

بازسازی تنش کواترنری بر اساس تحلیل لغزش گسل در نیمه جنوبی البرز خاوری

نوشته: دکتر پرویز امیدی*، دکتر میرعلی اکبر نوبخت سادات**، و دکتر منوچهر قرشی***

Quaternary Paleostress reconstruction based on fault slip analysis in southerneast Alborz

By: Dr. P. Omidy*, Dr. M.A.A.Nogol-Sadat**, and Dr. M. Ghorashi***

چکیده

بر اساس یافته های سینماتیک با مقیاسهای متفاوت در پهنه های گسل کواترنری در نیمه جنوبی البرز خاوری و با استفاده از روشهای نوین تحلیل لغزش گسل که در آن، وضعیت سطح ها و بردارهای لغزش - فاکتور شکل بیضوی تنش، جهت های تنش های اصلی و زاویه اصطکاک داخلی توده سنگ دخالت دارند، میدان تنش کواترنری در منطقه مورد مطالعه بازسازی گردید. موقعیت تنش های $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ برای داده های اولیه (دوران نیافته) به ترتیب $184^\circ/20^\circ, 332^\circ/67^\circ$ و $091^\circ/11^\circ$ و برای داده های دوزان یافته به ترتیب $346^\circ/04^\circ, 232^\circ/82^\circ$ و $077^\circ/08^\circ$ تعیین شد. شکل بیضوی تنش نیز بر مبنای فاکتور شکل $[R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)]$ تعریف شده توسط Angelier (1975) تعیین گردید. مقدار R برای همه محدوده ها در حدود 0/5، و نوع دگرریختی، ترفشاری (Transpressional) چپبر با مولفه کوچک شاغولی به دست آمد. این نتیجه، نشان از وجود میدان تنش با جهت σ_1 رو به شمال و در نتیجه حرکت رو به شمال پوسته در این پهنه از کشور دارد. نتیجه به دست آمده با نتایج به دست آمده از سایر روشها مانند ساز و کار کانونی زمینلرزه ها سازگاری خوبی دارد.

واژه های کلیدی: البرز خاوری، گسل کواترنری، تنش دیرین و تحلیل لغزش گسل

Abstract

On the basis of Kinematic findings at different scales in Quaternary fault zones, and using modern methods of fault slip analysis, Quaternary stress field was reconstructed. Orientation of slip plane, slip vector, principal stresses, shape of stress ellipsoid and angle of internal friction are involved the fault slip analysis. Orientations of σ_1, σ_2 and σ_3 stresses for primary data (nonrotated) were determined as $084^\circ/04^\circ, 232^\circ/82^\circ$ and $077^\circ/08^\circ$ respectively. The shape of stress ellipsoid was defined on the basis of shape factor $[R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)]$ (Angelier, 1975). The R-value for all studied regions was about 0.5 and deformation type was mainly left lateral transpressional with small reverse components. Such results are evidence of north trending σ_1 in the region and northward movement of the crust. The results are in agreement with other methods such as focal mechanisms of earthquakes.

Keywords: East Alborz, Quaternary fault, Paleostress, Fault slip analysis

مقدمه

تحلیل تنش و تهیه نقشه های آن در کنار روش های دیگری مانند ژئومغناطیس، ابزار مناسبی برای درک تحول ژئودینامیک در زمان های مختلف زمین شناسی است. به کمک نشانه های سینماتیک مربوط به دگربرختی های نسبی قدیمی (paleostrain) می توان وضعیت تنش های دیرین مسبب هر مرحله دگربرختی را تعیین نمود. اگر چه این امر به سادگی امکان پذیر نیست و مستلزم تفکیک مراحل مختلف دگربرختی گذشته و تعیین سن دقیق واحدهای سنگی است. با شناخت میدان تنش مرحله های مختلف زمین ساختی و دگربرختی از گذشته تاکنون می توان به تغییرات جهت حرکت ورق های سنگکره به عنوان عامل اساسی تنش های زمین ساختی پی برد. از آنجائی که منطقه مورد مطالعه بخش مهمی از واحدهای زمین ساختی - رسوبی البرز است که دارای عناصر زمین ساختی مهم، همچون گسل های آستانه، دامغان، عطاری، دروار، فروسیلیس و رین با فعالیت آشکار در کواترنری است، از طرف دیگر بخش عمده ای از پهنه مورد مطالعه، گستره مهلرزه ای (Meisoseismal area) زمین لرزه تاریخی ۲۲ دسامبر ۸۵۶ میلادی کومس با بزرگای $M_s = 7.9$ (پروبریان و همکاران، ۱۳۷۵) بوده است، بنابراین در راستای شناخت الگوی جنبش های کواترنری به عنوان مبنای مطالعات لرزه خیزی و لرزه زمین ساختی کنونی در منطقه، مطالعه تفصیلی و تحلیل سینماتیک و دینامیک دگربرختی کواترنری بر مبنای گسل های کواترنری ضرورت دارد. در این مقاله که بخشی از نتایج به دست آمده از پایان نامه دکتری نگارنده است، با مطالعه همه جانبه و بکارگیری همه ابزارها، از جمله، داده های ماهواره ای رقومی و پردازش آنها به کمک سامانه پردازشگر E Mapper 6.0 R و مطالعه و برداشت دقیق ساختاری دوی زمین، گسل های کواترنری منطقه شناسایی شده و داده های آنها در تعیین تنش دیرین کواترنری بکار رفت.

لازم به یادآوری است که، بازسازی تنش کواترنری بر مبنای لغزش گسل در البرز خاوری برای اولین بار انجام شده است. ناگفته نماند که تعیین جهت تنش های افقی و جهت حرکت کنونی ورق های سنگ کره با روش های مختلفی از قبیل سازوکار کاتونی زمین لرزه ها، اندازه گیری های بر جای تنش و تحلیل سطوح لغزش گسل ها انجام می شود که روش اخیر در مناطقی همچون منطقه مورد مطالعه که بدون داده های لرزه ای دستگاهی است کمک شایانی به کشف حقایق مربوط به جنبش های کواترنری گسل ها و میدان های تنش مسبب آنها می نماید. یاد این نکته نیز ضروری است که هدف این نوشتار بررسی نتایج حاصل از بازسازی تنش کواترنری

در منطقه است از این رو از ذکر تفصیلی روش (های) بکار رفته خودداری شده و تنها به رئوس آنها اشاره شده است.

۲- روش های تعیین تنش دیرین

آرمان تعیین جهات تنش های اصلی به کمک آرایش گسل ها و طرح لغزش روی آنها در گسل های هم یوغ (Cojugate faults)، به طور اساسی پس از تنوری (Anderson (1942) شکل گرفت و تا قبل از ۱۹۷۴، بر پایه نظریات وی استوار بود. همچنین می توان به روش های دیگر مانند (Aleksandrowski (1985) و Arthaud (1969) اشاره نمود که مبتنی بر سطح های حرکت (Movement planes) و الگوی لغزشی اقتباس از (Hocppener (1955) هستند. به کارگیری هر دو روش یادشده مستلزم وجود تعداد بسیار زیاد داده های سطح گسل و خط لغزش ناشی از یک مرحله زمین ساختی است که البته جمع آوری چنین داده هایی به سادگی میسر نیست. به همین دلیل، این روش ها برای تک تک محدوده های برداشت شده، مورد استفاده قرار نگرفتند. به علاوه در این روشها پارامتر شکل هندسی بیضوی تنش در هنگام گسلش در نظر گرفته نشده است. لیکن در روش هایی که اساساً توسط (Cary and Bronier (1974, 1990, 1991, 1994, 1985, Angelier and Mechler (1977) و (1977) مشخص گردید که تنها با داشتن یک سطح گسل و بردار لغزش روی آن و با قائم فرض کردن یکی از تنش های اصلی، تعیین دقیق موقعیت تنش های اصلی افقی امکان پذیر نیست و باید از روش هایی استفاده نمود که موقعیت سطح گسل، بردار لغزش و شکل بیضوی تنش (فاکتور شکل) را مورد نظر قرار دهد. عامل دیگری که در تعیین وضعیت تنش ها نقش اساسی دارد، زاویه اصطکاک داخلی توده سنگ (C₁) پیرامون گسل است. گرچه میانگین ۳۰ درجه را به عنوان زاویه اصطکاک داخلی سنگهای پوسته در نظر می گیرند ولی برای محاسبه دقیق تنش های اصلی توسط یک پهنه گسل (Fault zone) که بر روی یک واحد سنگی با خواص مکانیکی ویژه روی داده است بکار بردن زاویه اصطکاک داخلی کم و بیش دقیق آن واحد سنگی در هنگام گسیختگی اهمیت دارد. البته باید در نظر داشت که گسیختگی بر روی سنگهایی صورت می گیرد که از قبل چندین مرحله دگربرختی را تحمل نموده اند و لغزش جدید بر روی گسل هایی روی می دهد که در مراحل دگربرختی قبلی تشکیل شده اند و گسل های موروثی یا پیش ساخته

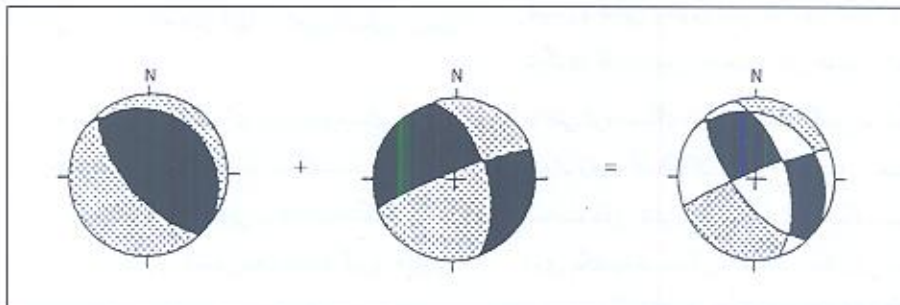
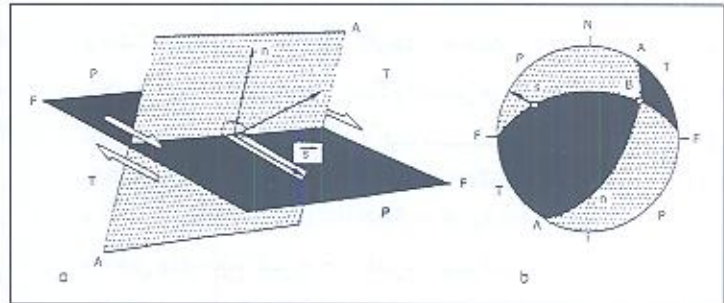
چارک های فشار و کشش که در این شکل به ترتیب با حروف T, P نشان داده شده اند، محدوده جهت فشارش و کشش می باشند که در استریوگرام شکل ۱ به ترتیب به صورت نقطه چین و تیره مشخص گردیده اند. محور σ_1 در چارک فشاری (تراکمی) و محور σ_3 در چارک کششی دو وجهی قرار می گیرند. در این صورت وقتی چند سطح گسل در یک سامانه تنش اصلی و فاکتور شکل (R) مشخص فعال شده و بردارهای لغزش شکل می گیرند، به ازای هر سطح گسل و خط لغزش روی آن یک دووجهی عمود بر هم به دست خواهد آمد که محورهای اصلی تنش σ_1 و σ_3 به ترتیب به نواحی فشاری و کششی آن تعلق دارند. با انطباق استریوگرامهای مربوط به دو وجهی هر گسل بر روی هم، می توان نواحی مشترک فشار و نواحی مشترک کشش استریوگرام ها را استخراج و نواحی ناسازگار را کنار گذاشت و نواحی فشار و کشش را هر چه بیشتر محدود نمود (شکل ۲). دو وجهی های حاصل از دو گسل آوب در این شکل با هم ترکیب شده و در حالت پ نواحی کشش (نقطه چین) و فشار

(Inherited faults) نام دارند. بنابراین، ناپیدزایوه اصطکاک داخلی سنگ بکر را در این روش ها بکار برد.

