

مقایسه تنش لرزه‌ای در پهنه‌های زاگرس جنوبی و مکران

لیلا مهشادینیا^۱ و مهرداد مصطفی‌زاده^{۲*}

^۱ کارشناس ارشد، پژوهشکده زلزله‌شناسی، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران
^۲ استادیار، پژوهشکده زلزله‌شناسی، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

(دریافت: ۱۴۰۳/۱۱/۱۳، پذیرش: ۱۴۰۳/۱۲/۲۸)

چکیده

ادامه فروانش در دو پهنه زاگرس جنوبی در جنوب ایران و پهنه مکران در جنوب شرق ایران موجب گردیده که منطقه از خطر پذیری لرزه‌ای بالایی برخوردار باشد. یکی از راهکارهای مهم به منظور تشریح نوع گسلش و تفسیر محورهای اصلی تنش در لرزه‌زمین‌ساخت، وارون‌سازی تنش است. فعالیت لرزه‌ای پهنه مکران و بخش مرزی پهنه‌های مکران و زاگرس در چند نقطه تمرکز بالاتری را نشان می‌دهد که رفتار پیچیده گسل‌ها و تعامل بین سامانه‌های گسلی عامل ایجاد این وضعیت است. بخش دیگر زمین‌لرزه‌ها در محل اتصال سامانه گسلی مرکز مکران و بین دو گودال جازموریان و ماشکل (Mashkel) به ترتیب در ایران و پاکستان رخ داده است. این وضعیت نشان دهنده پیچیدگی ساختاری در محل اتصال گسل‌های زمین درز سیستان با راندگی‌های مکران است. توزیع تنش بیشینه در پهنه زمین‌ساختی مکران دارای رفتار غیریکنواخت در بازه ۴۸ تا ۱۳۷ است. بر اساس نتایج به دست آمده از حل وارون زمین‌لرزه‌ها، مقادیر میانگین آزیموت تنش بیشینه در زاگرس و پهنه‌های کمربند چین خورده زاگرس (MMF)، کمربند راندگی همپوشان (IMBZ) و کمربند پیشانی زاگرس (SFB) به ترتیب برابر با ۱۳۷، ۱۴۶ و ۱۹ درجه است. جهت‌گیری تنش در پهنه زاگرس جنوبی و در لایه‌های رسوبی و پی‌سنگی کاملاً از هم متمایز است. نتایج تحلیل تنش و حل وارون سازوکار کانونی در کمربند راندگی همپوشان (IMBZ) به دلیل لرزه‌خیزی پایین نتایج غیرمتمرکز را نشان می‌دهد. محور تنش بیشینه در این زیر پهنه دارای راستای شمال باختری و تقریباً افقی است. در مقابل کمربند پیشانی زاگرس (SFB) با محور تنش بیشینه شمال-شمال خاور و تقریباً افقی نتایج متمرکز را نشان می‌دهد. در حالی که کمربند چین خورده زاگرس (MMF) با محور تنش بیشینه شمال-شمال باختر و تقریباً افقی با جهت‌گیری همگرایی عهد حاضر بین صفحات آفریقایی-عربی و اوراسیا ناهمگن ظاهر شده است.

کلمات کلیدی: پهنه مکران، پهنه زاگرس جنوبی، لرزه‌خیزی، حل وارون تنش

۱ مقدمه

لبه جنوبی ایران در پهنه‌های زاگرس و مکران به‌طور فشاری در حال دگرریختی فعال است. پهنه زاگرس جنوبی در جنوب خاور ایران، بین صفحات همگرایی عربی و اوراسیا واقع است. رژیم‌های تنش فشاری در واحدهای مختلف زاگرس جنوبی نقش مهمی در کنترل شرایط تنش بین واحدهای مختلف در پوشش رسوبی و پی‌سنگ دارد (برای مثال: کاسیلو و همکاران، ۲۰۰۹). بر اساس نتایج مطالعات پیشین (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴ و مک کوری، ۲۰۰۳) مسیر همگرایی بین خرده قاره ایران و صفحه قاره‌ای آفریقا-عربی از مزوزوئیک تا عهد حاضر مایل بوده و از شمال‌خاور به‌سمت شمال منحرف شده است و چند ده کیلومتر کوتاه‌شدگی در ناحیه چین‌خورده کمربند چین‌خورده زاگرس مشاهده می‌شود (مولینارو و همکاران، ۲۰۰۵).

با توجه به فعال بودن پهنه مکران از نظر زمین‌ساختی، ادامه فرورانش و وجود پهنه گسلی راندگی طویل در بخش شمالی منطقه فرورانش مکران و حاشیه شمالی دریای عمان موجب شده است که این منطقه از خطرپذیری لرزه‌ای بالا برخوردار باشد. مکران در مرز خاوری در جنوب بلوچستان پاکستان (گسل‌های چپگرد چمن، قصابند و اُرناچ نال) تا محور لاس بلا (پهنه انتقالی بین پهنه‌های فرورانش مکران و برخوردی هند-اوراسیا) ادامه می‌یابد. بر اساس مطالعات توموگرافی در مکران، کمینه در فاصله ۴۰۰ کیلومتری از پهنه فرورانش، یک خم شدید در شمال حوضه جازموریان و ماشکل، تقریباً در زیر آتشفشان‌های بزمان، تفتان و کوه سلطان وجود دارد. پس از این خم، اسلب شیب بیشتری دارد (فرولینگ و سلیگه، ۲۰۱۶، منامن و همکاران، ۲۰۱۱). توموگرافی لرزه‌ای نشان می‌دهد که لیتوسفر عربی با سرعت فرورانش بالاتر با پهنه کم سرعت در زیر باختر مکران مرز واضحی دارد، این مرز واضح در خاور پهنه مکران باختری در تماس با مکران خاوری است (اللازکی و همکاران، ۲۰۱۴). مرز انتقال بین برخورد

قاره‌ای زاگرس و فرورانش اقیانوسی-قاره‌ای مکران با دو محدوده خط عمان و مرز زمین‌ساختی سامانه گسلی زندان - میناب - پالمی مشخص می‌شود.

ساختار مکران، با الگوی فلسی و مرزبندی با گسل‌های معکوس پر شیب، از پس‌بوم به سمت پیش‌بوم رانده شده است (گران‌دو و همکاران، ۲۰۰۷، ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴). تداوم فرورانش، از میوسن تاکنون فعال و همراه با فرایش است. نرخ فرورانش مکران به‌طور جزئی از باختر به خاور افزایش می‌یابد (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴). این میزان برخاستگی در سراسر طول مکران به‌ویژه مکران باختری و خاوری یکسان نیست (وینی و همکاران، ۲۰۰۶). این شواهد نشانگر عملکرد زمین‌ساخت فعال زیرسطحی و فعالیت راندگی‌های نهان در امتداد و بالای سطوح راندگی جدایش (Decollement) فعال است.

میرحامدی و همکاران (۲۰۲۴) پارامترهای ناهمسانگردی لرزه‌ای امواج برشی ($\phi, \delta t$) زاگرس و ایران مرکزی را با استفاده از شکل موج ۳۲۷ زمین لرزه تله‌سایزیمیک را با بزرگای $M_b > 5.0$ ، در فواصل کانونی بین ۳۰ درجه و ۹۰ درجه، محاسبه کردند. تجزیه و تحلیل جهت سریع حرکت نشان می‌دهد که پارامتر ϕ به موازات جهت ساختارهای سطحی زاگرس تغییر می‌کند و با اندازه‌گیری‌های GPS بردار سرعت مطابقت دارد. بر این اساس، تغییر شکل ساختارهای شکننده پوسته و پهنه‌های گسلی فعال دارای ریشه‌های کم عمق در سراسر پهنه زاگرس است.

حل وارون سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها برای کمربند زاگرس در مطالعات مختلف و به‌صورت محلی انجام شده است (آنجلیر، ۲۰۰۲؛ سرکارنژاد و همکاران، ۲۰۱۷ الف، ب؛ قربانی رستم، ۲۰۱۸). همچنین تجزیه و تحلیل تنش دیرینه در پهنه زاگرس در برخی از مطالعات حل وارون تنش مورد بررسی قرار گرفته است (مگی، ۲۰۰۰). رژیم‌های تنش به دست آمده از روش‌های حل وارون داده‌های لغزش گسل، محلی یا منطقه‌ای است. تنها نتایجی

پوشش رسوبی در حدود ۱۸۰ کیلومتر برای پوششی رسوبی و ۱۴۹ کیلومتر برای سنگ بستر عربی با استفاده از روش بازسازی برش عرضی از کرتاسه پسین تا عهد حاضر محاسبه شده است. با توجه به مقدار کل کوتاه‌شدگی زاگرس، میانگین نرخ کوتاه‌شدگی در حدود ۲ میلی‌متر در سال برای ۹۰ میلیون سال برآورد شده است (ورگس و همکاران، ۲۰۱۱). نمک اینفراکامبرین هرمز در ناحیه فارس در بالای سنگ بستر قرار دارد و به‌عنوان افق جدا شده اصلی در طول تغییر شکل ترشیاری پسین عمل کرده است. سایر افق‌های جدا شده شامل سازند دشتک تریاس (تبخیری)، سازند کژدمی کرتاسه (شیل) و سازند گچساران میوسن پایینی (تبخیری) است که سبب جداسازی بین تغییر شکل سنگ بستر و پوشش رسوبی و همچنین بین واحدهای مختلف درون پوشش رسوبی می‌شود و الگو و توزیع تغییر شکل در زاگرس را کنترل می‌کنند (به‌عنوان مثال: کاسیلو و همکاران، ۲۰۰۹).

ساختار اصلی زاگرس به‌صورت عرضی توسط مجموعه‌ای از گسل‌های زیر سطحی قطع می‌شود. شکستگی‌های پی‌سنگی با راستاهای NE، N-S و NW در صفحه عربستان متأثر از فازهای کوهزاد انتهای پرکامبرین و دوران پالئوزوئیک ایجاد شده است (حسامی و همکاران، ۲۰۰۱). بازشدگی و گسترش و بسته شدن نئوتیس و کوتاه‌شدگی زاگرس در راستای گسل‌های شمال باختری- جنوب خاوری زاگرس رخ داده است (جکسون، ۱۹۸۰). گسل‌های پیش از چین‌خوردگی زاگرس شامل گسل‌های نرمال همزمان با رسوبگذاری و راندگی‌های کوچک مقیاس هستند (لاکومب و همکاران ۲۰۰۶). گسل راندگی زاگرس مرتفع، کمربند کوهزایی زاگرس را به دو پهنه ساختاری موازی: کمربند رانده یا کمربند راندگی مرتفع زاگرس در شمال خاور و کمربند چین‌خورده یا ساده چین‌خورده در جنوب باختر تقسیم می‌کند (سپهر و کوسگرو، ۲۰۰۵). میدان سرعت حاصل از GPS و ثبت

لرزه‌خیزی، سکون لرزه‌ای را در مقیاس چند دهه در سراسر بخش‌های مرتفع زاگرس و عدم وجود کوتاه‌شدگی فعال پوسته بالایی را در این منطقه تأیید می‌کند (آلن و همکاران، ۲۰۱۳). گسل‌های راندگی، با گرایش به سمت جنوب (vergence)، هم‌زمان با چین‌خوردگی تشکیل شده‌اند و گسل‌های راستالغز معمولاً ساختارهای زمین‌ساختی جوانتر از چین‌خوردگی و احتمالاً مربوط به مراحل پیشرفته دگریختی کوهزاد و بسته‌شدگی چین‌ها هستند.

برخی از گسل‌های عرضی (Transverse fault) فعال در کمربند کوهزایی زاگرس مانند گسل‌های کازرون، کره‌بس، سبزپوشان و سروستان دارای راستای تقریبی شمالی-جنوبی و تحت زاویه‌ای بالا نسبت به روند ساختاری کمربند کوهزایی، امتداد دارند. گسل‌های کازرون و ایزه دو گسل پیش از برخورد در کمربند کوهزایی زاگرس هستند که در اوایل پالئوزوئیک به‌صورت گسل کششی تشکیل و فعال شده است (سپهر و کاسگرو، ۲۰۰۵). ساختارهای مختلف در شمال باختری و جنوب شرقی زاگرس نشان می‌دهد که حرکت صفحه عربی در دو طرف گسل عرضی کازرون به‌طور متفاوتی تکامل یافته است. با توجه به شکل (۱)، زمین لرزه‌ها با بزرگای بیش از ۵ به‌طور مشخص در راستای خطواره‌های گسلی تمرکز دارند. تعداد رخداد زمین‌لرزه‌ها 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. پهنه‌های گسلی راستالغز موازی با کازرون در کمربند کوهزاد زاگرس یک نقش اصلی سینماتیکی را با تقسیم تنش کوتاه‌شدگی دارا هستند و 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. در

و مک کال، ۱۹۸۵؛ وایت، ۱۹۸۲) (شکل ۲). از جنوب به شمال افزایش سن، میزان بالاآمدگی، ارتفاع، تراکم گسل‌ها و چین‌های فعال و همچنین تغییر شکل‌ها و دگرگونی در فلیش‌ها دیده می‌شود (کید و مک کال، ۱۹۸۵). در برخی مطالعات منطقه فرورانش را شامل دو حوزه متفاوت دانسته‌اند که در خاور و باختر زمین درز سیستان (ادامه سیستم گسل سونیا واقع در دریا) (برای مثال: کوفسکی و همکاران، ۲۰۰۰؛ اوکال و سینولاکیس، ۲۰۰۸).

مکران با چهار واحد مجزا مکران شمالی، مکران داخلی، مکران بیرونی و مکران ساحلی که بوسیله پهنه‌های گسلی راندگی بشاگرد، قصر قند و چاه‌خان از همدیگر جدا می‌شوند، تقسیم بندی شده است و بر اساس داده‌های لرزه نگاری بازتابی یک ساختار شبه گوه برافزایشی را برای صفحه فرورونده با شیب ملایم ۳-۵ درجه در فاصله ۵۰ تا ۱۵۰ کیلومتری شمال ساحل دریای عمان نشان می‌دهد (مختاری و همکاران، ۲۰۱۹). این ساختار توسط لایه‌هایی با سرعت بالاتر به طرف شمال و نیز ساختار پوسته پرسرعت در اعماق ۳۰-۳۵ کیلومتر محدود شده است. نتایج بدست 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.

