

## ارزیابی تغییرات تنش لرزه‌ای در پهنه مکران

مهرداد مصطفی زاده<sup>۱\*</sup> و لایلا مهشادینیا<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup>استادیار، پژوهشکده زلزله‌شناسی، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران  
<sup>۲</sup>کارشناس ارشد، پژوهشکده زلزله‌شناسی، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

(دریافت: ۱۴۰۰/۰۹/۰۲، پذیرش: ۱۴۰۰/۱۲/۲۸)

### چکیده

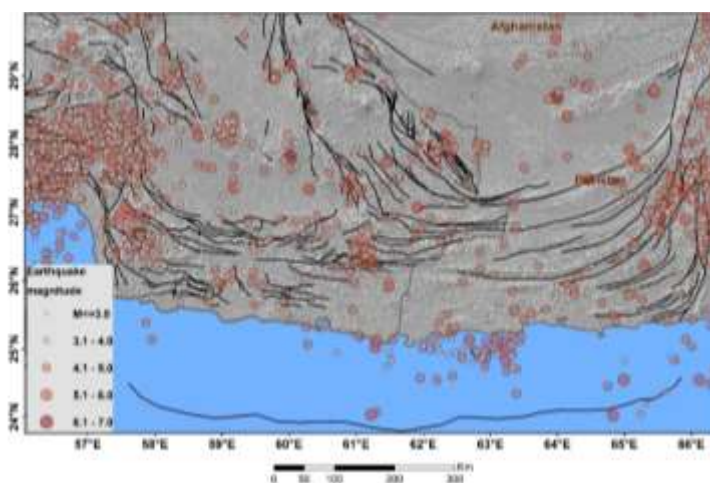
پهنه مکران با طولی متجاوز از ۹۰۰ کیلومتر در جنوب خاور ایران و جنوب پاکستان، تنها بخش از فلات ایران است که در آن پوسته اقیانوسی صفحه عربی با شیب کم به سوی شمال، به زیر پوسته قاره‌ای ایران فرورانش دارد. مکران بین دو پهنه برخوردی قاره‌ای-قاره‌ای زاگرس و هیمالیا، محصور شده است. فرورانش پوسته اقیانوسی در راستای سطوح گسلی با شیب به سمت شمال از کرتاسه آغازین شروع شده است. با توجه به فعالیت زمین‌ساختی، ادامه فرورانش و وجود پهنه گسلی-رانندگی با درازای بالا در بخش شمالی فرورانش مکران و حاشیه شمالی دریای عمان، موجب گردیده است که این منطقه از خطرپذیری بسیار بالایی متأثر از وقوع زمین‌لرزه‌های قوی و سونامی ناشی از آن برخوردار باشد. در این مطالعه نوار مکران با در نظر گرفتن پارامترهای لرزه‌خیزی در نظر گرفته شده در رابطه گوتنبرگ-ریشتر، مورد ارزیابی قرار گرفت. به عبارتی ویژگی آماری زمین‌لرزه‌ها با در نظر گرفتن توزیع فضایی و زمانی آنها لحاظ شد. به همین منظور داده‌های پایه مرتبط با گسلس و لرزه‌خیزی به همراه بزرگای زمین‌لرزه‌ها، مورد بررسی قرار گرفت. پایه و اساس این آنالیز تعیین پارامتر لرزه‌خیزی (b) بود که بر اساس محاسبه توزیع فراوانی بزرگا و انتگرال همبستگی محاسبه گردید. در این روش توزیع زمانی و فضایی پارامترها، ویژگی تجمعی داده‌ها و سطح تنش زمین‌ساختی منطقه مرتبط با فرایندهای مختلف لرزه‌زمین‌ساختی متفاوت از دیگر روش‌ها لحاظ شده است. به منظور محاسبه این پارامترها از داده‌های لرزه‌ای مختلف (پایگاه‌های داخلی و خارجی) استفاده گردید. با در نظر گرفتن توزیع رومرکز و بزرگای زمین‌لرزه‌ها، میزان تغییرات پارامتر لرزه‌خیزی در منطقه بین  $1/6 < b < 1/8$  برآورد شد. بر اساس نتایج به دست آمده از تغییرات پارامتر لرزه‌خیزی، تغییرات اختلاف تنش حداکثری و حداقلی ( $\sigma_1 - \sigma_3$ ) در منطقه محاسبه (۴۵۰-۶۲ مگاپاسکال) گردید.

**واژه‌های کلیدی:** پهنه مکران، لرزه‌خیزی، پارامتر b، توزیع مکانی اختلاف تنش

## ۱ مقدمه

منطقه مکران با طولی حدود ۹۰۰ کیلومتر در جنوب خاور ایران (از خاور تنگه هرمز) و جنوب باختر پاکستان (تا باختر بندر کراچی) بخشی از کمربند زلزله خیز آلپ-همیالیا است. زون ساختاری مکران نوعی منشور برافزایشی است که در فرادیواره یک زون فرورانش کم ژرفا جای دارد. یکی از دلایل لرزه خیزی نسبتاً کم مکران (پلت و همکاران، ۱۹۸۸؛ ۱۹۸۵؛ کوپ و همکاران، ۲۰۰۰) نسبت به سایر مناطق فرورانش جهان می تواند شیب کم صفحه فرورانش باشد. پهنه مکران در مرز خاوری پس

از گذر از بلوچستان پاکستان تا محور لاس بلا ادامه می یابد. در امتداد محور لاس بلا، گسل های چپگرد چمن، قضاوند و ارنانچال قرار دارند که معرف یک پهنه انتقالی بین پهنه های فرورانش مکران و برخوردی هنداوراسیاست. پهنه مکران در مرز باختری، توسط سامانه گسلی زندانمینابالامی (ZMP) از پهنه برخوردی زاگرس جدا می شود. این سامانه مرز بین دو صفحه همگرای قاره ای زاگرس و پوسته اقیانوسی فعال دریای عمان محسوب می شود (شکل ۱).



شکل ۱. موقعیت و گسل های اصلی در پهنه فرورانش مکران. نقشه زمینه، داده های رقومی ارتفاعی (SRTM 30m) است.

ساختارهای اساسی منطقه شامل چین ها و گسل ها می باشد. چین های مکران روند تقریبی خاوری-باختری دارند که با جهت بیشینه کوتاه شدگی و فشار بیشینه در راستای شمال خاور، هماهنگی دارد. کوتاه شدگی، بیشتر، با راندگی همراه است، به گونه ای که به تقریب، مرز بسیاری از واحدهای سنگ چینه ای از نوع راندگی است. غالباً تاقدیس ها باریک و برگشته بوده و همراه با ناودیس هایی نامتقارن با جهت محوری خاوری-باختری دیده می شود. فرورانش فعال مکران با چین خوردگی، کوتاه شدگی و

با پسروی خط ساحلی همراه است. شدت چین خوردگی از شمال به جنوب، کاهش می یابد، به گونه ای که در مکران ساحلی چین خوردگی و گسلش معکوس وجود ندارند و یا بسیار ناچیز و اتفاقی هستند. با پیشرفت فرورانش، از زمان پالئوسن، حوضه اقیانوسی به سمت جنوب و به صورت مرحله ای جابه جا شده است. در هر مرحله از این جابه جایی، باریکه ای از گوه رسوبی، طی پدیده روراندگی، بر روی بلوک قاره ای در شمال اضافه می شود. بنابراین از جنوب به شمال افزایش سن، میزان بالآآمدگی، ارتفاع، تراکم گسل ها و چین های فعال و

راندگی جدایی فعال در عمق ۱۵-۱۰ کیلومتری در زیر مکران داخلی است (دولتی و برگ، ۲۰۱۳). مرکز سطحی زمین‌لرزه‌ها و داده‌های لرزه‌ای در قسمت دریایی نشانگر فرورائش لیتوسفر اقیانوسی با شیئی کمتر از ۳ درجه به سمت شمال بوده است. عمق این صفحه در زیر گودال جازموریان به ۳۰ کیلومتر می‌رسد (کوپ و همکاران، ۲۰۰۰) براساس مشاهدات زمین‌ریخت‌شناسی و لرزه‌شناسی ساحلی، در برخی مطالعات منطقه فرورائش را شامل دو حوزه متفاوت دانسته‌اند که در خاور و باختر زمین درز سیستم واقع شده‌اند، ساختاری که ادامه سیستم گسل سونیا واقع در دریا است (برنی و همکاران، ۱۹۹۲). آتشفشان‌های کواترنری در بخش خاوری مکران (مثلاً آتشفشان سلطان در پاکستان) فاصله بیشتری از پیش کمان خود نسبت به بخش باختری آن دارند (مانند آتشفشان‌های بزمان و تفتان).