۱-۲- تعیین تنش دیرین با استفاده از روش دو وجهی عمود برهم (Right dihedral method)

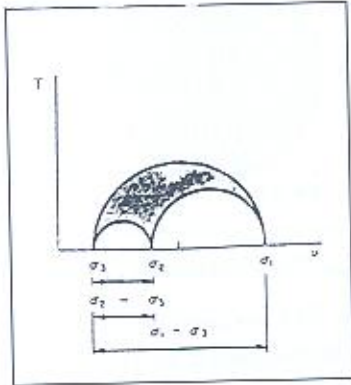
این روش که برای نخستین بار از سوی Angelier and Mechler (1977) ارائه گردید، بر این اصل استوار است که برای هر دسته داده (وضعیت گسل و بردار لغزش) دو صفحه کمکی (Auxiliary plane) می توان رسم نمود که یکی از آنها سطح گسل و دیگری عمود بر صفحه اول به گونه ای که قطب آن، بردار لغزشی سطح گسل باشد. در این صورت محدوده تحت گسلش به چهار چارک فشارش و کشش تقسیم می شود که دو چارک فشار در مقابل یکدیگر و دو چارک کشش نیز در مقابل یکدیگر قرار می گیرند (شکل ۱)

شکل ۱- دو وجهی عمود بر هم و ساز و کار گسل a: نمایش سه بعدی سطح گسل (F) و سطح کمکی (A). b: استریوگرام دو سطح کمکی و گسل و نواحی فشار و کشش در نیمکره زیرین شبکه هم مساحت. n: قطب گسل S، بردار لغزشی. B: فصل مشترک F و A. P: ربع فشاری و T: ربع کششی را نشان می دهد نقل از: Angelier (1994)



شکل ۲- اصول روش دو وجهی عمود بر هم بر روی نیمکره زیرین شبکه هم مساحت اشمیت نقل از: Angelier, 1994)

تجربی برای ۳۱۶ وضعیت گسل با پراکنندگی یکنواخت و R بین صفر تا ۱ و با فاصله ۰/۲ برای سه نوع لغزش را به صورت الگو برای هر یک از گسل های یاد شده و با ۰/۲ R، ۰/۴، ۰/۶، ۰/۸ و ۱ ارائه دادند. با مقایسه استریوگرام داده ها با این نمودارهای الگو می توان به فاکتور شکل پی برد. به دلیل نیاز این روش به تعداد زیاد داده، فقط با سه کارگیری ترکیب داده های همه ایستگاه ها مورد استفاده قرار گرفت (شکل ۴).



شکل ۳- چگونگی یافتن R توسط دایره مور تنش بدون مقیاس نقل از: Angelier, (1994)

۲-۴- روش R% (Wallbrecher, 1986)

این روش که بر مبنای توزیع خطای داده ها استوار است، توزیع داده ها بین صفر تا ۱۰۰ درصد توصیف می گردند. داده هایی که توزیع تصادفی (Random) دارند درصد نزدیک به صفر و داده هایی که توزیع خوشه ای (Cluster) داشته باشند درصد بسیار بالا (نزدیک به ۱۰۰) را نشان می دهند. در این روش هر خط به عنوان بردار واحد تلقی شده و در یک سامانه مختصات دکارتی X, Y, Z، کسینوس های هادی خط ها، تعیین و به ترتیب با 1, m, n نمایش داده می شوند سپس از رابطه زیر مجموع طول بردارها محاسبه می شود:

$$|R| = \sqrt{(\sum xi)^2 + (\sum Yi)^2 + (\sum Zi)^2}$$

و از رابطه $R\% = \frac{2|R| - n}{n} * 100$ که در آن n تعداد داده هاست

می توان R% را به دست آورد. سپس با رسم نمودار Φ - R% زاویه Φ به ترتیب زیر تعیین می شود.

ابتدا با روش تحلیل صفحه گسل، وضعیت محورهای P (محور فشار)، T (محور کشش) و B (محور خشنی) را محاسبه کرده و سپس روی محورهای دکارتی در حالی که محور طولها بر حسب زاویه اصطکاک

(تیره) محدودتری به دست آمده و محدوده های ناسازگار به رنگ سفید کنار گذاشته شده است. با افزایش دو وجهی گسل های دیگر می توان این نواحی را هر چه بیشتر محدود و به یک نقطه نزدیک کرد و در نهایت وضعیت محور σ_1 و σ_3 را دریافت. نکته قابل توجه این که با وجود حضور فاکتور شکل به عنوان یکی از عناصر چهارگانه تنسور تنش تقلیل یافته، در روش دو وجهی های عمود برهم، این فاکتور نقشی ندارد. به عبارت دیگر در این روش، لغزش روی گسل هایی صورت می گیرد که وضعیت های متفاوتی دارند ولی تحت شرایط تنش یکنواخت هستند.

از گسل های هم یوغ در تعیین تنش دیرین استفاده نشده است، زیرا هر چند که ایجاد این گسل ها در یک مرحله دگربرختی امری معمولی است و روش ساده ای برای تعیین وضعیت تقریبی محورهای تنش دیرین ارائه می نماید ولی آنها خواص هندسی ویژه ای دارند که اغلب در طرح های گسلی واقعی دیده نمی شود و شناسایی آنها در روی زمین چندان آسان نیست.

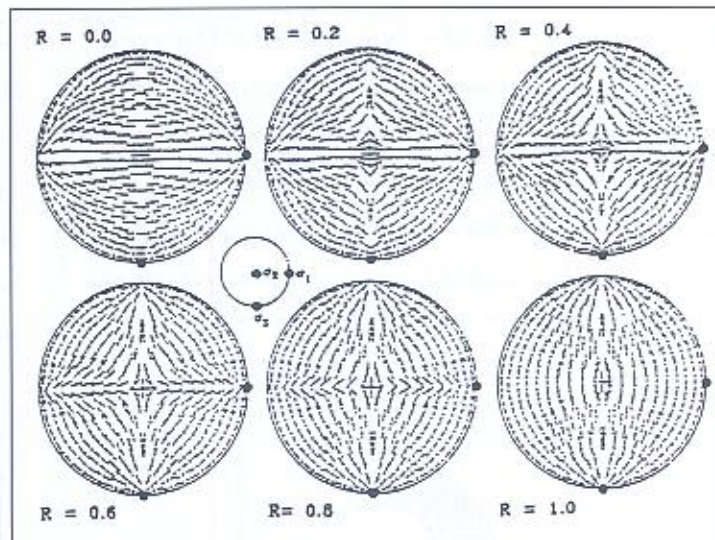
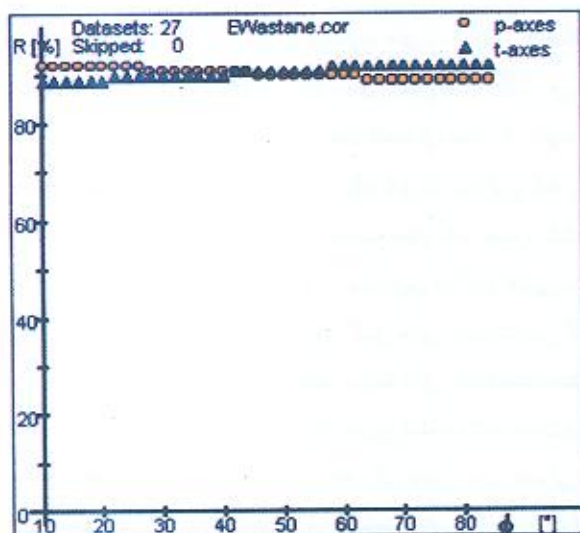
برای دستیابی به مقدار نزدیک به واقع زاویه اصطکاک داخلی توده سنگ در هنگام لغزش هر یک از گسل ها، از سه روش R% (Wallbrecher, 1986)، هیستوگرام توزیع خطا (Sperner and Ratschbacher, 1993) و روش دو وجهی عمود بر هم (Angelier and Mechler 1977) و برای تعیین فاکتور شکل بیضوی تنش در هنگام گسیختگی بر مبنای تعریف (Angelier, 1975)، یعنی رابطه $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ ، از دایره های موهر سه محوری بدون مقیاس و نمودارهای خط لغزش استاندارد شده (Walbrecher et al, 1996) استفاده شده است.

۲-۲- دایره های موهر سه محوری بدون مقیاس برای یافتن فاکتور شکل (R)

با توجه به این که فاکتور شکل (R)، نسبت بین دو اختلاف تنش است و ارتباطی با مقادیر مطلق تنش های اصلی ندارد، می توان با رسم دایره های موهر بدون مقیاس، نسبت مذکور را یافت (شکل ۳).

۲-۳- استفاده از خط لغزش در تعیین R

(Wallbrecher et al, 1996) از نمودار خط لغزش (Hoeppener, 1995) برای برآورد فاکتور شکل نیز استفاده نمودند. وی این نمودار را به صورت



شکل ۴- نمودار خط لغزش Hoeppeper از ۳۱۶ گسل فرضی با سازوکار راستالغز و R متفاوت بین صفر تا یک نقل از:

Wallbrecher et al., (1996)

داخلی Φ از ۱۰ تا ۸۰ درجه و محور عرض ها که با $R\%$ مدرج شده نقاط مربوط به محورهای T ، P رسم می گردند (شکل ۵). در این نمودارها، مربع ها مربوط به محورهای P و مثلث ها مربوط به محورهای T در یک محدوده است.

