



فصلنامه زمین ساخت

پاییز ۱۴۰۱، سال ششم، شماره ۲۳

doi 10.22077/JT.2024.6501.1157

تحلیل ساختاری پهنه گسلی عاج در حاشیه جنوب غربی ایران مرکزی (انتهای شمال غربی نوار ماگمایی دهج - ساردوئیه)، شهر بابک

ریحانه کیهانی زاده^۱، علیرضا ندیمی^{۲*}، همایون صفایی^۳، عباس مرادیان شهر بابکی^۴، شهرام شفیعی بافتی^۵

۱- دکتری تکنیک، گروه زمین شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

۲- دانشیار تکنیک، گروه زمین شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

۳- دانشیار تکنیک، گروه زمین شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

۴- استاد پترولوژی، گروه علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

۵- دانشیار تکنیک، گروه علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۵/۰۱

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۹/۲۰

چکیده:

گسل عاج با راستای کلی شمال-شمال غربی - جنوب جنوب شرقی، موازی با پهنه گسله نائین - بافت در غرب خردقاره ایران مرکزی از حوالی جنوب مهریز شروع شده و با عبور از کمان ماگمایی ارومیه - دختر با راستای میانگین N350، تا حاشیه جنوبی پهنه دگرگونی سنندج - سیرجان ادامه دارد. اطلاعات ساختاری به دست آمده از این گسل در کمان ماگمایی ارومیه دختر (نوار ماگمایی دهج - ساردوئیه)، نشان دهنده سازوکار مورب لغز راستگرد برای آن است. تحلیل تنش دیرین صورت گرفته بر پایه داده‌های برداشت شده از سطوح گسله، نشان دهنده راستای تنش حداکثر N040 و هم‌روند با حرکت های فشارشی صفحه عربی به سمت ایران مرکزی است. گسل عاج تغییرات زیادی را در زمین ریخت شناسی این محدوده ایجاد کرده که از مهمترین آنها، نفوذ توده‌های نیمه آتشفشانی داسیتی - ریوداسیتی در طول خود است. در جنوب محدوده مورد مطالعه، این گسل موجب قطع و جابه‌جایی راستگرد پهنه افیولیتی و گسل شهر بابک شده و جابه‌جایی آبراهه‌ها در راستای آن، دلیلی بر فعالیت جوان آن است.

واژه‌های کلیدی: پهنه گسله عاج، توده‌های نیمه آتشفشانی، افیولیت شهر بابک، کمان ماگمایی ارومیه - دختر، نوار ماگمایی دهج - ساردوئیه.

* ایمیل: a.nadimi@sci.ui.ac.ir

تلفن تماس: ۰۹۱۳۱۱۳۴۴۲۳



Structural analysis of Âj Fault Zone in SW of Central Iran (NW of Dahaj- Sarduiyeh magmatic belt), Shahr-e-Babak

Reihaneh Keihanizadeh¹, Alireza Nadimi^{2*}, Homayon Safaei³, Abbas Moradian⁴, Shahram Shafieibaf⁵

1- Ph.D, Department of Geology, University of Isfahan, P.O. Box: 81746-73441, Isfahan, Iran

2- Associate professor, Department of Geology, University of Isfahan, P.O. Box: 81746-73441, Isfahan, Iran

3- Associate professor, Department of Geology, University of Isfahan, P.O. Box: 81746-73441, Isfahan, Iran

4- Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran

5- Associate professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran

Abstract:

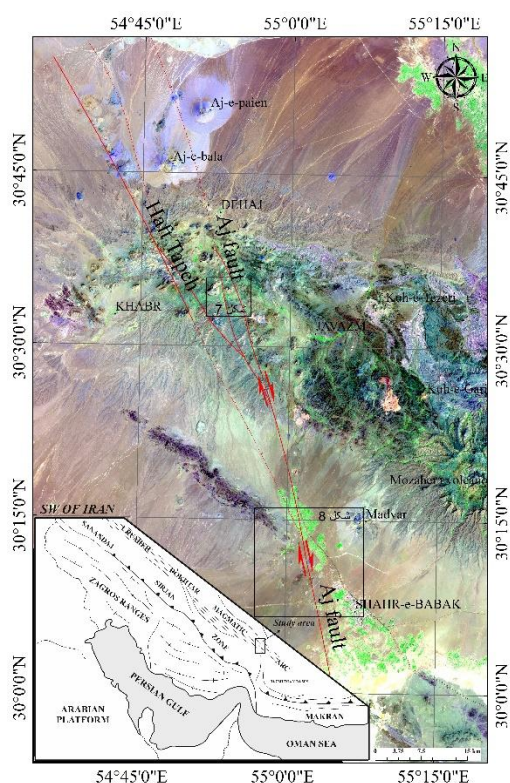
The NNW-SSE trending Âj fault parallel to the Naecin-Baft fault zone in the west of micro-continent of Central Iran, starts from the south of Mehriz and passes through the Urumieh-Dokhtar magmatic arc, to the southern margin of the Sanandaj- Sirjan metamorphic zone in south of Iran with N350 trend. The structural analysis of this fault in Urumieh- Dokhtar magmatic arc (Dehaj-Sarduiyeh magmatic belt) indicates a dextral oblique-slip mechanism. The paleo-stress analysis based on the data taken from the fault surfaces indicates the direction of the maximum stress in N040 parallel with the contractional movements of the Arabian plate towards the Central Iran. The Âj fault has caused many changes in the morphology of this area, one of the most important of which is the penetration of sub-volcanic dacite-rhyodacite plugs along its length. In the south of the studied area, this fault has caused the cut and dextral displacement of the ophiolites and Shahr-e-Babak fault zone. The Âj fault zone is active, because some rivers in its length are dextral displacement.

Keywords: Âj fault zone, sub-volcanic plugs, Shahr-e-Babak ophiolite, Urumieh-Dokhtar magmatic arc, Dahaj- Sarduiyeh magmatic belt.

*Email: a.nadimi@sci.ui.ac.ir

Tel: +989131134423

از این پهنه‌های مذکور، پهنه گسله عاج بوده که از شمال‌غرب شهر بابک عبور کرده است.



شکل ۱. موقعیت پهنه گسله عاج بر روی تصویر ماهواره‌ای (لندست ۸) به همراه موقعیت محدوده مورد مطالعه در نقشه پهنه‌های ساختاری ایران (تصویر پایین).

گسل عاج یکی از گسل‌های شمالی-جنوبی ایران مرکزی می‌باشد که کمان ماگمایی ارومیه-دختر و پهنه سنندج-سیرجان را قطع کرده است (کیهانی زاده، ۱۴۰۲). این ساختار با عبور از حاشیه غربی خردقاره ایران مرکزی، از شمال‌غرب نوار ماگمایی دهج-ساردوئیه عبور کرده و سرانجام تا محدوده معدنی آهن گل‌گهر در پهنه سنندج-سیرجان ردیابی شده است. بررسی تصاویر ماهواره‌ای و مطالعات ساختاری نشان می‌دهد که پهنه گسله عاج در طول خود موجب قطع، جابه‌جایی و تغییر شکل در ساختارهای جوان مسیر خود شده است و آثار تغییر شکل در ویژگی‌های ریخت زمین‌ساختی و نقش آن در تعیین جایگاه ماگماتیسم نئوژن در منطقه بخوبی قابل شناسایی است. از جمله مهمترین ویژگی‌های ساختاری در راستای این پهنه گسله در منطقه مورد مطالعه، جایگیری توده‌های نیمه‌نفوذی شهر بابک، قطع و جابه‌جایی کمر بند افیولیتی شهر بابک، قطع و جابه‌جایی آبراهه‌ها در راستای خود

۱- مقدمه

کمان ماگمایی ارومیه-دختر (Stocklin, 1968)، با طولی در حدود ۲۰۰۰ کیلومتر به موازات زمین‌دorz زاگرس (راستای شمال‌غربی-جنوب‌شرقی)، در حاشیه جنوب‌غربی خردقاره ایران مرکزی گسترش پیدا کرده است (شکل ۱). در طول این کمان، حجم عظیمی از سنگ‌های آذرین در قالب توده‌های نفوذی، نیمه‌نفوذی و آتشفشانی‌ها (Omrani et al., 2008)، مرتبط با فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر خردقاره ایران مرکزی که آغاز این فرورانش از ژوراسیک آغاز شده (e.g. Berberian, 1981; Alavi 1994; Agard et al., 2011; Ahmadian et al., 2014)، تشکیل شده است و ساختارها نقش مهمی را در تعیین جایگاه آنها ایفا می‌کنند. اوج ماگماتیسم در این کمان در زمان ائوسن بوده و این محصولات به صورت دگرشیب بر روی چین‌خوردگی‌های پالتوسن و قبل از آن قرار گرفته‌اند (Berberian and King, 1981). در اواخر ترشیری و اوایل کواترنری، در برخی از نقاط ایران مرکزی به‌خصوص کمان ماگمایی ارومیه-دختر، ماگماتیسم بازالتی آلکالن همراه با فعالیت بسیاری از گسل‌های مهم در این پهنه، رخ داده است (Hassanzadeh, 1993). ماگماتیسم در ائوسن دارای گرایش کالکوآلکالن بوده درحالی‌که گرایش ماگماتیسم جوانتر از ائوسن به‌خصوص الیگوسن-میوسن، به سمت ساب‌آلکالن و آلکالن پیش رفته است و گدازه‌ها غنی از پتاسیم شده‌اند (Amidi, 1975; Moradian Shahrabaky, 1997).

اطراف خردقاره ایران مرکزی را نوارهایی باریک از افیولیت که گاهی ممتد و گاهی منقطع هستند، دربر گرفته که افیولیت‌های شهر بابک به‌عنوان مرز جنوب‌غربی خردقاره ایران مرکزی، شامل ترکیبی از سنگ‌های رسوبی و افیولیتی شناخته شده‌اند (Ghazi and Hassanipak, 2000). دیمیتروویچ و همکاران (۱۹۷۱)، سن تشکیل این مجموعه افیولیتی را مربوط به کرتاسه و قاضی و حسنی‌پاک (۲۰۰۰)، سن جایگزینی آن را مربوط به قبل از پالتوسن در نظر گرفته است. این پهنه افیولیتی در برخی نقاط توسط پهنه‌های بزرگ گسله قطع و جابه‌جا شده است (از جمله فراقی و ایقان و ندیمی، ۱۳۹۴، فراقی و ایقان و همکاران، ۱۳۹۹). یکی



و دگرشکلی در این نواحی است.

هدف از این مطالعه، تحلیل ساختاری پهنه گسل عاج به‌عنوان یکی از ساختارهای مهم و تاثیرگذار در حاشیه جنوب غربی ایران مرکزی می‌باشد. در این راستا با استفاده از روش های سنجش از دور، تفسیر مغناطیس هوایی، بررسی های صحرایی و مطالعات ساختاری به تاثیر این گسل در تغییرشکل واحدهای سنگی در منطقه مورد بررسی پرداخته شده است.

۲- زمین شناسی عمومی

حاشیه جنوب غربی خردقاره ایران مرکزی که میزبان حجم عظیمی از سنگ های آتشفشانی- رسوبی متعلق به اواخر کرتاسه و پس از آن بوده و در فاصله زیادی نسبت به پهنه برخوردی نئوتتیس قرار داشته، تحت عنوان کمربند ماگمایی ارومیه- دختر شناخته شده است (Dercourt et al., 1986). برای تشکیل کمربند ماگمایی ارومیه- دختر، دو نظریه ارائه شده است که یکی از آنها اشاره به ارتباط این کمان با فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر خردقاره ایران مرکزی و ذوب آن از کرتاسه تا ترشیاری دارد (Berberian and King, 1981; Berberian, 1981; Pourhoseini, 1981; Hasanzadeh, 1993; Alavi, 1994; Ahmadian et al., 2014a) و دیگری، تشکیل این کمان را در ارتباط با باز و بسته شدن متعدد ریفت های درون قاره ای (Amidi, 1981; Emami, 1975) می‌داند. داده‌هایی نظیر حضور سنگ های کالکوآلکالن مرتبط با پهنه های فرورانش، نتایج ایزوتوپی بدست آمده از سنگ های نفوذی این منطقه (Pourhoseini, 1981)، نشان دهنده نقش فرآیند فرورانش در تشکیل این کمان ماگمایی از سنوزوئیک پسین تا ترشیاری پسین است. بخشی از کمان ماگمایی ارومیه- دختر که در کرمان قرار گرفته است را تحت عنوان نوار ماگمایی دهج- ساردوئیه می‌شناسند. محدوده مورد مطالعه در این تحقیق، در شمال غرب این نوار ماگمایی و در حوالی شمال شهر بابک واقع شده است.

قدیمی ترین واحدهای سنگی رخنمون یافته در این منطقه، فیولیت های شهر بابک متعلق به کرتاسه بوده که در طول پهنه گسله شهر بابک رخنمون دارند. فلیش های انوسن پایینی (Dimitrijevic, 1973) که بخش های وسیعی از شهر بابک را دربر گرفته‌اند، به‌عنوان یکی

دیگر از واحدهای سنگی در منطقه شناسایی شده‌اند. سنگ های رسوبی شامل گنگومرا، ماسه سنگ های قرمز، مارن ها و آهک ها به سن انوسن تحتانی نیز در این منطقه رخنمون دارند و در نهایت، سنگ های آتشفشانی انوسن و جوانتر، توده های نفوذی و نیمه نفوذی، بازالت های کوآترنری و دایک های جوان، حجم عظیمی از سنگ های تشکیل دهنده منطقه مورد مطالعه را تشکیل می‌دهند. سنگ های آتشفشانی در نوار ماگمایی دهج- ساردوئیه در رده سنگ های آتشفشانی حواشی فعال قاره ای قرار می‌گیرند (درویش زاده، ۱۳۷۰).

ساختارها در منطقه مورد مطالعه غالباً توسط گسل های با راستاهای شمال غربی- جنوب شرقی که موازی با راستای زاگرس و کمان ماگمایی ارومیه- دختر بوده و گسل های شمالی- جنوبی کنترل می‌شوند. مهمترین گسل های شمال غربی- جنوب شرقی، گسل شهر بابک بوده که در جنوب منطقه رخنمون دارد. سازوکار به دست آمده از این گسل پی سنگی، مورب لغز راستگرد همراه با مولفه شیئی معکوس است که زاویه شیب زیادی به سمت شمال شرق دارد (فراقی و ایقان، ۱۳۹۴، فراقی و ایقان و ندیمی، ۱۹۹۴، فراقی و همکاران، ۱۳۹۹). گسل شهر بابک به‌عنوان مرز بین کمپلکس دگرگونی سنندج- سیرجان در جنوب غرب و کمان ماگمایی ارومیه- دختر در شمال شرق با راستایی شمال غربی- جنوب شرقی در داخل واحدهای آمیزه رنگین متعلق به کرتاسه رخنمون دارد. این گسل در برخی نواحی در راستای خود توسط آبرفت های کوآترنری پوشیده شده، اما جدید بودن فعالیت آن باعث آشکار شدن آثاری در این محصولات جوان شده است.

در منطقه مورد مطالعه، پهنه گسله عاج با راستای شمال شمال غربی- جنوب جنوب شرقی (شمالی- جنوبی) از محل توده های نیمه نفوذی عظیم عاج بالا و عاج پایین قابل مشاهده است و با عبور، قطع و جابه جایی توده های نفوذی گرانیتوئیدی قدیمی و تعدادی از توده های نیمه نفوذی داسیتی- ریوداسیتی به همراه محصولات آتشفشانی- رسوبی انوسن، در جنوب به پهنه گسله شهر بابک برخورد کرده (شکل ۲) و موجب قطع و جابه جایی واحدهای کرتاسه و

۳- روش کار

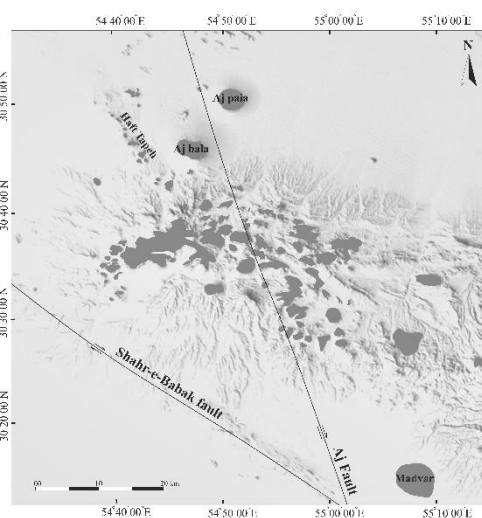
در این پژوهش با بررسی و ادغام داده‌های زمین‌شناسی ساختاری، تصاویر ماهواره‌ای و پردازش داده‌های مغناطیس‌هوایی، ویژگی‌های ساختاری و تکامل پهنه گسله عاج در منطقه مورد مطالعه تحلیل شد.

جمع‌آوری داده‌ها در مطالعات صحرایی شامل خصوصیات مربوط به جهت‌یابی صفحات گسله (امتداد، شیب و جهت شیب)، برداشت آثار جابه‌جایی روی سطوح گسله (مانند پله‌های گسله و زاویه ریک خطوط لغزش ناشی از حرکت بلوک‌های گسله)، اندازه‌گیری جابه‌جایی واحدهای سنگی یا نشانگرهای مختلف در دو سمت سطوح گسله، جابه‌جایی آبراهه‌ها در اثر فعالیت شاخه‌های این پهنه گسله و در نهایت دسته‌بندی آنها در رویدادهای تکتونیکی مختلف در منطقه بوده است. در نهایت، با استفاده از داده‌های مربوط به خطوط لغزش روی سطوح گسله و اندازه و جهت ریک برداشت شده از آنها، میدان تنش تهیه و ارائه شد. به منظور بررسی صفحات گسله از نرم‌افزار FaultKin, version 7.4.1.148 استفاده گردید.

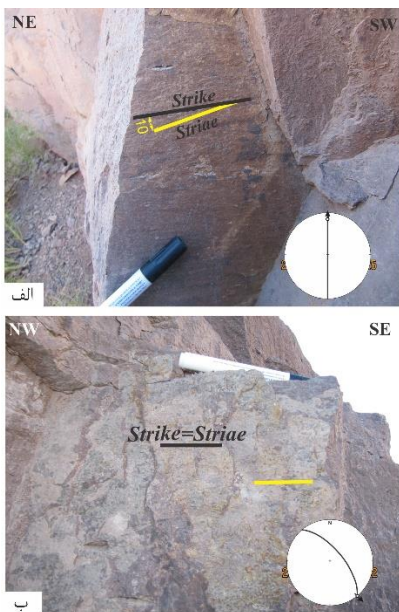
در بخش مطالعات دورسنجی، جهت ردیابی بهتر و دقیق‌تر شاخه‌های این پهنه گسله که امکان مشاهده مستقیم آنها در برداشت‌های صحرایی میسر نبود، از تصاویر ماهواره‌ای لندست ۸ و نرم‌افزار ENVI استفاده شد. به منظور استخراج خطواره‌ها به صورت چشمی، از باندهای طیفی ۷۵۳ که در آن واحدهای لیتولوژیکی با تمایز رنگی بیشتری از یکدیگر مشخص شده‌اند، استفاده و خطواره‌های شناسایی شده بر مبنای شواهدی همچون قطع و محو شدن ناگهانی و جابه‌جایی ساختارها، لایه‌ها، عوارض توپوگرافی و دیگر اشکال زمین‌ریخت‌شناختی و پشته‌های مستقیم خطی (مانند دایک‌ها)، بر روی این تصاویر ترسیم شده‌اند.

در بخش بررسی‌های مغناطیس‌هوایی، برای اطمینان از شاخه‌های گسله شناسایی شده و ویژگی‌های پی‌سنگی آن در محدوده مورد مطالعه، از داده‌های مغناطیس‌هوایی تهیه شده توسط سازمان زمین‌شناسی ایران استفاده شد که این داده‌ها در بین سال‌های ۱۹۷۴ تا ۱۹۷۷ تهیه شده‌اند. فاصله خطوط پرواز ۷٫۵ کیلومتر و فاصله خطوط کنترلی ۴۰ کیلومتر می‌باشد. میانگین ارتفاع پرواز این داده‌ها ۵۰۰ متر است. پردازش داده‌ها

جوانتر این پهنه در طول خود شده است (کیهانی زاده، ۱۴۰۲). این گسل، محدود به کمان ماگمایی ارومیه- دختر نمی‌شود و در واقع می‌توان گفت که یکی از گسل‌های شمالی- جنوبی ایران مرکزی مانند گسل انار می‌باشد که با فعالیت مجدد، تا کمان ماگمایی و نواحی جنوبی‌تر پیشروی کرده است. با پی‌گیری این گسل به سمت جنوب، تا نواحی جنوبی شهر بابک و بخش‌های میانی پهنه سندج- سیرجان و از سوی شمال با ردیابی آن به سمت مهرجان می‌توان طولی در حدود ۲۵۰ کیلومتر برای این پهنه گسله در نظر گرفت. گسل‌های با راستای شمالی- جنوبی ایران مرکزی به نظر می‌رسند در اواخر میوسن و اوایل پلیوسن، به دلیل برخورد ورقه افغان با حاشیه غربی ورقه هند در سمت شرق ایران، شروع به فعالیت مجدد به صورت راستالغز راستگرد کردند (Walker and Jackson, 2004). شواهد ساختاری و ژئوفیزیکی از ساختارهای شکننده با راستای شمالی- جنوبی در نواحی غربی ایران مرکزی ارائه شده که همگی دال بر حضور گسل یا گسل‌هایی بزرگ و پی‌سنگی هستند (فرهمند، ۱۳۹۴؛ گودرزی، ۱۳۹۶). در منطقه شهر بابک، گسل‌های با این راستا، همچون گسل انار در ماگماتیسیم جوان و فعال منطقه تاثیر فراوان داشته (Keihanizadeh et al., 2023) و بررسی‌های انجام شده در این پژوهش نیز بر اهمیت بررسی پهنه گسله عاج تاکید دارد.



شکل ۲. موقعیت پهنه گسله عاج و توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی و نیمه‌نفوذی داسیتی- ریبوداسیتی بر روی تصویر توپوگرافی مدل رقومی ارتفاعی (DEM) ۹۰ متر.



شکل ۳. نمایی از آثار خطوط لغزش ایجاد شده در اثر حرکت بلوک‌های سنگی دو سمت صفحات گسله عاج در محدوده توده نیمه‌نفوذی نرکوه (الف) و توده نیمه‌نفوذی تزرج (ب).

در نواحی مرکزی محدوده مورد مطالعه، گسل عاج از محل توده‌های نفوذی و نیمه نفوذی عبور کرده و موجب ایجاد دگرشکلی‌هایی در طول خود شده است. در توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی این منطقه مانند کوه خانه‌صنوبر و ایجو، به دلیل فعالیت گسل عاج، شکستگی‌های زیادی موازی با یکدیگر به همراه جابه‌جایی راست‌الغز راستگرد ایجاد شده که در برخی از آنها با نفوذ ماگما، دایک‌های دیوریتی موازی با این گسل تشکیل شده است (شکل ۴). این دایک‌ها به صورت دسته دایک‌های موازی یا تقریباً موازی یکدیگر دیده شده‌اند (شکل ۵).

توده‌های نیمه‌نفوذی داسیتی - ریوداسیتی در این محدوده سن‌های متفاوتی از ۳۳ میلیون سال تا کمتر از ۲ میلیون سال دارند (Hassanzadeh, 1993; Moradian, 1997; Shahrabaky, 1997; McInnes et al., 2003-2005; Chiu et al., 2013; Pang et al., 2016).

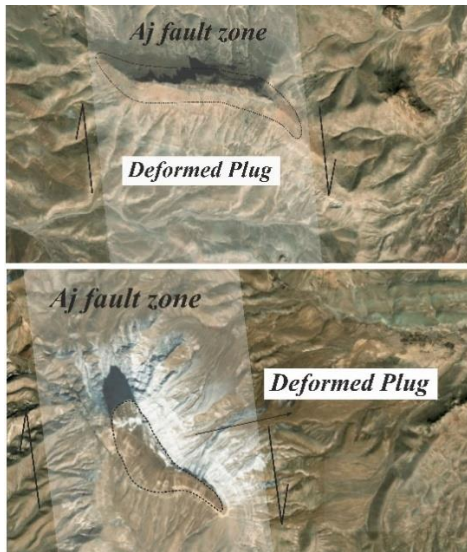
نکته قابل تامل، تشکیل توده‌های نیمه‌نفوذی جوان در راستای این گسل می‌باشد. فعالیت گسل عاج همچنین موجب ایجاد دگرشکلی‌هایی در شکل ظاهری توده‌های نیمه‌نفوذی شده و برخی از آنها را به شکل لزهایی که مویذ حرکت راستگرد هستند، در آورده است (شکل ۶).

در نرم‌افزار OasisMontaj 6.4.2 محصول شرکت Geo-soft انجام شده است. تصحیحات اولیه جهت رفع خطاهای برداشت انجام و به منظور قرار گرفتن دقیق ناهنجاری‌ها در بالای عارضه مورد نظر، فیلتر برگردان به قطب (RTP) بر روی داده‌ها اعمال شد و تصویر حاصل، جهت شناسایی گسل عاج مورد بررسی قرار گرفت.

۴- ساختارها

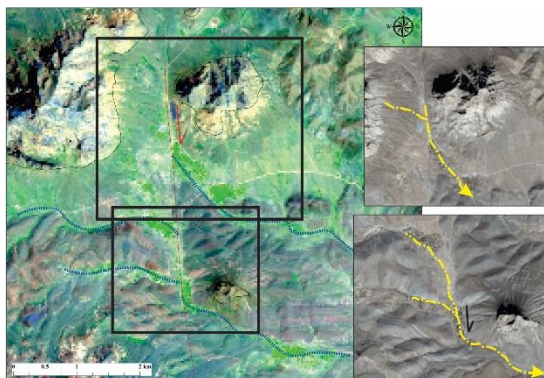
پهنه گسله عاج از شاخه‌های متعددی با طول‌های متفاوت تشکیل شده است. روند غالب این شاخه‌های گسله شمال‌شمال‌غربی - جنوب‌جنوب‌شرقی و شمالی - جنوبی می‌باشد. همچنین، روندهای فرعی دیگری تحت زوایای متفاوت که مرتبط با فعالیت این پهنه گسله هستند، در واحدهای سنگی تشکیل شده است. در محدوده مورد مطالعه به دلیل قرار گرفتن قطعه‌ای از این گسل در یک کمان ماگمایی، گسل عاج توانسته با ایجاد شکستگی در پوسته و کاهش فشار لیتواستاتیک، سبب صعود و نفوذ ماگما در نواحی سطحی زمین و تشکیل توده‌های نیمه آتشفشانی جوان شود (کیهانی زاده، ۱۴۰۲).

آثار خطوط لغزش برداشت شده از روی سطوح این گسل‌ها به همراه پله‌های گسله، شواهدی از جابه‌جایی غالب امتدادی راستگرد را نشان می‌دهد که در برخی نواحی همراه با مولفه شیبی نیز می‌باشد (شکل ۳). زاویه شیب بسیاری از شاخه‌های گسله برداشت شده از گسل عاج، قائم و برخی دیگر زوایای شیب زیادی را به سمت شمال‌شرق یا جنوب‌غرب نشان می‌دهند. در بخش شمالی محدوده مورد مطالعه، شاخه اصلی گسل عاج از میان توده‌های نیمه‌نفوذی عاج بالا و عاج پایین عبور کرده که به نظر می‌رسد موقعیت این توده‌های نیمه‌نفوذی با فعالیت این گسل مرتبط می‌باشد. در راستای یکی از این شاخه‌ها نیز تعدادی توده نیمه‌نفوذی با ترکیب داسیتی به همراه خروجی‌های جوان بازالتی دیده شده است. این ردیف از محصولات که به صورت تپه‌هایی با راستای شمال‌شمال‌غربی - جنوب‌جنوب‌شرقی در غرب توده‌های نیمه‌نفوذی عاج بالا و عاج پایین قرار گرفته‌اند، تحت عنوان هفت تپه نامگذاری شده‌اند.

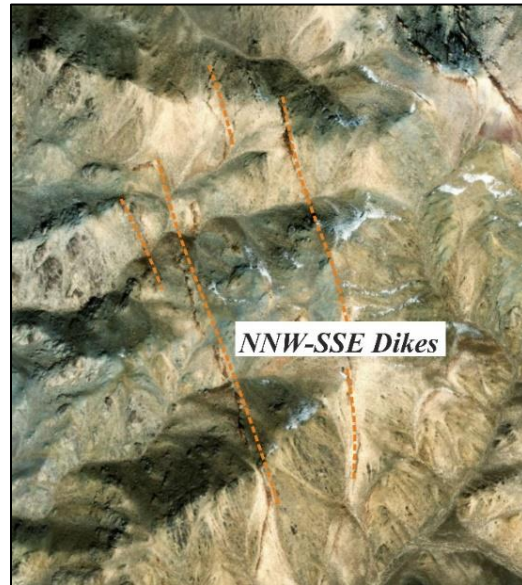


شکل ۶. تاثیر فعالیت راستگرد پهنه گسله عاج بر شکل ظاهری توده‌های نیمه نفوذی محدوده مورد مطالعه و به میزان بیش از ۱۰۰ متر جابه‌جا کردن بخش‌هایی از آنها در راستای صفحات گسله.

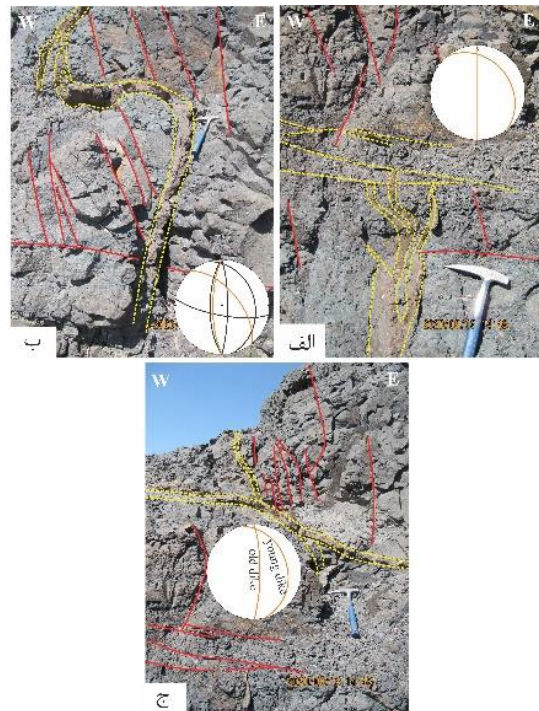
میزان جابه‌جایی امتدادی اندازه‌گیری شده در طول صفحات گسله مذکور در این نواحی، به میزان متوسط بیش از ۱۰۰ متر است. همچنین، جابه‌جایی راستگرد آبراهه‌ها در طول گسل عاج به میزان بیش از ۲۰۰ متر (شکل ۷) و در به کنترل در آوردن رودخانه‌ها مانند رودخانه تاجو شهربابک در غرب شهربابک (شکل ۸)، نشان‌دهنده فعالیت جوان این گسل است.



شکل ۷. جابه‌جایی راستگرد آبراهه‌ها در اثر فعالیت شاخه‌ای از گسل عاج به میزان بیش از ۲۰۰ متر، بر روی تصویر ماهواره‌ای لندست ۸ (موقعیت این منطقه در شکل ۱ نشان داده شده است).

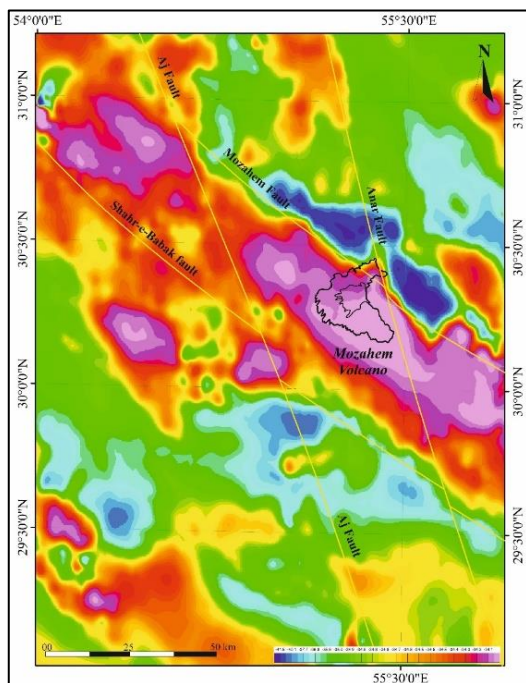


شکل ۴. دایک‌های دیوریتی نفوذ کرده در راستای گسل عاج با روند شمال‌شمال‌غربی - جنوب‌جنوب‌شرقی بر روی تصویر ماهواره‌ای SASPlanet.



شکل ۵. نمایی از دایک‌های تشکیل شده در راستای پهنه گسله عاج.

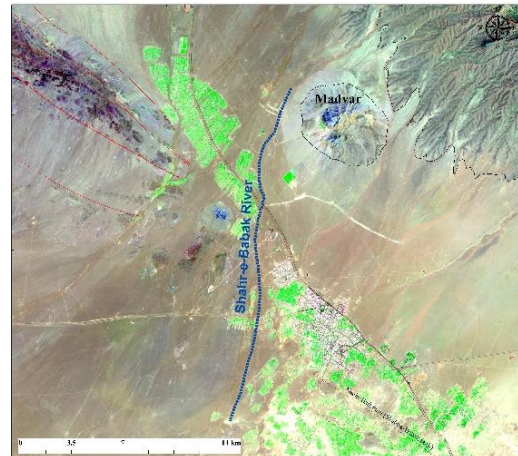
شناسایی می‌شوند (خلج، ۱۳۹۰). در این تحقیق جهت تایید گسل مهم و عمقی عاج و ردیابی آن در عمق و بارزسازی عوارض پی‌سنگی، از داده‌های مغناطیس هوایی تصحیح و پردازش شده بر روی داده‌های اولیه استفاده شده است. شکل ۱۰، نقشه برگردان به قطب میدان مغناطیسی محدوده مورد مطالعه را نشان می‌دهد که بر روی آن موقعیت گسل عاج مشخص شده است. همانگونه که در شکل ۱۰ نشان داده شده، پهنه گسله عاج در فاصله تقریباً ۵۰ کیلومتری غرب گسل انار و به موازات آن قرار گرفته و با قطع و جابه‌جایی آنومالی‌های مغناطیسی، علاوه بر نمایان سازی خود، وضعیت پی‌سنگی و عمقی بودن خود را نشان داده است.



شکل ۱۰. نقشه ژئومغناطیس هوایی حاصل از اعمال فیلتر ادامه فراسو (RTP) بر روی شبکه داده حاصل از فیلتر برگردان به قطب که بر روی آن موقعیت گسل‌های عاج و شهربابک نشان داده شده است.

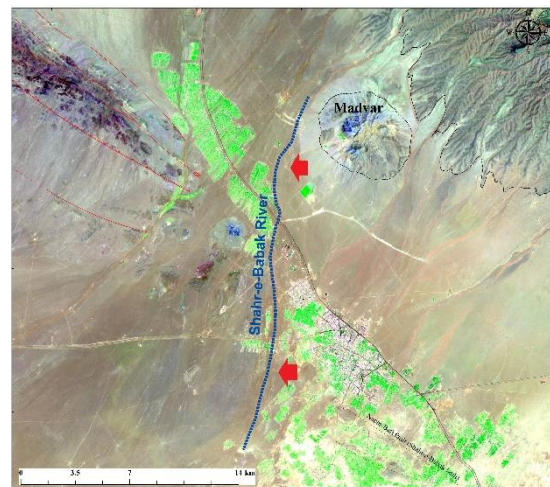
۵- بحث

در یک راستا قرار گرفتن توده‌های نیمه‌نفوذی جوان داسیتی، جابه‌جایی راستگرد آبراه‌های جوان، نفوذ دایک‌های شمال غربی- جنوب جنوب شرقی، وجود سطوح گسله با این روند به همراه آثار جابه‌جایی راستگرد بر روی آنها، شامل جابه‌جایی راستگرد پهنه گسله و مجموعه افیولیت‌ملازهای شهربابک، به‌صورت لنز در آمدن توده‌های نیمه



شکل ۸. کنترل مسیر رودخانه شهربابک در طول پهنه گسله عاج در محل قطع شدگی کمر بند افیولیتی شهربابک در اثر فعالیت این گسل (موقعیت این منطقه در شکل ۱ نشان داده شده است).

در نواحی جنوبی محدوده مورد مطالعه، گسل عاج با عبور از دشت شهربابک، به پهنه گسله شهربابک و افیولیت‌ملازهای کرتاسه در طول این پهنه برخورد کرده و موجب قطع و جابه‌جایی این ساختارها به صورت راستگرد شده است (شکل ۹).

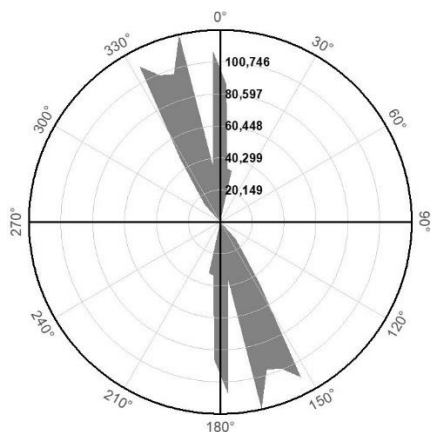


شکل ۹. کنترل مسیر رودخانه و جابه‌جایی راستگرد افیولیت‌ملازهای شهربابک و پهنه گسله شهربابک در محل عبور گسل عاج و شاخه فرعی آن.

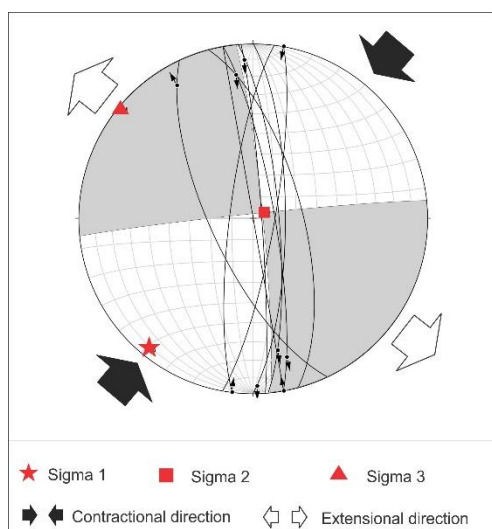
به منظور شناسایی خطواره‌های مغناطیسی و تاثیر آنها بر پی‌سنگ، از نقشه‌های مغناطیس هوایی، بعد از اعمال تصحیحات مربوطه، استفاده شد. این خطواره‌های مغناطیسی معمولاً معرف روندهای گسله می‌باشند که توسط عواملی چون قطع ناگهانی واحدهای مغناطیسی، امتداد خطی واحدهای با مغناطیس کم یا زیاد و جابه‌جایی واحدهای با مغناطیس مشابه

کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر، کمر بند افیولیت ملانژ شهربابک به صورت راستگرد و کنترل مسیر آبراهه‌ها شده و به‌عنوان یک ساختار تاثیرگذار و مهم در تکتونیک منطقه محسوب می‌شود. پهنای این پهنه گسله متفاوت و تا حداکثر به ۱۵ کیلومتر می‌رسد و طولی بالغ بر ۲۵۰ کیلومتر را دارا می‌باشد.

نمودار تحلیل تنش دیرین برای پهنه گسله عاج با سازوکار مورب‌لغز راستگرد در منطقه، نشان می‌دهد که راستای حداکثر تنش (تنش فشارشی) در این گسل‌ها شمال‌شرقی- جنوب‌غربی و راستای حداقل تنش (تنش کششی)، شمال‌غربی- جنوب‌شرقی می‌باشد (شکل ۱۲). راستای تنش حداکثر منطبق بر راستای کنونی حرکت صفحه عربی به سمت ایران مرکزی است.



شکل ۱۱. نمودار گل‌سرخ‌ی طولی- امتدادی شاخه‌های مختلف پهنه گسله عاج. فراوانی داده‌ها تعداد ۳۶ شاخه گسله است.



شکل ۱۲. نمودار تحلیل تنش به همراه راستاهای کشش و فشارشی بدست آمده از تحلیل صفحات گسله برداشت شده، بر روی شبکه استریوگرافیک مربوط به شاخه‌های پهنه گسله عاج.

آتشفشانی موید حرکت راستگرد، حضور گسله عمیق و تاثیرگذار را در شمال‌غرب نوار ماگمایی دهج- ساردوئیه تایید می‌کند.

در این تحقیق، گسل عاج که موازی با پهنه‌های گسله نائین- بافت، انار، بیدخوان (کیهانی‌زاده، ۱۳۹۲) و سایر گسل‌های شمالی- جنوبی ایران مرکزی می‌باشد، به‌عنوان یکی از گسل‌های مهم ایران مرکزی معرفی شده است که در تکامل تکتونوماگمایی این بخش از کمر بند ارومیه- دختر تاثیر داشته است. به نظر می‌رسد این گسل در اواخر میوسن و اوایل پلیوسن به دلیل حاکم بودن رژیم برشی- فشارشی ناشی از حرکت مایل صفحه عربی به سمت ایران مرکزی و همچنین به دلیل برخورد صفحه افغان با ایران مرکزی در شرق (Walker & Jackson, 2004)، تشکیل شده و یا دوباره به

صورت راستالغز راستگرد فعال شده است.

در انتهای شمال‌غربی نوار ماگمایی دهج- ساردوئیه، حجم عظیمی از توده‌های نفوذی و نیمه‌نفوذی به سن بعد از الیگوسن تشکیل شده‌اند. روند غالب این توده‌ها شمال‌غربی- جنوب‌شرقی بوده که به سمت غرب، روند این توده‌ها به شمال‌شرقی- جنوب‌غربی تغییر پیدا کرده است. یکی از دلایل مهم این تغییر در روند، فعالیت گسل عاج در این مکان می‌باشد. همچنین، در راستای پهنه گسله عاج، توده‌های نیمه‌نفوذی بسیار جوان مانند پلنگ‌کوه، نرکوه، جوزم و گودکلواری نیز تشکیل شده است.

رزدیگرام طولی- امتدادی تهیه شده از صفحات گسله برداشت شده از این پهنه گسله در شکل ۱۱ نشان داده شده و همانگونه که در این دیاگرام مشخص است، روند غالب شاخه‌های گسله عاج، شمال‌شمال‌غربی- جنوب‌جنوب‌شرقی و شمالی- جنوبی است. اکثر این صفحات گسله زاویه شیب ۹۰ درجه داشته و تعدادی از آنها در جهات شمال‌شرقی و جنوب‌غربی زوایای شیب تنیدی را نشان می‌دهند.

با پی‌گیری این پهنه گسله به سمت شمال می‌توان اینگونه استنباط نمود که پهنه گسله عاج از نواحی جنوب‌مهریز آغاز شده و با روند شمال‌شمال‌غربی- جنوب‌جنوب‌شرقی تا کفه نمکی خیرآباد در جنوب‌غرب سیرجان ادامه دارد و در طول خود موجب قطع و جابه‌جایی پدیده‌های زمین‌شناسی مهمی مانند

۶- نتیجه گیری

پهنه گسله عاج با راستای شمال-شمال غربی- جنوب جنوب شرقی و طول بیش از ۲۵۰ کیلومتر در انتهای شمال غربی نوار ماگمایی دهج- ساردوئیه در شهر بابک قرار دارد. این پهنه گسله، کمر بند افیولیتی شهر بابک در غرب شهر بابک را به صورت راستگرد قطع و جابه جا نموده است.

سازوکار به دست آمده از گسل عاج با توجه به نشانگرهای ساختاری روی سطح گسل و شاخه های فرعی آن، مورب لغز راستگرد می باشد و صفحات گسله این پهنه، زوایای شیب تند تا نزدیک به قائم دارند. جهت شیب صفحات گسله در این پهنه گسله، به سمت شمال شرق یا جنوب غرب است.

در راستای این گسل و در محل عبور آن از محدوده توده های نیمه نفوذی شهر بابک، توده های نیمه نفوذی جوان داسیتی و دایک های دیوریتی تشکیل شده اند. فعالیت راستگرد این گسل موجب ایجاد تغییر شکل هایی در مورفولوژی واحدهای سنگی قدیمی تر و روند آبراهه ها شده است.

شواهد سطحی و عمقی با استفاده از تصاویر ماهواره ای و تحلیل داده های مغناطیس هوایی، تایید کننده حضور این گسل در این بخش از کمان ماگمایی ارومیه- دختر به صورت یک گسل عمیق و پی سنگی است.

تاثیر این پهنه گسل بر روی واحدهای رسوبی و کنترل و تغییر مسیر آبراهه ها نشان دهنده فعال بودن آن در طی کواترنری می باشد.

منابع

خلج، م.، ۱۳۹۰. زمین شناسی ساختاری، انتشارات دانشگاه پیام نور.

درویش زاده، ع.، ۱۳۷۰. زمین شناسی ایران، انتشارات نشر امروز.

فراقی وایقان، ا.، ۱۳۹۴. تحلیل ساختاری بخش شمالی گسل شهر بابک. پایان نامه کارشناسی ارشد تکتونیک، دانشگاه اصفهان.

فراقی وایقان، ا.، ندیمی، ع.، ۱۳۹۴. شواهد زمین ساخت پویا در امتداد گسل شهر بابک، نوزدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران و نهمین همایش ملی زمین شناسی پیام نور، تهران، ۷ صفحه.

فراقی وایقان، ا.، ندیمی، ع.، بیگی، س.، ۱۳۹۹. مطالعه عمق

اثرگذاری گسل شهر بابک بر پایه داده های مغناطیس هوایی، نوزدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، تهران، ص ۴-۱. فرهمند، م.، ۱۳۹۴. تحلیل ساختاری منطقه سرخشاد، شمال شرق اردستان، ایران مرکزی، پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی تکتونیک، دانشگاه اصفهان.

کیهان زاده، ر.، ۱۳۹۲. سازوکار گسل های منطقه آتشفشان بیدخوان و ارتباط سازوکار آنها با دایک های شعاعی منطقه مورد مطالعه، جنوب بردسیر کرمان، پایان نامه کارشناسی ارشد تکتونیک، دانشگاه تربیت مدرس.

کیهان زاده، ر.، ۱۴۰۲. تحلیل ساختاری و تکامل تکتونوماگماتیسم بخشی از کمان ماگمایی ارومیه- دختر (شمال غرب نوار ماگمایی دهج- ساردوئیه)، ایران. رساله دکتری تکتونیک، دانشگاه اصفهان.

گودرزی، ش.، ۱۳۹۶. تحلیل ساختاری بخشی از گسل تفت در جنوب غرب یزد. پایان نامه کارشناسی ارشد تکتونیک، دانشگاه اصفهان.

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B and Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geology Magazines* 10, 1-34.

Ahmadian, J., Murata, M., Nadimi, A., Ozawa, H and Kozai, T., 2014. Recent tectonic activity of Iran deduced from young magmatism evidences. *Bulletin of Center for Collaboration in Community Naruto University of Education* 28, 23-38.

Alavi, M., 1994. Tectonics of Zagros orogenic of Iran, new data and interpretation. *Journal of Tectonophysics* 229, 211-238.

Amidi, S. M., 1975. Contribution al etude biostratigraphique, petrologique et petrographique des roches magmatiques de la region Natanz-Nain-Surk (Iran Centrl). Unpublished Ph.D thesis, University of Grenoble, France.

Berberian, M and King, G. C. P., 1981. Towards a paleo geography and tectonic evolution of Iran, *Canadian Journal of Earth Sciences* 18, 210-265.

Berberian, M., 1981. Toward a paleogeography and tectonic evaluation of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18, No. 2, 210-265.

Chiu, H. Y., Chung, S. L., Zarrinkoub, M. H., Mohammadi, S. S., Khatib, M. M and Iizuka, Y., 2013.



- Geochronology and petrography of Feldspathoid Bearing rocks in Urumieh- Dokhtar Volcanoc Belt, Iran. Unpublished Ph.D thesis, University of Wollongong, Australia, 412pp.
- Omrani, J., Agard, P., White church, H., Benoit, M., Prouteau, G and Jolivet, L., 2008. Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros mountains, Iran: a new report of adakites and geodynamic Consequences. *Lithos* 106, 380-398.
- Pang, K. N., Chung, S. L., Zarrinkoub, M. H., Li, X. H., Lee, H. Y., Lin, T. H and Chiu, H. Y., 2016. New age and geochemical constraints on the origin of Quaternary adakite-like lavas in the Arabia–Eurasia collision zone. *Lithos* 264, 348-359.
- Pourhosseini, F., 1981. Petrogenesis of Iranian plutons; a study of the Natanz and Bazman intrusive complexes. Ph.D. Thesis, Cambridge Univ., Geol. Surv. Iran, Rep.
- Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: A review. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* 52, 1229-1258.
- Takin, M., 1972. Iranian geology and continental drift in Middle East. *Nature* 235, 147-150.
- Tatsumi, Y and Eggins, S., 1995. Subduction zone magmatism. Blackwell, Cambridge, 211 p.
- Walker, R and Jackson, J., 2004. Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran. *Tectonics* 23, TC5010.
- Zircon U–Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny. *Lithos* 162, 70–87.
- Dercourt, J., Zonenshain, L., Ricou, L. E., Kazmin, G., LePichon, X., Knipper, A. L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I. M., Geyssant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D. H., Boulin, J., Sibuet, J. C., Savostin, L. A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M. L., Lauer, J. P and Biju Duval, B., 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to Pamirs since the Lias. *Tectonophysics* 123, 241-315.
- Dimitrijevic, M. D., 1973. Geology of Kerman Region. G.S.A. Rep. no. Yu/52, 334p.
- Dimitrijevic, M. D., Dimitrijevic, M. N and Djordjevic, D., 1971. Geological map of Anar (1:250000 scale), Geol. Surv. Iran.
- Emami, M. H., 1981. Geologie de la region de Qom-Aran (Iran). Contribution a l'etude dynamique et geochemique du volcanisme tertiaire de l'Iran central. These Doctorat Etat, Grenoble, 489 p.
- Ghazi, A. M and Hassanipak, A. A., 2000. Petrology and geochemistry of the Shahr-e-Babak ophiolite, Central Iran. *Geol. Soc. Am. Special Paper* 349, 485-497.
- Hassanzadeh, J., 1993. Metallogenic and tectono-magmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of Central Iran, Shahr-e-Babak area, Kerman province. Ph.D. Thesis, University of California, 204p.
- Keihanizadeh, R., Nadimi, A., Safaei, H., Moradian, A and Shafieibafti, S., 2023. Mozahem Stratovolcano and its structural controlling factors in the Cenozoic Magmatic Arc of Iran. *Journal of African Earth Sciences*, v. 202, 1-17 (104926).
- McInnes, B. I. A., Evans, N. J., Belousova, E and Griffin, W. L., 2003. Porphyry copper deposits of the Kerman belt, Iran: Timing of mineralization and exhumation processes. CSIRO scientific research report, 41.
- McInnes, B. I. A., Evans, N. J., Fu, F. Q and Garwin, S., 2005. Application of thermochronology to hydrothermal ore deposits. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 58, 467-498.
- Moradian Shahrabaky, A., 1997. Geochemistry,



فصلنامه زمین ساخت

پاییز ۱۴۰۱، سال ششم، شماره ۲۳



10.22077/JT.2023.6593.1161

بررسی نقش زمین ساخت جنبا در شکل گیری حوضه بسته گراغه، شهرستان زاهدان

افسانه بیجارزهی^۱، عبدالرضا پرتابیان^{۲*}، محسن جامی^۳

۱- کارشناس ارشد تکنیک، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان

۲- دانشیار تکنیک، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان

۳- استادیار تکنیک، دانشکده صنعت و معدن، دانشگاه سیستان و بلوچستان

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۵/۰۱
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۹/۲۰

چکیده:

حوضه آبریز بسته گراغه در قسمت میانی پهنه زمین درز سیستان و غرب و شمال غرب شهر زاهدان قرار گرفته است. وجود یک حوضه بسته وسیع و فرو افتاده که توسط گسل های جنبا احاطه شده است در پهنه برشی- فشارشی پهنه زمین درز سیستان می تواند فرصت مناسبی را برای مطالعه زمین ساخت جنبا در این گستره را فراهم کند. در این راستا به بررسی ارتباط بین ساختارهای زمین ساختی و نحوه تشکیل و تکامل حوضه بسته گراغه به کمک محاسبه شاخص های ریخت زمین ساختی و شواهد صحرایی پرداخته شده است. شاخص های مورد مطالعه عبارت اند از شاخص شکل حوضه (BS)، شاخص انتگرال فراز نما (HI)، شاخص نسبت بین پهنای کف دره به ارتفاع آن (VF)، شاخص میانگین شیب محوری کانال (MASC)، شاخص عدم تقارن حوضه آبریز (AF)، پیچ و خم پیشانی کوهستان (SMF) و ارزیابی نسبی فعالیت زمین ساختی (Iat). شاخص های ریخت زمین ساختی نشان دهنده فعالیت بالا و عدم تقارن حوضه است. پارامترهای به دست آمده نشان دهنده فعالیت بالای زیر حوضه های مجاور گسل های مرزی حوضه اصلی است به صورتی که زیر حوضه های با فعالیت پایین اغلب در مرکز و با فاصله از گسل های اصلی قرار گرفته اند. این گسل ها با تبعیت از شکل حوضه از شمال و شمال غرب به یکدیگر نزدیک و در جنوب و جنوب شرقی از هم فاصله می گیرند به صورتی که گسل های محدوده کننده حوضه با حرکت به سمت جنوب دچار یک چرخش پاد ساعتگرد شده و در نتیجه آن باعث ایجاد یک پهنه کششی فرو افتاده در این پهنه فشارشی شده است.

