

مکران ناحیه مستعد سونامی در سواحل جنوب شرقی ایران

محمد مختاری^(*)

پژوهشکده زلزله شناسی، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله

پذیرش مقاله: ۱۳۸۸/۱۲/۱۴

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۸۹/۳/۱۳

چکیده

مکران در شمال دریای عمان یک گوه فزاینده متشکل از تشکیلات رسوبی است که از اواخر کرتاسه در لبه جنوبی ایران مرکزی تشکیل شده است. در این مطالعه از داده های لرزه نگاری دو بعدی، اطلاعات منتشر شده ی زمین شناسی و لرزه خیزی منطقه استفاده شده است.

مطالعات اخیر 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 حداقل حدود ۱۹ میلیمتر در سال می باشد. از نظر تاریخی سواحل جنوب شرقی مکران تحت تأثیر سونامی قرار گرفته است. آخرین زمین لرزه بزرگ رویداده در این منطقه، زمین لرزه ۱۹۴۵ پاسنی با بزرگای ۸/۱ بود که سونامی عظیمی را در این منطقه به وجود آورد. این زمین لرزه و سونامی منتج از آن سبب کشته شدن حداقل حدود ۴۰۰۰ نفر و خسارات اقتصادی زیادی در کشورهای پاکستان، عمان و ایران گردید. بر خلاف بخش شرقی منطقه مکران، پهنه فرورانش بخش غربی مکران فاقد وقوع زمین لرزه های تاریخی بوده و در ۲۵ سال گذشته هم رویداد زمین لرزه ای بزرگ یا متوسط در آن گزارش نشده است. با فرض تکرار سونامی ۱۹۴۵ مدل اولیه توزیع زمانی و مکانی امواج سونامی در سواحل مکران و عمان شبیه سازی و محاسبه گردیده است. براساس محاسبات انجام شده، پس از گذشت کمتر از نیم ساعت سواحل ایران، پاکستان و عمان تحت تأثیر سونامی قرار خواهند گرفت.

مراکز اقتصادی و اجتماعی منطقه ساحلی ایران در امتداد دریای عمان و در مجاور اقیانوس هند طی دو دهه اخیر گسترش قابل توجهی یافته است. این رشد جمعیتی و اقتصادی خطر تلفات جانی و خسارات مالی ناشی از رویداد سونامی های محتمل آینده را در این منطقه افزایش خواهد داد. در نتیجه جهت پیشگیری از اثرات تخریبی آن، ایجاد سامانه هشدار زود هنگام و نیز اجرای یک برنامه ریزی دقیق و سریع اطلاع رسانی به همراه تخلیه ی سریع مناطق مسکونی نزدیک به سواحل بسیار ضروری است.

واژه های کلیدی: سونامی، مکران، سامانه هشدار زود هنگام، داده های لرزه نگاری بازتابی دوبعدی در یایی، دریای عمان

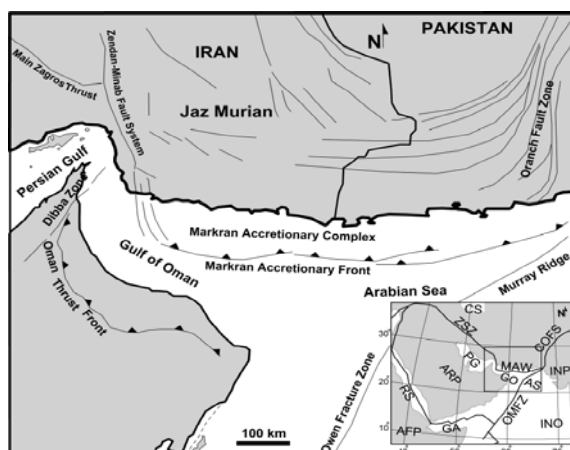
شرکت ملی نفت ایران در قسمت غربی دریائی عمان مورد تأیید قرار گرفته شده است. شکل ۲ نمونه ای از این داده ها را نشان می دهد. بعلاوه این شکل نشان دهنده تغییرات شدید عمق کف دریا در جهت شمال به جنوب بوده و نیز وجود لایه های رسوبی ضخیم، پیچیدگی ساختاری و وجود گسلش فراوان را تأیید می نماید.

آخرین زمین لرزه رویداده در این منطقه با بزرگای ۸/۱ در سال ۱۹۴۵ موجب رخداد سونامی عظیمی شد (بایرن وهمکاران، ۱۹۹۲) منطقه ساحلی مکران ایران در امتداد دریای عمان طی دو دهه اخیر گسترش اقتصادی و اجتماعی قابل توجهی یافته و جمعیت بسیار زیادی در این مناطق ساحلی ساکن شده اند. در نتیجه خطر تلفات جانی و خسارات اقتصادی ناشی از رویداد سونامی های محتمل آینده می تواند زیاد باشد. در این مقاله پس از مروری بر تکامل زمین ساختی گوه فزاینده مکران، پیش بینی زمانی و مکانی توسعه ی سونامی با بکار گیری رومرکز زمین لرزه ۱۹۴۵ و داده های توپوگرافی موجود، قابلیت های ایران از نظر لرزه شناسی و نیز پیشنهاد بهینه سازی سامانه موجود در رابطه با ثبت زود هنگام سونامی ارائه شده است.

