بررسی شواهد رسوب‌شناسی رویداد سونامی در کرانه‌های مکران، بلوچستان

مریم حق‌بین[۱]، مجید بیات*[۲]، خلیل رضایی[۳]، بهروز رفیعی[۴] و عبدالرضا هاشمی قاسم‌آبادی[۵]

۱، ۲ و ۳ دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران

۴ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان

۵ بخش آب‌نگاری، سازمان جغرافیایی ارتش، تهران

نویسنده مسئول: majid8mm@yahoo.com

دریافت: ۹۵/۸/۲۹ پذیرش: ۹۵/۱۰/۱۲

چکیده

مطالعه‌ی سونامی به عنوان یکی از مهم‌ترین و جدی‌ترین اشکال مخاطرات ساحلی، مورد توجه بسیاری از مهندسان، برنامه‌ریزان و سیاستمداران است. آثار رسوبی رویداد سونامی به دو زیرمجموعه‌ی نهشته‌های رسوبی و اشکال زمین‌ریختی تقسیم‌بندی می‌شود. این مقاله در راستای فرآیندهای رسوب‌گذاری همراه با برخورد سونامی در سواحل شمالی دریای عمان (مکران) می‌باشد. آثار برخورد سونامی از لحاظ ایجاد سیل بسیار متنوع است. این مقاله در ابتدا یک مدل مفهومی از فرآیندهای رسوب‌گذاری سونامی در ساحل برمبنای مطالعات موردی و ویژگی‌های بارز نهشته‌های سونامی را به شکلی خلاصه ارائه داده و حضور یا عدم حضور این ویژگی‌ها را در نهشته‌های طوفانی بررسی کرده است. گمانه‌هایی در برخی از مدخل‌های ورودی آب در سواحل شمالی دریای عمان از چابهار تا بریس حفر شده و در آن‌ها توالی رسوب‌شناسی بررسی شده است. از جمله آزمایش‌های انجام شده می‌توان، به دانه‌بندی به روش الک خشک و تر، هیدرومتری، کلسی‌متری و XRD (جهت شناسایی کانی‌ها) اشاره کرد. در برخی از چاله‌ها توالی‌های ریز شونده به سمت بالا، ساخت‌های رسوبی Rip Up، تجمع خرده قطعات صدف و تغییر ناگهانی رسوب مشاهده شده است. با توجه به ساختارهای رسوبی، تغییرات جورشدگی، کج شدگی، درصد ذرات آواری و میزان کربنات کلسیم، رسوبات احتمالی مربوط به سونامی شناسایی شد. هدف از این تحقیق بررسی و توانایی رسوب‌شناسی در شناسایی شواهد سونامی در سواحل مکران نیز بوده است.

واژه‌های کلیدی: دریای عمان، رسوبات سونامی، مخاطرات ساحلی، مکران

مقدمه

سونامی از لحاظ علمی به یک سری از امواج گفته می‌شود که از طول اقیانوس عبور می‌کند و طول موجی، بسیار طویل دارد. سونامی‌ها به علت تغییر مکان بستر دریا در طی زلزله (گسل‌خوردگی)، لغزش‌های زیردریایی، فوران‌های آتشفشانی یا برخورد شهاب‌سنگ‌ها رخ می‌دهد [۱۵، ۱۶، ۱۸، ۵۳، ۵۴]. هنگام برخورد امواج به ساحل سرعت آن‌ها در برخورد با کف سواحل کاهش یافته و شکل آن‌ها تغییر می‌کند، در طی این فرآیند تغییر شکل امواج، ارتفاع آن‌ها به شدت افزایش یافته و با برخورد امواج به خط ساحلی سبب سیل‌زدگی وسیع در سواحل کم‌عمق و بروز تلفات جانی و خسارات مالی می‌شود [۱۸، ۵۳]. تنها از سپتامبر ۱۹۹۲ تا جولای ۱۹۹۳، ۱۵۰۰ تن توسط سه سونامی کشته شدند که به سواحل نیکاراگوئه، فلورس (اندونزی) و ژاپن برخورد کرده بود [۴۹] سونامی ۲۶ دسامبر سال ۲۰۰۴ هند، ۲۲۵۰۰۰ نفر را به کام مرگ کشاند. سونامی ۱۱ مارس ۲۰۱۱ در ژاپن که توسط زمین‌لرزه‌ای در همین تاریخ و در فاصله‌ی ۱۳۰ کیلومتری ساحل شرقی این منطقه ایجاد شد، سبب کشته شدن ۱۵۷۰۰ نفر و حدودا ۳۰۰ میلیارد دلار خسارت وارد کرد [۵]. از نقطه نظر زمین‌شناسی سونامی یک رویداد کوتاه مدت ولی بسیار قوی است. سونامی‌های عهد حاضر الگوی پیچیده‌ای از فرسایش و ته‌نشست را نشان می‌دهند [۵۷، ۶۵] و ممکن است مقادیر بسیار بالایی رسوب فرسایش یافته را به هر دو سمت رو به خشکی و رو به دریا منتقل کنند. یکی از مشکلاتی که هنوز هم یک مسئله‌ی اساسی برای پژوهشگران در زمینه سونامی است، تفکیک رسوبات حاصله از سونامی با رسوبات برجای مانده از طوفان است [۱۸، ۲۹]. اِنگل و بروکنر [۲۹] معیارهایی برای مقایسه ساخت‌ها و دیگر ویژگی‌های رسوبی در رسوبات سونامی و غیرسونامی ارائه دادند (جدول). مشاهده می‌شود که در این جدول اکثر

ساخت‌ها و آثار رسوبی در هر دو رسوبات سونامی و غیرسونامی دیده می‌شود.

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 می‌دهد که این منطقه یکی از سونامی خیزترین نواحی در منطقه‌ی اقیانوس هند به شمار می‌آید. یکی از مهم‌ترین دلایل آن می‌تواند ایجاد زلزله‌ای بزرگ و سونامی‌زا در آن باشد (شکل ۳). آخرین زمین‌لرزه رویداده در این منطقه با بزرگی ۸/۱، در سال ۱۹۴۵ بود و موجب رخداد سونامی عظیمی شد (شکل ۳) [۲۰]. سونامی حاصل از این زلزله موجب مرگ و میر ۴۰۰۰ نفر از ساکنین سواحل ایران، پاکستان و عمان گردید.

جدول ۱. شواهد رسوبی در نهشته‌های سونامی در مقالات و حضور آن‌ها در نهشته‌های ساحلی سونامی‌های عهد حاضر

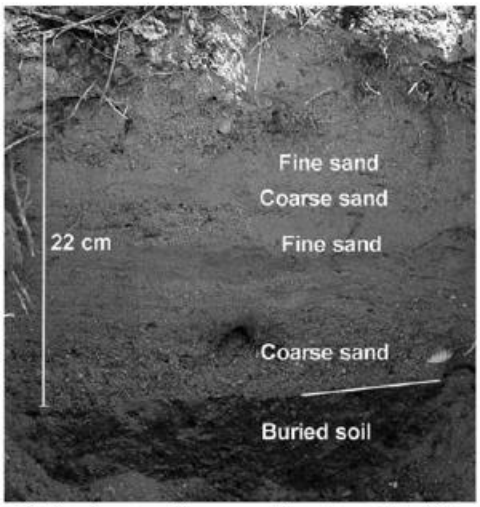
نوع ساخت و اثر	شرح و تعریف/ فرضیه	مکان‌ها و منابعی که این شاهد را در رسوبات سونامی دیده‌اند	مکان‌ها و منابعی که این شاهد را در رسوبات غیر مرتبط با سونامی دیده‌اند
مرز پایینی، فرسایشی	اتصال زیرین بین واحد نهشته‌های سونامی و رسوبات زیرین ممکن است دگرشیب یا فرسایشی باشد.	Srinivasalu et al. (2009). سونامی ۲۰۰۴ اقیانوس هند. Srisutam & Wagner (2010). سونامی ۲۰۰۴ اقیانوس هند. نامشخص	Horton et al. (2009) بنا بر Rita و Katrina در سال ۲۰۰۵ در ساحل خلیج آمریکا. Wang & Horwitz (2007) بنا بر Ivan در ساحل خلیج فلوریدا در سال ۲۰۰۴.
ساختارهای وزنی زیرین	واحدهای سونامی زیرین در برگیرنده‌ی ساختارهای وزنی	Matsumoto et al. (2008). سونامی ۲۰۰۴ اقیانوس هند. نامشخص	گزارش نشده.
توان‌های ریز شونده به سمت بالا	افق‌های رسوبات سونامی به سمت بالا ریز می‌شوند.	Gelfenbaum & Jaffe (2003). سونامی ۱۹۹۸ گینه‌ی نو. Srisutam & Wagner (2010) ، سونامی ۲۰۰۴ اقیانوس هند. نامشخص	Morton et al. (2007) بنا بر Isabel در سال ۲۰۰۳ در کارولینای شمالی.
روند ریز شونده به سمت خشکی	اندازه‌ی ذرات رسوبات سونامی از ساحل به سمت خشکی ریز می‌شود.	Srinivasalu et al. (2009). سونامی ۲۰۰۴ اقیانوس هند. Srisutam & Wagner (2010). سونامی ۲۰۰۴ اقیانوس هند. نامشخص	Williams (2009) بنا بر Rita در سال ۲۰۰۵ در لوییزیانا. Deike et al. (2007) ، برخورد طوفان از سال ۱۹۱۴ در Halling Hooge.
گسترش بیشتر در خشکی	نهشته‌های سونامی در موقعیت‌هایی دیده می‌شوند (که انتظار نمی‌رود نهشته‌های طوفانی در آن‌جا وجود داشته باشند) از جمله تفاوت‌های جزر و مدی درون خشکی	Tuttle et al. (2004). سونامی Grand Banks در سال ۱۹۲۹. Goff et al. (2004) ، سونامی قرن پانزدهم Okoropunga در نیوزیلند.	Bahlburg (2008). گردآب Nargis در سال ۲۰۰۸ در دلتای Irrawaddy میانمار. Nott (2006) ، گرداب Vence در سال ۱۹۹۹، استرالیا.
لایه‌بندی مورب	جریان‌های به سمت دریا و خشکی توسط روی هم قرارگیری صدف‌ها و یا گوه‌های کم زاویه به شکل متورق یا لایه بندی مورب مشخص می‌شوند. (گوه‌های متورق کم زاویه)	Bahlburg & Weiss (2007). سونامی ۲۰۰۴ اقیانوس هند، جنوب شرق هند.	Williams (2009) بنا بر Rita در سال ۲۰۰۵ در لوییزیانا.
توزیع اندازه ذرات	نهشته‌های سونامی اغلب بایمدال هستند در حالی که نهشته‌های طوفانی توزیع یونی‌مدال نشان می دهند.	Babu et al. (2007). سونامی ۲۰۰۴ اقیانوس هند، جنوب غرب هند. Paris et al. (2007) ، سونامی ۲۰۰۴ اقیانوس هند. اندونزی.	Williams (2009) بنا بر Rita در سال ۲۰۰۵ در لوییزیانا.
قطعات آشفته	واحد سونامی پایه/ زیرین ممکن شامل مواد آشفته یا درون آواری یا جا به جا شده یا مواد بنیادین باشد.	Srisutam & Wagner (2010). سونامی ۲۰۰۴ اقیانوس هند. نامشخص. Szczuciński et al. (2006). سونامی ۲۰۰۴ اقیانوس هند. نامشخص.	Wang & Horwitz (2007) بنا بر Ivan در ساحل خلیج فلوریدا در سال ۲۰۰۴.
کانی‌های سنگین	کانی‌های سنگین دور از کرانه‌ای معمولا زیر خط امواج طوفانی یافت می‌شوند به احتمال زیاد به سونامی نسبت داده شده اند تا طوفان‌های بزرگ	Babu et al. (2007). سونامی ۲۰۰۴ اقیانوس جنوب غرب هند. Bahlburg & Weiss (2007) ، سونامی ۲۰۰۴ اقیانوس هند. کنیا.	Dahanayake & Kulasena (2008). سونامی ۲۰۰۴ اقیانوس هند، سری لانکا.
محتوی میکروفسیلی	ممکن است گونه‌های بنتیک و پلاژیک در محیط‌های کم عمق دریا باشد/ پوسته یا صدفچه‌های سیلیسی ممکن است درصد قابل توجهی شکسته یا خرد شده باشند.	Kortekaas & Dawson (2007). سونامی Lisbon در سال ۱۷۵۵.	Kortekaas & Dawson (2007). طوفان قبل از سال ۱۷۵۵ در پرتغال.
محتوی ماکروفسیلی	مشخصات گروهی taphonomic زیر شاخص مفید در نهشته‌های صدفی سونامی است: وسمت افقی و عمودی زیاد، مخلوطی نابرجا از گونه‌های دوکفه‌ای مقصل‌دار، بیرون از موقعیت زندگی‌شان (به عنوان مثال لاگون، دریا و ..) و مقدار زیادی از کفه‌های قطعه قطعه شده، با شکستگی زاویه‌دار و شکستگی‌های فشارشی.	Donato et al. (2008). سونامی مکران در سال ۱۹۴۵.	Boyajian & Thayer (1995). طوفان زمستانی ۱۹۹۲ در نیوجرسی.
دیاتومه	نهشته‌های سونامی و طوفانی هر دو حاوی مخلوطی از دیاتومه‌ها هستند که نشان دهنده‌ی یک منبع غیر ساحلی یا خلیجی است. اما نهشته‌های سونامی به احتمال زیاد حاوی صدف‌های شکسته و دیاتومه‌های دریایی بنتیک هستند.	Sawai et al. (2009). سونامی ۲۰۰۴ اقیانوس هند. Dawson (2007) ، سونامی گینه‌ی نو در سال ۱۹۹۸.	Parsons (1998) بنا بر Andrew در سال ۱۹۹۴ در لوییزیانا.
لایه‌بندی مشخص	امواج واحد در مجموعه امواج یک سونامی لایه‌های نهشته‌ای بارزی دارند که حاوی زیر واحدهای مشخصی است.	Richmond et al. (2006). سونامی ۲۰۰۴ اقیانوس هند. اندونزی. Szczuciński et al. (2006). سونامی ۲۰۰۴ اقیانوس هند. نامشخص.	Morton et al. (2007) بنا بر Isabel در سال ۲۰۰۳ در کارولینای شمالی. Williams (2009) بنا بر Rita در سال ۲۰۰۵ در لوییزیانا.
الگوی زمین‌شیمیایی	افزایش غلظت سدیم، گوگرد، کلر، کلسیم و منیزیوم در نهشته‌های سونامی نسبت به رسوبات بالایی و پایینی رخ می‌دهد.	Szczuciński et al. (2006). سونامی ۲۰۰۴ اقیانوس هند. نامشخص.	Engel et al. (2010) بنا بر نهشته‌های دهه‌ی ۱۹۹۸ ۲۰۰۸ در Playa Grandi Bonaire.
جورشدگی	عموما نهشته‌های سونامی نسبت به نهشته‌های طوفانی جورشدگی ضعیف‌تری دارند.	Babu et al. (2007). سونامی ۲۰۰۴ اقیانوس هند، جنوب غرب هند. Paris et al. (2007) ، سونامی ۲۰۰۴ اقیانوس هند. اندونزی.	Morton et al. (2007) بنا بر Carla در سال ۱۹۶۱ در تگزاس بخش نزدیک به منشاء نهشته.

