Shahid Beheshti University

Researches in Earth Sciences

Journal homepage: https://esrj.sbu.ac.ir

Research Article

A numerical model of extensional tectonics for estimating the stress required for the collapse of normal fault blocks

Pouya Sadeghi-Farshbaf *

Department of Natural Heritage, Research Institute of Cultural Heritage and Tourism (RICHT), Tehran, Iran

Received: 02 Jul 2023 Accepted: 21 Oct 2024

Extended Abstract

Introduction

In gravity earthquakes that are affected by extensional tectonics in the crust, contrary to the dominance of elastic energy over gravity in strike-slip and compressional mechanisms, gravity is responsible for hanging wall collapse and earthquake occurrence. Therefore, in normal faulting, the release of energy in the form of elastic waves after the interseismic period is different from other faulting mechanisms. With the increase in the volume of the involved mass and the dip of the normal fault, the vertical displacement becomes larger, which leads to a larger released seismic energy and, consequently, an increase in the intensity of the earthquake. Although normally, the dip angle of activation of normal faults is considered to be around 60 degrees, if the internal friction of the rock is low, a lower dip is expected. Therefore, in this situation, the released gravitational energy will not have the ability to emit much seismic energy. The natural examples of the numerical model resulting from this study can be compatible with geodynamic situations that are characterized by the broad and well-known activity of extensional tectonics and related earthquakes. In addition, energy partitioning is important in earthquakes, and the potential energy stored by the volume involved during coseismic collapse can be compared and analyzed with the energy deduced from the magnitude of the earthquake. Regardless of the origin of the earthquake, potential energy indicates the energy allocation ratio, i.e., the ratio of the available energy to the energy released by the earthquake waves. Therefore, the issue of energy emission from other geological phenomena can be raised, according to previous studies. In this research, the estimation of the stress required for the occurrence of block collapse in normal faults has been investigated through the modeling of a two-layered block with brittle upper crust conditions. Therefore, the thinning of the lower crust during the interseismic stationary periods has been considered, and therefore, along with the extensional tectonics, continuous shearing deformation has also been applied. By knowing the extension rate in the interseismic stage, the stress required to break the entire thickness of the tested brittle crust is estimated.

Citation: Sadeghi-Farshbaf, P., 2025. A numerical model of extensional tectonics for estimating the stress required for the collapse of normal fault blocks, *Res. Earth. Sci:* 15(4), (97-110) DOI: 10.48308/esrj.2024.232220.1183

* Corresponding author E-mail address: p.sadeghi@richt.ir

Shahid Beheshti University

Researches in Earth Sciences

Journal homepage: https://esrj.sbu.ac.ir

Materials and Methods

In this article, in continuation of Doglioni's work (Doglioni, 2015), assuming the transfer of the constant deformation of the lower ductile crust upwards, but the different characteristics of the rock materials and the brittle range due to expansion in a conjugate wedge with the main active normal fault, the behavior of faults was investigated through block modeling consisting of a simple double layer with brittle upper crust conditions. It is assumed that the lateral changes in mantle deag with viscous-plastic behavior control the tectonic conditions at the plate boundaries and deformation is transferred from the base of the lithosphere to the earth's surface. Due to the brittle behavior of the upper crust, shallow deformation occurs periodically and the energy accumulated over hundreds of years is released in a very short period of time.

Results and Discussion

In this study, the order of the model elements is based on a non-structured network in such a way that it prevents the influence of the structure of Sparse matrices on the performance of linear algebra operations. While the lower crust continuously has a shearing behavior, the upper brittle crust is locked, and according to the results, an expansion wedge is imagined, and the width of this triangle is depicted here in such a way that it affects the locked fault with a thickness of about 3.5 km. As the ductile lower crust is thinned by viscous flow during the interseismic stationary period, the brittle-ductile transition zone (BDT) is characterized by a pressure gradient, while the viscous-plastic lower crust shows continuous shear deformation.

Conclusion

Continuous shear in the lower crust of the finite element model can indicate the locking of the brittle upper crust in the interseismic period of a seismic cycle. By applying tension of 2 mm per year in the interseismic stage, the brittle crust with a thickness of about 12 km needs about 160 MPa to break under tension. Therefore, the increase of accumulated slip from the boundary of two layers, i.e. BDT, towards the mainshock, 50% of the fractures resulting from the interseismic period are closed again (recovery). Considering the lower extension rate in the current model compared to the previous models, the difference in the result of stress required to break the brittle crust can have a significant relationship with the extension rate.

Keywords: Interseismic, Gravitational earthquake, Involved volume, Fault, Friction.

پژوهشهای دانش زمین

Journal homepage: https://esrj.sbu.ac.ir

Shahid Beheshti University

مدل عددی تکتونیک کششی در تخمین تنش مورد نیاز ریزش بلوک‌ها در گسل‌های نرمال

پویا صادقی فرشباف *

گروه میراث طبیعی، پژوهشکده گردشگری، پژوهشگاه میراث فرهنگی و گردشگری، تهران، ایران

(**پژوهشی**) دریافت مقاله: ۱۴۰۲/۰۴/۱۱ پذیرش نهایی مقاله: ۱۴۰۳/۰۷/۳۰

چکیده گسترده

مقدمه

زمین‌لرزه‌های گرانشی متاثر از تکتونیک کششی در پوسته هستند که برخلاف سازوکارهای امتدادلغز و فشاری که انرژی الاستیک بر گرانش غلبه دارد، گرانش مسئول ریزش گسلی فرادیواره و رخداد زمین‌لرزه است. بنابراین گسیل انرژی بصورت امواج الاستیک پس از دوره بین‌لرزه‌ای، در گسلش نرمال، متفاوت از دیگر سازوکارهای گسلی است. با افزایش حجم توده‌ی درگیر و نیز شیب گسل نرمال، جابجایی عمودی بزرگتر می‌شود که منجر به انرژی لرزه‌ای آزاد شده بزرگتر خواهد شد. در نتیجه، بزرگای زمین‌لرزه بیشتر می‌شود. هرچند به‌طور معمول، زاویه شیب فعال شدن گسل‌های نرمال در حدود ۶۰ درجه در نظر گرفته می‌شود، اما اگر اصطکاک داخلی سنگ کم باشد، میزان شیب کمتری مورد انتظار است. بنابراین در این شرایط انرژی گرانشی آزاد شده توانایی گسیل انرژی لرزه‌ای زیاد را نخواهد داشت. نمونه‌های طبیعی از مدل عددی در این مطالعه می‌تواند منطبق بر موقعیت‌های ژئودینامیکی باشد که با فعالیت گسترده گسل کششی و زمین‌لرزه‌های مرتبط مشخص می‌شود. افزون بر این، بحث تقسیم انرژی در زمین‌لرزه‌ها مطرح است و انرژی پتانسیل ذخیره شده توسط حجم درگیر در طول ریزش هم‌لرزه با انرژی استنتاج شده از بزرگای زمین‌لرزه قابل مقایسه و تحلیل است. صرف نظر از منشأ زمین‌لرزه (الاستیک یا گرانشی)، انرژی پتانسیل محاسبه می‌شود که نشان می‌دهد در تخصیص انرژی، انرژی موجود نسبت به انرژی آزاد شده توسط امواج زمین‌لرزه چه نسبتی دارد. بنابراین گسیل انرژی توسط سایر پدیده‌های زمین‌شناسی (گرمایش برشی، شار حرارتی و مهمتر از همه شکستگی)، مطابق با مطالعات پیشین می‌تواند مطرح شود. در این تحقیق، تخمین تنش مورد نیاز برای وقوع ریزش بلوک‌ها در گسل‌های نرمال از طریق مدل‌سازی بلوک دولایه‌ای با شرایط پوسته فوقانی شکننده بررسی شده است. لذا نازک شدگی پوسته پایینی در طول دوره‌های ثابت بین‌لرزه‌ای در نظر گرفته شده است و بنابراین در کنار محیط کششی، تغییر شکل پیوسته برشی نیز اعمال شده است. با دانستن نرخ کشش در مرحله بین‌لرزه‌ای، تنش لازم برای گسیختگی تمام ضخامت پوسته شکننده مورد آزمون، تخمین زده می‌شود.

