

بررسی تغییرات تنش و آهنگ کرنش در البرز مرکزی با استفاده از سازوکار کانونی زمین لرزه‌ها و بردارهای سرعت GPS

شاهرخ پوربیرانوند^{۱*} و محمد تاتار^۲

استادیار، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

دانشیار، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۱/۲۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۵/۲۸

چکیده

البرز به عنوان یکی از ایالت‌های لرزه‌زمن‌ساختی مهم در ایران به دلیل استقرار کلان‌شهر تهران در بخش‌های جنوبی آن از نظر سوانح طبیعی، به خصوص زمین‌لرزه، دارای خطرپذیری بالایی است. اهمیت این ناحیه همچنین باعث توسعه شبکه‌ای نسبتاً متراکم از ایستگاه‌های GPS در اطراف آن شده است. در این مطالعه از داده‌های سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها که از منابع مختلف به دست آمده‌اند؛ برای وارون‌سازی تانسور تنش در البرز مرکزی استفاده شده است. از سوی دیگر در این مطالعه درون‌یابی بردارهای سرعت GPS روی یک شبکه مستطیل شکل و مشتق‌گیری در مرکز هر سلول برای مطالعه آهنگ کرنش در این ناحیه مورد استفاده قرار گرفت. نتایج این مطالعات نشان از تغییرات مکانی در محورهای اصلی تنش و آهنگ کرنش در قسمت‌های مختلف البرز مرکزی داشت که بیانگر پیچیدگی‌های ژئودینامیکی منطقه مورد مطالعه است. در نهایت اختلاف زاویه‌ای بین راستاهای تنش بیشینه افقی و راستای فشارشی محورهای آهنگ کرنش در محل خوشه‌های زمین‌لرزه‌ها محاسبه شد. این مطالعه نشان داد که میزان افراز دگرشکلی در قسمت‌های میانی البرز مرکزی، جایی که حرکات راستالغز روی گسل‌های مشا و فیروزکوه مشاهده می‌شود؛ سهم بیشتری در فرایندهای جاری دگرشکلی البرز مرکزی بر عهده دارد. در عوض در شمال رشته‌کوه، جایی که حرکت‌های عمدتاً شیب‌لغز روی راندگی خزر و گسل شمال البرز اتفاق می‌افتد؛ افراز دگرشکلی نقش کم‌رنگ‌تری ایفا می‌کند.

کلیدواژه‌ها: افراز دگرشکلی، البرز مرکزی، آهنگ کرنش، تنش، درون‌یابی، سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها، وارون‌سازی.

E-mail: beyranvand@iiees.ac.ir

*نویسنده مسئول: شاهرخ پوربیرانوند

۱- پیش‌نوشتار

پرسش‌هایی در مورد نحوه تکامل تکنونیک‌های این منطقه مهم وجود دارد و منشأ کوه‌های البرز و ساختار پوسته در این ناحیه ناشناخته باقی مانده‌اند (Berberian and King, 1981; Berberian, 1983; Allen et al., 2003). به دست آوردن حالت تنش کنونی می‌تواند ضمن ارائه پاسخ به برخی از پرسش‌های پدید آمده، به درک ژئودینامیک منطقه کمک کند.

افراز دگرشکلی در البرز مرکزی به شکل کوتاه‌شدگی مایل در آن گزارش شده است (Jackson et al., 2002). این حالت در نتیجه آغاز رژیم ترفشارشی از پلیوسن و جابه‌جایی حوضه جنوبی خزر SCB نسبت به بلوک ایران مرکزی به سمت جنوب باختری اتفاق افتاده است. پیش از این دوره و از زمان میوسن کوتاه‌شدگی با راستای شمالی-جنوبی در البرز شکل گرفته بود. این کوتاه‌شدگی روی راندگی‌های بادبزی شکل با شیب به سمت داخل از دو سمت انتهایی رشته‌کوه، به همراه حرکت‌های به ترتیب راستالغز راست‌گرد و چپ‌گرد در بخش‌های باختری و خاوری توزیع شده است (Allen, 2004).

برآورد آهنگ لغزش و جابه‌جایی کلی در امتداد گسل‌های راستالغز چپ‌گرد، به عنوان مثال آستانه و جاجرم، نشان می‌دهد که افراز کرنش یا دگرشکلی در البرز به همراه حرکت جنوب باختری حوضه دریای خزر جنوبی صورت گرفته و مربوط به ۱۰ میلیون سال قبل است (Hollingsworth et al., 2008). از سوی دیگر، پیشنهاد شده که حرکت حوضه دریای خزر جنوبی به صورت حرکت به سمت جنوب باختری و با چرخش در جهت عقربه‌های ساعت همراه بوده و بسیار جوان‌تر است (Ritz et al., 2006). بر این اساس پیچش کلی چپ‌گرد کمربند البرز در ارتباط با حرکت حوضه خزر جنوبی، به علت مایل بودن برخی از گسل‌ها نسبت به روند کلی رشته‌کوه (به عنوان مثال گسل‌های طالقان و مشا)، مؤلفه نرمال نشان می‌دهد. البته توپوگرافی حاصل از این مؤلفه نرمال، هنوز کوچک بوده و برجستگی‌های ارتفاعی منطقه را چندان تغییر نداده است.

اطلاعات زلزله‌های تاریخی (Ambraseys and Melville, 1982) و نیز منابع زلزله‌شناسی دستگاهی نشان می‌دهند که لرزه‌خیزی در منطقه بالاست.

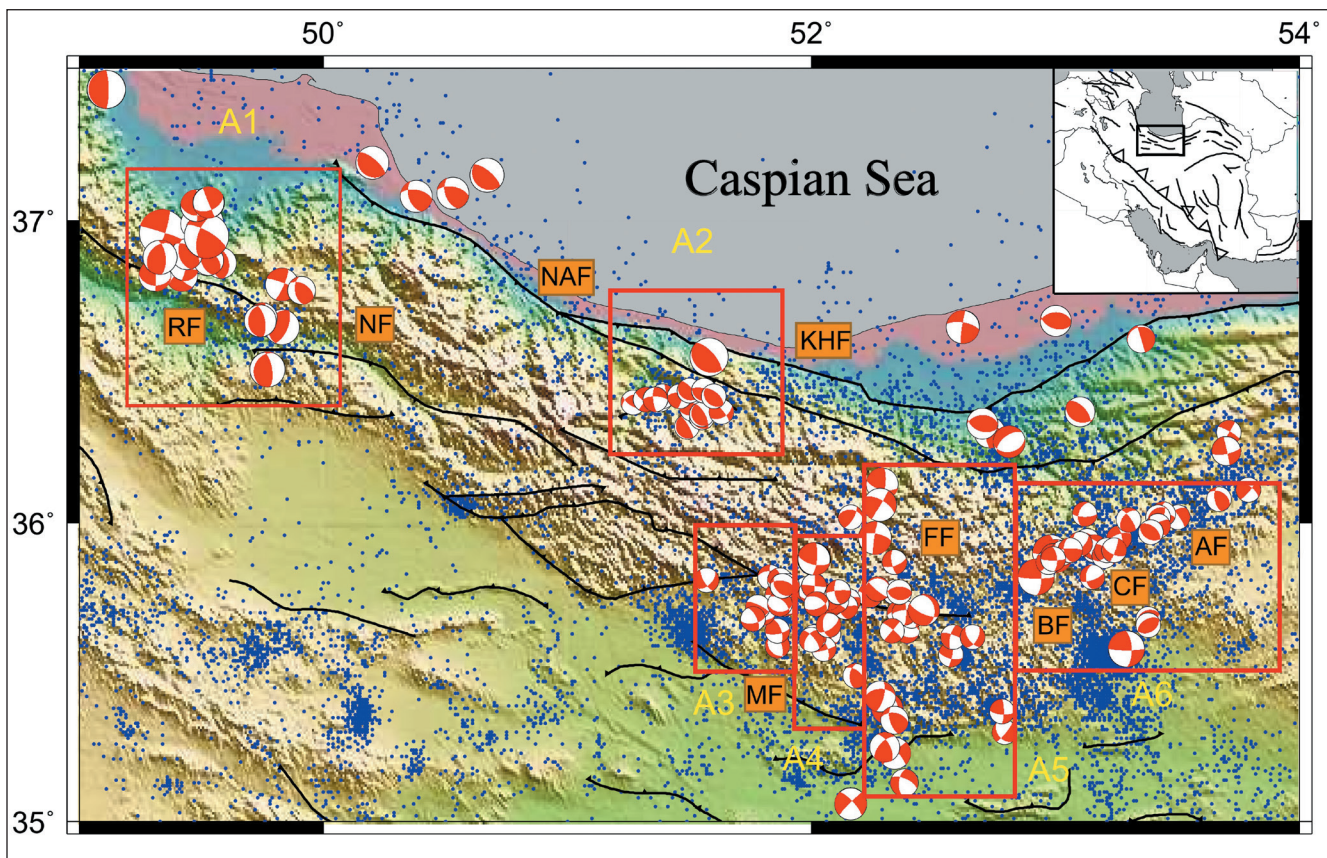
رشته‌کوه البرز که در جنوب حوضه دریای خزر واقع شده است و ایران مرکزی را از اوراسیا جدا می‌کند؛ قسمتی از همگرایی اوراسیا و عربستان را در خود جای می‌دهد (Stocklin, 1974). این رشته‌کوه با کمربندهای تراستی مهم تالش و کپه‌داغ در باختر و خاور محدود می‌شود. کوه‌های البرز در نتیجه برخورد ایران مرکزی با اوراسیا در تریاس پسین (کوهزایی سیمیرن) ناشی از همگرایی صفحات عربستان و اوراسیا به وجود آمدند (Berberian and King, 1981; Alavi, 1996; Zanchi et al., 2006). رسوبات پالئوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک سراسر محدوده روی سنگ بستر البرز مشاهده می‌شوند. همچنین فعالیت آتشفشانی در طول دوره سنوزوئیک، از کرتاسه پسین تا کواترنری دیده شده است (Alavi, 1996).