لازم به ذکر است که در آن زمان جمعیت بسیار محدودی در این مناطق زندگی می‌کرده‌اند، حال با توسعه و روند رو به پیشرفتی که این مناطق دارد، جمعیت به این سواحل روی آورده و می‌آورند. این افزایش جمعیت باعث افزایش تلفات ناشی از سونامی احتمالی خواهد شد [۳۶، ۳۷]. برای مثال منطقه ویژه اقتصادی چابهار به عنوان بخشی از منطقه ساحلی مکران ایران در امتداد دریای عمان طی دو دهه اخیر گسترش اقتصادی و اجتماعی قابل‌توجهی یافته و جمعیت بسیار زیادی در این مناطق ساحلی ساکن شده‌اند. اخیرا این منطقه به عنوان نقطه استراتژیک هدف برای توسعه سه کشور ایران، افغانستان و پاکستان معرفی شده است. در نتیجه خطر تلفات جانی و خسارات اقتصادی ناشی از رویداد سونامی‌های محتمل آینده می‌تواند زیاد باشد.

در سراسر نقاط جهان تحقیقات بسیاری در زمینه رسوب‌شناسی نهشته‌های سونامی صورت پذیرفته [۲۹] که به شکلی خلاصه به ۲ نمونه از آن‌ها اشاره می‌کنیم. زوچوسلداتسکی و همکاران [۵۸] به بررسی نهشته‌های حاصل از سونامی ۲۶ دسامبر سال ۲۰۰۴ در مناطق ساحلی تایلند پرداختند (شکل۱) و ساخت‌ها و ویژگی‌های منحصر به فرد آن را بیان کردند (جدول ۲) [۵۸].

اندرید و همکاران با مطالعه رسوبات حاصل از سونامی ۲۰۰۴ هند، به برخی از ساختارها اشاره داشتند که مهم‌ترین آن‌ها ساخت Rip Up است (شکل ۲). در شکل (B) توجه کنید که به علت حضور مرجان‌ها در منطقه، افقی ۲۰-۳۰ سانتی‌متری از مرجان در مقطع نمونه‌برداری شده، دیده می‌شود [۱۰].

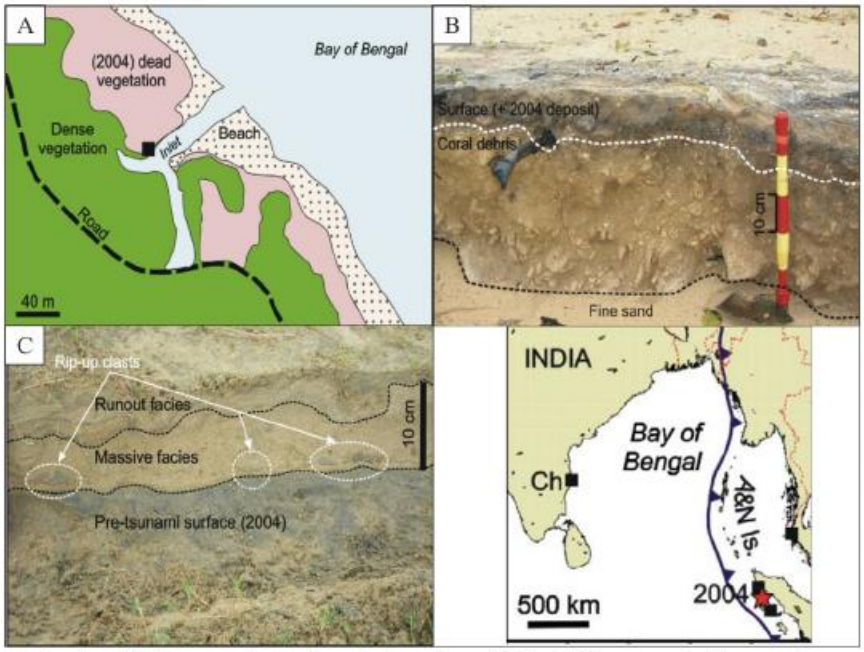
هدف از این تحقیق بررسی احتمال وقوع سونامی با مطالعه‌ی رسوبات و تعیین مناطقی با پتانسیل سونامی دیرینه است. مطالعات رسوب‌شناسی بر روی رسوبات سونامی توالی‌های ساحلی بر روی خشکی انجام شده و فرآیندهای رسوب‌گذاری همراه با برخورد سونامی و خود نهشته‌های سونامی به صورت دقیق مورد مطالعه قرار گرفته است.



شکل ۱. نهشته‌های سونامی بر روی خاک‌های مدفون [۵۸]

جدول ۲. بررسی ویژگی‌های نهشته‌های سونامی [۵۸]

ویژگی رسوبی	توصیف
اندازه دانه	بیشتر دانه‌ها به اندازه ماسه ولی از بولدر تا گل متغیر است.
ترکیب کانی‌شناسی	کوارتز، کربنات (قطعات پوسته صدف) و کانی‌های سنگین
فسیل	دارای قطعات صدف معمول در دریا، قطعات از مرجان، دیاتوم، افق‌های غنی از پوسته صدف و گیاهان خشکی
ضخامت	بیش از ۵۲ سانتی متر (میانگین ۸ سانتی متر)
ساختار	توده‌ای و لایه ای، ۲ یا ۳ توالی ریز شونده به سمت بالا، دارای اینتراکلاست و توپ‌های گلی
ارتباط با افق زیرین	اکثرا ناگهانی و کمتر فرسایشی، معمولا در بالای افق‌های خاکی مدفون قرار دارند
ژئوشیمی	محتویات نمکی زیاد، مقادیر بالای بعضی از کانی‌های سنگین



شکل ۲. منطقه مورد مطالعه در مقاله اندرید و همکاران (۲۰۱۴) و موقعیت نمونه‌برداری که با مربع سیاه نشان داده شده است (A)، نهشته‌های بعد از سال ۲۰۰۴ بر روی لایه‌های مرجانی (B) و نهشته‌های رسوبات سونامی ۲۰۰۴ در ودارانیام (C) (برگرفته از [۱۰])

منطقه مورد مطالعه

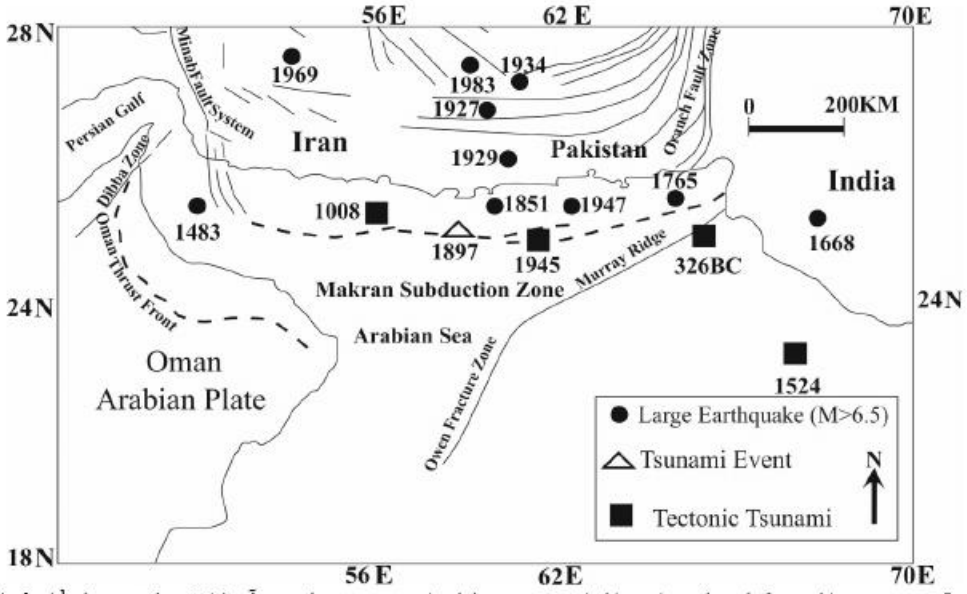
منطقه مورد مطالعه در جنوب‌شرقی ایران، استان سیستان و بلوچستان، شهرستان چابهار واقع است (شکل ۳) و از لحاظ زمین‌شناسی در زون مکران قرار دارد. پهنه مکران محدوده‌ای به طول ۹۰۰ کیلومتر از سواحل ایران و پاکستان را پوشش می‌دهد و با عرضی بین ۱۲۵-۲۰۰ کیلومتر در بالای زون فرورانش فعال مکران قرار دارد [۱۴].

منطقه مورد مطالعه قسمتی از کرانه‌های شمالی دریای عمان است که بین شهر چابهار به مختصات جغرافیایی ″۲۵°۱۷′۳۰.۰۶ عرض شمالی و ″۶۰°۳۸′۳۵.۶۵ طول شرقی و بریس به مختصات جغرافیایی ″۲۵°۰۸′۱۲.۹۲ عرض شمالی و ″۶۱°۱۱′۲۶.۹۸ طول شرقی واقع می‌باشد. راه دسترسی از شهر چابهار به سمت جنوب شرقی تا فاصله تقریبی ۶۰ کیلومتری (از چابهار) است. زون مکران در جنوب فروافتادگی جازموریان قرار دارد و از جنوب به دریای عمان و از غرب با گسل میناب محدود می‌شود و در مشرق به مرز پاکستان می‌رسد (فراتر از مرز نیز در سرزمین پاکستان ادامه دارد). در حد شمالی زون مزبور گسل‌ها و راندگی‌هایی با روند شرقی-غربی وجود دارند که گسل بشاگرد یکی از مهم‌ترین آن‌ها است. در امتداد این شکستگی‌ها آمیزه‌های رنگی با بیرون‌زدگی‌هایی وسیع، نمایان است [۶]. لازم به ذکر است که از ۱۶۰ هزار کیلومتر مربع گستره‌ی مکران، حدود ۷۰ هزار کیلومتر مربع آن در ایران و بقیه در پاکستان قرار دارد [۱].