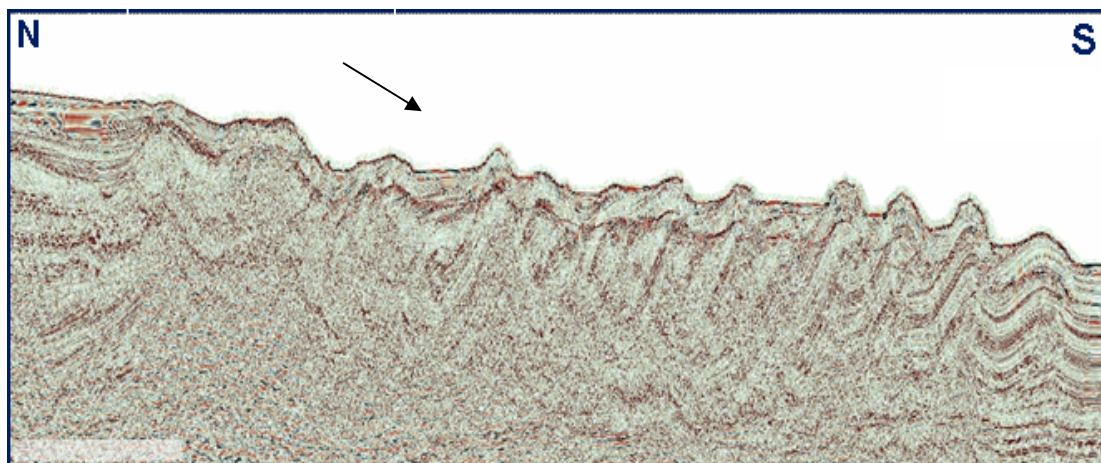
سواحل جنوبی ایران در مجاورت اقیانوس هند در معرض خطر سونامی ناشی از منطقه فرورانش مکران قرار دارد. بررسی سابقه وقوع سونامی در منطقه مکران نشان می دهد که این منطقه یکی از سونامی خیز ترین نواحی در منطقه ی اقیانوس هند به شمار می آید.

در مرز شمالی این حوضه، گوه فزاینده مکران (Makran Accretionary Prism)، در مرز جنوب شرقی آن پشته اقیانوسی موری (Murray Ridge) و پهنه شکستگی اون (Owen Fracture Zone) قرار دارد. این حوضه از سمت جنوب و غرب به حاشیه قاره ای عمان محدود می شود. گوه فزاینده مکران در بخش های غیر ساحلی از شرق و غرب به ترتیب به سامانه های گسل تراگذر زندان- میناب و اورنج محدود می شود (شکل ۱).

از دیدگاه لرزه زمین ساختی، فعالیت های لرزه ای زیادی نظیر بسیاری از گوه های فزاینده دنیا در منطقه مکران انتظار می رود؛ ولی این منطقه، فعالیت لرزه ای کمی از خود نشان می دهد. بر خلاف اکثر نواحی فرورانش دنیا، در جبهه گوه فزاینده مکران یک گودال اقیانوسی مشاهده نمی شود. مورد ذکر شده با مطالعه ی داده های لرزه نگاری دو بعدی بازتابی جمع آوری شده بوسیله



شکل ۱- موقعیت زمین ساختی مکران و واحدهای ساختاری عمده آن



شکل ۲- مقطع لرزه ای دوبعدی دریایی که نشان دهنده مرز تدریجی بین رسوبات آبهای عمیق دریایی با رسوبات گوه فزاینده است. به فقدان یک گودال اقیانوسی در جبهه گوه فزاینده مکران توجه کنید. محل مقطع لرزه ای در شکل ۱ نمایش داده شده است.

تکامل زمین ساختی

رسوبی، تریاس میانی تا ماستریشتین است (گلنی، ۲۰۰۰). پهنای پوسته اقیانوس در نئوتتیس با یک نرخ گسترش ۵ سانتی متر در سال، حدود ۷۵۰۰ کیلومتر بوده است (گلنی، ۲۰۰۰)، (مککال، ۱۹۸۵). در ژوراسیک تراشه نازکی (Thin slices) از حاشیه قاره ای متشکل از واحدهای کربناته حوضه جلوکمانی، از حاشیه قاره ای صفحه اوراسیا جدا شده است (مککال، ۱۹۸۵).

همگرایی بین صفحات آفریقا- عربی و اوراسیا از اواخر کرتاسه آغازی (حدود ۱۱۰ میلیون سال پیش) شروع شده است (گلنی، ۲۰۰۰)، (مککال، ۱۹۸۵). در واقع، زمان شروع همگرایی در نئوتتیس با بازشدگی اقیانوس اطلس و جابه جایی محور پشته میان اقیانوسی هند همراه بوده است. در این زمان، دو پهنه فرورانش با شیبی به سمت شمال توسعه یافته است. پهنه فرورانش جنوبی در حدود ۸۰۰ کیلومتری شمال حاشیه قاره ای کنونی عمان قرار داشته است. این پهنه فرورانش با شیب کمی به سمت شمال به صورت یک فرورانش داخل اقیانوسی تشکیل شده است (نیکلاس، ۱۹۸۸)، (مککال، ۱۹۸۵). شواهد این فرورانش را با وجود سنگ های دگرگونی

