

## تحلیل ساختاری پهنه گسلی لاهیجان - البرز باختری

حجت‌اله صفری<sup>۱</sup>، محمدرضا قاسمی<sup>۲</sup>، مریم آق‌آتابای<sup>۱</sup> و رعنا رضوی پش<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup> استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان، گرگان، ایران  
<sup>۲</sup> استادیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران  
<sup>۳</sup> کارشناس ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان، گرگان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۰۳/۱۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۰۶/۲۰

### چکیده

پهنه گسلی لاهیجان یکی از گسل‌های عرضی البرز باختری است که با سازوکار راستالغز چپ‌بر در گسلی‌های را در این پهنه پدید آورده است. در این پژوهش با انجام مطالعات صحرایی، فن‌های سنجش از دور، پردازش تصاویر ماهواره‌ای و روش‌های آماری، پهنه گسل لاهیجان مورد تحلیل هندسی و جنبش‌شناختی قرار گرفته و تلاش شده است پهنه گسلی بازسازی شود. برپایه نتایج حاصل از این پژوهش، گسل لاهیجان دارای راستای N55E و شیب ۷۰° به سوی جنوب خاور می‌باشد؛ پهنه گسلی ۳۰ کیلومتر پهنا دارد. این پهنه گسلی را می‌توان به عنوان یک سامانه برشی چپ‌بر در نظر گرفت که انواع شکستگی‌های مرتبط با این سامانه را در خود جای داده است. گسل‌های موجود در این پهنه به صورت گسل‌های همساز و ناهم‌ساز با پهنه اصلی شکل گرفته‌اند. بیشتر گسل‌های این پهنه حرکت کج‌لغز دارند و سازوکار آنها با توجه به زاویه‌ای که با دیواره‌های اصلی برش ساخته‌اند، تغییر می‌کند. گسل‌های تقریباً موازی با دیواره برش مؤلفه حرکتی چپ‌بر دارند. در مقابل، گسل‌هایی که زاویه بیشتری (حدود ۷۵°) با این دیواره می‌سازند، سازوکار حرکتی راست‌بر دارند. با ادامه دگرریختی، ساختارهای موجود به گونه پادساعت‌گرد چرخیده‌اند و زاویه کوچک‌تری با دیواره‌های اصلی برش ساخته‌اند.

**کلیدواژه‌ها:** پهنه گسلی لاهیجان، سامانه برشی چپ‌بر، پاره‌های گسلی، البرز باختری

\* نویسنده مسئول: حجت‌اله صفری

E-mail: safari.ho@gmail.com

### ۱- مقدمه

با راستای رشته‌کوه تغییر شکل یافته است. تغییر شکل یادشده در اثر همگرایی شمالی-جنوبی بین صفحه‌های تازی-اوراسیا و حرکت رو به سوی باختر کاسپین جنوبی نسبت به خردقاره ایران است. گسل‌های راستالغز چپ‌بر فعال با روند NE-SW در خاور رشته‌کوه و NW-SE در باختر آن قرار دارند (Allen et al., 2003). مرز شمالی البرز، زمین‌درز پالئوتتیس است که حاصل برخورد میان پوسته قاره‌ای البرز با قطعه سنگ‌کره‌ای توران در اواخر تریاس است و با مجموعه‌های افیولیتی دگرگون‌شده و نیز بقایای رسوبات ژرف دریایی دگرگون‌شده وابسته به اقیانوس پالئوتتیس که در طول این محدوده یافت شده‌اند، متمایز می‌شود (Alavi, 1991). بنا به باور برخی پژوهشگران، این زمین‌درز بر گسل کاسپین منطبق می‌شود (آق‌آتابای، ۱۳۸۳). گسل کاسپین جداکننده مرز کوه و دشت در البرز است که در بیشتر گزارش‌ها شیب آن به سمت جنوب دانسته شده است (Berberian, 1983; Axen et al., 2001; Allen et al., 2003). پایانه باختری این گسل در منطقه لاهیجان توسط گسل لاهیجان با راستای شمال خاوری بریده و جابه‌جا شده است (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۲). اختلاف میزان کوتاه‌شدگی و سازوکارهای متفاوت دگرریختی میان دو بخش البرز میانی و البرز باختری سبب شده است که گسل لاهیجان به صورت یک گسل پارگی شکل بگیرد تا بتواند دگرریختی متفاوت البرز را در دو سوی خود جبران کند (قاسمی و مصوری، ۱۳۷۹). به نظر می‌رسد که این پهنه گسلی درون حوضه کاسپین نیز گسترش داشته و توسط رسوبات حوضه کاسپین جنوبی مدفون شده است؛ چرا که روی خطوط لرزه‌ای ژرف و همچنین نقشه‌های گرانی‌سنجی قابل تشخیص است (Golonka, 2000). روند ساختاری کوه‌های بخش باختری البرز، شمال باختری-جنوب خاوری و تا اندازه‌ای با نوار شمالی زاگرس چین‌خورده و امتداد ساختمانی قفقاز کوچک و بزرگ هم‌سو است (Solaimani, 2001). گستره مورد مطالعه در شمال خاور توسط گسل‌های راندگی فعال مرز کوهستان در جنوب کاسپین در بر گرفته شده است (شکل ۲). از واحدهای سنگی مهم موجود در منطقه مورد مطالعه سنگ‌های فیلیتی کربنیفر در خاور لاهیجان و جنوب رشت، سازندهای دورود و روته با سن پرمین، سازندهای مزوزویک

