

تحلیل زمین‌ساختی منطقه آوج - آبگرم با استفاده از روش‌های سنجش از دور و تحلیل الگوی فرکتالی، شمال باختر ایران

رضا علی پور^۱، امیرحسین صدر^۲ و سحر قمریان^۲

^۱استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران
^۲کارشناس ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۷/۱۷ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۳/۲۱

چکیده

هدف از این پژوهش تحلیل خطواره‌های ساختاری، شکستگی‌ها و گسل‌های پنهان منطقه آوج-آبگرم و تعیین الگوی فرکتالی حاکم بر آنها با استفاده از روش‌های سنجش از دور است. نقشه خطواره‌ها، با استفاده از الگوریتم مناسب از داده‌های مکانی، تصاویر ماهواره‌ای لندست ۸ و الگوی سایه ارتفاعی به روش نیمه‌اتوماتیک استخراج و سپس برای مشخص کردن خطواره‌های ساختاری، از برداشت‌های صحرایی و زمین‌لرزه‌های دستگاهی ثبت شده استفاده شد. با استفاده از تحلیل‌های فرکتالی، الگوی شکستگی‌ها و خطواره‌های ساختاری منطقه به روش مربع شمار و بعد فرکتالی در دو پهنه گسلی حسن‌آباد و آوج از نمودارهای Log - Log، به دست آمده است. با توجه به ابعاد فرکتالی خطواره‌های ساختاری، موقعیت گسل‌های طولی منطقه و مرکز سطحی زمین‌لرزه مخرب چنگوره - آوج (۱۳۸۱)، می‌توان بیان کرد که گسل‌های آبدره و خررود، از گسل‌های پنهان و فعال در زیر رسوبات آبرفتی در منطقه مورد مطالعه هستند. چگالی گسل‌ها در پهنه گسل حسن‌آباد و بالاتر بودن بعد فرکتالی شکستگی‌ها در این پهنه در قیاس با پهنه گسل آوج نشان‌دهنده فعالیت نسبی بالاتر گسل‌های حسن‌آباد و خررود است.

کلیدواژه‌ها: خطواره، سنجش از دور، فرکتال، گسل پنهان، منطقه آوج - آبگرم.

*نویسنده مسئول: امیرحسین صدر

E-mail: sadr_struct@yahoo.com

۱- پیش‌نوشتار

فلات ایران به سبب قرارگیری در بخش میانی کمربند کوهزایی آلپ- هیمالیا به لحاظ جایگاه ساختاری یکی از مناطق فعال جهان است که رخداد زمین‌لرزه‌هایی با شدت کم و زیاد خود شاهدهی بر این مدعا است (Allen et al., 2004). با توجه به ویژگی‌های ساختاری فلات ایران، تقسیم‌بندی‌های متفاوتی در زمینه پهنه‌های ساختاری انجام شده است که هر پهنه ویژگی‌های زمین‌شناسی و ساختاری مربوط به خود را دارد. از دیدگاه زمین‌شناسی و ساختاری منطقه آوج-آبگرم در مرز پهنه‌های ساختاری-رسوبی ایران مرکزی و سندج-سیرجان واقع شده است. بنابراین، منطقه مورد مطالعه را می‌توان به دو زیرپهنه تقسیم کرد: زیرپهنه آبگرم در شمال خاوری (منطبق بر پهنه ایران مرکزی) و زیرپهنه رزن در جنوب باختری (بخشی از پهنه سندج-سیرجان) و مرز این دو زیرپهنه با رویداد ساختاری شناخته شده گسل آوج با راستای NW-SE منطبق است (شکل ۱-ب) (Bolourchi, 1979). مرز باختری و جنوب باختری منطقه با سندج-سیرجان توسط گسل آوج و مرز شمال-شمال خاوری با پهنه البرز توسط مجموعه گسلی زنجان-تاکستان، بویین‌زهره مشخص شده است. در زیرپهنه آبگرم توالی به نسبت کاملی از پرکامبرین (سازند کهر) تا نهشته‌های عهد حاضر رخنمون دارد که با چندین دگرشیبی شناخته شده و نبود رسوب‌گذاری همراه است که نشان از حضور چندین حوضه رسوبی در این ناحیه دارد (Yazdi et al., 2013). گسل‌های اصلی این زیرپهنه شامل گسل حسن‌آباد، خررود و آبدره است و افزون بر گسل‌های طولی نام برده شده تعداد زیادی گسل‌های عرضی در روندهای مختلف موجب به هم‌ریختگی سازندها شده است. نهشته‌های زیرپهنه رزن با سنگ‌های کمی دگرگون شده تریاس-پسین-ژوراسیک آغاز می‌شود، که توسط کنگلومرا و آهک‌های ژوراسیک بالایی- کرتاسه پوشیده شده است و رسوبات تشریری در این پهنه شباهت زیادی با زیرپهنه آبگرم دارند (Bolourchi, 1979).

Gheitanchi, 2004; Walker et al., 2005; Hamzehloo, 2005; (Mahdaviifar et al., 2006; Ghasemi et al., 2006; Ghayamghamian, 2007 و زمین‌لرزه ۱ سپتامبر ۱۹۶۲ بویین‌زهره (Ms = 7.3) (بربریان و همکاران، ۱۳۶۲؛ Ambraseys, 1963; Priestley et al., 1994)، این موضوع را تأیید می‌کند. عامل این رخدادهای لرزه‌ای را می‌توان به ترتیب، فعالیت گسل آبدره با روند شمال باختری- جنوب خاوری (Walker et al., 2005) و گسل ایک با روند خاوری-باختری بیان کرد (بربریان و همکاران، ۱۳۶۲؛ Ambraseys, 1963). منطقه آوج- با طول جغرافیایی ۴۹° ۳۰' تا ۴۹° ۳۰' خاوری و عرض جغرافیایی ۳۵° ۳۰' تا ۳۶° شمالی به دو پهنه گسلی حسن‌آباد در شمال و پهنه گسلی آوج در جنوب تقسیم شده است. پهنه‌های گسلی آوج و خررود- حسن‌آباد مهم‌ترین ساختارهای مورد مطالعه هستند که دگرشکلی منطقه تحت کنترل فعالیت این پهنه‌های گسلی است. در واقع دگرشکلی کلی منطقه آوج-آبگرم در دو پهنه مرتبط با گسل‌های آوج و خررود- حسن‌آباد گسترش یافته است که هدف از این پژوهش تفکیک دگرشکلی‌های متعلق به این دو پهنه گسلی و مقایسه آنها با یکدیگر با روش‌های سنجش از دور و بررسی بعد فرکتالی خطواره‌ها و شکستگی‌هاست.

در مطالعات ساختاری شناسایی خطواره‌های گسلی بسیار مهم است و در واقع خطواره‌های گسلی تأثیرات سطحی گسل‌های پنهان و یا ژرف هستند. به همین خاطر تحلیل خاستگاه این خطواره‌های گسلی و ارتباط آن با گسل‌های پنهان و ژرف امری ضروری است (عباسی و یساقی، ۱۳۹۰). در یک تعریف جامع‌تر، (Hung et al., 2005) بیان کردند که خطواره از راه موارد زیر شناخته می‌شود: (۱) دره‌ها و رودها؛ (۲) سطح هم‌تراز؛ (۳) تغییرات در تن رنگ خاک؛ (۴) مناطق دارای پوشش گیاهی؛ (۵) تغییر در نوع پوشش گیاهی و ارتفاع آن؛ (۶) تغییرات سریع توپوگرافی. پژوهشگران علوم زمین با استفاده از اطلاعات سنجش از دور که شامل تصاویر ماهواره‌ای، عکس‌های هوایی، مدل زمین رقومی (Digital Terrain Model=DTM)، مدل ارتفاع رقومی (Digital Elevation Model=DEM) و مدل سایه ارتفاعی است؛ به استخراج و تعیین هندسه خطواره‌ها و شکستگی‌ها می‌پردازند. نتایج به دست آمده از روش‌های دورسنجی به عنوان مطالعات اولیه برای تحلیل ساختاری به کار می‌روند

با توجه به جایگاه ساختاری- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه می‌توان آن را از مناطق فعال ساختاری به شمار آورد که زمین‌لرزه‌های دستگاهی ثبت شده در این پهنه‌ها، برای نمونه زمین‌لرزه ۲۲ ژوئن ۲۰۰۲ چنگوره - آوج (MW = 6.3) (Zare, 2002 and 2003; Solaymani and Fegghi, 2003; Fallahi et al., 2003;)

زاویه تابش ۳۰ درجه از سطح افق و آزیموت‌های ۰، ۴۵، ۹۰، ۱۳۵، ۱۸۰، ۲۳۵، ۲۷۰ و ۳۱۵ درجه استفاده شده است. برای تهیه نقشه کلی خطواره‌های پهنه‌های گسلی منطقه آوج- آبگرم در منطقه مورد مطالعه، ۷ نقشه از تصاویر لندست و ۸ نقشه از تصاویر سایه راقومی استفاده شده است. سپس با ترکیب این نقشه‌ها و حذف خطواره‌های تکراری نقشه شکستگی‌های مرتبط با پهنه‌های گسلی فعال در منطقه مورد مطالعه تهیه شده است که الگوریتم نشان داده شده در شکل ۲ چگونگی تهیه نقشه کلی خطواره‌ها را نشان می‌دهد.

۳- بعد فرکتال

با توجه به اینکه خطواره‌های ساختاری یکی از مهم‌ترین پدیده‌های زمین‌شناسی هستند و بسیاری از پدیده‌های زمین‌شناسی متغیرهای فراوانی دارند؛ برقراری ارتباط میان خطواره‌ها و شکستگی‌ها با استفاده از روش‌های معمول ریاضی با محدودیت همراه است. بنابراین مطالعه ویژگی‌های آماری، هندسی و فرکتالی شکستگی‌ها و خطواره‌های ساختاری اهمیت به‌سزایی دارد. به‌طور کلی یک توزیع فرکتالی می‌تواند بیانگر چگونگی توزیع متغیرها و اندازه متغیرها نسبت به کل فضای اشغال شده باشد. برای نمونه، رابطه میان توپوگرافی ایجاد شده در اثر فرایندهای زمین‌ساختی، مانند گسل‌ها، چین‌ها و خمش‌ها به تراکم شکستگی‌ها و خطواره‌ها و یا میزان فرسایش‌پذیری و رسوب‌گذاری را می‌توان با استفاده از تحلیل فرکتالی مورد بررسی قرار داد (Turcotte, 1997; Mandelbrot, 1983).

پایه روش مطالعه در فرکتال، محاسبه ابعاد فرکتالی برای عناصر هندسی است. بر پایه مفاهیم هندسی اقلیدسی ابعاد عناصر هندسی اعداد صحیح ۰، ۱، ۲ و ۳ برای نقطه، خط، سطح و حجم و هر کدام از اینها بیانگر عناصر هندسی نامحدود هستند. بنابراین ابعاد هندسی اقلیدسی نمی‌توانند به خوبی بیانگر ویژگی پدیده‌ها با هم و یا مقایسه آنها با یکدیگر باشند؛ ولی ابعاد فرکتالی می‌توانند اعداد اعشاری باشند؛ بدین ترتیب محدودیتی در اندازه‌گیری هیچ یک از پدیده‌ها با این روش وجود ندارد. رابطه کلی (معادله ۱) برای محاسبه ابعاد فرکتالی عبارت است از:

$$N_n = C / r_n^D \quad (\text{معادله ۱})$$

N_n تعداد متغیرهای معلوم برای یک پدیده (تعداد مربع‌های دارای شکستگی)، r_n بعد خطی مربع‌ها، C ثابت و D بعد فرکتال است. روش شمارش مربع‌ها، یکی از متداول‌ترین روش‌ها در تحلیل فرکتالی شکستگی‌های ساختاری اعم از گسل‌ها و خطواره‌ها است (Turcotte, 1997). به منظور استفاده از این روش ایجاد شبکه‌بندی مناسب در محدوده مورد مطالعه امری ضروری است (شکل ۳).

تحلیل‌ها بر پایه نمودار Log/Log از تعداد مربع‌های دارای شکستگی (N_n) بر حسب طول شبکه‌های ایجاد شده (r_n) یا عکس آن ($1/r_n$) صورت گرفته است. نمودارهای ترسیم، تغییرات ابعاد فرکتالی را نشان می‌دهند. برای به دست آوردن بعد فرکتالی رابطه زیر تعریف شده است (معادله ۲):

$$\text{Log}(N_n) = D \text{Log}(1/r_n) + C \quad (\text{معادله ۲})$$

توزیع فرکتالی شکستگی‌ها و یا ابعاد فرکتال یک گسل بیانگر چگونگی فعالیت گسل و گسترش آن است. مدل‌های زیادی برای توزیع گسل‌ها در رخنمون‌های سطحی در یک منطقه ارائه شده است؛ در این میان گویاترین روش برای توزیع فرکتال شکستگی‌های ساختاری در معادله ۲ ارائه شده که D همان بعد فرکتال است (آقاشاهی اردستانی، ۱۳۸۵؛ چرچی و همکاران، ۱۳۹۰؛ Turcotte, 1997). به منظور دست‌یابی به بعد فرکتال برای پهنه‌های منطقه مورد مطالعه از نرم‌افزار Arc GIS و لایه شکستگی‌های ساختاری (گسل‌ها و خطواره‌های استخراج شده از تصاویر ماهواره‌ای) استفاده شده است.

