

بر آورد میزان کوتاه‌شدگی رخدادهای آلب پسین در خاور البرز مرکزی در شمال دامغان

زینب تسلیمی^۱، عبدالله سعیدی^۲، مهران آرین^۳، منوچهر قرشی^۴ و علی سلگی^۵

^۱دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

^۲استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

^۳استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

^۴دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، تهران، ایران

^۵دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۷/۰۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۹/۱۹

چکیده

منطقه مورد مطالعه با توجه به موقعیت قرارگیری در بخش البرز جنوبی و تحت تأثیر نیروهای زمین‌ساختی مرتبط با رخدادهای کوهزایی البرز قرار گرفته است، از همین رو ساختارهای زمین‌ساختی زیادی تحت تأثیر از این رخدادهای شکل گرفته‌اند. در این پژوهش بر پایه داده‌های میدانی و تصاویر ماهواره‌ای و رسم برش‌های ساختاری از منطقه، سعی بر شناسایی هر چه بهتر این ساختارها و ارتباطشان با یکدیگر و در نهایت منجر به تعیین مشخصات هندسی این ساختارها گردیده است. به‌طور کلی دو عامل مؤثر در شکل‌گیری این بخش از البرز را می‌توان گسل‌های رانندگی با شیب کم و چین‌خوردگی‌های مرتبط با این گسل‌ها در نظر گرفت. چین‌خوردگی منطقه توسط گسل‌های رانندگی مؤثر در پهلوهای این ساختارها از یکدیگر قابل تفکیک می‌باشند که این چین‌خوردگی‌ها به ترتیب از جنوب باختر به شمال خاور به نام: تاقدیس تویه- دروار، تاقدیس صبور، تاقدیس تلمادره، ناودیس علی‌خانی، تاقدیس ترکام، تاقدیس و ناودیس ببر چشمه می‌باشند. بر پایه بررسی‌های صورت گرفته در منطقه، شکل‌گیری ساختارهای چین‌خورده در اثر رخداد آلب پسین در زمان ائوسن بالایی (۳۷ میلیون سال پیش) صورت گرفته است و در اثر این رخداد این بخش از البرز مرکزی حدود ۳۶/۴۲ درصد کوتاه‌شدگی را متحمل شده که نرخ کوتاه‌شدگی این بخش نیز ۰/۹۳ میلی‌متر در سال محاسبه گردیده است.

کلیدواژه‌ها: البرز مرکزی، رخداد آلب پسین، گسل‌های رانندگی، نرخ کوتاه‌شدگی.

*نویسنده مسئول: عبدالله سعیدی

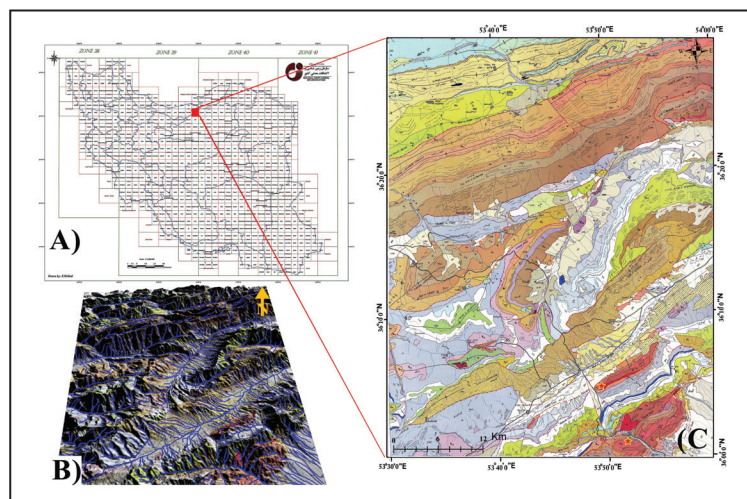
E-mail: abdollahsaidi@yahoo.fr

۱- پیش‌نوشتار

و مرز جنوبی آن با ایران مرکزی گسل‌های رانندگی پیشانی کوهستان می‌باشد. این رشته‌کوه بخشی از کمربند کوهزایی جوان آلب- هیمالیا است و از نظر ویژگی‌های زمین‌شناسی و ساختاری تفاوت زیادی با سایر بخش‌های این کمربند کوهزایی دارد (Stoklin, 1968; Alavi, 1996). در این پژوهش با انتخاب گستره‌ای از خاور البرز مرکزی در شمال باختر دامغان تلاش شده است تا برداشت‌های میدانی و کسب داده‌های چینه‌نگاشتی و ساختاری شامل اندازه‌گیری ویژگی‌های هندسی چین‌ها و لایه‌های تشکیل‌دهنده ساختمان چین‌ها و نیز گسل‌ها در امتداد شمال، شمال باختر- جنوب، جنوب خاور یک برش ساختاری از الگوی چین‌ها و برهم‌کنش آنها تهیه و موازنه گردد. نیاز به یادآوری است که برش ساختاری موازنه شده به وسیله نرم‌افزار Move 2d و با روش به حالت اولیه برگردانده شدن انجام شده است.

منطقه مورد پژوهش با مختصات جغرافیایی $30^{\circ} 53' - 36^{\circ} 54'$ طول خاوری و $30^{\circ} 36' - 36^{\circ} 30'$ عرض شمالی در باختر و شمال باختری شهرستان دامغان جای دارد و بسوی شمال تا گسل شمال البرز (شمال کیاسر) ادامه می‌یابد (شکل ۱). از نظر زمین‌شناسی بخشی از کوهزاد البرز است که ردیف رسوبی آن را نهشته‌های پرکامبرین تا میوسن پسین تشکیل می‌دهند. این رشته‌کوه در درازای خود از خاور به باختر ریخت منحنی داشته و راستای ساختارها از شمال باختر- جنوب خاور، خاور- باختر، شمال خاور- جنوب باختر تا شمالی- جنوبی تغییر می‌کند. از نگاه ساختاری این کوهزاد یک رشته چین و رانده است بگونه‌ای که گسل‌های معکوس دامنه جنوبی بسوی شمال و گسل‌های معکوس دامنه شمالی بسوی جنوب شیب دارند. مرز شمالی رشته‌کوه البرز با کوه‌های کپه داغ زمین درز تیس کهن است