زاویه اصطکاک داخلی توده سنگ، گاهی مربوط به نقطه بیشینه و گاهی مربوط به نقطه کمینه نمودار زاویه Φ است. از دیدگاه (Michel 1993)، اگر دگرریختی منطقه از نوع تراشش (Transpressional) باشد نقطه بیشینه نمودار مربوط به محورهای P مناسب ترین زاویه Φ است و چنانچه دگرریختی از نوع تراکش (Transtensional) باشد نقطه بیشینه نمودار محورهای T مناسب ترین زاویه خواهد بود. شایان ذکر است که در منطقه مورد مطالعه، در بسیاری از موردها زاویه Φ ارائه شده در محل برخورد محورهای T ، P بهترین انطباق را با شرایط زمین شناسی آن محدوده داشته است.

۲-۵- استفاده از هیستوگرام توزیع خطا (زاویه عدم انطباق)

برای رسم این هیستوگرام، سینوس زاویه انحراف بین تنش برشی به دست آمده از روی زمین و از نظر تئوریک برای هر یک از داده ها محاسبه شده و روی محور طولها به فواصل ۰/۱ از صفر تا یک آورده می شود. محور عرض ها بر حسب فرکانس رده های خطاها مدرج شده و در نهایت با

شکل ۵- نمودار تغییرات $R/\%$ محور افقی زاویه اصطکاک داخلی (۱۰ تا ۸۰ درجه) و در محور قائم $R\%$ را از صفر تا ۱۰۰ نشان می دهد. مثلث ها محورهای کشش و مربع ها محورهای فشار برای ۳۱ داده فرضی هستند.

رسم هیستوگرام، نحوه توزیع انحراف نتایج، بدست می آید. در حالت آرمانی (زاویه Φ توده سنگ در هنگام گسیختگی)، شیب هیستوگرام تغییرات Φ دارای توزیع گوسی (Gaussian distribution) با شیب زیاد است (Sperner et al. 1993). بر این مبنا، در استفاده از این روش با اعمال زوایای Φ مختلف به فاصله های مناسب (۵، ۱۰ یا ... درجه)، هیستوگرام مزبور رسم شده و بهترین زاویه Φ انتخاب می گردد (شکل ۶).

۲-۶- مقایسه وضعیت گسل با دو وجهی های عمود برهم

در روش دو وجهی های عمود برهم یکی از سطح ها، گسل و دیگری سطح کمکی است. بنابراین با اختصاص زوایای Φ مختلف و رسم دو وجهی ها می توان بهترین دو وجهی را که انطباق با وضعیت گسل برداشت شده در روی زمین دارد انتخاب و زاویه Φ را تعیین نمود: نکته قابل ذکر این است که در استفاده از این روش، باید وضعیت گسل اصلی محدوده مورد مطالعه معلوم باشد که البته در هر چهار محدوده آستانه، رین، دروار و فروسیلیس این شرط برقرار بوده است.

۳- بازسازی تنش کواترنری

تحلیل تنش دیرین بر مبنای داده های سطح های لغزش به دست آمده

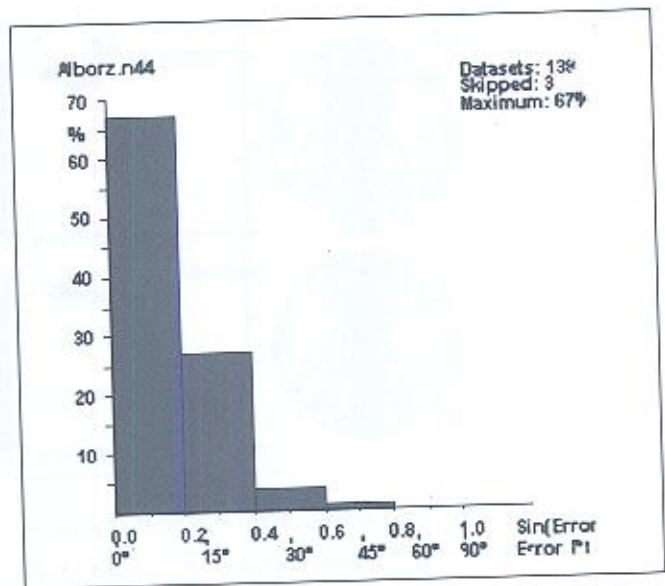
از چهار گسل فروسیلیس، رین، آستانه و دروار (شکل ۷) و داده های ترکیبی هر چهار محدوده صورت گرفته است. از آنجائی که وضعیت تنش های اصلی برای هر محدوده به گونه ای است که σ_2 نزدیک به قائم است و نوع دگر ریختی راستالغز را نشان می دهد و بر مبنای دیدگاه برخی پژوهشگران که یکی از محورهای اصلی تنش در هنگام گسیختگی قائم است، یک بار نیز، داده های هر محدوده را به اندازه انحراف از قائم دوران داده و برای داده های دوران یافته هم تعیین تنش دیرین صورت گرفته است.

۳-۱- تنش دیرین در محدوده فروسیلیس

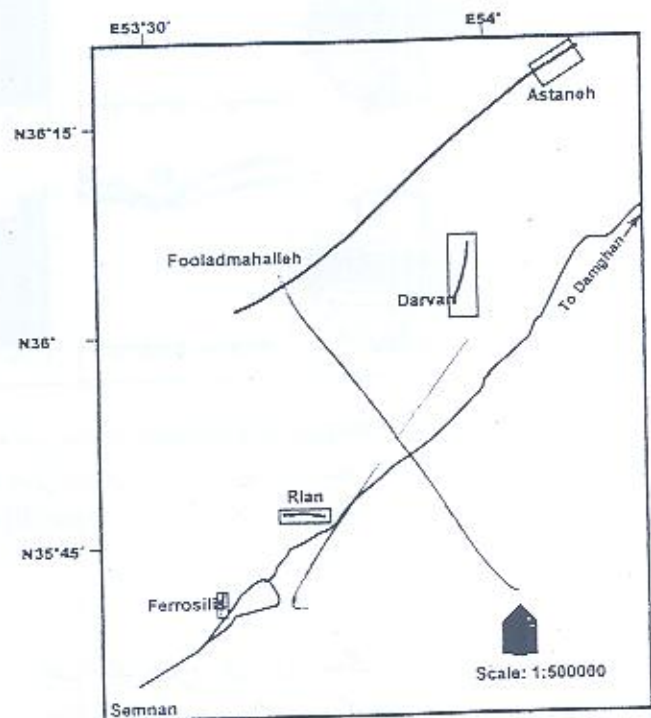
در این محدوده، ابتدا با داده های اولیه و سپس داده های دوران یافته به میزان ۸ درجه ساعتگرد حول محوری با وضعیت $221,00^\circ$ تعیین تنش دیرین صورت گرفته است (شکل ۸). زاویه اصطکاک داخلی توده سنگ در هنگام گسیختگی برای داده های ابتدایی و دوران یافته با سه روش % R، هیستوگرام توزیع خطا و دو وجهی عمود بر هم به ترتیب $25, 30, 25$ درجه به دست آمد. اما با توجه به سنگ شناسی واحدهای سنگی متاثر از گسل فروسیلیس در این محدوده که بیشتر از شیل ها و توف های کم مقاومت با میان لایه هایی از سنگ ماسه تشکیل شده است و از مراحل دگر ریختی قبل از کواترنری نیز به شدت متاثر شده اند و خرد می باشند، زاویه اصطکاک داخلی 25° درجه برای آن در نظر گرفته شد. بر مبنای این زاویه وضعیت تنش های اصلی $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ برای داده های اولیه به ترتیب $02^\circ/155^\circ, 82^\circ/011^\circ, 04^\circ/244^\circ$ و برای داده های دوران یافته $04^\circ/335^\circ, 90^\circ/010^\circ$ و $00^\circ/064^\circ$ به دست آمد (جدول ۱). فاکتور شکل بیضوی تنش برای این محدوده با استفاده از دایره های موهر سه محوری بدون مقیاس برای داده های اولیه و دوران یافته برابر $0,4705$ می باشد.

۳-۲- تنش دیرین در محدوده گسل رین

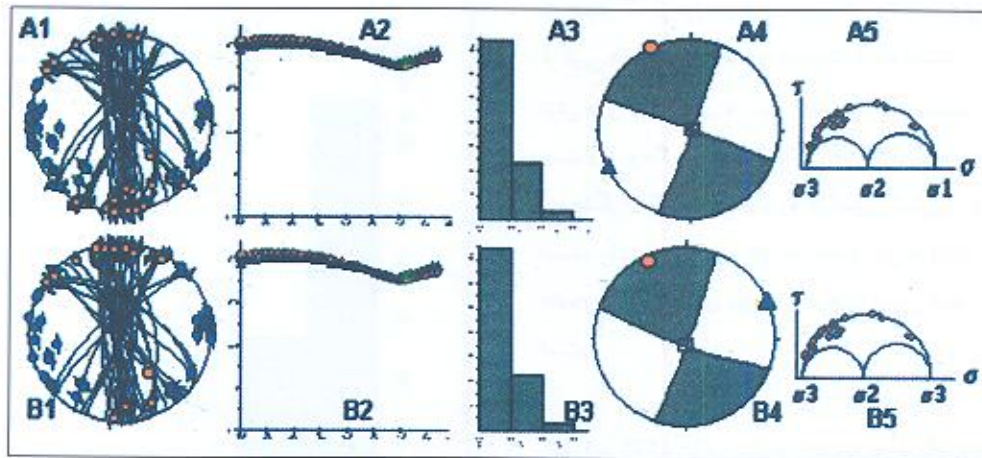
در این محدوده، ابتدا با داده های اولیه و سپس با داده های دوران یافته به میزان 12° درجه ساعتگرد حول محوری با وضعیت $312,00^\circ$ تعیین تنش صورت گرفته است (شکل ۹). زاویه اصطکاک داخلی توده سنگ در هنگام گسیختگی، در روش % R، برای بیشینه محورهای P برابر 84° و



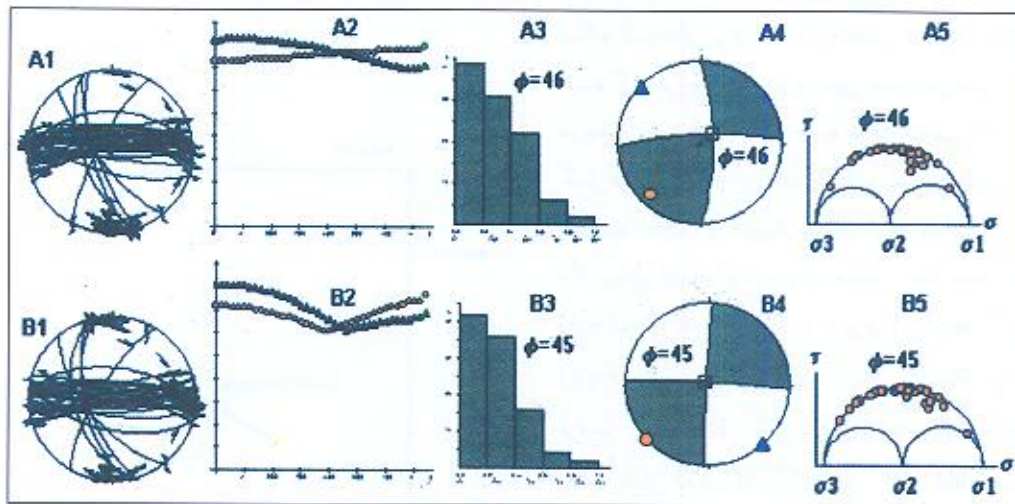
شکل ۶- هیستوگرام توزیع خطا



شکل ۷- نقشه ساختاری چهار گسل آستانه، دروار، رین و فروسیلیس و موقعیت جغرافیایی محدوده.