بررسی لرزه‌خیزی مکران باختری (در ایران) در پیرامون سامانه گسلی میناب نشان می‌دهد که کمابیش منطقه از نظر لرزه‌ای فعال است. به طوری که در سال ۲۰۱۳ زمین‌لرزه میناب (یا گوهران) با بزرگای ۶/۱ در پیرامون سامانه گسلی میناب روی داد. دگرشکلی راستگرد حاکم بر این ناحیه از مکران عامل ایجاد گسیختگی‌هایی بود که در اثر این زمین‌لرزه در منطقه ایجاد گردید (پنی و همکاران، ۲۰۱۷). لازمه مطالعات برآورد خطر زمین‌لرزه داشتن شناخت کافی درباره ساختار پوسته، دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها و پارامترهای چشمه‌های لرزه‌زا است. لرزه‌خیزی، بیانگر اندازه‌ای از فعالیت‌های لرزه‌ای در فضا و زمان است که برای یک ناحیه اندازه‌گیری می‌شود.

نتایج حاصل از لرزه‌نگاری بازتابی در بخش خشکی گوه برافزایشی مکران باختری یک ساختار شبه گوه برافزایشی را نشان می‌دهد (مختاری و همکاران، ۲۰۱۹). قسمت اعظم گوه دارای سرعت نسبی لرزه‌ای پایین است. این ساختار توسط لایه‌هایی با سرعت بالاتر به طرف شمال

همچنین تغییر شکل‌ها و دگرگونی در فلیش‌ها دیده می‌شود (کید و مک کال، ۱۹۸۵).

ساختار مکران، دارای الگوی فلسی است که با گسل‌های معکوس پر شیب مرزبندی می‌شوند و سبب پیشرفت راندگی فلس‌ها از پس‌بوم (NE) به سمت پیش‌بوم (SW) شده است. سن آغاز تشکیل این ساختار میوسن است و تا حال حاضر با کاهش شدت همگرایی ادامه دارد. به دلیل تداوم فرورائش، این ساختار فلسی تاکنون فعال و همراه با فرایش عمل نموده است. نرخ فرورائش مکران به طور جزئی از باختر به خاور افزایش می‌یابد (ورنانت، ۲۰۰۴). این میزان برخاستگی در سراسر طول مکران (مکران باختری و خاوری) یکسان نیست. نرمنند و همکاران (۲۰۱۹) با استفاده از تعیین سن تراس‌های حاشیه ساحلی دریای عمان در گستره تنگ و پسابندر میزان نرخ برخاستگی را بین ۰/۰۵ تا ۱/۲ میلی‌متر در سال در راستای خاوری-باختری به دست آوردند. بر اساس مطالعات ژئودزی، نرخ همگرایی بین ساحل مکران (ایستگاه جی‌پی‌اس چابهار) و اوراسیا، در حدود ۸ میلی‌متر به دست آمده است (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴). این نرخ کوتاه‌شدگی موجود در داخل گوه بر هم افزایشی است. تداوم همگرایی و فرورائش پوسته اقیانوسی عمان با بالا آمدگی پیوسته پادگانه‌های دریایی ساحلی در زمان حال به همراه پیشروی خط ساحل به سمت دریا تایید می‌شود (ویگنی و همکاران، ۲۰۰۶). این شواهد نشانگر عملکرد زمین‌ساخت زیرسطحی و فعالیت راندگی‌های نهان در امتداد و بالای سطح جدایشی فعال است. دگرریختی موجود در منطقه مکران با دو افق اصلی شیل‌های میوسن میانی و شیل‌های الیگوسن بالایی به‌عنوان سطوح جدایشی از نوع زمین‌ساخت نازک پوسته (Thin skin) است. گلفشان‌های مکران ساحلی از راندگی‌های جدایی الیگوسن بالایی نشأت گرفته‌اند. از سویی دیگر داده‌های لرزه‌ای در قسمت دریایی نشانگر وجود یک

و نیز گوشته پرسرعت در اعماق ۳۵-۳۰ کیلومتر محدود شده است (موقری و همکاران ۱۳۹۳). مختاری و همکاران (۲۰۱۹) در تحلیل داده‌های توموگرافی، برای صفحه فرورونده یک شیب ملایم ۳-۵ درجه در فاصله ۵۰ تا ۱۵۰ کیلومتری شمال ساحل دریای عمان به دست آوردند. نتایج به دست آمده نشان می‌دهد که بخش زیر سطحی مکران شمالی (در ژرفای ۲۰ کیلومتر) دارای سرعت‌های میانگین پوسته‌ای یا حتی بالاتر است. این بی‌هنجاری بیانگر در هم آمیختگی مواد مافیک افیولیتی و سنگ‌های دگرگونی است که دارای بی‌هنجاری سرعتی بالا است.

در حال حاضر روش‌های متفاوتی برای یافتن گستره‌هایی با احتمال لرزه‌خیزی بیشینه به کار گرفته می‌شود (گوروشکو و همکاران، ۲۰۰۰؛ انسل و ویس، ۲۰۰۰). در روش ویمر و ویس (۱۹۹۷) و اکی (۱۹۸۴) بر پایه تئوری اسپیریتی، زمین‌لرزه‌های بزرگ در بخشی از گسل‌ها با بیشترین مقاومت در برابر کرنش تجمع یافته رخ می‌دهند. در این بخش از گسل‌ها پس از گذراندن یک دوره آرامش لرزه‌ای در مجاورت نواحی فعال لرزه‌ای یک زمین‌لرزه بزرگ روی می‌دهد. بر اساس این انگاره، زمان بازرخداد برای بزرگای مشخص می‌تواند به‌عنوان یک پارامتر محلی در نقاط مختلف گسل محاسبه شود و نقاطی که دارای مقدار کمینه زمان بازگشت مکانی هستند، به‌عنوان محتمل‌ترین نقاط برای رویداد زمین‌لرزه معرفی می‌شود. بنابراین اسپیریتی‌ها زمان گسیختگی‌های لرزه‌ای را کنترل می‌کنند.

ارزیابی ویژگی فرکتال برای اولین بار توسط اکوبو و آکی (۱۹۸۷) بر روی گسل سن آندریاس انجام شد. آویلرز و همکاران (۱۹۸۷) در مقیاس ۱ تا ۱۰۰ کیلومتر بر روی سیستم گسلی سان آندریاس بعد فرکتال را به میزان ۱/۰۰۱ و در مقیاس خیلی کوچک‌تر مقدار ۱/۰۱ را برآورد نمودند. هیراتا (۱۹۸۹) با مطالعه بر روی بخش کوتاه‌تر سیستم گسلی منطقه‌ای از ژاپن بعد فرکتال را

محاسبه مقادیر پارامتر موردنظر را بین ۱/۶-۰/۷ تعیین نمودند. هیراتا در این بررسی دو نوع گسل را مورد ارزیابی قرار داد. در حالت اول این بررسی نقشه گسل تنها در برگیرنده گسل‌های اصلی منطقه بوده است و در مرحله دوم مطالعه در برگیرنده گسل‌های اصلی نبوده و تنها به ارائه گسل‌های فرعی اکتفا نموده است. در بررسی نوع اول با در نظر گرفتن توزیع فضایی گسل‌ها در مقیاس‌های ۲ الی ۲۰ کیلومتر همسویی توزیع فرکتال گسل‌ها در این مقیاس مشاهده گردیده است. مقدار بعد فرکتال محاسبه شده در قسمت‌های مرکزی ژاپن حدود ۱/۶ و با دور شدن از قسمت‌های مرکزی تا حدود ۱/۰۵ کاهش یافته است. در بررسی گسل‌های اصلی، ویژگی تراکم توزیع گسلی در نقشه معیار، حاکم بوده است. مقدار فراکتال محاسبه شده در مطالعه گسل‌های فرعی هیراتا برابر با  $D < I$  برآورد شده است.