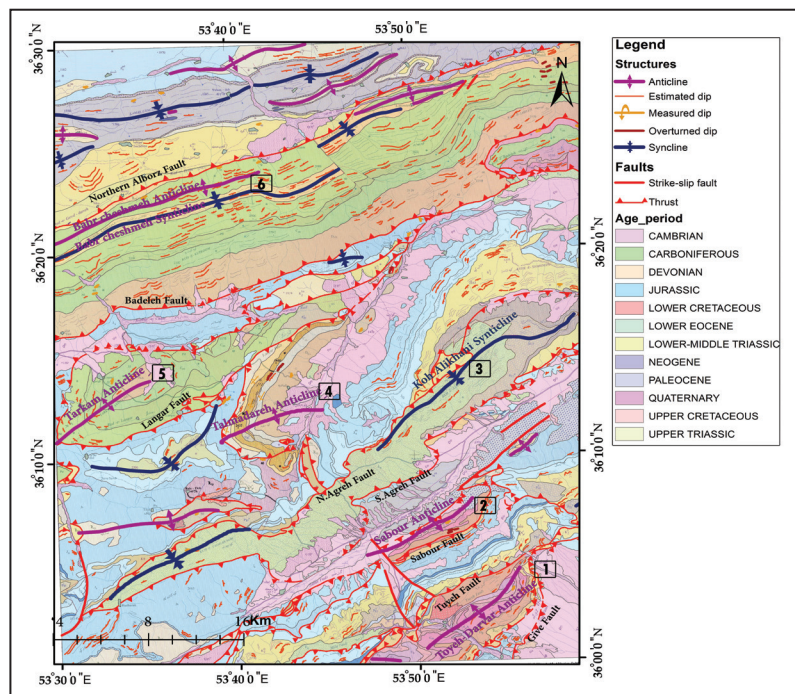
شکل ۱- موقعیت جغرافیایی نقشه زمین‌شناسی کیاسر (سعیدی و اکبرپور ۱۳۷۱) در اندیکس نقشه‌های زمین‌شناسی سازمان زمین‌شناسی و معدنی کشور و تصویر ناهمواری‌های منطقه.



۲- خواستگاه زمین‌شناسی منطقه

رشته کوه البرز تحت تأثیر دو کوهزایی سیمین و آلبی چین‌خورده و دگرشکل شده است (Nazari, 2006; Saidi, 1995; Alavi, 1996). بنابراین از دیدگاه ساختاری نسبت به دیگر رشته‌کوه‌های بلوک ایران دارای پیچیدگی‌های زمین‌شناسی و ساختاری می‌باشد (سعیدی و همکاران، ۱۳۹۴). از رخدادهای مؤثر بر منطقه که می‌توان از آن نام برد. فاز برخورد قاره-قاره بلوک ایران و توران (بخش جنوبی اوراسیا) در تریاس میانی (ابتدای کارنین) (Saidi et al., 1997; Saidi, 1995) است که سبب دگرشکلی نهشته‌های حوضه تیس کهن و بالا آمدن این نهشته‌ها و ایجاد رشته‌کوه‌های ناشی از این فاز شده است. فرسایش پس از کوهزایی سبب نهشته شدن افق‌های بوسیتی-لاتریتی در مرز سازند الیکا (تریاس پیشین-میانی)، سازند همزمان و پیش از کوهزایی و سازند شمشک (تریاس پسین- ژوراسیک) با رخساره تخریبی-قاره‌ای (سازند پس از کوهزایی) همراه با ناپیوستگی رسوبی و دگرشکلی زاویه‌ای بویژه سازند شمشک و نهشته‌ای پالئوزوئیک در جای جای رشته‌کوه‌های البرز (Saidi, 1995; Saidi et al., 1997; Shahidi, 2008; Wilmsen et al., 2009) شده است. در فاصله بین این کوهزایی و سیستم کوهزایی جوان آلبی، رویدادهای دیگری در چارچوب فازهای سیمین میانی و پسین، پوسته البرز را تحت تأثیر قرار داده است. از آن جمله می‌توان به رویداد بازوسین (سیمین میانی) در رشته‌کوه البرز و ایران مرکزی (Aghanabati and Saidi, 1981; Wilmsen et al., 2009) اشاره کرد و دیگر رویداد (سیمین پسین) در فاصله زمانی آلبین-سنومانین و بویژه تورونین است که در البرز سبب ناپیوستگی رسوبی بین نهشته‌های کرتاسه میانی و پسین شده است. نماد این رویداد نهشته شدن رخساره کنگلومرا و یا پرونریخت بازالت‌های سازند ژپیس و ملافیر (Steiger, 1966; Saidi and Ghasemi, 1991) در البرز مرکزی است. دیگر رویداد بزرگ کوهزایی آلبی است که مرحله آغازین آن با برخورد قاره-قاره صفری عربی (تازی) با صفحه ایران (Takin, 1972; Stocklin, 1974);

