

جنبش شناختی ساختارهای گسلی در منطقه اقلید، حاشیه زاگرس بلند

رامین ارفع‌نیا^۱

استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد اصفهان (خوراسگان)، اصفهان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۰۶/۲۷ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۱۰/۲۴

چکیده

منطقه مورد مطالعه در خاور شهرستان اقلید، حد فاصل شمال خاور گسل آباد و جنوب باختر گسل اصلی زاگرس واقع شده است و شامل سنگ‌های به شدت دگرشکل شده‌ای است که آشکارا در یک منطقه خردشده زمین‌ساختی جای گرفته است. بررسی‌های حرکتی انجام شده در این منطقه برای تعیین جهت تنش‌های دیرین و تعیین تاریخ تغییر شکل صورت پذیرفته است. بر این اساس ویژگی‌های هندسی ساختارهای شکننده صفحه گسل - منطقه گسلی و دیگر نشانگرهای حرکتی بر پایه اندازه‌گیری‌های میدانی و روش "واژگون آنالیز داده‌ها" و همچنین مدل‌های آماری مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. با استفاده از مدارک زمین‌شناسی زمان تشکیل ساختارهای گسلی بررسی شده بر پایه مقیاس زمان نسبی مورد توجه قرار گرفت. بر طبق نتایج به دست آمده، سه رویداد گسلسخت مختلف در تکوین ساختارهای بررسی شده در این منطقه مؤثر بوده است. طی این رویدادها، سه سیستم گسلی معکوس به ترتیب توسعه یافته است که عبارتند از سیستم بادبزنی‌های هم‌آغوش، دوپلکس با شیب به سمت پس‌خشکی و گسل‌های نرمال با فعالیت دوباره معکوس.

کلیدواژه‌ها: تنش دیرین، کینماتیک گسل، اقلید، گسل آباد، گسل اصلی زاگرس.

*نویسنده مسئول: رامین ارفع‌نیا

E-mail: rarfanian@gmail.com

۱- پیش‌گفتار

گسل همچون هندسه ریزدوپلکس‌ها در پهنه گسلی، گسل‌های فرعی پرمانند مرتبط با گسل‌های اصلی، شکستگی‌ها و برگواره‌های پهنه برشی گسل‌ها به‌ویژه صفحات شکستگی برشی s و c و همچنین اشکال کشیده (بادامی‌شکل) ناشی از حرکت برشی در سطوح شکستگی است. با استفاده از روند تنش‌های وارده بر هر گسل، می‌توان محور (محورهای) تنش اصلی و همچنین با استفاده از اطلاعات به دست آمده می‌توان توالی تغییرات ساختاری منطقه مورد مطالعه را مورد بررسی قرار داد.

بنابراین با توجه به اهداف مطالعه که شناخت هندسی گسل‌ها و بررسی حرکتی گسل‌هاست، ابتدا شناسایی مقدماتی برونزد گسل‌ها در سه منطقه شاهد (شکل ۱) انجام شد. برای انجام این کار از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ زمین‌شناسی اقلید (GSI, 1990)، نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی اقلید (GSI, 2001)، عکس‌های هوایی ۱:۲۰۰۰۰ و داده‌های ماهواره ای ETM⁺ استفاده شد. سپس گسل‌های شناسایی شده، مورد بررسی دقیق قرار گرفت. موارد بررسی شده شامل ویژگی‌های صفحه گسل و یا منطقه گسلسخت، جهت لغزش در صفحه گسل و همچنین سوی لغزش است که جهت حرکت فرادیواره و یا در برخی موارد محدود فرودیواره را مد نظر قرار می‌دهد. جهت لغزش بلوک‌های گسلی، بیشتر بر اساس مشاهدات خطواره‌های لغزشی قابل اندازه‌گیری است (Fleuty & Weaver, 1975). سوی لغزش نیز بر پایه توصیه‌های (Angelier, 1994) و Petit (1987) تعیین شده است که در آن پله‌های موجود در سطح گسل اهمیت ویژه‌ای دارد. در بررسی‌های جهت و سوی لغزش، در صورتی که هیچ شاهدهی بر روی صفحه گسل و اطراف آن موجود نباشد، از داده‌های نزدیک‌ترین گسل هم‌جهت برای آن استفاده شده است. مطالعه بر روی ویژگی‌های خطواره‌های لغزشی گسل‌ها، بر اساس مجموعه‌ای از داده‌ها صورت پذیرفته است. برای دستیابی به بهترین نتیجه و تفسیر در مورد رژیم تنش‌های مسبب گسل‌ها، این داده‌ها باید بر اساس کیفیت برداشت داده‌ها و نوع داده‌ها ارزش‌گذاری و طبقه‌بندی شوند (Angelier, 1994). برای بررسی‌های آماری این داده‌ها، موقعیت صفحه گسل و جهت خطواره‌های لغزشی را می‌توان بر روی شبکه هم‌مساحت اشمیت نمایش داد. روش‌های یادشده، روش‌های استاندارد بررسی داده‌های گسلی است که توسط (Angelier, 1984) و (Marrett & Allmendinger, 1990) ارائه شده است. داده‌های مربوط به لغزش گسل همچنین می‌تواند برای برآورد جهات تقریبی کوتاه‌شدگی و طول‌شدگی در امتداد یک گسل مشخص مورد استفاده قرار گیرد

عناصر ساختاری، ابزارهای ضروری شناخت دگرشکلی‌ها و دستیابی به الگوی تغییر شکل ناحیه‌ای هستند. دستیابی به این مهم، جز از راه تحلیل دقیق ویژگی‌های هندسی و جنبشی شناختی ساختارها ممکن نیست. بر مبنای بررسی‌های مقدماتی، مشخص شد که گسل‌های معکوس پرشیب، راندگی‌ها و روراندگی‌ها از ساختارهای اصلی کنترل‌کننده دگرشکلی‌ها در منطقه اقلید است. بنابراین هدف اصلی از این مطالعه، بررسی هندسی و حرکتی گسل‌های این منطقه است. با وجود اینکه در این منطقه چندین گسل اصلی (گسل آباد و گسل اصلی زاگرس) وجود دارد (شکل ۱)، بررسی‌های انجام شده به‌ویژه از دیدگاه بررسی‌های ساختاری بسیار کم است. تشخیص و تعیین جهت نیروهای مؤثر بر منطقه و ساختارهای زمین‌ساختی ناشی از آن از طریق پیاده کردن داده‌های صحرایی و انطباق آنها با روند ساختارهای موجود یکی دیگر از اهداف این مطالعه است. به دست آوردن محور بیشترین تنش، در شناخت هر چه بهتر عوامل تغییر شکل و تحلیل ساختاری ساختمان‌های زمین‌شناسی منطقه، ضروری است. به عبارت دیگر با به دست آوردن محورهای اصلی تنش می‌توان به تجزیه و تحلیل ارتباط میان ساختارهای ایجاد شده و فرایندهای مؤثر در تشکیل آنها پرداخت (Tape, 2001). تحلیل گسل‌های منطقه، می‌تواند نشانگر چگونگی عملکرد میدان‌های تنش در زمان‌های مختلف باشد.

۲- روش مطالعه

گسل‌ها را می‌توان مهم‌ترین ساختارهای موجود در منطقه مورد مطالعه به‌شمار آورد. با توجه به مشاهدات روی زمین و بر اساس پژوهش‌های پیشین (GSI, 2001) بیشتر این گسل‌ها دارای سازوکار راندگی با مؤلفه کوچک‌تر راست‌الغز هستند. در این پژوهش پدیده‌های ساختاری متنوعی برای بررسی‌های دقیق‌تر حرکتی گسل‌های منطقه مورد مطالعه به کار برده شده است (شکل‌های ۲ تا ۷). مهم‌ترین عنصر ساختاری برای اندازه‌گیری و بررسی‌های هندسی و حرکتی یک گسل، صفحه گسل و ویژگی‌های آن (مانند خش لغزشی، شیارها و پله‌ها) است. در صورت فرسایش و عدم رخنمون صفحه گسل، تحلیل جنبشی و جهت جابه‌جایی چیره گسل‌ها بر مبنای شواهد چینه‌نگاری، هندسه نامتقارن تاقتمایهای فشرده فرادیواره‌ای یا یال‌های جلویی پرشیب‌تر و همچنین ساختارهای رمپ و فلت‌راندگی‌ها صورت گرفته است. از موارد دیگری که مورد بررسی قرار گرفته است، پدیده‌های ساختاری مرتبط با حرکت

دارای امتدادی از $N114^0$ تا $N134^0$ است و زاویه شیب آن از 51^0 تا 76^0 متغیر است. گسل آباده در این منطقه موجب شده است که نهشته‌های شیلی و کربناتی تریاس بر روی رسوبات آهکی ژوراسیک بالایی و در برخی بخش‌ها بر روی نهشته‌های مارنی - ماسه‌سنگی و کنگلومرای الیگومیوسن قرار گیرد. از جمله شواهد گسلی، شواهد چینه‌شناسی و آثار صفحه گسل و سطوح لغزش در امتداد این منطقه گسلی است. با توجه به ویژگی‌های یادشده برای این گسل و همچنین بر اساس داده‌های نقشه مغناطیس هوایی $1:250,000$ آباده (GIS, 1978) با وجود بی‌هنجاری‌های مغناطیسی و خطوط‌های مغناطیسی F663 و F654 در امتداد این گسل، به نظر می‌رسد گسل آباده، گسلی لیتوسفری باشد. بر اساس بررسی‌های حرکتی انجام شده بر روی این گسل (شکل ۹)، سازوکار حرکتی آن معکوس با مؤلفه کوچکی از حرکت راست گرد است. همچنین تنش فشارشی حداکثر مسبب آخرین حرکات این گسل، دارای روند تقریبی $N024$ و میل آن نیز 16^0 است. به طور کلی با توجه به موقعیت زمین‌شناسی و وسعت منطقه موردنظر و همچنین عملکرد گسل‌های اصلی منطقه، بررسی‌های جنبش‌شناختی گسل‌ها در سه زیرمنطقه و بر روی گسل‌های شناسایی شده در محدوده‌های مورد مطالعه (شکل ۱) انجام پذیرفت. زیرمنطقه‌های مورد بررسی عبارتند از زیرمنطقه محدوده گسل آباده (شکل ۱۰)، زیرمنطقه شمال خاور گسل اصلی زاگرس و جنوب باختر گسل آباده (شکل ۱۱) و زیرمنطقه محدوده گسل اصلی زاگرس (شکل ۱۲).

