

وارون‌شدگی مایل، مدلی برای زمین‌ساخت اولیگوسن - میوسن جنوب البرز مرکزی

محسن احتشامی معین آبادی^۱، علی یساقی^{۲*}

۱- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۲- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس

پذیرش مقاله: ۱۳۹۲/۷/۶

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۳/۵/۱۹

چکیده

مطالعه ساختارهای ترشیری از پهنه بین گسل‌های مشاء و طالقان در جنوب البرز مرکزی جهت بررسی زمین‌ساخت منطقه طی اولیگوسن - میوسن مورد استفاده قرار گرفته است. همگرایی اولیگوسن-میوسن سبب بسته شدن حوضه سازند کرج که طی ائوسن با گسلش نرمال و فعالیت آتشفشانی توسعه یافت، شده است. اثر این فعالیت در امتداد گسل‌های اصلی مانند مشاء و طالقان به صورت گسل‌های فرعی، چین خوردگی‌های درون پهنه گسلی، چین‌های فرودپیواره ای و فرادیواره ای و همچنین ساختارهای سیگموئیدال و S-C بروز کرده که نشان می‌دهند گسل‌های مشاء و طالقان طی اولیگوسن - میوسن جنبش معکوس با مولفه راستگرد داشته‌اند. تشکیل گسل‌های میانبر درون واحدهای ترشیری در فرودپیواره گسل‌های مشاء و طالقان می‌تواند نشان‌دهنده رخداد وارونگی مایل با توجه به مولفه راستگرد در این دوره باشد. این مقاله بر اهمیت توجه به مسئله وارون‌شدگی در حوضه سازند کرج در مطالعات پیش روی تاکید می‌کند.

واژه‌های کلیدی: گسل مشاء، گسل طالقان، زمین‌ساخت اولیگوسن- میوسن، البرز مرکزی، وارون‌شدگی مایل

مقدمه

کرنش ارائه شده بوسیله آلن و همکاران (۲۰۰۳) را تغییر داده و به مدل ساختار گلوآره نامتقارن با راندگی کمتر در دامنه شمالی برای البرز مرکزی اعتقاد دارند. در حالیکه گست و همکاران (۲۰۰۶ الف و ۲۰۰۶ ب) بر مسئله عملکرد گسل‌های راستالغز در تطابق کوتاه‌شدگی البرز مرکزی، از طریق خارج کردن مواد از پهنه برخورد (دوپلکس ترفشارشی مشاء) تاکید می‌کند، آلن و همکاران (۲۰۰۶) عملکرد زمین‌ساخت فرار^۳ را در ایران رد می‌کنند و خاطر نشان می‌کنند که نقش گسل‌های راستالغز در ایران در تطابق میدان حرکت مشاهده شده از طریق چرخش و تقسیم شدن کرنش ابراز می‌شود. در این مقاله با بررسی ساختارهای مزوسکوپی و ماکروسکوپی ترشیری از پهنه بین گسل‌های مشاء و طالقان در جنوب البرز مرکزی (شکل ۱) در محدوده جغرافیایی ۵۵° تا ۵۰° ۵۵' تا ۵۱° ۵۱' درجه طول شرقی و ۳۵° ۴۸' تا ۳۶° ۱۰' عرض شمالی، مدلی جهت زمین‌ساخت منطقه طی اولیگوسن - میوسن ارائه شده است.

زمین‌شناسی البرز مرکزی در ترشیری

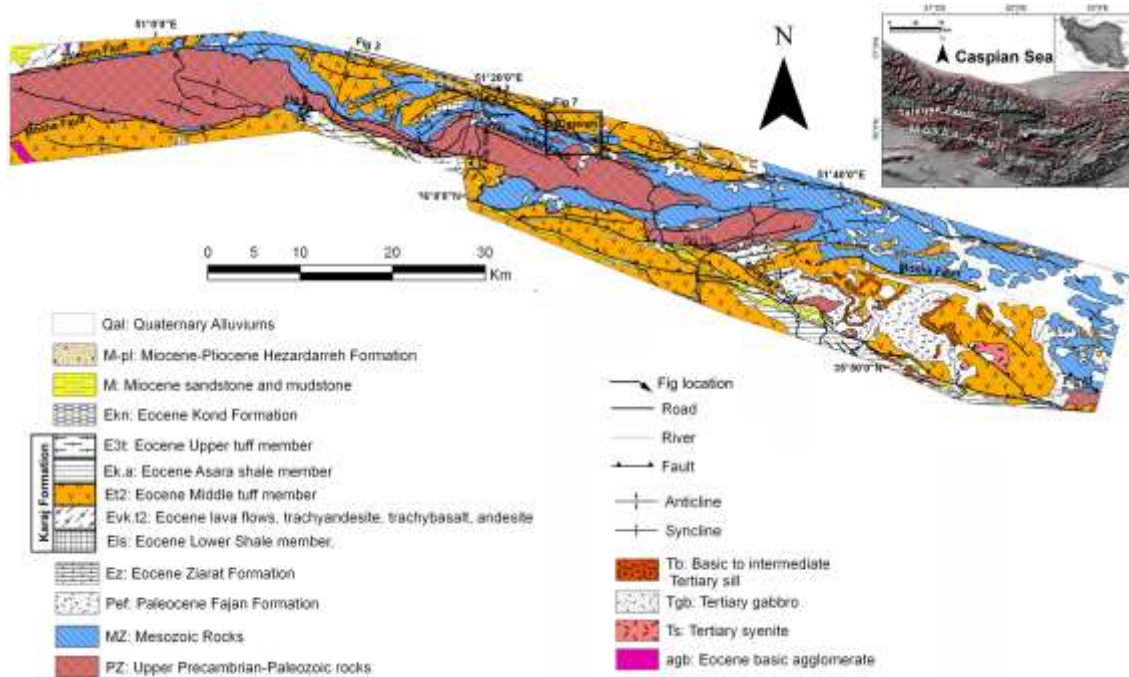
یکی از پیامدهای رخداد فشارشی کرتاسه پایانی - پالئوسن آغازین نهشته شدن کنگلومرای فجن در بخش‌هایی از جنوب البرز مرکزی بوده است (احتشامی معین‌آبادی و همکاران، ۲۰۱۲). دگرشکلی‌های سنوزوییک در البرز مرکزی افزون بر ساختارهای جدید از جمله راندگی‌ها و چین‌خوردگی‌هایی که به وجود آمده‌اند (علوی، ۱۹۹۶؛ آلن و همکاران، ۲۰۰۳؛ یساقی و معدنی‌پور، ۲۰۰۸)، بر پیچیدگی پوسته آن نیز افزوده‌اند. بر خلاف باورهای گذشته که ضخامت پوسته در البرز را کم می‌دانستند (تاتار، ۲۰۰۱؛ آلن و همکاران، ۲۰۰۳)، مطالعات اخیر با استفاده

البرز مرکزی بخش کوچکی از کمربند آلپ - هیمالیا است که طی اولیگوسن - میوسن، به عبارتی از ۳۶ میلیون سال پیش تحت رژیم زمین‌ساختی حاکم، دگرشکلی گسترده‌ای به صورت راندگی‌ها و چین‌خوردگی‌ها به ویژه در نهشته‌های ائوسن کرج و همچنین راندگی سنگ‌های قدیمی‌تر در امتداد گسل‌های اصلی بر روی سازند کرج را تجربه کرده است (علوی، ۱۹۹۶؛ آلن و همکاران، ۲۰۰۳؛ گست و همکاران، ۲۰۰۶ الف و ۲۰۰۶ ب؛ احتشامی معین‌آبادی و یساقی، ۲۰۰۷؛ یساقی و معدنی‌پور، ۲۰۰۸؛ یساقی و نعیمی، ۲۰۱۱؛ بالاتو و همکاران، ۲۰۱۱). زمین‌ساخت البرز در سنوزوییک متأثر از تنش‌های هدایت شده از سوی ورقه عربی، در نتیجه بازشدگی دریای سرخ است که بردار حرکت آن از طریق سامانه‌های پی‌سنگی چندصد کیلومتری به شمال فلات ایران در کپه داغ و البرز منتقل می‌شود (رگارد و همکاران، ۲۰۰۵؛ زمانی و همکاران، ۲۰۰۸).

به جز زمین‌ساخت وارون (زانچی و همکاران، ۲۰۰۶؛ احتشامی معین‌آبادی و همکاران، ۲۰۱۲)، در دیگر مدل‌های ارائه شده برای البرز، تاکید بر زمین‌ساخت سنوزوییک البرز است. آلن و همکاران (۲۰۰۳) البرز را یک کمربند فعال می‌دانند که حرکت جوان در راستای گسل‌های شمالی، میانی و جنوبی البرز سبب پدیده تقسیم‌شدگی کرنش در آن از اوایل میوسن شده است. گست و همکاران (۲۰۰۶) با رد مدل ارائه شده از سوی علوی (۱۹۹۶) برای تغییر شکل البرز مرکزی به صورت کمربند نازک پوسته‌ای از پشته تاق‌شکل^۲، به وجود گسل‌های نرمال ائوسن پوشیده شده با سازند کرج اشاره می‌کنند. ایشان مدل تقسیم‌شدن

۲۰۱۰؛ رجایی و همکاران، ۲۰۱۰). البته هنوز فرضیه یا مدلی در ارتباط با ساز و کار موثر در افزایش ضخامت پوسته در البرز مرکزی ارائه نشده است.

