الگوی تکامل ساختاری گسل زاگرس بلند درکوه‌های فراقان، شاهدی بر ترافشارش راست‌گرد در جنوب خاور زاگرس

مجتبی ارشادی‌نیا [۱]، سعید معدنی‌پور [۲]* و علی یساقی [۳]

[۱] کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

[۲] استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

[۳] دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۲/۰۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۵/۲۹

چکیده

کوه‌های فراقان از نظر چینه‌شناسی کامل‌ترین توالی سازندهای دوران پالئوزوییک زاگرس از اردوویسین پیشین تا پرمین را در خود جای داده اند. همچنین از نظر ساختاری گسل زاگرس بلند به عنوان برجسته‌ترین ساختار منطقه حد جنوبی آنها را مشخص کرده است. در این مطالعه بر پایه انجام برداشت‌های ساختاری و رسم برش‌های ساختاری، تحلیلی از الگوی تکامل ساختاری کوه‌های فراقان ارائه شده است. شواهد ساختاری و رسوبی نشان‌دهنده تشکیل گسل زاگرس بلند از سه قطعه باختری، مرکزی و خاوری با هندسه و سازوکار متفاوت است. قطعه باختری و خاوری با شیب به شمال، به‌وسیله قطعه مرکزی گسل زاگرس بلند با شیب به جنوب به یکدیگر متصل می‌شوند. عملکرد قطعه مرکزی گسل زاگرس بلند در یک سامانه گل‌سرخی مثبت، رخنمون هسته تاقدیس فراقان شامل سازندهای پالئوزوییک و تشکیل گسل‌های فراقان و نارنگان را در فرودیواره آن در پی داشته است. اطلاعات ساختاری نشان‌دهنده سازوکار راستالغز راست‌گرد با مؤلفه معکوس برای قطعه باختری و خاوری و معکوس با مؤلفه راستالغز راست‌گرد برای قطعه میانی گسل زاگرس بلند است. شواهد چینه‌شناسی حاکی از اختلاف ضخامت قابل توجه سازند گورپی در دو بخش جنوب و شمال گسل زاگرس بلند و حضور بخش‌های ضخیم کنگلومرایی در سازند گورپی در فرادیواره گسل است که نشان از یک محیط پر انرژی فروافتاده در بلوک شمالی گسل زاگرس بلند دارد. شواهد ارائه شده از هندسه و سازوکار گسل زاگرس بلند نشان‌دهنده حاکمیت زمین‌ساخت ترافشارشی راست‌گرد در جنوب خاور زاگرس است.

کلیدواژه‌ها: کوه‌های فراقان،گسل زاگرس بلند، زمین‌ساخت ترافشارشی راست‌گرد.

***نویسنده مسئول:** سعید معدنی‌پور

E-mail: madanipour.saeed@modares.ac.ir

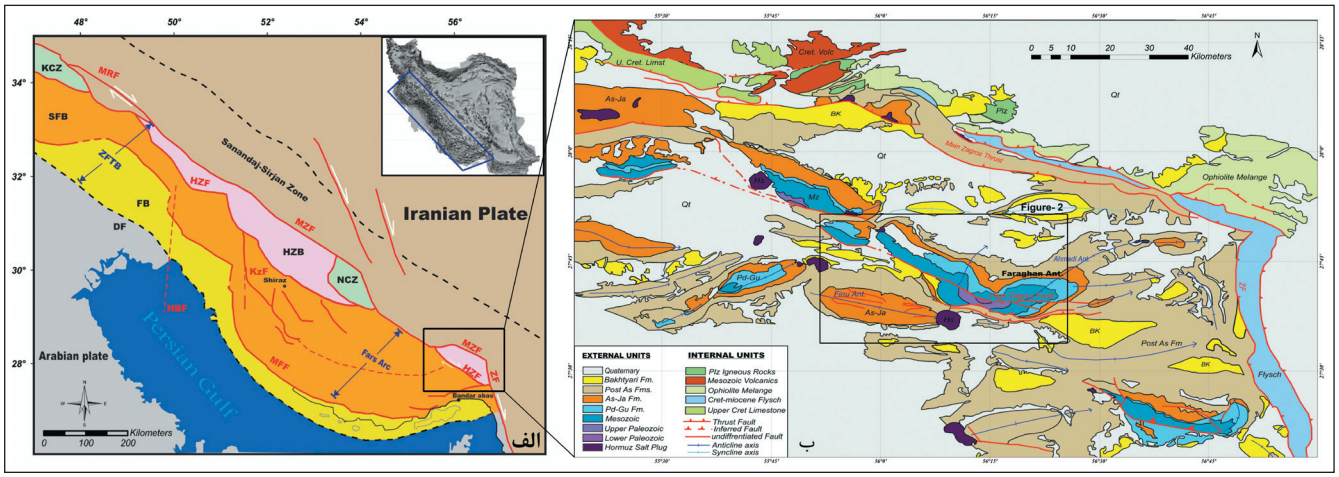
۱- پیش‌نوشتار

کمربند چین خورده- رانده زاگرس به طول ۲۰۰۰ کیلومتر در حاشیه شمال خاوری صفحه عربی در نتیجه بسته شدن نوتتیس در سنوزوییک به عنوان بخشی از سیستم کوهزایی آلپین- هیمالیا شروع به تشکیل کرده است (Haynes and McQuillan, 1974; Ricou and Brunn, 1977; Alavi, 1994; Mohajjel et al., 2003; Agard et al., 2011; Frizon de Lamotte et al., 2011; Mouthereau et al., 2012) (شکل ۱- الف). این کمربند بر اساس سبک دگریختی و توپوگرافی به دو بخش کمربند زاگرس بلند و کمربند ساده چین خورده قابل تقسیم است (Molinaro et al., 2005). الگوی ساختاری کمربند زاگرس بلند، با توجه به شدت تغییر شکل‌ها و وجود گسل‌هایی که واحدهای سنگی قدیمی تا پالئوزوییک زیرین را در سطح رخنمون داده‌اند، از اهمیت قابل ملاحظه‌ای برخوردار است. کوه‌های فراقان به عنوان برجسته‌ترین ساختار در بخش خاوری کمربند زاگرس بلند و در جنوب شهرستان حاجی‌آباد (استان هرمزگان) قرار دارد (Tavakoli-shirazi et al., 2013). گسل زاگرس بلند در این بخش حد جنوبی کوه‌های فراقان را مشخص کرده و سبب رخنمون توالی کامل سازندهای دوران پالئوزوییک در سطح شده است. علاوه بر گسل زاگرس بلند، گسل‌های نارنگان و فراقان از دیگر گسل‌های موجود در منطقه هستند که در بخش مرکزی و خاوری کوه‌های فراقان امتداد یافته‌اند (شکل ۱- ب). با توجه به رخنمون سازندهای پالئوزوییک در کوه‌های فراقان مطالعات چینه‌شناسی فراوانی در این بخش صورت گرفته است (Ghavidel Syooki, 1994, 2003; Ghavidel Syooki and Khosravi, 1995; Ghavidel Syooki and Vecoli, 2008; Ghavidel Syooki et al., 2011, 2014; Asghari, 2014; Ghobadi Pour et al., 2015). مطالعات ساختاری پیشین در منطقه به‌صورت ناحیه‌ای و بدون ارائه شواهد ساختاری دقیق صورت گرفته است (Verrall, 1978; Molinaro et al., 2005; Tavakoli-shirazi et al., 2013). Molinaro et al. (2005) در مطالعه بخش باختری کوه‌های فراقان، رانده شدن سازندهای مزوزوییک روی لایه‌بندی افقی واحدهای کنگلومرایی بختیاری، توسط گسل زاگرس بلند را شاهدی بر فعالیت گسل زاگرس بلند به عنوان یک گسل پی‌سنگی بعد از پلیوسن می‌داند و بر همین اساس دو دوره جنبشی تاریخی به‌صورت ستبرپوسته و نازک‌پوسته را از میوسن تا عهدحاضر برای کوهزاد زاگرس معرفی کرد. عطاپورفرد و همکاران (۱۳۹۵) در مطالعه تاقدیس فراقان، زمین‌ساخت ستبرپوسته را مقدم بر نازک‌پوسته و تاقدیس فراقان را از نوع چین‌های مرتبط با گسل‌های پی‌سنگی می‌دانند. Tavakoli et al. (2013) در مطالعه بخش مرکزی کوههای فراقان فعال شدن افق‌های جدایشی پالئوزوییک زیرین را عامل انتقال دگریختی از عمق به سطح می‌داند. در این پژوهش اطلاعات ساختاری و چینه‌شناختی- رسوبی جدیدی برپایه مشاهدات و برداشت‌های میدانی ارائه شده است. براساس این اطلاعات دو مقطع عرضی در باختر (AA´) و مرکز (BB´) کوه‌های فراقان رسم، سپس هندسه و سازوکار ساختارهای منطقه تحلیل و الگویی از تکامل گسل زاگرس بلند در منطقه ارائه شده است.

