

# تغییرات تنش تکتونیکی در زاگرس با استفاده از وارون‌سازی سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها

شاهرخ پوربیرانوند<sup>۱\*</sup> و محمد تاتار<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup>استادیار، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

<sup>۲</sup>دانشیار، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۰۶/۱۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۱۰/۲۴

## چکیده

اطلاع از تغییرات تنش در منطقه زاگرس، واقع در جنوب باختری ایران برای مطالعه دگرشکلی ناشی از برخورد مایل بین صفحات اوراسیا و عربستان و برای درک زمین‌ساخت پیچیده حاکم بر منطقه لازم است. در این مطالعه، سازوکارهای کانونی زمین‌لرزه‌ها برای به‌دست آوردن حالت تنش در ۱۲ گروه از داده‌ها شامل رویدادهای دورلرزه‌ای و محلی در منطقه زاگرس مورد استفاده قرار گرفته‌اند. محورهای تنش تغییرات قابل توجهی در منطقه زاگرس به‌ویژه در اطراف خط عمان نشان دادند. تفاوت زاویه‌ای بین محورهای تنش بیشینه افقی به‌دست آمده و بردارهای حرکت صفحات زمین‌ساختی حاصل از مدل‌های جهانی از جنوب خاوری به شمال باختری در زاگرس افزایش می‌یابد. افزاز دگرشکلی با توجه به گسل‌ها و شکستگی‌های از قبل موجود و معرفی یک منطقه ضعیف در بخش شمال باختری زاگرس تحت تأثیر فعالیت گسل اصلی عهد حاضر می‌تواند این افزایش را توضیح دهد.

**کلیدواژه‌ها:** حرکت صفحات زمین‌ساختی، خط عمان، زمین‌لرزه، سازوکار کانونی، گسل، وارون‌سازی تنش، زاگرس.

\*نویسنده مسئول: شاهرخ پوربیرانوند

E-mail: shpour@ut.ac.ir

## ۱- پیش‌گفتار

غیر خطی است. مقالات مورد اشاره در بالا گستره متفاوتی از روش‌های عددی را برای وارون‌سازی تنش استفاده کردند و برخی فرضیاتی را برای خطی کردن مسئله در روش خود اضافه می‌کنند. Michael (1984) مسئله را با این فرض که بزرگ‌گرایش تنش برشی بر روی تمام گسل‌های ضعیف مشابه هستند خطی کرد. تمام این رهیافت‌های مختلف می‌توانند نتایج مختلفی را به‌ویژه با برآوردهای خطای متفاوت به دست دهند. روش وارون‌سازی جستجوی شبکه‌ای از Gephart & Forsyth (1984) رویکرد نوینی را در انحراف زاویه‌ای با اندازه‌گیری‌های عدم انطباق (misfit) معرفی کرد. قبلاً زاویه عدم انطباق معمولاً به عنوان زاویه بین تنش برشی تخمین زده شده و جهت لغزش دیده شده در صفحه گسل تعریف می‌شد. (Gephart & Forsyth, 1984) نشان دادند که این کار به طور ضمنی تنها خطاها را در جهت لغزش بررسی می‌کند نه در جهت گیری صفحه. آنها در عوض زاویه عدم انطباق را به عنوان زاویه چرخش کمینه بین جهت لغزش مشاهده شده و خانواده‌ای از هندسه‌های گسل قابل قبول تعریف کردند. (Lund & Slunga, 1999) بر مبنای روش Gephart & Forsyth (1984) روشی را بنا نهادند که از روش‌های نوآورانه‌ای در تشخیص صفحه گسلی استفاده کرد. این روش در مطالعه حاضر به کار گرفته شده است.

در مطالعه حاضر تلاش شده است تنش حاکم بر پوسته در گستره زاگرس با استفاده از وارون‌سازی سازوکارهای کانونی زمین‌لرزه‌ها برآورد شود. در این راستا سعی شده است از تمام سازوکارهای کانونی معتبر منتشر شده در دسترس در مورد زمین‌لرزه‌های رخ داده در این پهنه پویای لرزه‌زمین‌ساختی استفاده شود. سپس راستاهای تنش بیشینه به‌دست آمده با بردارهای حرکت صفحات زمین‌ساختی به دست آمده از یکی از مدل‌های جهانی (DeMets et al., 1994) مقایسه شده و سعی در تفسیر اختلاف زاویه‌ای مشاهده شده بین این دو راستا در نواحی شمال باختری زاگرس با توجه به شواهد موجود شده است.

## ۲- زمین‌ساخت زاگرس

همگرایی بین صفحه‌های عربی در جنوب باختری و اوراسیا در شمال خاوری به بسته شدن کامل اقیانوس نتوتیس و تشکیل منطقه برخورد قاره‌ای زاگرس منجر شد (Jackson & McKenzie, 1984). حرکت نسبی شمال-شمال خاوری صفحه عربی

ایران سرزمین لرزه‌خیزی است که زمین‌لرزه‌های بزرگ بسیاری را همراه با تلفات و خسارات فراوان تحمل کرده است. از طرفی رشد فناوری و صنعت در عرصه‌های مختلف لزوم برخورداری از دانش کافی در رابطه با شناخت زمین را به ضرورتی انکار ناپذیر بدل کرده است. در طی سده گذشته پیشرفت خوبی در زمینه اندازه‌گیری نیروهای مؤثر بر سنگ‌ها حاصل شده است. پیشرفت در مهندسی عمران، معدن و نفت باعث رونق یافتن توسعه فناوری‌های اندازه‌گیری تنش شد که همچنان ادامه دارد. در زمین‌شناسی و ژئوفیزیک نیز لزوم برآورد کمی نحوه توسعه ساختارهای چین‌خورده، حرکت بر روی گسل‌های مسبب زمین‌لرزه و مانند آن، رو به افزایش است. امروزه بررسی‌های مختلفی روی سامانه‌های گسلی با عنوان تحلیل لغزش گسل‌ها انجام می‌شود. روش‌های متفاوتی در این زمینه وجود دارد که به دو دسته سینماتیک و دینامیک تقسیم می‌شوند. بنا به تعریف، مطالعات سینماتیک شامل توصیف دگرشکلی یا حرکات در داخل منطقه یک چشمه لرزه‌ای بدون اشاره به تنش‌ها یا نیروهای مؤثر است، در حالی که بررسی دینامیک که مد نظر این مطالعه است تنش‌ها یا نیروهای مسئول تولید حرکت امواج لرزه‌ای را مورد بررسی قرار می‌دهد (Aki & Richard, 2002).

اصول اولیه لغزش بر روی یک گسل با جهت گیری دلخواه در یک میدان تنش توسط Wallace (1951) و Bott (1959) فرمول‌نویسی شد. Bott (1959) همچنین پیشنهاد داد که لغزش بر روی هر صفحه گسل در امتداد تنش برشی به‌دست آمده بیشینه اتفاق می‌افتد (معیار بات) و نشان داد که جهت تنش برشی به جهت صفحه گسل در میدان تنش و بزرگای نسبی تنش متوسط R بستگی دارد ولی به بزرگ‌گرایش واقعی تنش‌های اصلی وابسته نیست. Bott (1959) پیشنهاد داد که معادلات او می‌تواند برای تعیین راستاهای تنش و R مورد استفاده قرار گیرد. ولی تنها پس از Carey & Brunier (1974) بود که از معیار Bott برای وارون‌سازی حالت علی تنش استفاده شد. Carey & Brunier (1974) این فرض را که حرکت نشان داده شده توسط تمام شیارها (striae) با یک تانسور مشترک منفرد ایجاد شده است اضافه کردند. تحلیل آنها توسط تعدادی از مؤلفان (Angelier, 1979; Angelier, 1984; Michael, 1984) توسعه و بسط داده شد. وارون‌سازی اندازه‌گیری‌های صفحه گسل بدون محدودیت‌های دیگر غیر از همگن بودن تنش و معیار بات فرایندی به شدت

