

# تحلیل هندسی، جنبشی و مراحل دگرریختی هم‌تافت فریمان، شمال خاور ایران

مجتبی ارشادی‌نیا<sup>۱</sup>، فرزین قائمی<sup>۱\*</sup> و مسعود همام<sup>۱</sup><sup>۱</sup>گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

## اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۱۰/۰۳

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۴/۱۱

تاریخ انتشار: ۱۴۰۱/۱۰/۰۱

کلیدواژه‌ها:

هم‌تافت فریمان

شمال خاور ایران

پالئوتتیس

دگرریختی

## چکیده

هم‌تافت فریمان که در شمال خاور ایران و جنوب خاور مشهد جای گرفته است، در بردارنده سنگ‌های گوناگونی از پرمین تا عهد حاضر است که دچار چندین مرحله دگرریختی شده‌اند. در این نوشتار هندسه ساختاری گسل‌ها و چین‌های منطقه، تحلیل و بر مبنای آن مراحل دگرریختی هم‌تافت فریمان شناسایی شده که نشانگر تکامل آن در طی ۳ مرحله دگرریختی است. در اولین مرحله دگرریختی نیروهای زمین‌ساختی همراه با مرحله حرارتی سبب دگرگون شدن رسوبات و تشکیل برگوارگی و چین‌های نسل اول در منطقه شده‌اند. همچنین راندگی‌های نسل اول در طی این مرحله تشکیل و باعث رانده شدن بقایای پالئوتتیس شده‌اند. مرحله دوم دگرریختی سبب تشکیل نسل دوم راندگی‌ها و چین‌خوردگی‌ها در منطقه شده است. تحلیل جنبشی راندگی‌های نسل دوم بیانگر دو فاز حرکتی معکوس با مؤلفه راست‌الغز چپ‌گرد و امتداد لغز راست‌گرد با مؤلفه شیبی معکوس است. حرکات معکوس چپ‌گرد آن که موجب تشکیل توده‌های نابرجا آهکی به سن پرمین شده مرتبط با مرحله دوم دگرریختی و حرکات امتداد لغز راست‌گرد آن که سبب قطع و جابه‌جایی ساختارهای پیشین شده و تمامی واحدهای سنگی منطقه را تحت تأثیر قرار داده، جوان‌تر از تریاس پسین بوده و مرتبط با مرحله سوم دگرریختی تحلیل شده است.

## ۱- پیش‌نویس

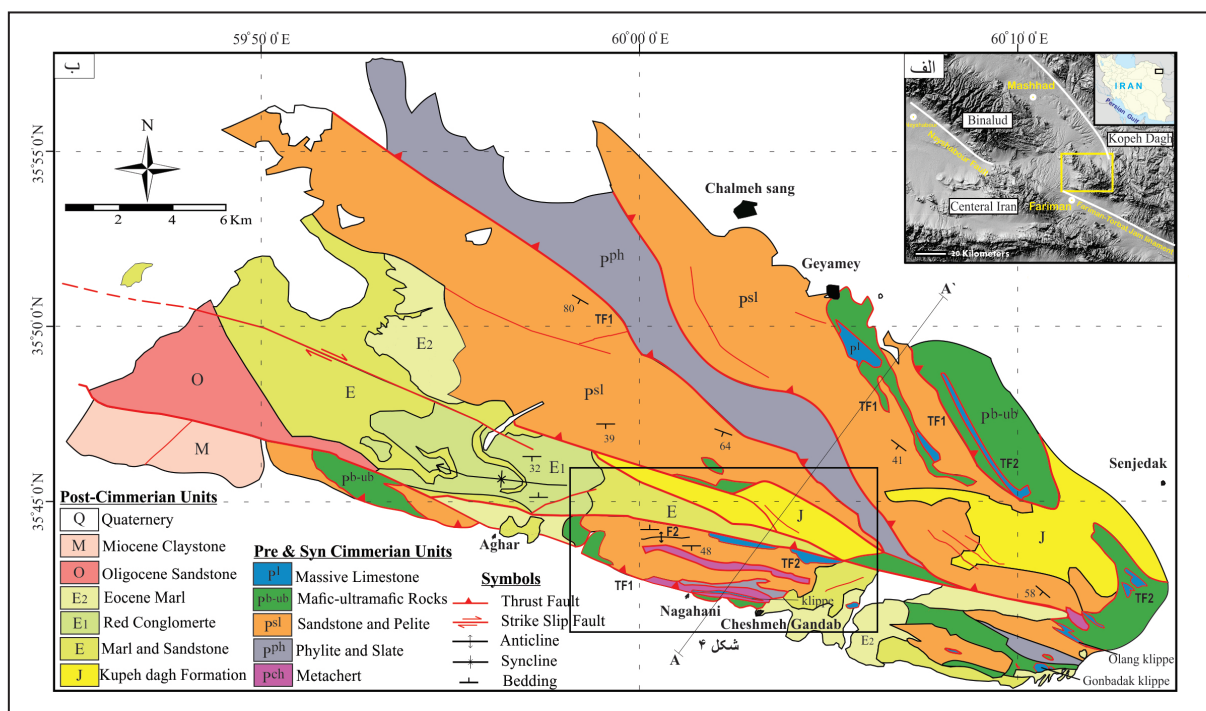
معرفی کرده است. در حالی که راتنر (Ruttner, 1991) رخنمون این مجموعه‌ها را معرف نوعی زمین‌درز در سکوی اپی‌کاتانگایی ایران می‌داند. زانچتا و همکاران (Zanchetta et al., 2013) برخلاف مدل‌های پیشین هم‌تافت یاد شده را آثار به‌جامانده از یک کمان ماگمایی می‌داند که بر روی حاشیه جنوبی توران شکل گرفته است. در مدل ایشان زمین‌درز پالئوتتیس در جنوب خاوری شهر فریمان قرار دارد. زانچی و همکاران (Zanchi et al., 2015) بر این باورند که همگرایی ایران و توران در زمان رخداد سیمیرین پیشین از نوع همگرایی مایل چپ‌بر بوده است که سبب ایجاد یک پهنه ترافشارشی چپ‌بر در گستره آق‌در بند شده است. به دلیل تقسیم‌بندی کرنش روی داده در گستره یادشده مؤلفه ناهم‌محور دگرریختی در بخش شمالی گستره و مؤلفه هم‌محور دگرریختی در بخش جنوبی متمرکز است. از این رو انتظار می‌رود در هم‌تافت فریمان نیز که در بخش جنوبی گستره یاد شده قرار گرفته است، دگرریختی بیشتر از نوع راندگی باشد (رمضانی و همکاران، ۱۳۹۰). توپوز و همکاران (Topuz et al., 2018) بر پایه مطالعات ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی نشان داد بازالت‌های موجود در منطقه مشهد- فریمان دارای منشأ گوشته‌ای با خاستگاه کافت‌های میان‌اقیانوسی (MORB) و جزایر اقیانوسی (OIB) هستند که به همراه واحدهای مافیک و الترامافیک به عنوان باقی‌مانده‌ای از فلات اقیانوسی (Oceanic Plateau) به زمین‌درز پالئوتتیس اضافه شده‌اند. مطالعات ساختاری پیشین در منطقه به صورت ناحیه‌ای، بدون ارائه شواهد ساختاری دقیق و گاه متناقض انجام شده است

هم‌تافت فریمان به طول ۹۰ کیلومتر در حاشیه شمال خاوری صفحه ایران در نتیجه بسته شدن پالئوتتیس در تریاس پسین به عنوان بخشی از فاز کوهزایی سیمیرین پیشین شروع به تشکیل کرده است (Davies et al., 1972; Stockline, 1974; Alavi, 1991; Zanchi et al., 2015; Zanchetta et al., 2013; Alavi, 1996). این منطقه به طور عمده از سنگ‌های مافیک و الترامافیک، سنگ‌های پلیتی، سنگ‌های کربناتی و دگرگونی با راستای عمومی شمال باختر- جنوب خاور تشکیل شده است (قائمی، ۱۳۹۲). زانچتا و همکاران (Zanchetta et al., 2013) و کوزور و ماستلر (Kozur and Mostler, 1991) سن پرمین پیشین- میانی را برای کنودونت‌ها و رادیولاریت‌های موجود در واحدهای آهکی این مجموعه گزارش کردند که با یک ناپوستگی دگرشیب توسط کنگلومرای قاعده‌ای سازند کشف‌رود به سن ژوراسیک میانی پوشانده شده است. در ارتباط با جایگاه زمین‌ساختی هم‌تافت فریمان با توجه به مطالعاتی که بیشتر بر پایه اطلاعات کانی‌شناسی، ژئوشیمیایی و سن‌سنجی و کمتر اطلاعات ساختاری صورت گرفته، مدل‌های متفاوتی ارائه شده که کهن‌ترین آنها مربوط به علوی (Alavi, 1991) است، از دیدگاه ایشان این منطقه محل برخورد قطعه لیتوسفری توران در شمال و قطعه لیتوسفری ایران در جنوب است که با بسته شدن پالئوتتیس این دو قطعه به هم برخورد کرده و متصل شده‌اند. از این رو مجموعه واحدهای مافیک و الترامافیک شناسایی شده در این ناحیه را آثار به‌جامانده از پالئوتتیس می‌داند و هم‌تافت فریمان را به عنوان جزئی از منشور فزاینده

