

مطالعه تغییرات نرخ لرزه‌خیزی و تنش کولمب مرتبط با زمین‌لرزه ۹ آوریل ۲۰۱۳

کاکي - شنبه ($M_w=6/3$) و توزیع مکانی پس‌لرزه‌ها

بهاره نوری^۱، سید ناصر هاشمی^{۲*} و بهنام ملکی آسایش^۳

۱. دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، ایران

۲. استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، ایران

۳. دانشجوی دکتری، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

(دریافت: ۹۵/۱۱/۹، پذیرش نهایی: ۹۶/۳/۲)

چکیده

اثر یک زمین‌لرزه در چکانش (Triggering) رخدادهای بعدی و نیز توزیع پس‌لرزه‌ها، با استفاده از تئوری تغییرات تنش کولمب قابل توضیح است. وقوع زمین‌لرزه ۹ آوریل ۲۰۱۳ با بزرگای گشتاوری ۶/۳ در استان بوشهر و پس‌لرزه آن با بزرگای ۵/۴ ما را برآن داشت تا این تئوری را برای این ناحیه از ایران مورد ارزیابی قرار دهیم. بر اثر این رخداد، بر روی دو قطعه گسلی لغزش به وقوع پیوست؛ قطعه شمال‌غربی که زمین‌لرزه اصلی بر روی آن رخ داد و قطعه جنوبی که احتمالاً لغزش بی‌لرزه را تجربه کرده است. به منظور بررسی اثر تنش ایجادشده بر اثر لغزش قطعه شمال‌غربی بر روی صفحه جنوبی آن که احتمالاً لغزش بی‌لرزه را تجربه کرده است، تغییرات تنش حاصل از آن بر روی این صفحه گسلی، خصوصاً در قسمت‌هایی است که دارای لغزش بوده است. نتایج حاکی از افزایش تنش در بیشتر قسمت‌های این صفحه گسلی، خصوصاً در قسمت‌هایی است که دارای لغزش بوده است. نتایج این مطالعه نشان می‌دهد که زمین‌لرزه ۹ آوریل و لغزش بی‌لرزه بر روی صفحه گسلی در جنوب شرق آن باعث افزایش تنش در قسمت‌هایی از گسل پیشانی کوهستان، گسل پیش‌رُرفای زاگرس و نیمه شمالی گسل برازجان شده است. تغییرات تنش کولمب حاصل از لغزش بر روی این دو صفحه همبستگی خوبی با تغییرات نرخ لرزه‌خیزی در منطقه دارد و زمین‌لرزه ۲۸ نوامبر ۲۰۱۳ برازجان در منطقه‌ای رخ داده است که هم تغییرات تنش کولمب و هم تغییرات نرخ لرزه‌خیزی مقدار مثبتی را نشان می‌دهند.

واژه‌های کلیدی: پس‌لرزه، تغییرات تنش کولمب، تغییرات نرخ لرزه‌خیزی، زمین‌لرزه کاکي - شنبه، گسل گیرنده، لرزه زمین‌ساخت.

۱. مقدمه

رخ داده‌اند که تنش کولمب به وسیله زمین‌لرزه‌های قبلی افزایش یافته بود (پاپادیمتریو، ۲۰۰۲). تنش کولمب محاسبه‌شده برای زمین‌لرزه سال ۲۰۱۱ وان ترکیه با استفاده از مدل لغزش متغیر نشان داد که بیشتر پس‌لرزه‌ها در مناطقی که تنش کولمب افزایش یافته، رخ داده است (بایراک و همکاران، ۲۰۱۳). همچنین مطالعات در شرق ایران نشان داد که توزیع مکانی پس‌لرزه‌های ناشی از زمین‌لرزه‌های ۲۰ دسامبر ۲۰۱۰ و ۲۷ ژانویه ۲۰۱۱ ریگان همبستگی خوبی با تغییرات تنش کولمب ایجادشده توسط این رخدادها دارد (ملکی و حمزه‌لو، ۱۳۹۴).

ایران به عنوان بخشی از کمربند لرزه‌خیز آلپ - هیمالیا یکی از مناطق لرزه‌خیز جهان به شمار می‌رود. لرزه‌خیزی ایران ارتباط مستقیمی با وضعیت زمین‌شناسی و زمین‌ساختی این ناحیه دارد. بررسی داده‌های لرزه‌ای

شواهد زیادی وجود دارد که نشان می‌دهد تغییرات تنش ایستایی بعد از رخداد یک زمین‌لرزه، بر وقوع رخدادهای آتی تأثیر داشته و فعالیت گسل‌های موجود در منطقه را کنترل می‌کند. این تغییرات به صورت برهم‌کنش زمین‌لرزه‌ای مورد مطالعه قرار می‌گیرند و تحت عنوان تغییرات تنش کولمب شناخته شده است (اشتین و همکاران، ۱۹۹۲؛ کینگ و همکاران، ۱۹۹۴). دستاوردهای این مدل علاوه بر برهم‌کنش زمین‌لرزه‌ها، پراکندگی مکانی پس‌لرزه‌ها را نیز در بر می‌گیرد و با احتمالات زمین‌لرزه‌ای و تغییرات نرخ لرزه‌خیزی هم‌خوانی‌های خوبی دارد (کینگ و همکاران، ۱۹۹۴؛ تودا و همکاران، ۱۹۹۸).

مطالعه نقش بارز رخدادهای بزرگ در جزایر آیونیا یونان بر اساس تغییرات تنش کولمب نشان داد که از ۱۴ زمین‌لرزه با بزرگای $M \geq 6/3$ ، ۱۳ مورد در محل‌هایی

می‌دهند که لیتولوژی (سنگ‌شناسی) نقش قابل توجهی در عمق لغزش موجود در گسل‌های معکوس در کمربندهای چین‌خورده بازی می‌کند که در اندازه بالقوه زلزله‌های رخ داده، نقش تعیین‌کننده‌ای دارد (الیوت و همکاران، ۲۰۱۵).

هدف اصلی این تحقیق محاسبه تغییرات تنش کولمب مرتبط با زمین‌لرزه ۹ آوریل ۲۰۱۳ بر روی گسل‌های فعال منطقه است. در ابتدا تغییرات تنش کولمب ایجاد شده بر اثر لغزش روی قطعه گسلی شمال‌غربی، بر روی قطعه گسلی جنوبی که لغزش بی‌لرزه داشته است، محاسبه گردید. همچنین به منظور بررسی وابستگی فضایی بین تغییرات تنش کولمب و توزیع مکانی پس‌لرزه‌ها، تغییرات تنش کولمب بر روی گسل‌های با جهت‌یافتگی بهینه نیز محاسبه شد. در انتها تغییرات نرخ لرزه‌خیزی منطقه مورد مطالعه با در نظر گرفتن این زمین‌لرزه به عنوان زمین‌لرزه مرجع محاسبه شده است تا همبستگی بین تغییرات نرخ لرزه‌خیزی و تغییرات تنش کولمب بررسی شود.

۲. زمین ساخت و لرزه‌خیزی منطقه

همان‌طور که اشاره شد ایران بخشی از زون فعال زمین‌ساختی آلپ-همالیاست که متأثر از همگرایی بین دو صفحه عربی و اورا سیا است. بر اساس تحلیل داده‌های GPS این دو صفحه با سرعت حدود ۲۴ میلی‌متر در سال و در جهت غالب $N8^{\circ}E$ به سمت یکدیگر در حرکت هستند (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴). از نظر لرزه زمین‌ساختی ایران را می‌توان به نوار چین‌خورده زاگرس، البرز، کپه‌داغ و ایران مرکزی و نیز دشت لوت تقسیم کرد. منطقه مورد مطالعه در این تحقیق بخشی از ایالت لرزه زمین‌ساختی زاگرس را تشکیل می‌دهد (جکسون و مکزی، ۱۹۸۴). کمربند رانده و چین‌خورده زاگرس با طول تقریبی ۱۲۰۰ کیلومتر و امتداد شمال‌غرب-جنوب‌شرق در داخل ایران و لبه صفحه عربی واقع شده است. این کمربند با قرارگیری بین کمربند کوهستانی آناتولی و زون فرورانش مکران، از شرق ترکیه شروع شده و تا

ایران نشان می‌دهد که به طور متوسط تقریباً هر پنج سال یک زمین‌لرزه‌ای با بزرگی حدود ۶/۵ در این ناحیه رخ می‌دهد که تأثیرات مخرب جدی بر جامعه انسانی وارد می‌سازد (عبادی و همکاران، ۱۳۸۹). در ۹ آوریل ۲۰۱۳ زمین‌لرزه‌ای به بزرگای $Mw=6/3$ منطقه کاکي-شنبه در بوشهر را لرزاند. ۱۴ ساعت پس از این زمین‌لرزه یعنی در ۱۰ آوریل ۲۰۱۳ پس‌لرزه‌ای با بزرگای $Mw=5/4$ در فاصله نزدیکی از رخداد اول و در جنوب شرقی آن، چکانش کرد. این زمین‌لرزه بزرگ‌ترین رخداد در زاگرس بعد از رویداد گسل معکوس فورگ (هرمزگان) با بزرگای گشتاوری ۶/۴ در نوامبر ۱۹۹۰ و همچنین بزرگ‌ترین رویداد لرزه‌ای است که در کمربند چین‌خورده زاگرس بعد از زمین‌لرزه خورگو با بزرگای گشتاوری ۶/۷ در مارس ۱۹۷۷ رخ داده است (واکر و همکاران، ۲۰۰۵؛ الیوت و همکاران، ۲۰۱۵).