مرز بسیاری از واحدهای سنگ چینه‌ای از نوع راندگی است. دگرریختی موجود در منطقه مکران با دو افق اصلی شیل‌های میوسن میانی و شیل‌های الیگوسن بالایی به‌عنوان سطوح جدایشی از نوع زمین ساخت نازک پوسته است. چین‌های دور از ساحل در نیمرخ‌های لرزه‌ای فاقد هماهنگی بوده و توسط سطوح جدایشی از هم جدا شده‌اند که این سطوح جدایشی ناشی از مناطق دارای گسل‌های رورانده است. در برخی مطالعات سطوح جدایش را در

حالی که در زاگرس خاوری تقسیم شدگی کرنشی حاکم در زاگرس شمال باختری مشاهده نمی‌شود (یمینی فرد و همکاران، ۲۰۰۶، ۲۰۰۷). تغییر شکل در برجستگی فارس عمود بر روند محلی کمر بند (تقریبی خاوری- باختری) است. این تغییر سینماتیکی مستلزم گسترش و کشش در امتداد کمر بند کوهزاد است که در امتداد گسل‌های کازرون-بrazجان، کره‌بس، سبزپوشان و سروستان منطبق می‌شود (طالبیان و جکسون، ۲۰۰۴). مطالعات تنش و حل وارون تنش را در مقیاس محلی در مجاورت گسل‌های راستالغز (مانند گسل کازرون و کره‌بس) نشان می‌دهد که جهت فعلی تنش اصلی بیشینه به طور میانگین برابر با $N19^{\circ}E$ است، جهت تنش اصلی بیشینه در کرتاسه تا ترشیاری $N38^{\circ}E$ است و یک چرخش پاد ساعت در جهت تنش بیشینه اصلی در طول زمان را نشان می‌دهد. این تفاوت حاصل تغییر در مسیر همگرایی صفحات قاره‌ای است، اما تحت تأثیر تکامل ساختاری محلی، مانند انتشار جانبی چین‌ها و تأثیر محلی افق‌های جدا شده است که تفکیک سنگ بستر و پوشش رسوبی را تسهیل می‌کند. انحراف حداکثر تنش فشاری نسبت به راستای گسل سبب تقسیم شدگی تنش به تنش‌های عمود و موازی با راستای گسل و جابجایی‌های راندگی و راستالغز در پهنه‌های گسلی کازرون، کره‌بس، سبزپوشان و سروستان می‌شود که باعث شده این پهنه‌های گسلی به تکه‌های امتدادلغز و شیب‌لغز تقسیم شوند (سرکارنژاد و همکاران، ۲۰۱۷-ب).

فرورانش فعال مکران با چین خوردگی، کوتاه‌شدگی و باسروی خط ساحلی همراه است. شدت چین خوردگی از شمال به جنوب، کاهش می‌یابد، به گونه‌ای که در مکران ساحلی چین خوردگی و گسلش معکوس وجود ندارند و یا بسیار ناچیز و اتفاقی هستند. در پهنه ساختاری مکران، گوه افزایشی کم شیب مکران در اثر فرورانش فعال لیتوسفر اقیانوسی دریای عمان به زیر بلوک‌های قاره‌ای لوت و افغان از زمان کرتاسه به وجود آورده است (برای مثال: کید

دگرپختی کششی به صورت موضعی برای کاهش شیب توپوگرافی برای رسیدن به حالت تعادل می‌گردد را توضیح داد (داهلن، ۱۹۸۴؛ نورمند و همکاران، ۲۰۱۹). فشار سیالی افزوده با عمق (روه، ۲۰۱۷)، یا بارگذاری رسوبی (الوز-زیمرن، و همکاران، ۲۰۰۷) نیز گسلش کششی را تسریع می‌کند. یکی دیگر از راه‌های انطباق بین تناقض مشخصات جنبشی ظاهری در نوار ساحلی مکران، تاثیر زمین لرزه‌های بزرگ پهنه فرورانش در خاور مکران است (بربریان، ۱۹۷۶). چرخش همزمان با زمین لرزه در محورهای اصلی تنش نشان می‌دهد که این زمین لرزه سبب افت تقریباً کامل تنش فشاری و ایجاد تنش کششی در مناطق مجاور می‌شود (هاسگاوا و همکاران، ۲۰۱۱). رخداد گاه به گاه زمین لرزه‌های بزرگ فشاری در پهنه فرورانش مکران باختری نیازمند مقاومت اصطکاکی بسیار پایین در سطح فرورانش هنگام گسیختگی (ونگ، ۲۰۰۰) و حالت تنش کلی کم در گوه داخلی است. وجود هر دوی این سازوکار در مکران با آزمایشات عددی (روه، ۲۰۱۷)، شواهد فشار سیالی بالا در گوه مکران و وجود زاویه کم گوه گوه فرورانش در سراسر پهنه فرورانش مکران (وایت و لودن، ۱۹۸۲؛ اسمیت و همکاران، ۲۰۱۲) تأیید می‌شود. تنش پس از گسیختگی‌های لرزه‌ای بزرگ و معکوس مربوط به پهنه فرورانش، فرصت می‌یابد که در بخش مکران داخلی گسترش پیدا کرده و آرام شود، و بعد از آن دوره‌های کرنش کششی کوتاه مدت قبل از ایجاد دوباره دوره‌های تنش فشاری بزرگ، حاکم می‌شوند. این سازوکار متناوب، که در سایر مناطق فرورانش نیز قابل مشاهده است، به مقادیر تنش سراسری پایین و گسلش جانبی در صفحه روئین فرورانش احتیاج دارد و گسلش حاشیه‌ای در زمین لرزه‌های بزرگ مگاتراستی است که منجر به افت تقریباً کامل تنش در این مناطق می‌شود.

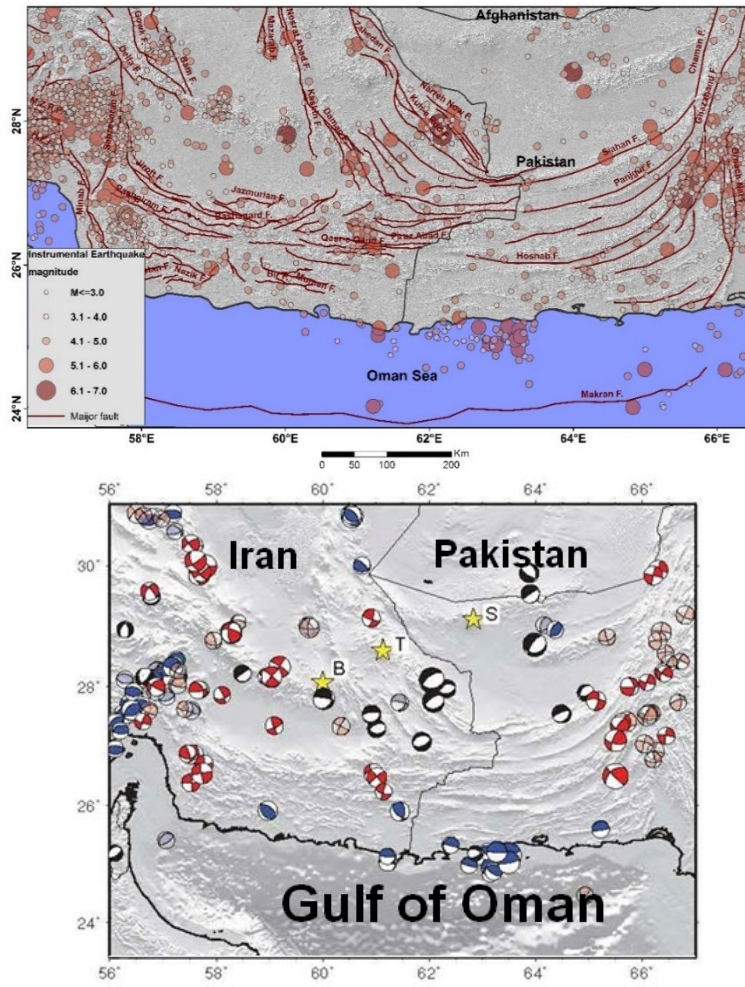
منطقه انتقال زاگرس جنوب خاوری و مکران در مطالعات مختلف مورد بررسی قرار گرفته است. نیسن و

قاعده میوسن میانی و همچنین در بخش پایینی نهشته‌های میوسن پسین (با گسترده‌ترین افق‌های شیلی در ستون چین‌های) و رسوبات گلی با سن کرتاسه تا نئوژن آغازین می‌دانند (هارمز و همکاران، ۱۹۸۴). تقادیس‌ها عموماً باریک و برگشته بوده و همراه با ناودیس‌هایی نامتقارن با جهت محوری خاوری-باختری دیده می‌شود.

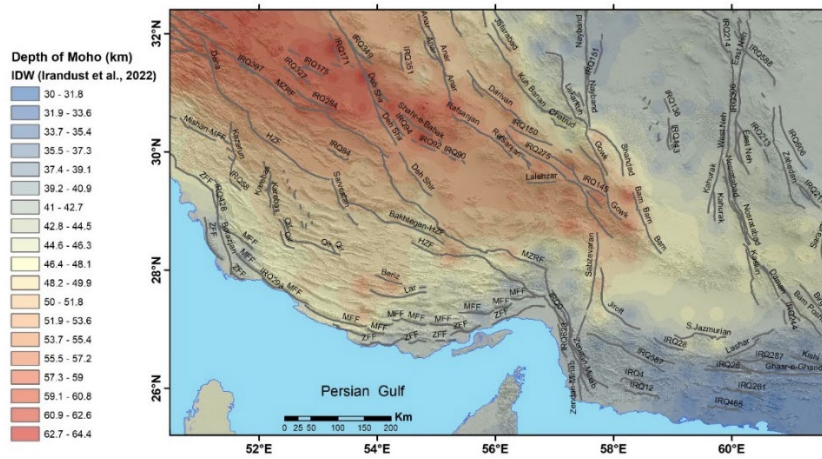
به دلیل رژیم زمین‌ساختی فشارشی شمالی-جنوبی حاکم بر گوه‌های افزایشی، سه نوع سامانه شکستگی و گسلش در مکران وجود دارد: گسل‌های معکوس با راستای خاوری-باختری عمدتاً گسل‌های اصلی و بزرگ منطقه را با سازوکار معکوس تشکیل داده است. شیب عمده این گسل‌ها به سمت شمال است. برخی از این ساختارها، گسل‌های طولی نرمال وارون شده هستند که همزمان با شکل‌گیری حوضه به وجود آمده‌اند و در رژیم‌های فشاری بعدی به صورت گسل‌های معکوس با شیب تند به سمت شمال و شمال خاوری فعال بوده‌اند. کینگ و همکاران عمق گسل‌ها را تا ۲۰ کیلومتر می‌دانند. گسل‌های عادی فرعی و کوچک با راستای خاوری-باختری در دو منطقه ساحلی (با سن کواترنر و شیب به سمت جنوب) و حواشی گودال جازموریان (با جهت شیب غالب به سمت شمال) متمرکز هستند. خطی بودن حاشیه شمالی پادگانه‌های دریایی و همچنین فرایش سواحل مکران با نرخ ۰/۰۵ تا ۱/۵ میلی‌متر در سال از پلیوستوسن انتهایی نتیجه عملکرد این گسل‌هاست (آق‌نباتی، ۱۳۸۳). گسل‌های راست‌الغز مکران با راستای NE و زاویه ریک کمتر از ۲۰ درجه عمدتاً چپ‌بر هستند. گسل‌های راست‌الغز با راستای NW نیز با زاویه ریک کمتر از ۲۰ درجه عمدتاً راست‌بر هستند. این گسل‌ها به صورت گسل‌های مزدوج عمل نموده‌اند. وجود دگرپختی کششی در بخش‌های ساحلی مکران بدون شواهد گسلش راندگی را می‌توان به کاهش ناگهانی مقاومت اصطکاکی در سطح جدایی قاعده‌ای منطقه ساحلی (مانند افزایش در فشار سیالی)، افزایش زاویه گوه به طور ناگهانی و محلی که سبب

همکاران (۲۰۱۰) ژرفا و هندسه گسلش را در جزیره قشم واقع در بخش باختری مرز انتقالی مورد بررسی قرار دادند. نتایج حاصل از تحلیل داده‌های شبکه محلی سه زمین لرزه بزرگ شامل نوامبر ۲۰۰۵ قشم با بزرگای $M_w=5.8$ ، ۲۸ ژوئن ۲۰۰۶ و ۱۰ سپتامبر ۲۰۰۸، داده‌های تداخل‌سنجی راداری و داده‌های تله‌سایزیمیک، ارتباط بین گسل‌های راندگی مدفون و ساختارهای چین‌خوردگی در سطح را مشخص ساخت. در این بخش نمک هرمز به صورت یک سطح ساختاری ناحیه‌ای در مقابل گسیختگی عمل می‌کند. گسلش زمین لرزه ای در زمین لرزه‌های بزرگ زاگرس چین‌خورده، عموماً عمود بر راستای سطح محوری طاقدیس‌ها است و به احتمال ساختار گسلش عمقی و چین‌خوردگی سطحی در امتداد لایه‌های ضعیف مارنی یا تبخیری در بخش میانی پوشش رسوبی از هم جدا می‌شوند (وایت و لودن، ۱۹۸۲) نتایج به دست آمده از مطالعات مختلف زمین‌پیمایی، زمین‌ساخت، زلزله‌شناسی و مغناطیس در پهنه انتقال زاگرس و مکران، با هدف بررسی ساختار و کینماتیک وجود یک ناپوستگی ترافشاری شامل چندین گسل مایل نسبت به همگرایی را نشان می‌دهد. در حالی که مطالعات ژرفایی زلزله‌شناسی نشانگر یک انتقال یکنواخت بین سامانه‌های گسلی است. در این بخش هیچ گسل ترانسفرم لیتوسفری ایجاد نشده است. سامانه گسلی زندان-میناب-پالامی از چندین گسل منطبق بر رژیم زمین‌ساختی ترافشاری تشکیل شده است. تظاهر سطحی این سامانه گسلی ژرفی، سامانه گسلی راستالغز راست‌بر شمالی-جنوبی جیرفت-سبزواران است که از گسل‌های فرعی‌تر تشکیل شده که مجموعاً یک سامانه گسلی راستالغز (Wrench fault) را در مقیاس لیتوسفر می‌سازد. سامانه گسلی جیرفت-سبزواران به سمت شمال به سامانه گسلی گوک-نابیند (مرز باختری بلوک لوت) متصل می‌شود.

