

بررسی ارتباط بین تغییرات استرس کلمب و توزیع مکانی پس لرزه‌ها: به منظور برآورد عمق زمین لرزه‌ها در

کمر بند زاگرس

کاملیا یزدانفر

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان، گرگان

مریم آق آتابای

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان، گرگان

مصطفی رقیمی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان، گرگان

تاریخ دریافت: ۹۴/۷/۲۷ تاریخ پذیرش: ۹۵/۱۱/۲۹

cyazdanfar@yahoo.com

چکیده

یکی از گسترده‌ترین معیارها برای مطالعه نواحی تغییر تنش حاصل از رخداد یک زمین لرزه، معیار کلمب است. عمق زمین لرزه‌های زاگرس همواره مورد سؤال بوده است. در این پژوهش این مدل برای سه زمین لرزه نسبتاً بزرگ زاگرس بکار گرفته شده است. این زمین لرزه‌ها عبارتند از: زمین لرزه ۲۷ مرداد ۱۳۹۳ ایلام (با بزرگی گشتاوری ۶/۲)، ۲۰ فروردین ۱۳۹۲ بوشهر (با بزرگی گشتاوری ۶/۳) و ۲۰ شهریور ۱۳۸۷ قشم (با بزرگی گشتاوری ۶/۱). در این زمین لرزه‌ها انطباق بین توزیع مکانی پس لرزه‌ها و محیط‌های افزایش تنش حاصل از رخداد شوک اصلی در اعماق مختلف با هم مقایسه شدند. نتیجه کار نشان می‌دهد که عمق ۵ کیلومتر برای زمین لرزه‌های ایلام و بوشهر و عمق ۵/۵ کیلومتر برای زمین لرزه‌ی قشم منطقی به نظر می‌رسد. در این پژوهش یکی از کاربردهای استفاده از تغییرات تنش کلمب حاصل از رخداد یک زمین لرزه جهت محاسبه پارامترهای زمین لرزه معرفی گردد.

کلمات کلیدی: تغییر تنش کلمب، زمین لرزه‌های زاگرس، محیط افزایش تنش، توزیع مکانی پس لرزه‌ها، عمق کانونی

مقدمه

کمک معیار تغییر تنش کلمب اثبات شده است. مطالعات انتقال تنش در زمین لرزه‌ها برای زاگرس هم انجام شده است (حسن لو و هاشمی ۱۳۹۰). در این پژوهش سعی شده تغییرات تنش کلمب و انطباق آن با پراکندگی مکانی پس لرزه‌ها به عنوان نظریه‌ای در نظر گرفته شود، که می‌تواند راه گشای حل نکات مبهم مربوط به مؤلفه‌های زمین لرزه‌ها باشد. بر گرفتن داده‌های مربوط به حل ساز و کار کانونی یک زمین لرزه از سایت‌های مختلف نشان می‌دهد که علی‌رغم تمام پیشرفت‌های صورت گرفته و دقت بالای ایستگاه‌های ثبت زمین لرزه‌های بزرگ و اصلی، گاهی خطاهای بزرگی در گزارش پارامترهایی لرزه‌ای رخ می‌دهد.

زمین لرزه‌های زاگرس گاه دارای پیچیدگی‌ها و نکات مبهم خاص خود هستند. در این پژوهش سعی شده تمرکز عمده روی مطالعه عمق سه رخداد بزرگ اخیر قرار گیرد. این سه رخداد مربوط به شمال، مرکز و جنوب زاگرس هستند. عمق سه زمین لرزه اصلی با کمک معیار تغییر تنش کلمب و پراکندگی پس لرزه‌ها در حالات مختلف تست شده است. بهترین انطباق بین محیط‌های افزایش تنش حاصل از یک رخداد با پراکندگی مکانی پس لرزه‌ها، مناسب‌ترین عمق را برای هر زمین لرزه به دست می‌دهد. نتیجه حاصل نیز با پژوهش‌های قبلی انجام شده در این زون بزرگ برخوردی مقایسه شده است.

مطالعه دقیق زمین لرزه‌ها و دستیابی به اطلاعات جامع و مفید از زمین لرزه‌های هر منطقه برای برآورد خطر در آن منطقه از تلاش‌های همیشگی بشر می‌باشد. حتی زمانی که علم و امکانات این اجازه را به انسان‌های ادوار گذشته نمی‌داد، آن‌ها سعی می‌کردند با بهره گرفتن از ستاره‌شناسی و جادوگری و روشهای غیرعلمی به خصوص در مناطق لرزه‌خیز دنیا به اطلاعاتی هرچند اشتباه و ناقص دست یابند. امروزه پیشرفت علم و امکانات به ما کمک می‌کند که مطالعات و نتیجه‌گیری‌هایمان صحیح‌تر و قابل استنادتر باشد. یکی از شاخه‌های اصلی مطالعات لرزه‌خیزی در یک منطقه یا حتی در ارتباط با مناطق اطراف، در بازه زمانی کوچک یا بزرگ بررسی تأثیر زمین لرزه‌های قدیمی‌تر روی رخدادهای بعدی یا به عبارتی، مطالعه بر هم کنش زمین لرزه‌هاست. مطالعه بر هم کنش زمین لرزه‌های یک منطقه و یا پس لرزه‌های یک شوک اصلی به روش‌های مختلفی صورت می‌گیرد که یکی از پرکاربردترین آن‌ها استفاده از معیار تغییر تنش کلمب (ΔCFS) است (King et al., 1994; Stein et al., 1992; Das and Scholz, 1981). در طول چند دهه گذشته کارهای زیادی در این مورد صورت گرفته و بارها و بارها در نقاط مختلف دنیا و با زمین لرزه‌های مختلف انطباق توزیع مکانی پس لرزه‌ها با شوک اصلی، بر اساس اصل بر هم کنش زمین لرزه‌ها و به

زمین ساخت زاگرس

زاگرس یک کمربند چین و راندگی خطی با عرض حدود ۲۰۰ تا ۳۰۰ کیلومتر می باشد که به طول حدود ۱۲۰۰ کیلومتر از شرق ترکیه تا تنگه هرمز کشیده شده است. بسته شدن نفوتتیس در اواخر کرتاسه تا اوایل میوسن منجر به همگرایی و راندگی رسوبات صفحه عربی و اوراسیا شده است و اولین مرحله برخورد با ظهور گسل راندگی اصلی زاگرس کلید خورد (Stocklin, 1974). به نظر می رسد روند ادامه همگرایی در این زون با مهاجرت دگرشکلی ها به سمت جنوب غرب و پیدایش تراست ها و چین های بیشتر در این سمت تکامل پیدا کرده است (Hessami et al., 2001). دو گسل راندگی اصلی زاگرس (MZRF) و گسل عهد حاضر (MRF) مرز شمال غرب تا جنوب شرق زون دگرشکلی اخیر را تشکیل می دهند. گسل پیشانی کوهستان (MFF) به عنوان مرز زاگرس چین خورده ساده با کوهپایه ها و دشت ساحلی خلیج فارس در نظر گرفته می شود. گسل رانده و پوشیده پیشانی کوهستان با درازای بیش از ۱۳۵۰ کیلومتر در ایران از قطعات رانده متعددی با طول های ۱۵ تا ۱۱۵ کیلومتر تشکیل شده است. گسل پیش ژرفای زاگرس (ZFF) جداکننده کمربند پیش ژرفای زاگرس (در شمال و شمال شرقی) از دشت ساحلی زاگرس (در جنوب و جنوب غربی) می باشد.