## ۲ روش تحقیق

رابطه بازگشتی گوتنبرگ-ریشتر قدیمی‌ترین رابطه برای اندازه‌گیری لرزه‌خیزی است:

$$\log(N) = a - bM \quad (۱)$$

که تعداد  $N$  زمین‌لرزه‌ها با بزرگای برابر و یا بیش از  $M$  بر اساس مقادیر ثابت  $a$  و  $b$  (پارامترهای گوتنبرگ-ریشتر) محاسبه می‌شوند. پارامترهای ثابت با لرزه‌خیزی ناحیه مرتبط هستند؛ به نحوی که  $a$  وابسته به ویژگی‌های زمین‌ساختی ناحیه و  $b$  شیب خط در نمودار  $\log(N)$  ناحیه است ( $b$  هرچه بیشتر باشد نمایانگر تعداد کمتر زمین‌لرزه با بزرگای بیشتر در آن ناحیه است). پارامترهای لرزه‌خیزی که از رابطه گوتنبرگ-ریشتر به دست می‌آیند، متأثر از پارامترهای فیزیکی مختلف از جمله ناهمگنی و سطح تنش برشی ناحیه‌ای است (شولز، ۱۹۶۸؛ ویس، ۱۹۷۳؛ اربانچچ و همکاران، ۱۹۹۲). پارامتر  $b$  می‌تواند با تغییر لرزه‌خیزی ناحیه و خوشه‌های لرزه‌ای گستره تغییر کند

## ۲-۱ رابطه پارامتر لرزه‌خیزی و اختلاف تنش

شولدز (۲۰۱۵) از یک مدل مقاومت اصطکاکی ساده برای اندازه‌گیری تنش‌های موجود در لیتوسفر قاره‌ای و با در نظر گرفتن پارامتر لرزه‌خیزی (b) به‌عنوان تابعی از عمق در طیف گسترده‌ای از مناطق زمین‌ساختی استفاده نمود. همچنین بر اساس مطالعات آزمایشگاهی روابط موجود را واسنجی و کالیبره نموده است. مطالعات شولدز نشان می‌دهد که مقدار پارامتر لرزه‌خیزی (b) با تنش‌های اعمالی در محیط‌های زمین‌ساختی قاره‌ای و فرورانش به‌صورت خطی کاهش می‌یابد. بنابراین هردو وابستگی به عمق و سازوکار کانونی پارامتر لرزه‌خیزی (b) حاصل وابستگی به تنش اساسی و پایه است. و در نهایت نتایج به‌دست آمده به‌صورت رابطه زیر ارائه شد:

(۷)

$$b = 1.23 \pm 0.06 - (0.0012 \pm 0.0003)(\sigma_1 - \sigma_3)$$

در این رابطه مقدار اختلاف تنش حداکثری ( $\sigma_1$ ) و حداقلی ( $\sigma_3$ ) به مگاپاسکال بیان می‌شود. برای مناطق فرورانش، پارامتر لرزه‌خیزی (b) به‌طور خطی بانیروی کشش اسلب و با کاهش کلی نیروهای عمود بر حد فاصل صفحات درگیر در پهنه برش منطبق است. هردو رابطه خطی منفی بین پارامتر لرزه‌خیزی (b) و اختلاف تنش را نشان می‌دهد. بر اساس نتایج به‌دست آمده از مطالعات شولدز (۲۰۱۵) در این مدل بقیه پارامترها که سایرین به‌عنوان عوامل مؤثر از آن ذکر کردند؛ نظیر ناهمگنی سنگ‌ها نفی می‌شود.

## ۳ داده‌ها

داده‌های لرزه‌ای به کار گرفته شده در این مطالعه تلفیقی از دو کاتالوگ مراجع داخلی (مرکز لرزه‌نگاری کشوری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (IGTU)) و خارجی (مرکز ملی اطلاع‌رسانی لرزه‌ای آمریکا (NEIC)) بین سال‌های ۱۹۶۴ تا ۲۰۱۹ می‌باشد. به‌همین منظور، داده‌های لرزه‌ای موجود در منطقه مورد مطالعه (مکران) در عرض جغرافیایی ۲۴ تا ۳۰

(انسل و همکاران، ۱۹۹۹؛ انسل و همکاران، ۱۹۹۶).

در مواردی که بزرگای آستانه کاتالوگ لرزه‌ای با گذر زمان تغییر می‌کند، روش کیکو-سلولول برای تخمین مقدار b مناسب است (انسل و ویس، ۲۰۰۰). اگر کاتالوگ لرزه‌ای از تعداد s ریز کاتالوگ با بزرگای آستانه متفاوت تشکیل شده است. تابع احتمال پارامتر لرزه‌خیزی  $\theta$  در کل بازه کاتالوگ به‌صورت حاصل ضرب توابع احتمال مرتبط با s ریز کاتالوگ تعریف می‌شود کیککو و سلولول (۱۹۸۹):

$$L(\theta|X) = \prod_{i=0}^s L_i(\theta|X_i) \quad (۲)$$

که در آن  $\theta = (\beta, \lambda)$  است.  $\lambda$  نرخ فعالیت لرزه‌ای و  $X_i$  بزرگای موجود در ریز کاتالوگ iام است. پارامتر  $\beta$  از طریق رابطه  $b = \beta \log e$  به مقدار b مرتبط می‌شود. اگر بزرگای زمین لرزه‌ها مستقل از تعداد زمین لرزه‌ها باشد، رابطه (۳) به صورت زیر بازنویسی می‌شود:

(۳)

حال با استفاده از روش بیشینه احتمال، تخمین پارامتر  $\beta$  از طریق حل معادله زیر امکان‌پذیر خواهد بود:

(۴)

پارامتر  $\beta$  به‌صورت زیر به دست می‌آید:

$$\frac{1}{\beta} = \langle X \rangle - \sigma_2^E - \sigma_3^E + \lambda[\sigma_2^E + \sigma_3^E] \quad (۵)$$

و پارامتر  $\beta$  از طریق رابطه  $b = \beta \log e$  به مقدار b مرتبط می‌شود.

تخمین واریانس پارامترهای  $\tilde{\theta} = (\tilde{\beta}, \tilde{\lambda})$  می‌تواند از روی معادلات توصیف‌کننده ماتریس واریانس-کواریانس بردار  $\tilde{\theta}$  که به صورت  $D(\tilde{\theta}) = A^{-1}$  هستند حاصل شود که ماتریس واریانس-کواریانس A به شکل زیر است:

(۶)

این رابطه تقریب قابل قبولی از ماتریس واریانس-کواریانس A برای تعداد به اندازه کافی بزرگ زمین لرزه‌ها به دست می‌دهد.

درجه و طول جغرافیایی ۵۶ تا ۶۱ درجه در دستور کار قرار گرفته است. در این کاتالوگ زمین لرزه‌ها با بزرگای متفاوت (Mb و Ms و Mn) بیشتر از ۲٫۵ و کمتر از ۸ شامل ۵۲۴۳ زمین لرزه می‌باشد که بعد از همسان‌سازی آنها به واحد Mw در این بررسی به کار گرفته شده است.

#### ۴ نتایج ارزیابی داده‌ها

در محاسبه و برآورد پارامترهای لرزه‌ای، منبع اصلی عدم قطعیت توزیع زمانی رویدادها است. استفاده از کاتالوگ‌های بازه‌های کوتاه زمانی، به عنوان یک نمونه از رویدادهای بلندمدت در لرزه‌خیزی محسوب می‌شود. چنانچه دوره کاتالوگی معادل چند دوره برگشت زمین لرزه‌های بزرگ باشد، محاسبه و برآورد پارامترهای لرزه‌ای بر مبنای داده‌های آن کاتالوگ از اعتبار لازم برخوردار و قابل اتکا است. از عوامل اصلی ایجاد انحراف در محاسبه پارامترهای لرزه‌ای، ناکاملی داده‌های تاریخی و همچنین دوره بازگشت رویدادهای تأثیرگذار است. اسپیریته‌ها به عنوان نقاطی مؤثر در فرایند گسلش زلزله، می‌توانند در برابر گسیختگی در اثر تنش‌های تجمعی مقاومت نشان دهند. زمانی که میزان تجمع تنش بیش از تحمل گسل باشد، می‌تواند باعث رخداد زمین لرزه‌های بزرگ شوند. در این صورت گسیختگی‌های لرزه‌ای از یک اسپیریته آغاز می‌شود، اگرچه یک شکستگی در بیرون اسپیریته هم می‌تواند باعث تحریک و چکانش فرایند زلزله در این اسپیریته شود. بر اساس این انگاره، اسپیریته نمی‌تواند اندازه بزرگ‌ترین زلزله‌ای که در منطقه روی می‌دهد را مشخص سازد، ولی حد کمینه بزرگا با توجه به اندازه اسپیریته قابل برآورد است. از آنجاکه رویداد زلزله در یک اسپیریته می‌تواند باعث تحریک و چکانش زلزله در اسپیریته‌های مجاور شود لذا نمی‌توان درباره بیشینه بزرگا نیز با قطعیت پیشنهادی داد. بر اساس این انگاره، انتظار می‌رود که یک اسپیریته بزرگ که

توسط استرس بارگذاری شده است در مجاورت رومرکز (محل شروع شکستگی) یک زلزله بزرگ قرار بگیرد. همچنین شکستگی‌های بزرگ نیز غالباً به اسپیریته‌ها ختم می‌شوند. یک زلزله بزرگ می‌تواند هم ناشی از شکستگی چند اسپیریته مجاور باشد که هرکدام مستعد یک زمین لرزه متوسط بوده‌اند، هم می‌تواند ناشی از شکستگی یک اسپیریته بزرگ باشد. مطالعات ویس و همکاران (۲۰۰۰) نشان داد که نسبت طول گسلش در یک رویداد عظیم به طول اسپیریته ایجادکننده، ۴ به ۱ است.