کلمات کلیدی: شاخص های ریخت زمین ساختی، پهنه زمین درز سیستان، تراکشن، زمین ساخت جنبا، حوضه گراغه

* ایمیل: partabian_reza@science.usb.ac.ir

تلفن تماس: ۰۹۱۷۷۸۲۲۶۱۳



Role of Active tectonics on the formation of Garaghe closed basin, Zahedan

Afsaneh Bijarzehi¹, Abdolreza Partabian^{2*}, Mohsen Jami³

Master's degree in tectonics, Department of Geology, college of science, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

Associate professor in Tectonics, Department of Geology, college of science, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

Assistant Professor in Tectonics, Faculty of Industry & Mining (Khash). University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

Abstract:

Garagheh closed basin is located in the west and northwest of Zahedan city and in the middle of Sistan Suture Zone. The presence of this basin with a large area that located in a shear-compressional Sistan Suture Zone that surrounded by numerous faults can be a subject for study of active tectonics in this area. Based on field study and the relationship between tectonic structures, the development of this basin has been investigated. We applied the geomorphic indices such as mountain-front sinuosity (SMF), asymmetry factor of drainage basin (AF), hypsometric integral (HI), basin shape (BS), mean axial slope of channel (MASC), valley floor width – valley height ratio (VF), relative assessment of tectonic activity (Iat) to evaluate tectonic activity of 378 sub-basins. The results suggest that the main basin is active and asymmetric but the activity of sub-basins are different throughout the study area. High active sub-basins are mainly located around the main basin and associated with active faults but less active basins are mainly located in the center. The relationship between shape of main basin and active faults shows, depending on the shape of the basin, the faults are close to each other in the north and northwest and far apart in the south and southeast. These results suggest a counter clockwise rotation of faults caused a tectonic rotation that creates a transtensional deformation that form a closed Garagheh Basin.

Keywords: Active Tectonic, Garaghe Basin, Morphotectonic indices, Sistan Suture Zone, Transtension

*Email: partabian_reza@science.usb.ac.ir

Tel: +989177822613

۱- مقدمه

شکل‌گیری و تکامل حوضه‌های آبریز در ارتباط تنگاتنگ با عوامل زمین‌ساختی و زمین‌ریختی هستند. شکل‌گیری و تکامل حوضه‌های آبریز در محیط‌های زمین‌ساختی جنبه، تحت تاثیر عوامل ساختاری و تکامل زمین‌ساختی این مناطق قرار دارد. عوارض زمین‌ساختی، با ایجاد توپوگرافی منجر به برهم زدن تعادل و ایجاد رقابت بین فرایندهای زمین‌ساختی و فرسایشی می‌شوند. برهمکنش این دو فرایند در طول زمان باعث به وجود آمدن چشم‌اندازهای زمین‌شناسی متفاوتی می‌شود. بنابراین بررسی حوضه‌های آبریز در محیط‌های زمین‌ساختی جنبه می‌تواند راهی مناسب جهت پی‌بردن به مراحل تغییر و تکامل آن‌ها و شناخت پدیده‌های زمین‌ساختی باشد (Champel et al., 2002; Partabian et al., 2016; Kashani et al., 2019). عوامل مختلفی در تشکیل و توسعه‌ی حوضه‌های آبریز در محیط‌های متفاوت نقش دارند که از جمله آن‌ها می‌توان به عوامل توپوگرافی، سنگ‌شناختی و ساختاری اشاره کرد (Silva et al., 2003).

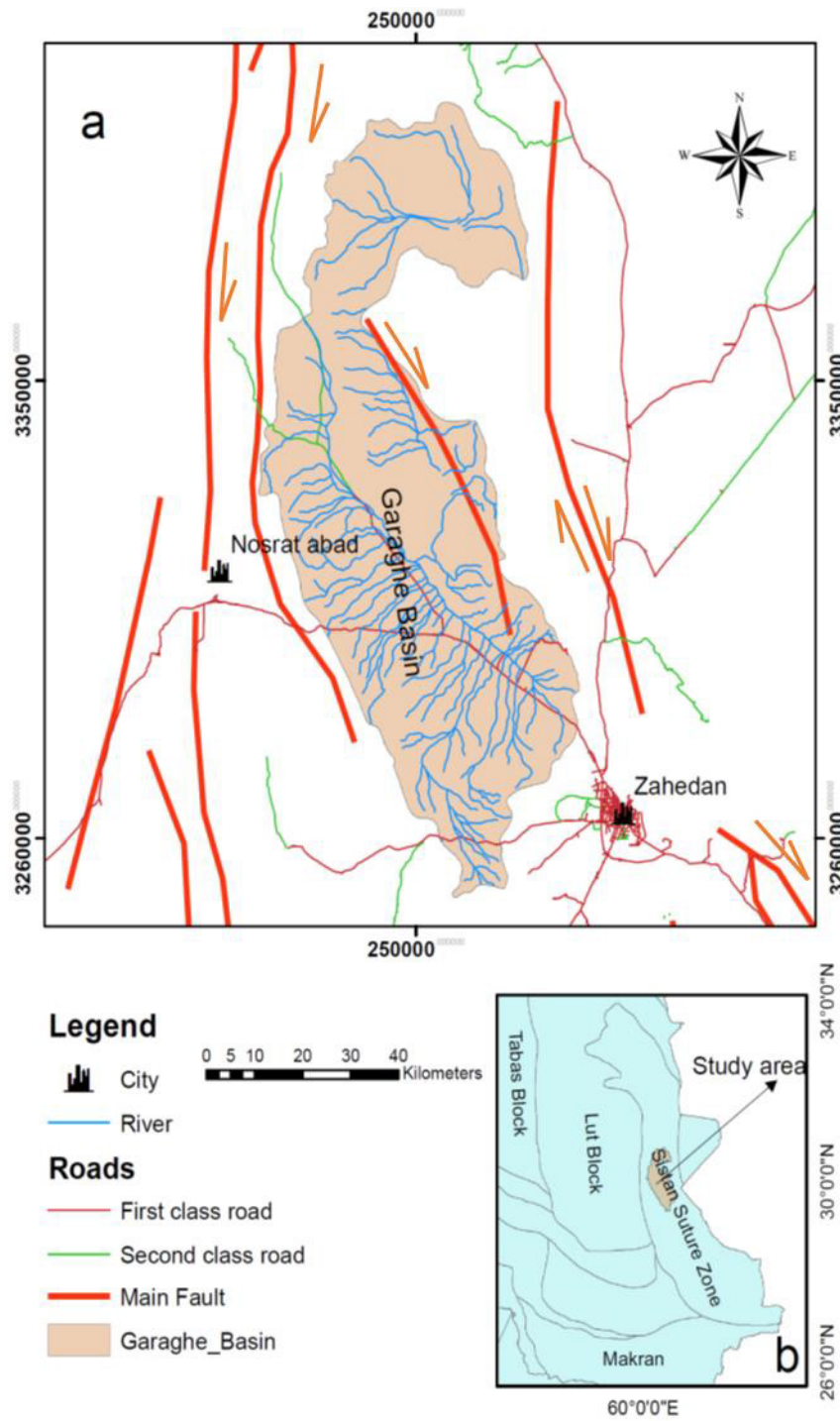
حوضه بسته گراغه با مساحت ۳۹۷۵ کیلومتر مربع واقع در غرب و شمال غرب زاهدان و طول جغرافیایی ۵۹/۴۶ تا ۶۱/۰۴ و عرض جغرافیایی ۲۹/۱۳ تا ۵۱/۳۰، تقریباً در قسمت میانی پهنه زمین‌درز سیستان واقع شده است (شکل ۱). پهنه زمین‌درز سیستان در شرق ایران یکی از مهمترین شاخه‌های تیتیس جوان می‌باشد که سرگذشت پیچیده‌ای از پوسته‌اقیانوسی تا قاره‌ای را پشت سر گذاشته است (Tirul et al., 1983). از مهمترین گسل‌های فعال شرق این پهنه می‌توان سیستم گسل نهبندان (نه) را نام برد که از شمال نهبندان تا ناحیه نصرت آباد ادامه دارد. گسل نصرت آباد در واقع پایانه جنوبی گسل نهبندان است که با روند شمالی-جنوبی از شمال بخش نصرت آباد تا شمال ایرانشهر و شرق بزمان به طول ۲۵۰ کیلومتر امتداد یافته و در این محدوده دچار چرخش به سمت جنوب شرقی شده

است (Stöcklin, 1977). گسل فعال زاهدان از جمله گسل‌های مرز غربی پهنه زمین‌درز می‌باشد. باتوجه به موقعیت این حوضه، و وجود گسل‌های امتداد لغز فعال مانند گسل‌های نه و زاهدان در مرزهای آن می‌توان پتانسیل فعالیت زمین‌ساختی بالایی را برای آن متصور بود، لذا نقش ساختارهای موجود در ایجاد این حوضه و تکامل و توسعه شبکه زهکشی می‌تواند پررنگ باشد. بدین منظور به بررسی ارتباط بین ساختارهای موجود و نحوه تشکیل و تکامل حوضه مذکور به کمک مشاهدات صحرایی و محاسبه شاخص‌های ریخت زمین‌ساختی پرداخته شده است.

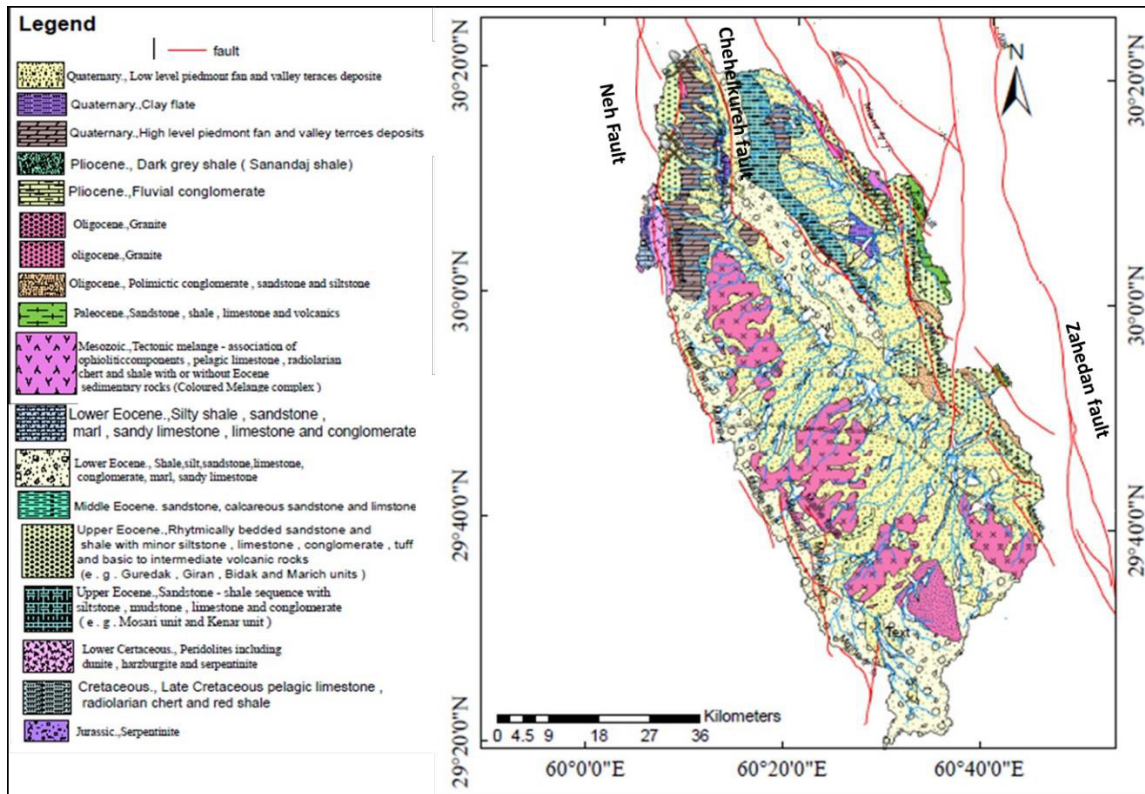
۲- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

حد فاصل گسل‌های نهبندان (در غرب) و گسل هریرود (در شرق)، در پهنه‌ای به وسعت ۸۰۰ کیلومتر طول و ۲۰۰ کیلومتر عرض، نهشته‌های ضخیم رسوبات آواری (فیلیش) وجود دارد که بر روی یک پی‌سنگ افیولیتی در ارتباط با پوسته‌های اقیانوسی قرار گرفته‌اند. این پهنه مراحل تکامل خود را از پوسته‌اقیانوسی تا قاره‌ای در طول زمان پشت سر گذاشته و یکی از شاخه‌های تیتیس جوان است که از آن با عنوان همچون پهنه فلیش (Eftekharnejad, 1981)، کوه‌های خاور ایران (Alavi, 1981) و پهنه زمین‌درز سیستان Tir-ul et al., 1983 نام برده می‌شود.

حوضه بسته گراغه در قسمت میانی پهنه زمین‌درز سیستان و در محلی که روند این پهنه به همراه گسل‌های مرکزی آن دچار تغییر می‌شود قرار گرفته است (شکل ۱). این حوضه توسط گسل‌ها و ارتفاعات متاثر از آنها احاطه شده است و با ایجاد یک سطح مبنای محلی آبهای سطحی را به سمت کفه‌های نمکی و گلی درون خود (قسمت شرقی) هدایت می‌کند. از لحاظ زمین‌شناسی سنگ‌های مزوزویک تا رسوبات عهد حاضر به شرح زیر این محدوده را پوشش می‌دهند (Eftekharnejad, 1981) (شکل ۲).



شکل ۱. (a) حوضه بسته گراغه و شبکه زهکشی و گسل‌های اصلی محدود کننده آن (b) موقعیت حوضه گراغه در پهنه زمین درز سیستان

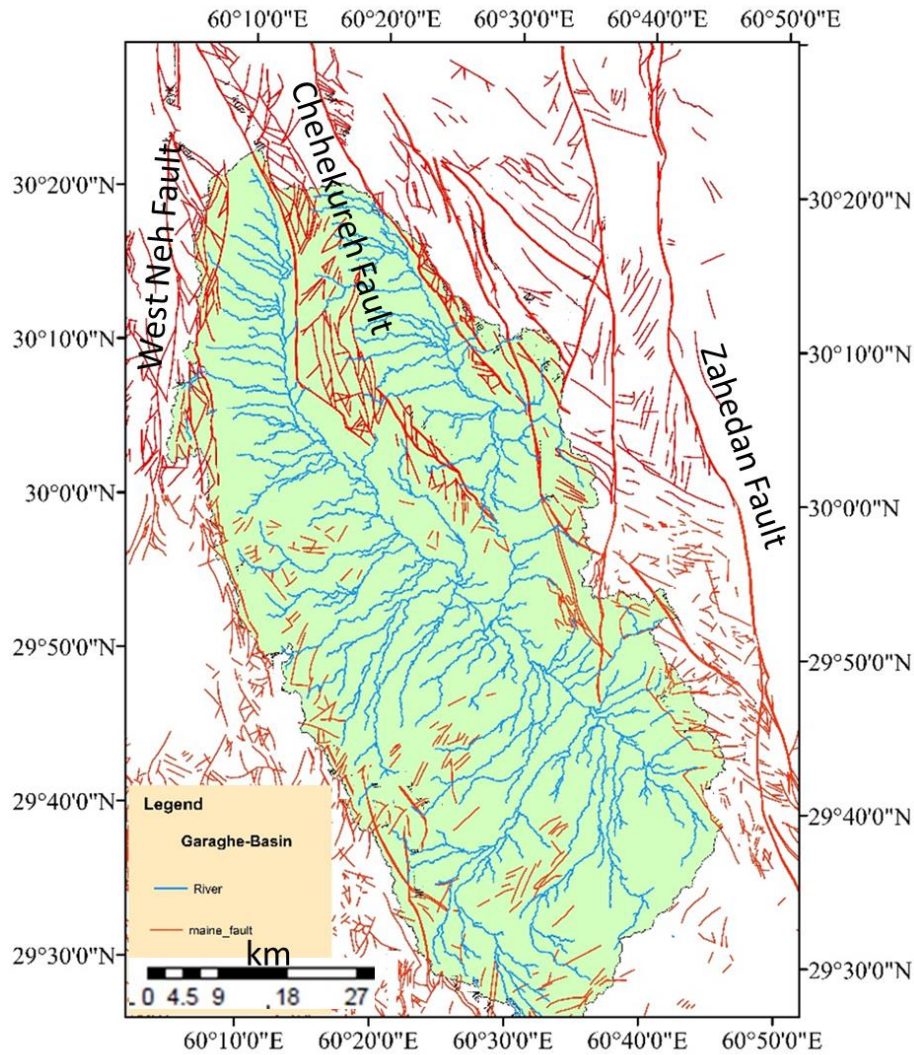


شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی حوضه بسته گراغه

سیستم گسلی منطقه مورد مطالعه عمدتاً تحت تاثیر گسل‌های اصلی امتداد لغز راست‌بر زاهدان با امتداد شمالی جنوبی و شمال غرب- جنوب شرق در شرق و سیستم گسلی نه غربی در غرب با امتداد شمالی- جنوبی می‌باشد. گسل نصرت آباد در امتداد گسل نه قرار گرفته و یک گسل امتداد لغز راست‌بر با مولفه فشارشی با امتداد شمال- جنوب تا شمال غربی- جنوب شرقی می‌باشد. گسل چهل کوره یک گسل امتداد لغز راست‌بر با امتداد شمال- جنوب تا شمال غربی- جنوب شرقی در قسمت شمالی منطقه واقع شده است. علاوه بر این گسل‌ها گسل‌های فرعی مابین این گسل‌ها عمدتاً با روند شمالی- جنوبی و شمال غرب- جنوب شرق منطقه مورد مطالعه را تحت تاثیر قرار داده‌اند (شکل ۳). گسل‌ها از شمال و شمال غرب حوضه به یکدیگر نزدیک و در قسمت جنوب و جنوب شرقی از هم فاصله گرفته و تقریباً مرز حوضه را محدود می‌کنند.

نهشته‌های مزوزوئیک در منطقه مورد مطالعه شامل ملائز تکتونیک، سنگ آهک پلاژیک، چرت و رادیولاریت می‌باشند. سنگ آهک پلاژیک، رادیولاریت، چرت و شیل قرمز، پریدوتیت، دونیت، هارزبورژیت و سرپانتینیت متعلق به کرتاسه و اواخر کرتاسه در این منطقه رخنمون دارند. نهشته‌های ائوسن با تقسیم بندی به دو صورت زیرین و فوقانی به طور کلی شامل توالی ماسه سنگ، شیل اسلیتی، کنگلومرا، سنگ آهک ماسه ای، مارن، گل سنگ، توف و سنگهای آتشفشانی می‌شود. نهشته های الیگوسن محدوده مورد مطالعه شامل کنگلومرای پلی میکتیک، سیلتستون، ماسه سنگ و گرانیت می‌باشد. کنگلومرای رودخانه ایی و شیل خاکستری تیره با سن پلیوسن رخنمون دارند. شامل دو دسته تراسهای دریایی قدیمی مرتفع و تراس های جدید کم ارتفاع و شامل کفه های نمکی و گلی در شرق حوضه اصلی نهشته های کواترنری را شامل می‌شوند.

گسل‌های منطقه مورد مطالعه



شکل ۳. نقشه گسل های اصلی و فرعی منطقه مورد مطالعه

۳- مواد و روش ها

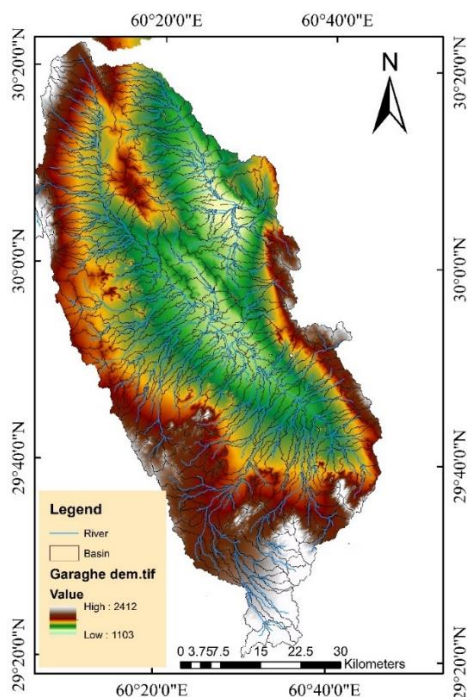
در این پژوهش از روش های ریخت زمین ساختی برای کاوش و بررسی زمین ساخت جنباد در منطقه ی مورد مطالعه استفاده شده است. از مدل رقومی ارتفاعی ۱۲/۵ متر (DEM)، مربوط به تصاویر ALOS POLSAR سازمان زمین شناسی ایالات متحده^۱ برای محاسبه پارامترهای ریخت زمین ساختی استفاده شده است. بدین منظور ابتدا مدل رقومی ارتفاعی با قدرت تفکیک ۱۲/۵ متر در محیط ArcMap 10.3 پردازش و پس از آن وارد محیط نرم افزاری TecDEM جهت استخراج زیر حوضه ها و آبراهه ها گردید. این نرم افزار بر پایه MATLAB بنا شده که Shahzad and Gloaguen (2011) ارائه و کد نویسی شده است. با استفاده از این نرم افزار در ابتدا شبکه آبراهه ها استخراج و براساس رتبه دسته بندی

شدند. در مرحله بعد آبراهه به دست آمده از نرم افزار TecDEM به محیط ArcMap منتقل و با استفاده از ابزار Archydro، در این نرم افزار، حوضه ی بسته گراغه به ۳۷۸ زیر حوضه با رده ۳ تقسیم گردید (شکل ۴).

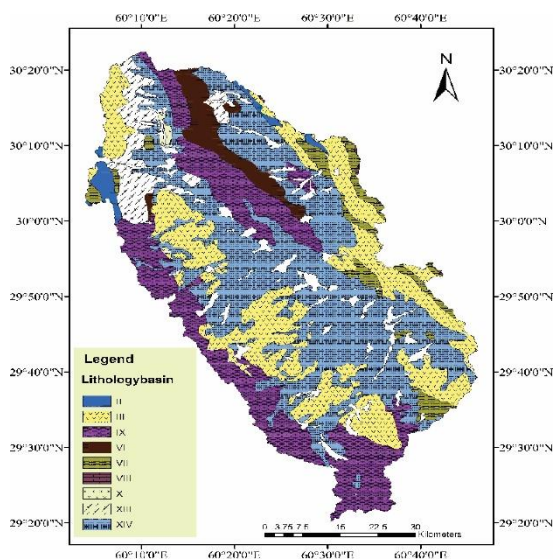
۳-۱- درجه سختی سنگ ها

با توجه به محاسبه شاخص های ریخت زمین ساختی و توجه به این واقعیت که این شاخص ها اثر متقابل زمین ساخت و فرسایش را بازگو می کنند باید به نقش مقاومت سنگ های منطقه در مقابل فرسایش و همچنین نقش گسل ها در فعالیت زمین ساختی آنها پرداخته شود. سنگ های متفاوت دارای رفتاری متفاوتی در برابر هوازدگی و فرسایش می باشند. عمدتاً این رفتارها به ویژگی های ذاتی سنگ وابسته است که شامل خصوصیات اجزا تشکیل دهنده (سیمان، اندازه، بافت، نحوه قرار گیری، جورشدگی و پیوستگی)

^۱ USGS



شکل ۴. نقشه زیر حوضه‌ها و آبراهه‌های بدست آمده از تصویر DEM در منطقه مورد مطالعه



شکل ۵. نقشه طبقه‌بندی سختی منطقه مورد مطالعه.

۳-۲-۲- شاخص عدم تقارن حوضه (Af)

این شاخص معرف نسبت کج شدگی جانبی حوضه به مسیر اصلی است که تحت تاثیر نیروهای زمین‌ساختی ایجاد می‌شود (Guarnieri and Pirota 2008). به عبارت دیگر شاخص عدم تقارن معیاری برای تشخیص وجود کج شدگی ناشی از فعالیت‌های زمین‌ساختی در حوضه زهکشی می‌باشد. این شاخص از رابطه زیر بدست می‌آید (El-Hamdouni et al., 2008).

و کانی شناسی می‌شود و بخشی به توده‌ی سنگ مانند ناپیوستگی وابسته است (Selby, 1980). در رابطه با حساسیت مجموعه‌های سنگی به فرسایش، معیار مشخصی در منابع علمی معرفی نشده است ولی روش‌های مختلفی برای مقاصد مختلف جهت طبقه‌بندی سنگ‌ها مختلف ارائه شده است (Deere and Mill-er, 1996; Broch and Franklin, 1972). به طور مثال یکی از روش‌هایی که سختی خاک و سنگ را در برابر فرسایش طبقه‌بندی کرده است از جدول سختی و فائیان (۱۳۷۱) نام برد که بر اساس آن منطقه مورد مطالعه به ۹ رده تقسیم بندی گردید که رده ۲ سختترین و رده ۱۰ نرم‌ترین هستند (شکل ۵).

۳-۲-۳- شاخص‌های مورفومتریک

به کمک تصاویر DEM و آبراهه‌های استخراج شده شاخص‌های مورفومتری را برای زیر حوضه‌های منطقه مورد مطالعه به شرح زیر محاسبه گردید:

۳-۲-۳-۱- شاخص پیچ و خم پیشانی کوهستان (SMF) پیچ و خم پیشانی کوه‌ها معیاری است برای انعکاس توازن بین نیروهای فرسایشی که تمایل به ایجاد یک ساختار سینوسیته دارند و زمین‌ساخت که سعی می‌کند پیشانی کوهستان را به صورت یک خط مستقیم در بیاورد، می‌باشد. این شاخص با رابطه زیر تعریف می‌شود (Keller and Pinter 2002).

$$SMF = Lmf/Ls$$

در این رابطه:

Lmf طول جبهه کوهستانی که در محل برخورد کوهستان و دشت قابل اندازه‌گیری است.

Ls عبارت است از طول مستقیم جبهه کوهستان.

در ابتدا با استفاده از مدل رقمی ارتفاعی ۱۲/۵ متر، خطوط ترانز پیشانی کوهستان استخراج شد، سپس این شاخص برای حوضه‌هایی که دارای پیشانی گسل خورده بودند مورد محاسبه قرار گرفت. از ۳۷۸ حوضه ۱۳۶ حوضه برای این شاخص قابل اندازه‌گیری بودند. اطلاعات به دست آمده برای این شاخص بین ۱۱/۰ تا ۲۴/۵ در زیر حوضه‌های مختلف متغیر است. بر اساس تقسیم بندی El-Hamdouni, et al (2008) مقادیر بدست آمده از ۱۳۶ حوضه در سه رده قرار گرفتند (شکل ۶ a) که عبارت است از، ۳ حوضه با رده یک، ۲۷ حوضه با رده دو و ۱۰۶ حوضه با رده سه.

اندازه گیری شده و مطابق با رابطه‌ی بیان شده مقدار این شاخص برای هر یک از زیر حوضه‌ها محاسبه شد. نتایج حاصل از مقادیر به دست آمده شاخص Af به این شرح می‌باشد: زیر حوضه‌های مختلف مقادیر بین ۱۰ تا ۴۷/۶ را نشان می‌دهند که براساس تقسیم بندی (El-Hamdouni et al., 2008) این مقادیر در سه رده قرار می‌گیرند (شکل b ۶). ۱۶۶ حوضه در رده یک، ۱۰۱ حوضه در رده دو و ۱۰۶ حوضه در رده ۳.

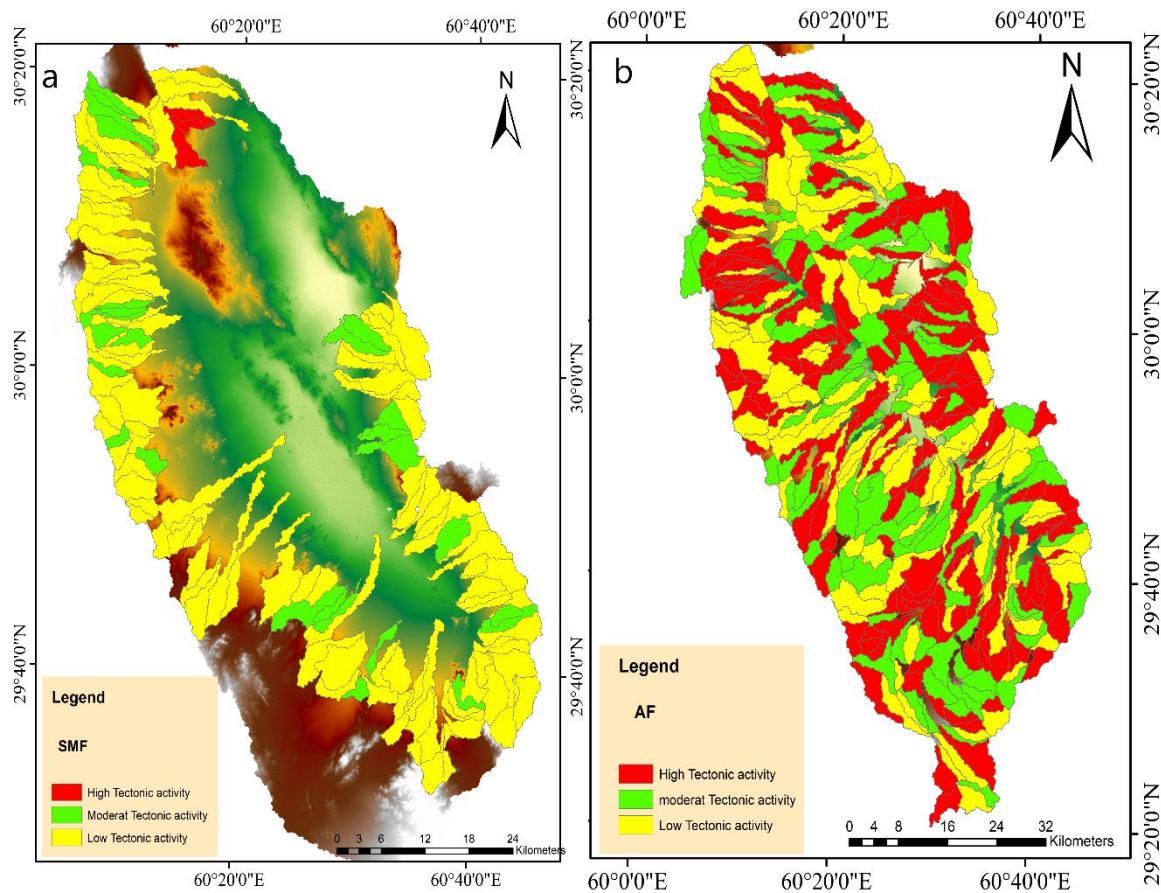
$$Af = \frac{Ar}{At} \times 100$$

که در این رابطه:

Ar: مساحت قسمت راست مسیر رود اصلی

At: مساحت کل حوضه زهکشی

به منظور محاسبه این شاخص برای هر زیر حوضه مسیر رودخانه‌ی اصلی مشخص و توسط آن حوضه به دو قسمت تقسیم می‌شود. و در ادامه مساحت زیر حوضه‌ها و مساحت سمت راست هر یک از آن‌ها



شکل ۶. نقشه بدست آمده محاسبه شاخص های ریخت زمین ساختی با استفاده از ابزار GIS. a. نتایج محاسبه شاخص SMF. b: نتایج محاسبه شاخص AF

Hmax: ارتفاع بیشینه ی حوضه.

در ابتدا با استفاده از تصاویر DEM در محیط ArcGIS، ارتفاع حداکثر، حداقل و میانگین هر حوضه مشخص و سپس با استفاده از رابطه انتگرال فراز نما، شاخص مورد نظر برای ۳۷۸ زیر حوضه مورد ارزیابی قرار گرفت. مقادیر کمی به دست آمده بین ۱۱/۰ تا ۵۸/۰ متغیر هستند، که براساس تقسیم بندی El-Hamdouni et al (2008) در دو رده قرار می‌گیرند (شکل av). ۱۰۹ حوضه در رده دو و ۲۶۳ حوضه در رده سه قرار گرفتند.

۳-۲-۳- شاخص انتگرال فراز نما (Hi)

این شاخص چگونگی توزیع مساحت ارتفاعات متفاوت را در یک حوضه بیان می‌کند و به عنوان مساحت زیر منحنی هیسومتری تعریف می‌شود و با استفاده از رابطه زیر محاسبه می‌شود (Keller and Pinter 2002)

$$Hi = (H_{mean} - H_{min}) / (H_{max} - H_{min})$$

که در این رابطه:

Hmean: ارتفاع متوسط.

Hmin: ارتفاع کمینه ی حوضه.

BW: اندازه پهن ترین قسمت حوضه

مقادیر بالای این شاخص نشان دهنده‌ی حوضه‌های کشیده و مقادیر پایین آن نشانگر حوضه‌های دایره ای شکل می‌باشند. مقادیر به دست آمده برای زیر حوضه‌های مختلف از ۰/۳۱ تا ۱۱/۴ متغییر بوده که براساس تقسیم‌بندی El-Hamdouni et al (2008) ۳۷۴ حوضه بررسی شده، در سه رده متفاوت قرار گرفتند (شکل b۷). ۳۹ حوضه در رده یک، ۱۰۳ حوضه در رده دو و ۲۳۲ حوضه در رده سه.

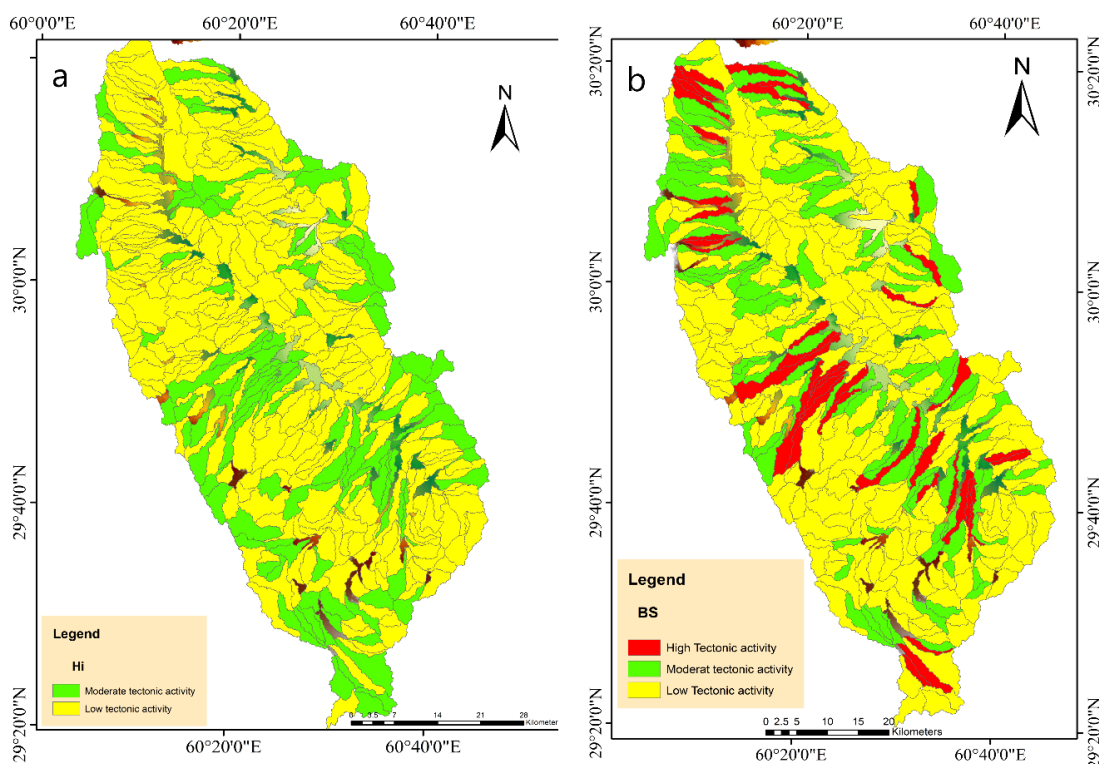
۳-۲-۴- شاخص شکل حوضه (Bs)

میزان کشیدگی یک حوضه تحت عنوان شاخص شکل حوضه با اندازه گیری نسبت طول به عرض به دست می‌آید و معیاری برای بررسی سطح فعالیت زمین‌ساختی بشمار می‌آید (Ramirez-Herrera 1998) و با رابطه زیر به دست قابل محاسبه می‌باشد.

$$Bs = Bi/Bw$$

که در این رابطه:

Bi: اندازه طولانی ترین بخش حوضه



شکل ۷. نقشه بدست آمده محاسبه شاخص های ریخت‌زمین‌ساختی با استفاده از ابزار GIS. a. نتایج محاسبه شاخص Hi. b. نتایج محاسبه شاخص BS

(Kirby and Whipple 2001). در مناطقی با ناهمواری حداکثر که دارای دره‌های بریده-بریده شده و طول کوتاه می‌باشد این نسبت افزایش می‌یابد در حالی که در مناطق با ناهمواری کمتر واقع در سطوح جلگه ای و هموار که دره‌ها طولانی تر می‌باشند، مقدار این شاخص کاهش می‌یابد. به و کمترین مقدار آن مربوط با سطوح کاملاً هموار می‌باشد. این شاخص با استفاده از رابطه زیر قابل محاسبه است (Faghih and Nourbakhsh 2015).

$$MASC = (Hmax - Hmin) / Ls * 100$$

در این رابطه:

Hmax: مرتفع ترین نقطه حوضه.

۳-۲-۵- شاخص میانگین شیب محوری کانال (MASC)

این شاخص نشانگر تعادل بین فعالیت های زمین‌ساختی و فرایندهای فرسایشی است. رودخانه‌ها در نزدیکی دهانه دارای قدرت بیشتری بوده و توانایی حفر بیشتری نسبت به فواصل دورتر دارند. این واقعیت باعث بریده شدن حوضه بدون افزایش طول رودخانه می‌شود، بنابراین باعث افزایش شیب کلی رودخانه می‌شود (Figuroa and Katt 2010). مقادیر بالای این شاخص بیانگر نرخ بالا آمدگی متفاوت در حوضه و نشان دهنده‌ی فعالیت زمین‌ساختی منطقه می‌باشد

Hmin: کم ارتفاع ترین نقطه حوضه.

Ls: طول کانال موازی با خط اصلی زهکشی.

از ۳۷۸ حوضه ۳۷۴ حوضه قابل اندازه گیری بودند و مقادیر به دست آمده بین ۰/۳ تا ۳۷ متغیر هستند . براساس تقسیم بندی (El-Hamdouni et al (2008) زیرحوضه ها از لحاظ فعالیت زمین ساختی در سه رده قرار می گیرند (شکل a۸). که از این بین ۱۴۰ حوضه در رده یک، ۱۵۶ حوضه در رده دو و ۷۸ حوضه در رده سه قرار گرفتند.

۳-۲-۶- شاخص نسبت پهنای دره به کف دره (Vf)

این شاخص، یکی از معیارهای موثر در شناسایی مناطق جنبای زمین ساختی است. نسبت پهنای دره به کف دره به ویژه برای فعالیت های زمین ساختی اواخر کواترنر بسیار حساس است (Bull, 2007). این شاخص دره های V شکل را در پاسخ بالا آمدگی و دره های U شکل را از نظر فعالیت زمین ساختی آرام معرفی می کند و

براساس رابطه ی زیر محاسبه می شود (Bull and Mcfad- 1977).

$$Vf = 2(Vfw) / [(Eld - Esc) + (Erd - Esc)]$$

در این رابطه:

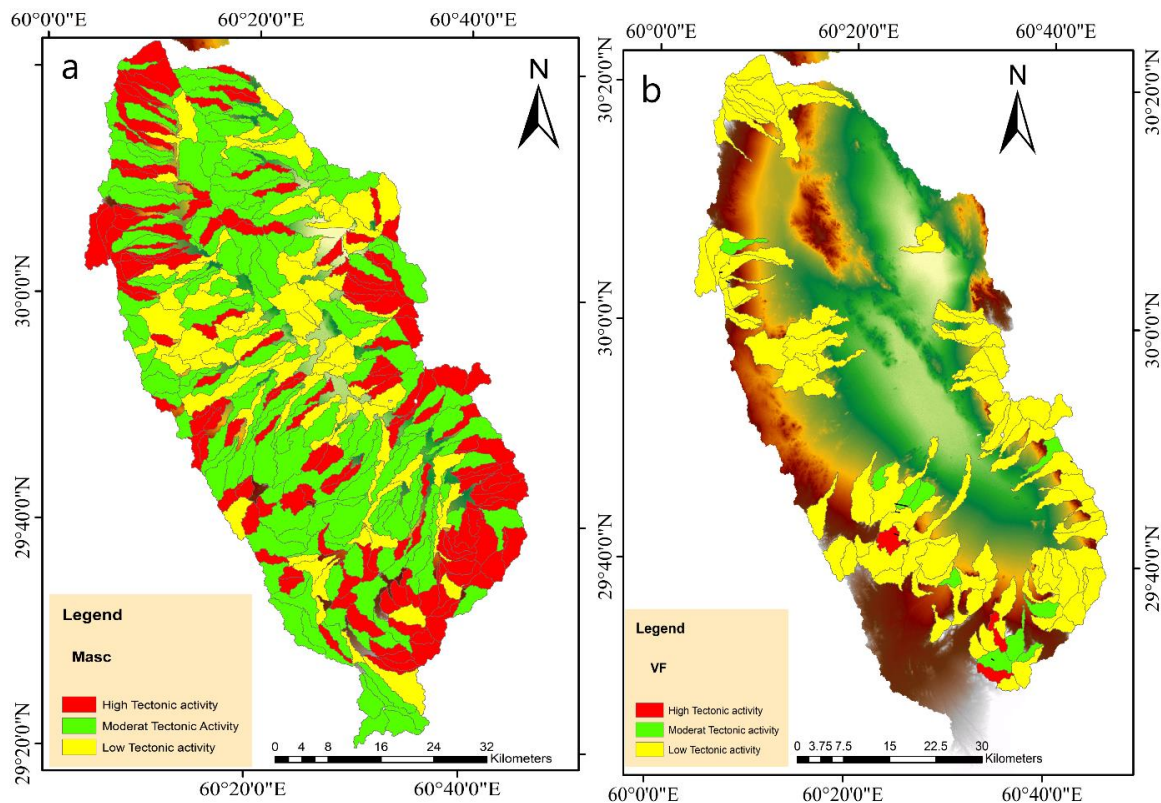
Vfw: پهنای کف دره.

Esc: ارتفاع کف بستر دره.

Erd: ارتفاع دیواره سمت راست دره یا ارتفاع خط الراس سمت راست رودخانه.

Eld: ارتفاع دیواره سمت چپ دره یا ارتفاع خط الراس سمت چپ رودخانه.

در پهنه مورد مطالعه ۱۸۴ پروفیل عرضی در امتداد دره های موجود ترسیم و این شاخص برای ۱۰۶ زیر حوضه محاسبه شد. مقادیر به دست آمده بین ۰/۴۵ تا ۱۰/۲۶ متغیر است که بر اساس تقسیم بندی El-Ham-douni et al (2008) ۳ حوضه در رده یک، ۱۰ حوضه در رده ۲ و ۹۳ حوضه در رده ۳ قرار می گیرند (شکل b ۸).



شکل ۸. نقشه بدست آمده محاسبه شاخص های ریخت زمین ساختی با استفاده از ابزار GIS. a: نتایج محاسبه شاخص Masc. b: نتایج محاسبه شاخص Vf

۳-۲-۶- شاخص زمین ساخت جنبای نسبی

(Iat)

شاخص Iat براساس میانگین مقادیر شاخص‌های بررسی شده، توسط (2008) El-Hamdouni et al محاسبه شده

است که عبارت است از

$$Iat = S/N$$

Iat: زمین ساخت جنبای

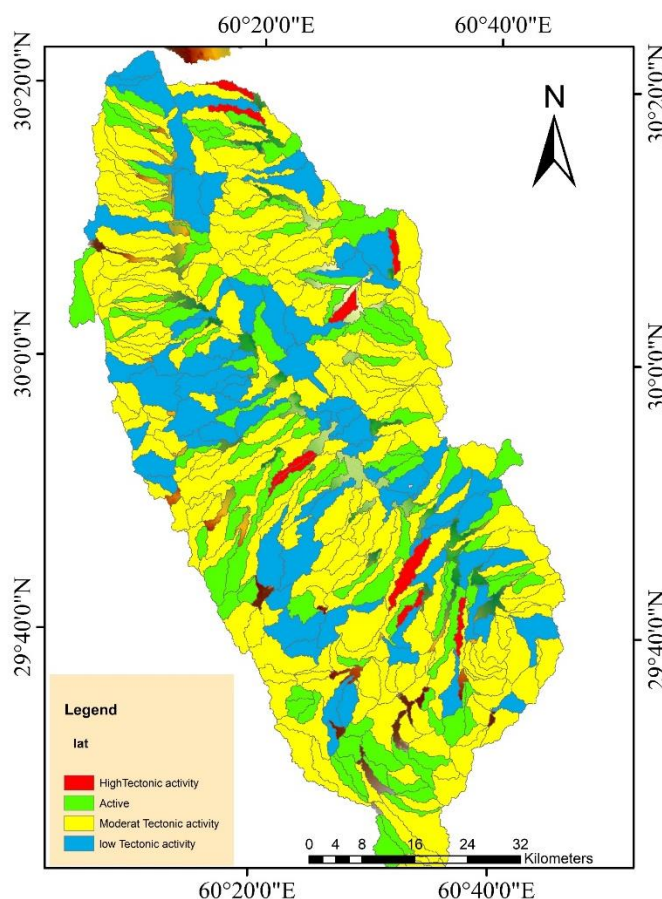
S: مجموع کلاس‌های شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی محاسبه شده

N: تعداد شاخص‌های محاسبه شده

و به عنوان یک کمیته می‌تواند به صورت کلی وضعیت فعالیت زمین‌ساختی یک منطقه را مشخص کند تعریف می‌شود. مقادیر این شاخص در جدول ۱ با توجه به فعالیت زمین‌ساختی طبقه بندی شده است.

جدول ۱. رده بندی زمین‌ساختی شاخص Iat ال-حمدونی و دیگران (۲۰۰۸).

مناطق	خیلی فعال	فعال	نیمه فعال	فعالیت کم
IAT مقدار	$1 < (s/n) < 1/5$	$1/5 < (s/n) < 2$	$2 < (s/n)$	$2/5 < (s/n)$



شکل ۹. نتایج بدست آمده از محاسبه شاخص زمین ساخت جنبای نسبی Iat

قسمت‌های مختلف حوضه اصلی و عوامل ایجاد آنها و در نهایت یک مدل زمین‌ساختی برای شکل‌گیری این حوضه ارائه می‌گردد.

نتایج بررسی شاخص SMF دامنه‌متغیری از فعالیت زمین‌ساختی را برای قسمت‌های مختلف حوضه بسته گراغه نشان می‌دهد که، از ۱۳۶ حوضه ۳، حوضه (۱۴، ۱۸، ۲۹) دارای فعالیت زمین‌ساختی زیاد می‌باشند.

براساس تقسیم‌بندی (2008) El-Hamdouni et al مقادیر محاسبه شده برای این شاخص در منطقه مورد مطالعه در سه رده قرار می‌گیرند (شکل ۹).

۴- بحث و نتیجه‌گیری

در این قسمت ابتدا به تغییرات شاخص‌های به دست آمده و ارتباط آنها به سختی سنگ‌ها و گسل‌های منطقه پرداخته می‌شود و در ادامه وضعیت فعالیت



شوند (Prasad, 1968). بررسی سختی سنگها نشان می دهد که در بخش هایی که شاخص Masc دارای مقدار بالایی است، حوضه دارای سنگ شناسی مقاوم و در حوضه های ی که دارای رسوبات کواترنری هستند مقدار این شاخص پایین می باشد. از ۳۷۴ زیرحوضه بررسی شده ۱۴۰ حوضه با فعالیت زمین ساختی بالا، ۱۵۶ حوضه فعالیت متوسط و ۷۸ حوضه دارای فعالیت کم می باشند.