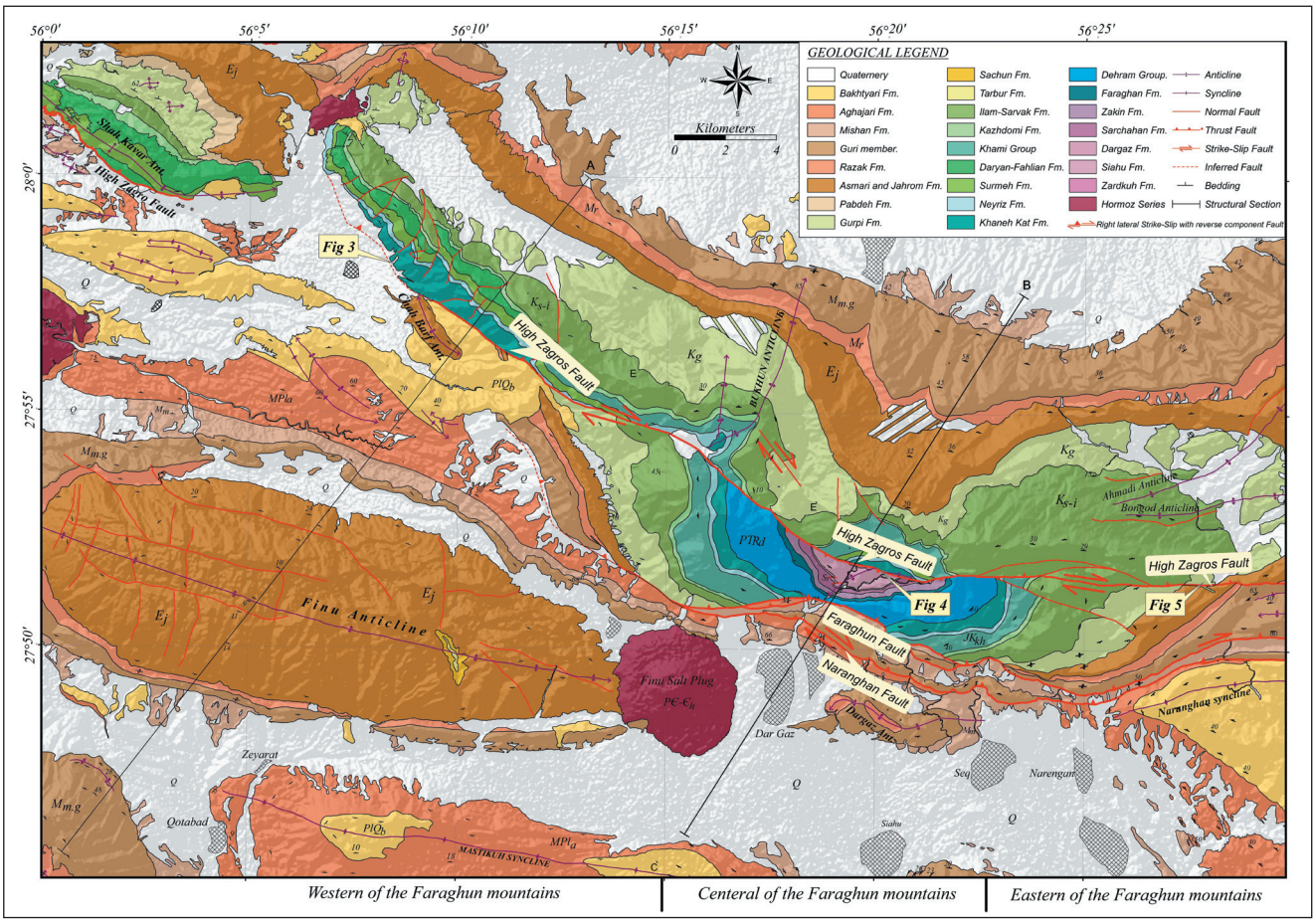
۲- موقعیت زمین‌شناسی منطقه و روش مطالعه

کمربند زاگرس بلند از نظر توپوگرافی مرتفع‌ترین بخش کوهزاد زاگرس را تشکیل می‌دهد. مهمترین ویژگی این کمربند رخنمون توالی پالئوزوییک روی توالی مزوزوییک و سنوزوییک توسط گسل زاگرس بلند است (Berberian, 1995). کمربند زاگرس بلند در طول کوهزاد زاگرس پیوسته نبوده و از دو بخش منفصل در شمال باختر و جنوب خاور کمربند چین خورده رانده زاگرس تشکیل شده است (Tavakoli-shirazi et al., 2013) (شکل ۱- الف). کوه‌های فراقان در بخش جنوب خاوری کمربند زاگرس بلند قرار دارند. در شمال باختری کوه‌های فراقان کوه گهکم و در جنوب خاوری آن کوه خوش با هندسه مشابه کوه‌های فراقان قرار گرفته‌اند. حد جنوبی کوه‌های فراقان را گسل زاگرس بلند و حد شمالی آن را راندگی اصلی زاگرس تشکیل داده‌اند (شکل ۱- ب). این پژوهش نتیجه برداشت‌های ساختاری

دقیق در طول کوه‌های فراقان، مطالعات چینه‌شناسی- رسوب‌شناسی و رسم ۲ مقطع عرضی عمود بر کوه‌های فراقان است. مقاطع رسم شده با استفاده از نرم افزار اتوکد (Auto CAD Map 2015) بر پایه روش کینک (Suppe, 1985) ایجاد شده‌اند. همچنین با توجه به تصاویر ماهواره‌ای و نقشه‌های زمین‌شناسی و زمین‌شناسی ساختاری (در مقیاس‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰۰) موجود در منطقه، نقشه ساختاری جدیدی از کوه‌های فراقان ارائه شده است (شکل ۲).



