

## بررسی تغییرات تنش لرزه‌ای در زاگرس جنوبی

مهرداد مصطفی‌زاده<sup>۱\*</sup> و لیلا مهشادینیا<sup>۲</sup>

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

(دریافت: ۱۴۰۲/۰۲/۱۹، پذیرش: ۱۴۰۲/۰۴/۱۹)

### چکیده

کوهزاد زاگرس با راستای شمال باختری- جنوب خاوری که طی همگرایی صفحه عربی و خردقاره ایران در کرتاسه پسین شروع به تشکیل کرده است، نتیجه برخورد قاره- قاره بین خردقاره ایران و صفحه آفریقا- عربی است که همچنان تداوم دارد. این برخورد در زمان میوسن- پلیوسن توسعه یافته است. لرزه‌خیزی در منطقه زاگرس جنوبی به منطقه بین دشت ساحلی خلیج فارس و سامانه راندگی زاگرس محدود است. فراوانی زمین‌لرزه‌ها در زاگرس نشانه تغییر شکل فعال خارج از توالی (active out-of-sequence deformation) در این بخش است که در کوهزادهای برخوردی مشابه نیز آن را می‌توان مشاهده کرد. در این مطالعه پارامترهای لرزه‌خیزی کمربند زاگرس جنوبی با توجه به رابطه گوتنبرگ- ریشتر ارزیابی و ویژگی آماری زمین‌لرزه‌ها با در نظر گرفتن توزیع مکانی و زمانی (یا چگالی توزیع زمان و مکان) آنها بررسی می‌شود. به همین منظور داده‌های پایه مرتبط با گسلش و لرزه‌خیزی شامل بزرگای زمین‌لرزه، توزیع رومرکز زمین‌لرزه‌ها و گسل‌ها بررسی شد. مبنای این تحلیل، محاسبه پارامتر لرزه‌خیزی (b) است که بر اساس بیشینه احتمال محاسبه شد. در این روش توزیع زمانی و مکانی پارامترها، ویژگی تجمعی داده‌ها (بعد همبستگی) و سطح تنش زمین‌ساختی منطقه مرتبط با فرایندهای مختلف لرزه‌زمین‌ساختی متفاوت از دیگر روش‌ها لحاظ شده است. با در نظر گرفتن توزیع رومرکز و بزرگای زمین‌لرزه‌ها، میزان تغییرات پارامتر لرزه‌خیزی مناطق کمربند پهنه گسل‌های فلسی، مزوپتامین- خلیج فارس و کمربند پیش‌بوم زاگرس به ترتیب  $0.61 < b < 0.64$ ،  $0.98 < b < 1.05$  و  $1 < b < 1.7$  برآورد شده است. بر اساس نتایج تغییرات پارامتر لرزه‌خیزی، تغییرات اختلاف تنش بیشینه و کمینه ( $\sigma_1 - \sigma_3$ ) در پهنه زاگرس جنوبی در امتداد سه برش عرضی انتخابی محاسبه و مقادیر (۲۳۰-۴۷۰ MPa)، (۲۰۵-۲۹۶ MPa) و (۶۰-۵۵۰ MPa) به دست آمد.

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

## ۱ مقدمه

پهنه زاگرس جنوبی در جنوب خاور ایران، بین صفحات همگرایی عربی و اوراسیا واقع است. همگرایی فعال و وجود تنش‌های فشاری مرتبط با برخورد در کمربند کوهزایی زاگرس، با لرزه‌خیزی زیاد تأیید می‌شود. زمین‌لرزه‌ها در زاگرس جنوبی با توجه به داده‌های لرزه‌ای تاریخی و دستگاهی، اغلب بزرگای متوسط و ژرفایی بین ۸ تا ۳۲ کیلومتر (کارنمای زمین‌لرزه‌های CMT) دارند و فاقد گسلش سطحی هستند. لرزه‌خیزی این پهنه ناشی از فعالیت مجدد گسل کششی اولیه به صورت گسلش امتدادلغز و شیب‌لغز فشاری است. فعالیت لرزه‌ای کمربند زاگرس به شدت به فعالیت گسل‌های ژرف سنگ بستر در زیر پوشش رسوبی یا افق جدایش (décollement) کم‌شیب و کم‌ژرفای متشکل از سنگ‌ها و رئولوژی ضعیف وابسته است. رژیم‌های تنش فشاری در واحدهای مختلف نقش مهمی در کنترل شرایط تنش بین واحدهای مختلف در پوشش رسوبی و پی‌سنگ دارند (اوبرین، ۱۹۵۰؛ کلمن، ۱۹۷۸؛ لئوزی و شرکتی، ۲۰۰۴؛ سپهر و کاسگرو، ۲۰۰۴؛ کاسیلو و همکاران، ۲۰۰۹ و فرضی‌پور صائین و همکاران، ۲۰۰۹).

بر اساس نتایج مطالعات GPS ورنانت و همکاران (۲۰۰۴) و مک کواری و همکاران (۲۰۰۳) مسیر همگرایی بین خرده‌قاره ایران و صفحه قاره‌ای آفریقا-عربی از مزوزوئیک تا عهد حاضر مایل بوده و از شمال خاور به سمت شمال منحرف شده است. به‌طور کلی چند ده کیلومتر کوتاه‌شدگی در ناحیه چین‌خورده کمربند چین‌خورده زاگرس مشاهده می‌شود (برای مثال مولینارو و همکاران، ۲۰۰۵)، درحالی‌که در قسمت‌های داخلی باقی‌مانده کمربند، مقدار کوتاه‌شدگی تا حد زیادی نامعلوم است (ورگس و همکاران، ۲۰۱۱). جکسون و همکاران (۲۰۰۴) با استفاده از زمین‌لرزه‌های ثبت‌شده در ایران نشان دادند بین سال‌های ۱۹۰۹ تا ۱۹۹۲، حدود ۱۰ تا ۲۰ درصد از

دگرشکلی کل پهنه ایران منشاء لرزه‌ای داشته است که سهم زمین‌لرزه‌ها از کل دگرشکلی در بخش‌های شمالی و شمال خاوری ایران بیش از چین‌خوردگی‌های زاگرس است. ایشان همچنین دریافتند دگرشکلی لرزه‌ای در امتداد محورهای اصلی کرنش به لحاظ نوع، جهت و مقادیر نسبی دامنه، نظیر دگرشکلی‌های غیرلرزه‌ای است.

منطقه پیش‌بوم زاگرس جنوبی (کمان فارس یا SFB در زاگرس جنوبی) (شکل ۲) منطقه‌ای کلیدی برای درک تحولات زمین‌ساختی و سینماتیک کمربند کوهزایی زاگرس از سنوزوئیک تاکنون است. جهت تنش اصلی پیشینه در این پهنه منطبق بر زمان و حالت برخورد صفحه عربی و خرده‌قاره ایران است. حل وارون سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها برای کمربند زاگرس در مطالعات مختلف انجام شده است که برای نمونه می‌توان به مطالعه مکنزی (۱۹۶۹)، آنجلیر (۲۰۰۲)، اوتسوبو و همکاران (۲۰۰۸) و سرکاری‌نژاد و ظفرمند (۱۳۹۵، ۲۰۱۷) اشاره کرد. در برخی از مطالعات حل وارون تنش در پهنه زاگرس مانند آنجلیر (۱۹۷۹، ۱۹۹۴)، یاماجی (۲۰۰۰ الف، ب)، زالر و ورباک (۲۰۰۷) و میسرا و همکاران (۲۰۱۴) تجزیه و تحلیل تنش دیرینه نیز بررسی شده است.

هدف اصلی مطالعه کنونی بررسی تغییرات کمی تنش لرزه‌ای در امتداد محور عرضی زاگرس جنوبی و به‌تصویر-کشیدن تغییرات برداری تنش در پهنه مورد مطالعه است. در این مطالعه تغییرات تنش لرزه‌ای در بازه زمانی ۲۰۲۲-۱۹۷۶ در پهنه‌های فرعی زاگرس جنوبی محاسبه و با نتایج مطالعات قبلی مقایسه می‌شود. همچنین امکان بررسی تأثیرگذاری سایر عوامل بر تنش لرزه‌ای محلی برای مطالعات بعدی پیشنهاد می‌شود.

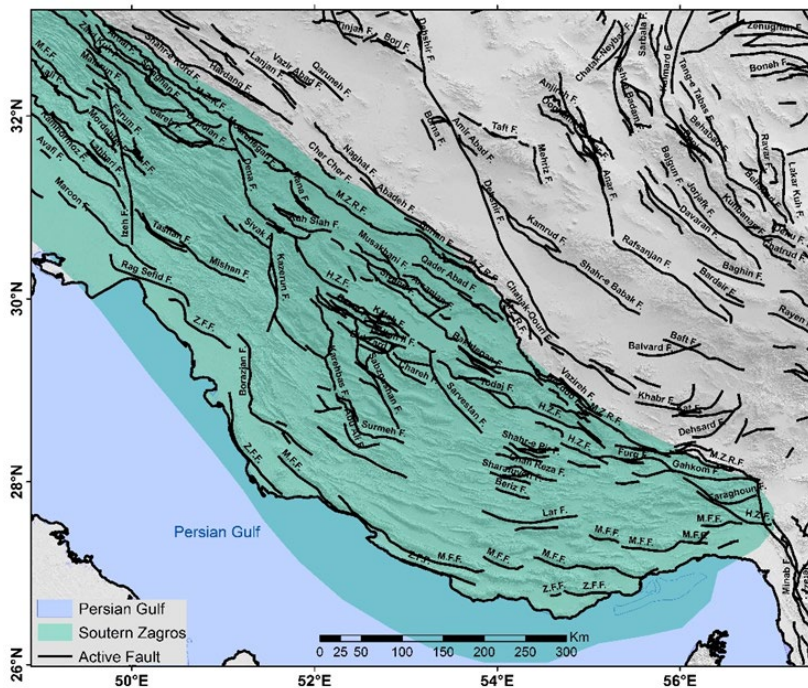
## ۲ موقعیت زمین‌ساختی و لرزه‌زمین‌ساختی

## ۱-۲ زمین‌ساخت

دگرریختی فعال کمربند کوهزایی زاگرس با راستای شمال

همکاران، ۲۰۰۳). حدود ۵۰۰ تا ۸۰۰ کیلومتر از این مقدار همگرایی در بازه زمانی ۲۳ تا ۳۵ میلیون سال قبل رخ داده است (هاتزفلد و مولنار، ۲۰۱۰). این همگرایی چندمرحله‌ای بین بلوک‌های عربی و ایران سبب فشرده‌سازی طولانی‌مدت، اما ناپیوسته حاشیه شمال خاور بلوک عربی شده است (هومکه و همکاران، ۲۰۱۰). بر اساس اندازه‌گیری‌های زمین‌شناسی، با فرض ثابت بودن صفحه اوراسیا، صفحه عربستان با سرعتی بین ۱/۶ تا ۲/۲ سانتی‌متر در سال به سمت شمال حرکت می‌کند (سلا و همکاران، ۲۰۰۲ و ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴).

باختری- جنوب خاوری (شکل ۱) در نتیجه همگرایی و برخورد قاره- قاره‌ای بین خردقاره ایران و صفحه آفریقا- عربی در کرتاسه پسین شروع شده است. این برخورد در زمان میوسن- پلیوسن توسعه یافته است (فالکن، ۱۹۷۴؛ بربریان و کینگ، ۱۹۸۱؛ علوی، ۱۹۹۴؛ مولینارو و همکاران، ۲۰۰۵؛ لاکومب و همکاران، ۲۰۰۶؛ اوپورگ و همکاران، ۲۰۱۰). زاگرس جنوبی طی بسته شدن اقیانوس نتوتیس و در سه مرحله شکل گرفته است (اشتوکلین، ۱۹۶۸؛ تالبوت و علوی، ۱۹۹۶ و استامپفلی و بورل، ۲۰۰۲). همگرایی محاسبه‌شده بین صفحات عربی و ایران برابر با ۱۳۰۰ کیلومتر از ۵۶ میلیون سال قبل است (مک کواری و



شکل ۱. گستره زاگرس جنوبی. خطوط مشکی موقعیت گسل‌های اصلی را در پهنه زاگرس جنوبی نشان می‌دهند (گسل‌ها برگرفته از شیخ‌الاسلامی و همکاران، ۱۳۹۲).

کیلومتری شمال خاور گسل عهد حاضر زاگرس قرار دارد. با استفاده از روش بازسازی برش عرضی، کوتاه‌شدگی پوشش رسوبی در حدود ۱۸۰ کیلومتر و کوتاه‌شدگی سنگ بستر عربی ۱۴۹ کیلومتر تخمین زده شده است که تمام رویدادهای فشاری از کرتاسه پسین تا عهد حاضر را

نرخ کوتاه‌شدگی در جهت NE از شمال باختر کمربند زاگرس به سمت جنوب خاور کوهزاد تا حدود ۱۰ میلی‌متر در سال افزایش می‌یابد (تاتار و همکاران، ۲۰۰۲ و ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴). در حال حاضر مرز بلوک قاره‌ای عربی و صفحه اقیانوسی بر بالای سازند سروک منطبق و در ۱۶۹

شمال خاور و کمر بند چین خورده یا ساده چین خورده در جنوب باختر تقسیم می کند (سپهر و کاسگرو، ۲۰۰۵). گسل های راندگی و چین خوردگی ها کمر بند فلسی را تشکیل می دهند، در حالی که کمر بند ساده چین خورده، تاقدیس هایی بزرگ و طویل شده با روند شمال باختر- جنوب خاور دارد. میدان سرعت حاصل از GPS و لرزه خیزی ثبت شده، سکون لرزه ای در سراسر بخش های مرتفع زاگرس را در مقیاس چند دهه و نبود کوتاه شدگی فعال پوسته بالایی را در این منطقه تأیید می کند (آلن و همکاران، ۲۰۱۳).