شکل ۸- نمودارهای A و B به ترتیب از ۱ تا ۵، استریوگرام داده‌ها به صورت نمودار Angelier و Hoepfner، نمودار % R، هیستوگرام توزیع عطا، استریوگرام دو وجهی عمود برهم همراه با موقعیت تنش‌های اصلی و دوائر مورسه محوری بدون مقیاس برای داده‌های اولیه (A) و داده‌های دوران یافته (B) محدوده فرو سیلیس



شکل ۹- نمودارهای A و B به ترتیب از ۱ تا ۵، استریوگرام داده‌ها به صورت نمودار Angelier و Hoepfner، نمودار % R، هیستوگرام توزیع عطا، استریوگرام دو وجهی عمود برهم همراه با موقعیت تنش‌های اصلی و دوائر مورسه محوری بدون مقیاس برای داده‌های اولیه (A) و داده‌های دوران یافته (B) محدوده رین می باشند.

الف - کلیه سطوح برش بر روی سنگ آهک سازند لار در فرا دیواره گسل اندازه گیری شده است. اگر چه سنگ آهک بکر می تواند زاویه اصطکاک داخلی بالایی داشته باشد ولی با توجه به این که این سنگ آهک در اثر دگرریختی‌های قبلی به شدت از حالت بکر خارج شده است نمی توان زاویه اصطکاک داخلی بالا را در هنگام گسلش جدید به آن نسبت داد.

برای بیشینه محورهای T برابر ۲۴ درجه به دست آمد. شرایط زمین شناسی منطقه به گونه ای است که نمی توان هیچیک از عدد های ۲۴ و ۸۴ درجه را پذیرفت ولی به دلایل زیر زاویه ای که محل برخورد محورهای P، T، نشان می دهد (۵۵ درجه)، به خواص مکانیکی توده سنگ پیرامون گسل نزدیک تر است:



در داده های ابتدایی و دوران یافته با سه روش %R، هیستوگرام توزیع خطا و دو وجهی های عمود برهم، برابر ۴۴ درجه به دست آمد. در روش %R، مقدار Φ برای بیشینه P برابر ۲۶ درجه و برای بیشینه T برابر ۲۴ درجه به دست آمد. با توجه به این که نمودارهای T, P با اختلاف درصد کم و با فاصله بسیار نزدیک رسم شده اند و در محدوده هایی از Φ به حالت افقی در می آیند، درصد بیشینه T, P در محدوده های متفاوتی از زاویه Φ است. اما نقطه برخورد محورهای T, P عدد ۴۴ درجه را ارائه می دهد که برای سنگ آهک به شدت نکتونیزه و خرد شده و در مجاورت با شیل های سازند شمشک در جنوب، در حریم گسل آستانه قابل قبول است. بر مبنای زاویه Φ ۴۴ درجه، وضعیت تنش های اصلی $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ برای داده های اولیه به ترتیب برابر 302, 74, 194,05 و 103,15 و برای داده های دوران یافته برابر 075,87, 193,07 و 281,02 به دست آمده است (جدول ۱). فاکتور شکل بیضوی تنش نیز برای این محدوده با استفاده از دایره های موهر سه محوری بدون مقیاس، برای داده های اولیه و دوران یافته به ترتیب برابر ۰/۵۴۹ و ۰/۵۱۹ به دست آمد (جدول ۱).

۳-۴- تنش دیرین در محدوده گسل دروار

در این محدوده، ابتدا با داده های اولیه و سپس با داده های دوران یافته به میزان ۱۸ درجه ساعتگرد حول محوری با وضعیت 265,00 بازسازی تنش صورت گرفته است (شکل ۱۱). زاویه اصطکاک داخلی توده سنگ برای هر دو داده های ابتدایی و دوران یافته به سه روش %R، هیستوگرام توزیع خطا و دو وجهی های عمود برهم به ترتیب ۴۵، ۴۰ و ۳۵ درجه به دست آمد که ۴۰ درجه به عنوان زاویه اصطکاک داخلی به کار گرفته شد. لازم به یادآوری است که اعداد به دست آمده از روش %R در هر دو نوع داده، برای بیشینه P، ۸۴ و بیشینه T، ۱۴ درجه و در محل برخورد محورهای T, P، ۴۵ درجه به دست آمد. مقادیر ۸۴ و ۱۴ در محدوده قابل قبول قرار ندارند. همچنین بهترین شیب در هیستوگرام رسم شده با زاویه ۴۰ درجه و بهترین سطح قابل انطباق با وضعیت گسل دروار را دو وجهی رسم شده با زاویه ۳۵ درجه ارائه داد.

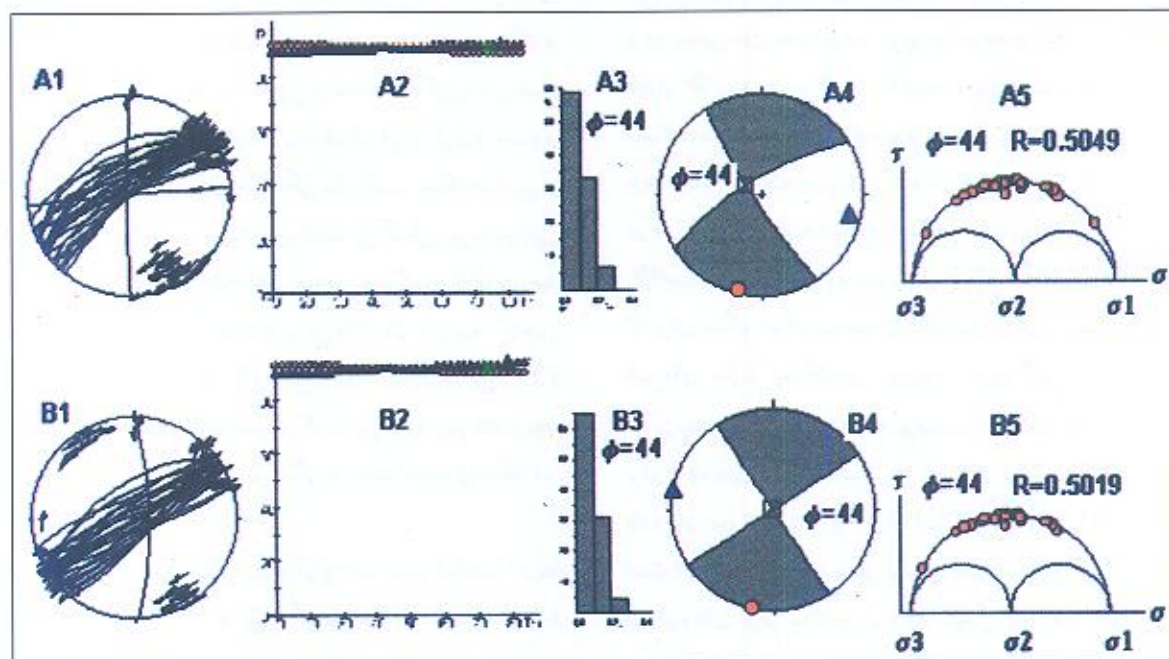
بر مبنای زاویه ۴۰ درجه، وضعیت تنش های اصلی $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ برای داده های اولیه به ترتیب برابر 140,16, 355,72 و 234,10 و برای داده های دوران یافته 142,01, 327,90 و 233,01 به دست آمد (جدول ۱). فاکتور شکل بیضوی تنش با استفاده از دایره های موهر سه محوری بدون مقیاس، برای هر دو نوع داده برابر با ۰/۵۱۲۴ به دست آمد (جدول ۱).

ب- همبری کنونی واحدهای سنگی در راستای گسل رین به گونه ای است که سنگهای غالباً "شیلی سازند شمشک و سری شیل، ماسه سنگ و توف اتوسن (سازند کرج) در جنوب، در پی مرحله های دگرریختی قبل از کوآترنری در کنار سنگ آهک سازند لار در شمال، قرار گرفته است و در جنبش های کوآترنری، این دو واحد سنگی با ترکیب سنگ شناسی و ویژگی های مکانیکی متفاوت، در راستای روند اساسی گسل رین جابجایی داشته اند. بنابراین، زاویه اصطکاک داخلی به مراتب کمتر از ۸۴ درجه خواهد بود. لازم به ذکر است در استفاده از روش %R طبق تجربه، گاهی درصد مشترک %R برای محور T, P (محل برخورد نمودارهای T, P) میزان زاویه اصطکاک داخلی را نشان میدهد که در این مورد برابر ۵۵ درجه است. این زاویه به اعدادی که با دو روش دیگر به دست آمده نزدیک تر است.