مواد و روش‌ها

در این مقاله در ادامه کار دوگلیونی (Doglioni, 2015)، با فرض انتقال تغییر شکل ثابت پوسته پایینی شکل‌پذیر به سمت بالا ولی ویژگی‌های متفاوت مواد سنگی و محدوده‌ی شکننده توسط اتساع در یک گوه‌ی مزدوج با گسل نرمال فعال اصلی، از طریق مدل‌سازی بلوک شامل دولایه ساده با شرایط پوسته فوقانی شکننده، رفتار گسل‌ها بررسی شد.

استناد: صادقی فرشباف، پ.، ۱۴۰۳. مدل عددی تکتونیک کششی در تخمین تنش مورد نیاز ریزش بلوک‌ها در گسل‌های نرمال، پژوهشهای دانش زمین: ۱۵(۴)، (۱۱۰-۹۷)، DOI: 10.48308/esrj.2024.232220.1183

* نویسنده مسئول: E-mail: p.sadeghi@richt.ir

پژوهشهای دانش زمین

Journal homepage: https://esrj.sbu.ac.ir

Shahid Beheshti University

به منظور آزمایش مدل لرزه‌ای، مدل‌سازی دینامیکی اجزاء محدود با استفاده از نرم‌افزار کامسول انجام شده است. در اینجا به طور ویژه بر روی سقوط هم‌لرزه فرادیواره تمرکز شده است و زوایای شیب گسل‌های مختلف اتخاذ شده‌اند. مدل دینامیکی اجزاء محدود در این مطالعه که به‌منظور سقوط هم‌لرزه فرادیواره متمرکز است، از تقریب کرنش صفحه دوبعدی و رئولوژی الاستیک مدل دوگلیونی (Doglioni, 2015) با ویژگی‌های شخصی سازی شده واحدهای شکننده رسوبی (مدول یانگ: 4.5e+10 Pa؛ نسبت پواسون: 0.15) بهره می‌برد. داده‌های بیشتر مدل در جدول ۱ ارائه شده است. این مدل ۳۰ کیلومتر عمق و ۱۰۰ کیلومتر عرض دارد و در دو قسمت متمایز توسط گسل‌های نرمال جدا شده است. شبکه اجزاء محدود از عناصر لاگرانژ خطی مثلثی ساخته شده است. گرانش به عنوان نیروی تنه‌ای به همه عناصر با فرض چگالی ثابت (۲۸۵۰ کیلوگرم بر متر مکعب) و شتاب گرانش ($9.81 m \cdot s^{-2}$) اعمال می‌شود. رفتار گسل به صورت یک بدنه تماس (جفت‌های تماسی) مدل‌سازی می‌شود که در مکان و زمان، متفاوت است (حالت قفل یا باز).

بحث و نتایج

در مطالعه حاضر، ترتیب المان‌های مدل مبتنی بر یک شبکه غیرساختاری به‌گونه‌ای است تا بتوان از تاثیرگذاری ساختار ماتریس‌های اسپارس بر عملکرد عملیات جبر خطی جلوگیری کرد. در حالی که پوسته پایینی به طور پیوسته دارای رفتار برشی است، پوسته بالایی شکننده قفل می‌شود و بنابر نتیجه کار، یک گوه انبساطی تصور می‌شود که عرض این مثلث در اینجا به صورت فرضی به گونه‌ای تصویر شده است که بر یک بخش آنتی تتیک نسبت به گسل قفل شده که حدود دارای ۳/۵ کیلومتر ضخامت است، تاثیر کند. با نازک شدگی پوسته پایینی شکل‌پذیر توسط جریان ویسکوز در طول دوره ثابت بین‌لرزه‌ای، زون انتقال شکننده-شکل‌پذیر (BDT) با یک گرادیان فشار مشخص می‌شود در حالی که پوسته پایینی ویسکوز-پلاستیک، تغییر شکل پیوسته برشی نشان می‌دهد.

نتیجه‌گیری

برش پیوسته در پوسته پایینی مدل اجزاء محدود، نشان دهنده قفل شدن پوسته بالایی شکننده در مرحله بین‌لرزه‌ای از یک چرخه لرزه‌ای است. با اعمال کشش ۲ میلی‌متر/سال در مرحله بین‌لرزه‌ای، پوسته شکننده با ضخامت حدود ۱۲ کیلومتر به حدود ۱۶۰ مگاپاسکال نیاز دارد تا تحت کشش گسیخته شود. بنابراین، با افزایش لغزش تجمعی از مرز دو لایه یعنی BDT به سمت شوک اصلی، ۵۰ درصد شکستگی‌های حاصل از دوره بین‌لرزه‌ای دوباره بسته (ریکاوری) می‌شوند. با توجه به سرعت کمتر کشش در مدل حاضر نسبت به مدل‌های پیشین، اختلاف نتیجه تنش مورد نیاز برای شکست پوسته شکننده می‌تواند ارتباط معنا داری با نرخ کشش داشته باشد.

واژگان کلیدی: زمین‌لرزه گرانشی، حجم درگیر، گسل، اصطکاک.

مقدمه

شتاب گرانش تحت تاثیر زمین‌لرزه‌ها تغییر می‌کند (Chao et al, 1995; Okamoto and Tanimoto, 2002). انرژی لرزه‌ای که معادل انرژی گرانشی زمین‌لرزه است، در اثر تغییرات گرانش تحت‌تاثیر زمین‌لرزه‌ها، گاها چندین برابر انرژی امواج لرزه‌ای گسیل شده است (Dahlen, 1977; Chopra, 2001). همسو بودن محور بیشینه تنش و بار لیتواستاتیک در گسلش نرمال (Carminati, 2004)، موجب می‌شود تنش تفاضلی لازم برای ایجاد شکست سنگ به طور متوسط ۵ تا ۶ برابر کمتر از تنش مورد نیاز در تکتونیک فشاری باشد. همین موضوع دلیل اصلی عدم ثبت بزرگای زمین‌لرزه‌های مرتبط با محیط‌های کششی هم ارز با رخدادهای لرزه‌ای مرتبط با تکتونیک امتداد لغز و فشاری است. بنابراین، رخدادهای لرزه‌ای محیط‌های کششی، b-