۴- نتایج حاصل از بررسی‌های حرکتی گسل‌های منطقه مورد مطالعه

با توجه به شواهد برداشت‌شده روی زمین و بر مبنای تحلیل جنبشی و هندسی گسل‌ها در مناطق شاهد، تنش تراکمی مسبب آخرین حرکات این گسل‌ها از $N03E$ تا $N45E$ متغیر است (شکل ۱۳). بیشتر گسل‌های منطقه مورد مطالعه دارای سازوکار راندگی با مؤلفه کوچکی تراست‌الغز راست گرد است، گرچه به طور محدود، آثار گسل‌های فرعی امتدادلغز محض و گسل‌های پرشیب عادی نیز در منطقه دیده شده است. از آنجا که برونزدهای سنگی سازندها در منطقه مورد بررسی از بخش‌های بالایی پرمین تا پلیوسن را در برمی‌گیرد، بنابراین فعالیت گسل‌های موجود در منطقه مورد بررسی در فازهای مختلف و متوالی زمین‌ساختی باعث رانده شدن بخش‌های مختلفی از این سازندها بر روی یکدیگر و پیچیدگی بسیار زیاد ساختاری در این منطقه شده است. در جدول‌های ۱، ۲ و ۳ فهرستی از گسل‌های منطقه که در این مطالعه شناسایی و تحلیل شده‌اند، به طور خلاصه ارائه شده است. با توجه به موارد یادشده، گسل‌های محدوده مورد مطالعه را می‌توان بر اساس شیب و سازوکار حرکتی آنها به سه گروه اصلی زیر تفکیک کرد:

- گروه اول، گسل‌های پرشیب معکوس قدیمی با مؤلفه بزرگی از جابه‌جایی امتدادلغز راست گرد که با تراکم منطقه‌ای زیاد (فاصله کم میان گسل‌ها) قابل شناسایی است. این گسل‌ها تحت سیستم بادبزنی‌های هم‌آغوش (imbricate fans thrust system) تشکیل شده‌اند. عملکرد این سیستم راندگی موجب فشردگی شدید و به هم‌ریختگی گسترده در سازندهای ژوراسیک تا کرتاسه زیرین در شمال خاور گسل زاگرس و جنوب باختر گسل آباده شده است. راندگی کف در این سیستم راندگی، در منطقه مورد مطالعه، سطح جدایش میان نهشته‌های رسوبی جوان‌تر از تریاس بالایی و واحدهای دگرگونی - آتشفشانی پیش از ژوراسیک است. مهم‌ترین ویژگی این گسل‌ها، کم عرض بودن منطقه برشی (منطقه گسلش) و جابه‌جایی کم است. به طوری که عرض منطقه برشی در این گسل‌ها اغلب کمتر از یک متر است و در هیچ کجا موجب تغییرات شدید سنگ‌چینه‌شناختی نشده است. این سیستم گسلی توسط فازهای بعدی گسلش تحت تأثیر قرار گرفته است، به صورتی که توسط گسل‌های جوان‌تر قطع شده و یا راندگی‌های بعدی موجب پوشیده و مخفی شدن آنها شده است. بر اساس مطالعات جنبشی انجام شده در دو محدوده که این سیستم

(Marrett & Allmendinger, 1990). جهت کوتاه‌شدگی و کشیدگی به ترتیب توسط محور P (فشارش) و محور T (کشش) نشان داده می‌شود. محورهای P, T می‌تواند برای استفاده در تحلیل‌های صفحه گسل به کار گرفته شود. در این روش فرض بر آن است که لغزش گسل در جهت بیشترین تنش برشی موجود بر روی سطح گسل رخ می‌دهد (Wallace, 1951; Bott, 1959). به عبارت دیگر محورهای P, T مسبب ایجاد یک گسل در فاصله ۴۵ درجه‌ای صفحه آن گسل قرار گرفته است. در این روش پس از تعیین سوی لغزش، صفحه واجد قطب صفحه گسل و خطواره لغزشی را بر روی استریونت به دست آورده و از خطواره لغزشی در جهت پیکان لغزش ۴۵ درجه جدا کرده تا محور طول‌شدگی به دست آید. سپس در جهت خلاف پیکان لغزش ۴۵ درجه جدا کرده تا محور کوتاه‌شدگی تعیین شود. با توجه به محورهای طول‌شدگی و کوتاه‌شدگی به دست آمده و بر طبق تئوری (Anderson 1942)، می‌توان به سازوکار گسل پی برد. برای نمایش داده‌های لغزش گسلی در منطقه مورد مطالعه از روش رسم نمودار منحنی تراز dihedra grid استفاده شده است که بر پایه روش dihedra (Angelier, 1979) انجام پذیرفته است. این روش که شکلی از روش برگشت گسلی (fault inversion) است، شامل تحلیل صفحات گسلی در یک منطقه مشخص است. برای هر نقطه grid در استریونت محاسبه می‌شود که چند بار در منطقه فشارش قرار گرفته است (P-dihedra grid) و چند بار در منطقه کشش واقع شده است (T-dihedra grid). در این حالت منطقه دارای بیشترین شماره P-dihedra به عنوان جهت تقریبی تنش بزرگ‌تر σ_1 و منطقه دارای کمترین شماره P-dihedra (بیشترین شماره T-dihedra) به عنوان جهت تقریبی تنش کوچک‌تر σ_3 مورد توجه قرار می‌گیرد. برای دقت بیشتر، هنگامی که تنها یک گسل مورد مطالعه قرار می‌گیرد، محور P به عنوان جهت کوتاه‌شدگی در نظر گرفته می‌شود (که لزوماً جهت تنش حداکثر در یک میدان تنش را شامل نمی‌شود) و هنگامی که بررسی لغزش چند گسل مختلف مدنظر قرار می‌گیرد، از واژه جهت فشردگی برای محور p استفاده می‌شود که بیان‌کننده جهت تنش بزرگ‌تر σ_1 است. در این مطالعه بررسی داده‌های ساختاری برداشت شده، با استفاده از نرم‌افزارهای Stereo32 Ver: 1.0.1 (Röller & Trepmann, 2008) (برای رسم تصاویر استریونتی صفحات گسل، خطوط لغزشی و محاسبه موقعیت صفحه گسل میانگین) و FaultKinWin Ver: 1.1 (Allmendinger et al., 2001) (برای تحلیل داده‌های لغزش گسلی و تعیین موقعیت محورهای اصلی) انجام گرفته است.

۳- منطقه‌بندی بررسی‌های حرکتی در منطقه اقلید

بر پایه مطالعات انجام شده (Berberian & King, 1981; Arfania & Shahriari, 2009)، گسل اصلی زاگرس و گسل آباده، دو مرز رسوبی - ساختاری در منطقه مورد مطالعه هستند. گسل اصلی زاگرس که در تغییرات ساختاری و رخساره‌های طرفین خود مؤثر و کنترل‌کننده بوده است، در محدوده بررسی شده دارای امتدادی از $N119^0$ تا $N130^0$ است و زاویه شیب آن از 38^0 تا 46^0 متغیر است. گسل اصلی زاگرس در این منطقه موجب شده است که نهشته‌های آهکی - مارنی الیگومیوسن بر روی نهشته‌های آهکی ژوراسیک بالایی و در برخی بخش‌ها بر روی نهشته‌های کنگلومرای پلیو - پلیستوسن قرار گیرد. از شواهد گسلی، شواهد چینه‌شناسی و آثار صفحه گسل و سطوح لغزش است که در نهشته‌های آهکی - مارنی الیگومیوسن قابل مشاهده است. بر اساس بررسی‌های حرکتی انجام شده بر روی این گسل (شکل ۸)، سازوکار حرکتی آن معکوس با مؤلفه کوچکی از حرکت راست گرد است. همچنین تنش فشارشی حداکثر مسبب آخرین حرکات این گسل، واجد روند تقریبی $N202$ و میل آن نیز 5^0 است. گسل آباده مرز میان دگرگونی‌های پیش از ژوراسیک در منطقه سندج سیرجان جنوب خاوری و نهشته‌های رسوبی پالئوزوییک و اوائل مزوزوییک گسلی است. این گسل در محدوده بررسی شده

این فاز کوهزایی، محیط دریایی کم‌ژرف که در الیگوسن بالایی - میوسن زیرین در منطقه حکمفرما بوده، کاملاً از منطقه مورد بررسی عقب‌نشینی کرده و فاز فرسایشی در سرتاسر آن منطقه حاکم شده است (Berberian & King, 1981).