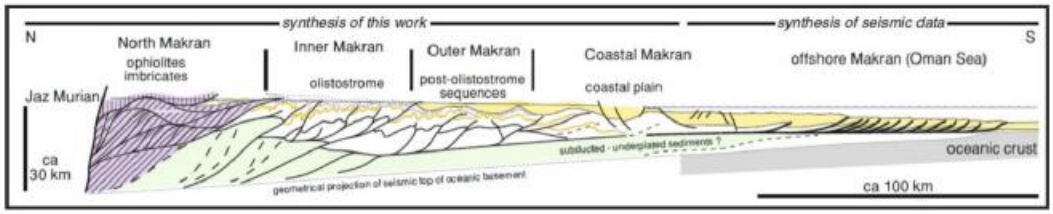
نخستین و ساده‌ترین تقسیم‌بندی مکران شامل دو بخش شمالی (داخلی) و جنوبی (بیرونی) است [۱، ۲۶]. منشور افزایشی مکران با حدود ۱۰۰ کیلومتر پهنا از شمال به فروافتادگی‌های جازموریان و هامون و از جنوب شرق به شیب قاره در ۱۵۰ کیلومتری ساحل و از جنوب و غرب به شیب باریک حاشیه عمان می‌رسد. گوه فزاینده مکران حاصل فرورانش فعال سنگ‌کره اقیانوسی دریای عمان (باقی‌مانده تتیس) در زیر بلوک‌های قاره‌ای لوت و افغان با نرخ حدود ۵ سانتی‌متر در سال است و یک گوه با شیب کم از زمان کرتاسه تجمع کرده است (شکل ۴) [۱۹،۲۰، ۲۶، ۳۰، ۳۹، ۶۲].

نرخ رسوب‌گذاری در منطقه هنوز هم یک مسئله است. بیش‌تر مقالات در رابطه با نرخ رسوب‌گذاری، بر روی مناطق عمیق دریا متمرکز بوده‌اند، و مقالات مرتبط با مناطق کم عمق و نزدیک به ساحل تعداد کمتری دارند. از پژوهشگرانی که به نرخ رسوب‌گذاری در مناطق عمیق اشاره نموده‌اند می‌توان به [۲۵، ۵۱، ۶۲، ۶۳، ۶۶] اشاره کرد. وایت [۶۲] نرخ رسوب‌گذاری را ۱۰۰۰ متر در هر

میلیون سال در نظر گرفته و ون‌رد و همکاران [۶۶] دلسیل و همکاران [۲۵] نیز به این نرخ رسوب‌گذاری اشاره کرده‌اند. ویدیک و همکاران [۶۳] دو نرخ ۴۱۰ و ۱۱۰۵ متر در هر میلیون سال را به دست آوردند. شلاتر و همکاران [۵۱] با توجه به سن ناپیوستگی و ضخامت رسوبات روی آن، نرخ رسوب‌گذاری را ۴۵۰ متر در هر میلیون سال در نظر گرفته‌اند. غریب‌رضا و معتمد [۷] در بررسی خطوط ساحلی و توالی رسوبی کواترنر پسین در منطقه خلیج چابهار چاهکی در فاصله ۵۳۰۰ متری ساحل شمالی خلیج چابهار حفر کردند و بعضی از نمونه‌های آن را با استفاده از روش کربن ۱۴ سن سنجی کردند [۷]. نتیجه‌ی این سن سنجی به این صورت بود که در عمق ۳ متری از سطح زمین پوسته‌هایی از فسیل به سن ۴۰±۴۹۶۰ سال دیده می‌شد [۷]. هم‌چنین سن سنجی دوم آن‌ها بر روی پوسته‌ی فسیل‌هایی بود که در عمق ۹ متری از سطح زمین قرار داشت و سن ۱۸۰۰۰ سال برای آن به دست آمد. با استفاده از این اطلاعات ما می‌توانیم نرخ رسوب‌گذاری در این سواحل را در ۱۷۶۰۰-۵۰۰۰ سال گذشته را ۰/۲۵ میلی‌متر در سال و در ۵۰۰۰ سال گذشته تقریبا ۰/۶-۰/۶۱ میلی‌متر در سال در نظر بگیریم و اگر چه نمی‌توان به همین یک مورد استناد کرد، ولی تقریبا کارامد است [۷].



شکل ۳. موقعیت زمین ساختی مکران، واحدهای ساختاری عمده و زلزله‌های مهم روی داده در آن (با تغییراتی پس از [۸، ۹، ۳۵، ۵۱])



شکل۴. پروفیل سیستم منشور برافزایشی مکران با استفاده از تفسیر داده‌های لرزه‌ای [۱۹]

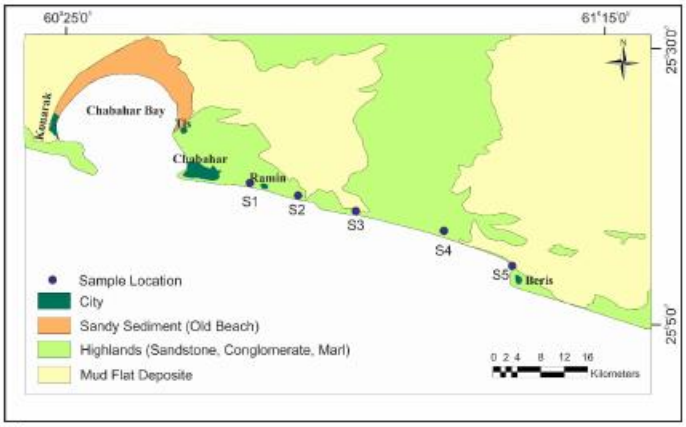
روش‌ها

این مقاله بر اساس کارهای دقیق میدانی و آزمایشگاهی صورت پذیرفته است. مطالعات میدانی شامل حفر چاهک و نمونه‌برداری بوده و کارهای آزمایشگاهی شامل آنالیزهای دانه‌بندی، آزمایش‌های هیدرومتری، کلسی‌متری و XRD بوده است.

مطالعات میدانی: در مطالعات میدانی، ۵ نقطه برای نمونه‌برداری انتخاب شد (شکل ۵). در انتخاب مکان نمونه‌برداری سعی بر آن بود که تا جای ممکن مکان‌هایی نزدیک به ساحل و تا حدودی دارای یک سد جزئی و کوچک باشد که این سد به گونه‌ای محل حفر چاه را از جزر و مد و طوفان‌های کوچک در امان نگاه دارد. اگر چه یافتن چنین مناطقی با توجه به محدودیت زمانی، مالی و

مکانی کاملا امکان‌پذیر نبود و بر این اساس از شریط ایده‌ال فاصله گرفته و مکان‌هایی انتخاب کردیم که با شرایط فوق سازگار باشد. با توجه به نوع رسوبات رخنمون (درشت دانه یا ریز دانه) روش نمونه‌برداری متفاوتی صورت گرفت (شکل). چاهک شماره ۱، ۲ و ۵ بصورت دستی و چاهک‌های شماره ۳ و ۴ توسط بیل مکانیکی حفر شد. پس از حفر چاهک و استحصال نمونه، با توجه به تغییرات لیتولوژی، تمام عمق چاهک اندازه‌گیری، عکس‌برداری، نمونه‌برداری و برای مراحل بعدی به آزمایشگاه انتقال داده شد. از چاهک‌های حفر شده به ترتیب ۳، ۸، ۳، ۲ و ۱۱ نمونه گرفته شد.

مطالعات آزمایشگاهی: در آزمایشگاه، اطلاعات اندازه‌ی دانه‌ها توسط الک تر و الک خشک به دست آمد. به این صورت که بعد از خشک شدن نمونه‌ها در هوای آزاد، آن‌ها توسط مجموعه الک‌هایی به شماره‌های ۱۰، ۱۸، ۳۵، ۶۰، ۸۰، ۱۲۰و ۲۳۰ دانه‌بندی شده، سپس رسوبات بالای مش ۸۰ و ۲۳۰، به صورت جداگانه شسته و دوباره اندازه‌گیری شده (به منظور حذف اثر غبارات چسپیده به دانه‌ها) و هیدرومتری برای رسوبات ریزتر از ۲۳۰ انجام شده است (شکل). در بخش پردازش و تحلیل داده‌ها، با مقایسه‌ی توزیع اندازه‌ی دانه‌ها، محتوی فسیلی، مواد آلی، میزان کربنات کلسیم، رنگ و ساختمان رسوبی و بافت، رسوبات متعلق به سونامی شناخته شده و از سایر رسوبات ساحل متمایز گردید. برای تجزیه و تحلیل داده‌ها از محیط نرم‌افزار اکسل استفاده شد. بعد از بررسی‌های اولیه و شناسایی افق‌های محتمل با سونامی، به منظور شناسایی کانی‌ها، بر روی نمونه‌های متعلق به ۲ چاهک شماره‌ی ۲ و ۵، آزمایش XRD انجام شد که نتایج آن در جدول آورده شده است.



شکل ۵. نقشه رسوب‌شناسی و موقعیت نقاط نمونه‌برداری (با بازنگری، برگرفته از [۴])

شکل ۶. حفر چاهک شماره ۵ و ۱ به صورت دستی (۱ و ۲) و شماره ۴ با بیل مکانیکی (۳)، خشک کردن نمونه‌ها در هوای آزاد (۴)، آزمایش‌های گلسی‌متری (۵) و هیدرومتری (۶)

