تحلیل تنش دیرینه و تفکیک فازهای تنش با استفاده از خش‌لغزهای گسلی فروبوم دشت ارژن، جنوب باختر ایران

زهرا کمالی[۱و*] و خلیل سرکاری‌نژاد[۲]

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

۲. استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، شیراز

تاریخ دریافت: ۹۱/۹/۱۲

تاریخ پذیرش: ۹۲/۴/۲

چکیده

فروبوم دشت ارژن با جهت شمال خاور، در ۶۵ کیلومتری باختر شیراز در اثر فعالیت قطعه‌هائی از گسل فعال کره‌بس تشکیل شده است. این فروبوم کششی، بهوسیله گسل‌های مرزی ارژن خاوری و باختری که عمود بر طاقدیس کوه شاه‌نشین و سلامتی می‌باشد، محصور است. در این بررسی برداشت اطلاعات از خش‌لغزها، منظور بازسازی جهت‌گیری دیرینه تنش موثر در تشکیل فروبوم دشت ارژن با روش گرافیکی صورت گرفته است. موقعیت و روند استرس‌های محلی σ_1 ,S58°E, 26º, σ_3, N23°E, 72º و σ_2 ,S34°W, 10º می‌باشند. بر اساس مطالعه خش‌لغز گسل‌ها با استفاده از روش وارونگی چند مرتبه‌ای می‌توان انتظار دو فاز را در منطقه داشت. فاز تنش کهن به‌صورت کششی، سبب شکل‌گیری گسل‌ها با روند جنوب باختر شده است. فاز دوم تنش سبب ایجاد درزه‌های جوان در منطقه شده است.

واژه‌های کلیدی: بازسازی، خش‌لغز، فروبوم دشت ارژن، کمربند چین‌خورده ساده زاگرس.

مقدمه

نوار چین‌خورده زاگرس، به‌تدریج ازسمت شمال خاور به یک منطقه رورانده منتهی می‌شود (سامانه راندگی زاگرس) و در نتیجه زونی گسل‌خورده و فعال پدید می‌آید که به‌صورت نواری باریک و طویل با عرض ۱۰ تا ۷۰ کیلومتر بین کمربند دگرگونی فشار بالا - درجه حرارت پائین سنندج - سیرجان و زاگرس چین‌خورده و به موازات قرار دارد. این بخش از زاگرس از آن جهت که داخلی‌ترین بخش زاگرس را تشکیل می دهد، زاگرس داخلی می‌گویند. تغییر شکل در زاگرس خاوری (فارس)، شامل کوتاه شدگی موازی با همگرایی است (Talebian and Jackson, 2004). لازمه این تغییرات، کوتاه‌شدگی در امتداد کمربند زاگرس است که می‌تواند در اثر عملکرد گسل‌های کازرون، کره بس، سبزپوشان و سروستان ایجاد شود.

طی چند دهه اخیر، روش‌های بسیاری برای تعیین محورهای تنش و تنش دیرینه محلی گسترش یافته است این‌گونه اندازه‌گیری‌های محلی تنش نه تنها توصیف سازوکاری محلی را ممکن می‌سازد بلکه در شناسایی زمین ساخت ناحیه‌ای در مقیاس صفحه‌ای نیز کمک شایانی می‌کند. برای دستیابی به این هدف، باید مطالعات بر مبنای بازسازی منظم و قانونمند رژیم‌های تنشی پیشرونده در سکوهای قاره‌ای باشد. مطالعه دگرشکلی شکننده در سکوهای قاره‌ای، کلیدی برای بازسازی تحولات ناحیه‌ای است (Bergerat,1994). روش‌های متفاوتی برای تحلیل داده‌ها توسط زمین‌شناسان ساختاری مورد بررسی قرار گرفته است. از میان روش‌های موجود برای اندازه‌گیری تانسورهای تنش دیرینه، روش‌های ریاضی مبتنی بر وارونگی داده‌های لغزش گسلی مورد توجه بسیاری قرار گرفته است. این‌گونه تحلیل‌ها از تانسور تنش، می‌تواند برای ساز و کار کانونی زمین لرزه نیز کاربرد داشته باشد. به تازگی تحلیل ساختارهای کششی و فشارشی (درزه‌ها و

* نویسنده مرتبط zahrakamali84@gmail.com

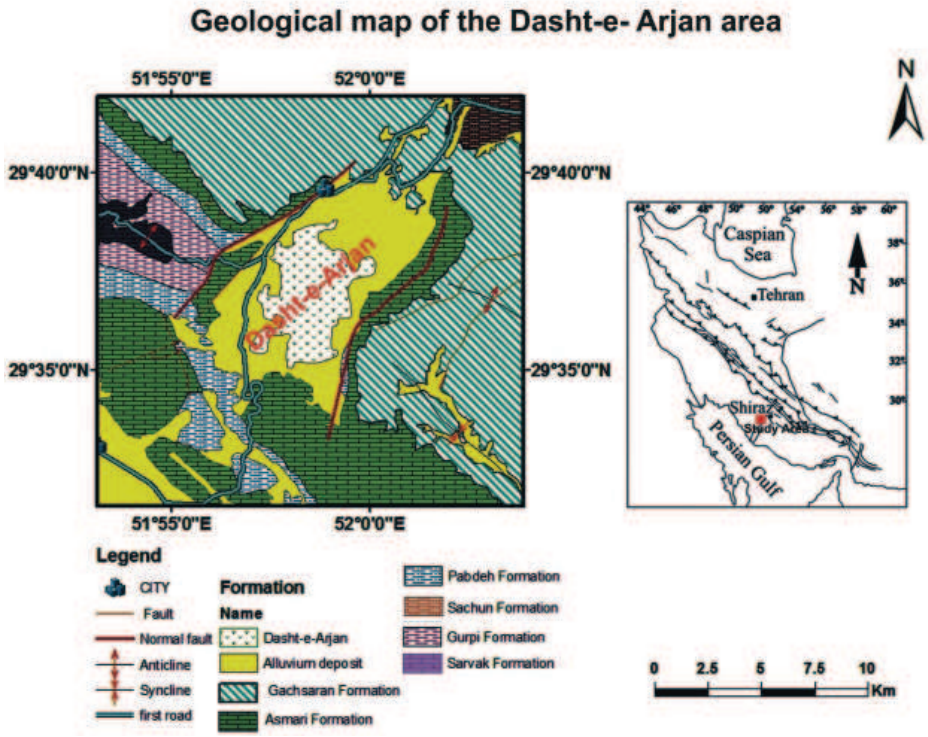
استیلولیت‌ها) نیز در کنار این روش‌ها قرار گرفته‌اند (Angelier, 1994a).