مطالعات GPS نشان دادند که کوتاه‌شدگی شمالی - جنوبی در بخش‌های مختلف زاگرس متفاوت است. این تفاوت شامل بیشینه‌ای معادل با  $9 \text{ mm/yr}$  در بخش‌های جنوب خاوری تا کمینه‌ای در حدود  $4 \text{ mm/yr}$  در بخش‌های شمال باختری می‌شود (Vernant et al., 2004; Walpersdorf et al., 2006). اگر چه لرزه‌خیزی در زاگرس شدید است اما سهم ممان‌های لرزه‌ای آزاد شده توسط زمین‌لرزه‌ها در همگرایی کلی نسبتاً کوچک است (Jackson & McKenzie, 1988; Masson et al., 2005). مدل جدید سینماتیکی دگرشکلی در زاگرس نشان می‌دهد که کوتاه‌شدگی خالص در جنوب خاوری زاگرس و کوتاه‌شدگی مایل در شمال باختری آن اتفاق می‌افتد (Talebian & Jackson, 2004). سازوکارهای کانونی نیز این ملاحظات را تأیید می‌کنند. حرکت تفاضلی بین این دو فرایند کوتاه‌شدگی عمدتاً توسط گسل کازرون تأمین می‌شود (Walpersdorf et al., 2006; Hatzfeld et al., 2010). افزاز دگرشکلی که در اینجا به معنای مشاهده سازوکارهای ترکیبی شامل گسلش امتدادلغز و رانده بر روی گسل‌های نزدیک به هم است به علت برخورد مایل بیشتر در بخش‌های مرکزی و شمال باختری زاگرس به صورت گسل‌های امتدادلغز یا معکوس با مؤلفه امتدادلغز چیره دیده می‌شود. از سوی دیگر در بخش‌های جنوب خاوری زاگرس افزاز دگرشکلی به شکل مؤثری به چشم نمی‌خورد و کوتاه‌شدگی عمود بر کمربند راندگی نقش اصلی را در دگرشکلی منطقه ایفا می‌کند.

### ۳- سازوکارهای کانونی

از آنجا که گسیختگی سطحی توأم با فعالیت لرزه‌ای در زاگرس کمیاب است، بیشتر اطلاعات موجود در مورد گسلش فعال در این منطقه از زمین‌لرزه‌ها به دست آمده است (Talebian & Jackson, 2004). زمین‌لرزه‌ها در زاگرس عمدتاً کم‌ژرفا با بزرگای حداکثر ۷ هستند. معمولاً نسبت دادن زمین‌لرزه‌ها به گسلی خاص به علت وجود پوشش رسوبی ستر دشوار است (McQuarrie, 2004). لرزه‌خیزی در زاگرس توسط تعداد زیاد رویدادهای لرزه‌ای با بزرگای کوچک از دیگر مناطق ایران متمایز می‌شود. زمین‌لرزه‌های گزارش شده توسط مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (IRSC) و پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (IIEES) برای بررسی لرزه‌خیزی منطقه مورد استفاده قرار گرفته‌اند (شکل ۱). به نظر می‌رسد که لرزه‌خیزی به طور یکسان در سراسر زاگرس توزیع شده باشد اما کاهش نسبی در لرزه‌خیزی در بخش‌های شمال باختری نسبت به بخش‌های مرکزی و جنوب خاوری به چشم می‌خورد. داده‌های مورد استفاده در این مطالعه شامل سازوکارهای حل شده به روش CMT برای منطقه مورد مطالعه افزون بر سازوکارهای کانونی حل شده به روش مدل‌سازی شکل موج یا پلاریته گزارش شده در مقالات علمی معتبر بین‌المللی برای منطقه مورد مطالعه هستند. سازوکارهای کانونی معتبر حل شده برای زمین‌لرزه‌های محلی ثبت شده توسط شبکه‌های لرزه‌نگاری محلی نصب شده در بخش‌های مختلف زاگرس توسط پژوهشگاه زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله در حدود نیمی از پایگاه داده مورد استفاده در این پژوهش را تشکیل می‌دهند (Tatar et al., 2004; Yamini-Fard et al., 2006; Yamini-Fard et al., 2007; Gholamzadeh et al., 2009; Sepahvand et al., 2012). با توجه به دقت و اطمینان بالا در نتایج به دست آمده، این شبکه‌ها سهم به‌سزایی در این مطالعه دارند.

دقت در تعیین مکان زمین‌لرزه‌های بزرگ (بزرگ‌تر از  $4/5$ ) با استفاده از داده‌های دورلرزه‌ای به علت کافی نبودن چگالی ایستگاه‌ها در منطقه مورد مطالعه با محدودیت روبرو است و عدم قطعیت در تعیین موقعیت رو مرکز معمولاً در بهترین حالت در حدود ۱۰ کیلومتر است (Engdahl et al., 2006). توزیع ژرفای کانونی زمین‌لرزه‌ها در منطقه زاگرس به وسیله مدل‌سازی شکل موج امواج درونی P و SH زمین‌لرزه‌های متوسط تا بزرگ مورد بررسی قرار گرفته است. بیشتر زمین‌لرزه‌ها در

نسبت به اوراسیا از باختر به خاور با نرخ  $25-18$  میلی‌متر بر سال افزایش پیدا می‌کند و قطب این چرخش در آفریقای شمالی واقع شده است (Walpersdorf et al., 2006). این حرکت باعث سترشدگی پوسته در منطقه زاگرس و به وجود آمدن سامانه‌های گسلی رانده و امتدادلغز در آن شده است.

حوضه‌های ساختاری مختلفی در زاگرس وجود دارند. کمربند چین‌خورده و رانده زاگرس (ZFTB) را می‌توان به دو حوضه ساختمانی تقسیم کرد: کمربند چین‌خورده ساده (SFB) و کمربند زاگرس مرتفع (HZB) (Bahroudi & Koyi, 2003; McQuarrie, 2004; Sherkat et al., 2005). چین‌هایی با طول موج منظم که مناطق وسیعی را پوشش می‌دهد به نمایش می‌گذارد. این ناحیه توسط گسل‌های عمده پنهان متعددی بریده می‌شود و در محدوده آن به سمت شمال خاور به طور تدریجی به ارتفاع افزوده می‌شود (Berberian, 1995; Agard et al., 2011). HZB کمربند چین‌خورده - رانده زاگرس در باختر ایران فعال‌ترین کوهزایی در برخورد قاره‌ای صفحات اوراسیا و عربستان است و حدود یک سوم از کل میزان همگرایی را در خود جای می‌دهد (Vernant et al., 2004). کمربند زاگرس مرتفع (HZB) در حد شمال خاوری حاشیه غیرفعال عربی سابق قرار گرفته است و راندگی اصلی زاگرس (MZT) و گسل اصلی عهد حاضر (MRF)، آن را که توسط چین‌ها و راندگی‌های دارای رویه NW-SE شناخته می‌شود از ریز صفحه ایران مرکزی جدا می‌کنند (Berberian, 1995; Agard et al., 2005; Paul et al., 2006). جبهه برخورد در منطقه زاگرس توسط خط ناپیوسته گسل جبهه کوهستان (MFF) مشخص می‌شود. زون متامورفیک سندج-سیرجان (SSMZ) و کمان ماگمایی ارومیه-دختر (UDMA) که دو زون موازی واقع در شمال خاوری MZT هستند در نتیجه فروانش پوسته اقیانوسی نتوتیس به زیر حاشیه فعال قاره‌ای ایران به وجود آمده‌اند.

سازوکارهای چین‌خوردگی مشخصی شامل چین‌خوردگی جدایشی (detachment folding) و فشارشی (forced folding) در مناطق مختلف زاگرس دیده می‌شوند. چین‌خوردگی جدایشی در هم پیچش رسوبات در امتداد دکولمان‌ها هستند (Nissen et al., 2011). در زاگرس معمولاً سازند هرمز متعلق به پروتروزوییک پسین و تبخیری‌های گچساران متعلق به میوسن، دکولمان‌ها را تشکیل می‌دهند (Jackson, 1980). چین‌خوردگی فشارشی مستلزم ارتباط بین تاقدیس‌های سطحی و یک راندگی کور که در پوشش رسوبی مدفون شده است، می‌باشد. در مناطقی که این سازوکار غالب است راندگی‌های کور معمولاً دارای شیب به سمت شمال هستند و در بخش پایین پوشش رسوبی (McQuarrie 2004; Alavi, 2007) و یا در پی سنگ (Berberian, 1995) قرار گرفته‌اند. به نظر می‌رسد که دگرشکلی نازک پوست (Thin skinned) ناشی از چین‌خوردگی پوشش رسوبی جدا شده از پی سنگ توسط تبخیری‌ها و دگرریختی ستر پوست (thick skinned) در اثر گسلش پی‌سنگی در SFB به طور یکنواخت توزیع شده باشد (Talebian & Jackson, 2004) اما لایه‌های نمک بیشتر در جنوب خاوری زاگرس که حدود آن به وسیله گسل کازرون در باختر و خط عمان در خاور معین شده گزارش شده‌اند (Hatzfeld et al., 2010).

