

هندسه و جنبش‌شناسی گسل عطاری در جنوب خاور البرز مرکزی

امیر نعیمی^۱، محمدرضا قاسمی^۲، محمدرضا شیخ‌الاسلامی^۲ و ابوالفضل حاجی‌حسینی^۲

^۱ کارشناسی ارشد، گروه زمین‌ساخت، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

^۲ دانشیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

^۳ کارشناسی، گروه چینه‌شناسی، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۰۵/۰۷ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۱۰/۱۸

چکیده

گسل عطاری گسلی مورب‌لغز است که طول نقشه‌برداری شده آن در حدود ۲۰ کیلومتر و ادامه شمال خاوری و جنوب باختری آن پوشیده است. با این حال در شمال کویر چاه جام گسلی شکل گرفته است که می‌توان آن را ادامه شمال خاوری گسل عطاری دانست. بررسی تصاویر ماهواره‌ای نشان می‌دهد که سامانه گسلی میامی به طرف جنوب باختر تا شمال کویر چاه جام تداوم دارد. بنابراین می‌توان پیشنهاد کرد که این سامانه در شمال کویر چاه جام به گسل عطاری می‌پیوندد و با احتساب قسمت‌هایی از گسل که پوشیده ترسیم شده‌اند؛ درازای گسل عطاری به حدود ۱۲۷ کیلومتر می‌رسد. در شمال باختر گسل عطاری هم گسل پیغمبران وجود دارد که بیشینه جابه‌جایی روی آن تا حدود ۴ کیلومتر گزارش شده است. گسل پیغمبران به طرف باختر به گسل سمنان متصل می‌شود. از این رو با وجود اینکه گسل عطاری جابه‌جایی زیادی نداشته و به‌طور عمده سنگ‌های آتشفشانی اتوسن را بریده است؛ لیکن از پیوند این گسل با گسل‌های پیغمبران، سمنان و سامانه گسلی میامی یک سامانه گسلی بزرگ‌تر شکل می‌گیرد که می‌توانسته است به عنوان مرز بین ایران مرکزی و البرز عمل کند. همچنین با توجه به این که گسل عطاری در جنوب خاوری البرز مرکزی و با شیب زیاد (60° – 75°) رو به جنوب- جنوب خاور قرار گرفته است؛ به نظر می‌رسد که گل‌ساخت مثبت که عموماً یک چهارچوب کلی برای البرز مرکزی در نظر گرفته می‌شود؛ در این قسمت از البرز شکل نگرفته است. مطالعات همچنین نشان می‌دهند که یک جنبش چپ‌بُر به دنبال حرکت رو به باختر کاسپین جنوبی در سنوزوییک پسین روی گسل عطاری پدیدار شده است.

کلیدواژه‌ها: جنوب خاور البرز مرکزی، گسل عطاری، مرز ایران مرکزی و البرز، تغییر جنبشی در سنوزوییک.

*نویسنده مسئول: امیر نعیمی

E-mail: naeimi60@gmail.com

۱- پیش‌نوشتار

گسل عطاری از حدود ۲۵ کیلومتری خاور سمنان (جنوب جاده تهران- مشهد) آغاز می‌شود و به سمت خاور تا حوالی روستای قوشه در باختر کویر چاه جام (کویر علیقلی) ادامه دارد و به سبب عبور از جنوب آبادی عطاری به این نام معرفی شده است (Alavi-Naini, 1972؛ علوی نائینی، ۱۳۷۶). به باور Alavi-Naini (1972) گسل عطاری ضمن بریدن پهنه جام- آبخوری، نوعی گسل بنیادی است که از زمان کامبرین پسین تا کرتاسه پسین بر حوضه‌های رسوبی دو سوی خود تأثیرگذار بوده و جداکننده دو پهنه رسوبی- ساختمانی البرز و ایران مرکزی است.

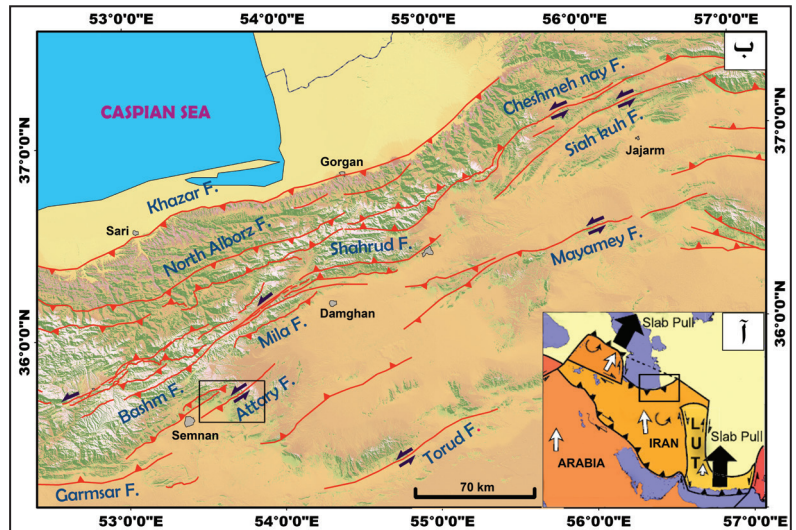
درباره هندسه گسل عطاری بین پژوهشگران اتفاق نظر وجود ندارد. در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ جام (علوی نائینی، ۱۳۷۶) گسل عطاری تا خارج از نقشه ادامه یافته است و از گوشه شمال باختری نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ معبد (اقلمی، ۱۳۷۹) عبور می‌کند. اما در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دامغان (Alavi and Salehi Rad, 1975) ادامه شمال خاوری گسل نقشه‌برداری نشده و گسلی که به نام عطاری به گسل دامغان متصل شده است، ارتباطی با روند اثر بخش‌های میانی و باختری گسل عطاری ندارد. ارتباط این گسل با دیگر گسل‌های البرز هم نکته بحث‌برانگیزی است. به عنوان مثال خادمی (۱۳۷۶) بر این باور است که گسل عطاری گسلی پویاست که سرگذشت دینامیکی مشابهی با گسل دامغان دارد و نمی‌توان حرکت و فعالیت این دو گسل را مستقل از یکدیگر دانست. بنا بر نظر آراین (۱۳۸۴) نیز می‌توان گسل‌های دامغان و عطاری را به‌صورت دو بخش تشکیل‌دهنده یک سامانه گسلی بزرگ‌تر با عنوان «سامانه گسلی دامغان- عطاری» در نظر گرفت که در واقع بخشی از مرز البرز- ایران مرکزی است و در اثر عملکرد آن بخش شمالی حوضه ایران مرکزی بر روی حاشیه جنوبی البرز رانده شده است. درباره سازوکار دقیق گسل هم اتفاق نظر چندانی وجود ندارد. علوی نائینی (۱۳۷۶) گسل عطاری را یک گسل معکوس راست‌بُرمی‌داند. با این حال آراین و پور کرمانی (۱۳۸۳) معتقدند که گسل عطاری بخشی از یک سامانه گسلی چپ‌بُر است. با توجه به مطالعات پیشین، واکاوی وضعیت هندسی و جنبشی این گسل یک ضرورت

به شمار می‌رفت. از سوی دیگر گسل عطاری دارای فعالیت لرزه‌ای است. (Ashtari Jafari (2007) گسل عطاری را به سوی باختر ادامه داده و یک سازوکار راستالغز چپ‌بُر به آن منتسب کرده است. بر اساس نقشه‌های ریزلرزه‌خیزی Nemati et al. (2011) نیز کانون چند زمین‌لرزه در محدوده گسل عطاری واقع می‌شود. بنابراین از آنجا که گسل عطاری فاصله کمی با مراکز جمعیتی و صنعتی در استان سمنان دارد، مطالعه این گسل از اهمیت زیادی برخوردار است. در این پژوهش تلاش شده است هندسه و جنبش‌شناسی گسل عطاری به‌طور دقیق بررسی شود و نقش عمومی گسل در این بخش از البرز و نقش آن به عنوان مرز احتمالی بین دو حوضه زمین‌ساختی البرز و ایران مرکزی مورد واکاوی قرار گیرد.