در حال حاضر فعالیت تکنونیک در کمربند البرز توسط دو حرکت کلی با سرعت‌های مختلف کنترل می‌شود؛ فشردگی از ۷ میلیون سال پیش به میزان ۵ میلی‌متر بر سال به سمت شمال که ناشی از همگرایی ایران مرکزی و اوراسیا است و ۴ میلی‌متر بر سال حرکت برشی چپ‌گرد به سمت شمال باختری حوضه دریای خزر جنوبی که باعث ایجاد محیط تکنونیک ترفشارشی چپ‌گرد در البرز شده است (Ritz et al., 2006; Vernant et al., 2004). حرکت تراکششی از پلیستوسن میانی به این سو، به دلیل حرکت (SCB) (South Caspian Basin) به سوی شمال باختر، در حال چیرگی بر منطقه است (Ritz et al., 2006; Masson et al., 2006).

تفاوت‌های مهمی در قسمت‌های خاوری و باختری البرز مرکزی به چشم می‌خورد. الگوی ۷ شکل گسل‌ها و شکستگی‌ها در دو بخش خاوری و باختری و تفاوت در سازوکارهای گسلش زمین‌لرزه‌ای و نیز آهنگ‌های کوتاه‌شدگی عمود بر روند رشته‌کوه و حرکت‌های راستالغز موازی با آن از ویژگی‌های منطقه البرز است. در قسمت خاوری عمدتاً حرکت راستالغز چپ‌گرد (حدود ۲ میلی‌متر در سال در جنوب محدوده و حدود ۵ میلی‌متر در سال در شمال آن) با آهنگ کوتاه‌شدگی متعامد بسیار پایین در گسل خزر (حدود ۲ میلی‌متر در سال) مشخص می‌شود. در بخش باختری راندگی (حدود ۶ میلی‌متر در سال) در گسل خزر با مقدار اندکی حرکت چپ‌گرد (حدود ۲ میلی‌متر در سال در شمال محدوده و ۱ میلی‌متر در سال جنوب آن) همراه است (Djamour et al., 2010).

و فیروزکوه، نمایش دهنده حرکت راستالغز چپ گرد در میان محدوده مورد مطالعه هستند (Berberian, 1983; Ritz et al., 2006). برآورد دگرشکلی از مدل میان‌لرزه‌ای در امتداد دو پروفیل بیانگر این است که با توجه به جهت‌گیری گسل‌ها، گسلش چپ‌گرد در بخش خاوری به‌طور عمده راستالغز چپ‌گرد و در بخش باختری رانندگی با مولفه راستالغز چپ‌گرد هستند (Djamour, et al, 2010). دگرشکلی در منطقه بیشتر به‌صورت لرزه‌ای اتفاق می‌افتد (Masson, et al, 2014)؛ ازین رو فعالیت لرزه‌ای در تمام گستره البرز به چشم می‌خورد. شکل ۱ نشان دهنده تصویری از توپوگرافی به همراه زمین‌لرزه‌های ثبت شده توسط پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (<http://www.iiees.ac.ir/fa/eqcatalog>) تا سال ۲۰۰۶ و مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (<http://irsc.ut.ac.ir/bulletin.php>) از سال ۲۰۰۶ به همراه گسل‌های مهم منطقه است. در این تصویر سازوکارهای کانونی دورلرزه‌ای از GCMT نمایش داده شده‌اند.

(Engdahl et al., 1998). سازوکارهای کانونی زمین‌لرزه‌ها از GCMT، مدل‌سازی دورلرزه شکل موج (Jackson et al., 2002) و همچنین سازوکارهای حاصل از استقرار شبکه‌های لرزه‌نگاری محلی (Tatar et al., 2007 and 2012) نشان می‌دهد که گسلش راستالغز و رانندگی بر دگرشکلی امروزی در البرز چپ‌گرد است. گسل‌های فعال بسیاری در منطقه مورد مطالعه به چشم می‌خورند که به‌طور عمده موازی کمربند البرز هستند. الگوی ۷ شکل مورد اشاره در سطور قبلی، به ترتیب با راستاهای باختر-شمال باختری، خاور-جنوب خاوری و باختر-جنوب باختری، خاور-شمال خاوری در باختر و خاور البرز مرکزی در این گسل‌ها مشاهده می‌شوند. گسل‌های رانده شمال البرز و خزر با شیب به سمت جنوب، ساختارهای اصلی رانندگی فعال در شمال محدوده هستند. گسل‌های رانده شمال تهران، گرمسار و پارچین با شیب به سمت شمال نیز ساختارهایی هستند که در جنوب منطقه وجود دارند. گسل‌های طالقان، مشا



شکل ۱- لرزه‌خیزی منطقه از مراجع داخلی (پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (تا ۲۰۰۶) و مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (از ۲۰۰۶ به بعد) روی توپوگرافی، به همراه نقشه گسل‌های مهم (حسامی آذر و همکاران، ۱۳۹۰) و سازوکارهای کانونی دورلرزه‌ای از GCMT، توضیح اختصاری: A1 تا A6 نام گروه بندی‌های سازوکارهای کانونی، نام گسل‌ها: RF: Rudbar Fault, NF: Nusha Fault, NAF: North Alborz Fault, KHF: Khazar Fault, MF: Moshfa Fault, FF: Firuzkuh fault, BF: Bashm Fault, CF: Chashm Fault, AF: Astaneh Fault

۲- سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها

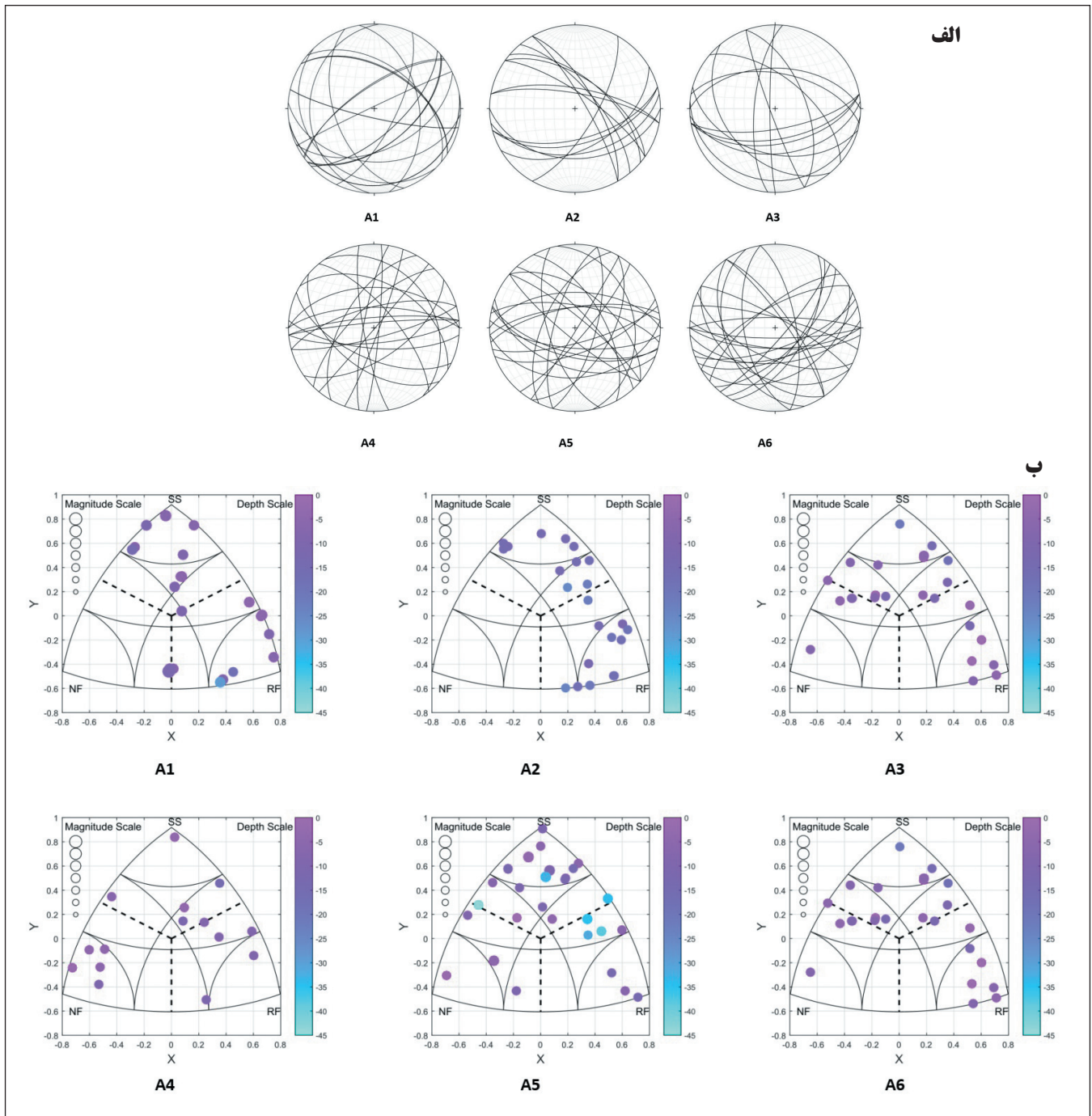
و محلی، به منظور تعیین تغییرات مکانی میدان تنش با در نظر گرفتن موقعیت مکانی زمین‌لرزه‌ها به گروه‌های مختلف تقسیم شدند. هر گروه از داده‌ها باید حدود ۲۰ تا ۳۰ زمین‌لرزه را جهت حصول اطمینان از صحت نتایج وارون‌سازی تنش شامل شوند. استفاده از عمق یا توالی زمانی زمین‌لرزه‌ها می‌توانست به عنوان عاملی دیگر برای گروه‌بندی مورد استفاده قرار بگیرد که با توجه به محدودیت‌های داده در این منطقه امکان‌پذیر نبود.