گسلش معکوس پی‌سنگی که توسط اشکال ریخت‌شناسی دیده شده در منطقه پشتیبانی می‌شود (Berberian, 1995) یکی از سازوکارهای اصلی کوتاه‌شدگی در زاگرس است (Mouthereau et al., 2012) ولی حرکت ناشی از همگرایی در منطقه همچنین گسل‌های امتدادلغز در بخش‌های مختلف زاگرس را موجب می‌شود (Hessami et al., 2001). گسل MRF با راستای شمال باختری - جنوب خاوری و نیز فعال‌ترین پاره آن از نظر لرزه‌ای، گسل درود، موارد شناخته شده‌ای از این نوع گسل‌ها هستند. گسل کازرون در جنوب خاوری MRF (شکل ۱) مثال مهم دیگری از گسل‌های عمده فعال و امتدادلغز دارای امتداد شمالی جنوبی است که میراث به‌جامانده از سامانه گسلی پروتروزوییک مربوط به پی‌سنگ پان‌آفریکن است (Talbot & Alavi, 1996).

دگرشکلی بیشتر در زاگرس شمال باختری، جایی که جهت بردار عربی - اوراسیا نسبت به زاگرس مایل است و باعث گسلسش‌های امتدادلغز بیشتری می‌شود، دیده می‌شود. از طرفی در زاگرس جنوب خاوری، جایی که برای کوتاه‌شدگی بر امتداد زاگرس عمود است گسلسش‌ها عموماً از نوع راندگی هستند.

سازوکارهای کانونی موجود در زاگرس با توجه به موقعیت مکانی آنها در ۱۲ گروه از داده‌ها تقسیم‌بندی شدند (شکل ۱). در این تقسیم‌بندی سعی شد ضمن حفظ همگونی بین گروه‌های داده تا حد ممکن، سراسر زاگرس پوشش داده شود و با تشکیل بیشترین تعداد گروه‌ها از تمام داده‌های موجود برای تعیین بهتر نحوه تغییرات تنش در زاگرس استفاده گردد. تغییرات ژرفا به دلیل کافی نبودن قدرت تفکیک عمقی بخش عمده‌ای از داده‌های مورد استفاده (داده‌های دورلزه‌ای) در گروه‌بندی دخالت داده نشد، بنابراین رویدادها در ژرفای مختلف در گروه‌ها یافت می‌شوند. این مطلب بیانگر آن است که بیشتر برآوردهای تنش، به استثنای داده‌های مربوط به بروجن و درود، جایی که بخش قابل توجهی از رویدادها در پوشش رسوبی روی می‌دهند، در مورد پی‌سنگ هستند.

از تجربیات گذشته (Keiding et al., 2009; Lund & Bödvarsson, 2002) می‌دانیم که حداقل ۲۰ تا ۳۰ زمین‌لرزه در هر گروه لازم است تا بتوان نتایج بهینه‌ای از وارون‌سازی سازوکارهای کانونی به دست آورد. وارون‌سازی‌های آزمایشی با استفاده از داده‌های موجود در زاگرس نشان داد که با این شرایط تانسور تنش به خوبی تعیین می‌شود. اگر داده‌های یک گسل یا روی گسل‌های مشابه واقع شده باشند، آنچنان که در پس‌لرزه‌ها دیده می‌شود، این رویدادهای شبیه به هم، در مقید کردن وارون‌سازی تنش نقشی ایفا نمی‌کنند و می‌توان همه آنها را به جز یکی از وارون‌سازی کنار گذاشت (Lund & Bödvarsson, 2002). باید اشاره شود که به علت کمبود سازوکار کانونی در گروه‌های ۶ و ۷ یک همپوشانی بین این دو گروه وجود دارد که غیر قابل اجتناب است.

در شکل ۲ تمام سازوکارهای کانونی با توجه به نوع گسلسش با استفاده از دیگرام‌های کاگان (Kagan, 2005) دسته‌بندی شده‌اند ضمن اینکه بزرگای زمین‌لرزه‌ها نیز به شکل قطر دایره مربوط به رویدادهای لرزه‌ای به دیگرام‌ها اضافه شده است. همین‌طور که در شکل دیده می‌شود بیشتر زمین‌لرزه‌های گستره زاگرس که سازوکار کانونی آنها در دست است از نوع وارون هستند و زمین‌لرزه‌های امتدادلغز در مرتبه بعدی قرار می‌گیرند. سازوکارهای راندگی و امتدادلغز عمدتاً در بیشتر مناطق به هم آمیخته‌اند اما گسلسش امتدادلغز در شمال باختر و در مجاورت MRF و گسلسش رانده در جنوب خاور و در سمت چپ خط عمان، چیره هستند. در جنوب خاور زاگرس در بیشتر نواحی به استثنای منطقه گذار بین زاگرس و مکران، جایی که حرکت امتدادلغز روی سامانه گسلی میناب برای تأمین جابه‌جایی تفاضلی بین زاگرس و مکران لازم است، سازوکارهای رانده چیره هستند. شکل ۲ نشان می‌دهد که زمین‌لرزه‌های معکوس در گستره زاگرس نسبت به زمین‌لرزه‌های امتدادلغز بزرگ‌تر هستند.

#### ۴- وارون‌سازی تانسور تنش

روش وارون‌سازی تانسور تنش حاضر بر مبنای ایده‌های (Gephart & Forsyth, 1984) بنیان نهاده شده، اگر چه فرمولاسیون نهایی کمی متفاوت است. محاسبه جهت تنش برشی بر روی صفحه، به همراه زاویه بین جهت تنش برشی و جهت لغزش دیده شده، در سیستم اصلی که عملیات جبری در آن ساده‌تر است انجام می‌گیرد. برای نمونه تنش برشی روی یک صفحه با نرمال  $n = (n_1, n_2, n_3)$  به شکل زیر نوشته می‌شود (Armijo et al., 1982).

$$\tau = (\sigma_1 - \sigma_3)[Kn_1, (K-R)n_2, (K-L)n_3] \quad (1)$$

در اینجا  $\sigma_1$  و  $\sigma_3$  بزرگای تنش‌های اصلی بیشینه و کمینه هستند، R اندازه نسبی

زاگرس در پوسته بلورین بالایی (ژرفای کمتر از ۲۰ کیلومتر) رخ می‌دهند و بر اساس مطالعات دورلزه‌های گواهی از وجود زمین‌لرزه در پوسته بلورین زیرین به دست نیامده است. در منطقه زاگرس خط‌های ژرفای تا ۴۰ کیلومتر در کاتالوگ CMT (<http://www.globalcmt.org>) و حتی کاتالوگ EHB (Engdahl et al., 2006) که قدرت تفکیک عمقی آن بهبود یافته است دیده شده است (Maggi et al., 2000). سازوکارهای دورلزه‌ای با استفاده از امواج درونی و امواج سطحی توسط روش CMT محاسبه می‌شوند. برای این نوع سازوکارهای کانونی سطح عدم قطعیت برای پارامترهای مورد محاسبه در حدود ۱۵ درجه است (Kagan, 2002). برخی از سازوکارهای کانونی از طریق مدل‌سازی شکل موج به روش‌های دیگر به دست آمده‌اند (Maggi et al., 2000; Talebian & Jackson, 2004). برای این دسته از داده‌ها عدم قطعیت در حدود ۱۰ درجه برای امتداد و شیب و ۲۰ درجه برای ریک بیان شده است (Nissen et al., 2011).

