



فصلنامه زمین ساخت

زمستان ۱۴۰۰، سال پنجم، شماره ۲۰

doi 10.22077/jt.2022.5283.1138

الگوی دگرشکلی در بخش شمالی زمین درز سیستان، خاور ایران

ابراهیم غلامی^{۱*}، مریم عزتی^۲

۱- دانشیار، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

۲- پژوهشگر پسا دکتری تکنیک، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۲/۱۳
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۶/۱۵

چکیده:

منطقه‌ی مورد مطالعه در شمال زیرپهنه سیستان در سامانه گسلی نه‌بندان واقع شده است که علاوه بر واحدهای رسوبی و افیولیت‌های کرتاسه، مجموعه‌ی گسترده‌ای از رخساره‌های رسوبی و آذرآواری پالئوژن و نئوژن تحت تاثیر دگرشکلی قرار گرفته‌اند. روندهای ساختاری در این منطقه شامل دو گروه اصلی با امتدادهای شمالی-جنوبی و شمال باختری-جنوب خاوری می‌باشد. داده‌های ساختاری در راستای روندهای شمالی-جنوبی (شامل: گزیک، افضل آباد و خاور سهل آباد) و شمال باختری-جنوب خاوری (شامل: بیرجند و زهان) جمع‌آوری گردید که می‌توان دگرشکلی منطقه را در سه گروه تقسیم‌بندی نمود. دگرشکلی در راستای پهنه‌های شمالی-جنوبی (مانند: ایستگاه‌های گزیک و افضل آباد) بیشتر به صورت ترافشارشی برشی انجام شده است. در حدفاصل گسل‌های شمالی-جنوبی نردبانی چپ پله (مانند: چشمه زنگی، چاخو و آساکوهک)، برحسب نوع همپوشانی آن‌ها، مناطق فشاری (مانند کسراب و ترشاب) تشکیل گردیده‌اند؛ که در پهنه‌های فشارشی مذکور بر اثر عملکرد گسل‌های راندگی، واحدهای افیولیتی در این مناطق رخنمون یافته‌اند. وجود راندگی در پایانه‌ی گسل‌های امتدادلغز (مانند: جنوب بیرجند) ناشی از تاثیر متقابل روندهای اصلی در منطقه است که باعث رخنمون افیولیت‌ها در راستای روندهای شمال باختری-جنوب خاوری گردیده است.

کلمات کلیدی: آرایش گسلش امتدادلغز، پهنه‌های فشاری، راندگی پایانه‌ای، زمین درز سیستان، خاور ایران.

* ایمیل: egholami@birjand.ac.ir

تلفن تماس: ۰۹۱۵۵۶۲۱۷۶۹



Deformation style in the northern part of the the Sistan suture zone, Eastern Iran

Ebrahim Gholami^{1*}, Maryam Ezati²

1- Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran

2- Postdoctoral researcher, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran

Abstract

The study area is located in the northeast of the Lut block between Nehbandan and Nayband fault zones; that in addition to sedimentary units and Cretaceous ophiolites, a wide range of Paleogene and Neogene sedimentary facies and pyroclastic sediments have been affected by deformation. Structural trends of the study area include two main groups with north-south and northwest-southeast trends. Structural data were collected in the direction of north-south trends (including Gazik, Afzalabad and east of Sahlabad) and northwest-southeast (including Birjand and Zahan); the deformed regions can be divided into three groups. Deformation in the direction of north-south zones (such as Gazik and Afzalabad stations) is mostly done as transpersonal zones. In the distance between the left-lateral en-echelon faults with north-south trend (such as Cheshmezangi, Chakhoo, and Asakoohak), according to the type of their overlap, pressure zones (such as Kasrab and Torshab) have been formed. In the mentioned compressive zones due to the operation of the thrust faults, ophiolite units have been exposed in these regions. The existence of thrust faults in the end of strike-slip faults (such as South Birjand), which are due to the interaction of the main trends in the region, has caused ophiolite outcrops in the direction of northwest-southeast trends.

Key words: Arrangement of Strike-slip faults, Restraining zones, Terminal thrust, Sistan suture zone, Eastern Iran.

*Email: egholami@birjand.ac.ir

Tel: +989155621769

مقدمه

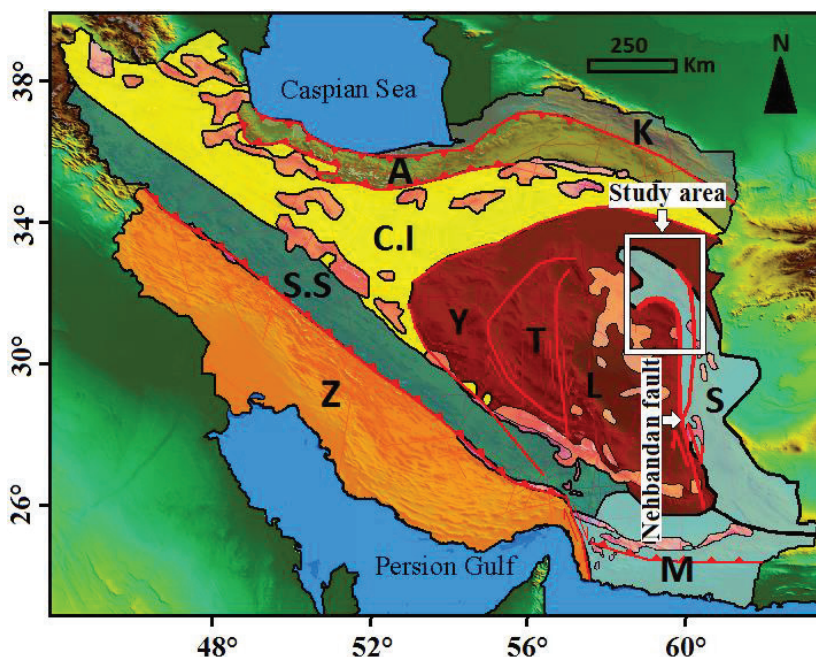
می‌شود. در پایانه‌ی گسل هر دو متغیر فوق به سمت صفر میل می‌کنند. بر روی گسل‌های امتدادلغز جوان نیز که از قطعات جداگانه تشکیل شده‌اند در انتهای هر کدام از قطعات میزان جابجایی و عرض پهنه‌ی برشی به سمت صفر میل می‌کند (خطیب، ۱۳۷۷). نحوه‌ی توزیع گسل‌های فعال در منطقه بیرجند در نتیجه‌ی فعالیت هم‌زمان گسل‌های از قبل موجود می‌باشند و گسل‌های شمالی-جنوبی ساختار غالب در خاور ایران را نمایش می‌دهند. انتقال از گسلش برشی راستگرد شمالی-جنوبی بدون چرخش حول محور قائم به گسلش برشی چپگرد خاوری-باختری با چرخش حول محور قائم سبب پیدایش گسلش راندگی تقریباً خاوری-باختری بدون چرخش حول محور قائم در اطراف بیرجند شده است (Walker and Khatib, 2006). در خاور ایران و به ویژه در زمین درز سیستان، گسل‌ها از جمله ساختارهای اصلی کنترل‌کننده‌ی هندسه و کینماتیک ساختاری در کوهزادها به شمار می‌آیند برش راستگرد بین ایران مرکزی و افغانستان در عرض جغرافیایی کمتر از ۳۴°N عمدتاً روی گسل‌های شمالی-جنوبی گوک و نایبند و زمین‌درز سیستان مصرف می‌شود. بخش مهمی از استرین سنوزوئیک در زمین‌درز سیستان روی سه گسل زاهدان، نه خاوری و نه باختری متمرکز شده است به طوری که از جابجایی کلی ۹۵-۷۰ کیلومتر در عرض جغرافیایی ۳۰,۵°N سیستم گسلی سیستان، ۲۰-۱۳ کیلومتر روی گسل زاهدان، ۶۵-۵۰ کیلومتر روی گسل نه خاوری و ۱۰ کیلومتر روی گسل نه باختری متمرکز شده است. در عرض جغرافیایی بالاتر از ۳۴°N گسل‌های امتدادلغز چپگرد خاوری-باختری در اثر برش راستگرد بین ایران مرکزی و افغانستان دچار چرخش راستگرد شده‌اند (Walker and Jackson, 2004). تبیین سازوکار دگرشکلی در راستای پهنه‌های گسلی و تشکیل مناطق فشارشی در حد فاصل و یا در پایانه آن‌ها کمک موثری به شناخت نحوه‌ی تکامل ساختاری و حل پیچیدگی‌های ساختاری در این منطقه خواهد نمود. ساختارهای بالاآمدگی (Pop-up structures) یا بالاآمدگی‌های ترافشارشی (-Traspres-sional uplifts) یکی از عناصر اصلی پهنه‌های گسلی امتدادلغز قاره‌ای می‌باشند که در مناطق کرنش