گسل لاهیجان گسلی است که تاکنون تنها با استناد بر ویژگی‌های زمین‌شناختی و فیزیوگرافیک مورد شناسایی قرار گرفته و در محل دره سپیدرود توسط برخی پژوهشگران معرفی شده است. این گسل به عنوان مرز میان گسل‌های آستارا و کاسپین در نظر گرفته می‌شود (درویش‌زاده، ۱۳۸۵). بنا به باور برخی پژوهشگران، هیچ شاهد لرزه‌ای برای توجیه چنین ساختاری وجود ندارد و رویدادهای زمین‌ریختی آشکاری برای فعالیت عهد حاضر در طول این گسل دیده نشده است (Allen et al., 2003). مطالعات صحرایی پیشین نیز نشان از رخنمون نیافتن این گسل در راستای رودخانه سپیدرود دارد (وحدتی دانشمند و همکاران، ۱۳۸۵). با توجه به فعالیت‌های عهد حاضر گسل لاهیجان (درویش‌زاده، ۱۳۸۵) و این که البرز باختری کاملاً توسط این گسل قطع شده است، بخشی از به هم‌ریختگی‌های ساختاری البرز باختری نیز به این گسل نسبت داده می‌شود. این پژوهش برای بررسی موجودیت این گسل در صحرا و تحلیل ساختاری (تحلیل هندسی و جنبش‌شناسی) آن انجام گرفته است. در این پژوهش، مطالعه سامان‌مندی در طول این گسل (از معدن دیزین در خاور لاهیجان و در امتداد رودخانه سپیدرود تا رودبار) صورت گرفته است. منطقه مورد مطالعه در پهنه ساختاری البرز باختری میان عرض‌های جغرافیایی شمالی ۳۶° ۳۱' ۵۷" تا ۳۶° ۳۱' ۴۲" و طول‌های جغرافیایی خاوری ۴۹° ۸' ۶" تا ۵۰° ۱۵' ۱۱" قرار گرفته است و توسط بخشی از نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ رشت (خبازنیا و صادقی، ۱۳۸۳)، بندر انزلی (نظری، ۱۳۸۳)، لنگرود (رحمتی، ۱۳۸۳)، جواهرده (بهارفیروزی و شافعی، ۱۳۸۲)، جیرنده (قلمقاش، ۱۳۸۱) و رودبار (نظری و سلامتی، ۱۳۷۷) پوشش داده می‌شود. بهترین راه دسترسی به منطقه مورد مطالعه آزاد راه رشت-قزوین است (شکل ۱).

### ۲- جایگاه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

البرز یک شاخه از کمربند کوهزایی آلپ-همیالیا است که در اثر برخورد اوراسیا-خردقاره ایران از پایان کرتاسه (تا میوسن) شکل گرفته است. این رشته‌کوه مرز میان کاسپین جنوبی و فلات ایران است (Zanchi et al., 2006; Guest et al., 2007) که در نتیجه تقسیم‌شدگی کرنش میان گسل‌های راندگی و راستالغز چپ‌بر موازی

آن (با بیشینه ۱۰ درجه در دو سوی لایه‌بندی) قرار می‌گیرند، قطب درزه‌های مرتبط با لایه‌بندی حذف شد. بقیه اطلاعات، احتمالاً مرتبط با گسل بوده‌اند و در یک صفحه قرار گرفته‌اند. با توجه به این که قطب درزه‌های مرتبط با گسل عمود بر روند گسل هستند، صفحه مکمل با صفحه دربرگیرنده قطب صفحات (دارای روندی همسان و شیب و سوی شیب مکمل) رسم شد. این صفحه، هم‌روند با گسل مولد درزه‌ها یا گسل‌های فرعی است. برای به دست آوردن گسل اصلی از میان گسل‌های اندازه‌گیری شده، قطب همه گسل‌ها روی یک صفحه قرار داده شد که صفحه عمود بر آن، گسل اصلی است (شکل‌های ۵-الف و ب و ۶).

**۳-۱-۳- تحلیل جنبشی گسل‌ها:** به علت گستردگی ناحیه مورد مطالعه، کل ناحیه به ۸ منطقه (ایستگاه اندازه‌گیری) تقسیم شد. برای تحلیل محورهای جنبشی در منطقه، ویژگی‌های شکستگی‌ها شامل راستا، شیب و سوی شیب گسل‌ها و در ادامه مشخصات خط خش در سطح گسل شامل ریک خط خش و سوی حرکت بلوک‌ها در ایستگاه‌های مختلف اندازه‌گیری شد. سپس اطلاعات به دست آمده به شکل فایل‌های مجزا، دسته‌بندی شده و وارد نرم‌افزار Georient شد. پایه تحلیل جنبش‌شناسی شکستگی‌ها در این پژوهش، روش محاسبه صفحه حرکت (Marret & Allmendinger, 1990) است. در این روش تحلیلی، برای محاسبه محورهای پوشش‌شناختی (به‌ویژه محور فشارش)، ابتدا گسل‌ها همراه با قطب و خط خش آنها رسم شد و سپس صفحه حرکتی آنها محاسبه شد. در ادامه بر روی صفحه حرکتی، ۴۵ درجه در جهت و خلاف جهت بردار لغزش حرکت کرده و به این ترتیب محورهای فشارش و کشش محاسبه شد. در این پژوهش، برای تحلیل سینماتیکی فقط از محور فشارش استفاده شده است. برای آسانی خوانش‌ها نمودار کانتوری از محورهای فشارش برای هر منطقه تهیه شده و در مرحله بعدی، بردارهای این محورها روی نقشه ساختاری آمده است.

