

نشانه‌های ترافشارش و تقسیم‌شدگی کرنش حاصل از کوهزاد ایوسیمیرین در پنجره فرسایشی آق‌دربند

مهدی رضانی^{۱*}، محمدرضا قاسمی^۲، آندرا زانکی^۳ و محمدرضا شیخ‌الاسلامی^۲

^۱ دانشجوی دکترا، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان، گرگان، ایران

^۲ استادیار، پژوهشکده علوم‌زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

^۳ استاد، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه Milano Bicocca، میلان، ایتالیا

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۰۴/۱۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۱۰/۱۳

چکیده

بی‌گمان پنجره فرسایشی آق‌دربند که در شمال خاور ایران و جنوب خاور مشهد قرار گرفته است یکی از بهترین مکان‌ها برای مطالعه رخداد ایوسیمیرین در ایران است. رخداد یادشده در زمان تریاس پسین تا ژوراسیک میانی حاصل بسته شدن کامل اقیانوس تتیس کهن و برخورد ایران و توران بوده است. پیش از زمان تریاس پسین دو صفحه یادشده از یکدیگر جدا بوده و بنابراین سرگذشت زمین‌ساختی و رسوبی متفاوتی را سپری کرده‌اند. در این زمان گستره آق‌دربند روی کناره فعال اوراسیا قرار داشته است و از این رو واحدهای رخنمون یافته در پنجره فرسایشی آق‌دربند با ترادف‌های زمانی خود در دیگر نقاط ایران تفاوت چشمگیری نشان می‌دهند. در زمان رخداد ایوسیمیرین گستره آق‌دربند دچار یک ترافشارش شیب‌دار چپ‌بر بوده است. این پهنه ترافشارش به شدت دچار تقسیم کرنش شده و ۳ پهنه ساختاری اصلی با ویژگی‌های ساختاری متفاوت را پدید آورده است. در بخش شمالی گستره یک سامانه گسلی راست‌الغز چپ‌بر و در بخش جنوبی آن یک پهنه گسلی رانده‌گی پولکی شکل گرفته است. شکل‌گیری پهنه ترافشارشی یادشده را می‌توان به همگرایی مایل (چپ‌بر) ایران و توران در بازه زمانی یادشده نسبت داد.

کلیدواژه‌ها: پنجره فرسایشی آق‌دربند، ترافشارش شیب‌دار، همگرایی مایل، رخداد ایوسیمیرین، تتیس کهن

*نویسنده مسئول: مهدی رضانی

E-mail: Mehdi.ramazani@ymail.com

۱- پیش‌گفتار

گستره شمال خاور ایران جای مناسبی برای بررسی کوهزاد ایوسیمیرین در جهان به شمار می‌رود. این کوهزاد در اثر بسته شدن اقیانوس تتیس کهن و برخورد قاره‌های گندوانا و اوراسیا در تریاس رخ داده است. آثار این کوهزاد را می‌توان از قفقاز تا ترکیه پیگیری کرد. در شمال خاور ایران (جنوب مشهد) افیولیت‌های به‌جامانده ناشی از این رخداد زمین‌ساختی را می‌توان دید (Alavi, 1991). هرچند پیرامون این موضوع اتفاق نظر وجود ندارد (برای نمونه: Ruttner, 1991; Eftekharezhad & Behroozi, 1991) ولی می‌توان آثار زمین‌درز تتیس کهن را در ایران با توجه به شواهد موجود، از تربت‌جام- فریمان، جنوب مشهد و تا البرز باختری و مرکزی دنبال کرد (Zanchi et al., 2009). تا پیش از بسته شدن اقیانوس تتیس کهن و برخورد صفحه‌های ایران و توران، به دلیل جدابودن دو قاره یادشده سرگذشت ساختاری و چینه‌شناختی متفاوتی را سپری کرده‌اند. پنجره فرسایشی آق‌دربند در شمال خاور ایران و در جنوب خاور مشهد واقع است (شکل ۱). این گستره در بخش جنوبی ورقه توران و در شمال زمین‌درز تتیس کهن قرار گرفته است. در گستره یادشده واحدهای کهن‌تر از ژوراسیک رخنمون یافته و از این رو فرگشت ساختاری کناره فعال اوراسیا را در بازه زمانی تریاس پسین- ژوراسیک پیشین (رخداد ایوسیمیرین) در خود ثبت کرده است. رسوبات تریاس پیشین و میانی در این گستره رخساره بسیار متفاوتی با دیگر نواحی ایران دارند.

با وجود مطالعات و پژوهش‌های گسترده و ارزشمندی که در گستره آق‌دربند صورت گرفته است (Ruttner, 1991; Alavi, 1991; Eftekharezhad & Behroozi, 1991; Baud et al., 1991; Zanchi et al., 2011) ولی هنوز ابهامات و معماهای زیادی در تحلیل ساختارها و توصیف تاریخچه زمین‌ساختی آن وجود دارد. در این پژوهش ابتدا سعی شده است که با تحلیل ساختارهای (به ویژه چین‌ها و گسل‌ها) موجود در گستره آق‌دربند دید ژرف‌تری نسبت به آثار ساختاری رخداد ایوسیمیرین در این بخش از ایران به دست آید و سپس مدلی برای زمین‌ساخت گستره در زمان این رخداد ارائه شود.

۲- چینه‌شناسی گستره

حوضه تریاس آق‌دربند شامل رسوبات دریایی است که به احتمال از فرسایش یک کمان ماگمایی سرچشمه گرفته و سپس دگرریخت شده‌اند. وجود تغییرات شدید در رخساره‌ها و همچنین وجود ناپیوستگی‌های محلی فراوان در گستره نشان می‌دهد که حوضه آق‌دربند در زمان تریاس دچار فعالیت شدید زمین‌ساختی بوده است. کهن‌ترین سازند رخنمون یافته در حوضه آق‌دربند را سازند قره قیطان نامیده‌اند. این سازند شامل سنگ‌جوش و سنگ ماسه‌های قاره‌ای با قلوه‌های آتشفشانی اسیدی تا حد واسط و جریان‌های گدازه‌ای بازالتی (basaltic lava flows) است. به تازگی (Zanchi et al., 2011) یکی از قلوه‌های گرانیتی موجود در این سازند را به روش زیرکن تعیین سن کرده‌اند. سن به دست آمده برابر با کربنیفر است. قلوه‌هایی از جنس سنگ‌های دگرگونی (گنیسی) نیز در این سازند دیده می‌شود. گاه قلوه‌های موجود در این سازند بافت پولکی (imbricate) نشان می‌دهند که بیانگر جهت جریان کهن از شمال به جنوب هستند. این سازند بدون سنگواره است و سن آن بر پایه روابط چینه‌شناسی تریاس پیشین پیشنهاد شده است. روی سازند قره‌قیطان سازند آهکی سفیدکوه قرار می‌گیرد (شکل ۲-آ). به تازگی (Balini et al., 2010) دو عضو (سفیدکوه ۱ و سفیدکوه ۲) برای این سازند معرفی کرده‌اند. سن این سازند اسکیتین پسین تعیین شده است. این سازند در بخش‌هایی از گستره به وسیله سنگ‌آهک‌های چرتی ژرف سازند نظرکرده پوشیده شده است (شکل ۲-ب). سازند نظرکرده به صورت بین‌انگشتی در سازند سفیدکوه (سفیدکوه ۲) قرار گرفته است. سن این سازند بر پایه سنگواره‌های موجود در آن آنبزین میانی تعیین شده است (Krystyn & Tatzeiter, 1991). روی این سازند سنگ‌ماسه‌های آتشفشانی سینا قرار گرفته است. سازند سینا به دو بخش اصلی سنگ‌ماسه توفی (در زیر) و شیل توفی (در بالا) تقسیم می‌شود. این سازند در بخش‌هایی از گستره با یک ناپیوستگی زاویه‌دار روی سازند نظرکرده قرار می‌گیرد (شکل ۲-پ). وجود این ناپیوستگی زاویه‌دار گواه فعالیت شدید همزمان با رسوب‌گذاری گسل‌ها در

آق در بند وجود دارد. روشن است که بیشتر گسل‌های اصلی گستره تحت تأثیر گامه کوهزایی ایوسیمیرین شکل گرفته‌اند و سپس تحت تأثیر گامه‌های کوهزایی بعدی دچار فعالیت دوباره و گاه به صورت ناظم محور با فعالیت اصلی خود شده‌اند. این گسل‌ها در دو سوی خود با واحدهای جوان‌تر از تریاس پسین (سازند کشف‌رود) پوشیده شده‌اند و رخنمون آنها محو می‌شود. این نوع دگرریختی که در واحدهای حوضه تریاس آق در بند دیده می‌شود، واحدهای جوان‌تر ژوراسیک (از جمله سازند کشف‌رود) را دچار نساخته است.