تکامل اقیانوس هند شمالی از جمله دریای عمان فرایند طولانی و پیچیده ای را از شروع کافتیدن و گسترش یافتن کف اقیانوس نئوتتیس (پرمین پایانی) نشان می دهد. قدیمی ترین شواهد مربوط به گسترش کف اقیانوس در عمان تحت عنوان آمیزه های افیولیتی سمیل (Semail Ophiolitic Melanges) در عمان گزارش شده است (گلنی، ۲۰۰۰) این آمیزه های افیولیتی از رخساره های دریایی پرمین با میان لایه هایی از گدازه هایی بازالتی با ساخت بالشی، دایک ها و سیل ها تشکیل شده اند. اولین مرحله گسترش یافتن کف اقیانوس ها در دریای عمان به اواخر تریاس (نئوتتیس ۱) برمی گردد که پهنای اقیانوس به حدود ۴۰۰ کیلومتر در امتداد دریای عمان کنونی رسیده است (گلنی، ۲۰۰۰). سپس محور گسترش پشته میان اقیانوسی به سمت شمال شرقی منتقل شده است. پوسته اقیانوسی دومین مرحله گسترش یافتن کف اقیانوس (نئوتتیس ۲) به ژوراسیک بالایی- تورنین تعلق دارد (گلنی: ۲۰۰۰). بنابر شواهد صحرایی، سن این توالی های آتش فشانی-

از اوایل میوسن با سرعت حدود حداقل یک سانتی متر در سال به طرف اقیانوس هند پیشروی داشته است (وایت و لودن، ۱۹۸۲) در نتیجه حدود دو سوم تشکیلات رسوبی گوه فزاینده مکران در منطقه ساحلی واقع شده و مرز ساحلی مکران در گذشته در بخش شمالی خط ساحلی کنونی آن قرار داشته است.

آخرین حادثه زمین ساختی در تکامل ساختاری دریای عمان، بازشدگی خلیج عدن و کافتیدن دریای سرخ در حدود ۲۳ میلیون سال قبل بوده است (ادواردس و همکاران، ۲۰۰۰). این رویداد زمین ساختی موجب فشردگی پهنه شکستگی اون شده است (بارتون و همکاران، ۱۹۹۰). جدایش صفحه عربی از صفحه آفریقا به احتمال زیاد موجب افزایش نرخ فرورانش لیتوسفر اقیانوسی عمان گردیده است. در این مرحله تکامل رشته کوه های هیمالیا در امتداد ناحیه تصادم قاره به قاره هند- اوراسیا موجب افزایش قابل توجه ورود رسوبات حاصل از فرسایش این رشته کوه ها به اقیانوس هند و دریای عمان شده است. تشکیل حوضه های جلوکمانی مکران با افزایش نرخ فرورانش و حجم رسوبات ورودی به حوضه دریای عمان کنترل شده اند.

رویداد زمین لرزه ها در مکران

از دیدگاه لرزه زمین ساختی، فعالیت های لرزه ای زیادی نظیر بسیاری از گوه های فزاینده دنیا در منطقه مکران انتظار می رود؛ ولی این منطقه که بین مجموعه گسل های تراگذر زندان- میناب و اورنج واقع شده، فعالیت لرزه ای کمی از خود نشان می دهد (شکل ۲). ولی، بر اساس داده ها و اطلاعات موجود تاریخی این منطقه با رویداد زمین لرزه های بزرگی که توانایی ایجاد سونامی را داشته است، مواجه بوده است. بر اساس مطالعات انجام شده زمین لرزه های تاریخی که موجب ایجاد سونامی در منطقه مکران شده اند در جدول ۱ آورده شده است

درجه حرارت بالا (۹۵-۹۰ میلیون سال قبل) در قاعده توالی های آمیزه افیولیتی سمیل عمان می توان مشاهده کرد (هکر، ۱۹۹۴). در ماستریشتین، شرایط حرکت در حاشیه عمان به شرایط فرورانش تغییر یافت. پهنه فرورانش شمالی که در جنوب حوضه جلو کمانی باجگان- دورکان واقع شده بود، مسبب افزودن توالی آمیزه های افیولیتی به رسوبات این حوضه گردید. سن شروع این فرورانش قبل از قطعات بیگانه سنگ آهک ریفی آبتین- آلبین داخل این توالی های رسوبی عمیق دریاهاست (مککال، ۱۹۸۵). جوان ترین رسوبات در آمیزه های افیولیتی فوق مربوط به اواخر کرتاسه- اوایل پالئوسن می باشد که به احتمال زیاد فرونشست هم زاد زمین ساختی را نشان می دهد. بنابراین، پهنه مکران داخلی با افیولیت هایی از اوایل کرتاسه تا اوایل پالئوسن شکل گرفته است (مککال، ۱۹۸۵). این پهنه ویژگی های حوضه های پشت کمانی را نسبت به حوضه های میان اقیانوسی نشان می دهد. مهاجرت ورقه های رورانده به سمت حاشیه قاره ای عمان در حدود ۸۰ میلیون سال پیش موجب خمیدگی به سمت پایین و فرارانش افیولیت های سمیل بر روی حاشیه شمالی عمان شده است (گلنی و همکاران، ۱۹۷۳، لمفیر، ۱۹۸۱، مانتیگنی و همکاران، ۱۹۸۸).

از اواخر کرتاسه این حاشیه قاره ای عمان به صورت یک حاشیه غیرفعال عمل نموده و بقایای پوسته اقیانوسی نئوتتیس بخشی از صفحه آفریقایی- عربی را تشکیل داده اند. فرورانش بخش شمالی نئوتتیس تا عهد حاضر در حاشیه ساحلی مکران فعال باقی مانده است. جبهه دگرشکلی اولیه این گوه فزاینده در حدود ۱۱۰ کیلومتری شمال خط ساحلی کنونی مکران و حدود ۲۳۰ کیلومتر شمالی این گوه فزاینده کنونی قرار گرفته است. در اثر توسعه و تکامل گوه های فزاینده ناشی از فرورانش، ساحل مکران

بایرن و همکاران، ۱۹۹۲، راستوجی و جاسول،
 ۲۰۰۶، دومنی هاوز، ۲۰۰۶، آمبرازیس و ملویل،
 ۱۹۸۲، مورتی و باپت، ۱۹۹۹، مورتیورفیک،
 ۱۹۹۱، پیچ و همکاران، ۱۹۷۹، حیدر زاده و
 همکاران، ۲۰۰۸، مختاری و همکاران، ۲۰۰۸).