۲- جایگاه زمین‌ساختی

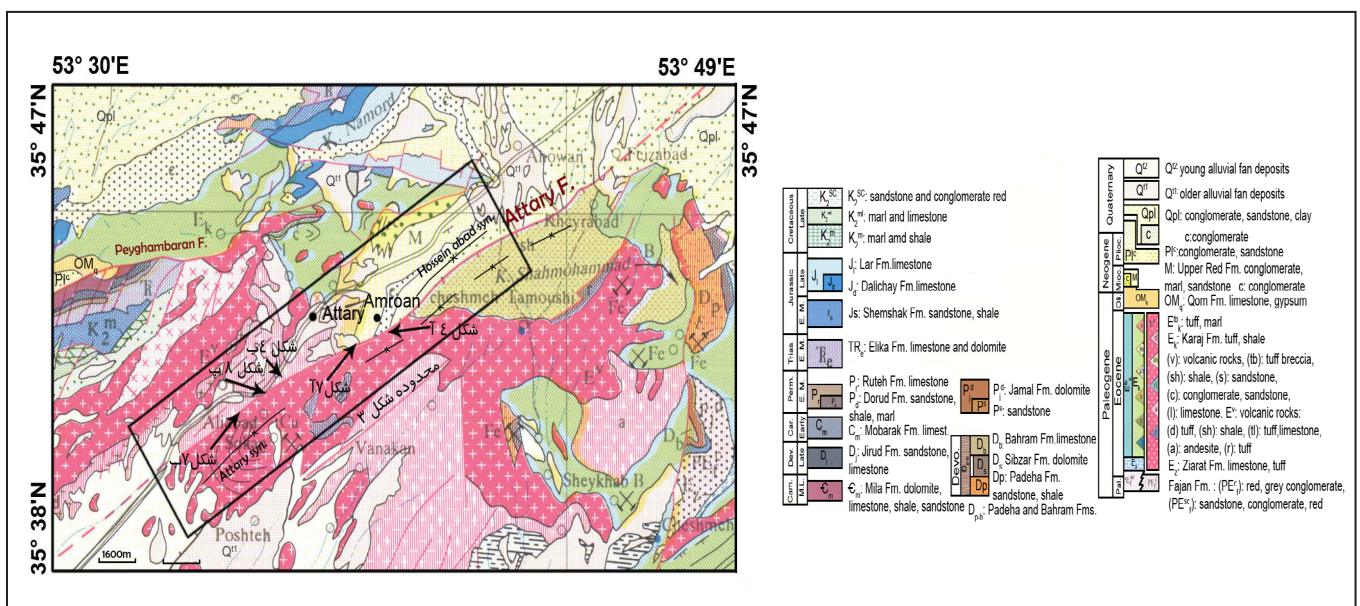
برخورد ورقه‌های عربی و اروسیا و حرکت رو به باختر حوضه کاسپین جنوبی عامل مهم تعیین‌کننده جنبش کنونی گسل‌های اصلی البرز مرکزی است (Allen et al., 2003; Jackson et al., 2002). به عقیده Guest et al. (2006) بین ۱۲ تا ۵ میلیون سال پیش، البرز متحمل کوتاه‌شدگی ترافشاری می‌شده است؛ ولی طی ۵ میلیون سال گذشته دگرشکلی به گسلش چپ‌بُر و گسلش راندگی محدود شده است که در لبه جنوبی رشته‌کوه تمرکز یافته‌اند (شکل ۱). در نتیجه پیش‌بینی می‌شود که گسل‌های البرز شواهدی از جنبش‌های جوان چپ‌بُر را دارا باشند. (Ritz et al. (2006) بر پایه داده‌های دیرینه‌لرزه‌شناسی عنوان می‌کنند که از ۱ تا ۱/۵ میلیون سال پیش (پلیستوسن میانی) یک رژیم تراکششی با راستای WNW در بخش‌های داخلی البرز مرکزی حاکمیت یافته است که به احتمال ناشی از حرکت و یا چرخش ساعت‌گرد حوضه کاسپین جنوبی است. داده‌های GPS حاکی از آن است که در حال حاضر نرخ کوتاه‌شدگی شمالی- جنوبی و برش چپ‌بُر در البرز به ترتیب حدود 2 ± 4 mm/yr است (Vernant et al., 2004a; Djamour et al., 2010).

شکل ۱- آ) نقشه شماتیک ناحیه‌ای نشان‌دهنده موقعیت منطقه در پهنه برخوردی عربی- اوراسیا (Reilinger et al., 2006)؛ ب) نقشه گسل‌های اصلی البرز خاوری (با تغییرات از قاسمی و همکاران، ۱۳۸۲؛ نعیمی و همکاران، ۱۳۸۹؛ شیخ‌الاسلامی و همکاران، ۱۳۹۲ و ۲۰۱۰). گستره مورد بررسی با چهار گوش نشان داده شده است.



چپ‌بر روی «سامانه گسلی شاهرود» تجزیه می‌شود (Jackson et al., 2002; Hollingsworth et al., 2006 a, b and 2008). علاوه بر این دو سامانه، آراین و پورکرمانی (۱۳۸۳) به تأثیر یک «سامانه گسل‌های پی‌سنگی» نیز اشاره کرده‌اند. به باور ایشان گستره دامغان- سمنان- قزوین یک پیش‌خمکوه با درازای حدود ۵۰۰ کیلومتر و کوژ به سمت جنوب است. محدوده نیشابور- اسفراین- شاهرود نیز یک پیش‌خمکوه با درازای حدود ۴۷۰ کیلومتر و کاوی به سمت جنوب شکل داده‌اند. بررسی‌های آراین و پورکرمانی (۱۳۸۳) نشان می‌دهد که ایجاد دو بخش یاد شده، حاصل از کشیده شدن (drag) بخشی از کمربند البرز در اثر کارکرد یک سامانه گسلی شمال خاوری- جنوب باختری با سازوکار چیره راست‌الغز چپ‌بر است. به اعتقاد ایشان این سامانه گسلی که با درازای بیش از ۳۰۰ کیلومتر، از جنوب سمنان تا شمال گنبد کاووس ادامه یافته است، نسبت به کمربند کوهستانی البرز به‌طور مایل قرار دارد و سبب نازک‌شدگی پهنای کمربند و رخنمون یافتن سنگ‌های مربوط به پالئوزویک در شمال بسطام شده است. به باور ایشان گسل عطاری یکی از اجزای این سامانه گسلی به شمار می‌رود.

گستره مورد مطالعه در جنوب خاور البرز مرکزی جای گرفته است. واحدهای موجود در این ناحیه به‌طور عمده متشکل از نهشته‌های آتشفشانی ائوسن هستند که بیشتر از آندزیت و توف تشکیل شده‌اند (علوی نائینی، ۱۳۷۶؛ شکل ۲). از دیدگاه زمین‌ساختی برخی محققین خاور البرز را با رهیافت «سامانه گسل‌های راندگی» بررسی و برخی نیز اشاره به «سامانه گسلی چپ‌بر شاهرود» کرده و آن را بر زمین‌ساخت این گستره مؤثر دانسته‌اند. «سامانه گسل‌های راندگی» که توسط Alavi (1996) مطرح شده است، پیشنهاد می‌کند که زمین‌ساخت نازک‌پوست بر البرز حاکم بوده و چارچوب کلی آن به‌صورت یک دوپشته با هندسه پشته تاگون (antiformal stack) است. در رهیافتی دیگر عقیده بر این است که البرز خاوری از شمال با گسل کاسپین، از جنوب باختر با گسل مشا و از جنوب خاور با «سامانه گسلی شاهرود» (Shahrud fault system) محدود می‌شود (Jackson et al., 2002; Nemati et al., 2011). «سامانه گسلی شاهرود» متشکل از گسل‌های متعددی با روند شمال خاوری- جنوب باختری است که در راستای پهلوی جنوبی البرز خاوری تداوم دارد. داده‌های GPS و مطالعات لرزه‌ای نشان می‌دهد که در البرز خاوری دگرشکلی به حرکت راندگی روی گسل کاسپین و جنبش



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی گستره مورد مطالعه (با تغییر و ساده‌سازی از آفانباتی و حامدی، ۱۳۷۳). چین‌خوردگی‌های فرادایواره گسل عطاری بر اساس حسینی و همکاران (۱۳۹۱) است.

ساختارهای البرز خاوری از ابتدا وجود نداشته و بعداً طی میوسن حاصل شده است. شهدی و همکاران (۱۳۹۰) با بررسی‌های تنش دیرینه در بخش‌های مرکزی و جنوب البرز، بر این باورند که می‌توان برای شاخه خاوری البرز پس از ائوسن میانی یک چرخش پادساعت‌گرد در نظر گرفت.

۳- شواهد ساختاری

به باور علوی نائینی (۱۳۷۶) طول قابل دیدن گسل در حدود ۲۵ کیلومتر است که در دو سو زیر دشت سمنان و دشت قوشه پنهان می‌شود. با این حال بربریان و همکاران (۱۳۷۵) گسل عطاری را دارای روند شمال خاوری- جنوب باختری و درازای ۳۲/۵ کیلومتر عنوان کرده‌اند. بررسی نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ سمنان (آقانباتی و حامدی، ۱۳۷۳) نشان می‌دهد که طول نقشه‌برداری شده گسل حدود ۲۰ کیلومتر است. گسل عطاری در بخش میانی و باختری سنگ‌های واحد آتشفشانی تفکیک نشده به سن ائوسن (E^v) را روی واحد آندزیتی ائوسن (a) قرار داده است (آقانباتی و حامدی، ۱۳۷۳). ولی در بخش خاوری افزون بر بردن سنگ‌های آتشفشانی ائوسن، سبب راندگی شیل‌های ائوسن (sh) روی سنگ‌جوش، سنگ ماسه و مارن‌های ژیبس دار میوسن و سنگ‌جوش و سنگ ماسه پلیو- پلیستوسن (در شمال) شده است (شکل‌های ۲ و ۳) (آقانباتی و حامدی، ۱۳۷۳). در این مقاله داده‌های اندازه‌گیری شده در قسمت‌های خاوری، میانی و باختری این گسل ارائه و تحلیل شده است.