پایگاه داده با توجه به توزیع مکانی رخدادها به ۶ گروه از داده‌ها (A1 تا A6) تقسیم شد. این دسته‌بندی بر اساس تشکیل خوشه‌هایی از زمین‌لرزه‌ها انجام شد که بتوانند امکان وارون‌سازی تنش را با رسیدن به تعداد مورد نظر فراهم کنند.

داده‌های سازوکار کانونی از همه منابع ممکن، از جمله مقالات منتشر شده از پروژه‌های شبکه‌های لرزه‌نگاری محلی و رخدادهای دورلرزه‌ای که راه‌حل سازوکار کانونی آنها را می‌توان در GCMT یا دیگر منابع پیدا کرد؛ جمع‌آوری شده است. معمولاً سازوکارهای کانونی دورلرزه‌ای با استفاده از امواج بسیار بلند دوره پیکری و امواج سطحی در روش (Arvidsson and Ekström, 1998; CMT; Gillard and Wyss, 1995; Hollingsworth et al., 2010) و سایر روش‌های متداول (Berberian and Walker, 2010; Javidfakhr et al., 2011) محلی با استفاده از روش قطبی (Snoko et al., 1984; Nemati et al., 2011) محاسبه می‌شود. سازوکارهای کانونی موجود در هر منطقه شامل هر دو نوع داده‌های دورلرزه

محل قرارگیری دایره نشان‌دهنده آن مشخص شده است. اندازه دایره نیز بیانگر بزرگی و رنگ آن مربوط به عمق زمین‌لرزه است. داده‌های استخراج شده از GCMT به علت ناکافی بودن اطمینان به عمق زمین‌لرزه‌ها، از این نمودارها حذف شده‌اند و داده‌های نمایش داده شده، متشکل از نتایج شبکه‌های محلی لرزه نگاری یا وارون‌سازی شکل موج هستند. به این علت می‌توان در حد قابل قبولی به عمق این زمین‌لرزه‌ها اطمینان کرد.

شیب و امتداد صفحات گسلی به عنوان نمایش داده‌های ورودی به وارون‌سازی تانسور تنش در شکل ۲- الف روی استریونت نمایش داده شده است. همچنین در شکل ۲- ب سازوکارهای کانونی مورد استفاده روی نمودار مثلث کیگان رسم شده که نموداری برای نشان دادن موقعیت سازوکار کانونی زمین‌لرزه از لحاظ نزدیکی به هر یک از سازوکارهای خالص راستالغز، معکوس و نرمال است (Kagan, 2002). در این نمودارها محل سازوکار کانونی غالب زمین‌لرزه توسط



شکل ۲- الف) شیب و امتداد صفحات گسلی به دست آمده از سازوکارهای کانونی زمین‌لرزه‌ها در هر گروه از داده‌ها (ب) طرح مثلثی کیگان سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها، اندازه دایره‌ها به عنوان بزرگی (از ۱ تا ۷) و عمق توسط مقیاس رنگی نشان داده شده.

۳- وارون‌سازی تنش

سازوکارهای کانونی اطلاعات مهمی در مورد جهت‌ها و بزرگای نسبی تنش در پوسته به دست می‌دهند. در پروژه نقشه جهانی تنش، بیش از نیمی از اطلاعات مورد استفاده در برآورد تانسور تنش از سازوکارهای کانونی زمین‌لرزه‌ها به صورت منفرد به دست آمده اند (www.world-stress-map.org). البته باید اشاره کرد که تانسور تنش پوسته‌ای را نمی‌توان با اطمینان کافی با استفاده از سازوکار کانونی یک زمین‌لرزه به دست آورد. زیرا ممکن است سازوکار کانونی زمین‌لرزه مورد نظر دارای خطای بزرگی باشد یا اساساً از نظر راستای تنش وارد شده با راستای تنش منطقه‌ای تفاوت داشته باشد. لذا برای استخراج تانسور تنش از تعداد زیادی زمین‌لرزه، یک فرایند وارون‌سازی مورد نیاز است. پراکندگی جغرافیایی داده‌های مورد استفاده بیانگر وسعت محدوده‌ای است که تانسور تنش در آن یکنواخت فرض می‌شود. هر سازوکار کانونی بیانگر خصوصیات یک صفحه گسل و نحوه لغزش روی آن است (McKenzie, 1969).

۳-۱. روش وارون‌سازی خطی (Michael 1984)

با استفاده از سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها یا با اندازه‌گیری‌های صحرایی روی گسل، جهت شیب (θ)، شیب (δ) و ریک (λ) تعیین می‌شوند. از این مقادیر، \hat{n} بردار نرمال به طرف بیرون از بلوک فرودیواره) و \hat{d} جهت لغزش بلوک فرادیواره نسبت به بلوک فرودیواره) به دست می‌آیند. نتیجه مورد انتظار از انجام وارون‌سازی، پیدا کردن تانسور تنش یکنواخت یکتایی است که با بیشترین احتمال باعث رخداد گسلش شده است. به علت امکان وجود بازشدگی در گسلش، نمی‌توان با داشتن مؤلفه‌های لغزش برای بازسازی تانسور تنش به تنهایی، مؤلفه همسانگرد یا ایزوتروپیک (σ_{xx} ، σ_{yy} و σ_{zz}) را مشخص کرد. مگر اینکه در مورد شرایط شکستگی پیش فرض‌هایی در نظر گرفته شود. لذا نتیجه وارون‌سازی بیانگر تانسور تنش انحرافی خواهد بود.

همچنین تعیین بزرگای واقعی مؤلفه‌های تانسور تنش در مختصات اصلی امکان‌پذیر نیست و تنها بزرگای نسبی را می‌توان مشخص کرد. برای پیدا کردن تانسور تنش انحرافی بهینه، جهت لغزش با توجه به جهت گسل مورد ارزیابی قرار می‌گیرد. جهت گسل به تنهایی هیچ اطلاعات مهمی درباره سازوکار گسلش در بر ندارد. چرا که گسل ممکن است پیش از لغزش ثبت شده به وجود آمده باشد. پایه این روش و بیشتر روش‌های وارون‌سازی دیگر بر این استوار است که کشش برشی روی صفحه، با جهت لغزش موازی در نظر گرفته می‌شود. به بیان ریاضی:

$$\hat{\tau} = \frac{\hat{\tau}(n, \sigma)}{\|\hat{\tau}(n, \sigma)\|} = \hat{s} \quad (1)$$

که $\hat{\tau}(n, \sigma)$ کشش مماسی روی صفحه گسل با نرمال واحد \hat{n} نسبت به تانسور تنش انحرافی σ و $\hat{\tau}$ بردار واحد همراه با $\hat{\tau}$ است. یک گسل تنها نمی‌تواند تانسور تنش انحرافی را به طور کامل بازسازی کند. از این رو لازم است که معادله ۱ به طور همزمان برای تعدادی گسل حل شود. این کار باید به گونه‌ای انجام شود که یک σ منفرد به دست آید؛ آن هم به صورتی که به بهترین وجه در تمام گسل‌ها صدق کند. معادل این فرض که میدان تنش تانسوری ثابت در محدوده مورد مطالعه در طول رویداد گسلش است؛ به این شکل رعایت می‌شود. در ادامه با این فرض که مقدار $\|\hat{\tau}\|$ روی تمام صفحات گسلی مورد بررسی ثابت است؛ با در نظر گرفتن $\|\hat{\tau}\| = 1$ مسئله خطی و حل می‌شود (Michael, 1984).

۳-۲. روش وارون‌سازی غیر خطی (Lund and Slunga 1999)

روش وارون‌سازی تانسور تنش حاضر بر مبنای ایده‌های (Gephart and Forsyth 1984) بنیان نهاده شده؛ اگر چه فورمولاسیون نهایی کمی متفاوت است. در اینجا، برای اطمینان از رفتار صحیح با جهت لغزش، از نحوه نگارش برداری برای جهت‌های اصلی تانسور تنش، برای نرمال‌های صفحات گرهی که از سیستم مختصات جغرافیایی به سیستم مختصات تنش اصلی تبدیل یافته‌اند و برای جهت تنش برشی بر صفحات گرهی استفاده شده است. تمام بردارها با طول واحد نگاه داشته شده‌اند. چرا که بزرگای تنش‌ها ناشناخته است. محاسبه جهت تنش برشی

روی صفحه، به همراه زاویه بین جهت تنش برشی و جهت لغزش مشاهده شده در سیستم اصلی انجام می‌گیرد که فورمولاسیون جبری ساده‌تر است. اگر چه بزرگای تنش‌های اصلی معلوم نیست؛ می‌توان جهت تنش برشی بیشینه بر صفحه را که یکی از مسایل کلیدی در وارون‌سازی تانسور تنش با استفاده از سازوکارهای کانونی است؛ محاسبه کرد. زاویه بین جهت تنش برشی و جهت لغزش مشاهده شده داخل صفحه گسل به شکل زیر است:

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

با کمینه کردن این زاویه در خلال فرایند وارون‌سازی، نتایج محاسبه و راستاهای تنش اصلی محاسبه می‌شوند (Lund and Slunga, 1999).

