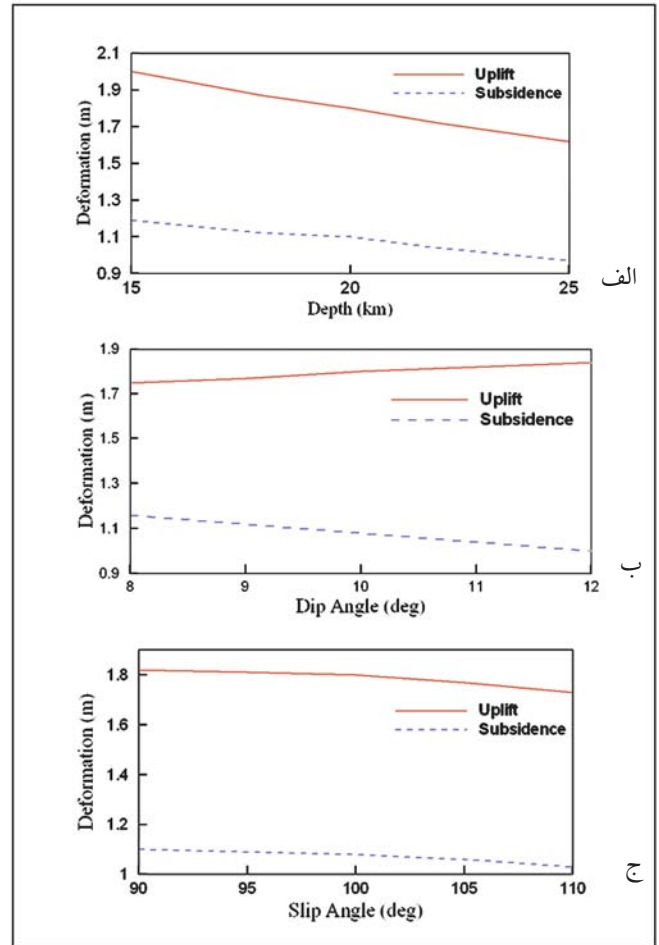
شکل ۱۳- الف) الگوی دگرشکلی بستر اقیانوس-مقطع عرضی در حالت رخداد زمین لرزه‌ای با بزرگای ۸/۱ ب) الگوی دگرشکلی بستر اقیانوس- مقطع طولی در حالت رخداد زمین لرزه‌ای با بزرگای ۸/۱



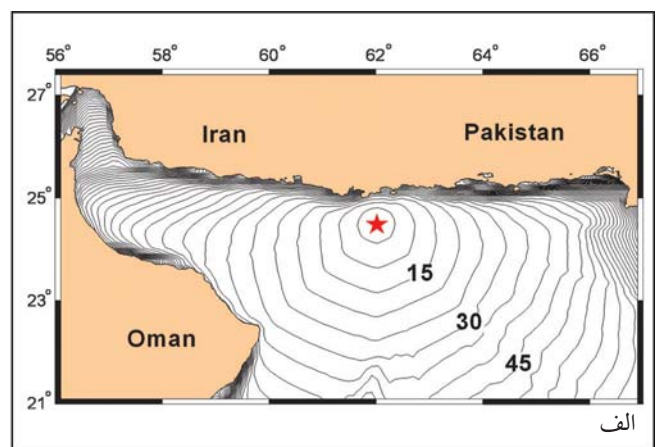
شکل ۱۴- نمودار تغییرات مقادیر بیشترین فراخاست و افت با بزرگای زلزله

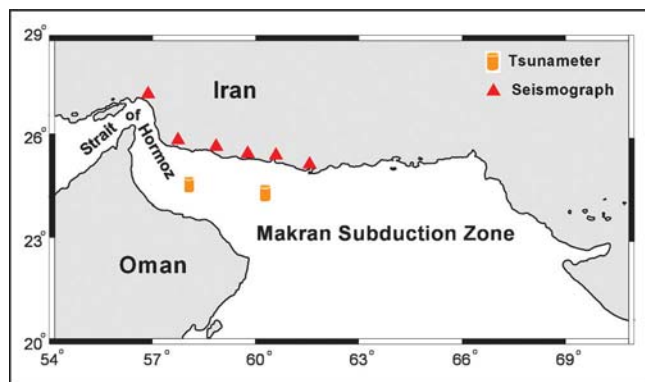


شکل ۱۵- منحنی انتشار سونامی، در صورت رخداد زمین لرزه در مختصات الف) ۶۲ درجه خاوری و ۲۴/۵ درجه شمالی و ب) ۶۰ درجه خاوری و ۲۴/۶۷ درجه شمالی در منطقه مکران (حیدرزاده و همکاران، ۱۳۸۵)

