

سامانه راندگی‌ها در کوه‌های بینالود

فرزین قائمی^{(۱)*} و بهنام رحیمی^۲

۱. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

۲. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

تاریخ دریافت: ۹۰/۳/۲۴

تاریخ پذیرش: ۹۲/۷/۸

چکیده

رشته کوه بینالود یک نوار چین‌خورده - گسلیده از نوع نازک ورقه است که تکوین و تکامل آن با تصادم خرد ورق ایران و ورق توران در تریاس پسین (کوهزایی سیمیرین) آغاز و در طول دوران مزوزوئیک و سنوزوئیک (کوهزایی آلپ) ادامه یافته است. ساختار کنونی این ارتفاعات را راندگی‌ها و ورقه‌های رورانده‌ای تشکیل می‌دهند که همگی سوی حرکت جنوب - جنوب باختر داشته و به سمت جنوب باختر جوان می‌شوند. این راندگی‌ها بر اساس تقدم و تاخر سنی و ویژگی‌های زون‌های برشی به سه نسل با هندسه متفاوت اما سوی حرکت مشابه قابل تقسیم هستند. راندگی‌های نسل اول با زون‌های برشی شکل‌پذیر، هندسه دوپلکس طاقگون را به نمایش می‌گذارند. این سیستم توسط راندگی‌های نسل دوم که دارای زون‌های برشی شکننده - شکل‌پذیر هستند، بریده و جابجا شده‌اند. راندگی‌ها در این نسل، هندسه دوپلکس‌های هیترلند را دارا هستند. راندگی‌های نسل سوم با زون‌های برشی شکننده، جوان‌ترین راندگی‌ها را در دامنه‌های جنوبی بینالود شامل می‌شوند. این راندگی‌ها با هندسه احتمالاً فلسی پیشرو، شیب به سمت شمال خاور داشته و راندگی‌های نسل‌های قدیمی‌تر را بریده‌اند. مجموعه‌های آواری هم‌زمان با کوهزایی در توالی چینه‌نگاری تریاس تا عهد حاضر بینالود به عنوان نشانه مناسب برای تعیین سن نسبی مراحل تشکیل نسل‌های مختلف راندگی مورد توجه قرار گرفته‌اند. بر این اساس، راندگی‌های نسل اول نتیجه تاثیر کوهزایی سیمیرین و آلپ پیشین، راندگی‌های نسل دوم نتیجه حرکات کوهزایی آلپ میانی و نسل سوم حاصل تاثیر حرکات کوهزایی آلپ پسین بر حاشیه شمال خاوری ایران بوده‌اند.

واژه‌های کلیدی: تکتونیک راندگی‌ها، بینالود، حوضه فورلند

مقدمه

که به شناخت بهتر این فرایندهای زمین‌ساختی خواهد انجامید، حائز اهمیت است. (Alavi (1992) به بررسی ساختاری کلی این کوه‌ها پرداخته است. وی کوه‌های بینالود را یک نوار گسلیده از نوع نازک پوسته می‌داند که در طی کوهزایی سیمیرین و آلپ، تکامل ساختاری یافته است. او با مطالعه راندگی‌ها در این نوار، آن‌ها را به دو دسته عمده سیمیرین و آلپی تقسیم کرده و هندسه راندگی‌ها را از نوع دوپلکس طاقگون تعیین نموده است. قائمی (۱۳۷۱) با مطالعه بخشی از بینالود در چهارگوشه باغشن گچ (شمال نیشابور) مشابه (Alavi (1992) گسل‌های رورانده را به دو دسته سیمیرین و آلپی تقسیم نموده است و هندسه راندگی‌ها را از

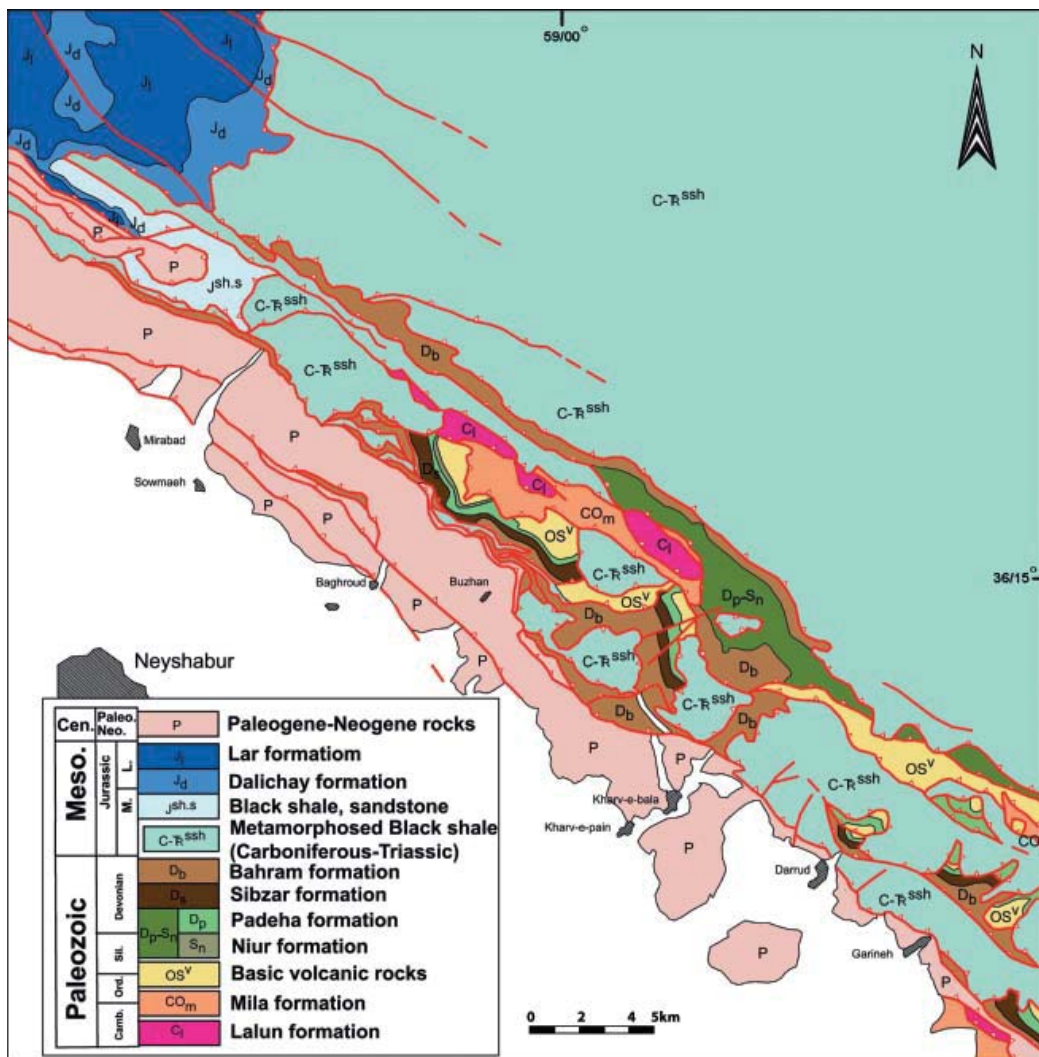
کوه‌های بینالود رشته کوهی با روند شمال خاور، خاور - جنوب باختر و باختر را در شمال خاور ایران تشکیل می‌دهند. این رشته کوه از شمال به زمین‌درز پالئوتیس محدود و از جنوب در مجاورت دشت نیشابور - سبزوار (حوضه فورلند) قرار دارد. حضور مجموعه‌های دگرگونی - افیولیتی (بقایای پالئوتیس (Alavi, 1991)) در دامنه شمالی بینالود بیانگر ارتباط تنگاتنگ میان تکوین و تکامل ساختاری این کوه‌ها، تحول زمین‌ساختی اقیانوس پالئوتیس و کوهزایی سیمیرین است. به دلیل جایگاه زمین‌ساختی خاص، مطالعه دقیق ساختاری این کوه‌ها از آن جهت

چینه‌نگاری منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه از دید چینه‌نگاری دربردارنده سنگ‌های پالئوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک است (شکل ۱). سنگ‌های پالئوزوئیک در این بخش سنگ‌های کربناته، آواری و آتشفشانی کامبرین تا دونین پسین را شامل می‌شوند (سازندهای لالون، میلا، سنگ‌های ولکانوژنیک سیلورین، معادل سازندهای پادها، سبزار و بهرام). واحدهای مزوزوئیک دربردارنده طبقات شیل و ماسه‌سنگی دگرگون شده سازند شمشک است و سنگ‌های سنوزوئیک بیشتر شامل نهشته‌های قاره‌ای و به‌ندرت دریایی همراه با سنگ‌های آتشفشانی و ولکانوکلاستیک می‌شود. وقوع چند مرحله گسلش راندگی و چین‌خوردگی مرتبط با آن‌ها اندازه‌گیری ضخامت و گاه بررسی ارتباط میان رخساره‌ها را دشوار ساخته است. تعیین سن واحدهای چینه‌ای در این بخش نیز بر اساس سن‌های ارائه شده توسط (آقناباتی و همکاران، ۱۹۸۵) و انطباق توالی‌های پالئوزوئیک با توالی‌های مرجعی است که (Weddige 1983) برای پالئوزوئیک بینالود ارائه کرده است.

نوع دوپلکس هینترلند نیمه‌پوششی^۱ معرفی نموده است. حوضه‌های رسوبی فورلند به طور عمده در ارتباط با فرایندهای کوهزایی تشکیل می‌شوند. توالی چینه‌نگاری این حوضه‌ها به خوبی مراحل تکوین و تکامل ساختاری نوارهای کوهزایی را بازگو می‌نماید. بسیاری از زمین‌شناسان با مطالعه دقیق چرخه‌های رسوبی، به تفکیک مراحل فعالیت و آرامش نوارهای کوهزایی مجاور این حوضه‌ها پرداخته‌اند: (Dahlen et al., 1984., Cant et al., 1989., Decelles et al., 1998a and b., Decelles et al., 1987., Fleming et al., 1990., Jordan, 1981., Jordan et al., 1988., Meigs, 1997., Puigdefabregas et al., 1986., Tankard, 1986)

هدف از این مطالعه، بررسی دقیق ساختاری با نگاه ویژه به تکتونیک راندگی‌ها و نیز آزمون مدل‌های موجود در منطقه است. به این منظور تمام ساختارهای گسلی در منطقه شناسایی شده و سپس روابط سنی بین آن‌ها بررسی شد. آنچه در پی خواهد آمد، حاصل این مطالعه و بررسی است.



