

تحلیل وضعیت تنش نوزمین‌ساختی کوهزاد زاگرس و جدایش رژیم‌های تنش با داده‌های زمین‌لرزه

بهزاد زمانی قره‌چمنی^۱، نسرين کیانی‌زاده^۱ و حسنيه پرهیزکاری^۲

^۱ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

^۲ کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۰۱/۲۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۰۵/۲۱

چکیده

در این پژوهش وضعیت رژیم تنش زاگرس بر پایه روش تحلیل وارون و داده‌های سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های روی داده مرتبط با گسل‌های فعال این محدوده بررسی شده است. در این پژوهش به دلیل تفاوت‌های ساختاری، لرزه‌شناسی و زمین‌شناسی، کمربند رانده و چین‌خورده زاگرس به ۵ پهنه ساختاری تقسیم شد تا بتوان وضعیت تنش همگنی را برای هر پهنه تحلیل کرد. با توجه به وجود تعداد زیادی داده‌های لرزه‌ای، برآورد سمت‌گیری تنش‌ها با استفاده از آنها انجام گرفته است. برای این منظور ابتدا داده‌های حل سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های سده اخیر زاگرس از منابع مختلف گردآوری، ساختار آنها یکسان و پس از کنترل و اصلاح خطاهای ممکن از آنها استفاده شد. در این مطالعه تحلیل جدایش تنش‌ها با نرم‌افزار Dyngli انجام گرفته است. بر این مبنای بخش‌های مختلف زاگرس دست کم سه رژیم تنش جداگانه و در برخی نیز چهار رژیم تنش اثرگذار است. نتایج حاصل از این پژوهش نشان می‌دهد سوگیری تنش‌های رژیم اول و سوم به دست آمده در پهنه ۱ و ۲، سوی تنش‌های رژیم سوم و چهارم در پهنه ۳، تنش رژیم سوم در پهنه ۴ و تنش‌های رژیم‌های اول، دوم و چهارم در پهنه ۵ با نتایج بررسی دیگر پژوهشگران در این محدوده و به‌ویژه با نتایج اندازه‌گیری‌های ژئودزی همخوانی خوبی نشان می‌دهد. جهات جابه‌جایی پوسته تحلیل شده با ژئودزی GPS که پژوهشگران مختلف به دست آورده‌اند، نشان می‌دهد که کوتاه‌شدگی در سراسر زاگرس یکنواخت نیست و از سوی دیگر سوگیری میدان واتنش و لغزش گسل‌ها نیز متفاوت است که می‌تواند مرتبط با وجود رژیم‌های تنش چندگانه در زاگرس باشد. همچنین رژیم‌های هم‌راستا با سوی GPS با توجه به زمین‌ساخت نازک پوسته در زاگرس و با در نظر گرفتن نزدیکی آن با نتایج روند اندازه‌گیری شده با ژئودزی به نظر می‌رسد مربوط به پوشش رسوبی باشد که سبب زمین‌لرزه‌های به نسبت پیوسته با بزرگای کوچک می‌شوند. از این رو، رژیم‌های اول، دوم و چهارم در پهنه ۱، رژیم دوم در پهنه ۲، رژیم‌های اول و دوم در پهنه ۳ و ۴ و رژیم سوم در پهنه ۵ در ارتباط با پی‌سنگ پیشنهاد شده است که با تمرکز تنش‌ها سبب رویداد زمین‌لرزه‌های بزرگ می‌شود. همچنین روند تنش‌های فشارشی به دست آمده عمود بر امتداد ساختارهاست، به طوری که در پهنه‌های ۱، ۲، ۳ و ۵ رژیم تنش دوم و در پهنه ۴ رژیم اول، همگی عمود بر ساختارهای چین‌خورده و رانده‌ها هستند.

کلیدواژه‌ها: زمین‌لرزه، تنش، نوزمین‌ساخت، زاگرس، تحلیل وارون.

***نویسنده مسئول:** بهزاد زمانی قره‌چمنی

E-mail: b.zamani@tabrizu.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

کمربند کوهزایی زاگرس تقریباً ۱۵۰۰ کیلومتر طول و حدود ۲۵۰ تا ۴۰۰ کیلومتر پهنا دارد و از خاور ترکیه، در محل برخورد آن با گسل‌های شمال و خاور آناتولی، شروع می‌شود و تا خلیج عمان ادامه دارد و در جنوب خاور به پهنه فرورانش مکران ختم می‌شود (Tatar et al., 2002) و از دید سنی از جمله جوان‌ترین کوهزادهای دنیاست که هنوز هم به پایداری کامل نرسیده است و نرخ همگرایی در آن بیانگر ادامه فرایند فعال کوهزایی است.

رشته‌کوه‌های زاگرس که بخشی از چین‌خوردگی بزرگ آلپ-همالیای تشکیل می‌دهد در جبهه برخورد صفحه عربستان با صفحه ایران قرار دارد و در نتیجه ساختارهای فشاری پیچیده‌تری نسبت به دیگر مناطق کشور در این ناحیه شکل گرفته است.

زاگرس در حاشیه شمالی صفحه عربستان و روی پی‌سنگ دگرگونی پرکامبرین قرار گرفته است. از دیدگاه ساختاری، شکل‌گیری آن با حرکت همگرایی مداوم صفحه عربستان در جنوب باختر و خردقاره ایران مرکزی در شمال خاور، مرتبط است (Alavi, 1994; Berberian, 1995).

دنباله جنوب خاوری پهنه زاگرس توسط گسل ترادیس درون قاره‌ای میناب (گسل زندان) از حوضه مکران جدا می‌شود، ولی به سوی شمال باختر می‌توان زاگرس را تا بلندی‌های خاور عراق و جنوب خاور ترکیه دنبال کرد. زاگرس از دیدگاه زمین‌لرزه‌خیزی بسیار فعال است. بیش از ۵۰ درصد زمین‌لرزه‌های ایران که توسط شبکه‌های جهانی به ثبت رسیده‌اند (داده‌های دورلرزه‌ای) در گستره زاگرس روی داده است. از دید نوزمین‌ساخت زاگرس چین‌خورده در اثر حرکت رو به

شمال صفحه عربی و برخورد آن با صفحه ایران و در راستای شمال خاور- جنوب باختر فشرده می‌شود. به همین دلیل در حال حاضر زاگرس تحت تأثیر دگرشکلی ناشی از فشارهای زمین‌ساختی با روند جنوب باختری و شمال خاوری است که در نتیجه همگرایی و برخورد قاره‌ای است. دگرشکلی‌ها بیشتر هم‌راستای ساختارها و شکستگی آلیپی و پیش‌آلیپی است (آقانباتی، ۱۳۸۳). از این رو عملکرد مشترک این دو دگرشکلی روی هم سبب گسترش نوزمین‌ساخت و عامل کنترل‌کننده لرزه‌زمین‌ساخت و در نتیجه لرزه‌خیزی کانونی زاگرس است. بیشتر زمین‌لرزه‌های زاگرس بزرگی کمتر از ۶ ریشتر دارند و کم‌ژرفا (ژرفای حدود ۳۰ کیلومتر) هستند. همچنین بیشتر زمین‌لرزه‌های زاگرس در زیر رسوبات چین‌خورده رخ می‌دهد و زمین‌لرزه‌های مربوط به زیر پوسته قاره‌ای تقریباً وجود ندارد (آقانباتی، ۱۳۸۳).

۲- منطقه مورد مطالعه

در این پژوهش تعیین سوی تنش زمین‌ساختی با استفاده از زمین‌لرزه‌های روی داده در جنوب و جنوب باختر ایران در محدوده میان ۲۶ تا ۳۶ درجه عرض شمالی و ۴۴ تا ۵۷ درجه طول خاوری صورت گرفته است. ساختار زمین‌شناسی این منطقه ساده، ملایم و شامل مجموعه‌ای از رشته‌تاق‌دیس‌های بزرگ، نزدیک و به هم فشرده و با سطح محوری قائم و روند شمال باختری- جنوب خاوری است (Alavi, 2004). منطقه چین‌خورده زاگرس از یک سری چین‌های نامتقارن با محور شمال باختری- جنوب خاوری تشکیل شده است، تغییرات زیاد ستیرا در این منطقه و گوناگونی جنس از محلی به محل دیگر نشانه نوعی جنبش‌های خشکی‌زایی است. در جنوب خاور

وارون‌شدگی زمین‌ساختی و در موقعیت گسل‌های عادی کافت‌های اولیه به وجود آمده‌اند (Jackson & McKenzie, 1984). تا کنون در هیچ نقطه‌ای از زاگرس رخنومنی از پی‌سنگ مشاهده و در هیچ چاه نفتی یا گازی نیز گزارش نشده است. بنابراین همه اطلاعات از داده‌های ژئوفیزیکی و اطلاعات حاصل از بررسی چینه‌شناسی پی‌سنگ بیرون زده در ایران مرکزی و جنوب عربستان و نیز سنگ‌های نمکی هرمز به دست آمده است.

اندازه‌گیری‌های GPS دلالت بر این می‌کند که بیشتر تغییر شکل در زاگرس و در بخش پوشش رسوبی و پی‌سنگ بدون لرزه هستند (Hessami, 2002) و گسل‌های دیگری که به پی‌سنگ منسوبند، تنها توسط شواهد سطحی تأیید می‌شوند. ۱۴ گسل مهم در کمربند چین‌خورده-رانده زاگرس وجود دارد، بیشتر این گسل‌ها با استفاده از عکس‌های هوایی (McQuillan, 1991) یا تصاویر ماهواره‌ای (Barzegar, 1994) تشخیص داده شده‌اند. همچنین شواهد توپوگرافی و رسوبی و لرزه‌ای استفاده شده نیز نشانگر حضور این گسل‌ها هستند. به نظر (Bahroudi & Talbot, 2003) گسل‌های نظام‌آباد، سروک، بالارود و رازک گسل‌هایی هستند که در اثر اختلاف در میزان اصطکاک سطح جدایش به وجود آمده‌اند و تنها به پوشش رسوبی محدود می‌شوند، ولی گسل‌هایی مانند کازرون، کره‌بس و خانقین را شکستگی‌های پی‌سنگی می‌دانند که افزون بر تأثیر اصطکاک در امتداد آنها پی‌سنگ نیز جابه‌جا شده است.