با بررسی داده‌های لرزه‌ای، تداخل‌سنجی ماهواره‌ای و مشاهدات میدانی توسط الیوت و همکاران (۲۰۱۵)، هندسه گسل مسبب زمین‌لرزه کاکي-شنبه و رابطه آن با ساختارها، چینه‌شناسی و زمین‌ساخت زاگرس تعیین شد. بر اساس این مطالعات، لغزش معکوس بر روی دو امتداد قطعات گسلی با شیب در جهت جنوب‌غربی به دست آمد (شکل ۳). این مطالعات دو قطعه گسیختگی را به ما نشان دادند که گسیختگی رخداد اصلی در انتهای قطعه بزرگ‌تر شمال‌غربی، آغاز شده است. بر اساس کانون و مدت زمان گسیختگی، لغزش بر روی قطعه کوچک‌تر جنوبی احتمالاً به صورت بی‌لرزه است. لغزش‌های مدل‌سازی شده در دو نرخ عمق نامتداخل بیشتر از ۱۰ کیلومتر رخ داده‌اند که به قطعات گسیختگی باریک (~۷ کیلومتر) و طولانی (~۱۶ کیلومتر) منجر شده‌اند. پس‌لرزه‌های دوباره مکان‌یابی شده عمدتاً در عمق ۱۴-۳ کیلومتر رخ داده‌اند که نشان می‌دهد لغزش معکوس و کوتاه‌شدگی همراه با لرزه عمدتاً یا منحصراً در پوشش رسوبی اتفاق می‌افتد و توزیع لغزش‌ها به احتمال زیاد در عمق توسط سازند نمک هرمز در قاعده پوشش رسوبی (~۱۰-۱۲ کیلومتر) و گل‌سنگ‌های سازند کژدمی در سطوح بالا (~۴-۵ کیلومتر) کنترل می‌شود. یافته‌ها نشان

تنگه هرمز امتداد می‌یابد. رشته‌کوه زاگرس عنصری کلیدی در برخورد قاره‌ای بین صفحات عربی و اوراسیاست که شکل‌گیری آن بین ۳۵ تا ۲۰ میلیون سال پیش شروع شده است (آلن و آرمسترانگ، ۲۰۰۸؛ مک‌گوری و هینسبرگن، ۲۰۱۳؛ موتریو و همکاران، ۲۰۱۲). نرخ کوتاه‌شدگی اندازه‌گیری شده با استفاده از داده‌های GPS از حدود ۹ میلی‌متر در سال، در جنوب شرق زاگرس تا حدود ۴ میلی‌متر در سال، در شمال غرب این ناحیه متغیر است و حدود یک سوم از کل نرخ همگرایی عربی-اوراسیایی را ایجاد می‌کند (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴). این کوتاه‌شدگی عمود بر روند شرقی-غربی زاگرس جنوب شرقی است اما نسبت به روند شمال غرب-جنوب شرق زاگرس شمال غربی که در آن بخش‌شدگی (partitioning) لغزش منجر به حرکت راستگرد در امتداد گسل جوان اصلی زاگرس می‌گردد، مورب است (طالبیان و جکسون، ۲۰۰۴).

در ناحیه زاگرس روند عمومی ساختارهای تکتونیکی تقریباً شمال غربی-جنوب شرقی است و در آن رسوبات پالتوزوئیک، مزوزوئیک و ترشیری به طور هم‌شیب روی هم قرار گرفته‌اند (آقانباتی، ۱۳۸۳). از گسل‌های فعال و مهم منطقه می‌توان به گسل اصلی زاگرس (MZF) با طول حدود ۱۳۵۰ کیلومتر که در اواخر پرکامبرین و در اثر کوهزایی کانتگایی شکل گرفته است، گسل کازرون به طول تقریبی ۱۲۵ کیلومتر که پی سنگی بوده و گسترش گنبد‌های نمکی را در زاگرس مرکزی کنترل می‌کند، گسل برازجان با مؤلفه فشارش و گسل پیشانی کوهستان (MFF) با طول حدود ۱۳۵۰ کیلومتر که مرز ساختاری مهم میان زاگرس چین‌خورده ساده با کوهپایه‌ها و دشت ساحلی خلیج فارس است، اشاره کرد (آقانباتی، ۱۳۸۳؛ بچمانف و همکاران، ۲۰۰۴؛ بربریان، ۱۹۹۵؛ اویسی و همکاران، ۲۰۰۷؛ شرکتی و همکاران، ۲۰۰۵).

لرزه‌خیزی این منطقه، عمدتاً شامل زمین‌لرزه‌های با مکانیسم گسلش معکوس و با شیب حدود ۳۰-۶۰ درجه است (جکسون، ۱۹۸۰). اغلب زمین‌لرزه‌هایی که مورد لرزه‌سنجی از راه دور قرار گرفته‌اند، دارای بزرگی

$M_w \geq 6$ هستند و بزرگ‌ترین زمین‌لرزه‌ها (دو مورد)، در قیر و خورگو در دهه ۱۹۷۰ برابر با $M_w = 6.7$ بودند (شکل ۱) (جکسون و فیچ، ۱۹۸۱؛ بیکر و همکاران، ۱۹۹۳). مطالعات حکایت از آن دارد که اغلب زمین‌لرزه‌های ناشی از گسلش معکوس با بزرگی متوسط ($M_w 5-6$)، در اعماق حدود ۱۰-۴ کیلومتر رخ می‌دهند که با گسیختگی در سطح بیشتر سازگار است (نیسن و همکاران، ۲۰۱۱؛ برنارت و لومان، ۲۰۱۳). داده‌های InSAR واضحی که در چند زمین‌لرزه اخیر ثبت شده‌اند نیز از لغزش هم‌لرزه‌ای در اعماق متوسط یا پایین‌تر پوشش رسوبی حمایت می‌کنند (برنارت و لومان، ۲۰۱۳؛ نیسن و همکاران، ۲۰۰۷؛ روستایی و همکاران، ۲۰۱۰؛ نیسن و همکاران، ۲۰۱۰). همه این نتایج حاکی از آن هستند که زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر که در بخش میانی متمرکزند، احتمالاً در داخل رسوبات گروه مقاوم تمرکز یافته‌اند (نیسن و همکاران، ۲۰۱۱). این تفسیر به‌تازگی توسط برنارت و لومان (۲۰۱۳) به چالش کشیده شده است؛ آن‌ها نشان دادند که داده‌های InSAR پالس‌های تحریکی لغزش بی‌لرزه را منعکس می‌کنند و این که شوک‌های اصلی اولیه در درون پی‌سنگ رخ می‌دهد. با این حال، مدل آن‌ها با مدل‌سازی شکل موج دورلرزه‌ای در تضاد است که تأیید می‌کند که لغزش لرزه‌ای شوک اصلی در اعماق کم‌تر تمرکز دارد. گسلش امتدادلغز نیز نقش مهمی در کمربند چین‌خورده ساده زاگرس (SFB) مرکزی دارد که در آن پنج گسل راستگرد اصلی با روند N-S، بر اساس مکانیسم‌های کانونی زمین‌لرزه‌ها یافت شده است (حسامی و همکاران، ۲۰۰۱؛ بیکر و همکاران، ۱۹۹۳). تصور بر این است که این گسل‌ها، از غرب به شرق، گسل‌های برازجان، کازرون، کره‌بس، سبزپوشان، و سروستان- حول محور عمودی در خلاف جهت عقربه‌های ساعت می‌چرخند و در نتیجه با کشش امتدادلغز در بین SFB جنوب شرقی و شمال غربی مطابقت دارند (فخاری و همکاران، ۲۰۰۸). منطقه مورد مطالعه در این تحقیق در شرق گسل برازجان قرار دارد.

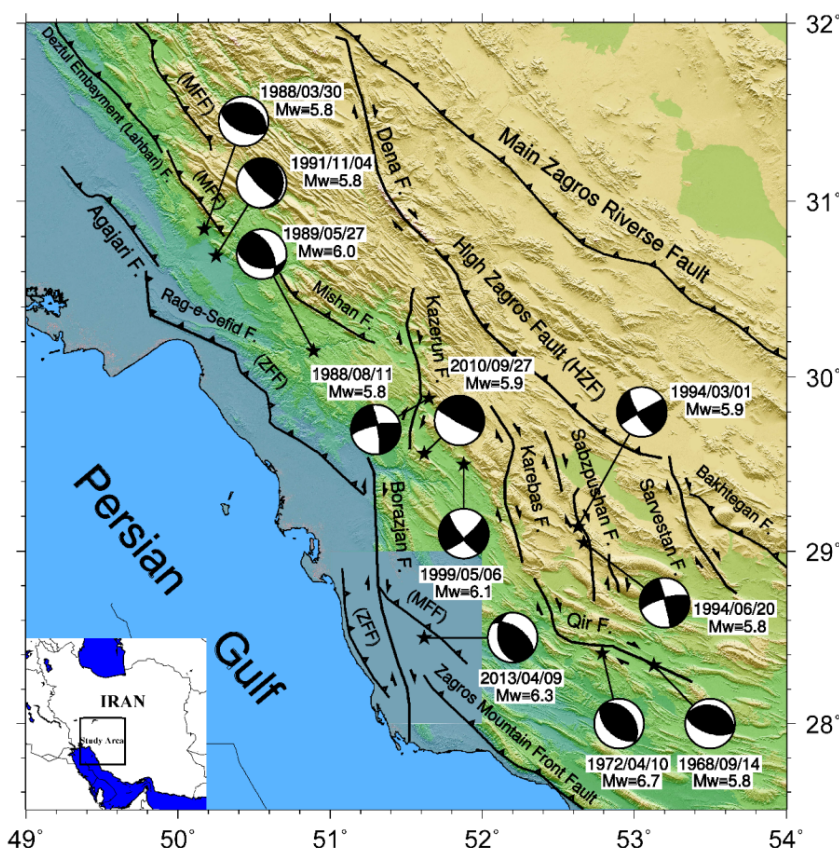
چهل نفر و مجروح شدن بیش از ۸۶۰ نفر انجامید. بزرگ‌ترین پس‌لرزه (Mw ۵/۴) ۱۴ ساعت بعد از رخداد اصلی به وقوع پیوست و تعداد زیادی پس‌لرزه محلی (M ۱-۵) در طول یک ماه بعد از رخداد اصلی به ثبت رسید (الیوت و همکاران، ۲۰۱۵؛ بلورچی و همکاران، ۱۳۹۲). گستره رومرکزی این رخداد مهرلرزه‌ای با دانسیته کم روستایی واقع گشته است که در بیشتر روستاها و دو شهر شنبه و کاکلی از ۱۰ تا ۱۰۰ درصد خسارت دیده می‌شود (شکل ۲). اطلاعات مرتبط با سازوکار کانونی این زمین‌لرزه در جدول ۱ ارائه شده است. مطالعات الیوت و همکاران (۲۰۱۵) درباره این رخداد نشان داد که در منطقه مورد مطالعه دو قطعه گسلی دچار لغزش معکوس شده است. گسیختگی تکان اصلی از پایین انتهای شمالی قطعه شمال‌غربی آغاز شده است و بر اساس مرکز کانونی و مدت دوام گسیختگی، لغزش بر روی قطعه گسلی جنوبی احتمالاً بی‌لرزه بوده است.

در شکل ۱ گسل‌های فعال به همراه زمین‌لرزه‌هایی که دارای بزرگی برابر یا بیش از ۵/۸ در بزرگای گشتاوری هستند در منطقه مورد مطالعه نشان داده شده است. ملاحظه می‌گردد که از سال ۱۹۷۲ میلادی تا کنون ۱۱ زمین‌لرزه در این منطقه رخ داده است که حاکی از توان لرزه‌ای زیاد آن است. رومرکز و مکانیسم کانونی این زمین‌لرزه‌ها بر اساس بربریان و همکاران (۲۰۱۴)، بیکر و همکاران (۱۹۹۳)، الیوت و همکاران (۲۰۱۵)، طالبیان و جکسون (۲۰۰۴)، مگی و همکاران (۲۰۰۰) و نی و برازنگی (۱۹۸۶) است.

