

بررسی سافتاری فروبوم دشت ارژن با استفاده از تکنیک‌های سنجش از

دور و خش‌لغزهای گسلی

زهرا کمالی^{۱*}، فلیل سرکاری‌نژاد^۲ و جعفر رهنمازاد^۳

۱) کارشناسی ارشد زمین‌شناسی تکنونیک، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شیراز، zahrakamali84@gmail.com

۲) استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شیراز، sarkarinejad@geology.susc.ac.ir

۳) دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد زاهدان، jrahnama@appliedgeology.ir

* عهده‌دار مکاتبات

دریافت: ۹۱/۶/۱۶؛ دریافت اصلاح شده: ۹۲/۴/۳۰؛ پذیرش: ۹۲/۵/۱۰؛ قابل دسترس در تارنما: ۹۲/۶/۱۵

هکیده

فروبووم دشت ارژن با جهت شمال خاوری، در ۶۵ کیلومتری باختر شیراز بر اثر فعالیت قطعه‌هایی از گسل فعال کره‌بس تشکیل شده است. این فروبووم کششی، بوسیله گسل‌های مرزی ارژن خاوری و باختری که عمود بر طاق‌دیس‌های کوه شاه‌نشین و سلامتی هستند، محصور گردیده است. در این مطالعه، بارزسازی ساختارهای خطی منطقه بصورت نیمه اتوماتیک، با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای SPOT با تفکیک مکانی ۲/۵ متر در چهار جهت آزیموتی فیلترگذاری شده‌اند، انجام گرفته است. منطقه مورد مطالعه به ۱،۴،۹،۱۶،۲۵ و ۳۶ قسمت مساوی تقسیم گردید. با استفاده از داده‌های خروجی دیاگرام‌های گل‌سرخ‌ی رسم شد، و امتداد اصلی خطواره‌ها در ۶ ستون از باختر به خاور، با گسل‌های منطقه با روند $EN56^{\circ} \pm 4^{\circ}$ ، مطابقت نشان داد. در بررسی ساختاری، برداشت اطلاعات از خش‌لغزهای گسلی، بمنظور بازسازی جهت‌گیری دیرینه تنش موثر در تشکیل فروبووم دشت ارژن با روش گرافیکی (fault-slip inversion technique) صورت گرفته است. موقعیت و روند استرس‌های اصلی بترتیب SE, σ_3 ، $NE, N23^{\circ}E, 72^{\circ}, \sigma_1$ و $SW, S34^{\circ}W, 10^{\circ}, \sigma_2$ ، $S58^{\circ}E, 26^{\circ}$ بدست آمد. میدان تنش اطراف گسل‌های مرزی فروبووم به میدان تنش فعالیت گسل کره‌بس وابسته می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: روش گرافیکی، دشت ارژن، فروبووم، فیلترگذاری، خطواره.

۱- مقدمه

تشکیل می‌دهد، به زاگرس داخلی معروف است. تغییر شکل در زاگرس خاوری (فارس)، شامل کوتاه شدگی موازی با همگرایی است (Talebian & Jackson 2004) لازمی این تغییرات، کوتاه شدگی در امتداد کمربند زاگرس است که می‌تواند در اثر گسل‌های کازرون، کره‌بس، سبزپوشان و سروستان باشد. بر اساس نظر Authemayou et al. (2006) این سیستم‌های گسلی در مقیاس کوهزاد (Orogen-scale) به صورت گسل‌های راست‌الغز با آرایش دم اسبی (horse tail)

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

(Vrabec 2007). داده‌های خام حاصل از مطالعات صحرائی مورد نیاز این روش شامل نوع گسل، جهت لغزش بلوک‌های گسلی با توجه به جهت ریک آنها و جهت گیری سطوح گسل می‌باشد.

۴- زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در زاگرس چین‌خورده واقع شده است (Sarkarnejad & 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 تقسیم بندی این کمربند به دو قلمرو با روندهای SW, NE شده است (Agard et al. 2011). این دو قلمرو به ترتیب شامل:

- ۱- کمربند چین‌خورده ساده (SFB)، این کمربند تا محدوده خلیج فارس بصورت چین‌هایی با طول موج صدها کیلومتر بصورت نسبتاً منظم ادامه یافته است (Falcon 1974, Sepehr & Cosgrove 2006, Mouthereau et al. 2004). 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.

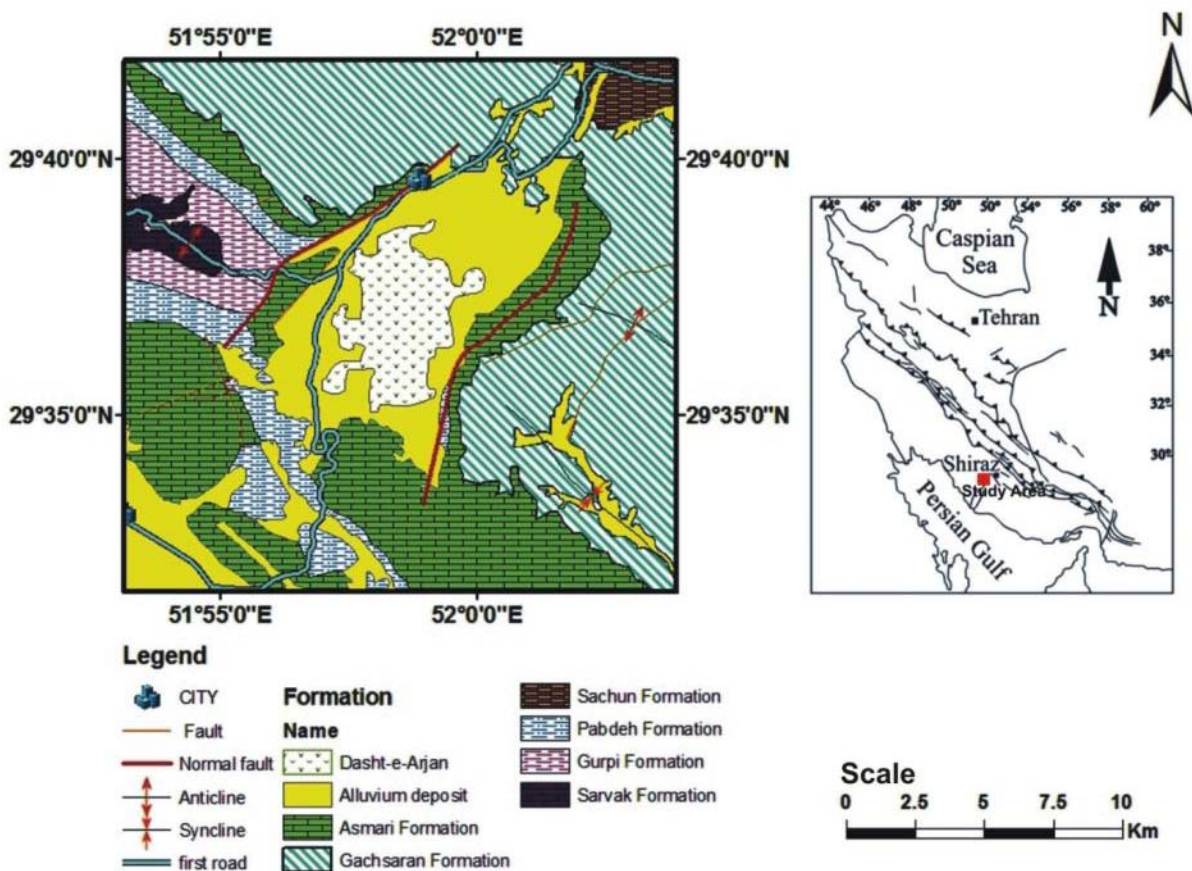
تالاب دشت ارژن، از جمله اکوسیستم‌های مهم و با ارزش استان فارس می‌باشد، که بیش از ۱۰۰۰ هکتار وسعت دارد، در ۶۵ کیلومتری جنوب باختری شیراز قرار گرفته است، این تالاب دارای آب شیرین است، حداکثر عمق آب آن در فصل پر آبی ۴ متر و متوسط عمق آن ۱ متر می‌باشد. این منطقه در موقعیت جغرافیایی با طول خاوری E ۲۹°۲۱'۰۵" و عرض شمالی N ۲۹°۵۴'۴۵" قرار گرفته است. بیشترین بیرون‌زدگی منطقه از آهک تشکیل شده که دلیل آن وجود سازندهای آسماری، سروک، پابده و گورپی است (تصویر ۱). نقشه زمین‌شناسی منطقه نیز در تصویر ۲ نشان داده شده است. این منطقه ۱۰۰ کیلومتر مربع تالاب و حدود ۳۲/۵ کیلومتر دشت و منطقه کوهستانی دارد (اسکندری ۱۳۴۲). این محدوده عمدتاً توسط لایه‌های رسوبی به ضخامت بیشتر از ۱۰ کیلومتر پوشیده شده است.