(Jackson, 1980) عنوان کرده است که گسل‌های زاگرس، گسل‌های عادی اولیه‌ای هستند که در مزوزویک و در هنگام کافت‌زایی نوتیس به وجود آمده‌اند و امروزه به صورت وارون دوباره فعال شده‌اند. (Tatar et al., 2003) در بررسی خود که در زاگرس انجام داده است تجمع بالای لرزه‌ای را برای ۱۱ تا ۱۵ کیلومتر در نظر می‌گیرد. ساختارهای شکنایی که توسط (Navabpour & Barrier, 2010) در بازسازی میدان تنش به کار برده شده است هر کدام پهنه و سوی ساختاری متفاوتی نشان می‌دهد و بنابراین به نظر این پژوهشگران نمی‌توان یک میدان تنش میانگین برای زاگرس محاسبه کرد. در زاگرس ۱۰ درصد و یا کمتر از تغییر شکل پوسته بالایی مربوط به زمین‌لرزه‌هاست و بقیه تغییرات توسط خزش به وجود آمده‌اند؛ تغییرشکل‌های چیره غیرلرزه‌ای در این منطقه به دلیل ستبرای زیادی از رسوبات جدا شده توسط نمک از پی‌سنگ است (Jackson & McKenzie, 1988).

در ناحیه میناب دو واحد زمین‌ساختی-رسوبی زاگرس و مکران در مجاورت یکدیگر قرار می‌گیرند. مرز جدایی این دو واحد، منطبق بر گسلی است که به نام «گسل زندان» نامیده شده است. امروزه از آن به عنوان گسل میناب نیز یاد می‌شود (برگرفته از میرزایی، ۱۳۸۳).

پهنه گسلی زندان-میناب یک پهنه انتقالی میان برخورد زاگرس در باختر و فروارانش مکران در خاور است. این پهنه همچنین از شمال به سامانه گسلی ناینبد-گوک که مرز خاوری بلوک لوت است متصل می‌شود (Regard et al., 2005).

۴- داده‌ها

در این بخش ابتدا در ارتباط با داده‌هایی که در این پژوهش گردآوری، تصحیح و استفاده شده‌اند سخن گفته می‌شود. با توجه به اینکه داده‌های لرزه‌ای و به‌ویژه حل کانونی زمین‌لرزه‌ها در ایران بسیار کم و پراکنده است، برای کافی بودن داده‌ها برای انجام تحلیل تنش، در این پژوهش از همه داده‌هایی که از منابع مختلف امکان گردآوری آنها وجود داشت، بهره گرفته شده است.

در این ارتباط، برخی از داده‌ها از کاتالوگ‌های روی خط (online) همچون MOS, CMT و SED (که نشانی کامل آنها در بخش منابع ذکر شده است) و برخی دیگر نیز از مقالات منتشر شده توسط پژوهشگران مختلف (جدول ۱) همچون (McKenzie, 1972), (Jackson & McKenzie, 1984), (Jackson, 1992), (Berberian & Yeats, 1999) و (Berberian, 1997) گردآوری شده است.

زاگرس با در نظر گرفتن سوی محورهای فشاری و کششی برگرفته از سازوکارهای کانونی بیش از ۵۰۰ زمین‌لرزه روی داده در زاگرس، نسبت به بخش‌های باختری‌تر زاگرس متمایز شده است. در جدایش این محدوده مطالعاتی از زاگرس بررسی نوع سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها و محور اصلی ساختارهای چین‌خورده و گسل‌های عمده نیز نقش داشته است.

چینه‌شناسی زاگرس بسیار متغیر است و از اواخر پرمین و تریاس آغازین چینه‌های زاگرس، با پرمین دیگر نقاط ایران تفاوت می‌کند و حوضه‌ای با فرونشینی مداوم همراه با رسوب‌گذاری ممتد را تشکیل می‌دهد. در این حوضه ستبرای رسوبات دریایی بیش از چند هزار متر است که به‌طور همیشگی رسوبات پالئوزویک را در ناحیه زاگرس می‌پوشاند. ستبرای زیاد رسوبات نمک‌دار کامبرین پیشین در خاور زاگرس کاملاً مشابه رسوبات خاور عربستان و خاور ایران مرکزی است. به‌طور کلی رسوبات ستبر زاگرس تنها در آخرین مرحله کوهزایی آلپی یعنی زمان پلیو-پلیوستوسن چین‌خورده‌اند.

۳- زمین‌ساخت منطقه

ارزیابی خطر زمین‌لرزه در یک ناحیه به دانش زمین‌شناسی و شناخت گسل‌های فعال نیاز دارد؛ در نواحی که لرزه‌خیزی در ارتباط با گسل‌های فعال است مانند ایران مرکزی و البرز، گسل‌هایی که بتوانند زمین‌لرزه ایجاد کنند روی عکس‌های هوایی و یا ماهواره‌ای در بررسی‌های صحرایی قابل تشخیص هستند. ولی در مناطقی مانند زاگرس که از دید لرزه‌خیزی چشمه‌های لرزه‌ای، پهنه پراکنده‌ای وجود دارد و گسل‌های پی‌سنگ فعال توسط رسوبات فانروزویک پوشیده شده‌اند و نیز لایه‌های خمیرسان مانند سازند گچساران مانع از ایجاد گسلش سطحی هنگام رخداد زمین‌لرزه‌هایی با بزرگی بالا می‌شود، تشخیص گسل‌های لرزه‌ای با دشواری صورت می‌گیرد. در چنین مناطقی بررسی‌های زمین‌شناسی (زمین‌ساختی، چینه‌شناسی) و استفاده از شواهد توپوگرافی همراه با اطلاعات ریخت‌زمین‌ساخت و لرزه‌زمین‌ساخت به شناخت گسل‌های فعال کمک شایانی می‌کند. بیشتر زمین‌لرزه‌های زاگرس مربوط به پی‌سنگ بوده و در ارتباط با راندگی‌های پنهان است که از درون با چین‌های سطحی ارتباط پیدا می‌کنند (Berberian, 1995). بر این اساس بسیاری از گسل‌های فعال پنهان زاگرس ممکن است در هسته تاقدیس قرار داشته باشند (Berberian, 1995). بنابراین برآورد خطر زمین‌لرزه در زاگرس نمی‌تواند روی تعیین محل و مطالعه گسل‌های سطحی متمرکز باشد. به این ترتیب داده‌های لرزه‌ای، الگوهای ریخت‌زمین‌ساخت و تجزیه و تحلیل آنها با توجه به شواهد توپوگرافی و بررسی‌های زمین‌شناسی زیرزمینی، می‌تواند به تعیین مشخصه‌های زمین‌لرزه‌های آینده کمک کند. تفاوت بنیادین میان زاگرس شمال باختری و زاگرس جنوب خاوری، در سوگیری گسل‌های اصلی راست‌گرد و نیز رابطه آنها با راندگی‌های جوان و چین‌هاست. در زاگرس جنوب خاوری، گسل‌های امتدادلغز اصلی به‌طور مایل نسبت به روند اصلی زاگرس کشیده می‌شوند و با خمش تدریجی، در انتهای جنوب خاوری خود به چین‌ها و روراندگی‌های دارای روند شمال باختری- جنوب خاوری متصل می‌شوند (Bachmanov et al., 2004).

مشاهدات ساختارها، لرزه‌زمین‌ساخت و ژئودتیک نشان می‌دهد که در شمال باختر زاگرس، کوتاه‌شدگی موازی با گسل اصلی راندگی زاگرس (MZRF) و در مرکز زاگرس، کوتاه‌شدگی عمود بر گسل اصلی راندگی زاگرس است (Paul et al., 2010).

بر پایه شواهد ژئوفیزیکی و زمین‌شناسی و نیز بر پایه ژرفای کانونی زمین‌لرزه‌ها در راندگی‌های پی‌سنگی و در زیر نمک هرمز، باور بر این است که کمربند چین‌خورده-رانده زاگرس از کوتاه‌شدگی ستبر پوسته پیروی می‌کند (Moore, 1979). همچنین باور بر این است که گسل‌های رانده زاگرس در اثر

در پایان با گردآوری داده‌ها از همه منابع ممکن، ساختار آنها یکسان و پس از کنترل و اصلاح خطاهای ممکن از آنها استفاده شده است. در برخی موارد برای یک زمین‌لرزه بیش از یک سازوکار کانونی که توسط پژوهشگران مختلف حل شده و در منابع مختلف ارائه شده بود استفاده شد که در این صورت با توجه به روش حل، اعتبار منبع و شناختی که از زمین‌ساخت ناحیه وجود داشته، معتبرترین حل کانونی انتخاب شده است.

۵- روش تحلیل

در این مطالعه روش تحلیل وارون (2002) Angelier مورد استفاده قرار گرفته است. این روش با استفاده از داده‌های حل کانونی زمین‌لرزه‌ها تحلیل وارون را انجام می‌دهد. این شیوه تنسور تنش را به چهار مجهول کاهش داده و با حل چهار معادله چهار مجهولی به روش تحلیلی جواب را به دست می‌آورد.

روش یاد شده بر پایه تعریف معیار SSSC (Slip Shear Stress Component) یا مؤلفه تنش برشی لغزشی استوار است. این مؤلفه در سوی لغزش گسل عمل می‌کند و دارای دو ویژگی مهم است، نخست اینکه انتخاب میان صفحات گره‌ای نیاز نیست و دوم، محاسبات عددی را به کمترین مقدار ممکن می‌رساند و سبب می‌شود که زمان لازم برای حل ناچیز شود. همچنین این شیوه، روش مناسبی برای پالایش داده‌ها (با تکرار محاسبه و کنار گذاشتن داده‌های ناجور) به شمار می‌رود.

