

جهت‌گیری فاز کششی کامبرین-دونین البرز خاوری: تجزیه و تحلیل تنش دیرین روی داده‌های گسل‌های رشدی

اصغر دولتی*، امین بهروز؛ دانشگاه خوارزمی، دانشکده علوم زمین
علیرضا شهیدی؛ سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

پذیرش ۹۹/۰۴/۳۰

دریافت ۹۸/۰۳/۲۴

چکیده

کمربند کوهزایی البرز حاصل برخورد بین صفحات ایران مرکزی در جنوب و اوراسیا در شمال از زمان تریاس است. بررسی رخساره‌های سنگ‌های رسوبی به‌همراه ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی موجود در سازندهای پالئوزویک البرز و ایران مرکزی دلالت بر رسوب‌گذاری در یک محیط آرام و کم‌عمق ریفتی و حاشیه غیرفعال گندوانا است. این پژوهش، جهت‌گیری تنش‌ها دیرین را بر اساس مشخصات هندسی و جنشی گسل‌ها برای سه دوره کامبرین، اردویسین و دونین در البرز خاوری انجام داده است. از آن‌جاکه رویدادهای مختلف تکتونیکی پس از پالئوزویک در البرز اثرگذار بوده است، از این‌رو، تنها داده‌های گسلی استفاده شده است که در زمان رسوب‌گذاری تشکیل شده و پس از آن به‌وسیله تکتونیک بعدی دوباره غیرفعال شده است. برای تجزیه و تحلیل تنش دیرین استفاده شده است. در مجموع ۱۹ ایستگاه مشتمل بر ۲۹۷ داده گسلی در گستره شمال دامغان-شاهرود برای تجزیه و تحلیل تنش دیرین استفاده شده است. داده‌های گسلی برداشت شده حول محور چین‌خوردگی‌های موجود به حالت اولیه برگردانده شده و به‌وسیله نرم‌افزار FSA پردازش شده است. تمامی ایستگاه‌ها رژیم تکتونیکی کششی را با جهت‌گیری تقریباً شمالی-جنوبی نشان داده است.

واژه‌های کلیدی: البرز خاوری، تنش دیرین، پالئوزویک، رژیم کششی.

مقدمه

رشته‌کوه‌های البرز، واقع در شمال ایران، یک کوهزاد فعال در نظر گرفته شده است که حوادث زمین‌ساختی مختلفی را پس از تریاس پسین از قبیل سیمیرین [۱]، [۲]، [۳]، لارامید [۴]، پیرنین و پاسادینین [۵]، [۶] را تجربه کرده است. امروزه این کوهزایی مشتمل بر چین‌خوردگی و راندگی‌های متعدد با مؤلفه‌های امتدادلغز است که از روند عمومی البرز پیروی می‌کند. در بخش میانی این کوهزاد نیز یک ساختار گل‌سرخ مثبت در نظر گرفته شده به‌طوری که گسل‌های موجود در دامنه جنوبی معمولاً شییبی به‌سمت شمال و دامنه شمالی آن شییبی به‌سمت جنوب را به نمایش گذاشته است [۷]، [۸]، [۹]، [۱۰]. مطالعات و اندازه‌گیری‌های GPS نشان‌دهنده کوتاه‌شدگی امروزی این کوهزاد در جهت تقریباً شمالی جنوبی است [۱۱]، [۱۲]. تجزیه و تحلیل تنش دیرین به‌منظور یافتن جهت‌گیری تنش‌های اصلی در بخش‌های مختلف البرز برای هر کدام از فازهای کوهزایی انجام شده است. جهت‌گیری تنش دیرین روی دامنه جنوبی البرز مرکزی حاکی از وجود تنش تراکمی است [۱۳]، [۱۴]، [۱۵]. این چنین تجزیه و تحلیل نیز بر روی رسوبات سنوزویک در البرز خاوری، گستره دامغان-سمنان، حاکی از تنش بیشینه در راستای شمالی-جنوبی است [۱۶]. هر چند این نوع داده‌ها به‌همراه گسترش بالای چین‌خوردگی‌ها و راندگی‌ها حاکی از چیره بودن رژیم فشارشی در زمان سنوزویک است، اما تجزیه و تحلیل تنش دیرین روی سنگ‌های تریاس بالایی-اؤسن علاوه بر وجود تنش‌های فشارشی، بیان‌گر وجود رژیم کششی در برخی از دوره‌های زمانی در البرز بوده است [۱۷]، [۱۸].

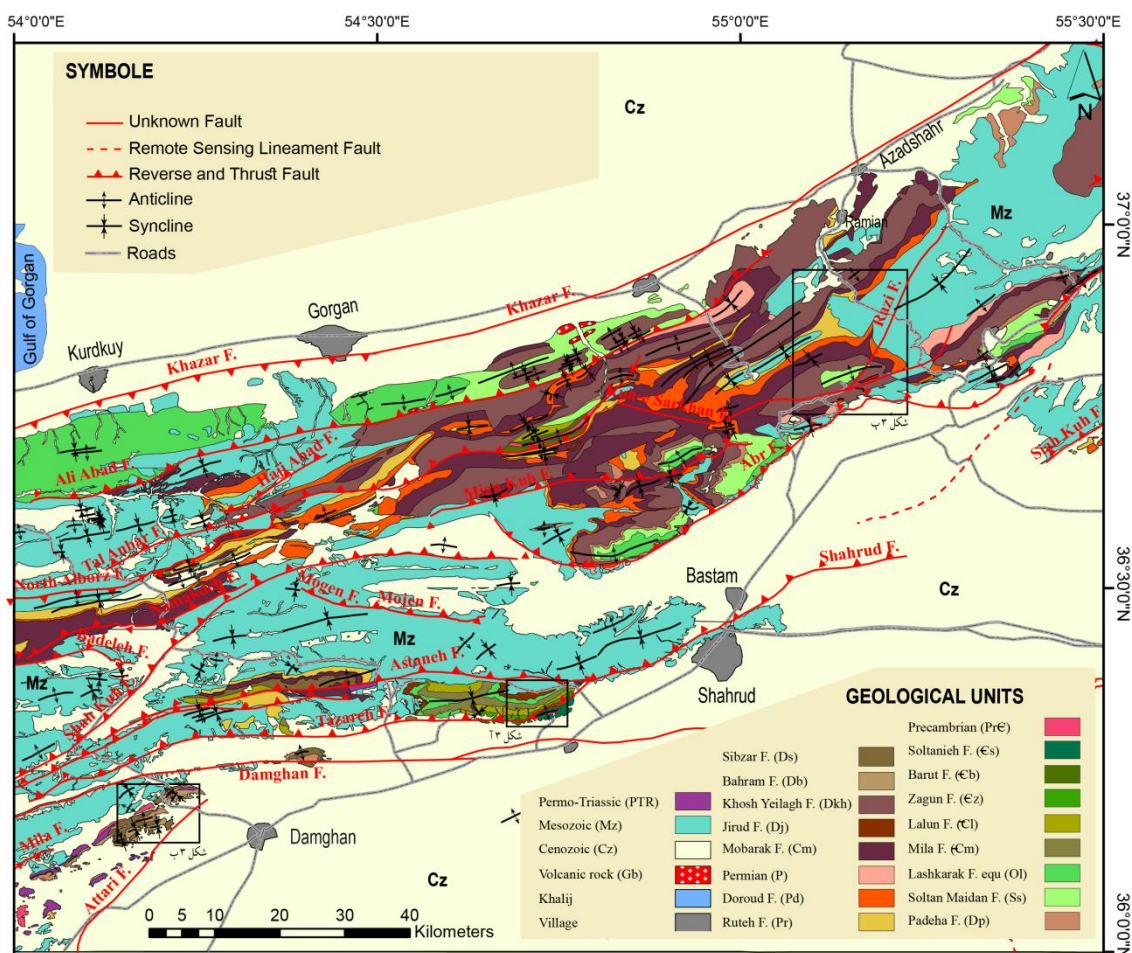
[۱۹]. با این حال مشخص شده البرز هیچ‌گونه فعالیت کوه‌زایی را در زمان پالئوزویک نداشته و رسوبات آن در حاشیه غیرفعال قاره‌ای نهشته شده است [۲۰]، [۲۱]، [۲۲]، [۲۳]، [۲۴]. با آن‌که برخی بررسی‌ها حاکی از وجود یک رژیم کششی در زمان پالئوزویک در البرز است [۲۴]، [۲۵]، که حاکی از گسترش اقیانوس پالئوتتیس در این زمان بوده است، اما جهت‌گیری کشش در این زمان کم‌تر مورد توجه قرار گرفته است. پژوهش‌های بسیار محدودی برای بازسازی تنش در این زمان در البرز مرکزی انجام شده است و نشان داده شده که تنش اصلی کششی و در جهت عمومی شمالی جنوبی بوده است [۲۶]، [۲۷]. این پژوهش جهت‌گیری تنش دیرین را در البرز خاوری، محدوده شمال دامغان-شاهرود، برای دو دوره کامبرین تا دونین تجزیه و تحلیل می‌کند.

زمین‌شناسی عمومی پالئوزویک البرز خاوری

سنگ‌شناسی و رخساره‌های سنگی پالئوزویک ایران بسیار مشابه با سنگ‌های هم‌زمان در کشورهای افغانستان، پاکستان و عربستان است و به‌همین دلیل پذیرفته شده که در این زمان، ایران قسمتی از سکوی قاره‌ای آفریقا-عربستان بوده است که در شمال ابرقاره گندوانا قرار داشته است [۲۰]، [۲۸]، [۲۹]. افزون بر شواهد سنگ‌چینه‌ای، هم‌خوانی و شباهت قطب‌های مغناطیسی ایران مرکزی و البرز با قطب‌های مغناطیسی آفریقا-عربستان، دلیلی بر این مطلب است [۳۰].

