

بررسی ارتباط بین مؤلفه‌های تنش کشندی و رویدادهای لرزه ای در حریم گسل مشا

حمیدرضا سپاهیان^۱، ناصر حافظی مقدس^{۲*}، حسین صادقی^۳ و رضا خواجهی^۴

^۱دانشجوی دکتری دانشگاه فردوسی مشهد، دانشکده علوم، پردیس بین الملل، مشهد، ایران

^۲استاد، دانشگاه فردوسی مشهد، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی، مشهد، ایران

^۳دانشیار، دانشگاه فردوسی مشهد، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی، مشهد، ایران

^۴استادیار، دانشگاه فردوسی مشهد، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی، مشهد، ایران

(دریافت: ۱۴۰۰/۱۰/۲۲، پذیرش: ۱۴۰۱/۰۳/۲۸)

چکیده

مطالعات نشان می‌دهد اجرام آسمانی با اعمال نیروی گرانشی هرچند کم خود نسبت به نیروهای تجمیعی زمین‌ساختی می‌توانند در ایجاد زمین لرزه مؤثر باشند. این نیروها در محیط سیال سبب افزایش فشار منفذی و تسهیل گسیختگی و چکانش زمین لرزه می‌شوند. در این پژوهش پیوند زمین لرزه‌ها با مؤلفه‌های تنش کشندی در حریم گسل امتدادلغز چپگرد مشا بررسی شد. به این منظور از داده‌های لرزه‌ای IIEES و NEIC، از سال ۱۹۷۵ تا ۲۰۲۰ استفاده شد. از تعداد کل ۱۸۸ رویداد لرزه‌ای رخ داده در پیرامون گسل با بزرگای بیش از ۲، پس از حذف پیش لرزه و پس لرزه به روش ریزنبرگ و در نظر گرفتن بزرگای کامل شده ($M_c = 2/8$)، تعداد ۸۴ رویداد بررسی شد.

با توجه به گسلش سطحی و موقعیت کانونی زمین لرزه‌ها و با این فرض که رویدادها در صفحه گسلی رخ داده‌اند، معادله ریاضی صفحه گسلی برازش و در قالب قطعات گسلی مدل شد. سپس مؤلفه‌های تنش اصلی و برشی در چارچوب (قاب) صفحه با کمک ماتریس تبدیل گنجانده و محاسبه شد. نتایج نشان می‌دهد مؤلفه افقی شمالی- جنوبی تنش کشندی، بیشترین تأثیر را بر نیروهای زمین‌ساختی گذاشته و آن بخش از این مؤلفه که به سمت جنوب عمل کرده است، سبب به چپ راندن پوش تنش گسیختگی مور و تسهیل در چکانش زمین لرزه شده است.

رویدادها در قاب صفحه‌های مدل شده به روش آزمون شوستر و دوجمله‌ای، در دو حالت متعارف فاز ۳۶۰ و ± 180 درجه از نظر آماری بررسی شدند. نتایج این آزمون در سطح آزمون ۵٪، همبستگی مناسبی را بین نیروهای کشندی و زمین لرزه‌ها در محدوده بزرگای ۴/۹-۲/۸ نشان نمی‌دهد، ولی با دسته‌بندی داده‌ها، مشخص شد که مؤلفه‌های تنش برشی کشندی با زمین لرزه‌هایی با بزرگای ۳ تا ۳/۹ مرتبط هستند.

واژه‌های کلیدی: تنش کشندی، گسل امتدادلغز مشا، مدل ریاضی گسل، آزمون شوستر

۱ مقدمه

است (شکل ۱). رابطه کلی در این خصوص همان رابطه معروف گرانش نیوتن است. معمولاً در محاسبات کشندی از پارامتری به نام پتانسیل کشندی استفاده می‌شود:

$$\text{Tidal Potential} = W_2 = \frac{Gm}{2} \frac{a^2}{r^3} (3\cos^2\theta - 1) \quad (۱)$$

روابط اصلی دیگر همچون نیرو (F)، مقدار جابه‌جایی (u) و کرنش (e) نیز از مشتقات این رابطه هستند (هیتن، ۱۹۷۵):

$$F_r = -\frac{\partial W_2}{\partial a}, \quad (۲)$$

$$F_\theta = -\frac{\partial W_2}{\partial \theta} \quad (۳)$$

$$u_r = \frac{h}{g} W_2 \quad (۴)$$

$$u_\theta = \frac{l}{g} \frac{\partial W_2}{\partial \theta} \quad (۵)$$

$$e_{rr} = \frac{\partial u_r}{\partial r} \quad (۶)$$

$$e_{\theta\theta} = \frac{1}{r} \frac{\partial u_\theta}{\partial \theta} + \frac{u_r}{r} \quad (۷)$$

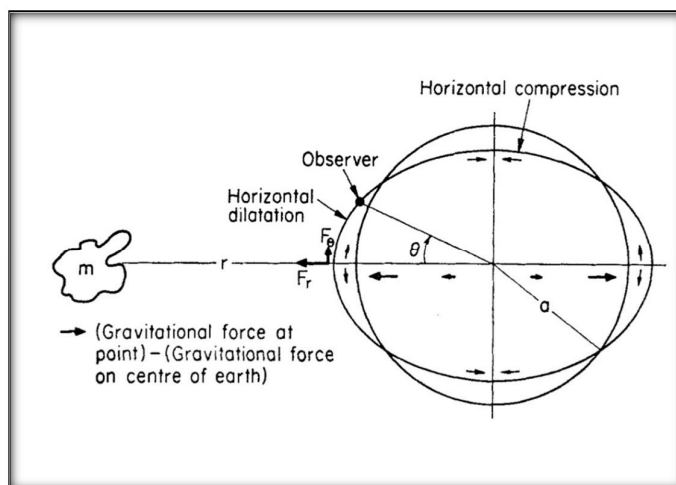
l و h اعداد love هستند و به ترتیب برابرند با: $h \approx 0.6$ و $l \approx 0.8$.

کشندها به صورت جداگانه برای ماه و خورشید محاسبه و سپس با یکدیگر ترکیب می‌شوند. دامنه کشند وابسته به ماه تقریباً دو برابر دامنه کشند خورشید است. نیروی کشندی خود در قالب دو مؤلفه قائم و سطحی اثر می‌کند. از آنجا که شتاب گرانش توده زمین چندین مرتبه بزرگ‌تر از کشند شعاعی است ($|a| \approx 10^{-7} g$) و معادل شتاب گرانشی زمین نیست؛ بنابراین در عمل می‌توان از این مؤلفه چشم‌پوشی کرد ولی از مؤلفه سطحی شتاب که مسبب کشندهای روی زمین است، نمی‌توان چشم‌پوشی کرد. این مؤلفه شتاب یا نیرو که شتاب یا نیروی واقعی است، اغلب به نام شتاب یا نیروی کشندی نامیده می‌شود (درنج، ۲۰۱۷). بیشتر مطالعات جدیدی که پیوند بین رویدادهای لرزه‌ای و نیروهای کشندی را تأیید کرده‌اند، در نقاطی انجام شده‌اند که نیروهای هیدرواستاتیک آب و سیالات ماگمایی در آن دخالت دارند. علاوه بر این، جابه‌جایی بار ناشی از تغییرات فشار ستون آب، تنش گسل‌هایی را افزایش داده

زمین جامد همیشه تحت تأثیر نیروی جاذبه خورشید، ماه و سایر سیارات و اجرام آسمانی است و این موضوع موجب دگرشکلی آن می‌شود که به آن کشندهای زمین (Earth tide) می‌گویند. نیروهای کشندی (tidal forces) را اغلب ماه و خورشید اعمال می‌کنند. پدیده کشند در کنار سواحل از دوره‌های پیش از تاریخ (قبل از میلاد مسیح) شناخته شده است؛ زیرا سواحل معمولاً به دلیل نبودن کوه و درخت و دیگر موانع و همچنین دیدن افق، برای رصد ستارگان از مکان‌های مناسب محسوب می‌شدند. دانشمندان یونان باستان در سده چهار پیش از میلاد، حرکات شناورهای دریایی را در سفر به سرزمین‌های فتح شده به‌طور دقیق شناسایی کردند (دپاریس و همکاران، ۲۰۱۳).

هدف از این پژوهش بررسی پیوند و ارتباط بین رویدادهای لرزه‌ای در اطراف گسل مشا و نیروهای کشندی (ماه و خورشید) و تأثیرگذاری یا بی‌تأثیری نیروهای کشندی در چکانش یا آغازگری (trigerring) زمین‌لرزه در محدوده اطراف این گسل است. در صورت مؤثر بودن این نیروها، چگونگی این تأثیرگذاری و مؤلفه‌های مؤثرتر تنش کشندی نیز بررسی خواهد شد. علاوه بر این، درباره یکسان بودن یا نبودن این پیوند در بازه‌های متفاوت بزرگا و چگونگی اندازه‌گیری آن نیز بحث می‌شود. همخوانی نتایج این بررسی با نتایج پژوهش‌های پیشین نیز از مسائلی است که بررسی خواهد شد. بدیهی است با بررسی و آشنایی هرچه بیشتر نحوه عملکرد تأثیر اجرام آسمانی بر زمین، بخش دیگری از ناشناخته‌های ما از پیوند بین نیروهای خارجی اعمال شده بر زمین و رخداد زمین‌لرزه به‌عنوان پدیده‌ای مخرب آشکارتر می‌شود.

هنگامی که توده کشندی به‌طور مستقیم در بالای سر قرار دارد، زمین به سمت بالا خمش پیدا می‌کند و تنش‌های کشندی، افقی کششی هستند. زمانی که توده آسمانی ایجادکننده کشند در افق باشد، تنش کشندی افقی فشاری



شکل ۱. طرح کلی نیروهای کشندی و دگرشکلی اعمال شده بر زمین ناشی از جرم آسمانی، برگرفته از هیتن (۱۹۷۵).

سه دهه اخیر، مقالات متعددی منتشر شده است که می‌توان برای نمونه به هیتن (۱۹۷۵)، سوچی و استاوینچی (۱۹۹۹)، هوای و ژیاامینگ (۲۰۰۱)، هوای هو (۲۰۱۲)، متیویر (۲۰۰۹)، تاناکا و همکاران (۲۰۰۲)، فو و همکاران (۲۰۱۵)، لی و همکاران (۲۰۱۸)، ورگس و اسپاتالاس (۲۰۱۶)، تان و همکاران (۲۰۱۹) و مقالات متعدد دیگر اشاره کرد.

در این مطالعه با توجه به نزدیکی گسل مشا به کلان‌شهر تهران و اهمیت آن در ایجاد زمین‌لرزه‌های اصلی در پیرامون این شهر و نیز وجود داده‌های لرزه‌ای به نسبت درخور توجه در محدوده این گسل جهت بررسی‌های آماری، گسل مشا به‌عنوان گسل اصلی اطراف شهر تهران بررسی می‌شود.

۲ موقعیت و داده‌ها

گسل مشا در شمال تهران، عرض جغرافیایی $36^{\circ}35' - 35^{\circ}35'$ شمالی و طول جغرافیایی $53^{\circ} - 50^{\circ}4'$ شرقی واقع است (شکل ۲). این گسل به درازای تقریبی ۲۱۰ کیلومتر (جوادی و همکاران، ۱۳۹۲) از شمال باختری فیروزکوه آغاز و پس از گذشتن از شمال شهر دماوند و حدود ۱۵ کیلومتری جنوب کوه آتشفشانی دماوند، از شمال لواسان و

است که معمولاً نرمال یا شیب‌لغز هستند و کمتر گزارشی از پیوند مثبت بین گسلش امتدادلغز و نیروهای کشندی ارائه شده است.

بیشتر مطالعات جدیدی که پیوند بین رویدادهای لرزه‌ای و نیروهای کشندی را تأیید کرده‌اند، در نقاطی انجام شده‌اند که نیروهای هیدرواستاتیک آب و سیالات ماگمایی در آن دخالت دارند. علاوه بر این، جابه‌جایی بار ناشی از تغییرات فشار ستون آب، تنش گسل‌هایی را افزایش داده است که معمولاً نرمال یا شیب‌لغز هستند و کمتر گزارشی از پیوند مثبت بین گسلش امتدادلغز و نیروهای کشندی ارائه شده است.

خاکشور و همکاران (۱۳۸۷) با تأیید وجود ارتباط مثبت بین نیروهای کشندی و رویدادهای لرزه‌ای، نشان دادند که بیشترین زلزله‌ها در فصل بهار و در اوایل و اواخر ماه قمری روی می‌دهد و اوج زلزله در فصل بهار و پاییز در بعد از ظهر (ساعت‌های ۱۶ و ۱۷) و در تابستان و زمستان (انقلابین) شب‌هنگام (بین ساعت ۱۹ تا ۲۱) روی می‌دهد.

شوستر (۱۸۹۷) روشی برای بررسی نیروهای کشندی و تأثیر آنها بر زمین‌لرزه‌ها معرفی کرد که تاکنون از آن همچنان استفاده می‌شود. در چند دهه گذشته به‌ویژه در دو

(<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>)
گردآوری شده‌اند و دقت زیادی در تعیین کانون زمین لرزه و آمار کامل تر سالیانه دارند، تجزیه و تحلیل شده است. یکپارچه‌سازی داده‌های لرزه‌ای بر پایه معادل‌سازی بزرگای زمین لرزه‌ها به بزرگای گشتاوری (Mw) صورت گرفت. در مجموع ۱۸۸ رویداد لرزه‌ای در حریم ۱۰ کیلومتری گسل مشا با بزرگای بزرگ‌تر یا مساوی ۲ شناسایی شد. همچنین پنج زمین لرزه تاریخی در اطراف گسل ثبت شده است که بزرگ‌ترین آن، زمین لرزه سال ۹۵۸ میلادی در شمال شرقی تهران است که در بخش شرقی گسل مشا با بزرگای معادل $Mw=7/7$ رخ داده است.

۳ روش تحقیق

گام‌های اصلی در روش پژوهش حاضر عبارت‌اند از:
- گردآوری داده‌های لرزه‌ای (IIEES و NEIC) رخ داده از سال ۱۹۷۵ میلادی تا ۲۰۲۰ پیرامون منطقه مورد مطالعه؛
- یکپارچه‌سازی داده‌ها (با توجه به تنوع بزرگای داده‌های لرزه‌ای منابع، یکپارچه‌سازی بزرگای رویدادهای لرزه‌ای ضروری است؛ بنابراین بزرگای همه داده‌ها به بزرگای گشتاوری (Mw) معادل (غفوری آشتیانی و همکاران، ۱۳۹۳) تبدیل شده است)؛
- برآورد بزرگای کامل شده (Mc of magnitude completeness) برای محدوده پژوهش؛
- حذف پیش‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌ها؛
- محاسبه کرنش و تنش کشندی برای هر یک از رویدادها در پهنه گسلی مشا؛
- مدل کردن قطعات صفحه‌های گسلی مشا به دو روش دیداری و مدل ریاضی؛
- تبدیل مدل ریاضی گسل به موقعیت زمین‌شناسی مهندسی گسل؛
- انجام دادن عملیات ماتریس تبدیل (تبدیلات برداری) برای کلیه تنش‌های کشندی روی صفحه گسلی مدل شده

تهران گذر می‌کند و تا نزدیکی شهر آبیگ ادامه دارد. روند تقریبی این گسل N۱۱۰E است و شیب آن تقریباً در تمامی گزارش‌ها ۷۰-۳۵ درجه رو به شمال لحاظ شده است (چالنگو و همکاران، ۱۹۷۴؛ بحیرایی و همکاران، ۱۳۸۵ و عباسی و همکاران، ۱۳۹۰).

مطالعات زمین‌شناسی برای بخش خاوری این گسل یک جابه‌جایی چپگرد به میزان ۳۰ کیلومتر را در ۵ تا ۷ میلیون سال پیش (معادل ۰/۵ cm/yr) نشان می‌دهد (آلن و همکاران، ۲۰۰۳). مشاهدات اخیر زمین‌شناسی در منطقه دریاچه تار (انتهای خاوری گسل) نشان‌دهنده جابه‌جایی اغلب امتدادلغز چپگرد به همراه مؤلفه نرمال ضعیف است (ریتز و همکاران، ۲۰۰۶). این گسل در درازای مسیر خود سبب جابه‌جایی آبراه‌ها شده است که از جمله آثار آشکار عملکرد این گسل است (شکل ۳).

برای این گسل سازوکارهای متفاوت و عمده‌ای همچون رانده، معکوس و شیب‌لغز معرفی شده است که با توجه به تاریخ و عملکرد نیروهای زمین‌ساختی چیره در منطقه، سازوکار این گسل نیز متفاوت عمل کرده است (بحیرایی و همکاران، ۱۳۸۵ و تاتار و همکاران، ۲۰۱۲).