کاهش نرخ فعالیت های زمین ساختی و به دنبال آن توقف میزان بالا آمدگی، باعث غلبه فرآیندهای فرسایشی و شکل حوضه را به تدریج طی زمان به شکل دایره در می آورد (El-Hamdouni et al 2008) (از ۳۷۴ زیرحوضه بررسی شده برای شاخص Bs، ۳۹ حوضه فعالیت زمین ساختی بالا، ۱۰۳ حوضه با فعالیت متوسط و ۲۳۲ حوضه با فعالیت کم می باشند که بیانگر نسبت کشیدگی حوضه ها است. عمدتاً حوضه های با پوشش سنگی و رسوبی نرم تر کشیده تر و در قسمت هایی که سنگهای کف حوضه سخت تر هستند حوضه ها پهن تر هستند. به نظر می رسد این شاخص به تنهایی نمی تواند پاسخگوی وضعیت زمین ساختی این حوضه باشد.

محاسبه شاخص Hi برای حوضه گراغه غالباً مقادیر پایینی را نشان می دهد. مقادیر این شاخص برای زیر حوضه ها، دو رده فعالیت زمین ساختی متوسط و کم قرار را نشان می دهد. از ۳۷۸ زیرحوضه ۱۰۹ حوضه دارای فعالیت زمین ساختی متوسط و ۲۶۳ حوضه دارای فعالیت کم می باشند.

شاخص Iat به عنوان برآیند شاخص ها نشان دهنده حوضه های فعال تا فعالیت نسبی متوسط در مرزهای حوضه اصلی می باشد. چند زیر حوضه با فعالیت بالا در قسمت شمال و شمال شرق و در محل تغییر روند گسل های اصلی قرار گرفته و نشان از فعالیت بالایی این قسمت دارد. تعدادی دیگر از این زیر حوضه های فعال در امتداد آبراهه اصلی که حوضه را به دو قسمت به صورت نامتقارن جدا می کند قرار گرفته اند که می توان وجود آنها را بیشتر تحت تاثیر فرسایش های رودخانه ای که عمدتاً در اثر جریان های تند فصلی در یک بستر نرم ایجاد می شود، نسبت داد. مطالعات صحرائی:

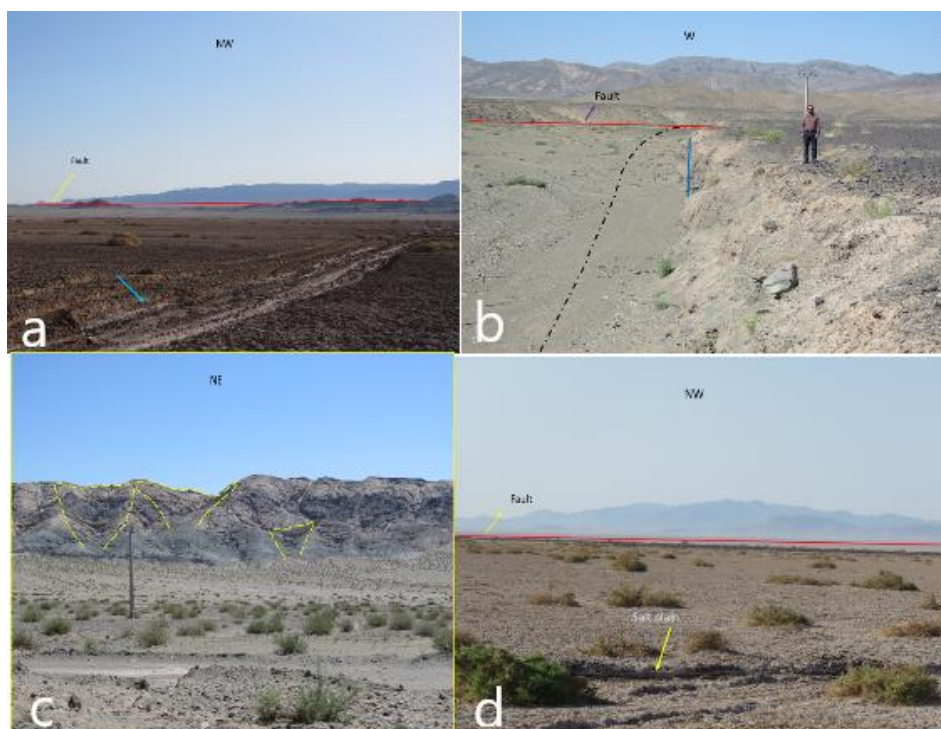
این سه حوضه در محدوده شمالی گسل چهل کوره قرار گرفته اند، ۲۷ حوضه دارای فعالیت متوسط و ۱۰۶ حوضه دارای فعالیت کم می باشند. با توجه به اینکه این شاخص در پیشانی کوهستان اندازه گیری می شود، سنگهای این مناطق دارای سختی نزدیک به هم هستند. فعالیت ساختارهای طولی فعال در حوضه آبریز مانند گسل ها باعث کج شدگی حوضه شده و در نتیجه آن مسیر اصلی آبراهه به یک سمت منحرف شده و باعث عدم تقارن حوضه می شود (Keller and Pinter 1996). بررسی حوضه اصلی گراغه نشان دهنده یک حوضه نامتقارن است که سمت چپ (غرب) آن بالا آمده است و در قسمت سمت راست (شرق) حوضه کاهش ارتفاع رخ داده است. از ۳۷۳ حوضه مورد مطالعه که برای آنها شاخص Af محاسبه شده است، ۱۶۶ حوضه فعالیت بالا، ۱۰۱ حوضه فعالیت متوسط و ۱۰۶ حوضه فعالیت کم را نشان می دهند. در مجموع این شاخص فعالیت بالایی را در تمام حوضه به ویژه در مرزهای حوضه را نشان می دهد که این فعالیت را می تواند تحت تاثیر گسل ها دانست. ولی علت حوضه های فعال درونی را می توان به سختی کمتر بستر آنها که عمدتاً تحت تاثیر فرسایش رودخانه ای بوده اند دانست.

فقط در مورد دره هایی که تغییرات شاخص نسبت پهنای دره به عمق (Vf) در آنها قابل اندازه گیری بود ویژگی های سنگ شناسی مورد بررسی قرار گرفت. این ویژگی نشانگر این است که حوضه ها در سطح وسیعی پراکنده اند ولی عمدتاً دارای بستر سنگی یکسانی هستند. از ۱۰۶ زیر حوضه مورد مطالعه برای این شاخص ۳ حوضه (۲۹۴،۳۳۸،۳۶۰) واقع در جنوب حوضه اصلی، فعالیت بالای تکتونیکی نشان می دهند که می تواند تحت تاثیر بالا آمدگی در این قسمت باشد، ۱۰ حوضه دارای فعالیت متوسط و ۹۳ حوضه دارای فعالیت کم می باشند. به طور کلی این شاخص نشان دهنده فعالیت زمین ساختی متوسط تا کم در مرزهای حوضه اصلی می باشد.

مقادیر محاسبه شده شاخص میانگین شیب محوری کانال (Masc) نشانگر فعالیت متوسط تا بالای پهنه حوضه اصلی است. این مقادیر براساس سنگ شناسی (میزان فرسایش پذیری)، طول دره و یا تحت تاثیر بریدگی زمین ساختی می توانند دچار تغییر

بر خلاف قسمت شرقی طبق شواهد صحرایی در قسمت غرب حوضه گراغه بالا آمدگی مشاهده می‌شود که شواهد آن به خوبی در تراس‌های آبرفتی که به صورت عمودی بریده شده‌اند دیده می‌شود (شکل ۱۰b). شاخص‌های مورفومتریک محاسبه شده برای این قسمت نشان‌دهنده فعالیت زمین‌ساختی می‌باشد. برداشت‌های صحرایی از دره‌ها به طور مثال حوضه ۶۷ که نشان‌دهنده ساختارهای گیلانی^۱ است، حکایت از فعالیت زمین‌ساختی که در تطابق با شاخص‌های مورفومتری استخراج شده می‌باشد، دارد (شکل ۱۰c). شواهد صحرایی حوضه‌های ۱۲۰ و ۱۳۵ نشان‌دهنده ساختارهای مثلی^۲ در پیشانی کوهستان دارد. این ساختارها به همراه شاخص‌های مورفومتری استخراج شده برای این زیر حوضه‌ها نشان‌دهنده فعالیت زمین‌ساختی می‌باشد (شکل ۱۰e).

مطالعات صحرایی و برداشت ساختارهای معرف فعالیت زمین‌ساختی، نشان‌دهنده فعالیت زمین‌ساختی در امتداد گسل‌های اصلی در منطقه و مرزهای حوضه می‌باشند و حکایت از تطابق مناسب شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی با اطلاعات میدانی دارد. از جمله این شواهد، زمین‌های پست و شوره‌زار در قسمت شرقی حوضه اصلی قرار گرفته‌اند که توسط ارتفاعاتی که با دشت دارای مرز گسله هستند احاطه شده است (شکل ۱۰d و a). شاخص‌های مورفومتریک برای این مناطق فعالیت پایینی را نشان می‌دهند و در مواردی که فعالیت بالاتری را نشان می‌دهند به علت سختی کم پوشش این مناطق عمدتاً تحت تأثیر فرسایش می‌باشد تا فعالیت زمین‌ساختی. این پهنه‌ها به عنوان سطح مبنای محلی عمل کرده و تمام آب‌های سطحی به این مناطق زهکش می‌شوند.



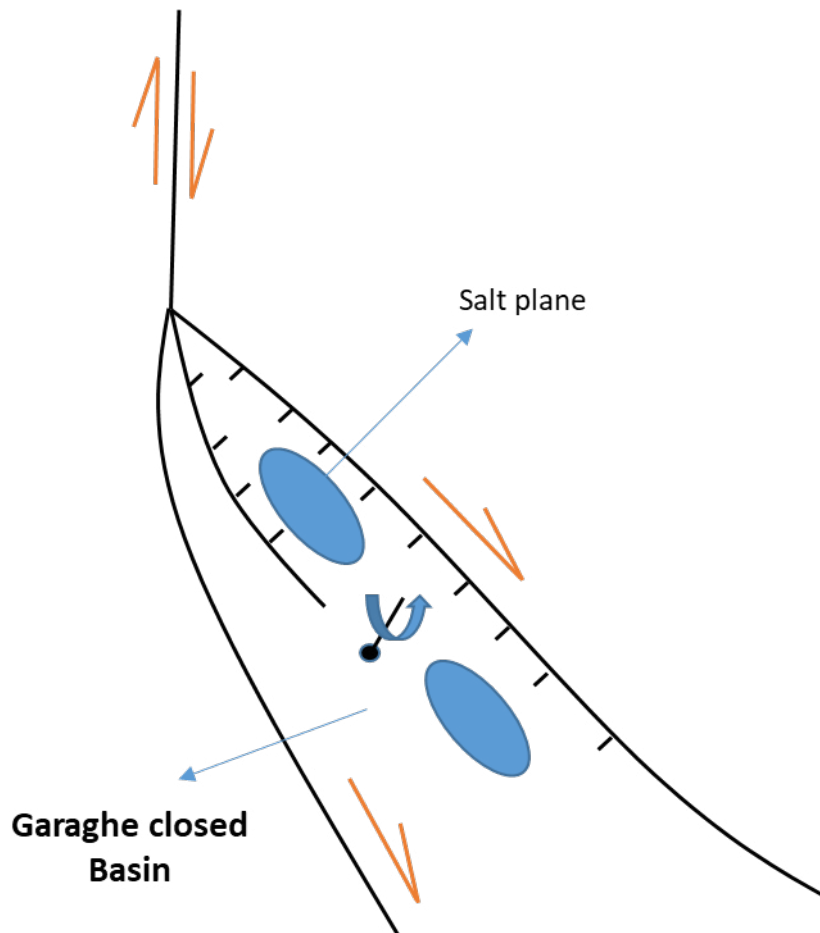
شکل ۱۰. شواهد صحرایی از ساختارهای زمین‌ساختی منطقه مورد مطالعه. (a) زمین‌های پست و شوره‌زار در قسمت شرقی حوضه اصلی در مجاورت یکی از شاخه‌های گسل زاهدان. (b) بالا آمدگی تراس‌های آبرفتی در قسمت غرب حوضه اصلی در مجاورت گسل نه. (c) ساختارهای گیلانی مربوط در امتداد گسل چهل کوره. (d) کفه نمکی و گلی در قسمت شرق منطقه در مجاورت یکی از شاخه‌های گسل زاهدان.

^۱ Wineglass

^۲ Flatiron

جنوبی بوده ولی در ادامه که حوضه بسته گراغه را احاطه می کنند تغییر روند داده و تحت تاثیر پهنه مکران شروع به چرخش به سمت شرق میکنند (Carter et al 2010; Walker 2004) به عبارت دیگر این محدوده از یک سو تحت تاثیر تنش شمال شرق- جنوب غربی پهنه زمین درز و از سوی دیگر تحت تاثیر تنش شمالی- جنوبی مکران قرار دارد. این تغییر تنش باعث چرخش پادساعتگرد گسلهای امتداد لغز راستگرد شده است (Kashani et al., 2019; Penny et al., 2017). همانطور که مشاهده می شود چرخش گسلهای شرق محدود به بیشتر از گسلهای غربی می باشد و این اختلاف چرخش باعث ایجاد یک محدوده تراکشن شده (به طور مثال منطقه سوماترا (Noda, 2013) که نتیجه آن ایجاد حوضه بسته گراغه و کفه های نمکی فرافتاده در منطقه می باشد (شکل ۱۱) (Wu et al., 2009; Golk et al., 1994).

با توجه به اطلاعات به دست آمده و با در نظر گرفتن تاثیر سختی سنگها و مقایسه آنها با شاخص های مورفومتری به دست آمده می توان چنین پیشنهاد کرد که: اطراف حوضه اصلی و قسمت هایی که توسط گسلها بریده شده اند فعالیت زمین ساختی متوسط تا بالایی را نشان می دهند. این همخوانی گسلها با مرز حوضه اصلی و فعالیت در امتداد آنها را می توان به نقش اخیر این ساختارها در شکل گیری این حوضه دانست. علاوه بر آن شاهد یک عدم تقارن در حوضه اصلی هستیم به صورتی که سطح مبنای محلی در قسمت شرقی قرار گرفته و باعث شده این قسمت نسبت به سمت غربی ارتفاع کمتری داشته باشد (شکل ۳). با توجه به روند گسلها در منطقه مورد مطالعه و توجه به این واقعیت که روند این گسلها متأثر از روند کلی پهنه زمین درزیستان، تا شمال منطقه مورد مطالعه به صورت گسلهای امتداد لغز راستبر شمالی-



شکل ۱۱. مدل شماتیک شکل گیری حوضه بسته گراغه بر اثر چرخش گسلهای امتداد لغز راستبر.



of orogenesis in western Himalaya: Evidence from Paleogene sediments in the Iranian Makran region and Pakistan Katawaz basin. *Geology* 38(9):807-810.

Champel, B., Van der, B.P., Mugnier, J.L. and Leturmy, P., 2002. Growth and lateral propagation of fault-related folds in the Siwaliks of western Nepal: Rates, mechanisms, and geomorphic signature. *Journal of Geophysical Research* 107 (2111), 2-1-2-18.

Deere, D.U. and Miller, R.P., 1966. Engineering classification and index properties for intact rock. Illinois Univ At Urbana Dept Of Civil Engineering.

Eftekharnjad, J., 1981. Tectonic division of Iran with respect to sedimentary basins. *Journal of Iranian Petroleum Society*, 82, pp.19-28.

Eftekharnjad, J., 1993. Geological Map of Zahedan: Tehran, Geological Survey of Iran, scale 1:250,000.

El-Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernández, T., Chacón, J., and Keller, E. A., 2008. Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (southern Spain). *Geomorphology*, 96(1-2), 150-173.

Faghih, A. and Nourbakhsh, A., 2015. Implication of surface fractal analysis to evaluate the relative sensitivity of topography to active tectonics, Zagros Mountains, Iran. *Journal of Mountain Science*, 12(1), pp.177-185.

Figuroa, A. M. and Katt, J. R., 2010. Tectonic Geomorphology of the southern Sierra Nevada Mountains (California): Evidence for uplift and basin formation, *Geomorphology*, vol 123, pp, 34-45.

Golke, M., Cloetingh, S. and Fuchs, K., 1994. Finite-element modeling of pull-apart basin formation. *Tectonophysics* 240, 45-57.

Guarnieri, P. and Pirrotta, C., 2008. The response of drainage basins to the late Quaternary tectonics in the sicilian side of the messina strit (NE sicily).

Kashani, R., Partabian, A., and Nourbakhsh, A., 2019. Tectonic implication of geomorphometric analyses along the Saravan Fault: evidence of a difference in tectonic movements between the Sistan Suture Zone and Makran Mountain Belt. *Journal of Mountain Science*, 16(5), 1023-1034.

بنابراین می‌توان بر اساس نتایج به دست آمده موارد زیر را به عنوان نتیجه‌گیری پیشنهاد داد.

۱- اطلاعات به دست آمده نشانگر فعالیت نسبی زمین‌ساختی متوسط تا بالای حوضه بسته گراغه است که عمدتاً در امتداد گسل‌های محدود کننده مرز حوضه دارای فعالیت بیشتری می‌باشند.

۲- تغییر روند و چرخش گسل‌ها از شمال به جنوب به صورت شمالی - جنوبی به شمال غرب - جنوب شرق نتیجه می‌شود. این تغییر روند با تبعیت کلی از پهنه زمین درز در این محدوده صورت گرفته که خود می‌تواند ناشی از نزدیک شدن به پهنه مکران با جهت تنش‌های متفاوت رخ داده باشد.

۳- چرخش متفاوت گسل‌های امتداد لغز در این قسمت از پهنه زمین درز باعث ایجاد یک حوضه کششی شده است.

منابع

وفائیان، م.، ۱۳۷۱. مکانیک خاک، انتشارات دانشگاه صنعتی اصفهان. ۴۵۵ ص.

Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. *Geological Society of America Bulletins*. 103, 983-992. Liu, Q.S., Roux, B., Velarde, M.G., Thermocapillary Convection in Two-Layer Systems, *International Journal of Heat and Mass Transfer*, Vol. 41, No. 11, pp. 1499-1511, 1998.

Broch, E. and Franklin, J.A., 1972. November. The point-load strength test. In *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts* (Vol. 9, No. 6, pp. 669-676). Pergamon.

Bull, W. B., 2007. Tectonic Geomorphology of Mountain A New Approach to paleoseismology. Blackwell: 319

Bull, W.B. and MacFadden, L.D., 1977. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. In: Doehring, D. o. (ed), *Geomorphology in Arid Regions*, Proceedings of Eighth Annual Geomorphology Symposium, State University of New York, Binghamton: 115-138

Carter A, Najman Y, Bahroudi A, Bown P, Garzanti E and Lawrence RD., 2010. Locating earliest records

- Keller, E.A. and Pinter, N., 1996. Active tectonics (Vol. 19). Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall
- Kirby, E. and Whipple, K., 2001. Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. *Geology*, 29(5), pp.415-418.
- Partabian, A., Nourbakhsh, A., and Ameri, S., 2016. GIS-based evaluation of geomorphic response to tectonic activity in Makran Mountain Range, SE of Iran. *Geosciences Journal*, 20(6), 921-934.
- Prasad, G., 1986. Modelling, simulation and environmental controls in the morphometric determination of drainage texture (Dt) between the Kaimur highland and Trans-Yamuna Plain. Vol, 7., PP: 14-32.
- Ramírez-Herrera, M.T., 1998. Geomorphic Assessment of Active Tectonics in the Acambay Graben, Mexican Volcanic Belt. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23, 317-332.
- Selby, M.J., 1982. Rock mass strength and the form of some inselbergs in the central Namib Desert. *Earth Surface Processes and Landforms*, 7(5), pp.489-497.
- Shahzad, F., and Gloaguen, R., 2011. TecDEM: A MATLAB based toolbox for tectonic geomorphology, Part 1: Drainage network preprocessing and stream profile analysis. *Computers & Geosciences*, 37(2), 250-260.
- Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C. and Bardaji, T., ۲۰۰۳. Fault-generated Mountain fronts in south-east Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. *Geomorphology* 50, 203–225.
- Tirrul, R., Bell, L., Griffis, R., et al., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geol. Soc. Amer. Bull*, 84, 134-150.
- Walker R, Jackson J and Baker C., 2004 Active faulting and seismicity of the Dasht-e-Bayaz region, eastern Iran. *Geophysical Journal International* 157(1):265-282.
- Wu, J. E., McClay, K., Whitehouse, P., and Dooley, T. 2009. 4D analogue modelling of transtensional pull-apart basins. *Marine and Petroleum Geology*, 26, 1608–1623.



فصلنامه زمین ساخت

پاییز ۱۴۰۱، سال ششم، شماره ۲۳

doi 10.22077/JT.2023.6009.1149

بررسی فعالیت زمین ساختی بخش های مختلف گسل باغستان (سربیشه) بر مبنای ابعاد فرکتالی

غزل شمشیری^{۱*}، محمود رضا هیهات^۲، محمدمهدی خطیب^۳

۱- کارشناس ارشد تکنونیک، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

۲- استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

۳- استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۱۱/۰۹

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۷/۲۶

چکیده:

گسل باغستان از سرشاخه های اصلی پهنه گسلی نهندان، در بخش میانی زون زمین درز سیستم دارای دو روند، شمال غرب- جنوب شرق و شرقی- غربی، است. به دلیل اینکه گسل باغستان از قطعات مختلف تشکیل شده است، ابعاد فرکتالی آبراهه ها در چهار قطعه بیژانم، باغستان، رومشک و دستقیچ محاسبه شد. میانگین ابعاد فرکتالی آبراهه ها به منظور مقایسه پویایی تکنونیک در این پهنه گسلی، در قطعه باغستان به میزان ۱/۹۸ نسبت به قطعات دستقیچ، رومشک و بیژانم به میزان ۱/۹۶ به دلیل خطی شدن آبراهه ها و دانسیته تراکمی سطحی کمتر در این سه قطعه است که حاکی از فعالیت تکنونیک بیشتر این بخش ها نسبت به قطعه باغستان پهنه ی گسل است. مقایسه ابعاد فرکتالی آبراهه ها و به تبع آن جنبایی گسل در بخش های مختلف و شواهد به دست آمده، نشان می دهد که پیشروی دگرریختی عهد حاضر به سمت بخش شرقی گسل است.

کلید واژه ها: بعد فرکتالی آبراهه ای، خاور ایران، قطعه بندی گسل، سربیشه، گسل باغستان.

*ایمیل: shamshiri.ghazal@yahoo.com

تلفن تماس: ۰۹۱۰۵۴۹۸۷۷۱



Investigation on tectonic activity of different parts of the North Sarbisheh fault (East of Iran) based on fractal dimensions

Ghazal Shamshiri^{1*}, Mahmood Reza Hayat², Mohammad Mehdi Khatib³

1- M.Sc. in Tectonics, Department of Geology, University of Birjand, Birjand, Iran

2- Assistant professor, Department of Geology, Faculty of science, University of Birjand, Birjand, Iran

3- Professor, Department of Geology, Faculty of science, University of Birjand, Birjand, Iran

Abstract:

The active fault of Baghestan from the main branches of the Nehbandan fault zone, in the middle part of the Sistan suture zone has two trends, northwest-southeast and east-west. Due to the fact that the Baghestan fault consists of different segmentation, the fractal dimensions of the streams were calculated in four parts of Bijaem, Baghestan, Rumashk and Dastghich. The average fractal dimensions of the streams in order to compare the tectonic dynamics in this fault zone, in the Baghestan segment, is 1.98 compared to the parts of the Dastghich, Rumashk and Bijaem at 1.96 due to the linearity of the waterways and the density of the lower surface congestion in these three parts, indicating Most of these tectonic activities are related to Baghestan fault zone. Comparing the fractal dimensions of the waterways and, accordingly, the direction of the fault in different parts and the evidence obtained, shows that the deformation progress of the present era is towards the eastern part of the fault.

Keywords : Fractal Waterway Dimension, East of Iran, Fault segmentation, Sarbisheh, Baghestan fault

*Email: shamshiri.ghazal@yahoo.com

Tel: +989105498771

۱- مقدمه

(al, 1997). مطالعه الگوهای آبراهه ای می تواند به عنوان یک ابزار مناسب در مناطقی که حرکات زمین ساختی باعث بالا آمدگی و فرونشست نسبی شده است، مورد استفاده قرار گیرد. توزیع آبراهه ها در این مناطق به گونه ای است که منطبق بر بالا آمدگی یا فرونشست می باشد؛ برای مثال یک آبراهه ممکن است با عبور از یک زون گسله، دسته ای، شاخه شاخه و یا دچار تغییر مسیر شود. البته عوامل غیر تکتونیکی از جمله آب و هوا، لیتولوژی و توپوگرافی می توانند نقش مهمی در نحوه انتشار الگوی آبراهه ها داشته باشند (Leeder and Jackson, 1993). توزیع فرکتالی آبراهه ها توسط (Tur-cotte, 1992) ارائه شده است. در این الگوها با استفاده از تکنیک مربع شمار (Box-Counting) ابعاد فرکتالی آبراهه ها را در جهت توزیع پراکندگی در مناطق فعال محاسبه می کنند. اصول این روش، ترسیم نمودارهای لگاریتمی است که در آن تعداد مربع های حاوی آبراهه NS، برحسب طول شبکه اندازه گیری (S) رسم شده است. هدف از انجام این تحقیق، ارزیابی میزان پویایی نوزمین ساختی قطعات گسل باغستان به کمک مقایسه ابعاد فرکتالی آبراهه ها در آنهاست. در نوشتار حاضر، بر اساس ویژگیهای ساختاری، ناپیوستگی های هندسی و ریخت شناسی، پهنه مورد اشاره در تقسیم بندی طولی به چهار قطعه بیژانم، باغستان، رومشک و دستقیچ تفکیک شد و ابعاد فرکتالی در این بخش ها باهم مقایسه شدند. در پایان با توجه به ارتباط بین طرح کلی آبراهه ها و بعد فرکتالی در بخش های مختلف پهنه گسلی، تحلیل کلی از میزان برخاستگی و فعالیت تکتونیکی و همچنین تعیین بخش های فعال گسل ارائه می شود.

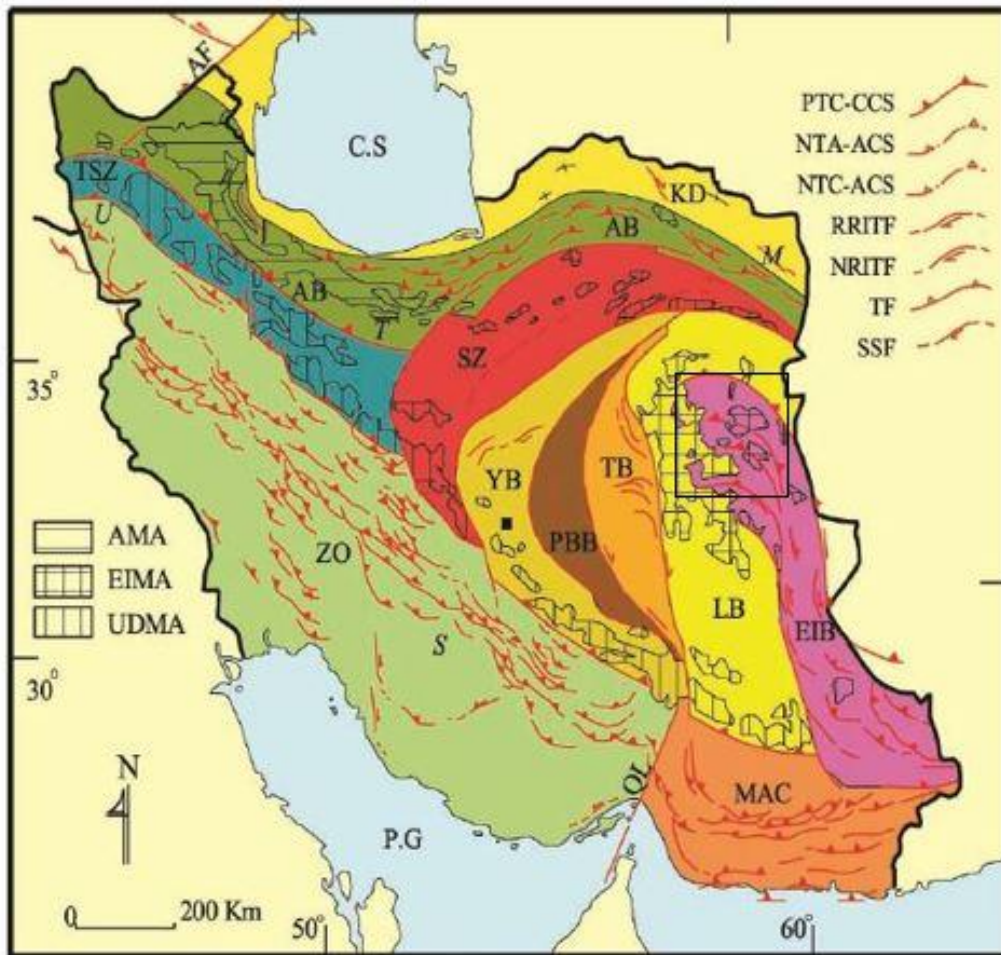
۲- زمین شناسی و موقعیت زمین ساختی منطقه مورد مطالعه

گسل باغستان با فاصله کمینه ۱۴ کیلومتر از مرکز شهر سریشه، به عنوان یک منبع فعالیت لرزه ای برای این شهر شمرده می شود (شکل ۱). موقعیت جغرافیایی پهنه گسلی باغستان در انتهای شمالی « $36^{\circ}33'59''$ طول شرقی و « $32^{\circ}50'34''$ عرض شمالی و انتهای جنوبی به صورت: « $32^{\circ}57'59''$ طول شرقی و « $33^{\circ}32'00''$ عرض شمالی قرار دارد. منطقه مورد مطالعه از نظر تقسیم بندی واحدهای ساختاری پوسته ایران زمین در بخش شمالی زمین درز سیستم قرار

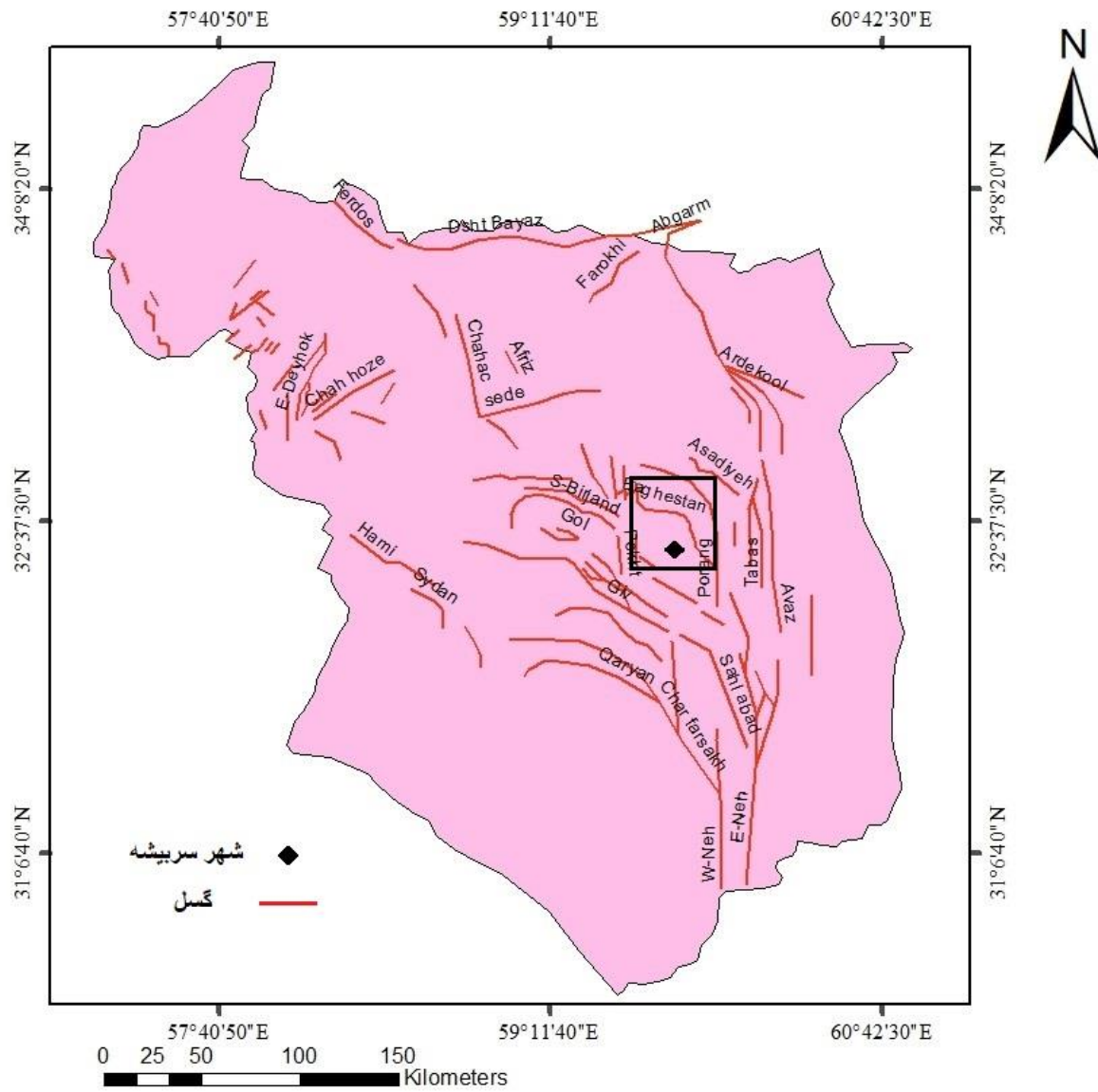
لغت فرکتال (Fractal) یک واژه ی نسبتاً جدید است که توسط مندلبروت (Mandelbrot, 1982) برای بیان اشکال یا پدیده هایی که طول شاخص ندارند بکار برده شد. منشاء این لغت صفت لاتین fractal به معنی شکسته است. لغات fractional (کسری) و fracture (شکستگی) از این لغت لاتین مشتق شده است. هیچ تعریف دقیقی برای لغت فرکتال وجود ندارد. فرکتال اسمی عام و قابل شمارش است و گاهی اوقات هم به عنوان یک صفت به کار می رود. فرکتال برای توصیف یک شکل هندسی بکار می رود، که با تفکیک آن به اشکال هندسی کوچکتر، یک شکل هندسی همانند حفظ می شود. به عنوان مثال، رابطه بین توپوگرافی ایجاد شده در اثر فرایندهای تکتونیکی، مانند گسل ها و راندهای ها، چین ها و خمش ها و یا میزان فرسایش پذیری و رسوب گذاری را می توان با استفاده از تحلیل فرکتالی مورد بررسی قرار داد (Okubo and Aki, 1987:332). فرکتال های زیادی در طبیعت شکل می گیرد که می توان آنها را در رشته های گوناگون از قبیل زمین شناسی، زیست شناسی، فضا، فیزیک و شیمی یافت. یکی از روش های بررسی توزیع ناحیه ای آبراهه ها، تحلیل فرکتالی آنهاست. تحلیل آبراهه ها وضعیت تراکم آنها در صورتی که شواهد مناسبی از تکتونیک ناحیه در دسترس نباشد، می تواند کلیدی برای شناسایی پویایی یک منطقه باشد. آبراهه های همراه با یک سیستم گسله فعال، اطلاعات ساختاری مفیدی را نشان می دهند (Hovius, 1996). شبیه سازی بر مبنای ریاضی الگوی آبراهه ها، می تواند دید مناسبی از این دست ارائه دهد (Tomkin and Braun, 1999). طرح آبراهه ها تحت تأثیر عوامل مختلف مانند آب و هوا، تغییرات سنگ شناسی و فرایندهای تکتونیکی قرار می گیرند که مهم ترین این فرایندها، فرایندهای زمین ساختی است (Hack, 1973). هندسه طرح آبراهه ها در یک منطقه بیانگر میزان فعالیت تکتونیکی و تکوین عناصر ساختاری آن منطقه است (Adams, 1999). بعد فرکتال با پارامترهای ساز و کار گسلش همانند وضعیت تنش، درجه گسلش و تراکم انرژی شکستگی رابطه داشته و تفاوت در ابعاد فرکتالی نشانگر تفاوت در تکتونیک قطعات مختلف یک پهنه گسلش است (Sukmono et

شمال غرب - جنوب شرق و شرقی - غربی نشان می دهند (خطیب، ۱۳۷۷). در واقع گسل شمال شهر سریشه یکی از گسل های شرقی - غربی سرشاخه نهپندان است که به سمت شرق خمیده شده است (شکل ۲). بررسی زمین لرزه های تاریخی و دستگامی ثبت شده، شاخصه های ریخت زمین ساختی و مطالعه تصاویر ماهواره ای در منطقه باغستان، نشان از عدم یکپارچگی گسل و قطعه قطعه بودن آن است (شکل ۳). با وجود نقش انکار ناپذیر گسل باغستان در دگرریختی کلی منطقه، اثر سطحی این گسل به دلیل پوشیده شدن با آبرفت های عهد حاضر در اکثر نقاط قابل دیدن نیست.

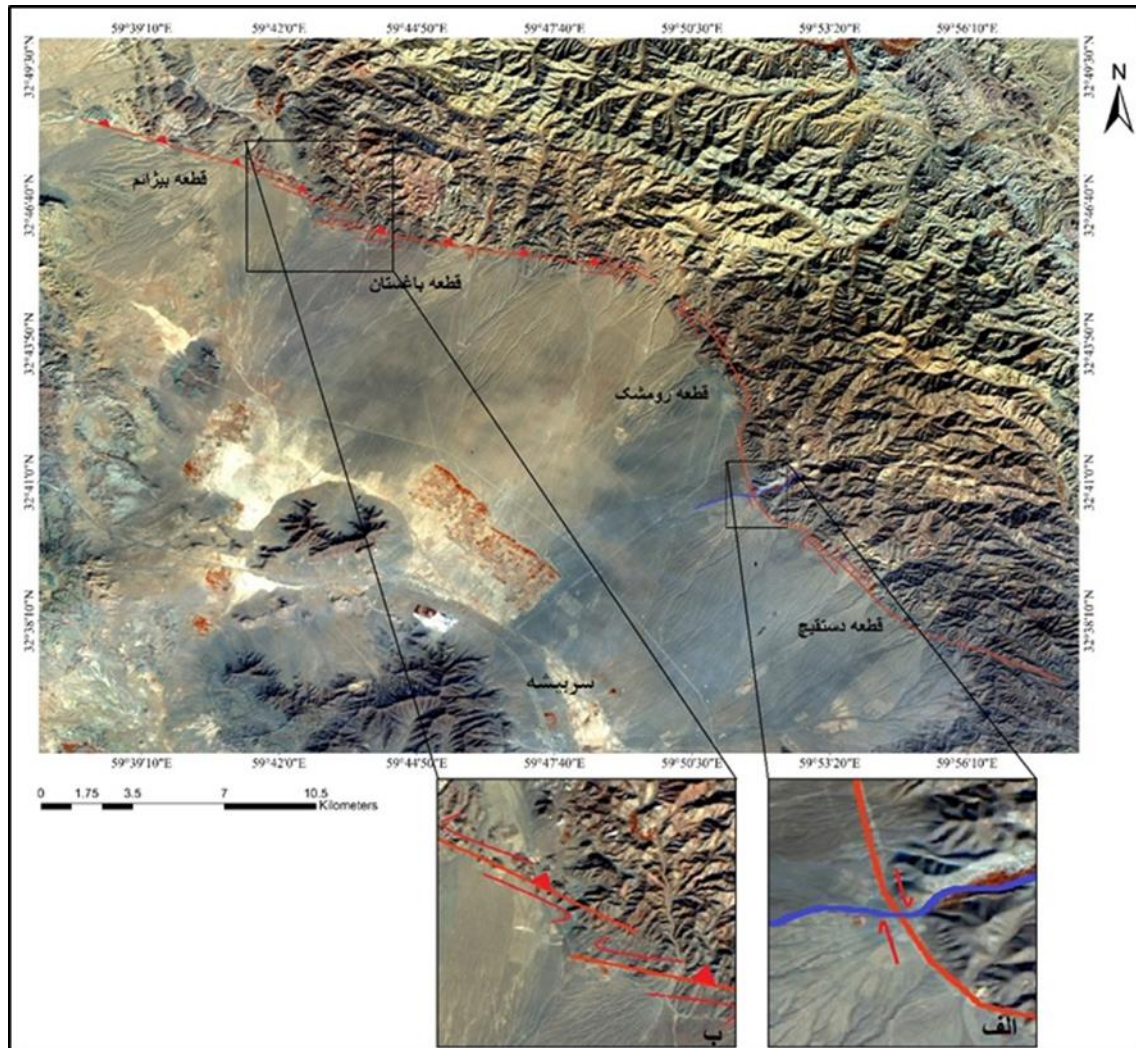
دارد (شکل ۱). این زون جوش خورده به عنوان بقایایی از یک سنگ کره اقیانوسی است که در شرق ایران با روند کلی شمالی - جنوبی، بین بلوک افغان و پهنه لوت وجود داشته است (Tirrul et al., 1983). وجود سیستم گسلی نهپندان در مرز ایالت ساختاری سیستان و پهنه لوت موجب دگرشکلی شدید واحدهای سنگی در حاشیه و درون این پهنه ساختاری شده است. سیستم گسلی نهپندان با روند کلی شمالی - جنوبی و سازوکار غالب امتداد لغز راستگرد، دارای سرشاخه های فرعی زیاد، بخصوص در پایانه های شمالی و جنوبی است. پایانه های شمالی این گسل با چرخش به سمت غرب، روندهای



شکل ۱. نقشه زیرپهنه ایران از دیدگاه (علوی، ۱۹۹۱)، کادر مشکی منطقه خراسان جنوبی



شکل ۲. منطقه خراسان جنوبی، کادر مشکی منطقه مورد مطالعه در شمال شهر سریشه



شکل ۳. تصویر ماهواره ای از موقعیت پهنه گسلی واقع در شمال شهر سربیشه و قطعات گسلی بیژانم، باغستان، رومشک و دستقیچ (الف) جابجایی آبراهه ها، (ب) ناپیوسته بودن مسیر گسل و شروع قطعه بعدی با فاصله ای معین از سمت راست

۳- روش تحقیق

بر اساس هندسه اقلیدسی، عناصر هندسی شامل نقطه، خط، صفحه و حجم بوده و به ترتیب با ابعاد هندسه ۰، ۱، ۲، ۳ مشخص و هر کدام از اینها بیانگر عناصر هندسی نامحدود است، در صورتی که در طبیعت مادی همه عناصر محدود بوده و عملاً پاره خط، پاره صفحه و پاره حجم هستند. بنابراین ابعاد هندسه اقلیدسی به خوبی نمی توانند بیانگر ویژگی های پدیده ها و مقایسه آنها با یکدیگر باشند. در حالی که ابعاد فرکتالی می تواند اعداد اعشاری باشد، بدین ترتیب محدودیتی در اندازه گیری هیچکدام از پدیده های طبیعی ایجاد نمی کنند. برای به دست آوردن ابعاد فرکتالی آبراهه های یک منطقه با استفاده از عکس های هوایی نقشه ای تهیه می شود. در این روش نقشه را به شبکه های مختلف تقسیم کرده و تعداد مربع های حاوی ساختار آبراهه

(N) و اندازه مربع ها (S) را به دست می آوریم و نمودار $\text{Log}(N)$ را در برابر $\text{Log} 1/S$ رسم می کنیم. برای هر الگوی فرکتالی که در این کار انجام شود منحنی حاصل و یا قسمتی از آن خطی می شود که دارای معادله زیر است که K همان بعد فرکتالی است. $\text{Log}(N) = a + K \text{Log} 1/S$ در صورتی که K برابر با ۱ باشد، بعد فرکتالی برابر هندسه اقلیدسی، و از نظر تحلیل، به معنای وجود گسلش پیوسته و خط مستقیم است. مقدار کم بعد فرکتالی نشانگر محدود بودن سیستم گسله و دگرشکلی نهایی آن و مقدار زیاد بعد فرکتالی نشانگر گستره سطحی زیاد سیستم گسلی و بلوغ کمتر آن است. وجود اختلاف بعد فرکتالی در بخش های متفاوت پهنه گسلش نشانگر تفاوت هندسه سیستم گسلی آن بخش ها با یکدیگر است. تفاوت در ابعاد فرکتالی آبراهه ها، با تغییرات

چپگرد آبراهه‌ها (شکل ۴)، وجود کج‌شدگی در رسوبات کواترنری، گسترش مخروطه‌افکنه‌های جوانتر (Qf1) که در رأس پیشانی کوهستان تشکیل شده‌اند (شکل ۸)، مجموعه خطی پوشش گیاهی (شکل ۷)، وجود سه نسل از تراس‌های رودخانه‌ای بریده شده (شکل ۶) و همچنین وجود پرتگاه‌های گسلی (شکل ۵)، حاکی از فعالیت گسل در طی کواترنر هستند (Walker and Khatib, 2006)؛ بنابراین، در این نوشتار، پویایی گسل باغستان با استفاده از محاسبه ابعاد فرکتالی آبراهه‌ها در بخش‌های مختلف پهنه گسل انجام می‌گیرد. با استفاده از جدیدترین عکس‌های هوایی تهیه شده توسط سازمان نقشه‌برداری کشور، رقوم‌سازی و نقشه تراکم آبراهه‌ها بر روی پهنه گسلی باغستان انجام شد. در این بررسی با شبکه‌بندی نقشه‌های آبراهه‌ای ۱/۱۰۰۰۰۰، بُعد فرکتالی آبراهه به صورت زیر محاسبه شد: برای محاسبه شاخص فوق به نحوی که همه قطعات گسلی پوشش داده شود، شبکه‌بندی در امتداد گسل بر روی نقشه حاوی عنصر آبراهه ترسیم شد. براساس ویژگی‌های ساختاری، ناپوستگی‌های هندسی و ریخت‌شناسی، پهنه گسلی باغستان به چهار قطعه بیژانم، باغستان، رومشک و دستقیچ تقسیم شد (شمشیری، ۱۳۹۷). و ابعاد فراکتالی آبراهه‌ای به منظور ارزیابی میزان فعالیت زمین‌ساختی در این بخش‌ها نسبت به هم مقایسه شد.

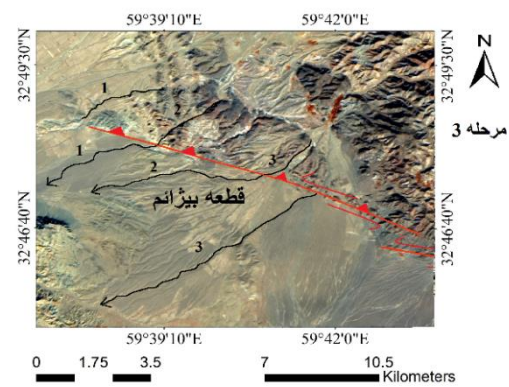
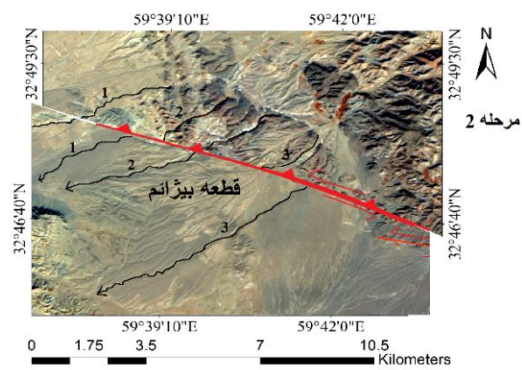
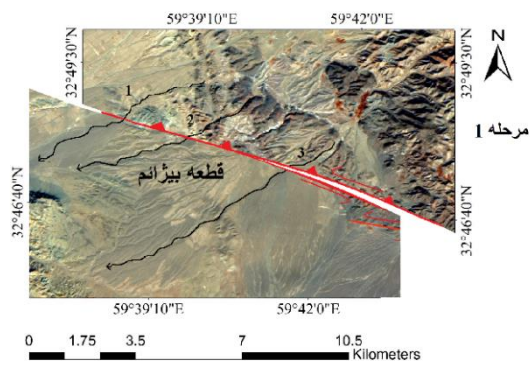
توپوگرافی قابل توجه است. هرچه توپوگرافی بلندتر باشد، آبراهه‌ها به طرح موازی و خطی بودن تمایل پیدا کرده و باعث کاهش بُعد فرکتالی و نزدیک شدن آن به عدد ۱ می‌شوند.

۴- بحث

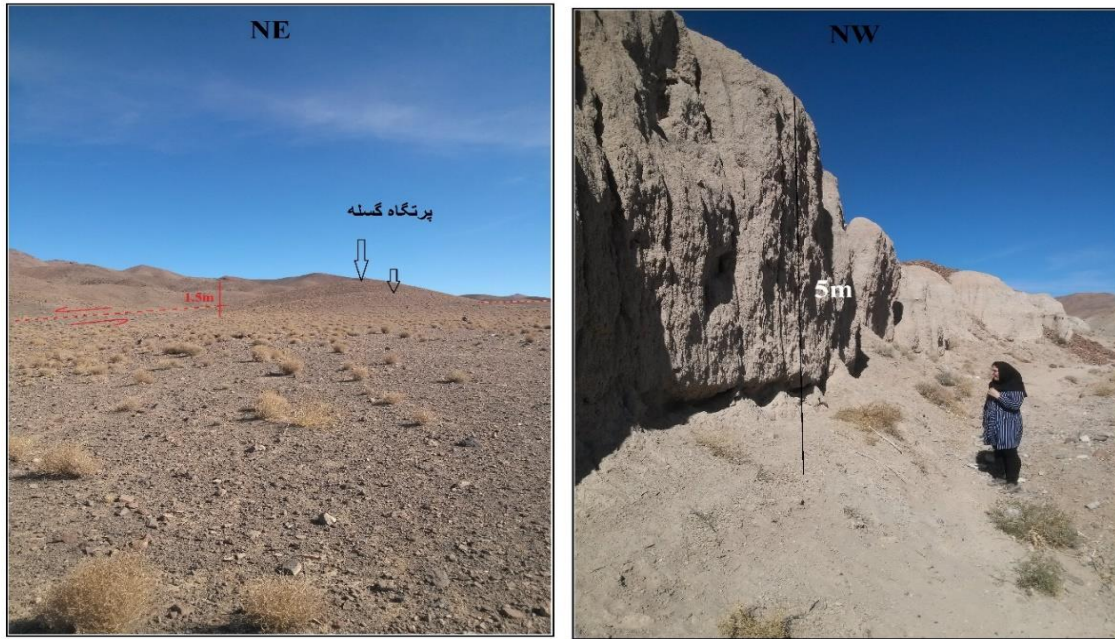
بررسی بُعد فرکتالی آبراهه‌ها در گسل باغستان به منظور تعیین پویایی زمین‌ساختی
معمولاً برای بررسی و مقایسه پویایی یک پهنه گسلی، علاوه بر محاسبه بُعد فرکتالی آبراهه‌ها، سایر اندیس‌های مورفوتکتونیک گسل، محاسبه می‌شوند. محاسبه شاخص‌های ریخت زمین‌ساختی در این پهنه گسل دلالت بر پویایی کل پهنه گسل و همچنین نشان دهنده قطعه قطعه بودن گسل است. تغییرات فعالیت قطعات دارای روند منظمی در راستای گسل نیست ولی بخش شرقی گسل فعالترین و دو بخش میانی و غربی گسل کم فعالترین بخش‌ها معرفی می‌گردند. در این بخش با جمع بندی و تجزیه تحلیل شاخص‌ها، مقدار هر یک از شاخص‌ها در قطعات بیژانم، باغستان، رومشک و دستقیچ گسل باغستان بدست آمده است. (جدول ۱). طبق اعداد محاسبه شده، میزان فعالیت تکتونیک در قطعه گسلی دستقیچ، بیشتر است. از این رو می‌توان رده ۱ پویایی نوزمین‌ساختی را برای منطقه در نظر گرفت. همچنین شواهد نوزمین‌ساختی از جمله برش در رسوبات کواترنری، جابه‌جایی متناوب

جدول ۱. میانگین شاخص‌های مورفومتری در هر یک از بخش‌های گسل باغستان.