سرکاری نژاد و عزیزی (۲۰۰۸) و سرکاری نژاد و قنبریان (۲۰۱۴) کمر بند کوهزایی زاگرس را به نه پهنه زمین ساختی فرعی تقریباً موازی تقسیم کرده اند (شکل ۳) که از جنوب باختر تا شمال خاور عبارتند از: کمر بند چین خورده پیش بوم زاگرس؛ کمر بند چین و راندگی پیش بوم زاگرس؛ سامانه راندگی زاگرس (ZTS)؛ پهنه زمین درز زاگرس/پهنه افیولیتی؛ کمر بند نمکی؛ چین و راندگی پس بوم زاگرس؛ کمر بند دگرگونی سنندج- سیرجان (HP-LT)؛ کمر بند دگرگونی سنندج- سیرجان (HP-LP)؛ کمر بند ارومیه- دختر. ساختار اصلی زاگرس به صورت عرضی با مجموعه ای از گسل های زیرسطحی قطع می شود. شکستگی های پی سنگی با راستاهای NE، N-S و NW در صفحه عربستان در اثر فازهای کوهزایی انتهایی پرکامبرین و دوران پالئوزوئیک ایجاد شده اند (بحرودی و کوی، ۲۰۰۴ و حسامی و همکاران، ۲۰۰۱). این شکستگی ها با تظاهر خطوارگی از زمان شکل گیری نئوتتیس و در مراحل مختلف تکامل زاگرس تأثیرگذار بوده اند. بازشدگی و گسترش نئوتتیس و سپس بسته شدن آن و کوتاه شدگی زاگرس در راستای گسل های شمال باختری- جنوب خاوری زاگرس رخ داده است (جکسون، ۱۹۸۰). ناهمواری موجود در کف حوضه رسوبی زاگرس و تأثیرگذاری بر تفاوت رخساره و ضخامت سازندهای

در برمی گیرد. با توجه به مقدار کل کوتاه شدگی زاگرس، میانگین نرخ کوتاه شدگی در حدود ۲ mm/yr برای ۹۰ میلیون سال برآورد شده است (ورگس و همکاران، ۲۰۱۱). نمک اینفراکامبرین هرمز در ناحیه فارس که در بالای سنگ بستر قرار دارد، به عنوان افق جدایش اصلی در طول تغییر شکل ترشیاری پسین عمل کرده است. سایر افق های جدایش عبارتند از: سازند دشتک تریاس (تبخیری)؛ سازند کژدمی کرتاسه (شیل)؛ سازند گچساران میوسن پایینی (تبخیری). این افق های جدایش سبب جداسازی بین تغییر شکل سنگ بستر و پوشش رسوبی و همچنین بین واحدهای مختلف درون پوشش رسوبی می شوند و الگو و توزیع تغییر شکل را در زاگرس کنترل می کنند (اوبرین، ۱۹۵۰؛ کلمن، ۱۹۷۸؛ لتوزی و شرکتی، ۲۰۰۴؛ سپهر و کاسگرو، ۲۰۰۴؛ کاسیلو و همکاران، ۲۰۰۹ و فرضی پور صائین و همکاران، ۲۰۰۹).

گسل های پیش از چین خوردگی زاگرس که شامل گسل های نرمال هستند، با رسوب گذاری و راندگی های کوچک مقیاس هم زمان هستند (کازینی و همکاران، ۲۰۱۱ و لاکومب و همکاران، ۲۰۱۱). گسل های راندگی، که گرایش یا جهت واژگونی و تمایل (vergence یا overthrust direction) آنها به سمت جنوب است، هم زمان با چین خوردگی تشکیل شده اند. گسل های راستالغز معمولاً ساختارهای زمین ساختی جوان تر از چین خوردگی و احتمالاً مربوط به مراحل پیشرفته دگرخیزی کوهزاد و بسته شدگی چین ها هستند. راستای تقریبی برخی از گسل های عرضی (transverse fault) یا متقاطع (cross fault) فعال در کمر بند کوهزایی زاگرس مانند گسل های کازرون، کره بس، سبزپوشان و سروستان، شمالی- جنوبی است که با زاویه ای بزرگ نسبت به روند ساختاری کمر بند کوهزایی امتداد دارند. گسل راندگی زاگرس مرتفع، کمر بند کوهزایی زاگرس را به دو پهنه ساختاری موازی شامل کمر بند رانده یا کمر بند راندگی مرتفع زاگرس در

چین خوردگی و عملکرد راندگی‌های وابسته اشاره دارند. توالی تغییرات از NE-SW به N-S نشان‌دهنده چرخش پادساعتگرد محور فشارش در طول زمان است. کمربند زاگرس را می‌توان بر اساس سبک ساختاری و تاریخچه رسوبی به صورت جانبی به پهنه‌های مختلفی تقسیم کرد که از باختر به خاور شامل برجستگی لرستان (Lurestan salient)، فروبار دزفول و برجستگی فارس می‌شود (لاکومب و همکاران ۲۰۰۶ و سپهر و کاسگرو، ۲۰۰۵). گسل‌های کازرون و ایزه دو گسل پیش از برخورد در کمربند کوهزایی زاگرس هستند که در اوایل پالئوژوئیک به صورت گسل کششی تشکیل و فعال شده‌اند (سپهر و کاسگرو، ۲۰۰۵). احتمالاً در مراحل اولیه برخورد صفحات عربی-ایران در الیگوسن، جابه‌جایی NW-SE در گسل کازرون آغاز شده و در مراحل پیشرفته دگرریختی، این گسل به صورت تکه‌های گسلی راستالغز و راندگی فعالیت داشته است (آبورگ و همکاران، ۲۰۱۰). این پهنه‌های گسلی راستالغز در کمربند کوهزاد زاگرس با تقسیم تنش کوتاه‌شدگی، نقش اصلی سینماتیکی ایفا می‌کنند. همگرایی آفریقا-عربی-اوراسیا در حال حاضر به کوتاه‌شدگی شمال خاوری-جنوب باختری عمود بر روند کوهزاد زاگرس و گسلش راستالغز راست‌بر در راستای گسل اصلی عهد حاضر زاگرس (MRF) تقسیم می‌شود، درحالی‌که در زاگرس خاوری تقسیم‌شدگی کرنشی مشاهده نمی‌شود (یمینی‌فرد و همکاران، ۲۰۰۶، ۲۰۰۷). تغییر شکل در برجستگی فارس بر روند محلی کمربند (تقریباً خاوری-باختری) عمود است. این تغییر سینماتیکی که مستلزم گسترش و کشش در امتداد کمربند کوهزاد است و بر امتداد گسل‌های کازرون-بrazجان، کره‌بس، سبزپوشان و سروستان منطبق می‌شود (طالبیان و جکسون، ۲۰۰۴)، سامانه‌ای دم اسبی (horsetail system) ایجاد کرده است که سبب انتقال و توزیع لغزش راست‌بر به موازات کوهزاد و در راستای MRF به راندگی‌ها و چین‌های

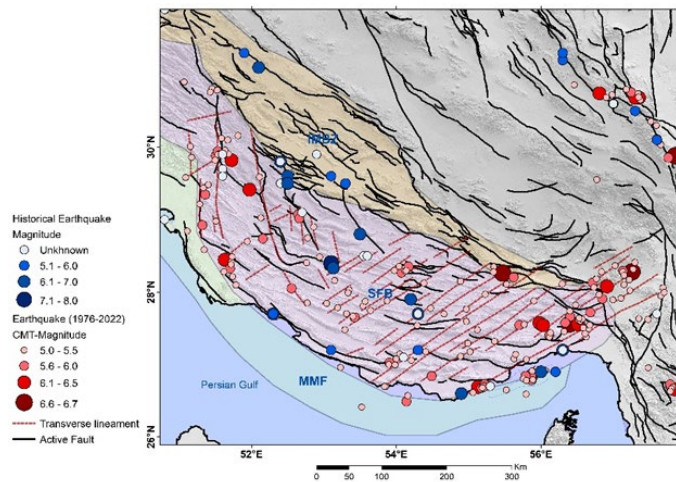
چینه‌ای در بخش‌های مختلف زاگرس و همچنین بریدگی و خمش در راستای محور ساختارهای شمال باختری-جنوب خاوری، بیشتر بر اثر فعالیت گسل‌های عرضی شمال خاوری-جنوب باختری زاگرس ایجاد شده است (اوسمی و همکاران، ۲۰۰۶ و بوردناو و هگر، ۲۰۱۰). همچنین شواهد نوزمین‌ساختی مانند الگوی مستقیم آبراهه‌ها، پرتگاه‌های گسلی، اثر خطی خطواره‌های زیرسطحی در نهشته‌های آبرفتی بر تصاویر ماهواره‌ای و روند تمرکز کانونی زمین‌لرزه‌های دستگاهی و تاریخی نیز احتمال فعالیت خطواره‌های برشی عرضی (NE-SW) را تأیید می‌کند. اثر این گسل‌های عرضی-برشی و پهنه‌های بین آنها موجب پیچیدگی‌های ساختاری ناشی از برهم‌نهی (superposition) تغییر شکل‌های حاصل از این گسل‌ها و گسل‌های راندگی بخش پیش‌بوم شده است (برزگر، ۱۹۹۴؛ صحابی‌فرد و همکاران، ۱۳۹۵ و دریکوند و همکاران، ۱۳۹۴). عملکرد برشی این گسل‌های عرضی به صورت راست‌بر با راستای N-S و چپ‌بر با راستای NE-SW است. روند اثر محوری این چین‌ها در کوهزاد زاگرس یکنواخت نیست و در موقعیت پهنه‌های برشی عرضی تغییر می‌کند. عملکرد این پهنه‌های راستالغز که روند اصلی زاگرس را قطع می‌کنند، موجب پیچیدگی‌های ساختاری در منطقه می‌شود. در عهد حاضر تداوم حرکت ورقه عربستان به سمت ایران مرکزی نیز عامل اصلی رخداد‌های لرزه‌ای بر اثر فعالیت پهنه‌های برشی-عرضی در زاگرس و منطقه مورد مطالعه است (طالبیان و جکسون، ۲۰۰۴). شکل ۱ خطواره‌های عرضی با روند NE و N-S را نشان می‌دهد که با توجه به بریدگی و خمش در راستای محور ساختارهای شمال باختری-جنوب خاوری ترسیم شده‌اند. روند  $\sigma_1$  (محور تنش اصلی بیشینه) مربوط به رویدادهای زمین‌ساختی شکنا، در کمربند مرتفع زاگرس واقع در استان فارس NE-SW، NNE-SSW، NW-SE و N-S است (نواب‌پور و همکاران، ۲۰۰۷). این روندها به مراحل اصلی

مطالعه آماری مربوط به شکل‌های ۵ تا ۱۱ از پایگاه بین‌المللی ISC تهیه شده است. برای ترسیم شکل ۲ و حل تانسور ممان لرزه‌ای از کارنمای CMT در بازه زمانی ۲۰۲۲-۱۹۷۶ استفاده شده است. زمین‌لرزه‌های تاریخی نیز از مرجع آمبرسیز و ملویل (۱۹۸۲) اخذ شده‌اند (شکل ۲). در کمربند کوهزایی زاگرس تمرکز زمین‌لرزه‌های متوسط و بزرگ با Mw برابر یا بیش از ۵ به منطقه بین دشت ساحلی

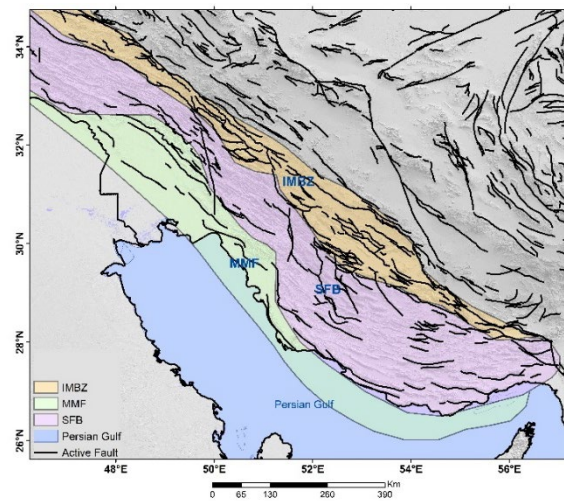
کوهزاد زاگرس می‌شود (آتماپو و همکاران، ۲۰۰۶ و لاکومب و همکاران، ۲۰۰۶).

## ۲-۲ لرزه‌خیزی

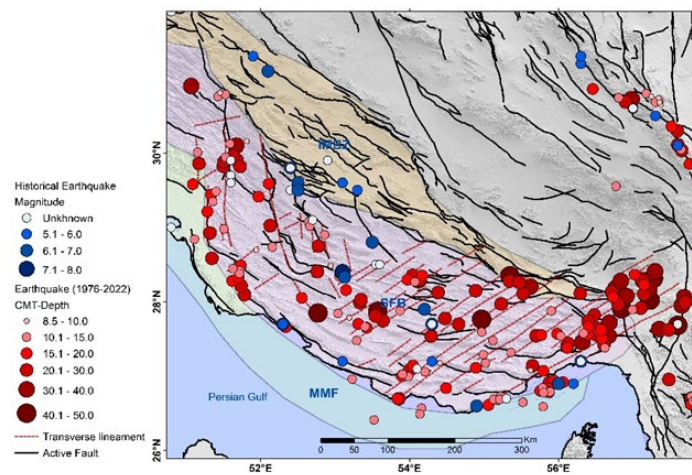
همگرایی فعال و وجود تنش‌های فشاری مرتبط با برخورد در کمربند کوهزایی زاگرس، با لرزه‌خیزی زیاد تأیید می‌شود (شکل ۲). کارنمای زمین‌لرزه‌های دستگاهی برای



(ب)



(الف)

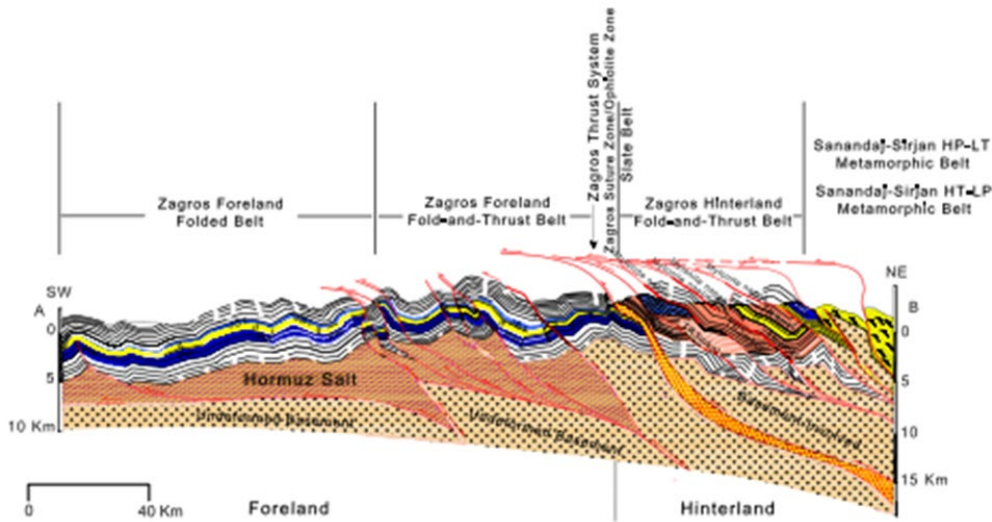


(ج)

شکل ۲. (الف) زیرپهنه‌های زاگرس که در این مطالعه منبای حل وارون تنش لرزه‌ای هستند (با اندکی تغییر، برگرفته از ورگس و همکاران، ۲۰۱۱). (ب) زمین‌لرزه‌هایی که بزرگای بیش از ۵ دارند، به‌طور مشخص در راستای خطواره‌های گسلی تمرکز دارند. خطواره‌های عرضی با روند NE و NW با توجه به بریدگی و خمش در راستای محور ساختارهای شمال باختری - جنوب خاوری استخراج شده‌اند. (ج) تعداد رخداد زمین‌لرزه‌های ژرف به سمت لبه جنوبی پیشانی کوهستان (پهنه SFB) و به موازات خطواره‌های برشی چپ‌بر با روند شمال خاوری همچنین به سمت مرز خاوری فروبار دزفول و به موازات خطواره‌های برشی راست‌بر با روند شمالی - جنوبی افزایش نشان می‌دهد. زمین‌لرزه‌های دستگاهی در این مطالعه در بازه زمانی ۱۹۷۶-۲۰۲۲ از کارنمای CMT اخذ شده‌اند. زمین‌لرزه‌های تاریخی با دوایر آبی نمایش داده شده‌اند (برگرفته از آمبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲).