البرز خاوری مانند مناطق دیگر البرز بیش‌تر تحت تأثیر باز و بسته شدن اقیانوس تتیس (پروتو-، پالئو- و نئوتتیس) قرار گرفته است. تقریباً از زمان کامبرین اقیانوس تتیس بین دو ابرقاره اوراسیا در شمال و گندوانا در جنوب توسعه یافته و در زمان‌هایی به زیر اوراسیا فرورانش کرده است [۲۰]. البرز نیز در حاشیه جنوبی این اقیانوس پالئوتتیس به‌صورت حوضه‌ای غیرفعال در زمان پالئوزویک قرار داشته است [۲۰]، [۲۴]، [۳۱]، [۳۲]. در این زمان، هم‌زمان با حرکت رو به شمال صفحه‌های هرسی‌نین (شامل البرز، ایران مرکزی، سنندج-سیرجان)، سیستم کششی به‌صورت فراپوم و فروپوم‌هایی ایجاد شده است [۳۳]، [۳۴]، [۳۵]. اولین شواهد ناپیوستگی زاویه‌دار در البرز حاکی از برخورد با اوراسیا در زمان تریاس است [۳]، [۳۶]، [۳۷]. پس از این زمان چین‌خوردگی‌ها و راندگی‌های مهم البرز، به‌ویژه از دوران سنوزویک شکل گرفته است [۸]، [۲۱]، [۳۸]، [۳۹]، [۴۰]، [۴۱]. این چین‌خوردگی‌ها در البرز خاوری با روند کلی شمال‌خاوری-جنوب‌باختری شناخته شده است. راندگی‌های بزرگ مانند شاهرود [۴۲]، طزره، میان‌کوه، شاه‌کوه و علی‌آباد [۴۳]، [۴۴] نیز از همین روند طبیعت کرده و جهت شیب کلی به‌سمت شمال را از خود نشان داده است (شکل ۱).

توالی سنگ‌های رسوبی دوران پالئوزویک ایران نبوده‌های رسوب‌گذاری مهمی را نشان می‌دهد که گاهی تا حدود ۴۰ میلیون سال، بین سنگ‌های اردویسین-سیلورین، دوام داشته است [۴۵]. این نبوده‌های چینه‌شناسی، بدون چین‌خوردگی و به تقریب در همه‌جا سطوح فرسایشی از نوع دگرشیبی موازی را نشان داده و گویای حرکت‌های زمین‌ساختی زمین‌زا و تغییرات سطح آب دریاها، وابسته به دو جنبش کوهزایی کالدونین و هرسی‌نین است. سنگ‌های دوران پالئوزویک در سرتاسر البرز پراکنده هستند، هرچند البرز خاوری بیش‌ترین رخنمون سطحی از این دوران را به خود اختصاص داده است (شکل ۱). خصوصیات سنگ‌شناسی مناطق بررسی شده شامل زمان‌های کامبرین تا دونین واقع در گستره شمال دامغان-شاهرود بر اساس نقشه‌های زمین‌شناسی گرگان [۴۴]، شاهرود [۴۲]، علی‌آباد [۴۶] و دامغان [۴۷] با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ و نقشه زمین‌شناسی گرگان [۴۸] با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ بدین شرح است:



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی از گستره شمال دامغان-شاهرود (تلفیق شده از نقشه‌های زمین‌شناسی دامغان [۴۷]، شاهرود [۴۲]، گرگان [۴۴] و علی‌آباد [۴۶] با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ و نقشه زمین‌شناسی گرگان [۴۸] با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰)

سازند بایندر با سن پرکامبرین به صورت محدود و در داخل یک تاقدیس (تاقدیس خرباش) شامل تناوب ماسه‌سنگ‌های کوارتزی، شیل و سیلتستون به همراه دولومیت‌های چرتی رخنمون دارد. این سازند با گذری تدریجی به رسوبات سلطانیه با سن کامبرین پیشین تبدیل شده است [۴۹]، که نشان‌گر تأثیر نداشتن حرکات کوه‌زایی پان‌آفریکن حداقل در شمال ایران بوده است [۲۰]. سازند سلطانیه در محدوده بررسی شده شامل دولومیت‌های چرت‌دار است. روی این سازند به طور هم‌شیب و تدریجی تناوب‌های دولومیت قهوه‌ای و خاکستری روشن حاوی چرت به صورت رگه‌ای، گرهک و سنگ آهک‌های خاکستری با متن میکرواسپارایتی و شیل‌های رسی بنفش رنگ متعلق به سازند باروت با سن کامبرین پیشین قرار گرفته است. مرز بالایی این سازند در این منطقه به دلیل برش به وسیله راندگی طرز مشخص نیست و باعث شده تا سازند زاگون با سن کامبرین پیشین، مشتمل بر تناوب ماسه‌سنگ کوارتزی اریغوانی رنگ ضخیم لایه و شیل‌های رسی نازک لایه، روی آن رانده شود (شکل ۱). سازند لالون، شامل تناوب‌های اریغوانی شیل‌های رسی نازک لایه با ماسه‌سنگ‌های کوارتزی، به طور هم‌شیب با یک مرز چینه‌ای روی سازند زاگون قرار گرفته است. پس از رسوب‌گذاری سازند لالون فاز زمین‌ساختی کالدونین اثر گذاشته و منطقه به صورت خشکی‌زایی عمل کرده است. پس از این فاز منطقه البرز دوباره زیر آب رفته و در ابتدا ماسه‌سنگ‌های کوارتزی و سپس رسوبات

کربناتی سازند میلا تهنشین شده‌اند. روی این سازند توالی‌های سازند لشکرک، شامل ماسه‌سنگ میکادار ارغوانی، شیل‌های میکادار سبز با میان لایه‌هایی از سنگ آهک نازک لایه خاکستری، به سن اردویسین پیشین با همبری تدریجی پوشیده شده است. فعالیت ماگماتیسم که جایگاهی بین سنگ‌های اردویسین (سازند لشکرک) و دونین، بیش‌تر به صورت خروج گدازه و جای‌گزین شدن سنگ‌های آذرآواری زیردریایی مشاهده می‌شود [۸]، [۲۱]، [۳۸]، [۵۰]، [۵۱]. وجود این سنگ‌های ولکانیکی نشان‌دهنده یک مرحله بازشدگی شکستگی‌های پلاتفرم پالئوزوئیک زیرین و توسعه یک سکوی قاره‌ای^۱ در سیلورین و در نتیجه باعث نبود رسوب‌گذاری در سیلورین شده است [۵۲]. رخنمون‌های دونین در بخش‌های شمال باختری دامغان و جاده دامغان-رامیان مورد توجه قرار گرفته است. سازند پادها با سن دونین پیشین شامل تناوبی از دولومیت-ماسه‌سنگ کوارتزی سُرُخ تا صورتی و به سمت بالا گچ و شیل قرمز و دولومیت است. سازند دولومیتی سیبزار با سن دونین میانی [۵۳] به‌طور ناپیوسته روی سازند پادها نشست و به‌طور تدریجی به ردیف‌های کربناتی آهکی سازند بهرام (سن دونین پسین) تبدیل می‌شود. سازند خوش‌بیلاق با سن دونین میانی-پسین، شامل تناوب سنگ‌های آواری و کربناته است بین دو واحد پادها و مبارک قرار گرفته است. سازند جیروود با سن دونین-کربنیفر [۵۴]، [۵۵]، [۵۶] شامل بخش آواری و لایه‌های فسفاتی در قاعده (سن دونین) و آهک در بخش‌های بالایی با سن کربنیفر است. بخش زیرین به‌صورت یک دگرشیبی موازی روی میلا قرار گرفته است [۵۷].

رخنمون‌های کربنیفر و پرمین به‌طور عمده در شمال خاور و شمال باختر شاهرود رخنمون دارد و مشتمل بر سازندهای مبارک، دورود و روته است. سازند مبارک شامل آهک‌های خاکستری تیره تا سیاه با سازند جیروود همبری دارد و سن این سازند کربونیفر زیرین است [۵۴]. قسمت عمده‌ای از البرز در زمان کربنیفر پسین خارج از آب بوده است [۵۸]. ولی در زمان پرمین دوباره بخش اعظم البرز را آب فرا می‌گیرد. پیش‌روی دریای پرمین پیشین، در منطقه البرز سبب رسوب‌گذاری سنگ‌های تخریبی شده (سازند دورود) و با افزایش پیش‌روی دریا نوع رسوبات از تخریبی به کربناته (سازند روته) تغییر می‌یابد [۲۴].

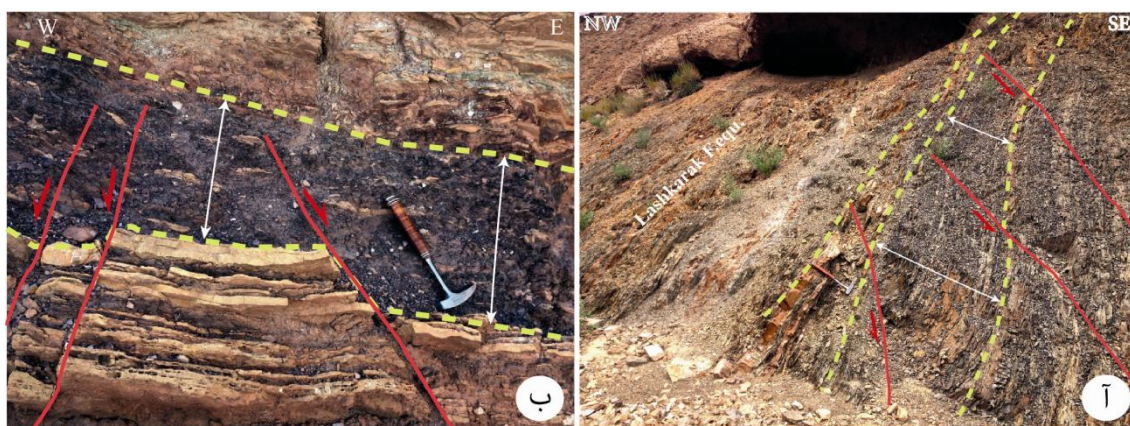
روش تحقیق

اطلاعات هندسی گسل مانند شیب و امتداد سطح گسل به‌همراه اطلاعات جنبشی آن مانند جهت‌گیری خش‌لغز موجود بر همان گسل و نوع حرکت آن می‌تواند در تجزیه و تحلیل تنش دیرین (Paleostress) استفاده شده است و در نتیجه به بازسازی تاریخچه ژئودینامیک منطقه بررسی شده کمک کند [۵۹]، [۶۰]، [۶۱]، [۶۲]. در روش تعیین تنش دیرین بر اساس داده‌های گسلی، هر خش‌لغز به‌وسیله فعالیت گسلی مجزا حاصل شده است [۵۹]، [۶۰] که اندازه‌گیری‌ها برای یک جمعیت خاص از خش‌لغزها می‌تواند به تعیین تنسور تنش بر اساس مدل‌سازی‌های عددی منجر شود [۵۹]، [۶۰]. برای تعیین جهت تنش دیرین روش‌هایی مانند تک‌فازی [۶۳]، [۶۴]، مجموعه گسل‌های مزدوج [۶۵]، [۶۶] و وارونگی داده‌های گسلی [۶۷]، [۶۸]، [۶۹] استفاده می‌شوند. در این پژوهش روش وارونگی داده‌های گسلی با استفاده از نرم‌افزار FSA (Fault Slip Analysis) [۷۰] با نسخه ۲۰۱۳ استفاده شده است. این نرم‌افزار با استفاده از نظریه اندرسون [۶۵] و فرضیه‌های بوت [۶۰] و والاس [۵۹] با توجه به روش وارونگی داده‌های گسلی آنجلیر [۶۷] جهت‌گیری سه تنش اصلی (σ_1 ، σ_2 ، σ_3) و نسبت اختلاف تنش‌های اصلی ($r_0 = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$) به‌همراه دایره مور و تعیین رژیم تکتونیکی را بر اساس مثلث فروهلیخ، با توجه به میل سه تنش اصلی، در اختیار قرار