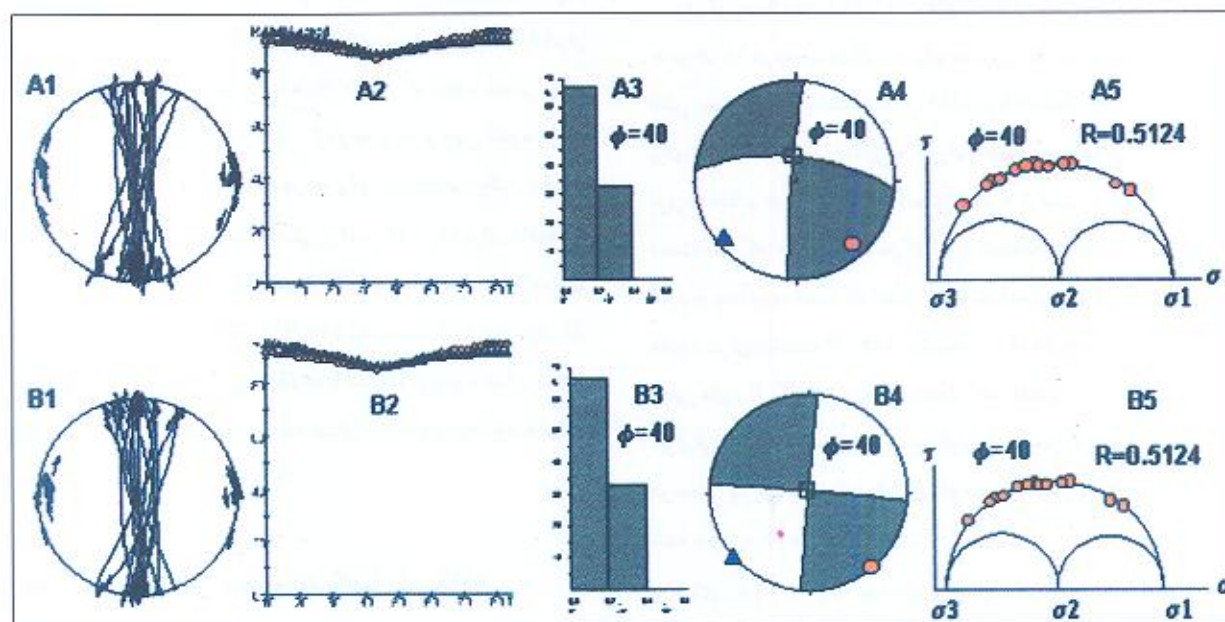
در روش هیستوگرام توزیع خطا، هیستوگرام های رسم شده با زاویه های ۳۰ و ۴۰ درجه به طور نسبی به توزیع گوسی نزدیک تر هستند. لذا با این روش یکی از زوایای ۳۰ یا ۴۰ درجه را می توان پذیرفت. در روش دو وجهی عمود برهم، دو وجهی های رسم شده با زاویه های ۴۰ و ۴۵ درجه سطحی قابل انطباق با وضعیت گسل رین ارائه می دهند. با پذیرش زاویه ۵۵ درجه از روش %R، ۴۰ درجه از روش هیستوگرام و ۴۵ درجه از روش دو وجهی های عمود برهم، زاویه ۴۶ درجه در محدوده قابل قبول برای توده سنگ های حریم گسل رین برای تعیین تنش دیرین مورد استفاده قرار گرفت. برای داده های دوران یافته نیز به همان دلایلی که اشاره شد از روش %R، ۵۵، درجه هیستوگرام توزیع خطا ۳۰ درجه و دو وجهی عمود برهم ۵۰ درجه قابل قبول هستند که زاویه ۴۵ درجه برای این منظور بکار رفت. بر مبنای این زوایا، وضعیت تنش های اصلی $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ برای داده های اولیه به ترتیب 042,11, 224,11 و 138,00 و برای داده های دوران یافته به ترتیب 232,01, 283,88 و 146,03 به دست آمد (جدول ۱). فاکتور شکل بیضوی تنش برای این محدوده با استفاده از دایره های موهر سه محوری بدون مقیاس، برای هر دو داده های اولیه و دوران یافته برابر ۰/۴۸۳۲ به دست آمد.

۳-۳- تنش دیرین در محدوده گسل آستانه

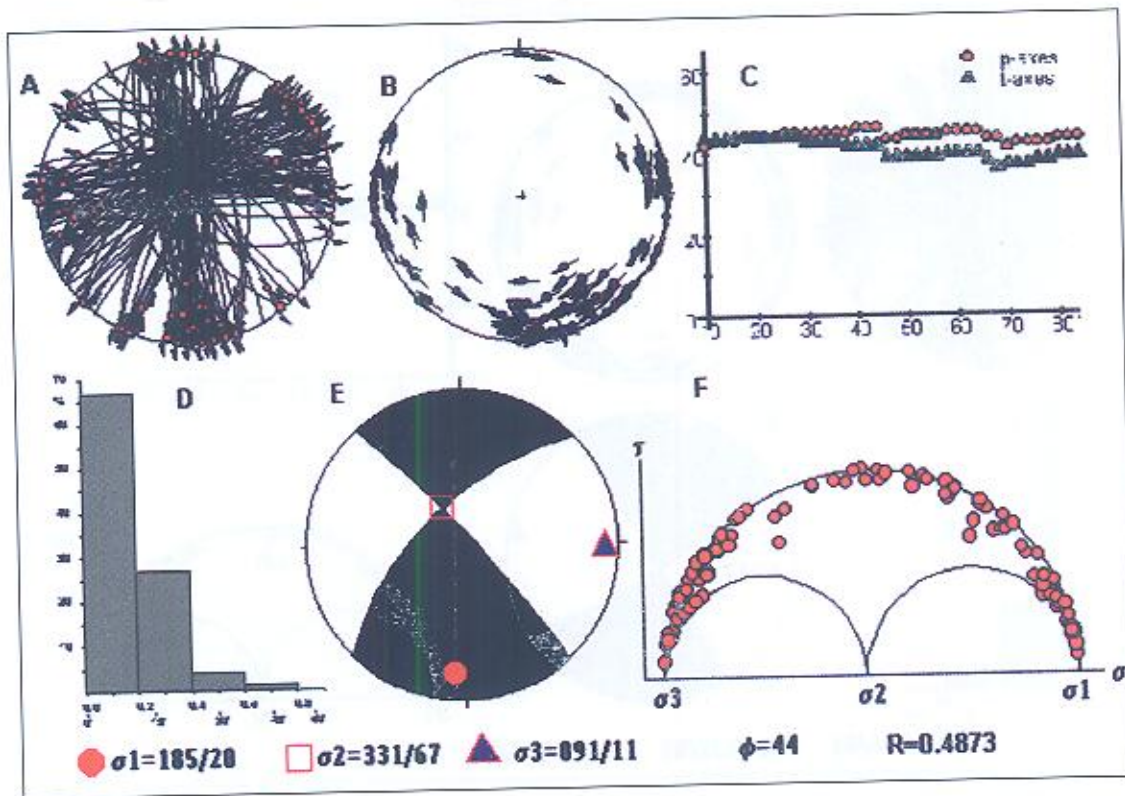
در این محدوده، ابتدا با داده های اولیه و سپس با داده های دوران یافته به میزان ۱۶ درجه ساعتگرد حول محوری با وضعیت 213,00 صورت گرفته است (شکل ۱۰). زاویه اصطکاک داخلی توده سنگ در هنگام گسیختگی



شکل ۱۰- نمودارهای A و B به ترتیب از ۱ تا ۵، استریوگرام داده‌ها به صورت نمودار Hoepfener و Angelier، نمودار % R، هیستوگرام توزیع خطا، استریوگرام دو وجهی عمود برهم همراه با موقعیت تنش‌های اصلی و دایر مور سه محوری بدون مقیاس برای داده‌های اولیه (A) و داده‌های دوران یافته (B) محدوده آستانه می‌باشند.



شکل ۱۱- نمودارهای A و B به ترتیب از ۱ تا ۵، استریوگرام داده‌ها به صورت نمودار Hoepfener و Angelier، نمودار % R، هیستوگرام توزیع خطا، استریوگرام دو وجهی عمود برهم همراه با موقعیت تنش‌های اصلی و دایر مور سه محوری بدون مقیاس برای داده‌های اولیه (A) و داده‌های دوران یافته (B) محدوده دروار می‌باشند.



شکل ۱۲- نمودارهای A تا F به ترتیب، استریوگرام داده ها به صورت نمودار Angelier و Hoepfner، نمودار % R، هیستوگرام توزیع خطا، استریوگرام دو وجهی عمود برهم همراه با موقعیت تنش های اصلی و دوائر مور سه محوری بدون مقیاس برای داده های ترکیبی اولیه.

۳-۵- تعیین تنش دیرین با داده های ترکیبی

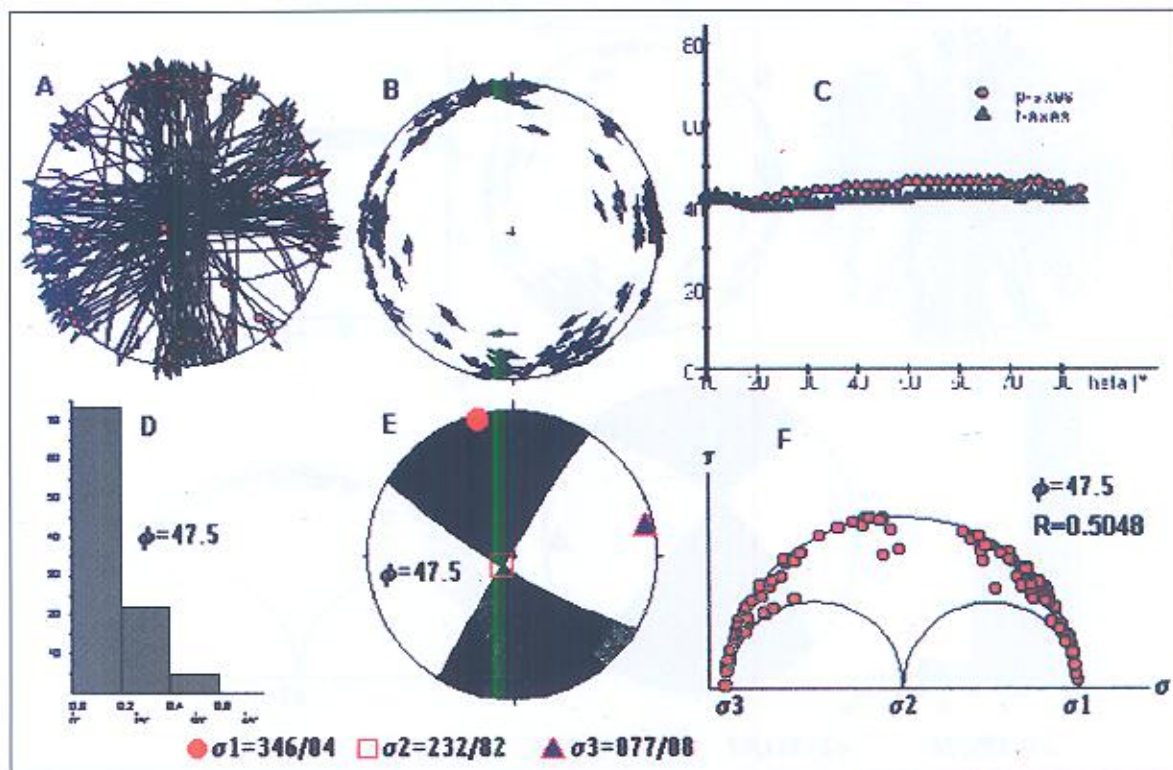
داخلی توده سنگ برای هر دو دسته داده، با سه روش %R، هیستوگرام توزیع خطا و دو وجهی عمود بر هم تعیین گردید. در روش %R، مقدار Φ برای بیشینه P برابر ۴۴ درجه و برای بیشینه T برابر ۲۸ درجه به دست آمد. با توجه به نوع دگربخشی گستره مورد بررسی در کواثربری که از نوع ترافشارشی است، زاویه ۴۴ درجه، سازگاری خوبی با شرایط توده سنگهای مناطق گسل دارد. جالب توجه این که روش هیستوگرام توزیع خطا نیز عدد ۴۴ درجه، سازگاری خوبی با شرایط توده سنگهای مناطق گسل دارد. جالب توجه این که روش هیستوگرام توزیع خطا نیز عدد ۴۴ درجه را تایید می نماید. زیرا هیستوگرام رسم شده با زاویه ۴۴ درجه، نسبت به سایر زاویه ها بیشترین شیب را دارا است. بدیهی است که از روش دو وجهی عمود برهم نباید انتظار پاسخ دقیق داشت و در نهایت یکی از سطوح کمکی باید انطباق کلی با روند منطقه البرز خاوری (شمال خاور - جنوب باختر) داشته باشد که البته دو وجهی رسم شده با زاویه اصطکاک داخلی ۴۴ درجه ویژگی مورد بحث را دارا است. بنابراین، برای داده های ابتدایی، زاویه اصطکاک داخلی ۴۴ درجه پذیرفته شد (شکل ۱۱). محاسبه زاویه