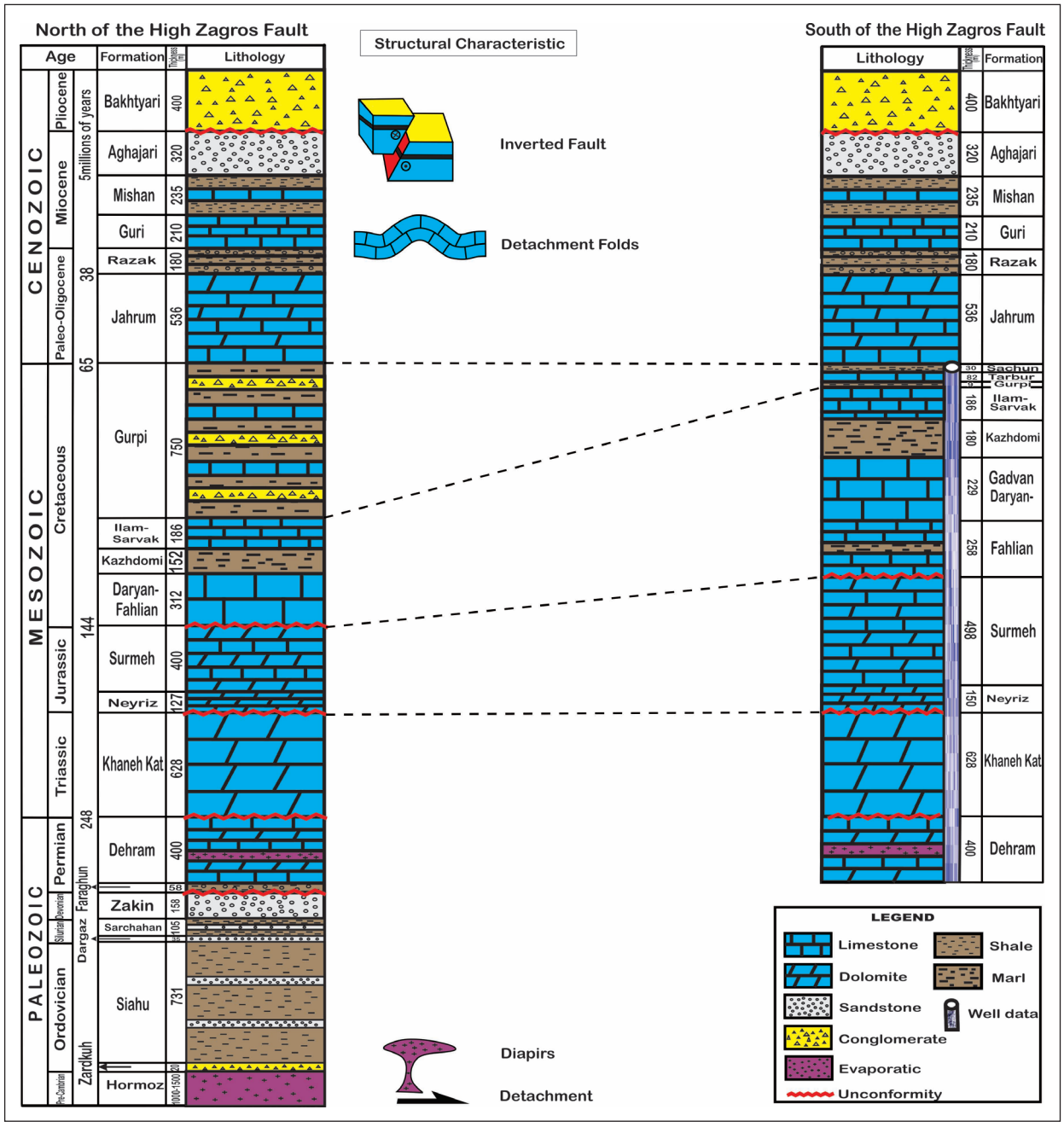
شکل ۱- الف) نقشه ساختاری بخش خاوری کوهزاد زاگرس. علایم اختصاری به کار رفته در نقشه شامل زون سنندج- سیرجان (SSZ)، کمربند زاگرس بلند (HZB)، زون خرد شده نیریز (NCZ)، زون خرد شده کرمانشاه (KCZ)، گسل زندان (ZF)، گسل کازرون (KzF)، گسل هندیجان- بهرگانسر (HBF)، گسل اصلی زاگرس (MZF)، حوضه پیش‌بوم (FB) و پیشانی دگرشکلی (DF) است؛ ب) نقشه زمین‌شناسی بخش جنوب خاوری زاگرس. مستطیل تیره رنگ موقعیت شکل ۲ را نشان می‌دهد.



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه که بخش‌های مختلف کوه‌های فراقان روی آن مشخص شده است.

۳- زمین‌ساخت چینه‌ای کوه‌های فراقان

کوه‌های فراقان دارای کامل‌ترین توالی رخنمون یافته چینه‌شناختی از اردوویسین پیشین تا عهد حاضر در کمربند چین‌خورده- رانده زاگرس هستند. در این مطالعه چینه‌شناسی این ناحیه در دو بخش شمال و جنوب گسل زاگرس بلند مورد بررسی قرار گرفته است (شکل ۳). سازندهای دوران سنوزوییک سطح تاقدیس‌ها و ناودیس‌های منطقه را تشکیل داده‌اند. سازندهای این دوران دارای تغییرات جانبی زیادی در منطقه هستند در حالی که تغییر ضخامت قابل توجهی در سازندهای این دوران در شمال و جنوب گسل زاگرس بلند مشاهده نشد. در دوران مزوزوییک سازند آهکی- مارنی گورپی به سن کرتاسه پسین دارای تغییرات ضخامت قابل توجهی در شمال و جنوب گسل زاگرس بلند است؛ به‌طوری که در شمال گسل زاگرس بلند، ضخامت این سازند به بیش از ۱۲۰۰ متر می‌رسد. این در حالی است که ضخامت این سازند در جنوب گسل زاگرس بلند کمتر از ۱۰ متر است. همچنین بخش‌های کنگلومرایی درون این سازند در شمال گسل زاگرس بلند مشاهده شد که این بخش تخریبی دارای تغییرات ضخامت جانبی قابل توجهی در طول گسل زاگرس بلند است. افزایش ضخامت سازند گورپی در شمال گسل زاگرس بلند نسبت به جنوب آن و حضور بخش‌های تخریبی درون این سازند در شمال گسل زاگرس بلند شاهدی بر وجود یک حوضه عمیق‌تر در کرتاسه پسین در فرادیواره گسل زاگرس بلند است. همچنین تغییر ضخامت این بخش تخریبی در طول گسل زاگرس بلند شاهدی بر ماهیت اولیه ناپیوسته این گسل و تشکیل ساختار پله‌شدگی (Relay ramp) در کرتاسه پسین در منطقه است. مرز بین دوره تریاس با ژوراسیک در کوه‌های فراقان به وسیله افق قرمز رنگ لاتریتی مشخص شده که نشان دهنده خروج از آب در پایان تریاس است. توالی پالئوزوییک شامل سازندهای زردکوه (اردوویسین پیشین)، سیاهو، درگز، سرچاهان، زاکین، فراقان و دالان (پرمین پسین) با هندسه کمانی شکل بین قطع مرکزی گسل زاگرس بلند با شیب به جنوب و گسل فراقان با شیب به شمال در مرکز کوه‌های فراقان رخنمون یافته‌اند (شکل ۳).



شکل ۳- ستون چینه‌شناسی رسم شده در دو بخش شمال و جنوب گسل زاگرس بلند در منطقه کوه‌های فراقان.