می‌دهد. در مدل‌سازی به‌وسیلهٔ این نرم‌افزار ۱۰۰۰ تنسور متفاوت ارزیابی شده است و از بین این تنسورها، آنهایی که دارای خطای زاویه‌ای^۱ کم‌تر از ۳۰ درجه برای ۸۰ درصد از داده‌های گسلی داشته انتخاب شده است. در صورتی که تنسورهای به‌دست آمده از تعداد داده‌های گسی کم‌تر از ۵ داده باشد و یا تعداد گسل‌هایی که دارای خطای زاویه‌ای بیش‌تر از ۳۰ درجه با فراوانی بیش از ۲۰٪ بوده است، باید حذف و استفاده نشوند، که در این پژوهش هیچ کدام از ایستگاه‌های اندازه‌گیری تنسور حذفی با شرایط یاد شده، نداشته است. در این بین در حین بررسی‌های صحرایی با وجود گسل‌های مزدوج و با در نظر گرفتن چرخش لایه‌بندی‌ها و بازسازی آن، هر چند با خطای چند درجه‌ای، می‌توان تقریباً به جهت‌گیری تنش‌های اصلی تقریبی σ_1 (تنش بیشینه)، σ_2 (تنش بینابین) و σ_3 (تنش کمینه) برای کنترل هر چه بهتر صحت جهت‌گیری‌های به‌دست آمده از محاسبات و نتایج کامپیوتر پی برد.

بازسازی تنش دیرین و رژیم تکتونیکی گستره دامغان-شاهرود برای زمان‌های کامبرین تا دونین با توجه به داده‌های سطوح گسلی اندازه‌گیری شده که در زمان رسوب‌گذاری فعال بوده است، به‌عبارتی تغییر در ضخامت رسوبات در فرا-و فرودپواره گسل مشاهده شده باشد. برای مثال در گسلش عادی ضخامت رسوبات در فرادپواره بیش‌تر از فرودپواره خواهد بود [۷۱] (شکل ۲). هم‌چنین از برداشت داده‌های گسل‌هایی که با رژیم تکتونیکی بعدی دوباره فعال شده باشد خودداری شده است. به‌همین دلیل محدود شدن گسلش در بالای سکانس چینه‌ای نیز مورد توجه قرار گرفته است. معمولاً چنین گسل‌هایی با مشخصات یاد شده جابه‌جایی زیادی نداشته ولی به‌طور قطع نمایان‌گر رخداد تکتونیکی در بازهٔ زمانی مشخصی است. گسل‌های بزرگ با جابه‌جایی‌های زیاد معمولاً به‌وسیلهٔ رژیم تکتونیکی بعدی تحت تأثیر قرار گرفته و معمولاً رژیم تکتونیکی وارون را از خود در البرز نشان داده است [۱۷]، [۷۲]. از آن‌جاکه ساختارهای تشکیل شده در پالئوزویک به‌وسیلهٔ رژیم تکتونیکی بعدی چین‌خورده، از این‌رو، با استفاده از نرم‌افزار FaultKin [۷۳]، لایه‌بندی و گسل موجود در آن ستون چینه‌شناسی به حالت اولیه بر اساس محور چین‌های منطقه انجام شده است. باید توجه داشت در این بین علاوه بر چرخش لایه‌های رسوبی حول محور چین‌خوردگی‌ها، چرخش‌هایی در ارتباط با راندگی‌ها، به‌ویژه در فرادپواره، و گسل‌های امتداد لغز، معمولاً چرخش حول محور قائم، نیز رخ می‌دهند. به‌دلیل وجود نداشتن رخدادهای صحرایی که بر اساس آن بتوان میزان چنین چرخش‌هایی محاسبه کرد و یا نبودن داده‌های مغناطیس گذشته در هر ایستگاه، همیشه خطای جهت‌گیری تنش‌های اصلی باید در نظر گرفته شوند. با این حال یادآور می‌گردد تعدد ایستگاه‌های برداشتی از یک سازند و مقایسه آنها با یک‌دیگر می‌تواند میزان ضریب اطمینان جهت‌گیری‌های تنش‌های اصلی را نشان دهند.

در انتخاب ایستگاه‌ها سعی بر آن بوده است که گسل‌های اصلی در منطقه فاصلهٔ مناسب داشته تا کم‌تر تحت تأثیر گسلش روی داده‌های قدیمی و یا چرخش در ارتباط با زون گسلی قرار گیرد و در نتیجه خطای کم‌تری در تجزیهٔ داده‌ها رخ داده باشد. برداشت‌های گسلی برای هر ایستگاه از سنگ‌های یک‌سان و در فاصله‌ی کم‌تر از ۲۰۰ متر، برای داشتن یک تجزیه و تحلیل جنبشی همگن بوده است. هر ایستگاه نیز داده‌های گسلی مشتمل بر ۱۲ الی ۲۲ اندازه‌گیری با جهت‌گیری‌های مختلف بوده است.



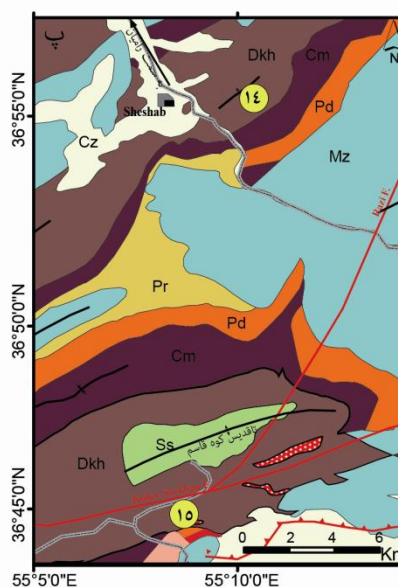
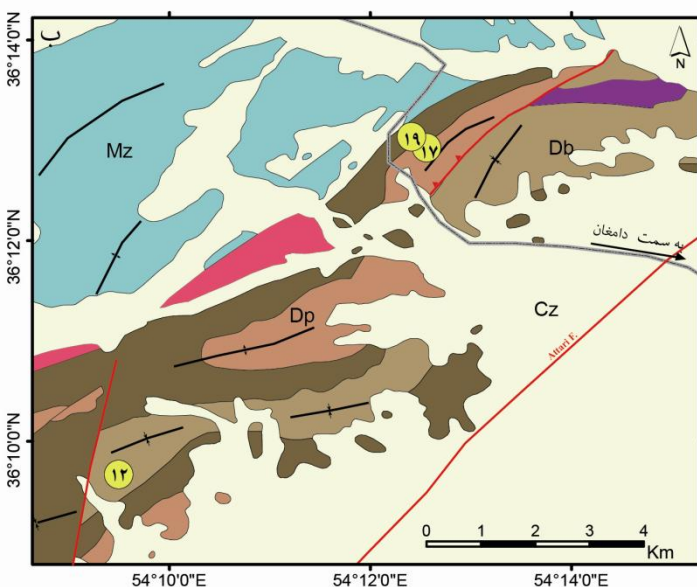
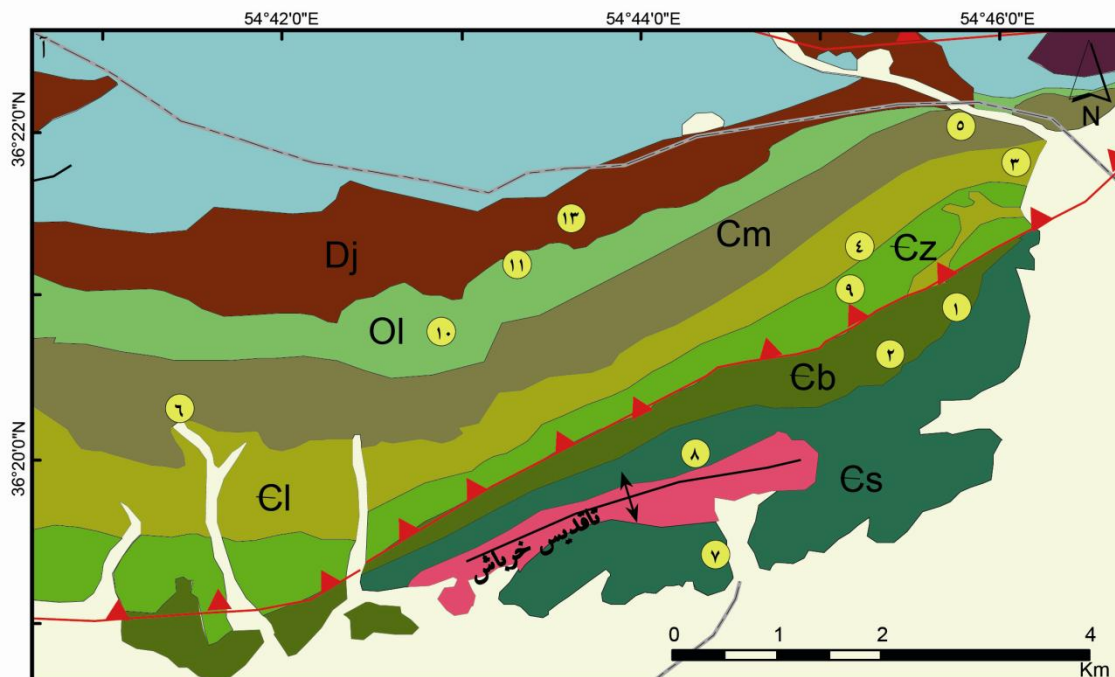
شکل ۲. گسل‌های رشدی برداشت شده (آ) ایستگاه ۱۰ مربوط به زمان اردویسین که در زمان کنونی بیش تر مؤلفه امتدادلغز را نشان می‌دهند، (ب) ایستگاه ۴ زمان کامبرین که به صورت گسلش عادی قابل مشاهده است. محل‌های اندازه‌گیری با شماره ایستگاه‌های متناظر آن در شکل ۳ نشان داده شده است. خطوط زردرنگ خط‌چین مرز لایه‌بندی و خطوط قرمز نمایان‌گر گسل است. بردارهای سفید ضخامت لایه‌بندی در قسمتهای مختلف لایه‌بندی را به نمایش گذاشته است.