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی در منطقه بینالود

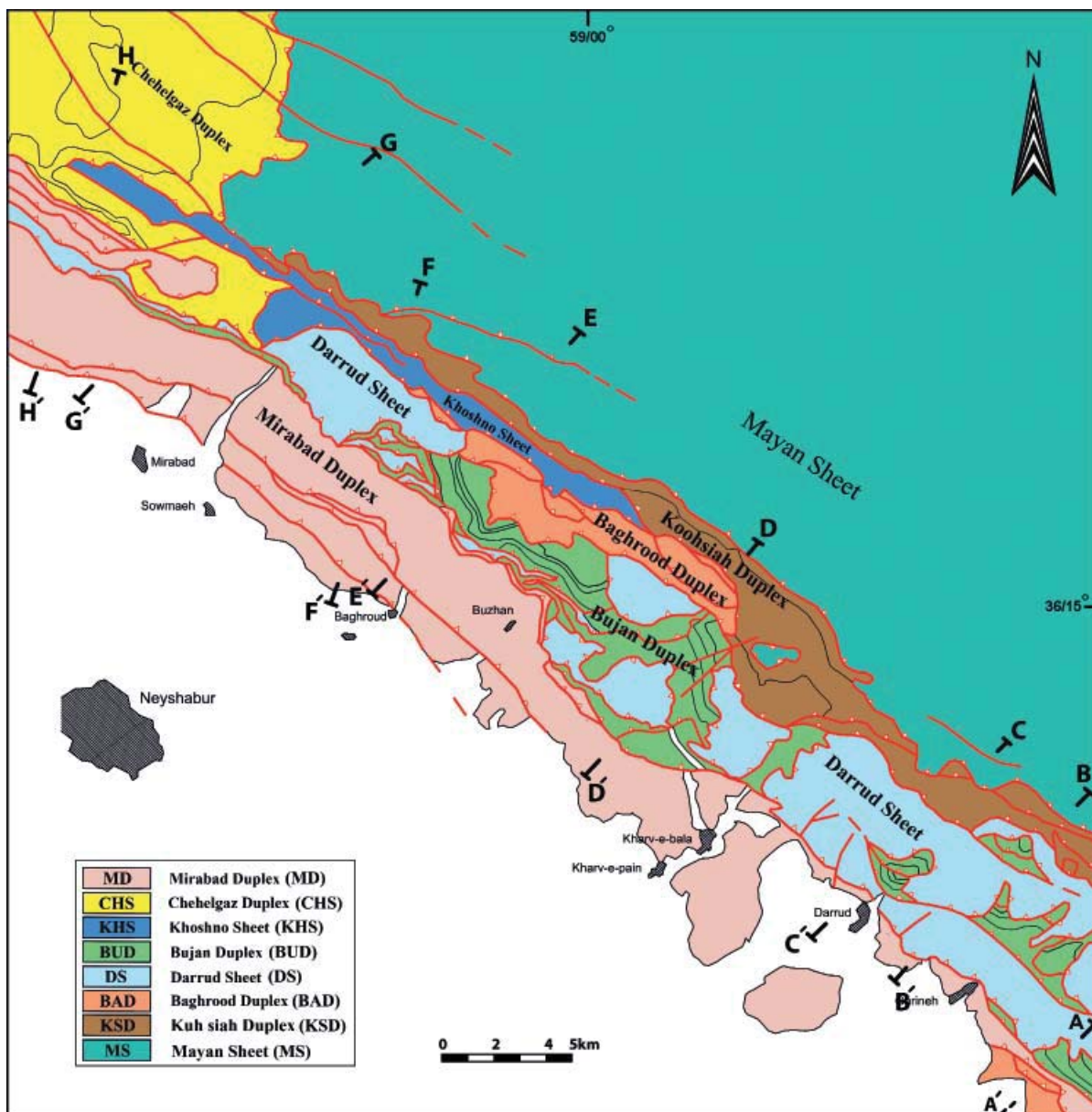
1- Partially overlap hinterland dipping duplex

راندگی‌ها و ورقه‌های رورانده راندگی میان و ورقه رورانده میان

این ورقه رورانده بخشی از ورقه میان است که توسط Alavi (1992) در بینالود توصیف شده است. پیکره این ورقه را گریواک‌های دگرگون شده و فیلیت تشکیل می‌دهند. وجود فسیل‌های گیاهی رتین - لیا س در این سنگ‌ها بیانگر آن است که از دگرگونی سازند شمشک نتیجه شده‌اند. مشاهده فسیل‌های گیاهی کربونیفر در مطالعات جدیدتر سبب شده تا این ورق را مجموعه‌ای از واحدهای کربونیفر و ژوراسیک بدانیم که به دلیل شباهت سنگ‌شناختی و دگرگون شدن قابل تفکیک نیستند. ورقه میان به سمت شمال خاور در زیر ورقه رورانده‌ای از بقایای پالئوتیس ("ورقه مشهد" در Alavi (1992) قرار می‌گیرد. سنگ‌ها در این ورقه شدیداً چین خورده و توسط راندگی‌های فرعی بریده

ساختار منطقه مورد مطالعه

گسل‌های رورانده و ورقه‌های رورانده از عمده‌ترین ساختارهای زمین‌شناسی در منطقه مورد مطالعه هستند. تقریباً تمامی راندگی‌ها در این بخش از بینالود روند شمال باختری - جنوب خاوری داشته و سوی حرکت در تمامی آن‌ها از شمال - شمال خاور به جنوب - جنوب باختر است (شکل ۲). سوی راندگی به‌وسیله چین‌های مرتبط با گسل که محوری موازی با روند گسل‌ها و برگشتگی به سمت جنوب - جنوب باختر دارند، تعیین شده است. گسل‌های راندگی در منطقه مورد مطالعه از نوع نازک ورقه و گسلش راندگی به صورت متوالی بوده است. راندگی‌ها از شمال به جنوب جوان‌تر شده و با توجه به تقدم و تاخر سنی درسه مرحله تشکیل شده‌اند. در زیر به توصیف مهمترین راندگی‌ها و ورقه‌های رورانده در منطقه پرداخته شده است.



شکل ۲. راندگی‌ها و ورقه‌های رورانده مهم در نقشه ساختمانی بینالود.

سمت جنوب باختر بر روی ورقه‌ای از سنگ‌های دگرگون شده شمشک، رانده شده است (شکل‌های ۴ و ۵). ورقه کوه‌سیاه در دره‌های گرینه و بوژان از سنگ‌های آتشفشانی و اپی‌کلاستیک سیلورین و طبقات دولومیتی و کوارتزارنایتی معادل پادها تشکیل شده است. در این مکان رخنمون‌های محدودی از طبقات آهکی-دولومیتی و میلونیتی شده سازند میلا به صورت محدود میان سنگ‌های آتشفشانی سیلورین دیده می‌شوند.

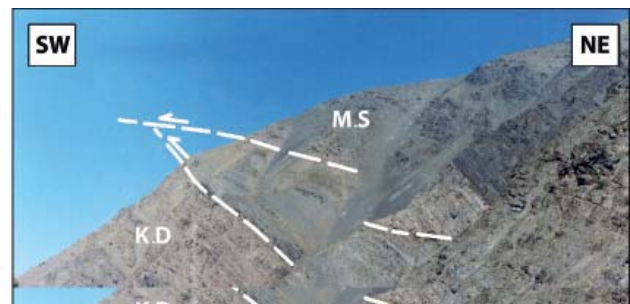
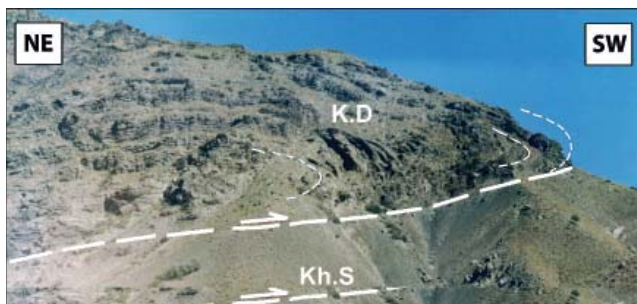
سطح لغزش در این میلونیت‌ها به موازات لایه‌بندی اولیه بوده است که به‌خوبی در صحرا قابل مشاهده است. از این رو، این میلونیت‌ها بیانگر یک حرکت لغزشی شکل‌پذیر به موازات طبقه‌بندی است که پیش از تشکیل راندگی کوه‌سیاه در سازند میلا به‌وقوع پیوسته است. چرا که در نتیجه حرکت در راندگی کوه‌سیاه، سطوح تورق در میلونیت چین خورده و در برخی نقاط برشی شده است (شکل‌های ۶-الف، ب و ج).

با توجه به مطالب بالا می‌توان چنین نتیجه گرفت که میلونیت در طبقات کربناته میلا حاصل برش در سطوح راندگی نسل اول بوده است و در نتیجه فعالیت گسل‌های راندگی نسل دوم، تغییر

و جابجا شده‌اند. چین‌ها به فرم طاق‌شکل‌ها و ناوشکل‌های بسته با لولای زاویه‌دار و برگشتگی به سمت جنوب- جنوب باختر هستند. کلیواژ سطح محوری با شیب به سمت شمال- شمال خاور در آن‌ها به خوبی توسعه یافته است. درجه دگرگونی سنگ‌ها در این ورقه در نزدیکی راندگی مایان کمی افزایش یافته و کلیواژ در این زون به فرم ناهماهنگ با برگشتگی به سمت جنوب باختر چین خورده است. این چین‌ها از یک سو معرف سوی حرکت به سمت جنوب باختر برای ورقه مایان بوده و از سوی دیگر بیانگر آن است که سنگ‌ها در این ورقه قبل از تشکیل راندگی مایان دگرگون بوده‌اند (شکل ۳).

راندگی کوه سیاه و ورقه کوه سیاه

این ورقه برای اولین بار توسط Alavi (1992) توصیف شده است. مطالعات اخیر نشان داده است که این ورقه کمی با آنچه وی معرفی کرده است، متفاوت می‌باشد. در نتیجه فعالیت این گسل رو رانده، توده عظیمی از سنگ‌های پالئوزوئیک (کامبرین تا دونین پسین) به فرم یک چین مرتبط با گسل با برگشتگی به

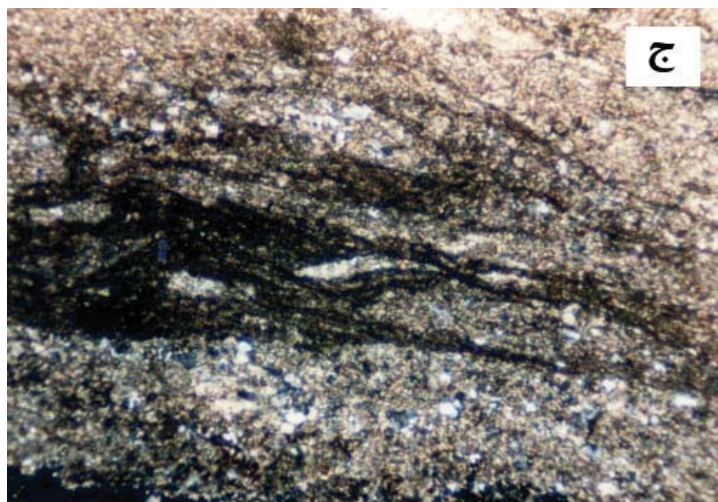
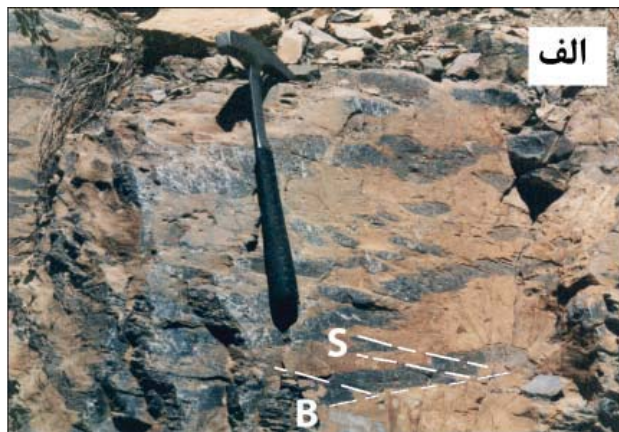
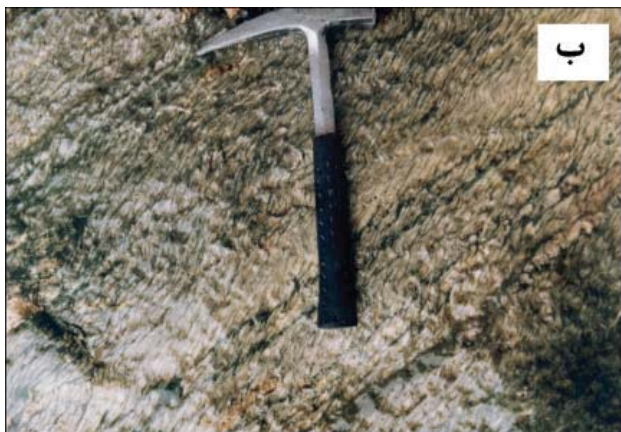


شکل ۴. رانده شدن دوپلکس کوه‌سیاه بر روی ورقه خوشنو. چین مرتبط با گسل کاملاً مشخص است (دره میرآباد، K.D = ورق کوه‌سیاه، Kh.S = ورقه خوشنو).

شکل ۳. راندگی مایان و یک راندگی منشعب از آن که سنگ‌های دگرگون شده شمشک را بر روی آهک‌های سازند بهرام رانده است (دره میرآباد، M.S = ورق مایان، K.D = دوپلکس کوه‌سیاه).



