

استفاده از داده‌های GPS دوفرکانسه و داده‌های ژئوفیزیکی در تعیین نرخ فعالیت زمین‌ساختی و شناسایی اثر قطعه دوم گسل کواترنری دورود (جنوب باختر ایران)

زهرا کمالی؛ دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران
محمودرضا هیهات*؛ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران
حمید نظری؛ دانشیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران
محمد مهدی خطیب؛ استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۸/۰۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۱۱/۲۵

چکیده

گسل دورود یکی از مهم‌ترین قطعات لرزه‌زای گسل اصلی جوان زاگرس است که از نزدیکی منطقه ارجنگ در روند شمال باختری-جنوب خاوری تا بروجرد در طول امتداد یافته است. منطقه مورد بررسی قطعه دوم گسل دورود بین $33^{\circ} 10'$ تا $33^{\circ} 25'$ درجه عرض شمالی و $49^{\circ} 05'$ تا $49^{\circ} 25'$ درجه طول خاوری واقع شده است. در این پژوهش بررسی‌های دقیق ریخت‌زمین‌ساختی به روش نزدیک میدان انجام گرفت و با انجام پیمایش به روش RTK با استفاده از دستگاه GPS کینماتیک، مدل ارتفاعی رقومی و نقشه توپوگرافی رقومی با دقت بالا از سطح گسیختگی‌های تهیه شد. جابه‌جایی‌های محاسبه‌شده در سه ایستگاه به ترتیب عبارت بود از جابه‌جایی تجمعی افقی روی سطح گسل $21/59$ ، $10/05$ و $13/94$ ، جابه‌جایی تجمعی قائم روی سطح گسل $6/58$ ، $5/57$ و $13/47$ و جابه‌جایی تجمعی خالص $22/58$ ، $11/49$ و $19/40$. به منظور بررسی سازوکار گسل زاویه ریک گسل محاسبه شد که به ترتیب 17° ، 29° و 44° به دست آمد. بر اساس نتایج به دست آمده گسل دارای مؤلفه شیب لغز است. همچنین، در مطالعات ژئوفیزیکی به روش مقاومت ویژه با آرایش دوقطبی (دایپل-دایپل) دو نیمرخ استفاده شد. سپس، پردازش‌هایی و مدل‌سازی داده‌های مقاومت ویژه در نرم‌افزار Res2dinv انجام گرفت. در ادامه پیمایش مغناطیس‌سنجی سزیم روی چهار مقطع 160 متری صورت گرفت. پس از اتمام عملیات و برداشت داده‌ها و پردازش‌های نهایی داده‌ها تفسیر واضح‌تری از ساختارهای زیرسطحی به خصوص گسلش و ناپیوستگی در منطقه مورد مطالعه به دست آمد. گسل دورود در این محدوده گسل سه شاخه بود که گسل شاخه F4 گسل اصلی دورود و مابقی شاخه‌های گسلی به موازات آن است.

کلیدواژه‌ها: گسل جوان اصلی زاگرس، گسل دورود، مغناطیس‌سنجی سزیم، مقاومت ویژه، GPS کینماتیکی.

مقدمه

سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های زاگرس بیشتر نشان‌دهنده گسلش معکوس بزرگ زاویه (با شیب صفحه گسلی 40° تا 50° درجه) و امتداد نزدیک به موازی با روند شمال باختری-جنوب خاوری (روند چین‌های ناحیه‌ای) است. این موضوع نشان می‌دهد که زمین‌لرزه‌ها به واسطه لغزش در طول سطح جداکننده کم‌ژرفای شیبدار اتفاق نیافتاده است و اگر لغزشی بین پی‌سنگ دگرگونی و پوشش رسوبی در بالای سازند نمکی هرمز دیده می‌شود باید بدون لرزه باشد (زند سلیمی، ۱۳۸۸: ۱۶۲).

در فلات ایران، به دلیل تراکم بالای گسل‌های جنبی از یک طرف و دقت پایین داده‌های لرزه‌ای از طرف دیگر، چشمه برخی زمین‌لرزه‌ها به بیش از یک گسل ارتباط داده شده است. افزون بر این، حرکت تدریجی در راستای بسیاری از گسل‌های جنبی، در دوره‌های زمانی طولانی، گاه به صورت خزش بوده است و زمین‌لرزه بزرگی را پدید نمی‌آورد. متأسفانه، چینه‌شناسی کواترنری و روش‌های زمین‌ریخت‌شناختی در مطالعه گسلش پویا، به جز چند مورد، در ایران به کار گرفته نشده است. باید توجه داشت که تنها آن گسل کواترنری گسل جنبی شناخته می‌شود که نشانه‌هایی از تکاپو طی هولوسن یا کواترنری پسین از خود نشان دهد. نکته قابل توجه این است که بسیاری از گسل‌های شناخته شده اگرچه در زمان‌های گذشته حرکت کرده است، ممکن است امروزه پویا نباشد. از این رو، شاخص‌های ژئومورفیکی در بررسی فعالیت‌های تکتونیکی ابزار مفید و قابل اطمینانی است، زیرا با استفاده از آن می‌توان مناطقی را به راحتی شناسایی کرد که در گذشته فعالیت‌های سریع یا کند تکتونیکی داشته است (رامیز-هیرا، ۱۹۹۸: ۳۱۷-۳۲۲). استفاده هم‌زمان از شاخص‌های ژئومورفیکی به ما امکان می‌دهد که تحلیل درستی از وضعیت تئوتکتونیکی منطقه داشته باشیم. شاخص‌های ژئومورفیکی تحول شبکه زهکشی و تغییرات جبهه کوهستان بر اثر فعالیت‌های تئوتکتونیکی را نمایان می‌سازد (همدونی و همکاران، ۲۰۰۸: ۱۷۳-۱۵۰).

شواهد ریخت‌زمین‌ساختی حاوی اطلاعات ارزش‌مندی از تاریخ فعالیت گسل است. این بررسی‌ها علاوه بر اینکه فعالیت گسل‌ها را آشکار می‌سازد، از آن می‌توان در برآورد میزان جابه‌جایی و نرخ فعالیت گسل و شناسایی گسل‌های پنهان بهره جست. از شواهد زمین‌ریخت‌شناسی می‌توان در بررسی سن نسبی گسل و تفکیک گسل‌های جنبی از گسل‌های کهن بهره جست.

بررسی الگوهای دگرریختی یکی از رهیافت‌هایی است که در روش نزدیک میدان استفاده می‌شود (بصیری، ۱۳۹۰: ۱۷۱؛ فروتن، ۱۳۸۷: ۱۹۰). برای بررسی دگرریختی‌ها در مقیاسی در حد متر تا چند ده کیلومتر، برای مثال در موقعیت نقاط مشابه، قبل و بعد از زمین‌لرزه از روش‌های نزدیک میدان استفاده می‌شود (بوربانک و آندرسون، ۲۰۱۲: ۴۷۲). منطقه گسلی، به طور معمول، همراه با ساختارهای زمین‌شناسی پیچیده است که شناخت آن به روش‌های اکتشافی نیاز دارد. به همین دلیل، برای دستیابی به اطلاعات مربوط به گسل با در نظر گرفتن زمین‌شناسی محدوده، می‌توان از روش ژئوفیزیکی به صورت هم‌زمان بهره برد. با استفاده از این روش‌ها و با تلفیقی از اطلاعات به دست آمده می‌توان پوشش پیوسته‌ای از اطلاعات زیر سطحی ناحیه، همچنین تصویر روشنی از سازوکار گسل‌های ناحیه مورد بررسی به دست آورد.

تاکنون گسل دورود گسل یکپارچه‌ای با طول ۱۰۰ کیلومتر معرفی شده است. تمامی مطالعات قبلی در راستای فعالیت‌های لرزه‌ای دشت سیلاخور و شهرستان چالانچولان صورت گرفته است. با انجام مطالعات در مقیاس کوچک‌تر و بررسی جریات بیشتر در امتداد گسل مطابق با مطالعات کمالی و همکاران (۱۳۹۶) این گسل به سه قطعه تقسیم شد که هر قطعه نرخ فعالیت زمین‌ساختی متفاوتی از قطعه کناری خود داشت.

در این پژوهش به بررسی مسیر و فعالیت زمین‌ساختی گسل دورود در قطعه دوم پرداخته‌ایم. این قطعه از جنوب دریاچه گهر با طول ۴۹ کیلومتر تا شمال شهرستان دورود ادامه دارد. همچنین، طولی‌ترین قطعه از گسل شناخته شده در مسیر خود و باعث ایجاد زمین‌دیس‌های متعدد شده است.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه در پهنه چین‌خورده-رانده زاگرس واقع شده است (طالبیان و جکسون، ۲۰۰۴: ۵۰۶-۵۲۶). زاگرس چین‌خورده بخشی از محدوده چین‌رانده زاگرس است. کمر بند چین‌رانده زاگرس (ZFTB) به واسطه فروافتادگی دزفول به دو ایالت فارس و لرستان تقسیم می‌شود. تغییرات ساختاری و توپوگرافی باعث تقسیم‌بندی این کمر بند به دو قلمرو با روندهای SW, NE شده است (آگارد و همکاران، ۲۰۱۱: ۳۴-۱).