در فاصله زمانی کامپانین-ماستریشین (کرتاسه پسین) و دانین (پالئوسن) رویداده است. نشانه این رویداد دگرشکلی نهشته‌های دریایی کرتاسه پسین (سنومانین) و نهشته‌های تخریبی-قاره‌ای پالئوسن در دامنه‌های جنوبی و بخش مرکزی رشته‌کوه‌های البرز و ایران مرکزی است. نیاز به یادآوری است که خشکی زایی ناشی از این رویداد سبب پسروی دریا بسوی شمال شده و رسوبگذاری پیوسته کرتاسه پسین (ماستریشین)-پالئوسن (دانین) شاهد این پسروی و محیط دریایی در بخش شمالی البرز و سرزمین‌های شمالی است (Saidi and Ghasemi, 1991; Gharib, 2000). رخداد دیگر که عامل اصلی چین‌خوردگی و فراخاست رشته‌کوه‌های البرز شده است، مربوط به فاز کوهزایی آلپ میانی می‌باشد که نبود نهشته‌های ائوسن پسین-تا میوسن پسین در بیشتر نقاط البرز بویژه در ناحیه مورد پژوهش شاهدی بر این رخداد هستند (Stocklin 1974; Alavi, 1996; Saidi et al., 1997; Allen et al., 2003; Zanchi et al., 2009; Nazari, 2006; Shahidi, 2008; Wilmsen et al., 2009). چین‌خوردگی و دگرشکلی نهایی رشته‌کوه البرز مربوط به آخرین فاز کوهزایی آلبی از میوسن پسین-پلیوسن) می‌باشد. گسل‌های اصلی منطقه با امتداد شمال خاور-جنوب باختر همگی دارای مؤلفه چیره شیب‌لغز معکوس می‌باشند و کارکرد آنها سبب رانده شدن سازندهای گوناگون بر روی یکدیگر و نیز سبب به‌وجود آمدن ورقه‌های رورانده در منطقه گردیده است که ناشی از آخرین فاز آلبی می‌باشد این حرکت‌ها و همچنین راندگی‌های بزرگ مقیاس در منطقه، گاهی با حذف پهلوی چین‌ها و یا برگشتگی یال‌های چین‌های بزرگ همراه است، به‌گونه‌ای که اثر سطح محوری این چین‌ها موازی با گسل‌های راندگی است. در نقشه زمین‌ساختاری (شکل ۲) گستره مورد بررسی و روند گسل‌ها و چین‌خوردگی‌ها نشان داده شده است.



شکل ۲- نقشه زمین‌ساختاری تهیه شده از منطقه مورد مطالعه برگرفته از نقشه زمین‌شناسی کیاسر (سعیدی و اکبریور، ۱۳۷۱). اسامی محلی تاقدیس‌های به ترتیب از جنوب به شمال برطبق شماره‌های گذاشته شده: ۱. تاقدیس تویه- دروار ۲. تاقدیس صبور ۳. ناودیس علی خانی ۴. تاقدیس تلمادره ۵. تاقدیس ترکام ۶. تاقدیس و ناودیس ببرچشمه.

۳- زمین‌شناسی محدوده مورد بررسی

منطقه مورد مطالعه در پهلوی جنوبی کمربند چین-رانده البرز مرکزی در رشته کوه البرز می‌باشد و به سبب تأثیرات رخ دادهای زمین‌ساختی، این بخش از البرز شامل مجموعه‌ای از چین و راندگی می‌باشد که در این مطالعه ارتباط این ساختارها با یکدیگر بررسی شده‌اند. قدیمی‌ترین سازند موجود در این ناحیه بخش بالایی سازند سلطانیه به سن کامبرین و جدیدترین آن واحدهای مارنی حوضه رسوبی فولاد محله

به سن پلیوسن می‌باشد. در مسیر حرکت جنوب به شمال منطقه مورد مطالعه ابتدا واحدهای پالئوزوئیک به سن کامبرین تا اردووسین پایینی دیده می‌شوند که توسط عملکرد گسل راندگی بزرگی به نام گیو با حرکت به سوی جنوب از دشت دامغان جدا شده و به‌صورت نپ‌هایی بر روی واحدهای سنگی سازند شمشک رانده شده‌اند. این واحدهای

می باشد که با توجه به نوع ساختار شکل گرفته میزان کوتاه‌شدگی زیادی در این بخش وجود دارد.

به سوی شمال منطقه مورد مطالعه تاقدیس تراکم (شکل ۳-۵) قرار دارد که هسته تاقدیس تراکم نیز همچون تاقدیس مجاور آن (تلمادره) از سازند خوش ییلاق ساخته شده است و پوسته بیرونی این تاقدیس با توجه به عملکرد گسل راندگی لنگر که پهلوهای شمالی و جنوبی این تاقدیس را تحت تأثیر قرار داده است، از سازند روته تشکیل شده است. اندازه گیری‌ها صورت گرفته نشان می‌دهد که تاقدیس در رده تاقدیس‌های باز متقارن قرار می‌گیرد و میزان کوتاه‌شدگی متوسطی در این بخش وجود دارد.

در مرز بین گسل راندگی باده و گسل راندگی شمال البرز در بخش پایانی منطقه مورد مطالعه، مجموعه تاقدیس و ناودیس پیوسته ببر چشمه (شکل ۳-۶) جای گرفته است. هسته ناودیس ببر چشمه از سنگ آهک‌های نازک لایه سازند الیکا تشکیل شده است و دیگر سازندهای تشکیل دهنده این ناودیس به ترتیب از هسته به پوسته: سازند درود، روته، مبارک، خوش‌ییلاق می‌باشد و به دلیل عملکرد گسل راندگی باده سازند خوش ییلاق بر روی سازند شمشک به سوی جنوب رانده شده است. ناودیس ببر چشمه یک ناودیس نامتقارن با صفحه محوری مایل و شیب حدود ۸۵ درجه به سوی جنوب می‌باشد و در رده ناودیس‌های باز قرار می‌گیرد. در امتداد این ناودیس مجموعه تاقدیس ببر چشمه دیده می‌شود و قدیمی ترین سازند رخنمون یافته سازند روته می‌باشد که در اینجا به عنوان هسته تاقدیس در نظر گرفته می‌شود و پوسته بیرونی آن نیز سازند الیکا می‌باشد که به وسیله عملکرد گسل راندگی شمال البرز که در اینجا با شیبی زیاد به سوی شمال و نزدیک به قائم بر روی واحدهای مارنی کرتاسه بالایی رانده شده‌اند و با توجه به برش الگوی رسم شده می‌توان تاقدیس ببر چشمه را یک تاقدیس متقارن و باز در نظر گرفت و با توجه به ساختار شکل گرفته در مرز دو گسل راندگی بیان شده، می‌توان نتیجه گرفت که در این بخش میزان کوتاه‌شدگی به نسبت زیاد می‌باشد.