داده‌های شبکه‌های لرزه‌ای محلی اخیر، با دقت و اطمینان بالا به تعیین ژرفا و موقعیت صورت گرفته (بیشترین عدم قطعیت‌ها کمتر از ۳ کیلومتر است) اطلاعات ارزشمندی در مورد لرزه‌خیزی در زاگرس فراهم کرده‌اند. مشاهده ژرفای زمین‌لرزه‌ها که اغلب بیش از ۱۰ کیلومتر است این مطلب را که بیشتر رویدادها و نیز بزرگ‌ترین آنها در پی‌سنگ منطقه مورد مطالعه رخ می‌دهند تأیید می‌کند. اگرچه بررسی‌های بیشتر بر پایه مطالعات محلی آشکار ساخت که برخی از زمین‌لرزه‌های کوچک تا متوسط در پوشش رسوبی - احتمالاً در لایه‌های پالئوزویک که از نظر مکانیکی قوی‌تر هستند - در برخی از نقاط زاگرس روی می‌دهند. تعداد این رویدادها در بیشتر مناطق در مقایسه با زمین‌لرزه‌های پی‌سنگی کم است. ژرفای زمین‌لرزه‌های دیده شده در بروجن (Yamini-Fard et al., 2006) و درود (Sepahvand et al., 2012) این مطلب را تأیید می‌کند. در این مناطق فراوانی رویدادها در ژرفای کمتر از ۱۰ کیلومتر نشان می‌دهد که زمین‌لرزه‌ها باید به بخش پایینی پوشش رسوبی و همچنین بخش بالایی پی‌سنگ نسبت داده شوند. بنابراین برخلاف مطالعات بسیاری که در بخش‌های مرکزی و جنوب خاوری زاگرس انجام شده و نشان‌دهنده تمرکز لرزه‌خیزی در پی‌سنگ هستند، این شواهد نشان می‌دهند که در شمال باختری زاگرس و در مجاورت MRF زمین‌لرزه‌ها کم‌ژرفاتر از دیگر مناطق زاگرس هستند و بخش عمده‌ای از رویدادها در بخش پایینی پوشش رسوبی رخ می‌دهند. اگرچه تعیین مکان دوباره زمین‌لرزه‌های محلی به روش تفاضلات دوگانه (Waldhauser & Ellsworth, 2000)، دقت تعیین محل زمین‌لرزه‌های محلی را به طرز چشمگیری افزایش داده است، اما در برخی موارد هنوز نسبت دادن رویدادها به گسلی خاص با قطعیت، امکان‌پذیر نیست. سازوکارهای کانونی محلی توسط روش پلاریته (Snoko et al., 1984) به دست می‌آیند. عدم قطعیت پارامترهای سازوکار کانونی در روش پلاریته، در غیاب تعداد کافی و پوشش مناسب ایستگاهی تا حدود ۲۰ درجه نیز برآورد می‌شود. برای سازوکارهای محاسبه شده کیفیت A این عدم قطعیت تا کمتر از ۱۰ درجه کاهش می‌یابد.

موقعیت مکانی زیرمجموعه‌های داده حاوی رویدادهای مورد نظر در این مطالعه در جعبه‌های شکل ۱ نشان داده شده‌اند. با مرور سازوکارهای کانونی در امتداد زاگرس از شمال باختری به جنوب خاوری تفاوت‌هایی در این سازوکارها به چشم می‌خورد. در زاگرس شمال باختری رویدادهای امتدادلغز متعددی در اطراف MRF که یک گسل امتدادلغز عمده است متمرکز شده‌اند. زمین‌لرزه‌های امتدادلغز را می‌توان در دیگر مناطق زاگرس بر روی گسلسش‌های امتدادلغز شناخته شده‌ای مانند گسل کازرون، سبزپوشان و کره‌پاس نیز دید، اما در این مناطق اغلب زمین‌لرزه‌های امتدادلغز با زمین‌لرزه‌های رانده آمیخته هستند. در زاگرس جنوب خاوری رویدادهای امتدادلغز معمولاً دیده نمی‌شوند و زمین‌لرزه‌های رانده چیره هستند. این مشاهدات با افراز دگرشکلی (Hatzfeld et al., 2010) در منطقه کاملاً همخوانی دارد. افراز

تنش اصلی میانه به صورت  $R = (\sigma_1 - \sigma_2) / (\sigma_1 - \sigma_3)$  و  $K = n_2^2 + Rn_1^2$  است. مشاهده می‌شود که اگر چه بزرگای تنش‌های اصلی معلوم نیستند، برای تنش برشی بیشینه بر صفحه که یکی از مسائل کلیدی در وارون‌سازی تانسور تنش با استفاده از سازوکارهای کانونی است، قابل محاسبه است. زاویه بین جهت تنش برشی  $\tau$  و جهت لغزش دیده شده S در داخل صفحه گسل به شکل زیر است:

$$\alpha = \arccos(\tau.s) \quad (2)$$

از زاویه  $\alpha$  به عنوان زاویه انحراف یاد می‌شود. کمینه‌سازی این زاویه، یک اندازه‌گیری نرم یک از عدم تطابق را تشکیل می‌دهد. برای هر زمین‌لرزه نه یک سازوکار کانونی بهینه منفرد، بلکه دامنه‌ای از حل‌های صفحات گسلی قابل قبول مورد استفاده می‌گیرد و بدین وسیله خطاها در جهت‌گیری صفحات گرهی به حساب آورده می‌شوند. سپس یک جستجوی شبکه‌ای بر روی تمام نیمکره پایینی انجام می‌شود. به این شکل که اول جهت  $\sigma_1$  تعیین می‌شود، سپس تمام جهت‌های  $\sigma_2$  و  $\sigma_3$  واقع در صفحه عمود بر  $\sigma_1$  محاسبه می‌شوند. برای هر تانسور تنش، به طور سیستماتیک تمام سازوکارهای کانونی برای تمام رویدادها مورد بررسی قرار داده شده، صفحه گرهی مناسب مشخص می‌شود و در نهایت آن سازوکار کانونی که پایین‌ترین عدم انطباق را برای هر رویداد دارد انتخاب می‌شود. سپس عدم انطباق حاصل در تمام رویدادها در عدم انطباق نهایی برای تانسور تنش جاری جمع می‌شود. وقتی که تمام شبکه مورد جستجو قرار گرفت، تانسور تنشی که بهترین انطباق را دارد شناسایی می‌شود و مجدداً با پیروی از حدود اطمینان با استفاده از آمار مربوط به عدم انطباق‌های نرم یک محاسبه می‌شود.

## ۵- نتایج

حالت تنش در امتداد زاگرس توسط وارون‌سازی‌های متعدد با امتحان کردن تعداد مختلفی از رویدادها در هر گروه و نیز پارامترهای گوناگون (برای مثال روش‌های مختلف انتخاب صفحه گسلی) مورد بررسی قرار گرفت. در شکل ۳ نتایج وارون‌سازی تنش بر روی چهار گروه از داده‌ها نمایش داده شده است. این شکل شامل محورهای اصلی تنش، هیستوگرام‌های توزیع مقادیر R و صفحات گسلی انتخاب شده توسط وارون‌سازی است. در این گروه‌ها که از بخش‌های مختلف زاگرس انتخاب شده‌اند، انواع مختلفی از سازوکارهای کانونی وجود دارند و جهت‌های تنش متفاوتی برای هر گروه از داده‌ها به دست آمده است. تفاوت در حالت تنش را می‌توان در جهت‌گیری‌های محورهای تنش اصلی نشان داده شده در شکل ۳ دید.  $\sigma_1$  در بسیاری از گروه‌ها شیب و در راستای همگرایی صفحات عربی و اوراسیا یعنی شمال خاوری است (گروه‌های ۴ و ۵). اما برای گروه‌های اطراف خط عمان (۱۰ و ۱۲) تغییرات سریعی در جهت تنش در محدوده‌ای نسبتاً کوچک مشاهده شد. محدوده‌های اطمینان نسبتاً کوچک هستند، به جز برای گروه ۲ که در آن ابهام در محور افقی تنش باعث شده که محدوده‌های اطمینان منطقه‌ای بزرگ را در استریوت پوشش دهد. همچنین نمودار هیستوگرام مقادیر R و بردارهای عمود بر صفحات گرهی انتخاب شده در شکل ۳ نشان داده شده اند.

در شکل ۴ جهت حداکثر تنش افقی، SHmax به صورت متوسط زاویه‌ای از روش عدم پایداری (Lund & Townend, 2007) در موقعیت میانگین زمین‌لرزه‌ها در هر گروه رسم شده و همچنین اطلاعاتی از رژیم تنش که در وارون‌سازی به دست آمده است نمایش داده شد، به این صورت که میله‌های آبی نشان‌دهنده رژیم تنش امتدادلغز است و میله‌های قرمز، رژیم تنش رانندگی را نشان می‌دهند.