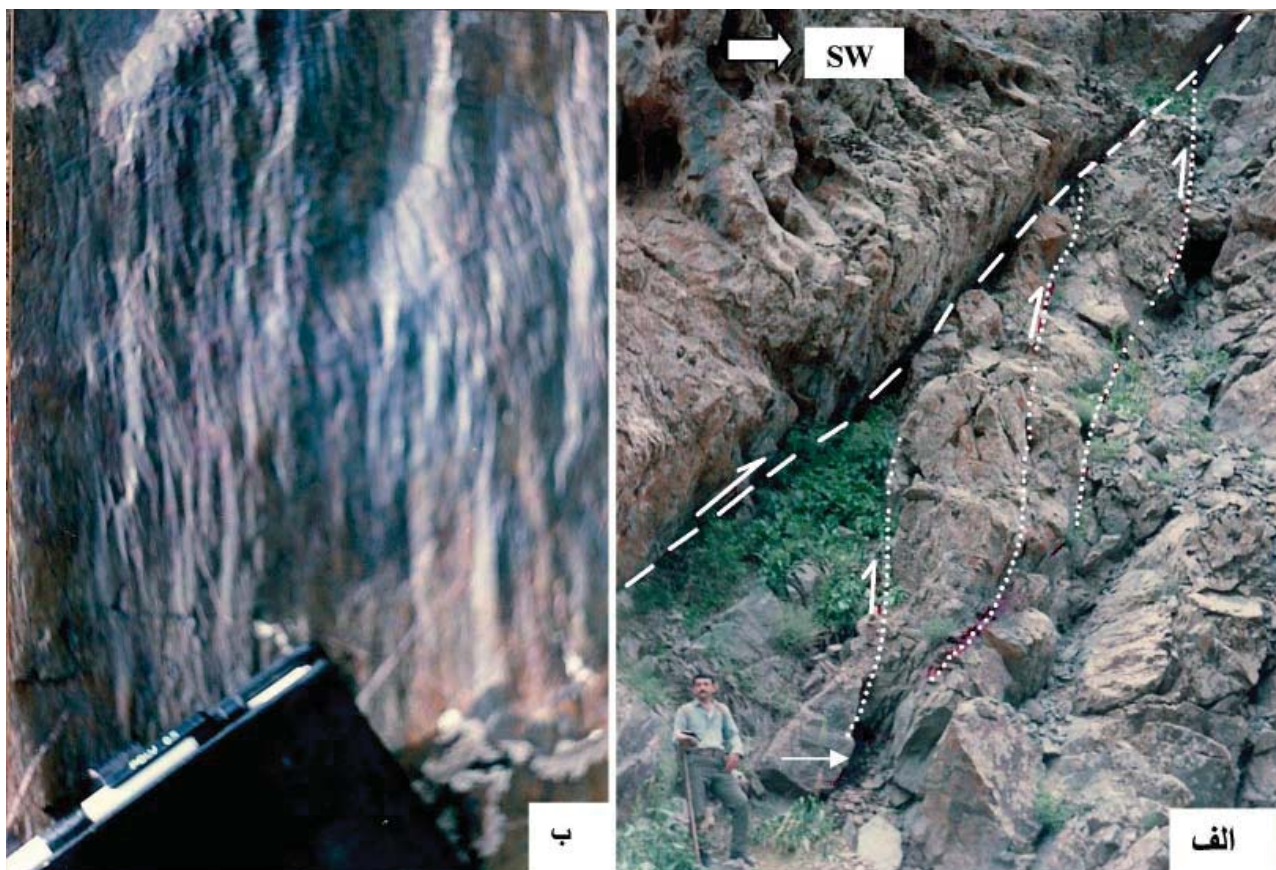
شکل ۵. راندگی کوه‌سیاه در دره دیزباد. این راندگی ورقه کوه‌سیاه را به سمت جنوب بر روی سنگ‌های دگرگون شده شمشک (فیلیت مشهد) رانده است.



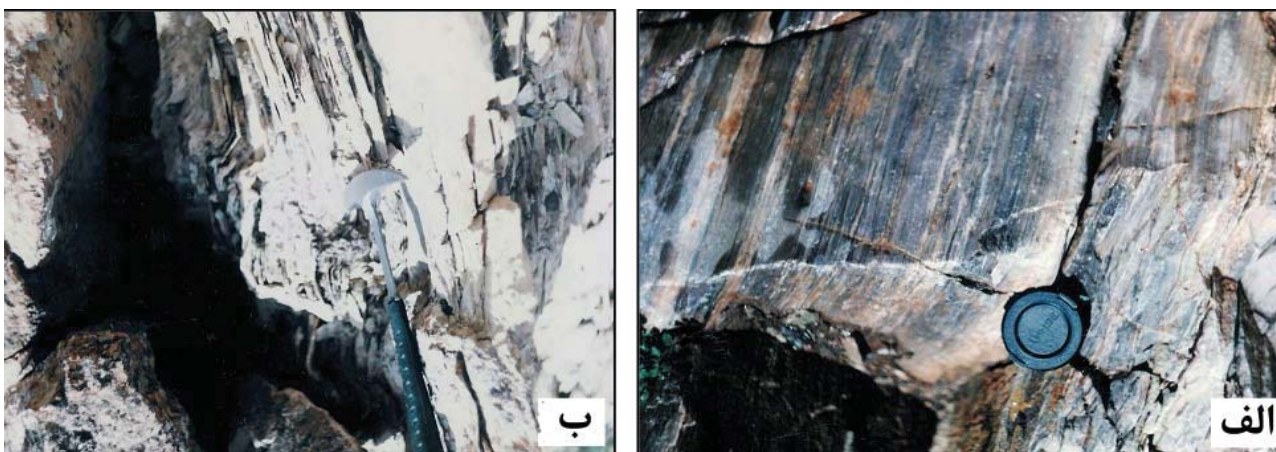
شکل ۶. الف) برخورد سطوح تورق (s) و طبقه‌بندی (b) در یکی از معدود رخنمون‌های سنگ آهک میلا که این دو صفحه موازی نیستند. ب) سطح تورق چین خورده در میلونیتی که در سازند میلا ایجاد شده است. ج) برش نازک نشان دهنده تورق شدید در میلونیت است.

انتهای دره خرو طبقات سازند لالون در زیر یک ورقه رورانده که دربرگیرنده سنگ‌های سیلورین-دونین است، قرار گرفته‌اند. یک گسل راندگی، جداکننده ورقه فوقانی از طبقات سازند لالون است. این گسل راندگی توسط طبقات میلونیتی شده سازند میلا مشخص می‌شود. لغزش در این میلونیت نیز به موازات سطوح طبقه‌بندی اولیه بوده است (شکل ۸-الف). این گسل راندگی در نتیجه فعالیت گسل رورانده کوه‌سیاه چین خورده است. قائم بودن سطوح تورق در میلونیت (شکل ۸-ب) خود بیانگر تغییر زاویه سطح گسل شکل‌پذیر اولیه در نتیجه این چین خوردگی است. با چرخش این تورق و افقی ساختن آن، وضع اولیه این گسل راندگی حاصل خواهد شد. در این حالت کینک‌بند مزدوج^۱ بیانگر حرکت فرا دیواره از شمال خاور به سمت جنوب باختر است. با توجه به میلونیت و تغییر موقعیت فضایی گسل راندگی مزبور در نتیجه فعالیت گسل کوه‌سیاه که خود یکی از گسل‌های راندگی نسل دوم است، می‌توان گسل راندگی فوق را مرتبط با گسل‌های راندگی نسل اول دانست. چون این راندگی تقریباً به موازات سطوح طبقه‌بندی در سازند میلا تشکیل شده است، از این پس گسل رورانده میلا نامیده می‌شود.

ساختاری مجدد یافته است. گسل‌های راندگی فراوان، توالی سنگ‌ها در ورقه کوه‌سیاه را بریده و جابجا نموده‌اند. سطوح گسلی در این راندگی‌ها تقریباً موازی طبقه‌بندی بوده و شیب نسبتاً زیادی به سمت شمال دارند. در فرودپواره برخی از این راندگی‌ها، دوپلکس‌های کوچک مقیاس از نوع هیتترلند ایجاد شده است (شکل‌های ۷-الف و ب). وجود گسل‌های راندگی فرعی با چنین ویژگی‌هایی در ورقه کوه‌سیاه بیانگر این است که این ورقه رورانده، یک دوپلکس با هندسه هیتترلندی است. ورقه کوه‌سیاه به سمت جنوب خاور در دره دیزباد دربرگیرنده طبقات کوارتزارنایتی و دولومیتی پادها، دولومیت‌های سیبزار و طبقات آهکی بهرام است. به سمت شمال باختر در دره دررود، ورقه کوه‌سیاه سنگ‌های آتشفشانی سیلورین، طبقات میلونیتی شده میلا و بخشی از طبقات کوارتزارنایتی و دولومیتی پادها را شامل می‌شود. در دره خرو، ورقه کوه‌سیاه به بیشترین حجم و ضخامت خود می‌رسد. در این مکان قدیمی‌ترین مجموعه موجود در هسته یک چین مرتبط با گسل در معرض دید قرار گرفته است (شکل ۵). به سمت باختر این ورق نازک شده و در دره میرآباد تنها متشکل از آهک‌های سازند بهرام است. در



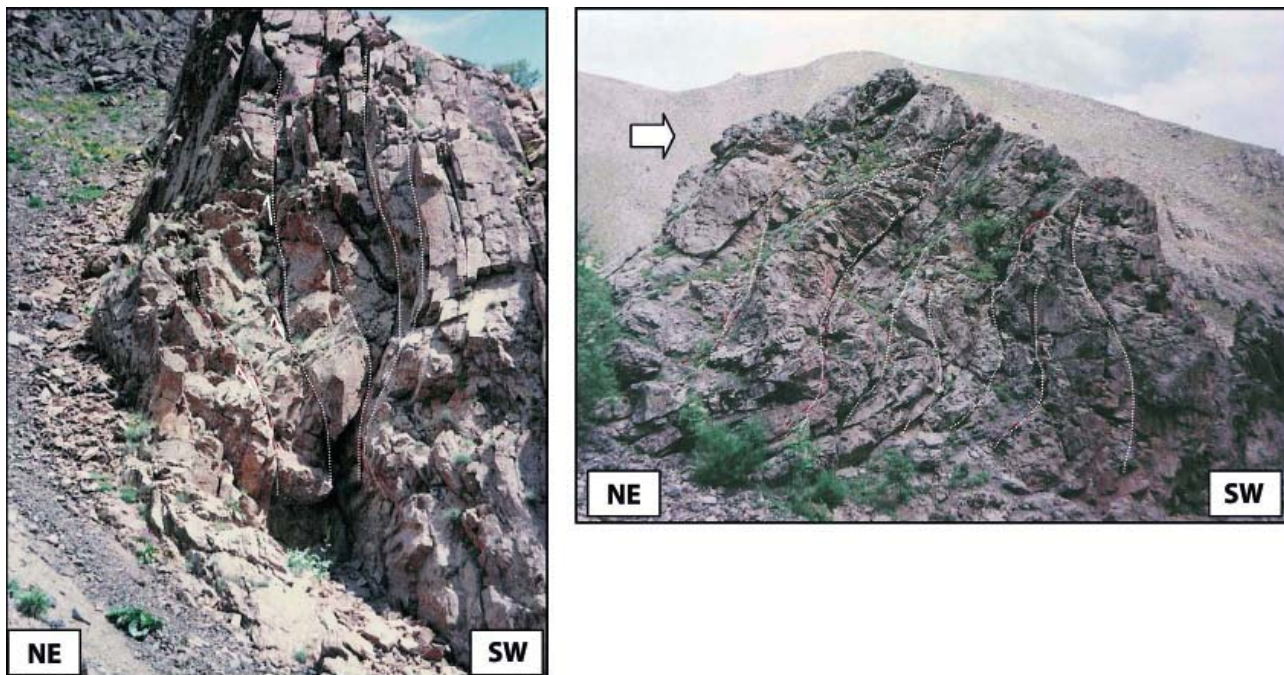
شکل ۷. الف) گسل‌های راندگی فرعی در سنگ‌های آذرآواری سیلورین (ورقه کوه‌سیاه)، به دوپلکس با هندسه هیترلندی در فرودپاره توجه نمایید. ب) سطح لغزش که در پایین‌ترین هورس شکل الف دیده می‌شود (با پیکان نشان داده شده است).



شکل ۸. الف) طبقات میلونیتی شده سازند میلا (زون گسلی شکل‌پذیر میلا) در دره باختری خرو (نگاه به سمت خاور). ب) کینک‌بندهای مزدوج در طبقات میلونیتی شده سازند میلا در دره باختری خرو (نگاه به سمت خاور).

