



ISSN 2345 - 4997

Available online at: www.geo-dynamica.comVol. (2), No. 01, SN:04, (Special Issue on Saravan Earthquake) April 2014
7th Article- P. 33 to 45**GRIB**Geodynamics Research
International Bulletin

Identifying Fault – Plane From Nodal Plane Of Boushehr Earthquake By means Of Coulomb Stress Changes Model

Camila Yazdanfar¹, Maryam Agh Ataby^{2*}, Fereshteh Jaafari Hajati³¹ Department of Geology, Faculty of Sciences, Golestan University, Gorgan, Iran.² Department of Geology, Faculty of Sciences, Golestan University, Gorgan, Iran.³ Department of Geology, Faculty of Sciences, Golestan University, Gorgan, Iran.*Corresponding Author (maryamataby@yahoo.com)Article History:
Revised: Apr 12, 2014Received: Mar 30, 2014
Accepted: Apr 13, 2014Reviewed: Apr 07, 2014
Published: Apr 14, 2014

ABSTRACT

The Boushehr earthquake occurred on April 9 2013, with a moment magnitude of 6.3. Moderate surface ruptures were found, that's why no one can exactly define the fault that was responsible for the earthquake. The aim of this research is to explore the fault interaction through static stress transfer between the main shock and its aftershocks and another main shock (Borazdjan Earthquake). In this paper, we use Coulomb Stress Changes model (ΔCFF) in order to investigate the fault interaction between the main shocks and aftershocks. We used a main shock and aftershocks which were happened up to more than 10 mounts. Data were entered in Coulomb 3.2 software. The two planes that are reported in focal mechanism solutions (derived from Harvard CMT and Centroid Lat. and Lon. derived from IRSC) are tested. Coulomb stress Model areas and spatial distribution of aftershocks and the location of main shock are compared in every case. As it can be seen in the diagrams, there is a significant correlation between stress-enhanced regions and spatial distribution of aftershocks and the latest mainshock, when the fault plane is 157/41, SW.

Keywords: Earthquake, Instability, Khoye and Salmas Provinces, Railway.

تعیین موقعیت صفحه گسلی و صفحه کمکی زمین لرزه بوشهر با استفاده از مدل تغییر تنش کولمب

کاملیا یزدانفر^۱، مریم آق آتابای^۲، فرشته جعفری حاجتی^۳^۱ گروه زمین شناسی، دانشگاه گلستان، گرگان^۲ گروه زمین شناسی، دانشگاه گلستان، گرگان، نگارنده رابط (maryamataby@yahoo.com)^۳ گروه زمین شناسی، دانشگاه گلستان، گرگان

تاریخ داوری: ۱۳۹۳/۱/۱۸

تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۱/۱۰

تاریخچه انتشار مقاله

تاریخ انتشار: ۱۳۹۳/۱/۲۵

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۱/۲۴

تاریخ اصلاحات: ۱۳۹۳/۱/۲۳

چکیده

زلزله دشتی بوشهر با Mw=6.3 در تاریخ ۲۰ فروردین ۱۳۹۲ اتفاق افتاد. مطابق گزارش‌های بدست آمده بعد از وقوع این زمین لرزه، آثار گسیختگی سطحی محدودی از گسل مسبب زمین لرزه دیده شده است. در این پژوهش سعی شده است تا با کمک معیار تغییر تنش کولمب و محل‌های حداکثر وقوع پس لرزه‌ها و یک زمین لرزه اصلی (زمین لرزه برازجان) موقعیت دقیق گسل مسبب زمین لرزه تعیین شود و صفحه گسلی از صفحه کمکی در نمودار حل مکانیسم کانونی زمین لرزه تمیز داده شود. برای این کار محدوده‌های افزایش تنش و کاهش تنش حاصل از گسیختگی رخ داده در هر یک از صفحات با کمک نرم افزار کولمب ۳.۲ مشخص شده و توزیع مکانی پس لرزه‌ها در این محدوده‌ها با هم مقایسه شده است. با وارد کردن داده‌های مربوط به هر صفحه شکستگی، تست ضریب اصطکاک در سه اندازه و وارد کردن پس لرزه‌های ثبت شده در محدوده‌های تغییر تنش در

هر کدام از حالات فوق، مشخص شد که بیشترین فراوانی توزیع مکانی پس‌لرزه‌های در محدوده‌های افزایش تنش مربوط به صفحه گسیختگی با سمت شیب جنوب غربی است. بنابراین نتیجه‌گیری شد صفحه با امتداد ۱۵۷ و شیب ۴۱ درجه به سمت جنوب غرب، مشخصات گسل مسبب زمین‌لرزه می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: زلزله، ناپایداری، شهرستان خوی و سلماس، راه آهن.

۱. مقدمه

(۲۰۰۸) روی زلزله‌های ۱۹۹۸ و ۲۰۰۴ اسلونی برای پیش‌یابی زلزله احتمالی آینده انجام شده است (Ganas et al. 2008). در بعضی موارد تطابق بین مناطق افزایش تنش کلمب حاصل از زمین‌لرزه‌های بزرگ گذشته و مناطق لرزه‌خیز امروزی نیز مؤید این یافته می‌باشد (Ishibe et al., 2011). کار مشابهی نیز بر روی زمین‌لرزه‌های $M_w \geq 6.4$ منطقه کرمان که بعد از ۱۹۸۱ رخ داده نیز توسط نابت و همکاران در سال ۲۰۰۶ انجام شده و محدوده‌های افزایش تنش و کاهش تنش برای هر زمین‌لرزه رسم شده و تأثیر آنها روی رخدادهای بعدی بررسی شده است (Nalbant et al., 2006). در این پژوهش زمین‌لرزه بوشهر و پس‌لرزه‌های آن بررسی شده‌اند. در این کار سعی شده تا توزیع مکانی پس‌لرزه‌ها در محیط‌های تغییر تنش حاصل از عملکرد لرزه اصلی بررسی شود. این پژوهش یکی از کاربردهای پدیده بر هم کنش بین زمین‌لرزه‌ها را در تعیین موقعیت گسل مسبب زمین‌لرزه در مواردی که داده‌های صحرائی کافی نباشد، نشان می‌دهد.

۲. منطقه مورد مطالعه

۲.۱. لرزه‌زمین‌ساخت منطقه

زمین‌لرزه دشتی بوشهر در زون ساختاری چین-راندگی زاگرس واقع شده است که از شمال تنگه هرمز تا شمال شرقی عراق کشیده شده است. طالبیان و جکسون (۲۰۰۲) زاگرس را به دو بخش شمالی و مرکزی تقسیم کردند که توسط گسل امتداد لغز کازرون از هم جدا می‌شوند (Talebian & Jackson, 2004). مطالعات توکلی (۲۰۰۷) که بر مبنای ثبت حرکات زمین توسط GPS انجام شده نشان می‌دهد همگرایی بین پلیت ایران و پلیت عربی در زاگرس مرکزی بیشتر (حدود 10 ± 2 میلی‌متر در سال) از زاگرس شمالی است و عمدتاً دگرشکلی‌ها بر پایه‌ای از لایه شکل‌پذیر نمک هرمز اتفاق می‌افتد. این دگرشکلی‌ها در دو سیستم تکتونیک ضخیم پوسته و نازک پوسته رخ داده‌اند. همگرایی NE-SW بین

