

تحلیل ساختاری با استفاده از خش‌لغزهای گسلی و چین‌خوردگی‌ها، جنوب باختر ایران (شمال کازرون)

زهرا کمالی^(*)، پژمان وقاری^۱، خلیل سرکاری‌نژاد^۲

۱. دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

۲. کارشناس ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران

۳. استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران

تاریخ دریافت: ۹۲/۷/۲۰

تاریخ پذیرش: ۹۳/۵/۱۱

چکیده

منطقه قائمیه در ۱۰۰ کیلومتری باختر شیراز و ۴۰ کیلومتری شمال کازرون واقع شده است. ساختارهای تشکیل شده در منطقه متأثر از عملکرد قطعه کماریج گسل امتدادلغز کازرون است که بخشی از کمربند چین‌خورده ساده زاگرس می‌باشد. روند چین و گسل‌های این منطقه شمال باختر- جنوب خاور بوده، که هم‌روند با ساختارهای اصلی کمربند چین‌خورده زاگرس است. محدوده مورد مطالعه شامل دو گسل، یکی نرمال با مولفه راستالغز راستگرد که باعث دگربخشی سازندهای گورپی، پابده و سروک و دیگری گسل امتدادلغز راستگرد که باعث دگربخشی سازنده آسماری شده است. گسل امتدادلغز، از الگوی شکستگی‌های برشی ریدل پیروی می‌کند و نسبت به گسل کازرون با زاویه قرار می‌گیرد. در این پژوهش داده‌های خش‌لغز گسلی به منظور بازسازی جهت‌گیری دیرینه تنش موثر با روش وارونگی برداشت و مورد بررسی قرار گرفت. روند و موقعیت تنش‌های اصلی گسل نرمال به ترتیب $1\sigma: NW, S71^{\circ}W$ و $2\sigma: SE, S57^{\circ}E, 12^{\circ}76^{\circ}$ و $3\sigma: NE, N31^{\circ}E, 70^{\circ}$ و گسل امتدادلغز به ترتیب $1\sigma: NE, 07^{\circ}, N31^{\circ}E$ و $2\sigma: SE, 06^{\circ}, S60^{\circ}E$ و $3\sigma: NW, 80^{\circ}, S84^{\circ}W$ به دست آمده است. براساس نتایج تحلیل داده‌های خش‌لغز گسلی، رژیم تکتونیکی حاکم بر منطقه، تراکشی است. به‌منظور تحلیل دگربخشی منطقه، برش عرضی ساختاری عمود بر روند ساختارهای منطقه در جهت NE-SW ترسیم گردید. در طول این پیمایش، ساختارهایی چون گسل امتدادلغز راستگرد و چین مرتبط با گسل وجود داشت که به ترتیب مربوط به زمان‌های زمین‌شناسی پرکامبرین و سنومانین زیرین می‌باشند. میدان تنش اطراف گسل‌ها وابسته به فعالیت گسل کازرون می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: خش‌لغز، رژیم تکتونیکی، شکستگی برشی ریدل، کمربند چین‌خورده ساده زاگرس، قائمیه

مقدمه

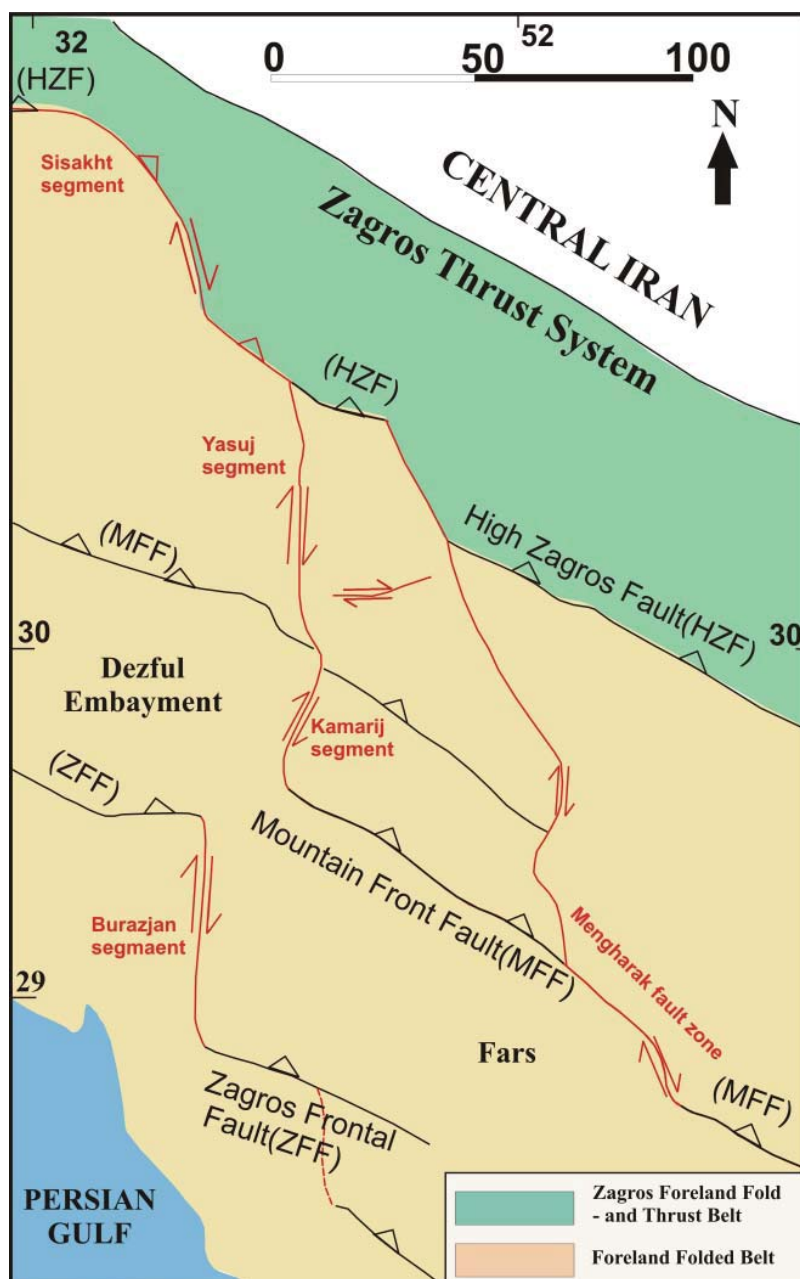
زاگرس چین‌خورده و به موازات آن‌ها قرار دارد. به این بخش زاگرس از آن جهت که داخلی‌ترین بخش زاگرس را تشکیل می‌دهد، زاگرس داخلی می‌گویند. تغییر شکل در زاگرس خاوری (فارس)، شامل کوتاه‌شدگی موازی با همگرایی است (Talebian and Jackson, 2004). لازمه این تغییرات، کوتاه‌شدگی در امتداد کمربند زاگرس است که می‌تواند در اثر گسل‌های کازرون، کره

نوار چین‌خورده زاگرس، به تدریج از سمت شمال خاور به یک منطقه رورانده منتهی می‌شود (سامانه راندگی زاگرس) و در نتیجه زونی گسل‌خورده و فعال پدید می‌آید که به صورت نواری باریک و طویل با عرض ۱۰ تا ۷۰ کیلومتر بین کمربند دگرگونی فشار بالا - درجه حرارت پائین سندج - سیرجان و

* نویسنده مرتبط zahrakamali84@gmail.com

در ارتباط با زون گسلی کازرون و ویژگی‌های مورفوتکتونیکی تغییرشکل یافته زاگرس، گسل کازرون به چهار بخش تقسیم شده است که به ترتیب از شمال به جنوب شامل سیسخت، یاسوج، کماریج و برازجان با روند مشابه $E 5 S^{\circ}$ و امتداد پایانه این گسل‌ها به سمت SE به صورت دم اسبی می‌باشند. در جهت خاور به گسل‌های معکوس و چین‌خوردگی متصل می‌شوند، که این گسل‌های معکوس و چین‌خوردگی‌ها به سمت NW امتداد پیدا کرده‌اند (Sepehr, 2001) (شکل ۱). تمامی بخش‌های گسل کازرون فعال هستند اما آن‌ها رفتاری غیر مستقل از یکدیگر در طی شکل‌گیری و دگرشکلی کمربند چین‌خورده و گسل‌خورده زاگرس نشان می‌دهند.

بس، سبزپوشان و سروستان باشد. گسل کازرون، به عنوان گسل پی‌سنگی در رسوبات فروافتادگی دزفول و ناحیه فارس شناخته شده است. (Falcon, 1967; Kent, 1979) نخستین حرکت تشخیص داده شده در طول گسل کازرون به دوره پرکامبرین زیرین-کامبرین بر می‌گردد، به طوری که گسل کازرون در پراکندگی نمک‌های هرمز نقش داشته است. امتداد زون گسلی کازرون به صورت شمالی-جنوبی و شمال-شمال باختر و جنوب-جنوب خاور در سطح نمایان می‌شود که به صورت یک دره عرضی به طول ۴۵۰ کیلومتر، از گسل‌های زاگرس مرتفع در شمال تا خط ساحلی در جنوب توسعه پیدا کرده است که در طول آن دو گنبد نمکی رخنمون دارد. براساس تحقیقات انجام شده



شکل ۱. نقشه بخش‌های گسلی کازرون، سیسخت، کماریج، یاسوج و برازجان (Sepehr, 2001).

شده می‌شوند (Nemcok et al., 2005). چین‌های منطقه مورد مطالعه از نوع چین‌های انتشار گسلی می‌باشند.

برش عرضی روابط بین افق‌های مختلف را نشان می‌دهد و تصور مشاهده‌ای مفیدی را از درون هر شی سه بعدی ارائه می‌دهد. زمین‌شناسان نیز غالباً برای نشان دادن ساختمان‌های داخلی زمین، برش عرضی تهیه می‌کنند. مقطعی که جهت آن بر سطح زمین عمود باشد، برش عرضی نام دارد. برش عرضی به دو دسته توضیح دهنده^۹ و پیشگویانه^{۱۰} تقسیم می‌شود.

منطقه مورد مطالعه در زاگرس چین‌خورده و زیر پهنه فارس واقع شده است (Sarkarinejad and Azizi, 2008). زاگرس چین‌خورده بخشی از محدوده چین - تراست زاگرس است، کمربند چین - تراست زاگرس (ZFTB) به وسیله فروافتادگی دزفول، به دو ایالت فارس و لرستان تقسیم می‌شود. تغییرات ساختاری و توپوگرافی باعث تقسیم‌بندی این کمربند به دو قلمرو با روندهای SW و NE شده است (Agard et al., 2011). این دو قلمرو به ترتیب شامل:

۱- کمربند چین‌خورده ساده (SFB) این کمربند تا محدوده خلیج فارس به صورت چین‌هایی با طول موج صدها کیلومتر به صورت نسبتاً منظم ادامه یافته است (Falcon, 1974; Sepehr and Cosgrove, 2004; Mouthereau et al., 2006). همچنین شامل چندین گسل اصلی پنهان می‌باشد (Berberian, 1995; Leturmy et al., 2010).

۲- زاگرس مرتفع (HZ)، این قلمرو ارتفاع بیشتری نسبت به کمربند چین‌خورده دارد.