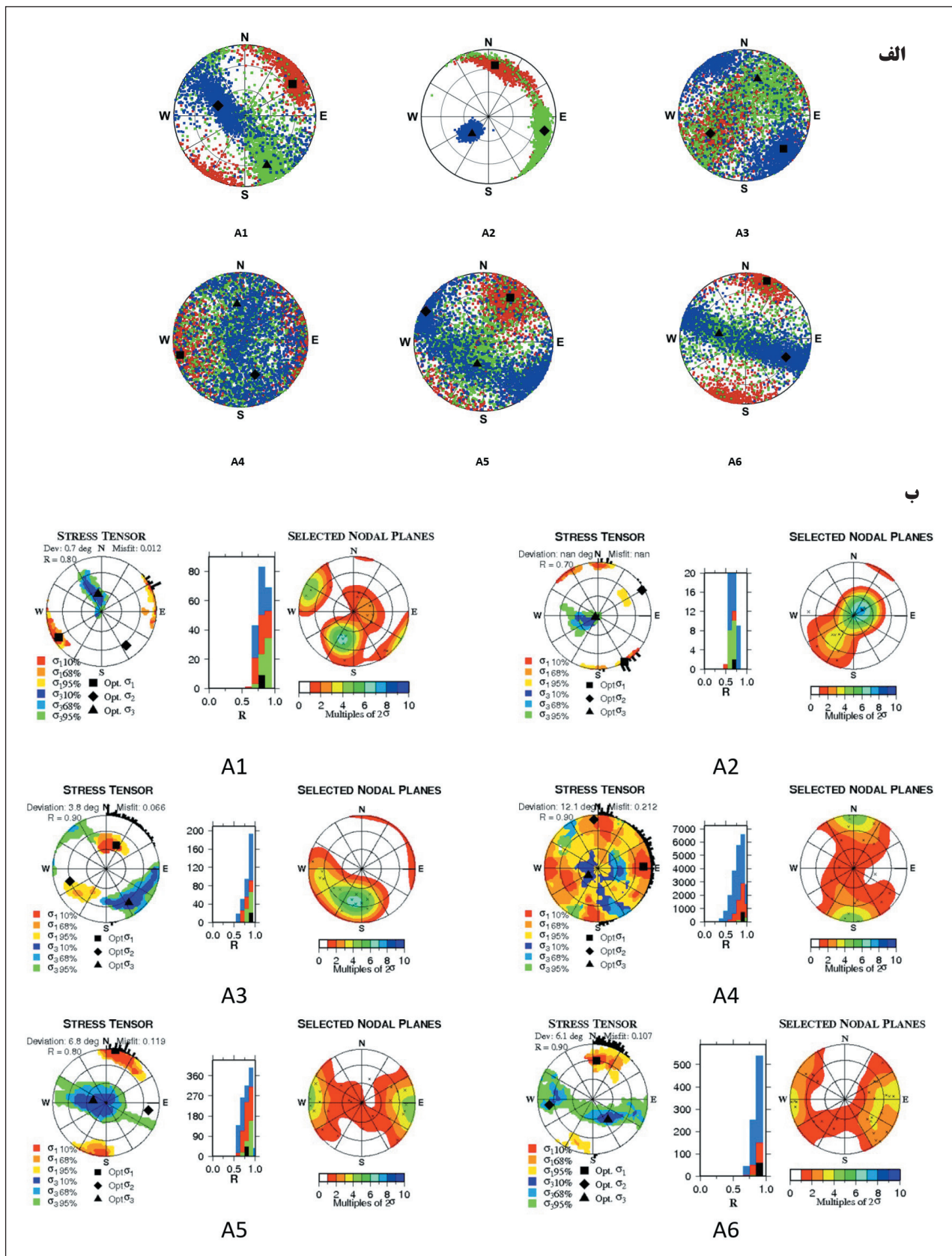
۴- تغییرات تنش در البرز مرکزی

نتایج وارون‌سازی تنش که با استفاده از دو روش خطی و غیر خطی مورد بحث در قسمت‌های پیشین به دست آمده و سپس با توجه به کیفیت وارون‌سازی مورد گزینش قرار گرفته؛ در شکل‌های ۳-الف و ب قابل مشاهده است. نتایج وارون‌سازی سازوکارهای کانونی تانسور تنش تغییرات قابل توجهی را در البرز مرکزی نمایان می‌سازند که موبد ناهمگنی میدان تنش و پیچیدگی محیط زمین ساختی منطقه است. راستای تنش بیشینه افقی توسط دو روش خطی و غیر خطی معرفی شده در بخش پیشین محاسبه و سپس با در نظر گرفتن پارامترهای تعیین کننده کیفیت وارون‌سازی، راستاهای بهینه انتخاب و به صورت میله‌هایی رسم شد (شکل ۴). بر اساس راستاهای به دست آمده جهت SH_{max} در بخش باختری محدوده مورد مطالعه یعنی گروه A1، شمال خاوری-جنوب باختری است. در تانسور تنش به دست آمده در هر دو روش، واقع شدن حدود اطمینان در مناطقی محدود نشان از بالا بودن کیفیت وارون‌سازی دارد و پیداست که میدان تنش در این منطقه همگن است. در گروه دوم از داده‌ها A2 نیز اینچنین است. در این منطقه راستای تنش بیشینه در خلاف جهت عقربه‌های ساعت می‌چرخد و تقریباً تبدیل به شمالی-جنوبی با تمایلی اندک به شمال خاوری می‌شود. در گروه‌های A3، A4، A5، ۳ مورد از نتایج وارون‌سازی تانسور تنش نشان داده شده است که تقریباً یکسان هستند. SH_{max} در این منطقه شمال خاوری-جنوب باختری با تمایل بیشتر به سمت خاور است. در گروه A6 جهت گیری تنش افقی بیشینه شمال خاوری-جنوب باختری است.

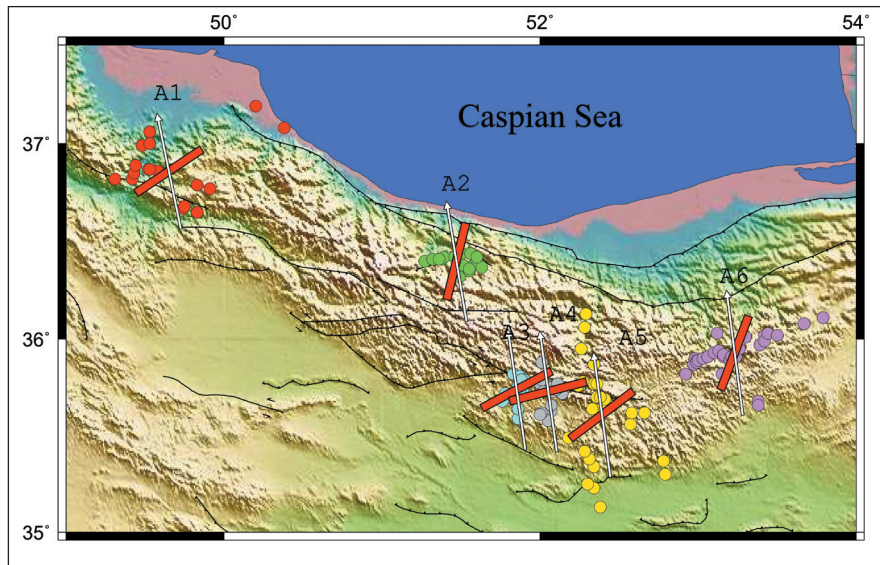
راستاهای اصلی تنش به دست آمده در مطالعات قبلی که به‌طور کلی در ایران به دست آمده‌اند؛ در منطقه مورد مطالعه دارای مطابقت خوبی با نتایج حاصل از مطالعه حاضر هستند (Zarifi et al., 2014)؛ اما به دلیل دقیق‌تر بودن روش و همچنین متمرکز بودن پایگاه داده‌های مورد استفاده در منطقه البرز مرکزی، تغییرات بیشتری را در این ناحیه به نمایش می‌گذارند. بردارهای حرکت صفحه‌ای با استفاده از مدل حرکت صفحات تکتونیکی Nuvel 1-A در شکل ۴ رسم شده‌اند (DeMets et al., 2010). این بردارها در گروه‌های A1، A3، A4، A5 دارای زاویه‌ای بزرگ با جهت تنش افقی بیشینه هستند. این زاویه برای گروه‌های A2 و A6 کوچک است.

۵- داده‌های GPS

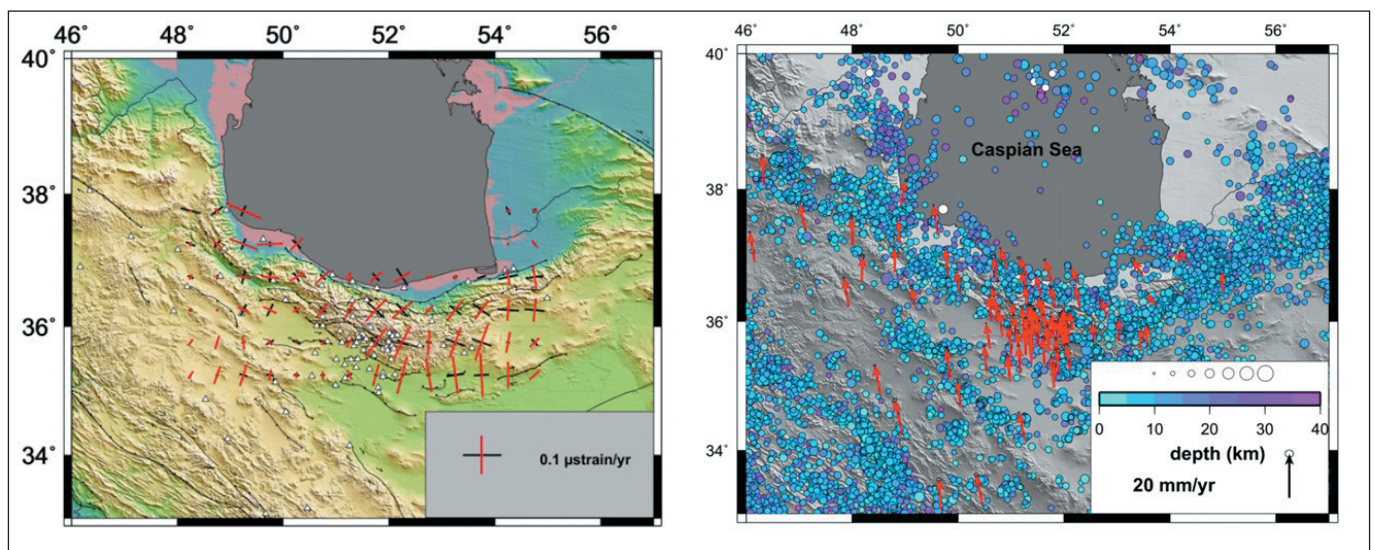
با گسترش تدریجی شبکه ژئودینامیک دائمی و عملیات موقتی، مطالعات GPS در منطقه توسعه پیدا کرده است. در ایران مطالعات GPS متعددی انجام شده است که برخی تمام کشور را پوشش داده (Nilfroushan et al., 2003)؛ و برخی بر البرز تمرکز داشته‌اند (Djamour et al., 2010). به منظور محاسبه آهنگ کرنش، بردارهای سرعت به دست آمده از پردازش داده‌های GPS مربوط به مطالعات فوق یا تلفیقی از بردارهای سرعت به دست آمده مورد نیاز است. داده‌های مورد استفاده در این مطالعه تلفیقی از بردارهای سرعت ایستگاه‌های مختلف دائمی و موقتی GPS در چارچوب مرجع اوراسیا هستند (Djamour et al., 2010). این داده‌ها شامل ۱۰۳ ایستگاه GPS است که به‌صورت بردارهای سیاه در شکل ۵-الف نشان داده شده‌اند.