۳-۱. ساختارهای بخش شمالی گستره آق در بند

بخش شمالی گستره را یک پهنه ترافشارشی چپ‌بر متأثر ساخته است (شکل‌های ۳ و ۴). مهم‌ترین گسل این بخش گسل اصلی شمالی (MNF) است. این گسل واحدهای تریاس سازند سفیدکوه و سینا را در کنار واحدهای پالئوزویک (مرمرهای کربنیفر) قرار می‌دهد. در مورد سازوکار اصلی این گسل گاهی اختلاف نظرهایی میان زمین‌شناسان دیده می‌شود. روی سطح گل، نشانگرهای سوی برش (از جمله پله‌های کلسیت) هر دو ساز کار راست‌بر و چپ‌بر را برای آن نشان می‌دهند. ولی با توجه به شواهد موجود مانند هندسه چین‌خوردگی‌های این بخش از گستره به نظر می‌رسد فعالیت این گسل در زمان رخداد ایوسیمیرین از نوع راستالغز چپ‌بر بوده باشد (شکل ۵).

چین‌های موجود در این بخش بیشتر سطح محوری با راستای شمال باختر- جنوب خاور دارند و محور آنها میل شدیدی به سوی خاور، جنوب خاور نشان می‌دهند. این مسئله به نوعی تأثیر بیشتر تنش برشی ساده بر دگرریختی بخش شمالی گستره را تداعی می‌کند. در بخش شمال باختری گستره (در نزدیکی کال بست) ساختارهای مرتبط با زمین‌ساخت ترافشارش شکل گرفته‌اند. حضور همزمان گسل‌های وارون و راستالغز گواه این ادعاست. در این بخش فعالیت گسل‌های وارون موجب ۴ بار تکرارشدگی زمین‌ساختی (Tectonic Repetition) سازند سفیدکوه شده است. چین‌خوردگی‌های این بخش را بیشتر می‌توان در دسته چین‌های پیشروی گسلی قرار داد. در این پژوهش تعدادی از گسل‌های موجود در بخش شمالی گستره آق در بند برداشت شد. به طور کلی این گسل‌ها را می‌توان در ۲ گروه جای داد. تعدادی از آنها سازوکار راستالغز راست‌بر تداعی می‌کنند و تعدادی از آنها شواهد فعالیت راستالغز چپ‌بر را نشان می‌دهند (شکل ۶). گسل‌های با سازوکار راستالغز چپ‌بر گسل‌هایی هستند که تحت تأثیر رخداد ایوسیمیرین فعالیت کرده‌اند و گسل‌های راستالغز راست‌بر گسل‌هایی هستند که به احتمال پس از رخداد ایوسیمیرین با تغییر میدان تنش حاکم بر گستره شکل گرفته‌اند. آثار این گسل‌های راستالغز راست‌بر را گاه در توالی‌های جوان‌تر متعلق به ژوراسیک (سازند کشف‌رود) نیز می‌توان یافت. این رخداد موجب فعالیت دوباره ساختارهای قدیمی‌تر (به صورت ناظم محور با فعالیت پیشین آنها) شده است.

۳-۲. ساختارهای بخش میانی گستره آق در بند

بخش میانی، به طور عمده قاچ دوم معرفی شده توسط (Ruttner 1991) را در گستره تشکیل می‌دهد. مرز شمالی این بخش با گسل‌های راستالغز راست‌بر و مرز جنوبی آن به وسیله گسل‌های راندگی با گرایش به سوی شمال محصور شده است. کامل‌ترین توالی چینه‌شناختی در گستره، در این بخش مطالعه شده است، به گونه‌ای که این توالی از سازند قره‌قیطان تا میانکوهی رخنمون یافته است (Balini et al., 2010). این توالی‌ها به شدت به وسیله چین‌ها و گسل‌های وارون متأثر شده‌اند. هسته ناودیس آق در بند نیز در این بخش قرار گرفته است. این ناودیس یک سینکلیوریم بزرگ تشکیل داده است. ساختارهای این بخش تفاوت زیادی با ساختارهای بررسی شده در بخش شمالی نشان می‌دهند. در این بخش از گستره گسل‌هایی از نوع وارون با گرایش به سوی شمال و به ندرت با گرایش به سوی جنوب ایجاد شده‌اند. این گسل‌های راندگی لایه‌های زغالی را به شدت

گستره است. این سازند خود به دو بخش اصلی سنگ‌ماسه توفی و شیل توفی تقسیم می‌شود. سن این سازند لادینین پسین برآورد شده است (Ruttner, 1991). این سازند با یک مرز ناپوستگی با شیل‌های سازند میانکوهی پوشیده شده است. در بخش زیرین سازند میانکوهی یک لایه زغالی با ستبرای ۱ تا ۱۰ متر رخنمون یافته است که اکنون در دست بهره‌برداری است. با توجه به سنگواره‌های گیاهی موجود در این سازند سن نورین-رتین برای آن پیشنهاد شده است (Ruttner, 1991). این سازند را می‌توان در جنوب روستای نعتو (در حوالی دره انجیر) و شمال تربت‌جام مشاهده کرد. در تربت‌جام، گرانیته تربت‌جام در سازند یاد شده نفوذ کرده است. سن این گرانیته بر پایه سن‌سنجی به روش زیرکن (U-Pb) نورین به دست آمده است (Zanchi et al., 2011).

Balini et al. (2010) بر پایه مطالعات چینه‌شناسی و دیرینه‌شناسی خود در گستره آق در بند ۳ ستون چینه‌شناسی مختلف را در ۳ قاچ گستره تشخیص دادند. کامل‌ترین ستون چینه‌شناسی در قاچ دوم رخنمون یافته است که می‌تواند نشانگر این باشد که در بازه زمانی تریاس فعالیت شدید گسل‌ها، محیط‌های رسوبی متفاوتی را در عرض گستره ایجاد کرده است. در بخش جنوبی گستره، واحدهایی از جنس رسوبات آواری سیلیسی (Siliciclastic) روی واحدهای تریاس رانده شده‌اند. این واحدها به طور عمده از سنگ جوش‌های درشت‌دانه و سنگ‌ماسه‌هایی تشکیل شده‌اند که با مرزی زمین‌ساختی در کنار اسلیت‌های سرخ و سبزرنگ (با سن پالئوزویک) که دارای چین‌خوردگی‌های تنگ (Tight Fold) و برگ‌وارگی‌های سطح محوری هستند قرار گرفته‌اند. واحدهای سنگ‌جوشی یادشده قلوه‌های آتشفشانی اسیدی سرخ و خاکستری تیره و همچنین قطعات آندزیتی و بازالتی دارند. بخش سنگ‌ماسه‌ای این توالی ریز لایه‌بندی متقاطع (Cross-Lamination) دارد و آثار موجودات حفار (Borrowing) را در خود ثبت کرده است. از آنجا که برگ‌وارگی‌های موجود در واحدهای اسلیتی این بخش از گستره به وسیله شکنج (کینگ‌ها) دگرریخت شده‌اند، می‌توان گفت که توالی‌های یادشده کمینه ۲ گامه دگرریختی متحمل شده‌اند. (Ruttner 1991) توالی‌های موجود در بخش جنوبی گستره را به ۵ واحد تقسیم کرده است که به وسیله گسل‌های راندگی از یکدیگر جدا شده‌اند. در پیرامون دره انجیر در واحدهای سنگ‌جوشی متعلق به این توالی، قطعات بزرگی از مرمر و سنگ‌آهک‌های خاکستری به همراه سنگواره‌های سیلیسی شده دیده می‌شود که به نظر می‌رسد شباهت زیادی به بازمانده‌های تیس کهن در گستره فریمان دارد و از این رو به احتمال فراوان از فرسایش آنها سرچشمه گرفته‌اند. بخش شمالی حوضه تریاس آق در بند با گسل راستالغز چپ‌بر (گسل اصلی شمالی) از توالی‌های کهن‌تر (پالئوزویک پسین اوراسیا) جدا می‌شود. این واحدهای کهن شامل سنگ‌آهک‌های با سن دونین بالایی، سنگ‌های آتشفشانی و سیلیسی آواری هستند. در جنوب واحدهای یادشده و در فرادواره گسل اصلی شمالی واحدهای مرمری با سن کربنیفر زیرین دیده می‌شود. این واحدها به شدت چین‌خورده هستند و تحت تأثیر دایک‌های دیابازی قرار گرفته‌اند. همه این واحدهای کهن‌تر از ژوراسیک، با یک مرز ناپوستگی به وسیله سازند کشف‌رود (ژوراسیک میانی) یا سازند مزدوران (ژوراسیک بالایی) پوشانده شده‌اند. این واحدهای جوان‌تر دچار دگرریختی بسیار ملایمی شده‌اند و آثار دگرریختی سیمیرین را در خود ثبت نکرده‌اند. بنابراین پایان رخداد ایوسیمیرین در گستره آق در بند را می‌توان ژوراسیک میانی (باژوسین) در نظر گرفت. ناپوستگی یادشده به خوبی در گرداگرد پنجره فرسایشی آق در بند قابل مشاهده است.