مقایسه راستای گسل‌ها و تغییرات جانبی ضخامت پوسته و عمق موهو برای فلات ایران که بر اساس مدل‌سازی سرعت موج برشی سه بعدی V_s انجام شده است (ایراندوست و همکاران، ۲۰۲۲) نشان می‌دهد که ضخامت پوسته زاگرس و پهنه سنندج-سیرجان در بلوک لوت و شمال مکران تداوم دارد و تقاطع دوجانبه گسل‌های همسو در دو پهنه فوق با گسل‌های باختر بلوک لوت قابل تأیید است (دلاکس و همکاران، ۲۰۱۷). در بلوک لوت و حد فاصل بین دو پهنه زمین‌ساختی لوت-مکران و زاگرس جنوبی، از راستای شمال باختری-جنوب خاوری گسل‌های کوهبنان و بهاباد تا جنوب گسل گوک و همچنین در حد فاصل گسل سبزواران-گوک و تا خاور گسل بم ادامه دارد. در مقابل تقاطع گسل‌های ناهمسو در شمال تنگه هرمز سبب کاهش محلی عمق موهو شده است (شکل ۳). موقری و همکاران (۲۰۲۴) سازوکارهای تغییر شکل پوسته و لیتوسفر گوشته و ناهمسانگردی آزمایشی در زیر فلات ایران را با حل وارون داده‌های پراکندگی موج ریلی (۵-۶۰ ثانیه) مطالعه کردند و سرعت موج برشی ۳ بعدی و مدل ناهمسانگردی وابسته به عمق را با استفاده از توموگرافی نیز محیطی به دست آوردند. با توجه به نتایج به دست آمده، پوسته و لیتوسفر گوشته زیرین در جنوب خاوری زاگرس به طور منسجم تغییر شکل نمی‌دهند و تغییر سریع جهت‌گیری محورهای ناهمسانگردی شمال-شمال باختری به ساختارهای شمالی-جنوبی سنگ بستر نسبت داده می‌شود که از فاز کوهزاد پان آفریقایی باقی مانده است. در مقابل الگوهای ناهمسانگردی در پوسته و سنگ کره زیر پوسته‌ای در خاور ایران شامل سراسر بلوک لوت، ثابت است و کل لیتوسفر به طور منسجم تغییر شکل می‌دهد. این شواهد نشان می‌دهد که مرز انتقال ساختاری بین باختر لوت-مکران و زاگرس جنوبی-سنندج-سیرجان یک مرز غیر ساده، تدریجی با تغییرات ژرفای موهو است.



شکل ۲. بالا: توزیع گسل های اصلی و زمین لرزه های دستگاهی در پهنه ساختاری مکران. پایین: سازوکار کانونی زمین لرزه ها، $M > 4$ ، از سال ۱۹۴۵-۲۰۱۳. B, T, S به ترتیب نشان دهنده کوه های آتشفشانی بزمان، تفتان و سلطان است (پنی و همکاران، ۲۰۱۷).



شکل ۳. مقایسه راستای گسل ها و تغییرات جانبی ضخامت پوسته و عمق موهو برای فلات ایران (ایراندوست و همکاران ۲۰۲۲). تداوم ضخامت پوسته زاگرس در بلوک لوت تایید کننده مدل های تقاطع گسل ها با مولفه راستالغز راستبر است.

۲-۲ لرزه‌خیزی

فراوانی زمین‌لرزه‌ها در زاگرس جنوبی نشان می‌دهد که منطقه به طور فعال در حال تغییر شکل و همگرایی است. تمرکز زمین لرزه های متوسط و بزرگ با M_w برابر یا بیش از ۵، در کمربند کوهزایی زاگرس محدود به منطقه بین دشت ساحلی خلیج فارس و سامانه راندگی زاگرس و به شکل مشخصی در لبه جنوب خاوری و باختری پیش بوم زاگرس متمرکز است (شکل ۱). زمین‌لرزه‌ها در زاگرس جنوبی با توجه به داده‌های لرزه‌ای تاریخی و دستگاهی، عموماً دارای بزرگای متوسط و ژرفای ۸ تا ۳۲ کیلومتر (کاتالوگ زمین لرزه‌های CMT) و فاقد گسلش سطحی هستند. لرزه‌خیزی متأثر از فعالیت مجدد گسل کششی اولیه به صورت گسلش امتدادلغز و شیب‌لغز فشاری است. فعالیت لرزه‌ای کمربند زاگرس به شدت به فعالیت مجدد گسل‌های کششی اولیه به صورت گسلش امتدادلغز و شیب‌لغز فشاری و یا افق جدا شده کم شیب و کم ژرفای (متشکل از سنگ‌های ضعیف رئولوژیکی نمک هرمز اینفراکامبرین) وابسته است. زمین‌لرزه‌ها با ($M_b > 5$) در کمربند چین‌خورده پیش‌بوم زاگرس متمرکز شده‌اند که دارای توپوگرافی کم (1500-2000) است (طالیان و جکسون، ۲۰۰۴؛ هاتزفلد و همکاران، ۲۰۱۰). تاتار و همکاران (۲۰۰۴) و هاتزفلد و همکاران (۲۰۱۰) بر این باورند که لرزه خیزی در زاگرس مرکزی در 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 عدم وجود گسیختگی سطحی زمین لرزه، نشان می‌دهد که زمین لرزه‌ها در سنگ بستر متمرکز شده‌اند (نیسن و همکاران، ۲۰۱۱).

یمنی‌فرد و همکاران (۲۰۰۶ و ۲۰۰۷) بر اساس تحلیل سازوکارهای کانونی بر این باورند که در تقاطع بین گسل کازرون و MRF در بروجن و همچنین در انتقال بین پهنه

برخورد زاگرس و ناحیه فرورانش مکران در نزدیکی بندرعباس، از نوع راندگی هستند و در ژرفای بیش از ۱۲ کیلومتر در امتداد گسل‌های دکولمنت با شیب NE که عمود بر جهت همگرایی برخوردار است، محدود می‌شوند. در مقابل، سازوکارهای کانونی امتدادلغز راست‌بر در ژرفای کمتر منطبق با اثر گسلی MRF ثبت می‌شوند. این تفاوت در ژرفای سازوکارهای کانونی نشان می‌دهد که پوسته بالایی عمدتاً با لغزش بر روی گسل‌های ضعیف و از پیش موجود، راستالغز یا راندگی دگرریخت می‌شود، اما پوسته پایینی همگن‌تر است و کوتاه‌شدگی با گسلش معکوس با راستای عمود بر حرکت منطقه‌ای انجام می‌شود (هاتزفلد و همکاران، ۲۰۱۰). زمین‌لرزه‌ها با بزرگای بیش از ۵ به طور مشخص در راستای خطواره‌های شمال خاوری جنوب باختری تمرکز دارد و تعداد رخداد زمین‌لرزه‌های ژرف به سمت لبه جنوبی پیش بوم فارس و به موازات خطواره‌های برشی چپ‌بر با روند شمال خاوری افزایش نشان می‌دهد. از سوی دیگر ژرفای کانونی نیز تا ۵۰ کیلومتر افزایش می‌یابد. همچنین بزرگای زمین‌لرزه‌های رخدادده در دو لبه جنوبی و باختری کمان فارس به ترتیب به موازات خطواره‌های شمال خاوری-جنوب باختری و گسل‌های راستالغز راست‌بر شمالی-جنوبی مانند: کازرون، کره‌بس و برازجان افزایش می‌یابد. بنابراین بیشینه تاثیر این گسل‌های پی‌سنگی در این بخش‌ها تمرکز دارد که می‌باید در مطالعه تنش لرزه‌ای به صورت محلی مورد توجه قرار گیرد.

لرزه‌خیزی در پهنه مکران در مقایسه با سایر پهنه‌های فرورانش نسبتاً پایین‌تر است (کوپ و همکاران، ۲۰۰۰). تقریباً همه زمین‌لرزه‌ها با سازوکار عادی در قطعه باختری مکران درون صفحه فرورونده و در اعماق متوسط رخ می‌دهند. کمبود زمین‌لرزه‌های مرز صفحه‌ای در باختر مکران می‌تواند بیانگر فرورانش بی‌لرزه و یا قفل‌شدگی کانونی مرز صفحه‌ای (برن و همکاران، ۱۹۹۲) و رخداد

می‌شوند. ژرفای کانون زمین‌لرزه‌ها تا جنوب کمان آتشفشانی ادامه می‌یابد و به ۸۰ کیلومتر می‌رسد. در پایین این ژرفا تنها چند زمین‌لرزه بین ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتر ثبت شده است (جاکوب و کوئیت مییر ۱۹۷۹). در پهنه مکران، سازوکار زمین‌لرزه‌ها راستالغز، راندگی و نرمال ثبت شده است که عمدتاً دارای ژرفای کمتر از ۵۰ کیلومتر هستند. زمین‌لرزه‌های کم عمق همگی مربوط به پوسته قاره‌ای و زمین‌لرزه‌های بزرگ هم دارای ژرفای متوسط هستند (برن و همکاران، ۱۹۹۲) و در شمال مکران و گودال‌های جازموریان و ماشکل تعیین مکان شده اند (برگ، ۲۰۱۸). مرز جنوبی این گودال‌ها با گسل‌های نرمال با شیب به سمت شمال محدود می‌شود (برگ، ۲۰۱۸). این زمین‌لرزه‌ها عموماً به‌عنوان زمین‌لرزه‌های مرزی اسلب (Intraslab)، دسته‌بندی می‌شوند. فرورانش پوسته قدیمی با جریان گرمای معمولی (۵۰-۶۵ میلی‌وات بر مترمربع) زمین‌لرزه‌های مرزی اسلب با عمق بالاتر، تنوع سازوکار کانونی، آتشفشان‌های طبیعی و پتانسیل لرزه‌ای با بزرگای $M_w > 7.0$ را ایجاد می‌کند. این زمینلرزه‌ها بر پایداری فاز سیالات و چرخه سیالات تأثیر گذارند. عمق این زمین‌لرزه‌های بر بخش پایینی بسیاری از مناطق لرزه‌ای -Wadati-Benioff منطبق می‌شود. تنوع سازوکارهای گسیختگی وابسته به سازوکارهای متمایز مانند شکنندگی کم‌آبی، تغییرات فاز وابسته به عمق است. در برخی موارد، دو سازوکار گسیختگی در طول یک زمینلرزه رخ می‌دهند. بازه عمقی رخداد از اعماق کم (عمق ۲۰ تا ۶۰ کیلومتر)، تا عمق ۷۰۰ کیلومتری رخ می‌دهد (کری و همکاران، ۱۹۹۶؛ سنو و یوشیدا، ۲۰۰۴؛ استراسر و همکاران، ۲۰۱۰).

بر اساس مطالعات توموگرافی در مکران، کمینه در فاصله ۴۰۰ کیلومتری از پهنه فرورانش، یک خم شدید در شمال حوضه جازموریان و ماشکل، تقریباً در زیر آتشفشاهای بزمان، تفتان و کوه سلطان وجود دارد. پس از این خم، اسلب شیب بیشتری دارد (فورولینگ و سلیگه، ۲۰۱۶).

زمین‌لرزه‌هایی با دوره بازگشت بسیار طولانی باشد. با این حال در پیرامون سامانه گسلی میناب منطقه کمابیش از نظر لرزه‌ای فعال است. به طوری که در سال ۲۰۱۳ زمین‌لرزه میناب (یا گوهران) به بزرگی ۶/۱ در مقیاس محلی در پیرامون سامانه گسلی میناب روی داد (پنی و همکاران، ۲۰۱۷). نتایج مدل کشسان چسبنده المان محدود نشان می‌دهد که ضریب اصطکاک زیاد و سرعت همگرایی کم می‌تواند فرایند تجمع تنش برشی را آهسته تر کند و رفتار لرزه‌ای در محیط پیش کمان را متاثر سازد. این عامل می‌تواند فعالیت لرزه‌ای پایین را در مکران باختری توجیه کند. وجود بی‌هنجاری‌های منفی و قوی گرانی و توپوگرافی موازی درازگودال در باختر مکران بیانگر جفتشدگی قوی در این منطقه است (بربریان ۱۹۸۱) که سنگ بستر رورانده با سنگ بستر پایین رونده به واسطه ضریب اصطکاک زیاد در فصل مشترک صفحه‌ای، به سمت پایین کشیده می‌شود. مطالعات (سانگ و سیمونز، ۲۰۰۳؛ ولز و همکاران، ۲۰۰۳) نشان می‌دهد که زمین‌لرزه‌های بزرگ غالباً در مناطقی با بی‌هنجاری‌های قوی گرانی منفی و توپوگرافی موازی درازگودال رخ می‌دهند. بر این اساس، مناطقی در پیش کمان با (Trench TPTA (Parallel Topography Anomaly) کمتر از ۷۵۰ متر زیر سطح دریای آزاد و (Trench Parallel Gravity TPGA (Anomaly) کوچکتر از ۴۰ - میلی گال، محیطی مستعد برای رخداد زمین‌لرزه‌های بزرگ هستند. ضریب اصطکاک زیاد (یعنی جفت‌شدگی قوی) در فصل مشترک صفحه‌ها می‌تواند توصیف‌کننده این پدیده باشد. مقدار TPTA و TPGA در باختر مکران در مقایسه با خاور آن به شدت منفی است که این ممکن است موید خواص اصطکاک‌ناهمگن در راستای پیش کمان باشد. فعالیت‌های لرزه‌ای کم ژرف از ساحل شروع و در داخل خشکی تا فاصله حدود ۷۰ کیلومتر از ساحل ادامه می‌یابند. از این نقطه زمین‌لرزه‌ها به دلیل آغاز خمش ژرف‌تر

جازموریان به ۳۰ کیلومتر می‌رسد (برن و همکاران، ۱۹۹۲). عناصر ساختاری اصلی داخل گوه برافزایشی در خاور و باختر مکران با وجود لرزه خیزی متفاوت دارای شیب به سوی شمال هستند (مختاری و همکاران، ۲۰۰۸؛ هارمز و همکاران، ۱۹۸۴).

مطالعه لرزه خیزی، حل سازوکار زمین لرزه‌ها نشان می‌دهد که گسلش نرمال سبب رخداد زمین لرزه‌های با عمق متوسط می‌شود. گسل‌های عادی به موازات گسل‌های راندگی با فعالیت لرزه‌ای در این پهنه، دارای راستای تقریبی موازی هستند. این گسل‌ها عمدتاً در دو بخش ساحلی و شمال پهنه گوه‌های برهم افزوده در فرادیواره فرورائش قرار دارند. برخی از محققان زمین لرزه‌های عادی را مرتبط به محل تلاقی گسل‌های نرمال جنوب گودال جازموزیان و ماشکل با پهنه گوه‌های برهم افزوده در نظر می‌گیرند (پنی و همکاران، ۲۰۱۷).