از امواج زمینلرزه نشان داده است عمق موهو در برخی مناطق البرز مرکزی تا نزدیک به ۶۰ کیلومتر نیز می‌رسد، در حالیکه این عمق در ساحل خزر حدود ۴۶ و در لبه ایران مرکزی نزدیک به ۴۸ کیلومتر است (عباسی و همکاران،



شکل ۱: الف- نقشه زمین‌شناسی منطقه مطالعه در جنوب البرز مرکزی که واحدهای ترشیری در آن به تفکیک نشان داده شده‌اند. تغییر یافته از وحدتی دانشمند (۱۳۷۰)، حقی پور و همکاران (۱۳۶۵) و آنلز و همکاران (۱۹۸۵). چهارگوش‌ها موقعیت نقشه‌ها را نشان می‌دهند.

ضخامت آن به طور محلی به چند کیلومتر می‌رسد (آلن و همکاران، ۲۰۰۳). گسترش این حوضه پشت کمان با گسلش نرمال در سازند کرج همراه بوده است (گست و همکاران، ۲۰۰۶). براساس داده‌های تعیین سن فعالیت‌های آتشفشانی سازند کرج بین ۵۵ تا ۳۷ میلیون سال پیش رخ داده است (داودزاده و همکاران، ۱۹۹۷؛ برون و همکاران، ۲۰۰۳؛ وینسنت و همکاران، ۲۰۰۵؛ وردل، ۲۰۰۵؛ بالاتو و همکاران، ۲۰۱۱). نبود یا پراکندگی اندک نهشته‌های الیگوسن مانند

تکامل زمین ساختی البرز مرکزی پس از پالئوسن با پسروی دریا و نهشته شدن رخساره‌های کربناته سازند زیارت و سپس سازند کرج ادامه یافت. بر این اساس، در ائوسن زیرین-میانی گسترش یک حوضه پشت کمان در اثر فرورانش نئوتتیس (بربریان، ۱۹۸۳؛ حسن‌زاده و همکاران، ۲۰۰۲؛ آلن و همکاران، ۲۰۰۳)، شرایط را برای رسوبگذاری سازند کرج، که عمدتاً در البرز جنوبی رخنمون دارد و از سنگهای آواری و گدازه‌های آندزیتی تشکیل شده، فراهم کرد، سازندی که

گسل‌های راندگی کوچک (شکل ۲الف) و چینهای بی‌ریشه متعدد (شکل ۲ب) وجود دارد که در سازند کرج تشکیل شده‌اند. پهنه درون سازند کرج توسعه یافته است، هرچند به سمت فرادیواره به نهشته‌های قدیمی‌تر زیارت و کرتاسه ختم می‌شود. چینهای برداشت شده در این پهنه بین ۰/۵ تا ۳ متر طول موج و دامنه آنها حدود دو متر است. چینها عمدتاً از نوع بسته و بی‌ریشه بوده و توسط گسل‌های فرعی بریده و جابجا شده‌اند (شکل ۲ب). لغزش موازی با لایه‌بندی در یالهای چینها رخ داده است. در عمل هیچ ساختار برجسته‌ای که بتوان به عنوان برگوارگی در نظر گرفت در پهنه وجود ندارد. برداشت ساختاری از این پهنه موید حرکت معکوس جنوب به شمال گسل در این پهنه است که پس از ائوسن رخ داده است (شکل ۲پ).

در غرب دره کرج، چین‌خوردگی‌هایی در فرادیواره و فرودیواره گسل طالقان مشاهده شده‌اند که با توجه به وجود سازند کرج در هسته آنها (شکل ۳) تشکیل آنها در ترشیری و پس از ائوسن رخ داده است. بنابراین، تشکیل این چینها می‌تواند همزمان با فعالیت گسل طالقان در ترشیری و مرتبط با آن باشد و یا اینکه پیش از عملکرد گسل تشکیل شده و سپس دچار دگرشکلی و تغییر توسط گسل طالقان شده باشند. از این چینها برای شناخت تاریخچه جنبشی گسل طالقان در ترشیری استفاده شده است. برای نمونه، شکل ۴ بخشی از یک چین فرودیواره‌ای فرسایش یافته افقی در سازند کرج در فرودیواره گسل طالقان را نشان می‌دهد. گسل طالقان از جنوب این چین عبور می‌کند و در این شکل رخنمون ندارد. استریوگرام در پایین شکل ۴، بردار جنبش گسل طالقان براساس محور چین فرودیواره‌ای را نشان می‌دهد.

واحد گنداب در البرز مرکزی (گست و همکاران، ۲۰۰۷)، در حالیکه به سمت جنوب در ایران مرکزی لایه‌های الیگوسن به نام سازند قم گسترش قابل توجهی دارند، حکایت از گذار از رژیم زمین‌ساختی کششی حوضه پشت کمان ائوسن به شرایط جدید در طی الیگوسن در این منطقه دارد که از آن بنام رژیم فشارشی اولیگوسن-میوسن یاد شده است (آلن و همکاران، ۲۰۰۳؛ گست و همکاران، ۲۰۰۶). آثار این رخداد به صورت چین‌خوردگی، برخاستگی و گسلش در سراسر البرز مرکزی به چشم می‌خورد (علوی، ۱۹۹۶؛ آکسن و همکاران، ۲۰۰۱؛ آلن و همکاران، ۲۰۰۳؛ گست و همکاران، ۲۰۰۶الف و ۲۰۰۶ب؛ یساقی و نعیمی، ۲۰۱۱). براساس مطالعات ژئوکرونولوژی، چینه‌نگاری مغناطیسی، چینه‌شناسی و رسوب‌شناسی بر روی نهشته‌های سازند کند و نهشته‌های اولیگوسن - میوسن سازندهای قرمز زیرین، قم و قرمز در منطقه ایوانکی، بالاتو و همکاران (۲۰۱۱) آغاز این رخداد را با نرخ اندک از ۳۶ میلیون سال پیش دانسته که در ۱۷ میلیون سال پیش نرخ آن افزایش یافته است. توالی سنوزویک در البرز و مجاور آن به سمت بالا درشت شونده است، که افزایش ارتفاع را در طول زمان نشان می‌دهد و با شواهد تغییرشکل فشارشی در طول راندگی‌های اصلی همخوانی دارد (اشتوکلین، ۱۹۷۴؛ علوی، ۱۹۹۶).

داده‌های ساختاری

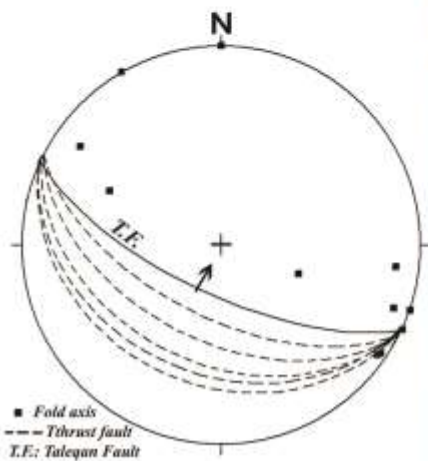
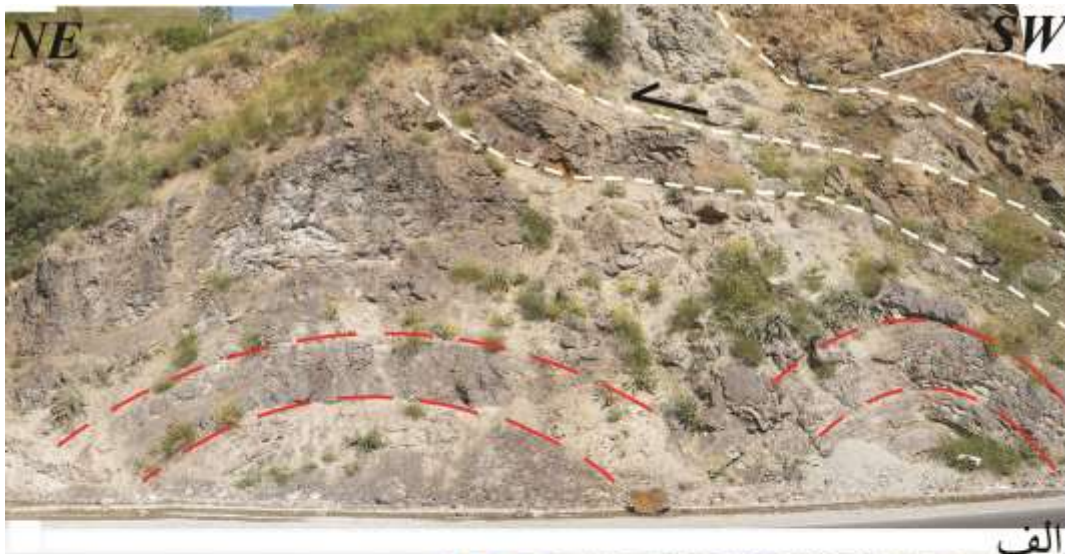
کینماتیک گسل طالقان در اولیگوسن -

میوسن

یکی از بهترین رخنمون‌های ترشیری گسل طالقان در دیواره شرقی دره کرج قرار دارد. در این برش پهنه گسلی با عرض بیش از ۱۰۰ متر متشکل از ساختارهای مزوسکوپی شکنا شامل

کلی اثر سطح محوری چین زاویه ای حدود ۴۰ درجه با گسل طالقان می‌سازد. این وضعیت نشان می‌دهد تشکیل آن در فرادیواره گسل طالقان می‌تواند در شرایط ترا فشارش صورت گرفته باشد یا اینکه در اثر حرکت گسل طالقان خمیده و تغییر شکل یافته است.