(۲۰۰۰-۱۵۰۰) دارد (طاللیان و جکسون، ۲۰۰۴ و هاتزفلد و همکاران، ۲۰۱۰). تاتار و همکاران (۲۰۰۴) و هاتزفلد و همکاران (۲۰۱۰) بر این باورند که لرزه‌خیزی در زاگرس مرکزی، زیر پوشش رسوبی و در قسمت بالایی سنگ بستر (ژرفایی بین ۱۰ تا ۱۵ کیلومتر) متمرکز است. وجود نمک هرمز در قاعده پوشش رسوبی چین‌خورده به ضخامت حدود ۱۰ کیلومتر، همراه با نبود گسیختگی سطحی زمین‌لرزه نشان می‌دهد زمین‌لرزه‌ها در سنگ بستر متمرکز شده‌اند (نیسن و همکاران، ۲۰۱۱). یمینی‌فرد و همکاران (۲۰۰۶، ۲۰۰۷) بر اساس تحلیل سازوکار کانونی بر این باورند که در تقاطع بین گسل کازرون و MRF در بروجن و همچنین در ناحیه انتقال بین پهنه برخورد زاگرس و ناحیه فرورانش مکران در نزدیکی بندرعباس، گسلش از نوع راندگی است و به ژرفای بیش از ۱۲ کیلومتر در امتداد گسل‌های جدایش با شیب NE محدود می‌شود که عمود بر جهت همگرایی برخورد است.

خلیج فارس و سامانه راندگی زاگرس محدود می‌شود و به شکل مشخصی در لبه جنوب خاوری و باختری پیش‌بوم زاگرس متمرکز است (شکل ۲). با توجه به شکل ۲، توزیع مکانی زمین‌لرزه‌ها مبین نقش اصلی گسل‌های عرضی در دو سوی کمان فارس است. فراوانی زمین‌لرزه‌ها در این منطقه نشان می‌دهد منطقه به طور فعال در حال تغییر شکل است؛ نوعی تغییر شکل خارج از توالی که در کوهزادهای برخوردی مشابه نیز می‌توان آن را دید (موخرجی و همکاران، ۲۰۱۲). فعالیت لرزه‌ای کمربند زاگرس به شدت به فعالیت گسل‌های ژرف سنگ بستر (زمین‌لرزه‌های عمقی) در زیر پوشش رسوبی، فعالیت مجدد گسل‌های کششی اولیه به صورت گسلش امتدادلغز و شیب‌لغز فشاری یا افق جدایش کم‌شیب و کم‌ژرفای (متشکل از سنگ‌های ضعیف رئولوژیکی نمک هرمز اینفراکامبرین) وابسته است. زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر ( $M_b > 5$ ) در کمربند چین‌خورده پیش‌بوم زاگرس متمرکز شده‌اند که توپوگرافی کمی



شکل ۳. مقطع زمین‌ساختی در مقیاس پسته کمربند کوهزایی زاگرس (تقسیمات از سرکاری‌نژاد و همکاران، ۲۰۱۸).

بالایی بیشتر با لغزش روی گسل‌های ضعیف و ازپیش‌موجود راست‌لغز یا راندگی دگرریخت می‌شود، اما پسته پایینی همگن‌تر است و کوتاه‌شدگی با گسلش

در مقابل، سازوکارهای کانونی امتدادلغز راست‌بر در ژرفایی کمتر و منطبق با اثر گسلی MRF ثبت می‌شوند. این تفاوت در ژرفای سازوکارهای کانونی نشان می‌دهد پسته

معکوس با راستای عمود بر حرکت منطقه‌ای انجام می‌شود (هاترفلد و همکاران، ۲۰۱۰).

با توجه به توزیع رومرکز زمین‌لرزه‌ها در شکل ۲، به‌نظرمی‌رسد لرزه‌خیزی زاگرس جنوبی حاصل تعامل ساختارهای زمین‌ساختی شمال باختری- جنوب خاوری و گسل‌های عرضی پی‌سنگی باشد. بر اساس این شکل، زمین‌لرزه‌ها با بزرگای بیش از ۵ به‌طور مشخص در راستای خطواره‌های شمال خاوری- جنوب باختری تمرکز دارند و تعداد رخداد زمین‌لرزه‌های ژرف به سمت لبه جنوبی پیش‌بوم فارس و به موازات خطواره‌های برشی چپ‌بر با روند شمال خاوری افزایش نشان می‌دهد. علاوه‌براین ژرفای کانونی نیز تا ۵۰ کیلومتر افزایش می‌یابد. همچنین بزرگای زمین‌لرزه‌های رخداده در دو لبه جنوبی و باختری کمان فارس به‌ترتیب به موازات خطواره‌های شمال خاوری- جنوب باختری و گسل‌های راست‌الغز راست‌بر شمالی- جنوبی مانند کازرون، کره‌بس و برازجان افزایش می‌یابد؛ بنابراین بیشینه تأثیر این گسل‌های پی‌سنگی در این بخش‌ها تمرکز دارد که باید در مطالعه تنش لرزه‌ای به‌صورت محلی به آن توجه شود. سرکاری‌نژاد و ظفرمند (۲۰۱۷) مطالعه تنش و حل وارون تنش را در مجاورت گسل‌های راست‌الغز (مانند گسل کازرون و کره‌بس) متمرکز کردند. مطالعات نشان می‌دهد میانگین جهت فعلی تنش اصلی بیشینه برابر  $N19^{\circ}E$  و جهت تنش اصلی بیشینه در کرتاسه تا ترشیاری  $N38^{\circ}E$  بوده است. تفاوت بین جهت تنش اصلی و جهت تنش بیشینه کنونی و دیرینه نشان‌دهنده یک چرخش پادساعتگرد در جهت تنش بیشینه اصلی در طول زمان است. این تفاوت که حاصل تغییر در مسیر همگرایی صفحات قاره‌ای است، تحت تأثیر تکامل ساختاری محلی، مانند انتشار جانبی چین‌ها و تأثیر محلی افق‌های جدایش است که نفکیک سنگ بستر و پوشش رسوبی را تسهیل می‌کند. انحراف بیشینه تنش فشاری نسبت به راستای گسل سبب تقسیم تنش به تنش‌های عمود و

موازی با راستای گسل و جابه‌جایی‌های رانندگی و راست‌الغز در پهنه‌های گسلی کازرون، کره‌بس، سبزپوشان و سروستان و تقسیم این پهنه‌های گسلی به تکه‌های امتدادلغز و شیب‌لغز می‌شود (شکل ۳).

### ۳ روش مطالعه

#### ۳-۱ پارامترهای لرزه‌خیزی

لرزه‌خیزی، بیانگر میزان فعالیت‌های لرزه‌ای در مکان و زمان است و برای یک ناحیه اندازه‌گیری می‌شود. قدیمی‌ترین رابطه‌ای که برای اندازه‌گیری لرزه‌خیزی به کار می‌رود، رابطه بازگشتی گوتنبرگ- ریشتر است:

$$\log(N) = a - bM \quad (1)$$

که  $N$  تعداد زمین‌لرزه‌ها با بزرگای  $M$  یا بزرگ‌تر است.  $a$  و  $b$  ثابت‌هایی هستند که به پارامترهای گوتنبرگ- ریشتر معروفند. این پارامترها در واقع با لرزه‌خیزی ناحیه‌ای در ارتباطند به نحوی که  $a$  معرف ویژگی‌های زمین‌ساختی ناحیه و  $b$  شیب خط در نمودار  $\log(N)$  است. هرچه  $b$  بزرگ‌تر باشد، تعداد زمین‌لرزه‌ها با بزرگای بیشتر در آن ناحیه کمتر است.

پارامترهای لرزه‌خیزی که از رابطه گوتنبرگ- ریشتر به‌دست می‌آیند، می‌توانند از پارامترهای فیزیکی مختلفی تأثیرپذیر باشند. به کمک این پارامترها می‌توان به ناهمگنی ناحیه یا سطح استرس برشی موجود در ناحیه پی برد (اکی، ۱۹۸۴؛ شولز، ۱۹۶۸ و کوسترو، ۱۹۸۴). آنسل و همکاران (۱۹۹۵) نشان دادند  $b$  می‌تواند با تغییر لرزه‌خیزی ناحیه و به‌خصوص تحت تأثیر خوشه‌های لرزه‌ای در طول ناحیه تغییر کند، هرچند که مقدار متوسط  $b$  در یک ناحیه بزرگ همیشه مقداری نزدیک به ۱ را نشان می‌دهد.

شولدز (۲۰۱۵) از یک مدل مقاومت اصطکاکی ساده برای اندازه‌گیری تنش‌های موجود سنگ کره قاره‌ای استفاده کرد. وی پارامتر لرزه‌خیزی  $b$  را در طیف گسترده‌ای از مناطق زمین‌ساختی تابعی از عمق



فیزیکی به وجود آورنده سامانه رابطه مستقیم دارد؛ برحسب تغییر شرایط فیزیکی، ساختار هندسی نیز تغییر می‌کند. پوسته زمین سامانه‌های گسلی با شکستگی‌های متفاوت در مقیاس‌های مختلف دارد و امکان معرفی ساختار فرکتالی این سامانه‌ها میسر است. در این حالت می‌توان گسلش قسمت‌های مختلف را که ناشی از این شکستگی‌ها است، برحسب مقیاس بزرگی آنها یا به عبارتی، برحسب شمار تجمعی آنها با یک رابطه نمایی معرفی کرد. چنین رابطه‌ای معرف توزیع فرکتالی است (مندلبرات، ۱۹۸۳). در توزیع فرکتالی یک سامانه، ویژگی نامتقارن موجود در یک قطعه، مشابه حالت نامتقارن کل سامانه فرض می‌شود. به بیان دیگر، ویژگی آماری یک قطعه با ویژگی آماری کل سامانه یکسان است. برای معرفی مقیاس توزیع فرکتالی از مفهوم خودتشبیهی استفاده و بعد فرکتالی جسم (D) تعیین می‌شود. مفهوم این مقیاس آن است که تصویر هر قطعه از یک منحنی و یک سطح با تصویر کل سامانه برابر فرض می‌شود. اگر ابعاد خطی یک سامانه مشخصاتی را  $r_i$  فرض کنیم و تعداد قطعه‌ها  $N_i$  باشد، بین این دو پارامتر رابطه زیر برقرار است:

$$N_i = C / r_i \quad (۳)$$

که ابعاد فرکتالی (D) معرف توزیع فرکتالی و C مقدار ثابت است. رابطه (۳) را می‌توان به صورت زیر نوشت:

$$D = \frac{\log(N_{i+1} / N_i)}{\log(r_{i+1} / r_i)} \quad (۴)$$

پارامتر  $r$  نسبت تشابه و N تعداد قطعاتی است که منحنی مورد نظر را پوشش می‌دهند (مندلبرات، ۱۹۸۳).

تنش زمین‌ساختی پوسته بر پایه سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها مطالعه و برآورد می‌شود. استفاده از برخی الگوریتم‌ها در این نوع مطالعات تنش رایج‌تر است. در الگوریتم‌های حل وارون معمولاً سه فرض مطرح می‌شود: تنش زمین‌ساختی یکنواخت (همگن) در منطقه حاکم

در نظر گرفت و بر اساس مطالعات آزمایشگاهی، روابط موجود را واسنجی و کالیبره کرد. مطالعات شولدز نشان می‌دهد مقدار پارامتر لرزه‌خیزی  $b$  به صورت خطی با تنش‌های اعمال‌شده در محیط‌های زمین‌ساختی قاره‌ای و فرورانش کاهش می‌یابد؛ بنابراین هر دو وابستگی به عمق و سازوکار کانونی پارامتر لرزه‌خیزی  $b$  حاصل وابستگی به تنش اساسی و پایه است:

$$b = 1.23 \pm 0.06 - (0.0012 \pm 0.0003)(\sigma_1 - \sigma_3) \quad (۲)$$

در این رابطه مقدار اختلاف تنش بیشینه  $\sigma_1$  و تنش کمینه  $\sigma_3$  برحسب مگاپاسکال است. برای مناطق فرورانش، پارامتر لرزه‌خیزی  $b$  به‌طور خطی با نیروی کشش صفحه و با کاهش کلی نیروهای عمود بر حد فاصل صفحات در گیر در پهنه برش متناسب است. رابطه (۲) حاکی از وجود رابطه خطی منفی بین پارامتر لرزه‌خیزی  $b$  و اختلاف تنش است. بر اساس نتایج مطالعات شولدز (۲۰۱۵)، در این مدل بقیه پارامترهایی که سایرین از آنها به‌عنوان عوامل مؤثر یاد کرده‌اند، نظیر ناهمگنی سنگ‌ها، نقشی ندارند.