فعالیت لرزه‌ای در پهنه مکران و پهنه انتقال مکران و زاگرس در چند نقطه تمرکز بالاتری نشان می‌دهد که احتمالاً رفتار پیچیده گسل‌ها و تعامل بین سامانه‌های گسلی را در این ناحیه نشان دهد. در پهنه مکران حجم وسیعی از فعالیت لرزه‌ای در دو سوی پهنه و محل تغییر سازوکار فشاری گسل‌ها در بخش چین و راندگی، بر سازوکار راستالغز تمرکز دارد. بخش دیگر زمین لرزه‌ها در محل اتصال سامانه گسلی مرکز مکران و بین دو گودال جازموریان و ماشکل رخ داده اند که نشان دهنده پیچیدگی ساختاری در محل اتصال گسل‌های زمین‌درز سیستم با راندگی‌های مکران است.

۳ روش تحقیق

یکی از راهکارهای مهم به منظور تشریح نوع گسلش و تفسیر محورهای اصلی تنش در لرزه زمین ساخت، وارون‌سازی تنش است. دقت روش حل وارون وابسته به کیفیت داده‌های لرزه‌ای است. روش‌های وارون عموماً فرض می‌کنند که

توموگرافی لرزه‌ای نشان می‌دهد که لیتوسفر عربی با سرعت فرورائش بالاتر با پهنه کم سرعت در زیر باختر مکران مرز واضحی دارد، این مرز واضح در خاور پهنه مکران باختری در تماس با مکران خاوری است (اللازکی و همکاران، ۲۰۱۴).

سازوکار زمین لرزه‌های کوچکتر تا حدی از راستای گسل‌های منطقه تبعیت می‌کنند و کانون سطحی آنها روی گسل‌ها قرار می‌گیرد. زمین لرزه بلوچستان با بزرگای ۷/۷ در سپتامبر ۲۰۱۳ در انتهای خاوری گوه برهم افزایشی مکران در شاخه هوشاب در انتهای جنوبی گسل اورنج روی داده است. گسل هوشاب گسلی خمیده است و از نوع امتداد لغز (چپ لغز) در تمامی طول گوه برافزایشی مکران به طول ۲۰۰ کیلومتر به سمت خاور تمایل دارد (فروهلینگ و سلیکا، ۲۰۱۶). پس از زمین لرزه سپتامبر ۲۰۱۳ بلوچستان، سونامی در طول ساحل عمان ثبت شده که به احتمال زیاد در اثر دریا لغز در دریا اتفاق افتاده است (هافمن و همکاران، ۲۰۱۵). زمین لرزه‌ها با سازوکار راندگی و با ژرفای کم مکران بیشتر در دریا یا نزدیک ساحل رخ می‌دهند و مرتبط با فعالیت گسل‌های امتداد لغز ساحلی در لبه‌های جانبی گوه هستند. سه زمین لرزه‌ی مرتبط با فعالیت گسل‌های امتداد لغز و یک رویداد روراندگی مجزا، تنها نمونه‌هایی از تغییر شکل لرزه‌ای کم عمق (کمتر از ۱۵ کیلومتر) در بخش مرکزی گوه برافزایشی در خشکی هستند (پنی و همکاران، ۲۰۱۷). شکل (۲) موقعیت زمین لرزه‌ها با $mb > 4$ از سال ۱۹۴۵ تا ۲۰۱۳ با سازوکار کانونی گزارش شده توسط (GCMT) را نشان می‌دهد. داده‌های لرزه‌ای در قسمت دریایی مکران نشانگر وجود یک راندگی جدایی فعال در عمق ۱۵-۱۰ کیلومتری در زیر مکران داخلی است (دولتی و برگ، ۲۰۱۳). مرکز سطحی زمین لرزه‌ها و داده‌های لرزه‌ای در قسمت دریایی نشانگر فرورائش لیتوسفر اقیانوسی با شیبی کمتر از ۳ درجه به سمت شمال بوده است. عمق این صفحه در زیر گودال

در این مطالعه از روش وارون سازی تنش ارائه شده توسط میش (میشل، ۱۹۸۴) استفاده شده است. در این روش بحث ناپایداری گسل لحاظ شده که امکان حل وارون تنش را در تکرارهای مکرر فراهم می نماید. در این روش از پارامترهای نظیر کشش برشی (τ) و نرمال (δ_n) روی گسل بهره گرفته می شود. فرض بر این است که راستای تنش برشی روی گسلها برای تمام زمین لرزه های مورد مطالعه در هر پهنه مقدار یکسانی است. از آنجائی که این روش نمی تواند مقدار تنش مطلق را مشخص نماید لذا مقدار کشش برشی (τ) نرمالیزه می شود. همچنین کمیت برداری لغزش نیز در این روش لحاظ می شود. با بکارگیری کمیت های برداری راستای لغزش و بردار زمان برای مجموعه ای از زمین لرزه ها معادله خطی برای مؤلفه های مجهول تانسور تنش حاصل می شود. در بررسی حاضر از نرم افزار Zmap استفاده شده است.

در الگوریتم های حل وارون معمولاً فرض می شود که ۱- تنش زمین ساختی یکنواخت (همگن) در منطقه حاکم باشد؛ ۲- زمین لرزه ها حاصل گسیختگی روی گسل های از قبل موجود با راستاهای متفاوت باشد و ۳- بردارهای لغزش به موازات تنش برشی صفحات گسلی رخ دهند (والپرسدورف و همکاران، ۲۰۰۶؛ مصطفی زاده و همکاران، ۲۰۰۰). با فرض شرایط بالا، روش های حل وارون تنش توانایی تعیین چهار پارامتر تانسور تنش را خواهند داشت. این پارامترها شامل سه زاویه که جهت بردارهای تنش های اصلی را مشخص می کنند (σ_1 و σ_2 و σ_3) و نسبت کسر (R) است:

$$R = \frac{\sigma_2 - \sigma_1}{\sigma_3 - \sigma_1} \quad (1)$$

با افزایش R از ۰ به ۱، σ_2 در دامنه بین σ_1 و σ_3 کاهش می یابد، که نشان می دهد $\sigma_1 \approx \sigma_2$ و مقدار R نزدیک ۱ به معنای $\sigma_3 \approx \sigma_2$ است. هر ترکیبی از تنشهای اصلی

محیط همگن است، در حالی که در واقعیت، محیط های زمین ساختی معمولاً ناهمگن و ناهمسانگرد هستند. مدل سازی دقیق در مناطق زمین ساختی فعال، مانند مناطق فرورانش یا برخورد صفحات، نیازمند در نظر گرفتن ناهمسانگردی و تغییرات پیچیده در خواص مکانیکی سنگ ها است. در مناطق پیچیده زمین ساختی، ممکن است چندین مدل مختلف با داده های موجود سازگار باشند، که این امر تفسیر نتایج را دشوار می کند. روش های تکمیلی برای تعیین راستاهای اصلی تنش از داده های گسلی پیشنهاد شده است (کامپتون، ۱۹۶۶). در میان روش های ارایه شده برای تحلیل گرافیکی لغزش گسل، روش "P- و T-dihedra" و همچنین تعیین محورهای سینماتیک P و T نتایج دقیقی را ارایه کرده اند (آرتود، ۱۹۶۹؛ شان و همکاران، ۲۰۰۴). روش وارون سازی با روشهای عددی بر اساس تحلیل داده های بردار لغزش و صفحه گسل دارای قابلیت بازسازی میدان های تنش منطقه ای است. این روش جهت های اصلی تنش را بر اساس مشخصه های تانسور تنش محلی و بزرگای نسبی تنش (که تفاوت های نسبی را بین بزرگای مولفه های اصلی تنش معین می کند) بر اساس چهار فرضیه زیر استوار است: جهت بردار لغزش گسلها دلالت بر تنش برشی دارد. میزان لغزش لرزه ای موازی و هم جهت با تنش برشی در حل سازوکار لغزش صفحات گسلی است (والاس، ۱۹۵۱؛ بوت، ۱۹۵۹) سنگ ها از نظر فیزیکی همگن هستند (هاردبک و مایکل، ۲۰۰۶).

تنش زمین ساختی پوسته، بر پایه سازوکار کانونی زمین لرزه ها مطالعه و برآورد می شود. در این راستا مطالعه عصار و همکاران (۲۰۲۳) تنش عهد حاضر بخش های سه گانه گسل درونه را بر اساس سازوکار کانونی زمین لرزه ها مورد بررسی قرار داده اند که با نتایج اندازه گیری های سنجش از دور راداری همخوانی دارد. استفاده از برخی الگوریتم ها در مطالعات تنش عمومیت بیشتری دارد.

اعمال کرد و جهت تنش برشی N را با جهت لغزش s حرکت برشی در طول گسل شناسایی کرد همچنین فرض کرد که مقدار تنش برشی τ بر روی گسل‌های فعال برای تمام زمین لرزه‌ها مورد مطالعه یکسان است.

$$At=s \quad (۶)$$

$$t = [\tau_{11} \tau_{12} \tau_{13} \tau_{22} \tau_{23}]^T \quad (۷)$$

t برابر با بردار مولفه های تنش است، A ماتریس ۳×۵ است که از عمود بر گسل (n) محاسبه می شود و s جهت بردار لغزش است. از آنجایی که این روش نمی تواند مقادیر تنش مطلق را تعیین کند، τ به ۱ در رابطه نرمال می شود. نتیجه رابطه (۴) به شکل ماتریس زیر بیان می شود:

(۸)

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

با نوشتن رابطه ۷ برای سازوکارهای کانونی زمین لرزه با راستای لغزش و بردار نرمال معلوم (K)، تعداد $3K$ معادله خطی برای ۵ مولفه مجهول تانسور تنش به دست می آید. در نهایت سامانه با در نظر گرفتن رابطه ۳ و با استفاده از حل وارون خطی تعمیم یافته با نرم دوم $L2$ حل می شود.

از آنجایی که زمین لرزه‌هایی با بزرگای بیش از ۵ مکان و هندسه سطوح نودال را دقیق تر مشخص می کنند (هاتزقلد، ۱۹۹۹؛ مگی و همکاران، ۲۰۰۲)، از زمین لرزه‌هایی با بزرگای گشتاوری $Mw \geq 5$ در حل وارون استفاده شد (شکل ۱). زمین لرزه‌ها (بین سال های ۱۹۷۶ تا ۲۰۲۲) در امتداد حاشیه جنوب باختری زاگرس، بین دشت ساحلی خلیج فارس و سامانه راندگی برازجان رخ داده‌اند در حالی که زمین لرزه های راستالغز وابسته به پهنه‌های گسلی عرضی- راستالغز هستند (لاکومب و همکاران، ۲۰۰۶). علاوه بر آن از ۱۵۰ زمین لرزه با بزرگای برابر و یا بیش از ۵ در پهنه زمین ساختی مکران و مناطق

که $R < ۱$ یا $R > ۰$ را تولید می کند نامعتبر است (میشل، ۱۹۸۴).

مطالعه تاریخچه لغزش زمین لرزه مستلزم شرح دقیق و پیچیده‌ای از توصیف ساده و تقریبی از چشمه نقطه‌ای است. این رهیافت، تحت عنوان مدل گسل واقعی معرفی می شود که در آن انتشار بریدگی در طول گسل لحاظ می شود. یک گسل را می توان به صورت مجموعه ای از چشمه های نقطه‌ای مدل نمود که یکی پس از دیگری با یک تاخیر زمانی که ناشی از گسترش جبهه بریدگی است، فعال می شوند. تجمیع همه منابع نقطه‌ای با لحاظ نمودن تاخیرهای زمانی با استفاده از روش بر هم نهی خطی، تابع کامل لغزش زلزله را می دهد.

اثر تانسور تنش معمولاً صفر در نظر گرفته می شود و

تانسور تنش نرمال می شود (کوپ و استونلی، ۱۹۸۲):

$$T_i(\tau) = \sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3 = 0 \quad (۲)$$

در روش حل وارون تنش توسعه یافته توسط (کوپ و استونلی، ۱۹۸۲) معمولاً از σ_n و τ برای کشش نرمال و برش بر روی صفحه گسل به فرم معادلات (۳) و (۴) استفاده می شود:

$$\sigma_n = T_i n_i = \tau_{ij} n_i n_j \quad (۳)$$

$$(۴)$$

$$\tau N_i = T_i - \sigma_n n_i = \tau_{ij} n_j - \tau_{jk} n_j n_k n_i = \tau_{kj} n_j (\delta_{ik} - n_i n_k)$$

که در آن‌ها پارامتر δ_{ik} ، دلتا کرونر است، T برابر با کشش برشی در امتداد گسل، s برابر با تنش عمود بر گسل و N نیز برابر با بردار واحد تنش برشی در طول گسل است. رابطه (۴) به صورت زیر معمولاً قابل بازنویسی است:

$$\tau_{kj} n_j (\delta_{ik} - n_i n_k) = \tau N_i \quad (۵)$$

برای این که بتوان سمت راست رابطه (۴) ارزیابی شود، مایکل (کوپ و استونلی، ۱۹۸۲) فرض والاس-بات را

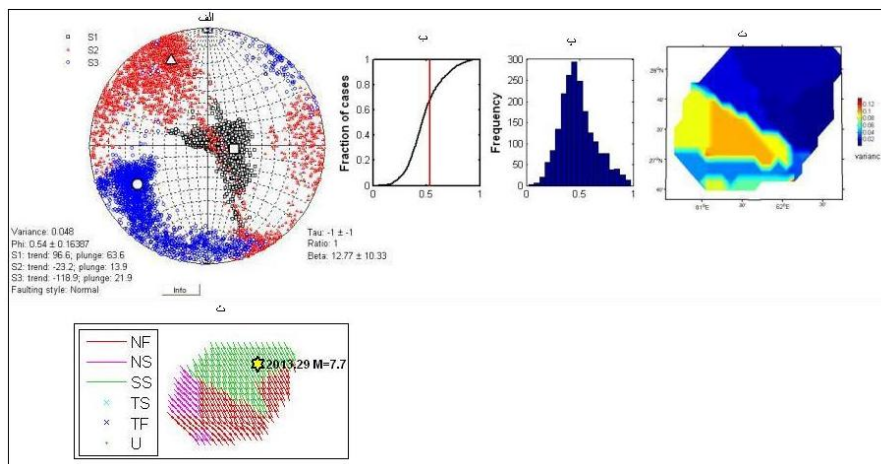
مکران-زاگرس، میدان‌های تنش ناهمگون را در سراسر این منطقه نشان می‌دهد (شکل های ۴ و ۵). پهنه شماره ۱ واقع بر پهنه زمین درز سیستان و در موقعیت تلاقی گسل‌های امتداد لغز شمال باختری-جنوب خاوری زمین درز سیستان با پهنه چین و راندگی مکران قرار گرفته است. گسلها در این بخش دچار تغییر راستا از شمال باختر به خاوری باختری می‌شوند و به نظر افشانه‌های گسل‌های طولی پهنه زمین درز سیستان محسوب می‌شوند. مطالعه حاضر میدان تنش نرمال را در این بخش نمایش می‌دهد. زمین لرزه های بزرگتر از ۵ در این بخش بیشتر در مرز ایران و پاکستان در پله بین گسل نره نو و سراوان متمرکز است. آزمون محور تنش افقی بیشینه ۹۶ درجه با زاویه میل ۶۳ درجه و زوایای آزمون ۲۳-درجه و ۱۱۸-درجه به ترتیب برای تنشهای اصلی افقی متوسط و کمینه به دست آمد. میدان تنش به دست آمده با گسل‌های فعال و لرزه‌زای این بخش و با وجود تغییر راستای گسل‌های راست‌الغز راست بر به راستای خاوری-باختری قابل توجه نیست و موقعیت و راستای گسل‌ها انتظار مولفه جابجایی فشاری را ایجاد می‌کند.