اولین نتیجه حاصل از وارون‌سازی تنش در این مطالعه، این واقعیت است که SHmax به طور کلی به صورت عمود بر روند زاگرس یا امتداد MZT است. همانطور که در شکل ۴ نشان داده شده، جهت SHmax برای گروه‌های ۱ تا ۷ می‌تواند به سادگی با توجه به همگرایی در زاگرس تفسیر شود. اما تغییرات قابل توجهی در

جهت SHmax در اطراف خط عمان و منطقه انتقال بین زاگرس و مکران وجود دارد. جهت‌های SHmax در گروه‌های ۸ و ۹، شروع به چرخش در جهت پادساعتگرد به سمت شمال می‌کنند و این چرخش تا گروه ۱۰ که در آن تفاوت آشکار در جهت SHmax در مقایسه با روند کلی در مجموعه داده‌های پیشین مشاهده می‌شود، ادامه دارد. با رفتن به طرف خاور چرخشی در جهت عقربه‌های ساعت اتفاق می‌افتد که نتیجه آن راستای شمالی-جنوبی در گروه ۱۱ است. با ادامه چرخش در جهت عقربه‌های ساعت، جهت SHmax در گروه ۱۲، در سمت راست خط عمان، دوباره به جهتی که در زاگرس باختری و مرکزی مشاهده شد، برمی‌گردد. از شکل ۴ روشن است که میله‌های آبی رنگ که نشان‌دهنده رژیم تنش امتدادلغز هستند غالباً در زاگرس شمال باختری به چشم می‌خورند. افزاز دگرشکلی به معنای تقسیم حرکت به جابه‌جایی‌های امتدادلغز و رانده است، از این رو مشاهده آمیزه‌ای از رژیم‌های تنش امتدادلغز و رانده در شمال باختری زاگرس منطقی است. اما در جنوب خاوری زاگرس که در آن بیشتر گسل‌ها از نوع رانندگی هستند و نقش افزاز دگرشکلی اهمیت زیادی ندارد، تنها یک رژیم تنش امتدادلغز وجود دارد، که در واقع مربوط به زون گسل زندان-میناب-پالامی، در منطقه انتقالی بین زاگرس و مکران (گروه ۱۱) است.

برخی از مطالعات پیشین در منطقه در مورد برآورد تنش موجود بود که شامل داده‌های چاه و آزمایش شکست هیدرولیکی در یک ساختگاه سد می‌شد. وجود نفت و زمینه‌های مختلف گاز در زاگرس باعث حفر تعداد زیادی چاه در منطقه شده و حجم عظیمی از داده‌های چاه‌پیمایی به وجود آمده است. جهت‌های تنش به دست آمده از چاه منتشر شده با میدان تنش حاصل از سازوکارهای کانونی زمین‌لرزه‌ها سازگار است. به این ترتیب حداقل در محل چاه ارتباطی بین پوشش رسوبی و ساختارهای لرزه‌زا در ژرفا وجود دارد (Rajabi et al., 2010). جهت‌های تنش از چاه (Akbar & Safarkhanlou, 2003; Dashti & Chakravorty, 2007; Shamsnia & Tamimi, 2009; Rajabi et al., 2010) در مکان‌های مختلف و آزمایش شکست هیدرولیکی (Sharifi, 2012) در باختر زاگرس را می‌توان در شکل ۴ مشاهده کرد. آزمون شکست هیدرولیکی با میله مربوط به وارون‌سازی تنش حاصل از گروه ۳ توافق کامل دارد.

جهت حرکت صفحات زمین‌ساختی از NUVEL-1A (DeMets et al., 1994) برای مکان‌هایی که در آن جهت تنش توسط وارون‌سازی سازوکار کانونی به دست آمده است در شکل ۴ نشان داده شده است. این بردارها که نسبت به صفحه پایدار اوراسیا هستند، توسط فلش سفید مشخص شده‌اند. جهت حرکت صفحات در مرکز و خاور زاگرس توافق بهتری با جهت حداکثر تنش فشاری نشان داد. به‌ویژه در سمت چپ تنگه هرمز توافق بسیار خوب بود. اما در زاگرس باختری این مطابقت مشاهده نشد.

## ۶- بحث

رژیم‌های تنش به دست آمده توافق خوبی با سازوکارهای کانونی و نقشه گسل‌ها در زاگرس نشان می‌دهد. گذشته از رژیم‌های تنش رانده که وجودشان عموماً در زاگرس قابل انتظار است، رژیم‌های تنش امتدادلغز مشاهده شده در گروه ۱ نقش قابل توجه افزاز دگرشکلی در زاگرس شمال باختری را که تحت تأثیر گسل امتدادلغز MRF است، تأیید می‌کند. گروه ۴ جایی است که MRF و MZT در کنار هم واقع می‌شوند و لرزه‌خیزی و سازوکارهای کانونی در منطقه از رژیم تنش امتدادلغز تعیین شده حمایت می‌کنند. مطابقت رژیم تنش به دست آمده برای گسل امتدادلغز کازرون در زاگرس مرکزی بسیار خوب است (گروه ۵) رژیم امتدادلغز مشاهده شده در گروه ۱۱ به خوبی با گسل امتدادلغز شناخته شده زندان-میناب-پالامی مطابقت دارد. همچنین در بخش ۵ اشاره شد که جهات تنش به دست آمده از طریق این مطالعه

بریده شده است. این گسل‌ها و شکستگی‌ها باعث می‌شوند که تنش در جهت‌های از پیش تعریف شده عمل کند و به این ترتیب محور کرنش حاصل، از محور تنش متفاوت است. بنابراین گسل‌های از قبل موجود می‌توانند دگرشکلی را با توجه به محورهای ضعیف موجود در خود متمرکز کنند با توجه به نتایج به‌دست آمده از مطالعات اخیر (Hatzfeld et al., 2010) MRF منطقه‌ای ضعیف از ناپیوستگی‌ها را در مجاورت خود ایجاد کرده است که باعث تمرکز حرکت امتداد لغز و اهمیت فزاینده افزاز دگرشکلی در این منطقه نسبت به دیگر مناطق در زاگرس می‌شود. این منطقه ضعیف در باختر گسل کازرون قرار گرفته است و موقعیت آن نزدیک به مناطقی است که اختلاف زاویه‌ای بزرگی بین محورهای تنش بردارهای نشان‌دهنده جهت حرکت صفحات زمین‌ساختی نشان می‌دهند. به این ترتیب منطقه ضعیف یادشده احتمالاً توضیح صحیحی برای نقش ویژه افزاز دگرشکلی در شمال باختری زاگرس و تفاوت مشاهده شده بین محور تنش و جهت حرکت صفحات زمین‌ساختی در بخش باختری منطقه زاگرس است.

محدودیت داده‌های موجود در این مطالعه، اجازه تمایز بین دگرشکلی بین پی‌سنگ و پوشش رسوبی را نمی‌دهد. بنابراین پیشنهاد می‌شود شبکه‌های محلی موقت لرزه‌ای به‌ویژه در منطقه شمال باختر زاگرس که در آن رویدادها کم ژرفا هستند و مطالعات بیشتر بر روی فعالیت‌های لرزه‌ای در پوشش رسوبی را ممکن می‌سازند توسعه داده شوند.

#### ۷- نتیجه‌گیری

در این مطالعه نشان داده شد که راستاهای تنش بیشینه افقی به‌دست آمده از سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها در منطقه زاگرس تغییرات قابل توجهی نشان می‌دهند اما این راستاها تقریباً همیشه عمود بر روند MZT هستند. بردار حرکت صفحات زمین‌ساختی در جنوب خاوری زاگرس نزدیک به محور تنش است، اما در شمال باختر اختلاف بزرگتری بین این دو راستا وجود دارد. بنابراین دگرشکلی هم‌محور به دلیل مطابقت راستاهای تنش اعمال شده به دلیل همگرایی صفحات اوراسیا و عربستان در بخش‌های جنوب خاوری و نیز مرکز زاگرس قابل مشاهده است. به علت گسل‌ها و شکستگی‌های از قبل موجود راستای تنش و جهت حرکت صفحات زمین‌ساختی در بخش شمال باختری زاگرس اختلاف قابل ملاحظه‌ای دارند. این شکستگی‌ها به علت فعالیت لرزه‌ای گسل MRF و تأثیر آن بر نواحی مجاور در بخش شمال باختری زاگرس به‌وجود آمده‌اند.