اردویسین (سازند لالون و میلا) است که در این مقاله دوپلکس باغرود نامیده می‌شود. این دو ورقه توسط راندگی میلا از یکدیگر جدا می‌شوند. لغزش به موازات طبقه‌بندی در این دوپلکس، هورس‌های فراوان^۱ و کوچک مقیاس (با طول ۳ تا ۵ متر) را با هندسه هیترلندی ایجاد نموده است (شکل ۹).

با توجه به موارد فوق برخلاف آنچه تاکنون منتشر شده است (Alavi, 1992)، ورقه کوه‌سیاه یک ورقه واحد نیست بلکه از دو ورقه رورانده تشکیل شده است. ورقه رورانده فوقانی، دوپلکسی از سنگ‌های سیلورین و دونین است که آن را دوپلکس کوه‌سیاه و ورقه رورانده زیرین، دوپلکس دیگری از سنگ‌های کامبرین -

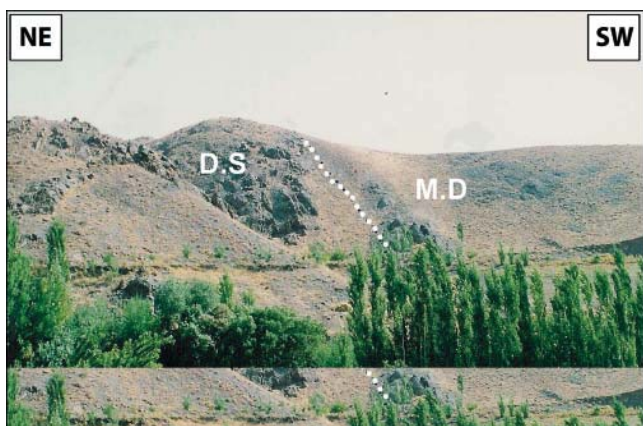


شکل ۹. دو تصویر از هورس‌های فراوان و کوچک در دوپلکس خلخال.

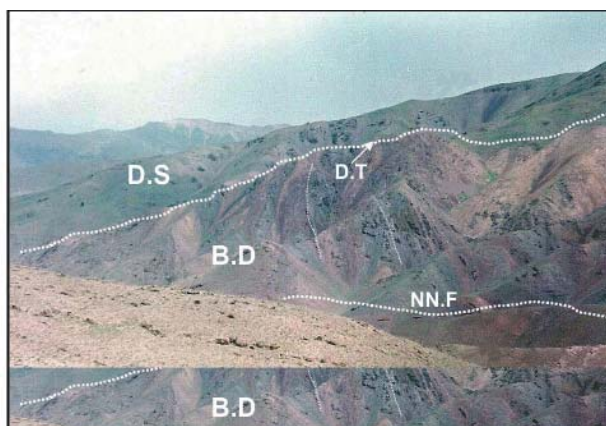
طبقه‌بندی توسعه یافته‌اند و در مجاورت سطح راندگی با تمایلی به سمت جنوب باختر چین خورده‌اند. سنگ‌ها در ورقه دررود به شدت چین خورده‌اند و چین‌هایی با لولای کمی مدور تا زاویه‌دار بسته با برگشتگی به سمت جنوب باختر در اندازه‌های گوناگون در آن به چشم می‌خورند. تشابه سنگ‌شناسی ورقه دررود و مایان و نیز وجود ویژگی‌های مشابه در راندگی مایان و دررود بیانگر این است که این دو ورق قبل از تشکیل راندگی‌های کوه‌سیاه یک ورقه واحد را تشکیل می‌داده‌اند. ورقه دررود در انتهای جنوب خاوری منطقه مورد مطالعه به صورت دگرشیب در زیر طبقات آواری پالئوژن قرار می‌گیرد. بنابراین، انتقال این ورقه قبل از پالئوژن روی داده است (شکل ۱۱).

راندگی دررود و ورقه رورانده دررود

گسل دررود، راندگی است که توسط آن ورقه دررود متشکل از رسوبات دگرگون شده شمشک بر روی گستره وسیعی از سنگ‌های سیلورین - دونین (ورقه بوژان) رانده شده‌اند. این ورقه که بخشی از ورقه دیزباد را شامل می‌شود (Alavi, 1992)، دربرگیرنده گریواک‌های دگرگون شده و فلیت بوده و راندگی دررود جداکننده ورقه مزبور از سنگ‌های سیلورین - دونین زیرین است (شکل ۱۰). راندگی دررود تقریباً افقی است ولی در بخش‌های جنوبی‌تر، شیب اندکی به سمت جنوب باختر دارد. سنگ‌های دگرگونی در مجاورت سطح راندگی افزایش درجه دگرگونی را نشان می‌دهند. تورق در سنگ‌ها تقریباً موازی سطوح



شکل ۱۱. ورقه دررود در خاور کوه چخینگ توسط طبقات آواری نئوژن به صورت دگرشیب پوشیده شده است (D.S = ورق دررود، M.D = دوپلکس میرآباد).



شکل ۱۰. تصویری از راندگی دررود در کوه چخینگ. این راندگی جداکننده ورقه دررود و ورقه بوژان از یکدیگر است (D.S = ورق دررود، B.D = دوپلکس بوژان، D.T = راندگی دررود، NN.F = راندگی شمال نیشابور).

ورقه رورانده بوژان

ورقه رورانده بوژان در جایگاه فعلی خود پایین‌ترین واحد ساختمانی را تشکیل می‌دهد. ورقه بوژان که در زیر ورقه دررود قرار دارد، دربردارنده سنگ‌های آتشفشانی و اپی‌کلاستیک سیلورین، طبقات دولومیتی و کوارتزیتی پادها، دولومیت‌های سبزار و طبقات آهکی بهرام و چند سیل مافیک در طبقات دولومیتی سبزار و آهک‌های بهرام است. سنگ‌ها در ورقه بوژان توسط راندگی‌های فراوان با شیب به سمت شمال خاور بریده شده‌اند. این گسل‌ها به سمت بالا به گسل راندگی در رود ملحق می‌شوند. از این رو می‌توان این راندگی‌ها را راندگی‌های اتصال^۱ در دوپلکسی با هندسه هینترلندی دانست. بهترین رخنمون از ورقه بوژان را می‌توان در دره باختری خرو و دره باغرود مشاهده کرد. در دره باختری خرو طبقات رسوبی دونین در یک طاقدیس، بر روی سنگ‌های آتشفشانی سیلورین رانده شده‌اند. طبقات آهکی بهرام در این بخش شدیداً چین خورده و توسط راندگی‌های فراوان با سوی حرکت به سمت جنوب باختر بریده و جابجا شده‌اند. در دره باغرود، چین مرتبط با گسل بسیار بزرگی تشکیل شده است که تمام واحدهای سنگی اردوویسین تا دونین در هسته آن قابل مشاهده است (شکل ۱۲).

ورقه رورانده بوژان در پهنه وسیعی از منطقه مورد مطالعه توسط ورقه رورانده دررود پوشیده شده است. در این مناطق تنها می‌توان بخش‌هایی از این ورقه را در کناره دره‌های رودخان‌ها مشاهده کرد. در این گستره چند راندگی با طول کم از نسل دوم ورقه دررود را بریده و بخش‌هایی از ورقه بوژان را بر روی این ورقه رانده است. نمونه‌ای از این گسل‌های رورانده در شکل ۱۳ الف نشان داده شده است. در این راندگی که روند شمال باختر - جنوب خاور و شیب ۱۵ درجه به سمت شمال خاور دارد، حرکت فرادواره با توجه به تمایل چین مرتبط با گسل به سمت جنوب باختر بوده است. نمونه دیگری از این راندگی‌ها در دره

باختری گرینه سبب رانده شدن بخش دیگری از ورقه بوژان بر روی ورقه دررود شده است (شکل ۱۳-ب).

ورقه بوژان از بسیاری جهت‌ها مشابه ورقه کوه‌سیاه است و به همین دلیل احتمال دارد که این دو قبل از تشکیل راندگی کوه‌سیاه، یک ورقه واحد را تشکیل می‌داده‌اند. ورقه بوژان در نتیجه تشکیل راندگی شمال نیشابور بر روی نهشته‌های آواری پالئوسن به سمت جنوب باختر رانده شده است که از راندگی‌های نسل سوم منطقه است.

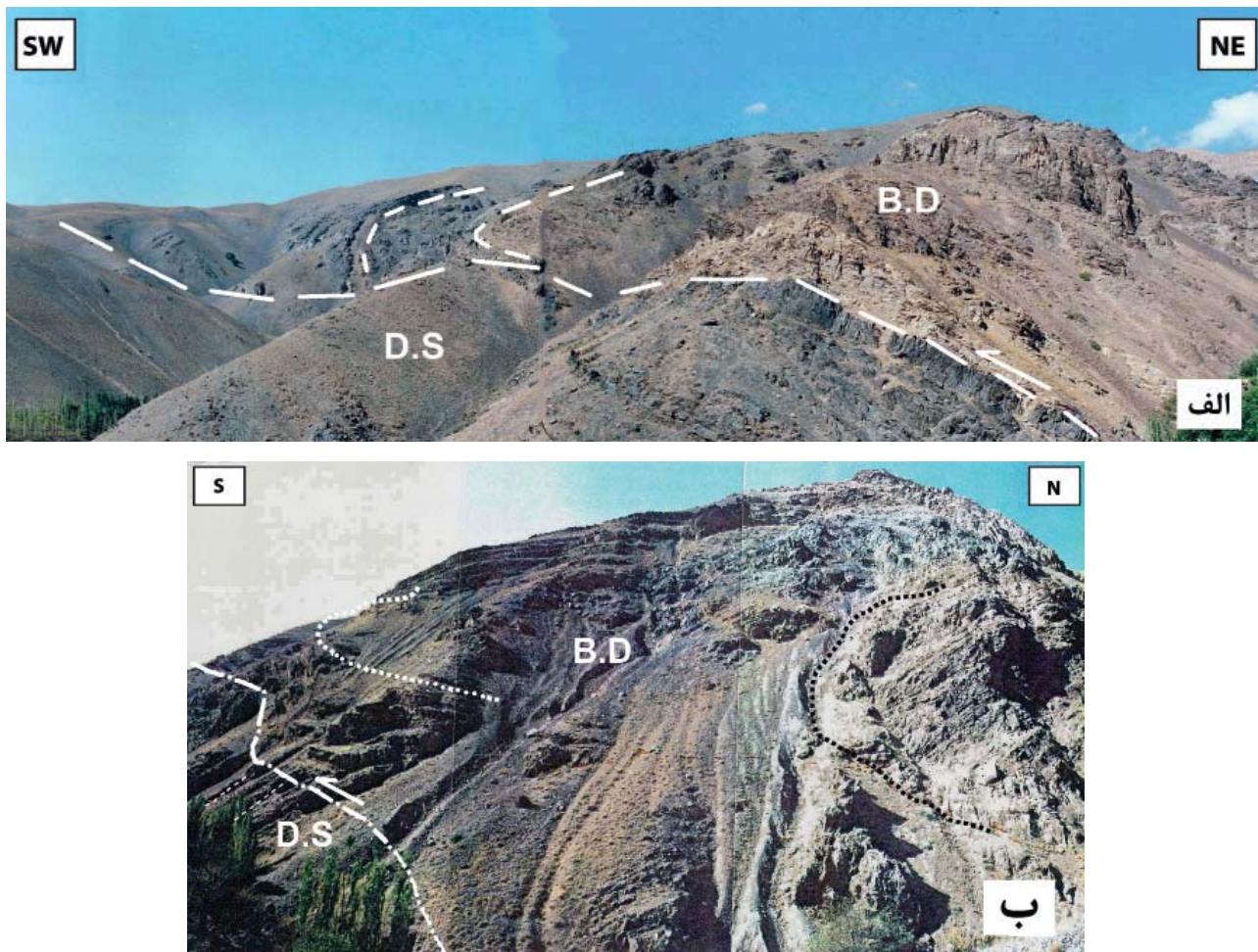
دوپلکس باغرود

دوپلکس باغرود از دو ورقه رانده تشکیل شده است. هورس شمالی نوار باریکی از ماسه‌سنگ‌های کوارتزیتی سازند لالون و هورس جنوبی طبقات آهکی - دولومیتی سازند میلا و کوارتزیتی لالون را شامل می‌شود. در جنوب خاوری منطقه، تکه منفردی از یک ورقه رورانده بصورت یک کلیپ بر روی طبقات آواری و سنگ‌های آتشفشانی پالئوژن قرار گرفته است که آن را کلیپ خلخال نامیده‌ایم (شکل ۱۴-الف). این کلیپ نیز از دو ورقه کوچک که در بالا توصیف شد، تشکیل شده است. راندگی جداکننده دو هورس شیب اندکی به سمت شمال دارد (شکل ۱۴-ب). ویژگی‌های ساختمانی و سنگ‌شناسی این کلیپ بیانگر این است که کلیپ مزبور بخشی از دوپلکس باغرود را در معرض دید قرار داده است. طبقات آهکی - دولومیتی سازند میلا در هورس جنوبی شدیداً چین خورده‌اند. سبک چین خوردگی از نوع ناهم‌انگ بوده و چین‌ها بیشتر از نوع جناغی برگشته و بسته تا تنگ با تمایلی به سمت جنوب - جنوب باختر هستند (شکل ۱۴-ج).