حوادث طبیعی مانند زلزله تأثیرات مخربی بر زندگی انسان برجا می‌گذارد، چه از نظر حیات بشری و چه از نظر تأسیسات زیر بنایی. لذا مطالعات زیادی در ارتباط با پیش‌یابی مکانی و زمانی رخداد زلزله‌ها یا حداقل محل‌های مستعد برای وقوع زمین‌لرزه در دراز مدت و کوتاه مدت انجام شده است. هر چند در این زمینه بشر به پیشرفت‌های بزرگی نائل آمده ولی هنوز نمی‌تواند مدعی پیشگویی کامل و دقیق زلزله باشد. یکی از روش‌های که برای بررسی مناطق مستعد بروز زمین‌لرزه استفاده از پدیده بر هم کنش زمین‌لرزه‌ها است (Stein, 1999). در این روش مناطق تجمع تنش و تقویت تنش ناحیه‌ای بعد از وقوع یک زمین‌لرزه به کمک روش تغییر تنش کلمب^۱ یا (ΔCFS) مورد مطالعه و بررسی قرار می‌گیرد. تأثیر تنش حاصل از وقوع یک رخداد زمین‌لرزه روی پراکندگی، بزرگی و فراوانی پس‌لرزه‌های آن اولین بار توسط دس و شولز (۱۹۸۱) به صورت رابطه بین تنش استاتیک و توزیع مکانی حوادث لرزه‌ای بعدی بیان شد ولی بعدها اولین بار توسط استین و همکاران (۱۹۹۲) بر روی زلزله ۱۹۹۲ لندن روی سیستم گسلی سن آندریاس مطالعه شد (Stein et al., 1992, Das & Scholz, 1981). این تأثیر تغییرات تنش هم می‌تواند روی بزرگی، فراوانی و پراکندگی پس‌لرزه‌ها تأثیر بگذارد و هم می‌تواند منجر به تحریک فعالیت گسل‌هایی که در محدوده افزایش تنش قرار می‌گیرند، باشد. از این روش می‌توان برای پیش‌یابی مناطق مستعد بروز پس‌لرزه‌های بزرگ که گاهی باعث تشدید خرابی‌های حاصل از زمین‌لرزه اصلی می‌شوند (Chan & Ma, 2004) و یا مناطق مستعد وقوع لرزه‌های بعدی استفاده کرد. این کار توسط تودا و همکاران (۲۰۰۵) روی لرزه خیزی جنوب کالیفرنیا انجام شده است (Toda & et al., 2005). کار مشابهی توسط قناس و همکاران

¹ Coulomb stress changes

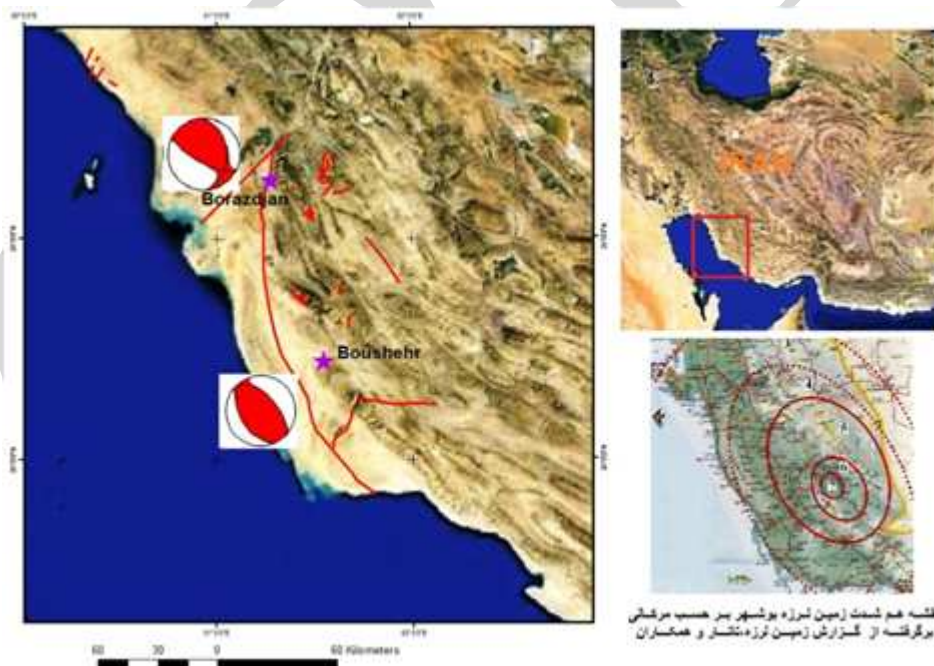
تا ۱۴ کیلومتر در این منطقه به وفور مشاهده می‌شود (Talebian & Jackson 2002). قرارگیری کانون زلزله در زیرلایه نمک هرمز و در امتداد گسل‌های معکوس مؤید عمق بالای ۸ کیلومتر برای زلزله‌های این ناحیه است. هر چند شرکتی و همکاران (۲۰۰۵) معتقدند در طی رخداد برخی زلزله‌های عمیق پی سنگ هم در دگرشکلی زاگرس مؤثر بوده است (Sherkati et al., 2005).

۳. مواد و روش‌ها

۳.۱. زلزله دشتی بوشهر

شهرستان دشتی یکی از شهرستان‌های استان بوشهر است. بر اساس گزارش‌های اعلام شده از طرف دکتر تاتار و همکاران (۱۳۹۲) زمین‌لرزه‌ای با بزرگی گشتاوری ۶/۳ در تاریخ ۲۰ فروردین ۱۳۹۲ این شهرستان را که در شمال غرب شهرستان شنبه واقع شده است، را لرزاند (تاتار و یمینی فرد، ۱۳۹۲).

ایران و عربستان در این منطقه باعث توسعه روندهای NW-SE، پیدایش چین‌هایی با شیب سطح محوری به سمت SW و راندگی‌هایی با سمت شیب NE شده است (Mobasher, 2007). این ساختارها بر بستری از تبخیری‌های کامبرین و پرکامبرین قرار دارند (Alavi, 1994). در این زون چین‌های نامتقارن فراوانی با امتداد NW-SE به حالت انشلون دیده می‌شود که دامنه جنوبی آنها پرشیب‌تر است (Sepehr et al., 2006). به نظر می‌رسد عمده همگرایی بین پلیت ایران و عربی نه در زاگرس مرتفع بلکه در کمربند چین خورده و رانده زاگرس باعث دگرشکلی و در نتیجه لرزه‌زایی می‌شود (Allen 2004) و از آنجائی که گسل‌های لرزه‌زای زاگرس بر خلاف سایر قسمت‌های ایران در زیر پوشش ضخیمی از رسوبات شکل‌پذیر واقع شده، تشخیص این گسل‌ها و اندازه‌گیری میزان جابه‌جایی آنها به سادگی امکان‌پذیر نیست. مطالعات لرزه‌خیزی در این منطقه حاکی از فعالیت بالای لرزه‌ای است. زلزله‌هایی با بزرگی Mb بین ۵ تا ۶ و با عمق کانونی حدود ۸

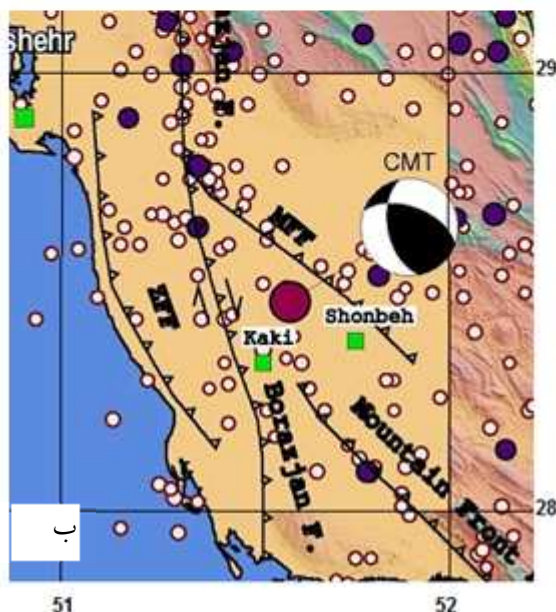
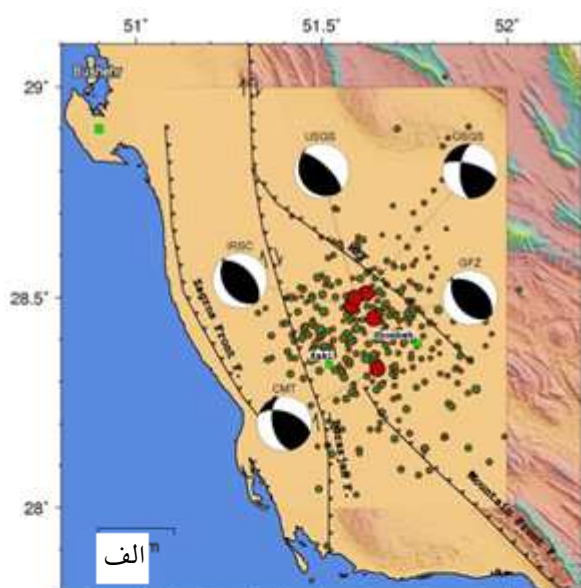