۳. معرفی زمین‌لرزه‌ها

۳-۱. زمین‌لرزه ۹ آوریل ۲۰۱۳ کاکلی-شنبه

در ۹ آوریل سال ۲۰۱۳ (UTC ۱۱:۵۳، ۱۶:۲۳ به وقت محلی) یک زمین‌لرزه به بزرگای گشتاوری Mw ۶/۳ کمریند زاگرس چین‌خورده در جنوب‌غربی ایران را لرزاند. مرکز این زمین‌لرزه در ۲۰ کیلومتری شمال‌شرقی شهر کاکلی قرار داشت. وقوع این زمین‌لرزه به فوت



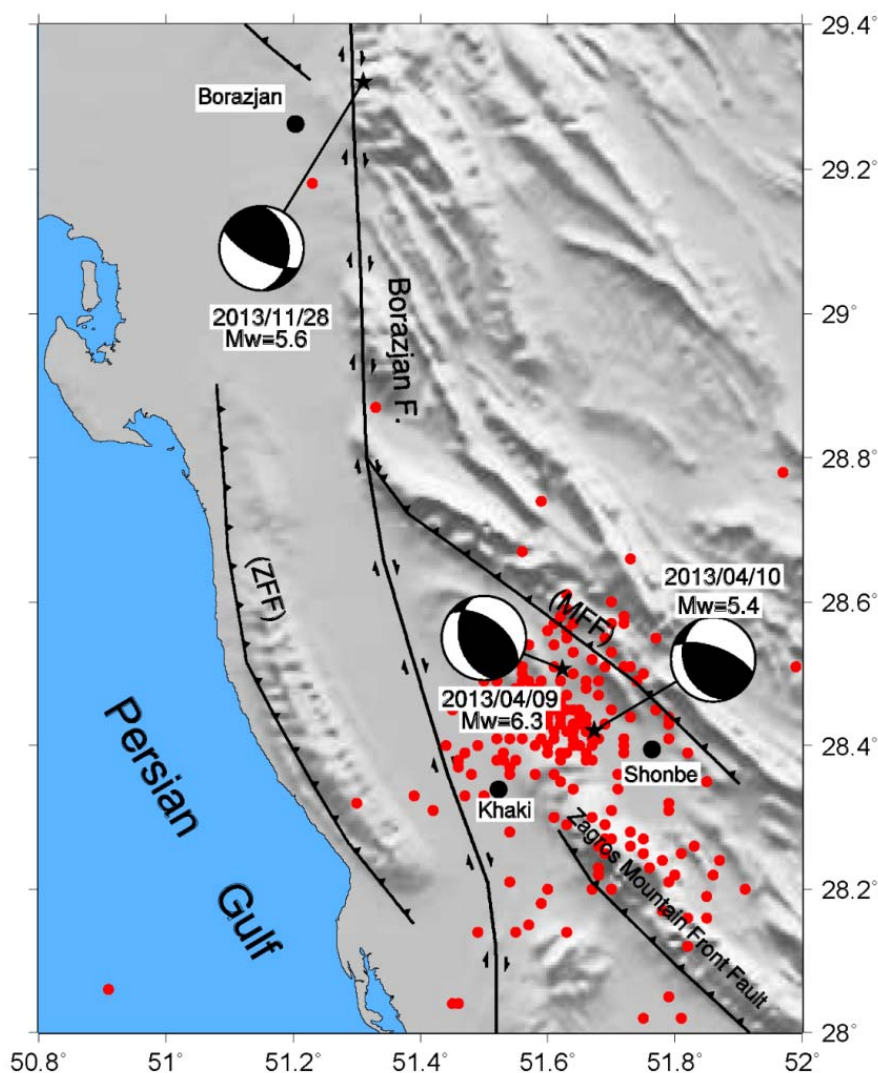
شکل ۱. نقشه گسل‌های فعال منطقه به همراه رومرکز و مکانیسم زمین‌لرزه‌های با بزرگای مساوی یا بیش از ۵/۸. گسل‌های فعال و اسامی آنها بر اساس نقشه گسل‌های فعال ایران (حسامی و همکاران، ۲۰۰۳) است. رومرکز و مکانیسم زمین‌لرزه‌ها بر اساس بربریان و همکاران (۲۰۱۴)، بیکر و همکاران (۱۹۹۳)، الیوت و همکاران (۲۰۱۵)، طالبیان و جکسون (۲۰۰۴)، مگی و همکاران (۲۰۰۰) و نی و برازنگی (۱۹۸۶) است.

زمین‌لرزه اصلی را نشان می‌دهد (بلورچی و همکاران، ۱۳۹۲). اطلاعات مرتبط با سازوکار کانونی این زمین‌لرزه نیز در جدول ۱ ارائه شده است؛ همچنین رومرکز و مکانیسم کانونی آن در شکل ۲ نشان داده شده است.

۲-۳. زمین‌لرزه ۱۰ آوریل ۲۰۱۳ کاکي-شنبه چهارده ساعت بعد از وقوع زمین‌لرزه اصلی در منطقه کاکي-شنبه، بزرگ‌ترین پس‌لرزه این رخداد با بزرگای گشتاوری ۵/۴ در ساعت ۰۱:۵۸ در ۱۰ آوریل ۲۰۱۳ به وقوع پیوست که سازوکاری بسیار مشابه با

جدول ۱. مشخصات رومرکز و مکانیسم کانونی زمین‌لرزه ۹ آوریل ۲۰۱۳ کاکي-شنبه، پس‌لرزه ۱۰ آوریل این رخداد و زمین‌لرزه ۲۸ نوامبر ۲۰۱۳.

مرجع	مکانیسم			عمق (km)	بزرگای (Mw)	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	تاریخ	ردیف
	ریک	شیب	امتداد						
(الیوت و همکاران، ۲۰۱۵؛ یمینی فرد و همکاران، ۱۳۹۵)	۱۱۹	۴۲	۱۶۴	۹	۶/۳	۲۸/۵۰۷	۵۱/۶۲۳	۲۰۱۳/۰۴/۰۹	۱
(الیوت و همکاران، ۲۰۱۵)	۱۳۳	۳۲	۱۵۸	۵	۵/۴	۲۸/۴۲۱	۵۱/۶۷۳	۲۰۱۳/۰۴/۱۰	۲
پایگاه داده‌ای مؤسسه ژئوفیزیک	۱۵۱	۵۰	۰۰۲	۱۳	۵/۶	۲۹/۳۲۰	۵۱/۳۱۰	۲۰۱۳/۱۱/۲۸	۳



شکل ۲. نقشه نشان‌دهنده رومرکز و مکانیسم زمین‌لرزه ۹ آوریل ۲۰۱۳ کاکي-شنبه و پس‌لرزه ۱۰ آوریل این رخداد. گسل‌های فعال منطقه بر اساس حساسی و همکاران (۲۰۰۳) و مکانیسم زمین‌لرزه اصلی و پس‌لرزه آن بر اساس الیوت و همکاران (۲۰۱۵) است. مکانیسم و رومرکز زمین‌لرزه برازجان بر اساس پایگاه داده‌ای مؤسسه ژئوفیزیک است. رومرکز پس‌لرزه‌های دوباره مکان‌یابی‌شده بر اساس انحصاری پور و رضایپور (۱۳۹۴) با دایره‌های قرمز رنگ نشان داده شده است.

۴. روش تحقیق

معیارهای مختلفی برای تعیین شرایطی که در آن، شکستگی در سنگ‌ها رخ می‌دهد، استفاده می‌شود. پرکاربردترین این معیارها، معیار شکست کولمب است که در محاسبات آن، هم تنش نرمال و هم تنش برشی اعمال‌شونده بر روی سطوح گسلی نوپدید یا سطوح گسلی قدیمی که اصطکاک مانع از جنبش بر روی آن‌ها می‌شود، لحاظ می‌شود. در آزمایشگاه، سنگ‌های تحت فشار تقریباً از شرایط شکست کولمب تبعیت می‌کنند؛ این نشان می‌دهد که می‌توان از شکست کولمب برای تشریح مشاهدات میدانی استفاده کرد (کینگ و همکاران، ۱۹۹۴).

تغییر تنش کولمب با استفاده از رابطه زیر بیان می‌شود:

$$\Delta CFF = \Delta \tau - \mu' \Delta \sigma_n \quad (1)$$

که ΔCFF تغییر در تنش شکست بر روی گسل گیرنده (گسلی که تنش بر روی آن اعمال می‌شود) در اثر لغزش بر روی گسل‌های چشمه (گسلی که زمین‌لرزه بر روی آن رخ داده)، $\Delta \tau$ تغییر تنش برشی بر روی گسل گیرنده، $\Delta \sigma_n$ تغییر تنش نرمال بر روی گسل گیرنده و μ' ضریب اصطکاک مؤثر است (کینگ و همکاران، ۱۹۹۴). تغییرات نرخ لرزه‌خیزی (R/t) از نسبت میانگین نرخ لرزه‌خیزی پس از یک زمین‌لرزه (R) به میانگین نرخ لرزه‌خیزی پیش از آن (t) به دست می‌آید (تودا و همکاران، ۱۹۹۸).

۵. مدل‌سازی تغییرات تنش کولمب

۵-۱. تغییرات تنش کولمب پس از زمین‌لرزه ۹

آوریل ۲۰۱۳

همان‌طور که اشاره شد وقوع یک زمین‌لرزه می‌تواند در رخدادهای زمین‌لرزه‌های آتی در اطراف خود مؤثر باشد. برای بررسی این موضوع به اطلاعات مرتبط با مکانیسم و لغزش رخ داده بر روی گسل چشمه و نیز مکانیسم گسل گیرنده (گسلی که تنش بر روی آن اعمال می‌شود) نیاز است. با استفاده از حل تحلیلی معادلات جابه‌جایی و تنش (اوکادا، ۱۹۹۲)، تغییرات تنش

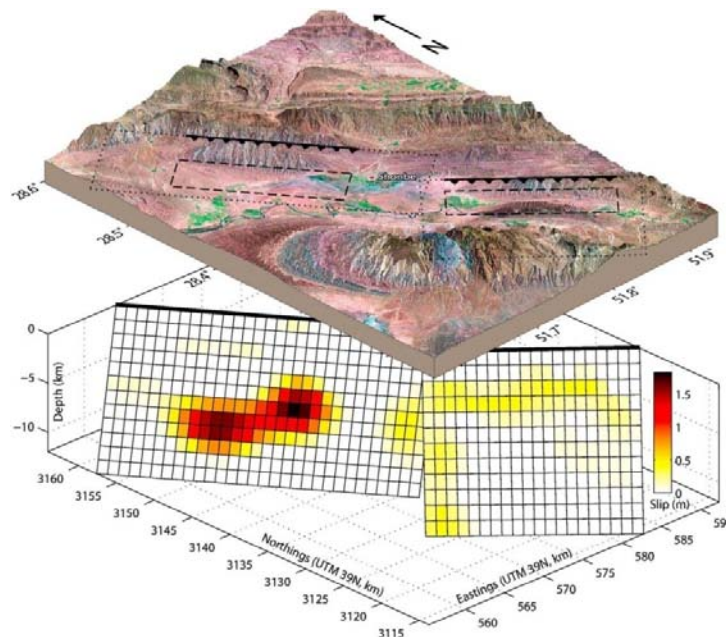
کولمب ناشی از لغزش بر روی قطعه گسلی شمال‌غربی مرتبط با زمین‌لرزه ۹ آوریل ۲۰۱۳ کاکي- شنبه بوشهر بر روی قطعه جنوبی به عنوان گسل گیرنده، در یک نیم فضای الاستیک با استفاده از نرم‌افزار Coulomb 3.4 محاسبه گردید. برای مدل‌سازی بدین منظور از مقدار لغزش به دست آمده برای قسمت‌های مختلف صفحه گسلی توسط الیوت و همکاران (۲۰۱۵) برای زمین‌لرزه کاکي- شنبه استفاده گردید که بیشینه لغزش رخ داده در آن در عمق ۶ کیلومتری برابر ۱/۸ متر است (شکل ۳). در این محاسبات نسبت پواسون ۰/۲۵ و مدول برشی ۸۰۰ کیلوبار که برای نیم فضا در نظر گرفته می‌شود، به کار رفت. براساس مطالعات صورت گرفته، معمولاً مقدار μ' برای گسل‌های تراستی قاره‌ای، زیاد (حدود ۰/۸)، برای گسل‌های امتداد-لغز یا ناشناخته، متوسط (۰/۴) و برای گسل‌های ترانسفورم اصلی مانند سن اندریاس، خیلی کم ($> 0/2$) فرض می‌شود (تودا و اشتین، ۲۰۰۳؛ پارسون و همکاران، ۱۹۹۹). بر این اساس، در این محاسبات از ضریب اصطکاک مؤثر ۰/۴ استفاده شده است.

پس از اعمال لغزش رخ داده بر روی صفحه گسلی (قطعه شمال‌غربی) و در نظر گرفتن صفحه قطعه جنوبی با مکانیسم معکوس به عنوان گسل گیرنده، تغییرات تنش کولمب ناشی از لغزش مرتبط با زمین‌لرزه کاکي- شنبه بر روی قطعه گسلی جنوبی محاسبه گردید (شکل ۴). بدین منظور گسل گیرنده به قطعات یک کیلومتر در یک کیلومتر تقسیم شده است. همان‌طور که ملاحظه می‌گردد بیشتر قسمت‌های این صفحه گسلی تغییرات تنش مثبت دریافت کرده‌اند که ماکزیمم تنش اعمالی بر روی قطعات گسلی برابر با ۱+ بار است.

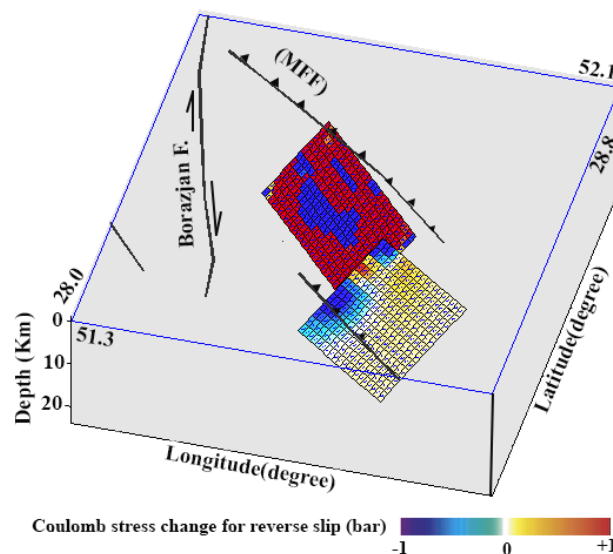
بر اساس زمین‌ساخت منطقه مورد مطالعه وقوع زمین‌لرزه‌های معکوس با مؤلفه امتدادلغز راست-گرد در منطقه معمول است. وقوع زمین‌لرزه اول با مکانیسم و جابه‌جایی معکوس با مؤلفه امتدادلغز، می‌تواند سبب جابه‌جایی معکوس بر روی قطعه گسلی جنوبی شود. با توجه به جهت تنش منطقه‌ای و امتداد گسلی قطعه جنوبی جابه‌جایی معکوس برای این قطعه گسلی قابل

صفحه مسبب زمین‌لرزه ۹ آوریل کاکي- شنبه (قطعه قبول است. همچنین لغزش رخ داده بر روی این قطعه گسلی عمدتاً در قسمت‌هایی از این گسل رخ داده است که در منطقه، افزایش تنش کولمب حاصل از لغزش بر روی قطعه شمال‌غربی قرار دارد (شکل ۴). همچنین از شکل ۴ نتیجه می‌شود که تغییرات تنش کولمب بر روی صفحه گسلی جنوبی با در نظر گرفتن مکانیسم معکوس برای آن هم‌خوانی خوبی دارد که بنا به نظر الیوت و همکاران (۲۰۱۵) نیز جابه‌جایی‌های مشاهده‌شده از نوع معکوس هستند. نیز می‌توان دریافت که بر روی خود

صفحه مسبب زمین‌لرزه ۹ آوریل کاکي- شنبه (قطعه شمال‌غربی) تنش اعمالی بر روی قسمت‌های مستعد لغزش (Asperity) کاهش یافته و تغییرات تنش مقادیر منفی نشان می‌دهد (قسمت‌های آبی‌رنگ)؛ ولی بر عکس، بر روی قسمت‌هایی از گسل که هیچ‌گونه لغزشی بر روی آن‌ها رخ نداده (Barrier) است، اعمال تنش صورت گرفته است (مناطق قرمز رنگ) که این تنش اعمالی باعث به وجود آمدن پس‌لرزه‌ها در این مناطق می‌شود.



شکل ۲. مقدار لغزش متغیر برای بخش‌های مختلف صفحه گسلی مسبب زمین‌لرزه ۹ آوریل ۲۰۱۳ کاکي- شنبه (الیوت و همکاران، ۲۰۱۵). بیشینه لغزش رخ داده بر روی صفحه گسلی در عمق ۶ کیلومتری برابر ۱/۸ متر است.



شکل ۳. تغییرات تنش کولمب ناشی از لغزش بر روی قطعه شمال‌غربی مرتبط با زمین‌لرزه ۹ آوریل ۲۰۱۳ کاکي- شنبه بر روی صفحه قطعه جنوبی. در این محاسبات صفحه گسلی جنوبی با مکانیسم معکوس در نظر گرفته شده است.

۵-۲. تغییرات تنش کولمب و توزیع مکانی پس‌لرزه‌ها

مطالعات پیشین، همبستگی شاخصی بین موقعیت مکانی پس‌لرزه‌ها و نواحی افزایش تنش کولمب حاصل از زمین‌لرزه‌های بزرگ را نشان می‌دهد (کینگ و همکاران، ۱۹۹۴؛ هریس، ۱۹۹۸؛ تودا و اشتین، ۲۰۰۳؛ لین و اشتین، ۲۰۰۴) همچنین مطالعهٔ رخداد‌های لرزه‌ای بزرگ نشان می‌دهد که افزایش نرخ لرزه‌خیزی با تغییرات مثبت ΔCFF یا افزایش در تنش همبستگی دارد (تودا و همکاران، ۱۹۹۸). در اطراف هر گسل صفحاتی وجود دارند که به صورت بهینه نسبت به صفحهٔ گسلی قرار گرفته‌اند. این صفحات بهینه صفحاتی هستند که انتظار می‌رود پس‌لرزه‌ها بر روی آن‌ها رخ دهند. فرض می‌کنیم که تعداد زیادی گسل با جهت‌های مختلف وجود دارند که به احتمال زیاد در زمین‌لرزه‌های کوچک خواهند لغزید (کینگ و همکاران، ۱۹۹۴). پس‌لرزه‌های یک زمین‌لرزه در پاسخ به تغییرات تنش حاصل از زمین‌لرزهٔ اصلی آرایش می‌یابند (راجدپوت و همکاران، ۲۰۰۵).

برای بررسی همبستگی بین تغییرات تنش کولمب و توزیع مکانی پس‌لرزه‌ها، تغییرات تنش کولمب حاصل از این زمین‌لرزه بر روی جهت‌های بهینه در یک نیم فضای الاستیک محاسبه شد. یکی از پارامترهای مهمی که در مدل تنش کولمب برای محاسبات بر روی جهت‌های بهینه استفاده می‌شود، تنش ناحیه‌ای (تکتونیک) و راستای آن در منطقهٔ مورد بررسی است. این تنش معمولاً به صورت یک عنصر پایدار و ثابت در این مدل وجود دارد و در منطقه عامل اصلی دگرریختی است و ساختارهای موجود را تحت تأثیر قرار می‌دهد؛ چون بیشینه لغزش احتمالی در زاویهٔ ویژه‌ای نسبت به راستای تنش ناحیه‌ای روی می‌دهد (کینگ و همکاران، ۱۹۹۴؛ حسن‌زاده، ۱۳۸۱).

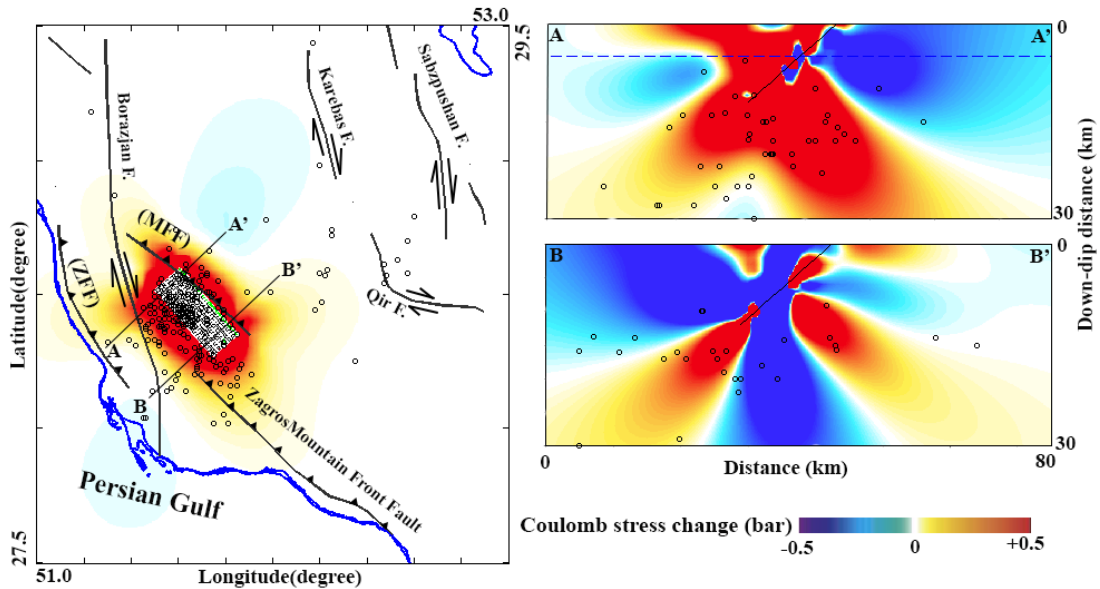
می‌توان از محورهای T و P حاصل از مکانیسم کانونی زمین‌لرزه‌های رخ داده بر روی گسل‌های اصلی، اطلاعات اتساع آبشکافت (hydrofracturing) یا شکستگی گمانه (borehole breakout) و وارونه‌سازی

خش‌های گسلی (fault striae inversions) برای ارزیابی و تعیین امتداد محورهای تنش اصلی بیشینه و کمینه استفاده کرد. نقشهٔ استرس جهانی (<http://www-wsm.physik.unikarlsruhe.de>) نیز می‌تواند برای این منظور مفید باشد. آنچه مهم است، این است که تانسور تنش‌ای که با استفاده از این روش‌ها پیشنهاد می‌شود نباید با گسل‌های فعال منطقه متناقض باشد (حسن‌زاده، ۱۳۸۱). بر اساس مطالعات ورنانت و همکاران (۲۰۰۴) نرخ کوتاه‌شدگی در منطقهٔ مورد مطالعه حدود ۶/۵ میلی‌متر در سال و در جهت $N 3 E$ تا $N 7 E$ است. بنا به نظر ظریفی و همکاران (۲۰۱۳) جهت بیشینهٔ تنش افقی در این ناحیه بر اساس محورهای T و P حاصل از مکانیسم کانونی زمین‌لرزه‌ها دارای امتداد ۲۰۴/۲ درجه و زاویهٔ میل ۵/۱ درجه است. بنابراین با به کار بردن این جهت به عنوان جهت بیشینهٔ تنش منطقه، تغییرات تنش کولمب بر روی جهت‌های بهینه محاسبه گردید. با توجه به زمین ساخت و گسل‌های فعال منطقه (شکل ۱) ملاحظه می‌گردد مکانیسم غالب در منطقه گسل‌های معکوس و امتدادلغز است. لذا تغییرات تنش کولمب هم برای گسل‌های معکوس بهینه (شکل ۵) و هم برای گسل‌های امتدادلغز بهینه (شکل ۶) محاسبه شد.

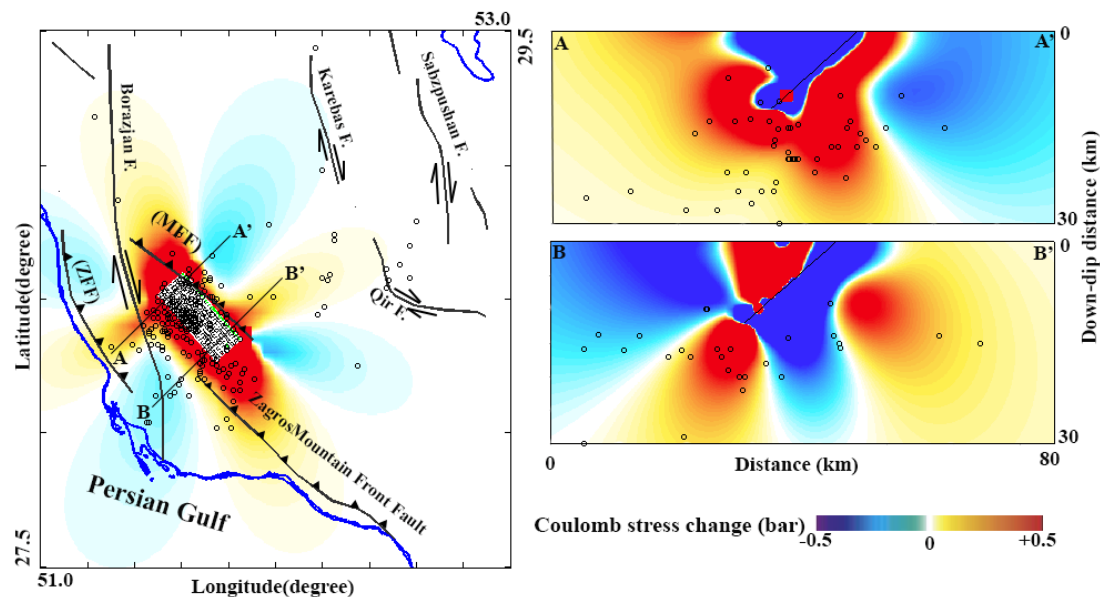
با توجه به اینکه برای بررسی توزیع مکانی پس‌لرزه‌ها به رخدادهایی نیاز است که به‌خوبی تعیین مکان شده باشند، بنابراین ما از پس‌لرزه‌هایی استفاده کردیم که دوباره مکان‌یابی شده بودند (انصاری‌پور و رضاپور، ۱۳۹۴). انصاری‌پور و رضاپور (۱۳۹۴) پس از تعیین مدل سرعتی منطقهٔ بوشهر، دوباره پس‌لرزه‌ها را مکان‌یابی کردند. خطای رومرکزی و عمقی این رخدادها در مقایسه با مکان‌یابی مؤسسهٔ ژئوفیزیک دانشگاه تهران خیلی کاهش یافته است. در این پژوهش ما ۲۴۱ پس‌لرزهٔ دوباره مکان‌یابی شده، با بزرگای بیش از ۲/۶ را انتخاب کردیم که در دورهٔ زمانی ۸۰ روز پس از رخداد زمین‌لرزهٔ اصلی چکانش کرده بودند. همهٔ این رخدادها گپ آزمون‌تری کمتر از ۱۸۰ درجه و میانگین ریشهٔ دوم اختلاف زمان باقیمانده‌ها (RMS) کمتر از ۰/۴ ثانیه داشته‌اند و در شعاع ۱۰۰ کیلومتری زمین‌لرزهٔ اصلی رخ

رومرکز اصلی زمین‌لرزه قرار دارند، بقیه پس‌لرزه‌ها در اطراف گسلش رخدادهای ۹ آوریل تجمع دارند. این تجمع پس‌لرزه‌ای حاکی از رخداد آن‌ها در سدهای لرزه‌ای (Barrier) این دو صفحه گسلش است که بعد از لغزش‌های حاصل از زمین‌لرزه مذکور در مناطق مستعد لرزه‌زایی (Asperity) به مقدار زیادی تنش دریافت کرده و بارگذاری شده‌اند (شکل ۲ و ۴).

داده‌اند. هر چند خطای مکان‌یابی این پس‌لرزه‌ها خصوصاً در عمق کاملاً ایده‌آل نیست ولی با توجه به اینکه در حال حاضر بهترین مکان‌یابی در دسترس است، ما نیز در این مطالعه از این داده‌ها استفاده کردیم. در شکل ۲ رومرکز پس‌لرزه‌های دوباره مکان‌یابی شده با دایره‌های قرمز رنگ نشان داده شده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود به جز چند رخداد که در فواصل دور از



شکل ۵. تغییرات تنش کولمب بر روی گسل‌های معکوس که به صورت بهینه جهت یافته‌اند و توزیع مکانی پس‌لرزه‌ها. شکل سمت چپ تغییرات تنش کولمب را در عمقی بین عمق صفر تا ۲۰ کیلومتر نشان می‌دهد که تنش انتقالی مقدار بیشینه دارد. شکل‌های سمت راست پروفیل‌های زده شده بر روی گسل مورد مطالعه را به همراه توزیع عمقی پس‌لرزه‌ها نشان می‌دهد. پس‌لرزه‌های استفاده‌شده، بر اساس پس‌لرزه‌های دوباره مکان‌یابی شده انصاری‌پور و رضاپور (۱۳۹۴) است.



شکل ۶. تغییرات تنش کولمب بر روی گسل‌های امتداد لغز که به صورت بهینه جهت یافته‌اند و توزیع مکانی پس‌لرزه‌ها. شکل سمت چپ تغییرات تنش کولمب را در عمقی بین عمق صفر تا ۲۰ کیلومتر نشان می‌دهد که تنش انتقالی مقدار بیشینه دارد. همچنین شکل‌های سمت راست پروفیل‌های زده شده بر روی گسل مورد مطالعه را به همراه توزیع عمقی پس‌لرزه‌ها نشان می‌دهد. پس‌لرزه‌های استفاده‌شده، بر اساس پس‌لرزه‌های دوباره مکان‌یابی شده انصاری‌پور و رضاپور (۱۳۹۴) است.

این رخداد متأثر می‌شوند؛ بنابراین ما تغییرات تنش انتقالی را تنها بر روی گسل‌های نزدیک بررسی کردیم. با توجه به گسل‌های فعال منطقه (شکل ۱) ملاحظه می‌گردد دو نوع سیستم گسلی در اطرف زمین‌لرزه مذکور وجود دارد؛ گسل‌های با مکانیسم معکوس شامل گسل پیشانی کوهستان (MFF) و گسل پیش‌زرفای زاگرس (ZFF) که دارای روند شمال‌غرب-جنوب‌شرق و شیب به سمت شمال‌شرق هستند و گسل امتدادلغز راست-گرد برازجان با مؤلفه معکوس که تقریباً شمالی جنوبی است.

تغییرات تنش کولمب حاصل از زمین‌لرزه ۹ آوریل ۲۰۱۳ بر اساس لغزش صورت گرفته بر روی هر دو قطعه گسلی شمال‌غربی و جنوبی بر روی گسل‌های امتدادلغز راست-گرد در شکل ۷-الف نشان داده شده است. ملاحظه می‌گردد که قسمت شمالی گسل امتدادلغز برازجان متحمل تغییرات تنش مثبت و قسمت جنوبی آن متحمل تغییرات تنش منفی شده است. با توجه به مکانیسم امتدادلغز با مؤلفه معکوس گسل برازجان و نیز جابه‌جایی‌های رخ داده بر اثر این رخدادها، انتقال این تنش مثبت به قسمت شمالی گسل برازجان منطقی بوده و بر اساس جایگاه زمین‌ساختی منطقه و جابه‌جایی‌های رخ داده قابل تفسیر است. در تاریخ ۲۸ نوامبر ۲۰۱۳ پس از بیش از هفت ماه زمین‌لرزه‌ای با بزرگای گشتاوری ۵/۶ در انتهای شمالی گسل برازجان در منطقه افزایش تغییرات تنش کولمب چکانش کرد (علامت ستاره در شکل ۷) (جدول ۱). هرچند تغییرات تنش اعمالی در کانون زمین‌لرزه مذکور خیلی ناچیز بوده است (نزدیک ۰/۰۱ بار) ولی با توجه به این که تقریباً نیمه شمالی گسل برازجان متحمل بارگذاری بر اثر رخداد ماه آوریل بوده است، می‌توان نتیجه گرفت که احتمالاً تنش‌های اعمالی بر اثر این رخداد موجب تقدم زمانی در رخداد این زمین‌لرزه شده است.