- گروه سوم: گسل‌های معکوس پرشیب با منطقه گسلی گسترده‌ای هستند (گسل‌های B0 تا B4) که تمامی راندگی‌های کهن‌تر را تحت تأثیر قرار داده‌اند و به نظر می‌رسد که جوان‌ترین سیستم گسلی در منطقه باشند. این سیستم گسلی اغلب موجب تغییرات شدید در سنگ‌چینه‌شناختی منطقه شده است. به طوری که عملکرد گسل‌های متعلق به این گروه بر رخنمون سازندها و راندگی‌های کهن‌تر بسیار مؤثر بوده است. برای نمونه گسل B2 و B3 موجب رخنمون سیستم راندگی گروه ۱ و قرار گرفتن آن در برابر سیستم راندگی جوان‌تر (گروه ۲) شده است. با توجه به شواهد موجود به نظر می‌رسد که اولین فعالیت این گروه از گسل‌ها به زمان رسوب‌گذاری باز می‌گردد. چرا که تفاوت‌های بارز چینه‌شناسی در دو سوی آنها به روشنی قابل مشاهده است. برای نمونه، فعالیت همزمان با رسوب‌گذاری گسل B3 (گسل اقلید) موجب شده است که رسوبات ژوراسیک به صورت گسترده‌ای در بلوک شمال خاوری آن نهشته شده ولی بلوک جنوب باختری آن اساساً فاقد نهشته‌هایی به سن ژوراسیک است. بر این اساس با توجه به ویژگی‌های زمین‌شناسی مانند عرض منطقه گسلی، مقدار و جهت شیب صفحات گسلی، تغییرات چینه‌شناسی و نوع تغییر شکل در دو سوی این گسل‌ها، به نظر می‌رسد که گسل‌های این گروه، گسل‌های ژرفی هستند که احتمالاً بر اثر کشش ناشی از فرایند بازشدگی اقیانوسی (rifting) به صورت گسل‌های عادی تشکیل و سپس در نتیجه بسته شدن اقیانوس و برخورد قاره به صورت گسل‌های معکوس، دوباره فعال شده‌اند. وجود برخی گسل‌های معکوس در این گروه، با شیب به سمت جنوب باختر (گسل‌های B1, B3) نظریه تشکیل این گروه از گسل‌ها بر اساس کشش و دوباره فعال شدن آنها بر اثر واژگونگی زمین‌ساختی (inversion tectonics) را تأیید می‌کند. بر اساس بررسی‌های جنبشی صورت گرفته بر روی این گسل‌ها، روند تنش حداکثر مسبب آخرین حرکات این گسل‌ها؛ N10-20E اندازه‌گیری شده است. همچنین تمامی این گسل‌ها افزون بر حرکات معکوس، دارای جابه‌جایی‌های امتدادلغز نیز هستند. با توجه به روند تکامل زمین‌ساختی منطقه مورد مطالعه، به نظر می‌رسد که عملکرد این فاز گسلش، به علت ایجاد تحرک در پی سنگ، قدرتمندترین جنبش کوهزایی در منطقه بوده باشد. بر این اساس زمان آغاز این فاز احتمالاً به پلیوسن باز می‌گردد. مطالعات مورفوتکتونیک انجام شده در منطقه ادامه فعالیت این جنبش کوهزایی تا کواترن را تأیید می‌کند (ارفعینا، ۱۳۸۹). بر پایه این مطالعات، بیشترین فعالیت زمین‌ساختی در گسل‌های جنوب باختری منطقه مورد بررسی، به‌ویژه گسل اقلید دیده می‌شود و از فعالیت گسل‌های شمال خاوری کاسته شده است. با توجه به داده‌های به‌دست آمده از منطقه مورد مطالعه سیر تحول زمین‌ساختی منطقه اقلید، از پرمین تا پلیوسن بر اساس مدل‌های زمین‌ساختی Glennie (2000) و Arfania & Shahriari (2009) به طور خلاصه در شکل ۱۴ ارائه شده است.

۵- نتیجه‌گیری

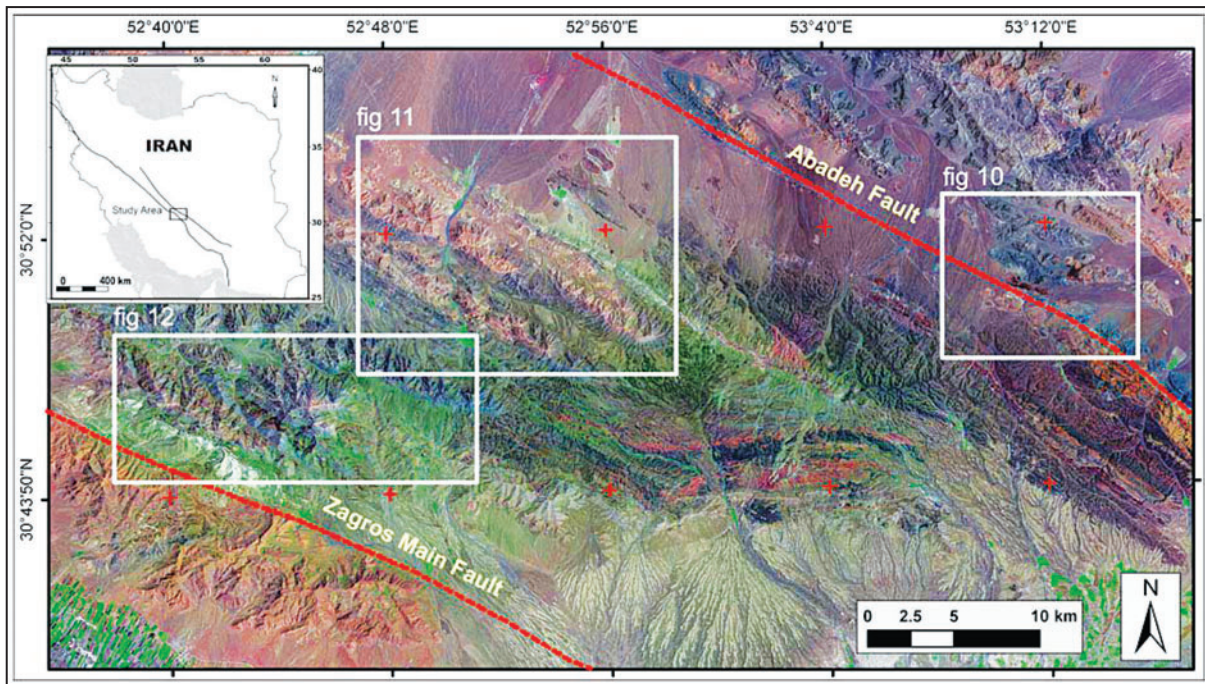
ساختارهای گسلی، مهم‌ترین ساختارهای زمین‌ساختی در منطقه اقلید به‌شمار می‌آیند. بررسی‌های روی زمین بر مبنای تحلیل‌های حرکتی و هندسی گسل‌ها نشان می‌دهد که روند تنش تراکمی مربوط به آخرین حرکات این گسل‌ها در فازهای زمین‌ساختی مختلف از N03E تا N45E متغیر است. بیشتر گسل‌های منطقه مورد مطالعه دارای سازوکار راندگی با مؤلفه کوچک‌تر راستالغز راست‌گرد است که می‌توان تشکیل آنها را در سه دوره زمین‌ساختی اصلی در نظر گرفت. در کهن‌ترین فاز زمین‌ساختی، گسل‌های پرشیب معکوس با مؤلفه بزرگی از جابه‌جایی امتدادلغز راست‌گرد و با تراکم منطقه‌ای زیاد تشکیل شده است. این گسل‌ها تحت سیستم

راندگی به خوبی برونزد دارد و قابل مطالعه است (شمال خاور گسل زاگرس و جنوب باختر گسل آواده)، روند حداکثر تنش فشارشی مسبب این سیستم راندگی N0-10E محاسبه شده است. باید توجه داشت که تأثیر فازهای کوهزایی جوان‌تر احتمالاً در نتایج به‌دست آمده بسیار مهم هستند و تأکید می‌شود که نتایج حاصل تنها بر اساس برداشت اطلاعات موجود و بررسی‌های صحرائی انجام شده در منطقه مورد بررسی تفسیر شده‌اند. با توجه به موارد یادشده شده، چنین به نظر می‌رسد که بخش‌های جنوب باختر گسل آواده (شامل گسل‌های F1 تا F8) و شمال خاور گسل زاگرس (سیستم راندگی گسل F26) همزمان با کهن‌ترین فاز گسلش منطقه، یک واحد ساختاری پیوسته را تشکیل می‌دهند. با مقایسه این دو منطقه می‌توان دریافت که شیب گسل‌های معکوس هم‌آغوش به سمت گسل آواده افزایش می‌یابد که این موضوع در تفسیر نهایی تحولات ساختاری منطقه مورد مطالعه اهمیت ویژه‌ای دارد. عملکرد این فاز گسلش به پیش از ائوسن (احتمالاً فاز کوهزایی لارامید) باز می‌گردد و در طی فاز فرسایشی آن، رسوبات مولاس کنگلومرایی به سن پالئوسن - ائوسن زیرین در حوضه‌های نسبتاً کوچک بین کوهستانی ایجاد شده در طی این فاز نهشته شده است (Berberian & King, 1981).