## ۲- موقعیت زمین‌شناسی منطقه و روش مطالعه

منطقه مورد مطالعه در ادامه خاوری کوه‌های بینالود بین دو پهنه زمین‌ساختی کپه‌داغ در شمال خاور و ایران مرکزی در جنوب باختر واقع شده است (شکل ۱- الف، ب). هم‌تافت فریمان با توجه به سن پرمین-تریاس و قرارگیری در همسایگی زمین‌درز پالتوتیس می‌تواند حاوی اطلاعات ساختاری و سنگ‌شناسی از تکامل پالتوتیس و رخدادهای زمین‌ساختی حاکم بر این بخش از زمین‌شناسی ایران باشد. در این میان بررسی هندسه ساختاری و تحلیل جنبشی گسل‌ها و ارتباط آنها با واحدهای سنگی منطقه از اهمیت قابل ملاحظه‌ای برخوردار است. به منظور تحلیل جنبشی گسل‌ها از ساختارهای موجود در پهنه گسلی در مقیاس‌های مزوسکوپی و ماکروسکوپی استفاده شده است. این ساختارها به‌طور عمده شامل بر گوارگی باند برش از نوع S-C و خط خش گسلی موجود در پهنه گسلی بوده است. در این پژوهش با توجه به تصاویر ماهواره‌ای و نقشه‌های زمین‌شناسی موجود در منطقه، نقشه زمین‌شناسی جدیدی از هم‌تافت فریمان ارائه شده است (شکل ۱- ب).

Eftekharneshad and Behroozi, 1991; Alavi, 1991; Zanchetta et al., 2013; Zanchi et al., 2015؛ مهدور، ۱۳۸۷؛ رضانی و همکاران، ۱۳۹۲؛ قائمی، ۱۳۹۲). به طور مثال در حالی که قائمی (۱۳۹۲) سازوکار چیره برگسل‌های موجود در منطقه که مرز بین واحدهای کرناته و مجموعه افیولیتی را تشکیل داده‌اند را از نوع راندگی عنوان کرده است، زانچتا و همکاران (Zanchetta et al., 2013) سازوکار عادی را برای همان گسل‌ها معرفی کرده است. الگوی ساختاری هم‌تافت فریمان با توجه به جایگاه ویژه زمین‌ساختی آن در همسایگی زمین‌درز پالتوتیس و رخنمون مجموعه‌ای از واحدهای الترامافیک-مافیک و دگرگونی، از اهمیت قابل ملاحظه‌ای برخوردار است. هدف ما در این پژوهش تحلیل ساختاری و تفکیک مراحل دگربرخی در واحدهای سنگی هم‌تافت فریمان است. در این نوشتار اطلاعات ساختاری جدیدی برپایه مشاهدات و برداشت‌های میدانی ارائه شده که بر این اساس هندسه و سازوکار ساختارهای منطقه تحلیل و الگویی از مراحل دگربرخی در هم‌تافت فریمان ارائه شده است.



شکل ۱- الف) تصویر ماهواره‌ای SRTM از موقعیت هم‌تافت فریمان بین پهنه زمین‌ساختی کپه‌داغ، ایران مرکزی و بینالود؛ ب) نقشه زمین‌شناسی هم‌تافت فریمان. اصلاح شده از قائمی و حسینی (۱۳۷۸).

## ۳- واحدهای سنگی گستره

شده است (شکل‌های ۲- پ، ت). بخش زیرین شامل سنگ‌آهک‌های نازک لایه به همراه تناوب چرت و شیل‌های رادیولاریت‌دار سبز رنگ تا سرخ می‌شود که نشان‌دهنده تشکیل آنها در نواحی ژرف دریا و بر روی بستر اقیانوسی است (شکل‌های ۲- ث، ج). مجموعه افیولیتی شامل سنگ‌های کوملیت مافیک و الترامافیک با بازالت‌های بالشی، توده‌ای و جریان‌های گدازه‌ای است (شکل ۲- ح). این مجموعه در بخش شمالی خاوری سفید سنگ دارای بیشترین رخنمون است. ستبرای بازالت‌ها در این بخش متفاوت بوده و از ۱ کیلومتر تا چند ده متر با میان‌لایه‌های ماسه‌سنگ و آهک را شامل می‌شود. به باور زانچتا و همکاران (Zanchetta et al., 2013) تغییرات شدید در ستبرای بازالت‌ها به دلیل توپوگرافی پیچیده قدیمی منطقه و یا توسعه نامنظم مراکز آتشفشانی بوده است. مطالعات ژئوشیمیایی، کانی‌شناسی و سن‌سنجی (Topuz et al., 2018) نشان داد این بازالت‌ها از دو نوع بازالت‌های انتقالی و تولی‌ایتی بوده و سن فوران

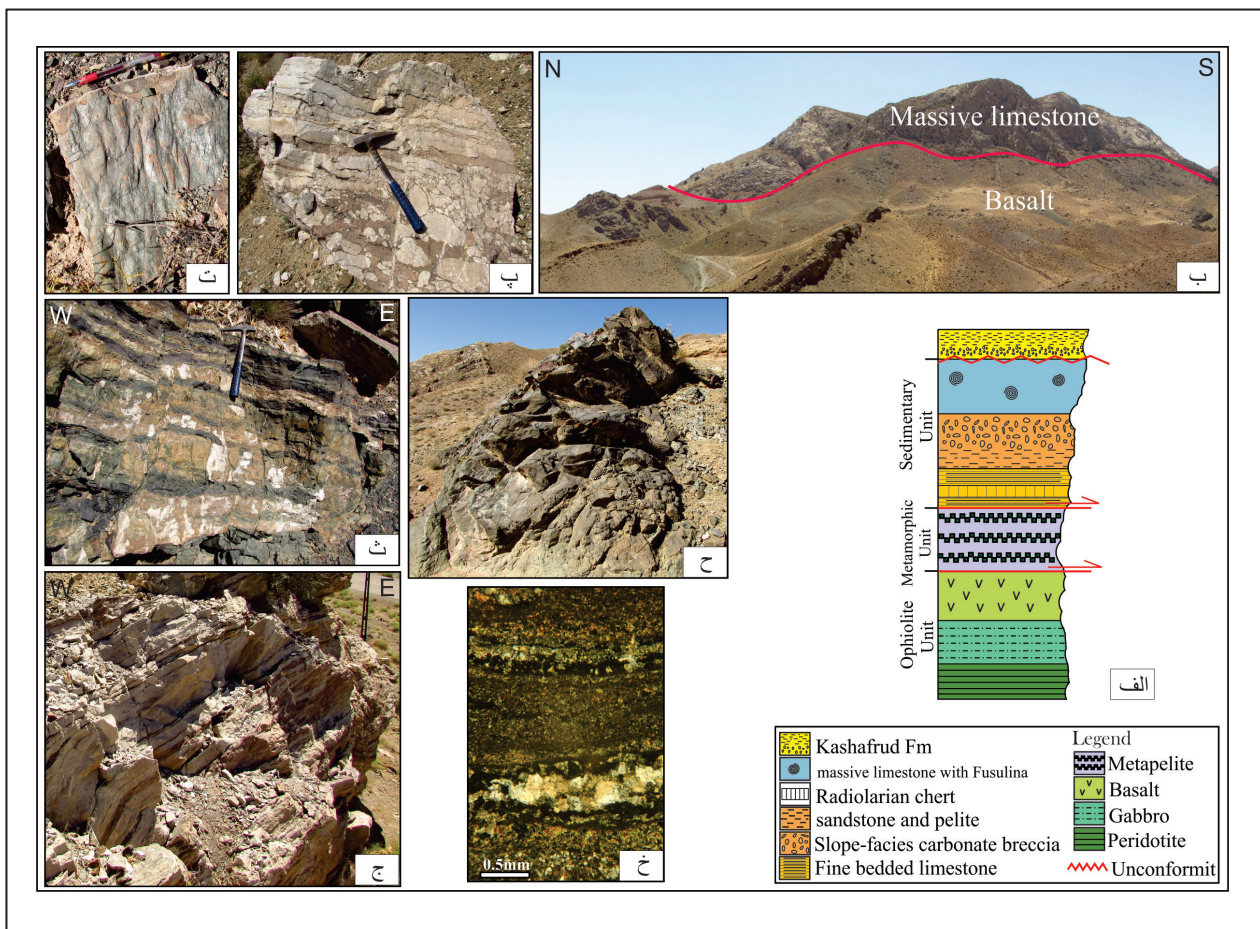
بر پایه مطالعات پیشین و مشاهدات صحرائی، گستره مورد پژوهش از واحدهای سنگی متفاوت و گوناگون تشکیل شده است. این مجموعه خود به سه گروه سنگی زمین‌ساختی (lithotectonic) مجموعه افیولیتی، مجموعه سنگ‌های دگرگونی و مجموعه رسوبات بستر اقیانوس قابل تقسیم است (شکل ۲- الف). مرز بین این مجموعه‌های سنگی را گسل‌های راندگی با شیب به سمت شمال خاور تشکیل می‌دهند (شکل ۱). مجموعه رسوبات بستر اقیانوس را نیز می‌توان به سه بخش اصلی بالایی، میانی و زیرین تقسیم کرد (شکل ۲- الف). بخش بالایی که در ارتفاعات گستره رخنمون دارد، شامل سنگ‌آهک‌های توده‌ای دارای فسفیل فزولین متعلق به پرمین (Kozur and Mostler, 1991; Zanchetta et al., 2013) است (شکل ۲- ب). بخش میانی از آهک‌های برشی و سنگ‌آهک لایه‌لایه به همراه سنگ‌ماسه که می‌توان آثار فلوت‌کست را در بخش زیرین لایه‌های ماسه‌ای مشاهده کرد که توسط جریان‌های آشفته در سرازیری قاره‌ای و مگاک اقیانوسی تشکیل