گسل‌های راستالغز بزرگ از اولین عناصر ساختاری می‌باشند که در پهنه‌های برخوردی تشکیل می‌گردند و نقش بسزایی در استهلاك تنش بیشینه‌ی افقی، توزیع و تمرکز دگرریختی در حاشیه‌ی بلوک‌های سخت و محکم ایفا می‌کنند (King et al., 2004)؛ این ساختارها بیشتر در مرز صفحات و در جایی که لیتوسفر فاقد فروانش است (بر اثر ناهمسان‌گردی مکانیکی و نرم‌شدگی واتنش) تشکیل می‌شوند (Di Vincenzo et al., 2013). پهنه‌ی برخوردی صفحه‌ی عربی-اوراسیا یکی از بزرگ‌ترین و مهم‌ترین پهنه‌های دگرریختی درون قاره‌ای می‌باشد. دگرریختی جنب‌در ایران به عنوان بخشی از این پهنه برخوردی حاصل از این همگرایی می‌باشد. حرکت به سمت شمال فلات ایران باعث تغییر میزان کوتاه‌شدگی و فشردگی لیتوسفر ایران از باختر به خاور گردیده است. پایین بودن نرخ جابجایی بلوک هلمند نسبت به اوراسیا و نیز فروانش مکران در جنوب باعث ایجاد برش راستالغز راستگرد بین خرده قاره‌ی ایران مرکزی و بلوک هلمند شده است (Walker and Jack-son, 2004; Vernant et al., 2004). اغلب این برش‌ها بر روی گسل‌های راستالغز راستگرد شمالی-جنوبی در اطراف پهنه لوت (مانند گسل‌های نه خاوری، نه باختری و نایبند) انباشته شده‌اند. سازوکار امتدادلغز راستگرد در پهنه‌های گسلی شمالی-جنوبی و همچنین تاثیر متقابل Fault (interaction) این دو روند ساختاری در منطقه شمال-شمال خاوری دشت لوت، باعث ایجاد مناطق فشاری و رخنمون واحدهای آمیزه افیولیتی در رژیم تکتونیکی امتدادلغز در حد فاصل گسل‌های نردبانی در محل همپوشانی گسل‌های شمالی-جنوبی و همچنین در پایانه گسل‌های شمالی-جنوبی در خاور ایران شده است. در پهنه‌های گسلی شمالی-جنوبی رخنمون‌های افیولیتی بصورت عدسی‌های لوزی شکل باریک و کشیده و به موازات پهنه گسلی دیده می‌شوند (غلامی و همکاران، ۱۳۸۸). نتایج بررسی الگوهای جنبشی در شرق ایران نشان می‌دهند که: مقدار جابجایی و عرض پهنه‌ی برشی در قسمت میانی گسل‌های امتدادلغز حداکثر بوده و به سمت پایانه‌ها از مقدار آن به صورت نمایی کاسته



این پژوهش این است که: چه الگوی دگرشکلی در این بخش از خاور ایران حاکم است؟ هدف از این پژوهش تعیین سیر تکاملی ایجاد و فعالیت گسل‌ها (پهنه‌های گسلی) در شمال زیرپهنه‌ی سیستان می‌باشد. با تعیین سازوکار و رابطه‌ی بین گسل‌ها از لحاظ زمان فعالیت (زمان نسبی) می‌توان الگوی ساختاری مناسبی برای نحوه‌ی دگرشکلی در منطقه ارائه داد. در نقاط مختلف دنیا پژوهش‌های مختلفی در رابطه با برهمکنش گسل‌ها انجام شده است که در اینجا می‌توان به موارد زیر اشاره نمود: برهمکنش گسل‌های نرمال در منطقه‌ی کرت واقع در یونان (Veliz et al., 2018). بررسی‌های ریخت‌زمین‌ساخت و لرزه زمین‌ساخت در منطقه‌ی سبزواران واقع در جنوب شرق ایران (Rashidi et al., 2020). ارائه‌ی یک مدل تکتونیکی جدید (اوروکلینال) در رابطه با کوهزایی شرق ایران (Bagheri and Damani Gol, 2020). برهمکنش گسلی و کشش فعال پوسته‌ای در جنوب فلات تبت با استفاده از مدلسازی ژئودینامیکی (Yin and Luo, 2021). گسیختگی‌های لرزه‌ای و برهمکنش‌های گسلی (Lacoletti et al., 2021)؛ که در همه‌ی این موارد، فعالیت پهنه‌های گسلی و الگوی ساختاری حاکم بر آن‌ها بیانگر سیر تکامل زمین‌ساختی هر منطقه می‌باشد. بنابراین با استناد به الگوی دگرشکلی موجود در منطقه‌ی مورد مطالعه تا حدودی می‌توان به سیر تکاملی بخش شمالی زمین درز سیستان پی برد.

یافته‌ی پهنه‌های تخریبی (Damage zones) در راستای گسل‌های اصلی، یا در محل همپوشانی گسل‌های نردبانی (en-echelon faults) و یا در پایانه گسل‌های امتدادلغز ایجاد می‌شوند (Woodcock and Fischer, 1986). تاکنون مطالعات ساختاری در مناطق کرنش یافته‌ی مربوط به پهنه‌های تخریبی (Damage zones) بطور جداگانه در راستای گسل‌ها، در محل همپوشانی قطعات گسلی و یا در پایانه‌ی گسل‌های امتدادلغز انجام شده است (Kim et al., 2003). از آنجایی که هندسه و ساختار مناطق کرنش یافته وابستگی شدیدی به جایگاه آن‌ها و نیز سیر تکاملی پهنه‌ی گسل‌های اصلی دارد (Kim et al., 2004)، بنابراین مطالعات ساختاری در این مناطق می‌تواند به شناخت نحوه‌ی انتشار و تکامل قطعات گسلی امتدادلغز کمک نماید (McGrath and Davison, 1995). منطقه‌ی مورد مطالعه در شمال خاوری پهنه‌ی لوت در سامانه گسلی نهبندان و در شمال زیرپهنه سیستان قرار دارد (شکل ۱). آنالیزهای مختلفی در ارتباط با شرق ایران صورت گرفته است که در اینجا به چند مورد اشاره می‌گردد: با استفاده از شواهد ساختاری تاثیر گسل‌های شمالی- جنوبی بر توسعه‌ی دگرریختی‌های مربوط به جنوب خاوری بیرجند بررسی گردید، نتایج نشان می‌دهند که فعالیت پهنه‌های گسلی شمالی- جنوبی باعث ایجاد مناطق عدسی شکل فشارشی شده است (غلامی و همکاران، ۱۳۸۸). مقدار کوتاه‌شدگی و رانش در بخش شمالی زمین درز سیستان جهت تعیین بردارهای جنبشی همگرایی محاسبه گردید، نتایج نشان می‌دهند که جهت انتقال زمین‌ساختی و فرورانش به ترتیب سمت جنوب غرب و شمال شرق می‌باشد (احمدی کمیجانی و همکاران، ۱۳۹۸). مراحل اعمال تنش دیرین با استفاده از ساختارهای شکننا در کوه‌های شکراب واقع در شرق ایران بررسی گردید، نتایج نشان می‌دهند که عملکرد تنش در سه مرحله اتفاق افتاده است. (Ezati et al., 2020) نقش رژیم تنش ترفشارشی در فرایش توده‌های گرانیتوئیدی و در طول قسمت شمالی گسل نهبندان واقع در شرق ایران بررسی گردید، نتایج نشان می‌دهند که فرایش توده‌های گرانیتوئیدی در این منطقه زودتر از زمان الیگوسن رخ نداده است. (Samimi et al., 2020) سوال



شکل ۱. موقعیت بخش شمالی زمین‌درز سیستان در نقشه‌ی ساختاری ایران؛ C.I: ایران مرکزی، A: البرز، K: کپه‌داغ، S.S: سندج سیرجان، Z: زاگرس، M: مکران، S: زمین‌درز سیستان، L: پهنه لوت، T: پهنه طیس، Y: پهنه یزد.

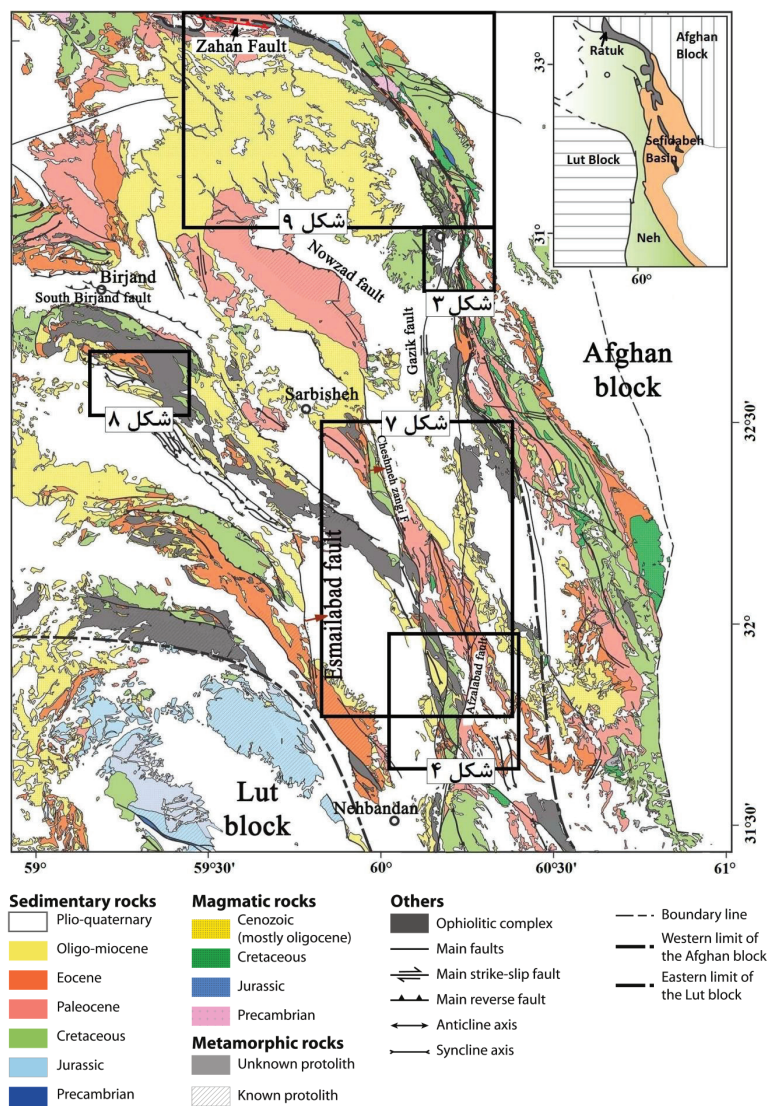
کنون کمتر مورد توجه بوده‌اند. (Kronberg, 1983). عملکرد همگرایی مایل بخش‌های مرکز ایران نسبت به بلوک افغان منجر به فعالیت پهنه‌های برشی راستگرد با راستای غالب شمالی- جنوبی گردیده است (Walker and Jackson, 2002). برش راستگرد بین ایران مرکزی و افغانستان در عرض جغرافیایی کمتر از $34^{\circ}N$ اغلب روی گسل‌های شمالی- جنوبی مانند گسل‌های چاخو، نه شرقی، نه غربی و اسمائیل آباد موجود در زمین‌درز سیستان مصرف می‌شود. بخش مهمی از کرنش سنوزوئیک در زمین‌درز سیستان روی سه گسل زاهدان، نه خاوری و نه باختری متمرکز شده است به طوری که از جابجایی کلی ۹۵-۷۰ کیلومتر در عرض جغرافیایی $30.5^{\circ}N$ سامانه گسلی نه‌بندان، ۲۰-۱۳ کیلومتر روی گسل زاهدان، ۶۵-۵۰ کیلومتر روی گسل نه خاوری و ۱۰ کیلومتر روی گسل نه باختری متمرکز گردیده است (Walker and Jackson, 2004). در عرض جغرافیایی بالاتر از $34^{\circ}N$ گسل‌های امتداد لغز چپگرد شرقی- غربی بر اثر برش راستگرد بین ایران مرکزی و افغانستان دچار چرخش راستگرد گردیده‌اند (Walker and Jackson, 2004, Jentzer et al., 2017). در ایالت ساختاری سیستان با نزدیک شدن به امتداد شمالی- جنوبی، جابجایی راستگرد بیشتری دیده می‌شود و