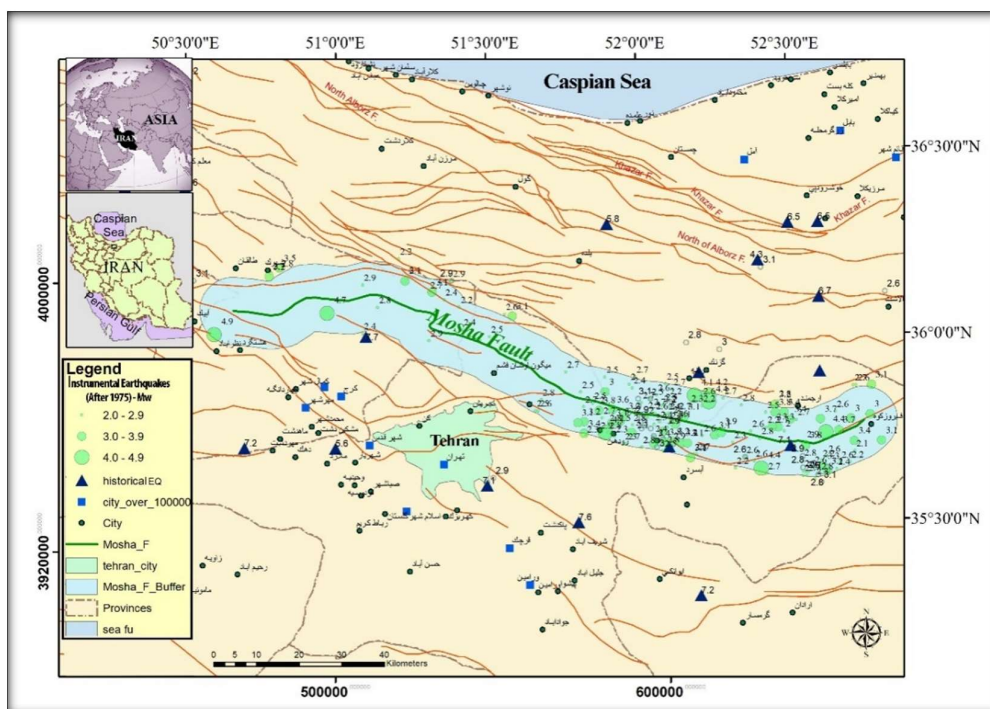
شکل ۴ نمای سه‌بعدی رویدادهای لرزه‌ای پیرامون گسل مشا و خط برش پلان نقشه را نشان می‌دهد. تجمع رویدادهای لرزه‌ای در ژرفای تقریبی ۷ تا ۱۴ کیلومتر و نیز ۱۸ کیلومتری آشکارا دیده می‌شود که با مطالعات میکروسکوپی زمین‌گرمایی نمونه‌های گرفته شده از محدوده گسلی و همچنین مدل محاسبه شده یک‌بعدی ساختار سرعتی پوسته بالایی لبه جنوبی البرز مرکزی (عباسی و همکاران، ۱۳۹۰) در حد چشمگیری همخوانی دارد.

در این پژوهش داده‌های لرزه‌ای معتبر پیرامون گسل مشا از سال ۱۹۷۵ تا ۲۰۲۰ که از پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (IIEES) (<http://www.iiees.ac.ir/en/eqcatalog/>) و مرکز ملی اطلاعات زمین لرزه (NEIC)

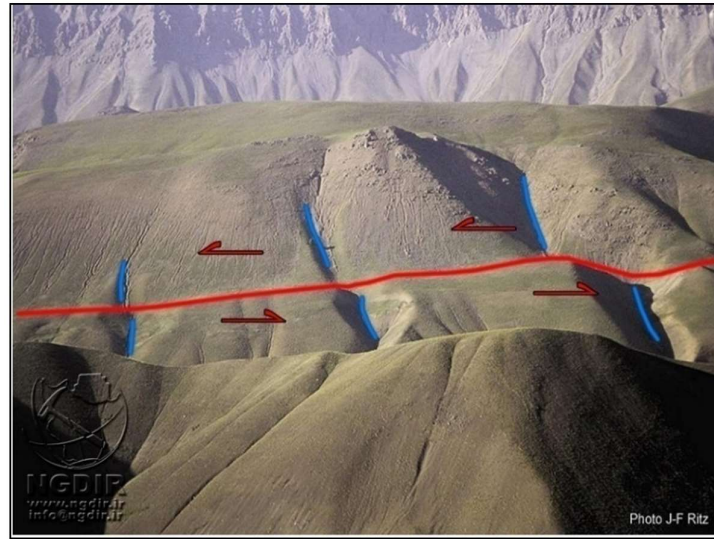
۱-۳ برآورد بزرگای کامل (Mc)

در این پژوهش از روش مبتنی بر کاتالوگ (Maximum of Curvature, MAXC) (وایمر و ویس، ۲۰۰۰) استفاده شده است. این روش با نرم‌افزار ZMAP برای داده‌های لرزه‌ای محدوده طرح محاسبه شد. شکل ۵ نمودار MAXC را نشان می‌دهد. مقادیر غیرتجمعی در منحنی توزیع فراوانی-بزرگای (Frequency-Magnitude Distribution, FMD) به‌ناگهان از روند خطی خود در بزرگای ۲/۸ کاملاً شکسته و خارج شده است؛ بنابراین در این روش $Mc=2/8$ برای بزرگای کامل شده برآورد شد.

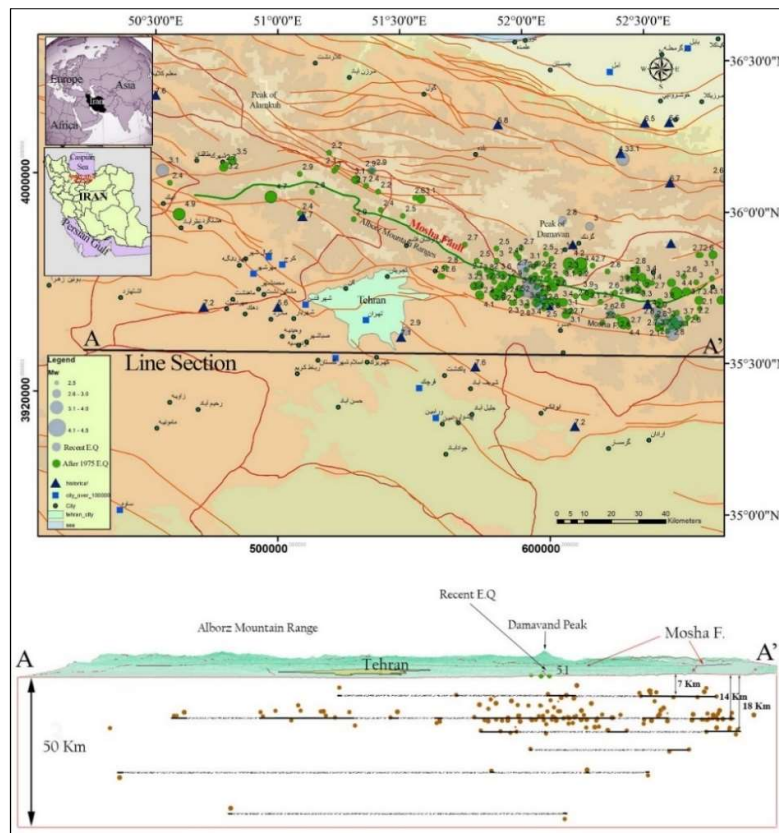
برای کلیه رویدادها (در چارچوب قرار دادن تنش‌های کشندی در صفحه گسلی مدل‌شده)؛
 - تعیین فاز کشندی در دو حالت ۰-۳۶۰ و ± 180 درجه،
 برای هر یک از رویدادهای لرزه‌ای در حریم گسل مشا برای محاسبات آماری؛
 - تعیین ارتباط رویدادهای لرزه‌ای و نیروهای کشندی و بررسی پیوند مؤلفه‌های تنش کشندی با نیروهای زمین‌ساختی با انجام دادن آزمون شوستر برای دو حالت خوشه‌بندی (clustering) و خوشه‌زدایی (declustering) و انجام دادن آزمون دوجمله‌ای؛
 - تجزیه و تحلیل نتایج.



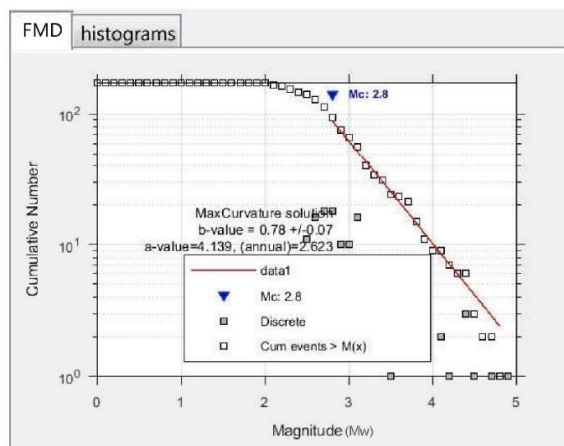
شکل ۲. محدوده گسلی مشا و حریم گسلی ۱۰ کیلومتری آن و موقعیت رومکز زمین‌لرزه‌ها.



شکل ۳. نمایش جابه‌جایی آبراهه‌ها در مسیر گسل مشا برگرفته از <http://www.ngdir.ir>



شکل ۴. (بالا) محدوده گسلی مشا، رومرکز زمین‌لرزه‌ها (داده‌های IIEES و NEIC) و خط برش فرضی AA' که نمای سه‌بعدی لرزه‌ای بر پایه آن تهیه و نمایش داده شده است. (پایین) نمای سه‌بعدی رخدادهای لرزه‌ای در پهنه مورد مطالعه و لایه ۶‌های لرزه‌زای احتمالی. خط‌های هاشورخورده نبود لرزه‌ای را نشان می‌دهند.



شکل ۵. نمودار برآورد بزرگای کامل شده (Mc) به روش بیشینه انحناء (MAXC) به کمک نرم‌افزار ZMAP.

۲-۳ حذف پیش‌لرزه و پس‌لرزه

درباره پیش‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌ها دو دیدگاه وجود دارد: دیدگاه خوشه‌زدایی و دیدگاه حذف نکردن خوشه‌ها. برخلاف دیدگاه خوشه‌زدایی، دیدگاه حذف نکردن خوشه‌ها معتقد است نیروی کشند اجرام آسمانی در هر لحظه و بر کل زمین‌لرزه‌ها تأثیر می‌گذارد و حذف این رویدادها به نوبه خود سبب حذف داده‌های با ارزش می‌شود؛ زیرا رویداد لرزه‌ای که چندین روز (یا حتی چند ساعت) پس از زمین‌لرزه اصلی به وقوع پیوسته‌است، از زمان تأثیرگذاری آشفته‌گی‌های اصلی حاصل از زمین‌لرزه اصلی بر فازهای کشندی دور شده‌است و به‌عنوان داده‌ای مستقل می‌تواند بررسی شود. از طرف دیگر، در دیدگاه خوشه‌زدایی، برای جلوگیری از تداخل عملکرد فازهای همانند که حاصل عملکرد زمین‌لرزه اصلی است و سبب به انحراف کشیده شدن (bias) نتایج آماری می‌شود، طبق نظریه پواسونی، زمین‌لرزه‌ها داده‌هایی مستقل فرض می‌شوند. در این مطالعه هر دو روش بررسی شده‌است و درباره اختلاف حاصل از این دو روش نیز در بخش محاسبات تحلیل‌های آماری در خصوص پیوند کشندی و رویدادهای لرزه‌ای بحث شده‌است.

برای حذف پیش‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌ها از روش ریزنبرگ

(۱۹۸۵) و نرم‌افزار ZMAP7 استفاده شد. این نرم‌افزار در محیط برنامه‌نویسی MATLAB 18 اجرا می‌شود. از تعداد کل ۱۸۸ رویداد زمین‌لرزه، ۱۶۶ زمین‌لرزه استخراج شد که با کنار گذاشتن زمین‌لرزه‌های کوچک‌تر از $Mc=2/8$ و قرارگیری در مدل گسلی، تعداد زمین‌لرزه‌های بررسی شده به ۸۴ تقلیل پیدا کرد.

۳-۳ محاسبات کشندی

پس از گردآوری و پالایش داده‌های لرزه‌ای مناسب، تنش-های مؤلفه‌های گوناگون کشندی برای هر رویداد لرزه‌ای محاسبه می‌شود. اغلب تنش‌ها از نیروهای کشندی ماه و خورشید حاصل می‌شوند.

در نظریه کشند جامد زمین، کشند ناشی از اجرام آسمانی سبب اعمال نیرو بر واحد توده سطح زمین می‌شود که به دو مؤلفه افقی (F_s) و شعاعی (F_r) به ترتیب در راستای مماسی و شعاعی تجزیه می‌شود (سو و همکاران، ۲۰۱۲):

$$F_r = \frac{kMr}{D^3} (3\cos^2 Z - 1) \quad (8)$$

$$F_s = \frac{3}{2} \frac{kMr}{D^3} \sin 2Z \quad (9)$$

که Z فاصله (زاویه) زنیت (Zenith distance) یا سمت‌الرأس یا اوج قائم است. اگر جهت F_r به سمت مرکز زمین باشد، علامت آن منفی و اگر در جهت اجرام آسمانی باشد، مثبت است.

۳-۳-۱ تنش کشندی جامد

تنش کشندی به صورت مستقیم محاسبه نمی‌شود بلکه از مقدار کرنش کشندی (tidal strain) محاسبه می‌شود. کرنش کشندی از جابه‌جایی به دست می‌آید. مقدار جابه‌جایی با نرم‌افزار SOLID با <https://geodesyworld.github.io/SOFTS/solid.htm> محاسبه شده است. به منظور بررسی و مقایسه نتایج، جابه‌جایی هر زمین‌لرزه با برنامه موجود در تارنمای calsky (<https://www.calsky.com>) نیز محاسبه شده است (این تارنما در حال حاضر از دسترس خارج شده است).

در این مطالعه برای محاسبه نیروهای کشندی، ابتدا مؤلفه‌های جابه‌جایی افقی (شرقی-غربی و شمالی-جنوبی) و قائم (شعاعی) حاصل از کشند ماه و خورشید با نرم‌افزار SOLID نسخه ۲۰۱۸ برآورد شد. مؤلفه‌های کرنش کشندی به دو مؤلفه شعاعی و افقی (سطحی یا مماسی) تجزیه می‌شوند. مؤلفه افقی نیز خود به دو مؤلفه شمالی-جنوبی ($\varepsilon_{\theta\theta}$) و مؤلفه شرقی-غربی ($\varepsilon_{\phi\phi}$) تجزیه می‌شود. مقادیر کرنش کشندی هر دو مؤلفه محاسبه شده است. مقادیر کرنشی ($\varepsilon_{\theta\phi}$) مثبت مربوط به برش راستگرد است. مؤلفه‌های کرنش شعاعی از مؤلفه‌های سطحی را می‌توان با رابطه زیر محاسبه کرد:

$$\varepsilon_{rr} = -[v/(1-v)][\varepsilon_{\theta\theta} + \varepsilon_{\phi\phi}] \quad (10)$$

که کرنش شعاعی و $\varepsilon_{\theta\theta}$ و $\varepsilon_{\phi\phi}$ به ترتیب مؤلفه شمالی-جنوبی و مؤلفه شرقی-غربی کرنش کشندی است. اگر I طول نهایی پس از اعمال نیرو و I_0 طول اولیه باشد، مقدار رابطه بین کرنش اصلی بر حسب جابه‌جایی عبارت است از:

$$\varepsilon_{xx} = \frac{I - I_0}{I_0} = \frac{u_x(x+dx) - u_x(x)}{dx} = \frac{du_x}{dx} \quad (11)$$

مقدار مؤلفه‌های تنش اصلی بر حسب ثابت‌های لامه (Lamé Constants) μ و λ از رابطه زیر به دست می‌آید (شائوچنگ و همکاران، ۲۰۱۰):

$$\sigma_{xx} = 2G \times \varepsilon_{xx} + \lambda \times (\varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy} + \varepsilon_{zz}) \quad (12)$$

که

$$\mu = \rho V_s^2 \quad (13)$$

$$\lambda = \rho (V_p^2 - 2V_s^2). \quad (14)$$

مدول برشی μ (یا همان G) و λ هر دو بر حسب GPa هستند و با تنش - کرنش‌های قائم مرتبط هستند (جاگر، ۱۹۶۹). ρ چگالی زمین بر حسب gr/cm^3 و V_p و V_s به ترتیب سرعت امواج لرزه‌ای اولیه و ثانویه بر حسب Km/s است. اگر چگالی زمین بر مبنای ۱۵ کیلومتر نهشته‌های بستر جنوب دریای مازندران با چگالی gr/cm^3 ۲/۵ و ۲۳ کیلومتر باقیمانده تا ژرفای موهو با چگالی gr/cm^3 ۲/۸، برابر با gr/cm^3 ۲/۶۸ فرض شود (تکنیک و همکاران، ۲۰۱۸)، با توجه به روابط (۱۳) و (۱۴) ضرایب لامه برابر با $\lambda = ۳۷/۵ \text{GPa}$ و $\mu = ۳۳/۷۹ \text{GPa}$ به دست آمد و در این پژوهش جهت محاسبه تنش‌های اصلی استفاده شد.

تنش برشی زمین‌ساختی مسبب زلزله به سادگی از رابطه (۱۵) و تنش همه‌جانبه (لیتواستاتیک) از رابطه (۱۶) به دست می‌آید:

$$\sigma_r = \frac{\sigma_{11} - \sigma_{33}}{2} \quad (15)$$

$$\sigma_{Lit} = \frac{\sigma_{11} + \sigma_{22} + \sigma_{33}}{3} \quad (16)$$

تانسور تنش کشندی در مقایسه با تنش زمین‌ساختی، چارچوب هماهنگی ندارد؛ بنابراین به صورت قطری در چارچوب صفحه تنش گسلی قرار نمی‌گیرد، ولی با چرخش تانسور تنش برشی کشندی (τ) در این قاب، برخی پارامترها از جمله چگونگی تأثیر پارامترهای کشندی همچون تنش انحرافی و فشار محدودکننده در سامانه هماهنگ طبیعی زمین‌لرزه به دست می‌آید (هیتن، ۱۹۷۵). پس تنش برشی کشندی باید در قاب گسلی تعریف شود تا آن را بتوان اعمال کرد. شکل ۶ طرح کلی تنش زمین‌ساختی و کشندی قاب‌شده را در صفحه گسل مشا نشان می‌دهد. برای این منظور، باید از ماتریس تبدیل استفاده کرد، ولی پیش از آن دانستن مشخصات ساختاری گسل مشا ضروری است تا بر پایه آن، مدل ریاضی گسل

دست راست، چارچوب (فریم) اولیه x_1 ، x_2 و x_3 و قاب جدید x'_1 ، x'_2 و x'_3 است. با در نظر گرفتن θ زاویه تعریف شده و روابط بین دو دستگاه، مؤلفه‌های بردار A در دستگاه مختصات x' محاسبه می‌شود.