مجاور بر گرفته از کاتالوگ لرزه ای دانشگاه هاروارد (CMT) در محاسبات بررسی حاضر استفاده شده است.

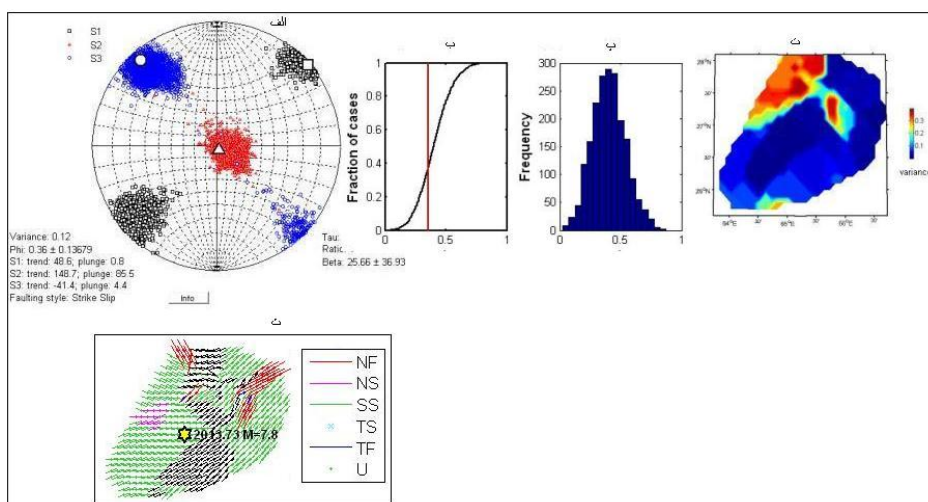
۴ وارون سازی تنش و بررسی نتایج

در این مطالعه بیش از ۱۵۰ زمین لرزه پهنه مکران ($M \geq 5$)، برگرفته از کاتالوگ لرزه‌ای دانشگاه هاروارد (CMT)، برای محاسبات استفاده شد. در کاتالوگ لرزه‌ای دانشگاه هاروارد از داده‌های شکل موج برای استخراج سازوکار چشمه زمین لرزه و تعیین مختصات مرکز زیر سطحی (مرکز چگالی اشباع تنش) در یک فرکانس معین استفاده می‌شود. بزرگای ۵ تا ۸ را می‌توان با توجه به تخمین از زمان مبدأ، مختصات مرکزی و عمق، تانسور گشتاور اولیه، با استفاده از این رویکرد خاص پردازش کرد. این بازه با گسترش باند عبور تا دوره‌های کوتاه‌تر از ۴۵ ثانیه قابل افزایش است (زینوفسکی و همکاران، ۱۹۸۱).

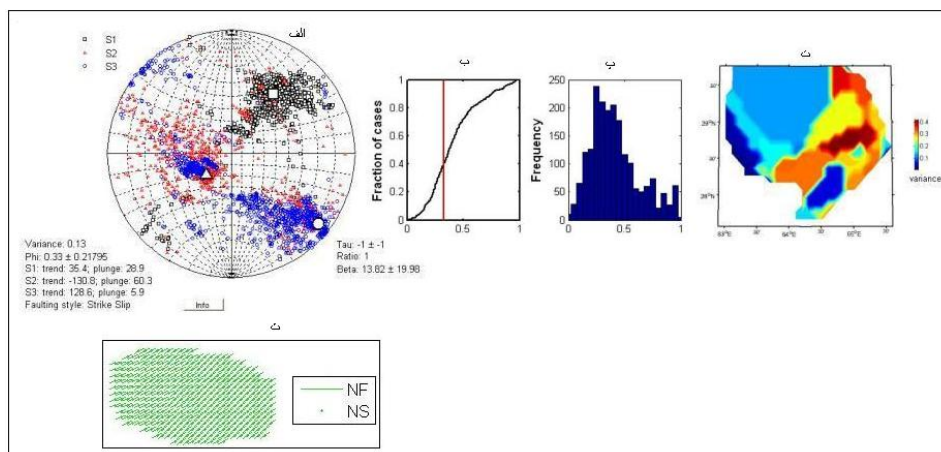
پهنه مکران بر اساس واحدهای ریخت‌ساختاری، خوشه‌های زمین لرزه و مطالعات زمین شناسی به ۹ واحد مجزا تقسیم شد. میدان تنش برای هر پهنه به روش حل وارون در نرم افزار Zmap محاسبه شده است (میشل، ۱۹۸۴). نتایج حاصل از تحلیل میدان تنش در پهنه مکران و پهنه انتقال



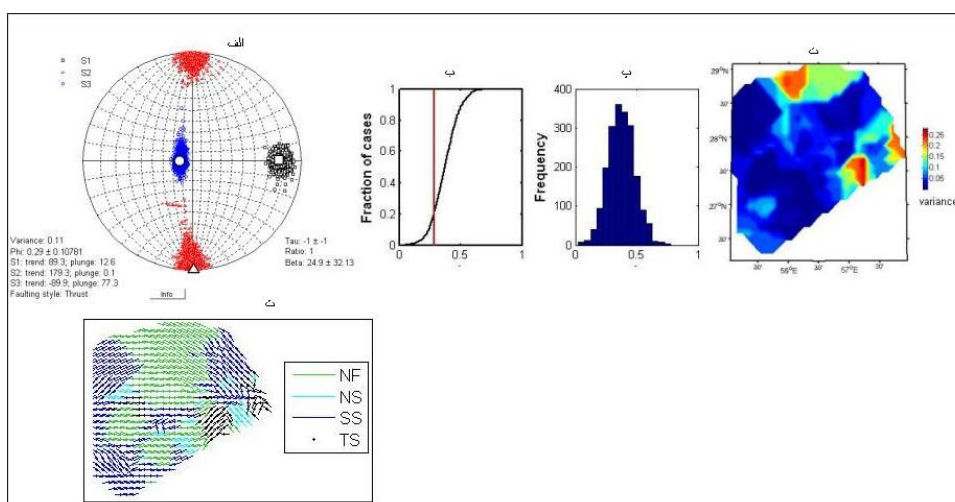
شکل ۴. الف) نتایج حل وارون تنش لرزه ای در صفحه سه بعدی استریونوت. مربع سفید: موقعیت تنش بیشینه (S1)، مثلث سفید: موقعیت تنش متوسط (S2) و دایره سفید: موقعیت تنش کمینه (S3)، ب) نسبت تغییرات اختلاف تنش (R): (پ) مجموع گریدهای بکار گرفته شده در هر پهنه جهت تعیین محور تنش در هر یک از گریدها: (ت) میزان خطای محاسبه شده مربوط به تنش بیشینه (S1) در کلیه نقاط پهنه مطالعاتی را نشان می‌دهد: (ث) بردارهای تانسوری تنش و نوع سازوکارهای بکار گرفته شده در پهنه شماره ۱ را نشان می‌دهد.



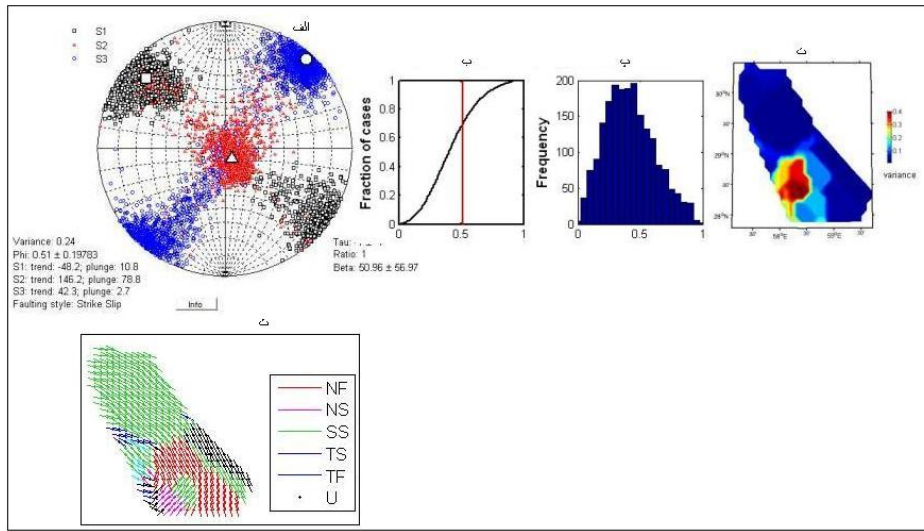
شکل ۴ (ادامه). پهنه شماره ۲.



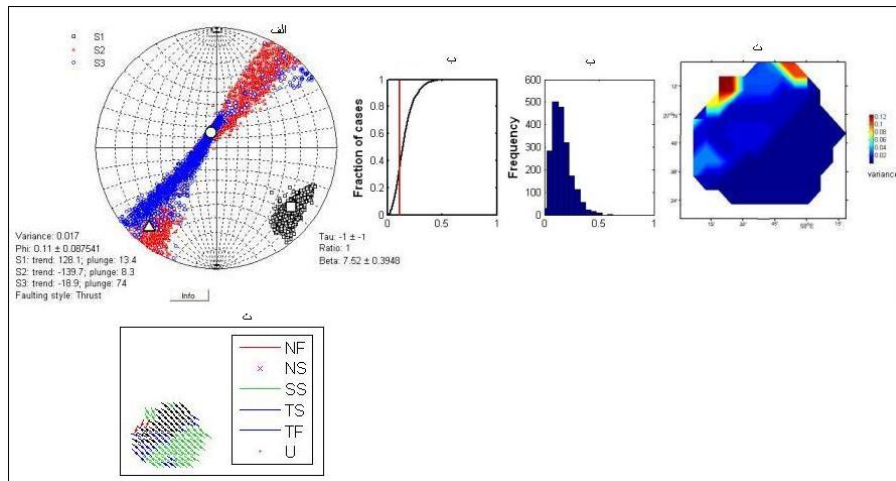
شکل ۴ (ادامه). پهنه شماره ۳.



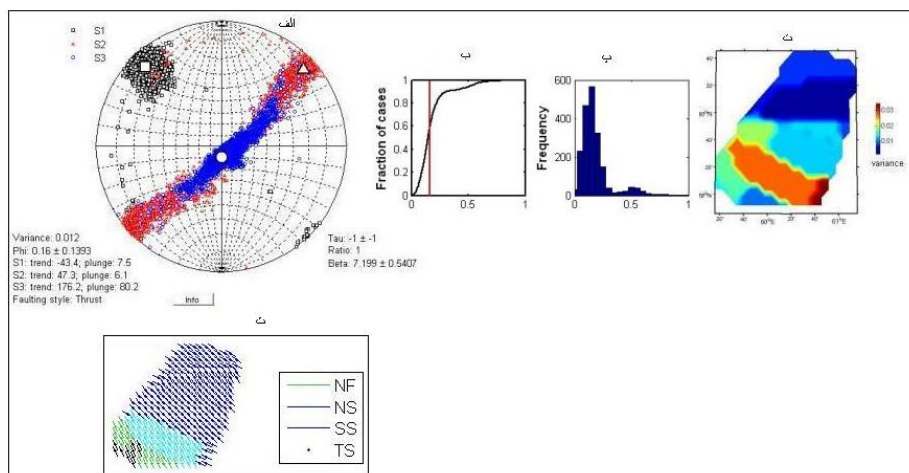
شکل ۴ (ادامه). پهنه شماره ۴.



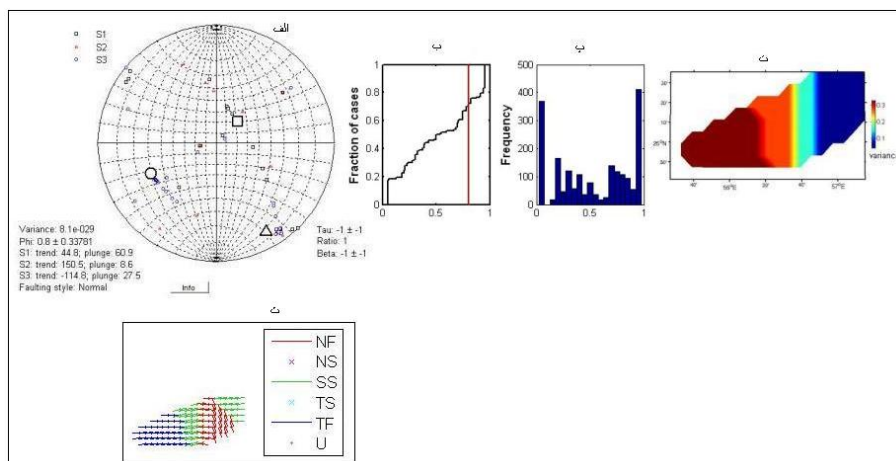
شکل ۴ (ادامه). پهنه شماره ۵.