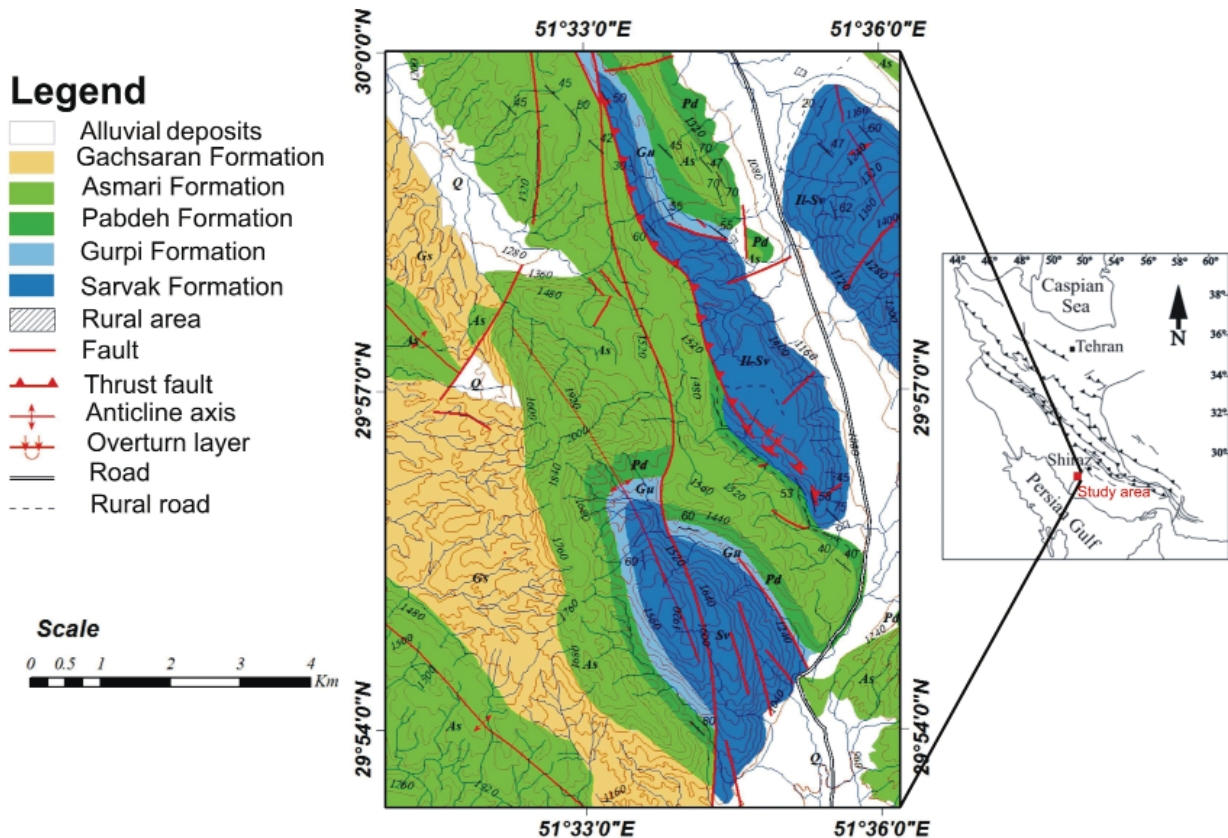
منطقه مورد مطالعه در قسمت شمالی شهرستان قائمیه، مجاور روستای گلگون در استان فارس و در محدوده بین طول‌های جغرافیایی ۲۹°۵۳' تا ۳۰°۰۰' شمالی و عرض‌های جغرافیایی ۵۱°۳۱' تا ۵۱°۳۲' خاور قرار دارد. گسل کازرون، گسلی قدیمی و پی‌سنگی است که دارای حرکت راست‌گرد می‌باشد. منطقه مورد مطالعه در بخش کماریج از این گسل قرار دارد، این بخش در مرز جنوب خاور فروافتادگی دزفول واقع شده و باعث تغییر شکل در این مرز شده است. شواهد این گسل و رخنمون سطحی آن بر روی عکس ماهواره‌ای در طول جاده اصلی، از جنوب نورآباد ممسنی تا کماریج مشخص شده است. گسل کماریج در برخورد با گسل پیشانی کوهستان خاتمه می‌یابد. یک نبود گسلی در حدود ۱۵ کیلومتر، بین بخش گسلی برازجان و کماریج دیده می‌شود، هیچ شاهدی از گسل خوردگی سطحی در صحرا در بین توالی رسوبی ضخیم فارس و رسوبات متوالی فروافتادگی دزفول یا به

در طی چند دهه اخیر، روش‌های بسیاری برای تعیین محورهای تنش و تنش دیرینه محلی گسترش یافته است این گونه اندازه‌گیری‌های محلی تنش نه تنها توصیف سازوکاری محلی را ممکن می‌سازد بلکه در شناسایی زمین‌ساخت ناحیه‌ای در مقیاس صفحه‌ای نیز کمک شایانی می‌کند. از میان روش‌های موجود برای اندازه‌گیری نیروهای تنش دیرینه، روش‌های ریاضی مبتنی بر وارونگی داده‌های لغزش گسلی مورد توجه بسیاری قرار گرفته است. این گونه تحلیل‌ها از نیرو تنش، می‌تواند برای سازوکار کانونی زمین لرزه نیز کاربرد داشته باشد. به تازگی تحلیل ساختارهای کششی و فشارشی (درزه‌ها و استیلولیت‌ها) نیز در کنار این روش‌ها قرار گرفته‌اند (Angelier, 1994).

برداشت خش‌لغزهای گسلی به منظور تعیین روند دیرینه تنش‌های فشارش و کشش با روش وارونگی لغزش گسلی در دو ایستگاه ($S_2=39, S_1=45$) در طول سازندهای پایده، گورپی، سروک و آسماری به سن بخش میانی کرتاسه تا الیگومیوسن انجام شده است. تعیین تنش قدیمی^۱ در سال‌های متمادی توسط پژوهشگران متعددی و به روش‌های گوناگون صورت گرفته است. از این میان دو روش بیشترین کاربرد را جهت برآورد نیرو تنش گسل‌ها دارد شامل روش‌های گرافیکی^۲ (Arthaud, 1969; Carey and Brunier, 1974; Etchecopar et al., 1981; Armijo et al., 1982; Angelier, 1984 and 1989).

چین‌های مرتبط با گسل نشانه تغییر شرایط شکل‌پذیر به شکننده می‌باشد. در چنین حالتی گسل چین‌های از قبل تشکیل شده را قطع می‌کند. انواع مختلفی از چین‌هایی که در ارتباط با گسل توسعه می‌یابند شامل چین‌های انتشار گسلی^۳، چین‌های خم گسلی^۴، چین‌های زون گسلی^۵، چین‌های جدایشی^۶ و چین‌های رانشی^۷ می‌باشند. (Jamison, 1992). کمربند چین‌خورده - رانده زاگرس به چند پهنه تقسیم شده که از لحاظ سبک ساختاری و تاریخچه رسوبگذاری از شمال‌باختر به جنوب‌خاور به چهار زیر پهنه: لرستان، فروبار دزفول، ایذه و فارس تقسیم شده است (Sepehr, 2001; Sherkati and Letouzey, 2004, Motiei, 2006). منشأ پی سنگی تفکیک می‌گردند (Bahroudi, 1995; Yassaghi, 2006; and Talbot, 2003). انواع متفاوتی از ورقه‌های رانده شده در کمربندهای چین‌خورده - رانده وجود دارد که توسعه، سازوکار حرکت و دگرشکلی درونی آن‌ها متفاوت است، این تفاوت‌ها سبب ایجاد انواع متفاوت چین‌ها در ورقه‌های رانده

1. Paleostress
2. Graphical methods
3. Numerical techniques
4. Fault propagation fold
5. Fault bend folds
6. Fault zone folds
7. Detachment folds
8. Drape folds
9. Illustrative
10. Predictive



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی قائمیه (اقتباس از فخاری، ۱۳۵۸).

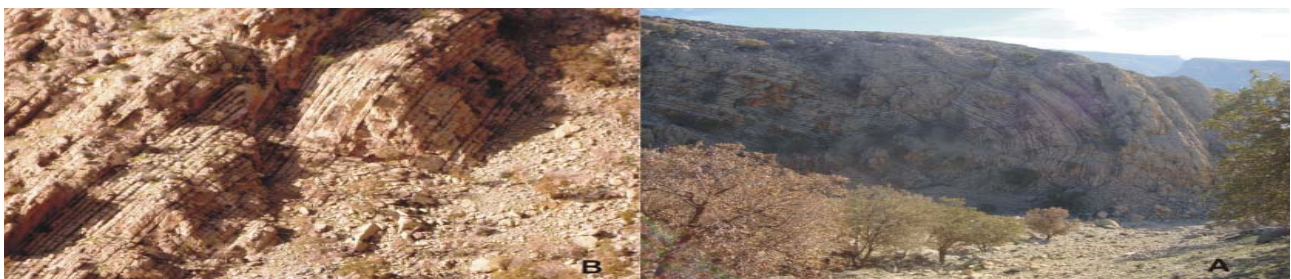
راست‌گرد در امتداد گسل کازرون وجود دارند که از الگوی شکستگی‌های ریدل پیروی می‌کنند و نسبت به گسل کازرون به صورت زاویه‌دار قرار می‌گیرند (شکل ۴).

حرکات گسلی در این منطقه دارای مولفه راستگرد است این که توسط جابجایی و تقاطع شاخ‌آب (خلیج باریک) و همچنین جهت حرکت بلوک‌های گسلی با استفاده از اندازه‌گیری ریک‌های روی صفحه گسلی مشخص می‌شود. متوسط زاویه انحراف از افق اندازه‌گیری شده روی آینه‌های گسلی (23° – 56°) می‌باشد.

چین‌خوردگی‌هایی که به علت حرکت گسل تشکیل شده‌اند به صورت چین مرتبط با گسل^۱ نمایان می‌شوند (شکل ۵). نمونه این چین‌ها، در بخش جنوبی قائمیه تاقدیس سالیبیز و در بخش شمالی آن تاقدیس شاه‌نشین قرار دارد.

عبارتی در حوضه پیشانی اصلی زاگرس، مشاهده نشده است (Sepehr and Cosgrove, 2004). این منطقه از واحدهای سنگی مزوزویک و سنوزویک چون سازندهای سروک، ایلام، گورپی، پابده، آسماری و گچساران تشکیل شده و در نقشه زمین‌شناسی منطقه مشخص شده است (شکل ۲).

قدیمی‌ترین واحد سنگی موجود در این منطقه، سازند سروک به سن کرتاسه زیرین و جوان‌ترین واحدها متعلق به آبرفت‌های کواترنر است. گسل‌های نرمال در سازندهای گورپی، پابده، سروک با مولفه راست‌الغز راست‌گرد نمایان هستند. سازند پابده و گورپی به علت فرسایش شدید دره‌های عمیقی را ایجاد کرده‌اند. فیبرهای کلسیت رشد یافته در امتداد گسل‌های تشکیل شده در سازندهای گورپی، پابده، سروک غالباً حرکات راست‌الغز و نرمال نشان می‌دهند (شکل ۳).



شکل ۳. گسل‌های نرمال منطقه مورد مطالعه، (A) جهت دید ناظر به سمت شمال خاور (B) جهت دید ناظر به سمت شمال باختر.



شکل ۴. گسل امتدادلغز موجود در محدوده مورد مطالعه (جهت دید ناظر به سمت شمال باختر).