value بالاتری در قانون توان گوتنبرگ-ریشتر نشان می دهند (Schorlemmer, 2005). بازگشت الاستیک[1] توضیحی برای چگونگی آزاد شدن انرژی در طول زمین‌لرزه است. همزمان با تغییر شکل پوسته زمین، سنگ‌ها در دو طرف یک گسل تحت تنش برشی قرار می‌گیرند و به آهستگی تغییر شکل می‌دهند، تا زمانی که از اصطکاک داخلی آنها فراتر رود. سپس با گسیختگی در طول گسل از هم جدا می‌شوند. حرکت ناگهانی در اثر گسیختگی، انرژی انباشته شده را بصورت موج لرزه‌ای آزاد می‌کند و سنگ‌ها تا حدّی به شکل اولیه خود باز می‌گردند. این فرآیند به عنوان مدل اصلی ایجاد زمین‌لرزه در نظر گرفته می‌شود و از آن سازوکار گسیل انرژی الاستیک انباشته شده در طول دوره‌ی بین لرزه‌ای استنتاج می‌شود. این موضوع برای تکتونیک فشاری و امتدادلغز صدق کند و در محیط‌های کششی نیز تأثیر گرانش غالب است (Ruina, 1983; Doglioni et al, 2011; Dempsey et al, 2012 Doglioni et al, 2014). مدلسازی عددی در این مطالعه برای سیکل لرزه‌ای با لحاظ پارامترهای حجم درگیر، شیب گسل نرمال و اصطکاک استاتیک که کنترل کننده آزادسازی انرژی در تکتونیک کششی پوسته کم عمق در سیکل لرزه‌ای هستند (Marone, 1998; Kanamori and Rivera, 2006)،انجام می‌شود. مدل‌های مورد بررسی در این مقاله منطبق بر شرایط ژئودینامیکی با فعالیت گسترده گسل‌های کششی و زمین‌لرزه‌های ناشی از آن هستند. انرژی پتانسیل حجم درگیر در زمان ریزش هم‌لرزه با توجه به تقسیم انرژی در زمین‌لرزه‌ها، می‌تواند با انرژی تخمینی از بزرگای زمین‌لرزه مقایسه و تحلیل شود. بنابراین، انرژی پتانسیل به تنهایی قابل محاسبه است و بیانگر نسبت انرژی موجود نسبت به انرژی آزاد شده توسط امواج زمین‌لرزه است. همچنین گسیل انرژی توسط سایر پدیده‌های زمین‌شناسی (از جمله گرمایش برشی[2]، شار حرارتی و مهمتر از همه شکستگی)، مطابق با مطالعات (Dahlen, 1977; Pittarello et al, 2008) قابل بررسی است. بسیاری از مراجع درسی مکانیک سنگ و خاک صرفا حاوی اطلاعات محدودی در مورد ویژگی‌های کشش هستند در حالیکه بیشتر به محیط‌های فشاری و کششی پرداخته‌اند. اما درک اصلی اهمیت محیط‌های کششی، از کتاب "جنبه‌های رئولوژیکی مکانیک خاک" شوکله (Šuklje, 1969) آغاز می‌شود که مقاومت کششی و خمشی با جزئیات عددی بیشتری بررسی شدند و اهمیت داده‌های حاصل از محاسبات محیط‌های کششی توسط آزمایش‌های کششی به طور خلاصه توضیح داده شدند. بر اساس شوکله (Šuklje, 1969)، این کاربردها از نتایج مثال‌های عملی نشان داده می‌شوند که از مهمترین آنها می‌توان به انتظار ایجاد ترک‌های کششی از پیوندهای بین ذرات در تنش‌های معیّن در شرایط متفاوت به‌همراه تکمیل برخی از جنبه‌های نظری آزمایش‌های کششی اشاره کرد. اهمیت ویژگی‌های کششی سنگ و خاک سپس از ابعاد دیگری دنبال شد و مطابق ونچیک (Vaníček, 2013) برخی از چرایی‌های مهم پرداختن به محیط‌های کششی چنین بیان شده است که علاقه به این موضوع در نیم قرن گذشته یک ویژگی سینوسی داشته است و قله‌های آن متقارن با مناطق کششی یا تَرَک در شیب‌های محلّی، ویژگی‌های ترک در لایه‌های آب‌بندی سدهای پرکننده، ویژگی‌های ترک در لاینر رسی عایق‌های صنعتی و در نهایت ترک‌های پشت ناحیه آرماتور برای دیوارهای حائل مرتبط بودند. بنابراین ونچیک (Vaníček, 2013) برای موارد ذکر شده در بالا ارائه کرد. از آنجا که مطابق نتایج عملی آزمون‌های کششی ونچیک (Vaníček, 2013)، ویژگی‌های کششی به شدت تحت‌تأثیر نیروهای مویرگی هستند، محاسبه مقاومت کششی و بیشینه ازدیاد طول در هنگام شکست می‌تواند به طور قابل توجهی تحت‌تأثیر پارامترهای محیطی قرار گیرد. بنابراین مطابق نتیجه‌گیری هر دو پژوهش شوکله (Šuklje, 1969) و ونچیک (Vaníček, 2013)، آزمایش‌های کششی در آینده مستحق توجه بیشتری هستند و فرصت‌های زیادی برای یافته‌های نوین وجود دارد، به‌ویژه زمانی که دستگاه‌های آزمایش و امکانات نظارت به سرعت در حال پیشرفت هستند. مطابق با این پیش‌بینی، در این مطالعه فرصت‌های امروز با وجود در اختیار داشتن ابزار تحلیلی و نرم‌افزاری بیشتر و شناخت های ضرورت‌های بیشتر تحقیق در محیط‌های کششی، امکان تحلیل تنش‌های کششی را از ابعاد دیگری فراهم می‌سازد. یکی از این ضرورت‌ها رسیدن به تخمین ناپایداری‌های محیطی مرتبط با ریزش‌های زمین در ابعاد مختلف است. رسیدن به این پاسخ که چه مقدار تنش کششی جهت فروریختن مواد سنگی در یک ضخامت مشخص از پوسته لازم است، یک نیاز اساسی در مطالعات تکتونیکی و ژئوتکنیکی است که در این تحقیق، تخمین

تنش مورد نیاز برای وقوع ریزش بلوک‌ها در گسل‌های نرمال از طریق مدل‌سازی بلوک دولایه‌ای با شرایط پوسته فوقانی شکننده بررسی شده است. لذا نازک شدگی پوسته پایینی در طول دوره‌های ثابت بین‌لرزه‌ای در نظر گرفته شده است و بنابراین در کنار محیط کششی، تغییر شکل پیوسته برشی نیز اعمال شده است. با دانستن نرخ کشش در مرحله بین‌لرزه‌ای، تنش لازم برای گسیختگی تمام ضخامت پوسته شکننده مورد آزمون، تخمین زده می‌شود.

مواد و روش‌ها

بر اساس مطالعات لئونارد (Leonard, 2010) و فولتون و راسبون (Fulton and Rathbun, 2011) زمین‌لرزه‌ها باعث گسیل انرژی ذخیره شده توسط گرادیان فشار در مرزهای صفحه هستند که موضوع یک چالش اساسی در هر دو مبحث سازوکارهای زمین‌لرزه و مسائل تحلیل خطر و ایمنی مربوط به آنها است. در مطالعه حاضر مطابق لومان (Lowman, 2011)، فرض بر این است که تغییرات جانبی در کشیدگی گوشته با رفتار ویسکوز-پلاستیک، کنترل کننده شرایط تکتونیک در مرزهای صفحه است و تغییر شکل از قاعده لیتوسفر به سطح زمین منتقل می‌شود. با توجه به رفتار شکننده پوسته فوقانی، تغییر شکل کم‌عمق به صورت دوره‌ای رخ می‌دهد و در مدت زمان بسیار کوتاه، انرژی انباشته شده در طی صدها سال آزاد می‌شود. بنابراین مدل‌های مورد بررسی در این مطالعه منطبق بر زمین‌لرزه‌های ناشی از گسل‌های نرمال در محیط‌های ژئودینامیکی مانند ریفت‌های قاره‌ای، حوضه‌های پشت قوسی، پشته‌های میان اقیانوسی، کوه‌زادهای کششی و محیط‌های در موقعیت‌های امتداد لغز (ساختارهای گل سرخی منفی[۳])، تمرکز خواهد شد. به منظور آزمایش مدل لرزه‌ای، مدل‌سازی دینامیکی اجزاء محدود با استفاده از نرم‌افزار کامسول توسط اجزاء تتراهدرال انجام شده است. تمام مراحل مدل‌سازی توسط نویسنده انجام شده است و صرفا ساختار نمایشی مدل بر اساس دوگلیونی (Doglioni, 2015) طراحی شده است تا خروجی‌ها قابل تفکیک و مقایسه باشند. اما ترتیب المان‌های مدل در این مطالعه، براساس اجزاء تتراهدرال در یک شبکه غیرساختاری است که دلیل آن، جلوگیری از تاثیرگذاری ساختار ماتریس‌های اسپارس ناشی از گسسته‌سازی معالات دیفرانسیل پاره‌ای (PDE) بر عملکرد عملیات جبر خطی مانند ضرب ماتریس در بردار است. در اینجا به طور ویژه بر روی سقوط هم‌لرزه فرادیواره تمرکز شده است و زوایای شیب گسل‌های مختلف اتخاذ شده‌اند. نخست طراحی گسل نرمال که در سرتاسر عمق دو لایه‌ای با ویژگی‌های پوسته بالایی فعالیت داشته است، فراهم می‌شود. در ادامه، با اعمال نسبت‌های طول به عمق صفحه گسل و همچنین مدل‌سازی زمین‌شناسی ساده از شرایط چرخه لرزه‌ای در دوره بین لرزه‌ای، مدل زمین شناسی چرخه لرزه‌ای در طی رخداد زمین‌لرزه و ریزش‌های مرتبط با آن پیشنهاد می‌شود. از مدل بدست آمده، درصد شکستگی‌های ایجاد شده و بسته شده و به دنبال آن حجم بلوک‌های ریزشی محاسبه می‌شود.