۳- ساختار

با توجه به پیچیدگی ساختاری شدید گستره آق در بند، هنوز ابهاماتی پیرامون سازوکار اصلی و همچنین زمان تشکیل گسل‌های اصلی موجود در پنجره فرسایشی

چین‌ها هستند. چین‌های موجود در بخش میانی و جنوبی گستره بخش بالایی این نمودار را اشغال کرده‌اند و این امر، نقش بیشتر سازوکارهای شیب‌لغز و انقباضی را برای شکل‌گیری آنها پیشنهاد می‌کند.

۴- ترفاشاری شیب‌دار و پهنه‌بندی ساختاری پهنه ترفاشاری آق‌دربند

پهنه‌های ترفاشاری (Transpression) پهنه‌های دگرریختی راستالغز پرشیبی هستند که در آنها مؤلفه برش ساده با یک مؤلفه کوتاه‌شدگی در عرض پهنه همراه شده است. بنابراین دگرریختی در پهنه‌های ترفاشاری ناشی از تأثیر همزمان مؤلفه‌های برشی ساده (تنش نااهم‌محور) موازی با صفحه برش قائم و مؤلفه کوتاه‌شدگی (تنش هم‌محور) عمود بر صفحه برش قائم است (Fossen & Tikoff, 1998). گاه ممکن است مرزهای پهنه ترفاشاری به صورت قائم قرار نگیرد که به این حالت ترفاشاری مایل (Inclined Transpression) می‌گویند (Jones et al., 2004). در این حالت تنش فشارشی مؤثر بر دگرریختی خود به دو مؤلفه هم‌محور (مؤلفه فشارشی یا انقباضی) و نااهم‌محور (مؤلفه شیب‌لغز) تقسیم می‌شود. تعدادی متغیرهای کلیدی در پهنه‌های ترفاشاری وجود دارد که با بهره‌جستن از آنها می‌توان به تحلیل ویژگی‌های ساختاری و زمین‌ساختی آنها پرداخت.

زاویه همگرایی میان صفحات (Angle of Convergence)، عدد کینماتیکی تاوایی و وضعیت بیضوی کرنش از مهم‌ترین این متغیرها هستند (Fossen & Tikoff, 1998; Fossen & Tikoff, 1992; Krantz, 1994; Wilcox et al., 1993). همان‌گونه که از تحلیل ساختارهای موجود در گستره آق‌دربند بر می‌آید، این گستره در زمان رخداد ایوسیمین دچار یک ترفاشاری شیب‌دار با تقسیم کرنش شدید شده است. شکل‌گیری این پهنه ترفاشاری را می‌توان به همگرایی مایل میان ایران و توران در زمان رخداد ایوسیمین نسبت داد. با توجه به ایجاد تقسیم کرنش شدید در عرض گستره، زاویه همگرایی بین دو صفحه یادشده باید کوچک بوده باشد (Dewey et al., 1998). یکی دیگر از دلایل ایجاد تقسیم کرنش در پهنه‌های ترفاشاری، وجود ساختارهای از پیش موجود و دشواری فرانهادگی کرنش‌های بعدی روی این ساختارها که به‌طور مناسبی آرایش نیافته‌اند است (Jones & Tanner, 1995). به نظر می‌رسد که گسل اصلی شمالی و دیگر گسل‌های موجود در بخش شمالی گستره آق‌دربند پیش از رخداد ایوسیمین نیز فعال بوده‌اند. وجود حوضه‌های رسوبی ناپایدار در عرض گستره که ناشی از فعالیت همزمان با رسوب‌گذاری گسل‌ها در زمان رخداد یادشده بوده است، گواه این ادعاست. از این رو در زمان رخداد ایوسیمین گسل‌های شمالی گستره به عنوان ساختارهای از پیش موجود، مؤلفه برشی ساده ناشی از همگرایی مایل میان ایران و توران را در خود متمرکز کرده‌اند. با پیشرفت این همگرایی مایل، مؤلفه هم‌محور دگرریختی افزایش یافته است و از آستانه مقاومت پهنه گذر کرده است. در این شرایط برای این که پهنه بتواند به تعادل برسد، در بخش جنوبی گستره یک پهنه گسلی پولکی راندگی شکل می‌گیرد. تأثیر این رخداد در بخش‌های جنوبی تر هم (دره‌انجیر و سفیدسنگ) با شکل‌گیری ساختارها راندگی همراه بوده است. بخش میانی گستره آق‌دربند که در حفاصل دو بخش یادشده قرار گرفته است، به ناچار دچار یک تنش فشاری یا انقباضی شده است. وجود چین‌خوردگی‌های شدید و گسل‌های راندگی بسیار و گاه متقاطع به صورتی که موجب تکرارشدگی زمین‌ساختی واحدها شده‌اند گواه این ادعاست. بیضوی کرنش حاصل از ترفاشاری شیب‌دار در محدوده پخش‌شدگی (flattening) نمودار فلین قرار می‌گیرد. مطالعات ریزساختاری صورت گرفته روی واحدهای سنگ‌آهکی (سازند سفیدکوه) رخنمون‌یافته در گستره آق‌دربند نیز بیضوی کرنش پخش‌شدگی را نشان می‌دهند (رضانی و قاسمی، ۱۳۸۹). با توجه به ویژگی‌های ساختاری موجود در عرض گستره آق‌دربند این گستره را می‌توان به ۳ پهنه ساختاری اصلی تقسیم کرد (شکل ۱۲).

تحت تأثیر قرار داده و آنها را برشی کرده‌اند. گسل‌های یادشده به صورت پولکی (imbricate fault) هستند و گاه موجب چندین بار تکرارشدگی زمین‌ساختی سازندهای سینا و میانکوهی شده‌اند. این پدیده‌ها را می‌توان در دوپل‌های ایجاد شده برای معدن کاری به خوبی دید (شکل ۷-۷). گاه چندین مرحله فعالیت راندگی را می‌شود در این بخش از گستره دید که روی یکدیگر فرانهاده شده‌اند (شکل ۷-۷). در این پژوهش تعدادی از گسل‌های اصلی این بخش از گستره برداشت شد (شکل ۸). این حالت نیز در تفسیر ویژگی‌های ساختاری این بخش اهمیت ویژه‌ای دارد که در ادامه به آن خواهیم پرداخت. مهم‌ترین ویژگی هندسی چین‌های موجود در بخش میانی گستره محور آنهاست که نسبت به بخش شمالی میل کمتری دارند (شکل ۷-۷). این مهم نشان‌دهنده کاهش عدد کینماتیکی تاوایی (Kinematic Vorticity Number) از شمال گستره به سمت جنوب آن است (رضانی و قاسمی، ۱۳۸۹).

۳-۳. ساختارهای بخش جنوبی گستره آق‌دربند

Ruttner (1991) مهم‌ترین گسل موجود در بخش جنوبی گستره را گسل اصلی جنوبی (SMF) نام نهاده است. این گسل واحدهای اسلیتی، سنگ‌ماسه‌ای و سنگ‌جوشی چندزادی (polygenic) منسوب به مولاس‌های پرمین را به سوی شمال روی توالی‌های تریاس (سازند سینا و میانکوهی) رانده است (شکل ۹-۹). راستای این گسل در جهت خاور، شمال‌خاور-باختر، جنوب باختر است. به طور کلی بخش جنوبی را یک پهنه گسلی پولکی راندگی تشکیل داده است. این گسل‌ها از لحاظ راستا کم‌بیش موازی هستند و سازوکار و گرایش مشابهی را نشان می‌دهند (شکل ۹-۹). همه این گسل‌ها در زیر واحدهای جوان‌تر ژوراسیک (سازند کشف‌رود) محو می‌شوند و از این رو آنها را می‌توان در دسته گسل‌های مرتبط با رخداد ایوسیمین قرار داد. با توجه به وضعیت گسل‌های این بخش و تأثیر آنها روی تکامل چین‌خوردگی‌ها، بیشتر این چین‌ها را می‌توان در دسته چین‌های پیش‌روی گسلی قرار داد. شیب سطح محوری این چین‌ها نسبت به بخش شمالی و مرکزی ملایم‌تر و میل محور آنها نیز کمتر است. روند سطح محوری این چین‌خوردگی‌ها کم‌بیش به موازات روند گسل‌ها قرار می‌گیرد و به سوی خاور-جنوب‌خاور میل دارد.