جدول ۱- زمین لرزه های سونامی زای تاریخی در مکران

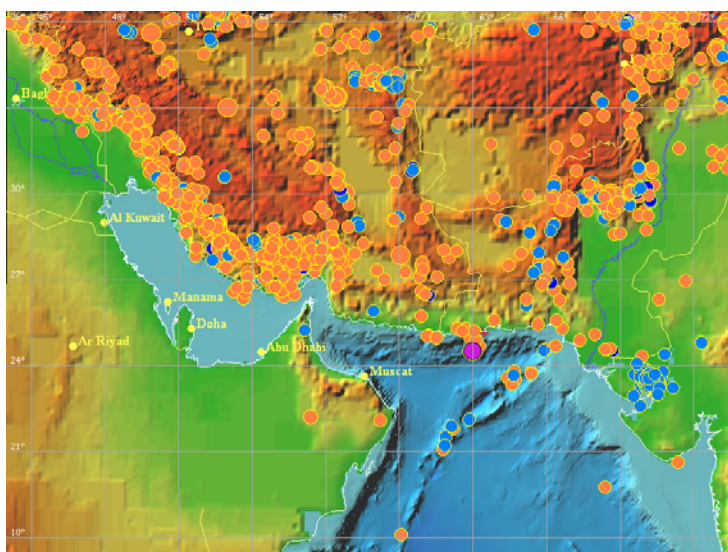
ردیف	سال	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	بزرگای گشتاور زلزله	علت وقوع سونامی	تلفات
۱	۳۲۶ قبل از میلاد	در نزدیکی دهانه رودخانه ایندوس		-	زمین لرزه	-
۲	۱۰۰۸	۶۰ درجه شرق	۲۵ درجه شمال	-	زمین لرزه	-
۳	۱۸۹۷	نزدیک گوادر		-	آتش فشان؟	-
۴	۱۹۴۵	۶۳ درجه شرق	۲۴/۵ درجه شمال	۸/۱	زمین لرزه	۴۰۰۰

یک متر رسید و موجب صدمات شدیدی به
 بخش اعظم مناطق ساحلی گردید، به طوری که
 شهرهای بندری پاسنی و اورما به سختی آسیب
 دیدند. براساس گزارش های موجود، پس از
 رویداد سونامی، قسمت هایی از این دو شهر به زیر
 آب فرو رفتند. هم چنین، رویداد سونامی در
 مسقط عمان و گوادر نیز ثبت شده است. ارتفاع
 امواج در کراچی پاکستان حدود ۰/۷ متر بود.
 موج اول در ۵:۳۰ دقیقه بامداد و پس از آن
 ۷:۱۵ دقیقه و نهایتاً در ۸:۱۵ دقیقه بامداد ثبت
 گردید که مرتفع ترین موج نیز بود. در ۸:۱۵
 دقیقه بامداد این موج در جزیره سالست مومبائی
 مشاهده شد. ارتفاع سونامی در کوچ و گوجارات
 هند به ۱۱ تا ۱۱/۵ متر رسید. هم چنین سونامی
 در بندر بمبئی، ورسووا، حاج علی، جوها و دندا
 نیز مشاهده شده است (بایرن و همکاران، ۱۹۹۲).
 حدود ۹ رویداد زمین لرزه کوچکتر در شرق
 مکران اتفاق افتاد، به طوری که کانون آن ها
 نزدیک به سطح مشترک صفحات فرورونده بوده
 ولی گزارشی در مورد سونامی زائی از آنها در

زمین لرزه اخیر ثبت شده در بخش شرقی مکران
 که به رویداد سونامی انجامید، در ساعت ۲۱:۵۶
 دقیقه (UTC) ۲۸ نوامبر ۱۹۴۵ در فاصله ۸۷/۱
 کیلومتری جنوب باختری منطقه چوری
 (بلوچستان) پاکستان اتفاق افتاد. این زمین لرزه
 در طول جغرافیایی ۲۴/۵۰ درجه شمالی و عرض
 جغرافیایی ۶۳/۰۰ درجه شرقی با بزرگای ۸/۱
 صورت گرفت (شکل ۳). این زمین لرزه ای با
 گسیختگی حدود تقریباً یک پنجم کل پهنه
 فرورانش همراه بود (پاچو و اسکایز، ۱۹۹۲).
 پس لرزه این زمین لرزه در ۵ آگوست ۱۹۴۷ با
 بزرگای ۷/۲ در ساعت ۲۴:۱۴ دقیقه (UTC) در
 مختصات ۲۵/۱ درجه شمالی و ۶۳/۴ درجه
 شرقی اتفاق افتاد. هیچ گزارشی از وقوع سونامی
 ناشی از رویداد این زمین لرزه که در اعماق بسیار
 سطحی اتفاق افتاد، وجود ندارد. اثرات تخریبی
 زمین لرزه ۱۹۴۵ و سونامی مربوطه حاکی از آن
 است که این رویداد سبب کشته شدن حدود
 ۴۰۰۰ نفر در سواحل مکران و عمان شده است.
 ارتفاع سونامی در برخی بنادر مکران به حدود

صورت غیر لرزه زا باقی مانده است (آبرازیس و ملویل، ۱۹۸۲). این ناحیه غیرلرزه زا مشابه بخش هایی سایر گوه های فزاینده دنیا از رسوبات سخت نشده تشکیل شده است (بایرن و همکاران، ۱۹۹۲). براساس مطالعات انجام شده، وجود حجم قابل توجهی از رسوبات سخت نشده می تواند بیانگر عدم رویداد زمین لرزه هایی بزرگ در گوه های فزاینده بخش غربی مکران باشد (بایرن و همکاران، ۱۹۹۲).