شکل ۷-ب) تغییرات تنش کولمب انتقالی از زمین‌لرزه ۹ آوریل ۲۰۱۳ را بر روی گسل‌های با مکانیسم معکوس در اطراف این رخداد در عمق ۵ کیلومتری نشان می‌دهد. همان‌گونه که ملاحظه می‌شود، جابه‌جایی‌های

همان‌طور که گفته شد در محدوده مورد مطالعه، هم گسل‌های امتدادلغز راست-گرد وجود دارند و هم گسل‌های معکوس. ابتدا ما تغییرات تنش کولمب حاصل از زمین‌لرزه ۹ آوریل ۲۰۱۳ را بر روی گسل‌های جهت یافته بهینه با مکانیسم معکوس محاسبه کردیم (شکل ۵). در شکل ۵ تغییرات تنش کولمب بر روی این نوع گسل‌ها در ۲۰ کیلومتر بالایی در عمقی که این تنش اعمالی بیشینه است، به همراه توزیع مکانی پس‌لرزه‌ها نشان داده شده است. هم تنش اعمالی نشان داده‌شده در سطح و هم تنش نشان داده‌شده در دو مقطع عرضی (AA' و BB') که تا عمق ۳۰ کیلومتری گسترش دارند، حاکی از آن است که بیش از ۸۰ درصد پس‌لرزه‌ها در مکان‌هایی رخ داده‌اند که تنش انتقالی ناشی از وقوع زمین‌لرزه اصلی مقداری مثبت دارد و در واقع افزایش یافته است. در مرحله بعدی ما تغییرات تنش کولمب حاصل از زمین‌لرزه ۹ آوریل ۲۰۱۳ را بر روی گسل‌های جهت یافته بهینه با مکانیسم امتدادلغز محاسبه کردیم. نتایج این محاسبات به همراه توزیع مکانی پس‌لرزه‌ها و مقاطع عرضی در شکل ۶ نشان داده شده است. در این شکل تغییرات تنش کولمب در ۲۰ کیلومتر بالایی در عمقی که تغییرات تنش بیشینه است، نشان داده شده است. نتایج این محاسبات نیز حاکی از قرار گرفتن بیش از ۸۰ درصد پس‌لرزه‌ها در مکان‌های با افزایش تنش (تغییرات تنش مثبت) است.

۳-۵. تغییرات تنش اعمالی بر روی گسل‌های فعال منطقه

پیش‌تر گفته شد که وقوع یک زمین‌لرزه بر روی یک گسل، گسل‌های اطراف را تحت تأثیر قرار داده و باعث بارگذاری یا باربرداری تنش در آن‌ها شده و بدین طریق باعث تقدم یا تأخر زمانی در وقوع زمین‌لرزه‌های آتی بر روی این گسل‌ها می‌شود. با توجه به اینکه بزرگای این زمین‌لرزه چندان زیاد نبوده است ($M_w=6/3$)، توانایی تأثیرگذاری بر روی گسل‌های با فواصل دور را ندارد و تنها گسل‌های در فواصل کم از

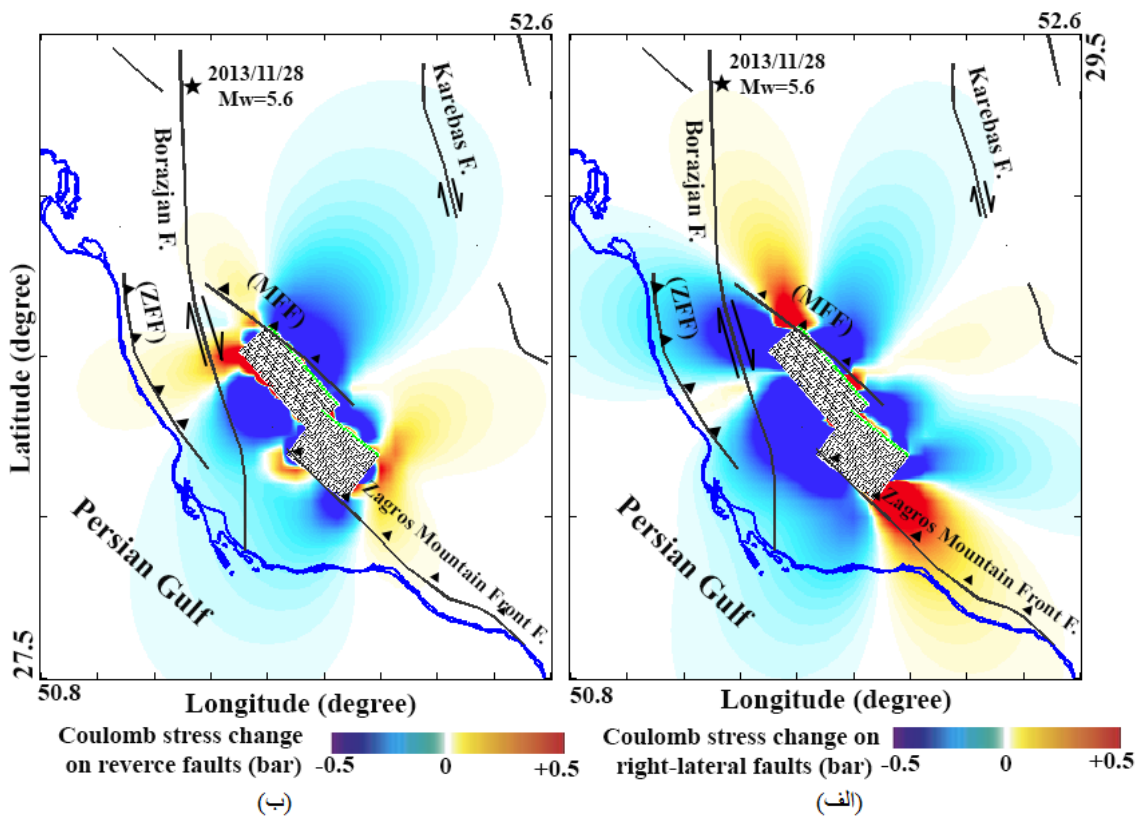
با توجه به کاتالوگ انتخابی ما برابر با ۴ شد. برای به نقشه در آوردن تغییرات نرخ لرزه‌خیزی در منطقه مورد مطالعه از شبکه ۰/۱ در ۰/۱ درجه و پنجره‌ای با شعاع ۳۰ کیلومتر استفاده شده است. با توجه به اینکه تعداد ۴۰ رخداد برای هر واحد نمونه انتخاب مناسبی است که انحراف معیار قابل قبولی دارد، توجه به تمرکز زمین‌لرزه‌ها در اطراف گسل‌ها در منطقه مورد مطالعه و نیز هدف ما که تمرکز بر روی این گسل‌ها به عنوان چشمه‌های لرزه‌ای بود، تست‌های نرم‌افزاری نشان داد که انتخاب پنجره ۳۰ کیلومتری در اطراف گسل‌ها می‌تواند تعداد ۴۰ رخداد را در بر گیرد؛ بنابراین پنجره شعاعی ۳۰ کیلومتر با تعداد رخداد ۴۰ زمین‌لرزه برای این محاسبات انتخاب شد.

با محاسبه میانگین لرزه‌خیزی پس از رخداد کاکي-شبه و تقسیم آن به میانگین لرزه‌خیزی قبل از این رخداد تغییرات نرخ لرزه‌خیزی برای منطقه مورد مطالعه به دست آمد (شکل ۸). مناطق دارای رنگ‌های گرم، تغییرات نرخ لرزه‌خیزی مثبت دارند و مناطق یک‌دست آبی‌رنگ تغییرات نرخ لرزه‌خیزی را منفی نشان می‌دهند که به سبب نبود داده لرزه‌ای در این محدوده‌هاست. نتایج برای تغییرات نرخ لرزه‌خیزی، مناطقی را که دارای تغییرات مثبت هستند بر روی گسل‌های منطقه نشان می‌دهد. از شکل ۸ ملاحظه می‌شود که همبستگی خوبی بین تغییرات تنش کولمب و تغییر نرخ لرزه‌خیزی وجود دارد. همچنین بر اساس مطالعات پیشین (تودا و همکاران، ۱۹۹۸؛ ملکی و حمزه‌لو، ۱۳۹۳) مناطقی که هم دارای تغییرات تنش کولمب مثبت و هم تغییرات نرخ لرزه‌خیزی مثبت هستند، مستعد وقوع زمین‌لرزه‌های آتی هستند. در این تحقیق همچنین ملاحظه می‌شود بزرگ‌ترین رخداد بعد از زمین‌لرزه کاکي-شبه که زمین‌لرزه ۲۸ نوامبر ۲۰۱۳ برازجان است، در مکانی رخ داده است که هم تغییرات تنش کولمب و هم تغییر نرخ لرزه‌خیزی مقادیر مثبت نشان می‌دهند (شکل ۷ و ۸).

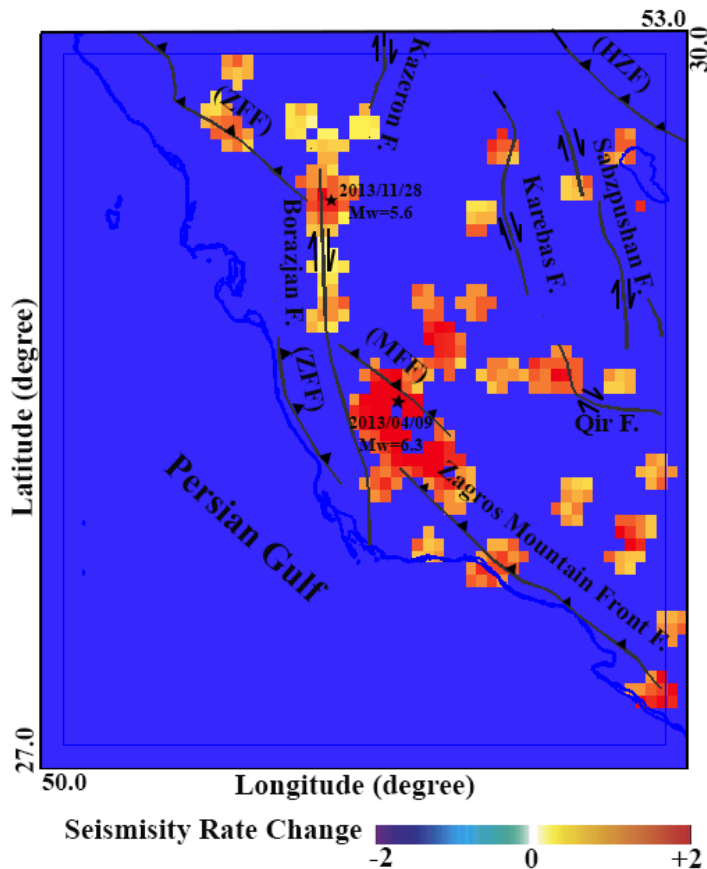
رخ داده بر روی صفحات این رخداد باعث انتقال تنش بر روی قسمت‌هایی از گسل‌های پیش‌زرفای زاگرس (ZFF) و انتهای شمال غربی گسل جبهه پیشانی کوهستان (MFF) شده است. با توجه به نوع لغزش بر روی این صفحات، تنش‌های اعمالی به گونه‌ای بوده است که گسل‌های مذکور را تحت تأثیر قرار داده است. همچنین ملاحظه می‌گردد که بخش جنوب شرقی گسل MFF، تغییرات تنش منفی را تجربه کرده است.