نتایج

برداشت‌های انجام شده از گسل‌ها برای تجزیه و تحلیل تنش دیرین در سنگ‌های مربوط به دوره‌های زمانی کامبرین، اردویسین و دونین، به ترتیب نه، دو و هشت ایستگاه (شکل ۳) با مجموع کلی ۲۹۷ برداشت داده گسلی بوده است (جدول ۱). داده‌های گسلی برای هر ایستگاه بر اساس نزدیک‌ترین محور چین اندازه‌گیری شده با توجه به شیب لایه‌بندی که برداشت‌ها گسلی روی آن بوده است به حالت اولیه برگردانده شده است. نحوه برگرداندن داده‌های گسلی به این صورت است که تمامی داده‌های گسلی به همراه لایه‌بندی در استریونت آورده شده و تمامی آنها به نحوی تغییر می‌کنند تا محور چین خوردگی از حالت مایل به حالت اولیه، به حالت افقی، تغییر یابد. در این صورت تمام داده‌های گسلی حول محور افقی شده چین به اندازه‌ای که یال چین به حالت اولیه (افقی) تغییر یابد، چرخانده می‌شوند. باید در نظر گرفت گسل‌ها در کدام یال قرار داشته و تنها همان یال به حالت افقی برگردانده شوند. در این صورت داده‌های گسلی جدید برای تجزیه و تحلیل تنش دیرین استفاده شده است (شکل ۴) برای مثال [۴]، [۷۴].

تمامی گسل‌های اندازه‌گیری شده هم‌زمان با رسوب‌گذاری (۱۴۴ گسل) از ۹ ایستگاه در رخنمون‌های دوره کامبرین پس از چرخانده شدن سازوکار گسلش عادی را به نمایش می‌گذارد. این در حالی است که برخی از گسل‌ها در حالت قبل از چرخش سازوکار امتدادلغز را از خود نشان داده بودند (شکل ۴، ایستگاه شماره ۳).

به دلیل محدودیت رخنمونی برای دوره اردویسین تنها دو ایستگاه (۱۰ و ۱۱)، مجموع ۳۱ داده گسلی هم‌زمان با رسوب‌گذاری، اندازه‌گیری شده است. هر دو ایستگاه پس از چرخانده شدن تقریباً سازوکار گسلش عادی، به صورت مزدوج، را از خود به نمایش گذاشته است. با این حال برخی از گسل‌های چرخانده شده مؤلفه امتدادلغزی، به ویژه برای ایستگاه ۱۱، را نشان می‌دهد (شکل ۵).

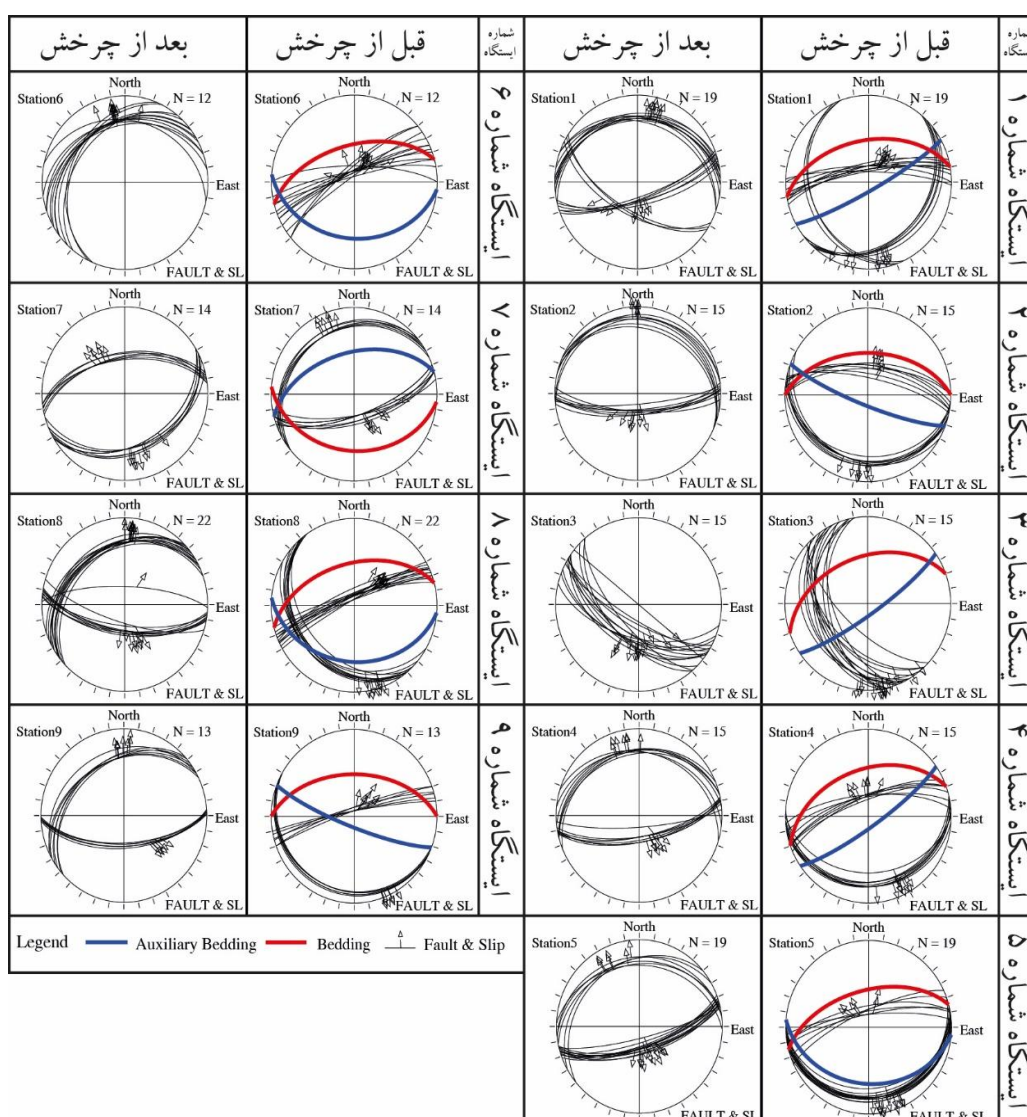


شکل ۳. موقعیت ایستگاه‌های برداشتی روی نقشه زمین‌شناسی. اعداد داخل دایره شماره ایستگاه‌های برداشتی را نشان می‌دهد. مشخصات و تعداد برداشت‌ها در جدول ۱ آورده شده است. نقشه‌ها بریده شده از شکل ۱ و راهنمای نقشه منطبق با آن است.

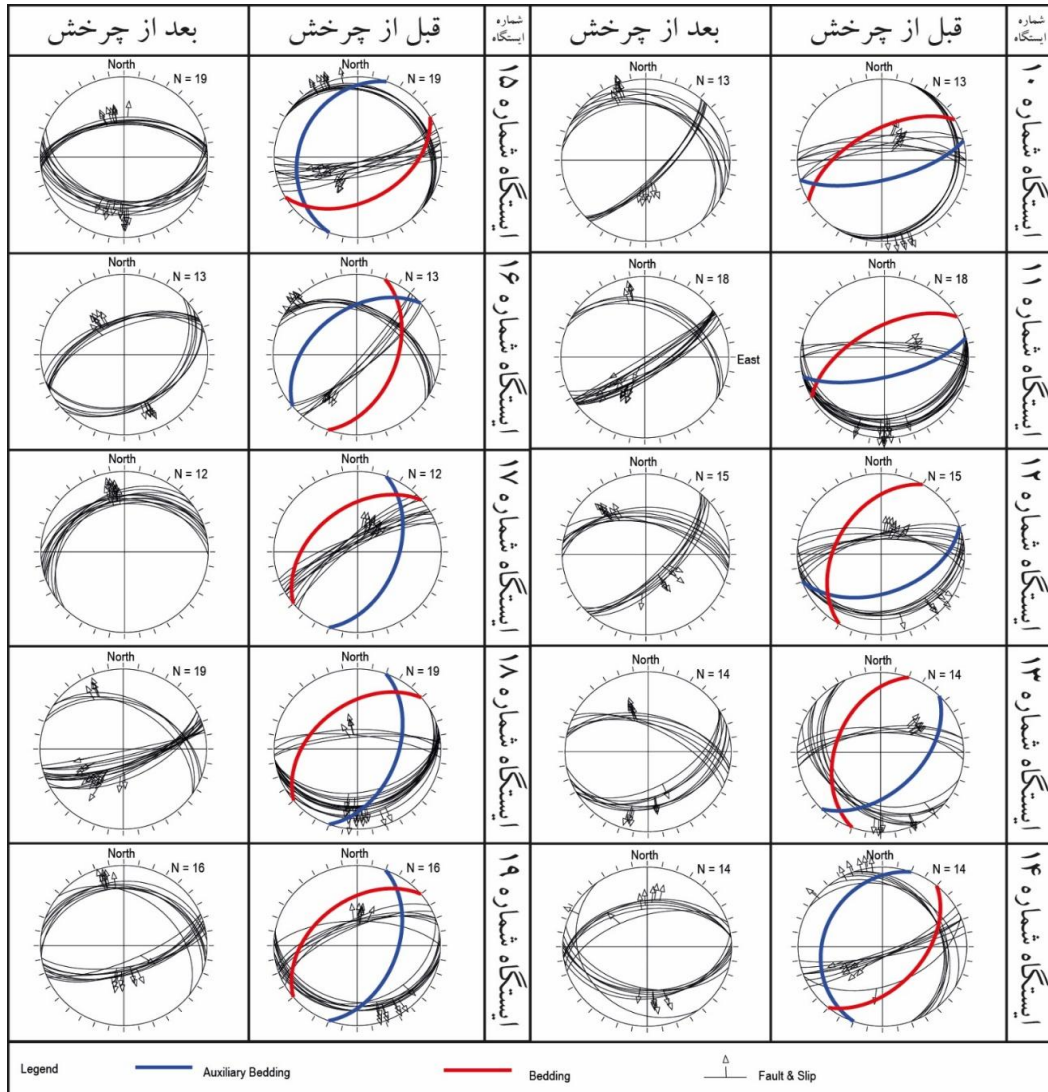
مجموع ۱۲۲ داده گسلی از ۸ ایستگاه (۱۲ الی ۱۹) در رخنمون‌های مربوط به دوره دونین پس از چرخنده شدن حول محور چین‌خوردگی‌های نزدیک به محل اندازه‌گیری یک سیستم گسلش عادی مزدوج را به نمایش می‌گذارد. این در حالی است که برخی از ایستگاه‌ها (۱۴ و ۱۷) سازوکار امتدالغز را قبل از چرخش داشته است (شکل ۵). تجزیه و تحلیل داده‌های به‌دست آمده از گسل‌های چرخنده شده به‌وسیله نرم‌افزار FSA یک فاز تکتونیک کششی در زمان رسوب‌گذاری در دوره‌های کامبرین، اردویسین و دونین را برای تمامی ایستگاه‌ها به نمایش می‌گذارد. موقعیت محورهای تنش‌های اصلی محاسبه شده حاکی از قائم بودن تنش بیشینه و افقی بودن تنش کمینه در جهت تقریبی

شمالی جنوبی است. این تحلیل با غالب بودن راستای خاوری-باختری گسل‌های مزدوج با خش‌لغزهایی با ریک بالا ($>80^\circ$)، منطبق است (شکل ۴ و ۵).