شکل ۱. نقشه موقعیت رومرکز زمین‌لرزه کاکلی بوشهر و زمین‌لرزه برازجان

گشتاوری ۶/۳ (مرکز لرزه‌نگاری سازمان زمین‌شناسی آمریکا، USGS و CMT هاروارد) در فاصله ۸۰ کیلومتری از بندر بوشهر رخ داده است. شبکه ملی باند پهن پژوهشگاه، مختصات رومرکز این زمین‌لرزه را ۵۱/۵۹ درجه طول

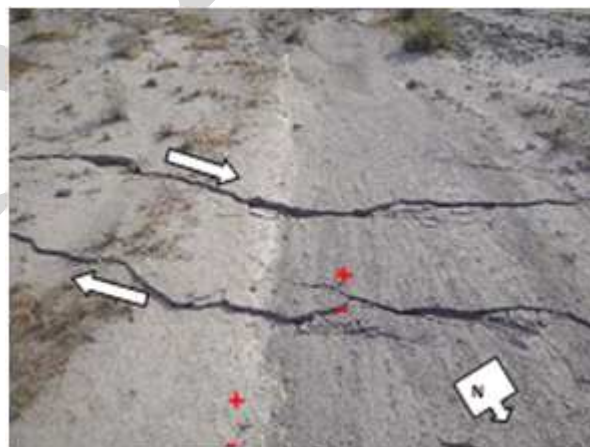
این زمین‌لرزه در ساعت ۴ و ۲۲ دقیقه و ۵۰ ثانیه به وقت محلی معادل با ساعت ۱۱ و ۵۲ دقیقه و ۵۰ ثانیه به وقت GMT روز ۹ آوریل ۲۰۱۳ با بزرگی ۶/۲ در مقیاس امواج محلی (پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، IIEES) و بزرگی

مکانیسم کانونی زلزله تمیز داده شود و موقعیت احتمالی گسل مدفون مسبب زمین‌لرزه بوشهر مشخص شود (شکل ۳).



شکل ۳. موقعیت مکانی و ساز و کار کانونی زمین‌لرزه ۹۲/۱/۲۰ دشتی بوشهر گزارش شده توسط مراکز لرزه نگاری مختلف، به همراه پس‌لرزه‌های ثبت شده برای هفته اول بعد از وقوع آن (الف) و حل مکانیسم کانونی ارائه شده توسط Harvard CMT و پس‌لرزه‌های بزرگتر از ۴ (دایره‌های سفید)، بزرگتر از ۵ (دایره‌های بنفش) و بزرگتر از ۶ (دایره‌های سرخابی) (ب). گسل‌های مهم منطقه (نقشه بروز شده گسل‌های مهم ایران، حسامی و همکاران ۲۰۱۲) نیز در هر دو شکل نشان داده شده است (برگرفته از گزارش پژوهشگاه زلزله شناسی و مهندسی زلزله، تاتار و همکاران ۱۳۹۲).

جغرافیایی و ۲۸/۴۸ درجه عرض جغرافیایی و در عمق ۲۰ کیلومتری اعلام کرده‌اند. شبکه لرزه‌نگاری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و مرکز CMT هاروارد مختصات نزدیک و مشابه ولی عمق‌های متفاوتی (۸ و ۱۲ کیلومتر) را اعلام کرده‌اند. در این پژوهش از داده‌های مختصات رو مرکز مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و داده‌های صفحات کمکی و گسلی CMT هاروارد برای ترسیم موقعیت گسل احتمالی مسبب زمین‌لرزه استفاده شده است. برای بررسی موقعیت و پراکندگی پس‌لرزه‌ها از داده‌های لرزه‌ای مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران استفاده شده است. در گزارش منتشر شده توسط پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (تاتار و همکاران ۱۳۹۲) و گزارش فوری سازمان زمین‌شناسی (بلورچی و همکاران ۱۳۹۲) گسل مسبب زمین‌لرزه، صفحه‌ای با سمت شیب جنوب‌غربی همراه با اندکی مؤلفه امتدادلغز راست بر در نظر گرفته شده است و در حقیقت گسیختگی سطحی بسیار محدودی برای این زمین‌لرزه در بررسی‌های صحرائی مشاهده شده است (شکل ۲).

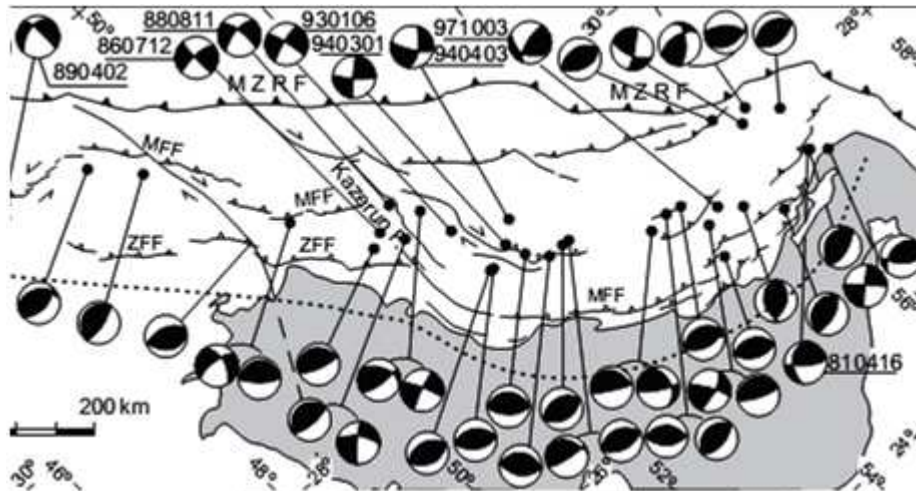


شکل ۲. مؤلفه‌های جابه‌جایی بر روی گسیختگی شناخته شده مرتبط با زمین‌لرزه بوشهر - برگرفته از گزارش سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی (بلورچی و همکاران ۱۳۹۲)

در این پژوهش سعی شده است تا با کمک معیار تغییر تنش کلمب در کنترل پراکندگی پس‌لرزه‌ها و موقعیت مکانی یک زمین‌لرزه اصلی (زمین‌لرزه برازجان) که حدود شش ماه بعد از زلزله بوشهر در ۴۸ کیلومتری شمال غرب رو مرکز زمین‌لرزه دشتی رخ داده، صفحه گسلی از صفحه کمکی در حل

سیستم گسلی پیشانی کوهستان توسط باخمانوف و همکاران (۲۰۰۴) به عنوان یک سیستم گسلی فعال شناسایی شده است (Bachmanov et al., 2004). به نظر می رسد وجود لایه شکل پذیر نمک هرمز در اغلب مناطق به خصوص در جنوب غرب زاگرس باعث شده گسل های لرزه زای پی سنگی نتوانند به سطح زمین برسند (Nissen et al., 2010).

وجود خطای زیاد در مکان یابی پس لرزه ها مانع از تعیین دقیق سمت گسترش گسیختگی می شود. در این پژوهش با توجه به پراکندگی نسبتاً یکنواخت پس لرزه ها در دو سوی کانون، گسیختگی دو طرفه در نظر گرفته شده است. به نظر می رسد در جنوب غرب گسل کازرون عمده همگرایی بین پلایت ایران و عربستان توسط گسل پیشانی کوهستان جذب می شود.



شکل ۴. گسل پیشانی کوهستان زاگرس و حل ساز و کار کانونی زلزله های آن. برگرفته از حسامی و همکاران ۲۰۰۶

تغییرات تنش حاصل از زلزله اصلی آرایش می یابند (Radjput et al., 2005).

معیار کلمب یکی از فراگیرترین معیارها برای توصیف شرایط شروع گسیختگی سنگ است (Lin & Freed, 2004). تغییرات تنش حاصل از رخداد یک زلزله با فرمول زیر محاسبه می شود:

$$\Delta\sigma_f(\Delta CFS) = \Delta T + \mu' \Delta\sigma_n \quad (1)$$

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. تغییر تنش حاصل از یک حادثه لرزه ای می تواند در دو حالت مثبت و منفی یعنی افزایش و یا کاهش تنش باشد.

به نظر می رسد در محیط های افزایش تنش اکثر پس لرزه ها و یا لرزه های اصلی آینده اتفاق می افتد. ولی فراوانی پس لرزه ها در مناطق کاهش تنش کمتر است (King &

۲.۳. تغییرات تنش کلمب و تأثیر آن بر پراکندگی و فراوانی پس لرزه ها

تراکم تنش برشی روی یک گسیختگی بعد از عبور از آستانه مقاومت برشی آن منجر به فعالیت دوباره گسیختگی می گردد و این آزادی تنش و شروع گسیختگی از جایی آغاز می شود که بیشترین تراکم تنش در آنجا اتفاق افتاده است (Scholz, 1990). در چند دهه اخیر تئوری انتقال تنش جهت شناسایی مناطق مستعد حوادث لرزه ای مطالعه شده است.