اگر i_1, i_2 و i_3 مؤلفه‌های بردار واحد در دستگاه مختصات x و i'_1, i'_2 و i'_3 مؤلفه‌های بردار واحد در دستگاه مختصات x' باشد، در دستگاه مختصات x بردار A می‌تواند به شکل زیر نوشته شود (ویدنال، ۲۰۰۹):

$$A = A_1 i_1 + A_2 i_2 + A_3 i_3 \quad (17)$$

و در چارچوب x' این بردار به صورت زیر نوشته می‌شود:

$$A = A'_1 i'_1 + A'_2 i'_2 + A'_3 i'_3 \quad (18)$$

که A' مؤلفه‌های بردار A در دستگاه جدید x' است. برای تبدیل A از دستگاه x به x' می‌توان از ماتریس تبدیل زیر استفاده کرد (ویدنال، ۲۰۰۹):

$$A' = \begin{pmatrix} A'_1 \\ A'_2 \\ A'_3 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos(\theta_{11}) & \cos(\theta_{12}) & \cos(\theta_{13}) \\ \cos(\theta_{21}) & \cos(\theta_{22}) & \cos(\theta_{23}) \\ \cos(\theta_{31}) & \cos(\theta_{32}) & \cos(\theta_{33}) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} A_1 \\ A_2 \\ A_3 \end{pmatrix} \quad (19)$$

حال با توجه به توضیحات ارائه شده و رابطه (۱۹)، زاویه بردارهای تنش کشندی واقع در رومرکز زلزله در صفحه افقی و صفحه قائم با صفحه گسل مدل شده محاسبه می‌شود تا بردارها در چارچوب صفحه گسلی (مطابق شکل ۶) قرار گیرند و بتوان عملیات محاسبات تنش کشندی را با استفاده از آنها انجام داد.

۳-۶ محاسبه فاز کشندی

برای محاسبه فاز کشندی به کمک نرم‌افزار SOLID محدوده زمانی ± 1 روز از زمان وقوع زمین‌لرزه (بازه دو روزه)، با توجه به طول موج کشندی روزانه (diurnal) و موقعیت تنش کشندی و با توجه به زمان رویداد لرزه‌ای در قالب تعیین فاز کشندی بررسی می‌شود.

هر زمین‌لرزه به یک فاز با مقیاس خطی از 0° تا 360° نسبت

تعیین شود و تنش‌های کشندی در صفحه گسل به قاب درآید. ویژگی‌های ساختاری گسل مشا پیشتر بررسی شد.

۳-۴ مدل‌سازی صفحه گسل

با این فرض که رویدادهای لرزه‌ای دستگاهی ثبت شده، محل آزاد شدن انرژی در صفحه گسلی و در واقع نقاط گسیختگی در صفحه گسلی هستند و با توجه به موقعیت و تمرکز کانونی زمین‌لرزه‌ها و خط گسلش سطحی (شکل‌های ۴-الف، ب و شکل ۷)، در ابتدا مدل‌سازی اولیه صفحه گسلی به صورت دیداری (visual) در محیط سه‌بعدی انجام (شکل ۸) و کوشش شد بیشینه همپوشانی صفحه‌ها با نقاط لرزه‌ای صورت گیرد. سپس مدل‌سازی ریاضی صفحه گسلی انجام شد (شکل ۹).

در این مطالعه، از معادله صفحه به روش رگرسیون گیری از نقاط فضایی داده‌های لرزه‌ای در قالب کد نوشته شده در محیط نرم‌افزاری متلب استفاده شده است و نتایج با توجه به محدوده داده‌های لرزه‌ای، متفاوت و مشخصات صفحه‌های اصلی مدل شده (جهت شیب/شیب) به شرح زیر است:

- صفحه اصلی در بخش خاوری، میانی رو به شمال: (۴۶/۰۰۷)؛

- صفحه اصلی در بخش خاوری، میانی رو به جنوب: (۴۸/۱۸۶)؛

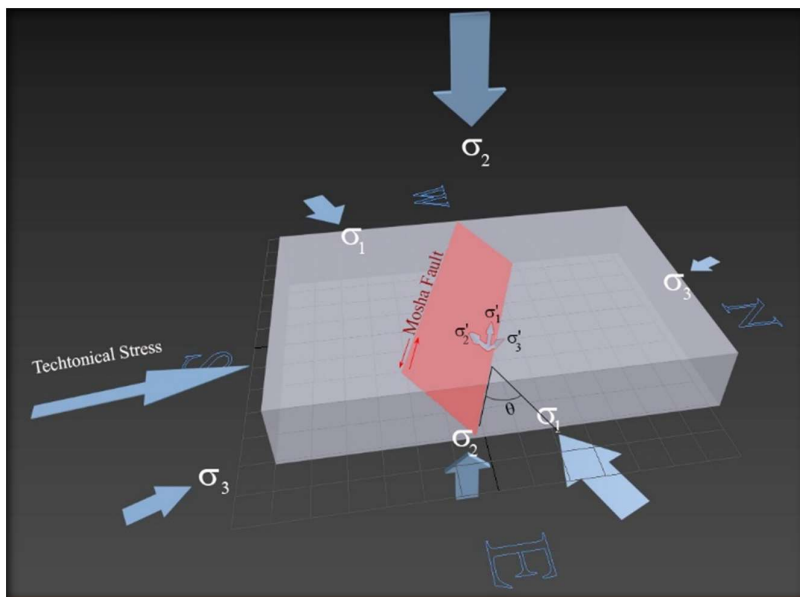
- صفحه اصلی در بخش باختری رو به شمال: (۳۴/۰۰۲).

حال با توجه به روند قطعات گسلی مدل شده، لازم است بردار نیروی کشندی را به صفحات مدل شده تبدیل کرد تا بتوان تنش‌های برشی را در این قطعات محاسبه کرد.

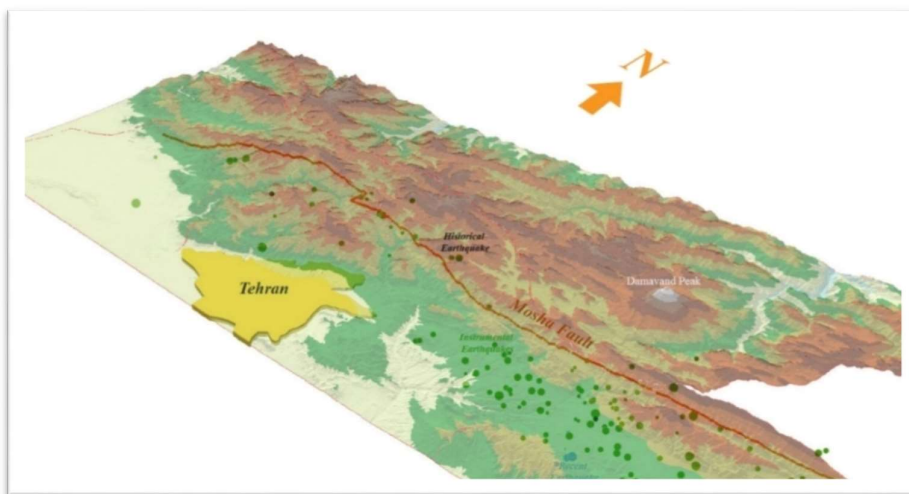
۳-۵ تبدیلات برداری (ماتریس تبدیل)

در بسیاری موارد نیاز است از دستگاه‌های مختصات متفاوتی برای تشریح بردارها استفاده شود. دو دستگاه متعامد متفاوت را در نظر بگیرید (شکل ۱۰). طبق روش

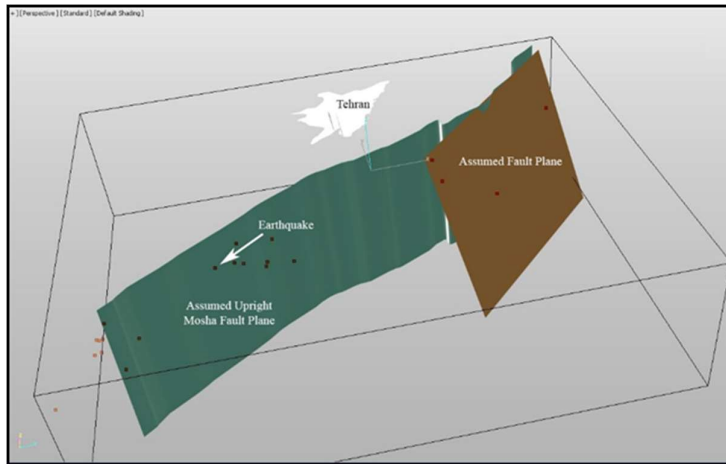
داده می‌شود (در دو حالت 0° تا 360° یا 180° تا -180°) که بیشینه تنش کشندی مستقیم پیش از آغاز زمین‌لرزه در 0° تا 180° است.



شکل ۶. طرح کلی تنش اصلی زمین‌ساختی، تنش‌های بیشینه و کمینه وارد بر صفحه گسلی مدل شده مشا و تنش کشندی در چارچوب (قاب) صفحه گسلی مشا.



شکل ۷. مدل رقومی گسل مشا، روند جغرافیایی گسل و نمایش زمین‌لرزه‌های دستگاهی، تاریخی و جدید.

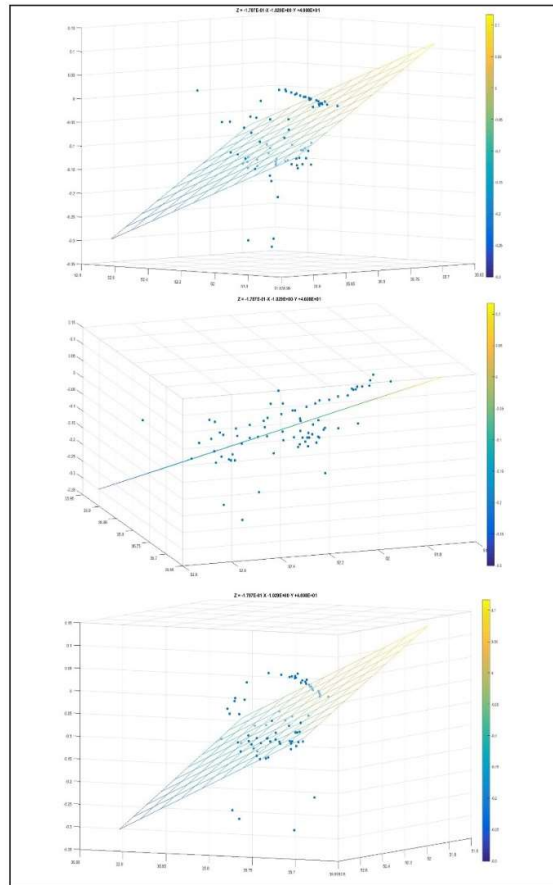


شکل ۸. بخشی از قطعه گسل مدل شده مشا با شیب به سمت شمال در بخش باختری.

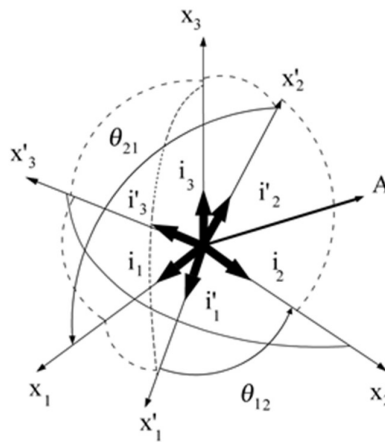
نمودار آبی) در بازه زمانی دیده می‌شود. زمان رویداد زلزله با ستاره توپر زردرنگ نشان داده شده است. بزرگ‌ترین تنش‌های برشی کشندی پیش و پس از رویداد (قله‌های نمودار) درخور توجه است. پس از محاسبه زمانی بین این دو موج (برحسب درجه)، فاز رویداد لرزه‌ای به‌سادگی محاسبه و به‌عنوان فاز آن رویداد در نظر گرفته می‌شود. در شکل ۱۲ نیز نمونه‌هایی از محاسبه فاز مؤلفه‌های اصلی تنش کشندی شامل مؤلفه تنش قائم (رنگ خاکستری)، مؤلفه تنش اصلی کشندی سطحی شمالی-جنوبی (رنگ آبی) و مؤلفه تنش اصلی کشندی سطحی شرقی-غربی (رنگ قرمز) آورده شده است. خط‌چین قائم سرمه‌ای، زمان رویداد (با بزرگای M_w) و خط‌چین‌های قائم خاکستری، اوج تنش کشندی پیش و پس از زلزله را مشخص می‌کند. زمان رویداد و مشخصه رویداد (ID) در کاتالوگ لرزه‌ای در هر نمودار مشخص است. پس از مشخص شدن فاز هر یک از رویدادها، در مرحله بعد، آزمون‌های آماری برای آن انجام می‌گیرد تا ارتباط بین زمین‌لرزه‌ها و نیروهای کشندی (در اینجا، تنش کشندی) تفسیر شود.

روش محاسبه به این صورت است که پس از مشخص کردن زمان رویداد زلزله در موج تنش کشندی، بزرگ‌ترین موج پیش و بعد از رویداد مشخص می‌شود. بزرگ‌ترین موج پیش از زلزله، صفر و بزرگ‌ترین موج پس از زلزله، 360° درجه در نظر گرفته می‌شود (در حالت 0° تا 360°). مقدار فاز رویداد لرزه‌ای (برحسب درجه) در وسط این دو حد قرار دارد و محاسبه می‌شود. در حالت فاز $180^\circ \pm$ نزدیک‌ترین قله تنش کشندی به آن را صفر درجه در نظر می‌گیرند و فاز کشندی در بین قله و گودی موج قرار می‌گیرد. اگر گودی موج پس از زمان زلزله روی دهد، $180^\circ +$ و اگر گودی موج پیش از رویداد باشد، $180^\circ -$ در نظر گرفته می‌شود. همان‌گونه که ملاحظه می‌شود، در محاسبات فاز کشندی در حالت 0° تا 360° ، زمین‌لرزه در یک موج کامل قرار می‌گیرد و محاسبه می‌شود. در حالت $180^\circ \pm$ در یک نیم‌موج محاسبه می‌شود.

اگر به‌راستی زمین‌لرزه بلافاصله پس از رسیدن به سطح بحرانی تنش روی دهد، انتظار خواهیم داشت رویدادهای بیشتری پس از بیشینه کشند روی دهند. در شکل‌های ۱۱ و ۱۲ نمونه‌هایی از این محاسبات نشان داده شده است. در شکل ۱۱ تنش برشی کشندی (رنگ قرمز) و تنش همه‌جانبه



شکل ۹. نمایش قطعه شرقی گسل مدل شده مشا با شیب رو به شمال در نرم افزار متلب از سه زاویه مختلف. دایره های توپر نشان دهنده زمین لرزه های ثبت شده و رنگ آنها نماینده عمق زمین لرزه ها است. هر سه واحد طول و عرض جغرافیایی و ژرفای کانونی رویدادها برحسب درجه است. مشخصات ریاضی صفحه گسل مدل شده در بالای هر بخش دیده می شود.



x transformed into x'

شکل ۱۰. تبدیل بردار اولیه (قدیم) به بردار جدید. موقعیت بردار A در قاب قدیم (اولیه) x_1 ، x_2 و x_3 و در قاب جدید x'_1 ، x'_2 و x'_3 است (ویدنال، ۲۰۰۹).

۴ بحث

در مطالعه حاضر از مدل‌سازی ریاضی صفحه گسل و ماتریس تبدیل، جهت به قاب در آوردن تنش کشندی برای ارزیابی تأثیر نیروهای کشندی (ماه و خورشید) بر رویدادهای لرزه‌ای پیرامون گسل مشا استفاده شده است؛ از این رو با پژوهش‌های گذشته مرتبط با تأثیرگذاری نیروهای کشندی بر زمین‌لرزه‌ها تفاوت دارد؛ زیرا همان‌گونه که هیتن (۱۹۷۵) اشاره کرد، باید تنش‌های کشندی در قاب صفحه گسل گنجانده شود تا بتوان محاسبات تنش کشندی را انجام داد و این بزرگ‌ترین ویژگی و تفاوت این مطالعه با دیگر پژوهش‌های مرتبط گذشته است. البته در این مطالعه برخلاف بیشتر پژوهش‌های پیشین که تنها یک حالت فازی را بررسی می‌کردند، دو حالت فازی 360° و $\pm 180^\circ$ درجه بررسی شده است که همین موضوع نتایج گوناگونی برای دو حالت ایجاد می‌کند که در برخی حالات، همانند و در برخی دیگر، مخالف همدیگر عمل می‌کنند. همچنین در کمتر مطالعه‌ای پیوند بین مؤلفه‌های تنش اصلی کشندی و رویدادهای لرزه‌ای به‌ویژه روی گسل‌هایی با سازوکار امتدادلغز (در این مطالعه، گسل مشا) بررسی شده است و در کمتر پژوهشی، وجود رابطه مثبت بین این پیوند گزارش شده است. در این مطالعه، در برخی حالات دسته‌بندی شده بزرگا، پیوندهای مثبتی بین تأثیر نیروهای کشندی و رویدادهای لرزه‌ای دیده می‌شود که متفاوت با دیگر نتایج گذشته است. در این مقاله همگی موارد یاد شده تجزیه و تحلیل شده‌اند.