در این بخش با تمامی داده های چهار محدوده به صورت یکجا وضعیت تنش دیرین محاسبه شده و سپس این محاسبه برای مجموعه داده های دوران یافته محدوده ها تکرار گشت (شکل ۱۲). روشن است برای این نوع محاسبه باید به نکته های زیر توجه داشت:

الف - هر چهار گسل و ایستگاه اندازه گیری در بخش به نسبت محدود و یک ایالت زمین ساختی (حاشیه جنوبی البرز خاوری) قرار دارند و امکان جنبش در یک مرحله زمین ساختی را دارند.

ب - تعیین تنش دیرین مبتنی بر داده های جمع آوری شده در یک گستره وسیع، مستلزم برداشت همگن داده ها است، به گونه ای که سطوح لغزش با روندهای متفاوت را شامل شود. با بکارگیری یکجای داده های مربوط به گسل های با روندهای مختلف می توان همگنی داده ها را تامین نمود.

با توجه به این نکته ها، ابتدا با مجموع داده های اولیه و سپس با مجموع داده های دوران یافته، تعیین تنش دیرین صورت گرفت و زاویه اصطکاک



شکل ۱۳- نمودارهای A تا F به ترتیب، استریوگرام داده ها به صورت نمودار Angelier و Hoepfner، نمودار % R، هیستوگرام توزیع خطا، استریوگرام دو وجهی عمود برهم همراه با موقعیت تنش های اصلی و دایره مور سه محوری بدون مقیاس برای داده های ترکیبی دوران یافته

داده های ابتدایی ۰/۴۸۷۳ و برای داده های دوران یافته ۰/۵۰۴۸ به دست آمد (جدول ۱). البته با توجه به اینکه مجموع داده ها از تعداد کافی برای به کارگیری روش نمودارهای استاندارد شده Wallbrecher (1996) برخوردار بود این روش نیز برای تعیین فاکتور شکل به کار رفت. همان گونه که شکل های ۱۲ و ۱۳ نشان می دهند نمودارهای خط لغزش Hoepfner البرز خاوری در قبل و بعد از دوران با الگوهایی که بر مبنای $R=0.4$ و $R=0.6$ برای گسل های راستالغز رسم شده قابل انطباق است. بنا بر این می توان گفت که مقدار R به دست آمده از این روش، مقادیر به دست آمده از روش دایره های موهر سه محوری را تایید می نماید.

۴- بحث، نتیجه گیری و پیشنهاد

الف- در تعیین زاویه اصطکاک داخلی توده سنگها در هنگام گسیختگی یا در هنگام لغزش سطح های گسل پیش ساخته در میدان جدید تنش، به ویژه در هنگامی که دو واحد سنگی با ویژگی های مکانیکی

Φ برای داده های دوران یافته نیز انجام گرفت. در روش %R، زاویه Φ برای بیشینه P بین ۵۰ تا ۷۶ درجه و برای ماکزیمم T بین ۵۲ تا ۷۰ درجه به دست آمد (شکل ۱۳). با توجه به نزدیکی زاویه ۵۰ درجه با مقدار متوسط این زاویه برای سنگهای پوسته، این زاویه پذیرفته شد. در روش هیستوگرام خطا، هیستوگرام با زاویه ۴۵ درجه بیشترین شیب را نشان داد. دو وجهی های رسم شده با زاویه Φ از ۱۰ الی ۵۵ درجه همگی یک سطح کمی دارند که از نظر کلی با روند البرز خاوری سازگاری دارد. بنابراین، برای تعیین زاویه Φ دقیق نمی توان از آن استفاده کرد و فقط می توان در مقایسه با دو روش دیگر، یکی از آنها را پذیرفت. در نهایت با انتخاب ۵۰ درجه از روش %R و ۴۵ درجه از روش هیستوگرام توزیع خطا، میانگین ۴۷/۵ درجه را می توان برای تعیین تنش دیرین بکار برد.

وضعیت تنش های اصلی $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ برای داده های اولیه به ترتیب برابر 332,67, 184,20 و 91,11 و برای داده های دوران یافته برابر 346,04, 232,82 و 877,08 (جدول ۱). فاکتور شکل بیضوی تنش نیز با استفاده از دایره های موهر سه محوری بدون مقیاس برای



دگرریختی از نوع راستالغز است (شکل ۱۵).

ب- کلیه گسل های کواترنری مطالعه شده به ویژه آنهایی که داده های سطحها و خطهای لغزش آنها در تعیین تنش درین استفاده شده، قائم و یا نزدیک به قائم هستند و سازوکار راستالغز دارند. دایره های موهر سه محوری بدون مقیاس که بر مبنای اعمال زاویه اصطکاک داخلی توده سنگ رسم شده اند، علاوه بر این که فاکتور شکل بیضوی تنش را ارائه می دهند حاوی نکات قابل توجهی می باشند؛ از جمله این که مقدار σ_2 کم و بیش میانگین حسابی σ_1 و σ_3 است $[\sigma_2 = (\sigma_1 + \sigma_3) / 2]$ است. نکته ای که در فاکتور شکل بیضوی تنش به دست آمده نیز نهفته است. این فاکتور در تمامی محدوده ها حدود برابر ۰/۵ است که با فرارگیری آن در رابطه $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ ، اندازه σ_2 برابر $(\sigma_1 + \sigma_3) / 2$ خواهد شد. از طرف دیگر قطب بیشتر سطح های لغزش بر روی صفحه $\sigma_1 - \sigma_2$ قرار گرفته است که تقریباً افقی است و بیشترین اختلاف تنش بر روی آن است. بنابراین می توان گفت که در منطقه مورد مطالعه و در محدوده زمانی کواترنری، انگاره (Anderson 1942) صدق می نماید.

ت- وضعیت تنش های اصلی و فاکتور شکل بیضوی تنش در محدوده های مختلف در جدول ۱ خلاصه شده است. وضعیت σ_1 محدوده ها (با چشم پوشی از زاویه میل کم آنها) از آزمون ۱۴۲ درجه تا ۲۳۸ درجه متغیر است. گرچه وضعیت σ_1 محدوده ها (با چشم پوشی از زاویه میل کم آنها) از آزمون ۱۴۲ درجه تا ۲۳۸ درجه متغیر است. گرچه وضعیت σ_2 در همه حالتها نزدیک به قائم است ولی وضعیت σ_1 به دست آمده با داده های ترکیبی قبل و پس از دوران (جدول ۱) از آزمون ۱۶۶ تا ۱۸۶ درجه متفاوت است. به نظر می رسد که این آزمونتها با موقعیت زمین ساختی منطقی و نتایج به دست آمده از سایر پژوهشها که در زیر اشاره می شود سازگاری بهتری دارد.

ت- ۱- نقشه تنش جهانی (Word Stress Map: WSM)

نقشه تنش ایران که در چهارچوب پروژه WSM رسم شده است در شکل ۱۶ دیده می شود. جهت تنشهای ثبت شده در این نقشه که بطور کامل بر مبنای سازو کار کانونی زمینلرزه ها است با دستاوردهای تنش درین بر مبنای تحلیل لغزش گسلهای کواترنری هماهنگی نسبی دارد.

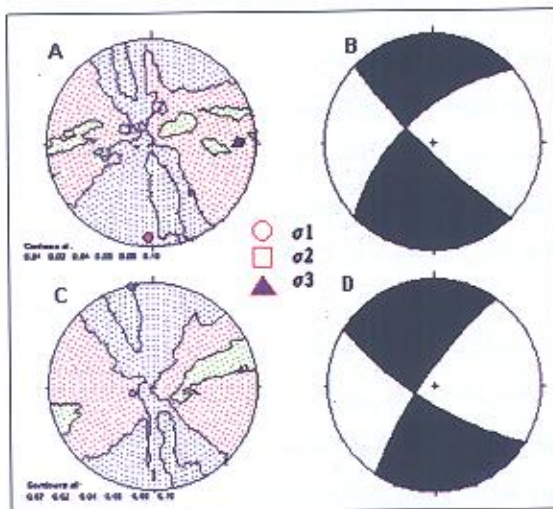
و- در هر مسعنه می باید سربعد خاص آن را در انتخاب شیوه تعیین این زاویه و دست یابی به عدد نهایی مورد نظر قرار داد. در محدوده های مورد مطالعه هر سه شیوه $R\%$ ، هیستوگرام توزیع خطا و دو وجهی های عمود برهم به گونه ای پاسخ لازم را داده اند ولی هیچیک از آنها را به تنهایی نمی توان به این منظور به کار گرفت و با استفاده از دو یا چند روش باید به عدد نهایی رسید.