این گسل حد شمال شرقی آبرفت های دشت ساحلی خلیج فارس را مشخص می کند و گسلی معکوس با مؤلفه راستالغز می باشد (شکل ۱). زاگرس از نظر ساختاری به زیر بخش هایی تقسیم می شود که شامل دو بخش زاگرس مرتفع و زاگرس چین خورده است (آقا نباتی ۱۳۹۲). زاگرس مرتفع یک زون راندگی باریک با ارتفاع توپوگرافی زیاد است که روند شمال غرب - جنوب شرقی دارد. زاگرس چین خورده شامل چین خوردگی های حاصل از فعالیت های گسل های معکوسی است که حضور یک لایه نمک شکل پذیر منجر به پیدایش آن ها شده است (McQuarrie, 2004; Hatzfeld et al., 2010). این لایه به نام نمک های هرمز شناخته شده و باعث انفصال در دگرشکلی لایه های زیر و بالای خود شده است، به طوری که عمده ساختار عمقی زاگرس به واسطه بررسی حل مکانیسم کانونی زمین لرزه ها، قابل مطالعه و شناسایی شده است (Talebian and Jackson 2004; Nilfouroushan et al., 2013). این زون توسط سیستم گسلی امتدادلغز شمالی - جنوبی کارزون (KFS) به دو بلوک تقسیم می شود (شکل ۱). بلوک شمال غربی همگرایی مایل نسبت به امتداد زاگرس نشان می دهد و به نظر می رسد که عمده کوتاه شدگی در امتداد گسل پیشانی کوهستان رخ می دهد. بلوک جنوب شرقی نسبت به روند زاگرس همگرایی مستقیم دارد (Hessami et al., 2006).

سرعت همگرایی در این دو بلوک متفاوت است. تفسیر داده های GPS نشان می دهد که سرعت همگرایی در بلوک شمال غربی کمتر و حدود 5 ± 3 میلی متر در سال و در بلوک جنوب شرقی بیشتر و حدود 9 ± 3 میلی متر در سال است (Hessami et al., 2006).

محاسبات نشان می دهد که تنها ۱۰ درصد همگرایی در زاگرس توسط زمین لرزه ها و باقی آن با حرکات شکل پذیر و غیر لرزه ای جذب می شود (Masson et al., 2005). علی رغم این واقعیت کمربند چین - راندگی

زاگرس یکی از مناطق لرزه خیز آسیا محسوب می شود. سالانه زمین لرزه های متعددی از این زون گزارش می شود. بزرگی گشتاوری زمین لرزه های گزارش شده گاهی به حدود ۷ هم می رسد (Talebian and Jackson, 2004). ساز و کار کانونی زمین لرزه های زاگرس بیانگر وجود گسل های معکوس فعال در سطح صفحه عربی و زیر لایه نمکی هرمز است. این گسل ها عمدتاً بین ۳۰-۶۰ درجه شیب دارند. شیب زیاد این گسل های معکوس ممکن است نشانه این باشد که آن ها همان گسل های عادی حاشیه قاره در زمان کافتی شدن بوده اند که در زمان همگرایی دوباره فعال گشته اند (Jackson, 1980). بیشتر زمین لرزه های بزرگ تا متوسط در قسمت شمال غربی زاگرس روی گسل پیشانی کوهستان رخ می دهد در حالی که در نیمه جنوب شرقی فعالیت لرزه ای با فاصله حدود ۱۰۰ کیلومتری از گسل پیشانی کوهستان به سمت داخل این زون متمرکز شده است (Hessami et al., 2006). زمین لرزه های زاگرس همگی کم عمق بوده حداکثر عمق ۲۰-۱۵ کیلومتر را نشان می دهند (Maggi et al., 2000). مطالعات اخیر نشان می دهد عمق کانونی زمین لرزه معمولاً کم (حتی کمتر از ۱۱ کیلومتر در اکثر موارد) می باشد و بعضی مطالعات بیشتر روی پارامترهای زمین لرزه های گزارش شده توسط سایت های جهانی مثل CMT Harvard یا USGS دقیق نبوده و عمق کانونی بیشتر از واقعیت گزارش شده است (Adams et al., 2009; Maggi et al., 2000). ساز و کار کانونی زمین لرزه ها در بلوک شمال غرب و جنوب شرق عمدتاً از نوع تراستی بوده یا مؤلفه امتدادلغز بسیار کوچکی را نشان می دهد، در حالی که در زاگرس مرکزی (بخش جداکننده دو زون بالایی) مکانیسم کانونی زمین لرزه ها عمدتاً امتدادلغز می باشد. در این زون تکتونیکی گسل های بزرگتر کمتر از گسل های کوچکتر در روند تکاملی زمین ساختی نقش دارند.

بدین معنی که طول های کوچکتر بیشتر از طول های بزرگتر در تکامل تکتونیکی منطقه نقش دارند. نیروهای تکتونیکی بیشتر روی گسل های کوچکتر اثر می کند و تعامل بین تکتونیک و لیتولوژی منطقه طوری است که پیدایش گسل های کوچکتر نسبت به رشد و افزایش طول گسل ها در اولویت است (بایزیدی و هاشمی ۱۳۹۲).

به واسطه وجود لایه انفصالی نمک هرمز بین پی سنگ زاگرس و رسوبات بالایی، قبلاً تصور می شد که منشأ زمین لرزه های زون زاگرس فعالیت گسل های پی سنگی است (Neissen et al., 2011).

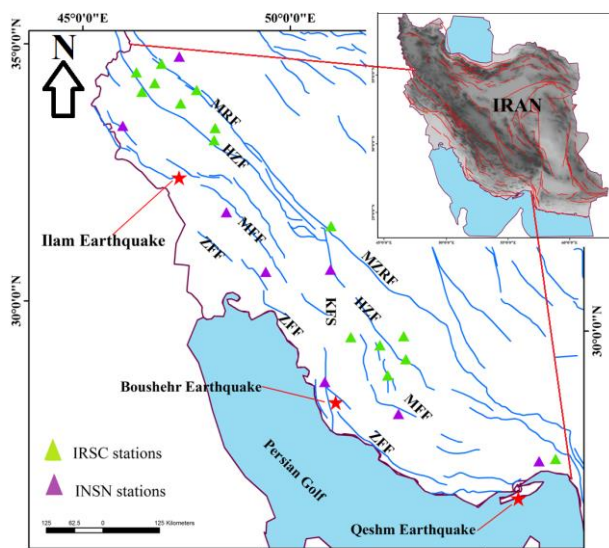
اما تحقیقات اخیر ثابت می کند که قسمت اعظم زمین لرزه های زاگرس دارای عمق کانونی کم هستند و حاصل شکستگی در قسمت های عمیق یا میانی پوشش رسوبی اند (Nissen et al., 2014). این یافته جدید به خوبی عدم وجود زمین لرزه های بزرگ را داخل زون زاگرس توجیه می کند، ضخامت پوشش رسوبی زاگرس کمتر از آن است که گسیخته شود و زمین لرزه بزرگتر از $M_w 6.7$ بوجود آورد (Nissen et al., 2014). به طور کلی این نتیجه گیری حاصل می شود که کوتاه شدگی در پی سنگ زاگرس فاقد فعالیت لرزه ای بوده و هر آنچه به عنوان فعالیت لرزه زایی زاگرس شناخته می شود، نتیجه گسیختگی در بخش کربناته شکننده پوشش رسوبی است (Nissen et al., 2014).