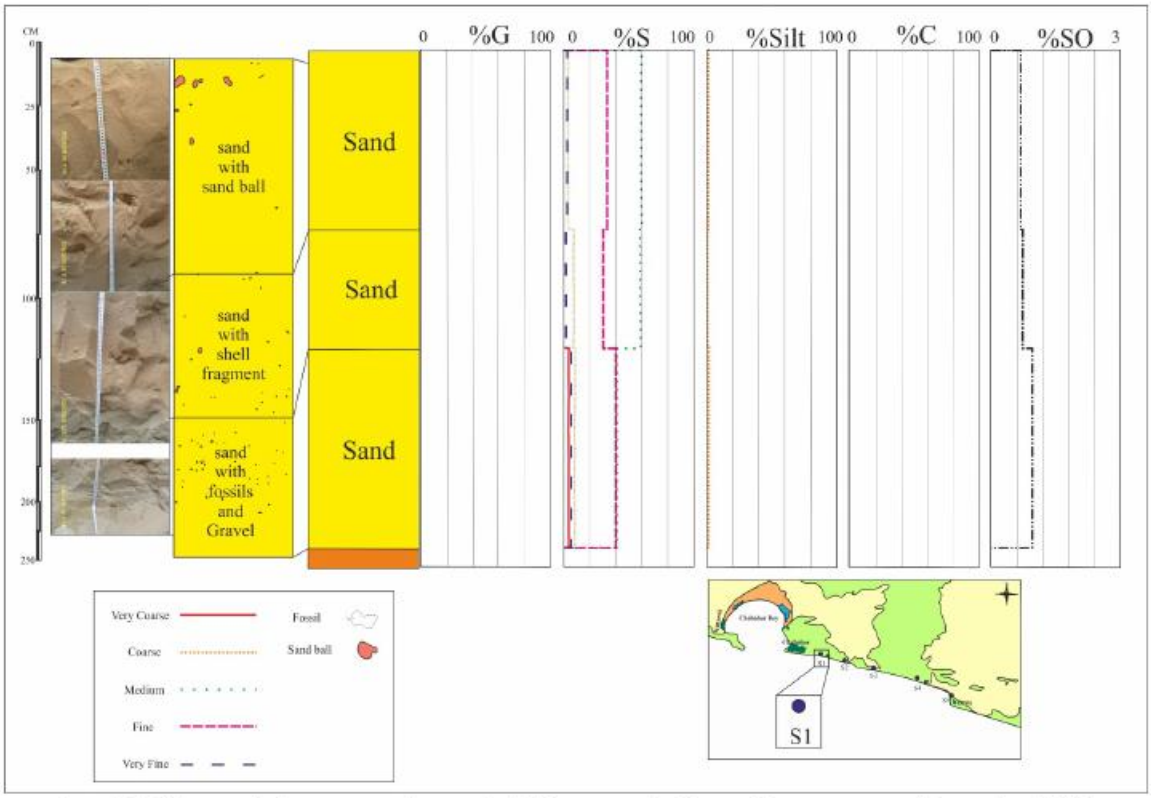
نتایج

شواهد رسوبات سونامی در سواحل مکران

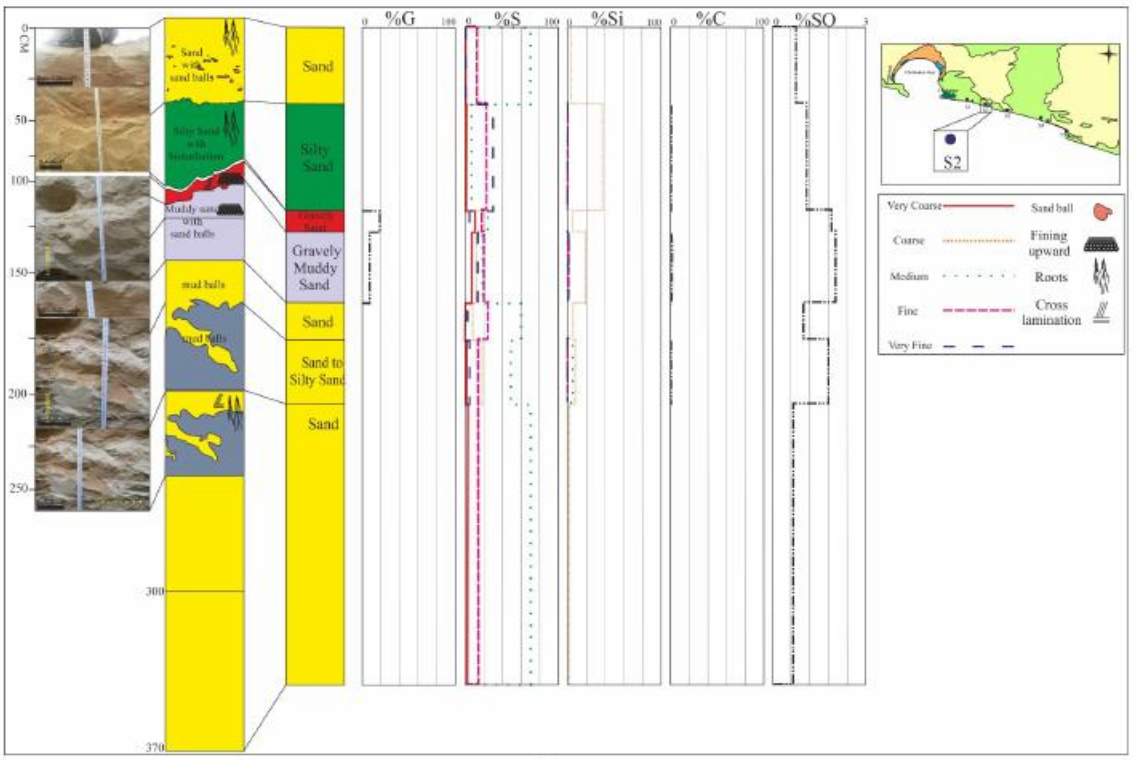
چاهک شماره‌ی ۱: تا عمق ۲۵۰ سانتی‌متری بصورت دستی حفر و ۳ نمونه از اعماق مختلف برداشت شد. از نظر رنگ کلی رسوبات، تنها قسمت پایینی رسوبات کمی تفاوت داشت و جورشدگی در نمونه اول متوسط تا خوب و در نمونه‌های عمیق‌تر متوسط بود. کج‌شدگی، در تمامی نمونه‌ها کمی متقارن بود و در هر ۳ نمونه، بیش از ۹۵ درصد ماسه مشاهده می‌شود. درصد کربنات کلسیم در نمونه اول، دوم و سوم بترتیب ۶۸، ۷۲و ۵۷ درصد بود. گمانه در عمق ۲۵۰ سانتی‌متری به سنگ‌ها و صخره‌های ساحلی برخورد کرد (شکل ۷).

چاهک شماره‌ی ۲: تا عمق ۳۷۰ سانتی‌متری بصورت دستی حفر و ۸ نمونه از آن گرفته شد. تغییرات رنگ (خاکستری، قرمز، قهوه‌ای و کرم) و اندازه ذرات بسیار متفاوت (گراول، ماسه و سیلت) و جورشدگی از ضعیف تا متوسط متغیر است. کج‌شدگی کمی متقارن تا نیمه متقارن است. میزان کربنات کلسیم در اکثر نمونه‌ها بین ۳۲-۴۶ ٪ متغیر است فقط در ۱ نمونه به ۶۱/۹۸ درصد می‌رسد (شکل). کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده رسوبات شامل کلسیت، کوارتز و آلبیت در تمام نمونه‌ها است (جدول). از عمق ۱۲۳ سانتی‌متری به پایین کانی آراگونیت نیز دیده می‌شود. از مجموعه کانی‌های دیگر که در اعماق مختلف چاهک به صورت پراکنده دیده شده می‌توان به ارتوکلاز، کلریت، مونتموریلونیت، موسکویت و هماتیت اشاره کرد.

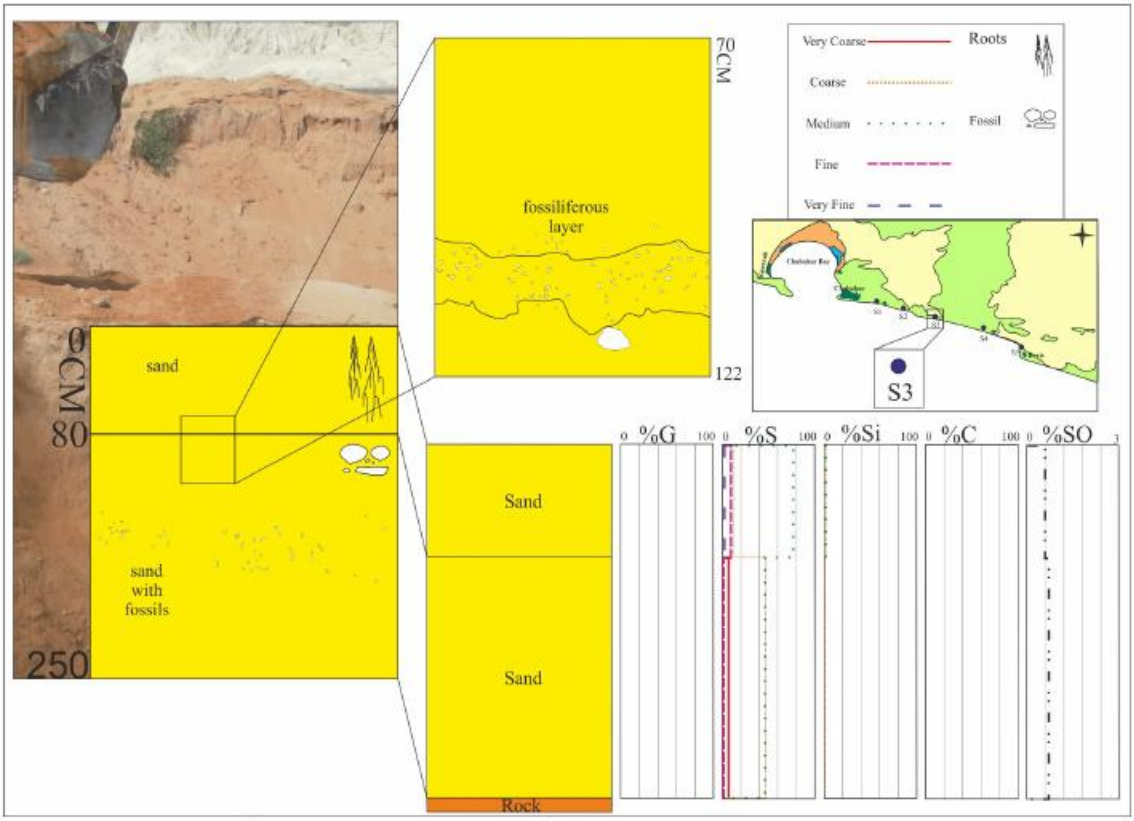
چاهک شماره ۳: ۲ نمونه‌ی استحصال شده از این چاهک بسیار شبیه هم بودند. تنها دو تفاوت بارزی که در این ۲ نمونه مشاهده شد، وجود ریشه گیاهان در نمونه اول و وجود فسیل و قطعات آن در نمونه دوم و هم‌چنین تفاوت در میزان کربنات کلسیم بود که به علت وجود افق غنی از فسیل در عمق ۱۱۰ سانتی‌متری (شکل) است. سنگ کف در عمق ۲۵۰ سانتی متری قرار داشت (شکل ۹).



شکل ۷. موقعیت مکانی، ستون رسوب‌شناسی و تغییرات عمودی گراول، ماسه، سیلت، رس و جورشدگی در چاهک شماره‌ی ۱



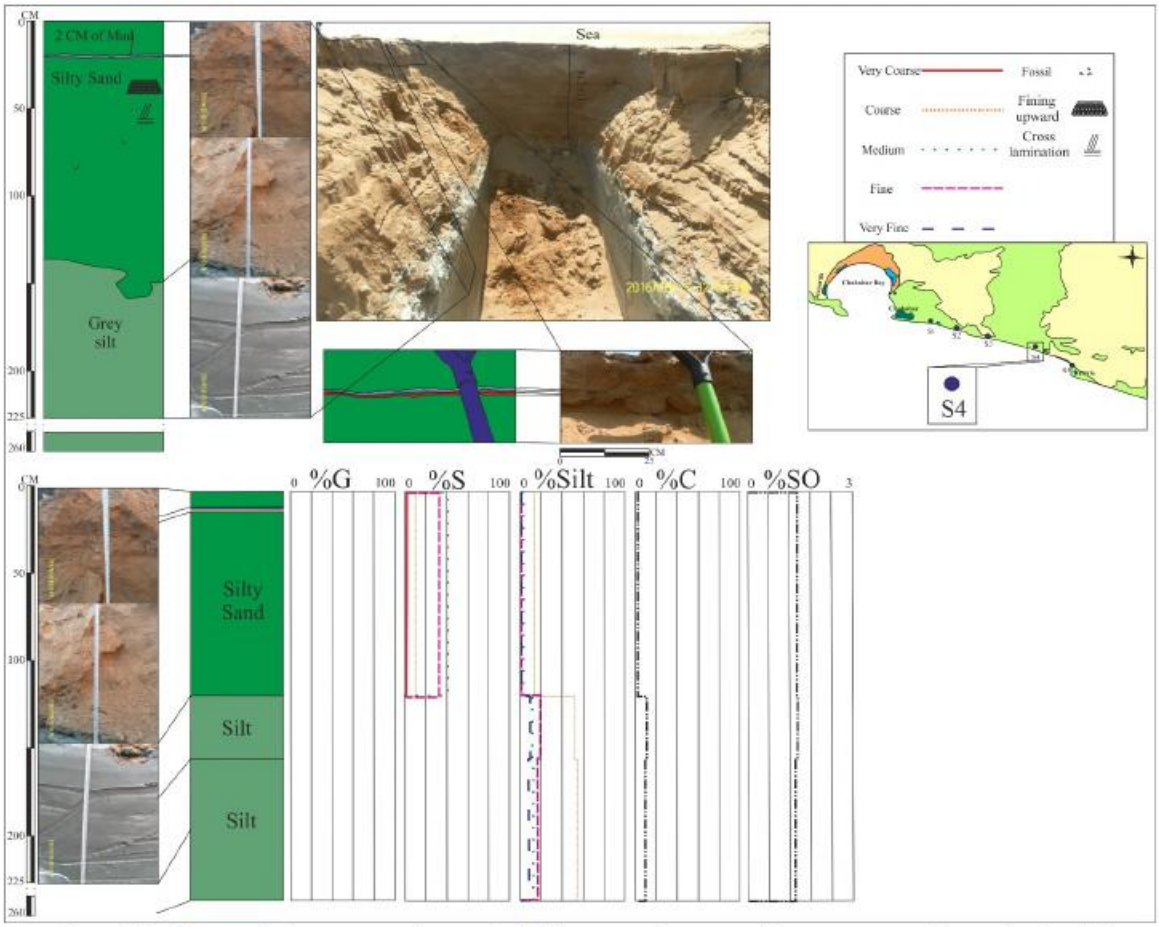
شکل ۸. موقعیت مکانی، ستون رسوب‌شناسی و تغییرات عمودی گراول، ماسه، سیلت، رس و جورشدگی در چاهک شماره‌ی ۲



شکل ۹. موقعیت مکانی، ستون رسوب‌شناسی و تغییرات عمودی گراول، ماسه، سیلت، رس و جورشدگی در چاهک شماره‌ی ۳

چاهک شماره‌ی ۴: ۳ نمونه از اعماق مختلف برداشت شد. رنگ نمونه‌ی اول قرمز تا قهوه‌ای و نمونه‌های ۲ و ۳ خاکستری رنگ است. هر ۳ نمونه ماسه‌ای، سیلتی و رسی و دارای جورشدگی ضعیف و کمی کج شده هستند و میزان کربنات کلسیم بین ۳۰-۳۵ درصد می‌باشد. در نمونه‌ی اول یک میان لایه ۳ سانتی‌متری وجود دارد که عمق ۱۲-۱۳ سانتی‌متری آن گراول ریز دانه با ساخت شبیه کانال با لامیناسیون مورب و عمق ۱۰-۱۲ سانتی آن لایه‌ای از گل است (شکل ۱۰).