### ۲-۳ توزیع فرکتالی و تحلیل تنش

ویژگی اصلی هندسه فرکتالی به‌تصویر کشیدن ساختارهای نامنظم و پیچیده است. به عبارتی دیگر، یکی از شاخصه‌های هندسه فرکتالی معرفی ساختارهای پیچیده با در نظر گرفتن ویژگی خودتشابهی آنها است. در طبیعت نمونه‌های زیادی را می‌توان ساختار فرکتالی معرفی کرد؛ برای مثال هنگامی که در ارتفاع زیاد (از درون هواپیما) به زمین نگاه می‌کنیم، تصویر یک درخت مانند یک نقطه دیده می‌شود و یک جنگل را به دلیل ساختار نامنظم آن می‌توان با هندسه فرکتالی معرفی کرد. در چنین حالتی جنگل که از مجموعه زیادی از درختان تشکیل شده است، پیوسته تحت تأثیر عوامل خارجی مانند گرما، باد، سرما و... است. رفتار جنگل را در قبال این عوامل خارجی با ابعاد فرکتالی آنها می‌توان توصیف کرد. شرایط این نوع ساختارهای هندسی با شرایط

$$\tau_{kj}n_j(\delta_{ik} - n_i n_k) \quad (۸)$$

که  $\delta_{ik}$  دلتای کرونکر (Kronecker delta) است.  $T$  کشش برشی در امتداد گسل،  $n$  تنش عمود بر گسل و  $N$  نیز بردار واحد تنش برشی در طول گسل است. رابطه (۸) به صورت زیر اصلاح شد:

$$\tau_{kj}n_j(\delta_{ik} - n_i n_k) = \tau N_i \quad (۹)$$

برای ارزیابی سمت راست رابطه (۸)، کوپ و استونلی (۱۹۸۲) فرض والاس-بات را اعمال و جهت تنش برشی  $N$  را با جهت لغزش ( $s$ ) حرکت برشی در طول گسل شناسایی کردند. همچنین فرض شد که مقدار تنش برشی  $\tau$  روی گسل‌های فعال برای تمام زمین‌لرزه‌های مطالعه شده یکسان است:

$$At = s \quad (۱۰)$$

$$t = [\tau_{11}\tau_{12}\tau_{13}\tau_{22}\tau_{23}]^T \quad (۱۱)$$

$t$  بردار مؤلفه‌های تنش است.  $A$  ماتریسی  $۵ \times ۳$  است که از عمود بر گسل ( $n$ ) محاسبه می‌شود و  $s$  جهت بردار لغزش است. از آنجا که روش نمی‌تواند مقادیر تنش مطلق را تعیین کند،  $\tau$  به ۱ در رابطه نرمال می‌شود. نتیجه رابطه (۸) به شکل ماتریس زیر بیان می‌شود:

$$\begin{vmatrix} n_1(n_2^2 + 2n_3^2) & n_2(1 - 2n_1^2) & n_3(1 - 2n_1^2) & n_1(-n_2^2 + n_3^2) & -2n_1n_2n_3 \\ n_2(-n_1^2 + 2n_3^2) & n_1(1 - 2n_2^2) & -2n_1n_2n_3 & n_2(n_1^2 + n_3^2) & n_3(1 - 2n_2^2) \\ n_3(-2n_1^2 + n_2^2) & -2n_1n_2n_3 & n_1(1 - 2n_3^2) & n_3(-n_1^2 - 2n_2^2) & n_2(1 - 2n_3^2) \end{vmatrix} \quad (۱۲)$$

مکان و هندسه سطوح گرهی را دقیق‌تر مشخص می‌کنند (هاترفلد، ۱۹۹۹ و مگی و همکاران، ۲۰۰۲)، از زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای گشتاوری  $Mw \geq 5$  در حل وارون استفاده شد (شکل ۴). زمین‌لرزه‌ها (بین سال‌های ۱۹۷۶ تا ۲۰۲۲) در امتداد حاشیه جنوب باختری زاگرس، بین دشت ساحلی خلیج فارس و سامانه راندگی برازجان رخ داده‌اند،

است؛ زمین‌لرزه‌ها حاصل گسیختگی روی گسل‌های از قبل موجود با راستاهای متفاوت هستند؛ بردارهای لغزش به موازات تنش برشی صفحات گسلی رخ می‌دهند (فرضیه والاس-بات [Wallace-Bott]) (والپرسدورف و همکاران، ۲۰۰۶ و مصطفی‌زاده و همکاران، ۲۰۰۰). با اعمال این فرض‌ها، روش‌های حل وارون تنش توانایی تعیین چهار پارامتر تانسور تنش را خواهند داشت. این پارامترها شامل سه زاویه که جهت بردارهای تنش‌های اصلی را مشخص می‌کنند ( $\sigma_1$ ،  $\sigma_2$  و  $\sigma_3$ ) و نسبت شکل ( $R$ ) است:

$$R = \frac{\sigma_2 - \sigma_1}{\sigma_3 - \sigma_1} \quad (۵)$$

اثر تانسور تنش معمولاً صفر فرض و تانسور تنش نرمال می‌شود (کوپ و استونلی، ۱۹۸۲):

$$\text{Tr}(\tau) = \sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3 = 0 \quad (۶)$$

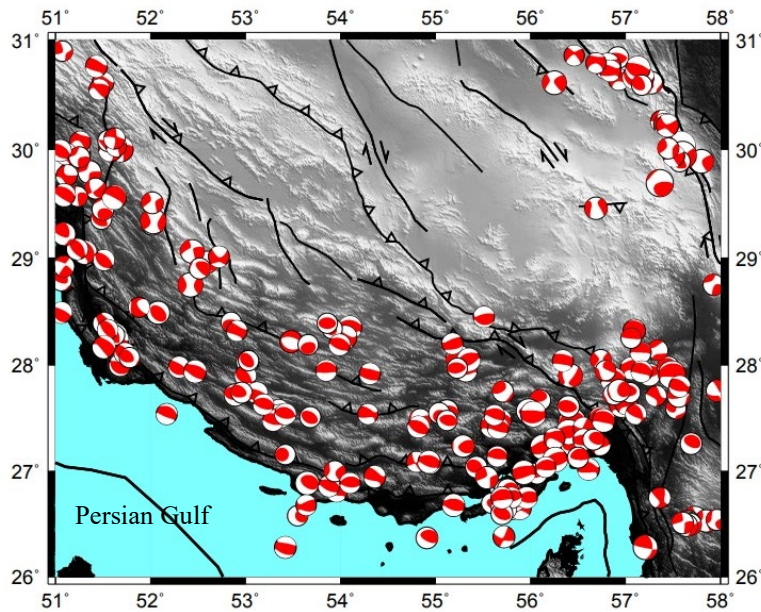
در روش حل وارون تنش که کوپ و استونلی (۱۹۸۲) توسعه دادند، از  $\sigma_n$  و  $\tau$  برای کشش نرمال و برشی روی صفحه گسل استفاده می‌شود:

$$\sigma_n = T_i n_i = \tau_{ij} n_i n_j \quad (۷)$$

$$\tau N_i = T_i - \sigma_n n_i = \tau_i n_j - \tau_{jk} n_j n_k n_i =$$

با نوشتن رابطه (۱۱) برای سازوکارهای کانونی زمین‌لرزه با راستای لغزش و بردار نرمال معلوم ( $K$ )، تعداد  $۳K$  معادله خطی برای پنج مؤلفه مجهول تانسور تنش به دست می‌آید. در نهایت، سامانه با در نظر گرفتن رابطه (۳) و استفاده از حل وارون خطی تعمیم‌یافته در هنجار  $L_2$  حل می‌شود. از آنجایی که زمین‌لرزه‌هایی که بزرگای بیش از ۵ دارند،

درحالی که زمین لرزه‌های راستالغز وابسته به پهنه‌های گسلی عرضی - راستالغز هستند (لاکومب و همکاران، ۲۰۰۴).



شکل ۴. سازوکار کانونی زمین لرزه‌ها در زاگرس جنوبی (اطلاعات زمین لرزه‌ها از کارنمای CMT اخذ شده است).

### ۳-۳ ارزیابی و تحلیل داده‌ها

مطالعات حاصل از تجمع آماری داده‌ها نشان می‌دهد روش بیشینه احتمال توانایی اصلاح ذاتی خطای سیستماتیک را دارد؛ برای مثال این روش امکان ایجاد ضریب مثبت همبستگی را برای مجموعه داده‌های تصادفی تفکیک شده دارد. به همین منظور ترجیحاً همبستگی‌هایی هم از بین مجموعه داده‌های تفکیکی انتخاب می‌شود. بافت‌نگار فراوانی بزرگای زمین لرزه‌ها در شکل ۵ ارائه شده است.

افزایش یا کاهش تعداد زمین لرزه‌ها به‌طور مستقیم با طول گسل مرتبط است؛ لذا زیاد بودن نرخ لرزه خیزی ( $N$ ) نشان‌دهنده وجود پهنه لرزه‌ای خیلی فعال در محدوده کوچکی از کل گسل است. یکی از راهکارهای مناسب جهت توجیه رفتار زمین‌ساختی هر منطقه ارزیابی رابطه بین بعد فرکتال ( $D_c$ ) و پارامتر  $b$  است. وجود همبستگی مثبت ( $r > 0$ ) بین نسبت وقوع زمین لرزه‌ها ( $\log N$ ) و بعد فرکتال، گویای وقوع زمین لرزه‌ها در حوزه زمان است که متناسب با بزرگای زمین لرزه اصلی می‌تواند تغییر کند. در منطقه

مورد مطالعه (زاگرس جنوبی) ارتباط زمانی بین پارامترهای  $b$  و  $D_c$  ارزیابی و ارتباط این دو پارامتر و نسبت وقوع زمین لرزه‌ها ( $\log N$ ) نیز بررسی شده است. آمار لرزه‌ای نشان می‌دهد بین توزیع فرکتالی رومرکز زمین لرزه‌ها و توزیع فرکانسی بزرگای زمین لرزه رابطه‌ای منطقی وجود دارد (هیراتا، ۱۹۸۹). در این مطالعه رفتارهایی ارزیابی شده‌اند که تغییرات سیستماتیک آنها منشاء فرکتالی چندگانه (multifractal) دارد.

رابطه بین مقادیر بعد فرکتال ( $D_c$ ) و تعداد زمین لرزه‌ها ( $N$ ) در شرایط مختلف می‌تواند متغیر باشد و بررسی رابطه بین این دو پارامتر امکان‌پذیر است. وجود همبستگی منفی بین تعداد زمین لرزه‌ها و بعد فرکتال گویای وجود رابطه معکوس بین پارامتر  $N$  و طول گسل است. نتایج محاسبه پارامترهای لرزه‌ای ( $b$ ) و بعد همبستگی ( $D_c$ ) مربوط به توزیع رومرکز زمین لرزه‌ها در منطقه زاگرس جنوبی در شکل‌های ۶ تا ۹ نشان داده شده است. در این شکل‌ها در هریک از پهنه‌های لرزه‌ای، توزیع فرکتالی رومرکز

شکل‌گیری حوزه‌های تنش و گسلش در نتیجه برخورد هر حوزه زمین‌ساخت (فلات ایران و عربستان) دور از انتظار نیست. این موضوع روراندگی گسل‌ها را در راستاهای مختلف و در پهنه لرزه‌ای به همراه خواهد داشت.

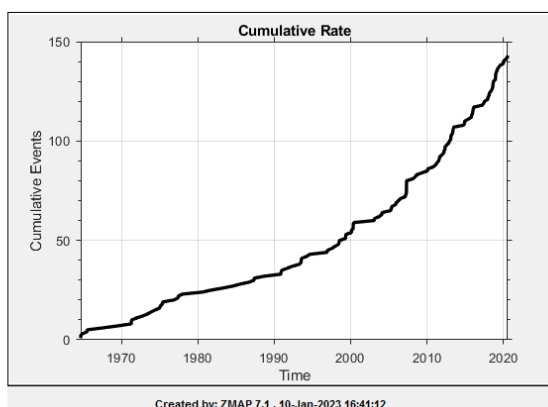
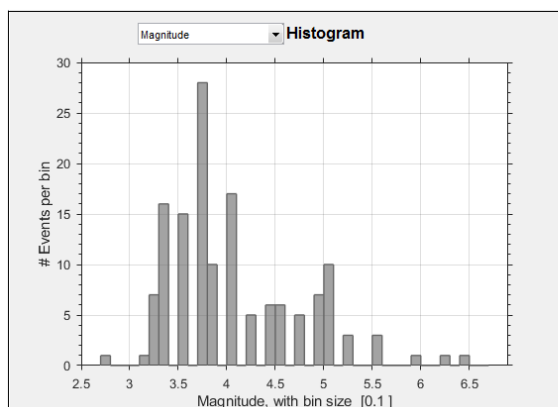
نتیجه بررسی فرکتال زمین‌لرزه‌ها در منطقه زاگرس جنوبی حاکی از وجود بیشترین دگرشکلی در منطقه است. در این حالت زیاد بودن مقدار بعد فرکتالی محاسبه‌شده در منطقه بعید نیست. در دیگر مناطق زاگرس نیز هم‌زمان با وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ و افزایش تنش منطقه شاهد تغییرات کمی در مقادیر  $b$  و بعد فرکتال ( $D_c$ ) هستیم.

#### ۴ بحث

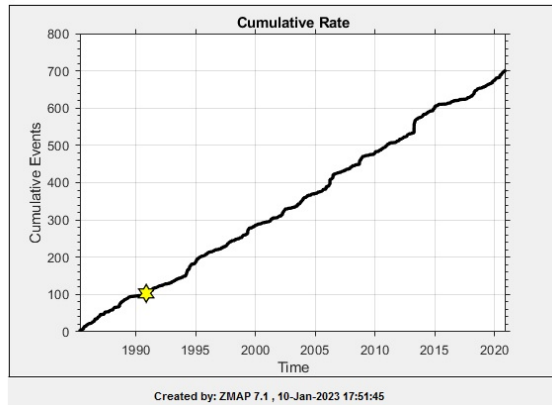
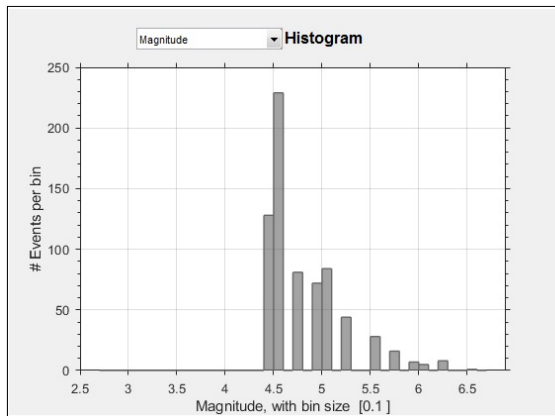
رژیم‌های تنش به‌دست‌آمده از روش‌های حل وارون داده‌های لغزش گسل، محلی یا منطقه‌ای هستند. تنها نتایجی را می‌توان به عنوان رژیم‌های زمین‌ساختی در نظر گرفت که با کل منطقه سازگار باشند (لاکومب و همکاران، ۲۰۰۴).

زمین‌لرزه‌ها به‌صورت تجمع آماری نشان داده شده است. در هریک از پهنه‌های لرزه‌ای مقادیر ضریب رگرسیون، مقدار کمینه و بیشینه آن نشان داده شده است. این نتیجه‌گیری مؤید افزایش میزان تنش در منطقه و در پی آن، رشد لرزه‌خیزی در منطقه است (مین و بورتون، ۱۹۸۶). چنین نتایجی در گذشته برای جنوب کالیفرنیا و ژاپن نیز به‌دست‌آمده است (هندرسون و همکاران، ۱۹۹۲).