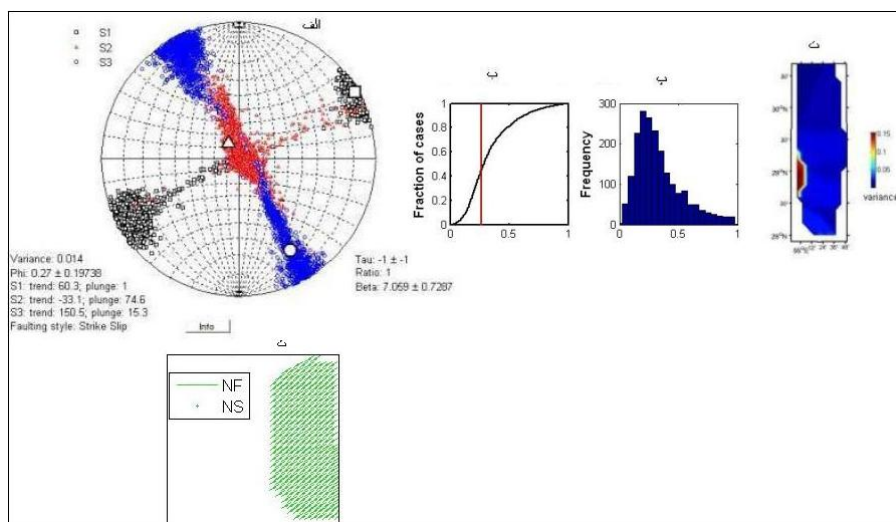
شکل ۴ (ادامه). پهنه شماره ۶.



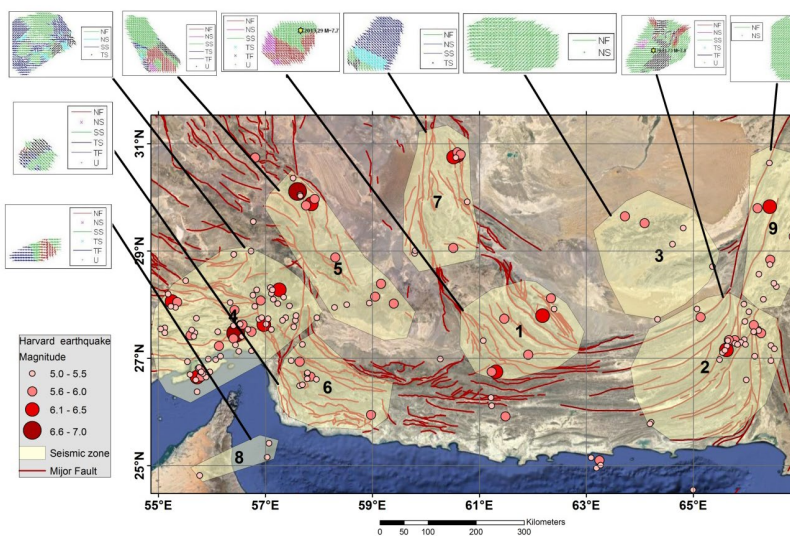
شکل ۴ (ادامه). پهنه شماره ۷.



شکل ۴ (ادامه). پهنه شماره ۸.



شکل ۴ (ادامه). پهنه شماره ۹.



شکل ۵. توزیع پهنه‌های نه گانه لرزه زمین‌ساختی ساختاری در گستره مکران.

دگرریختی حاکم بر پهنه شماره ۴ متاثر می‌سازد (وایت و لودن، ۱۹۸۲).

پهنه شماره ۷ در خاور دشت لوت و زمین درز سیستم (عرض جغرافیایی ۲۹-۲۸ درجه) واقع است. آزیموت محور تنش بیشینه از ۲۵ درجه در بخش‌های شمالی با چرخش برابر با ۱۱۲ درجه، دارای آزیموت تقریبی ۱۳۷ درجه است و میدان فشاری را در پهنه ۱۷ ایجاد کرده است. زاویه آزیموت محور تنش بیشینه مجدداً به سمت جنوب و پایانه‌های زمین درز سیستم دچار چرخش می‌شود و میدان تنش کششی با آزیموت محور تنش افقی بیشینه برابر با ۹۷ درجه را ایجاد کرده است. میدان تنش رانندگی برای این ناحیه محاسبه شده است. وضعیت تنش محاسبه شده شباهت زیادی با پهنه شماره ۶ دارد.

در خاور مکران (پهنه‌های شماره ۲ و ۹) گسل اصلی راستالغز چپ براونچ نال، گسل لرزه‌ای غزابند (Ghazabznd fault)، پهنه گسلی ترانسفورم و امتداد لغز چپ بر بلا-چمن-کورم امتداد دارد. نرخ لغزش این سامانه گسلی برابر با جابجایی نسبی بین دو بلوک فوق و بیش از ۱۰ میلی‌متر در سال است. این پهنه علاوه بر مولفه جابجایی راستالغز، دارای مولفه جابجایی فشاری در اثر برخورد صفحه هند به اوراسیاست و یک مرز صفحه‌ای ترفشاری را می‌سازد. آزیموت تنش فشاری افقی بیشینه در خاور پهنه مکران از ۳۵ تا ۶۰ درجه متغیر است. تنش بیشینه افقی در راستای گسل‌های ترانسفورم چمن و ادامه جنوبی آن، گسل‌های غزابند و اورتاچ-نال دارای آزیموت ۶۰-۴۸ درجه و تقریباً افقی است. تنش افقی کمینه نیز دارای راستای جنوب خاور با آزیموت ۱۵۰ درجه‌ای بخش‌های شمالی و در انتهای جنوبی با الگوی افشان تقریباً حفظ می‌شود. در تمامی نقاط تنش افقی متوسط تقریباً قائم است و رژیم زمین ساختی راستالغز چپ بر حاکم است.

در مجموع می‌توان گفت منطقه به لحاظ ساختار تنش لرزه‌ای دارای رفتاری غیریکنواخت می‌باشد. مقایسه

میدان تنش در پهنه شماره ۳ که سامانه افشان گسل چمن دارای راستای خاوری-باختری است با آزیموت ۱۳۰، ۳۵، ۱۲۸ درجه به ترتیب برای تنش‌های افقی σ_1 و σ_2 و σ_3 به دست آمد که وجود میدان تنش ترفشاری با مولفه راستالغز چپ بر را تایید می‌کند. میدان تنش به دست آمده منطبق با میدان دگرریختی GPS در خاور پهنه مکران است.

پهنه شماره ۴ در مجاورت مرز انتقالی پهنه‌های زمین ساختی زاگرس و فرورانش مکران قرار دارد و شامل تقاطع خط عمان و گسل زندان-میناب است. میدان تنش که در این مطالعه حاضر برای پهنه شماره ۴ محاسبه شده است فشاری و منطبق با راستای شمالی-جنوبی گسل‌ها است. با توجه به سطح نودال نزدیک به قائم با شیب به سمت خاور به دست آمده به نظر می‌رسد گسل‌های جیرفت-سبزواران و زندان-میناب در این پهنه کار ساز باشند. گسل‌های اصلی در این پهنه عبارتند از: سامانه گسلی فشاری اصلی زاگرس (M.Z.R.F)، سامانه گسلی فشاری جبهه کوهستان (M.F.F)، گسل فشاری زاگرس مرتفع (H.Z.F)، گسل راستالغز راست بر سبزواران، گسل راستالغز راست بر با مولفه جابجایی فشاری میناب و گسل‌های فرعی فشاری است.

میدان تنش محاسبه شده در پهنه شماره ۵ واقع در باختر دشت لوت، راستالغز راست بر است. گسل‌های اصلی در این پهنه عبارتند از: گسل‌های راستالغز راست بر بم، دلفا گوک، سردوئیه، گسل مایل لغز (فشاری و راست بر) راین، رانندگی‌های شهاداد و خاردموم و گسل‌های ماهان، جبال بارز. راستای عمومی در این پهنه شمال شمال باختر-جنوب جنوب خاور است.

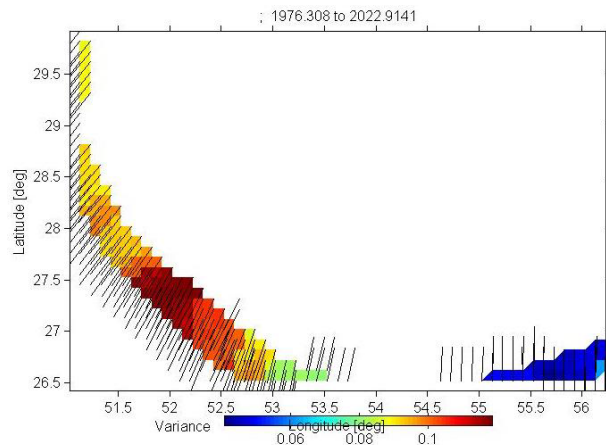
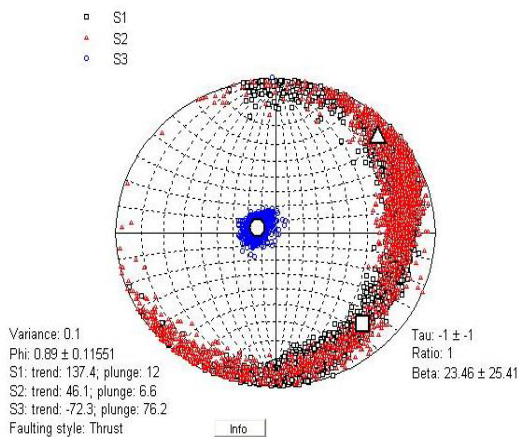
پهنه شماره ۶ در بخش افشانه‌های گسل‌های راستالغز راست بر در باختر مکران واقع است. بر اساس میدان تنش رانندگی محاسبه شده، ساختار زمین ساختی کارساز احتمالاً دارای راستای شمال خاوری-جنوب باختری به صورت مدفون دگر ریختی این بخش از پهنه مکران را مشابه

یک رژیم زمین ساختی فشاری با مولفه جزئی راستالغز است. برش محض بر روی سطوح با راستای شمال خاوری با شیب به سمت جنوب خاور به صورت چپ‌بر و همچنین 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 زمین لرزه‌ها در این پهنه با جهت کلی همگرایی عهد حاضر بین قاره‌های آفریقا-عربی و اوراسیا ($N13^{\circ}W$) خاوری در طول جغرافیایی 52° درجه شرقی، سازگار نیست (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴). شکل (۶) 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 که بیشینه میزان خطای محاسبات در طول‌های جغرافیایی 51.5° تا 52.5° درجه و عرض‌های جغرافیایی 26.5° تا 27.5° 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° تا 52.5° درجه و عرض‌های جغرافیایی 26.5° تا 27.5° درجه که گسل‌های عرضی با راستای NE تاثیرگذار نیست، دارای کمترین خطای محاسبه است. بنابراین می‌توان ادعا کرد که عملکرد این گسل‌ها و تعاملشان با گسل‌های اصلی

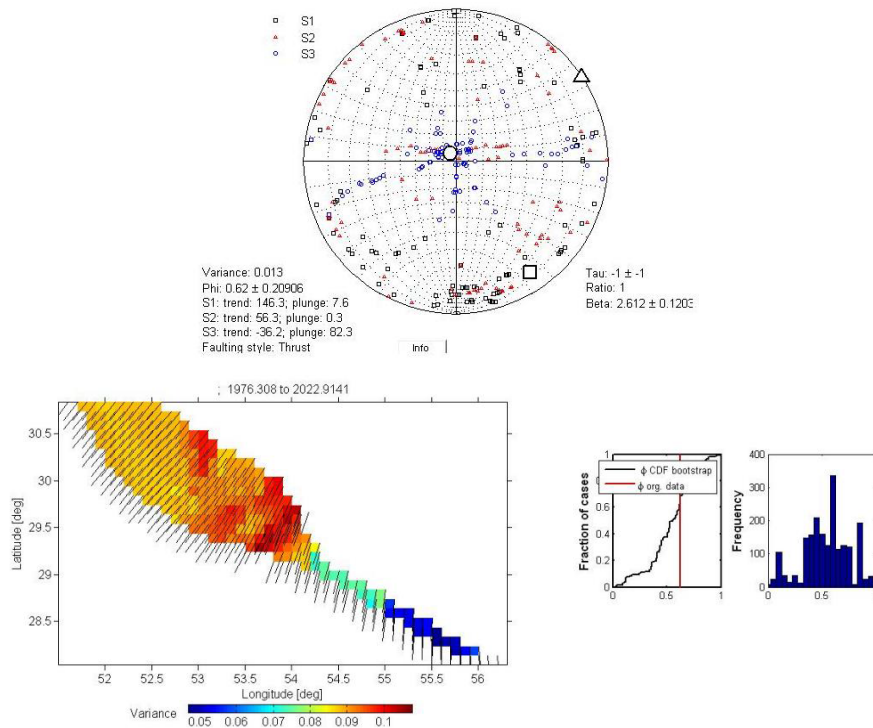
ساختاری تنش در منطقه نشان از چگالی لرزه‌ای متفاوت از یکدیگر بوده که این خود نشان از پیچیدگی رفتار سامانه‌های گسلی در این منطقه است.

حل تانسور ممان لرزه‌ای در زاگرس جنوبی نیز با استفاده از کاتالوگ CMT و در بازه زمانی ۲۰۲۲-۱۹۷۶ انجام شد. جهت‌گیری‌های تنش به دست آمده از حل وارون تانسورهای تنش تقریباً در تمام مناطق زاگرس ثابت و در جهت NE-SW است. جهت‌گیری تنش در لایه‌های رسوبی و پی سنگی زاگرس جنوب خاوری کاملاً از هم متمایز است. با توجه به نتایج مطالعه حاضر، تغییرات واریانس محاسبه حل وارون در هر یک از پهنه‌های تفکیک شده در زاگرس جنوبی نشانگر وجود ناهمسانگردی‌های لرزه‌ای محلی منطبق بر گسل‌های عرضی است (شکل ۶، ۷ و ۸).