#### ۸- سپاسگزاری

از Bjorn Lund (دانشگاه اوسلا، سوئد) به خاطر همکاری صمیمانه و در اختیارگذاشتن کد وارون‌سازی، از مجید محمدی‌نیا (مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران) (NIOC) و حسن اشراقی (شرکت نفت و گاز پارس) برای داده‌های چاه و از محسن شریفی (شرکت مه‌اب قدس) برای اطلاعات تنش از آزمون شکست هیدرولیکی سپاسگزاری می‌شود. شکل‌ها توسط GMT تولید شده‌اند.

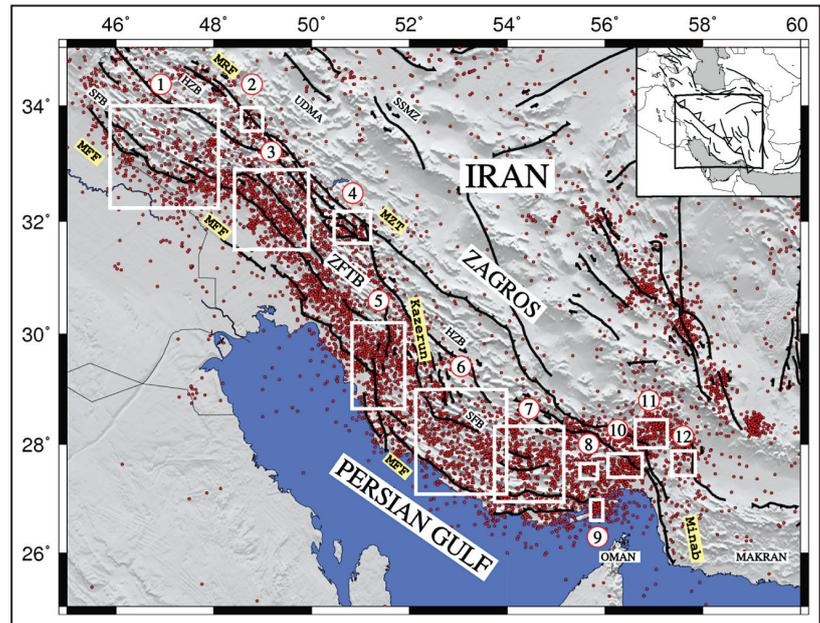
توسط شواهد متعددی از مطالعات پیشین در این منطقه و تعدادی از اندازه‌گیری‌های تنش که به تازگی به‌دست آمده‌اند تأیید شد.

جهت حرکت صفحات زمین‌ساختی در منطقه زاگرس خاوری و مرکزی که در آن تغییرشکل هم‌محور اتفاق افتاده است نزدیک به محور تنش است. در زاگرس باختری، که در آن گسل‌های از قبل موجود و شکستگی تحت تأثیر MRF نقش مهم‌تری در جای دادن حرکت همگرایی صفحات دارند، می‌توان مشاهده کرد که اختلاف زاویه‌ای بین محورهای تنش و جهت حرکت صفحات زمین‌ساختی به دلیل افزاز دگرشکلی افزایش می‌یابد و در واقع بردارهای حرکت صفحه در این بخش از جهت‌های مشاهده شده در زاگرس مرکزی و خاور منحرف می‌شوند. تفاوت مشاهده شده بین جنوب خاور و شمال باختر زاگرس از طریق این مطالعه به صورت تفاوت زاویه‌ای بین محورهای تنش و جهت حرکت صفحات زمین‌ساختی توسط شواهدی از مطالعات دیگر در منطقه پیشینانی می‌شوند. همانطور که پیشتر اشاره شد کوتاه‌شدگی به‌دست آمده از مطالعات GPS مقدار ۹ میلی‌متر در سال را در زاگرس جنوب خاوری نشان می‌دهد، اما این مقدار در زاگرس شمال باختری تا ۴ میلی‌متر در سال کاهش می‌یابد. مطالعات توموگرافی نیز وجود اسلب پایین‌رونده با زاویه تند یا شکسته شده در شمال باختری زاگرس و زیرراندگی صفحه عربستان به زیر زاگرس مرکزی را تأیید می‌کنند (Mouthereau et al., 2012).

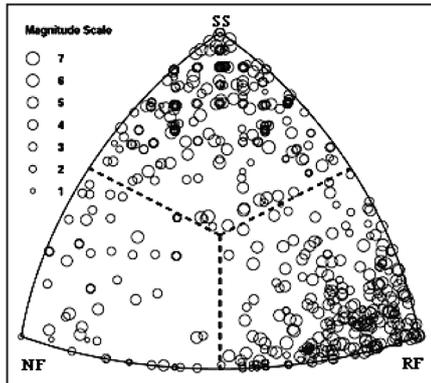
در اطراف تنگه هرمز، چرخش‌های عمده‌ای از محور تنش در اطراف خط عمان، مشاهده می‌شود (شکل ۴) که احتمالاً در نتیجه تغییر در خواص پوسته است. این تغییر از مطالعات دیگر نیز در این منطقه گزارش شده شد. برای مثال ژرفای موهو و سرعت موج برشی زمین‌لرزه‌ها تغییرات قابل توجهی در این بخش نشان می‌دهد (Shad Manaman et al., 2010; Shad Manaman et al., 2011). ژرفای زمین‌لرزه‌ها که در زاگرس کاملاً کم‌ژرفاست و در مکران ژرف می‌شود (Maggi et al., 2002; Talebian & Jackson, 2004). یکی دیگر از گزینه‌ها برای نشان دادن تباین بالا در دو سوی خط عمان است.

پاسخ پوسته به فشردگی بین صفحات عربستان و اوراسیا، در بخش‌های شمال باختر و جنوب خاور زاگرس متفاوت است. با توجه به گسل‌ها و شکستگی‌های از قبل موجود به‌ویژه منطقه ضعیف در مجاورت MRF، پوسته در جهت فشردگی منقبض نمی‌شود و حرکت را در جهتی که دیگر به موازات محور فشردگی نیست در خود جای می‌دهد. در بخش خاوری زاگرس به‌ویژه در سمت چپ خط عمان، فعالیت لرزه‌ای به نحو محسوسی نسبت به بخش باختری، بیشتر است. در این بخش که دگرشکلی هم‌محور در آن بیشتر قابل مشاهده است، بردارهای حرکت صفحات به جهت تنش افقی حداکثر نزدیک‌تر هستند که در کنار عواملی مانند میزان کوتاه‌شدگی، دگرشکلی لرزه‌ای و غیرلرزه‌ای و وجود لایه‌های تبخیری ممکن است در میزان فعالیت لرزه‌ای تأثیرگذار باشد.

در مکان‌هایی که جهت‌گیری‌های تنش و کرنش متفاوت هستند، پوسته سخت در بخش‌های کم ژرفا توسط گسل‌های از پیش موجود که از گذشته برجا مانده‌اند

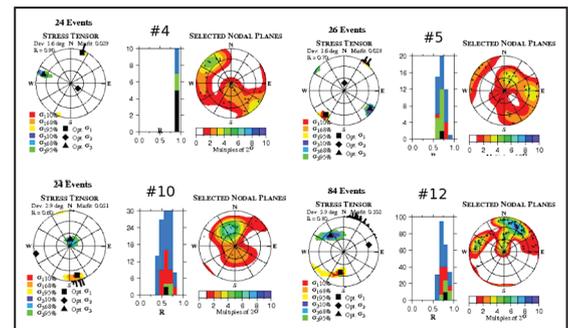


شکل ۱- منطقه زاگرس شامل حوضه‌های ساختاری و گسل‌های اصلی آن رسم شده بر روی توپوگرافی و همچنین هندسه و شماره‌گذاری گروه‌های داده مورد استفاده در این مطالعه به همراه نام‌های جغرافیایی در شکل نشان داده شده است. شرح نام‌های اختصاری: HZB: کمربند زاگرس مرتفع؛ MFF: گسل جبهه کوهستان؛ MRF: گسل اصلی عهد حاضر؛ MZT: راندگی اصلی زاگرس؛ SFB: کمربند چین‌خورده ساده؛ ZFTB: کمربند چین‌خورده و رانده زاگرس. گسل‌های کازرون و میناب رسم شده‌اند و لرزه‌خیزی با استفاده از زمین‌لرزه‌های ثبت شده در IRSC و IIEES از سال ۱۹۷۷ تا ۲۰۱۲ با بزرگای بزرگ‌تر از ۳/۵ با نقاط قرمز نشان داده شده است.