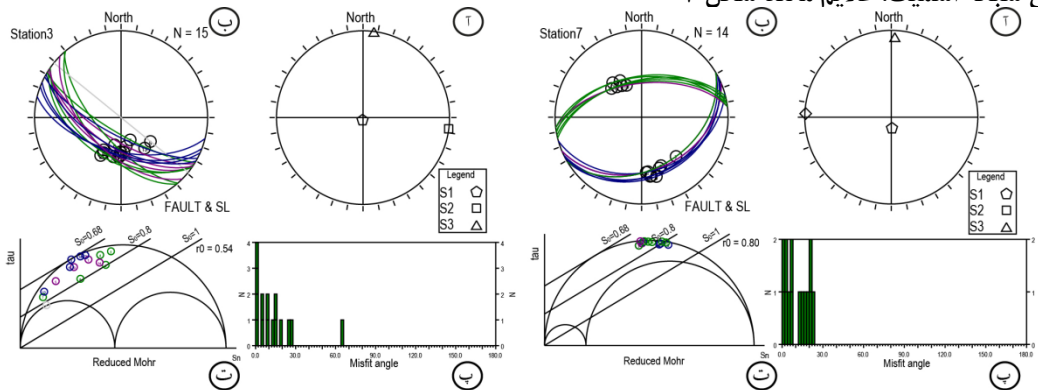
تجزیه و تحلیل تنش دیرین روی داده‌های گسلی مربوط به دوره کامبرین نشان‌گر مقدار T_0 غالباً بیش‌تر از 0.5 است و گویای تفکیک بسیار خوب تنش بیشینه نسبت به تنش بینابین در زمان رسوب‌گذاری است. از طرفی دواير مور حاصل از ایستگاه‌های مختلف، گویای قرارگیری بیش‌تر داده‌های برداشت شده از سطوح گسلی بین خطوط گسیختگی $0.1/68$ تا $0.1/8$ است. این‌گونه توزیع داده‌های گسلی در دایره مور حاکی از قرارگیری مناسب موقعیت فضایی این گسل‌ها با تنش‌های اصلی محاسبه شده است (شکل ۶). تنها ۳ داده از ۱۴۴ داده گسلی دارای خطای زاویه‌ای بیش‌تر از 30° درجه بوده است و خود دلالت بر اعتبار زیاد محاسبات انجام شده برای تنش‌های اصلی حاصل است (جدول ۱).



شکل ۴. داده‌های گسلی به‌همراه موقعیت خش‌لغزها بر سطح گسل (بردارها) و لایه‌بندی‌های برداشت شده از ۹ ایستگاه دوره کامبرین بر نیم‌کره پایینی شبکه اشمیت. خط قرمز یال چین‌خوردگی که گسل‌ها روی آن اندازه‌گیری شده را نشان می‌دهد و خط آبی یال دیگر چین را به نمایش گذاشته است.

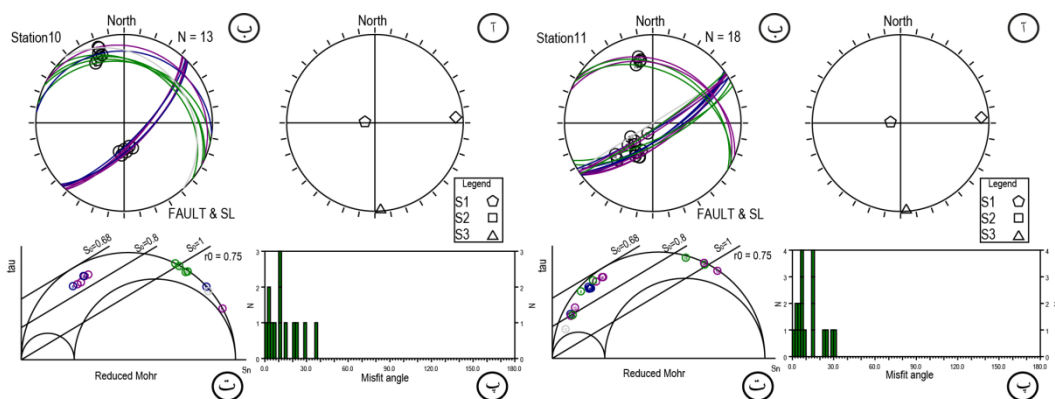


شکل ۵. داده‌های گسلی به همراه موقعیت خوش‌لغزها بر سطح گسل (بردارها) و لایه‌بندی‌های برداشت شده از ۲ ایستگاه در رخنمون‌های دوره اردویسین (۱۰ و ۱۱) و ۸ ایستگاه از رخنمون‌های دوره دونین (۱۲ الی ۱۹) بر نیم‌کره پایینی شبکه اشمیت. علائم مانند شکل ۴



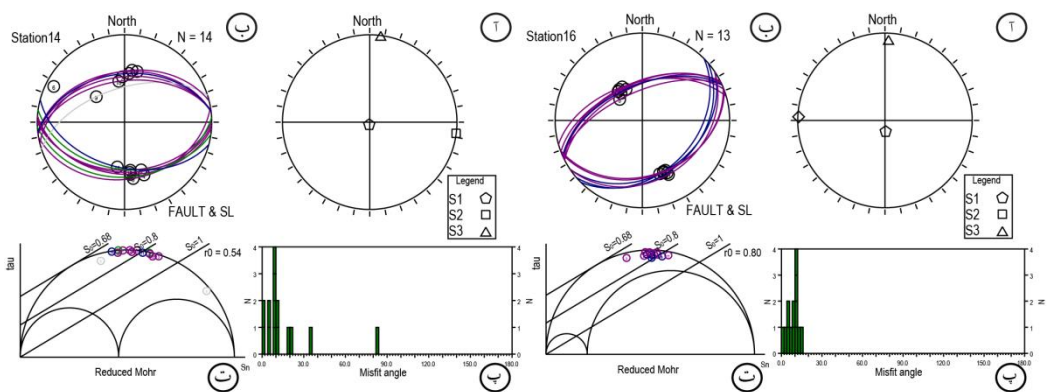
شکل ۶. داده‌های تنسور و گسل‌های ایستگاه‌های ۳ و ۷ از رخنمون‌های دوره کامبرین، (آ) محورهای تنش اصلی داده‌ها بر نیم‌کره پایینی شبکه اشمیت (ب) گسل و خوش‌لغز بر شبکه اشمیت، خطوط با رنگ خاکستری گسل‌ها با خطای زاویه‌ای بیش از ۳۰ درجه، (پ) نمودار خطای زاویه‌ای، (ت) دایره مور با سه حالت گسیختگی ۱، ۰/۸ و ۰/۶۸ برای توضیحات بیشتر در مورد کاربرد خطوط گسیختگی‌های مختلف به [۶۹] مراجعه شود. دوایر نشان داده شده روی دایره مور موقعیت داده‌های گسلی روی آن است.

همین موارد برای دو ایستگاه برداشت شده از رخنمون‌های اردویسین صادق است. مقدار T_0 برای هر دو ایستگاه $0/75$ است. وجود دو داده گسلی با خطای زاویه‌ای بیش‌تر از 30° درجه از بین 31 داده اندازه‌گیری شده حاکی از اعتبار بالای داده‌ها است (جدول ۱). هم‌چنین پراکنش داده‌ها در دایره مور به گونه‌ای است که غالب داده‌های گسلی بین دو خط با گسیختگی $0/68$ و $0/8$ است که قرارگیری موقعیت فضایی گسل‌ها با تنش‌های محاسبه شده را نشان می‌دهد (شکل ۷).



شکل ۷. داده‌های تنسور و گسل‌های ایستگاه‌های ۱۰ و ۱۱ از رخنمون‌های دوره اردویسین. توضیحات شکل مانند شکل ۶

داده‌های مربوط به هشت ایستگاه اندازه‌گیری در رخنمون‌های دونین نیز مقدار T_0 غالباً بین $0/5$ تا $0/75$ را نشان می‌دهد. این رقم تفکیک بسیار خوب تنش‌های اصلی از یک‌دیگر را نشان می‌دهد (جدول ۱). تنها ۸ داده از ۱۲۲ داده گسلی دارای خطای زاویه‌ای بالاتر از 30° درجه داشته است. غالب داده‌های گسلی بین دو خط گسیختگی $0/68$ و $0/8$ در دایره مور قرار گرفته و گویای ارتباط خوب بین تنش محاسبه شده با سطوح گسلی است (شکل ۸).