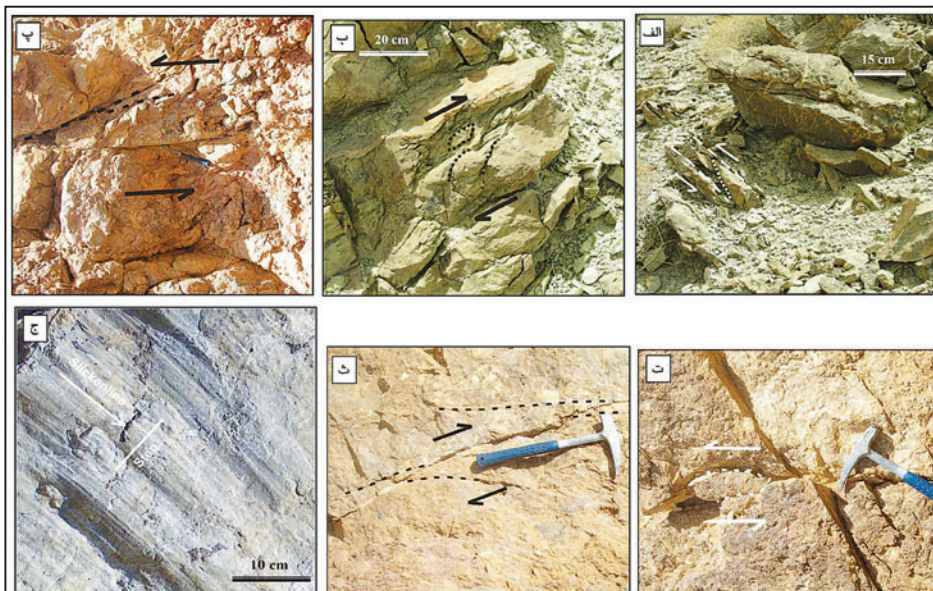
- گروه دوم: گسل‌های رانده با شیب کم و بدون مؤلفه امتدادلغز و یا با مؤلفه کوچکی از جابه‌جایی‌های امتدادلغز راست‌گرد که موجب رانده شدن ورقه‌های بزرگی از سازندهای پرمین بالایی تا کرتاسه زیرین شده است. با توجه به بررسی‌های هندسی و جنبشی انجام شده، به نظر می‌رسد که این گسل‌ها بیشتر تحت سیستم راندگی "دوپلکس با شیب به سمت پس خشکی" (Hinterland sloping duplex) تشکیل شده‌اند (گسل‌های T3, T4, T6, T7, T8 در شمال خاور گسل آواده و گسل‌های F9, F10, F11, F12, F15, F16, F17, F18, F19, F20, F21, F22, F24 در شمال خاور گسل اصلی زاگرس). اگر چه در برخی موارد، به صورت غیر واقعی این گسل‌ها ویژگی‌های سیستم راندگی "دوپلکس با شیب به سمت پیش خشکی" (Foreland dipping duplex) را نیز به نمایش می‌گذارند (گسل‌های F13, F14) که غالباً بر اثر تغییر شیب ناشی از چین‌خوردگی پس از گسلش است. این سیستم راندگی در دو منطقه شمال خاور گسل آواده و شمال خاور گسل اقلید به روشنی قابل تشخیص است. در منطقه شمال خاور گسل آواده سازندهای پرمین - تریاس و در شمال خاور گسل B3 (گسل اقلید) نهشته‌های کرتاسه زیرین بر روی نهشته‌های جوان‌تر رانده شده‌اند. رخداد این راندگی‌ها به پس از میوسن زیرین باز می‌گردد، زیرا در هر دو منطقه، رسوبات الیگومیوسن در فرودپواره راندگی‌ها شرکت داشته‌اند (گسل‌های آواده و F20). به نظر می‌رسد که با توجه به وسعت راندگی‌های متعلق به این سیستم، میدان تنش گسترده و به مدت طولانی در تکامل آن دست‌اندرکار بوده است. همچنین با توجه به ویژگی‌های چینه‌شناسی می‌توان دریافت که ورقه‌های راندگی این سیستم از حوضه رسوبی واقع در شمال خاور گسل آواده (حاشیه باختری ایران مرکزی) منشأ گرفته‌اند و بر اثر فاز کوهزایی پس از میوسن زیرین، بر روی منطقه سنندج - سیرجان رانده شده و نهشته‌ها و ساختارهای فاز کوهزایی پیشین (پالئوسن) را پوشانده‌اند. بر اساس تحلیل‌های جنبشی صورت گرفته در مناطق مورد بررسی، گسل‌های ایجاد شده در این سیستم راندگی تحت تنش حداکثر با روند N20-30E تشکیل شده‌اند. مطالعات هندسی همچنین نشان می‌دهد که شیب چیره در راندگی‌های شمال خاور گسل آواده بیشتر از شیب کلی راندگی‌های شمال خاور گسل B3 (گسل اقلید) است. بنابراین تأکید می‌شود که منطقه ریشه این سیستم راندگی در شمال خاور گسل آواده (حاشیه باختری ایران مرکزی) قرار دارد. این نظریه با توجه به تغییرات سنی ورقه‌های راندگی نیز تأیید می‌شود، زیرا در شمال خاور گسل آواده، ورقه‌های راندگی با سن پرمین و تریاس و در شمال خاور گسل اقلید با سن کرتاسه زیرین قابل مشاهده هستند. همانگونه که پیشتر گفته شد، عملکرد این فاز گسترده گسلش احتمالاً به پس از میوسن زیرین باز می‌گردد. بر اثر رخداد

پرشیب با جابه‌جایی امتدادلغز قابل توجه و دارای منطقه گسلی وسیع که تمامی راندگی‌های کهن‌تر را تحت تأثیر قرار داده، ایجاد شده است و به نظر می‌رسد که در بردارنده جوان‌ترین فعالیت گسلی در منطقه باشد. فعالیت ابتدایی این گروه از گسل‌ها به زمان رسوب‌گذاری باز می‌گردد و احتمالاً بر اثر کشش ناشی از فرایند بازشدگی اقیانوسی به صورت گسل‌های عادی تشکیل و سپس در نتیجه بسته شدن اقیانوس و برخورد قاره، بر اثر واژگونگی زمین‌ساختی به صورت گسل‌های معکوس، دوباره فعال شده‌اند. روند تنش حداکثر مسبب آخرین حرکات این گسل‌ها؛ N10-20E اندازه‌گیری شده است. عملکرد این فاز زمین‌ساختی جوان، به علت ایجاد تحرک در پی سنگ، قدرتمندترین جنبش کوهزایی در منطقه بوده باشد. زمان آغاز این فاز زمین‌ساختی احتمالاً به پلیوسن باز می‌گردد.

بادزن‌های هم‌آغوش تشکیل شده‌اند. راندگی کف در این سیستم راندگی، سطح جدایش میان نهشته‌های رسوبی جوان‌تر از تریاس بالایی و واحدهای دگرگونی - آتشفشانی پیش از ژوراسیک است. روند بیشترین تنش فشارشی مسبب این سیستم راندگی N0-10E محاسبه شده است. در فاز زمین‌ساختی میانی، گسل‌های رانده با شیب کم و بدون مؤلفه امتدادلغز و یا با مؤلفه کوچکی از جابه‌جایی‌های امتدادلغز راست‌گرد تشکیل شده که موجب رانده شدن ورقه‌های بزرگی از سازندهای پرمین بالایی تا کرتاسه زیرین شده است. به نظر می‌رسد که این گسل‌ها بیشتر تحت سیستم راندگی دوپلکس با شیب به سمت پس‌خشکی تشکیل شده‌اند. گسل‌های ایجاد شده در این سیستم راندگی تحت تنش حداکثر با روند N20-30E ایجاد شده‌اند. در جوان‌ترین فاز زمین‌ساختی، گسل‌های معکوس

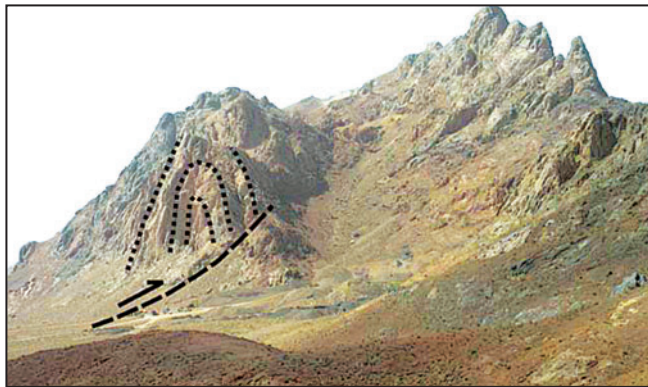
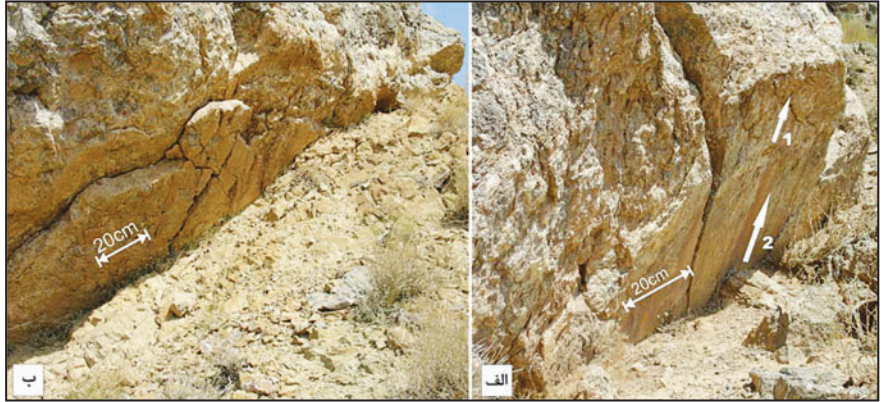


شکل ۱- تصویر ماهواره‌ای سنجنده ETM+ منطقه خاور اقلید و محدوده‌های مورد مطالعه.