روش‌های بازسازی تنش قدیمی مبنی بر تعبیر مکانیکی تنوع عناصر ساختاری یا عناصر ریزساختاری سنگ‌های طبیعی به‌منظور تکامل تکتونیکی گذشته توسط زمین‌شناسان ساختاری ارائه گردیده است و ساختارهائی مانند خش‌لغزها مورد توجه قرار گرفته است. بدین منظور محققان به شناخت سوگیری تنش، تنش‌های هم‌زمان در محل اندازه‌گیری و یا ساز و کار کانونی زمین لرزه در تخمین سوگیری تنش قدیمی استفاده نموده‌اند (Lacombe, 2007).

در این پژوهش بررسی‌های دقیق صحرایی بر مبنای داده‌های لغزش گسلی[1] صورت گرفته از روش گرافیکی استفاده شده است. مسئله وارونگی شامل مشخص کردن تانسور اصلی تنش با توجه به جهت‌ها و سوی لغزش بر روی گسل‌های متعدد است و فرض اصلی بر این است که هر لغزش گسلی که با خطوط لغزشی مشخص شده است، جهت و سویی از تنش برشی را داراست که به یک تانسور تنش واحد مربوط می‌شود (Angelier, 1994b).

برداشت خش‌لغزهای گسلی به‌منظور تعیین روند دیرینه تنش‌های فشارش و کشش با روش وارونگی لغزش گسلی در ۶ ایستگاه (S_1=19, S_2=25, S_3=21, S_4=28, S_5=25, S_6=15) در طول سازند آهکی و صخره‌ساز آسماری به سن الیگومیوسن انجام شده است. تعیین تنش قدیمی[2] در سال‌های متمادی توسط پژوهشگران متعددی و به روش‌های گوناگون صورت گرفته است. دو روش بیشترین کاربرد را جهت برآورد تنسور تنش گسل‌ها توسط دانشمندان پیشنهاد شده است، که این روش‌ها شامل، روش گرافیکی[3] (Arthaud, 1969; Angelier anad Mechler, 1977, Lisle, 1987) و روش تکنیک‌های عددی[4] (Carey and Brunier, 1974; Etchecopar et al., 1981; Armijo et al., 1982; Angelier, 1984, 1989; Michael, 1984) می‌باشند.

منطقه مورد مطالعه در زاگرس چین‌خورده واقع شده است (Sarkarinejad and Azizi, 2008). تالاب دشت ارژن از جمله اکوسیستم‌های مهم و با ارزش استان فارس می‌باشد که بیش از ۱۰۰۰ هکتار وسعت دارد و در ۶۵ کیلومتری جنوب باختری شیراز قرار گرفته و دارای آب شیرین می‌باشد و حداکثر عمق آب این تالاب در فصل پر آبی ۴ متر و متوسط عمق ۱متر می‌باشد. این منطقه در موقعیت جغرافیایی با طول خاوری "۵۱°۱۱′/۵۴ – "۵۲°/۳۶′/۵۷ و عرض جغرافیایی شمالی "۲۹°/۲۱′/۰۵ – "۲۹°/۵۴′/۴۵ قرار گرفته است و بیشتر بیرون‌زدگی آن از آهک تشکیل شده است که دلیل آن وجود سازندهای آسماری، سروک، پابده و گورپی است. این منطقه ۱۰کیلومتر مربع تالاب و حدود ۳۲/۵ کیلومتر مربع دشت و منطقه کوهستانی می‌باشد (گزارش اداره آب منطقه جنوب (فارس)، ۱۳۴۲). این محدوده عمدتاً توسط لایه‌های رسوبی به ضخامت بیشتر از ۱۰ کیلومتر پوشیده شده است. شکل (۱) نقشه زمین‌شناسی منطقه را نشان می‌دهد.



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی دشت ارژن (فخاری، ۱۳۵۸).