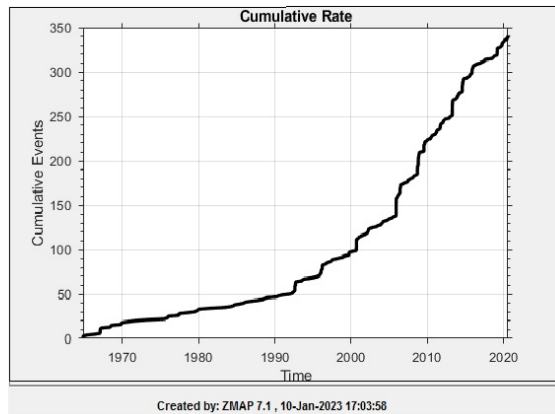
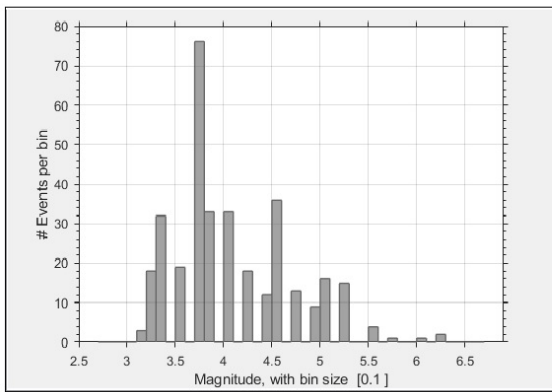
همان‌گونه که در شکل ۸ نشان داده شده است، بعد فرکتال برای پهنه گسل‌های فلسی (IMBZ) برابر  $0.78$ ، برای مزوپتامین-خلیج فارس (MMF) برابر  $0.88$  و برای کمربند پیش‌بوم زاگرس (SFB) برابر  $1/6$  تعیین شده است. تغییرات بعد فرکتال ارتباط مستقیمی با ساختار هندسی منطقه دارد و هنگامی که این مقدار به کمینه خود نزدیک می‌شود گویای این است که پهنه گسلی مانند یک خط مستقیم ظاهر می‌شود. زیاد بودن مقدار بعد فرکتال نیز معرف شدت زیاد لرزه‌خیزی در منطقه است که می‌توان آن را با توزیع گسل‌ها در جهات مختلف تفسیر کرد.



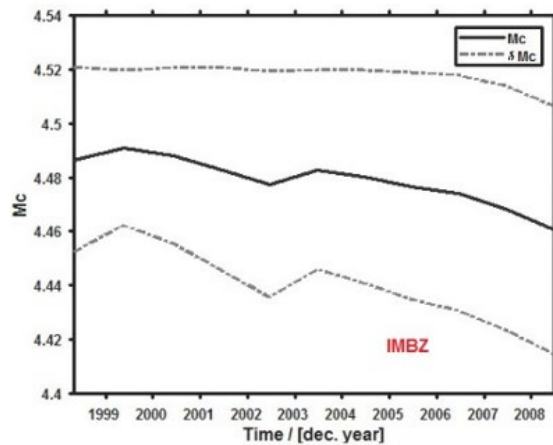
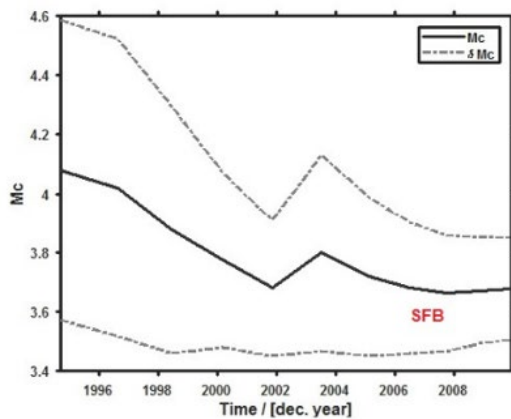
شکل ۵. توزیع فراوانی زمین‌لرزه‌ها برحسب زمان (راست) و بزرگا (چپ) در منطقه کمربند پهنه گسل‌های فلسی (IMBZ).



شکل ۵. (ادامه) توزیع فراوانی زمین‌لرزه‌ها برحسب زمان (راست) و بزرگا (چپ) در کمربند پیش‌بوم زاگرس (SFB).

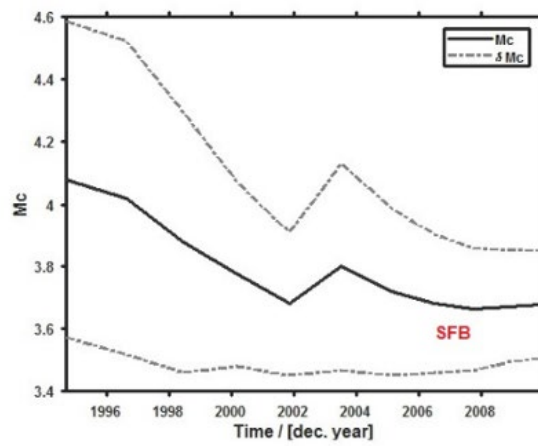


شکل ۵. (ادامه) توزیع فراوانی زمین‌لرزه‌ها برحسب زمان (راست) و بزرگا (چپ) در مزوپتامین - خلیج فارس (MMF).

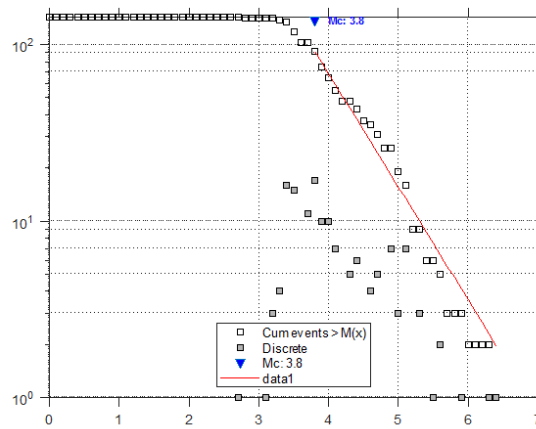


شکل ۶. (ادامه) تغییرات  $M_c$  در کمربند پیش‌بوم زاگرس (SFB).

شکل ۶. تغییرات  $M_c$  در کمربند پهنه گسل‌های فلسی (IMBZ).

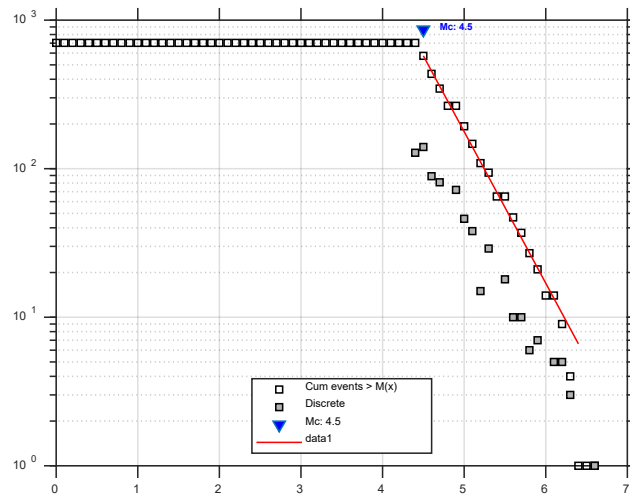


شکل ۶. (ادامه) تغییرات  $M_c$  در کمربند پیش‌بوم زاگرس (SFB).



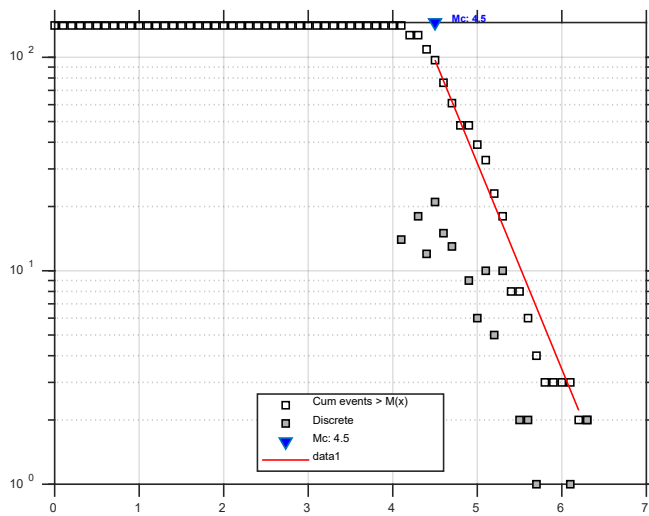
MaxCurvature solution  
 b-value = 0.64 +/- 0.06  
 a-value = 4.401, (annual) = 2.653  
 $M_c = 3.80$

شکل ۷. نمودار توزیع فراوانی زمین‌لرزه‌ها برحسب بزرگای در کمربند پهنه گسل‌های فلسی (IMBZ).



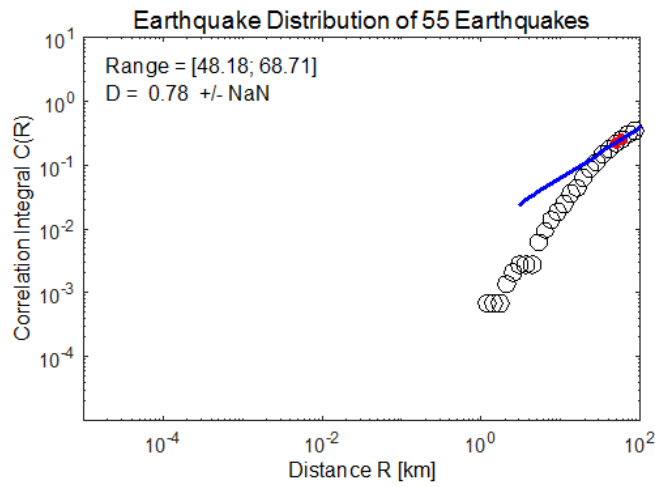
MaxCurvature solution  
 b-value = 1.02 +/-0.04  
 a-value=7.351, (annual)=5.799  
 Mc=4.50

شکل ۷. (ادامه) نمودار توزیع فراوانی زمین‌لرزه‌ها برحسب بزرگای در کمربند پیش‌بوم زاگرس (SFB).

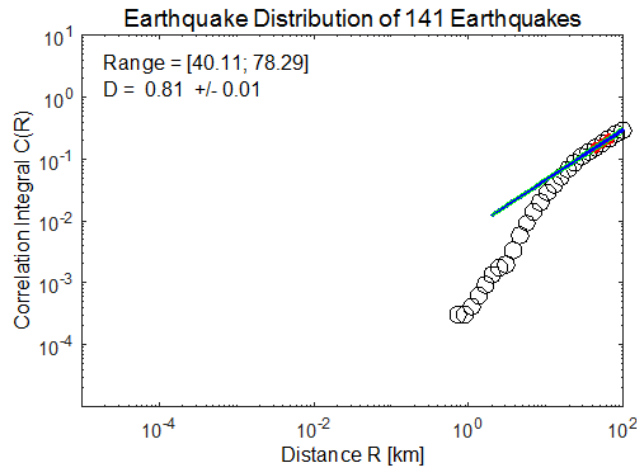


MaxCurvature solution  
 b-value = 0.97 +/-0.09  
 a-value=6.330, (annual)=4.589  
 Mc=4.50

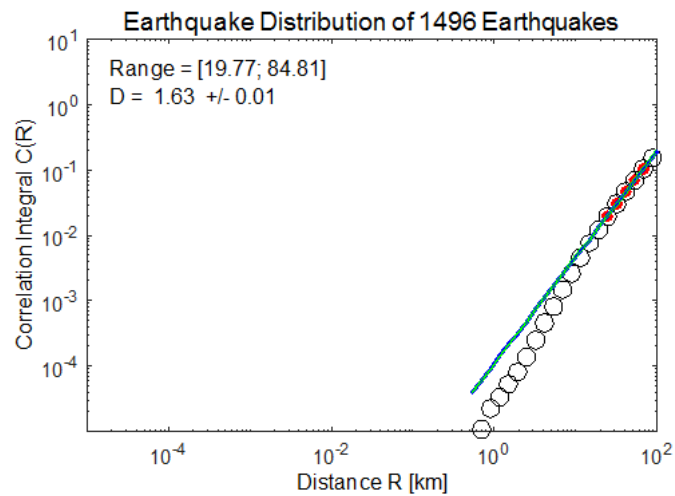
شکل ۷. (ادامه) نمودار توزیع فراوانی زمین‌لرزه‌ها برحسب بزرگای در مزوپتامین-خلیج فارس (MMF).



شکل ۸ نمودار محاسبه شده انتگرال سرشتی برحسب فاصله در کمربند پهنه گسل های فلسی (IMBZ).

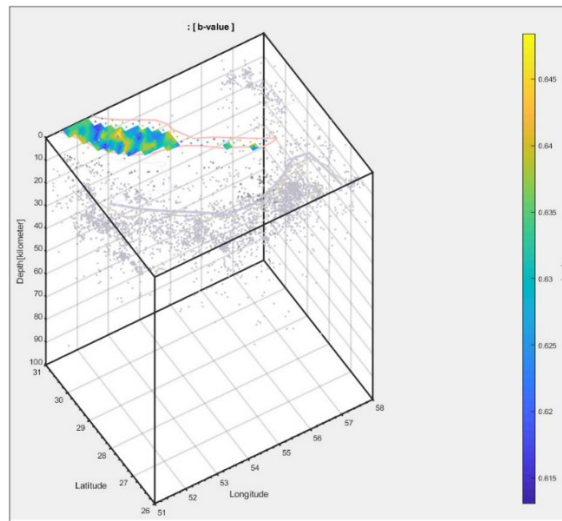


شکل ۸ (ادامه) نمودار محاسبه شده انتگرال سرشتی برحسب فاصله در مزوپتامین - خلیج فارس (MMF).

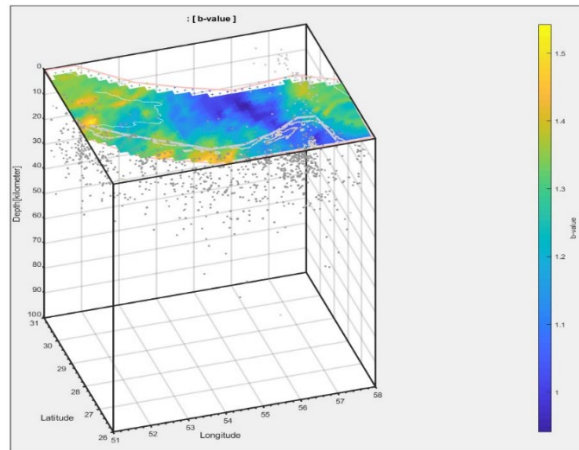


شکل ۸ (ادامه) نمودار محاسبه شده انتگرال سرشتی برحسب فاصله در کمربند پیش بوم زاگرس (SFB).