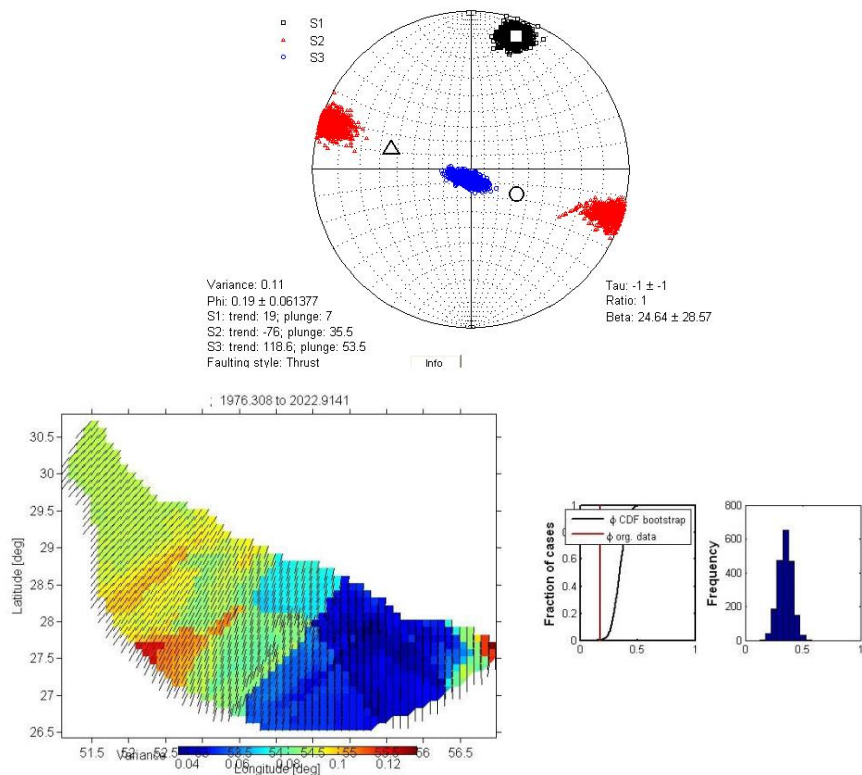
حل وارون تنش در کمربند چین خورده زاگرس MMF (Mesopotamian-Persian Gulf) در مطالعه حاضر نتایج غیر متمرکز را به دست می‌دهد (شکل ۶). محورهای تنش بیشینه، متوسط و کمینه بدست آمده به ترتیب عبارت است از: $137.4/12$ ، $46.1/6.6$ ، $-72.3/76.2$. با توجه به نتایج به دست آمده، محور تنش بیشینه دارای روند شمال-شمال باختر و تقریباً افقی است. میدان تنش لرزه‌ای به دست آمده،



شکل ۶. بالا: نمایش نتایج حل وارون تنش لرزه‌ای در صفحه سه بعدی استریونوت. مربع سفید تنش بیشینه (σ_1)، مثلث سفید تنش متوسط (σ_2) و دایره سفید تنش کمینه (σ_3) را نشان می‌دهد. پایین: خطای محاسبه مربوط به بیشینه تنش (σ_1) در تمام نقاط پهنه MMF.



شکل ۷. بالا: نمایش نتایج حل وارون تنش لرزه ای در صفحه سه بعدی استریونت. مربع سفید تنش بیشینه (σ_1)، مثلث سفید تنش متوسط (σ_2) و دایره سفید تنش کمینه (σ_3) را نشان می دهد. پایین: خطای محاسبه مربوط به بیشینه تنش (σ_1) در تمام نقاط پهنه IMBZ.



شکل ۸. بالا: نمایش نتایج حل وارون تنش لرزه ای در صفحه سه بعدی استریونت. مربع سفید تنش بیشینه (σ_1)، مثلث سفید تنش متوسط (σ_2) و دایره سفید تنش کمینه (σ_3) را نشان می دهد. پایین: خطای محاسبه مربوط به بیشینه تنش (σ_1) در تمام نقاط پهنه SFB.

تأیید می‌کند. این میدان تنش بر 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 راست‌بر عمل می‌کند. حل وارون سازوکار کانونی زمین لرزه‌ها در این پهنه به صورت ناحیه‌ای نشان می‌دهد که جهت تنش فشاری میانگین در حال حاضر $N19^{\circ}$ درجه خاوری است و با جهت کلی همگرایی عهد حاضر بین صفحه‌های آفریقا-عربی و اوراسیا ($N13^{\circ}$ خاوری در طول جغرافیایی 52° درجه خاوری)، سازگار است (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴).

بخش قابل توجهی از فعالیت‌های لرزه‌ای جنوب خاوری زاگرس، حاصل فعالیت گسل‌های پنهان در ژرفاست. نتایج به دست آمده از این مطالعه مطالعات زمین‌پیمایی و تحلیل نتایج مربوط به عملیات سالهای ۱۹۹۸، ۱۹۹۹، ۲۰۰۱ را تأیید می‌کند. نرخ کوتاه شدگی در جنوب خاوری زاگرس حدود 3 ± 9 میلی متر در سال به دست آمده در حالی که در شمال باختر زاگرس این نرخ به حدود 5 ± 3 میلی متر در سال می‌رسد. بردارهای سرعتی GPS همچنین بیانگر آن است که کوتاه شدگی به طور یکنواخت در عرض زاگرس توزیع نشده است. در شمال باختر زاگرس (باختر گسل کازرون) کوتاه شدگی عمدتاً به گسل پیشانی کوهستان (MFF)، محل تجمع زمین‌لرزه‌های بزرگ، محدود می‌شود. در خاور گسل کازرون، سریعترین نرخ کوتاه شدگی به نظر می‌رسد که در طول پهنه گسل‌های تراستی فعال (لار، بریز و قیر) و همچنین در طول گسل اصلی زاگرس (نواحی که در آن تمرکز لرزه‌خیزی مشاهده می‌شود) اتفاق می‌افتد. در مقابل ساحل خلیج فارس از نرخ لرزه‌خیزی و سرعت‌های GPS نسبتاً پائینی برخوردار است.

زاگرس سبب ناهمسانگردی لرزه‌ای بیشینه در این قسمت از پهنه MMF شده است. با توجه به نتایج به دست آمده به نظر می‌رسد برای رسیدن به نتایج مطلوب و تعیین عامل انحراف میدان تنش لرزه‌ای و ناهمسانگردی‌های مشاهده شده در میدان تنش لرزه‌ای، نیاز هست حل وارون به صورت محلی در این پهنه انجام شود.

حل وارون تانسور تنش به روش لرزه‌ای در کمربند IMBZ (Imbricated zone) به دلیل لرزه‌خیزی پایین نتایج غیر متمرکز را به دست می‌دهد (شکل ۷). میدان سرعت حاصل از GPS و ثبت لرزه‌خیزی، سکون را در مقیاس دهه‌ای در سراسر بخش‌های مرتفع زاگرس نشان می‌دهد و عدم وجود کوتاه شدگی فعال پوسته بالایی در این منطقه را تأیید می‌کند (آلن و همکاران، ۲۰۱۳). زاویه شیب روند (trend) و میل (plunge) محورهای تنش بیشینه، متوسط و کمینه بدست آمده در این مطالعه به ترتیب عبارت است از: $146.3/7.6$ ، $56.3/0.3$ ، $-36.2/82.3$. با توجه به نتایج به دست آمده، محور تنش بیشینه دارای روند شمال باختر و تقریباً افقی است. میدان تنش لرزه‌ای به دست آمده، یک رژیم زمین ساختی فشاری با مولفه راستالغز است. برش محض بر روی سطوح با راستای شمال خاوری با شیب به سمت شمال باختر و برش راست‌بر (با ساختارهای این پهنه سازگاری ندارد) و همچنین سطوح برشی با راستای شمال خاوری با شیب به سمت جنوب خاور و برش چپ‌بر کارساز است.

در مطالعه حاضر، حل وارون تنها در کمربند پیشانی کوهستان (SFB) نتایج متمرکز و قابل اعتماد را ارائه می‌کند (شکل ۸). زاویه روند و میل محورهای تنش بیشینه، متوسط و کمینه بدست آمده به ترتیب عبارت است از: $019/07$ ، $-076/35.5$ ، $118.6/53.5$. با توجه به نتایج به دست آمده، محور تنش بیشینه دارای روند شمال-شمال خاور و تقریباً افقی است. میدان تنش لرزه‌ای به دست آمده، یک رژیم زمین ساختی فشاری با مولفه راستالغز راست‌بر را

۵ نتیجه‌گیری

نتایج حاصل از تحلیل میدان تنش لرزه‌ای در پهنه مکران، پهنه انتقال مکران-زاگرس و زاگرس جنوب خاوری، میدان‌های تنش غیر یکنواخت و متمرکز در پهنه‌های مختلف را در سراسر این منطقه نشان می‌دهد. پهنه مکران به لحاظ ساختار تنش لرزه‌ای دارای رفتاری غیر یکنواخت است. مقایسه ساختاری تنش نشان از چگالی لرزه‌ای متفاوت از یکدیگر و رفتار پیچیده سامانه‌های گسلی در این منطقه دارد. این پهنه بر اساس مطالعه میدان‌های تنش لرزه‌ای و سازوکارهای لرزه‌ای فعال، به بخش‌های مختلف قابل تفکیک است:

میدان تنش نرمال علاوه بر بخش‌های ساحلی مکران، در زمین درز سیستان و در موقعیت تلاقی گسل‌های امتداد لغز شمال باختری-جنوب خاوری زمین درز سیستان با پهنه چین و راندگی مکران (با زمین لرزه‌های بزرگتر از ۵) فعال است. سامانه‌های افشان گسل چمن با راستای خاوری-باختری و افشانه‌های گسل‌های راستالغز راستبر در باختر مکران در یک میدان تنش تراشاری با مولفه راستالغز چپ بر و راستبر (به ترتیب) دگرریخت می‌شود. میدان‌های تنش فشاری در مرز انتقالی پهنه‌های زمین ساختی زاگرس و فرورانش مکران منطبق با راستای شمالی-جنوبی گسل‌های جیرفت-سبزواران و زندان-میناب و همچنین در خاور دشت لوت و زمین درز سیستان حاکم است. دشت لوت با راستای عمومی شمال شمال باختر-جنوب جنوب خاور گسل‌ها در یک میدان تنش لرزه‌ای راستالغز راست‌بر دگرریخت می‌شود. علاوه بر این یک میدان تنش لرزه‌ای راستالغز چپ بر در خاور مکران پهنه گسل اصلی راستالغز چپ‌بر اوناچ نال، گسل لرزه‌ای غزابند و پهنه گسلی ترانسفورم و چپ بر بلا-چمن-کورم حاکم است.

بخش قابل توجهی از فعالیت‌های لرزه‌ای جنوب خاوری زاگرس، حاصل فعالیت گسل‌های پنهان در عمق است. نرخ کوتاه‌شدگی در گستره زاگرس به سمت جنوب خاور

زاگرس افزایش می‌یابد. جهت‌گیری تنش در لایه‌های رسوبی و پی‌سنگی زاگرس جنوب خاوری کاملاً از هم متمایز است. نتایج به دست آمده از این مطالعه، مطالعات زمین‌پیمایی را تأیید می‌کند. کوتاه‌شدگی (جهت تنش فشاری میانگین در مقیاس ناحیه ای $N19^\circ$ درجه خاوری) به طور یکنواخت در عرض زاگرس توزیع نشده است. بر اساس نتایج تحلیل تنش و حل وارون سازوکار کانونی، محور تنش بیشینه در پهنه IMBZ، نامتمرکز، شمال باختری و تقریباً افقی است. در مقابل در کمربند پیشانی کوهستان SFB، متمرکز، شمال-شمال خاور و تقریباً افقی است. محور تنش بیشینه در کمربند چین خورده زاگرس MMF، شمال-شمال باختر و تقریباً افقی و سازگار با جهت کلی همگرایی عهد حاضر بین قاره‌های آفریقا-عربی و اوراسیا است. تغییرات واریانس محاسبه حل وارون در هر یک از پهنه‌های تفکیک شده در زاگرس جنوبی، نشانگر وجود ناهمسانگردی‌های لرزه‌ای محلی منطبق بر گسل‌های عرضی است. به نظر می‌رسد که در خاور گسل کازرون، سریعترین نرخ کوتاه‌شدگی در طول پهنه گسل‌های تراستی فعال (لار، بریز و قیر) و همچنین در طول گسل اصلی زاگرس (نواحی که در آن تمرکز لرزه‌خیزی مشاهده می‌شود) اتفاق می‌افتد. در مقابل ساحل خلیج فارس از نرخ لرزه‌خیزی و سرعت‌های نسبتاً پائینی برخوردار است. در بخش نتایج هیچ اشاره‌ای به حضور سه آتشفشان نیمه فعال منطقه نشده است. آیا ارتباطی بین فعالیت این آتشفشان‌ها و زمینلرزه‌های منطقه و وضعیت تنش وجود دارد؟

قدردانی

این مقاله بر اساس پروژه‌های پژوهشی مصوب به شماره ۱۷/۲۱۱ الف م مصوب ۱۴۰۰/۱۲/۹ و شماره ۷/۱۰۱-الف م در پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله تهیه شده است.

شیخ الاسلامی، م. ر.، جوادی، ح. ر.، اسدی سرشار، م. آقا حسینی، ا.، کوه پیمان، م.، وحدتی دانشمند، ب. (۱۳۹۲). دانشنامه گسله های ایران. تهران: پژوهشکده علوم زمین سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، انتشارات رهی.

منابع

- آقاباتی، ع. (۱۳۸۳). زمین شناسی ایران. تهران: انتشارات سازمان زمین شناسی اکتشافات معدنی کشور. ۵۸۹ صفحه.
- درویش زاده، ع. (۱۳۷۰). زمین شناسی ایران. تهران: امیرکبیر، انتشارات ندا.
- Allen, M. B., Jackson, J. A., & Walker, R. (2004). Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and comparison of short-term and long-term deformation rates. *Tectonics*, 23, TC2008. doi: 10.1029/2003TC001530.
- Allen, M.B., Saville, C., Blanc, E.J.-P., Talebian, M., & Nissen, E. (2013). Orogenic plateau growth: Expansion of the Turkish-Iranian Plateau across the Zagros fold-and-thrust belt. *Tectonics*, 32, 171–190.
- Al-Lazki, A.I., Al-Damegh, K.S., El-Hadidy, S.Y., Ghods, A., & Tatar, M. (2014). Pn-velocity structure beneath Arabia–Eurasia Zagros collision and Makran subduction zones. Geological Society, London, Special Publications, 392, 45–60.
- Ambraseys, N. N., & Melville, C. (1982). *A History of Persian Earthquakes*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Angelier, J. (2002). Inversion of earthquake focal mechanisms to obtain the seismotectonic stress IV—a new method free of choice among nodal lines. *Geophysical Journal International*, 150, 588–609.
- Arthaud, F. (1969). Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 11, 729–737.
- Assar, E.M., Javan-Doloei, G., Ahmadzadeh, S., Afshar, A.S., 2023. Investigation of the Dorouneh fault system based on the focal mechanism of the earthquakes of the last two decades. *Journal of the Earth and Space Physics*, 49(2), 353-369. doi: 10.22059/JESPHYS.2023.347529.1007452.
- Berberian, M. (1976). Contribution to the seismotectonics of Iran (Part II). Tehran: Ministry of Industry and Mines, Geological Survey of Iran, Tectonic and Seismotectonic Section.
- Burg, J. P. (2018). Geology of the onshore Makran accretionary wedge: Synthesis and tectonic interpretation. *Earth-Science Reviews*. <https://doi.org/10.1016/j.earthscirev.2018.09.011>.
- Bott, M.H.P. (1959). The mechanics of oblique slip faulting. *Geological Magazine*, 96, 109–117.
- Byrne, D. E., Sykes, L. R., & Davis, D. M. (1992). Great thrust earthquakes and aseismic slip along the plate boundary of the Makran Subduction Zone. *Journal of Geophysical Research*, 97(B1), 449–478.
- Casciello, E., Vergés, J., Saura, E., Casini, G., Fernández, N., Blanc, E., Homke, S., & Hunt, D.W. (2009). Fold patterns and multilayer rheology of the Lurestan Province, Zagros simply folded belt (Iran). *Journal of the Geological Society*, 166(5), 947–959.
- Compton, R.R. (1966). Analysis of Pliocene-Pleistocene deformation and stresses in northern Santa Lucia Range, California. *Geological Society of America Bulletin*, 77, 1361–1380.
- Dahlen, F. A. (1984). Noncohesive critical Coulomb wedges: An exact solution. *Journal of Geophysical Research*, 89, 10125–10133. <https://doi.org/10.1029/JB089iB12p10125>
- Delogkos, E., Childs, C., Manococchi, T., Walsh, J.J., & Pavlides, S. (2017). The role of bed-parallel slip in the development of complex normal fault zones. *Journal of Structural Geology*. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.02.014>.
- Dolati, A., & 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., & 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.
- Dziewonski, A., Chau, T. A., & Woodhouse, J. H. (1981). Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *Journal of Geophysical Research*, 86, 2825–2852.