ولی در برخی تحلیل‌ها به دلایل مختلف همچون عملکرد بیش از یک رژیم تنش، همه داده‌ها در تحلیل متوسط تنش شرکت ندارند و بنابراین در این موارد تحلیل دیگری برای جدایش رژیم‌های تنش چندگانه به کار گرفته می‌شود.

در این پژوهش جدایش تنش‌های چندگانه (stress separation) بر پایه روش (1984 & 2004) Angelier روی داده‌ها به کار رفته است. در این روش جدایش تنش‌ها بر پایه روند دسته‌بندی دینامیک تعمیم داده شده (generalized dynamic clustering approach) صورت می‌گیرد. به دلیل به کمترین مقدار رسیدن تنش‌های عددی و نیاز نداشتن به انتخاب صفحات گره‌ای حل سازوکارهای کانونی، در روش تحلیل وارون نه تنها امکان فرآوری دسته داده‌های بزرگ به وجود می‌آید بلکه پالایش و جدایش داده‌ها و حالت‌های چندگانه تنش‌های ناحیه‌ای نیز شدنی می‌شود. بنابراین امکان بررسی گسترده غیر همگنی تنش به وجود می‌آید. همچنین در این شیوه از تحلیل، با انتخاب مقادیر متناسب و واقع‌بینانه در تحلیل، تعداد زیر دسته‌ها معمولاً کم و سطوح سازگاری آنها نیز با توجه به پراکنندگی داده‌ها بالاست (Angelier, 2004). به این ترتیب فرایند تغییر در متغیرهای اصلی و تکرار تحلیل وارون تنش آن قدر ادامه پیدا می‌کند تا در پایان حدود ۹۰ درصد مجموع داده‌ها در تحلیل تنش حضور داشته باشند. در این مطالعه تحلیل جدایش تنش‌ها با نرم‌افزار Dyngli (که توسط Angelier (2006) نوشته شده است) انجام گرفته است.

ابداع‌کننده این روش تحلیلی، در پژوهش خود عنوان می‌کند که به منظور به دست آوردن نتیجه بهتر باید محدوده مطالعاتی به بخش‌هایی تا حد امکان با زمین‌شناسی و زمین‌ساخت یکسان تقسیم شود. از این رو در این پژوهش با رسم نقشه‌های نمایشگر محور P، B و T و بررسی روند گسل‌ها، ساختارها و غیره، زاگرس به ۵ پهنه تقسیم شده است (شکل ۲) که تا حد امکان داده‌های سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها همگون باشند. سپس با انجام تحلیل جدایش تنش‌ها برای هر پهنه وضعیت تنش در هر پهنه مشخص شده است.

۶- جداسازی و بازسازی رژیم‌های تنش نوزمین‌ساختی در زاگرس بر پایه داده‌های لرزه‌ای

چنان که گفته شد در این پژوهش جدایش تنش‌های چندگانه بر پایه روش

در نتایج حاصل از این تحلیل (جدول ۱) در پهنه ۱، چهار رژیم به دست آمده که در رژیم اول تنش متوسط دارای میل ۷۵ درجه و به دلیل نزدیک به قائم بودن نشان‌دهنده وجود رژیم تنش امتدادلغز است. همچنین در رژیم‌های سوم و چهارم نیز تنش امتدادلغز حاکم بوده و در رژیم دوم، تنش کمینه دارای میل ۷۷ درجه و نشان‌دهنده چیرگی زمین‌ساخت فشاری در این رژیم است، که با در نظر گرفتن اینکه ۵۷ درصد داده‌ها (در برابر ۳۸ درصد برای رژیم دوم) در تحلیل تنش رژیم امتدادلغز شرکت کرده‌اند، می‌توان آن را رژیم چیره منطقه در نظر گرفت.

در پهنه ۲ در رژیم‌های اول و سوم تنش امتدادلغز و در رژیم دوم تنش فشاری حاکم است و به دلیل شرکت ۵۸ درصد از داده‌ها (در برابر ۲۰ درصد برای رژیم تنش اول و سوم) در تحلیل تنش، رژیم چیره بر منطقه رژیم فشاری است. در پهنه ۳ در رژیم اول تنش امتدادلغز، در رژیم دوم تنش فشاری و در رژیم سوم و چهارم تنش امتدادلغز چیره است.

در پهنه ۴ در رژیم اول تنش فشاری، در رژیم دوم تنش امتدادلغز و در رژیم سوم نیز تنش امتدادلغز حاکم است. در پهنه ۵ در رژیم اول، تنش امتدادلغز، در رژیم دوم تنش فشاری و در رژیم‌های سوم و چهارم نیز تنش امتدادلغز حاکم و با توجه به اینکه بیشتر داده‌ها در تحلیل تنش در پهنه ۳، ۴ و ۵ در رژیم امتدادلغز شرکت کرده‌اند در این سه پهنه رژیم امتدادلغز بر منطقه چیره است. شکل ۳ نتیجه جدایش این تنش‌ها را به صورت تریسمی به نمایش گذاشته است.

۷- بحث و نتیجه‌گیری

در این پژوهش با گردآوری لرزه‌های داده‌های لرزه‌ای در محدوده جنوب و جنوب باختر ایران وضعیت تنش‌های زمین‌ساختی در محدوده مطالعاتی برآورد شده است. همچنین برای به دست آوردن نتایج بهتر محدوده مطالعاتی به ۵ پهنه تقسیم شده است تا بخش‌های مختلف زاگرس که وضعیت ساختاری متفاوتی دارند تا حد امکان به پهنه‌های همگن‌تری تقسیم شوند. به این ترتیب تحلیل وارون تنش و جداسازی تنش‌ها این امکان را به وجود آورده است تا وضعیت تنش زمین‌ساختی و تغییرات آن در محدوده جنوب باختر و جنوب زاگرس مشخص شود. نتایج به دست آمده دلالت بر این دارد که تنش‌های فشارشی به‌طور چیره به‌صورت عمود بر روند کوهستان زاگرس یا به عبارتی عمود با روند جبهه برخورد ایران با عربی است و به‌طور فرعی تر تنش‌هایی به‌صورت موازی با روند رشته کوهستان به‌صورت فشارشی شکل گرفته‌اند و دسته سوم تنش‌ها که به‌صورت فرعی تر و به تعداد کمتر و از نوع کششی هستند با روند عمومی NE-SW شکل گرفته‌اند که دو نوع آخر تنش‌ها احتمالاً تنش‌های فرعی تابع و منتجه از تنش‌های اصلی هستند.

Gillard & Wyss (1995) در جنوب خاور زاگرس راستای بزرگ‌ترین تنش اصلی را با تحلیل تنش‌ها برابر ۱۳۷ درجه و افقی به دست آورده‌اند که این روند تنش با تنش پیشینه رژیم تنش سوم در این مطالعه در پهنه ۴ کاملاً منطبق است.

Navabpour & Barrier (2010) حالت‌های تنش در کمربند چین‌خورده و رانده زاگرس را در دو منطقه باختر و خاور زاگرس مورد مطالعه قرار دادند و رژیم تنش امتدادلغز با روند N-S برای محور σ_1 در باختر (پهنه ۱) و خاور (پهنه ۳) زاگرس به دست آورده‌اند که با رژیم‌های به دست آمده در این دو پهنه و سوی σ_1 رژیم سوم در پهنه ۳ مطابقت دارد. به نظر پژوهشگران یادشده چین‌خوردگی اصلی در زاگرس

شواهد زمین‌شناسی، زمین‌ریخت‌شناسی و لرزه‌شناسی نشان می‌دهد که زاگرس از شمال خاور به سوی جنوب باختر در حال بالا آمدگی است. همچنین، ساختارهای زاگرس از جنوب باختر به سوی شمال خاور جوان‌تر می‌شوند (Berberian, 1995). بررسی‌ها نشان می‌دهد که فعالیت زمین‌ساختی و مقدار بالا آمدگی در بخش‌های مختلف زاگرس متفاوت است (Nilforoushan et al., 2003; Vernant et al., 2004). از شواهد بالا آمدگی زاگرس می‌توان به رخداد زمین‌لرزه‌ها (Blanc et al., 2003؛ شکل ۶)، کوتاه‌شدگی تاقدیس‌ها، برش تاقدیس‌ها توسط رودخانه‌ها، پادگانه‌های بالا آمده و مئاندرهای رودخانه‌ای (Berberian, 1995)، بالا آمدگی کانال‌های آبیاری کهن (Hessami et al., 2006) و شواهد زمین‌ریختی بالا آمدگی چین‌ها مانند الگوی شبکه زهکشی (Piraste et al., 2011) اشاره کرد که عملکرد زمین‌ساخت جوان در زاگرس و تنش‌های جوان تحلیل شده در این پژوهش را تأیید می‌کند. در شکل ۵ وضعیت تنش‌های تحلیل شده در ارتباط با ساختارهای چیره چین‌خورده (محور چین‌ها) و رانده (امتداد اثر گسل‌ها) جوان زاگرس نمایش داده شده است (برگرفته از بربریان، ۱۳۵۴). این شکل نشان می‌دهد که روند تنش‌های فشارشی، عمود بر امتداد ساختارهاست. به طوری که در پهنه ۱ رژیم فشارشی دوم، در پهنه ۲ رژیم تنش دوم، در پهنه ۳ رژیم تنش دوم، در پهنه ۴ رژیم اول و در پهنه ۵ رژیم دوم همگی عمود بر ساختارهای جوان چین‌خورده و رانده‌ها هستند (با وجود اینکه روند ساختارها در زاگرس از شمال باختر به جنوب خاور از روند NW-SE به روند E-S تغییر می‌یابد).