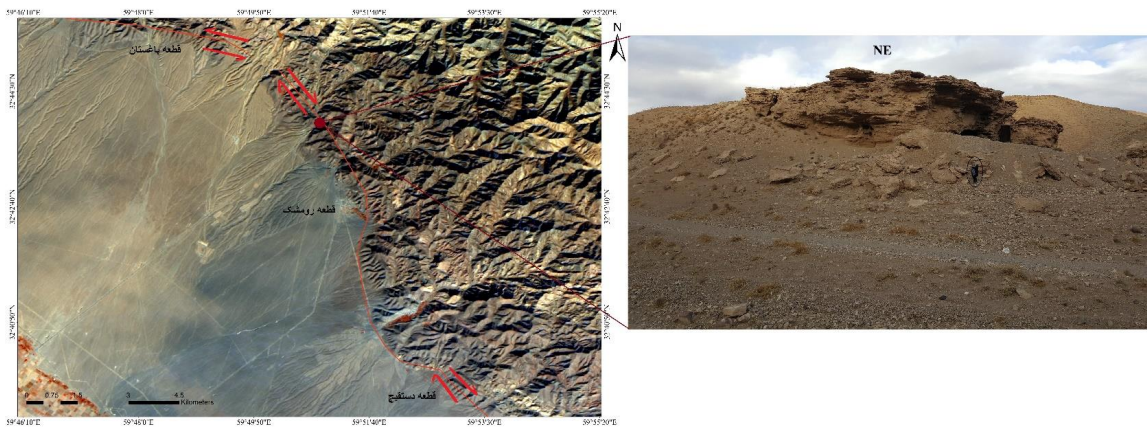
شاخص	قطعه بیژانم	قطعه باغستان	قطعه رومشک	قطعه دستقیچ
S _{mf}	۱/۵۵	۱/۴۳	۱/۴۴	۱/۳۷
F%	۶۵/۷۱	۶۳/۷۱	۶۵/۹۳	۸۰/۰۰
V	۱/۰۸	۱/۴۶	۰/۶۵	۰/۵۱
V _f	۲/۵۷	۱/۵۷	۱/۵۷	۱/۵۴
S	۱/۰۵	۱/۰۸	۱/۰۶	۱/۰۴
AF	۴۳/۴۵	۴۹/۲۷	۴۴/۹۱	۵۰/۹۵
T	۰/۳۸	۰/۴۹	۰/۴۸	۰/۵۳



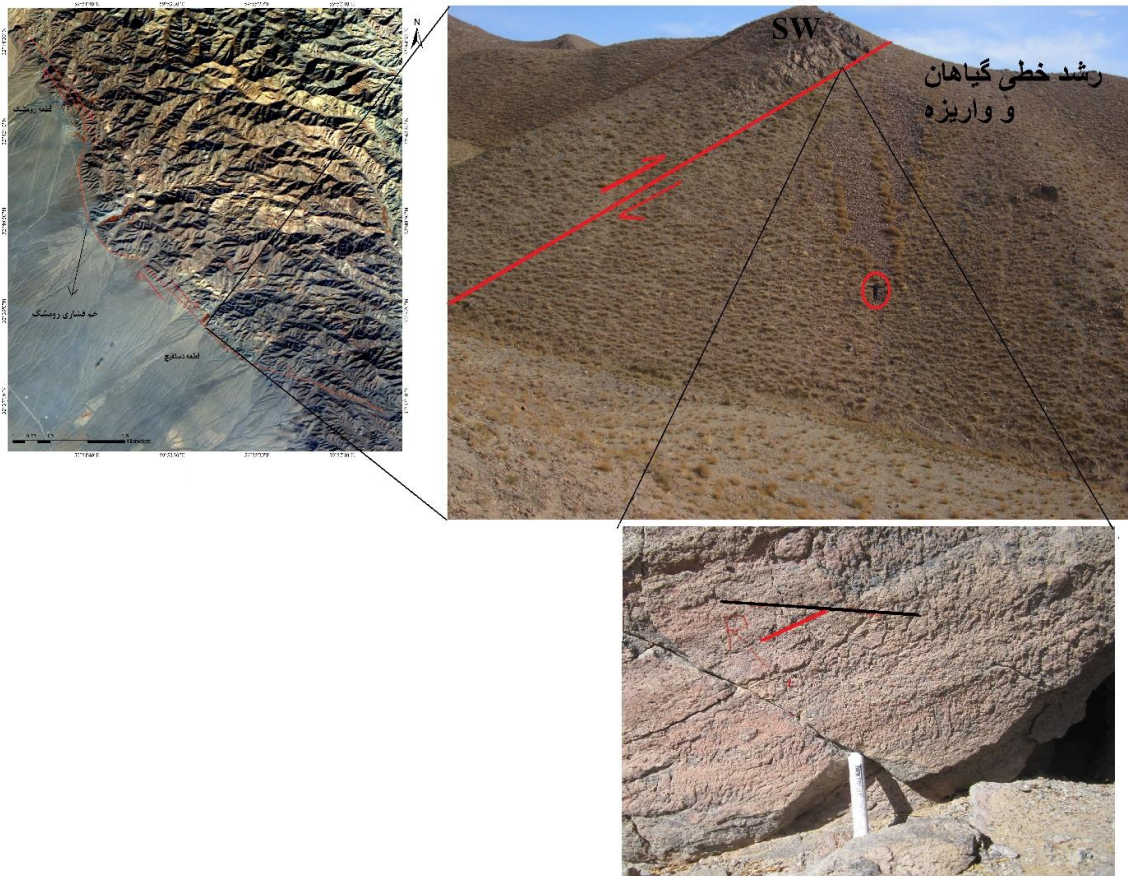
شکل ۴. نمونه ای از شواهد نوزمین ساختی در شمال شهر سریشه، باز سازی مراحل جابجایی شماره ۱، ۲، ۳ در قطعه گسلی بیژانم. مولفه افقی حرکتی گسل چپگرد است.



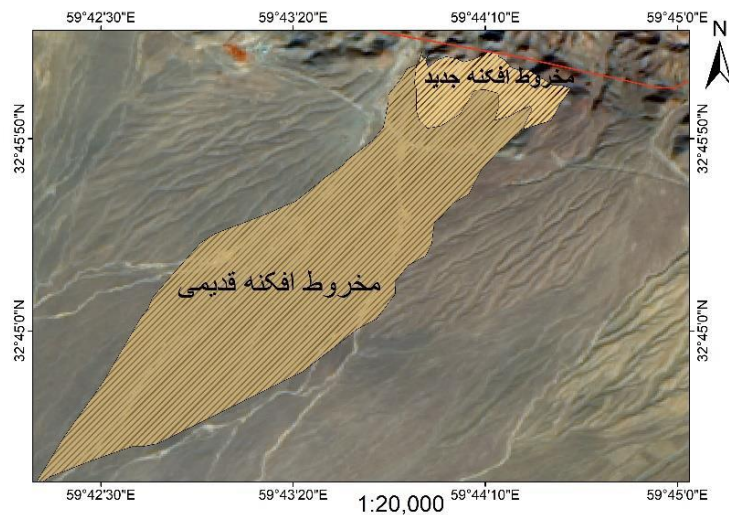
شکل ۵. تناوب پرتگاه گسله با ارتفاع قائم ۱/۵ متر و برخاستگی در رودخانه به میزان ۵ متر در قطعه گسلی باغستان که بیانگر تکتونیک فعال و عملکرد معکوس این قطعه از گسل است.



شکل ۶. تشکیل پادگان های رودخانه ای در قطعه گسلی رومشک در شمال شهر سرپیشه نشان دهنده تکتونیک فعال



شکل ۷. رویش پوشش گیاهی به موازات خط گسلی قطعه دستقیچ دارای سازوکار امتدادی راست بر با مولفه راندگی



شکل ۸. نمونه ای از مخروط افکنه های تشکیل شده در راستای گسل. مخروط افکنه جدید در راس مخروط افکنه قدیمی تشکیل شده و نشان دهنده افزایش فعالیت تکتونیکی است.

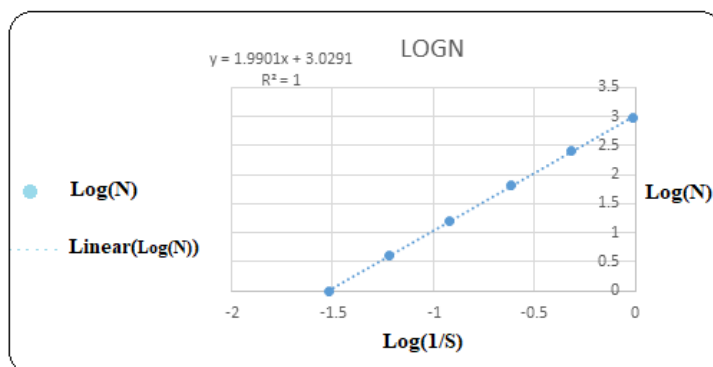
۳۳/۱۲، ۱۶/۵۶، ... و ۱/۰۳۵ کیلومتری شبکه بندی شد (شکل ۱۰). در هر مرحله تعداد مربع های حاوی آبراهه شمارش و در نهایت با تنظیم داده های حاصل (جدول ۲) و ترسیم نمودار لگاریتمی N_s به $S/1$ مقدار بعد فرکتالی (k) برابر ۱/۹۹۰۱ و ضریب همبستگی ۱ بدست آمد (شکل ۹).

بررسی بعد فرکتالی آبراهه ها برای کل پهنه گسلی شمال سریشه

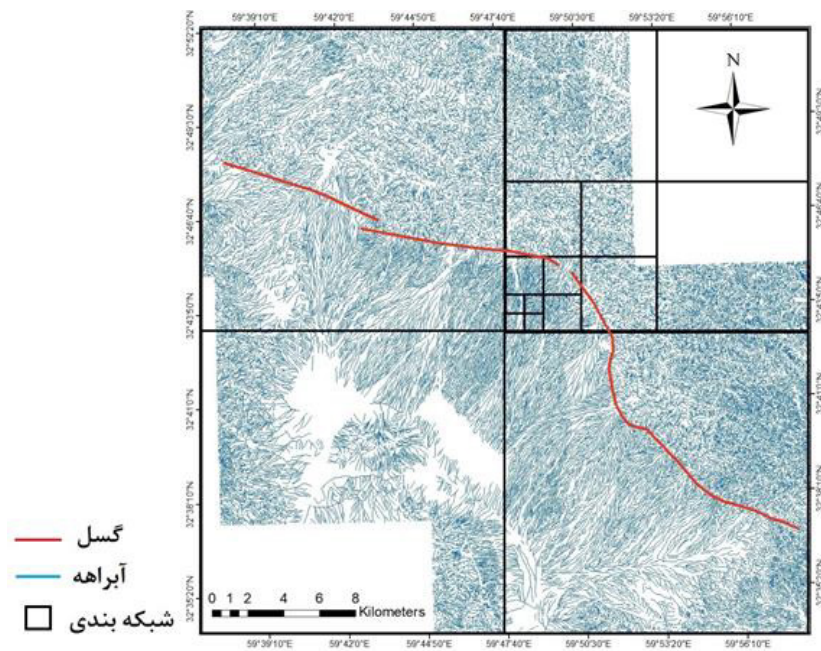
برای بررسی بعد فرکتالی آبراهه ها در کل پهنه در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، محدوده آبراهه های مجاورت گسل که از توپوگرافی نقشه های ۱:۱۰۰۰۰۰ ترسیم شده است، در ۶ مرحله و با اضلاع مربعی (S) به ترتیب:

جدول ۲. اعداد بدست آمده به روش مربع شمار جهت محاسبه بعد فرکتالی برای کل گسل باغستان

شبکه بندی	S(KM)	N	LOG(1/S)	LOGN
۱	۳۳/۱۲	۱	-۱/۵۲۰۰۹	۰
۲	۱۶/۵۶	۴	-۱/۲۱۹۰۶	۰/۶۰۲۰۶
۴	۸/۲۸	۱۶	-۰/۹۱۸۰۳	۱/۲۰۴۱۲
۸	۴/۱۴	۶۴	-۰/۶۱۷	۱/۸۰۶۱۸
۱۶	۲/۰۷	۲۵۶	-۰/۳۱۵۹۷	۲/۴۰۸۲۴
۳۲	۱/۰۳۵	۹۷۶	-۰/۰۱۴۹۴	۲/۹۸۹۴۵



شکل ۹. دیاگرام لگاریتمی بعد فرکتالی k ، ضریب $\text{Log}(1/S)$ آبراهه ها برای کل گسل باغستان



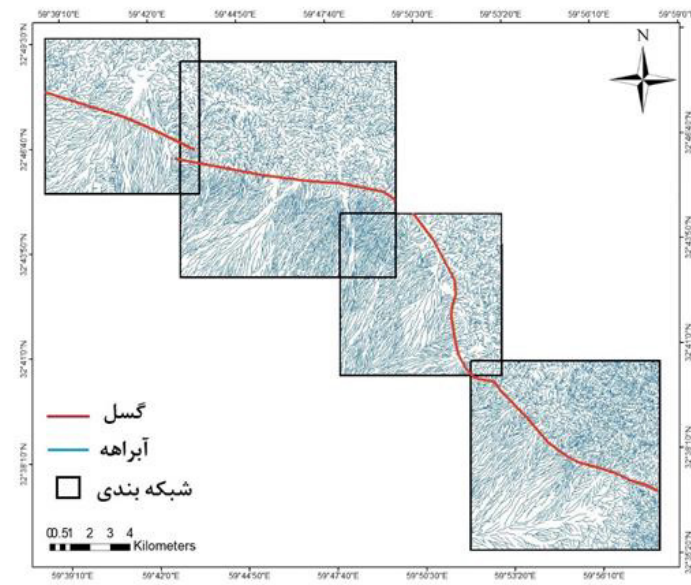
شکل ۱۰. آبراهه های مجاورت گسل باغستان و شبکه بندی آنها از مرتبه ۱ تا ۶



محاسبه بعد فرکتالی آبراهه برای قطعات مختلف

منطقه مورد مطالعه به کمک ناپیوستگی های هندسی به ۵ قطعه شبکه بندی (شکل ۱۱) و در هر کدام از این

۴ قطعه، بعد فرکتالی مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته است. مقدار بعد فرکتالی تمام قطعات در جداول و نمودار ها آورده شده است.



شکل ۱۱. شبکه بندی آبراهه های مرتبط با هر چهار قطعه گسلی باغستان

گردید (شکل ۱۴، ب). بعد فرکتالی برای قطعه گسلی باغستان ۱/۹۸۵ می باشد.

بررسی بعد فرکتال در قطعه گسلی رومشک

در قطعه گسلی رومشک به یک شبکه به ابعاد اولیه ۸/۱۱ کیلومتر در ۵ مرحله به چهار گوش هایی با طولهای ۴/۰۵۵، ۲/۰۲۷، ۱/۰۱۳، و ۰/۰۵۰۶ کیلومتر شبکه بندی و تعداد مربع های حاوی آبراهه در هر مرحله شمارش گردید (شکل ۱۲، ج). در شکل (۱۳، ج) ابعاد مربع ها (S) و تعداد مربع هایی که حاوی آبراهه هستند (N)، برای قطعه گسلی رومشک نشان داده شده است. برای این قطعه گسلی نمودار $\log N - \log 1/S$ رسم گردید (شکل ۱۴، ج). بعد فرکتالی برابر ۱/۹۶۹ است.

بررسی بعد فرکتال در قطعه گسلی دستقیچ

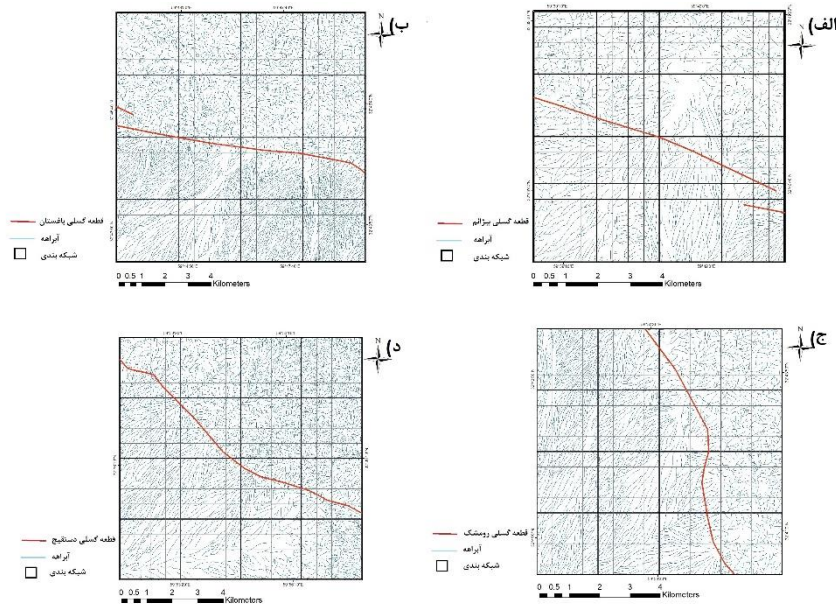
قطعه گسلی دستقیچ به یک شبکه در ۵ مرحله با چهار گوش هایی به ابعاد ۹/۴۹، ۴/۷۴۵، ۲/۳۷۲، و ۱/۱۸۶ و ۰/۵۹۳ کیلومتر، شبکه بندی گردید. سپس تعداد مربع های حاوی آبراهه در هر مرحله شمارش شد (شکل ۱۲، د). ابعاد و تعداد مربع های این قطعه در شکل (۱۳ و ۱۴، د) آورده شده است. مقدار بعد فرکتالی برای این قطعه ۱/۹۵۸ است.

بررسی بعد فرکتال در قطعه گسلی بیژان

در قطعه بیژان یک شبکه به ابعاد اولیه ۷/۷۵ کیلومتر در ۵ مرحله به چهار گوش هایی با طولهای ۳/۸۷۵، ۱/۹۳۷، ۰/۹۶۸ و ۰/۴۸۴ کیلومتر، شبکه بندی و تعداد مربع های حاوی آبراهه در هر مرحله شمارش گردید (شکل ۱۲، الف). و با ترسیم نمودار لگاریتمی Ns به $1/S$ مقدار بعد فرکتالی آن ۱/۹۶۰ بدست آمد. ابعاد مربع ها (S) و تعداد مربع هایی که حاوی آبراهه هستند (N)، برای قطعه گسلی بیژان نشان داده شده است (شکل ۱۳، الف). برای مربع های قطعه گسلی بیژان نمودار $\log N - \log 1/S$ رسم گردید (شکل ۱۴، الف).

بررسی بعد فرکتال در قطعه گسلی باغستان

قطعه گسلی باغستان به یک شبکه با اضلاعی به طول ۱۰/۷۸ تقسیم گردید. تقسیم بندی به همین ترتیب تا ۵ مرحله و با مربع های با اضلاعی به طول ۵/۳۹، ۲/۶۹۵، و ۱/۳۴۷ و ۰/۶۷۳ کیلومتر ادامه داده شده است و تعداد مربع های حاوی آبراهه در هر مرحله شمارش گردید (شکل ۱۲، ب). در شکل (۱۳، ب) ابعاد مربع ها (S) و تعداد مربع هایی که حاوی آبراهه هستند (N)، برای قطعه گسلی باغستان نشان داده شده است. برای هر کدام از مربع های اولیه نمودار $\log N - \log 1/S$ رسم



شکل ۱۲. شبکه بندی انجام شده بر روی (الف) قطعه گسلی بیژانم (ب) قطعه گسلی باغستان (ج) قطعه گسلی رومشک (د) قطعه گسلی دستقیچ، به منظور محاسبه بعد فرکتالی

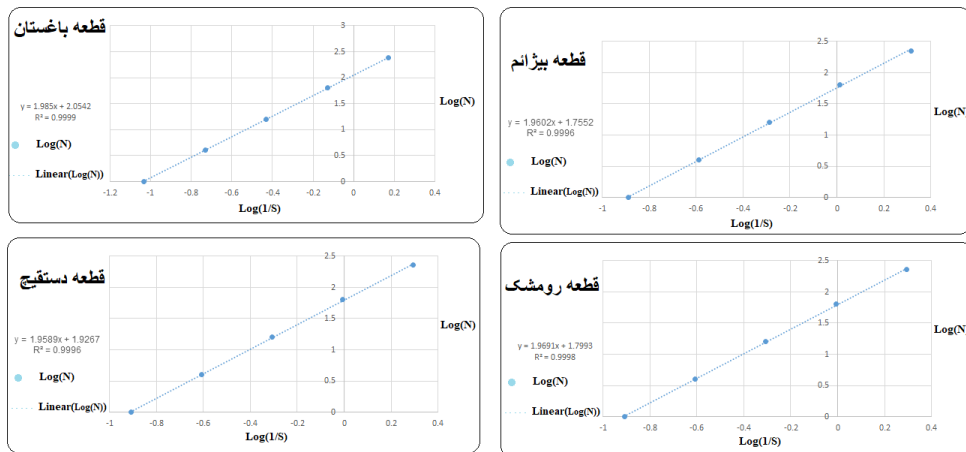
شماره بند	S(Km)	N	LOG1/S	LOGN
۱	۱۰۷۸	۱	-۱/۰۲۲۶۲	۰
۲	۵/۳۹	۴	-۰/۷۳۱۵۹	۰/۶۰۲۰۶
۴	۲/۶۹۵	۱۶	-۰/۴۳۰۵۶	۱/۲۰۴۱۲
۸	۱/۳۴۷۵	۶۴	-۰/۱۲۹۵۳	۱/۸۰۶۱۸
۱۶	۰/۶۷۳۷۵	۲۵۶	-۰/۱۷۱۵۰۱	۲/۳۸۵۶۰۶

شماره بند	S(Km)	N	LOG1/S	LOGN
۱	۷/۷۵	۱	-۰/۸۸۹۳	۰
۲	۳/۸۷۵	۴	-۰/۵۸۸۲۷	۰/۶۰۲۰۶
۴	۱/۹۳۷۵	۱۶	-۰/۲۸۷۲۴	۱/۲۰۴۱۲
۸	۰/۹۶۸۷۵	۶۴	-۰/۱۳۷۸۸	۱/۸۰۶۱۸
۱۶	۰/۴۸۴۳۷۵	۲۵۶	-۰/۳۱۴۸۱۸	۲/۳۸۵۶۰۵

شماره بند	S(KM)	N	LOG(1/S)	LOGN
۱	۹/۴۹	۱	-۰/۹۷۷۲۷	۰
۲	۴/۷۴۵	۴	-۰/۶۷۶۲۴	۰/۶۰۲۰۶
۴	۲/۳۷۲۵	۱۶	-۰/۳۷۵۲۱	۱/۲۰۲۱۴
۸	۱/۱۸۶۲۵	۶۴	-۰/۱۷۴۱۸	۱/۸۰۶۱۸
۱۶	۰/۵۹۳۱۲۵	۲۵۶	-۰/۲۲۴۸۵۴	۲/۳۶۲۳۲

شماره بند	S(KM)	N	LOG1/S	LOGN
۱	۸/۱۱	۱	-۰/۹۰۹۰۲	۰
۲	۴/۰۵۵	۴	-۰/۶۰۷۹۹	۰/۶۰۲۰۶
۴	۲/۰۲۷۵	۱۶	-۰/۳۰۶۹۶	۱/۲۰۲۱۴
۸	۱/۰۱۳۷۵	۶۴	-۰/۱۰۵۹۳	۱/۸۰۶۱۸
۱۶	۰/۵۰۶۸۷۵	۲۵۶	-۰/۲۹۵۰۹۹	۲/۳۶۱۷۲۸

شکل ۱۳. ابعاد و تعداد مربع‌های حاوی آبراهه برای شبکه مربوط به قطعات گسلی (الف) بیژانم (ب) باستان (ج) رومشک (د) دستقیچ



شکل ۱۴. نمودارهای LogN-Log1/S برای بدست آوردن بعد فرکتالی در (الف) قطعه گسلی بیژانم (ب) قطعه گسلی باغستان (ج) قطعه گسلی رومشک (د) قطعه گسلی دستقیچ

نتیجه گیری

بر اساس نتایج بدست آمده از محاسبه ابعاد فرکتالی آبراهه ها و با تلفیق آنها باهم، یک مقایسه نسبی از فعالیت تکتونیکی در منطقه شمال شهر سریشه ایجاد شده است. با استفاده از نظرات (Hovius, 1996, Leed-) (er and Jackson, 1993, Tomkin and Braun, 1999) که بر این باورند؛ هر چه بعد فرکتالی آبراهه به ۱ نزدیکتر باشد به معنای تراکم کمتر و در نتیجه برخواستگی و پویایی بیشتر تکتونیکی است، می توان همه ی بخش های گسل شمال سریشه (شکل ۱۴) را بدلیل دارا بودن مقادیر پایین ابعاد فرکتالی آبراهه ای، مناطق فعال تکتونیکی معرفی کرد. در مناطقی که بالا آمدگی و فعالیت دیده شود، بدلیل اینکه آبراهه ها فرصت چندانی برای شاخه شاخه شدن و در حقیقت افزایش طول در یک مساحت معین را ندارند، آبهای جاری به سرعت و به صورت آبراهه هایی با شیب تند از حوضه خارج می شوند؛ در نتیجه محدوده کم تراکم را ایجاد می کنند و به عبارت دیگر، بعد فرکتالی در آن قسمت کمتر است. همچنین، در مناطقی که فعالیت تکتونیکی کمتر است، به دلیل فرصت بیشتر برای پخش شدن آبراهه ها و افزایش تراکم آنها در سطح، بعد فرکتالی بیشتر است. در تقسیم بندی گسل شمال سریشه به ۴ قطعه و مقایسه ابعاد فرکتالی آنها، به این نتیجه می رسیم که با توجه به کمتر بودن بعد فرکتالی آبراهه ها در قطعه دستقیچ نسبت به قطعات بیژانم، باغستان و رومشک پهنه گسل، میزان فعالیت تکتونیکی در قطعه گسلی دستقیچ از قطعات گسلی بیژانم، باغستان و رومشک بیشتر است. مقایسه ابعاد فرکتالی آبراهه ها و به تبع آن جنبایی گسل در بخش های مختلف و شواهد به دست آمده، نشان می دهد که پیشروی دگر ریختی عهد حاضر به سمت بخش شرقی گسل است؛ به طوری که در بخش شرقی پیشانی کوه ها (شکل ۳، قطعه دستقیچ) به خط راست نزدیکتر (S_{mf}) (جدول ۱)، رود ها سینوسیته کمتر دارند و دره ها تنگ تر می شوند.

منابع

- دانشگاه شهید چمران. شماره ۱. صص ۳۷-۴۷.
- خسروی، س.، ۱۳۹۵. "تحلیل هندسی- جنبشی گسل زولسک در شمال سریشه". پایان نامه تحصیلی کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشگاه بیرجند.
- خطیب، م.م. (۱۳۷۷). هندسه پایانه گسل های امتداد لغز. پایان نامه دکتری. دانشگاه شهید بهشتی.
- خطیب، م.م. (۱۳۷۹). تحلیل فراکتالی توزیع شکستگی ها در گستره گسل لرزه زای اردکول. پژوهشنامه زلزله شناسی و مهندسی زلزله پژوهشکده زلزله شناسی و مهندسی زلزله. شماره ۳. صص ۲۵-۳۰.
- شمشیری، غ.، ۱۳۹۷. "ارزیابی فعالیت تکتونیکی و قطعه بندی در گسل باغستان (شرق ایران)". پایان نامه تحصیلی کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشگاه بیرجند.
- شهریاری، س؛ خطیب، م.م. (۱۳۷۶). تحلیل فرکتالی گسل نهندان. مجله علوم زمین سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی. شماره ۲۳-۲۴. صص ۳۳-۴۰.
- رشیدی، ا؛ (۱۳۹۰). تحلیل هندسی جنبشی عناصر ساختاری کوه کمر حاجی (شمال غرب بیرجند، شرق ایران). پایان نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه بیرجند. صص ۶۰-۴۵.
- یوسفی، م؛ (۱۳۹۲). تحلیل مهاجرت پرتگاه های گسلی فعال شکرآب با استفاده از داده های ریخت زمین ساختی و نوزمین ساختی. پایان نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه بیرجند.
- یوسفی، م؛ خطیب، م.م؛ غلامی، ا؛ موسوی، س.م. (۱۳۹۳). ارزیابی فعالیت گسل شکرآب (شمال بیرجند) بر مبنای داده های ریخت زمین ساختی. فصلنامه پژوهش های دانش زمین. شماره ۱۴. صص ۶۵-۵۳.
- Adams, K.D. Wesnousky, S.G. and Bills, B.G. (1999). Isostatic rebound, active faulting and potential geomorphic effects in the Lake Lahontan basin, Nevada and California. Geological Society of America Bulletin, Vol111 ., PP1739-1756 ..
- Bamsly, M, F. Devanery, R.L. Mandelbrot, B.B. Peitgen, H.O. Saupe, D., and Voss, R.F. (1988). The science of Fractal Images, Springer-Verlage, New York, Inc, P311 ..
- Cheng, Q. (1995). The perimeter-area fractal model and its application to geology, Mathematical Geology, Vol1) 27 .), PP82-69 ..
- Cheng, Q. (1997). Fractal/multifractal modeling and spatial analysis, In: Glahn, V.P. (Ed.), Proceedings

چرچی، ع؛ خطیب، م.م؛ برجسته، آ (۱۳۹۰). استفاده از تحلیل فرکتالی برای تعیین پویایی تکتونیک شمال منطقه لالی در شمال شرق خوزستان. مجله زمین شناسی کاربردی پیشرفته



- (1983). The Sistan suture zone of eastern Iran, G.S.A, Vol94., PP134-150..
- Tomkin.j.H.and Braun.J. (1999). Simple models of drainage reorganization on a tectonically active ridge system, New Zealand Journal of Geology and Geophysics, Vol42., PP1-10..
- Turcotte, D.L. (1992). Fractals in Geology and Geophysics, PAG, V131., PP171-196..
- Turcotte, D.L. (1986). Fractals Model for Crustal Deformationn, Tectonophysics, Vol132., PP261-269.
- Walker, R.T. and Khatib, M.M. (2006). Active faulting in the Birjand region of eastern Iran, Tectonics, Vol25., PP1-17 ..
- IAMG'97, Vol. 1, 1, PP57-72 ..
- Dimri, V. P. (2005). Fractals in geophysics and seismology: an introduction, In: Dimri, V. P. (Ed.), Fractal Behavior of the Earth System, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, PP1-22 ..
- Hack, J.T. (1973). Stream- profile analysis and stream- gradient indices,US Geological Survey Journal Research, Vol1., PP421-429..
- Hovius.N. (1996). Regular spacing of drainage outlets from linear mountain belts. Basin Research. Vol. 8, PP29-44..
- Korvin, G. (1992). Fractal models in the earth sciences, Elsevier Science Publishers B. Vol, PP191-230.
- Laubach, S. E. and Ward, M. E. (2006). Diagenesis in porosity evolution of opening-mode fractures, Middle Triassic to Lower Jurassic La Boca Formation, NE Mexico, Tectonophysics, Vol419 ., PP75-97.
- Leeder, M.and Jackson, j. (1993). The interaction between normal faulting and drainage in active extensional basins, with examples from the Western united states and central Greece, Basin Research, Vol5., PP79-102..
- Mandelbrot, B.B. (1983). The Fractal Geometry of Nature, W.H.Freeman NewYork.
- Okubo, P.and Aki, K. (1987). Fractal geometry in San Andreas Fault System, Journal of Geophysical Resarch, Vol92 ., No.B1, PP331-344..
- Monecke, T. Monecke, J. Herzig, P.M. Gemmel, J. B. and Mönch, W. (2005). Truncated fractal frequency distribution of element abundance data: a dynamic model for the metasomatic enrichment of base and precious metals, Earth and Planetary Science Letters, Vol4 3-) 232 .), PP363-378 ..
- Pickering, G. Peacock, D. C. P. Sanderson, D. J. and Bull, J. M. (1997). Modeling tip zones to predict the throw and length characteristics of faults, AAPG Bulletin, Vol81 ., PP82-99 ..
- Sanderson, D. J. Roberts, S. and Gumiel, P. (1994). A fractal relationship between vein thickness and gold grade in drill core from La Codosera, Spain, Economic Geology, Vol11) 89 .), PP173-168 ..
- Tirrule.R. Bell.L.R. Griffis, R.J. and Camp, V.E.



فصلنامه زمین ساخت

پاییز ۱۴۰۱، سال ششم، شماره ۲۳

doi 10.22077/JT.2023.6572.1159

تحلیل عددی هندسه و انرژی پتانسیل گرانشی بلوک فرادیواره در گسل خوردگی عادی

پویا صادقی فرشباف*

۱- استادیار گروه میراث طبیعی، پژوهشگاه میراث فرهنگی و گردشگری، تهران، ایران

چکیده:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۵/۰۲
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۹/۲۰

گرانش در گسل‌های عادی مسئول وقوع رخداد‌های لرزه‌ای و گسیل انرژی امواج لرزه‌ای است. بزرگای زمین لرزه تابعی از طول گسیختگی گسل در موقعیت‌های متفاوت زمین ساختی است. تحلیل عددی هندسه و انرژی پتانسیل گرانشی فرادیواره می‌تواند یک پژوهش پایه‌ای در شبیه‌سازی ثبات زمین و راهکاری ارزان در تحلیل ثبات سازه‌ها، ساختارهای مهم میراث زمین و مدیریت بحران‌های زمین باشد. در اینجا کمیت انرژی در طول گسل عادی در هنگام ریزش بلوک فرادیواره تعیین می‌شود که پیش‌نیاز آن، محاسبه حجم بلوک فرادیواره گسل عادی است. بنابراین، ضمن دست یافتن به هدف اصلی، می‌توان به داده‌های کاربردی هندسی در زمین‌ساخت از جمله حجم بلوک فرادیواره رسید. پایه اصلی در مدل لرزه‌ای حاضر، بر تئوری بازگشت الاستیک استوار است که گسیل انرژی الاستیک انباشته شده در طول دوره بین لرزه‌ای رخ می‌دهد. از محیط کامسول با اعمال اجزاء محدود شامل عناصر لاگرانژ خطی مثلثی و شرایط تغییرات جانبی کشیدگی پایه لیتوسفر متاثر از کشیدگی ویسکوز-پلاستیک در گوشته بالایی استفاده شده است. نتایج نشان دادند افزایش بزرگای زمین لرزه متاثر از افزایش طول گسیختگی و به تبع، حجم تغییر شکل محدود توسط توالی‌های لرزه‌ای است. طول گسیختگی‌ها بصورت میانگین حدود پنج برابر عمق فرومرکز بودند. با فرض شیب ۴۵ درجه برای گوه مزدوج با گسل فعال شده در طی هسته‌زایی یک زمین لرزه، سه حجم گوه در حال سقوط در مرحله زمین لرزه برای سه طول داده شده ۴۴، ۵۶ و ۷۸ کیلومتر با عمق‌های به ترتیب برابر ۸، ۱۱، ۵ و ۱۶، ۶ کیلومتر به خوبی نشان دهنده همبستگی مستقیم طول گسل با جابجایی گسل و حجم ریزشی فرادیواره است.

واژه‌های کلیدی: گرانش، حجم، زمین لرزه، انرژی، گسل عادی

Numerical analysis of the geometry and gravitational potential energy of the hanging wall in normal faulting

Pouya Sadeghi-Farshbaf*

Assistant Professor, Department of Natural Heritage, Research Institute of Cultural Heritage and Tourism (RICHT)

Abstract :

Since in extensional environments less differential stress is needed for rock fracture, earthquakes are usually triggered with less energy. In the present study, by determining the amount of energy along the normal fault during the collapse of the hanging wall block, which is dependent on the calculation of the volume of the hanging wall block, while achieving the main goal of the study, geometrical data including the volume of the hanging wall block can be obtained. The main foundation of the current seismic model is based on the theory of elastic rebound, in which the release of accumulated elastic energy occurs during the interseismic period. Finite elements, including triangular linear Lagrange elements and conditions of lateral tension changes at the base of the lithosphere affected by viscous-plastic stretching in the upper mantle, have been used for numerical analysis. The results showed that the increase in the magnitude of the earthquake is affected by the increase in the length of the rupture, and the amount of finite deformation caused by seismic sequences is related to the length of the rupture and is about five times the depth of the hypocenter. Assuming a dip of about 45 degrees for the conjugate wedge with the fault activated during the nucleation of an earthquake, the three volumes of the falling wedge during the earthquake stage for three lengths of 44, 56, and 78 km with depths of 8, 11.5, and 16.6 km, respectively, well indicate the direct correlation of the fault length with the displacement of the fault and the volume of the hanging wall block.

Keywords: Gravity, volume, earthquake, energy, normal fault

*Email: pouya.sadeghi@rocketmail.com

Tel: +989147862664

۱- مقدمه

در آن، طیف‌های حاشیه‌های اینترفروگرام^۱ به صورت کاهشی هستند (Elliott et al., 2010). تقسیم انرژی در زمین‌لرزه‌ها و انرژی پتانسیل ذخیره شده توسط حجم درگیر در طول ریزش هم‌لرزه با انرژی استخراج شده از بزرگای زمین‌لرزه قابل مقایسه و تحلیل است. بدون در نظر گرفتن منشأ زمین‌لرزه (الاستیک یا گرانشی)، محاسبه انرژی پتانسیل بیانگر نسبت انرژی موجود به انرژی آزاد شده توسط امواج زمین‌لرزه در مبحث تقسیم انرژی هستند. همچنین اتلاف انرژی تابعی از پدیده‌های زمین‌شناسی از جمله گرمایش برشی^۲، شار حرارتی و شکستگی است (Chopra, 2001; Pittarello et al., 2008).

در مطالعه حاضر، پارامتر حجم که یکی از پارامترهای هندسی فرادیواره است، در طول گسل عادی اندازه‌گیری می‌شود تا مقدار کمی انرژی پتانسیل گرانشی گسل که بتواند به انرژی موجود در ریزش هم‌لرزه تبدیل شود، از طریق طراحی مدل سه بعدی اجزاء محدود (که در آن، محاسبات مستقل از محاسبات دیگر انجام خواهد شد)، در یک شبکه لاگرانژ خطی مثلثی انجام شود.

۲- روش شناختی

تعیین کمی انرژی در طول یک گسل عادی نیازمند محاسبه حجم فرادیواره گسل از طریق داشتن زون انتقالی شکننده-شکل‌پذیر (BDT) به‌عنوان عمق فرومرکز، شیب صفحه گسل و شیب گوه مزدوج است. با استفاده از رابطه محاسبه جرم یعنی:

$$m = v \times \rho \quad (\text{رابطه ۱})$$

که در آن، m جرم، v حجم و ρ چگالی (در اینجا 2850 kg·m⁻³) است، می‌توان انرژی پتانسیل گرانشی را در واحد ژول (kg·m²·s⁻²) با فرض داشتن یک مولفه عمودی معین از افت قائم^۳ گسل (مولفه قائم جدایش) که بتواند به انرژی موجود در ریزش هم‌لرزه تبدیل شود، کمی‌سازی کرد. با این وجود، بزرگای حاصل به مراتب بیشتر از بزرگای مشاهده شده است و محاسبه بزرگای واقعی از انرژی پتانسیل حجمی تنها با ضریب ساطع شدگی اصلاحی (در اینجا برابر ۰,۰۲) رخ می‌دهد. بنابراین، گسیل انرژی توسط سه حجم

تغییرات انرژی گرانشی زمین که منجر به رخدادهای لرزه‌ای می‌شود (Chao et al., 1995; Okamoto and Tanimoto, 2002)، می‌تواند چند برابر انرژی امواج لرزه‌ای ساطع شده باشد که از آنها به عنوان انرژی لرزه‌ای یاد می‌شود (Dahlen, 1977; Chopra, 2001). لئونارد (Leonard, 2010) نشان داد که چگونه پارامتر طول گسیختگی گسل با بزرگای زمین‌لرزه در ارتباط است و این وابستگی به موقعیت زمین‌ساختی نیز بستگی دارد. لغزش و گرانش در سازوکار گسلش عادی سازگار هستند (Carminati, 2004) زیرا محور تنش بیشینه با بارگذاری لیتواستاتیک در یک راستا هستند. با توجه به کمتر بودن تنش تفاضلی لازم برای گسیختگی در محیط‌های کششی نسبت به محیط‌های فشاری، انتظار می‌رود آغاز رخداد لرزه‌ای نیازمند انرژی کمتری باشد. بنابراین معمولاً رخدادهای لرزه‌ای در محیط‌های کششی از محدوده بزرگای ثبت شده در محیط‌های امتداد لغز و فشاری فاصله دارند. در طول دوره بین‌لرزه‌ای گسیل انرژی الاستیک انباشته شده بر اساس بازگشت الاستیک موجب گسیل انرژی انباشته شده می‌شود. در محیط‌های تکتونیک کششی، پارامتر گرانش نیز تاثیرگذار است (Ruina, 1983; Doglioni et al., 2011; Dempsey et al., 2012 Doglioni et al., 2014).

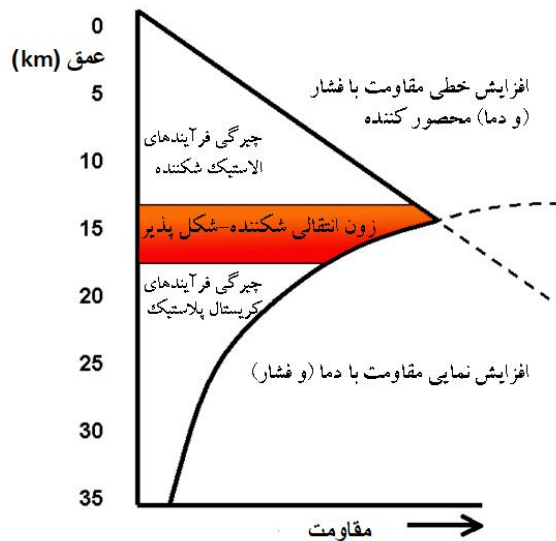
برخی از پارامترها از جمله حجم بلوک، شیب صفحه گسل، اصطکاک داخلی و مدول‌های ژئومکانیکی در آزاد شدن انرژی هنگام فعالیت گسل عادی در محیط تکتونیک کششی پوسته کم عمق در چرخه لرزه‌ای تاثیر دارند (Marone, 1998; Kanamori and Rivera, 2006). براساس مطالعات حجم تغییر شکل محدود توسط توالی‌های لرزه‌ای در ایتالیا (Bernard P, Zollo, 1989; Chiarabba et al., 2005)، گسیختگی‌های سطحی (Wells, 1994) و داده‌های InSAR و GPS (Atzori, 2009) (Elliott et al., 2010)، لرزه‌خیزی مرتبط با گسل عادی در همبستگی قوی با طول گسل گسیختگی است. به خصوص داده‌های InSAR نشان می‌دهد که توزیع کانون‌های زمین‌لرزه به گونه‌ای معنادار در پیرامون حجم ریزشی و در مقابل گسل لرزه‌زا قرار دارند که

¹ Interferogram

² Shear heating

³ Fault throw

گرادیان BDT به دلیل گذر گسل شکننده در زون برشی شکل پذیر که کل پوسته را برش دهد، بر مدل اعمال می شود (۲) چرا که در زمان قفل بودن پوسته بالایی شکننده تا پیش از رخداد، پوسته پایینی ویسکوز-پلاستیک به طور پیوسته در حال برش است (شکل ۳).

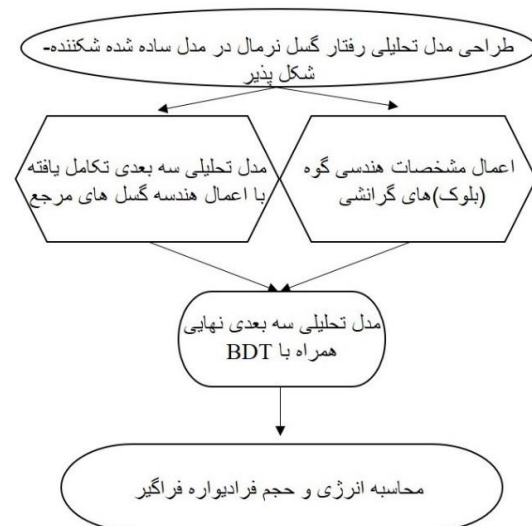


شکل ۲. شرایط اعمال زون انتقالی شکننده-شکل پذیر (BDT) بر مدل تحلیلی شکل ۳

منشوری در بالای فرومرکزها به ترتیب در عمق های ۸، ۱۱،۵ و ۱۶،۶ کیلومتر محاسبه می شوند.

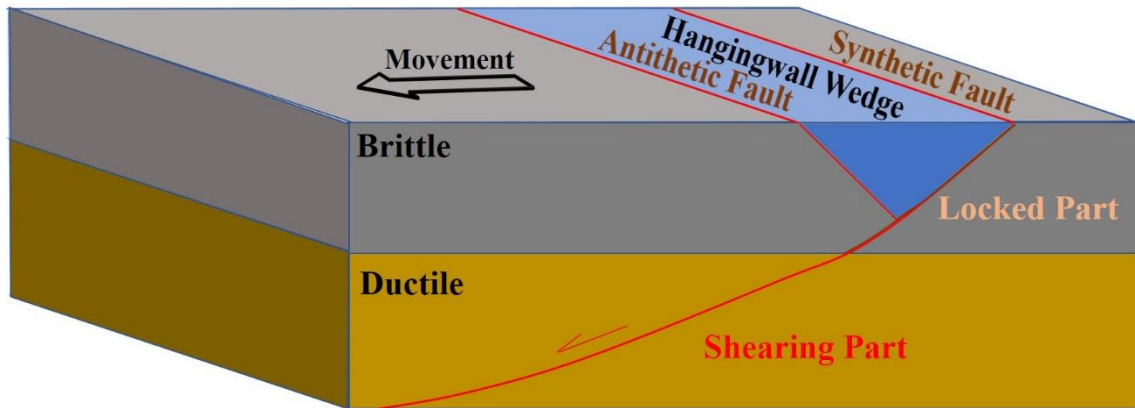
در مدل طراحی شده در محیط کامسول با اعمال اجزاء محدود از عناصر لاگرانژ خطی مثلثی، فرض بر تغییرات جانبی کشیدگی گوشته قاعده ای به صورت ویسکوز-پلاستیک است که وضعیت تکتونیک در مرزهای صفحه را تعیین می کند و لذا در مدل، انتقال تغییر شکل از پایه لیتوسفر به سطح زمین است. بنابراین در این مطالعه در یک پوسته کششی دولایه ای ساده شده در فضای سه بعدی، در داخل پوسته فوقانی شکننده^۱، گسل ها به طور کلی یا قفل^۲ می شوند یا به آرامی رفتار خزش^۳ نشان می دهند و تغییر شکل عمدتاً به صورت چسبش-لغزش^۴ فرض می شود. پیش از وقوع رخداد، برش و نازک شدگی توسط جریان ویسکوز در پوسته پایینی شکل پذیر به طور دائم در حال انجام است و بنابراین یک تغییر شکل پیوسته (Doglioni et al., 2011) فرض می شود که بر مدل تحلیلی اعمال می شود. انتقال شکننده-شکل پذیر (BDT) به طور متوسط در پوسته میانی زمین فرض می شود.

در شکل ۱، نمای کلی از روش شناختی پیشنهادی در این پژوهش ارائه شده است.



شکل ۱. فرآیند پژوهش حاضر

¹ Brittle
² Locked
³ Creeping
⁴ Stick-slip

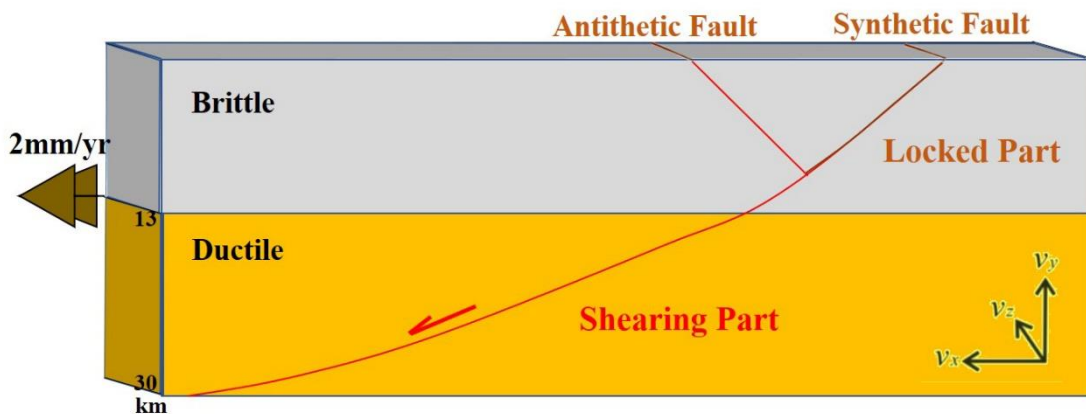


شکل ۳. گوه فرادیواره در مدل تحلیلی مطالعه شامل گسل عادی در مدل دولایه‌ای ساده شده شکننده-شکل پذیر مطابق شرایط شکل ۲

در مدل طراحی شده، به خصوص بر روی سقوط هم‌لرزه فرادیواره تمرکز شده است و زوایای شیب گسل‌های مختلف اعمال شده‌اند. زاویه شیب (α) در واحد درجه ($^\circ$) زاویه بین خط شیب گسل عادی و خط تصویر افقی است که با توجه به حرکت بلوک‌ها در مدل، از روش پنگ (Peng, 2021) به صورت زیر اعمال می‌شود:

$$\alpha = \arctan \frac{v_y}{v_x} \quad (\text{رابطه ۲})$$

که در آن، v_x و v_y به ترتیب سرعت در مختصات x و y در واحد mm/yr هستند. x و z به عنوان جهت در خاور و شمال استفاده می‌شوند و y عمق خواهد بود که بصورت شکل ۴ تعریف شده است.