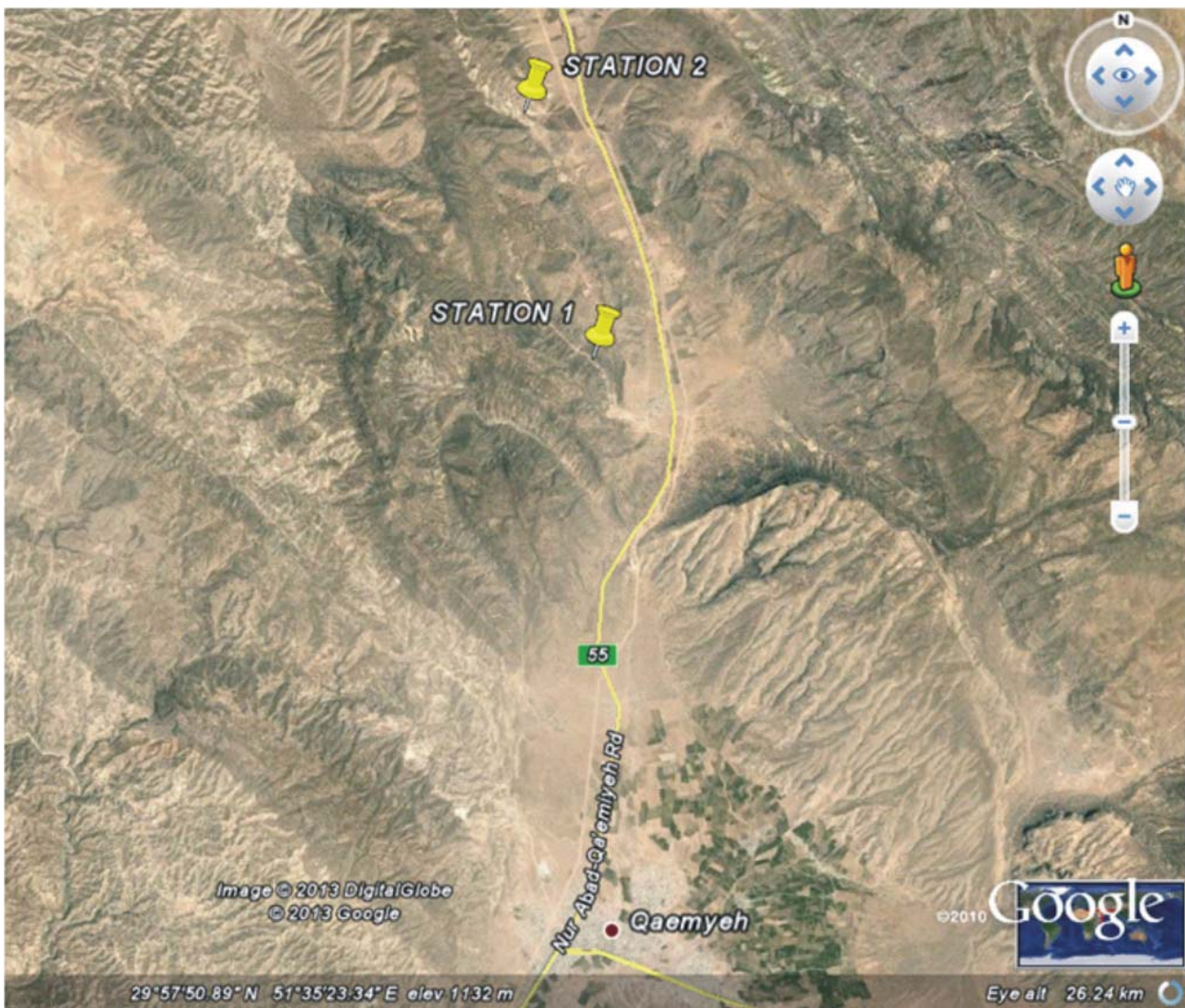


شکل ۵. چین مرتبط با گسل (جهت دید ناظر به سمت شمال باختر).

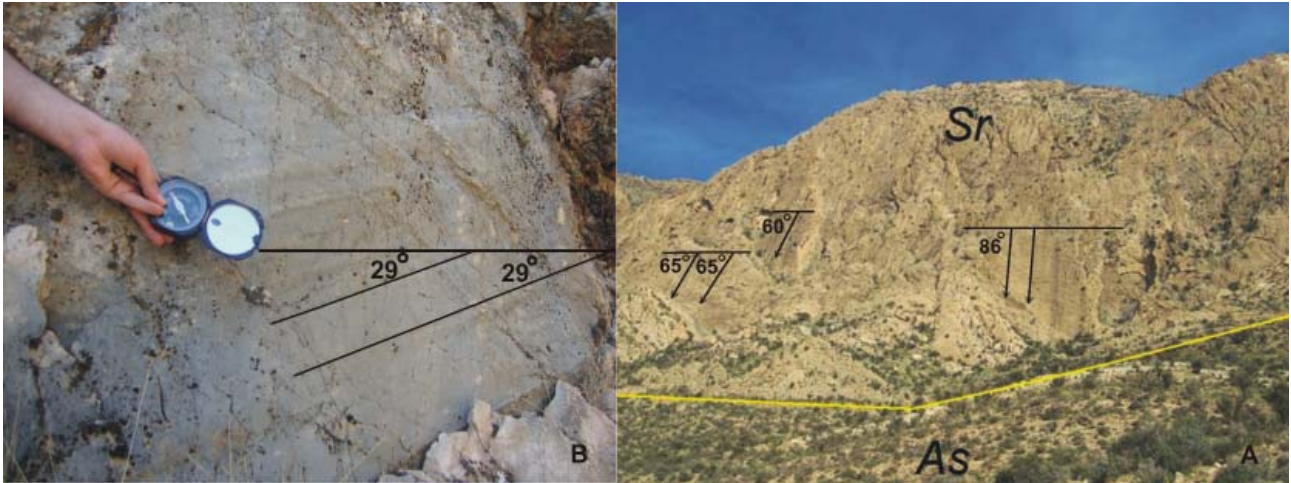
روش مطالعه

شده است. همچنین به منظور بررسی هندسی و کینماتیکی منطقه، برش عرضی ساختاری AB با استفاده از Atuo CAD 2007 از سمت شمال باختر به سمت جنوب خاور در ارتباط با چین‌ها و گسل‌های موجود در منطقه ترسیم گردید. اطلاعات مورد نیاز برای ترسیم این برش از داده‌های برداشت شده عملیات صحرایی می‌باشند و در بخش‌های غیر قابل دسترس منطقه، از اطلاعات نقشه‌های زمین‌شناسی موجود و تصاویر ماهواره‌ای کمک گرفته شده است. ترسیم با روش kink method (که برای چین‌های موازی و تاخوردگی مورد استفاده قرار می‌گیرد) انجام شده است. مقاطع عرضی معمولاً عمود بر محور چین و گسل اصلی که بهترین حالت را از هندسه ساختارها ارائه می‌دهد تهیه می‌شوند (Ragan, 2009).

برداشت بخش لغزهای گسلی به منظور تعیین روند دیرینه تنش‌های فشارش و کشش با روش وارونگی لغزش گسلی در دو ایستگاه (Station₁=45, Station₂=39) صورت گرفته است. محورهای کشش و فشارش با برنامه‌های کامپیوتری Faultkin-5winbeta (Allmendinger, 2011) و T-Tecto 3 (Zalohar, 2009) تعیین شده است، همچنین از پردازش این داده‌ها با برنامه T-Tecto 3 مقادیر نسبی تنش و واتنش به منظور تعیین رژیم تکتونیکی، شکل بیضی تنش و واتنش استفاده گردید. شکل ۶ موقعیت ایستگاه‌های برداشت داده را در تصویر ماهواره‌ای نشان می‌دهد. شکل (۷) بخش لغزهای برداشت شده از صفحه‌های گسلی را نشان می‌دهد. در شکل ۸ استریونت‌های حاصل از تحلیل محورهای فشارش و کشش حاکم بر منطقه برای دو ایستگاه مطالعه شده با استفاده از برنامه Faultkin5winbeta نشان داده

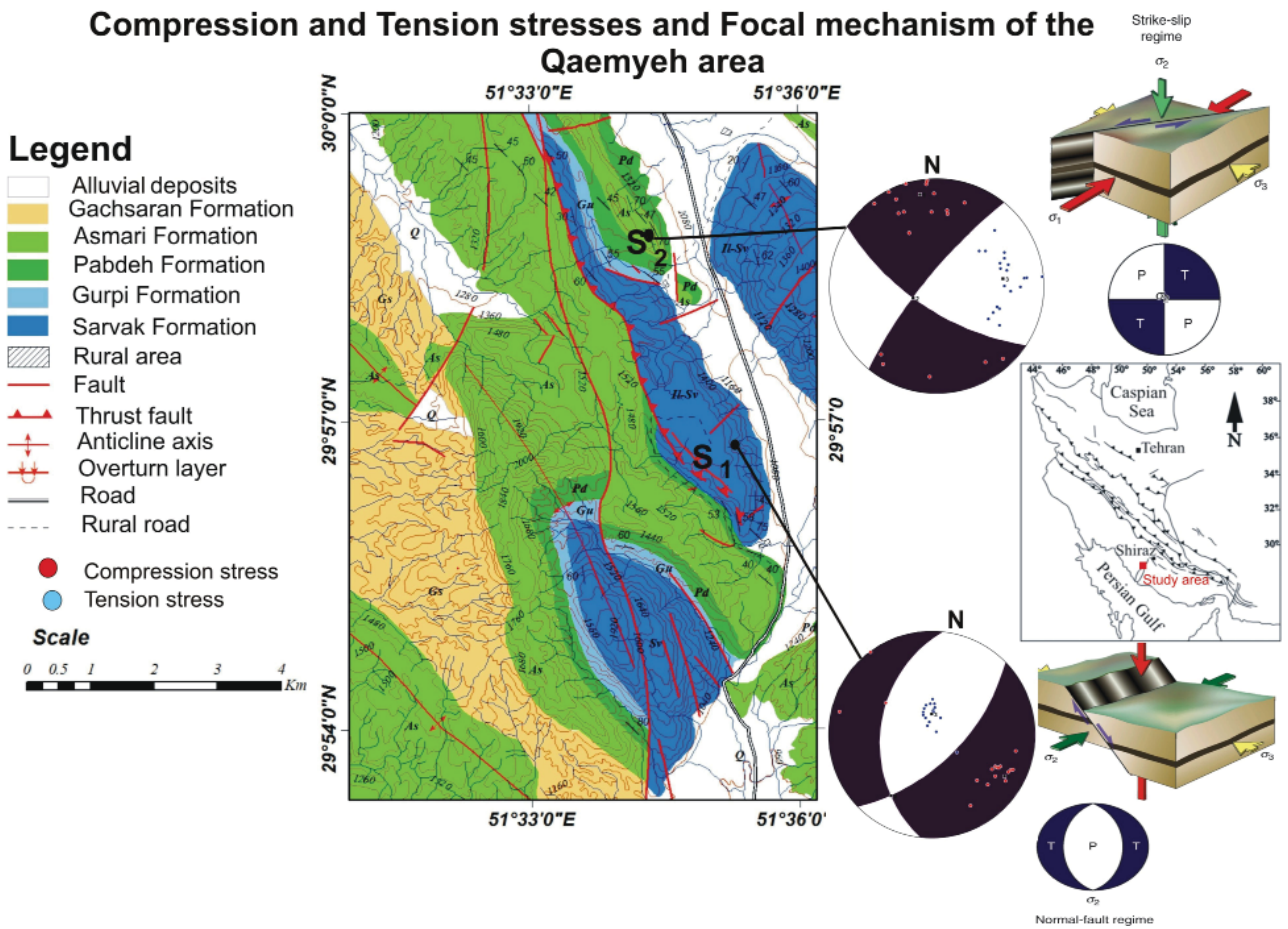


شکل ۶. نقطه مکانی و موقعیت ایستگاه‌های برداشت شده روی تصویر ماهواره‌ای (Google earth).