دشت ارژن از نظر زمین‌شناسی، یک فروبوم است که توسط گسل ارژن باختری با روند N45°E, 78°SE (تصویر ۳A)، گسل ارژن خاوری با روند N55°E, 70°NW (تصویر ۳B)، ایجاد شده است. حرکات گسلی در این منطقه نرمال با مولفه چپگرد می‌باشد. این حرکت توسط جابجایی و تقاطع شاخ آب (خلیج باریک) و همچنین جهت حرکت بلوک‌های گسلی با استفاده از ریک‌های اندازه‌گیری روی صفحه گسلی مشخص می‌شود.

در امتداد گسل فعال اصلی (MRF) قرار گرفته‌اند و لغزش راستگرد در طول (MRF) به طرف این روراندگی‌ها و چین‌های زاگرس، گسترش می‌یابد. سنجنش از دور (Remote Sensing, RS) به این معنی است که جسم و سنجنده تماس فیزیکی با یکدیگر نداشته، فاصله بین آنها چندین کیلومتر باشد و فضای خالی بین آنها توسط هوا یا خلا در سکوها فضای پر شده باشد، بطوریکه تنها امواج الکترومغناطیس بین سنجنده و جسم قرار داشته باشد (Gupta 2003). به نقشه در آوردن خطواره‌ها و آنالیز آنها از طریق داده‌های سنجنش از دور، ابزار مفیدی جهت مطالعات تکتونیکی و ساختاری ناحیه‌ای می‌باشد. ساختارهای زمین‌شناسی مانند شکستگی، گسل، درزه، زون‌های برشی و فولیاسیون در مطالعات سنجنش از دور خود را به صورت خطواره نشان می‌دهند. در نواحی خشک و نیمه خشک که سنگ بستر در سطح رخمون دارد، ساختارهای شکننا (brittle structures) می‌توانند بواسطه فرسایش تفریقی بطور کامل در سنجنش از دور مشاهده شوند (Papp & Cudahy 2002). نقشه‌های بدست آمده از آنالیز خطواره‌ها با استفاده از یک تصویر ماهواره‌ای نمی‌تواند تمام خطواره‌های موجود در منطقه را نشان دهند که علت آن می‌تواند فقدان پیوستگی در جفت‌شدگی تصاویر باشد. برای رفع این مشکل از روش فیلترگذاری (filtering) استفاده می‌شود (Bachmanov et al. 2004). خطواره به عناصر ساختمانی که به نظر می‌رسد در زون شکستگی توسعه پیدا کرده و در تصاویر ماهواره‌ای یا سنجنش از دور قابل مشاهده و ثبت باشند، گفته می‌شود. خطواره‌های تفسیر شده می‌توانند به منشاءهای تکتونیکی مختلف متعلق باشند. برداشت خش‌لغزهای گسلی به منظور تعیین روند دیرینه تنش‌های فشارشی و تعیین تنش قدیمی (paleostress) توسط پژوهشگران متعدد و به روش‌های گوناگون صورت گرفته است. دو روش پر کاربرد جهت برآورد تنسور تنش گسل‌ها توسط دانشمندان پیشنهاد شده که عبارتند از روش گرافیکی (Arthaud 1969, Graphical methods) (Lisle 1987, Angelier & Mechler 1977) و روش عددی (Carey & Brunier 1974, numerical techniques) (Etchecopar et al. 1981, Armijo et al. 1982, Angelier 1984, Michael 1984, 1989). در این پژوهش از روش گرافیکی (slip inversion technique) استفاده شده است. از قابلیت‌های این روش آن است که از داده‌های لغزش گسلی که به صورت هتروژن و هموزن با استفاده از چندین روش عددی مختلف از جمله Guass method است، می‌توان بهترین جورشدگی را بین تنسورهای تنش و واتنش برقرار کرد. همچنین با استفاده از این روش می‌توان نرخ تنش نرمال و برشی روی سطح گسل را نیز محاسبه کرد (Zalohar



تصویر ۱- سازندهای موجود در منطقه (دید عکس به سمت شمال باختر).



تصویر ۲- نقشه زمین شناسی دشت ارژن.



تصویر ۳- (A) دیواره گسلی ارژن باختری؛ دید عکس به سمت شمال باختر، (B) دیواره گسلی ارژن خاوری؛ دید عکس به سمت شمال خاور، (C) پرتگاه گسلی ارژن باختری؛ دید عکس به سمت باختر و (D) پرتگاه گسلی ارژن خاوری؛ دید عکس به سمت خاور.

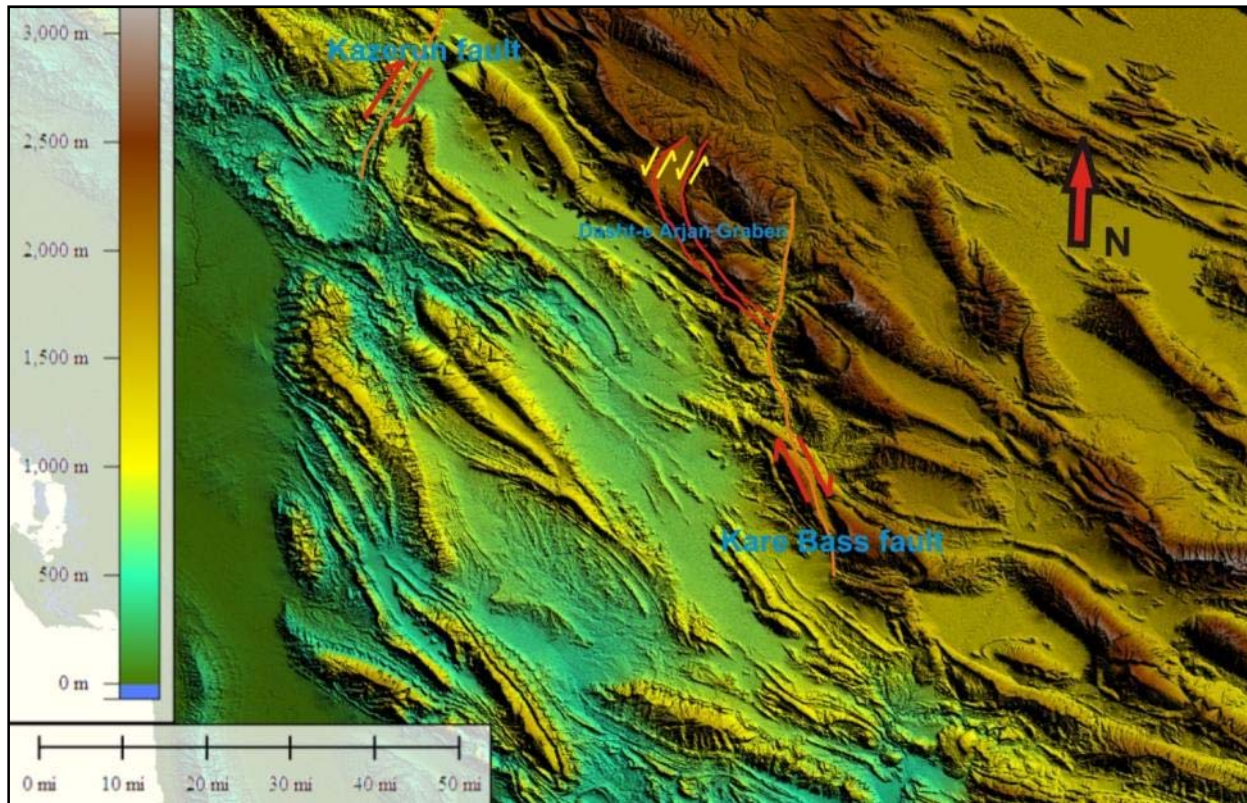
دم اسبی می‌باشد. به دلیل فعالیت گسترده بلوک‌های گسلی، ساختارهایی از جمله آینه‌های گسلی، برش گسلی، و شیارهای حرکت گسلی در منطقه رخنمون دارند. گسل کره بس یا سامانه گسلی منقارک یک سامانه گسلی عرضی متصل به هم با درازای ناپیوسته بیش از ۲۰۰ کیلومتر می‌باشد. این گسل در ۶۵ کیلومتری شرق گسل فعال کازرون، ۴۰ کیلومتری غرب شیراز و ۸۰ کیلومتری شرق برازجان (بخشی از گسل کازرون) قرار دارد تا جنوب شهرستان دهرم ادامه دارد. با ردیابی قطعه‌های (segment) گسل کره بس با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای TM Landsat و گسل نرمال با مولفه راست‌الغز چپگرد بارز شده است (خطوط قرمز تصویر ۴). مکانیسم فعالیت کششی این دو گسل با فروافتادگی در منطقه مطابقت نشان می‌دهد. این گسل‌ها می‌توانند خاتمه‌های گسلی، از گسل امتدالغز راستگرد کره بس باشند. خاتمه گسلی درمحل‌ی که یک گسل توسط گسل جوان و یا گسل دیگر و یا