1. Fault-slip inversion technique
2. Paleostress
3. Graphical methods
4. Numerical techniques

دشت ارژن از نظر زمین‌شناسی، یک فروبوم است که توسط گسل ارژن باختری با روند N45ºE,78ºSE (شکل۲A) و گسل ارژن خاوری دارای روند N55ºE,70ºNW (شکل۲B) ایجاد شده است. حرکات گسلی در این منطقه نرمال با مولفه چپگرد است این حرکت چپگرد توسط جابجایی و تقاطع شاخ آب (خلیج باریک) و همچنین جهت حرکت بلوک‌های گسلی با استفاده از خط‌خش‌های اندازه‌گیری روی صفحه گسلی مشخص می‌شود. متوسط زاویه انحراف از افق اندازه‌گیری شده روی آینه‌های گسلی ارژن خاوری و باختری (۵۶º-۸۷º) می‌باشد. اما با وجود دو گسل نرمال موجود در منطقه کج‌شدگی چینه‌ای مشاهده نشده است. همچنین یکی از نمودهای ظاهری گسل‌های نرمال گم‌شدگی چینه‌ای در اثر حرکت رو به پایین طبقات فرادیواره می‌باشد که این حالت را خوب در این فروبوم می‌توان مشاهده کرد. زیرا در منطقه اثری از طبقات چینه‌ای فرادیواره وجود ندارد. گسل ارژن باختری پرتگاه گسلی با شیب ۷۵º و جابجایی قائم حدود ۱۵۰ متر (شکل۲C) و همچنین پرتگاه گسلی ارژن خاوری با شیب ۷۹º و دارای ارتفاع حدود ۵۰۰ مترجابجای نزدیک به قائم را نشان می‌دهد (شکل۲D). دلیل اختلاف ارتفاع می‌تواند وجود سازند آهکی و صخره‌ساز آسماری که در تمام منطقه رخنمون دارد، باشد

از لحاظ ساختاری این منطقه علاوه بر دو گسل نرمال شامل طاقدیس‌های سلامتی، شاه‌نشین (دالو) و بیل و یک ناودیس (دم اسبی) می‌باشد. با فعالیت گسترده بلوک‌های گسلی، ساختارهایی چون آینه‌های گسلی، برش گسلی (شکل ۳) و شیارهای حرکت گسلی در منطقه رخنمون یافته‌اند، شکل(۴) موقعیت منطقه مورد مطالعه را نسبت به قطعات گسل امتدادلغز کره‌بس نشان می‌دهد.

شکل۲. A) دیواره گسلی ارژن باختری جهت دید ناظر به شمال باختر، B) دیواره گسلی ارژن خاوری جهت دید ناظر به شمال خاور، (C پرتگاه گسلی ارژن باختری جهت دید ناظر به باختر،(D پرتگاه گسلی ارژن خاوری جهت دید ناظر به خاور.

روش مطالعه

برداشت خش‌لغزهای گسلی به‌منظور تعیین روند دیرینه تنش‌های فشارش‌وکشش‌وتفکیک فازهای تکتونیکی با روش وارونگی لغزش گسلی در ۶ ایستگاه (S_1=19, S_2=25, S_3=21,) (S_4=28, S_5=25, S_6=15) در طول سازند آهکی و صخره‌ساز آسماری به سن الیگومیوسن انجام شده است و محورهای کشش و فشارش با استفاده از نرم‌افزار Faultkin5winbeta و فازهای تکتونیکی با استفاده از نرم‌افزار T-Tecto 3 تعیین شده است. شکل (۵) خش‌لغزهای برداشت شده از صفحه‌های گسلی را نشان می‌دهد و شکل (۶) توزیع خش لغزهای گسلی برداشت شده روی نقشه ساختاری دشت ارژن را نشان می‌دهد.

در شکل(۷) نقطه مکانی، موقعیت و محل تصاویر صحرایی تهیه شده از مطالعات صحرایی دشت ارژن بر روی مدل رقومی ارتفاع (DEM)[1] نمایش داده شده است.