۴- تحلیل خطواره‌ها

۴-۱. تحلیل خطواره‌های استخراج شده از تصاویر لندست

پس از تهیه هفت نقشه از باندهای ۱، ۲، ۳، ۴، ۵، ۷ و ۸ ماهواره لندست، این باندها

کلیه اطلاعات حاصل از این مطالعات برای تحلیل دقیق و کامل باید به وسیله اطلاعات حاصل از برداشت‌های صحرائی تکمیل شود (علی‌پور و همکاران، ۱۳۸۹).

برای رسم نقشه پایه پراکندگی شکستگی‌های ساختاری از روش‌های فراوانی برای آشکارسازی آنها به کمک پردازش داده‌های ماهواره‌ای (سنجش از دور) استفاده می‌شود (حاجی و رحیمی، ۱۳۸۹؛ Fichler et al., 1999; Oakey, 1994; Kudo et al., 2004; Salem et al., 2005; Milbury et al., 2007; Austin and Blenkinsop, 2008). مطالعه ویژگی‌های آماری، هندسی و فرکتالی شکستگی‌ها و خطواره‌های ساختاری به‌ویژه برای مناطق فعال زمین‌ساختی اهمیت به‌سزایی در تفسیر آنها دارد. بنابراین در این مطالعه با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای لندست ۸ و روش‌های دورسنجی در استخراج خطواره‌ها و همچنین در تحلیل تصاویر ماهواره‌ای، بررسی عکس‌های هوایی و مدل‌های زمین راقومی، یک بررسی زمین‌شناسی ساختاری دقیق در راستای استخراج خطواره‌ها، محاسبه الگوی فرکتالی حاکم بر شکستگی‌ها و خطواره‌های منطقه مورد مطالعه انجام گرفته است.

۲- مواد و روش‌ها

روش‌های سنجش از دور در طول چند دهه اخیر به‌طور فزاینده‌ای رشد کرده‌اند و به‌طور گسترده‌ای در زمین‌شناسی ساختمانی و زمین‌ساختی مورد استفاده قرار می‌گیرند. روش‌های مورد استفاده در این مطالعه شامل زمین‌مرجع کردن، ترکیب‌های بانندی، افزایش قدرت تفکیک تصاویر با استفاده از باند پانکروماتیک (panchromatic) و برش تصاویر مورد استفاده قرار گرفته‌اند تا از بیشتر اطلاعات به‌طور شایان توجه‌ای استفاده شود. امروزه قابلیت‌های پردازش تصاویر سنجش از دور و به‌طور خاص روش‌های شناسایی الگو (اعم از الگوهای نقطه‌ای، خطی و سطحی) به‌طور گسترده‌ای، در دانش‌های مربوط به زمین برای استخراج عوارض خطی بزرگ و حتی کوچک‌مقیاس استفاده می‌شود (Hung et al., 2005; Masoud and Koike, 2006; Corgne et al., 2010; Meshkani et al., 2013; Farrokhnia and Sorbi, 2015; Assatse et al., 2016). در استخراج خطواره‌ها در سنجش از دور، از روش‌های متفاوتی مانند پردازش و فیلتر کردن تصاویر و استخراج نیمه‌اتوماتیک استفاده می‌شود. Koike et al. (1995) برای تعیین خطواره‌ها از تصاویر ماهواره‌ای، روشی جدید ارائه کردند و آن را الگوریتم STA (Segment Tracing Algorithm) نامیدند. اساس این روش نمایان ساختن یک خط از پیکسل‌ها به صورت یک عنصر برداری به وسیله تغییرات محلی در باند خاکستری عکس‌های راقومی است. در روش استخراج نیمه‌اتوماتیک خطواره‌ها با استفاده از الگوریتم‌هایی مانند STA توسط نرم‌افزارهای سنجش از دور مانند Geomatica PCI به‌دست می‌آیند (Koike et al., 1995 and 1998; Masoud and Koike, 2006).

مزایای استفاده از روش نیمه‌اتوماتیک این است که خطواره‌هایی شناسایی می‌کند که با چشم انسان قابل تشخیص نیستند و در این روش، تن خاکستری رنگ که در روش ترکیب بانندی دچار تغییرات می‌شود؛ بدون تغییر باقی می‌ماند. روش نیمه‌اتوماتیک دارای نواقصی نیز هست که اطلاعات مستقیمی از توپوگرافی منطقه ندارد و زمان برداشت و زاویه تابش نور خورشید نیز سبب می‌شود، برخی خطواره‌ها مانند آنهایی که در سایه هستند؛ شناسایی نشوند. بنابراین در این مطالعه برای رفع این مشکل افزون بر استفاده از تصاویر ماهواره‌ای لندست ۸، از مدل سایه ارتفاعی با زاویه نور مصنوعی نیز استفاده شده است. در واقع برای استخراج شکستگی‌های مرتبط با گسل‌های منطقه آوج- آبگرم از روش نیمه‌اتوماتیک بر پایه الگوریتم STA و از تصاویر ماهواره لندست ۸ (شامل ۶ باند طیفی ۱، ۲، ۳، ۴، ۵ و ۷ با قدرت تفکیک ۳۰ متر و باند ۸ با قدرت تفکیک ۱۵ متر که پانکروماتیک است) و مدل سایه ارتفاعی، مدل زمین راقومی و مدل ارتفاع راقومی استفاده شده است. در مدل سایه ارتفاعی، نور مصنوعی از یک منبع نقطه‌ای با زاویه‌ای از سطح افق (Inclination) و زاویه‌ای با جهت شمال (آزیموت) بر سطح تابیده می‌شود و سایه‌ای از اطلاعات ارتفاعی سطح زمین تهیه می‌کند. در این مطالعه، هشت مدل سایه راقومی برای استخراج خطواره‌ها با

خطواره‌های ساختاری (شکل ۷-ب) منطقه شمال باختر- جنوب خاور است که با روندهای چیره گسل‌های منطقه همخوانی دارد (شکل ۷-الف). در نتیجه می‌توان گفت که نقشه کلی خطواره‌ها، مربوط به گسل‌های اصلی منطقه است. روند شمال باختر- جنوب خاور مربوط به گسل‌های اصلی منطقه، گسل‌های حسن آباد، خررود، آبدره و آوج است و دیگر روندها با فراوانی کمتر مربوط به گسل‌های عرضی و فرعی در منطقه هستند که به احتمال، حاصل عملکرد و تجدید فعالیت گسل‌های اصلی در این منطقه است.

۵- اطلاعات صحرایی

گسل‌های جوان و فعال منطقه مورد مطالعه سبب ایجاد عوارض گوناگونی از جمله پرتگاه‌های گسلی، خش‌لغزها، آئینه گسلی و چین‌خوردگی‌های مرتبط با گسل شده‌اند. هر چند که هر کدام از گسل‌های اصلی با مجموعه‌ای از عوارض ریخت‌زمین ساختی خاص خود همراه هستند. بسیاری از گسل‌ها و همچنین سامانه گسلی حاکم بر منطقه مورد مطالعه، جابه‌جایی مورب‌لغز دارند که بخشی از جابه‌جایی‌ها به صورت امتدادلغز و بخش دیگر به صورت شیب‌لغز است. بنابراین ویژگی‌های مشترک زیادی در زمینه تأثیر بر ریخت‌شناسی کنونی منطقه دارند. شواهد زیادی از گسل‌خوردگی مانند خش‌لغزهای موجود روی سطوح گسل، جابه‌جایی لایه‌ها، رشد بلورها در سوی حرکت بلوک‌های گسلی، خردشدگی لایه‌ها در مسیر حرکت گسل و پله‌های گسلی در ایستگاه‌های مختلف منطقه مورد مطالعه دیده شده است.

به‌طور کلی سامانه گسلی فعال در منطقه مورد مطالعه را می‌توان به دو پهنه گسلی اصلی تحت عنوان پهنه گسل حسن آباد (در شمال منطقه) و پهنه گسل آوج (در مرکز و جنوب منطقه) با روند تقریبی شمال باختر- جنوب خاور تقسیم‌بندی کرد (شکل ۸). در این دو پهنه گسلی، ساختارهای اصلی و شناخته شده گسل‌های حسن آباد، خررود، آبدره و آوج و چندین گسل فرعی به موازات یا مایل و حتی عمود بر این ساختارها وجود دارند که برخی از آنها در اثر عملکرد گسل‌های اصلی نام برده شده در منطقه آوج- آبگرم به وجود آمده‌اند. در هر یک از این پهنه‌ها در بازدیدهای صحرایی شواهدی از فعالیت سامانه گسلی فعال در منطقه دیده و اندازه‌گیری شده است.

۵-۱. پهنه گسل حسن آباد

پهنه گسل حسن آباد در شمال منطقه آوج- آبگرم و در زیرپهنه آبگرم قرار گرفته و در آن، مهم‌ترین ساختارها، گسل حسن آباد و گسل خررود است. گسل طولی حسن آباد با راستای تقریبی شمال باختر- جنوب خاور، به طول ۷۵ کیلومتر، در بخش شمالی زیرپهنه آبگرم و در طول بخش خاوری این گسل، گسل لرزه‌خیز شناخته شده ایپیک جای گرفته است (Bolourchi, 1979). همچنین بخش خاوری گسل حسن آباد و بخش باختری گسل ایپیک در طی رویداد زمین‌لرزه ۱ سپتامبر (۱۹۶۲) بویین‌زهرا با بزرگای $M_s = 7.2$ و شدت $XI = IO$ (بربریان و همکاران، ۱۳۶۲) گسیخته شده و دست کم ۱/۴ متر جدایش شیبی وارون و ۶۰ سانتی‌متر جابه‌جایی راست‌لغز چپ‌بر داشته است (بربریان و همکاران، ۱۳۶۲). روند به دست آمده از برداشت‌های صحرایی از صفحات گسلی موجود در پهنه گسلی حسن آباد با روند خطواره‌های ساختاری استخراج شده در این منطقه با استفاده از روش‌های سنجش از دور نیز همخوانی دارد. این تطابق در داده‌های به دست آمده از روش‌های نیمه‌اتوماتیک و نرم‌افزاری با برداشت‌های صحرایی و دیگر داده‌های زمین‌شناسی، درستی این روش را تأیید می‌کند. شکل‌های ۹، ۱۰ و ۱۱، صفحات گسلی برداشت شده از بخش مرکزی و جنوب باختری گسل حسن آباد را نشان می‌دهند.

در خاور شهرستان آبگرم و در بخش فروافتاده آبگرم در مرز واحدهای آهکی سازند قم صفحات گسلی رخنمون یافته از عملکرد شاخه‌های فرعی همسو در بخش جنوب باختری گسل اصلی حسن آباد برداشت شده است (شکل‌های ۹ و ۱۰). هندسه صفحه گسلی $N165 / 70NE$ و راستای خطوط خش‌لغزش به موازات پهنه گسلی

با هم ترکیب و پس از حذف خطواره‌های تکراری، یک نقشه نهایی به دست آمد. همان‌طور که در شکل ۴ دیده می‌شود؛ توزیع شکستگی‌ها شامل جهت‌گیری، پیوستگی، چگالی و الگوهای تداخلی آنها و انواع گسل‌ها، به وجود آورنده کلیدی برای فهم و درک ما از زمین‌ساخت و عملکرد آن در یک ناحیه و یا منطقه است. تراکم خطواره‌ها در بخش‌های مختلف منطقه مورد مطالعه متفاوت است (شکل ۴). اگر در یک دید کلی منطقه به دو بخش خاوری- باختری تقسیم‌بندی شود؛ در بیشتر بخش‌های باختری منطقه مورد مطالعه تراکم بالایی از خطواره‌های ساختاری دیده می‌شود و در بخش جنوب خاوری کمترین میزان را دارد. با توجه به اینکه روند کلی گسل‌های اصلی منطقه شمال خاوری- جنوب باختری است؛ در نقشه خطواره‌های استخراج شده از تصاویر ماهواره‌ای لندست نیز روند چیره خطواره‌ها $N55W$ است و همچنین در $N60 - 70W$ فراوانی قابل توجهی دارند. این روندها به وسیله برداشت‌های صحرایی مورد تأیید قرار گرفته است.