متوسط زاویه انحراف از افق اندازه‌گیری شده روی آینه‌های گسلی ارژن خاوری و باختری 56° – 87° می‌باشد، اما با وجود دو گسل نرمال موجود در منطقه کج شدگی چینه‌ای مشاهده نشده است. یکی از نمودهای ظاهری گسل‌های نرمال، گم‌شدگی چینه‌ای در اثر حرکت رو به پایین طبقات فرادیواره می‌باشد که این حالت را بخوبی در این فروبوم می‌توان مشاهده کرد. علت آن است که در منطقه اثری از طبقات چینه‌ای فرادیواره وجود ندارد. گسل ارژن باختری پرتگاه گسلی با شیب 75° و جابجایی قائم حدود ۱۵۰ متر را نشان می‌دهد (تصویر ۳C). همچنین پرتگاه گسلی ارژن خاوری با شیب 79° و ارتفاع حدود ۵۰۰ متر، جابجایی نزدیک به قائم را نشان می‌دهد (تصویر ۳D). دلیل اختلاف ارتفاع را می‌توان وجود سازند آهکی و صخره‌ساز آسماری دانست که در تمام منطقه رخنمون دارد.

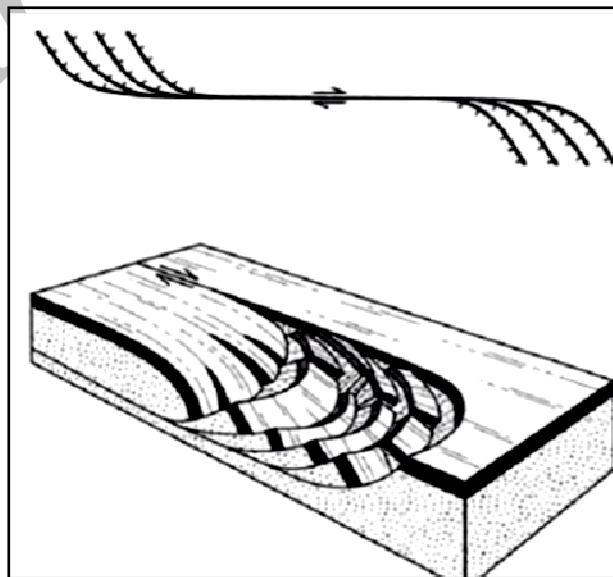
منطقه مورد مطالعه از لحاظ ساختاری، علاوه بر دو گسل نرمال شامل طاق‌دیس‌های سلامتی، شاه‌نشین (دالو) و بیل و یک ناودیس با عنوان

شکل بادبزن هم آغوش (imbriation fan) می‌شود (تصویر ۵). در اثر نفوذ دو گنبد نمکی رکسانا و بکاک در امتداد گسله کره بس و ایجاد فاز کشش همراه با بالا آمدن نمک، و تشکیل دو گسل نرمال، فروبوم دشت ارژن ایجاد شده است. تصویر ۶، موقعیت منطقه مورد مطالعه نسبت به قطعات گسل امتدادلغز کره بس.

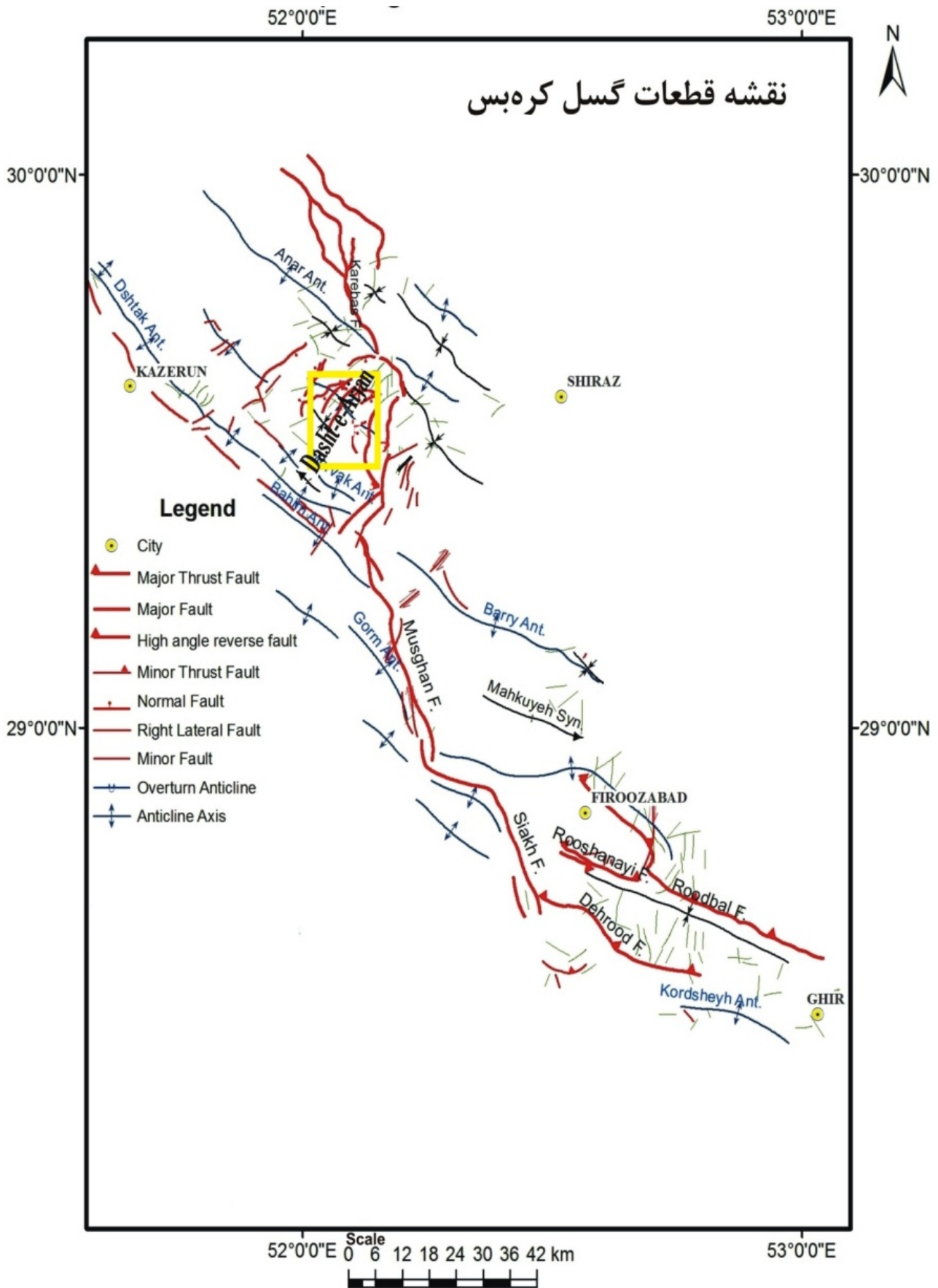
توسط یک ناپیوستگی و یا یک پیشرانی (نفوذ) (Intrusion) قطع شود، تشکیل می‌شود. خاتمه گسل‌های امتدادلغز در پوسته زمین می‌تواند بصورت کششی (extensional) یا تغییرشکل انقباضی (contractional) باشد که این حالت‌ها به محل زون تغییر شکل و به بردارهای لغزش روی گسل وابسته می‌باشد. گسل‌های فرعی در انتهای گسل اصلی امتدادلغز با ایجاد کشش باعث تشکیل گسل‌های نرمال به



تصویر ۴- موقعیت گسل‌های نرمال منطقه دشت ارژن نسبت به گسل کره بس.