۳-۴. رده‌بندی هندسی چین‌های گستره

وضعیت محور تمامی چین‌های برداشت شده در گستره بر روی استریونت رسم شد (شکل ۱۰). محورهای چین‌های موجود در واحدهای پالئوزویک (در بخش شمالی گستره) آرایش نامنظمی روی استریونت نشان می‌دهند. این پراکندگی می‌تواند به این دلیل باشد که این چین‌ها در طی بیش از یک مرحله دگرریختی شکل گرفته‌اند. آثار رخداد هرسینین توران را می‌توان در این ساختارها جستجو کرد. محور چین‌های برداشت‌شده در بخش شمالی گستره بیشتر در بخش مرکزی استریونت متمرکز شده‌اند در حالی که محور چین‌های موجود در نیمه جنوبی گستره بیشتر در نزدیکی محیط دایره استریونت قرار گرفته است. این مسئله نشان‌دهنده تأثیر بیشتر تنش برشی ساده نسبت به تنش برشی ناب بر دگرریختی واحدهای شمالی گستره است؛ درحالی‌که نقش تنش برشی ناب بر شکل‌گیری ساختارهای جنوبی گستره بیشتر است.

برای تحلیل هندسی چین‌های گستره از تلفیق نمودار Fleuty (1964) با نموداری که Jones et al. (2004) برای تقسیم‌بندی چین‌های شکل گرفته در پهنه‌های ترفاشاری ارائه کرده‌اند، استفاده شد (شکل ۱۱). محور افقی این نمودار شیب سطح محوری و محور عمودی آن میل لولای چین را نشان می‌دهد. در سه گوشه این مثلث ۳ سازوکار راستالغز (Strike-Slip)، انقباضی (Contraction) و شیب‌لغز (Dip Slip) چیره هستند. چین‌های برداشت شده در عرض گستره بر پایه موقعیتشان در این نمودار تقسیم‌بندی شده‌اند. بیشتر چین‌های برداشت شده در بخش شمالی گستره در بخش پایینی این نمودار قرار گرفته‌اند و نشان‌دهنده سازوکار راستالغز برای شکل‌گیری این

مؤلفه شیب‌لغز ترافشارش به بیشینه خود می‌رسد، وجود قاج‌های گسلی راندگی موازی با گرایش به سوی شمال گواه این ادعاست. بیشتر چین‌های نامتقارن این پهنه را می‌توان چین‌های پیش‌روی گسلی در نظر گرفت.

۶- نتیجه‌گیری

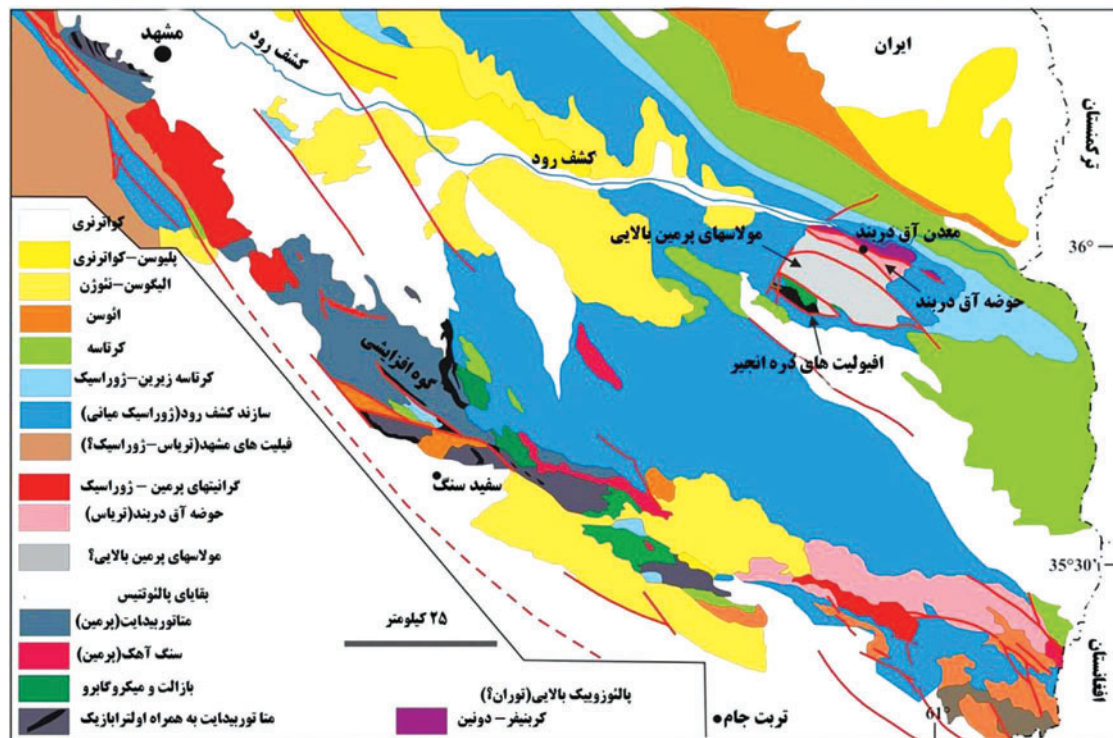
با توجه به بررسی‌های انجام شده در این پژوهش، گستره آق‌در بند در زمان رخداد ایوسیمیرین دچار یک ترافشارش چپ‌بر بوده است. شکل‌گیری این پهنه ترافشارشی را می‌توان به همگرایی مایل (چپ‌بر) ایران و توران در زمان رخداد یادشده نسبت داد (شکل ۱۵). مؤلفه برشی ساده ناشی از این همگرایی مایل در بخش شمالی پنجره فرسایشی متمرکز و مؤلفه برش ناب آن موجب دگرریختی واحدهای جنوبی گستره شده است. از این رو می‌توان گفت پهنه ترافشارشی آق‌در بند دچار تقسیم‌کردن قابل ملاحظه‌ای شده است. مهم‌ترین دلایل رخداد این تقسیم‌کردن را باید به وجود ساختارهای از پیش موجود (همچون گسل اصلی شمالی) و احتمالاً زاویه کوچک همگرایی میان ایران و توران نسبت داد. آثار رخداد سیمیرین در واحدهای جنوبی تر (دره انجیر و سفیدسنگ) نیز با شکل‌گیری ساختارهای راندگی همراه بوده است.

سپاسگزاری

از سرکار خانم‌ها دکتر بهرام‌منش و مهندس سلیمانی به دلیل همکاری‌هایشان در مطالعات چینه‌شناسی و دیرینه‌شناسی گستره و از جناب آقای مهندس نادری که در بخشی از برداشت‌های میدانی ما را یاری کردند سپاسگزاریم.

البته تعیین مرزهای پهنه‌ها تا حدودی تقریبی و دلخواهانه است و تا حدود زیادی بستگی به مقیاسی دارد که می‌خواهیم پهنه‌بندی ساختاری را به کار ببریم. زیرا تقسیم‌کردن ممکن است از مقیاس میکروسکوپی تا ناحیه‌ای رخ دهد (Jones et al., 2005). پهنه ساختاری ۱ (Domain1) بخش شمالی گستره را دربر می‌گیرد. همان‌گونه که بررسی شد این بخش را یک پهنه ترافشارشی چپ‌بر تشکیل داده است. ویژگی‌های ساختاری این بخش شباهت زیادی با مدل ترافشارش (Sanderson & Marchini, 1984) دارد. مهم‌ترین ویژگی این پهنه وجود گسل‌های راست‌الغز چپ‌بر و چین‌های با میل شدیدی است که در اندرکنشی نزدیک با یکدیگر شکل گرفته‌اند. این پهنه خود به ۲ زیر پهنه a و b تقسیم می‌شود. زیر پهنه Ib در بخش باختری گستره دیده می‌شود و در آن ساختارهای فشارشی مرتبط با ترافشارش رخنمون یافته است (شکل‌های ۱۲ و ۱۳). وجود ساختاری مشابه با گلساخت مثبت که به تکرار زمین‌ساختی برخی از واحدها انجامیده است از مهم‌ترین ویژگی‌های این بخش به شمار می‌آید.