ویژگی‌های زمین‌شناسی و زمین‌ساخت منطقه

گسل‌ها از ساختارهای اصلی کنترل‌کننده هندسه و کینماتیک ساختاری در شرق ایران و به ویژه در زمین‌درز سیستان می‌باشند (Walker and Jackson, 2004; Ezati et al., 2020). چهار امتداد عمده‌ی ساختاری در ایالت سیستان وجود دارد: ۱. امتداد شمالی- جنوبی: بارزترین امتداد شناخته شده در ایالت سیستان است به طوری که امتداد کلی این ایالت ساختاری شمالی- جنوبی بوده و گسل‌های حاشیه‌ی آن نیز همین امتداد را دارند که مهم‌ترین آن سیستم گسل نه است که جداکننده پهنه‌ی لوت از ایالت سیستان است. ۲. امتداد شمال غرب- جنوب شرق: گسل‌هایی که همسو با این امتداد هستند اکثر راندگی عمل کرده‌اند. ۳. امتداد شرقی- غربی: امتداد شرقی- غربی در بخش‌های شمال غرب و جنوب شرق ایالت سیستان تظاهر عمده‌ای پیدا کرده است ولی در بخش‌های مرکزی از اهمیت چندانی برخوردار نیست (خطیب، ۱۳۷۷). ۴. امتداد شمال شرق- جنوب غرب: این امتداد از شکستگی‌ها دارای اهمیت بسیار کمتری بوده و از نظر آماری فراوانی آن کم هستند ولی در بخش‌های شمالی و مرکزی ایالت سیستان دیده می‌شوند که تا

در دو گروه اصلی با روند شمالی-جنوبی و شمال باختری-جنوب خاوری قرار می‌گیرند. البته در بخش باختری گسل نهبندان و به سمت بخش مرکزی لوت روندهای خاوری-باختری نیز ظاهر شده‌اند. علاوه بر واحدهای رسوبی و افیولیت های کرتاسه، مجموعه‌ی گسترده‌ای از رخساره‌های رسوبی و آذرآواری پالئوژن و نئوژن که شامل: سنگ‌های سیلتی، مارن، شیل و ماسه سنگ به همراه میان لایه‌های کنگومرا، سنگ آهک سیلتی می‌باشند در منطقه‌ی مورد مطالعه تحت تاثیر دگرشکلی قرار گرفته‌اند (شکل ۲). ایستگاه‌های برداشت داده‌های ساختاری عبارتند از: (۱) گزیک، (۲) افضل آباد، (۳) خاور سهل آباد، (۴) جنوب بیرجند، (۵) زهان.

هر چه حرکت برشی بیشتر باشد چرخش نیز بیشتر خواهد بود. در چنین رژیم‌ی سازوکار تغییرشکل دارای کمترین شدت ولی بازشدگی شکستگی‌ها دارای بالاترین مقدار است لذا پدیده‌ی آتشفشانی شدید و پیوسته بوده و گدازه‌های جوان‌تر به طور مستمر سنگ‌های قدیمی‌تر را می‌پوشانند (Nogo- (le-Sadate, 1978, 1985). زیرپهنه‌ی ساختاری سیستان در خاور ایران با تنوع سنگ شناسی و روندهای ساختاری محل مناسبی جهت بررسی تاثیر متقابل گسل‌ها است. ارتباط هندسی-جنبشی ساختارها می‌تواند نشان‌دهنده‌ی نحوه‌ی رخنمون واحدهای سنگی قدیمی در میان واحدهای سنگی جوانتر در راستای پهنه های گسلی و در محدوده‌ی بین آنها باشد. مهمترین روندهای ساختاری در بخش شمالی زمین درز سیستان



شکل ۲. نقشه‌ی زمین‌شناسی مربوط به بخش شمالی زمین درز سیستان (اقتباس از Jentzer et al., 2017)، براساس نقشه‌های زمین‌شناسی

بیرجند و دهسلم با مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰.

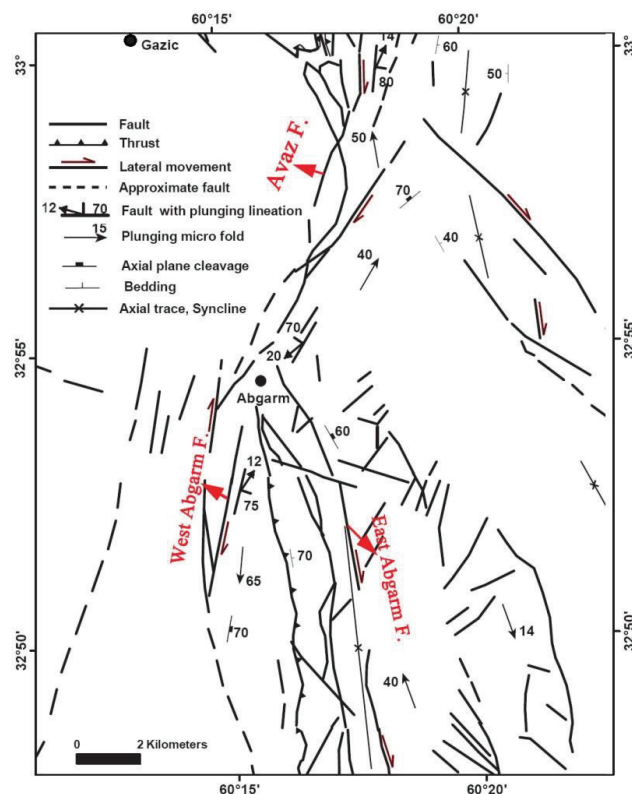
روش کار

در این پژوهش برای شناسایی ساختارهای منطقه از تصاویر ماهواره‌ای، مدل رقومی ارتفاعی، نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ و داده‌های صحرایی استفاده گردید. تحلیل ساختاری بر پایه‌ی ویژگی‌های هندسی و جنبشی ساختارهای مربوط به ایستگاه‌های مختلف به شرح زیر انجام گردید. به منظور تحلیل هندسی - جنبشی ساختارها، برداشت‌های ساختاری در ۵ ایستگاه (در هر ایستگاه بین ۱۴ تا ۶۰ اندازه‌گیری) در راستای روندهای شمالی - جنوبی (شامل ایستگاه‌های گزیک، افضل آباد و خاور سهل آباد) و شمال باختری - جنوب خاوری (شامل ایستگاه‌های بیرجند و زهان) انجام گردید (شکل ۲). در بخش شمالی زمین‌درز سیستان در راستای پهنه‌های گسلی شمال باختری - جنوب خاوری، رخنمون‌های افیولیتی بصورت پیوسته و یا گسسته دیده می‌شوند و همچنین از محل تلاقی روندهای اصلی به سمت باختر رخنمون‌های افیولیتی کاهش می‌یابند.

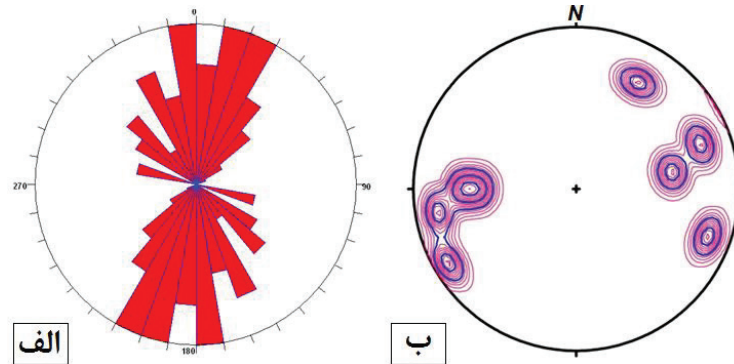
ایستگاه گزیک:

این محدوده در بخش شمالی گسل نهبندان قرار دارد و دارای گسل‌های با روند شمالی - جنوبی، شمال

باختری - جنوب خاوری و شمال خاوری - جنوب باختری است (اشکال ۲، ۳ و ۴). ارتباط هندسی صفحات گسلی نشان می‌دهند که گسل‌های شمالی - جنوبی روندهای اصلی هستند و گسل‌های شمال خاوری - جنوب باختری و شمال باختری - جنوب خاوری در درجه دوم اهمیت قرار دارند. سازوکار پهنه‌ی اصلی در منطقه‌ی جنوب گزیک نشان می‌دهد که دگرشکلی اصلی وابسته به فعالیت یک پهنه‌ی گسلی شمالی - جنوبی است. در پایانه‌ی گسل‌های امتدادلغز پهنه‌ی تخریبی (zone damage) می‌تواند از نوع گسل‌های شاخه‌ای همسو (synthetic branch faults) را بوجود آورد. اتصال این گسل‌ها و همچنین وضعیت هندسی و فعالیت قطعات گسلی شمالی - جنوبی باعث ایجاد مناطق فشاری بصورت عدسی‌های کشیده و در راستای شمالی - جنوبی شده است (شکل ۸). البته این عدسی‌ها می‌توانند مناطق فشاری باشند که در پهنه‌های شمالی - جنوبی با راستای شمال باختری - جنوب خاوری ایجاد گردیده‌اند و بر اثر پیشرفت برش در این پهنه‌های گسلی دچار چرخش در جهت عقربه‌های ساعت شده‌اند و به موازات پهنه‌ی اصلی قرار گرفته باشند.