چاهک شماره‌ی ۵: بدلیل برخورد با آب زیرزمینی در عمق ۱۲۰ سانتی‌متری ادامه حفاری مقدور نبود. تنوع رسوب‌شناسی در این چاهک به قدری زیاد بود که در طول ۱۲۰ سانتی‌متر پروفیل برداشت شده ۹ نمونه برداشت شد. رنگ نمونه‌ها از قهوه‌ای تا خاکستری متغیر است. نمونه‌ها اکثرا ماسه‌ای هستند ولی نمونه‌ی شماره‌ی ۴ ماسه سیلتی است. کج‌شدگی در همه‌ی قسمت‌های چاهک نیمه‌متقارن و جورشدگی در نمونه‌های ۱ و ۴ ضعیف ولی در سایر نمونه‌ها متوسط تا خوب است. در شکل ۱۲ نیز موقعیت نمونه‌های منتسب به سونامی نسبت به نمونه‌های دیگر مشخص گردید. میزان کربنات کلسیم متفاوت و ویژگی‌های مختلفی هم برای قسمت‌های مختلف چاهک وجود دارد که به منظور اختصار به جدول ۳ ارجاع داده می‌شود (شکل ۱۱).

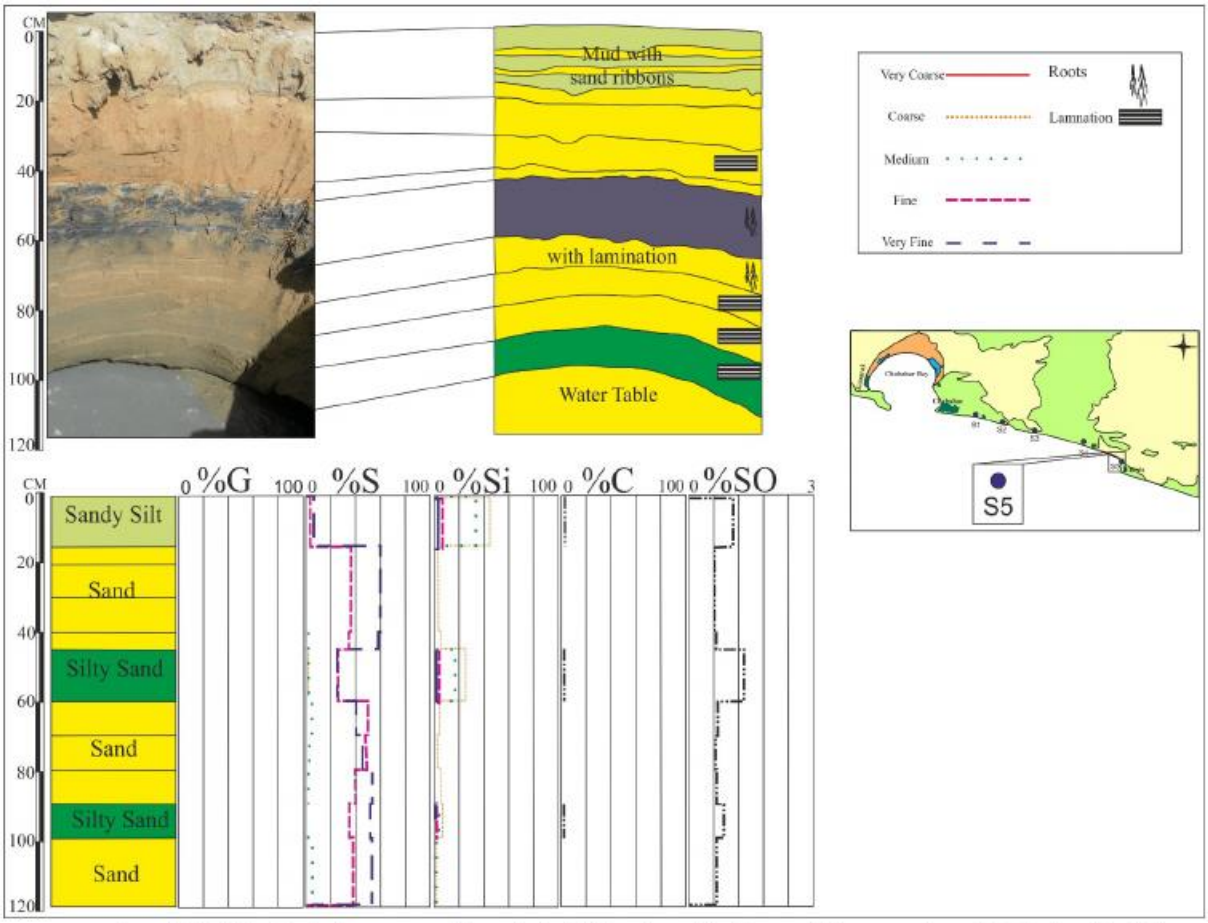


شکل ۱۰. موقعیت مکانی، ستون رسوب‌شناسی و تغییرات عمودی گراول، ماسه، سیلت، رس و جورشدگی در چاهک شماره‌ی ۴

بحث

یکی از دغدغه‌های بسیار مهم در شناسایی رسوبات سونامی، تفکیک آن‌ها از رسوبات حاصل از جریان‌های هیدرودینامیکی قوی دیگر مانند طوفان‌ها است. آثار سونامی‌های بزرگ مشابه طوفان‌ها نیستند. معمول‌ترین اثر و نشانه‌ی سونامی، ته‌نشست واحدهای ماسه‌ای ضخیم است [۲۳، ۴۳، ۶۰] که به سمت ساحل باریک می‌شوند و بین مواد ریزدانه تر و زغال نارس در دشت‌های ساحلی

مسطح محصور شده‌اند [۱۸، ۵۳]. معمولا تعداد این واحدها بیانگر مکانیسم تشکیل موج است به گونه‌ای که در سونامی‌های حاصل از زمین‌لغزش، گروهی از امواج مستعد حمل رسوب ایجاد می‌شود که هر کدام از خود یک واحد را ایجاد می‌کنند. هم‌چنین زلزله‌ها نیز عموما ۱۰ موج ایجاد می‌کنند ولی بیش‌تر تمایل به ایجاد یک موج بزرگ دارند [۱۸]. بنابراین برای تشخیص رسوبات حاصل از این سونامی‌ها و رسوبات حاصل از امواج طوفانی شواهد بسیار زیادی لازم است [۱۸، ۲۲، ۳۱، ۳۲]. با وجودی که داده‌های اطلاعاتی زیادی در خصوص سونامی قابل دسترسی است اما شناسایی این رسوبات هنوز هم در هاله‌ای از ابهام قرار دارد. زیرا ویژگی آن‌ها به ترکیب و بافت رسوبات منشاءشان بستگی دارد [۳۱، ۳۲].



شکل ۱۱. موقعیت مکانی، ستون رسوب‌شناسی و تغییرات عمودی گراول، ماسه، سیلت، رس و جورشدگی در چاهک شماره‌ی ۵

شواهد رسوبات سونامی

بطور کلی با قرار دادن واقعیات و شواهد مطالعات موردی (چینه‌شناسی و دانه‌بندی) در کنار هم مدلی قابل قبول برای فرآیند رسوب‌گذاری سونامی در ساحل ارائه می‌شود [۵۳].

هیدرودینامیک ساحلی سونامی: رویداد سونامی یک فرآیند زودگذر است و شامل چند رفت و برگشت آب می‌باشد که بیش‌تر متأثر از جریان‌های چرخشی است تا امواج. در طی یک بالاروی[۱] آب، انرژی بالایی توسط امواج برخوردی به ساحل منتقل می‌شود و باعث تخریب، فرسایش و انتقال اجزای جامد به صورت معلق می‌شود. زمانی که یک موج سونامی به ساحل برخورد می‌کند، نیروی زیادی به اشیا وارد کرده و مقدار زیادی از رسوبات را در راه خود حفر و حمل می‌کند به محض رسیدن امواج به مناطق دورتر از ساحل به علت نیروی گرانش، آب باز می‌گردد ولی هنوز هم قدرت فرسایش و انتقال

[۱] Run up

مواد را دارد. هر دو فرآیند بالاروی و پایین‌روی[۲] آب آشفته است. از آن‌جایی که انرژی بالاروی آب بسیار بالا است و جریان پایین‌روی نیز قوی است، اثرات کمی از نهشته‌های ماسه‌ای و اثرات زیادی از عوارض فرسایشی و نهشته‌های پولدری وجود دارد.

نقش رسوبات منشا: با وجود این که مشکلاتی در تعیین کمیت، تفسیر و میزان سهم نسبی منشا رسوبات خاص وجود دارد ولی شواهد بسیار زیادی حاکی از آن است که منشا رسوبات برای نهشته‌های سونامی عمدتا از رسوبات ساحلی همان محل است. تفاوت ترکیب بارز بین رسوبات منشا و رسوبات سونامی نشان می‌دهد که مقادیر زیادی از سیلت و رس جا به جا و به دریا حمل شده‌اند. علاوه بر آن، بیانگر فرآیندهای جورشدگی و جمع شدن ذرات به همراه حمل و نقل و ته‌نشست نیز می‌باشد.

فرآیندهای ته‌نشینی: ویژگی‌های چند مدلی جانشینی رسوبات سونامی به وضوح بیان می‌دارد که رسوب‌گذاری به سرعت صورت پذیرفته و ذرات با اندازه‌های مختلف اما با درصدهای متفاوت در کنار هم قرار گرفته‌اند. بعضی از ذرات دانه ریز با ذرات دانه درشت در کنار هم قرار گرفته‌اند و به خوبی توسط بعضی از توالی‌های ریز شونده به سمت بالای منفرد یا توزیع چند مدلی که شامل زیرمجموعه‌ی ماسه‌های همسان هستند، مشهود است. تغییرات تدریجی ترکیبات در برخی از رسوبات از قبیل توالی‌های ریز شونده به سمت بالا نشان می‌دهد که موقعیت‌های درون زیرمجموعه‌ها در محدوده‌ی اندازه‌های یکسان رخ می‌دهد و نسبت دانه درشت‌ها به دانه ریزها به سمت بالا کاهش می‌یابد. هم‌چنین روند تغییرات ثبت شده در رسوبات نشان می‌دهد که ذرات درشت‌تر به طور پیش رونده در هنگام حمل و نقل آب زمانی که ته‌نشینی در حال انجام بوده کاهش یافته است.

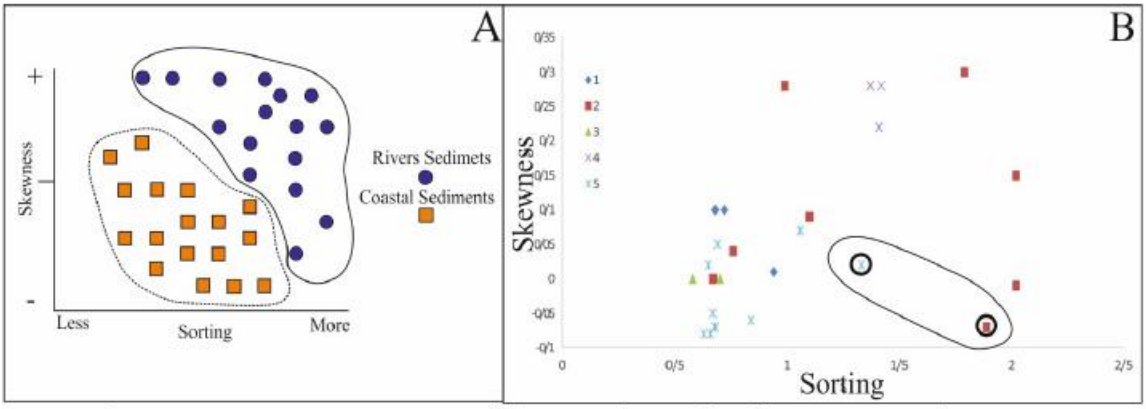
بالاروی و پایین‌روی سونامی: برخورد سونامی هم شامل بالاروی و هم پایین‌روی آب است که هر دوی آن‌ها با فرآیندهای جا به جایی، انتقال و نهشت رسوبات همراه است. حضور یک سری توالی ریزشونده به سمت بالا به وضوح نشان می‌دهد که در آن‌جا شبکه‌ای از اجتماعات رسوبی وجود دارد که حاصل از بالاروی و پایین‌روی‌های مختلف است. سری‌های رسوبی جدا از هم با دانه‌بندی مختلف قابل تشخیص است.

جورشدگی جانبی: روند کلی ریزشوندگی به سمت خشکی مشخصا به علت تفاوت در حمل و نقل است. گسترش رو به خشکی رسوبات سبب ایجاد یک روند ریز شونده به همان سمت می‌شود. ویژگی‌های ترکیبی رسوبات به صورت جانبی متنوع بوده و نشان‌دهنده‌ی فرآیندهای حمل و نقل متفاوت است. ذرات کوچک‌تر بیش‌تر حمل شده و به سمت خشکی برده می‌شوند. مطالعه‌ی اغلب سونامی‌ها مشخص کرده است که بزرگی و تخریب سیل‌زدگی سونامی در خطوط ساحلی بسیار متنوع است.