بر اساس تئوری انتقال تنش وقوع زلزله موجب افزایش یا کاهش تنش (تنش نرمال یا برشی) در نواحی اطراف محدوده گسیختگی می شود. این تئوری برای شناسایی مناطق مستعد خطر بعد از رخداد زلزله اصلی به کمک تعیین موقعیت پراکندگی پس لرزه ها و یا بالعکس یعنی استفاده از پراکندگی پس لرزه ها برای تعیین پارامترهای اصلی گسل مسبب زمین لرزه استفاده می شود. پس لرزه های یک زمین لرزه در پاسخ به

عنوان یک حادثه لرزه‌ای مجزا در نظر گرفته می‌شود (Ganas et al. 2008, Radjput et al. 2005, Nalbant et al. 1998, و البته ممکن است هر دو این مطالعات به صورت همزمان انجام شود. در این پژوهش پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه کاکای بوشهر و زمین‌لرزه برازجان برای بررسی برهم کنش زمین‌لرزه‌ها مطالعه شده‌اند.

۴. بحث و نتایج

۴.۱. بررسی برهم کنش بین زمین‌لرزه بوشهر و زمین‌لرزه برازجان و پس‌لرزه‌های آنها در دو حالت

از آنجائیکه گسل مسبب زمین‌لرزه کاکای بوشهر با شواهد صحرایی و نقشه گسل‌های منطقه قابل شناسایی نمی‌باشد (تاتار و همکاران ۱۳۹۲ گزارش مقدماتی زمین‌لرزه بوشهر) و حل مکانیسم کانونی این زمین‌لرزه وجود دو صفحه گسلی، اولی با امتداد ۱۵۷ و شیب ۴۱ و ریک ۱۱۷ و دومی با امتداد ۳۰۳ و شیب ۵۴ و ریک ۶۹ (Harvard cmt) را نشان می‌دهد، هر کدام از این صفحات می‌تواند صفحه گسلی و آن دیگری صفحه کمکی زمین‌لرزه باشد. گسل مسبب زمین‌لرزه بوشهر احتمالاً یک گسل مدفون است و شواهد صحرایی کم و غیر قابل استنادی دال بر شناسایی دقیق گسل مسبب زمین‌لرزه اندازه‌گیری شده است. استفاده از مدل تغییر تنش کلمب در بررسی فراوانی و پراکندگی پس‌لرزه‌ها می‌تواند کمک زیادی به تشخیص دقیق صفحه گسلی از صفحه کمکی بکند. در این پژوهش هر کدام از صفحات حاصل از حل مکانیسم کانونی این زمین‌لرزه در داخل نرم‌افزار کلمب قرار گرفته و با پس‌لرزه‌های مربوط به بازه زمانی و مکانی تعریف شده بر اساس الگوریتم گرونتال (۱۹۸۵)، مقایسه شده است. در صورتی که بهترین تطابق بین مناطق افزایش تنش و بیشترین فراوانی پس‌لرزه‌ها وجود داشته باشد، این امر می‌تواند به شناسایی دقیق صفحه گسلی مسبب زمین‌لرزه که در گزارش‌ها معرفی شده است، کمک کند. محاسبات تغییرات تنش کلمب برای این زمین‌لرزه و پس‌لرزه‌های آن با فرض مدول برشی $10^5 \times 3/2$ بار و نسبت پوسون $0/25$ (Radjput et al. 2005) با کمک برنامه کلمب ۳.۲ انجام گردید. برای انجام محاسبات

(Cocco 2001, King et al. 1994, Stein 1999). میزان تحریک‌پذیری گسل‌های کوچکتر اطراف از یک حادثه لرزه‌ای به شدت به جهت‌گیری گسل گیرنده و تنش مؤثر منطقه‌ای بستگی دارد. در صورتی که هندسه گسلی که تحت تأثیر تغییرات تنش حاصل از یک رخداد زمین‌لرزه قرار گرفته، مشخص باشد می‌توان به راحتی تغییرات تنش روی گسل گیرنده را با کمک بزرگی رخداد زمین‌لرزه اولیه و هندسه گسلش محاسبه کرد در غیر این صورت محاسبه تغییرات تنش به دو صورت 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 به صورت 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. ذکر این نکته ضروری است که افزایش یا کاهش تنش مؤثر بر یک منطقه به تنهایی نمی‌تواند باعث وقوع زمین‌لرزه شود ولی می‌تواند زمان وقوع زمین‌لرزه بعدی را به تعجیل یا تعویق بیاندازد، لذا روش خوبی برای پیش‌یابی توزیع مکانی و زمانی زمین‌لرزه‌ها (با توجه به سیکل لرزه‌ای آن منطقه) می‌تواند باشد (Parsons et al. 2012, Oncel 2007, Toda et al. 2005, Radjput et al. 2005, Stein 1999, Oglesby & Mai 2011). مطالعات مربوط به بررسی برهم 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 صد سال (Ishibe et al. 2011) را هم در بر بگیرد و گروه دوم به برهم کنش بین زمین‌لرزه‌های بزرگ اختصاص دارد که به

۴.۱.۱. روش محاسبه پنجره مکانی و زمانی پس‌لرزه های مربوط به رخداد زمین‌لرزه ۹ آوریل ۲۰۱۳ بوشهر

معرفی بازه زمانی و مکانی برای پس‌لرزه‌های مربوط به یک زمین‌لرزه با روش‌های متفاوتی انجام می‌شود: الگوریتم زنجیره‌ای مثل روش ریزنبرگ (۱۹۸۵) و الگوریتم پنجره‌ای مثل پنجره‌های فضا و زمان گاردنر و نوپوف (۱۹۷۴)، اوهامر (۱۹۸۶) و گرونتال (۱۹۸۵). با توجه به پژوهش بیت‌الهی و شهسوار (۲۰۱۲) بر روی زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر از ۶ در ایران به نظر می‌رسد استفاده از روش گرونتال بهترین باشد. پارامترهای پنجره در روش گرونتال مطابق روابط زیر می‌باشد:

$$\text{Distance} = \exp \left\{ \frac{1}{77} + \left(\frac{0.37 + 1}{20M} \right)^2 \right\} \quad (2)$$

$$\text{Time} = 1.0^{2/8 + 0.24M} \quad (3) \quad (M = \text{بزرگی زلزله})$$

بدین ترتیب گسترده‌گی مکانی پس‌لرزه‌ها حدود ۵۲ کیلومتر و گسترده‌گی زمانی تا حداکثر ۸۹۳ روز به دست می‌آید. در این پژوهش بر اساس کار ووسنر و ویمر (۲۰۰۵) از پس‌لرزه‌های با $M_w \geq 3$ و گپ آزیموتی کمتر از 180° (والتونن و همکاران ۲۰۱۳) استفاده شده است (Woessner & Wiemer 2005, Valtonen et al. 2013).

۴.۱.۲. زمین‌لرزه برازجان

زمین‌لرزه برازجان در فاصله ۴۸ کیلومتری شمال‌غرب رو مرکز زمین‌لرزه کاکلی بوشهر در تاریخ ۷ آذر ۱۳۹۲ (۲۸ نوامبر ۲۰۱۳) رخ داد. این زمین‌لرزه با بزرگی $M_w = 5.6$ در مختصات $29/2659$ شمالی و $51/2791$ شرقی و در عمق ۵ کیلومتری (مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران) رخ داده است. در این پژوهش سعی شده تا موقعیت مکانی این زمین‌لرزه اصلی نسبت به محیط‌های افزایش تنش حاصل از رخداد زمین‌لرزه کاکلی بوشهر مقایسه شود. این کار به پیش‌یابی مکانی رخدادهای حاصل از برهم کنش زمین‌لرزه‌ها کمک می‌کند. موقعیت رومرکز این زمین‌لرزه همراه با پس‌لرزه‌ها در تصاویر خروجی نرم‌افزار کلمب در بند ۲.۶ و ۲.۷ آورده شده است. ۳.۵. در صورتی که گسل مسبب زمین‌لرزه به سمت

تغییر تنش علاوه بر مشخصات گسل مرجع باید ضریب اصطکاک نیز مشخص شود. با توجه به اینکه ضریب اصطکاک در محیط‌های فشارشی معمولاً بالاتر و برای گسل‌های بزرگ حداکثر تا ۰/۸ (Lin & Stein 2004, Toda et al. 2005) منظور می‌شود، در این پژوهش برای تعیین محیط‌های افزایش تنش ضریب اصطکاک با سه مقدار ۰/۵ تا ۰/۷ تست شده است. گسل مرجع همان گسل مسبب زمین‌لرزه است که پارامترهای آن (امتداد، شیب و ریک) بر اساس حل مکانیسم کانونی به دست می‌آید. با توجه به خطای زیاد در محاسبه عمق، این زمین‌لرزه در اعماق ۱۰ تا ۱۵ کیلومتر توسط نرم‌افزار تست شده و بهترین تطابق در حالتی به دست آمده که عمق رخداد ۱۲ کیلومتر (همان مقدار گزارش شده توسط Harvard cmt) باشد. در صورتی که گسل مسبب زمین‌لرزه با کمک شواهد تاریخی و یا صحرایی و غیره از صفحه کمکی حاصل از حل مکانیسم کانونی قابل تمیز باشد، این پارامترها وارد نرم‌افزار و محاسبه می‌شود ولی در صورتی که شواهد صحرایی و تاریخی و غیره از گسل مسبب زمین‌لرزه در دست نباشد به سادگی نمی‌توان صفحه گسلی را از صفحه کمکی تشخیص داد. این کار با کمک معیار تغییر تنش کلمب و پراکنده‌گی پس‌لرزه‌ها انجام شود. در حالت گسل گیرنده از نوع گسل با هندسه بهینه، به کمک پارامترهای تنش محاسبه شده برای منطقه (Zarifi et al. 2013) سمت تنش‌های حاکم بر منطقه در محاسبات نرم‌افزار منظور شده است که در جدول (۱) هم به نمایش در آمده است.

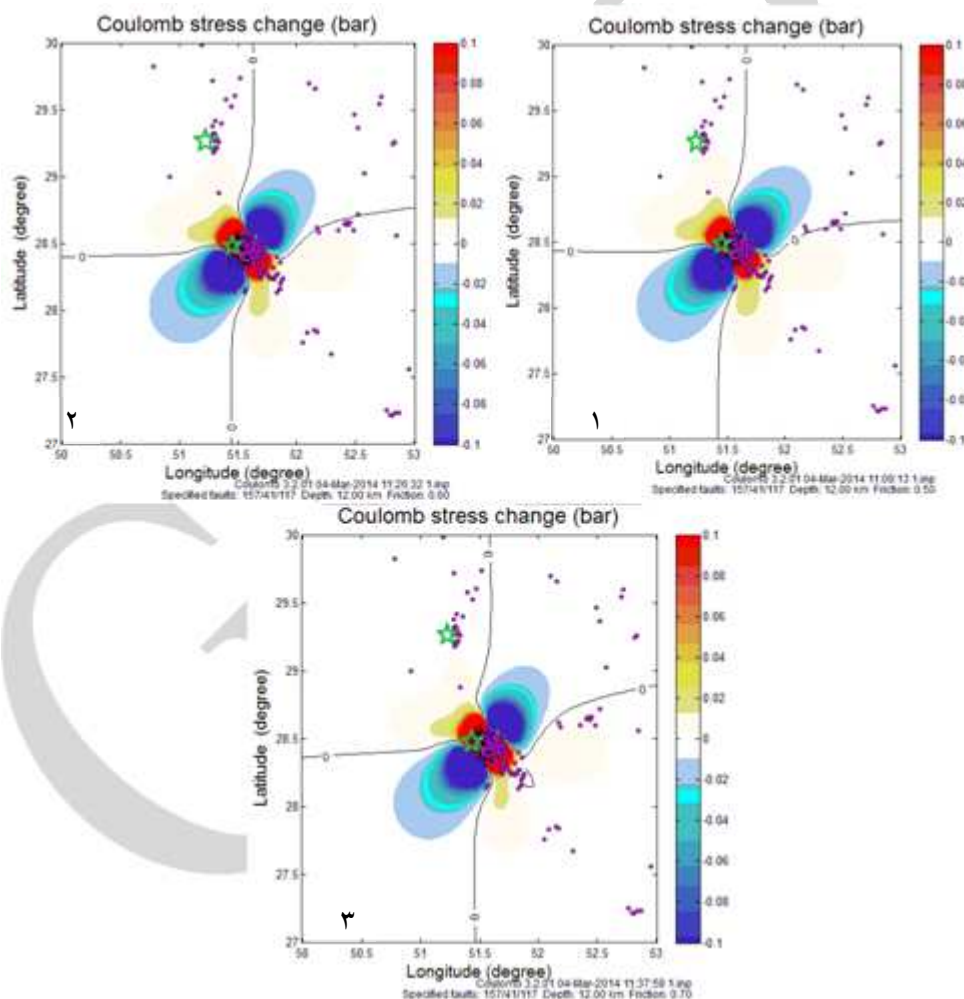
جدول ۱. موقعیت تنش‌های مؤثر بر منطقه (Zarifi et al. 2013)

محور $(\delta_1)P$	محور $(\delta_2)Z$	محور $(\delta_3)T$
111.2/28.6	-56.8/60.8	-155.8/5.1

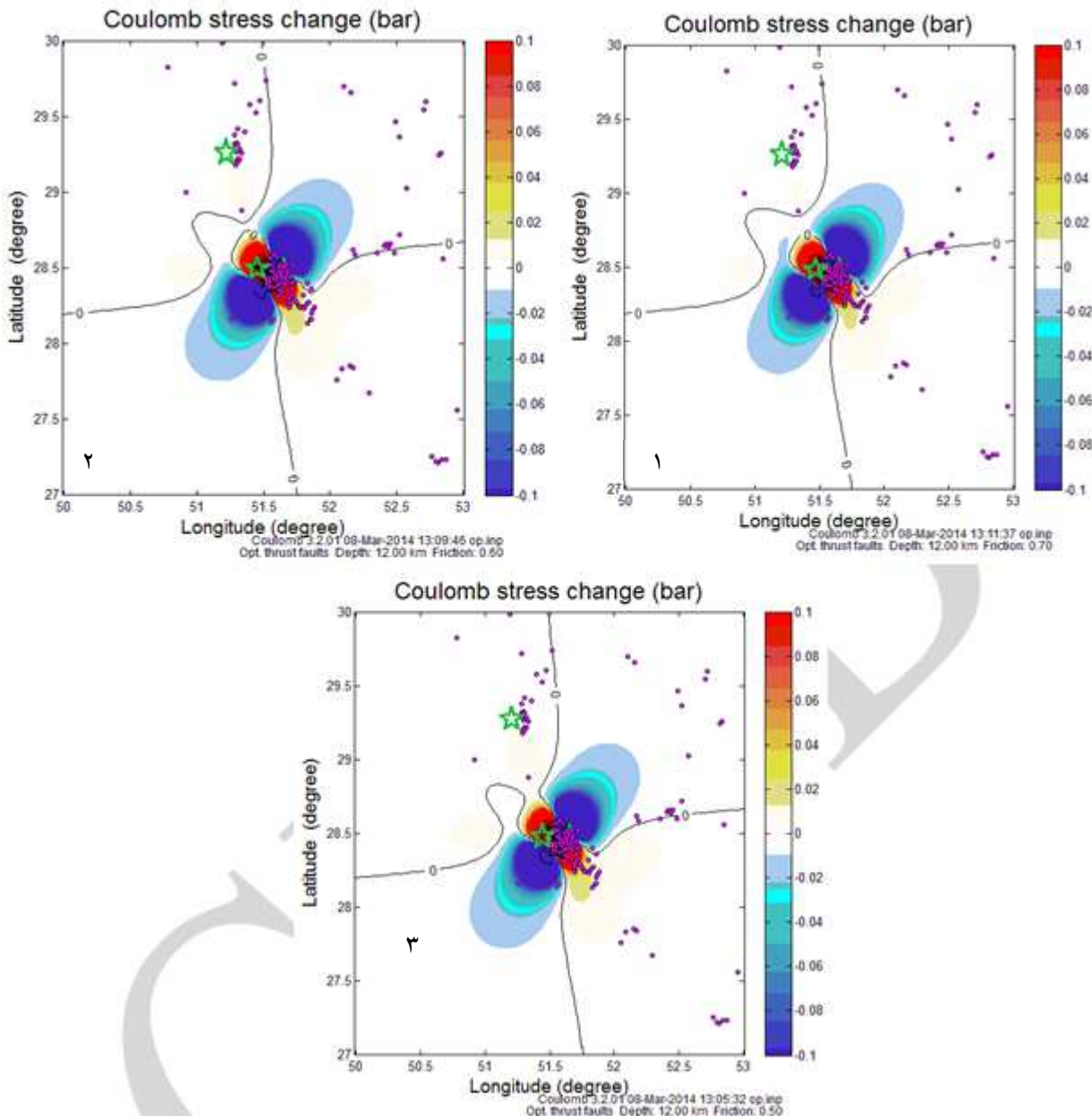
از انجایی که گسل‌های معکوس مدفون محدوده بزرگی از افزایش تنش کلمب اطراف خود ایجاد می‌کنند و در نتیجه پس‌لرزه‌ها پراکنده‌گی بیشتری دارند (Lin & Stein 2004)، نمی‌توان سمت مشخصی برای گسترش شکستگی شناسایی کرد، لذا به صورت پیش فرض شکستگی دو سویه در نظر گرفته می‌شود.

زمین‌لرزه اصلی به سمت جنوب‌غرب شیب دارد. شکل (۴) محیط‌های افزایش تنش و کاهش تنش حاصل از رخداد زمین‌لرزه بوشهر را در صورتی نشان می‌دهد که گسل مسبب به سمت جنوب‌غرب شیب دارد (صفحه کمکی با امتداد ۱۵۷، شیب ۴۱ و ریک ۱۱۷ صفحه مسبب زمین‌لرزه در نظر گرفته شده است). دو حالت گسل گیرنده از نوع گسل مرجع (شکل ۴) و گسل گیرنده با هندسه بهینه (شکل ۵) و محدوده تغییرات ضریب اصطکاک بین ۰/۵ تا ۰/۷ (از ۱ تا ۳) در نظر گرفته شده است.

جنوب غرب شیب داشته باشد اکثر گسل‌های زاگرس زیر لایه رسوبی با ضخامت ۷ تا ۱۲ کیلومتر مدفون شده اند (Alavi, 2007) و حل مکانیسم کانونی زلزله‌ها نشان می‌دهد که شیب گسل‌های لرزه‌زای آن عمدتاً به سمت شمال و شمال‌غرب است (Yaminifard et al., 2012). با توجه به اینکه زلزله بوشهر هم در محدوده زون چین-راندگی زاگرس رخ داده است ممکن است صفحه گسل مسبب آن به سمت شمال‌غرب شیب داشته باشد یا نداشته باشد. بنابراین ابتدا زمین‌لرزه و پس‌لرزه‌های آن در حالتی بررسی می‌شود که گسل مسبب



شکل ۴. مناطق افزایش تنش (محدوده قرمز) و کاهش تنش (محدوده آبی) حاصل از رخداد زمین‌لرزه بوشهر در حالتی که صفحه گسلی به سمت جنوب‌غرب شیب دارد. در این شکل، گسل گیرنده از نوع گسل مرجع است. در همه اشکال رومرکز بر اساس داده‌های مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و صفحه گسیختگی بر اساس داده‌های CMT Harvard در نرم‌افزار منظور شده است. در هر دو ردیف اشکال ضریب اصطکاک در شکل ۱، ۰/۵ و در شکل ۲، ۰/۶ و در شکل ۳، ۰/۷ در نرم‌افزار منظور شده است.

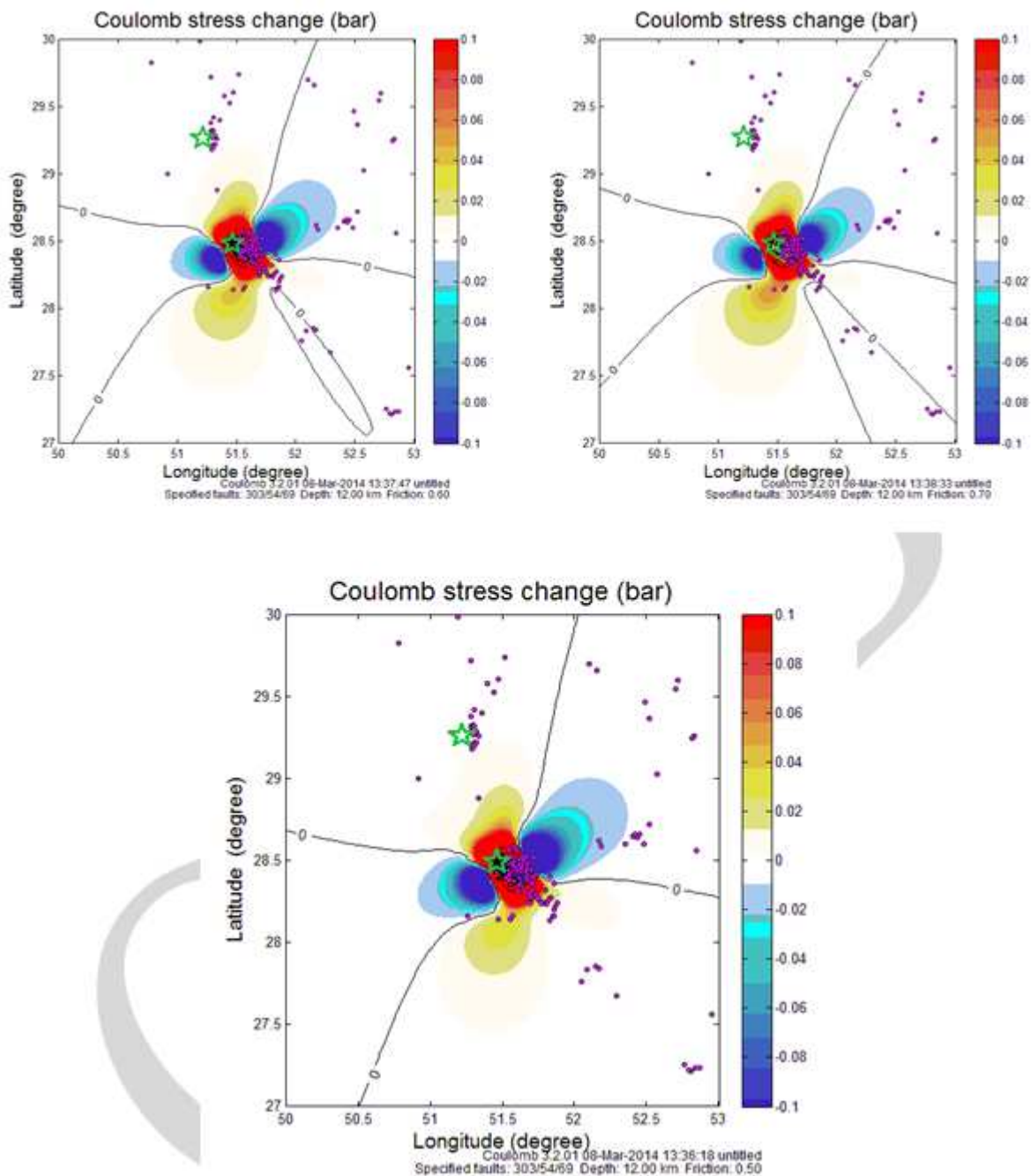


شکل ۵. مناطق افزایش تنش (محدوده قرمز) و کاهش تنش (محدوده آبی) حاصل از رخداد زمین‌لرزه بوشهر در حالتی که صفحه گسلی به سمت جنوب غرب شیب دارد. در این شکل‌ها گسل گیرنده از نوع گسل تراستی با هندسه بهینه است. در همه اشکال رومرکز بر اساس داده های موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و صفحه گسیختگی بر اساس داده های CMT Harvard در نرم افزار منظور شده است. در هر دو ردیف اشکال ضریب اصطکاک در شکل ۱، ۰/۵ و در شکل ۲، ۰/۶ و در شکل ۳، ۰/۷ در نرم افزار منظور شده است.

