

برآورد پارامترهای دینامیکی زمین لرزه‌ها و نرخ گشتاور ژئودتیک در جنوب و باختر بلوک لوت، خاور ایران

احمد رشیدی*^۱، محمدمهدی خطیب^۲، یحیی جمور^۳، سیدمرتضی موسوی^۴، مجید نعمتی^۵

۱- دانشجوی دکتری تکتونیک، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بیرجند

۲- استاد گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بیرجند

۳- دانشیار آموزشکده نقشه‌برداری، سازمان نقشه‌برداری کشور، تهران

۴- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بیرجند

۵- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید باهنر کرمان

پذیرش مقاله: ۱۳۹۵/۸/۲۶

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۶/۱/۱۶

چکیده

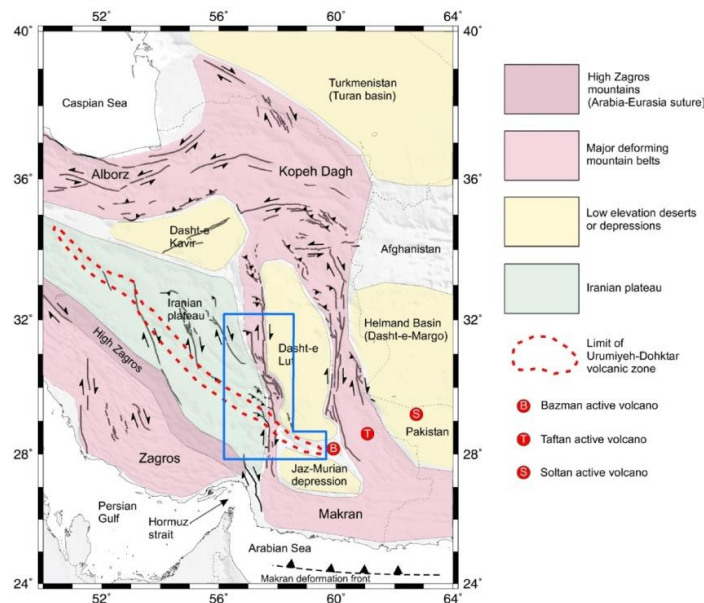
پارامترهای دینامیکی بدست آمده از زمین لرزه‌های روی داده در باختر و جنوب بلوک لوت (در طی سال‌های ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۵) و نرخ گشتاور ژئودتیک بدست آمده، نشان از بالا بودن دگرشکلی لرزه‌ای و بین لرزه‌ای و خطر بالای لرزه خیزی در منطقه است. براساس بررسی بیش از ۲۸۰ نگاشت بسامدی مناسب از ۲۸ زمین‌لرزه روی داده در یک دهه اخیر (با بزرگای $M_N \geq 4.5$) نتایج حاصله عبارتند از: بزرگای گشتاوری بین ۳/۷ تا ۶/۴ ریشتر، گشتاور لرزه‌ای بین $4.16869E+14$ (N.m) تا $5.01187E+18$ (N.m) افت تنش بین ۱۳/۹۴ تا $331/0.8$ بار، بسامد گوشه فازهای P,S از ۰/۳۳ تا ۳/۰۲ هرترز و پهنای شکسته شده پوسته (ابعاد چشمه) از ۰/۴۲ تا ۵/۹۹ کیلومتر. بیش‌ترین مقدار افت تنش روی داده در منطقه $331/0.8$ بار، مربوط به زمین‌لرزه ریگان (۲۰۱۱/۰۱/۲۷) است. مقدار افت تنش این زمین‌لرزه بسیار بیش‌تر از میانگین آن برای ۲۷ زمین‌لرزه دیگر (۹۷/۹ بار) است. مقدار نرخ گشتاور ژئودتیک در منطقه بین $6.00E+16$ Nm.yr تا $7.75E+17$ Nm.yr بدست آمد. در دهه اخیر در مناطقی که نرخ گشتاور ژئودتیک بیش‌تر بوده است، افت تنش کم‌تری اتفاق افتاده است. به عبارتی در این مناطق (مناطق با واتنش‌کند) انرژی به صورت ناگهانی خارج نشده است، بلکه به صورت آرام و پیوسته آزاد گردیده است. در طی یک دهه اخیر برای کل منطقه مورد مطالعه، نرخ گشتاور لرزه‌ای مقدار $7.42557E+17$ Nm.y و نرخ گشتاور ژئودتیک مقدار $6.44E+18$ Nm.yr محاسبه شد. برای منطقه مورد مطالعه رابطه بین M_w (بزرگای گشتاوری) و $\log(m_0)$ (لگاریتم گشتاور لرزه‌ای)، رابطه بین $\log(m_0)$ با S_r (اندازه پهنه شکسته شده در هر زمین‌لرزه)، رابطه بین S_r و S_s (مقدار لغزش در محل چشمه هر زمین‌لرزه) و رابطه بین اندازه پهنه شکسته شده و افت تنش در هر زمین‌لرزه (St) به ترتیب: $\log(m_0) = 0.643S_r$ ، $M_w = 0.600\log(m_0) - 5.054$ ، $S_s = 0.673S_t - 31.59$ ، $S_r = 0.013S_s + 0.869$ ، $+15.47$ بدست آمدند.

واژه‌های کلیدی: افت تنش، بزرگای گشتاوری، پارامترهای دینامیکی، جنوب و باختر بلوک لوت، نرخ گشتاور ژئودتیک.

مقدمه

منطقه هستند که مسبب رخداد این زمین لرزه‌ها بوده‌اند. در این پژوهش با بررسی پارامترهای دینامیکی و بررسی نرخ گشتاور ژئودتیک و گشتاور لرزه‌ای در طی یک دهه اخیر (از سال ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۵) مقدار تنش و مقدار انرژی رها شده در اثر زمین لرزه‌های اتفاق افتاده و میزان دگرشکلی بدون لرزه مورد بررسی قرار می‌گیرد. از آنجا که در منطقه مورد پژوهش شاهد زمین لرزه‌های مخرب بوده‌ایم، پی بردن به موقعیت مناطق با دگرشکلی تند و مناطق با دگرشکلی کند و ارتباط آن‌ها با زمین لرزه‌های روی داده از اهداف دیگر این پژوهش است.

گستره مورد بررسی بین عرض جغرافیایی 29° تا $30' 32^{\circ}$ درجه شمالی و طول جغرافیایی 56° تا $30' 58^{\circ}$ درجه خاوری در قسمت باختر بلوک لوت و هم‌چنین در 28° تا 29° درجه شمالی و 56° تا $30' 60^{\circ}$ درجه خاوری در قسمت جنوب و جنوب باختر این بلوک قرار دارد (شکل ۱). در دهه اخیر (از سال ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۵)، ۲۸ زمین‌لرزه با بزرگای $M_N \geq 4.5$ در منطقه روی داده است. گسل‌های گوک، بم، کهورک، کوه‌بنان، راور، لاله زار، بردسیر، بهاباد، داوران، لکرکوه، ماهان، ساردوئیه (سربیزان)، شهداد، سبزواریان مهم‌ترین گسل‌های جنبی



شکل ۱: شکل شماتیک از پهنه‌های ساختاری ایران، کادر آبی رنگ محدوده مورد مطالعه است که قسمت باختر و جنوب دشت لوت را شامل می‌شود.

مطالعه و بررسی ساختگاه، جهت احداث بناهای مهم صنعتی و غیرصنعتی اطلاعات لازم فراهم شده است. از کارهای مشابه انجام شده می‌توان به کار رحیمی و همکاران (۱۳۸۵) در برآورد پارامترهای چشمه، ضریب جذب، پارامتر افت طیفی و k با استفاده از رکوردهای شتاب نگاشتی زلزله بم

در بخش جنوب و باختر بلوک لوت با وجود رخداد زمین لرزه‌های متعدد، هنوز شناخت کافی از زمین لرزه‌های منطقه وجود ندارد بنابراین شناخت ویژگی‌های دینامیکی زمین‌لرزه‌های روی داده در منطقه و برآورد جنبایی گسل‌های منطقه لازم و ضروری به نظر می‌رسد. در این پژوهش برای

