



تحلیل هندسی و جنبشی ریزپهنه ساختاری لانیز، شاهدی بر تکامل ساختاری جنوب البرز مرکزی

نوشته: دکتر علی یساقی* و علی‌رضا عباسی*

Geometry and Kinematic Analysis of Laniz Structural Sub-zone; Evidence for Structural Evolution of South Central Alborz Range

By: Dr. A. Yassaghi* and A. R. Abassi*

چکیده

ریز پهنه ساختاری لانیز که میان بین گسل‌های آهار - میگون در شمال و امام زاده داوود در جنوب قرار دارد، یکی از ریز پهنه‌های ساختاری جنوب البرز مرکزی است که بین گسل‌های اصلی راندگی همروند با راستای رشته کوه تشکیل شده است. در این مقاله، هندسه ساختاری ریز پهنه لانیز به‌عنوان نمونه‌ای از این ریز پهنه‌ها و بر مبنای نتایج به‌دست آمده از تحلیل هندسی و جنبشی ساختارهای آن و میزان کرنش عامل دگرشکلی، تبیین شده و الگوی ساده شده‌ای از مراحل تکامل ساختاری آن که می‌تواند قابل تعمیم برای تکامل ساختاری جنوب البرز مرکزی باشد، ارائه گردیده است. تحلیل هندسی و جنبشی ساختارها بر مبنای بررسی‌ها و برداشتهای صحرائی نشان داد که گسل‌های راندگی با مولفه‌های کوچک‌تر راستالغز و جهت شیب و رانشهای متفاوت شمالی و جنوبی، از ساختارهای اصلی کنترل کننده دگرشکلی این ریز پهنه هستند. هندسه این گسل‌های راندگی با رانشهایی در جهت‌های مختلف، به که واحدهای قدیمی‌تر که در بخش‌های میان آنها به سطح رسیده‌اند، شبیه به هندسه ساختارهای بالا رانده بوده و در دیگر ریز پهنه‌های ساختاری جنوب البرز مرکزی نیز دیده می‌شوند. همه این گسل‌ها، با تاق‌ریخته‌های فرادیواره‌ای و ناوریه‌های فرودیواره‌ای نامتقارن همراه بوده و بر مبنای تحلیل هندسی، از نوع چینهای تشکیل شده در اثر انتشار گسل‌های راندگی هستند. این گسل‌های راندگی اصلی به‌وسیله گسل‌های با راستای تقریباً شمالی- جنوبی و با مولفه چیره‌تر راستالغز جابه‌جا شده‌اند و اثر دگرشکلی آنها همچنین موجب چرخش و خمیدگی ناحیه لولایی چینهای همراه با گسل‌های راندگی اصلی شده است. به‌نظر می‌رسد این گسل‌های تاخیری، در مراحل تکامل ساختاری البرز در اثر برهم کنش این رشته کوه با پهنه مقاوم خزر در ترشیری پسین و با تغییر رژیم زمین‌ساخت فشارشی به ترافشارشی، فعال شده‌اند. میزان پایین مقادیر کرنش اندازه‌گیری شده، نازک پوسته بودن این زمین‌ساخت را نشان می‌دهد.

کلید واژه: هندسه و سازوکار گسل، چین‌خوردگی مرتبط با گسل، ریزپهنه‌های ساختاری، زمین ساخت ترافشارشی، تکامل ساختاری البرز مرکزی

Abstract

Laniz structural sub-zone, located between Ahar-Maygoon faults in north and Imamzad-e-Davood fault in south, is one of the structural sub-zones in the south of Central Alborz range. In this paper, an initial model is presented on structural evolution of the Laniz sub-zone as one of the south Central Alborz range sub-zones. This model is based on geometry, kinematics, and strain analysis of the structures. The model can also be used as a reference frame to interpret structural evolution of the south Central Alborz range. Field mapping accompanied by structural interpretation of the study area shows that thrust faults with minor strike component that dip towards north and south, are the main structures that control deformation in the sub-zone. The geometry of these thrust faults is similar to the geometry of Pop-up structures in which the older rocks are exposed and well developed in all structural sub-zones of the range. Hangingwall antiforms and footwall synforms accompany all these thrust faults. These folds are asymmetric and their geometric and kinematic analysis show that they were developed by propagation of thrust faults. Therefore, they were classified as fault propagation folds. These thrust faults were disrupted and translated by almost north-south trending transverse faults with greater strike slip component. Furthermore, these faults that also caused passive rotation of the thrust-related folds are interpreted as the result of interaction between Alborz range and Caspian Sea oceanic floor basin in Late Tertiary. This caused





compressional and thrust tectonics to be substituted by transpressional tectonic regime in the south Central Alborz range. The very low values of measured strain on samples along the fault zones indicate that this tectonic regime is of the thin-skinned one.

Key words: Geometry and kinematics of fault, Fault related fold, Structural sub-zone, Transpression tectonics, Structural evolution of Central Alborz

1- مقدمه

در رشته کوه البرز است که دگرشکلی در آن، عمدتاً، توسط گسل‌های راندگی اصلی کنترل می‌شود. از جمله این گسل‌ها، از جنوب به شمال، می‌توان به گسل‌های شمال تهران، امامزاده داوود، مشا، طالقان و کندوان اشاره کرد (نقشه پیوست شکل 1). این گسل‌ها عموماً دارای روند تقریبی شمال باختری - جنوب خاوری بوده و موجب تفکیک این بخش از البرز مرکزی به ریز پهنه‌های ساختاری شده‌اند. مناطق محصور در این ریزپهنه‌ها، تحت تاثیر گسل‌های راندگی اصلی محدود کننده آن و گسل‌های عرضی - برشی قطع کننده آنها متحمل دگرشکلی شده‌اند. محدوده مورد مطالعه یکی از این ریز پهنه‌ها است که در حدفاصل گسل‌های میگون - آهار از مجموعه گسل‌های مشا در شمال و امام زاده داوود در جنوب قرار گرفته است (شکل 1). این محدوده نیز در نقشه ساختاری شکل 14 (Alavi 1996) قرار داشته و در آن نقشه، فاقد هر نوع گسل راندگی و ساختارهای همراه معرفی شده است. لیکن برداشتهای صحرائی (عباسی، 1381) از این محدوده که در این مطالعه به‌عنوان ریزپهنه ساختاری لانیز معرفی شده، نشان داد که گسل‌های راندگی با شیبها و رانشهای متفاوت شمالی و جنوبی و ساختارهای همراه و گسل‌های عرضی - برشی متقاطع آنها نیز وجود دارند.

از نظر فیزیوگرافی، ریزپهنه لانیز در ادامه ارتفاعات توجال به سمت باختر بوده و دارای توپوگرافی مرتفع و خشن است و موجب تفکیک حوضه‌های آبریز شمال تهران و سدکرج شده است. توف سنگ‌های سازند کرج با سن انوسن (امینی و امامی، 1372)، رخنمون‌های اصلی ریزپهنه لانیز را تشکیل می‌دهند. گرچه واحدهای سنگی مربوط به سازندهای فجن و الیکا با سن انوسن زیرین و تریاس، در راستای گسل‌های راندگی در شمال خاوری و مرکز محدوده مورد مطالعه نیز جایگزین شده‌اند (شکل 1). گسل‌های آهار-میگون در شمال و امام زاده داوود در جنوب ریز پهنه مورد مطالعه و همچنین راندگی‌های دیگری که در بخش‌های مرکزی این ریز پهنه قرار دارند و عمدتاً در طی این مطالعه، شناسایی و تحلیل شده‌اند، نقش مهمی در شکل‌گیری و تکامل ساختاری ریز پهنه مورد مطالعه داشته‌اند.

در این نوشتار سعی می‌شود ضمن معرفی ساختارهای

یکی از قدیمی‌ترین نظریه‌ها در مورد ویژگی‌های ساختاری البرز مرکزی مربوط به (Stocklin 1968) است. وی با توجه به تفاوت جهت شیب گسل‌های راندگی در بخش‌های شمالی و جنوبی آن، رشته کوه البرز را یک ناودیس عمقی با روند خاوری - باختری دانسته که پهلوهای شمالی و جنوبی آن شامل چندین گسل راندگی است. به نظر وی این گسل‌ها حتی پی‌سنگ را نیز تحت تاثیر قرار داده‌اند. (Alavi 1996) با ارائه شواهدی از گسل‌های راندگی در بینالود، گرگان، کیاسر و شمال تهران، راندگی‌های متفاوت به سمت شمال و جنوب را مرتبط با سفره‌های راندگی، همگی با شیبی به سمت شمال دانسته که یک ساختار بزرگ تاق ریخت (Antiformal) را به وجود می‌آورند. ولی گسل‌های راندگی با شیب به سمت جنوب را بخشی از سفره‌های راندگی با شیب رو به شمال می‌داند که به صورت محلی، شیبی به سوی جنوب دارند. وی برای مدل خود، به تحلیل جنبشی این گسل‌های راندگی و ساختارهای همراه نپرداخته و پیشنهاد کرده است که تحلیل هندسی و جنبشی این گسل‌های راندگی، می‌تواند راه‌گشایی بر این مسئله باشد. وی نتیجه‌گیری کرده است که زمین‌ساخت حاکم بر رشته کوه البرز، زمین‌ساخت فشارشی است. در جدیدترین مطالعه البرز توسط (Allen et al. 2003) ضمن ارائه شواهدی از ساختارهای راندگی با شیب متفاوت در شمال و جنوب البرز، به تغییر سازوکار این گسل‌های راندگی در پلیوسن و متأثر از تغییر جهت حرکت پوسته خزر به سمت جنوب باختر دانسته‌اند. چنین تغییری در سازوکار گسل‌ها می‌تواند در نتیجه تغییر رژیم زمین‌ساختی به ترافشارشی باشد. ایشان شواهدی از چنین تغییر سازوکار راندگی به راستالغز چپگرد را فقط در راستای گسل مشا در خاور البرز مرکزی ارائه داده و معتقدند که گسل مشا، تمامی دگرشکلی حاصل از چنین تغییر روندی را متحمل شده است. اگرچه همه مطالعات یاد شده مبتنی بر شناسایی‌های ساختاری بر روی تصاویر هوایی و ماهواره‌ای، برداشتهای صحرائی از آنها و نقشه‌های زمین‌شناسی صورت گرفته است، ولی تحلیل هندسی و جنبشی گسل‌ها و ساختارهای مرتبط، آنها را حمایت نمی‌کند.