دسترس نمی باشد. جنوبی ترین این زمین لرزه ها ژرفایی حدود ۸۰-۷۰ کیلومتر داشته است؛ رخداد زمین لرزه هایی با سازوکار راندگی در بخش شرقی مکران نشانگر رسوباتی سخت شده و فاقد آب در حدود ۷۰ کیلومتری شمال جبهه دگرشکلی این گوه فزاینده است که می توانند در اثر دگرشکلی یک رفتار چسبنده- لغزشی (لرزه زا) نشان دهند. اما پهنه فرورانش مکران در سواحل جنوب شرقی ایران به مدت زیادی به



شکل ۳- نقشه لرزه خیزی منطقه مکران (بین سال های ۲۰۰۵-۱۹۰۰) با $(M > 4)$ که زمین لرزه ۱۹۴۵ مسبب رویداد سونامی را شامل می باشد.

یا قطعات ممکن است سبب تغییر رفتار لرزه خیزی این پهنه فرورانش شود، ولی پیوستگی جبهه دگرشکلی مکران و سایر ویژگی های زمین ساختی نشان دهنده آن است که نرخ فرورانش از شرق به غرب مکران اختلاف زیادی ندارند (میسون و همکاران، ۲۰۰۵) این نرخ همگرایی براساس اندازه گیری های GPS حدود ۱۹ میلی متر در سال محاسبه شده است (میسون و همکاران، ۲۰۰۵). بهر حال، عدم گزارش رویداد زمین لرزه های بزرگ از بخش غربی مکران می تواند نشان دهنده غیر لرزه ای بودن این بخش یا قفل شدن آن و در نتیجه رخداد زمین لرزه هایی بزرگ با دوره بازگشت طولانی باشد. براساس

قطعه بندی پهنه ی فرورانش

برخلاف بخش شرقی منطقه مکران، پهنه فرورانش بخش غربی مکران فاقد وقوع زمین لرزه های تاریخی بوده و در ۲۵ سال گذشته هم رویداد زمین لرزه ای بزرگ یا متوسط دستگاهی در آن گزارش نشده است. اکثر زمین لرزه ها در بخش غربی مکران در اعماق متوسط (داخل صفحه اقیانوسی فرورونده) رخ می دهند. تغییر چشمگیر لرزه خیزی بین بخش های شرقی و غربی مکران به همراه رویداد دو زمین لرزه با سازوکار راستالغز راستگرد در بخش مرکزی مکران، می تواند بیانگر قطعه بندی این پهنه فرورانش باشد. اگرچه حرکت بین این بلوک ها

پیشگویی اولیه ی زمان رسید جبهه موج به خطوط ساحلی در سیستم های سریع شناسایی زمین لرزه در مناطق اقیانوسی است.

محاسبه سرعت موج (C) بر اساس معادله ۱ می باشد که در آن g شتاب ناشی از جاذبه و d عمق آب است.

$$C = \sqrt{gd} \quad (1)$$

محاسبه سرعت محلی برای هر زاویه از مرکز زمین لرزه بصورت مرحله به مرحله انجام می گردید و سپس با انتگرال گیری سرعت، موقعیت موج حاصل گردیده است. فاصله از مرکز زمین لرزه (S) در زمان T_{req} (زمان مورد نظر) تابعی است از زاویه α (زاویه انتشار امواج) که با انتگرال گیری رابطه ۱ بصورت رابطه ۱ قابل محاسبه می باشد (آنوزیاتو و بست، ۲۰۰۵). (شکل ۴).

$$S(\alpha, T_{req}) = \int_0^{T_{req}} \sqrt{gd(x)} dx \quad (2)$$

در این معادله X مختصات هر نقطه در امتداد شعاع شروع انتشار از مرکز زمین لرزه می باشد. این محاسبات جهت تحت پوشش قرار دادن طول مدت زمان مورد نیاز برای تحت تاثیر قرار گیری مناطق مورد نظر ادامه می یابد. بدین ترتیب خطوط هم زمانی حرکت موج سونامی در زمان ها و مکان های مختلف رسم می گردد.

شواهد و مدارک موجود، هنوز نتیجه گیری قطعی در مورد این که کدامیک از این دو فرضیه صحیح هستند، نمی توان ارایه نمود.

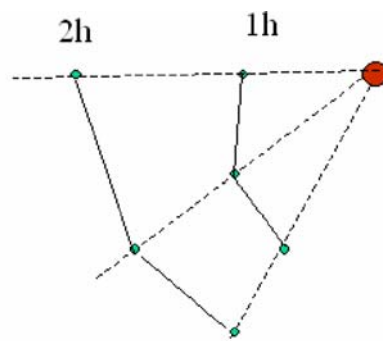
با توجه به موارد فوق، برای شناخت چشمه های احتمالی رویداد سونامی در این منطقه مروری بر رفتار لرزه زمین ساختی گوه فزاینده مکران، ضروری است. این مطالعات ما را در تعیین نوع، تعداد و موقعیت دستگاه های مورد نیاز فرآیندی سونامی جهت ایجاد یک شبکه کنترل منطقه ای راهنمایی خواهد نمود.

