

شناسایی مناطق مستعد خطر مرتبط با پس لرزه‌های زمین لرزه‌های بزرگ مطالعه موردی: زمین لرزه سیلاخور، لرستان

فرشته جعفری حاجتی^۱ و *مریم آق آتابای^۲

^۱ دانشجوی کارشناسی ارشد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان،
^۲ استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان
تاریخ دریافت: ۹۱/۴/۳۰؛ تاریخ پذیرش: ۹۱/۶/۲۵

چکیده

یکی از مسایل مهمی که بعد از وقوع زمین لرزه‌های بزرگ باید به آن توجه شود رویداد پس لرزه‌ها است. در بیشتر موارد، وقوع این پدیده با خسارت‌های مادی فراوان و تلفات انسانی بالا همراه بوده است. بدین ترتیب آگاهی از مکان و زمان احتمالی پس لرزه‌ها برای ارزیابی مناطق مستعد زلزله، آرایه الگوی مناسب ساخت و ساز و گسترش شهری و در نهایت کاهش خسارت‌های جانی و مالی بسیار مفید است. این مطالعه با هدف آزمون مدل تغییر تنش کولمب برای شناسایی مناطق مستعد خطر لرزه‌ای یا به عبارتی مناطقی که احتمال وقوع پس لرزه در آن زیاد است، بعد از وقوع زمین لرزه اصلی انجام گرفته است. بدین منظور، زمین لرزه یازدهم فروردین ماه ۱۳۸۵ سیلاخور به عنوان مطالعه موردی انتخاب گردید. محاسبات تغییر تنش کولمب بر روی دو نوع گسل گیرنده، گسل گیرنده با هندسه مشخص و از نوع گسل مرجع و صفحات گیرنده با هندسه بهینه، صورت گرفت. این پژوهش با توجه به این فرض که زمین لرزه‌های بزرگ، با تغییر در میدان تنش نواحی مجاور خود می‌توانند سبب تحریک توالی پس لرزه‌ها شوند، انجام شده است. بررسی‌های صورت گرفته نشان می‌دهد که در گسل گیرنده از نوع گسل مسبب زمین لرزه، تطابق بهتری بین مراکز سطحی بیش تر پس لرزه‌ها و نواحی افزایش تنش وجود دارد. بنابراین می‌توان نواحی افزایش تنش محاسبه شده بر روی این نوع گسل گیرنده را به عنوان نواحی مستعد خطر معرفی کرد. از این رو وقوع احتمالی حوادث لرزه‌ای در این مناطق دور از انتظار نیست. بنابراین با توجه به این نتایج، می‌توان اظهار داشت که مدل تغییر تنش کولمب روش مناسبی برای شناسایی نواحی افزایش تنش و در نهایت محل وقوع احتمالی پس لرزه‌ها می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: تغییر تنش کولمب، مناطق مستعد زلزله، پس لرزه، زمین لرزه سیلاخور

* مسئول مکاتبه: maryamataby@yahoo.com

مقدمه

طرح مسأله

حوادث طبیعی یکی از مهم‌ترین دغدغه‌ها و نگرانی‌های زندگی بشر است و همواره در جستجوی راه حلی برای پیش‌گیری و مبارزه با آن بوده‌اند. از جمله این حوادث طبیعی می‌توان به زلزله اشاره کرد که از اهمیت خاصی برخوردار می‌باشد. زلزله‌ها از جمله پدیده‌های طبیعی هستند که بشر تاکنون روش قابل اعتمادی برای پیش‌بینی زمان، مکان و بزرگی آن ارائه نداده است. بنابراین هر چند نمی‌توان تمامی خسارت‌های ناشی از زلزله را مهار کرد اما می‌توان با شناسایی مناطق مستعد خطر لرزه‌ای و رعایت اصول ایمنی به‌عنوان تنها راه ممکن و مطمئن، شدت فاجعه را تا حدی زیادی کاهش داد.

کشور ایران به‌عنوان بخشی از کمربند کوهزایی آلپ- هیمالیا پیوسته در طول تاریخ از زلزله‌خیزی بالایی برخوردار بوده است، به‌گونه‌ای که نقاط مختلف کشور با زمین‌لرزه‌های متعددی تخریب شده است، از جمله این زمین‌لرزه‌های مخرب، می‌توان به زمین‌لرزه ۳۱ خرداد ۱۳۶۹ رودبار- منجیل با بزرگی $(M_w = 7.4)$ ، زمین‌لرزه ۵ دی‌ماه ۱۳۸۲ بم با بزرگی $(M_w = 6.6)$ و زمین‌لرزه ۱۱ فروردین ۱۳۸۵ سیلاخور با بزرگی $(M_w = 6.1)$ اشاره کرد.

در سده اخیر با رشد روزافزون جمعیت و توسعه ساخت و ساز شهری و روستایی (نامقاوم یا کم مقاوم در برابر زلزله) و گسترش سازه‌ها و شریان‌های حیاتی، مانند خطوط انتقال گاز، برق و آب، آسیب‌پذیری کشور در مقابل آثار این رویداد طبیعی به‌شدت افزایش یافته است. بدین ترتیب این پدیده به‌عنوان مهم‌ترین بلای طبیعی کشور ما به‌شمار می‌آید. از این‌رو اهمیت مطالعات در زمینه پیش‌بینی و شناسایی مناطق پرخطر برای کشورمان دو چندان می‌شود.