البرز مرکزی که محدوده مورد مطالعه بخشی از جنوب باختری آن به شمار می‌آید، یکی از بخش‌های به شدت دگرشکل





تحلیل شده‌اند، مانند راستای جابه‌جایی و جهت جا به‌جایی ارائه شده است. تحلیل جنبشی و جهت جا به‌جایی چیره گسلها بر مبنای شواهد چینه نگاری، هندسه نامتقارن ناقریخت‌های فرادیواره ای گسل با برگشتگی و یا برش‌خوردگی در پهلوهای پیشانی آنها (تصویر 1) و هندسه نامتقارن ناقریخت‌های فرادیواره ای گسل با پهلوهای خلفی برگشته و یا برش خورده آنها (تصویر 2)، ریز چینهای نامتقارن در پهنه گسلی (تصویر 3) و هندسه ریز دوپلکسهای راندگی در پهنه گسل (تصویر 4) صورت گرفته است.

راستای جا به‌جایی گسلهای محدوده مورد مطالعه، بر مبنای داده‌های به‌دست آمده از ساختارهای همراه آنها و به یکی از دو روش زیر تحلیل شده‌اند:

الف) از روی داده‌های به‌دست آمده از سطوح گسلی چون خطوط لغزشی (برای مثال Van der Pluijm & Marshak, 1997)، گسلهایی چون TF1, TF3 در شکل 3 با استفاده از چنین داده‌هایی تحلیل شده‌اند.

ب) بر مبنای تحلیل ساختارهای مرتبط با گسل مانند موقعیت سطوح محوری چینها، ساختارهای کشیدگی، برگ‌واره‌های پهنه گسلی و با استفاده از روش (Roering & Smit 1987) (مانند گسلهای TF4 و امامزاده داوود در شکل 3). در این تحلیل بر مبنای ارتباط جنبشی چینها و برگ‌واره‌های پهنه گسلی، سطوح محوری چینها و برگ‌واره‌ها به موازی صفحه گسلی در نظر گرفته شده‌اند.

گسلهای محدوده مورد مطالعه را می‌توان با توجه به روند آنها و بر مبنای نمودار امتدادی شکل 4 نیز به سه گروه اصلی زیر تفکیک کرد:

1-1-2 گروه اول، گسلهای با روند تقریبی شمال باختری - جنوب خاوری (با روند آزیموتی 130 تا 150 در شکل 4): بیشتر گسلهای اصلی به یژه گسلهای کنترل کننده ریز پهنه مورد مطالعه، یعنی گسلهای امامزاده‌داوود، آهار- میگون، دارای چنین روندی بوده که همروند با گسلهای اصلی تشکیل دهنده مرزهای دیگر ریز پهنه‌های ساختاری در البرز مرکزی نیز می‌باشند (شکل 1). فعالیت این گسلها نقش مهمی در شکل‌گیری وضعیت توپوگرافی محدوده مورد مطالعه داشته است، به‌گونه‌ای که در حال حاضر، خط‌الراس‌ها و زهکش‌های اصلی (رودخانه‌های شهرستانک و تالون) به موازات آنها گسترش دارند. بر مبنای اندازه‌گیری‌های صورت گرفته بر روی سطوح گسلی و یا تحلیل صورت گرفته از راستای جا به‌جایی گسلهای این دسته و با توجه به جهت شیب سطوح گسلی آنها که به سمت شمال خاوری اندازه‌گیری شده‌اند، جهت جا به‌جایی این گسلها به سوی جنوب باختری تحلیل شده است (استریوگرامهای شکل 3). لذا بر مبنای چنین تحلیلی، سازوکار این گسلها، راندگی چیره با مولفه کوچک‌تر راستا

اصلی برداشت و شناسایی شده در این ریزپهنه، به تحلیل هندسی و جنبشی آنها پرداخته و همچنین با توجه به تحلیل میزان کرنش، الگوی ساختاری ساده‌ای از تکامل آنها ارائه گردد. از آنجا که ریز پهنه مورد مطالعه یکی از ریزپهنه‌های ساختاری در البرز مرکزی است، لذا چنین الگویی می‌تواند برای تکامل ساختاری دیگر ریز پهنه‌ها نیز به‌کار رود. به همین منظور، در ابتدا ویژگیهای هندسی و جنبشی گسلها و چین‌های همراه با آنها تحلیل شده است. در مرحله بعد، تغییرات میزان کرنش نهایی محدوده مورد مطالعه اندازه‌گیری و تحلیل گردیده و سرانجام بر مبنای داده‌های گرد آوری شده، الگوی ساده شده‌ای از مراحل تکامل ساختاری ریزپهنه مورد مطالعه که قابل تعمیم برای تکامل ساختاری جنوب البرز مرکزی است، ارائه می‌شود.

2- ساختارهای اصلی

عناصر ساختاری، ابزارهای ضروری شناخت دگرشکلی‌ها و دستیابی به الگوی دگرشکلی ناحیه‌ای هستند. دستیابی به این مهم، جز از راه تحلیل دقیق ویژگیهای هندسی و جنبشی ساختارها، ممکن نیست. بر مبنای برداشتها و بررسیهای صحرائی انجام شده در محدوده مورد مطالعه مشخص شد که گسلهای راندگی و چین خوردگیهای همراه با آنها، از جمله ساختارهای اصلی کنترل کننده دگر شکلی ریز پهنه مورد مطالعه هستند. در نتیجه چنین برداشتهای صحرائی، 16 گسل و چینهای همراه شناسایی و تحلیل شده‌اند که موقعیت آنها در نقشه ساختاری شکل 3 مشخص شده و در اینجا فقط توصیف کلی ساختاری آنها در دو گروه گسلها و چینهای همراه ارائه گردیده است.

1-2 گسلها

گسلها را می‌توان مهم‌ترین ساختارهای موجود در محدوده مورد مطالعه به شمار آورد. با توجه به شواهد روی زمین و بر مبنای تحلیل جنبشی (استریوگرامهای شکل 3)، بیشتر این گسلها دارای سازوکار راندگی با مولفه‌های کوچک‌تر راستالغز می‌باشند. همچنین گسلهای راستالغز و عادی نیز به‌صورت محدود و محلی دیده می‌شوند. از آنجا که برونزدهای سنگی در منطقه مورد مطالعه از بخشهای پایینی تا میانی سازند کرج می‌باشند، لذا فعالیت گسلهای موجود، باعث رانده شدن بخشهای مختلف این سازند بر روی یکدیگر شده است (تصاویر 1، 2، 3 و 4).

در جدول 1، فهرستی از گسلهای منطقه که عمدتاً برای نخستین بار در طی این مطالعه شناسایی و تحلیل شده‌اند، ارائه شده است. در این جدول، اطلاعاتی در مورد مشخصات هندسی گسلها، شواهدی که بر مبنای آنها سازوکار گسلها





لغز راستگرد تعیین شده است (جدول 1 و شکل 3).
 2-1-2 گروه دوم، گسل‌های با روند تقریبی شمال خاوری - جنوب باختری (با روند آزیموتی 060 تا 070 در شکل 4): همه گسل‌های این گروه در انتهای باختری خود توسط گسل TF1 بریده شده‌اند. اندازه‌گیری‌های صورت گرفته بر روی سطوح گسلی این گسل‌ها جهت شیب صفحه گسلی آنها را به سمت جنوب خاوری نشان می‌دهد. تحلیل صورت گرفته از راستای جا به جایی و سازوکار این گسل‌ها، نشانگر جهت راندگی آنها به سمت شمال باختری است، لذا این گسل‌ها، دارای سازوکار چیره راندگی و با مولفه کوچک‌تر راستالغز است (استروگرام‌های شکل 3). از جمله این گسل‌ها می‌توان به گسل‌های TF9، TF10 و TF11 اشاره کرد (جدول 1 و شکل 3).

2-1-3 گروه سوم، گسل‌های با روند تقریبی شمالی - جنوبی (شکل‌های 3 و 4): از مهم‌ترین گسل‌های این گروه می‌توان به گسل‌های TF1 و TF5 اشاره کرد. گسل TF1 موجب قطع شدن و جابه‌جایی بخش‌هایی از گسل امام زاده داوود و قطع‌شدگی روند گسل‌های گروه دوم چون گسل TF9 شده است (شکل 3). تمامی گسل‌های این گروه با توجه به تحلیل جنبشی آنها (داده‌های ارائه شده در جدول 1 و استروگرام‌های تحلیلی در شکل 3) سازوکار راندگی همراه با مولفه راستالغز دارند. اثر این دسته از گسل‌ها، نه تنها باعث جا به جایی گسل‌های گروه‌های دیگر شده، بلکه موجب چرخش چین‌های مرتبط با این گسل‌ها و همروند شدن اثر محوری آنها با روند شمالی جنوبی این دسته از گسل‌ها شده‌اند، مانند چین‌های فرادیواره‌ای گسل‌های TF1 و TF5 در شکل 3 (همچنین مراجعه شود به شکل 7).

2-2 چین‌های همراه با گسل‌ها

تحلیل هندسی چین‌ها با برداشته‌های مستقیم صحرایی و از طریق تحلیل استروگرام‌های مرتبط نشان داد که بیشتر چین‌ها مرتبط با گسل‌های راندگی بوده و از نوع استوانه‌ای و یا شبه استوانه‌ای هستند. محور غالب چین‌ها دارای تمایل کمتر از 20 درجه بوده و با راستای آزیموتی 130 تا 150 همروند با روند گسل‌های اصلی کنترل کننده ریز پهنه (گسل‌های مرز ریز پهنه) هستند (جدول 2).