بحث

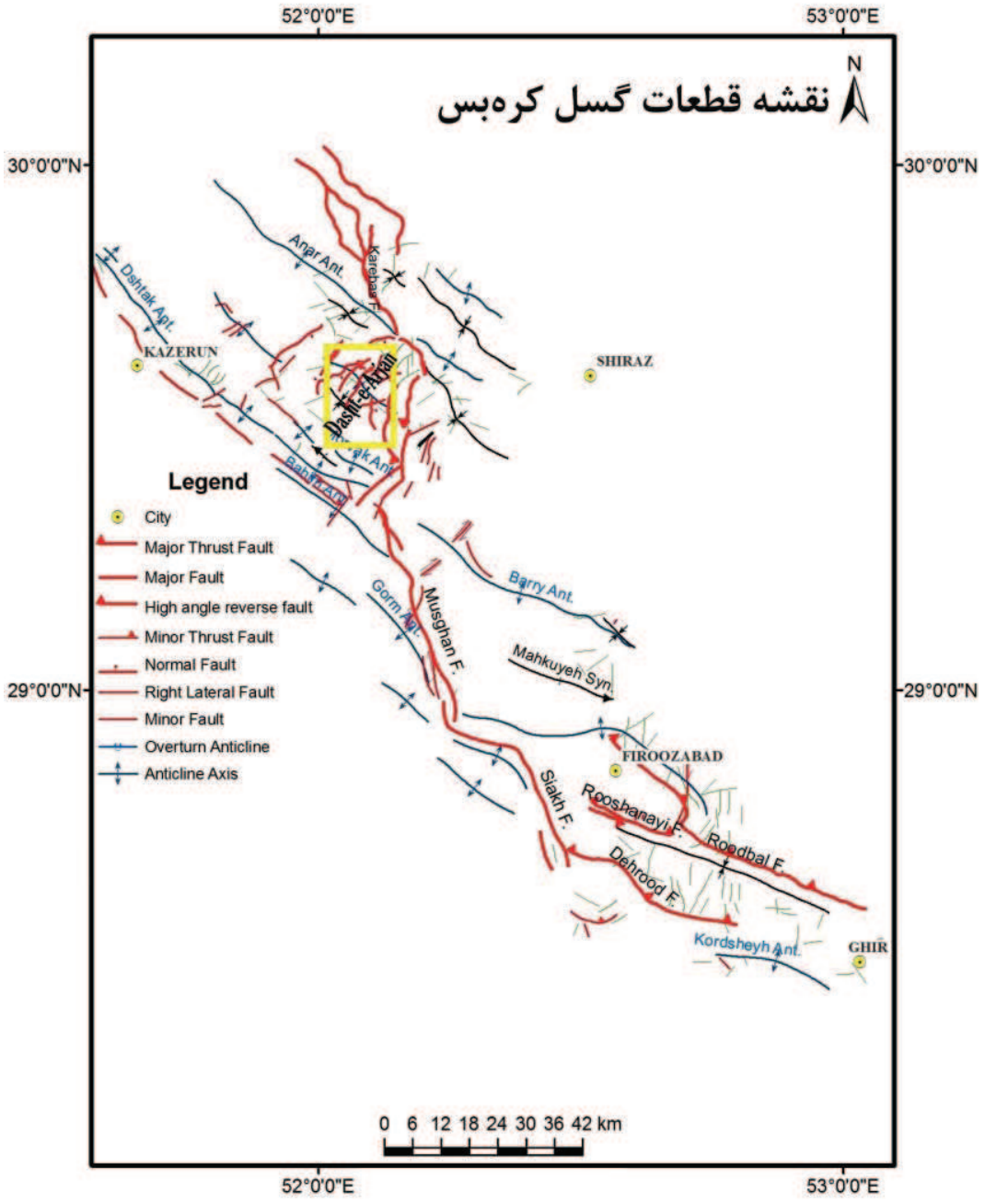
جمع‌آوری داده‌ها خطاهایی را به همراه دارد و منجر می‌شود که پراکندگی در الگوهای تنش محلی رخ دهد و حرکات گسلی نیز به روی یکدیگر تاثیر گذارند. از این‌رو باید در عمل بهترین جورشدگی را در بین تمام داده‌های لغزش گسلی که متعلق به یک رویداد زمین ساختی هستند، جستجوکرد. برای شناخت و بررسی آرایش‌محورهای‌تنش‌دیرینه در این پژوهش، برداشت‌های ساختاری به شیوه مستقیم صحرایی صورت پذیرفت، داده‌های برداشت شده در ۶ ایستگاه دسته‌بندی شده‌اند. تمام ایستگاه‌ها در سازند آسماری به سن الیگومیوسن می‌باشند که از میان این برداشت‌ها ۱۲۳ مورد متعلق به صفحات لغزش گسلی و خش‌لغزهای روی گسل‌ها می‌باشند. متوسط زاویه انحراف از افق اندازه‌گیری شده روی آینه‌های گسلی ارژن خاوری و باختری (۸۷^o-۵۶^o) می‌باشد، برای تعیین تحولات تنش در واحد آسماری، ابتدا مشخصات صفحه گسلی برداشت شد، پس از تشخیص خطوط خش‌لغز و برداشت مشخصات آنها سوی لغزش مشخص شده است. استریونت‌ها در اشکال (۸ و۹) محورهای فشارش و کشش حاکم بر منطقه برای۶ ایستگاه مطالعه شده با استفاده از برنامه Faultkin5winbeta نشان داده شده است.

از آنالیز داده‌های خش‌لغز گسلی می‌توان روند و موقعیت فضایی استرس‌های محلی را تشخیص داد که به‌ترتیب برای σ_1 به عنوان بیشترین تنش محلی روند NNE و شیب نزدیک به قائم و برای σ_3 کمترین تنش محلی روند SE شیب نزدیک به افقی و σ_2 متوسط تنش محلی روند SW می‌باشد و موقعیت فضایی استرس‌ها به ترتیب σ_1, N23°E, 72°, σ_3, S58°E, 26°, و S34°W, σ_2, 10° به‌دست آمده است (شکل ۱۰).

در تعیین استرس قدیمی معکوس شده براساس داده‌های لغزش گسلی با استفاده از نرم‌افزار T-Tecto 3 دو فاز مختلف تغییر شکل تعیین شد. در این روش تحلیل تنش، فرض بر این است که خش‌لغزهای روی صفحه گسلی جهت حداکثر نیروی برشی را نشان می‌دهند. بنابراین در این صورت با برعکس کردن این پدیده می‌توان به جهت تنش‌هایی دست یافت که مسبب صفحه گسلی و خش‌لغزهای آن شده است(Nuretdin et al, 2003). این فازها به ترتیب ۱ و ۲ تغییرشکل‌های جوان‌تر را نشان می‌دهند. بطوری‌که جوان‌ترین مرحله مربوط به فاز دوم می‌باشد (شکل۱۱B, A).

شکل۳. دیواره گسلی ارژن باختری به همراه برش گسلی (جهت دید ناظر به شمال باختر).