تقریباً همه زمین‌لرزه‌های بزرگ با یک توالی از حوادث کوچک‌تر تحت عنوان پس‌لرزه دنبال می‌شوند که در بیشتر موارد خسارات ناشی از آن‌ها قابل توجه است، بنابراین مطالعه پس‌لرزه‌ها برای ارزیابی خطر لرزه‌ای منطقه و شناسایی نواحی پرخطر نقش به‌سزایی در کاهش خسارت‌های جانی و مالی ایفا خواهد کرد. از طریق مطالعه رفتار پس‌لرزه‌ها در زمان و مکان می‌توان روند پهنه‌های لرزه‌خیز و امتداد گسل‌های پنهان فعال را تعیین نمود (Omori, 1894). در طول دهه گذشته پیشرفت‌های قابل توجهی در پژوهش‌های مربوط به برهم‌کنش گسل‌ها، چگونگی تأثیر وقوع یک زمین‌لرزه در میدان تنش نواحی مجاور خود و در نهایت تحریک پس‌لرزه‌ها و وقوع زمین‌لرزه‌های بعدی انجام شده است (Das and Scholz, 1981; Harris, 1998; King and Cocco, 2001). در این پژوهش‌ها فرض شده است توالی پس‌لرزه‌ها در پاسخ به تغییرات و انتقال تنش ناشی از وقوع زلزله اصلی در نواحی افزایش تنش استاتیک رخ داده‌اند. بدین ترتیب این مطالعات، پیامدهای قابل توجهی در ارزیابی خطر لرزه‌ای منطقه داشته بر این اساس که زمین‌لرزه‌های بزرگ، با تغییر در میدان تنش نواحی مجاور خود می‌توانند سبب تحریک پس‌لرزه‌ها شوند (Rajput et al., 2005).

ارتباط بین تغییرات تنش استاتیک و توزیع مکانی پس لرزه‌ها برای اولین بار توسط دس و شولز مطرح شده است (Das and Scholz, 1981). اما این رابطه نخستین بار توسط استاین و همکاران بر روی سیستم گسلی جنوب سن‌آندریاس ناشی از زلزله لندرس ۱۹۹۲ به کار رفته است (Stein et al., 1992). پس از آن مطالعات متعددی در این زمینه در نقاط مختلف جهان انجام شده که تطابق خوبی را بین نواحی افزایش تنش کولمب و محل وقوع حوادث بعدی (پس لرزه‌ها و زلزله اصلی) نشان دادند (برای مثال: King et al., 1994; Rajput et al., 2005; Toda et al., 2011) اما از جمله مطالعات صورت گرفته در رابطه با تغییرات تنش استاتیک و توزیع مکانی پس لرزه‌ها در ایران می‌توان به پژوهش‌های انجام شده توسط راست‌بود و همکاران (۱۳۸۹) و جعفری‌حاجتی و همکاران (۱۳۹۰) اشاره کرد.

هدف از این مطالعه، آزمودن مدل تغییر تنش کولمب است که به منظور تعیین نواحی افزایش تنش و رابطه آن با توزیع مکانی پس لرزه‌ها به کار می‌رود. با توجه به اینکه بررسی زمین لرزه‌های گذشته کلیدی برای پیش‌بینی حوادث لرزه‌ای آینده است، به نظر می‌رسد در صورتی که با استفاده از این مدل، روابط بین نواحی افزایش تنش و توزیع مکانی پس لرزه‌ها برای زمین لرزه‌های گذشته مشخص شود، می‌توان از آن برای شناسایی نواحی مستعد خطر بلافاصله بعد از وقوع زمین لرزه اصلی استفاده نمود. بدین منظور، زمین لرزه سال ۱۳۸۵ سیلاخور در زون زاگرس مورد بررسی قرار گرفت.

روش تحقیق

در اواسط ۱۹۹۰ کشف مهمی در ارتباط با تنش آزاد شده بر روی سطح گسل هنگام وقوع زمین لرزه صورت گرفت. این یافته‌ها با عنوان تئوری انتقال تنش در نواحی اطراف کانون زلزله نامگذاری شد (Reasenber and Simpson, 1992; King et al., 1994). این تئوری برای درک پدیده برهم‌کنش زمین لرزه‌ها استفاده می‌شود. براساس تئوری انتقال تنش، تنش آزاد شده بر روی صفحه گسلی در نتیجه وقوع زلزله، موجب افزایش یا کاهش تنش برشی و نرمال در نواحی اطراف محدوده گسیختگی می‌شود. فرایند انتقال تنش ناشی از زمین لرزه در مقیاس‌های زمانی و مکانی مختلفی صورت می‌گیرد. به منظور بررسی نحوه تأثیر وقوع یک زمین لرزه در رخداد حوادث بعدی، ابتدا لازم است چگونگی رویداد یک زمین لرزه بررسی شود. زمین لرزه پدیده‌ای است که از ره‌اشدن ناگهانی انرژی انباشته شده در پوسته یا گوشته بالایی زمین ایجاد می‌شود. در واقع بازتاب یک رویداد زمین‌شناختی است که به صورت جنبش در سطح زمین ظاهر می‌شود. گسیختگی در پوسته جامد زمین که به دلیل جنبش‌های برشی در دو سوی گسل‌ها روی می‌دهد عامل اصلی بروز زمین لرزه بوده و پیامد مستقیم انباشتگی تنش‌ها در پی جابجایی ورقه‌های زمین‌ساختی نسبت به یکدیگر می‌باشد (نانکلی، ۱۳۸۹).

برهم‌کنش حوادث لرزه‌ای، یکی از ویژگی‌های اساسی لرزه‌خیزی است که منجر به وقوع زمین‌لرزه‌های پی در پی، خوشه‌ای و پس‌لرزه‌ها می‌شوند (Stein, 1999). در سال‌های اخیر، پدیده برهم‌کنش گسل‌ها در نتیجه فرایند انتقال تنش آزاد شده هنگام وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ از طریق مدل‌های مختلف مورد بررسی قرار گرفته است. یکی از رایج‌ترین این مدل‌ها، استفاده از مدل تغییر تنش کولمب (تغییر تنش استاتیک) است که به صورت رابطه (۱) بیان می‌گردد (Harris, 1998; Stein, 1999; King and Cocco, 2001).

$$\Delta\delta_f(\Delta CFS) = \Delta T + \mu (\Delta\delta_n + \Delta P) \quad (1)$$

که در آن، $\Delta\delta_f$: تغییر تنش گسیختگی ایجاد شده به وسیله گسل مرجع بر روی گسل گیرنده، ΔT : تغییر تنش برشی در جهت لغزش، $\Delta\delta_n$: تغییر تنش نرمال بر روی سطح گسل، ΔP : تغییر فشار منفذی در زون گسلی و μ : ضریب اصطکاک را نشان می‌دهند. در نواحی با مقادیر مثبت تغییر تنش کولمب ($+\Delta\delta_f$)، افزایش نرخ فعالیت لرزه‌ای و در مناطقی با مقادیر منفی ($-\Delta\delta_f$)، کاهش نرخ لرزه‌خیزی مشاهده می‌شود.