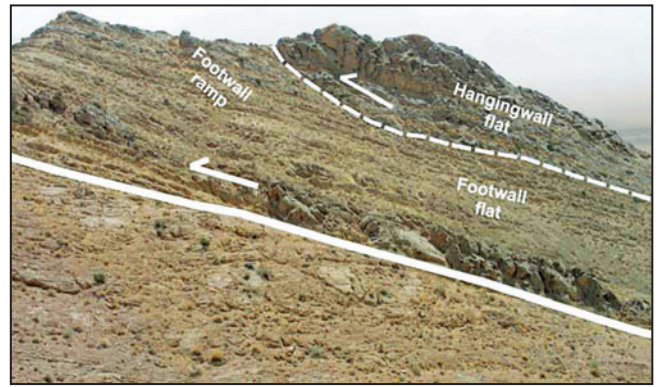


شکل ۲- الف) تورق ناشی از حرکات برشی؛ ب و پ) تعیین جهت لغزش با استفاده از کشیده‌شدگی‌ها؛ ت و ث) گسل‌های فرعی پرمانند و شکستگی‌های ریدل؛ ج) عناصر ساختاری صفحه گسل در سیستم گسلی آباده.

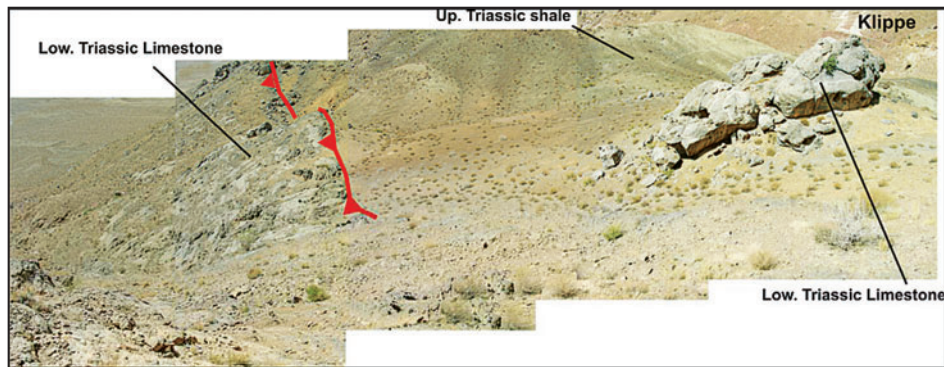
شکل ۳- الف) تعیین جهت لغزش با استفاده از خطوط لغزش و پله‌های سطح گسلش در منطقه گسلی F3، شواهد نشان می‌دهد گسلش در دو مرحله اتفاق افتاده است؛ ب) تورق ناشی از حرکات برشی (صفحات c) در منطقه گسلی F15 (مراجعه شود به شکل ۱۱).



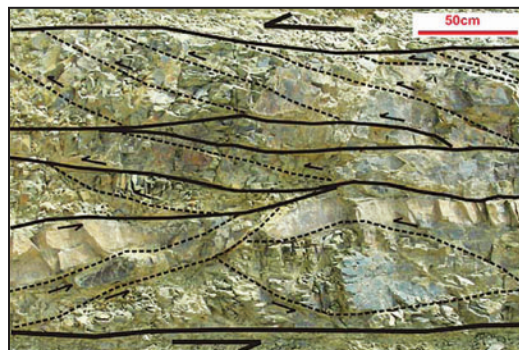
شکل ۵- تاقدیس نامتقارن فرادیواره‌ای نشان‌دهنده حرکت فرادیواره در منطقه گسلی گسل آباده (دید به سمت جنوب خاور).



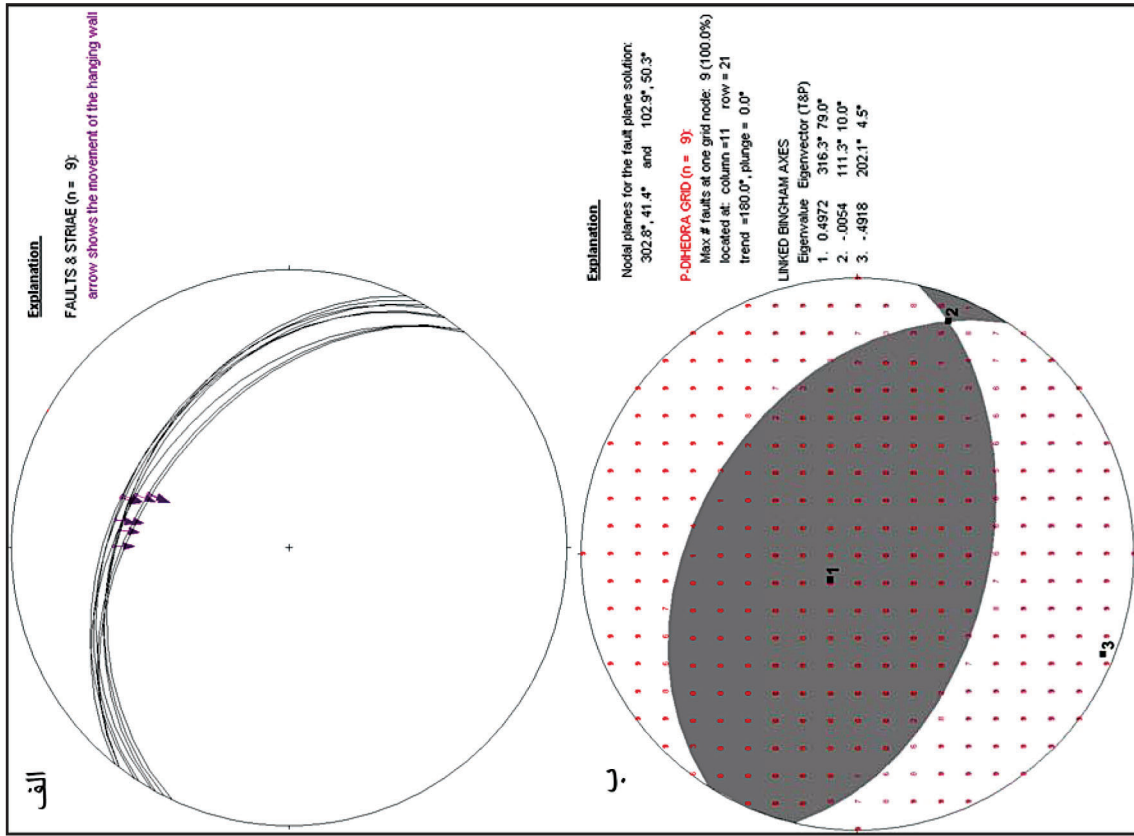
شکل ۴- ساختارهای رمپ و فلت در فرادیواره گسل F22 (مراجعه شود به شکل ۱۱).



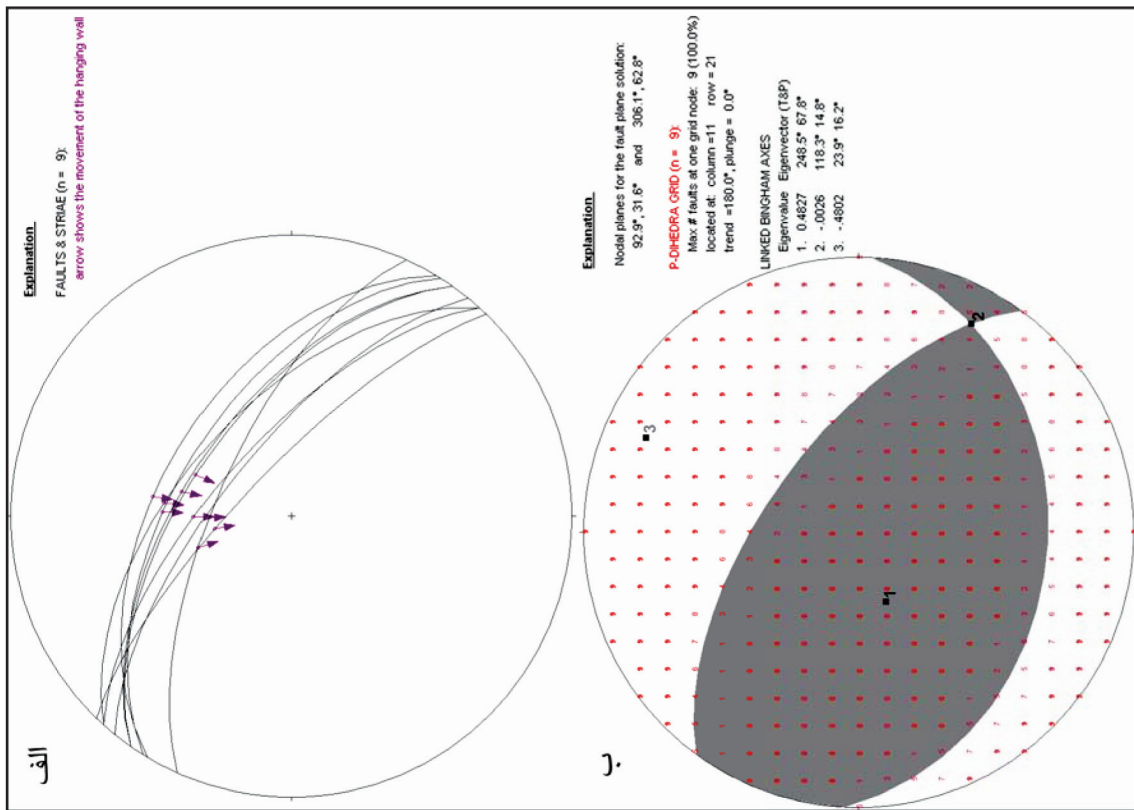
شکل ۶- تعیین جهت لغزش با استفاده از پیشانی راندگی و بازمانده زمین‌ساختی در منطقه گسلی T7 (مراجعه شود به شکل ۱۰).