طبق مطالعات Rezaeian et al. (2012) ساختارها در البرز خاوری روند NE-SW، در البرز مرکزی روند E-W، در البرز مرکزی- باختری روندهای E-W و NW-SE و در البرز باختری روند N-S دارند و سیمای رشته‌کوه خمیده است. گسل عطاری که در جنوب خاور البرز مرکزی قرار گرفته، دارای روند شمال خاوری- جنوب باختری است. تغییر روند ساختارها و شکل خمیده البرز و چرخش احتمالی ساختارها همواره مورد توجه محققین بوده است. بر اساس تفسیر قاسمی و مصوری (۱۳۷۹) خمیدگی قابل توجه رشته کوه البرز پیرامون کاسپین نشانگر پیشروی صفحه سخت کاسپین و تغییر شکل آن به صورت یک «پیش خمکوه» (salient) است. به عبارتی شکل خمیدار صفحه کاسپین و حرکت مایل آن به سمت البرز شده تا البرز به سه بخش خاوری، مرکزی و باختری تقسیم شود. به نظر می‌رسد ساختار البرز یک خمکوه درون قاره‌ای باشد که در قسمت شمالی پهنه برخورد عربی- اوراسیا شکل گرفته (Ballato et al., 2013; Cifelli et al., 2015) و شکل خمیده آن طی دگرریختی این کوهزاد حاصل شده است (Cifelli et al., 2015). خمکوه‌ها کمربندهایی هستند که در ابتدا خطی بوده‌اند ولی بعداً با چرخش به دور محور قائم، شکل خمیده یا نعل اسبی پیدا می‌کنند (Carey, 1955; Eldredge et al., 1985; Weil et al., 2010). براین اساس بازوی خاوری رشته کوه البرز که روند ENE-WSW دارد، از زمان میوسن میانی- پایانی به صورت پادساعت‌گرد چرخیده؛ حال آن که بازوی باختری در همین زمان چرخش ساعت‌گرد داشته است (Cifelli et al., 2015). به عبارت دیگر روند NE-SW

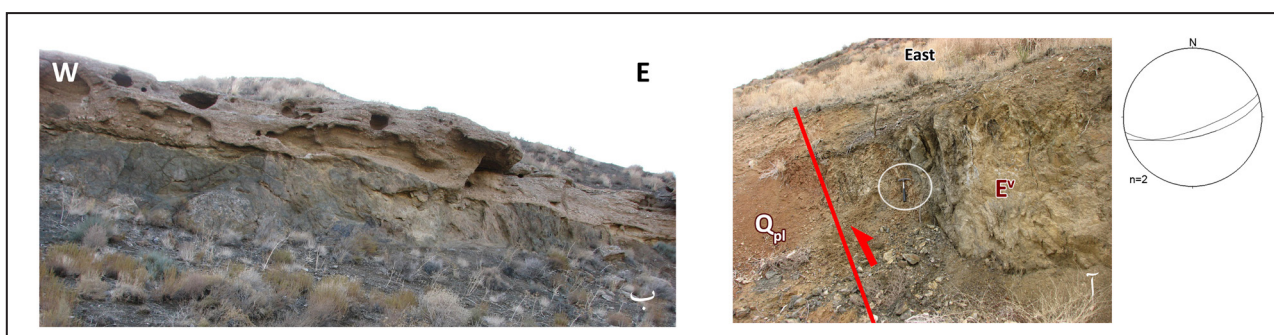


شکل ۳- نمایی از گسل عطاری در جنوب خاور البرز مرکزی. طول نقشه‌برداری شده این گسل حدود ۲۰ کیلومتر است. محدوده این تصویر روی شکل ۲ نشان داده شده است.

۳-۱. بخش خاوری

در دو نقطه از گسل، جایی که سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در کنار آبرفت‌های پلیوسن قرار گرفته است، یک چشمه در راستای گسل مشاهده شد. یکی از چشمه‌ها در جایی قرار دارد که بهترین رخنمون از پهنه گسل عطاری در یک بریدگی مصنوعی آشکار شده است (شکل ۴-۲). وضعیت گسل (به صورت جهت شیب/ شیب) در این محل عبارت است از ۶۶/۱۶۷. ساخت S-C پهنه گسل در این محل، سازوکار راستالغز چپ‌بر آن را تأیید می‌کند. برداشت دیگری از پهنه گسل وضعیت ۷۴/۱۶۱ را نشان می‌دهد. پهنه اصلی گسل در محل اخیر در حدود ۱۲ سانتی‌متر ستبراً دارد، اما خردشدگی شدید در دو سوی گسل تا حدود بیش از یک متر مشاهده می‌شود.

به سوی خاور، گسل عطاری سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن را از جنوب در برابر سنگ‌های رسوبی الیگومیوسن، میوسن، پلیوسن و کواترنری قرار داده است. این سنگ‌های رسوبی به همراه سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن درون ناودیس «حسین‌آباد» در شمال گسل قرار دارند (شکل ۲). وجود این ناودیس با روند موازی با راستای گسل عطاری نشان می‌دهد که گسل مزبور دارای مؤلفه فشارشی بوده است. لایه‌های میوسن در جایی که با گسل عطاری همبر می‌شوند، خمیدگی بیشتری دارند و چین خوردگی‌های کوچک‌تری را نیز شکل می‌دهند که ممکن است برخی از آنها حاصل کشاندگی (drag) لایه‌ها روی گسل باشند. اما در واقع این چین خوردگی‌ها حاصل کوتاه‌شدگی شدیدتر در نزدیکی گسل هستند.



شکل ۴- آ. رخنمون پهنه گسل عطاری در مرز بین سنگ‌های آتشفشانی ائوسن (E^v) و آبرفت‌های پلیوسن (Q_{pl}). دایره سفید چکش زمین‌شناسی را به عنوان مقیاس و استریوگرام وضعیت دو سطح برداشت شده در این ایستگاه را نشان می‌دهد؛ ب) پادگانه سنگ بستری در پهنه گسل عطاری. موقعیت این دو تصویر روی شکل ۲ نشان داده شده است.

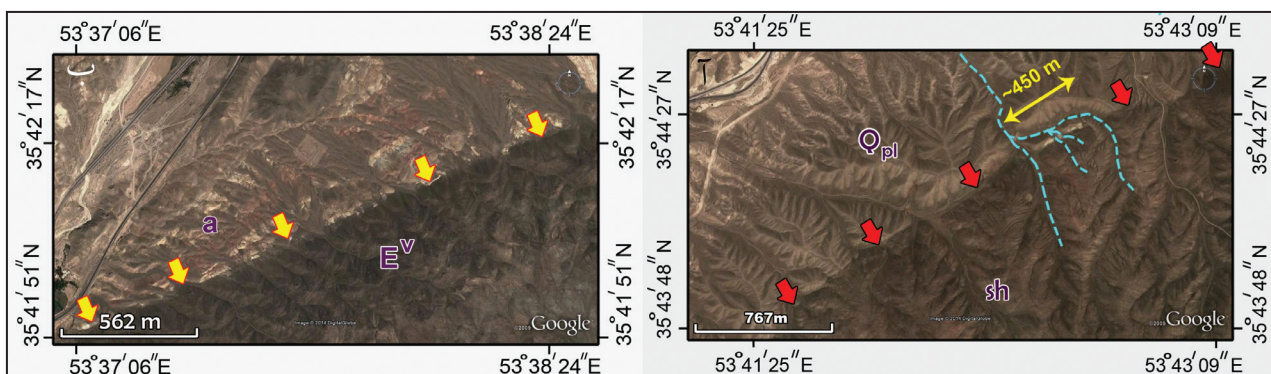
از آبراهه‌ها می‌رسد. این میزان جابه‌جایی همچنین می‌تواند نشانگر جابه‌جایی‌های درازمدت‌تر روی گسل باشد.