۴- برآورد میزان کوتاه‌شدگی

با توجه به مطالعه و آنالیز ساختارهای شکل گرفته دوعامل بزرگ در کوتاه‌شدگی این بخش از کوه‌های البرز مرکزی نقش اصلی را دارند که اولین آن، گسلش به ویژه گسل‌های راندگی با شیب کم و دیگری چین خوردگی‌ها می‌باشند. قابل ذکر است که چین خوردگی‌های ایجاد شده در منطقه نیز در اثر جابه‌جایی‌های صورت گرفته در راستای این گسل‌های راندگی بوده و باعث شکل‌گیری چین‌های مرتبط با گسلش در منطقه گردیده است.

عملکرد راندگی‌های در منطقه مورد مطالعه گاهی باعث حذف یکی از پهلوهای ساختار چین‌خورده گردیده و با دنبال کردن ادامه روند یک سازند کلیدی در این منطقه می‌توان این نظر را داد که بخش زیادی از سیستم چین‌خوردگی در این منطقه در نتیجه عملکرد گسل‌های منطقه حذف گردیده است ولی در این پژوهش در حال حاضر تنها به بررسی ساختارهای رخنمون یافته و موجود در منطقه پرداخته شده است. به همین منظور جهت بررسی میزان کوتاه‌شدگی و عملکرد راندگی‌ها در منطقه از نرم‌افزار 2D MOVE جهت به تصویر کشیدن چین‌خوردگی‌ها و رسم برش الگوی این ساختارها و در نهایت موازنه کردن این ساختارهای چین‌خورده و اندازه‌گیری میزان کوتاه‌شدگی ساختارهای مربوطه استفاده شده است.

در این روش ابتدا طول تاقدیس یا ناودیس را پس از چین‌خوردگی (L) اندازه‌گیری نموده و پس اعمال فرایند موازنه‌سازی بر روی ساختار مورد نظر و برگرداندن آن به شکل اولیه، طول ساختار را پیش از چین‌خوردگی (L₀) نیز اندازه‌گیری کرده و از تفاضل این دو میزان کوتاه‌شدگی کلی (S) در ساختار مورد نظر محاسبه می‌گردد (Marshak and Mitra, 1988):

$$S = L_0 - L$$

پالئوزوئیک در این منطقه تاقدیس تویه دروار را می‌سازند (شکل ۳-۱). که هسته تاقدیس از واحدهای کربناته بالایی سازند سلطانیه تشکیل شده (شکل ۴) و به ترتیب از هسته به سمت پوسته در این تاقدیس سازندهای: سلطانیه (C s)، باروت (Cb)، زاگون (C2)، لالون (C1)، میلا (C m)، جیروود (Dg)، الیکا (Tre) و شمشک (J) را می‌توان مشاهده کرد. پوسته بیرونی تاقدیس تویه - دروار را سازند شمشک می‌سازد که به صورت ناپیوسته با واحدهای سازند الیکا در ارتباط است که گواه این ناپیوستگی حضور افق‌های لاتریتی - بوکسیتی در حدفاصل این دو سازند می‌باشد. با توجه به اندازه‌گیری‌های صورت گرفته و رسم برش الگوی تاقدیس، می‌توان گفت که تاقدیس تویه دروار یک تاقدیس نامتقارن با سطح محوری مایل با شیب حدود ۸۰ درجه به سوی جنوب می‌باشد و بر طبق طبقه‌بندی Fleuty (1964) در رده چین‌های بسته قرار می‌گیرد که در پهلوهای جنوبی و شمالی خود تحت تأثیر عملکرد گسل‌های راندگی قرار گرفته است و عملکرد راندگی گیو در جنوب این تاقدیس باعث رانده شدن واحدهای تریاس بر روی سازند شمشک و عملکرد گسل راندگی تویه در پهلوهای شمالی آن با حرکت به سوی جنوب باعث رانده شدن واحدهای تریاس و شمشک بر روی تاقدیس و پوشاندن بخش زیادی از پهلوهای شمالی این تاقدیس شده است و با توجه به عملکرد این راندگی‌ها نرخ کوتاه‌شدگی در این بخش به نسبت زیاد است.

در مسیر حرکت به سوی شمال منطقه در حوضه فرونشسته فولاد محله تاقدیس دیگری به نام تاقدیس صبور (شکل ۳-۲) وجود دارد که کهن‌ترین سازند رخنمون یافته در بخش هسته تاقدیس سازند زاگون می‌باشد (شکل ۵) که به وسیله گسل راندگی صبور با شیب به سوی جنوب بر روی نهشته‌های آبرفتی و مارن‌های جوان پلیوسن رانده شده است. بخش بزرگی از هسته تاقدیس و یال شمالی آن توسط نهشته‌های کواترنر و مارن‌های پلیوسن دشت فولاد محله پوشیده شده و تنها رخنمون‌های کوچکی از سازند جیروود در فرودیواره گسل آگره رخنمون یافته است. به احتمال زیاد سازند سلطانیه در فرودیواره گسل صبور به عنوان هسته تاقدیس وجود دارد و پوسته بیرونی این تاقدیس نیز از سازندهای مزوزوئیک مانند سازند لار به سن کرتاسه پسین با رخساره سنگ‌آهک و نهشته‌های ائوسن می‌باشد. از نکات مورد توجه در این قسمت نیز تغییر رخساره نهشته‌های ائوسن در یال جنوبی و یال شمالی تاقدیس می‌باشد که در آن رخساره‌های یال جنوبی سنگ‌آهک و مارن بوده در حالی که رخساره یال شمالی شیل‌های توف‌دار با منشأ آذرآواری می‌باشند. با توجه به اینکه بخش بزرگی از ساختمان تاقدیس صبور پوشیده شده است، تحلیل ساختاری آن کمی دشوار است ولی در مقایسه با تاقدیس تویه این تاقدیس می‌تواند در رده تاقدیس‌های باز و برگشته باشد که این تحلیل به دلیل شیب لایه‌های برگشته سازند جیروود در فرو دیواره گسل می‌باشد.