پارامترهای کینماتیکی مورد نظر از شکل موج زمین لرزه‌های دریافت شده از سایت موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (<http://www.irsc.ut.ac.ir>) استفاده شد. با استفاده از نرم‌افزار ساین (هاوسکو و آترمور، ۲۰۰۵) شکل موج زمین لرزه‌ها مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت و با بررسی بیش از ۲۸۰ نگاشت بسامدی قابل قبول، پارامترهای مورد نظر محاسبه گردید. جهت تعیین دگرشکلی لرزه‌ای و بین لرزه‌ای در منطقه مورد بررسی گشتاور لرزه‌ای و ژئودتیک محاسبه شد. گشتاور لرزه‌ای که تا حدودی ارتباط مستقیمی با مقدار افت تنش دارد بهترین روش اندازه‌گیری انرژی لرزه‌ای آزاد شده در هنگام رویداد زمین‌لرزه است. در حالت کلی دو روش برای بدست آوردن گشتاور لرزه‌ای وجود دارد: ۱- تحلیل ویژگی‌های موج لرزه‌ای که از لرزه‌نگار بدست می‌آید. ۲- اندازه‌گیری ابعاد لغزشی گسل در صحرا (این روش بیشتر برای زمین لرزه‌هایی که در گذشته رخ داده‌اند قابل استفاده است). در این پژوهش از روش اول برای محاسبه گشتاور لرزه‌ای در دهه اخیر استفاده کردیم. برای تعیین گشتاور ژئودتیک جهت پی بردن به دگرشکلی بین لرزه‌ای از بردارهای سرعت بدست آمده برای ایستگاه‌های دائمی و موردی GPS سازمان نقشه‌برداری کشور در منطقه مورد مطالعه استفاده شده است. با استفاده از ایستگاه‌های موجود، شبکه‌بندی مثلثی منطقه انجام و براساس روابط موجود، نرخ گشتاور ژئودتیک محاسبه شد.

بحث و نتایج

تعیین پارامترهای دینامیکی زمین لرزه‌های روی داده در منطقه: در این قسمت از مطالعه، پارامترهای دینامیکی مربوط به زمین لرزه‌ها (فرکانس گوشه f_c یا f_0)، دامنه بخش تخت طیف (OM)، شعاع چشمه (r or Sr)، افت تنش (St) یا

(۲۰۰۳) و نعمتی (۱۳۹۳) در برآورد گسترش هندسی و پارامترهای دینامیکی خرد زمین لرزه‌ها در البرز خاوری اشاره کرد. همچنین روابط تئوری و تجربی برای محاسبه پارامترهای چشمه زمین لرزه‌ها مانند ابعاد چشمه، راستا، شیب و جهت لغزش در پهنه گسلی و ممان نرده‌ای و همچنین پارامترهای دینامیکی آن‌ها مانند افت تنش ($\Delta\sigma$) توسط داگلاس و ریال (۱۹۷۲)، تاجر و هنگس (۱۹۷۳)، جانسون و مک اویلی (۱۹۷۴)، بیکون و همکاران (۱۹۷۶)، تاکر و برون (۱۹۷۷)، روتیان و همکاران (۱۹۷۸)، لی و همکاران (۲۰۰۲)، استین و وایسشن (۲۰۰۳) ارائه شده است. مواردی از مطالعه نرخ گشتاور ژئودتیک، زمین‌شناسی و لرزه-ای در سایر نقاط جهان و ایران توسط کرم و همکاران (۲۰۰۴)، آنجلیکا و همکاران (۲۰۱۳)، اسدی سرشار و همکاران (۱۳۸۹)، خرمی و همکاران (۱۳۹۰)، طالبیان (۱۳۹۱) انجام شده است.

مواد و روش‌ها

برای برآورد دقیق خطر زمین‌لرزه، به شناخت ویژگی‌های فیزیکی و طیفی زمین لرزه‌های روی داده در منطقه و شناخت سهم دگرشکلی لرزه‌ای و بین لرزه‌ای نیاز است. با استفاده از محاسبه پارامترهای دینامیکی زمین لرزه‌ها و محاسبه نرخ گشتاور ژئودتیک، می‌توان سهم دگرشکلی لرزه‌ای و بین‌لرزه‌ای را مشخص کرد. برای این منظور زمین لرزه‌های روی داده در باختر و جنوب بلوک لوت و داده‌های GPS موجود در این منطقه جمع‌آوری و مورد استفاده قرار گرفت. برای محاسبه پارامترهای دینامیکی زمین لرزه‌های روی داده در منطقه (۲۸) زمین‌لرزه با بزرگای $M_N \geq 4.5$ از جمله بزرگای گشتاوری (M_w)، گشتاور لرزه‌ای، افت تنش، بسامد گوشه فازهای P,S، پهنای چشمه دایره‌ای و

کوهبنان، راور، لاله‌زار، بردسیر، بهاباد، داوران، لکرکوه، ماهان، سربیزان، شهداد، نای بندان، سبزواران اتفاق افتاده‌اند. بیش‌ترین بازماند (RMS) زمانی این زمین لرزه‌ها ۰/۸ ثانیه، ژرفای کانونی آن‌ها از ۲/۵ تا ۱۰ کیلومتر و گستره بزرگای این زمین لرزه‌ها $M_N \geq 4.5$ می‌باشد. در جدول ۱ مشخصات این زمین لرزه‌ها آورده شده است.

$(\Delta\sigma)$ ، ممان لرزه‌ای (M_0)، بزرگای گشتاوری (M_w) که پارامترهایی بسیار با اهمیت در زمین‌لرزه شناسی یک منطقه هستند برآورد می‌شود. طیف-های بسامدی برای پرتوهای S و P زمین لرزه‌ها در مؤلفه‌های خاوری-باختری، شمالی-جنوبی و قائم در ایستگاه‌هایی که شکل موج خوبی را ثبت کرده بودند بررسی شد. زمین لرزه‌های مورد نظر بر روی گسل‌های بسیار جنبای گوک، بم، کهورک،

جدول ۱: زمین لرزه‌های روی داده در جنوب و باختر بلوک لوت با بزرگای $M_N \geq 4.5$ (در بازه زمانی تا ۲۰۱۵ - ۲۰۰۶)

ID	Origin-Time	Lat	Long	Depth-km	Mag (M_N)	RMS-sec
1	2006/12/08 07:58:37.2	30.895	56.609	7.5	4.8	0.4
2	2006/12/13 13:32:07.7	30.551	57.522	7.2	4.7	0.3
3	2008/03/31 12:35:09.6	27.876	57.518	10	4.6	0.5
4	2008/06/21 16:21:17.6	30.832	57.579	5.9	4.6	0.3
5	2009/02/15 21:22:20.0	31.092	57.028	2.5	4.9	0.4
6	2010/05/28 01:50:56.7	28.478	56.825	5.6	4.5	0.4
7	2010/07/31 06:52:57.8	29.703	56.812	4	5.8	0.4
8	2010/09/15 19:57:59.7	30.802	56.896	6.7	4.5	0.5
9	2010/12/20 22:13:00.2	28.338	59.362	5.1	5	0.5
10	2011/01/27 08:38:32.8	28.289	58.948	10	6	0.5
11	2011/01/27 08:43:31.0	28.346	59.046	5	4.8	0.5
12	2011/01/27 15:01:46.7	28.341	58.972	4.1	4.6	0.6
13	2011/01/28 04:20:39.8	28.342	58.97	8.1	5.3	0.5
14	2011/01/28 05:06:47.7	28.372	58.931	6.5	5	0.5
15	2011/01/29 04:43:18.1	28.174	59.088	10	4.8	0.4
16	2011/04/13 03:37:08.2	28.207	58.988	6.2	4.6	0.5
17	2012/02/27 18:48:55.3	31.428	56.778	10	5.4	0.6
18	2012/03/07 06:57:41.5	31.429	56.739	10	4.5	0.6
19	2012/03/11 05:00:06.5	28.26	59.079	10	4.6	0.6
20	2012/03/26 00:06:16.9	27.798	58.729	10	4.8	0.6
21	2012/05/14 10:12:35.4	27.992	57.753	5	4.8	0.8
22	2012/09/03 03:03:42.4	28.265	57.898	10	4.6	0.7
23	2012/10/29 10:51:00.8	28.733	58.681	10	4.5	0.7
24	2012/12/03 12:53:24.3	30.54	57.253	10	4.8	0.6
25	2013/01/21 19:48:58.1	30.368	57.466	10	5.4	0.7
26	2015/02/17 13:41:36.2	29.982	57.64	9.4	4.7	0.5
27	2015/07/31 10:06:29.5	30.046	57.612	8.8	5.3	0.5
28	2015/10/18 06:45:53.6	28.821	57.998	8	4.5	0.6

تبدیل فوریه (FFT) از نگاشت‌های جابجایی بدست می‌آیند. هم‌چنین با بکارگیری رابطه‌های ریاضی (۱) تا (۴) می‌توان فرکانس گوشه موج‌های P, S، گشتاور نرده‌ای ($M_0(\text{dyn.cm})$) و افت تنش ($\Delta\sigma(\text{dyn.cm}^{-2})$) (۲) را به ترتیب براساس مطالعات استین و وایسشن (۲۰۰۳)، برن (۱۹۷۰)، هاوسکو (۲۰۰۵) و ماداریاگا (۱۹۷۶) برآورد کرد.