شکل ۳. ساختارهای اصلی در منطقه‌ی گزیک (غلامی و همکاران، ۱۳۸۸).



شکل ۴. الف) نمودار امتدادی گسل‌ها، ب) نمودار شمارشی گسل‌ها در محدوده گزیک.

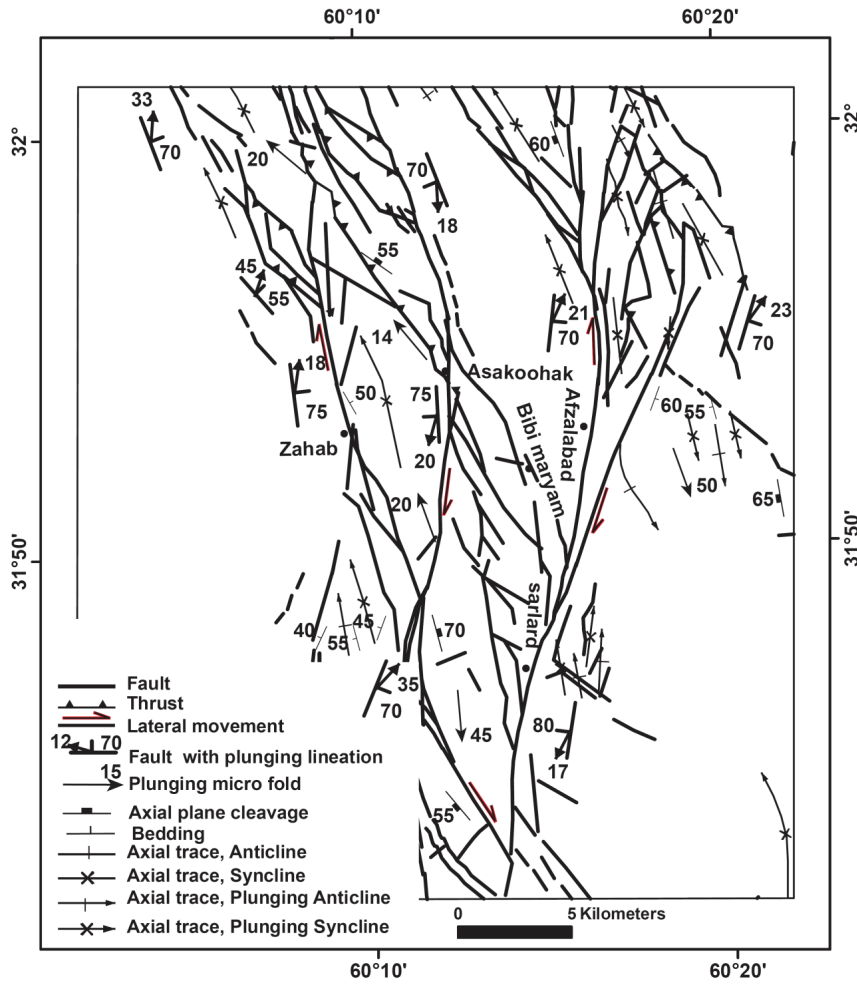
ایستگاه افضل آباد:

بررسی ساختاری در این بخش از گسل نه‌بندان محدوده وسیعی را دربرمی‌گیرد (اشکال ۲ و ۵). پهنه‌ی گسلی اصلی موقعیت شمالی- جنوبی دارد که رگه‌ی منیزیت افضل آباد در آن جای گرفته است. وجود خطواره‌های لغزشی در گسل‌های شمالی- جنوبی بر روی منیزیت حاکی از فعالیت گسل‌های امتدادلغز بعد از جایگیری منیزیت می‌باشد (غلامی و همکاران، ۱۳۸۸). در ادامه‌ی جنوبی این پهنه‌ی گسلی رگه منیزیت سرلرد قرار دارد. وجود آثار حرکتی گسل‌های شمالی- جنوبی بر روی منیزیت حاکی از فعالیت گسل‌های امتدادلغز بعد از جایگیری منیزیت می‌باشد (شکل ۶ الف).

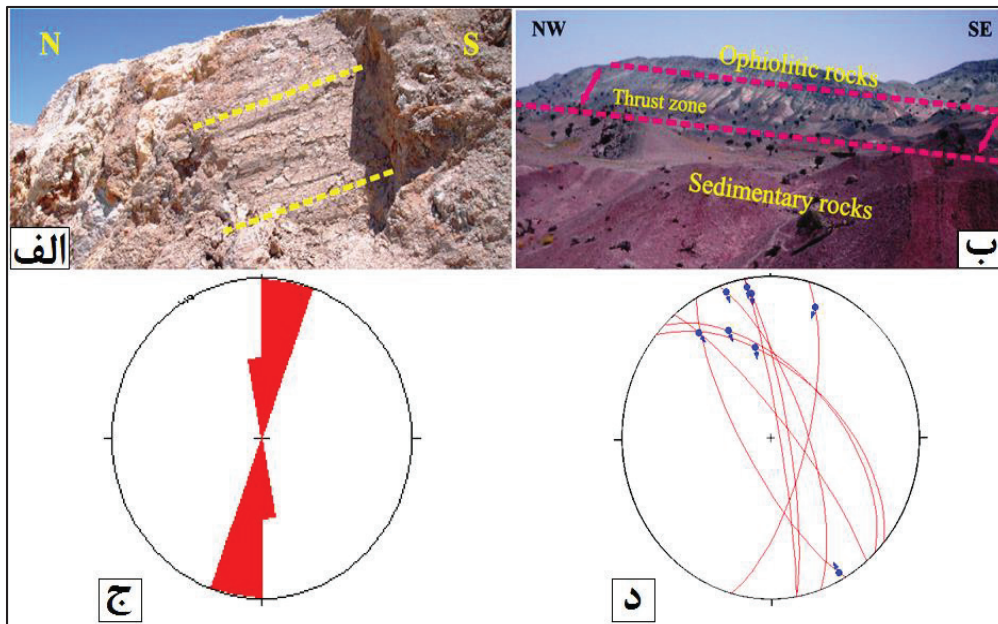
آساکوهک: گسل‌های این منطقه اغلب دارای روند شمالی- جنوبی تا شمال باختر- جنوب خاور می‌باشند و همچنین دارای سازوکار امتدادلغز راستگرد هستند (شکل ۶). مولفه‌ی افقی (برشی) در گسل‌های شمالی- جنوبی نقش اساسی ایفا می‌کند. اما در گسل‌های شمال‌باختری- جنوب‌خاوری واحدهای افیولیتی بر روی واحدهای ترشیر رانده شده‌اند (شکل ۶ ب).

روابط هندسی- جنبشی ساختارها (گسل‌ها و خطواره‌های لغزشی) حاکی از این است که در مناطق افضل آباد و آساکوهک دگرشکلی‌های اصلی وابسته به فعالیت پهنه‌های گسلی شمالی- جنوبی و شمال‌باختری- جنوب‌خاوری می‌باشد. در پهنه‌های شمال‌باختری- جنوب‌خاوری مولفه‌ی راندگی نیز نقش موثری دارد که واحدهای کرتاسه را بر روی واحدهای ترشیر رانده است، بنابراین

رخنمون گسترده‌ای از افیولیت‌ها در راستای این روند مشاهده می‌شود. تداوم عملکرد امتدادلغز راستگرد در پهنه‌های گسلی شمالی- جنوبی، باعث ایجاد مناطق فشاری بصورت عدسی‌های کشیده (با رخنمون‌های افیولیتی) در راستای روندهای گسلی شمالی- جنوبی و شمال‌باختری- جنوب‌خاوری شده است. در حقیقت این مناطق فشارشی نمایشگر فعالیت گسل‌های امتدادلغز راستگرد هستند که پهنه‌ی تخریب دیواره‌ای (Wall damage zone) از نوع گسل همسو (Synthetic fault) را به وجود آورده‌اند. این نوع از مناطق کرنش یافته در محلی ایجاد می‌گردند که برش زیادی در راستای گسل انجام شده باشد (Nicholson et al., 1986). از آنجایی که بیشترین برش در راستای گسل نه‌بندان و در بخش مرکزی آن انجام شده است (خطیب، ۱۳۷۷)، بنابراین وجود این نوع مناطق کرنش یافته را می‌توان وابسته به برش دانست. البته چرخش بلوک‌های وابسته به پیشرفت دگرشکلی در پهنه‌ی گسلی از عوامل موثر بر هندسه‌ی ساختارها می‌باشد.



شکل ۵. ساختارهای اصلی در منطقه‌ی افضل آباد (غلامی و همکاران، ۱۳۸۸).



شکل ۶. الف) گسل راستگرد با خطواره‌های لغزشی در منبیت افضل آباد، ب) راندگی افیولیت بر روی رسوبی‌های ترشیر در آساکوهِک (غلامی و همکاران، ۱۳۸۸)، ج) نمودار امتدادی گسل‌ها، د) تصویر سیکلوگرافیک سطوح گسلی و خطواره‌های لغزشی در منبیت آساکوهِک.

ایستگاه خاور سهل آباد:

این ایستگاه شامل تعدادی از گسل‌های شمالی-جنوبی نردبانی و گسل‌های شمال‌باختری-جنوب‌خاوری می‌باشد (شکل ۲). فعالیت گسل‌های امتدادلغز شمالی-جنوبی باعث رخنمون ناپیوسته‌ی واحدهای آمیزه افیولیتی در بین واحدهای رسوبی و آذرآواری ترشیر شده است (شکل ۷). در راستای گسل‌های شمالی-جنوبی رخنمون‌های کوچک اما در راستای گسل‌های شمال‌باختری-جنوب‌خاوری رخنمون‌های گسترده‌تری از واحدهای قدیمی (اغلب افیولیت) قابل مشاهده است (شکل ۸).