۱. کمربند چین‌خورده ساده (SFB) تا محدوده خلیج فارس به صورت چین‌هایی با طول موج صدها کیلومتر به صورت نسبتاً منظم ادامه یافته است (فالکن، ۱۹۷۴: ۱۹۹-۲۱۱؛ سپهر و گاسگرو، ۲۰۰۴: ۸۲۹-۸۳۴؛ موترا و همکاران، ۲۰۰۶: ۳۳۶-۳۵۶). این کمربند شامل چندین گسل اصلی پنهان است (بربریان، ۱۹۹۵: ۱۹۳-۲۲۴؛ لوترمی و همکاران، ۲۰۱۰: ۱۲۱-۱۳۸).

۲. زاگرس مرتفع، دارای ارتفاع بیشتری نسبت به کمربند چین‌خورده است.

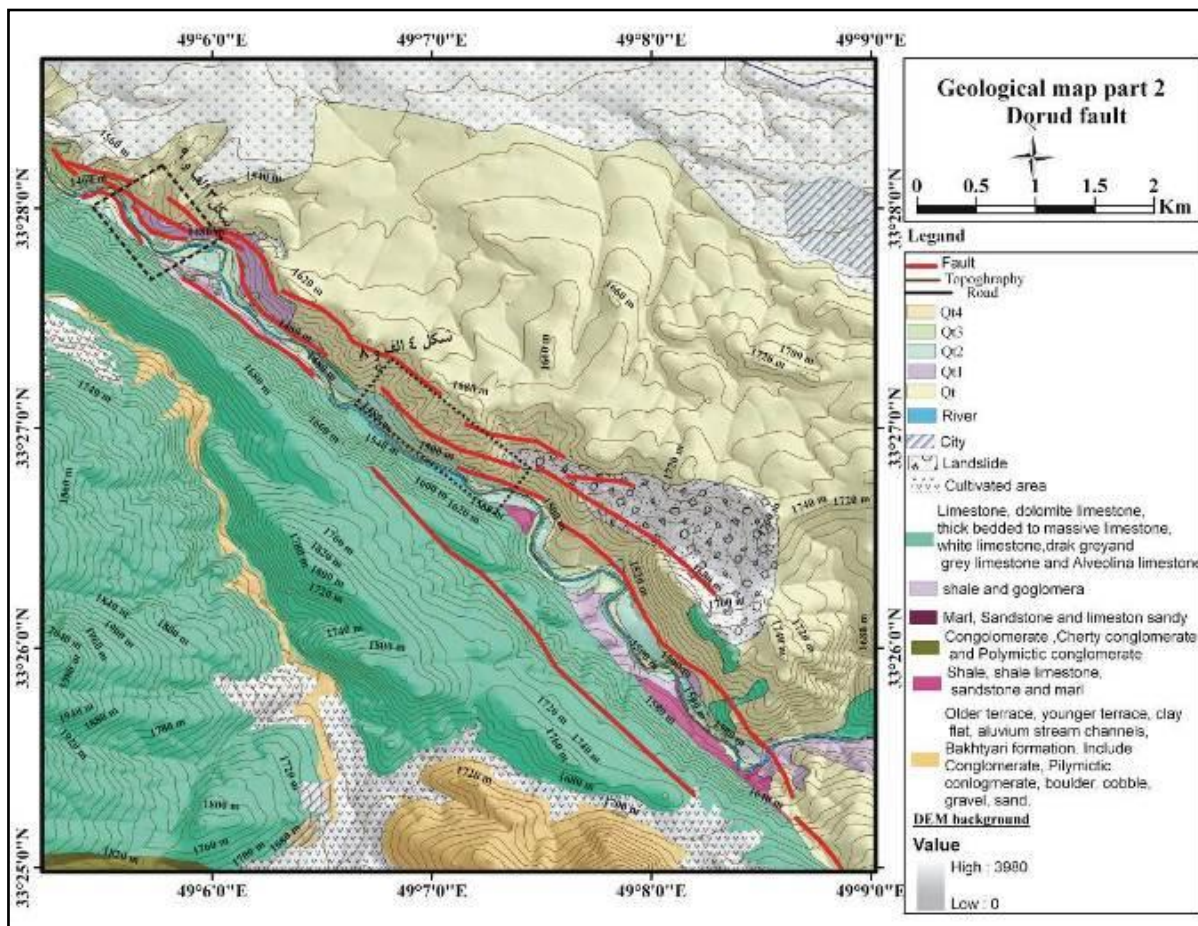
گسل اصلی جوان زاگرس گسل کواترنری با عملکرد امتداد لغز راست‌بر است (چالنگو و براود، ۱۹۷۴: ۲۲۱-۲۴۱؛ حسامی، ۲۰۰۱). گسل اصلی جوان زاگرس را در نقشه گسل‌های فعال ایران گسل کواترنری معرفی کرده‌اند. دلیل آن را جابه‌جایی عوارض سطحی کواترنر بیان داشته‌اند. قطعات گسل اصلی جوان زاگرس در ۳۳ تا ۳۵ درجه عرض شمالی واقع شده، و از جنوب‌خاور به سمت شمال باختر عبارت است از گسل نهاوند، گسل گارون، گسل صحنه و گسل مروارید (چالنگو و براود، ۱۹۷۴: ۲۲۱-۲۴۱). منطقه مورد بررسی قطعه دوم از گسل دورود بین ۱۰' ۳۳° تا ۲۵' ۳۳° درجه عرض شمالی و ۰۵' ۴۹° تا ۲۵' ۴۹° درجه طول خاوری واقع شده است (شکل ۱).

در واقع، گسل اصلی جوان زاگرس زون باریکی است متشکل از قطعات گسلی منفرد با آرایش پلکانی (e-echelon) که در زون برشی راست‌بر بین ایران مرکزی و نوار چین‌خورده-رانده زاگرس شکل گرفته است. گسل اصلی جوان زاگرس، از نظر شواهد ریخت‌شناسی و ساختاری در گستره زاگرس کاملاً مشخص است و سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها و نیز پتانسیل لرزه‌خیزی آن کاملاً متمایز از کمربند چین‌خورده-رانده زاگرس است (بربریان، ۱۹۹۵: ۱۹۳-۲۲۴). در عمل، همه قطعات گسل اصلی عهد حاضر زاگرس در سه دسته برش‌های ریدل (گسل دورود، گسل نهاوند و گسل مروارید)، برش‌های نوع P (گسل صحنه و گسل قیلاباد) و ساختارهای کششی (گسل قلعه حاتم، فرونشست دشت سیلاخور و نهاوند) قرار دارد (چالنگو و براود، ۱۹۷۴: ۱۹۳-۲۲۴؛ بربریان، ۱۹۹۵: ۱۹۳-۲۲۴؛ میرزایی، ۲۰۰۳: ۴۴۶-۴۶۰؛ حیدری و میرزایی، ۱۳۸۸: ۸۳-۹۶). دورود، نهاوند و صحنه این گسل نسبت به قطعات شمال باختری (گسل‌های پیرانشهر و مروارید) که در سکون لرزه‌ای قرار دارد، فعال‌تر است. طبق مطالعات سپهوند و همکاران (۲۰۱۲)، گسل قلعه حاتم گسل عادی نیست، بلکه گسلی امتدادلغز راست‌بر است.

برای محاسبه مقدار جابه‌جایی‌ها روی صفحه گسل پس از اعمال مراحل نرم‌افزاری روی مدل ارتفاعی رقومی DEM حاصل از برداشت‌های GPS کنیماطیکی در نرم‌افزار Surfer، به صورت عمود بر راستای گسل و در جهت عوارض ریخت‌زمین‌ساختی جابه‌جاشده نیمرخ‌های مورد نظر رسم شد و با انجام مراحل نرم‌افزاری مربوط، از این نیمرخ‌ها به همراه نقاط برخورد آن با گسل خروجی dat گرفته و این فایل‌ها وارد نرم‌افزار Grapher شد. نیمرخ‌های مربوط تحلیل شد، به این صورت که محل گسل از روی تأثیرات بر جای گذاشته روی نیمرخ شناسایی و با توجه به شیب گسل، دو خط مماس طوری رسم شد که از شکل غالب مقاطع‌های توپوگرافی تبعیت و تا حد امکان از محل برخورد گسل با مقاطع‌های توپوگرافی عبور کند. این دو خط مماس امتداد یافت تا گسل را قطع کند. فاصله بین دو نقطه‌ای که دو خط مماس را قطع کرد مقدار جابه‌جایی قائم روی سطح زمین را نشان می‌دهد.

دو روش ژئوفیزیکی شامل مقاومت‌سنجی با دو آرایش دوقطبی-دوقطبی و C.R.P و مغناطیس‌سنجی سزیم در مطالعات و جانمایی گسل استفاده شد. نخست، برداشت‌های ژئوالکتریکی با استفاده از روش مقاومت‌سنجی و با آرایش دوقطبی-دوقطبی روی پروفیل ۰ شامل ۹۶ نقطه و پروفیل ۸۰ شامل ۱۰۴ نقطه انجام شد که بیشترین مقدار برای مقاومت ویژه ظاهری ۱۰/۷ و کمترین مقدار ۷/۲ اهم‌متر برداشت شده است. برداشت‌های ژئوالکتریکی به روش مقاومت‌سنجی با آرایش C.R.P با مشخصات $OA=50\text{ m}$ و $MN=20\text{ m}$ نیز شامل دو پروفیل با ۷۰ نقطه و در مجموع ۱۴۵ نقطه صورت پذیرفت. در ادامه، به منظور تعیین تغییرات جانبی مقاومت زمین‌برداشت‌های مقاومت‌سنجی با آرایش C.R.P با مشخصات $OA=50\text{ m}$ و $MN=20\text{ m}$ روی پروفیل ۰ شامل ۳۳ نقطه و پروفیل ۸۰ شامل ۳۷ نقطه انجام شد

که بیشترین مقدار برای مقاومت ویژه ظاهری ۱۳۵ و کمترین مقدار ۱۳ اهمتر برداشت شده است. برداشتها به روش مغناطیس سنجی نیز روی چهار پروفیل ۰، ۴۰، ۸۰ و ۱۰۰ به صورت متوالی شامل ۰/۶۴ کیلومتر خطی برداشت شد. بیشترین مقدار برای میدان کل مغناطیسی ۴۷۲۰۷ و کمترین مقدار ۴۶۹۲۲ نانوتسلا برداشت شد. ترسیم نمودارهای C.R.P با استفاده از برنامه اکسل و پردازش نهایی داده‌های GPR با نرم‌افزار Radexplorer و داده‌های مغناطیس‌سنجی با نرم‌افزار Geosoft صورت پذیرفت.