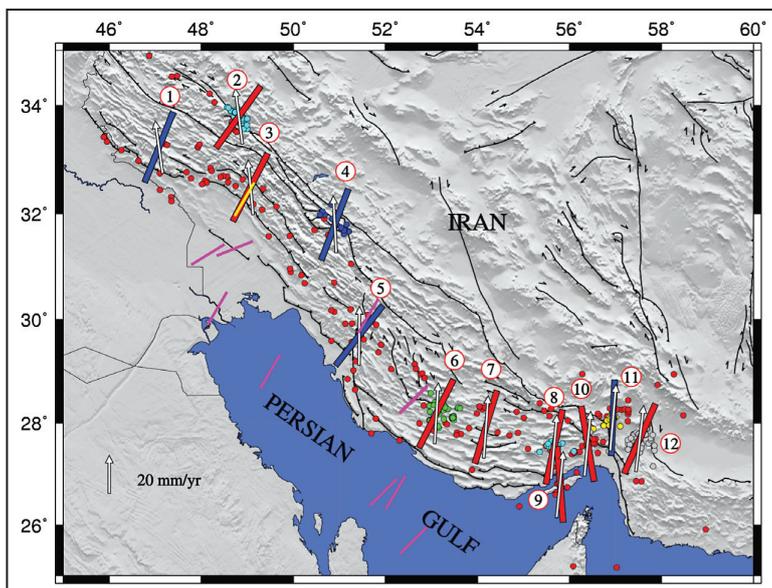


شکل ۲- دیاگرام مثلثی کاگان برای تمام رویدادهای لرزه‌ای مورد استفاده در این مطالعه. خط‌چین‌ها سازوکارهای گسلش را از هم جدا می‌کنند. بزرگی رویدادها را می‌توان در سمت چپ بالا با مقیاس بزرگی مقایسه کرد. SS، RF و NF به ترتیب حروف اختصاری برای گسلش‌های امتدادلغز، معکوس و نرمال هستند.

شکل ۳- نتایج حاصل از وارون‌سازی تانسور تنش برای چهار زیر مجموعه انتخاب شده از ۱۲ تقسیم‌بندی نشان داده شده در شکل ۱. جهت تنش‌های اصلی در نیمکره پایینی، با حدود اطمینان ۵۱ (رنگ‌های گرم) و ۵۳ (رنگ‌های سرد) و راه حل بهینه (نمادها) در سمت چپ هستند. جهت بیشترین تنش فشاری افقی، SHmax، با هیستوگرام در حاشیه استریوت نشان داده شده است. همینطور نمودار هیستوگرام تخمینی از بزرگای R در وسط رسم شده است. صفحات گسلی که در حین وارون‌سازی انتخاب شده‌اند را می‌توان به صورت کانتورهای کامب پر استریوت‌ها در سمت راست مشاهده کرد.



شکل ۴- جهت SHmax، محاسبه شده از وارون‌سازی تنش با استفاده از ۱۲ زیر مجموعه از داده‌های سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها در زاگرس. رنگ میله‌ها رژیم‌های تنش مختلف را نشان می‌دهد. معکوس: قرمز، امتدادلغز: آبی. پیکان سفید مسیر حرکت صفحات زمین‌ساختی را از NUVEL-1A، (DeMets et al., 1994) با در نظر گرفتن صفحه عربی به عنوان صفحه در حال حرکت نسبت به اوراسیا نشان می‌دهد. زمین‌لرزه‌های مورد استفاده در این مطالعه و زیرمجموعه‌های داده افزون بر گسل‌ها که روی توپوگرافی رسم شده‌اند در شکل نشان داده شده است. دایره‌های قرمز زمین‌لرزه‌های دورلرزه‌ای، و دایره‌های آبی، سبز، فیروزه‌ای، زرد و خاکستری موقعیت اصلاح شده طبق کاتالوگ Engdahl را (Engdahl et al., 2006) برای داده‌های حاصل از شبکه‌های موقت نشان می‌دهند. میله‌های کوچک صورتی جهت SHmax به‌دست آمده از چاه‌ها و میله زرد راستای تنش را از آزمایش شکست هیدرولیکی نشان می‌دهد.



## References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. & Mouthereau, F., 2005- Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation, *International Journal of Earth Sciences*, 94, 401–419.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B. & Wortel, R., 2011- Zagros orogeny: a subduction-dominated process, *Geol. Mag.*, 148 (5–6), pp. 692–725. Cambridge University Press, doi: 10.1017/S001675681100046X.
- Akbar, M. & Safarkhanlou, Z., 2003- Geological Analysis of FMI, Well: NISH-14, Field: Naft-Shahr, Schlumberger Oilfield Services, Iran.
- Aki, K. & Richards, P. G., 2002- Quantitative seismology, theory and methods, W. H. Freeman, San Francisco, second edition.
- Alavi, M., 2007- Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran, *Am. J. Sci.*, 307, 1067-1095.
- Angelier, J., 1979- Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population, *Tectonophysics*, 56, T17-T26.
- Angelier, J., 1984- Tectonic analysis of fault slip data sets, *J. Geophys. Res.*, 89, 5835-5848.
- Armijo, R., Carey, E. & Cisternas, A., 1982- The inverse problem in microtectonics and the separation of tectonic phases, *Tectonophysics*, 82, 145-160.
- Bahroudi, A. & Koyi, H. A., 2003- Effect of spatial distribution of Hormuz salt on deformation style in the Zagros fold and thrust belt: an analogue modelling approach, *Journal of the Geological Society*, 160(5): 719–733. doi: 10.1144/0016-764902-135.
- Berberian, M., 1995- Master “blind” thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface tectonics surface morphotectonics. *Tectonophysics*, 241, 193–224.
- Bott, M. H. P., 1959- The mechanics of oblique slip faulting, *Geol. Mag.*, 96, 109-117.
- Carey, E. & Brunier, B., 1974- Analyse théorique et numérique d’un modèle mécanique élémentaire appliqué à l’étude d’une population de failles, *C. R. Acad. Sci. Paris.*, 279, 891-894.
- Dashti, R. & Chakravorty, S., 2007- Geological analysis of formation micro imager (FMI), Field: Aghar, Well: AGH-13, Well Services of Iran (Schlumberger Methods).
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. & Stein, S., 1994- Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, 21, 2191-2194.
- Engdahl, E. R., Jackson, J. A., Myers, S. C., Bergman, E. A. & Priestley, K., 2006- Relocation and assessment of seismicity in the Iran region, *Geophys. J. Int.*, 167, 761–778.
- Gephart, J. W. & Forsyth, D. W., 1984- An Improved Method for Determining the Regional Stress Tensor Using Earthquake Focal Mechanism Data: Application to the San Fernando Earthquake Sequence, *J. Geophys. Res.*, 89, 9305-9320.
- Gholamzadeh, A., Yamini-Fard, F., Hessami, K. & Tatar, M., 2009- The February 28, 2006 Tiab earthquake, Mw 6.0: Implications for tectonics of the transition between the Zagros continental collision and the Makran subduction zone, *Journal of Geodynamics*, 47, 280–287.
- Hatzfeld, D., Authemayou, C., Van Der Beek, P., Bellier, O., Lave’, J., Oveisi, B., Tatar, M., Tavakoli, F., Walpersdorf, A. & Yamini-Fard, F., 2010- The kinematics of the Zagros Mountains (Iran), *Geological Society, London, Special Publications*, 330, 19-42, doi:10.1144/SP330.3.
- Hessami, K., Koyi, H. A. & Talbot, C. J., 2001- The significance of strike-slip faulting in the basement of the zagros fold and thrust belt, *Journal of Petroleum Geology*, 24(1), 5-28.
- Jackson, J. & McKenzie, D., 1984- The active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 77, 185–265.
- Jackson, J. & McKenzie, D., 1988- The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East, *Geophys. J. Int.*, 93, 45–73.
- Jackson, J. A., 1980- Reactivation of basement faults and crustal shortening in orogenic belts. *Nature*, 283, 343–346.
- Kagan, Y. Y., 2002- Double-couple earthquake focal mechanism: random rotation and display, *Geophys. J. Int.*, 163, 1065–1072.
- Kagan, Y. Y., 2005- Modern California Earthquake Catalogs and their Comparison, *Seismological Research Letters*, 73(6), 921-929.
- Keiding, M., Lund, B. & Arnadottir, T., 2009- Earthquakes, stress, and strain along an obliquely divergent plate boundary: Reykjanes Peninsula, southwest Iceland, *Journal of Geophysical Research*, 114, B09306, doi: 10.1029/2008JB006253.
- Lund, B. & Böldvarsson, R., 2002- Correlation of microearthquake body-wave spectral amplitudes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92, 2419-2433.
- Lund, B. & Slunga, R., 1999- Stress tensor inversion using detailed microearthquake information and stability constraints: Application to Olfus in southwest Iceland, *Journal of Geophysical Research*, 104(B7), 14947-14964.
- Lund, B. & Townend, J., 2007- Calculating horizontal stress orientations with full or partial knowledge of the tectonic stress tensor, *Geophys. J. Int.*, 170, 1328–1335, doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03468.x.
- Maggi, A., Jackson, J. A., Priestley, K. & Baker, C., 2000- A re-assessment of focal depth distributions in southern Iran, the Tien Shan and northern India: do earthquakes really occur in the continental mantle?, *Geophys. J. Int.*, 143, 629–661.
- Maggi, A., Priestley, K. & Jackson, J., 2002- Focal depths of moderate to large earthquakes in Iran, *Journal of Seismology and Earthquake Engineering*, 4, 1-10.