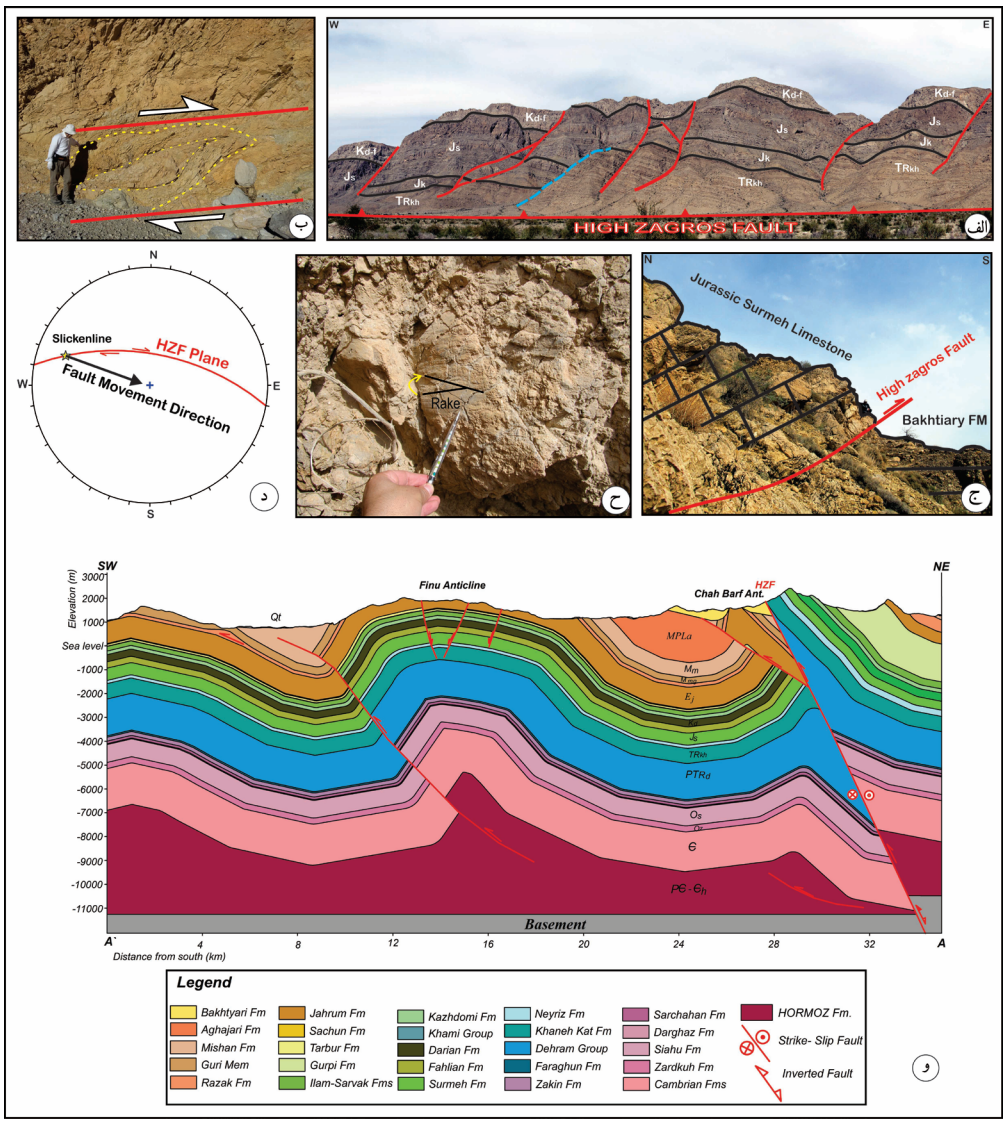
۴- هندسه ساختاری کوه‌های فراقان

کوه‌های فراقان متشکل از تاقدیس فراقان با روند محوری شمال باختری است که پهلوهای آن توسط گسل زاگرس بلند قطع و جابه‌جا شده است. به همین علت اثر سطح محوری این تاقدیس تا پیش از این شناسایی نشده بود. گسل زاگرس بلند گسلی پی‌سنگی با روند شمال باختری- جنوب خاوری و با شیب زیاد به سمت شمال خاور است که واحدهای مزوزوییک تا پالئوزوییک زیرین را تحت تأثیر قرار داده است. شواهد چینه- رسوب‌شناسی به همراه تصاویر ماهواره‌ای نشان داد که گسل زاگرس بلند در کوه‌های فراقان پیوسته نبوده و از سه قطعه در باختر، مرکز و خاور کوه‌های فراقان تشکیل شده است. قطعه مرکزی گسل زاگرس بلند با شیب به جنوب در بخش مرکزی کوه‌های فراقان قطعه باختری را به قطعه خاوری متصل می‌کند. برای درک بهتر ویژگی‌های هندسی و جنبشی منطقه، کوه‌های فراقان به سه بخش باختری، مرکزی و خاوری تقسیم و ساختارهای موجود در هر بخش به‌صورت جداگانه بررسی شده است (شکل ۲).

۴- ۱. هندسه ساختاری بخش باختری کوه‌های فراقان

در بخش باختری کوه‌های فراقان قطعه باختری گسل زاگرس بلند با شیب ۶۵ درجه در جهت شمال خاور حضور دارد. قطعه باختری گسل زاگرس بلند به سمت باختر در زیر واحدهای عهد حاضر مدفون و به سمت خاور در بخش مرکزی کوه‌های فراقان به قطعه مرکزی گسل زاگرس بلند متصل می‌شود. فرادیواره این گسل را در این بخش سازندهای دوران مزوزوییک تشکیل می‌دهند که این توالی خود توسط گسل‌های راستالغزی با روند شمالی- جنوبی جابه‌جا شده است و فرودیواره آن را واحدهای عهد حاضر تشکیل می‌دهند (شکل ۴- الف). حرکات راستالغز گسل زاگرس بلند در این بخش سبب تشکیل ساختار دوپشته (Duplex) در سازند خانه‌کت (تریاس) در فرادیواره گسل شده است (شکل ۴- ب). همچنین در پهلوی جنوبی تاقدیس شاهکوار گسل زاگرس بلند سبب قرارگیری سازند سورمه (ژوراسیک) روی سازند بختیاری (پلیوسن) شده است که شاهدی بر فعالیت گسل زاگرس بلند همزمان و یا پس از تشکیل سازند بختیاری است (شکل ۴- ج). تحلیل جنبشی قطعه باختری گسل زاگرس بلند با استفاده از خطوط لغزشی موجود در پهنه گسلی با زاویه افتادگی (Rake) ۲۰ درجه، سازوکار راستالغز راست‌گرد با مؤلفه معکوس نشان می‌دهد (شکل‌های ۴- ح و د).

- مقطع عرضی AA´: این مقطع به طول ۳۵ کیلومتر در بخش باختری کوه‌های فراقان و عمود بر گسل زاگرس بلند رسم شده است (شکل ۲). این مقطع نشان داد که قطعه باختری گسل زاگرس بلند پهلوی شمالی تاقدیس فراقان را در عمق جابه‌جا کرده و سبب رخنمون توالی مزوزوییک در سطح شده است.

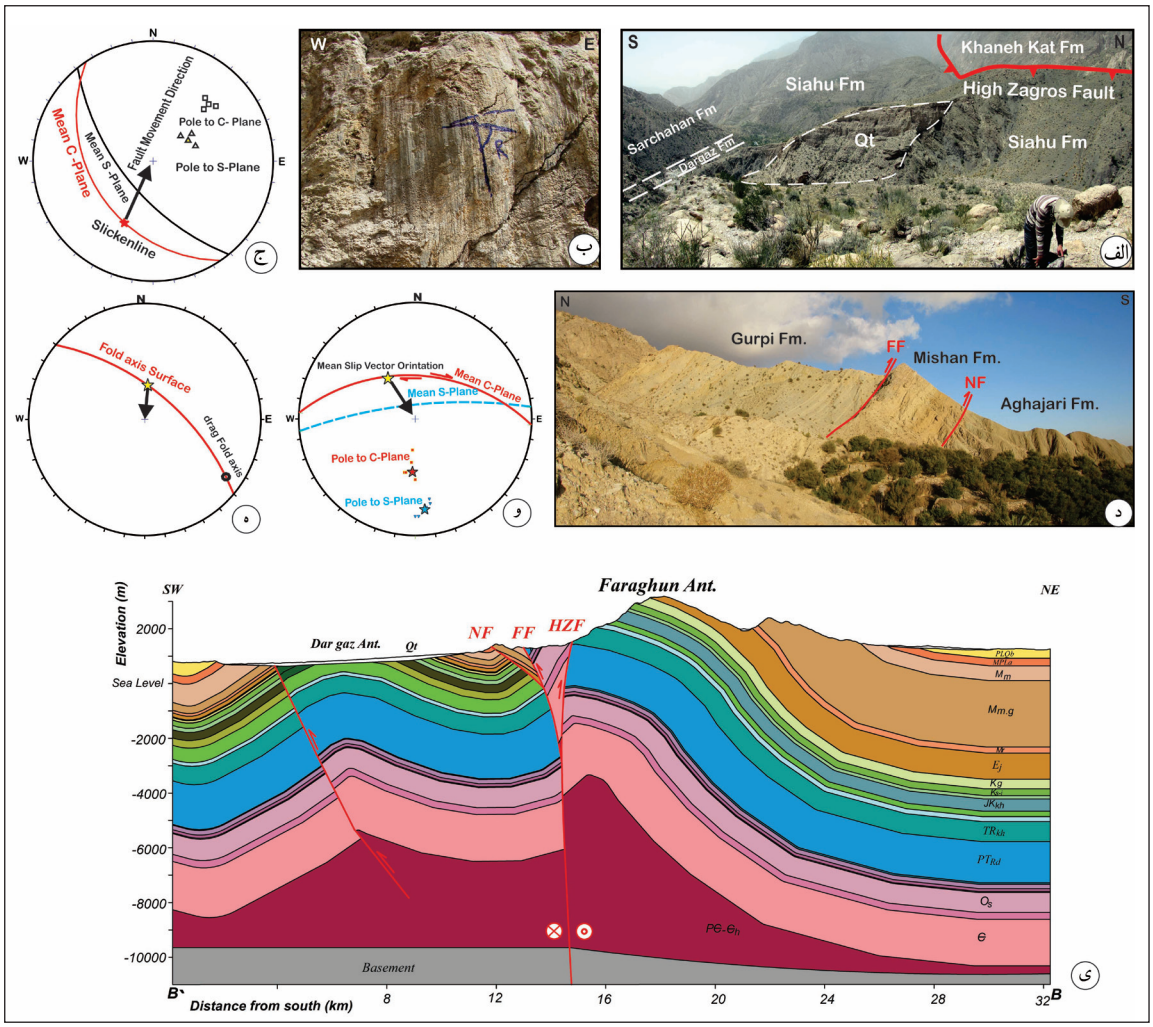


شکل ۴- قطعه باختری گسل زاگرس بلند؛ الف) توالی سازندهای مزوزوییک در فرادیواره گسل زاگرس بلند؛ ب) ساختار دوپشته ایجاد شده در واحدهای سنگی سازند خانه‌کت در فرادیوراه گسل زاگرس بلند؛ ج) رانده شدن سازند کربناتی سورمه روی کنگلومرای بختیاری توسط گسل زاگرس بلند در پهلوی جنوبی تاقدیس شاهکوار؛ ح) صفحه گسلی و خش‌لغز برداشت شده از سطح گسل؛ د) تصویر استریوگرافی از تحلیل جنبشی گسل با استفاده از خطوط لغزش. فلش خاکستری رنگ راستای حرکت فرادیواره را نشان می‌دهد؛ و) مقطع عرضی AA´ و تأثیر گسل زاگرس بلند در بخش باختری کوه‌های فراقان. موقعیت مقطع عرضی در نقشه زمین‌شناسی شکل ۲ ارائه شده است.

