مجله علوم دانشگاه تهران
جلد بيست و نهم (۱۳۸۲) شماره ۱ (۵۲-۲۳)

ساختار و تكامل ساختاري البرز در راستاي مقطع دامغان-گرگان

سهراب شهرياري[۱]، رضا موسوي حرمي[۲]، بهنام رحيمي[۳]
۱. گروه زمين‌شناسي، دانشكده علوم زمين، دانشگاه شهيد بهشتي
۲. گروه زمين‌شناسي، دانشگاه فردوسي مشهد
۳. گروه زمين‌شناسي، دانشگاه علوم پايه دامغان
(دريافت: ۸۱/۳/۵ ؛ پذيرش:۸۱/۶/۱۱)

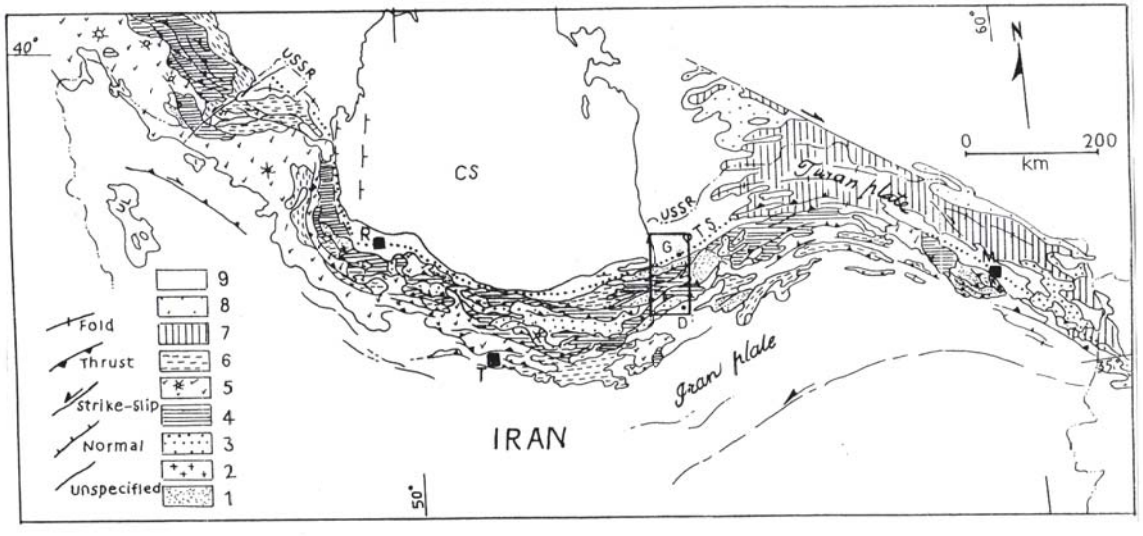
چكيده

البرز در فاصله ميان جلگه گرگان و دشت دامغان ساختاري مشابه نوارهاي چين‌خورده-گسليده نازك ورقه را دارا است. گسلش راندگي و تشكيل ورقه‌هاي رورانده از بارزترين شكل تغييرات ساختاري دراين بخش مي‌باشد. راندگي‌ها با هندسه دويلكس‌هاي فورلندي و هينترلندي، ورقه‌هاي رورانده را از سمت شمال (هينترلند) به سمت جنوب (فورلند) بر روي يكديگر رانده‌اند. راندگي‌ها دراين بخش از البرز به دو دسته: ۱- راندگي‌هاي سيمرين كه نتيجه كوتاه شدگي در اثناء كوهزايي تصادمي سيمرين بوده و زونهاي برشي شكل پذير را به نمايش مي‌گذارند و۲- راندگي‌هاي آلپي كه نتيجه تاثير كوهزايي آلپ بر اين بخش بوده و زونهاي برشي شكل پذير شكننده- شكننده را به نمايش مي‌گذارند، قابل تقسيم هستند. مطالعه ساختمانهاي فرعي در ورقه‌هاي رورانده بيانگر آن است كه هر يك ازورقه‌هاي رورانده در اين نوار چين‌خورده- گسليده در سه مرحله ۱) كوتاه شدگي به موازات طبقه بندي ۲) چين خوردگي و ۳) تشكيل گسل راندگي، تشكيل شده‌اند. موقعيت ساختمان‌ها در اين مقطع از البرز بيانگر آن است كه راستاي بيشترين كوتاه شدگي در اين بخش از ترياس تا عهد حاضر NNW-SSE بوده‌است. تقارب ميان خرد ورق ايران و ورق توران در طي كوهزايي تصادمي سيمرين و آلپ تنش لازم براي اين كوتاه شدگي را فراهم كرده‌است.

واژه‌هاي‌كليدي: تكامل ساختاري، البرز، دامغان، ورقه‌هاي رورانده، چين‌خوردگي مرتبط با گسلش

مقدمه

رشته كوه البرز به اعتقاد بسياري‌از زمين‌شناسان از ساختمان پيچيده‌اي برخوردار است. تاكنون تلاش بسياري براي درك ساختار عمومي اين مجموعه كوهزايي و ارائـه يـك الگـوي سـاختاري براي آن صورت گرفته‌است. البرز در اولين مدل ساختاري كه (Stockline, 1968) و به دنبـال او (Breddin, 1970) ارائه نموده‌اند، به شكل ناوديسـي فـرض شـده‌اسـت كـه رانـدگي‌هـا دريـال جنوبي‌آن شيب به سمت شمال و سوي حركت به سمت جنـوب را دارا بـوده و يـال شـمالي‌آن توسط راندگي‌ها با شيب به سمت جنوب و سوي حركت به سمت شمال قطع شده‌است. علـوی با پيشنهاد مدلي ديگر البرز را از نظر ساختاري يك دوپلكس طا ق گون مي‌داند كه از ورقه‌هاي رورانده و دوپلكس‌هـاي متعـدد تشـكيل شـده‌اسـت (Alavi, 1996). در ايـن مـدل ورقـه‌هـاي ساختاري در بخش شمالي البرز شيب به سمت شمال و دربخـش جنـوبي‌آن شـيب بـه سـمت جنوب داشته وسوي حركت فراديواره درتمامي آنهـا بـه سـمت جنـوب اسـت. جهـت شـناخت بيشترساختار البرز و ارايه يك الگو براي تكامل ساختاري درآن، نواري با راستاي‌شمالي- جنوبي و به پهناي ٤٥ كيلومتر از البرز ميان طولهـاي جغرافيـايي ٠٠،٣٦ و٣٠،٣٦ و عرضـهاي ٠٠،٣٦ و٠٠،٣٧ مطالعه شده‌است (شكل۱). هدف از انجام اين پژوهش ارائه يك الگوي ساختاري بـراي اين بخش از البرز بوده كه علاوه بر معرفـي سـاختمانهاي عمـده و سـاختار عـام البـرز در ايـن منطقه، تكامل جنبشي و ديناميك آن را نيز بيان نمايد. بررسي‌هاي مقدماتي زمين‌شناسي ايـن بخش پيش از اين در قالب تهيه نقشه‌هاي زمين‌شناسي ۱:۱۰۰۰۰۰ و۱:۲۵۰۰۰۰ توسط علوي نابيني و صالحي راد (۱۹۷۵) انجام شده‌است. قاسمي(۱۳٦۹) ساختمان و چينـه نگـاري بخـش كوچكي از پهنه شمال غرب منطقه (چهار گوشه۱:۵۰۰۰۰ سركلاته) را مطالعه كـرده‌اسـت. وي با معرفي واحدهاي چينه‌اي به حضور راندگي‌ها در اين بخش اشاره كـرده‌اسـت. شاهپسـندزاده (۱۳۷۱) نيز ساختمان و جايگاه تكتونيكي مجموعه دگرگوني گرگان در شمال منطقه را مطالعه كرده‌است. وي اين مجموعه را نتيجه فعاليت يك قوس ولكانيكي حاشيه قاره دانسته‌است كه در يك حوضه پيش قوس فزاينده و يا بازمانده راسب و در طي تصادم خـرد ورق ايـران و تـوران و پيش از اين رويداد دو مرحله تغييرات ساختاري انقباضـي و هـم محـور را تحمـل كـرده‌اسـت. تمامي اين تلاشها اگر چه بسيار مفيد بوده اما مستلزم بازنگري مجدد بوده‌اند. در ايـن نوشـتار، ابتدا به تحليل ساختاري اين يخش از البرز پرداخته و سپس با توجه به ويژگي‌هـاي سـاختاري الگويي جهت تكامل ساختاري آن ارائه خواهد شد.



شکل۱- نقشه خلاصه شده‌اي از زمین‌ساخت البرز، موقعیت منطقه مورد مطالعه با چهارضلعي مشخص شده است (اقتباس با تغییر از**(Alavi, 1996)**).
۱) سنگ‌هاي دگرگوني و غیر دگرگوني پالئوزئیك. ۲)توده‌هاي گرا نیتي- غیر گرانیتي قبل از تریاس. ۳) نهشته‌هاي رودخانه‌اي- دلتايي تریاس پسین – ژوراسیك پیشین (سازند شمشك). ۴) توالي رسوبات مزوزوئیك. ۵) مجموعه‌هاي آتشفشاني سنوزوئیك. ۶) سنگ‌هاي رسـوبي‌ترشـیاري. ۷) تـوالي مزوزئیك ـ پالئوژن در ورقه توران (حوضه کپه داغ). ۸) رسوبات نئوژن در ورقه توران. ۹) رسوبات کواترنري. **PTS**: خط درز اقیانوس پـالئوتتیس. **CS**: دریاي خزر. **UL**: دریاچه ارومیه. **R**: رشت. **M**: مشهد. **T**: تهران. **G**: گرگان. **D**: دامغان.

۱- چینه شناسي

توالي چينه نگاري در منطقه مورد مطالعه، توالي ناپيوسته‌اي از سنگهاي پالئوزوئيك، مزوزوئيك و سنوزوئيك را شامل مي‌شود. اين توالي پيش از اين در قالب تهيه نقشه‌هاي ۱:۱۰۰۰۰۰ توسط علوي نائيني و صالحي راد (۱۹۷۵)، سعيدي (۱۹۹۲) و قاسمي (۱۳۶۹) مطالعه و روابط چينه‌اي ميان واحدهاي مختلف در آن مشخص شده‌است. از آنجائيكه منطقه مورد مطالعه از پيچيدگي ساختاري بالايي برخوردار است، ارائه يك الگوي چينه نگاري دقيق مستلزم تحليل اين پيچيدگي است. تغييرات ساختاري به فرم گسلش راندگي و چين خوردگي بررسي تغييرات رخساره‌اي، اندازه گيري ضخامت و در موارد معدود تعيين نوع ارتباط ميان واحدها را دشوار ساخته‌است. براي دستيابي به يك الگوي مناسب چينه نگاري، توالي رسوبي در هر ورقه ساختاري به صورت مجزا مطالعه و سپس با يكديگر تلفيق شده‌اند. واحدهاي چينه‌اي و سنگ‌شناسي موجود در منطقه را مي‌توان به صورت كلي به دو دسته :۱)دگرگوني، ۲)غير دگرگوني تقسيم نمود.