راندگی قاعده کلیپ کمی به سمت جنوب شیب دارد. این راندگی که یکی از راندگی‌های نسل دوم بوده است، قبل از وقوع راندگی‌های نسل سوم سبب رانده شدن مجموعه‌ای از صفحات رورانده در کوه‌های بینالود بر روی سری آواری پالئوژن شده است.



شکل ۱۲. طاقدیس بسیار بزرگ حاصل پیشروی راندگی شمال نیشابور در دوپلکس بوژان (B.D) که دربردارنده واحد ولکانیکی اردوویسین - سیلورین و سازندهای نیور، پادها، سبزار و بهرام است. دوپلکس باغرود (Ba.D) در بالا و دوپلکس میرآباد (M.D) در زیر آن مشاهده می‌شود (دره باغرود).



شکل ۱۳. در این تصاویر بخشی از راندگی‌های بین دوپلکس بوژان و ورقه دررود و همچنین بین دوپلکس‌های باغرود و بوژان نشان داده شده است. حرکت بر روی این راندگی‌ها با تشکیل چین‌های پیشروی گسل همراه بوده است (D.S.= ورق دررود، B.D.= دوپلکس بوژان، الف) دره گرینه-ب) دره دررود).

چمن‌بید و مزدوران است و کوه‌های اصلی منطقه به‌ویژه قله بینالود که مرتفع‌ترین نقطه استان است، بر روی این پهنه وسیع سنگی قرار گرفته است (شکل‌های ۱۶- الف و ب). این ورقه بر روی ورقه‌های مایان، خوشنو و واحدهای سنگی پالئوژن در ورقه میرآباد رانده شده است. بنابراین، آن را می‌توان جزء گسل‌های نسبتاً جوان ناحیه دانست (شکل ۱۷- الف).

راندگی شمال نیشابور

راندگی شمال نیشابور گسلی طویل با روند شمال باختری- جنوب خاوری در کوهپایه جنوبی کوه‌های بینالود است. این گسل در منطقه مورد مطالعه شیبی حدود ۲۵ تا ۴۰ درجه به سمت شمال خاور دارد. گسل مزبور طویل‌ترین گسل راندگی در میان راندگی‌های نسل سوم بوده و از روستای علی‌آباد تا مسافت‌های بسیار زیاد در جهت شمال باختر امتداد یافته است (شکل‌های ۱۷- ب و ۱۸). حرکت فرادایواره در این راندگی با تشکیل یک چین پیشروی گسل با برگشتگی به سمت جنوب باختر همراه بوده است.

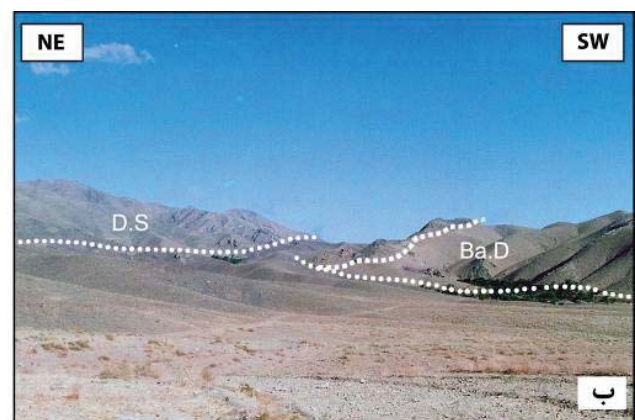
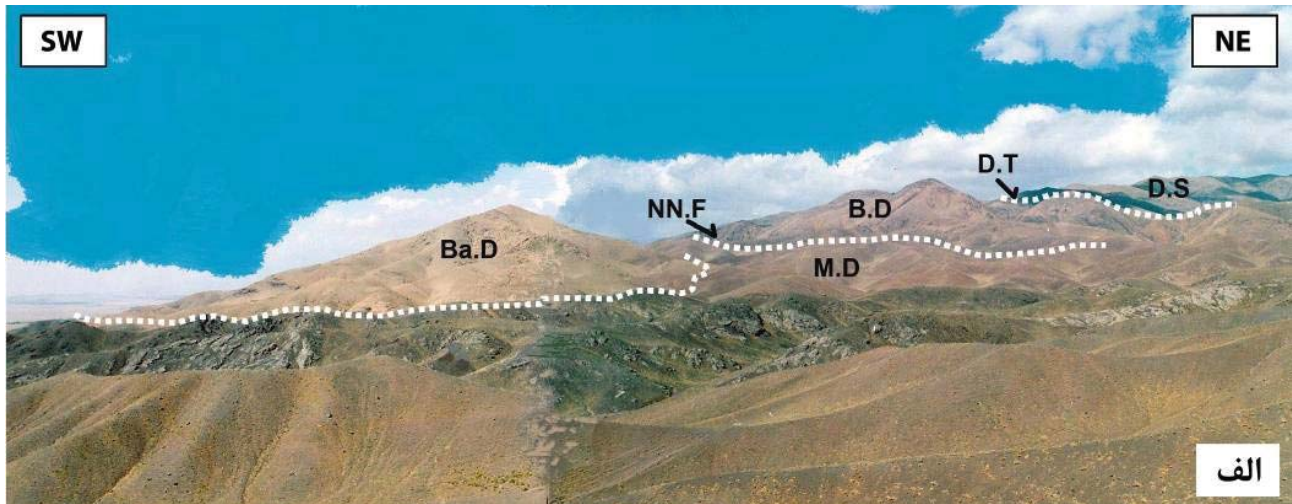
راندگی شمال نیشابور از علی‌آباد به سمت جنوب خاور به یک

ورقه خوشنو

این ورقه در امتداد دره میرآباد بیرون‌زدگی دارد و دربرگیرنده گریواک‌ها و فلیت‌های دگرگون شده سازند شمشک است. ورقه خوشنو در زیر گسل راندگی کوه‌سیاه قرار دارد و به‌وسیله راندگی خوشنو بر روی دوپلکس باغرود بویژه بر روی سازندهای میلا و لالون و همچنین ورق دررود رانده شده است (شکل ۱۵- الف). این گسل شیب بسیار کم به سمت شمال خاور دارد. در سمت باختر این ورقه بر روی واحدهای رسوبی دلتایی فاقد دگرگونی ژوراسیک در ورقه چهل‌گز رانده شده است. در زیر گسل خوشنو و داخل واحدهای دلتایی ژوراسیک چین‌های جناغی مشاهده می‌شود که پیش از راندگی به‌وجود آمده‌اند و توسط گسل بریده می‌شوند (شکل‌های ۱۵- ب و ج). وجود بخشی از ورقه چهل‌گز و سنگ‌های پالئوژن در بین این ورق نشانگر جوان بودن نسبی این راندگی است.

ورقه چهل‌گز

این ورقه شامل واحدهای رسوبی فاقد دگرگونی با سن ژوراسیک است. این واحدها شامل سازندهای کشف‌رود،



شکل ۱۴. الف) دورنمایی از کلیپ خلخال، این کلیپ بازمانده‌ای از ورقه خلخال است که با واسطه یک راندگی با شیب بسیار کم به سمت جنوب بر روی سنگ‌های آواری و آذرآواری ائوسن رانده شده است. ب) تصویری از هورس‌ها در کلیپ خلخال. ج) چین خوردگی ناهماهنگ با برگشتگی به سمت جنوب باختر در طبقات آهکی سازند میلا در کلیپ خلخال (D.S = ورق دررود، B.D = دوپلکس بوژان، Ba.D = دوپلکس باغرود، M.D = دوپلکس میرآباد، D.T = راندگی دررود، NN.F = راندگی شمال نیشابور).

رنگ نئوژن سبب شده است (شکل‌های ۱۹ و ۲۰). گسل فوق از منطقه بوژان به سمت شمال باختر و محدوده روستای فیض آباد به صورت چند گسل جوان و موازی در مرز کوه و دشت کوه‌های بینالود امتداد می‌یابد. در ناحیه برفریز، توسط یکی از این گسل‌ها، ورقه‌ای از سنگ آهک‌های سازند بهرام که به شدت چین خورده است، بین واحدهای پالئوژن بیرون‌زدگی پیدا کرده است (شکل ۲۱). این گسل‌ها جوانترین روراندگی‌های دامنه جنوبی کوه‌های بینالود بوده و با توجه به وجود برش‌های گسلی گسترده در سطح آن‌ها، از دسته گسل‌های راندگی شکننده هستند.

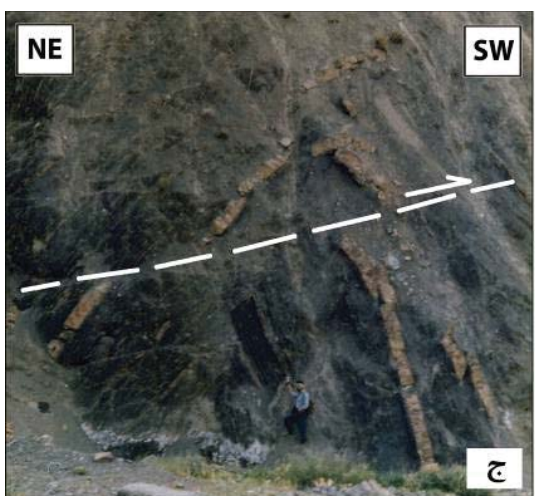
چین خوردگی

چین‌ها در منطقه مورد مطالعه بیشتر از نوع برگشته و خوابیده بوده و با فعالیت راندگی‌ها در ارتباط هستند. این چین‌ها در اندازه‌های متفاوت برگشتگی به سمت جنوب - جنوب باختر دارند و شیب سطح محوری آن‌ها به سمت شمال-شمال خاور است. چین‌ها بسته بوده و لولای نیمه مدور تا زاویه‌دار دارند (شکل‌های ۲۱ و ۲۲). چین‌ها بر اساس موقعیت خود، در

راندگی کور تبدیل شده و ورقه رورانده دررود و ورقه‌های همراه با آن به صورت دگرشیب توسط طبقات آواری پالئوژن پوشیده می‌شوند. به سمت شمال باختر فعالیت گسل شمال نیشابور سبب رانده شدن ورقه دررود و ورقه‌های همراه آن بر روی نهشته‌های آواری پالئوژن در سمت خاور و نئوژن در محدوده باختری شده است (قائمی، ۱۳۷۱).

راندگی‌های بازحیدر - فیض آباد (دوپلکس میرآباد)

گسل بازحیدر که روندی شمال باختری - جنوب خاوری دارد در نزدیکی روستای بازحیدر (دامنه جنوبی کوه خلخال) شیبی حدود ۲۰ درجه به سمت شمال خاور داشته و راندگی سنگ‌های اشفشانی و طبقات کنگلومرای ولکانوژنیک ائوسن را بر روی سری سبز رنگ ائوسن - الیگوسن سبب شده است (شکل ۱). از این مکان به سمت شمال باختر، در بخش‌های مرکزی، گسل رورانده توسط نهشته‌های آبرفتی کواترنر پوشیده شده است. در شمال سخدر گسل مزبور شیبی حدود ۶۰ درجه به سمت شمال داشته و راندگی سنگ‌های آواری پالئوژن را بر روی طبقات قرمز



شکل ۱۵. الف) ورقه خوشنو در بین دوپلکس‌های کوه‌سیاه در بالا و باغرود در پایین (نگاه به سمت باختر) K.D = دوپلکس کوه‌سیاه، Kh.S = ورقه خوشنو، Ba.D = دوپلکس باغرود) ب و ج) چین‌های جناغی درون شیل‌های سازند کشف رود در ورقه خوشنو. بریده شدن چین توسط راندگی در شکل ج نشان دهنده وجود این چین در سنگ‌ها قبل از فعال شدن راندگی است.