این روندها با سوی بیشینه کوتاه‌شدگی افقی به دست آمده از محور چین‌های نئوژن که نتیجه کارهای بربریان (۱۳۵۴) است همخوانی نزدیکی نشان می‌دهد (شکل ۵). همچنین بررسی تنش‌های جداسازی شده در کل زاگرس در این پژوهش نشان می‌دهد که رژیم‌های تنش امتدادلغز با روندهای پیشنهادی مدل "زون برشی" برای پهنه زاگرس و سنندج - سیرجان توسط Mohajjel & Fergusson (2000) و نیز مدل ارائه شده توسط Sarkarinejad & Azizi (2008) همسو هستند؛ به طوری که رژیم‌های تنش اول، سوم و چهارم در پهنه ۱، رژیم‌های تنش اول و سوم در پهنه ۲، رژیم‌های تنش اول، سوم و چهارم در پهنه ۳، رژیم‌های تنش دوم و سوم در پهنه ۴ و رژیم‌های تنش اول، سوم و چهارم در پهنه ۵ دارای مؤلفه‌های امتدادلغز به موازات ساختارهای چین و گسل‌خورده و نیز روند عمومی پهنه زاگرس (NW-SE) هستند. چنان که گفته شد (Gillard & Wyss (1995) در جنوب خاور زاگرس راستای بزرگ‌ترین تنش اصلی را ۱۳۷ درجه و افقی به دست آورده‌اند و عنوان کرده‌اند با عدم قطعیت چشمگیری همراه بوده است؛ که این روند تنش نیز با تنش بیشینه رژیم تنش سوم در این مطالعه در پهنه ۴ کاملاً منطبق است. احتمالاً عدم قطعیتی که ایشان عنوان کرده‌اند می‌تواند به این دلیل باشد که در تحلیل ایشان جدایش تنش‌ها صورت نگرفته است و در برابر آن رژیم‌های دیگر در پژوهش اخیر به دست آمده است. با توجه به نتایج به دست آمده انتظار می‌رود در این بخش از زاگرس سازوکار زمین‌لرزه‌های پی‌سنگ با پوشش رسوبی متفاوت باشد که به دنبال آن نیز رژیم‌های تنش هر بخش با یکدیگر متفاوت خواهد بود. همانند چنین رفتاری در مطالعه پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه ۱۹۸۷ طیس دیده شده است (Zamani, 2011). از این رو می‌توان گفت که دو تنش متفاوت به دست آمده توسط Gillard & Wyss (1995) برای زاگرس همان رژیم‌های فشاری و امتدادلغز است که در هر پهنه از هم جدا شده‌اند.

سیاسگزاری

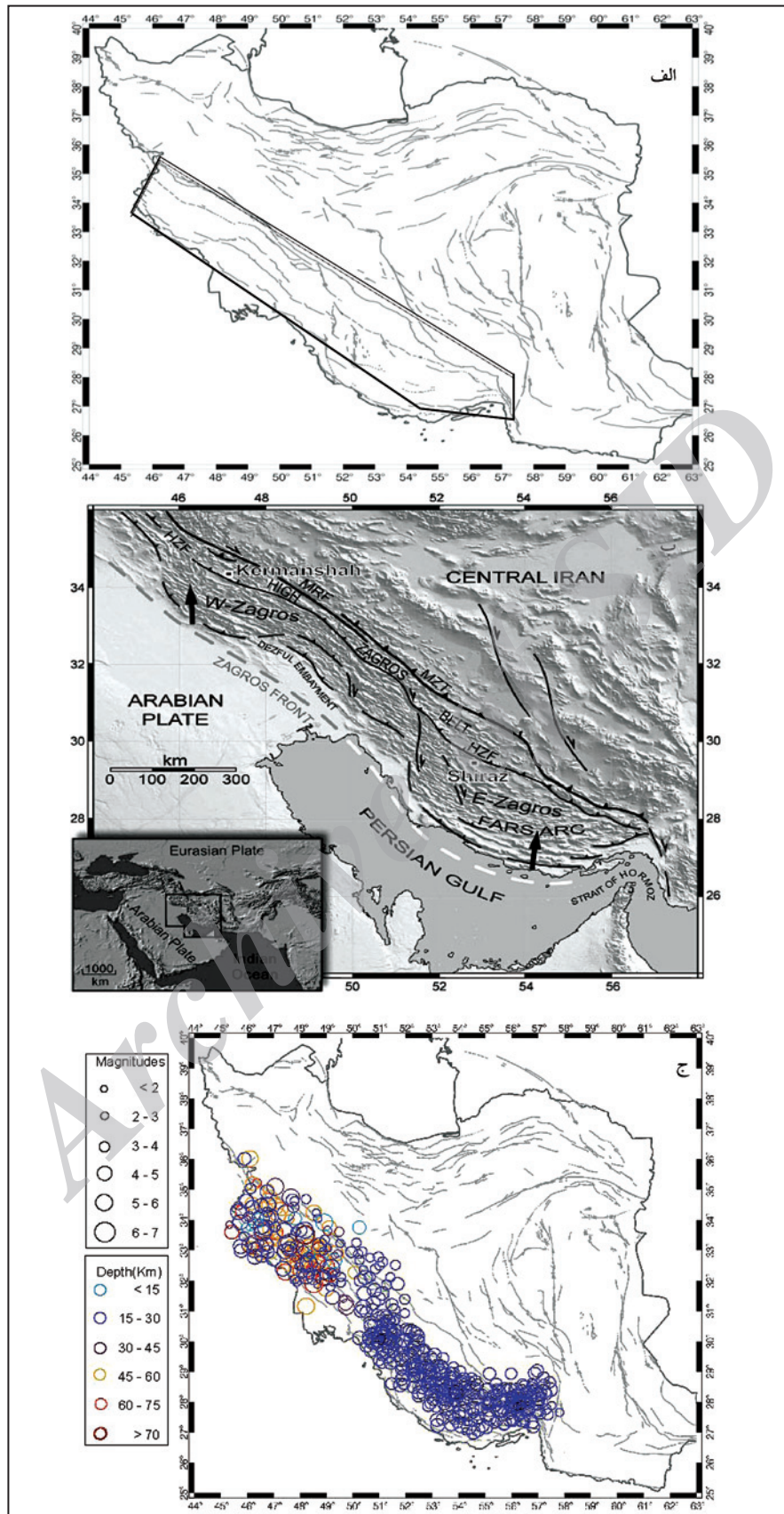
این پژوهش با حمایت دانشگاه تبریز انجام گرفته است که به این نحو از مسئولین این دانشگاه تشکر و قدردانی می‌شود.

اواخر الیگوسن شروع و اواخر میوسن به پایان رسیده است و به دلیل اینکه گسل‌ها چین‌خوردگی اولیه را قطع کرده‌اند، بنابراین میدان تنش پس از چین‌خوردگی به وجود آمده است (Navabpour & Barrier, 2010).

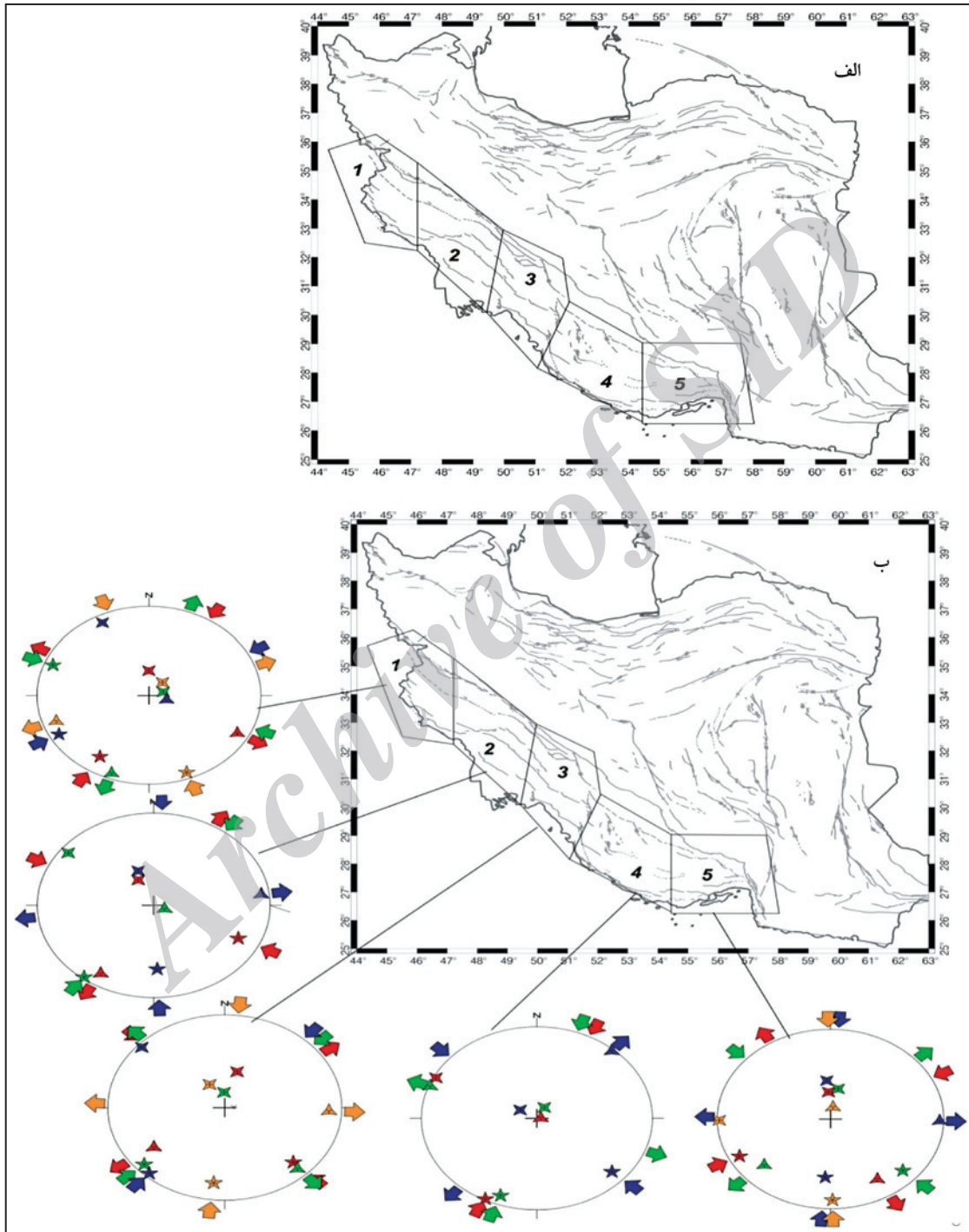
همچنین نتایج به دست آمده در بازسازی تنش در این پژوهش انطباق قابل ملاحظه‌ای با نتایج مطالعاتی پژوهشگران مختلف در ارتباط با اندازه‌گیری‌های ژئودتیک با GPS در ناحیه جنوب و جنوب باختر ایران که همه آنها روند جابه‌جایی پوسته را در این ناحیه در سوی شمال تا شمال باختر به دست آورده‌اند (Nilforoushan et al., 2003; Vernant et al., 2004; Vernant & Chery, 2006; McClusky et al., 2003; Masson et al., 2005 & 2007; Walpersdorf et al., 2006) دارد (شکل ۴-الف).