شکل ۳- الف) نتایج وارون‌سازی تنش نشان داده شده در استریونت. نقطه‌های قرمز، سبز و آبی نشان‌دهنده نقاط معرف σ_1 ، σ_2 و σ_3 طی نمونه‌گیری مجدد خود راه‌انداز، از روش Michael (1984) و مربع سیاه، لوزی و مثلث به ترتیب نشان‌دهنده راه حل بهینه برای محورهای تنش مذکور هستند؛ ب) نتیجه وارون‌سازی غیرخطی تنش (Lund and Slunga, 1999) روی داده‌های لغزش گسلی دره دیکسی، به روش زاویه لغزش؛ ب) نتیجه وارون‌سازی غیرخطی تنش (Lund and Slunga, 1999) روی داده‌های لغزش گسلی دره دیکسی، به روش ناپایداری. تانسور تنش بهینه σ_1 به شکل مربع، σ_2 به شکل لوزی و σ_3 به شکل مثلث همراه حدود اطمینان ۱۰٪، ۶۵٪ و ۹۵٪ برای σ_1 تیره به روشن از ۱٪ تا ۹۵٪ و σ_3 روشن به تیره از ۱۰٪ تا ۹۵٪ نشان داده شده است. بافت‌نمای (هیستوگرام) سیاه پیرامونی جهت فشردگی افقی بیشینه تانسورها را در محدوده اطمینان ۹۵٪ نشان می‌دهد.



شکل ۴- جهت تنش افقی پیشینه به دست آمده از وارون سازی سازوکار کانونی زمین لرزه ها توسط میله های قرمز و زمین لرزه ها با رنگ های مختلف برای گروه های مختلف از داده ها نشان داده شده است. بردارهای سفید نشان دهنده حرکت صفحات تکتونیکی با استفاده از مدل NUVEL 1A است. زمین لرزه های مورد استفاده برای هر گروه از داده ها که با اسامی A1 تا A6 مشخص شده؛ با رنگ های مختلف نشان داده شده است.



شکل ۵- الف) بردارهای سرعت GPS از Djamour et al. (2010) به همراه لرزه خیزی از مراجع داخلی (پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله (تا ۲۰۰۶)) و مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (از ۲۰۰۶ به بعد) روی توپوگرافی رسم شده اند؛ ب) جهت محورهای اصلی آهنگ کرنش به همراه گسل های اصلی منطقه روی توپوگرافی رسم شده اند. خطوط نازک قرمز و سیاه جهت محور کرنش اصلی انقباضی و اتساعی را نشان می دهند. دو خط عمود نشان دهنده محور نرخ کرنش با بزرگی ۱۰۰ نانواسترین بر سال برای هر دو محور، در راهنمای واقع در گوشه پایین سمت راست نشان داده شده است. ایستگاه های GPS با مثلث های کوچک نشان داده شده اند.

۶- محاسبه آهنگ کرنش

اگر چه محاسبات برای زمین کروی انجام می شود؛ منطقه مورد مطالعه اغلب به حد کافی کوچک در نظر گرفته می شود که بتوان به جای آهنگ های کرنش افقی در سیستم کارتزین x به سمت شرق، y به سمت شمال و z به سمت بالا مثبت است. آهنگ کرنش افقی را می توان به صورت آهنگ های کرنش برشی ϵ_{xy} و ϵ_{yz} و آهنگ کرنش اتساعی ϵ_{xx} ، ϵ_{yy} ، ϵ_{zz} در مختصات کارتزین استفاده کرد. کرنش اتساعی ϵ که آهنگ واگرایی افقی نیز خوانده می شود بیان کرد. به علت کمبود جا از ذکر فرمولاسیون ریاضی صرف نظر می شود.

تکنیک مورد استفاده در این مطالعه اجازه تعیین تانسور گرادین سرعت افقی را از ۳ مؤلفه تانسور آهنگ کرنش ϵ_{00} ، $\epsilon_{\phi\phi}$ و $\epsilon_{\theta\theta}$ در سطح زمین می دهد. در این روش، میدان سرعت افقی به روش Haines and Holt (1993) که با تغییراتی بهینه شده است؛ به وسیله برازش توزیع آهنگ کرنش با اسپلاین های دو- مکعبی به جای چند جمله ای ها برآورد می شود. به این ترتیب، امکان تعیین حرکات نسبت به هر منطقه یا نقطه مشخص شده در ناحیه دگرشکلی در سطح زمین کروی فراهم می شود.

۷- تغییرات آهنگ کرنش در البرز مرکزی

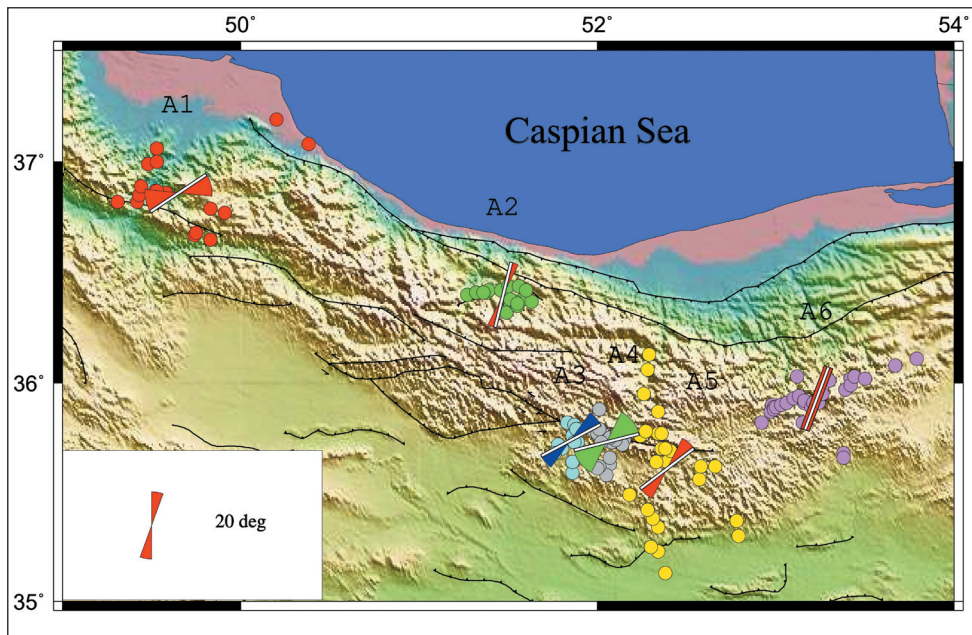
وجود دارد که در آن، محورهای فشارشی آهنگ کرنش حالت افقی پیدا می‌کنند. در این قسمت بزرگای محور فشارشی آهنگ کرنش کمترین اندازه را دارد. این محورها در جنوب خاوری و خاور البرز مرکزی و نیز در شمال باختری محدوده، دارای طول بزرگ‌تری هستند. این مطالعه با استفاده از روش شبکه‌بندی چهارگوش با قدرت تفکیک بالاتر نسبت به مطالعات قبلی که اغلب به صورت عمومی برای کل کشور انجام شده‌اند (e.g. Masson et al., 2014)؛ در البرز مرکزی صورت گرفته است. با توجه به بالاتر بودن قدرت تفکیک این روش که ناشی از شبکه‌بندی چگال‌تر نسبت به روش‌های قبلی و تمرکز بر منطقه مورد مطالعه است؛ نتایج حاضر، تغییرات جهت نرخ کرنش را در البرز مرکزی با دقت بیشتری به نمایش در می‌آورند.

۸- اختلاف زاویه‌های بین راستای تنش افقی بیشینه و محور فشارشی آهنگ کرنش

در شکل ۶ اختلاف زاویه‌های محاسبه شده بین راستای تنش افقی بیشینه و محور فشارشی آهنگ کرنش نشان داده شده است. برای محاسبه این اختلاف زاویه‌ای، ابتدا نزدیک‌ترین نقاط شبکه‌بندی مربوط به آهنگ کرنش، به مرکز گرانش خوشه‌های زمین لرزه مورد استفاده در وارون‌سازی تنش با استفاده از برنامه‌نویسی در محیط MATLAB مشخص شدند. برای هر مرکز گرانش چهار نقطه که چهارگوش سلول مربوطه هستند به دست آمد. سپس با میانگین‌گیری از این چهار نقطه، راستای محور فشارشی آهنگ کرنش برای خوشه مورد نظر محاسبه شد. در نهایت اختلاف زاویه‌ای بین این راستاها محاسبه و رسم شد.