و ساختارهای زمین‌شناسی هم‌تافت فریمان به سمت شمال خاور به‌وسیله بخش کنگلومرای سازند کشف‌رود (ژوراسیک میانی) به‌صورت دگرشکلی زاویه‌دار پوشیده شده‌اند (Taheri et al., 2009; Wilmsen et al., 2009).

#### ۴- هندسه ساختاری هم‌تافت فریمان

هم‌تافت فریمان با روند شمال باختر- جنوب خاور تحت تأثیر چندین مرحله دگرریختی ساختاری قرار گرفته که سبب ایجاد آمیزه‌ای از سنگ‌های آذرین، رسوبی و دگرگونی در کنار هم شده است. ارتفاعات موجود در منطقه را واحدهای کرناتنه پرمین و دامنه این ارتفاعات را واحدهای دگرگونی و آذرین تشکیل داده‌اند. وجود پهنه‌های برشی در مرز بین واحدهای سنگی که با تورق شدید سنگ‌ها و میولینیتی شدن همراه است نشان می‌دهد (شکل‌های ۲-خ و ۳-ب) که ارتباط بین این واحدهای سنگی از نوع زمین‌ساختی بوده و شامل چندین برکه راندگی، گسل‌های امتدادلغز به همراه چین‌خوردگی می‌شود. این گسل‌ها در بخش‌های شمالی روستاهای عقر، چشمه گنداب و ناگهانی، مرز بین واحدهای رسوبی و مجموعه افیولیتی را تشکیل می‌دهند (شکل‌های ۳ و ۴). به منظور تحلیل جنبشی گسل‌ها از ساختارهای موجود در پهنه گسلی در مقیاس‌های مروسکوپی و ماکروسکوپی استفاده شده است. این ساختارها به‌طور عمده شامل برگوارگی باند برش از نوع S-C و خط‌خش گسلی موجود در پهنه گسلی بوده است.

ماگمای تولی‌ایتی مربوط به ۲۷۰ میلیون سال پیش است. به باور ایشان بازالت‌های فریمان مربوط به خاستگاه بازالت‌های کافت‌های میان اقیانوسی و جزایر اقیانوسی است. در مرز بین مجموعه افیولیتی در دو مجموعه دیگر تورق شدید سنگ‌ها و میولینیتی شدن وجود دارد که نشان می‌دهد مرز بین این مجموعه از نوع زمین‌ساختی است (شکل ۲-خ). در شمال خاور روستای عقر این مجموعه به‌وسیله گسل‌های راندگی بین مجموعه دگرگونی (اسلیت) در پایین و مجموعه رسوبی در بالای خود قرار دارد (شکل ۳-الف). در این بخش دایک‌های دیابازی با موقعیت فضایی N62W/70SW و پهنای حدود ۲ متر به‌صورت محلی در پهنه گسلی بین واحدهای دگرگونی و مجموعه افیولیتی نفوذ کرده‌اند (شکل ۳-ب). زانچتا و همکاران (Zanchetta et al., 2013) سن این توده‌های نفوذی را به روش زیرکن (U-Pb) ۲۱۱ سال میلیون (تریاس پسین) به‌دست آورده‌اند. بخش شمال خاور گستره مورد پژوهش را رخنمون سنگ‌های دگرگونی (در حد رخساره شیست سبز) تشکیل می‌دهند. این مجموعه شامل اسلیت‌ها، فلیت‌ها، متاچرت و ماسه‌سنگ‌های گری‌وکی دگرگون شده است. سطوح تماس در این مجموعه با واحدهای مجاور به‌صورت راندگی است. برای مجموعه یادشده سن دقیقی نمی‌توان بیان کرد ولی محدود سنی که برای آنها می‌توان ارائه داد با توجه به روابط چینه‌شناسی، پیش از تریاس پسین است (قائمی، ۱۳۹۲). این مجموعه می‌تواند مربوط به بخش‌های ژرف‌تر هم‌تافت فریمان باشد که دگرگونی درجه پایین (شیست سبز) را تحمل کرده است. مجموعه سنگی

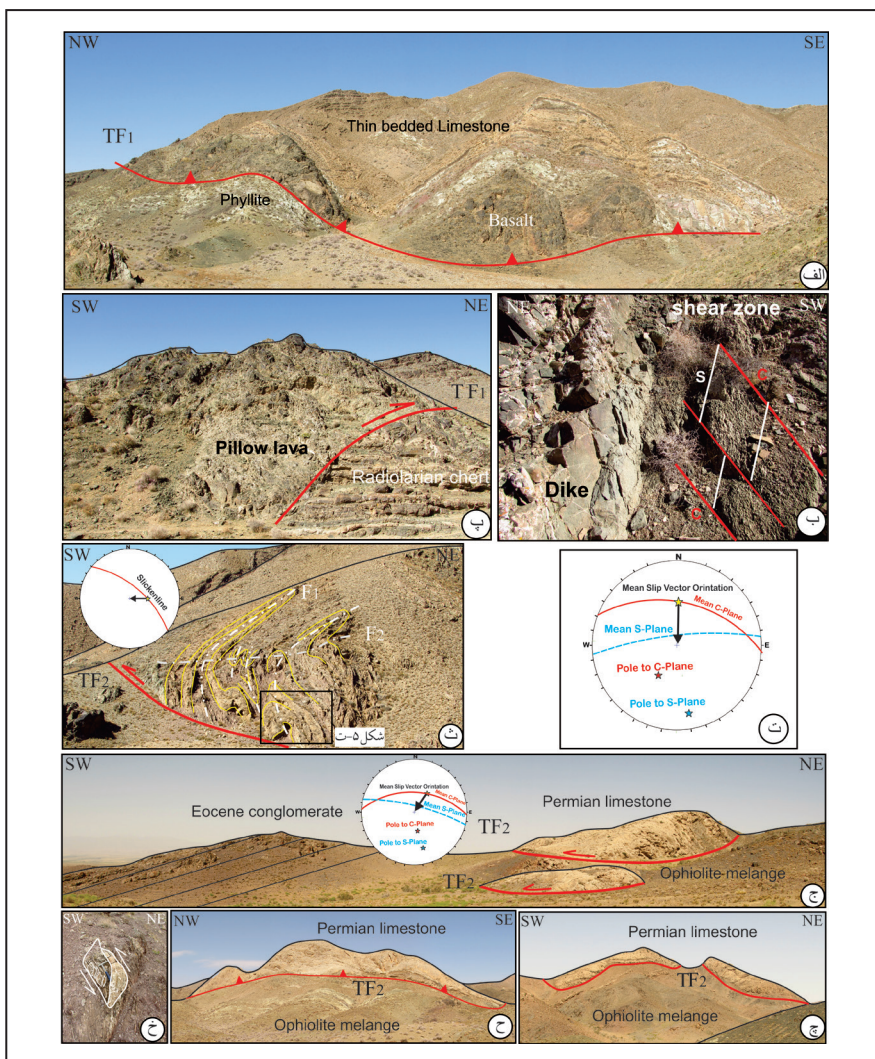


شکل ۲- الف) ستون چینه‌شناسی از واحدهای زمین‌ساختی هم‌تافت فریمان؛ ب) رانده شدن واحد کرناتنه پرمین بر روی واحدهای افیولیتی؛ پ) آهک‌های برشی شناسایی شده در برش شاهان گرماب؛ ت) آثار فلوت کست در بخش زیرین ماسه‌سنگ؛ ث) تناوب چرت و شیل‌های رادیولاریت‌دار سبز رنگ در برش شاهان گرماب؛ ج) سنگ‌آهک‌های نازک‌لایه؛ ح) نمونه‌ای از بازالت‌های بالشی؛ خ) مقطع میکروسکوپی از سنگ‌های میولینیتی شده.