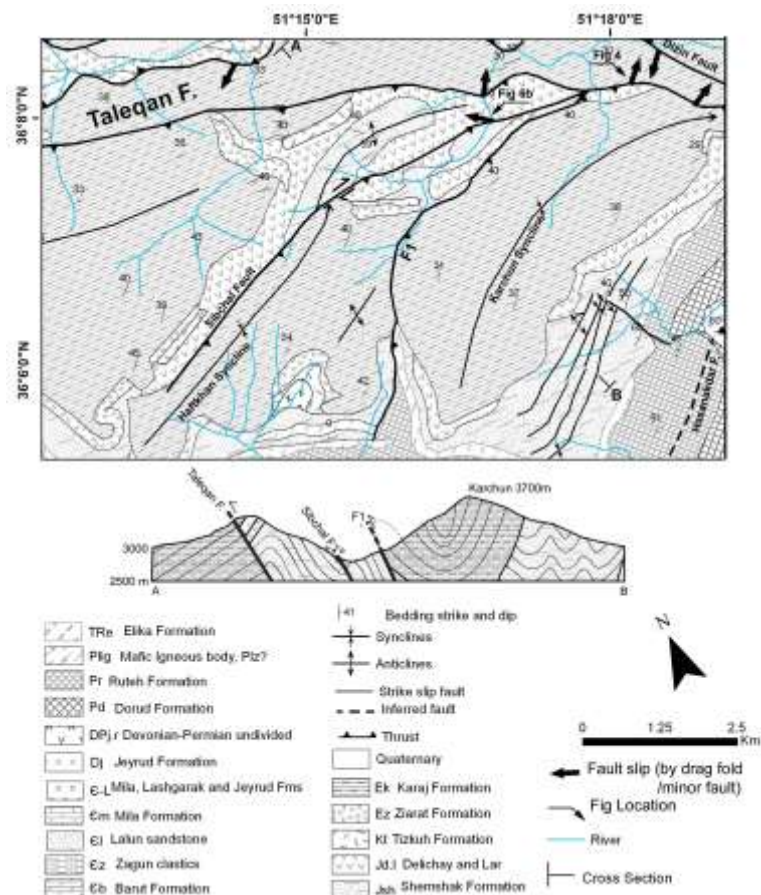
در فرادیواره گسل طالقان در غرب دره کرج، سازند کرج در هسته ناودیس بزرگی به نام ناودیس کرجون به طول بیش از ۱۰ کیلومتر رخنمون دارد (شکل‌های ۳ و ۵). ناودیس کرجون از نوع مایل بوده که دماغه آن در انتهای جنوب غربی چین رخنمون یافته است. گرچه اثر سطح محوری این ناودیس دارای خمیدگی است و روند



شکل ۲: الف) بخشی از پهنه گسل طالقان در دره کرج که راندگی درون سازند کرج در راستای گسل‌های فرعی و همچنین چین‌های موجود در پهنه گسل را نشان می‌دهد. ب) چین‌های بی‌ریشه و گسلش معکوس در پهنه گسل طالقان. پ) استریوگرام پهنه گسلی و ریزساختارهای موجود در آن که کینماتیک گسل را از جنوب غرب به شمال شرق مستند می‌کند. موقعیت پهنه در شکل ۱ نشان داده شده است.

خمیدگی اثر سطح محوری چین‌هایی مانند کرج چون که در نزدیکی گسل‌های اصلی مانند طالقان قرار گرفته‌اند، باشد. بررسی‌های پیشین نقش موثر گسل‌های عرضی - برشی و تقسیم‌شدگی کرنش در خمیدگی ناودیس کرج چون را نشان داده‌اند (احتشامی معین‌آبادی و یساقی، ۱۳۸۴). موقعیت این گسل‌های عرضی از حدود N130 تا N170 متغیر است (شکل ۵الف). جابجایی گسل‌های شمالی - جنوبی (نزدیک به N170) چپگرد است در حالیکه گسل‌های با روند نزدیک به N130-150 جابجایی راستگرد نشان می‌دهند (شکل ۵الف). روند و جابجایی این گسل‌ها می‌توانند با گسل‌های R و R' در مدل شکل ۵ب تطابق داشته باشند.

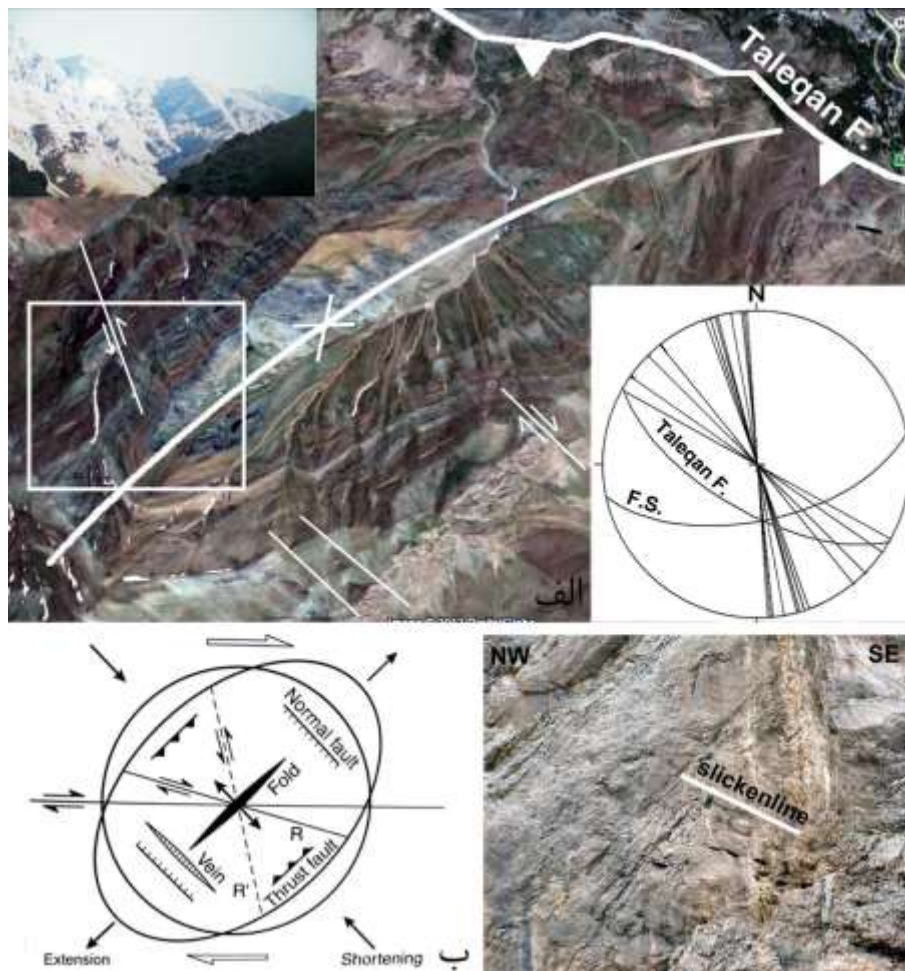
از آنجا که در هیچ یک از منابعی که تاکنون در زمینه زمین‌ساخت البرز مرکزی در اولیگوسن - میوسن منتشر شده است، شاهدی از دو حرکت جداگانه در این دوره یعنی یک رژیم فشارشی که سپس به ترافشارش راستگرد تبدیل شده باشد، ارائه نشده است (علوی، ۱۹۹۶؛ آکسن و همکاران، ۲۰۰۱؛ آلن و همکاران، ۲۰۰۳؛ گست و همکاران، ۲۰۰۶؛ بالاتو و همکاران، ۲۰۱۱) و افزون بر این همانطور که در شکل ۳ مشخص است چین‌هایی مثل هفتخوان که در فاصله دورتری از گسل طالقان قرار گرفته‌اند اثر سطح محوری مستقیم دارند. با توجه به دو نکته فوق تشکیل این چین‌ها می‌بایست در رژیم اولیگوسن - میوسن صورت گرفته باشد و عاملی مرتبط با همین رژیم سبب



شکل ۳: نقشه زمین‌شناسی بخشی از منطقه مطالعه در غرب دره کرج که چین‌ها و گسل‌های فرادیواره‌ای گسل طالقان را نشان می‌دهد. تغییر یافته از وحدتی دانشمند (۱۳۷۹). محدوده نقشه در شکل ۱ نشان داده شده است.