### ۳-۴. تفسیر نقشه ژئوفیزیک هوایی منطقه

در این پژوهش نقشه ژئوفیزیک هوایی استان گیلان (برگرفته از سایت پایگاه ملی داده‌های علوم‌زمین) در محیط GIS رقمی و سپس با کمک تحلیل‌های مشاهده‌ای کیفی، عناصر ساختاری آن بررسی شد. همچنین در ادامه، عناصر ساختاری استخراج‌شده حاصل از پردازش تصویر ماهواره‌ای منطقه به آن افزوده شد. در نقشه تهیه‌شده، قطع ناگهانی بی‌هنجاری‌ها بیانگر اثر گسل است. بررسی نقشه ژئوفیزیک در محدوده پهنه گسلی لاهیجان، راستای گسل کاسپین را تا رشت و عرض پهنه گسلی لاهیجان را حدود ۳۰ کیلومتر نشان داد (شکل ۷).

### ۴- نتایج مطالعات ساختاری

عناصر ساختاری اصلی مطالعه‌شده در ۸ منطقه شامل گسل‌ها و درزه‌ها هستند که با توجه به مطالعات صحرایی و بررسی عکس‌های هوایی مورد بررسی قرار گرفتند. گسل‌ها مهم‌ترین ساختارهای موجود در منطقه هستند که بر پایه تحلیل جنبشی صورت گرفته و با توجه به شواهد موجود مشخص شده است که شرایط سامانه برشی چپ‌بر (با راستای N55E و پهنای ۳۰ کیلومتر) سبب ایجاد شکستگی‌هایی با روندهای مختلف در منطقه شده است به گونه‌ای که گسل‌هایی با انواع حرکات شیب‌لغز (وارون و عادی) و راستالغز (راست‌بر و چپ‌بر) و یا ترکیبی از این دو قابل برداشت است. مهم‌ترین گسل‌های اندازه‌گیری شده در این پهنه عبارتند از:

**گسل‌های با راستای شمال‌خاور- جنوب‌باختر:** گسل‌هایی با این راستا بیشترین شمار گسل‌های برداشت‌شده در راستای دره سپیدرود هستند که بیشتر آنها شبیه رو به جنوب خاور دارند و راستالغز چپ‌بر با مقداری مؤلفه وارون هستند. راستای این گسل‌ها میان N ۷۰-۵۵ E و N ۴۰-۵۵ E است. این گسل‌ها به عنوان اصلی‌ترین گسل‌های این پهنه به شمار می‌روند. پاره گسل‌های دیزبن، جنوب سیاهکل، سیاه رود (شکل ۸)، شمال رستم‌آباد، رحیم‌آباد، خراورد و سدتاریک معرفی شده در این

شامل سازند شمشک با تناوبی از شیل و ماسه‌سنگ و با گسترش فراوان و سنگ‌آهک‌های تیزکوه است. مهم‌ترین سازند دوران سنوزویک در منطقه، سازند کرج است که دارای توف‌های آندزیتی، گدازه‌های بازالتی، شیل‌های توفی، سنگ جوش با میان‌لایه‌های سنگ‌آهک و گدازه‌های دیکیتی است. افزون‌بر این، دشت گیلان توسط رسوبات آبرفتی، دلتایی و دریایی کواترنری پوشیده شده است.

### ۳- روش کار

#### ۳-۱-۳- عناصر ساختاری

برای استخراج عوامل ساختاری مانند: شکستگی‌ها و گسل‌ها و تعیین ارتباط آنها، از پردازش تصاویر ماهواره‌ای (با کمک روش‌های گوناگون سنجش از دور) استفاده شد. برای تشخیص گسل‌ها و شکستگی‌ها روی تصویر ماهواره‌ای ETM<sup>+</sup> (مربوط به سال ۲۰۰۷) از ترکیب باند (۷-۴-۱) استفاده شد. همچنین با به‌کارگیری فیلترهای جهت‌دار در جهات ۴۵، ۶۰، ۹۰ و ۱۸۰ درجه بر روی تصویر ماهواره‌ای منطقه (در محیط نرم‌افزار ENVI)، عوارض خطی موجود در منطقه در قالب خطواره شناسایی شد. سپس با استفاده از کنترل‌های میدانی (اندازه‌گیری‌های صحرایی) گسل‌های اصلی، گسل‌های فرعی و گسل‌های کواترنری (که به روشی آبرفت‌های کواترنری را قطع کرده بودند) از هم جدا شدند که به این ترتیب داده‌های آغازین تهیه لایه شکستگی‌ها فراهم آمد. در ادامه با استفاده از محیط نرم‌افزاری GIS (با استفاده از نرم‌افزار Arcview) شکستگی‌های استخراج‌شده، رقمی‌سازی شدند. همچنین با رقمی‌سازی نقشه ژئوفیزیک محدوده گسل لاهیجان (با مقیاس ۱:۲۵۰,۰۰۰) و استخراج خطواره‌های مغناطیسی، لایه بُرداری خطواره‌های مغناطیسی تهیه شد. بدین ترتیب چهار لایه از گسل‌ها با نام‌های اصلی، فرعی، کواترنری و پی‌سنگی تهیه و با روی هم قرار دادن لایه‌های مختلف بُرداری، نقشه ساختاری منطقه و محیط پیرامون آن تهیه شد. در پایان اطلاعات تحلیل‌های ساختاری مانند نمودارهای گل‌سرخ و محورهای جنبشی (محورهای فشارش) نیز به نقشه یادشده افزوده و نقشه ساختاری پایانی منطقه آماده شد (شکل ۳).