نرخ کرنش با درون‌یابی سرعت GPS روی یک شبکه مستطیل‌شکل و مشتق‌گیری در مرکز هر سلول، با استفاده از روش تغییر یافته (Haines et al., 1998) به دست آمده است. سلول‌های شبکه دارای ابعادی در حدود 0.7 درجه هستند. راستاهای بزرگ‌ترین نرخ کرنش‌های فشارشی و کششی افقی به ترتیب (EH_{max}) و (EH_{min}) هستند. بزرگ‌ترین نرخ کرنش افقی کششی و فشارشی به ترتیب توسط میله‌های سیاه و قرمز در مرکز سلول‌های شبکه، در شکل ۵-ب در محدوده مورد مطالعه نشان داده شده‌اند. عدم قطعیت در مورد راستای آهنگ کرنش در این روش در حدود 3 درجه (Keiding et al., 2008) و در مورد بزرگای محورهای آهنگ کرنش حدود 10 نانو استرین بر سال (Zhu and Shi, 2011) است. کمیت‌های محاسبه شده، از بردارهای سرعت GPS موجود در پایگاه داده‌های مطالعه حاضر استخراج شده‌اند. پایگاه داده‌های مذکور همان‌طور که پیش‌تر اشاره شد؛ شامل ایستگاه‌هایی در نقاطی خارج از البرز مرکزی نیز است. با توجه به پایین بودن سطح اطمینان با نزدیک شدن به لبه‌های منطقه مورد بررسی و در نظر گرفتن پوشش چگال شبکه GPS در محدوده البرز مرکزی، تنها نتایج واقع در این قسمت مورد بحث و بررسی قرار گرفته‌اند.

راستای محورهای فشارشی آهنگ کرنش در قسمت خاوری البرز به صورت میله‌های قرمز شان داده شده‌اند و تقریباً هم‌خوان با روند گسل‌های منطقه، راستایی شمال خاوری- جنوب باختری دارند. راستای این محورها در قسمت‌های باختری نیز هماهنگ با جهت‌گیری گسل‌ها دارای راستای شمال باختری- جنوب خاوری است (شکل ۵-ب). قسمتی در حدود طول جغرافیایی 50 درجه در میان این دو منطقه



شکل ۶- اختلاف زاویه‌های بین راستای تنش افقی و محورهای فشارشی آهنگ کرنش. راستای تنش با میله سفید مشخص شده است. در این شکل اختلاف زاویه‌های میان راستای اصلی تنش و کرنش در مرکز و شمال باختری البرز مرکزی به دلیل چیرگی پدیده افراز دگرشکلی بزرگ‌تر است.

گسل‌های راستالغزی مانند گسل رودبار که گسلی شناخته شده و مرتبط با زمین لرزه فاجعه بار رودبار است و نیز گسل نوشا که گسل راستالغزی کوچک‌تر و کمتر شناخته شده است؛ مشاهده می‌شود که اختلاف زاویه‌ای بین تنش و آهنگ کرنش در این منطقه زیاد است. همان‌طور که پیش‌تر اشاره شد زیاد بودن این زاویه دال بر چیرگی پدیده افراز دگرشکلی در این منطقه است.

در قسمت شمال باختری منطقه مورد مطالعه، اختلاف زاویه‌ای بزرگی بین راستای تنش افقی بیشینه و محور فشارشی آهنگ کرنش به چشم می‌خورد. باید توجه کرد که این خوشه از زمین‌لرزه‌ها در منطقه‌ای واقع شده است که از جبهه شمالی رشته کوه البرز، جایی که گسل شمال البرز یا راندگی خزر وجود دارند فاصله دارد. با توجه به چیرگی سازوکار راندگی بر گسل‌های مذکور، واقع در شمال محدوده و نیز نزدیکی

مورد مطالعه احتمال می‌رود این داده‌ها نشان‌دهنده وجود رژیم‌های تکنیکی کششی باشند که به‌طور محلی بین بلوک‌های مختلف به وجود آمده‌اند. در این مورد خاص به نظر می‌رسد که این گسل‌های نرمال در نتیجه حرکت‌های راستالغز با آهنگ‌های گوناگون در گسل‌های مشا و فیروزکوه به وجود آمده باشند. در A5 که تحت تأثیر گسل فیروزکوه قرار دارد؛ بیشتر رخدادهای راستالغز و سپس راندگی دیده می‌شود. در A6 که محل فعالیت گسل‌های آستانه، چاشم و بشم است؛ گسل‌های رانده و راستالغز هر دو در محدوده دیده می‌شوند. به‌طوری که در ادامه بحث خواهد شد؛ وجود رخدادهای راستالغز در گروه‌های واقع در البرز مرکزی میانی، شامل گروه‌های A3، A4 و A5، نشانه‌ای از افزاز دگرشکلی در این منطقه است که توسط مطالعات دیگر نیز مورد تأیید قرار گرفته است (برای مثال Tatar et al., 2012). توضیحات ارائه شده در مورد عمق زمین‌لرزه‌ها در شکل ۲- ب نشان می‌دهد که تقریباً تمام رخدادهای معکوس مشاهده شده در داده‌ها، از عمق نسبتاً بالایی برخوردار هستند و این مطلب به‌طور نسبی نشان از حضور سازوکار راندگی در عمق و عملکرد سازوکار راستالغز در سطح دارد. همچنین تقریباً بیشتر رخدادهای عمیق لرزه‌ای در مجموعه داده‌های حاضر در گروه A5 قرار می‌گیرند. تمرکز این رخدادهای عمیق در این ناحیه خبر از پی‌سنگی بودن گسل در این منطقه می‌دهد.

جهت تنش افقی پیشینه به دست آمده در هر منطقه در توافق با واقعیات زمین‌شناسی است (شکل‌های ۳ و ۴). گروه A1 در سرحد باختری محدوده واقع است. با توجه به فاصله مکانی این خوشه از زمین‌لرزه‌ها با سرحد شمالی محدوده، انتظار نمی‌رود که این گروه از داده‌ها تحت تأثیر راندگی خزر باشد. زاویه قرارگیری راستای تنش افقی پیشینه نسبت به گسل‌های منطقه به گونه‌ای است که می‌تواند هر دو نوع گسلش راستالغز و شیب‌لغز را به دنبال داشته باشد. سازوکار کانونی غالب در منطقه راندگی است؛ اما وقوع حرکت‌های راستالغز با توجه به نحوه قرار گرفتن راستای تنش افقی پیشینه نسبت به گسل‌های منطقه مورد انتظار است. در زیرمجموعه A2 راستای تنش افقی پیشینه در منطقه به‌طور تقریبی عمود بر راستای گسل‌هاست. همان‌طور که مطالعات قبلی نشان می‌دهند؛ در این منطقه سازوکار چیره، گسلش معکوس است. جهت‌گیری راستای تنش پیشینه افقی مشاهده شده در این منطقه به خوبی جرابی این گسلش معکوس را نشان می‌دهد. خوشه‌های A3، A4 و A5 در تطابق نسبی با روند گسل‌های این قسمت از البرز مرکزی هستند. این نحوه قرارگیری راستای تنش پیشینه افقی، به خوبی گسلش راستالغز را که در زیرمجموعه‌های واقع در البرز مرکزی میانی مشاهده می‌شود؛ توجیه می‌کند. در گروه A6، راستای تنش افقی پیشینه زمین‌لرزه‌ها شبیه به گروه A2 و سازوکار چیره گسل مشاهده شده در این گروه راندگی است.

جهت‌گیری محور فشارشی آهنگ کرنش تطابق مطلوبی با واقعیات‌های زمین‌شناسی و نتایج مطالعات پیشین منطقه دارد. این جهت‌گیری‌ها با توجه به روند گسل‌های منطقه نشان‌دهنده چیرگی حرکت شیب‌لغز با مؤلفه کوچکی از حرکت شیب‌لغز در بخش باختری و چیرگی حرکت راستالغز همراه با مؤلفه کوچکی از حرکت شیب‌لغز در بخش خاوری البرز مرکزی است (Djamour et al., 2010).

از مقایسه بردارهای حرکت صفحه تکنیکی با راستای تنش پیشینه افقی مشاهده شده در هر یک از گروه‌ها و نیز اختلاف زاویه این راستا با جهت محور فشارشی آهنگ کرنش، به نظر می‌رسد که ارتباط مستقیمی بین این دو وجود دارد. به عبارت دیگر هر چه اختلاف زاویه بین بردار حرکت صفحه تکنیکی با راستای تنش پیشینه افقی بیشتر باشد؛ اختلاف بین راستای تنش و آهنگ کرنش بیشتر است. با توجه به جهانی بودن مدل‌های حرکت صفحات تکنیکی مورد استفاده، بدیهی است که بردارهای مذکور جهت کلی حرکت صفحات تکنیکی را پیش‌بینی می‌کنند و قادر به تخمین تغییرات محلی میدان تنش و تأثیر موضعی روند گسل‌ها در هر منطقه نیستند.

شکل ۶ نشان می‌دهد که هم‌راستا بودن راستاهای تنش و آهنگ کرنش در یک منطقه، به معنی دگرشکلی هم‌محور و رخداد دگرشکلی در راستای

در گروه ۲ از داده‌های مورد بررسی، که نزدیک‌ترین گروه از داده‌ها به گسل شمال البرز و راندگی خزر است؛ مشاهده می‌شود که زاویه بین راستاهای تنش و آهنگ کرنش کوچک است. از آنجا که سازوکار چیره گسلش در این منطقه راندگی است؛ نقش کمتر افزاز دگرشکلی و کوتاه‌شدگی تقریباً خالص در این موقعیت مورد انتظار است که با واقعیت‌های زمین‌شناسی مطابقت کامل دارد.