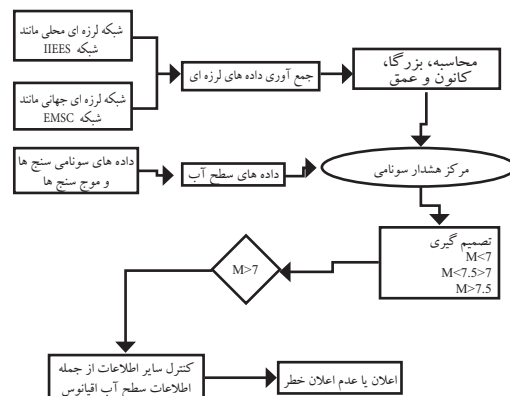


شکل ۱۲- الف) تأثیر شیب بر روی بیشترین فراخاست و افت ب) تأثیر ژرفای زمین لرزه بر روی بیشترین فراخاست و افت ج) تأثیر زاویه لغزش بر روی بیشترین فراخاست و افت





شکل ۱۷- محل ایستگاه‌های پیشنهادی لرزه‌نگاری و سونامی‌سنجی برای توسعه سامانه هشدار سونامی در سواحل جنوبی ایران



شکل ۱۶- ساختار سامانه هشدار سونامی پیشنهادی برای سواحل سونامی‌خیز جنوب ایران

کتابنگاری

- برگی، خ.، ۱۳۷۹- اصول مهندسی دریا، موسسه انتشارات و چاپ دانشگاه تهران، چاپ اول
- حیدرزاده، م.، دولتشاهی پیروز، م.، حاجی زاده ذاکر، ن.، و مختاری، م.، ۱۳۸۵- ارائه منحنی‌های الگوی انتشار و زمان رسیدن امواج سونامی به سواحل جنوبی ایران جهت استفاده در سامانه هشدار سونامی، ارائه شده جهت بررسی و چاپ در نشریه دانشکده فنی دانشگاه تهران
- مختاری، م.، شریفی بروجردی، ف.، و شاپسندزاده، م.، ۱۳۸۵- جنبه‌های سامانه هشدار زود هنگام در نواحی مستعد سونامی سواحل ایران با تأکیدی بر مکران (دریای عمان)، ارائه شده برای چاپ در پژوهشنامه پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله

References

- Ambraseys, N. N. and Melville, C. P., 1982- A History of Persian Earthquakes, Cambridge University Press, Britain,
- Anderson, J. G., Wesnousky, S. G. and Sfiriling, M. W., 1996- Earthquake Size as a Function of Fault Slip Rate, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 86, No. 3, 683-690
- Ben-Menahem, A., S. J. Singh, and F. Solomon, 1969- Static deformation of a spherical Earth model by internal dislocations, Bull. Seism. SoP. Am. 59,813
- Bonilla, M. G., Mark, R. K. and Lienkaemper, J. J., 1984- Statistical Relations among Earthquake Magnitude, Surface Rupture Length, and Surface Fault Displacement, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 74, No. 6, 2379-2411
- Byrne, D. E., Sykes, L. R. Davis, D. M., 1992- Great Thrust Earthquakes and Aseismic Slip along the Plate Boundary of the Makran Subduction Zone, Journal of Geophysical Research, Vol. 97, No. B1, 449-478
- Dominey-Howes D., Cummins, P. and Burbidge, D., 2006- Historic records of teletsunami in the Indian Ocean and insights from numerical modeling, Nat. Hazards, DOI 10.1007/s11069-006-9042-9
- Geist, E. L., Titov, V. V. and Synolakis, C. E., 2006- Tsunami: Wave of Change”, Scientific American, 56-63.
- Grando, G. and McClay K., 2006- Morphotectonics domains and structural styles in the Makran accretionary prism, offshore Iran, Sedimentary Geology, Article in Press