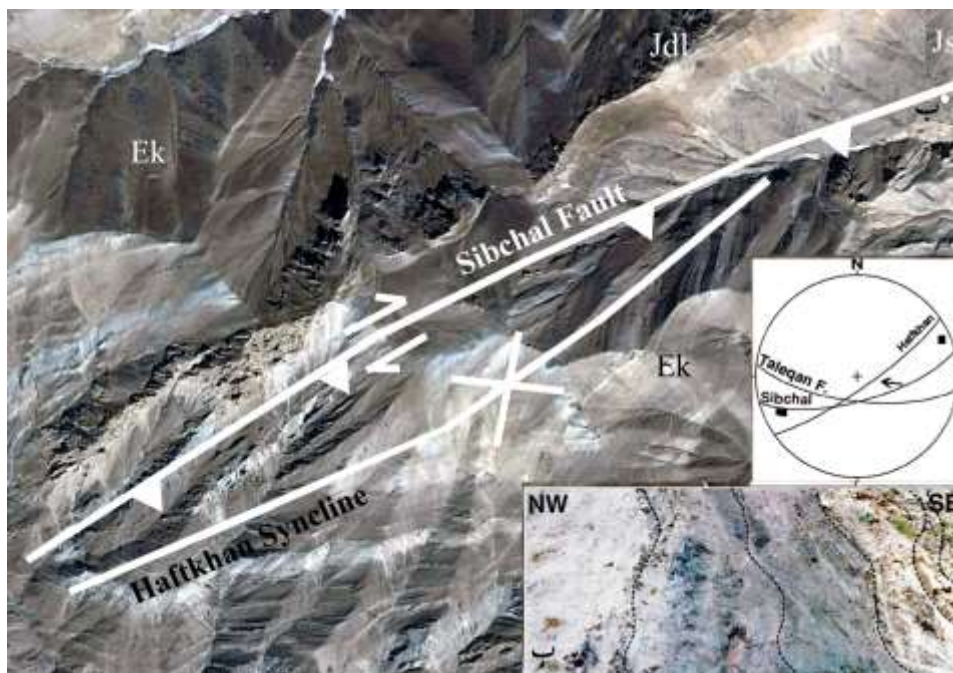
شکل ۴: بخشی از یک ناو فرم فرود یوارهای فرسایش یافته در سازند کرج در فرود یواره گسل طالقان، استریوگرام در پایین شکل بردار لغزش گسل را بر اساس موقعیت محور چین نشان می‌دهد. موقعیت تصویر در شکل ۳ نشان داده شده است.



شکل ۵: الف) اثر سطحی ناودیس کرج در سازند کرج در فراد یواره گسل طالقان بر روی تصویر ماهواره‌ای کوئیک برد از منطقه به همراه استریوگرام مربوطه، دوایر بزرگ قائم همگی گسل‌های عرضی - برشی هستند. تصویر بالا گوشه سمت چپ دماغه ناودیس در محدوده چهار گوش سفید رنگ را نشان می‌دهد. ب) مدلی از موقعیت ساختارهای محتمل در یک رژیم ترا فشاری راستگرد، به موقعیت چین نسبت به راستای پهنه و شباهت آن با ناودیس کرج چون توجه شود. پ) آینه گسلی یکی از گسل‌های

فرادیواره گسل طالقان را نشان می‌دهد. بررسی صحرایی و تصویر ماهواره‌ای منطقه نشان می‌دهد گسل سیب‌چال با زاویه حدود ۲۲ درجه در فرادیواره گسل طالقان تشکیل شده و با موقعیت N075/70 SE به آن متصل می‌شود (شکل ۳). پهنه گسل بیشتر از گوز گسلی تشکیل شده ولی آثار واحدهای تا حدی چین‌خورده و سیگموئیدال در آن به چشم می‌خورد (شکل ۶ب). براساس داده‌های فوق، گسل سیب‌چال گسلی اریبلغز با مولفه راستگرد و معکوس در نظر گرفته می‌شود که سبب بالا راندگی ناودیس سیب‌چال در فرادیواره خود شده است.

عرضی - برشی در دامنه جنوبی ناودیس کرچون. برای موقعیت ناودیس کرچون نسبت به گسل طالقان به شکل ۳ مراجعه کنید. از نمونه‌های دیگر از این روند چین‌خوردگی در فرادیواره گسل طالقان می‌توان به ناودیس هفت‌خوان اشاره کرد (شکل‌های ۳ و ۶). ناودیس هفت‌خوان که از دره کهنه‌ده در جاده گچسر - طالقان قابل دسترسی است، با روند اثر سطح محوری شمال شرقی در فرادیواره گسل طالقان و همچنین در فرادیواره یک گسل فرعی نسبت به گسل طالقان تشکیل شده است که راندگی سیب‌چال نامیده شده است (شکل ۳). شکل ۶ عکس-نقشه ناودیس هفت‌خوان و گسل سیب‌چال در



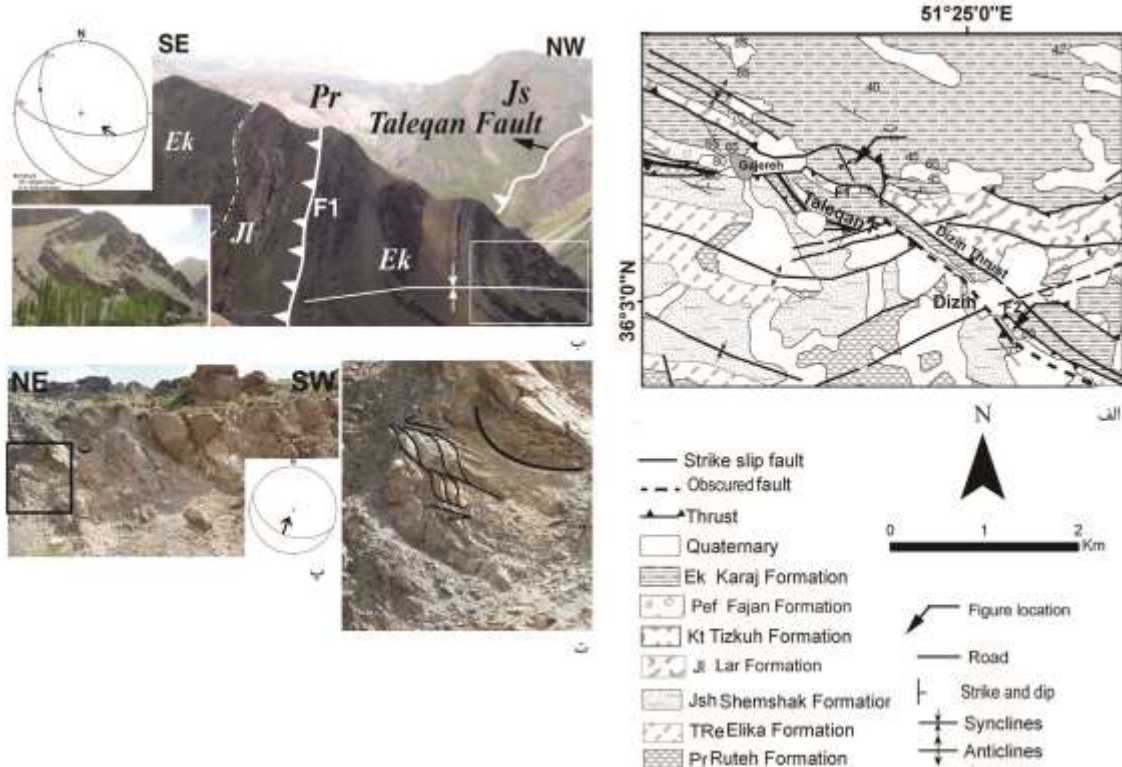
شکل ۶: الف) تصویر نقشه از گسل سیب‌چال و ناودیس هفت‌خوان در فرادیواره آن ب) پهنه گسل سیب‌چال در دره کهنه‌ده و ساختارهای چین‌خورده و تا حدی سیگموئیدال در پهنه گسلی. استریوگرام در شکل الف موقعیت ناودیس هفت‌خوان و گسل سیب‌چال را نسبت به گسل طالقان نشان می‌دهد. موقعیت تصویر ب در شکل ۳ نشان داده شده است.

این قسمت از فرادیواره گسل طالقان تشکیل نشده است (شکل ۱). بررسی‌ها نشان می‌دهد یک گسل با نام F1 در فرادیواره گسل طالقان وجود دارد (شکل ۷ الف) که سبب رانده شدن نهشته‌های

در شرق دره کرج (شکل ۱)، نیمه شرقی گسل طالقان توسط راندگی ترشیری دیزین پوشیده شده است (احتشامی معین آبادی، ۱۳۹۱). رخساره‌های سازند کرج و رسوبات جوانتر از آن در

صورت S-C سبب راندگی نهشته‌های کربناته ائوسن زیرینی - میانی بر روی سازند کرج شده است (شکل ۷ پ و ت) این شاخه گسلی در فاصله ۷۰۰ متری از گسل طالقان قرار گرفته است. براساس مطالعه فسیل‌شناسی نمونه ارسالی از این واحدها به سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۹۰)، با توجه به نبود فسیل‌های شاخص و سن برآورد شده برای آنها (ائوسن زیرین - میانی) این واحدها می‌توانند معادل سازند زیارت و یا واحدهای کربناته در قائده سازند کرج باشند.