چین‌های همراه با گسلش، نقش مهمی در شناسایی و تحلیل جهت جا به جایی و سازوکار گسل‌های راندگی ریز پهنه مورد مطالعه دارند (تصاویر 1، 2 و 3). در فرادیواره و فرودیواره همه گسل‌های راندگی چین خوردگی‌های نامتقارن و در

مقیاس‌های متفاوت از بزرگ چین‌ها تا ریز چین‌ها مشاهده می‌شوند. سطح محوری بزرگ چین‌ها متأثر از رانش راندگی‌های به‌وجود آورنده آنها برگشته بوده و اغلب پهلوهای پیشانی تاق ریخت‌های فرادیواره‌ای (تصویر 1) و پهلوهای دشتی ناورخت‌های فرادیواره‌ای (تصویر 2) متأثر از انتشار راندگی‌ها برش خورده نیز می‌باشند (شکل 5). از نظر جنبشی، تکامل این چین‌ها مرتبط با جنبش گسل‌های راندگی است. تکوین ساختاری چین‌های چین‌هایی به‌صورت شماتیک در شکل 5 نشان داده شده است. همان‌گونه که در شکل 5الف ملاحظه می‌شود، با رخداد گسلش راندگی در عمق، لایه‌های سطحی در نتیجه جنبش راندگی بر آمده و چین خوردگی ملایم و نسبتاً نامتقارنی را از خود نشان می‌دهند. در این مرحله، میزان کوتاه‌شدگی می‌تواند به حدود 5 درصد برسد. با ادامه جنبش گسل، که با تمرکز دگرشکلی در نوک راندگی است، این چین خوردگی به‌صورت تاق‌ریخت و ناورخت بسته‌تر و نامتقارن‌تری درآمده، به‌طوری که پهلوهای پیشانی تاق‌ریخت و پهلوهای پشتی ناورخت، متأثر از حرکت نوک راندگی برگشته شده و در برخی موارد با توسعه منطقه برشی همراه می‌باشد (شکل 5ب). در این مرحله، میزان کوتاه‌شدگی افزایش یافته و به حداکثر 30 درصد می‌رسد. با ادامه حرکت راندگی، نوک گسل راندگی این پهلوهای برگشته چین‌ها را نیز قطع کرده و موجب می‌شود که تاق ریخت برگشته فرادیواره‌ای بر روی ناورخت برگشته فرادیواره‌ای رانده شود (شکل 5ج و تصویر 1). در این مرحله کوتاه‌شدگی می‌تواند حداکثر به 45 درصد نیز افزایش یابد.

بیشتر گسل‌های راندگی ریز پهنه لاینز چین هندسه‌ای دارند. سطح محوری این چین‌های برگشته، به‌موازات سطوح گسل‌های راندگی بوده و با توجه به تکوین آنها از حرکت راندگی، به‌عنوان نشانگر جنبشی در تعیین جهت حرکت راندگی گسل‌ها به‌کار رفته‌اند (استروگرام‌های شکل 3). چین‌های فرادیواره‌ای گسل‌های راندگی در ریز پهنه مورد مطالعه و دیگر ریزپهنه‌های ساختاری در جنوب البرز مرکزی متأثر از چین سازوکاری به‌وجود آمده و بیانگر اثر گسلش راندگی در توسعه چین‌ها در جنوب البرز مرکزی هستند.

برای تعیین هندسه چین‌های همراه با گسلش‌های راندگی، از روش تحلیل هندسی چین‌ها استفاده شده که روشی متداول در تعیین هندسه چین‌های مرتبط با گسلش‌های راندگی است. در یک آزمایش هندسی، ویژگی‌های یک چین همراه با گسلش مانند زاویه بین پهلوها، شیب پهلوها و تغییرات ضخامت پهلوها مورد استفاده قرار می‌گیرند تا بر





اساس آنها مدل چین پیش‌بینی شود. با قرارداد داده های

برداشت شده از چینا بر روی نمودارهای ارائه شده در این زمینه توسط Jamison (1987) نشان می‌دهد که بیشتر چینهای مرتبط با گسلش در محدوده مورد مطالعه، از نوع چینهای حاصل از انتشار گسل راندگی (F.P.F) می‌باشند (شکل 6). چنانچه داده‌های مربوط به این چینها بر روی دیگر نمودارها تصویر شوند، بیانگر آن است که این چینها باید دست کم 25 درصد نازک‌شدگی در پهلوهای پیشانی خویش داشته باشند. چنین نازک‌شدگی در پهلوهای پیشانی تاق ریخت‌های فرا دیواره‌ای و پهلوهای پشتی ناورخت‌های فرودپواره‌ای برداشت نشده است. لذا این چینها نمی‌توانند دیگر هندسه‌های مرتبط با گسلهای راندگی را چون F.D.F و F.B.F، ارائه شده در شکل 6، را داشته باشند. از آنجا که در راستای چیره گسلهای راندگی، تاق ریخت‌های برگشته فرادپواره‌ای بر روی ناو ریخت‌های برگشته فرودپواره‌ای رانده شده‌اند (شکل 5 ج و تصاویر 1 و 3)، لذا هندسه‌ای شبیه به هندسه Break Through Fault Propagation Folds را به وجود آورده‌اند (Suppe and Medwedeff, 1990).

در بخشهایی از منطقه که این چینهای فرادپواره‌ای متأثر از گسلهای گروه سوم با روند تقریبی شمالی - جنوبی قرار گرفته‌اند، چرخشی در چین روی داده که موجب پیدایش تفاوت در موقعیت اثر محوری چینها با محور آنها شده است (شکل 7)، برای مثال، تاق ریخت‌های فرادپواره‌ای گسلهای TF1 و TF5 در شکل 3، که از چین‌های بخش مرکزی ریز پهنه بوده و همراه با گسلهای شمالی - جنوبی دیده می‌شوند. این چینها اگر چه دارای اثر محوری موازی این گسلها هستند، اما تحلیل محور این چینها بیانگر وجود روندی متفاوت برای محور آنها نسبت به روند اثر محوری آنهاست. اثر محوری چینهای همراه با گسل امامزاده داوود، همانند دیگر چینهای مرتبط با گسلش در محدوده مورد مطالعه نیز تحت تاثیر گسلهای با روند شمالی - جنوبی مجاور خویش قرار گرفته و چرخش کرده‌اند. برای مثال، اثر محوری ناودیس تالون در بخشهای شمالی آن موازی گسل امام زاده داوود و تقریباً منطبق بر موقعیت محور آن است، ولی در بخش جنوبی متأثر از عملکرد گسل TF1 اثر محوری چین تغییر کرده و روندی متفاوت از گسل امام زاده داوود و عمدتاً موازی گسل TF1 دارد (شکل 3). این مساله بیانگر فعالیت جوان‌تر این دسته از گسلها و همچنین بهره‌مندی آنها از مولفه قابل ملاحظه‌تر راستالغز نسبت به دیگر گروههای گسلی در ریز پهنه لانیز است. افزون‌بر این چینها، چینهای بزرگ مقیاس‌تری نیز در فرادپواره و فرودپواره گسل امامزاده داوود و گسل آهار - میگون در خاور محدوده مورد مطالعه نیز دیده می‌شود

(پساقی، 1368).

3- اندازه‌گیری کرنش

به منظور تعیین میزان کرنش نهایی سنگهای محدوده مورد مطالعه، نمونه‌های سنگی جهت‌دار از بخشهای مختلف و از واحدهای سنگی مناسب که احتمال وجود نشانگر کرنش در آنها وجود داشت، برداشت شد (محل نمونه‌های برداشت شده در شکل 3 آمده است). نمونه‌گیری عمود بر لایه‌بندی و در راستایی برابر راستای جا به‌جایی تحلیل شده از گسلهایی که نمونه‌ها از فرادپواره آنها تهیه شده، انجام گرفته است تا اندازه‌گیری کرنش در سطح موازی سطح کرنش پیشینه (XZ) صورت گیرد. برای جلوگیری از اثر توزیع کرنش در میزان کرنش محاسبه شده، سعی شده است که همه نمونه‌ها از توف سنگهای رسوبی با میزان مقاومت نسبی، کانی‌شناسی و بافت یکسان انتخاب شود. در مرحله بعد، از نمونه‌ها مقاطع نازک تهیه شد و با توجه به بافت نمونه‌ها (تصویر 5)، اندازه‌گیری کرنش با استفاده از روش Fry (1979) و بر روی بلورهای کوارتز صورت گرفته است. مقدار کرنش با استفاده از این روش، برای تعداد 9 نمونه سنگی محاسبه و به همراه مشخصات آنها به صورت خلاصه در جدول 3 ارائه شده است. همان‌گونه که ملاحظه می‌شود، میزان کرنش نهایی نمونه‌ها نسبتاً پایین است.

4- بحث و نتیجه‌گیری

در این قسمت سعی شده است با جمع بندی از مطالب عنوان شده در بخشهای گذشته، ابتدا هندسه ساختاری و دگر شکلی ریز پهنه لانیز مورد تحلیل قرارگیرد و آنگاه مدل ساده شده ساختاری که توجیه کننده ویژگیهای دگرشکلی عناصر ساختاری این ریزپهنه باشد، ارائه شود. در پایان از این الگو برای تحلیل ساختاری جنوب البرز مرکزی استفاده گردد.

1-4 هندسه ساختاری

داده‌های به‌دست آمده از تحلیل هندسی و جنبشی ساختارهای محدوده مورد مطالعه نشانگر آن است که گسلهای راندگی ویا مولفه کوچک‌تر راستالغز، از ساختارهای اصلی کنترل کننده دگر شکلی ریز پهنه ساختاری لانیز هستند. گسلهای اصلی آهار- میگون در شمال و امامزاده داوود در جنوب این ریز پهنه ساختاری، همروند با راستای گسلهای اصلی در البرز مرکزی هستند. در حالی که مجموعه گسلهای موجود در بخشهای میانی این ریز پهنه که برای نخستین بار در این مطالعه برداشت، شناسایی و تحلیل شده‌اند، روندی





بوده و موجب برش خوردگی و چرخش این چینا به قرارگیری به موازات راستای جا به جایی شده است. موقعیت متفاوت ریزچینا و همروندی غالب محور آنها با راستای جا به جایی گسل راندگی TF9، توسعه برگواری در پهنه برشی گسل و راندگی آهکهای قدیمی تر از سازند کرج بر روی آنها همگی دلالت بر عمیق تر و شکل پذیرتر بودن مجموعه گسلهای TF9، TF10 و TF11 نسبت به دیگر گسلهای محدوده ریز پهنه لاینز دارد. چرا که دیگر گسلهای این ریزپهنه، به جز گسل آهار - میگون که از مجموعه گسلهای مشا هستند، فقط باعث راندگی بخشهای قدیمی تر سازند کرج بر روی واحدهای جوان تر آن سازند شده اند. قطع شدگی این گسلها توسط دیگر گسلهای ریز پهنه نیز موید قدیمی تر بودن آنها است.