۴-۱- گسل‌های راندگی

بخش به سمت خاور با تغییرات کمی در هندسی و سازوکار پس از عبور از شمال روستای چشمه گنداب در زیر واحدهای ائوسن مدفون مانده است (شکل ۱-ب). نسل دوم راندگی‌ها (TF2) با قطع ساختارهای از پیش موجود، واحدهای دگرگونی-رسوبی را بر روی واحدهای افیولیتی رانده است. با تعقیب این راندگی (TF2) به سمت شمال خاور روستای عقر تشکیل تاقفرم‌های فرادیوارهای در واحدهای آهکی در نتیجه حرکت وارونه این راندگی دیده می‌شود (شکل ۳-ث). در این بخش شیب گسل ۴۰ درجه به سمت شمال خاور است. تحلیل جنبشی گسل با استفاده از خط خش گسلی موجود در پهنه گسلی سازوکار راندگی با مؤلفه راستالغز چپ‌گرد را نشان می‌دهد (شکل ۳-ث). در ارتفاعات جنوب باختری هم‌تافت فریمان، که از شمال‌خاور به جنوب‌باختر است، مجموعه‌های آهکی پرمین برونزد دارند که با مرز گسلی بر روی سنگ‌های کهن‌تر از ژوراسیک رورانده شده‌اند این روند برخلاف روند جوان‌شدگی واحدها در منطقه مورد مطالعه است. این توده‌های نابرجا برداشت شده در این مطالعه در واقع کلیپ‌های هستند که از سفره‌های راندگی TF2 به وجود آمده‌اند. مهم‌ترین این توده‌ها که برای اولین بار در این پژوهش معرفی شده‌اند عبارتند از توده‌های چشمه گنداب، گنبدک و النگ (شکل‌های ۳-ج، چ، ح).

کهن‌ترین گسل‌ها در هم‌تافت فریمان، گسل‌های راندگی (TF1) با روند عمومی شمال‌باختر- جنوب خاور هستند که مرز بین مجموعه افیولیتی با سنگ‌های دگرگونی و رسوبات نواحی ژرف بستر اقیانوس را تشکیل می‌دهند. به‌طور کلی شیب این گسل‌ها از ۱۵ تا ۷۰ درجه به سمت شمال‌خاور متغیر است. در شمال‌خاور روستای عقر مجموعه افیولیتی بر روی واحدهای دگرگونی (اسلیت) رانده شده است (شکل ۳-الف). پهنه گسلی این راندگی در این بخش به شدت برشی بوده و به‌وسیله دایک‌های دیابازی نیز قطع شده است (شکل ۳-ب). همچنین مطالعات میکروسکوپی نشان داد برگرگاری میلوئیتی در این پهنه گسلی به خوبی گسترش یافته است (شکل ۲-خ). برگرگاری‌ها در مجموعه دگرگونی به‌طور کلی هم‌راستا با این راندگی‌ها و دارای شیب تند به سوی شمال خاور هستند. تمامی این شواهد نشان‌دهنده شکل‌پذیری بودن این راندگی‌ها است. در خاور روستای عقر این گسل‌ها سبب رانده شدن گدازه‌های بالشی بر روی واحدهای چرت و تناوب شیل‌های رادیولاریت‌دار شده است (شکل ۳-پ). در این بخش تحلیل جنبشی راندگی‌های نسل اول با استفاده از ساختارهای S-C در پهنه گسلی صورت گرفته است که بیانگر یک گسل راندگی با مؤلفه کوچک راستالغز است (شکل ۳-ت). راندگی‌های نسل اول در این



شکل ۳- الف) راندگی نسل اول در برش پایین؛ ب) پهنه برشی راندگی‌های نسل اول و نفوذ دایک‌های دیابازی در آن؛ پ) رانده شدن گدازه‌های بالشی بر روی واحدهای چرتی با تناوب شیل‌های رادیولاریت‌دار؛ ت) تحلیل استریوگرافی سازوکار گسل با استفاده از برگرگاری پهنه گسلی؛ ث) تشکیل تاقفرم‌های فرادیوارهای و چین‌های فرانهاد در واحدهای آهکی؛ ج) توده نابرجای گنبدک در بخش جنوب باختری برش شاهان- گرماب؛ چ) توده نابرجای النگ در برش شاهان- گرماب؛ ح) توده نابرجای چشمه گنداب؛ خ) دوپلکس‌های موجود در پهنه گسلی TF2.

واحد‌های رسوبی و افیولیتی دیده می‌شود که در پهنه گسلی آنها صفحه گسلی با امتداد NW-SE ثبت شد که دو دسته خش لغز متفاوت را نشان می‌دهد (شکل‌های ۴ و ۵). در صفحه گسل دسته خش لغزی که سازوکار راندگی با مؤلفه راست‌الغز چپ‌گرد دارند به وسیله دسته خش لغزهای جوان‌تر که سازوکار امتداد لغز راست‌گرد با مؤلفه شیبی وارونه را نشان می‌دهند قطع شده‌اند (شکل‌های ۵- الف، ب). در شمال روستای ناگهانی سفره‌های راندگی (TF2) به وسیله گسل‌های راست‌الغز با مؤلفه وارونه و با روندی هم سو قطع شده‌اند (شکل ۴- ج).

در این بخش گسل‌های امتداد لغز همگی شیبی حدود ۵۰ درجه به سمت شمال خاور دارند. در شمال باختر روستای ناگهانی نیز تحلیل جنبشی این گسل‌ها با استفاده از خط‌خش گسلی و ساختار C-S موجود در پهنه گسلی سازوکار امتداد لغز راست‌گرد با مؤلفه شیبی وارونه را نشان می‌دهد (شکل ۴- ح).