مزوزوییک و ائوسن (زیارت) در فرادیواره بر روی نهشته‌های سازند کرج شده است. این گسل در فاصله‌ای بین ۵۰۰ تا ۷۰۰ متر نسبت به پهنه مزوزوییک گسل طالقان قرار گرفته است. چین خوردگی سازند کرج در فرادیواره این گسل به صورت ناوشکل که بخش عمده آن فرسایش یافته است، حرکت معکوس با مولفه راستالغز راستگرد را برای آن نشان می‌دهد (شکل ۷ الف و ب). همچنین شاخه گسلی دیگری بنام F2 در گردنه دیزین از گسل طالقان به سمت شمال جدا شده است و براساس ساختارهای شکستگی برشی به



شکل ۷: الف) نقشه زمین‌شناسی بخشی از نیمه شرقی گسل طالقان بین گاجره تا دیزین. ب) هسته ناو فرم مایل در فرادیواره گسل F1 که در فاصله نزدیک به ۵۰۰ متر از پهنه مزوزوییک گسل طالقان و در فرادیواره آن تشکیل شده است. تشکیل این ناو فرم و گسل F1 را می‌توان به تشکیل آن به عنوان یک گسل میانبر در فرادیواره گسل طالقان در نظر گرفت. استریوگرام بردار لغزش گسل F1 را براساس محور ناوشکل نشان می‌دهد. بخشی از شکل که با چهاگوش سفید مشخص شده است در گوشه سمت چپ بزرگ شده است. Ek: سازند کرج، Pr: سازند روته در پس زمینه، Js: گروه شمشک، JI: سازند لار. پ) پهنه گسلی شکنا در گردنه دیزین متعلق به گسل F2 در فرادیواره گسل طالقان که سنگ آهکهای قائده کرج و یا معادل زیارت را بر

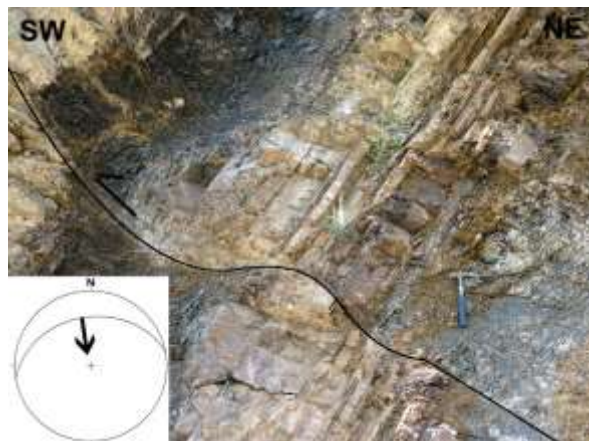
روی سازند کرج رانده است. ساختار S-C در (ت) عملکرد راندگی را نشان می‌دهد. محدوده نقشه در شکل ۱ نشان داده شده است.

کینماتیک گسل مشاء در اولیگوسن - میوسن

بررسی ساختاری دگرریختی ترشیری در پهنه گسل مشاء را می‌توان از غرب به شرق در امتداد کوههای طالقان، برشهای ساختاری در امتداد دره کرج، در فشم و در دره هراز پیگیری کرد. براین اساس اطلاعات ساختاری موجود در مطالعه گسل مشاء در منطقه طالقان نشان می‌دهد گسل مشاء در این منطقه نیز جدا کننده واحدهای پرکامبرین - مزوزوییک در فرادیواره از سازند کرج در فرودیواره است. دگرریختی به صورت ضخیم پوسته در فرادیواره گسل وارون شده مشاء در قسمت‌های شرقی کوههای طالقان با تشکیل تاقدیس‌های بزرگ فرادیواره‌ای با هسته پرکامبرین، ناودیس‌های فرودیواره‌ای و گسل‌های میانبر همراه بوده است (یساقی و معدنی‌پور، ۲۰۰۸). در حالیکه در بخش‌های شرقی‌تر کوههای طالقان، گسل مشاء شیب کمتری یافته و راندگی‌های "break-back" هندسه دگرریختی

نازک پوسته را در این قسمت سبب شده‌اند. این تغییر در الگوی دگرریختی در اثر گسل پی‌سنگی پنهان با امتداد N-S در طول دره ولیان ذکر شده است (یساقی و معدنی‌پور، ۲۰۰۸).

بررسی ساختارهای گسلی مشاء در برشهای در طول دره‌هایی که به دره کرج ختم می‌شوند، نشان داده است براساس ساختارهایی از جمله ساختار S-C، ساختار سیگموییدال، چین خوردگی و برگوارگی در تنگ کسبیل (احتشامی معین‌آبادی و یساقی، ۲۰۰۷)، گسل‌های فرعی (شکل ۸) و همچنین چین خوردگی‌های فرودیواره‌ای در همه‌جا (احتشامی معین‌آبادی و یساقی، ۲۰۰۷)، چین خوردگی و ساختار دوپلکس معکوس در پهنه گسلی مشاء در دره آویزر (شکل ۹)، فعالیت گسل مشاء به صورت معکوس پس از ائوسن سبب راندگی سنگهای پرکامبرین تا پالئوزوییک بر روی نهشته‌های سازند کرج شده است (احتشامی معین‌آبادی و یساقی، ۲۰۰۷).



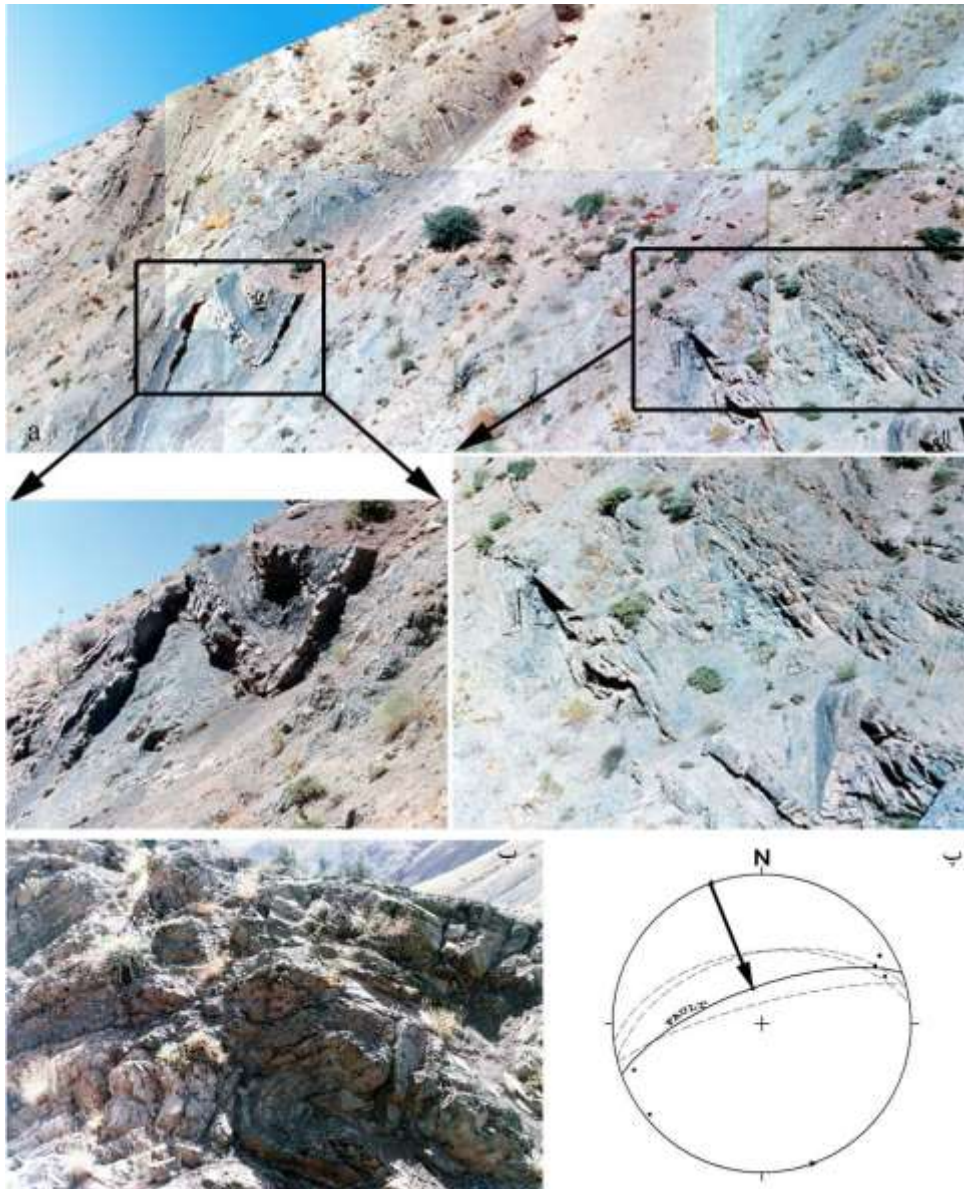
شکل ۸: توسعه گسل‌های فرعی با جنبش معکوس در پهنه گسل مشاء، در سازند ائوسن کرج، برش همه‌جا در دره کرج. موقعیت تصویر در شکل ۱ نشان داده شده است.

طول دره آویزر تا رخنمون گسل مشاء در حدود ۵ کیلومتر است. خط اثر گسل مشاء از سمت شرق با رسیدن به این منطقه، یک تغییر روند از راستای

برای نمونه دره آویزر دره‌ای با روند شمالی - جنوبی است که از روستای آویزر تا دامنه‌های جنوبی کوه و ناودیس و نتار ادامه پیدا می‌کند.

گسل مشاء در این برش، تشکیل چین‌های در ارتباط با گسلش به طور گسترده است (شکل ۹الف).