شکل ۴. موقعیت اعمال محورهای تعریف شده در رابطه (۲) در مدل تحلیلی دولایه‌ای شکننده-شکل پذیر

مواد مورد استفاده در مدل طبق جدول ۱ اعمال شده است.

ارتباط بین بزرگای زمین‌لرزه‌ها و گسل‌ها با استفاده از معادلات شناخته شده بین هندسه گسل (مساحت گسل، شیب و عمق لرزه‌زایی (Leonard, 2010; Fulton and Rathbun, 2011)، سازوکار (رژیم‌های فشاری، کششی یا امتدادلغز (Hanks and Bakun, 2002) و بیشینه انرژی قابل آزاد شدن توسط یک سیستم انتخاب شده بدست می‌آید. هرچند در روابط تجربی موجود، بزرگای یک زمین‌لرزه به یک سیستم دو بعدی (گسل) مرتبط می‌شود، اما در خلال یک زمین‌لرزه

تقریب کرنش صفحه دو بعدی و رئولوژی الاستیک (مدول یانگ: $4.5 \times 10^{10} \text{ Pa}$ ؛ نسبت پواسون: 0.15) به مدل اعمال شده است. ابعاد مدل شامل ۳۵ کیلومتر عمق، ۵۰ کیلومتر عرض و ۱۱۰ کیلومتر طول و در دو لایه شکننده و شکل‌پذیر توسط گسل‌های عادی جدا شده است. همچنین یک نیروی گرانش به همه عناصر با فرض چگالی ثابت (2850 kg.m^{-3}) و شتاب گرانش (9.81 m.s^{-2}) اعمال شده است. رفتار گسل به صورت جفت‌های تماسی^۱ در حالت باز (قفل نشده) برای لحظه رخداد لرزه‌ای مدل‌سازی شده است. داده‌های

^۱ Contact pairs

با بزرگتر شدن حجم درگیر، انتظار بزرگای بیشتری وجود خواهد داشت. این بزرگا تابع جابجایی بلوک‌ها است که در مدل به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$L = \sum_{t=0}^{t=m} (s_{i+1,j,t} - s_{i,j,t}) \quad (\text{رابطه ۵})$$

$$= \sum_{t=0}^{t=m} (v_{i+1,j} - v_{i,j})t$$

که در آن L جابجایی گسل در واحد m (متر)، و جابجایی دو نقطه مجاور واقع در یک لایه در واحد m (متر)، و سرعت دو نقطه مجاور در واحد m/s و t کل زمان در واحد s (ثانیه) است.

بیشینه حجم در گسلش عادی نسبت به سایر محیط‌های تکتونیکی کمتر است و بیشینه بزرگای پتانسیل آن در حدود ۷٫۵-۷٫۷ است که سازگار با تئوری‌های موجود و موارد مشاهده شده است. بنابراین انتظار می‌رود حجم درگیر در فرادیواره کنترل کننده اصلی بزرگای زمین لرزه باشد. مشخصات هندسی سه گوه تحلیلی در جدول ۲ آورده شده است.

جدول ۱. ویژگی‌های ژئومکانیکی مدل پیشنهادی در این مطالعه

نسبت پواسون	مدول یانگ (GPa)	تخلخل (%)	چگالی (kg/m^3)	مواد سنگی
۰.۱۵	۴۵	۱۰	۲۰۰۰	لایه بالایی
۰.۲۵	۷۰	۱	۲۷۵۰	لایه پایینی

جدول ۲. مشخصات هندسی سه گوه (بلوک) گرانشی مورد تحلیل در این مطالعه

نام گوه (بلوک)	Z (km)	L (km)	V (km^3)
۱	۱۸	۷۸	۱۴۸۶۱
۲	۱۲	۵۶	۵۷۸۱
۳	۸	۴۴	۲۱۶۹

$$x_t = x + x_g \quad (\text{رابطه ۷})$$

که در آن، m نشان دهنده جرم، c ضریب میرایی ویسکوز، $f(x)$ نیروی بازگرداننده، t_x جابجایی کل بلوک‌ها نسبت به زمین، x جابجایی بلوک شبیه سازی و x_g جابجایی نسبی جرم با توجه به محیط شبیه سازی است که در شکل ۵ نشان داده شده است. مدل سه بعدی تکامل یافته از شکل ۳، برای سه گسل با طول‌های ۴۴، ۵۶ و ۷۸ کیلومتر (شکل ۶) با عمق‌های فروم‌کزها به ترتیب برابر ۸، ۱۱٫۵ و ۱۶٫۶ (شکل ۷) کیلومتر نشان داده شده است.

در مدل مورد مطالعه، بخش سه بعدی پوسته لرزه‌زا^۱ تحت تاثیر جابجایی هم‌لرزه قرار می‌گیرد. بنابراین مطابق هدف این مطالعه، بیشینه پتانسیل لرزه‌ای داده شده توسط یک حجم بلوک سنگی در یک هندسه سه بعدی سیستم شامل طول، عمق، عرض و حجم بخش شکننده تعریف می‌شود. در تمام محیط‌های تکتونیکی، حجم درگیر مربوطه بر روی تعیین بیشینه بزرگای مورد انتظار خاص آن تاثیر دارد. بیشینه حجم بلوک‌ها از رابطه زیر محاسبه می‌شوند:

$$L = a \times z \quad (\text{رابطه ۳})$$

که در آن، L طول گسل، z عمق کانونی و a یک پارامتر متغیر تابع از محیط تکتونیکی می‌باشد. با توجه به داده‌های مقالات در تکتونیک کششی (Scholz and Contreras, 1998; Leonard, 2010) نسبت شکل به صورت رابطه زیر است:

$$L = 3z \quad (\text{رابطه ۴})$$

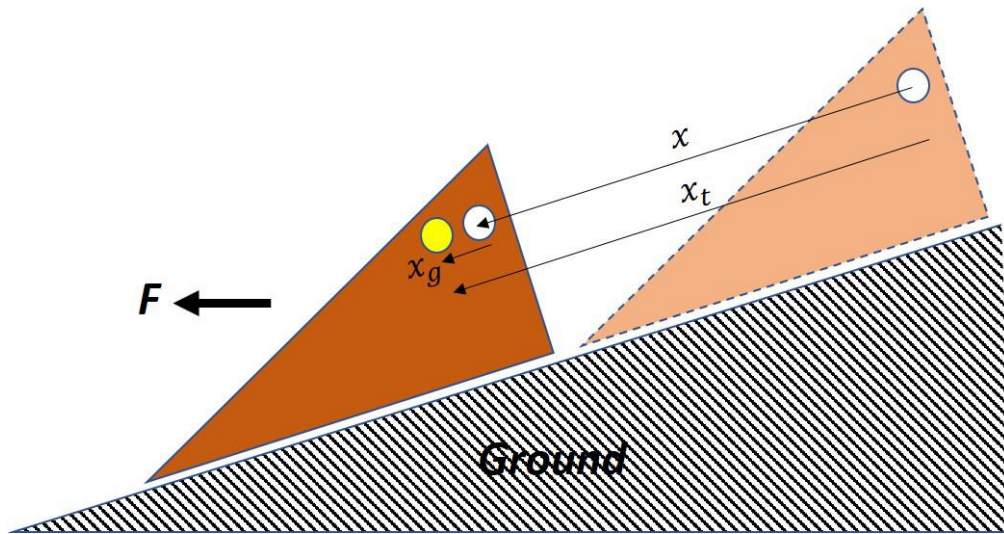
که در آن، L و z به ترتیب کشش جانبی و ارتفاع حجم شکننده هستند. بنابراین از رابطه (۴) مشخص است که بیشینه a برای گسل عادی حدوداً برابر ۳ است.

محاسبه انرژی پتانسیل گرانشی از طریق محاسبه انرژی کرنش که در لایه‌ها به صورت کرنش و تنش ذخیره می‌شود قابل دستیابی است. معادلات دیفرانسیل حرکت در یک سیستم تک درجه آزادی تنها می‌تواند تحت نیروی کششی افقی به معادلات تعادل انرژی تبدیل شوند (Uang, 1990). با توجه به یک سیستم تک درجه آزادی میرا و ویسکوز که تحت یک رخداد لرزه‌ای ناشی از جنبش افقی زمین قرار گیرد، معادله حرکت را می‌توان به صورت زیر نوشت:

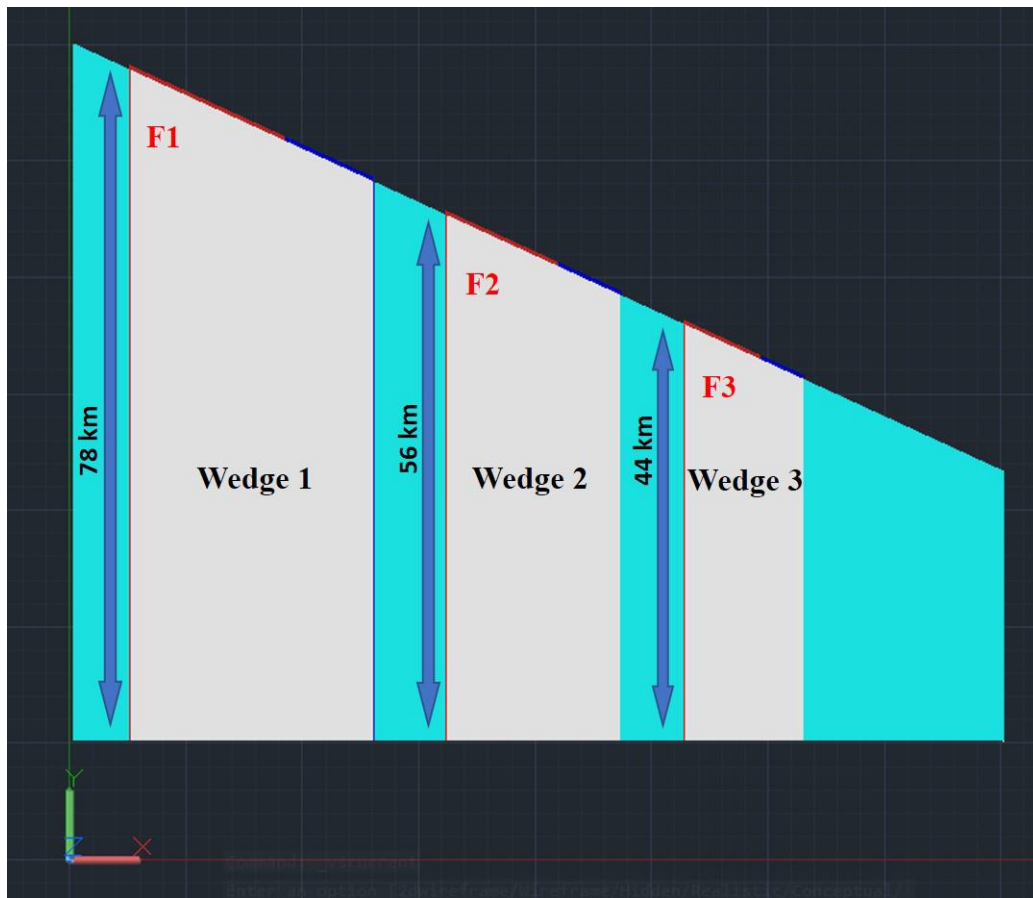
$$m\ddot{x}_t + c\dot{x}_t + f(x) = 0 \quad (\text{رابطه ۶})$$

² Restoring force

¹ Seismogenic crust



شکل ۵. پارمترهای حرکتی مورد استفاده در محاسبه انرژی پتانسیل گرانشی در صفحه محورهای حرکتی xy . بلوک با تن رنگی کمرنگ نشان دهنده موقعیت بلوک پیش از جابجایی و بلوک با تن رنگی پررنگ نشان دهنده موقعیت بلوک پس از جابجایی است. دایره سفید نشان دهنده موقعیت یک جرم نقطه‌ای با حرکت ثابت در بلوک هستند و دایره زرد نشان دهنده حرکت نسبی اجزاء در داخل بلوک است. از آنجا که شتاب، تابع جرم و گرانش است، لذا بزرگی و کوچکی بلوک‌ها تاثیری در معادله حرکت نخواهند داشت.

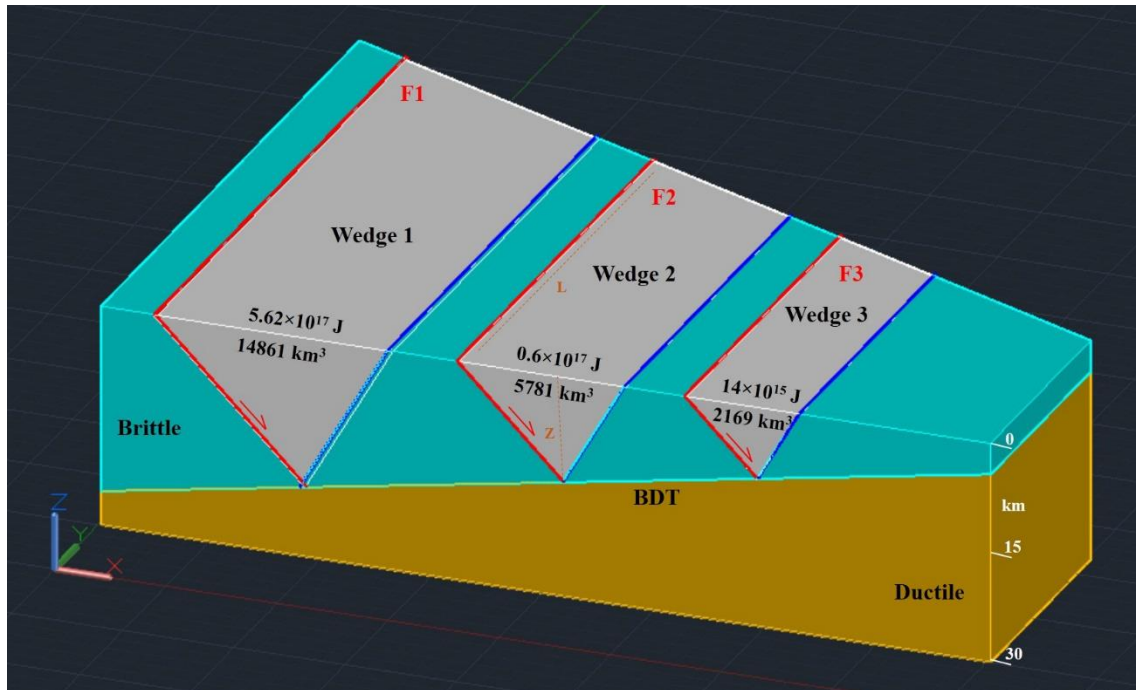


شکل ۶. مدل تحلیلی سه بعدی (صفحه دید افقی xy) از شکل ۳، شامل سه گسل با طول‌های ۴۴، ۵۶ و ۷۸ کیلومتر با عمق‌های فرومرکز به ترتیب برابر ۸، ۱۱،۵ و ۱۶،۶ (نگاه به شکل ۵).

۳- اجرای مدل

همان‌گونه که اشاره شد، با توجه به جنس پوسته بالایی یک مدول یانگ برابر $4.5e+10$ Pa نسبت پواسون برابر 0.15 به مدل اعمال شده است. در بخش دارای برش در شکل ۳، تغییر شکل پوسته در حالت ثابت و بدون ایجاد گرادیان فشار اعمال شده است. در این وضعیت، در پوسته فوقانی که دمای پایین دارد، گسل به طور پیوسته دارای رفتار خزش است و اتساع وجود نخواهد داشت.

اتساع زمانی به بیشترین نمود خود می‌رسد که گسل در پوسته شکننده به طور کامل قفل شود (شکل ۳). هنگامی که مقاومت گسل به اندازه کافی نباشد تا گوه فرادیواره را نگه دارد، ریزش ناگهانی باعث ایجاد زمین‌لرزه می‌شود. با حرکت از BDT به سطح، انباشت انرژی پتانسیل الاستیک و گرانشی در یک حجم معلق^۱ بیشتر می‌شود (Doglioni, 2011, 2014). با توجه به رابطه (۱)، فرادیواره زمانی فرو می‌ریزد که وزن این حجم بر مقاومت صفحه گسل و فضای اتساعی پیشی گیرد.



شکل ۷. محاسبه پیشینه حجم فرادیواره درگیر در مدل تحلیلی شامل گسل‌های عادی همراه با عمق متغیر BDT (نگاه به بخش بحث). انرژی گرانشی بزرگای پتانسیل (Me) در واحد ژول برای حجم نشان داده شده بلوک‌های خاکستری رنگ در واحد کیومتر مربع محاسبه شده است.

۴- یافته‌ها

مهم‌ترین یافته‌های مدل طراحی شده، با توجه به اتخاذ میانگین جنس پوسته بالایی که در بخش روش شناختی معرفی شد، شامل موارد زیر هستند:

- در بخش دارای خزش در زیر عمق BDT، تغییر شکل پوسته در حالت ثابت و بدون ایجاد گرادیان فشار اعمال می‌شود. بنابراین گسل به طور پیوسته دارای رفتار خزش است و به دلیل عدم وجود شکستگی‌ها، اتساع وجود نخواهد داشت.
- اگر گسل در پوسته شکننده به طور کامل قفل شود، اتساع به بیشترین مقدار خود می‌رسد.
- در لحظه‌ای که مقاومت گسل توانایی نگهداری گوه

فرادیواره را نداشته باشد، ریزش گوه باعث ایجاد زمین‌لرزه می‌شود.

- با دور شدن بیشتر از BDT به سمت سطح، اگر حرکت روی گسل اتفاق بیفتد، انباشت انرژی پتانسیل الاستیک و گرانشی در یک گوه بیشتر می‌شود. بنابراین ریزش فرادیواره زمانی است که وزن حجم گوه از مقاومت صفحه گسل و فضای اتساع بیشتر شود.
- اجرای مدل اجزاء محدود نشان می‌دهد که پوسته بالایی در طول زمان بین‌لرزه‌ای قفل است و پوسته پایینی به طور پیوسته دارای رفتار برشی است.
- پیش از ریزش بلوک معلق بالایی، شکستگی‌های

^۱ Suspended

این کاهش فضا به سقوط زودتر بلوک معلق کمک خواهد کرد. توجه شود که شوک اصلی در محل تلاقی گسل اصلی و گسل عادی ناهمسو در انتهای بالایی فضای اتساعی تحت عنوان اتساع^۴ کمی بالاتر از انتهای عمیق‌تر زون گسیختگی قرار دارد (تطبیق با مدل دو گلیونی، ۲۰۱۵). وقوع فضای اتساعی با این واقعیت پشتیبانی می‌شود که فرادیواره یک گسل عادی نمی‌تواند بدون خلاء مربوطه در پایه بخش گسل فعال شده فرو بریزد. به عبارت دیگر، وجود فضاهای باز بدون سیال در آن ضلع از گوه معلق که منطبق با گسل فعال است باعث فروریختن فرادیواره می‌شود. در مرحله اولیه ریزش، فشار سیال افزایش می‌یابد (Lucente, 2010; Terakawa, 2010) که نشان دهنده وجود شکستگی‌های باز (که در مراحل پیش از زمین‌لرزه توسط سیالات پر شده‌اند) است که در اثر ریزش فرادیواره، تحت فشار قرار می‌گیرند. با وقوع رخداد در شکل ۳، لایه شکننده از حالت قفل خارج می‌شود و در حالت لغزش قرار می‌گیرد که در شکل ۵ برای سه گسل متفاوت از نظر طول و عمق کانونی نشان داده شده است. در اینجا سه حجم قابل محاسبه خواهند بود. در این مرحله، لغزش تجمعی با حرکت از مرز دو لایه یعنی BDT به سمت شوک اصلی افزایش می‌یابد.

در شکل ۳، سه مورد از گسل‌های عادی F1، F2 و F3 با شیب ۴۵ درجه، با عمق‌های BDT و فرومرکز به ترتیب ۱۸، ۱۲ و ۸ کیلومتر و لغزش هم‌لرزه ۳/۲، ۱/۶ و ۰/۶ متر با مولفه عمودی ۲/۲، ۱/۱ و ۰/۳۷ متر نشان داده شده است. حجم با فرض رابطه (۴) محاسبه می‌شود. مرز مزدوج استنتاج شده گسل عادی ناهمسو که حجم را محدود می‌کند حدود ۶۰ درجه است و گوه اتساعی استنتاج شده را در طول دوره بین‌لرزه‌ای نشان می‌دهد. با ۱/۵ برابر شدن عمق فرومرکز، حجم ۲/۶۶ برابر افزایش می‌یابد. با ۲/۲۵ برابر شدن عمق، حجم ۶/۸ برابر افزایش می‌یابد. بنابراین سازگار با مدل دو گلیونی (Doglioni, 2015)، افزایش بیشینه انرژی پتانسیل بر حسب ژول از سه حجم معلق بالای یک گسل عادی حدوداً برابر یک مرتبه بزرگ‌تر برای هر تعمیق BDT است. این در حالی است که در مدل

ناشی از گردش سیالات تا اندازه‌ای غیر قابل نفوذ می‌شوند و بنابراین با کاهش فضای شکستگی‌ها، سقوط فرادیواره در مرحله لرزه‌خیزی به‌وقوع می‌پیوندد.

- شوک لرزه‌ای اصلی در جایی رخ می‌دهد که گسل اصلی و گسل عادی ناهمسو در انتهای بالایی فضای اتساع^۱ کمی بالاتر از انتهای عمیق‌تر زون گسیختگی یکدیگر را قطع کنند.

- بنابر ساختار مدل، رخداد لرزه‌ای، می‌تواند لایه شکننده را از حالت قفل خارج کند و در حالت لغزش قرار دهد.

- با نسبت افزایش عمق فرومرکز به افزایش حجم بلوک می‌توان افزایش بیشینه انرژی پتانسیل بر حسب ژول را برای هر حجم معلق بالای یک گسل عادی و هر تعمیق BDT به‌دست آورد. بنابراین می‌توان به یک ایده کلی در خصوص محاسبات اولیه لرزه‌خیزی گسل‌های عادی در مناطق مختلف رسید.

۵- بحث

با توجه به شکل ۳، پوسته بالایی در طول زمان بین‌لرزه‌ای قفل است و پوسته پایینی به‌طور پیوسته دارای رفتار برشی است. با استناد به دو گلیونی (Do-2015, glioni)، یک گوه فرادیواره تصور می‌شود که منطبق بر بخش گسل عادی ناهمسو^۲ و گسل قفل شده عادی همسو^۳ است. زمانی که صفحه گسل دیگر نتواند بلوک معلق بالایی را حفظ کند، می‌توان انتظار داشت که شکستگی‌های ناشی از گردش سیالات به‌صورت جزئی غیر قابل نفوذ می‌شوند و شکستگی‌های باز باقی‌مانده، امکان سقوط فرادیواره را در مرحله لرزه‌خیزی فراهم می‌کنند. به عبارت دیگر، هنگامی که بلوک معلق بالایی در آستانه سقوط قرار گیرد، به‌دلیل بار گرانشی رو به پایین ناشی از سقوط بلوک، شکستگی‌های کششی که در مرحله اتساع بوجود آمده بودند و گردش سیالات در آنها براحتی قابل انجام بود اکنون در اثر فشارش دچار کور شدگی مجاری گردش سیال خواهند شد. در نتیجه، گردش سیالات متوقف شده و فضای بین شکستگی‌ها در اثر بارگذاری گرانشی کمتر و کمتر خواهد شد.

¹ Dilatancy

² Antithetic

³ Synthetic

⁴ Dilatancy



- نشان داده شد که طول گسل با جابجایی گسل همبستگی دارد. بنابراین چنین نتیجه گیری می شود که هر چه BDT در یک دوره مشخص از تکامل پوسته عمیق تر باشد، گسل های مرتبط دارای طول بیشتری خواهند بود.

- بر اساس بندهای پیشین، نشان داده شد که هر چه حجم مربوطه بزرگتر باشد، جابجایی و انرژی آزاد شده بیشتر است.

- به عنوان یک نتیجه نهایی، نسبت داده های حاصل از این مطالعه تقریباً منطبق با نتایج مدل دو گلیونی (Do- glioni, 2015) است که بیانگر این موضوع هستند که افزایش بیشینه انرژی پتانسیل بر حسب ژول از سه حجم معلق بالای یک گسل عادی حدوداً برابر یک مرتبه بزرگتر برای هر تعمیق BDT است.

- بنابر ساختار مدل، رخداد لرزه ای، می تواند لایه شکننده را از حالت قفل خارج کند و در حالت لغزش قرار دهد.

بنابراین، با نسبت افزایش عمق فرومركز به افزایش حجم بلوک در یک مورد مطالعاتی، می توان افزایش بیشینه انرژی پتانسیل بر حسب ژول را برای هر حجم معلق بالای یک گسل عادی و هر تعمیق BDT به دست آورد. آنگاه می توان به یک ایده کلی به منظور محاسبات اولیه لرزه خیزی گسل های عادی در مناطق مختلف رسید که یکی از کاربردهای اصلی این پژوهش محسوب می شود.

افزون بر موارد یاد شده، این مطالعه می تواند یک پژوهش پایه ای در شبیه سازی ثبات گوه های معلق در نظر گرفته شود و از آن به عنوان راهکاری ارزان قیمت در تحلیل ثبات سازه های مسکونی، میراثی، صنعتی، ساختارهای مهم میراث طبیعی و مدیریت بحران های زمین استفاده کرد. بنابراین شخصی سازی این پژوهش برای اهداف موردی عنوان شده در بالا، از جمله کارهای آینده می تواند محسوب گردد.

منابع

Atzori S, Hunstad I, Chini M, Salvi S, Tolomei C, Bignami C, Stramondo S, Trasatti E, Antonioli A, Boschi E. Finite fault inversion of DInSAR coseismic displacement of the 2009 L'Aquila earthquake (central Italy). *Geophys. Res. Lett.* 36: L15305,

دو گلیونی (Doglioni, 2015)، عمق های فرومركز به ترتیب ۲۱، ۱۴ و ۷ کیلومتر انتخاب شده بود. پیش بینی می شود که زمین لرزه های گسل عادی زمانی به بیشینه بزرگای خود برسند که فرومركزها نزدیک به BDT قرار گیرند (یعنی BDT عمیق تر که در آنجا شار حرارتی سطحی پایین تر است) و گسیختگی به سمت سطح منتشر شود. بنابراین، هر چه BDT عمیق تر باشد، حجم بزرگتر و بزرگی زمین لرزه بیشتر می شود. در شکل ۷، Me، انرژی گرانشی بزرگای پتانسیل محاسبه شده برای حجم نشان داده شده به رنگ خاکستری است. گشتاور بزرگای، یعنی انرژی لرزه ای آزاد شده در طول زمین لرزه واقعی که به صورت ابزاری اندازه گیری می شود، از نظر نسبت های انرژی، تنها حاصل تبدیل حدود ۱ درصد از انرژی پتانسیل گرانشی هستند. با افزایش طول گسل ها، عمق فرومركز (Z) که منعکس کننده عرض گسل است، افزایش می یابد که نشانگر این است که گوه بزرگتر می شود. هر چه گوه بزرگتر شود، حجم آن بیشتر می شود و در نتیجه مطابق شکل ۷، انرژی بیشتری آزاد می شود. بنابراین لرزه خیزی در گوه ۱ بیشتر از لرزه خیزی در گوه ۲ و آن نیز بیشتر از گوه ۳ خواهد بود.

۶- نتیجه گیری

با توجه به نتایج این مطالعه، نتایج زیر به دست آمد:

- طول گسیختگی گسل با بزرگای زمین لرزه افزایش می یابد که به موقعیت زمین ساختی بستگی دارد. بر اساس حجم تغییر شکل محدود توسط توالی های لرزه ای، لرزه خیزی مرتبط با گسل عادی معمولاً در ارتباط با طول گسل گسیختگی است که در حدود پنج برابر عمق فرومركز است. کانون های زمین لرزه به طور منظم در حاشیه حجم فروریخته یعنی در برابر گسل لرزه زا قرار دارند. در حجم پیرامون فرادیواره ریزشی، برخاستگی هم لرزه ای اغلب مشاهده می شود که مطابق با یک بازگشت به ریزش گرانشی است. - با فرض شیب حدود ۴۵ درجه برای گوه مزدوج با گسل فعال شده در طی هسته زایی یک زمین لرزه در نزدیکی BDT، حجم گوه در حال سقوط در مرحله زمین لرزه برای مدل تحلیلی در این مقاله به ترتیب برای طول های ۴۴، ۵۶ و ۷۸ برابر ۲۱۶۹، ۵۷۸۱ و ۱۴۸۶۱ محاسبه شد.



- Kanamori H, Rivera L. in *Earthquakes: Radiated Energy and the Physics of Faulting* (eds Abercrombie, R. et al.) Ch. 1: 3–13, American Geophysical Union, 2006.
- Leonard M, *Earthquake Fault Scaling: Self-Consistent Relating of Rupture Length, Width, Average Displacement, and Moment Release*. *Bull. Seism. Soc. Am.* 100: 1971–1988, 2010.
- Lucente F. P, De Gori P, Margheriti L, Piccinini D, Di Bona M, Chiarabba C, Agostinetti N. P. Temporal variation of seismic velocity and anisotropy before the 2009 MW 6.3 L'Aquila earthquake, Italy. *Geology*. 1;38(11):1015-1018, 2010.
- Marone C. Laboratory-derived friction laws and their application to seismic faulting. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 26: 643–696, 1998.
- Okamoto T, Tanimoto T. Crustal gravitational energy change caused by earthquakes in the western United States and Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.* 195: 17–27, 2002.
- Peng X, Deng H, He J, Chen H, Zhang Y. Research on the Evolution and Damage Mechanism of Normal Fault Based on Physical Simulation Experiments and Particle Image Velocimetry Technique. *Energies*, 14(10), 2825, 2021.
- Pittarello L, Di Toro G, Bizzarri A, Pennacchioni G, Hadizadeh J, Cocco M. Energy partitioning during seismic slip in pseudotachylite-bearing faults (Gole Larghe Fault, Adamello, Italy). *Earth Planet. Sci. Lett.* 269: 131–139, 2008.
- Ruina A. Slip instability and state variable friction laws. *J. Geophys. Res.* 88: 10359–10370, 1983.
- Scholz, C. H, Contreras, J. C. Mechanics of continental rift architecture. *Geology* 26: 967–970, 1998.
- Terakawa T, Zoporowski A, Galvan B, Miller S. A. High-pressure fluid at hypocentral depths in the L'Aquila region inferred from earthquake focal mechanisms. *Geology*, 38: 995–998, 2010.
- Uang, C. M, Bertero, V. V. Evaluation of seismic energy in structures. *Earthq. Eng. Struct. Dyn.* 1990, 19, 77–90.
- Wells D. L, Coppersmith K. J. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 84: 974–1002, 1994.
- 2009.
- Bernard P & Zollo A. The Irpinia (Italy) 1980 earthquake: detailed analysis of a complex normal faulting. *J. Geophys. Res.* 94: 1631–1647, 1989.
- Carminati E, Doglioni C, Barba S. Reverse migration of seismicity on thrusts and normal faults. *Earth Sci. Rev.* 65: 195–222, 2004.
- Chao B. F, Gross R. S, Dong D. N. Changes in global gravitational energy induced by earthquakes. *Geophys. J. Int.* 122: 784–789, 1995.
- Chiarabba C, Jovane L, Di Stefano R. A new view of Italian seismicity using 20 years of instrumental recordings. *Tectonophysics* 395: 251–268, 2005.
- Chopra AK. *Dynamics of structures: Theory and applications to earthquake engineering* (2nd ed.), Prentice Hall, Englewood Cliffs, 2001.
- Dahlen F. A. The balance of energy in earthquake faulting. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 48: 239–261, 1977.
- Dempsey D, Ellis S, Archer R, Rowland J. Energetics of normal earthquakes on dip-slip faults. *Geology*, 40: 279–282, 2012.
- Doglioni C, Barba S, Carminati E, Riguzzi F. Fault on-off versus coseismic fluids reaction. *Geoscience Frontiers*, 5: 767–780, 2014, .
- Doglioni C, Barba S, Carminati E, Riguzzi F. Role of the brittle-ductile transition on fault activation. *Phys. Earth Planet. Int.* 184: 160–171, 2011.
- Doglioni C, Carminati E, Petricca P, Riguzzi F. Normal fault earthquakes or graviquakes. *Scientific Reports*, 5: 1–12, 2015.
- Elliott J. R, Walters R. J, England P. C, Jackson J. A, Li Z, Parsons B. Extension on the Tibetan plateau: recent normal faulting measured by InSAR and body wave seismology. *Geophys. J. Int.* 183: 503–535, 2010.
- Fulton P. M, Rathbun A. P. Experimental constraints on energy partitioning during stick-slip and stable sliding within analog fault gouge. *Earth Planet. Sci. Lett.* 308: 185–192, 2011.
- Hanks T. C, Bakun W. H. A bilinear source-scaling model for M–log A observations of continental earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.* 92: 1841–1846, 2002.



فصلنامه زمین ساخت

پاییز ۱۴۰۱، سال ششم، شماره ۲۳

doi 10.22077/JT.2024.6697.1163

تأثیر گسل‌های امتداد نغز بر تله‌های هیدروکربوری ناحیه فارس: مطالعه موردی گسل هندورابی

سارا قلندری^۱، زهرا ملکی^۲، مهرا آرین^{۳*}، علی سلگی^۴، سید محسن آل علی^۵

۱- دانشجوی دکتری تکنیک، دانشکده علوم و فناوری های همگرا، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

۲- استادیار، دانشکده علوم و فناوری های همگرا، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

۳- استاد، دانشکده علوم و فناوری های همگرا، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

۴- دانشیار، دانشکده علوم و فناوری های همگرا، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

۵- دانشیار، دانشکده علوم و فناوری های همگرا، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۵/۲۸

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۱۱/۰۳

چکیده:

ناحیه فارس از کمر بند چین خورده-رانده زاگرس به جهت جای دادن ذخایر عظیم گازی در رسوبات کربناته پرمو-تریاس از اهمیت زیادی برخوردار می‌باشند، لذا بررسی تأثیر احتمالی گسل هندورابی بر گسترش تله‌های هیدروکربوری در ناحیه فارس داخلی جهت پیشبرد اهداف اکتشافی مواد هیدروکربوری حائز اهمیت می‌باشد. منطقه مورد مطالعه در ناحیه فارس داخلی کمر بند چین خورده رانده زاگرس واقع می‌باشد. با توجه به اهمیت تغییرات و تحولات سیستم هیدروکربوری در اکتشاف منابع هیدروکربوری، در این پژوهش نقشه‌های هم ضخامت بر اساس داده‌های چاه‌های حفاری منطقه و با استفاده از نرم افزار Arc GIS تهیه و مورد تحلیل و ارزیابی قرار گرفته شده است. شناخت دقیق عملکرد گسل‌های پی سنگی اصلی با نقش کنترل کننده کف حوضه‌های رسوبی به همراه تحولات رخ داده، می‌تواند ماهیت یک سیستم هیدروکربوری و تله‌های هیدروکربوری ایجاد شده را دست خوش تغییر و تحول قرار دهد. به طور کلی با توجه به بالا آمدگی و فرونشست‌های ایجاد شده در طرفین گسل هندورابی همزمان با رسوبگذاری برخی سازندها مانند دشتک که این فعالیت گسل مذکور سبب تغییرات ضخامت در طرفین گسل شده است، فعالیت این گسل به عنوان گسل کنترل کننده کف حوضه رسوبی در زمان رسوبگذاری سازندهای مانند دشتک، تایید می‌گردد. بر اساس نتایج به دست آمده به طور کلی، به سبب ضخامت کافی و مناسب و عمق قرارگیری مناسب افق مخزنی کنگان و سنگ پوش دشتک، به طور کلی محدوده جنوب شرقی منطقه مورد مطالعه، در بردارنده تله‌های هیدروکربوری ساختاری مناسبی جهت اکتشاف معرفی می‌گردند.

واژه‌های کلیدی: گسل هندورابی، تله‌های هیدروکربوری، ناحیه فارس داخلی، زاگرس.

*ایمیل: mehranarian@yahoo.com

تلفن تماس: ۰۹۱۲۳۰۰۷۵۲۵

The Effect of Strike-Slip Faults on Hydrocarbon Traps in the Fars Region: a Study of Hendurabi Fault

Sara Ghalandari¹, Zahra Maleki², Mehran Arian^{3*}, Ali Solgi⁴, Seyed Mohsen Aleali⁵

1-Ph.D. Student, Department of Earth Sciences, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran

2- Assistant professor, Department of Earth Sciences, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran

3- Professor, Department of Earth Sciences, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran

4- Associate Professor, Department of Earth Sciences, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran

5- Associate professor, Department of Earth Sciences, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran

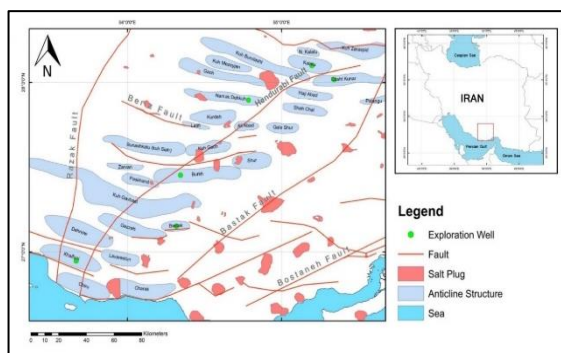
Abstract:

The Zagros fold-thrust belt's Fars region is crucial for the placement of enormous gas reserves in Permo-Triassic carbonate sediments. Therefore, it's important to investigate the potential impact of the Hendurabi fault on the expansion of hydrocarbon traps in the inner Fars region. This will help advance the exploration goals of hydrocarbon materials. The study area is located in the inner Fars region of the Zagros thrust belt. In this research, maps of equal thickness have been prepared, analyzed, and evaluated based on drilling well data in the region, using ArcGIS software. Given the importance of changes and evolutions of the hydrocarbon system in the exploration of hydrocarbon resources, the function of the main basement faults with the role of controlling the bottom of the sedimentary basins, along with the changes that have occurred, can change the nature of a hydrocarbon system and the created hydrocarbon traps. Overall, the activity of the Hendurabi fault has caused thickness changes on the sides of the fault, confirmed by the uplifts and subsidence's created on the sides of the Hendurabi fault at the same time as the deposition of some formations such as Dashtak. The activity of this fault as a controlling fault of the sedimentary basin floor during the sedimentation of formations like Dashtak is confirmed. Based on the obtained results, the southeastern area of the studied area, containing hydrocarbon traps, is suitable for exploration due to the adequate and appropriate thickness and suitable depth of the Kangan reservoir horizon and Dashtak caprock.

Keywords: Hendurabi fault, hydrocarbon traps, Interior Fars region, Zagros

مقدمه

هیدروکربوری شناخته شده است. گسل‌های موجود در محیط تکنونیک‌ی زاگرس از عناصر مهم ساختاری در تغییرات رخساره‌ای، سن، ضخامت و جنس توالی‌های رسوبی بوده است. تحرک گسل‌ها باعث شکل‌گیری زون‌های مورفوتکتونیک‌ی یا ایالت‌های ساختمانی مختلفی در زاگرس شده است. به عبارت دیگر فعالیت اولیه گسل‌ها حین رسوبگذاری باعث تشکیل زیرحوضه‌های احاطه شده با گسل و رخساره‌های رسوبی همزمان با تکنونیک متفاوتی شده است که تفاوت در لیتولوژی، ضخامت، سن و دیگر ویژگی‌های سنگ‌های پوشاننده در فعالیت‌های بعد از رسوبگذاری و در فاز فشارشی این گسل‌ها موجب متفاوت شدن نیمرخ رفتارشناختی (رئولوژیک)، انیزوتروپی مکانیکی و به تبع آن تفاوت در اندازه، ژئومتری، ویژگی‌های چین‌ها و سبک دگرشکلی این سنگها در زاگرس شده است. این موضوع رابطه مستقیمی با توزیع مخازن هیدروکربوری نیز داشته است. از آنجایی که پهنه رسوبی-ساختاری زاگرس دارای میادین هیدروکربوری متعددی می‌باشد و همچنین ناحیه فارس از کمر بند چین‌خورده-رانده زاگرس به جهت جای دادن ذخایر عظیم گازی در رسوبات کربناته پرمو-تریاس از اهمیت زیادی برخوردار می‌باشند، لذا بررسی تأثیر احتمالی گسل هندورابی بر گسترش تله‌های هیدروکربوری در ناحیه فارس داخلی جهت پیشبرد اهداف اکتشافی مواد هیدروکربوری حائز اهمیت می‌باشد.



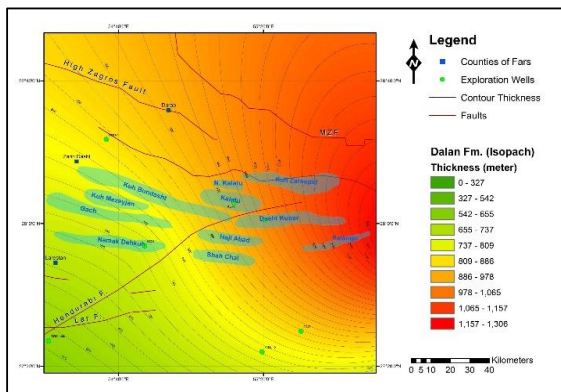
شکل ۱. نقشه ساختاری منطقه مورد مطالعه.

نقشه‌های هم‌ضخامت ایزاری بنیادی در زمین‌شناسی هستند که با وصل کردن نقاط عمودی که دارای ضخامت یکسان هستند، ترسیم می‌شوند. برای ترسیم این منحنی‌ها دو سطح مرجع بالا و پایین لایه مورد مطالعه لازم است. با استفاده از نقشه‌های هم‌ضخامت می‌توان تاریخچه زمین‌شناسی یک منطقه را که در بردارنده خطوط ساحلی گذشته، فرسایش و یا فرونشست و فرازگیری بلوک‌های محصور به گسل‌های ژرف می‌باشد را شناسایی کرد. در این ارزیابی فرض بر این است که ضخامت زیاد رسوب، معرف بخش عمیق حوضه و ضخامت کم نشان‌دهنده بخش کم عمق حوضه در زمان رسوبگذاری است (پیروز و همکاران، ۱۳۸۷). تغییرات ناگهانی ضخامت پوشش رسوبی می‌تواند منعکس کننده فرونشست حاصل از کشش در امتداد گسل راستالغز باشد (Rosas et al., 2006). بسیاری از فرونشست‌های زمین‌ساختی در طبیعت مرتبط با جابه‌جایی در امتداد سیستم‌های گسلی است (Stephens, 2009). گسل مورد مطالعه در ناحیه فارس داخلی، گسل هندورابی، به عنوان گسل پی سنگی از نوع امتدادلغز با جابه‌جایی چپگرد می‌باشد (مطیعی، ۱۳۷۴) (شکل ۱). گستره مورد مطالعه بخشی از کمر بند چین‌خورده - رانده زاگرس و بخشی از ایالت زمین‌شناسی فارس می‌باشد (شکل ۲). جهت نشان دادن تغییرات احتمالی در ضخامت پوشش رسوبی حین رسوبگذاری و یا پس از رسوبگذاری، تعیین تأثیرات ناشی از فعالیت آن‌ها بر تغییرات سیستم هیدروکربوری و ایجاد تله‌های ساختاری مرتبط با آن‌ها در پژوهش حاضر با استفاده از نقشه‌های هم‌ضخامت، تغییرات ضخامت لایه‌ها مورد بررسی قرار گرفته شده است. در نقشه‌های هم‌ضخامت، در مواردی تغییرات ضخامت ممکن است ناشی از تغییرات نرخ فرونشست در طول رسوبگذاری باشد (Howell and van der Pluym, 1999). به طور ویژه از نقشه‌های هم‌ضخامت می‌توان به منظور ارزیابی تأثیر احتمالی گسل‌های پی سنگی بر گسترش سیستم‌های هیدروکربوری جهت پیشبرد اهداف اکتشافی مواد هیدروکربوری استفاده نمود. امروزه تأثیر گسل‌های پی سنگی در تفکیک ایالت‌ها و زون‌های زمین‌شناسی و پراکنندگی مخازن

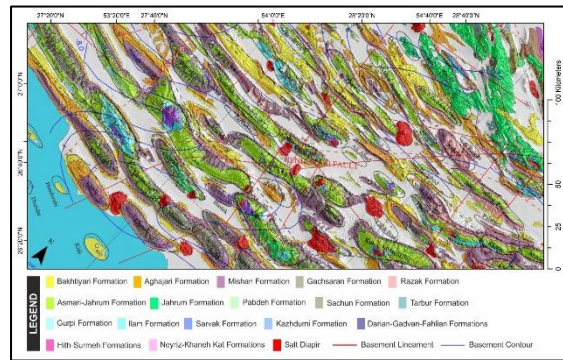


این سازند در منطقه مورد مطالعه از ۶۰۰ تا ۱۲۲۰ متر متغیر است. تغییرات ضخامت از جنوب غربی به سمت شمال شرقی دارای روند افزایشی است. سازند دالان در بخش شرقی دارای حداکثر ضخامت و در بخش جنوب غربی دارای حداقل ضخامت است از این رو بخش‌های شرقی و شمال شرقی منطقه مورد مطالعه در زمان نهشته شدن سازند دالان در بخش عمیق حوضه و بخش‌های غربی، جنوب- جنوب غربی و جنوب- جنوب شرقی بخش کم عمق حوضه قرار داشته‌اند. در بخش شرقی حوضه افزایش عمق و ضخامت به حداکثر خود می‌رسد و در محدوده خیلی عمیق قرار گرفته است به احتمال زیاد منطقه مورد مطالعه در این بخش متأثر از نیروهای کششی بوده است.

با توجه به اهمیت بررسی نفت‌گیرهای تاکدیسسی در منطقه مورد مطالعه، تاکدیس‌های زراسپید، پلنگو و بخش شرقی تاکدیس دشت کنار در ناحیه عمیق حوضه و تاکدیس‌های حاجی آباد و کلاتو در بخش نیمه عمیق حوضه قرار گرفته‌اند. همچنین تاکدیس‌های شاه چال، کوه بن دشت، مزبجان، گچ و نمک ده کوه در بخش کم عمق حوضه واقع شده‌اند. با توجه به عدم تغییرات ناگهانی ضخامت سازند دالان در دو سوی گسل هندورابی و متقاطع بودن منحنی‌های هم ضخامت با گسل، چنین به نظر می‌رسد گسل امتداد لغز هندورابی در حین رسوبگذاری سازند دالان در ناحیه فارس داخلی غیر فعال بوده است و در این زمان تأثیری بر تله‌های هیدروکربوری این ناحیه نگذاشته است (شکل ۳).



شکل ۳. نقشه هم‌ضخامت سازند دالان.



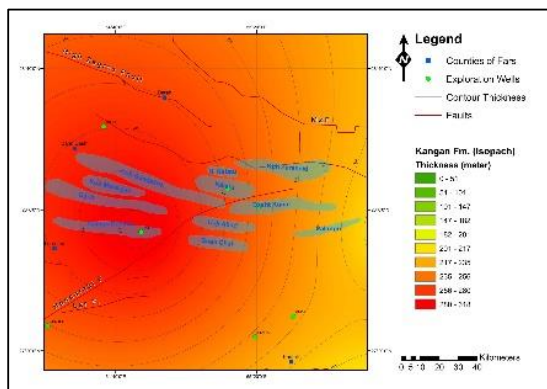
شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه.

روش کار

در این مطالعه با بهره‌گیری از داده‌های چاه‌های حفاری شده در ناحیه فارس داخلی، برای هر واحد رسوبی اقدام به تهیه نقشه‌های هم ضخامت گردید. سپس به منظور استخراج شکل بستر حوضه رسوبی در زمان رسوبگذاری و نیز تحلیل عملکرد گسل و تأثیر آن بر ساختارهای چین‌خورده، موقعیت گسل هندورابی به همراه تاکدیس‌ها و ساختارهای نمکی پیرامون آن در ناحیه فارس داخلی بر روی منحنی‌های هم ضخامت سازندها قرار داده شد تا علاوه بر مشخص سازی الگوی تکامل حوضه، الگوهای مناسبی برای عملکرد گسل پی سنگی هندورابی در بازه‌های زمانی مختلف در ناحیه فارس داخلی ارائه شود. با توجه به اهمیت تغییرات و تحولات سیستم هیدروکربوری در اکتشاف منابع هیدروکربوری، در این پژوهش نقشه‌های هم ضخامت بر اساس داده‌های چاه‌های حفاری منطقه و با استفاده از نرم‌افزار Arc GIS تهیه و مورد تحلیل و ارزیابی قرار گرفته شده است. شناخت دقیق عملکرد گسل‌های پی سنگی اصلی با نقش کنترل کننده کف حوضه‌های رسوبی به همراه تحولات رخ داده، عملکردهای متفاوتی را باعث می‌شود، به طوری که می‌تواند ماهیت یک سیستم هیدروکربوری و تله‌های هیدروکربوری ایجاد شده را دست خوش تغییر و تحول نماید.

سازند دالان

از نظر سنی قدیمی‌ترین سنگ مخزن شناخته شده در زاگرس سازند کربناتی دالان متعلق به پرمین است. سازند کربناتی دالان در یک محیط کم عمق ساحلی نهشته شده است (Szabo and kheradpir 1978). بر اساس منحنی هم ضخامت سازند دالان، ضخامت



شکل ۴. نقشه هم‌ضخامت سازند کنگان.

دولومیت، سنگ آهک و شیل تشکیل شده است (Ali, et al., 2013). ضخامت سازند دشتک در محدوده مورد مطالعه از ۵۰ تا ۱۱۰۰ متر متغیر است. تغییرات ضخامت این سازند از شمال به سمت جنوب روند افزایشی دارد. این سازند در بخش جنوب شرقی دارای بیشینه ضخامت به مقدار ۱۱۰۰ متر است و در مقابل در بخش مرکزی به سمت غرب ضخامت ناچیزی دارد. این سازند در محدوده تاقدیس‌های کوه بن دشت، مزيجان، گچ، نمک ده کوه دارای ضخامت کمی است و در بخش کم عمق حوضه نهشته شده است. در نقشه هم‌ضخامت سازند دشتک (شکل ۵) بالا آمدگی در بخش شمال غربی و فرونشستی در بخش جنوب غربی گسل امتداد لغز چپگرد هندورابی (در طرفین گسل) مشاهده می‌شود. این مورد می‌تواند موید عملکرد فعالیت گسل امتداد لغز چپگرد هندورابی در این بخش با مولفه فشاری در زمان رسوبگذاری سازند دشتک باشد فرونشست همراه با افزایش ضخامت متاثر از نیروهای کششی گردیده است. ضخامت تقریباً یکسان سازند دشتک در تاقدیس‌های نمک ده کوه، گچ، کوه مزيجان، کوه بن دشت نشان‌دهنده شرایط عمقی مشابه و در نتیجه شرایط یکسان رسوب گذاری در این تاقدیس‌ها می‌باشد. با توجه به اهمیت بررسی نفت‌گیرهای تاقدیسی در منطقه مورد مطالعه، تاقدیس‌های نمک ده کوه، گچ، مزيجان، بن دشت، کلاتو شمال و جنوبی و زراسپید در نواحی کم عمق حوضه و تاقدیس‌های حاجی آباد، شاه چال و پلنگو در بخش نیمه عمیق حوضه واقع شده‌اند. بنابراین به دلیل ضخامت کم سازند دشتک در تاقدیس‌های منطقه مورد مطالعه، این تاقدیس‌ها تله‌های هیدروکربوری ایده آلی نیستند. با توجه به افزایش ضخامت سازند

سازند کنگان

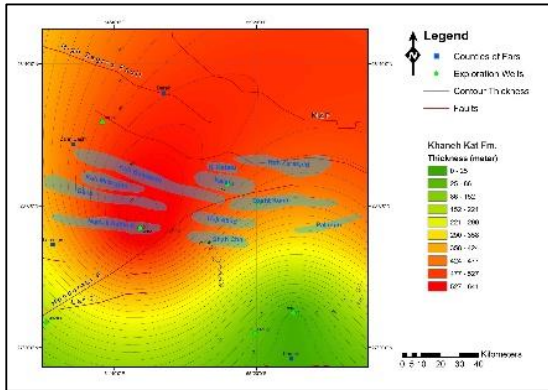
سازند کنگان با سن تریاس پیشین از کربنات و شیل‌های نازک لایه غنی از ماده آلی شکل گرفته است که پتانسیل زایش هیدروکربور را دارند. این لایه‌های غنی از ماده آلی همراه با لایه‌های دولومیتی و کربناته هستند که در زاگرس سنگ مخزن میادین گازی را تشکیل می‌دهند.