محاسبات تغییرات تنش کولمب فقط قادر است توزیع مکانی حوادث بعدی را مورد بررسی قرار دهد. توجه به این امر، دارای اهمیت است که تغییرات تنش کولمب نمی‌تواند منجر به وقوع زلزله شود، بلکه فقط قادر است گسل‌هایی را تحریک کند که در نتیجه فرایندهای تکتونیکی نزدیک به نقطه شکست هستند و فقط یک اختلال کوچکی در تنش کافی است باعث رویداد زود هنگام زمین‌لرزه یا تأخیر در زمان وقوع آن شود (Stein, 1999; Rajput et al., 2005).

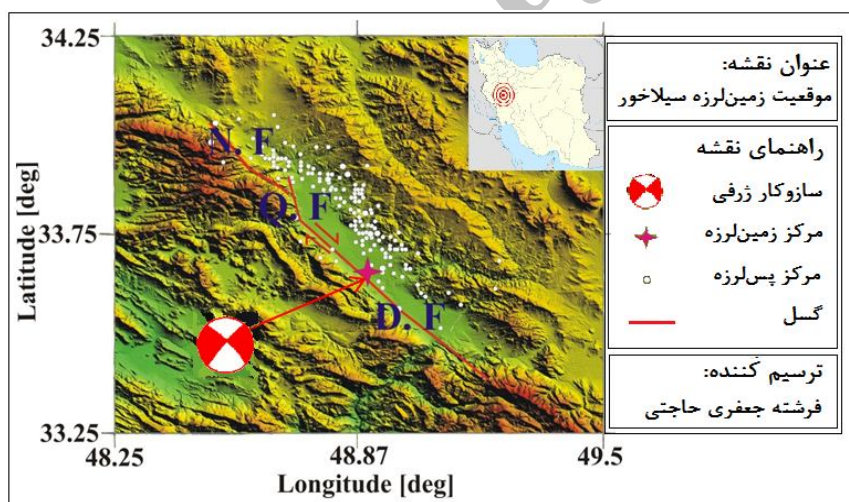
محدوده و قلمرو پژوهش

زمین‌لرزه درب آستانه (سیلاخور) با بزرگای گشتاوری $M_w = 6.1$ (Harvard, 2006) در ساعت ۰۴:۴۷:۰۲ به وقت محلی برابر با ساعت ۰۱:۱۷:۰۲ به وقت بین‌المللی و در روز یازدهم فروردین‌ماه ۱۳۸۵ هجری شمسی (۳۱ مارس ۲۰۰۶ م) در نزدیکی روستایی به نام چالان چولان واقع در دشت سیلاخور، جنوب خاوری بروجرد در استان لرستان به وقوع پیوست. این زمین‌لرزه با ۶۸ کشته و بیش از ۱۴۰۰ مجروح، روستاهای دشت سیلاخور از حاشیه پهنه سنج-سیرجان تا کمربند چین‌خورده-رانده زاگرس به وسعت ۲۵۰ کیلومتر مربع را ویران کرد و در طی آن تعداد ۳۳۰ روستا در مناطقی از استان‌های همدان، مرکزی و لرستان بین ۱۰-۱۰۰ درصد آسیب دید (پایگاه ملی داده‌های علوم زمین کشور، ۱۳۸۵). سازوکار ارائه شده توسط گروه هاروارد و مرکز اطلاع رسانی زمین‌لرزه آمریکا

(NEIC, 2006) تقریباً مشابه یکدیگر بوده و مکانیسم امتدادلغز راستگرد را نمایش می‌دهند که با مشخصات گسل دورود همخوانی قابل‌قبولی دارد و بیانگر فعال شدن این گسل می‌باشد (میرزایی علویجه و همکاران، ۱۳۸۵) (شکل ۱).

زمین‌لرزه سیلاخور پس‌لرزه‌های فراوانی به دنبال داشت که بزرگترین آن‌ها دارای بزرگی $M=5/2$ در ساعت ۱۱:۵۴ به وقت بین‌المللی روز ۲۰۰۶/۰۳/۳۱ به وقوع پیوست (IIEES, 2012). توزیع سطحی پس‌لرزه‌ها و موقعیت زمین‌لرزه اصلی و همچنین پهنه‌های هم‌شتاب نشان می‌دهند که شکست گسل مسبب زمین‌لرزه سیلاخور یک‌طرفه بوده و از قسمت جنوب خاوری شروع شده و به سمت شمال باختر ادامه داشته است (رضاپور، ۱۳۸۸).

پاکزاد و میرزایی (۱۳۸۶)، با استفاده از برگردان خطی تانسور گشتاور در حوزه زمان برای داده‌های منطقه‌ای و شکل موج کامل، سازوکار ژرفی پس‌لرزه‌ها با بزرگی بیشتر از ۴ و طول گسیختگی زیرسطحی را محاسبه کردند. نتایج به‌دست آمده نشان داد که بیشتر پس‌لرزه‌ها مشابه زلزله اصلی، دارای سازوکار ژرفی امتدادلغز راستگرد می‌باشند و نیز طول گسیختگی زیرسطحی در امتداد قطعه گسلی دورود را ۴۴ کیلومتر برآورد کردند.