۲-۳. بخش میانی و باختری

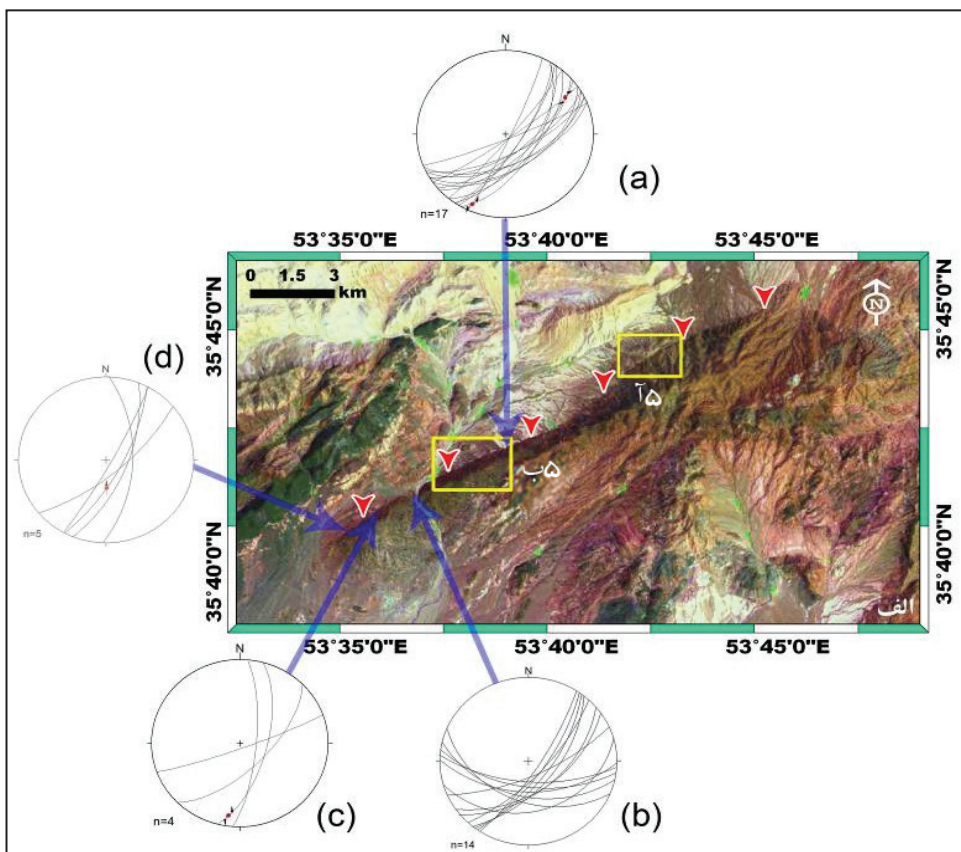
در این ناحیه گسل عطاری به‌طور عمده سنگ‌های آتشفشانی اتوسن را بریده است. شکل ۶، اثر گسل عطاری، ایستگاه‌های اندازه‌گیری و استریوگرام‌های مربوطه را نمایش می‌دهد. بخش‌هایی از پهنه برشی این گسل در شکل‌های ۷ و ۸ نشان داده شده است. برداشت‌ها نشان می‌دهد که گسل عطاری در این بخش یک گسل معکوس با مؤلفه چپ‌بر و با شیب ۶۰ تا ۷۵ درجه رو به جنوب خاور است. موقعیت میانگین صفحات گسلی در ایستگاه‌های مرتبط با استریوگرام‌های a, b, c و d به ترتیب ۶۹/۱۳۸، ۶۲/۱۵۴، ۷۰/۱۲۳ و ۷۴/۱۱۷ است (شکل ۶). در نیمرخ خاوری جاده سمنان- دامغان، یک پهنه در هم تافته از عدسی‌های برشی ایجاد شده است که صفحات موجود در آن شیب زیاد گسل را نشان می‌دهند (شکل ۸-پ).

گسل عطاری به‌ویژه در بخش خاوری دارای شواهدی از جنبش جدید است (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۲). به عنوان مثال، جنوب عمروان مزرعه (محل عمروان مزرعه در شکل ۲ نشان داده شده است) جایی که رودخانه از عرض گسل عطاری جریان دارد، تعدادی پادگانه سنگ بستری (strath terrace) که با ستبرای نازکی از آبرفت‌های این رودخانه پوشیده شده است، در ارتفاع چند متری از بستر رودخانه دیده می‌شود (شکل ۴-ب). این پادگانه‌ها در فرادواره گسل عطاری قرار دارند و نشانگر برپایی فعال فرادواره گسل هستند.

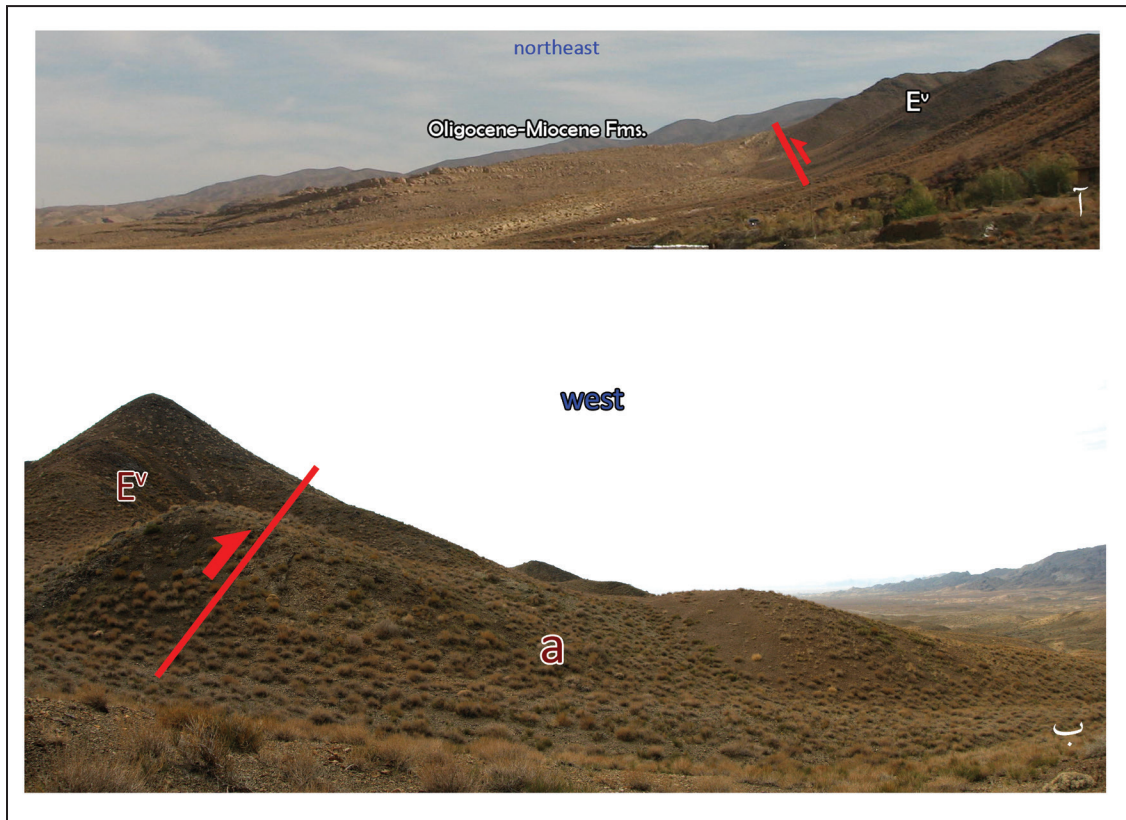
از شواهد ریخت‌زمین‌ساختی دیگر می‌توان به اثر بسیار مشخص و مستقیم گسل بر توپوگرافی و جابه‌جایی آبراهه‌ها اشاره کرد. اثر خطی و بسیار مشخص گسل به تقریب در همه درازای آن دیده می‌شود که به خوبی نشان‌دهنده شیب زیاد گسل عطاری است (شکل‌های ۴-آ و ۵-ب). همچنین در شکل ۵-آ می‌توان جابه‌جایی چپ‌بر را در راستای گسل عطاری مشاهده کرد که به حدود ۴۵۰ متر در راستای یکی



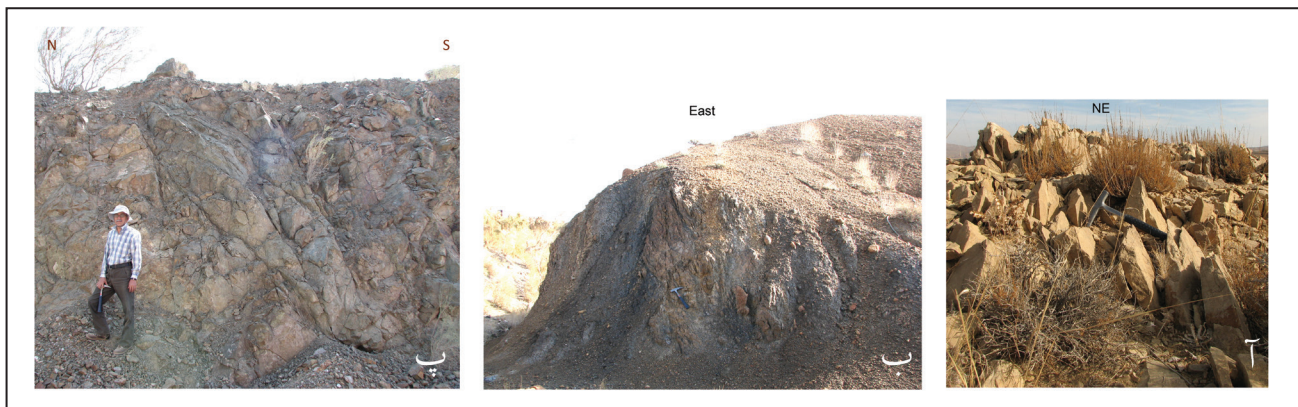
شکل ۵- تصاویر Google earth که شواهد فعالیت جوان در راستای گسل عطاری را نشان می‌دهند. محل این دو شکل در تصویر ۶ مشخص شده است. آ) جابه‌جایی چپ‌بر یک آبراهه به میزان حدود ۴۵۰ متر در عرض بخش خاوری گسل عطاری مشهود است. ب) اثر سطحی گسل عطاری روی تصاویر در بخش میانی گسل. اثر بسیار مشخص و مستقیم گسل عطاری روی توپوگرافی نشان‌دهنده شیب زیاد این گسل است.



شکل ۶- تصویر ماهواره‌ای Landsat از گسل عطاری. در هر ایستگاه سطوح متعددی اندازه‌گیری شده است که اغلب بدون خطوط لغزشی هستند. با این حال موقعیت هندسی گسل را می‌توان با استفاده از آنها به دست آورد. استریوگرام‌ها وضعیت و سازوکار (پیکان‌های کوچک قرمز) سطوح برداشت شده در ایستگاه‌های a, b, c و d را نشان می‌دهند. در ایستگاه‌هایی که سطوح نشان‌دهنده سازوکار گسل مشاهده نشده، تنها شکستگی‌های مرتبط با گسل برداشت شده که دایره‌های بزرگ مربوط به آنها روی استریوگرام نشان داده شده است.