#### ۳-۲- واحدهای چینه‌شناسی منطقه

برای تشخیص واحدهای سنگی گوناگون، از ترکیب باندی (۷-۴-۱) تصویر ماهواره‌ای استفاده شد. همچنین با به‌کارگیری فیلتر بالاگذر (High Pass) روی تصویر (در محیط نرم‌افزار ENVI) لایه‌های مختلف با سنگ‌شناسی متفاوت در منطقه شناسایی شد و به صورت نقشه چینه‌شناسی درآمد. سپس با استفاده از کنترل‌های میدانی (اندازه‌گیری‌های صحرایی) لایه‌های سنگی با ترکیب سنگ‌شناسی‌های متفاوت از هم جدا و به این ترتیب لایه بُرداری واحدهای چینه‌ای ایجاد شد. در ادامه با روی هم قرار دادن لایه‌های بُرداری چینه‌شناسی، گسل‌های اصلی، رودخانه‌ها و راه‌ها، نقشه زمین‌شناسی منطقه طرح و پیرامون آن از نقشه‌های زمین‌شناسی موجود تهیه شد (شکل ۴).

#### ۳-۳- تحلیل ساختاری

تجزیه و تحلیل گسل در قالب تحلیل‌های ساختاری به دو صورت هندسی و جنبش‌شناسی انجام شد.

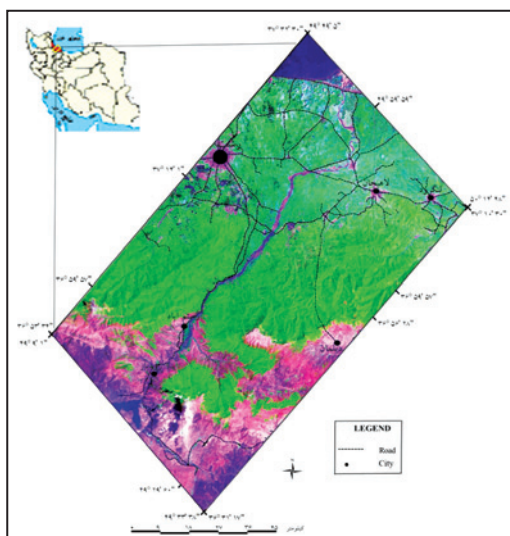
**تحلیل هندسی گسل‌ها:** برای بررسی روندهای چیره شکستگی‌ها در ۸ ایستگاه، ویژگی‌های شکستگی‌ها اندازه‌گیری شد، سپس بر پایه روش بسامد-امتداد، نمودار گل‌سرخ از شکستگی‌های این مناطق رسم و نتایج به دست آمده روی نقشه ساختاری (بر پایه تصاویر ماهواره‌ای) هر بخش آورده شد. از آنجایی که در این پژوهش گسل‌ها و درزه‌ها مهم‌ترین ساختارهای برداشت شده هستند، در ادامه، شکستگی‌های مرتبط با پهنه گسلی (لاهیجان) محاسبه و جدایش شد. بدین صورت که ابتدا قطب همه شکستگی‌ها در هر ایستگاه به دست آمد و سپس لایه‌بندی نیز رسم شد. از آنجایی که درزه‌های مرتبط با لایه‌بندی روی لایه‌بندی و یا در کنار

شد که حاصل چرخش شکستگی‌های رده اول و کم شدن زاویه آنها با دیواره اصلی برش در طی فعالیت‌های گسل هستند که به عنوان شکستگی‌های رده دوم معرفی و به صورت گسل‌های کج‌لغز دیده می‌شوند. پاره‌های گسلی رحیم‌آباد، خراود و سد تاریک به عنوان شکستگی‌های نوع R و پاره‌های گسلی دیزبن، جنوب سیاهکل و شمال رستم‌آباد به عنوان شکستگی‌های نوع P این پهنه برشی به شمار می‌آیند (شکل ۱۱-ج).

شکستگی‌های P و R درون یک سامانه برشی می‌توانند به صورت همپوشان و نردبانی نسبت به هم قرار گیرند. اگر این شکستگی‌ها به صورت همپوشان باشند، با توجه به نوع حرکت در محل تداخل، حوضه‌های کششی یا فشارشی ایجاد می‌شود (Twiss & Moores, 1992; McClay & Bonora, 2001). نقشه‌های ژئوفیزیک، حوضه‌های فشارشی و کششی ایجاد شده در این پهنه را به روشنی نشان می‌دهد. در مسیر برداشت داده‌ها، گسل‌های عادی در ورودی رستم‌آباد برداشت شدند (شکل ۶-ب) که با توجه به نقشه توپوگرافی می‌توان این منطقه را به عنوان یک حوضه فروافتاده کششی در نظر گرفت. افزون بر این، دو پاره گسل سیاه‌رود و شمال رستم‌آباد با هم به صورت نردبانی قرار گرفته‌اند. از آنجایی که حرکت این دو پاره گسل نسبت به هم از نوع چپ‌بر و با چگونگی قرارگیری چپ‌گام هستند بنابراین، حوضه باید از نوع کششی باشد. در این منطقه آثاری از حوضه حتی در روی DEM دیده نشد و تنها در تصاویر ماهواره‌ای به سختی قابل تشخیص است که به صورت فروافتادگی کوچک هستند.

## ۶- نتیجه‌گیری

بیشتر دگرریختی‌های ساختاری موجود در نوار مرکزی استان گیلان (در راستای دره سپیدرود) حاصل عملکرد گسل لاهیجان هستند به گونه‌ای که همه گسل‌های موجود در این بخش را می‌توان به عنوان گسل‌های موجود در سامانه برشی چپ‌بر پهنه گسلی لاهیجان توجیه کرد. گسل لاهیجان گسلی با راستای N55E با شیبی به سمت جنوب خاور و با پهنای ۳۰ کیلومتر است که انواع شکستگی‌های مرتبط با گسلش راستالغز چپ‌بر را دارد.