شکل ۷. (A) گسل نرمال (دید ناظر رو به شمال باختر)، (B) گسل امتدادلغز (دید ناظر رو به شمال باختر).

Compression and Tension stresses and Focal mechanism of the Qaemyeh area



شکل ۸. موقعیت فضایی محورهای تنش به همراه سازوکار کانونی منطقه قائمیه.

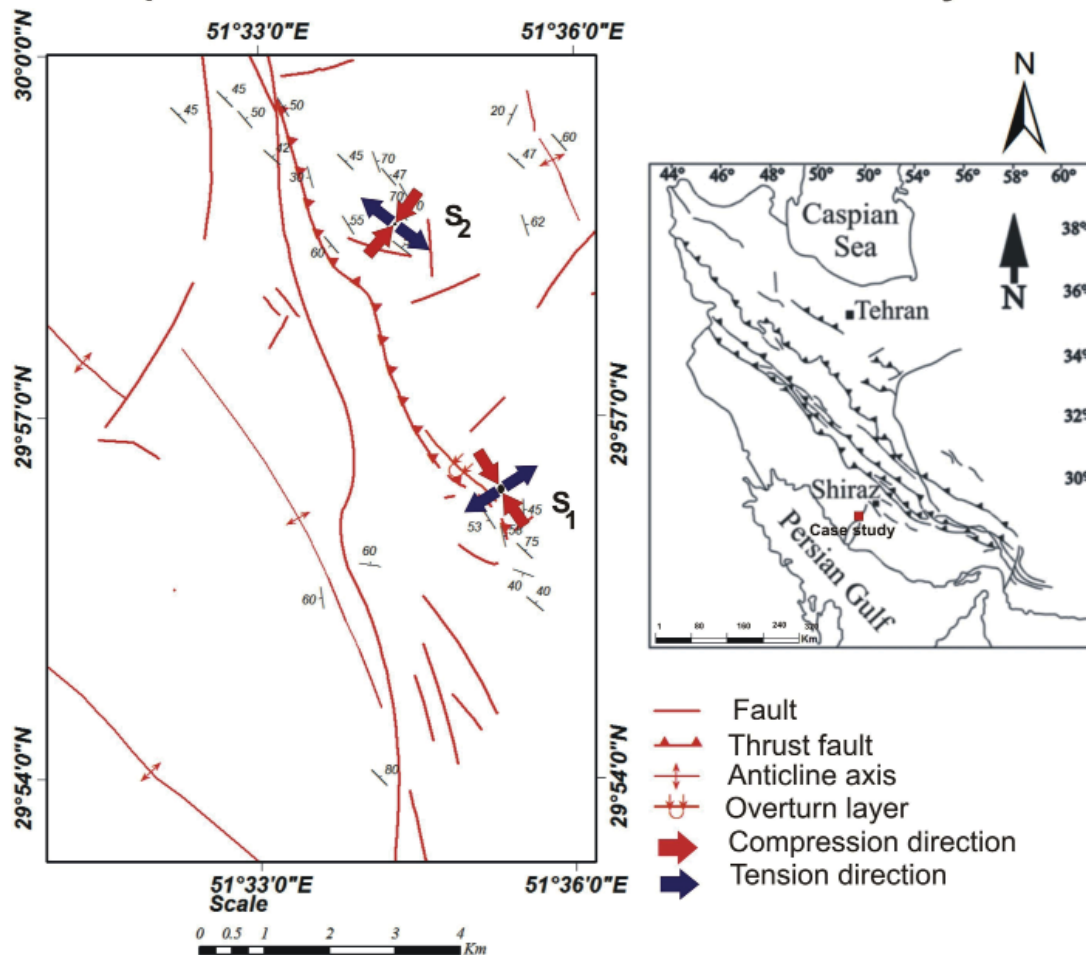
بحث

جمع‌آوری داده‌ها خط‌هایی را به همراه دارد و منجر می‌شود که پراکندگی در الگوهای تنش محلی رخ دهد و حرکات گسلی نیز به‌روی یکدیگر تاثیر می‌گذارند. از این‌رو باید در عمل بهترین جورشدگی را در بین تمام داده‌های لغزش گسلی که متعلق به یک رویداد زمین‌ساختی هستند، جستجو کرد. برای شناخت و بررسی آرایش محورهای تنش دیرینه در این پژوهش، برداشت‌های ساختاری به‌شیوه مستقیم صحرایی صورت پذیرفت و داده‌های برداشت شده در ۲ ایستگاه دسته‌بندی شدند. از آنالیز داده‌های خش‌لغز گسلی روند و موقعیت فضایی تنش‌های محلی گسل نرمال، به‌ترتیب 1σ به‌عنوان بیشترین تنش محلی با روند NW، 3σ کمترین تنش محلی، روند NE و 2σ متوسط تنش محلی، روند SE و موقعیت فضایی به‌ترتیب 2σ : S57°E، 1σ : S71°W، 76°، 3σ : N31°E، 70° و 12° بیشترین تنش محلی روند NE، 3σ کمترین تنش محلی روند NW

و 2σ متوسط تنش محلی روند SE و موقعیت فضایی به‌ترتیب 1σ : N31°E، 07°20'، S60°E، 06° و 3σ : S84°W، 80° و 1σ : N31°E، 07°20'، S60°E، 06° آمده است (شکل ۹).

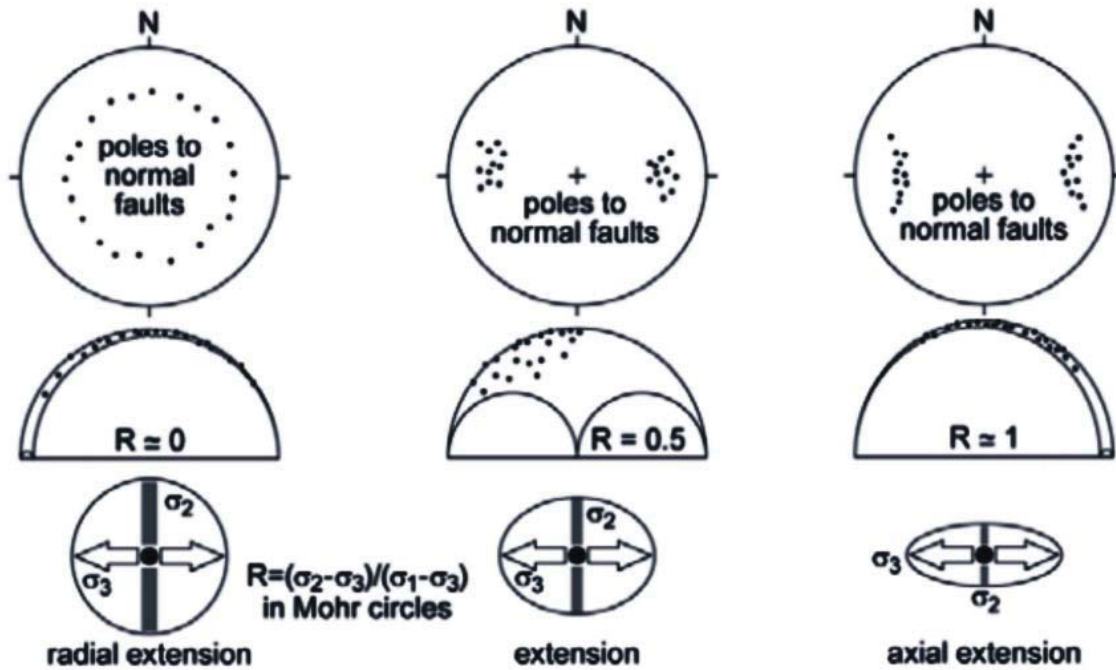
با وجود این‌که تعیین مقدار مطلق استرس‌های اصلی در بیشتر حالات امکان‌پذیر نیست، اما گاهی براساس داده‌های گسلی (لغزش گسلی) می‌توان بزرگی نسبی تنش و واتنش را براساس برنامه T-Tecto، ۳،۰ تخمین زد. از مقادیر به‌دست آمده و نسبت $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ که برای تعیین رژیم تکتونیکی استفاده گردید، معمولاً $R > 0.5$ می‌باشد. $R = 0.5$ کشش شعاعی^۱ و $R = 1$ کشش محوری^۲ و $R = 0.5$ کشش^۳ را بیان می‌کند. اشکال ۱۰ و ۱۲ به‌ترتیب رژیم‌های تکتونیکی و دواير مور حاصل از تحلیل داده‌های گسلی، در حالت‌های مختلف گسل‌های نرمال و امتدادلغز را نشان می‌دهند، بطورکلی تمامی گسل‌های نرمال، امتدادلغز (با مقدار R بالا و 2σ قائم) و نرمال مایل‌لغز تحت رژیم تراکششی^۴ تشکیل می‌شوند (Twiss and Moores, 1992).

Compression and tension direction of the Qaemyeh area



شکل ۹. موقعیت فشارش و کشش حاصل از تحلیل داده‌های خش‌لغز گسلی با استفاده از روش وارونگی.

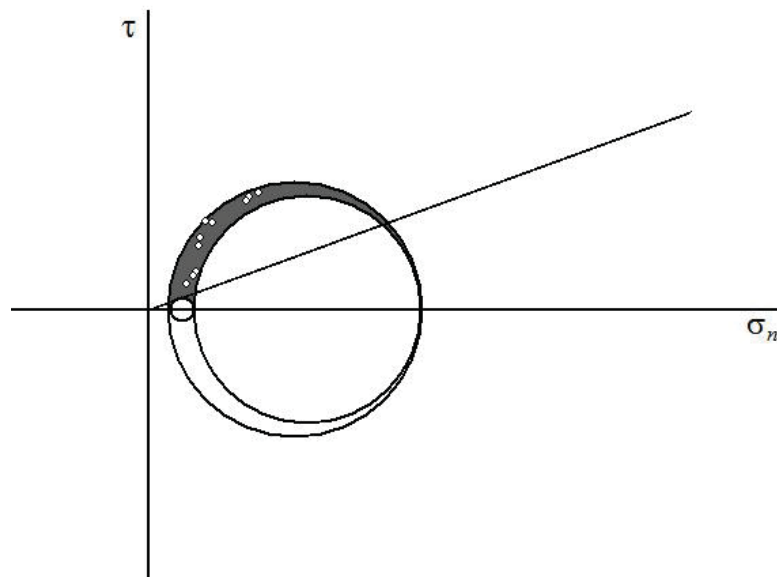
1. Radial extension
2. Axial extension
3. Extension
4. Transtension



شکل ۱۰. رژیم تکتونیکی و دوائر مور حاصل از تحلیل داده‌های خش‌لغز گسلی، گسل نرمال (Twiss and Unruh, ۱۹۹۸).