$$f_c)_s = 0.21V_s/r, f_c)_p = 0.21V_p/r \quad (1)$$

$$M_0 = 4\pi R V_s \Omega_0 / k R_{\theta\phi} \quad (2)$$

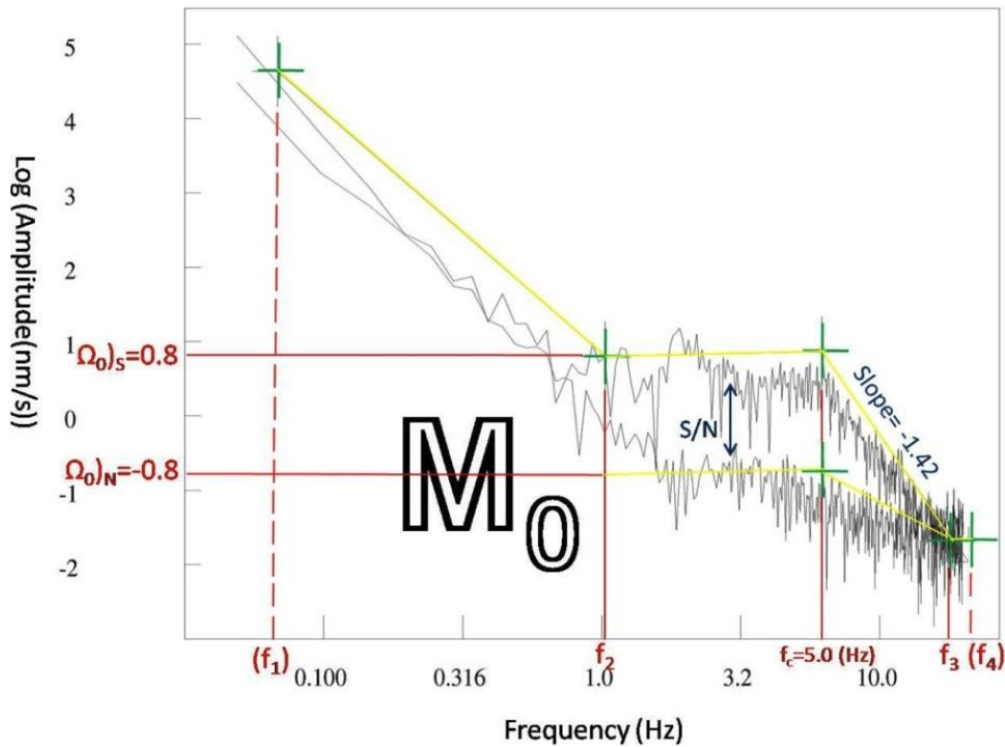
$$\Delta\sigma = 7/16 M_0 / r^3 \quad (3)$$

$$\Delta\sigma = \mu(SS) / r \quad (4)$$

شده است (شکل ۲). بخش نخست دارای بسامدی کم‌تر از f_2 است، که در برخی نمودارها شیب‌دار بوده و در برخی دیگر کوچک بوده و ناپدید می‌شود. این پیامد دی کانولوشن نامناسب می‌باشد. بخش دوم و مهم‌ترین بخش Ω_0 بوده که میان بسامد f_2 و f_c (Corner frequency) جای داشته و نزدیک به تخت می‌باشد (همه بسامدها دامنه تقریباً یکسانی دارند). اگر بخش نامبرده کاملاً تخت نبوده و کمی شیب‌دار باشد، میانگین دامنه برای آن بخش خوانده می‌شود. بخش سوم بخش شیب‌دار نگاشت می‌باشد که میان بسامدهای f_c (Hz) $5/0$ در شکل (۲) و f_3 جای دارد. معمولاً این شیب که میرایی بسامدی نگاشت زمین‌لرزه را نشان می‌دهد و در هر گستره لرزه زمین‌ساختی اندازه ویژه‌ای داشته، تابع مدل فیزیکی چشمه انتخابی بود است که حتی می‌تواند از چند بخش تشکیل شده باشد. سرانجام بخش چهارم و پایانی دارای بسامد بیشتر از f_3 بوده که پیامد دی کانولوشن پاسخ لرزه‌نگار می‌باشد (نعمتی، ۱۳۹۳).

در فرآیند برآورد طیف بسامدی، باید پاسخ دستگاهی از نگاشت زمین لرزه‌ها برداشته شود (مادیانو و هتزفلد، ۱۹۸۲). پردازش‌ها با برداشتن پاسخ دستگاهی و ساختن نگاشت جابجایی از سرعت نگاشت‌ها آغاز شده و سپس طیف‌های بسامدی برای پرتوهای P و S در مولفه‌های خاوری-باختری (E-W)، شمالی-جنوبی (N-S) و قائم (Z) برآورد شدند. این نگاشت‌های بسامدی با بکارگیری

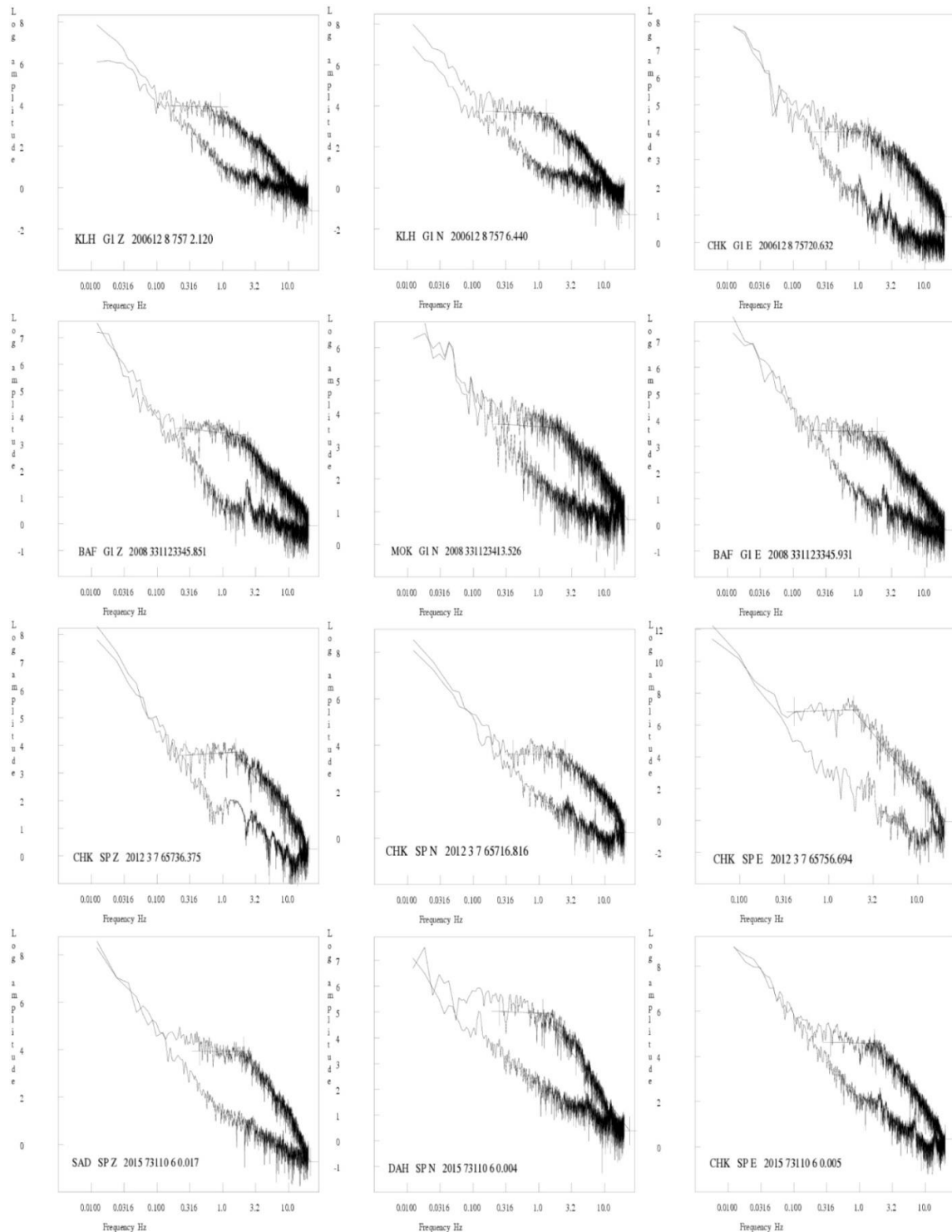
که در این رابطه‌ها $R(\text{km})$ فاصله کانونی، $SS(\text{Source Slip}(\text{cm}))$ لغزش در چشمه زمین لرزه‌ها، $\Omega_0(\text{OM})$ لگاریتم دامنه بخش تخت از نگاشت طیفی و $R_{\theta\phi}$ دامنه الگوی تابشی (Radiation pattern) زمین لرزه‌ها می‌باشند (θ زاویه جانبی و ϕ زاویه قطبی در دستگاه مختصات قطبی-کروی می‌باشند). میانگین پارامترهای $R_{\theta\phi}$ و k به ترتیب برابر $0/4$ و $0/2$ (مادیانو و هتزفلد، ۱۹۸۲)، میانگین ضریب برشی μ برای پوسته قاره-ای برابر $5 \times 10^{11} (\text{dyn.cm}^{-2})$ ، (استین و وایسشن ۲۰۰۳) و میانگین سرعت پرتو برشی و فشاری در گستره به ترتیب $V_P=6.2 \text{ km.s}$ ، $V_S=3.6 \text{ km.s}$ (در این مطالعه) می‌باشند. در این پژوهش در برآورد پارامترهای چشمه مانند الگوی (مادیانو و هتزفلد، ۱۹۸۲) عمل شده است. برای برآورد پارامترهای طیفی مدل ماداریاگا (۱۹۷۶) به کار برده شده و از آن‌ها میانگین گیری صورت گرفته است. یک نگاشت بسامدی کلاسیک جابجایی در مقیاس لگاریتمی از چهار بخش معین در کنار هم تشکیل