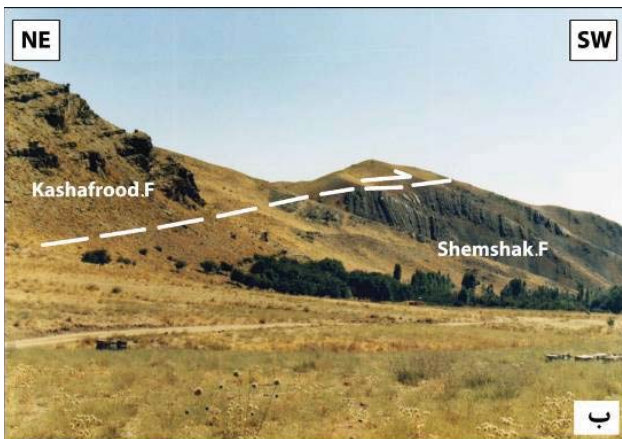
ورقه‌های رورانده از نوع چین‌های پیشانی^۱، میان ورقه‌ای^۲ و چین‌های پستی^۳ هستند (Boyer, 1986). چین‌های پیشانی از نوع پیشروی گسل بوده (شکل ۲۲) و چین‌های درون ورقه‌ای سبک ناهماهنگ دارند.

مکانیسم چین‌خوردگی در منطقه مورد مطالعه از نوع لغزشی - خمشی^۴ و لغزشی - جریانی^۵ است. هر یک از مکانیسم‌های فوق بر اساس میزان شکل‌پذیری طبقات رسوبی و نیز اختلاف شکل‌پذیری سنگ‌ها در منطقه، چین‌خوردگی سنگ‌ها را سبب شده‌اند. مکانیسم کانونی در طبقات کوارتزیتی پادها، ولکانوکلاستیک‌های سیلورین و فیلیت مشهد به دلیل شکل‌پذیری کم طبقات از نوع خمشی - لغزشی است. از جمله دلایلی که تایید کننده سازوکار چین‌خوردگی است، می‌توان به وجود آثار لغزش و پرشدگی کلسیتی در سطوح طبقه‌بندی اشاره کرد. علاوه بر آن

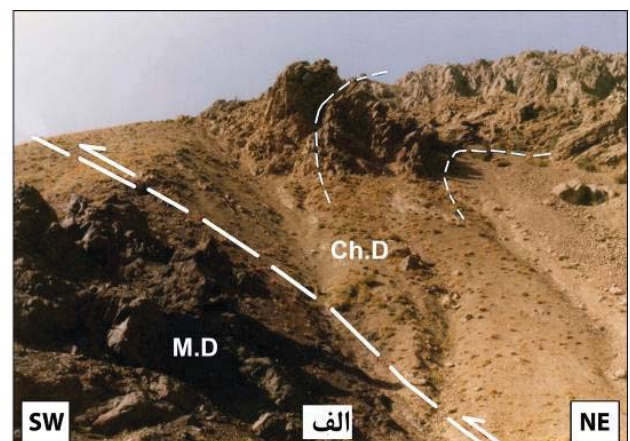
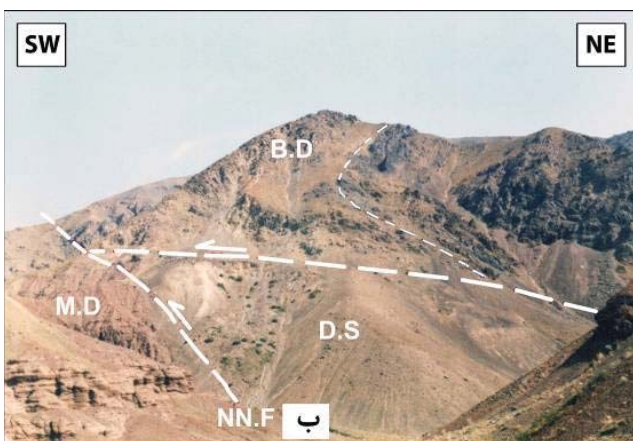
ضخامت طبقات چین‌خورده در محل لولا و یال‌ها یکسان است. یعنی چین‌ها از نوع موازی هستند که خود دلیل دیگری بر تایید سازوکار لغزشی - خمشی است. طبقات هنگام چین‌خوردگی بر روی هم لغزیده‌اند. در محل تماس طبقات، زون‌های برشی دیده می‌شوند که حاصل تمرکز کرنش برشی ساده در این مکان است (شکل ۲۳).

مکانیسم چین‌خوردگی در طبقات آهکی میلا و بهرام از نوع خمشی - جریانی است. تشکیل کلیواژ شکستگی در کل ضخامت طبقات (شکل ۲۴- الف) بیانگر برقراری سیستم کرنش برشی ساده و توزیع یکنواخت کرنش برشی در کل طبقه است. وجود ترک‌های کششی S شکل در عرض طبقات رسوبی دلیل دیگری بر دخالت مکانیزم خمشی - برشی در تشکیل این چین‌ها است (شکل ۲۴- ب).

1. Leading edge fold
2. Interplate fold
3. Fold trailing edge
4. Flexural-slip folding
5. Flexural-flow folding



شکل ۱۶. الف) سازندهای کشف‌رود، چمن‌بید و مزدوران در منطقه فریزی، شمال ارتفاعات بینالود که با مرز راندگی بر روی اسلیت‌های دگرگونی سازند شمشک قرار گرفته‌اند. ب) نمای دیگری که راندگی بین سازندهای کشف‌رود و سازند دگرگون شده شمشک را به خوبی نشان می‌دهد (منطقه فریزی).



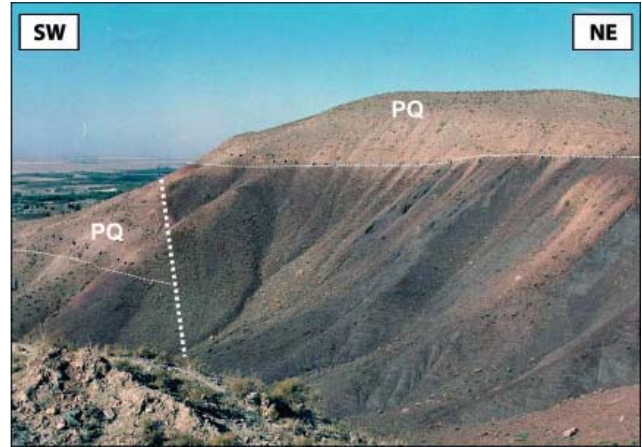
شکل ۱۷. الف) رانده شدن دوپلکس چهل‌گز بر روی دوپلکس میرآباد در محل دره چهل‌گز. ب) گسل راندگی شمال نیشابور که راندگی قدیمی‌تر در قاعده دوپلکس بوژان را بریده است. نهشته‌های قرمز رنگ نئوژن در زیر این راندگی در سمت چپ دیده می‌شود (نگاه به سمت شمال باختر). M.D = دوپلکس میرآباد، Ch.D = دوپلکس چهل‌گز، M.D = دوپلکس میرآباد، B.D = دوپلکس بوژان، D.S = ورق دررود، NN.F = گسل شمال نیشابور.



شکل ۱۸. دورنمایی از گسل راندگی شمال نیشابور. این راندگی در امتداد خود ورقه‌های دررود و بوژان را بریده و با حرکت به سوی جنوب باختر بر روی نهشته‌های سنوزوئیک رانده است.



شکل ۲۰. راندگی کم‌شیبی در ناحیه برفریز که سنگ‌های آواری قرمز رنگ پالئوژن را بر روی واحد آواری و سفید رنگ پالئوژن رانده است.



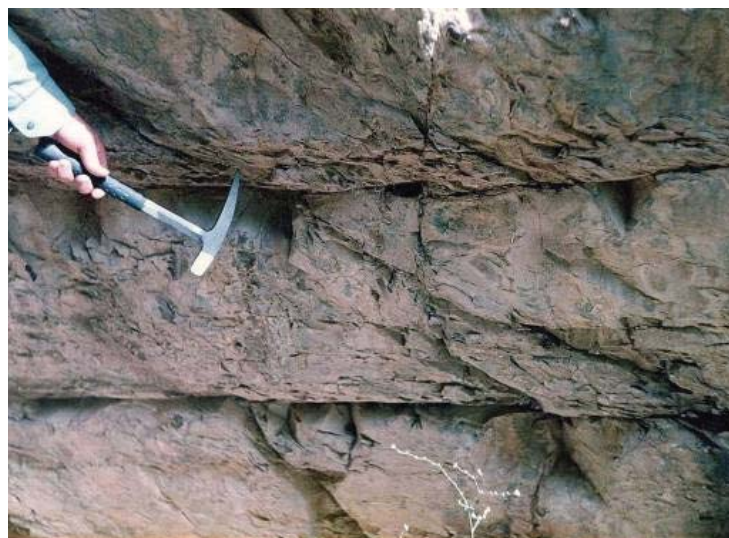
شکل ۱۹. نمای نزدیکی از راندگی بازحیدر - سخدر. این راندگی در این مکان شیب زیادی به سمت شمال خاور داشته و طبقات آواری پالئوژن را بر روی طبقات کنگلومرای پلیوکواترنر رانده است.



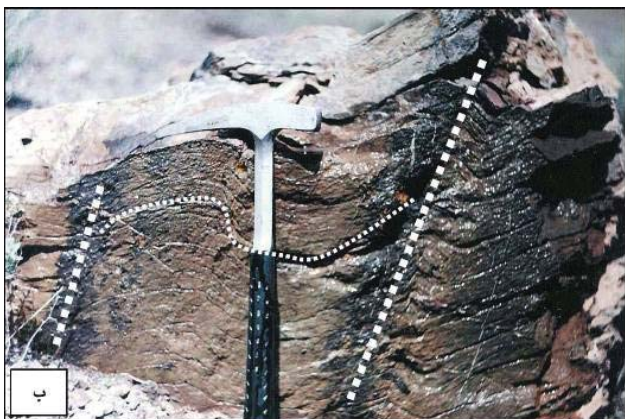
شکل ۲۲. چین پیشروی گسل با لولای مدور در طبقات شیلی در ورقه رورانده خوشنوی.



شکل ۲۱. ورقه‌ای از سنگ آهک‌های سازند بهرام در ناحیه برفریز که به شدت چین خورده است (چینه‌های درون ورقه‌ای) و به وسیله یکی از این راندگی‌ها بین واحدهای پالئوژن بیرون‌زدگی پیدا کرده است.



شکل ۲۳. تشکیل زون‌های برشی در مرز طبقات ولکانوکلاستیک سیلورین در نتیجه چین خوردگی با مکانیسم خمشی - لغزشی.



شکل ۲۴. الف) تشکیل کلیواژ شکستگی در عرض طبقات آهکی بهرام در نتیجه چین‌خوردگی با مکانیسم خمشی - جریانی. ب) تشکیل ترک‌های سیگموئیدال در عرض طبقات دولومیتی پادها در نتیجه چین‌خوردگی با مکانیسم خمشی - جریانی.