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده محدوده گسل دورود (اقتباس از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ دورود، شرکت نفت، گودزی)

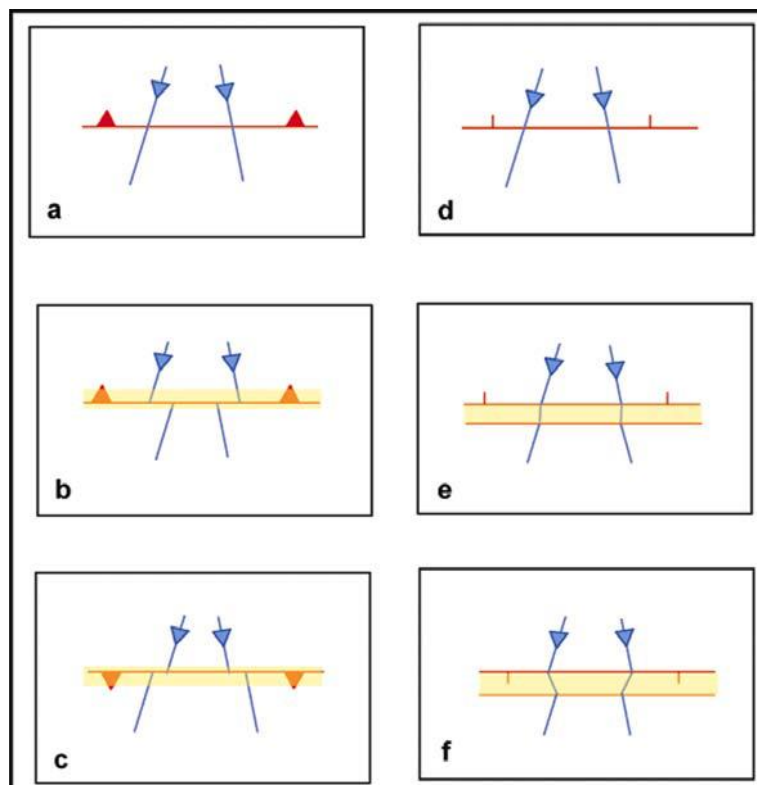
یافته‌ها

تحلیل ریخت‌زمین‌ساختی

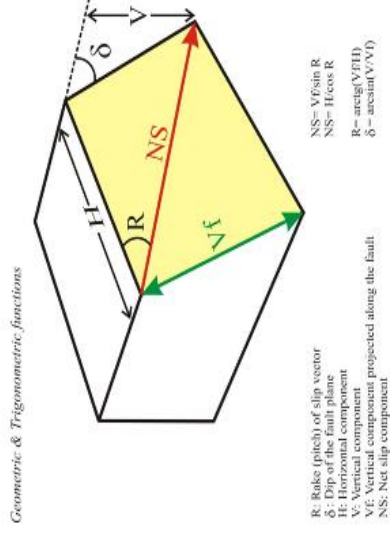
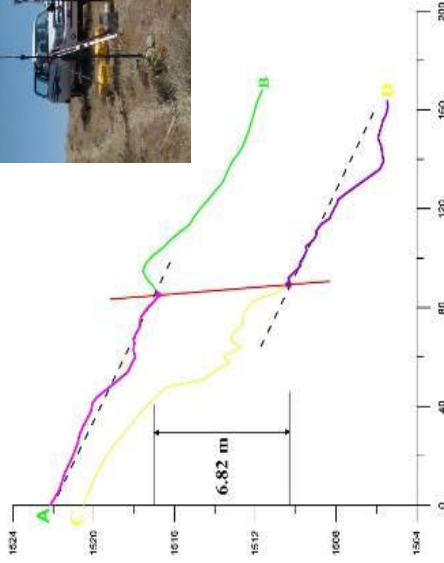
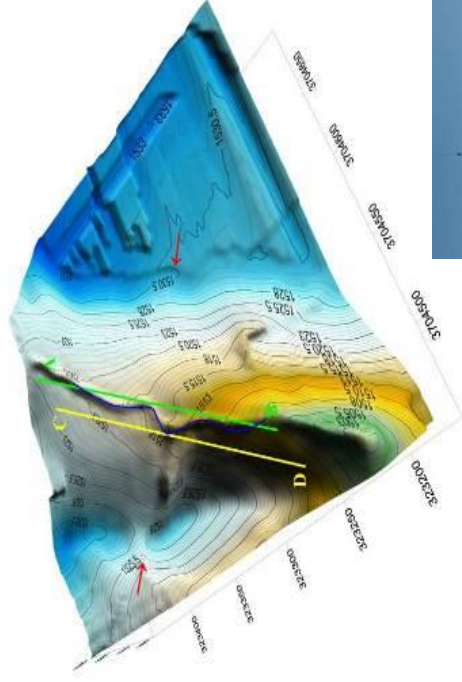
شاخص‌های ژئومورفیکی در نقاط مختلف دنیا و ایران در بررسی تکتونیک فعال استفاده می‌شود. از این میان، می‌توان به موارد زیر اشاره کرد. بول و مک‌فادن (۱۹۷۷: ۲۳۶-۲۲۱) در مطالعه پادگانه رودخانه‌ای به این نتیجه رسیدند که پادگانه‌های رودخانه‌ای و نیم‌رخ طولی رودخانه‌ها تحت تأثیر حرکات تکتونیکی متحول شده است. کلو و پینتر (۱۹۹۶: ۲۹۹-۳۰۸) برای نخستین‌بار از علم مورفوتکتونیکی به‌عنوان تکتونیک ژئومورفولوژی یاد کردند و شاخص‌های کمی ژئومورفیکی را برای بررسی حرکات تکتونیکی گسترش دادند. هرمس و همکاران (۲۰۱۰) با پارامترهای کمی حوضه‌های زهکشی و مخروط‌افکنه‌های وابسته به آن توانستند اطلاعات بارزشی در مورد نوزمین‌ساخت و در نتیجه ارزیابی پتانسیل لرزه‌خیزی مناطق در اختیار کارشناسان قرار دهند. حسامی و همکاران (۲۰۰۶: ۱۴۸-۱۴۳) گسل‌های امتداد لغز، عوارض ریخت‌ساختی در سطح زمین را به‌صورت افقی جابه‌جا کردند. ناهمواری‌های عمودی در درازای خط گسل عموماً ناشی از

فرسایش یا جابه‌جایی توپوگرافی در امتداد گسل است و به شکستگی ناحیه‌ای ارتباطی ندارد. جابه‌جایی افقی تنها زمانی قادر به ایجاد ناهمواری عمودی است که یا گسل به‌طور جانبی ناهمواری‌های توپوگرافی را انتقال دهد یا امتداد گسل از جهت لغزش محض منحرف شود که این خود منجر به تشکیل ساختارهای فشارشی-برشی و کششی-برشی می‌شود. جابه‌جایی کانال‌های رودخانه‌ای زمانی در تفسیر زمین‌لرزه‌های پارینه و نرخ فعالیت زمین‌ساخت کمک می‌کند که رودخانه مسیر خود را با راستای قبلی (در حد فاصل هر دو زمین‌لرزه متوالی) در عرض گسل ادامه دهد. با در نظر گرفتن تمایل رودخانه‌ها به انحراف جانبی در طول پهنه گسلی، دور از انتظار است که پس از هر جابه‌جایی، چنین بازسازی مجددی در مسیر رودخانه اتفاق بیافتد. بنابراین، جابه‌جایی‌های جانبی ثبت‌شده توسط کانال‌های جریان‌ی مجاور هم بیشتر زمین‌لرزه‌های مکرر را منعکس می‌کند تا مقادیر مربوط به رویدادهای مجزا و منفرد را (حسامی و همکاران، ۲۰۰۶: ۱۴۳-۱۴۸). طبق نظر، نظری (۲۰۰۶: ۲۱۸) گسل در مسیر خود ممکن است باعث جابه‌جایی عوارض ساختاری چون آبراهه‌ها شود. در شکل ۲ الگویی از جابه‌جایی‌های رخ داده در مسیر گسل با توجه به نوع سازوکار گسل ارائه شده است که بسته به اینکه شیب گسل با شیب توپوگرافی هم‌جهت یا مخالف آن باشد، الگوهای متفاوتی ایجاد می‌کند. بخش‌های a، b و c در شکل ۲ نشان‌دهنده ساختارهای است که در اثر گسل با مؤلفه معکوس تشکیل می‌شود. در بخش b، شیب گسل و توپوگرافی مخالف هم و در بخش c، شیب‌ها موافق است. همچنین، بخش‌های d، e و f الگوهای متأثر از گسل با مؤلفه عادی را نشان می‌دهد. در این الگوها هم با توجه به خلاف جهت و هم‌جهت بودن شیب‌های گسل و توپوگرافی، به‌ترتیب الگوهای e و f تشکیل خواهد شد.