شکل ۲: توصیف و الگوسازی طیف یا نگاشت بسامدی یک نمونه پرتو S (نگاشت بالایی) و نوفه (Noise) زمینه (نگاشت پایینی) روی مولفه شمالی-جنوبی در یک زمین لرزه. پیکان دوسر اختلاف دامنه میان پرتو و نوفه را نشان می‌دهد (نعمتی، ۱۳۹۳).

ظاهری طیف دیده نمی‌شود. به بیان دیگر شکل طیف تقریباً مستقل از طول نگاشت می‌باشد. یک بخش تخت و هم‌چنین یک بخش شیب‌دار در همه آن‌ها دیده می‌شود. هرچه بزرگی زمین لرزه بیشتر باشد Ω_0 بیش‌تر (رابطه ۲) و درازای بخش تخت طیف کمتر خواهد بود (چون Corner frequency کوچکتر خواهد بود) (مادیانو و هتزفلد، ۱۹۸۲). همان‌گونه که در شکل ۳ دیده می‌شود، بسامد f_2 برای همه زمین لرزه‌های برداشت شده (که ۴ نمونه در شکل ۳ آورده شده است) با همه دستگاه‌ها یکسان است. انتظار می‌رود که دامنه نوفه (Noise) در بسامدهای بیش‌تر از f_3 و کم‌تر از f_2 در نگاشت‌ها بیشتر از دامنه پرتوهای زمین لرزه (Signal) باشد. این روند در نگاشت‌ها به خوبی دیده می‌شود.

طیف‌های بسامدی پرتوها P و S تمام زمین لرزه‌های لیست شده در جدول ۱ در سه مولفه (خاوری-باختری، شمالی-جنوبی و قائم) در ایستگاه‌هایی که شکل موج خوبی داشتند برآورد شد. از میان آن‌ها تعدادی به صورت نمونه در شکل ۳ آورده شده است. طیف‌های بسامدی این زمین لرزه‌ها (۲۸ زمین لرزه مورد بررسی) در محدوده $0.2/3 - 0.33/0$ هرگز جای دارند. اختلاف بسامد گوشه یک زمین لرزه که در ایستگاه‌های مختلف برداشت شده است (هرچند اندک باشد) می‌تواند پیامد تغییرات آزیموتی پرتوهایی که به آن ایستگاه‌ها می‌رسند، باشد (ساواج، ۱۹۷۴؛ ماداریاگو، ۱۹۷۶؛ مادیانو و هتزفلد، ۱۹۸۲). هم‌چنین با نگاهی به شکل ۳ می‌توان دریافت، وابستگی زیادی میان طول نگاشتی پرتو که برای برآورد طیف انتخاب شده است و شکل



شکل ۳: نمونه‌ای از طیف‌های بسامدی پرتوهای S,P در مولفه‌های خاوری-باختری (تصاویر سمت راست)، مولفه‌های شمالی-جنوبی (تصاویر میانه)، مولفه‌های قائم (تصاویر سمت چپ) برای زمین لرزه‌های ۲۰۰۸۰۳۳۱، ۲۰۰۶۱۲۰۸، ۲۰۰۷۰۳۰۷، ۲۰۱۵۰۷۳۱ که در باختر و جنوب بلوک لوت روی داده‌اند. این زمین لرزه‌ها در محدوده بسامدی ۲/۰۳ - ۰/۸۳ هرتز جای دارند.

تنش آن‌ها، که در زمین‌لرزه شناسی بسیار کاربرد دارند، برآورد و بررسی شدند. در جدول ۲ پارامترهای دینامیکی محاسبه شده برای زمین لرزه‌های به کار رفته در منطقه آورده شده است.

بدین ترتیب با بررسی بیش از ۲۸۰ نگاشت بسامدی مناسب از ۲۸ زمین‌لرزه رخ داده در منطقه در طی دهه اخیر، پارامترهای آن‌ها مانند ابعاد چشمه، گشتاور لرزه‌ای، بسامد گوشه پرتوهای P و S، بزرگای گشتاوری و هم‌چنین پارامتر دینامیکی افت

جدول ۲: پارامترهای دینامیکی برآورد شده برای زمین لرزه‌های بهینه کانون یابی شده جدول ۱ با استفاده از نگاشت بسامدی آن‌ها (F₀ or F): فرکانش گوشه، OM: دامنه بخش تخت طیف، Sr or r: ابعاد چشمه شکستگی، ST: افت تنش، M₀: گشتاور لرزه‌ای، Ss or D: لغزش در محل چشمه، M_w: بزرگای گشتاوری).

ID	Origin-Time	F ₀ or F _c (Hz)	OM	Sr or r (km)	ST (bar)	M ₀ (N.m)	Ss or D (cm)	M _w
1	2006/12/08 07:58:37.2	0.83	4.14	1.6455	13.94	1.20226E+16	4.587654	4.6
2	2006/12/13 13:32:07.7	2.99	2.82	0.4462	24.9	4.16869E+14	2.222076	3.7
3	2008/03/31 12:35:09.6	2.03	3.48	0.6259	39.94	2.18776E+15	4.9996892	4.1
4	2008/06/21 16:21:17.6	1.74	3.86	0.7328	171.96	1.51356E+16	25.2024576	4.7
5	2009/02/15 21:22:20.0	0.61	4.48	2.0688	52.86	1E+17	21.8713536	5
6	2010/05/28 01:50:56.7	0.77	4.1	1.6333	51.9	5.01187E+16	16.953654	5
7	2010/07/31 06:52:57.8	0.69	5.512	2.0143	150.537	2.37137E+17	60.64533582	5.5
8	2010/09/15 19:57:59.7	1.97	3.94	0.6896	183.62	1.20226E+16	25.3248704	4.6
9	2010/12/20 22:13:00.2	1.33	4.133	0.9625	35.85	6.45654E+15	6.901125	4.5
10	2011/01/27 08:38:32.8	0.52	6.1	5.9914	331.08	5.01187E+18	396.7265424	6.4
11	2011/01/27 08:43:31.0	0.33	5.78	4.2825	40.58	5.01187E+17	234.75677	5.7
12	2011/01/27 15:01:46.7	1.14	3.98	1.1051	78.38	2.39883E+16	17.3235476	4.8
13	2011/01/28 04:20:39.8	0.58	4.942	2.3659	79.357	1.86209E+17	37.55014526	5.5
14	2011/01/28 05:06:47.7	1.31	4.057	1.043	140.1	3.01995E+16	29.22486	4.9
15	2011/01/29 04:43:18.1	0.79	4.54	1.6264	138.04	1.25893E+17	44.9016512	5.3
16	2011/04/13 03:37:08.2	1.45	3.08	1.0023	32.18	5.49541E+15	6.4508028	4.4
17	2012/02/27 18:48:55.3	0.87	4.8	1.4961	291.7	6.32E+16	87.282474	5.1
18	2012/03/07 06:57:41.5	1.62	3.48	0.8167	54.84	6.0256E+15	8.9575656	4.5
19	2012/03/11 05:00:06.5	1.62	3.22	0.8455	38.5	4.36516E+15	6.51035	4.4
20	2012/03/26 00:06:16.9	1.24	3.5	1.0842	54.5	1.44544E+16	11.81778	4.7
21	2012/05/14 10:12:35.4	1.008	3.92	1.37	70.12	3.31131E+16	19.21288	4.9
22	2012/09/03 03:03:42.4	1.95	3.7	0.7	143.46	9.54993E+15	20.0844	4.6
23	2012/10/29 10:51:00.8	3.02	2.82	0.4267	105.76	1.8197E+15	9.0255584	4.1
24	2012/12/03 12:53:24.3	1.09	4.24	1.195	105.56	1.22E+16	25.22884	4.7
25	2013/01/21 19:48:58.1	0.46	5.585	2.9126	155.714	1.01E+17	90.70651928	5.3
26	2015/02/17 13:41:36.2	1.38	3.94	0.9541	98.2	8.63E+15	18.738524	4.6
27	2015/07/31 10:06:29.5	0.8	5.225	1.6924	244.2	1.07E+17	82.656816	5.3
28	2015/10/18 06:45:53.6	2.47	2.6	0.5109	48.2	1.58489E+15	4.925076	4.1