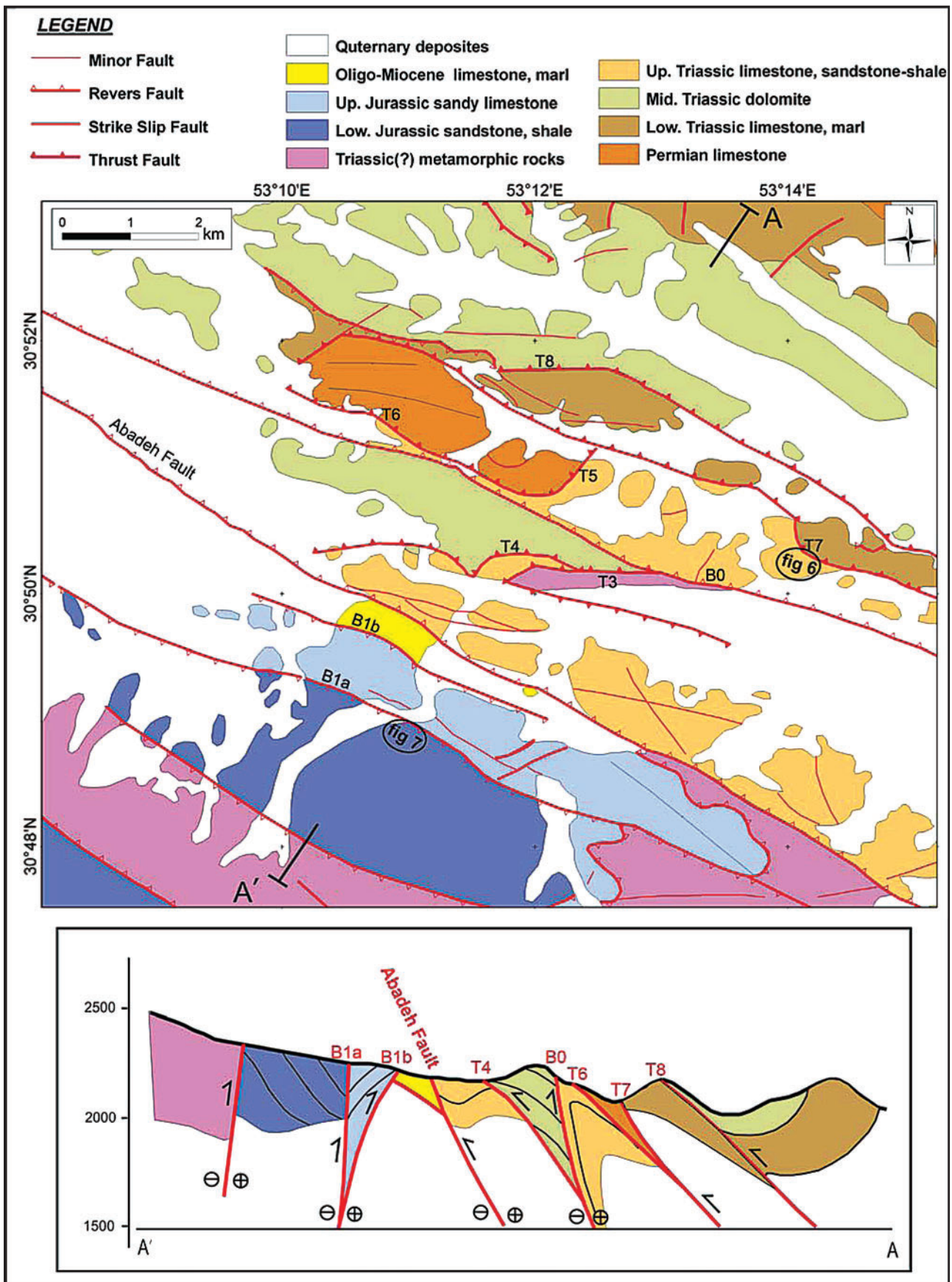
شکل ۷- تعیین جهت لغزش با استفاده از هندسه ریزدوپلکس‌ها در منطقه گسلی B1a (مراجعه شود به شکل ۱۰).



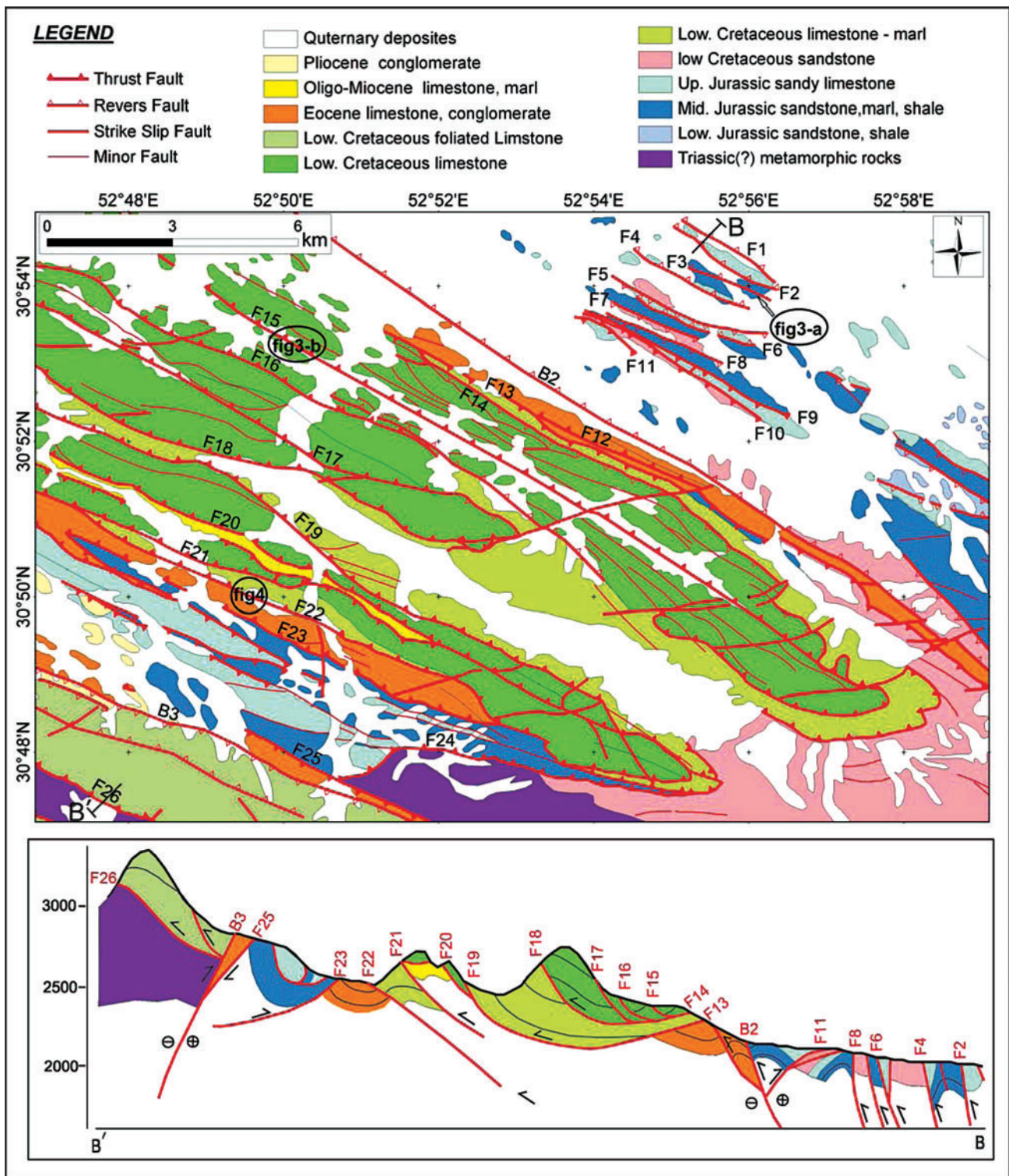
شکل ۸- نتایج حاصل از بررسی های حرکتی بر روی گسل اصلی زاگرس، الف) بررسی جداگانه سطوح لغزشی اندازه گیری شده در منطقه گسلی؛ ب) تحلیل صفحه لغزش میابگین.