۱-۱- سنگ‌هاي دگرگوني

سنگ‌هاي دگرگوني در شمال منطقه مورد مطالعه بخشي‌از مجموعه دگرگوني گرگان را تشكيل مي‌دهند. وجود اين مجموعه براي اولين بار توسط (Tieitz, 1877) گزارش شده‌است. بدنبال او (Stahl, 1911) و(Thompson, 1937) توصيف مختصري از اين مجموعه ارائه كردند. (Gansser, 1951) و (Hubber, 1957) با شرح مختصري‌از سنگهاي موجود دراين مجموعه، دگرگوني آن را درحد شيست سبز گزارش كرده و سنگهاي گابرويي و ديابازي موجود در اين مجموعه را بقاياي افيوليتي دانسته‌اند. (Hubber, 1957) همچنين با توصيف سنگ‌شناسي مجموعه، بخش بالايي آن را نتيجه دگرگوني سنگهاي رسوبي و بخش زيرين را حاصل دگرگوني نهشته‌هاي توفي مي‌داند. وي همچنين به تماس دگرشيب اين مجموعه با طبقات رسوبي سازند شمشك (رتين ـ لياس) دربخش غربي و طبقات كوارتز ارنايتي تنتاكوليتس دار دونين در بخش شرقي اشاره كرده‌است. (Jenny, 1977) با توصيف سنگ‌شناسي اين مجموعه، چند نمونه از متا ديابازهاي موجود در آن را به روش پتاسيم آرگن ۳۹۸ ± ۱۷۵ ميليون سال تعيين سن كرده‌است و آنها را بر پايه تجزيه شيميايي از سري آلكالن تولئيتي مي‌داند. وي با بهره گيري از همين روش سن دگرگوني در سنگهاي دگركوني گرگان را ۱۲۷۸ ± ۹۸۵ ميليون سال تعيين كرده‌است. صالحی راد با مطالعه دگرگوني‌هاي گرگان و مقايسه آنها با سنگهاي پروتروزوئيك پسين در ناحيه زنجان (سازندكهر و گرانيت دوران) اين مجموعه را به آركئن

نسبت داده‌است (Salehi-Rad, 1979). قاسمي (۱۳٦۹) با مطالعه بخشي‌از اين مجموعه به توصيف مختصري‌از سنگ‌شناسي اين مجموعه پرداخته وبا توجه به وضع ساختاري سن جايگزيني آن را قبل از رتين ـ لياس در نظر گرفته‌است.

سنگ‌هاي دگرگوني گرگان در منطقه مورد مطالعه به صورت دگرشيب توسط طبقات كنگلومرايي قاعده سازند شمشك پوشيده مي‌شود. توالي سنگ‌شناسي در اين مجموعه به سه بخش قابل تقسيم است. توالي افيوليتي پايين ترين بخش اين مجموعه را با دايكهاي صفحه‌اي، بازالت‌هاي بالشي و رسوبات پلاژيك و همي پلاژيك (در حال حاضر اسليت وكالك فيليت) واجد آثار فسيلي مناطق عميق دريايي تشكيل مي‌دهد. بخش مياني مجموعه توالي دگرگون شده‌اي از جريانهاي پيروكلاستيك زيردريايي و ميان لايه‌هايي از گدازه‌هاي حد واسط را شامل مي‌شود كه در پايين ترين بخش خود گدازه‌هاي اسپليتي را با ساختمان بالشي، متناوب با برشهايي با قطعات بالشي (Pilow Breccia) و توف به شكل دگرگون شده به نمايش مي‌گذارند و بالاخره، بالا ترين بخش از اين مجموعه را توالي دگرگون شده‌اي‌از رسوبات توربيديتي اپي كلاستيك با رخساره‌هاي بخشهاي خارجي، مياني و داخلي بادزن‌هاي زيردريايي تشكيل مي‌دهند. درجه دگرگوني درسنگ‌هاي دگرگوني ورقه گرگان در حد رخساره شيست سبز است.

۲-۱ - سنگهاي رسوبي

سنگ‌هاي رسوبي در منطقه مورد مطالعه پيكره واحدهاي چينه‌اي را تشكيل مي‌دهند كه بسيار مشابه واحدهاي چينه‌اي هم ارز زماني خود در البرز مركزي هستند. پالئوزئيك زيرين در اين منطقه در بر دارنده توالي كربناته كم عمق دريايي سازند باروت (كامبرين زيرين)، نهشته‌هاي آواري قاره‌اي و ساحلي سازند لالون (كامبرين زيرين)، رسوبات كربناته تختگاه قاره‌اي متعلق به بخشهاي زيرين سازند ميلا (بخشهاي ۲,۱و۳ به سن كامبرين مياني و فوقاني)، رسوبات سيليسي آواري بخشهاي بالايي سازند ميلا (بخشهاي ٤و5 به سن اردويسين زيرين) است. نهشته‌هاي ساحلي و كربناته كم عمق دريايي سازند جيرود (دونين فوقاني)، نهشته‌هاي كربناته سرازيري قاره‌اي سازند مبارك (كربنيفر پيشين)، رسوبات كلسي آواري و سيليسي آواري عميق در يايي سازند قزل قلعه (كربنيفر فوقاني)، نهشته‌هاي قاره‌اي، ساحلي و كربناته دريايي (فلات قاره) سازندهاي درود و روته (پرمين زيرين و مياني) توالي چينه نگاري پالئوزوئيك بالايي را در اين منطقه تشكيل مي‌دهند. اين توالي با دگرشكلي فرسايشي بر روي توالي چينه نگاري پالئوزوئيك پيشين قرار گرفته‌است.مزوزوئيك درمنطقه مورد مطالعه در بردارنده رسوبات دولوميتي و آهك‌هاي دولوميتي سازند اليكا (تريباس زيرين وميانى)،

نهشته‌هاي شيل و ماسه سنگي رودخانه‌اي ـ دلتايي سازند شمشك (ژوراسيك زيـرين)، تـوالي رسوبات آهكي سازندهاي دليچاي و لار (ژوراسيك مياني و فوقاني) و نهشته‌هاي آهكي كرتاسـه بوده كه با يك ناپيوستگي فرسايشي در زير رسوبات سنوزوئيك قرار گرفتـه‌اسـت. نهشـته‌هـاي آواري قاره‌اي سازند فجن (پالئوسن)، رسوبات آهكي كم عمق دريايي سـازند زيـارت (ائوسـن)، نهشته‌هاي آذر آواري و ميان لايه‌هايي از گدازه متعلق به سـازند كـرج (ائوسـن) و نهشـته‌هـاي آواري قاره‌اي (نئوژن) توالي سنوزوئيك در منطقه مورد مطالعه را شامل مي‌شـوند. نهشـته‌هـاي كواترنري به شكل تراسهاي آبرفتي، رسوبات آبرفتي عهد حاضـر و پهنـه‌هـاي رسـي در منطقـه ديده مي‌شوند.

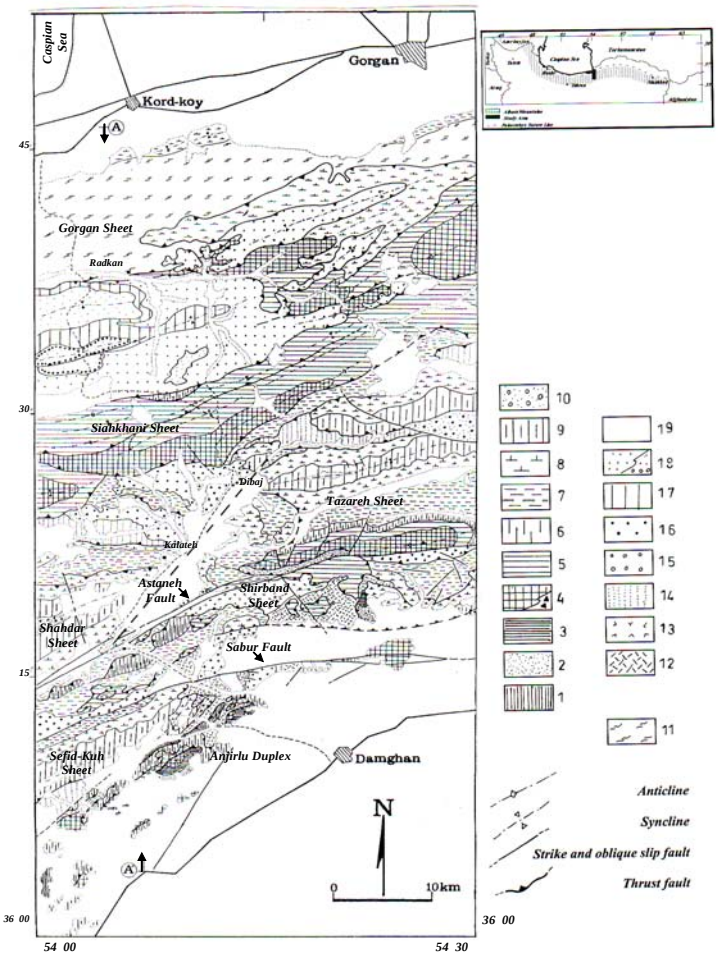
۲ـ ساختار

۲-۱ ـ گسل‌هاي رورانده

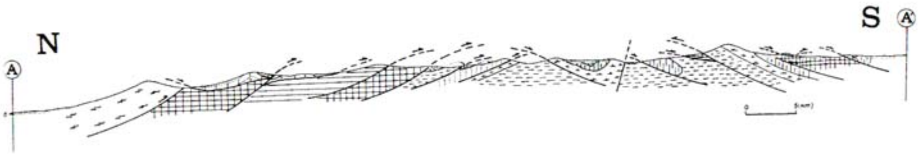
البرز درمنطقه مورد مطالعه ساختاري مشابه‌يك نوار چين‌خورده‌ـگسليده را دارا است وگسلهاي رورانده و ورقه‌هاي ساختاري مرتبطبا آنها ازساختمانهاي عمده درآن مي‌باشند (شكل۲).

بخش شمالي البرز درمنطقه مورد مطالعه به‌سبب حضور سنگ‌هـاي دگرگـوني و سـبك شـكل پذير تغييرات ساختاري، بخش هينتر لند را تشكيل و بخش جنوبي‌آن به‌دليل سـبك شـكننده تغييرات ساختاري بخش فورلند نوار را تشـكيل مـي‌دهنـد. سـوي حركـت فراديـواره درتمـامي راندگيها به‌سمت جنوب‌ـجنوب شرق است. شيب آنها دربخش شمالي به‌سمت شمال، دربخـش جنوبي به سمت جنوب‌ـجنوب شرق بوده ودربخش مركزي تقريبا افقي هستند(شكل۳).

سوي حركت راندگيها و آرايش هندسي آنها درمقايسه با الگوهاي هندسي كه بـوير و اليـوت (۱۹۸۲) براي گسلهاي راندگي ارائه نموده‌اند موبد هندسه هينترلنـد دوپلكـس بـراي رانـدگيها دربخش شمالي و فورلند دوپلكس براي راندگيها دربخش جنوبي مي‌باشد. راندگيها از شمال بـه جنوب جوان شـده و زونهـاي برشـي در آنهـا از شـكل پـذير (Ductile) بـه شـكننده (Brittle) (براسـاس رده‌بنـدي رمـزي۱۹۸۰) تغييـر مـي‌يابنـد. گسـلش رانـدگي از نـوع نـازك پوسـته (Thin Skinned) روي داده‌است چرا كه ورقه‌هاي رورانـده ضـخامت كمتـر از۲۰۰۰ متـر را دارا بوده و هيچ رخنموني از پي سنگ دراين بخش از البرز ديده نمي‌شود.