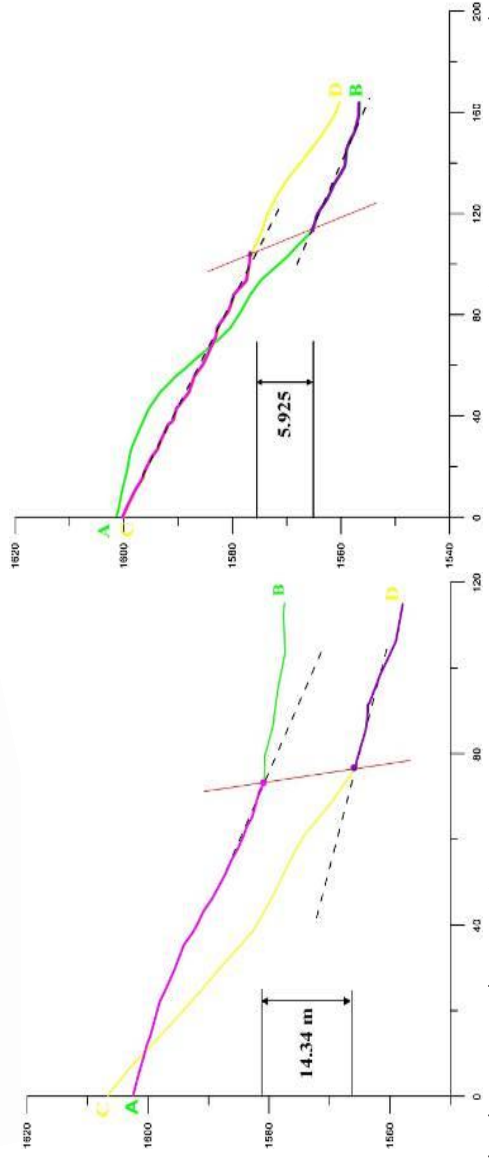
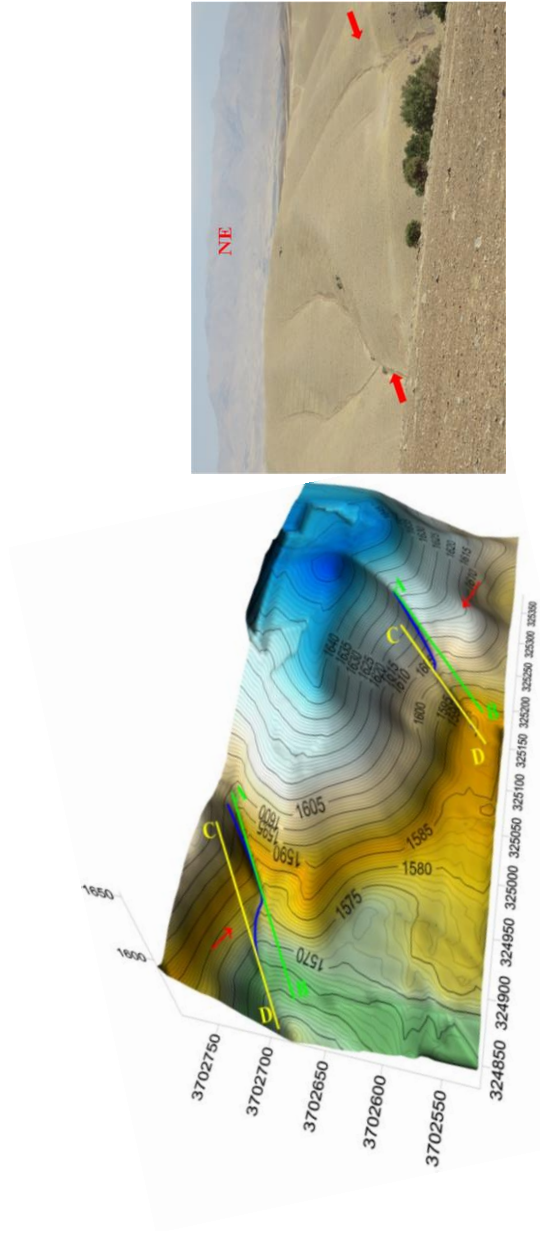
مقدار جابه‌جایی قائم روی صفحه گسل و مقدار جابه‌جایی افقی در راستای گسل به‌طور معمول با مقادیر جابه‌جایی اندازه‌گیری‌شده روی سطح زمین با مقادیر واقعی آن روی صفحه گسل متفاوت است و تصحیحات لازم باید اعمال شود. بر این اساس، با استفاده از مدل ارتفاعی رقومی و نقشه توپوگرافی رقومی از گستره مورد بررسی، می‌توان با بهره‌گیری از روش هندسی و روابط مثلثاتی، مقادیر دقیق جابه‌جایی را محاسبه کرد (شکل ۳ ج).



شکل ۲. الگوی جابه‌جایی مایل لغز آبراهه‌ها در اثر عملکرد گسل در بخش‌های a، b و c مرتبط با گسل معکوس و در بخش‌های e، d و f گسل نرمال (نظری، ۲۰۰۶: ۲۱۸)



شکل ۳. الف) تصویر صحرایی از محل برداشت داده‌های GPS RTK با مربع قرمز و مسیر گسل با پیکان‌های قرمز مشخص شده است (ایستگاه ۱). ب) مدل ارتفاعی به دست آمده از برداشت‌های صحرایی (با سیستم مختصات UTM)، ج) نمایی از صفحه گسل و پارامتر شده (نظری، ۲۰۰۶: ۲۱۸) د) آماده‌سازی GPS به منظور پیمایش صحرایی، ه) نیم‌رخ‌های حاصل در مسیر آبراهه

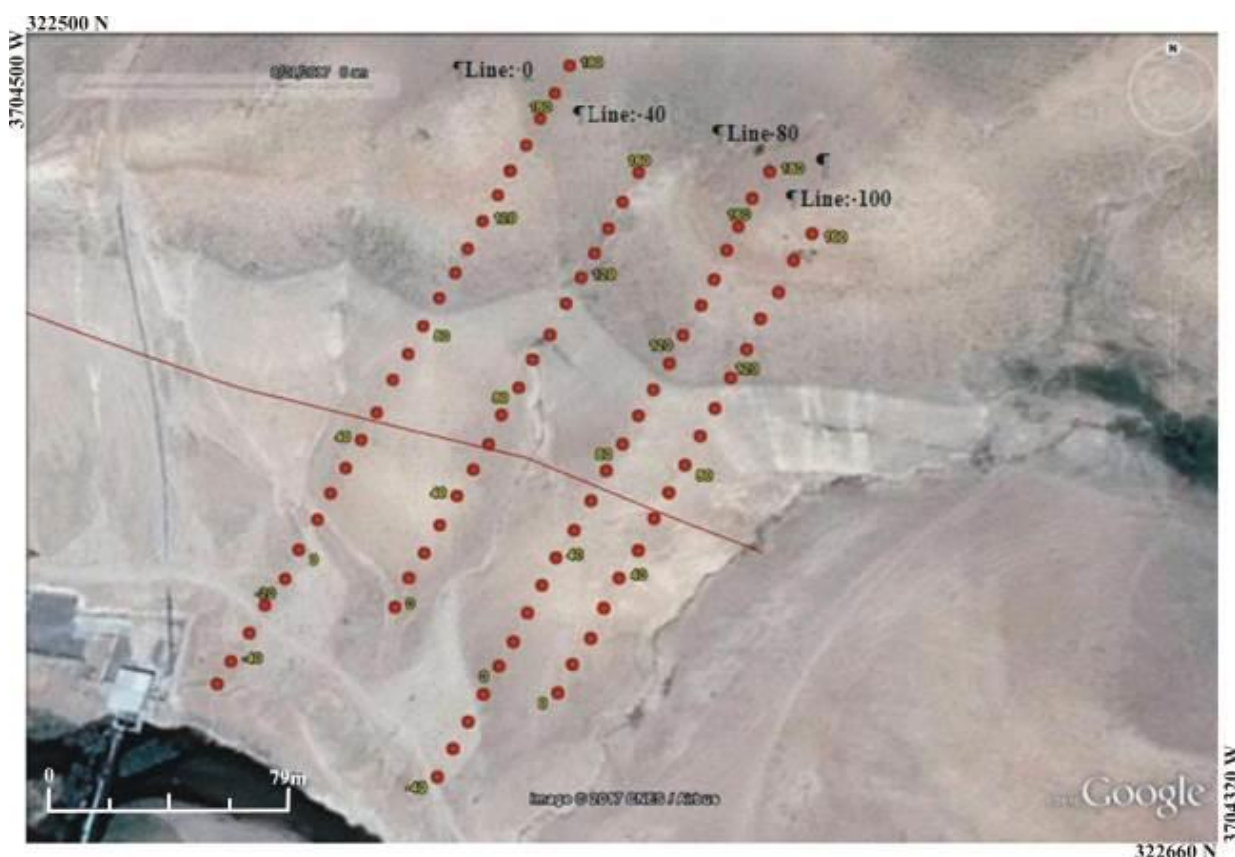


شکل ۴. الف) تصویر صحرایی از محل برداشت داده‌های GPS RTK و مسیر گسل با پیکان‌های قرمز مشخص شده است (ایستگاه ۲ و ۳)، ب) مدل ارتفاعی به دست آمده از برداشت‌های صحرایی (با سیستم مختصات UTM)، ج) نیمرخ‌های حاصل در مسیر آبراهه جابه‌جاشده در ایستگاه ۲ و د) نیمرخ حاصل از مسیر آبراهه جابه‌جاشده در ایستگاه ۳

مدل ارتفاعی رقومی، نقشه توپوگرافی رقومی و پروفیل‌های توپوگرافی به منظور محاسبه پارامترهای ریخت‌زمین‌ساختی روی گسل دورود تهیه شد. از آنجا که در گستره این جابه‌جایی‌ها، شیب سطح توپوگرافی تقریباً افقی تا شیب‌دار و شیب سطح گسل نزدیک به قائم فرض شده است، با استفاده از روابط ساده مثلثاتی در برآورد زاویه ریک ممکن است نتیجه قابل‌قبولی داشته باشد. این روش روی مدل ارتفاعی رقومی این جابه‌جایی‌ها انجام شد (شکل ۳ و ۴).