تصویر ۵- خاتمه‌های گسلش امتدادلغز، زون‌های کششی (extensional).

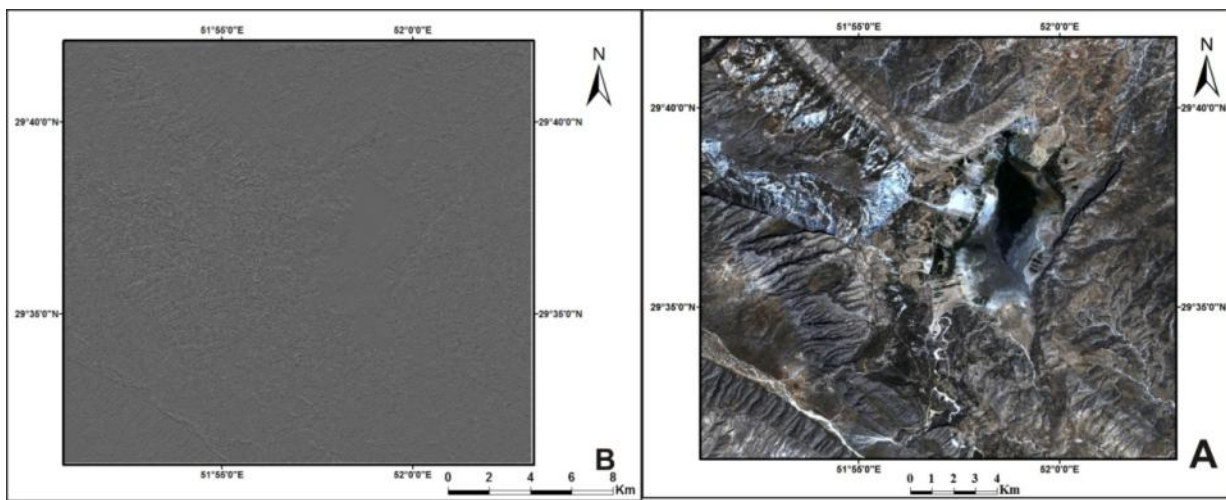


تصویر ۶- موقعیت فروبوم دشت ارژن نسبت به قطعات گسل کره بس (حسینی و محبی ۱۳۷۴) و (فخاری ۱۳۵۸).

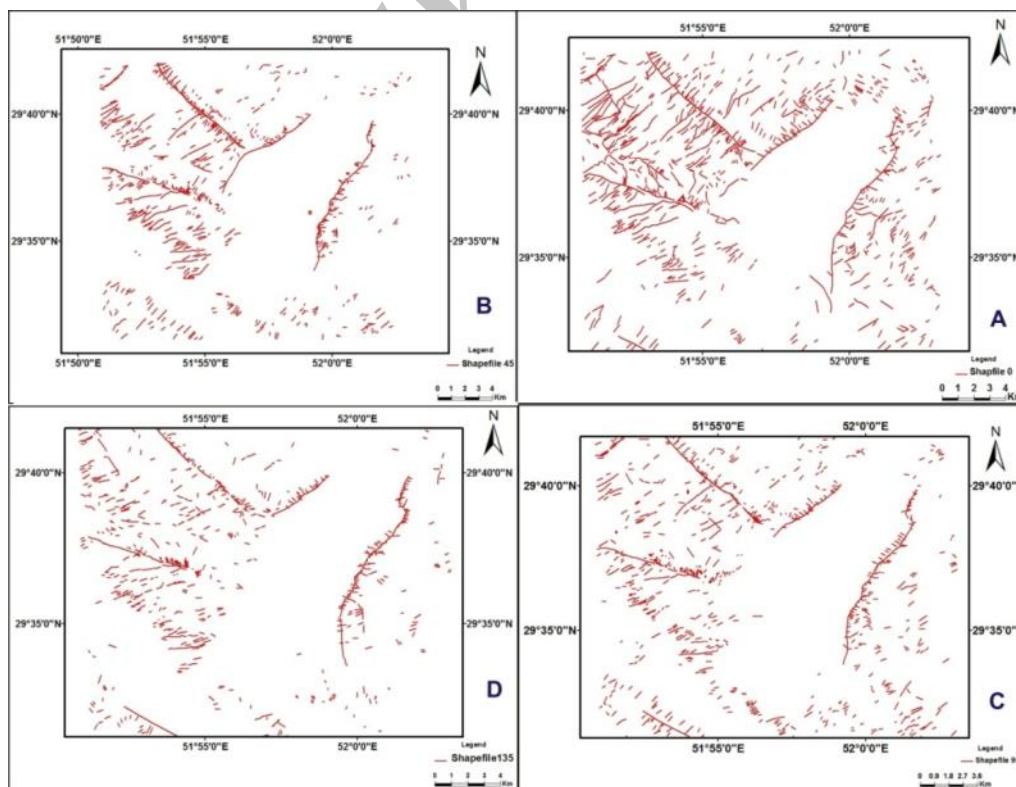
۳- مواد و روش‌ها

شدند (تصاویر ۸ و ۹). در ادامه منطقه به چهار قسمت مساوی شد تا با استفاده از روش *directional spatial domain filtering* در چهار جهت مختلف (تصاویر ۱۰، ۱۱، ۱۲، ۱۳) بررسی شود. در ادامه، داده‌های بدست آمده از رسم تمام عناصر ساختاری در چهار جهت تعریف شده را در *Rockwork* وارد کرده، سپس دیاگرام‌های گل سرخی مربوط به هر قسمت رسم شد. بر این اساس می‌توان جهت روند کلی شکستگی‌های منطقه را مشخص و در نهایت مقایسه بهتری را بین حالت غیرهمگن (حالت کلی) و حالت همگن (حالت ۳۶ تایی) برقرار کرد.

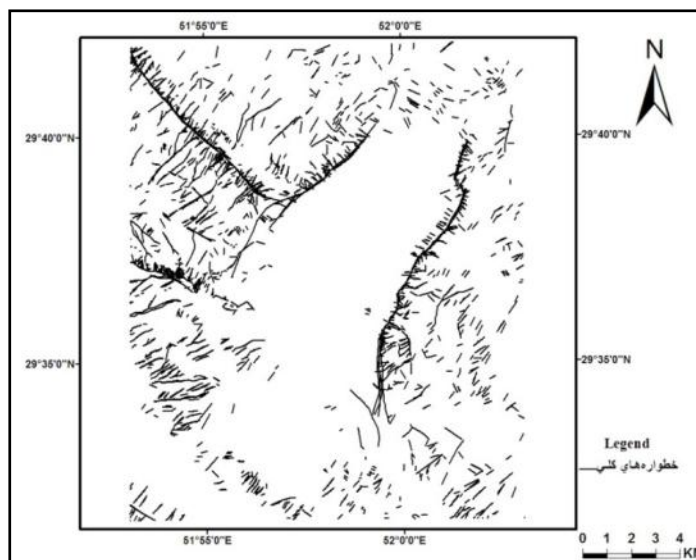
ابتدا، تصاویر SPOT (تصویر ۷A) در محیط *Geomatica 9* با اعمال فیلتر *directional spatial domain filtering* در چهار جهت آزیموتی $000^\circ, 045^\circ, 090^\circ, 135^\circ$ مورد بررسی قرار گرفت (تصویر ۷B)، فیلترگذاری در جهت 90° درجه را بعنوان نمونه نشان داده می‌دهد، تا بتوان تمام شکستگی یا خطواره‌های منطقه را در جهت عمود بر راستاهای مذکور بارزسازی کرد. با گرفتن خروجی از این محیط و انتقال آن‌ها به محیط *ArcGIS*، خطواره‌ها و شکستگی‌ها رسم



تصویر ۷- (A) تصویر SPOT منطقه دشت ارژن، (B) تصویر ماهواره‌ای فیلترگذاری شده در جهت 90° درجه.