پس ناودیس کوه علی‌خانی (شکل ۳-۳) قرار دارد که یک ناودیس کاملاً باز و نامتقارن می‌باشد که شیب یال‌های شمالی و جنوبی آن نسبتاً کم می‌باشد و یال جنوبی آن توسط گسل راندگی آگره بریده شده است و نهشته‌های کرتاسه و ائوسن بر روی سازندهای پالئوزوئیک از شمال به جنوب رانده شده‌اند. هسته ناودیس را شیل‌های توفی کربناته معادل سازند کرج (Ek) می‌سازند که به صورت ناپیوسته و درگشیب بر روی سنگ‌آهک‌های ستر لایه کرتاسه پسین (K₂H) جای گرفته است و با توجه به شکل ناودیس میزان کوتاه‌شدگی در این بخش بسیار ناچیز می‌باشد.

پس از عبور از ناودیس کوه علی‌خانی تاقدیس تلمادره (شکل ۳-۴) قرار دارد. هسته این تاقدیس را سازند خوش‌ییلاق (D_{III}) به سن دونین می‌سازد و به سمت خارج تاقدیس به ترتیب سازندهای: مبارک (C_m، درود (P_d)، روته (P_r)، الیکا و نهشته‌های ژوراسیک مشاهده می‌شوند و در نهایت پوسته بیرونی آن که از سازندهای لار به سن کرتاسه پسین تشکیل شده است. بررسی یال شمالی تاقدیس نشان داد که یال شمالی تاقدیس به دلیل عملکرد گسل راندگی لنگر با شیب به سوی شمال، در یال شمالی تاقدیس، به‌طور کامل برگشته است و از این رو تاقدیس تلمادره با سطح محوری مایل و شیب حدودی ۵۰ درجه به سوی جنوب یک تاقدیس برگشته نامتقارن و بسته

جهت بررسی نرخ کوتاه‌شدگی نیز از فرمول زیر استفاده شده است
 (Marshak and Mitra, 1988):

$$Rs = \frac{ST}{T}$$

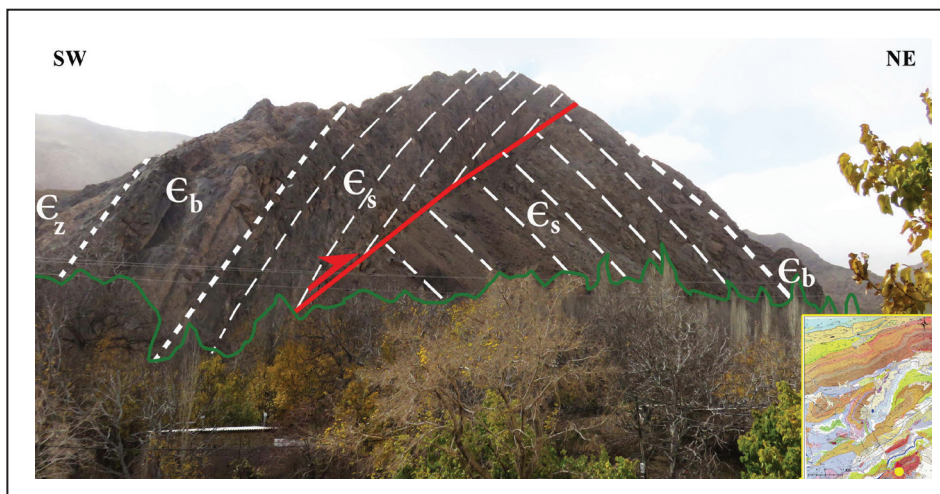
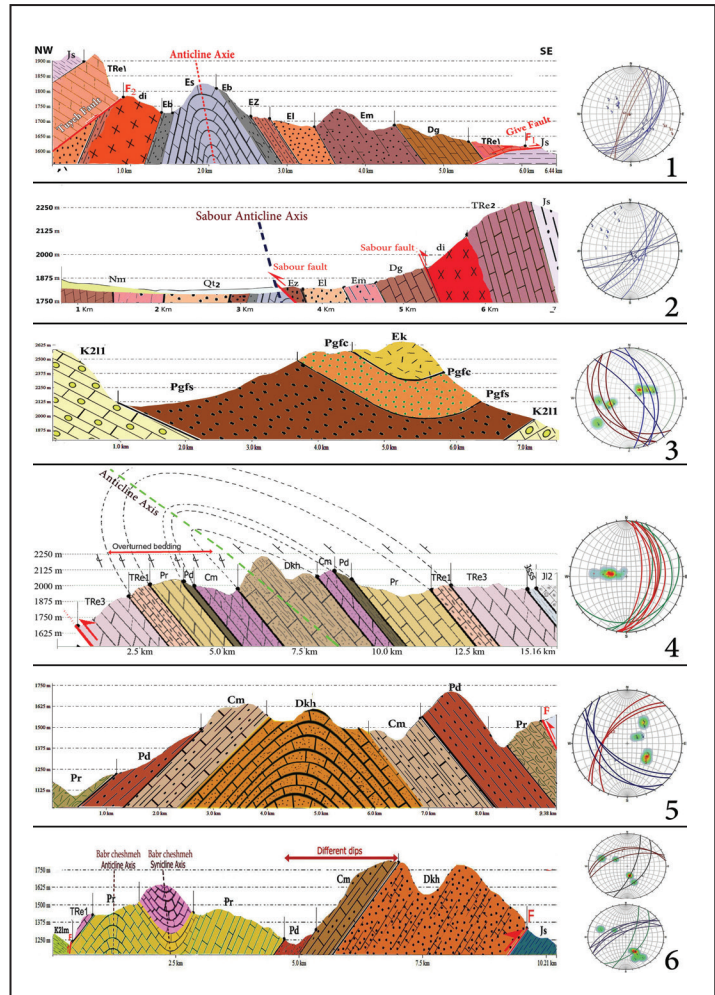
میزان کوتاه‌شدگی به میلیمتر
 = $\frac{\text{نرخ کوتاه‌شدگی به میلیمتر}}{\text{مدت زمان کوتاه‌شدگی به سال}}$