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه و راه‌های دسترسی به آن

پژوهش در این گروه قرار می‌گیرند که به عنوان شکستگی‌های رده اول پهنه گسلی (P و R) به شمار می‌آیند (جدول ۱).

– **گسل‌های با راستای شمال باختر – جنوب خاور:** این گسل‌ها بیشتر در باختر و خاور رودبار و همچنین سه کیلومتری رودبار قابل اندازه‌گیری هستند و بیشتر حرکت راست‌بر (شکل ۹) را نشان می‌دهند و شیبی رو به جنوب باختر دارند. فراوانی راستای آنها میان  $N 160 - N 155$  است. این گروه به عنوان شکستگی‌های رده اول نوع R' به شمار می‌آیند. فراوانی گسل‌ها در منطقه تالش محله نیز همین روند را نشان می‌دهد که نشان‌دهنده امتداد شمال باختری – جنوب خاوری گسل کاسپین در البرز باختری است.

– **گسل‌های با راستای خاوری – باختری:** گسل‌هایی با این روند نسبت به دو گروه پیشین، فراوانی کمتری دارند. از جمله مهم‌ترین این گسل‌ها، گسل‌های دیلمان و درفک هستند که گسل‌هایی وارون بوده و در سویی کم و بیش عمود بر  $\sigma_1$  در این پهنه تشکیل شده‌اند. امتداد این گسل‌ها میان  $110 - 90$  N و حرکتی وارون با کمی مؤلفه چپ‌بر دارند. در باختر رودبار شماری گسل با روند کم و بیش خاوری – باختری اندازه‌گیری شد که چندین نسل حرکت را در خود ثبت کرده‌اند. افزون بر گسل‌های بالا، شماری گسل عادی نیز برداشت شد که راستای تقریبی شمالی – جنوبی نشان می‌دادند (شکل ۱۰).

محورهای جنبشی گزارش شده برای البرز باختری روندی رو به شمال خاور تا شمال دارند که سوی فشارش صفحه عربی به اوراسیا را نشان می‌دهند (Reilinger et al., 2006; Nilfouroushan, 2007; Jackson et al., 2002). فشارش اصلی در این پژوهش  $E 10^{\circ}N$  به دست آمد که با محور فشارش پیشین اندازه‌گیری شده در منطقه و همچنین با حرکت چپ‌بر گسل لاهیجان همخوانی دارد. در منطقه تالش محله، بردار حرکتی رو به جنوب باختر در سوی  $N 55$  است که با راستای برش هم‌سو می‌باشد، با توجه به نزدیک بودن این منطقه به دریای کاسپین، می‌توان آن را ناشی از فشارش حاصل از کارکرد گسل راندگی کاسپین دانست. بردارهای حرکتی غیر از جهت‌های بالا در اثر فشارش‌های محلی پهنه برشی ایجاد شده‌اند.

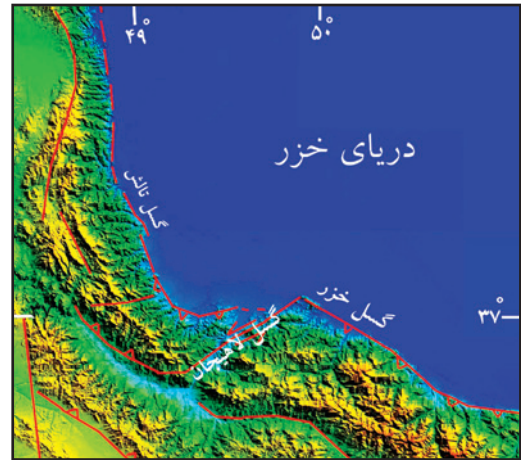
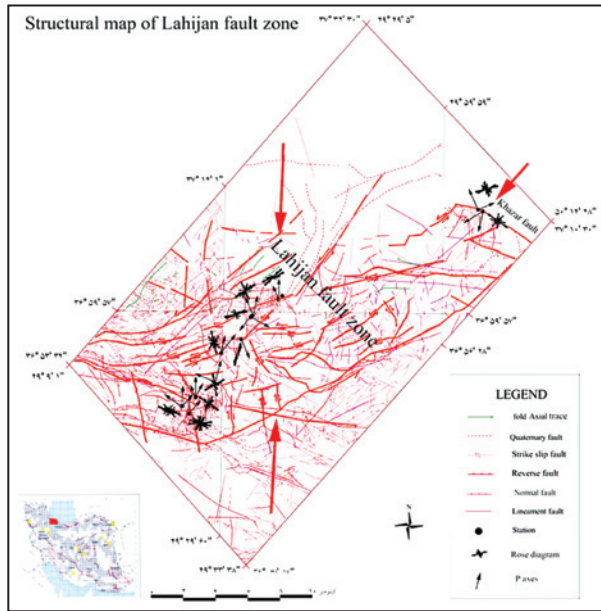
## ۵- بحث و بررسی

در این بخش با کنار هم قرار دادن شواهد ساختاری و زمین‌شناسی بسیار و مطالبی که تاکنون بیان شده، سعی شده است تا مدل و الگویی برای منطقه مورد نظر ارائه شود. این الگو به وسیله تحلیل داده‌های ساختاری و به کمک شواهد موجود در ارتباط با حرکات گسل‌های موجود در منطقه ارائه شده که قابل مقایسه با یک سامانه برشی چپ‌بر است.