بررسی‌های ژئوفیزیکی

هدف از برداشت‌های مقاومت ویژه تعیین توزیع زیرزمینی مقاومت ویژه با استفاده از اندازه‌گیری‌های سطحی است. از این اندازه‌گیری‌ها مقاومت ویژه واقعی توده‌های زیرسطحی تخمین پذیر است. برداشت‌های مقاومت ویژه تصاویری از تغییرات مقاومت ویژه ساختارهای زیرسطحی در اختیار قرار می‌دهد. برای تبدیل این تصاویر به تصاویر زمین‌شناسی، اطلاعاتی در خصوص مقادیر مقاومت ویژه انواع ساختارهای زیرسطحی، همچنین زمین‌شناسی محیط تحت بررسی اهمیت دارد. در سونداژهای ژئوالکتریکی، تغییرات عمقی مقاومت ویژه و لایه‌بندی‌های موجود، با استفاده از آرایش‌هایی بررسی می‌شود که فاصله میان بعضی الکترودها یا همه آن‌ها به‌طور متقارن افزایش می‌یابد. مقادیر مقاومت ویژه با توجه به فاصله و روی نمودارهای لگاریتمی (هر دو محور لگاریتمی) رسم می‌شود. در روش‌های مغناطیسی معمولاً میدان کلی یا مؤلفه قائم اندازه‌گیری می‌شود. با توجه به اینکه میدان مغناطیسی دارای دو قطب و نیز راستاست، تفسیر نقشه‌های مربوط پیچیده‌تر از سایر روش‌هاست. چهار پروفیل ۰، ۴۰، ۸۰ و ۱۰۰ به‌صورت متوالی شامل ۰/۶۴ کیلومتر خطی برداشت شد (شکل ۵).



شکل ۵. نقشه موقعیت مکانی نیمرخ‌های برداشت در محدوده مورد مطالعه

بررسی نتایج مقاومت ویژه

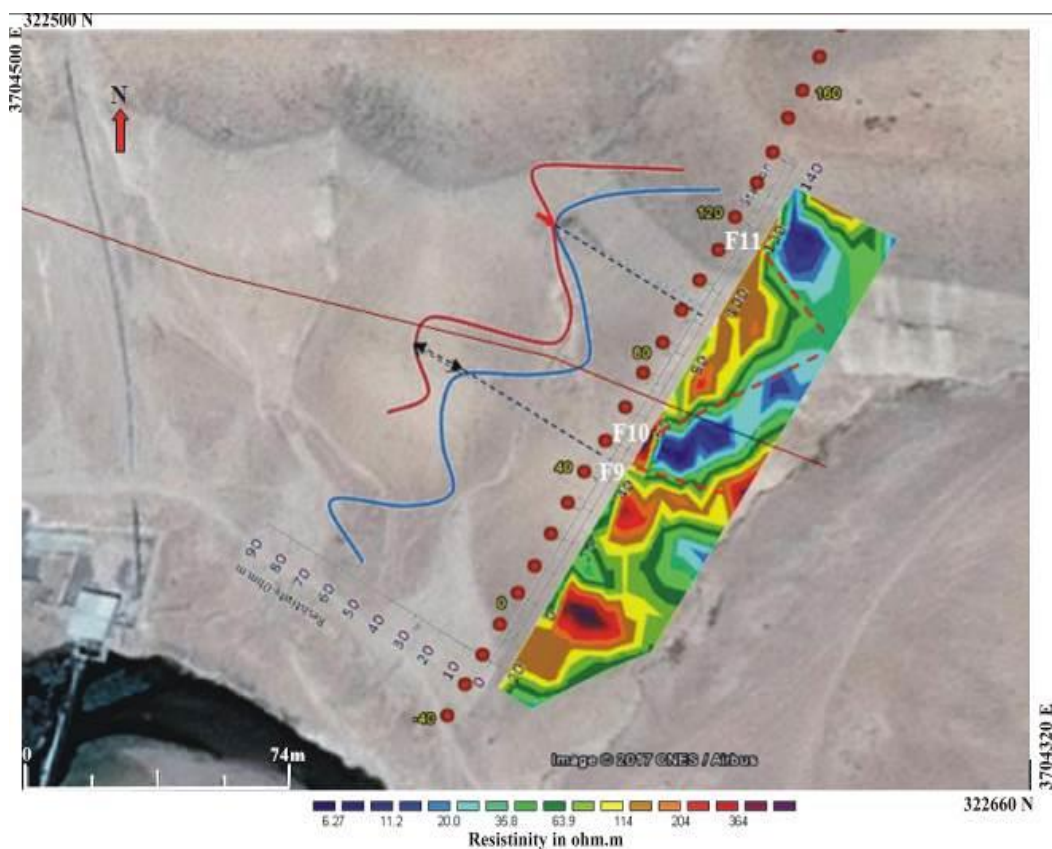
در مدل معکوس مقاومت ویژه، با اعمال تصحیح توپوگرافی بخش‌هایی به صورت خطچین مشخص می‌شود که اولویت‌های اصلی همبری یا گسل احتمالی است. در این مدل بخش‌هایی با مقاومت بالا و بخش‌هایی نیز با مقاومت پایین تشخیص پذیر است. قرارگرفتن این دو بخش در کنار یکدیگر نشان‌دهنده همبری یا گسل احتمالی در آن بخش است. در نمودار C.R.P مناطق که منحنی‌ها یکدیگر را قطع می‌کند و مناطقی که اختلاف مقدار مقاومت ویژه در دو منحنی به مقدار زیادی افزایش می‌یابد مناطق مستعد وجود همبری یا گسل احتمالی شناخته می‌شود. در نمودار C.R.P منحنی‌های جلو و عقب در دو نقطه یکدیگر را قطع می‌کند و در نقاطی که اختلاف زیاد مقاومت در دو منحنی از هم فاصله داشته باشد از بخش‌های مستعد وجود همبری یا گسل احتمالی است. در تمامی نقشه‌های زمین‌شناسی خط قرمز شکل‌های ۶، ۷ و ۸ ب گسل دورود را نشان می‌دهد. در این راستا، به منظور تعیین روند اصلی این گسل، مطالعات ژئوفیزیکی به دو روش صورت گرفت. شکل ۶ الف تلفیق نمودار حاصل از پیمایش C.R.P و مقطع دوبعدی مقاومت ویژه پروفیل شماره ۰ را روی عکس هوایی نشان می‌دهد. همان‌طور که در نتایج حاصل از برداشت دوقطبی - دوقطبی و C.R.P مشخص شد، مناطقی بین ایستگاه‌های ۴۰ تا ایستگاه ۶۰ که در مقطع دوبعدی مقاومت ویژه با F7 و F8 مشخص شده است، از مناطق مستعد همبری یا گسل احتمالی است. بخشی که در مقطع دوبعدی مقاومت ویژه با F7 مشخص شده است و مطابق با ایستگاه ۹۰ است، به احتمال بسیار زیاد همبری بین دو جنس مختلف از زمین و منطبق با خط ساحلی قدیمی است. شکل ۶ ب نیز تلفیق نمودار حاصل از پیمایش C.R.P و مقطع دوبعدی مقاومت ویژه پروفیل شماره ۸۰ روی عکس هوایی را نشان می‌دهد. همان‌طور که هم در نتایج حاصل از برداشت دوقطبی - دوقطبی و هم در برداشت C.R.P مشخص شد، بین ایستگاه‌های ۴۰ تا ایستگاه ۶۰ منطقه مستعدی برای جانمایی همبری یا گسل‌های احتمالی F'9، F'10 و F'11 است. منطقه‌ای بین ایستگاه‌های ۱۱۰ تا ایستگاه ۱۲۰ نیز به احتمال زیاد مربوط به همبری و تغییر در جنس زمین و منطبق با خط ساحلی قدیمی است.