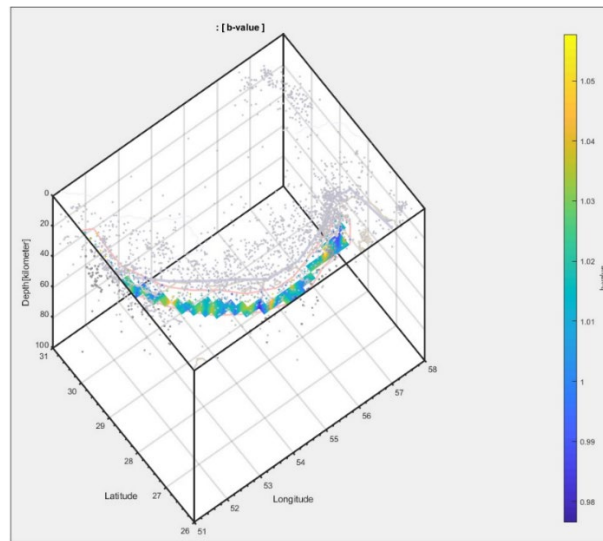




شکل ۹. نقشه تغییرات پارامتر لرزه‌خیزی در کمربند پهنه گسل‌های فلسی (IMBZ) در زاگرس جنوبی.



شکل ۹. (ادامه) نقشه تغییرات پارامتر لرزه‌خیزی در کمربند پیش‌بوم زاگرس (SFB) در زاگرس جنوبی.



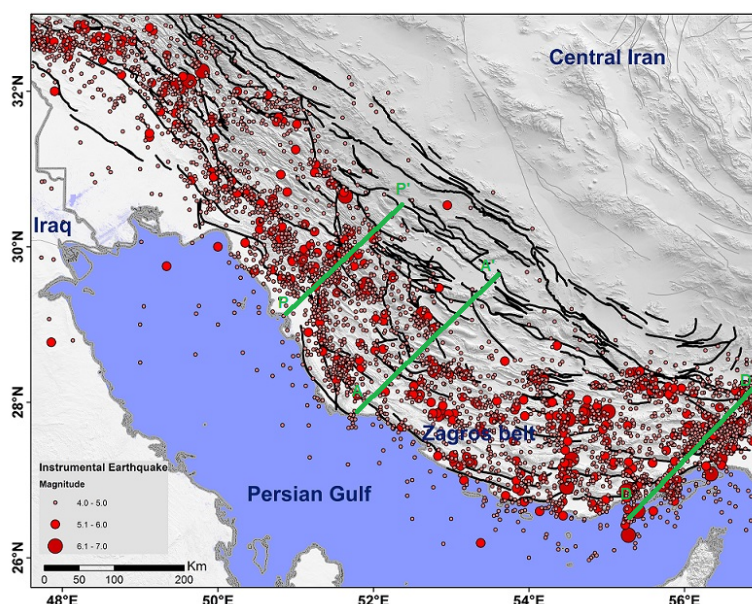
شکل ۹. (ادامه) نقشه تغییرات پارامتر لرزه‌خیزی در مزوپتامین - خلیج فارس (MMF) در زاگرس جنوبی.

عرضی عمود بر محور شمال باختر- جنوب خاور زاگرس جنوبی تهیه (شکل ۱۰) و اختلاف تنش لرزه‌ای بر اساس رابطه (۲) در این امتدادها محاسبه شده است (شکل ۱۱). چندین مطالعه برای تعیین میدان تنش عهد حاضر در بخش‌های مختلف کمربند زاگرس به روش حل وارون سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها انجام شده است (قربانی‌رستم و همکاران، ۲۰۱۸ و سرکاری‌نژاد و ظفرمند، ۱۳۹۵، ۲۰۱۷). برخی از این مطالعات نتایج محکمی دارند؛ از جمله وجود مرز انتقال بین برخورد قاره‌ای زاگرس و فرورانش اقیانوسی- قاره‌ای مکران (قربانی‌رستم، ۲۰۱۸ و سرکاری‌نژاد و ظفرمند، ۱۳۹۵، ۲۰۱۷).

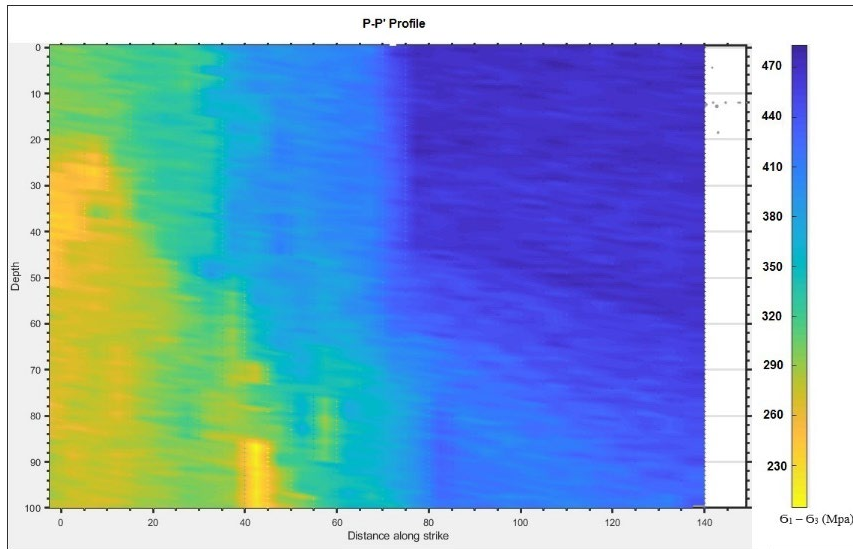
حل وارون تانسور تنش به روش لرزه‌ای در کمربند (Imbricated zone) IMBZ به دلیل لرزه‌خیزی کم، نتایج غیرمتمرکزی در پی دارد (شکل ۱۲). میدان سرعت حاصل از GPS و لرزه‌خیزی ثبت‌شده حاکی از وجود سکون در مقیاس دهه‌ای در سراسر زاویه شیب روند (trend) و میل (plunge) محورهای تنش بیشینه، متوسط و کمینه به‌دست‌آمده در این مطالعه به‌ترتیب عبارت‌اند از:

جهت‌گیری تنش در لایه‌های رسوبی و پی‌سنگی زاگرس کاملاً از هم متمایز است. جهت‌گیری‌های تنش به‌دست‌آمده از حل وارون تانسورهای تنش تقریباً ثابت و در جهت NE-SW در تمام مناطق زاگرس است. با توجه به نتایج مطالعه حاضر، تغییرات واریانس محاسبه حل وارون و نقشه تغییرات پارامتر لرزه‌خیزی در هر یک از پهنه‌های تفکیک‌شده در زاگرس جنوبی نشان‌دهنده وجود ناهمسانگردی‌های لرزه‌ای محلی منطبق بر گسل‌های عرضی است (شکل ۹). انحراف تنش یا الگوهای تنش مرتبه دوم می‌تواند ناشی از اختلاف‌های جانبی چگالی یا مقاومت، تنش‌های خمشی یا ساختارهای زمین‌شناسی برهم‌نهاده مانند گسل‌ها باشد. (زابوک، ۱۹۹۲ و سوندر، ۱۹۹۲). بزرگی تنش‌های محلی نسبت به تنش منطقه‌ای همراه با زاویه بین ساختارهای محلی و جهت‌گیری تنش منطقه‌ای، همگی پارامترهای مهمی هستند که بر انحراف جهت‌گیری تنش محلی تأثیر می‌گذارند (زابوک، ۱۹۹۲ و سوندر، ۱۹۹۲).

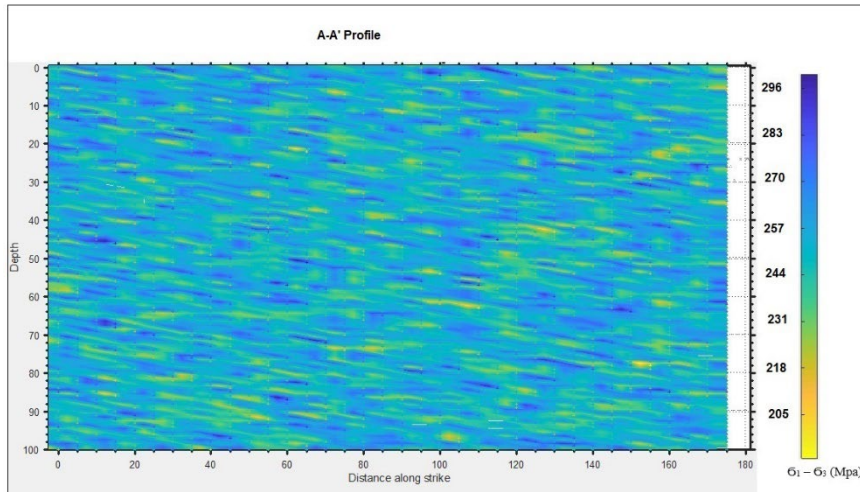
به‌منظور بررسی تغییرات کمی تنش لرزه‌ای، سه برش



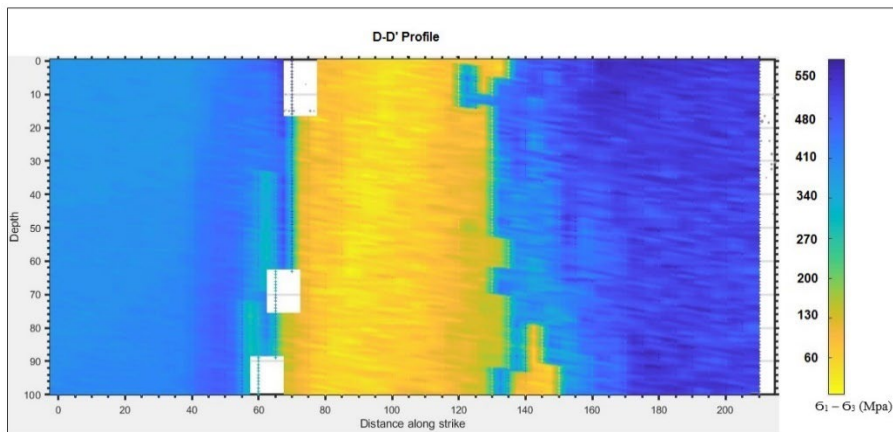
شکل ۱۰. موقعیت برش‌های عرضی مطالعه‌شده در کمربند زاگرس.



شکل ۱۱. تغییرات اختلاف تنش لرزه‌ای (برحسب مگاپاسکال) نسبت به عمق در امتداد برش P-P'



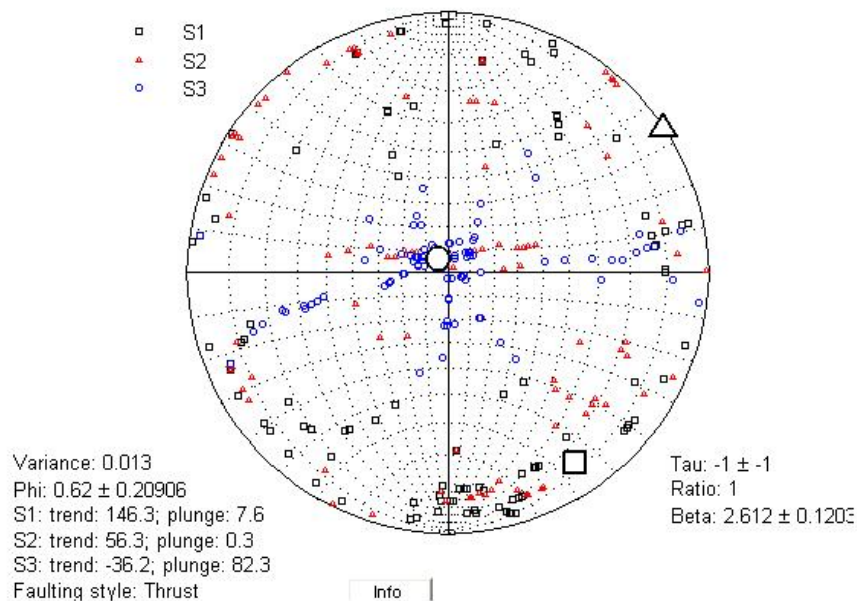
شکل ۱۱. (ادامه) تغییرات اختلاف تنش لرزه‌ای (برحسب مگاپاسکال) نسبت به عمق در امتداد برش A-A'



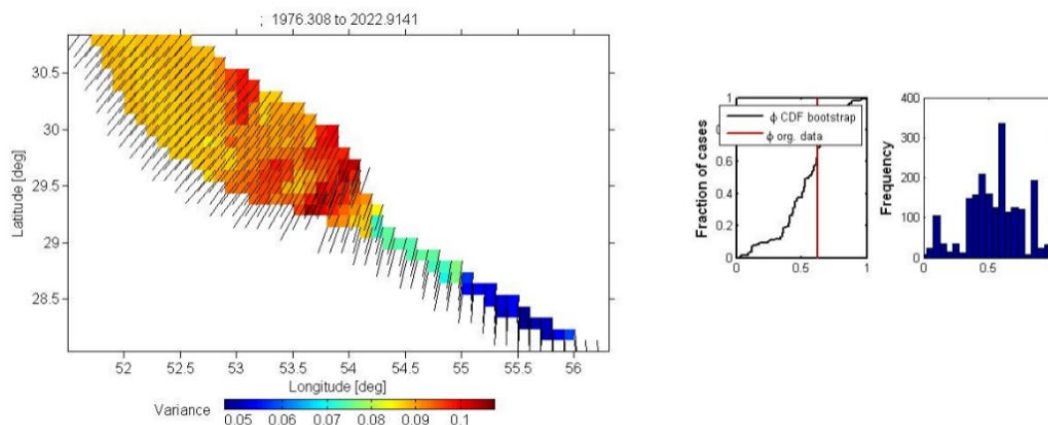
شکل ۱۱. (ادامه) تغییرات اختلاف تنش لرزه‌ای (برحسب مگاپاسکال) نسبت به عمق در امتداد برش D-D'

باختر و و برش راست بر با ساختارهای این پهنه سازگاری ندارد و روی سطوح برشی با راستای شمال خاوری با شیب به سمت جنوب خاور و برش چپ بر کارساز است. در مطالعه حاضر، حل وارون تنها در کمربند پیش یوم زاگرس (SFB) نتایج متمرکز و باورپذیری ارائه می کند (شکل ۱۳). زاویه روند و میل محورهای تنش بیشینه، متوسط و کمینه به دست آمده به ترتیب عبارت اند از: ۱۹/۰۷، ۷۶/۳۵/۵- و ۱۱۸/۶/۵۳/۵.