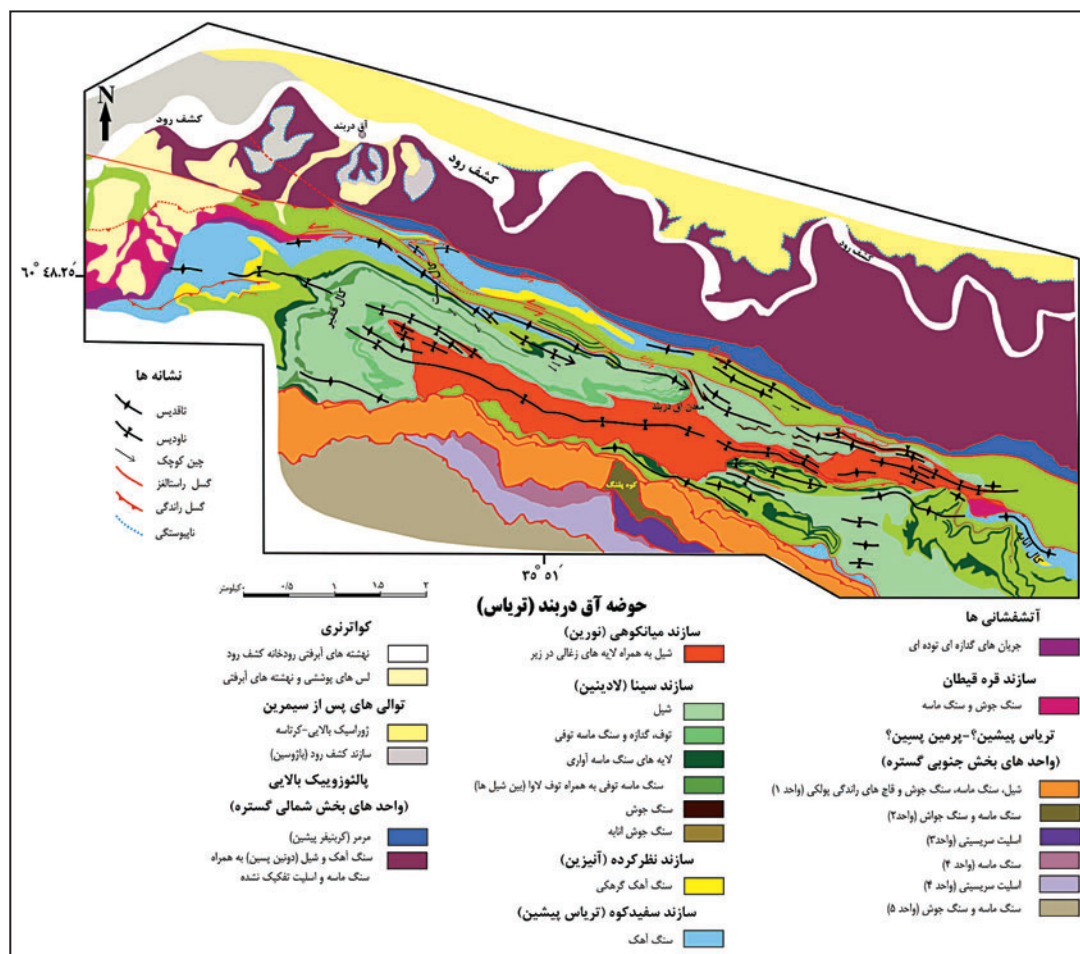
بنابراین در این زیر پهنه سازوکار شکل‌گیری ساختارها تا حدودی با زیر پهنه Ia متفاوت است. به گونه‌ای که بسیاری از گسل‌ها سازوکار راندگی را نشان می‌دهند و بنابراین چین‌ها را نیز می‌توان در گروه چین‌های پیش‌روی گسلی قرار داد. در پهنه ۲ تأثیر سازوکار راست‌الغز کم‌رنگ‌تر شده است و ساختارها بیشتر تحت تأثیر یک سازوکار انقباضی شکل گرفته‌اند. میل چین‌ها در این بخش ملایم‌تر است (شکل ۱۴). فشردگی شدید در این بخش موجب چین‌خوردگی‌های بسیار نامنظمی در دو یال ناودیس آق‌در بند که در این پهنه شکل گرفته شده است. در پهنه ۳ تأثیر



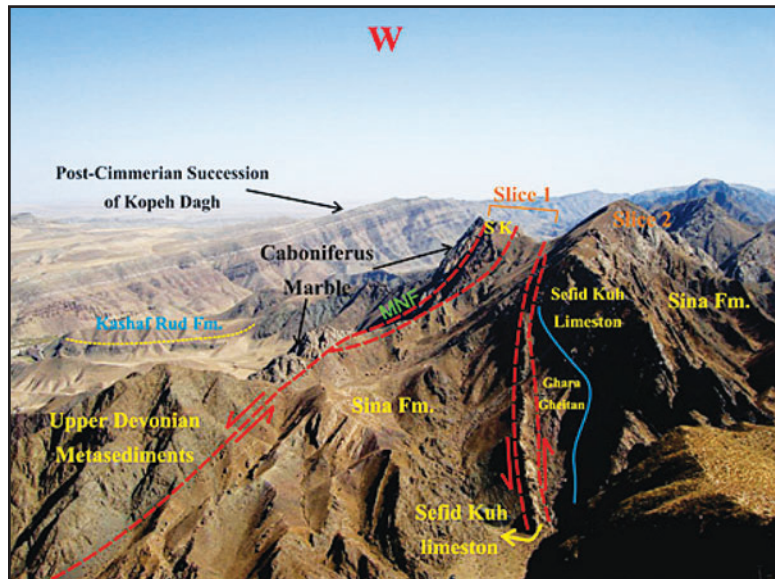
شکل ۱- موقعیت زمین‌ساختی پنجره فرسایشی آق‌در بند و گستره فریمان (سفیدسنگ) در شمال خاور ایران. (با تغییر از Ruttner, 1991).



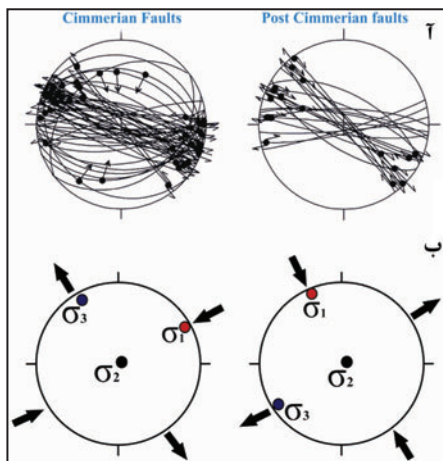
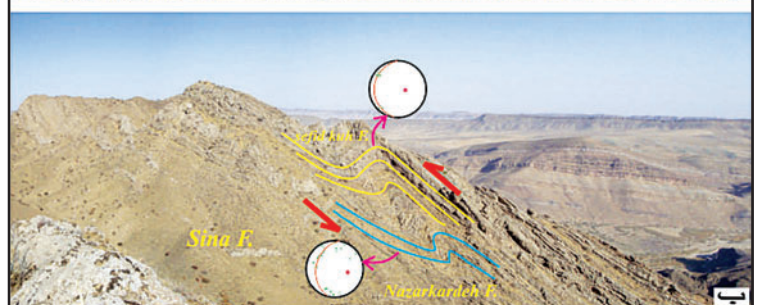
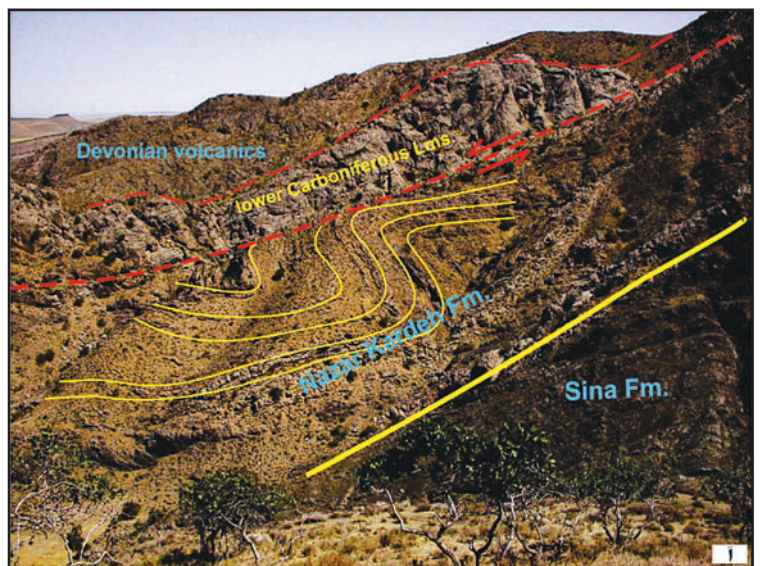
شکل ۲-آ) برش الگوی سازند قره قیطان که با یک مرز چینه شناسی در زیر گدازه‌های جریانی سازند سفیدکوه قرار گرفته است. موقعیت این تصویر (۲) در شکل ۳ نشان داده شده است؛ ب) ناپوستگی میان عضو ۲ سازند سفیدکوه و سازند نظر کرده در یال شمالی سفیدکوه؛ پ) ناپوستگی زاویه‌دار میان سازند نظر کرده و سازند سینا در کال‌انابه.