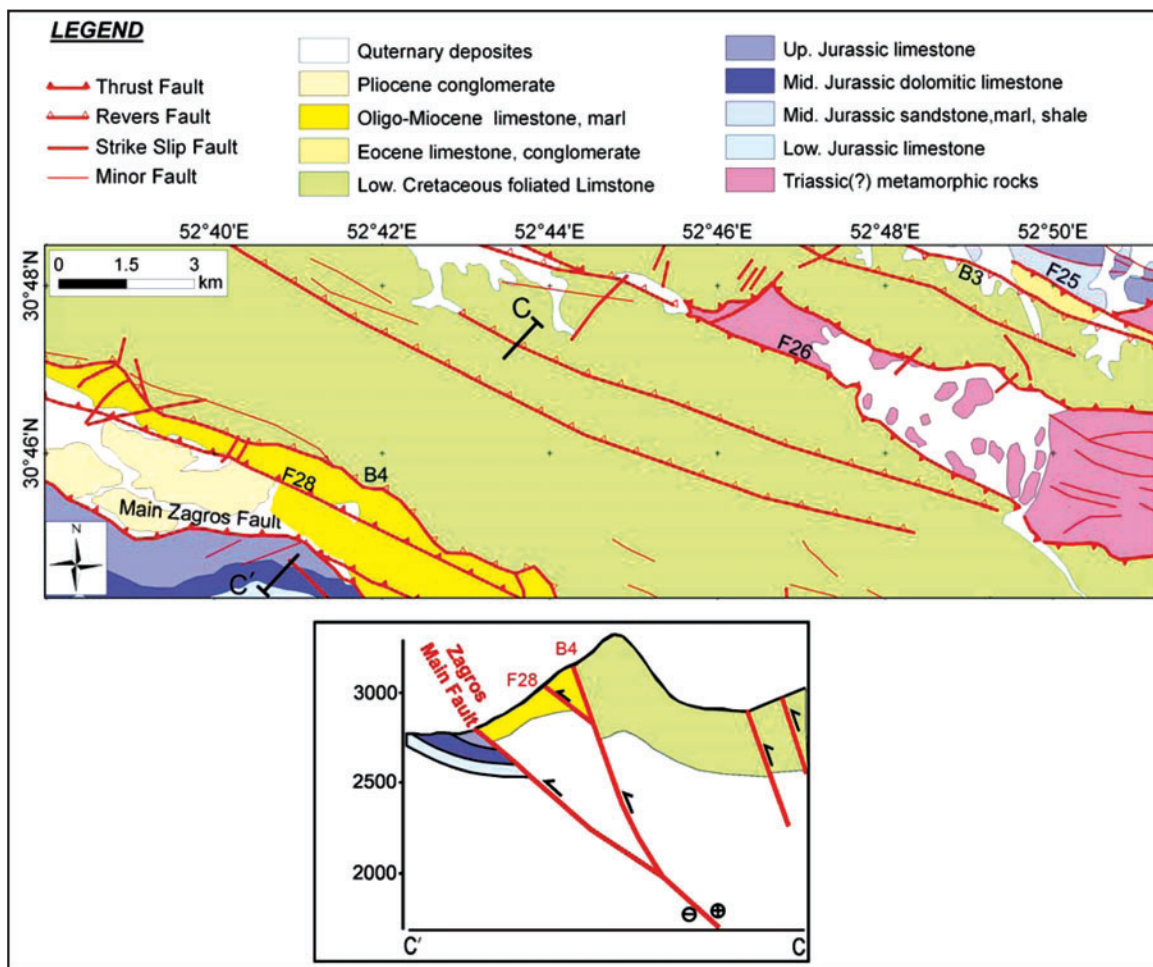
شکل ۹- نتایج حاصل از بررسی های حرکتی بر روی گسل آبداه، الف) بررسی جداگانه شکستگی های اندازه گیری شده در منطقه گسلی؛ ب) تحلیل صفحه گسل میابگین.



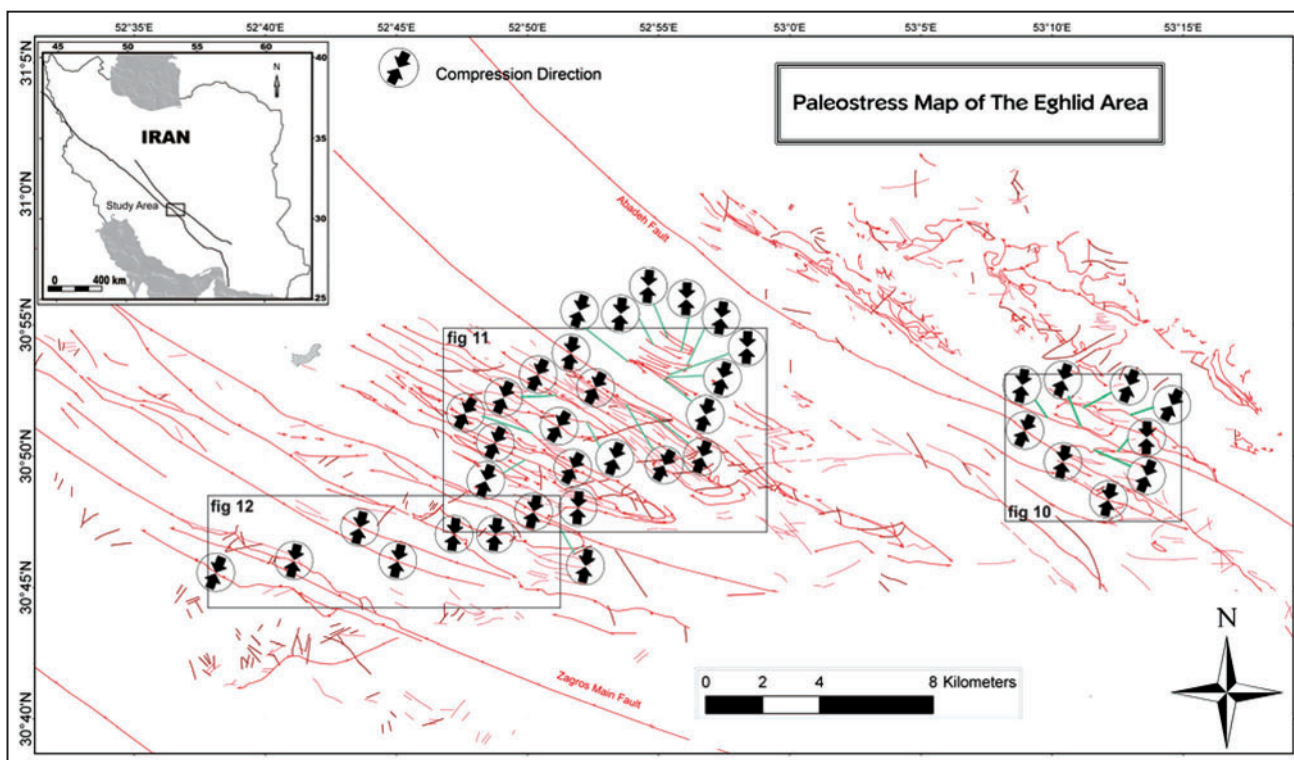
شکل ۱۰- گسل‌های مورد بررسی در زیرمنطقه محدوده گسل آباده.



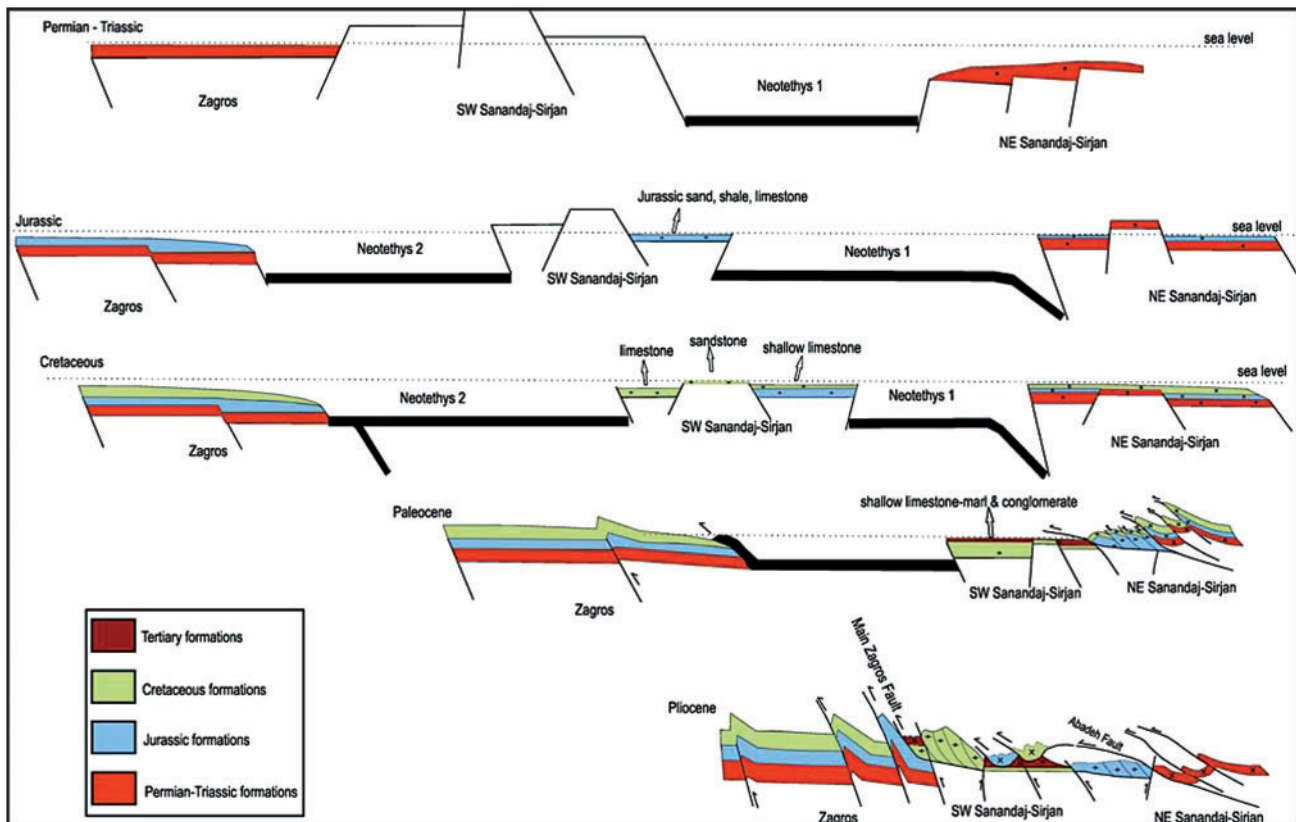
شکل ۱۱- گسل‌های مورد بررسی در زیرمنطقه شمال خاور گسل اصلی زاگرس و جنوب باختر گسل آباه.



شکل ۱۲- گسل‌های مورد بررسی در زیرمنطقه محدوده گسل اصلی زاگرس.