1. Digital Elevation Model



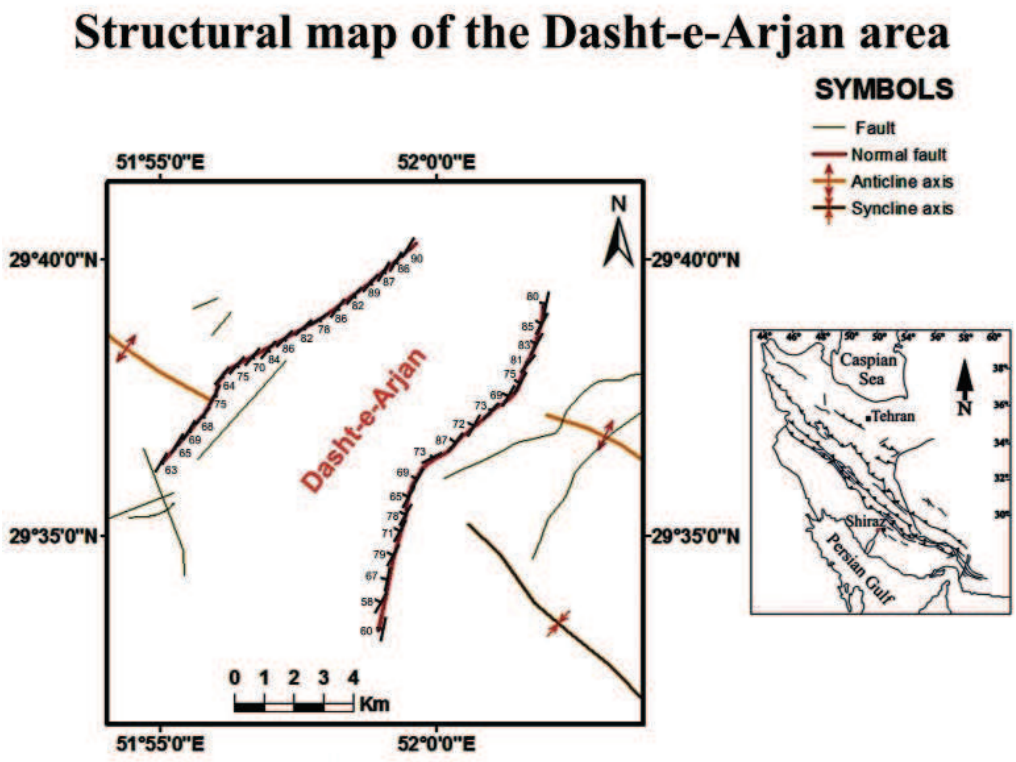
شکل ۴. موقعیت فروبوم دشت ارژن نسبت به قطعات گسل کره بس(حسینی و محبی، ۱۳۷۴؛ فخاری ۱۳۵۸)

تحلیل وارون‌سازی

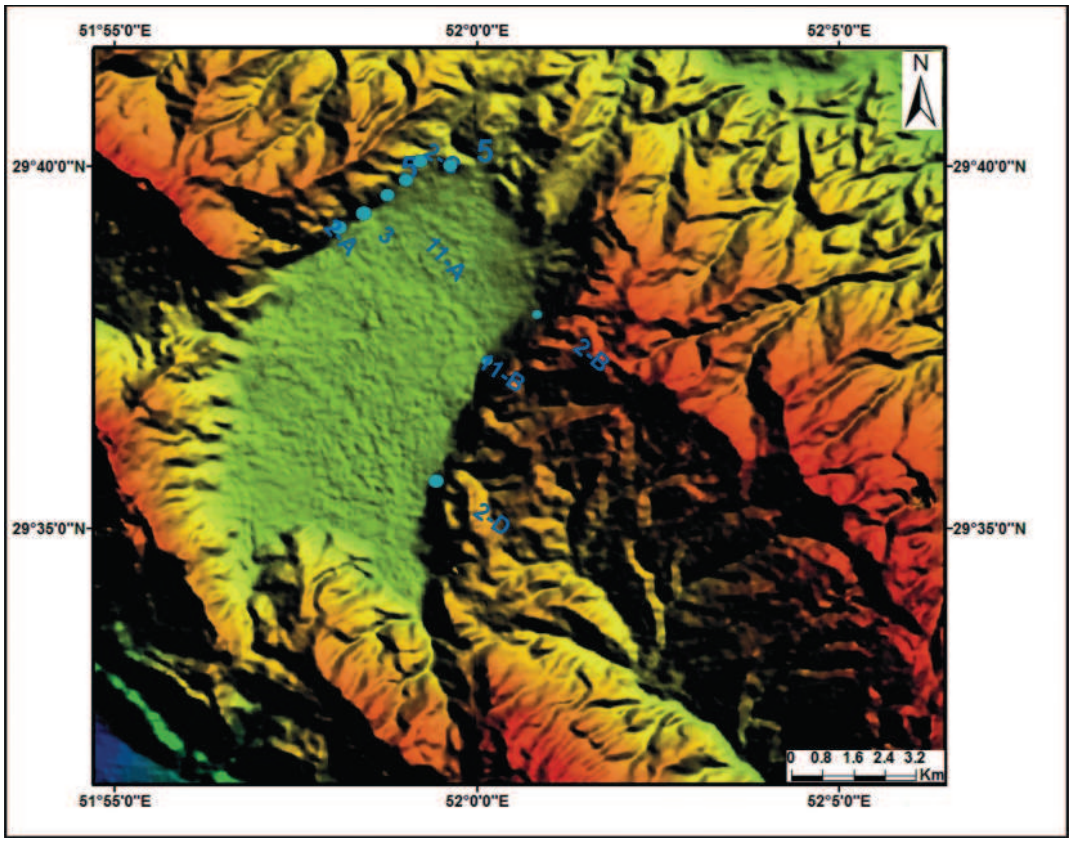
مطالعه خش‌لغزهای گسل‌ها و درزه‌های شکل گرفته در محدوده با استفاده از روش وارونگی چند مرتبه‌ای با نرم‌افزار T-TECTO 3 می‌توان انتظار دو فاز تنش را در منطقه داشت. در فاز اول از تغییر شکل تکتونیکی σ_2 و σ_3 کاملا افقی بوده و σ_1 کاملا قائم می‌باشد. در فاز دوم از تغییر شکل، σ_3 نزدیک به افقی و σ_2 کاملا افقی بوده و σ_1 قائم می‌باشد. این دو فاز حالت گسلش نرمال را با توجه به جهت‌گیری استرس‌ها نشان می‌دهند.(Nuretdin et al, 2003) به‌طور کلی از این روش آنالیز می‌توان به این نتیجه پی برد که منطقه مورد مطالعه دو فاز مختلف تغییر شکل و رژیم کشش را تحمل کرده است. دو فاز تکتونیکی تشخیص داده شده به ترتیب فاز اول تنش، سبب ایجاد شکستگی و گسل‌های اصلی (با روند شمال خاور – جنوب باختر) و درزه‌هایی با پرشدگی و سیمان‌شدگی در محدوده مورد مطالعه شده است (شکل۱۲A). به‌نظر می‌رسد این فاز تنش که ساختار کلی محدوده را شکل داده باشد. فاز دوم به‌عنوان جوان‌ترین تنش حاکم بر منطقه باعث ایجاد درزه‌های جوان شده است (شکل۱۲B).