که در آن $\Delta\delta_f$ تغییر تنش حاصل از گسیختگی گسل مرجع، ΔT تغییر تنش برشی در جهت لغزش، μ' ضریب اصطکاک مؤثر بر روی گسل گیرنده و $\Delta\delta_n$ تغییر تنش نرمال است. ضریب اصطکاک مؤثر (μ') حاصل بر هم کنش دو مؤلفه زیر است: فشار مایع منفذی و ضریب اصطکاک سنگ (Han et al., 2008) و با رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$\mu' = \mu (1 - \beta) \quad (\text{رابطه ۲})$$

در رابطه بالا β ضریب اسکمپتون نامیده می‌شود و برابر مقادیر $0 < \beta < 1$ است. اغلب سنگ‌ها خواص مکانیکی مشابهی دارند یعنی ضریب اصطکاک در اغلب آن‌ها بین ۰/۶ تا ۰/۸۵ تغییر می‌کند (Byerlee, 1978) و ضریب اسکمپتون بین ۰/۷ تا ۱ تغییر می‌کند (Green and Wang, 1986; Beeler et al., 2000; Cocco et al., 2009). به‌طور کلی مؤلفه ضریب اصطکاک مؤثر (μ') عمدتاً تابع استرس حاکم بر منطقه بوده و کمتر از لیتولوژی منطقه تبعیت می‌کند (Beeler et al., 2000). در محاسبات تغییرات تنش کلمب، ضریب اصطکاک مؤثر بسته به نوع گسل و رژیم تکتونیکی حاکم بر منطقه بین ۰/۴ تا ۰/۷۵ در نظر گرفته می‌شود (King et al., 1994; Han et al., 2008). با توجه به پژوهش‌های قبلی انجام گرفته، مناسب‌ترین ضریب اصطکاک برای گسل‌های تراستی ایران در محاسبات ۰/۶ منظور می‌شود (یزدانفر و همکاران، ۱۳۹۳).

تغییر تنش حاصل از یک حادثه لرزه‌ای می‌تواند در دو حالت مثبت و منفی یعنی افزایش و یا کاهش تنش باشد. به نظر می‌رسد در محیط‌های افزایش تنش اکثر حوادث بعدی (پس‌لرزه یا لرزه‌های اصلی احتمالی آینده) اتفاق می‌افتد. ولی فراوانی پس‌لرزه‌ها در مناطق کاهش تنش کمتر است (King et al., 1994; Stein, 1999; King and Cocco, 2001). محاسبه تغییرات تنش بر روی دو نوع گسیختگی انجام می‌گیرد: تغییر تنش کلمب روی گسل‌های گیرنده با هندسه گسل مرجع و گسل گیرنده با هندسه بهینه. در مدل اول تغییرات تنش حاصل از زمین‌لرزه در اطراف گسل طوری محاسبه می‌شود که به نظر می‌رسد تمام سایر گسیختگی‌های گیرنده تغییرات تنش، هندسه‌ای مشابه رخداد اولیه دارند، ولی در مدل دوم گسل‌های گیرنده متناسب با تنش‌های غالب منطقه‌ای به‌صورت بهینه جهت یافته شده‌اند (Xu et al., 2010). در این حالت فرض شده است که تعداد کافی از گسل‌های کوچک در تمام جهات وجود دارد، که به احتمال زیاد در اثر پس‌لرزه‌ها فعال می‌شوند و این گسل‌ها بهترین جهت یافتگی را نسبت به تنش‌های مؤثر بر منطقه دارند. مطالعات مربوط به بررسی بر هم کنش تنش حاصل از یک زمین‌لرزه در دو گروه عمده انجام می‌شود: در گروه اول رابطه بین یک زمین‌لرزه بزرگ و پس‌لرزه‌های آن مورد بررسی قرار می‌گیرد که گاهی ممکن است بازه‌های زمانی بسیار بزرگ تا حدود صدسال (Ishibe et al., 2011) را هم در برگیرد و گروه دوم به بر هم کنش بین زمین‌لرزه‌های بزرگ اختصاص دارد که به عنوان یک حادثه لرزه‌ای مجزا در نظر گرفته می‌شود (Nalbant et al., 1998; Radjput et al., 2005; Toda et al., 2005; Ganas et al., 2008; wang et al., 2014). در مورد گروه اول مطالعات زیادی قبلاً انجام شده است که ثابت می‌کند پراکندگی مکانی پس‌لرزه‌های یک شوک اصلی تا حد زیادی با محیط‌های افزایش تنش حاصل



شکل ۱. نقشه ساختاری جنوب غرب ایران، زون برخوردی زاگرس

در این نقشه گسل‌های اصلی فعال، زمین‌لرزه‌های بررسی‌شده در این پژوهش و ایستگاه‌های محلی واقع در این زون نشان داده شده است. گسل‌ها بر مبنای نامگذاری بربریان (Berberian, 1995) است. MZRF: راندگی اصلی زاگرس، MRF: گسل عهد حاضر، HZF: گسل زاگرس مرتفع، MFF: گسل پیشانی کوهستان، ZFF: گسل پیش ژرفای زاگرس، KFS: سیستم گسلی کازرون که جداکننده زاگرس شمالی از جنوبی است. INSN: شبکه لرزه‌نگاری باند پهن ایران، نصب‌شده توسط پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، IRSC: ایستگاه‌های لرزه‌نگاری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