ضخامت سازند کنگان در محدوده مورد مطالعه از ۲۱۰ تا ۳۱۲ متر متغیر است. تغییرات ضخامت این سازند از شرق به سمت غرب روند افزایشی دارد. این سازند دارای کمینه ضخامت ۲۱۰ متر در بخش شرقی و بیشینه ضخامت ۳۱۲ متر در بخش غربی است (شکل ۴). ضخامت تقریباً یکسان سازند کنگان در تاقدیس‌های کوه مزيجان، گچ، نمک ده کوه و بخش غربی کوه بن دشت بیانگر شرایط رسوبگذاری یکسان در آن‌ها است. در بخش غربی منطقه مورد مطالعه یعنی در محدوده تاقدیس‌های کوه مزيجان، گچ، نمک ده کوه و کوه بن دشت یک فرونشست مشاهده می‌شود که این امر موید این است که منطقه در زمان نهشته شدن سازند کنگان تحت تأثیر نیروهای کششی بوده است. به عبارت دیگر این بخش در حین رسوبگذاری سازند کنگان در بخش عمیق حوضه قرار داشته است. با توجه به اهمیت بررسی نفت‌گیرهای تاقدیسی در منطقه مورد مطالعه، تاقدیس‌های بن دشت، مزيجان، گچ، نمک ده کوه و قسمت‌های غربی حاجی آباد و شاه چال و کلاتو شمالی و جنوبی در قسمت خیلی عمیق و دارای ضخامت زیاد قرار دارند و همچنین تاقدیس‌های پلنگو و بخش‌های شرقی دشت کنار و زراسپید در بخش نیمه عمیق تا کم عمق حوضه قرار دارند. گسل امتداد لغز هندورابی در بخش غربی منطقه مورد مطالعه با توجه به تغییرات ناگهانی ضخامت در دو سوی گسل در زمان نهشته شدن سازند کنگان دارای فعالیت بوده است. به احتمال زیاد فرونشست مشاهده شده در بخش غربی منطقه نیز مرتبط با فعالیت گسل هندورابی است.

سازند دشتک

سازند دشتک به سن تریاس میانی- پسین دارای نقش پوش سنگ است و عملکرد پوش سنگی آن در میدان‌های عظیم گازی فارس و خلیج فارس به اثبات رسیده است. این سازند عمدتاً از انیدریت، ژپس،

شمالی و جنوبی، بخش غربی حاجی آباد و شاه چال، بن‌دشت، بخش شرقی کوه مزيجان، گچ و نمک ده کوه در بخش عمیق - بسیار عمیق حوضه قرار دارند. بر اساس تغییرات ناگهانی ضخامت سازند خانه کت در دو سوی گسل، به نظر می‌رسد گسل هندورابی در زمان نهشته شدن سازند خانه کت دارای فعالیت بوده است.



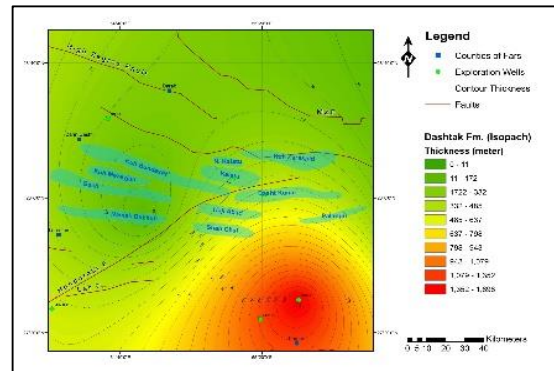
شکل ۶. نقشه هم‌ضخامت سازند خانه کت.

سازند سورمه

سازند آهکی سورمه معرف سنگ‌های ژوراسیک منطقه زاگرس، در بعضی از میدان‌های نفتی نظیر میدان‌های خارک و بوشهر به عنوان سنگ مخزن شناخته می‌شود (مطیعی، ۱۳۷۴). لیتولوژی سازند سورمه اساساً شامل آهک دولومیتی و دولومیت، آهک‌های رسی کم مقاوم می‌باشد (درویش زاده، ۱۳۷۰). سازند سورمه دارای ضخامت تقریبی ۶۰۰ تا ۹۵۰ متر در محدوده مورد بررسی می‌باشد (شکل ۷). این سازند بیشترین ضخامت را در بخش شمال - شمال غربی منطقه مورد مطالعه دارد که برابر ۹۵۰ متر می‌باشد و در مقابل کمترین ضخامت را به مقدار ۶۰۰ متر در بخش مرکزی منطقه مورد مطالعه داراست. با توجه به نقشه هم‌ضخامت افق سورمه، بخش‌های شمال - شمال غربی و جنوب منطقه مورد مطالعه در ناحیه نیمه عمیق حوضه واقع شده‌اند. ضخامت کم سازند سورمه در بخش مرکزی منطقه نشان دهنده تأثیر نیروهای فشارشی است که منجر به نهشته شدن سازند سورمه در بخش کم عمق حوضه شده است.

با توجه به اهمیت بررسی نفتگیرهای تاکدیدی در ناحیه فارس داخلی، تاکدیس‌های نمک ده کوه، بخش شرقی گچ، مزيجان و بن‌دشت، کلاتو شمالی و جنوبی، شاه چال، حاجی آباد، دشت کنار، کوه زراسپید و پلنگو در بخش کم عمق حوضه قرار گرفته‌اند. تنها بخش

دشتک از غرب به شرق به نظر می‌رسد که سازند دشتک در بخش مرکزی منطقه مورد مطالعه به سازند خانه کت تغییر رخساره داده باشد؛ از اینرو دیگر نقش پوش سنگ را در گروه دهرم ندارد. بر اساس تغییرات ناگهانی ضخامت سازند دشتک در دو سوی گسل هندورابی و توازی منحنی‌های هم‌ضخامت با گسل مابین محدوده بالاآمدگی و فرونشست حاصله، به نظر می‌رسد گسل هندورابی در زمان نهشته شدن سازند دشتک دارای فعالیت بوده است.

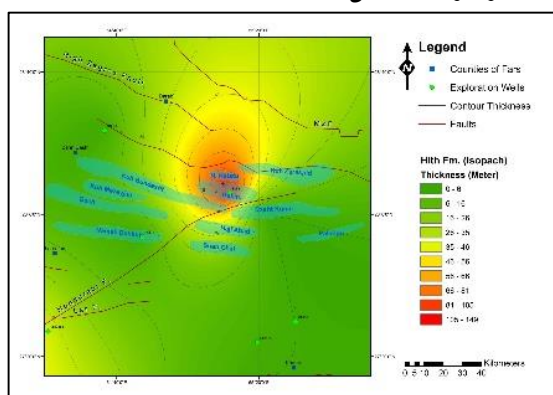


شکل ۵. نقشه هم‌ضخامت سازند دشتک.

سازند خانه کت

سازند کربناته خانه کت معرف رخساره‌های کربناته تریاس است. ضخامت سازند خانه کت در محدوده مورد مطالعه از ۲۰ تا ۶۲۰ متر متغیر است. تغییرات ضخامت این سازند از شمال به جنوب روند کاهشی دارد (شکل ۶). این سازند دارای کمینه ضخامت ۲۰ متر در بخش جنوب شرقی و بیشینه ضخامت ۶۲۰ متر در بخش مرکزی حوضه مورد مطالعه است. سازند خانه کت در محدوده تاکدیس‌های کوه بن‌دشت، مزيجان، گچ، نمک ده کوه دارای حداکثر ضخامت است و این امر بیانگر این موضوع است که سازند خانه کت در این محدوده تحت تأثیر نیروهای کششی در بخش عمیق حوضه نهشته شده است. در این بخش فرونشست حاصل از کشش در امتداد گسل راستالغز هندورابی کاملاً مشهود است. ضخامت کم سازند خانه کت در بخش جنوب - جنوب شرقی منطقه مورد مطالعه نشان دهنده تأثیر نیروهای فشارشی بر این بخش است. با توجه به اهمیت بررسی نفت گیرهای تاکدیدی در فارس داخلی، تاکدیس‌های پلنگو، بخش شرقی شاه چال و حاجی آباد و قسمت اعظم دشت کنار در بخش نیمه عمیق حوضه و تاکدیس‌های کوه زراسپید، کلاتو

هندورابی به صورت محلی و تنها این بخش از گسل به عنوان قطعه گسلی فعال در زمان رسوبگذاری این سازند در نظر گرفته می‌شود. همچنین در مورد تفسیر نقشه‌های هم ضخامت در خصوص سازندهای تبخیری، چنانچه افزایش ضخامت داشته باشیم به صورت محلی یا ناحیه‌ای، برعکس سایر موارد اصول تفسیر نقشه‌های هم ضخامت، می‌بایست این بخش‌ها را نشان‌دهنده کم عمق بودن حوضه رسوبگذاری و شرایط مناسب افزایش ضخامت سازندهای تبخیری در اثر بالا آمدگی ایجاد شده تحت تأثیر فعالیت گسل در بخش مذکور در نظر گرفت (شکل ۸).

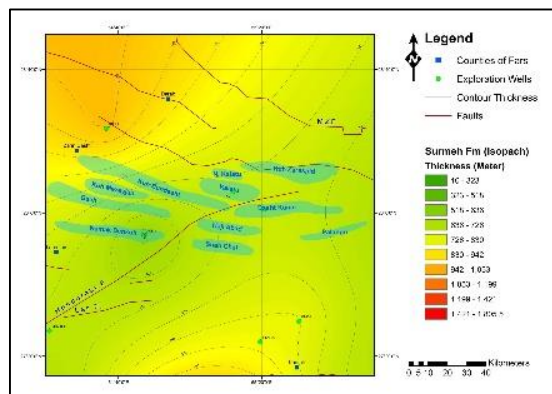


شکل ۸. نقشه هم‌ضخامت سازند هیث.

با توجه به اهمیت بررسی نفتگیرهای تاقدیسی در افق مورد مطالعه، تاقدیس‌های پلنگو، بخش شرقی دشت گنار و کوه زراسپید، شاه چال، حاجی آباد، نمک ده کوه، گچ، مزيجان بخش غربی کوه بُن دشت در بخش عمیق حوضه، بخش شرقی تاقدیس کوه بُن دشت، بخش غربی تاقدیس‌های دشت گنار و کوه زراسپید در بخش نیمه عمیق حوضه و همچنین تاقدیس‌های کلاتو شمالی و کلاتو جنوبی در بخش کم عمق حوضه واقع شده‌اند. کاهش عمق و بالا آمدگی در تاقدیس‌های کلاتو شمالی و کلاتو جنوبی شرایط لازم را برای رسوبگذاری سازند انیدریتی هیث فراهم کرده است. بر اساس تغییرات ناگهانی ضخامت در دو سوی گسل هندورابی، به احتمال زیاد این گسل در زمان رسوبگذاری سازند تبخیری هیث دارای فعالیت بوده است.

سازند فهلیان

سازند کربناته فهلیان به سن بریازین-والانترین یکی از سنگ مخزن‌های گروه خامی در جنوب غرب ایران به شمار می‌رود. ضخامت سازند فهلیان در منطقه مورد



شکل ۷. نقشه هم‌ضخامت سازند سورمه.

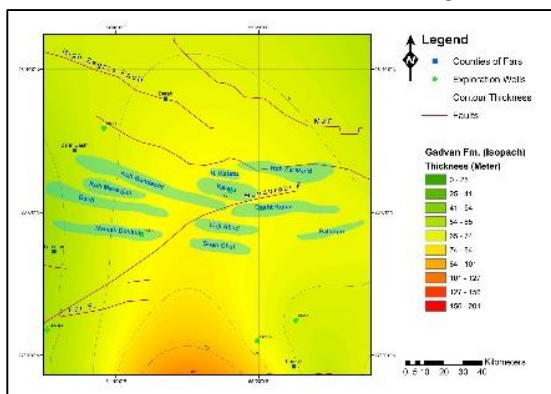
غربی تاقدیس‌های گچ، مزيجان و بُن دشت در بخش نیمه عمیق واقع شده‌اند. ضخامت تقریباً یکسان سازند سورمه در تاقدیس‌های منطقه بیانگر شرایط یکسان رسوبگذاری در آن‌ها است. بر اساس عدم تغییرات ناگهانی ضخامت سازند سورمه در دو سوی گسل، به نظر می‌رسد گسل هندورابی در زمان نهشته شدن سازند سورمه فاقد فعالیت بوده است.

سازند هیث

سازند هیث به سن ژوراسیک-کرتاسه پیشین از نظر لیتولوژی دارای انیدریت و شیل‌های آهکی است (مطیعی، ۱۳۷۴). سازند تبخیری هیث نقش پوش سنگ را برای مخازن سازند عرب دارد (مطیعی، ۱۳۷۴). ضخامت سازند هیث در منطقه مورد مطالعه از ۰ تا ۸۰ متر متغیر است. بیشینه ضخامت این سازند در بخش مرکزی منطقه مورد مطالعه می‌باشد. در بخش جنوب - جنوب شرقی منطقه مورد مطالعه ضخامتی از این سازند وجود ندارد. سازند هیث دارای لیتولوژی ژپیس و انیدریت در تناوب با دولومیت می‌باشد. از این رو ضخامت زیاد سازند هیث نشان‌دهنده بخش کم عمق حوضه و مناطقی که این سازند حضور ندارد به عنوان مناطق عمیق حوضه تلقی می‌گردد. از این رو بخش مرکزی منطقه مورد مطالعه در ناحیه کم عمق حوضه واقع شده و تحت تأثیر نیروهای فشارشی بالا آمده است. توضیحات بیشتر اینکه در زمان‌های مختلف، بر اساس رژیم تکتونیکی حاکم حین رسوبگذاری سازندهای مختلف، گسل‌های اصلی کنترل‌کننده کف حوضه رسوبی ممکن است به صورت محلی یا ناحیه‌ای (در کوچک مقیاس و بزرگ مقیاس) سبب تغییراتی در ضخامت سازندهای مورد نظر گردند. به همین دلیل در زمان رسوبگذاری سازند هیث، گسل

متر و دارای ضخامت ۸۳ متر می‌باشد.

ضخامت سازند شیلی-آهکی گدوان در منطقه مورد مطالعه از ۶۰ تا ۱۲۰ متر متغیر است. بیشینه ضخامت در بخش جنوبی و کمینه ضخامت در بخش غربی و جنوب غربی منطقه مورد مطالعه می‌باشد. ضخامت تقریباً یکسان سازند گدوان در تاقدیس‌های منطقه مورد مطالعه موید شرایط عمقی مشابه و شرایط رسوبگذاری یکسان در آن‌ها است. در بخش جنوبی منطقه مورد مطالعه ضخامت سازند گدوان تقریباً زیاد است این امر نشان دهنده نهشته شدن سازند گدوان در بخش نیمه عمیق حوضه می‌باشد. با توجه به اهمیت بررسی نفتگیرهای تاقدیسی در ناحیه فارس داخلی، تاقدیس‌های پلنگو، دشت کُنار، کوه زراسپید، کلاتو شمالی، کلاتو جنوبی، شاه چال، حاجی آباد، کوه بن دشت، مزيجان، گچ و نمک ده کوه در بخش نیمه عمیق تا کم عمق حوضه قرار دارند. بنابراین قرارگیری سازند گدوان در تاقدیس‌های منطقه مورد مطالعه در بخش کم عمق، سبب کاهش پتانسیل هیدروکربورزایی آن می‌شود. به دلیل عدم تغییرات ناگهانی ضخامت در دو سوی گسل هندورابی، این گسل در زمان نهشته شدن سازند گدوان فاقد فعالیت بوده است و تاثیر چندانی بر تله‌های هیدروکربوری منطقه مورد مطالعه نگذاشته است (شکل ۱۰).



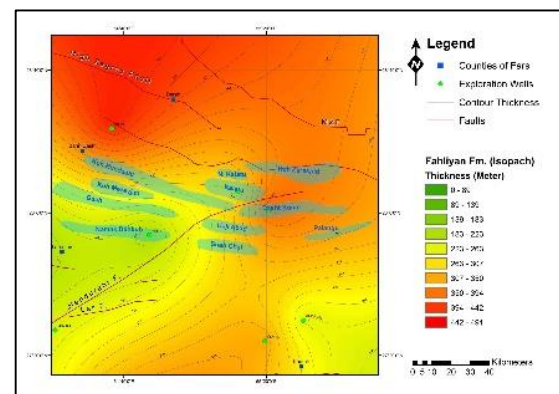
شکل ۱۰. نقشه هم‌ضخامت سازند گدوان.

سازند داریان

سازند داریان به سن آپتین-آلبین از گروه خامی با دارا بودن پتانسیل سنگ منشأ و در مواردی پتانسیل مخزنی اهمیت بسزایی دارد (مطیعی ۱۳۷۴). تاقدیس دشت کنار در افق داریان دارای عمق ۷۰۰ متر و دارای ضخامت ۱۷۱ متر می‌باشد. ضخامت سازند داریان در

مطالعه از ۲۱۰ تا ۴۵۰ متر متغیر است. بیشینه ضخامت این سازند در بخش شمال-شمال غربی و کمینه ضخامت این سازند در بخش جنوب-جنوب غربی می‌باشد.

بخش‌های شمال-شمال غربی و شمال-شمال شرقی در بخش بسیار عمیق تا عمیق حوضه، بخش جنوب شرقی و غربی در بخش کم عمق حوضه و سایر نواحی در بخش نیمه عمیق حوضه قرار گرفته‌اند. در بخش مرکزی، هم بالا آمدگی و هم فرو نشست مشاهده می‌شود که این امر سبب اختلاف عمق شده است. با توجه به اهمیت بررسی نفتگیرهای تاقدیسی در منطقه فارس داخلی، تاقدیس‌های نمک ده کوه، گچ، مزيجان در بخش کم عمق حوضه، تاقدیس‌های حاجی آباد، شاه چال، پلنگو، کلاتو و قسمت شرقی تاقدیس کوه بن دشت در بخش نیمه عمیق و تاقدیس‌های دشت کُنار و کوه زراسپید در بخش عمیق حوضه واقع شده‌اند. بر اساس تغییرات ناگهانی ضخامت در دو سوی گسل هندورابی، به نظر می‌رسد این گسل در زمان رسوبگذاری سازند فهلیان دارای فعالیت بوده است (شکل ۹).

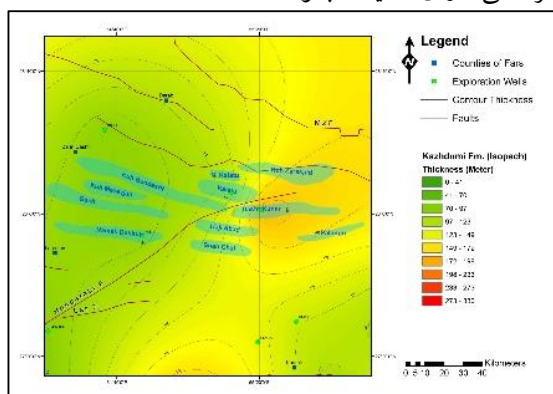


شکل ۹. نقشه هم‌ضخامت سازند فهلیان.

سازند گدوان

سازند گدوان از نظر وجود مواد آلی ضعیف است ولی گاهی به صورت محلی و محدود از نظر مواد آلی غنی می‌گردد. این سازند در شمال ناحیه فارس دیده می‌شود (Bordenave and Burwood 1990). در بخش زاگرس مرتفع این سازند دارای پتانسیل نفت‌زایی است. سازند گدوان پوش سنگ میدان‌های نفتی دورود و فروزان را تشکیل می‌دهد. بر اساس داده‌های حفاری تاقدیس دشت کُنار در افق گدوان دارای عمق ۷۸۳-

ولی به طور کلی می‌توان چنین گفت که سازند کژدمی در کل منطقه مورد مطالعه ضخامت متوسط تا کمی دارد و تغییرات ضخامت آن چندان قابل توجه نیست. بخش‌های شمال-شمال غربی، غربی و جنوب غربی منطقه مورد مطالعه در زمان نهشته شدن سازند کژدمی در بخش کم عمق حوضه و در ارتفاع بالاتری قرار داشته‌اند. با توجه به اهمیت بررسی نفتگیرهای تاکدوسی در فارس داخلی، تاکدیس‌های کوه بُن دشت، مزيجان، گچ، نمک ده کوه در بخش کم عمق حوضه و تاکدیس‌های کلاتو شمالی، کلاتوی جنوبی، حاجی آباد، شاه چال، پلنگو، زراسپید و دشت کُناَر در بخش نیمه عمیق حوضه قرار دارند (شکل ۱۲). بر اساس توازی منحنی‌های هم ضخامت با گسل هندورابی و تغییرات ناگهانی ضخامت در طرفین گسل در بخش شمال شرقی و شمال غربی- غربی، به نظر می‌رسد گسل هندورابی در زمان نهشته شدن سازند کژدمی دارای فعالیت بوده است.



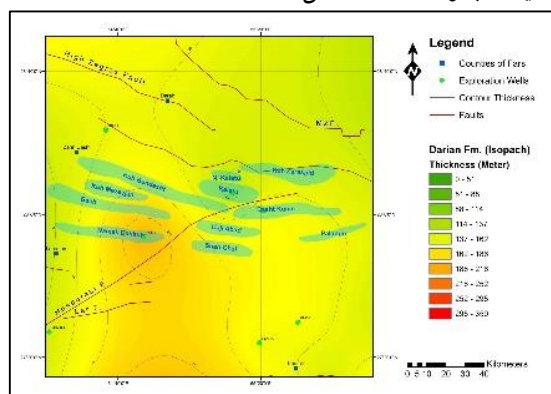
شکل ۱۲. نقشه هم‌ضخامت سازند کژدمی.

سازند سروک

در ناحیه فارس سازند سروک کمتر نفت خیز بوده و به عنوان یک سنگ مخزن پر توان شناخته نمی‌شود (مطیعی و همکاران ۱۳۷۲). انواع تخلخل در سازند سروک دیده می‌شود ولی تخلخل انحلالی و شکستگی‌های نقش عمده‌ای در کیفیت سنگ مخزن به عهده دارند، با وجود این شکستگی‌های سروک به مراتب از آسماری کمتر است (مطیعی، ۱۳۷۴). ضخامت سازند سروک در ناحیه فارس داخلی از ۲۰ تا ۳۶۰ متر متغیر است. حداکثر ضخامت این سازند در بخش شرقی و حداقل ضخامت آن در بخش‌های شمال غربی و جنوب شرقی می‌باشد. بر اساس منحنی هم ضخامت این سازند، در بخش شمال-شمال غربی و

منطقه مورد مطالعه از ۱۴۰ تا ۲۰۰ متر متغیر است. بر اساس نقشه هم ضخامت، سازند داریان در کل منطقه مورد مطالعه تغییرات ضخامت ناگهانی تنها در بخش میانی با ایجاد یک فرونشست محلی مشاهده می‌شود. این مورد همراه با افزایش ضخامت محلی در این ناحیه تحت تأثیر کشش محلی حاصل از فعالیت مولفه شیب‌لغز نرمال در این بخش از گسل می‌باشد. با توجه به تغییرات ضخامت سازند داریان به نظر می‌رسد که این سازند در زمان رسوبگذاری در بخش نیمه عمیق- کم عمق حوضه قرار داشته است.

با توجه به اهمیت بررسی نفتگیرهای تاکدوسی در ناحیه فارس داخلی، تاکدیس‌های پلنگو، دشت کُناَر، زراسپید، کلاتو، حاجی آباد، شاه‌چال، بن‌دشت، مزيجان، گچ و نمک ده کوه در بخش نیمه عمیق حوضه قرار دارند. بر اساس عدم تغییرات ناگهانی ضخامت سازند داریان پیرامون گسل به نظر می‌رسد گسل هندورابی در زمان نهشته شدن سازند داریان فاقد فعالیت بوده است (شکل ۱۱).



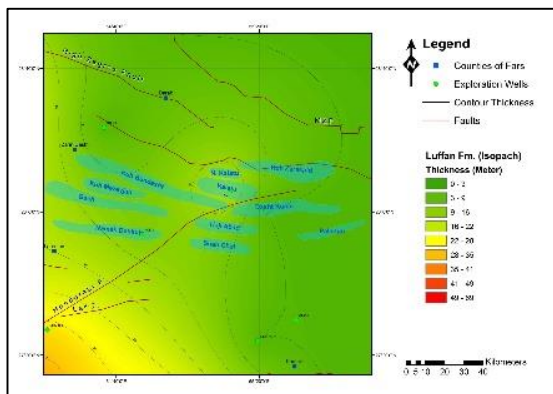
شکل ۱۱. نقشه هم‌ضخامت سازند داریان.

سازند کژدمی

سازند کژدمی مهم‌ترین سنگ منشاء برای مخازن آسماری به شمار می‌آید. این سازند در ناحیه فارس از نظر مواد آلی فقیر می‌باشد. در نتیجه سازند کژدمی در ناحیه فارس و لرستان سنگ منشاء محسوب نمی‌شود (Bordenave and Burwood 1990).

بر اساس داده‌های حفاری تاکدیس دشت کُناَر در افق کژدمی، این سازند در عمق ۵۲۹- متر قرار گرفته و دارای ضخامت ۱۹۱ متر می‌باشد. ضخامت سازند کژدمی در منطقه مورد مطالعه از ۸۰ تا ۱۹۱ متر متغیر است. کمینه ضخامت این سازند در بخش غربی و بیشینه ضخامت آن در بخش‌های شرقی و جنوبی می‌باشد.

غرب، شمال-شمال شرق، شرق، جنوب-جنوب شرق و مرکز در بخش کم عمق حوضه و بخش جنوب-جنوب غرب در بخش عمیق حوضه قرار دارند. با توجه به اهمیت بررسی نفتگیرهای تاکدیدی در ناحیه فارس داخلی، تاکدیس‌های پلنگو، دشت کنار، زراسپید، کوه بن‌دشت، کوه مزبجان، گچ، نمک ده کوه، کلاتو شمالی و جنوبی، حاجی آباد و شاه چال در بخش کم عمق حوضه قرار گرفته‌اند. بر اساس عدم تغییرات ناگهانی ضخامت در دو سوی گسل به نظر می‌رسد گسل هندورابی در زمان نهشته شدن سازند لافان در ناحیه فارس داخلی فاقد فعالیت بوده است (شکل ۱۴).



شکل ۱۴. نقشه هم‌ضخامت سازند لافان.

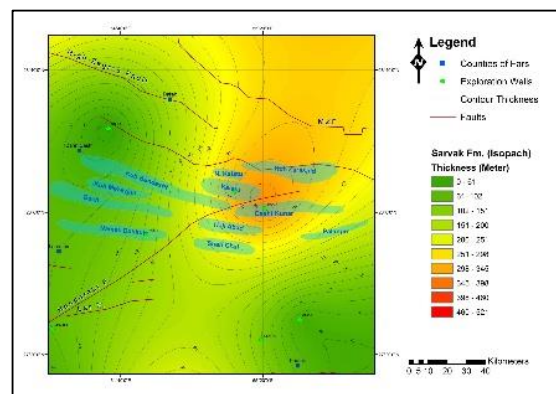
سازند ایلام

سازند ایلام به سن ساتونین تا کامپانین از نظر لیتولوژی شامل سنگ آهک‌های رسی دانه ریز است. سازند ایلام به عنوان قسمتی از مخزن بنگستان در نظر گرفته می‌شود و از آنجا که قسمتی از قاعده این سازند در محیط ساحلی و ساحلی رودیستی شکل گرفته، از تخلخل بالایی برخوردار است. این سازند دارای دو رخساره ناحیه عمیق در ناحیه لرستان و ناحیه کم عمق در فروافتادگی دزفول و فارس می‌باشد (Setudehnia, 1978). بر اساس داده‌های حفاری تاکدیس دشت کنار در افق ایلام دارای عمق ۴۰ متر و دارای ضخامت ۲۳ متر می‌باشد. ضخامت سازند ایلام در ناحیه فارس داخلی از ۱۰ تا ۱۳۰ متر متغیر است. حداکثر ضخامت این سازند در بخش مرکزی و حداقل ضخامت آن در بخش‌های جنوب-جنوب شرقی و غربی منطقه مورد مطالعه می‌باشد. با توجه به نقشه هم‌ضخامت، بخش شمالی منطقه مورد مطالعه در محدوده نیمه عمیق

همچنین جنوب-جنوب شرقی منطقه مورد مطالعه بالا آمدگی مشاهده می‌شود که نشان‌دهنده تأثیر نیروهای فشارشی بر این بخش‌ها می‌باشد. بخش‌های ذکر شده در زمان نهشته شده سازند سروک در بخش کم عمق حوضه قرار داشته‌اند.

سازند سروک در بخش شرقی منطقه مورد مطالعه در بخش عمیق حوضه نهشته شده است به طوری که فرونشست حاصل از نیروهای کششی را به وضوح می‌توان در این بخش مشاهده کرد.

با توجه به اهمیت بررسی نفتگیرهای تاکدیدی در ناحیه فارس داخلی، تاکدیس‌های کوه مزبجان، غرب بن‌دشت و نمک ده کوه دارای عمق و ضخامت بسیار کم و شاه چال، حاجی آباد، کلاتو شمالی، کلاتو جنوبی، پلنگو از عمق و ضخامت زیادی برخوردار بوده و عمیق و ضخیم می‌باشد و شرق کلاتو و غرب زراسپید و دشت کنار دارای عمق و ضخامت متوسط می‌باشد. با توجه متقاطع بودن منحنی‌های هم‌ضخامت با گسل هندورابی و عدم تغییرات ناگهانی ضخامت در دو سوی گسل، احتمالاً گسل هندورابی در زمان نهشته شدن سازند سروک غیر فعال بوده است (شکل ۱۳).

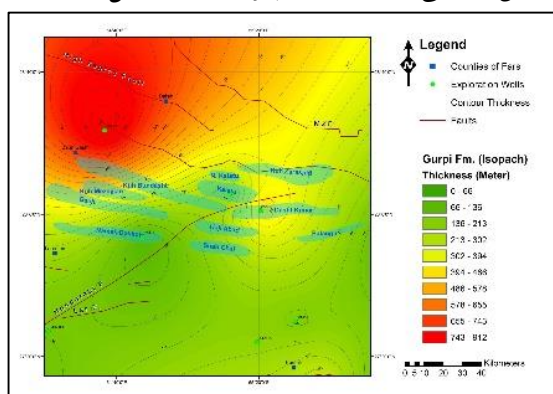


شکل ۱۳. نقشه هم‌ضخامت سازند سروک.

سازند لافان

این افق دارای سن کورونین تا کنیاسین پسین است (مطیعی، ۱۳۷۲). لیتولوژی این سازند شامل زغال پریت می‌باشد و به عنوان سنگ منشا شناخته می‌شود. حداکثر ضخامت سازند لافان در محدوده مورد مطالعه به ۳۰ متر و در کمترین حالت به ۱۰ متر می‌رسد. تغییرات ضخامت سازند لافان از شمال شرق به جنوب غرب روند افزایشی دارد. با توجه به منحنی‌های هم‌ضخامت در افق مورد مطالعه، بخش‌های شمال-شمال

گورپی بر این بخش می‌باشد. با توجه به اهمیت بررسی نفتگیرهای تاکدیس در منطقه فارس داخلی، تاکدیس‌های زراسپید، دشت کنار، پلنگو، کلاتو شمال و جنوبی، حاجی آباد، شرق شاه چال در بخش کم نیمه عمیق حوضه، تاکدیس‌های نمک ده کوه، غرب شاه چال و غرب حاجی آباد در بخش کم عمق حوضه و همچنین بخش غربی تاکدیس مزبجان، غرب بن دشت و قسمت کمی از گچ در بخش عمیق و بسیار عمیق حوضه قرار دارند. بر اساس عدم تغییرات ناگهانی ضخامت در دو سوی گسل به نظر می‌رسد گسل هندورابی در زمان نهشته شدن سازند گورپی در ناحیه فارس داخلی فاقد فعالیت بوده است (شکل ۱۶).

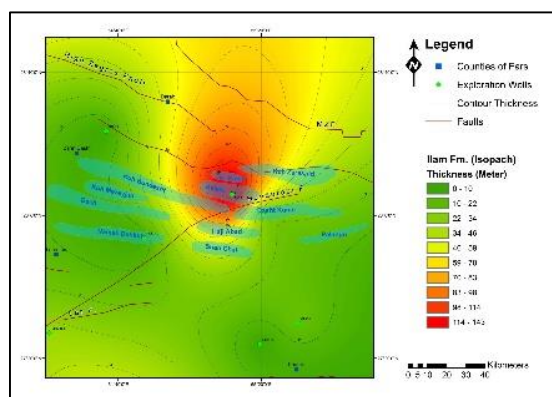


شکل ۱۶. نقشه هم‌ضخامت سازند گورپی.

سازند تاربور

سازند تاربور در مناطق مرکزی فارس و در بین دو واحد کمی هوازده‌ی سازندهای گورپی و ساچون دیده می‌شود. جنس این سازند اساساً شامل آهک‌های توده‌ای صدف دار و گاه انیدریت به رنگ کرم تا خاکستری است (درویش زاده، ۱۳۸۷). بر اساس داده‌های حفاری تاکدیس دشت کنار در افق تاربور دارای عمق ۵۸۷ متر و ضخامت ۱۴۰ متر می‌باشد. ضخامت سازند تاربور در محدوده مورد مطالعه از ۲۵ تا ۴۰۰ متر متغیر است. این سازند دارای کمینه ضخامت ۲۵ متر در بخش مرکزی و بیشینه ضخامت ۴۰۰ متر در بخش شمال غربی منطقه مورد مطالعه است. بنابراین بخش شمال غربی ناحیه فارس داخلی در زمان رسوبگذاری سازند تاربور در ناحیه عمیق حوضه قرار گرفته و متأثر از نیروهای کششی بوده است. علاوه بر این، بخش مرکزی منطقه مورد مطالعه نیز در زمان رسوبگذاری سازند تاربور در بخش کم عمق حوضه قرار داشته است این امر بر اساس بالا آمدگی بخش مرکزی کاملاً مشهود است (شکل ۱۷).

حوضه، بخش مرکزی در ناحیه عمیق حوضه واقع شده است. با توجه به اهمیت بررسی نفتگیرهای تاکدیس، تاکدیس‌های پلنگو، بخش شرقی دشت کنار، نمک ده کوه، گچ، مزبجان و بخش غربی کوه بن دشت در ناحیه بسیار کم عمق و تاکدیس‌های کلاتو شمالی و جنوبی و بخش شرقی کوه بن دشت در ناحیه بسیار عمیق حوضه قرار گرفته‌اند. قرارگیری سازند ایلام در ناحیه کم عمق در حفظ تخلخل این سازند موثر بوده است. بر اساس تغییرات ناگهانی ضخامت در دو سوی گسل به نظر می‌رسد گسل هندورابی در زمان نهشته شدن سازند ایلام در بخش مرکزی ناحیه فارس داخلی دارای فعالیت بوده است. به احتمال زیاد فرونشست قابل مشاهده در بخش مرکزی منطقه مورد مطالعه حاصل کشش در امتداد گسل راستالغز هندورابی است (شکل ۱۵).

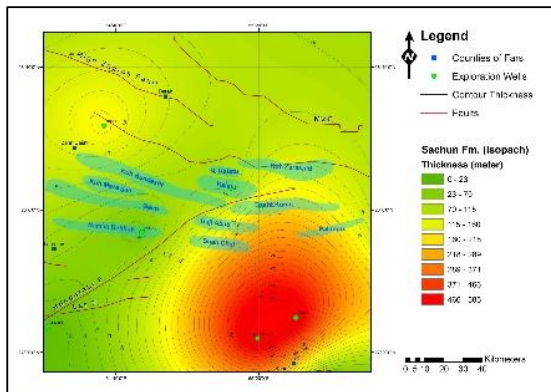


شکل ۱۵. نقشه هم‌ضخامت سازند ایلام.

سازند گورپی

سازند گورپی به ندرت نقش پوش سنگ را ایفا می‌کند و اغلب به صورت سنگ منشأ عمل می‌کند. بر اساس داده‌های حفاری تاکدیس دشت کنار در افق گورپی دارای عمق ۶۳ متر و ضخامت ۴۰۷ متر می‌باشد. ضخامت سازند گورپی در ناحیه فارس داخلی از ۱۰۵ تا ۸۱۵ متر متغیر است. بیشینه ضخامت این سازند در بخش شمال-شمال غربی و کمینه ضخامت آن در بخش جنوب غربی مشاهده می‌شود. از اینرو بخش شمال-شمال غربی منطقه مورد مطالعه در زمان نهشته شدن سازند گورپی در بخش عمیق حوضه و بخش‌های جنوب-جنوب شرقی، جنوب-جنوب غربی در بخش کم حوضه قرار داشته‌اند. در بخش مرکزی دو بالا آمدگی مشاهده می‌شود که نشان دهنده حاکم بودن نیروهای فشارشی در زمان نهشته شدن سازند

بخش کم عمق حوضه و نیز تاقدیس‌های شاه چال، پلنگو، حاجی آباد و دشت کنار در بخش نیمه عمیق حوضه واقع شده‌اند. با توجه به تغییرات ناگهانی ضخامت در دو سوی گسل هندورابی به نظر می‌رسد این گسل در زمان نهشته شدن سازند ساچون دارای فعالیت بوده است. احتمالاً فرونشست مشاهده شده در بخش جنوب شرقی متأثر از عملکرد گسل راستالغز هندورابی است (شکل ۱۸).

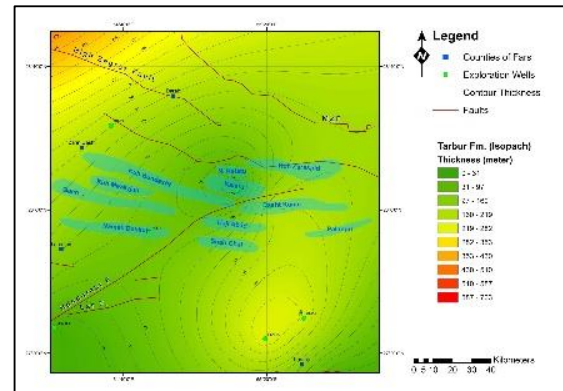


شکل ۱۸. نقشه هم‌ضخامت سازند ساچون.

سازند جهرم

سازند جهرم به سن پالئوسن - ائوسن میانی یکی از سازندهای مخزنی مهم در حوزه زاگرس است. این سازند از نظر لیتولوژی شامل دولومیت‌های قهوه‌ای رنگ و توده‌ای در بخش زیرین، دولومیت‌های لایه نازک تا لایه متوسط بخش میانی و آهک دولومیتی با میکروفسی‌های فراوان در بخش فوقانی است (درویش زاده، ۱۳۷۰). سازند جهرم به صورت پوش سنگ دیده نمی‌شود. بعضی اوقات به عنوان پوش سنگ فرعی شناسایی می‌شود. بر اساس داده‌های حفاری تاقدیس دشت کنار در افق جهرم دارای عمق ۱۰۸۲ متر و دارای ضخامت ۲۴۶ متر می‌باشد. ضخامت سازند جهرم در ناحیه فارس داخلی از ۲۰ تا ۴۴۰ متر متغیر است. این سازند دارای کمینه ضخامت ۲۰ متر در بخش جنوب غربی و بیشینه ضخامت ۴۴۰ متر در بخش شرقی منطقه مورد مطالعه است.

بخش جنوب غربی ناحیه فارس داخلی در زمان نهشته شدن سازند جهرم در ناحیه کم عمق حوضه، بخش‌های شمال - شمال غربی و جنوب - جنوب شرقی در بخش نیمه عمیق حوضه و شمال - شمال شرقی و شرقی منطقه مورد مطالعه در بخش عمیق حوضه قرار داشته‌اند. در بخش جنوب غربی ناحیه مورد بررسی یک بالا



شکل ۱۷. نقشه هم‌ضخامت سازند تاربور.

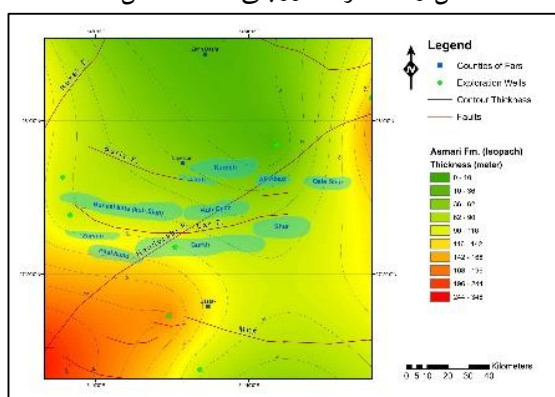
با توجه به اهمیت بررسی نفتگیرهای تاقدیسی در ناحیه فارس داخلی، تاقدیس‌های نمک ده کوه، غرب شاه چال، حاجی آباد، کلاتو شمالی، کلاتو جنوبی، بخش شرقی بن دشت، مزيجان، گچ و بخش غربی زراسپید در ناحیه بسیار کم عمق و بخش شرق تاقدیس دشت کنار و شاه چال و همچنین پلنگو در ناحیه نیمه عمیق حوضه قرار گرفته‌اند. بر اساس عدم تغییرات ناگهانی ضخامت در دو سوی گسل به نظر می‌رسد گسل هندورابی در زمان نهشته شدن سازند تاربور در ناحیه فارس داخلی فاقد فعالیت بوده است.

سازند ساچون

سازند ساچون از نظر لیتولوژی شامل ژپیس، مارن و دولومیت است. این سازند فقط در مناطق فارس داخلی دیده می‌شود (درویش زاده، ۱۳۷۰). بر اساس داده‌های حفاری تاقدیس دشت کنار در افق ساچون دارای عمق ۷۲۷ متر و ضخامت ۱۷۵ متر می‌باشد. ضخامت سازند ساچون در محدوده مورد مطالعه از ۲۰ تا ۵۶۰ متر متغیر است این سازند دارای کمینه ضخامت ۲۰ متر در بخش جنوب غربی و بیشینه ضخامت ۵۶۰ متر در بخش جنوب شرقی ناحیه فارس داخلی است. از اینرو بخش جنوب شرقی ناحیه فارس داخلی در زمان نهشته شدن سازند ساچون در ناحیه بسیار عمیق حوضه قرار داشته است و تحت تأثیر نیروهای کششی بوده است این امر با توجه به فرونشست بخش جنوب شرقی کاملاً مشهود است. علاوه بر این در بخش شمال غربی منطقه مورد مطالعه یک بالا آمدگی مشاهده می‌شود که بیانگر تأثیر نیروهای فشارشی بر این بخش می‌باشد.

با توجه به اهمیت بررسی نفتگیرهای تاقدیسی در ناحیه فارس داخلی، تاقدیس‌های کلاتو شمالی و جنوبی، زراسپید، نمک ده کوه، گچ، مزيجان و بن دشت در

به اهمیت بررسی نفتگیرهای تاقدیسی ناحیه فارس داخلی، تاقدیس‌های نمک ده کوه، گچ، کوه مزبجان و کوه بُن دشت در بخش کم حوضه و در ارتفاع بالاتر و تاقدیس‌های دشت کُنار، کوه زراسپید و بخش شرقی تاقدیس‌های حاجی آباد و کلاتو در بخش عمیق حوضه واقع شده‌اند. با توجه به تغییرات ناگهانی ضخامت در دو سوی گسل هندورابی به نظر می‌رسد این گسل در زمان نهشته شدن سازند آسماری در ناحیه فارس داخلی فعال بوده است. احتمالاً فرونشست مشاهده شده در بخش شرقی منطقه مورد مطالعه حاصل کشش در امتداد گسل راستالغز هندورابی است (شکل ۲۰).

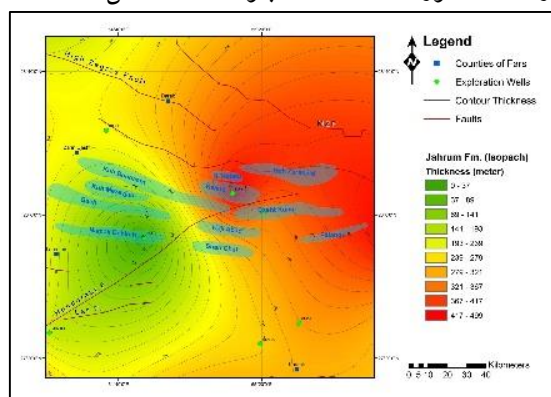


شکل ۲۰. نقشه هم‌ضخامت سازند آسماری.

سازند گچساران

سازند گچساران به سن میوسن پیشین مهم‌ترین سازند پوش سنگ محسوب می‌شود. جنس این سازند بیشتر از رسوبات تبخیری است که بهترین گسترش آن در میدان نفتی گچساران است. مهم‌ترین اهمیت آن پوش سنگ بودن این سازند برای سنگ مخزن آسماری است که به علت شکل‌پذیری خوب و تراوایی کم یک پوش سنگ بسیار خوب را به وجود آورده است. ضخامت سازند گچساران در ناحیه فارس داخلی از ۰ تا ۵۶۰ متر متغیر است. تغییرات ضخامت این سازند از شمال به جنوب روند افزایشی دارد. این سازند دارای بیشینه ضخامت ۵۶۰ متر در بخش جنوبی منطقه مورد مطالعه است. در بخش شمال غربی و غربی ضخامتی از این سازند وجود ندارد. بخش عمده ناحیه فارس داخلی در زمان رسوبگذاری سازند گچساران در بخش کم عمق حوضه قرار داشته است که بیانگر تأثیر نیروهای فشارشی است. در بخش مرکزی منطقه مورد مطالعه یک فرونشست بسیار خفیف مشاهده می‌شود. احتمالاً این فرونشست حاصل کشش در امتداد گسل هندورابی

آمدگی مشاهده می‌شود که بیانگر تأثیر نیروهای فشارشی بر این بخش است. با توجه به اهمیت بررسی نفتگیرهای تاقدیسی ناحیه فارس داخلی، تاقدیس‌های نمک ده کوه، گچ، مزبجان در بخش کم عمق حوضه، تاقدیس‌های کوه بُن دشت، حاجی آباد و شاه چال در بخش نیمه عمیق حوضه و همچنین تاقدیس‌های کلاتو شمالی و جنوبی، دشت کُنار، پلنگو و زراسپید در بخش بسیار عمیق حوضه واقع شده‌اند. با توجه به تغییرات ناگهانی ضخامت در دو سوی گسل هندورابی به نظر می‌رسد این گسل در زمان نهشته شدن سازند جهرم در منطقه مورد مطالعه فعال بوده است (شکل ۱۹).



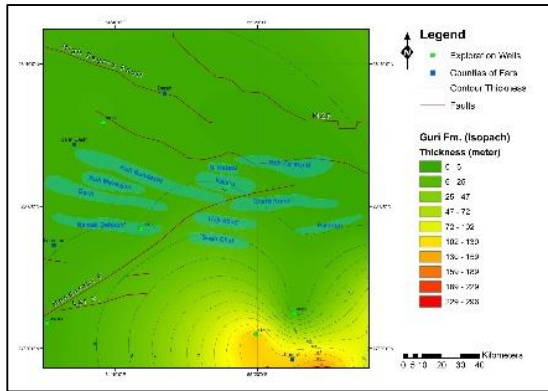
شکل ۱۹. نقشه هم‌ضخامت سازند جهرم.

سازند آسماری

سازند آسماری به سن الیگو-میوسن غنی‌ترین مخزن نفتی ایران و خاورمیانه و یکی از غنی‌ترین مخازن کربناته جهان است که بخش اعظم تخلخل و تراوایی این سازند مربوط به تخلخل حاصل از شکستگی است. سازند آسماری کم عمق‌ترین افق تولید نفت در جنوب غرب ایران محسوب می‌شود و در اکثر میدان‌های نفت خیز می‌باشد. تقریباً سه چهارم نفت در جای شناخته شده در جنوب غرب ایران در مخازن آسماری انباشته شده است (مطیعی، ۱۳۷۴).

ضخامت سازند آسماری در ناحیه فارس داخلی از ۰ تا ۲۲۰ متر متغیر است. این سازند دارای حداکثر ضخامت ۲۲۰ متر در بخش شرقی منطقه مورد مطالعه است. در بخش شمال غربی ضخامتی از سازند آسماری وجود ندارد. بخش‌های شمال-شمال غربی، شمال-شمال شرقی، غربی و جنوب غربی در ناحیه کم عمق حوضه، بخش‌های جنوب-جنوب غربی و جنوب-جنوب شرقی در ناحیه نیمه عمیق حوضه و بخش شرقی منطقه مورد مطالعه در ناحیه عمیق حوضه قرار دارند. با توجه

ضخامت در دو سوی گسل هندورابی به نظر می‌رسد این گسل در زمان نهشته شدن سازند گوری در ناحیه فارس داخلی فعالیت بسیار کمی داشته است (شکل ۲۲).



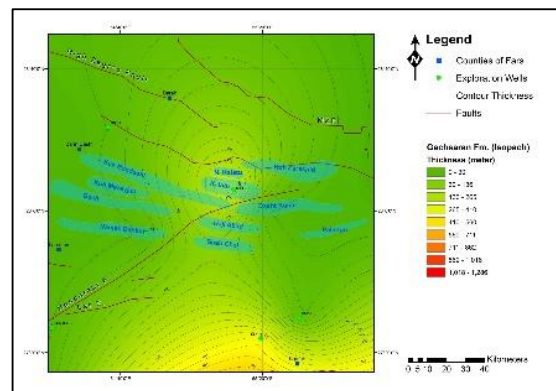
شکل ۲۲. نقشه هم‌ضخامت سازند گوری.