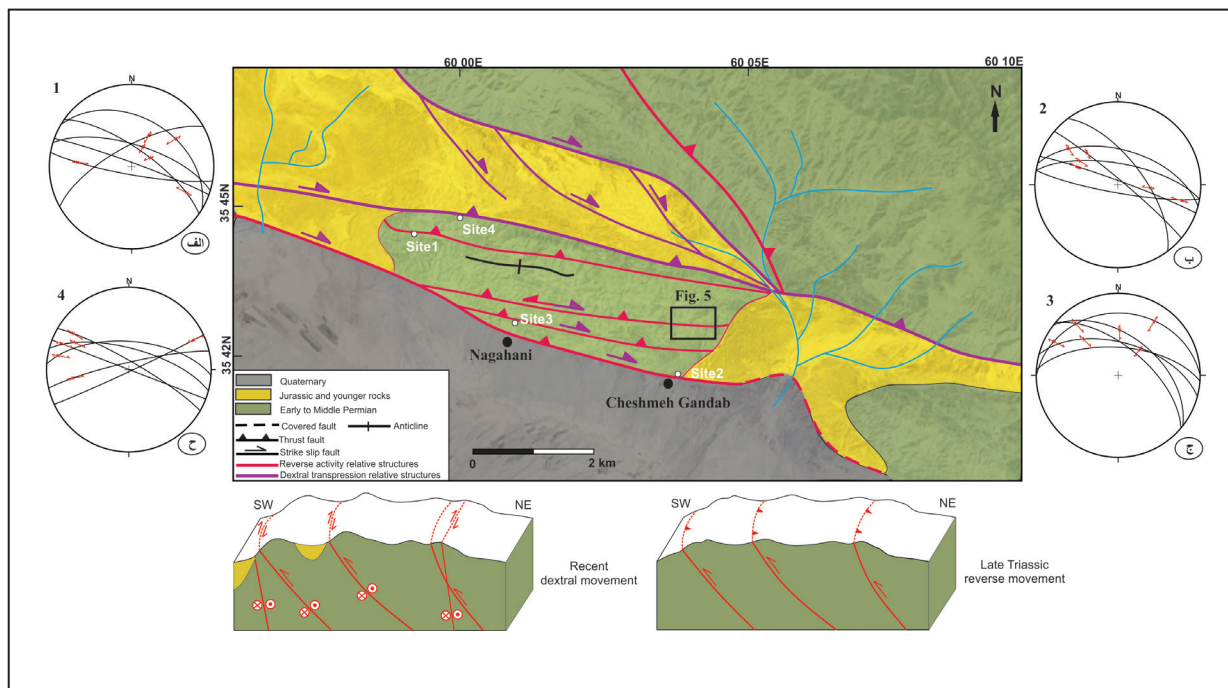
### ۳-۴- چین خوردگی

سنگ‌ها و ساختارهای گستره مورد مطالعه در پاسخ به رویدادهای دگرریختی در شرایط شکل‌پذیر دچار چین خوردگی شده‌اند. بیشتر چین‌ها نامتقارن و پلانچ‌دار هستند و راستای چیره محور چین‌ها در این مجموعه شمال باختر- جنوب خاور است. سبک چین خوردگی‌ها، روند محوری چین‌ها و ویژگی‌های هندسی چین‌های فرانهاد موجود در منطقه نشان می‌دهد که تشکیل این چین‌ها ناشی از دو گامه دگرریختی است (شکل ۶). ویژگی‌های هندسی مرتبط با چین‌های نسل اول به دلیل تأثیر دگرشکلی‌های بعدی در گستره مورد مطالعه بسیار متفاوت است. این چین‌ها با تمایل (vergence) به سمت جنوب باختر از نوع هم شیب تا باز با محور افقی در واحد‌های رسوبی و محور قائم در واحد‌های دگرگونی حضور دارند. در نسل اول چین خوردگی کلیواژ S1 با فابریک اسلیتی به موازات صفحه محوری چین‌ها و خطوارگی کانی‌ها L1 تقریباً به موازات محور چین‌ها بخوبی توسعه یافته‌اند (شکل ۶- الف).

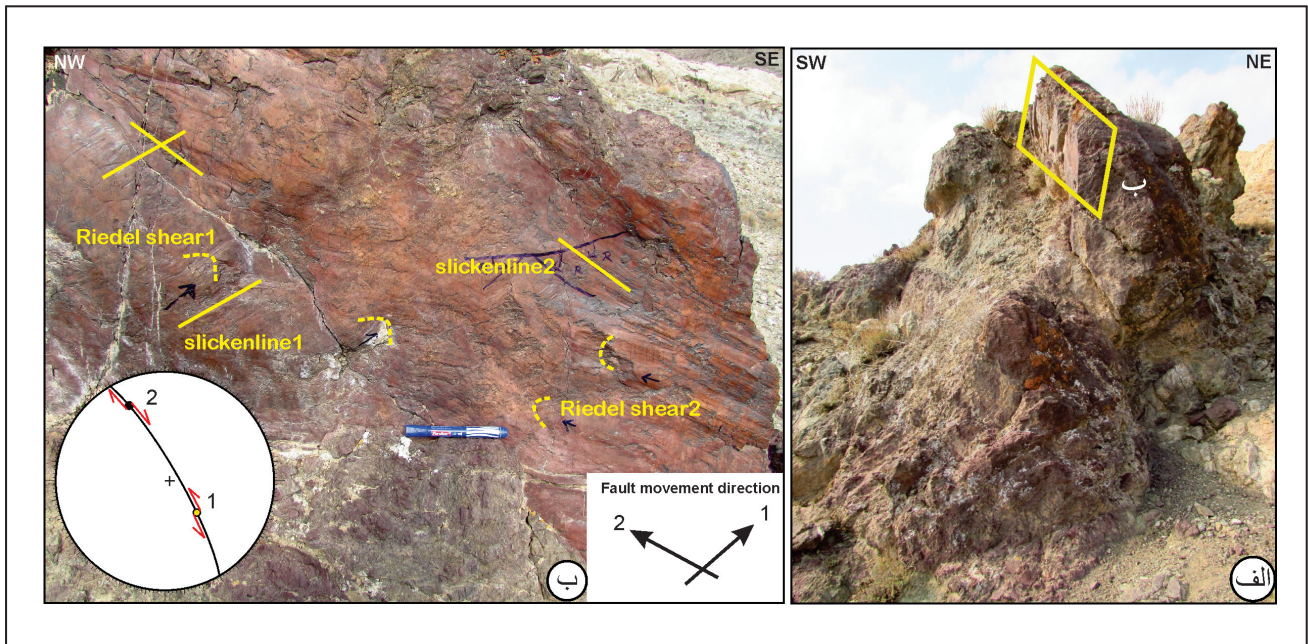
پهنه گسلی این راندگی از نوع شکل‌پذیر تا شکننده همراه با تشکیل ساختار s-c و خش لغزها است که همگی آنها حرکت به سمت جنوب باختر را نشان می‌دهند (شکل ۴- الف). توده نابرجای گنبدک در بخش جنوب خاوری هم‌تافت فریمان واقع شده است (شکل ۱- ب). واحد تشکیل‌دهنده آن شامل آهک‌های توده‌ای پرمین است که با مرز گسلی بر روی مجموعه افیولیتی و در کنار واحدهای کنگلومرای ائوسن قرار گرفته است. مرز بین دو واحد دارای حالت توج خاص بوده و واحدهای زیرین به شدت برشی شده و بر گوارگی پهنه گسلی از نوع s-c در آن شکل گرفته است که تحلیل جنبشی گسل با استفاده از این ساختار بیانگر یک گسل راندگی با مؤلفه کوچک راست‌الغز چپ‌گرد است (شکل ۳- ج). در شمال روستای چشمه گنداب (شکل ۱- ب) توده نابرجای آهکی چشمه گنداب بر روی واحدهای افیولیتی رانده شده است (شکل ۳- ح). در محل پهنه گسلی، دوپلکس‌هایی تشکیل شده است که همان حرکت به سمت جنوب باختر را تأیید می‌کنند (شکل ۳- خ).

### ۲-۴- گسل‌های امتداد لغز

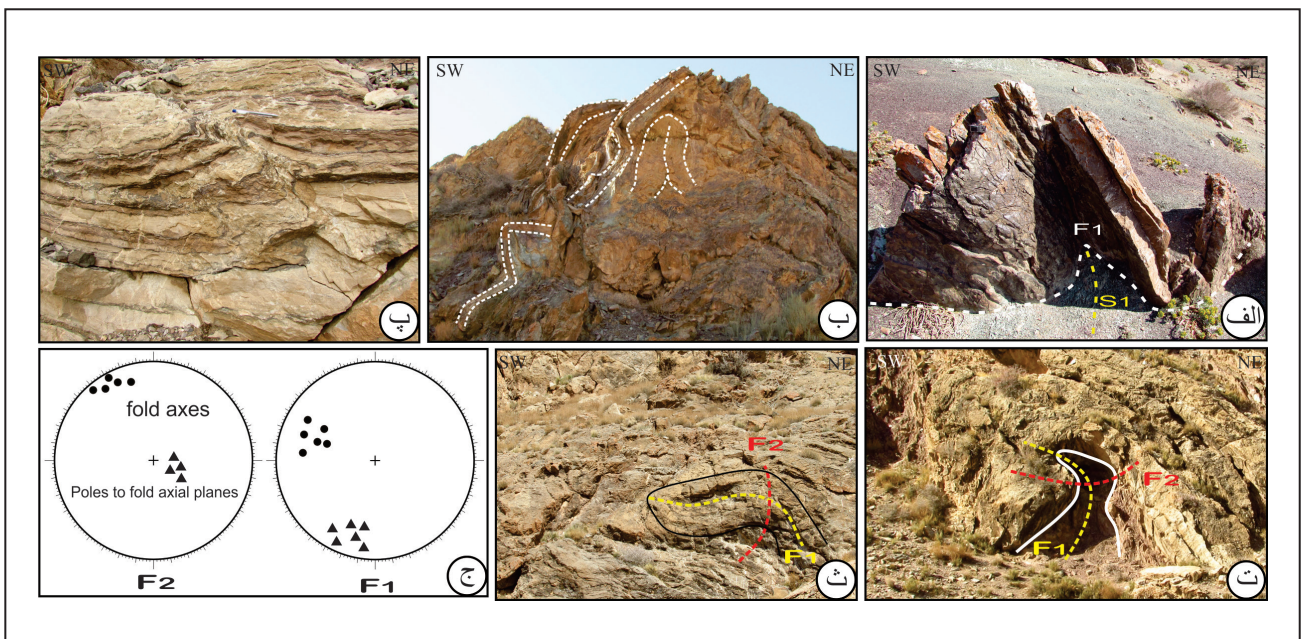
گسل‌های امتداد لغز در منطقه مورد مطالعه با روند عمومی شمال باختری - جنوب خاوری مرز جنوبی هم‌تافت فریمان را مشخص می‌نماید (شکل ۱). این گسل‌ها بیشتر بخش جنوبی منطقه و تمامی واحدهای سنگی و ساختارهای پیشین را از پرمین تا عهد حاضر تحت تأثیر قرار داده است. در این مطالعه ویژگی‌های هندسی و جنبشی گسل‌های امتداد لغز در بخش جنوبی هم‌تافت فریمان بررسی و تحلیل شده است (شکل ۴). در بخش شمالی روستای چشمه گنداب گسل‌های امتداد لغز با شیب بین ۴۵ تا ۸۰ درجه به سمت شمال خاور مرز بین مجموعه افیولیتی با واحدهای آواری عهد حاضر را تشکیل داده‌اند. تحلیل جنبشی این گسل‌ها در این بخش با استفاده از خط‌خش گسلی سازوکار راست‌الغز راست‌گرد با مؤلفه وارونه را نشان می‌دهد (شکل ۴- ب). از روستای چشمه گنداب به سمت شمال ۳ شاخه گسلی در