1. Inverse analysis

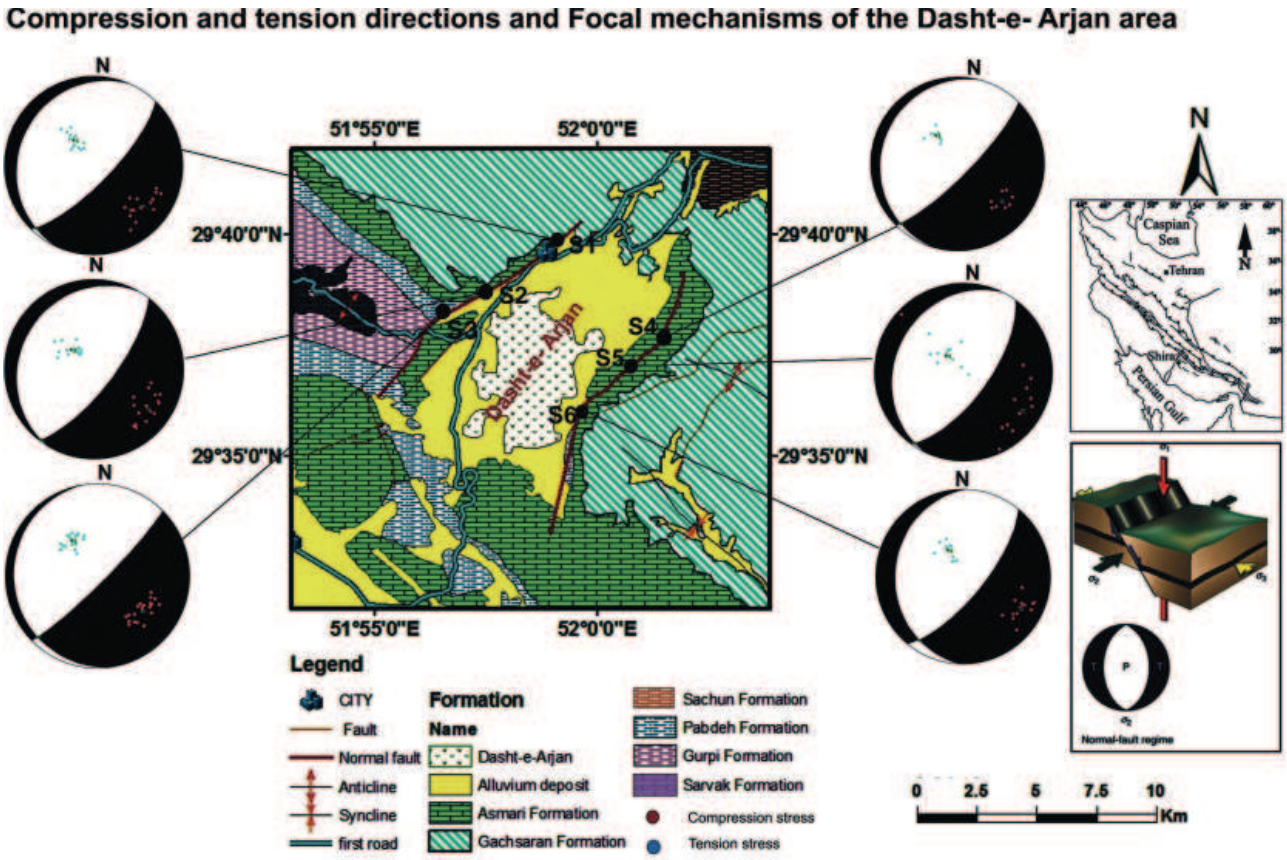
شکل ۵. خش لغزهای برداشت شده از آینه گسلی ارژن باختری (جهت دید ناظر رو به شمال باختر).