اندازه‌گیری‌های ژئودزی با GPS در سال‌های ۱۹۹۸ تا ۱۹۹۹ و ۲۰۰۱ نشان داد که نرخ فعلی کوتاه‌شدگی در سراسر جنوب خاور زاگرس حدود ۳ تا ۹ میلی‌متر در سال است و این در حالی است که این مقدار در شمال باختر زاگرس حدود ۳ تا ۵ میلی‌متر در سال است (Vernant et al., 2004). جهات جابه‌جایی پوسته تحلیل شده با ژئودزی GPS که پژوهشگران مختلف به دست آورده‌اند، نشان می‌دهد که کوتاه‌شدگی در سراسر زاگرس یکنواخت نیست و از سوی دیگر سوگیری میدان تنش کنونی و واتنش و لغزش کوتاه‌مدت نیز یکسان نیست که می‌تواند مرتبط با وجود رژیم‌های تنش چندگانه در زاگرس باشد. مرتبط با این نتایج رفتار متضاد لرزه‌ای است که در زاگرس متفاوت با برخی مناطق دیگر ایران دیده می‌شود که این رفتار در زاگرس با رویداد زمین‌لرزه‌های با فراوانی زیاد و با بزرگی پایین همراه است؛ در حالی که زمین‌لرزه‌های شمال و شمال خاور ایران یعنی البرز و کبه‌داغ از یک سو (Masson et al., 2005; Zamani et al., 2008) و شمال باختر ایران از سوی دیگر (Zamani & Masson, 2014) دارای فراوانی کمتر و بزرگی بالا هستند.

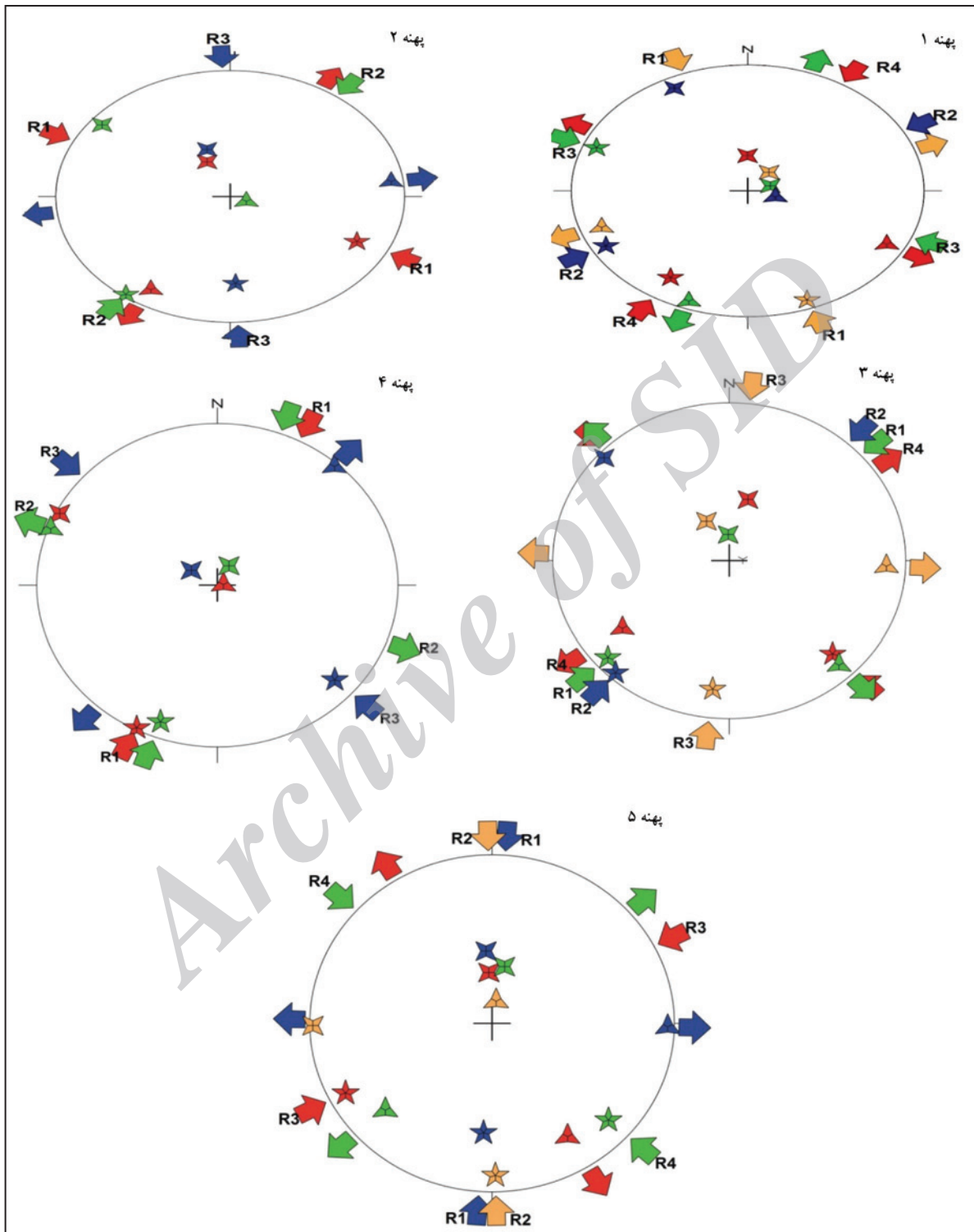
در این ارتباط سوگیری تنش‌های رژیم اول و سوم به دست آمده در پهنه ۱ و ۲، تنش‌های رژیم سوم و چهارم در پهنه ۳، تنش رژیم سوم در پهنه ۴ و تنش‌های رژیم‌های اول، دوم و چهارم در پهنه ۵ با سوی جابه‌جایی‌های پوسته به دست آمده از اندازه‌گیری‌های ژئودتیک انطباق خوبی نشان می‌دهد (شکل ۴). البته باید توجه داشت که نتایجی که با مطالعات ژئودزی به دست می‌آید تحلیل کینماتیکی حرکت پوسته است و این در حالی است که در این مطالعه وضعیت تنش در پوسته بررسی شده است و این دو کاملاً متفاوت و مستقل از هم هستند و از این رو تا حد زیادی می‌تواند تأیید کننده همدیگر باشند. با توجه به مدل زمین‌ساخت نازک پوسته که بسیاری از پژوهشگران (Sherkati & Letouzey., 2004; Sherkati et al., 2005; Paul et al., 2010; Hatzfeld et al., 2003; Hatzfeld & Molnar., 2010; Molinoro et al., 2005; Mouthereau et al., 2007; Yamato et al., 2011) در رابطه با زاگرس پیشنهاد داده‌اند در ارتباط با نتایج این مطالعات می‌توان گفت که رژیم‌های نام برده با در نظر گرفتن نزدیکی آن با نتایج روند اندازه‌گیری شده با ژئودزی به نظر می‌رسد مربوط به پوشش رسوبی باشند. بنابراین، رویداد زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی مکرر و به نسبت پیوسته با بزرگای کوچک تا متوسط دیده شده در زاگرس که با پراکندگی فراوان در سطح کمربند چین‌خورده - رانده زاگرس دیده می‌شوند (Bachmanov et al., 2004) احتمالاً به این رژیم‌ها که در بخش روئین و خمیرسان پوسته رفتار و زمین‌لرزه‌های کوچک و متوسط فراوانی را ایجاد می‌کند مربوط می‌شود. رژیم‌های دوم و چهارم در پهنه ۱، رژیم دوم در پهنه ۲، رژیم‌های اول و دوم در پهنه ۳ و ۴ و رژیم سوم در پهنه ۵ را نیز می‌توان به بخش‌های پایین‌تر پوسته نسبت داد و این در حالی است که احتمالاً زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر مرتبط با این رژیم‌ها هستند که با بخش‌های پایین‌تر و بخش پی‌سنگ بلورین مرتبط هستند و با تمرکز تنش‌ها سبب رویداد زمین‌لرزه‌های بزرگ می‌شوند.