- Guesmia, M., Heinrich, PH., and Mariotti, C., 1998- Numerical Simulation of the 1969 Portuguese Tsunami by a Finite Element Method, *Natural Hazards*, Vol. 17, 31–46
<http://earthquake.usgs.gov>
- 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.
- Kanamory H., 1972- Mechanism of Tsunami Earthquakes, *Phys. Earth Planet. Int.*, Vol. 6, 246-259
- Kanamory, H. and Don Anderson, L., 1975- Theoretical Basis of Some Empirical Relations in Seismology, *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol. 65, No. 5, 1073-1095
- Kearey, P. and Vine, F. J., 1996- *Global Tectonics*, Second Edition, Blackwell Science Ltd, Malden, MA, USA.
- Kukowski, N., Schillhorn, T., Huhu, K., Rad, U., Husen, S. and Flueh, E. R., 2001- Morphotectonics and mechanics of the central Makran accretionary wedge off Pakistan, *Marine Geology*, Vol. 173, 1-19
- Mansinha, L. and Smylie, D. E., 1971- The Displacement Field of Inclined Faults, *Bull. Seism. Soc. Am.* 61, 1433–1440
- Mercado, A. and McCann, W., Numerical Simulation of 1918 Porto Rico Tsunami, *Natural Hazards*, Vol. 18, 57-76
- Murty, T. and Bapat, A., 1999- Tsunamis on the coastlines of India, *Science of Tsunami Hazards*, Vol. 17, No.3, 167–172
- Murty, T. and Rafiq, M., 1991- A tentative list of tsunamis in the marginal seas of the north Indian Ocean, *Nat. Hazards*, Vol. 4, 81–83
- Okada, Y., 1985- Surface Deformation Due to Shear and Tensile Faults in a Half Space, *Bull. Seism. Soc. Am.* 75(4), 1 135–1154
- Ortiz, M., Kostoglodov, V., Singh, S. K. and Pacheco, J., 2000a- New Constraints on the Uplift of October 9, 1995 Jalisco-Colima Earthquake (Mw 8) Based on the Analysis of Tsunami Records at Manzanillo and Navidad, Mexico, *Geofísica Internacional*, Vol. 39, Num. 4, 349-357
- Ortiz, M., Singh, S. K., Kostoglodov, V., and Pacheco, J., 2000b- Source Areas of the Acapulco-San Marcos, Mexico Earthquakes of 1962 (M 7.1; 7.0) and 1957 (M 7.7), as Constrained by Tsunami and Uplift Records, *Geofísica Internacional*, Vol. 39, Num. 4, 337-348
- Page, W. D., Alt, J. N., Cluff, L. S. and Plafker, G., 1979- Evidence for the Recurrence of Large-Magnitude Earthquakes along the Makran Coast of Iran and Pakistan, *Tectonophysics*, Vol. 52, 533-547
- Pararas-Carayannis, G., 2004- The Earthquake and Tsunami of 28 November 1945 in Southern Pakistan, *International Conference HAZARDS 2004*, 2-4 Dec., Hyderabad, India
- Rastogi, B. K., and Jaiswal, R. K., 2006- A Catalog of Tsunamis in the Indian Ocean, *Science of Tsunami Hazard*, Vol. 25, No.3, 128–143
- Rochester, M. G., 1956- The application of dislocation theory to fracture of the Earth's crust, M. A. Thesis, Univ. of Toronto, Toronto, Canada.
- Satake, K. and Tanioka, Y., 1999- Source of Tsunami and Tsunamigenic Earthquakes in Subduction Zones, *Pure and Applied Geophysics*, Volume 154, Issue 3-4, 467-483
- Sato, R., 1971- Crustal deformation due to dislocation in a multi-layered medium, *J. Phys. Earth* 19, 31-46



- Singh, S. J., 1970- Static deformation of a multilayered half-space by internal sources, *J. Geophys. Res.* 75, 3257-3263.
- Singh, S. K., Bazan, E. and Esteva, L., 1980- Expected Earthquake Magnitude from a Fault, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 70, No. 3, 903-914
- Steketee, J. A., 1958- On Volterra's dislocations in a semi-infinite elastic medium, *Can. J. Phys.* 36,192.
- Synolakis, C. E., 2003- *Tsunami and Seiche*, CRC Press, Boca Raton, Florida, USA
- 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, *Geophys. J. Int.*, Vol. 157, 381-398.
- 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, 974-1002
- Yalciner, A. C., Karakus, H., Ozer, C., and Ozyurt, G., 2005- Short Course on Understanding the Generation, Propagation, Near and Far- Field Impacts of Tsunamis and Planning Strategies to Prepare for Future Events, MACRES, Malaysia, 08-19 May.
- Zahibo, N., Pelinovsky, E., Talipova, T., Kozelkov, A., Kurkin, A., 2005- Analytical and Numerical Study of Nonlinear effects at Tsunami Modeling, *Applied Mathematics and Computation*, 174, 795-809