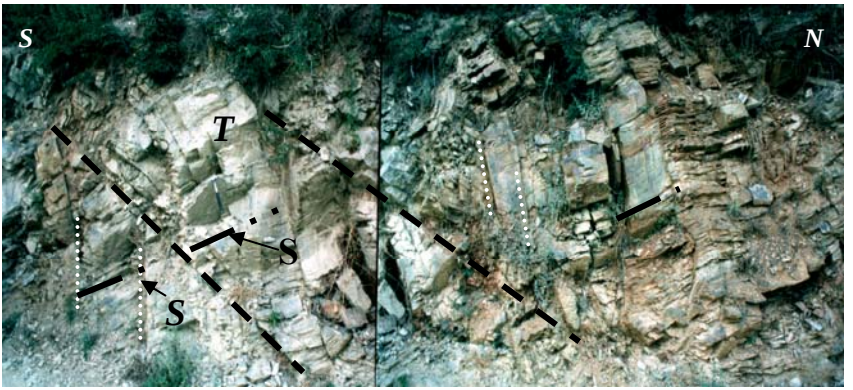
شكل٢ - نقشه زمين شناسي خلاصه شده اي از منطقه مورد مطالعه. ١) دولوميت با ميان لايه هاي سيلت سنگ وشيل قرمز (سازند باروت). ٢) ماسه سنك هاي قرمز رنگ (سازند لالون). ٣)رسوبات آهكي وسيليسي آواري عميق (سازند ميلا).٤)نهشته هاي آهكي دونـين ـ كربنيفـر (سازند هاي جيرود ، مبارك و قزل قلعه). 5)رسوبات ماسه سنگي و آهكي پرمين (سازند هاي درود، روته). ٦)نهشته هـاي دلـوميتي و آهـك دلوميتي تريـاس زيرين و مياني (سازند الپكا). ٧)رسوبات ماسه سنگي و شيل ذغال دار ژوراسيك زيرين (سازند شمشك).٨) تناوب آهـك و شيل آهكي (سازند دليچاي) و طبقات آهكي ضخيم (سازند لار). ٩) آهك هاي روديست و هيپوريت دار كرتاسه. ١٠) نهشته هاي كنگلومرايي، ماسه سنگي و قاره اي (سازند فاجان).١١) سنگ هاي دگرگوني مجموعه گرگان. ١٢) رسوبات آهكي و خروجي هاي حدواسط به همراه تـوف (سازند زيارت و بخش زيرين سازند معادل كرج). ١٣) تناوب ماسه سنگ و شيل توفي با ميان لايه هاي اندك از آهك (بخـش ميـاني سـازند معادل كرج).. ١٤) تناوب توف و ماسه سنگ هاي توفي به رنگ سبز با ميان لايه هـاي فـراوان آهكـي (بخـش بـالاي سـازند معـادل كـرج). ١٥) رسوبات پلايا و سنگ هاي آواري نئوژن (رخساره جنوبي). ١٦) مارن هاي سفيد رنگ كرتاسه فوقاني. ١٧) طبقات آهكي وآهك ماسه اي كرتاسه فوقاني. ١٨)نهشته هاي كنگلومرايي و تناوب سيلت سنگ و ماسه سنگ هاي آهكي و شيل نئوژن (رخساره شمالي). ١٩) نهشته هاي كواترنري.



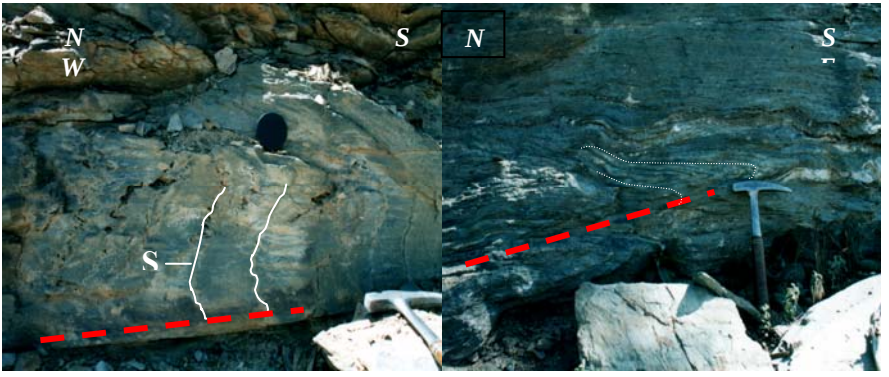
شكل۳ - برش ساختاري از منطقه مورد مطالعه (راستاي **A-A** درشكل۲). رانـدگي هـا بـا هندسـه دوپلكس فورلندي (در بخش جنوبي) و هندسه هينترلندي (در بخش شمالي) سوي حركت به سمت جنوب دارند.

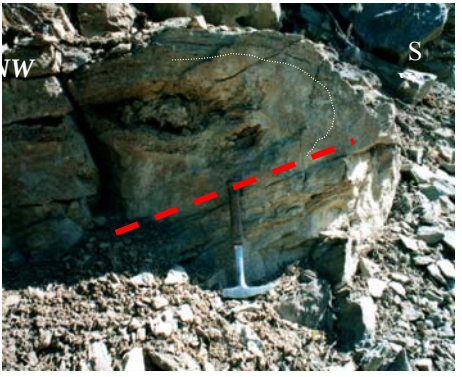
۲-۱-۱ ـ راندگي‌هاي سيمرين

راندگي‌ها درمجموعه دگرگوني گرگان قديمي‌ترين راندگي‌ها در منطقه مـورد مطالعـه هسـتند. اين راندگي‌ها همزمان با دگرگوني وجايگزيني مجموعه گرگان تشكيل شـده‌انـد و از آنجاييكـه اين دگرگوني و جايگزيني قبـل از تريـاس پسـين بوقـوع پيوسـته‌اسـت، بـا توجـه بـه جايگـاه زمين‌ساختي مجموعه گرگان (در كنار خط مفصلي پالئوتتيس) ونقش موثر كـوهزايي سـيمرين در دگرگوني و جايگزيني آن راندگي‌هاي مذكور بـه كـوهزايي سـيمرين نسـبت داده شـده‌انـد. راندگي‌ها درمجموعه دگرگوني گرگان براساس تقـدم و تأخرشـان نسـبت بـه دگرگـوني بـه دو دسته، قبل و همزمان با دگرگوني (T_1) و راندگي‌هاي پس از دگرگوني (T_2) تقسـيم مـي‌شـوند. راندگي‌هاي همزمان با دگرگوني(T_1) زون‌هـاي برشـي شـكل پـذيري را بـا وجـود ميلونيـت و چينهاي كشيده به نمـايش مـي‌گذارنـد(شـكل٤). ايـن رانـدگيها دراولـين مرحلـه از تغييـرات ساختاري كه با دگرگوني سنگها نيز همراه بوده‌است، تشكيل شده‌اند. رانـدگي‌هـادر ايـن نسـل همزاد با چين‌هاي نسل اول (F_1) بوده و در برخي‌از رخنمونها بر چين‌خوردگي (F_1) تقدم دارند. در اين رخنمونها كليواژ اسليتي (S_1) سطوح راندگيهاي (T_1) را قطـع نمـوده و رانـدگيهاي(T_1) خود سطوح طبقه بندي اوليه (S_0) را قطع نموده‌اند(شـكل۵). سـوي حركـت فراديـواره درايـن رانـــدگيها بـــه‌ســـمت جنـــوب‌شـــرق بـــوده‌اســـت. حضورســـاختمان‌هـــايي نظيـــر book shelf gliding, drag folds, S-C structure. و سـايه‌هـاي فشارشـي(σ -Structure و δ- Structure) درسنگ‌هاي ميلونيتي زون‌هاي برشي راندگي‌هاي اين نسل (شـكل٦) و نيـز سـوي برگشـــــتگي چـــــين‌هـــــاي كشـــــيده (drag Folds) درفراديـــــواره در

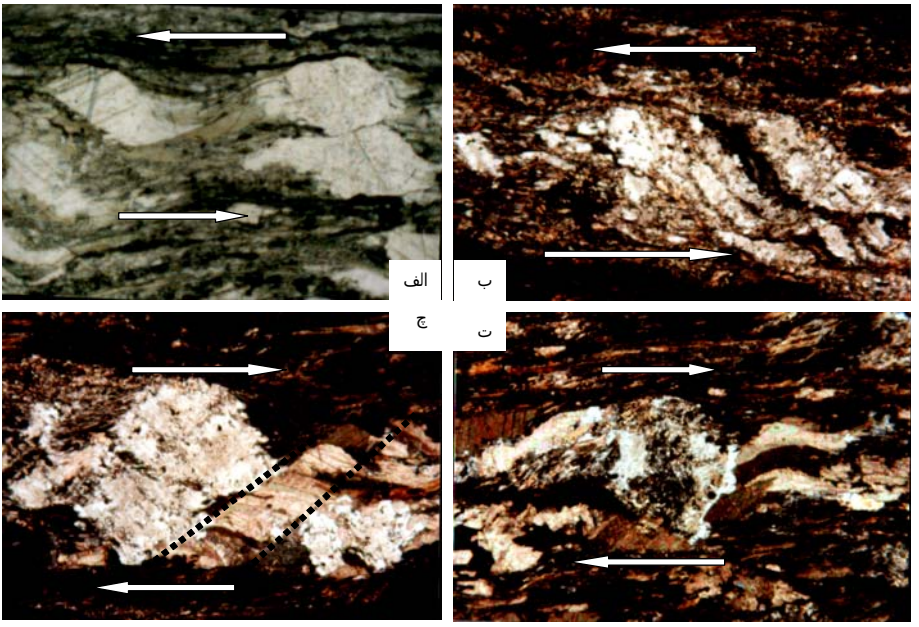


شکل۵ - راندگي هاي T_1در مجموعه دگرگوني گرگان. راندگي ها دراين تصوير با خطوط منقطع مشخص شده‌اند. اين راندگي ها قبل از دگرگوني و يا همزمان با آن در اين مجموعه تشکيل شده‌اند , چرا که سطوح طبقه‌بندي (S_0) را قطع نموده اما خود توسط کليواژ سطح محوري چين هاي نسل اول (S_1) قطع شده‌اند. روستاي وزوار.(جاده دامغان ـ گلوگاه) نگاه به سمت شمال غرب.





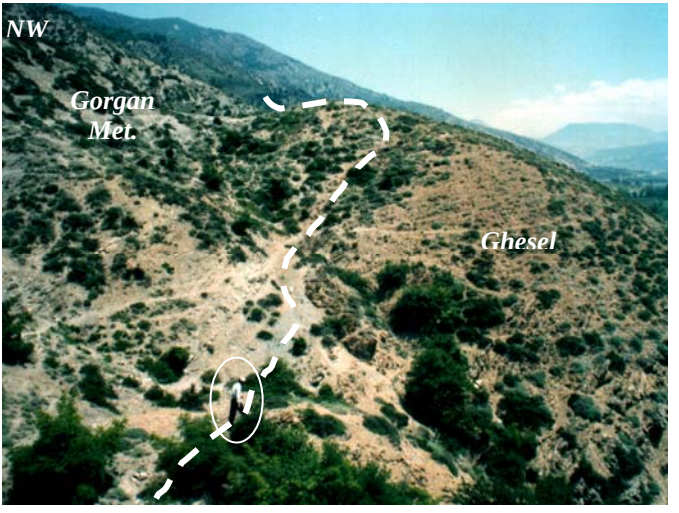
شکل۴- راندگي‌هاي T_1 درمجموعه دگرگوني گرگان ,اين راندگي ها با زون هاي برشي شکل‌پذير و چين‌هاي کشيده ازنسل اول درتصوير مشخص مي‌باشند. جاده رادکان ــ وزوار، نگاه به سمت شمال‌شرق.



شکل۶ - معرف هاي سوي برش در زون هاي برشي راندگي هاي نسل اول ($\mathbf{T_1}$).
الف و ب) ساختمان سايه هاي فشارشي از نوع **σ-Structure** .
ت) ساختمان سايه فشارشي از نوع **δ-Structure** .
چ) ساختمان **Book shelf sliding** .