درصد کوتاه‌شدگی ساختارها (Sp) نیز از طریق فرمول زیر محاسبه گردیده است
 (Marshak and Mitra, 1988):

$$Sp = \frac{\text{طول نهایی چین} - \text{طول اولیه چین}}{\text{طول اولیه چین}} \times 100$$

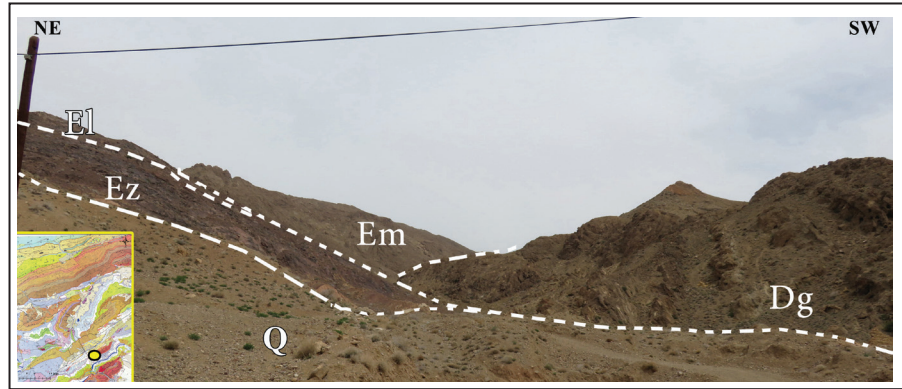
$$Sp = (L_0 - L / L_0) \times 100$$

شکل ۳- برش ساختاری که در آن هر یک از تاقدیس و ناودیس های موجود در منطقه به همراه استریوگرام رسم شده از آن‌ها نشان داده شده و در نقشه زمین ساختاری در شکل ۲ محل قرارگیری هر یک از این تاقدیس و ناودیس مشخص شده است. کوتاه‌نوشت‌ها به این صورت است: سلطانیه (E_s)، باروت (E_b)، لالون (E_l) و زاگون (E_z)، میلا (E_m)، جبرود (E_g)، مزودیوریت (D_i)، خوش ییلاق (D_{kh})، مبارک (C_m)، دروود (P_d)، روته (P_r)، الیکا (T_{re})، فجن (P_{gfs})، پالئوسن (P_{gfc})، کرج (E_k)، کرتاسه بالایی (K₂₁₁) می باشد و نام هر یک از تاقدیس‌ها و ناودیس‌ها در شکل به ترتیب شماره گذاری در شکل عبارتند از: (۱) تاقدیس تویه دروار، (۲) تاقدیس صبور، (۳) ناودیس کوه علی خانی، (۴) تاقدیس تلمادره، (۵) تاقدیس ترکام، (۶) ناودیس و تاقدیس بیرچشمه که این مورد استریوگرام بالا تاقدیس و استریوگرام پایین ناودیس را نشان می‌دهد.



شکل ۴- تصویر تاقدیس تویه- دروار که هسته کرنات‌های بالایی سازند سلطانیه (E_s) و سازند باروت (E_b) در پهلو جنوبی آن رخنمون یافته است. در گوشه تصویر موقعیت تاقدیس با نقطه زرد نشان داده شده است (دید عکس به سوی باختر).

شکل ۵- تصویر بخشی از پهلوی جنوبی تاقدیس صبور که می‌توان در آن لایه های سازند جیروود (Dg)، میلا (E m)، لالون (Cl) و زاگون (E z) را مشاهده کرد. در گوشه تصویر موقعیت تاقدیس با نقطه زرد نشان داده شده است (دید به سوی خاور).



- ب) تاقدیس صبور با ۴۴/۰۵٪ کوتاه‌شدگی.
- پ) ناودیس علی خانی با ۸/۰۱٪ کوتاه‌شدگی.
- ت) تاقدیس تلمادره با ۴۲/۰۵٪ کوتاه‌شدگی.
- ث) تاقدیس ترکام با ۳۲/۰۱٪ کوتاه‌شدگی.

ح) مجموعه تاقدیس و ناودیس ببرچشمه هر دو کنارهم با ۴۳/۰۱٪ کوتاه‌شدگی. پس از به دست آوردن میزان کوتاه‌شدگی در هر یک از ساختارها، مقدار کوتاه‌شدگی کلی (ST) منطقه از مجموع کلیه کوتاه‌شدگی‌ها (جدول ۱) به دست آمد:

$$ST = S1 + S2 + S3 + S4 + S5 + S6$$

و در نهایت با استفاده از فرمول‌های گفته شده، درصد کوتاه‌شدگی کلی و نرخ کوتاه‌شدگی کلی منطقه محاسبه گردیده است.