بررسی نتایج مغناطیس‌سنجی

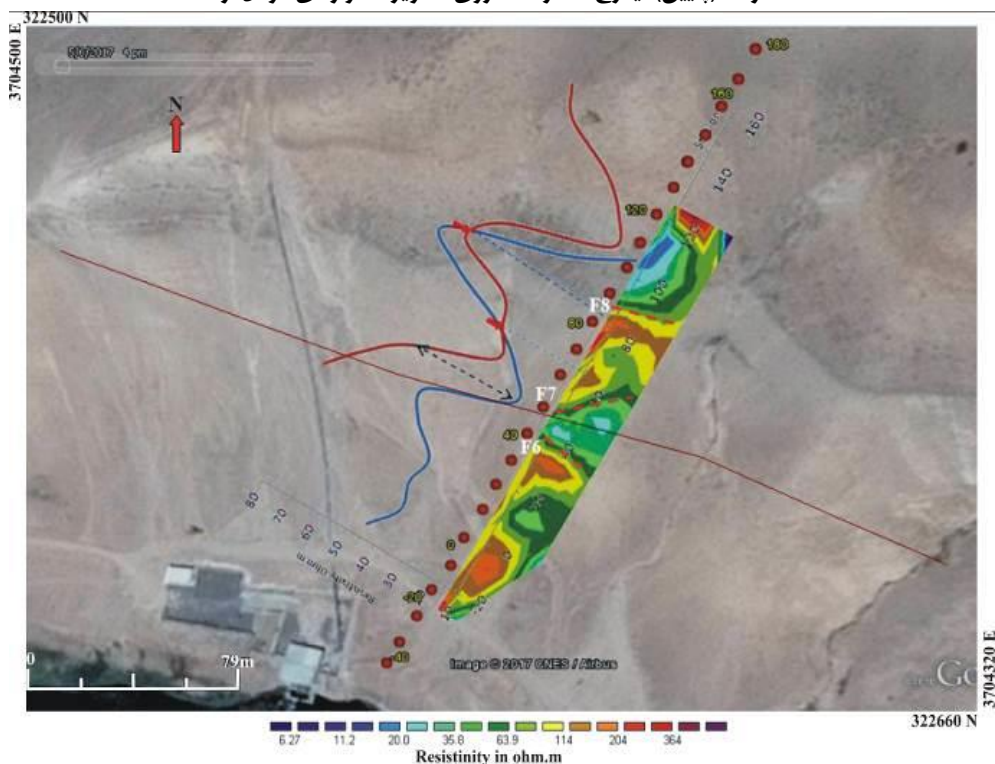
در این روش، با در نظر گرفتن اینکه گسل معمولاً از یک شیار مستقیم و مرتب تشکیل نشده و شامل ناحیه‌ای با تغییر شکل‌های پیچیده زمین است که به آن «منطقه گسلی» گفته می‌شود، تشخیص اثر همبری یا اثر گسل احتمالی از روی نتایج حاصل از مطالعات ژئوفیزیکی به سادگی امکان‌پذیر نیست و داشتن اطلاعات زمین‌شناسی از منطقه کمک زیادی در این زمینه است. در شکل ۷ الف، چنانچه در نقشه شدت کل مغناطیس دیده می‌شود، بی‌هنجاری خطی در دو راستای افقی و عمودی تفکیک‌پذیر و رویت‌پذیر است. این بخش‌ها به‌عنوان همبری یا گسل احتمالی با خطچین با نمادهای F'3، F'4 و F'5 مشخص شده است. این‌گونه بی‌هنجاری‌های خطی ممکن است دلیلی بر وجود عوارض زیر سطحی مانند ناپیوستگی‌ها یا اثر سازه‌های تاریخی مدفون مانند دیواری قدیمی باشد. خطچین F'4 که بین ایستگاه‌های ۳۰ تا ۴۰ قرار دارد اهمیت بیشتری دارد. این بخش انطباق بیشتری با نتایج حاصل از برداشت مقاومت ویژه الکتریکی دارد و خطچین‌های F'3 و F'5 به احتمال زیاد مربوط به تغییر جنس و وجود همبری است. محل قرارگیری F'5 انطباق خوبی با محل خط ساحلی قدیمی دارد که در عکس هوایی این موضوع بهتر مشخص می‌شود. در شکل ۷ ب جانمایی نقشه شدت کل میدان مغناطیسی در محدوده روی تصویر ماهواره‌ای این منطقه رسم شده است (اله‌وردی و همکاران، ۱۳۹۶).

بحث و نتیجه‌گیری

گاهی در طول یک گسل راستالغز می‌توان هم ساخت‌های همگرا و هم ساخت واگرا را مشاهده کرد. این ساختارها به‌طور معمول در محل خم یا فراگام گسله دیده می‌شود. خم‌ها و فراگام‌های گرفتاری ممکن است محل تشکیل دپشته‌های امتداد لغز فشارشی و خم‌ها و فراگام‌های رهایی ممکن است محل تشکیل دپشته‌های امتداد لغز کششی باشد (قاسمی، ۱۳۸۷: ۳۲۰). بر این اساس و با توجه به نتایج به‌دست‌آمده از مطالعات ژئوفیزیکی، گسل دورود در این قطعه به صورت



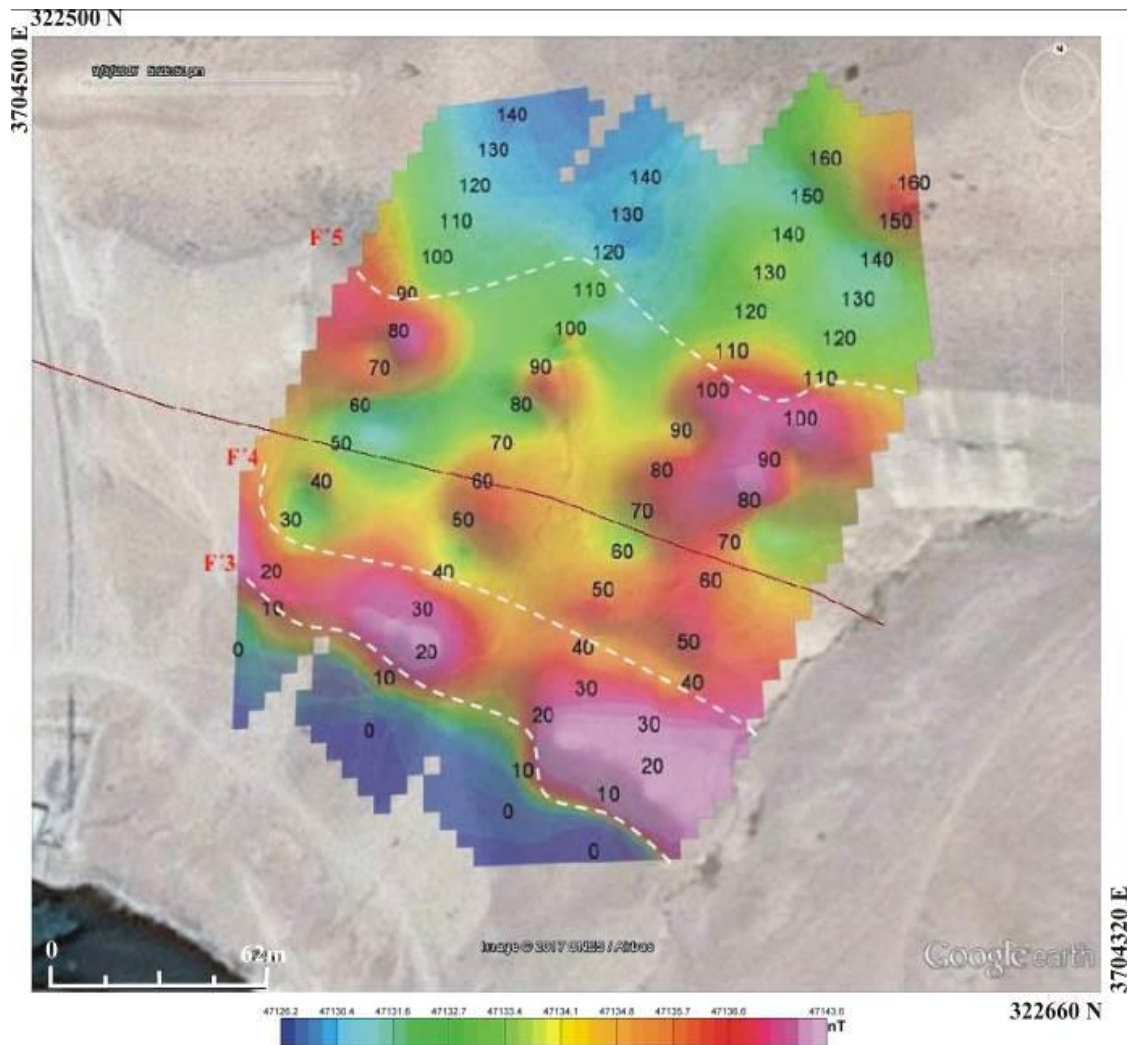
شکل ۶. تلفیق نمودار حاصل از پیمایش C.R.P و مقطع دوبعدی مقاومت ویژه (بالا) نیمرخ شماره ۰ + روی تصویر ماهواره‌ای گوگل ارث، (پایین) نیمرخ شماره ۸۰ + روی تصویر ماهواره‌ای گوگل ارث