2-4 تحلیل کرنش

میزان نسبتاً پایین کرنش به دست آمده از اندازه گیری برخی نمونه ها (جدول 3) نشان داد که دگرشکلی در محدوده مورد مطالعه عمدتاً به صورت جا به جایی لایه ها در راستای گسلهای راندگی و چرخش لایه ها با تشکیل چینهای همراه آنهاست. این امر نشانگر رژیم ساختاری حاکم بر ریزپهنه مورد مطالعه بوده و مبین تأثیر پذیری دگرشکلی این ریز پهنه از گسلهای راندگی است.

با توجه به آهنگ بالای دگرشکلی از نوع جا به جایی نسبت به کرنش می توان نتیجه گرفت که براساس مدل ارائه شده توسط Coward (1984)، زمین ساخت حاکم بر منطقه با توجه به مقادیر پایین کرنش از نوع نازک پوسته است.

3-4 الگوی تکامل ساختاری

تحلیل ساختاری ریزپهنه لاینز نشان داد که دگرشکلی در این محدوده توسط گسلهای راندگی اصلی و با مولفه کوچک تر راستالغزکنترل می شود. بر مبنای دگرشکلی حاصل از اثر این ساختارها بر نهشته های ائوسن کرج و توده های آذرین نفوذی الیگومیوسن قطع کننده آنها، به نظر می رسد که این ساختارها بویژه گسلهای اصلی آهار - میگون در شمال و امام زاده داوود در جنوب، به عنوان گسلهای اصلی مرز ریز پهنه ساختاری لاینز و دیگر گسلهای اصلی تشکیل دهنده مرزهای دیگر ریز پهنه های ساختاری در جنوب البرز مرکزی، دست کم از زمان میوسن به وجود آمده اند. گسلهای با روند شمال خاوری - جنوب باختری، با توجه به رفتار نیمه شکل پذیر و جا به جایی قابل ملاحظه واحدهای سنگی در نتیجه عملکرد آنها که بیانگر عمیق تر بودن آنهاست، نیز همزمان با فعالیت این گسلهای راندگی به وجود آمده اند. با توجه به راستای تنش

متفاوت شمال خاوری - جنوب باختری و شمالی - جنوبی داشته و عامل پیچیدگی دگرشکلی های ریزپهنه به شمار می آید. تحلیل سازوکار این گسلها بر مبنای دو روش به کار رفته در بخش 1-2 با توجه به داده های نسبتاً یکسان به دست آمده از هر دو روش برای یک نمونه گسل (TF1) نشان داد که روشهای به کار رفته، می توانند روشهای مناسبی در تعیین سازوکارهای گسلهای البرز مرکزی باشند. کاربرد روش دوم، به ویژه در البرز مرکزی که دسترسی در اغلب موارد به خطوط لغزشی موجود در سطوح گسلی میسر نیست، اهمیت بیشتری دارد.

همچنین در محدوده مورد مطالعه، چینهای متوسط مقیاس و بزرگ مقیاسی دیده می شوند که بر اساس تحلیلهای هندسی و جنبشی آنها (شکل 5 و 6) عمدتاً از نوع چینهای مرتبط با گسلشهای راندگی است. به همین دلیل، از این چینها به منظور تحلیل جنبشی گسلها و تعیین سازوکار آنها استفاده شده است. اثر محوری این چینها عمدتاً تحت تأثیر گسلهای تاخیری گروه سوم و با روند شمالی - جنوبی قرار گرفته و چرخش کرده اند (شکل 7). همان گونه که در شکل 5 الف ملاحظه می شود، ناو ریخت فرادیوارهای متأثر از حرکت گسل راندگی در فرادیواره آن بوجود آمده و سپس متأثر از حرکت گسل شمالی - جنوبی این تاقریخت فرادیوارهای چرخش کرده، به طوری که محور چین با تمایل کم همروند با روند اولیه خویش و موازی گسل است. با پیشرفت دگرشکلی و فعالیت بیشتر گسلهای شمالی - جنوبی، اثر محوری این چینها، متمایل به روند این گسلهای شمالی - جنوبی شده اند. مثالی از این چینها را می توان در فرادیواره گسلهای TF5، TF1 و امام زاده داوود مشاهده کرد (شکل 3). بر مبنای موقعیت این گسلهای شمالی - جنوبی نسبت به گسلهای راندگی اصلی مرز ریز پهنه و به دلیل اثر آنها در چرخش چینهای منطقه، این گسلها به صورت عرضی - برشی عمل کرده و عامل پیچیدگیهای ساختاری در ریزپهنه مورد مطالعه و دیگر ریزپهنه ها در جنوب البرز مرکزی هستند.

در نتیجه فعالیت گسلهای TF9، TF10 و TF11 (با روند تقریبی خاورشمال خاوری - باختر جنوب باختری) لایه های قدیمی تر آهکی (با توجه به وجود فسیل گلوبروترونکانا با سن کرتاسه بالایی - ائوسن زیرین) و توده های نفوذی از جنس میکرو گابرو و میکرومونوزودیوریت که عمدتاً ساختار سیلی دارند و بر روی توفهای سبز نازک لایه کرج رانده شده اند، رخنمون یافته اند. شواهدی از ریزچینها در پهنه گسل TF9 (شکل 3 و استریوگرام شکل 8) دیده می شوند. تحلیل این ریزچینها بروی استریونت (شکل 8) نشان می دهد که راندگی واحدهای عمیق تر به سطح در راستای این گسل همراه با برش خوردگی





به سوي جنوب باخترکه با تغيير سازوکار گسلهاي راندگي اصلي در پهنه مورد مطالعه و البرز مرکزي نيز همراه بوده، گسلهاي عرضي-برشي با روند عمومي شمالي - جنوبي توسعه یافته‌اند (شکل 9 ب). در مراحل نهايي تر دگرشکلي که با تداوم همگرایی صفحه عربي به سوي فلات ايران و در نتیجه با کوتاه شدگي بیشتر نيز در البرز همراه بوده است، شکلي اين گسلهاي عرضي- برشي نيز افزايش یافته است (شکل 9 ج). جابه‌جايي امتدادي در راستاي اين گسلهاي عرضي- برشي باعث چرخش تا قریخت‌هاي فراديواره‌اي چون تاقدیس لانيز در شکل 9 نيز شده است. در این مدل ساده ساختاري، گسلهاي عرضي - برشي با راستاي شمالي - جنوبي منطبق بر گسلهاي TF1 و TF5 و گسلهاي TF10 و TF11 منطبق بر گسلهاي راندگي با روند شمال‌خاوري- جنوب‌باخترتي است.

با توجه به تطابق روند این گسلهاي عرضي- برشي با روند گسلهاي شمالي- جنوبي پي‌سنگي در ايران مرکزي و نيز یکسان بودن پي‌سنگ البرز با ايران مرکزي (Stocklin, 1974)، به نظر مي‌رسد که این گسلهاي عرضي- برشي مرتبط با چنین گسلهاي پي‌سنگي و به‌عنوان مراتب فعالیت جوان‌تر این گسلها و با سازوکار چيره راستالغز در سطح بوده باشند. همروندی روند این گسلها با روند، شمالي- جنوبي، گسلهاي پي‌سنگي مغناطیسي تحليل شده در نقشه زمینساخت ايران (Nogole-Sadat, 1993) در البرز مرکزي که از محدوده ريزپهنه لانيز نيز مي‌گذرد مي‌تواند موید این مسئله باشد. گرچه به نظر مي‌رسد که دگرشکلي مراتب جوان‌تر این گسلهاي پي‌سنگي در سطح به‌صورت جابه‌جايي ويا چرخش در روند ديگر ساختارهاي محدوده مطالعه بوده و لذا میزان کرنش بالايي را در راستاي خود در واحدهاي سنگي متاثر نداشته‌اند.

بنابراين مي‌توان چنین نتیجه‌گيري کرد که در ترشيري پسين و متاثر از اثر برهم کنش پهنه مقاوم خزر با البرز مرکزي که با کوتاه‌شدگي و فراخاست و تغيير سازوکار، گسلهاي اصلي راندگي همراه بوده است، گسلي پي‌سنگي با روند شمال‌شمال‌خاوري - جنوب‌جنوب‌باخترتي به‌صورت گسل اصلي که در نقشه زمین‌ساخت ايران (Nogole-Sadat, 1993) به‌عنوان گسل مغناطیسي برداشت شده، فعالیت دوباره یافته است. در نتیجه فعالیت دوباره این گسل اصلي پي‌سنگي، مراتب گسلي آنها در پوشش سطحي گسلهاي عرضي- برشي چون انواع شناسايي شده در ريزپهنه مورد مطالعه را به‌وجود آورده‌اند. شواهدی از چگونگي رشد چنین گسلهاي راستالغز به‌عنوان مراتب گسلي يك گسل اصلي پي‌سنگي به‌صورت تجربي توسط Naylor et al., (1986) ارائه شده و مثالي از فعالیت دوباره چنین گسلهاي پي‌سنگي با

اصلي میان آزمونهاي 020 تا 040 اعمال شده بر فلات ايران از زمان ترشيري پسين (Priesttley et al., 1994 and Jackson et al., 2000)

و بر مبنای سازوکار تحلیلي از این گسلهاي راندگي اصلي، به‌نظر مي‌رسد که این گسلها نيز در اثر اعمال چنین راستايي از تنش به‌وجود آمده باشند (شکل 9 الف). هندسه این گسلها که در بخشهاي مرکزي آنها واحدهاي قدیمی‌تر به‌سطح رسیده‌اند، شبیه به هندسه ساختارهاي بالارنده (McClay, 1992) بوده که در ديگر ريزپهنه‌هاي ساختاري البرز مرکزي چون در پهنه گسل راندگي کندوان نيز دیده مي‌شوند (نيکنژاد، 1382).