موگی (۱۹۶۳) با استفاده از مطالعات آزمایشگاهی بر روی سنگ‌ها دریافت که مقدار b با ناهمگونی مواد همبستگی دارد. اسکولز (۱۹۶۸) همبستگی منفی بین b و تنش برشی را پیشنهاد نمود. آزمایش‌های بعدی (اسکولز، ۲۰۱۵) هر دو نتایج بالا را تأیید کردند، اگرچه نشان می‌دهند که همبستگی منفی بین b و تنش برشی تنها برای فاز سختی کرنش صادق است. ماین (۱۹۹۱) با فرض توزیع فرکتالی طولی ترک‌های سنگ‌ها در آزمایشگاه، وابستگی مقدار b را به تعداد ترک‌های موجود در حجم سنگ، طول میانگین ترک‌ها و تنش اعمال شده به سنگ‌ها را تأیید کرد. به طور متوسط، مقدار b در نواحی لرزه‌خیز زمین نزدیک ۱ است (فرلیچ و دیویس، ۱۹۹۳). مقدار  $b=1$  که به طور گسترده گزارش شده است، ناشی از تلاش برای استفاده از مقیاس بزرگای ناهمگون (Ms) برای زمین لرزه‌های بزرگ و  $m_b$  برای زمین لرزه‌های کوچک‌تر) می‌باشد (اوکال و همکاران، ۱۹۹۴). اما نقشه دقیق مقدار b نشان‌دهنده انحرافات قابل توجهی از این مقدار می‌باشد. مقادیر بزرگ b در شرایط زیر دیده می‌شوند: تنش برشی کاهش یافته (اربانچچ و همکاران، ۱۹۹۲)، لغزش‌های بزرگ آزاد شده بر صفحات گسیختگی زمین لرزه‌ها (ویمر و کاتسیماتا، ۱۹۹۹؛ سیزیچک، ۲۰۰۰)، تنش کششی (فرلیچ و دیویس، ۱۹۹۳)، فشار منفذی بالا (ویس، ۱۹۷۳)، خزش گسل (آملانگ و کینگ، ۱۹۹۷)، پیچیدگی زمین شناسی افزایش یافته (لوپز کاسادو و همکاران، ۱۹۹۵)، همزمان با فعالیت‌های آتشفشانی

روش بیشینه احتمال قابلیت اصلاح ذاتی خطای سیستماتیک را دارا می‌باشد. برای مثال امکان ایجاد ضریب مثبت همبسته برای مجموعه داده‌های تصادفی تفکیک شده را نیز داراست. به همین منظور ترجیحاً همبستگی‌هایی هم از بین مجموعه داده‌های تفکیکی انتخاب می‌گردد. هیسوگرام فراوانی بزرگای زمین لرزه‌ها در شکل ۴ ارائه شده است. تغییرات موجود در مقدار پارامتر  $b$  که تابعی از زمان است از اهمیت فیزیکی بالایی برخوردار می‌باشد که می‌توان به شرح ذیل بیان نمود:

۱- معمولاً مقدار پارامتر  $b$  یک زمین لرزه بزرگ در منطقه‌ای که احتمال وقوع آن وجود دارد دارای روندی صعودی است.

۲- روند صعودی پارامتر  $b$  به لحاظ کمی تا یک میزان حداکثر افزایش یافته و بعد از زمین لرزه اصلی سیر نزولی پیدا می‌کند.

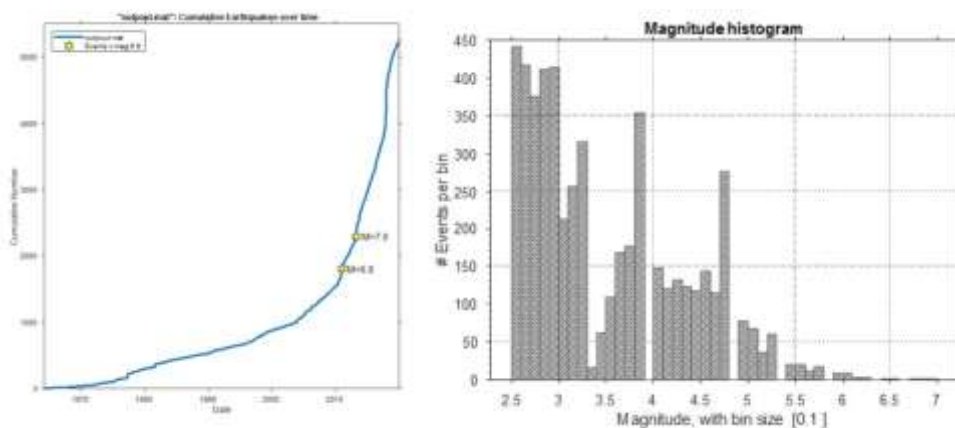
مقادیر بزرگ  $b$  بیانگر تعداد زیاد زلزله‌های کوچک بوده در حالی که مقادیر کوچک  $b$  معرف تعداد بیشتر زلزله‌های بزرگ در پهنه لرزه‌ای است. افزایش و یا کاهش تعداد زمین لرزه‌ها مستقیماً با ابعاد گسل مرتبط است. لذا بالابودن نرخ لرزه‌خیزی ( $N$ ) نشان‌دهنده وجود پهنه

(ویمر و مک‌نات، ۱۹۹۷؛ ویس و همکاران، ۱۹۹۷؛ ویمر و همکاران، ۱۹۹۸). از سوی دیگر، مقادیر کوچک  $b$  همراه با زمین لرزه‌های بزرگ (انسل و همکاران، ۱۹۹۶) و اسپریتی‌های با تنش زیاد (ویمر و ویس، ۱۹۹۷) است. مقدار  $b$  ابزار قدرتمندی برای پیش تغییرات در مقیاس کوچک در وضعیت دگرشکلی پوسته باشد (وسترهاوس و همکاران، ۲۰۰۲).

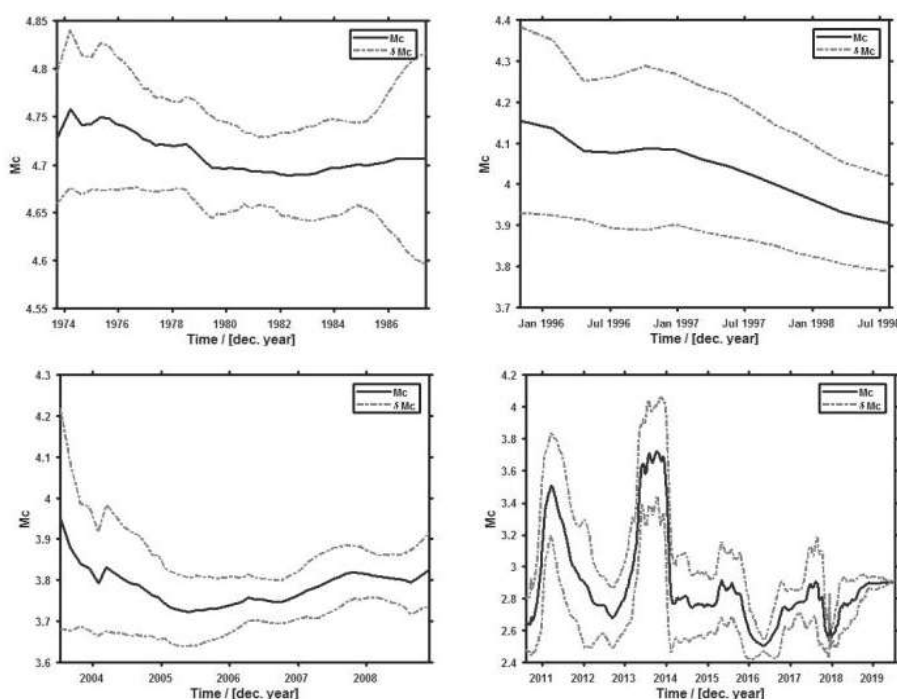
یک مقایسه اجمالی بین خطای محاسباتی در محاسبه توزیع عمقی زمین لرزه‌ها و توزیع رومرکز زمین لرزه‌ها نشان می‌دهد که خطای محاسباتی در تعیین توزیع عمقی رویدادهای لرزه‌ای بیشتر است که پایه و اساس آن ناشی از عواملی همچون فاصله زیاد ایستگاه‌های لرزه‌ای و به‌کارگیری مدل‌های غیریکسان سرعت لرزه‌ای در شبکه‌های لرزه‌نگاری می‌باشد. به همین دلیل ترجیحاً پارامترهای مرتبط با توزیع رومرکز زمین لرزه‌ها در محاسبات لحاظ می‌شود. علاوه بر این اندازه‌گیری‌های صورت گرفته توزیع عمقی زمین لرزه‌ها بین دو نقطه افقی دارای ویژگی خود شبیه‌سازی نبوده و دارای رفتار خودوابسته است (کوئتل و همکاران، ۱۹۵۷).

## ۵ بحث

مطالعات حاصل از تجمع آماری داده‌ها نشان می‌دهد



شکل ۴. الف) توزیع فراوانی زمین لرزه‌ها نسبت به زمان (چپ) و بزرگا (راست) در منطقه مورد مطالعه مکران را نشان می‌دهد.