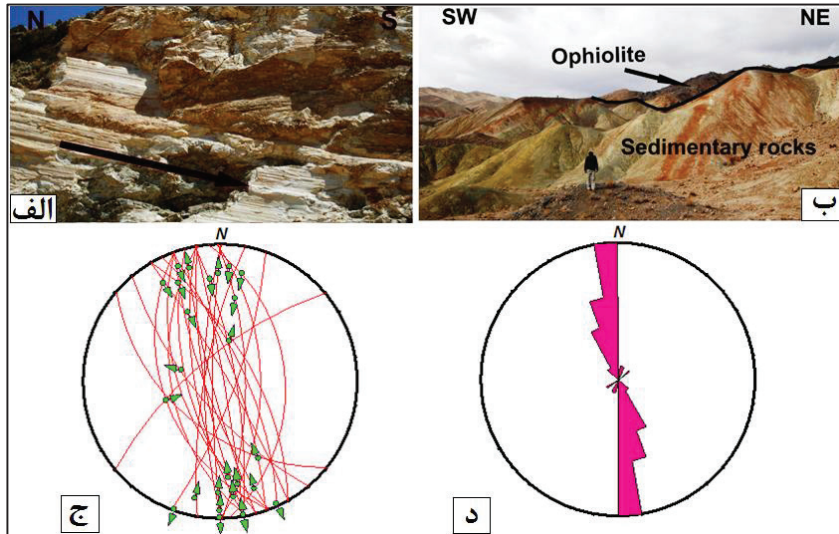
گسل‌های شمالی-جنوبی، دارای سازوکار غالب راستالغز راستگرد با مولفه کوچک‌تر قائم هستند. گسل‌های اصلی شمالی-جنوبی نسبت به یکدیگر هندسه پلکانی چپ‌پله دارند و در محدوده‌های بین آن‌ها مناطق فشارشی بصورت بلوک‌های لوزی شکل و با مرز گسل‌های راندگی توسعه یافته‌اند (شکل ۸). پهنه‌های گسلی چشمه‌زنگی، چاخو، ترشاب و آساکوهک نسبت به یکدیگر آرایش پلکانی دارند. از آنجایی که در محل همپوشانی گسل‌های نردبانی مناطق فشاری ایجاد می‌شوند (Ego, 1996)، تاثیر فشرددگی در مناطق همپوشانی گسل‌های این منطقه نیز باعث فعالیت گسل‌های راندگی و بالاجستگی (pop-up) آمیزه افیولیتی شده است. غلبه‌ی سازوکار راستالغز راستگرد گسل‌های مذکور و آرایش نردبانی چپ‌پله‌ی آن‌ها باعث توسعه‌ی مناطق فشاری گردیده است که در میان آن‌ها واحدهای قدیمی (مانند آمیزه افیولیتی) در سطح رخنمون یافته‌اند. این مناطق فشارشی به ترتیب از شمال به جنوب: کسراب، ترشاب و آساکوهک نامگذاری گردیده‌اند که در اینجا جزئیاتی از ویژگی‌های ساختاری آن‌ها شرح داده شده است.

منطقه کسراب: در منطقه‌ی فشارشی کسراب رخنمون گسترده‌ای از آمیزه‌های افیولیتی و گسل‌های راندگی با روند N145, N90 دیده می‌شود. وجود این منطقه در محدوده‌ی همپوشانی گسل‌های چشمه‌زنگی و چاخو نشان دهنده‌ی نقش موثر گسل‌های شمالی-جنوبی در ایجاد مناطق فشارشی می‌باشد. وجود خطواره‌های گسلی در منیزیت‌های موجود در

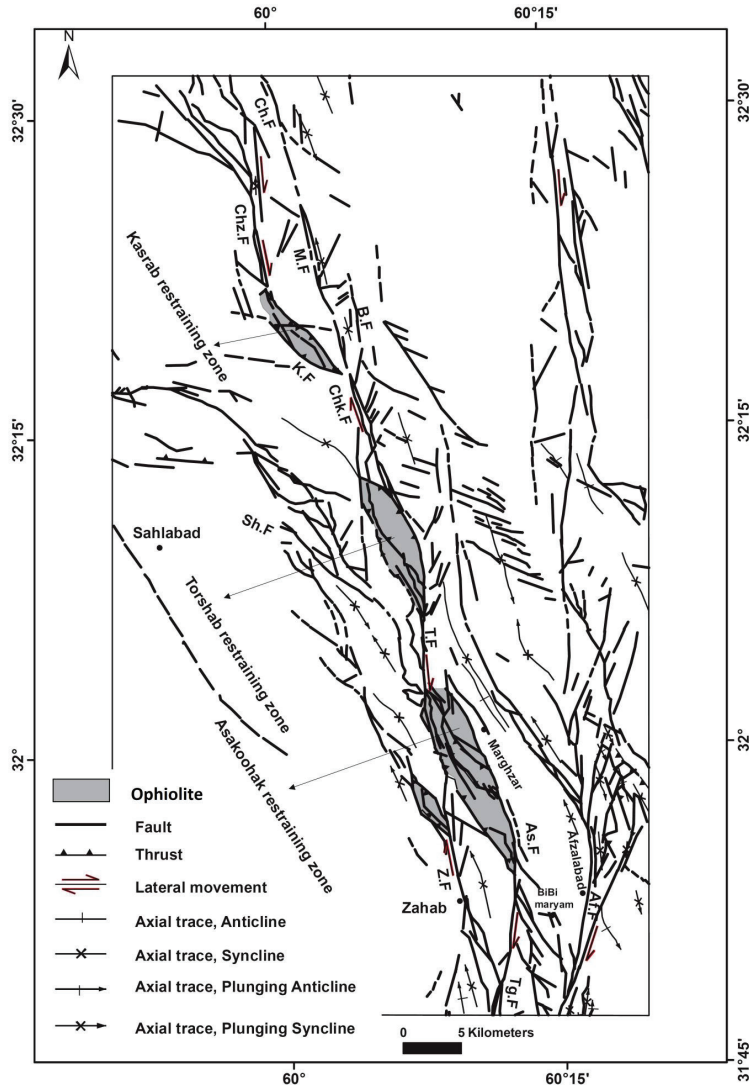
گسل‌های شمالی-جنوبی این منطقه نشان دهنده‌ی تداوم فعالیت گسل‌ها همزمان و بعد از جایگیری منیزیت است.

منطقه ترشاب: این منطقه با راستای کلی شمال شمال‌باختر-جنوب‌جنوب‌خاور در محل همپوشانی گسل‌های چاخو و ترشاب قرار دارد. توسعه‌ی این منطقه‌ی فشارشی بین گسل‌های اصلی شمالی-جنوبی ترشاب و چاخو، نشان دهنده‌ی نقش موثر گسل‌های شمالی-جنوبی در توسعه‌ی مناطق فشارشی است. در این منطقه و روندهای گسلی مجاور آن واحدهای قدیمی (مانند افیولیت کرتاسه) بر روی واحدهای جوان‌تر (مانند رسوبی‌های ترشیر) رانده گردیده‌اند (شکل ۷ ب). امتداد کلی صفحات گسلی محصور کننده‌ی این بلوک‌ها N-S تا N130 می‌باشد، رخنمون‌های افیولیتی بیانگر غلبه‌ی سازوکار راندگی در این مجموعه‌های گسلی می‌باشد.

منطقه آساکوهک: این منطقه در پایانه‌ی جنوب‌خاوری گسل ترشاب واقع شده است و تداوم آن با راستای کلی شمال‌باختر-جنوب‌خاور به گسل آساکوهک می‌پیوندد. امتداد کلی صفحات گسلی در این منطقه از N135 تا N170 متغیر می‌باشد (شکل ۸). در منطقه نیز مانند مناطق فشارشی کسراب و ترشاب، گسل‌های شمالی-جنوبی نقش اصلی در ایجاد منطقه فشارشی دارند. برداشت‌های صحرایی نشان می‌دهند که دگرشکلی‌های این منطقه ناشی از عملکرد گسل‌های شمالی-جنوبی (ساختار غالب در خاور ایران) می‌باشد. بررسی تغییرات موقعیت محور فشارش در منطقه‌ی خاور سهل آباد نشان می‌دهد که موقعیت محور فشارش در تمام ایستگاه‌ها تغییراتی از آزیموت ۳۵۷ تا ۰۵۶ (میانگین راستای شمال‌خاوری) دارد.



شکل ۷. الف) خطواره‌های گسلی در منیریت چاخو، ب) رخنمون افیولیت از بین رسوبی‌های تشریر در منطقه دودو، ج) تصویر سیکلوگرافیک با خطواره‌های لغزشی، د) نمودار امتدادی گسل چاخو.