شکل ۷-آ) گسل عطاری سنگ‌های آتشفشانی ائوسن (واحد E^v) را روی طبقات میوسن و جوان‌تر رانده است؛ ب) گسل عطاری سنگ‌های آتشفشانی ائوسن را بریده و واحد E^v را روی واحد a جای داده است. محل این تصاویر روی شکل ۲ نشان داده شده است.



شکل ۸-آ) پهنه خرد شده گسل در ایستگاه مرتبط با استریوگرام a در شکل ۶؛ ب) پهنه خرد شده گسل در ایستگاه مرتبط با استریوگرام b در شکل ۶؛ پ) شکل‌گیری شکستگی‌های برشی و عدسی‌های برشی در پهنه گسل عطاری درون سنگ‌های آتشفشانی ائوسن (E^v). محل این تصویر در شکل ۲ نشان داده شده است.

۳-۳. چین خوردگی‌های مرتبط با گسلش

وجود یک مؤلفه جنبشی فشاری باعث شکل‌گیری چین خوردگی‌های متعددی در ارتباط با گسل عطاری شده است. از جمله چین خوردگی‌هایی که در این ناحیه شکل گرفته‌اند می‌توان به «ناودیس عطاری» اشاره کرد. ناودیس عطاری در فرادواره گسل عطاری و درون سنگ‌های آتشفشانی ائوسن (E^v) شکل گرفته است (شکل ۹). این ناودیس دارای سطح محوری تقریباً قائمی است و محور آن به سوی خاور میل دارد. وضعیت محور و سطح محوری ناودیس عطاری به ترتیب ۲۹/۰۸۴ و ۸۶/۱۷۲ است. در بخش‌های میانی - خاوری پهنه گسل عطاری، «ناودیس حسین‌آباد» (شکل ۱۰) تشکیل شده است. هسته این چین را سنگ جوش‌های واحد QPI شکل داده است و در پهلوها، سازنده‌های قم و سرخ بالایی برونزد دارند. ناودیس حسین‌آباد هم‌روند با گسل عطاری بوده و یال جنوب خاوری آن با گسل بریده شده است. این ناودیس از جوان‌ترین ساختارهای این ناحیه است. در فرادواره گسل عطاری در

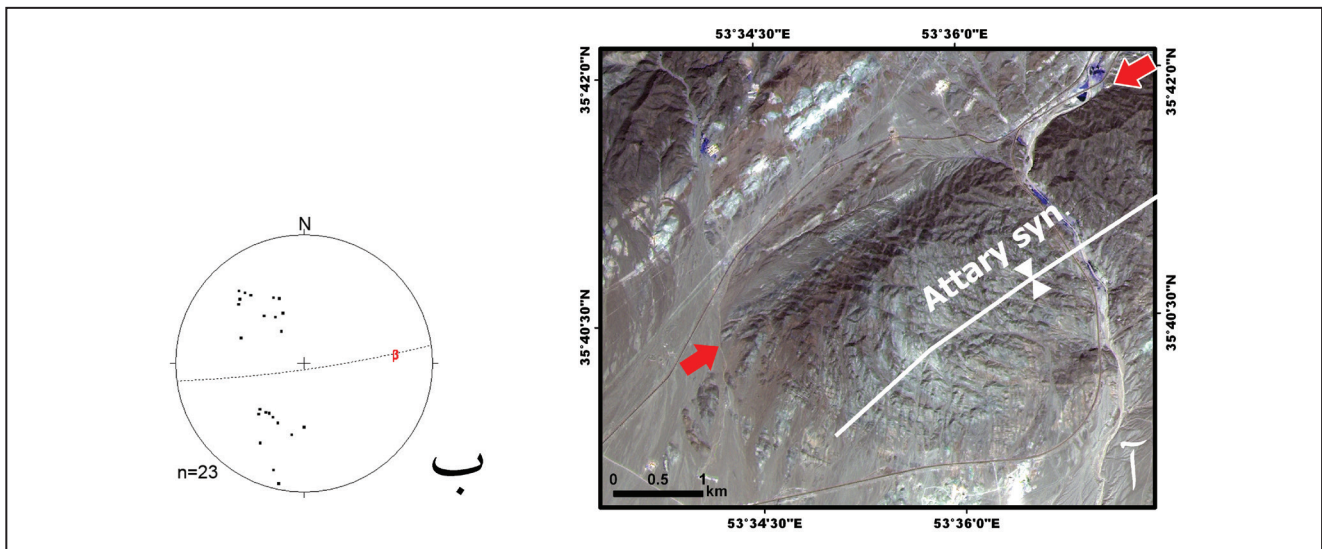
این قسمت ناودیس‌های متعددی هم‌روند با این چین تشکیل شده است (شکل ۱۰).

۴- دنباله شمال خاوری گسل عطاری

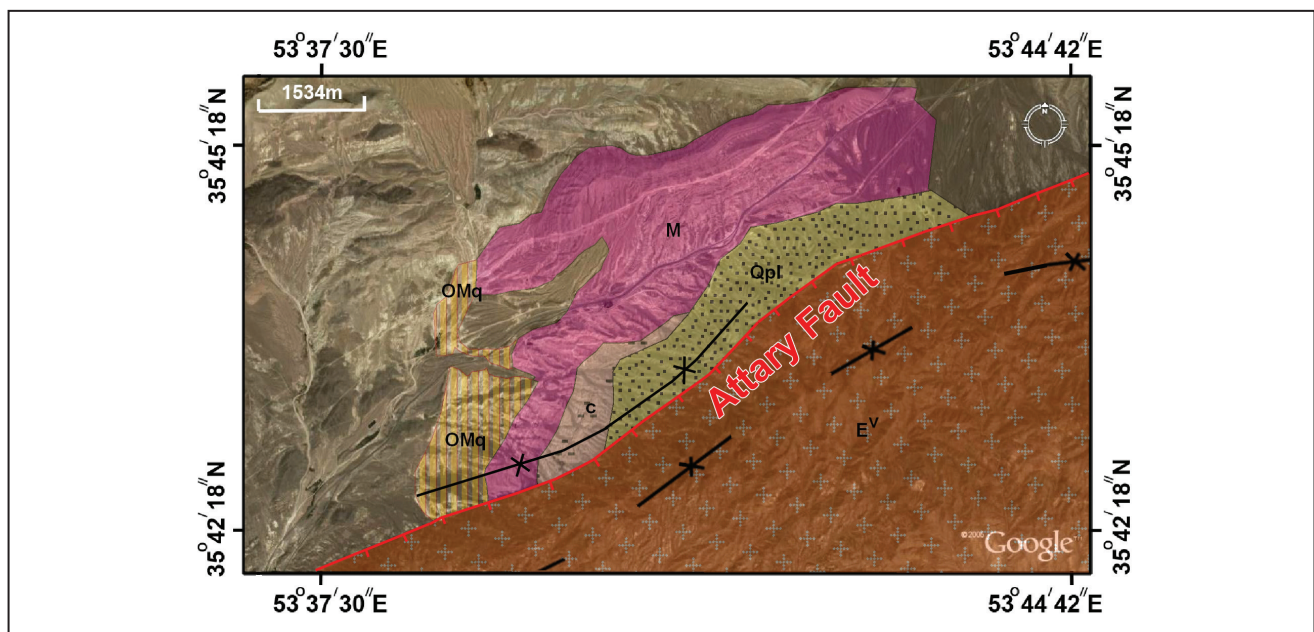
بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ سمنان (آقائباتی و حامدی، ۱۳۷۳) طول قابل مشاهده گسل عطاری حدود ۲۰ کیلومتر بوده و ادامه شمال خاوری و جنوب باختری گسل پوشیده است. با این حال محققین مختلف سعی کرده‌اند این گسل را با گسل‌های دیگر ارتباط دهند. به عنوان مثال Alavi and Salehi Rad (1975) در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دامغان ادامه شمال خاوری گسل عطاری را به گسل دامغان وصل کرده‌اند. ولی به باور نگارندگان، گسلی که به نام عطاری به گسل دامغان متصل شده است، ارتباطی با روند اثر بخش‌های میانی و باختری گسل عطاری ندارد. خادمی (۱۳۷۶) و آراین (۱۳۸۴) نیز گسل عطاری را با گسل دامغان مرتبط دانسته‌اند.

گسل عطاری احتمالاً به گسل‌های میامی و ارمیان می‌رسد (شکل ۱۱-آ). در جنوب حسین‌آباد در ۲۴ کیلومتری خاور دامغان گسلی وجود دارد که نهشته‌های کواترنری را قطع کرده است (شهرابی، ۱۳۶۹) و در جنوب آن نهشته‌های میوسن چین خورده‌اند (وزیری و مجیدی‌فرد، ۱۳۸۰) (شکل ۱۱-ب). ادامه این گسل به گسل ارمیان می‌رسد که یک راندگی با شیب به سمت جنوب خاور است (وزیری و مجیدی‌فرد، ۱۳۸۰؛ حاجی‌حسینی و قاسمی، ۱۳۸۲). به عبارتی این گسل‌ها یک سامانه گسلی را در شمال ایران مرکزی شکل می‌دهند و گسل عطاری را می‌توان قسمتی از آن به شمار آورد.