۴-۲. تحلیل خطواره‌های استخراج شده از مدل سایه ارتفاعی

برای برداشت خطواره‌ها بر پایه این مدل از آزمایشات تایش نور 0° ، 45° ، 90° ، 135° ، 180° ، 225° و 270° استفاده شده است؛ که ابتدا ۸ نقشه تهیه شد و سپس با ترکیب آنها و حذف خطواره‌های تکراری، نقشه پایانی در شکل ۵ به دست آمد. در بررسی خطواره‌های ساختاری استخراج شده از مدل سایه ارتفاعی منطقه مورد مطالعه، مشخص شد که بیشترین تراکم خطواره‌ها در بخش‌های شمالی و جنوب باختری چهارگوش منطقه مورد مطالعه است و در بخش جنوب خاوری خطواره‌ها فراوانی کمتری دارند. نمودار گل‌سرخ آزمون طول خطواره‌ها جهت‌گیری بیشینه در $N60W$ را نشان می‌دهد (شکل ۷).

۴-۳. تحلیل نقشه پایانی خطواره‌ها

پس از استخراج همه خطواره‌ها از دو منبع متفاوت که افزون بر اطلاعات از عوارض سطح زمین دارای اطلاعات ارتفاعی نیز بودند، این نقشه‌ها در محیط نرم‌افزار ArcGIS با هم ترکیب؛ خطواره‌های در ارتباط با یکدیگر به هم متصل و خطواره‌های تکراری آنها نیز حذف شدند. برای تحلیل و بررسی محلی خطواره‌های محدوده مورد مطالعه نقشه پایانی خطواره‌ها (شکل ۶) رسم شد و در پایان با محاسبه آزمون خطواره‌ها، نمودار گل‌سرخ مربوط به کل خطواره‌ها و شبکه گسلی منطقه رسم شد (شکل ۷). مقایسه میان گسل‌های ثبت شده در نقشه زمین‌شناسی این محدوده و نقشه پایانی خطواره‌ها نشان‌دهنده این مطلب است که روند خطواره‌ها در رابطه با عملکرد گسل‌های اصلی منطقه هستند. به عبارت دیگر روند خطواره‌ها از روند گسل‌ها و شکستگی‌های منطقه پیروی می‌کند و نشان‌دهنده درستی این روش مطالعه برای پی بردن به نقاط ضعف و پهنه‌های شکستگی است. همان‌طور که در نقشه پایانی خطواره‌ها دیده می‌شود بیشینه تراکم خطواره‌ها در رابطه با تراکم گسل‌ها در این ناحیه است. یکی از کاربردهای اصلی استخراج شکستگی‌های ساختاری (خطواره‌ها) در منطقه مورد مطالعه، شناسایی و تعیین موقعیت گسل‌های پنهان است. در نقشه پایانی خطواره‌های ساختاری (شکل ۶) منطقه مورد مطالعه، موقعیت گسل خررود با توجه به خطواره‌های ساختاری به دست آمده شناسایی و تعیین شد. با توجه به اینکه روند گسل خررود منطبق بر رودخانه خررود در این منطقه بوده و توسط نهشته‌های این رودخانه (نهشته‌های آبرفتی) پوشیده شده است؛ هیچ‌گونه شواهد صحرایی از صفحه یا سازوکار این گسل در منطقه رخنمون ندارد و این خطواره‌ها حضور و فعالیت گسل خررود را در منطقه مورد مطالعه تأیید می‌کنند.

گفتنی است که تفاوت میان خطواره‌های گسلی و گسل‌ها، آن است که گسل‌ها سازوکار مشخص وارون، نرمال یا امتدادلغز دارند؛ این در حالی است که سازوکار خطواره‌های گسلی به دلیل آنکه غالباً سطوح گسلی مشخص روی زمین ندارند و تنها تأثیرات جابه‌جایی‌های زیر سطحی را در سطح نشان می‌دهند، مشخص نیست و تنها بر پایه روش‌های یاد شده در بالا روی تصاویر ماهواره‌ای شناسایی می‌شوند.

شکل ۷ نمودارهای گل‌سرخ شکستگی‌های ساختاری (خطواره‌ها و گسل‌ها) منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد. همان‌گونه که دیده می‌شود، روند چیره

همراهی ساختارهای شکننده و شکل‌پذیر، در نگاه اول متناقض می‌آید؛ اما این امر امکان‌پذیر است. هنگامی که لایه‌های با مقاومت متفاوت به‌طور متناوب در میان دو دیواره یک پهنه گسلی قرار گرفته باشند (شکل ۱۲)؛ در چنین شرایطی، جابه‌جایی دیواره‌های سخت پهنه گسلی نسبت به یکدیگر موجب چین‌خوردن لایه سنگی میان آنها می‌شود و چین‌های پهنه گسلی را به وجود می‌آورد. بر پایه مطالعات ریخت‌زمین‌ساختی و بررسی نقشه‌های زمین‌شناسی و ساختاری در پهنه گسلی آوج مشخص شد که نمونه‌هایی از چین‌های مرتبط با گسل از نوع چین‌های پهنه گسلی در بخش جنوبی گسل اصلی آوج در سازند سرخ بالایی رخنمون دارد و نشانگر فعالیت زمین‌ساختی در نتیجه بالاآمدگی و رشد چین‌هاست (شکل ۱۲).

عملکرد سامانه گسلی فعال در بخش مرکزی منطقه مورد مطالعه موجب دگرگونی کاتاکلاستیک یا دگرگونی دینامیکی واحدهای سنگی در این بخش از منطقه شده است (شکل ۱۳). در بخش مرکزی منطقه مورد مطالعه (منطقه حد فاصل میان گسل‌های خررود و آوج)، برش گسلی در واحدهای سنگی سازند قم در این منطقه رخنمون دارد. در برخی از بخش‌ها میلیونیت نیز رخنمون دارد که نشان از افزایش شدت دگرریختی است. رخنمون مورد نظر در امتداد یک گسل با روند شمال باختر- جنوب خاور جای دارد. در بخش‌هایی که گسل‌ها رسوبات آبرفتی (واحدهای رسوبی) را بریده‌اند، پرتگاه‌های گسلی در راستای شاخه‌های اصلی و فرعی گسل‌های منطقه به وجود آمده است. پرتگاه‌های گسلی در منطقه مطالعاتی عموماً خطی هستند و شیب زیادی دارند. پرتگاه‌های جوان‌تر از چندین هزار سال پرتیب هستند و شیبی در حدود ۳۵ درجه دارند. شکل ۱۴ نمونه‌ای از پرتگاه گسلی در راستای گسل آوج را نشان می‌دهد.

۶- محاسبه بعد فرکتالی

در این بخش بر پایه نقشه خطواره‌های ساختاری تهیه شده و همچنین نقشه گسل‌های منطقه و با به کارگیری روش مربع شمار (Box Counting) که متداول‌ترین روش در محاسبه و تحلیل فرکتالی شکستگی‌های ساختاری است؛ بعد فرکتالی برای منطقه مورد مطالعه به دست آمد.

۶-۱. محاسبه ابعاد فرکتالی سامانه گسلی فعال

برای به دست آوردن ابعاد فرکتالی سامانه گسلی فعال در منطقه، با استفاده از نقشه‌های زمین‌شناسی، تصاویر هوایی نقشه سامانه گسلی منطقه تهیه و با توجه به پهنه‌های گسلی حسن‌آباد و آوج تعریف شده در شکل ۸، برای اعمال روش مربع شمار، منطقه مورد مطالعه به دو پهنه اصلی منطبق بر پهنه‌های گسلی یاد شده تقسیم شد. در بررسی فرکتال سامانه گسلی منطقه هر کدام از پهنه‌ها، جداگانه مورد ارزیابی قرار گرفت و برای هر یک بعد فرکتالی به دست آمد. در جدول ۱، متغیرهای تحلیل فرکتال به دست آمده از بررسی سامانه گسلی منطقه نشان داده شده است. با رسم نمودارهای مربوط به هر پهنه یک بعد فرکتالی به دست آمد (شکل ۱۵). با توجه به ابعاد فرکتالی محاسبه شده، دیده می‌شود که این اعداد با یکدیگر متفاوت هستند. هرچه بعد فرکتالی که از شکستگی‌های ساختاری منطقه (گسل و خطواره) به دست می‌آید؛ از دید میزان عددی بزرگ‌تر باشد؛ نشان‌دهنده تراکم شکستگی‌ها در آن منطقه است. در منطقه مورد مطالعه پهنه گسل حسن‌آباد دارای بعد فرکتالی $(D_A = 0/892)$ بیشتری در قیاس با پهنه گسل آوج $(D_B = 0/849)$ است. علت این امر را می‌توان به حضور و فعالیت گسل حسن‌آباد و گسل‌های خررود در پهنه گسلی حسن‌آباد نسبت داد.

۶-۲. محاسبه ابعاد فرکتالی خطواره‌های ساختاری

برای به دست آوردن ابعاد فرکتالی خطواره‌های ساختاری منطقه مورد مطالعه، با استفاده از تصاویر هوایی و روش‌های سنجش از دور، خطواره‌های ساختاری استخراج، نقشه خطواره‌های ساختاری تهیه و با توجه به پهنه‌های گسلی حسن‌آباد و آوج تعریف شده در شکل ۸، برای اعمال روش مربع شمار، منطقه مورد مطالعه به دو پهنه اصلی منطبق بر پهنه‌های گسلی یاد شده تقسیم شد. در بررسی فرکتال

و همچنین ریک ۴۰ درجه، می‌تواند تأییدی بر سازوکار راستالغز چپ‌بر با مؤلفه وارون این سامانه گسلی باشد (شکل ۹). دومین صفحه گسلی برداشت شده در خاور شهرستان آبگرم گسلی با موقعیت $N130 / 70NE$ و ریک ۷۰ درجه است؛ که با توجه به ریک برداشت شده و پله‌های سطح گسل، عملکرد این گسل وارون با مؤلفه راستالغز چپ‌بر است (شکل ۱۰).

در شکل ۸، موقعیت جغرافیایی و ساختاری صفحه گسلی برداشت شده در بخش جنوبی گسل اصلی حسن‌آباد نشان داده شده است. این صفحه گسلی در واحدهای دولومیت سلطانیه شمال روستای کیسه‌جین در امتداد گسل‌های حسن‌آباد و خررود با مشخصات $N30 / 50NW$ برداشت شده است. بردار لغزشی که برای این گسل در شکل ۱۱ مشخص شده؛ در حدود ۲۰ درجه است که با توجه به استریونت رسم شده برای این شاخه فرعی از پهنه گسل حسن‌آباد، می‌توان گفت که گسل یاد شده یک گسل راستالغز چپ‌بر با مؤلفه وارون است. شواهد ریخت‌زمین‌ساخت حاصل از عملکرد حسن‌آباد نشان از سازوکار وارون با مؤلفه راستالغز چپ‌بر دارد.

دیگر گسل مهم در این پهنه، گسل خررود به طول بیش از ۲۰ کیلومتر با راستایی مشابه با گسل حسن‌آباد است (شکل ۸). در بخش شمالی این گسل نهشته‌های کامبرین- مزوزویک رخنمون دارند و در بخش جنوبی آن یک منطقه فرونشست دیده می‌شود که رودخانه خررود در آن جریان دارد. بررسی شواهد ریخت‌زمین‌ساختی دو سوی گسل نشان از فعال بودن این ساختار دارد و به نظر می‌رسد که نهشته‌های پالئوزویک زیرین در شمال روستای کیسه‌جین و نهشته‌های ژوراسیک در منطقه آبگرم در بخش فرونشست در زیر رسوبات آبرفتی عهد حاضر ادامه داشته باشد؛ در نتیجه می‌توان گسل خررود را یک گسل رانندگی معرفی کرد.