شکل ۸. داده‌های تنسور و گسل‌های ایستگاه‌های ۱۴ و ۱۶ از رخنمون‌های دوره دونین. توضیحات شکل مانند شکل ۶

تجزیه و تحلیل

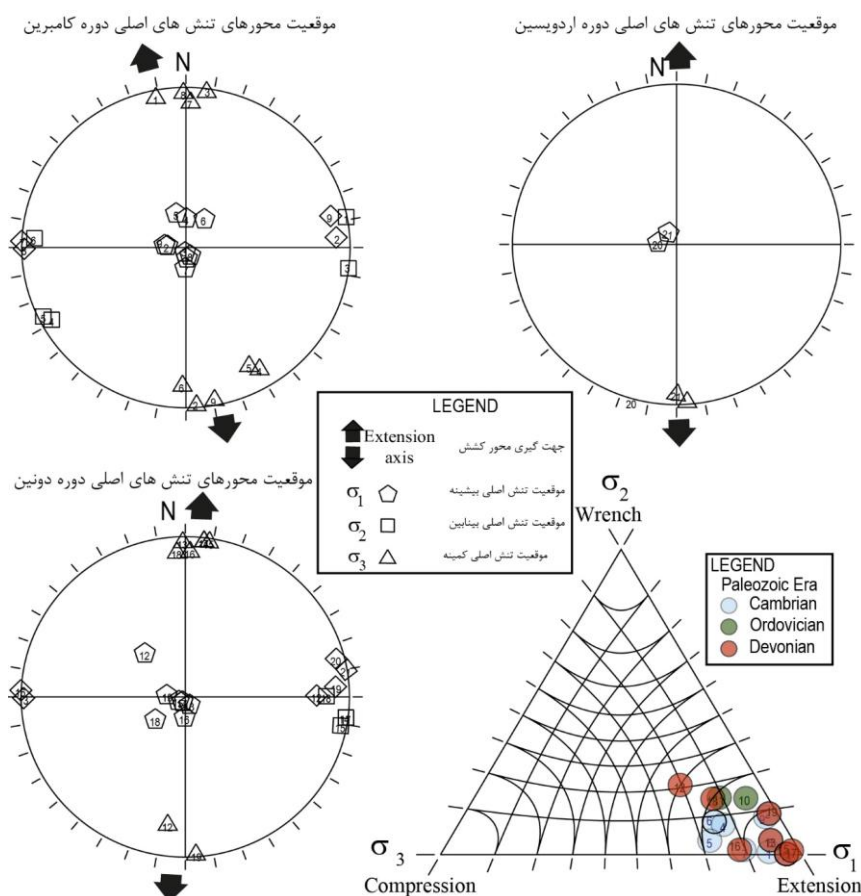
تجزیه و تحلیل تنش دیرین برای سه دوره زمانی کامبرین، اردویسین و دونین در گستره شمال دامغان-شاهرود بر اساس مجموع ۲۹۷ داده گسلی، با خصوصیات ساختارهای رشدی، برداشت شده از ۱۹ ایستگاه، انجام شده است. تمامی داده‌های گسلی حول محور نزدیک‌ترین چین‌خوردگی چرخانده شده و به حالت اولیه، زمان رسوب‌گذاری،

برگردانده شده است. این داده‌ها برای تجزیه و تحلیل و جهت‌گیری تنش‌های اصلی با استفاده از نرم‌افزار FSA^1 استفاده شده است (جدول ۱).

جدول ۱. موقعیت جغرافیایی طول (lan) و عرض (lat) مشخصات کلی ایستگاه‌های برداشت شده (No) به همراه جهت‌گیری‌های تنش‌های اصلی محاسبه شده، تنش بیشینه ($\sigma_1.az$)، تنش بینابین ($\sigma_2.az$)، تنش کمینه ($\sigma_3.az$) و میل مربوط به آن‌ها (pl). n تعداد گسل‌های برداشت شده برای هر ایستگاه و Exp تعداد گسل‌های پذیرفته شده با خطای زاویه‌ای کم‌تر از 30° درجه. CAM ، ORD و DEV به ترتیب زمان‌های کامبرین، اردویسین و دونین را نشان می‌دهد.

| No | lat | lan | $\sigma_1.az$ | $\sigma_1.pl$ | $\sigma_2.az$ | $\sigma_2.pl$ | $\sigma_3.az$ | $\sigma_3.pl$ | r_0 | n | Exp | Str |
|----|--------|--------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|-------|----|-----|-----|
| ۱ | ۳۶/۳۳۹ | ۵۴/۷۵۹ | ۱۹۰ | ۸۸ | ۷۹ | ۲ | ۳۴۸ | ۱ | ۱ | ۱۹ | ۱۹ | CAM |
| ۲ | ۳۶/۳۳۶ | ۵۴/۷۵ | ۲۷۵ | ۸۰ | ۸۵ | ۹ | ۱۷۶ | ۱ | -۰/۷۵ | ۱۵ | ۱۴ | CAM |
| ۳ | ۳۶/۳۵۸ | ۵۴/۷۶۹ | ۱۹۰ | ۸۷ | ۹۷ | ۰ | ۷ | ۲ | -۰/۵۴ | ۱۵ | ۱۴ | CAM |
| ۴ | ۳۶/۳۴۴ | ۵۴/۷۴۴ | -۰/۶ | ۷۵ | ۲۴۱ | ۷ | ۱۴۹ | ۱۲ | -۰/۹۱ | ۱۵ | ۱۵ | CAM |
| ۵ | ۳۶/۳۶۲ | ۵۴/۷۶۵ | ۳۴۴ | ۷۱ | ۱۱۶ | ۳ | ۱۵۲ | ۱۷ | -۰/۷۹ | ۱۹ | ۱۹ | CAM |
| ۶ | ۳۶/۳۳۴ | ۵۴/۷۰۴ | ۳۲ | ۷۲ | ۲۷۲ | ۸ | ۱۸۱ | ۱۴ | -۰/۹۳ | ۱۲ | ۱۲ | CAM |
| ۷ | ۳۶/۳۲۲ | ۵۴/۷۴۱ | ۱۷۶ | ۷۹ | ۲۷۲ | ۱ | ۲ | ۱۰ | -۰/۸ | ۱۴ | ۱۴ | CAM |
| ۸ | ۳۶/۳۲۹ | ۵۴/۷۳۷ | ۱۴۲ | ۸۴ | ۲۶۹ | ۳ | ۳۵۹ | ۳ | -۰/۰۷ | ۲۲ | ۲۱ | CAM |
| ۹ | ۳۶/۳۴۶ | ۵۴/۷۵۵ | ۲۷۵ | ۸۱ | ۷۷ | ۸ | ۱۶۸ | ۲ | -۰/۱۲ | ۱۳ | ۱۳ | CAM |
| ۱۰ | ۳۶/۳۴۵ | ۵۴/۷۲۲ | ۲۷۵ | ۸۰ | ۸۵ | ۹ | ۱۷۶ | ۱ | -۰/۷۵ | ۱۳ | ۱۲ | ORD |
| ۱۱ | ۳۶/۳۵ | ۵۴/۷۲۵ | ۲۷۵ | ۸۰ | ۸۵ | ۹ | ۱۷۶ | ۱ | -۰/۷۵ | ۱۸ | ۱۷ | ORD |
| ۱۲ | ۳۶/۱۶۲ | ۵۴/۱۵۹ | ۳۱۷ | ۵۹ | ۸۹ | ۲۱ | ۱۸۷ | ۲۰ | -۰/۷۶ | ۱۵ | ۱۵ | DEV |
| ۱۳ | ۳۶/۳۵۵ | ۵۴/۷۳۳ | ۱۴۲ | ۸۴ | ۲۶۹ | ۳ | ۳۵۹ | ۳ | -۰/۰۷ | ۱۴ | ۱۳ | DEV |
| ۱۴ | ۳۶/۹۳۱ | ۸۸/۱۵۷ | ۱۹۰ | ۸۷ | ۹۷ | ۰ | ۷ | ۲ | -۰/۵۴ | ۱۴ | ۱۲ | DEV |
| ۱۵ | ۳۶/۷۶۶ | ۵۵/۱۴۵ | ۱۹۰ | ۸۷ | ۹۷ | ۰ | ۷ | ۲ | -۰/۵۴ | ۱۹ | ۱۹ | DEV |
| ۱۶ | ۳۶/۲۱۸ | ۵۴/۲۱۸ | ۱۷۶ | ۷۹ | ۲۷۲ | ۱ | ۲ | ۱۰ | -۰/۸ | ۱۳ | ۱۳ | DEV |
| ۱۷ | ۳۶/۲۱۵ | ۵۴/۲۱ | ۱۹۰ | ۸۷ | ۹۷ | ۰ | ۷ | ۲ | -۰/۵۴ | ۱۲ | ۱۲ | DEV |
| ۱۸ | ۳۶/۲۲۱ | ۵۴/۲۱۵ | ۲۵۸ | ۶۶ | ۹۰ | ۱۰ | ۳۵۹ | ۲ | -۰/۹۴ | ۱۹ | ۱۵ | DEV |
| ۱۹ | ۳۶/۲۱۶ | ۵۴/۲۰۸ | ۲۷۵ | ۸۰ | ۸۵ | ۹ | ۱۷۶ | ۱ | -۰/۷۵ | ۱۶ | ۱۵ | DEV |

موقعیت فضایی تنش بیشینه (σ_1) برای تمامی دوره‌های زمانی تقریباً قائم بوده است (جدول ۱ و شکل ۹). از طرفی مقدار r_0 برای بیش‌تر ایستگاه‌ها بیش‌تر از $0/5$ بوده است (جدول ۱) و به‌همین دلیل تفکیک بسیار خوبی بین تنش بیشینه و کمینه وجود دارد و در نتیجه احتمال جابه‌جایی بین این دو تنش اصلی محاسبه شده وجود ندارد. از این‌رو، با توجه به قطعیت قائم بودن تنش بیشینه باید در ارتباط با گسلش عادی باشند [۷۵]. بر اساس نمودار فروهلیخ - اپرسون [۷۶]، رژیم تکتونیکی کششی برای هر سه بازه زمانی مشخص شده است (شکل ۹). این رژیم کششی منطبق با فعالیت آتشفشانی سیلورین، شکل گرفته در ارتباط با یک ریفت درون قاره‌ای است [۷۷]، [۷۸]. علاوه بر آن بررسی‌های رخساره‌های سنگی نیز رسوب‌گذاری در یک سیستم هم‌زمان با ریفت در زمان دونین را نشان داده است [۷۹]. علاوه بر آن ته‌نشست رسوبات در یک حاشیه غیرفعال با سیستم کششی در حاشیه جنوبی پالتوتیس به‌ویژه برای مناطق البرز، در زمان پالتوزوییک شناخته شده است [۲۰]، [۲۴]، [۳۱]، [۳۲]. هر چند اینگونه پژوهش‌ها جهت‌گیری تنش‌ها را مشخص نکرده، اما تجزیه و تحلیل تنش دیرین انجام شده در این پژوهش، جهت‌گیری کشش (تنش کمینه) را برای دوره‌های زمانی کامبرین، اردویسین و دونین در راستای تقریباً شمالی-جنوبی پیشنهاد می‌کند (شکل ۹).