شکل ۶. نمودارهای تغییرات  $Mc$  را نسبت به زمان (راست) در کاتالوگ نشان می‌دهد.

گسل‌های فعال را پیشنهاد می‌کند. همچنین احتمال فزاینده‌ای برای آزاد سازی تنش به واسطه صفحات گسلی کوچک را فراهم می‌نماید. مقایسه اجمالی پارامترهای لرزه‌ای با یکدیگر نشان می‌دهد (شکل‌های ۷، ۸، ۹) که آستانه بزرگای زمین لرزه در مناطق مورد مطالعه که منجر به افزایش عدم قطعیت در کاتالوگ داده‌ها می‌باشد متفاوت است.

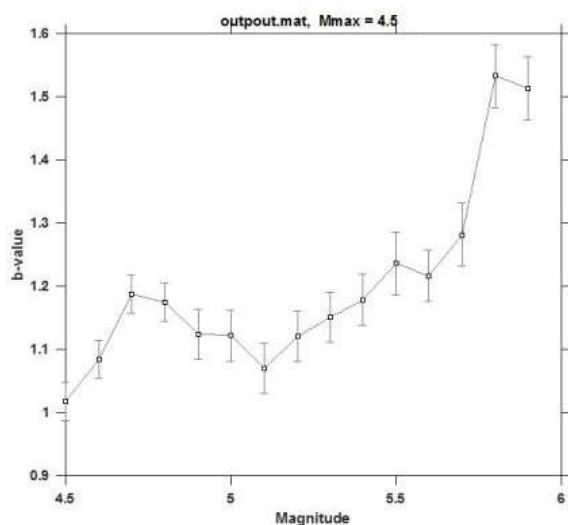
نتایج اندازه‌گیری تنش در گمانه‌های عمیق پوسته قاره‌ای در رژیم‌های مختلف ساختاری نشان می‌دهد که تنش افقی همواره تحت تأثیر اصطکاک بین گسل‌های موجود با ضرایب اصطکاک در محدوده ۰/۶-۱ بوده و همچنین تنش قائم حاصل شیب لیتو استاتیک و تفاضل شیب فشار منفذی هیدرو استاتیک می‌باشد. به‌عنوان یک مثال ساده با مفروضات ضریب اصطکاک برابر با ۰/۷۵ و دانسیته سنگ برابر با ۲۵۰۰ کیلوگرم بر مترمکعب مقابل فشار منفذی هیدرو استاتیک در مناطقی که تحت تأثیر

لرزه‌ای خیلی فعال در محدوده کوچکی از کل گسل است. از آنجایی که بعد از سال‌های ۱۹۷۰ با افزایش ایستگاه‌های لرزه‌ای مواجه هستیم افزایش ثبت زمین لرزه‌ها در منطقه را نیز شاهد می‌باشیم.

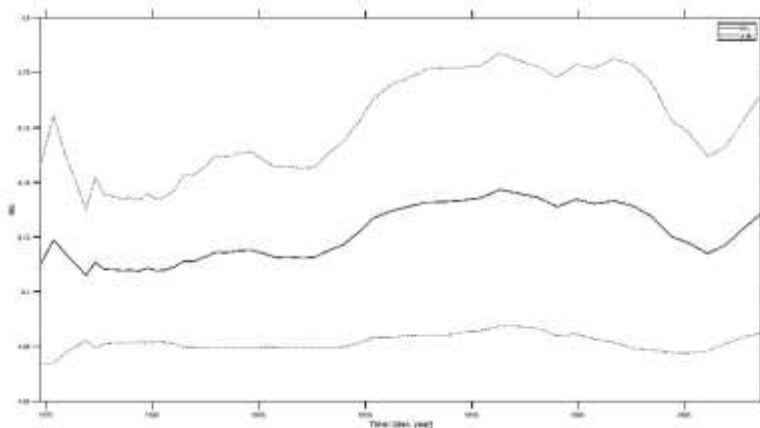
وجود همبستگی‌های متفاوت در منطقه بیش از آن که ناشی از شرایط دینامیک زمین باشد حاصل افزایش ایستگاه‌های لرزه‌ای و به دنبال آن ثبت فعالیت‌های لرزه‌ای است.

بررسی تغییرات پارامتر  $mc$  نسبت به زمان نشان از متغیر بودن این پارامتر است (شکل ۶). بررسی بعد همبستگی بین پارامترهای لرزه‌خیزی (b) و بزرگای زمین لرزه‌ها (m) در منطقه نشان می‌دهد که میزان این همبستگی به شکلی غیرخطی ظاهر شده است (شکل ۶). همبستگی مثبت و نسبتاً قابل توجه بین بزرگای زمین لرزه و مقدار b در پهنه‌های لرزه‌ای کاهش احتمال رخداد زلزله‌های بزرگ در پاسخ به شرایط نامتجانس شبکه

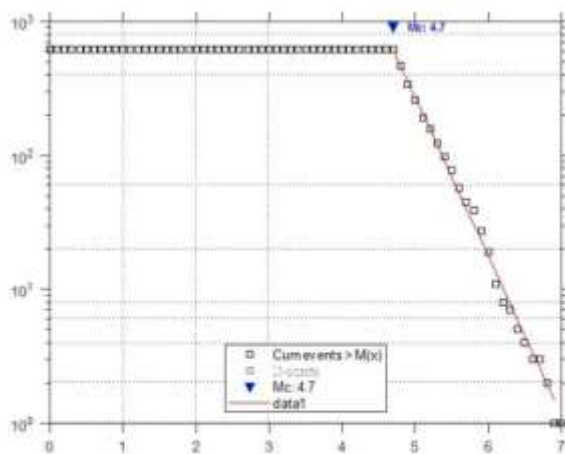




شکل ۷. نمودار تغییرات بزرگا (m) را نسبت به پارامتر لرزه‌خیزی (b) در کاتالوگ نشان می‌دهد.

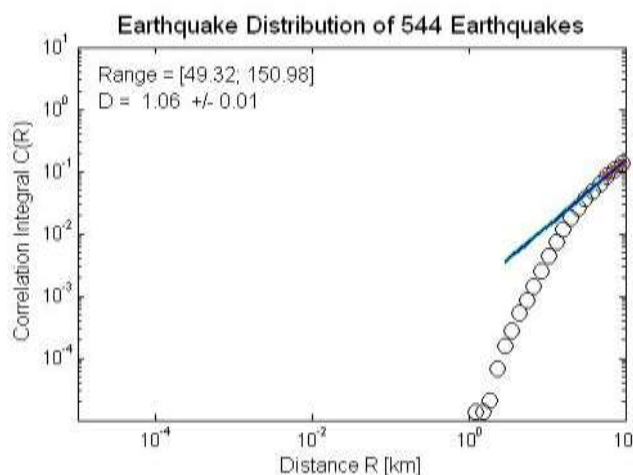


شکل ۸. نمودار تغییرات mc تصحیح‌شده را نسبت به زمان جهت آنالیز نهایی را نشان می‌دهد.



MaxCurvature solution  
 b-value = 1.19 +/- 0.05  
 a-value = 8.367, (annual) = 6.638  
 Mc = 4.70

شکل ۹. نمودارهای فراوانی زمین‌لرزه‌ها نسبت به بزرگا بعد از اعمال mc تصحیح‌شده در کاتالوگ.



شکل ۱۰. تغییرات بعد فرکتال در پهنه زمین ساختی مکران.

سامانه گسلی میناب لبه باختری مکران را به پهنه فشارشی شمال باختری کمربند تراست چین خورده زاگرس متصل می کند (وینی و همکاران، ۲۰۰۶). مرز جنوبی در قاعده شیب قاره قرار دارد. گسل های مهم در منطقه، تراست های با راستای خاوری است که در ایران در سرتاسر عرض مکران از جازموریان تا خلیج عمان کشیده شده اند (ورنات و همکاران، ۲۰۰۴). بیش از نیمی از پهنای گوه های افزایشی در خشکی پروتزد دارد و بخش فعال این پهنه در جبهه دریایی مکران و دریای عمان واقع شده است.

اسواروپا رانی و همکاران (۲۰۱۱) در مطالعه خود دریافتند که بخش خاوری ناحیه مکران نسبت به بخش باختری آن فعال تر است. در این مطالعه آنها با استفاده از کاتالوگ NEIC از داده های لرزه ای بین سال های ۱۹۷۳-۲۰۰۸ استفاده نمودند. در این بررسی آنها نشان دادند که مقدار پارامتر لرزه ای  $b$  در ناحیه خاور مکران نسبت به ناحیه باختر مکران کمتر بوده و این امر گویای تنش بیشتر در ناحیه خاور منطقه می باشد. بر همین اساس احتمال وقوع زمین لرزه بزرگ را در ناحیه خاوری محتمل تر دانستند (شکل ۳ بالا). همچنین آنها در این بررسی دریافتند بعد فرکتال ناحیه خاور مکران حدوداً دو برابر

گسلش راندگی می باشند (با یک شیب قائم) اختلاف تنش برابر ۴۵ مگاپاسکال در کیلومتر می باشد. در حالی که برای رژیم های کششی متأثر از گسلش عادی این اختلاف تنش برابر ۱۱/۲۵ مگاپاسکال در کیلومتر بوده و برای زمین ساخت راستالغز حدود ۲۰ مگاپاسکال در کیلومتر می باشد.

پهنه فرورانش مکران، تراکمی از رسوبات ضخیم با ضخامت تقریبی برابر با ۷ کیلومتر را تشکیل می دهد. به همین لحاظ یکی از بزرگ ترین گوه های افزایشی جهان محسوب می شود (وایت، ۱۹۸۲؛ پنی و همکاران، ۲۰۱۷) و با ۳۵۰-۳۰۰ کیلومتر پهنای گوه های افزایشی از جبهه دگرریختی دریایی تا گودال جازموریان در ایران و گودال مشکل در پاکستان رخنمون دارد (پنی و همکاران، ۲۰۱۷؛ شلوتر و همکاران، ۲۰۰۲). کمپلکس برهم افزایشی فرایش یافته مکران (ائوسن عهد حاضر) در جنوب ایران و پاکستان از طول جغرافیایی  $57^{\circ}30'E$  از هرمز در جنوب خاور ایران تا  $66^{\circ}30'E$  به سمت کراچی در جنوب پاکستان کشیده شده است و بین دو گسل ترانسفورم راست بر میناب-زندان در باختر و چپ بر چمن و اورناچ نال در خاور و در راستای رشته کوه Kirther در بخش خاوری قرار دارد (مختاری و همکاران، ۲۰۰۸).

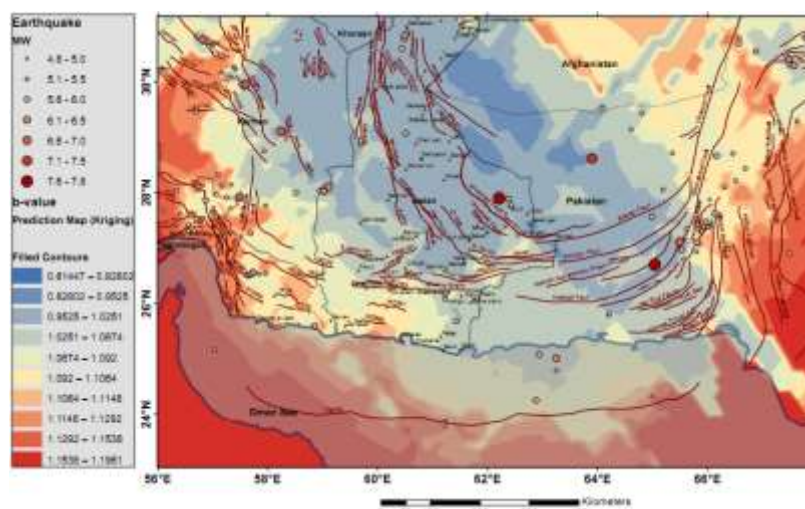
لرزه‌خیزی  $b$  بوده که این امر با در نظر گرفتن حوزه‌های تنش بزرگ و تراکم خوشه‌ای رومرکز زمین‌لرزه‌ها قابل تفسیر می‌باشد. لازم به ذکر است بخش قابل توجهی از فعالیت‌های لرزه‌ای منطقه حاصل فعالیت گسل‌های پنهان در عمق می‌باشد. بدیهی است در چنین شرایطی نتایج حاصل برگرفته از اطلاعات لرزه‌ای زمین‌لرزه‌ها (پراکندگی رومرکز زمین‌لرزه‌ها) و آن دسته از گسل‌هایی می‌باشد که آثار سطحی آنها قابل‌رؤیت می‌باشند. بررسی نقشه تغییرات پارامتر لرزه‌خیزی ( $b$ ) مکران نشان می‌دهد که خوشه‌بندی زمین‌لرزه‌های بزرگ و به تبع آن نواحی با تمرکز تنش زیاد بخش قابل توجهی از منطقه مورد مطالعه را پوشش می‌دهد (شکل ۱۱). همچنین بر اساس پارامتر لرزه‌خیزی محاسبه شده  $0.8 < b < 1.6$  در مناطق در دست مطالعه بیشترین میزان پتانسیل لرزه‌ای جهت بروز زمین‌لرزه‌های ویرانگر با احتمال زیاد در پایانه جنوبی سامانه‌های گسلی نهندان خاوری و باختری، بم، گوک و محل تقاطع پایانه سامانه‌های گسلی نهندان (در ایران)، چمن، اورناچ‌نال و قصابند با راندگی‌های پهنه مکران متمرکز گردیده است. مقادیر بزرگ پارامتر  $b$

ناحیه باختری آن می‌باشد (شکل ۳ پایین).

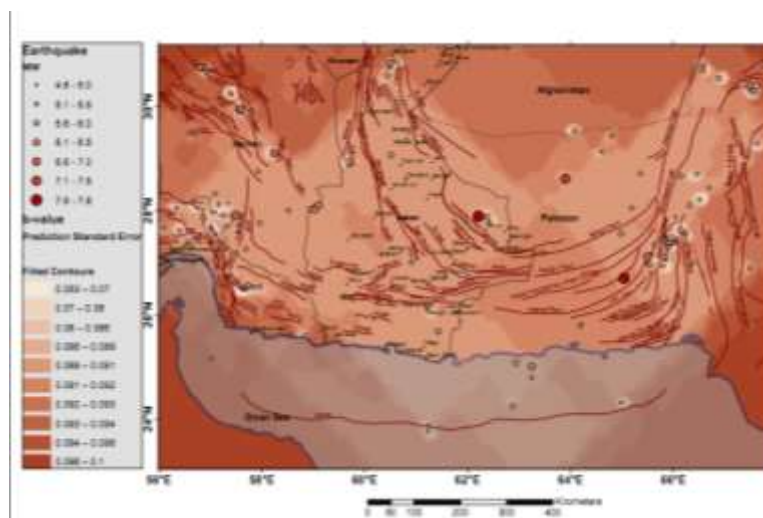
پرتابیان و همکاران (۱۳۹۸) طی یک بررسی در منطقه مکران در ارتباط با زمین‌لرزه ۱۳۹۲ سراوان در یافتند که زمین‌لرزه اصلی یک زمین‌لرزه درون ورقه فرورونده با سازوکار نرمال بوده و ناشی از فعالیت گسل سراوان نمی‌باشد. بررسی بعد فرکتالی پس‌لرزه‌ها و ارتباط آن با پارامتر لرزه‌خیزی ( $b$ ) وجود یک منبع لرزه‌ای خطی نظیر پهنه فرورانش را تأیید می‌کند. آنها با به‌کارگیری بعد فرکتال و تخمین نسبت لغزش در گسل‌های اصلی و ثانویه دریافتند که بخش اندکی از لغزش‌ها از طریق گسل‌های نزدیک به سطح زمین حاصل می‌شود. در این مطالعه آنها پیشنهاد نمودند که زمین‌لرزه اصلی در عمق زیاد رخ داده و انرژی آزادشده بعد از انتقال به قسمت‌های فوقانی پوسته موجبات فعال شدن گسل‌ها و شکستگی‌ها شده که این خود منجر به وقوع پس‌لرزه‌ها گردیده است.

## ۶ نتیجه‌گیری

نتایج به دست آمده از داده‌های دستگاهی نشان می‌دهد که هنگام وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ شاهد کاهش پارامتر



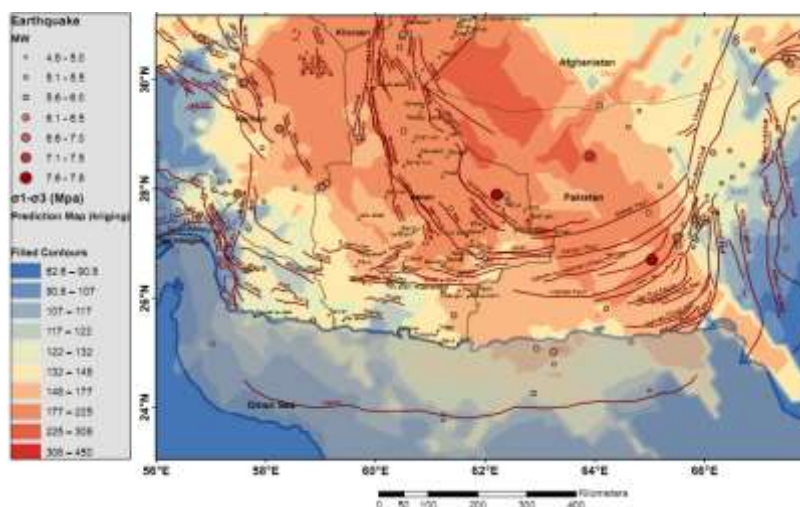
شکل ۱۱. بررسی نقشه تغییرات پارامتر لرزه‌خیزی  $b$  در منطقه نشان می‌دهد که خوشه‌بندی زمین‌لرزه‌های بزرگ و به تبع آن نواحی با تمرکز تنش زیاد بخش قابل توجهی از منطقه مورد مطالعه را پوشش می‌دهد. همچنین با پارامتر لرزه‌خیزی محاسبه شده در مناطق مورد مطالعه بیشترین میزان پتانسیل لرزه‌ای جهت رخداد زمین‌لرزه‌های ویرانگر به ترتیب متمرکز گردیده است.