در مراحل بعدي و با تداوم دگرشکلي، گسلهاي راندگي و با روند تقريبا شمالي - جنوبي و با مولفه غالب‌تر راستالغز به‌صورت گسلهاي عرضي - برشي و درحد فاصل گسلهاي اصلي مرز ريزپهنه تشکیل شده‌اند. به‌نظر مي‌رسد که توسعه این گسلهاي عرضي- برشي در ريز پهنه لانيز با توجه به روند متفاوت آنها حاصل برم کنش دگرشکلي رشته کوه البرز، در حال کوتاه شدگي و فراخاست در راستاي گسلهاي اصلي راندگي، با پهنه مقاوم خزر باشد. رانده شدن پهنه خزر جنوبي از زمان میوسن‌پسين- پلیوسن در راستايي به‌سوي جنوب باختر (Axen et al., 2001)، عاملی بر چنین کوتاه‌شدگي و فراخاست در نظر گرفته شده است. در نتیجه اثر چنین کوتاه‌شدگي، که دست کم برابر 30 درصد در البرز برآورد شده (Jackson et al., 2002)، این گسلهاي عرضي- برشي توسعه یافته‌اند. این گسلهاي عرضي- برشي موجب جدایش راستالغز گسلهاي راندگي اصلي (چون گسل امام زاده داوود، شکل 3) و چرخش چينهاي فراديواره‌اي همراه آنها، مانند تاقدیس لانيز در فراديواره گسل راندگي امام‌زاده‌داوود (شکل 3 و 7)، شده‌اند. لذا به‌نظر مي‌رسد که این گسلها تاخيري بوده و در مراحل نهايي تکامل ساختاري البرز مرکزي در پلیوسن زماني که گسلهاي راندگي اصلي به‌دلیل اثر برهم کنش خزر جنوبي با البرز به گسلهاي با مولفه راستالغز تغيير سازوکار داده‌اند، بوجود آمده‌اند (شکل 9 ب). چنین تغيير سازوکاری که مي‌تواند بیانگر انتقال از رژیم زمین ساخت فشارشي به‌زمین‌ساخت ترافشارشي در این زمان باشد، موجب پیچیدگي‌هاي بیشتر ساختاري ريز پهنه مورد مطالعه شده‌اند. الگوي ساده شده مراحل تکامل ساختاري این گسلها در شکل 9 ارائه شده است. بر اساس شکل 9، در مراحل اوليه دگرشکلي (احتمالا میوسن و معادل کوهزاد آلپين جوان) زمین‌ساخت چيره فشارشي حاکم بوده (به‌طور مثال Alavai, 1996) و گسلهاي راندگي اصلي با شیبها و سوهاي رانش متفاوت تشکیل شده‌اند (شکل 9 الف). در ادامه دگرشکلي و به‌دلیل رانش پهنه مقاوم خزر به





لانیز در این مطالعه را می توان در دیگر ریزپهنه‌های ساختاری در جنوب البرز مرکزی نیز مشاهده کرد. مطالعه اولیه ساختارهای موجود در ریز پهنه نسا میان گسل‌های راندگی طالقان در شمال و مشا در جنوب نیز نشان از توسعه چین گسل‌های عرضی - برشی با روند تقریبی شمالی- جنوبی دارد. متاثر از عملکرد همین گسل‌های عرضی- برشی خمیدگی‌هایی در چینهای بخش مرکزی این ریز پهنه نیز به وجود آمده است. لذا به نظر می‌رسد که مدل ساختاری ارائه شده بر ریز پهنه ساختاری لانیز، نه تنها می‌تواند قابل تعمیم به ریزپهنه ساختاری نسا باشد، بلکه مبین الگوی تکامل دیگر ریزپهنه‌های ساختاری در جنوب البرز مرکزی نیز هست.

روند شمالی- جنوبی در دیگر بخش‌های فلات ایران به‌ویژه در زاگرس چین‌خورده-رانده شده (برای مثال Hessami et al., 2001) ارائه شده است. بنابراین، به نظر می‌رسد که در ریزپهنه ساختاری لانیز گسل‌های TF1، TF2، TF3 و TF5 (شکل 3) مراتب گسلی این گسل پی‌سنجی در سطح باشند. بر مبنای چنین الگویی فعالیت لرزه‌ای گسل مشا با سازوکار چیره چپگرد در خاور البرز مرکزی Jackson et al. 2002 () و جا به‌جایی‌های جوان آن در پلیوسن که با تشکیل دریاچه تار در راستای آن تحلیل شده است (Allen et al. 2003) می‌تواند به‌عنوان مرتبه گسلی فعالیت دوباره یکی از این گسل‌های پی‌سنجی در سطح باشد.

ساختارهای شناسایی و تحلیل شده در ریزپهنه ساختاری

جدول 1: مشخصات ساختاری تعدادی از گسل های ریز پهنه لانیز.

نام گسل	نقاط برداشت شواهد ساختاری (شکل 3)	روند گسل	موقعیت صفحه گسل	اثر فعالیت گسل	شواهد شناسایی و ساختارهای همراه گسل	آزموت راستای جایی	سازوکار گسل
امام زاده داوود	1	N-140	35/50	چین خوردگی و رانده شدن واحد E 1tsh بر روی واحد جوان تر E 3sh	چین فرادیواره ای	190-200	راندگی با مولفه راستالغز راستگرد
TF1	2,3,4	N-150 تا N-170	53/080	رانده شدن و جا به‌جایی واحدهای مختلف سازند کرج بر روی یکدیگر	چینهای فرادیواره ای و فرادیواره ای، لغزشی و ساختارهای کشیدگی	195-225	راندگی با مولفه راستالغز راستگرد
TF2	6	N-140	45/60	رانده شدن و جا به‌جایی بخش‌های مختلف واحد E 1sht بر روی یکدیگر	ناق‌ریخت فرادیواره ای	271	راندگی با مولفه راستالغز چپگرد
TF3	7,8	N-190	70/100	رانده شدن و جا به‌جایی بخش های مختلف واحد زمین شناسی E 1sht بر روی یکدیگر	خطوط لغزشی بر روی صفحه گسلی	340	راندگی با مولفه راستالغز چپگرد
TF4	9	N-140	-----	رانده شدن و جا به‌جایی بخش های واحد زمین شناسی E 1sht بر روی یکدیگر	شواهد چینه شناسی	-----	راندگی
TF5	10,11	N-185	50/110	رانده شدن واحد E 1r بر روی واحد جوان تر E 1sht	ناق‌ریخت فرادیواره ای	345	راندگی با مولفه راستالغز
TF6	12,13	N-150	-----	رانده شدن واحد E 1sht بر روی واحد E 1tsh	ناق‌ریخت فرادیواره ای	-----	راندگی
TF7	14	N-145	-----	رانده شدن واحد E 1r بر روی واحد جوان تر E 1sht	چین فرادیواره ای	160	راندگی با مولفه راستالغز راستگرد
گسل آهار	15,16	N-115	40/015	رانده شدن واحد E fsl بر روی واحد جوان تر E 6ts	تغییر موقعیت لایه های فرادیواره و فرادیواره گسل	-----	راندگی
گسل میگون	17	N-115	-----	رانده شدن واحد E 1tsv بر روی واحد E fsl	شواهد چینه شناسی	----	راندگی
TF8	18	N-110	30/45	رانده شدن واحد R el سن تریاس بر روی واحد E 1tsv	چین فرادیواره ای	185	راندگی با مولفه راستالغز راستگرد
TF9	19	N-090	30/180	رانده شدن واحد E 1r بر روی واحد جوان تر E 1sht	ریز چین ها و برگواره پهنه گسل	305	راندگی با مولفه راستالغز راستگرد
TF10	20	N-060 تا N-90	30/180	رانده شدن و جا به‌جایی واحدهای مختلف سازند کرج بر روی یکدیگر	ریز چینها و برگواره‌های پهنه گسل	305	راندگی با مولفه راستالغز راستگرد
TF11	21	N-060 تا N-90	30/180	رانده شدن واحد E 1tsh بر روی واحد E 1r	ریز چینها و برگواره‌های پهنه گسل	305	راندگی با مولفه راستالغز راستگرد





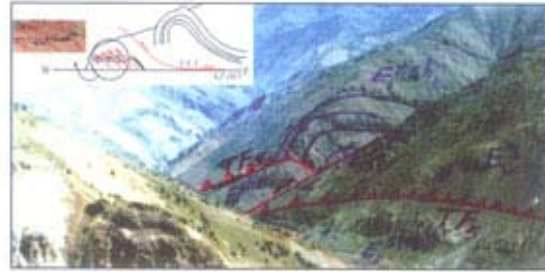
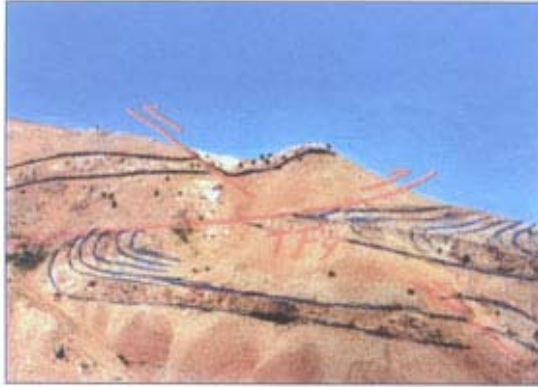
جدول 2: مشخصات هندسی چین های ریزپهنه ساختاری لانیز. موقعیت چینها در شکل 3 نمایش داده شده است.