شکل ۱۳- نقشه روند تنش‌های تراکمی مسبب آخرین حرکات گسل‌های منطقه اقلید.



شکل ۱۴- تحول زمین‌ساختی منطقه مورد مطالعه (منطقه اقلید) از کمربند کوهستانی زاگرس جنوب خاوری (بر اساس مدل‌های زمین‌ساختی (Arfania & Shahriari, 2009 ; Glennie, 2000).

جدول ۱- نتایج به‌دست آمده از گسل‌های مورد بررسی در محدوده گسل آباده.

نام گسل	امتداد متوسط گسل	شیب متوسط گسل	سازوکار گسل	موقعیت مکانی گسل	مهم‌ترین اثر فعالیت	روند تنش حداکثر
B1a	125	85 SW	معکوس- راست‌گرد	جنوب باختر گسل آباده	گسیختگی چینه‌شناسی	192
B1b	121	47 SW	معکوس- راست‌گرد	جنوب باختر گسل آباده	گسیختگی چینه‌شناسی	011
Abadeh	306	63 NE	معکوس- راست‌گرد	آباده	مرز ساختاری- رسوبی	024
T3	267	31 N	معکوس	شمال خاور گسل آباده	گسیختگی چینه‌شناسی	183
T4	297	43 NE	معکوس	شمال خاور گسل آباده	گسیختگی چینه‌شناسی	202
B0	297	86 NE	معکوس- راست‌گرد	شمال خاور گسل آباده	گسیختگی چینه‌شناسی	010
T6	291	41 NE	معکوس	شمال خاور گسل آباده	گسیختگی چینه‌شناسی	198
T7	293	49 NE	معکوس	شمال خاور گسل آباده	گسیختگی چینه‌شناسی	021
T8	299	42 NE	معکوس	شمال خاور گسل آباده	گسیختگی چینه‌شناسی	042

جدول ۲- نتایج به دست آمده از گسل‌های مورد بررسی در منطقه جنوب باختر گسل آباد.

نام گسل	امتداد متوسط گسل	شیب متوسط گسل	سازوکار گسل	موقعیت مکانی گسل	مهم ترین اثر فعالیت	روند تنش حداکثر
F2	300	82 NE	معکوس- راست گرد	جنوب باختر گسل آباد	آثار لغزش در سطح گسل	192
F3	288	84 NE	معکوس- راست گرد	جنوب باختر گسل آباد	آثار لغزش در سطح گسل	011
F4	304	81 NE	معکوس- راست گرد	جنوب باختر گسل آباد	آثار لغزش در سطح گسل	024
F6	305	81 NE	معکوس- راست گرد	جنوب باختر گسل آباد	گسیختگی چینه‌شناسی	183
F8	115	83 SW	معکوس- راست گرد	جنوب باختر گسل آباد	گسیختگی چینه‌شناسی	202
F9	119	28 SW	معکوس	جنوب باختر گسل آباد	هندسه ramp, flat	010
F10	115	28 SW	معکوس	جنوب باختر گسل آباد	هندسه ramp, flat	198
F11	117	35 SW	معکوس	جنوب باختر گسل آباد	هندسه ramp, flat	021

جدول ۳- نتایج به دست آمده از گسل‌های مورد بررسی در منطقه شمال خاور و محدوده گسل اصلی زاگرس.

نام گسل	امتداد متوسط گسل	شیب متوسط گسل	سازوکار گسل	موقعیت مکانی گسل	مهم ترین اثر فعالیت	روند تنش حداکثر
B2	303	72 NE	معکوس- راست گرد	جنوب باختر گسل آباد	تغییر سیستم راندگی از هم آغوشی به دوپلکس	010
F12	306	46 NE	معکوس- راست گرد	شمال خاور گسل زاگرس	تکرار لایه‌ها و چین فرادیواره‌ای	199
F13	120	18 SW	معکوس	شمال خاور گسل زاگرس	گسیختگی چینه‌شناسی	028
F14	117	19 SW	معکوس	شمال خاور گسل زاگرس	گسیختگی چینه‌شناسی	026
F15	299	46 NE	معکوس	شمال خاور گسل زاگرس	گسیختگی چینه‌شناسی	025
F16	311	51 NE	معکوس- راست گرد	شمال خاور گسل زاگرس	تکرار لایه‌ها	023
F17	290	51 NE	معکوس	شمال خاور گسل زاگرس	تکرار لایه‌ها	018
F18	304	38 NE	معکوس	شمال خاور گسل زاگرس	تکرار لایه‌ها	211
F19	303	56 NE	معکوس	شمال خاور گسل زاگرس	گسیختگی چینه‌شناسی	028
F20	307	22 NE	معکوس	شمال خاور گسل زاگرس	گسیختگی چینه‌شناسی	212
F21	296	42 NE	معکوس	شمال خاور گسل زاگرس	گسیختگی چینه‌شناسی	205
F22	290	30 NE	معکوس	شمال خاور گسل زاگرس	گسیختگی چینه‌شناسی	199
F24	286	23 NE	معکوس	شمال خاور گسل زاگرس	گسیختگی چینه‌شناسی	185
F25	121	47 SW	معکوس- راست گرد	شمال خاور گسل زاگرس	گسیختگی چینه‌شناسی	011
B3 (گسل اقلید)	128	72 SW	معکوس- راست گرد	شمال خاور گسل زاگرس	تغییر سیستم راندگی از دوپلکس به هم آغوشی	193
F26	303	74 NE	معکوس- راست گرد	شمال خاور گسل زاگرس	گسیختگی چینه‌شناسی	198
B4	310	69 NE	معکوس- راست گرد	شمال خاور گسل زاگرس	خاتمه سیستم راندگی هم آغوشی	013
Zagros Main	303	41 NE	معکوس- راست گرد	-----	مرز ساختاری- رسوبی	202

References

- Allmendinger, R. W., Marrett, R. A. & Cladouhos, T., 2001- FaultKinWin Version 1.1, computer program and user's manual, 29 p.
- Anderson, E. M., 1942- The dynamics of faulting, (1st ed.): Oliver & Boyd, Edinburgh.
- Angelier, J., 1979- Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population: Tectonophysics, v. 56, p. T17-T26.
- Angelier, J., 1984- Tectonic analysis of fault slip data sets: J. of Geophysical Research, v. 89, p. 5835-5848.
- Angelier, J., 1994- Fault slip analysis and paleostress reconstruction: in Hancock, P.L., ed., Continental Deformation, Tarrytown, New York: Pergamon Press, Ch. 4, p. 53-100.
- Arfania, R. & Shahriari, S., 2009- Role of southeastern Sanandaj-Sirjan Zone in the tectonic evolution of Zagros Orogenic Belt, Iran. Island Arc, 18, 555-576.
- Berberian, M. & King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences 18, 210-265.
- Bott, M. H. P., 1959- The mechanisms of oblique slip faulting: Geology Magazine, v. 96, p. 109-117.
- Fleuty, M. J. & Weaver, J. D., 1975- Slickenlines and slickenlines: Geological Magazine, v. 112, p. 319-322.
- Glennie, K. W., 2000- Cretaceous tectonic evolution of Arabia's eastern plate margin: A tale of two oceans, In: Abdulrahman S. Alsharhan, Scott, R.W. (Eds.), Middle East models of Jurassic/Cretaceous carbonate systems. Society for Sedimentary Geology Special Publication, Denver.
- GSI, 1978- Aeromagnetic Map of Quadrangle Abadeh (G9), 1:250000. Geological Survey of Iran, Tehran.
- GSI, 1990- Geological Map of Quadrangle Eghlid, 1:250000. Geological Survey of Iran, Tehran.
- GSI, 2001- Geological Map of Quadrangle Eghlid, 1:100000. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Marrett, R. & Allmendinger, R. W., 1990- Kinematic analysis of fault-slip data: J. of Structural Geology, v. 12, p. 973-986.
- Petit, J. P., 1987- Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks: J. Struct. Geol., v. 9, p. 597-608.
- Röller, K. & Trepmann, C. A., 2008- Stereo32 Ver: 1.0.1, computer program.
- Tape, C. H., 2001- Kinematic Analysis of Brittle Faulting in the Prince Rupert area, Coast Mountains, British Columbia: Unpublished thesis, Carleton College, Northfield, Minnesota.
- Wallace, R. E., 1951- Geometry of shearing stress and relation to faulting: J. Geology, v. 59, p. 118-130.

Kinematic Analysis of Fault Structures in Eghlid Area, Margin of High Zagros

R. Arfania^{1*}

¹ Assistant Professor, Department of Geology, Islamic Azad University, Esfahan (Khorasgan) Branch, Esfahan, Iran

Received: 2011 September 18

Accepted: 2013 January 13

Abstract

The study area, located in the east of Eghlid town, between the northeast of the Abadeh Fault and southwest of the Zagros Main Fault, consists of the highly deformed rocks, which have been emerging clearly in tectonic crashed zone. Kinematic analysis carried out for determining the paleostress directions and deformation history of the area. Thus, the geometry of the fault plan/fault zone brittle structures and other kinematic indicators were measured based on the field observations and analysis carried out via data analysis inversion method and statistical models. The geological evidences provided necessary data for determining formation ages of the structures based on the relative time scale. According to the results, it can be concluded that three different faulting phases were efficacious in formation of the analyzed faults. During the faulting phases, three reverse fault systems developed respectively; imbricate fans thrust system, hinterland dipping duplex and inverted normal faults.

Keywords: Paleostress, Fault Kinematics, Eghlid, Abadeh Fault, Zagros Main Fault.

For Persian Version see pages 103 to 114

*Corresponding author: R. Arfania; E-mail: arfania@khuisf.ac.ir