جدایش چینه‌ای محاسبه شده از روی این مقطع عرضی برای گسل زاگرس بلند حدود ۴۰۰۰ متر برآورد شده است. همچنین ادامه گسل فراقان به سمت باختر در زیر سازند بختیاری مدفون شده و در عمق دماغه باختری تاقدیس فراقان را قطع و سبب رخنمون آن به عنوان تاقدیس چاه برف در سطح شده است. تاقدیس فینو هم به عنوان یک چین جدایشی روی افق جدایشی هرمز با طول محوری ۲۸ کیلومتر در جنوب کوه‌های فراقان تشکیل شده است. در قله این تاقدیس، ساختار فروافتاده (Graben structure) متشکل از دو گسل نرمال با شیب به جنوب و یک گسل نرمال با شیب به شمال تشکیل شده است. در پهلوی جنوبی این تاقدیس گسل راندگی با شیب به شمال رسم شده است که در این سبک چین‌خوردگی‌ها ایجاد می‌شود. این گسل از سری هرمز منشا گرفته است و در مارن‌های سازند میشان جابه‌جایی آن پایان می‌یابد (شکل ۴- و).

۴- ۲. هندسه ساختاری بخش مرکزی کوه‌های فراقان

هسته تاقدیس فراقان با روند شمال باختری- جنوب خاوری در بخش مرکزی کوه‌های فراقان شامل توالی کاملی از سازندهای دوران پالئوزوییک بین قطعه مرکزی گسل زاگرس بلند با شیب به جنوب و گسل فراقان با شیب به شمال رخنمون یافته است. جهت شیب گسل زاگرس بلند در عبور از بخش باختری به بخش میانی کوه‌های فراقان به‌دلیل اعوجاج سطح گسل از شمال به جنوب تغییر کرده است. قطعه مرکزی گسل زاگرس بلند در بخش مرکزی کوه‌های فراقان با شیب ۷۰ درجه به سمت جنوب باختر و طول ۱۲ کیلومتر قرار دارد. فرادیواره این گسل را سازندهای زرد کوه و سیاهو (اردوویسین پیشین) و فرودیواره آن را سازند خانه‌کت (تریاس پیشین) تشکیل داده است (شکل ۵- الف). با اینکه سازند سیاهو روی خانه‌کت رانده شده ولی با توجه به سنگ‌شناسی مقاوم‌تر سازند خانه‌کت نسبت به سازند سیاهو، پس از فرسایش سازند خانه‌کت مرتفع‌تر دیده می‌شود. تحلیل جنبشی خطوط لغزشی سطح گسل با زاویه افتادگی ۷۵ درجه و ساختار C-S تشکیل شده در پهنه آن نشان‌دهنده سازوکار معکوس با مؤلفه راستالغز راست‌گرد است (شکل‌های ۵- ب و ج). در جنوب قطعه مرکزی گسل زاگرس بلند دو گسل فراقان و نارنگان به‌صورت شاخه (Splay) از گسل زاگرس بلند جدا شده و تا خاور کوه‌های فراقان امتداد یافته‌اند. گسل فراقان با یک روند سینوسی پهلوی جنوبی تاقدیس فراقان را قطع و جابه‌جا کرده است. فرادیواره این گسل را سازندهای دوران مزوزوییک و فرودیواره آن را سازندهای سنوزوییک پسین تشکیل می‌دهند (شکل ۵- د). تحلیل جنبشی گسل فراقان با استفاده از ساختار S-C سازوکار معکوس با مؤلفه راستالغز راست‌گرد را برای این گسل نشان می‌دهند (شکل ۵- و). گسل نارنگان با شیب ۵۵ درجه به سمت شمال و طول ۲۸ کیلومتر در شمال گنبد نمکی فینو از گسل فراقان منشعب شده و به موازات گسل فراقان تا بخش‌های خاوری کوه‌های فراقان امتداد یافته است (شکل ۲). فرادیواره این گسل را بخش گوری و فرودیواره آن را سازند آغاجاری تشکیل داده است (شکل ۵- د).



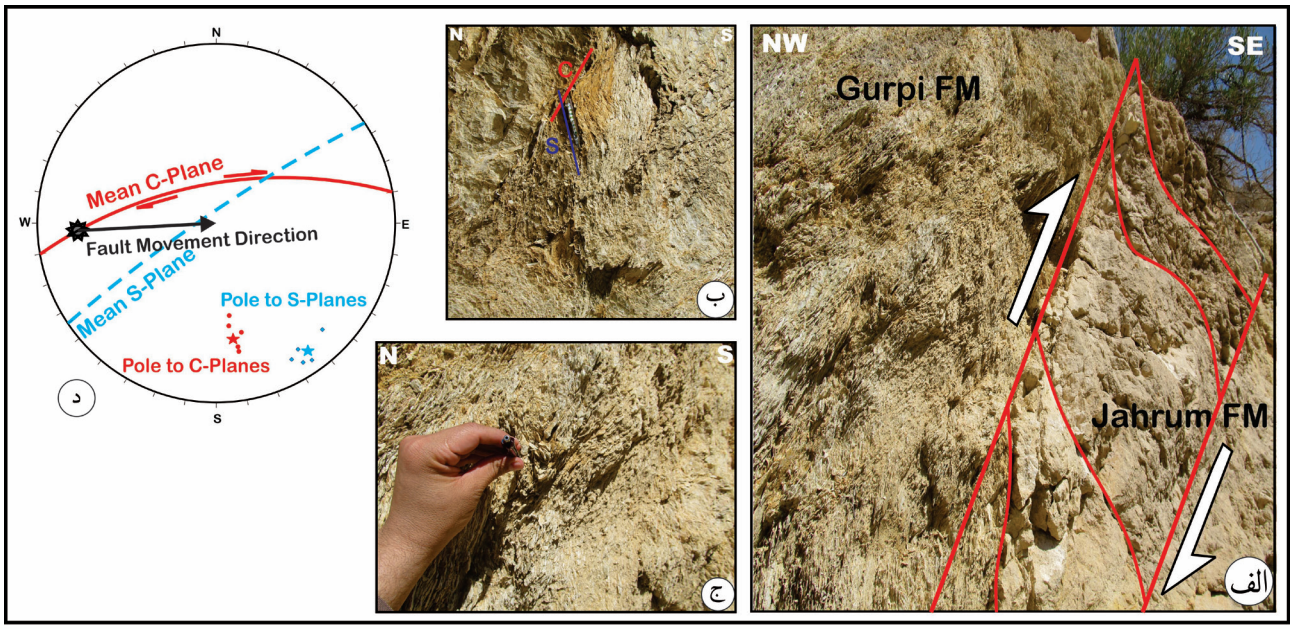
شکل ۵- الف) قطعه مرکزی گسل زاگرس بلند؛ ب) صفحه گسلی و خش‌لغز برداشت شده از سطح گسل؛ ج) تصویر استریوگرافی از تحلیل جنبشی گسل زاگرس بلند با استفاده از برگوارگی از نوع S-C؛ د) گسل فراقان به همراه گسل نارنگان در بخش مرکزی کوه‌های فراقان؛ و) تصویر استریوگرافی از تحلیل جنبشی گسل فراقان با استفاده از برگوارگی C-S؛ ه) تصویر استریوگرافی از تحلیل جنبشی گسل نارنگان با استفاده از ریزچین‌ها؛ ی) مقطع عرضی ´BB در بخش مرکزی کوه‌های فراقان که در آن ارتباط بین گسل‌های زاگرس بلند (HZF)، فراقان (FF) و نارنگان (NF) نشان داده شده است. موقعیت مقطع عرضی در نقشه زمین‌شناسی شکل ۲ ارائه شده است.