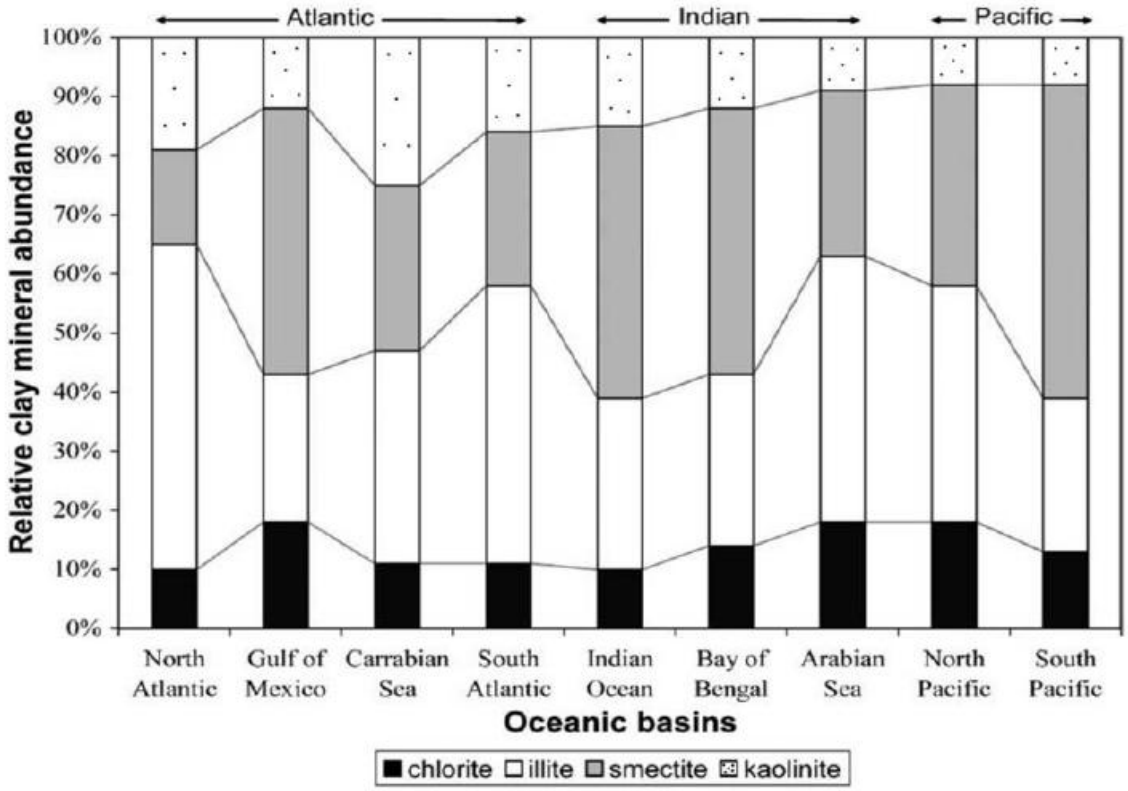
طبق نظر سرینیواسالو و همکاران و سریسوتان و واگنر مرز پایینی فرسایشی در رسوباتی که مرتبط با سونامی بوده، مشاهده شده‌اند [۵۵، ۵۶] که این شاهد در قاعده‌ی اعماق ۴۳-۱۰۳ و ۱۰۳-۱۱۵ چاه شماره‌ی ۲ دیده شده‌اند. ماتسومتو و همکاران، یکی از ویژگی‌های رسوبات سونامی را ساختارهای وزنی زیرین دانسته است که این ساختار در چاه شماره ۲ در عمق ۱۲۳-۱۵۵، ۱۵۵-۱۷۶، ۱۷۶-۲۱۲ و ۲۱۲-۳۰۰ دیده شده است. طبق نظریه‌ی گلفنباوم و جافه و سریسوتان و واگنر، رسوبات سونامی به شکل توالی‌های ریز شونده‌ای به سمت بالا بوده‌اند که نمونه‌های موجود در این پژوهش در چاه ۲ در عمق ۱۰۳-۱۱۵ و چاه شماره‌ی ۴ در عمق ۰-۱۳۵ دیده شده است [۳۳، ۴۲، ۵۶]. ساختار لامیناسیون مورب در عمق ۱۰۳-۱۱۵ و ۲۱۲-۳۰۰ چاه شماره ۲، ۰-۱۳۵ چاه شماره ۴ دیده شده که در رسوبات حاصل از سونامی ۲۰۰۴ هند در جنوب شرق هند نیز توسط یاهلبرگ و ویس شناسایی شده است [۱۳]. با توجه به شکل ۱۳ که میانگین پراکندگی کانی‌های رسی در رسوبات سطحی حوضه‌های اقیانوسی جهان را نشان می‌دهد [۴۰]، انتظار می‌رود که کانی‌های رسی ایلیت، اسمکتیت، کائولینیت و کلریت در دریای عمان نیز دیده شود. امجدی و همکاران در تحقیق خود حضور این کانی‌ها را تایید کردند [۲]. درصد کانی‌های رسی در رسوبات فلات قاره‌ی دریای عمان (ناحیه چابهار) به ترتیب، کائولینیت ۵۲-۷۴ ٪، ایلیت ۱۰-۳۶ ٪، کلریت ۱۰-۱۵ ٪ و اسمکتیت کمتر از ۲ ٪ اندازه‌گیری شده است [۲]. با توجه به جدول ۴ کانی‌های رسی موجود در چاهک شماره ۲ و ۵، کلریت،

[۲] Backwash

مونت‌موریلونیت (اسمکتیت) و ایلیت می‌باشد. فقدان کائولینیت در هر ۲ چاهک، با توجه به درصد بالایی که در مطالعه امجدی و همکاران برای این کانی به دست آمده، قابل‌توجه است. هم‌چنین رسوبات با منشا احتمالی سونامی در چاهک ۲ فاقد هرگونه کانی رسی هستند. لازم به ذکر است که در چاهک شماره ۲ کانی‌های رسی در اعماق دیگر که احتمال آن‌ها برای منشا سونامی پایین‌تر است، دیده می‌شوند (جدول ۴). در چاهک شماره ۵ افق مرتبط با سونامی فاقد کلریت و دارای مونت موریلونیت و ایلیت می‌باشد که احتمالا توسط سونامی به ساحل آورده شده است. با این وجود نمی‌توان بطور حتم حضور یا عدم حضور کانی‌های رسی را به سونامی نسبت داد.



شکل ۱۲. نمودار کج‌شدگی در مقابل جورشدگی (A) (با بازنگری پس از [۳])، موقعیت نمونه‌های این مطالعه در نمودار A و رسوبات محتمل با سونامی (B)



شکل ۱۳. درصد پراکندگی کانی‌های رسی در اقیانوس‌های جهان [۴۰]

شواهد رسوبی زیر در منطقه مطالعه را می‌توان به سونامی نسبت داد:

الف) وجود قطعات دوکفه‌ای شکسته شده در اثر فشار [۱۳، ۲۷]: ۱- چاهک شماره‌ی ۱ (عمق ۹۰-۱۵۰ و ۱۵۰-۲۵۰ سانتی‌متری)، ۲- چاهک ۳ (عمق ۱۱۰ سانتی‌متری).

ب) وجود قاعده فرسایشی، توالی ریز ریزشونده به سمت بالا، لامیناسیون مورب و ساختار وزنی زیرین و جورشدگی خیلی ضعیف رسوبات [۱۳، ۳۳، ۴۲، ۵۵، ۵۶]: ۱- چاهک شماره‌ی۲ (عمق ۱۰۳-۱۱۵ و ۲۱۲-۳۰۰ سانتی‌متری)، ۲- چاهک شماره‌ی ۴ (عمق ۰-۱۳۵ سانتی‌متری) قابل ذکر است.

پ) تغییر ناگهانی ترکیب کانی‌شناسی و یا رنگ رسوبات (جدول ۴): ۱- حضور کانی هماتیت و فقدان کانی‌های دیگر مثل ارتوکلاز، کلریت، مونتموریلونیت، موسکویت در عمق ۱۰۳-۱۱۵ چاهک ۲. ۲- وجود لایه سیاه رنگ (غنی از مواد آلی با جورشدگی ضعیف و ریشه‌ی گیاه) متمایز از لایه‌های بالا و پایین خود. این افق ترکیب کانی‌شناسی متفاوتی (مونتموریلونیت، مسکوویت، ایلیت و هماتیت) نسبت به سایر اعماق (کوارتز، کلسیت، آلبیت و آراگونیت) در چاهک ۵ دارد.

نتیجه‌گیری

با توجه به جداول و اشکال، تعداد ۴ نمونه در این ۵ چاه مطالعه شده، به احتمال بیش‌تری مربوط به سونامی بوده‌اند که ۲ نمونه از آن‌ها در چاهک شماره‌ی ۲، یک نمونه در چاهک شماره‌ی ۴ و یک نمونه در چاهک شماره‌ی ۵ است. در چاهک شماره ۲ در عمق ۱۰۳-۱۱۵ سانتی‌متری ۳ شاهد مرتبط با رسوبات سونامی شامل قاعده‌ی فرسایشی، ریزشوندگی به سمت بالا و لامیناسیون مورب دیده شده و احتمال اینکه این رسوبات مرتبط با سونامی باشد بسیار بالا است. دومین شاهد مربوط به چاهک شماره ۲ در عمق ۲۱۲-۳۰۰ سانتی‌متر می‌باشد که دارای ساختار وزنی زیرین و لامیناسیون مورب است. سومین نمونه که احتمال بوجود آمدن آن توسط سونامی وجود دارد در چاهک شماره ۴ در عمق ۰-۱۳۵ سانتی‌متری قرار دارد و در نهایت چهارمین نمونه نیز به علت تفاوت بارزی که در جورشدگی، میزان مواد آلی، رنگ و درصد دانه‌بندی از خود نشان می‌دهد، جزء نمونه‌هایی قرار می‌گیرد که احتمالا توسط سونامی ایجاد شده‌اند.

واضح است که همه‌ی شواهد مرتبط با سونامی در هر نمونه‌ای دیده نمی‌شود، پس می‌توان بیان کرد که در مناطق مستعد سونامی حضور (حتی) یکی از این شواهد کافی است تا نشان دهد که این رسوبات احتمالا توسط سونامی ایجاد شده‌اند. از نگاهی دیگر به علت اینکه سونامی یک رویداد کوتاه مدت است، رسوبات برجای مانده از آن نمی‌تواند ضخامت زیادی داشته باشد، با این فرض نمونه‌های احتمالی دوم و سوم، باید دقیق‌تر و جزئی‌تر بررسی شود.

تفاوت‌های موجود در ساخت‌های رسوبی، دانه‌بندی، جورشدگی و کانی‌های موجود، می‌تواند بیانگر یک رخداد ناگهانی در عمق ۱۰۳-۱۱۵ سانتی‌متری چاهک شماره‌ی ۲ و ۴۵-۶۰ سانتی‌متری چاهک شماره‌ی ۵ باشد و تاییدی بر منشا غیر عادی (احتمالا سونامی) این رسوبات است. هم‌چنین با توجه به نتایج آزمایش XRD، تفاوت بارزی بین رسوبات همین اعماق با لایه‌های بالا و پایین آن ها مشاهده شد. با این وجود افق محتمل با سونامی در چاهک شماره ۲ فاقد کانی رسی است در حالی که با توجه به مطالعات صورت گرفته، رسوبات دریایی مناطق مجاور دارای این کانی‌ها هستند.

لازم به ذکر است که مطالعه رسوبات سونامی در ایران تاکنون صورت نپذیرفته ولی روش‌های انجام شده در این آزمایش در دیگر نقاط جهان و کشورهایی که سونامی برای آن‌ها مخاطره‌ی معمول‌تری می‌باشد، بررسی و انجام شده است [۱۰، ۱۵، ۱۸، ۲۹]. در مجموع می‌توان نتایج حاصله از مطالعه رسوب‌شناسی در این منطقه را رضایت بخش دانست.

نیاز به آنالیزهای سن‌سنجی در نمونه‌ها کاملا احساس می‌شود و هم‌چنین پیشنهاد می‌شود در منطقه‌ای که چاهک‌های شماره ۲ و ۵ حفر شده، چاهک‌های مختلفی در همان حوالی حفر شود تا سایر ویژگی‌های رسوبات سونامی شامل نازک‌شدگی لایه‌ها به سمت ساحل و ریز شدن دانه‌ها [۱۸]، نیز در این قسمت مورد بررسی قرار گیرد.