مقایسه زاویه اصطکاک داخلی توده سنگ به دست آمده از داده های ترکیبی در قبل و پس از دوران (به ترتیب، ۴۴ و ۲۷/۵ درجه در جدول ۱) با همین ضریب در تک تک محدوده های چهارگانه، یکسانی تقریبی آنها را نشان میدهد. دلیل این یکسانی را می توان در یکسانی شرایط زمین شناسی و ترکیب سنگ شناسی توده سنگ به ویژه در پیرامون سه محدوده رین، آستانه و دروار دید. در آستانه و دروار همجواری سنگ های آهکی دلیجای و لار را در مجاورت سنگ های عمدتاً شیلی سازند شمشک و سری ائوسن سازند کرج مشاهده میکنیم و اندازه گیری های هر دو محدوده بطور کامل بر روی سنگ های آهکی انجام شده است. در دروار نیز همبری سنگ جوش مقاوم سازند فجن با شیلای سازند کرج و انجام برداشت ها بر روی سنگ جوش، شرایطی مشابه با دو محدوده فوق را ایجاد مینماید. نکته قابل توجه دیگر اینکه ضریب اصطکاک داخلی توده سنگ در محدوده فروسیلیس (۲۵ درجه) اختلاف قابل توجه دارد.

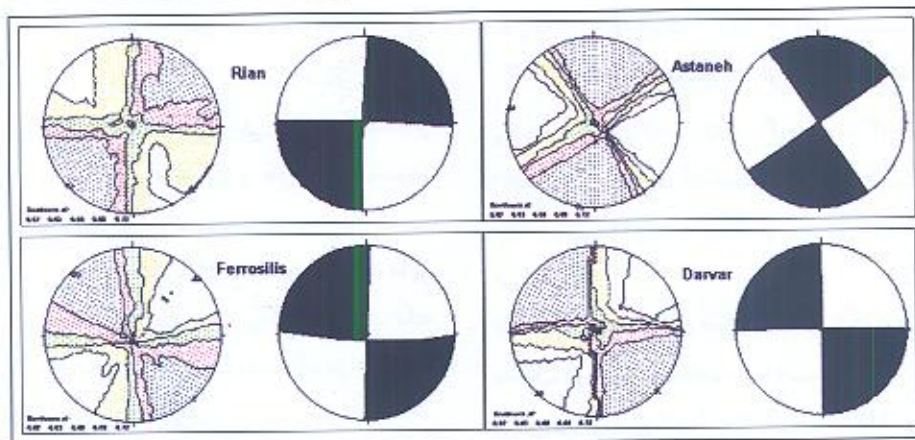
ب- فاکتور شکل بیضوی تنش (R) به دست آمده به کمک دایره های موهر سه محوری بدون مقیاس برای هر چهار محدوده و داده های ترکیبی دوران یافته و بدون دوران در جدول ۱ خلاصه شده است. مقایسه این عددها در جدول یاد شده نشان دهنده نتایج زیر است:

- مقدار R در هر چهار محدوده و با داده های اولیه (قبل از دوران) نزدیک به ۰/۵ و میانگین آنها برابر ۰/۴۹۲۰ است.
- مقدار R در هر چهار محدوده و با داده های دوران یافته نیز نزدیک به ۰/۵ و میانگین آنها برابر ۰/۴۹۲۰ است.
- مقدار R با اعمال با داده های ترکیبی قبل و پس از دوران نیز به ترتیب ۰/۴۸۷۳ و ۰/۵۰۴۸ به دست می آید که به عدد ۰/۵ بسیار نزدیک است.

- نمودارهای کنوری رسم شده بر روی محورهای P, T با فاصله ۰/۲ در شکل ۱۴ نشان می دهد که نوع دگرریختی کواترنری به دست آمده از داده های ترکیبی از نوع ترفشارشی متمایل به راستالغز محض است و مولفه فشاری کوچکی دارد. توجه شود که نمودارهای نوع



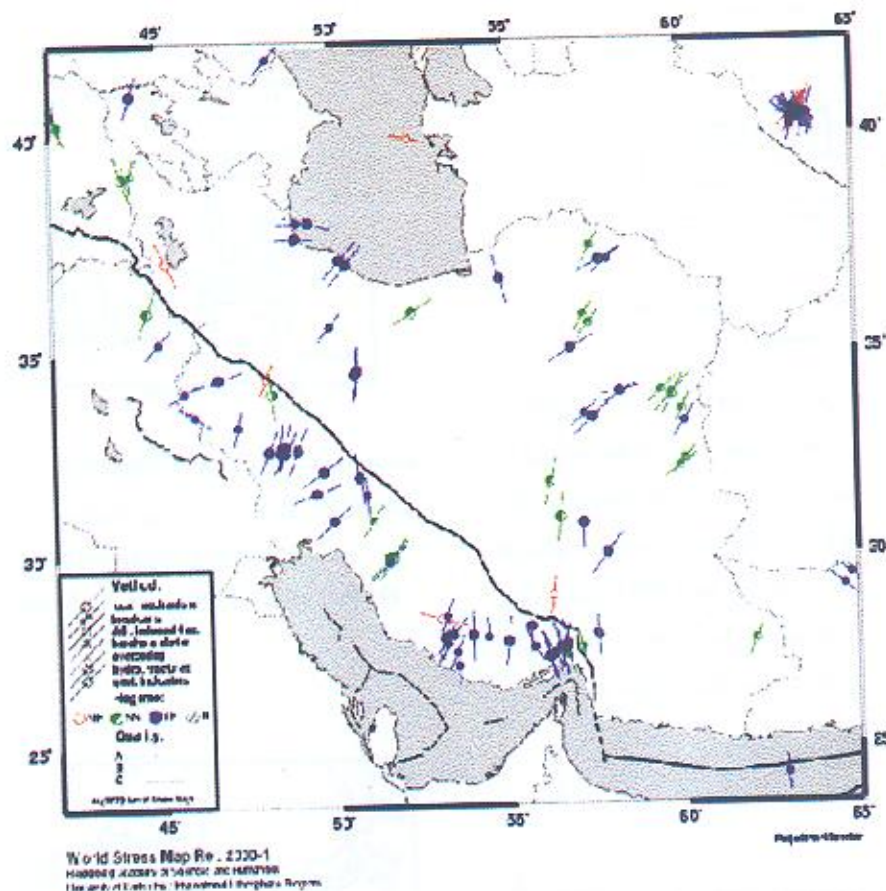
شکل ۱۴- استریوگرامهای نوع دگرریختی کواترنری با داده‌های ترکیبی همراه با دو وجهی عمود بر هم مرتبط با آنها (A و B قبل از دوران، C و D پس از دوران). هر دو دسته نمودار نشان دهنده نوع دگر ریختی انتقال تراکمی (Transpression) است. البته مولفه تراکمی آنها بسیار کوچک است



شکل ۱۵- استریوگرامهای نوع دگرریختی کواترنری برای محدوده‌های رین، آستانه، فروسیلیس و دروار با داده‌های دوران یافته و دو وجهی‌های عمود بر هم مربوط با آنها که نشان دهنده نوع دگر ریختی انتقالی (راستالغز) در تک تک محدوده‌ها است.

$\sigma/\Phi/R$	σ_1		σ_2		σ_3		Φ (درجه)		R	
	قبل از دوران	پس از دوران	قبل از دوران	پس از دوران	قبل از دوران	پس از دوران	قبل از دوران	پس از دوران	قبل از دوران	پس از دوران
فروسیلیس	155°/02'	335°/04'	011°/82'	010°/90'	244°/04'	064°/00'	25	25	0.4705	0.4705
رین	224°/11'	238°/01'	042°/78'	283°/88'	138°/00'	146°/03'	46	45	0.4832	0.4832
آستانه	194°/05'	193°/07'	302°/74'	075°/87'	103°/15'	281°/02'	44	44	0.5049	0.5019
دروار	140°/16'	142°/01'	355°/72'	327°/90'	234°/10'	233°/01'	40	40	0.5124	0.5124
داده‌های ترکیبی	184°/20'	346°/04'	332°/67'	232°/82'	091°/11'	077°/08'	44	47.5	0.4873	0.5048

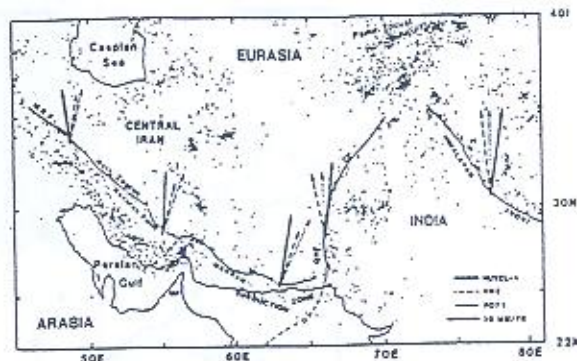
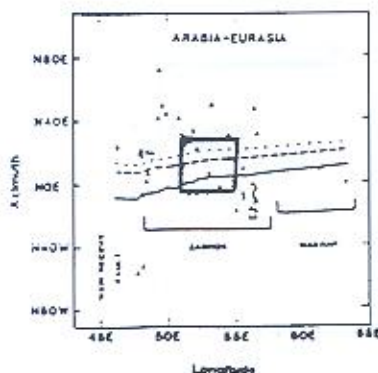
جدول ۱- موقعیت تنش‌های اصلی و فاکتور شکل بیضوی تنش (R) در محدوده‌های مختلف با داده‌های قبل و پس از دوران.