تعيين سوي حركت بكار گرفته شده‌اند. راندگيهاي(T_2) ويژگيهاي هندسي مشابه راندگيهاي (T_1) را دارا يند، با اين تفاوت كه زونهاي برشي شكل‌پذيري را با كرينيوليشن درسطوح (S_1)، حضور ساختمانS-C، رگه‌هاي همزاد با تغيير ساختاري (Syndeformational) از كوارتز، چين‌هاي كشيده با تمايلي به‌سمت جنوب-جنوب شرق نشان مي‌دهند. اين راندگيها با چين‌خوردگيF2 همزاد بوده و در فروديواره دوپلكسهاي كوچك مقياسي را نيز نشان مي‌دهند (شكل۷). مجموعه دگرگوني گرگان توسط يك راندگي از نسل دوم بر روي طبقات رسوبي كربونيفر فوقاني (سازند قزل قلعه)و دونين (سازند خوش ييلاق) رانده شده‌است (قاسمي ۱۳۶۹وشاهپسندزاده ۱۳۷۱) (شكل۸). اين راندگي موازي طبقه‌بندي درفروديواره بوده و شيبي برابر۲۰ درجه به‌سمت شمال راداراست. حركت فراديواره دگرگوني درطبقات رسوبي فروديواره را سبب شده‌است. اين دگرگوني ديناميكي با دور شدن از زون گسلي كاهش شدت يافته و از بين مي‌رود.

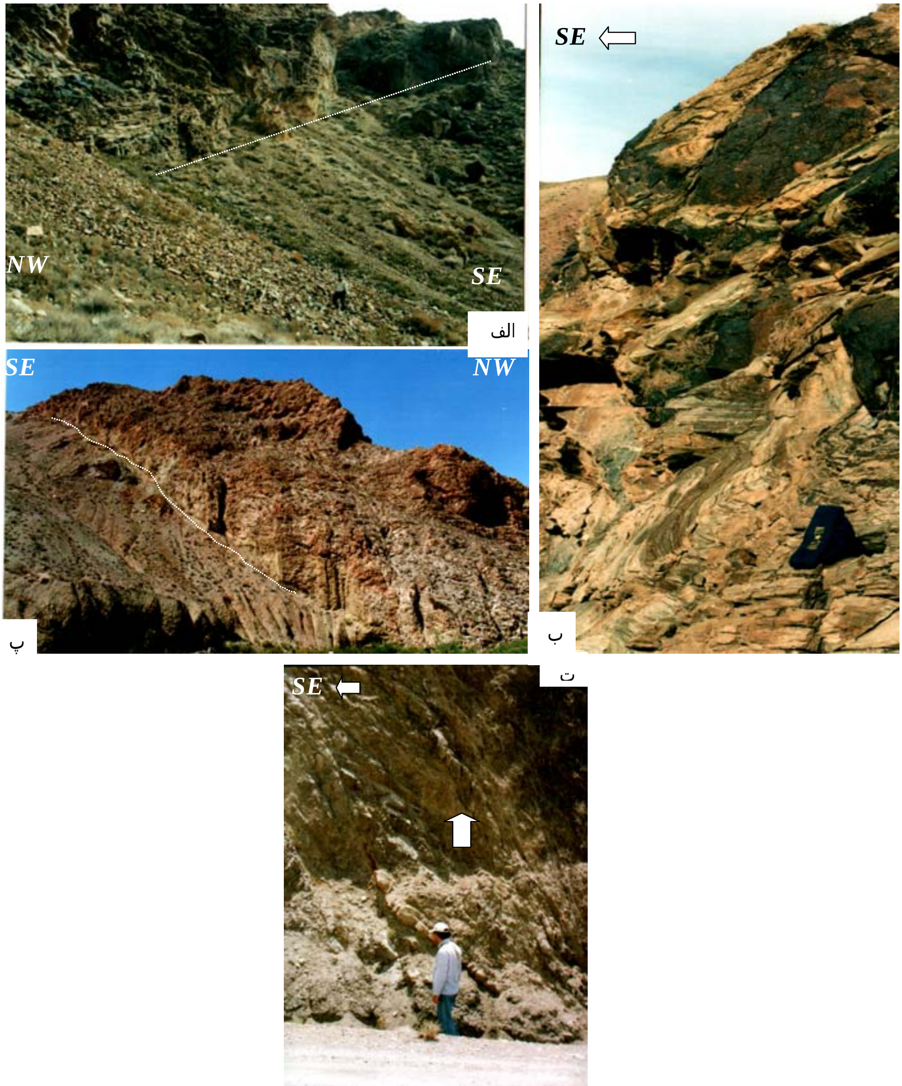
شكل۷ - راندگي‌هاي T_2 در مجموعه دگرگوني گرگان، اين راندگي‌ها كه سطوح S_1 وS_0 را قطع مي‌نمايند، با چين‌هاي كشيده از نسل دوم (سمت راست) و دوپلكس در فروديواره (سمت چپ) مشخص مي‌باشند.



شكل۸ - راندگي كف ورقه گرگان درجنوب روستاي رادكان، در اين مكان ورقه گرگان توسط يك راندگي با شيب اندك به سمت شمال بر روي طبقات رسوبي سازتد قزل‌قلعه رانـده شـده اسـت. نگاه به سمت شمال شرق.

۲-۱-۲ـ راندگيهاي آلپي

راندگي‌ها دراين دسته ورقه‌هاي متعددي از توالي چينه نگاري البرز درمنطقه مورد مطالعه را بر روي يكديگر رانده‌اند. سوي حركت درتمامي آنها با توجه به سوي تمايل چين‌هـاي كشـيده در زونهاي راندگي، دوپلكسهاي كوچك مقياس، سوي برش(Shear sense) درآميزه‌هاي تكتونيكي، به سمت جنوب‌ـجنوب شرق مي‌باشد. اين راندگي‌ها كه با توجه به وجود سنگهاي مزوزوئيك و سنوزوئيك در پيكره ورقه‌هاي رورانده مرتبط با آنها بايد درطـي كـوهزايي آلـپ تشـكيل شـده باشند. شيب راندگي‌ها دربخش شمالي به‌سمت شمال، دربخش جنـوبي‌بـه سـمت جنـوب و در بخش مياني تقريبا افقي‌است. رفتار تغيير شكلي سنگ‌ها در زونهاي برشي اين راندگي‌ها بسـته به مكان ونيز ضخامت ورقه‌ها متفاوت است. ورقه‌هاي با ضخامت زياد نظير ورقه طزره كه توالي ضخيمي از سنگهاي پالئوزوئيك و مزوزوئيك را شامل شده‌است (شكل۲)، توسط يـك رانـدگي شكل پذير بر روي طبقات رسوبي سازند شمشك، به سمت جنوب‌ـجنوب شرق رانده شده‌اسـت (شكل۹ الف). زون برشي اين راندگي بـا ميلونيـت وچـين‌هـاي كشـيده در انـدازه‌هـاي متنـوع مشخص مي‌باشد (شكل۹ب). در فروديواره اين راندگي آميزه‌اي از ورقه‌هاي سـاختاري كوچـك (Slices) از واحدهاي دونين كه شديداً ميلـونيتي شـده وبعضـاً رخ‌هـاي شكسـتگي بـه مـوازات طبقه‌بندي درآنها توسعه يافته‌است، ديده مي‌شود. ورقه رورانده شاهدار ورقه ديگـري‌اسـت كـه توالي از سنگ‌هاي مزوزئيك و پالئوسن را بر روي ورقه‌هاي جنوبي (دوپلكس فورلند) رانده‌است اين راندگي با شيبي به‌سمت شمال، سوي حركت به‌سمت جنوب ـ جنوب شرق را داراست (بـا توجه به سوي حركت در دوپلكس‌هاي كوچك مقياس در زون رانـدگي) (شـكل۹پ، ت). ورقـه سياه خاني كه شمالي‌ترين ورقه از اين دست راندگي‌ها است، با چين‌هاي كشيده وخوابيـده بـه سمت جنوب در طبقات رسوبي فراديواره در نزديكي زون گسلي، ويژگيهاي راندگي‌هـاي شـكل پذير را به نمايش مي‌گذا رد (شكل۱۰). اين درحالي است كه راندگي‌ها دربخش جنوبي با شيب و سوي حركت به سمت جنوب، زونهاي برشي شكل‌پذير‌ـ شكننده را با دوپلكـس‌هـاي كوچـك مقياس، آميزه‌هاي تكتونيكي و زونهاي شكننده را با برش‌هـاي گسـلي بـه نمـايش مـي‌گذارنـد (شكل۱۱).



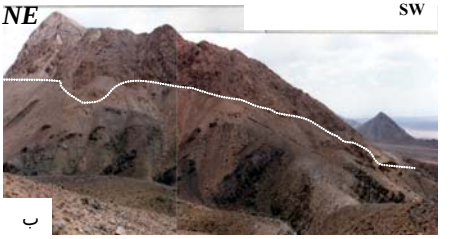
شكل۹ - الف) راندگي كف ورقه طزره، اين راندگي باشيب به سمت شمال وسوي حركت به سمت جنوب ورقـه رورانـده طزره را بر روي نهشته‌هاي سازند شمشك رانده است(اين راندگي با خط چين درشكل نشان داده شده است). دره تالو، شمال شرق دامغان. ب) چين‌هاي كشيده با تمايل ساختاري به سمت جنوب در زون راندگي طزره. نگاه به سـمت غـرب، دره طالو شمال شرق دامغان. پ) راندگي كف ورقه شاهدار كه توالي از سنگ‌هاي مزوزئيك و پالئوسن را بر روي طبقـات رسوبي در ورقه‌هاي رورانده جنوب منطقه مورد مطالعه رانده است (خط چين). سنگ‌هاي فروديواره دراين تصوير طبقات رسوبي سازند شمشك وطبقات فراديواره را طبقات آهكي سازند لار تشكيل مي‌دهند. شمال روستاي آستانه، شمال‌شرق دامغان. ت) زون‌هاي برشي، دوپلكس‌هاي كوچك مقياس در زون راندگي شاهدار(نوك پيكان).

شكل۱۰- الف) ورقه سياه‌خاني و راندگي سياه‌خاني درشمال روستاي تويه. اين ورقه با سوي حركتي به سمت جنوب‌شرق بر روي نهشته‌هاي آواري نئوژن راتده شده است. نگاه به سمت شمال‌شرق.

ب) چين‌ها با برگشتگي به سمت جنوب در پيشاني ورقه سياه‌خاني معرف سوي حركت به سمت جنوب دراين ورقه مي‌باشند. روستاي تويه، نگاه به سمت شرق.

پ) انشعابي از راندگي سياه‌خاني درشمال روستاي بادله، ورقه‌اي از سنگ‌هاي پالئوزوئيك توسط راندگي منشعب از راندگي سياه‌خاني به سمت جنوب بر روي سنگ‌هاي ولكانوژنيك ائوسن رانده شده است. نگاه به سمت شمال.