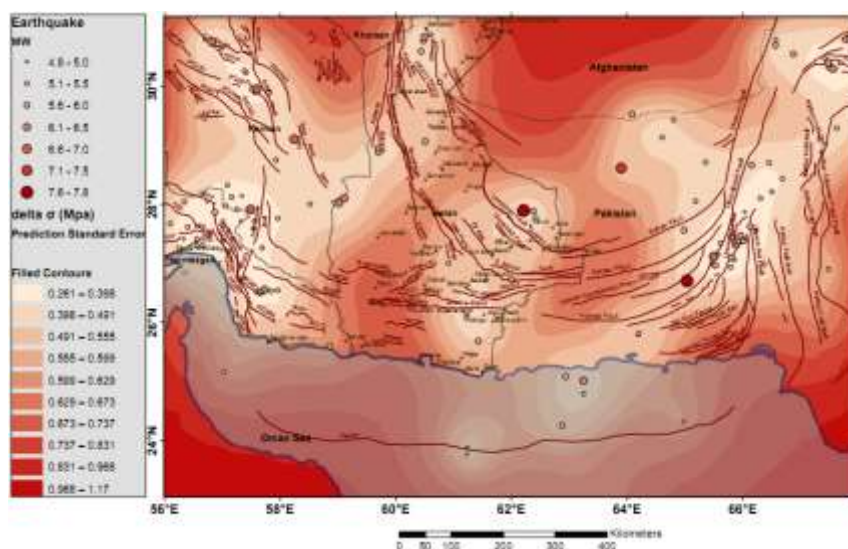
شکل ۱۲. نقشه تغییرات پارامتر خطای واریانس مرتبط با پارامتر  $b$  را نشان می‌دهد.

بیانگر رخداد تصادفی زمین‌لرزه‌های کوچک است که نشان‌دهنده ساختار تنش کم در منطقه است. یکی از راهکارهای مناسب جهت کنترل میزان دقت در تعیین پارامتر لرزه‌خیزی  $b$  به تصویر کشیدن میزان خطای محاسباتی پارامتر موردنظر در غالب نقشه می‌باشد. به همین منظور نقشه خطای واریانس پارامتر  $b$  در شکل ۱۲ ارائه گردیده که این میزان خطای بین ۰.۵۳ تا ۱/۱ متغیر می‌باشد. به منظور ارزیابی تغییرات پارامتر لرزه‌خیزی (b) و اختلاف تنش حداکثری و حداقلی ( $\sigma_1 - \sigma_3$ ) منطقه از رابطه شماره ۷ استفاده شده و در نهایت این تغییرات و خطای

محاسباتی آن در غالب نقشه‌های شماره ۱۳ و ۱۴ تهیه گردیده است. بررسی اجمالی این تغییرات نشان می‌دهد که بیشترین تغییرات تنش در ناحیه جنوبی سامانه‌های گسلی نهبدان خاوری و باختری، بم، گوک و محل تقاطع پایانه سامانه‌های گسلی نهبدان (در ایران)، چمن، اورناچنال و قضاوند با راندگی‌های پهنه مکران در پاکستان به میزان حداکثر ۴۵۰ مگاپاسکال متمرکز می‌باشد. به عبارتی دیگر وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ و ویرانگر در این مناطق از سایر نقاط محتمل تر به نظر می‌رسد.



شکل ۱۳. نقشه تغییرات احتمالی اختلاف تنش ( $\sigma_1 - \sigma_3$ ) پهنه مکران.



شکل ۱۴. نقشه تغییرات خطای واریانس را در ارتباط با اختلاف تنش ( $\sigma_1 - \sigma_3$ ) پهنه مکران نشان می‌دهد

- Andreas fault, *J. Geophys. Res.*, 92, 331-344.
- 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. *J. Geophys. Res.* 97 (B1), 449-478.
- Custódio, S. and Archuleta, R., 2006, values as a Proxy for Stress, Inferences from Dynamic Modeling of the 2004 Parkfield Earthquake, AGU Fall Meeting – December 11-15 2006-San Francisco, California.
- DeJong, K. A., 1982, Tectonics of Persian Gulf, Gulf of Oman and southern Pakistan region. In, Nairn, A.E.M. & Stehli, F.G. (eds) *The Indian Ocean*. Plenum, New York, 315-351.
- Dolati, A. and Burg, J.-P., 2013, Preliminary fault analysis and paleostress evolution in the Makran Fold-and-Thrust Belt in Iran. In Al Hosani, K. Roure, F. Ellison, R. and Lokier, S. (Eds.), *Lithosphere dynamics and sedimentary basins, The Arabian Plate and analogues* (pp.261-277). Heidelberg, Germany, Springer. [https://doi.org/10.1007/978-3-642-30609-9\\_13](https://doi.org/10.1007/978-3-642-30609-9_13) Normand, et al., 2019
- Frohlich, C. and Davis, S., 1993, Teleseismic b-values: or, much ado about 1.0, *J. geophys. Res.*, 98, 631-644.
- Gorshkov, A. I., Kuznetsov, I. V., Panza, G. F., Soloviev, A., 2000, Identification of Future Earthquake Sources in the Carpatho-Balkan Orogenic Belt Using Morphostructural Criteria, *Pure and Applied Geophysics*, 157, 79-95.
- Grando, G. and McClay, K., 2007,

## ۷ تشکر

این مقاله بر اساس پروژه پژوهشی مصوب در پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله با شماره ۷/۱۰۱- الف م تهیه شده است. در ضمن از داوران محترم مقاله بابت ارائه نظرات تکمیلی تشکر می‌شود.

## ۵ مراجع

- پرتابیان، ع، انصاری، ش، جهان‌دیده، ف، ۱۳۹۸، تجزیه و تحلیل فرکتالی پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه ۱۳۹۲ گشت-سراوان، شمال شرق مکران: فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۳ (۵۲)، ۳۹-۴۸.
- موقری، ر، جوان دولوی، غ، نوروزی، م، سدیدخوی، ا، ۱۳۹۳. تعیین ساختار سرعتی پوسته جنوب شرق ایران بر اساس نوفه محیطی لرزه‌نگاشت‌های باند پهن، مجله فیزیک زمین و فضا ۴۰ (۲)، ۱۷-۳۰.
- Aki, K., 1984, Asperities, barriers, characteristic earthquakes and strong motion prediction, *J. Geophys. Res.* 89, 5867-5872.
- Amelung, F. and King, G., 1997, Earthquake scaling laws for creeping and non-creeping faults, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 507-510.
- Aviles, C. A., Scholz, C. H., Boatwright, 1987, Fractal Analysis Applied to Characteristics Segments of the San