شرقی - غربی به N285 دارد که احتمالاً در اثر عملکرد گسل پی سنگی عرضی F-3 (یوسفی و فریدبرگ، ۱۹۷۷) رخ داده است. پهنه گسلی از واحدهای کرج عبور کرده است. ویژگی اصلی پهنه



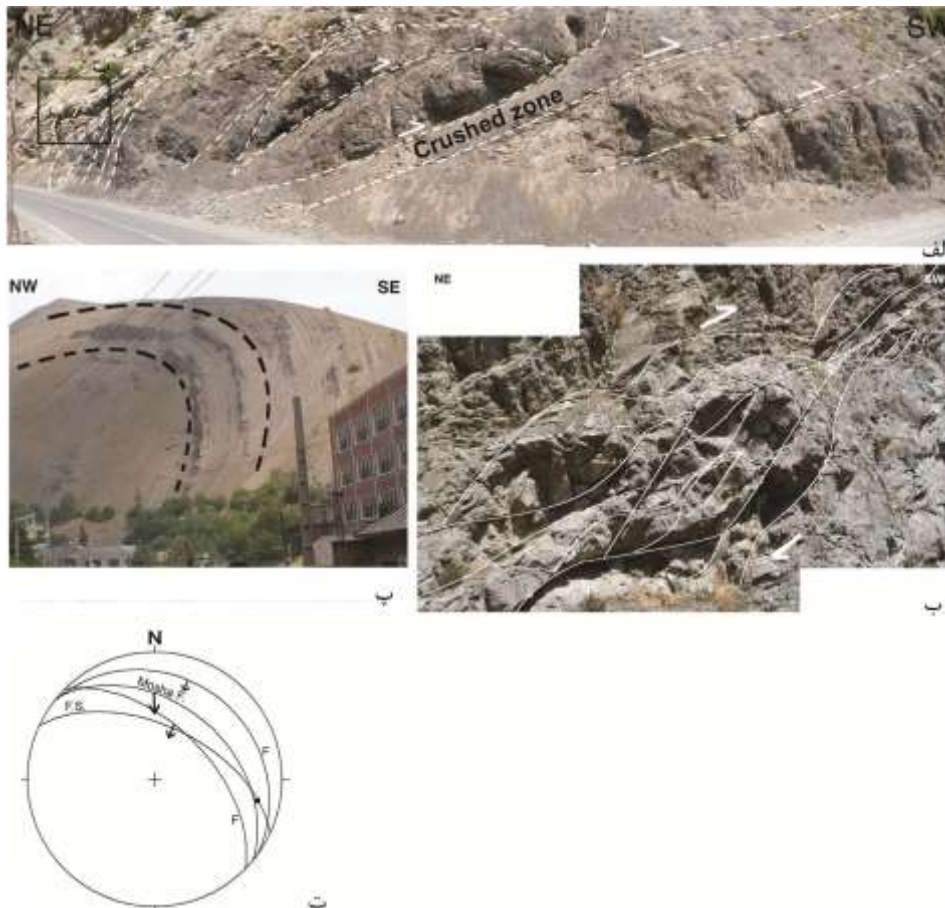
شکل ۹: الف) چین خوردگی توسعه یافته در پهنه گسل مشاء در دیوره غربی دره آویزر درون سازند کرج. در این برش چین خوردگی پلی هارمونیک لایه‌های توف کربناته جهت برش را معکوس نشان می‌دهد. عرض تصویر حدود ۱۰۰ متر است. دو قسمت از تصویر بزرگنمایی شده‌اند. (ب) چین خوردگی پیچیده در بخش شرقی دره (پ) استریوگرام از ساختارهای موجود در این پهنه که جنبش معکوس پهنه گسل مشاء در این برش نشان می‌دهند. موقعیت تصویر در شکل ۱ نشان داده شده است.

چین‌های تشکیل شده از پلی هارمونیک تا پیچیده متغیر بوده و هندسه آنها منحصر به فرد است. امتداد سطح محوری چین‌ها بین N230 تا N255 و شیب آنها بین ۵۰ تا ۷۰ درجه به سمت

موقعیت آنها برش معکوس گسل مشاء را نشان می‌دهند (شکل ۹پ).

پهنه گسل مشاء به عرض حدود ۳۰۰ متر با امتداد حدود N310 در جاده فشم به زاگون رخنمون دارد. در این برش سنگهای کامبرین سازند لالون تا کنگلومرای پالئوسن سازند فرادیواره گسل بر روی نهشته‌های توفی سازند کرج رانده شده‌اند. ساختارهای غالب در این پهنه از نوع شکنا و شامل دوپلکس‌های راندگی (شکل ۱۰الف) و ساختار S-C با منشا گسلهای خش‌دار است (شکل ۱۰ب).

شمال متغیر است. برخی از چین‌های تشکیل شده در اثر میزان جابجایی احتمالا بی ریشه هستند. گوژ گسلی در بخش میانی پهنه برشی گسل تشکیل شده است. محور چین در این چینها ۱۰ درجه پلانچ دارد. علاوه بر دیواره غربی دره آویزر، دیواره شرقی دره نیز ساختارهای پهنه برشی گسل مشاء را در خود ثبت کرده است (شکل ۹ب). نتایج حاصل از تصویر کردن چینهای پهنه برشی نشان می‌دهد، موقعیت سطح محوری آنها متغیر بوده است (N255, 79N: N083, 50) و موقعیت محور این چینها (N: N076, 51N) و روندهای مختلفی نشان می‌دهند، اما برآیند



شکل ۱۰: الف) پهنه گسل مشاء در فشم به عرض حدود ۳۰۰ متر، دوپلکس‌های راندگی با اندازه‌های مختلف در پهنه توسعه یافته‌اند (ب) بزرگنمایی بخشی از الف که شکستگی‌های برشی به صورت سیگموئیدال و شبیه ساختار S-C را نشان می‌دهد. پ) طاق شکل پلانژدار در فرادیواره گسل مشاء در فشم با هسته سازند ائوسن کرج که طول اثر محوری آن به ۸ کیلومتر می‌رسد. ت) استریوگرام کینماتیک گسل مشاء در برش فشم (F: F

شکستگی برشی با خش لغز، F.S: سطح محوری طاق فرم به همراه محور به صورت مربع توپر). مکان برش در شکل ۱ نشان داده شده است.

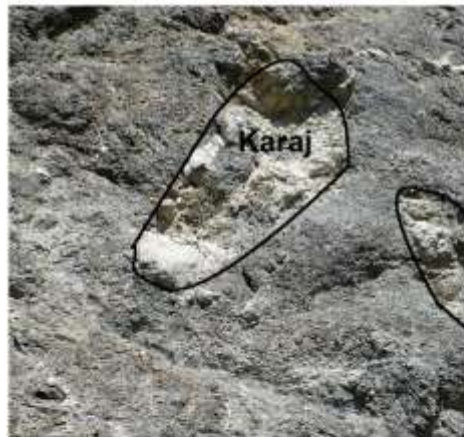
همچنین پهنه اصلی گسل مشاء در دره هراز از پیرامون روستای مبارک آباد عبور می‌کند. در این برش فرادیواره گسل مشاء متشکل از سنگهای پالئوزویک و بطور عمده سازند مبارک با سن کربنیفر است (شکل ۱). چند شاخه گسلی در این برش وجود دارند که شاخه‌ای از گسل مشاء که ساختارهای جنبشی بهتری در آن حفظ شده است، معرفی می‌شود. این شاخه که بطور قطع می‌توان حرکات آن را به ترشیری نسبت داد، سبب رانده شدن سنگهای کامبرین از جمله کوارتزیت قانده‌ای میلا در فرادیواره بر روی توده گابروی مبارک آباد یا نهشته‌های میوسن شده است (شکل ۱۱ الف). از آنجا که سن توده گابرویی مبارک آباد با توجه به وجود میانبارهایی از سازند کرج در آن پس از ائوسن معرفی شده (ولی‌زاده و همکاران، ۱۳۸۷) (شکل ۱۱ پ)، راندگی واحدهای کامبرین بر روی این توده می‌تواند متعلق به حرکات ترشیری پسین گسل مشاء باشد. در این منطقه هیچ ساختار میکروسکوپی نامتقارن یا برگوارگی که نشان دهنده دگرشکلی شکل پذیر توده باشد، مشاهده نشده است (احتشامی معین‌آبادی، ۱۳۹۱)، بنابراین دگرریختی و دگرسانی موجود در این توده و رانده شدن واحدهای کامبرین بر روی آن می‌بایست پس از سرد شده توده رخ داده باشد. با توجه به اینکه تعیین سن مطلق از این توده در دست نیست و با توجه به وجود میانبارهای سازند کرج در توده که سن آن را جوانتر از سازند کرج نشان می‌دهد، گسلش واحدهای کامبرین بر روی توده می‌بایست در اولیگوسن یا میوسن رخ داده باشد.

یک پهنه به ضخامت کمتر از یک متر بیشترین خردشدگی را نشان می‌دهد که با عنوان پهنه خردشده در شکل ۱۱ الف مشخص شده است. هیچ برگوارگی غالب شکل‌پذیر در پهنه توسعه نیافته است. بررسی برشهای نازک نیز موید دگرشکلی شکنا به صورت ماکل کلسیت و خاموشی موجی ضعیف در این پهنه است (احتشامی معین‌آبادی و یساقی، ۱۳۹۳). فرودیواره گسل مشاء در این برش با یک تاق‌شکل بسیار بزرگ به طول حدود ۸ کیلومتر در سازند کرج مشخص می‌شود (شکل‌های ۱۰ پ). براساس گسلهای فرعی سازنده ساختارهای دوپلکس و تاق‌شکل فرودیواره‌ای گسل مشاء، کینماتیک گسل در این برش معکوس با مولفه راستالغز راستگرد تعیین شده است (شکل ۱۰ ت).