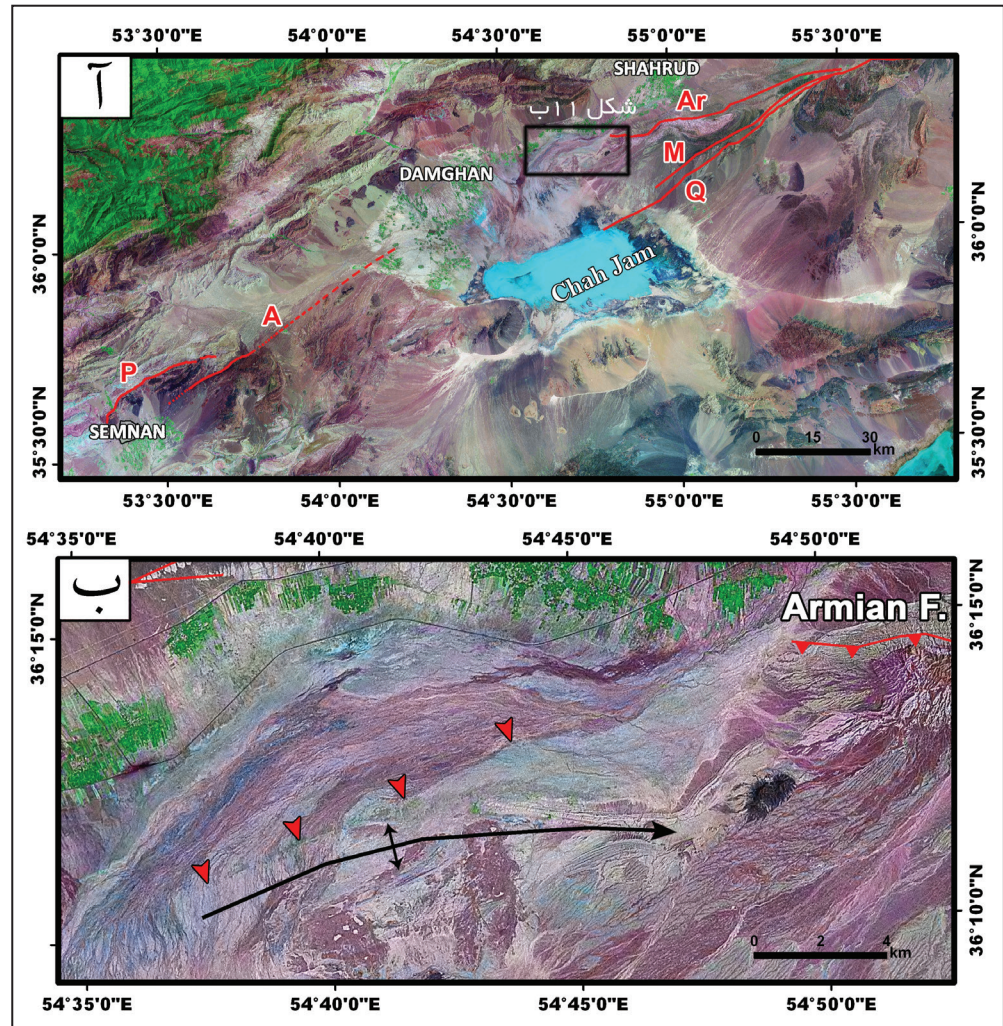
آرین (۱۳۸۴) گسل‌های دامغان و عطاری را به صورت دو بخش تشکیل‌دهنده یک سامانه گسلی بزرگ‌تر با عنوان «سامانه گسلی دامغان- عطاری» می‌داند که درازای تجمعی آن به حدود ۱۴۰ کیلومتر می‌رسد. قاسمی و همکاران (۱۳۸۲) بر این باورند گسل عطاری از محمدآباد (باختر میامی) در شمال خاور تا خاور سمنان در جنوب باختر در حدود ۲۱۲/۵ کیلومتر درازا دارد. بررسی نقشه‌های زمین‌شناسی (Alavi and Hushmandzadeh, 1976؛ حسین‌خان‌ناظر، ۱۳۷۱؛ شهرابی، ۱۳۶۹؛ آقاباتی و حامدی، ۱۳۷۳) و تصاویر ماهواره‌ای نشان می‌دهد که ادامه شمال خاوری



شکل ۹-آ) تصویر ماهواره‌ای ASTER که ناودیس عطاری را نشان می‌دهد. پیکان‌های قرمز اثر گسل عطاری را نشان می‌دهند؛ ب) استریوگرام مربوط به ناودیس عطاری. استریوگرام نشان‌دهنده قطب لایه‌ها (به صورت نقطه)، سطح محوری (به صورت خط چین) و محور چین (ب) است. موقعیت ناودیس در شکل ۲ نشان داده شده است.



شکل ۱۰- نقشه زمین‌شناسی روی تصویر ماهواره‌ای Google earth از ناودیس حسین‌آباد و واحدهای دگرشکل شده الیگوسن، میوسن، پلیوسن و کواترنری. واحدهای فرادایواره خلاصه و ساده‌سازی شده و با نام کلی E^V نشان داده شده‌اند. جهت راهنمای نقشه به شکل ۲ مراجعه شود. چین خوردگی‌های فرادایواره گسل عطاری بر اساس حسینی و همکاران (۱۳۹۱) است.



شکل ۱۱-آ) تصویر ماهواره‌ای Landsat که گسل‌های اصلی شمال کویر چاه جام را نشان می‌دهد. A: گسل عطاری؛ P: گسل پیغمبران؛ Ar: گسل ارمیان؛ Q: گسل قدس؛ M: گسل میامی؛ B) آثار گسلش و چین‌خوردگی در نهشته‌های کواترنری و میوسن جنوب خاور دامغان. مثلث‌های قرمز رنگ اثر گسلش را نشان می‌دهند.

۵- بحث

۵-۱. هندسه و جنبش‌شناسی گسل عطاری

سمت جنوب، با وجود این که اینکه با مدل گل‌ساخت مثبت همخوانی ندارد، لیکن مشابه این وضعیت در البرز باختری هم مشاهده شده و مدل گل‌ساخت مثبت را تنها می‌توان برای برخی قسمت‌های البرز مرکزی معتبر دانست.

به باور ما وضعیت زمین‌شناسی گسل و موازی بودن آن با محور چین‌خوردگی‌های همسایه، پیشنهاد می‌کند که مؤلفه اولیه گسل باید از نوع معکوس باشد. اما برخی شواهد ریخت‌زمین‌ساختی چپ‌بر حاکمی از حرکات راست‌الغز است. می‌توان این گونه پیشنهاد کرد که گسل عطاری در طی تاریخچه فعالیت خود چند جنبش داشته است، سازوکار اولیه آن معکوس با شیب زیاد بوده، اما یک جنبش جوان با سازوکار راست‌الغز چپ‌بر روی این گسل پدید آمده که نشان‌دهنده حضور زمین‌ساخت چپ‌بر در این بخش از البرز است (Djamour et al., 2010). این جنبش‌های چپ‌بر در برخی قسمت‌ها نظیر جنوب عمروان مزرعه با برپایی منطقه همراه بوده است.

همان‌گونه که اشاره شد روند گسل عطاری شمال خاوری- جنوب باختری است. چین‌خوردگی‌های متعددی نیز در خاور البرز مرکزی و در شمال باختر شهر سمنان با همین روند درون واحدهای سنوزویک شکل گرفته‌اند (نبوی، ۱۳۶۶). روند غالب این بخش از البرز را به دو طریق می‌توان توجیه کرد: یا اینکه از ابتدا یک تنش فشاری با راستای NNW-SSE را عامل شکل‌گیری گسل‌ها دانست و یا پذیرفت که این ساختارها با روند دیگری شکل گرفته ولی در ادامه در اثر چرخش حول محورهای قائم به روند کنونی دست یافته‌اند (Cifelli et al., 2015). از آنجا که نظرات در این زمینه متعدد و ناسازگار است و شواهد برای رد یا قبول آنها کفایت نمی‌کند،

به باور نگارندگان، از آنجا که رخنمون واحدهای موجود در بلوک جنوبی گسل عطاری کم‌وبیش تا باختر کویر چاه جام تداوم دارد، می‌توان ادامه شمال خاوری گسل را تا شمال باختر این کویر پی گرفت. بررسی تصاویر ماهواره‌ای نشان می‌دهد که سامانه گسلی میامی را نیز می‌شود به طرف جنوب باختر تا شمال کویر چاه جام پی گرفت. قاسمی و همکاران (۱۳۸۲) نیز بر این باورند که بخش خاوری گسل عطاری نهشته‌های آبرفتی جوان شمال کویر چاه جم (کویر علیقلی) را بریده است. بنابراین می‌توان عنوان کرد که سامانه گسلی میامی در شمال کویر چاه جام احتمالاً به گسل عطاری می‌پیوندد. با این حال ارتباط روشنی بین گسل‌های دامغان و عطاری وجود ندارد و کارکرد سامانه پیشنهادی از سوی آراین (۱۳۸۴) ابهام‌آمیز است.