گروه‌های ۳، ۴ و ۵ از داده‌ها در مناطقی واقع شده‌اند که تحت تأثیر فعالیت گسل‌های راستالغز عمده‌ای مانند مشا و فیروزکوه قرار دارند. در این منطقه از البرز مرکزی همان‌طور که در قسمت‌های قبل بحث شد؛ به دلیل راستای قرار گرفتن این صفحات ضعیف شکستگی، دگرشکلی در راستای آنها رخ می‌دهد. لذا افزاز دگرشکلی به شکل کاملاً مشهود اتفاق می‌افتد. این موضوع با بزرگ بودن اختلاف زاویه‌ای بین راستاهای تنش و آهنگ کرنش در این مناطق همخوانی کامل دارد. در این میان گروه ۴ از داده‌ها بیشترین اختلاف زاویه‌ای را نشان می‌دهد. این گروه همچنین بیشترین تعداد سازوکار نرمال را در بین خوشه‌های مختلف زمین‌لرزه‌ها در البرز مرکزی در بر دارد. احتمال می‌رود که این گسل‌های نرمال در نتیجه حرکت‌های راستالغز با آهنگ‌های گوناگون در گسل‌های مشا و فیروزه به وجود آمده باشد. با این حال وجود این سازوکارهای متفاوت که در اثر تفاوت در جهت‌گیری صفحات گسلی یا تغییرات محلی در راستای تنش تکنیکی است؛ منجر به اختلاف زاویه‌ای بیشتر بین راستاهای اعمال تنش و دگرشکلی شده‌اند.

اما خوشه زمین‌لرزه قرار گرفته در گروه ۶، در موقعیتی واقع شده است که با قرار گرفتن بین دو گسل راستالغز فیروزکوه و آستانه، حرکت راستالغز و در نتیجه چیرگی پدیده افزاز دگرشکلی در آن ناحیه محتمل به نظر می‌رسد. اما راستاهای تنش و آهنگ کرنش در این ناحیه بر هم منطبق هستند. با دقت در موقعیت خوشه زمین‌لرزه‌های مورد استفاده در وارون‌سازی تنش، مشاهده می‌شود که تعدادی از این زمین‌لرزه‌ها احتمالاً متعلق به گسل‌های رانده چاشم و بشم هستند که بین گسل‌های راستالغز آستانه و فیروزکوه در سامانه گسلی شاهرود واقع شده‌اند. اگرچه تعدادی سازوکار راستالغز نیز در خوشه زمین‌لرزه‌های مورد بحث وجود دارد؛ اما چیرگی سازوکار راندگی در رخداد زمین‌لرزه‌ها باعث شده است که راستای دگرشکلی کلی در توافق با راستای تنش اعمالی قرار داشته باشد. در این منطقه به باور بربریان و همکاران (۱۳۷۵)، یک گستره کوچک فشاری روی گسل چاشم وجود دارد که در پی جنبش مجدد گسل‌های آستانه و بشم به وجود آمده است. بیشترین جابه‌جایی قائم گسل‌های بشم و چاشم نزدیک به ۴۰۰۰ متر برآورد شده است (نبوی، ۱۳۵۴). بر این اساس جابه‌جایی‌های برشی گسل‌های آستانه، فیروزکوه و مشا باید در سامانه گسلی شاهرود جا داده شود. این سامانه قسمت قابل توجهی از جابه‌جایی برشی البرز خاوری را بر عهده دارد. وجود گسل‌های معکوس چاشم و بشم در محل ارتباط دو گسل راستالغز چپ‌گرد در این منطقه نشان از پیچیدگی سازوکارهای مؤثر در دگرشکلی پوشش رسوبی موجود در محدوده عملکرد سامانه گسلی شاهرود دارد (نعمتی و همکاران، ۱۳۹۰).

۹- بحث

صفحات گسلی در مناطق میانی البرز مرکزی اغلب همراه با تعداد زیادی جهت‌گیری‌های متقاطع است. با توجه به اینکه موقعیت مکانی این زمین‌لرزه‌ها تقریباً در محل اتصال الگوی V شکل در البرز مرکزی قرار دارد؛ وجود این صفحات گسلی متقاطع در گستره مورد نظر منطقی به نظر می‌رسد. از نظر توزیع سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها باید اشاره کرد که سازوکارهای کانونی در A1، A2 و A3 که تحت تأثیر مشترک گسل‌های رانده و راستالغزی مانند رودبار، نوشا، مشا و گسل شمال البرز هستند، تقریباً توزیعی مشابه روی نمودار مثلثی کیگان دارند و به‌طور عمده شامل رخدادهای راندگی و راستالغز هستند (شکل ۲-ب). گروه A4 که در منطقه‌ای میان گسل‌های راستالغز مشا و فیروزکوه قرار دارد؛ دارای بیشترین تعداد رخدادهای نرمال است. چنان که پیش‌تر اشاره شد با توجه به ترافشارشی بودن منطقه

۱۰- نتیجه گیری

در این مطالعه میدان تنش و آهنگ کرنش در البرز مرکزی با استفاده از داده‌های لرزه ای و GPS مورد بررسی قرار گرفت. با وجود محدودیت در داده‌های مورد نیاز شامل سازوکار کانونی زمین لرزه‌ها و ایستگاه‌های GPS، راستاهای تنش بیشینه افقی و محورهای اصلی آهنگ کرنش به دست آمده تغییرات قابل توجهی نشان دادند که بر پیچیدگی‌های ساختاری در منطقه مورد مطالعه دلالت دارند. پیش‌بینی گسلش مورد انتظار با توجه به راستاهای تنش بیشینه افقی و محورهای فشارشی آهنگ کرنش نتایج موفقیت آمیزی در سراسر منطقه در بر داشت. اختلاف زاویه‌ای راستاهای تنش بیشینه افقی و محور فشارشی آهنگ کرنش به عنوان معیاری از میزان افراز دگرشکلی در منطقه محاسبه شد. اختلاف زاویه‌ای کمتر روی گسل‌های شمال البرز، راندگی خزر و گسل‌های چاشم و بشم در سامانه گسلی شاهرود به معنی دگرشکلی هم‌محور و کم‌رنگ بودن نقش افراز دگرشکلی در نواحی مورد بحث است. از سوی دیگر اختلاف زاویه بیشتر در حوضه عملکرد گسل‌های راستالغز مشا، فیروزکوه، نوشا و رودبار مؤید افراز دگرشکلی در مناطق مربوطه است که در پی حرکت در امتداد صفحات ضعیف از پیش موجود به دلیل وجود سامانه‌های گسلی راستالغز در بخش میانی البرز مرکزی اتفاق می‌افتد.

سپاسگزاری

از حسین شمالی از دانشگاه تهران، بیورن لوند از دانشگاه اوسلا، اندی مایکل از سازمان زمین شناسی ایالات متحده و تورا آرنادوتیر از دانشگاه ایسلند برای کمک‌هایشان و نیز در اختیار گذاشتن کدهای وارون‌سازی تنش و محاسبه آهنگ کرنش و همین‌طور از پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله برای حمایت از پروژه پژوهشی با کد ۶۴۱ و از داوران محترم برای داروی این مقاله سپاسگزاری می‌شود.

جهت اعمال تنش است. از سوی دیگر هنگامی دگرشکلی در راستایی متفاوت با راستای اعمال تنش اتفاق می‌افتد که گسل و شکستگی از پیش موجود در منطقه وجود داشته باشد. وجود این شکستگی‌ها و سطوح ضعیف باعث می‌شود که دگرشکلی در راستای آنها اتفاق بیفتد نه در راستایی که به‌طور طبیعی از تنش‌های ناحیه‌ای انتظار می‌رود. در نتیجه در مناطقی از این دست، اختلاف به دست آمده بین راستاهای تنش و آهنگ کرنش فزونی می‌یابد. با بررسی شکل ۶ مشاهده می‌شود که در مناطقی از البرز مرکزی که این زاویه بزرگ است؛ پدیده افراز دگرشکلی به نحوی غالب اتفاق می‌افتد. در حالی که در مناطقی که این زاویه کوچک است و راستاهای مذکور تقریباً یا کاملاً بر هم منطبق هستند؛ می‌توان دگرشکلی هم‌محور را مشاهده کرد و افراز دگرشکلی نقش کمتری در دگرشکلی منطقه ایفا می‌کند.

لذا در قسمت‌های شمالی البرز مرکزی (A2)، شامل راندگی خزر و گسل شمال البرز و همچنین در منطقه‌ای واقع در خاور محدوده مورد مطالعه (A6)، شامل راندگی‌های چاشم و بشم، راستای تنش بیشینه افقی و راستای محور فشارشی آهنگ کرنش با اختلاف زاویه‌ای کم نسبت به یکدیگر، بر روند گسل‌ها عمود هستند و گسلش چیره از نوع راندگی است. در حالی که در البرز مرکزی میانی، راستای محور فشارشی آهنگ کرنش که به‌طور نسبی در توافق با راستای گسل‌هاست؛ میزان اختلاف زاویه‌ای قابل توجهی با راستای تنش افقی بیشینه دارد. این اختلاف زاویه در نواحی مجاور گسل‌های مشا و فیروزکوه (A3، A4، A5) و همین‌طور گسل‌های رودبار و نوشا (A1) مشاهده می‌شود. این حالت به معنی اتفاق افتادن دگرشکلی در راستای شکستگی‌های از پیش موجود و بیانگر نقش پررنگ افراز دگرشکلی در فرایندهای تکنونیک حاکم بر منطقه البرز میانی مرکزی است.

کتابکاری

- بربریان، م.، قرشی، م.، طالبیان، م. و شجاع‌طاهری، ج.، ۱۳۷۵- پژوهش و بررسی نوزمین ساخت، لرزه‌زمین ساخت و خطر زمین لرزه- گسلش در گستره سمنان، گزارش شماره ۶۳ سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- حسامی آذر، خ.، طیبی، ه. و مبین، پ.، ۱۳۹۰- نقشه گسل‌های جنوب در ایران (CD)، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله
- نبوی، م. ح.، ۱۳۵۴- نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سمنان، سازمان زمین شناسی کشور.
- نعمتی، م.، هتسفلد، د.، قیطانچی، م.، طالبیان، م.، میرزایی، ن. و سدیدی‌خوی، ا.، ۱۳۹۰- لرزه‌زمین ساخت البرز میانی- خاوری و دامنه جنوبی آن با نگرشی بر زمین لرزه MW=5.7 جنوب دماغان، فصلنامه علوم زمین، ۲۲، صص. ۸۷ تا ۹۸.