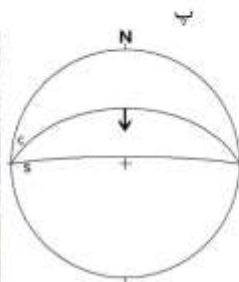
پس از برش فشم، به سمت شرق بین فشم و دره هراز (شکل ۱)، گسل مشاء به دو شاخه تقسیم می‌شود که شاخه شمالی نهشته‌های ژوراسیک را بر روی سازند کرج رانده است که نشان دهنده فعالیت گسل در ترشیری است (آسرتو، ۱۹۶۶). این مسئله با وجود چینهای فرودیواره‌ای بزرگ با هسته پالئوسن تایید می‌شود. از سوی دیگر، از آنجا که این قطعه از گسل در دره لار با نهشته‌های کوآترنری پوشیده شده است (وحدتی دانشمند ۱۳۷۶)، شاهدهی از فعالیت این گسل پس از میوسن وجود ندارد. در عین حال شاخه جنوبی گسل مشاء در این منطقه پس از میوسن همچنان فعال بوده و سبب دگرریختی در نهشته‌های میوسن و پلیوسن - کوآترنری شده است (لندگراف و همکاران، ۲۰۰۹؛ بالاتو و همکاران، ۲۰۱۱؛ سلیمانی آزاد و همکاران، ۲۰۱۱).



الف



ب



ت

شکل ۱۱: الف- گسلش معکوس کوارتزیت قائده‌ای میلا (کامبرین) بر روی گابروی مبارک آباد (پس از ائوسن) که بخش اعظم آن دگرسان شده است. ب) بزرگنمایی بخشی از الف که با چهارگوش سفید مشخص شده است. پ) میانبرهای سازند کرچ در توده گابرو نشان دهنده سن پس از ائوسن برای گابرو است. ت- توسعه ساختار S-C در راستای عملکرد گسل، سازوکار راندگی را بخوبی نشان می‌دهد. موقعیت روی شکل ۱ نشان داده شده است.

بحث

با آغاز حرکات کششی ائوسن (بربریان، ۱۹۸۳؛ حسن‌زاده و همکاران، ۲۰۰۲؛ آلن و همکاران، ۲۰۰۳) و پیشروی دریا، بخشهایی از فرادیواره گسل طالقان به زیر آب رفته و سازند زیارت به صورت محدود و سپس دو عضو شیل زیرین و توف میانی سازند کرج در آن نهشته شده‌اند. بر این اساس می‌بایست فرونشینی در این منطقه پس از نهشته شده توف میانی فروکش کرده باشد، اثر این پدیده در نبود دو عضو بالایی سازند کرج یعنی شیل آسارا و توف بالایی در این منطقه مشهود است (احتشامی معین‌آبادی، ۱۳۹۱). با توجه به اینکه تشکیل حوضه ائوسن کرج با گسلش نرمال همراه بوده است (گست و همکاران، ۲۰۰۶؛ شهیدی و همکاران، ۲۰۰۸) با توجه به شیب زیاد گسل سیب چال؛ ممکن است این گسل منشأ اولیه نرمال داشته باشد. شرایط رسوبگذاری نهشته‌های ائوسن در فرادیواره گسل طالقان می‌تواند توسط عواملی از جمله گسلش نرمال، فرونشینی گرمایی، فعالیت نرمال گسل طالقان طی ائوسن میانی و یا ترکیبی از این عوامل تسهیل شده باشد. همانند بیشتر مناطق جنوب البرز مرکزی با آغاز فعالیت‌های اولیگوسن - میوسن، نهشته‌های اولیگوسن و میوسن در این منطقه تشکیل نشده‌اند (شکل ۱).

براساس شواهد جنبشی از گسل طالقان (شکل‌های ۲، ۴، ۵ و ۶) و گسل مشاء (شکل‌های ۸، ۹، ۱۰، ۱۱)، دگرریختی پهنه بین این دو گسل در اولیگوسن - میوسن متأثر از فعالیت گسلش معکوس با مولفه راستالغز راستگرد در امتداد این دو گسل بوده است که سبب تشکیل چین خوردگی‌های ترشیری به ویژه در قسمت غرب دره کرج گردیده است. از آنجا که گسل مشاء شکلی سینوسی داشته و موقعیت آن در طول گسل

تغییر می‌کند (احتشامی معین‌آبادی و یساقی، ۲۰۰۷)، اندازه مولفه راستالغز گسل مشاء نیز تغییراتی را نشان می‌دهد، برای مثال در برش فشم (استریوگرام شکل ۱۰) گسل مشاء با راستای N310 مولفه راستالغز بزرگتری نسبت به برش دره هراز (شکل ۱۱) با راستای N270 دارد که تقریباً مولفه راستالغز نشان نمی‌دهد. این نتیجه با مطالعات انجام شده بر روی گسل‌های مختلف در البرز مرکزی (مانند گسل‌های بریر، تنگ گلو و نوشا، آکسن و همکاران، ۲۰۰۱؛ گست و همکاران، ۲۰۰۶؛ گسل کندوان، اشتوکلین، ۱۹۷۴؛ گست و همکاران، ۲۰۰۶؛ یساقی و نعیمی، ۲۰۱۱) که نشان می‌دهند کینماتیک غالب این گسل‌ها در طی اولیگوسن - میوسن گسلش معکوس با مولفه راستگرد بوده است، همخوانی دارد. براساس مستندات ارائه شده از گسلش مورب لغز معکوس با مولفه راستالغز راستگرد در امتداد گسل‌های مشاء و طالقان و چین خوردگی‌های مورب در فرادیواره گسل طالقان پس از ائوسن و منابع موجود از گسلش نرمال ائوسن در حوضه کرج (گست و همکاران، ۲۰۰۶؛ شهیدی و همکاران، ۲۰۰۸)، دگرریختی اولیگوسن - میوسن در قالب یک الگوی وارون شدگی مورب راستگرد تفسیر می‌شود که طی آن وارون شدگی در گسل‌های نرمال اولیه در حوضه ائوسن کرج رخ داده است. این پدیده برای گسل سیب چال با توجه به جنبش کنونی و شیب بالای گسل (شکل‌های ۳ و ۶) محتمل است. وارون شدگی مورب از مناطق دیگری از جهان نیز گزارش شده است و الگوی پذیرفته شده در تکامل ساختاری است (کاساس ساینز، ۱۹۹۳؛ بایونا و لوتون، ۲۰۰۳؛ تاوانی و همکاران، ۲۰۱۱).

تشکیل گسل‌های میانبر فرودیواره‌ای تحت تاثیر وارون شدگی (مک‌کلی و بوچانان، ۱۹۹۰ و ۲۰۰۰) در تکامل گسل مشاء در ترشیری نقش

- گسلش معکوس با مولفه راستالغز راستگرد طی اولیگو - میوسن سبب دگرریختی پهنه بین گسلهای مشاء و طالقان شده است.

- رژیم زمین ساختی اولیگو - میوسن در جنوب البرز مرکزی سبب وارون شدن گسلهای نرمال در حوضه آئوسن کرج شده است.

- مدل زمینساخت وارون می تواند دگرریختی های ناشی از رژیم زمین ساختی اولیگو - میوسن در جنوب البرز مرکزی را توضیح دهد.

- دگرریختی های اولیگو - میوسن با تشکیل گسلهای میانبر فرود یوارهای در امتداد گسلهای مشاء و طالقان همراه بوده است.

-حقی پور، ع.، تراز، ه. و وحدتی دانشمند، ف.، ۱۳۶۵. نقشه زمین شناسی چهارگوش تهران (۱:۲۵۰۰۰۰). سازمان زمین شناسی کشور.

-وحدتی دانشمند، ف.، ۱۳۷۹. نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ برگه مرزن آباد، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

-وحدتی دانشمند، ف.، ۱۳۷۶. نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ برگه شرق تهران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

-وحدتی دانشمند، ف.، ۱۳۷۰. نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ چهارگوش آمل، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

-ولی زاده، م.و.، عبدالهی، ح.ر. و صادقیان، م.، ۱۳۸۷. بررسی زمین شناختی توده های عمده البرز مرکزی. فصلنامه علوم زمین، سال ۱۷، شماره ۶۷، ص ۱۸۲-۱۹۷.

-Abbassi, A., Nasrabadi, A., Tatar, M., Yaminifard, F., Abbassi, M., Hatzfeld, D. and Priestley, K., 2010. Crustal velocity structure in the southern edge of the Central Alborz (Iran), Journal of Geodynamics, v. 49, p. 68-78.

برجسته ای داشته است. با توجه به این و با در نظر گرفتن مدل وارونگی مورب برای دگرریختی اولیگوسن - میوسن در منطقه مطالعه، بین دره هراز تا فشم، شاخه جنوبی گسل مشاء (شکل ۱) را می توان یک گسل میانبر ترشیری محسوب کرد که از پهنه قدیمی تر و شمالی گسل جدا شده است. همچنین گسل F1 در شکل ۷ نیز یک گسل میانبر فرود یوارهای نسبت به گسل طالقان تفسیر می شود که در اثر وارون شدگی مورب در اولیگوسن - میوسن تشکیل شده است.

نتیجه گیری

منابع

-احتشامی معین آبادی، م.، ۱۳۹۱. تحلیل دگرشکلی پس از تریاس پهنه ی مابین گسلهای مشاء و طالقان در البرز مرکزی. رساله دکتری، دانشگاه تربیت مدرس. ۱۲۴ ص.