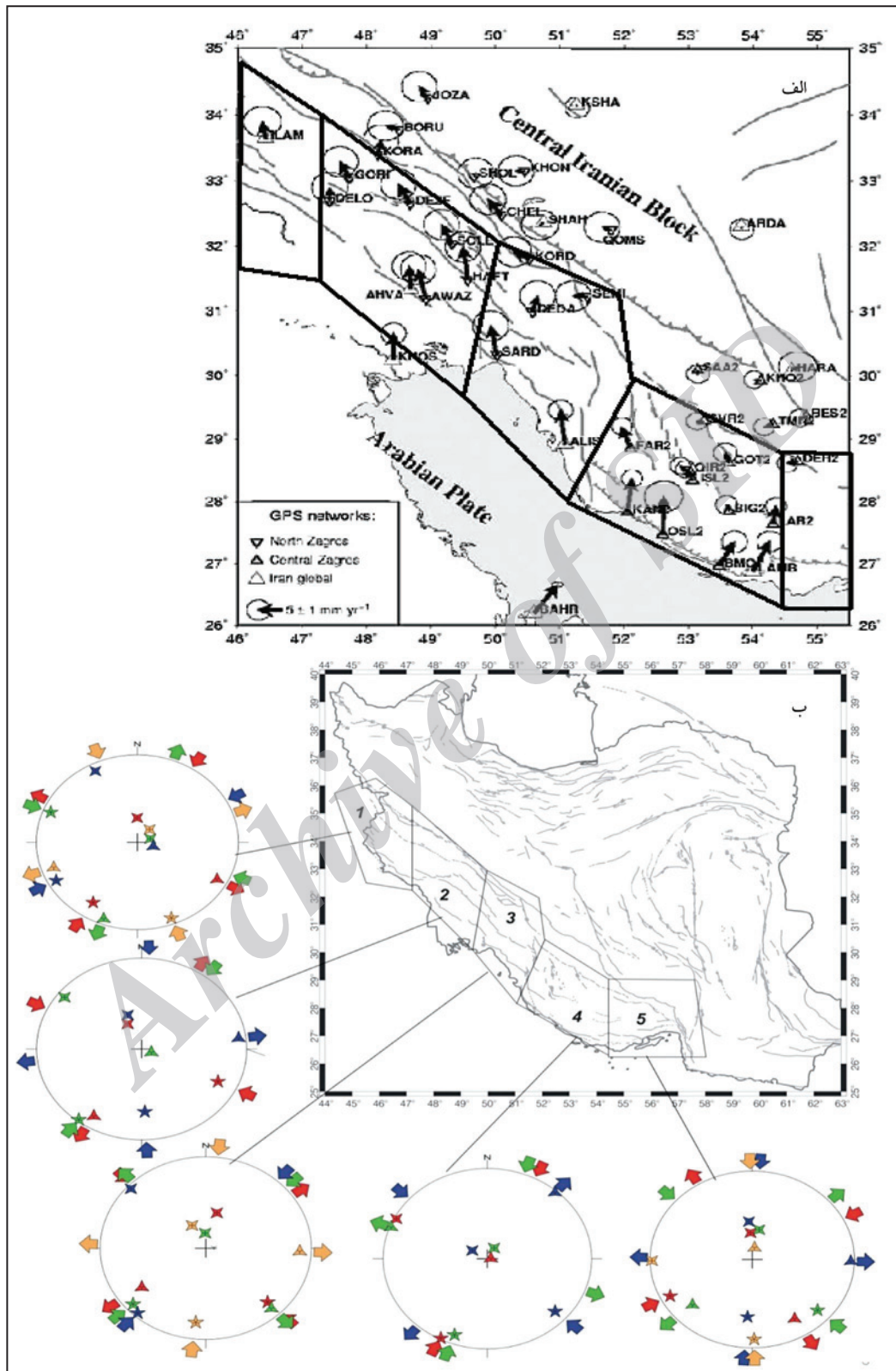
شکل ۱- نمایش موقعیت محدوده مطالعاتی. الف) نقشه موقعیت پهنه مطالعه شده در زاگرس؛ ب) نقشه مدل ارتفاعی رقومی محدوده مطالعاتی و گسل‌های اصلی زاگرس با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰۰؛ ج) زمین‌لرزه‌های دستگاهی در منطقه مورد مطالعه بر پایه کاتالوگ SED, CMT, MOS و همچنین بخش دیگری از زمین‌لرزه‌ها که از McKenzie (1972), Jackson (1992), Jackson & McKenzie (1984), Berberian (1997), Berberian & Yeats (1999) برگرفته شده‌اند.



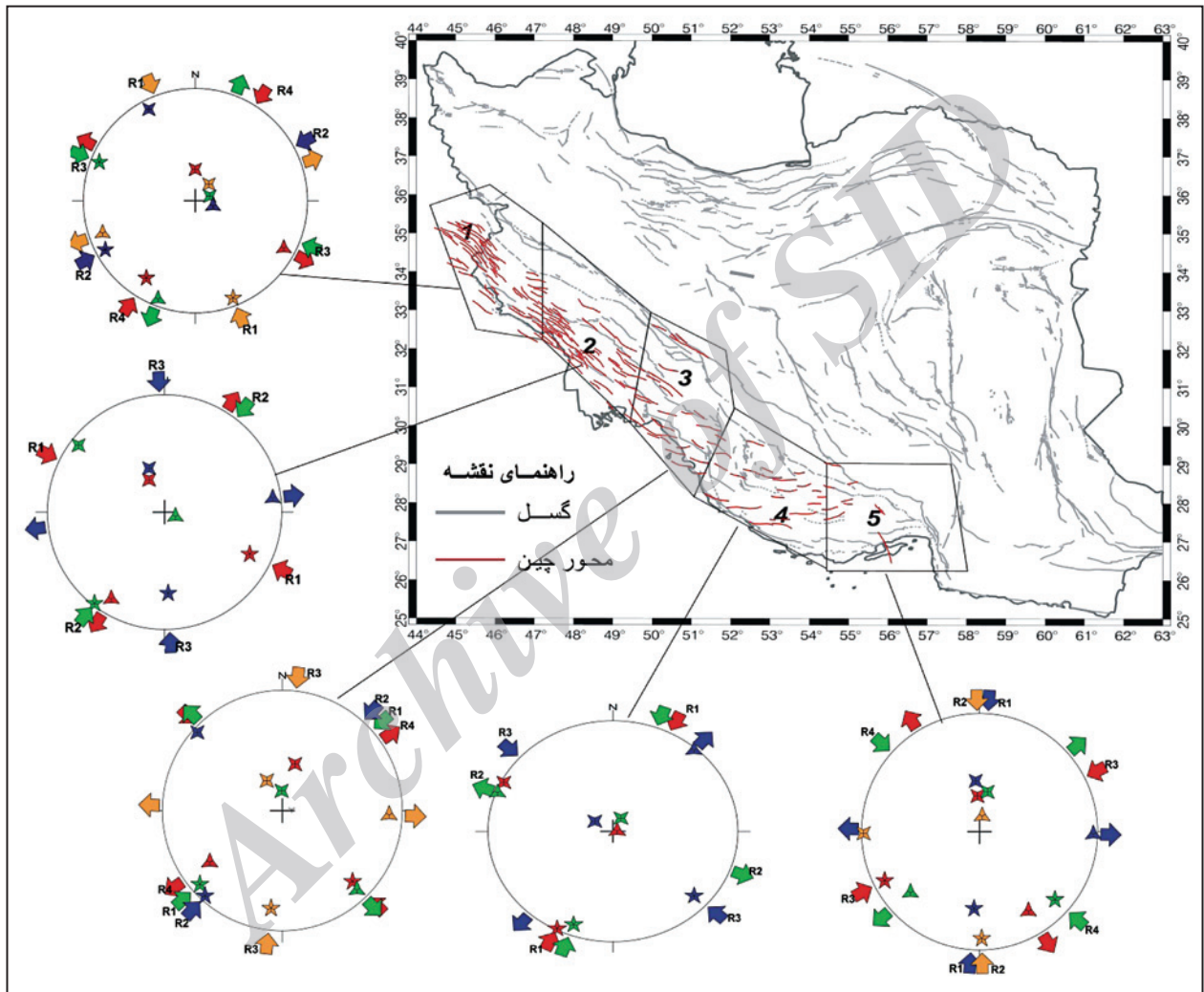
شکل ۲- الف) پهنه بندی بخش‌های مختلف زاگرس؛ ب) پهنه‌بندی و سوی تنش‌های جداسازی شده در هر پهنه.