بیشینه حجم‌ها با فرض رابطه زیر محاسبه می‌شوند:

رابطه ۱)

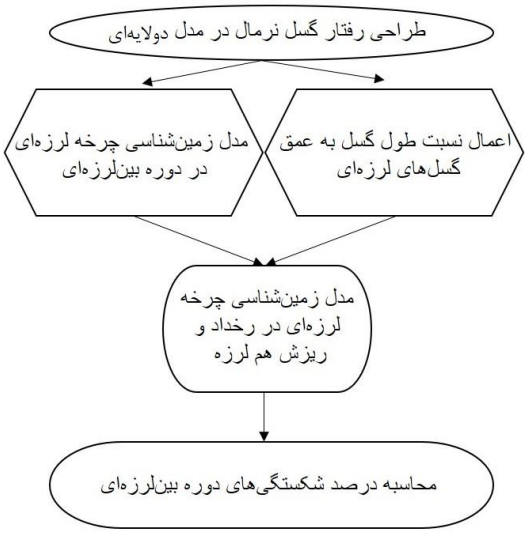
$$L = a \times z$$

که در آن، L طول گسل، z عمق کانونی و a پارامتری است که به‌عنوان تابعی از محیط تکتونیکی تغییر می‌کند. نسبت شکل در رابطه ۲:

رابطه ۲)

$$L = 3z$$

که در آن، L و z به ترتیب کشش جانبی و ارتفاع حجم شکننده هستند، با داده‌های مقالات در تکتونیک کششی مطابقت دارد (Scholz and Contreras, 1998; Leonard, 2010). شکل ۱ نمای کلی از روش پیشنهادی در این مطالعه را ارائه می‌دهد.

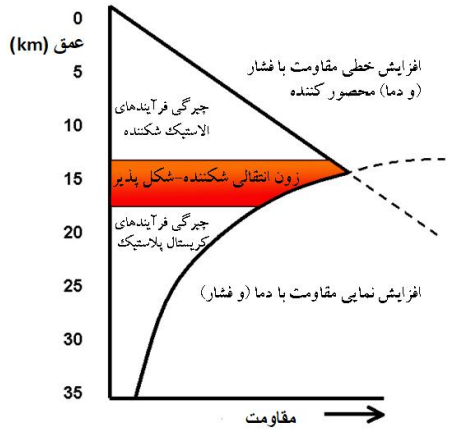


شکل ۱: فرآیند پژوهش حاضر

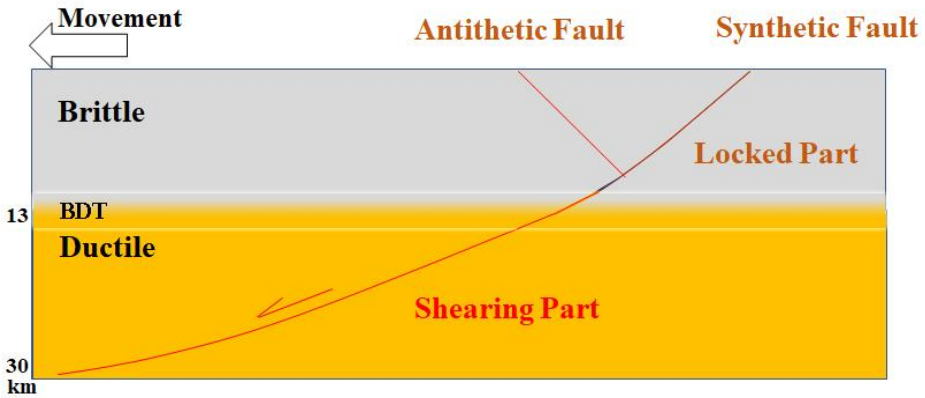
نتایج

طراحی و اجرای مدل

در مدل پوسته شامل دو لایه با ویژگی‌های پوسته بالایی (شکننده) در شرایط تکتونیک کششی، گسل‌ها می‌توانند قفل[۴] شوند و یا به آرامی رفتار خزش[۵] از خود نشان دهند. گسل قفل شده گسلی است که لغزش متوقف شود زیرا مقاومت اصطکاکی روی صفحه گسل بیشتر از تنش برشی آن است. در رفتار خزش گسل، دو طرف صفحه گسل در غیاب زمین‌لرزه‌های بزرگ به آرامی در کنار یکدیگر رفتار لغزش نشان می‌دهند. این رفتار، نوعی لغزش غیرلرزه‌ای است و می‌تواند پیوسته یا چندرویدادی[۶] باشد. در شرایط رفتاری اشاره شده، گسل‌ها می‌توانند کرنش را برای دوره‌های طولانی ذخیره کنند که سرانجام با غلبه بر مقاومت اصطکاکی بصورت زمین‌لرزه آزاد می‌شوند. در طول دوره بین‌لرزه‌ای ثابت در شرایط کشش لیتوسفری، پوسته پایینی شکل‌پذیر به طور پیوسته در حال برش و نازک شدگی توسط جریان ویسکوز است که چنین تغییر شکلی یک فرآیند پیوسته در نظر گرفته می‌شود (Doglioni et al, 2011). زون انتقالی شکننده به شکل‌پذیر که در اینجا به اختصار BDT[۷] نامیده می‌شود، به طور متوسط در پوسته میانی زمین قرار دارد. هنگامی که یک گسل با رفتار مواد شکننده در یک زون برشی با رفتار مواد شکل پذیر ادغام شود و کل پوسته را برش دهد، آنگاه انتظار می‌رود که BDT یک گرادیان فشار نشان دهد زیرا قفل شدگی در پوسته بالایی شکننده عمدتاً همراه با رفتار ویسکوز-پلاستیک پوسته پایینی (توام با برش پیوسته) است (شکل ۲). بر این اساس، طراحی صفحه گسل در دو بعد مطابق شکل ۳ برای یک مدل دو لایه‌ای انجام می‌شود.

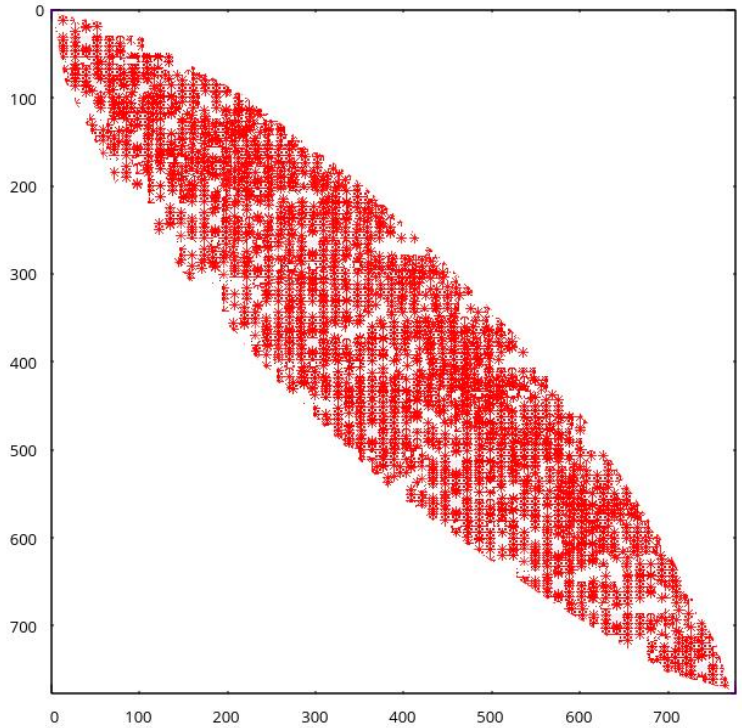


شکل ۲: مبنای طراحی مدل گسل در شرایط عبور از زون انتقالی شکننده-شکل‌پذیر با اقتباس از گریگول (Grigull, 2011)



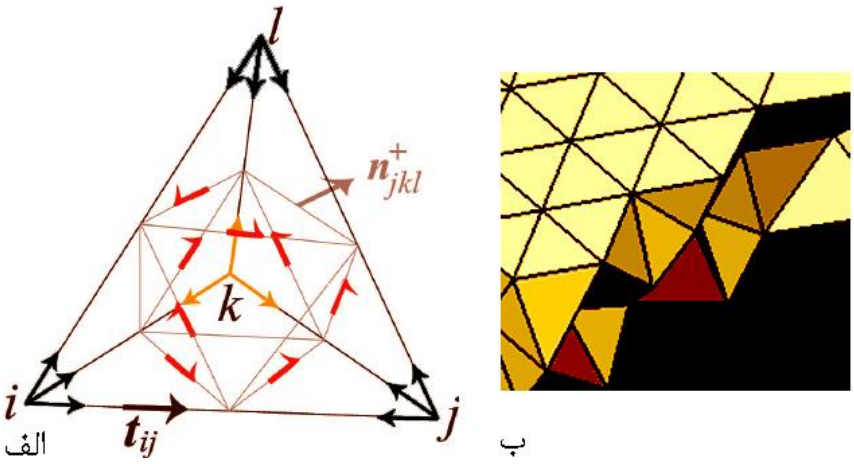
شکل ۳: طرح شماتیک رفتار گسل نرمال در مدل دولایه‌ای ساده شده شکننده-شکل‌پذیر با تغییرات از مدل دوگلیونی (Doglioni, 2015) بر اساس اعمال BDT (زون انتقالی شکننده-شکل‌پذیر) تعریف شده در شکل ۲.