تحلیل جنبشی گسل نارنگان با استفاده از ریزچین‌های برداشت شده از پهنه گسل نشان‌دهنده سازوکار معکوس با مؤلفه راستالغز راست‌گرد است (شکل ۵- ه). تاقدیس فراقان با طول محوری حدود ۴۰ کیلومتر در شمال خاوری تاقدیس فینو قرار دارد. روند محوری تاقدیس در بخش باختری کوه‌های فراقان شمال باختر- جنوب خاوری و در بخش مرکزی و خاوری، خاوری- باختری است. محور این تاقدیس در سازند خانه‌کت در بخش مرکزی کوه‌های فراقان شناسایی شده است. نسبت ظاهری این چین بیشتر از ۱۰ و نمایه تقارن آن کمتر از ۰/۸۵ است. با توجه به این ویژگی‌های هندسی و هندسه چین در مقطع عرضی رسم شده، تاقدیس فراقان از نوع چین‌های جدایشی است که روی افق جدایشی هرمز شکل گرفته است.

- مقطع عرضی ´BB: این مقطع با طول ۳۲ کیلومتر و روند شمال خاور- جنوب باختر عمود بر تاقدیس فراقان رسم شده است (شکل ۲). در این مقطع ویژگی‌های هندسی تاقدیس فراقان و ارتباط بین قطعه مرکزی گسل زاگرس بلند، گسل فراقان و گسل نارنگان به خوبی نمایش داده شده است. همانطور که در مقطع نشان داده شده است تاقدیس فراقان به عنوان یک چین جدایشی روی افق جدایشی هرمز شکل گرفته و قطعه مرکزی گسل زاگرس بلند به همراه گسل فراقان سبب رخنمون سازندهای پالئوزوییک تشکیل دهنده پهلوی جنوبی تاقدیس فراقان در سطح شده‌اند. گسل فراقان و گسل نارنگان در عمق به گسل زاگرس بلند متصل می‌شوند. جدایش چینه‌ای محاسبه شده از روی این مقطع عرضی برای گسل زاگرس بلند بیش از ۵۰۰۰ متر، برای گسل فراقان ۲۵۰۰ متر و برای گسل نارنگان ۳۰۰ متر برآورد شده است. تاقدیس درگز نیز در جنوب تاقدیس فراقان، به عنوان یک چین جدایشی روی افق جدایشی هرمز تشکیل شده است (شکل ۵- ی).

۴- ۳. هندسه ساختاری بخش خاوری کوه‌های فراقان

در این بخش قطعه خاوری گسل زاگرس بلند با روند خاوری- باختری و شیب ۷۰ درجه به سمت شمال قرار دارد. این گسل به سمت باختر به قطعه مرکزی گسل زاگرس بلند متصل و به سمت خاور به تدریج از جابه‌جایی آن کاسته می‌شود. فرادیواره قطعه خاوری گسل زاگرس بلند را سازند گورپی و فرودیواره آن را سازند جهرم تشکیل داده است. حرکات راستالغز گسل زاگرس بلند در این بخش سبب تشکیل ساختار دوپشته در سازند جهرم در فرودیواره گسل شده است (شکل ۶- الف). همچنین در پهنه گسلی آن برگوارگی شاخصی از نوع S-C (شکل ۶- ب) و ریزچین‌خوردگی ایجاد شده است (شکل ۶- ج)، تحلیل جنبشی این نشانگرها نشان‌دهنده سازکار راستالغز راست‌گرد با مؤلفه معکوس برای قطعه خاوری گسل زاگرس بلند است (شکل ۶- د). در جنوب این گسل، ادامه گسل فراقان به همراه گسل نارنگان با هندسه و سازوکار مشابه بخش مرکزی در بخش خاوری کوه‌های فراقان سبب جابه‌جایی در سازندهای دوران سنوزوییک شده است.

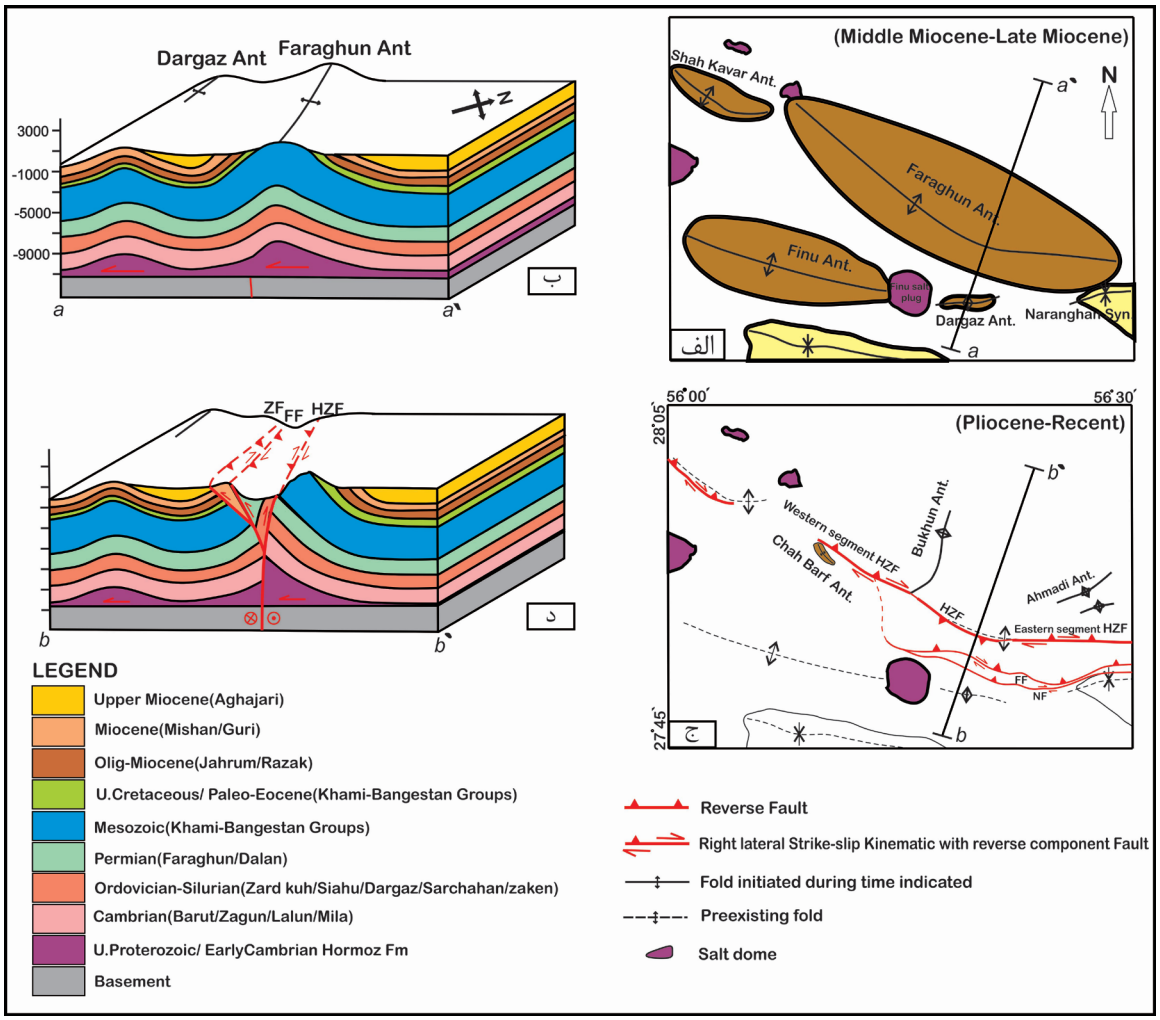


شکل ۶- الف) قطعه خاوری گسل زاگرس بلند در بخش خاوری کوه‌های فراقان و تشکیل ساختار دوپشته در سازند جهرم؛ ب) تشکیل ساختار C-S در پهنه قطعه خاوری گسل زاگرس بلند؛ ج) تشکیل ریزچین‌های کشیدگی در سازند گورپی، پهنه گسل زاگرس بلند؛ د) تصویر استریوگرافی از تحلیل جنبشی قطعه خاوری گسل زاگرس بلند با استفاده از برگوارگی C-S.