نام چین	شیب و جهت سطح محوری	راستای اثر محوری	موقعیت محور چین	زاویه پهلوها	بین نوع چین بر اساس زاویه بین پهلوها	نوع چین با توجه به کجشدگی محور	نوع چین بر اساس شیب سطح محوری
چین فرادیواره‌ای گسل TF1	65/065	180	10/160	90	Open	GENTLY PLUNGING	Steeply Inclined
چین فرادیواره‌ای گسل TF5	75/110	175	38/025	60	Close	MODERATELY PLUNGING	Steeply Inclined
چین فرادیواره‌ای گسل TF6	75/080	135	35/005	88	Open	MODERATELY PLUNGING	Steeply Inclined
چین فرادیواره‌ای گسل TF7	80/040	135	25/135	50	Close	GENTLY PLUNGING	Upright
چین فرادیواره‌ای گسل TF8	80/045	110	10/130	80	Open	GENTLY PLUNGING	Steeply Inclined
تافدس لانیز	75/240	110	18/150	80	Open	GENTLY PLUNGING	Steeply Inclined
ناودیس تالون	80/055	170	32/140	60	Close	MODERATELY PLUNGING	Upright

جدول 3: نتایج اندازه گیری کرنش بر روی نمونه‌های توف در ریزپهنه لانیز. محل نمونه‌ها در شکل 3 آمده است.

شماره نمونه	جنس سنگ	موقعیت محل نمونه برداری	$\sqrt{\lambda_1}$	$\sqrt{\lambda_3}$	$R_f = \sqrt{\frac{\lambda_1}{\lambda_3}}$
2-A	توفیت سبز رنگ	فرادیواره گسل TF6	0.8	0.45	1.7
2-C	توفیت سبز رنگ	فرادیواره گسل TF6	0.85	0.55	1.5
2-C	توفیت سبز رنگ	فرادیواره گسل TF6	0.75	0.45	1.6
2-C	توفیت سبز رنگ	فرادیواره گسل TF6	1	0.6	1.6
4 - A ₁	توف ماسه‌ای سیننگ	فرادیواره گسل TF2	0.95	0.6	1.5
4 - A ₁	توف ماسه‌ای سیننگ	فرادیواره گسل TF2	0.7	0.4	1.7
4 - B ₁	توف ماسه‌ای سیننگ	فرادیواره گسل TF2	0.75	0.45	1.6
5-B	توف سبز لیتیک	فرادیواره گسل TF1	0.45	0.3	1.5
5-B	توف سبز لیتیک	فرادیواره گسل TF1	0.9	0.55	1.6





تصویر 2 : ناورخت نامتقارن فرو دیواره ای گسل TF9 (نگاه به سمت جنوب خاوری).

تصویر 1 : گسل TF5 و چین فرادیواره ای آن که توسط گسل راستالغز SF1 بریده و جا به جا شده است. در گوشه بالای تصویر همچنین برشی در راستای گسل SF1 رسم شده است. به ناورخت فرادیواره ای گسل TF5 و زبانه های گسلی فرادیواره ای آن دقت شود (نگاه به سمت شمال خاوری).

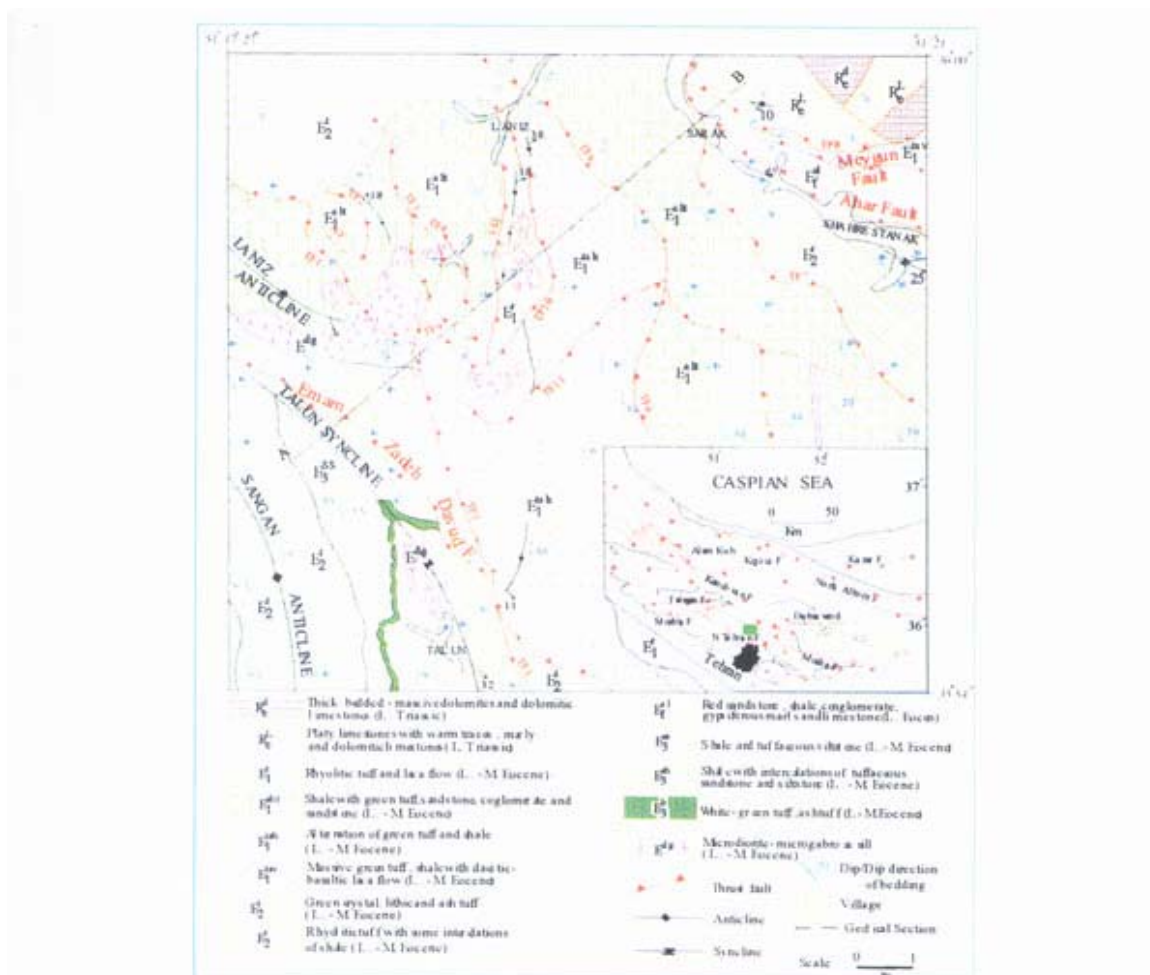


تصویر 3 : نمونه ای از چینهای کوچک مقیاس نامتقارن در مناطق گسلی ریز پهنه لانیز که به منظور تحلیل جنبشی گسلها استفاده شده اند. (نگاه به سمت شمال خاوری).

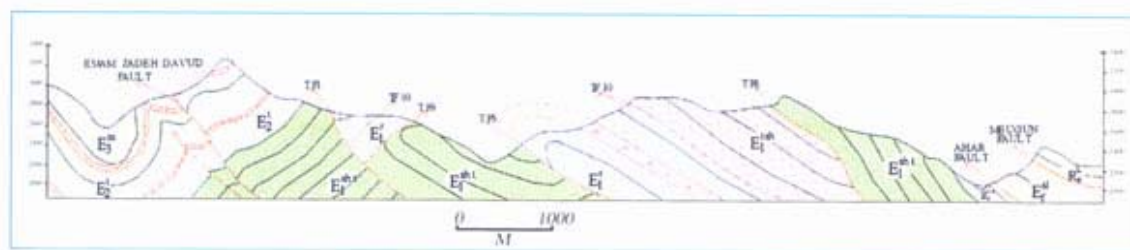


تصویر 4 : ریز دوپلکسهای راندگی در پهنه گسل آهار. به رانده شدن رسوبات مارنی ژپس دار در اثر فعالیت گسل دقت شود.

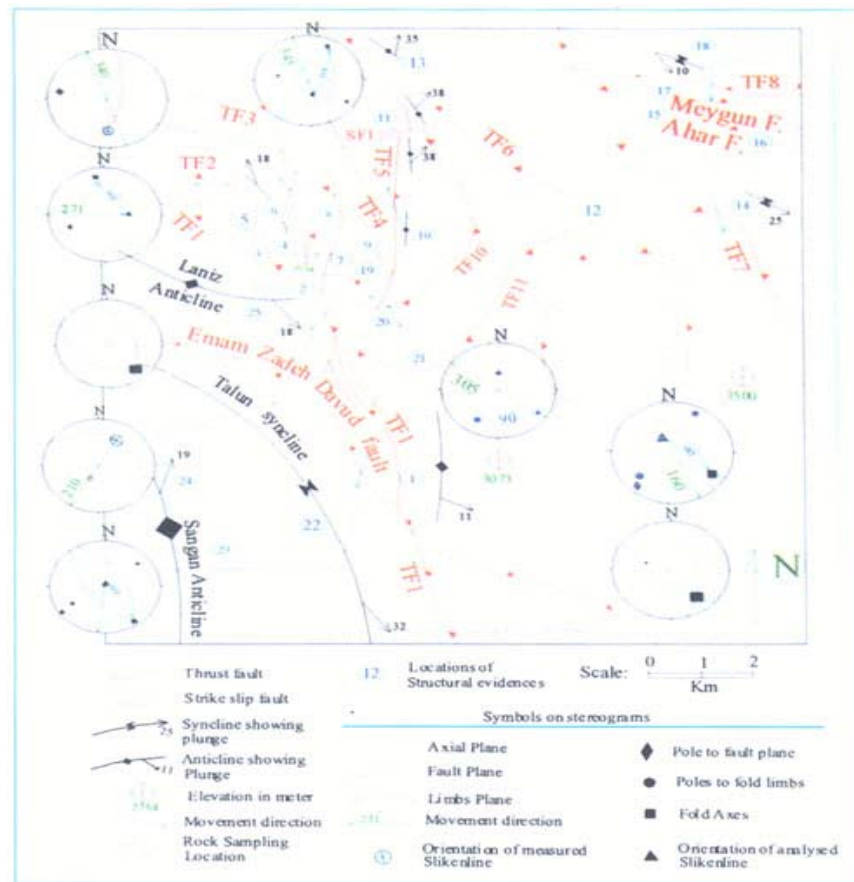




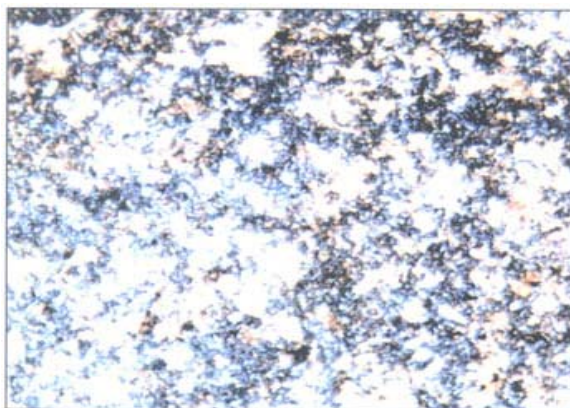
شکل 1: نقشه زمین شناسی ریز پهنه ساختاری لایز. سن واحد های سنگی بر مبنای نقشه زمین شناسی 1:100000 تهران است. موقعیت منطقه مطالعه در نقشه ساختاری البرز که پیوست شکل می باشد، نشان داده شده است. برای مشاهده برش زمین شناسی در مسیر AB به شکل 2 مراجعه شود.