براساس محاسبات انجام شده، بزرگای گشتاوری (M_w) بین ۳/۷ تا ۶/۴ ریشتر، گشتاور لرزه‌ای بین 4.16869E+14 (N.m) تا 5.01187E+18 (N.m) افت تنش که در زمین‌لرزه شناسی بسیار کاربرد

براساس محاسبات انجام شده، بزرگای گشتاوری (M_w) بین ۳/۷ تا ۶/۴ ریشتر، گشتاور لرزه‌ای بین 4.16869E+14 (N.m) تا 5.01187E+18 (N.m) افت تنش که در زمین‌لرزه شناسی بسیار کاربرد

و کوچکی مساحت آن‌ها و اینکه مرزهای لایه لرزه-زا، سطح زمین و مرز لایه بلورین پایینی را قطع نمی‌کنند، با یک پهنه دایره‌ای همسان دانست و شعاع r را به آن نسبت داد (r در رابطه‌های ۱، ۳ و ۴). اما پهنه شکست زمین لرزه‌ها با بزرگی بیشتر از ۵/۵ را که سراسر ژرفای لایه لرزه‌زا را می‌برند، باید با یک پهنه چهارگوش (به گونه‌ای که یک ضلع چهارگوش رخنمون گسلی و ضلع دیگر آن ستبرای لایه لرزه‌زا باشد) همسان دانست. در شکل (۴ الف) رابطه بین بزرگای گشتاوری (M_w) و لگاریتم گشتاور لرزه‌ای ($\log(m_0)$) در منطقه رابطه ۵ و در شکل (۴ ب) رابطه بین لگاریتم گشتاور لرزه‌ای با اندازه پهنه شکسته شده در هر زمین لرزه (S_r or r) آورده شده است (رابطه ۶). هم‌چنین در شکل (۴ پ و ت) به ترتیب رابطه بین اندازه پهنه شکسته شده در هر زمین لرزه و مقدار لغزش در محل چشمه (S_s) و وابستگی بین مقدار لغزشی که در هر زمین لرزه در محل چشمه اتفاق می‌افتد با افت تنش (St) در منطقه نشان داده شده است (رابطه ۷ و ۸).

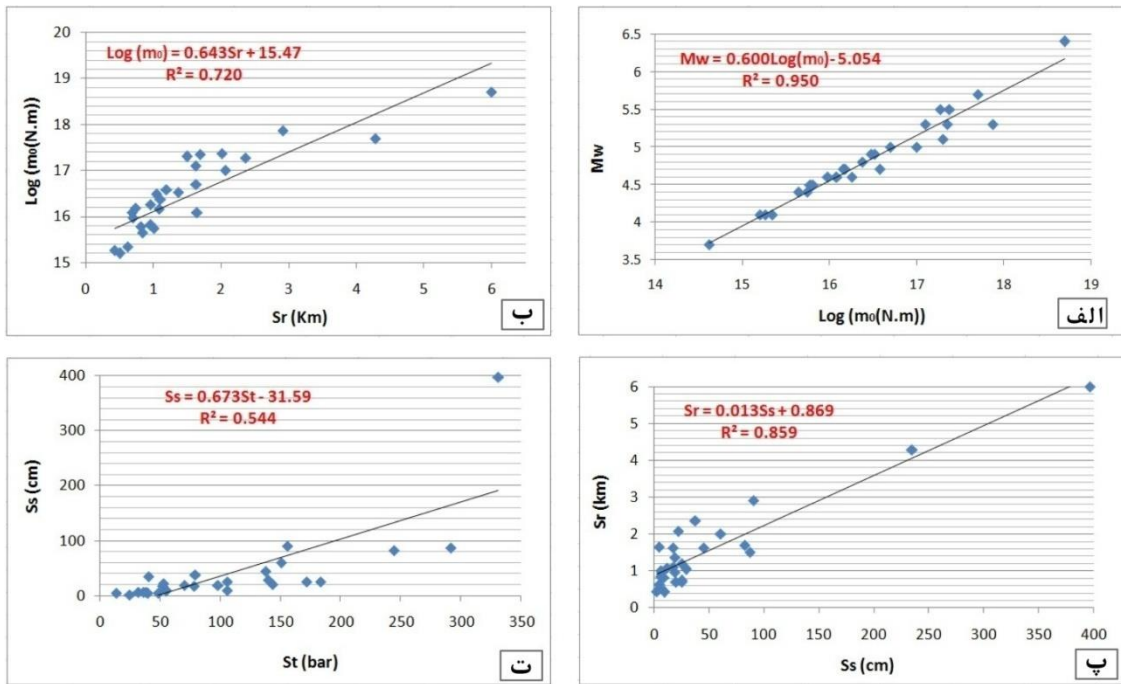
دارد بین ۱۳/۹۴ تا ۳۳۱/۰۸ بار، نسبت بسامد گوشه فازهای P,S از ۰/۳۳ تا ۳/۰۲ هرتز و پهناي چشمه دایره‌ای از ۰/۴۲ تا ۵/۹۹ کیلومتر برای این زمین لرزه‌ها برآورد شد. بیش‌ترین مقدار افت تنش روی داده در منطقه ۳۳۱/۰۸ بار، مربوط به زمین لرزه ریگان است. این زمین لرزه در تاریخ ۲۷/۱۱/۰۱/۲۷ با بزرگی $M_w=6.4$ بر روی شاخه جنوبی زون گسلی کهورک اتفاق افتاده است. مقدار افت تنش این زمین لرزه بسیار بیشتر از میانگین آن برای ۲۷ زمین لرزه دیگر (۹۷/۹ بار) است. از تقسیم مجموع گشتاور زمین لرزه‌های روی داده در منطقه بر تعداد سال‌های موجود در کاتالوگ (وارد، ۱۹۹۸) نرخ گشتاور لرزه‌ای بدست می‌آید. نرخ گشتاور لرزه‌ای در این ده سال با توجه به گشتاور لرزه‌ای بدست آمده از تحلیل ویژگی‌های موج لرزه‌ای در منطقه مورد پژوهش مقدار $7.42557E+17 \text{ Nm.yr}$ بدست آمد. براساس پارامترهای دینامیکی بدست آمده روابط مناسبی بین تعدادی از پارامترهای دینامیکی زمین لرزه‌های منطقه بدست آوردیم. پهنه شکست خرد لرزه‌ها (S_r) را به دلیل بزرگی کم

$$M_w = 0.600\log(m_0) - 5.054 \quad (۵)$$

$$\log(m_0) = 0.643S_r + 15.47 \quad (۶)$$

$$S_r = 0.013S_s + 0.869 \quad (۷)$$

$$S_s = 0.673St - 31.59 \quad (۸)$$



شکل ۴: الف) رابطه بین بزرگای گشتاوری (M_w) و لگاریتم گشتاور لرزه‌ای ($\text{Log}(m_0)$)، ب) رابطه بین لگاریتم گشتاور لرزه‌ای با اندازه پهنه گسلی (S_r) در هر زمین‌لرزه، پ) رابطه بین اندازه پهنه گسلی و مقدار لغزش هر زمین‌لرزه در محل چشمه (S_s)، ت) رابطه بین مقدار لغزش در هر زمین‌لرزه و مقدار افت تنش (S_t) در منطقه مورد مطالعه.