۵- تکامل ساختاری کوه‌های فراقان

در این پژوهش الگوی تکامل زمانی- مکانی ساختارهای کوه‌های فراقان از کرتاسه پسین تا عهد حاضر بحث شده است. همان‌طور که در ستون چینه‌شناسی نشان داده شد؛ سازند گورپی (کرتاسه پسین) تغییرات ضخامت قابل توجهی در شمال و جنوب گسل زاگرس بلند دارد (شکل ۳). این تغییر ضخامت قابل توجه و حضور بخش‌های ضخیم کنگلومرایی در سازند گورپی و در فرادیواره گسل زاگرس بلند نشان‌دهنده یک محیط پر انرژی و فروافتاده در بلوک شمالی گسل زاگرس بلند در زمان کرتاسه پسین است. همچنین این بخش کنگلومرایی تغییرات ضخامت جانبی قابل توجهی در طول فرادیواره گسل زاگرس بلند دارد. با توجه به پیوسته نبودن گسل زاگرس بلند در کوه‌های فراقان و تشکیل آن از سه قطعه مجزا، کاهش ضخامت سازند گورپی در پایانه هر قطعه گسل شاهدی بر تشکیل ساختار پله‌شدگی ساده در زمان کرتاسه پسین و ماهیت اولیه ناپیوسته این گسل است. توالی چینه‌شناسی سازندهای دوره کرتاسه پسین تا میوسن پسین بدون دگرشکلی در کوه‌های فراقان رسوب‌گذاری کرده‌اند. این توالی پیوسته نشان‌دهنده عدم تأثیر فازهای تکتونیکی بر واحدهای پوشش در این بازه زمانی است. Hessami et al. (2001) با توجه به شواهد دگرشیبی آغاز گامه فشارشی در زاگرس را ائوسن- الیگوسن می‌دانند. در حالی که Molinaro et al. (2005) با توجه به نرخ کوتاه‌شدگی محاسبه شده بر اساس بازسازی برش رسم کرده در بخش خاوری کوهزاد زاگرس و عطاپورفرد و همکاران (۱۳۹۵) بر اساس داده‌های زمان‌دماسنجی در کوه‌های فراقان آغاز دگرشکلی در کمربند زاگرس بلند را میوسن

میانی- میوسن پسین می‌دانند. پیوسته بودن توالی چینه‌شناسی تا میوسن پسین و قرارگیری سازند بختیاری به صورت افقی روی توالی چین خورده سنوزوییک آغاز دگرشکلی در میوسن میانی- میوسن پسین را تأیید می‌کند. حضور سری هرمز به عنوان یک سطح جدایشی بین توالی رسوبی و پی‌سنگ، عامل مهمی در دگرشکلی ساختارها در این مرحله است (شکل‌های ۷- الف و ب). به اعتقاد عطاپورفرد و همکاران (۱۳۹۵) از آنجا که هندسه تاقدیس فراقان منطبق با چین‌های جدایشی باز است؛ می‌توان انتظار ضخیم‌شدگی سازند گورپی را در پهلوی پیشانی چین داشت. اما پهلوی پیشانی دچار نازک‌شدگی قابل توجهی شده است؛ لذا نازک‌شدگی مذکور را ناشی از فعال شدن قطعات پی‌سنگی گسل زاگرس بلند می‌دانند. همچنین در مدل ایشان تاقدیس فراقان از نوع چین‌های مرتبط با گسل‌های پی سنگی تفسیر شده و فاز ستبر پوسته مقدم بر فاز نازک نشان داده شده است. در حالی که شواهد این مطالعه و تغییرات ضخامت‌های مشاهده شده در دو طرف گسل زاگرس بلند نشان‌دهنده کاهش ضخامت سازند گورپی در فرودیواره گسل زاگرس بلند در زمان رسوب‌گذاری این سازند بوده است. در حالی که اگر فرایند چین‌خوردگی کنترل کننده تغییرات ضخامت رسوبات سازند گورپی باشد، تغییرات ضخامت می‌بایست کاملاً متفاوت با هندسه مشاهده شده کنونی باشد. همچنین شواهد ساختاری و چینه‌شناسی نشان می‌دهد که فعال شدن گسل زاگرس بلند پس از چین‌خوردگی اتفاق افتاده است و نقشی در فرایند چین‌خوردگی ندارد. سامانه ترافشارشی- راستالغز راست‌گرد در بازه زمانی پلیوسن تا عهد حاضر، گستره را تحت تأثیر قرار داده ولی در زاگرس از حدود ۳ تا ۵ میلیون سال پیش شروع شده است (Talebian and Jackson, 2002). قرارگیری سازندهای دوران مزوزوییک روی کنگلومرای بختیاری به سن پلیوسن توسط گسل زاگرس بلند در بخش باختری کوه‌های فراقان نیز شاهدی بر فعالیت این گسل بعد و یا همزمان با رسوب‌گذاری این سازند در این منطقه است (شکل ۴- ج). در منطقه مورد مطاله این سامانه سبب فعالیت دوباره گسل‌های پی‌سنگی با سازوکار مورب‌لغز شده است. برخلاف Tavakoli-shirazi et al. (2013) که افق‌های جدایشی پالئوزوییک زیرین (سازندهای سیاهو و سرچاهان) را عامل انتقال دگریختی از عمق به سطح می‌دانند؛ به نظر می‌رسد که به دلیل ضخامت زیاد سری هرمز در هسته تاقدیس فراقان، این افق به عنوان تنها افق جدایشی پالئوزوییک در منطقه فعال بوده است. در بخش مرکزی کوه‌های فراقان، حرکات مورب‌لغز گسل زاگرس بلند سبب تشکیل سامانه گل‌سرخی مثبت شده است؛ تحت تأثیر این سامانه گسل‌های فراقان و نارنگان تشکیل شده‌اند و این سامانه سبب رخنمون هسته تاقدیس فراقان شامل واحدهای پالئوزوییک زیرین تا مزوزوییک با هندسه کمانی شکل شده است. کوتاه‌شدگی حاصل از این حرکات راستالغز در پایانه خاوری قطعه باختری گسل زاگرس بلند صرف تشکیل تاقدیس بوخون با روند شمال خاوری در این مرحله شده است (شکل‌های ۷- ج و د).



شکل ۷- مدل تکامل ساختاری کوه‌های فراقان در بازه زمانی میوسن میانی تا عهد حاضر؛ الف) شکل‌گیری ساختمان‌های بزرگ منطقه؛ ب) تشکیل تاقدیس فراقان و تاقدیس درگز با هندسه چین‌های جدایشی در عمق؛ ج) حاکم شدن زمین‌ساخت ترافشارش راست‌گرد در پلیوسن و شکل‌گیری و رخنمون در سطح ساختمان‌های اصلی منطقه شامل قطعات مختلف گسل زاگرس بلند، گسل فراقان، گسل نارنگان و تشکیل تاقدیس‌های با روند شمالی خاوری- جنوب باختری در منطقه؛ د) رخنمون سازندهای پالئوزوییک زیرین در سطح توسط قطعه مرکزی گسل زاگرس (HZF) بلند و ارتباط آن با گسل‌های فراقان (FF) و نارنگان (NF) در عمق.