۵-۲. پهنه گسلی آوج

در پهنه گسلی آوج، مهم‌ترین ساختار، گسل آوج است. این گسل به طول ۷۵ کیلومتر با امتداد $N130$ از شهرستان آوج عبور می‌کند. در شمال باختری تقریباً خاوری - باختری ($N100$) شده و در این راستا واحدهای سنگی دگرگون شده زیرپهنه رزن مجاور آبرفت‌های جوان کواترنری قرار گرفته است. گسل یاد شده با تغییر روند به $N150$ نقش مرز زیرپهنه برخاسته رزن با بخش فرونشسته چنگوره- آوج را بر عهده دارد. همچنین این گسل جداکننده دو زیرپهنه آبگرم (منطبق بر پهنه ایران مرکزی) و زیرپهنه رزن (بخشی از پهنه سندج - سیرجان) از یکدیگر است (شکل ۱- ب) (Bolourchi, 1979) و گمان می‌رود در طی حرکات تریاس میانی- بالایی شکل گرفته و در طی حرکات جوان‌تر دوباره فعال شده است (Bolourchi, 1979). سنگ‌های پالئوزویک تا تریاس میانی در زیرپهنه جنوب آوج رخنمون ندارد. در طول و پس از شروع کوهزایی کرتاسه بالایی- پالوسن، گسل آوج نقش مهمی در فعالیت آتشفشانی این ناحیه داشته است؛ در این زمان گسل آوج تحت کشش بوده است و سنگ‌های آتشفشانی از میان این خط ضعف به خارج راه یافته‌اند و در طی فازهای زمین‌ساختی جوان‌تر، گسل آوج دوباره فعال شده که راننده شدن سنگ‌های تریاس بالایی- ژوراسیک روی سازند سرخ میوسن بالایی شاهدهی بر این دیدگاه است (Bolourchi, 1979). همچنین گسل آبدره با راستای تقریبی 115° با شیب 30° تا 32° درجه جنوب باختری به گفته اورنگ و همکاران (۱۳۹۳) و با شیب 49° به سوی جنوب بر پایه مطالعه پس‌لرزه‌ها (Walker et al., 2005)، در پهنه گسلی آوج قرار گرفته است (شکل ۸). این گسل- رانندگی پنهان در زیر رسوبات آبرفتی با روند شمال باختری- جنوب خاوری به طول تقریبی ۲۰ کیلومتر (Walker et al., 2005)، در فاصله ۵ تا ۱۰ کیلومتری شمال گسل آوج قرار گرفته است (Walker et al., 2005). عملکرد این گسل موجب رویداد لرزه‌ای چنگوره- آوج در اول تیرماه ۱۳۸۱، با بزرگای $M_w = 6.5$ و بیشینه شدت VIII، در مقیاس مرکالی (MMI) شده است (Ghasemi et al., 2006). این رویداد سبب مخاطرات ریخت‌زمین‌ساختی همچون زمین‌لغزش، گسیختگی‌های سطحی و غیره، در گستره کلان‌لرزه‌ای شده است. گسل‌ها و چین‌ها به‌طور معمول در رخنمون‌های واحدی پدید می‌آیند. تصور

مطالعه، همچنین انطباق داده‌ها با مرکز سطحی زمین‌لرزه چنگوره- آوج در شمال باختر منطقه مطالعاتی و برداشت‌های سطحی (صحرایی) انجام گرفته، می‌توان بیان داشت که روند چیره و اصلی شکستگی‌های ساختاری منطقه آوج- آبگرم شمال باختری- جنوب خاوری است که هم‌روند با گسل‌های اصلی شناخته شده و دارای شواهد صحرایی (گسل‌های حسن‌آباد، آبدره و آوج) و گسل پنهان خررود، در منطقه است. از مهم‌ترین شکستگی‌های ساختاری در منطقه مورد مطالعه می‌توان به گسل‌های خررود و آبدره با روند شمال باختر- جنوب خاور اشاره کرد. به سبب اینکه گسل خررود در زیر آبرفت‌ها یا رسوبات رودخانه خررود مدفون شده است؛ هیچ‌گونه رخنمون سطحی ندارد. در نقشه پایانی خطواره‌های استخراج شده به موازات امتداد این گسل، خطواره‌های به دست آمده است که نشان‌دهنده فعال بودن این پهنه گسلی هستند. روند گسل خررود با توجه به روند خطواره‌ها N 110-115 E است که در راستای این گسل واحدهای پالئوزوئیک و مزوزوئیک در شمال خاور روی آبرفت‌های کواترنری در جنوب باختر رانده شده است. بنابراین به نظر می‌رسد شیب گسل به سوی شمال خاور است. اطلاعات سازوکار کانونی زمین‌لرزه چنگوره- آوج در سال ۱۳۸۱، در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که گسل آبدره مسبب این رویداد بوده است. با تلفیق ابعاد فرکتالی به دست آمده برای پهنه‌های گسلی تعریف شده در منطقه آوج- آبگرم، با توجه به تراکم شکستگی‌ها و بالا بودن بعد فرکتالی در دو پهنه گسلی حسن‌آباد و آوج، می‌توان چنین نتیجه‌گیری کرد که عملکرد گسل‌های اصلی حسن‌آباد، خررود در پهنه گسل حسن‌آباد در شمال منطقه و گسل آبدره در باختر و پهنه گسلی آوج در جنوب منطقه عامل این امر هستند. با توجه با اینکه گسل خررود هیچ‌گونه رخنمون سطحی در منطقه ندارد؛ نتایج به دست آمده از تحلیل‌های فرکتالی حضور و فعالیت آن را در منطقه تأیید می‌کند.

البته نکته قابل توجه این است که حضور شکستگی‌های کمتر و بعد فرکتالی پایین در خاور تا جنوب خاور منطقه را می‌توان به پوشیده شدن واحدهای کهن‌تر با رسوبات عهد حاضر نسبت داد. بنابراین تحلیل فرکتالی می‌تواند برای عوارض و ساختارهای زمین‌شناسی به منظور تعیین پویایی فعالیت‌های زمین‌ساختی ساختارهای اصلی منطقه مورد استفاده قرار گیرد.

خطواره‌های ساختاری منطقه هر کدام از پهنه‌ها، جداگانه مورد ارزیابی قرار گرفت و برای هر یک بعد فرکتالی به دست آمد. در جدول ۲، متغیرهای تحلیل فرکتال به دست آمده از بررسی خطواره‌های ساختاری منطقه نشان داده شده است. با رسم نمودارهای مربوط به هر پهنه یک بعد فرکتالی به دست آمد (شکل ۱۶).

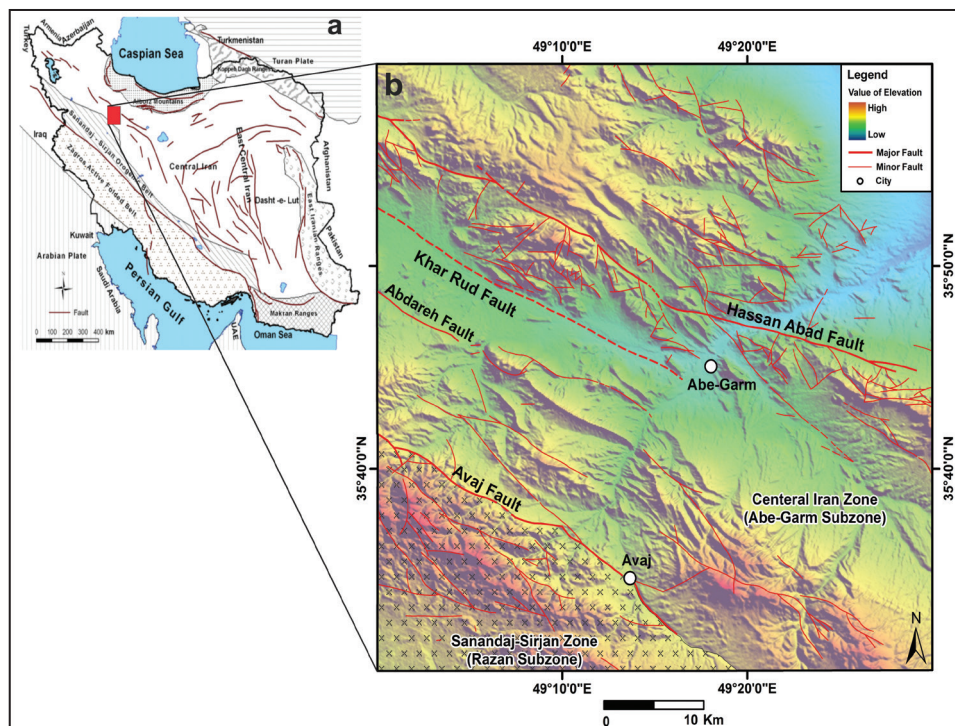
با توجه به ابعاد فرکتالی به دست آمده، دیده می‌شود که این اعداد با یکدیگر متفاوت هستند؛ هر چه بعد فرکتالی که از شکستگی‌های ساختاری منطقه (گسل و خطواره) به دست می‌آید؛ از نظر میزان عددی بزرگ‌تر باشد؛ نشان‌دهنده تراکم شکستگی‌ها در آن منطقه است. در منطقه مورد مطالعه پهنه گسل حسن‌آباد دارای بعد فرکتالی ($D_f = 0/993$) بیشتری نسبت به پهنه گسل آوج با بعد فرکتالی ($D_f = 0/983$) است. در پهنه گسل حسن‌آباد به سبب تراکم بالای شکستگی، بعد فرکتالی میزان بالایی نسبت به دیگر پهنه‌های گسلی نشان می‌دهد.

با رسم نمودارهای متغیرهای تحلیل فرکتالی یاد شده برای هر پهنه یک بعد فرکتالی به دست آمد (جدول ۳).

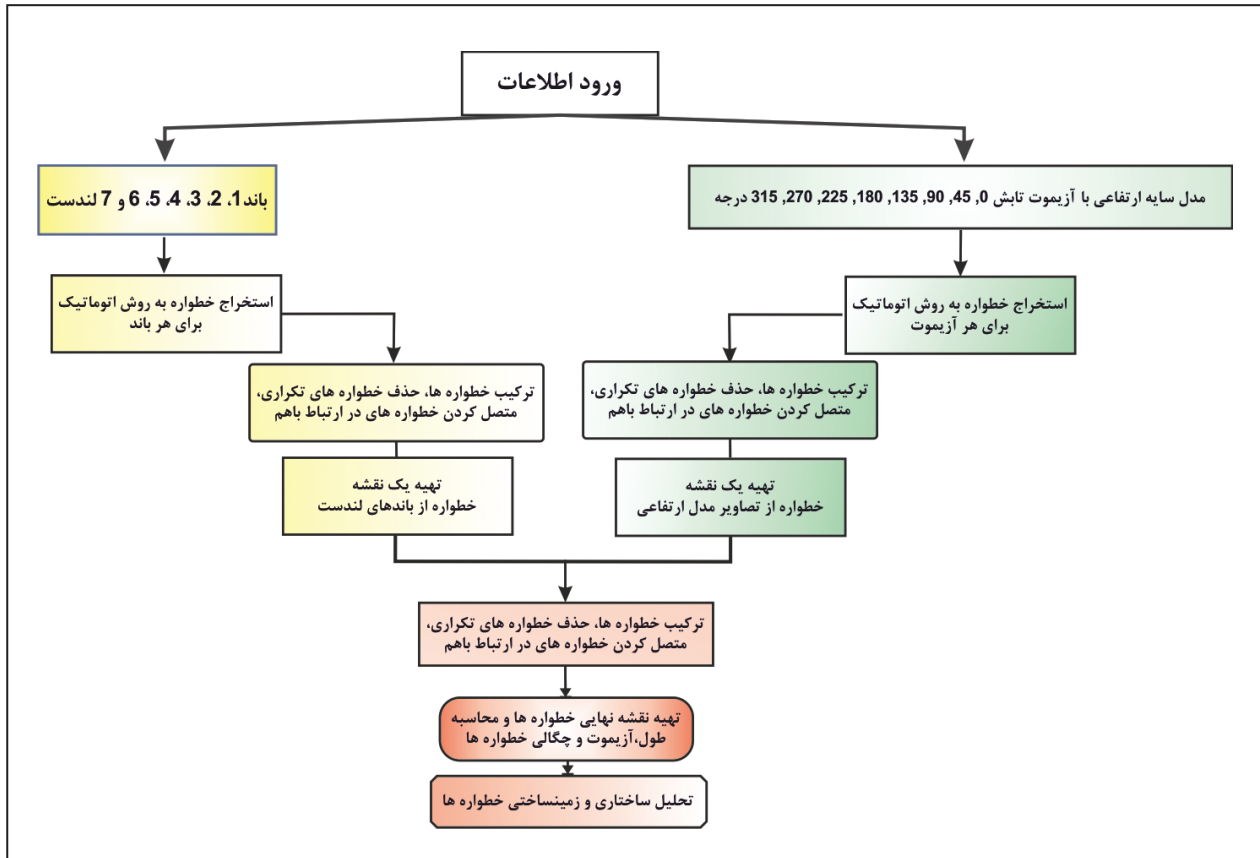
افزایش بعد به دلیل گسترش بیشتر انشعابات گسلی و نیز تراکم بالای شبکه و در پی آن افزایش واکنش و تغییرات ساختاری در این مناطق است. یک پهنه گسلی مادامی که یک گسل منفرد باشد؛ بعد آن ۱ (خطی) است و با گسترش پهنه گسلی و افزایش پهنه تخریب و در نتیجه گسترش انشعابات آن بعد فرکتالی هم افزایش می‌یابد و میان ۱ و ۲ تغییر می‌کند. به عبارت دیگر پهنه گسلی از وضعیت خطی به سوی سطح میل می‌کند. با توجه به ابعاد فرکتالی به دست آمده برای ۲ پهنه گسلی تعریف شده در منطقه مورد مطالعه، روشن است که بیشترین بعد فرکتالی در این منطقه مربوط به پهنه گسلی حسن‌آباد است که نشان از آن دارد که شدت شکستگی‌ها و مرحله بلوغ ساختاری در این پهنه نسبت به پهنه گسلی آوج بیشتر است (جدول ۳). این نتایج حضور و فعالیت گسل‌های خررود را در پهنه گسل حسن‌آباد اثبات می‌کند.