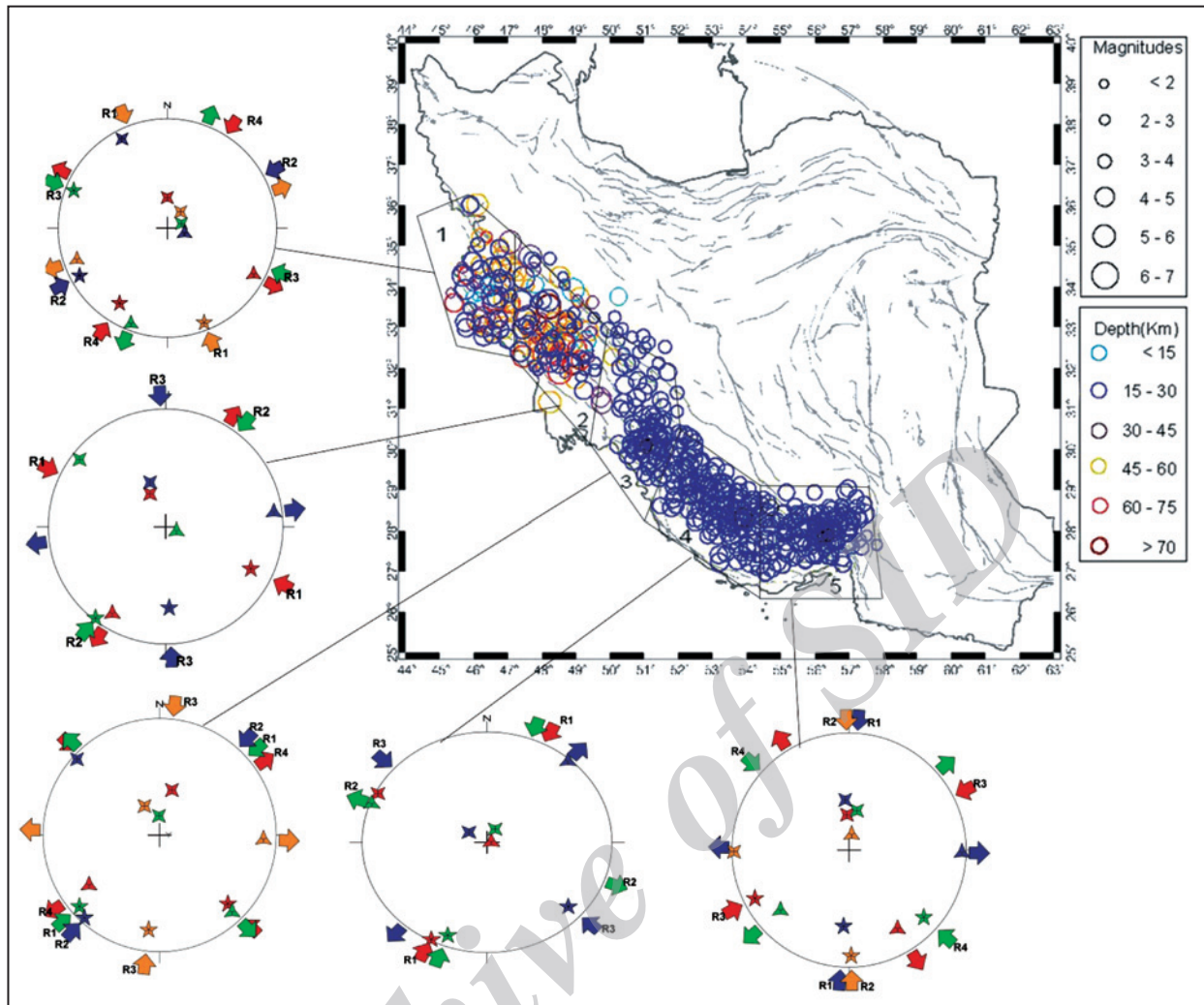
شکل ۳- نتایج تحلیل انجام شده برای جدایش و بازسازی رژیم‌های تنش لوزه زمین‌ساختی چندگانه (multiple) در پهنه ۱ تا ۵ زاگرس. در این تصویر تنش‌های فشارش و کشش با پیکان‌هایی برای هر تنسور تنش با رنگ‌های متفاوت نمایش داده شده. موقعیت σ_1 ، σ_2 و σ_3 در هر رژیم به‌ترتیب با ستاره‌های ۱، ۲ و ۳ مشخص شده و سرانجام سوی نهایی کشش یا فشارش با پیکان‌های توپر رنگی نشان داده شده‌اند.



شکل ۴- الف) سوی بردار سرعت در هر پهنه برگرفته از (Walpersdorf et al. (2006؛ ب) سوی تنش‌ها در هر پهنه.



شکل ۵- سوگیری گسل‌ها و چین‌های منطقه و سوی تنش‌ها در هر پهنه، نقشه پایه برگرفته از بربریان (۱۳۵۴).



شکل ۶- توزیع زمین‌لرزه‌ها همراه با سوی تنش‌ها.

جدول ۱- نتایج تحلیل انجام شده برای به دست آوردن رژیم های تنش نوزمین‌ساختی بر پایه داده‌های لرزه‌ای در پهنه ۱ تا ۵. ω_{acc} % آستانه پذیرفتنی برای مؤلفه لغزش تنش برشی بر حسب درصد و N_{acc} % درصد داده‌های شرکت کننده در هر تئور تنش که به دست آمده هستند. ویژگی‌های محورهای اصلی تنش σ_1 ، σ_2 و σ_3 به صورت روند (Trend) و میل (Plunge) بر حسب درجه آورده شده است؛ $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ نسبت شکلی تنش، ω_m % میانگین آستانه پذیرفتنی برای مؤلفه لغزش تنش برشی بر حسب درصد، τ_m^* میانگین نسبت تنش برشی به تنش برشی بیشینه، α_m میانگین زاویه میان بردار تنش برشی و مؤلفه لغزش تنش برشی بر حسب درجه هستند (Angelier, 2002).

		ω_{acc} %	N_{acc} %	σ_1	σ_2	σ_3	Φ	m°	m^α	τ_m^*			
پهنه ۱	R ₁	۲۵	۱۹	۱۵۹	۰.۸	۲۹	۷۵	۲۵	۱۳	۰/۳۶	۷۴	۲۶	۸۵
	R ₂	۲۵	۳۸	۲۴۱	۰.۹	۳۳۳	۰.۹	۱۰.۷	۷۷	۰/۳۹	۸۴	۱۴	۸۹
	R ₃	۲۵	۲۶	۲۹۲	۰.۹	۷۳	۷۹	۲۰.۱	۰.۷	۰/۵۷	۷۲	۲۳	۸۱
	R ₄	۲۵	۱۶	۲۱۲	۱.۹	۳۶۰	۶۷	۱۱۸	۱۱	۰/۴۳	۸۰	۱۶	۸۴
پهنه ۲	R ₁	۷۱	۲۰	۱۱۶	۲.۰	۳۳۴	۶۵	۲۱۲	۱۴	۰/۳۵	۷۹	۲۱	۱۶
	R ₂	۸۱	۵۸	۲۱۸	۰.۲	۳۰۸	۰.۸	۱۱۳	۸۲	۰/۴۳	۸۷	۱۷	۱۵
	R ₃	۷۰	۲۰	۱۷۷	۳.۱	۳۴۰	۵۷	۸۳	۰.۸	۰/۴۴	۸۰	۲۵	۱۸
پهنه ۳	R ₁	۲۰	۲۷	۲۲۸	۰.۹	۳۵۸	۷۷	۱۳۷	۱۰	۰/۴۸	۷۶	۲۰	۸۵
	R ₂	۲۰	۳۲	۲۲۲	۰.۵	۳۱۳	۰.۴	۰.۸۵	۸۴	۰/۵۷	۷۷	۱۸	۸۹
	R ₃	۲۰	۱۸	۱۸۷	۱.۹	۳۳۳	۶۷	۰.۰۲	۱۲	۰/۵۶	۸۰	۱۷	۸۱
	R ₄	۲۰	۲۲	۱۳۵	۱.۸	۰.۱۵	۵۷	۲۳۵	۲۷	۰/۴۶	۷۱	۲۰	۸۴
پهنه ۴	R ₁	۹۰	۴۴	۲۰.۷	۰.۱	۲۹۷	۰.۲	۰.۸۷	۸۷	۰/۵	۷۷	۱۸	۸۳
	R ₂	۶۵	۳۲	۲۰.۰	۱.۱	۰.۲۸	۷۹	۲۹۱	۰.۱	۰/۵۴	۷۷	۱۸	۸۳
	R ₃	۴۶	۲۲	۱۳۲	۱.۴	۳۰.۲	۷۶	۰.۴۱	۰.۲	۰/۴۹	۷۱	۲۰	۷۷
پهنه ۵	R ₁	۲۰	۲۸	۱۸۴	۳.۵	۳۵۶	۵۵	۹۱	۰.۴	۰/۵۲	۷۶	۱۸	۸۱
	R ₂	۲۰	۳۱	۱۷۹	۱.۱	۲۶۹	۰.۲	۰.۰۹	۴۹	۰/۵۳	۸۲	۱۵	۸۶
	R ₃	۲۰	۲۱	۲۴۳	۱.۱	۳۵۷	۶۵	۱۴۸	۲۲	۰/۱	۷۱	۲۶	۸۳
	R ₄	۲۰	۱۹	۱۳۲	۱.۵	۰.۱۱	۶۲	۲۲۹	۲۳	۰/۴۵	۷۶	۱۸	۸۲

کتابنگاری

آقانیاتی، ع.، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، ۶۰۶ ص.
 بربریان، ا.، ۱۳۵۴- نقشه تکتونیک و سائزمو تکتونیک ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران.
 میرزایی، ن.، ۱۳۸۳- ایالت‌های لرزه‌زمین‌ساختی ایران، سمینار آموزشی مبانی لرزه‌زمین‌ساخت و تحلیل خطر نسبی زمین‌لرزه.