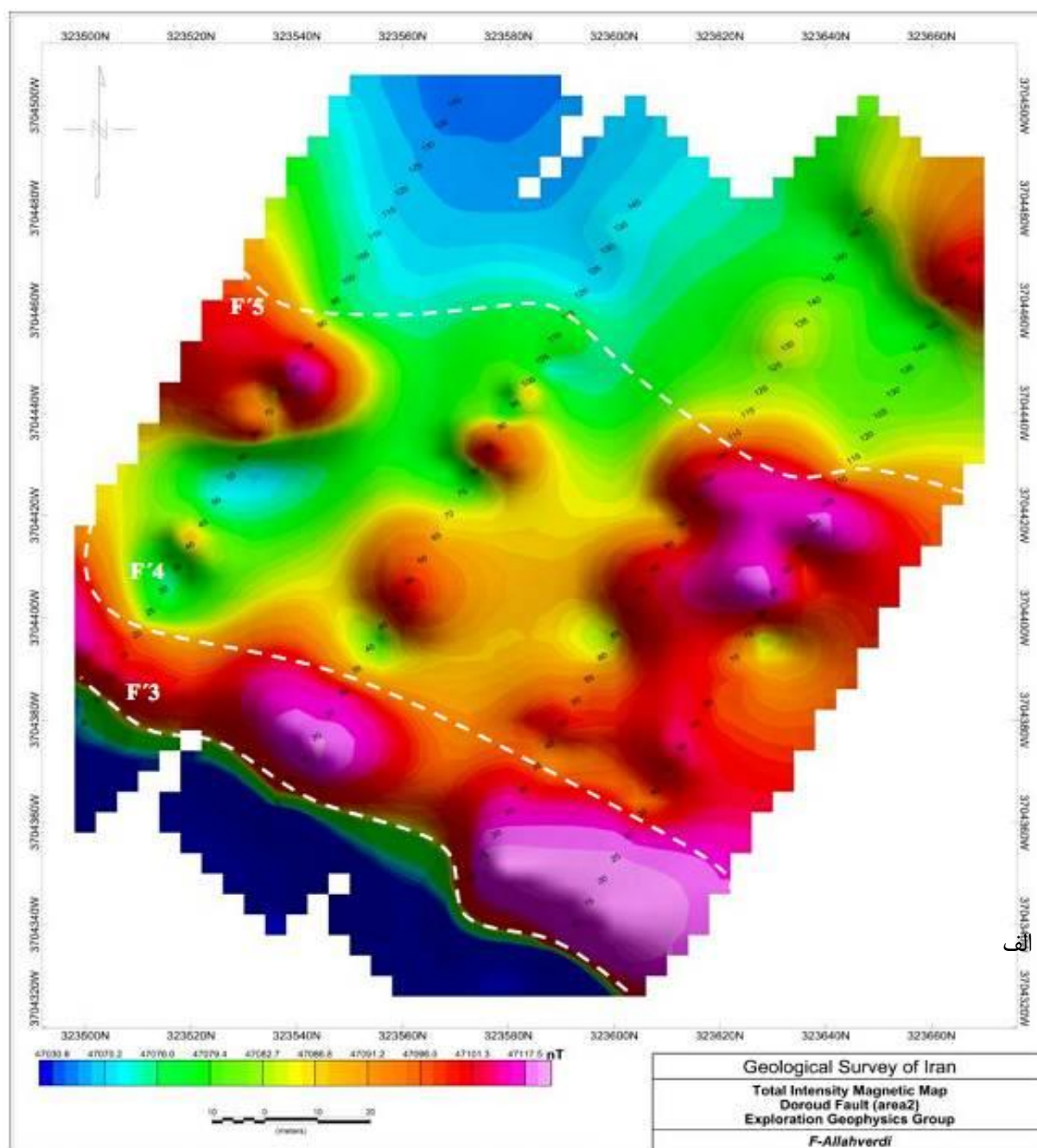


شکل ۶. تلفیق نمودار حاصل از پیمایش C.R.P و مقطع دوبعدی مقاومت ویژه (بالا) نیمرخ شماره ۰ + روی تصویر ماهواره‌ای گوگل ارث، (پایین) نیمرخ شماره ۸۰ + روی تصویر ماهواره‌ای گوگل ارث

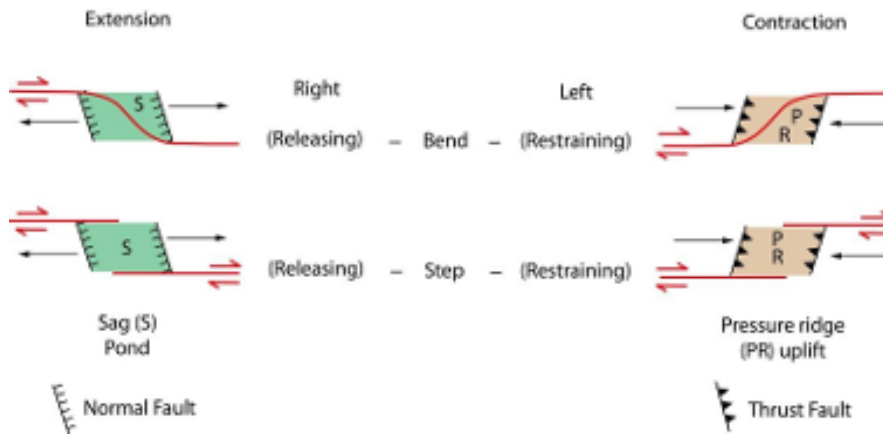
مجموعه‌ای گسلی با آرایش پلکانی است. این نوع آرایش مرتبط با فعالیت گسل را می‌توان در منطقه با شواهدی چون فراگام فشاری پشته در حال رشد و زمین‌لغزش شاهد بود (شکل ۸ و ۹). در این راستا، با توجه به این شواهد و فراوانی آن‌ها در مسیر گسل یا جابه‌جایی محور آبراهه‌ها و چین‌ها، به اندازه‌گیری نرخ جابه‌جایی‌های افقی و قائم رخ داده در اثر فعالیت گسل پرداخته شده است.

بر اساس نتایج به‌دست آمده از مطالعات ریخت‌زمین‌ساخت، مقادیر جابه‌جایی‌های تجمعی به‌دست آمده به‌همراه زوایای ریک گسل در جدول ۱ آمده است. همگی تأیید بر نرخ فعالیت زمین‌ساختی بالایی منطقه است. گسل دورود با عبور از واحدهای رسوبی کواترنری، طبق نظر بربریان (۲۰۱۴: ۶۱۶)، مرز بین دو ورقه عربی و ایران و محل انباشت رسوبات حاصل از فرسایش دو زون ساختاری سنندج سیرجان زاگرس مرتفع است. گسل دورود با عبور از این رسوبات در بعضی مناطق به سطح نرسیده است، بلکه در زیر رسوبات پنهان شده است که شواهد فعالیت آن در مطالعات مشخص شده است. منطقه مورد مطالعه قطعه دوم از گسل دورود است.





شکل ۷. الف) نقشه شدت کل میدان مغناطیسی محدوده مطالعه، ب) نقشه شدت کل میدان مغناطیسی روی تصویر ماهواره‌ای گوگل ارث (خطچین سفید رنگ همبری یا گسل احتمالی است)



شکل ۸. تغییر محل گسل‌های راستالغز به صورت خم یا فراگام سبب می‌شود، به طور محلی در راستای گسل کشش یا فشارش روی دهد (برگرفته از کرول، ۱۹۷۴؛ دیبلی، ۱۹۷۷)، (ب) دو گسل راستالغز با مؤلفه شیب لغز نرمال (با خطچین قرمز)، با آرایش موازی فراگام رهایی بین دو گسل تحت کشش دچار زمین لغزش (محدوده با خطچین صورتی)



شکل ۹. زمین لغزش ایجادشده در اثر فعالیت شاخه‌ای از گسله‌های پلکانی. مسیر گسل با مثلث‌های قرمز مشخص شده است. جهت دید به سمت جنوب خاور

جدول ۱. نتایج حاصل از مطالعات ریخت‌زمین‌ساختی، (H) جابه‌جایی تجمعی افقی روی گسل، (V_F) جابه‌جایی تجمعی قائم روی سطح گسل، (V_{MAX}) جابه‌جایی تجمعی قائم گسل، (NS) جابه‌جایی تجمعی خالص، (R) زاویهٔ ریک

شمارهٔ ایستگاه	R	N(S)(m)	V _{MAX} (m)	V _F (m)	H(m)
۱	۱۷°	۲۲/۵۸	۶/۸۲	۶/۵۸	۲۱/۵۹
۲	۲۹°	۱۱/۴۹	۵/۹۲	۵/۵۷	۱۰/۰۵
۳	۴۴°	۱۹/۴۰	۱۴/۳۴	۱۳/۴۸	۱۳/۹۴

طبق نتایج به‌دست‌آمده از بررسی‌های انجام‌گرفته در این پژوهش روی گسل دورود، مطالعات شواهد صحرایی و زاویهٔ ریک به‌دست آمده از برداشت‌های RTK به‌ترتیب ۱۷°، ۲۹° و ۴۴° بود که بیانگر سازوکار امتداد لغزی راست‌بر با مؤلفهٔ شیب لغز عادی در این بخش از گسل است. مقادیر جابه‌جایی‌های اندازه‌گیری‌شده در اثر گسل در رسوبات کواترنری به‌ترتیب جابه‌جایی تجمعی افقی روی سطح گسل ۲۱/۵۹، ۱۰/۰۵ و ۱۳/۹۴ متر، جابه‌جایی تجمعی قائم روی سطح گسل ۶/۵۸، ۵/۵۷ و ۱۳/۴۷ متر و جابه‌جایی تجمعی خالص روی سطح گسل ۲۲/۵۸، ۱۱/۴۹ و ۱۹/۴۰ متر به‌دست آمد. در ادامه، به‌منظور مشخص کردن روند گسل دورود، مطالعات ژئوفیزیکی در منطقه انجام گرفت. نتایج به‌دست‌آمده از این مطالعات وجود سه گسل احتمالی با نمادهای F'3، F'4 و F'5 را در منطقه نشان داد. گسل F'4 گسل اصلی دورود و مابقی گسل‌هایی به موازات آن است. همگی شاخه‌های گسلی به‌صورت موازی تا حدودی با آرایش پلکانی راست پله و چپ پله است که در بعضی جاها به‌صورت فراگام‌رهایی با زمین‌لغزش‌های کوچک در منطقه قابل مشاهده بود و در مناطقی هم به‌صورت فراگام‌های گرفتاری با ایجاد پشته. با در نظر گرفتن این موضوع که محدودهٔ مورد بررسی در زمین‌لرزهٔ ۱۹۰۹ با بزرگای ۷/۴ دچار گسیختگی سطحی شده است، ولی این گسیختگی طبق مطالعات انجام‌گرفته به‌صورت گسیختگی یکپارچه نیست، بلکه به‌صورت قطعات با درازای متفاوت بین ۰/۵ تا ۴ کیلومتر است، امتداد کلی همگی پاره‌گسله‌ها موازی با روند اصلی زاگرس است.