جدول ۳. شواهد رسوبی و مختصات ایستگاه‌های نمونه‌برداری

شماره ایستگاه	مختصات جغرافیایی			مشخصات رسوب‌شناسی						سایر ویژگی‌ها
	X	Y	Z	عمق (Cm)	اندازه رسوبات	جور شدگی	کج شدگی	درصد $CaCO_3$	رنگ	
۱	۲۷۴۱۴۹	۲۷۹۶۱۶۲	م	۹۰ ۰	۹۷/۸۱ ٪ ماسه‌ای	۰/۶۸	۰/۱۰	٪ ۶۸/۴۷	قرمز تا قهوه‌ای	فاقد فسیل
				۹۰ ۱۵۰	۹۸/۱۵ ٪ ماسه‌ای	۰/۷۲	۰/۱۰	٪ ۷۲/۷۹	قرمز تا قهوه‌ای	دارای قطعات شکسته فسیل
				۱۵۰ ۲۵۰	۹۷/۳۳ ٪ ماسه‌ای	۰/۹۴	۰/۱۰	٪ ۵۷/۱۸	قرمز تا قهوه‌ای و خاکستری تا کرم	دارای قطعات فسیلی و گراولی
				۲۵۰<						سنگ کف از جنس صخره‌های ساحلی
۲	۲۸۰۰۵۴	۲۷۹۴۷۶۱	م	۴۳ ۰	۹۵/۶۱ ٪ ماسه‌ای	۰/۷۶	۰/۰۴	٪ ۳۷/۴۸	قرمز تا قهوه‌ای	دارای ریشه گیاهان عهد حاضر
				۴۳ ۱۰۳	۵۸/۲۴ ٪ ماسه‌ای، ۴۱/۲۹ ٪ سیلتی	۱/۱	۰/۰۹	٪ ۳۶/۰۴	خاکستری تا کرم	دارای ریشه گیاهان و آثار فعالیت‌های زیستی
				۱۰۳ ۱۱۵	۱۸/۴۴ ٪ گراولی، ۷۴/۲۲ ٪ ماسه‌ای	۱/۸۹	۰/۰۷	٪ ۴۵/۶۵	قرمز تا قهوه‌ای و خاکستری	سطح ناپیوستگی فرسایشی در سطح بالای رسوبات مشخص، قاعده‌ی فرسایشی با گراول‌های ریز شونده به سمت بالا به ماسه‌های خیلی ریز و در نهایت سیلت و گل می‌رسد، دارای کراس لامیناسیون
				۱۱۵ ۱۵۵	۷/۹۳ ٪ گراولی، ۶۸/۰۲ ٪ ماسه‌ای، ۲۳/۴۱ ٪ سیلتی	۲/۰۲	۰/۰۱	٪ ۳۸/۴۴	خاکستری تا قرمز	لایه‌ی گلی با گوه‌ها و لکه‌های پراکنده‌ی ماسه‌ای که به احتمال زیاد توپ‌های ماسه‌ای می‌باشد.
				۱۵۵ ۱۷۶	۹۱/۵۱ ٪ ماسه‌ای	۰/۹۹	۰/۱۵	٪ ۳۲/۴۳	کرم تا صورتی	ماسه‌ی دارای توپ‌های گلی با جورشدگی بالا
				۱۷۶ ۲۱۲	۷۶/۲۹ ٪ ماسه‌ای، ۲۳/۰۶ سیلتی	۱/۷۹	۰/۲۸	٪ ۳۷/۲۴	کرم تا صورتی	ماسه‌ی دارای توپ‌های گلی با جورشدگی بالا
				۲۱۲ ۳۰۰	۶۳/۷۲ ٪ ماسه‌ای، ۳۴/۹ ٪ سیلتی	۱/۷۷	۰/۳	٪ ۶۱/۹۸	خاکستری تیره و قرمز تا قهوه‌ای	ریشه گیاهان، ماسه به صورت پراکنده در گل دیده می‌شود کراس لامیناسیون و توپ‌های گلی کوچک دارد. در عمق ۲۳۰ ندول‌های گلی در اندازه‌ی گراول دیده می‌شود که اندازه‌ی آن‌ها تقریبا ۲ سانتی‌متر و کاملا گرد شده هستند
				۳۰۰ ۳۷۰	۹۵/۳۴ ٪ ماسه‌ای	۰/۶۷	۰	٪ ۴۴/۲۵	قرمز تا قهوه‌ای	
۳	۲۸۸۵	۲۷۹۲	م	۸۰	۹۷/۷۸ ٪ ماسه‌ای	۰/۵۸	۰	٪ ۴۱/۳۲	قهوه‌ای روشن	دارای ریشه گیاهان

		۱۱۰		٪ ۹۹/۳۸ ماسه‌ای	۰/۷	۰	٪ ۸۹/۸۵	قهوه‌ای روشن	دارای قطعات فسیلی
		۲۵۰							برخورد به سنگ کف
۴	۳۰۰۱۹۷	۱۳۵۰	۲۷۸۹۷۲۸	٪ ۸۲/۷۷ ماسه‌ای، ٪ ۱۶/۵۲ سیلتی	۱/۴۱	۰/۲۲	٪ ۳۶/۵۲	قرمز تا قهوه‌ای	دارای لایه‌ای از گل به ضخامت ۲ سانتی‌متر در عمق ۱۰ ۱۲ سانتی‌متر. در عمق ۱۲ ۱۳ گراول ریز دانه یا ساخت شبیه کانال و در زیر آن‌ها ماسه‌های بادی حاوی کراس لامیناسیون که به سمت بالا ریز می‌شوند.
		۱۷۰	۲	٪ ۹۰/۲ سیلتی، ٪ ۹/۴۷ گلی، ٪ ۰/۳۳ ماسه‌ای	۱/۴۲	۰/۲۸	٪ ۳۴/۱۱	خاکستری	
		۲۲۰		٪ ۹۱/۰۳ سیلتی، ٪ ۸/۴۶ گلی	۱/۳۷	۰/۲۸	٪ ۳۲/۴۳	خاکستری	
۵	۳۱۶۶۶۳	۱۵۰	۲۷۸۳۰۸۳	٪ ۸۶/۸۹ سیلتی، ٪ ۱۰/۲۶ ماسه‌ای	۱/۰۶	۰/۰۷	٪ ۳۰/۷۵	گل خاکستری و ماسه روشن	تناوب از لایه بتدی گل و ماسه، ۳ لایه گل ضخیم و ۲ لایه ماسه نازک
		۴۰ ۱۵		٪ ۹۶/۰۱ ماسه‌ای	۰/۶۳	۰/۰۸	٪ ۷۳/۹۹	قهوه‌ای روشن	در عمق ۱۵ ۳۰ سانتی‌متری فاقد لامیناسیون و در عمق ۳۰ ۴۰ سانتی‌متری دارای لامیناسیون می‌باشد.
		۴۵ ۴۰		٪ ۹۴/۰۱ ماسه‌ای، ٪ ۵/۹۹ سیلتی	۰/۶۶	۰/۰۸	٪ ۶۲/۲۲	قرمز تا قهوه‌ای	
		۶۰ ۴۵		٪ ۵۲/۳۱ ماسه‌ای، ٪ ۴۶/۳۱ سیلتی	۱/۳۳	۰/۰۲	٪ ۳۰/۷۵	سیاه	غنی از مواد آلی، به دست عم رنگ سیاه می‌دهد دارای ریشه گیاهان
		۷۰ ۶۰		٪ ۹۴/۶۳ ماسه‌ای	۰/۶۹	۰/۰۵	٪ ۷۲/۰۷	قهوه‌ای روشن	دارای لامیناسیون و ریشه گیاهان
		۸۰ ۷۰		٪ ۹۵/۹۸ ماسه‌ای	۰/۶۵	۰/۰۲	٪ ۷۱/۳۵	تیره رنگ	دارای لامیناسیون
		۹۰ ۸۰		٪ ۹۴/۲۲۱ ماسه‌ای	۰/۶۷	۰/۰۵	٪ ۳۷/۴۸	روشن تا مایل به قهوه‌ای	لامیناسیون روشن
		۹۰ ۱۰۰		٪ ۸۷/۰۹ ماسه‌ای، ٪ ۱۲/۰۷ سیلتی	۰/۸۴	۰/۰۶	٪ ۵۶/۷۰	خاکستری	دارای لامیناسیون
		۱۰۰ ۱۲۰		٪ ۹۵/۳ ماسه‌ای	۰/۶۸	۰/۰۷	٪ ۷۰/۱۵	خاکستری تیره	افق آبدار

جدول ۴. کانی‌های موجود در هر چاهک (نتایج آزمایش XRD)

چاهک	Depth	Calcite	Quartz	Albie	Aragonite	Orthoclase	Chlorite	Montmorillonite	Muscovite - illite	Hematite
2	0-43	✓	✓	✓		-	✓	-	-	-
	43-103	✓	✓	✓	-	✓	✓	✓	-	-
	103-115	✓	✓	✓	-	-	-	-	-	✓
	115-123	✓	✓	✓	✓	-	✓	-	✓	-
	123-155	✓	✓	✓	✓	-	✓	-	✓	-
	155-176	✓	✓	✓	✓	-	-	-	-	-
	176-212	✓	✓	✓	✓	-	-	-	-	-
	212-300	✓	✓	✓	✓	-	-	-	-	-
	300-370	✓	✓	✓	✓	-	-	-	-	-
5	0-15	✓	✓	✓	✓	✓	-	-	-	-
	15-40	✓	✓	✓	✓	✓	-	-	-	-
	40-45	✓	✓	✓	✓	✓	-	-	-	-
	45-60	✓	✓	✓	✓	-	-	✓	✓	✓
	60-70	✓	✓	✓	✓	✓	-	-	-	-
	70-80	✓	✓	✓	✓	✓	-	-	-	-
	80-90	✓	✓	✓	✓	✓	-	-	-	-
	90-100	✓	✓	✓	-	-	✓	-	-	-
	100-120	✓	✓	✓	✓	✓	-	-	-	-

منابع

[۱] آقانباتی، ع (۱۳۸۵) زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.، ۵۸۶ صفحه.

[۲] امجدی، ص.، موسوی‌حرمی، ر.، محمودی قرائی، م.، محبوبی، ا.، و علیزاده کتک لاهیجانی، ح (۱۳۹۰) کانی‌شناسی رس‌های موجود در رسوبات فلات قاره دریای عمان ناحیه چابهار و ارتباط آن با برخاستگاه رسوبات، اقیانوس‌شناسی، سال دوم، جلد ۸، صفحه ۱ ۱۰.

[۳] اهری‌پور، ر.، و مصدق، ح (۱۳۸۵) مبانی رسوب‌شناسی، جلد ۱، دامغان: سازمان آموزشی و انتشاراتی فرهیختگان علوی، ۳۶۳ صفحه.

[۴] حمزه، م.، جوکار، ر.، و بسکله، غ (۱۳۹۲) طبقه‌بندی سواحل ایرانی دریای عمان بر پایه‌ی رسوب‌شناسی و ریخت‌شناسی (خلیج چابهار تا خلیج گواتر)، در سی و دومین گردهمایی و نخستین کنگره بین‌المللی تخصصی علوم زمین.

[۵] خیرالدین، ع.، سیوندی‌پور، ع.، و کاشفی، س (۱۳۹۰) بررسی زلزله و سونامی منطقه توهوکو کشور ژاپن در سال ۲۰۱۱، پژوهشنامه زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، سال چهاردهم، شماره سوم و چهارم، صفحه ۱ ۲۰.

[۶] درویش‌زاده، ع (۱۳۸۹) زمین‌شناسی ایران، موسسه انتشارات امیرکبیر، ۴۳۴ صفحه.

[۷] غریب‌رضا، م.، و معتمد ، ا (۱۳۸۵) خطوط ساحلی و توالی رسوبی کواترنر پسین در منطقه خلیج چابهار، علوم زمین، جلد ۶۱، صفحه ۱۵۰ ۱۵۹.

[۸] مختاری، م (۱۳۸۹) مکران ناحیه مستعد سونامی در سواحل جنوب شرقی ایران، پژوهش‌های دانش زمین، جلد ۲، صفحه ۳۹ ۴۹.

[۹] نگارش، ح. و پودینه، م (۱۳۸۹) سونامی و احتمال وقوع آن در ایران، مجموعه مقالات چهارمین کنگره بین‌المللی جغرافیدانان جهان اسلام، صفحه ۱ ۲۰.

[10] Andrade, V., Rajendran, K., & Rajendran, C. P (2014) Sheltered coastal environments as archives of paleo-tsunami deposits: Observations from the 2004 Indian Ocean tsunami, Journal of Asian Earth Sciences, vol. 95, 331-341.

[11] Babu, N., Suresh Babu, D. S., & Mohan Das, P. N (2007) Impact of tsunami on texture and mineralogy of a major placer deposit in southwest coast of India, Environmental Geology, vol. 52, 71-80.