۷- بحث و نتیجه‌گیری

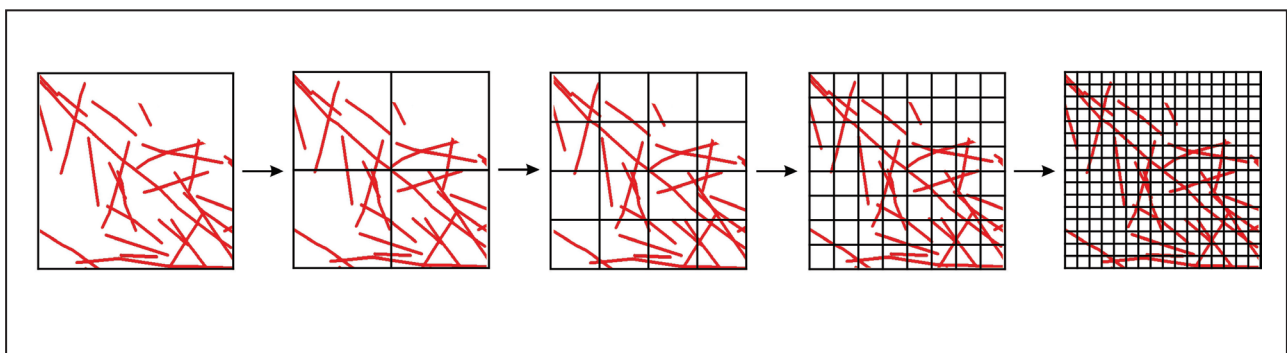
با توجه به نقشه کلی خطواره‌های ساختاری به دست آمده در منطقه آوج- آبگرم، روند چیره به دست آمده از نمودارهای گل‌سرخ‌ی رسم شده مربوط به شکستگی‌های ساختاری (خطواره‌های ساختاری و شبکه گسلی فعال) منطقه مورد



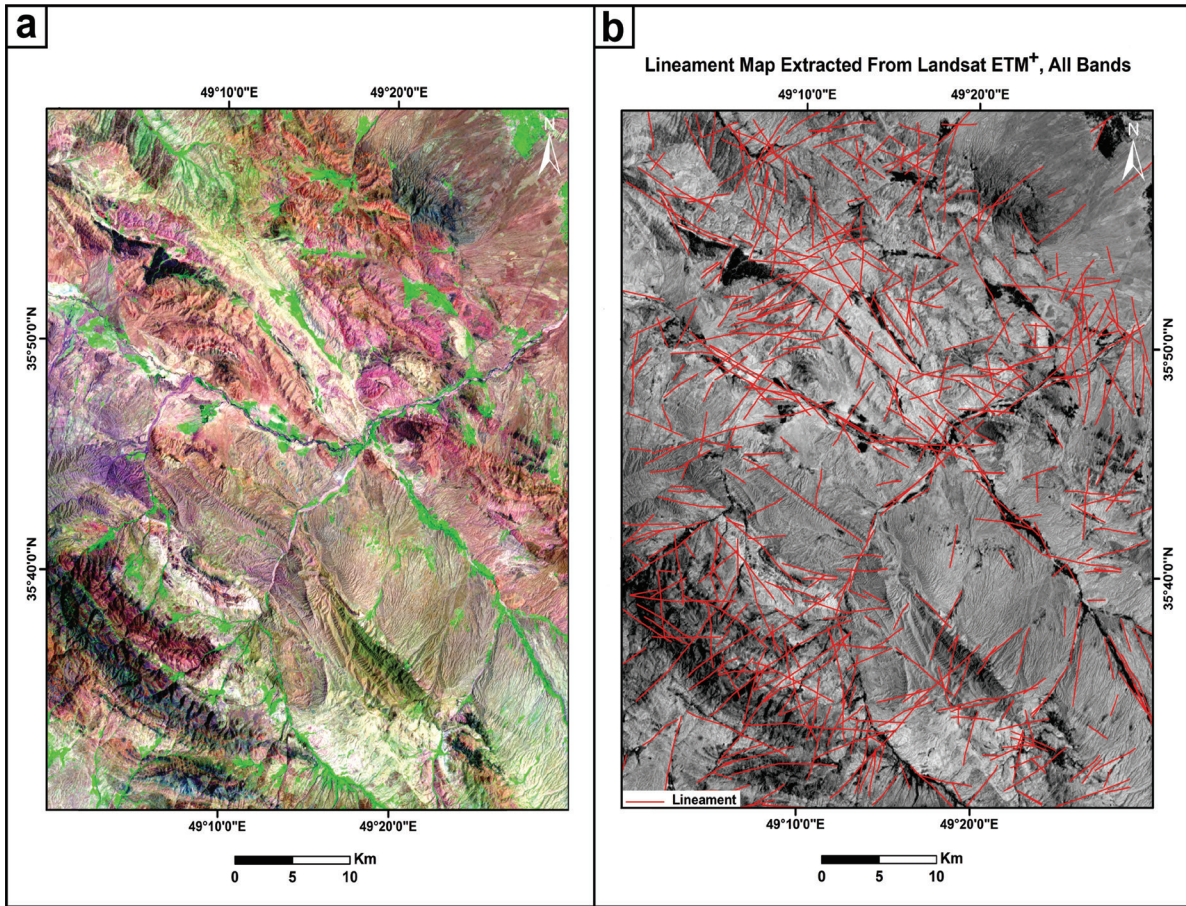
شکل ۱- الف) نقشه پهنه‌های ساختاری ایران که موقعیت محدوده مورد مطالعه به صورت چهارگوش نشان داده شده است (Berberian and King, 1981)؛ ب) نقشه پهنه‌بندی و گسل‌های اصلی منطقه آوج- آبگرم (Bolourchi, 1979; Walker et al., 2005).



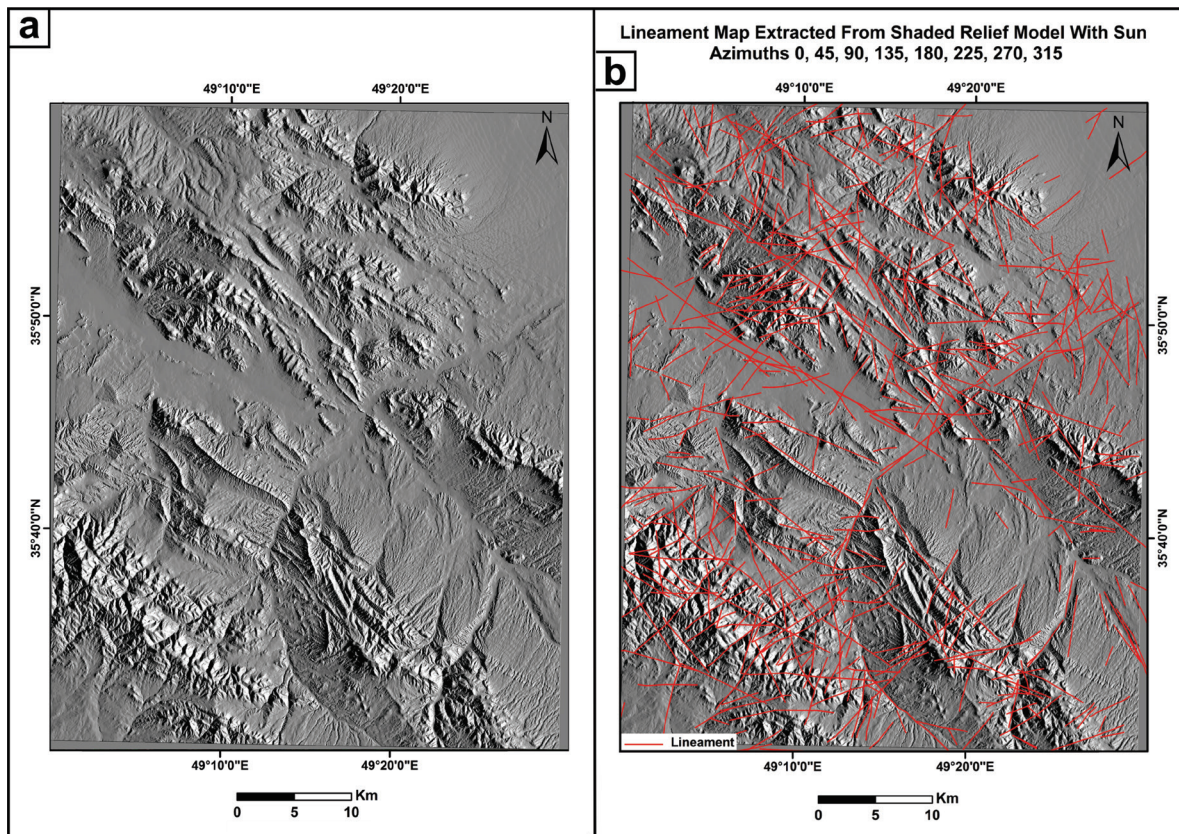
شکل ۲- الگوریتم چگونگی تهیه نقشه کلی خطواره‌ها.



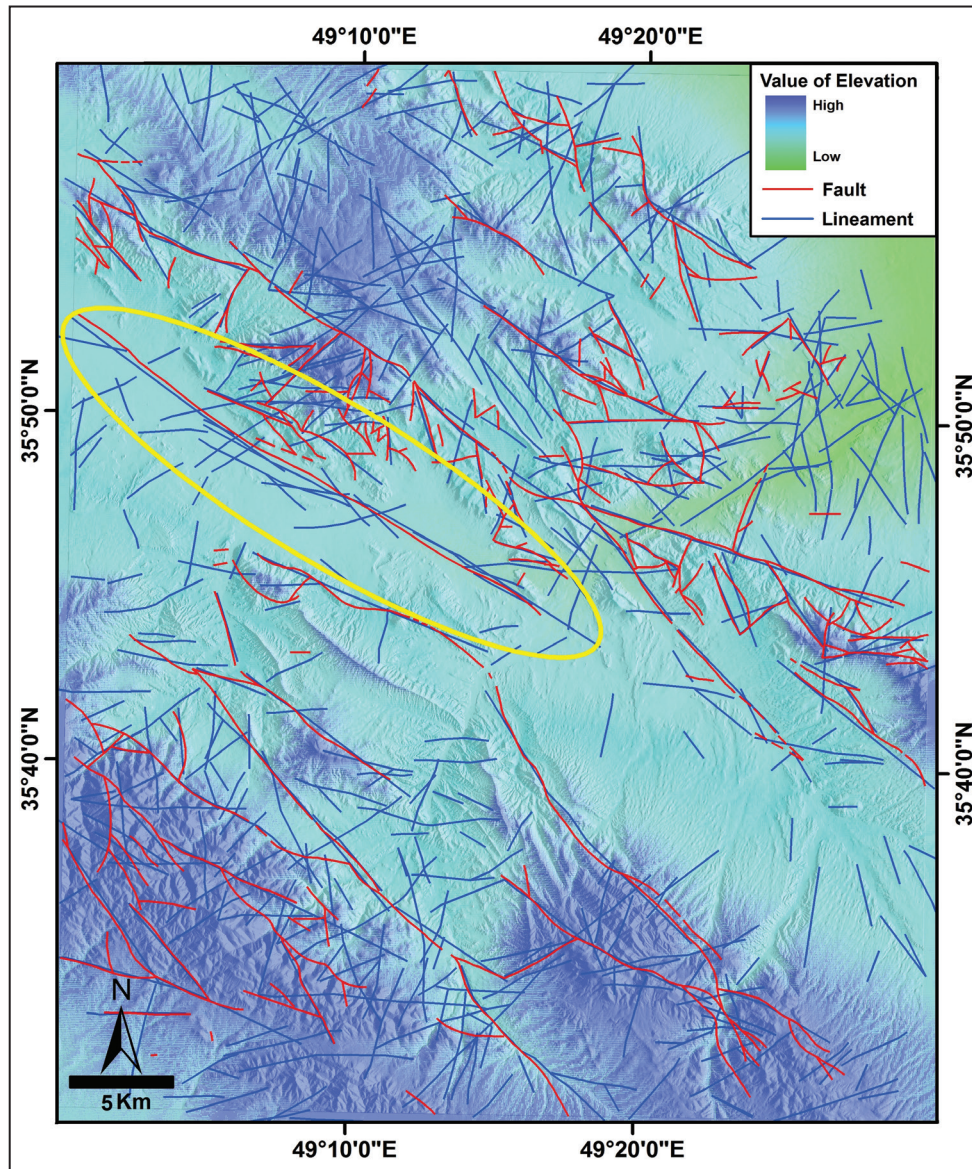
شکل ۳- طرح نمادین چگونگی شبکه‌بندی.