کلیه مراحل محاسبه تنش کشندی که در بخش‌های پیشین به آن اشاره شده است، برای یکایک زمین‌لرزه‌های پیرامون گسل مشا محاسبه و پس از آن برای کلیه رویدادهای لرزه‌ای در محدوده طرح، فاز کشندی رویدادهای لرزه‌ای محاسبه شد. در این مطالعه مؤلفه‌های تنش اصلی، برشی و همه‌جانبه فازهای کشندی محاسبه و بررسی شد. معمولاً در مطالعات پیشین مشابه، تنها به تنش

برش کشندی پرداخته شده است. در نهایت، برای مشخص کردن پیوند بین رویدادهای لرزه‌ای و نیروهای کشندی (در قالب تنش کشندی)، از آزمون‌های آماری استفاده می‌شود. یکی از رایج‌ترین و متداول‌ترین روش‌های تطابق بین کشندها و رویدادهای لرزه‌ای، استفاده از آزمون شوستر است. در این روش زمان زمین‌لرزه در مقابل کشند زمین در یک زاویه فاز رسم می‌شود. زاویه فاز می‌تواند بین 0° تا 360° یا بین 180° تا -180° تعریف شود. این آزمون سطح معنی‌داری آماری تناوبی را پیدا می‌کند.

فرض بر این است که بیشتر رویدادها هنگامی اتفاق می‌افتند که دوره تحریک تنش صورت می‌گیرد ($90^\circ < \theta < 0^\circ$) نه در دوره زمانی نبود تحریک‌کنندگی ($0^\circ < \theta < -90^\circ$) یا ($180^\circ < \theta < 90^\circ$). انتظار می‌رود توزیع غیرتصادفی سینوسی قله‌های رویدادها در فاز کشندی $\theta = 0^\circ$ قرار گیرد و تجمع یابد که فاز تنش کشندی چشمداشتی برای ارتقاء شکست است (کاچران و همکاران، ۲۰۰۴).

در این آزمون، به هر زمین‌لرزه برداری به طول واحد در جهت زاویه فاز α_i نسبت داده می‌شود. مجموع برداری D با رابطه زیر تعریف می‌شود:

$$D^2 = (\sum_{i=1}^N \cos \alpha_i)^2 + (\sum_{i=1}^N \sin \alpha_i)^2 \quad (20)$$

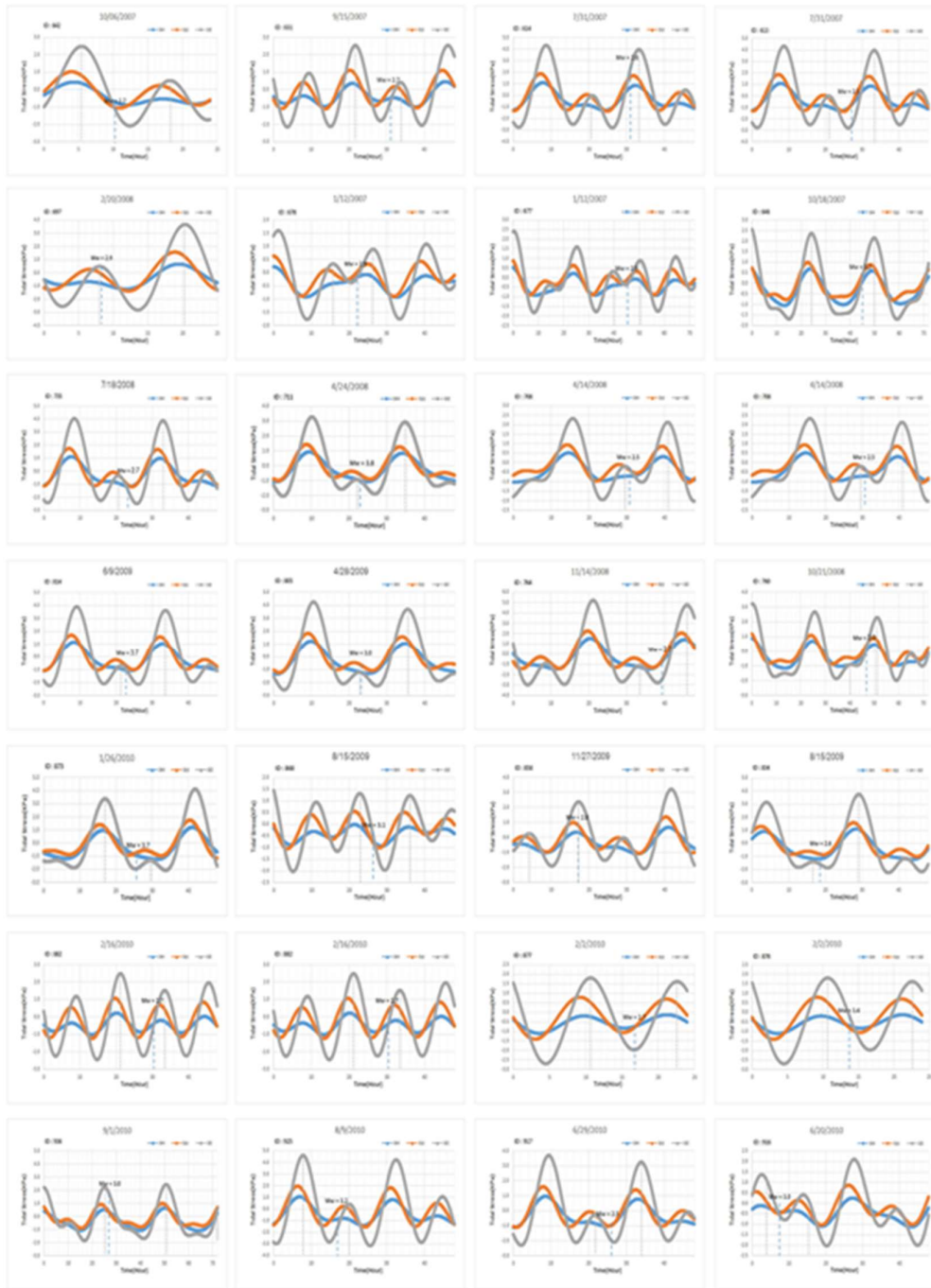
که D طول مجموع بردارها، N تعداد زمین‌لرزه‌ها و α_i زاویه فاز i امین زمین‌لرزه است. هنگامی که α_i به صورت تصادفی توزیع شده باشد، احتمال اینکه طول یک مجموع برداری مساوی یا بزرگ‌تر از D باشد، از رابطه (۲۱) به دست می‌آید (تاناکا و همکاران، ۲۰۰۲):

$$p = \exp \left[-\frac{D^2}{N} \right] \quad (21)$$

بنابراین ۵٪ $p <$ نشان‌دهنده سطح معنی‌داری است که فرض صفر را مبنی بر اینکه زمین‌لرزه‌ها تصادفی روی می‌دهند، با توجه به فاز کشندی رد می‌کند؛ یعنی هرچه مقدار p کوچک‌تر باشد، سطح اطمینان نتایج جمعیتی بافت‌نگار



شکل ۱۱. نمونه‌هایی از نمودارهای فاز مؤلفه‌های تنش کشندی برشی و هم‌جانبه رویداد لرزه‌ای در محدوده مورد مطالعه. نمودار قرمز مربوط به تنش برشی کشندی (σ_c)، نمودار آبی مربوط به تنش هم‌جانبه کشندی (σ_{Lit}) و ستاره توپر زرد رنگ موقعیت زلزله در فاز است. بزرگای زلزله برحسب M_w و زمان وقوع رخداد برحسب سال میلادی است. شناسه زلزله (ID) در کاتالوگ اصلی برای هر نمودار مشخص شده است. خط‌های قائم مربوط به بیشینه تنش برشی کشندی پیش و پس از رویداد لرزه‌ای است.



شکل ۱۲. نمونه‌هایی از نمودارهای فاز مؤلفه‌های تنش اصلی (قائم و سطحی) کشندی رویداد لرزه‌ای در محدوده مورد مطالعه. نمودار قرمز مربوط به مؤلفه تنش اصلی سطحی شرقی-غربی کشندی (Syy)، نمودار آبی مربوط به مؤلفه تنش اصلی سطحی شمالی-جنوبی کشندی (Sxx) و نمودار خاکستری مربوط به مؤلفه تنش اصلی قائم کشندی (Szz) است. خط چین سرمه‌ای قائم، موقعیت زلزله در فاز است. بزرگای زلزله برحسب Mw و زمان وقوع رخداد برحسب سال میلادی است. شناسه زلزله (ID) در کاتالوگ اصلی برای هر نمودار مشخص شده است. خطوط نقطه‌چین قائم خاکستری مربوط به بیشینه تنش‌های اصلی قائم کشندی پیش و پس از رویداد لرزه‌ای است.

بزرگ تر است.

اگر جامعه آماری از توزیع نرمال پیروی کند، از آزمون‌های پارامتریک و در غیر این صورت از آزمون‌های ناپارامتریک استفاده می‌شود. اگر نمونه بزرگ باشد (بیش از ۳۰ نمونه)، همچون داده‌های استفاده شده در این مطالعه، طبق قضیه حد مرکزی حتی اگر جامعه نرمال نباشد، می‌توان از آزمون‌های پارامتریک استفاده کرد (کیم، ۲۰۱۵ و کواک و کیم، ۲۰۱۷). ممکن است نمونه‌ها گواه یا معیار خوبی برای تشخیص اطلاعات و پارامترهای واقعی جامعه نباشند. گاهی ممکن است با توجه به روش نمونه‌گیری و آزمون دچار خطا شده باشند و نسبت به نادرستی پیش‌بینی شود. البته این اشکال به خطای نمونه‌گیری یا به نوعی توان آزمون بستگی دارد. در این صورت از آزمون دوجمله‌ای استفاده می‌شود.

اساس و پایه آزمون فرض آماری بر نمونه و توزیع آماره آزمون قرار گرفته است. به این ترتیب سعی می‌شود به کمک نمونه تصادفی درباره خصوصیات جامعه آماری قضاوت شود. در آزمون فرض آماری، ابتدا حدس یا نظری درباره پارامتر جامعه داریم، سپس با نمونه‌گیری و محاسبات مرتبط با آن، سعی می‌شود این حدس یا فرضیه اولیه آزمایش شود. این فرضیه A فرض صفر \equiv Null Hypothesis) نامیده می‌شود.

ممکن است بعضی از مقادیر حاصل از نمونه از فرض اولیه بسیار دور باشند؛ در نتیجه نمی‌توان آنها را تأییدی بر این فرض در نظر گرفت و آن فرض رد می‌شود. اگر نمونه بتواند فرضیه اولیه را تأیید کند، خواهیم گفت نمونه دلیلی برای رد فرض صفر ندارد. این آزمونی مفید برای احتمال موفقیت (π) فرض آزمون است و از رابطه (۲۲) به دست می‌آید:

$$H_0: \pi = \pi_0 \quad (22)$$

که H_0 فرض صفر و π احتمال موفقیت π_0 است که از سوی کاربر تعریف می‌شود و عددی بین صفر و یک است،

درحالی که انتظار $n\pi_0$ را داریم. فرمول توزیع دوجمله‌ای احتمال پیدا کردن مقدار از رابطه (۲۳) به دست می‌آید (برای توضیح بیشتر به تارنمای <https://www.spss-tutorials.com/binomial-test> مراجعه شود). اگر آزمون H_0 تأیید شود، مقدار مورد نظر برابر $n\pi_0$ خواهد شد.

$$Pr = (X = k) = \binom{n}{k} p^k (1-p)^{n-k} \quad (23)$$

در این رابطه Pr تابع احتمال دوجمله‌ای است و $\binom{n}{k}$ تعداد ترکیبات k (تعداد آزمون‌های موفق) از n (تعداد کل آزمون‌ها) است. p احتمال موفقیت است. این آزمون از نوع ناپارامتری است؛ بنابراین وجود توزیع نرمال برای داده‌ها الزامی نیست. البته باید توجه داشت که در اینجا با داده‌های دو وضعیتی مواجهیم؛ بنابراین توزیع چنین داده‌هایی دوجمله‌ای خواهد بود.

از آنجا که آزمون شوستر مقادیر دست بالا را ارائه می‌دهد (کاچران و همکاران، ۲۰۰۴)، از این آزمون نیز استفاده می‌شود.

با در نظر گرفتن فرض دوره‌های زمانی تحریک‌کنندگی و نبود تحریک‌کنندگی بیان‌شده، انتظار می‌رود تعداد زمین‌لرزه‌ها در دوره تقویت‌کننده و تضعیف‌کننده برابر نباشد. پس معنی‌دار بودن این تساوی نشان از بی‌تأثیری نیروهای کشندی و خلاف آن نشان از اثرگذاری این نیروها است.

با توجه به مطالب ارائه شده این انتظار می‌رود که نیروهای کشندی در بازه‌های پویای مطرح شده، در فاز $\pm 180^\circ$ درجه تعداد رویدادهای لرزه‌ای بیشتری نسبت به مقادیر توزیع یکنواخت داشته باشند. درباره فاز 360° درجه این بازه در محدوده بین $270^\circ < \theta < 360^\circ$ و $0^\circ < \theta < 90^\circ$ قرار می‌گیرد و انتظار می‌رود نسبت به دیگر نواحی، تعداد بیشتری زمین‌لرزه در این بازه‌ها دیده شود. نتایج آزمون، این موضوع را تأیید می‌کند.

به‌طور کلی تحقیقات متعددی درباره پیوند نیروهای

اوج کشند پیشینه (Spring Tides) دیده نشد و لرزه‌خیزی بیشتر تمایل در کشندهای کم (Low Tides یا Neap Tides) را نشان می‌داد به‌ویژه در گسل‌های معکوس؛ زیرا باربرداری سبب رهایی گیر گسل و کاهش اصطکاک می‌شود. این مطالعه نشان می‌دهد بارگذاری اقیانوسی هیچ تأثیری در گسل‌های امتداد لغز ندارد (ویلکاک، ۲۰۰۹). تحقیقات توماس و همکاران (۲۰۰۹) حاکی است رابطه‌ای قوی بین نیروهای کوچک کشندی ایجاد شده است و فعالیت‌های لرزه‌ای غیر آتشفشانی وجود دارد.

آتشفشان‌شناس‌ها از حرکات منظم و پیش‌بینی‌پذیر کشندی زمین برای آزمایش حساسیت و کالیبره کردن دستگاه‌های کنترلی و نظاره گر دگرشکلی آتشفشان استفاده می‌کنند. به نظر ستیلی و همکاران (۲۰۰۷) کشندها ممکن است سبب آغاز رخداد‌های آتشفشانی باشند.

علی‌رغم بسیاری از کوشش‌ها برای حل مسائل، این پرسش که آیا کشندها می‌توانند آغازگر زمین‌لرزه‌ها باشند، بی‌پاسخ مانده است. هیتن (۱۹۷۵) معتقد بود بسیار مشکل است آغازگری کشندی را تکذیب کرد، اما در تحقیقات بعدی خود (هیتن، ۱۹۸۲) ضمن اصلاح پژوهش پیشین، به رد این پیوند اشاره کرد. نوپوف (۱۹۶۴) بر انطباق ۹۰۰۰ رویداد زمین‌لرزه‌ای بزرگ‌تر از ۲ با پتانسیل کشندی خط بطلان کشید. او دریافت که رویدادهای لرزه‌ای به‌صورت تصادفی با کشندها ظاهر شده‌اند. شیلن (۱۹۷۲) و دیکس (۱۹۶۴) موضوع وقوع زمین‌لرزه ناشی از کشندها را در سراسر دنیا مطالعه کردند. این مطالعات در بهترین حالتشان به نتیجه نرسیدند. وانگ و شیرر (۲۰۱۵) از حجم بزرگی از داده‌های لرزه‌ای در پهنه گسترده‌ای از کشور ژاپن استفاده کردند و ارتباط معنی‌داری بین نیروهای کشندی و رویدادهای لرزه‌ای نیافتند. آن پژوهش، مطالعات پیشین (تاناکا، ۲۰۱۰، ۲۰۱۲) را نیز زیر سؤال می‌برد، البته خود این تحقیقات هم بحث‌برانگیز است. در این مقاله به دنبال حذف پس‌لرزه‌ها که بیشترین انحراف را در مقادیر p-value

کشندی و زمین‌لرزه صورت گرفته است. نظرات گوناگونی در این خصوص وجود دارد که برخی این پیوند را با توجه به نتایج، رد و برخی دیگر تأیید می‌کنند. این خود نشان می‌دهد این موضوع، علی‌رغم پیشینه قدیم آن، به بررسی و پژوهش‌های بیشتری نیاز دارد که ارتباط بین نیروهای کشندی و رویدادهای لرزه‌ای آشکارتر شود، ولی از طرفی، وجود مقالات زیادی در این خصوص، خود به‌نوعی حساسیت و تمرکز پژوهشگران را به این موضوع نشان می‌دهد. در ادامه، برخی از تحقیقات پیشین بررسی شده است که بخش کوچکی از مطالعات و پژوهش‌های انجام‌شده است و کوشش شده است از هر دو نظر موافق و مخالف این نظریه استفاده شود.