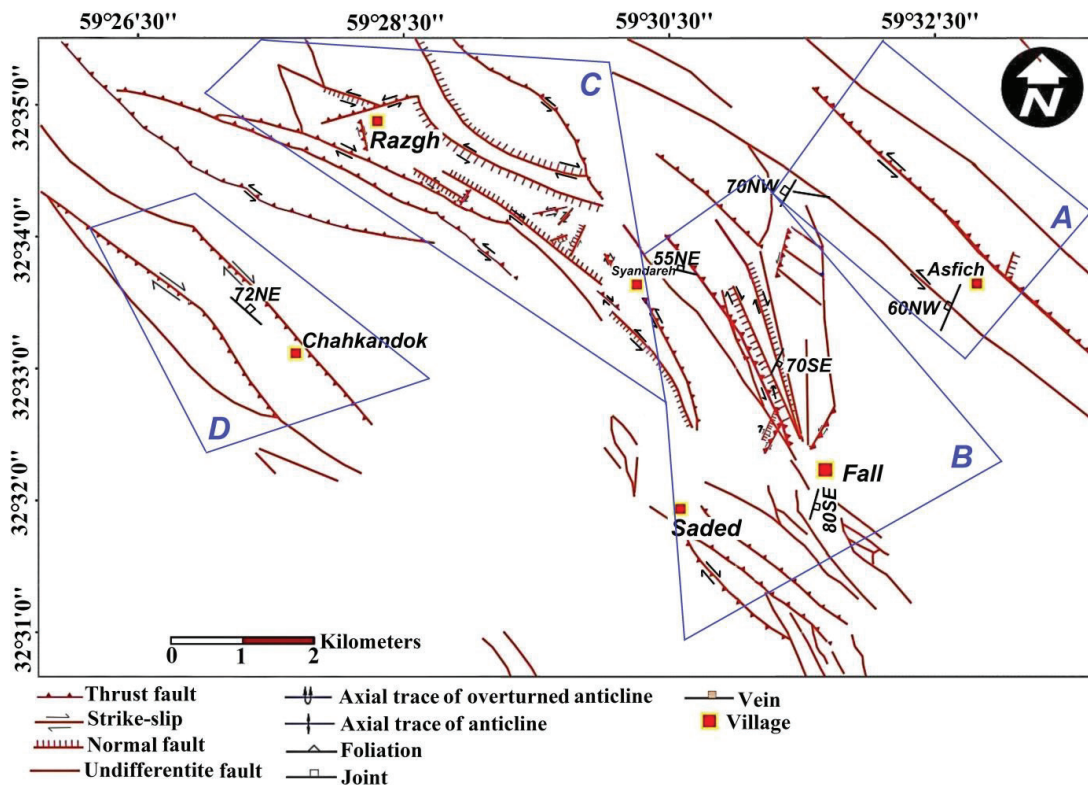
شکل ۸. نقشه‌ی گسل‌ها و نمایش تصاویر سیکلوگرافیک در خاور سهل آباد (غلامی و همکاران، ۱۳۸۸). علائم اختصاری گسل‌ها عبارتند از: گسل کسراب، K.F، گسل چاخو، Chk.F، گسل معروفان، M.F، گسل بهارمز، B.F، گسل چشمه زنگی، Chz.F، گسل چاه خشکان، Ch.F؛ گسل تگ سیاه، Tg.F، گسل افضل آباد، A.F، گسل زهاب، Z.F، گسل آساکوکهک، As.F، گسل شورک، Sh.F، گسل ترشاب، T.F.

ایستگاه جنوب بیرجند:

بودین‌ها و برگواره شکستگی در این منطقه دارای راستای شمال‌باختری- جنوب‌خاوری تا خاوری- باختری است و آثاری از برگواره و شکستگی‌های شمالی- جنوبی نیز دیده می‌شوند. (Walker and Khatib, 2006) موازی بودن گسل‌های NW-SE (در مرز واحدهای نئوژن) با گسل‌های NW-SE در محل رخنمون واحدهای افیولیتی را دلیلی بر این می‌دانند که گسل‌های جوان در محل ساختارهای از قبل موجود فعالیت نموده‌اند (اشکال ۲ و ۹).

روابط هندسی و جنبشی ساختارها حاکی از این است که در این منطقه واحدهای سنگی (افیولیت ملانژ جنوب بیرجند) که دارای روندهای شمال‌باختری- جنوب‌خاوری و خاوری- باختری هستند دچار فشردگی گردیده‌اند (مناطق A, C و D در شکل ۹)، اما روند شمالی- جنوبی فقط در بخش خاوری تا جنوب خاوری رشته کوه باقران (جنوب بیرجند) باعث ایجاد برش راستگرد در افیولیت‌ها گردیده است (منطقه B در شکل ۹).

روند غالب گسل‌ها در این منطقه از خاوری- باختری تا شمال‌باختری- جنوب‌خاوری متغیر می‌باشد (شکل ۹). سازوکار راندگی و حرکت چپگرد از ویژگی‌های غالب این گسل‌ها است که با مولفه برشی چپگرد یا راستگرد همراه است (عباسی و همکاران، ۱۳۹۶). در دامنه‌ی جنوبی رشته کوه باقران واقع در جنوب بیرجند، ارتباط بین گسل‌های شمالی- جنوبی و دیگر روندهای گسلی نشانگر برش در راستای گسل‌های شمالی- جنوبی است؛ همچنین راندگی در روندهای شمال‌باختری- جنوب‌خاوری و روندهای خاوری- باختری می‌باشد (شکل ۹). جوان‌شدگی دگرشکلی از خاور به باختر در واحدهای رسوبی نئوژن (قاسمی رزوه و همکاران، ۱۳۹۶)، راندگی در واحدهای کرتاسه- ترشیر و کوتاه‌شدگی در راستای روندهای شمال‌باختری- جنوب‌خاوری در واحدهای رسوبی نئوژن حاکی از عملکرد یک دگرشکلی پیش‌رونده در این منطقه می‌باشد (Walker and Khatib, 2006).

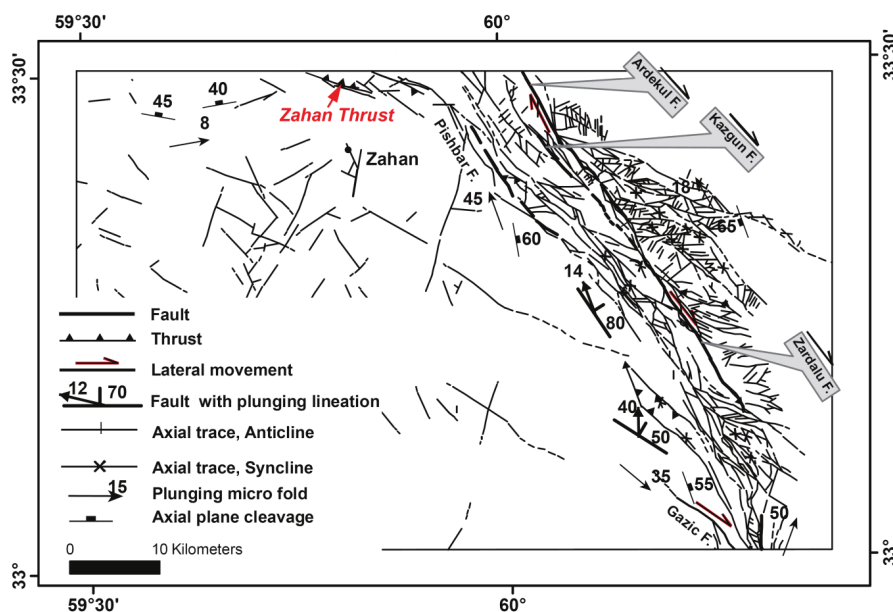


شکل ۹. ساختارهای اصلی در جنوب بیرجند واقع در جنوب رشته کوه باقران (اقتباس از بخشور و همکاران، ۱۳۹۵).

ایستگاه زهان:

خاوری این منطقه، روندهای گسلی در مجموعه‌های فیلیت، بازالت اسپیلیتی و پریدوتیت‌های سرپانتینیزه (با رگه‌های لیستونیتی) و همچنین در واحدهای رسوبی مزوزوئیک-سنوزوئیک با موقعیت شمال‌باختری-جنوب‌خاوری تا خاوری-باختری قرار دارند (شکل ۱۱) و در بخش جنوب‌خاوری به گسل‌های شمالی-جنوبی شمال‌گزیك متصل می‌شوند (شکل ۱۰).

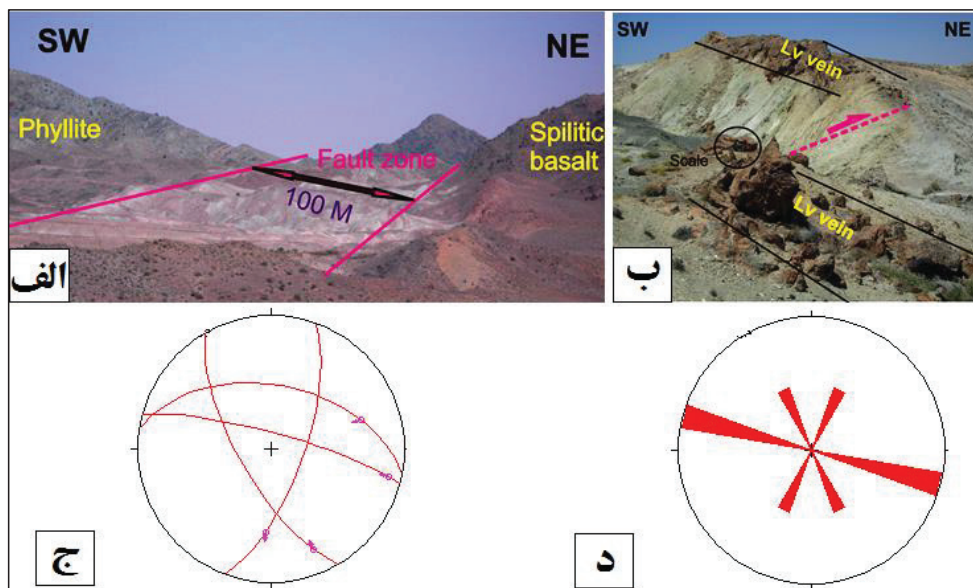
در این منطقه که در شمال محدوده‌ی گزیك قرار دارد، روندهای شمال‌باختری-جنوب‌خاوری و خاوری-باختری ظهور بیشتری یافته‌اند (اشکال ۲ و ۱۰). افیولیت‌های شمال زهان تحت تاثیر گسلش راستگرد شمال‌باختری-جنوب‌خاوری و گسلش معکوس چپگرد با راستای باخترشمال‌باختری تا خاور جنوب‌خاوری قرار گرفته‌اند. اما به سمت جنوب



شکل ۱۰. ساختارهای اصلی در منطقه‌ی زهان (غلامی و همکاران، ۱۳۸۸).