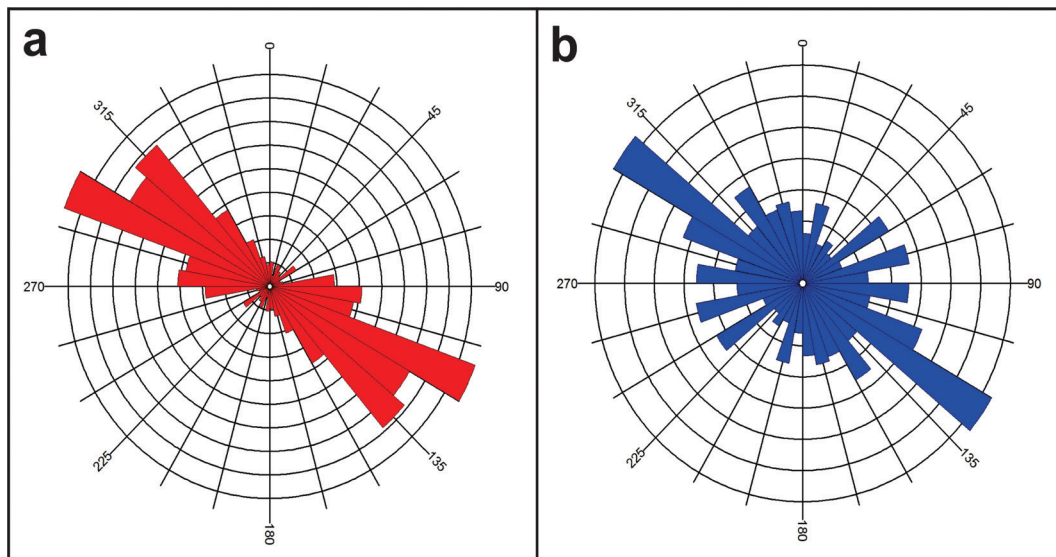
شکل ۴- الف) تصویر رنگی نسبت بانندی RGB=321، منطقه مورد مطالعه، ماهواره Landsat ۸؛ ب) نقشه خطواره‌های استخراج شده از تصاویر لندست.



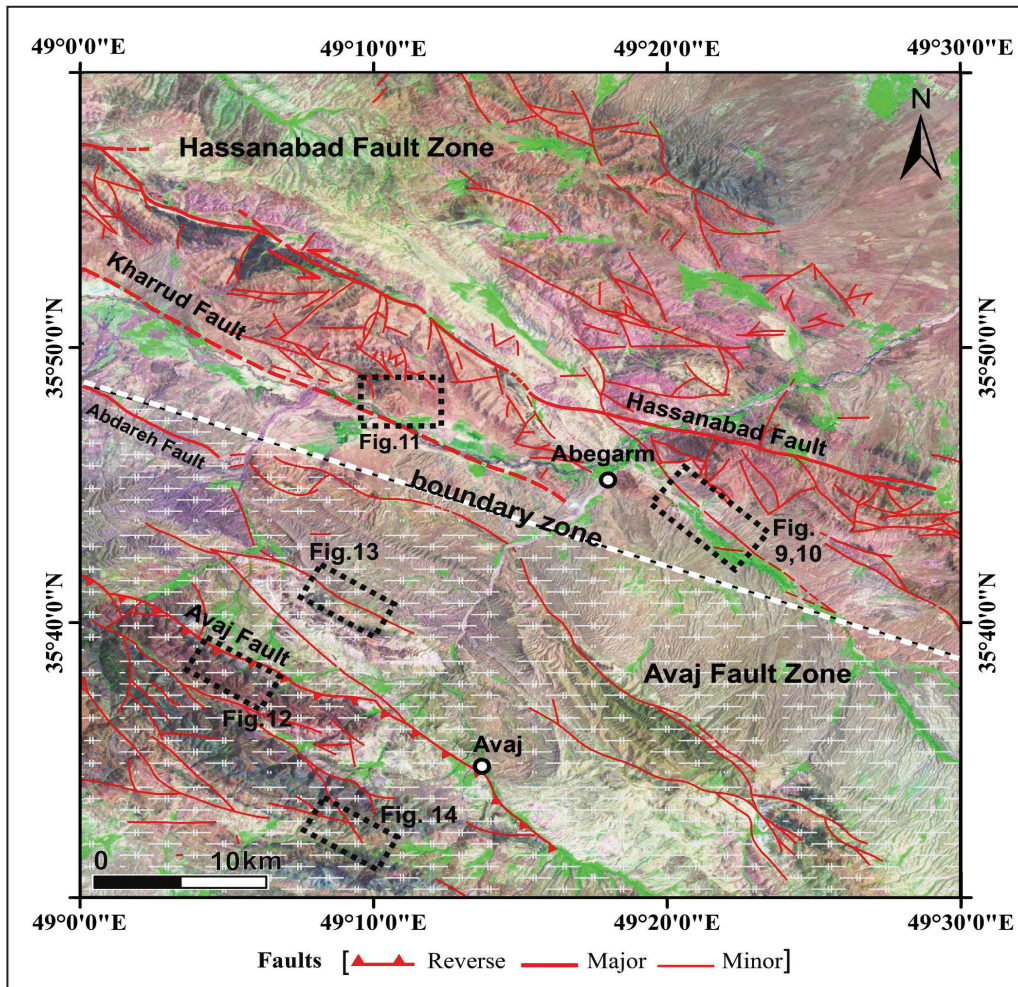
شکل ۵- الف) تصویر سایه ارتفاعی ۹۰ درجه منطقه مورد مطالعه؛ ب) نقشه خطواره‌های استخراج شده از مدل‌های سایه ارتفاعی.



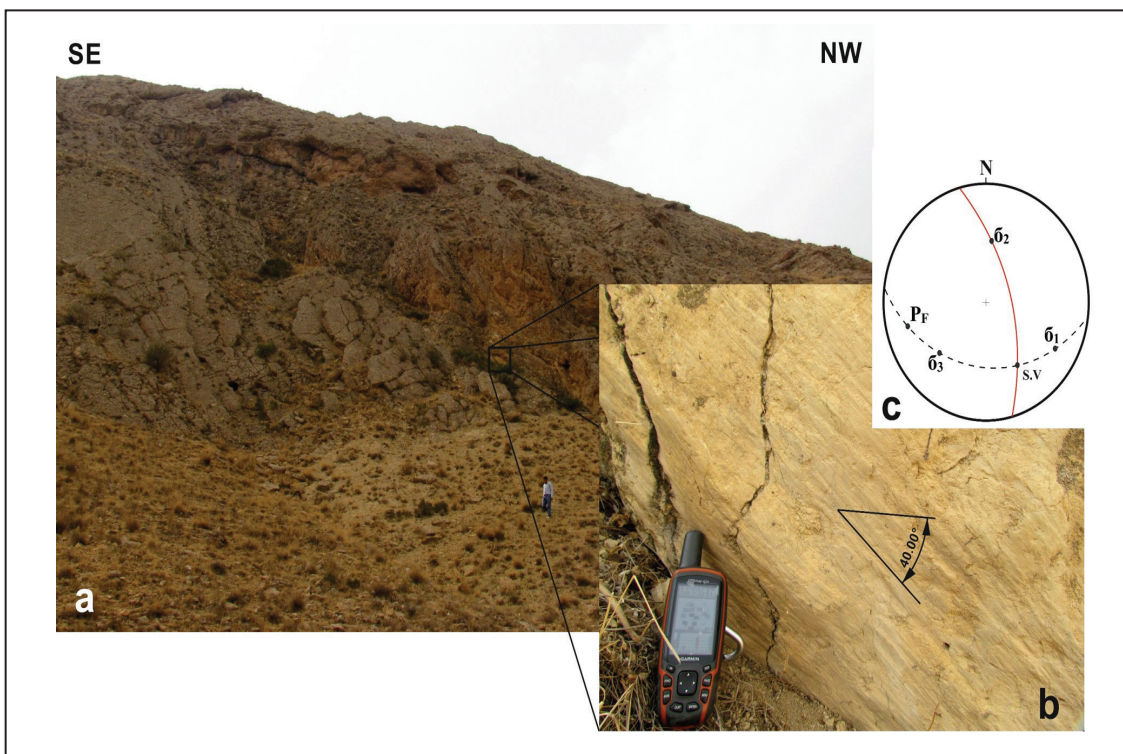
شکل ۶- نقشه کلی خطواره‌ها و گسل‌های منطقه مورد مطالعه. کادر بیضی موقعیت گسل خررود را بر پایه خطواره‌های ساختاری استخراج شده، نشان می‌دهد.



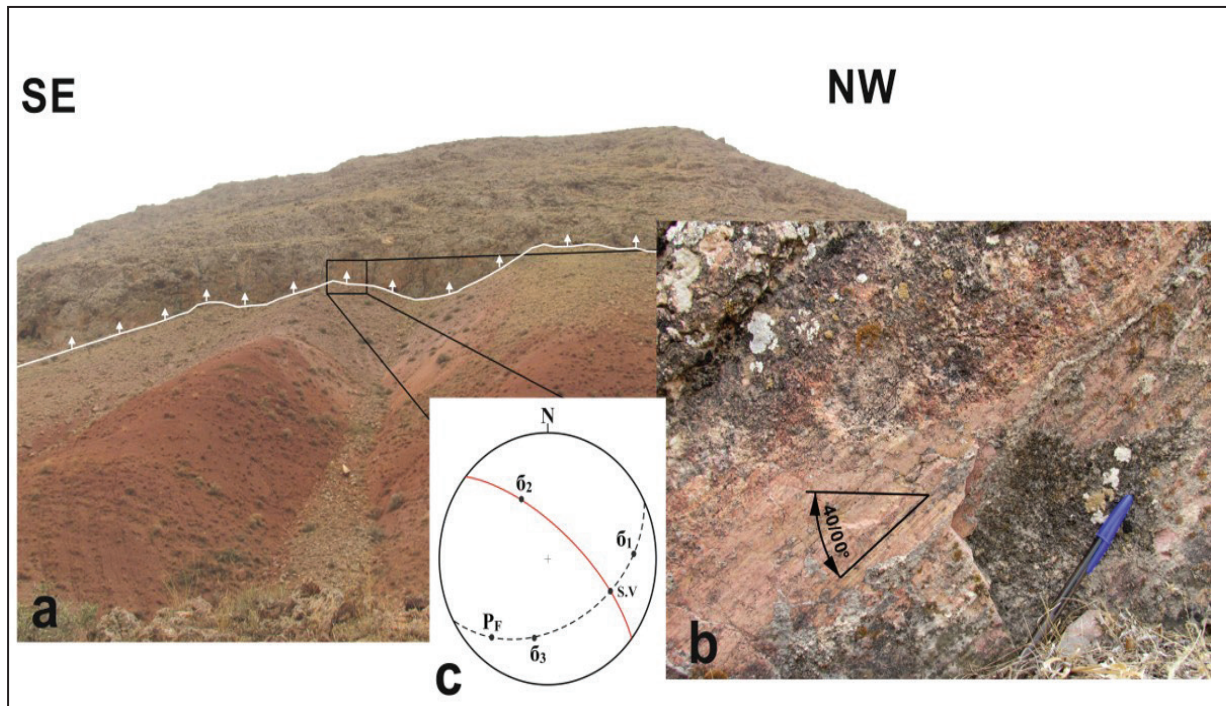
شکل ۷- نمودارهای گل‌سرخ‌ی نقشه کلی خطواره‌ها و گسل‌های منطقه آوج- آبگرم؛ الف) نمودار گل‌سرخ‌ی مربوط به شبکه گسلی منطقه مورد مطالعه؛ ب) نمودار گل‌سرخ‌ی مربوط به خطواره‌های منطقه مورد مطالعه.