پیشنهاد شده است برخی نتایج منفی (پیوند کشند و زمین‌لرزه) به دلیل شکست در محاسبه فاز کشندی و جهت‌یابی ویژگی گسل بوده است (مک‌نات و هیتن، ۱۹۸۱)، درحالی‌که بیشتر مطالعاتی که تطبیق مثبتی را گزارش می‌کنند، دقت آماری خوبی ندارند (ویلکاک، ۲۰۰۹). در مطالعه حاضر، با توجه به مدل‌سازی و به قاب کشیدن نیروهای کشندی در قاب مدل‌شده گسل، فاز کشندی با دقت محاسبه شده است، ولی به دلیل آنکه تعداد رویدادهای لرزه‌ای پیرامون گسل مشا به‌نسبت محدود است، تفکیک آنها روی قطعات گسلی به‌ویژه در بخش غربی گسل که لرزه‌خیزی کمی دارد، سبب کاهش هرچه بیشتر داده‌های لرزه‌ای می‌شود و این موضوع می‌تواند کاهش اعتبار تحلیل‌های آماری را در این بخش به همراه داشته باشد.

یکی از تحقیقات نظام‌مند انجام‌شده در این خصوص را ویلکاک (۲۰۰۹) انجام داده است. وی دریافت هیچ شاهدهی بر افزایش زمین‌لرزه‌ها در فواصل محدوده کشندی بزرگ وجود ندارد، ولی شاهد روشنی برای افزایش درخور توجه نرخ زمین‌لرزه‌ها در نزدیکی کشندهای کم دیده می‌شود. در تحقیق یادشده افزایش زمین‌لرزه در نزدیکی

(به منظور ارزشیابی ارتباط رویدادهای لرزه‌ای و کشندها) ایجاد می‌کند، تعداد زیادی از داده‌های لرزه‌ای با روش پیشنهادی (روش فازی بازه‌ای خوشه‌زدا) حذف می‌شود و تنها یک رویداد (بزرگ‌ترین رویداد) در هر بازه فازی باقی می‌ماند (شکل‌های ۱۳- الف، ب). شاید بزرگ‌ترین ایراد این روش، حذف رویدادهای لرزه‌ای است که در این بازه قرار گرفته‌اند ولی از همدیگر فاصله دارند و از آنجا که این روش به صورت دوبعدی عمل می‌کند، بسیاری از داده‌های لرزه‌ای مهم کنار گذاشته می‌شوند. اگر روش به صورت سه‌بعدی در نظر گرفته می‌شد و پارامتر فاصله در این روش اعمال می‌شد (شکل ۱۴)، بسیاری از رویدادهای لرزه‌ای که در فاصله‌های به نسبت دور از هم قرار گرفته‌اند ولی در یک فاز کشندی و زمان قرار می‌گیرند، حذف نمی‌شدند (مبنای این پارامتر نیز مهم است که بهتر است از روش‌های علمی حذف پیش‌لرزه و پس‌لرزه گذشته پیروی کند) و به این ترتیب داده‌های لرزه‌ای مهمی با این روش می‌توانست محفوظ بماند.

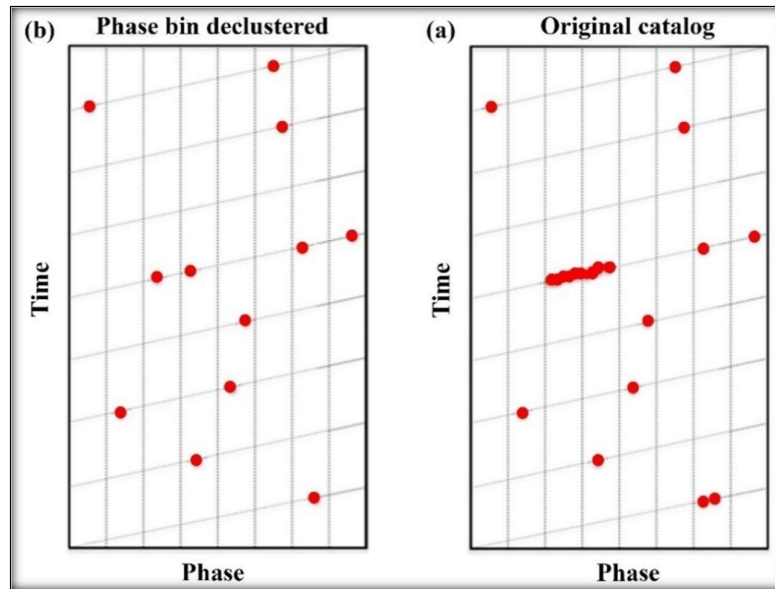
درباره پارامتر بزرگا نیز کماکان ابهاماتی وجود دارد؛ زیرا ممکن است بازه فازی که بزرگ‌ترین رویداد لرزه‌ای انتخاب می‌شود، آنقدر بزرگ نباشد (حداقل یک درجه بزرگای بیشتر) که دیگر رویدادها را بتوان پس‌لرزه آن در نظر گرفت و هر کدام از رویدادها باید به صورت مستقل، فرض و وارد محاسبات شود. در این مطالعه، تبدیلات لازم کشندی و سازوکار گسل‌های مسبب بررسی نشد و سازوکارهای متفاوت گسل‌ها تأثیری در این خوشه ندارد. همچنین فرایند در چارچوب قراردادن نیروهای کشندی بر صفحه گسل نیز در این مطالعه صورت نگرفت. با این حال بسیاری از مقالات از آغازگری کشندی حمایت کردند. متأسفانه، هیچ کدام از این گزارش‌ها تداوم نداشتند. برخی پژوهشگران مانند تامرازیان (۱۹۶۸) معتقد بودند که زمین‌لرزه‌های بزرگ بیشتر از زمین‌لرزه‌های کوچک تمایل به آغازگری کشندها دارند و به چندین تطابق مثبت بین

خیل عظیم خردزمین‌لرزه‌ها نیز اشاره کرده‌اند. احتیاط درباره خردزمین‌لرزه‌ها ضروری است؛ زیرا سطح نوفه لرزه‌ای و دامنه اندازه‌گیری خردزمین‌لرزه‌ها، اغلب در دوره روزانه به سبب نوفه‌های ساخت بشر است. متیوبر و همکاران (۲۰۰۹) بر پایه کاتالوگ لرزه‌ای افزون بر ۴۰۰ هزار داده لرزه‌ای جهانی (NEIC) به این نتیجه رسیدند که ارتباط آشکاری بین نیروهای کشندی و رویدادهای لرزه‌ای وجود دارد و به این دلیل است که نیروهای کشندی متمایل به کاهش تنش‌های معمولی هستند که گسل‌ها را در کنار هم نگه می‌دارند و زمین‌لرزه‌ها در فازهای کشندی، که زمین با نیروهای کشندی به بالا کشیده می‌شود و نیروهای نرمال کاهش پیدامی‌کنند، کمی بیشتر روی می‌دهند (شکل ۱۵). تغییرات تنش کشند جامد در داخل زمین با جاذبه ماه (یا خورشید) سبب جابه‌جایی‌های دوره‌ای سطح جامد زمین می‌شود که اغلب عمودی و معمولاً حدود چند ده سانتی‌متر هستند و در نتیجه تغییرات تنش کشندی نرمال ($\Delta\sigma$) در صفحه گسل، احتمال ایجاد شکست بیشتر می‌شود. همچنین در این مطالعه بیان می‌شود که دگرشکلی‌های کشندی در سنگ کره اغلب شعاعی و نزدیک به سطح بزرگ تر هستند. حساسیت شروع زلزله به تغییرات تنش یک رویداد، وقتی که جابه‌جایی کشندی بیشینه است، کمی بیشتر محتمل است (در حدود ۰/۵ تا ۱٪) به‌ویژه برای رویدادهای کوچک و کم‌ژرف (وجود بی‌هنجاری در توزیع رویدادهای لرزه‌ای در زمین‌لرزه‌های کم‌ژرف و کوچک بیشتر است). در این مطالعه احتمال رخداد‌های حاصل از کشند زمین جامد (solid Earth tide) بیشتر از بارگذاری اقیانوسی و اتمسفری است (این نتیجه‌گیری به دلیل کمبود داده‌های لرزه‌ای در زیر اقیانوس‌ها صورت گرفته است). افزون بر این احتمال چکانش زمین‌لرزه با نیروهای کشندی روی گسل‌های نرمال و امتداد لغز بیشتر از گسل‌های رانده و تراستی است.

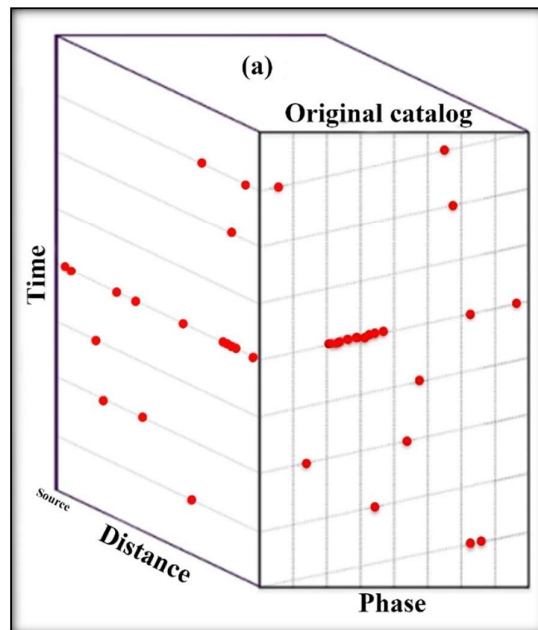
درباره ارتباط بین پویایی (فعالیت) لرزش‌ها و کشندها در

ماوک و جانستون (۱۹۷۳). مطالعات جدید تان و همکاران (۲۰۱۹) روی دهانه آتشفشانی زیردریایی ارتباط بین نیروهای کشندی و رویدادهای زمین لرزه ای را نشان می- دهد.

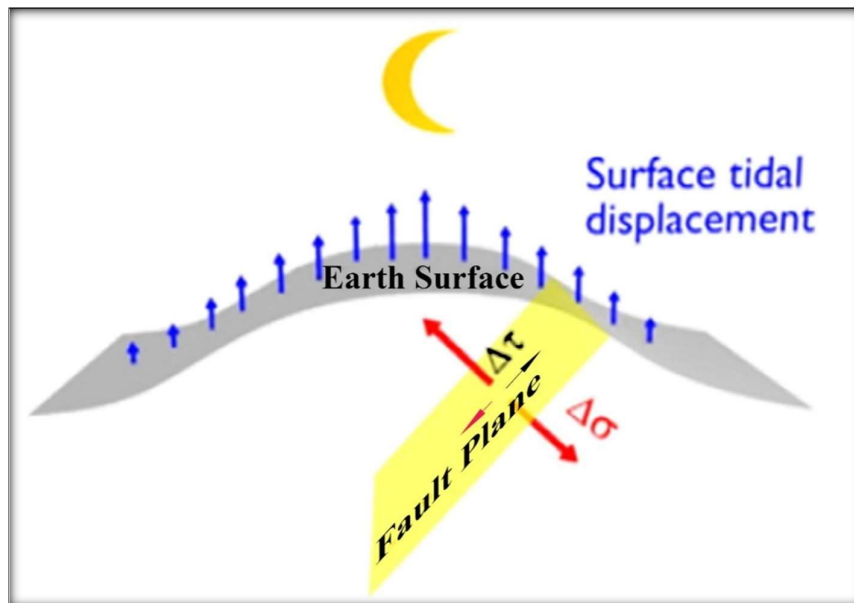
مناطق فرورانش نیز مقالاتی گزارش شده است مانند مقاله لمبرت و همکاران (۲۰۰۹). همچنین گزارش‌هایی درباره کشندها و آتشفشان‌ها وجود دارد که ارتباط دوره‌های کشندی را با انفجارات آتشفشانی پیدا کرده‌اند مانند مطالعه



شکل ۱۳. (الف) بازه فازی در حالت اولیه (ب) بازه فازی در حالت استفاده از روش خوشه‌زدایی در حد فاصل بازه‌های فازی (وانگ و شیر، ۲۰۱۵).



شکل ۱۴. پیشنهاد اصلاح روش خوشه‌زدایی فازی.



شکل ۱۵. تغییرات تنش کشندی حاصل از کشش ماه (و خورشید) در داخل زمین و وضعیت تنش شمال و برشی روی صفحه گسل (متیور و همکاران، ۲۰۰۹).

تجمع تنش زمین‌ساختی است که معمولاً در یک جهت خاص اعمال می‌شود (البته برابند بلندمدت به مطالعه بیشتر نیاز دارد). به عبارت دیگر، نیروهای کشندی در یک زمان در جهت نیروهای کشندی تأثیرگذار هستند و در زمان دیگر در جهت مخالف این نیروها اعمال می‌شوند؛ بنابراین احتمال تجمع و انباشتگی تنش کشندی در مدت زمان طولانی، کمتر از تجمع و انباشتگی تنش زمین‌ساختی است.

۵ تحلیل نتایج

۵-۱ تحلیل نتایج آماری فازهای کشندی با آزمون

دوجمله‌ای

نتایج آزمون دوجمله‌ای ناپارامتریک مربوط به داده‌های لرزه‌ای که در محدوده پویای لرزه‌ای قرار گرفته‌اند، در حالت فاز ۳۶۰ درجه بررسی شد. جدول ۱ آزمون‌های انجام شده برای مؤلفه‌های تنش اصلی و برشی و همه‌جانبه (سنگ کره) کشندی را برای حالت فاز ۳۶۰ درجه نشان می‌دهد. بر پایه فرض صفر، توزیع بیشتر از ۵۰٪ داده‌های

جهت مشخص شدن تأثیرگذاری نیروهای کشندی بر رخدادهای لرزه‌ای، آگاهی از وضعیت تنش‌های زمین‌ساختی و کشندی و نحوه و میزان تأثیر این نیروها در وقوع رویدادهای لرزه‌ای ضروری است. به دلیل بارگذاری آهسته زمین‌ساختی (حدود 0.1 KPa یا کمتر در سال)، تنش‌های ناحیه‌ای به مدت ده‌ها تا صدها سال به صورت افزایشی کمتر از آستانه شکست محلی باقی می‌مانند (هیل و پرجین، ۲۰۱۳)؛ برای نمونه با توجه به افت تنش در زمین‌لرزه‌های ثبت شده در محدوده گسل مشا، نرخ تغییرات بلندمدت تنش برابر 0.011 MPa است (نانکلی و سعادت، ۱۳۹۹). این مقدار به مراتب کوچک‌تر از نرخ تنش کشندی محاسبه شده در این محدوده است. با وجود این، زمان وقوع زلزله در کنترل تغییرات ناگهانی تنش زمین‌ساختی در بازه نزدیک به رویداد لرزه‌ای است که میزان آن نسبت به تنش‌های کشندی بسیار بیشتر است (در حد چندین مگاپاسکال). از طرفی، به دلیل تغییر در جهت تأثیرگذاری نیروهای کشندی، برابند کلی آن در مجموع کمتر از برابند

نیروی کشندی تأثیرگذار نباشد، انتظار می‌رود رویدادها در بازه‌ها به صورت مساوی پخش شده باشند؛ یعنی در بازه $360^\circ < \theta < 350^\circ$ و $10^\circ < \theta < 0^\circ$ برای فاز 360° درجه و $10^\circ < \theta < 0^\circ$ - برای فاز $180^\circ \pm$ درجه، در صورتی که مؤلفه‌های کشندی بر این مسئله تأثیرگذار باشند، افزایش آمار لرزه‌ای دور از انتظار نیست. بر این اساس، جهت بررسی این تأثیرگذاری آزمون دوجمله‌ای انجام شده است. فرض ما در این آزمون‌ها به شکل زیر است:

فرض صفر ما، توزیع رویدادهای لرزه‌ای بزرگ‌تر از بازه‌های $10^\circ \pm$ درجه (۲۰ درجه) نسبت به کل بازه (۳۶۰

درجه) یعنی 0.0583 (۳۶۰) داده‌های موفقیت‌آمیز در بازه‌های پویای تأثیرگذاری تنش کشندی در اوج خود نسبت به بازه‌های غیرپویا بررسی آماری شده است (مقدار ۲۱ به دلیل پشت سر گذاردن و بالاتر بودن از توزیع یکنواخت بازه زمین لرزه‌ها انتخاب شده است).

$$\begin{cases} H_0: 0.0583 \\ H_1: < 0.0583 \end{cases}$$

نتایج آزمون‌های یادشده (جدول ۲) حاکی از آن است که کل مؤلفه‌های اصلی تنش کشندی، با توجه به مقدار Sig و مقایسه آن با $\alpha=0.05$ فرض صفر را رد نمی‌کنند. به عبارتی دیگر، پیوند معنی‌داری بین رویدادهای لرزه‌ای و مؤلفه‌های تنش کشندی در بازه‌های کوچک بیشینه تنش ($10^\circ \pm$ درجه‌ای) وجود دارد. نتایج آزمون یادشده برای حالت فازی $180^\circ \pm$ درجه، همانند فاز 360° درجه است و با توجه به مقدار Sig و مقایسه آن با $\alpha=0.05$ فرض صفر را رد نمی‌کند و نتایج این آزمون، پیوند بین رویدادهای لرزه‌ای در اوج (برای بازه‌های کوچک $10^\circ \pm$ درجه) و مؤلفه‌های تنش کشندی را نشان می‌دهد.

۵-۲ تحلیل نتایج آماری فازهای کشندی با آزمون

شوستر

موفقیت آمیز در بازه‌های پویا (فعال) نسبت به بازه‌های غیرپویا (غیرفعال) بررسی آماری می‌شود. گفتنی است مقدار ۵۱٪ انتخاب شد تا از حالت تساوی ۵۰٪ نیز گذر کند (بیشتر داده‌ها):

$$\begin{cases} H_0: 0.51 \\ H_1: < 0.51 \end{cases}$$

نتایج این آزمون نشان می‌دهد همه مؤلفه‌های اصلی تنش کشندی قاب‌شده در صفحه اصلی گسل مدل‌شده، با توجه به مقدار Sig و مقایسه آن با $\alpha=0.05$ فرض صفر را رد نخواهد کرد؛ زیرا به نظر می‌رسد مقدار احتمال (Exact Sig) از احتمال خطای نوع اول (α) بیشتر است. پس نمونه دلیلی برای رد فرض صفر ارائه نداده است. با توجه به نتایج آزمون‌های دوجمله‌ای، پویایی بازه‌های یادشده در حالت کلی بیش از نیمی از داده‌های لرزه‌ای را شامل می‌شود و می‌توان آن را دلیلی بر تأثیرگذاری نیروهای کشندی بر رخداد زمین لرزه‌های محدوده پژوهش در نظر گرفت.