سازوکار گسل‌ها نشان می‌دهد که در گسل‌های منطقه‌ی زهان مولفه‌ی قائم در گسل‌های NE-SW و E-W غالب است و باعث ظهور واحدهای قدیمی مانند افیولیت‌های کرتاسه شده است. سازوکار گسل‌های N-S و همچنین NW-SE و E-W نشان می‌دهند که در این منطقه مانند جنوب بیرجند از شرق به غرب ظهور گسل‌های امتداد لغز N-S کاسته می‌شوند و تاثیر مولفه‌ی اصلی تنش باعث ایجاد گسل‌های رانندگی‌ها در روندهای E-W و NW-SE شده است.

واحدهای افیولیتی در بخش شمال‌باختری در مجاورت واحدهای قدیمی‌تر از کرتاسه قرار دارند اما در بخش جنوب‌خاوری در مجاور واحدهای سنگی جوان‌تر قرار دارند که این پدیده نشانگر رخنمون واحدهای قدیمی در بین واحدهای سنگی جوانتر (از جنوب خاور به سمت شمال باختر) می‌باشد (شکل ۲). واحدهای سنگی در این ایستگاه مانند افیولیت ملانژ جنوب بیرجند در بخش جنوب‌خاوری به وسیله‌ی گسلش شمالی-جنوبی تحت تاثیر برش شدید قرار گرفته‌اند. گسل‌های شمالی-جنوبی تنها در محل پهنه گسلی شمال زهان قابل مشاهده می‌باشند و فعالیت آن‌ها بصورت فشارشی-برشی راستگرد (شکستگی‌های وابسته به پهنه‌ی گسلی) تنها در محل پهنه‌ی گسلی دیده می‌شود (شکل ۱۱).



شکل ۱۱. الف) بخش خاوری پهنه برشی شمال زهان - نگاه N60W، ب) برش راستگرد در لیستونیت‌های پهنه گسلی شمال زهان - نگاه N60W، ج) نمودار امتدادی گسل‌ها، د) میانگین موقعیت سطوح گسلی و خطواره لغزشی آن‌ها در شمال خاوری زهان.

و در محل مناطق فشارشی در پیشانی یک پهنه امتدادلغز (از نوع Tip damage zone) انجام گردیده است. بدین ترتیب دگرشکلی در راستای پهنه‌های N-S: منطبق بر الگوی امتدادلغز راستگرد می‌باشد (شکل ۱۲). نحوه‌ی قرارگیری گسل‌های امتدادلغز به صورت نردبانی چپ پله باعث ایجاد مناطق فشارشی در سیستم‌های امتدادلغز شده است که در بخش مرکزی حوضه شرق ایران و به موازات پهنه گسلی نه خاوری این نوع از گسل‌ها با برش زیاد قابل مشاهده است. تحلیل جنبشی در ایستگاه‌های متعدد حاکی از اعمال محور اصلی تنش فشاری در راستای NE-SW می‌باشد. بنابراین تاثیر تنش فشارشی در جهت NE-SW سبب فعالیت روندهای اصلی از قبل موجود و در بخش N-NE دشت لوت شده است. به دلیل اینکه این روندها دارای زاویه‌ی متفاوتی با راستای اعمال تنش بوده‌اند بنابراین گسل‌های موجود در این منطقه دارای سازوکار متفاوتی می‌باشند.

با توجه به اینکه نحوه قرارگیری گسل‌های امتدادلغز و نوع همپوشانی آن‌ها نسبت به یکدیگر نقش موثری در چگونگی رخنمون واحدهای قدیمی در منطقه‌ی همپوشانی آن‌ها دارد؛ واحدهای سنگی ترشیری به‌طور دگرشیب بر روی واحدهای افیولیتی قرار گرفته‌اند و همچنین مناطق فشارشی که باعث رخنمون واحدهای آمیزه افیولیتی شده‌اند در حد فاصل گسل‌های N-S

بحث و نتیجه‌گیری:

مطالعات قبلی در شرق ایران نشان می‌دهند که روندهای N-S و NW-SE به عنوان روندهای اصلی در بخش N-NE دشت لوت می‌باشند. بررسی ویژگی‌های سنگ‌شناسی نشان می‌دهند که واحدهای اقیانوسی بخش عمده‌ای از مجموعه‌ی سنگی این منطقه را تشکیل می‌دهند که رخنمون‌های متفاوتی از آن‌ها (بخصوص در رخنمون‌های آمیزه افیولیتی) در راستای روندهای N-S و NW-SE قابل مشاهده است (شکل ۲). تحلیل هندسی - جنبشی ساختارها در منطقه‌ی مورد مطالعه نشان می‌دهند که در راستای روند N-S گسل‌ها دارای سازوکار امتدادلغز راستگرد می‌باشند و مولفه افقی در این گسل‌ها نقش بیشتری دارند. اما در گسل‌های موجود در روند NW-SE اگرچه سازوکار راندگی با مولفه راستگرد وجود دارد اما مولفه‌ی برشی نقش کمتری داشته است (شکل ۸). رخنمون واحدهای قدیمی در میان واحدهای جوانتر و در امتداد گسل‌های N-S مانند مناطق افضل‌آباد (شکل ۵) به دلیل فعالیت پهنه‌های گسلی امتدادلغز N-S است. اتصال شکستگی‌های وابسته به پهنه‌ی امتدادلغز نه خاوری باعث ایجاد مناطق فشارشی از نوع پهنه‌ی تخریب دیواره‌ای ((Wall damage zone) شده است. ارتباط گسل‌ها در منطقه‌ی گزیک در شکل ۳ نشان می‌دهد که رخنمون واحدهای سنگی در بین واحدهای جوان‌تر

N-S و NW-SE می‌باشند مانند جنوب بیرجند و شمال زهان.

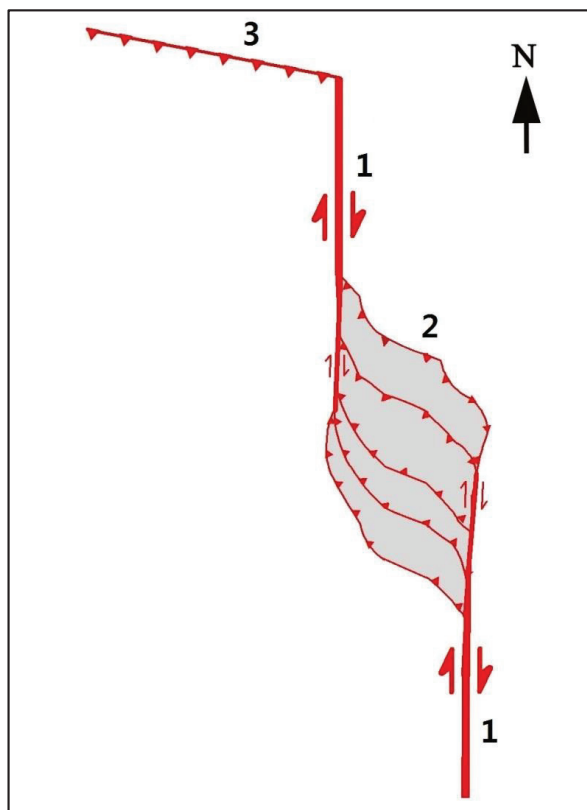
در منطقه‌ی مورد مطالعه گسل‌ها سه نوع هستند: (۱) امتدادلغز شمالی- جنوبی، (۲) گسل‌های معکوس با روند شمال غرب- جنوب شرق در پهنه‌های فشارشی (Restraining)، (۳) راندگی در پایانه‌ی گسل‌های امتدادلغز. با توجه به موقعیت هندسی و همچنین سازوکار گسل‌ها می‌توان سیر تکاملی آن‌ها را بدین شرح معرفی کرد که (۱) گسل‌های شمالی- جنوبی، (۲) مناطق فشارشی، (۳) برهمکنش گسل‌های شمالی- جنوبی (راندگی پایانه‌ای) با روندهای شمال غرب- جنوب شرق. از لحاظ زمان فعالیت (سن نسبی) گسل‌های شماره‌ی ۱ اولین گسل‌های تشکیل شده در منطقه‌ی مورد مطالعه، گسل‌های شماره‌ی ۲ دومین و گسل‌های شماره‌ی ۳ آخرین گسل‌های تشکیل شده در بخش شمالی زمین درز سیستان می‌باشند (شکل ۹).

راستگرد ایجاد شده‌اند بنابراین می‌توان دگرشکلی‌های موجود در منطقه‌ی مورد مطالعه را به دلیل عملکرد یک دگرشکلی پیشرونده‌ای دانست که طی در زمان‌های مزوزوئیک و سنوزوئیک اعمال شده‌اند. همچنین به دلیل برهمکنش پهنه‌های گسلی N-S و NW-SE در پایانه‌ی گسل‌های امتدادلغز گسل‌های راندگی فعالیت کرده‌اند که باعث رخنمون افیولیت‌ها نیز شده‌اند. بدین ترتیب دگرشکلی در پهنه سیستان در سه قالب جای می‌گیرد:

الف) دگرشکلی در راستای پهنه‌های شمالی- جنوبی مانند ایستگاه‌های گزیک و افضل آباد نشانگر نقش موثر مولفه‌ی برشی هستند.

ب) دگرشکلی متأثر از فعالیت گسل‌های شمالی- جنوبی امتدادلغز راستگرد که باعث ایجاد مناطق ترافشارشی می‌گردند (شکل ۸).

ج) دگرشکلی ناشی از برهمکنش گسل‌های امتدادلغز شمالی- جنوبی و فعالیت پهنه‌های راندگی مربوط به پایانه گسل نیستند بلکه ناشی از برهمکنش روندهای



شکل ۱۲. مدل شماتیکی مربوط به الگوی ساختاری منطقه‌ی مورد مطالعه که نشان می‌دهد گسل‌های منطقه سه نوع می‌باشند: (1) گسل‌های امتدادلغز با روند شمالی- جنوبی، (2) گسل‌های معکوس با روند شمال غربی- جنوب شرقی که باعث ایجاد ساختارهای فشارشی (Restraining) شده‌اند، (3) گسل‌های راندگی در پایانه‌ی گسل‌های امتدادلغز.