روش پژوهش: مفهوم تغییرات تنش کلمب

تراکم تنش برشی روی یک گسیختگی بعد از عبور از آستانه مقاومت برشی آن منجر به فعالیت دوباره گسیختگی می‌گردد و این آزادی تنش و شروع گسیختگی از جایی آغاز می‌شود که بیشترین تراکم تنش در آنجا اتفاق افتاده است (Scholz, 1990). در چند دهه اخیر تئوری انتقال تنش جهت شناسایی مناطق مستعد حوادث لرزه‌ای مطالعه شده است. بر اساس تئوری انتقال تنش وقوع زلزله موجب افزایش یا کاهش تنش (تنش نرمال یا برشی) در نواحی اطراف محدوده گسیختگی می‌شود. این تئوری برای شناسایی مناطق مستعد خطر بعد از رخداد زلزله اصلی به کمک تعیین موقعیت پراکندگی پس‌لرزه‌ها و یا بالعکس یعنی استفاده از پراکندگی پس‌لرزه‌ها برای تعیین دقیق پارامترهای اصلی گسل مسبب زمین‌لرزه استفاده می‌شود. پس‌لرزه‌های یک زمین‌لرزه در پاسخ به تغییرات تنش حاصل از زلزله اصلی آرایش می‌یابند (Radjput et al., 2005). معیار کلمب یکی از فراگیرترین معیارها برای توصیف شرایط شروع گسیختگی سنگ است (Lin and Stein, 2004). تغییرات تنش حاصل از رخداد یک زلزله با فرمول زیر محاسبه می‌شود.

$$\Delta\delta_f (\Delta CFS) = \Delta T + \mu' \Delta\delta_n \quad (\text{رابطه ۱})$$

گسیختگی سطحی نشان نمی‌دهند، یک روش قابل اعتماد برای تمیز صفحه گسلی از صفحه کمکی در حل ساز و کار کانونی زمین‌لرزه‌ها این منطقه بهره‌گیری از تغییرات تنش کلمب است. بدین ترتیب که انطباق پراکندگی مکانی پس‌لرزه‌ها با محیط‌های افزایش تنش حاصل از شوک اصلی در دو صفحه کمکی باهم مقایسه می‌شود. در حالتی که انطباق بهتری بین محیط‌های افزایش تنش و پس‌لرزه مشاهده می‌شود، می‌توان صفحه کمکی مزبور را به‌عنوان صفحه گسلی مسبب زمین‌لرزه در نظر گرفت (بزدانفر و همکاران، ۱۳۹۳).

مقایسه پراکندگی مکانی پس‌لرزه‌ها و مناطق افزایش تنش در یک شوک اصلی، در حالتی که عمق‌های مختلف برای آن منظور شده است، می‌تواند راه گشای خوبی برای رسیدن به صحیح‌ترین عمق کانونی یک رخداد باشد. در این پژوهش نیز نگارنده بر آن است تا با بهره‌گیری از این روش عمق کانونی سه زمین‌لرزه بزرگ زاگرس را بررسی کند. این سه زمین‌لرزه شامل رخداد ایلام (۲۷ مرداد ۱۳۹۳) با بزرگی $M_w=6/2$ واقع در شمال غربی‌ترین بخش زاگرس، رخداد بوشهر (۲۰ فروردین ۱۳۹۲) با بزرگی $M_w=6/3$ در حوالی زاگرس مرکزی و رخداد قشم (۲۰ شهریور ۱۳۸۷) با بزرگی $M_w=6/1$ واقع در جنوب شرقی‌ترین بخش زاگرس می‌باشد (جدول ۱). وجود خطاهای زیاد در گزارش عمق این رخدادهای وجود این واقعیت که زمین‌لرزه‌های زاگرس عمدتاً کم‌عمق (۵ تا حداکثر ۱۱ کیلومتر) هستند و در بخش میانی و پایینی پوشش رسوبی (کربناته) اتفاق می‌افتد و حرکات پی‌سنگ در همگرایی پلیت ایران و عربستان عمدتاً فاقد فعالیت لرزه‌ای است، دلایل اصلی انجام این پژوهش می‌باشند (Jackson, 2004; Nissen et al., Talebian and 2014 and 2011).

از شوک اصلی مطابقت دارد (Reasenber and Simpson, 1992; Toda et al., 1998; wang et al., 2000; Kilb et al., 2000; Kilb et al., 2002; Chan and Ma, 2004; Ma et al., 2005; Radjput et al., 2005; Raju et al., 2008; Hainzel et al., 2009; Hainzel et al., 2010; Nalbant et al., 2011; Toda et al., 2011; Agh Ataby and Djafari, 2014). در این پژوهش سعی شده است از دریچه جدیدی به این اصل علمی نگاه شود.

محاسبه تغییرات تنش کلمب حاصل از زمین‌لرزه‌های مورد مطالعه

در برخی زمین‌لرزه‌های تله سایز میک عمق کانونی گزارش شده توسط ایستگاه‌های جهانی برای یک زمین‌لرزه متفاوت بوده و علاوه بر آن خصوصیات تکتونیکی منطقه و بیشینه لرزه‌خیزی در منطقه هم انطباق خوبی با گزارش‌های مراکز بزرگ نشان نمی‌دهد، در چنین مواقعی به نظر می‌رسد یکی از بهترین روش‌های دستیابی به پارامترهای کم خطا تر زمین‌لرزه‌ها یاری گرفتن از معیار تغییر تنش کلمب (ΔCFS) است. زمین‌لرزه‌های کوچکتر توسط ایستگاه‌های نزدیک دقیق‌تر ثبت می‌شوند، که در مناطق لرزه‌خیز ایران (مثل زاگرس) به تعداد زیاد نصب شده است. خطای این ایستگاه‌ها در ثبت پس‌لرزه بسیار کمتر است، لذا می‌توان با اطمینان کافی از آن‌ها در حل ابهامات مربوط به مؤلفه‌های زمین‌لرزه‌های بزرگ استفاده کرد. نگارنده در کارهای گذشته نیز در مورد برخی زمین‌لرزه‌ها سعی کرده است تا با کمک این معیار به ابهاماتی مثل عمق کانونی، تفکیک شوک اصلی از پس‌لرزه و تمیز صفحه گسلی از صفحه کمکی پاسخی قانع‌کننده و صحیح بیابد (بزدانفر و همکاران، ۱۳۹۳). بعضی تردیدها مثل تمیز صفحه گسلی از صفحه کمکی در زمین‌لرزه‌هایی که گسیختگی سطحی یا ندارند یا بسیار محدود و غیرقابل اعتماد است، در زمین‌لرزه‌های زاگرس فراوان است. از آنجایی که گسل‌های مسبب زمین‌لرزه‌های زاگرس پنهان هستند و همواره

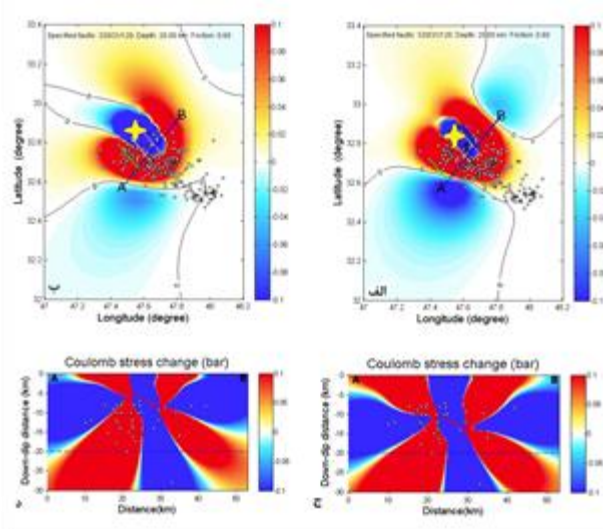
جدول ۱. مشخصات زمین‌لرزه‌های مورد مطالعه

| زمین‌لرزه | طول (°) | عرض (°) | صفحات گرهی | امتداد (°) | شیب (°) | ریک (°) | بزرگی (M_w) | طول گسیختگی KM | ساز و کار کانونی |
|-----------|---------|---------|---------------|------------|---------|---------|-----------------|----------------|-------------------------------------------------------------------------------------|
| ایلام | ۴۷/۶۳۸ | ۳۲/۷۱۱ | صفحه گرهی اول | ۱۰۵ | ۶۳ | ۷۳ | ۶/۲ | ۱۶/۳۰ |  |
| | | | صفحه گرهی دوم | ۳۲۰ | ۳۱ | ۱۲۰ | | | |
| بوشهر | ۵۱/۵۶۸ | ۲۸/۴۶۷ | صفحه گرهی اول | ۱۵۱ | ۳۹ | ۱۰۱ | ۶/۳ | ۱۸/۱۹ |  |
| | | | صفحه گرهی دوم | ۳۱۷ | ۵۲ | ۸۱ | | | |
| قشم | ۵۵/۷۲ | ۲۶/۶۵ | صفحه گرهی اول | ۷۱ | ۵۸ | ۹۹ | ۶/۱ | ۱۴/۶۰ |  |
| | | | صفحه گرهی دوم | ۲۳۴ | ۳۳ | ۷۶ | | | |

مشخصات دو زمین‌لرزه ایلام و بوشهر بر اساس داده‌های IRSC و قشم بر اساس داده‌های HARVARD می‌باشد.

زمین لرزه ایلام

حاصل از رخداد و پراکندگی مکانی پس لرزه‌ها با هم مقایسه شده است. در شکل الف عمق ۱۱/۳ و در شکل ب عمق ۵ کیلومتر منظور شده است. ضریب اصطکاک ۰/۶ در نظر گرفته شده است.



شکل ۲. محیط‌های افزایش و کاهش تنش منتج از زمین لرزه ایلام و پراکندگی سطحی پس لرزه‌ها در حالتی که: الف) عمق زمین لرزه ۱۰ کیلومتر مطابق با گزارش IRSC منظور شده است ب) عمق زمین لرزه ۵ کیلومتر منظور شده است ج و د) نیمرخ نشان داده شده در شکل‌های بالا می‌باشند

زمین لرزه قشم

زمین لرزه قشم در تاریخ ۲۰ شهریور ۱۳۸۷ در جزیره قشم و در ۶۲ کیلومتری جنوب غربی بندرعباس با بزرگی گشتاوری ۶/۱ اتفاق افتاده است. سازو کار کانونی این زمین لرزه راندگی با مؤلفه کوچک امتداد لغز می‌باشد. این منطقه جزئی از حاشیه جنوب شرقی زون ساختاری زاگرس را تشکیل می‌دهد. چین خوردگی‌ها، شکستگی‌ها و گنبدی‌های نمکی از ساختارهای مهم تکتونیکی در جزیره قشم می‌باشند. عمق زمین لرزه قشم توسط مرکز لرزه‌نگاری Harvard ۱۲ کیلومتر گزارش شده، اما پژوهش‌ها و اندازه‌گیری‌های دقیق بعدی با کمک تکنیک‌های دورسنجی عمق این رخداد را ۵/۵ کیلومتر تعیین کرده است (Nissen et al., 2010). افزایش اندک عمق زمین لرزه‌ها را در حوالی خط عمان و در جنوب شرقی زاگرس، می‌توان به افزایش ضخامت لایه رسوبی در این مناطق ربط داد. لذا عمق زمین لرزه قشم اندکی بیشتر از دو زمین لرزه بالایی، بهترین انطباق را بین محیط‌های افزایش تنش و پراکندگی مکانی پس لرزه‌ها نشان می‌دهد.

(شکل ۴) مناطق افزایش تنش حاصل از رخداد قشم و پراکندگی مکانی پس لرزه‌ها را نشان می‌دهد. در شکل الف عمق زمین لرزه ۱۲ کیلومتر مطابق با گزارش Harvard منظور شده و در شکل ب عمق ۵/۵ کیلومتر محاسبه شده با کمک تکنیک InSAR منظور شده است (Nissen et al., 2010).

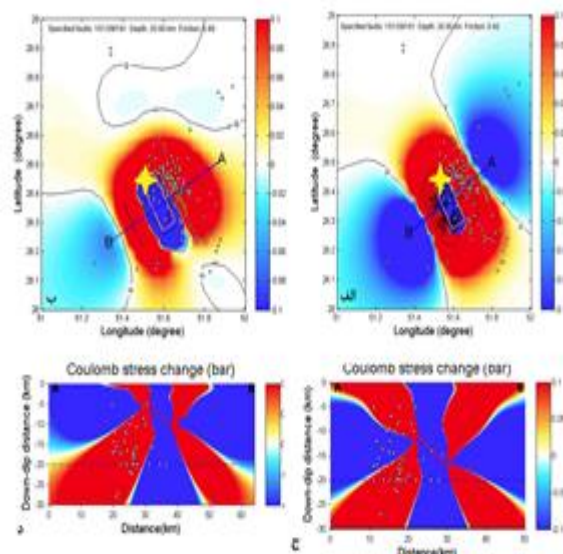
زمین لرزه ایلام در تاریخ ۲۷ مرداد ۱۳۹۳ در بخش مورموری شهرستان آبدانان از توابع شهر ایلام با بزرگی گشتاوری ۶/۲ اتفاق افتاده است. مطالعه زمین لرزه‌های متوسط تا بزرگ روی داده در امتداد گسل پیشانی نشان از تمرکز رومرکز زمین لرزه‌ها در محل انقطاع اثر سطحی محور چین‌ها دارد. به بیانی زمین لرزه‌ها در محل نبوده‌های بین قطعات گسلی گسل پیشانی کوهستان رخ می‌دهد (Bahroudi and Talbot, 2003; Berberian, 1995). با توجه به سازوکار کانونی این زمین لرزه می‌توان رخداد آن را به فعالیت یکی از قطعات گسل پیشانی کوهستان مربوط دانست (مهادنیا و جوان ۱۳۹۳). این زمین لرزه پس لرزه‌های بسیار بزرگی (تا $M_w=5.8$) داشت. پژوهش دیگری روی پس لرزه‌های غیر معمول این زمین لرزه نشان داده است که شاید بتوان بزرگترین پس لرزه را به عنوان یک رخداد مجزا تصور کرد. چرا که مقایسه پراکندگی مکانی پس لرزه‌ها با محیط‌های افزایش تنش محاسبه شده به کمک معیار تغییر تنش کلمب موید این مطلب است. در پژوهش مذکور پراکندگی مکانی پس لرزه‌ها در دو حالت بررسی شده‌اند: یکی در حالتی که بزرگترین پس لرزه ($M_w=5.2$) به عنوان یک رخداد مجزا نباشد و دیگری در حالتی که همان پس لرزه یک رخداد مجزا در نظر گرفته شود. مقایسه نتایج نشان داد که بزرگترین پس لرزه یک رخداد مجزا محسوب می‌شود. شکل ۲ محیط‌های افزایش تنش محاسبه شده بر اساس معیار تغییر تنش کلمب را نشان می‌دهد. در شکل الف عمق زمین لرزه ۱۰ کیلومتر (گزارش IRSC) و گسل گیرنده با هندسه گسل مرجع در نظر گرفته شده است. در نقشه‌های مزبور ضریب اصطکاک ۰/۶ منظور شده است.

زمین لرزه بوشهر

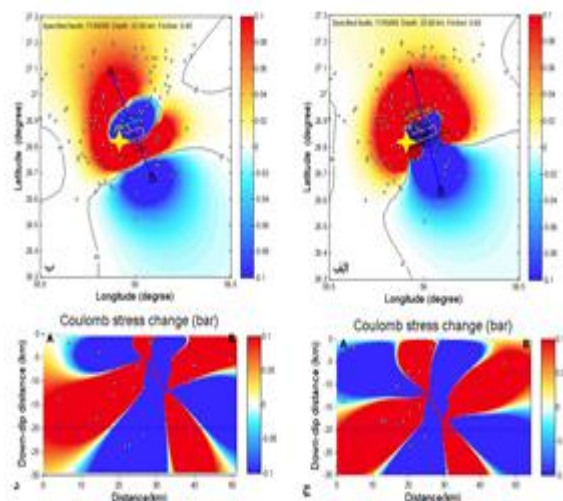
زمین لرزه بوشهر در تاریخ ۲۰ فروردین ۱۳۹۲ در منطقه دشتی شهرستان بوشهر با بزرگی گشتاوری ۶/۳ اتفاق افتاده است. در این زمین لرزه شهر دشتی و روستاهای تابعه آن در بخش شنبه و تسوج به شدت آسیب دید. کمبود شدید شواهد گسیختگی سطحی در این زمین لرزه تعیین دقیق موقعیت گسل مسبب را با مشکل مواجه کرده است. در غالب ساز و کارهای ارائه شده توسط مراکز مختلف لرزه‌نگاری وجود یک صفحه با امتداد شمال غرب-جنوب جنوب شرق که شیب اندکی به سمت جنوب غرب دارد مشهود است. صفحه دیگر صفحه گسلی با امتداد شمال غرب-جنوب شرق است که به سمت شمال شرق شیب دارد و از روند کلی گسل MFF تبعیت می‌کند. ولی به واسطه وجود مؤلفه امتداد لغز راستگرد و تشابه آن به نحوه حرکت گسل برازجان که در نزدیکی کانون زمین لرزه واقع شده، همچنین با توجه به عدم وجود مؤلفه چپگرد در گسل MFF این رخداد را نمی‌توان به فعالیت این گسل نسبت داد. به نظر می‌رسد صفحه با روند شمال شرق-جنوب جنوب شرق با شیب به سمت جنوب غرب صفحه مسبب زمین لرزه بوشهر باشد (تاتار و یمنی فرد ۱۳۹۲؛ یزدانفر و همکاران ۱۳۹۳). شبکه ملی لرزه‌نگاری باند پهن پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله عمق این زمین لرزه را ۲۰ کیلومتر تعیین کرده است. حل ساز و کار کانونی منتشر شده توسط موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران عمق را ۱۱/۳ کیلومتر تعیین کرده است. در شکل ۳ عمق زمین لرزه به کمک محیط‌های تغییر تنش

هست. بعلاوه زمین‌لرزه‌های زاگرس به دلیل عدم وجود گسیختگی سطحی، شکل خاص و ترکیب منحصر به فرد از نظر لایه‌بندی شکننده و شکل‌پذیر در کانون توجه لرزه‌شناسان هستند. در این پژوهش سعی شده تا با کمک روش جدیدی عمق زمین‌لرزه‌های زاگرس بررسی شود. برای این کار انطباق پراکندگی مکانی پس‌لرزه‌ها با محیط‌های افزایش تنش در چند عمق متفاوت برای رخداد اصلی که توسط مراکز متعدد لرزه‌نگاری گزارش شده است، بررسی شد و برای جلوگیری از تعدد تصاویر و افزایش بیش از حد کار فقط دو مورد آورده شده است. برای هر زمین‌لرزه یک نقشه با عمقی که توسط مراکز لرزه‌نگاری گزارش شده و یک نقشه با عمقی که حدوداً با بستر پایینی پوشش رسوبی مطابقت دارد، تهیه شده است. بررسی نقشه‌های آماده‌شده و مقاطع عرضی رسم شده از آن‌ها نشان می‌دهد که در حالتی که عمق زمین‌لرزه در محدوده ضخامت لایه شکننده پوشش رسوبی زون زاگرس مفروض است، بهترین انطباق بین مناطق افزایش تنش و پراکندگی مکانی پس‌لرزه‌ها قابل مشاهده است. (یعنی عمق حدود ۵ کیلومتر برای دو زمین‌لرزه ایلام و بوشهر و عمق ۵/۵ کیلومتر برای زمین‌لرزه قشم بهترین عمق کانونی می‌باشد). این یافته‌ها با مطالعات قبلی مبنی بر اینکه در زاگرس و بعضی مناطق دیگر بین عمق زمین‌لرزه‌های اصلی و پس‌لرزه‌های آن‌ها اختلاف زیادی وجود دارد (e.g. Azzara et al., 1993; Semmane et al., 2005; Tong et al., 2010; Barnhart and Lohman, 2013; Nissen et al., 2014). پژوهش‌های قبلی انجام‌شده در مورد لرزه‌خیزی در زون زاگرس نشان می‌دهد که زمین‌لرزه‌های نه‌چندان بزرگ زاگرس عمدتاً در بخش پایینی پوشش رسوبی رخ می‌دهند ولی گستردگی پس‌لرزه‌ها به اعماق پایین‌تر نیز می‌رسد (Barnhart and Lohman, 2013; Barnhart et al., 2013). پژوهش‌هایی که به کمک دریاکن‌های سنجی و یا مطالعه امواج لرزه‌ای انجام‌شده نیز عمق کم زمین‌لرزه اصلی در زاگرس را تأیید می‌کند و آنرا به بروز شکستگی در پوشش رسوبی مرتبط می‌داند (Nissen et al., 2014 and 2011).

از محاسبه تغییر تنش کلمب برای یک رخداد زمین‌لرزه در کارهای متعددی می‌توان بهره گرفت. از کاربردهای این روش می‌توان به کنترل پارامترهای یک زمین‌لرزه که گاهی با خطاهای فاحش محاسبه می‌شوند، اشاره کرد. همچنین با کمک محاسبه محیط‌های افزایش تنش حاصل از رخداد یک زلزله می‌توان برهم‌کنش زمین‌لرزه‌های یک منطقه (حسن لو و هاشمی، ۱۳۹۰) و محدوده‌های مستعد لرزه‌خیزی را مکان‌یابی و معرفی کرد. بدین ترتیب از ساخت و سازهای وسیع و سرمایه‌گذاری‌های هنگفت در محدوده‌های با ریسک لرزه‌ای بالا می‌توان پیشگیری کرد.



شکل ۳. محیط‌های افزایش و کاهش تنش منتج از زمین‌لرزه بوشهر و پراکندگی سطحی پس‌لرزه‌ها در حالتی که: الف) عمق زمین‌لرزه ۱۱/۳ کیلومتر مطابق با گزارش IRSC منظور شده است ب) عمق زمین‌لرزه ۵ کیلومتر منظور شده است ج و د) نیمرخ نشان داده‌شده در شکل‌های بالا



شکل ۴. محیط‌های افزایش و کاهش تنش منتج از زمین‌لرزه قشم و پراکندگی سطحی پس‌لرزه‌ها در حالتی که: الف) عمق زمین‌لرزه ۱۲ کیلومتر مطابق با گزارش Harvard منظور شده است ب) عمق زمین‌لرزه ۵/۵ کیلومتر منظور شده است ج و د) نیمرخ نشان داده‌شده در شکل‌های بالا

بحث و نتیجه‌گیری

تغییرات تنش کلمب به‌عنوان یک معیار کارآمد در پراکندگی مکانی پس‌لرزه‌ها بعد از وقوع یک زمین‌لرزه همواره موردتوجه دانشمندان بوده و

منابع

- آقاباتی، ع.، ۱۳۹۲، زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۷۰۸ صفحه
- بایزیدی، چ. و هاشمی، ن.، ۱۳۹۲، تحلیل کمی توزیع طولی و تراکم گسل‌های بزرگ مقیاس در ناحیه زاگرس، مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، بهار ۱۳۹۲، شماره ۷
- تاتار، م.، یمینی فرد، ف.، ۱۳۹۲، گزارش مقدماتی زلزله ۶/۳ ریشتری ۱۳۹۳/۱/۲۰ شهرستان دشتی استان بوشهر، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.
- حسن لو، ع.، هاشمی س.ن.، ۱۳۹۰، تحلیل مکانی - زمانی اثر متقابل فعالیت گسل‌های لرزه زا بر یکدیگر در بخش میانی ناحیه زاگرس، مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، زمستان ۱۳۹۰، شماره ۲ جلد ۱
- مehشادنی، ل.، جوان دولوتی، غ.، ۱۳۹۳، گزارش زمین‌لرزه ۱۳۹۳/۵/۲۷ دهلران و لرزه‌خیزی جنوب باختر ایران، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.
- یزدانفر، ک.، آق آتابای، م.، جعفری، ف.، ۱۳۹۳، تعیین موقعیت صفحه گسلی و صفحه کمکی زمین‌لرزه بوشهر با استفاده از مدل تغییر تنش کلمب، فصلنامه بین‌المللی پژوهشی تحلیلی زمین پویا، سال اول شماره دوم ویژه‌نامه (سالروز زلزله سراوان)، شماره پیاپی ۴، فروردین ۹۳.
- Adams, A., Brazier, R., Nyblade, A., Rodgers, A., Al-Amri, A., 2009. Source parameters for moderate earthquakes in the Zagros Mountains with implications for the depth extent of seismicity. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 99, 2044–2049, doi:10.1785/0120080314
- Agh-Atabai, M., Jafari, H. F., 2014. Coulomb stress changes and its correlation with aftershocks of recent Iranian reverse earthquakes. *Arab. J. Geosci.*, DOI 10.1007/s12517-014-1359-1
- Azzara, R. A., Basili, L., Beranzoli, C., Chiarabba, R., Giovambattista, D., Selvaggi, G., 1993. The seismic sequence of Potenza (May 1990). *Ann. Geofis.* 36(1), 237–243
- Bahroudi, A., Talbot, C.J., 2003. The configuration of the basement beneath the Zagros basin. *Journal of Petroleum Geology*, vol.26 (3), 257-282pp
- Barnhart W. D., Lohman, R. B., 2013. Phantom earthquakes and triggered aseismic creep: Vertical partitioning of strain during earthquake sequences in Iran. *Geophysical Research Letters*, Vol. 40 Issue 5, pages 819-823, DOI: 10.1002/grl.50201
- Barnhart, W. D., Lohman, R. B., Mellors, R. J., 2013. Active accommodation of plate convergence in Southern Iran: Earthquake locations, triggered aseismic slip, and regional strain rates. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 118, 5699–5711, doi:10.1002/jgrb.50380.
- Berberian, M., 1995. Master "blind" thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. *Tectonophysics*, 241, 193-22
- Beeler, N. R., Simpson, W., Hickman, S.H., Lockner, D. A., 2000. Pore fluid pressure, apparent friction and Coulomb failure. *J. Geophys. Res.*, 105 (B11), 25,533-25,542.
- Byerlee, J. D. F., 1978. Friction of rocks. *Pure Appl. Geophys.* 116, 615-626
- Green, D. H., Wang, H. F., 1986. Fluid pressure response to undrained compression in saturated sedimentary rock. *Geophysics* 51, 948-956
- Chan, C. H., Ma, K. F., 2004. Possibility of Forecasting Aftershock Distributions from Stress Change: A Case Study of Inland Taiwan Earthquakes. *TAO*, Vol. 15, No. 3, 503-521
- Cocco, M., Hainzl, S., Catalli, F., Enescu, B., Lombardi, A. M., Woessner, J., 2009. Sensitivity study of forecasted aftershock seismicity based on Coulomb stress calculation and rate- and state-dependent frictional response. *Journal Of Geophysical Research*, DOI:10.1029
- Das, S., Scholz, C. H., 1981. Off-fault aftershock clusters caused by shear stress increase. *Bulletin of the Seismological Society of America* 71, 1669-1675
- Ganas, A., Gosar, A., Drakatos, G., 2008. Static stress changes due to the 1998 and 2004 Krn Mountain (Slovenia) earthquakes and implications for future seismicity. *Natural Hazards Earth Syst. Sci.* 8, 59–66
- Han, Y., ZhuQi, Z., Chen, Y. J., 2008. Interaction between adjacent left-lateral strike-slip faults and thrust faults: the 1976 Songpan earthquake sequence. *Chinese Science Bulletin*, August 2008, vol. 53 .no. 16, 2520-2526
- Hainzl, S., Enescu, B., Cocco, M., Woessner, J., Catalli, F., Wang, R., Roth, F., 2009. Aftershock modeling based on uncertain stress calculations. *Journal of geophysical research*, Vol 114, DOI: 10.1029/2008JB006011
- Hainzl, S., Zöller, G., Wang, R., 2010. Impact of the receiver fault distribution on aftershock activity. *Journal of geophysical research*, Vol. 115, B05315, doi:10.1029/2008JB006224
- Hatzfeld, D., Authemayou, C., Vanderbeek, 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
- Hessami, K., Koyi, H.A., Talbot, C.J., Tabasi, H., Shabanian, E., 2001. Progressive unconformities within an evolving foreland fold – thrust belt, Zagros Mountains. *Journal of the Geological Society, London* 158, 969–981