نتایج آزمون دوجمله‌ای برای پویایی لرزه‌خیزی در فاز $180^\circ \pm$ درجه محاسبه شد. برخلاف حالت فازی 360° درجه، هیچ کدام از مؤلفه‌های تنش کشندی نتوانستند پویایی (فعالیت) بازه‌های لرزه‌خیزی را تأیید کنند.

جهت نگاهی دقیق‌تر به اثرگذاری نیروهای تنش کشندی بر لرزه‌خیزی محدوده پژوهش، فرض می‌شود بیشترین تأثیر هنگامی است که مقدار تنش کشندی در اوج (peak) خود قرار داشته باشد (مقدار صفر درجه برای فاز $180^\circ \pm$ و مقدار صفر و 360° درجه برای فاز 360° درجه‌ای). با این فرض، فازهای کشندی به بازه‌های 10° درجه‌ای تقسیم شدند (مبنای انتخاب این بازه، کوچکی بازه انتخابی به جای نقطه‌ای بودن آن، افزایش محدوده تأثیر، مدت زمان اثر این نیروها بر نیروهای مقاومتی و اصطکاک، اختلاف در تقویم نجومی در خصوص فاصله تا سرچشمه کشندی و همچنین زمان لازم تأثیرگذاری این نیروها بر سیالات درون زمین یا آب‌های زیرزمینی است).

بیشترین رویدادها باید در بازه‌های یادشده قرار گیرد. اگر

بزرگ نشان می‌دهد. با توجه به اینکه تعداد کلی داده‌ها در این تقسیم‌بندی‌ها چندان زیاد نیست و به‌ویژه در حالت (۲) داده‌ها بین سه قطعه گسلی تقسیم شده‌اند، ممکن است به دلیل تعداد کم آماری داده‌های لرزه‌ای، نتایج با خطا همراه باشد. در بخش‌های دسته‌بندی‌شده که تعداد داده‌ها بسیار اندک است، احتمال دارد نتایج جهت‌دار عمل کند و نتوان به نتایج بخش‌های کم‌تعداد این حالت چندان تکیه کرد و روش (۱) اعتبار آماری بیشتری دارد. به‌طورکلی با کاهش تعداد نمونه‌های آماری، از تعداد همبستگی‌های معنی‌دار و زیاد نیروهای کشندی با زمین‌لرزه‌ها در دو حالت فازی (۳۶۰ و ± 180 درجه) کاسته شده است.

در حالت کلی، یعنی در نظر گرفتن هر دو حالت فازی (شکل ۱۶)، هیچ کدام از رویدادهای لرزه‌ای با نیروهای کشندی در ارتباط نیستند. تنها پس از دسته‌بندی زمین‌لرزه‌ها است که مشاهده می‌شود برخی از بازه‌های بزرگ با نیروهای کشندی (در قالب مؤلفه‌های تنش کشندی) در ارتباط هستند؛ برای نمونه برای حالت فاز ۳۶۰ درجه، در بازه بزرگای کمتر از ۳ ($2/9 - 2/8$)، تأثیر مؤلفه افقی کشندی شمالی-جنوبی ($P_{\phi\sigma_{xx}}$) بر رویدادهای لرزه‌ای درخور توجه است. همان‌گونه که در این دو نمودار دیده می‌شود، بخش‌های سبزرنگ، در سطح آزمون ۱۰٪ (سطح اطمینان ۹۰٪) و بخش‌های زردرنگ، در سطح آزمون ۵٪ (سطح اطمینان ۹۵٪) همبستگی بین نیروهای کشندی و زمین‌لرزه‌ها را نشان می‌دهند.

مقادیر مؤلفه کشندی در قاب گسلی پیش از چرخش و پس از آن متفاوت است. مقادیر منفی مؤلفه‌های تنش شمالی-جنوبی که جهت جنوب را نشان می‌دهد، پیش از آنکه در چارچوب گسل قرار گیرند، بیش از ۸۰٪ این مؤلفه را به خود اختصاص می‌دهند و مقادیر تنش بیش از محدوده تقریبی $\pm 1/2$ KPa نیست. این در حالی است که وقتی تنش‌ها در قاب گسل قرار داده شدند، مقادیر مؤلفه تنش شمالی-جنوبی در جهت جنوب تنها در حدود ۴۱٪ از کل

در این بخش، نتایج در دو حالت اصلی (الف) و (ب) بررسی و در قسمت (ج) با هم مقایسه می‌شوند:

الف) بررسی آماری فازهای کشندی بدون حذف پیش‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌ها

نتایج آماری آزمون شوستر روی کل داده‌های لرزه‌ای پیرامون گسل مشا (۹۳ داده) در جدول ۳ ارائه شده است و نشان از تأثیرگذاری فازهای کشندی در حالت ۳۶۰ درجه بر تنش برشی کشندی در بازه بزرگای $3-3/9$ دارد. همچنین در بازه بزرگای $4-4/9$ تنش سطحی کشندی افقی شرقی-غربی و قائم در هر دو حالت فازی ۳۶۰ و ± 180 درجه و تنش کشندی شمالی-جنوبی در حالت فازی ۳۶۰ درجه در محدوده بزرگای زیر ۳ ($2/8 - 2/9$)، در پیوند با رخداد زمین‌لرزه‌ها هستند. این در حالی است که در حالت فازی ± 180 ، مؤلفه قائم کشندی در این بازه از بزرگای در ارتباط با رویدادهای لرزه‌ای است و تنش کشندی شرقی-غربی را در این بازه همانند تنش همه‌جانبه در محدوده بزرگای $4-4/9$ می‌توان در نظر گرفت.

ب) بررسی آماری فازهای کشندی با حذف پیش‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌ها

با توجه به تجزیه و تحلیل فازهای کشندی در پیرامون محدوده گسلی مشا، آزمون شوستر روی ۸۴ داده از ۹۳ داده با بزرگای $Mw \geq 2/8$ انجام و نتایج در دو حالت بررسی شد:

- تقسیم‌بندی نتایج شوستر بر پایه در نظر گرفتن کل داده‌های لرزه‌ای مدل‌شده در محدوده حریم گسل مشا؛
- تقسیم‌بندی نتایج شوستر بر پایه جدایش و تفکیک قطعات (segments) گسلی مدل‌شده.

در هر دو حالت، نتایج کلی در دو فاز ± 180 و ۳۶۰ درجه انجام شده است. شکل‌های ۱۶ و ۱۷ به ترتیب نمودار تقسیم‌بندی نتایج شوستر را بر پایه حالت (۱) و حالت (۲) در دو فاز ± 180 و ۳۶۰ درجه در دسته‌بندی‌های مختلف

آغاز گسیختگی از مقادیر بسیار کمتر آغاز می‌شود، همان‌گونه که نانکلی (۱۳۹۹) نشان داده است، چکانش زمین‌لرزه یادشده، با افزایش تنش برشی و نرمال در حدود ۲۰ و ۴۵ کیلوپاسکال در مناطق گسیختگی واقع در فاصله تقریبی ۱ کیلومتری محل کانون اصلی زلزله آغاز شده است. تسهیل در چکانش پس‌لرزه‌های گسل‌های مجاور در جنوب غربی زمین‌لرزه ونچوان سال ۲۰۰۸ میلادی در چین با بزرگای ۷/۹، تنها با افزایش تنش شکست کولمب ۱۵-۵ KPa همراه بوده است (شان و همکاران، ۲۰۰۹).

مقادیر آماری را به خود اختصاص می‌دهد. مقادیر این تنش در قاب گسلی تا ۳/۷۱ KPa- افزایش یافته است. این مقدار سبب رانده شدن پوش گسیختگی مور به سمت چپ و تسهیل در گسیختگی است. گفتنی است مقدار تنش پیش از زلزله ۱۹ اردیبهشت ۱۳۹۹ دماوند با بزرگای ۵/۱ ریشتر، در حدود ۸/۷ مگاپاسکال بود (نانکلی، ۱۳۹۹) و همان‌طور که ملاحظه می‌شود اصلاً نمی‌توان آن را با مقدار نیروی کشندی مقایسه کرد و به مراتب (چند هزار بار) بیشتر از نیروی کشندی است، ولی از آنجاکه انرژی لازم برای

جدول ۱. نتایج آزمون دوجمله‌ای در بازه‌های فعال داده‌های لرزه‌ای تنش اصلی کشندی در حالت فاز ۳۶۰ درجه. sigxx مربوط به مؤلفه تنش شمالی-جنوبی، sigyy مربوط به مؤلفه تنش شرقی-غربی، sigzz مربوط به مؤلفه تنش شعاعی، sig_shear مربوط به مؤلفه تنش برشی کشندی و sig_lithostatic فشار همه‌جانبه کشندی است. N تعداد آزمون‌ها و دو گروه ۱ و ۲ به ترتیب معرف آزمون‌های موفقیت‌آمیز و ناموفق است.

آزمون دوجمله‌ای

	Category	N	Observed Prop.	Test Prop.	Exact Sig. (1-tailed)
sigxx_pha_360_bin90	Group 1	43	.51	.51	.513 ^a
	Group 2	42	.49		
	Total	85	1.00		
sigyy_pha_360_bin90	Group 1	44	.52	.51	.487
	Group 2	41	.48		
	Total	85	1.00		
sigzz_pha_360_bin90	Group 1	36	.42	.51	.068 ^a
	Group 2	49	.58		
	Total	85	1.00		
sig_shear_pha_360_bin90	Group 1	44	.52	.51	.487
	Group 2	41	.48		
	Total	85	1.00		
sig_lithostatic_pha_360_bin90	Group 1	41	.48	.51	.344 ^a
	Group 2	44	.52		
	Total	85	1.00		

a. Alternative hypothesis states that the proportion of cases in the first group < .51.

جدول ۲. نتایج آزمون دوجمله‌ای در بازه‌های کوچک ($\pm 10^\circ$ درجه) فعال داده‌های لرزه‌ای تنش اصلی کشندی در حالت فاز 360° درجه. sig_{xx} مربوط به مؤلفه تنش شمالی-جنوبی، sig_{yy} مربوط به مؤلفه تنش شرقی-غربی، sig_{zz} مربوط به مؤلفه تنش شعاعی، sig_{shear} مربوط به مؤلفه تنش برشی کشندی و $sig_{lithostatic}$ فشار همه‌جانبه کشندی است. N تعداد آزمون‌ها و دو گروه ۱ و ۲ به ترتیب معرف آزمون‌های موفقیت‌آمیز و ناموفق است.

Hypothesis Test Summary

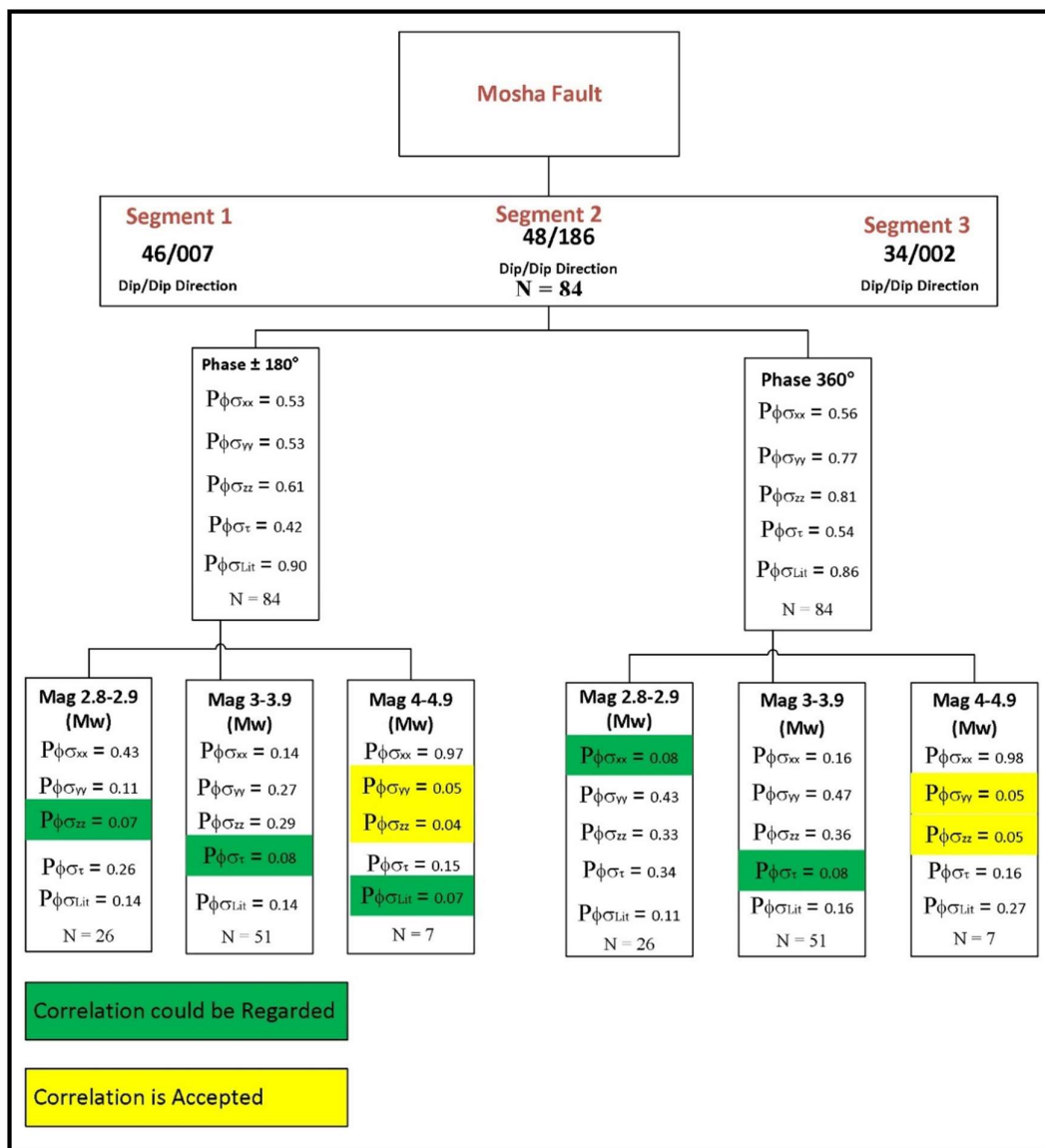
	Null Hypothesis	Test	Sig.	Decision
1	The categories defined by $sig_{xx_pha_360_bin10} = 1.000$ and 0.000 occur with probabilities 0.058 and 0.942 .	One-Sample Binomial Test	.416	Retain the null hypothesis.
2	The categories defined by $sig_{yy_pha_360_bin10} = 1.000$ and 0.000 occur with probabilities 0.058 and 0.942 .	One-Sample Binomial Test	.250	Retain the null hypothesis.
3	The categories defined by $sig_{zz_pha_360_bin10} = 1.000$ and 0.000 occur with probabilities 0.058 and 0.942 .	One-Sample Binomial Test	.401	Retain the null hypothesis.
4	The categories defined by $sig_{shear_pha_360_bin10} = 1.000$ and 0.000 occur with probabilities 0.058 and 0.942 .	One-Sample Binomial Test	.401	Retain the null hypothesis.
5	The categories defined by $sig_{lithostatic_pha_360_bin10} = 1.000$ and 0.000 occur with probabilities 0.058 and 0.942 .	One-Sample Binomial Test	.416	Retain the null hypothesis.

[Asymptotic significances are displayed. The significance level is .05.

جدول ۳. نتایج تجزیه و تحلیل آماری داده‌های لرزه‌ای به روش شوستر بدون حذف پیش‌لرزه و پس‌لرزه.

Remarks	Mode	Number of Occurrence	Magnitude Range	Depth (AVE)-km	p_{xx}	p_{yy}	p_{zz}	$p_{\theta\theta}$	$p_{\theta Lit}$
Classified	$0-360^\circ$	31	2.8-2.9	12.2	0.05	0.36	0.29	0.47	0.17
Classified	$0-360^\circ$	55	3-3.9	12.5	0.21	0.35	0.13	0.02	0.18
Classified	$0-360^\circ$	7	4-4.9	12.4	0.98	0.05	0.05	0.16	0.27
Classified	$0-180^\circ$	31	2.8-2.9	12.2	0.39	0.06	0.03	0.40	0.15
Classified	$0-180^\circ$	55	3-3.9	12.5	0.43	0.85	0.83	0.35	0.42
Classified	$0-180^\circ$	7	4-4.9	12.4	0.97	0.05	0.04	0.15	0.07
Total	$0-360^\circ$	93	2.8-4.9	12.4	0.54	0.86	0.89	0.41	0.85
Total	$0-180^\circ$	93	2.8-4.9	12.4	0.40	0.40	0.45	0.49	0.93

Correlation is Accepted
 Correlation could be Regarded
 Correlation could be Regarded



شکل ۱۶. نتایج آزمون شوستر در حالت کلی داده‌های لرزه‌ای مدل‌شده در محدوده گسل مشا. $P\phi\sigma_{xx}$, $P\phi\sigma_{yy}$, $P\phi\sigma_{zz}$, $P\phi\sigma_{\tau}$ و $P\phi\sigma_{Lit}$ ضرایبی بین صفر و یک هستند و به ترتیب معرف احتمال تصادفی بودن فاز کشندی سطحی شمالی - جنوبی، شرقی - غربی، قائم، تنش برشی و هم‌جانبه لیتواستاتیکی هستند.