شکل ۱۶- نقشه تنش ایران تهیه شده توسط WSM. در ستون راهنمای روش‌ها در نقشه نشان داده شده که داده‌های بکار رفته تماماً از ساز و کار کانونی زمین لرزه‌های دستگاهی هستند. تنها ۴ مورد از زمین لرزه‌ها از نوع عادی (دوایر و خطوط قرمز) و بقیه از نوع راستالغز (رنگ سبز) و معکوس (رنگ آبی) هستند (سایت اینترنتی WSM)

زاگرس (Main Recent Fault) $N11^{\circ}W$ است و برای نقطه دیگری در جنوب البرز خاوری با مختصات 55° درجه طول خاوری و 35° درجه عرض شمالی که از سایت بر خط اینترنتی (Online) Nuvel-1 محاسبه گردید، سرعت جنبش $3/48$ سانتیمتر در سال و وضعیت آن $355/16$ درجه به دست آمد که با وضعیت به دست آمده از داده‌های ترکیبی دوران یافته 9° درجه اختلاف دارد. البته این وضعیت برای تمامی نقاط حاشیه جنوبی البرز خاوری یکسان نیست. شکل ۱۶ نشان می‌دهد که جهت جنبش صفحه‌ها بر پایه پیش بینی RM2، NUVEL-1، P071، از آزیموت شمال باختری (حدود $N11^{\circ}W$ بر پایه NUVEL-1) در نقطه 47° درجه طول خاوری به آزیموت 010 بر پایه RM2 و 025 بر پایه P071 میرسد. بنابراین به نظر می‌آید که جهت جنبش سنگ‌کوه در محدوده کشور ما (از عرض تقریبی 45° درجه تا 65° درجه خاوری) از خاور

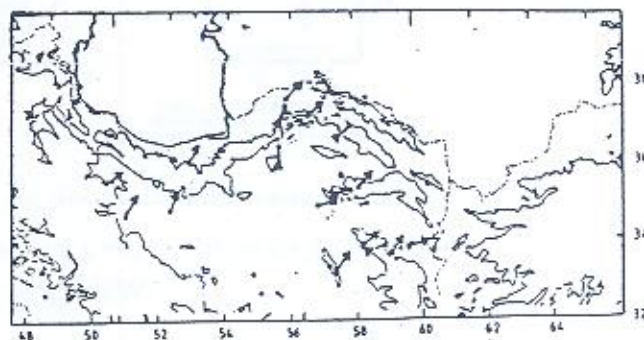
ث ۲- (1990). DeMets et al.، با جمع بندی نتایج حاصل از مطالعاتی که بر روی جنبش‌های کنونی صفحه‌های سنگ‌کوه توسط P071 (Chase, 1978)، RM2 (Minster & Jordan, 1973)، و NUVEL-1 (Northwestern University Velocity Model-1) و همچنین با استفاده از سازوکار زمین لرزه‌های سالهای ۱۹۶۳ تا ۱۹۸۶ میلادی با ژرفای کمتر از 40 کیلومتر انجام گرفته است، به نتایج جالبی دست یافته‌اند. شکل ۱۷ دستاوردهای مربوط به جنبش پوسته ایران را از نظر سرعت و جهت نشان می‌دهد. ناگفته نماند که این پژوهشگران یافته‌های طرح جدید NUVEL-1 را که در دانشگاه شمال باختر آمریکا به دست آمده است با دستاوردهای قبلی P071، RM2 مقایسه نمودند. جهت جنبش پوسته در نقطه‌ای با مختصات جغرافیایی 35° درجه عرض شمالی و 48° درجه طول خاوری در مجاورت گسل اصلی جدید



شکل ۱۸- بردارهای لغزشی راندگی (مثلث‌های توخالی) در منطقه فرورانش مکران، نوار چین خورده - رانده شده زاگرس و بردارهای لغزشی راستالغز (مثلث‌های توپر) از گسل اصلی جدید با بردارهای اولر عربستان - اوراسیا بدست آمده از NUVEL-1 (خط منحنی)، RM2 (خط چین بلند) و P071 (خط چین کوتاه) تطبیق و مقایسه شده است. جهت جنبش پوسته در محدوده مورد مطالعه (درون مستطیل) انحراف کمی از شمال به سمت خاور را نشان می‌دهد نقل از: (DeMets et al (1990)

شکل ۱۷- سرعت های خطی (Linear Velocities) بین صفحه‌های هند- اوراسیا و عربستان - اوراسیا، پیش بینی شده توسط Chase (1978) RM2, P071 و Minster & Jordan, (1978) Main Recent Fault: MRF برگرفته از (DeMets et al, (1990)

شکل ۱۹- نقشه توپوگرافی بخش شمالی ایران که در آن ساز و کار کانونی زمین لرزه ها همراه با بردار لغزشی آنها به نمایش در آمده است برگرفته از Jackson and Mckenzie, (1984)



راستالغز چپ بر در البرز خاوری است (شکل ۱۸) و با یافته های تحلیل لغزش گسل های کواترنری اختلاف اساسی ندارد.

به سوی باختر، چرخش پادساعتگرد دارد. ضمن اینکه جهت جنبش صفحه پیش بینی شده توسط NUVEL-1 نسبت به P07, RM2 بین ۱۰ تا ۱۵ درجه خلاف ساعتی، چرخش نشان می‌دهد. در هر صورت جهت جنبش پوسته ایران در محدوده مورد مطالعه که توسط هر سه پروژه فوق پیش بینی شده، انحراف کمی از شمال به سمت خاور دارد و این جهت با جهت های به دست آمده برای بااعمال زاویه های ۲۵ تا ۳۵ درجه برای داده های ترکیبی انطباق بهتری دارد.

۳- پیشنهادها

کلید گسل های کواترنری سرتاسر البرز به طور تفصیلی مطالعه و شناسایی شود و با استفاده از تحلیل لغزش گسل، موقعیت تنش دیرین جنبش های کواترنری در تمامی البرز تعیین گردد. مقایسه این نتایج با دستاوردهای تنش دیرین مربوط به فازهای زمین ساختی قبل از کواترنری (دست کم در ترشیری)، امکان ارزیابی تغییرات میدان تنش را در سنوزوئیک فراهم می آورد.

ت-۳- مطالعاتی که بر روی سازوکار کانونی بیش از ۸۰ زمین لرزه، تصویرهای ماهواره ای و مشاهدات گسلش سطحی زمین لرزه های تاریخی و دستگاهی خاور میانه (از باختر ترکیه تا پاکستان) انجام شده است (Jackson & Mckenzie, 1984) نشان دهنده گسلش راندگی با مولفه



کتابنگاری

بریران، م.، قرشی، م.، طالبیان، م.، شجاع طاهری، ج.، ۱۳۷۵- پژوهش و بررسی نوزمینساخت، لرزه زمینساخت و خطر زمینلرزه - گسلش در گستره سمنان (پژوهش و بررسی لرزه زمینساخت ایرانزمین: بخش هفتم). انتشارات سازمان زمین شناسی کشور.

Reference

Angelier, J. 1975- Sur l'analyse de mesures recueillies dans des sites failles: l'utilite d'une confrontation entre les methodes dynamiques et cinematiques. C.R. Acad. Sci., Paris, D 281, 1805-1808.(Erratum: Bid(D) 1976, 283, 466.)

Angelier, J. 1979a- Neotectonique de l'arc eggen. Soc. Geol. Nord. Pub.3, 418.

Angelier, J. 1979b- Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. Tectonophysics 56, T17-T26.

Angelier, J. 1983- Analyses qualitative et quantitative des populations de Jeux de failles. Bull. Soc. geol. France, 5:661-672. Application of an eigenvalue method. Tectonophysics, 255: 177- 187.

Angelier, J. 1984 - Tectonic analysis of fault slips data sets. J. geophys. Res. 89, 5835- 5848.

Angelier, J. 1989- From orientation to magnitudes in paleostrees determination using fault slip data . J. Struct. Geol. 11, 37-50.

Angelier, J. 1990. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress. III A new rapid direct inversion method by analytical means. Geophys. J. Int. 103, 363-376.

Angelier, J. 1991- Analyse chronologique matricielle et succession regionale des evenements tectoniques. C.R. Acad. Sci. Paris, t.312, Ser. II, 1633-1638.

Angelier, J., 1994- Fault slip analysis and paleostress reconstruction. PP. 53-100. In: Contiental deformation Eds.m, I. Honcock, P.L., pergamon Press, London.

Angelier, J, Tarantola, A., Manoussis, S& Vallette, B. 1982- Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress. 1: single phase fault populations: a new method of computing the stress tensor. Geophys. J.R. astr. Soc. 69, 607-621. A

Angelier, J. & Geoucl, J. 1979- Sur une methode simple de determination des axes principaux des contraintes par une population de failles. C.R. Acad. Sci., Paris, D 288, 307-310.

Angelier, J. & Mechler, P.1977- Sur une methode graphique de recherche des contraintes principales egalement utilisable en tectonique et en seismologie: la methode des diedres droits, Bull. Soc. Geol. Fr. 7, 1309-1318.

Arthaud, F. 1969- Methode de determination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermediaire d'une populations de failles. Bull. Soc. Geol. Fr. 7, 729-737.

Arthaud, F. & Choukroune, P. 1972- Methode d'analyse de la tectonique cassante a l'aide des microstructures dans les zones Peu deformees. Exemple de la plate- forme nordaquitaine. Rev. Inst. Fr. Petr. XXVII (5), 715-732.

Arthoud, F. & Mattauer, M. 1969- Exemples de stylolites d'origine tectonique dans le Languedoc, leurs relations avec la tectonique cassante. Bull. Soc. Geol. Fr. 7, 738- 744.

Carey, E. & Brunier, B.1974- Analyse theorique et numerique d'un modele mecanique elementaire applique a l'etude d'une population de failles. C. R. Acad. Sci. Paris, D 279, 891-894.

Chase, C. G. 1978- Plate kinematics: The Americas, East Africa, and the rest of the world. Earth planet. Sci. Lett., 37, 355-368.

DeMets, C., Gordan, R.G., Argus, D. F. & Stein, S. 1990- Current plate motion. Geophys. J. Int., 101, 425- 478.

Hoepfener, R. 1995- Tektonik im Schiefergebirge., Geol. Rdsch, 44, 26-58; Stuttgart.

Jackson, J. A. and Mckenzie, D. P. 1984- Active tectonics of the Alpine- Himalayan belt between western Turkey and Pakistan. Geophys. J. R. astr. Soc. 77, 185-264.

Jackson, J. A & Mckenzie, D.P. 1986- The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East. Geophysical Journal, 337 (33): 45- 73.

Michel, G. W. 1993- Modeling fault slip data sets: A Key for approximating streching ratios. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft. 144: 150- 158.

Minster, J. B & Jordan, T.H. 1978- Present - day plate motions, J. geophys. Res. 83, 5331- 5354.

Minster, J. B., Jordan, T. H., Molnar, P. & Hains, E. 1974 - Numerical modeling of instantaneous plate tectonic, Geophys. J.R. astr Soc., 36, 541- 576.

Sperner, B., Ott, R & Ratschbacher, L. 1993- Fault - striae analysis: a turbo pascal program pakage for graphical presentation and reduced stress- tensor calculation. Computers & Geosciences, (19)9, 1361- 1388; Manchester.

Wallbrecher, E, Fritz, H. and Unzog, W. 1996- Estimation of the shape factor of a palaeostress ellipsoid by comparison with theoretical slickenline patterns and

Zoback, M. L. 1989- Global patterns of tectonic stress. Nature, 341, 291-298.

Zoback, M. L. 1992- First and second- order patterns of stress in the lithosphere: The World stress map project. J. Geophys. Res., 97, B8, 11703-11728.

Zoback, M.L., Burke, K. 1993- World Stress Map. Eos.

* دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران (در حال حاضر دانشگاه شاهرود)

* Tarbiat Modarres University, Tehran, Iran (now Shahrud Univ).
 ** Institute of Earth Techniques and Scientific Researches, Tehran, Iran
 *** Geological Survey of Iran

** موسسه تحقیقاتی علون و فتون زمین
 *** سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور