

محاسبه پارامترهای چشمه و جنبش نیرومند زمین در زمین‌لرزه ۲۱ آبان ۱۳۹۶ سرپل ذهاب، کرمانشاه، با استفاده از شتاب‌نگاشت‌های شبکه شتاب‌نگاری زلزله ایران

عطیه اسحاقی^{۱*}، محمد پورمحمد شاهوار^۱، اسماعیل فرزادگان^۲، و حسین میرزایی علویجه^۲

^۱استادیار، شبکه شتاب‌نگاری زلزله ایران، مرکز تحقیقات راه، مسکن و شهرسازی، تهران، ایران
^۲مربی پژوهشی، شبکه شتاب‌نگاری زلزله ایران، مرکز تحقیقات راه، مسکن و شهرسازی، تهران، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۸/۰۲، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۱/۲۵)

چکیده

در تاریخ ۱۳۹۶/۰۸/۲۱ زمین‌لرزه بزرگی با بزرگای محلی $M_n 7/3$ در نزدیکی ازگله-سرپل ذهاب در استان کرمانشاه روی داد. این زمین‌لرزه را ۱۱۳ ایستگاه شتاب‌نگاری شبکه شتاب‌نگاری زلزله ایران (ISMN) ثبت کردند. در این تحقیق با استفاده از داده‌های شتاب‌نگاری، پارامترهای چشمه زمین‌لرزه از جمله گشتاور لرزه‌ای (M_0)، بزرگای گشتاوری زلزله (M) و فرکانس گوشه (f_c) محاسبه شده است. این پارامترها با استفاده از روش اندروز (۱۹۸۶) و روش وارون‌سازی طیف جابه‌جایی بر اساس مدل چشمه برون در حوزه فرکانس تعیین شده‌اند. همچنین ضریب کیفیت مستقل از فرکانس (Q)، شعاع چشمه فرضی دایره‌ای (r) و میزان افت تنش (σ) در این زمین‌لرزه نیز تعیین شده است. برای محاسبه پارامترهای چشمه از دو پنجره زمانی موج S و کل نگاشت استفاده شده است. مقادیر به‌دست‌آمده برای بزرگای گشتاوری $7/3$ و $7/4$ است که همخوانی بسیار خوبی با مقادیر گزارش‌شده از طرف مراکز معتبر بین‌المللی نشان می‌دهد. علاوه بر پارامترهای چشمه، پارامترهای جنبش نیرومند زمین نیز بررسی و مقادیر بیشینه شتاب، سرعت، جابه‌جایی و طیف پاسخ این زمین‌لرزه محاسبه و ارائه شده است. مقایسه مقادیر مشاهده‌شده شتاب و سرعت با روابط تخمین پارامترهای جنبش شدید زمین بور و همکاران (۲۰۱۴)، حاکی از مناسب بودن این روابط برای منطقه مورد نظر با در نظر گرفتن بزرگای این رویداد است.

واژه‌های کلیدی: بزرگای گشتاوری، پارامترهای چشمه زمین‌لرزه، جنبش نیرومند زمین، داده‌های شتاب‌نگاری، مدل چشمه برون

۱ مقدمه

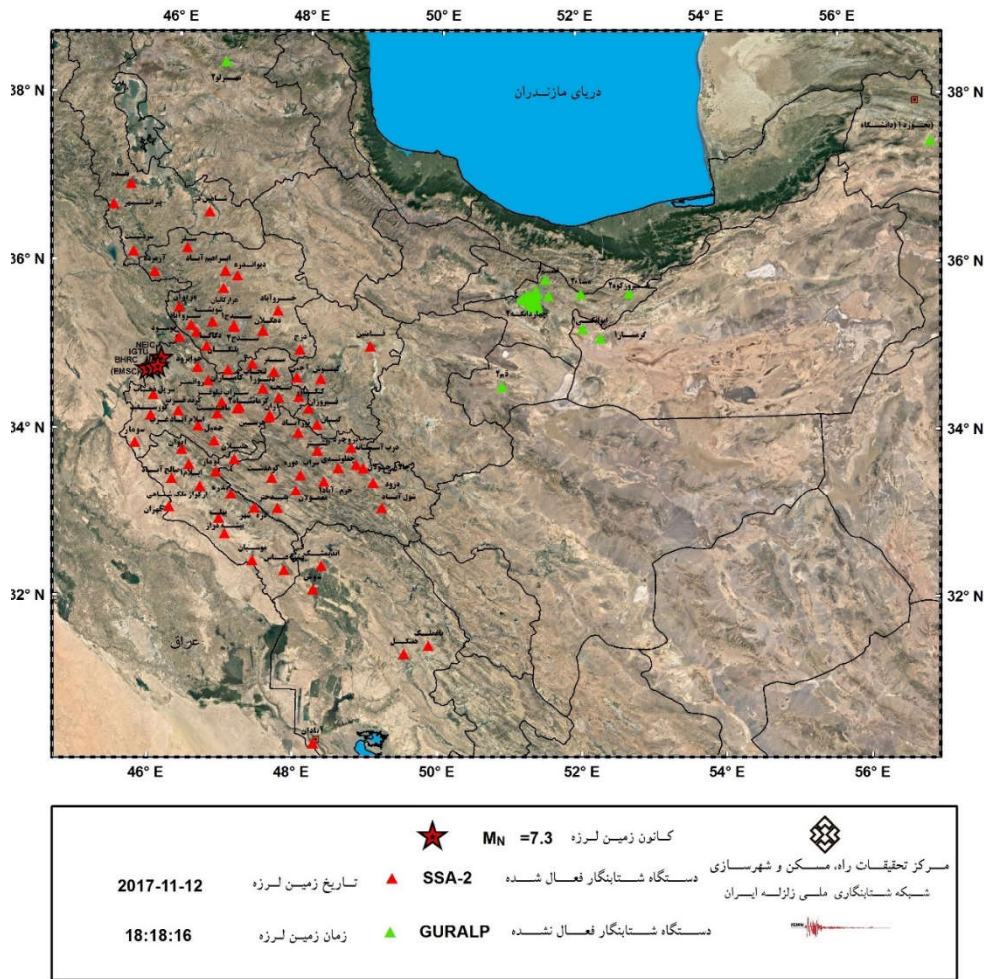
استان‌های لرستان، ایلام، کردستان و آذربایجان شرقی موجب وحشت مردم و خروج آنها از منازل شد. در تهران نیز برخی از ساکنان طبقات بالای ساختمان‌ها این زمین‌لرزه را احساس کردند. در کشورهای همسایه و پیرامون نیز این زمین‌لرزه احساس شد. شدت زیاد و خسارات فراوان به‌ویژه در مناطق غربی ایران گزارش شده است. براساس گزارش‌ها تعداد کشته‌ها در ایران بر اثر این رویداد به ۶۲۰ نفر رسید و بیش از ۹ هزار نفر نیز مجروح شدند (سازمان پزشکی قانونی کل کشور، ۱۳۹۶). این زمین‌لرزه خسارات مالی فراوانی به روستاهای منطقه کلان‌لرزه‌ای و ساختمان‌های شهرها و شهرستان‌های استان کرمانشاه، به‌خصوص شهرستان‌های سرپل ذهاب و ثلاث باباجانی (تازه‌آباد) وارد کرد.

مروری بر پیشینه لرزه‌خیزی این ناحیه نشان می‌دهد که این منطقه سابقه وقوع زلزله با بزرگای بیش از ۷ را دارد (بربریان، ۲۰۰۵ و کاتالوگ زلزله IRSC)، گرچه تعداد آنها بسیار محدود است. تقریباً در ۳۰۰ کیلومتری جنوب شرقی رویداد $M_V/3$ سرپل ذهاب، گسل رانده اصلی زاگرس مسبب زلزله $M_V/4$ سیلاخور در تاریخ ۲۳ ژانویه ۱۹۰۹ قرار دارد که در حدود ۸ هزار نفر تلفات داشت و ۱۳۰ روستا را تخریب کرده بود (آمبرسیز و معین‌فر، ۱۹۷۳؛ بربریان، ۲۰۰۵ و قدس و همکاران، ۲۰۱۲). البته شایان ذکر است که در کمربند چین‌خورده-رورانده زاگرس، زلزله‌هایی با بزرگای مشابه زلزله ۱۹۰۹ یا زلزله سرپل ذهاب نادر هستند و این بزرگا به پیشینه

در ساعت ۲۱:۴۸:۱۶ یکشنبه ۲۱ آبان ۱۳۹۶، برابر با ۱۸:۱۸:۱۷ به وقت بین‌المللی روز ۱۲ نوامبر ۲۰۱۷، زمین‌لرزه‌ای با بزرگای $M_n/3$ در نزدیکی ازگله در استان کرمانشاه روی داد که منطقه مرزی ایران و عراق را به شدت به لرزه درآورد. مرکز لرزه‌نگاری کشوری (IRSC)، رومرکز این رویداد را $34/84N$ و $45/90E$ و عمق آن را ۱۱ کیلومتر گزارش کرده است. اطلاعات این زمین‌لرزه را که مرکز لرزه‌نگاری کشوری، مرکز زلزله‌شناسی اروپا و مدیترانه (EMSC) و مرکز ملی اطلاعات زلزله آمریکا (USGS) با کمی اختلاف اعلام کرده‌اند، در جدول ۱ ارائه شده است. رومرکز این زمین‌لرزه در نزدیکی گسل‌های زاگرس مرتفع و پیشانی کوهستان قرار گرفته است. نوع گسلش، مطابق با سازوکارهای کانونی که مراکز بین‌المللی مختلف گزارش کرده‌اند، راندگی با مؤلفه کوچک امتدادلغز تعیین شده است. این زمین‌لرزه را ۱۱۳ ایستگاه شتاب‌نگاری شبکه شتاب‌نگاری زلزله ایران (ISMN) ثبت کرده است (شکل ۱). پیشینه شتاب ثبت‌شده در این رویداد برابر با ۶۸۴ سانتی‌متر بر مجذور ثانیه در ایستگاه سرپل ذهاب در فاصله رومرکزی (R) تقریبی ۳۹ کیلومتر است. مشخصات ایستگاه‌های ثبت‌کننده به‌همراه فاصله رومرکزی آنها در پیوست پ ارائه شده است. لرزش ناشی از این رویداد به حدی شدید بود که در تمامی استان‌های غربی و بیشتر استان‌های مرکزی کشور احساس و در بعضی از شهرهای

جدول ۱. اطلاعات رومرکزی ثبت‌شده از زمین‌لرزه و بزرگای اعلام‌شده از طرف مراکز معتبر بین‌المللی

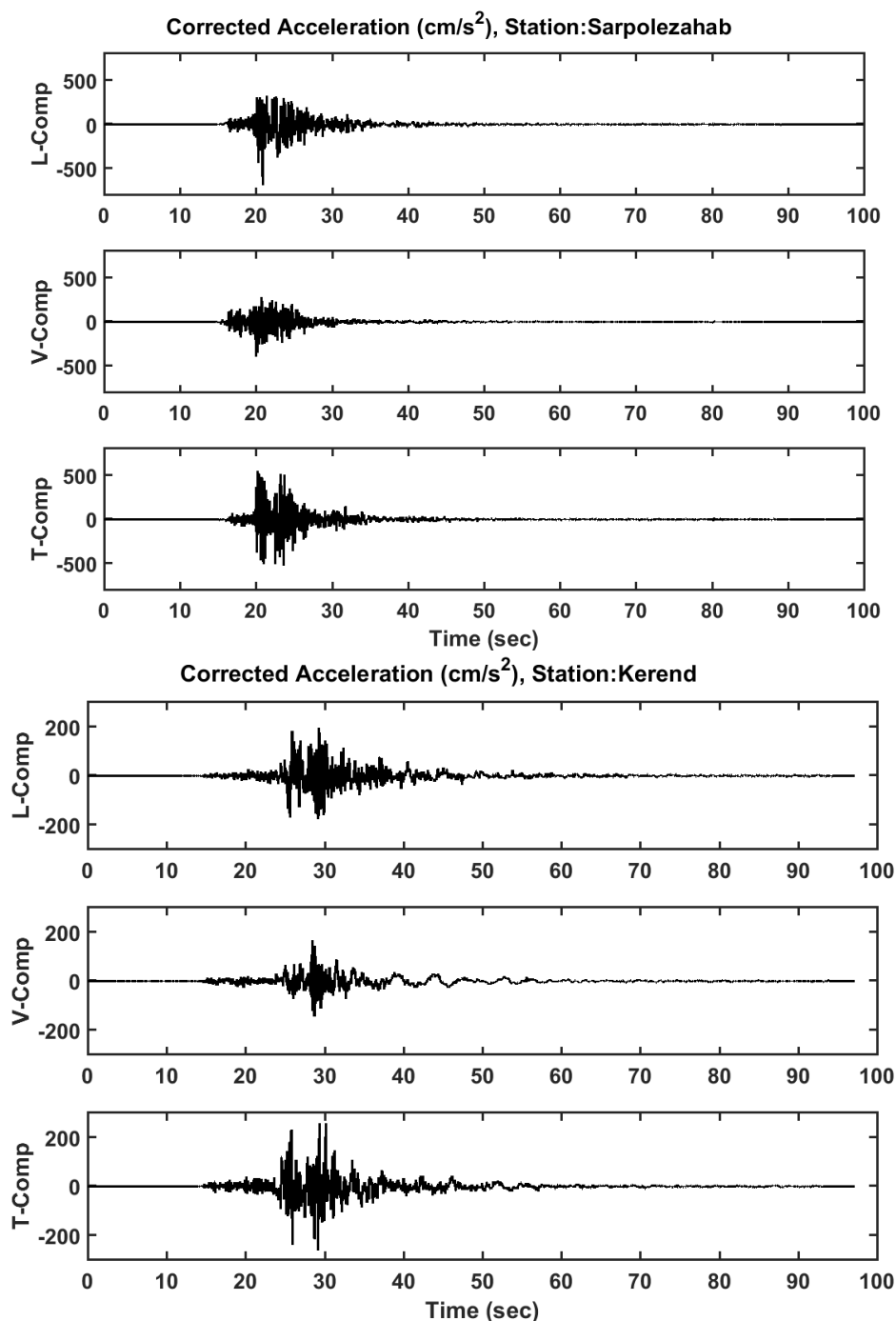
سازمان گزارش‌دهنده	مختصات رومرکز زمین لرزه				عمق (کیلومتر)
	طول شرقی (E)	عرض شمالی (N)	Mn	Mw	
مرکز لرزه‌نگاری کشوری (IRSC)	۳۴/۸۴	۴۵/۹۰	۷/۳	۱۱	
مرکز ملی اطلاعات زلزله آمریکا (NEIC)	۳۴/۹۵۷	۴۵/۷۹۲	۷/۳	۲۳	
مرکز زلزله‌شناسی اروپا و مدیترانه (EMSC)	۳۴/۷۹	۴۵/۸۵	۷/۳	۲۴	



شکل ۱. نقشه ایستگاه‌های ثبت‌کننده زمین‌لرزه (مثلث) به همراه رومرکزهایی که مراکز معتبر بین‌المللی (ستاره) گزارش کرده‌اند.

زمین‌لرزه تاریخی در این منطقه در سال ۱۲۲۶ میلادی با بزرگای ۶/۵ در امتداد گسل زاگرس مرتفع روی داده است (آمریسز و ملویل، ۱۳۷۰). آخرین رویداد لرزه‌ای قابل توجه در این منطقه مربوط به زمین‌لرزه ژانویه سال ۱۹۶۷ با $M/1$ در حدود ۱۰۰ کیلومتری جنوب رومرکز رویداد ۲۱ آبان ۱۳۹۶ کرمانشاه است. همچنین در نوامبر ۲۰۱۳، سه زمین‌لرزه $M/6$ و $M/7$ و $M/5$ در فاصله ۶۰ تا ۷۰ کیلومتری رویداد سرپل ذهاب به‌وقوع پیوسته‌اند. این رویدادها موجب آسیب یا تلفات قابل توجهی نشده‌اند.

بزرگای زمین‌لرزه قابل انتظار ($M_{max}: 7/1-7/7$) برای این منطقه نزدیک است (دانسیو و همکاران، ۲۰۱۷). معمولاً در این ناحیه وقوع زلزله با بزرگای کمتر از ۷ شایع‌تر است که البته این ویژگی خاص ناحیه زاگرس است. برای مثال در سال ۹۵۸ میلادی، زمین‌لرزه تاریخی با بزرگای ۶/۸ باعث تخریب سرپل ذهاب و کشته شدن بسیاری از ساکنان این شهر شد. این زمین‌لرزه در بغداد نیز حس شد و پس‌لرزه‌های بسیار زیاد آن در ماه‌های نخست سال ادامه داشت. در سال ۱۱۵۰ میلادی نیز زمین‌لرزه دیگری این منطقه را ویران کرد و سبب دگرریختی‌های فراوانی در کوه‌ها شد و کوچ‌نشین‌های زیادی را کشت. آخرین



شکل ۲. تاریخچه زمانی شتاب اصلاح شده در ایستگاه‌های سریل ذهاب با $R=39$ km (بالا) و کرند $R=66$ km (پایین)

فرکانس (Quality factor, Q) نیز تعیین شده است. همان‌گونه که ذکر شد، ۱۱۳ ایستگاه شتاب‌نگاری ISMN جنبش زمین این زمین‌لرزه را ثبت کرده‌اند که ۴۹ ایستگاه دارای فاصله رومرکزی کمتر از ۲۰۰ کیلومتر بودند. از بین این نگاهت‌ها

در این تحقیق بزرگای گشتاوری زمین‌لرزه ۲۱ آبان ۱۳۹۷ سریل ذهاب به دو روش وارون‌سازی طیف جابه‌جایی و روش اندروز (۱۹۸۶) در حوزه فرکانس محاسبه و فرکانس گوشه (f_c) میزان افت تنش (σ) و ضریب کیفیت مستقل از

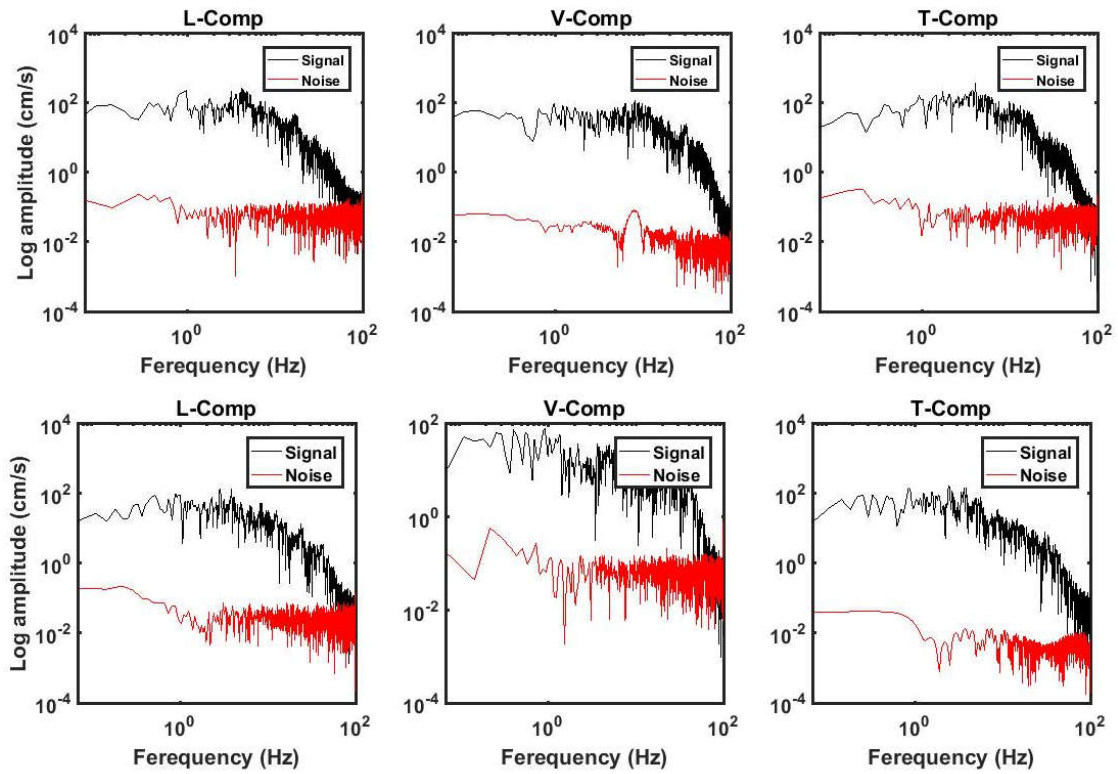
به روز را نمایش می‌دهد؛ برای مثال، ایستگاه مهترلو ۲ در آذربایجان شرقی، نزدیک‌ترین ایستگاه و ایستگاه دانشگاه بجنورد با فاصله رومرکزی ۱۰۶۳ کیلومتر، دورترین ایستگاه ثبت‌کننده این زلزله هستند که به شتاب‌نگار گورالپ مجهز هستند.

برای پردازش داده‌ها، ابتدا تمام شتاب‌نگاشت‌ها به صورت چشمی بررسی شدند و زمان شروع موج‌های P و S و همچنین پنجره موج S در آنها مشخص شد. برای محاسبه بزرگا، از شتاب‌نگارهای سه مؤلفه‌ای ثبت‌شده در ۲۹ ایستگاه منتخب استفاده شد که موج P در تمام آنها شروع واضحی داشت و همچنین مقدار پیش‌رویداد کافی برای محاسبه نسبت سیگنال به نوفه (SNR) وجود داشت. در ابتدا با حذف مقدار میانگین و حذف روند خطی (با برازش یک معادله درجه یک به داده‌ها)، تصحیح خط مبنا انجام می‌شود. سپس با در نظر گرفتن معیار $SNR > 3/0$ برای محدوده فرکانسی، فیلتر باندگذر بر آنها اعمال می‌شود. شکل ۳ طیف‌های سیگنال و نوفه در ایستگاه‌های سرپل ذهاب و کرند را نشان می‌دهد. پس از تصحیح شتاب‌نگاشت‌ها، نگاشت‌های سرعت و جابه‌جایی به کمک انتگرال‌گیری محاسبه می‌شوند. نکته قابل توجه وجود دو بیشینه واضح در تاریخچه زمانی نگاشت ایستگاه سرپل ذهاب، کرند (شکل ۲) و تعدادی دیگر از ایستگاه‌ها (نوسود، پلنگان، مریوان و ...) است که می‌تواند نشان‌دهنده دو شکست پیاپی لرزه‌ای باشد. نتایج مطالعه فنگک و همکاران (۲۰۱۸) نیز وجود دو لغزش لرزه‌ای و رهایی دو بسته انرژی را تأیید می‌کند. همچنین در مؤلفه‌های سرعت بدست آمده در ایستگاه سرپل ذهاب (شکل ۴)، به ویژه مؤلفه عرضی نگاشت سرعت، می‌توان وجود دوره تناوب بلند را مشاهده کرد که می‌تواند نشان‌دهنده جهت‌یافتگی این رویداد به سمت دشت ذهاب باشد که باعث تخریب بیشتر سازه‌ها در این منطقه شده است.

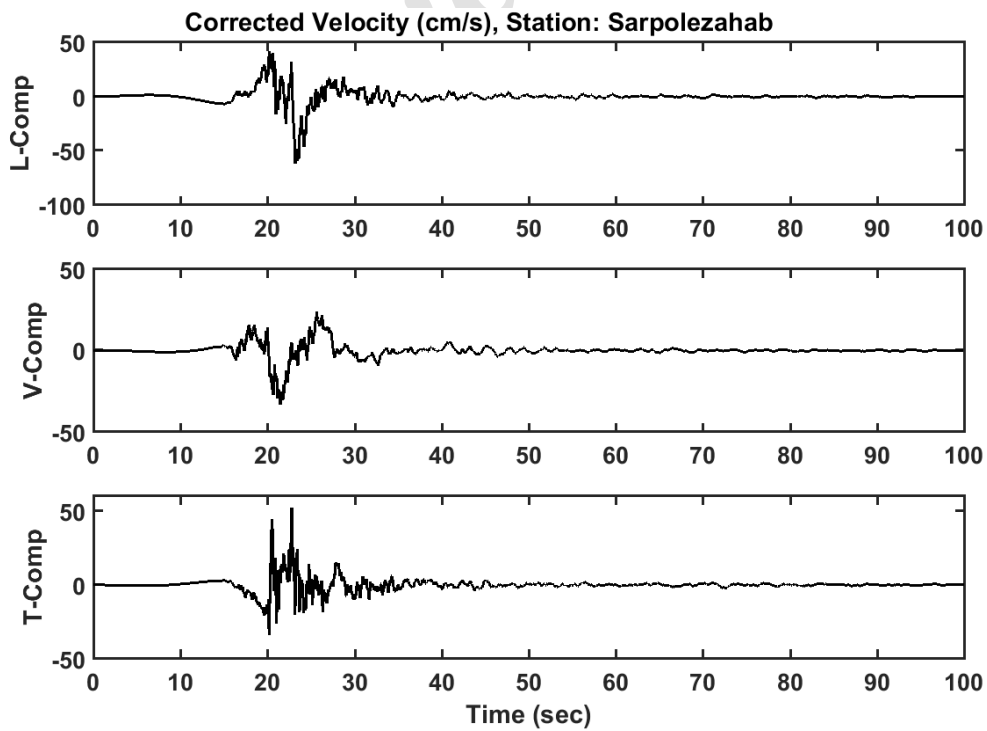
تنها ۲۹ نگاشت سه مؤلفه‌ای، کیفیت خوب همراه با پیش‌رویداد (pre-event) کافی و شروع واضح موج P داشتند که برای محاسبه بزرگا انتخاب و از آنها استفاده شده است. در شکل ۲ برای نمونه، سه مؤلفه شتاب‌نگاشت ثبت‌شده در ایستگاه سرپل ذهاب با کمترین فاصله رومرکزی (۳۹ کیلومتر) و ایستگاه کرند (۶۶ کیلومتر) نمایش داده شده است. در ادامه، پارامترهای جنبش نیرومند زمین نیز بررسی و مقادیر بیشینه شتاب، سرعت و جابه‌جایی محاسبه می‌شود. همچنین طیف پاسخ این رویداد در ایستگاه سرپل ذهاب ارائه و میزان کاهش مقادیر بیشینه شتاب و سرعت نسبت به فاصله نیز بررسی خواهد شد.

۲ پردازش داده‌های شتاب‌نگاری

زمین لرزه ۲۱ آبان ۱۳۹۷ سرپل ذهاب در ۱۱۳ ایستگاه شتاب‌نگاری رقومی ثبت شده است که تعداد زیادی از این داده‌ها را شتاب‌نگارهای رقومی نوع SSA-2 ثبت کرده‌اند. آستانه راه اندازی دستگاه‌های SSA-2 ثبت‌کننده این زمین لرزه، همگی برابر با ۱۰ سانتی‌متر بر مجذور ثانیه است؛ یعنی اگر شتاب زمین لرزه در هر یک از مؤلفه‌های سه‌گانه دستگاه شتاب‌نگار به این حد برسد، دستگاه شروع به کار می‌کند و پس از رسیدن مجدد شتاب به این میزان و بعد از گذشت زمان مشخصی، دستگاه دوباره به حالت آماده‌به‌کار درمی‌آید. همه دستگاه‌ها دارای حافظه پیش از رویداد ۱۵ ثانیه هستند که این ویژگی کمک شایانی به ثبت اولین رسید امواج P به خصوص در ایستگاه‌های واقع در فاصله زیاد از رومرکز زمین لرزه می‌کند. یکی از نکات قابل توجه در این زمین لرزه، ثبت تعداد به نسبت زیاد داده در ایستگاه‌های مجهز به دستگاه‌های شتاب‌نگار گورالپ CMG5TD در فاصله‌های زیاد تا بسیار زیاد است که علاوه بر تأیید قدرت بالای این زمین لرزه، توانایی ثبت داده در فاصله‌های زیاد با دستگاه‌های رقومی جدید و



شکل ۳. نمونه‌ای از سه مؤلفه طیف سیگنال (مشکی) و نوفه (قرمز) در ایستگاه‌های سرپل ذهاب (ردیف بالا) و کرند (ردیف پایین)



شکل ۴. تاریخچه زمانی نداشت سرعت تصحیح‌شده در ایستگاه سرپل ذهاب

۳ بزرگای گشتاوری

به طور کلی بزرگای زلزله به دلیل نیاز به داشتن یک مقیاس کمی برای بیان اندازه زمین لرزه به وجود آمده است. ریشتر در سال ۱۹۳۵، مفهوم بزرگای زلزله را به عنوان روشی کمی برای مقایسه زلزله‌ها معرفی کرد. امروزه، مقیاس‌های متداول مورد استفاده برای بزرگا به ترتیب بزرگای محلی (M_L ، M_n ، ...)، بزرگای امواج حجمی m_b و بزرگای امواج سطحی M_s هستند. این مقیاس‌های بزرگا به فیزیک چشمه بستگی ندارند، بلکه براساس روابط تجربی محاسبه می‌شوند و تابع فرکانس امواج ثبت شده در لرزه‌نگاشت‌ها هستند. این مقیاس‌های متداول، هر یک در مقدار خاصی اشباع می‌شوند. کاناموری (۱۹۷۷) برای غلبه بر مشکل اشباع، مقیاس جدید بزرگای گشتاوری (M یا M_w) را معرفی کرد. این مقیاس بزرگا تابعی از کمیت فیزیکی توصیف کننده چشمه لرزه‌ای یعنی گشتاور لرزه‌ای M_0 است که اکی (۱۹۶۶) در حدود یک دهه قبل آن را معرفی کرده بود. مقیاس بزرگای گشتاوری که انرژی واقعی زمین لرزه‌های بزرگ را بیان می‌کند، در بزرگای بالا اشباع نمی‌شود. گشتاور لرزه‌ای معیاری جایگزین برای مقدار انرژی ره‌اشده در چشمه زمین لرزه است که تابعی از مدول برشی زمین (μ)، سطح کل گسلش (A) و متوسط مقدار جابه‌جایی (d) است (اکی، ۱۹۶۶ و هنکس و کاناموری، ۱۹۷۹) و با رابطه زیر تعریف می‌شود:

$$M_0 = \mu A d \quad (1)$$

گشتاور لرزه‌ای با روش‌های مختلف قابل اندازه‌گیری است؛ برای مثال می‌توان آن را در عملیات صحرایی با اندازه‌گیری طول و جابه‌جایی گسل تخمین زد یا با استفاده از طیف لرزه‌نگاشت‌ها و شتاب‌نگاشت‌ها محاسبه کرد. از روش‌های دیگر محاسبه گشتاور لرزه‌ای می‌توان به روش طیفی، برگردان تانسور ممان و وارون‌سازی

شکل موج اشاره کرد. در میان این روش‌ها، روش طیفی که معمولاً براساس مدل چشمه برون (برون، ۱۹۷۰ و ۱۹۷۱) در حوزه فرکانس انجام می‌شود، روشی ساده و درعین حال کارآمد است. در این روش M_0 از قسمت صاف طیف جابه‌جایی در فرکانس‌های پایین تخمین زده می‌شود. روش اندروز (اندروز، ۱۹۸۶ و هوانگ و همکاران، ۲۰۰۱) که مانند روش طیفی براساس مدل چشمه برون تعریف شده است، می‌تواند هم در حوزه زمان و هم در حوزه فرکانس استفاده شود.

۳-۱ محاسبه بزرگای گشتاوری

بزرگای گشتاوری (M) از رابطه زیر محاسبه می‌شود (هنکس و کاناموری، ۱۹۷۹؛ اکی، ۱۹۷۲ و کاناموری، ۱۹۷۷، ۱۹۷۸):

$$M = \frac{2}{3} \log_{10}(M_0) - 6.03 \quad (2)$$

M_0 گشتاور لرزه‌ای زلزله برحسب نیوتن-متر (N.m) است. در این تحقیق بزرگای گشتاوری به دو روش اندروز (۱۹۸۶) و وارون‌سازی طیف جابه‌جایی محاسبه شده است. هر دو روش براساس مدل برون هستند و گشتاور لرزه‌ای براساس مقدار سطح صاف در فرکانس‌های پایین طیف جابه‌جایی (Ω_0) از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$M_0 = \frac{4\pi\rho\beta^3}{R_{\theta\phi}FP} G(R)\Omega_0 \quad (3)$$

که ρ چگالی، β سرعت موج برشی و F ضریب تصحیح بزرگ‌نمایی سطح آزاد است. $R_{\theta\phi}$ مقدار میانگین الگوی تشعشی و $G(R)$ جمله مربوط به تصحیح گسترش هندسی است که برای فاصله کانونی R به صورت زیر محاسبه می‌شود (هرمن و کیکو، ۱۹۸۳):

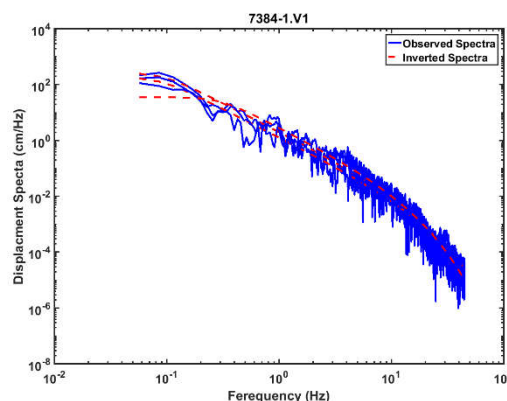
$$G(R) = \begin{cases} R & R < 100 \text{ km} \\ (100R)^{1/2} & R \geq 100 \text{ km} \end{cases} \quad (4)$$

سه پارامتر Ω_0 ، f_c و Q (ضریب کیفیت مستقل از فرکانس) مجهول فرض می‌شوند و با وارون‌سازی غیرخطی (nonlinear inversion) به‌دست می‌آیند. در این مطالعه مشابه با آپرکرومبی (۱۹۹۵)، مدل کلی زیر برای برازش طیف جابه‌جایی انتخاب شده است:

$$\Omega(f) = \frac{\Omega_0 e^{-\frac{\pi f t}{Q}}}{\left[1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^{2n}\right]^{\frac{1}{2}}} \quad (5)$$

که $\Omega(f)$ دامنه طیف فوریه جابه‌جایی، Ω_0 قسمت صاف در فرکانس‌های پایین، f فرکانس، t زمان سیر موج، n آهنگ افت فرکانس (در یک نمودار log-log) و γ عدد ثابت است. با تغییر مقدار γ ، مدل‌های طیفی پیشنهادی برون (۱۹۷۰) و بوترایت (۱۹۸۰) به‌دست می‌آیند. در اینجا $n = 2$ و $\gamma = 1$ ، شبیه مدل طیفی برون (۱۹۷۰) انتخاب شده است. برای تعیین بهترین پارامترهای برازش، از الگوریتم نلدر-مید ساده کران‌دار (Bounded Nelder-Mead simplex algorithm) (نلدر و مید، ۱۹۶۵) استفاده شده است. Ω_0 ، f_c و Q پس از وارون‌سازی به‌دست می‌آیند. با استفاده از Ω_0 ، گشتاور لرزه‌ای و درنهایت، بزرگای گشتاوری محاسبه می‌شود. در شکل ۵ طیف جابه‌جایی مشاهده شده و طیف مدل‌سازی شده نگاشت ثبت شده در ایستگاه سرپل ذهاب نشان داده شده است. مقادیر Ω_0 ، f_c و Q محاسبه شده برای هر ایستگاه با استفاده از کل نگاشت در جدول ۲ و با استفاده از پنجره موج S در جدول ۳ نمایش داده شده است. مقدار گشتاور نهایی زلزله براساس میانگین گشتاورهای محاسبه شده در هر ایستگاه تعیین و بزرگای نهایی طبق رابطه (۲) محاسبه می‌شود. اگر مدل گسل دایره‌ای را در نظر بگیریم، آنگاه شعاع چشمه، r ، از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$r = \frac{k_s v_s}{f_c} \quad (6)$$



شکل ۵. طیف جابه‌جایی مشاهده شده (آبی) و مدل‌سازی شده (قرمز) برای سه مؤلفه شتاب ثبت شده در ایستگاه سرپل ذهاب

به این ترتیب پس از محاسبه M_0 می‌توان بزرگای گشتاوری را از رابطه (۲) به‌دست آورد. برای محاسبه M پنجره‌های زمانی مختلفی (از جمله پنجره موج S یا کل نگاشت) می‌تواند تعیین و بزرگای براساس آن پنجره انتخابی محاسبه شود. برای مثال، شجاع طاهری و همکاران (۱۳۸۴) و (۲۰۰۷) از پنجره‌های متفاوت استفاده کردند و به این نتیجه رسیدند که استفاده از پنجره زمانی موج S کمترین انحراف معیار را در پی دارد ولی استفاده از کل نگاشت، که از رسید موج P شروع و تا آخر نگاشت ادامه پیدا می‌کند، ساده‌تر و کاربردی‌تر است و در عین حال منجر به نتایج خوبی می‌شود. در این مطالعه بزرگای با استفاده از موج S و همچنین کل نگاشت (از شروع موج P تا انتهای موج S) ابتدا برای داده‌های نزدیک ($R < 100$) و سپس برای داده‌های با $R < 200$ کیلومتر محاسبه شده است. گشتاور لرزه‌ای نهایی براساس میانگین گشتاوری که از روی شتاب‌نگاشت‌های هر ایستگاه به‌دست می‌آید تعیین و براساس آن، بزرگای گشتاوری نهایی اعلام می‌شود.

۲-۳ تحلیل طیفی در وارون‌سازی طیف جابه‌جایی همان‌طور که در بخش ۲ توضیح داده شد، در روش وارون‌سازی طیف جابه‌جایی، وارون‌سازی در محدوده‌ای از فرکانس انجام می‌شود که نسبت SNR بیشتر از ۳ باشد.

جدول ۲. مقادیر M , M_0 , f_c , Q , r و σ محاسبه شده در ایستگاه‌های واقع در فاصله رومرکزی کمتر از ۱۰۰ کیلومتر براساس وارون‌سازی طیف جابه‌جایی کل نگاشت

Record	Station Name	Vs30 (m/s)	Epicentral Distance (km)	Mw	M_0 (N.m)	f_c (Hz)	Q	Source Radius (km)	Sigma (bar)
7384-1	Sarpol-e Zahab	619	34.46	7.61	2.96E+20	0.16	556.18	8.08	2452.17
7297	Nosood	available	35.16	7.19	6.74E+19	0.07	895.93	18.52	46.43
7398	Javanrood	298	34.81	7.13	5.50E+19	0.12	621.11	10.84	188.90
7377-1	Goorsefid	403	34.22	7.54	2.28E+20	0.16	988.51	8.08	1890.89
7302-1	Kerend	800	34.28	7.50	2.01E+20	0.13	1000.00	9.78	940.52
7310	Degaga	available	35.23	7.26	8.58E+19	0.09	751.26	14.77	116.60
7279	Palangan	available	35.07	7.15	6.03E+19	0.12	1000.00	10.86	206.08
7290	Sarv Abad	available	35.31	7.16	6.18E+19	0.09	1000.00	14.23	93.84
7287	Marivan	available	35.52	7.11	5.21E+19	0.21	703.31	6.16	978.28
7317	Shoeisheh	available	35.36	7.06	4.41E+19	0.24	981.19	5.42	1209.27
7278	Kamyaran	available	34.79	7.18	6.55E+19	0.10	956.44	13.48	117.03
7313	Eslamabad qarb	266	34.11	7.73	4.44E+20	0.06	825.52	21.87	185.95
7411	Sarabniloof ar	323	34.40	7.09	4.83E+19	0.17	694.30	7.67	468.82
Average Value				7.38	1.32E+20	0.13	844.13	11.52	376.49

جدول ۳. مقادیر M , M_0 , f_c , Q , r و σ محاسبه شده در ایستگاه‌های واقع در فاصله رومرکزی کمتر از ۱۰۰ کیلومتر براساس روش وارون‌سازی طیف جابه‌جایی