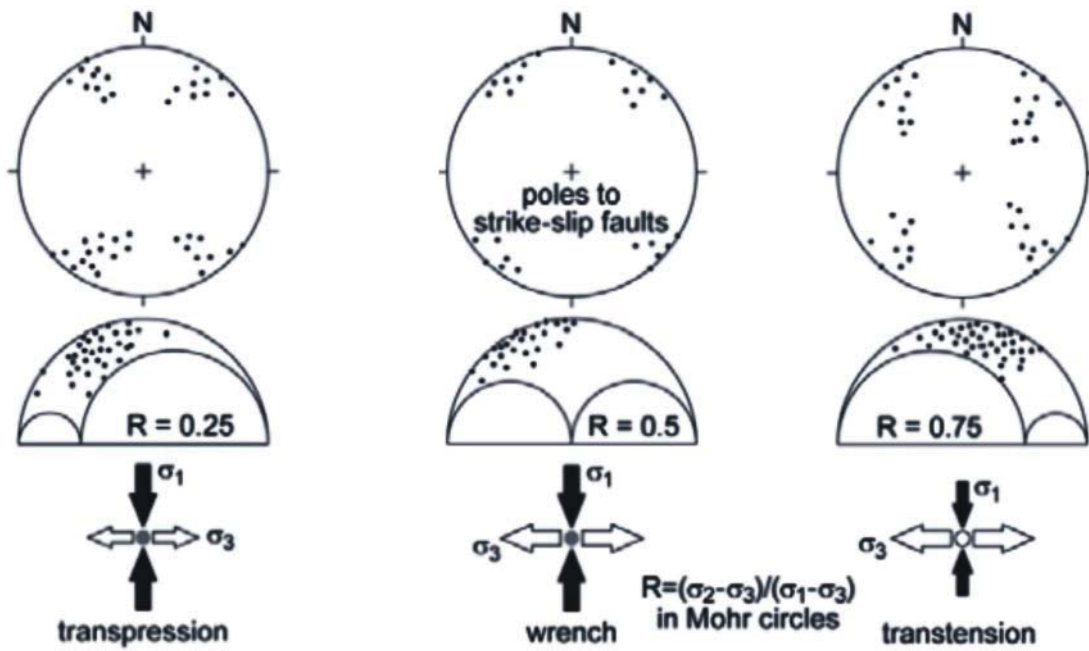
شکل ۱۴، مقادیر R بدست آمده از فرمول $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ را برای سه حالت مختلف که بردار لغزششان موازی با یکی از تنش‌های برشی است را نشان می‌دهد. در سه جهت کسینوسی، صفحه‌ها با هم برابرند و بنابراین سه جزء تنش‌های برشی نسبت به تنش‌های اصلی بر روی صفحه در هم ادغام شده‌اند. یکی از این جهت‌ها می‌تواند بر روی یک صفحه که سه جزء تنش برشی ادغام شده τ_1, τ_2, τ_3 دارد، تصویرسازی شود. برحسب مقدار R

از ویژگی مناطق تراکشنی می‌توان تشکیل گسله‌های عادی و گل ساخت منفی^۱ ایجاد حوضه‌های کششی واگرا^۲ نام برد (Twiss and Unruh, 1998). مقدار R حاصل در منطقه مورد مطالعه، برای گسل نرمال $R = 0/1$ (شکل ۱۱) و گسل امتدادلغز $R = 0/5$ (Wrench) می‌باشد (Wrench fault) گسل‌های امتدادلغزی که راستالغز قائم باشند). مقادیر R به‌دست آمده بیانگر رژیم کششی در منطقه می‌باشند (شکل ۱۳).

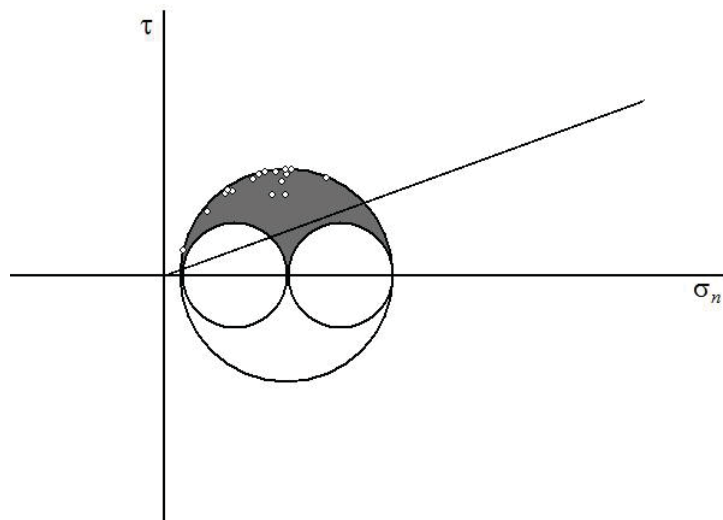


شکل ۱۱. دایره مور حاصل از تحلیل داده‌های خش‌لغز گسلی، گسل نرمال منطقه مورد مطالعه.

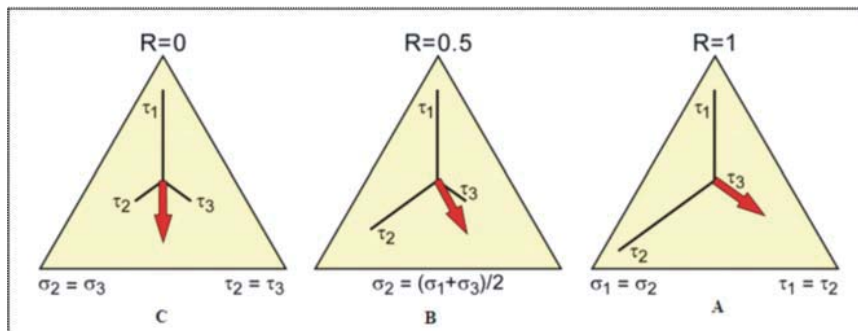
1. Negative flower structure
2. Pull-apart basin



شکل ۱۲. رژیم تکتونیکی و دواير مور حاصل از تحليل داده‌های خوش لغز گسلی، گسل امتدادلغز (Twiss and Unruh, 1998).



شکل ۱۳. دایره مور حاصل از تحلیل داده‌های خوش لغز گسلی، گسل امتدادلغز منطقه مورد مطالعه.



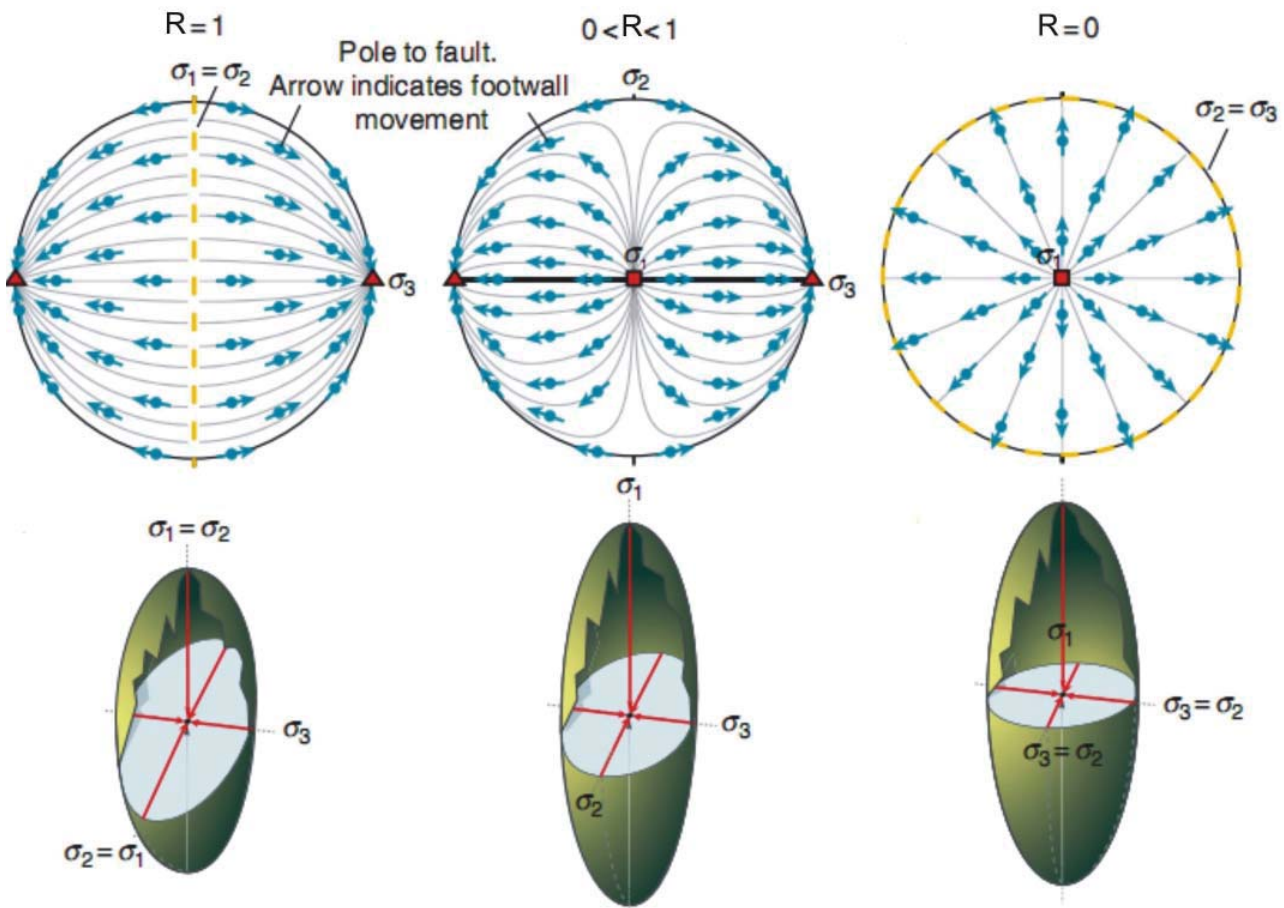
شکل ۱۴. حالات مختلف صفحه برش نسبت به تنش‌های σ_1 ، σ_2 و σ_3 (A) بردار لغزش موازی τ_3 ، (B) بردار لغزش بین τ_1 و τ_3 ، (C) بردار لغزش موازی τ_1 می باشد (Twiss and Unruh, 1998).

گشتاوری می‌باشند (Bingham, 1964). این داده‌ها نتایج پردازش داده‌های اولیه توسط برنامه Faultkin5winbeta می‌باشند. چنانچه یکی از مقادیر زیر باشد بیضوی واتنش می‌تواند به صورت یکی اشکال تعریف شده باشد. $R_0=1$ بیضوی واتنش شلغمی^۲، $R_0=0$ بیضوی واتنش فشرده شده^۳، $R_0=0/5$ بیضوی واتنش پهن^۴ می‌باشد (Federico et al., 2010). با توجه به توضیحات ارائه شده، گسل نرمال $R_0=0/63$ و گسل امتدادلغز $R_0=0/5$ دارد که می‌توان نتیجه گرفت بیضی واتنش به دست آمده از داده‌های گسلی، مسطح^۶ می‌باشد.

توزیع نرمال، یکی از مهمترین توزیع‌های احتمالی پیوسته در نظریه احتمالات است. علت نام‌گذاری و همچنین اهمیت این توزیع، هم‌خوانی بسیاری از مقادیر حاصل شده هنگام نوسان‌های طبیعی و فیزیکی پیرامون یک مقدار ثابت با مقادیر حاصل از این توزیع است. دلیل اصلی این پدیده، نقش توزیع نرمال در

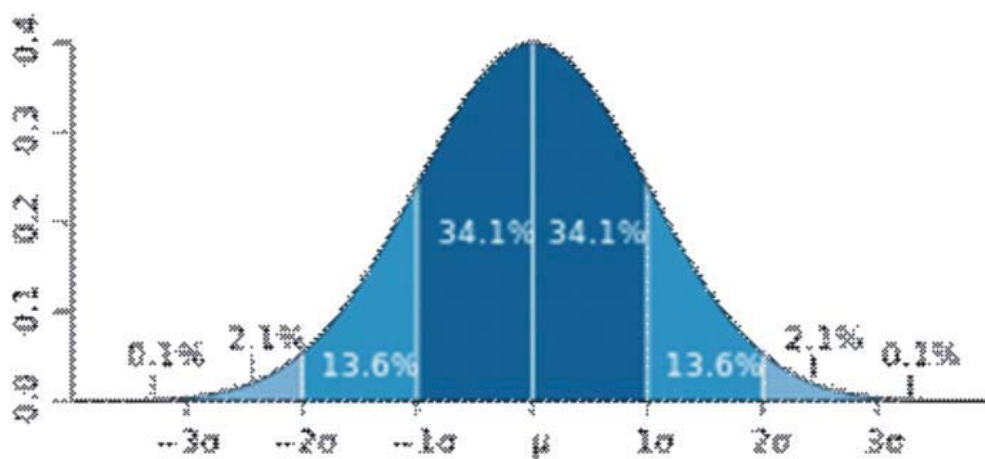
بدست آمده، شکل (B-۱۴) با گسل امتدادلغز و شکل (C-۱۴) با گسل نرمال منطقه هم‌خوانی نشان می‌دهد (Twiss and Unruh, 1998).

Fossen (2010) از فرمول $\phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ برای تعیین شکل بیضی تنش استفاده کرد ϕ می‌تواند مقادیری بین $0 < \phi < 1$ باشد، اگر $\phi = 0$ بیضی تنش دوکی شکل و $\sigma_2 = \sigma_3$ که معرف فشارش یک محوری^۱ (حالتی است که تنش اصلی بیشینه فشارشی و تنش اصلی کمینه صفر) باشد. در صورتی که $\phi = 1$ بیضی تنش مسطح و کشش^۲ $\sigma_1 = \sigma_2$ (حالتی که تنش اصلی بیشینه صفر و تنش اصلی کمینه کششی) را بیان می‌کند (شکل ۱۵). مقدار ϕ بدست آمده در منطقه مورد مطالعه از گسل نرمال $\phi = 0/1$ بیضی دوکی شکل و گسل امتدادلغز $\phi = 0/5$ که حدواسط بین دو حالت بالا می‌باشد. شکل بیضوی واتنش را می‌توان با استفاده از $r_0 = (E_2 - E_3) / (E_1 - E_3)$ به دست آورد: E_1, E_2, E_3 به ترتیب مقادیر ویژه تنسورهای



تصویر ۱۵. اشکال بیضوی تنش با توجه به مقادیر به دست آمده از فرمول $\phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ (Twiss and Moores 2007).

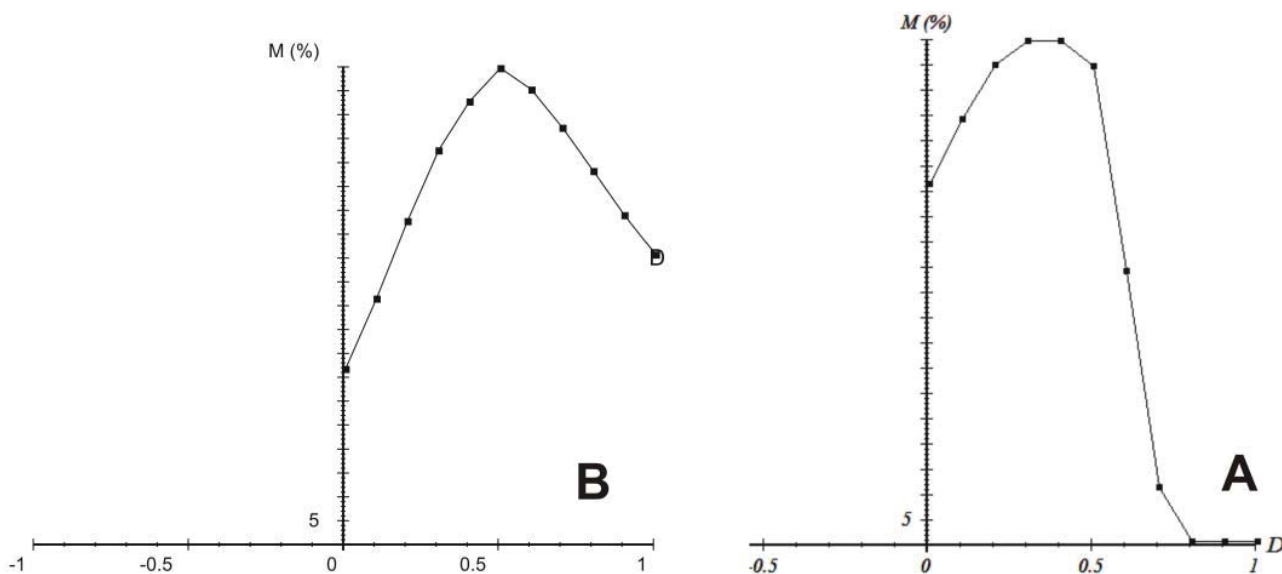
1. Uniaxial compression
2. Uniaxial tension
3. Oblate ellipsoid
4. constrictional ellipsoid
5. Plane-strain ellipsoid
6. Plane-strain ellipsoid



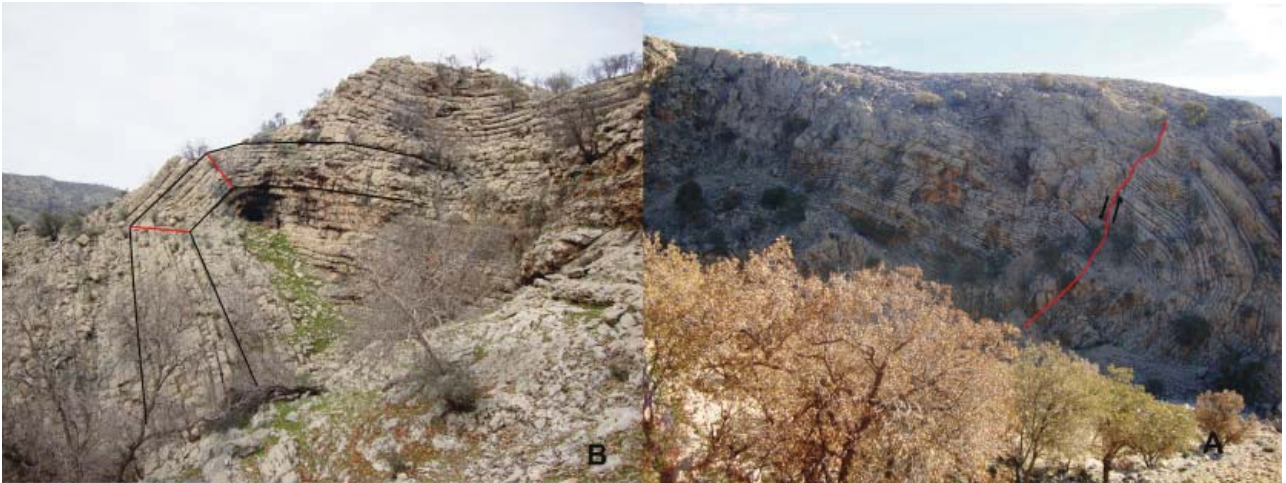
شکل ۱۶. نمودار توزیع نرمال (اقتباس از نعمت الهی، ۱۳۸۴).

شکل ۱۷- A و B نشان داده شده بیانگر توزیع غیرنرمال می‌باشند. در ادامه بررسی ساختاری منطقه قائمیه، به مطالعه چین‌های منطقه مورد مطالعه پرداخته شد (شکل ۱۸). به‌منظور به‌دست آوردن رابطه بین چین‌خوردگی‌ها با گسلش منطقه، موقعیت محور چین‌ها تعیین گردید. با توجه به این‌که محل قرارگیری محور چین نشان دهنده محور σ_p می‌باشد و از طرفی σ_p به موازات سطح گسل و عمود بر خش‌لغز تشکیل شده است، بنابراین بایستی محور σ_p در چین‌خوردگی مرتبط با گسلش (در گسل تراستی که دارای امتداد شمال باختر- جنوب خاور می باشد) مشخص گردد. ایستگاه ۱ جهت محور چین خوردگی $32^\circ E, 50^\circ S$ و ایستگاه ۲ جهت محور چین خوردگی $01^\circ E, 45^\circ S$ می‌باشد. با استناد به اینکه جهت σ_p همیشه بر روی صفحه گسلی و به صورت عمود بر خش‌لغز و به موازات محور چین قرار می‌گیرد، می‌توان گفت محور چین به‌دست آمده با حرکت گسل تطابق دارد (شکل ۱۹).

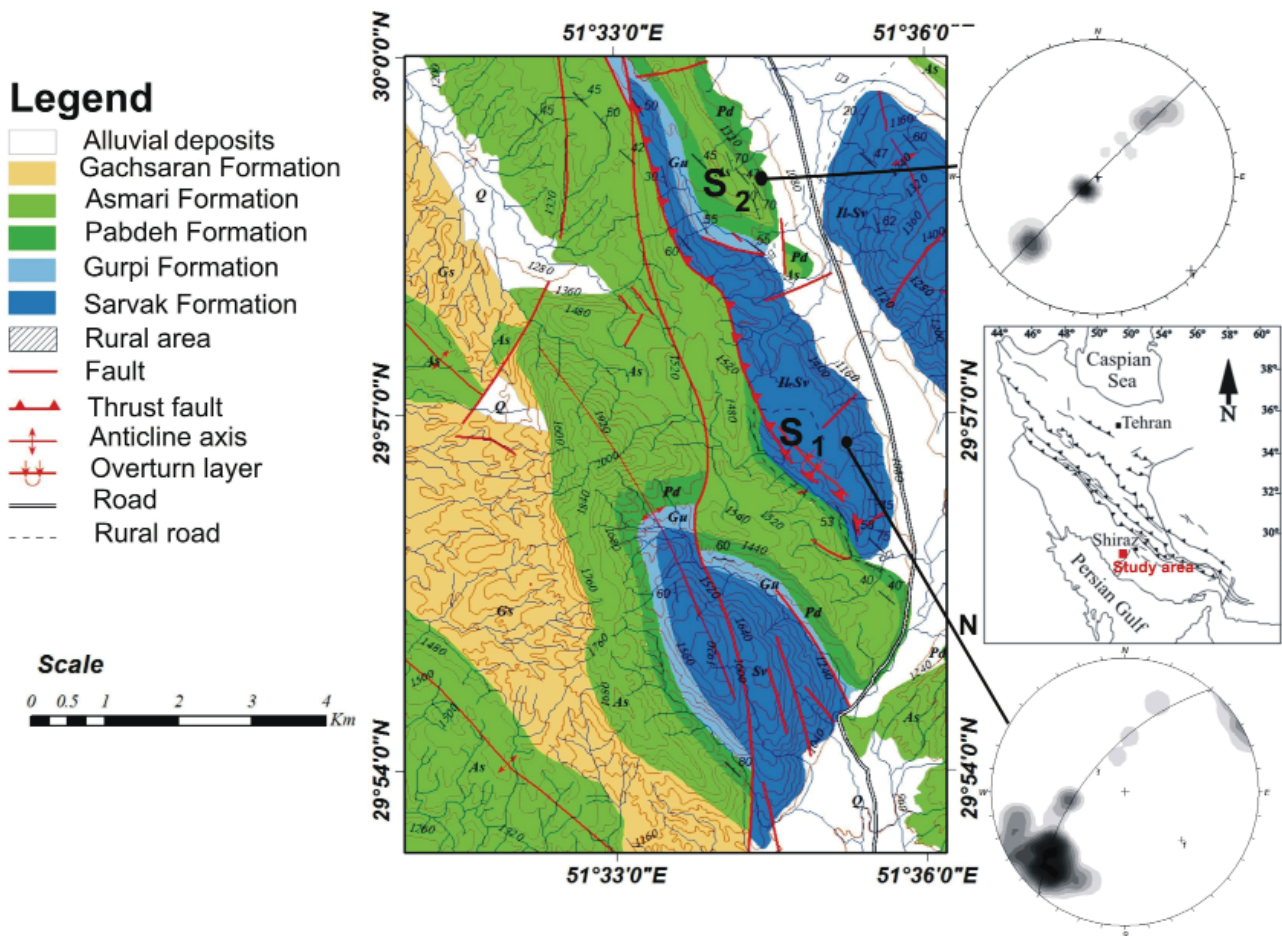
قضیه حد مرکزی است (قضیه حد مرکزی نشان می‌دهد که تحت شرایطی، مجموع مقادیر حاصل از متغیرهای مختلف که هرکدام میانگین و پراکندگی متناهی دارند، با افزایش تعداد متغیرها دارای توزیعی بسیار نزدیک به توزیع نرمال است). تابع احتمال این توزیع دارای دو پارامتر است که یکی تعیین کننده مکان (μ) و دیگری تعیین کننده مقیاس توزیع (σ) است. همچنین میانگین توزیع با پارامتر مکان و پراکندگی آن با پارامتر مقیاس برابر است. منحنی تابع احتمال، حول میانگین توزیع متقارن است. در حالت خاص اگر $\mu=0$ و $\sigma=1$ باشد این توزیع، نرمال استاندارد نامیده می‌شود (شکل ۱۶) (نعمت الهی، ۱۳۸۴). این توزیع گاهی به دلیل استفاده کارل فردریک گاوس از آن در کارهای خود با نام توزیع یا تابع گاوسی (گاوسی) نامیده شده است. (zalohtar and Vrabec, 2007) میانگین توزیع و پراکندگی آنالیز داده‌های برداشت شده از خش‌لغزهای گسلی، گسل نرمال و امتدادلغز همچنان که در