مدل دینامیکی اجزاء محدود در این مطالعه که به‌منظور سقوط هم‌لرزه فرادیواره متمرکز است، از تقریب کرنش صفحه دوبعدی و رئولوژی الاستیک مدل دوگلیونی (Doglioni, 2015) با ویژگی‌های شخصی سازی شده واحدهای شکننده رسوبی (مدول یانگ: 4.5e+10 Pa؛ نسبت پواسون: 0.15) بهره می‌برد. اما همانگونه که اشاره شده، ترتیب المان‌های مدل در مطالعه حاضر، مبتنی بر یک شبکه غیرساختاری از اجزاء تتراهدرال است تا بتوان از تاثیرگذاری ساختار ماتریس‌های اسپارس ناشی از گسسته‌سازی PDE بر عملکرد عملیات جبر خطی مانند ضرب ماتریس در بردار جلوگیری کرد. بنابراین، برای شبکه اجزاء مدل، ماتریسی با ساختار مشخص در کامسول به این شرح ایجاد شده است که هر سطر مرتبط با برخی از وجه های F از مش و هر جزء غیر صفر مرتبط با وجه‌های یک یا دو سلول مجاور با وجه F باشد. به عبارت دیگر، برای مش چهاروجهی، هر ردیف حداکثر دارای ۷ جزء غیر صفر باشد. این ساختار ماتریس برای مش‌ها در محیط کامسول استفاده شده در این مطالعه در شکل ۴ نشان داده شده است.



شکل ۴: ساختار ماتریس استفاده شده در محیط کامسول برای شبکه مش‌ها در این مطالعه

شبکه اجزاء محدود از عناصر لاگرانژ خطی مثلثی ساخته شده است. هر گره از یک جزء تتراهدرال برای تحلیل مدل از سه درجه آزادی انتقالی (u، v و w) و در مجموع ۱۲ درجه آزادی مطابق شکل ۵ و رابطه ۳ تشکیل شده است.



شکل ۵: الگوی درجه آزادی انتقالی برکارگرفته شده؛ الف: به همراه ساختار چیدمان اجزاء در مجاورت یکدیگر، ب: در مدل مورد مطالعه در این پژوهش. درجه‌های آزادی انتقالی مطابق رابطه ۳ تعریف شده‌اند.

هر درجه آزادی با یک موقعیت x و یک مماس t مرتبط است. بنابراین ماتریس وندرموند[۸] در این مطالعه چنین تعریف می‌شود:

رابطه ۳)

$$VDM_{i,j} = \psi_i(x_j).t_j$$

بنابراین توابع پایه درون یابی برابر می‌شوند با:

رابطه ۴)

$$\varphi_i = \sum_j \sum VDM^{-1}_{i,j}\psi_i$$

برای هر وجه مثلثی، نقاط گره و مماس‌ها به گونه‌ای انتخاب می‌شوند که با کلاس نقاط گاوس در امتداد لبه‌ها منطبق باشند. برای درجات آزادی در داخل جزء، نقاط گرهی به‌عنوان نقاط داخلی چهار وجهی گرهی از مرتبه r+1 انتخاب می‌شوند. این کلاس امکان محاسبات عددی بر روی شبکه های ترکیبی را فراهم می‌کند. داده‌های ژئومکانیکی مدل در جدول ۱ ارائه شده است. عمق مدل بر اساس شکل ۳، ۳۰ کیلومتر و عرض آن ۱۰۰ کیلومتر در نظر گرفته شده است که در دو قسمت متمایز توسط گسل‌های نرمال جدا شده است. گرانش به عنوان نیروی تنه‌ای به همه عناصر با فرض چگالی ثابت (۲۸۵۰ کیلوگرم بر متر مکعب) و شتاب گرانش ($9.81 m \cdot s^{-2}$) اعمال می‌شود. رفتار گسل به صورت یک بدنه تماس (جفت‌های تماسی[۹]) مدل‌سازی می‌شود که در مکان و زمان، متفاوت است (حالت قفل یا باز شده).

جدول ۱: ویژگی‌های ژئومکانیکی مدل پیشنهادی در این مطالعه

مواد سنگی	چگالی (kg/m^3)	تخلخل (٪)	مدول یانگ (Pa)	نسبت پوآسون
لایه بالایی	۲۰۰۰	۱۰	۴۵	۰/۱۵
لایه پایینی	۲۷۵۰	۱	۷۰	۰/۲۵

ارتباط بزرگای زمین‌لرزه‌ها و گسل‌ها با استفاده از معادلات تجربی یک روش رایج در مطالعات لرزه‌شناسی است. این رویکرد از روابط شناخته شده بین هندسه گسل (مساحت گسل، شیب و عمق لرزه زایی (Leonard, 2010; Fulton and Rathbun, 2011)، جنبش گسل (رژیم‌های فشاری، کششی یا امتدادلغز (Hanks and Bakun, 2002) و بیشینه انرژی قابل آزاد شدن توسط یک سیستم انتخاب شده پیروی می‌کند. افزون بر این، اشاره شده است که بزرگای گشتاور (Mw) می‌تواند به طور قابل توجهی با انرژی بزرگا (Me) متفاوت باشد (Bormann and Di Giacomo; 2011). روابط تجربی موجود، بزرگای یک زمین‌لرزه را با یک سیستم دو بعدی (گسل) مرتبط می‌کنند. با این وجود، در خلال یک زمین‌لرزه، بخش سه بعدی پوسته لرزه‌زا[۱۰] تحت تاثیر جابجایی هم‌لرزه قرار می‌گیرد. همانگونه که هدف در اینجا تعریف بیشینه پتانسیل لرزه‌ای داده شده توسط یک حجم سنگ است، نقطه آغاز این است که هندسه سه بعدی

سیستم تعریف شود (یعنی طول، عمق و عرض و پس از آن، حجم شکننده). هر گونه محیط تکتونیکی حجم درگیر مربوط به خود یعنی تعیین بیشینه بزرگای مورد انتظار خاص خود را دارد. بیشینه حجم‌ها با فرض روابط ۱ و ۲ محاسبه می‌شوند. در رابطه ۱، بیشینه نسبت L/Z برای گسل نرمال حدودا برابر ۳، برای گسل امتداد لغز برابر ۱۰ و برای گسل رانشی می‌تواند است بزرگتر از ۲۵ باشد (جدول ۲). هر چه حجم درگیر بزرگتر باشد، بزرگای مورد انتظار بیشتر است. گسلش نرمال دارای بیشینه حجم کمتری نسبت به سایر محیط‌های تکتونیکی است و بیشینه بزرگای پتانسیل آن در حدود ۷/۵ -۷/۷ است که هم از نظر تئوری و هم مشاهده سازگار است. زمین‌لرزه‌های نزدیک به این بزرگا در چندین محیط کششی، صرف نظر از کشش اندازه‌گیری شده توسط GPS، برای مثال، در هر دو مناطق با کشش برابر $mm.yr^{-1}$، تا $cm.yr^{-1}$ رخ داده‌اند. این موضوع نشان می‌دهد که حجم درگیر در درجه نخست بزرگای زمین‌لرزه را کنترل می‌کند در حالی که نرخ کشش، زمان تکرار زمین‌لرزه‌ها را با تکرار کوتاه‌تر برای سرعت‌های سریع‌تر تعیین می‌کند. در حالت فرضی، پوسته بالایی از مواد کم استحکام ساخته شده است، تغییر شکل در پوسته بالایی ترجیحاً در حالت ثابت و بدون ایجاد گرادیان فشار رخ می‌دهد. در این وضعیت، در پوسته فوقانی که دمای پایین دارد، گسل به طور پیوسته دارای رفتار خزش است و گوه اتساعی تشکیل نمی‌شود. بنابراین، گوه اتساعی مزدوج زمانی به بیشترین نمود خود می‌رسد که گسل در پوسته شکننده به طور کامل قفل شود (شکل ۶). موارد بینابینی نیز بین این دو عضو انتهایی وجود دارند و بدیهی است که پوسته متشکل از چندین لایه است که مجموعا دارای تغییرپذیری در مقاومت هستند، بنابراین گرادیان‌های تنشی متعددی ایجاد می‌کنند. باز شدن شکستگی‌ها و سیالاتی که در آنها نفوذ می‌کند به تدریج گوه اتساعی را ضعیف می‌کند که در مرحله بین‌لرزه‌ای به طور فزاینده‌ای مقاومت خود را از دست می‌دهد. بنابراین، فرادیواره معلق از یک طرف روی گسل قرار دارد و از طرف دیگر توسط گوه اتساعی محدود شده است. دیاگرام طیف تغییرات اتساع در طول دوره‌های بین‌لرزه‌ای و لرزه‌ای حاصل از مدل شکل ۵ و روابط ۳ و ۴، به صورت آشکار بازتاب کننده تاثیرات به ترتیب قفل‌شدگی و فعالیت مجدد گسل می‌باشد (شکل ۷).