References

- Alavi, M., 1996- Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran, *J. Geodyn.*, 21(1), 1-33.
- Allen, M., Ghassemi, M. R., Sharabi, M. and Qorashi, M., 2003- Accomodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, Iran, *J. Struct. Geol.*, 25, 659-672.
- Allen, M., 2004- Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates, *Tectonics*, 23, TC2008.
- Ambraseys, N. N. and Melville, C. P., 1982- A history of Persian earthquakes. Cambridge Earth Science Series. Cambridge University Press, London. 212 pp.
- Arvidsson, R. and Ekstöröm, G., 1998- Global CMT Analysis of Moderate Earthquakes, *M w*, *Bulletin of the Seismological Society of America*; August 1998; v. 88; no. 4; p. 1003-1013.
- Berberian, M. and King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18, 210-265.
- Berberian, M. and Walker, R., 2010- The Rudbar Mw 7.3 earthquake of 1990 June 20; seismotectonics, coseismic and geomorphic displacements, and historic earthquakes of the western 'High-Alborz', Iran, *Geophys. J. Int.* 182, 1577-1602.
- Berberian, M., 1983- The southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust, *Can. J. Earth Sci.*, 20(2), 163-183.
- DeMets, C., Gordon, R. G. and Argus, D. F., 2010- Geologically current plate motions, *Geophys. J. Int.*, 181, 1-80.
- Djamour, Y., Vernant, P., Bayer, R., Nankali, H. R., Ritz, J. F., Hinderer, J., Hatam, Y., Luck, B., Moigne, N., Sedighi, M. and Khorrani, F., 2010- GPS and gravity constraints on continental deformation in the Alborz mountain range, Iran. *Geophysical Journal International*, 183, 1287-1301.
- Engdahl, E. R., Van der Hilst, R. and Buland, R., 1998- Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination. *Bulletin of the Seismological Society of America* 88, 722-743.

- Gephart, J. W. and 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.
- Gillard, D. and Wyss, M., 1995- Comparison of strain and stress tensor orientation: Application to Iran and southern California, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, Volume 100, Issue B11, pages 22197–22213.
- Haines, A. J. and Holt, W. E., 1993- A procedure to obtain the complete horizontal motions within zones of distributed deformation from the inversion of strain rate data, *J. Geophys. Res.*, 98, 12,057-12,082.
- Haines, A. J., Jackson, J. A., Holt, W. E. and Agnew, D. C., 1998- Representing distributed deformation by continuous velocity fields, *Rep. 98/5, Inst. of Geol. and Nucl. Sci., Lower Hutt, New Zealand.*
- Hollingsworth, J., Jackson, J., Walker, R. and Nazari, H., 2008- Extrusion tectonics and subduction in the eastern South Caspian region since 10 Ma, *Geology*, 36, 763–766.
- Hollingsworth, J., Nazari, H., Ritz, J. F., Salamati, R., Talebian, M., Bahroudi, A., Walker, R., Rizza, M. and Jackson, J., 2010- Active tectonics of the east Alborz Mountains, NE Iran: Rupture of the left-lateral Astaneh fault system during the great 856 A.D. Qumis earthquake, *Journal of Geophysical Research*, Volume 115, Issue B12.
- Jackson, J. A., Priestley, K., Allen, M. and Berberian, M., 2002- Active tectonics of the South Caspian Basin, *Geophysical Journal International*, 148, 214-245.
- Javidfakhr, B., Bellier, O., Shabanian, E., Siame, L., Léanni, L., Bourlès, D. and Ahmadian, S., 2011- Fault kinematics and active tectonics at the southeastern boundary of the eastern Alborz (Abr and Khij fault zones): Geodynamic implications for NNE Iran, *Journal of Geodynamics* 52 290–303.
- Kagan, Y. Y., 2002- Double-couple earthquake focal mechanism: random rotation and display, *Geophys. J. Int.*, 163, 1065–1072.
- Keiding, M., Arnadóttir, T., Sturkell, E., Geirsson, H. and Lund, B., 2008- Strain accumulation along an oblique plate boundary: The Reykjanes Peninsula, southwest Iceland, *Geophys. J. Int.*, 172, 861–872.
- Lund, B. and 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.
- Masson, F., Chéry, J., Hatzfeld, D., Martinod, J., Vernant, P., Tavakoli, F. and Ghafory-Ashtiani, M., 2005- Seismic versus aseismic deformation in Iran inferred from earthquakes and geodetic data, *Geophys. J. Int.*, 160, 217–226.
- Masson, F., Djamour, Y., Van Gorp, S., Chéry, J., Tatar, M., Tavakoli, F., Nankali, H. and Vernant, P., 2006- Extension in NW Iran driven by the motion of the South Caspian Basin, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 252(1–2), 180–188.
- Masson, F., Lehujeur, M., Ziegler, Y. and Doubre, C., 2014- Strain rate tensor in Iran from a new GPS velocity field. *Geophysical Journal International*, 197(1), 10-21.
- McKenzie, D. P., 1969- The relation between fault plane solutions for earthquakes and the directions of the principal stresses, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 59, 591-601.
- Michael, J., 1984- Determination Of Stress From Slip Data: Faults And Folds, *Journal of Geophysical Research*, VOL. 89, No. B13, Pages 11,517-11,526.
- Nemati, M., Hatzfeld, D., Gheitanchi, M. R., Sadidkhouy, A. and Mirzaei, N., 2011- Microseismicity and seismotectonics of the Firuzkuh and Astaneh faults (East Alborz, Iran), *Volume 506, Issues 1–4*, 11–21.
- Nilforoushan, F., Masson, F., Vernant, P., Vigny, C., Martinod, J., Abbassi, M., Nankali, H., Hatzfeld, D., Bayer, R., Tavakoli, F., Ashtiani, A., Doerflinger, E., Daignières, M., Collard, P. and Chéry, J., 2003- GPS network monitors the Arabia-Eurasia collision deformation in Iran, *Journal of Geodesy*, 77, 411-422.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S. and Ergintav, S., 2006- GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *J. Geophys. Res.*, 111, B05411.
- Ritz, J. F., Nazari, H., Ghassemi, A., Salamati, R., Shafei, A., Solaymani, S. and Vernant, P., 2006- Active transtension inside central Alborz: a new insight into northern Iran-southern Caspian geodynamics, *Geology*, 34(6), 477–480.
- Snoke, J. A., Munsey, J. W., Teague, A. C. and 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.
- Stocklin, J., 1974- Possible ancient continental margin in Iran. In: Burke, C., Drake, C. (Eds.), *Geology of Continental Margins*. Springer-Verlag, New York, pp. 873–877.
- Tatar, M., Hatzfeld, D., Abbassi, A. and Yamini Fard, F., 2012- Microseismicity and seismotectonics around the Mosha fault (Central Alborz, Iran), *Tectonophysics*, Volumes 544–545, 29 May 2012, Pages 50–59.
- Tatar, M., Jackson, J., Hatzfeld, D. and Bergman, E., 2007- The 28 May 2004 Baladeh earthquake (Mw 6.2) in the Alborz, Iran: implications for Tehran and the geology of the South Caspian Basin margin. *Geophysical Journal International* 170, 249–261.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. and 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
- Vernant, Ph., Nilforoushan, F., Chéry, J., Bayer, Y., Djamour, R., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J. F., Sedighi, M. and Tavakoli, F., 2004- Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data, *Earth planet. Sci. Lett.*, 223, 177–185.
- Zanchi, A., Berra, F., Mattei, M., Ghassemi, M. and Sabouri, J., 2006- Inversion tectonics in central Alborz, Iran, *J. Struct. Geol.*, 28, 2023–2037.
- Zarifi, Z., Nilfouroushan, F. and Raeesi, M., 2014- Crustal stress map of Iran: Insight from seismic and geodetic computations. *Pure and Applied Geophysics*, 171, 1219–1236.
- Zhu, S. and Shi, Y., 2011- Estimation of GPS strain rate and its error analysis in the Chinese continent, *Journal of Asian Earth Sciences*, 40, 351–362.

Investigation of stress and strain rate variations in the Central Alborz by using earthquake focal mechanisms and GPS velocity vector data

Sh. Pourbeyranvand^{1*} and M. Tatar²

¹Assistant Professor, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran

²Associate Professor, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran

Received: 2017 April 15

Accepted: 2017 August 19

Abstract

The Alborz, as one of important seismotectonic provinces in Iran, has a great vulnerability from natural disasters, especially seismic risk point of view, because of the existence of Tehran megacity in its southern edge. The importance of this area has caused to the establishment of a relatively dense GPS network around it. In this study, earthquake focal mechanism data obtained from different resources, was used for stress tensor inversion in the Central Alborz. On the other hand, interpolation of the GPS vectors in rectangular grids and differentiation in the center of each grid cell was used for study of strain rate in this area. The results showed spatial variations in principle axes of stress and in strain rate in different parts of the Central Alborz, which shows the geodynamic complexity of the study area. Finally, the angular differences between the maximum horizontal stress and compressive axis directions of strain rate were calculated in the location of the clusters of the earthquakes. These calculations showed that the extent of the strain partitioning in the middle parts of the mountain range, where strike-slip motions on Mosha and Firuzkuh faults are observed, has more significant effect on the current deformation processes in the Central Alborz. In contrast, in the northern parts of the range, where dominantly dip-slip motions on Khazar Thrust and North Alborz fault occur, deformation partitioning plays a minor role.

Keywords: Strain partitioning, Central Alborz, Strain rate, Stress, Interpolation, Earthquake focal mechanism, Inversion

For Persian Version see pages 57 to 66

*Corresponding author: Sh. Pourbeyranvand; E-mail: beyranvand@iiees.ac.ir