۵- نتیجه‌گیری

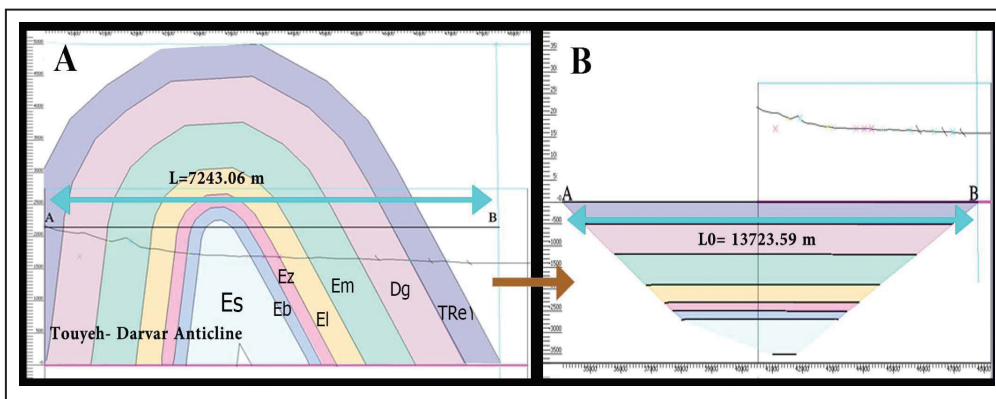
مطالعه ساختارهای زمین ساختی این بخش از البرز مرکزی و همچنین آنالیزها و اندازه‌گیری‌های صورت گرفته در این منطقه نشان داد که مهمترین عناصر ساختاری موجود در منطقه، گسل‌های راندگی کم شیب و چین‌خوردگی‌های مرتبط با این گسل‌ها می‌باشند که عملکرد و جابه‌جایی‌های صورت گرفته در راستای حرکت این راندگی‌ها تأثیر بسیار زیادی در شکل‌گیری و کوتاه‌شدگی این بخش از البرز داشته است.

اندازه‌گیری‌های صورت گرفته در این منطقه نشان داد که میزان کوتاه‌شدگی کلی (ST) در این بخش از البرز در حدود ۳۴/۵۸ کیلومتر و برابر با ۴۲/۳۶٪ می‌باشد و با توجه با اینکه زمان شکل‌گیری البرز در این ناحیه از بارتونین یعنی اواخر ائوسن میانی یعنی در حدود ۳۷ میلیون سال پیش در نظر گرفته شده است، نرخ کوتاه‌شدگی (RS) این بخش از البرز ۰/۹۳ میلی‌متر در سال اعلام می‌شود.

بررسی‌های صورت گرفته در منطقه و نبود واحدهای رسوبی الیگوسن و میوسن در این بخش از منطقه مورد مطالعه، نشان می‌دهد که در این فاصله زمانی، این بخش از البرز مرکزی در اثر فاز کوهزایی آلپی دچار بالاآمدگی شده است و رشته‌کوه البرز شکل گرفته است و به بیان دیگر در رخدادهای آلپی، البرز اولین بخش از ایران می‌باشد که در اثر ایجاد ساختارهای گسلش و چین‌خوردگی‌های مرتبط با این گسل‌ها دچار بالاآمدگی شده و رشته‌کوه البرز شکل گرفته است. از این رو در این پژوهش زمان دگرشکلی و شکل‌گیری البرز در این بخش از البرز جنوبی از زمان بارتونین یعنی اواخر ائوسن میانی و حدود ۳۷ میلیون سال پیش تخمین زده شده (سعیدی، ۱۳۸۹) و براساس این نظر، زمان کوتاه‌شدگی در محاسبه نرخ کوتاه‌شدگی ۳۷ میلیون سال در نظر گرفته شده است.

جهت بررسی میزان و نرخ کوتاه‌شدگی منطقه مورد مطالعه، با توجه به وسعت منطقه مورد پژوهش، هر یک از ساختارها به صورت مجزا توسط نرم‌افزار 2D MOVE بررسی گردید و با استفاده از این نرم‌افزار طول نهایی چین‌خوردگی‌های منطقه که همان طول گسترش این ساختارهای در حال حاضر می‌باشند، اندازه‌گیری شد و بعد از اعمال فرایند موازنه‌سازی بر روی ساختارهای چین‌خورده، شکل چین‌خوردگی‌ها به حالت اولیه برگشته شد و سپس طول اولیه آنها نیز پیش از چین‌خوردگی اندازه‌گیری شده و با جایگذاری اندازه‌های به دست آمده در فرمول‌های که پیشتر ذکر شده است میزان کوتاه‌شدگی و درصد کوتاه‌شدگی هر یک از تاقدیس‌ها و ناودیس‌های منطقه به‌طور مجزا محاسبه گردید. در شکل ۶ به‌طور نمونه تصاویر تاقدیس تویه-دروار قبل و بعد از کوتاه‌شدگی و نحوه اندازه‌گیری طول اولیه و ثانویه پس از موازنه چین، در نرم‌افزار 2d Move نشان داده شده است. درصد کوتاه‌شدگی محاسبه شده تاقدیس و ناودیس‌های منطقه به قرار زیر می‌باشند:

الف) تاقدیس تویه دروار با ۴۷/۰۵٪ کوتاه‌شدگی.



شکل ۶- تصویر (A) تاقدیس تویه-دروار رسم شده در نرم‌افزار موو در حالت عادی که در این حالت طول ثانویه تاقدیس ۴۲۴۳/۰۶ متر می‌باشد؛ (B) نحوه قرارگیری لایه‌های تاقدیس پس از اعمال موازنه تعادلی در نرم‌افزار 2d Move که در این صورت طول اولیه لایه‌ها قبل از چین‌خوردگی برابر ۱۳۷۲۳/۵۹ متر می‌باشد.

جدول ۱- محاسبات میزان کوتاه‌شدگی و درصد کوتاه‌شدگی اندازه‌گیری شده در تاقدیس و ناودیس‌های موجود در منطقه مورد مطالعه.

شماره ساختار	نام ساختار	کوتاه‌شدگی به متر	کوتاه‌شدگی به کیلومتر	درصد کوتاه‌شدگی
S1	تاقدیس تویه- دروار	۶۸۴۰/۵۳	۶/۴۸	۴۷/۲۲
S2	تاقدیس صبور	۴۰۱۵/۱۰	۴/۰۲	۴۴/۹۴
S3	ناودیس علی خانی	۹۱۹/۳۶	۰/۹۱۹	۵/۸۵
S4	تاقدیس تلمادره	۱۰۱۳۰	۱۰/۱۳	۴۲/۲۱
S5	تاقدیس ترکام	۵۸۰۰/۷۶	۵/۸	۳۲/۴۶
S6	ساختار بیرچشمه	۷۲۳۴/۲۳	۷/۲۳۴	۴۲/۸۵

کتابنگاری

سعیدی، ع. و اکبرپور، م. ر.، ۱۳۷۱ - نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی کیاسر، سازمان زمین‌شناسی کشور.
سعیدی، ع.، ۱۳۸۹- ژئودینامیک ایران، جلد دوم.