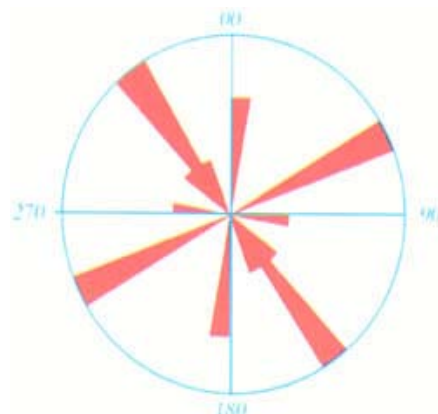
شکل 2: برش زمین شناسی در راستای AB مشخص شده در شکل 1.



شکل 3: نقشه ساختاری ریز پهنه لانتیز. در شکل به استریوگرامهایی که به منظور تحلیل جنبشی گسلها به کار رفته‌اند، توجه شود. برای آگاهی از جزئیات تحلیل جنبشی گسلها به متن مراجعه گردد.

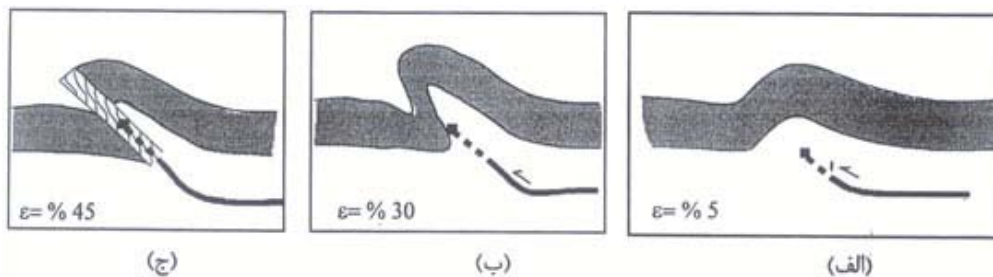


تصویر 5: نمونه نازک از توف سنگهای رسوبی (توفیت یا توف رسوبی) در منطقه مطالعه. به پراکندگی بلورهای کوارتز و تکه‌های کریستالی در خمیره‌ای از خاکستر آتشفشانی دفت شود (عرض تصویر 3/6 میلی‌متر است).

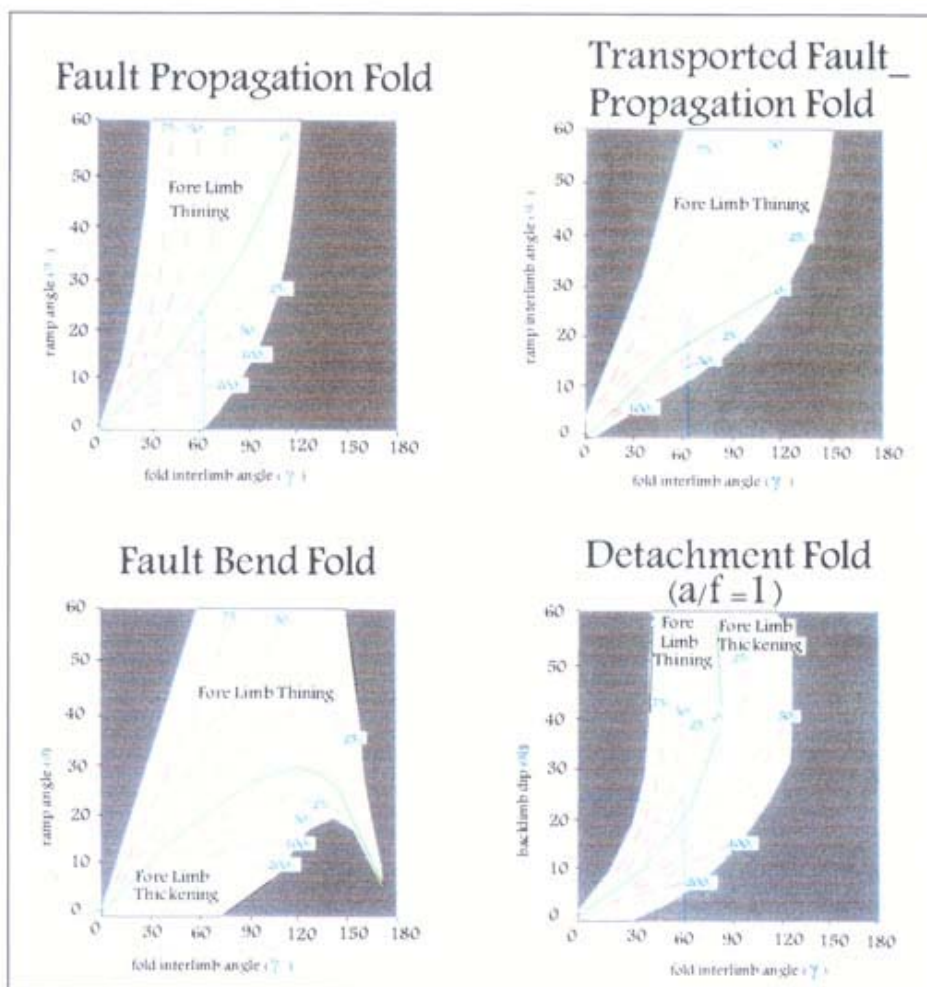


شکل 4: نمودار امتدادی راستا و فراوانی گسلهای ریزپهنه لانتیز. گسلهای این دسته و با توجه به جهت شیب سطوح گسلی آنها که به سمت شمال خاوری اندازه گیری شده‌اند، جهت جابجایی این گسلها به سوی جنوب باختری تحلیل گردیده‌اند (استریوگرامهای شکل 3). لذا بر مبنای چنین تحلیلی، سازوکار این گسلها، رانندگی چیره با مولفه کوچکتر راستا لغز راستبر تعیین گردیده‌اند (جدول 1 و شکل 3).

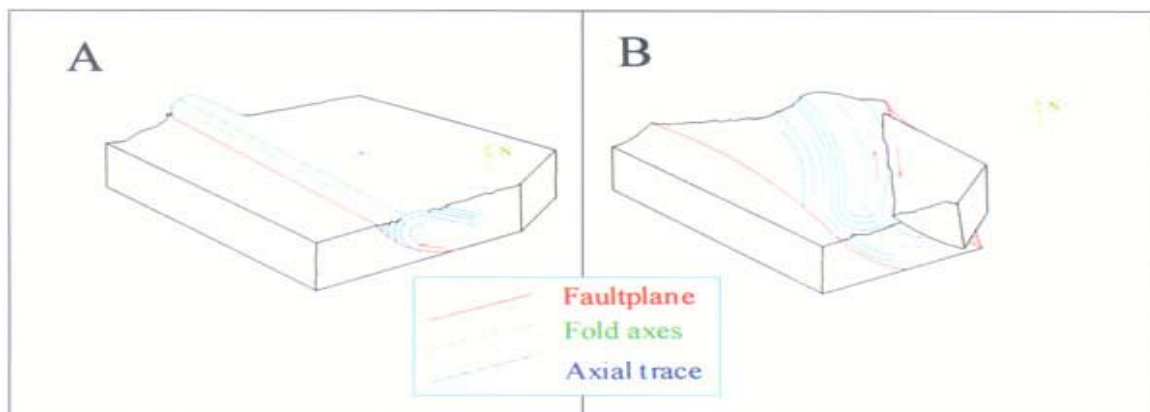




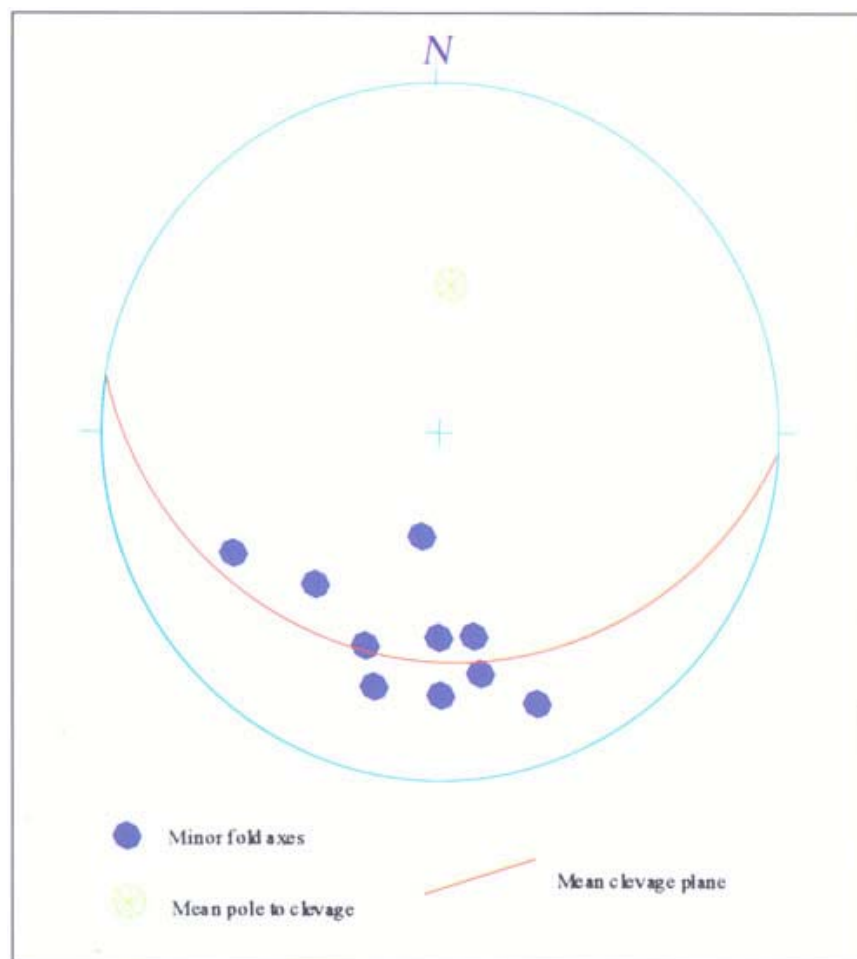
شکل 5: فرایند تکامل چینهای مرتبط با گسل خوردگیهای راندگی در جنوب البرز مرکزی (اصلاح شده از Mitra, 1990).