منابع

- الهوردی، ف.؛ جعفری، ف. و ایرانشاهی، ح. (۱۳۹۶). بررسی و آشکارسازی گسل مدفون با استفاده از روش‌های ژئوالکترونیک، مغناطیس‌سنجی در محدودهٔ شهرستان دورود- لرستان. مدیریت اکتشافات ناحیه‌ای کشور گروه ژئوفیزیک، ۹۸ ص.
- بصیری، م. (۱۳۹۰). پارینه‌لرزه‌شناسی و ریخت‌زمین‌ساخت گسل گلبافت جنوب خاوری کرمان. پایان‌نامهٔ کارشناسی‌ارشد، پژوهشکدهٔ علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۷۳ ص.
- حیدری، ر.؛ میرزایی، ن. (۱۳۸۸). الگوی لرزه‌زمین‌ساخت گسل اصلی عهد حاضر زاگرس بین ۳۳ تا ۳۵ درجهٔ عرض شمالی. مجلهٔ فیزیک زمین و فضا، ۳۵(۳): ۸۳-۹۶.
- زند سلیمی، آ. (۱۳۸۸). بررسی علل احتمالی عدم رخنمون گسل‌های تراسی و زمین‌لرزه‌های پنهان مربوط به آن‌ها در منطقهٔ زاگرس. پایان‌نامهٔ کارشناسی‌ارشد، دانشگاه شیراز، ۱۶۲ ص.
- فروتان، م. (۱۳۸۷). پارینه‌لرزه‌شناسی و ریخت‌زمین‌ساخت گسل دهشیر. پایان‌نامهٔ کارشناسی‌ارشد، پژوهشکدهٔ علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۹۳ ص.
- قاسمی، م.ر. (۱۳۸۷). پایه‌های زمین‌شناسی ساختمانی. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۳۱۰ ص.
- کمالی، ز.؛ هیهات، م.م.؛ نظری، ح. و خطیب، م.م. (۱۳۹۶). تحلیل ناهمسانی جنبشی گسل دورود (جنوب‌باختر ایران) با استفاده از فرکتال، کرنل و ریخت‌زمین‌ساختی. فصلنامهٔ علوم زمین، ۲۷(۱۰۸): ۳۰-۱۸.
- Agard, P.; Omradi, J.; Jolivet, L.; Whitechurch, H.; Vrielynck, B.; Spakman, W.; Monie, P.; Meyer, B. and Wortel, R. (2011). Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geology Magazine*: 1-34.
- Alah verdi, F.; Jafari, F. and Iranshahi, H. (2017). Detection of hidden Fault Dorud(Southwestern Iran) based on geophysical studies(geolectric, Magnetometric). Regional Exploration Management of Iran Geophysical Department, 98 pp.
- Bachmanov, D.M. , Trifonov, V.G., Hessami, Kh. T., Kozhurin, T.P., Rogozhin, E.A., Hademi, Basiri, M. (2010). Paleoseismology and morphotectonics of the Golbaf Fault, SE Kerman. Geological Survey of Iran Research Institute for Earth Sciences, 173 pp.
- Forotan, M. (2008). Paleoseismology and morphotectonics of the Deshir Fault. M.Sc. Geological Survey of Iran Research Institute for Earth Sciences, 173 pp.
- Ghassemi, M. R., 2007., Fundamental of Structural Geology, Geology Survey of Iran, pp. 310.

- Heidari, R. and Mirzaei, N. (2008). The seismotectonic model of main recent fault between 33 and 35°N. *Journal of the earth and space physics*, 35(3): 83-96.
- Burbank, D.W. and Anderson, R.S. (2012). *Tectonic geomorphology*. Blackwell Publisher, Oxford. Second Edition, 474 pp.
- Berberian, M. (2014). Earthquakes and coseismic active faulting on the Iranian. *Developments in Earth Surface Processes*, 17, 616 pp.
- Berberian, M. (1995). Master "blind" thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. *Tectonophysics*, 241: 193-224.
- Bull, W.B. and McFadden, L.D. (1977). Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault. California: In: Doehring, D. O. *Geomorphology symposium*. State university of New York, Binghamton, 14: 221-236.
- Crowell, J.C. (1974). Origin of late Cenozoic basins in southern California. In W. Dickinson (ed.), *Tectonics and Sedimentation*. Society of Economic Paleontologist and Mineralogists Special Publication, 22 pp.
- Dibblee, T.W. Jr. (1977). Strike-slip tectonics of the San Andreas fault and its role in Cenozoic basin evolution. *Late Mesozoic and Cenozoic Sedimentation and Tectonics in California*, San Joaquin Geological Society Short Course.
- Falcon, N. (1974). Southern Iran: Zagros Mountains. In *Mesozoic-Cenozoic orogenic belts: data for orogenic studies* (Ed. A. M. Spencer). Geological Society of London, Special Publication. Vol. 4: 199-211.
- Hamdouni, R.; E.L. Irigaray, C.; Fernandez, T.; Chacon, J.; Keller, E.A. (2008). Assessment of relative active tectonics, south west border of the Sierra Nevada (Southern Spain). *Geomorphology*, 96:150-173.
- Hermas, E.A.; Abou El-Magd, I.H. and Saleh, A.S. (2010). Monitoring the lateral channel movements on the Alluvial Fan of Wadi Feiran drainage basin, South Sinai, Egypt using multi temporal satellite imagery. *Journal of African Earth Sciences*, 58(1): 89-96.
- Hessami, K. (2001). *Active faults map in Iran*. International Seismology and Earthquake Engineering Institute, Tehran.
- Hessami, K.; Nilforoushan, F. and Talbot, C.J. (2006). Active deformation within the Zagros Mountains deduced from GPS measurements. *Journal of the Geological Society London*, 163: 143-148.
- Kamali, Z.; Hayhat, M.R.; Nazari, H. and Khatib, M.M. (2017). Kinematic dissimilarity analyses Dourd fault (southwestern Iran), using by Fractal, kernel and Morphotectonic. *Journal of Geoscience*, 27(109): 18-30.
- Keller, E.A. and Pinter, N. (1996). *Active tectonics, earthquake, uplift and landscape*. Prentice Hall Publication, London.
- Leturmy, P.; Molinaro, M. and Frizon de lamotte, D. (2010). Structure, timing and morphological signature of hidden reverse basement faults in the Fars Arc of the Zagros (Iran). In *Tectonic and Stratigraphic Evolution of Zagros and Makran during the Mesozoic-Cenozoic* (Eds P. Leturmy and C. Robin). Geological Society of London, Special Publication, 330: 121-138.
- Mirzaei, N. (2003). The most recent period of seismic activity in Dinavar segment of Main Recent Fault, Zagros mountains of western Iran, IUGG 2003, Suppro, Japan, Abstracts, P.B466.
- Mouthereau, F.; Lacombe, O. and Meyer, B. (2006). The Zagros folded belt (Fars, Iran): constraints from topography and critical wedge modeling. *Geophysical Journal International*, 165: 336-56.
- Nazari, H. (2006). *Analyse de la tectonique récente et active dans l'Alborz Central et la région de Téhéran: Approche morphotectonique et paléoseismologique*. Ph.D. thesis, Univ. of Montpellier II, France, pp. 218.
- Ramirez- Herrera, M.T. (1998). Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay graben, Mexican Volcanic belt. *Earth Surface Processes and Land Forms*, 23: 317-322.
- Sepahvand, M.R.; Yaminifard, F.; Tatar, M. and Abbassi, M.R. (2012). Aftershocks study of the 2006 Silakhor earthquake (Zagros, Iran): seismological evidences for a pull-apart basin along the Main Recent Fault. *Doroud segments, Journal Seismology*, 16: 233-251.
- Sepehr, M. and Cosgrove, J.W. (2004). Structural framework of the Zagros Fold-Thrust Belt, Iran. *Marine and Petroleum Geology*, 21: 829-843.
- Talebian, M. and Jackson, J. (2004). A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran. *Geophysical Journal International*, 156: 506-526.
- Tchalenko, J.S. and Braud, J. (1974). Seismicity and structure of the Zagros (Iran): the main recent fault between 33° and 35°N. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 227: 1-25.
- Zand salami, A. (2008). Investigating the possible causes of the absence of thrust faults and their related earthquakes in the Zagros region, M.Sc. 162 pp.