تصویر ۸- (A) خطواره‌های حاصل از فیلترگذاری در جهت 0° درجه (B) درجه 45° (C) درجه 90° (D) درجه 135° .



تصویر ۹- خطواره‌های نهایی حاصل از جهات 0° ، 45° ، 90° ، 135° .

در ادامه، خش‌لغزهای گسلی به منظور تعیین روند دیرینه تنش‌های فشارش و کشش با روش وارونگی لغزش گسلی، با استفاده از برنامه Faultkin5winbeta در شش ایستگاه (S1=19, S2=25, S3=21, S4=28, S5=25, S6=15) در طول سازند آهکی و صخره ساز آسماری به سن الیگومیوسن برداشت شد. تصویر ۱۰، نمونه‌هایی از خش‌لغزهای برداشت شده را نشان می‌دهد.

در ادامه، خش‌لغزهای گسلی به منظور تعیین روند دیرینه تنش‌های فشارش و کشش با روش وارونگی لغزش گسلی، با استفاده از برنامه Faultkin5winbeta در شش ایستگاه (S1=19, S2=25, S3=21, S4=28, S5=25, S6=15) در طول سازند آهکی و صخره ساز آسماری به سن الیگومیوسن برداشت شد. تصویر ۱۰، نمونه‌هایی از خش‌لغزهای برداشت شده را نشان می‌دهد.



تصویر ۱۰- خش‌لغزهای برداشت شده از آینه گسلی ارژن باختری (دید عکس به سمت شمال باختر).

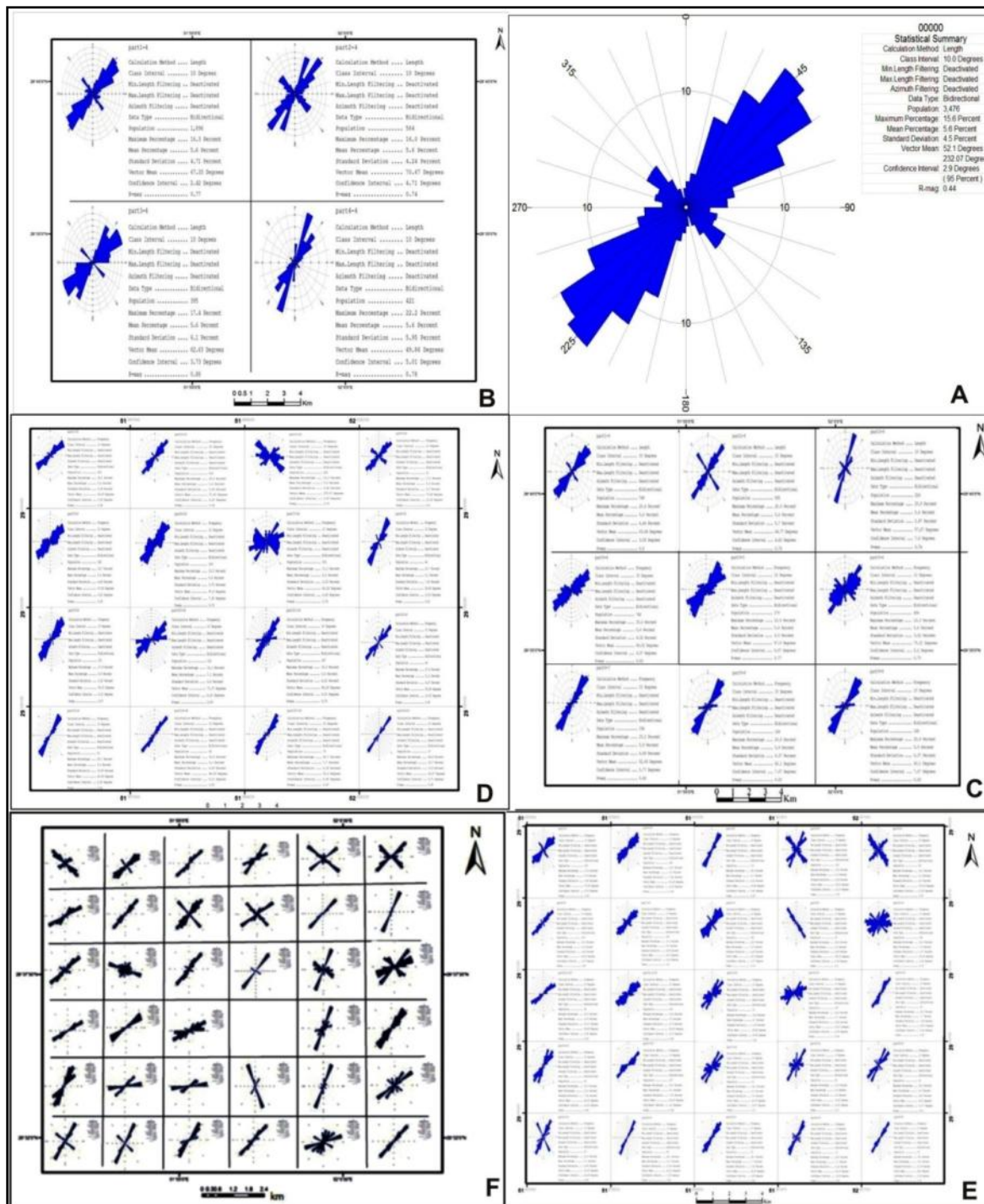
۴- بحث و بررسی

باید مطمئن شد که ناحیه مورد بررسی برای ایجاد شرایط همگن، به اندازه کافی کوچک باشد (Rowan et al. 1977). توصیف واتنش ناهمگن پیچیده‌تر از واتنش همگن است، به طور معمول جسم یا ناحیه تحت واتنش ناهمگن را با تقسیم به بخش‌های همگن تحلیل می‌کنیم (معماریان ۱۳۸۸). هر چه واحد را کوچکتر انتخاب کنیم (منظور از واحد کوچک به مقیاس کلی ناهمگن بستگی دارد)، مفهوم واتنش همگن ملموس‌تر خواهد بود. اگر ناحیه مورد مطالعه را به یک نقطه از توده بزرگ که بصورت ناهمگن متحمل واتنش شده محدود کنیم، شیب جابجایی در آن نقطه ممکن است با ویژگی واتنش همگن مطابقت داشته باشد (Ramsay & Huber 1989). برای نزدیکتر شدن به مفهوم واتنش همگن از مفهوم قلمرو ساختاری (Structural

منطقه مورد مطالعه برحسب مساحت و مقیاس ناهمگنی به شش قسمت ۱، ۴، ۹، ۱۶، ۲۵، ۳۶ تقسیم گردید (تصویر ۱۱). علت تقسیم بندی یک منطقه به اجزای کوچکتر آن است، که در یک میدان ناهمگن شیب جابجایی (displacement gradient) بر روی یک عنصر کوچک تقریباً موجب واتنش همگن در آن خواهد شد. اگر شیب جابجاشدگی به صورت یکنواخت تغییر یابد، میدان واتنش ناهمگن می‌تواند همیشه به عناصر کوچکتری که تقریباً واتنش همگن دارند تقسیم شود (می‌تواند از مهمترین نتایج برای زمین شناسان محسوب می‌شود). نکته مهم آن است که عملاً تمام ساختارهای زمین شناسی مستلزم واتنش ناهمگن هستند و در صورت به کار بردن مفهوم بیضی واتنش،

می‌توان دریافت که از حالت کل به حالت جز یعنی از حالت هتروژن به هموژن رسیده‌ایم. همچنین می‌توان گفت که روند شکستگی‌ها مشابه جهت اندازه‌گیری صحرایی است. با تمرکز بیشتر بر روی تقسیم بندی ۳۶ تایی، امتداد اصلی خطواره‌ها در ۶ ستون از غرب به شرق با امتداد اصلی گسلهای $N56^{\circ}\pm 4E^{\circ}$ منطقه مطابقت نشان می‌دهد.