شکل ۳- نقشه زمین‌شناسی و ساختاری گستره مورد مطالعه. (بر پایه Ruttner (1991)، نقشه‌های ۱:۱۰۰,۰۰۰ آق‌دریند (فانمی، ۱۳۸۴) و مزدوران- شیرتیه (روشن‌روان و مافی، ۱۳۸۳)، ۱:۲۵۰,۰۰۰ تربت جام (بهروزی و همکاران، ۱۳۷۲)، Zanchi et al. (2011) و برداشت‌های میدانی و مطالعات دورسنجی این پژوهش).

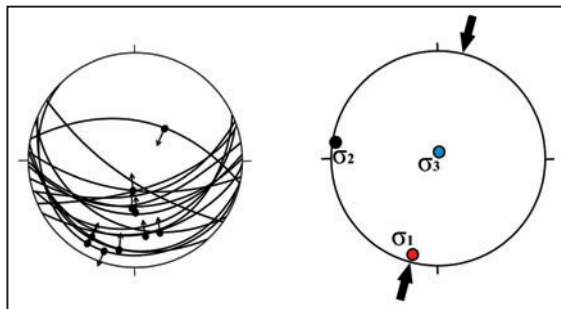


شکل ۴- نمایی از پهنه ترفاشاری بخش شمالی گستره آق در بند. موقعیت این تصویر (P₄) در شکل ۳ آمده است.

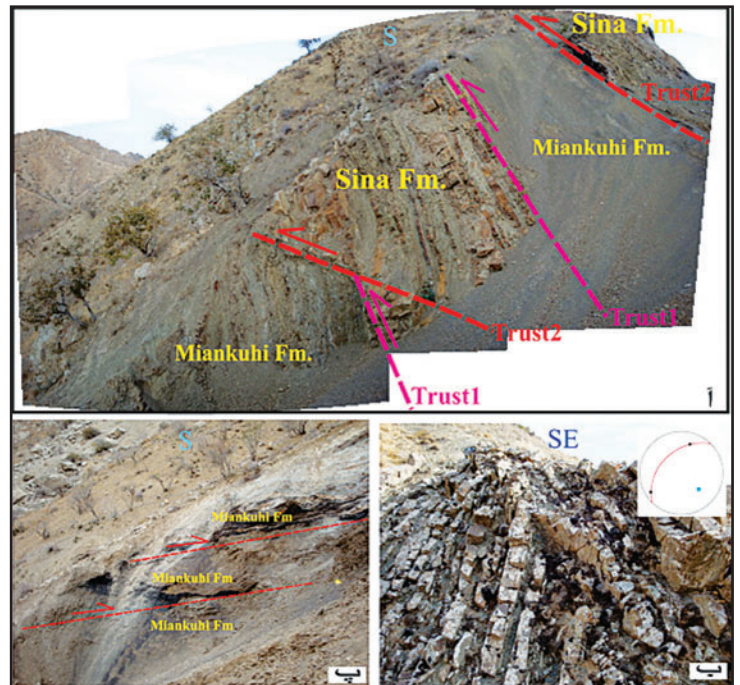


شکل ۶- (آ) وضعیت گسل‌های برداشت‌شده در بخش شمالی گستره. گسل‌های راست‌الغز راست بر متعلق به رخداد ایوسیمیرین و گسل‌های راست‌الغز چپ بر به رخدادی جوان‌تر تعلق دارند. (ب) تحلیل پوشش‌شناسی همان گسل‌ها. این تحلیل با کمک نرم‌افزار TectonicsFP صورت گرفته است.

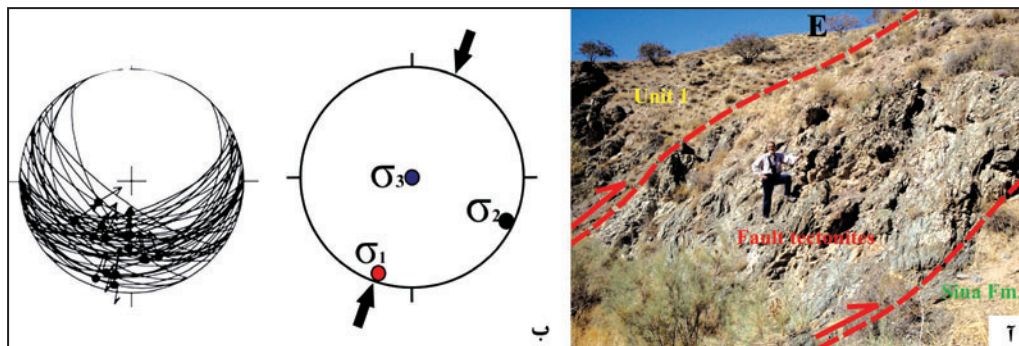
شکل ۵- (آ) چین‌های S شکل در سازند نظرکرده در شمال باختر گستره که فعالیت چپ‌بر گسل اصلی شمالی را نشان می‌دهند. دید به سوی شمال؛ (ب) چین‌های S شکل موجود در سازندهای نظرکرده و سفیدکوه در بخش شمال خاوری گستره که سازوکار چپ‌بر را برای گسل اصلی شمالی نمایان می‌کنند. دید به سوی شمال. وضعیت محور و قطب لایه‌بندی‌های چین‌ها نیز نمایش داده شده است. موقعیت این تصویر (S_p) در شکل ۳ نمایش داده شده است.



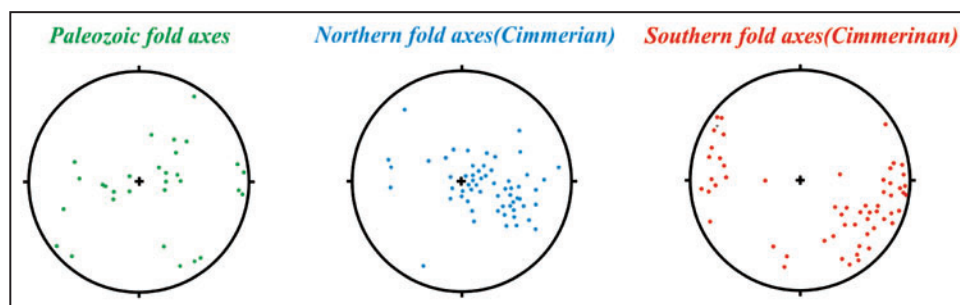
شکل ۸- وضعیت گسل‌های برداشت‌شده در بخش میانی گستره به همراه تحلیل پویاشناسی آنها. این تحلیل با کمک نرم‌افزار TectonicsFP صورت گرفته است.