مدل اولیه محاسبه توزیع زمانی و مکانی

سونامی احتمالی در سواحل مکران

روش محاسبه و مدل بندی

به منظور دست یابی به یک مدل اولیه از طول مدت زمان حرکت یک سونامی فرضی جهت استفاده در سیستم هشدار سونامی زود هنگام، شبیه سازی زیر به انجام رسیده است. این شبیه سازی براساس سرعت امواج منتج از گرانی در آب های کم عمق پایه گذاری شده است. در این شبیه سازی از مدل توپوگرافی (ETOPO5) برای محاسبه سرعت موضعی در هر نقطه جبهه موج استفاده شده است و در آن اثرات هیدرودینامیکی، شکل هندسی بنادر و پراش موج لحاظ نگردیده است. هدف از این مدل تنها



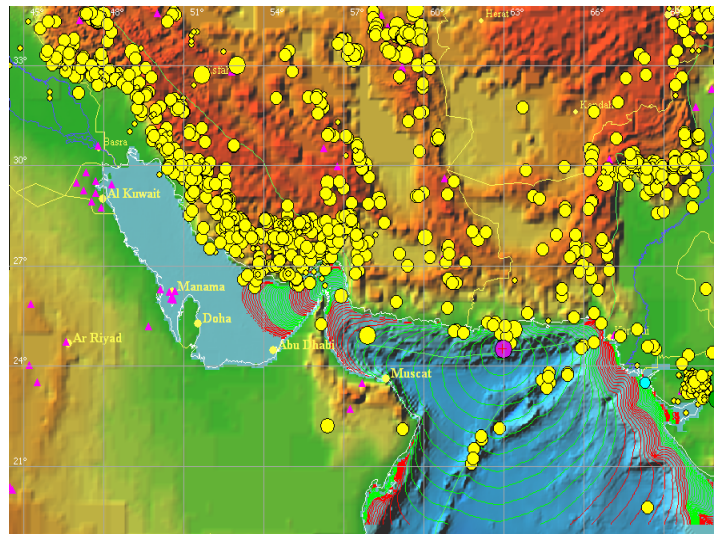
شکل ۴- فرآیند انتشار امواج سونامی از رومرکز زمین لرزه (آنوزیاتو و بست، ۲۰۰۵).

جهت دقیق تر شدن مدل توپوگرافی (ETOPO5) باید از داده های محلی که از دقت

قابل ذکر است که این مدل نسبت به توپوگرافی منطقه حساسیت بالایی دارد. در نتیجه در آینده

هشدار به موقع، علاوه بر داشتن توپوگرافی منطقه و رصد لرزه ای، نیاز به نصب دستگاه های دریایی تشخیص سریع سونامی در مکران می باشد. هم چنین، جهت اطلاع رسانی آنی و به موقع در سواحل جنوب شرقی ایران، اجرای یک برنامه ریزی دقیق و سریع اطلاع رسانی به همراه تخلیه ی سریع مناطق مسکونی نزدیک به سواحل بسیار ضروری است.

بالتری برخوردار هستند استفاده شود. بر اساس مطالب فوق و با فرض تکرار سونامی ۱۹۴۵ مدل اولیه توزیع زمانی و مکانی امواج سونامی در سواحل مکران و عمان شبیه سازی و محاسبه گردیده است (شکل ۵). براساس محاسبات انجام شده، پس از گذشت کمتر از نیم ساعت سواحل ایران، پاکستان و عمان تحت تأثیر سونامی قرار خواهند گرفت. لازم به ذکر است جهت دست یابی به یک سیستم مورد اعتماد جهت اعلام



شکل ۵- مسیر حرکت زمانی و مکانی یک سونامی فرضی در رومرکز زمین لرزه مسبب رویداد سونامی ۱۹۴۵ مکران نشان داده شده است. فاصله بین خطوط زمانی ۵ دقیقه می باشد. دایره زرد رنگ محل زمین لرزه های ۱۹۰۰ تا ۲۰۰۴ (اندازه متناسب با بزرگای زمین لرزه ها از ۴/۵ تا ۸/۷)، دایره ی بنفش محل رویداد سونامی ۱۹۴۵ و مثلث های بنفش رنگ محل ایستگاههای لرزه نگاری را نشان می دهند.

و آسیب ها دارد. برای تعیین توانایی های ملی و منطقه ای سامانه های هشدار زود هنگام اقدامات زیر باید صورت گیرد:

- ۱- ارزیابی EWS موجود و قابلیت های ملی و منطقه ای؛
- ۲- تقویت ظرفیت و قابلیت سامانه مدیریت ملی بلاهای طبیعی به ویژه در سطح منطقه ای؛
- ۳- تعیین سامانه های اطلاع رسانی خطر در سطح ملی که بتواند نواحی پرخطر را شناسایی و توانایی های EWS منطقه ای را از طریق برنامه های آموزشی و تقویتی ارتقاء بخشد.