References

- Aghanabati, A. and Saidi, A., 1981- Tectonic movement of Bathonian (Middle Jurassic) in Central Iran, Geological survey of Iran, top., Tehran.
- Alavi, M., 1996- Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. *Journal of Geodynamics* 21, 1-33 ([https://doi.org/10.1016/0264-3707\(95\)00009-7](https://doi.org/10.1016/0264-3707(95)00009-7)).
- Allen, M., 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, no. 5, p. 659-672 ([http://dx.doi.org/10.1016/S0191-8141\(02\)00064-0](http://dx.doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00064-0)).
- Berberian, M., 1983- The southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust. *Canadian Journal of Earth Sciences* 20, 163- 183 (DOI: 10.1139/e83-015).
- Fleuty, M. J., 1964- the description of folds. *Proc. Geol. Assoc. Lond.*, vol. 75, pp.461-492 ([https://doi.org/10.1016/S0016-7878\(64\)80023-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7878(64)80023-7)).
- Gharib, 2000- Neogene deposits studies the Galand Rud Valley, Northern Alborz, Master Thesis, Azad Eslamic University- Tehran.
- Marshak, S. and Mitra, G., 1988- Basic Methods of structural Geology, Prentic – Hall, Inc, New Jersey, pp. 232-233.
- Nazari, H., 2006- Analyses de la tectonique recente et active dans l'Alborz Central et la region de Tehran: Approche morphotectonique et paleoseismologique. *Science de la terre et de l' eau. Montpellier, Montpellier*: 247 (<https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00169765>).
- Saidi, A. and Ghasemi, M. R., 1991- Geological map of Baladeh. scale 1/100000. Geological Survey of Iran.
- Saidi, A., 1995- Calendrier de la migration permo-triasique et morcellement mésozoïque des éléments continentaux de l'Iran, Thèse, Univ.Pierre et Marie Curie, Paris, France, 298 p. (<https://www.theses.fr/2016PA066111.pdf>).
- Saidi, A., Brunet, M. F. and Ricu. L. E., 1997- continental accretion of the Iran Block to Eurasia as seen from Late Paleozoic to Early Cretaceous subsidence curves, *Geodynamica Acta (Paris)*, 10, 5, 189- 208.
- Shahidi, A., 2008- Evolution tectonique de nord de l'Iran (Alborz et Kopeh Dagh) depuis le Mesozoïque. Ph.D these, Université Pierre et Marie Curie, Paris (in French) (<http://www.sudoc.fr/133298027>).
- Steiger, R., 1966- Die Geologie der West-Firuzkuh-Area (Zentral-Alborz/Iran). *Mitt. Geol. Inst. E.T.H. Univ. Zurich*, n.s., No. 68 (<https://doi.org/10.1080/09853111.1997.11105302>).
- Stocklin, J., 1968- Structural History and Tectonics of Iran A Review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52, 1229-1258 (<https://doi.org/10.1306/5D25C4A5-16C1-11D7-8645000102C1865D>).
- Stocklin, J., 1974- Northern Iran: Alborz Mountains, in Spencer, A.M., ed., *Mesozoic-Cenozoic orogenic belts; data for orogenic studies; Alpine-Himalayan orogens: Geological Society [London] Special Publication* 4, p. 213-234.
- Takin, M., 1972- Iranian Geology and Continental Drift in the Middle East. *Nature*, 235, 147-150 (<http://dx.doi.org/10.1038/235147a0>).
- Wilmsen, M., Fürsich, T., Seyed-Emami, K., Majidifard, M. R. and Taheri, J., 2009- The Cimmerian Orogeny in northern Iran: tectono-stratigraphic evidence from the foreland. *Terra Nova* 21, 211-218 (<https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2009.00876.x>).
- 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. *Geological Society, London, Special Publications* 312(1): 31-55 (<https://doi.org/10.1144/SP312.3>).

Accommodation of late Alpine orogeny shortening in the Eastern-Central Alborz range (North of Damghan)

Z. Taslimi¹, A. Saidi^{2*}, M. Arian³, M. Ghoreshi⁴ and A. Solgi⁵

¹Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran

²Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran

³Professor, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran

⁴Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Islamic Azad University, North Tehran Branch, Tehran, Iran

⁵Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran

Received: 2017 September 27

Accepted: 2017 December 10

Abstract

The studied area is located in the southern Alborz section, so it has been affected by tectonic forces related to Alborz orogenic events, therefore many tectonic structures have been formed under the influence of these events. In this study based on field data, satellite imagery and drawing structural cross-section from this zone, it has been attempted to make superior structural diagnostic and their connection to each other's and finally led to the determination of the geometric characteristics of these structures. In general, two effective factors in the formation of this part of Alborz can be considered low-angle thrust faults and folds associated with these faults. Most structural pattern of area were folding related to faults that has named from south-west to north-east respectively such as Toyeh- Darvar anticline, Sabur anticline, Talma Dareh anticline, Ali Khani syncline, Tarkam anticline, Babr Cheshmeh anticline and syncline, that all can isolate from each other by large faults that are effective in deformation of this area. Based on geological and structural properties, construction of folding structures initiated during the Alpine orogeny since the late Eocene (37 million years) and the most shortening and faulting had occurred during at the Late Miocene. Data presented here demonstrate that shortening percent in the study area of Alborz Mountains is about 36.27% and the Rate of Shortening is estimated about 0.93 mm/y.

Keywords: Central Alborz, Late Alpine event, Thrust Faults, Rate of Shortening.

For Persian Version see pages 93 to 98

*Corresponding author: A. Saidi; E-mail: abdollahsaidi@yahoo.fr