References

- Alavi, M., 1994- Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran, new data and interpretations. *Tectonophysics*. v. 229, p. 211-238.
- Alavi, M., 2004- Regional stratigraphy of the Zagros fold – thrust belt of Iran and its proforeland evolution, *American Journal of Science*, v. 304, p. 1-20.
- Angelier, J., 1984- Tectonic analyses of fault slip data sets. *Journal of Geoph. Res*, Vol. 89, No. B7, pp. 5835-5848.
- Angelier, J., 2002- Inversion of earthquake focal mechanisms to obtain the seismotectonic stress (a new method free of choice among nodal planes) IV. *Geophys. J. Int*, 150: 588-609.
- Angelier, J., 2004- Inversion of earthquake focal mechanisms to reconstruct multiple seismotectonic stress regimes: Refining and separation processes. *Geophy. Research Abst*, Vol. 6,03901.
- Angelier, J., 2006- *Dyngli and Inviglisoftware*. Pierr and Mari Curri University press.
- Bachmanov, D. M., Trifonov, V. G., Hessami, K. T., Kozhurin, A. I., Ivanova, T. P., Rogozhin, E. A., Hademi, M. C. & Jamali, F. H., 2004- Active faults in the Zagros and central Iran. *Journal of Structural Geology*. 221-241.
- Bahroudi, A. & Talbot, C. J., 2003- The configuration of the basement beneath the Zagros Basin. *Journal of Petroleum Geology*. V: 26, no. 3, p. 257-282.
- Barzegar, F., 1994- Basement fault mapping of E Zagros folded belt (S.W. Iran) based on space born remotely sensed data. *Proceedings of the 10th Thematic conference on geologic remote sensing: exploration, environment, and engineering*. 10,455-466, San Antonio, Texas, USA.
- Berberian, M. & Yeats, R., 1999- Patterns of Historical Earthquake Rupture in the Iranian Plateau. *Bulletin of the Seismological society of America*, 89: 120-139.
- Berberian, M., 1995- Master blind trust faults hidden under the zagros fold: active basement tectonics and surface morphotectonics, *Tectonophysics*, vol:241,193-224.
- Berberian, M., 1997- Seismic sources of the Transcaucasian historical earthquakes. In: *H istorical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus* (D. Giardini and S. Balassanian, eds.), NATO ASI Series, 2. Environment- Vol. 28, 233-311, Kluwer Academic Press, the Netherlands.
- Blanc, E. J. P., Allen, M. B., Inger, S. & Hassani, H., 2003- Structural Style in the Zagros Simple Folded Zone, Iran, *Journal of the Geological Society*, London, 160, pp.401-412.
- CMT, Centroid Moment Tensor Catalogue, Harvard University, 2006- Department of geological Sciences, available online at: <http://www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html>.
- Gillard, D. & Wyss, M., 1995- Comparison of strain and Stress tensor orientation: Application to Iran and Southern California. *J. Geophys. Res.*, Vol. 100, No. B11, P. 22,197-22,213.
- Hatzfeld, D. & Molnar, P., 2010- Comparisons of the kinematics and deep structure of the zagros and Himalaia and of the Iranian and Tibetan plateause and Geodynamics implications, *Geophysical* ,2009 RG000304, 1-48.
- Hatzfeld, D., Tatar, M., Priestley, K. & Ghafory-Ashtiani, M., 2003- Seismological constrains on the crustal beneath the zagros mountain belt (Iran). *Geophys. J. Int.* , 155 , 403-410.
- Hessami, K., 2002- Tectonic history and present-day deformation in the Zagros fold-thrust belt, Dissertation for the degree of Doctor of Philosophy in mineralogy, petrology, and tectonics presented at Uppsala University collision tectonic Setting, *Tectonophysics*. 125349, 1-8.
- Hessami, K., Nilforoushan, F. & Talbot, G. J., 2006- Active Deformation within the Zagros Mountains Deduced from GPS Measurement, *Journal of the Geological Society*, London, 163, pp.143-148.
- Jackson, J. A. & McKenzie, D., 1984- Active tectonics of the Alpine- Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 77, 185-264.
- Jackson, J. A. & McKenzie, D., 1988- The relationship between plate motion and seismic moment tensors, and the rate of active deformation in the Mediterranean and Middele East, *Geophys.J.*,93, 45-73.
- Jackson, J. A., 1980- Reactivation of basement faults and crustal shortening in orogenic belts. *Nature*. 283, 343-346.
- Jackson, J., 1992- Partitioning of strik- slip and convergent Motion Between Eurasia and Arabia in Eastern Turkey. *Journal of Geophysical Research*, 97: 12,471-12,479.
- Masson, F., Anvari, M., Djamour, Y., Walpersdorf, A., Tavakoli, F., Daigni`eres, M., Nankali, H. & Van Gorp, S., 2007- Large-scale velocity field and strain tensor in Iran inferred from GPS measurements: new insight for the presentday deformation pattern within NE Iran. *Geophys. J. Int*. 170: 436-440.

- Masson, F., Chery, J., Martinod, J., Hatzfeld, D., Vernant, P., Tavakoli, F. & Ghafari-Ashtiani, M., 2005- Seismic versus aseismic deformation in Iran inferred from earthquake and geodetic data, *Geophys. J. Int.*, 160, 217-226.
- McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D. & Tealeb, A., 2003- GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions, *Geophys. J. Int.*, 155, 126– 138.
- McKenzie, D., 1972- Active tectonics of the Mediterranean Region. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 30., 109-165.
- McQuillan, H., 1991- The Role of Basement Tectonics in the Control of Sedimentary Facies, Structural Patterns and Salt Plug Emplacements in the Zagros Fold Belt of Southwest Iran. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*. V:5, N.14, Pages:453-463.
- Mohajjel, M. & Fergusson, C. L., 2000- Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. *Journal of Structural Geology*, volume 22, 1125 – 1139.
- Molinoro, M., Leturmy, P., Guezou, J. C., Frizonnedelamotte, D. & Eshraghi, S. A., 2005- The structure and kinematics of the southeastern zagros fold- trust belt , Iran :from thin skinned to thick – skinned tectonic, *Tectonics*, 24 ,TC 3007, doi: 10.1029/2004 Tc 001633.
- Moore, J. M., 1979- Tectonics of Najd transcurrent fault system, Saudi Arabia. *Journal of Geol. Soc. London*, 136, 441-454.
- Mouthereau, M., Tensi, J., Bellahsen, N., Lacombe, O., Boisgrollier, T. De. & Kargas, S., 2007- Tertiary sequence of deformation in a thin-skinned/ thick-skinned collision belt : The Zagros Folded Belt (Fars, Iran), *Tectonics*, vol.26.TC 5006,doi:10.1029/2007TC 002098.1-28.
- MOS, Mostriouk, A. O. & Petrov, V. A., 1994- Catalogue of focal mechanisms of Earthquakes 1964-1990, *Materials of World Data Center B.*, Moscow, pp. 87, available online at <http://www.brk.adm.yar.ru/russian/1-512/1-512-3e.htm>.
- Navabpour, P. & Barrier, E., 2010- Stress state in the zagros Fold-and-trust belt from passive margin to collision tectonic Setting, *Tectonophysics*, 125349, 1-8.
- Nilforoushan, F., Masson, F., Vernant, P., Vigny, C., Martinod, J., Abbassi, M., Nankali, H., Hatzfeld, D., Bayer, R., Tavakoli, F., Ashtiani, A., Doerflinger, E. , Daignie` res, M., Collard, P. & Che`ry, J., 2003- GPS network monitors.
- Paul, A., Hatzfeld, D., Kaviani, A., Tatar, M. & Péquegnat, C., 2010- Seismic imagin of the lithospherics structure of the zagros mountain belt (Iran),*Geophys*, 00565671, 1-15.
- Piraste, S., Pradhan, B. & Rizvi, S. M., 2011- Tectonic Process Analysis in Zagros Mountain with the Aid of Drainage Networks and Topography Maps Dated 1950-2001 in GIS, *Arabian Journal of Geoscience*,4(1-2).pp 171-180.
- Regard, V., Bellier, O., Thomas, J. C., Bourl`es, D., Bonnet, S., Abbassi, M. R., Braucher, R., Mercier, J., Shabanian, E., Soleymani, Sh. & Fegghi, Kh., 2005- Cumulative right-lateral fault slip rate across the Zagros–Makran, transfer zone: role of the Minab–Zendan fault system in accommodating Arabia–Eurasia convergence in southeast Iran. *Geophys. J. Int.* 162, 177–203.
- Sarkarinejad, K. & Azizi, A., 2008- Slip partitioning and inclined dextral transpression along the Zagros Thrust System, Iran. *Journal of Structural Geology* 30, 116–136.
- SED, SchweizerischerErdbebendienst, Swiss Seismological Service, 2006- available online at, <http://siesmo.ethz.ch/info/mt.html>.
- Sherkati, S. & Letouzey, J., 2004- Variation of structural style and basin evolution in the central Zagros (Izeh zone and Dezful Embayment), *Iran, Mar. Pet . Geol.*, 21, 535 – 554.
- Sherkati, S., Molinaro, M., Frizon de Lamotte, D. & Letouzey, J., 2005- Detachment folding in the Central and Eastern Zagros fold-belt (Iran): Salt mobility, multiple detachments and late basement control , *J. Struct. Geol.*, 27, 1680 – 1696.
- Tatar, M., Hatzfeld, D. & Ghafory-Ashtiany, M., 2003- Tectonics of the Central Zagros (Iran) deduced from microearthquake seismicity *Geophys. J. Int.* (2004) 156, 255–266.
- Tatar, M., Hatzfeld, D., Martinod, J., Walpersdorf, A., Ghafari-Ashtiany, M. & Chery, J., 2002- The present-day deformation of the central Zagros from GPS measurements. *Geophys. Res. Lett.* 29 (19), 1927. doi:10.1029/2002GL015427.
- Vernant, P. & Chery, J., 2006- Low fault friction in Iran implies localized deformation for the Arabia-Eurasia collision zone, *EPSL*, 246, 197–206.
- Vernant, Ph., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C. & Masson, J., 2004- Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS Measurements in Iran and northern Oman. *Geophys J. Int.*, 157: 381-398.
- Walpersdorf, A., Hatzfeld, D., Nankali, H., Tavakoli, F., Nilforoushan, F., Tatar, M., Vernant, P., Chéry, J. & Masson, F., 2006- Difference in the GPS deformation pattern of North and Central zagros,*Geophys.J.Int*(2006)167, 1077-1088.
- Yamato, P., Kaus, B., Mouthereau, F. & Castelltort, S., 2011- Dynamic constraints on the crustal- scale rheology of the zagros fold belt ,Iran, *Geology* ,v.39, no. 9.p.815- 818, doi:10.1130/G321361.
- Zamani, B. & Masson, F., 2014- Recent Tectonics of East (Iranian) Azerbaijan from stress state reconstructions, *Tectonophysics*, 611,61-82.
- Zamani, B., 2011- State of stress in the northern Tabas block, east-centralIran, as inferred from focal mechanisms of the 1978 Tabas earthquake sequence. *Central European Journal of Geosciences*, 3(1), 77-89, Springer.
- Zamani, B., Angelier, J. & Zamani, A., 2008- State of stress induced by plate convergence and stress partitioning in northeastern Iran, as indicated by focal mechanisms of earthquakes, *Journal of Geodynamics* 45 (2008) 120–132.