۱۴۶۶/۳/۷/۶، ۵۶/۳/۰/۳ و ۳۶/۲/۸۲/۳- (محاسبات حل وارون تنش در نرم افزار zmap انجام شده بخش های مرتفع زاگرس و تأیید نبود کوتاه شدگی فعال پوسته بالایی در این منطقه است (آلن و همکاران، ۲۰۱۳). است). با توجه به نتایج، روند محور تنش بیشینه شمال باختر و تقریباً افقی است. میدان تنش لرزه ای به دست آمده، یک رژیم زمین ساختی فشاری با مؤلفه راستالغز است. برش محض روی سطوح با راستای شمال خاوری با شیب به سمت شمال



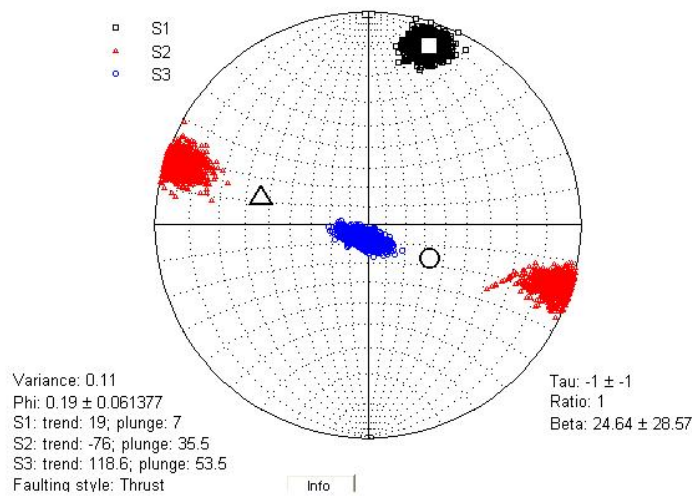
شکل ۱۲. نمایش نتایج حل وارون تنش لرزه ای در IMBZ در صفحه سه بعدی استریونوت. مربع سفید تنش بیشینه ( $\sigma_1$ )، مثلث سفید تنش متوسط ( $\sigma_2$ ) و دایره سفید تنش کمینه ( $\sigma_3$ ) را نشان می دهد.



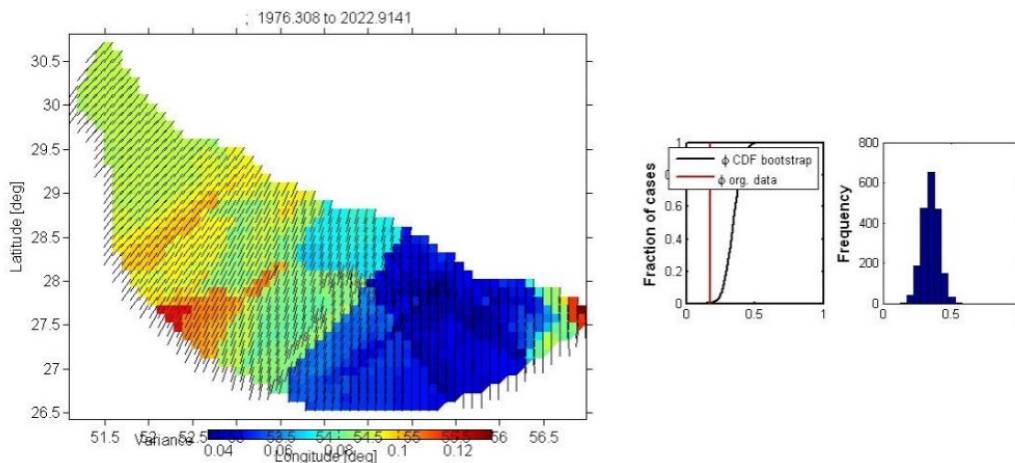
شکل ۱۲. (ادامه) خطای محاسبه مربوط به بیشینه تنش ( $\sigma_1$ ) در تمام نقاط پهنه IMBZ.

راست‌بر عمل می‌کند. حل وارون سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها در این پهنه به صورت ناحیه‌ای نشان می‌دهد جهت تنش فشاری میانگین در حال حاضر  $\sim 119^\circ N$  درجه خاوری است و با جهت کلی همگرایی عهد حاضر بین قاره‌های آفریقا-عربی و اوراسیا ( $\sim 113^\circ N$  خاوری در طول جغرافیایی  $52^\circ$  درجه خاوری) سازگار است (ورنات و همکاران، ۲۰۰۴).

با توجه به نتایج، روند محور تنش بیشینه شمال-شمال خاور و تقریباً افقی است. میدان تنش لرزه‌ای به دست آمده، یک رژیم زمین‌ساختی فشاری با مؤلفه راست‌الغز راست‌بر را تأیید می‌کند. این میدان تنش روی گسل‌های برشی با راستای شمال خاوری با شیب به سمت شمال باختر به صورت چپ‌بر کارساز است. همچنین بر گسل‌های برشی با راستای شمال باختری و شیب جنوب باختری به صورت



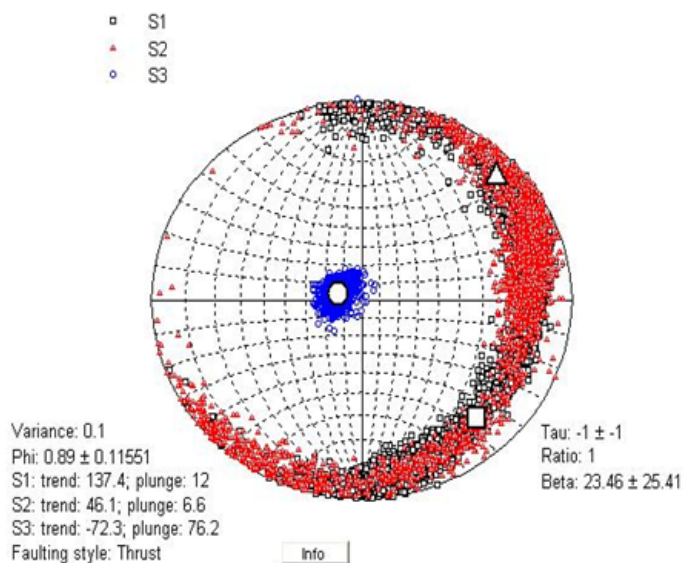
شکل ۱۳. نمایش نتایج حل وارون تنش لرزه‌ای پهنه SFB در صفحه سه‌بعدی استریونت. مربع سفید تنش بیشینه ( $\sigma_1$ )، مثلث سفید تنش متوسط ( $\sigma_2$ ) و دایره سفید تنش کمینه ( $\sigma_3$ ) را نشان می‌دهد.



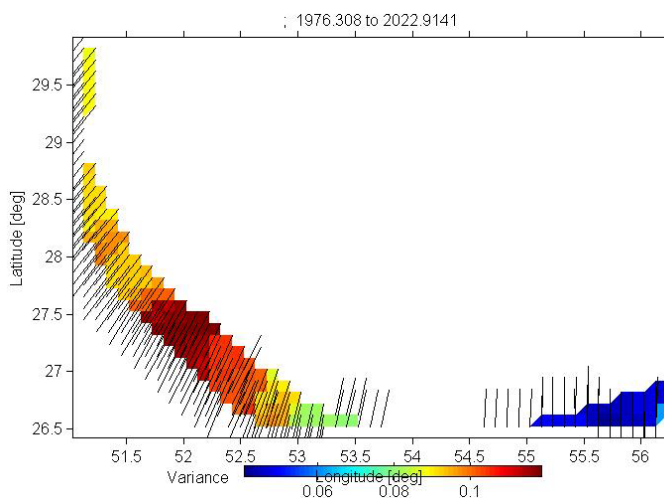
شکل ۱۳. (ادامه) خطای محاسبه مربوط به بیشینه تنش ( $\sigma_1$ ) در تمام نقاط پهنه SFB.

است؛ با این حال مطالعه ژئومکانیک گمانه‌ها با استفاده از مقاومت سنگ‌ها و شواهد گمانه‌ها با نتایج حل وارون سازوکار کانونی یکسان نیست به گونه‌ای که وضعیت تنش در بخش‌های کم عمق، میدان‌های تنش زمین‌ساختی نرمال و راست‌الغز را نشان می‌دهد. این نتایج با لرزه‌خیزی کم در پوشش رسوبی در فروبار دزفول مطابقت دارد و ممکن است نشانه‌ای از تقسیم‌شدگی تنش به دلیل وجود لایه‌های نمکی باشد. حل وارون تنش در کمربند MMF در مطالعه حاضر نتایج غیرمتمرکز دارد (شکل ۱۴).

یعقوبی و همکاران (۲۰۲۱) جهت‌گیری و مقدار تنش‌های امروزی در فروبار دزفول را بر اساس ۱۰۸ سازوکار کانونی زمین‌لرزه تعیین کردند. این زمین‌لرزه‌ها بیشتر در اثر گسیختگی گسل‌های فعال و مدفون (عمق ۵ تا ۲۰ کیلومتر) رخ می‌دهند. حل وارون تنش سازوکار کانونی نشان می‌دهد در حال حاضر تنش اصلی بیشینه یا تنش فشاری ( $\Delta\phi = 2/0 - 2/2$ ) در پی سنگ حاکم است. جهت SHmax (برابر با  $10^\circ \pm 37^\circ$ ) که با روش زلزله‌شناسی تعیین می‌شود، تقریباً عمود بر راستای عمومی گسل‌های منطقه



شکل ۱۴. نمایش نتایج حل وارون تنش لرزه‌ای در پهنه MMF در صفحه سه بعدی استریونت. مربع سفید تنش بیشینه ( $\sigma_1$ )، مثلث سفید تنش متوسط ( $\sigma_2$ ) و دایره سفید تنش کمینه ( $\sigma_3$ ) را نشان می‌دهد.



شکل ۱۴. (ادامه) خطای محاسبه مربوط به بیشینه تنش ( $\sigma_1$ ) در تمام نقاط پهنه MMF.

## ۵ نتیجه‌گیری

ارزیابی داده‌ها نشان می‌دهد نوعی ارتباط معکوس (همبستگی منفی) بین پارامتر بعد فرکتال  $D_c$  و  $b$  وجود دارد. در منطقه کالیفرنیا و ژاپن نیز به‌طور مشابه چنین رابطه‌ای مشاهده شده است (هیراتا، ۱۹۸۹ و هندرسون و همکاران، ۱۹۹۲). در منطقه زاگرس نتایج داده‌های دستگامی (بعد از سال ۱۹۷۰) نشان می‌دهد هنگام وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ، کاهش پارامتر  $b$  و افزایش  $D_c$  با یکدیگر مرتبط هستند که این موضوع را می‌توان با در نظر گرفتن حوزه‌های بزرگ تنش و تراکم خوشه‌ای رومرکز زمین‌لرزه‌ها تفسیر کرد.

گفتنی است بخش زیادی از فعالیت‌های لرزه‌ای منطقه حاصل فعالیت گسل‌های پنهان در ژرفاست. در چنین شرایطی نتایج فرکتالی منطقه برگرفته از اطلاعات لرزه‌ای زمین‌لرزه‌ها (پراکنندگی رومرکز زمین‌لرزه‌ها) و آن دسته از گسل‌هایی است که آثار سطحی آنها دیده می‌شود و امکان ایجاد ارتباط سرشتی بین داده‌های فرکتالی با اطلاعات زیرسطحی گسل‌ها میسر نخواهد بود. روند تغییرات ابعاد فرکتالی در هر یک از پهنه‌های لرزه‌ای نشان از تغییرات پارامتر مورد نظر در هر یک از سامانه‌های گسلی دارد به گونه‌ای که در جنوب زاگرس به کمترین میزان کاهش یافته است.

نتایج این مطالعه، مطالعات زمین‌پیمایی و تحلیل نتایج مربوط به عملیات سال‌های ۱۹۹۸، ۱۹۹۹ و ۲۰۰۱ را تأیید می‌کند. نرخ کوتاه‌شدگی در جنوب خاوری زاگرس حدود  $3 \pm 9$  میلی‌متر در سال به دست آمده است، در حالی که در شمال باختر زاگرس این نرخ به حدود  $3 \pm 5$  میلی‌متر در سال می‌رسد. بردارهای سرعتی GPS همچنین بیانگر آن است که کوتاه‌شدگی به‌طور یکنواخت در عرض زاگرس توزیع نشده است. در شمال باختر زاگرس (باختر گسل کازرون) کوتاه‌شدگی بیشتر به گسل پیشانی کوهستان (MFF) محدود می‌شود؛ جایی که محل تجمع

زاویه روند و میل محورهای تنش بیشینه، متوسط و کمینه به دست آمده به ترتیب عبارت‌اند از:  $137/4/12$ ،  $46/1/6/6$  و  $72/3/76/2$ . با توجه به نتایج، روند محور تنش بیشینه شمال-شمال باختر و تقریباً افقی است. میدان تنش لرزه‌ای به دست آمده، رژیم زمین‌ساختی فشاری با مؤلفه جزئی راستالغز است. برش محض روی سطوح با راستای شمال خاوری با شیب به سمت جنوب خاور به صورت چپ‌بر و همچنین روی سطوح برشی با راستای خاوری-باختری تا شمال باختر-جنوب خاور با شیب به سمت شمال به صورت راست‌بر کارساز است. حل وارون سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها در این پهنه با جهت کلی همگرایی عهد حاضر بین قاره‌های آفریقا-عربی و اوراسیا ( $\sim N13^\circ$  خاوری در طول جغرافیایی  $52^\circ$  درجه خاوری) سازگار نیست (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴). شکل ۱۴ خطای محاسبه حل وارون و مقادیر تنش بیشینه به دست آمده را در بخش‌های مختلف پهنه MMF نشان می‌دهد. توزیع واریانس نتایج حل وارون نشان می‌دهد بیشینه میزان واریانس در طول‌های جغرافیایی  $51/5^\circ$  تا  $52/5^\circ$  درجه و عرض‌های جغرافیایی  $26/5^\circ$  تا  $27/5^\circ$  درجه مشاهده می‌شود که محل تقاطع گسل‌های عرضی با راستای شمال خاور-جنوب باختر با پهنه MMF است. در مقابل، محاسبه تنش در گستره با طول‌های جغرافیایی  $51/5^\circ$  تا  $52/5^\circ$  درجه و عرض‌های جغرافیایی  $26/5^\circ$  تا  $27/5^\circ$  درجه که گسل‌های عرضی با راستای NE تأثیرگذار نیستند، کمترین مقدار واریانس را دارد؛ بنابراین می‌توان ادعا کرد عملکرد این گسل‌ها و تعاملشان با گسل‌های اصلی زاگرس سبب ناهمسانگردی میدان تنش لرزه‌ای در این قسمت از پهنه MMF شده است. با توجه به نتایج، به نظر می‌رسد برای رسیدن به نتایج مطلوب و تعیین عامل انحراف میدان تنش لرزه‌ای و ناهمسانگردی‌های مشاهده‌شده در میدان تنش لرزه‌ای، نیاز است حل وارون به صورت محلی در این پهنه انجام شود.