-احتشامی معین آبادی، م. و یساقی، ع.، ۱۳۸۴. تقسیم شدگی دگرشکلی و چین خوردگی مورب در محدوده گسلهای مشاء و طالقان در البرز مرکزی. مجموعه مقالات هشتمین همایش انجمن زمین شناسی ایران. دانشگاه صنعتی شاهرود. جلد ۲، ۲۸-۳۷.

-احتشامی معین آبادی، م. و یساقی، ع.، ۱۳۹۳. تعیین شرایط دگرشکلی پهنه گسل مشاء با استفاده از داده های ریزساختاری و میانبارهای سیال. پذیرفته شده در فصلنامه علوم زمین.

-Alavi, M., 1996. Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. Journal of Geodynamics, v. 21, p. 1-33.

- Allen, M.B., Blanc, E.J.-P., Walker, R., Jackson, J., Talebian, M. and Ghassemi, M.R., 2006. Contrasting styles of convergence in the Arabia-Eurasia collision: Why escape tectonics does not occur in Iran, in Dilek, Y., and Pavlides, S., eds., Post collisional tectonics and magmatism in the Mediterranean region and Asia: Geological Society of America Special Paper, v. 409, p. 579 – 589.
- 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*, v. 25, p. 659–672.
- Annells, R.S., Arthurton, R.S., Bazley, R.A.B., Davies, R.G., Hamed, M.A.R. and Rahimzadeh, F., 1985. Geological quadrangle map of Qazvin-Rasht (1:250000) Geological Survey of Iran.
- Asserto, R., 1966. Geological Map of upper Djadgerud and Lar Valleys (Central Elburz, Iran) with explanatory notes. Institute of Geology, University of Milan, 86 p.
- Axen, G.J., Lam, P.S., Grove, M., Stockli, D.F. and Hassanzadeh, J., 2001. Exhumation of the West-Central Alborz Mountains, Iran, Caspian subsidence and collision-related tectonics. *Geology*, v. 29, p. 559–562.
- Ballato, P., Uba, C.E., Landgraf, A., Strecker, M.R., Sudo, M., Stockli, D.F., Friedrich, A. and Tabatabaei, S.H., 2011. Arabia-Eurasia continental collision: Insights from late Tertiary foreland basin evolution in the Alborz mountains, northern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, v. 123, p. 106-131.
- Bayona, G. and Lawton, T.F. 2003. Fault-proximal stratigraphic record of episodic extension and oblique inversion, Bisbee basin, southwestern New Mexico, USA. *Basin Research*, v. 15, p. 251–270.
- Berberian, M., 1983. The southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust, *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 163–183.
- Brunet, M.F., Korotaevb, M.V., Ershovb, A.V. and Nikishin, A.M., 2003. The South Caspian Basin: a review of its evolution from subsidence modelling. *Sedimentary Geology*, v. 156, p. 119–148.
- Casas-Sainz A.M. 1993. Oblique tectonic inversion and basement thrusting in the Cameros Massif (northern Spain). *Geodinamica Acta*, v. 6, p. 202-216.
- Davoudzadeh, M., Lammerer, B. and Weber-Diefenbach, K., 1997. Paleogeography, stratigraphy, and tectonics of the Tertiary of Iran: *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaontologie Abhandlungen*, v. 205, p. 33-67.
- Ehteshami-Moinabadi, M., Yassaghi, A. and Amini, A., 2012. Mesozoic basin inversion in Central Alborz, evidence from the Taleqan-Gajereh-Lar Paleograbens. *Journal of Geopiersia*, v. 2(2), p. 43-63.
- Ehteshami-Moinabadi, M. and Yassaghi, A., 2007. Geometry and kinematics of the Mosha Fault, south central Alborz Range, Iran: An example of basement involved thrusting. *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 29, p. 928-938.

- Guest, B., Horton B., Axen, G.J., Hassanzadeh, J. and McIntosh, W., 2007. Middle to late Cenozoic basin evolution in the western Alborz Mountains: Implications for the onset of collisional deformation in northern Iran. *Tectonics*, v. 26, p. TC6011, doi:10.1029/2006TC002091.
- Guest, B., Stockli, D.F., Grove, M., Axen, G.J., Lam, P.S. and Hassanzadeh, J., 2006a. Thermal histories from the central Alborz Mountains, northern Iran: Implications for the spatial and temporal distribution of deformation in northern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, v. 118, p. 1507 – 1521.
- Guest, B., Axen, G.J., Lam, P.S. and Hassanzadeh, J., 2006b. Late Cenozoic shortening in the west-central Alborz Mountain, northern Iran, by combined conjugate strike slip and thin-skinned deformation. *Geosphere*, v. 2, p. 35–52.
- Hassanzadeh, J., Ghazi, A.M., Axen, G. and Guest, B., 2002. Oligo-Miocene mafic alkaline magmatism in north and northwest of Iran: Evidence for the separation of the Alborz from the Urumieh-Dokhtar magmatic arc: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 34, p. 331.
- Landgraf, A., Ballato, P., Strecker, M.R., Friedrich, A., Tabatabaei, S.H. and Shahpasandzadeh, M., 2009. Fault-kinematic and geomorphic observations along the North Tehran Thrust and Mosha Fasham Fault, Alborz mountains Iran: implications for fault-system evolution and interaction in a changing tectonic regime. *Geophysical Journal International*, v. 177, p. 676–690.
- McClay, K.R. and Buchanan, P.G., 1990. Thrust faults in inverted extensional basins. In: McClay, K.R. (Ed.), *Thrust Tectonics*. Chapman & Hall, London, p. 93–104.
- McClay, K.R., 2000. *Structural geology for petroleum exploration*. 503 p.
- Radjaee, A.H., Rham, D., Mokhtari, M., Tatar, M., Priestley, K. and Hatzfeld, D. 2010. Variation of Moho depth in the Central part of Alborz Mountains, North of Iran. *Geophysical Journal International*, v. 181, p. 173–184.
- Regard, V., Bellier, O., Thomas, J.-C., Bourlès, D., Bonnet, S., Abbassi, M.R., Braucher, R., Mercier, J., Shabanian, E., Soleymani, S.h. and Fegghi, Kh., 2005. Cumulative right-lateral fault slip rate across the Zagros–Makran transfer zone: role of the Minab–Zendan fault system in accommodating Arabia–Eurasia convergence in southeast Iran. *Geophysical Journal International*, v. 162, p. 177–203.
- Shahidi, A., Barrie, E., Brunet, M.F. and Saidi, A., 2008. Tectonic evolution and Late Triassic- Middle Eocene extension in central Alborz, Iran. *Geosciences*, v. 17, p. 4-24.
- Solaymani, S., Ritz, J.-F. and Abbassi, M., 2011. Analyzing the junction between the Mosha and the North Tehran active faults. *Tectonophysics*, v. 497, p. 1–14.
- Stöcklin, J., 1974. Northern Iran: Alborz mountains. In: Spencer, A. (Ed), *Mesozoic–Cenozoic orogenic belts: data for orogenic studies*.

- Geological Society Special Publication, v. 4, p. 213-234.
- Tatar, M., 2001. Etude Seismotectonique de deux zones de collision continentale: le Zagros Central et l'Alborz (Iran). PhD thesis, University de Joseph Fourier.
- Tavani, S., Mencos, J., Bausà, J. and Muñoz, J.A., 2011. The fracture pattern of the Sant Corneli Bóixols oblique inversion anticline (Spanish Pyrenees). *Journal of Structural Geology*, v. 33, p. 1662-1680.
- Verdel, C.S., 2008. Cenozoic Geology of Iran: An Integrated Study of Extensional Tectonics and Related Volcanism Ph.D. thesis: Pasadena, California Institute of Technology, 182 p.
- Vincent, S.J., Allen, M.B., Ismail-Zadeh, A.D., Flecker, R., Foland, K.A. and Simmons, M.D., 2005. Insights from the Talysh of Azerbaijan into the Paleogene evolution of the south Caspian region: *Geological Society of America Bulletin*, v. 117, p. 1513-1533.
- Yassaghi, A. and Naeimi, A., 2011. Structural analysis of the Gachsar sub-zone in central Alborz range; constrain for inversion tectonics followed by the range transverse faulting. *International journal of earth sciences*, v. 100, p. 1237-1249.
- Yassaghi, A. and Madanipour, S., 2008. Influence of a transverse basement fault on along-strike variations in the geometry of an inverted normal fault: Case study of the Mosha Fault, Central Alborz Range, Iran. *Journal of Structural Geology*, v. 30, p. 1507-1519.
- Yousefi, E. and Friedberg, J.L., 1977. Aeromagnetic map of Iran, Amol Quadrangle (1:250000). Geological Survey of Iran.
- Zamani, B., Angelier, J. and Zamani, A., 2008. State of stress induced by plate convergence and stress partitioning in northeastern Iran, as indicated by focal mechanisms of earthquakes. *Journal of Geodynamics*, v. 45, p. 120-132.
- Zanchi, A., Zanchetta, S., Berra, F., Mattei, M., Garzanti, E., Molyneux, S., Nawab, A. and Sabouri, J., 2009. The Eo-Cimmerian (Late? Triassic) orogeny in North Iran. In: Brunet, M.F., Wilmsen, M. and Granath, J.W. (eds) *South Caspian to Central Iran Basins*. The Geological Society, London, Special Publications, v. 312, p. 31-55.
- Zanchi, A., Berra, F., Mattei, M., Ghassemi, M.R. and Sabouri, J., 2006. Inversion tectonics in central Alborz, Iran. *Journal of Structural Geology*, v. 28, p. 2023 - 2037.