گسل عطاری شیب زیادی (۶۰ تا ۷۵ درجه) به طرف جنوب خاور دارد. علوی نائینی (۱۳۷۶) نیز بر این باور است که گسل عطاری شیبی در حدود ۸۰ درجه به سمت جنوب دارد. اما غالب گسل‌هایی که در پهلوی جنوبی البرز واقع شده‌اند؛ شیبی به سمت شمال دارند (Stöcklin, 1974) و البرز با یک الگوی گل‌ساخت مثبت تفسیر می‌شود (Zanchi et al., 2006). جنوبی‌ترین گسل در جنوب البرز مرکزی- خاوری گسل «شمال سمنان» است که در فاصله حدود ۸ کیلومتری گسل عطاری واقع شده است و شیب زیادی به سمت شمال دارد (Nemati et al., 2011). همانند این وضعیت را می‌شود در لبه جنوبی البرز باختری هم مشاهده کرد. جایی که گسل‌های زنجان و سلطانیه با فاصله حدود بیست کیلومتر از هم دارای جهت شیب خلاف جهت یکدیگر هستند (شیخ‌الاسلامی و همکاران، ۱۳۹۲). از این رو شیب زیاد گسل به

این گسل حدود ۲۰ کیلومتر بوده و ادامه شمال خاوری و جنوب باختری آن توسط نهشته‌های آبرفتی پوشیده است. گسل عطاری دارای روند شمال خاوری- جنوب باختری است. اما داده‌های ما نمی‌تواند نشان دهد که آیا این روند از ابتدا شمال خاوری- جنوب باختری بوده است یا در اثر چرخش‌های ثانویه حول محورهای قائم پدید آمده است.

بررسی تصاویر ماهواره‌ای نشان می‌دهد که در شمال کویر چاه جام گسلی شکل گرفته است که می‌توان آن را ادامه شمال خاوری گسل عطاری دانست. سامانه گسلی میامی به طرف جنوب باختر تا شمال کویر چاه جام تداوم دارد. بنابراین به نظر می‌رسد که سامانه گسلی میامی در شمال کویر چاه جام احتمالاً به گسل عطاری می‌پیوندد. به این ترتیب با در نظر گرفتن قسمت‌هایی از گسل که پوشیده ترسیم شده‌اند، طول گسل عطاری به حدود ۱۲۷ کیلومتر می‌رسد.

در شمال باختر گسل عطاری، گسل پیغمبران وجود دارد که بیشینه جابه‌جایی روی آن تا حدود ۴ کیلومتر می‌رسد. گسل پیغمبران خود به گسل‌های سمنان و پیغمبران پیوند می‌خورد. با توجه به اینکه گسل عطاری عمدتاً درون سنگ‌های آتشفشانی اتوسن عمل کرده و جابه‌جایی زیاد نداشته است، از پیوند گسل عطاری با گسل‌های پیغمبران، سمنان و سامانه گسلی میامی یک سامانه گسلی بزرگ‌تر شکل گرفته است که می‌توانسته به عنوان مرز بین ایران مرکزی و البرز عمل کند.

شواهد نشان می‌دهد که یک جنبش چپ‌بر متعاقب حرکت رو به باختر کاسپین جنوبی در سنوزویک پسین بر روی گسل عطاری پدیدار شده است.

با توجه به اینکه گسل‌های عطاری و پیغمبران در جنوب خاوری البرز مرکزی و با شیب رو به جنوب، جنوب خاور قرار گرفته‌اند؛ به نظر می‌رسد که «گل ساخت مثبت» که اغلب یک چهارچوب عمومی برای البرز مرکزی در نظر گرفته می‌شود در این قسمت از البرز قطعیت ندارد.

سپاسگزاری

این مقاله بخشی از دستاوردهای طرح تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ (برگه «چاشخوران بالا» به سرپرستی مهندس ابولفضل حاجی حسینی و برگه «عطاری-حسن آباد» به سرپرستی مهندس حسام حسینی) است که در سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور انجام پذیرفت. از این رو برخود از مساعدت‌های معاونت زمین‌شناسی و مدیریت وقت زمین‌شناسی منطقه‌ای این سازمان سپاسگزاری می‌شود.

از توضیح ژئودینامیک ناحیه اجتناب و به ذکر این نکته بسنده می‌شود که با شروع حرکت کاسپین جنوبی یک تراشش چپ‌بر در سراسر البرز حاکمیت یافته است (Allen et al., 2003) و در حال حاضر نیز راستای کوتاه‌شدگی در البرز به تقریب شمالی- جنوبی است (Vernant et al., 2004b). به عقیده نگارندگان شکل‌گیری جنبش‌های چپ‌بر روی گسل عطاری نیز به زمان آغاز این حرکت یعنی سنوزویک پسین بر می‌گردد.

۵-۲. مرز بین البرز و ایران مرکزی

اگر چه آقاناتی (۱۳۸۳) معتقد است که مرز شاخصی در لبه جنوبی البرز وجود ندارد و گذر از پهنه ایران مرکزی به پهنه البرز تدریجی است، ولی بر اساس علوی نائینی (۱۳۷۶) وجود گسل عطاری سبب شده است تا از زمان کامبرین پایانی تفاوت‌های چینه‌شناسی و رسوب‌گذاری در دو سوی این گسل پدیدار شود و این گسل به عنوان جداکننده دو حوضه البرز و ایران مرکزی عمل کرده است. با این وجود، گسل عطاری به‌ویژه در قسمت‌های جنوب باختری درون واحدهای آتشفشانی اتوسن عمل کرده که این نشانه بالاآمدگی کم در اثر این گسل است (نوی، ۱۳۶۶).

در شمال باختر گسل عطاری گسلی به نام «پیغمبران» وجود دارد که بیشینه جابه‌جایی روی آن تا حدود ۴ کیلومتر است (نوی، ۱۳۶۶). این گسل با شیبی در حدود 70° به جنوب، سازند میلا را به سن کامبرین میانی- پایانی روی سازند سرخ بالایی به سن میوسن قرار داده است (علوی نائینی، ۱۳۷۶). گسل پیغمبران به طرف خاور به گسل عطاری (حاجی حسینی و نعیمی، ۱۳۹۶) و به طرف باختر به گسل «سمنان» می‌پیوندد (نوی، ۱۳۶۶). به عقیده نوی (۱۳۶۶) ناحیه بین گسل‌های سمنان و عطاری زون تدریجی میان ایران مرکزی و البرز است. به این ترتیب اگر هم بتوان مرزی بین حوضه‌های ایران مرکزی و البرز متصور شد، گسل عطاری به تنهایی نمی‌توانسته است این نقش را بازی کند؛ بلکه باید به سامانه‌ای اشاره کرد که در این ناحیه از سه گسل عطاری، پیغمبران و سمنان تشکیل شده است و به طرف شمال خاور تداوم دارد. هر چند ارتباط قطعی آن با گسل‌های ارمیان و میامی (حاجی حسینی و قاسمی، ۱۳۸۲) به علت گسترش نهشته‌های کواترنری مشخص نیست، لیکن این گسل‌های بنیادی می‌توانند به عنوان مرز بین حوضه البرز و ایران مرکزی عمل کرده باشند.

۶- نتیجه‌گیری

گسل عطاری با سازوکار مورب‌لغز و شیب زیاد (60° تا 75° درجه) به طرف جنوب، جنوب خاور در جنوب خاور البرز مرکزی قرار گرفته است. درازای نقشه‌برداری شده

کتابنگاری

- آرین، م.، ۱۳۸۴- تأثیر ساختاری گسل‌های گرمسار، سرخه، سمنان و عطاری در مرز مناطق ساختاری البرز- ایران مرکزی. رساله دوره دکتری زمین‌شناسی ساختمانی، دانشگاه شهید بهشتی، تهران.
- آرین، م. و پورکرمانی، م.، ۱۳۸۳- اجزاء زمین ساختی دامنه جنوبی البرز مرکزی- خاوری، فصلنامه علوم دانشگاه تربیت معلم. سال چهارم، شماره ۲، ص. ۳۵۹ تا ۳۶۸.
- آقاناتی، س.ع. و حامدی، ع. ر.، ۱۳۷۳- نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ سمنان. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- آقاناتی، س.ع.، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ۶۲۰ ص.
- اقلیمی، ب.، ۱۳۷۹- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ معبد، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- بربریان، م.، قریشی، م.، طالبیان، م. و شجاع طاهری، ج.، ۱۳۷۵- پژوهش و بررسی نوزمین‌ساخت، لرزه‌زمین‌ساخت و خطر زمین‌لرزه- گسلش در گستره سمنان. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، گزارش شماره ۶۳، ۲۶۶ ص.
- حاجی حسینی، ا. و قاسمی، ع.، ۱۳۸۲- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بسطام. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- حاجی حسینی، ا. و نعیمی، ا.، ۱۳۹۶- نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ چاشخوران بالا، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- حسین‌خان‌ناظر، ن.، ۱۳۷۱- نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ جاجرم. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- حسینی، ح.، داوری، م.، حلمی، ف.، نوزوی، ر. و وکیل، ف.، ۱۳۹۱- نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ عطاری- حسن آباد. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- خادمی، م.، ۱۳۷۶- بررسی و تحلیل ساختاری گسل‌های دامغان و عطاری در گستره دامغان. پایان‌نامه دوره کارشناسی ارشد زمین‌شناسی (گرایش تکنیک)، دانشگاه تربیت مدرس، تهران.
- شهرایی، م.، ۱۳۶۹- نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ گرگان. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