شکل ۴- نقشه ساختاری بخش جنوبی هم‌تافت فریمان و الگوی نمادین از ارتباط گسل‌های راندگی و امتداد لغز در این بخش. الف، ب، ج، ح) تحلیل استریوگرافی سازوکار گسل‌های موجود در بخش‌های مختلف جنوب هم‌تافت فریمان با استفاده از خط‌خش گسلی.



شکل ۵- الف) پهنه برشی TF2 به همراه صفحه گسلی در برش چشمه گنداب؛ ب) صفحه گسلی با دو دسته خش لغز متفاوت و تصویر استریوگرافی از تحلیل جنبشی گسل با استفاده از خط خش گسلی و تعیین جهت حرکت نسبی گسل با توجه به نشانگرهای جنبشی.



شکل ۶- الف) نمایی از چین‌های قائم در واحدهای ماسه‌سنگی و تشکیل کلیواژ اسلیتی به موازات صفحه محوری چین‌ها؛ ب) نمایی از چین‌های نسل اول در واحدهای آهکی و چین‌های فرعی تشکیل شده در پهلوهای آنها؛ پ) نمایی از چین‌های ناشی از پیشروی گسل‌های رانده‌گی؛ ت) چین خوردگی فرانهاده در واحدهای آهکی موجود در برش عقرب‌پاین. سطح محوری چین خوردگی‌های نسل اول و دوم به ترتیب با F1 و F2 نشان داده شده است؛ ث) چین خوردگی فرانهاده در بخش باختری برش عقرب‌پاین؛ ج) وضعیت محور چین‌ها (دایره‌های سیاه) و قطب سطح محوری (مثلث) برداشت شده از چین‌های نسل دوم که در شکل ت نمایش داده شده است.

سطح محوری نیستند. در شمال خاور روستای عقر نمونه‌هایی از چین‌های نسل دوم که ناشی از پیشروی گسل‌های رانده‌گی (Fault Propagation Fold) در منطقه هستند به خوبی قابل مشاهده است (شکل ۶- پ). در شمال روستای عقر می‌توان به روشنی چین خوردگی‌های فرانهاده ناشی از دو نسل چین خوردگی را در فرادواره گسل TF2 مشاهده کرد (شکل‌های ۶- ت، ث). در آنجا چین‌های با سطح محوری پرسیب با چین‌های با سطح محوری تقریباً افقی در واحد رسوبی دچار چین خوردگی دوباره

در پهلوها و محل لولای بسیاری از چین‌های نسل اول که در واحدهای رسوبی تشکیل شده‌اند چین‌های فرعی با تمایل به سمت جنوب باختر دیده می‌شود (شکل ۶- ب). این چین‌ها را می‌توان در دسته چین‌های یال موازی (Isoclinal Folds) قرار داد. بیشتر چین‌های نسل دوم از نوع خوابیده و با سطح محوری افقی هستند. راستای سطح محوری این چین‌ها شمال باختر- جنوب خاور و با تمایل به سمت جنوب باختر است. برخلاف چین‌های نسل اول این چین‌ها همراه با بر گوارگی‌های

دو فاز حرکتی متفاوت برای آن است؛ به طوری که پهنه گسلی راندگی‌ها که به وسیله دایک‌های دیابازی با سن ۲۱۱ میلیون سال (تریاس پسین) (Zanchetta et al., 2013) قطع شده‌اند سنی کهن‌تر از ۲۱۱ میلیون سال پیش را دارند (پیش از تریاس پسین)، در ارتباط با کوهزایی سیمیرین پیشین (تریاس پسین) بوده و حرکت امتدادلغز راست‌گرد با مؤلفه شیئی وارونه آن که سبب قطع و جابه‌جایی ساختارهای پیشین شده و تمامی واحدهای سنگی منطقه را تحت تأثیر قرار داده، جوان‌تر از تریاس پسین بوده که تا عهد حاضر نیز ادامه یافته است (شکل ۷-ج).

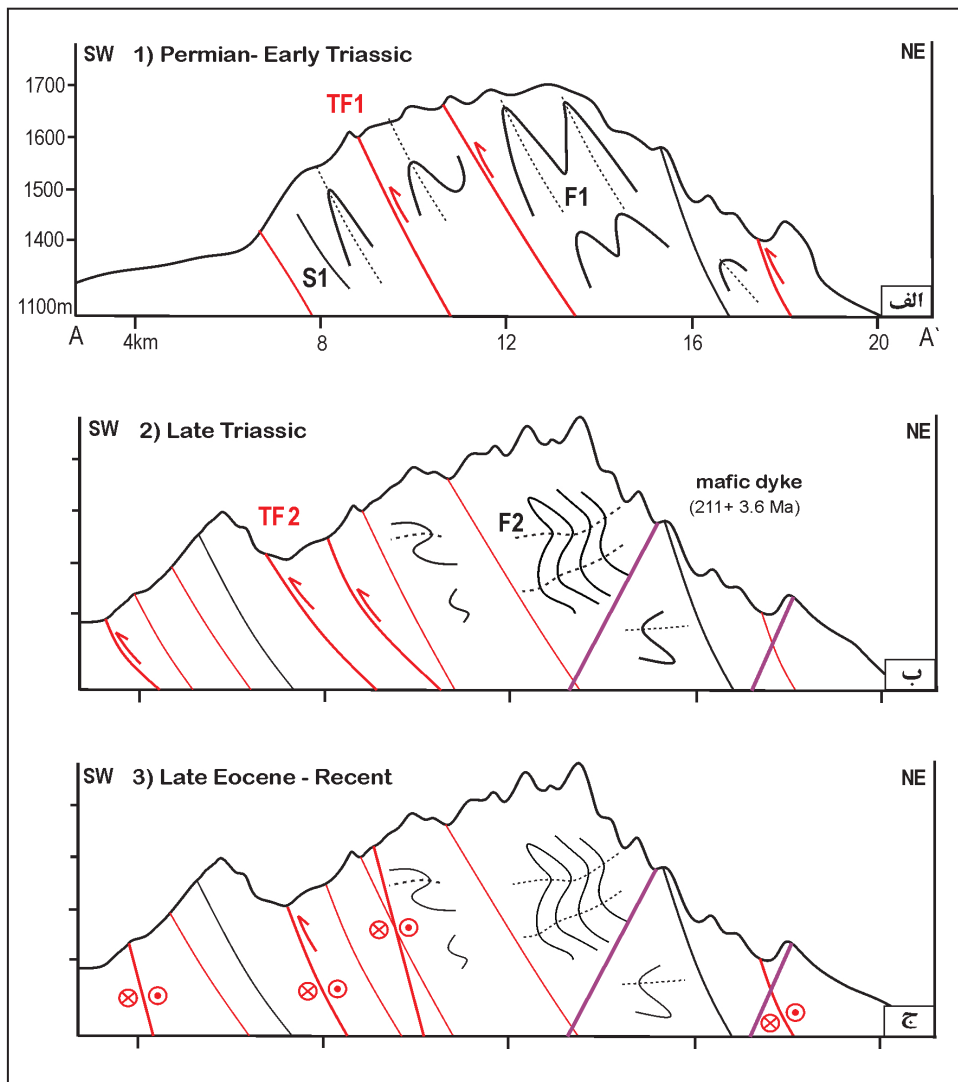
#### ۵-۱- مدل تکامل زمین‌ساختاری هم‌تافت فریمان