نتیجه‌گیری:

نقشه‌های هم‌ضخامت سازندها در ناحیه فارس داخلی نشان‌دهنده ضخامت‌ها و عمق‌های گوناگون در افق‌های چینه‌شناسی مختلف است. با استفاده از این نقشه‌ها فرونشست و بالا آمدگی بلوک‌های محصور به گسل هندورابی شناسایی شد. تغییرات ضخامت در سازندها احتمالاً تحت تأثیر عوامل تکتونیک نظیر عملکرد گسل‌های پی‌سنگی و یا حتی پیشروی و پسروی دریا رخ داده است. به نظر می‌رسد گسل امتدادلغز هندورابی تأثیر قابل ملاحظه‌ای بر گسترش سیستم هیدروکربوری در ناحیه فارس داخلی داشته است.

بر اساس منحنی هم‌ضخامت تهیه شده برای سازند دالان چنین به نظر می‌رسد گسل هندورابی در زمان نهشته شدن سازند دالان فاقد فعالیت بوده است. بخش‌های شرقی و شمال شرقی منطقه مورد مطالعه در حین رسوبگذاری سازند دالان در ناحیه عمیق حوضه قرار داشته‌اند. احتمالاً این فرونشست منجر به کاهش تخلخل و نفوذپذیری سازند دالان شده و تأثیر منفی بر پتانسیل هیدروکربورزایی این سازند در تاقدیس‌های زراسپید، پلنگو و دشت کُناَر گذاشته است. علاوه بر این در بخش غربی منطقه مورد مطالعه، قرارگیری سازند دالان در محدوده تاقدیس‌های کوه بن‌دشت، کوه مزيجان، گچ و نمک ده کوه در ناحیه کم عمق حوضه، در حفظ تخلخل اولیه این سازند تأثیرگذار بوده است و افزایش خواص مخزنی گروه دهرم را سبب گردیده است.

است. با توجه به اهمیت بررسی نفتگیرهای تاقدیسی در ناحیه فارس داخلی، تاقدیس‌های پلنگو، بن‌دشت، مزيجان، گچ و نمک ده کوه در محدوده بسیار کم عمق حوضه و تاقدیس‌های کلاتو شمال و جنوبی، بخش شرقی بن‌دشت و بخش شمالی حاجی آباد در ناحیه نیمه عمیق حوضه واقع شده‌اند. بر اساس تغییرات منحنی‌های هم‌ضخامت در دو سوی گسل هندورابی و توازی گسل در زمان نهشته شدن سازند گچساران در ناحیه فارس داخلی فعال بوده است (شکل ۲۱).



شکل ۲۱. نقشه هم‌ضخامت سازند گچساران.

سازند گوری

سازند گوری در قائدهی سازند میشان در فارس دیده می‌شود و متعلق به محیط دریایی کم عمق است. این سازند معمولاً به عنوان سنگ مخزن شناخته می‌شود. لیتولوژی سازند گوری شامل آهک ریفی و شیل می‌باشد که این سازند دارای سن الیگوسن - میوسن است (مطیعی، ۱۳۷۲). ضخامت سازند گوری در محدوده مورد مطالعه از ۰ تا ۱۶۵ متر متغیر است. تغییرات ضخامت این سازند از شمال غربی به جنوب شرقی روند افزایشی دارد. این سازند دارای بیشینه ضخامت ۱۵۰ متر در بخش جنوب شرقی حوضه مورد مطالعه است. در بخش شمالی منطقه مورد سازند گوری وجود ندارد. بخش جنوب-جنوب شرقی منطقه مورد مطالعه در زمان نهشته شدن سازند گوری تحت تأثیر نیروهای کششی در ناحیه عمیق حوضه واقع شده است. سازند گوری در تاقدیس‌های کوه مزيجان، گچ، نمک ده کوه، کوه بن‌دشت، کلاتو شمالی و جنوبی، کوه زراسپید، دشت کُناَر و پلنگو وجود ندارد. این سازند تنها در تاقدیس‌های شاه چال و حاجی آباد دارای ضخامت ناچیزی است. با توجه به تغییرات ناچیز

حفظ تخلخل سازند فهلیان شده و کیفیت مخزنی این سازند را در گروه خامی افزایش می‌دهد.

- گسل هندورابی در حین رسوبگذاری سازند گدوان فاقد فعالیت بوده است. ضخامت کم سازند گدوان در محدودهٔ تاقدیس‌های منطقهٔ مورد مطالعه تأثیر منفی بر پتانسیل هیدروکربورزایی آن می‌گذارد و اهمیت پوش سنگ بودن این سازند را در گروه خامی کاهش می‌دهد.

- در حین نهشته شدن سازند داریان گسل راستالغز هندورابی فاقد فعالیت بوده است. با توجه به عدم تأثیر گسل هندورابی بر سازند داریان، ضخامت این سازند در دو سوی گسل تغییری نکرده است.

- گسل هندورابی در زمان نهشته شدن سازند کژدمی در ناحیهٔ فارس داخلی دارای فعالیت بوده است. قرارگیری سازند کژدمی در بخش کم عمق حوضه تأثیر منفی بر تجمع و توزیع مواد آلی در این سازند گذاشته و پتانسیل هیدروکربورزایی این سازند را کاهش داده است، از این رو سازند کژدمی در ناحیهٔ فارس ساحلی سنگ منشأ محسوب نمی‌شود.

- گسل هندورابی در زمان نهشته شدن سازند سروک در ناحیهٔ فارس داخلی فاقد فعالیت بوده است. قرارگیری سازند سروک در محدودهٔ تاقدیس‌های زراسپید، کلاتو شمالی، کلاتو جنوبی و دشت کُنا در بخش عمیق حوضه سبب کاهش تخلخل این سازند شده و اهمیت مخزنی سازند سروک را در گروه بنگستان کاهش می‌دهد.

- گسل راستالغز هندورابی در زمان نهشته شدن سازندهای ایلام و ساچون در ناحیهٔ فارس داخلی دارای فعالیت و در زمان نهشته شدن سازندهای گورپی و تاربور فاقد فعالیت بوده است.

- گسل هندورابی در زمان رسوبگذاری سازند جهرم در ناحیهٔ فارس داخلی دارای فعالیت بوده است. به احتمال زیاد بالا آمدگی در بخش جنوب غربی منطقهٔ مورد مطالعه متأثر از عملکرد گسل هندورابی می‌باشد. به نظر می‌رسد قرارگیری این سازند در محدودهٔ تاقدیس‌های نمک ده کوه، گچ و مزيجان در بخش کم عمق حوضه سبب محفوظ ماندن تخلخل اولیه سازند جهرم و در نتیجه افزایش ارزش مخزنی این سازند شده است.

- گسل هندورابی در حین رسوبگذاری سازند کنگان در بخش غربی منطقهٔ مورد مطالعه دارای فعالیت بوده است. بنابراین می‌توان چنین گفت که فعالیت گسل هندورابی در تریاس پیشین، همزمان با نهشته شدن سازند کنگان آغاز شده است و رخساره‌های رسوبی موجود در پوشش رسوبی روی پی سنگ را کنترل نموده است و سبب ایجاد تغییراتی در ضخامت پوشش رسوبی شده است. به نظر می‌رسد فرونشست مشاهده شده در بخش غربی منطقهٔ مورد مطالعه حاصل کشش در امتداد گسل راستالغز هندورابی بوده است. از این رو احتمالاً این فرونشست سبب افزایش عمق تدفین و کاهش تخلخل سازند کنگان شده است و پتانسیل هیدروکربوری این سازند را در تاقدیس‌های کوه بن‌دشت، کوه مزيجان، گچ و نمک ده کوه کاهش داده است.

- بر اساس نقشهٔ هم‌ضخامت سازند دشتک، گسل هندورابی در زمان نهشته شدن این سازند فعال بوده است. ضخامت کم و نازک شدگی سازند دشتک به عنوان پوش سنگ اصلی گروه دهرم در تاقدیس‌های منطقهٔ مورد مطالعه منجر به کاهش پتانسیل هیدروکربورزایی این سازند شده و از اهمیت تله‌های تاقدیسی این ناحیه کاسته است. علاوه بر این به دلیل تغییر رخسارهٔ سازند دشتک به سازند خانه کت نقش این سازند به عنوان پوش سنگ کاهش یافته است.

- گسل راستالغز هندورابی در حین رسوبگذاری سازند سورمه فاقد فعالیت بوده است.

- گسل راستالغز هندورابی در حین رسوبگذاری سازند هیث دارای فعالیت بوده است. کاهش عمق و بالا آمدگی در تاقدیس‌های کلاتو شمالی و کلاتو جنوبی شرایط لازم را برای رسوبگذاری سازند انیدریتی هیث فراهم کرده است.

- در زمان رسوبگذاری سازند کربناته فهلیان گسل هندورابی فعال بوده است. به نظر می‌رسد عملکرد گسل هندورابی موجب قرارگیری سازند فهلیان در محدودهٔ تاقدیس‌های نمک ده کوه، گچ، کوه مزيجان، بخش شرقی کوه بُن‌دشت، شاه چال و حاجی آباد در بخش کم عمق حوضه نسبت به محدودهٔ تاقدیس‌های دشت کُنا و کوه زراسپید و بخش غربی کوه بُن‌دشت شده است. قرارگیری در بخش کم عمق حوضه سبب



۸- صداقت زاده، ز.، و دیگران، ۱۳۹۱. استان شناسی فارس. تهران: سازمان پژوهش و برنامه ریزی آموزشی.

۹- علایی طالقانی، م.، ۱۳۸۸. ژئومورفولوژی ایران. نشر قومس، ۳۶۰.

۱۰- قرشی، م.، و آریین، م.، ۱۳۸۹. تکنونیک ایران: انتشارات مربع آبی.

۱۱- مطیعی، ه.، ۱۳۷۲. چینه‌شناسی زاگرس، سازمان زمین‌شناسی کشور، طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران.

۱۲- مطیعی، ه.، ۱۳۷۴. زمین‌شناسی ایران: زمین‌شناسی نفت زاگرس ۱. تهران: انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.

۱۳- نبوی، م.ح.، ۱۳۵۵. دیباچه ای بر زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی کشور.

14- Alavi, M., 2007. Structures of the zagros fold-thrust belt in Iran. American Journal of Science: 307: 1064–1095.

15- Alavi, M., 2004. Regional Stratigraphy of the Zagros Fold-Thrust Belt of Iran and Its proforeland Evolution. American journal of science, 304.1-20.

16- Alavi, M., 1994. Tectonic of the zagros orogenic belt of iran: new data and interpretations, tectonophysics, 229, 211-238.

17- Aleali, M., Rahimpour-Bonab, H., Moussavi-Harami, R., Jahani, D, 2013. Environmental and sequence stratigraphy implications of anhydrite textures: a case from the Lower Triassic of the Central Persian Gulf. Journal of Asian Earth Sciences, 110-125.

18- Barzegar, F., 1994. Basement Fault Mapping of EzagrosFloded Belt (S. W. Iran) Based on Space-Born Remotely sensed Data. Proceeding of the 10th Thematic Conference on Geologic Remote Sensing: Exploration, Environment and Engineering, San Antonio, 455-466.

19- Berberian M., King GCP.1981. Towards a paleogeography, and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences 18, 210-265.

20- Berberian, M., 1976A. An Explanatory Note on the First Seismotectonic Map of Iran, a Seismotectonic Review of the Country. In: Contribution to the Seismotectonics of Iran, Part II (ed. M. Berberian). Geol. Surv. Iran, 39, 7-142.

21- Bordenave, M. L., & Burwood, R. 1990. Dia-

گسل هندورابی در زمان نهشته شدن سازند آسماری در ناحیه فارس داخلی فعال بوده است؛ به نظر می‌رسد عملکرد این گسل سبب فرونشست در بخش شرقی منطقه مورد مطالعه شده است. علاوه بر این سازند آسماری در محدوده تاقدیس‌های نمک ده کوه، گچ، کوه مزيجان و بُن‌دشت در بخش کم عمق حوضه نهشته شده است. بنابراین از آنجایی که این سازند یکی از غنی‌ترین مخازن کربناته در جهان است قرارگیری در ارتفاع بالاتر سبب حفظ تخلخل سازند آسماری شده و تأثیر مثبتی بر اهمیت مخزنی این سازند می‌گذارد.

گسل هندورابی در حین رسوبگذاری سازند گچساران در ناحیه فارس داخلی دارای فعالیت بوده است. به نظر می‌رسد فرونشست در بخش مرکزی منطقه مورد مطالعه متأثر از عملکرد گسل هندورابی باشد. سازند گچساران پوش سنگ مهم مخزن آسماری می‌باشد ولی با توجه به ضخامت کم این سازند در بخش عمده منطقه مورد مطالعه کارائی آن به عنوان پوش سنگ کاهش می‌یابد و تنها در تاقدیس‌های کلاتو شمالی و جنوبی به دلیل افزایش عمق و فرونشست شرایط مناسبی برای تجمع هیدروکربور دارد.

منابع

۱- افتخار نژاد، ج.، ۱۳۵۹. تفکیک بخش‌های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوضه‌های رسوبی، نشریه انجمن نفت.

۲- آقاباتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران. تهران: انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

۳- برزگر، ف.، ۱۳۵۸. گسل رازک، سومین سمپوزیوم زمین‌شناسی ایران، انجمن نفت ایران.

۴- پیروز، م.، بحرودی، ع.، قاسمی، م. ر.، سعیدی، ع.، ۱۳۸۷. فرگشت ساختاری پی‌سنگ و فعالیت ساتاری نمکی در ناحیه فیروزآباد فارس. زمین‌شناسی ایران. تهران: انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

۵- جعفری، ع.، ۱۳۶۸. گیتاشناسی ایران. تهران: انتشارات موسسه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی.

۶- درویش زاده، ع.، ۱۳۷۰. زمین‌شناسی ایران. تهران: نشر دانش امروز، ۱۹۱.

۷- درویش زاده، ع.، و محمدی، م.، ۱۳۸۷. زمین‌شناسی ایران. تهران: انتشارات دانشگاه پیام نور.



- graphic Hydrocarbon Reservoir in Beixi Slope Area of the Hailaer Basin, *Advanced Materials Research*, 962-965, 259-268.
- 34- X., Qi 2014. Characteristics of Fault and its Controlling to Hydrocarbon Accumulation in the Yumin Area Northern, Songliao Basin, *Advanced Materials Research*, 42-45, 868 .
- genesis and porosity evolution in Cenozoic sandstones from the Gulf of Thailand. *AAPG Bulletin*, 74(7), 905-918.
- 22- Falcon, N. L., 1967. The geology of northeast margin of Arabian basement shield: *Adv. Sci. Lond.*, Sept. 1967, 31-42.
- 23- Howell, D. G., & van der Pluijm, B. 1999. The influence of sedimentary processes on the geochemistry of shales and mudstones. *Geochimica ET Cosmochimica Acta*, 63(13), 2001-2013.
- 24- Koop, W. J., Stoneley, R., 1982. Subsidence history of the Middle East Zagros basin, Permian to recent. In: Kent, P.E., Bott, M.P., McKenzie, D.P., and William, C.A. (Eds.), *Philosophical Transactions Royal Society London* 305, 149-168.
- 25- Motiei, H., 1993. Stratigraphy of Zagros. *Geological Survey of Iran (in Farsi)*, 536.
- 26- Rosas, M., Ruiz, J., Pujol, M., A., Vidal, E., & Feliu, E. 2006. Oxidative stress markers in hypertensive and diabetic patients. *Atherosclerosis*, 187(2), 409-416.
- 27- Sepehr, M. & Cosgrove, J.W., 2005. Role of the Kazerun Fault Zone in the formation and deformation of the Zagros Fold-Thrust Belt, Iran, *Tectonics*, 24(5) 001725.
- 28- Sepehr, M., Cosgrove, J. W. & Moieni, M. 2006. The impact of cover rock rheology on the style of folding in the Zagros fold-thrust belt. *Tectonophysics*, 427, 265-281.
- 29- Setudehnia, A 1978 ,.. The effect of soil compaction on root growth and water uptake. *Soil Science Society of America Journal*, 42(3), 481-486.
- 30- Stocklin, J., 1986. Structural history and tectonics of Iran; a review. *American association of petroleum geologist's bulletin*, 52, 70, 1229- 1258.
- 31- Szabo, I., & Kheradpir, S. 1978. Optical fiber systems for transmission. *Journal of Lightwave Technology*, 4(4), 504-514.
- 32- Stephens, J. C., 2009. Statistical methods for gene-environment interactions. *Cold Spring Harbor perspectives in biology*, 1(6), a000544.
- 33- X. B., Wang, Z. X., Jiang 2014. Characteristics of Slope Breaks and their Control on the Lithostrati-



فصلنامه زمین ساخت

پاییز ۱۴۰۱، سال ششم، شماره ۲۳

doi 10.22077/JT.2023.6557.1158

بررسی فعالیت زمین ساختی گستره ابهر - لوشان بر اساس تحلیل شاخص های ریخت زمین ساختی، جنوب البرز

فاطمه محمدپور^۱، زینب داودی^{۲*}، شهریار صادقی^۳، رعنا رضوی پش^۳

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد زمین ساخت، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بین المللی امام خمینی (ره)، قزوین، ایران

۲- استادیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بین المللی امام خمینی (ره)، قزوین، ایران

۳- دانش آموخته دکتری زمین ساخت، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران

چکیده:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۴/۱۸
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۹/۲۰

منطقه مورد مطالعه در طارم سفلی که از نظر زمین ساختی در پهنه البرز مرکزی واقع شده است، قرار دارد. شاخص های ریخت زمین ساخت منطقه تغییرات مفید و با ارزشی را به ویژه در تعیین فعالیت زمین ساختی ارائه می دهد. زمین ساخت منطقه که سبب ایجاد خمش کوهزاد در منطقه مورد مطالعه شده است، از جمله عوامل اصلی و کنترل کننده شاخص های ریخت زمین ساختی در منطقه می باشد. کوهزاد البرز پیرامون خمش تاکستان حاوی گسل های فعال مهمی است که ممکن است در میزان پتانسیل فعالیت منطقه تاثیر گذار بوده باشد. در این پژوهش فعالیت تکتونیکی منطقه با بهره گیری شاخص های ریخت زمین ساختی نظیر: گرادیان طولی رودخانه (SI)، نسبت پهنای کف دره به عمق دره (Vf)، انتگرال و منحنی هیپسومتری (Hi)، نسبت شکل حوضه (Bs)، پیچ و خم رودخانه (S)، عدم تقارن حوضه آبراهه در حوضه آبریز (Af)، تقارن توپوگرافی عرضی (T) و تراکم سطحی آبراهه (P) مورد بررسی قرار گرفته است. این مطالعه با بهره گیری از نقشه های زمین شناسی و توپوگرافی، مطالعات سنجش از دور بر روی تصاویر ماهواره ای Landsat با استفاده از نرم افزارهای ArcGIS و Global mapper به انجام رسیده است. در نهایت یافته های این پژوهش با استفاده از شاخص فعالیت نسبی زمین ساختی (Iat) برآورد شده است. مقادیر این شاخص نشانگر فعالیت زمین ساختی بالا در قسمت میانی منطقه و فعالیت زمین ساختی متوسط و کم به ترتیب در قسمت شمال غرب و جنوب شرقی منطقه است.

کلمات کلیدی: فعالیت زمین ساختی، شاخص های ریخت زمین ساختی، نوزمین ساخت، ابهر-لوشان، جنوب البرز.

* ایمیل: z.davoodi@SCI.ikiu.ac.ir

تلفن تماس: ۰۹۱۲۵۳۹۳۵۶۵

Assessment of tectonic activity using morphotectonic indices in Abhar-Lushan area, south of Alborz

Fatemeh Mohamadpour¹, Zeinab Davoodi^{2*}, Shahryar Sadeghi², Raana Razavi Pash³

1- Ms Student, Department of Geology, Faculty of Science, Imam Khomeini International University, Qazvin, Iran

2- Assistant prof., Department of Geology, Faculty of Science, Imam Khomeini International University, Qazvin, Iran

3- Ph.D in Tectonics, Department of Earth Sciences, College of Sciences, Shiraz University, Shiraz , Iran

Abstract:

The study area is located in the Tarom Sofla region, which is located in the central Alborz tectonic zone. Morphotectonic indices of the region provide useful and valuable variations, especially in determining tectonic activity. The tectonics of the region, which caused the bending of the Alborz belt in the study area, is one of the main factors controlling the morphotectonic indicators in the region. Alborz orogenic belt has important active faults around the Takestan bend which may affect the activity potential of the area. In this research, the tectonic activity of the region has been investigated by calculation of morphotectonic indices including stream length-gradient index (Sl), ratio of valley-floor width to valley height index (Vf), hypsometric integral index (Hi), drainage basin shape (Bs), stream sinuosity index (S), drainage basin asymmetry index (Af), transverse topographic symmetry index (T), and the planar surface density index (P). This study has been carried out using geological and topographical maps together with remote sensing of Landsat images, by using Arc GIS and Global mapper softwares. Finally, the results have been estimated using the evaluation of relative tectonic activity (Iat). The indicative values of Iat indicate high tectonic activity in the middle part, and moderate and low tectonic activity in the northwest and southeast part of the area, respectively.

Keywords: Tectonic activity, Morphotectonic indices, Neotectonics, Abhar-Lushan, South of Alborz.

*Email: z.davoodi@SCI.ikiu.ac.ir

Tel: +989125393565

مقدمه

ریخت‌زمین‌ساختی رودخانه سفیدرود، استان گیلان، با ارتباط بین گرادیان طولی رودخانه و نیمرخ طولی رودخانه، وضعیت زمین‌ساخت فعال منطقه رودبار واقع در شمال منطقه مورد مطالعه را بررسی کرده است. بر این اساس، علت کاهش انحنای رودخانه سفیدرود و افزایش گرادیان طولی رودخانه می‌تواند بیانگر این باشد که محدوده از نظر زمین‌ساختی فعال است.

قافله باشی (۱۴۰۰) نیز به تحلیل هندسی و جنبشی گسل شمال قزوین در جنوب شرقی منطقه مورد مطالعه پرداخته است. نتایج حاصل از این پژوهش نشان می‌دهد که پهنه گسلی شمال قزوین یک پهنه گسلی فعال است، که فعالیت‌های جوان آن به صورت معکوس چپ‌بر و بر روی شاخه جنوبی گسل واقع در درون رسوبات جوان کواترنری شکل می‌گیرد.

داغینه و همکاران (۱۴۰۰) در مطالعه‌ای که در بخش‌های شمالی منطقه مورد مطالعه صورت گرفته است به تحلیل ساختاری منطقه طارم در جنوب سد منجیل پرداخته‌اند. در نتایج این پژوهش در منطقه میان کوهستانی البرز غربی فاز کششی منجر به شکل‌گیری گسل‌های نرمال با روند شمال‌غربی در واحدهای نئوژن شده است. همچنین از اواسط نئوژن بعد از فاز کششی فاز ترفشارشی در منطقه حاکم شده است که منجر به شکل‌گیری چین‌های شمال‌غربی و گسل‌های نرمال غربی-شرقی در لایه‌های نئوژن منطقه شده است. باید توجه داشت که در بسیاری مواقع، تفکیک اثرات ناشی از حرکات زمین‌ساخت فعال از اثرات فرسایش بر روی ریخت‌شناسی بسیار دشوار می‌باشد و نباید تنها با استفاده از یک شاخص در مورد فعال بودن منطقه قضاوت نمود. بنابراین به منظور ارزیابی درجه نسبی فعالیت زمین‌ساختی یک ناحیه معمولاً نتایج حاصل از چند شاخص با یکدیگر ترکیب می‌شوند. شاخص‌های زمین‌ریخت‌شناسی به طور گسترده‌ای به عنوان ابزاری برای شناسایی و مشخص کردن بخش‌های تغییرشکل یافته به وسیله گسل‌های فعال مورد استفاده قرار گرفته‌اند که شاخص‌های خاصی مبتنی بر تحلیل شبکه زهکشی یا جبهه‌های کوهستان می‌باشند (El Hamdouni et al., 2008). از آنجا که تاکنون در محدوده خمش تاکستان مطالعات دقیق و کاربردی نوزمین‌ساختی انجام نگرفته است، به منظور برآورد

شواهد زمین‌ریخت‌شناسی در ارزیابی زمین‌ساخت فعال و فعالیت گسل‌ها ابزاری مفید و مطمئن به شمار می‌رود، زیرا از طریق مطالعه این شواهد می‌توان مناطقی را شناسایی کرد که در گذشته فعالیت‌های سریع یا حتی کند زمین‌ساختی را پشت‌سر گذاشته‌اند. اندازه‌گیری کمی چشم‌اندازها بر اساس محاسبه شاخص‌های زمین‌شناسی با استفاده از نقشه‌های توپوگرافی، عکس‌های هوایی و کارهای صحرایی صورت می‌گیرد. بنابراین امتیاز مهم به کارگیری این شاخص‌ها در ارزیابی سریع میزان فعالیت زمین‌ساخت وسیع می‌باشد (کرمی، ۱۳۹۱). امروزه در ارزیابی زمین‌ساخت فعال یا نوزمین‌ساخت، شاخص‌های زمین‌ریخت‌شناسی در کنار سایر روش‌ها استفاده می‌شود. تحقیقات زیادی در سال‌های اخیر در رابطه با زمین‌ساخت فعال بر روی مناطق مختلف دنیا به عمل آمده است. برای مثال می‌توان به (Keller and Pinter, 2002)، حسامی و همکاران (۱۳۸۲)، El Hamdouni et al. (2008)، طاهرخانی (۱۳۸۹)، قافله باشی (۱۴۰۰)، داغینه و همکاران (۱۴۰۰) اشاره کرد.

الحمودنی و همکاران (El-Hamdouni et al., 2008) با بهره‌گیری از شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساخت به ارزیابی زمین‌ساخت نسبی فعال جنوب اسپانیا پرداخته است که بر اساس این شاخص‌ها فعالیت زمین‌ساختی منطقه را از متوسط تا بالا توصیف کرده است. به علاوه آنوپ و همکاران (Anoop et al., 2011) با استفاده از تجزیه و تحلیل ریخت‌شناختی و محاسبه‌ی شاخص‌های زمین‌ریخت‌شناسی نشان دادند که زمین‌ساخت فعال از عوامل مهم حاکم بر چشم‌انداز دره اسپیتی در شمال غرب هیمالیا است و تغییرات توپوگرافی آن در ارتباط با زمین‌ساخت فعال و نقش سایر عوامل مؤثر است. جیاکینیا و همکاران (Giaconia et al., 2012) به بررسی وضعیت ریخت‌زمین‌ساخت دامنه‌های سیرا در جنوب شرقی اسپانیا پرداختند. در تحقیق ایشان از یک شاخص زمین‌ریخت‌شناسی استفاده و استنباط شده است که فعالیت‌های زمین‌ساختی مؤثر بر تغییرشکل آبراه‌ها در محدوده مطالعاتی مربوط به دو منطقه گسلی است.

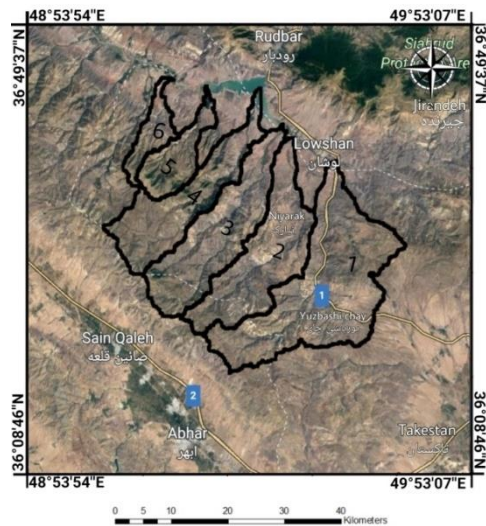
انصاری (۱۳۹۶) مبتنی بر شاخص‌های

توجه به نقشه‌های زمین‌شناسی بیشترین رخنمون سنگی منطقه را واحدهای ائوسن تشکیل می‌دهد (شکل ۲). در نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه، اطلاعاتی درباره‌ی ساختارها از جمله گسلش‌های راندگی و چین‌خوردگی در منطقه مورد نظر آمده است. از گسل‌های اصلی محدوده مورد مطالعه می‌توان به گسل رورانه آقابابا، گسل هرزیویل منجیل، گسل رودبار، گسل شمال قزوین و خطواره سلطانیه اشاره کرد. محدوده مورد مطالعه دارای ۶ زیرحوضه است (شکل ۲).

روش تحقیق

ابتدا با استفاده از مدل ارتفاعی رقمی (DEM) که از طریق سایت www.usgs.gov دریافت شد و توسط نرم‌افزار Arc map زیرحوضه‌های آبریز منطقه استخراج شد و در ادامه، منطقه مورد مطالعه به ۶ زیرحوضه تقسیم‌بندی شد. این زیرحوضه‌ها بخشی از حوضه بزرگ شاهرود و قزل اوزن بوده و به آن می‌ریزند. زیرحوضه، محدوده‌ای است که شامل یک آبراهه اصلی و تعدادی آبراهه‌های فرعی است که به آن می‌پیوندند و آن را تغذیه می‌کنند. اساس جدا کردن مرز یک زیرحوضه با زیرحوضه مجاور، خط الراس کوهها می‌باشد. برای این تقسیم‌بندی از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ (تاکستان، جیرنده، رودبار و ابهر)، نرم افزارهای Arc و Google Earth map بهره‌گیری شد. به منظور ارزیابی شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی و همچنین تهیه نقشه خروجی نهایی از نرم‌افزارهای ArcGIS و Global mapper استفاده شد و سپس برای بررسی تاثیر زمین‌ساخت در زیرحوضه‌های مورد مطالعه نتایج حاصل از آن برای شاخص‌های زمین‌ریخت‌شناسی مورد بررسی قرار گرفت. شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی مورد مطالعه شامل: شاخص گرادیان طولی رودخانه (SI)، شاخص نسبت پهنای کف دره به عمق دره (Vf)، انتگرال و منحنی هیسومتری (Hi)، شاخص نسبت شکل حوضه (Bs)، شاخص پیچ و خم رودخانه (S)، شاخص عدم تقارن حوضه آبراهه در حوضه آبریز (Af)، شاخص تقارن توپوگرافی عرضی (T) و شاخص تراکم سطحی آبراهه (P) و شاخص نسبت فعالیت زمین‌ساختی (Iat) است (جدول ۱).

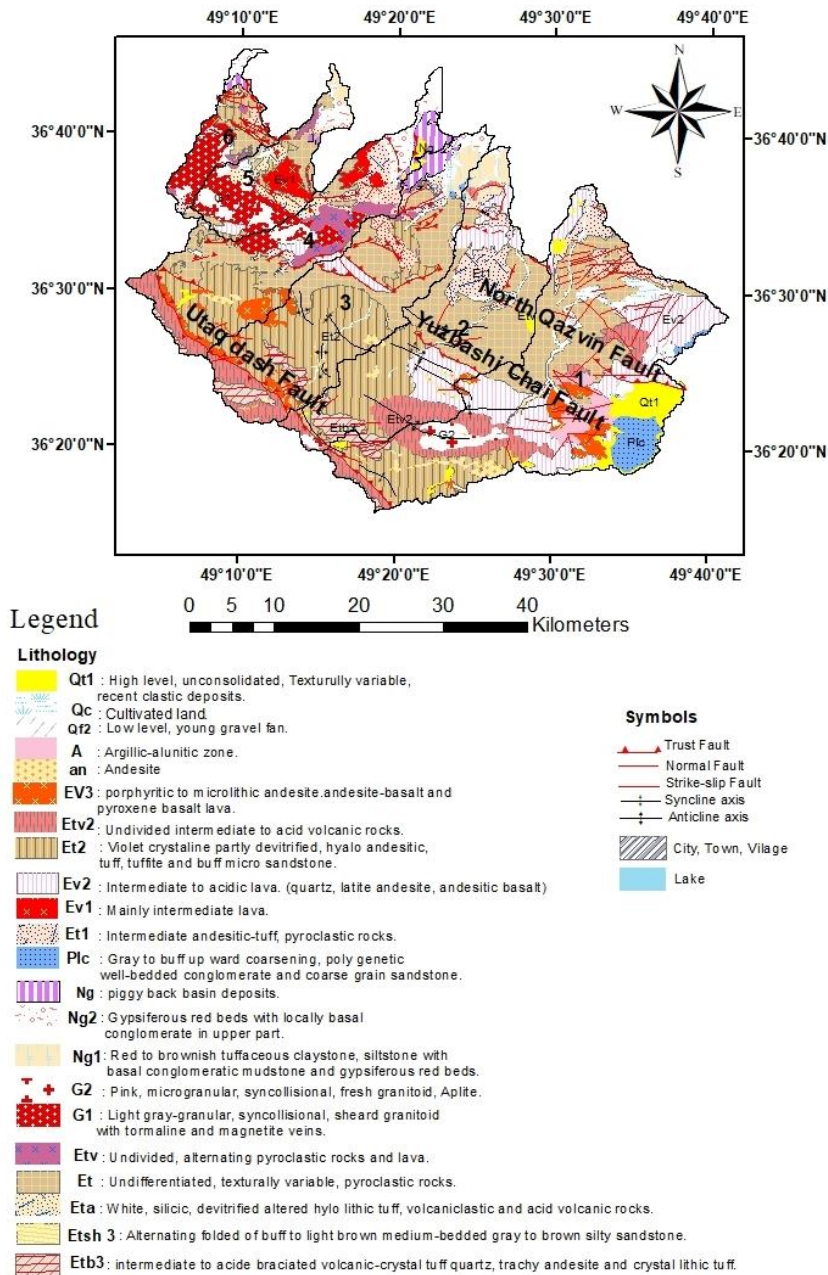
پتانسیل فعالیت بخش غربی خمش تاکستان (شکل ۱) به مطالعه شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی در منطقه پرداخته شد. نتایج حاصل از این تحقیق می‌تواند در پی‌جویی علت خمیدگی کوهزاد البرز راهگشا باشد.



شکل ۱. تصویر ماهواره‌ای از موقعیت زیرحوضه‌های آبریز منطقه مورد مطالعه بر روی گوگل ارث.

موقعیت و زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

گستره‌ی مورد مطالعه در شمال‌غربی استان قزوین در منطقه طارم‌سفلی با مساحت ۱۷۰۰ کیلومتر مربع و در بین عرض‌های جغرافیایی «۳۶°۰۸'۴۶» و «۳۶°۴۹'۳۷» شمالی و طول جغرافیایی «۴۹°۵۳'۰۷» و «۴۸°۵۳'۵۴» قرار گرفته است و از سمت شمال به رودبار، از قسمت شمال‌شرق به منطقه‌ی جیرنده، از سمت شرق به شهرستان تاکستان و از سمت جنوب‌غرب به شهرستان ابهر ختم می‌شود (شکل ۱). کمترین نقطه از سطح دریا با ارتفاع ۲۴۰ متر در شمال منطقه و در کناره‌ی دریاچه سد سفیدرود واقع شده است و مرتفع‌ترین نقطه با ارتفاع ۲۹۳۳ متر در بخش میانی این منطقه می‌باشد. این بخش، در تقسیم‌بندی نبوی (۱۳۵۵) در پهنه البرز قرار دارد و از نظر تقسیم‌بندی اشتوکلین (Stöcklin, 1968) در پهنه البرز مرکزی قرار گرفته است. بخش طارم‌سفلی به مرکزیت شهر سیردان یکی از بخش‌های شهرستان قزوین در استان قزوین می‌باشد. محدوده مورد مطالعه در برگیرنده بخش‌هایی از نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ تاکستان، ابهر، جیرنده و رودبار می‌باشد (میرتوحیدی و محمدی، ۱۳۷۹؛ حسینی و همکاران، ۱۳۹۵؛ قائمی، ۱۳۸۱ و نظری و همکاران، ۱۳۷۷). واحدهای چینه‌شناسی منطقه شامل پالئوژن (ائوسن)، نئوژن و کواترنر می‌باشد که با



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه، برگرفته از نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ تا کتستان (میرتوحیدی و محمدی، ۱۳۷۹)، ابهر (حسینی و همکاران، ۱۳۹۵)، جبرنده (قائمی، ۱۳۸۱) و رودبار (نظری و همکاران، ۱۳۷۷).

یافته‌های تحقیق

شاخص گرادیان طولی رود (SL)

این شاخص اولین بار توسط هک (Hack, 1973) ارائه شده است. شاخص SL زمانی که رودخانه‌ها و نهرها بر فراز بالا آمدگی‌های فعال جریان می‌یابند، ارزشمندتر می‌باشد (Keller & Pinter, 2002). برای محاسبه این شاخص، ابتدا نیمرخ طولی آبراهه اصلی را از روی نقشه توپوگرافی تهیه و در فواصل ۲۵ متر شاخص شیب رودخانه، برای تمام مسیر رودخانه محاسبه گردید (توضیحات و نحوه محاسبه آن در جدول ۱ و شکل

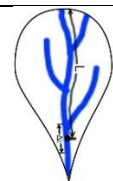
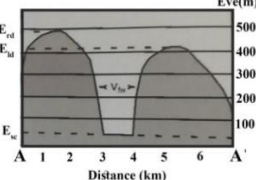
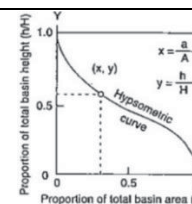

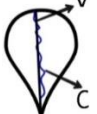
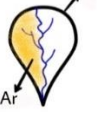
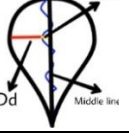

۳ آمده است). مقادیر این شاخص توسط الحمدونی و همکاران (El Hamdouni et al., 2008) به سه دسته طبقه بندی شده است: رده ۱، $SL > 500$ با بی‌هنجاری بالا؛ رده ۲، $300 < SL < 500$ با بی‌هنجاری متوسط و رده ۳، $SL < 300$ با بی‌هنجاری کم. طبق این رده‌بندی تمامی زیرحوضه‌های منطقه در رده ۱ قرار دارند. در ادامه نیمرخ طولی رودخانه جهت مقایسه ارتباط بین شاخص SL و رخنمون سنگ‌شناسی و ساختارهای منطقه در هر زیرحوضه به صورت جداگانه ترسیم شد (شکل ۴). مقادیر عددی این شاخص زمانی که سنگهای بستر



تشابه جنس سنگها در طول بستر آبراهه در زیرحوضه‌ها مشهود است اما نمودار شاخص SI در طول نیمرخ‌ها آنومالی نشان می‌دهند. به همین دلیل عامل اصلی تغییرات شاخص در زیرحوضه‌های آبریز می‌تواند ناشی از فعالیت زمین‌ساختی باشد. در نیمرخ زیرحوضه ۳ انطباق پیکهای آنومالی با برخی از گسلهای منطقه مشهود است.

رود مقاوم باشند و یا در مناطقی که حرکات تکتونیکی فعال در تغییرشکل قائم پوسته زمین مؤثر باشند زیاد است و مقادیر زیاد SL در سنگهای دارای مقاومت کم و یا در سنگهای با مقاومتی یکسان در ارتباط با حرکات تکتونیکی فعال و جوان است. با توجه به نیمرخ‌های شکل ۴، عدم تنوع مقاومت سنگ‌های منطقه به علت

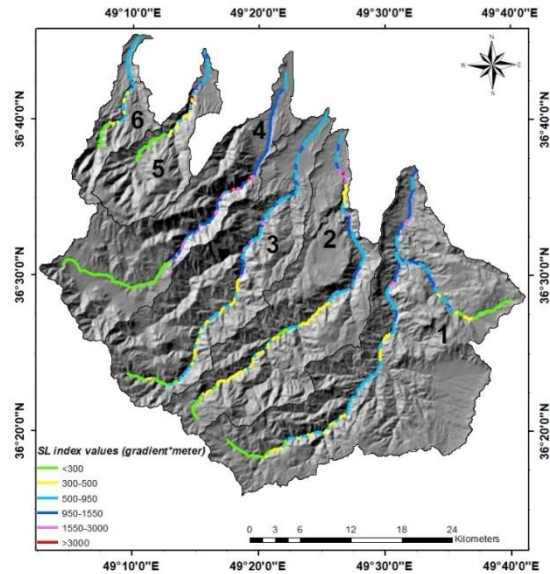
جدول ۱. خلاصه‌ای از شاخص‌های مورد استفاده برای سنجش زمین‌ساخت فعال در منطقه مورد مطالعه.

منبع	توضیحات	روش اندازه‌گیری	رابطه کمی	عنوان شاخص
Keller & Pinter, 2002	SL = شاخص گرادیان طولی رودخانه، ΔH = اختلاف ارتفاع دو نقطه انتخاب شده، ΔL = طول رودخانه بین دو نقطه انتخاب شده، L = طول رودخانه از وسط منطقه اندازه‌گیری شده تا مرتفعترین نقطه رودخانه		$SI = (\Delta H / \Delta L) L$	شاخص شیب طولی رودخانه
El Hamdo uni et al., 2008	$Vf =$ نسبت پهنای دره به ارتفاع آن، $V_{fw} =$ پهنای کف دره بر حسب متر، $E_{ld} =$ ارتفاع خط تقسیم آب بین دو دره در سمت چپ دره از سطح دریا بر حسب متر، $E_{rd} =$ ارتفاع خط تقسیم آب بین دو دره در سمت راست دره از سطح دریا بر حسب متر، $E_{sc} =$ ارتفاع کف دره از دریای آزاد		$Vf = 2V_{fw} / [(E_{ld} - E_{sc}) + (E_{rd} - E_{sc})]$	شاخص نسبت پهنای کف دره به ارتفاع آن
Keller & Pinter, 2002	$Hi =$ شاخص انتگرال هیسومتری، $H_{mean} =$ میانگین ارتفاع حوضه، $H_{min} =$ حداقل ارتفاع حوضه، $H_{max} =$ حداکثر ارتفاع حوضه		$Hi = H_{mean} - H_{min} / H_{max} - H_{min}$	انتگرال و منحنی هیسومتری
Keller & Pinter, 2002	$Bs =$ شاخص شکل حوضه، $BI =$ طول حوضه از خط الرأس تا نقطه خروجی، $Bw =$ عرض حوضه در عریض‌ترین قسمت آن		$Bs = BI / Bw$	شاخص نسبت شکل حوضه زهکشی
Keller & Pinter, 2002	$S =$ میزان سینوزیته یا پیچ و خم رودخانه اصلی، $C =$ طول رودخانه یا جریان، $V =$ طول دره به خط مستقیم		$S = C / V$	شاخص درجه سینوسی
Keller & Pinter, 2002	$Af =$ شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی، $At =$ مساحت حوضه سمت راست رود اصلی در جهت پایین رود، $Ar =$ مساحت کل حوضه زهکشی		$Af = 100(Ar / At)$	شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی
Keller & Pinter, 2002	$T =$ شاخص تقارن توپوگرافی، $Da =$ فاصله خط میانی حوضه تا کمربند فعال مئاندری حوضه (مسیر رود اصلی)، $Dd =$ فاصله بین خط میانی حوضه و خط تقسیم آب		$T = Da / Dd$	شاخص تقارن توپوگرافی معکوس
Horton, 1945	$P =$ شاخص تراکم سطحی آبراهه، $Li =$ طول آبراهه، $A =$ مساحت حوضه مورد نظر		$P = \sum Li / A$	شاخص تراکم سطحی آبراهه
El Hamdo uni et al., 2008	$Iat =$ نسبت فعالیت‌های زمین‌ساختی، $S =$ مجموع شاخص‌ها، $N =$ تعداد شاخص‌ها	از میانگین شاخص‌های SL، Vf ، Hi ، Bs ، S ، T ، P می‌آید.	$Iat = S / N$	شاخص نسبت فعالیت‌های زمین‌ساختی

مساحت کل (مساحت نسبی) حوضه ترسیم می‌شود (جدول ۱). در این منحنی ۱ بیشترین مقدار و ۰ کمترین مقدار را نشان می‌دهد (Keller & Pinter, 2002). برای به دست آوردن این شاخص از داده‌های رقومی ارتفاعی استفاده می‌شود. در نرم افزار ArcGIS با استفاده از ابزار Reclassify داده‌های رقومی ارتفاعی گستره تقسیم‌بندی شد و با کمک نرم افزار Ex-cel داده‌های به دست آمده پردازش و نمودارها تهیه گردید. بر اساس روش کلر و پینتر (Keller & Pinter, 2002) مقادیر منحنی فراسنجی به سه دسته تقسیم می‌شود که عبارتند از رده ۱، مقادیر بالای منحنی $Hi > 0.5$ حاکی از چشم‌اندازهای جوان و دارای فعالیت بالا؛ رده ۲، مقادیر متوسط منحنی بین $0.4 - 0.5$ که حاکی از مناطق بالغ و نیمه فعال است و رده ۳، مقادیر پایین $Hi < 0.4$ شامل مناطق قدیمی و زمین‌ساخت غیر فعال می‌باشد. طبق این شاخص تمامی زیرحوضه‌های منطقه با مقدار شاخص 0.49 و 0.48 در رده ۲ قرار دارند و مناطق بالغ و نیمه‌فعال محسوب می‌شوند (جدول ۳ و شکل ۷). رده‌بندی زیرحوضه‌های منطقه مورد مطالعه بر اساس این شاخص در شکل ۸ آمده است.

شاخص نسبت شکل حوضه زهکشی (BS)

مدل ارتفاعی رقومی از گستره مورد مطالعه برای محاسبه مقادیر فعالیت زمین‌ساخت تاثیر زیادی بر شکل حوضه دارد. حوضه‌های فعال، شکل کشیده‌ای دارند اما در طول زمان با توقف میزان بالا آمدگی، به تدریج دایره‌ای می‌شوند (Burbank & Anderson, 2001). برای محاسبه شاخص ابتدا طول طول‌ترین جریان آب حوضه یعنی آبراهه اصلی اندازه‌گیری می‌شود و سپس در عرض‌ترین ناحیه حوضه، عرض آن عمود بر طول‌ترین جریان آب محاسبه می‌شود. بر اساس الحمدونی و همکاران (El Hamdouni et al., 2008) شاخص BS به ۳ رده تقسیم می‌شود: رده ۱، در صورتی که $Bs > 4$ باشد؛ رده ۲، مقدار شاخص بین ۳-۴ باشد و رده ۳، مقدار $Bs > 3$ باشد. در زیرحوضه‌های ۲، ۳ و ۴، مقدار این شاخص به ترتیب 3.9 ، 3.6 و 3.3 بوده و در رده ۲ با نرخ فعالیت متوسط قرار دارند در حالی که زیرحوضه‌های ۱، ۵ و ۶ به ترتیب با مقدار 2.3 ، 2.6 و 2.8 در رده ۳ با فعالیت کم قرار می‌گیرند (جدول ۴ و شکل ۹). رده‌بندی زیرحوضه‌های منطقه بر اساس این شاخص در شکل ۱۰ آمده است.



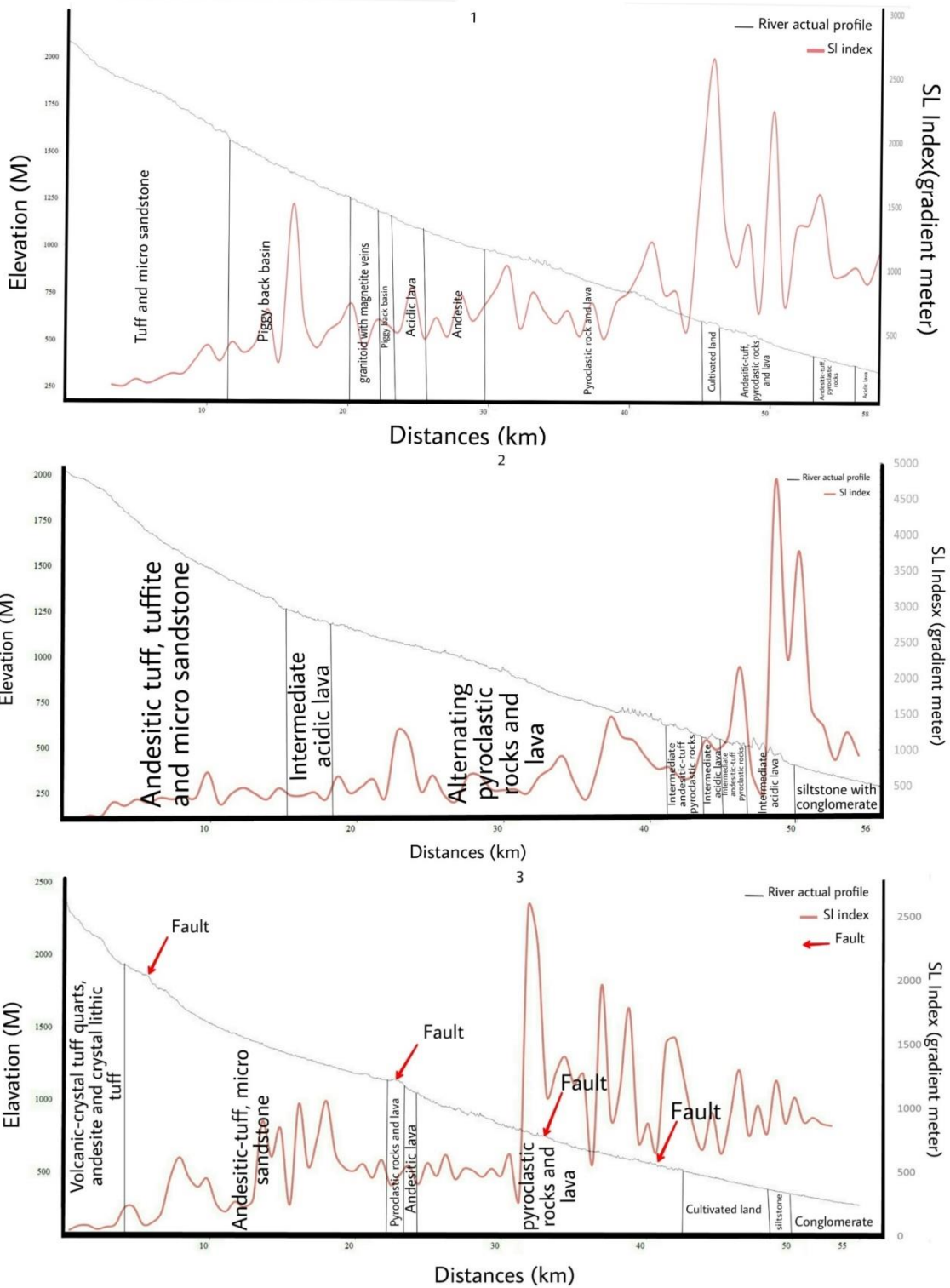
شکل ۳. مدل ارتفاعی رقومی از گستره مورد مطالعه برای محاسبه مقادیر شاخص SL.