نسل اول است. راندگی‌های مایان، میلا و دررود در این سیستم جای دارند. با حذف راندگی‌های نسل دوم و قرار دادن ورقه‌های مشابه در کنار یکدیگر، سیستم گسل‌های راندگی نسل اول تا حدی آشکار خواهد شد. نوار چین‌خورده - گسلیده در منطقه مورد مطالعه قبل از تشکیل راندگی‌های نسل دوم، فقط متشکل از سه ورقه رورانه بوده است. در این زمان بالاترین ورقه رورانه متشکل از طبقات رسوبی دگرگون شده شمشک (ورقه‌های مایان و دررود)، ورقه میانی از سنگ‌های سیلورین - دونین (ورقه‌بوژان و کوه‌سیاه) و ورقه زیرین از سنگ‌های کامبرین - اردوئین (دوپلکس باغرود) بوده است. شیب راندگی‌های نسل اول در شمال منطقه، به سمت شمال، در بخش‌های مرکزی، افقی و در بخش‌های جنوبی، اندکی به سمت جنوب باختر است. برای مثال راندگی مایان در شمال خاور، شیبی در حدود ۴۰ تا ۵۰ درجه به سمت شمال خاور، در بخش‌های مرکزی افقی و در بخش‌های جنوبی (گسل دررود) شیب اندکی به سمت جنوب باختر دارد. با توجه به مطالب فوق می‌توان چنین نتیجه گرفت که سبک ساختاری در راندگی‌های نسل اول بر اساس رده‌بندی هندسه راندگی‌ها در Boyer and Elliot (1982) از نوع دوپلکس طاقگون^۱ است. وقوع آخرین حرکات کوهزایی سیمیرین در ژوراسیک میانی، تکمیل فرایند الحاق در شمال خاور ایران و کوتاه‌شدگی بیشتر پوشش رسوبی این حاشیه را سبب شده است. در این زمان، اولین مرحله از فعالیت راندگی‌های نسل اول با رانده شدن ورقه رورانه مشهد (بقایای پالئوتیس) بر روی طبقات رسوبی سازند شمشک آغاز شده است. تشکیل راندگی‌های جدید، بالاآمدگی و فرسایش بلندی‌ها را به همراه داشته است. در نتیجه فرسایش ارتفاعات، مقادیر بسیار زیادی از رسوبات آواری به سن ژوراسیک میانی با توالی به سمت بالا درشت شو و ضخیم شو و جهت جریانی به سمت جنوب نشان دهنده رسوبگذاری در یک حوضه فورلند است. حوضه‌های فورلند در سمت کراتونی

بررسی هندسه گسل‌های راندگی

کوتاه‌شدگی در پوشش رسوبی حاشیه شمالی ایران در حین کوهزایی سیمیرین و آلپین با تغییر ساختاری از نوع گسلش راندگی همراه بوده است. در نتیجه چنین فرایندی، نسل‌های مختلفی از گسل‌های راندگی تشکیل شده است. این گسل‌ها با روی هم قراردادن ورقه‌های متعدد رورانه، نوار چین‌خورده - گسلیده بینالود و البرز را تشکیل داده‌اند.

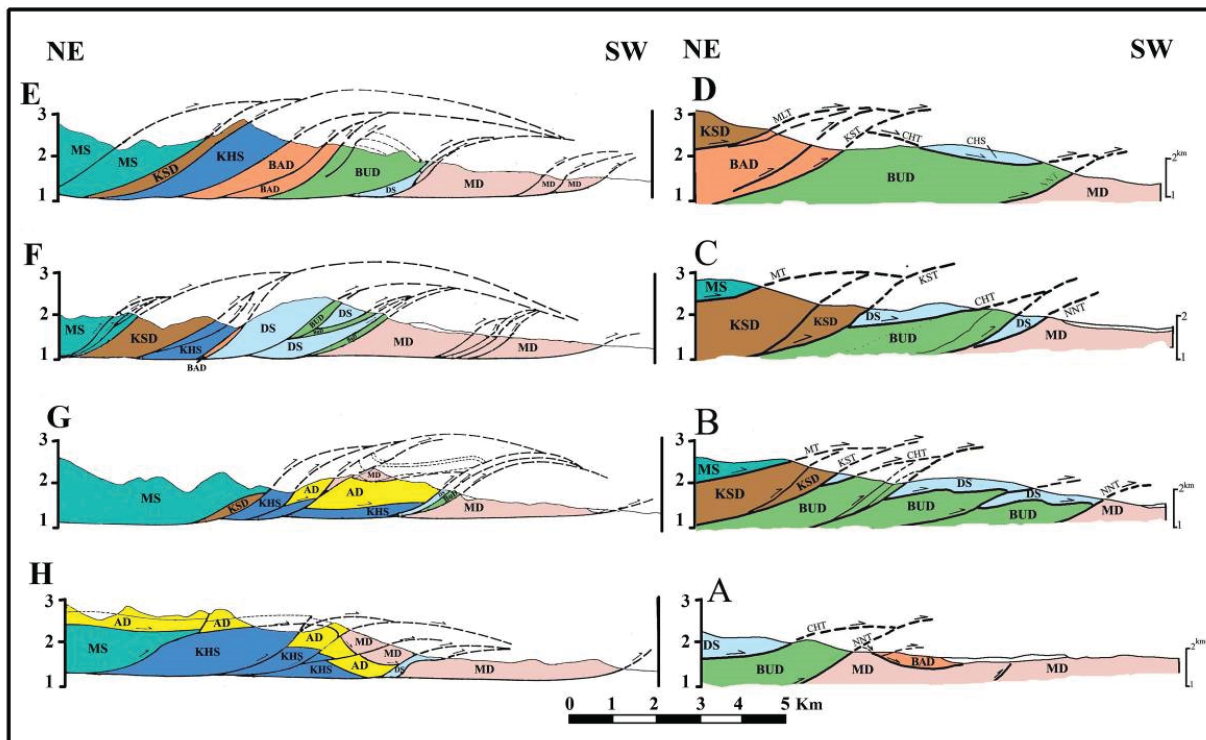
تعیین هندسه گسل‌های رورانه در یک نوار چین‌خورده - گسلیده تنها با ثبت اطلاعات سطح‌الارضی میسر نیست و دست‌یابی به یک الگوی منطقی و صحیح پیرامون گسلش راندگی در این مناطق مستلزم اطلاعات تحت‌الارضی است که با حفر چاه‌های اکتشافی و نیز تهیه رکوردهای لرزه‌ای فراهم خواهد آمد. بنابراین، تعیین دقیق هندسه گسلش راندگی در منطقه مورد مطالعه نیز به دلیل نبود اطلاعات تحت‌الارضی دقیق از دقت زیادی برخوردار نبوده و تا حدودی پیشنهادی خواهد بود.

بر اساس مطالعات انجام شده، سه مرحله راندگی در بینالود قابل تفکیک است.

مرحله اول (کوهزایی سیمیرین)

با توجه به برش‌های ساختاری (شکل ۲۵)، منطقه مورد مطالعه بخشی از یک نوار چین‌خورده - گسلیده از نوع نازک ورقه است که راندگی‌ها در آن بر اساس تقدم و تاخر سنی و سایر ویژگی‌ها به سه توالی^۱ با هندسه متفاوت ولی با سوی حرکت^۲ مشابه قابل تقسیم هستند. راندگی‌های نسل اول بیشتر به موازات سطوح طبقه‌بندی تشکیل شده‌اند. این راندگی‌ها در شرایطی کاملاً شکل‌پذیر عمل کرده‌اند. به همین دلیل، دگرگونی و بُرش^۳ در زون‌های گسلی به شدت افزایش می‌یابد. این گسل‌ها در بخش‌های شمالی کوه‌های بینالود از گسترش بیشتری برخوردارند. میلونیت در طبقات میلا به وضوح مشخص کننده یکی از گسل‌های راندگی

1. Thrust sequence
2. Thrust vengeance
3. Shearing
4. Antiformal stack



شکل ۲۵. برش‌های ساختمانی از منطقه مورد مطالعه (برای موقعیت و راهنما به شکل ۲ مراجعه نمایید).

کرتاسه، تشکیل راندگی‌های نسل دوم را داده است. فعالیت نوار چین‌خورده - گسلیده بینالود، بالا آمدگی، فرسایش و حمل مواد آواری به سمت جنوب (حوضه فورلند) و رسوب‌گذاری وسیع آن‌ها به صورت توالی آواری به سمت بالا درشت شو و ضخیم شو با سن پالئوژن در دامنه‌های جنوبی نیشابور، مدرکی در تایید زمان فعالیت راندگی‌های نسل دوم همزمان با کوهزایی آلپ میانی است.

مرحله سوم (کوهزایی آلپ پسین)

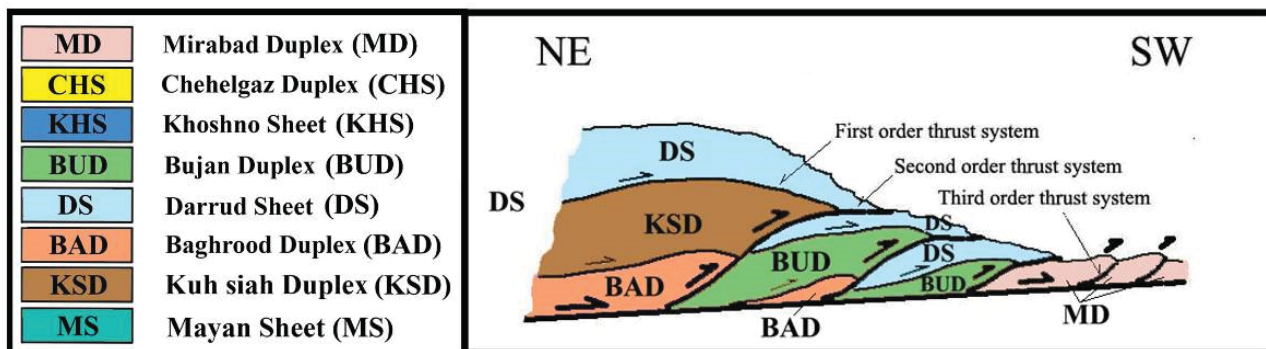
سومین نسل از گسل‌های راندگی را گسل‌های جوان با زون‌های برشی شکننده در دامنه جنوبی بینالود تشکیل می‌دهند. روند گسل‌های راندگی در این نسل شمال باختر - جنوب خاور و شیب آن‌ها به سمت شمال خاور است. این گسل‌ها شیب بیشتری نسبت به گسل‌های نسل اول و دوم دارند و سوی حرکت در آن‌ها به سمت جنوب باختر است (شکل ۲۶). این گسل‌ها معمولاً در شرایط شکننده و نزدیک به سطح زمین فعالیت کرده‌اند، به همین دلیل در سطح آن‌ها زون خرد شده برشی^۱ تشکیل شده است. گسل‌های فوق در بسیاری از مناطق، گسل‌های قدیمی‌تر را بریده‌اند و از نظم و توالی گسلش آن‌ها پیروی نمی‌کنند، بلکه به صورت خارج از توالی^۲ تشکیل شده‌اند. راندگی شمال نیشابور، طول‌ترین و مهم‌ترین این گسل‌های رورانده است.

نوارهای چین‌خورده - گسلیده^۱ و در نتیجه خمش لیتوسفر در زیر وزن آن‌ها تشکیل می‌شوند (Dickinson, 1974). این پدیده تاییدی بر زمان فعالیت اولین مرحله راندگی‌ها همزمان با حرکات کوهزایی سیمین است.

مرحله دوم (کوهزایی آلپ میانی)

نسل دوم راندگی‌ها، راندگی‌های نسل اول را چین داده، بریده و جایجا نموده‌اند (شکل ۲۶). برای مثال ورقه میان توسط راندگی کوه‌سیاه بریده شده است و بخش‌هایی از آن در زیر صفحه رورانده جدید که دربردارنده سنگ‌های پالئوزوئیک است، قرار گرفته‌اند. گسل‌های راندگی نسل دوم، بیشتر شیبی به سمت شمال خاور داشته و سوی حرکت آن‌ها جنوب باختری است. این راندگی‌ها از شمال به سمت جنوب جوانتر شده و شیب آن‌ها کاهش می‌یابد. این راندگی‌ها نیز در شرایط بیشتر شکل‌پذیر فعالیت کرده‌اند و به همین دلیل زون‌های گسلی به شدت بُرش خورده‌اند^۲ (شکل ۲۷). این گسل‌ها که بیشتر کم شیب هستند، برخلاف راندگی‌های مرحله اول، دگرگونی محسوسی در سنگ‌های مجاور ایجاد نکرده‌اند. هندسه راندگی‌ها در این نسل، با هندسه دوپلکس هیترلندی^۳ در Boyer and Elliot (1982) انطباق دارد (شکل ۲۶). کوتاه‌شدگی پوشش رسوبی حاشیه شمال خاوری ایران همزمان با شروع حرکات آلپ میانی در پایان

1. Fold-Thrust Belt
2. Sheared rocks
3. Hinterland dipping duplex
4. Fault breccia
5. Out of sequence thrust



شکل ۲۶. الگوی پیشنهادی برای هندسه سیستم گسل‌های رورانده در منطقه مورد مطالعه.



شکل ۲۷. زون گسلی شکل‌پذیر در گسل‌های مرحله دوم.

