بررسی ساختار هم‌تافت‌های فریمان و دره‌انجیر و اهمیت آن در شناخت فرگشت زمین‌درز تتیس کهن

مهدی رمضانی [۱*]، محمدرضا قاسمی [۲]، آندرا زانکی [۳] و محمدرضا شیخ الاسلامی [۲]

[۱] دانشجوی دکتری، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان، گرگان، ایران.

[۲] استادیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.

[۳] استاد، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه Milano Bicocca، میلان، ایتالیا

تاریخ دریافت: ۰۴/ ۰۵/ ۱۳۹۰ تاریخ پذیرش: ۰۷/ ۰۹/ ۱۳۹۰

چکیده

از هم‌تافت‌های دره‌انجیر و فریمان در شمال خاور ایران به عنوان بازمانده‌های تتیس کهن یاد می‌شود. دو هم‌تافت یادشده در بازه زمانی پرمین- تریاس در همسایگی زمین‌درز تتیس کهن قرار دارند و از این‌رو فرگشت ساختاری آن را در خود ثبت کرده‌اند. با توجه به شواهد ساختاری و سنگ‌شناختی موجود و برخلاف نظرات پیشین که هم‌تافت فریمان را یک پانه افزایشی معرفی کرده‌اند، به نظر می‌رسد هم‌تافت‌های یادشده آثار به جامانده از یک کمان ماگمایی باشند که در اثر فرورانش تتیس کهن به زیر توران در زمان پرمین- تریاس شکل گرفته‌اند. هم‌تافت فریمان را می‌توان به دو بخش بالایی و زیرین تقسیم کرد. دست‌کم ۲ گامه دگریختی در بخش بالایی هم‌تافت فریمان قابل تشخیص است. گامه دوم دگریختی با شکل‌گیری چین‌های پیش‌روی گسلی همراه و به احتمال با گامه اصلی دگریختی روی‌داده در حوضه تریاس آق‌دربند در زمان رخداد ائوسیمرین همزمان بوده است. نوع دگریختی در هم‌تافت‌های دره‌انجیر و فریمان با تقسیم‌کرنش مطرح‌شده برای پهنه ترافشارشی آق‌دربند تحت‌تأثیر همگرایی مایل میان ایران و توران در زمان رخداد ائوسیمرین سازگاری دارد.

کلیدواژه‌ها: هم‌تافت فریمان، هم‌تافت دره‌انجیر، تتیس کهن، کمان ماگمایی، ائوسیمرین.

***نویسنده مسئول:** مهدی رمضانی

E-mail: Mehdi.ramazani@ymail.com

۱- مقدمه

گستره شمال خاوری ایران جای مناسبی برای مطالعه فرگشت زمین‌ساختی زمین‌درز تتیس کهن به شمار می‌رود. این اقیانوس پیش از رخداد ائوسیمرین میان قاره‌های اوراسیا در شمال و گندوانا در جنوب قرار داشته است (برای نمونه: Natalin & Sengor, 2005). در اثر رخداد ائوسیمرین (تریاس پسین، ژوراسیک میانی) این اقیانوس به طور کامل بسته شد و به برخورد ایران و توران انجامید. آثار این کوهزاد از قفقاز تا ترکیه قابل پیگیری است. در شمال خاور ایران (جنوب مشهد) افیولیت‌های به‌جامانده ناشی از این رخداد زمین‌ساختی را می‌توان مشاهده کرد (Alavi, 1991). هر چند پیرامون این موضوع اتفاق نظر وجود ندارد ولی می‌توان آثار زمین‌درز تتیس کهن در ایران را با توجه به شواهد موجود از تربت جام - فریمان به سمت جنوب مشهد تا البرز باختری و مرکزی دنبال کرد (Zanchi et al., 2009). از این رو هم‌تافت‌های دره‌انجیر و فریمان که در همسایگی این زمین‌درز قرار گرفته‌اند و تا حدودی فرگشت زمین‌ساختی آن را در خود ثبت کرده‌اند، اهمیت ویژه‌ای در رسیدن به اهداف این پژوهش دارند. در این پژوهش تلاش شده است با نگاهی به ویژگی‌های ساختاری دو گستره یادشده، دید ژرف‌تری نسبت به جایگاه زمین‌ساختی آنها و فرگشت زمین‌ساختی تتیس کهن پیدا شود. برای این منظور بخشی از مطالعات میدانی روی گستره دره‌انجیر متمرکز شد. بیشتر مسیرهایی که در این پژوهش برای برداشت میدانی در گستره فریمان صورت گرفت در نقشه ۱:۱۰۰,۰۰۰سفیدسنگ (قائمی و حسینی، ۱۳۷۸) قرار می‌گیرد. البته چند مسیر کوتاه هم در محدوده نقشه ۱:۱۰۰,۰۰۰ فریمان (واعظی‌پور و سهیلی، ۱۳۸۷) پیموده شد. در این بخش ساختارهای شکل گرفته در بخش بالایی و پایینی به‌صورت جدا بررسی خواهد شد.

۲- مجموعه دره‌انجیر

هم‌تافت دره‌انجیر (Dareh Anjir Complex) در بخش جنوبی گستره آق‌دربند و در بخش شمالی روستای نعتو، میان روستاهای ملک‌آباد و ممیزا قرار گرفته است. این مجموعه حدود ۵ کیلومتر درازا و ۲ کیلومتر پهنا دارد. Ruttner (1991) و Eftekharnezhad & Behroozi (1991) برای اولین بار این مجموعه افیولیتی را به عنوان مجموعه دره‌انجیر معرفی و یک محیط اقیانوسی برای آن پیشنهاد کردند. هم‌تافت یادشده که شامل سنگ‌های نفوذی و گدازه‌های جریانی (Lava Flow) می‌شود، در بخش شمالی خود به واحدهای سنگ‌جوش (پالئوزوییک بالایی) محدود می‌شود (شکل ۲).

این واحدهای سنگ‌جوش به سمت شمال تا گستره آق‌دربند امتداد پیدا می‌کنند. با توجه به شواهد موجود از جمله چین‌های پیش‌روی گسلی که در واحد سنگ‌جوش قابل مشاهده است، به نظر می‌رسد که مرز میان دو واحد یادشده از نوع گسل راندگی بوده و موجب راندگی به سوی جنوب واحدهای سنگ‌جوش روی مجموعه افیولیتی شده است (شکل‌های ۳- ب و پ). واحدهای سنگ‌جوشی یادشده قلوه‌ها و قطعه‌سنگ‌های درشتی دارند که به نظر می‌رسد از فرسایش سنگ‌های آتشفشانی اسیدی و حدواسط حاصل شده‌اند. قطعاتی از گدازه‌های جریانی و میان‌لایه‌های چرتی متعلق به توالی‌های افیولیتی دره‌انجیر نیز در این سنگ‌جوش قابل مشاهده است. بر پایه برداشت‌های صحرایی این پژوهش، قطعات بزرگی از مرمر و سنگ‌آهک‌های خاکستری به‌همراه سنگوواره‌های سیلیسی‌شده در سنگ‌جوش مورد بحث مشاهده شد که همانندی زیادی با واحدهای کربناتی متعلق به بازمانده‌های تتیس کهن در فریمان دارند (شکل ۳- الف). این مهم می‌تواند نشان‌دهنده جایگاه زمین‌ساختی همانند برای دو هم‌تافت یادشده باشد. مرز جنوبی توالی‌های افیولیتی دره‌انجیر با سازند کشف‌رود (ژوراسیک میانی) را می‌توان از نوع ناپیوستگی آذرین‌پی در نظر گرفت (شکل۳- ب). این مجموعه ماگمایی در بخش جنوبی خود ابتدا با گابروهای لایه‌لایه آغاز می‌شود که به سمت شمال به پیروکسنیت‌ها محدود می‌شوند.

این گابروها گاه با دایک‌های دیابازی و پلاژیوگرانیت قطع می‌شوند. در مرز میان گابروها و پیروکسنیت‌ها، پهنه‌های برشی زیادی شکل گرفته است. از پله‌های کانی می‌توان برای تعیین سازوکار گسل‌های فرعی موجود در این پهنه‌های برشی

استفاده کرد. شواهد ساختاری از جمله بافت‌های S-C موجود در پهنه‌های گسلی یادشده نشان‌دهنده آن است که واحدهای گابرویی روی واحدهای پیروکسنیتی رانده شده‌اند. واحدهای گابرویی در بخش‌هایی میلونیتی شده‌اند و برگ‌وارگی‌هایی با راستای شمال باختر- جنوب خاور نشان می‌دهند. گدازه‌های جریانی که در بخش شمالی واحدهای گابرویی قرار گرفته‌اند دچار دگرگونی در حد رخساره شیست سبز شده‌اند که موجب شده است بافت اولیه آنها به دشواری تشخیص داده شود. به طور کلی در این هم‌تافت افیولیتی، پهنه‌های برش فراوانی وجود دارد که شواهدی از راندگی با گرایش به سوی شمال را نشان می‌دهند. این راندگی‌ها از دیدگاه هندسه و سازوکار همانندی زیادی با گسل‌های موجود در بخش جنوبی گستره آق‌دربند دارند (رمضانی و همکاران، ۱۳۹۰). بنابراین ممکن است تأثیر رخداد ائوسیمرین در مجموعه دره‌انجیر با شکل‌گیری این راندگی‌ها در ارتباط باشد. فرض ارتباط این راندگی‌ها با رخداد ائوسیمرین با چگونگی تقسیم کرنش در گستره آق‌دربند تحت تأثیر همگرایی مایل ایران و توران که رمضانی و همکاران (۱۳۹۰) مطرح کرده‌اند، سازگاری دارد. به باور ایشان مؤلفه ناهم‌محور همگرایی مایل ایران و توران در بخش شمالی گستره آق‌دربند متمرکز شده و در بخش جنوبی آن دگریختی بیشتر از نوع هم‌محور است. در این توالی‌های آتشفشانی می‌توان رگه‌های باریتی را در راستای یک گسل به احتمال راستالغز مشاهده کرد که هم‌اکنون از آنها بهره‌برداری می‌شود. در برخی نقاط نیز قطعات بسیار بزرگی از سنگ‌های کربناتی در گدازه‌های جریانی قابل مشاهده است. وجود سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیتی احتمالاً نشان می‌دهد که این سنگ‌ها از یک کمان آتشفشانی منشأ گرفته‌اند. البته تعیین جایگاه زمین‌ساختی مجموعه دره‌انجیر به مطالعات سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی مفصل‌تر و دقیق‌تر نیاز دارد. وجود میان‌لایه‌های چرت‌های رادیولاریی درون گدازه‌های جریانی بستر مناسبی را برای برآورد سن این واحدها فراهم آورده است. Eftekharnezhad & Behroozi (1991) با مطالعه کنودونت‌های موجود در این چرت‌ها سن پرمین را برای آنها پیشنهاد کرده‌اند.

۳- هم‌تافت فریمان

فرگشت ساختاری حاشیه فعال اوراسیا در زمان رخداد ائوسیمرین در بازه زمانی پرمین- تریاس در چندین واحد که در خاور مشهد و در طول بخش جنوبی کپه‌داغ رخنون یافته است، ثبت شده است. واحدهای افیولیتی رخنمون‌یافته در کوه‌های بینالود واقع در جنوب مشهد به عنوان بازمانده یک پانه افزایشی تفسیر شده است (Alavi, 1991). این واحدها با یک ناپیوستگی در زیر توالی‌های ژوراسیک آغازین- میانی (سازند کشف‌رود) قرار می‌گیرند (Wilmsen et al., 2009). به سوی خاور این واحدها، توالی‌های افیولیتی و واحدهای مرتبط با کمان در طول حاشیه جنوبی کپه‌داغ رخنمون یافته‌اند که تاکنون توجه کمتری به آنها شده است (Eftekharnezhad & Behroozi, 1991; Ruttner, 1991; Alavi et al., 1997). مطالعات میدانی این پژوهش روی پانه افزایشی تتیس کهن که میان تربت‌جام و فریمان رخنمون یافته و مرتبط با رخداد ائوسیمرین است، متمرکز شد. در این گستره، یک توالی رسوبی ستبر متعلق به زمان پرمین (Kozur & Mostler, 1991) رخنمون یافته است که شامل سنگ‌ماسه، سنگ‌آهک توده‌ای تا لایه‌لایه و به طور محلی دارای فوزولینید و گدازه‌های جریانی بازالتی تا آندزیتی می‌شود.

۳- ۱. چینه‌شناسی سنگ‌های فریمان

به طورکلی توالی مورد مطالعه در گستره فریمان را می‌توان به دو بخش اصلی زیرین و بالایی تقسیم کرد (شکل۵). بخش زیرین توالی که در شمال گستره رخنمون دارد، به طور چیره از سنگ‌آهک توده‌ای تشکیل شده است در حالی که در بخش بالایی توالی (در جنوب گستره)، سنگ‌ماسه‌ها و پلیت‌ها فراوان هستند. بخش زیرین توالی با یک همبری زمین‌ساختی میان سنگ‌آهک توده‌ای در بالا و یک مجموعه دگرگونی (درحد رخساره شیست سبز) آغاز می‌شود. در شمال باختر منطقه سفیدسنگ، سنگ‌آهک‌های توده‌ای در جریان‌های بازالتی دیده می‌شوند که می‌توانند نشان‌دهنده رسوب‌گذاری واحد کربناتی روی بازالت‌ها باشند. سنگ‌آهک توده‌ای با چند متر سنگ‌آهک لایه‌لایه تیره پوشیده می‌شود. به سمت باختر گستره، رخنمون سنگ‌آهک توده‌ای ناپدید می‌شود و به‌جای آن سنگ‌آهک تیره‌رنگ با لایه‌بندی خوب ظاهر می‌شود. این تغییرات می‌تواند نشان‌دهنده تغییرات جغرافیایی دیرینه در حوضه باشد. به سمت بالای توالی پس از سنگ‌آهک، سنگ‌ماسه و بازالت پدیدار می‌شود. توالی سنگ‌ماسه و بازالت بیشتر میان‌لایه‌هایی از برش‌های کربناتی دارند. در واحد بازالتی میان‌لایه‌هایی از سنگ‌ماسه نیز قابل دیدن است. در بیشتر نقاط لایه‌های برشی به صورت جانبی نازک و سپس ناپدید می‌شوند. از این رو میان‌لایه‌های آهکی در میان بازالت‌ها و سنگ‌ماسه‌ها به صورت عدسی‌شکل دیده می‌شوند.

دانه‌های آواری موجود در برش‌ها زاویه دار تا نیمه گرد شده هستند که این نشان‌دهنده جابه‌جایی کم آنهاست، البته در برش‌های ریزدانه‌تر گردشدگی بهتر است. در بخش بالایی برش‌های آهکی چند متر از توالی‌های چرت و پلیت به رنگ سبز تا سرخ دیده می‌شود. بیشترین ستبرای لایه‌های برشی یادشده میان کوه دال و کوه بادو دیده می‌شود. در برخی از جاهای این بخش از توالی قطعات درشتی از سنگ‌آهک دیده می‌شود که در میان لایه‌های سنگ‌ماسه و بازالت قرار گرفته‌اند. این قطعات را می‌توان به عنوان الیستولیت (Olistolith) تفسیر کرد. برش‌ها به‌طور معمول به‌صورت میان‌انگشتی با گدازه‌های جریانی قرار می‌گیرند. بازالت‌ها تغییر ستبرای زیادی را در عرض گستره نشان می‌دهند. در نزدیکی کوه دال بازالت‌ها به نسبت فراوان هستند ولی میزان آنها به سوی خاور و باختر کوه دال افزایش می‌یابد. در نزدیکی شاهان‌گرماب ستبرای آنها به بیشترین مقدار می‌رسد؛ به گونه‌ای که بیشتر توالی را بازالت‌ها تشکیل می‌دهند. بخش میانی توالی را تناوبی از سنگ‌ماسه، بازالت و برش‌های آهکی با درصدهای مختلف تشکیل می‌دهند. این بخش از توالی با کوارتزآرنایت پایان می‌یابد. ستبرای این واحد در نزدیکی روستای غزلق به بیشترین مقدار خود می‌رسد. کوارتزآرنایت‌ها در محدوده‌ای به عرض ۱۰ تا ۱۵ کیلومتر گسترش دارند و ستبرای بیشینه آنها حدود ۲۰۰ متر است. این واحد به صورت جانبی نازک می‌شود. رسیدگی بافتی و کانی‌شناسی خوب این واحد گواه ترابری شدید آن پیش از رسوب‌گذاری است. شواهد نشان می‌دهد پایان رسوب‌گذاری کوارتزآرنایت‌ها کم و بیش همزمان با پایان شکل‌گیری بازالت‌ها بوده است (Zanchi et al., 2011). جریان‌های بازالتی (Basaltic Flow) در بخش بالایی کوارتزآرنایت‌ها وجود دارند و در بخش بالایی توالی، کمتر هستند. بالایی‌ترین بخش توالی به طور چیره از سنگ‌ماسه و سنگ‌فورش با میان‌لایه‌هایی از جریان‌های بازالتی و سنگ‌آهک لایه‌لایه تشکیل شده است. لایه‌بندی در این بخش از توالی نازک است و تیغه‌بندی‌های فراوان در آن دیده می‌شود. گاه می‌توان آثار فلوت‌کست را در بخش زیرین لایه‌های ماسه‌ای مشاهده کرد.

۳- ۲. ساختار

از آنجا که گستره فریمان سرگذشت زمین‌ساختی بسیار پیچیده‌ای را سپری کرده است، ویژگی‌های ساختاری بسیار پیچیده و گاه مبهمی را نمایش می‌دهد. بیشتر برداشت‌ها و مطالعات میدانی این پژوهش در پیرامون منطقه سفیدسنگ صورت گرفت. همان‌گونه که گفته شد، هم‌تافت فریمان را می‌توان به دو بخش اصلی تقسیم کرد: بخش زیرین از میکاشیست، فیلیت، متابازالت‌های توده‌ای، مرمر و سرپانتنیت تشکیل شده است و بخش بالایی را کربنات‌های توده‌ای (پرمین) به همراه گدازه‌های جریانی بازالتی که به‌صورت میان‌انگشتی با سنگ‌ماسه‌های آتشفشانی و اسلیت‌ها قرار گرفته‌اند، می‌سازند. گسلی که این دو بخش را در کنار یکدیگر قرار داده به خوبی در محدوده کوه دال رخنمون یافته است که با توجه به شواهد ساختاری موجود می‌توان آن را یک گسل عادی کم‌شیب به شمار آورد. سازند کشف‌رود با یک همبری ناپیوستگی مجموعه فریمان را می‌پوشاند. آثار دگریختی‌های شدید ثبت‌شده در

مجموعه یادشده در سازند کشف‌رود قابل دیدن نیست. از این رو می‌توان گفت بیشتر رخدادهایی که آثار آنها در مجموعه فریمان ثبت شده است، پیش از شکل‌گیری سازند کشف‌رود بوده است. پیرامون زمان این رخدادهای دگریختی نمی‌توان با قاطعیت اظهار نظر کرد. البته Karimpour et al. (2010) سن دیوریت‌های دهنو و گرانودیوریت‌های کوه‌سنگی را در جنوب مشهد به روش زیرکن (U-Pb) به‌ترتیب ۲۱۵ و ۲۱۷ میلیون سال (تریاس پسین، نورین) به دست آورده‌اند. توده‌های نفوذی یادشده در نوار به‌جامانده از تتیس کهن نفوذ کرده‌اند و ازآنجا که مجموعه فریمان ادامه خاوری همان نوار افیولیتی به شمار می‌آید، سن‌های به‌دست آمده می‌تواند برای پژوهش حاضر نیز تا حدودی با اهمیت باشد. از توده‌های نفوذی یادشده به عنوان تنها رخنمون گرانیتوییدهای تتیس کهن در ایران یاد می‌شود (Karimpour et al., 2010). Zanchi et al.(2011) نیز به روش مشابه سن گرانیت‌های تربت‌جام را معادل با تریاس بالایی به دست آوردند. البته این گرانیت‌ها ارتباط مستقیمی با هم‌تافت فریمان ندارند. زمین‌ساخت فعال سنوزوییک که کوه‌های جنوب کپه‌داغ را دچار ساخته، مجموعه مورد مطالعه در گستره فریمان را نیز به‌شدت تحت تأثیر قرار داده است. همان‌گونه که اشاره شد آثار این رخداد در گستره آق‌دربند نیز با شکل‌گیری گسل‌های راستالغز راست‌بر به‌ویژه در بخش شمالی گستره قابل مشاهده است. هم‌تافت فریمان یک آرایش نردبانی تاقدیس‌گون در نقشه نشان می‌دهد. این چین‌ها توپوگرافی بلندی در گستره شکل داده‌اند. واحدهای دگرگونی بخش زیرین، در هسته چین‌های یادشده قرار گرفته‌اند. به نظر می‌رسد این چین‌ها با چین‌های خم گسلی در ژرفا در ارتباط باشند. اثر محوری چین‌های یادشده به موازات ساختارهای انقباضی شکل گرفته در واحدهای باژوسین- کواترنری رخنمون یافته در گستره قرار می‌گیرد. گستره فریمان (کپه‌داغ) در حال حاضر نیز از نظر زمین‌ساختی فعال است و گسل‌های راست‌بُر و راندگی موجود در آن مسبب زمین‌لرزه‌های مهمی در گذشته نزدیک بوده‌اند (Hollingsworth et al., 2010).

۳- ۳. دگریختی در بخش بالایی توالی فریمان

در بخش بالایی توالی مورد مطالعه دست‌کم دو گامه دگریختی قابل تشخیص است. مهم‌ترین شواهد گامه‌های مختلف دگریختی مؤثر بر گستره مورد مطالعه، چین‌ها در شکل‌ها و نوع‌های مختلف هستند که واحدهای رسوبی ریزدانه (با دگرگونی ضعیف) این بخش را دچار ساخته‌اند و در دیگر واحدها کمتر دیده می‌شوند. این پدیده نشان‌دهنده تأثیر سنگ‌شناسی بر الگوی دگریختی گستره است. در برخی نقاط گستره می‌توان به روشنی چین‌خوردگی‌های فرانهاده (Superimposed Folding) ناشی از دو گامه دگریختی یادشده را به خوبی تشخیص داد. یکی از زیباترین نمونه‌های این چین‌های فرانهاده در دره آقر در شمال فریمان قابل مشاهده است. در آنجا چین‌های یال‌موازی (Isoclinal Folds) با سطح محوری پرشیب با چین‌های با سطح‌محوری تقریباً افقی دچار چین‌خوردگی دوباره شده‌اند (شکل ۷- الف). این الگو با مدل ۳ چین‌خوردگی فرانهاده رمزی همخوانی دارد. مشابه همین چین‌خوردگی‌های فرانهاده در واحدهای اسلیتی موجود در بخش خاوری کوه تکاک شکل گرفته‌است (شکل ۷- ب). البته چین‌خوردگی اخیر کوچک‌مقیاس‌تر از چین‌خوردگی توصیف‌شده در شمال فریمان است. با این وجود دو مرحله دگریختی مؤثر بر بخش بالایی توالی در اینجا نیز با شکل‌گیری چین‌های فرانهاده قابل تفکیک است.

گاه دو گامه دگریختی به شکل‌گیری ۲ نسل برگ‌وارگی در واحدهای بخش زیرین انجامیده است. به‌گونه‌ای که ابتدا نسل اول برگ‌وارگی طی گامه اول دگریختی شکل گرفته و سپس گامه دوم دگریختی رخ داده و سبب چین‌خوردگی برگ‌وارگی‌های نسل اول و ایجاد برگ‌وارگی کنگره‌ای (Crenulation Foliation) (برگ‌وارگی نسل دوم) شده است. نمونه زیبایی از این دو نسل برگ‌وارگی در شمال خاور روستای غزلق و همچنین جنوب روستای کلاته‌ملاعلی قابل مشاهده است (شکل ۸). در مناطق یادشده که چین‌خوردگی‌های نسل دوم به روشنی شکل گرفته‌اند، آثار گامه اول دگریختی را می‌توان در نسل اول برگ‌وارگی‌هایی که شرح داده شد جست. در این پژوهش در مناطق یادشده برگ‌وارگی‌های نسل اول و همچنین محور و سطح‌محوری چین‌های نسل دوم برداشت انجام شد.

بیشتر چین‌های نسل اول به‌صورت خوابیده و با سطح‌محوری افقی هستند (شکل ۹). این چین‌ها را می‌توان در دسته چین‌های یال‌موازی قرار داد. هندسه چین‌خوردگی‌های نسل اول در همه عرض گستره تغییراتی را از نظر هندسه نشان می‌دهد. این تغییرات می‌تواند ناشی از تأثیر گامه دوم دگریختی بر چین‌ها باشد. البته ویژگی‌های سنگ‌شناسی گستره نیز بر این تغییرات بی‌تأثیر نیست. چین‌های نسل اول به شدت همراه با برگ‌وارگی‌های سطح محوری هستند. در یال‌ها و محل لولای بسیاری از چین‌های نسل اول می‌توان چین‌های فرعی را به فراوانی مشاهده کرد.

بیشتر چین‌های شکل گرفته در گامه دوم دگریختی، نامتقارن هستند و از نظر زاویه میان‌یالی در دسته چین‌های باز قرار می‌گیرند. در بیشتر موارد این چین‌ها ناشی از پیشروی گسل‌های راندگی (Fault Propagation Fold) در گستره هستند (شکل ۱۰). راندگی‌های یادشده بیشتر در واحدهای کربناتی بخش بالایی ایجاد شده‌اند و به جنوب باختر گرایش دارند. وجود این گونه راندگی‌ها در منشورهای افزایشی که شیبی در راستای شیب فرورانش فرض‌شده دارند، اهمیت ویژه‌ای دارد. بر خلاف چین‌های نسل اول این چین‌ها همراه با برگ‌وارگی‌های سطح محوری نیستند. طول موج و دامنه این چین‌ها از چند دسی‌متر تا صدها متر تغییر می‌کند. عوامل مختلفی می‌توانند در ایجاد این تغییرات مؤثر باشند که از مهم‌ترین آنها می‌توان به ویژگی‌های سنگ‌شناسی واحدهای چین‌خورده اشاره کرد. راستای سطح محوری این چین‌ها شمال باختر- جنوب خاور است و محورهای آنها به سوی شمال باختر- جنوب خاور میل دارند. به طور کلی وضعیت کلی چین‌های نسل اول و دوم بسیار مشابه هم هستند و برای تفکیک آنها باید از ویژگی‌های هندسی و سازوکار شکل‌گیری آنها بهره جست.

۳- ۴. دگریختی در واحدهای زیرین توالی فریمان

بخش زیرین توالی مورد مطالعه را یک مجموعه دگرگونی با رخساره شیست سبز تشکیل داده که در شمال کوه دال و کوه بادو رخنمون یافته است. این بخش را سنگ‌های آتشفشانی دگرگون‌شده با لایه‌هایی از مرمر سفید، فیلیت و میکاشیست و سرپانتینیت تشکیل می‌دهند. از آنجا که به‌طور کلی ترکیب سنگ مادر (Protholith) این مجموعه دگرگونی با واحدهای بخش بالایی توالی همانندی دارد، بخش زیرین مجموعه فریمان را می‌توان بخش ژرف‌تر یک مجموعه واحد در نظر گرفت که دچار یک رخداد دگرگونی درجه ضعیف شده‌است. در امتداد جاده خاکی که روستای غزلق را به روستای محمدآباد سرچشمه متصل می‌سازد، مرز میان بخش بالایی و زیرین مجموعه فریمان رخنمون یافته‌است (شکل ۱۲). همان‌گونه که اشاره شد این مرز یک مرز زمین‌ساختی است که موجب دگریختی واحدها در شرایطی میان ترد و نرم (Brittle-Ductile) شده است.

بافت‌های S-C و گاه خط‌وارگی‌های کانی در این پهنه میلونیتی‌شده قابل مشاهده است (شکل ۱۲- الف). پهنه گسلی یادشده، میان واحدهای فیلیتی (متاپلیت‌ها) بخش زیرین (در شمال) و واحدهای آهکی بخش بالایی (در جنوب) ایجاد شده است. نشانگرهای سوی برش سازوکار عادی را برای این پهنه گسلی نشان می‌دهند (شکل ۱۲- ب). به‌گونه‌ای که شیب این پهنه گسلی به‌سوی جنوب است و سبب پایین رفتن واحد بالایی (در فرادیواره) روی سطح گسلی شده است. البته کمتر می‌توان شواهد فعالیت راندگی را نیز در این پهنه مشاهده کرد که می‌تواند ناشی از چین‌خوردگی و کج‌شدگی (Tilting) پهنه برش باشد. گاه آثار فعالیت‌های ناشی از رخدادهای زمین‌ساختی جدیدتر (سنوزوییک) نیز در گسل‌های موجود میان این دو بخش قابل مشاهده است. در شمال کوه دال چند نوار سرپانتینیتی در میان شیست‌های سبز قابل تشخیص است (شکل ۱۳- الف). این شیست‌های سبز که منشأ آذرین بازی دارند، در

یک معدن متروک در شمال کوه به خوبی قابل مشاهده هستند. آثار برشی موجود در این شیست‌ها گواه این است که این سنگ‌ها پس از دگرگونی دچار یک دگریختی کاتاکلاستیک شده‌اند (شکل ۱۳- ب). ریزگسل‌های زیادی درون این شیست‌ها شکل گرفته‌اند که گاه سبب تشکیل ریزچین‌هایی نیز در این واحد شده‌اند. نشانگرهای سوی برش موجود در این شیست‌ها بیشتر از نوع متقارن بوده (برای نمونه نوع تتای پورفیروکلست‌های پوشش‌دار) و هیچ‌گونه دگریختی ناهم‌محوری را نشان نمی‌دهند. در محل همبری سرپانتنیت‌ها با شیست‌های سبز نیز پهنه برش شکل گرفته است (شکل ۱۳- پ). این واحدهای میلونیتی‌شده را گسل‌های راندگی با روند شمالی- جنوبی و شمال باختر- جنوب خاور متأثر ساخته‌اند (شکل ۱۳- ت). این سرپانتنیت‌ها بافت کاتاکلاستیکی نیز نشان می‌دهند که نشان‌دهنده دگریختی آنها در شرایط ترد است. به نظر می‌رسد سامانه‌های گسل‌های هم‌یوغ (Conjugate Fault) راستالغز (استریونت C در شکل ۱۳- ت) روی ساختارهای اصلی (استریونت A و B در شکل ۱۳- ت) فرانهاده شده‌اند.

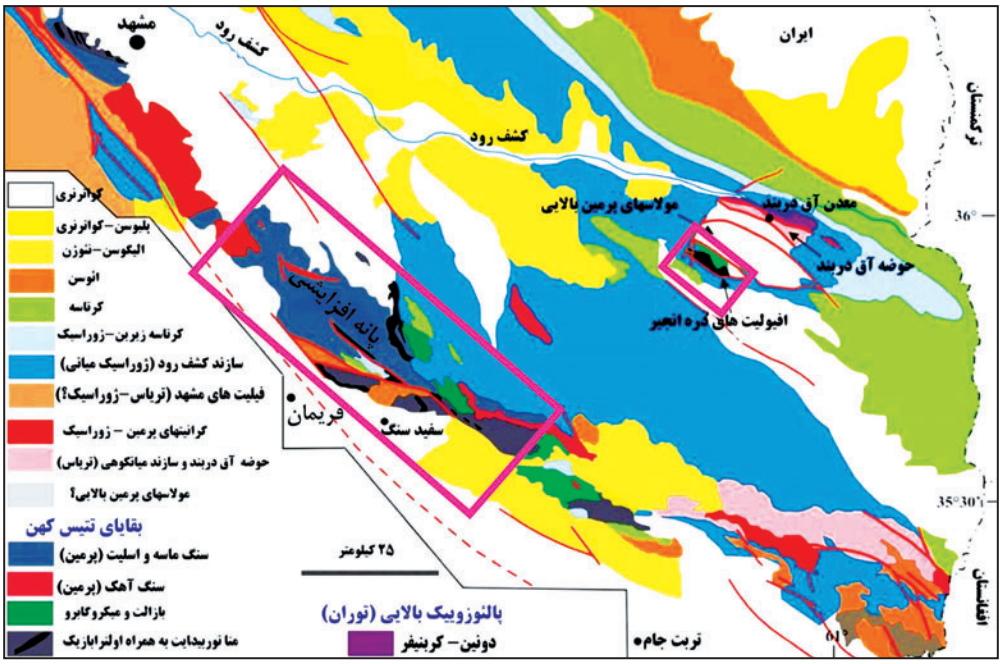
۴-بحث و نتیجه گیری

به نظر می‌رسد که هم‌تافت‌های فریمان و دره‌انجیر در جایگاه‌های زمین‌ساختی یکسانی شکل گرفته باشند. تاکنون از هم‌تافت فریمان به عنوان یک پانه افزایشی یاد می‌شد ولی بررسی‌های این پژوهش نشان می‌دهد که هم‌تافت یادشده از دیدگاه ساختاری و سنگ‌شناختی سازگاری لازم با پانه‌های افزایشی ندارد. مطالعات ژئوشیمیایی صورت گرفته توسط Zanchi et al. (2011) نشان داد که هم‌تافت‌های یادشده شباهت بیشتری با کمان‌های ماگمایی دارند. از سوی دیگر در این پژوهش هیچ‌گونه آثاری از دگرگونی شیست‌های آبی که یکی از رخساره‌های دگرگونی در پانه‌های افزایشی است، دیده نشد و در پژوهش‌های پیشین صورت گرفته در مناطق یادشده (و همچنین مشهد) نیز تاکنون این رخساره دگرگونی گزارش نشده است. همچنین وجود رخساره شیست سبز به‌ویژه در بخش پایینی توالی می‌تواند شاهدی بر وجود کمان ماگمایی در گستره یادشده باشد. از دیگر سو، دگریختی موجود در هم‌تافت فریمان (به‌ویژه در بخش بالایی توالی) بسیار ملایم‌تر از حالتی است که در پانه‌ها و منشورهای افزایشی آگاهی داریم. با این وجود به نظر می‌رسد که هم‌تافت فریمان و دره‌انجیر آثار یک کمان ماگمایی ناشی از فرورانش باشند که در اثر فرورانش پوسته اقیانوسی تتیس کهن به زیر صفحه توران شکل گرفته‌اند. البته برای تعیین قطعی جایگاه زمین‌ساختی گستره‌های یادشده به داده‌های بیشتری نیاز است.

همان‌گونه که گفته شد توالی‌های دگریخت‌شده دره‌انجیر و فریمان با یک ناپیوستگی در زیر واحدهای با دگریختی متفاوت سازند کشف‌رود قرار می‌گیرند. بنابراین رخداد مسبب دگریختی در هم‌تافت‌های یادشده پیش از ژوراسیک میانی روی داده است. از این رو می‌توان از رخداد ائوسیمرین را به عنوان عامل دگریختی این واحدها یاد کرد. در هم‌تافت دره‌انجیر تعداد زیادی گسل‌های راندگی با گرایش به سوی شمال دیده شد که شباهت بسیاری زیادی به گسل‌های راندگی موجود در بخش جنوبی گستره آق‌دربند دارند (رمضانی و همکاران، ۱۳۹۰). می‌توان گفت که تأثیر رخداد ائوسیمرین در هم‌تافت یادشده با شکل‌گیری این گسل‌ها همراه بوده است. در بخش بالایی توالی هم‌تافت فریمان نیز دست‌کم ۲ گامه دگریختی تشخیص داده شد که سبب ایجاد ۲ نسل چین‌خوردگی شده است. نسل دوم این چین‌خوردگی‌ها که در دسته‌چین‌های پیشروی گسلی قرار می‌گیرند، به احتمال همزمان با تأثیر رخداد ائوسیمرین در گستره آق‌دربند (تریاس پسین- ژوراسیک میانی) شکل گرفته‌اند. هیچ‌گونه آثاری از دگریختی ناهم‌محور در هم‌تافت‌های فریمان و دره‌انجیر یافت نشد. این مهم با مدل همگرایی مایل میان ایران و توران که رمضانی و همکاران (۱۳۹۰) برای رخداد ائوسیمرین ارائه داده‌اند سازگاری دارد. به باور ایشان همگرایی ایران و توران در زمان رخداد ائوسیمرین از نوع همگرایی مایل چپ‌بر بوده است که سبب ایجاد یک پهنه ترافشارشی چپ‌بر در گستره آق‌دربند شده است. به دلیل تقسیم کرنش روی داده در گستره یادشده مؤلفه ناهم‌محور دگریختی در بخش شمالی گستره و مؤلفه هم‌محور دگریختی در بخش جنوبی آن متمرکز شده است. از این رو انتظار می‌رود در هم‌تافت‌های فریمان و دره‌انجیر نیز که در بخش جنوبی گستره یادشده قرار گرفته‌اند، دگریختی بیشتر از نوع راندگی باشد که با توجه به نتایج این پژوهش این پدیده تأیید می‌شود.

سپاسگزاری

از جناب آقای مهندس حیدرزاده و همچنین جناب آقای دکتر فابریتزیو برای یاریشان در مطالعات میدانی سپاسگزاریم.

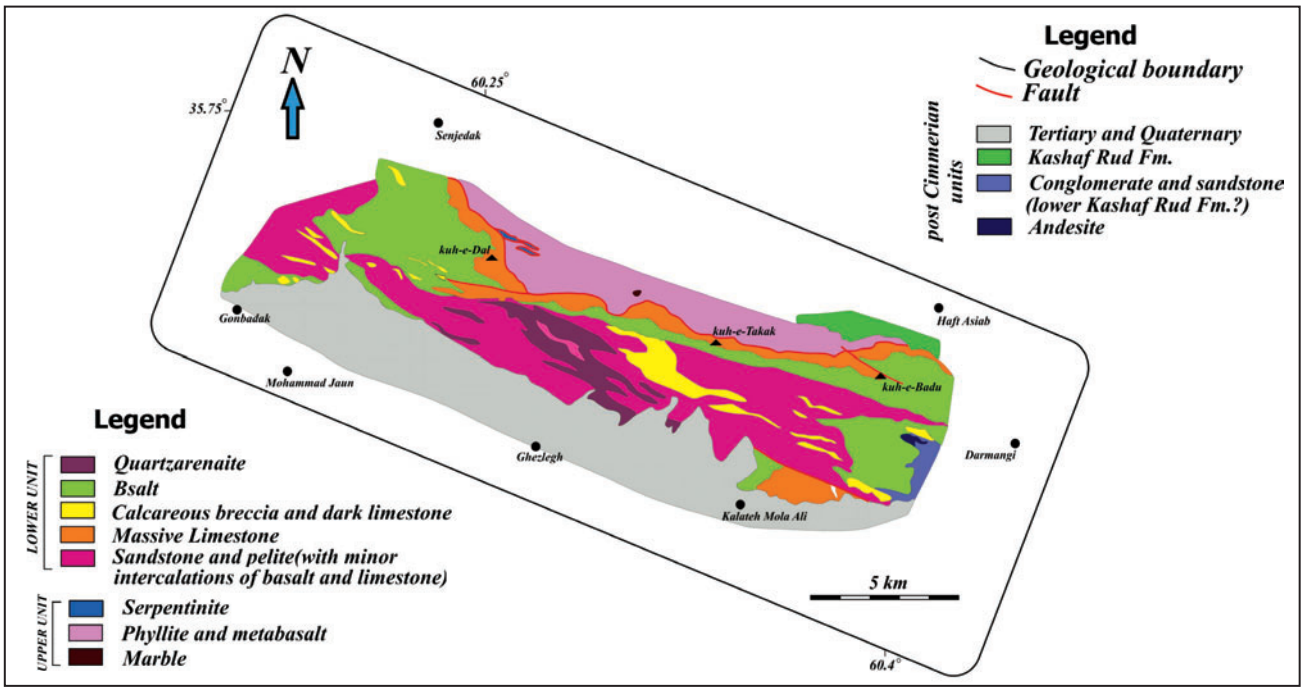


شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی مناطق مورد مطالعه در این پژوهش. (با تغییر از Eftekharnezhad & Behroozi (1991)).

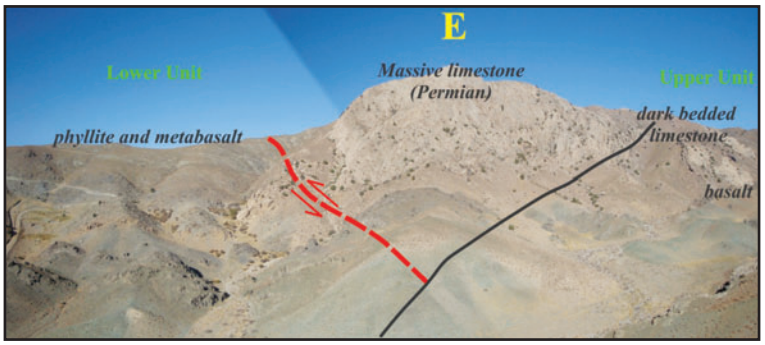
شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی افیولیت‌های دره انجیر. (با تغییر از Eftekharnezhad & Behroozi (1991)).

شکل ۳- الف) قلوه‌های آهکی و مرمری در واحدهای سنگ‌جوشی رخنمون‌یافته در شمال منطقه دره‌انجیر. در این قلوه‌ها آثار سنگواره‌ها از جمله کرینوید و بریوزوآ قابل مشاهده است؛ ب) ناپیوستگی میان سازند کشف‌رود و توالی اولترابازیکی متعلق به افیولیت‌های دره‌انجیر در مرز جنوبی گستره؛ پ) چین‌های پیشروی گسلی در سنگ‌جوش‌های موجود در بخش شمالی هم‌تافت دره‌انجیر که راندگی این واحد روی توالی‌های دره انجیر را نشان می‌دهند و ت) همبری میان واحد سنگ‌جوش در شمال و واحدهای آتشفشانی (در اینجا بازالت‌ها). به نظر می‌رسد این همبری از نوع راندگی با گرایش به سوی جنوب باشد.

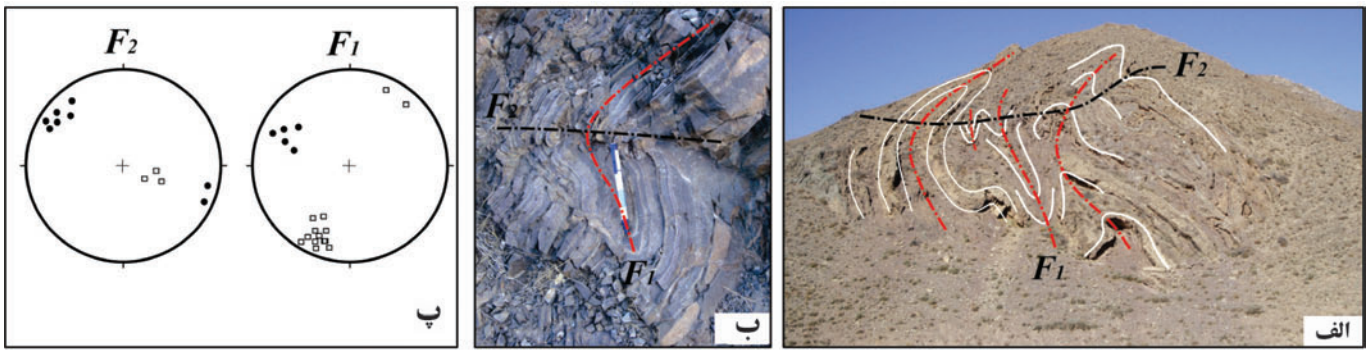
شکل ۴- الف) همبری میان واحدهای گابرویی و سرپانتینیتی در بخش جنوبی هم‌تافت دره‌انجیر که گواه راندگی واحد گابرویی روی واحد سرپانتینیتی است؛ ب) وضعیت تعدادی از گسل‌های برداشت‌شده در هم‌تافت دره‌انجیر (A) به همراه تحلیل پویش‌شناختی آنها (B) و وضعیت تعدادی از برگ‌وارگی‌های برداشت‌شده در واحدهای گابرویی (C)؛ پ) یک پهنه برش در گدازه‌های جریانی که در میان‌لایه‌های آهکی آن بافت‌های SC شکل گرفته است. گرایش این پهنه برش به سوی شمال است و ت) لایه‌های کربناتی که در میان گدازه‌های جریانی قرار گرفته‌اند.

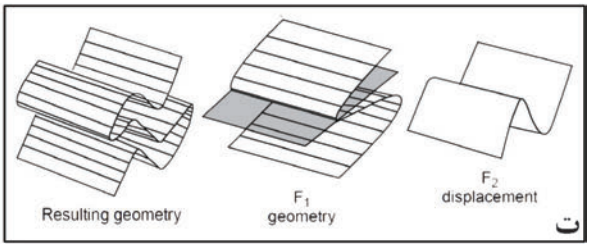


شکل ۵- نقشه زمین‌شناسی گستره مورد مطالعه (فریمان).

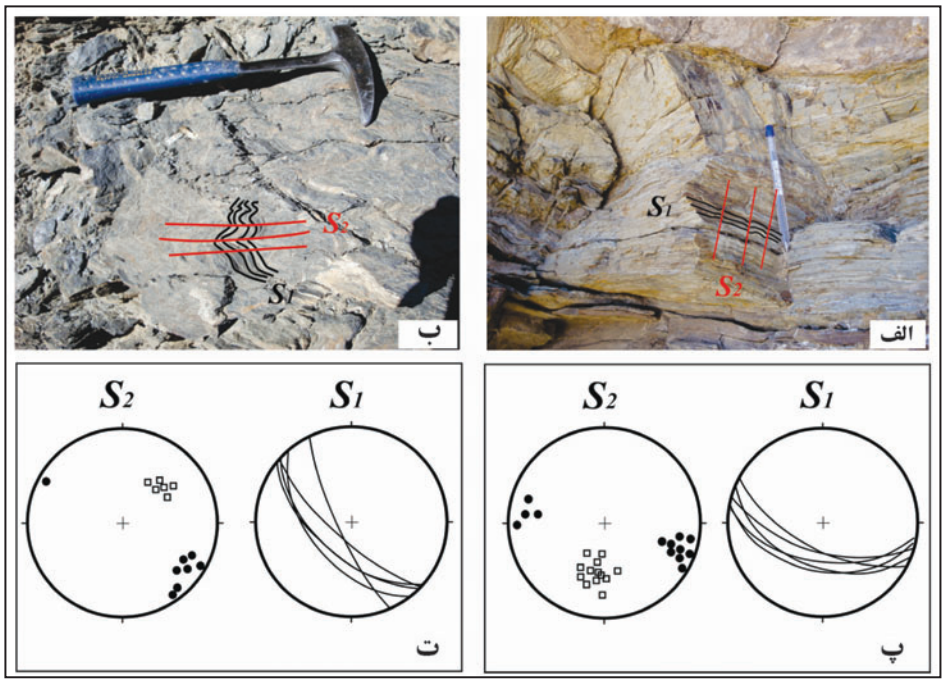


شکل ۶- مرز زمین‌ساختی میان بخش بالایی و زیرین هم‌تافت فریمان در باختر کوه تکاک.

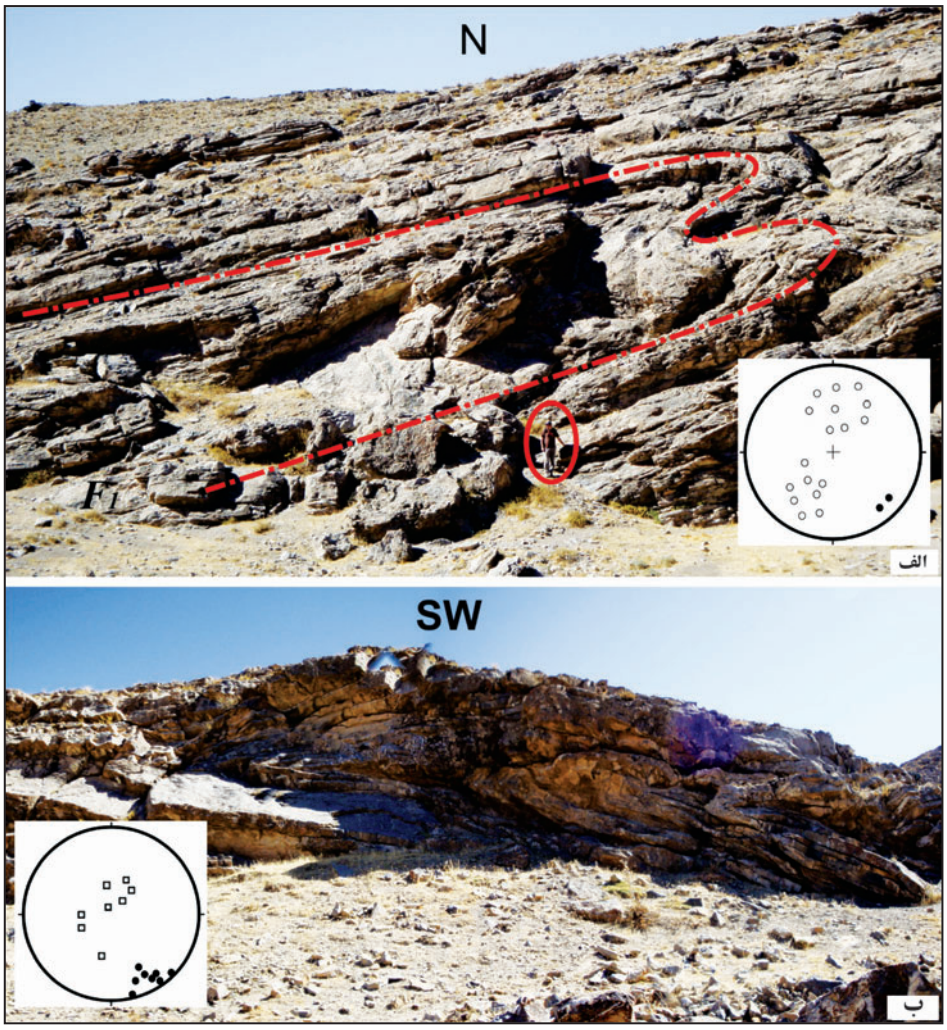




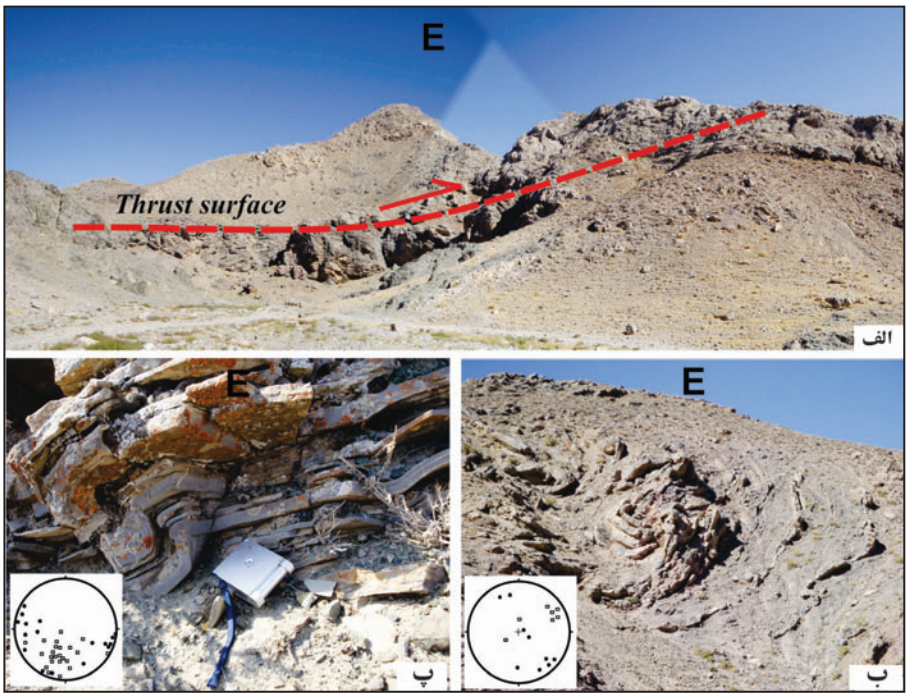
شکل ۷- الف) چین‌خوردگی فرانهاده در واحدهای بخش بالایی (واحدهای آهکی) موجود در شمال فریمان. سطوح محوری چین‌خوردگی‌های ناشی از گامه اول و دوم دگریختی به ترتیب با F_1 و F_2 نشان داده شده است. دید به سوی شمال باختر؛ ب) چین‌خوردگی فرانهاده در واحدهای اسلیتی بخش بالایی در خاور کوه تکاک. دید به سوی خاور؛ پ) وضعیت محور چین‌ها (دایره‌های سیاه) و قطب سطح‌های محوری (مربع) برداشت‌شده از چین‌خوردگی‌های گامه اول (D_1) و گامه دوم دگریختی (D_2) که در شکل الف نمایش داده شده است و ت) نوع سوم چین‌های فرانهاده معرفی‌شده توسط Ramsay (1967).



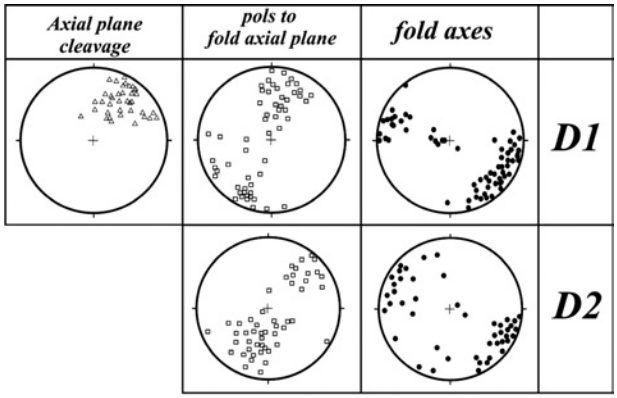
شکل ۸- الف) دو نسل برگ‌وارگی در واحدهای آهکی بخش‌بالایی. خاور روستای غزلق. دید به سوی جنوب؛ ب) دو نسل برگ‌وارگی در واحدهای اسلیتی بخش بالایی در جنوب روستای کلاته‌ملاعلی. دید به سوی باختر؛ پ و ت) وضعیت برگ‌وارگی‌های نسل اول (S_1)، محورها (دایره‌های سیاه) و قطب سطح‌های محوری (مربع‌ها) مرتبط با دگرریختی گامه دوم (D_2) به ترتیب در موقعیت شکل‌های الف و ب.



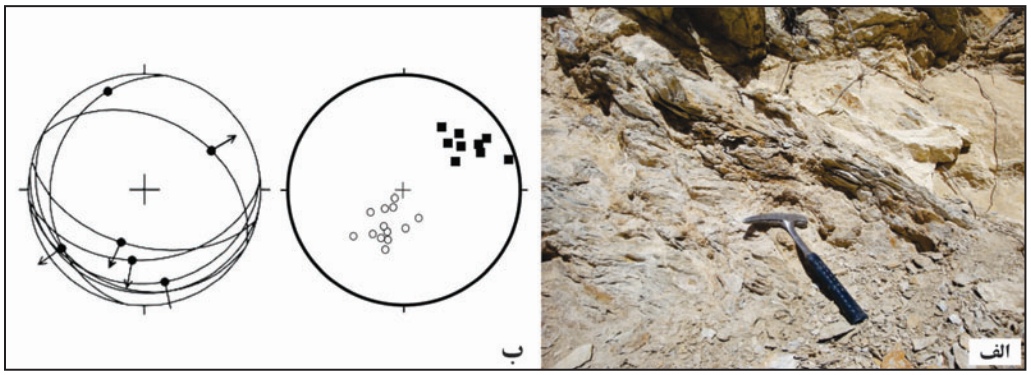
شکل ۹- الف) یک چین یال‌موازی خوابیده نسل اول در واحدهای آهکی با میان‌لایه‌های اسلیتی موجود در نزدیکی روستای گیامی. وضعیت لایه‌بندی‌ها (دایره‌های توخالی) و محورهای (دایره‌های سیاه) برداشت‌شده در این چین روی استریونت نمایش داده شده است و ب) یک چین یال موازی خوابیده نسل اول دیگر در واحدهای کربناتی موجود در جنوب روستای گیامی. وضعیت محورها (دایره‌های مشکی) و قطب سطح‌های محوری این چین روی استریونت نمایش داده شده است.



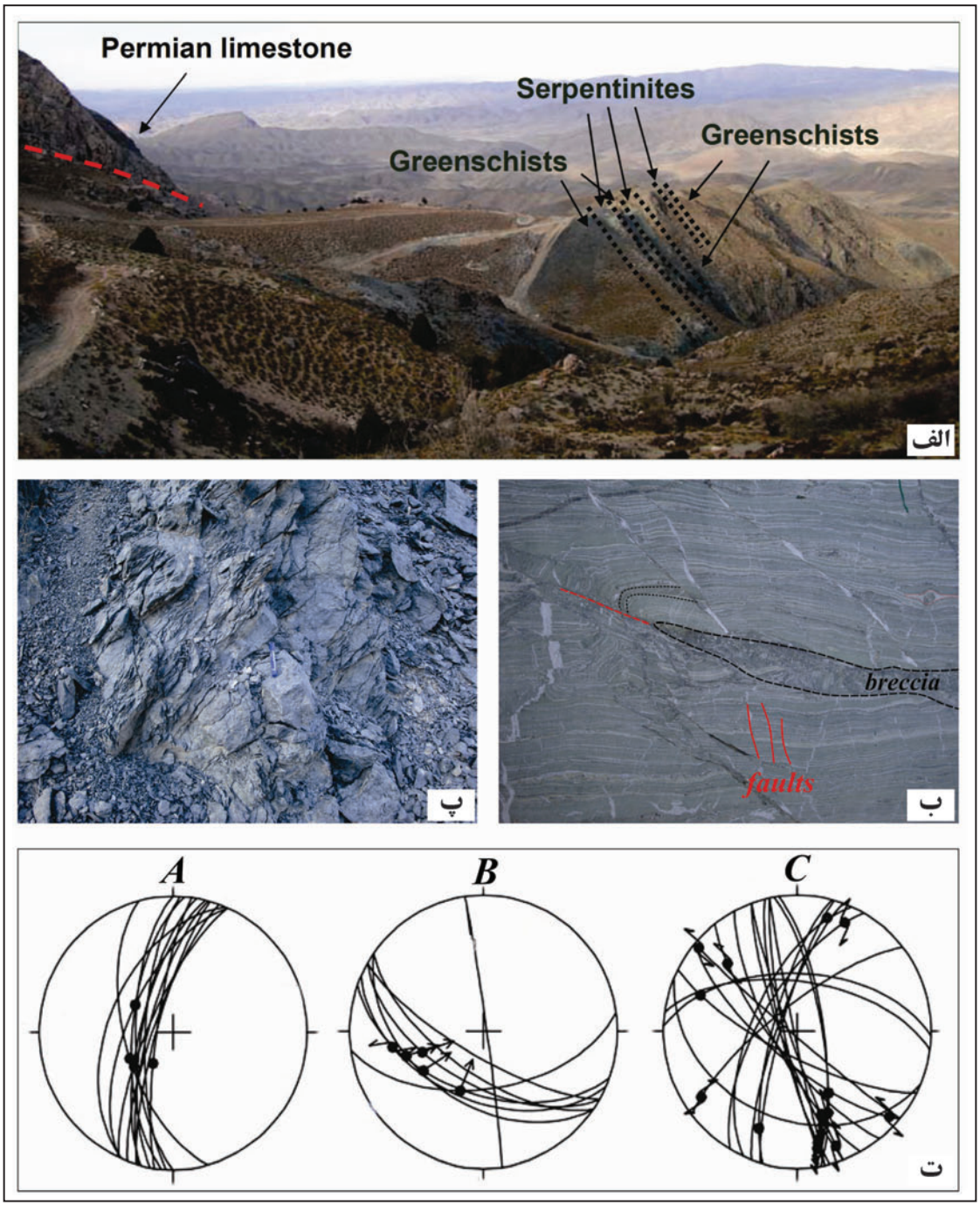
شکل ۱۰- الف) یک راندگی مهم در واحدهای آهکی بخش بالایی موجود در خاور روستای کلاته‌حسن؛ ب)یک چین نامنقارن که در نزدیک سطح همان راندگی ایجاد شده است. وضعیت محورها (دایره‌های سیاه) و قطب سطح‌های محوری (مربع‌ها) تعدادی از چین‌های مرتبط با همان راندگی روی استریونت نمایش داده شده است؛ پ) یکی از چین‌های نسل دوم مرتبط با گسلش که در واحدهای سنگ‌آهکی با میان‌لایه‌های سنگ فورشی متعلق به بخش بالایی، در شمال روستای غزلق شکل گرفته‌اند. وضعیت محورها (دایره‌های مشکی) و سطح‌های محوری (مربع‌ها) تعدادی از این چین‌ها روی استریونت نمایش داده شده است.



شکل ۱۱- وضعیت ساختارهای برداشت‌شده در بخش بالایی توالی فریمان. ساختارهای متعلق به گامه اول (D_1) و گامه دوم (D_2) دگرریختی از یکدیگر جدا شده‌اند.



شکل ۱۲- الف) پهنه گسلی ایجادشده میان بخش زیرین و بالایی توالی در امتداد جاده خاکی میان روستای غزلق و روستای محمدآباد سرچشمه. دید به سوی شمال باختر و ب) تصویر سمت راست وضعیت قطب برگ‌وارگی‌های میلونیتی (دایره‌ها) و خط‌وارگی‌های کانی (مربع‌های سیاه) و تصویر سمت چپ وضعیت گسل‌های برداشت‌شده در همان پهنه گسلی را نشان می‌دهد.



شکل ۱۳- الف) همبری میان نوارهای سرپانتینیتی با واحدهای شیست سبز در شمال کوه دال. (عکس از Zanchi et al. (2011). دید به سوی باختر؛ ب) ساختارهای موجود در واحدهای شیست سبز در یک معدن متروک در شمال کوه دال. دید به سوی خاور؛ پ) واحدهای میلونیتی و کاتاکلاسیتی موجود در محل همبری واحدهای سرپانتینیتی و شیست‌های سبز. دید به سوی شمال و ت) ساختارهای برداشت‌شده در همان پهنه‌های برشی موجود میان سرپانتنیت‌ها و شیست‌های سبز.

کتابنگاری

رمضانی، م.، قاسمی، م. ر. و زانچی، آ.، ۱۳۹۰- نشانه‌های ترافشارش و تقسیم‌شدگی کرنش حاصل از کوهزاد ائوسیمرین در پنجره فرسایشی آق‌دربند، فصلنامه علوم زمین، در دست چاپ.

قائمی، ف. و حسینی، ک.، ۱۳۷۸- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سفیدسنگ، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

واعظی‌پور، ج. و سهیلی، م.، ۱۳۸۷- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ فریمان، 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.

Alavi, M., Vaziri, H., Seyed Enami, K. & Lasemi, Y., 1997- The Triassic and associated rocks of the Nakhlak and Aghdarband areas in central and northeastern Iran as remnants of the southern Turanian active continental margin. Geol. Soc. Am. Bull., 109, 12, 1563-1575

Eftekharnezhad, 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. Geologischen Bundesanstalt, 38: 89-100.

Holingworth, J., Fattahi, M., Walker, R., Talebian, M., Bahroudi, A., Bolourchi, M. J., Jackson, J. & Copley, A., 2010- Oroclinal bending, distributed thrust and strike-slip faulting, and the accommodation of Arabia-Eurasia convergence in NE Iran since the Oligocene. Geophys.J.Int., doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04591.x.

Karimpour, M. H., Stern, C. R. & Farmer, L., 2010- Zircon U-Pb geochronology, Sr-Nd isotope analyses, and petrogenetic study of Dehnow diorite and Kuhsangi granodiorite (Paleo-tethys), NE Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 37, 384-39.

Kozur, H. & Mostler, H., 1991- Pelagic Permian Conodonts from an oceanic sequence at Sang-Sefid (Fariman, NE-Iran). Abh. Geol. B-A38, 101-110.

Natalin, B. A. & Sengor, A. M. S., 2005- Late Palaeozoic to Triassic evolution of the Turan and Scythian platforms: The pre-history of the Palaeo-Tethyan closure. Tectonophysics, 404, 175–202.

Ramsay, J. G., 1967- Folding and Fracturing of Rocks, MacGra-Hill, New York, 568p.

Ruttner, W., 1991- Geology of the Aghdarband Area (Kopet Dagh,NE-Iran), Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt,v.38.p.7-79.

Wilmsen, M., Fursich, F. T. & Taheri, J., 2009- The Shemshak Group (Lower_Middle Jurassic) of the Binalud Mountains, NE Iran: stratigraphy, depositional environments and geodynamic implications. Geol. Soc. London, Sp. Publ., 312, 175-188.

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

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-Cimmirian belt. Darius programme 1st year report . project IR 09-12.