- Masson, F., Chéry, J., Hatzfeld, D., Martinod, J., Vernant, P., Tavakoli, F. & Ghafory-Ashtiani, M., 2005- Seismic versus aseismic deformation in Iran inferred from earthquakes and geodetic data, *Geophys. J. Int.*, 160(1), 217–226.
- McQuarrie, N., 2004- Crustal scale geometry of the Zagros fold–thrust belt, Iran. *Journal of Structural Geology*, 26, 519–535.
- Michael, A. J., 1984- Determination of Stress From Slip Data: Faults And Folds, *Journal of Geophysical Research*, 89(B13), 11517 – 11526.
- Mouthereau, F., Lacombe, O. & Vergés, J., 2012- Building the Zagros collisional orogen: Timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence, *Tectonophysics*, 532 –535, 27 –60.
- Nissen, E., Tatar, M., Jackson, J. A. & Allen, M. B., 2011- New views on earthquake faulting in the Zagros fold-and-thrust belt of Iran, *Geophys. J. Int.*, doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05119.x
- Paul, A., Kaviani, A., Hatzfeld, D., Vergne, J. & Mokhtari, M., 2006- Seismological evidence for crustal-scale thrusting in the Zagros mountain belt (Iran), *Geophys. J. Int.*, 166, 227–237.
- Rajabi, M., Sherkati, Sh., Bohloli, B. & Mark, T., 2010- Subsurface fracture analysis and determination of in-situ stress direction using FMI logs: An example from the Santonian carbonates (Ilam Formation) in the Abadan Plain, Iran, *Tectonophysics*, 492, 192–200.
- Sepahvand, M. R., Yamini-Fard, F., Tatar, M. & Abbassi, M. R., 2012- Aftershocks study of the 2006 Silakhr earthquake (Zagros, Iran): seismological evidences for a pull-apart basin along the Main Recent Fault, Doroud segments, *Journal of Seismology*, (1383-4649), 16(2), 233-251.
- Shad Manaman, N. & Shomali, Z. H., 2010- Upper mantle S-velocity structure and Moho depth variations across Zagros belt, Arabian–Eurasian plate boundary, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 180, 92–103.
- Shad Manaman, N., Shomali, Z. H. & Koyi, H., 2011- New constraints on upper-mantle S-velocity structure and crustal thickness of the Iranian plateau using partitioned waveform inversion, *Geophys. J. Int.*, 184, 247–267.
- Shamsnia, E. & Tamimi, M., 2009- Analysis of fullbore formation micro imager (FMI) Field: South Pars, Well: SP-09, Well Services of Iran (Schlumberger Methods).
- Sharifi, A., 2012- Hydraulic fracturing test of the Upper Gotvand area, Mahab Ghods, Tehran, Iran.
- 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, *Journal of Structural Geology* (Elsevier), 27(9): 1680–1696, doi:10.1016/j.jsg.2005.05.010.
- Snoke, J. A., Munsey, J. W., Teague, A. C. & Bollinger, G. A., 1984- A program for focal mechanism determination by combined use of polarity and SV-P amplitude ratio data, *Earthquake Notes*, 55(3), 15.
- Talbot, C. J. & Alavi, M., 1996- The past of a future syntaxis across the Zagros, in Alsop, in *Salt Tectonics*, Vol. 100, pp. 89–109, eds Alsop, G.I., Blundell, D.J. and Davison, I., Geological Society of America Special Paper.
- Talebian, M. & Jackson, J., 2004- A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran, *Geophys. J. Int.*, 156, 506–526.
- Tatar, M., Hatzfeld, D. & Ghafory-Ashtiany, M., 2004- Tectonics of the Central Zagros (Iran) deduced from microearthquake seismicity, *Geophys. J. Int.*, 156, 255–266.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. & Chéry, J., 2004- Contemporary Crustal Deformation and Plate Kinematics in Middle East Constrained by GPS measurements in Iran and Northern Oman, *Geophys. J. Int.*, 157, 381-398.
- Waldhauser, F. & Ellsworth, W. L., 2000- A double difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90, 1353–1368.
- Wallace, R. E., 1951- Geometry of shearing stress and relation to faulting, *J. Geol.*, 59, 118-130.
- Walpersdorf, A., Hatzfeld, D., Nankali, H., Tavakoli, F. & Nilforoushan, F., 2006- Difference in the GPS deformation pattern of north and central Zagros (Iran). *Geophys. J. Int.*, 167, 1077–88.
- Yamini-Fard, F., Hatzfeld, D., Farahbod, A. M. & Mokhtari, M., 2007- The diffuse transition between the Zagros continental collision and the Makran oceanic subduction (Iran): microearthquake seismicity and crustal structure, *Geophys. J. Int.*, 170, 182–194.
- Yamini-Fard, F., Hatzfeld, D., Tatar, M. & Mokhtari, M., 2006- Microearthquake seismicity at the intersection between the Kazerun fault and the Main Recent Fault (Zagros, Iran), *Geophys. J. Int.*, 166, 186–196.

## Tectonic Stress Variations in the Zagros Using Inversion of Earthquake Focal Mechanisms

S. Pourbeyranvand <sup>1\*</sup> & M. Tatar <sup>2</sup>

<sup>1</sup> Assistant Professor, International Institute of Semiology & Earthquake Engineering, Tehran, Iran

<sup>2</sup> Associate Professor, International Institute of Semiology & Earthquake Engineering, Tehran, Iran

Received: 2012 September 01

Accepted: 2013 January 13

### Abstract

Having knowledge of stress variations in the Zagros region, southwest Iran is necessary to study the deformation resulting from oblique collision between the Eurasian & the Arabian plates and to obtain insight into the complicated tectonics of the region. In this study, earthquakes focal mechanism data were used to collect information on the state of stress in 12 subdivisions of the data including teleseismic and local events in the Zagros region. The stress axis show noticeable variations in the Zagros region, especially around the Oman Line. The angular difference between the stress & strain axis increases from the southeast to the northwest of the Zagros Mountain. The deformation partitioning due to pre-existing faults and fractures and introducing a weak zone in the NW Zagros under the influence of the Main Recent Fault activity may explain this increasing.

**Keywords:** Tectonic Plate Motion, Oman Line, Earthquake, Focal Mechanism, Fault, Stress Inversion, Zagros.

For Persian Version see pages 115 to 122

\*Corresponding author: S. Pourbeyranvand; E-mail: shpour@ut.ac.ir