در اثر عملکرد یک سامانه برشی، انواع شکستگی‌ها شکل می‌گیرند که بر پایه مدل Riedel (1929) عبارتند از شکستگی‌های R با زاویه  $15$  درجه و هم‌سو با دیواره اصلی برش، R' با زاویه  $75$  درجه ناهم‌سو با دیواره اصلی برش، P با زاویه  $15$  درجه و هم‌سو با دیواره برش، شکستگی‌های کششی در راستای اعمال  $\sigma_1$  و عمود بر شکستگی‌های کششی، شکستگی‌های وارون در راستای  $\sigma_3$  شکل می‌گیرند که می‌تواند با ایجاد چین‌خوردگی همراه باشد (Twiss & Moores, 1992; Ghosh & Chattopadhyay, 2008).

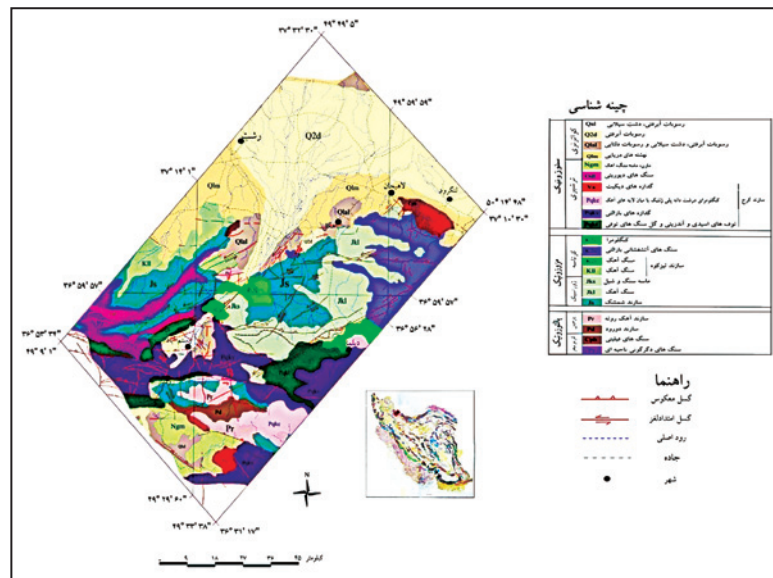
شکستگی‌های موجود در پهنه گسله لاهیجان سازوکارهای مختلفی دارند (شکل ۱۱-الف) با توجه به این که روند اصلی گسل لاهیجان N55E به دست آمد بنابراین، شکستگی‌های رده اول آن عبارتند از روندهای  $N 40$  شکستگی‌های نوع R، روندهای  $N 160$  شکستگی‌های نوع R'، روندهای  $N 70$  شکستگی‌های نوع P، روندهای  $N 10$  شکستگی‌های کششی و روندهای  $N 100$  موازی با محور چین‌ها و گسل‌های وارون (شکل ۱۱-ب). شماری گسل با روندهایی دیگر تشخیص داده



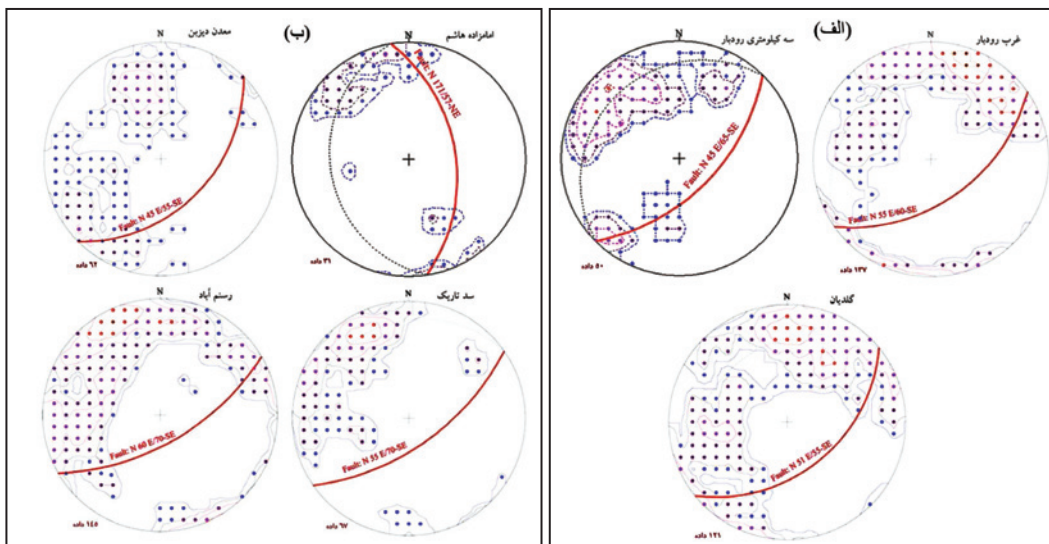


شکل ۲- وضعیت زمین ساختی منطقه مورد مطالعه

شکل ۳- نقشه ساختاری منطقه مورد مطالعه



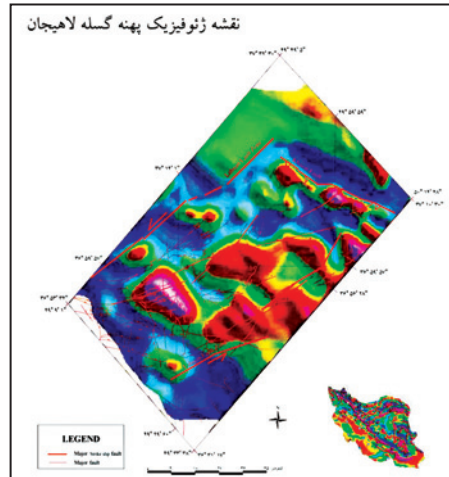
شکل ۴- نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه



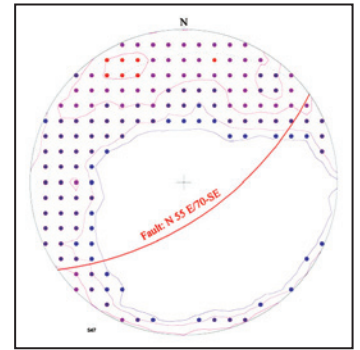
شکل ۵- الف) صفحات گسلی اصلی محاسبه شده در باختر رودبار، سه کیلومتری رودبار و گلدیان و ب) صفحات گسلی اصلی محاسبه شده در معدن دیزین، امامزاده هاشم، رستم آباد و رخنمون های سنگی کنار سد تاریک



شکل ۸ - نمایی از گسل سیاه‌رود (نوک پیکان سوی حرکت بلوک روبه‌رو را نشان می‌دهد).



شکل ۷- نقشه ژئوفیزیک منطقه مورد مطالعه



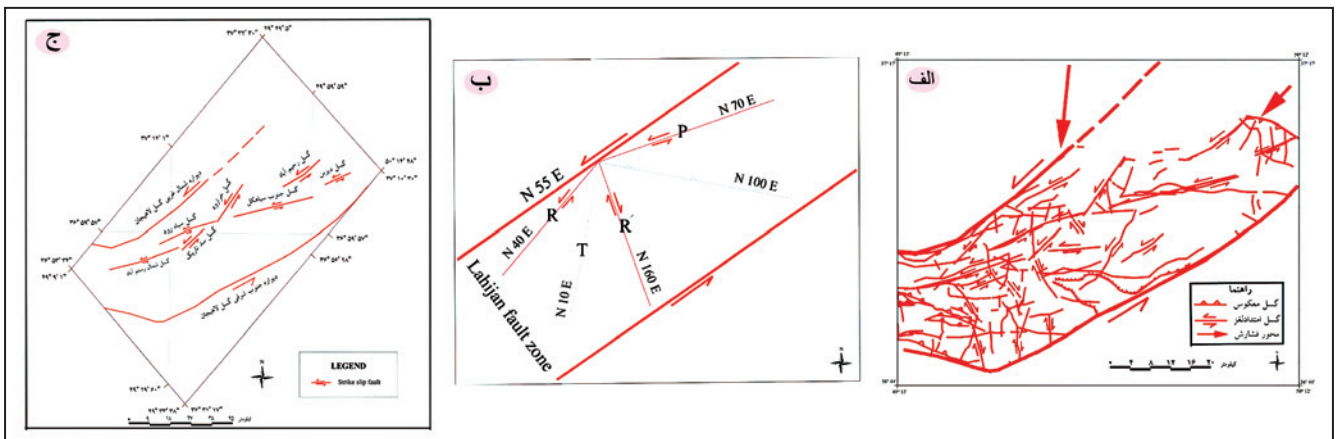
شکل ۶- استریوگرام نمایش محاسبه صفحه اصلی پهنه گسلی لاهیجان



شکل ۱۰- نمایی از گسل عادی در پهنه برشی گسلی لاهیجان (نوک پیکان سوی حرکت بلوک روبه‌رو را نشان می‌دهد).



شکل ۹- نمایی از گسل راست‌بر در پهنه گسلی لاهیجان (نوک پیکان سوی حرکت بلوک روبه‌رو را نشان می‌دهد).



شکل ۱۱- الف) وضعیت قرارگیری شکستگی‌ها در پهنه برشی گسل لاهیجان؛ ب) مدل ارائه شده از پهنه گسلی لاهیجان در این پژوهش و ج) قطعات گسلی مهم موجود در پهنه گسلی لاهیجان

جدول ۱- ویژگی‌های شکستگی‌های مهم رده اول در پهنه گسلی لاهیجان

نام گسل	محل رخنمون	درازا (کیلومتر)	وضعیت	سازوکار گسل
دیزین	ضلع خاوری معدن دیزین	۹	N70E/49-SE	چپ‌بر
جنوب سیاهکل	رخنمون ندارد	۲۶	N76/?	چپ‌بر
سیاه‌رود	باختر سد تاریک- ورودی سیاه‌رود	۱۹	N55E/70-SE	چپ‌بر
شمال رستم‌آباد	ورودی رستم‌آباد	۲۳/۴	N60E/70-SE	چپ‌بر
رحیم‌آباد	ضلع باختری معدن دیزین	۱۴/۶۷	N45E/55-SE	چپ‌بر
خرارود	خاور امامزاده هاشم	۱۴/۲۷	N36E/70-SE	چپ‌بر
سد تاریک	باختر سد تاریک	۸/۹۴	N45E/51-SE	چپ‌بر

## کتابنگاری

- آفانیاتی، ع.، ۱۳۸۳- زمین شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران، ۶۰۶ صفحه.
- درویش زاده، ع.، ۱۳۸۵- زمین شناسی ایران، انتشارات امیرکبیر تهران، ۴۳۴ صفحه.
- قاسمی، م. ر. و مصوری، ف.، ۱۳۷۹- تأثیر صفحه کاسپین بر زمین ساخت البرز، نوزدهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی کشور، ۷۹ص.
- قاسمی، م. ر.، قرشی، م. و سعیدی، ع.، ۱۳۸۲- گسله های لرزه زای بنیادی البرز، گزارش طرح پژوهشی شورای پژوهش های علمی کشور، ۸۲ص.
- نظری، ح.، ۱۳۸۳- نقشه زمین شناسی بندرانزلی ۱:۱۰۰۰۰۰.
- بهارفیزی، خ. و شافعی، ع.، ۱۳۸۲- نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ جواهرده.
- قلمقاش، ج.، ۱۳۸۱- نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ جیرنده.
- خبازنیا، ر. و صادقی، ا.، ۱۳۸۳- نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ارشت.
- نظری، ح. و سلامتی، ر.، ۱۳۷۷- نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اروبار.
- رحمتی، م.، ۱۳۸۳- نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ لنگرود.
- وحدتی دانشمند، ب.، قاسمی، م. ر.، قرشی، م. و حقی پور، ن.، ۱۳۸۵- نوزمین ساخت سپیدرود و دشت گیلان، مجله علوم زمین، شماره ۶۵، صفحات ۲۵-۱۲.