شکل ۹. موقعیت تنش‌های اصلی دوره‌های زمانی کامبرین، اردوئیسین و دونین بر نیم‌کره پایینی شبکه اشمیت. مثلث بیان‌گر موقعیت تمامی ایستگاه‌ها روی نمودار فروهلیخ-پرسون [۷۶] است که حاکی از رژیم تکتونیکی کششی برای همه دوره‌های زمانی است

راستای کشش شمالی-جنوبی محاسبه شده، پس از متحمل شدن چرخش‌هایی مانند چرخش بلوک‌های هرسی‌نین، از زمان جدایش از گندوانا تا تصادم آن به اوراسیا [۸۰]، [۸۱]، [۸۲]، [۸۳]، [۸۴]، [۸۵] بوده است. از طرف دیگر فازهای مختلف کوه‌زایی در البرز از زمان تریاس تا حال نیز می‌تواند باعث چرخش سنگ‌ها و گسل‌های شکل گرفته موجود در آن شده باشد. این‌گونه چرخش‌ها معمولاً در ارتباط با گسل‌های امتدادلغز و یا راندگی‌ها است. به‌دلیل وجود نداشتن داده‌های مغناطیس گذشته در منطقه بررسی شده، محاسبه چرخش‌های تحمیلی پس از تشکیل گسل‌های عادی در زمان پالئوزویک امکان‌پذیر نبوده است. با این حال شناخت جهت‌گیری عمومی تنش‌های اصلی و رژیم تکتونیکی حاکم گذشته در منطقه‌ای مانند البرز می‌تواند به تجزیه و تحلیل هر چه بهتر ساختارهای کنونی بیانجامد. وجود رژیم تکتونیکی کششی با راستای تقریباً شمالی-جنوبی، باعث ترویج گسل‌های نرمال با راستای عمومی خاوری-باختری با شیب بالا (با توجه به موقعیت امروزی آنها) شده است. این گسل‌ها در راستای عمود بر تنش فشارشی حاکم در البرز قرار گرفته و به‌همین دلیل بیش‌تر گسل‌های عادی بزرگ با وجود شیب بالا، به‌راحتی تبدیل به راندگی‌های بزرگ و در نتیجه ایجاد تکتونیک معکوس مثبت، مانند راندگی مشا [۷۲] و یا ساختار تکتونیک معکوس موجود در شهرستانک [۱۷]، شده است.

نتیجه‌گیری

در این پژوهش تمامی گسل‌های اندازه‌گیری شده در زمان رسوب‌گذاری فعال است و پس از آن نیز به‌وسیله فرایندهای بعدی دوباره فعال نشده بودند. با چرخش لایه‌بندی‌ها، به‌عنوان یکی از یال‌های چین‌خوردگی، و در نتیجه گسل‌های موجود در آنها حول محور نزدیک‌ترین چین‌خوردگی، فعالیت گسلش در زمان رسوب‌گذاری و بر اساس آنها جهت‌گیری تنش‌های اصلی به‌دست آمده است. اکثریت داده‌های گسلی چرخانده شده یک سازوکار نرمال را به نمایش گذاشته است. با توجه به مقدار T_0 به‌دست آمده برای هر ایستگاه که بیش‌تر از $0/5$ است تفکیک کاملاً مشخصی بین تنش بیشینه و بینابین وجود دارد و به‌همین دلیل موقعیت تقریباً قائم تنش بیشینه کاملاً قطعی است و یک رژیم کششی برای هر سه دوره کامبرین، اردویسین و دونین آشکار است. تنش کششی به‌دست آمده با توجه به موقعیت امروزی کوهزاد البرز برای هر سه دوره یاد شده تقریباً شمالی-جنوبی است.

تشکر و قدردانی

این پژوهش با حمایت دانشگاه خوارزمی تهران در قالب پایان‌نامه دانشجویی انجام شده است. از داوران محترم برای داوری و پیشنهادات سازنده آنها تشکر و قدردانی می‌شود.

منابع

1. Fürsich F. T., Wilmsen M., Seyed-Emami K., Majidifard M. R., "The Mid-Cimmerian tectonic event (Bajocian) in the Alborz Mountains, Northern Iran: evidence of the break-up unconformity of the South Caspian Basin", Geological Society, London, Special Publications, 312 (2009) 189-203.
2. Gaetani M., Angiolini L., Ueno K., Nicora A., Stephenson M. H., Sciunnach D., Rettori R., Price G. D., Sabouri J., "Pennsylvanian–Early Triassic stratigraphy in the Alborz Mountains (Iran)", Geological Society, London, Special Publications, 312 (2009) 79-128.
3. Zanchi A., Zanchetta S., Berra F, Mattei M., Garzanti E., Molyneux S., Nawab A., Sabouri J., "The Eo-Cimmerian (Late? Triassic) orogeny in North Iran", The Geological Society of London, 312 (2009) 31-55.
4. Shahidi A., Barrier E., Brunet M. F., Saidi A., "Tectonic evolution of the Alborz in Mesozoic and Cenozoic", Geosciences, 81 (2011) 201-216.
5. Ballato P., Uba C. E., Landgraf A., Strecker M. R., Sudo M., Stockli D., "Arabia-Eurasia continental collision: Insights from late Tertiary foreland-basin evolution in the Alborz Mountains, northern Iran", Geological Society of America, 123 (1-2) (2011) 106-131.
6. Guest B., Axen G. J., Lam P. S., Hassanzadeh J., "Late Cenozoic shortening in the west-central Alborz Mountains, northern Iran, by combined conjugate strike-slip and thin-skinned deformation", Geosphere, 2(1) (2006) 35-52.
7. Stöcklin J., "Northern Iran: Alborz Mountains", Geol. Soc. Lon., Special Publication, 4 (1974) 213-234.
8. Allen M. B., Ghassemi M. R., Shahrabi M., Qorashi M., "Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran", Journal of Structural Geology, 25 (2003) 659-672.

9. Nazari H., "Analyse de la tectonique récente et active dans l'Alborz Central et la région de Téhéran, Approche morphotectonique et paléoseismologique", Thèse, Université Montpellier II, Montpellier (2006).
10. Shahidi A., "Evolution tectonique du Nord de L'Iran (Alborz et Kopet-Dagh) ", depuis le Marie Curie (Paris 6), Mésozoïque. Thèse, Université Pierre (2008).
11. Vernant P., Nilforoushan F., Chery J., Bayer R., Djamour Y., Masson F., Tavakoli F., "Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data", *Earth and planetary science letters*, 223(1) (2004) 177-185.
12. Djamour Y., Vernant P., Bayer R., Nankali H. R., Ritz J. F., Hinderer J., Khorrani F., "GPS and gravity constraints on continental deformation in the Alborz Mountain range, Iran", *Geophysical Journal International*, 183(3) (2010.) 1287-1301.
۱۳. کرمی ح.ر.، "تعیین پالئواسترس و جهت حرکت راندگی ناحیه شمال تهران (بین دره درکه تا دره کن)"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت مدرس (۱۳۷۶).
۱۴. الیاسی م.، "ارزیابی تنسورهای تنش دیرین و نوع دگرریختی برپایه تحلیل خش لغزهای گسلی در دامنه جنوبی البرز مرکزی"، رساله دکترا، دانشکده علوم دانشگاه تربیت مدرس (۱۳۸۰).
۱۵. الیاسی م.، نوگل سادات م.ع.، قریشی م.، "بررسی مقایسه‌ای بردارهای ویژه و محورهای اصلی تنش دیرین در تعیین تپ دگرریختی بخش جنوبی البرز مرکزی"، *مجله علوم دانشگاه تهران*، جلد شماره ۱ (۱۳۸۰) ۸۰-۶۷.
۱۶. امید پ.، "تحلیل ساختاری و دینامیکی تفصیلی زون‌های گسلی در حاشیه جنوبی البرز خاوری (گستره سمنان-دامغان)"، رساله دوره دکتری، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت مدرس (۱۳۸۰).
17. Zanchi A., Berra F., Mattei M., Ghassemi M. R., Sabouri J., "Inversion tectonics in central Alborz, Iran", *Journal of Structural Geology*, 28(11) (2006) 2023-2037.
18. Shahidi A., Barrier E., Brunet M. F., Saidi A., "Tectonic evolution and Late Triassic-Middle Eocene extension in Central Alborz, Iran", *Geosciences*, 17 (1) (2008) 4-25.
۱۹. میرزایی سوزنی م.، شهیدی ع.، رضانی اومالی ر.، علیزاده صوری ف.، "تحلیل کشش در حوضه رسوبی گروه شمشک (دره بلده، البرز مرکزی)"، *فصلنامه علوم زمین*، شماره ۹۵ (۱۳۹۴) ۳۹-۴.
20. Berberian M., King G. C. P., "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", *Canadian journal of earth sciences*, 18(2) (1981) 210-265.
21. Alavi M., "Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran", *Journal of Geodynamics*, 21(1) (1996) 1-33.
22. Lasemi Y., Lotfpoor M., Tahmasbi A., "Depositional systems and sedimentary events of the Early-Late Ordovician syn-rift succession (Upper Sauk-Lower Tippecanoe Sequence) in northern and central Iran", *Sedimentary Events, Hydrocarbon Systems - CSPG-SEPM Joint Convention: Program with Abstracts* (1997) 167-167.
23. Lasemi Y., "Facies analysis, depositional environments and sequence stratigraphy of the Upper Precambrian and Paleozoic rocks of Iran", *Geological Survey of Iran* (2001).
۲۴. لاسمی ی.، "رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و چین‌نگاری سکانسی نهشته سنگ‌های پرکامبرین بالایی و پالئوزویک ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۷۹).