نیازهای سامانه هشدار زودهنگام

افزایش دانش علمی در مورد زمین شناسی و فرآیندهای هواشناسی و آب شناسی همراه با پیشرفت های مخابراتی و فن آوری اطلاعات، پیش آگاهی بسیاری از خطرات و هشدارها را حتی در زمان به هنگام برای مقامات مسئول و مدیریت بلاهای طبیعی ممکن ساخته است. سامانه های هشدار زود هنگام تأثیر مهمی به کاهش خطرات ناشی از زمین لرزه و اعزام به موقع گروه های کمک رسان برای کاهش تلفات

فرایینی لرزه‌ای در منطقه مکران

در سالهای اخیر پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله یک شبکه لرزه‌نگاری باند پهن به‌هنگام طراحی و در حال بهره‌برداری می‌باشد. این شبکه پس از فاز پایانی دارای ۴۸ ایستگاه باندپهن سه مؤلفه‌ای خواهد بود که ۲۱ ایستگاه آن در حال حاضر عملیاتی و در حال بهره‌برداری می‌باشد. بقیه ایستگاه‌ها طوری برنامه‌ریزی شده‌اند که در مدت ۵ سال عملیاتی شوند. این ایستگاه‌ها به سامانه ارتباطی (VSAT) مجهز است که قادرند محل زمین‌لرزه‌ها را در مدت چند دقیقه تعیین کنند. در نظر است حداقل ۴ ایستگاه دائمی به‌هنگام در حوضه ساحلی خلیج فارس و دریای عمان ایجاد گردد.

براساس تجزیه و تحلیل چشمه‌ی رویداد سونامی، حداقل نیاز شبکه فرایینی رویداد سونامی که بتواند منطقه مکران و دریای عمان را تحت پوشش قرار دهد باید ارزیابی و طراحی گردد. در اینجا تنها قسمت ایرانی دریای عمان (منطقه مکران) را مورد بررسی قرار گرفته شده است ولی یک طرح یکپارچه سامانه‌ی هشدار زود هنگام برای کل منطقه که بخشی از سامانه‌ی اقیانوس هند را تشکیل خواهد داد پیشنهاد شده است.

برای دستیابی به یک سامانه کنترل و فرایینی سونامی در بخش مکران ایران پیشنهاد می‌شود که یک شبکه با ۳ شتاب‌نگار، ۳ لرزه‌نگار باندپهن، ۲ سنسور عمیق اقیانوسی و ایستگاه‌های اندازه‌گیری تغییرات سطح آب دریا ایجاد شود. این سامانه در آینده می‌تواند به شبکه لرزه‌نگاری باندپهن ایران که قسمت اعظم ایران را تحت پوشش قرار می‌دهد و زیر نظر پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله کار می‌کند وصل شود.

نتیجه‌گیری و فعالیت‌های آتی

شواهد رویداد زمین لرزه‌های دستگاهی ویرانگر اخیر ۲۸ نوامبر ۱۹۴۵ پاسنی و نیز زمین لرزه‌های تاریخی به همراه تشکیل پادگانه‌های دریایی هولوسن و نرخ سریع بالا آمدگی آنها (۳/۰ - ۲ میلی متر در سال،) پیچ و همکاران، ۱۹۷۹، فاننتوین و همکاران، ۱۹۹۷، ریس و همکاران، ۱۹۹۸). در امتداد بخش اعظم سواحل شرقی و غربی مکران نشان می‌دهد که منطقه فرورانش مکران مستعد رویداد زمین لرزه‌های عظیمی است که منجر به ایجاد سونامی می‌توانند باشند. علیرغم کمبود نبود شواهد موجود از زمین لرزه‌های تاریخی و دستگاهی، بخش غربی منطقه مکران نیز می‌تواند زمین لرزه‌های بزرگی را ایجاد کند و یا به صورت قطعات کوچکتری با رویداد زمین لرزه‌های با بزرگای کمتر گسیخته شود. و یا اینکه ممکن است منطقه مکران غربی عملکردی کاملاً متفاوت با مکران شرقی داشته و برای همیشه لغزش‌های غیرلرزه‌ای را برای مکران غربی شاهد باشیم. بهر حال، اطلاعات در مورد سرعت لرزه‌ای و ماهیت سخت‌شدگی و سنگ‌شدگی رسوبات بخش‌های داخلی جزایر کمانی مکران در کنار اطلاعات لرزه زمین‌ساختی دقیق به شناخت رفتار مرز صفحات به صورت غیرلرزه‌زا یا با گسیختگی‌هایی هم لرزه‌ای بزرگ کمک خواهد کرد. این مطالعات تأثیر مهمی در شناخت خطرات لرزه‌ای در منطقه مکران ایران خواهد داشت. به علاوه انجام مطالعات دیرینه سونامی‌شناسی یکی از ابزارهای مهمی است که می‌تواند در این امر مهم سودمند باشد.

بر اساس مطالب یاد شده، جهت کاهش تلفات انسانی و زیانهای اقتصادی لازم است راه‌اندازی یک سامانه جامع فرایینی و هشدار سونامی در

ایران را برای مطالعات تحقیقاتی فراهم نموده و نیز به شناخت بهتر ویژگی های لرزه زمین ساختی منطقه مکران کمک می نماید. دوم آنکه امکان فرایینی رویدادهای سونامی محتمل ناشی از فعالیت های زمین لرزه ای منطقه مکران را در یک سامانه هشدار زود هنگام ایجاد می نماید.

سواحل مکران ایران برای واکنش سریع مورد بحث قرار گیرد. به علاوه، سیاست گذاری کاهش خطر، نقشه های تخلیه نفرات و خطر سونامی تهیه و تنظیم گردد.