- شهیدی، ع. ر.، باریر، ا.، پرونت، م. ف.، و سعیدی، ع.، ۱۳۹۰- فرگشت ساختاری البرز در میان زیستی و نوزیستی. فصلنامه علوم زمین. سال بیست و یکم، شماره ۸۲، ص. ۲۰۱ تا ۲۱۶.
- شیخ‌الاسلامی، م. ر.، جوادی، ح. ر.، اسدی‌سرشار، م.، آفاحسینی، ا.، کوه‌پیمای، م.، و وحدتی دانشمند، ب.، ۱۳۹۲- دانشنامه گسل‌های ایران. نشر رهی، ۵۵۹ ص.
- علوی نائینی، م.، ۱۳۷۶- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ جام. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- قاسمی، م. ر.، قرشی، م.، و سعیدی، ع.، ۱۳۸۲- گسله‌های لرزه‌زای بنیادی البرز. گزارش طرح پژوهشی شورای پژوهش‌های علمی کشور، ۸۲ ص.
- قاسمی، م. ر. و مصوری، ف.، ۱۳۷۹- تأثیر صفحه خزر بر زمین‌ساخت البرز. خلاصه مقالات نوزدهمین گردهمایی علوم زمین. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- نبوی، م. ح.، ۱۳۶۶- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سمنان. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- نعیمی، ا.، حیدرزاده، ق. و شیخ‌الاسلامی، م. ر.، ۱۳۸۹- جنبش‌شناسی سامانه گسلی شاهرود در شمال باختر شهر جاجرم. بیست و نهمین گردهمایی علوم زمین. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- وزیری، ح. و مجیدی‌فرد، م. ر.، ۱۳۸۰- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شاهرود. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

References

- Alavi, M. and Hushmandzadeh, A., 1976- Geological map of Torud Quadrangle Scale 1:250,000. Geological Survey of Iran.
- Alavi, M. and Salehi Rad, R., 1975- Geological map of Damghan Quadrangle Scale 1:100,000. Geological Survey of Iran.
- Alavi, M., 1996- Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz Mountain System in Iran. *Journal of Geodynamics*, 21, 1, 1-33.
- Alavi-Naini, M., 1972- Etude geologique de la region de Djam. Geological Survey of Iran. No. 23, 288p.
- Allen, M. B., Ghassemi, M. R., Shahrabi, M. and Qorashi, M., 2003- Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. *Journal of Structural Geology*, 25, 659-672.
- Ashtari Jafari, M., 2007- Time independent seismic hazard analysis in Alborz and surrounding area. *Natural Hazards*, v. 42, no. 1, 237-252.
- Ballato, P., Stockli, D. F., Ghassemi, M. R., Landgraf, A., Strecker, M. R., Hassanzadeh, J., Friedrich, A. and Tabatabaei, S. H., 2013- Accommodation of transpressional strain in the Arabia-Eurasia collision zone: new constraints from (U-Th)/He thermochronology in the Alborz mountains, N Iran. *Tectonics* 32, 1-18, doi:10.1029/2012TC003159.
- Carey, S. W., 1955- The orocline concept in geotectonics. *Royal Society of Tasmania Proceedings* 89, 255-288.
- Cifelli, F., Ballato, P., Alimohammadian, H., Sabouri, J. and Mattei, M., 2015- Tectonic magnetic lineation and oroclinal bending of the Alborz range: Implications on the Iran-Southern Caspian geodynamics. *Tectonics*, 34, 116-132.
- Djamour, Y., Vernant, P., Bayer, R., Nankali, H. R., Ritz, J. F., Hinderer, J., Hatam, Y., Luck, B., Le Moigne, N., Sedighi, M. and Khorrami, F., 2010- GPS and gravity constraints on continental deformation in the Alborz mountain range, Iran. *Geophys. J. Int.* 183, 1287-1301.
- Eldredge, S., Bachtadse, V. and Van Der Voo, R., 1985- Paleomagnetism and the orocline hypothesis. *Tectonophysics* 119 (1-4), 153-179.
- Guest, B., Axen, G. J., Lam, P. S. and Hassanzadeh, J., 2006- Late Cenozoic shortening in the west-central Alborz Mountains, northern Iran, by combined conjugate strike-slip and thin-skinned deformation. *Geosphere*, 2, 1 35-52.
- Hollingsworth, J., Jackson, J., Walker, R. and Nazari, H., 2008- Extrusion tectonics and subduction in the eastern South Caspian region since 10 Ma. *Geology*, 36, 10, 763-766.
- Hollingsworth, J., Jackson, J., Walker, R., Gheitanchi, M. R. and Bolourchi, M. J., 2006a- Strike-slip faulting, rotation and along-strike elongation in the Kopeh Dagh Mountains, NE Iran. *Geophysical Journal International*, 166, 1161-1177.
- Hollingsworth, J., Nazari, H., Ritz, J. F., Salamati, R., Talebian, M., Bahroudi, A., Walker, R. T., Rizza, M. and Jackson, J., 2010- Active tectonics of the east Alborz mountains, NE Iran: Rupture of the left-lateral Astaneh fault system during the great 856 A.D. Qumis earthquake. *J. Geophys. Res.*, 115, B12313, doi: 10.1029/2009JB007185.
- Hollingsworth, J., Walker, R., Jackson, J., Bolourchi, M. J. and Eshraghi, S. A., 2006b- Left-Lateral Strike-Slip Faulting in the East Alborz, NE Iran. American Geophysical Union, Fall Meeting 2006, abstract.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M. B. and Berberian, M., 2002- Active tectonics of the South Caspian Basin. *Geophysical Journal International*, 148, 214-245.
- Nemati, M., Hatzfeld, D., Gheitanchi, M. R., Sadidkhoy, A., and Mirzaei, N., 2011- Microseismicity and seismotectonics of the Firuzkuh and Astaneh faults (east Alborz, Iran). *Tectonophysics*, 506(1-4), 11-21.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrotsa, A., Filikov, S. V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R. and Karam, G., 2006- GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *J. Geophys. Res.*, 111, B05411.

- Rezaeian, M., Carter, A., Hovius, N. and Allen, M. B., 2012- Cenozoic exhumation history of the Alborz Mountains, Iran: New constraints from low temperature chronometry. *Tectonics*, 31, TC2004, doi:10.1029/2011TC002974.
- Ritz, J. F., Nazari, H., Ghassemi, A., Salamati, R., Shafei, A., Solaymani, S. and Vernant, P., 2006- Active transtension inside central Alborz: a new insight into northern Iran–southern Caspian geodynamics. *Geology*, 34 (6), 477–480.
- Stöcklin, J., 1974- Northern Iran: Alborz mountains. In: Spencer, A. (Ed.), *Mesozoic–Cenozoic orogenic belts: data for orogenic studies*. Geological Society Special Publication 4, pp. 213–234.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Chéry, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J. F., Sedighi, M. and Tavakoli, F., 2004a- Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data. *Earth Planet. Sci. Lett.* 223,177–185.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli F. and Chéry, J., 2004b- Present-day crustal deformation and plate kinematics in Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Geophys. J. Int.* v. 157, 381-398.
- Weil, A. B., Gutiérrez-Alonso, G. and Conan, J., 2010- New time constraints on lithospheric scale oroclinal bending of the Ibero-Armorican Arc: a paleomagnetic study of earliest Permian rocks from Iberia. *Journal of the Geological Society, London* 167, 17.
- Zanchi, A., Berra, F., Mattei, M., Ghassemi, M. R. and Sabouri, J., 2006- Inversion tectonics in central Alborz, Iran. *Journal of Structural Geology*, 28, 11, 2023-2037.

Geometry and kinematics of the Attary Fault in southeast of the Central Alborz

A. Naeimi^{1*}, M. R. Ghassemi², M. R. Sheikholeslami² and A. Hajhosseini³

¹M.Sc., Department of Tectonics, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

²Associate Professor, Research Institute for Earth Sciences, Tehran, Iran

³BSc, Department of Stratigraphy, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

Received: 2013 July 29

Accepted: 2017 January 07

Abstract

The Attary Fault is an oblique-slip fault with a mapped length of ~20 km. It is concealed by Quaternary deposits both northeastward and southwestward. However, there is a fault in the north of Kavir-e-Chah Jam that can be considered as the northeast continuation of the Attary Fault in the area. In addition, satellite imagery reveals that the Mayamey Fault System extends southwestward into north of the Kavir-e-Chah Jam. Therefore, the Attary Fault may join the Mayamey Fault System in the north of Kavir-e-Chah Jam and hence reach a length of ~127km, considering the concealed parts. There is another major fault with a maximum reported uplift of 4 km, called the Peyghambaran Fault, to the northwest of the Attary Fault. To the west, the Peyghambaran Fault is linked to the Semnan Fault. The connection of the Attary Fault to the Peyghambaran Fault, Semnan Fault and Mayamey Fault System leads to creation of a greater fault system that could have served as the boundary between Alborz and Central Iran, despite the fact that the Attary Fault has not caused significant uplift and mostly cuts the Eocene volcanics. Additionally, since the Attary fault steeply dips to SSE (60-75°), the so-called “positive flower structure” which is widely regarded as the general framework for the Central Alborz has not formed in this part of the range. Our study also shows that a left-lateral motion has been initiated on the Attary Fault following the westward motion of the south Caspian basin in the Late Cenozoic.

Keywords: Southeast of the Central Alborz, Attary fault, Boundary between the Central Iran and Alborz, Kinematic change in the Late Cenozoic.

For Persian Version see pages 213 to 222

*Corresponding author: A. Naeimi, E-mail: naeimi60@gmail.com