[12] Bahlburg, H (2008) Storm and tsunami deposits in light of cyclone Nargis, Burma, May 2 and 3, 2008, Abstracts of the 26th IAS

Meeting of Sedimentology, Bochum, Germany, 1-3 September 2008, vol. 58, 42.
[13] Bahlburg, H., & Weiss, R (2007) Sedimentology of the December 26, 2004, Sumatra tsunami deposits in eastern India (Tamil Nadu) and Kenya, International Journal of Earth Sciences, vol. 96, 1195-1209.
[14] Berberian, M (2014) Earthquake and Coseismic Active Faulting on the Iranian Plateau, A Historical, Social and Physical Approach, Elsevier, 776.
[15] Bondevik, S., Inge Svendsen, J., & Mangerud, J (1997) Tsunami sedimentary facies deposited by the storegga tsunami in shallow marine basin and coastal lake, Western Norwey, Sedimentology, vol. 44, 1115-1131.
[16] Bourgeois, J., Hansen, T. A., Wiberg, P. L., & Kauffman, E. G (1988) A Tsunami deposit at the Cretaceous-Tertiary Boundary in Texas Science, vol. 241, 567-570.
[17] Boyajian, G. E., & Thayer, C. W (1995) Clam Calamity: A Recent Supratidal Storm-Deposit as an Analog for Fossil Shell Beds, Palaios, vol. 10 (5), 489-494.
[18] Bryant, E (2014) Tsunami: The Underrated Hazard, 3rd ed., Praxis, 222.
[19] Burg, J. P., Dolati, A., Bernoulli, D., & Smit, J (2013) Structural style of the Makran Tertiary accretionary complex in SE-Iran, Frontiers in Earth Sciences, vol. 5, 239-259.
[20] 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 Geophysics, vol. 97, 449-478.
[21] Dahayanake, K., & Kulasena, N (2008) Geological evidence for paleo-tsunamis in SeriLanka, Science of Tsunami Hazard, vol. 27, 54-61.
[22] Dawson, A. G., & Stewart, I (2007) Tsunami deposits in the geological record, Sedimentary Geology, vol. 200, 166-183.
[23] De Martini, P. M., Burrato, P., Pantosti, D., Maramai, A., Graziani, L., & Abramson, H (2003) Identification of tsunami deposits and liquefaction features in the Gargano area (Italy): Paleoseismological implication, Annals of Geophysics, vol. 46, 883-902.
[24] Deicke, M., Karius, V., Jahnke, W., Kallweit, W., Rebens, M., & Reyer, D (2007) Charakterisierung von Sturmflutablagerungen auf Hallig Hooge – Quantifizierung des Sedimentwachstums seit 1914, Coastline Reports, vol. 9, 93-102.
[25] Delisle, G., von Rad, U., Andruleit, H., von Daniels, C. H., Tabrez, A. R., & Inam, A (2002) Active mud volcanoes on-and offshore eastern Makran, Pakistan, Earth Science, vol. 91, 93-110.
[26] Dolati, A., & Burg, J. P (2013) Preliminary fault analysis and paleostress evolution in the Makran Fold-and-Thrust Belt in Iran, Frontiers in Earth Sciences, vol. 5, 261-277.
[27] Donato, S. V., Reinhardt, E. G., Boyce, J. I., Rothaus, R., & Vosmer, T (2008) Identifying tsunami deposits using bivalve shell taphonomy, Geology, vol. 36 (3), 199-202.
[28] Engel, M., Brückner, H., Wennrich, V., Scheffers, A., Kelletat, D., Vött, A., Schäbitz, F. Daut, G. Willershäuser, T. and. May, S. M (2010) Coastal stratigraphies of eastern Bonaire (Netherlands Antilles): new insights into the palaeo-tsunami history of the southern Caribbean, Sedimentary Geology, vol. 231, 221-245.
[29] Engel, M., & Brückner, H (2011) The identification of palaeo-tsunami deposits-a major of challenge in coastal sedimentary research, Coastal Reports, vol. 17, 65-80.
[30] Farhoudi, G., & Karig, D. E (1977) Makran of Iran and Pakistan as an active arc system, Geology, vol. 5, 664-668.
[31] Font, E., Nascimento, C., Omira, R., Baptista, M. A., & Silva, P. F (2010) Identification of tsunami-induced deposits using numerical modeling and rock magnetism techniques: A study case of the 1755 Lisbon tsunami in Algarve, Portugal, Physics of the Earth and Planetary Interiors, vol. 182, 187-198.
[32] Font, E., Veiga-Pires, C., Pozo, M., Nave, S., Costas, S., Ruiz Muñoz, F., Abad, M. Simões, N. Duarte, S. and Rodríguez-Vidal, J (2013) Benchmarks and sediment source(s) of the 1755 Lisbon tsunami deposit at Boca do Rio Estuary, Marine Geology, vol. 343, 1-14.
[33] Gelfenbaum, G., & Jaffe, B. E (2003) Erosion and sedimentation from the 17 July, 1998 Papua New Guinea Tsunami, Pure and Applied Geophysics, vol. 160, 1969-1999.
[34] Goff, J., McFadgen, B. C., & Chagué-Goff, C (2004) Sedimentary differences between the 2002 Easter storm and the 15th-century Okoropunga tsunami, southeastern North Island, New Zealand, vol. 204, 235-250.
[35] Grando, G., & McClay, K (2007) Morphotectonics domains and structural styles in the Makran accretionary prism, offshore Iran, Sedimentary Geology, vol. 196, 157-179.
[36] Heck, N. H (1947) List of seismic sea waves, Bulletin of Seismological Society of America, vol. 37 (4), 269-286.
[37] Heidarzadeh, M., & al, e (2008) Evaluating Tsunami Hazard in the Northwestern Indian Ocean, Pure and Applied Geophysics, vol. 165, 2045-2058.

Charoentitirat, T (2009) Diatom assemblages in tsunami deposits associated with the 2004 Indian Ocean tsunami at Phra Thong Island, Thailand, Marine Micropaleontology, vol. 73, 70-79.

[51] Schluter, H. U., Prexl, A., Gaedicke, C., Roeser, H., Reichert, C., Meyer, H., & Von Daniels, C (2002) The Makran accretionary wsdge: sediment thickness and ages and the origin of mud volcanoes, Marine Geology, vol. 185, 219-232.

[52] Senavirathne, C., Ranasinghe, P. N., & Pitawala, H. M (2013) Sedimentolgy and geochemical evidence for paleo-tsunami and environmental change from coastal sediments, Southeastern Seri Lanka, Proceeding to 29th Technical Sessions of Geological Society of Sri Lanka, 87-90.

[53] Shi, S., & Smith, D. E (2003) Coastal tsunami geomorphological impacts and sedimentation processes: Case studies of modern and prehistorical events, International Conference on Estuaries and Cost, Hangzhou, China, 189-198.

[54] Smit, J., Montanari, A., Swinburne, N. M., Alvarez, W., Hildebrand, A. R., Margolis, S. V., Claeys, P., Lowrie, W. and Asaro, F (1992) Tektite-bearing, deep-water clastic unit at the Cretaceous-Tertiary boundary in northeastern Mexico, Geology, vol. 20, 99-103.

[55] Srinivasalu, S., Rajeshwara Rao, N., Thangadurai, N., Jonathan, M. P., Roy, P. D., Ram Mohan, V., & Saravanan, P (2009) Characteristics of 2004 tsunami deposits of the northern Tamil Nadu coast, southeastern India, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, vol. 61 (1), 111-118.

[56] Srisutam, C., & Wagner, F. F (2010) Tsunami sediment characteristics at the Thai Andaman coast, Pure and Applied Geophysics, vol. 167, 215-232.

[57] Synolakis, C., Imamura, F., Tsuji, Y., Masutomi, H., Tinti, S., Cook, B., Chandra, Y. P, and Usman, M (1995) Damage, conditions of east Java tsunami of 1994 analyzed, Eos Transactions American Geophysical Union, vol. 76, 257-262.

[58] Szczuciński, W., Chaimanee, N., Niedzielski, P., Rachlewicz, G., Saisuttichai, D., Tepsuwan, T., Lorenc, S. and Siepak, J (2006) Environmental and Geological impacts of the 26 December 2004 Tsunami in coastal zone of Thailand–overview of short and long-term effects, Polish Journal of environmental Studies, vol. 15, 793-810.

[59] Tuttle, M. P., Ruffman, A., Anderson, T., & Jeter, H (2004) Distinguishing tsunami from storm deposits in eastern North America: the

[38] Horton, B. P., Rossi, V., & Hawkes, A. D (2009) The sedimentary record of the 2005 hurricane season from the Mississippi and Alabama coastlines, Quaternary International, vol. 195, 15-30.

[39] Kidd, R. G., & McCall, G. J (1985) Plate tectonics and the evolution of Makran, East Iran Project, vol. 1, 564-618.

[40] Kortekaas, S., & Dawson, A. G (2007) Distinguishing tsunami and storm deposits: An example from Martinhal, SW Portugal, Sedimentary Geology, vol. 200, 208-221.

[41] Marcel, C. H., & Vernal, A. D (2007) Proxies in Late Cenozoic Paleoceanography, vol. 1, Developement in Marine Geology, 2007, 843.

[42] Matsumoto, D., Naruse, H., Fujino, S., Surphawajruksakul, A., Jarupongsakul, T., Sakakura, N., & Murayama, M (2008) Truncated flame structures within a deposit of the Indian Ocean Tsunami: evidence of synsedimentary deformation, Sedimentology, vol. 55, 1559-1570.

[43] Morales, J. A., Borrego, J., San Miguel, E. G., López-Gonzáleza, N., & Carro, B (2008) Sedimentary record of recent tsunamis in the Huelva Estuary (southwestern Spain), Quaternery Science Reviews, vol. 27, 734-746.

[44] Morton, R. A., Gelfenbaum, G., & Jaffe, B. E (2007) Physical criteria for distinguishing sandy tsunami and storm deposits using modern examples, Sedimentary Geology, vol. 200, 184-184.

[45] Nott, J (2006) Tropical cyclones and the evolution of the sedimentary coast of northern Australia, Journal of Coastal Research, vol. 22, 49-62.

[46] Paris, R., Lavigne, F., Wassmer, P., & Sartohadi, J (2007) Coastal sedimentation associated with the December 26, 2004 tsunami in Lhok Nga, west Banda Aceh (Sumatra, Indonesia), Marine Geology, vol. 238, 93-106.

[47] Parsons, M. L (1998) Salt Marsh Sedimentary Record of the Landfall of Hurricane Andrew on the Louisiana Coast: Diatoms and Other Paleoindicators, Journal of Coastal Research, vol. 14 (3), 939-950.

[48] Richmond, B. M., Jaffe, B. E., Gelfenbaum, G., & Morton, R. A (2006) Geologic Impacts of the 2004 Indian Ocean Tsunami on Indonesia, Sri Lanka, and the Maldives, Zeitschrift für Geomorphologie, vol. 146, 235-251.

[49] Satake, K (1994) Study of recent tsunamis sheds light on earthquakes, Eos Transactions American Geophysical Union, vol. 75, 3.

[50] Sawai, Y., Jankaew, K., Martin, M. E., Prendergast, A., Choowong, M., &

1929 Grand Banks Tsunami versus the 1991 Halloween Storm, vol. 75, 117-131.

[60] Vött, A., Lang, F., Brückner, H., Gaki-Papanastassiou, K., Maroukian, H., Papanastassiou, D., Giannikos, A., Hadler, Handl, M. Ntageretzis, K., Willershäuser, T. and Zander, A (2011) Sedimentological and geoarchaeological evidence of multiple tsunamigenic imprint on the Bay of Palairos-Pogonia (Akarnania, NW Greece), Quaternary International, vol. 242, 213-239.

[61] Wang, P., & Horwitz, M. H (2007) Erosional and depositional characteristics of regional overwash deposits caused by multiple hurricanes, Sedimentology, vol. 54, 545-564.

[62] White, R. S (1982) Recent fold development in the Gulf of Oman,Earth Planet, Earth Planet, vol. 36, 85-91.

[63] Wiedicke, M., Neben, S., & Spiess, V (2001) Mud volcanoes at the front of the Makran accretionary complex, Pakistan, Marine Geology, vol. 172, 57-73.

[64] Williams, H. L (2009) Stratigraphy, sedimentology, and microfossil content of Hurricane Rita storm surge deposits on southwest Louisiana, Journal of Coastal Research, vol. 25, 1041-1051.

[65] Yeh, H., Imamura, F., Synolakis, C., Tsuji, Y., Liu, P., & Shi, S (1993) The Flores Island tsunamis, Eos Transactions American Geophysical Union, vol. 74, 369-373.

[66] von Rad, U., Berner, U., Delisle, G., Doose-Rolinski, H., Fechner, N., Linke, P., Luckage, A., Roeser, H. A., Schmaljohann, R. and Wiedicke, M (2000) Gas and fluid venting at the Makran accretionary wedge off Pakistan, Geo-Marine Letters, vol. 20, 10-19.