به طور کلی، این سامانه می تواند دارای کاربری دوگانه باشد: اول آنکه امکان بررسی توزیع مکانی- زمانی زمین لرزه های منطقه مکران

مراجع

- Glennie, K.W., 2000. "Cretaceous tectonic evolution of Arabia's eastern plate margin: A tale of two oceans", SEPM Special Publication, N. 69, P. 9-20.
- Glennie, K.W., Boeuf, M.G.A., Hugues Clark, M.W., Moody-Stuart, M., Pilaar, W.F.H., and Reinhardt, B.M., 1973. "Late Cretaceous nappes in Oman Mountains and their geologic evolution" Bull. Am. Assoc. Pet. Geol., V. 57, p. 5-27.
- Hacker, B.R., 1994. Rapid emplacement of young oceanic lithosphere: argon geochronology of the Oman ophiolite, Science, V. 265, P. 1563-1565.
- Heidarzadeh, M., Pirooz, M., D., Zaker, N., H., Yalciner, A., C., Mokhtari, M., and Esmaily, A., 2008. Historical Tsunami in the Makran Subduction Zone off the Southern Coasts of Iran and Pakistan and Results of Numerical Modeling, Ocean Engineering, V. 35. p. 774-786
- Lamphere, M.A., 1981. "K-Ar ages of metamorphic rocks at the base of the Semail Ophiolites, Oman" Journal Geophys. Res., V. 86, P. 2777-2782.
- Masson, F., Chery, J., Hatzfeld, D., Martinod, J., Vernant, P., Tavakoli, F., and Ghafory-Ashtiani, M., 2005. "Seismic versus aseismic deformation in Iran inferred from earthquake and geodetic data", Journal Geophys Int, V. 160, P. 217-226.
- McCall G.J.H. (ed.), 1985. "Area Report, East Iran Project, Area No: 1 (North Makran and South Beluchistan)", Geological Survey of Iran.
- Mokhtari, M., Abdollahie-Fard., and I., Hessami, Kh., 2008. Structural elements of the Makran region, Oman Sea and their potential relevance to tsunamigenesis, Natural Hazard, V. 47, p. 185-199
- Ambraseys, N.N., and Melville, C.P., 1982. A History of Persian Earthquakes, Cambridge Univ. Press, New York. P. 219
- Annunziato, A., and Best, C., 2005. The tsunami event analyses and models, Institute for Protection and Security of Citizen, Joint Research Center European Commission.
- Barton, P.J., Owen, T.R.E., and White, R.S., 1990. "The deep structure off the east Oman continental margin: preliminary results and interpretation" Tectonophysics, V. 173, P. 319-331.
- Byrne, D. E., Sykes, L. R., and Davis, D. M., 1992. "Great thrust earthquakes and aseismic slip along the plate boundary of the Makran subduction zone", Journal Geophys. Res., V. 97, P. 449-478.
- Dominey-Howes D., Cummins, P., and Burbidge, D., 2006. Historic records of teletsunami in the Indian Ocean and insights from numerical modeling, Natural Hazards, V. 42, p. 1-17
- Edwards, R.A., Minshull, T.A., and White, R.S., 2000. "Extension across the Indian Arabian plate boundary: the Murray Ridge", Geophysical Journal International, V. 142, P. 461-477.
- Fontugne, M., Reyss, J.L., Hatte, C., Pirazzoli, P.A., and Haghypour, A., 1997. Global sea level changes as indicated by ^{14}C and $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ dating of marine terraces in the Persian Gulf and along the Makran Coast (Iran). In: Earth Processes in Global Change-Climate of the Past. Proceedings of the Lanzarote-Fuerteventura UNESCOIUGS Meeting, 1-6 June 1995, Universidad de Gran Canaria, Las Palmas, P. 81-88.

- Page, W.D., Alt, J.N., Cluff, L.S., and Plafker, G., 1979. Evidence for the occurrence of large-magnitude earthquakes along the Makran coast of Iran and Pakistan. *Tectonophysics*, V.52, P. 533-547.
- Rastogi, B. K. , and Jaiswal, R. K., 2006. A Catalog of Tsunamis in the Indian Ocean, *Science of Tsunami Hazard*, V. 25, P.128-143.
- Reyss, J.L., Pirazzoli, P.A., Haghypour, A., Hatte, C., and Fontugne, M., 1998. Quaternary marine terraces and tectonic uplift rates on the out coast of Iran. In: Stewart, I.S., Vita-Finzi, C. (Eds.), *Coastal tectonics*. Geological Society, 146, London, Special Publication, P. 225-237.
- White, R.S. and Loudon, K.E., 1982. "The Makran continental margin: structure of a thickly sedimented convergent plate boundary". In J.S. "Watkins and C.L. Drake (Editors), *Studies in Continental Margin Geology*", Mem. Am. Assoc. Pet. Geol., V. 34, P. 499-518.
- Montigny, R., Le Mer, O., Thuizat, R. and Whitechurch, H., 1988. K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ study of metamorphic rocks associated with Oman ophiolite: blue schist metamorphism prior to emplacement of the oceanic crust onto the Arabian platform, *Tectonophysics*, V. 151, P. 173-246.
- Murty, T., and Bapat, A., 1999. Tsunamis on the coastlines of India, *Science of Tsunami Hazards*, V. 17, P.167-172.
- Murty, T., and Rafiq, M., 1991. A tentative list of tsunamis in the marginal seas of the north Indian Ocean, *Nat. Hazards*, V. 4, P. 81-83.
- Nicolas, A., 1988. "Structures of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere", *Petrology and Structural Geology* 4, Kluwer, Dordrecht, p.367
- Pacheo, J. F., and Skeys, L. R., 1992. "Seismic Moment of great shadow earthquake 1900-1989, *Seismological society of America*, V. 82, P.1306-1349.