الف



ب

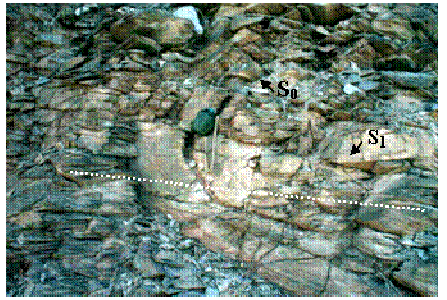
پ

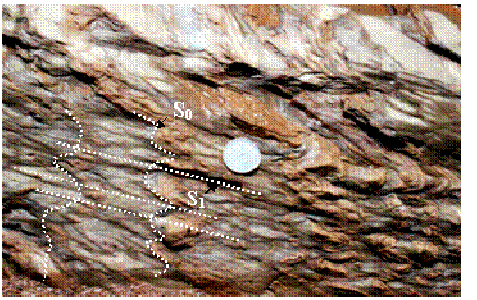
شكل۱۱ - الف) ورقه‌اي از سنگ‌هاي پالئوزوئيك پسين كه توسط يك راندگي بر روي نهشته‌هاي ژوراسيك زيرين (سازند شمشك) به‌سمت جنوب رانده شده است. شمال كوه شتر گردن، غرب دامغان.
ب) ورقه‌اي از طبقات رسوبي آهكي سازند لار كه توسط يك راندگي با شيب به سمت جنوب و سوي حركت به سمت جنوب بر روي طبقات رسوبي پالئوزوئيك پيشين رانده شده است. نصرت آباد، شمال دامغان.
پ) برش‌هاي گسلي با سطوح برشي درقاعده ورقه پالئوزئيك پسين در سيمه‌كوه، شمال دامغان (شكل الف).

۲-۲ـ چين‌خوردگي

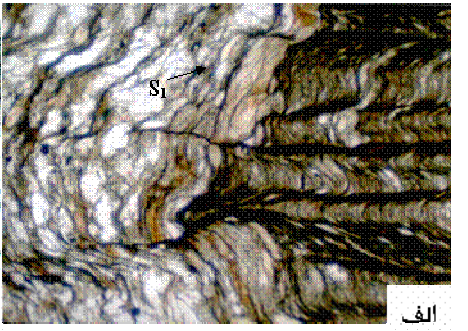
۲-۲-۱ـ چين‌خوردگي در سنگ‌هاي دگرگوني

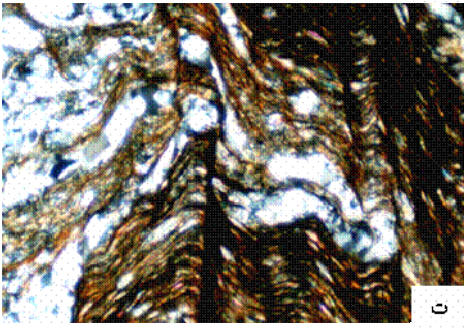
چين‌خوردگي درسنگهاي دگرگوني گرگان مرتبط با گسلش راندگي‌است. چين‌ها بر اساس تقدم وتأخر عناصر ساختاري آنها به دو نسل تقسيم مي‌شوند. نسل اول چين‌هايي را شامل مي‌شودكه با وقوع دگرگوني ناحيه‌اي درمجموعه گرگان همزمان بوده‌اند (چين‌هايF_1 اين چين‌ها از نظر اندازه متنوع بوده وعمدتاً از نوع هم بر(Isoclinal) و خوابيده (Recoumbent) با تمايل سطح محوري به سمت جنوب-جنوب‌شرق مي‌باشند (شكل۱۲). چين‌هايF_1 با چين‌خوردگي درلايه‌بندي اوليه (S_0) در سنگ‌هاي مجموعه گرگان مشخص بوده و در سطح محوري آنها يك كليواژ از نوع اسليتي كه حاصل انتظام كانيهاي صفحه‌اي(سرسيت، كلريت و بيوتيت) مي‌باشد، توسعه يافته‌است(شكل۱۳الف). اين كليواژ در اسليتها از نوع صاف (Smoth) و درکنگلومراها و ماسه سنگ‌هاي دگرگون شده‌از نوع پيچ پيچ (Anastomosing) است.





شکل۱۲- چین‌هاي نسل اول درمجموعه دگرگوني گرگان، کليواژ اسليتي(**S1**) به موازات سطح محوري اين چين‌ها توسعه يافته‌اند.

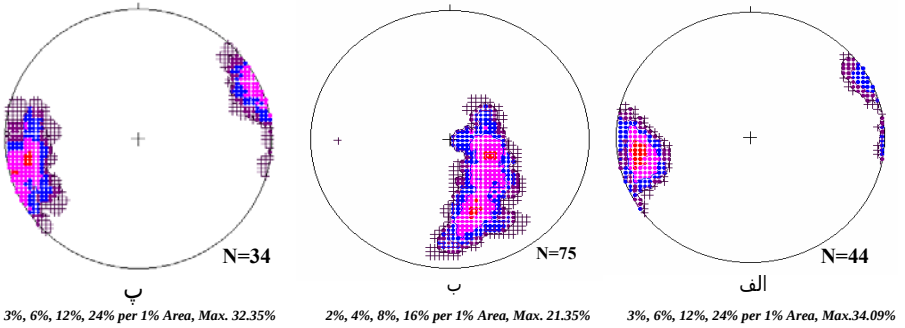




شکل۱۳- الف) تصوير ميکروسکوپي‌از سطوح فوليشن **S1** و **S2** در سنگ‌هاي دگرگوني گرگـان، بزرگنمـاي۴۰ برابـر در**XPL**.
ب) چين‌خوردگي مکرر از نوع هـم محـور در سـنگ‌هـاي دگرگوني گرگان.
ت) چـين خـوردگي مکـرر در مقيـاس ميکروسـکوپي در اسليت‌هاي مجموعه دگرگـوني گرگـان. سـطوح محـوري چين‌هاي نسل اول با سطوح **S1** و چين‌هاي نسـل دوم بـا فوليشن کرينوليشن (**S2**) دراين تصوير مشخص مي‌باشند.

اندازه‌گيري و پلات خطوط لولا ي ريز چين‌هاي اين نسل ونيز خطواره‌هاي تقـاطعي حاصـل از تلاقـي سـطوح S_o وS_1، نشـاندهنده موقعيـت S88W ,19 بـراي محـور چـين‌هـاي ايـن نسـل مي‌باشند(شکل۱٤الف). چين‌هاي F_1 توسط چـين‌هـاي نسـل دوم (F_2) کـه عمـدتاً بـه اشـکال برگشته و خوابيده به سمت جنوب ديده مي‌شوند، چين خورده‌اند (شـکل۱۵). چـين‌هـاي ايـن نسل گاهاً در سطح محوري خود يك کليـواژ از نـوع کرنيوليشـن(Crenulation) را کـه حاصـل انتظام کانيهاي سرسيت، بيوتيت و کلريت است، به نمايش مي‌گذارند(شکل۱۳الف). توسعه‌ايـن

چين‌ها محدود به زونهاي گسلي راندگي‌هاي نسل دوم(T_2) بوده ومرتبط با فعاليت آنها مي‌باشند. با اندازه‌گيري و پلات خطوط لولاي ريز چين‌هاي اين نسل، خطواره‌هاي كرنيوليشن وسطوح كليواژ (S_1) موقعيت محور چين‌ها در اين نسل 16,S89W تعيين شده‌است (شكل١٤ ب، پ). مقايسه موقعيت فضايي عناصر دو نسل چين‌خوردگي مؤيد آن است كه چين‌خوردگي مكرر درمجموعه دگرگوني گرگان بر اساس تشابه در موقعيت عناصر ساختاري در دو نسل چين‌خوردگي، از نوع‌هم محور (Coaxial) است (شكل ١ب، ت).



شكل١۴ - تصاوير استريو گرافيك چين‌هاي نسل اول و دوم در مجموعه دگرگوني دامغان.
الف) تصوير استريوگرافيك محور چين‌هاي نسل اول.موقعيت ميانگين ١٩,**S86W**.
ب)تصوير استريوگرافيك قطب سطوح كليواژ اسليتي موازي سطح محوري چين‌هاي نسل اول.موقعيت بهترين سطح**N0E, 68E** و موقعيت محور چين نسل دوم٢٢,**S90W** است.
پ) تصوير استريوگرافيك خطوط لولاي ريزچين‌هاي نسل دوم و محورکرينوليشن‌ها بر روي كليواژ اسليتي نسل اول.موقعيت ١۶,**S89W**.

٢-٢-٢ـ چين‌خوردگي در سنگهاي رسوبي

طبقات رسوبي در درون ورقه‌هاي رورانده در اندازه‌هاي متنوع چين خورده‌اند. چين‌ها عمدتا از نوع خوابيده و برگشته، با تمايلي به سمت جنوب ـ جنوب شرق مي‌باشند. طول موج Wave (Length) و ارتفاع چين (Amplitude) درآنها متغيير است. چين‌ها بر اساس طبقه‌بندي(1986)Boyer از نوع درون ورقه‌اي بوده ونتيجه كوتاه شدگي سنگها هنگام انتقال ورقه‌هاي رورانده مي‌باشند. با نزديكي‌به سطح گسلهاي رورانده چين‌ها از حالت ايستاده، يا اندكي متمايل به جنوب دربخشهاي مياني ورقه‌ها به چين‌هاي خوابيده با زاويه بين يالي اندك تغيير مي‌كند. سطح محوري در برخي از چين‌ها با كليواژ شكستگي(Fracture Cleavage) مشخص مي‌باشد. كليواژ در نتيجه انكسار(Cleavage Refraction) به شكل فن و آنتي فن در

طبقات رسوبي توسعه يافته‌اند. يكنواختي ضخامت طبقات، آثار لغزش درسطح تماس طبقات وراندگي‌هاي كوچك مقياس درپال چين‌ها، همه دلالت بر اين دارند كه چين‌ها تحت مكانيزم خمشي- لغزشي(Flexural Slip Folding) تشكيل شده‌اند.

شكل۱۵ - چين‌هاي نسل دوم در مجموعه دگرگوني گرگان، اين چين‌ها سطوح **S1** را چين‌داده و گاهاً درسطح محوري فوليشن از نوع كرنيوليشن را نشان مي‌دهند (نقطه چين درتصوير سمت راست).

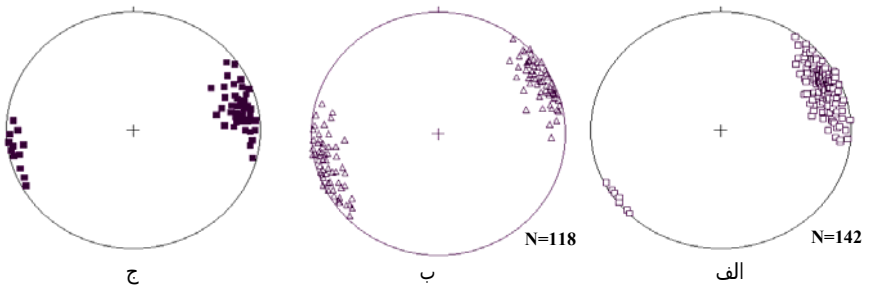
۳- تكامل ساختاري

ساختارهاي عمده در نوارهاي‌چين خورده و گسليده عمدتاً به فرم گسلش راندگي و چين خوردگي است. بسياري از زمين‌شناسان نظير Suppe,1985; Jamison, 1987; Mitra,1990 دركارهاي تحقيقاتي خود ارتباط ژنتيكي اين دوفرايند را در نوارهاي چين‌خورده-گسليده مورد مطالعه قرار داده‌اند. Tavarnelli (1997) با مطالعه ساختمانهاي فرعي در نوار چين‌خورده و گسليده آمبريا- مارچي در ايتاليا و راكي در كانادا و بررسي ارتباط ژنتيكي آنها با يكديگرو ساختمانهاي اصلي، تكامل ساختاري اين نوار چين‌خورده گسليده را حاصل وقوع فرايندهاي كوتاه شدگي به موازات طبقه‌بندي (Bedding parallel Shortening) چين‌خوردگي (Folding) وگسلش راندگي (Thrusting) پيامد يكديگر دانست. جهت ارائه يك مدل مناسب براي تكامل ساختاري اين نوار در منطقه مورد مطالعه ابتدا به تشريح ساختمانهاي فرعي و ارتباط آنها با يكديگر در چند ورقه رورانده پرداخته و سپس با بهره‌گيري‌از تجارب محققين فوق الذكر، ارتباط آنها با يكديگر و با ساختمان‌هاي اصلي در قالب يك مدل ساختاري ارزيابي خواهد شد.