مرحله اول دگرریختی با فرورانش پالتوتیس احتمالاً در پرمین و در طی کوهزایی سیمیرین پیشین آغاز شده است (Boulin, 1991). در این مرحله نسل اول راندگی‌ها و چین‌خوردگی‌ها با تمایل به سمت جنوب باختر در شرایط دگرشکلی شکل‌پذیر و در ژرفای زیاد همراه با دگرگونی شیست سبز در منشور فزاینده شکل گرفته که قطعاتی از پوسته اقیانوسی (افیولیت) را حمل می‌کنند. بسته شدن حوضه اقیانوسی پالتوتیس و برخورد صفحات توران و ایران به اثر کوهزاد سیمیرین پیشین در زمان پرموتریاس نسبت داده می‌شود که اثرات این کوهزاد به خوبی در کوه‌های بینالود و در البرز خاوری توسط علوی (Alvai, 1992) مطالعه شده است. اثر این کوهزاد در هم‌تافت فریمان، ایجاد یک مرحله دگرریختی و در نتیجه تشکیل چین‌ها و راندگی‌های جدید در منطقه است. در طی تصادم دو صفحه با یکدیگر، مجموعه فزاینده بر روی لبه قطعه لیتوسفری ایران جایگزین گشته و فعالیت راندگی‌های نسل دوم آغاز شده است. در ادامه مرحله دوم دگرریختی چین‌های نسل اول احتمالاً در ارتباط با پیشروی راندگی‌ها دچار چین‌خوردگی دوباره شده و چین‌های نسل دوم تشکیل شده‌اند. کنگلومرای قاعده‌ای سازند کشف‌رود با یک ناپوستگی دگرشیب مجموعه فریمان را در شمال‌خاور می‌پوشاند. آثار دگرریختی‌های شدید ثبت شده در مجموعه یاد شده در سازند کشف‌رود ایجاد نشده است. از این رو می‌توان نتیجه گرفت مراحل اول و دوم دگرریختی که آثار آنها در مجموعه فریمان ثبت شده است، پیش از شکل‌گیری سازند کشف‌رود به سن باژوسین بوده است. بعد از اتمام برخورد، منطقه کوهزاد با توقف نسبی جنبشی‌ها و فعالیت‌های زمین‌ساختی و در نتیجه فرسایش و تشکیل رسوبات فلات قاره در بازه زمانی ژوراسیک تا ائوسن همراه بوده است. در ائوسن پسین، شروع برخورد صفحات عربی و ایران در راستای شمالی-جنوبی صورت گرفته و اقیانوس نئوتیس بسته شده است (Hessami et al., 2001; Agard et al., 2011). در کپه‌داغ و البرز خاوری در این زمان زمین‌ساخت ترافشارشی راست‌گرد حاکم بوده است (Shabanian et al., 2010; Hollingsworth et al., 2010; Javidfakhr et al., 2011). تغییر در رژیم زمین‌ساختی در نتیجه تغییرات در میدان تنش سبب تشکیل و یا فعال شدن دوباره گسل‌های کهن در منطقه با سازوکار امتدادلغز راست‌گرد با مؤلفه شیئی وارونه شده است. این تغییر سازوکار گسلی از راندگی با مؤلفه راستالغز چپ‌گرد به امتدادلغز راست‌گرد با مؤلفه شیئی وارونه به خوبی در پهنه‌های گسلی شمال روستای چشمه گنداب قابل مشاهده است.

شده‌اند (شکل ۶-ج). این الگو با مدل ۳ (زیگزنگ‌ها) چین‌خوردگی فرانهاد رمزی همخوانی دارد.

#### ۵- بحث

تحلیل جنبشی گسل‌های منطقه در بخش‌های خاوری و مرکزی آن توسط پژوهشگران مختلف بررسی شده است. این مطالعات سازوکار متفاوتی را برای گسل‌های منطقه ارائه داده‌اند. به طور مثال در حالی که قائمی (۱۳۹۲) سازوکار چیره برگسل‌های موجود در خاور هم‌تافت فریمان (TF2) که مرز بین واحدهای کربناته و مجموعه افیولیتی را تشکیل داده‌اند، از نوع راندگی عنوان کرده است، زانچتا و همکاران (Zanchetta et al., 2013) سازوکار عادی را برای همان گسل‌ها معرفی کرده است. مرز بین این واحدهای کربناته و مجموعه افیولیتی به دلیل وجود پهنه برشی که به صورت تورق شدید سنگ‌ها نمایان است (شکل ۳-ب) و همچنین تشکیل دوپلکس‌ها (شکل ۳-خ) و خش‌لغزها در پهنه گسلی آنها که حرکت به سمت جنوب باختر را نشان می‌دهند یک مرز مربوط به گسل‌های رانده کهن (TF2) است. مطالعات ساختاری ما در طول هم‌تافت فریمان نشان داد گسل‌های موجود در منطقه در طی چند مرحله دگرشکلی که از نظر زمانی و پیدایشی به هم مربوط‌اند به‌وجود آمده‌اند. این گسل‌ها که دارای امتداد غالب شمال باختر- جنوب خاور هستند، به ترتیب بر اساس روابط قطع‌شدگی خطوط خش گسلی سه سازوکار راندگی، راندگی با مؤلفه چپ‌گرد و امتدادلغز راست‌گرد با مؤلفه شیئی وارونه را نشان می‌دهند. در اولین مرحله دگرریختی منطقه، نیروهای زمین‌ساختی همراه با مرحله حرارتی باعث دگرگون شدن رسوبات (شیست سبز) و سنگ‌های اولیه و تشکیل برگوارگی و چین‌های نسل اول در منطقه شده‌اند. راندگی‌های نسل اول در طی این مرحله تشکیل و باعث رانده شدن بقایای پالتوتیس بر روی مجموعه دگرگونی و رسوبی شده‌اند (شکل ۷-الف). دومین نسل از راندگی‌ها با اندکی مؤلفه چپ‌گرد از نوع شکننده- شکل‌پذیر بوده و با قطع ساختارهای از پیش موجود و گسترش به سمت جنوب باختر موجب تشکیل توده‌های نابرجا کربناته شده است. این راندگی‌ها نه تنها واحدهای افیولیتی را روی رسوبات دگرگون شده قرار نداده بلکه واحدهای دگرگونی و رسوبی را بر روی مجموعه افیولیتی رانده است. چین‌های نسل دوم در ارتباط با پیشروی این راندگی‌ها شکل گرفته و چین‌های نسل اول را دوباره چین داده‌اند (شکل ۷-ب). به باور قائمی (۱۳۹۲) بسته شدن نئوتیس در پالتوسن سبب فعال شدن گسل‌های راندگی جدیدی در منطقه شده است. فعالیت این گسل‌ها سبب چین خوردن مجموعه‌های سنگی در این ناحیه شده است. در حالی که به باور آلن و همکاران (Allen et al., 2004) و آسترمان و لافالدانو (Austermann and Laffaldano, 2013) در آن زمان زون‌های دگرریختی البرز و کپه‌داغ به دلیل ستر بودن بیش از حد قادر نبودن تنش‌های فشارشی منتقل شده از زون برخوردی زاگرس را در خود جای دهند تا بتوانند کوتاه شدن بیشتر را در طول همگرایی حفظ کنند. جدیدترین تحلیل جنبشی گسل‌های راندگی در شمال روستای چشمه گنداب بیانگر دو فاز حرکتی وارونه با مؤلفه راستالغز چپ‌گرد و امتدادلغز راست‌گرد با مؤلفه شیئی وارونه است. چنین سازوکار متفاوتی برای گسل‌ها بیانگر



شکل ۷- الگوی نمادین از مراحل دگرریختی در هم‌تافت فریمان و عملکرد گسل‌های راندگی و امتدادلغز در این منطقه. الف) شکل‌گیری نسل اول چین‌ها و راندگی‌ها؛ ب) شکل‌گیری نسل دوم راندگی‌ها و چین‌ها و قطع شدن آنها به وسیله دایک‌های مافیک؛ ج) تغییر سازوکار گسل‌ها از راندگی به امتدادلغز و تشکیل گسل‌های امتدادلغز راست‌گرد در منطقه. موقعیت مقطع عرضی در نقشه زمین‌شناسی شکل ۱ ارائه شده است.

### ۶- نتیجه‌گیری

و ایران و بسته شدن نتوتیس در پهنه برخوردی زاگرس، در شمال خاور ایران موجب حاکمیت زمین‌ساخت ترافشارش راست‌گرد و در نتیجه آن تغییر سازوکار گسل‌های راندگی به امتدادلغز راست‌گرد با مؤلفه وارونه شده است.

### سپاسگزاری

این نوشتار بخشی از دستاوردهای رساله دکتری مجتبی ارشادی‌نیا بر اساس طرح شماره ۵۳۱۶۲ دانشگاه فردوسی مشهد تهیه شده است، از این رو از دانشگاه فردوسی مشهد برای حمایت‌های به‌عمل‌آمده سپاسگزاری می‌شود.