- 87, 55-76.
- Okubu, P. G., Aki, 1987, Fractal Geometry in the San Andreas Fault System, *J. Geophys. Res.*, 92, 345-355.
- Oncel, A. O., Main, I. G., Alptekin, Ö., Cowie, P., 1996a, Temporal variations in the fractal properties of seismicity in the North Anatolian Fault Zone between 31oE and 41oE, *Pure appl. Geophys.*, 146, 147-159.
- Oncel, A. O., Main, I. G., Alptekin, Ö., Cowie, P., 1996b, Spatial variations of the fractal properties of seismicity in the Anatolian fault zones, *Tectonophysics*, 257, 189-202.
- Öncel, A. O., Wyss, M., 2000, The major asperities of the 1999 M7.4 Izmit earthquake, defined by the microseismicity of the two decades before it, *Geophysical Journal International-OXFORD*, 143, 501-506.
- Penney, C., Tavakoli, F., Saadat, A. R., Nankali, H. R., Sedighi, M., Khorrami, F., Sobouti, F., Ra, Z., Cople, A., Jackson, J., Priestley, K., 2017, Megathrust and accretionary wedge properties and behaviour in the Makran subduction zone, *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, Volume XLII-4/W4.
- Platt, J. P., Leggett, J. K., Alam, S., 1988, Slip vectors and fault mechanics in the Makran accretionary wedge, southwest Pakistan, *J. Geophys. Res.* 93, 7955-7973.
- Platt, J. P., Leggett, J. K. and Alam, H. R. S., 1985, Large-scale sediment underplating in the Makran accretionary prism, southwest Pakistan, *Geology*, 13, 507-511.
- Quennell, A. M., 1958, The structural and geomorphic evolution of the Dead Sea Rift, *Quarterly J. Geol. Soc. Lond.* 114, 2-24.
- Schluter, H. U., Prexl, A., Gaedicke, C., Roeser, H., Reichert, C., Meyer, H., and von Daniels, C., 2002, The Makran accretionary wedge, sediment thicknesses and ages and the origin of mud volcanoes, *Marine Geology* 185, 219.
- Scholz, C. H., 1968, The Frequency-Magnitude Relation of Microfracturing in Rock and its Relation to Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 58, 399-415.
- Scholz, C. H., 2015, On the stress dependence of the earthquake b value, *Geophysical Research Letters*, 42, 5, 1399-1402.
- Sobiesiak, M., 2000, Fault plane structure of the Antofagasta, Chile, earthquake of 1995, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 577-600.
- Spada, M., T. Tormann, S. Wiemer, and B. Enescu (2013), Generic dependence of the frequency-Morphotectonics domains and structural styles in the Makran accretionary prism, offshore Iran. *Sediment. Geol.* 196, 157-179.
- Hirata, T., 1989, A correlation between the b value and the fractal dimension of earthquakes, *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, 94(B6), 7507-74514.
- Kidd, R. G. W. and McCall, G. J. H., 1985, Plate tectonics and the evolution of Makran. In: McCall, G.J.H. (ed.) *East Iran Project, Area No. 1: Geological Survey of Iran, Report, 1*, 564-618.
- Kijko, A. and Sellevoll, M. A., 1989, Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete data files. Part I: utilization of extreme and complete catalogs with different threshold magnitudes. *Bull. Seism. Soc. Am.* 79(3), 645-654.
- Kopp, C., Fruehn, J., Flueh, E. R., Reichert, C., Kukowski, N., Bialas, J., Klaeschen, D., 2000, Structure of the Makran subduction zone from wide-angle and reflection seismic data, *Tectonophysics* 329, 171-191.
- Lopez Casado, C., Sanz de Galdeano, C., Delgado, J. and Peinado, M. A., 1995, The b parameter in the Betic Cordillera, Rif and nearby sectors. Relations with the tectonics of the region, *Tectonophysics*, 248, 277-292.
- Main, I. G., 1991, A modified Griffith criterion for the evolution of damage with a fractal distribution of crack lengths, application to seismic event rates and b-values, *Geophys. J. Int.*, 107, 335-362.
- Mogi, K., 1962, Magnitude-frequency relation for elastic shocks accompanying fractures of various materials and some related problems in earthquakes, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 40, 831-853.
- Mokhtari, M et al., 2019, A review of the seismotectonics of the Makran Subduction Zone as a baseline for Tsunami Hazard Assessments. *Geoscience Letters*. 6(13). DOI:10.1186/s40562-019-0143-1 (in Persian).
- Mokhtari, M., Abdoulahi Fard, I., Hessami, K., 2008, Structural elements of the Makran region, Oman Sea, and their potential relevance to tsunamigenesis, *Natural Hazards*, 47, 185-199.
- Normand, R., Simpson, G., Bahroudi, A., 2019, Extension at the coast of the Makran subduction zone (Iran), *Terra Nova*. 31, 503-510.
- Okal, E., Barbara, A., Romanowicz, A., 1994, On the variation of b-values with earthquake size, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*,



- Wiemer, S., Wyss, M., 1997, Mapping the frequency-magnitude distribution in asperities, An improved technique to calculate recurrence times?, *J. Geophys. Res.*, 102, 15115-15128.
- Wyss, M., Schorlemmer, D., Wiemer, S., 2000, Mapping asperities by minima of local recurrence time, The San Jacinto-Elsinore fault zones, *J. Geophys. Res.*, 105, 7829-7844.
- Wyss, M., Shimazaki, K., Wiemer, S., 1997, Mapping active magma chambers by b-values, *J. geophys. Res.*, 102, 20413-20422.
- Wyss, M., 1973, Towards a physical understanding of the earthquake frequency distribution, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 31, 341-359.
- size distribution of earthquakes on depth and its relation to the strength profile of the crust, *Geophys. Res. Lett.*, 40, 709-714, doi: 10.1029/2012GL054198, 2013.
- Swaroop Rani, V., Srivastava, K., Srinagesh, D., Dimri, V. P., 2011, Spatial and Temporal Variations of b-Value and Fractal Analysis for the Makran Region, *Marin Geodesy*, 34(1), 77-82, DOI: 10.1080/01490419.2011.547804.
- Urbancic, T. I., Trifu, C. I., Long, J. M., Young, R. P., 1992, Space-time correlations of b-values with stress release, *Pure appl. Geophys.*, 139, 449-462.
- Vernant, P. H., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbasi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F., 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.*, 157: 381-398.
- Vigny, C., Huchon, P., Ruegg, J. C., Khanbari, K., Asfaw, L. M., 2006, Confirmation of Arabia plate slow motion by new GPS data in Yemen. *Journal of Geophysical Research* 111(B2).
- Wallace, R.E., 1951, Geometry of shearing stress and relation to faulting, *J Geol* 59:118-130.
- Westerhaus, M., Wyss, M., Ruchan, Y., Zschau, J., 2002, Correlating variations of b values and crustal deformations during the 1990s may have pinpointed the rupture initiation of the Mw=7.4 Izmit earthquake of 1999 August 17: *Geophys. J. Int.*, 148, 139-152.
- White, R. S., 1982, Deformation of the Makran accretionary sediment prism in the Gulf of Oman (northwest Indian Ocean), in *Trench-Fore arc Geology, Sedimentation and Tectonics on Modern and Ancient Active Plate Margins*, edited by J. K. Leggett, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 10, 69-84.
- Wiemer, S., Katsumata, K., 1999, Spatial variability of seismicity parameters in aftershock zones, *J. geophys. Res.*, 104, 13 135-13 151.
- Wiemer, S., McNutt, S. R., 1997, Variations in the frequency magnitude distribution with depth in two volcanic areas, Mount St. Helens, Washington, and Mount Spurr, Alaska, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 189-192.
- Wiemer, S., McNutt, S. R., Wyss, M., 1998, Temporal and three-dimensional spatial analysis of the frequency-magnitude distribution near Long Valley Caldera, *Geophys. J. Int.*, 134, 409-421.

## Evaluation of seismic stress change in the Makran zone

Mehrdad Mostafazadeh<sup>1\*</sup> and Leila Mahshadnia<sup>2</sup>

<sup>1</sup> M.Sc. Student, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology(IIEES), Tehran, Iran

<sup>2</sup> Assistant Professor, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology(IIEES), Tehran, Iran,

(Received: 23 November 2021, Accepted: 19 March 2022)

### Summary

The Makran zone, with a length of more than 900 km in southeastern Iran and southern Pakistan, is the only part of the Iranian plateau in which the oceanic crust of the Arabian plate with a slight slope to the north subducts beneath the continental crust of Iran. Makran is surrounded by two continental-continental zones of the Zagros and the Himalayas. Subduction of the oceanic crust along fault surfaces with a slope to the north has begun from the Early Cretaceous. Due to tectonic activity, continued subduction and the existence of a long megathrust zone in the northern part of Makran subduction and the northern shore of the Oman Sea has caused that this region has a very high risk of strong earthquakes and tsunamis. In this study, the Makran zone was evaluated by considering the concepts of seismicity parameters considered in the Gutenberg-Richter relationship. In other words, the statistical characteristic of earthquakes is considered in accordance with their spatial and temporal distribution. For this purpose, the basic data of fault and seismicity associated with the magnitude of earthquakes are investigated by the distribution of earthquakes and faults. The basis of the calculation of the b-value parameter is estimated using a frequency-magnitude distribution and correlation integral methods. Contrary to other methods, in this method, the time and space distribution of the parameters, the cumulative properties of the data and the tectonic stress level of the region associated with different earthquake seismic processes. In order to calculate these parameters, different seismic catalog (internal and external bases) have been used. Considering the distribution of earthquakes and magnitude data seismicity parameter was calculated and it is changed between  $0.8 < b < 1.6$  values. Considering the b-value quantity at any point, the map of differential stress ( $\sigma_1 - \sigma_3$ ) is calculated according to MPA (62-450 MPa).

Based on the study of changes in seismicity parameters in the Makran zone and clustering of large earthquakes that form areas with high-stress concentration, the heterogeneity of seismicity parameters covers a significant part of the study area. Large b-values indicate the random occurrence of small earthquakes, indicating low-stress structures in parts of the region. Heterogeneity of seismic zones leads to changes in the value of b. Based on the seismicity parameters calculated in the Makran zone, the highest concentration of seismic potential for destructive earthquakes with probability is located in the southern terminal of Nehbandan, Bam, Gowk fault systems (connection zones of Nehbandan fault system terminal, Chaman, OrnachNal and Qazband with the thrust faults of Makran zone).

**Keywords:** Makran zone, seismicity, b-value, differential stress

---

\*Corresponding author:

mehrdad@iiees.ac.ir