ژئودتیک بدست آمد. نرخ گشتاور ژئودتیک بر مبنای تانسور نرخ کرنش (استرین) بدست می‌آید. با استفاده از بردارهای سرعت به دست آمده (برای هر ایستگاه GPS) می‌توان به تانسور نرخ کرنش (که نشان دهنده میزان تغییر شکل است) دست یافت و با توجه به رابطه (وارد، ۱۹۹۸)، رابطه ۹، نرخ گشتاور ژئودتیک را محاسبه نمود.

نرخ گشتاور ژئودتیک در منطقه مورد مطالعه: برای پی بردن به دگرشکلی بین لرزه‌ای به محاسبه نرخ گشتاور ژئودتیک در منطقه پرداختیم. برای این کار از بردارهای سرعت بدست آمده برای ایستگاه‌های دائمی و موردی GPS که توسط سازمان نقشه‌برداری کشور کار گذاشته شده‌اند، استفاده کردیم. با استفاده از ایستگاه‌های موجود، شبکه‌بندی مثلی منطقه انجام و براساس روابط موجود نرخ گشتاور

$$\dot{M} = \mu A H_s \dot{\epsilon} = (1/T) \sum_{n=1}^m M_n$$

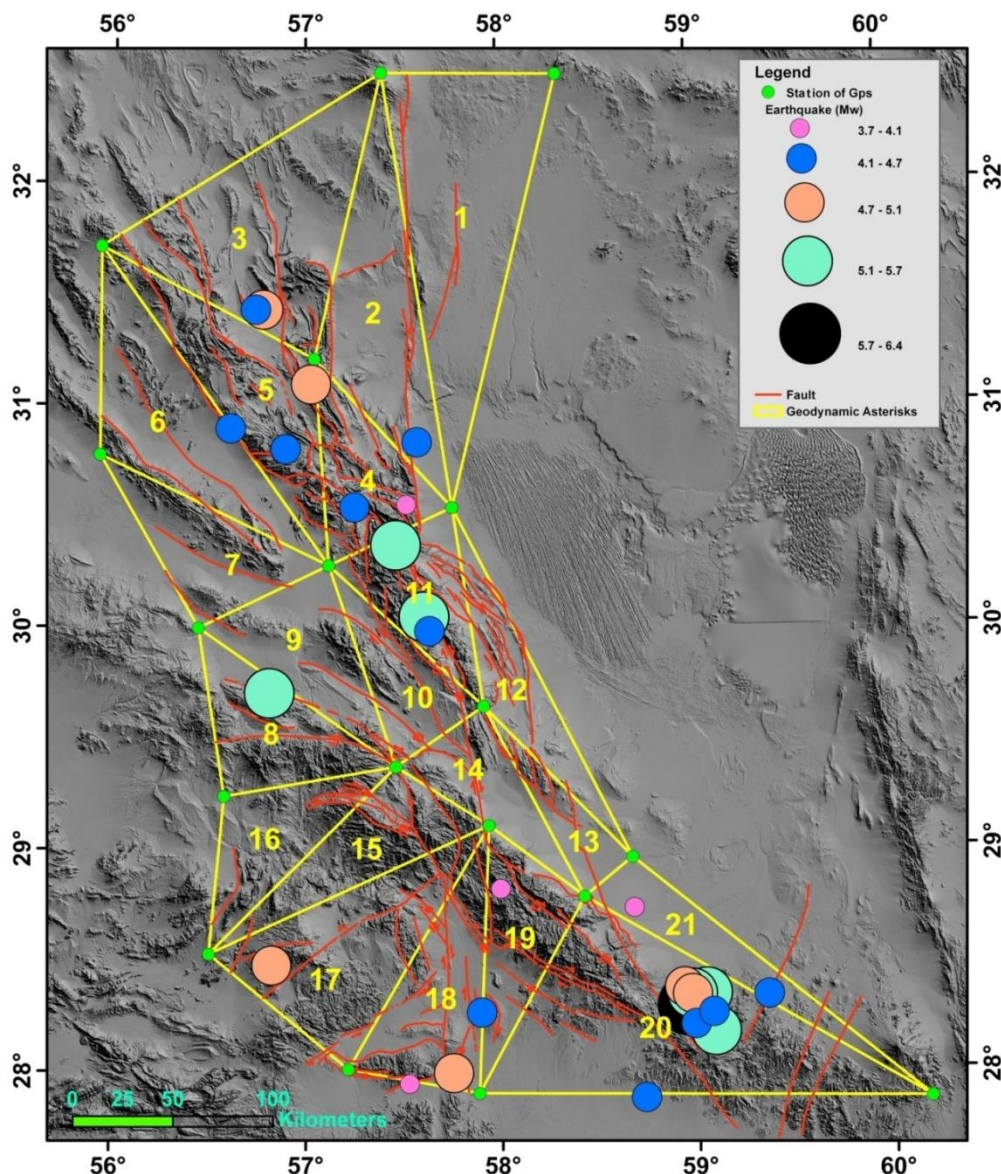
جمع شده و در هنگام زمین لرزه آزاد می‌شود. T نیز تعداد سال‌های مشاهدات ژئودتیکی سرعت ایستگاه‌ها می‌باشد. با مقادیر معلوم یا مفروض μ, A, H_s, T و محاسبه تانسور نرخ کرنش ($\dot{\epsilon}$) می‌توان پتانسیل لرزه‌خیزی را درون شبکه‌های مثلی منطقه تعیین کرد. با توجه به موقعیت ایستگاه‌های

(۹)

میانگین نرخ کرنش حجمی به صورت خطی با مجموع تانسور گشتاور لرزه‌ای M_n برابر است. در فرمول فوق \dot{M} نرخ گشتاور ژئودتیک، M_n تانسور گشتاور لرزه‌ای، $\dot{\epsilon}$ تانسور نرخ استرین، μ ضریب صلبیت لایه الاستیک، A مساحت شبکه و H_s ضخامت لرزه‌ای است که استرین الاستیک در آن

(شکل ۵) و نرخ گشتاور ژئودتیک برای این مثلث‌ها محاسبه گردید.

GPS، منطقه شبکه‌بندی شد. تعداد ۲۱ شبکه مثلثی در سراسر منطقه مورد مطالعه بدست آمد



شکل ۵: شبکه‌بندی مثلثی منطقه مورد مطالعه به همراه گسل‌ها، ایستگاه‌های GPS و زمین‌لرزه‌های با بزرگای $M_w \geq 4.7$.

می‌کنیم. براساس مقدار ویژه تانسور کرنش بدست آمده، نرخ گشتاور ژئودتیک را محاسبه نمودیم. در جدول ۳ بزرگترین مقدار ویژه هر تانسور و نرخ گشتاور ژئودتیک آورده شده است. مجموع کل نرخ گشتاور ژئودتیک برای منطقه مورد مطالعه $6.44E+18 \text{ Nm.yr}$ می‌باشد.

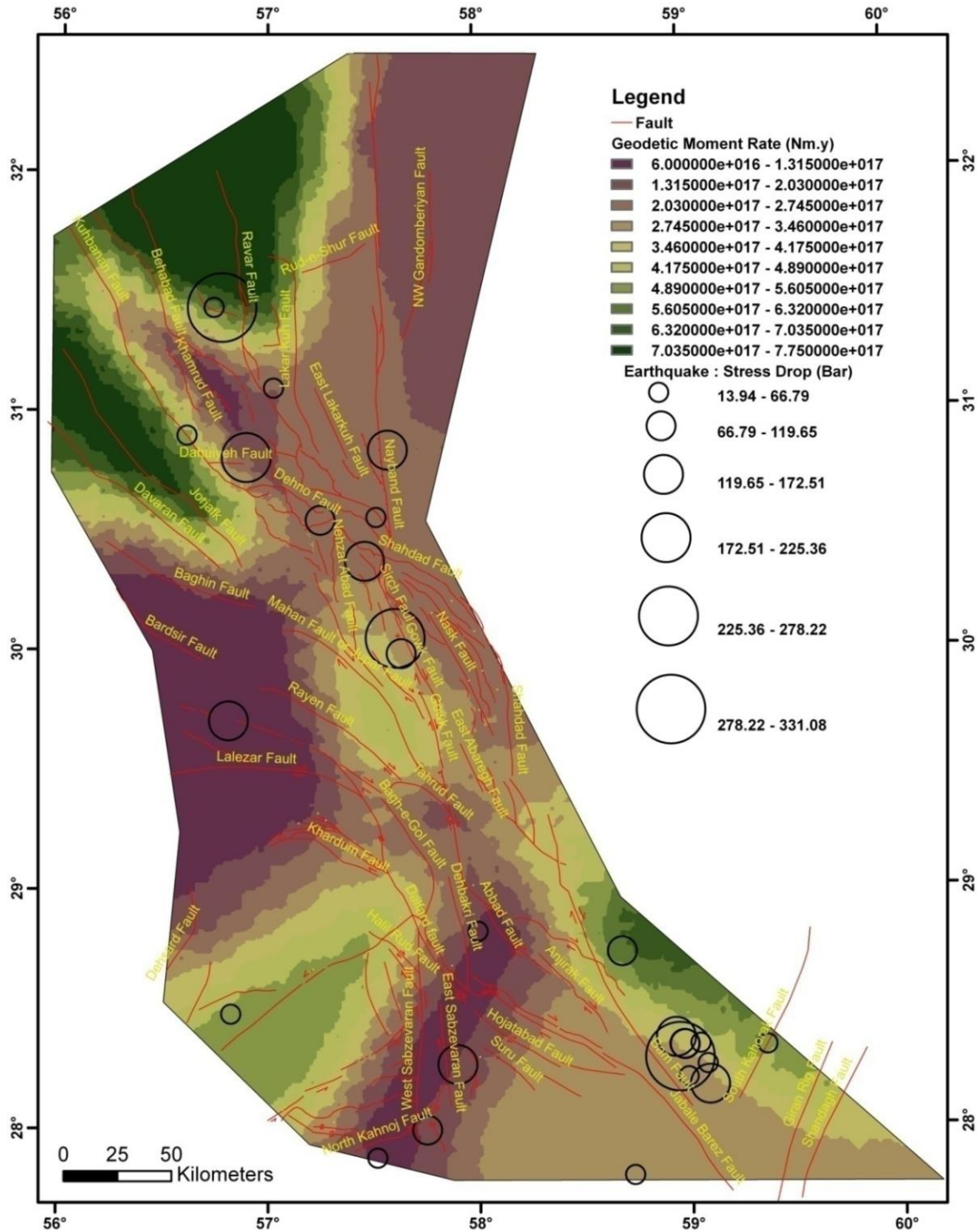
طبق رابطه ۹ برای محاسبه نرخ گشتاور ژئودتیک برای هر مثلث، نیاز به بزرگترین مقدار ویژه تانسور کرنش داریم. در ابتدا ماتریس نرخ کرنش را به کمک بردارهای سرعت حرکت (براساس روش اجزاء محدود (Finite Element)) برای هر مثلث می‌نویسیم و بزرگترین مقدار ویژه هر تانسور را محاسبه

جدول ۳: مقادیر تانسور نرخ کرنش و نرخ گشتاور ژئودتیک محاسبه شده برای شبکه‌های ژئودینامیک منطقه

Name of Triangle	Amount of Strain rate tensor	M= Geodetic moment rate (Nm.y)
Triangle 1	1.8684	1.58E+17
Triangle 2	4.5491	2.50E+17
Triangle 3	9.3905	7.17E+17
Triangle 4	9.218	2.71E+17
Triangle 5	2.7691	1.31E+17
Triangle 6	14.0879	7.54E+17
Triangle 7	2.8575	9.18E+16
Triangle 8	1.8007	6.00E+16
Triangle 9	1.9126	6.51E+16
Triangle 10	21.3865	5.19E+17
Triangle 11	9.3169	2.75E+17
Triangle 12	6.9081	1.92E+17
Triangle 13	33.6713	4.94E+17
Triangle 14	6.5728	1.60E+17
Triangle 15	9.5338	3.03E+17
Triangle 16	4.4617	1.33E+17
Triangle 17	9.214	5.20E+17
Triangle 18	3.1665	1.26E+17
Triangle 19	4.1378	1.22E+17
Triangle 20	3.29	3.29E+17
Triangle 21	29.7453	7.75E+17

ای کم است، دگرشکلی لرزه‌ای غالب است. هم-چنین در منطقه مورد مطالعه در مناطقی که دگرشکلی بین لرزه‌ای زیاد است مقدار افت تنش کم‌تر و در مناطقی که دگرشکلی بین لرزه‌ای کم و متوسط است، افت تنش زیادی اتفاق افتاده است (شکل ۶).

براساس محاسبات انجام شده نرخ گشتاور ژئودتیک در منطقه پهنه‌بندی شد (شکل ۶). پهنه‌بندی صورت گرفته با توزیع فراوانی و بزرگی زمین لرزه-هایی که در دهه اخیر در منطقه روی داده است هم‌خوانی قابل قبولی دارد. بطوری‌که در بیش‌تر نقاط منطقه در مکان‌هایی که دگرشکلی بین لرزه-



شکل ۶: پهنه بندی نرخ گشتاور ژئودتیک در منطقه مورد مطالعه به همراه مقادیر افت تنش زمینلرزه های با بزرگای $M_N \geq 4.5$ در طی یک دهه اخیر (۲۰۱۵-۲۰۰۶).

بدست آمد. بعبارتی دگرشکلی بین لرزه ای ۸/۶ برابر بیشتر از دگرشکلی لرزه ای در این منطقه است. این

نسبت نرخ گشتاور ژئودتیک به نرخ گشتاور لرزه ای در طی ده ساله اخیر (۲۰۱۵-۲۰۰۶) حدوداً ۸/۶

نسبت بیانگر نقش مهم دگرشکلی بین لرزه‌ای (Interseismic) در منطقه می‌باشد.

بحث و نتیجه‌گیری

برای بررسی لرزه‌خیزی یک منطقه و تعیین سهم دگرشکلی لرزه‌ای و بین لرزه‌ای از دو روش لرزه-شناسی و ژئودتیکی استفاده می‌شود. روش لرزه-شناسی که جهت تعیین پارامترهای ژئودتیکی مانند تعیین گشتاور لرزه‌ای و افت تنش استفاده می‌شود، مرتبط با بخش عمیق‌تر پوسته و روش ژئودتیکی مرتبط با دگرشکلی بخش سطحی زمین است. ترکیب نتایج حاصل از این دو روش به ما اجازه می‌دهد که دگرشکلی لرزه‌ای را از دگرشکلی بین لرزه‌ای تشخیص دهیم. تعیین نوع دگرشکلی پوسته در مطالعات (کریمر و همکاران، ۲۰۰۰؛ شن تو و همکاران، ۱۹۹۸؛ پاپازاچوس و کیراتزی، ۱۹۹۲) به خوبی نشان از ارتباط خطر لرزه‌ای با مناطق دارای سهم دگرشکلی لرزه‌ای و بین لرزه‌ای است. براساس نتایج حاصل از این مطالعه، توزیع فراوانی و بزرگی زمین لرزه‌هایی که در دهه اخیر در منطقه باختر و جنوب بلوک لوت روی داده‌اند، هم-خوانی قابل قبولی با دگرشکلی بین لرزه‌ای دارد. به طوری که در بیش تر نقاط منطقه، در مکان‌هایی که دگرشکلی بین لرزه‌ای کم است، دگرشکلی لرزه-ای غالب بوده و افت تنش زیادی اتفاق افتاده است. پارامترهای دینامیکی بدست آمده از زمین لرزه‌های روی داده در منطقه نشان از بالا بودن دگرشکلی لرزه‌ای و بین لرزه‌ای گسل‌های جنب و خطر بالای لرزه‌خیزی در منطقه است. براساس نتایج حاصله از داده‌ها در دهه اخیر، منطقه مورد پژوهش خطرپذیرترین منطقه از ایالات لرزه زمین ساختی ایران است به طوری که گسل‌های گوک، بم، کهورک، کوهبنان، راور، لاله‌زار، بردسیر، بهاباد، داوران، لکرکوه، ماهان، ساردوئیپه (سربیزان)،