شکل ۱۷. نمودار توزیع نرمال حاصل از تحلیل داده‌های خش‌لغز گسلی، (A) گسل نرمال و (B) گسل امتدادلغز.



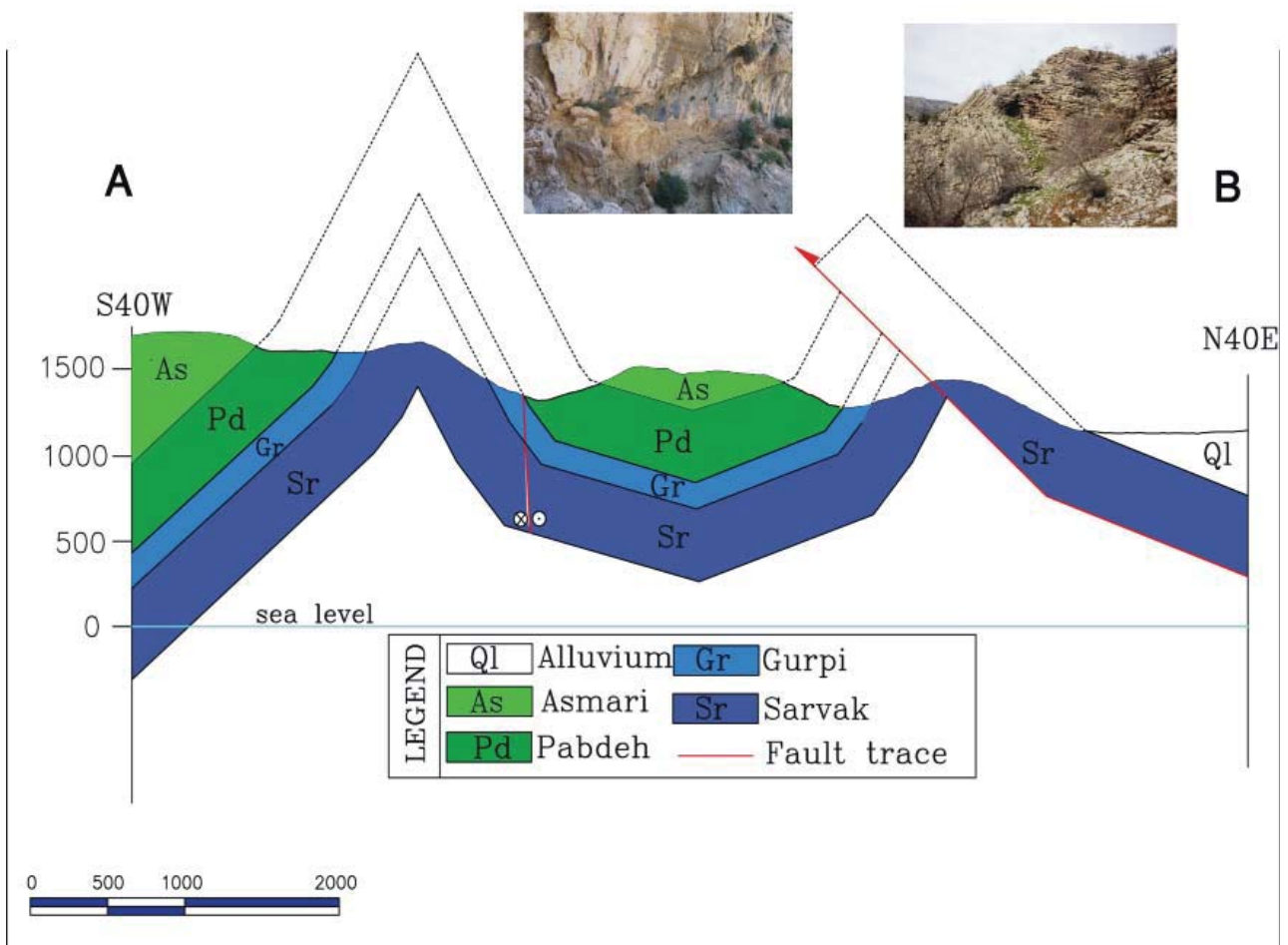
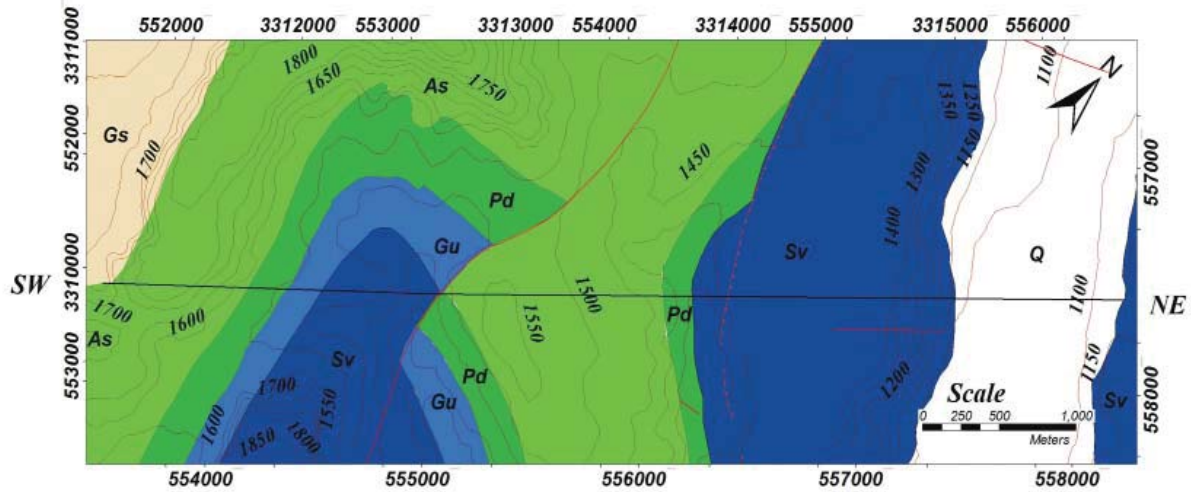
شکل ۱۸. (A) ایستگاه ۱، چینی که توسط گسل نرمال قطع شده است (جهت دید ناظر به سمت شمال خاور)، (B) ایستگاه ۲، چین مرتبط با گسل موجود در منطقه (جهت دید ناظر به سمت شمال باختر).



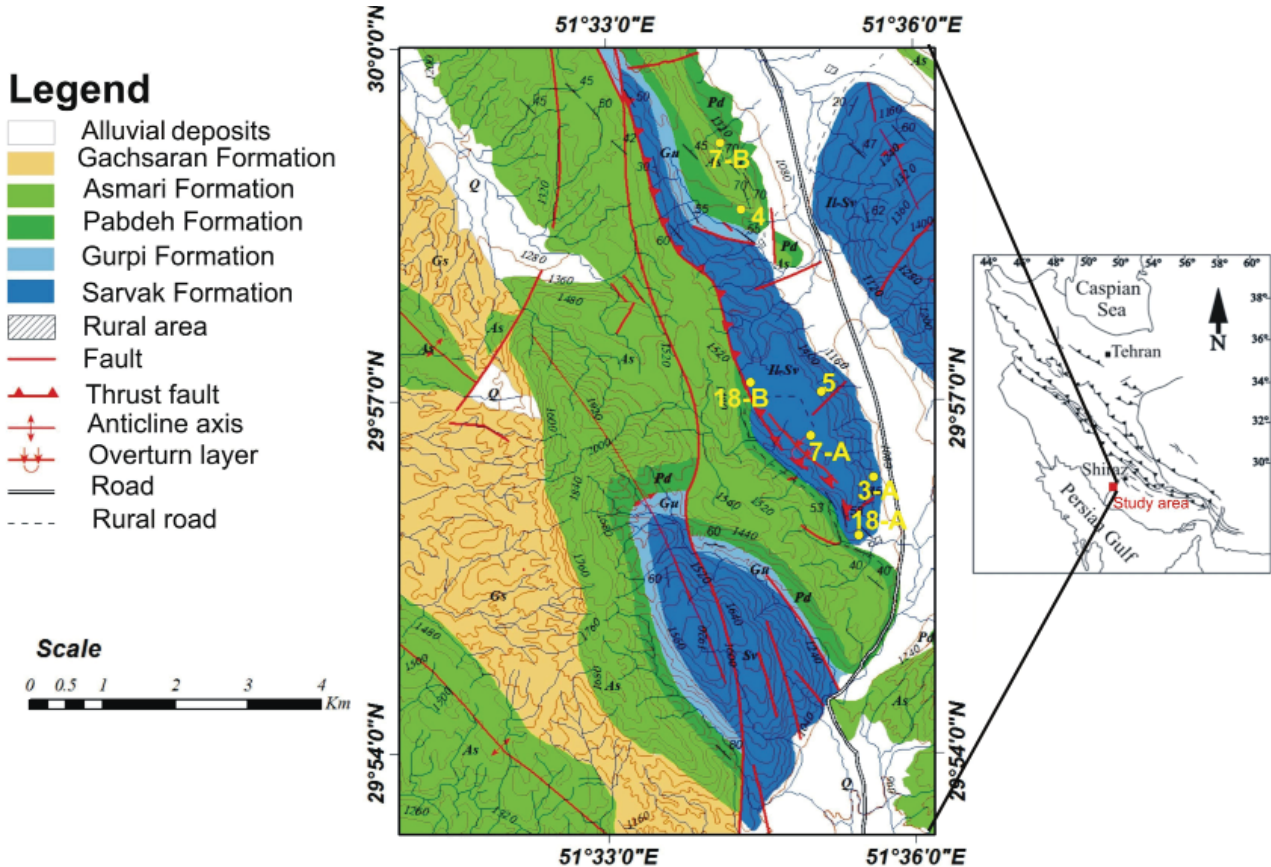
شکل ۱۹. موقعیت فضایی قطب لایه های چین خورده به همراه محور چین روی استریونت نسبت به موقعیت ساختارها روی نقشه زمین شناسی.

Section A-B (Elevation: Meter)
 From(A): 552731mE, 3310004mN
 To(B): 557518mE, 3314632mN

Without vertical exaggeration
 Projection system: UTM-Z39
 Datum: WGS84



شکل ۲۰. برش عرضی ساختاری AB تهیه شده از سمت شمال باختر به سمت جنوب خاور براساس داده‌های صحرایی برداشت شده در منطقه قائمیه.



شکل ۲۱. نقطه مکانی و موقعیت تصاویر صحرایی روی نقشه زمین‌شناسی مشخص شده است.

تنش‌های محلی برای گسل نرمال، به ترتیب σ_1 به عنوان بیشترین تنش محلی با روند NW و شیب نزدیک به قائم، σ_3 کمترین تنش محلی با روند NE و شیب نزدیک به افقی و σ_2 متوسط تنش محلی با روند SE می‌باشد و موقعیت فضایی استرس‌ها به ترتیب σ_1 ، 76° ، $S71^\circ W$ ، σ_2 ، 12° ، $S57^\circ E$ و σ_3 ، 70° ، $N31^\circ E$ شاید بتوان تشکیل گسل نرمال موجود در منطقه را به فرسایش لایه های سنگی و باربرداری از روی لایه‌ها و تاثیر گسل امتدادلغز را بر روی جهت‌گیری محورهای کشش دانست. گسل امتدادلغز به ترتیب σ_1 به عنوان بیشترین تنش محلی با روند NE و شیب نزدیک به افقی، σ_3 کمترین تنش محلی با روند NW و شیب نزدیک به افقی و σ_2 متوسط تنش محلی با روند SE و شیب نزدیک به قائم می‌باشد و موقعیت فضایی استرس‌ها به ترتیب σ_1 ، 07° ، $N31^\circ E$ ، 06° ، $S60^\circ E$ و σ_3 ، 80° ، $S84^\circ W$ بدست آمده است. مقدار R (رژیم تکتونیکی) به دست آمده از گسل‌های نرمال و امتدادلغز موجود در منطقه مورد مطالعه به ترتیب $r_0=1$ و $r_0=0/5$ است که بیانگر کشش محوری و اینکه منطقه تحت رژیم تکتونیکی تراکشنی می‌باشد. مقدار φ (شکل بیضوی تنش) برای گسل نرمال $\varphi=0/1$ بیضی دوکی شکل و گسل امتدادلغز $\varphi=0/5$ حالتی حدواسط بین کشش و فشارش محوری می‌باشد. مقدار r_0 (شکل بیضوی واتنش) برای گسل نرمال $r_0=0/63$ و گسل امتدادلغز $r_0=0/5$ می‌باشد می‌توان نتیجه گرفت بیضی واتنش

برش عرضی تهیه شده، دارای ۶۷۷ کیلومتر طول، آزمون $N40^\circ E$ ، مختصات نقاط ابتدایی و انتهایی آن براساس سیستم تصویر جهانی به ترتیب $A: 552731mE, 3310004mN$ و $B: 557518mE, 3314632mN$ می‌باشد. نقطه ابتدایی برش دقیقاً بر یال باختر تاق‌دیس شاه‌نشین، در شمال روستای گلگون قرار دارد و در مسیر خود جاده‌ی قائمیه نورآباد را قطع می‌کند. دو گسل در مسیر پیمایش به ترتیب از A به سمت B وجود دارد، گسل امتدادلغزی با مکانیسم راست‌گرد که همان قطعه کماریج از گسل پی‌سنگی کازرون به سن پرکامبرین زیرین که می‌توان آن را به فاز کوهزایی کاتانگایی نسبت داد و تمامی سازندهای روی پی‌سنگ را به صورت راست‌گرد جابجا کرده است و گسل تراستی که به صورت چین‌های مرتبط با گسل (لایه‌های از قبل چین‌خورده دچار گسل‌خوردگی شده است) در سطح نمایان شده است، این گسل لایه‌های سازند سروک را جابجا و سبب بالا آمدن سروک از اعماق شده که می‌توان آن را به فاز کوهزایی اتریشین نسبت داد (شکل ۲۰).

در شکل ۲۱ نقطه مکانی و محل تصاویر تهیه شده از مطالعات صحرایی منطقه قائمیه در نقشه زمین‌شناسی نشان داده شده است.

نتیجه‌گیری

نتایج حاصل از تحلیل خش‌لغزهای گسلی، روند و موقعیت

- Arthaud, F., 1969. Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. Bulletin de la Société Géologique de France, 11, 5, 729-737.

- Berberain, M., 1995. Master blind thrust fault hidden under the Zagros folds: Active basement tectonics and surface morphotectonics. Tectonophysics, 241, 143-224.

- Bingham, C., 1964. Distributions on a Sphere and the Projective Plane. Yale University, New Haven (Dissertation thesis), 93.

- Bahroudi, A. and Talbot C.J., 2003. The configuration of the basement beneath the Zagros basin, Journal of Petroleum Geology, 26, 257-282.

- Carey, E. and Brunier, B., 1974. Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris D279, 891-894.

- Etchecopar, A., Vasseur, G. and Daigniers, M., 1981. An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. Journal of Structural Geology, 3, 51-65.

- Falcon, N., 1974. Southern Iran: Zagros Mountains. In Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts: Data for orogenic studies (Ed. A. M. Spencer). Geological Society of London, Special Publication, 4, 199-211.

- Falcon, N.L., 1967. The geology of the northeast margin of the Arabian basement shield. Advance Sciences, 15, 31-42.

- Federico, L. and Crispini, G., 2010. Fault-slip analysis and transpressional tectonics: A study of Paleozoic structures in northern Victoria Land, Antarctica. Journal of Structural Geology, 32, 667-684.

- Fossen, H., 2010. Structural Geology. Cambridge University Press, New York, 463.

- Jamison, W.R., 1992. Stress controls on fold thrust style, In: Thrust Tectonic, (McClay), Chapman & Hall, London, 19, 155-164.

- Leturmy, P., Molinaro, M. and Frizon de Lamotte, D., 2010. Structure timing and morphological signature of hidden reverse basement faults in the Fars Arc of the Zagros (Iran). In Tectonic and Stratigraphic Evolution of Zagros and Makran during the Mesozoic-Cenozoic (Eds P. Leturmy and C. Robin). Geological Society of London, Special Publication, 330, 121-38.

به‌دست آمده از داده‌های گسلی مسطح می‌باشد.

وجود دو گسل در برش عرضی AB یکی امتداد لغز که بخشی از قطعه کماریج از گسل پی سنگی کازرون است طبقات کامبرین تا عهد حاضر را با مکانیسم راستگرد جابجا کرده و دیگری گسل تراستی که طبقات از قبل چین‌خورده را جابجا کرده بصورتیکه طبقات کرتاسه میانی از اعماق زیادتر بالا آورده است. شاید بتوان آن‌ها را بترتیب به فازهای کوهزایی کاتانگایی و اتریشن نسبت داد.

سپاسگزاری

از قطب زمین‌شناسی زیست محیطی علوم زمین دانشگاه شیراز که بخشی از امکانات این تحقیق را فراهم نموده‌اند تشکر می‌نمایم.

منابع

- فخاری، م، ۱۳۵۸. نقشه زمین‌شناسی کازرون ۱/۱۰۰۰۰۰. شرکت ملی نفت ایران.

- نعمت‌الهی، ن، ۱۳۸۴. آمار و احتمالات مهندسی. دالفاک، ۳۳۸.

- Agard, P., Omradi, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B. and Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. Geology Magazine, 10, 1-34.

- Allmendinger, R., 2011. Program FaultKin 5.0.

- Angelier, J. and Mechler, P., 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en sismologie: La méthode des dièdres droits. Bulletin Société Géologique de France, 19, 1309-1318.

- Angelier, J., 1989. From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data. Journal of Structural Geology, 11, 37-50.

- Angelier, J., 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets. Journal of Geophysical Research, 89, 5835-5848.

- Angelier, J., 1994. Inversion of brittle tectonic data in order to determine Stress & Tensor: Faults, non faults and pressure - tension structures. Geology France, 18, 211-219.

- Armijo, R., Carey, E. and Cisternas, A., 1982. The inverse problem in microtectonics and the separation of tectonic phases. Tectonophysics, 82, 145-160.

- Authemayou, C., Chardon, D., Bellier, O., Malekzade, Z. and Shabanian, Z., 2006. Late Cenozoic partitioning of oblique plate convergence in the Zagros fold-and-thrust belt (Iran). Tectonics, 25, 48-59.

- Kent, P.E., 1979. The emergent Hormuz salt plugs of southern Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 2, 2, 117-144.
- Lisle, R. J., 1987. Principal stress orientations from faults: An additional constraint. *Tectonics*, 1, 155-158.
- Mouthereau, F., Lacombe, O. and Meyer, B., 2006. The Zagros folded belt (Fars, Iran): constraints from topography and critical wedge modeling. *Geophysical Journal International*, 165, 336-56.
- Motiei, H., 1993. Stratigraphy of Zagros. Geological Survey of Iran (in Farsi). Cambridge Press, New York, 536.
- Nemcok, M., Schamel, S. and Gayer, R., 2005. Thrust Belts. Cambridge Press, New York, 541.
- Ragan, D. M., 2009. Structural geology an introduction to geometrical techniques, Cambridge University Press, New York, 465.
- Sarkarinejad, K. and Azizi, A., 2008. Slip partitioning and inclined dextral transpression along the Zagros Thrust System, Iran. *Journal of Structural Geology*, 30, 116-136.
- Sepehr, M., 2001. The tectonic significance of the Kazerun fault zone, Zagros fold-thrust belt, Iran. Ph.D. Thesis, Imperial College University of London, 186.
- Sepehr, M. and Cosgrove, J. W., 2004. Structural framework of the Zagros fold-thrust belt, Iran. *Marine and Petroleum Geology*, 21, 829-43.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran. A review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52, 1229-1258.
- Sherkati, S., Letouzey J., 2004. Variation of structural geology and basin evolution in the central Zagros, Iran. *Marine and petroleum geology*, 21, 535-554.
- Talebian, M. and Jackson, J., 2004. A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran. *Geophysical Journal International*, 156, 506-526.
- Twiss, R.J. and Moores, E.M., 1992. Structural Geology. Freeman and Company, New York, 532.
- Twiss, R.J. and & Moores, E.M., 2007. Structural Geology. 2nd edition. New York: Freeman and Company.
- Twiss, R.J. and Unruh, A., 1998. Analysis of fault slip inversions: Do they constrain stress or strain rate? *Journal of Geophysical Research*, 103, 12202- 12222.
- Yassaghi, A., 2006. Integration of Landsat imagery interpretation and geomagnetic data on verification of deep-seated transverse fault lineaments in SE Zagros. *International Journal of Remote Sensing*, 27, 20, 4529-4544.
- Zalohar, J. and Vrabec, M., 2007. Paleostress analysis of heterogeneous fault-slip data, The Gauss method. *Journal of Structural Geology*, 29, 1798-1810.
- Zalohar, J., 2009. Program T-TECTO 3.0 Professional.