بیش از ۱ ریشتر (MI) در مناطقی رخ داده‌اند که تنش شکست حدود ۱۰ KPa افزایش داشته است؛ بنابراین مقدار اشاره‌شده تنش کشندی جهت تسهیل در گسیختگی در مراحل ابتدایی و چکانش زمین‌لرزه که وضعیت تنش در حالت بحرانی قرار دارد، می‌تواند تأثیرگذار باشد. نرخ بلندمدت تنش زمین‌ساختی برای این رویداد در یک سال

بر اساس پژوهش‌های کینگ و همکاران (۱۹۹۴)، هاردبک و همکاران (۱۹۹۸) و بوچولک و استیسی (۲۰۱۶)، اغتشاشات تنش استاتیکی به اندازه ۱۰ کیلو پاسکال (۰/۱ بار) می‌تواند بار زمین‌ساختی روی گسل‌های مجاور را افزایش یا کاهش دهد. بر اساس پژوهش کینگ و همکاران (۱۹۹۴) بیشتر پس‌لرزه‌ها با بزرگای مساوی یا

تأثیرگذاری را در بازه بزرگای کمتر از $3(2/8-2/9)$ نشان می‌دهد و در بازه $3-3/9$ این تأثیرگذاری بر مؤلفه تنش سطحی شمالی- جنوبی است. برای قطعه دوم ($48/188$) فقط در حالت فازی 360 درجه، مواردی همچون پیوند تنش برشی کشندی در حالت کلی برای این قطعه و تأثیرگذاری بر مؤلفه تنش اصلی کشندی سطحی شمالی- جنوبی و تنش همه‌جانبه کشندی بر بازه بزرگای کمتر از 3 درخور توجه است. قطعه سوم ($34/002$) در حالت کلی پیوند بین مؤلفه تنش اصلی سطحی شرقی- غربی و مؤلفه قائم کشندی با فازهای لرزه‌ای را در حالت 360 درجه نشان می‌دهد.

ج) مقایسه نتایج دو روش

بررسی عملکرد حذف پیش‌لرزه و پس‌لرزه در نتایج فازی روش شوستر، نشان می‌دهد نتایج خوشه‌زدایی و نتایج بدون حذف پیش‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌ها، تفاوت درخور توجهی دارد. اگر داده‌های لرزه‌ای کلی نقشی مستقل ایفا کنند، این انتظار می‌رود که به صورت یکنواختی تغییرات در کل بازه‌ها یا دست‌کم متناسب با درصد کاهش تعداد رویدادهای لرزه‌ای در عملیات حذف پیش‌لرزه و پس‌لرزه عمل کند. جدول ۴ نمایش اختلاف نتایج این دو روش را نشان می‌دهد. همان‌طور که در این جدول دیده می‌شود، حذف پیش‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌ها تأثیر به‌نسبت زیادی بر نتایج کلی حالات فازی به‌ویژه در حالت فازی $180 \pm$ درجه گذاشته است. در این پژوهش، حذف خوشه‌بندی در جهت کاهش پیوند کشندی عمل کرده است (مقادیر مثبت)، درحالی‌که نتایج حذف پیش‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌ها بر مؤلفه تنش اصلی سطحی شمالی- جنوبی، شرقی- غربی و مؤلفه قائم در بازه بزرگای کمتر از 3 برای هر دو حالت فازی سبب کاهش پیوند شده است. البته در همین بازه تأثیرات مثبتی (مقادیر منفی) بر فاز تنش برشی داشته است. روش حذف، بیشترین تأثیر را بر نتایج بزرگای $3-3/9$ داشته

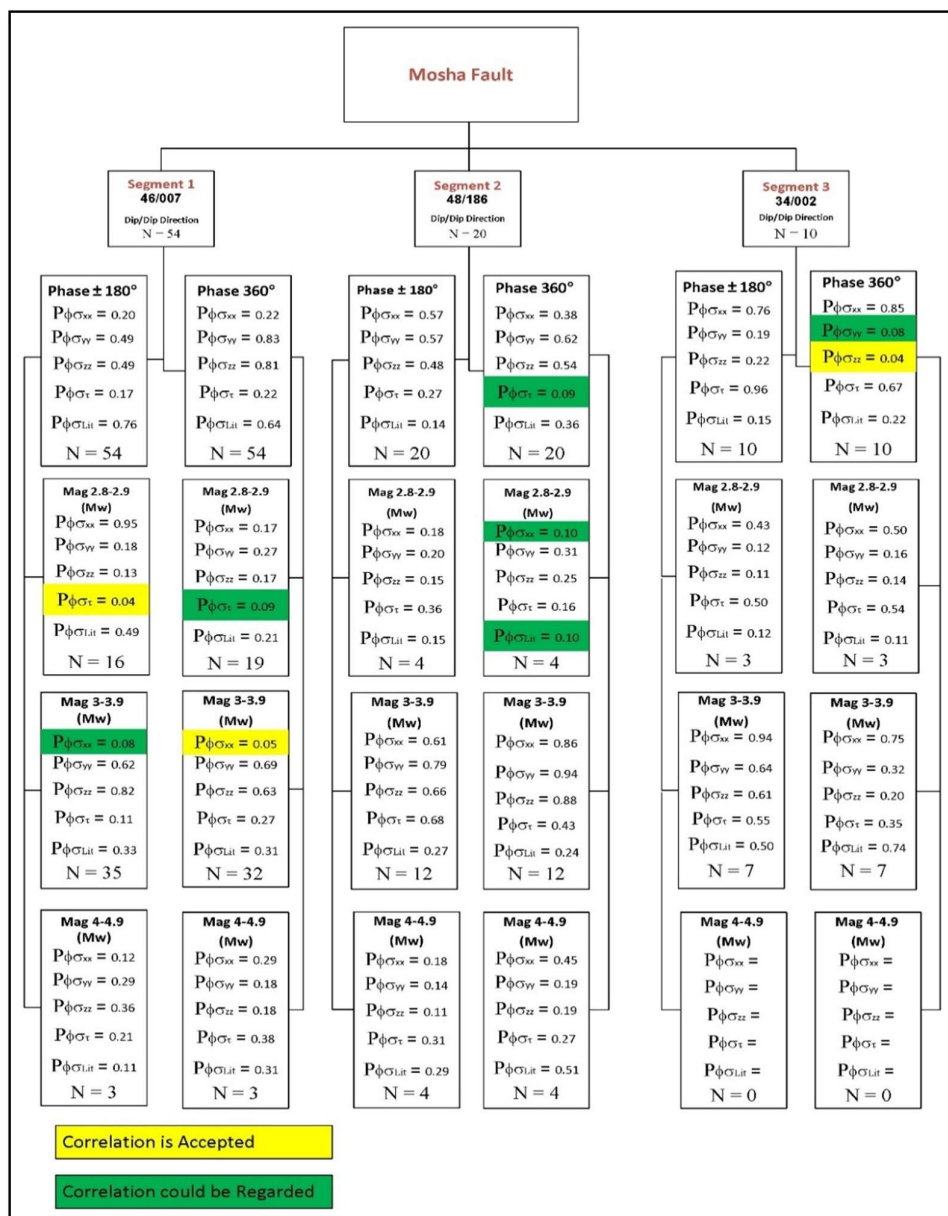
تنها حدود $1/1$ کیلوپاسکال است (نانکلی، ۱۳۹۹) که بسیار کوچک‌تر از نرخ تنش کشندی لحظه‌ای اجرام آسمانی است. تجمع و انباشتگی تنش کشندی در این بازه‌های زمانی نیز علی‌رغم تغییراتشان می‌تواند در قالب مطالعاتی جدید بررسی شود.

بررسی دسته‌بندی بزرگا و فازهای لرزه‌ای، تأثیرگذاری مؤلفه کشندی قائم در حالت فازی $180 \pm$ درجه را بر زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای $2/8-2/9$ نشان می‌دهد که درخور توجه است. با توجه به شکل ۱۶ تنش اصلی کشندی افقی شرقی- غربی که بیشترین تأثیر را بر بزرگای $4-4/9$ دارد، به سوی باختر است (مقادیر منفی) و در حدود $68/$ آمار کلی این مؤلفه را در حالت قاب‌شده تشکیل می‌دهد که با حرکت چپگرد گسل همخوانی دارد و هم‌جهت با حرکت گسل است. پس در واقع نقش این مؤلفه به جای کاهش در مقدار تنش کمینه صفحه گسل ($3'$)، افزایش مقدار تنش بیشینه ($1'$) است که باعث افزایش مقادیر زمین‌ساختی می‌شود و به احتمال در تسهیل گسیختگی می‌تواند اثرگذار باشد. بررسی اثر این مؤلفه در دایره مور نشان می‌دهد این مؤلفه (شرقی- غربی) تأثیر بسیار کمی در تسهیل شکستگی و رها شدن انرژی در رویدادهای لرزه‌ای در حریم گسل مشا دارد. همچنین مؤلفه تنش کشندی قائم با سطح اطمینان $95/$ با رویدادهای لرزه‌ای در هر دو فاز $180 \pm$ و 360 درجه با زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای 4 تا $4/9$ در ارتباط است. تنش همه‌جانبه در این بازه از بزرگا برای حالت فازی $180 \pm$ درجه درخور توجه است.

تنش برشی کشندی قاب‌شده در صفحات مدل‌شده گسلی در بازه بزرگای $3-3/9$ در هر دو حالت فازی $180 \pm$ و 360 درجه، به لحاظ تأثیرگذاری درخور توجه است. با توجه به شکل ۱۷، بررسی‌های آماری آزمون شوستر برای قطعات گسلی مدل‌شده نشان از این دارد که تنش برشی کشندی، برای هر دو حالت فازی، برای قطعه گسلی اول به مشخصه جهت شیب/ شیب ($46/007$)، بیشترین

۴) این عملکرد تأثیری بر نتایج نگذاشت که انتظار هم همین بود؛ زیرا در این بازه از بزرگ، زمین لرزه‌ای حذف نشده است.

است. درحالی که این روش در فاز $\pm 180^\circ$ درجه بیشترین تأثیرات مثبت را گذاشته است، برای حالت 360° درجه، تأثیرات در مجموع در جهت کاهش پیوند بین زمین لرزه‌ها و فازهای کشندی است. در باقی حالات (بزرگهای $4/9-$



شکل ۱۷. نتایج آزمون شوستر بر پایه جدایش و تفکیک قطعات گسلی مدل شده. $P\phi\sigma_{xx}$, $P\phi\sigma_{yy}$, $P\phi\sigma_{zz}$, $P\phi\sigma_{\tau}$ و $P\phi\sigma_{Lit}$ ضرایبی بین صفر و یک هستند و به ترتیب معرف احتمال تصادفی بودن فاز کشندی سطحی شمالی - جنوبی، شرقی - غربی، قائم، تنش برشی و همه جانبه لیتواستاتیکی هستند.

برشی در حالت فازی ۳۶۰ درجه در حدود ۳۰۰٪ (سه برابر) در جهت کاهش پیوند کشندی عمل کرده است که بیش از انتظار است و به نوعی نشان‌دهنده بحث همفازی و انحراف داده‌ها در این حالات است و لزوم حذف پیش‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌ها بیشتر به چشم می‌خورد.

با توجه به تعداد کم داده‌های کسر شده در این محدوده (حدود ۱۰٪)، نتایج برای بازه بزرگای ۳ تا ۳/۹ در حالت فازی $\pm 180^\circ$ درجه در حدود ۷۰٪ تغییر یافته است و برای دیگر بازه‌ها و حالات فازی، بسیار متفاوت و گاهی بسیار زیاد تغییر کرده است؛ برای نمونه تغییرات در تنش کشندی

جدول ۴. نتایج آزمون شوستر (تأثیر روش خوشه‌زدایی بر تحلیل فازی کل زمین‌لرزه‌ها).

Remarks	Mode	Number of Occurrence	Magnitude Range(Mw)	Depth (AVE)-km	pf _{sxx}	pf _{sy}	pf _{sz}	pf _{st}	pf _{sLit}
Classified	0-360°	26-31	2.8-2.9	12.3	0.02	0.07	0.04	-0.13	-0.06
Classified	0-360°	51-55	3-3.9	12.6	-0.05	0.12	0.24	0.06	-0.03
Classified	0-360°	9	4-4.9	12.4	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Classified	$\pm 180^\circ$	26-31	2.8-2.9	12.3	0.04	0.05	0.04	-0.15	-0.02
Classified	$\pm 180^\circ$	51-55	3-3.9	12.6	-0.29	-0.58	-0.54	-0.27	-0.29
Classified	$\pm 180^\circ$	9	4-4.9	12.4	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	0-360°	84-93	2.8-4.9	12.5	0.01	-0.09	-0.08	0.13	0.01
Total	$\pm 180^\circ$	84-93	2.8-4.9	12.5	0.12	0.12	0.15	-0.07	-0.04

± 0.05	negligible difference
$\pm 0.05 < \text{ to } \pm 0.09$	slightly
$\pm 0.1 < \text{ to } \pm 0.19$	ratherly high
$\pm 0.2 < \text{ to } \pm 0.29$	high
$\pm 0.3 < \text{ to } \pm 0.39$	very high
$\pm 0.4 <$	extremely high

بررسی آماری به روش آزمون دو جمله‌ای، ارتباط معنی‌دار مثبت بین رویدادها و نیروهای کشندی را در محاسبات فاز ۳۶۰-۰ درجه در مناطق فعال مفروض (با بازه‌های ۹۰ درجه) نشان می‌دهد، درحالی‌که در محاسبات فاز $\pm 180^\circ$ درجه‌ای، نتایج این ارتباط را تأیید نمی‌کند. برای مناطق فعال در بازه‌های کوچک $\pm 10^\circ$ درجه، در هر دو حالت فاز، پیوند مثبتی بین زمین‌لرزه‌ها و کشندها وجود دارد. پس در مجموع، نتایج آزمون آماری دو جمله‌ای این ارتباط و پیوند را تأیید می‌کند.

نتایج آزمون به روش شوستر در هر دو حالت فاز، پیوند درخور توجهی را بین تنش‌های برشی کشندی در بازه بزرگای ۳-۳/۹ نشان می‌دهد و به نظر می‌رسد در این بازه از

نتایج حذف پیش‌لرزه و پس‌لرزه سبب حذف فازهای همنام رویدادهای لرزه‌ای وابسته به هم شده است که در این مطالعات، در مجموع تأثیر منفی در جهت پیوند لرزه‌ای با نیروهای کشندی داشته است.

۶ نتیجه‌گیری

نتایج برای وجود ارتباط بین رویدادهای لرزه‌ای و نیروهای کشندی در بازه بزرگای در حالت کلی (۲/۸-۴/۹) در دو روش فازی $\pm 180^\circ$ درجه و ۳۶۰-۰ درجه به روش آماری شوستر منفی است، ولی این نتایج در قالب دسته‌بندی بزرگای زمین‌لرزه‌ها متفاوت هستند و در برخی از بازه‌ها و روش‌های فازی نتایج مثبتی بین این ارتباط وجود دارد.

اشرفیان‌فر، ن.، ۱۳۸۴، پترولوژی دگرگونی درجه خفیف قسمتی از سازند کرج واقع در شمال برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ تهران (مقطع توچال-ولنجک): مجموعه مقالات بیست و یکمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

بحیرایی، س.، عباسی، م.، الماسیان، م.، ۱۳۸۵، تحلیل ساختاری گسل مشا در گستره شمال خاور تهران: مجله علوم زمین، ۱۶(۶۴)، ۱۱۲-۱۲۵.

جوادی، ح. ر.، اسدی، م.، شیخ‌الاسلامی، م. ر.، ۱۳۹۲، نقشه ۱:۱۰۰۰،۰۰۰ گسل‌های ایران بر روی زیرتقسیمات استانی، گروه تکتونیک، سازمان زمین‌شناسی ایران.

خاکشور، م.، حافظی مقدس، ن.، دلجانی، ف.، ۱۳۸۷، زمان وقوع زلزله و فازهای قمری در ایران: پنجمین کنفرانس زمین‌شناسی مهندسی و محیط زیست ایران. ریاضی راد، ز.، جوان دلویی، غ.، ۱۳۸۸، ساختار سرعتی شمال ایران بر اساس زمان‌های عبور لرزه‌ای: مجله علوم پایه دانشگاه آزاد اسلامی، ۱۹(۷۳)، ۱۶۳-۱۷۵.

عباسی، ا.، تاتار، م.، عباسی، م.، یمینی‌فرد، ف.، ۱۳۹۰، لرزه‌شناسی دستگاهی بخش خاوری گسل مشا: مجله ژئوفیزیک ایران، ۱۶(۱)، ۱۲۸-۱۴۶.

غفوری آشتیانی، م. و همکاران، ۱۳۹۳، راهنمای کاربردی انجام تحلیل خطر زلزله: نشریه ۶۲۶، معاونت نظارت راهبردی امور نظام فنی، معاونت برنامه‌ریزی و نظارت راهبردی رییس‌جمهور.

قائمی، ذ.، مقیم، ا.، ۱۳۹۵، مطالعات برنامه آمایش استان البرز: شرکت مهندسین مشاور شرق آیند، سازمان مدیریت و برنامه‌ریزی استان البرز.

نانکلی، ح. ر.، سعادت، ع.، ۱۳۹۹، تحلیل زلزله ۱۹ اردیبهشت ماه و پس‌لرزه ۷ خرداد ماه ۹۹ گسل مشا با بزرگای ۵/۱ و ۴: اداره کل ژئودزی و نقشه‌برداری زمینی، سازمان نقشه‌برداری کشور.