نتوژن راسب شده‌اند. این رسوبات در جبهه راندگی‌های نسل سوم تشکیل شده‌اند (رحیمی، ۱۳۷۱).

نتیجه‌گیری

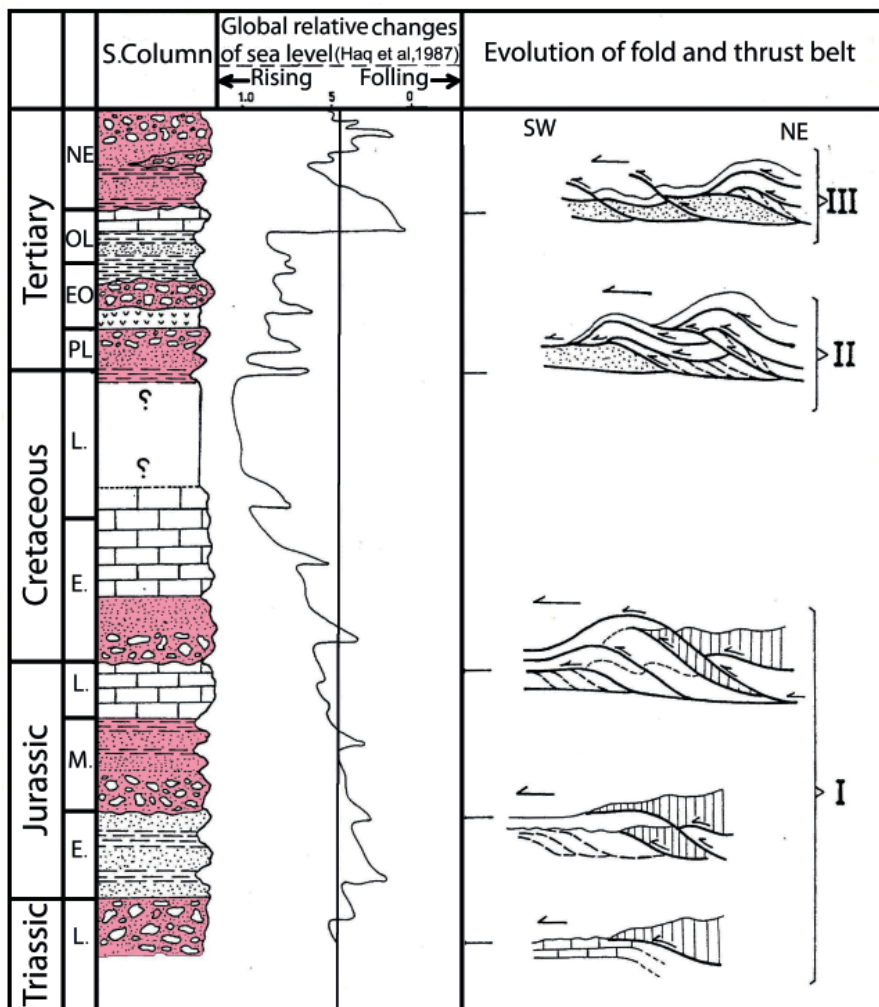
رشته کوه بینالود به دنبال تصادم خرد ورق ایران و ورق توران در تریاس پسین و در نتیجه کوهزایی سیمین و به دنبال آن کوهزایی آلپ تکوین و تکامل ساختاری یافته است. راندگی‌ها و ورقه‌های رورانده، ساختار کلی این رشته کوه را تشکیل می‌دهند. سوی حرکت در تمامی راندگی‌ها، به سمت جنوب - جنوب باختر است. چین‌خوردگی، ارتباط تنگاتنگ با فعالیت گسل‌های رورانده داشته است. چین‌ها بیشتر از نوع موازی با برگشتگی به سمت جنوب و جنوب باختر می‌باشند و نتیجه سازوکار خمشی - لغزشی و خمشی - جریانی هستند. بررسی ساختمانی گسل‌های رورانده در منطقه مورد مطالعه بیانگر آن است که راندگی‌ها در ارتفاعات بینالود از سه نسل عمده تشکیل شده‌اند. نسل اول، گسل‌های رورانده شکل‌پذیری هستند که بیشتر موازی طبقه‌بندی بوده و همزمان با کوهزایی سیمین تشکیل شده‌اند. سبک ساختاری راندگی‌ها در این نسل، از نوع دوپلکس طاقگون است. نسل دوم، شامل گسل‌های راندگی است که عناصر ساختاری نسل اول را بریده و جایجا نموده‌اند. راندگی‌ها در این نسل

سیستم گسل‌های راندگی در این نسل با توجه به ویژگی‌های موجود، احتمالاً از نوع بادبزین پیشرو^۱ در رده‌بندی Boyer and Elliot (1982) است.

با شروع حرکات آلپ پسین، حاشیه شمال خاوری ایران نیز همانند سایر نقاط در ایران مرکزی و البرز، دستخوش تغییرات ساختاری شده است. این حرکات، کوتاه‌شدگی بیشتر حاشیه شمال خاوری ایران و تشکیل راندگی‌های نسل سوم در این بخش را سبب شده‌اند (شکل ۲۸). کوتاه‌شدگی، حتی در حال حاضر هم همچنان ادامه دارد و میزان آن به وسیله GPS در البرز مرکزی 5 ± 2 میلیمتر در سال تعیین شده است (Vernant et al., 2004). مطالعات دیگری نیز بر روی کوتاه‌شدگی البرز انجام شده که فعال بودن این فرایند را تایید می‌کند. (Guest et al., 2006)

این فرایند، پسروری محیط دریایی به سمت جنوب و تشکیل محیط کولابی در حوضه فورلند را سبب شده است. رسوبات تبخیری در قاعده توالی آواری نتوژن حاصل چنین فرایندی است. فعالیت راندگی‌های جدید، بالآمدگی بخش‌های دیگری از نهشته‌های حوضه فورلند و الحاق آن‌ها به نوار چین خورده - گسلیده را سبب شده است. در نتیجه فرسایش بلندی‌های ایجاد شده، مقادیر فراوانی رسوبات آواری به سمت حوضه فورلند حمل و به صورت توالی رو به بالا درشت شو و ضخیم شو

1. Leading imbricate fan



شکل ۲۸. ستون مرکب چین‌نگاری تریاس تا عهد حاضر بینالود. در این شکل، توالی‌های رسوبی همزمان با کوهزایی (بخش‌های آواری تیره رنگ) و نیز توالی‌های رسوبی مراحل آرامش (بخش‌های کربناته به رنگ سفید) و ارتباط آن‌ها با مراحل مختلف گسلش راندگی مشخص شده‌اند. (اقتباس از Haq et al., 1987)

منابع

- رحیمی، ب.، ۱۳۷۱. تحلیل ساختاری ارتفاعات بینالود در خاور و شمال خاور نیشابور (چهارگوش دررود). پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت معلم تهران.
 - قائمی، ف.، ۱۳۷۱. بررسی زمین‌شناسی و ساختاری ارتفاعات شمال خاور نیشابور - بینالود (چهار گوش باغشن گچ). پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی، دانشگاه شهید بهشتی.

- Aghanabati, A (Compiler). 1985. Geological map of the Mashhad sheet. Geological Survey of Iran, scale 1: 250000.

- Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethyse remnants in Northeastern Iran. Geological Society of American Bulletin, 103, 983-992.

- Alavi, M., 1992. Thrust tectonic of the Binalood region, NE Iran. Tectonophysics, 11, 360-370.

- Boyer, S. E. and Elliot, D., 1982. Thrust systems.

از نوع شکل‌پذیر و شکننده بوده و سبک ساختاری آن‌ها از نوع دوپلکس هیتزلندی بوده است. این نسل از راندگی‌ها که نتیجه تأثیر کوهزایی آلپ میانی بر حاشیه شمالی ایران بوده‌اند، سبب تشکیل مجموعه آواری پالتوژن در حوضه فورلند شده‌اند. نسل سوم، شامل راندگی‌هایی با هندسه فلسی پیشرو می‌شود. راندگی‌ها در این نسل شکننده بوده و نتیجه کوتاه‌شدگی در حاشیه شمال خاوری ایران در طی کوهزایی آلپ پیشین بوده‌اند. فعالیت این نسل با نهشته شدن رسوبات آواری نتوژن در حوضه فورلند همراه بوده است.

با توجه به روند عمومی راندگی‌ها در سه نسل (شمال-شمال باختر و جنوب - جنوب خاور) می‌توان نتیجه گرفت که جهت بیشترین کوتاه‌شدگی از تریاس پسین تا عهد حاضر، شمال-شمال خاور و جنوب - جنوب باختر بوده است.

تشکر و قدردانی

این پروژه با حمایت مالی دانشگاه فردوسی مشهد در ارتباط با طرح پژوهشی شماره ۲/۱۵۸۶۸ مورخ ۸۹/۸/۳۰ انجام شده است.

American Association of Petroleum Geology Bulletin, 66, 1196-1230.

- Boyer, S., E., 1986. Style of folding within thrust sheets: examples from the Appalachian and Rocky Mountains of U.S.A and Canada. *Journal of Structural Geology*, 8, 325-339.

- Cant, D.J. and Stockmal, S., 1989. The Alberta foreland basin: relationship between stratigraphy and cordilleran tectonic-accretion events: *Canadian Journal of Earth Science*, 26, 1964-1975.

- Dahlen, F. A., Suppe, J. and Davis, D., M., 1984. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges: coulomb theory, *Journal of Geophysical Research*, 89, 10087-10101.

- Decelles, P.G., Gehrels, G.E., Quade, J and Ojha, T.P., 1998a. Eocene-early Miocene foreland basin development and the history of Himalayan thrusting, western and central Nepal, *Tectonics*, 17(5), 741-765.

- Decelles, P.G., Gehrels, G.E., Quade, J., Ojha, T.P., Kapp, P. A. and Upreti, B. N., 1998b. Neogene foreland basin deposits, erosional unroofing, and the kinematic history of the Himalayan fold-thrust belt, Western Nepal, *Geological Society of American Bulletin*, 110(1), 2-21.

- Decelles, P.G., Tolson, R.B., Graham, S.A., Smith, G., A., Ingersoll, R.V., White, J., Schmidt, C.J., Rice, R., Moxon, I., Lemke, L., Handschy, J.W., Follo, M.F., Edwards, D.P., Cavazza, W., Caldwell, M. and Bargar, E., 1987. Laramide thrust-generated alluvial- fan sedimentation, Spinex conglomerate, Southern Montana, *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, 71(2), 135-155.

- Dickinson, W. R., 1974. Tectonic and sedimentation: The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM). Special Publication, 22.

- Fleming, S.P. and Jordan, T.E., 1990. Stratigraphic modeling of foreland basins: Interpretation thrust deformation and lithosphere reology, *Geology*, 18, 430-433.

- 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.

- Haq, B.U., Hardenbol, J. and Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Science*, 235, 1156-1167.

- Jordan, T.E., 1981. Thrust loads and foreland basin Evolution, cretaceous, western united state, *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, 65 (12), 2506-2520.

- Jordan, T.E., Flemings, P.B. and Beer, J.A., 1988. Dating thrust-fault activity by use of foreland-basin strata, in: *New perspectives in basin analysis* (ed. by K.L. Kleinspohn and C. Paola), Springer-verlag, New York, 307-330.

- Meigs, A.J., 1997. Sequential development of selected Pyrenean thrust faults, *Journal of Structural Geology*, 19(3/4), 481-502.

- Puigdefabregas, J.A., Munoz, J.A. and Marzo, M., (1986) Thrust belt development in the eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin, in: *Foreland basins* (ed. by P.A. Allen and P. Homewood), Special Publication of International association of Sedimentologists, 8, 229-246.

- Tankard, A.J., 1986. On the depositional response to thrusting and lithosphere flexure: examples from the Appalachian and rocky mountain basins, in: *Foreland basins* (ed. by P. A. Allen and P. Homewood), Special Publication of International association of Sedimentologists, 8, 369-392.

- Vernant, P., Nilforoushan, F., Chérty, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J.-F., Sedighi, M. and Tavakoli, F., 2004. Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data. *Earth and Planetary Science Letters*, 223, 177-185.

- Weddige, K., 1983. New stratigraphic data on Devonian and Carboniferous formation from the Binalud and Ozbac-kuh Mountain, NE-Iran. In: *Geodynamic project (Geotraverse) in Iran*, Report. Geological survey of Iran, 51, 105-116.