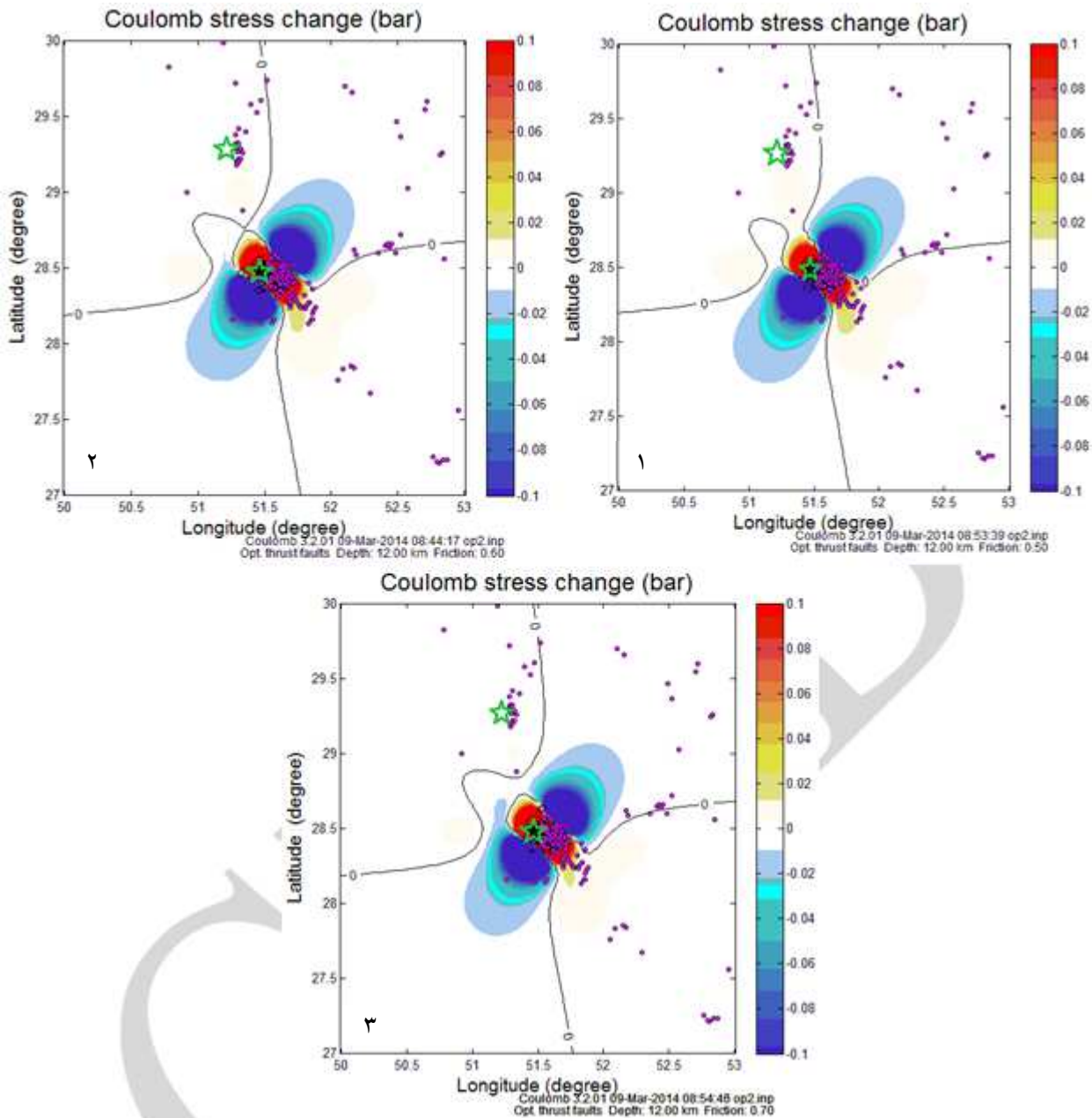
شیب ۵۴ و ریک ۶۹ گسل مسبب زمین‌لرزه فرض شده است). دو حالت گسل گیرنده از نوع گسل مرجع (ردیف الف) و گسل گیرنده با هندسه بهینه (ردیف ب) و محدوده تغییرات ضریب اصطکاک بین ۰/۵ تا ۰/۷ (از ۱ تا ۳) در نظر گرفته شده است.

۴. ۱. ۳. در صورتی که گسل مسبب زمین‌لرزه به سمت شمال شرق شیب داشته باشد:

شکل ۵ محدوده های تغییرات تنش استاتیک حاصل از رخداد زمین‌لرزه اصلی را در حالتی نشان می دهد که گسل مسبب به سمت شمال غرب شیب دارد (صفحه کمی با امتداد ۳۰۳،



ادامه شکل ۵. مناطق افزایش تنش (محدوده قرمز) و کاهش تنش (محدوده آبی) حاصل از رخداد زمین‌لرزه بوشهر در حالتی که صفحه گسلی به سمت شمال شرق شیب دارد. در شکل‌های ردیف الف گسل گیرنده از نوع گسل مرجع است و در شکل‌های ردیف ب گسل گیرنده از نوع گسل تراستی با هندسه بهینه است. در همه اشکال رومرکز بر اساس داده‌های موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و صفحه گسیختگی بر اساس داده‌های CMT Harvard در نرم افزار منظور شده است. در هر دو ردیف اشکال ضریب اصطکاک در شکل ۱، ۰/۵ و در شکل ۲، ۰/۶ و در شکل ۳، ۰/۷ در نرم افزار منظور شده است.



ادامه شکل ۵. مناطق افزایش تنش (محدوده قرمز) و کاهش تنش (محدوده آبی) حاصل از رخداد زمین‌لرزه بوشهر در حالتی که صفحه گسلی به سمت شمال شرق شیب دارد. در شکل‌های ردیف الف گسل گیرنده از نوع گسل مرجع است و در شکل‌های ردیف ب گسل گیرنده از نوع گسل تراستی با هندسه بهینه است. در همه اشکال رومرکز بر اساس داده‌های مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و صفحه گسیختگی بر اساس داده‌های CMT Harvard در نرم افزار منظور شده است. در هر دو ردیف اشکال ضریب اصطکاک در شکل ۱، ۰/۵، ۲، ۰/۶ و در شکل ۳، ۰/۷ در نرم افزار منظور شده است.

۵. نتیجه‌گیری

بردارد ولی سیستم اصلی حاکم بر این گسل فشارشی است. حل مکانیسم این زمین‌لرزه که توسط ایستگاه‌های مختلف گزارش شده است همه سیستم گسلی را از نوع معکوس با اندکی مؤلفه امتداد لغز نشان می‌دهند. که البته اندازه این مؤلفه در گزارش ایستگاه‌های مختلف متفاوت است.

در گزارش‌های اولیه به صورت اجمالی به این مورد اشاره شده است که گسل مسبب زمین‌لرزه، صفحه‌ای است که به سمت جنوب غرب شیب دارد و اندکی هم مؤلفه امتداد لغز راست

بلورچی م. ج.، یوسفی ط.، کارگر ش.، علیخان‌زاده ر.، فرهنگ آ. و صداقت م. (۱۳۹۲) گزارش مقدماتی - فوری زمین‌لرزه شنبه استان بوشهر. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

تاتار م. و یمینی‌فرد ف. (۱۳۹۲) گزارش مقدماتی زلزله ۶/۳ ریشتری ۱۳۹۲/۱/۲۰ شهرستان دشتی استان بوشهر. پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.

Alavi, M., (1994) Tectonic of the Zagros Orogenic belt of Iran: New Data and Interpretations. *Tectonophysics*, 229, 211-238

Alavi, M., (2007) Structures of the Zagros in Iran. *American Journal of Science*, 307, 1064 -1095, Available from: doi: 10.2475/09. 2007. 02

Allen, M., Jackson, J. and Walker, R. (2004) Late Cenozoic reorganization of the arabia- Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates. *Tectonics*, 23 (2).

Bachmanov, D.M., Trifonov, V.G., Hessami, K.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.

Chan, C.H. and Ma, K.F. (2004) Possibility of forecasting aftershock distributions from stress change: a case study of inland Taiwan earthquakes. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences (TAO)*, 15 (3), 503-521.

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. and Drakatos, G. (2008) Static stress changes due to the 1998 and 2004 km mountain (slovenia) earthquakes and implications for future seismicity, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 8, 59- 66.

Gardner, J.K., Knopoff, L. (1974) Is the sequence of earthquakes in southern california, with aftershocks removed, poissonian?. *Bulletin Seismology Society American*, 64, 1363- 1367

Gruenthal, G. (1985) The up-dated earthquake catalogue for the german democratic republic and adjacent areas - statistical data characteristics and conclusions for hazard assessment. *3rd International Symposium on the Analysis of Seismicity and Seismic Risk*, 1, 19-25.