## References

- Alavi, M., 1991 - Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran, *J. Geodynamic*, V.21, No. 2, 1-33 pp.
- Allen, M. B., Ghassemi, M. R., Shahrabi, M. & Qoraishi, M., 2003- Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. *Journal of Structural Geology*, v. 25, no. 5, p. 659-672 pp.
- Axen, G. J., Lam, P. S., Grove, M., Stokli, D. F. & Hassanzadeh, J., 2001- Exhumation of the west- central Alborz mountain, Iran, Caspian subsidence, and collision- related tectonic. *Geology* 29 (6), 559- 562 pp.
- Berberian, M., 1983- The southern Caspian: A compression depression floored by a trapped, modified oceanic crust. *Canadian Journal of Earth Sciences* 20, 163-183 pp.
- Berberian, M., 1997- Seismic sources of the Transcaucasian historical earthquakes. In: Giardini, D., Balassanian, S. (Eds.), *Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus*. Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, pp. 233-311pp.
- Ghosh, N. & Chattopadhyay, A., 2008- The initiation and linkage of surface fractures above a buried strike- slip fault: An experimental approach, *J. Earth Syst. Sci.* V. 117, No. 1, 23- 32 PP.
- Golonka, J., 2000- Geodynamic evolution of the south Caspian Basin, AAPGs Inaugural Regional International Conference July 9- 12, Istanbul, Turkey, Official Program Book, American Association of petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, 40- 45 pp.
- Guest, B., Guest, A. & Axen, G., 2007- Late Tertiary tectonic evolution of northern Iran: A case for simple crustal folding, USA, No. 58, 435- 453 pp.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M. & Berberian, M., 2002- Active tectonics of the South Caspian Basin, *Geophys. J. Int.*, 148, 214-245 pp.
- Marrett, R. & Allmendinger, W., 1990- Kinematic analysis of fault- slip data, U.S.A, Vol. 12, No. 8, 973- 986 pp.
- McClay, K. & Bonora, M., 2001- Analog models of restraining stopovers in strike- slip fault systems, *AAPG Bulletin*, V. 85, No. 2, 233- 260 pp.
- Nilfouroushan, F., 2007- Ground Movements in the Zagros Fold-Thrust Belt of SW Iran Measured by GPS and InSAR Compared to Physical Models, Ph. D. Thesis, Uppsala University, Sweden.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadiyeva, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradisis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrova, A., Filikov, S. V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R. & Karam, G., 2006- GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *J. Geophys. Res.* 111, No. B5, B05411.
- Riedel, W., 1929- Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen, *Zentralblatt für Mineralogie Abteilung B*, 354-368 pp.
- Solaimani, K., 2001- Application of Satellite Photographs in a Morpho- tectonic study of the Central Alborz, Iran, 22<sup>nd</sup> Asian Conference on Remote Sensing, 5- 9 November 2001, Singapore.
- Twiss, R. J. & Moores, E. M., 1992- *Structural Geology*, W. H. Freeman and Company, New York, 444 PP.
- WWW.NGDIR.com
- Zanchi, A., Berra, F., Mattei, M., Ghassemi, M. R. & Sabouri, J., 2006- Inversion tectonics in Central Alborz, Iran, *J. Struc. Geol.*, 1-15 pp.

## Structural Analysis of Lahijan Fault Zone - Western Alborz

H. Safari <sup>1</sup>, M. R. Ghassemi <sup>2</sup>, M. Agh-Atabay <sup>1</sup> & R. Razavi pash <sup>3</sup>

<sup>1</sup> Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Golestan University, Gorgan, Iran

<sup>2</sup> Assistant Professor, Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

<sup>3</sup> M. Sc., Department of Geology, Faculty of Science, Golestan University, Gorgan, Iran

Received: 2011 June 09

Accepted: 2011 September 11

Lahijan fault zone is one of the transverse faults in western Alborz which with, sinistral mechanism caused structural deformations in this region. In this research, with using of field investigations, Remote Sensing techniques and statistical structural analysis methods, the structural analysis of Lahijan fault zone is performed and consequently, the fault zone (Geometry) is constructed. On the basis of results of this research, the Lahijan fault with attitude N 55/70-SE has 30 Km width. This fault zone is considered as sinistral fault zones which have different related fractures. The fractures related fault zone are ordered as syntethic and Antithetic faults. Most of faults in this fault zone have Net-slip movements and the angle of these to main fault zone, specified their mechanisms so, the parallel faults zone have left-lateral movements and in opposite, the faults with angle of 75° related to fault zone trend, have Right-lateral movements. Due to progressive sinistral deformation, all of structures rotated counter-clockwise and placed in lesser angle relative to this shear zone.

**Keywords:** Lahijan Fault Zone, Sinistral Shear System, Fault Segment, Western Alborz

For Persian Version see pages 13 to 18

\*Corresponding author: H. Safari; E-mail: safari.ho@gmail.com