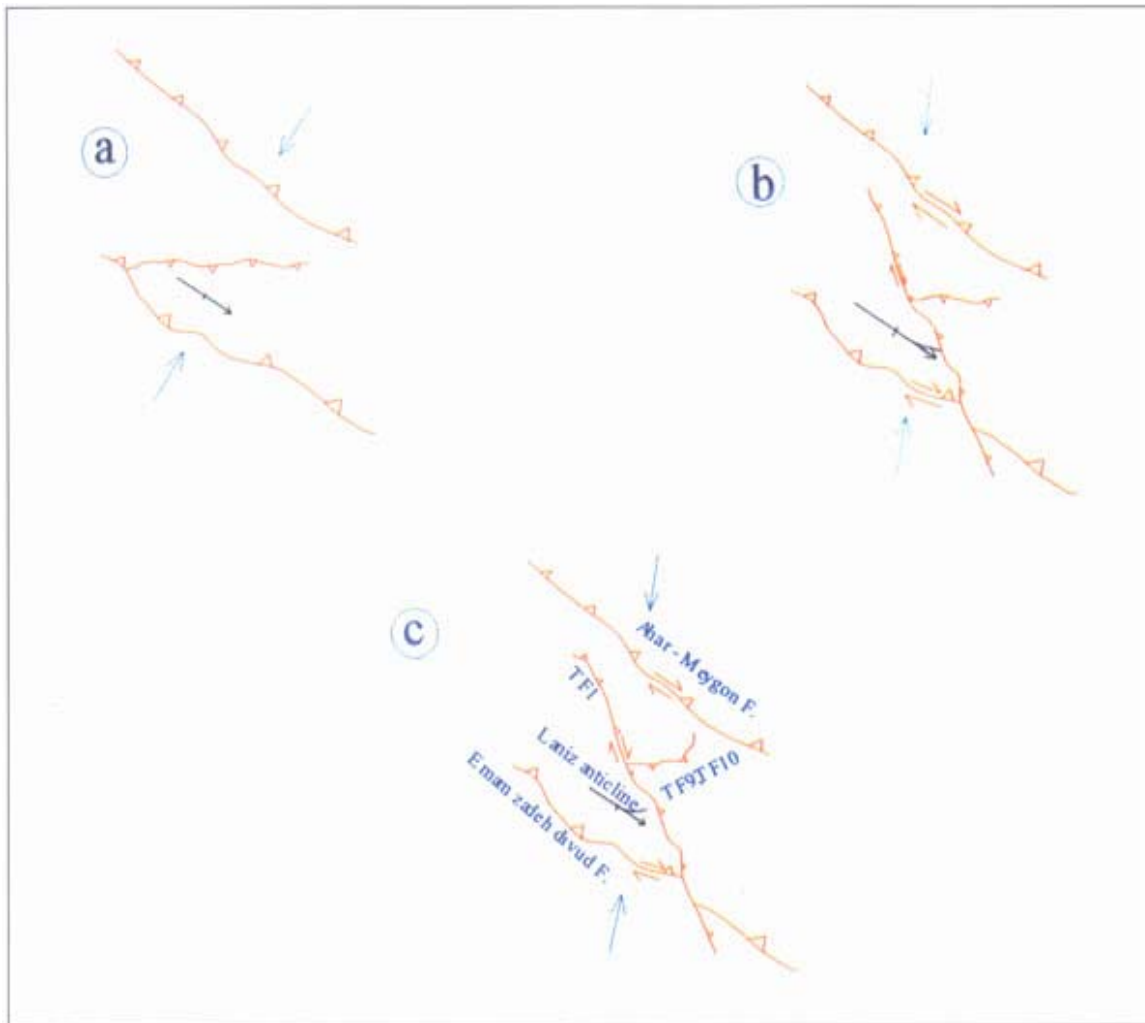
شکل 6: نمودارهای ارائه شده توسط Jamison (1987) برای تعیین هندسه چین‌های مرتبط با گسلش راندگی. بر مبنای داده‌های به‌دست آمده از موقعیت سطوح گسلی و هندسه چین‌های همراه آنها، چنانچه اندازه زوایای بین پهلوها و زاویه رمب گسلی چیره آنها در نظر گرفته شود، هندسه F.B.F برای چین‌ها با فرض عدم وجود نازک‌شدگی پهلوهای پیشانی به‌دست می‌آید. برای توضیحات بیشتر ه متن مراجعه شود.



شکل 7: چرخش اثر محوري چین هاي همراه با گسلش تحت تأثير گسل هاي با روند شمالي جنوبي.



شکل 8: استریوگرام موقعیت ساختهای پهنه گسل TF9. جهت تحلیل استریوگرام به متن مراجعه شود.



شکل 9 : نقشه ساده شده مراحل تکوین ساختاری ریز پهنه لانیز.

کتابنگاری

امینی، ب.، امامی، م. ه. 1372- نقشه زمین شناسی 1:100000 تهران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران. عباسی، ع. ر. 1381- تحلیل هندسی و جنبشی گسلهای منطقه لانیز، جنوب البرز مرکزی. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، دانشکده علوم پایه، گروه زمین شناسی.

نیک‌زاد، س. 1382- تحلیل هندسی و جنبشی گسلهای راندگی منطقه کندوان، جنوب البرز مرکزی. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، دانشکده علوم پایه، گروه زمین شناسی.

یساقی، ع. 1368- تحلیل ساختاری و تکوین زمین ساختی جنوب باختری البرز (شمال تهران). پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، دانشکده علوم پایه، گروه زمین شناسی.



References

- Alavi, M. 1996- Tectonostratigraphic synthesis and structural style of Alborz mountain system in Northern Iran: *J. Geodynamics*, V. 21, No. 1, 1 – 33.
- Allen, M.B., Ghasemi, M.R., Shahrabi, M., Qorashi, M. 2003- Accommodation of late Cenozoic Oblique shortening in the Alborz range, northern Iran: *J. Structural Geology*, V.25, 655-672
- Axen, G.J., Lam, P.S., Grove, M., Stockli, D.F and hassanzadeh, J. 2001- Exhumation of west-central Alborz Mountains, Iran, Caspian subsidence, and collision-related tectonics. *Geology*, V. 29, 559-562.
- Coward, M. P. 1984 - The strain and tectonic history of thin-skinned tectonic zones: examples from the Assynt region of the Moine thrust zone, NW Scotland. *J. of Structural Geology*, V. 6, 89-99.
- Fry, N. 1979- Random point distributions and strain measurement in rocks. *Tectonophysics*, V. 60, 89-105.
- Hessami, K., Koyi, H.A. and Talbot, C.J. 2001- The significance of strike slip faulting in the basement of the Zagros fold and thrust belt. *J. of Petroleum Geology*, V. 24, 5-28.
- Jackson, J.A., Priestley, K., Allen, M.B., Berberian, M. 2002- Active Tectonics of the South Caspian Basin, *Geophys. J. Int.*, V. 148, 214-245.
- Jamison, W.R. 1987- Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *J. of Structural Geology*, V. 9, 207-219.
- McClay, K.R. 1992 -Thrust tectonics. Champon & Hall, 447 pp.
- Mitra, S. 1990- Fault-propagation folds; geometry, kinematic evolution, and hydrocarbon traps. *AAPG Bulletin*. V. 74 (6), 921-945.
- Naylor, M. A., Mandl, G. and Sijpestenijn, C. H. K. 1986- Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states. *J. of Structural Geology*, V. 8, 737-752.
- Nogole-Sadat, M. A. 1993- Tectonic map of Iran in 1:1000,000 scale. Geological Survey of Iran.
- Priestly, K., Baker, C. and Jackson, J. 1994- Implication of earthquake, focal mechanism data for the active Tectonics of the south Caspian Basin and Surrounding regions. *Geophys. J. Int.*, V. 118, 111-141.
- Pluijm, van der B.A. and Marshak, S. 1997- Earth structure: an introduction to structural geology and tectonics. McGraw-Hill, 495.
- Roering, C., and Smith, C.A. 1987- Bedding-parallel shear, thrusting and quartz vein formation in Witwatersrand quartzites: *J. Structural Geology*, V. 9, No. 4, 419 – 427.
- Suppe, J. and Medwedeff, D.A. 1990- Geometry and kinematics of fault propagation folding: *Eclogae Geologicae Helveticae*, V. 83, No. 3, 409 – 454.
- Stocklin, J., 1968 - Structural history and tectonic of Iran; a review, *AAPG*, V. 52, No. 7, 1229-1258.

*گروه زمین‌شناسی دانشگاه تربیت مدرس

*Department of Geology, Tarbiat Modarres University, Tehran, Iran