Hessami, Kh., Nilforoushan, F. and Talbot, J. (2006) Active deformation within the zagros mountains deduced from gps measurements. *Journal of the Geological Society, London*, 163, 143-148.

Hessami, Kh. (2002) Tectonic history and present-day deformation in the zagros fold-thrust belt, *Ph.D. thesis, Acta Universitatis Upsaliensis*.

Ishibe, T., Kuniyiko, Sh., Hiroshi, T., Yoshiko, Y. and Kenji, S. (2011) Correlation between coulomb stress changes imparted by large historical strike-slip earthquakes

در این پژوهش سعی شده است به کمک پدیده تکتونیک بر هم کنش زمین‌لرزه‌ها صفحه گسلی مسبب زمین‌لرزه را با دقت و صحت بالا تشخیص داد. از آنجایی که این پدیده وقوع پس‌لرزه‌ها را با محیط‌های افزایش تنش ناشی از رخداد یک زمین‌لرزه به طور مستقیم مرتبط می‌داند، با بررسی دقیق شکل‌های ۴ و ۵ و مقایسه توزیع مکانی پس‌لرزه‌های این زمین‌لرزه با محیط‌های افزایش تنش و کاهش تنش حاصل از این رخداد می‌توان میزان این تطابق را مقایسه کرد. در شکل (۴) درصد بالایی از پس‌لرزه‌ها در محیط‌های افزایش تنش قرار می‌گیرند. در شکل (۵) از میزان قرارگیری پس‌لرزه‌ها در محیط‌های افزایش تنش کاسته شده است. در شکل (۶) باز هم نسبت به حالات فوق از فراوانی پس‌لرزه‌های موجود در محیط‌های افزایش تنش بیش از پیش کاسته شده است. در شکل (۷) نسبت به شکل (۵) درصد کمتری از پس‌لرزه‌ها در محیط‌های افزایش تنش قرار گرفته‌اند ولی نسبت به شکل (۴) این نسبت بیشتر است. مقایسه اشکال بالا نشان می‌دهد که در حالتی که گسل مسبب به سمت جنوب‌غرب شیب دارد و ضریب اصطکاک مؤثر رقم نسبتاً بالایی را نشان می‌دهد ($\mu' = 0.7$)، بیشترین انطباق بین توزیع مکانی پس‌لرزه‌ها و مناطق افزایش تنش وجود دارد. بنابراین صفحه کمکی با امتداد ۱۵۷، شیب ۴۱ و ریک ۱۱۷ را می‌توان صفحه گسلی مسبب زمین‌لرزه کاکي بوشهر در نظر گرفت.

تشکر و قدردانی

از مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران هم به دلیل بهره‌گیری گسترده از داده‌های موجود در سایت آن و سسه هم بسیار سپاسگزارم. همچنین با توجه به استفاده گسترده اینجانب از امکانات دانشگاه ارومیه، از تمام همکاران عزیزم و مسئولین بزرگوار آن دانشگاه کمال تشکر را دارم.

منابع

بیت‌اللهی، ع. و شهسواری م. (۲۰۱۲) مقایسه روش‌های حذف پس‌لرزه بر روی ۵ زلزله با $M \geq 6$ در گستره ایران. مجموعه مقالات پانزدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، اردیبهشت ۹۱، بخش زلزله‌شناسی.

- Reasenberg, P. (1985) Second- order moment of central California seismicity. *Earthquake Notes*, 57, 21.
- Scholz, C.H. (1990) The mechanics of earthquakes and faulting. *Cambridge University Press, New York*.
- Sepehr, M., Cosgrove, J.W. and Moieni, M. (2006) The Impact of cover rock rheology on the style of folding in the Zagros fold-thrust belt. *Tectonophysics*, 427, 265-281.
- Stein, R.S. (1999) The role of stress transfer in earthquake occurrence. *Nature*, 402, 605– 609.
- 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, 1328-1332.
- Toda, S., Ross, S.S., Keith, D.R. and Serkan, B.B. (2005) Forecasting the evolution of seismicity in southern California: animations built on earthquake stress transfer. *Journal of Geophysical Research*, 110, B05S16, doi:10.1029/2004JB003415,
- Talebian, M. and Jackson, J. (2004) A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran. *Geophysical Journal International*, 156, 506-526.
- Talebian, M. and Jackson, J. (2002) Offset on the main recent fault of NW Iran and implications for the late cenozoic tectonics of the Arabia-Eurasia collision zone. *Geophysical Journal International*, 150, 422-439.
- Tavakoly, F. (2007) Present- day deformation and kinematics of the active faults observed by GPS in the Zagros and east of Iran, *PhD. thesis University of Joseph Fourier*.
- Uhrhammer, P. (1985) Characteristics of northern and southern California seismicity. *Earthquake Notes*, 57, 21.
- Valtonen, O., Uski, M., Korja, A., Tiira, T. and Kortstrom, J. (2013) Optimal configuration of a micro- earthquake network. *Advanced Geosciences*, 34, 33– 36.
- Woessner, J. and Wiemer, S. (2005) Assessing the quality of earthquake catalogues: estimating the magnitude of completeness and its uncertainty. *Bulletin of Seismology Society of American*, 95, 684–698.
- Xu, C., Wang, J., Li, Z. and 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.
- Yaminifard, F., Hassanpour Sedghi, M., Gholamzadeh, A., Tatar, M., Hessami, K. (2012) Active faulting of the southeastern most Zagros (Iran): micro-earthquake seismicity and crustal structure. *Journal of Geodynamics*, 55, 56– 65.
- Zarifi, Z., Nilfouroushan, F. and Raesi, M. (2013) Crustal stress map of iran: insight from seismic and geodetics computations. *Pure Applied Geophysics*, Available from: doi: 10.1007/s00024-013-0711-9.
- and current seismicity in Japan. *Earth Planets Space*, 63, 301–314.
- King, G.C.P. and Cocco, M. (2001) Fault interaction by elastic stress changes: new clues from earthquake sequences. *Advanced Geophysics*, 44, 1–38.
- King, G., Stein, R. and Lin, J. (1994) Static stress changes and the triggering of earthquakes. *Bulletin of Seismology Society American*, 84 (3), 935–953.
- Lin, J. and Stein, R. (2004) Stress triggering in thrust and subduction earthquakes and stress interaction between the southern san andreas and nearby thrust and strike-slip faults. *Journal of Geophysical Research*, 109.
- Lin, J. and Freed, A.M. (2004) Time-Dependent viscoelastic stress transfer and earthquake triggering environment, natural hazards, and global tectonics of the earth, ed. Y.J. Chen, *Advances in Earth Sciences Monograph*, 2, 21-38.
- Mobasher, K. (2007) Kinematic and tectonic significance of the fold- and fault- related fracture systems in the zagros mountains, southern Iran. *PhD. Thesis, Georgia State University*.
- Nowroozi, A. (1985) Empirical relations between magnitude and fault parameters for earthquakes in Iran. *Bulletin Seismology Society American*, 75, 1327-1338.
- Nalbant, S.S., Hubert, A. and King, G.C.P. (1998) Stress coupling between earthquakes in northwest turkey and the north Aegean sea. *Journal of Geophysical Research*, 103, 24469–24486.
- Nalbant, S.S., Steacy, S. and Mc, C. (2006) Stress transfer relations among the earthquakes that occurred in Kerman province, southern Iran since 1981. *Geophysics of Journal International*, 194 (3).
- 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 and Planetary Science*, 181–194.
- Oglesby, D. and Mai, P.M. (2011) Fault geometry, rupture dynamics and ground motion from potential earthquakes on the north Anatolian fault under the sea of Marmara. *Geophysics of Journal International* (2012), 188, 1071–1087.
- Oncel, A. (2007) Static stress changes and fault interaction related to the 1985 Nahanni earthquakes, western Canada, *International Conference on Geology and Seismology (GES'07), Portoroz, Slovenia, May*, 15-17.
- Parsons, T., Ogata, Y., Zhuang, J. and Geist, E.L. (2012) Evaluation of static stress change forecasting with prospective and blind tests. *Geophysics of Journal International* (2012), 188, 1425–1440.
- Radjput, Sh. and et al. (2005) Coulomb stress changes and aftershocks of recent Indian earthquakes. *Current Science*, 8 (4).