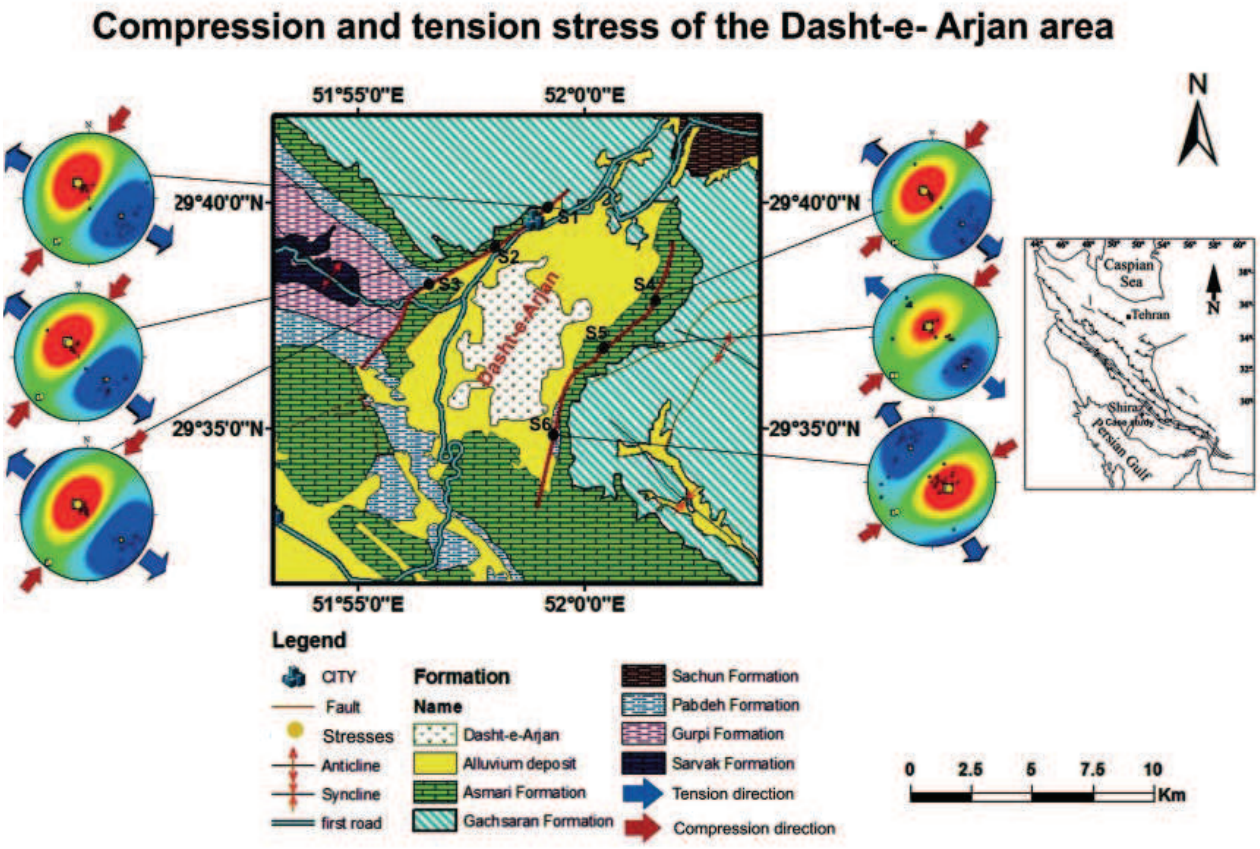
شکل ۶. توزیع خش لغزهای گسلی برداشت شده روی نقشه ساختاری دشت ارژن.



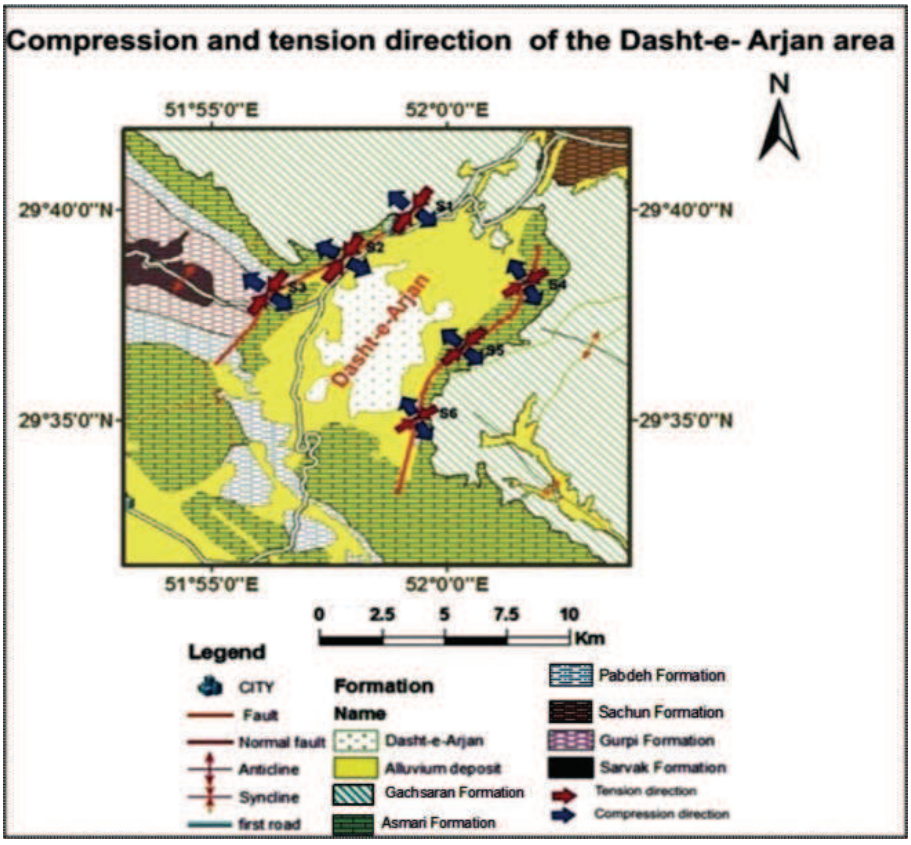
شکل۷. نقطه مکانی و موقعیت تصاویر صحرایی تهیه شده بر روی مدل رقومی ارتفاع DEM.