در تفسیر این خروجی از مدل، هنگامی که مقاومت گسل و گوه مزدوج به اندازه کافی نباشند تا فرادیواره را نگه دارند، ریزش ناگهانی باعث ایجاد زمین‌لرزه می‌شود (شکل ۸). به منظور بررسی اینکه آیا شوک اصلی نزدیک به BDT رخ داده است، می‌توان از پروفایل‌های رئولوژیکی منطقه‌ای بهره جست (Barba et al, 2008, 2010). چنین پروفایل‌هایی یک BDT را در حدود ۱۰ کیلومتر نشان می‌دهند که مطابق با مشاهدات لرزه‌شناسی است که دیده می‌شود بیشتر لرزه‌خیزی پوسته صفحه بالایی در امتداد آپنین در حدود ۱۰-۱۵ کیلومتری ناپدید می‌شود (Chiarabba et al, 2005). این پروفیل‌های رئولوژیکی، فرضیه‌ای را که در شکل ۱ برای پوسته شکننده فوقانی و یک پوسته پایینی شکل‌پذیر در آپنین مرکزی ارائه شده است، توجیه می‌کنند (Doglioni et al, 2011). در این مطالعه تنش برشی تسلیم τ_s توسط یک کمینه بین تنش برشی خزشی و لغزش اصطکاکی مطابق دوگلیونی (Doglioni et al, 2011) چنین به دست می‌آید:

رابطه ۵)

$$\tau_s = \tau_s^{fric} - \tau_s^{creep}$$

که برای محیط رژیم تنش کششی چنین محاسبه می‌شود:

رابطه ۶)

$$\tau_s^{fric} = \frac{(\rho - \rho H_2O)gh}{1 + [\sin(tan^{-1}\mu)^{-1}}$$

که در آن g شتاب گرانش، ρ چگالی سنگ برابر ۲۶۰۰ کیلوگرم بر متر مکعب، ρH_2O چگالی آب برابر ۱۰۲۳ کیلوگرم بر متر مکعب و μ اصطکاک است. τ_s^{creep} نیز چنین بدست می‌آید:

رابطه ۷)

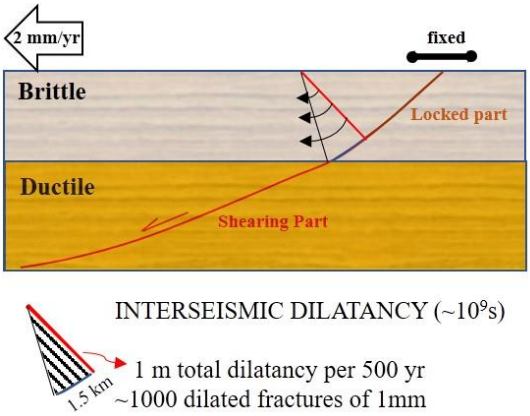
$$\tau_s^{creep} = \frac{1}{2}A(2\dot{\varepsilon}_s)^{1/n}\exp(\frac{B}{T})$$

که $\dot{\varepsilon}_s$ نرخ کرنش برشی، T دمای وابسته به عمق، A = 2.11×10^6 Pa $s^{1/3}$، B = 8625K و n = 2.4 پارامترهای رئولوژیکی هستند (Bird, 1978; Tullis, 1979; Barba et al, 2008, 2010). بنابراین، از BDT به سطح ممکن است انباشته شدن انرژی پتانسیل الاستیک و گرانشی در یک حجم "معلق[۱۱]" وجود داشته باشد (Doglioni, 2011; Doglioni, 2014). با توجه به اینکه حاصلضرب حجم در چگالی، جرم گوه فرادیواره را نشان می‌دهد، فرادیواره زمانی فرو می‌ریزد که وزن این حجم بر مقاومت صفحه گسل و گوه اتساعی پیشی گیرد. در مرحله هم‌لرزه[۱۲]، گوه تا حدی

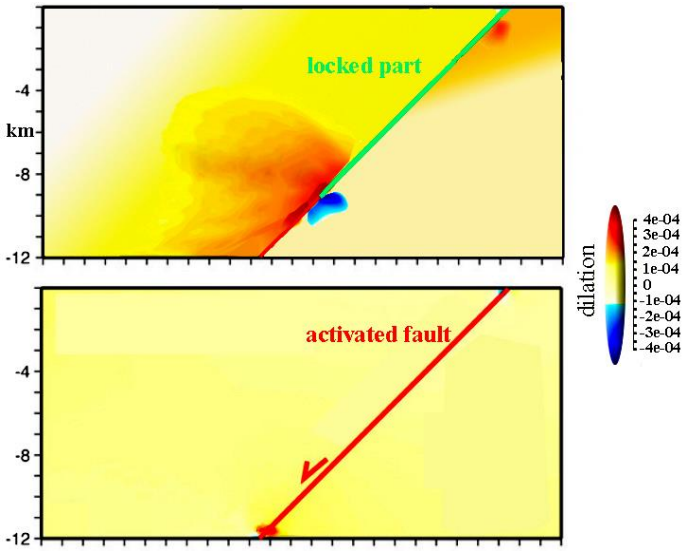
از طریق بسته شدن شکست، اتساع ایجاد شده در طول دوره بین لرزه‌ای را بازیابی می‌کند. در شکل‌های ۷ و ۸ این چرخه لرزه‌ای بصورت اجرای مدل تحلیلی نشان داده شده است. به نظر می‌رسد که این فرآیند همراه با خروج سیالاتی باشد که در شکستگی‌ها نفوذ کرده‌اند.

جدول ۲: نسبت طول گسل به عمق گسل‌های لرزه‌ای. رابطه بین طول گسل (L) و عمق (z) حجم فعال شده در خلال زمین‌لرزه‌های مربوط به تعدادی از رخدادهای پرانرژی و بررسی شده در سه شرایط مختلف تکتونیکی در طول قرن گذشته. نسبت یاد شده از سازوکار نرمال به امتداد لغز و رانش افزایش می‌یابد (Doglioni, 2015)

سازوکار گسل	رخداد	M	Z (km)	L (km)	L/Z	مرجع
نرمال	ایرپینیا (۱۹۸۰)	۶/۹	۱۵	~۴۵	۳	برنارد و زولو (۱۹۸۹)
امتدادلغز	پشته مک-کواری (۱۹۸۹)	۸/۱	۱۲-۱۵	~۱۴۰	۹/۳-۱۱/۶	تیچلار و روف (۱۹۹۰)
معکوس	شیلی (۱۹۶۰)	۹/۵	۳۰-۴۰	~۹۰۰	۲۲/۵-۳۰	بارینتوز و وارد (۱۹۹۰)



شکل ۶: مدل زمین‌شناسی اقتباس از مدل دوگلیونی (Doglioni, 2015) برای چرخه لرزه‌ای در طول دوره بین‌لرزه‌ای