- Hessami, Kh., Nilforoushan, F., Talbot, J., 2006. Active deformation within the Zagros Mountains deduced from GPS measurements. *Journal of the Geological Society*. London, Vol. 163, pp. 143–148. Printed in Great Britain
- Ishibe, T., Shimazaki, K., Tsuruoka, H., Yamanaka, Y., Satake, K., 2011. Correlation between Coulomb stress changes imparted by large historical strike-slip earthquakes and current seismicity in Japan. *Earth Planets Space* 63, 301–314, 2011
- Jackson, J. A., 1980. Reactivation of basement faults and crustal shortening in orogenic belts. *Nature* 283, 343–346.
- Kilb, D., Gomberg, J., Bodin, P., 2000. Triggering of earthquake aftershocks by dynamic stresses. *Nature* Vol. 408.
- Kilb, D., Gomberg, J., Bodin, P., 2002. Aftershock triggering by complete coulomb stress changes. *Journal of the Geological research*, Vol. 107, No. B4, 10. 1029/2001JB00202
- King, G. C. P., Stein, R.S., Lin, J., 1994. Static stress changes and the triggering of earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **84** (3): 935–953.
- King, G. C. P., Cocco, M., 2001. Fault interaction by elastic stress changes: New clues from earthquake sequences. *Advances Geophys.*, 44, 1–38.
- Lin, J., 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.*, 109, B02303, doi:10.1029/2003JB002607
- Ma, K. F., Chan, C. H., Stein, R. S., 2005. Response of seismicity to Coulomb stress triggers and shadows of the 1999 Mw=7.6 Chi-Chi, Taiwan earthquake. *J. Geo-phys. Res.*, 110, B05S19, <http://dx.doi.org/10.1029/2004JB003389>
- 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.
- Masson, F., Chèry 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, 217–226, doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02465.x.
- McQuarrie, N., 2004. Crustal scale geometry of the Zagros fold – thrust belt, Iran. *Journal of Structural Geology* 26, Pa 519 – 535
- Nalbant, S. S., Hubert, A., King, G. C. P., 1998. Stress coupling between earthquakes in northwest turkey and the north aegean sea. *J. Geophys. Res.* 103, 24469–24486.
- Nalbant, S. S., McCloskey, J. F., 2011. Stress evolution before and after the 2008 Wenchuan, China earthquake. *Earth and Planetary Science Letters* 307 (2011) 222–232
- Nilfouroushan, F., Pysklywec, R., Cruden, A., Koti, H., 2013. Thermal-mechanical modeling of salt-based mountain belts with pre-existing basement faults: application to the Zagros fold and thrust belt, southwest Iran. *Journal of Tectonics*, 10/2013; DOI: 10.1002/tect.20075
- Nissen, E., Yamini-Fard F., Tatar M., Gholamzadeh A., Bergman E., Elliott J. R., Jackson, J. A., Parsons B., 2010. The vertical separation of mainshock rupture and microseismicity at Qeshm island in the Zagros Simply Folded Belt, Iran. *EarthPlanet. Sci. Lett.*, 296, 181–194
- 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.* 186, 928–944
- Nissen, E., Jackson, J. A., Jahani, S., Tatar, M., 2014. Zagros “phantom earthquakes” reassessed—The inter-play of seismicity and deep salt flow in the Simply Folded Belt? *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 119, doi:10.1002/2013JB010796
- Radjput, S., Gahalaut, V. K., Sahu, V. K., 2005. Coulomb stress changes and aftershocks of recent Indian earthquakes. *Current Science*, Vol. 88, No. 4, 25 February
- Raju, P. S., Gahalaut, V. K., Ravi Kumar, M., 2008. Phodong (Sikkim) earthquake of 14 February 2006 and its aftershocks—Coulomb stress analysis. *Journal of Geodynamics*, 46, pa 63–67
- Reasenberg, P. A., Simpson, R. W., 1992. Response of Regional Seismicity to the Static Stress Change Produced by the Loma Prieta Earthquake. *Journal of Science*, Vol. 255, no. 5052, pp. 1687-1690, DOI: 10.1126/science.255.5052.1687
- Scholz, C. H., 1990. *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*. Cambridge University Press, New York.
- Semmane, F., Campillo, M., Cotton, F., 2005. Fault location and source process of the Boumerdes, Algeria, earthquake inferred from geodetic and strong motion data. *Geophys. Res. Letts.* 32, L01305, doi: 10.1029/2004GL021268
- Stein, R. S., 1999. The role of stress transfer in earthquake occurrence. *Nature* 402, 605 –609
- Stein, R. S., King, G. C. P., 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, 1328-1332
- Stocklin, J., 1974. Possible ancient continental margins in Iran, In: Burk, C.A.& Drake, C.L.(eds) *The Geology of Continental Margins*, Springer, New York, 873–887
- 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., Moradi, A. S., Paul, A., 2005. The 2003 December 26 Bam earthquake (Iran), Mw 6.6, aftershock sequence. *Geophys. J. Int.* 163, 90–105, doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02639
- Toda, S., Stein R. S., Reasenber, P. A., Dieterich, J. H., 1998. Stress transferred by the Mw= 6.5 Kobe, Japan, shock: Effect on aftershocks and future earthquake probabilities. *J. Geophys. Res.*, 103, 24,543–24,565.
- Toda, S., Stein, R. S., Richards-Dinger, K., Bozkurt, S. B., 2005. Forecasting the evolution of seismicity in southern California: Animations built on earthquake stress transfer. *J. Geophys. Res.* 110, 1-17
- Toda, S., Lin, J., Stein, R. S., 2011. Using the 2011 M=9.0 Tohoku earthquake to test the Coulomb stress triggering hypothesis and to calculate faults brought closer to failure. *Special Issue of Earth Planets Space*, 7 April 2011
- Tong, X., Sandwell, D. T., Fialko, Y., 2010. Coseismic slip model of the 2008 Wenchuan earthquake derived from joint inversion of interferometric synthetic aperture radar, GPS, and field data. *J. Geophys. Res.*, 115, B04314, doi:10.1029/2009JB006625
- Wang, C. Y., Chang, C. H., Yen, H. Y., 2000. An interpretation of the 1999 Chi-Chi earthquake, Taiwan based on the thin-skinned thrust model. *TAO*, Vol. 11, No. 3, 581-590, September 2000
- Wang, Y., Wang, F., Wang, M., Shen, Z., Wan, Y., 2014. Coulomb stress change and evolution induced by the 2008 Wenchuan earthquake and its delayed triggering of the 2013 Mw6.6 Lushan earthquake. *Seismol. Res. Lett.* 85, no. 1, doi:10.1785/0220130111
- Xu, C., Wang, Y., Li, Z., Drummond, J., 2010. Applying the Coulomb failure function with an optimally oriented plane to the 2008 Mw 7.9 Wenchuan earthquake triggering. *Tectonophysics* 491, 119–126