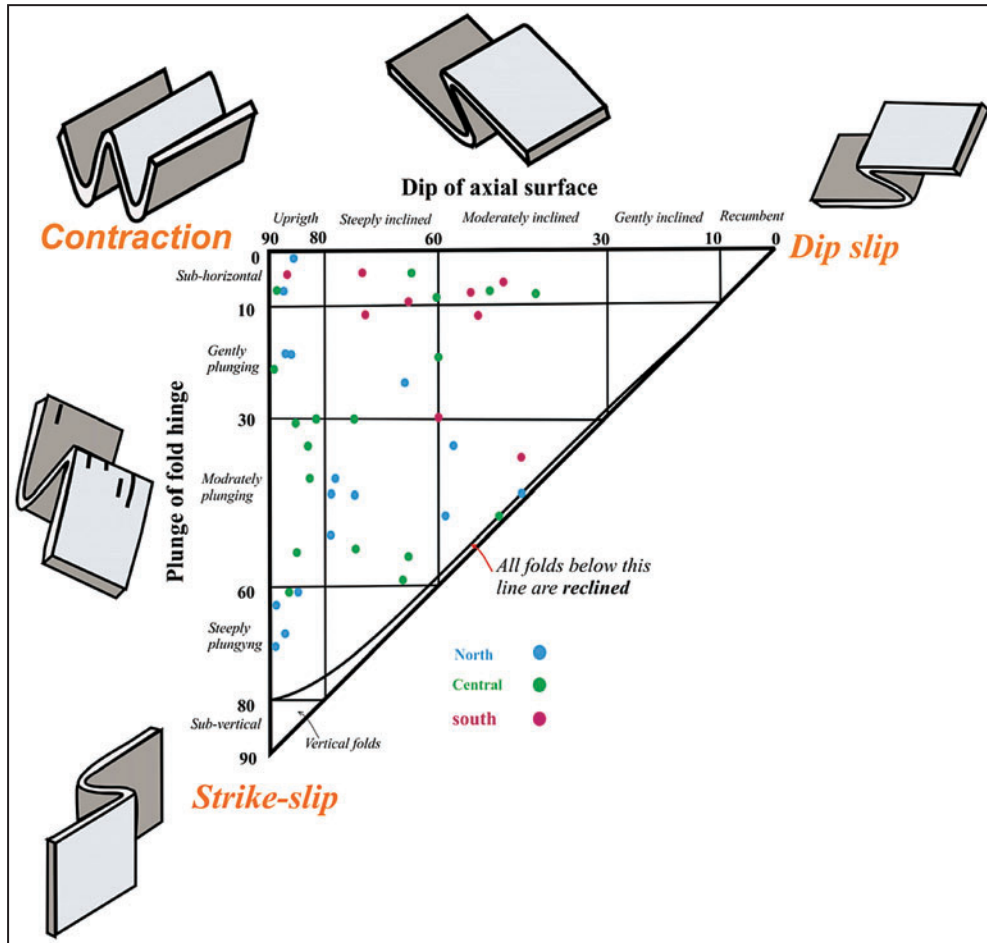
شکل ۷- (آ) رخداد دو مرحله راندگی در سازندهای سینا و میانکوهی در جنوب معدن نوحی در بخش میانی گستره؛ (ب) یک چین‌جناغی در سازند سینا در بخش میانی گستره. به وضعیت محور چین توجه شود؛ (پ) گسل‌های راندگی پولکی در نزدیکی معدن الله‌وردی که موجب تکرارشدگی زمین‌ساختی سازند میانکوهی در بخش میانی گستره شده است.



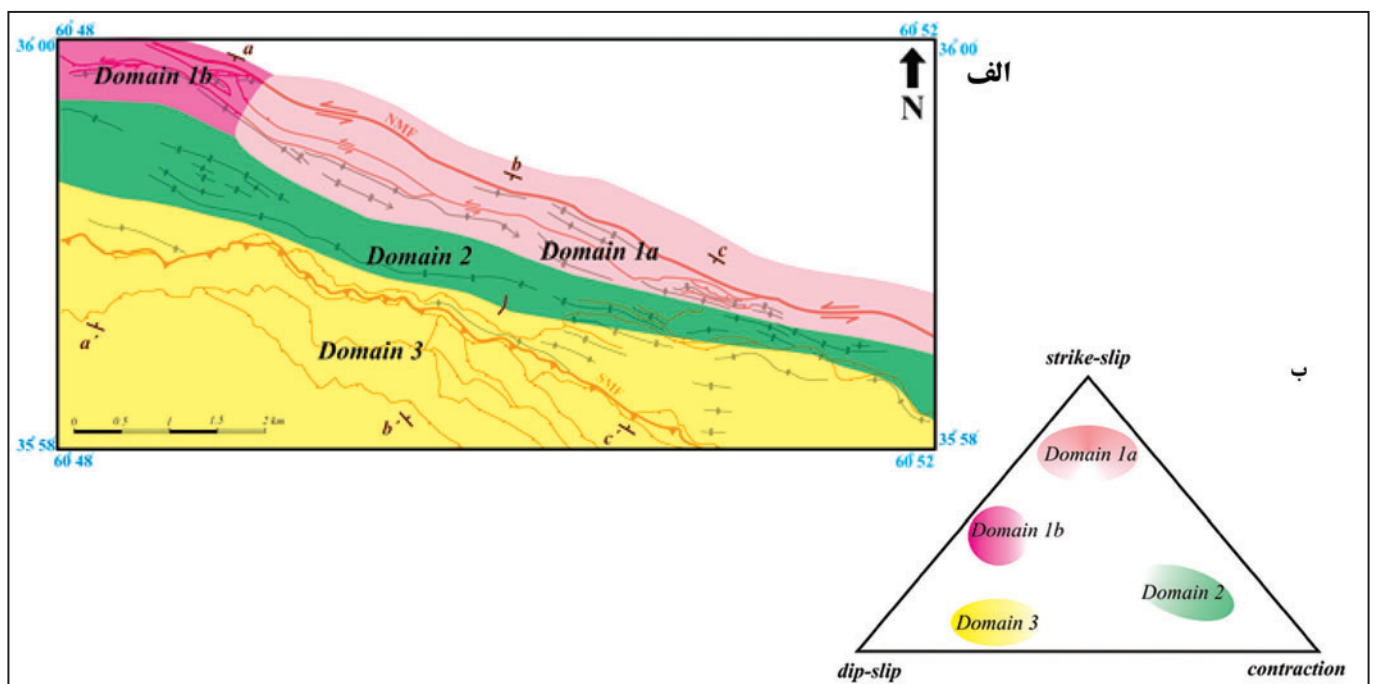
شکل ۹- (آ) گسل اصلی جنوبی در راستای دره فقیر. موقعیت این تصویر (P_0) در شکل ۳ نشان داده شده است. (ب) وضعیت گسل‌های برداشت‌شده در بخش جنوبی گستره به همراه تحلیل پویاشناسی آنها. این تحلیل با کمک نرم‌افزار TectonicsFP صورت گرفته است.



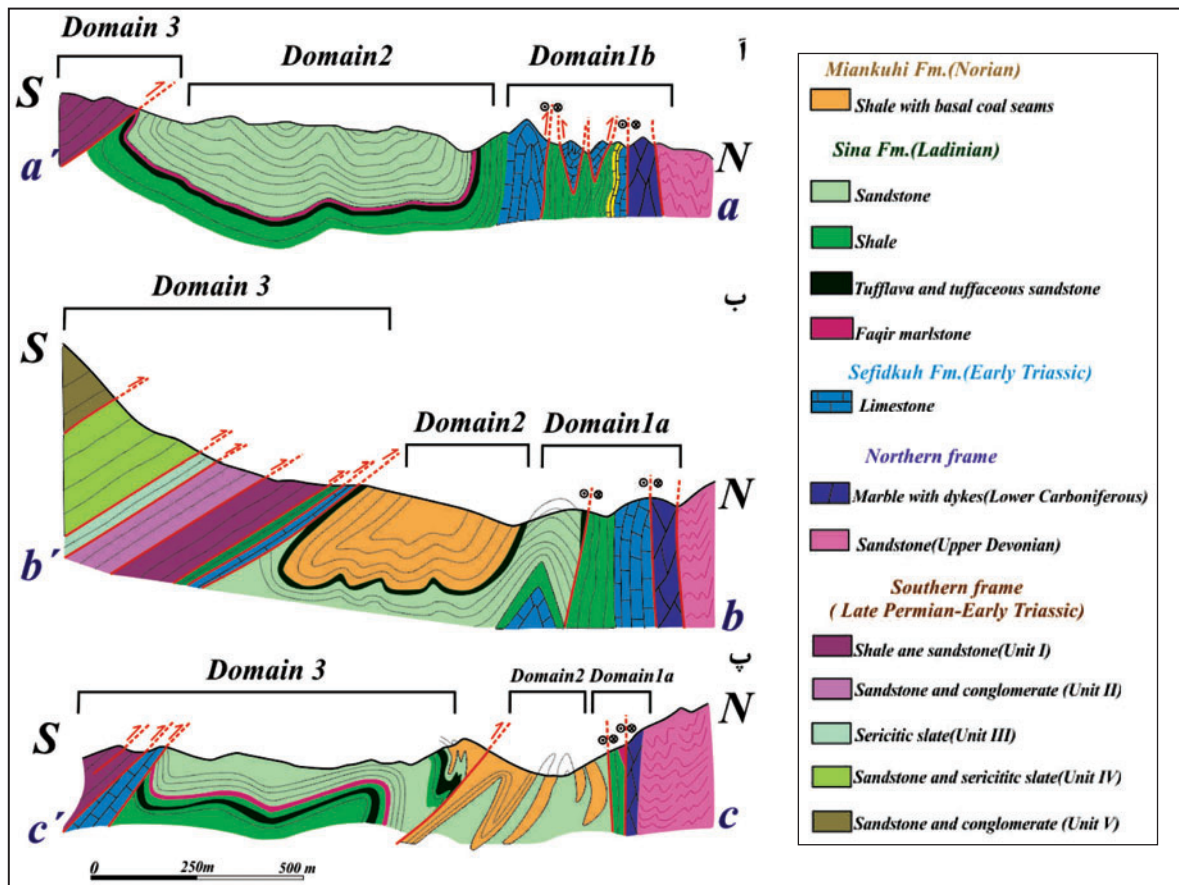
شکل ۱۰- وضعیت محور چین‌های برداشت‌شده در گستره.