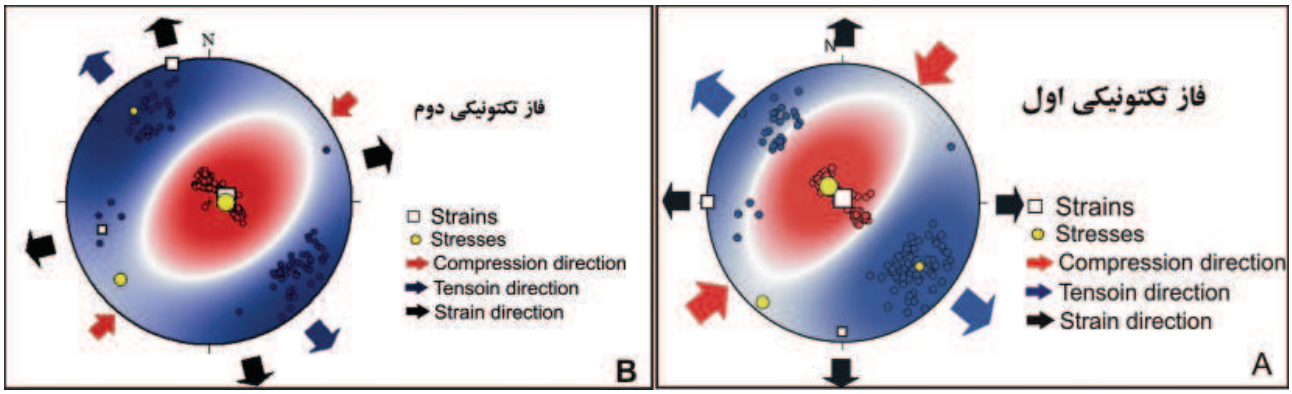
شکل ۸. موقعیت فضایی محورهای تنش به‌همراه سازوکار کانونی منطقه دشت ارژن.



شکل ۹. موقعیت فضایی محورهای تنش منطقه دشت ارژن.



شکل ۱۰. سوگیری فشارش و کشش حاصل از تحلیل داده‌های خش‌لغزهای گسلی با روش وارونگی لغزش گسلی.



شکل ۱۱. (A فاز تکتونیکی اول (B فاز تکتونیکی دوم به دست آمده برای کل منطقه به روش وارون‌سازی

شکل ۱۲. A) فاز اول سبب ایجاد شکستگی و گسل‌های اصلی و درزه‌هایی با پرشدگی و سیمان در دیواره گسلی ارژن باختری شده است (جهت دید ناظر رو به شمال باختر و (B فاز دوم سبب ایجاد درزه‌های جوان شده است (جهت دید ناظر رو به شمال خاور).

نتیجه‌گیری

نتایج حاصل از بررسی ساختاری روند و موقعیت تنش‌های محلی به ترتیب برای σ_1 به‌عنوان بیشترین تنش محلی، روند NNE و شیب نزدیک به قائم و برای σ_3 کمترین تنش محلی، روند SE و شیب نزدیک به افقی و 2σ که متوسط تنش محلی است، روند SW با موقعیت فضایی بترتیب σ_1, N23°E, 72°, σ_3, S58°E, 26° و σ_1, S34°W, ۱۰° به دست آمده است. جهت‌گیری σ_1 نزدیک به عمود است که مطابق با تئوری اندرسون برای گسلش نرمال می‌باشد. با توجه به اینکه فروبوم دشت ارژن در جهت عمود بر محور چین تاقدیس شاه نشین (دالو) تشکیل شده است، راستای تنش‌های آن با تنش کلی منطقه (زاگرس) یکی می‌باشد.

دو فاز تکتونیکی تشخیص داده شد که به ترتیب فاز اول سبب ایجاد شکستگی و گسلهای اصلی (با روند شمال خاور- جنوب باختر) و درزه‌هایی با پرشدگی و سیمان‌شدگی در محدوده مورد مطالعه شده است. به نظر می‌رسد این فاز تنش، بیشترین تاثیر را در تشکیل ساختاری‌های منطقه مورد مطالعه داشته است. فاز دوم به عنوان جوان‌ترین تنش حاکم بر منطقه، باعث ایجاد درزه‌های جوان شده است، تنش کششی ایجاد کننده این درزه‌ها در جهت شمال باختر- جنوب خاور می‌باشد. دو فاز تشخیص داده شده جهات کشش و فشارش حدود ۲۰ درجه جابجایی ساعتگرد نسبت به‌هم را نشان می‌دهند.

سپاسگزاری

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

منابع

- گودرزی، م.، ۱۳۴۲. بررسی هیدرولوژی منطقه دشت ارژن(فارس). اداره آب منطقه جنوب (فارس)، ۱۲۴.
- حسینی، ز. و محبی، م.، ۱۳۷۳. نقشه زمین‌شناسی شوراب ۱/۱۰۰۰۰۰. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- فخاری، م.، ۱۳۵۸. نقشه زمین‌شناسی کازرون ۱/۱۰۰۰۰۰. شرکت ملی نفت ایران.

- Angelier, J. and Mechler, P., 1977. Sur une méthode graphique derecherche des contraintesprincipales égalment utilisable en tectonique et en seismologie: La méthode desdièdres droits. Bulletin Société Géologique de France, 19, 1309–1318.

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

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

- Angelier, J., 1994b. Fault slip Analysis & paleostress reconstruction In. Continental Deformation , pergamon press Ltd, 4, 53-100.

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

- 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.

- Bergerat, F., 1994. From Inversion methods to paleostress Field reconstructions in platforms , Chains and Basins an over-view. Some examples in Western and Central Eroupe. Peri-Tethyan platforms, 159-178.

- Carey, E. and Brunier, B., 1974. Analyse the´oretique et nume´rique d'un mode`le me´canique e´le´mentaire applique´ a I'e´tude d'une population de failles. Comptes Rendus de l'Acade´mie 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.

- Lacombe, O., 2007. Comparison of paleostress magnitudes from calcite twins with contemporary stress magnitudes and frictional sliding criteriain the continental crust: Mechanical implications. Journal of Structural Geology, 29, 86-99.

- Lisle, R.J., 1987. Principal stress orientations from faults: An additional constraint. Tectonics, 1, 155-158.

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

- Nuretdin, K., Stanley H. W. and Paul M. V., 2003. Kinematic and structural development of the Cankiri Basin (Central Anatolia, Turkey): a paleostress inversion study. Tectonophysics, 364, 85–113.

- 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.

- 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.