۲۵. نظری ح.، ریتز ژ.ف.، عقابی ش.، "نگاهی نو بر جغرافیای دیرینه و فرگشت ساختاری البرز در تیتیس"، فصلنامه علوم زمین، سال شانزدهم، شماره ۶۴ (۱۳۸۶) ۳۸-۵۳.
۲۶. جباری ا.، "بازسازی تنش دیرین سنگهای پالئوزویک البرز مرکزی با استفاده از روش وارونگی تنش، مقطع شهرستانک - مرزن آباد" پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه خوارزمی (۱۳۹۵).
۲۷. جباری ا.، دولتی شهیدی ع.، بهروز ا.، "جهت‌گیری فاز کششی کربنیفر-پرمین البرز مرکزی: تجزیه و تحلیل تنش دیرین بر روی داده‌های گسل‌های رشدی" فصلنامه علوم زمین، شماره ۱۱۲ (۱۳۹۸) ۱۴۷-۱۵۶.
28. Torsvik T. H., Cocks L. R. M., "The Lower Palaeozoic palaeogeographical evolution of the northeastern and eastern peri-Gondwanan margin from Turkey to New Zealand", Geological Society, London, Special Publications, 325 (1) (2009) 3-21.
29. Cherns L., Wheeley J. R., "Early Palaeozoic cooling events: peri-Gondwana and beyond", Geological Society, London, Special Publications, 325 (1) (2009) 257-278.
30. Golonka J., Gaweda A., "Plate tectonic evolution of the southern margin of Laurussia in the Paleozoic", Tectonics recent advances. InTech (2012) 261-282.
۳۱. مختاریپور ح.، "سنگ‌شناسی و محیط‌های رسوبی و توالی سنگ‌های پرمین در ناحیه البرز، شمال ایران"، رساله دکتری زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات (۱۳۷۶).
32. Falahatgar M., Mosaddeg H., "Microfacies and palaeoenvironments of the Lower Carboniferous Mobarak Formation in the Kiyasar section, Northern Iran", Boletín del Instituto de Fisiografía y Geología, 82 (2012) 9-20.
33. Berberian M., "The southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust", Canadian Journal of Earth Sciences, 20 (1983) 163-183.
34. Stampfli G. M., "Etude géologique générale de l'Elburz oriental au S de Gonbad-e-Qabus (Iran. N-E)", Thèse, Université de Genève (1978) 328.
35. Stocklin J., "Structural history and tectonics of Iran, a review", Assoc. Petrol. Geol. Bull. 52 (1968) 1220-1258.
36. Sengor A. C., "The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia", Geological Society of America Special Paper, 195 (1984) 82.
37. Wilmsen M., Fürsich F. T., Seyed-Emami K., Majidifard M. R., Taheri J., "The Cimmerian Orogeny in northern Iran: Tectono-stratigraphic evidence from the foreland", Terra Nova, 21 (3) (2009) 211-218.
38. Allen M. B., Vincent S. J., Alsop G. I., Ismail-zadeh A., Flecker R., "Late Cenozoic deformation in the South Caspian region: effects of a rigid basement block within a collision zone", Tectonophysics, 366 (3-4) (2003) 223-239.
39. Allen M., Jackson J., Walker R., "Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates", Tectonics, 23 (2) (2004) 1-16.

40. Guest B., Horton B. K., Axen G. J., Hassanzadeh J., McIntosh W. C., "Middle to late Cenozoic basin evolution in the western Alborz Mountains: Implications for the onset of collisional deformation in northern Iran", *Tectonics*, 26 (2007) TC6011.
41. Rezaeian M., Carter A., Hovius N., Allen M. B., "Cenozoic exhumation history of the Alborz Mountains, Iran: New constraints from low-temperature chronometry", *Tectonics*, 31 (2) (2012.) 1-20.
۴۲. وزیری س.ح.، مجیدی فر م.ر.، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شاهرود"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، (۱۳۷۸).
۴۳. قاسمی م.ر.، "چینه‌شناسی و زمین‌شناسی ساختمانی محدوده چهار ده، البرز خاوری"، پایان نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تهران (۱۳۶۹) ۱۰۹.
۴۴. زمانی پدرام م.، حسینی ح.، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ گرگان"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران (۱۳۸۵).
۴۵. مطیعی ه.، "چینه‌شناسی زاگرس"، سازمان زمین‌شناسی کشور، طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران، شماره ۱ (۱۳۷۲) ۵۳۶.
۴۶. زمانی پدرام م.، کریمی ح.ر.، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ علی‌آباد"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران (۱۳۸۵).
47. Alavi M., Salehi Rad R., "Geological map of Damghan in 1:100000 Scale", *Geological Survey of Iran* (1975).
۴۸. شهرابی م.، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ گرگان"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران (۱۳۶۹).
49. Stöcklin J., Ruttner A. W., Nabawi M. H., "New data on the Lower Paleozoic and Pre-Cambrian of north Iran", *Geological Survey of Iran* (1964).
50. Seyed-Emami K., "Triassic in Iran", *Facies*, 48 (2003) 95-106.
51. Ghasemi-Nejad E., Agha-Nabati A., Dabiri O., "Late Triassic dinoflagellate cysts from the base of the Shemshak Group in north of Alborz", *Review of Palaeobotany and Palynology*, (2004) 207-217.
52. Harb A. A., "The stratigraphy, tectonics and petroleum geology of the Kopet Dagh region, northern Iran", *Doctoral dissertation, Imperial College London* (1979.).
53. Ruttner A. W., Nabavi M. H., Hajtan J., "Geology of the Shirgesht area (Tabas area, east Iran)", *Ministry of Economy, Geological Survey of Iran*, 4 (1968.).
54. Stepanov D. L., "Carboniferous stratigraphy of Iran. Sixime Congr de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifre", *Sheffield 11th to 16th September 1967*, 4 (1971) 1505-1518.
55. Webster G. D., Maples C. G., Mawson R., Dastanpour M., "A cladid-dominated Early Mississippian crinoid and conodont fauna from Kerman Province, Iran and revision of the glossocrinids and rhenocrinids", *Journal of Paleontology Memoir*, 60, 77(supplement to no. 3) (2003.) 35.
56. Webster G. D., Maples C. G., Yazdi M., "Late Devonian and Early Mississippian echinoderms from central and northern Iran", *Journal of Paleontology*, 81 (5) (2007) 1101-1113.

57. Harawi M. A., "Stratigraphische und paläontologische Untersuchungen im Unterkarbon des zentralen Elburs Iran" (1971).
۵۸. علوی نائینی، "چینه شناسی پالئوزوئیک ایران"، سازمان زمین‌شناسی کشور، طرح تدوین کتاب زمین شناسی ایران، شماره ۵، ۴۹۲ (۱۳۷۲).
59. Wallace R. E., "Geometry of shearing stress and relation to faulting", *Journal of Geology*, 59 (1951) 118-130.
60. Bott M. H. P., "The mechanisms of oblique slip faulting", *Geological Magazine*, 96 (1959) 109-117.
61. Angelier A., Mechler P., "Sur une méthode graphique de recherche de contraintes principales également utilisable et en séismologie: la méthode des dièdres droits", *Bulletin Sociéte' Ge'ologique de la France* 19 (1977) 1309-1318.
62. Judith S., Saintot A., Heeremans M., "Paleostress field reconstruction in the Oslo region", *Journal of Marine and Petroleum Geology* 27 (2010) 682-708.
63. Angelier J., Tarantola A., Valette B., Manoussis S., "Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress—I. Single phase fault populations: a new method of computing the stress tensor", *Geophysical Journal International*, 69 (3) (1982) 607-621.
64. Angelier J., "Tectonic analysis of fault slip data sets", *Journal of Geophysical Research* 89 (1984) 5835-5848.
65. Anderson E. M., "The Dynamics of Faulting", 1st edn, Oliver and Boyd, Edinburgh (1942).
66. Huang Q., Angelier J., "Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress-II. Using conjugate fault sets within heterogeneous families for computing palaeostress axes", *Geophysical Journal International*, 96 (1) (1989) 139-149.
67. Angelier J., "Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress-III. A new rapid direct inversion method by analytical means", *Geophysical Journal International*, 103 (2) (1990) 363-376.
68. Célérier B., "How much does slip on a reactivated fault plane constrain the stress tensor?", *Tectonics*, 7 (6) (1988) 1257-1278.
69. Célérier B., "Tectonic regime and slip orientation of reactivated faults", *Geophysical Journal International*, 121 (1) (1995) 143-161.
70. Célérier B., "Fault slip analysis software", <http://www.isteam.univ> Célérier, B. (2010). Remarks on the relationship between the tectonic regime, the rake of the slip vectors, the dip of the nodal planes, and the plunges of the P, B, and T axes of earthquake focal mechanisms. *Tectonophysics*, 482 (1) (1999) 42-49.
71. Gibbs A. D., "Structural evolution of extensional basin margins", *Journal of the Geological Society*, 141 (4) (1984) 609-620.

72. Yassaghi A., Madanipour S., "Influence of a transverse basement fault on along-strike variations in the geometry of an inverted normal fault: Case study of the Mosha Fault, Central Alborz Range, Iran", *Journal of Structural Geology*, 30 (12) (2008) 1507-1519.
73. Allmendinger R. W., Marrett R. A., Cladouhos T., "FaultKin.http://www. geo. cornell. edu/geolo gy/faculty/RWA/RWA", Html, accessed Feb, 10, 2004 (2012).
74. Ortner Hugo. "Local and far field stress-analysis of brittle deformation in the western part of the Northern Calcareous Alps, Austria", *Geol-Palaeontol Mitt Innsbruck*, 26 (2003) 109-136.
75. Anderson E. M., "The dynamics of faulting. Transactions of the Edinburgh", *Geological Society* 8 (1905) 387-402.
76. Frohlich C., Apperson K. D., "Earthquake focal mechanisms, moment tensors, and the consistency of seismic activity near plate boundaries", *Tectonics*, 11 (2) (1992) 279-296.
77. Derakhshi M., Ghasemi H., "Soltan Maidan Complex (SMC) in the eastern Alborz structural zone, northern Iran: magmatic evidence for Paleotethys development", *Arabian Journal of Geosciences*, 8 (2) (2015) 849-866.
78. Moghadam H. S., Li X. H., Ling X. X., Stern R. J., Khedr M. Z., Chiaradia M., Tamura A., "Devonian to Permian evolution of the Paleo-Tethys Ocean: new evidence from U-Pb zircon dating and Sr-Nd-Pb isotopes of the Darrehanjir-Mashhad "ophiolites", NE Iran", *Gondwana Research*, 28 (2) (2015) 781-799.
79. Aharipour R., Moussavi M. R., Mosaddegh H., Mistiaen B., "Facies features and paleoenvironmental reconstruction of the Early to Middle Devonian syn-rift volcano-sedimentary succession (Padeha Formation) in the Eastern-Alborz Mountains, NE Iran", *Facies*, 56 (2) (2010) 279-294.
80. Stampfli G. M., Hochard C., V erard C., Wilhem C., "The formation of Pangea", *Tectonophysics*, 593 (2013) 1-19.
81. Stampfli G. M., Von Raumer J. F., Borel G. D., "Paleozoic evolution of pre-Variscan terranes: from Gondwana to the Variscan collision", *Special Papers-Geological Society of America* (2002) 263-280.
82. Stampfli G. M., Borel G. D., "A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones", *Earth and Planetary Science*, 196 (2002) 17- 33.
83. Muttoni G., Gaetani M., Kent D. V., Sciunnach D., Angiolini L., Berra F., Zanchi A., "Opening of the Neo-Tethys Ocean and the Pangea B to Pangea a transformation during the Permian", *GeoArabia*, 14 (4) (2009) 17-48.
84. Domeier M., Torsvik T. H., "Plate tectonics in the late Paleozoic", *Geoscience Frontiers*, 5 (3) (2014) 303-350.
85. Domeier M., Van der Voo R., Torsvik T. H., "Paleomagnetism and Pangea: the road to reconciliation", *Tectonophysics*, 514 (2012) 14-43.