بزرگا بیشترین تأثیر نیروهای کشندی بر رویدادهای لرزه‌ای وجود داشته باشد.

داده‌های لازم برای تحلیل در بازه بزرگای ۴/۹-۴ بسیار کم است، ولی نتایج حاکی از ارتباط معنی‌دار این رویدادها با فازهای لرزه‌ای تنش‌های اصلی کشندی سطحی شرقی-غربی و قائم است. علاوه بر این، پیوند با تنش‌های کشندی همه‌جانبه نیز ملاحظه می‌شود.

بررسی تأثیر بیشینه تنش مؤثر کشندی (همسو با جهت زمین‌ساختی در صفحه گسیختگی)، مؤلفه‌های اصلی کشندی افقی با راستای شمالی-جنوبی و شرقی-غربی و مقادیر افزایش تنش زمین‌ساختی بر اثر رویداد لرزه‌ای ۱۳۹۹ با بزرگای $MI=5/1$ در قالب نمودارهای پوش گسیختگی دایره مور، نشان‌دهنده تأثیر چشمگیر تنش کشندی شمالی-جنوبی بر پوش گسیختگی افزایش تنش زمین‌ساختی گسل مشا است که آن را به سمت چپ متمایل می‌کند. با تأثیر این مؤلفه کشندی، تسهیل در گسیختگی و چکانش زمین‌لرزه با اعمال تنش برشی کمتری صورت می‌گیرد.

منابع

احتشامی معین‌آبادی، م.، یساقی، ع.، ۱۳۹۳، تعیین شرایط دگرشکلی پهنه گسل مشا با استفاده از داده‌های ریزساختاری و میانبرهای سیال: فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۹۴، ۸۷-۹۶.

اسکویی، ب.، صیادی، م.، امیدیان، ص.، ۱۳۹۱، بررسی ساختار گسل مشا (جنوب البرز مرکزی) با استفاده از روش مگنتوتلوریک: مجله فیزیک زمین و فضا، ۳۸(۳)، ۱۶۱-۱۷۴.

اسلامی، آ.، پوربیرانوند، ش.، تقابنی، م.، ۱۳۹۹، گزارش مقدماتی زمین‌لرزه ۱۹ اردیبهشت ماه ۱۳۹۹ شمال دماوند: پژوهشکده زلزله‌شناسی، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.

- Allen, M. B., Ghassemi, M. R., Shahrabi, M., and Qorashi M., 2003, Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran: *Journal of Structural Geology*, **25**, 659-672.
- Allenbach, P., 1966, *Geologie und Petrographie des Damavand and seiner Umgebung (Zentral-Elburz)*, Iran: Mitt. Geol. Inst. Eidgen. Tech. Hochschule, University of Zürich, N. F.
- Bucholc, M., and Steacy, S., 2016, Tidal stress triggering of earthquakes in Southern California: *Geophysical Journal International*, **205**, 681–693, doi:10.1093/gji/ggw045.
- Cochran, E. S., Vidale, J. E., and Tanaka, S., 2004, Earth tides can trigger shallow thrust fault earthquakes: *Science*, **306**(5699), 1164-1166.
- Deparis, V., Legros, H., and Souchay, J., 2013, Tides in Astronomy and Astrophysics, Investigations of Tides from the Antiquity, Chapter2, Lecture Notes in Physics 861, doi:10.1007/978-3-642-32961-6_2, Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Dix, C. H., 1964, Earthquakes and earth tides, unpublished report, Caltech. See also triggering of some earthquakes: *Proc. Japan Acad.*, XL, 410-415.
- Drange, H., 2017, Notes to GEOF331 - Tidal Dynamics: Geophysical Institute, University of Bergen.
- Fang, J., 2001, Solid Earth Tides: Scientific Press, 156–437, in Chinese (1984).
- Goodway, B., 2009, AVO and Lamé constants for rock parameterization and fluid detection: *The Canadian Journal of Exploration Geophysics Recorder*, **26**, 39–60.
- Hardebeck, J. L., Nazareth, J. J., and Hauksson, E., 1998, The static stress change triggering model: constraints from two southern California aftershock sequences: *Journal of Geophysical Research*, **103**, 24 427–24 437.
- Havskov, J., Bormann, P., and Schweitzer, J., 2002, Earthquake Location, Information Sheet: University of Bergen, Department of Earth Science, Allégaten 41, N-5007 Bergen, Norway.
- Heaton, T. H., 1975, Tidal triggering of earthquakes: *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **43**(2), 307-326.
- Heaton, T., 1982, Tidal triggering of earthquakes: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **72**(6), 2181-2200.
- Hill, D. P., and Prejean, S., 2013, Dynamic triggering, in V. 4 Earthquake Seismology, Treatise on Geophysics, 2nd edn, ed. Kanamori, H., Elsevier.
- https://oceanservice.noaa.gov/education/tutorial_tides/tides08_othereffects.html.
- Jaeger, J. C., 1969, *Elasticity, Fracture and Flow, With Engineering and Geological Applications*: Methuen, London.
- Kim, T. K., 2015, T test as a parametric statistic: *Korean Journal of Anesthesiol*, **68**(6), 540-546, doi:10.4097/kjae.2015.68.6.540.
- King, G. C. P., Stein, R. S., and Lin, J., 1994, Static stress changes and the triggering of earthquakes: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **84**, 935–953.
- Knopoff, L., 1964, Earth tides as a triggering mechanism for earthquakes: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **54**, 1865-1870.
- Kwak, S. G., and Kim, J. H., 2017, Central Limit Theorem: The cornerstone of modern statistics: *Korean Journal of Anesthesiology*, doi:10.4097/kjae.2017.70.2.144.
- Lambert, A., Kao, H., Rogers, G., and Courtier, N., 2009, Correlation of tremor activity with tidal stress in the northern Cascadia subduction zone: *Journal of Geophysical Research*, **114**, B00A08, doi:10.1029/2008JB006038.
- Mauk, F. J., and Johnston, M. J. S., 1973, On the triggering of volcanic eruptions by Earth tides: *Journal of Geophysical Research*, **78**.
- McCarthy, D. D., and Petit, G., 2004, International Earth Rotation and Reference Systems Service: IERS Conventions (2003), IERS Technical Note No. 32, Bundesamt für Kartographie und Geodäsie Richard-Strauss-Allee 11, 60598 Frankfurt am Main, Germany, URL: www.iers.org.
- McNutt, M., and Heaton, T. H., 1981, An evaluation of the seismic- window theory for earthquake prediction: *California Geology*, **34**(1), 12-16.
- Métivier, L., Viron, O., Conrad, C., Renault, S., Diament, M., and Patau, G., 2009, Evidence of earthquake triggering by the solid earth tides: *Earth and Planetary Science Letters*, **278**, 370–375.
- Mignan, A., Werner, M. J., Wiemer, S., Chen, C. C., and Wu, Y. M., 2011, Bayesian estimation of the spatially varying completeness magnitude of earthquake catalogs: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **101**, doi:10.1785/0120100223.
- Mignan, A., Woessner Jochen, 2012, Estimating the magnitude of completeness for earthquake catalogs, Theme IV – Understanding Seismicity Catalogs and their Problems: Swiss Seismological Service, ETH Zurich.

- Molchan, G., and Dmitrieva, O., 1992, Aftershock identification: methods and new approaches: *Geophysical Journal International*, **109**, 501-516.
- Momeni, S. M., and Madariaga, R., 2020, Long-term induced seismicity on the Mosha fault by Damavand Volcano, NIran, Implications on the seismic hazard of Tehran metropolis: ESSOAr, <https://doi.org/10.1002/essoar.10505487.1>.
- Mukherjee, S., 2006, *Earthquake Prediction*: CRC Press, Taylor & Francis Group.
- Reasenber, P., 1985, Second-order moment of central California seismicity, 1969-1982: *Journal of Geophysical Research*, **90**, 5479-5495.
- Riley, D. M., and Hansen, C. W., 2014: Sun-relative pointing for dual-axis solar trackers employing azimuth and elevation rotations: Sandia National Laboratories, Albuquerque, New Mexico 87185 and Livermore, California 94550.
- Ritz, J. F., Nazari, H., Ghassemi, A., Salamati, R., Shafei, A., Soleymani, S., and Vernant, P., 2006, Active transtension inside central Alborz: A new insight into northern Iran Southern Caspian geodynamics: *Geology*, **34**, 477-480.
- Rydelek, P. A., and Sacks, I. S., 1989, Testing the completeness of earthquake catalogs and the hypothesis of self-similarity: *Nature*, **337**, 251-253.
- Scholz, C. H., 2002, *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*: Cambridge University Press.
- Schuster, A., 1897, On lunar and solar periodicities of earthquakes: *Proceedings of the Royal Society of London*, **61**, 455-465, doi:10.1098/rspl.1897.0060.
- Shan, B., Xiong, X., Zheng, Y., and Diao, F., 2009, Stress changes on major faults caused by Mw 7.9 Wenchuan earthquake, May 12, 2008: *Science in China Series D: Earth Sciences*, Springer, **5**(25), 593-601, doi:10.1007/s11430-009-0060-9.
- Shaocheng, J., Shengsi, S., Qian Wang, Q., and Marcotte, D., 2010, Lamé parameters of common rocks in the Earth's crust and upper mantle: *Journal Of Geophysical Research*, **115**, B06314, doi:10.1029/2009JB007134.
- Shlien, S., 1972, Earthquake-tide correlation: *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, **28**, 27-34.
- Sieber, N., 1970, Zur geologie des gebietes sudlich des Taleghan-tales, Zentral Elburz (Iran): *Europäische Hochsch, Schrschriften*, **19**(2), 126, in German).
- Smith, D. E., Heaton, T. H., and Hardebeck, J. L., 2015, Comment on "Models of stochastic, spatially varying stress in the crust compatible with focal-mechanism data, and how stress inversions can be biased towards the stress rate: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **105**(1), 447-451, doi: 10.1785 / 0120130127.
- Soleymani Azad, S, Ritz, J., Abbassi, M. R., 2010, Left-lateral active deformation along the Mosha-North Tehran fault system (Iran): Morphotectonics and paleoseismological investigations: *Tectonophysics*, **497**, Elsevier.
- Sottili, G., Martino, S., Palladino, D. M., Paciello, A., and Bozzano, F., 2007, Effects of tidal stresses on volcanic activity at Mount Etna, Italy: *Geophysical Research Letters*, **34**, L01311, doi:10.1029/2006GL028190.
- Steiger, R., 1966, Die geologie der west-Firuzkuh area (Zentral Elburz/Iran): *Mitteilung Geologisches Institut, ETH-Zurich*, 145 pp. (in German).
- Su, Y., Fu, H., and Hu, H., 2012, Study on correlation of tidal forces with global great earthquakes: *International Journal of Geosciences*, **3**, 373-378, <http://dx.doi.org/10.4236/ijg.2012.32041>.
- Tamrazyan, G. P., 1968, Principal regularities in the distribution of major earthquakes relative to solar and lunar tides and other cosmic sources: *Icarus*, doi:10.1016/0019-1035(68)90050-X..
- Tan, Y. J., Waldhauser, F., Tolstoy, M., and Wilcock, W. S. D., 2019, Axial Seamount: Periodic tidal loading reveals stress dependence of the earthquake size distribution (b value): *Lamont-Doherty Earth Observatory of Columbia University, Palisades, New York 10964, USA*.
- Tanaka, S., Ohtake, M., and Sato, H., 2002, Evidence for tidal triggering of earthquakes as revealed from statistical analysis of global data: *Journal of Geophysical Research*, **107**(B10), ESE 1-1-ESE 1-11.
- Tanaka, S., 2010, Tidal triggering of precursory earthquakes to the recent Sumatra megathrust earthquakes of 26 December 2004 (Mw 9.0), 28 March 2005 (Mw 8.6), and 12 September 2007 (Mw 8.5): *Geophysical Research Letters*, **37**, L02301, doi: 10.1029 / 2009GL041581.
- Tanaka, S., 2012, Tidal triggering of earthquakes prior to the 2011 Tohoku-Oki earthquake (Mw 9.1): *Geophysical Research Letters*, **39**, L00G26, doi: 10.1029/2012GL051179.
- Tatar, M., Hatzfeld, D., Abbassi, A., and

- Yaminifard, F., 2012, Microseismicity and seismotectonics around the Mosha fault (Central Alborz, Iran): *Tectonophysics*, **544-545**, 50–59, doi:10.1016/j.tecto.2012.03.033.
- Tchalenko, J. S., Berberian, M., Iranmanesh, H., Bailly, M., and Arsovsky, M., 1974, Tectonic framework of the Tehran region: Geological Survey of Iran, Report no. 29.
- Teknik, V., Ghods, A., Thybo, H., and Artemieva, I. M., 2018, Crustal structure of the Iranian Plateau based on 2D interpretation of gravity, aeromagnetic, and seismic data: Proceedings of the 18th Iranian Geophysical Conference.
- Thomas, A. M., Nadeau, R. M., Burgmann, R., 2009, Tremor-tide correlations and near-lithostatic pore pressure on the deep San Andreas fault: *Nature*, **462**, 24-31, doi:10.1038/nature08654.
- Wang, W., and Shearer, P. M., 2015, No clear evidence for localized tidal periodicities in earthquakes in the central Japan region: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **120**, 6317–6328, doi:10.1002/2015JB011937, AGU Publications.
- Wiemer, S., and Wyss, M., 2000, Minimum magnitude of complete reporting in earthquake catalogs: examples from Alaska, the Western United States, and Japan: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **90**, 859-869.
- Wilcock, W. S. D., 2009, Tidal triggering of earthquakes in the Northeast Pacific Ocean: *Geophysical Journal International*, **179**, 1055–1070, doi: 10.1111/j.1365-246 X.2009.04319.x.
- Widnall S., 2009, Lecture L3 - Vectors, Matrices and Coordinate Transformations, Dynamics and Coordinate Transformations, Dynamics (Pembroke, Ont.), Lecture notes based on J. Peraire Version 2.0, MIT OpenCourseWare, <http://ocw.mit.edu>.
- Wyss, M., Hasegawa, A., Wiemer, S., and Umino, N., 1999, Quantitative mapping of precursory seismic quiescence before the 1989, M7.1 off-Sanriku earthquake, Japan: *Annali Di Geofisica*, **42**, 851-869.
- Yin, X. C., Chen, X. Z., Song, Z. P., and Yin, C., 1995, A new approach to earthquake prediction: the Load\Unload Response Ratio (LURR) theory: *Pure and Applied Geophysics*, **145**, 701–715.

Investigation of the relationship between tidal stress components and seismic events in the area of Mosha fault

Hamid Reza Sepahian¹, Nasser Hafezi Moghaddas^{2*}, Hossein Sadeghi³ and Reza Khajavi⁴

¹ Ph.D. Student, Ferdowsi University of Mashhad, Faculty of Science, International Pardis, Mashhad, Iran

² Professor, Ferdowsi University of Mashhad, Faculty of Science, Director of Geology's Department, Mashhad, Iran

³ Associate Professor, Ferdowsi University of Mashhad, Faculty of Science, Department of Geology, Mashhad, Iran

⁴ Assistant Professor, Ferdowsi University of Mashhad, Faculty of Science, Department of Geology, Mashhad, Iran

(Received: 11 February 2022, Accepted: 18 June 2022)

Summary

Studies show that celestial bodies can be effective in triggering earthquakes from several perspectives by exerting gravitational forces, albeit less than cumulative tectonic forces. These forces in the fluid environment increase the pore pressure and facilitate the rupture and seismicity of the earthquake. Previously, no clear relationship between tidal forces and seismic events with strike-slip faults has been reported.

In this study, the relationship between earthquakes and tidal stress components in the fault area along the sinistral strike-slip of Mosha was investigated. For this purpose, IIEES and NEIC seismic data from 1975 to 2020 have been used. After removing the foreshocks and aftershocks by the Reasenber method and considering the magnitude of completeness ($M_c=2.8$), 84 seismic events out of 188, with a magnitude of more than 2 around the fault were studied.

By considering the superficial fault information and the hypocenter of the earthquakes and assuming that the events occurred on the fault plane, the mathematical equation of the fault plane is fitted and modeled.

According to the model of the presented fault segments, the main and shear stress components were included and calculated in the frame with the help of the conversion matrix. The results show that the north-south horizontal component of tidal stress has the greatest effect on tectonic forces and facilitates seismic shock. Based on the model of fault segments, the main tidal stress components (two horizontal components and one vertical component) and shear stress are framed into the modeled plane. Events are examined in the frame of modeled planes by Schuster's test and binomial method, in two conventional modes of 360 and ± 180 degrees of tidal phases.

Outcomes of these results are a bit complex. However, the results of the Schuster's test at the test level of 5% (significance level 95%) do not show the correlation between tidal forces and earthquakes in the general case (in magnitude range 2.8-4.9) and we could not assume a relation between earthquakes and tidal forces, but using the classified magnitudes confirms this relation at specific intervals for different tidal components. For example, the components of tidal shear stress framed in the fault plane (parallel to the rupture of the fault main plane) are associated with a magnitude range of 3-3.9. The binomial test also does not rule out seismic events in some phase cases, where we expect the greatest effect of tidal stress on the dynamic sections of the phase.

The study of tidal components shows that the negative values of the north-south horizontal component (towards south) play an important role to decrease the minimum tectonic stress at the beginning of the rupture, which is northward and as a result, the Mohr envelope failure tends to shift to the left. It facilitates fault plane rupture and can cause earthquake triggering.

Keywords: Tidal stress, schuster's test, Mosha strike-slip fault, the mathematical model of the fault