۶- نتیجه‌گیری

مطالعات صحرایی همراه با رسم برش های عرضی ساختاری در کوه‌های فراقان نشان داد که گسل زاگرس بلند در این منطقه از سه قطعه مجزا با ویژگی‌های هندسی و جنبشی متفاوت تشکیل شده است. در قطعه خاوری و باختری گسل زاگرس بلند حرکت امتدادلغز راست‌گرد بر حرکت شیب لغز معکوس غلبه دارد و در قطعه میانی گسل زاگرس بلند که در محل خمش کوهستان و محل برخورد با صفحه عربی است؛ حرکت شیب لغز غالب بوده و لذا بیشترین جابه‌جایی شیبی روی داده است و قدیمی‌ترین سازندها در این قسمت برونزد پیدا کرده‌اند. گسل زاگرس بلند پس از عبور از بخش باختری کوه‌های فراقان در بخش مرکزی شیب آن از شمال خاور به جنوب باختر تغییر کرده و دوباره در بخش خاوری کوه‌های فراقان جهت شیب آن به سمت شمال شده است. تغییر جهت شیب گسل زاگرس بلند می‌تواند در بخش مرکزی کوه‌های فراقان به‌دلیل شیب زیاد، اعوجاج در سطح گسل و همچنین افزایش ضخامت افق‌های جدایشی در هسته تاقدیس فراقان باشد. تکامل ساختارها در کوه‌های فراقان را می‌توان در دو مرحله ارزیابی کرد؛ فاز نازک پوسته در میوسن میانی- میوسن پسین که شامل تشکیل چین‌هایی از نوع جدایشی است. تاقدیس فراقان در این مرحله روی افق جدایشی هرمز تشکیل شده است. در ادامه تحت تأثیر فاز ستبر پوسته در پلیوسن، گسل پی‌سنگی زاگرس بلند تحت تأثیر زمین‌ساخت ترافشارشی راست‌گرد فعال شده و در بخش مرکزی کوه‌های فراقان سبب تشکیل سامانه گل‌سرخی مثبت و رخنمون هسته تاقدیس فراقان در سطح شده است. گسل‌های فراقان و نارنگان نیز بخشی از سامانه گلسرخی هستند که به‌صورت شاخه (Splay) از گسل زاگرس بلند جدا شده‌اند.

کتابنگاری

عطاپورفرد، ع.، یساقی، ع.، رضائیان، م. و زاتین، م.، ۱۳۹۵- دگرشکلی جوان ستبر پوسته و نازک پوسته زاگرس شرقی (کمان فارس)، مجله زمین شناسی کاربردی پیشرفته، شماره ۲۱، صص. ۵۶ تا۷۳.

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.

Alavi, M., 1994- Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. Tectonophysics, v. 229, p.211-238.

Asghari, A., 2014- Sedimentary environment, sequence stratigraphy and paleogeography of Paleozoic Pre-Khuff succession in southern Iran (Zagros and Persian Gulf) (Doctoral dissertation, Université de Bourgogne), p. 229.

Berberian, M., 1995- Master "blind" thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. Tectonophysics, v. 241, p.193-224.

Frizon de lamotte, D., Raulin, C., Moochot, N., Wrobel-Daveau, J. C., Blanpied, C. and Ringenbach, J. C., 2011- The southernmost margin of the tethys realm during the Mesozoic and Cenozoic. Tectonics, v. 30, p. 30-52.

Ghavidel Syooki, M. and Khosravi, M. A., 1995- Study of the Lower Paleozoic sediments in Tang-e-Zakeen at Kuh-e-Faraghan and introducing Seyahou and Sarchahan Formations in Zagros Basin. Iranian Journal of earth sciences, v. 14,p. 2-21.

Ghavidel Syooki, M. and Vecoli, M., 2008- Palynostratigraphy of Middle Cambrian to lower most Ordovician stratal sequences in the High Zagros Mountains. Southern Iran: Regional stratigraphic implications, and palaeobiogeographic significance. Review of Palaeobotany and Palynology, v. 150,p. 97-114.

Ghavidel Syooki, M., 1994- Biostratigraphy of Ordovician sediments and Faraghan Formation in Kuh Siah well No.1. National Iranian Oil Company, Geological Report, v. 445 ,p. 23.

Ghavidel Syooki, M., 2003- Palynostratigraphy of Devonian sediments in the Zagros Basin, southern Iran. Review of Paleobotany and Palynology, v. 127 , p. 241-268.

Ghavidel Syooki, M., Alvaro, J., Popov, L., Ghobadi Pour, M., Ehsani, M. H. and Suyarkova, A., 2011- Stratigraphy evidence for the Hirnantian (Latest Ordovician) glaciation in the Zagros Mountains, Iran. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 307, p. 1-16.

Ghavidel Syooki, M., Popov, L. E., Alvaro, J. J., Ghobadi Pour, M., Tolmacheva, T. E. and Ehsani, M. H., 2014- Dapingian-lower Darriwilian (Ordovician) stratigraphic gap in the Faraghan Mountains, Zagros Ranges, south-eastern Iran. Bulletin of Geosciences, v. 89, Issue 4, p. 679-706.

Ghobadi Pour, M., Ghavidel Syooki, M., Alvaro, J. J., Popov L. E. and Ehsani, M. H., 2015- First reported Late Ordovician trilobites from the High Zagros Ranges, Iran: A biogeographic link between Gondwanan Chinese and Mediterranean faunas.Geobio, v.718, p.1-19.

Haynes, S. J. and McQuillan, H., 1974- Evolution of the Zagros suture zone, southern Iran. Geological Society of America Bulletin, v. 85(5), p.739-744.

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.

Mohajjel, M., Fergusson, C. L. and Sahandi, M. R., 2003- Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan Zone, western Iran. Journal of Asian Earth Sciences.v. 21, p. 397-412.

Molinaro, M., Leturmy, P., Guezou, J. C., Frizon de Lamotte, D. and Eshraghi, S. A., 2005- The structure and kinematics of the southeastern Zagros fold thrust belt, Iran: From thin skinned to thick skinned tectonics. Tectonics, v. 24(3), p. 1-19.

Mouthereau, F., Lacombe, O. and Vergés, J., 2012- Building the Zagros collisional orogen: timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence. Tectonophysics, v. 532, p. 27-60.

Ricou, L. J. and Brunn, J. H., 1977- L'évolution géologique de la région de Neyriz. Thése, Université Paris-Sud, Orsay, p. 342.

Suppe, J., 1985- Principles of structural geology. New York: Prentice-Hall, v. 537.

Talebian, M. and Jackson, J., 2002- Offset on the Main Recent Fault of NW Iran and implications for the late Cenozoic tectonics of the Arabia–Eurasia collision zone. Geophysical Journal International, v. 150, p. 422–439.

Tavakoli-shirazi, S., Frizon de lamotte, D., Wrobel-Daveu, J. C. and Ringenbach, J. C., 2013- Structural style and kinematic evolution of the high zagros,iran. Journal of petroleum geology, v. 36, p. 309-334

Verrall, P., 1978- The Geology Of The Bandarabbas Hinterland. South Fars. Report-NO:1286.

Structural evolution of High Zagros fault in Faraghun Mountains, Evidence for right lateral transpression in SE Zagros

M. Ershadinia[1], S. Madanipour[2*] and A. Yassaghi[3]

[1]M.Sc., Department of Geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

[2]Assistant Professor, Department of Geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

[3]Associate Professor, Department of Geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

Received: 2017 April 23 Accepted: 2017 August 20

Abstract

The Faraghun Mountains are located in the southeastern part of the Zagros orogen. Early Ordovician- Permian rock units are deepest stratigraphic units exposed in the central part of the Faraghun Mountains. High Zagros Fault (HZF) is the main structural feature bordering the southern flank of these mountains. Here we combine detailed mapping, field-based structural kinematic analysis and cross-sections to reconstruct the structural evolution of the Faraghun Mountains. Our new structural and stratigraphic analysis document three kinematically and geometrically different western, central and eastern segments for the HZF in the Faraghun Mountains. Both the eastern and western segments of the HZF dip to the north and are connected by the central segment that which is dippingto the south. Late Paleozoic successions have been exposed in the hangingwall of the Central High Zagros Fault segment in a pop-up geometry, and the Faraghun and Narangan faults have been formed in its footwall. Structural data indicates a right-lateral strike-slip mechanism with reverse component for the western and eastern segments, and reverse with right-lateral strike-slip component for the central segmenst of the HZF. Stratigraphic records document prominent variation in the late Cretaceous sequences including Gurpi Formation in the hangingwall and footwall of the HZF in the Faraghun Mountains. Greater thickness and basal conglomeratic nature of Gurpi Formation in the hangingwall of the HZF with respect to its footwall might reflect normal kinematics of the HZF and a high-energy depositional environment in its hangingwall during the deposition of the Gurpi Formation. All the stratigraphic and structural evidence represent post late Cretaceous compression accompanied by late Cenozoic right-lateral transpression in the Faraghun Mountains of SE Zagros.

Keywords: Faraghun Mountains, High Zagros Fault, Right lateral transpression

For Persian Version see pages 37 to 44

*Corresponding author: S. Madanipour; E-mail: madanipour.saeed@modares.ac.ir