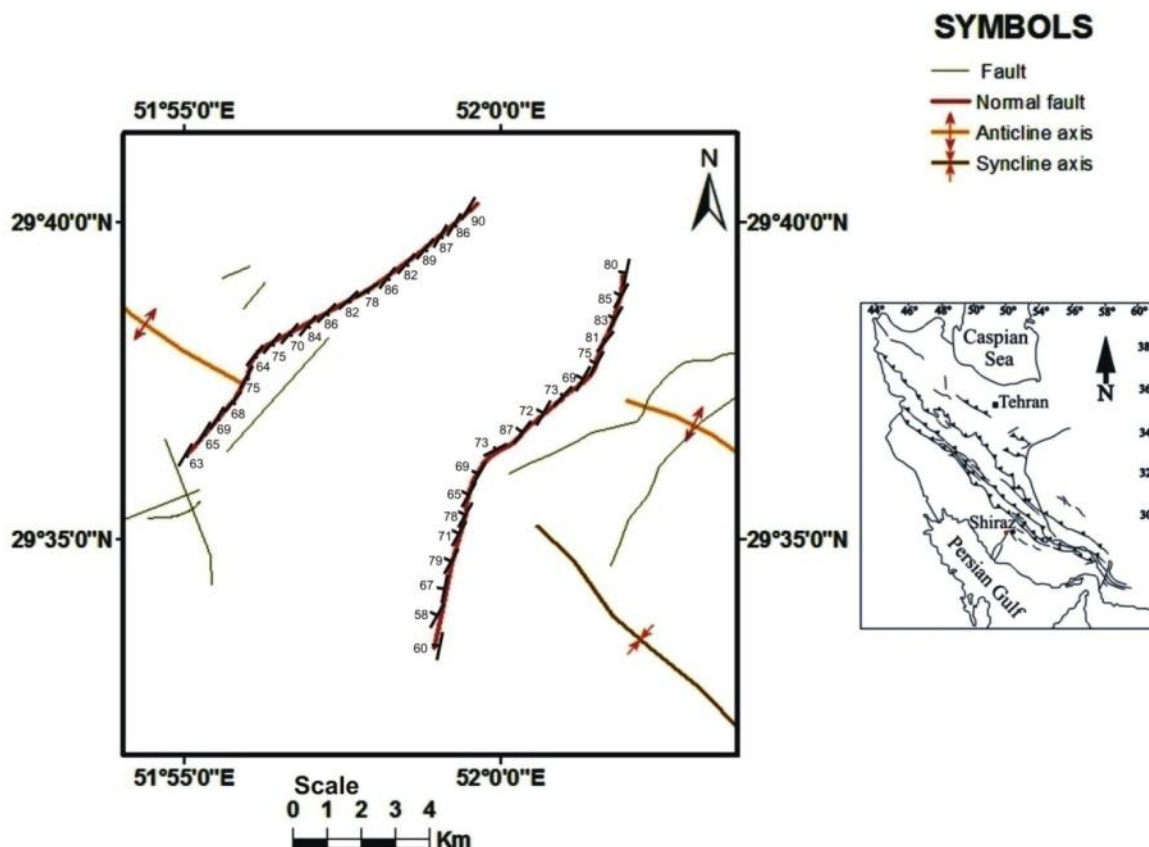
domains) استفاده خواهیم کرد. قلمرو ساختاری عبارتند از پهنه‌هایی از دگربخشی به نسبت همگن در درون سنگی که در مقیاس گسترده‌تر دارای دگربخشی ناهمگن است. بعنوان مثال یک چین، در بخش‌های کوچکی از یال‌ها یا لولای این چین واتنش همگن است اما در مجموعه کل چین واتنش ناهمگن است (قاسمی ۱۳۸۷). بر اساس مقایسه دیاگرام‌های گل سرخی بدست آمده از بارزسازی خطواره‌ها



تصویر ۱۱- (A) دیاگرام گل سرخی در حالت کلی، (B) دیاگرام‌های گل سرخی چهارتایی، (C) نه تایی، (D) ۱۶ تایی، (E) ۲۵ تایی و (F) در حالت ۳۶ تایی.

خوش‌لغزهای روی گسل‌ها می‌باشند. متوسط زاویه انحراف از افق اندازه‌گیری شده روی آینه‌های گسلی ارژن خاوری و باختری نیز بین 56° – 87° می‌باشد. تصویر ۱۲، توزیع خوش‌لغزهای برداشت شده روی دو صفحه گسلی را نشان می‌دهد. پس از برداشت مشخصات صفحه گسلی با استفاده از برنامه Faultkin5winbeta، استریونت‌های فشارش و کشش حاکم بر منطقه برای ۶ ایستگاه مطالعه شده بصورت جداگانه محاسبه شد.

جمع‌آوری داده‌ها خطاهایی را به همراه دارد و باعث پراکندگی الگوهای تنش محلی می‌شود. بنابراین، در عمل باید بهترین جورشدگی را در بین تمام داده‌های لغزش گسلی که متعلق به یک رویداد زمین ساختی هستند، جستجو کرد. برای شناخت و بررسی آرایش محورهای تنش دیرینه در این پژوهش، برداشت‌های ساختاری به شیوه مستقیم صحرائی انجام شد. داده‌های برداشت شده در ۶ ایستگاه دسته‌بندی شدند. تمام ایستگاه‌ها در سازند آسماری به سن الیگومیوسن می‌باشند. از برداشت‌ها مورد متعلق به صفحات لغزش گسلی و



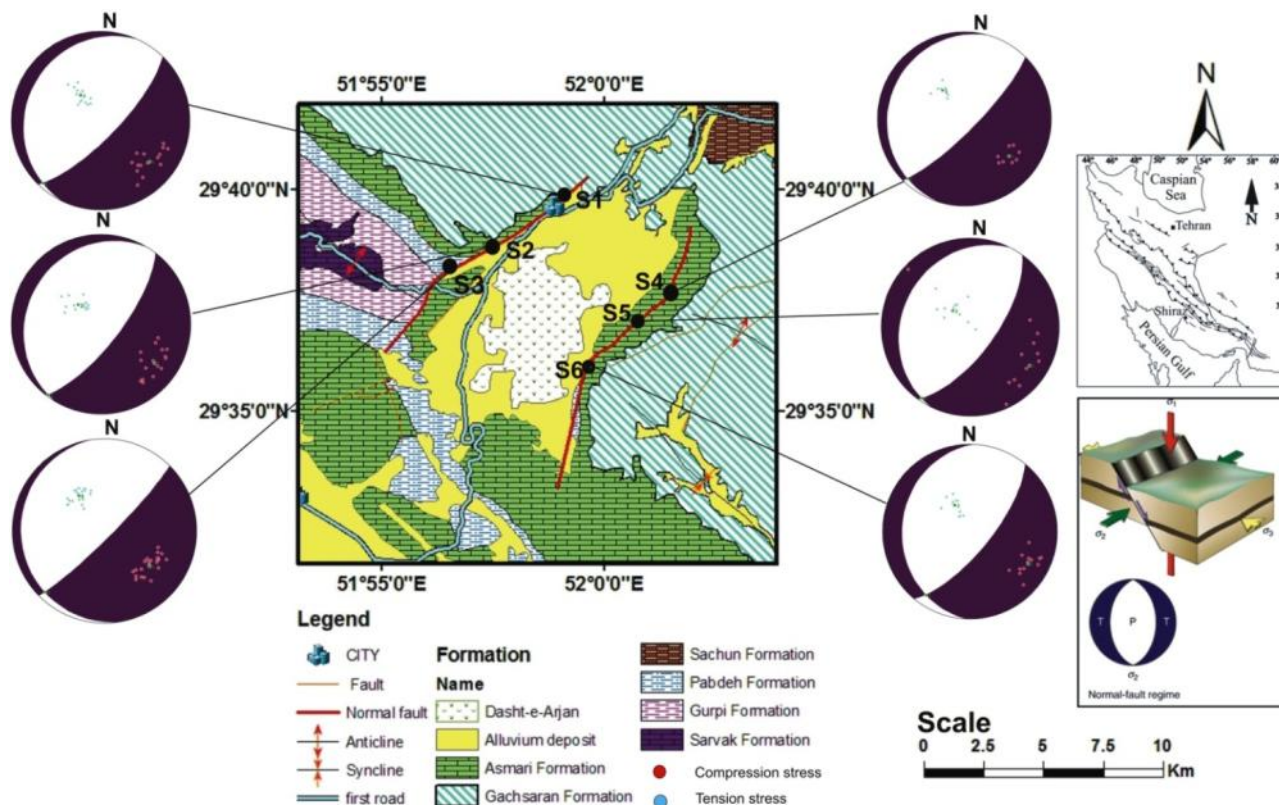
تصویر ۱۲- توزیع خوش‌لغزهای گسلی برداشت شده روی نقشه ساختاری دشت ارژن.