شکل ۱- موقعیت رومرکز و سازوکار کانونی زمین‌لرزه سیلاخور به همراه مراکز سطحی پس‌لرزه‌های آن بر روی تصویر $SRTM$. $N. F$ = قطعه گسلی نه‌اوند، $Q. F$ = قطعه گسلی قلعه حاتم و $D. F$ = قطعه گسلی دورود.

ناحیه رومرکزی زمین‌لرزه ۱۱ فروردین ۱۳۸۵ درب آستانه (سیلاخور) در دشت سیلاخور، در مجاورت گسل اصلی معاصر زاگرس قرار دارد. گسل اصلی معاصر، یک گسل راستالغز راستگرد فعال و لرزه‌زا دارای روند شمال باختری- جنوب خاوری و طول بیش از ۶۵۰ کیلومتر است (Berberian and Yeats, 2001)، که یک عنصر اصلی در زمین‌ساخت خاورمیانه به شمار می‌آید. وقوع زمین‌لرزه‌های متعدد تاریخی و دستگاهی، دلالت بر فعالیت بالای لرزه‌ای گسل اصلی معاصر دارد. زمین‌لرزه‌های مکان‌یابی شده روی این سامانه گسلی، ارتباط نزدیکی با قطعات تشکیل‌دهنده آن، نشان می‌دهند.

در واقع، گسل اصلی معاصر یک زون باریک متشکل از قطعات گسلی منفرد با آرایش نردبانی^۱ است که در یک زون برشی راستگرد بین ایران مرکزی و نوار چین‌خورده- رانده زاگرس آرایش یافته‌اند (Tchalenko and Braud, 1974). قطعه گسلی دورود با راستای $N315^\circ$ و طول حدود ۱۰۰ کیلومتر، احتمالاً توانمندترین قطعه گسل اصلی عهد حاضر زاگرس است (حیدری و میرزائی، ۱۳۸۸). در دوره زمانی دستگاهی، جنبش امتدادالغز راستگرد گسل دورود موجب رویداد زمین‌لرزه ۲۳ ژانویه ۱۹۰۹، $M_s=7/4$ شده است که با ۴۵ کیلومتر گسیختگی سطحی و جابه‌جایی قائم به‌میزان ۱ متر همراه می‌باشد (Tchalenko and Braud, 1974).

بحث اصلی

در این پژوهش، رابطه برهم‌کنش بین زمین‌لرزه سیلاخور و پس‌لرزه‌های متعاقب آن در یک بازه زمانی کوتاه با استفاده از مدل تغییر تنش کولمب مورد بررسی قرار گرفته است. بدین منظور ابتدا میدان تنش ناشی از زمین‌لرزه سیلاخور محاسبه گردید.

محاسبات تغییر تنش کولمب براساس مدل تحلیلی آکادا با فرض مدول برشی $10^5 \times 3/2$ بار، نسبت پواسون $0/25$ با کمک نرم‌افزار کولمب ۳،۳ انجام شده است (Lin and Stein, 2004; Toda et al., 2005). در مدل تحلیلی آکادا، زمین به‌عنوان یک نیم‌فضای الاستیکی همگن و گسیختگی به‌صورت یک جدادگی مستطیلی شکل درون آن، فرض شده است (Okada, 1992). علاوه‌بر این فرضیات، برای انجام محاسبات باید پارامترهای توصیف‌کننده گسل مرجع (گسل مسبب زمین‌لرزه سیلاخور) و گسل‌های گیرنده، جهت غالب تنش منطقه‌ای (تکتونیکی) و ضریب اصطکاک نیز تعیین گردند. موقعیت و پارامترهای هندسی گسل مسبب زمین‌لرزه سیلاخور در جدول ۱ آورده شده و مشخصات پارامترهای آن نیز از اطلاعات کاتالوگ هاروارد (Harvard, 2006) استخراج گردیده است. تغییر تنش کولمب بر

1- En-echelon

روی صفحاتی با عنوان صفحات گیرنده برآورد شده است. در واقع گسل‌های گیرنده، صفحاتی با هندسه و مکانیسم گسلش (زوایای امتداد، شیب و ریک) هستند که تنش ایجاد شده توسط گسل مرجع بر روی آن‌ها، قابل محاسبه می‌باشد. در این پژوهش، تغییرات تنش کولمب ناشی از زمین لرزه سیلاخور بر روی دو نوع گسل گیرنده، گسل گیرنده با هندسه مشخص^۱ از نوع گسل مرجع و موازی با آن و صفحات گسلی با جهات بهینه^۲، انجام شده است. نوع گسل‌های گیرنده با جهات بهینه، امتدادلغز انتخاب گردید که براساس سازوکار ژرفی به دست آمده برای چندین پس لرزه بزرگ (پاکزاد و میرزایی ۱۳۸۶؛ Hatami et al., 2009) و همچنین نوع گسل‌های موجود در منطقه مورد مطالعه است. در گسل گیرنده با هندسه مشخص، هندسه گسل (زوایای امتداد، شیب) و برای لغزش گسل مسبب زمین لرزه موردنظر، از پارامترهای ورودی مدل تغییر تنش کولمب است (جدول ۱). اما در صفحات گسلی امتدادلغز با هندسه بهینه، جهت محورهای اصلی میدان تنش غالب منطقه‌ای از پارامترهای ورودی می‌باشد. در این پژوهش از جهت محورهای تنش محاسبه شده توسط زمانی (۲۰۰۸) استفاده شد (جدول ۲). محاسبات تغییر تنش کولمب با مقدار ضریب اصطکاک (۰/۴) در عمق ۱۴ کیلومتری، عمق وقوع بیش تر پس لرزه‌ها، انجام شده است. به طور معمول برای گسل‌های امتدادلغز، ضریب اصطکاک (۰/۴) در نظر گرفته می‌شود (Lin and Stein, 2004; Toda et al., 2005). پس از انجام این محاسبات، مراکز سطحی پس لرزه‌های زمین لرزه سیلاخور بر روی این نقشه‌ها ترسیم گردید.

جدول ۱- موقعیت کانون و پارامترهای هندسی گسلش ناشی از زمین لرزه سیلاخور

عرض جغرافیایی ^۱	طول جغرافیایی ^۱	طول گسیختگی زیرسطحی (کیلومتر) ^۲	امتداد ^۳	شیب ^۳	ریک ^۳	عمق (کیلومتر) ^۲
۳۳°۳۹'	۴۸°۵۴'	۴۴	۳۱۳°	۷۸°	-۱۷۴°	۲۱

۱- استخراج شده از کاتالوگ پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (IIIES, 2012)

۲- برگرفته شده از پاکزاد و میرزایی (۱۳۸۶)

۳- استخراج شده از کاتالوگ هاروارد (Harvard, 2006)

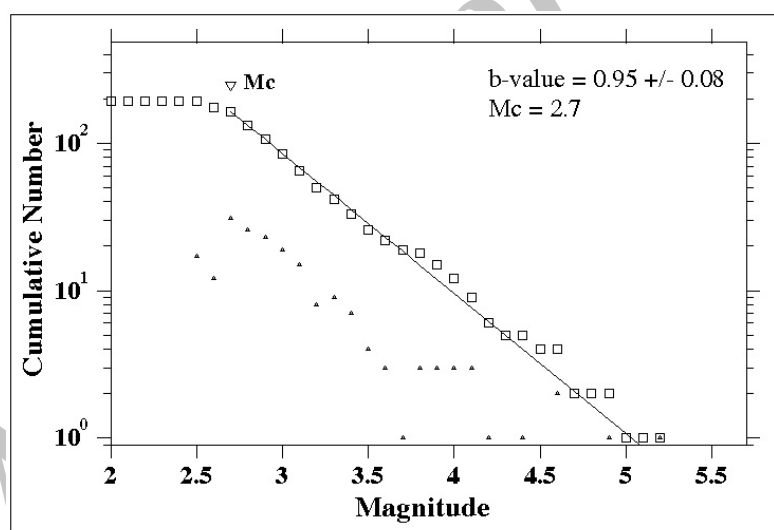
جدول ۲- مشخصات محورهای اصلی میدان تنش منطقه‌ای ناحیه مورد مطالعه. این محورها صورت روند و میل بر حسب درجه آورده شده است (داده‌ها برگرفته شده از زمانی، ۲۰۰۸).

محور P (δ_1)	محور Z (δ_2)	محور T (δ_3)
۸۳	۰۷	۲۱۶

1- Specified receiver faults

2- Optimally Oriented Planes

داده‌های لرزه‌ای از کاتالوگ پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (IIIES, 2012) استخراج شد. سپس برای تفکیک توالی پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه سیلاخور از سایر داده‌های لرزه‌ای، از روش پنجره‌های متغیر گاردنر-نویوف استفاده گردید ((Gardner and Knopoff, 1974). براساس این روش، برای زلزله‌های با بزرگی تقریبی $M \approx 6$ ، پنجره زمانی در حدود ۲ سال و پنجره مکانی آن به صورت دایره به شعاع حدود ۵۰ کیلومتر به مرکزیت کانون زلزله در نظر گرفته می‌شود. در نهایت برای اطمینان از کامل بودن توالی پس‌لرزه‌های مورد استفاده تحلیل گوتنبرگ-ریشتر انجام شد. بر این اساس، نمودار توزیع فراوانی-بزرگی پس‌لرزه‌ها ترسیم و بزرگی آستانه (M_c) آن محاسبه گردید (Gutenberg and Richter, 1944). حداقل بزرگایی که از آن به بعد می‌توان کاتالوگ را کامل در نظر گرفت $M_c = 2.7$ به دست آمد (شکل ۲). بنابراین در این مطالعه از یک مجموعه شامل ۱۶۴ پس‌لرزه با بزرگای بزرگتر یا مساوی ۲/۷ استفاده گردید. این محاسبات با استفاده از نرم‌افزار ZMAP انجام شده است (Wiemer, 2001).

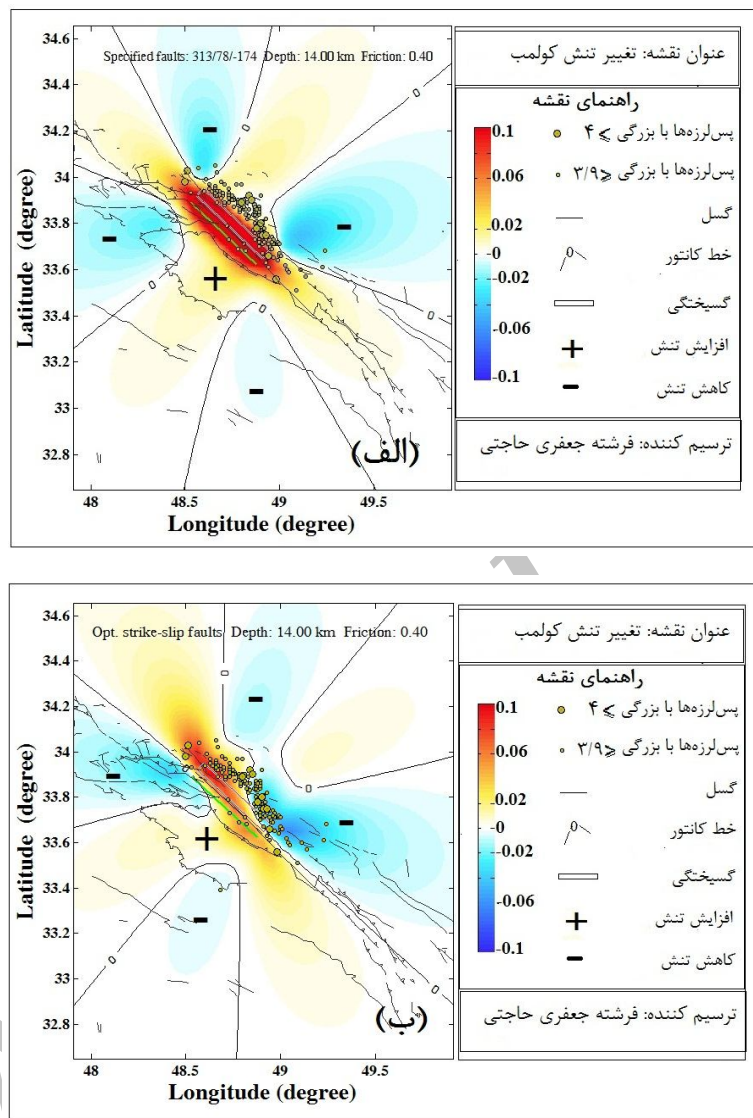


شکل ۲- نمودار توزیع فراوانی-بزرگی پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه سیلاخور. مربع: پراکندگی تجمعی، مثلث‌های توپر: پراکندگی گسسته و مثلث توخالی: بزرگی آستانه را نشان می‌دهند.

1- Magnitude of Completeness

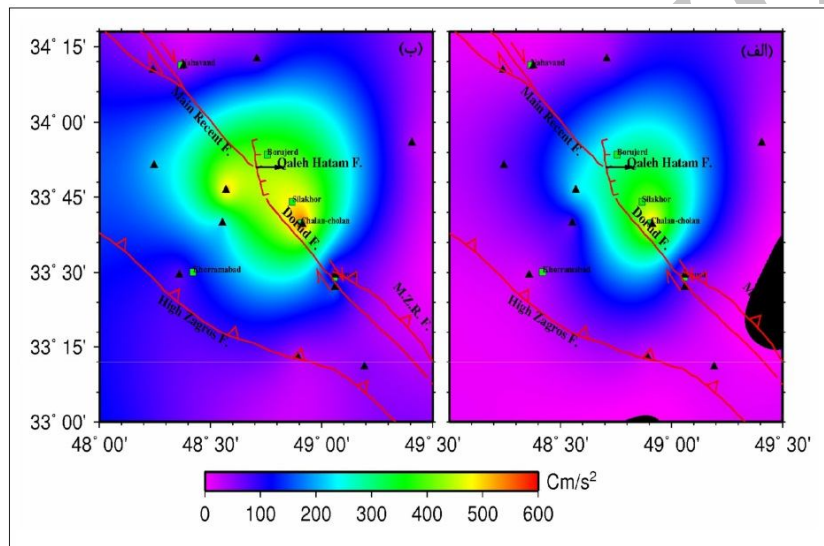
در ادامه، ارتباط بین نواحی افزایش تنش کولمب حاصل از زمین‌لرزه سیلاخور و توزیع مکانی پس‌لرزه‌های آن بر روی هر دو نوع گسل گیرنده مورد بررسی قرار گرفت. در شکل ۳، الگوی توزیع تغییر تنش کولمب حاصل از زمین‌لرزه سیلاخور به همراه پس‌لرزه‌های آن، در امتداد دو نوع گسل گیرنده به تصویر کشیده شده است. همان‌طور که در این شکل مشاهده می‌شود توزیع مکانی تنش کولمب دارای یک الگوی ناحیه‌ای می‌باشد که نسبت به صفحه گسیختگی تقریباً نامتقارن است. نواحی با نشانه مثبت (+) و منفی (-) به ترتیب نمایانگر افزایش تنش و افت تنش می‌باشند. بررسی‌های صورت گرفته نشان می‌دهند که با تغییر نوع گسل گیرنده، الگوی توزیع میدان تنش ناشی از زمین‌لرزه تغییر خواهد کرد. افزایش تنش هم‌لرزه‌ای حاصل از زمین‌لرزه سیلاخور بر روی گسل گیرنده با هندسه مشخص، در راستای شمال باختری- جنوب خاوری و به موازات صفحه گسیختگی توزیع شده است، ناحیه‌ای که مراکز سطحی بیش‌تر پس‌لرزه‌ها قرار دارند. ولی افت تنش به‌صورت پراکنده در نواحی اطراف گسیختگی، جایی که کمترین پس‌لرزه روی داده است، واقع شده‌اند که این مناطق را به‌عنوان نواحی سایه^۱ در نظر می‌گیرند. تنش کولمب بر روی گسل‌های گیرنده با جهات بهینه در یک محدوده کوچکتری در راستای گسیختگی دارای مقدار قابل‌توجهی بوده و فقط نیمی از پس‌لرزه‌ها در این نواحی قرار دارند، مابقی آن‌ها در مناطق کاهش تنش هم‌لرزه‌ای (نواحی سایه) واقع شده‌اند. بنابراین با توجه به نتایج به‌دست آمده به‌نظر می‌رسد که گسل گیرنده از نوع گسل مرجع نسبت به گسل‌های گیرنده با جهات بهینه، دارای انطباق بهتری بین مراکز سطحی بیش‌تر پس‌لرزه‌ها و نواحی افزایش تنش می‌باشد. از این‌رو می‌توان اظهار داشت که زون گسلی مسبب زمین‌لرزه اصلی باعث تحریک و بروز پس‌لرزه‌ها شده است و نواحی افزایش تنش محاسبه شده بر روی این زون گسلی را به‌عنوان مناطق مستعد خطر معرفی کرد.

1- Shadow areas

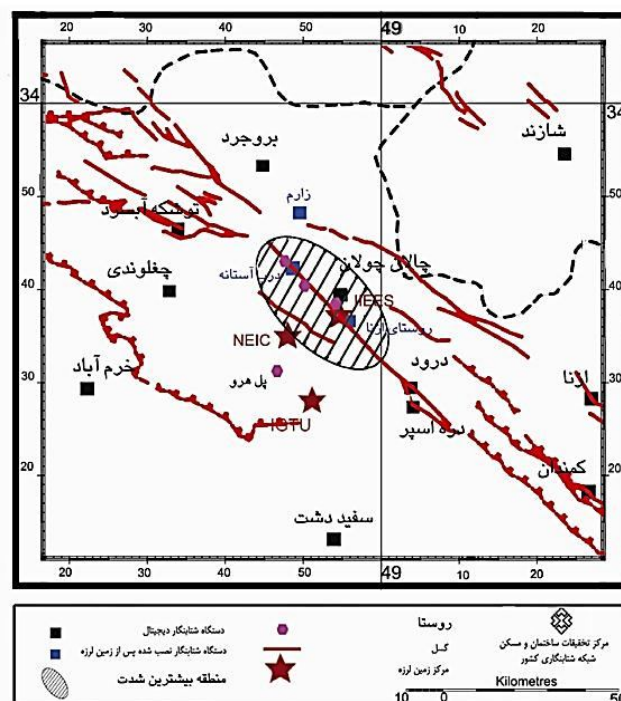


شکل ۳- تغییر تنش استاتیک حاصل از زمین لرزه سیلاخور بر حسب *bar* (الف): محاسبه تغییر تنش بر روی گسل گیرنده با هندسه مشخص و از نوع گسل مرجع (ب): محاسبه تغییر تنش بر روی گسل‌های گیرنده با هندسه بهینه از نوع امتداد لغز. نواحی با نشانه +: افزایش تنش کولمب و نواحی با نشانه -: افت تنش را نشان می‌دهند. خطوط کانتوری نیز نواحی افزایش تنش را احاطه می‌کند.

مقایسه نواحی افزایش تنش هم‌لرزه‌ای به‌دست آمده در این مدل با پهنه‌های هم‌شتاب (شکل ۴) (رضاپور، ۱۳۸۸) و نیز با بیشترین شدت برآورد شده برای این زمین‌لرزه (شکل ۵) (میرزایی‌علویچه و همکاران، ۱۳۸۵) نشان می‌دهد که مدل تغییر تنش کولمب روش مناسبی برای پیش‌بینی مناطق مستعد خطر لرزه‌ای است. البته باید به این نکته توجه نمود که مدل انتخابی، پارامترهای ورودی، مراکز سطحی زمین‌لرزه اصلی و پس‌لرزه‌ها ممکن است با خطا همراه باشد که این می‌تواند تا حدودی بر روی نتایج به‌دست آمده تأثیر بگذارد.



شکل ۴- پهنه‌های هم‌شتاب زمین‌لرزه سیلاخور با استفاده از شتاب‌های ثبت شده در ایستگاه‌های شتاب‌نگاری متعلق به مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن (برگرفته از رضاپور، ۱۳۸۸). (الف) برای مولفه قائم (ب) برای مولفه افقی.



شکل ۵- بیشترین شدت زمین لرزه در منطقه (میرزایی علویجه و همکاران، ۱۳۸۵)

جمع بندی و نتیجه گیری

در این مطالعه، مدل تغییر تنش کولمب، روشی برای شناسایی مناطق پرخطر بعد از وقوع زمین لرزه اصلی ارائه شده است. بدین منظور زمین لرزه سیلاخور مورد مطالعه قرار گرفت. محاسبات تغییر تنش کولمب ناشی از زمین لرزه بر روی دو نوع گسل گیرنده با ضریب اصطکاک 0.4 انجام شد. این پژوهش با توجه به این فرض صورت گرفت که توالی پس لرزه‌ها به عنوان یک رویداد تحریک شده در پاسخ به تغییرات تنش حاصل از وقوع زمین لرزه اصلی در نواحی افزایش تنش استاتیک زوی می‌دهند. نتایج به دست آمده از محاسبات تغییر تنش کولمب نشان می‌دهند که، مراکز سطحی بیش تر پس لرزه‌ها در نواحی افزایش تنش گسل گیرنده از نوع گسل مرجع قرار دارند. با توجه به قرار گرفتن توالی بیش تر پس لرزه‌ها در نواحی افزایش تنش ناشی از زمین لرزه سیلاخور، می‌توان نتیجه گرفت که مدل تغییر تنش کولمب روش مناسبی برای شناسایی مناطق مستعد حوادث لرزه‌ای می‌باشد. آگاهی از مناطق مستعد خطر نقش مهمی در کاهش خسارت‌های جانی و مالی پس از وقوع زمین لرزه اصلی ایفا می‌کند. علاوه بر این، شناسایی این مناطق برای برنامه‌ریزی و فعالیت‌های توسعه‌ای آینده بسیار مفید خواهد بود.

پیشنهادها

هر چند فرضیه این پژوهش با مطالعه موردی ما بر روی زمین لرزه سیلاخور اثبات شد، با این حال پیشنهاد می‌شود انجام مطالعات بر روی تعداد زمین لرزه‌های بیش تر و با مکانیسم‌های ژرفی متفاوت (معکوس و نرمال) می‌تواند در بهبود نتایج پژوهش مؤثر باشد. علاوه بر این، دستیابی به برآوردهای دقیق تر و نسبتاً منطبق بر واقعیت، زمانی میسر می‌شود که اطلاعات مربوط به پارامترهای ورودی دقیق و با کمترین خطا همراه باشد.

منابع

- ۱- پاکزاد م.، و میرزایی ن.، ۱۳۸۶. بررسی سازوکار کانونی زلزله ۱۱ فروردین ۱۳۸۵ درب آستانه سیلاخور، مجله فیزیک زمین و فضا، شماره ۳، ص ۷۳-۸۶.
- ۲- پایگاه ملی داده‌های علوم زمین کشور، پی‌جویی مقدماتی صحرایی در زمین لرزه ۱۱ فروردین ۱۳۸۵ ($M_w=6.1$)، چالان چولان، دشت سیلاخور، ۱۳۸۵، وابسته به سازمان زمین-شناسی کشور.
- ۳- جعفری حاجتی، ف.، آق‌آتابای، م.، و رحیمی‌چاکدل، ع. ۱۳۹۰. تغییرات میدان تنش کولمب و پس لرزه‌های زمین لرزه ززند، جنوب شرق ایران، سی‌امین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران.
- ۴- حیدری، ر.، و میرزائی ن. ۱۳۸۸. الگوی لرزه زمین‌ساختی گسل اصلی عهد حاضر زاگرس بین ۳۵-۳۳ درجه عرض شمالی، مجله فیزیک زمین و فضا، شماره ۳، ص ۹۶-۸۳.
- ۵- راست‌بود، ا.، وثوقی، ب.، کارد، ف.، و کریمی‌دونا، ا. ۱۳۸۹. مدل‌سازی زمین لرزه ($M_w=6.5$) (2010/12/20) منطقه جنوب خاوری محمداًباد ریگان، بیست و نهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران.
- ۶- رضاپور، م. ۱۳۸۸. تحلیل زمین لرزه ۱۱ فروردین ۱۳۸۵ سیلاخور در استان لرستان، مجله ژئوفیزیک ایران، جلد ۳، شماره ۱، ص ۷۵-۸۹.
- ۷- میرزایی علویجه، ح.، فرزادگان، ا.، ماجدی اردکانی، م.ح.، و سینائیان، ف. ۱۳۸۵. گزارش زمین لرزه ۱۱ فروردین ۱۳۸۵ سیلاخور، مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن، وزارت مسکن و شهرسازی.
- ۸- نانکلی، م.ح. ۱۳۸۹. مطالعه رفتار مکانیکی لیتوسفر در منطقه زاگرس با استفاده از مدل‌سازی عددی سه‌بعدی به روش آلمان محدود، دومین نامه نقشه‌برداری، شماره ۱۰۶، صفحه ۶-۱۴.

9. Berberian, M., and Yeats, R.S. 2001. Contribution of Archaeological Data to Studies of earthquake history in the Iranian plateau. *J. Struct. Geol.* 23: 563-584.

10. Das, S., and Scholz, C.H. 1981. Off-fault Aftershock Clusters Caused by Shear stress increase?, *Bull. Seis. Soc. Am.* 71: 3. 1669-1675.

11. Gardner, J.K., and Knopoff, L. 1974. Is the Sequence of Earthquakes in Southern California, with Aftershocks Removed, Poissonian?, *Bulletin of the Seismological Society of America*. 64: 1363-1367.
12. Gutenberg, B., and Richter C.F. 1944. Frequency of Earthquakes in California, *Bull. Seis. Soc. Am.* 4: 185-188.
13. Harris, R. 1998. Introduction to Special Section: Stress Triggers, Stress Shadows, and Implication for Seismic Hazard, *J. Geophys. Res.* 103: 24347-24358.
14. Harvard seismology (HRVD). 2006. CMT, Centroid Moment Tensor catalogue, <http://www.seismology.harvard.edu/CMTcatalogsearch.html>.
15. Hatami, M.R., Shomali, Z.H., and Javan-Doloei, Gh. 2009. Focal mechanisms of Mw 6.5, March 31, 2006 Iran- Silakhor Earthquake using Data from the Iranian Seismic Network, *Journal of the Earth & Space Physics*. 35: 3. 1-11.
16. IIEES. 2012. International Institute of Earthquake Engineering and Seismology. [http://www.iiees.ac.ir/iiees/EQsearch/\(d2w5jw55sonavv55h5lmiiyj\)/EventQuery.aspx](http://www.iiees.ac.ir/iiees/EQsearch/(d2w5jw55sonavv55h5lmiiyj)/EventQuery.aspx).
17. King, G.C.P., and Cocco, M. 2001. Fault Interaction by Elastic Stress changes: New clues from Earthquake Sequences. *Adv. Geophys.* 44: 1-38.
18. King, G.C.P., Stein, R.S., and Lin, J. 1994. Static Stress Changes and Triggering of earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 84: 935-953.
19. 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.*, 109, B02303, doi: 10.1029/2003JB002607.
20. NEIC. 2006. National Earthquake Information Center, <http://earthquake.usgs.gov/regional/neic/>.
21. Okada, Y. 1992. Internal Deformation due to Shear and Tensile Faults in A half-space, *Bull. seism. Soc. Amer.* 82: 1018-1040.
22. Omori, F. 1894. on the Aftershocks of Earthquake, *J. College. Sci. Imp. Univ. Tokyo*, 7: 111-200.
23. Rajput, S., Gahalaut, V.K., and Sahu, V.K. 2005. Coulomb Stress Changes and Aftershocks of Recent Indian Earthquake, *Current Science*, 88: 4. 25.
24. Reasenber, P.A., and Simpson, R.W. 1992. Response of Regional Seismicity to the Static Stress Change Produced by the Loma Prieta Earthquake. *Science*. 255: 1687-1690.
25. Stein, R.S. 1999. The Role of Stress Transfer in Earthquake Occurrence, *US Geological Survey, MS 977, Menlo Park, California 94025, USA*, 402: 605-609.
26. Stein, R.S., King, G.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: 3. 1328-1332.
27. Tchalenko, J.S., and Braud, J. 1974. Seismicity and Structure of the Zagros (Iran): the Main Recent Fault between 33° and 35°N, *Philos. Roy. Soc. Lond.*

- 227: 1-25.
28. Toda, S., Lin, J., and 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.
29. Toda, S., Stein, R.S., Richards-Dinger, K., and Bozkurt, S.B. 2005. Forecasting the evolution of seismicity in Southern California: Animations Built on earthquake Stress Transfer, *J. Geophys. Res.*, 110, B05S16, doi:10.1029/2004JB003415.
30. Wiemer, S. 2001. A Software Package to Analyze Seismicity: ZMAP, *Seism. Res. Lett.* 72: 373-382.
31. Zamani, B. 2008. Study of Tectonic Stress State of Crust of Iran: Ph.D. thesis, *University of Shiraz*.

Archive of SID