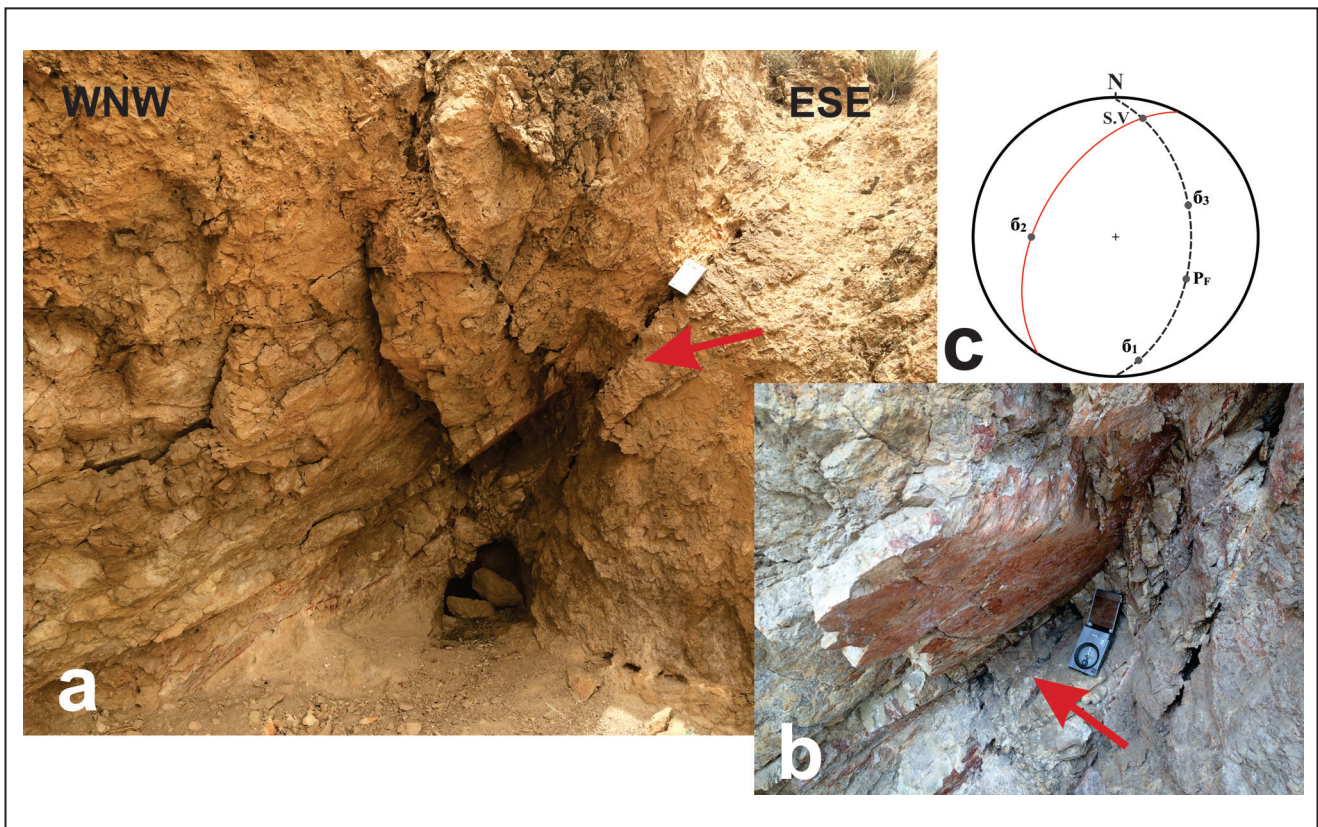
شکل ۸- نقشه پهنه‌بندی سامانه گسلی فعال در منطقه آوج - آبگرم، موقعیت جغرافیایی و ساختاری برداشت‌های صحرائی انجام شده روی این نقشه نشان داده شده است.



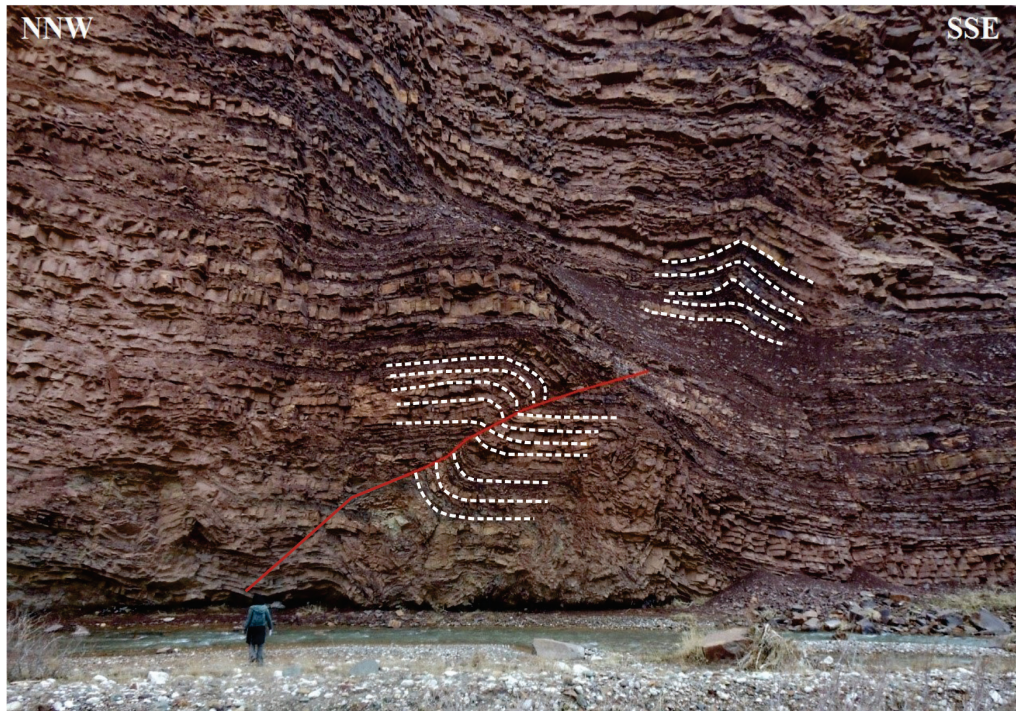
شکل ۹- صفحه گسلی، بخش یا قطعه جنوب باختری گسل حسن آباد؛ الف) عملکرد گسل با موقعیت $N165 / 70NE$ ؛ ب) آینه گسل یاد شده که دارای خشن‌لغزهایی با ریک 40° درجه از جنوب خاوری است؛ پ) استریوپلات رسم شده که موقعیت محوره‌های اصلی تنش و سازوکار مورب‌لغز این گسل را نشان می‌دهد.



شکل ۱۰- صفحه گسلی، بخش یا قطعه جنوب باختری گسل حسن آباد؛ الف) عملکرد گسل با موقعیت N130 / 70NE؛ ب) آینه گسل یاد شده که دارای خش‌لغزهایی با ریزش ۷۰ درجه از جنوب خاوری است؛ پ) استریوپلات رسم شده که موقعیت محورهای اصلی تنش و سازوکار مورب‌لغز این گسل را نشان می‌دهد.



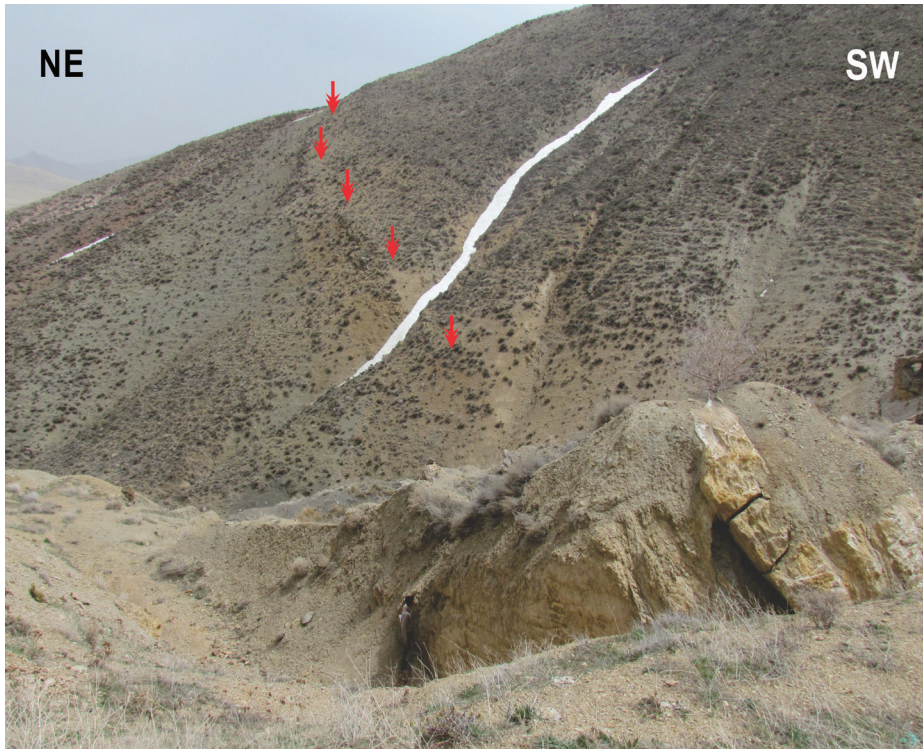
شکل ۱۱- الف) عملکرد گسل با موقعیت N30 / 50NW در سازند سلطانیه ناحیه کیسه‌چین؛ ب) این گسل خش‌لغزهایی با ریزش ۲۰ درجه شمالی دارد. پ) استریوپلات رسم شده که موقعیت محورهای اصلی تنش و سازوکار مورب‌لغز این گسل را نشان می‌دهد.



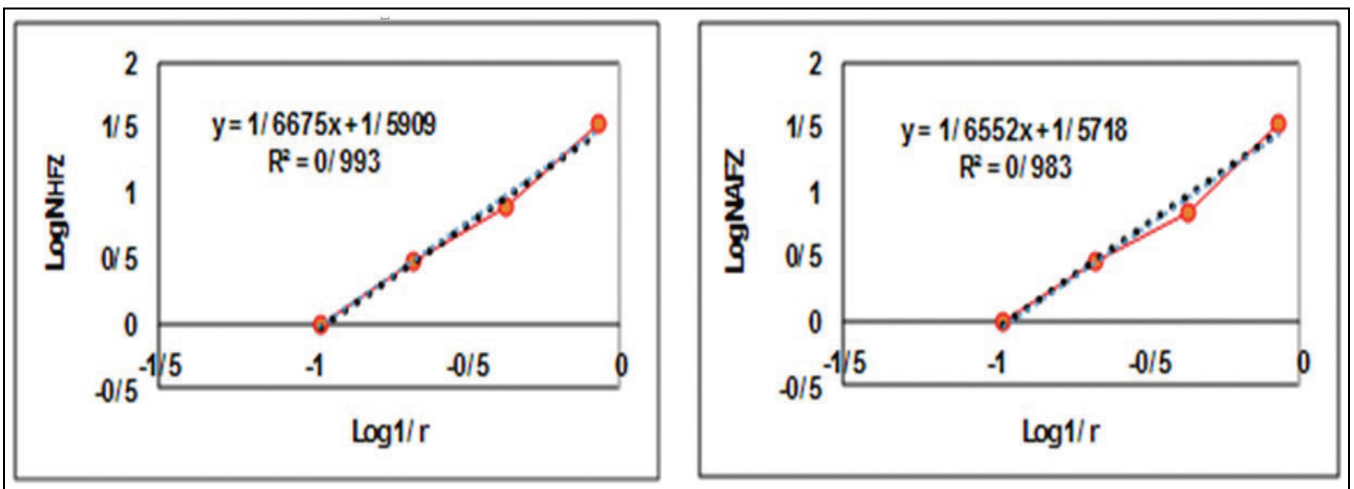
شکل ۱۲- تصویری از چین‌های مرتبط با گسل در سازند سرخ‌بالایی (بال شمال خاور تاقدیس آران).



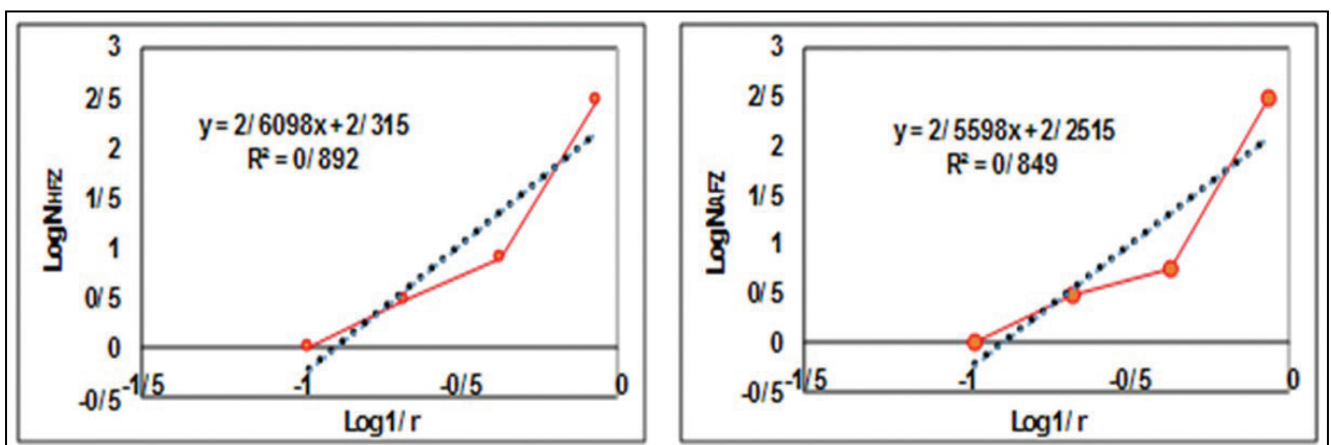
شکل ۱۳- تصویری از پرش گسلی، میلونیت در واحدهای سنگی سازند قم.



شکل ۱۴- پرتگاه گسلی در راستای گسل آوج (در پهنه گسل آوج)، فلش‌های سرخ راستای گسل آوج را نشان می‌دهند.



شکل ۱۵- نمودارهای لگاریتمی شکستگی‌های گسلی (گسل‌ها) در پهنه‌های گسلی حسن‌آباد و آوج.



شکل ۱۶- نمودارهای لگاریتمی خطواره‌های ساختاری در پهنه‌های گسلی حسن‌آباد و آوج.