تحلیل هندسی و جنبشی ساختارها در طول هم‌تافت فریمان نشان‌دهنده سه مرحله اصلی دگرریختی در این منطقه است. مرحله اول دگرریختی با تشکیل گسل‌های راندگی با روند عمومی شمال‌باختر- جنوب‌خاور و چین‌های یال موازی با سطح محوری پرشیب همراه بوده است. مرحله دوم دگرریختی سبب تشکیل راندگی‌های با مؤلفه راست‌الغز چپ‌گرد و شیب به سمت شمال‌خاور به همراه چین‌های با سطح محوری تقریباً افقی در منطقه شده است. مرحله سوم دگرریختی که بر خلاف دو مرحله پیشین جوان‌تر از تریاس پسین بوده، سبب تشکیل گسل‌های امتدادلغز راست‌گرد با مؤلفه شیبی وارونه و تقریباً هم‌راستا با ساختارهای پیشین شده است. به‌نظر می‌رسد برخورد صفحات عربی



## کتابنگاری

- مهدور، م.، ۱۳۸۷، تحلیل ساختاری کوه‌های شرق و شمال شرق فریمان (شمال شرق ایران)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بیرجند، ۲۳۴ ص.
- قائم، ف.، ۱۳۹۲، اشکال ریخت‌زمین‌ساختی حاصل فرسایش راندگی چین‌خورده در شمال شرقی فریمان، ویژه‌نامه دستاوردهای نوین زمین‌ساخت ایران، تابستان ۱۳۹۲، سال بیست و دوم، شماره ۸۸، ص ۳-۱۳.
- رمضانی، م.، قاسمی، م. ر.، زانچی، آ. و شیخ‌الاسلامی، م. ر.، ۱۳۹۲، بررسی ساختاری هم‌تافت فریمان و دره انجیر و اهمیت آن در شناخت فرگشت زمین‌درز تیس کهن، فصلنامه علوم زمین، بهار ۱۳۹۲، سال بیست و دوم، شماره ۸۷، ص ۱۳۳-۱۴۲.
- قائم، ف. و حسینی، ک.، ۱۳۷۸، نقشه زمین‌شناسی چهارگوش سفید سنگ، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

## References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., and Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine*, v.148(5-6), p.692-725, doi:10.1017/S001675681100046X.
- Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the Paleo- Tethys remnants in northeastern Iran, *Geological Society of America Bulletin*, v. 103, p. 9183-9192.
- Alavi, M., 1996. The Virani ophiolite complex and surrounding rocks. *Geologische Rundschau*, v. 68 (1), p. 334-341.
- Allen, M., Jackson, J., and Walker, R., 2004. Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates. *Tectonics*, 23, TC2008, doi:10.1029/2003TC001530.
- Austermann, J., and Iaffaldano, G., 2013. The role of the Zagros orogeny in slowing down Arabia-Eurasia convergence since ~ 5 Ma. *Tectonics*, v. 32, p.351-363, doi:10.1002/tect.20027.
- Boulin, J., 1991. Structures in Southwest Asia and evolution of the eastern Tethys. *Tectonophysics*, v. 196 p. 211-268.
- Davies, R. G., Jones, C. R., Hamzepour, B., and Clark, G. C., 1972. Geology of the Masuleh sheet, 1:100,000, NW Iran. *Geological Survey of Iran, Report 24*, pp.110.
- Hessami, K., Koyi, H., Talbot, C. J., Tabasi, H., and Shabanian, E., 2001. Progressive unconformities within an evolving foreland fold-thrust belt, Zagros Mountain. *Journal of the Geological Society of London*, v.158, p.969-981, doi:10.1144/0016-764901-007.
- Hollingsworth, J., Fattahi, M., Walker, R., Talebian, M., Bahroudi, A., Balourchi, M.J., Jackson, J., Complex, A., 2010. Oroclinal bending, distributed thrust and strike-slip faulting, and the accommodation of Arabia-Eurasia convergence in NE Iran since Oligocene. *Geophysical Journal International*, v. 181, p.1214-1246, doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04591.x.
- Javidfakhr, B., Bellier, O., Shabanian, E., Ahmadian, S., and Saidi, A., 2011. Plio-Quaternary tectonic regime changes in the transition zone between Alborz and Kopeh Dagh mountain ranges (NE Iran). *Tectonophysics*, v. 506, p.86-108, doi:10.1016/j.tecto.2011.04.013.
- Kozur, H., and Mostler, H., 1991. Pelagic Permian conodonts from an oceanic sequence at Sang-e- Sefid (Fariman, NE Iran). *Abh Geol B-A*, v. 38, p.101- 110.
- Ruttner, A.W., 1991. Geology of the Aghdarband area (Kopet Dagh, NE-Iran). *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, v. 38, p.7-79.
- Shabanian, E., Bellier, O., Abbassi, M.R., Siam, E. L., and Farbod, Y., 2010. Plio-Quaternary stress states in NE Iran: Kopeh Dagh and Allah Dagh-Binalud mountain ranges, *Tectonophysics*, v. 480, p. 280-304, doi:10.1016/j.tecto.2009.10.022.
- Stocklin, J., 1974. Possible ancient continental margins in Iran. In: Burk, C., Drake, C. (Eds.), *The Geology of Continental Margins*. Springer, Berlin, pp. 873-887.
- Taheri, J., Fursich, F.T., and Wilmsen, M., 2009. Stratigraphy, depositional environments and geodynamic significance of the Upper Bajocian-Bathonian Kashaf Rud formation, NE Iran. In: Brunet M-F, Wilmsen M, Granath JW (eds) *South Caspian to Central Iran Basins*. *Geol Soc London Spec Publ*, v. 312, p.175-188, doi:10.1144/SP312.10.
- Topuz, G., Hegner, E., Homam, M., Ackerman, L., Pfander, J., and Karimi, H., 2018. Geochemical and geochronological evidence for a Middle Permian oceanic plateau fragment in the Paleo-Tethyan suture zone of NE Iran. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 173, p.81, doi:10.1007/s00410-018-1506-x.
- Wilmsen, M., Fursich, F.T., and Taheri, J., 2009. The Shemshak Group (Lower Middle Jurassic) of the Binalud Mountains, NE Iran: stratigraphy, depositional environments and geodynamic implications. *Geol Soc London Spec Publ*, v. 312, p.175-188, doi: 10.1144/SP312.8.
- Zanchetta, S., Berra, F., Zanchi, A., Bergomi, M., Caridroit, M., Nicora, M., and Heidarzadeh, G., 2013. The record of the Late Palaeozoic active margin of the Palaeotethys in NE Iran: Constraints on the Cimmerian orogeny. *Gondwana Research*, v. 24, p.1237-1266, doi:10.1016/j.gr.2013.02.013.
- Zanchi, A., Ghassemi, R., Balini, S., and Zancheta, S., 2015. Oblique convergence during the Cimmerian collision: evidence from the Triassic Aghdarband basin, NE Iran, *Gondwana Research*, v.38, p.149-170, doi:10.1016/j.gr.2015.11.008.

**Original Research Paper**

# The Geometric, Kinematics and Deformation stage analysis of Fariman complex, NE Iran

Mojtaba Ershadina<sup>1</sup>, Farzin Ghaemi<sup>1\*</sup> and Massoud Homam<sup>1</sup><sup>1</sup>Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran**ARTICLE INFO***Article history:*

Received: 2021 December 24

Accepted: 2022 January 11

Available online: 2022 July 02

*Keywords:*

Fariman Complex

Northeast of Iran

Paleotethys

Deformation

**A B S T R A C T**

The Fariman complex is located in the northeast of Iran and southeast of Mashhad, contains a variety of rocks from the Permian to the present era that have undergone several stages of deformation. In this paper, the structural geometry of faults and folds of the region is analyzed and based on it, the deformation stages of Fariman complex are identified, which indicates its evolution during 3 stages of deformation. In the first stage of deformation, tectonic forces along with the thermal stage have caused the transformation of sediments and the formation of first generation foliation and folds in the region. First-generation thrusts also formed during this phase, thrusting Palaeotethys remnants. The second stage of deformation has led to the formation of the second generation of thrusts and folds in the region. Kinematic analysis of second generation thrusts indicates two reverse motion phases with leftlateral strike-slip component and right-lateral strike-slip with reverse component. Its reverse motions, which result in the formation of misplaced massive carbonate associated with the second stage of deformation, and its dextral motion, which cut and displace previous structures and affect all rock units in the region, the third stage of deformation is analyzed.

\* Corresponding author: Farzin Ghaemi; E-mail: fghaemi@um.ac.ir

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2021 G.S. Journal &amp; the authors. All rights reserved.

doi: 10.22071/GSJ.2022.320834.1964

dor: 20.1001.1.10237429.1401.32.4.22.8