شهاداد، سبزواران از جمله مهم‌ترین گسل‌های بسیار جنب‌ای منطقه هستند که مسبب رخداد زمین‌لرزه، در طی دهه‌های اخیر بوده‌اند. با بررسی بیش از ۲۸۰ نگاشت بسامدی مناسب از ۲۸ زمین-لرزه با بزرگای $M_N \geq 4.5$ که در دهه اخیر در منطقه روی داده‌اند، پارامترهای آن‌ها مانند ابعاد چشمه، گشتاور لرزه‌ای، بسامد گوشه پرتوهای P و S، بزرگای گشتاوری و هم‌چنین پارامتر دینامیکی افت تنش آن‌ها که در زمین‌لرزه شناسی بسیار کاربرد دارند، برآورد و بررسی شدند. براساس محاسبات انجام شده بزرگای گشتاوری (Mw) بین ۳/۷ تا ۶/۴، گشتاور لرزه‌ای بین $4.16869E+14$ (N.m) تا $5.01187E+18$ (N.m) افت تنش بین 13.94 (Bar) تا 331.08 (Bar)، بسامد گوشه فازهای P,S از 0.33 (Hz) تا 3.02(Hz) و پهنای شکسته شده پوسته (ابعاد چشمه) از 0.42 (Km) تا 5.99 (Km) برآورد شد. بیش‌ترین مقدار افت تنش روی داده در منطقه (در طی سال‌های ۲۰۱۵-۲۰۰۶) $۳۳۱/۰۸$ بار، مربوط به زمین‌لرزه ریگان است. این زمین‌لرزه در تاریخ ۲۰۱۱/۰۱/۲۷ با بزرگی $M_w=6.4$ بر روی شاخه جنوبی زون گسلی کهورک اتفاق افتاده است. مقدار افت تنش این زمین‌لرزه بسیار بیشتر از میانگین آن برای ۲۷ زمین‌لرزه دیگر (۹۷/۹ بار) است. دامنه نرخ گشتاور ژئودتیک در منطقه، بین $6.00E+16$ و $7.75E+17$ است. در دهه اخیر در مناطقی که نرخ گشتاور ژئودتیک بیش‌تر بوده است، افت تنش کمتری اتفاق افتاده است به عبارتی در این مناطق (مناطق با وا‌تنش کند) انرژی به صورت لرزه خارج نشده است، بلکه بصورت به صورت بی‌لرزه آزاد گردیده است. نرخ گشتاور لرزه-ای در این ده سال (۲۰۱۵-۲۰۰۶) مقدار $Nm.y$ $7.42557E+17$ و مقدار نرخ گشتاور ژئودتیک $6.44E+18 Nm.yr$ (برای کل منطقه مورد مطالعه) بدست آمد. نسبت نرخ گشتاور ژئودتیک به

شکسته شده و افت تنش در هر زمین لرزه (St) به ترتیب: $M_w = 0.600 \log(m_0) - 5.054$ ، $S_s = 0.013 S_s + 0.869$ ، $S_r = 0.643 S_r + 15.47$ ، $S_s = 0.673 S_t - 31.59$ بدست آمدند.

سپاسگزاری

از آقای مجتبی سعیدیان و سرکار خانم نجمه جهانشاهی کارشناسان ارشد زلزله شناسی که در این پژوهش ما را یاری نمودند قدردانی و سپاسگزاری می‌شود.

شتاب نگاشتی زلزله بم (۲۰۰۳)، مجله فیزیک زمین و فضا، شماره (۱) ۲۲، ص ۶۷-۷۵.
 -طالبیان، م.، طباطبایی، س.، فتاحی، م.، قرشی، م.، بیت الهی، ع.، قلندرزاده، ع. و ریاحی، م. ر.، ۱۳۸۸.
 برآورد نرخ لغزش گسل‌های پیرامون بم و کاربرد آن در ارزیابی خطر زمین لرزه، فصلنامه علوم زمین، شماره ۷۴، ص ۱۴۹-۱۵۶.
 -نعمتی، م.، ۱۳۹۳. برآورد گسترش هندسی و بررسی برخی پارامترهای دینامیکی خرد زمین لرزه‌ها در البرز شرقی به کمک ویژگی‌های بسامدی آنها، مجله ژئوفیزیک ایران، شماره ۸(۴)، ص ۱-۱۴.

نرخ گشتاور لرزه‌ای در طی این ده سال حدوداً ۸/۶ می‌باشد. این نسبت بیانگر نقش مهم دگرشکلی بین لرزه‌ای (Interseismic) در منطقه است. به عبارتی دگرشکلی بین لرزه‌ای ۸/۶ برابر بیشتر از دگرشکلی لرزه‌ای در این منطقه می‌باشد. برای منطقه مورد مطالعه رابطه بین M_w (بزرگای گشتاوری) و $\log(m_0)$ (لگاریتم گشتاور لرزه‌ای)، رابطه بین $\log(m_0)$ با S_r (اندازه پهنه شکسته شده در هر زمین لرزه)، رابطه بین S_s و S_r (مقدار لغزش در محل چشمه هر زمین لرزه) و رابطه بین اندازه پهنه

منابع

-اسدی سرشار، م.، بحرودی، ع.، قرشی، م. و قاسمی، م. ر.، ۱۳۸۹. مقایسه نرخ‌های گشتاور لرزه‌ای، زمین شناسی و ژئودتیک در البرز مرکزی، فصلنامه علوم زمین، شماره ۷۵، ص ۱۹-۲۴.
 -خرمی، ف.، حسامی، خ.، نانکلی، ح. ر. و توکلی، ف.، ۱۳۹۰. بررسی زمین ساخت جنبا در منطقه البرز با استفاده از مشاهدات شبکه دائمی Gps، فصلنامه علوم زمین، شماره ۸۲، ص ۲۲۳-۲۳۰.
 رحیمی، ح.، کمالیان، ن. و قاسمی، ه.، ۱۳۸۵. برآورد پارامترهای چشمه، ضریب جذب و پارامتر افت طیفی، به روش طیفی با استفاده از رکوردهای

-Angelica, C., Bonforte, A., Distefano, G., Serpelloni, E. and Gresta, S., 2013. Seismic potential in Italy from integration and comparison of seismic and geodetic strain rates, Tectonophysics, v. 608, p. 996-1006.
 -Bakun, W.H., Bufe, C.G. and Stewart, R.M., 1976. Body wave spectra of central California earthquakes: Bulletin of the Seismological Society of America, v. 61, p. 55-64.
 -Brune, J.N., 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from

earthquakes: Journal of Geophysical Research, v. 75, p. 4997-5009.
 -Douglas, B.M. and Ryall, A., 1972. Spectral characteristics and stress drops for microearthquakes near Fairview peak, Nevada: Journal of Geophysical Research, v. 77, p. 351-359.
 -Havskov, J., 2005. Q and spectral analysis in SEISAN, version 8.1, (www.geo.uib.no/Seismologi/SOFTWARE).
 -Johnson, L.R. and Mc Eviuy, R.V., 1974. Near-field observation and source

parameters of central California earthquakes: Bulletin of the Seismological Society of America, v. 64, p. 1855-1866.

-Kreemer, C., Chamot-Rooke, N. and Pichon, X.L., 2004. Constraints on the evolution and vertical coherency of deformation in the Northern Aegean from a comparison of geodetic, geologic and seismologic data: Earth and Planetary Science, v. 225, p. 329-346.

-Kreemer, C., Holt, W.E., Goes, S. and Govers, R., 2000. Active deformation in eastern Indonesia and the Philippines from GPS and seismicity data: Journal of Geophysical Research, v. 105, p. 663-680.

-Lee, W.H., Kanamori, H., Jennings, P.C. and Kisslinger, C., 2002. International Handbook of Earthquake & Engineering Seismology, IASPEI.

-Madariaga, R., 1976. Dynamics of an expanding circular fault: Bulletin of the Seismological Society of America, v. 66, p. 639-666.

-Modiano, T. and Hatzfeld, D., 1982. Experimental Study of the Spectral Content for Shallow Earthquakes: Bulletin of the Seismological Society of America, v. 72(5), p. 1739-1758.

-Papazachos, C. and Kiratzi, A., 1992. A formulation for reliable estimation of active crustal deformation and its application to central Greece: Geophysical Journal International, v. 111, p. 424-432.

-Rautian, T.G. and Khalturin, V.I., 1978. The use of coda for the determination of the earthquake source spectrum: Bulletin of the Seismological Society of America, v. 68, p. 923-948.

-Savage, J.C., 1974. Relation between P- and S-wave corner frequencies in the seismic spectrum: Bulletin of the Seismological Society of America, v. 64, p. 1621-1627.

-Stein, S. and Wysession, M., 2003. An Introduction to Seismology: Earthquakes and Earth Structure, Blackwell Publishing, ISBN 0-86542-078-5.

-Shen-Tu, B., Holt, W.E. and Haines, A.J., 1999. Deformation kinematics in the western United States determined from Quaternary fault slip rates and recent geodetic data: Journal of Geophysical Research, v. 104, p. 28927-28955.

-Tacher, W. and Hanks, T.C., 1973. Source Parameters of the Southern California earthquake: Journal of Geophys. Res., v. 78, p. 8547-8576.

-Tucker, B.E. and Brune, J.N., 1977. Source mechanisms and rob-Ms analysis of aftershocks of the San Fernando earthquake: Geophysical Journal International, v. 49, p. 371-426.

-Ward, S.N., 1998. On the consistency of earthquake rates, geological fault data, and space geodetic strain: the United States: Geophysical Journal International, v. 134, p. 172-187.