- رانده زاگرس: فصلنامه علمی علوم زمین، ۲۴(۹۵)، ۱۸۱-۱۹۰.
- Aki, K., 1984, Asperities, barriers, characteristic earthquakes and strong motion prediction: *Journal of Geophysical Research*, **89**, 5867-5872.
- Allen, M. B., Saville, C., Blanc, E. J. P., Talebian, M., and Nissen, E., 2013, Orogenic plateau growth: Expansion of the Turkish-Iranian Plateau across the Zagros fold-and-thrust belt: *Tectonics*, **32**, 171-190.
- Ambraseys, N., and Melville, C., 1982, A history of Persian earthquakes: Cambridge, Cambridge University Press.
- Authemayou, C., Chardon, D., Bellier, O., Malekzadeh, Z., Shabanian, E., and Abbassi, M. R., 2006, Late Cenozoic partitioning of oblique plate convergence in the Zagros fold-and-thrust belt (Iran): *Tectonics*, **25**, TC3002, <http://dx.doi.org/10.1029/2005TC001860>.
- Bahroudi, A., and Koyi, H., 2004, Tectono-sedimentary framework of the Gachsaran Formation in the Zagros foreland basin: *Marine and Petroleum Geology*, **10**, 1295-1310.
- Barzegar, F., 1994, Basement fault mapping of Zagros folded belt (S.W. Iran) based on space born remotely sensed data: *Proceedings of the 10th Thematic conference on geologic remote sensing: exploration, environment, and engineering*, **10**, 455-466, San Antonio, Texas, USA.
- Bordenave, M. L., and Hegre, J. A., 2010, Current distribution of oil and gas fields in the Zagros Fold Belt of Iran and contiguous offshore as the result of the petroleum systems: *Geological Society, London, Special Publications*, **1**, 291-353.
- Ghorbani Rostam, Gh., Pakzad, M., Mirzaei, N., and Sakhaei, S. R., 2018, Analysis of the stress field and strain rate in Zagros-Makran transition zone: *Journal of Seismology*, **22**(1), 287-301.
- Hatzfeld, D., 1999, The present-day tectonics of the Aegean as deduced from seismicity: *Geological Society of London Special Publications*, **156**(1), 415-426.
- Hatzfeld, D., and Molnar, P., 2010, Comparisons of the kinematics and deep structures of the Zagros and Himalaya and of the Iranian and Tibetan plateaus and geodynamic implications: *Reviews of Geophysics*, **48**, RG2005, doi: 10.1029/2009RG000304.
- Hatzfeld, D., Tatar, M., Priestley, K., and Ghafory-Ashtyany, M., 2003, Seismological constraints

زمین لرزه‌های بزرگ است. به نظرمی‌رسد در خاور گسل کازرون، سریع‌ترین نرخ کوتاه‌شدگی در طول پهنه گسل‌های تراستی فعال (لار، بریز و قیر) و همچنین در طول گسل اصلی زاگرس (نواحی‌ای که در آن تمرکز لرزه‌خیزی مشاهده می‌شود) اتفاق می‌افتد. در مقابل، نرخ لرزه‌خیزی و سرعت‌های به‌دست‌آمده از GPS در ساحل خلیج فارس به نسبت کم است.

### تشکر

با تشکر از خانم خاکی که در مراحل مختلف از همکاری ایشان استفاده شده است. همچنین این مقاله بر اساس پروژه تحقیقاتی مصوب به شماره ۷/۲۱۱ الف م مصوب ۱۴۰۰/۱۲/۹ در پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله تهیه شده است.

### منابع

- دریکوند، س.، یساقی، ع.، فرهپور، م. م.، ۱۳۹۴، شناسایی گسل‌های عرضی-برشی زیرسطحی و تحلیل اثر دگرریختی‌های آنها در باختر خرم‌آباد در زاگرس چین‌خورده-رانده: فصلنامه زمین‌ساخت، ۱(۴)، ۲۷-۳۴.
- سرکاری نژاد، خ.، ظفرمند، ب.، ۱۳۹۵، واکاوی جنبش-شناختی و تنش‌های زمین‌ساختی در پهنه گسلی قیر، زاگرس، ایران: فصلنامه علمی علوم زمین، ۲۶(۱۰۲)، ۱۷۷-۱۸۴.
- شیخ‌الاسلامی، م. ر.، جوادی، ح. ج.، اسدی سرشار، م.، آقاحسینی، ا.، کوه‌پیمای، م.، وحدتی دانشمند، ب.، ۱۳۹۲، دانشنامه گسل‌های ایران: پژوهشکده علوم زمین سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- صحابی‌فرد، ن.، یساقی، ع.، حسن‌گودرزی، م. ق.، ۱۳۹۵، تحلیل ساختاری پاره‌گسل‌های جنوبی پهنه گسل عرضی کره‌بس در جنوب فیروزآباد، کمربند چین-



- earthquake recurrence constrained by tectonic seismic moment release rates: *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76, 297-304.
- Mandelbrot, B. B., 1983, *The Fractal Geometry of Nature*: W. H. Freeman, New York.
- McQuarrie, N., Stock, J. M., Verdel, C., and Wernicke, B. P., 2003, Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions: *Geophysical Research Letters*, 30, 2036, doi: 10.1029/2003GL017992.
- Mostafazadeh, M., Alptekin, O., and Osman Oncel, A., 2000, Body waveform modeling of five moderately earthquakes in the Zagros fold thrust: *Journal of Seismology and Earthquake Engineering*, 2(3), 1-10.
- Mukherjee, S., Koyi, H. A., and Talbot, C. J., 2012, Implications of channel flow analogue models in extrusion of the Higher Himalayan Shear Zone with special reference to the out-of-sequence thrusting: *International Journal of Earth Sciences*, 101, 253-272.
- Nilforoushan, F., Masson, F., Vernant, P., et al., 2003, GPS network monitors the Arabia-Eurasia collision deformation in Iran: *Journal of Geodesy*, 77, 411-422.
- Öncel, A. O., Alptekin, Ö., and Main, I., 1995, Temporal variations of the fractal properties of seismicity in the western part of the north Anatolian fault zone: possible artefacts due to improvements in station coverage: *Nonlinear Processes in Geophysics*, 2, 147-157.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., et al., 2006, GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions: *Journal of Geophysical Research*, 111, B05411, doi: 10.1029/2005JB004051.
- Sarkarinejad, K., and Azizi, A., 2008, Slip partitioning and inclined dextral transpression along the Zagros thrust system, Iran: *Journal of Structural Geology*, 30, 116-136.
- Sarkarinejad, K., and Ghanbarian, M. A., 2014, The Zagros hinterland fold-and-thrust belt in-sequence thrusting, Iran: *Journal of Asian Earth Sciences*, 85, 66-79.
- Sarkarinejad, K., and Zafarmand, B., 2017, Stress state and movement potential of the Kar-e-Bas fault zone, Fars, Iran: *Journal of Geophysics and Engineering*, 14, 998-1009.
- Sarkarinejad, K., Zafarmand, B., and Oveisi, B., 2018, Evolution of the stress fields in the Zagros Foreland Folded Belt using focal mechanisms and kinematic analyses: the case on the crustal structure beneath the Zagros mountain belt (Iran): *Geophysical Journal International*, 155, 403-410.
- Henderson, J., Main, I. G., Meredith, P. G., and Samonds, P. R., 1992, The evolution of seismicity at Parkfield: observation, experiment and a fracture-mechanical interpretation: *Journal of Structural Geology*, 14, 905-913.
- Hessami, K., Koyi, H. A., and Talbot, C. J., 2001, The significance of strike-slip faulting in the basement of the Zagros fold and thrust belt: *Journal of Petroleum Geology*, 24, 5-28.
- Hessami, K., Nilforoushan, F., and Talbot, C., 2006, Active deformation within the Zagros Mountains deduced from GPS measurements: *Journal of Geological Society of London*, 163, 143-148.
- Hirata, T., 1989, A correlation between the b-value and the fractal dimension of earthquakes: *Journal of Geophysical Research*, 94, 7507-7514.
- Homke, S., Verges, J., Van der Beek, P., et al., 2010, Insights in the exhumation history of the NW Zagros from bedrock and detrital apatite fission-track analysis: evidence for a long-lived orogeny: *Basin Research*, 22, 659-80.
- Jackson, J. A., 1980, Reactivation of basement faults and crustal shortening in orogenic belts: *Nature*, 283, 343-346.
- Jackson, J. A., Haines, J., and Holt, W., 1995, The accommodation of Arabia-Eurasia plate convergence in Iran: *Journal of Geophysical Research*, 100, 15205-15219.
- Koop, W. J., and Stoneley, R., 1982, Subsidence history of the Middle East Zagros basin, Permian to recent, in Kenet, P. E., Boot, M. P., McKenzie, D. P., and William, C. A., eds.: *Philosophical Transactions of Royal Society London*, 305, 149-168.
- Kostrov, V., 1974, Seismic moment and energy of earthquakes, and seismic flow of rock: *Izvestia, Russian Academy of Sciences, Physics of the Solid Earth*, 1, 23-44.
- Lacombe, O., Mouthereau, F., Kargar, S., and Meyer, B., 2006, Late Cenozoic and modern stress fields in the western Fars (Iran): implications for the tectonic and kinematic evolution of Central Zagros: *Tectonics*, 25, TC1003.
- Maggi, A., Priestley, K., and Jackson, J., 2002, Focal depths of moderate and large size earthquakes in Iran: *Journal of Seismology and Earthquake Engineering*, 4, 1-10.
- Main, I. G., and Burton, P. W., 1986, Long-term

- Yaghoubi, A., Mahbaz, S. B., Dusseault, M. B., and Leonenko, Y., 2021, Seismicity and the state of stress in the Dezful embayment, Zagros fold and thrust belt: *Geosciences*, 11(6), 254.
- YaminiFard, F., Hatzfeld, D., Farahbod, A., Paul, A., and Mokhtari, M., 2007, The diffuse transition between the Zagros continental collision and the Makran oceanic subduction (Iran): microearthquake seismicity and crustal structure: *Geophysical Journal International*, 170, 182–194.
- YaminiFard, F., Hatzfeld, D., Tatar, M., and Mokhtari, M., 2006, Microseismicity at the intersection between the Kazerun fault and the Main Recent Fault (Zagros-Iran): *Geophysical Journal International*, 166, 186–196.
- Zoback, M. L., 1992, First and second order patterns of tectonic stress: The world stress map project: *Journal of Geophysical Research*, 97, 11703–11728.
- of the Fars salient, Iran: *International Journal of Earth Science*, 107, 611–633.
- Scholz, C. H., 1968, The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes: *Bulletin of the Seismological Society of America*, 58, 399–415.
- Sella, G. F., Dixon, T. H., and Mao, A., 2002, REVEL: A model for recent plate velocities from space geodesy: *Journal of Geophysical Research*, 107, 2081, doi: 10.1029/2000JB000033.
- Sonder, L. J., 1992, Effects of density contrasts on the orientation of stresses in the lithosphere: Relation to principal stress directions in the Transverse Ranges, California: *Tectonics*, 9, 761–771.
- Stoklin, J., 1968, Structural history and tectonics of Iran: a review: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52, 1229–1258.
- Talbot, C. J., and Alavi, M., 1996, The past of a future syntaxis across the Zagros, in Alsop, G. I., Blundell, D. J., and Davison, I., eds.: *Salt Tectonics: Geological Society of London, Special Publication*, 100, 89–109.
- Talebian, M., and Jackson, J., 2004, A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran: *Geophysical Journal International*, 156, 506–526.
- Tatar, M., Hatzfeld, D., Martinod, J., Walpersdorf, A., Ghafari-Ashtiany, M., and Chery, J., 2002, The present-day deformation of the central Zagros from GPS measurements: *Geophysical Research Letters*, 29(19), 1927, doi: 10.1029/2002GL015427.
- Vergés, J., Saura, E., Casciello, E., Fernandez, M., Villaseñor, A., Jimenez-Munt, I., and García-Castellanos, D., 2011, Crustal-scale cross-sections across the NW Zagros belt: Implications for the Arabian margin reconstruction: *Geological Magazine*, 148(5–6), 739–761, <https://doi.org/10.1017/S0016756811000331>.
- Vernant, Ph., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., et al., 2004, Present day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and Northern Oman: *Geophysical Journal International*, 157(1), 381–398.
- Walpersdorf, A., Hatzfeld, D., Nankali, H., et al., 2006, Difference in the GPS deformation pattern of North and Central Zagros (Iran): *Geophysical Journal International*, 167, 1077–1088.

## Investigating seismic stress changes in the South Zagros

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

<sup>1</sup> Assistant Professor, Seismology Research Center, Tehran, Iran

<sup>2</sup> Ph.D. student, Seismology Research Center, Tehran, Iran, Tehran, Iran

(Received: 09 May 2023, Accepted: 10 July 2023)

### Summary

Being a collision zone, the Zagros Fold-Thrust Belt was formed because of the northeast motion of the Arabian plate toward the central plateau of Iran. At the surface, the Zagros consists of long, linear anticlinal ridges that form a series of ranges from Eastern Turkey in the NW to the Strait of Hormuz in the SE, a distance of about 1200 km. In this study, the south of the Zagros zone was evaluated by considering the concepts of seismicity parameters considered in the Gutenberg-Richter relationship. In other words, the statistical characteristics of earthquakes are 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, the time and space distribution of parameters, the cumulative properties of the data and the tectonic stress level of the region associated with different seismotectonic processes are considered in this method. In order to calculate these parameters, different seismic catalogs (internal and external bases) have been used. Considering the distribution of earthquakes and magnitude data, the calculated seismicity parameter values were  $0.61 < b < 0.64$ ,  $0.98 < b < 1.05$  and  $1.0 < b < 1.7$  in IMBZ, MMF and SFB, respectively. By using the b-value quantity at any point, the map of differential stress ( $\sigma_1 - \sigma_3$ ) was calculated as (230-470MPa), (205-296MPa) and (60-550MPa) along the three selected profiles across the south Zagros region. Based on the study of changes in seismicity parameters in the south Zagros 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 and consequently, the existence of low-stress structures in parts of the region.

The trend of changes in fractal dimensions in each of the seismic zones shows the changes of desired parameter in each of the fault systems. It has decreased to the lowest extent in the south of Zagros. In the north west of Zagros (west of the Kazerun fault), the shortening is mainly limited to the mountain edge fault, where large earthquakes are concentrated. To the east of the Kazerun fault, the fastest rate of shortening seems to occur along the zone of active thrust faults (Lar, Breez and Qir) and also along the main Zagros fault (regions where seismicity is concentrated). In contrast, the Persian Gulf coast has a relatively low seismicity rate.

**Keywords:** South Zagros, seismicity, b-value, spatial distribution of stress differences

---

\*Corresponding author:

mehrdad@iiees.ac.ir