جدول ۱- محاسبه متغیرهای تحلیل فرکتالی گسل‌های پهنه‌های گسلی حسن‌آباد و آوج.

r(km)	1/r	$N \sum_{HFZ}$	$N \sum_{AFZ}$
۹/۳۱۴	۰/۱۰۷۳۶۵۲۵۷	۱۴	۱۳
۴/۶۵۷	۰/۲۱۴۷۳۰۵۱۳	۴۴	۴۰
۲/۳۲۸	۰/۴۲۹۵۵۳۲۶۵	۱۳۱	۱۱۵
۱/۱۶۴	۰/۸۵۹۱۰۶۵۲۹	۳۶۳	۲۶۴

جدول ۲- محاسبه متغیرهای تحلیل فرکتالی خطواره‌های ساختاری پهنه‌های گسلی حسن‌آباد و آوج.

r(km)	1/r	$N \sum_{HFz}$	$N \sum_{AFz}$
۹/۳۱۴	۰/۱۰۷۳۶۵۲۵۷	۱۵	۱۵
۴/۶۵۷	۰/۲۱۴۷۳۰۵۱۳	۵۶	۵۷
۲/۳۲۸	۰/۴۲۹۵۵۳۲۶۵	۲۰۰	۱۸۰
۱/۱۶۴	۰/۸۵۹۱۰۶۵۲۹	۶۱۴	۵۴۳

جدول ۳- بعد فرکتالی به دست آمده از شبکه گسل‌ها و خطواره‌های ساختاری استخراج شده در پهنه‌های گسلی حسن‌آباد و آوج.

نوع شکستگی	$D_{Hassanabad\ Fault\ Zone}$	$D_{Avaj\ Fault\ Zone}$
گسل	۰/۸۹۲	۰/۸۴۹
خطواره‌های ساختاری	۰/۹۹۳	۰/۹۸۳

کتابنگاری

- آفاشاهی اردستانی، س.، ۱۳۸۵- لرزه‌زمین‌ساخت و توان لرزه‌ای گسل زاهدان و اثر آن بر گستره شهر زاهدان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان.
- اورنگ، ک.، محجل، م. و تاج‌بخش، غ.، ۱۳۹۳- شواهد وارونگی بردار لغزش در گسل کوشک نصرت، شمال ساوه، فصلنامه علوم زمین، شماره ۹۴، ص. ۳۱۵ تا ۳۲۸.
- بربریان، م.، قرشی، م.، ارژنگ‌روش، ب. و مهاجر اشجعی، ا.، ۱۳۶۲- تکتونیک جوان، لرزه‌زمین‌ساخت و مطالعه خطر زمین‌لرزه در ناحیه قزوین، گزارش داخلی سازمان زمین‌شناسی کشور، شماره ۵۷، ۸۴ ص.
- چرچی، ع.، خطیب، م. م.، مظفرخواه، م. و برجسته، ا.، ۱۳۹۰- استفاده از تحلیل فرکتالی برای تعیین پویایی تکتونیک شمال منطقه لالی در شمال شرق خوزستان، مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، دانشگاه شهید چمران اهواز، جلد ۱، شماره ۱، ص. ۳۷ تا ۴۷.
- حاجی، ع. و رحیمی، ب.، ۱۳۸۹- مطالعه الگوهای آماری و فرکتالی سیستم‌های شکستگی منطقه تکنار، ایران مرکزی بر روی نقشه رسم شده از روش‌های دورسنجی، مجله علوم دانشگاه تهران، جلد ۳۶، شماره ۱، ص. ۱۲۹ تا ۱۳۶.
- عباسی، ث. و یساقی، ع.، ۱۳۹۰- استفاده از تصاویر لندست و داده‌های زمین‌مغناطیسی در شناسایی خطواره‌های گسلی و تحلیل خاستگاه آنها در ناحیه لرستان، زاگرس چین‌خورده، مجله سنجش از دور و GIS ایران، دانشگاه شهید بهشتی، شماره ۱، ص. ۱۹ تا ۳۴.
- علی‌پور، ر.، پورکرمانی، م.، زارع، م. و اسپندار، ر.، ۱۳۸۹- استخراج اتوماتیک خطواره‌های مرتبط با زون گسلی جوان اصلی زاگرس در جنوب لرستان و مقایسه آن با برداشت‌های صحرایی، مجله علوم پایه دانشگاه آزاد اسلامی (JSIAU)، جلد ۲۰، شماره ۷۷، ص. ۱۷۳ تا ۱۸۴.

References

- Allen, M., Jackson, J. and Walker, R., 2004- Late Cenozoic reorganization of the Arabia - Eurasia collision and the comparison of short-term and long term deformation rates. *Tectonics*, V. 23, TC2008, doi: 10.1029 / 2003TC001530.
- Ambraseys, N. N., 1963- The Buyin-Zara (Iran) earthquake of September 1962: a field report. *B. Seismol. Soc. Am*, V. 53, p. 705-740.
- Assatse, W. T., Nouck, Ph. N., Tabod, Ch. T., Akame, J. M. and Biringanine, G. N., 2016- Hydrogeological activity of lineaments in Yaounde Cameroon region using remote sensing and GIS techniques. *Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Sciences*, p. 1-12.
- Austin, J. R. and Blenkinsop, T. G., 2008- The Cloncurry Lineament: Geophysical and geological evidence for a deep crustal structure in the Eastern Succession of the Mount Isa Inlier". *Precambrian Research*, V. 163, p. 50-68.

- Berberian, M. and King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evaluation of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, V. 18, p. 210–265.
- Bolourchi, M. H., 1979- Geological Quadrangle Map of Kabudar Ahang, Scale 1:250,000, Sheet D 5. Geological Survey of Iran.
- Corgne, S., Magagi, R., Yergeau, M. and Sylla, D., 2010- An integrated approach to hydro-geological lineament mapping of a semi-arid region of West Africa using Radarsat-1 and GIS. *Remote Sensing of Environment*, V. 114, p. 1863–1875.
- Fallahi, A. H., Alaghebandian, R. and Miyajima, M., 2003- Microtremor Measurements and Building Damage during the Changureh-Avaj, Iran Earthquake of June 2002. *Journal of Natural Disaster Science*, V. 25, p. 37-46.
- Farrokhnia, A. and Sorbi, A., 2015- Evaluation of the Lineaments and Faults in the Alborz Province by Remote Sensing. *Journal of Engineering Geology*, V. 9, p. 2751-2764.
- Fichler, C., Rundhovde, E., Olesen, O., Saether, B. M., Ruelatten, H., Lundin, E. and Dore, A. G., 1999- Regional tectonic interpretation of image enhanced gravity and magnetic data covering the mid-Norwegian shelf and adjacent mainland. *Tectonophysics*, V. 306 (2), p. 183–197.
- Ghasemi, H., Kamalian, N. and Hamzelo, H., 2006- Stochastic finite-fault simulation for the 2002. Changureh-Avaj earthquake, NW Iran. *Journal Earth and Space Physics*, V. 32, p. 25-35.
- Ghayamghamian, M. R., 2007- Directional damage due to near-fault and site effects in the M6.4 Changureh–Avaj earthquake of 22 June 2002. *Journal Seismol*, V. 11, p. 39–57
- Gheitanchi, M. R., 2004- The June 22nd 2002 Changureh – Avaj earthquake in Qazvin province, north central Iran. *Journal Earth and Space Physics*, V 30, p. 23–30.
- Hamzehloo, H., 2005- Strong ground motion modelling of causative fault for the 2002 Avaj earthquake, Iran. *Tectonophysics*, V. 409, p. 159–174.
- Hung, L. Q., Batelaan, O. and De Smedt, F., 2005- Lineament extraction and analysis, comparison of LANDSAT ETM and ASTER imagery. Case study: Suoimuoi tropical karst catchment, Vietnam. *Remote Sensing for Environmental Monitoring, GIS Applications, Geology V*, edited by Manfred Ehlers, Ulrich Michel, Proc. of SPIE. 5983, 59830T 0277-786X/05/\$15 doi: 10.1117/12.627699.
- Koike, K., Nagano, S. and Kawaba, K., 1998- *Computer Geo". Sci.* 24, 573p.
- Koike, K., Nagano, S. and Ohmi, M., 1995- *Computer Geo". Sci.* 21,1091p.
- Kudo, T., Yamamoto, A., Nohara, T., Kinoshita, H. and Shichi, R., 2004- Variations of gravity anomaly roughness in Chugoku district, Japan: relationship with distributions of topographic lineaments. *Earth Planets Space*, V. 56, p. 5–8.
- Mahdaviifar, M. H., Solaymani, Sh. and Jafari, M. K., 2006- Landslides triggered by the Avaj, Iran earthquake of June 22, 2002. *Engineering Geology*, V. 86, p. 166-182.
- Mandelbrot, B. B., 1983- *The Fractal Geometry of Nature (Updated and Augmented Edition)*, Freeman, New York. 495 p.
- Masoud, A. and Koike, K., 2006- Tectonic architecture through Landsat-7 ETM+/SRTM DEM-derived lineaments and relationship to the hydrogeologic setting in Siwa region, NW Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, V. 45, p. 467 – 477.
- Meshkani, S. A., Mehrabi, B., Yaghubpur, A. and Sadeghi, M., 2013- Recognition of the regional lineaments of Iran: Using geospatial data and their implications for exploration of metallic ore deposits, *ore Geology Reviews*, V. 55, p. 48-63.
- Milbury, A. E. C., Smrekar, S. E., Raymond, C. A. and Schubert, G., 2007- Lithospheric structure in the east region of Mars' dichotomy boundary. *Planetary and Space Science*, V. 55, p. 280–288.
- Oakey, G., 1994- A structural fabric defined by topographic lineaments: Correlation with Tertiary deformation of Ellesmere and Axel Heiberg Islands, Canadian Arctic. *Journal of Geophysical Research*, V. 99, p. 0148-0227.
- Priestley, K., Baker, C. and Jackson, J., 1994- Implications of earthquake focal mechanism data for the active tectonics of the south Caspian basin and surrounding regions. *Geophysics*, V. 118, p. 111–141.
- Salem, A., Furuya, S., Aboud, E., Elawadi, E., Jotaki, H. and Ushijima, K., 2005- Subsurface structural mapping using gravity data of Hoho Geothermal Area, Central Kyushu, Japan. *Proceedings World Geothermal Congress, Antalya, Turkey*, on CD-ROM.
- Solaymani, Sh. and Fegghi, Kh., 2003- Report of Surface Faulting and Morphotectonics of “Avaj Region” Earthquake on June 22, 2002.
- Turcotte, D. L., 1997- *Fractals and Chaos in Geology and Geophysics*, Cambridge Univ. Press.
- Walker, R. T., Bergman, E., Jackson, J., Ghorashi, M. and Talebian, M., 2005- The 2002 June 22 Changureh (Avaj) earthquake in Qazvin province, northwest Iran: epicentral relocation, source parameters, surface deformation and geomorphology". *Geophys*, V. 160, p. 707–720.
- Yazdi, M., Taheri, M., Navi, P. and Sadati, N., 2013- Landsat ETM+ imaging for mineral potential mapping: application to Avaj area, Qazvin, Iran. *International Journal of Remote Sensing*, V. 34, p. 5578–5795.
- Zare, M., 2002- A Seismological Overview on the Changureh (Avaj, Iran) Earthquake of 22 June 2002, Mw=6.3. *Orfeus Newsletter*, V. 4, 12 p.
- Zare, M., 2003- Seismotectonic of South Ghazvin Plain and Stress Situation in the Buin-Zahra 1962 and Changureh 2002 Earthquakes Prone Areas. *Fourth International Conference of Earthquake Engineering and Seismology*, Tehran, Islamic Republic of Iran.

Tectonic analysis of the Avaj - Abegarm area using remote sensing techniques and fractal analysis, NW Iran

R. Alipoor¹, A. H. Sadr^{1*} and S. Ghamarian²

¹Assistant Professor, Department of Geology, University of Bu-Ali Sina, Hamedan, Iran

²M.Sc., Department of Geology, University of Bu-Ali Sina, Hamedan, Iran

Received: 2016 October 08

Accepted: 2017 June 11

Abstract

This study aims at analyzing structural lineaments, fractures and blind faults of the Avaj - Abegarm region and determining the related fractal patterns using remote sensing techniques. The lineaments map was extracted using appropriate algorithms of spatial data, Landsat 8 satellite images and Shaded Relief Model with a semi-automatic method, and then field studies and instrumental recorded earthquakes have been used for identification of structural lineaments. The fractures pattern and structural lineaments of the study area were calculated using fractal analysis and Box Counting method and fractal dimension obtained in the Hassanabad and Avaj fault zones from Log-log plots. Based on calculated fractal dimensions of structural lineaments, location of the longitudinal faults and epicenter of destructive Changureh - Avaj 2002 earthquake, the Abdareh and Kharrud faults are active blind faults beneath the alluvial deposits of the study area,. The density of faults in the Hassanabad fault zones and the higher fractal dimension of fractures in this zone in comparison with the Avaj fault zone, indicate higher activity level of the Hassanabad and KharRud faults.

Keywords: Lineament, Remote sensing, Fractal, Blind fault, Avaj- Abegarm area.

For Persian Version see pages 203 to 216

*Corresponding author: A. H. Sadr; E-mail: sadr_struct@yahoo.com