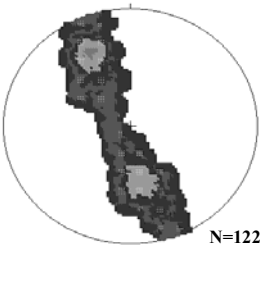
۳-۱ - ساختمان‌هاي فرعي در ورقه‌هاي رورانده

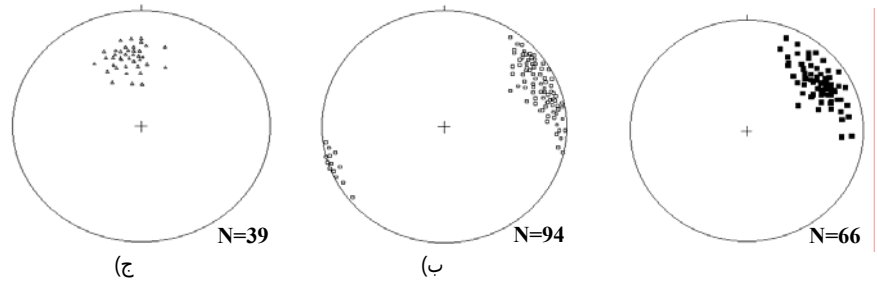
استريوگرامها درشكل۱٦ و ۱۷موقعيت برخي‌از ساختمان‌هاي فرعي را در چند ورقه رورانده به نمايش مي‌گذارند. استيلوليت‌ها با آرايش موجي در طبقات آهكي و سنگ ماسه‌اي توالي‌هاي

چينه‌اي ورقه‌هاي سياه خاني و شاهدار، در نتيجه كوتاه شدگي به موازات طبقه‌بندي تشكيل شده‌اند (شكل١٨الف، ب وشكل١٩ الف). اين استيلوليت‌ها عمود بر طبقه‌بندي بوده و موقعيت ميانگين فصل مشترك آنها با سطح طبقه‌بندي در ورقه سياه‌خاني 13,N65E و ورقه شاه دار 24,N56E است (شكل١٦الف و١٧الف). درزه‌هاي برشي مزدوج و هيبريد مزدوج (با تعريف ارائه شده توسط (Hancook,1985) از ساختمانهاي ديگري هستند كه درطبقات آهكي و سنگ ماسه‌اي توسعه يافته‌اند (شكل١٦ب و١٧ب). فصل مشترك اين درزه‌ها عمود بر طبقه‌بندي بوده و راستاي ميانگين نيمساز زاويه حاده آنها تقريباً عمود بر استيلوليت‌ها است. درزه‌هاي كششي با موقعيت ميانگين N80E, 55S درطبقات آهكي و سنگ ماسه‌اي ديده مي‌شوند كه عموماً توسط فيبرهاي كلسيتي با راستاي عمود بر ديواره پر شده‌اند (شكل١٦ب، ١٧ج و شكل١٨پ). طبقه‌بندي در اين ورقه‌ها به فرم چين‌هاي برگشته، خوابيده، و ندرتا ايستاده با زاويه بين يالي تنگ و لولاي مدور تا زاويه‌دار چين خورده‌اند(شكل١٨چ و١٩ب). اندازه چين‌ها متنوع بوده، و برگشتگي آنها به سمت جنوب‌ـجنوب شرق است. موقعيت ميانگين محور چين‌ها در ورقه سياه خانيN77E ,23 و در ورقه شاهدار 13, N76E (شكل١٦ج و١٧د). در برخي از چين‌ها سطح محوري با يك رخ از نوع شكستگي مشخص است. اين رخ‌ها متمايز از استيلوليت‌ها بوده و آنها را قطع مي‌نمايند(شكل ١٩ ب). گسل‌هاي رورانده در اندازه‌هاي مختلف در يال چين‌ها ودر توالي چينه‌اي ورقه‌هاي رورانده ديده مي‌شوند(شكل ١٩پ، چ). اين راندگي‌ها كه زاويه قطع شدگي(Cut Off Angle) اندك را نشان مي‌دهند، عموماً شيب به سمت شمال ـ شمال غرب را دارا بوده وسوي حركت در آنها با توجه به چين‌هاي گسل خمشي و سوي حركت در دوپلكس‌هاي كوچك مقياس به سمت جنوب ـ جنوب شرق است (شكل١٩ح، وشكل٢٠الف، ب، پ، چ).

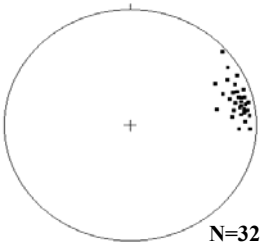


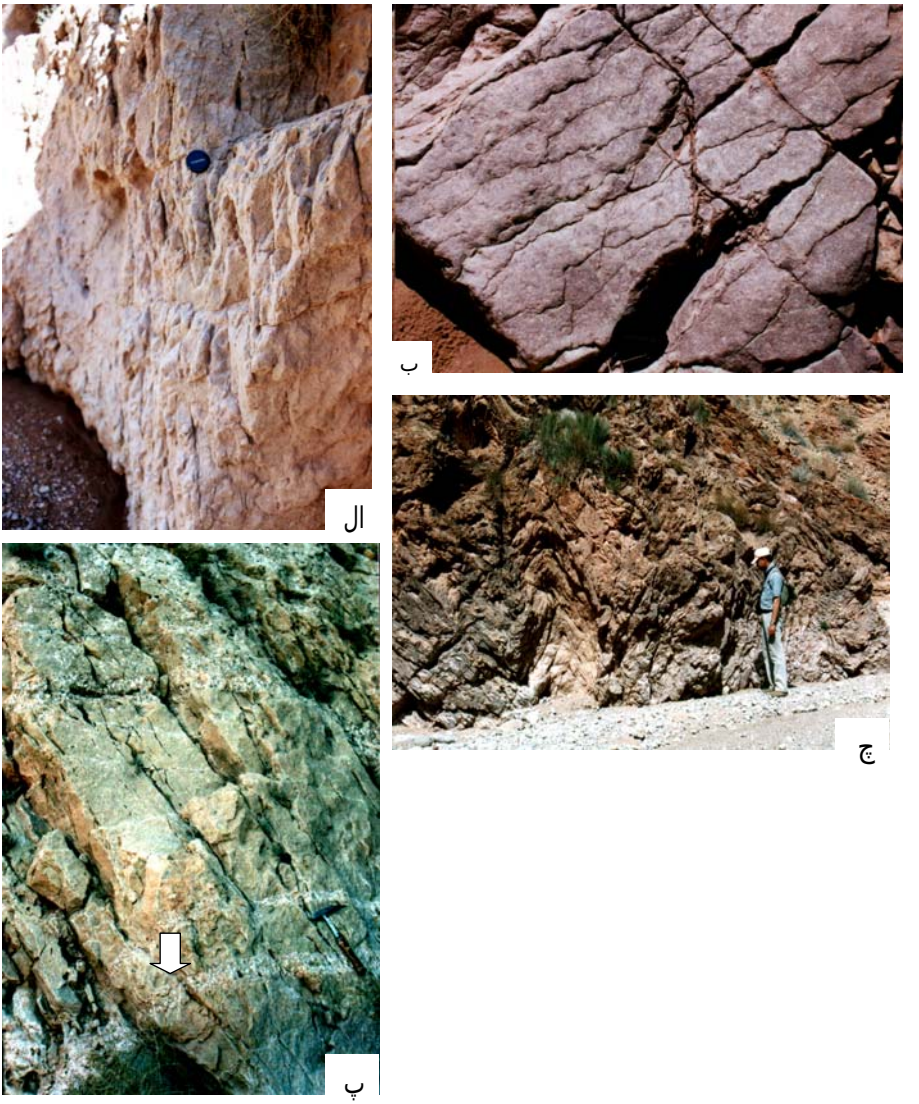
شکل۱۶- تصاویر استریوگرافیك ساختمانهاي فرعي در ورقه سیاه خاني:
الف) تصویر استریوگرافیك فصل مشترك‌هـاي اسـتیلولت‌هـا و سـطوح طبقه‌بندي.موقعیت میانگین **N65E**,۱۳.
ب) تصویر استریوگرافیك قطـب درزه‌هـاي کششـي و هیبریـد برشـي. موقعیت میانگین **N64E 1,N72E**,۲; است.
ج) محـور چینهـاي فرعـي و در مقیـاس رخنمـون موقعیـت میـانگین **N77E**,۲۳ است
د) نگاره پي براي چینها بزرگ مقیاس در ورقه سیاه خاني بـا اسـتفاده از سطوح طبقه بندي موقعیت محور **N68E**,۱۰ است.



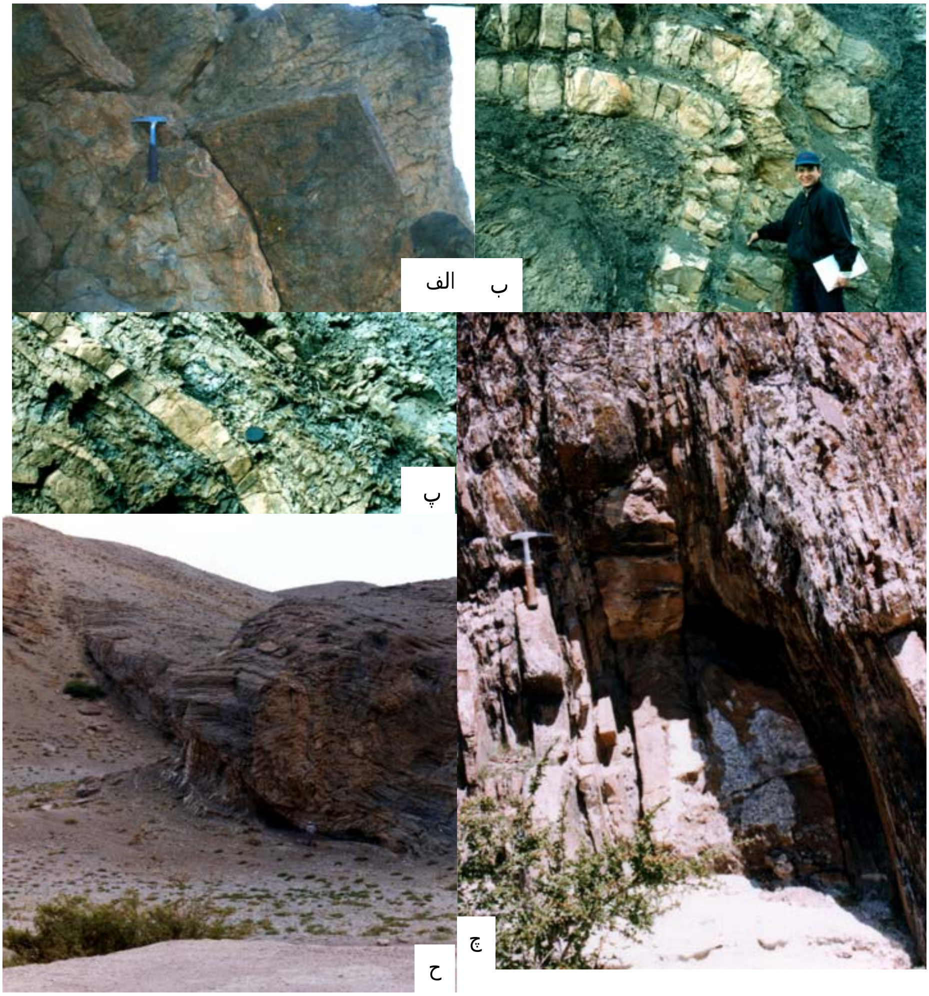


شکل۱۷ - تصاویر استریوگرافیك ساختمان‌هاي فرعي در ورقه شاهدار.
الف) فصل مشـترك میـان طبقـه‌بنـدي و اسـتیلولیت‌هـا. موقعیـت میـانگین. **N56E**,۲۴
ب) قطب درزه‌هاي برشي مزدوج وهیبریـد مـزدوج در ورقـه شـاهدار.موقعیـت میانگین**N18W,80S**و**N40W,78S**.
ج) قطب شکستگیهاي کششي در ورقه شاهدار.موقعیت میانگین**N80E,55S**.
د) محور چین‌ها در مقیاس رخنمون در ورقه شاهوار.موقعیت میانگین**N76E**,۱۳ .