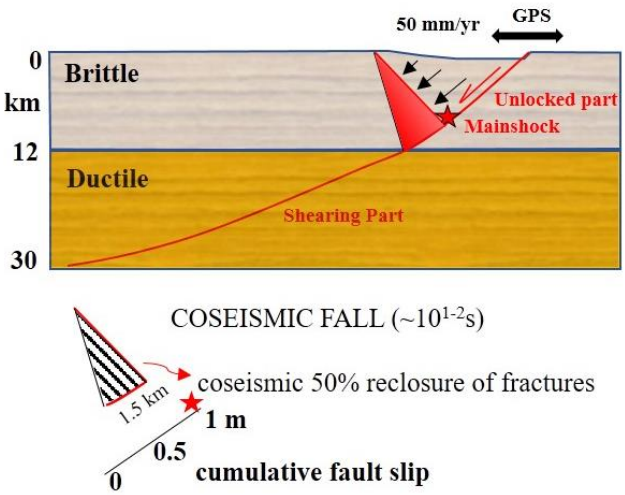


شکل ۷: طیف تغییرات اتساع در طول دوره‌های بین‌لرزه‌ای (بالا) و لرزه‌ای (پایین) حاصل از مدل با ساختار اجزاء محدود شکل ۵ و روابط ۳ و ۴، بازتاب کننده تاثیرات به ترتیب قفل‌شدگی (بالا) و فعالیت مجدد گسل (پایین).

بحث

با توجه به شکل ۶، در حالی‌که پوسته پایینی به طور پیوسته دارای رفتار برشی است، پوسته بالایی شکننده قفل می‌شود و بنابر نتیجه کار (Doglioni, 2015)، یک گوه انبساطی تصور می‌شود که عرض این مثلث در اینجا به صورت فرضی به گونه‌ای تصویر شده است که بر یک بخش

آنتی تتیک[۱۳] نسبت به گسل قفل شده که حدودا دارای ۳/۵ کیلومتر ضخامت است، تاثیر کند. زمانی که صفحه گسل و گوه اتساعی دیگر نتوانند بلوک معلق بالایی را حفظ کنند، غیر قابل نفوذ شدن جزئی شکستگی‌های ناشی از گردش سیالات می‌تواند مورد انتظار باشد و شکستگی‌های باز باقی‌مانده امکان سقوط فرادیواره را در مرحله لرزه‌خیزی فراهم می‌کنند. ریزش هم‌لرزه فرادیواره می‌تواند به عنوان مثال تنها نیمی از کل کشیدگی را بازیابی کند. توجه شود که شوک اصلی در صفحه گسل در انتهای بالایی گوه اتساعی قرار دارد که مطابق با مشاهدات لرزه‌شناسی نشان می‌دهد شوک اصلی کمی بالاتر از انتهای عمیق‌تر زون گسیختگی قرار دارد - تطبیق مدل دوگلیونی (Doglioni, 2015) با زمین‌لرزه کششی ۱۹۷۰ پیرانشهر (Ghanbari, 1995). در این گوه استنتاج می‌شود که شکستگی‌های باز در حد میلی‌متری ایجاد می‌شوند. این شکستگی‌ها می توانند تا حدی توسط سیمان و بخشی توسط سیالات پر شوند که در لاگ‌های مربوط به گمانه‌های اکتشاف هیدروکربنی نشان داده شده‌اند و با مدل سازی آنالوگ پیش بینی شده‌اند (Holland et al, 2011). این سازوکار به عنوان دیلاتانسی[۱۴] نیز تعریف شده است که پدیده‌ای است که در آن، شکستگی‌ها و ترک‌ها در اثر تنش در سنگ‌ها ایجاد و باز می‌شوند (Frank, 1965; Anderson, 2012). این گوه اتساع یافته از تقسیم کرنش[۱۵] و گرادیان فشار بین پوسته پایینی شکل‌پذیر و پوسته فوقانی شکننده استنتاج می‌شود. وقوع گوه اتساع یافته از مدل زمین‌شناسی شکل ۶ نیز با این واقعیت پشتیبانی می‌شود که فرادیواره یک گسل نرمال نمی‌تواند بدون خلاء مربوطه در پایه بخش گسل فعال شده فرو بریزد (شکل ۶). یک پوسته شکننده با ضخامت حدود ۱۲ کیلومتر به حدود ۱۶۰ مگاپاسکال نیاز دارد تا تحت کشش بشکند. افزون بر این، هنگامی که سنگ‌ها شکسته شوند (به عنوان مثال، شکستگی در سنگ آهک)، مولفه‌ی الاستیک آنها از بین می‌رود و شکستگی‌ها ممکن است توسط سیمان پر شوند یا خیر که این امر به گردش سیال، عمق تعدیل کربنات، دما، فشار، محتوای CO_2 موجود در سیستم و غیره بستگی دارد. در مرحله اولیه ریزش، فشار سیال افزایش می‌یابد (Lucente et al, 2009; Terakawa et al, 2010) که از وجود شکستگی‌های باز (که در مراحل پیش از زمین‌لرزه توسط سیالات پر شده‌اند) پشتیبانی می‌کند که در اثر ریزش فرادیواره، تحت فشار قرار می‌گیرند. در شکل ۶ با اعمال حرکت کششی برابر با ۲ میلی‌متر در سال در مرحله بین‌لرزه‌ای، با احتساب مجموعا ۱۰۰۰ شکستگی اتساعی با ضخامت یک میلی‌متر، مجموعا ۱ متر اتساع در ضخامت گوه در طی ۵۰۰ سال حاصل می شود. با وقوع رخداد، لایه شکننده از حالت قفل خارج شده و در حالت لغزش قرار می‌گیرد که در این حالت مطابق شکل ۷، بیشتر طیف تغییرات اتساع که در محل اتصال بخش قفل شده با بخش آزاد گسل گستردگی دارد، از بین می‌رود و بنابراین، مطابق شکل ۸، حدود ۵۰ درصد شکستگی‌های دوره بین‌لرزه‌ای دوباره بسته می‌شود در این مرحله، لغزش تجمعی با حرکت از مرز دو لایه یعنی BDT به سمت شوک اصلی افزایش می‌یابد.



شکل ۸: مدل زمین‌شناسی اقتباس از مدل دوگلیونی (Doglioni, 2015) برای چرخه لرزه‌ای در زمان رخداد و ریزش هم‌لرزه

نتیجه‌گیری

براساس نتایج به‌دست آمده از اجرای مدل اجزاء محدود از پوسته کششی دولایه‌ای ساده شده، با در نظر گرفتن اینکه پوسته پایینی به‌طور پیوسته دارای رفتار برشی است، پوسته بالایی شکننده در مرحله بین‌لرزه‌ای از یک چرخه لرزه‌ای قفل می‌شود و با مقایسه نتیجه این کار با کارهای مشابه پیشین (Doglioni, 2015)، یک گوه انبساطی استنتاج می شود که یک ضلع آن بر بخش آنتی‌تتیک گسل قفل شده منطبق است. با توجه به نتایج به دست آمده، اگر صفحه گسل و گوه اتساعی نتوانند بلوک معلق بالایی را حفظ کنند، آنگاه غیر قابل نفوذ شدن جزئی شکستگی‌های ناشی از گردش سیالات می‌تواند مورد انتظار باشد و با توجه به شکستگی‌های باز باقی‌مانده، ریزش فرادیواره در مرحله بین‌لرزه‌ای فراهم می‌شود. دیده شد که شوک اصلی در امتداد گسل در انتهای بالایی گوه اتساعی قرار دارد که مطابق با مشاهدات لرزه‌شناسی است که نشان می‌دهند شوک اصلی کمی بالاتر از انتهای عمیق‌تر زون گسیختگی قرار دارد. ایجاد گوه اتساع یافته حاصل از تقسیم کرنش و گرادیان فشار بین پوسته پایینی شکل پذیر و پوسته فوقانی شکننده با این واقعیت پشتیبانی می‌شود که فرادیواره یک گسل نرمال نمی‌تواند بدون خلاء مربوطه در پایه بخش گسل فعال شده فرو بریزد (شکل ۳). همچنین دیده شد که پوسته شکننده با ضخامت حدود ۱۲ کیلومتر به حدود ۱۶۰ مگاپاسکال نیاز دارد تا تحت کشش بشکند. با اعمال حرکت کششی برابر با ۲ میلی‌متر در سال در مرحله بین‌لرزه‌ای، با احتساب مجموعا ۱۰۰۰ شکستگی اتساعی با ضخامت یک میلی‌متر، مجموعا ۱ متر اتساع در ضخامت گوه در طی ۵۰۰ سال حاصل می‌شود. با وقوع شوک اصلی در لایه شکننده، وضعیت در حالت لغزش قرار می‌گیرد و بنابراین، ۵۰ درصد شکستگی‌های حاصل از دوره بین‌لرزه‌ای دوباره بسته (ریکاوری) می‌شوند. در این مرحله، لغزش تجمعی با حرکت از مرز دو لایه یعنی BDT به سمت شوک اصلی افزایش می‌یابد. با توجه به سرعت کمتر کشش در مدل حاضر نسبت به مدل دوگلیونی (۲/۵ در برابر ۴ میلی‌متر در سال)، اختلاف نتیجه تنش مورد نیاز برای شکست پوسته شکننده می‌تواند ارتباط معنا داری با نرخ کشش داشته باشد. از طرفی اختلاف ویژگی‌های سنگی در مدل حاضر با مدل دوگلیونی نیز ممکن است به اختلاف در نتایج منجر شود. بنابراین، مطالعه بیشتر تاثیر متغیرهای جنس و سرعت در فرآیند توسعه بلوک‌های ریزشی می‌تواند از جمله هدف‌های پژوهشی آینده باشد.

سپاسگزاری

نگارنده از انتشارات دانشگاه تبریز بابت در اختیار قرار دادن برخی منابع مورد استفاده قدردانی می‌نماید.

پانوشت

1-Elastic rebound
2-Shear heating
3-Negative flower structure
4-Locked
5-Creeping
6-Episodic
7-Brittle-ductile transition
8-Vandermonde
9-Contact pairs
10-Seismogenic crust
11-Suspended
12-Coseismic stage
13-Antithetic
14-Dilatancy
15-Strain partitioning

References

Anderson, E.M., 2012. Faulting, Fracturing and Igneous Intrusion in the Earth's Crust. Geological Society of London.

Barba, S., Carafa, M.M. and Boschi, E., 2008. Experimental evidence for mantle drag in the Mediterranean. Geophysical Research Letters, v. 35(6).

Barba, S., Carafa, M.M., Mariucci, M.T., Montone, P. and Pierdominici, S., 2010. Present-day stress-field modelling of southern Italy constrained by stress and GPS data. Tectonophysics, v. 482(1-4), p. 193-204.

Bormann, P. and Di Giacomo, D., 2011. The moment magnitude M w and the energy magnitude M e: common roots and differences. Journal of Seismology, v. 15, p. 411-427.

Carminati, E., Doglioni, C. and Barba, S., 2004. Reverse migration of seismicity on thrusts and normal faults. Earth-Science Reviews, v. 65(3-4), p. 195-222.

Chao, B.F., Gross, R.S. and Dong, D.N., 1995. Changes in global gravitational energy induced by earthquakes. Geophysical Journal International, v. 122(3), p. 784-789.

Chiarabba, C., Jovane, L. and DiStefano, R., 2005. A new view of Italian seismicity using 20 years of instrumental recordings. Tectonophysics, v. 395(3-4), p. 251-268.

Chopra, A.K., 2001. Dynamics of structures: Theory and applications to earthquake engineering (2nd ed.).

Dahlen, F.A., 1977. The balance of energy in earthquake faulting. Geophysical Journal International, v. 48(2), p. 239-261.

Dempsey, D., Ellis, S., Archer, R. and Rowland, J., 2012. Energetics of normal earthquakes on dip-slip faults. Geology, v. 40(3), p. 279-282.

Doglioni, C., Barba, S., Carminati, E. and Riguzzi, F., 2011. Role of the brittle–ductile transition on fault activation. Physics of the Earth and Planetary Interiors, v. 184(3-4), p. 160-171.

Doglioni, C., Barba, S., Carminati, E. and Riguzzi, F., 2014. Fault on–off versus coseismic fluids reaction. Geoscience Frontiers, v. 5(6), p. 767-780.

Doglioni, C., Carminati, E., Petricca, P. and Riguzzi, F., 2015. Normal fault earthquakes or graviquakes. Scientific Reports, v. 5(1), p. 1-12.

Frank, F.C., 1965. On dilatancy in relation to seismic sources. Reviews of Geophysics, v. 3(4), p. 485-503.

Fulton, P.M. and Rathbun, A.P., 2011. Experimental constraints on energy partitioning during stick–slip and stable sliding within analog fault gouge. Earth and Planetary Science Letters, v. 308(1-2), p. 185-192.

Ghanbari, E., 1995. Geology and Mapping Fractures for Earthquake Hazard Study of Tabriz- Marand-Salmas Regions Azerbaijan- Iran. 17 th International Cartographic Conference 10 th General Assembly of ICA Barcelona-Catalunya- Spain.

Grigull, S., 2011. Insights into the rheology of rocks under brittle-ductile deformation conditions from an exhumed shear array in the Southern Alps: Victoria University of Wellington New Zealand, 198 p.

Hanks, T.C. and Bakun, W.H., 2002. A bilinear source-scaling model for M-log A observations of continental earthquakes. Bulletin of the Seismological Society of America, v. 92(5), p. 1841-1846.

Holland, M., Van Gent, H., Bazalgette, L., Yassir, N., Strating, E.H.H. and Urai, J.L., 2011. Evolution of dilatant fracture networks in a normal fault—Evidence from 4D model experiments. Earth and Planetary Science Letters, v. 304(3-4), p. 399-406.

Kanamori, H. and Rivera, L., 2006. Energy partitioning during an earthquake. Ch. 1: 3–13, American Geophysical Union.

Leonard, M., 2010. Earthquake fault scaling: Self-consistent relating of rupture length, width, average displacement, and moment release. Bulletin of the Seismological Society of America, v. 100(5A), p. 1971-1988.

Leonard, M., 2010. Earthquake fault scaling: Self-consistent relating of rupture length, width, average displacement, and moment release. Bulletin of the Seismological Society of America, v. 100(5A), p. 1971-1988.

Lowman, J.P., 2011. Mantle convection models featuring plate tectonic behavior: An overview of methods and progress. Tectonophysics, v. 510(1-2), p. 1-16.

Lucente, F.P., De Gori, P., Margheriti, L., Piccinini, D., Di Bona, M., Chiarabba, C. and Agostinetti, N.P., 2010. Temporal variation of seismic velocity and anisotropy before the 2009 MW 6.3 L'Aquila earthquake, Italy. Geology, v. 38(11), p. 1015-1018.

Marone, C., 1998. Laboratory-derived friction laws and their application to seismic faulting. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, v. 26(1), p. 643-696.

Okamoto, T. and Tanimoto, T., 2002. Crustal gravitational energy change caused by earthquakes in the western United States and Japan. Earth and Planetary Science Letters, v. 195(1-2), p. 17-27.

Pittarello, L., Di Toro, G., Bizzarri, A., Pennacchioni, G., Hadizadeh, J. and Cocco, M., 2008. Energy partitioning during seismic slip in pseudotachylyte-bearing faults (Gole Larghe Fault, Adamello, Italy). Earth and Planetary Science Letters, v. 269(1-2), p. 131-139.

Ruina, A., 1983. Slip instability and state variable friction laws. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 88(B12), p. 10359-10370.

Scholz, C.H. and Contreras, J.C., 1998. Mechanics of continental rift architecture. Geology, v. 26(11), p. 967-970.

Schorlemmer, D., Wiemer, S. and Wyss, M., 2005. Variations in earthquake-size distribution across different stress regimes. Nature, v. 437(7058), p. 539-542.

Šuklje, L., 1969. Rheological aspects of soil mechanics – Wiley-Interscience, London, 571 p.

Terakawa, T., Zoporowski, A., Galvan, B. and Miller, S.A., 2010. High-pressure fluid at hypocentral depths in the L'Aquila region inferred from earthquake focal mechanisms. Geology, v. 38(11), p. 995-998.

Vaníček, I., 2013. The importance of tensile strength in geotechnical engineering. Acta Geotechnica Slovenica, v. 10(1), p. 5-17.