نتایج این تحقیق به شرح زیر می باشد:

- بررسی هندسه و سازوکار گسل‌ها در بخش شمالی زمین درز سیستان نشان می‌دهد که تنش فشاری در جهت NE-SW بر این منطقه اثر گذاشته است (غلامی و همکاران، ۱۳۸۸).

- با توجه به اینکه گسل‌های N-S و NW-SE از نوع ساختارهای از قبل موجود در منطقه‌ی مورد مطالعه می‌باشند؛ بنابراین بر اثر تنش اعمال شده در جهت NE-SW و در پهنه‌های با روندهای (NW-SE و N-S) یک منطقه‌ی فشرده‌گی با راستای NW-SE بطور همزمان اعمال شده است.

- پهنه‌های N-S که با راستای اعمال تنش زاویه‌ی کمتری دارند، دچار برش بیشتر می‌شوند و همچنین تداوم برش باعث ایجاد شکستگی‌های وابسته به یک پهنه‌ی گسلی امتدادلغز می‌شود.

- وجود گسل‌های N-S نردبانی (مانند چشمه زنگی، چاخو و آساکوهک) باعث شده‌اند که برحسب نوع همپوشانی این گسل‌ها مناطق فشاری (مانند: کسراب و ترشاب) تشکیل شده‌اند و تحت تاثیر عملکرد گسل‌های رانده‌گی در این مناطق واحدهای تحتانی توالی‌های سنگی (مانند افیولیت‌ها) رخمون پیدا می‌کنند. در شرق سهل آباد ظهور افیولیت‌ها منطبق با مدل چپ پله در پهنه‌های ترافشارشی مربوط به گسل‌های امتدادلغز نردبانی است.

- وجود رانده‌گی در پایانه‌ی گسل‌های امتدادلغز که ناشی از تاثیر متقابل روندهای اصلی در منطقه است، باعث رخمون افیولیت‌ها (مانند شمال غرب گزیک و جنوب بیرجند) و در راستای روندهای شمال غربی- جنوب شرقی شده‌اند.

منابع

- احمدی کمیجانی، ن.، خطیب، م.م.، غلامی، ا.، شبستری، غ.م.، زرین کوب، م.ح.، ۱۳۹۸. محاسبه مقدار کوتاه‌شدگی و رانش در بخش شمالی پهنه زمین درز سیستان جهت تعیین بردارهای جنبشی همگرایی. مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، شماره ۳، صفحه ۲۳۲-۲۵۵.
- بخشور، پ.، غلامی، ا.، خطیب، م.م.، هیهات، م.ر.، ۱۳۹۵. تحلیل هندسی- جنبشی پهنه‌های گسلی در خمیدگی ساختاری جنوب بیرجند (منطقه فال)، رساله کارشناسی ارشد زمین‌شناسی گرایش تکتونیک، دانشگاه بیرجند.
- خطیب، م.م.، ۱۳۷۷. هندسه پایانه گسل‌های امتدادلغز، رساله دکتری زمین‌شناسی گرایش تکتونیک، دانشگاه شهید بهشتی.
- عباسی، ث.، هیهات، م.ر.، غلامی، ا.، زرین کوب، م.ح.، ۱۳۹۶. تغییرات نرخ کرنش سه بعدی در پهنه‌های برشی شکننده-شکل‌پذیر (مطالعه موردی جنوب بیرجند، رساله دکتری زمین‌شناسی گرایش تکتونیک، دانشگاه بیرجند.
- غلامی، ا.، نوگل سادات، م.ع.ا.، خطیب، م.م.، یساقی، ع.، ۱۳۸۸. تحلیل دگرشکلی در راستای روندهای اصلی شمال-شمال خاور دشت لوت، رساله دکتری زمین‌شناسی گرایش تکتونیک، دانشگاه تربیت مدرس.
- قاسمی رزوه، ط.، خطیب، م.م.، یساقی، ع.، غلامی، ا.، ۱۳۹۶. تاثیر برهمکنش پهنه‌های برشی متقاطع در فرگشت ساختاری آن‌ها (مثال موردی پهنه‌های برشی خاور ایران)، رساله دکتری زمین‌شناسی گرایش تکتونیک، دانشگاه بیرجند.
- گریفیس، ر.، مگریز، ه.، جانز، ج.، عابدیان، ن.، شهریار، س.، ۱۳۷۱. نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ دهسلم، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- وحدتی دانشمند، ف.، ۱۳۶۹. نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ بیرجند، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- Bagheri, S., and Damani Gol, Sh., 2020. The eastern Iranian orocline. *Earth-Science Reviews* 210, 103322.
- Di Vincenzo, G., Rossetti, K., Viti, C., and Balsamo, F., 2013. Constraining the timing of fault reactivation: Eocene coseismic slip along a Late Ordovician ductile shear zone (northern Victoria Land, Antarctica). *Geological Society of America Bulletin* 125, 609-624.
- Ego, F., Sébrier, M., Lavenu, A., Yepes, H., and Egues, A., 1996. Quaternary state of stress in the Northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes. *Tectonophysics* 259, 101-116.
- Ezati, M., Gholami, E., and Mousavi, SM., 2020. Paleostress regime reconstruction based on brittle



ology 17, 1011–1024.

Nicholson, C., Seeber, L., Williams, P., and Sykes, L.R., 1986. Seismic evidence for conjugate slip and block rotation within the San Andreas fault system, southern California. *Tectonics* 5, 629–648.

Nogole-Sadate, M.A.A., 1978. Les zones de décrochements et les vibrations structurales en Iran. Consequences des resultants de l analyse Structural de la region du Qom. Unpublished PhD thesis, France, p. 201.

Nogole-Sadate, M.A.A., 1985. Les zones de décrochements et les vibrations structurales en Iran. Consequences des resultants de l analyse Structural de la region de Qom. Translated in Persian, *Geol. Surv. Iran. Rep. NO .55*.

Rashidi, A., Abbasi, MR., Nilfouroushan, F., Shafiei, Sh., Derakhshani, R., and Nemati, M., 2020. Morphotectonic and earthquake data analysis of interactional faults in Sabzevaran Area, SE Iran. *Journal of Structural Geology* 139, 104147.

Samimi, S., Gholami, E., Khatib, M.M., Madanipour, S., and Lisker, F., 2020. Transpression and exhumation of granitoid plutons along the northern part of the Nehbandan fault system in the sisthan suture zone, Eastern Iran. *Geotectonics* 54, 131-145.

Samimi, S., Gholami, E., Khatib, M.M., Madanipour, S., and Lisker, F., 2020. Transpression and exhumation of granitoid plutons along the northern part of the Nehbandan fault system in the sisthan suture zone, Eastern Iran. *Geotectonics* 54, 131-145.

Veliz, V., Mouslopoulou, V., Nicol, A., Fassoulas, Ch., Begg, J., and Oncken, O., 2018. Millennial to million year normal-fault interactions in the forearc of a subduction margin, Crete, Greece. *Journal of Structural Geology* 113, 225-241.

Vernant, P., Nilfouroushan, F., Hatzfeld, D., Abbasi,

structures analysis in the Shekarab Mountain, Eastern Iran. *Arab J Geosci* 13, 1232.

Jentzer, M., Zarrinkoub, MH., Whitechurch, H., Agard, Ph., Ulrich, M., Caron, B., Fournier, M., Kohansal, R., Miguet, L., and Omrani, J., 2017. Late Cretaceous calc-alkaline and adakitic magmatism in the Sisthan suture zone (Eastern Iran): Implications for subduction polarity and regional tectonics. *Journal of Asian Earth Sciences* 204, 104588.

Kim, Y.S., Peacock, D.C.P., and Sanderson, D.J., 2003. Strike-slip faults and damage zones at Marsalforn, Gozo Island, Malta. *Journal of Structural Geology* 25, 793–812.

Kim, Y.S., Peacock, D.C.P., and Sanderson, D.J., 2004. Fault damage zones. *Journal of Structural Geology* 26, 503–517.

King, M.D., Platnick, S., Yang, P., Arnold, G.T., Gray, M.A., Riedi, J.C., Ackennan, S.A., and Liou, K.N., 2004. Remote sensing of liquid water and ice cloud optical thickness, and effective radius in the arctic: Application of airborne multispectral MAS data. *J Atmos Oceanic Technol* 21, 857-875.

Kronberg, P., 1983. Patterns and principles of crustal fracturing as deduced from a landsat-mosaic covering central and eastern Iran. *Geological Survey of Iran, Report No, 51, 37-50*.

Lacoletti, S., Cremen, G., and Galasso, C., 2021. Advancements in multi-rupture time-dependent seismic hazard modeling, including fault interaction. *Earth-Science Reviews* 220, 103650.

McClay, K.R., Dooley, T., Whitehouse, P., and Mills, M., 2002. 4-D evolution of rift systems: Insights from scaled physical models. *AAPG Bulletin* 86, 935–959.

McGrath, A.G., and Davison, I., 1995. Damage zone geometry around fault tips. *Journal of Structural Ge-*

M.R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakolim. F., and Chéry, J., 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Geophysical Journal International* 157, 381–398.

Walker, R., and Jackson, J., 2002. Offset and evolution of the Gowk fault, SE Iran: a major intra-continental strike–slip system. *Journal of Structural Geology* 24, 1677–1698.

Walker, R., and Jackson, J., 2004. Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran. *Tectonics* 23, 1-24.

Walker, R., and Khatib, M., 2006. Active faulting in the Birjand region of NE Iran. *Tectonics* 25, 1-17.

Walker, R., and Jackson, J., 2002. Offset and evolution of the Gowk fault, SE Iran: a major intra-continental strike–slip system. *Journal of Structural Geology* 24, 1677–1698.

Walker, R., and Jackson, J., 2004. Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran. *Tectonics* 23, 1-24.

Yin, L., and Luo, G., 2021. Fault interaction and active crustal extrusion in the southeastern Tibetan Plateau: Insights from geodynamic modeling. *Journal of Asian Earth Sciences* 218, 104866.