با توجه به تصویر ۱۳، سازوکار کانونی بدست آمده از داده‌های لغزش گسلی، با دو گسل نرمال موجود در منطقه همخوانی کاملی نشان می‌دهد. تصویر ۱۴، استریونت‌های حاصل از تحلیل داده‌های خوش‌لغز گسل‌های فروبوم ارژن را با استفاده از روش وارونگی لغزش گسلی نشان می‌دهد. تصویر ۱۵، سوگیری فشارش و کشش حاصل تحلیل داده‌های خوش‌لغزهای گسلی را با روش از وارونگی لغزش گسلی نشان می‌دهد.

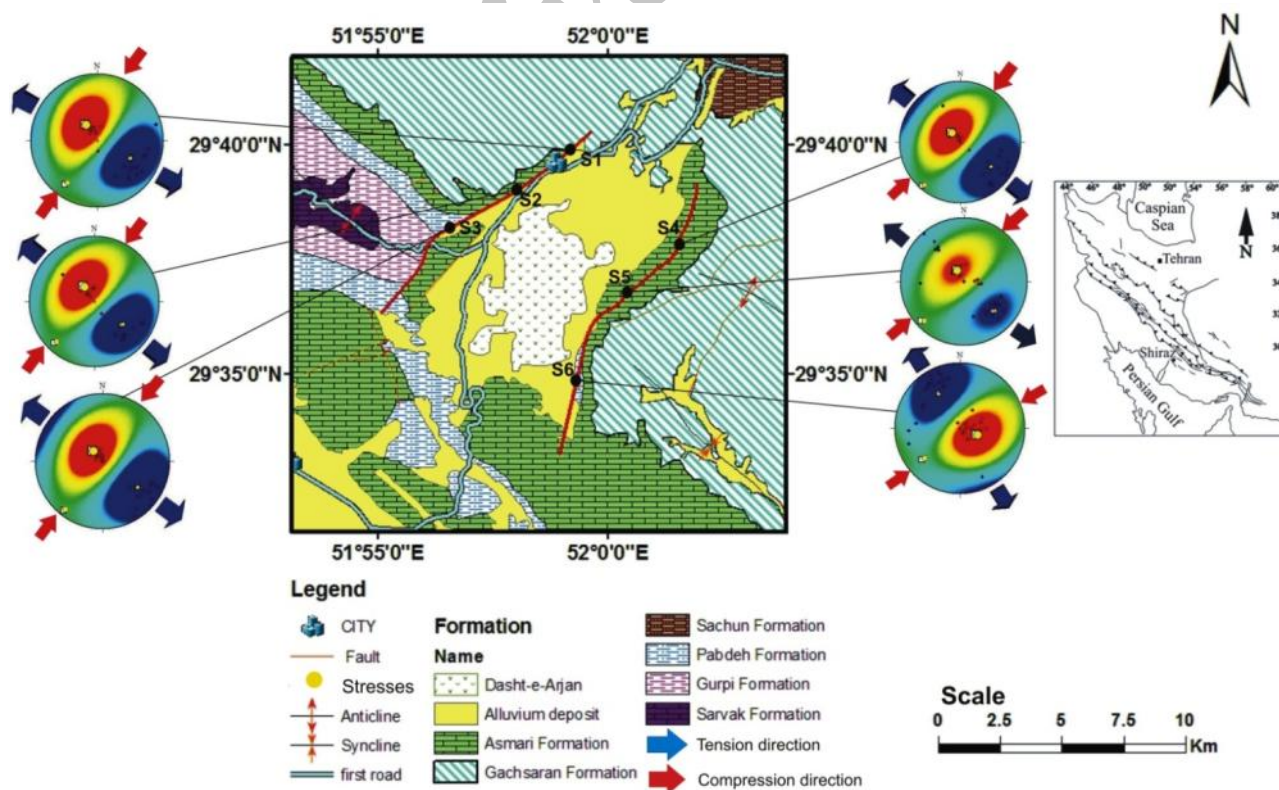
روند دیرینه تنش‌های فروبوم دشت ارژن با استفاده از این روش بر اساس آنالیز خوش‌لغزها، بترتیب برای روند NNE و موقعیت روند رژیم استرس فروبوم دشت ارژن بترتیب 23° E, 72° و برای

تصویر ۱۶، نمای سه بعدی تهیه شده از دشت ارژن با استفاده از تصویر ماهواره ای SPOT را به همراه شکستگی‌های اصلی بارز شده در محیط ArcGIS نشان می‌دهد. این تصویر همخوانی قابل قبولی را بین نتایج بدست آمده از روند شکستگی‌های دیاگرام‌های گل سرخی

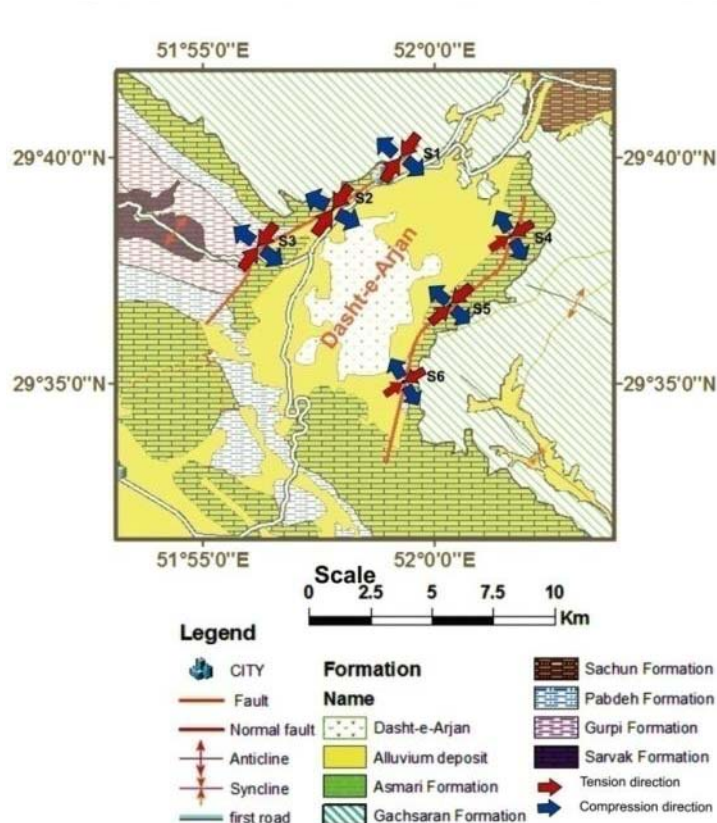
حاصل از فیلترگذاری و همچنین فروافتادگی حاصل از فعالیت دو گسل نرمال موجود در منطقه را نشان می‌دهد.