شاخص نسبت پهنای کف دره به ارتفاع آن (VF)

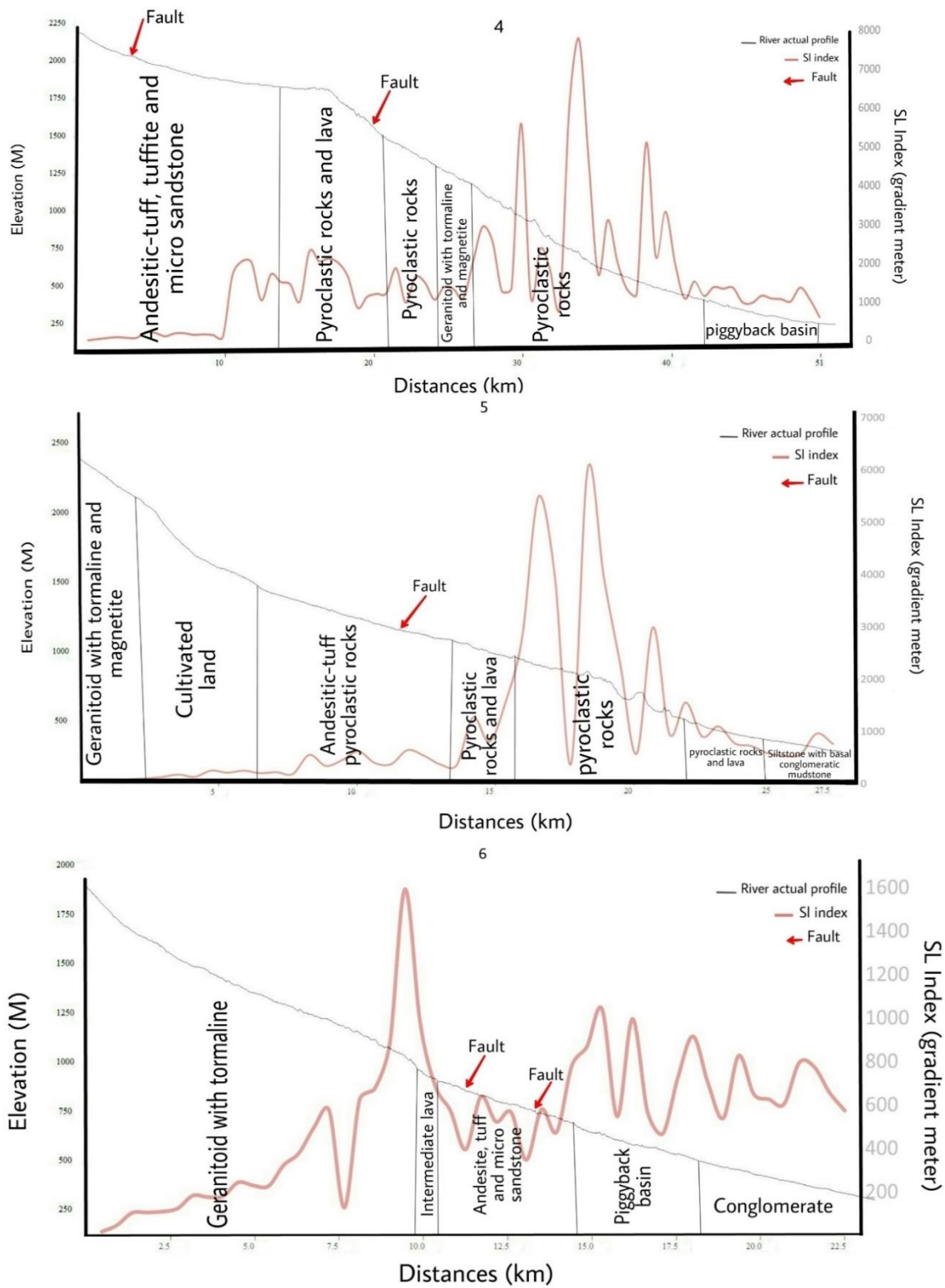
از نسبت پهنای کف دره به ارتفاع آن برای بررسی میزان فعالیت نیروهای زمین‌ساختی در منطقه استفاده شده است. نسبت پهنای کف دره به ارتفاع (VF) به شرح جدول ۱ است. برای محاسبه این شاخص در هر دره، باید پارامترهای آن در فاصله یکسانی از پیشانی کوهستان اندازه‌گیری شود. در زیرحوضه‌های ۱ تا ۳ با فاصله ۵۰۰ متر، در زیرحوضه ۴ با فاصله ۶۵۰ متر و در زیرحوضه‌های ۵ و ۶ با فاصله ۲۰۰ متر اندازه‌گیری شد. این شاخص در دره‌های U شکل دارای مقادیر بالای VF و در دره‌های V شکل دارای مقادیر پایین VF می‌باشند. الحمدونی و همکاران (El Hamdouni et al., 2008) شاخص VF را به سه رده تقسیم کرد: رده ۱، با $VF < 0.5$ ؛ رده ۲، با مقدار شاخص $0.5 < VF < 1$ و رده ۳، با مقدار $VF > 1$. در زیرحوضه‌های ۲، ۴ و ۵، مقدار این شاخص به ترتیب 0.4 ، 0.3 و 0.4 بوده و در رده ۱ با نرخ بالای برخاستگی و فعال قرار دارند در حالی که زیرحوضه‌های ۱ و ۳ با مقدار 0.5 و زیرحوضه ۶ با مقدار 0.6 در رده ۲ با فعالیت متوسط قرار می‌گیرند (جدول ۲ و شکل ۵). شکل ۶ رده‌بندی این شاخص در زیرحوضه‌های منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

انتگرال و منحنی هیپسومتری (Hi)

این شاخص توزیع ارتفاع را در محدوده‌ای مشخص از یک چشم‌انداز نشان می‌دهد. منحنی هیپسومتری حوضه با ترسیم ارتفاع کل (ارتفاع نسبی) در مقابل



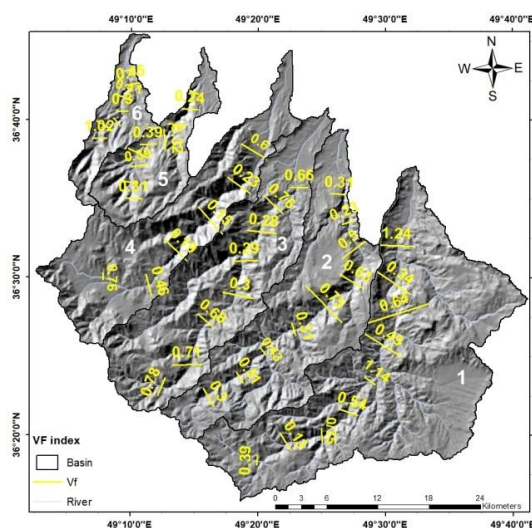
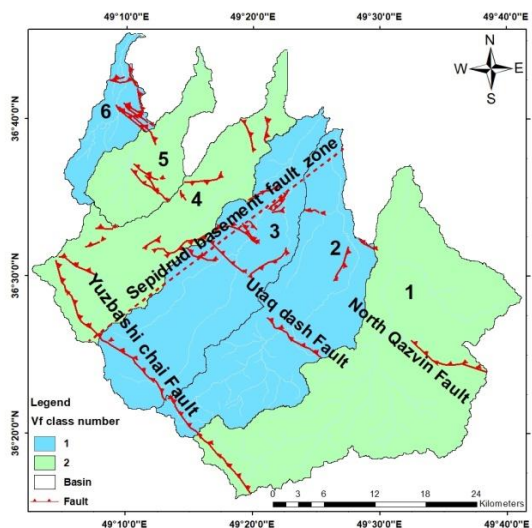
شکل ۴. پروفیل طولی رودخانه دریا زیر حوضه مورد مطالعه و شاخص SI اندازه‌گیری شده.



ادامه شکل ۴.

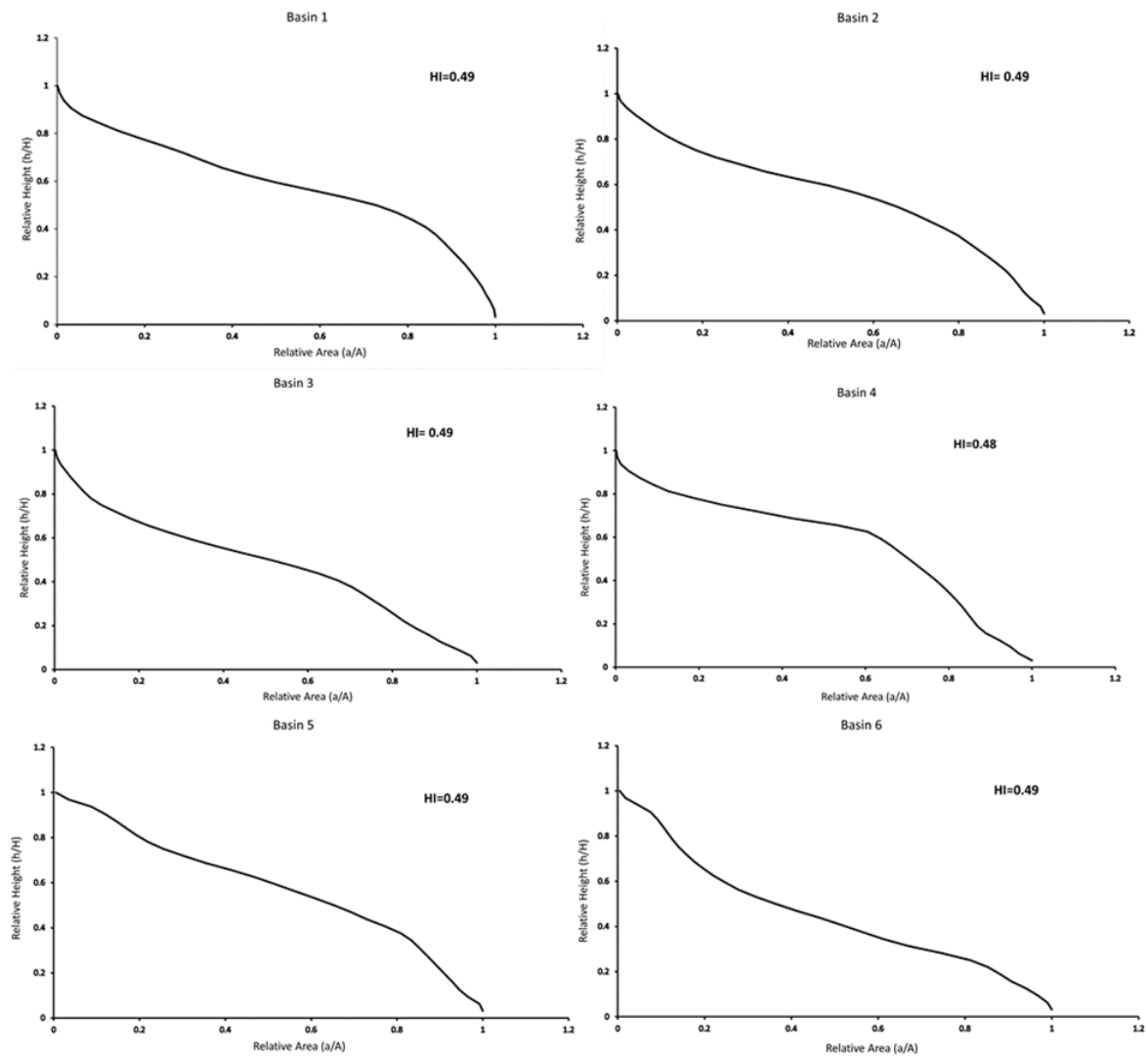
جدول ۲. شاخص VF زیرحوضه‌های ۱ تا ۶.

Category	Average	Vf	Erd_Esc	2Vfw	Esc	Erd	Eld	Sub-Basin	Basin
2	0.5	0.39	170	102	1807	1914	1957	A1	1
		0.13	309	100.4	1572	1881	1995	A2	
		0.35	183	161.4	1373	1556	1644	A3	
		0.54	355	430	1201	1556	1642	A4	
		1.14	101	290	1058	1159	1211	A5	
		0.49	239	266	952	1191	1250	A6	
		0.64	445	648	944	1389	1510	A7	
		0.34	671	464	688	1359	1355	A8	
		1.24	293	1125	557	850	1166	A9	
1	0.4	0.30	500	250	1742	2242	2058	B1	2
		0.51	411	310	1483	1894	1676	B2	
		0.43	58	114.8	1275	1333	1482	B3	
		0.31	178	114.6	1135	1313	1323	B4	
		0.75	587	862	1018	1605	1569	B5	
		0.63	450	663	862	1312	1454	B6	
		0.50	307	412	710	1017	1213	B7	
		0.23	251	118.8	595	846	852	B8	
		0.31	213	151.6	498	711	770	B9	
2	0.5	0.78	266	384	1879	2145	2104	C1	3
		0.71	183	468	1507	1690	1981	C2	
		0.68	194	330	1288	1482	1627	C3	
		0.30	487	236	1142	1629	1439	C4	
		0.29	577	264	941	1518	1248	C5	
		0.28	512	256	737	249	1131	C6	
		0.76	282	490	606	888	964	C7	
		0.66	203	195	495	698	587	C8	
1	0.3	0.76	46	79	1934	1980	1991	D1	4
		0.46	126	139.2	1827	1953	1999	D2	
		0.19	511	206	1595	2106	2167	D3	
		0.15	891	256	1186	2077	1929	D4	
		0.23	433	250	738	1171	1377	D5	
		0.60	650	392	514	635	1043	D6	
1	0.4	0.31	107	148.4	1296	1403	1655	E1	5
		0.59	149	181.2	1182	1331	1340	E2	
		0.59	397	338	1064	1461	1234	E3	
		0.50	350	328	922	1272	1224	E4	
		0.39	289	278	779	1068	1192	E5	
		0.32	201	141.8	514	715	749	E6	
		1.36	259	534	1411	1670	1543	E7	
		0.24	298	161.4	1629	1927	1997	E8	
		0.11	297	50.8	2031	2328	2188	E9	
2	0.6	0.40	224	177.4	1343	1567	1562	F1	6
		0.45	133	208	1215	1348	1537	F2	
		0.41	178	144.8	1055	1233	1222	F3	
		0.30	155	98	856	1011	1021	F4	
		0.91	223	344	756	979	909	F5	
		0.91	343	448	631	974	779	F6	
		1.02	105	139.2	531	636	562	F7	

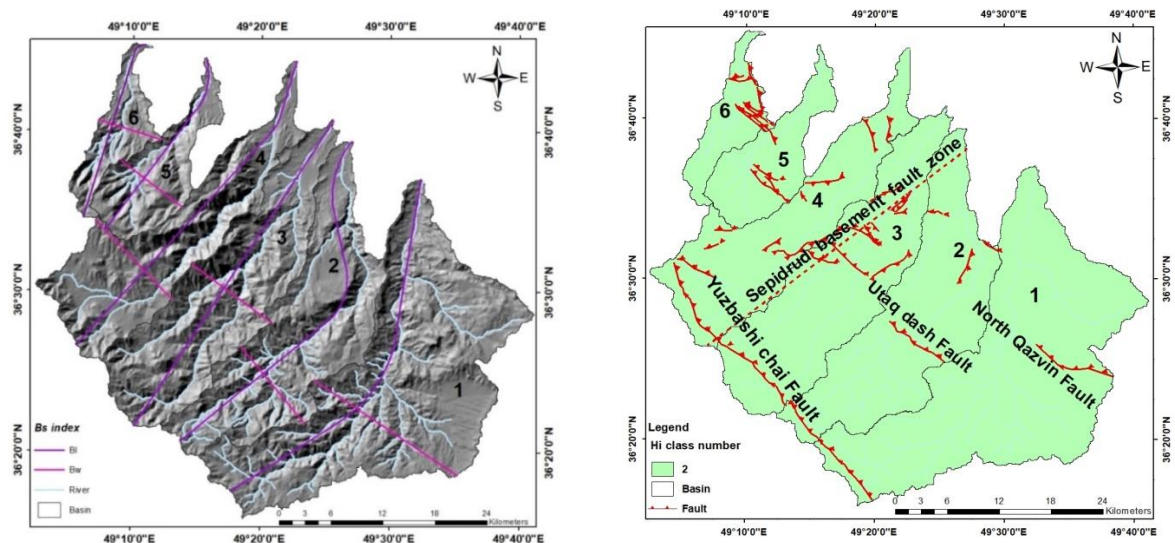


شکل ۶. نقشه رده‌بندی شاخص VF در زیرحوضه‌های منطقه

شکل ۵. نسبت پهنای کف دره به ارتفاع آن (Vf) در منطقه.



شکل ۷. منحنی پیشینه فرازسنجی در زیر حوضه‌های منطقه مورد مطالعه.



شکل ۹. موقعیت زیر حوضه‌های منطقه بر اساس شاخص Bs.

شکل ۸. نقشه رده‌بندی شاخص Hi در گستره مورد مطالعه.

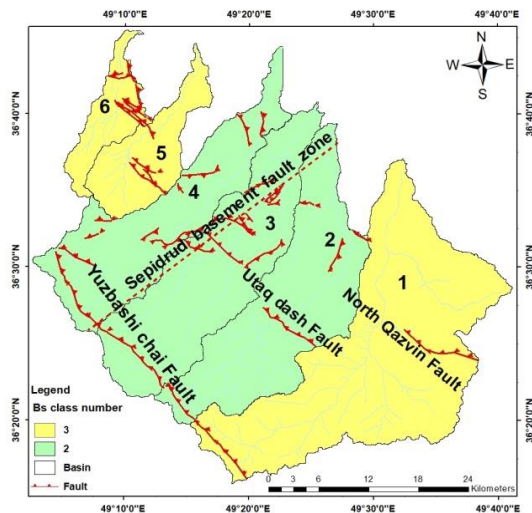
جدول ۳. شاخص Hi در زیرحوضه‌های ۱ تا ۶.

Category	Hi	Hmean_Hmin	Hmax_Hmin	Hmean	Hmin	Hmax	Basin
2	0/497	978/3	1966	42954/88	41976/96	43942/72	1
2	0/499	1054	2111	43373/25	42319	44430	2
2	0/496	1305/037	2630	51142	49837	52467	3
2	0/488	1300/44	2662	50737/4	49437	52099	4
2	0/495	1228/17	2479	48277/2	47049	49528	5
2	0/498	1223/03	2452	48557	47334	49786	6

جدول ۴. شاخص Bs در زیرحوضه‌های ۱ تا ۶.

Category	Bs	Bw(m)	Bl(m)	Basin
3	2/288	19/849	45/423	1
2	3/87	11/588	44/85	2
2	3/643	11/555	42/101	3
2	3/308	12/709	42/042	4
3	2/612	8/991	23/491	5
3	2/826	7/639	21/591	6

آبراهه در حوضه را نشان می‌دهد (El Hamdouni et al., 2008). ابتدا با استفاده از نرم‌افزار ArcGIS مساحت کل حوضه به طور دقیق اندازه‌گیری شد. سپس مساحت سمت راست حوضه اندازه‌گیری و با استفاده از فرمول (جدول ۱) شاخص محاسبه شد. نتایج حاصل از تغییرات سینوسی در رودخانه‌ها، به طور معمول ناشی از بالاآمدگی و فرونشست‌هایی است که در بستر روی می‌دهد (Keller & Pinter, 2002). مقادیر عددی Af در حدود ۵۰، بیانگر وجود تقارن زهکش‌های فرعی نسبت به آبراهه اصلی و در نتیجه عدم وجود کج‌شدگی بر اثر فرایش خواهد بود. مقادیر عددی بیش از ۵۰ و کمتر از ۵۰ به ترتیب بیانگر عملکرد فرایش در سمت راست و چپ آبراهه اصلی است (حافظی مقدس، ۱۳۸۸). بر اساس روش کلر و پینتر (Keller & Pinter, 2002)، رده بندی شاخص Af بدین شرح می‌باشد: رده ۱، $15 > Af-50$ زمین‌ساخت فعال؛ رده ۲، $7 > Af-50 < 15$ زمین‌ساخت نیمه فعال و رده ۳، $7 < Af-50 < 15$ زمین‌ساخت غیرفعال. زیرحوضه‌های ۳ و ۴، در رده ۱ با نرخ فعالیت بالا، زیرحوضه ۲ در رده ۲ با فعالیت متوسط و زیرحوضه‌های ۱، ۵ و ۶ در رده ۳ با فعالیت کم قرار می‌گیرند (جدول ۶ و شکل ۱۳). شکل ۱۴ رده بندی زیرحوضه‌های منطقه بر اساس این شاخص را نشان می‌دهد.



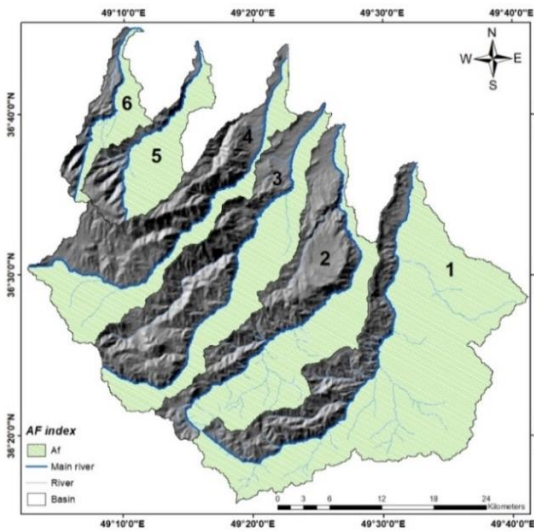
شکل ۱۰. نقشه رده بندی شاخص Bs در منطقه.

شاخص درجه سینوسی (S)

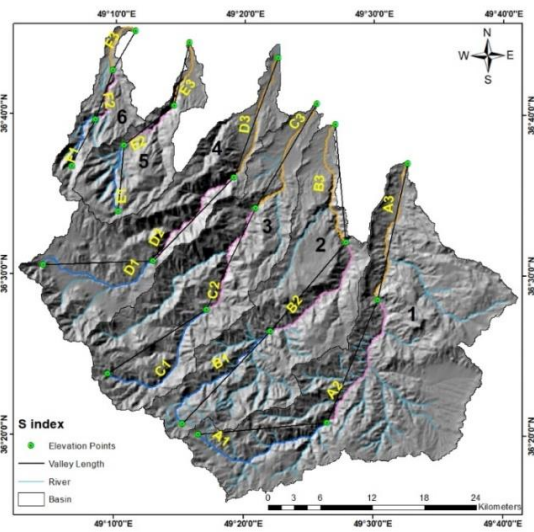
تغییرات سینوسی در رودخانه‌ها، به طور معمول ناشی از بالاآمدگی و فرونشست‌هایی است که در بستر روی می‌دهد (Keller & Pinter, 2002) (جدول ۱). در مناطق فعال، رودخانه به شکل خط مستقیم است. به منظور جلوگیری از خطا، طول رودخانه به سه قسمت تقسیم شده و سپس میانگین شاخص در هر زیرحوضه محاسبه شده است. بر اساس روش کلر و پینتر (Keller & Pinter, 2002)، رده بندی شاخص درجه سینوسی عبارت است از: رده ۱، S بین $1-1/5$ حاکی از مناطق فعال؛ رده ۲، S بین $2-1/5$ مناطق نیمه فعال و رده ۳، $S > 2$ دارای فعالیت ضعیف می‌باشد. طبق این شاخص تمامی زیرحوضه‌های منطقه با مقدار شاخص $1/2$ تا $1/4$ در رده ۲ قرار دارند و مناطق بالغ و نیمه فعال محسوب می‌شوند (جدول ۵ و شکل ۱۱). رده بندی زیرحوضه‌های منطقه بر اساس این شاخص در شکل ۱۲ آمده است.

شاخص عدم تقارن حوضه آبریز (AF)

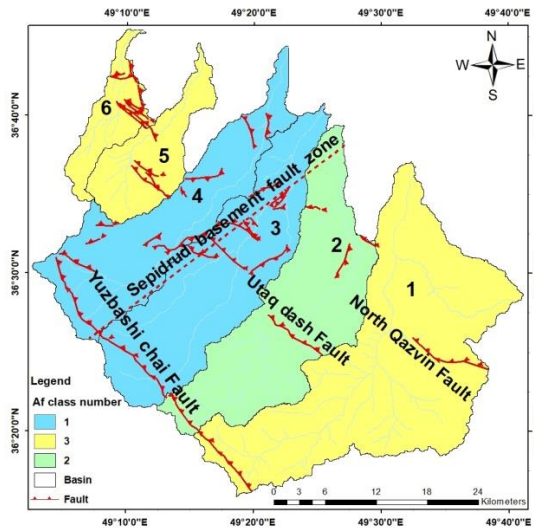
این شاخص میزان تغییرات انحراف عمودی مسیر



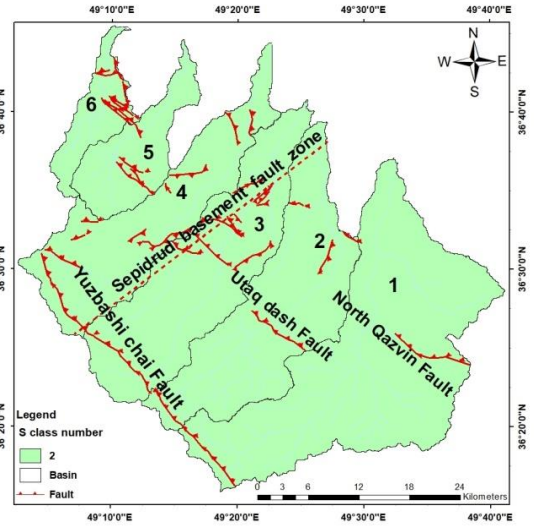
شکل ۱۳. موقعیت زیر حوضه‌های گستره بر اساس شاخص Af.



شکل ۱۱. شاخص S در زیر حوضه‌های گستره مورد مطالعه.



شکل ۱۴. نقشه رده‌بندی شاخص Af در گستره.



شکل ۱۲. نقشه رده‌بندی شاخص S در منطقه مورد مطالعه.

جدول ۶. شاخص Af در زیر حوضه‌های ۱ تا ۶.

Category	Af	At (Km2)	Ar (Km2)	Basin
3	26/55	567/3	150/63	1
2	53/07	335/11	177/86	2
1	59/94	337/47	202/31	3
1	59/93	278/2	166/74	4
3	39/01	118/32	46/159	5
3	42/76	72/971	31/206	6

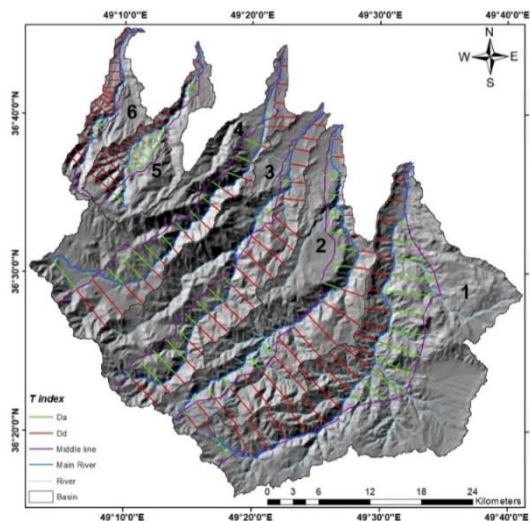
جدول ۵. شاخص S در زیر حوضه‌های ۱ تا ۶.

Category	Average	S	C(m)	V(m)	Basin
2	1/26	1/21	19/54	16/125	1
		1/27	19/54	15/301	
		1/3	19/54	14/994	
2	1/33	1/26	18/61	14/71	2
		1/38	18/61	13/46	
		1/36	18/61	13/65	
		1/34	18/19	13/54	
2	1/34	1/39	18/19	13/02	3
		1/3	18/19	13/92	
		1/25	17	12/66	
		1/26	17	13/41	
2	1/25	1/15	17	14/69	4
		1/21	9/17	7/66	
		1/24	9/17	7/34	
		1/22	9/17	7/51	
2	1/4	1/31	8/12	6/17	6
		1/37	8/12	5/91	
		1/54	8/12	5/24	

شاخص تقارن توپوگرافی معکوس (T)

شاخص تقارن توپوگرافی معکوس برای ارزیابی عدم تقارن رودخانه درون حوضه و تغییرات میزان نامتقارنی در بخش‌های مختلف دره به کار می‌رود. برای محاسبه این شاخص ابتدا خط میانی حوضه آبریز ترسیم گردید. در ادامه پارامترهای Da و Dd در فواصل مساوی در ۲۰ مقطع در هر زیرحوضه تعیین و با استفاده از رابطه مربوط (جدول ۱) محاسبه و میانگین آنها به عنوان نتایج در هر زیرحوضه در جدول ۷ و شکل ۱۵ آورده شده است.

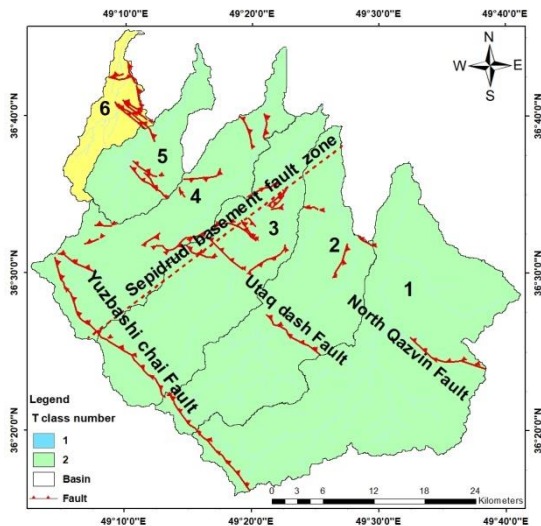
هر چه مقدار این شاخص به ۱ نزدیک‌تر باشد نشان‌دهنده عدم تقارن بیشتر است و در حوضه‌های کاملاً نامتقارن $T=0$ می‌باشد. بر اساس روش کلر و پینتر (Keller & Pinter, 2002)، این شاخص به ۳ رده تقسیم‌بندی می‌شود: در رده ۱، اگر مقادیر این شاخص $T \geq 0.4$ باشد منطقه از لحاظ زمین‌ساخت فعال می‌باشد؛ در رده ۲، اگر مقادیر این شاخص بین $0.2 - 0.4$ باشد دارای زمین‌ساخت نیمه فعال می‌باشد و در رده ۳، اگر مقادیر این شاخص $0.2 \leq$ باشد دارای زمین‌ساخت غیرفعال می‌باشد. در زیرحوضه‌های ۱ تا ۵، مقدار این شاخص به در حدود 0.3 بوده و در رده ۲ با نرخ فعالیت متوسط قرار دارند در حالی که زیرحوضه ۶ با مقدار 0.19 در رده ۳ با فعالیت کم قرار می‌گیرند (جدول ۷ و شکل ۱۵). رده‌بندی زیرحوضه‌های منطقه مورد مطالعه بر اساس این شاخص در شکل ۱۶ آمده است.



شکل ۱۵. محاسبه شاخص T در گستره مورد مطالعه.

جدول ۷. شاخص T در زیرحوضه‌های ۱ تا ۶.

Category	T	Dd (Km ²)	Da (Km ²)	Basin
2	0.4	9.517	3.911	1
2	0.3	5.8	2.11	2
2	0.3	5.259	1.958	3
2	0.5	2.973	1.5	4
2	0.4	838.91	359.79	5
3	0.2	1.771	398	6



شکل ۱۶. نقشه رده‌بندی شاخص T در منطقه مورد مطالعه.

شاخص تراکم سطحی آبراهه (P)

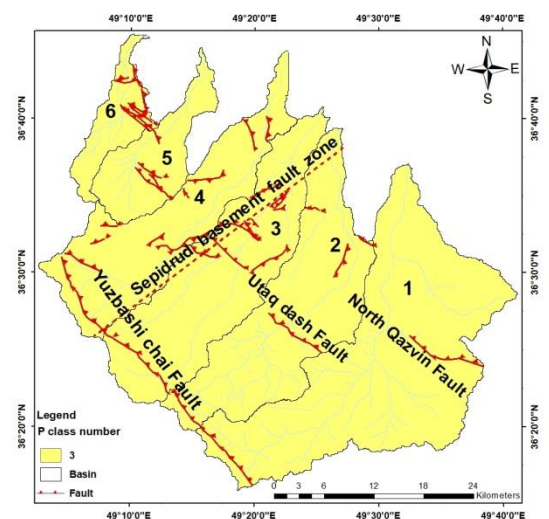
شاخص تراکم سطحی آبراهه، از نسبت طول آبراهه بر مساحت حاصل می‌شود (جدول ۸). در مناطقی با فعالیت زمین‌ساختی بالا، این شاخص مقادیر کمتری را نشان می‌دهد. بر اثر فعالیت زمین‌ساختی در منطقه، رودخانه از حالت منحنی خارج شده و به حالت صاف نزدیک می‌شود. به این ترتیب طول رودخانه کمتر شده و در نتیجه نسبت طول رودخانه به مساحت حوضه کم می‌شود (Horton, 1945). برای اندازه‌گیری این شاخص با استفاده از نرم‌افزار Global Mapper طول آبراهه اصلی و مساحت هر زیرحوضه را به صورت جداگانه اندازه‌گیری کرده و در نهایت با استفاده از نرم‌افزار Excel و فرمول، محاسبات شاخص انجام شد (جدول ۸). بر اساس هورتن (Horton, 1945) شاخص تراکم سطحی آبراهه به ۳ دسته تقسیم می‌شود: رده ۱، $P > 0.6$ ؛ رده ۲، شاخص بین $0.5 - 0.6$ و رده ۳، $P < 0.5$. طبق این شاخص تمامی زیرحوضه‌های منطقه با مقدار شاخص 0.1 تا 0.3 در رده ۳ قرار دارند و مناطق با فعالیت کم محسوب می‌شوند (جدول ۸). رده‌بندی زیرحوضه‌های منطقه مورد مطالعه بر اساس این شاخص در شکل ۱۷ آمده است.

شاخص فعالیت نسبی زمین‌ساختی

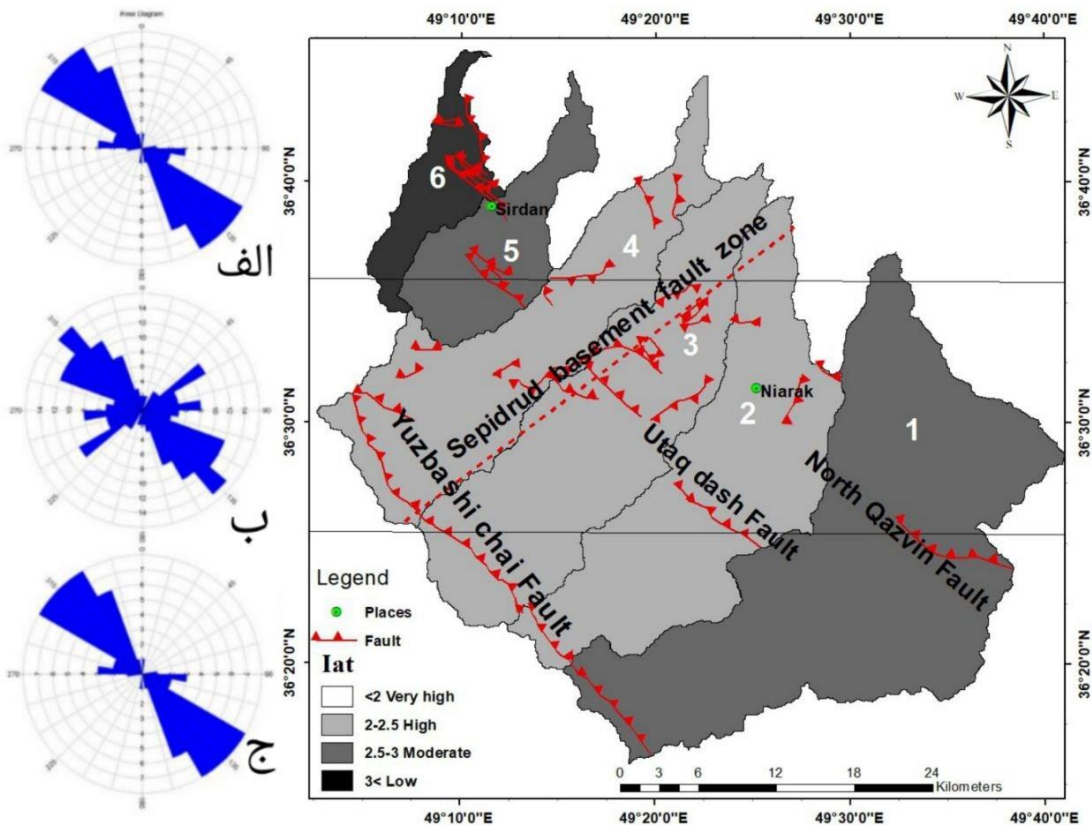
در این مطالعه برای بررسی فعالیت زمین‌ساختی گستره از ۸ شاخص ریخت‌زمین‌ساختی در ۶ زیرحوضه مورد مطالعه استفاده شد. این شاخص‌ها عبارتند از: شاخص‌های Af، S، Bs، Hi، Vf، Sl، T و P. در هر شاخص زیرحوضه‌ها در سه رده فعال، با فعالیت متوسط و غیرفعال به ترتیب در رده‌های ۱ تا ۳ طبقه‌بندی شدند. در نهایت برای تعیین شاخص ارزیابی فعالیت نسبی زمین‌ساختی از ۸ شاخص طبق جدول ۱ میانگین گرفته شده است (جدول ۹). توضیحات رابطه مورد استفاده در این شاخص در جدول ۱ آمده است. بر اساس روش الحمدونی و همکاران (El Hamdouni et al., 2008)، شاخص فعالیت نسبی زمین‌ساختی (Iat) در ۴ رده تقسیم‌بندی می‌شود: رده ۱، با فعالیت خیلی بالا و $s/n < 1/5$ ؛ رده ۲، فعالیت بالا و $1/5 < s/n < 2/5$ ؛ رده ۳، فعالیت متوسط $2/5 < s/n < 3/5$ و رده ۴، فعالیت کم $3/5 < s/n$. رده‌بندی زیرحوضه‌های منطقه مورد مطالعه بر اساس این شاخص در شکل ۱۸ آمده است.

جدول ۸. شاخص P در زیرحوضه‌های ۱ تا ۶.

Category	P	A(Km ²)	ΣLi (Km)	Basin
3	0/103	567/3	58/651	1
3	0/166	335/11	55/916	2
3	0/16	337/47	54/111	3
3	0/181	278/2	50/525	4
3	0/23	118/32	27/42	5
3	0/338	72/971	24/678	6



شکل ۱۷. نقشه رده‌بندی شاخص P در منطقه مورد مطالعه.



شکل ۱۸. نقشه رده‌بندی شاخص فعالیت نسبی زمین‌ساختی Iat در منطقه مورد مطالعه و نمودار گل سرخی فراوانی خطواره‌ها، (الف) نمودار گل سرخی فراوانی خطواره‌های استخراج شده به روش اتوماتیک در قسمت شمال غربی، (ب) نمودار گل سرخی فراوانی خطواره‌های استخراج شده به روش اتوماتیک در قسمت میانی (وج) نمودار گل سرخی فراوانی خطواره‌های استخراج شده به روش اتوماتیک در قسمت جنوب شرقی.



جدول ۹. شاخص Iat در زیرحوضه‌های ۱ تا ۶ در منطقه مورد مطالعه.

Iat class	S/n	P	T	S	Hi	Bs	Vf	Af	SL	Basin
3	2.25	3	2	2	2	3	2	3	1	1
2	1.87	3	2	2	2	2	1	2	1	2
2	1.87	3	2	2	2	2	2	1	1	3
2	1.75	3	2	2	2	2	1	1	1	4
3	2.12	3	2	2	2	3	1	3	1	5
4	2.37	3	3	2	2	3	2	3	1	6

بحث

نتایج حاصل از فعالیت نسبی زمین‌ساخت (جدول ۱۰) نشان داد که بخش‌های میانی محدوده مورد مطالعه از نظر فعالیت زمین‌ساختی بسیار فعال‌تر از بخش‌های شمال‌غربی و جنوب‌شرقی آن می‌باشد. به طوری که شاخص مربوطه در زیرحوضه‌های ۲، ۳ و ۴ حاکی از فعالیت بالا، در زیرحوضه ۱، ۵ و ۶ نشان‌دهنده‌ی فعالیت متوسط می‌باشد. لذا، می‌توان زیرحوضه‌های مطالعه شده را از نظر فعالیت زمین‌ساختی به ۳ رده تقسیم‌بندی کرد که شامل فعال (زیرحوضه‌های ۲، ۳ و ۴)، نسبتاً فعال (زیرحوضه‌های ۱ و ۵) و فعالیت کم (زیرحوضه ۶) می‌باشد. گسل‌های موجود در نقشه ۱:۱۰۰,۰۰۰ (شکل ۲) با یافته‌های حاصل از محاسبات شاخص (Iat) منطبق است. به طوری که قسمت میانی این نقشه بیشترین فراوانی گسل‌ها را دارد (شکل ۱۸-ب) و میزان بالای (Iat) را نشان می‌دهد. به نظر می‌رسد احتمالاً عملکرد گسل‌های مهم از جمله گسل‌های یوزباشی‌چای و اتاق‌داش در این محدوده باعث بالا رفتن مقدار این شاخص شده است (شکل ۱۸). در قسمت میانی زیرحوضه میزان بالای تراکم خطواره‌ها سبب بالا رفتن فعالیت زمین‌ساختی شده است در حالی که در قسمت‌های جنوب‌شرقی و شمال‌غربی تراکم گسل‌ها پایین است و این امر موجب فعالیت زمین‌ساختی کمتر آن شده است (شکل ۱۸-الف و ج). با رسم نمودار مقایسه شاخص SL و سنگ‌شناسی منطقه مورد مطالعه (شکل ۴) در شش نیم‌رخ توپوگرافی طولی استخراج شده، می‌توان دریافت که به طور کلی آنومالی‌های ایجادشده به ما اجازه می‌دهد تا فعالیت زمین‌ساختی منطقه را استنباط کنیم. آنومالی‌های ایجاد شده می‌تواند به دلایل مختلفی رخ دهد. برای نمونه، تغییر جنس بستر که با افزایش مقاومت سنگ در برابر فرسایش، مقدار SL افزایش می‌یابد و یا تغییر شیب توپوگرافی کانال، که در اثر فرآیندهای ساختاری مثل گسل یا بالا آمدگی زمین‌ساختی به وجود می‌آید

می‌تواند موجب به وجود آمدن بی‌نظمی در نمودارها شود. اگر چه ممکن است با وجود گسل مقدار SL تغییری نکند که در واقع به علت قدیمی بودن گسل، آبراهه بی‌نظمی‌های ایجاد شده آن را از بین برده باشد. با توجه به عدم تنوع مقاومت سنگ‌های منطقه به علت تشابه جنس سنگها در طول بستر آبراهه‌ها، عامل اصلی تغییرات شاخص در زیرحوضه‌های آبریز می‌تواند ناشی از فعالیت زمین‌ساختی باشد. در زیرحوضه ۴ و ۵ منطقه مورد مطالعه مقدار SI بالا می‌باشد. مقادیر بالای شاخص Vf در زیرحوضه‌های ۲، ۴ و ۵ نشانگر نرخ بالای برخاستگی این بخش است به گونه‌ای که شاخص منحنی انتگرال هیپسومتر (Hi) در این زیرحوضه‌ها به شکل محدب (عمدتاً به صورت یکسان و با مقدار ۰/۹۴) بوده و نشان‌دهنده زمین‌ساخت جنبی در منطقه می‌باشد. نتایج شاخص شکل حوضه (Bs)، حاکی از وجود زیرحوضه‌های طولی با زمین‌ساخت فعال است. بیشترین مقدار این شاخص در زیرحوضه ۲ با مقدار ۳/۸۷ و کمترین مقدار آن در زیرحوضه ۱ با مقدار ۲/۲۸ می‌باشد (جدول ۴). مقدار شاخص سینوسی رودخانه (S) که میزان مماندری بودن رودها را مشخص می‌نماید، حدوداً ۱/۲ تا ۱/۴ است. این امر نشان‌دهنده به تعادل نرسیدن و نقش نیروهای درونی در تغییرات زمین‌ریختی در زیرحوضه‌های مورد مطالعه است (جدول ۵). مقدار شاخص Af نسبت به تاب‌برداشتگی عمود بر روند کانال اصلی رودخانه، حساس است. بالاترین مقدار این شاخص نیز در زیرحوضه‌های ۲، ۳ و ۴ می‌باشد (جدول ۶) که خود تأییدکننده نتایج حاصل از شاخص Iat است. شاخص تقارن توپوگرافی معکوس (T) با کمترین مقدار در زیرحوضه ۶ (با مقدار ۰/۲) و بیشترین مقدار در زیرحوضه ۴ (با مقدار ۰/۵)، نشانگر فعال بودن زیرحوضه شماره ۴ نسبت به زیرحوضه ۶ است (جدول ۷). شاخص تراکم سطحی آبراهه (P) با میزان کمتر از ۰/۵ در هر ۶ زیرحوضه نشانگر میزان فعالیت پایین در زیرحوضه‌ها می‌باشد، بالاترین مقدار



زیرحوضه‌های ۲، ۳ و ۴ نیز ادامه دارد.

منابع

انصاری، ش.، ۱۳۹۶. تعیین فعالیت منطقه نبود گسیختگی گسل رودبار، مبتنی بر شاخص‌های ریخت زمین - ساختی رودخانه سفیدرود، استان گیلان، مجله زمین‌شناسی ایران، ۱۱(۴۴)، ۷۹-۸۸.

حافظی مقدس، ن.، ۱۳۸۸. زمین‌ریخت‌شناسی کاربردی، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۲۵۶ ص.

حسامی، خ.، جمالی، ف.، طبسی، ه.، ۱۳۸۲. نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰۰ گسل‌های فعال ایران، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.

حسینی، م.، موسوی، ع.، رسولی جمادی، ف.، ۱۳۹۵. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰۰ ابهر، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

داغینه، ک.، داودی، ز.، صادقی، ش.، افلاکی، م.، ۱۴۰۰. تکامل ساختاری واحدهای رسوبی نئوژن در بخش شرقی حوضه طارم، مجله زمین‌ساخت، شماره ۱۹، ۱۷-۳۳.

طاهرخانی، ب.، ۱۳۸۹. مورفوتکتونیک و جنبش‌های جوان گسل شمال قزوین، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۰۵ ص.

قافله‌باشی، م.، ۱۴۰۰. تحلیل هندسی و جنبشی گسل شمال قزوین، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)، ۷۷ ص.

قائمی، ج.، ۱۳۸۱. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰۰ اجیرنده، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

کرمی، ف.، ۱۳۹۱. ارزیابی نسبی تکنیک فعال با استفاده از روش‌های مورفومتری در حوضه‌های شمالی و شرقی کوه سهند، مجله فضای جغرافیایی، ۱۲(۳۷)، ۱-۱۸.

میرتوحیدی، الف.، محمدی، الف.، ۱۳۷۹. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰۰ آتاکستان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

نظری، ح.، سلامتی، ر.، ۱۳۷۷. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰۰ رودبار، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

Anoop, A. Prasad, S., Basavaiah, N., Brauer, A., Shahzad, F., Deenadayalan, Km., 2011. Tectonic versus climate influence on landscape evolution: A case study from the upper Spiti valley, NW Himalaya, *Geomorphology* 145-146.

این شاخص در زیرحوضه‌ی ۶ و برابر با ۰/۳۳ می‌باشد و کمترین مقدار آن در زیرحوضه‌ی ۱ برابر ۰/۱ می‌باشد. نتایج مطالعات داغینه و همکاران (۱۴۰۰) در بخش‌های شمالی زیرحوضه‌های ۲، ۳ و ۴ نشان داد که در این مناطق کشش تشکیل‌دهنده حوضه طارم که از اواخر الیگوسن شروع شده، تا اوایل نئوژن ادامه داشته است و همچنین از اواسط نئوژن تا عهد حاضر فاز فشارش حاصل از برخورد صفحه عربی و در ادامه، چرخش ساعتگرد بلوک کاسپین، دو فاز ترافشارشی را در البرز غربی ایجاد کرده است. همچنین ایشان ساختارهای گسلی نرمال با روند شمال‌شرق و چین‌خوردگی‌ها با روند محوری شرقی-غربی مشاهده شده در منطقه را مرتبط با تاثیر پهنه گسله پی‌سنگی سپیدرود با روند شمال‌شرق و حرکت چپ‌بر می‌دانند که در جنوب سد منجیل در زیرحوضه‌های ۲، ۳ و ۴ تحقیق حاضر نیز ادامه دارد (شکل ۱۸). بدین ترتیب نتایج حاصل از مطالعات ایشان نیز فعال بودن سه زیرحوضه ۲، ۳ و ۴ را تایید می‌کند.

نتیجه‌گیری

۱- جنس سنگ بستر، شیب توپوگرافی کانال آبراهه و وجود ساختارهای گسلی از جمله عوامل مهم کنترل‌کننده مقدار شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی در زیرحوضه‌های آبریز است. با توجه به عدم تنوع مقاومت سنگ‌های منطقه به علت تشابه تقریبی جنس سنگها در طول بستر آبراهه‌ها، عامل اصلی تغییرات شاخص در زیرحوضه‌های آبریز را می‌توان بیشتر ناشی از فعالیت زمین‌ساختی منطقه دانست.

۲- با توجه به شاخص فعالیت‌نسبی زمین‌ساختی که برآورد هشت شاخص اندازه‌گیری شده در منطقه است، در قسمت میانی زیرحوضه میزان بالای تراکم خطواره‌ها و همچنین وجود گسل پی‌سنگی سپیدرود سبب بالا رفتن فعالیت زمین‌ساختی شده است در حالی که در قسمت‌های جنوب‌شرقی و شمال‌غربی فعالیت زمین‌ساختی کمتر است و نشان می‌دهد گسل‌های موجود در آن مناطق به نسبت از فعالیت کمتری برخوردار هستند.

۳- فعال بودن سه زیرحوضه ۲، ۳ و ۴ نشان‌دهنده فعال بودن پهنه گسله پی‌سنگی سپیدرود با روند شمال‌شرق و حرکت چپ‌بر است که در جنوب سد منجیل در

- Burbank, D.W. and Anderson, R.S., 2001. Tectonic Geomorphology. Blackwell Science Ltd., Australia, 160.
- Giaconia, F., Booth-Rea, G., Martínez-Martínez, J.M., Azanón, J.M., Pérez-Pena, J.V., Pérez-Romero, J. and Villegas, 2012. Geomorphic Evidence of Active Tectonics in the Sierra Alhamilla (Eastern Betics, SE Spain). *Geomorphology*, 145, 90-106.
- Hack, J.T., 1973. Stream-Profile Analysis and Stream-Gradient Index. *Journal Research of United States Geological Survey*, 1, 421-429.
- Hl Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernandez, T., Chacón, J. and Keller, E. (2008) Assessment of Relative Active Tectonics, Southwest Border of Sierra Nevada (Southern Spain). *Geomorphology*, 96, 150-173.
- Horton, RE (1945) Erosional development of streams and their drainage basins. Hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological Society of American Bulletin*, 56, 275-370.
- Keller, E. A. and Pinter, N., 2002. Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape (2ndEd.), Prentice Hall, Upper Saddle River, 362 p.
- Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *AAPG bulletin*, 52(7), 1229-1258.