- Ellouz-Zimmermann, N., et al. (2007b). Offshore frontal part of the Makran Accretionary Prism (Pakistan): the Chamak survey. In Lacombe, O., Lavé, J., Roure, F., & Vergès, J. (Eds.), *Thrust belts and foreland basins: from fold kinematics to hydrocarbon systems* (pp. 349–364). Berlin: Springer.
- Frohling, E., & Szeliga, W. (2016). GPS constraints on interplate locking within the Makran subduction zone. *Geophysical Journal International*, 205(1), 67–76.
- Grando, G., & McClay, K. (2007). Morphotectonics domains and structural styles in the Makran accretionary prism, offshore Iran. *Sedimentary Geology*, 196, 157–179.
- Hardebeck, J.L., & Michael, A. J. (2006). Damped regional-scale stress inversions: methodology and examples for southern California and the Coalinga aftershock sequence. *Journal of Geophysical Research*, 111, B11310.
- Harms, J.C., Cappel, H.N., & Francis, D.C. (1984). The Makran coast of Pakistan: its stratigraphy and hydrocarbon potential. In Haq, B.U., & Milliman, J.D. (Eds.), *Marine Geology and Oceanography of Arabian Sea and Coastal Pakistan* (pp. 3–27). New York: Van Nostrand Reinhold Co.
- Hasegawa, A., Yoshida, K., & Okada, T. (2011). Nearly complete stress drop in the 2011 Mw 9.0 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. *Earth, Planets and Space*, 63, 703–707. <https://doi.org/10.5047/eps.2011.06.007>
- Hatzfeld, D., Authemayou, C., Van der Beek, P., Bellier, O., Lavé, J., Oveisi, B., Tatar, M., Tavakoli, F., Walpersdorf, A., & Yamini-Fard, F. (2010). The kinematics of the Zagros Mountains (Iran). In P. Leturmy & C. Robin (Eds.), *Tectonic and stratigraphic evolution of Zagros and Makran during the Mesozoic-Cenozoic*, vol 330. Geological Society, Special Publications, London, pp. 19–42.
- Hatzfeld, D. (1999). The present-day tectonics of the Aegean as deduced from seismicity. Geological Society, London, Special Publications, 156(1), 415–426.
- Hessami, K., Koyi, H. A., & 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.
- Jackson, J. A. (1980). Reactivation of basement faults and crustal shortening in orogenic belts. *Nature*, 283, 343–346.
- Jacob, K. H., & Quittmeyer, R. L. (1979). The Makran region of Pakistan and Iran: Trench-arc system with active plate subduction. In A. Farah & K. A. de Jong (Eds.), *Geodynamics of Pakistan* (pp. 305–317).
- Kidd, R. G. W., & McCall, G. J. H. (1985). Plate tectonics and the evolution of Makran. In G. J. H. McCall (Ed.), *East Iran Project, Area No. 1. Geological Survey of Iran, Report, 1*, 564–618.
- King, G. C. P., Bilham, R. G., Campbell, J. W., McKenzie, D. P., & Niazi, M. (1975). Detection of elastic strain fields caused by fault creep events in Iran. *Nature*, 253, 420–423.
- Kirby, S., Engdahl, R. E., & Denlinger, R. (1996). Intermediate-depth intraslab earthquakes and arc volcanism as physical expressions of crustal and uppermost mantle metamorphism in subducting slabs. *Subduction: Top to Bottom*, 96, 195–214.
- Koop, W. J., & Stoneley, R. (1982). Subsidence history of the Middle East Zagros Basin, Permian to Recent. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A*, 305, 149–168. doi:10.1098/rsta.1982.0031.
- 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.
- Kukowski, N., Schillhorn, T., Flueh, E. R., & Huhn, K. (2000). A newly identified strike slip plate boundary in the northeast Arabian Sea. *Geology*, 28, 355–358.
- Lacombe, O., Mouthereau, F., Kargar, S., & 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., Jackson, J., & Baker, C. (2002). Focal depths of moderate and large size earthquakes in Iran. *Journal of Seismology and Earthquake Engineering*, 4, 1–10.
- Maggi, A., Jackson, J. A., Priestley, K., & Baker, C. (2000). A reassessment of focal depth distributions in southern Iran, the Tien Shan, and northern India: Do earthquakes really occur in the continental mantle? *Geophysical Journal International*, 143, 629–661.
- McQuarrie, N., Stock, J. M., Verdel, C., & 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.
- Michael, A. J. (1984). Determination of stress from slip data: faults and folds. *Journal of Geophysical Research*, 89, 11517–11526.

- Mirahmadi, Sh., Sadidkhouy, A., Javan-Doloei, Gh., & Mohammadi, N. (2024). Crustal seismic anisotropy beneath the Zagros and Central Iran. *Vol. 58, No. 1*, pp. 134–147.
- 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.
- Mokhtari, M., Amjadi, A. A., Mahshadnia, L., & Rafzadeh, M. (2019). A review of the seismotectonics of the Makran Subduction Zone as a baseline for Tsunami Hazard Assessments. *Geoscience Letters*, 6(1), 1-9. <https://doi.org/10.1186/s40562-019-0143-1>.
- Molinaro, N., Leturmy, P., Guezou, J. C., & Frizon de Lamotto, D. (2005). The structure and kinematics of the south-eastern fold-thrust belt, Iran: From thin-skinned to thick-skinned tectonics. *Tectonics*, 24, TC3007. doi:10.1029/2004TC001633.
- Mostafazadeh, M., Alptekin, O., & 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.
- Movaghari, R., Javan Doloei, G., & Hessami, K. (2024). Azimuthal seismic anisotropy of the Iran plateau: Insights from ambient noise analysis. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 357, 107280. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2024.107280>.
- Nissen, E., Yamini-Fard, F., Tatar, M., Gholamzadeh, A., Bergman, E., Elliott, J., Jackson, J., & Parsons, B. (2010). The vertical separation of mainshock rupture and microseismicity at Qeshm island in the Zagros fold-and-thrust belt, Iran. *Earth and Planetary Science Letters*, 296(3-4), 181–194.
- Normand, R., Simpson, G., & Bahroudi, A. (2019). Extension at the coast of the Makran subduction zone (Iran). *Terra Nova*, 31, 503–510.
- Okal, E. A., & Synolakis, C. E. (2008). Far-field tsunami hazard from mega-thrust earthquakes in the Indian Ocean. *Geophysical Journal International*, 172(3), 995–1015.
- 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*, 42(4/W4).
- Rostam, G. G., Pakzad, M., Noorbakhsh Mirzaei, N., & Sakhaei, S. R. (2018). Analysis of the stress field and strain rate in Zagros-Makran transition zone. *Journal of Seismology*, 22, 287–301.
- Ruh, J. B. (2017). Effect of fluid pressure distribution on the structural evolution of accretionary wedges. *Terra Nova*, 29, 202–210. <https://doi.org/10.1111/ter.12263>.
- Sarkarinejad, K., & Zafarmand, B. (2017b). Stress state and movement potential of the Kar-e-Bas fault zone, Fars, Iran. *Journal of Geophysics and Engineering*, 14, 998–1009. doi:10.1088/1742-2140/aa6f2f.
- Sarkarinejad, K., & Zafarmand, B. (2017a). Tectonic stress and kinematic analyses of the Ghir fault zone, Zagros, Iran. *Persian Geosciences*, 26(102), 185–196.
- Seno, T., & Yoshida, M. (2004). Where and why do large shallow intraslab earthquakes occur? *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 141(3), 183–206. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2003.11.002>.
- Sepehr, M., & Cosgrove, J. W. (2005). Role of the Kazerun Fault Zone in the formation and deformation of the Zagros fold-thrust belt, Iran. *Tectonics*, 24, TC5005. doi:10.1029/2004TC001725.
- Shan, Y., Li, Z., & Lin, G. (2004). A stress inversion procedure for automatic recognition of polyphase fault/slip data sets. *Journal of Structural Geology*, 26(5), 919–925.
- Smith, G., McNeill, L., Henstock, I. J., & Bull, J. (2012). The structure and fault activity of the Makran accretionary prism. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117, B01312. <https://doi.org/10.1029/2012JB009312>.
- 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.
- Song, T.-R. A., & Simons, M. (2003). Large trench-parallel gravity variations predict seismogenic behavior in subduction zones. *Science*, 301, 630–633. doi:10.1126/science.1085557.
- Strasser, F. O., Arango, M. C., & Bommer, J. J. (2010). Scaling of the source dimensions of

- interface and intraslab subduction-zone earthquakes with moment magnitude. *Seismological Research Letters*, 81(6), 941–950.
- Talebian, M., & 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., & Ghafoori-Ashtiany, M. (2004). Tectonics of the central Zagros (Iran) deduced from microearthquakes seismicity. *Geophysical Journal International*, 156, 255–266.
- Tatar, M., Hatzfeld, D., Martinod, J., Walpersdorf, A., Ghafoori-Ashtiany, M., & 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., & 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., 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. *Geophysical Journal International*, 157, 381–398.
- Vigny, C., Huchon, P., Ruegg, J., Khanbari, K., & Asfaw, L. M. (2006). Confirmation of Arabia plate slow motion by new GPS data in Yemen. *Journal of Geophysical Research*, 111, B02402. doi:10.1029/2004JB003229.
- Wallace, R. E. (1951). Geometry of shearing stress and relation to faulting. *Journal of Geology*, 59, 118–130.
- Walpersdorf, A., Hatzfeld, D., Nankali, H., Tavakoli, F., Nilforoushan, F., Tatar, M., Vernant, P., Ch'ery, J., & Masson, F. (2006). Difference in the GPS deformation pattern of North and Central Zagros (Iran). *Geophysical Journal International*, 167, 1077–1088.
- Wang, K. (2000). Stress–strain 'paradox', plate coupling, and forearc seismicity at the Cascadia and Nankai subduction zones. *Tectonophysics*, 319, 321–338. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00301-7](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00301-7).
- Wells, R. E., Blakely, R. J., Sugiyama, Y., Scholl, D. W., & Dinterman, P. A. (2003). Basin-centered asperities in great subduction zone earthquakes: A link between slip, subsidence, and subduction erosion? *Journal of Geophysical Research*, 108(B10), 2507. doi:10.1029/2002JB002072.
- White, R. S., & Loudon, K. E. (1982). The Makran continental margin: Structure of a thickly sedimented convergent plate boundary. In J. S. Watkins & C. L. Drake (Eds.), *Studies in continental margin geology*. AAPG Special Volumes, 34, 499–518.
- White, R. S. (1982). Deformation of the Makran accretionary sediment prism in the Gulf of Oman (northwest Indian Ocean). In J. K. Leggett (Ed.), *Trench-Forearc Geology: Sedimentation and Tectonics on Modern and Ancient Active Plate Margins* (Geological Society Special Publication, 10, 69–84).
- YaminiFard, F., Hatzfeld, D., Farahbod, A., Paul, A., & 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., & Mokhtari, M. (2006). Microseismicity at the intersection between the Kazerun fault and the Main Recent Fault (Zagros-Iran). *Geophysical Journal International*, 166, 186–196.

Comparison of seismic stress changes in southern Zagros and Makran zones

Leila Mahshadnia ^{1*} and Mehrdad Mostafazadeh ²

¹M.Sc. Graduated, Seismology Department, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran

² Assistant Professor, Seismology Department, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran

(Received: 01 February 2025, Accepted: 18 March 2025)

Summary

The continued subduction in the two zones of Southern Zagros in south of Iran and the Makran zone in south east of Iran has resulted in high seismic risk. The stress inversion is one of the important strategies for describing the type of fault and interpreting the main stress axes in seismotectonics. In this study, the cumulative inversion method of earthquakes has been used. The seismic activity of the Makran zone and the border region of the Makran and Zagros zones shows a higher concentration in a few points, which is caused by the complex behavior of faults and the interaction between fault systems. A large volume of seismic activity is concentrated at the location of the change in the compression mechanism of the faults in the fold-and-thrust section to the strike-slip mechanism. Another part of the earthquakes occurred at the junction of the central Makran fault system and between the Jazmurian and Mashkel depressions, in Iran and Pakistan respectively. This situation indicates the structural complexity at the junction of the Sistan suture faults with the Makran thrusts. The distribution of maximum stress in the Makran tectonic zone exhibits non-uniform behavior, ranging from -48 to 137. According to the results of the earthquake inversion solution, the average azimuth values of maximum stress in Zagros and the MMF, IMBZ, and SFB zones are 137, 146, and 19 degrees, respectively. The stress orientation in the Southern Zagros zone and in the sedimentary and basement layers is completely distinct. The results of the stress analysis in the imbricated thrust belt (IMBZ) show unclear and unfocused results due to low seismicity. The maximum stress axis in this subzone is northwest and almost horizontal. In contrast, the Zagros Frontal Belt (SFB) with a north-northeast and nearly horizontal trending maximum stress axis shows centralized results. While the Zagros Folded Belt (MMF) with a north-northwest and nearly horizontal maximum stress axis, with the direction of the current convergence between the African-Arabian and Eurasian continents, has appeared heterogeneous.

Keywords: Makran zone, southern Zagros zone, seismicity, stress inversion