شکل ۱۱- وضعیت چین‌های برداشت‌شده در گستره آق‌در بند روی نموداری که از تلفیق نمودارهای (1964) Fleuty برای تقسیم‌بندی هندسی چین‌ها و (2004) Jones et al. برای چین‌های شکل گرفته در ترا فشارش شیب‌دار به دست آمده است.



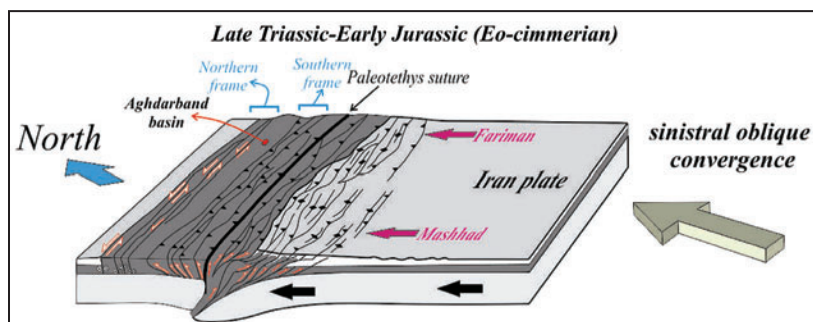
شکل ۱۲- نقشه پهنه‌بندی ساختاری گستره آق‌در بند در زمان رخداد ایوسیمیرین. (ب) جایگاه پهنه‌های ساختاری روی سه گوش کرنش ترا فشارش مایل.



شکل ۱۳- وضعیت پهنه‌های ساختاری معرفی شده روی برش‌های عرضی تهیه شده از گستره آق در بند. موقعیت این برش‌های عرضی در شکل ۱۰ نشان داده شده است. مقطع پ از Ruttner (1991) برگرفته شده است.

<i>Cleavage</i>	<i>Fold axes</i>	<i>Faults</i>	<i>Bedding</i>	
				<i>Domain 1a</i>
				<i>Domain 1b</i>
				<i>Domain 2</i>
				<i>Domain 3</i>

شکل ۱۴- وضعیت ساختارهای برداشت شده در پهنه‌های ساختاری توصیف شده در گستره آق در بند.



شکل ۱۵- مدل ژئودینامیکی همگرایی مایل ایران و توران در زمان رخداد ایوسیرین.

کتابنگاری

- بهروزی، ا.، افتخارنژاد، ج. و علوی‌نایینی، م.، ۱۳۷۲- نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ تربت‌جام، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
 رمضانی، م. و قاسمی، م.، ۱۳۸۹- شواهد ساختاری و ریز ساختاری ترافشارش مایل در پنجره فرسایشی آق‌در بند، بیست و هشتمین گردهمایی علوم زمین و چهاردهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
 روشن‌روان، ج. و مافی، ا.، ۱۳۸۳- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مزدوران- شیرتپه، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
 شهریاری، س.، قائمی، ف.، موسوی‌حرمی، ر. و سعیدی، ع.، ۱۳۸۳- تکوین زمین‌ساختی و مدل ساختاری پنجره زمین‌ساختی آق‌در بند، فصلنامه علوم‌زمین، شماره ۵۴، صفحه ۸۰-۹۵.
 قائمی، ف.، ۱۳۸۴- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مشهد، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

- Alavi, M., 1991- Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran., *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 103,p. 983-992.
- Balini, M., Angolini, L., Bahramanesh, M., Ghassemi, M. R., Nicora, A., Norouzi, M. & Soleimani, S., 2010- The Carboniferous-Triassic sedimentary record of Central Iran and its correlations with Aghdarband and SanandajSirjan, DARIUS project. IR09-02.
- Baud, A., Brandner, R. & Donofrio, D. A., 1991- The SefidKuh Limestone – A late Lower Triassic carbonate ramp (Aghdarband, NE-Iran). In A.W. Ruttner (Ed.): “The Triassic of Aghdarband (AqDarband), NE-Iran, and its pre-Triassic frame”, *Abh. GeologischenBundesanstalt*, 38: 111-123.
- Dewey, J. F., Holdsworth, R. E. & Strachan, R. A., 1998- Transpression and transtension zones. In: Dewey, J. F., Holdsworth, R. E., Strachan, R. A. (Eds.), *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. Special Publication Geological Society of London 135, pp. 1–14.
- Eftekharneshad, J. & Behroozi, A., 1991- Geodynamic significance of recent discoveries of ophiolites and Late Paleozoic rocks in NE-Iran. In A. W. Ruttner (Ed.): “The Triassic of Aghdarband (AqDarband), NE-Iran, and its pre-Triassic frame”, *Abh. GeologischenBundesanstalt*, 38: 89-100.
- Fleuty, M. J., 1964- the description of folds, *Proc. Geol. Assoc. London*, v 75, p.461-492.
- Fossen, H. & Tikoff, B., 1998- Extended models of transpression and transtension, and application to tectonic settings. This volume.
- Fossen, H. & Tikoff, B., 1992- The deformation matrix for simultaneous simple shearing, pure shearing and volume change and its application to transpression-transtension tectonics. *Journal of Structural Geology*, 15, 413-422.
- Jones, R. R. & Tanner, P. W. G., 1995- Strain partitioning in transpression zones. *Journal of Structural Geology*, 17, 793-802.
- Jones, R., Holdsworth, R. E., Clegg, P., McCaffrey, K. & Tavarnelli, E., 2004- Inclined transpression. *Journal of Structural Geology* 26, 1531e1548.
- Jones, R., Holdsworth, R. E., McCaffrey, K., Clegg, P. & Tavarnelli, E., 2005- Scale dependence, strain compatibility and heterogeneity of three-dimensional deformation during mountain building: a discussion. *Journal of Structural Geology* 27, 1190–1204.
- Krantz, R. W., 1994- The transpressional strain model applied to strike-slip, oblique-convergent and oblique-divergent deformation. *Journal of Structural Geology*, 17, 1125-1137.
- Krystyn, L. & Tatzreiter, F., 1991- Middle Triassic amonoids from Aghdarband (NE Iran) and their paleobiogeographical significance: *Abhandlungen der GeologischenBundesanstalt*, v.38, p.139-163.
- Ruttner, W., 1991- Geology of the Aghdarband Area (KopetDagh, NE-Iran), *Abhandlungen der GeologischenBundesanstalt*, v.38,p.7-79.
- Sanderson, D. & Marchini, R. O., 1984- Transpression. *Journal of Structural Geology*, 6, 449-458.
- Zanchi, A., Ghassemi, R., Berra, F., Heidarzadeh, Gh., Bergomi, M., Nicora, A. & Zancheta, S., 2011- The palaeotethys suture zone in NE Iran: new constraint on the evolution of the Eo-Cimmerian belt. Project IR 09-12.
- Zanchi, A., Zanchetta, S., Berra, F., Mattei, M., Garzanti, E., Molyneux, S., Nawab, A. & Sabouri, J., 2009- The Eo-Cimmerian (Late? Triassic) orogeny in north Iran. *Geological Society, London, Special Publications*, 312, 31-55.