شكل١٨ - ساختمان‌هاي فرعي در طبقات آهكي ورقه شاه‌دار.
الف) استيلوليت‌هاي موجي در عرض طبقات آهكي.
ب) استيلوليت‌هاي موجي در سطح طبقات آهكي.
پ) ترك‌هاي كششي در طبقات آهكي ورقه شاهدار.
چ) چين‌هاي درون ورقه‌اي در ورقه شاهدار.نگاه به سمت غرب.



شکل۱۹- ساختمان‌هاي فرعي در ورقه سياه‌خاني(بخش مركزي منطقه مورد مطالعه):

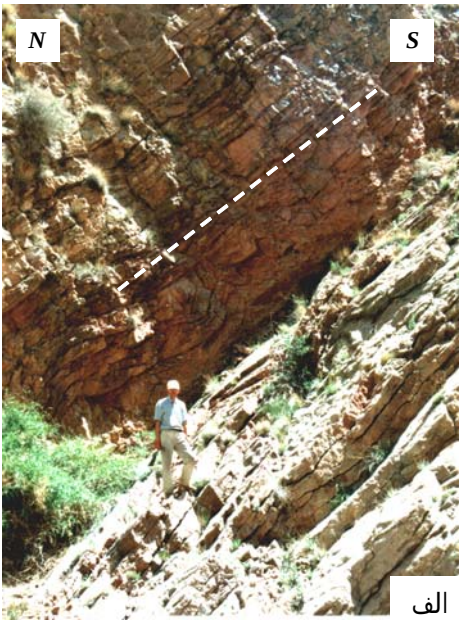
الف) فصل مشترك استيلوليت‌ها موجي در سطح طبقه‌بندي.

ب) چين‌هاي درون ورقه‌اي با كليواژ سطح محوري. اين كليواژها درتماس طبقـات شـيلي و آهكي انكسار يافته‌اند.

پ) دوپلكس در يال چين‌هاي فرعي.

چ) راندگي در يال چين‌هاي درون ورقه‌اي.

ح) راندگي‌ها در توالي‌هاي ورقة رورانده سياه خاني، شيب به سمت شـمال-شـمال غـرب و سوي حركت به سمت جنوب ـ جنوب شرق است.

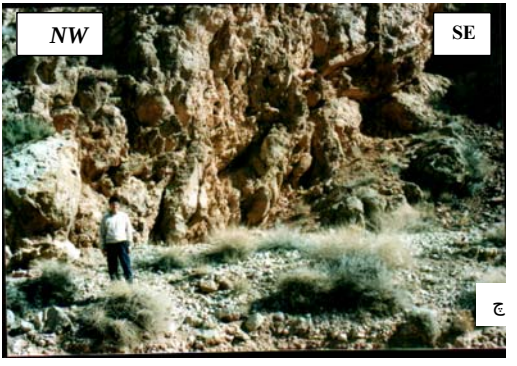


الف

ب

پ

ح



ج

شكل۲۰- الف) راندگي به موازات طبقه‌بندي در ورقه شاهدار، سوي حركت فراديواره با توجه تمايل ساختاري در زون راندگي به سمت جنوب است، نگاه به سمت شرق. ب) راندگي با زاويه اندك با طبقه‌بندي، سوي حركت به سمت جنوب شرق، نگاه به سمت شمال شرق. پ) راندگي با زاويه اندك با طبقه‌بندي و طاقديس گسل خمشي در فراديواره. نگاه به سمت غرب. چ) راندگي با دوپلكس در فرو ديواره، سوي حركت فراديواره با توجه به دوپلكس به سمت جنوب شرق است، نگاه به سمت شمال شرق. ح) زون گسلي امتداد لغز در طبقات رسوبي ورقه شاهدار (محدوده ميان خط جين‌ها). نگاه به سمت جنوب.

۳-۲ ـ مدل تكامل ساختاري

تكامل ساختاري نوار گسليده البرز در منطقه مورد مطالعه را مي‌توان با بررسي ساختمانهاي فرعي موجود درورقه‌هاي رورانده كه شرح آن در بالا آورده شد در سه مرحله زير خلاصه نمود.

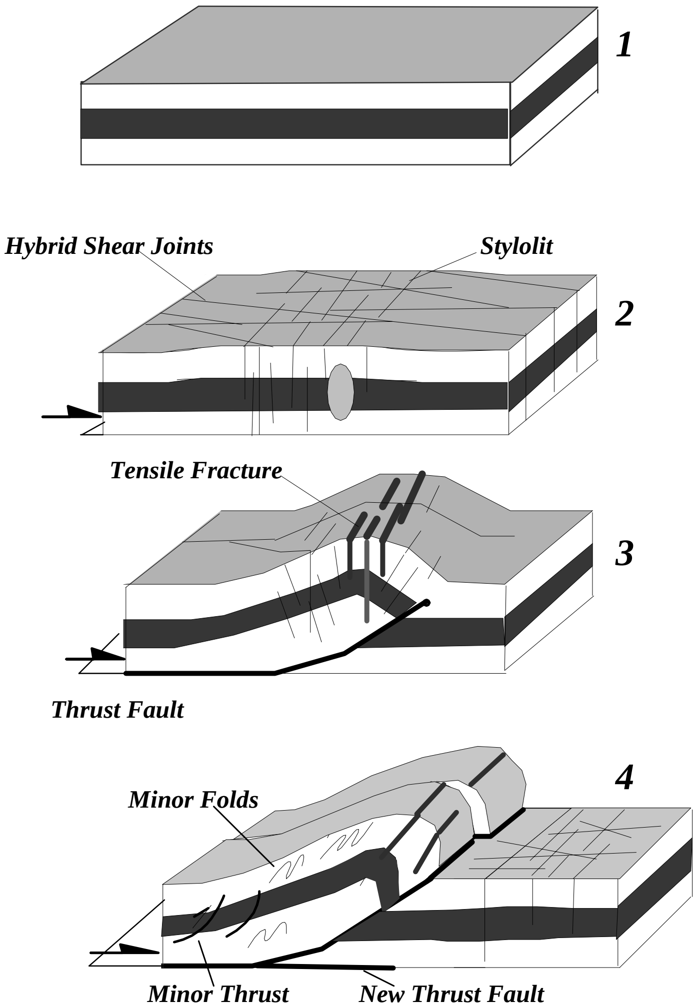
الف) كوتاه شدگي به موازات طبقه‌بندي: دراين مرحله درنتيجه فشارش در راستاي SSE-NNW طبقات به موازات سطح كوتاه شده واستيلوليت‌هاي موجي عمود بر طبقه‌بندي توسعه يافته. فصل مشترك طبقه‌بندي واستيلوليت‌ها راستاي عمومي NE را دارا است. علاوه بر اين دسته جات درزه‌هاي برشي مزدوج ومزدوج هيبريد با فصل مشترك عمود برطبقه‌بندي درطبقات توسعه يافته‌اند. آرايش اين دسته جات به گونه‌اي است كه نيمساز زاويه حاده آنها موازي جهت كوتاه شدگي بوده وتقريباً منطبق بر قطب استيلوليت‌ها است (شكل۲۱(۲)).

ب) چين‌خوردگي: دراين مرحله طبقات رسوبي كه به موازات سطح طبقه‌بندي متحمل كوتاه شدگي شده‌اند، چين خورده‌اند. در طي فرايند چين‌خوردگي، ريز چين‌هايي در اندازه‌هاي متفاوت در يال چين‌هاي اصلي تشكيل شده‌اند، كه راستاي عمومي محور آنها NE مي‌باشد. كليواژ به موازات سطح محوري ريز چين‌ها توسعه يافته‌است. اين كليواژ در يال‌ها تقريبا به موازات طبقه‌بندي و در لولا عمود بر طبقه‌بندي مي‌باشد. درزه‌هاي كششي به موازات محور و عمود بر آن توسعه يافته‌اند (شكل۲۱(۳)).

پ) گسلش راندگي: در اين مرحله راندگي‌هاي فرعي در يال چين‌هاي اصلي تشكيل شده‌است. سطوح راندگي ساختارهاي از پيش موجود را قطع نموده‌اند. امتداد عمومي سطوح راندگي‌ها WSW-ENE بوده و سوي حركت فرا ديواره درآنها SSE مي‌باشد. زاويه cut of angle متغير بوده واز صفر تا ۲۰ تغيير مي‌كند. در نتيجه انتقال چين‌ها بر روي سطوح راندگي، درزه‌هاي برشي هيبريد و تركهاي كششي به ترتيب به گسل‌هاي امتداد لغز و بعضا نرمال تبديل شده‌اند (شكل۲۱(٤)).

تشابه موقعيت ساختارها در هر مرحله با آنچه كه در مقياس بزرگتر در نقشه منطقه مورد مطالعه ديده مي‌شود نظير تشابه موقعيت فضايي راندگي‌ها وسوي حركت درآنها، تشابه موقعيت فضايي چين‌ها، حكايت از آن دارد كه مراحل تكامل ساختاري فوق الذكر را مي‌توان به تمامي

ورقه‌ها و به طور كلي به تمام منطقه تعميم داد. و به آن به عنوان مدل جنبشي و باز گو كننده نحوه تكامل ساختاري نوار كوهزايي البرز در منطقه نگريست.

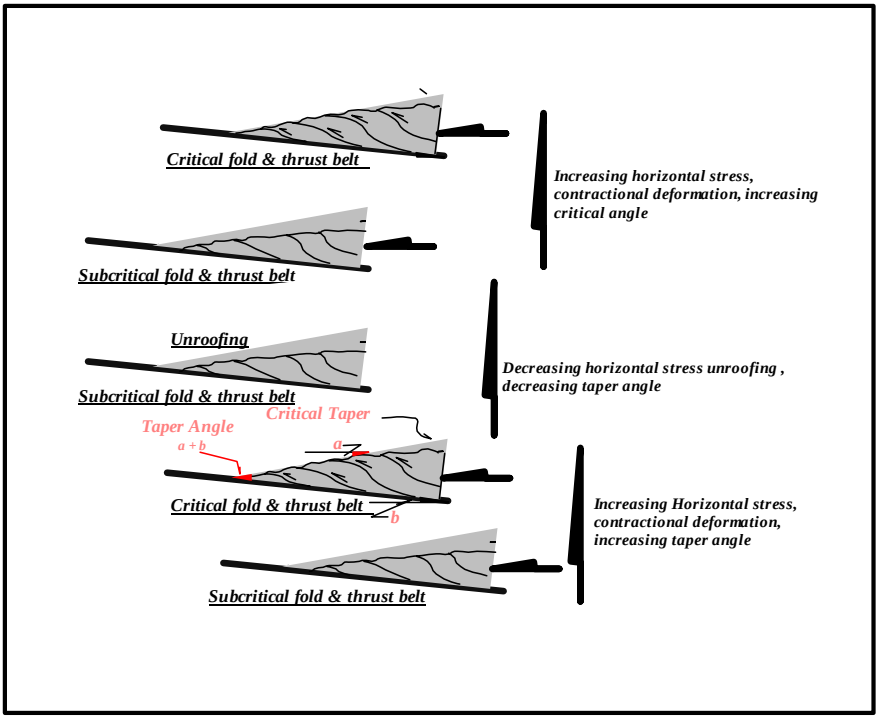


شكل ٢١ - مراحل تشكيل ورقه‌هاي رورانده و ساختمانهاي مرتبط بـا آن در نـوار كـوهزايي البـرز در منطقه مورد مطالعه. تكرار اين فرايند از ١ تا ۴ تكامل ساختاري البرز دراين بخش را سبب شده‌است.