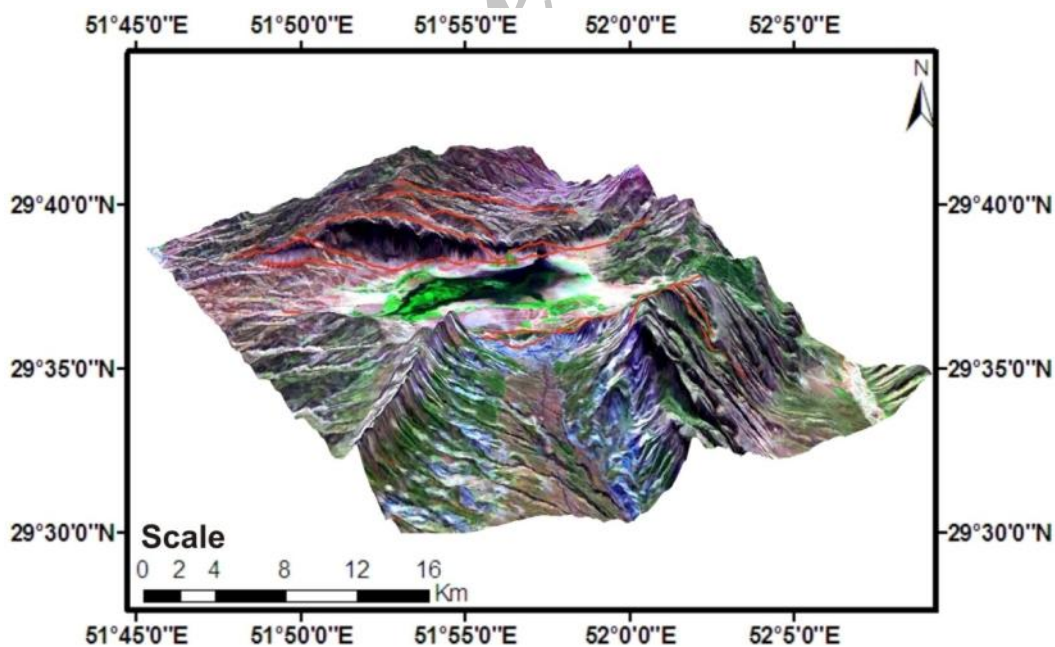
تصویر ۱۳- استریوت‌های سازوکارکانونی حاصل از تحلیل داده‌های خوش‌لفز گسل‌های فروبوم ارژن با استفاده از روش وارونگی لغزش گسلی.



تصویر ۱۴- استریوت‌های بدست آمده از تحلیل داده‌های خوش‌لفز گسل‌های فروبوم ارژن با استفاده از روش وارونگی لغزش گسلی.



تصویر ۱۵- سوگیری فشارش و کشش بدست آمده از تحلیل داده‌های خش‌لغزهای گسلی با روش وارونگی لغزش گسلی.



تصویر ۱۶- نمای کلی از منطقه مورد مطالعه بصورت سه بعدی.

۵- نتیجه‌گیری

مشابه با روند کلی دو گسل نرمال موجود در منطقه است. با تقسیم بندی منطقه به قطعات کوچکتر، می‌توان از حالت واتنش ناهمگن به واتنش همگن رسید. چنانچه در این تقسیم‌بندی‌ها با کوچک تر شدن

براساس بررسی های انجام شده بر روی تصاویر ماهواره ای SPOT، می‌توان گفت روند تمام شکستگی‌های منطقه $N56^{\circ} \pm 4^{\circ}$ می‌باشد، که

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*, Vol. 11: 729-737.

Authemayou, C., Chardon, D., Bellier, O., Malekzade, Z. & Shabanian, Z., 2006, "Late Cenozoic partitioning of oblique plate convergence in the Zagros Fold-and-Thrust belt (Iran)", *Tectonics*, TC3002: 25.

Bachmanov, D. M., Trifonov, V. G., Hessami, K. T. & Kozhurin, A. I., 2004, "Active fault in the Zagros and central Iran", *Tectonophysics*, Vol. 308: 211-241.

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

Carey, E. & 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. & Daigniers, M., 1981, "An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis", *Journal of Structural Geology*, Vol. 3: 51-65.

Leturmy, P., Molinaro, M. & 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*, Leturmy P. & Robin C. (eds.), Geological Society of London, Special Publication, Vol. 330: 121-38.

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

Gupta, R. P., 2003, "Remote Sensing Geology", 2nd edition. Berlin: Springer-Verlag, 380 pp.

Lisle, R. J., 1987, "Principal stress orientations from faults an additional constrain", *Tectonics*, Vol. 1: 155-158.

Michael, A. J., 1984, "Determination of stress from slip data, faults, and folds", *Journal Geophysical Research*, Vol. 89: 11517-11526.

Mouthereau, F., Lacombe, O. & Meyer, B., 2006, "The Zagros folded belt (Fars, Iran): constraints from topography and critical wedge modeling", *Geophysical Journal International*, Vol. 165: 336-56.

Papp, E. & Cudahy, T., 2002, "Hyper spectral remote sensing", In: *Geophysical and Remote Sensing Methods for Regolith Exploration*, Papp, E. (ed.), CRC LEME Open File Rep. 144, Canberra, Australia, 13-21.

Philip, H. & Meghraoui, M., 1983, "Structural analysis and interpretation of the surface deformation of the El Asnam earthquake of October 10, 1980", *Tectonics*, Vol. 2: 17-49.

Ramsay, J. G. & Huber, M. I., 1989, "The Techniques of Modern Structural Geology", Vol. 1: Strain Analysis. Academic Press, London, 308 pp.

Rowan, L. C., Goetz, A. F. H. & Ashley, R. P., 1977, "Discrimination of hydrothermally altered and unaltered rocks in visible and near infrared multispectral images", *Geophysics*, Vol. 42 (3): 522-535.

Sarkarinejad, K. & Azizi, 2008, "Slip partitioning and

هر سلول تغییرات خیلی کمی در روند خطواره‌های بارز مشاهده شد. براساس نتایج حاصل از بررسی ساختاری با استفاده از خش‌لغزهای گسلی، روند و موقعیت تنش‌های اصلی تاثیرگذار در تشکیل دو گسل نرمال در منطقه، به ترتیب برای σ_1 بعنوان بیشترین تنش اصلی با روند NNE و شیب نزدیک به قائم، برای σ_3 کمترین تنش اصلی با روند SE و شیب نزدیک به افقی و σ_2 متوسط تنش اصلی با روند SW، و موقعیت فضایی تنش‌های دیرینه بترتیب σ_1 ، 23°E ، 72° و برای σ_3 34°W ، 10°SE ، 58°E ، 26° جهت گیری σ_1 نزدیک به عمود است این جهت گیری مطابق با تئوری اندرسون برای گسلش نرمال می‌باشد. با توجه به اینکه فروبوم دشت ارژن در جهت عمود بر محورچین تاقدیس شاه نشین (دالو) تشکیل شده است، راستای تنش‌های آن با تنش کلی منطقه (زاگرس) مطابقت نشان می‌دهد.

تشکر و قدردانی

از قطب زمین شناسی زیست محیطی علوم زمین دانشگاه شیراز که بخشی از امکانات این تحقیق را فراهم نمودند، تشکر می‌نمایم.

مراجع

اسکندری، م.، ۱۳۴۲، "بررسی هیدرولوژی منطقه دشت ارژن (فارس)"، گزارش تهیه شده اداره آب منطقه جنوب (فارس).

حسینی، ز. و محبی، م.، ۱۳۷۳، "نقشه زمین شناسی شوراب ۱/۱۰۰۰۰۰"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

فخاری، م.، ۱۳۵۸، "نقشه زمین شناسی کازرون ۱/۱۰۰۰۰۰"، شرکت ملی نفت ایران.

قاسمی، م.، ۱۳۸۷، "پایه‌های زمین شناسی ساختمانی"، سازمان زمین شناسی کشور، ۳۲۰ ص.

معماریان، ح.، ۱۳۸۸، "زمین شناسی ساختاری"، دانشگاه تهران، ۱۶۶ ص.

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

Angelier, J. & Mechler, P., 1977, "Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en seismologie: La méthode des dièdres droits", *Bulletin Société Géologique de France*, Vol. 7 (19): 1309-1318.

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

Angelier, J., 1989, "From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data", *Journal of Structural Geology*, Vol. 11 (1-2): 37-50.

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

inclined dextral transpression along the Zagros Thrust System, Iran", *Journal of Structural Geology*, Vol. 30: 116-136.

Sepehr, M. & Cosgrove, J. W., 2004, "Structural framework of the Zagros Fold-Thrust Belt, Iran", *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 21: 829-43.

Talebian, M. & Jackson, J., 2004, "A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran", *Geophysical Journal International*, Vol. 156: 506-526.

Zalohar, J. & Vrabec, M., 2007, "Paleostress analysis of heterogeneous fault-slip data, The Gauss method", *Journal of Structural Geology*, Vol. 29: 1798-1810.

Archive of SID