۶. تغییرات نرخ لرزه‌خیزی

همان‌طور که قبلاً گفته شد تغییرات نرخ لرزه‌خیزی عبارت است از میانگین نرخ لرزه‌خیزی پس از یک زمین‌لرزه به میانگین نرخ لرزه‌خیزی پیش از آن (تودا و همکاران، ۱۹۹۸). مطالعات حاکی از همبستگی خوب بین تغییرات تنش کولمب و تغییرات نرخ لرزه‌خیزی است (تودا و همکاران، ۱۹۹۸؛ ملکی و حمزه‌لو، ۱۳۹۳). به منظور محاسبات تغییرات نرخ لرزه‌خیزی برای منطقه مورد مطالعه از کاتالوگ مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران استفاده شد. برای محاسبات، بیش از ۱۱۰۰ زمین‌لرزه با بزرگای بیش از چهار از سال ۱۹۱۳ تا اکتبر ۲۰۱۶ با مرجع قراردادن زمین‌لرزه ۹ آوریل ۲۰۱۳ به کار رفت. تمامی رخدادها از لحاظ بزرگای به صورت بزرگای گشتاوری یکسان‌سازی شده و به فرمت مناسب جهت محاسبه تغییرات نرخ لرزه‌خیزی در آمدند. قبل از هر گونه تحلیل علمی، سنجش کیفیت، ثبات و یکنواختی داده‌های کاتالوگ از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. تعیین حد آستانه بزرگای یا به عبارت دیگر بزرگای کامل‌شده (Mc) یک راه ویژه در کنترل کاتالوگ لرزه‌ای است. برای دستیابی به مجموعه داده همگن با توجه به تغییرات بزرگای کامل‌شده (Mc) نسبت به زمان، کاتالوگ قطع‌شده و مقدار (Mc) برای هر بازه زمانی دوباره محاسبه و بر داده‌های آن بازه اعمال گردیده است. مقدار بزرگای کامل‌شده برای هر دو بازه



شکل ۷. تغییرات تنش کولمب انتقالی بر روی گسل‌های فعال منطقه؛ الف: تغییرات تنش حاصل از زمین‌لرزه ۹ آوریل سال ۲۰۱۳ بر روی گسل‌های امتدادلغز راست-گرد منطقه. رو مرکز زمین‌لرزه ۲۸ نوامبر ۲۰۱۳ با ستاره‌های مشکی‌رنگ نشان داده شده است. ب: تغییرات تنش حاصل از زمین‌لرزه ۹ آوریل سال ۲۰۱۳ بر روی گسل‌های معکوس منطقه.



شکل ۸. تغییرات نرخ لرزه‌خیزی در منطقه مورد مطالعه. رو مرکز زمین‌لرزه ۹ آوریل و ۲۸ نوامبر ۲۰۱۳ با ستاره‌های مشکی‌رنگ نشان داده شده است.

۷. نتیجه‌گیری

تغییرات تنش کولمب حاصل از لغزش بر روی قطعه شمال‌غربی پیرو زمین‌لرزه ۹ آوریل ۲۰۱۳ بر روی صفحه گسلی قطعه جنوبی محاسبه شد. با در نظر گرفتن صفحه این قطعه گسلی به عنوان گسل گیرنده با مکانیسم معکوس ملاحظه شد که تغییرات تنش انتقالی بر روی این صفحه گسلی در بیشتر قسمت‌های آن، خصوصاً جاهایی که دچار لغزش شده‌اند، مقدار مثبت دارد و می‌توان نتیجه گرفت که بر اثر همین تنش اعمالی احتمالاً این رخداد بی‌لرزه به وقوع پیوسته است. همچنین همبستگی بین توزیع مکانی پس‌لرزه‌ها و تغییرات تنش کولمب بررسی گردید و ملاحظه شد که همبستگی خوبی بین توزیع مکانی پس‌لرزه‌ها و تغییرات تنش کولمب وجود دارد. بیش از ۸۰ درصد پس‌لرزه‌های بررسی شده در مکان‌هایی قرار گرفته بودند که تغییرات تنش کولمب در آنجا افزایش یافته بود. همچنین ملاحظه گردید که به جز چند رخداد که در فواصل دور از رومرکز اصلی زمین‌لرزه قرار دارند، بقیه پس‌لرزه‌ها در اطراف گسلش رخداد ۹ آوریل تجمع دارند. این تجمع پس‌لرزه‌های حاکی از رخداد آن‌ها در بربرهای صفحه گسلش است که بعد از لغزش‌های حاصل از زمین‌لرزه مذکور در مناطق مستعد لرزه‌زایی، به مقدار زیادی تنش دریافت کرده و بارگذاری شده‌اند. تغییرات تنش کولمب حاصل از رخداد نهم آوریل ۲۰۱۳ بر اثر لغزش بر روی هر دو قطعه شمال‌غربی و جنوبی بر روی گسل‌های فعال منطقه نشان داد که قسمت‌هایی از گسل پیشانی کوهستان (MFF)، گسل پیش ژرفای زاگرس (ZFF) و نیمه شمالی گسل برازجان دارای تغییرات تنش مثبت هستند. رومرکز زمین‌لرزه ۲۸ نوامبر ۲۰۱۳ برازجان نیز که بزرگ‌ترین رخداد پس از زمین‌لرزه کاکي-شنبه در منطقه مورد مطالعه است، در ناحیه افزایش تنش کولمب قرار گرفته است. با مرجع قرار دادن زمین‌لرزه ۹ آوریل کاکي-شنبه تغییرات نرخ لرزه‌خیزی با استفاده از بیش از ۱۱۰۰ رخداد، از سال ۱۹۱۳ تا اکتبر ۲۰۱۶ محاسبه شد. همبستگی خیلی خوب بین تغییرات تنش کولمب و

تغییرات نرخ لرزه‌خیزی مشاهده گردید. همچنین رخداد ۲۸ نوامبر برازجان در جایی چکانش کرده است که هم تغییرات تنش کولمب و هم تغییرات نرخ لرزه‌خیزی مقادیر مثبت دارند.

تشکر و قدردانی

از حمایت‌های مادی و معنوی معاونت پژوهشی دانشگاه دامغان در انجام این تحقیق، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران به دلیل در اختیار قرار دادن کاتالوگ زمین‌لرزه‌های منطقه مورد مطالعه، آقایان مهندس انصاری‌پور و دکتر رضاپور به خاطر در اختیار قرار دادن پس‌لرزه‌های دوباره مکان‌یابی شده و همچنین از داوران محترم مجله که با پیشنهادات و نقطه نظرات ارزنده خود باعث ارتقاء این مقاله شدند، تشکر و قدردانی می‌شود.

مراجع

- آقاباتی، ع.، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران، چاپ اول، (۶۹۷ ص)، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- انصاری‌پور، م. و رضاپور، م.، ۱۳۹۴، تعیین مدل سرعتی برای ناحیه بوشهر و تحلیل زمین‌لرزه ۶/۳ Mw، ۲۰۱۳ کاکي بوشهر، فیزیک زمین و فضا، دوره ۴۱، شماره ۳، پاییز ۱۳۹۴، صفحه ۳۵۱-۳۶۱.
- بلورچی، م.، یوسفی، ط.، کارگر، ش.، علیخانزاده، ر.، فرهنگ، آ. و صداقت، م.، ۱۳۹۲، گزارش فوری-مقدماتی زمین‌لرزه شنبه استان بوشهر، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- حسن‌زاده، ح.، ۱۳۸۱، بررسی لرزه زمین‌ساخت و تغییرات میدان تنش در منطقه قائنات (مدل تنش کولمب). سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی-پژوهشکده علوم زمین، تهران.
- عبادی، ر.، زارع، م.، سلگی، ع. و سینائیان، ف.، ۱۳۸۹، مطالعه خطر زمین‌لرزه در محدوده جزیره خارک، فصلنامه زمین، سال پنجم، ۱، ۲۲-۲۸.
- ملکی آسایش، ب. و حمزه‌لو، ح.، ۱۳۹۳، بررسی تغییر نرخ لرزه خیزی و تنش در شمال غرب ایران، شانزدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، ۲۳ تا ۲۵ اردیبهشت ماه ۱۳۹۳، صفحه ۹۰-۹۴.

- یمنی فرد، ف.، تاتار، م.، تقابنی، م.، ۱۳۹۵،
تحلیل پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه ۹۲/۱/۲۰
کاکلی بوشهر با بزرگای $M_w=6.3$ پژوهشگان
بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله،
تهران.
- ملکی آسایش، ب. و حمزه‌لو، ح.، ۱۳۹۴، تغییرات تنش
کولمب حاصل از زمین‌لرزه‌های ریگان و توزیع
پس‌لرزه‌ها، فصلنامه علمی پژوهشی علوم و مهندسی
زلزله، سال دوم، شماره دوم، تابستان ۱۳۹۴، صفحه
۱۰-۱.
- Allen, M. B. and Armstrong, H. A., 2008,
Arabia Eurasia collision and the forcing of
mid-Cenozoic global cooling, *Palaeogeogr.
Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 265, 52–58.
- Bachmanov, D. M., Trifonov, V. G., Hessami,
Kh. T., Kozhurin, A. I., Ivanova, T. P.,
Rogozhin, E. A., Hademi, M. C. and Jamali,
F. H., 2004, Active faults in the Zagros and
central Iran, *Tectonophysics*, 380, 221-241.
- Baker, C., Jackson, J. and Priestley, K., 1993,
Earthquakes on the Kazerun Line in the
Zagros Mountains of Iran: Strike-slip
faulting within a fold-and-thrust belt,
Geophys. J. Int., 115, 41–61,
doi:10.1111/j.1365-246X.1993.tb05587.x.
- Barnhart, W. D. and Lohman, R. B., 2013,
Phantom earthquakes and triggered aseismic
creep: Vertical partitioning of strain during
earthquake sequences in Iran, *Geophys. Res.
Lett.*, 40, 819–823, doi:10.1002/grl.50201.
- Bayrak, Y., Yadav, R. B. S., Kalafat, D.,
Tsapanos, T. M., Cinar, H., Singh, A. P.,
Bayrak, E., Yimaz, S., öcal, F. and Koravos,
G., 2013, Seismogenesis and earthquake
triggering during the Van (Turkey) 2011
seismic sequence, *Tectonophysics*, vol. 601,
pp. 163-176.
- Berberian, M., Petrie, C. A., Potts, D. T.,
Asghari Chaverdi, A., Disting, A., Sardari
Zarchi, A., Weeks, L., Ghassemi, P. and
Noruzi, R., 2014, Archaeoseismicity of the
mounds and monuments along the kazerun
fault (western zagros, sw iranian plateau)
since the chalcolithic period, *iranica antiqua*,
XLIX, doi: 10.2143/IA.49.0.3009238.
- Berberian, M., 1995, Master blind thrust faults
hidden under the Zagros folds: active
basement tectonics and surface
morphotectonics, *Tectonophysics*, 241, 193-
224.
- Elliott, J. R., Bergman, E. A., Copley, A. C.,
Ghods, A. R., Nissen, E. K., Oveisi, B.,
Tatar, M., Walters, R. J. and Yamini-Fard,
F., 2015, The 2013 M_w 6.2 Khaki-Shonbe
(Iran) Earthquake: Insights into seismic and
aseismic shortening of the Zagros
sedimentary cover, *Earth and Space Science*,
2(11), 435-471.
- Fakhari, M. D., Axen, G. J., Horton, B. K.,
Hassanzadeh, J. and Amini, A., 2008,
Revised age of proximal deposits in the
Zagros foreland basin and implications for
Cenozoic evolution of the High Zagros,
Tectonophysics, 451, 170–185.
- Harris, R. A., 1998, Introduction to special
section: Stress triggers, stress shadows, and
implications for seismic hazard, *J. Geophys.
Res.*, 103, 24,347–24,358.
- Hessami, K., Jamali, F. and Tabasi, H., 2003.
Major Active Faults map of Iran, Scale
1:2500000, International Institute of
Earthquake Engineering and Seismology
(IIEES), 1 sheet.
- Hessami, K., Koyi, H. A., Talbot, C. J., Tabasi,
H. and Shabanian, E., 2001b, Progressive
unconformities within an evolving foreland
fold thrust belt, Zagros Mountains, *J. Geol.
Soc. London*, 158, 969–981.
- IRSC, "Iranian Seismological Center",
http://irsc.ut.ac.ir
- Jackson, J. A., 1980, Reactivation of basement
faults and crustal shortening in orogenic
belts", *Nature*, 283, 343–346,
doi:10.1038/283343a0.
- Jackson, J. and Fitch, T., 1981, Basement
faulting and the focal depths of the larger
earthquakes in the Zagros mountains (Iran),
Geophys. J.Int., 64, 561–586,
doi:10.1111/j.1365-246X.1981.tb02685.x.
- Jakson, J. and McKenzie, D. P., 1984, Active
tectonic of the Alpine-Himalayan Belt
between western Turkey and Pakistan.
Geophys. J. Int., 64, 561-586.
- King, G. C. P., Stein, R. S. and Lin, J., 1994,
Static stress changes and the triggering
earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am. Vol.*
84, No. 3, pp. 935- 953.
- Lin, J. and Stein, R. S., 2004, Stress triggering
in thrust and subduction earthquakes and
stress interaction between the southern San
Andreas and nearby thrust and strike slip
faults, *J. Geophys. Res.*, Vol. 109, B02303,
doi: 10.1029/2003JB002607.
- Maggi, A., Jackson, J. A., Priestley, K. and
Baker, C., 2000a, A re-assessment of focal
depth distributions in southern Iran, the Tien
Shan and northern India: do earthquakes
really occur in the continental mantle?.
Geophysical Journal International, 143(3),
629–661.
- McQuarrie, N. and Hinsbergen, D. J. J., 2013,
Retrograde forming the Arabia-Eurasia
collision zone: Age of collision versus
magnitude of continental subduction,
Geology, 41(3), 315–318.
- Mouthereau, F., Lacombe, O. and Vergés, J.,
2012, Building the Zagros collisional
orogen: Timing, strain distribution and the

- dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence, *Tectonophysics*, 532, 27–60.
- Ni, J. and Barazangi, M., 1986, Seismotectonics of the Zagros continental collision zone and a comparison with the Himalayas. *Journal of Geophysical Research*, 91(B8), pp 8205–8218.
- Nissen, E., Ghorashi, M., Jackson, J., Parsons, B. and Talebian, M., 2007b, The 2005 Qeshm Island earthquake (Iran)—A link between buried reverse faulting and surface folding in the Zagros Simply Folded Belt?, *Geophys. J. Int.*, 171, 326–338, doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03514.x.
- Nissen, E., Tatar, M., Jackson, J. A. and Allen, M. B., 2011, New views on earthquake faulting in the Zagros fold-and-thrust belt of Iran, *Geophys. J. Int.*, 186, 928–944, doi:10.1111/j.1365-246X.2011.05119.x.
- Nissen, E., Yamini-Fard, F., Tatar, M., Gholamzadeh, A., Bergman, E., Elliott, J. R., Jackson, J. A. and Parsons, B., 2010, The vertical separation of mainshock rupture and microseismicity at Qeshm island in the Zagros fold-and-thrust belt, Iran, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 296, 181–194, doi:10.1016/j.epsl.2010.04.049.
- Okada, Y., 1992, Internal deformation due to shear and tensile faults in a half space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82, 1018–1040.
- Oveisi, B., Lavé, J. and van der Beek, P., 2007, Rates and processes of active folding evidenced by Pleistocene terraces at the central Zagros front (Iran), in *Thrust Belts and Foreland Basins, "Frontiers in Earth Sciences" Series*, edited by O. Lacombe et al., Springer-Verlag, New York, 265–285.
- Papadimitriou, E., 2002, Mode of strong earthquake recurrence in the central Ionian Islands (Greece): Possible triggering due to Coulomb stress changes generated by the occurrence of previous strong shocks, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol. 92, No.8, PP-3293–3308.
- Parsons, T., Stein, R. S., Simpson, R. W. and Reasenber, P. A., 1999, Stress sensitivity of fault seismicity: A comparison between limited-offset oblique and major strike-slip faults, *J. Geophys. Res.*, 104, 20,183–20,202.
- Radjput, Sh., Gahalaut, V. K. and Sahu, V. K., 2005, Coulomb stress changes and aftershocks of recent Indian earthquakes, *Current Science*, 8 (4).
- Roustaei, M., Nissen, E., Abbassi, M., Gholamzadeh, A., Ghorashi, M., Tatar, M., Yamini-Fard, F., Bergman, E., Jackson, J. and Parsons, B., 2010, The 2006 March 25 Fin earthquakes (Iran)—insights into the vertical extents of faulting in the Zagros Simply Folded Belt, *Geophys. J. Int.*, 181, 1275–1291, doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04601.x.
- Sherkati, S., Molinaro, M., Frizon de Lamotte, D. and Letouzey, J., 2005, Detachment folding in the Central and Eastern Zagros fold belt (Iran), *Journal of structural Geology*, 27, 1680–1696.
- Stein, R. S., King, C. P. and Lin, J., 1992, Change in failure stress on the southern San Andreas Fault system caused by the 1992 magnitude =7.4 Landers earthquake, *Science*, 258, pp. 1328–1332.
- Talebian, M. and Jackson, J., 2004, A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran, *Geophys. J. Int.*, 156, 506–526, doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02092.x.
- Toda, S. and Stein, R. S., 2003, Toggling of seismicity by the 1997 Kagoshima earthquake couplet: A demonstration of time-dependent stress transfer. *Journal of Geophysical Research*, 108(B12), 2567, doi:10.1029/2003JB002527.
- Toda, S., Stein, R. S., Reasenber, P. A., Dieterich, H. and Yoshida, A., 1998, Stress transferred by the 1995 MW=6.9 Kobe, Japan, shock: Effect on aftershocks and future earthquake.
- Vernant, Ph., Nilfouroushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. and Chéry, J., 2004, Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Geophysical Journal International*, 157(1), 381–398.
- Walker, R. T., Andalibi, M. J., Gheitanchi, M. R., Jackson, J. A., Karegar, S. and Priestley, K., 2005, Seismological and field observations from the 1990 November 6 Furg (Hormozgan) earthquake: a rare case of surface rupture in the Zagros mountains of Iran, *Priestley Geophysical Journal International*, 163, 567–579.
- Zarifi, Z., Nilfouroushan, F. and Raeesi, M., 2013, Crustal stress map of Iran: insight from seismic and geodetics computations. *Pure and Applied Geophysics*, 171(7), 1219–1236.

Study of the seismicity rate and Coulomb stress changes associated with the April 9th, 2013 Kaki-Shonbe earthquake (Mw=6.3) and the spatial distribution of aftershocks

Nouri, B.¹, Hashemi, S. N.^{2*} and Maleki Asayesh, B.³

1. M.Sc. Student, School of Earth Sciences, Damghan University, Iran

2. Assistant Professor, School of Earth Sciences, Damghan University, Iran

3. Ph.D. Student, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran

(Received: 28 Jan 2017, Accepted: 23 May 2017)

Summary

Nowadays, the effect of an earthquake in triggering of other events in the surrounding areas is completely accepted. This effect in triggering future events and spatial distribution of aftershocks can be explained using the Coulomb stress changes theory. Occurrence of April 9th, 2013 earthquake with moment magnitude of 6.3 in Bushehr province that followed by an aftershock with 5.4 magnitude after 14 hours in its vicinity, convinced us to examine Coulomb stress change theory for this region of Iran related to this event using the Coulomb 3.4 software. We calculated Coulomb stress changes associated with the Kaki-Shonbe earthquake on surrounding faults and investigated the effect of transferred stress on spatial distribution of aftershocks. We also calculated the seismicity rate changes in the study area and investigated its correlation with Coulomb stress changes. For calculation of Coulomb stress changes, we used a half-space with Poisson ratio equal 0.25 and shear modulus about of 800 kbar. The effective coefficient of friction in our calculations was 0.4 that is appropriate for these kinds of faults. We also used a number of about 1,100 earthquakes with magnitude more than 4, from 1913 to October 2016, to calculate the seismicity rate changes.

The Kaki-Shonbe Mw 6.3 earthquake occurred on 9 April 2013 (11:53 UTC, 16:23 local time) in the Zagros Simply Folded Belt in south-western Iran and its largest aftershock was triggered after 14 hours. The epicenter location was 20 km northeast of the town of Kaki, and the earthquake resulted 40 fatalities and 860 injured. Reverse slip on two along-strike, southwest dipping fault segments were found by analyzing satellite interferometry data. The main shock rupture initiated at the lower northern end of the larger northwest segment and slip on the smaller southern segment is likely aseismic. At first, to investigate the effect of the Kaki-Shonbeh earthquake on occurred aseismic slip on the southeast fault plane, we calculated the Coulomb stress changes related to this event on this fault plane by applying slips on the parts of causative fault of main shock. Our results showed that the transferred stress on most part of this fault plane is positive especially in the places that experienced aseismic slip. The aseismic displacement on this fault can be due to the displacement on the causative fault of Kaki-Shonbe earthquake and it is acceptable because of the tectonics of the study area and prevailing stress system. Investigation of the effect of Coulomb stress changes on the distribution of aftershocks showed that more than 80 percent of aftershocks have occurred in places where stress changes were positive. In other word, lots of the aftershocks have occurred in places where the transferred stresses due to co-seismic slip on the northwest fault segment and aseismic slip on the southeast fault segment were increased.

We calculated the Coulomb stress changes due to April 9th earthquake and aseismic slip on the southeast segment on the active faults in the study area. The obtained results indicate that the occurred slips on these fault segments increased the stress in some part of the Zagros Mountain Front Fault (MFF), Zagros Fore-deep Fault (ZFF), and the northern part of the Borazjan Fault. Coulomb stress changes due to these slips show a good correlation with calculated seismicity rate changes in the study area. The Borazjan earthquake epicenter, occurred on November 28th, 2013 with moment magnitude of 5.6, is located in the region that both Coulomb stress changes and seismicity rate changes increased and had positive amounts.

Keywords: Kaki-Shonbe earthquake, Coulomb stress changes, Seismicity rate changes, Receiver fault, Seismotectonics.