۴ـ ديناميك تغييرات ساختاري

دربخشهاي قبل البرز در منطقه مورد مطالعه به عنوان يك نوار چين خورده ـ گسليده و راندگي‌ها و چين‌خوردگي مرتبط با آنها به عنوان عمده‌ترين سبك تغييرات ساختاري در آن معرفي شدند. همچنين نحوه تكامل ساختاري اين نوار مورد ارزيابي قرار گرفت. با توجه به روند عمومي ساختمان‌ها نظير راندگي‌ها و چين‌ها (WSW-ENE) تكامل ساختاري در اين نوار را مي‌توان نتيجه كوتاه شدگي حاشيه شمالي ايران در راستاي NNW-SSE دانست. با توجه به تشابه روند ساختمان‌ها درمجموعه دگرگوني گرگان و ساير بخش‌هاي منطقه راستاي محور بيشترين كوتاه شدگي درمنطقه لااقل از ترياس پسين تا عهد حاضر تغيير نكرده است. البرز درمنطقه مورد مطالعه درطول تكامل ساختاري خود، مشابه ساير نوارهاي چين‌خورده ـ گسليده سطح مقطع گوه‌اي داشته و ديناميك نيروها درآن از مدل‌رياضي (Dahlen *et al*., 1984) تبعيت مي‌كرده‌است. نوارهاي كوهزايي درابتداي تشكيل عموماً در حالت زير بحراني(Subcritical) بوده و نتيجتاً براي رسيدن به حالت بحراني(تعادل نيروهاي ثقلي و تكتونيكي) تغييرات ساختاري فشارشي را به منظور افزايش زاويه سرازيري (Taper Angle) متحمل مي‌شوند. گسلش راندگي و چين‌خوردگي متداول‌ترين سبك تغييرات ساختاري دراين مرحله است. اين تغييرات كه با تشكيل و الحاق ورقه‌هاي جديد و نيز راندگي‌هاي خارج از توالي همراه است، تا رسيدن به حالت تعادل ديناميكي در گوه ادامه مي‌يابد. درطول مدت وقوع اين تغييرات گوه كوهزايي به سمت فورلند پيشروي مي‌نمايد. اين انتقال تا مرحله رسيدن به تعادل ديناميكي با تشكيل راندگي‌هاي جديد در جبهه گوه همراه بوده و پس از آن به فرم پيوسته وبدون تغييرات ساختاري انجام مي‌شود. از اين پس هرگونه تغييرات درفرم هندسي گوه سبب خروج گوه از حالت تعادل ديناميكي خواهد شد. براي مثال فرسايش يكي‌از عواملي است كه سبب كاهش زاويه سرازيري شده، لذا با تاثير آن گوه براي رسيدن به تعادل مجدد متحمل تغييرات ساختاري فشارشي خواهد شد. تكامل ساختاري فعلي البرز دراين منطقه و در ساير بخش‌هاي آن نيز از اين قاعده تبعيت كرده‌است. اين نوار كوهزايي نيز به دنبال تصادم در ترياس پسين همواره براي رسيدن به تعادل ديناميكي ميان نيروي ثقل و نيروهاي فشارشي تكتونيكي كه از سمت شمال(بر اساس موقعيت ساختمان‌ها) بر آن اعمال مي‌شده‌است، تغييرات ساختاري فشارشي را به فرم گسلش راندگي و چين‌خوردگي مرتبط با آن متحمل شده‌است. فرسايش به عنوان موثرترين عامل درطول اين تكامل همواره نوار كوهزايي را به وضعيت زير بحراني برگردانده و از اين رواعمال تنش‌هاي تكتونيكي درهرمرحله، فعاليت نوار كوهزايي البرز، الحاق ورقه‌هاي جديد و تغييرات ساختاري فشارشي را درپي‌داشته است (شكل۲۲). تنش‌هاي

زمينساختي درطول اين تحول ساختاري نتيجه تقارب ميان خرد ورق ايران و ورق تـوران بـوده كه سوي آن با توجه به تمايل ساختاري در چين‌ها و راندگي‌ها به سوي جنوب بوده‌است.



شكل ٢٢ - ديناميك و مكانيك تحولات ساختاري در نوار چين‌خورده ـ گسليده البرز در منطقه مـورد مطالعه. مدل پيشنهادي با فرض ثابت بودن ساير پارامترها نظير زاويه شيب دكولمان، تنش تكتـونيكي اعمال شده به گوه كوهزايي و پارامترهاي مكانيكي سنگ‌ها در گوه كوهزايي ترسيم شده است.

نتيجه گيري

مطالعات ساختاري و بررسي تحولات زمينساختي درمنطقه مورد مطالعـه نتـايج زيـر را فـراهم آورده‌است:

١) نتايج حاصل از مطالعات ساختاري موید آن است كه البرز در منطقه مورد مطالعه، بخشي از يك نوار چين خورده ـ گسليده از نوع نازك پوسته بوده و سوي حركت تمامي رانـدگي‌هـا در اين مجموعه به سمت جنوب و جنوب شرق است. راندگي‌هـا در بخـش شـمالي داراي زونهـاي برشي شكل پذير و در بخش جنوبي داراي زونهاي برشي شكننده هستند.

۲) هندسه راندگي‌ها دراين منطقه با توجه به جهت شـيب وسـوي حركـت در آنهـا، در بخـش شمالي از دوپلكس‌هاي هينترلند و دربخش جنوبي از نوع دوپلكس‌هاي فورلند است.

۳) تكامل سا ختاري ورقه‌هاي رورانده درنوار چين خورده-گسليده البرز دراين منطقه از نظر جنبشي‌از سه مرحله كوتاه شدگي به مـوازات طبقـه‌بنـدي، چـين‌خـوردگي و گسـلش رانـدگي تشكيل شده‌است. اين سبك تكامل ساختاري با مطالعه ريـز سـاختارهاي موجـود در سـنگهاي منطقه و بررسي تقدم و تاخر آنها تعيين شده است.

٤) بررسي موقعيت ساختمان‌ها در منطقه مورد مطالعه بيانگر اين است كه سـاختمان‌هـا در نتيجه كوتاه شدگي در راسـتاي NNW-SSE در منطقـه تشـكيل شـده‌انـد. راسـتاي بيشـترين كوتاه‌شدگي حداقل از ترياس پسين تا كنون تغيير نكرده است. اين كوتاه‌شدگي نتيجـه تنشـي است كه حاصل تقارب ميان خرد ورق ايران و توران در طي كوهزايي تصادمي سيمرين (ترياس پسين) وتنش‌هاي فشارشي ناشي‌از كوهزايي آلپ (مزوزئيك و سنوزئيك) بوده‌است.

Refrences

Alavi Naini, M., and Salehi Rad, R. (1975) *Geological map of the Damghan sheet*, Geological Survey of Iran, scale 1: 100000.

Alavi, M. (1996) *Tectonostratigraphy synthesis and structural style of the Alburz mountain system in Northern Iran*, Geodynamic, **21(1),** 1-33.

Boyer, S.E. (1986) *Style of folding within thrust sheets: examples from the Appalachian and Rocky Mountains of U.S.A and Canada,* J. Struc. Geol., **8,** 325-339.

Breddin, H. (1970) *Der Elburz in Iran, ein schuppengebirge*: Geol. Mitt. (Aachen), **10(196),** No.1, P.61-100.

Dahlen, F.A., Suppe, J., and Davis, D.M. (1984) *Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges: coulomb theory*, J. Geophys. Res., **89,** 10087-10101.

Gansser, A. (1951) *Geological Reconnaissance in the Gorgan and surraounding Area, National Iranian Oil Company*, Unpublished Internal Geological Report no. **10,** 37p.

Hancook, P.L. (1985) *Brittle microtectonics: Principles and practice*, J. Struc. Geol. **7(3/4),** 437-457.

Hubber, H. (1957) *Geological report on the South Gorgan mountain front between Nika and Shah-Pasand, National Iranian Oil Company,* Unpublished Internal Geological Report no. 164, 39P.

Jamison, W.R. (1987) *geometric analyses of fold development in overthrust terranes*, J. of Struc. Geol., **9,** 207-219.

Jenny, J. (1977) *Precambrian et Paleozoique in Ferieur, de l'Elbourz Oriental enre Aliabad et Shahrud,* Iran du Inord-east, Eclogae Geologica Helvetiae, **70(3),** 761-770.

Mitra, S. (1990) *Fault-propagation folds: Geometry, kinematic evolution and hydrocarbon traps*. A.A.P.G. Bull. **74,** 921-945.

Ramsay, J.G. (1980) *Shear zone geometry; a review,* J. of Struc. Geol. **2,** 83-99.

Saidi, A. (1992) *Geological map of the Kiyasar sheet,* Geological Survey of Iran, scale 1:100000.

Salehi-Rad, M.R. (1979) *Etude Geologique de La region de Gorgan (Alborz oriental, Iran)*, unpublished Ph.D. thesis, Universite de Paris-sud, 162p.

Stahl, A.F. (1911) *Handbuck der regionalen geologie-persian*. V. Band 8, Hildelberg.

Stockline, J. (1968) *Structural history and tectonics of Iran, a review,* A.A.P.G.Bull. **52,** 1229-1258.

Suppe, J. (1985) *Principles of structural geology*, Prentice–Hall, Englewood cliffs, Newjersey. 524p.

Tavarnelli, E. (1997) *Structural avolution of a foreland fold-and-thrust belt: the Umbria-Marche Apennines, Italy*, Journal of Structural Geology, **19(3/4),** 523-534.

Thompson, L.S. and Hotchkiss, H. (1937) *Preliminary report on the geological reconnaissance of NE Iran, Amir Iran Oil Co.,* unpublished Internal report no. 38.

Tietze, E. (1877) *Ein Auflug nach dem siahkuh (schwarzer Berg) in Persian, mitt Geogr*. Ges. Wien (N. F.), **18,** 257-267.

شاهپسندزاده، م. (۱۳۷۱). تحليل ساختاري وتفسير محيط رسوبي مجموعه سنگهاي دگرگوني گرگان (شيست‌هاي گرگان). پايان نامه كارشناسي‌ارشد زمين‌شناسي، دانشگاه تربيت معلـم تهران.

قاسمي، م.ر. (۱۳۶۹). زمين‌شناسي، چينه شناسي و زمين‌شناسـي سـاختماني ناحيـه چهـارده (البرز خاوري). پايان نامه كارشناسي‌ارشد زمين‌شناسي، دانشگاه تهران.