پنجره موج S

Record	Station Name	Vs30 (m/s)	Epicentral Distance (km)	Mw	M_0 (N.m)	f_c (Hz)	Q	Source Radius (km)	σ (bar)
7384-1	Sarpol-e Zahab	619	39.22	7.59	2.74E+20	0.13	873.09	10.05	1180.45
7297	Nosood	Not available	47.28	7.26	8.67E+19	0.07	864.47	17.53	70.41
7398	Javanrood	298	52.86	7.19	6.92E+19	0.12	628.32	10.49	262.22
7377-1	Goorsefid	403	66.10	7.51	2.05E+20	0.16	1000.00	7.87	1839.48
7302-1	Kerend	800	66.33	7.46	1.74E+20	0.14	1000.00	9.37	924.29
7310	Degaga	Not available	67.31	7.22	7.68E+19	0.08	935.18	16.62	73.14
7279	Palangan	Not available	69.50	7.06	4.36E+19	0.13	933.02	9.68	210.49
7290	Sarv Abad	Not available	69.63	7.22	7.51E+19	0.12	904.32	11.21	233.15
7287	Marivan	Not available	82.54	6.88	2.32E+19	0.24	923.92	5.50	611.78
7317	Shoeisheh	Not available	92.65	6.91	2.63E+19	0.56	1000.00	2.31	9316.13
7278	Kamyaran	Not available	92.97	7.16	6.17E+19	0.12	965.02	11.05	199.97
7313	Eslamabad qarb	266	96.33	7.64	3.24E+20	0.07	849.81	17.75	253.69
7411	Sarabniloof ar	323	97.88	6.96	3.13E+19	0.33	908.53	3.91	2295.39
Average Value				7.36	1.13E+20	0.17	906.59	10.26	458.84

است. دلیل متفاوت بودن این اعداد، تفاوت در فرکانس گوشه امواج P و S است (آبرکرومی، ۱۹۹۵). در پژوهش حاضر مقداری مشابه مدل برون برای موج برشی ($k_s = 0.37$) انتخاب شده است. میزان افت تنش (σ) براساس رابطه زیر محاسبه می‌شود (اشلیبی، ۱۹۵۷):

v_s مقدار سرعت موج برشی و f_c مقدار فرکانس گوشه است (ماداریاگا، ۱۹۷۶). بسته به نوع مدل طیفی چشمه، برای k_s مقادیر متفاوتی ارائه شده است. برون (۱۹۷۰) برای امواج P و S مقادیر ۰/۵۰ و ۰/۳۷ را به‌دست آورد. همچنین در مطالعه ماداریاگا (۱۹۷۶) مقادیر ۰/۳۲ و ۰/۲۱ به‌ترتیب برای امواج P و S محاسبه شده

پایین (low frequency cut-off) و قطع بالا (high-) frequency cut-off تعیین می‌شود. فرکانس قطع پایین ناشی از محدود بودن مدت زمان جنبش نیرومند زمین است و فرکانس قطع بالا با فرکانس ناپکیویست (Nyquist) تعیین می‌شود. در عمل، پهنای باند موجود با اثر پاسخ دستگاه و وجود نوفه در فرکانس‌های پایین و بالا محدود می‌شود (گالو و همکاران، ۲۰۱۴). با توجه به این فرکانس‌ها، دو انتگرال (۹) و (۱۰) به روابط زیر تبدیل می‌شوند:

$$I_D = 2 \int_{f_{low}}^{f_{high}} D^2(f) df \quad (11)$$

$$I_V = 2 \int_{f_{low}}^{f_{high}} V^2(f) df \quad (12)$$

همچنین فرکانس گوشه با استفاده از این انتگرال‌ها به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$f_c = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{I_V}{I_D}} \quad (13)$$

گفتنی است در این روش قبل از محاسبه بزرگای فرض رابطه چین و اکی (۱۹۹۱)، تصحیح غیرکشسان بر شتاب‌نگاشت‌ها اعمال شده است:

$$Q(f) = 153 \times f^{0.88} \quad (14)$$

که f فرکانس و $Q(f)$ معرف ضریب تضعیف وابسته به فرکانس است.

همان‌گونه که قبلاً توضیح داده شد، پس از محاسبه Ω_0 گشتاور لرزه‌ای با استفاده از رابطه (۳) و بزرگای گشتاوری از رابطه (۲) محاسبه می‌شود. بزرگای گشتاوری نهایی براساس روش اندروز با استفاده از کل نگاشت و همچنین موج S با میانگین‌گیری مقادیر به‌دست آمده از سیزده ایستگاه اول برابر $MV/3$ است. نتایج بدست آمده برای هر ایستگاه با استفاده از موج S در جدول ۴ و با

$$\sigma = \frac{7M_0}{16r^3} \quad (7)$$

شایان ذکر است که برای محاسبه بزرگای، ابتدا از میانگین گشتاور لرزه‌ای نگاشت‌هایی استفاده شد که فاصله رومرکزی کمتر از ۱۰۰ کیلومتر داشتند و بزرگای $MV/4$ به‌دست آمد. سپس از همه ۲۹ نگاشت با فاصله رومرکزی کمتر از ۲۰۰ کیلومتر استفاده شد که بزرگای محاسبه شده در این حالت برابر با $MV/3$ است. مقدار f_c با استفاده از کل نگاشت برابر با 0.13 و با استفاده از پنجره S برابر با 0.17 است. شعاع چشمه دایره‌ای نیز $11/52$ و $10/26$ کیلومتر به ترتیب برای کل نگاشت و پنجره S به‌دست آمد. افت تنش محاسبه شده با رابطه (۷) نیز برابر با 376 بار با استفاده از کل نگاشت و 458 بار با استفاده از پنجره موج S است.

۳-۳ تحلیل طیفی در روش اندروز

در روش اندروز، Ω_0 که متناسب با گشتاور لرزه‌ای M_0 است، از رابطه زیر به‌دست می‌آید:

$$\Omega_0 = 2I_D^{3/4} I_V^{-1/4} \quad (8)$$

که I_D و I_V با روابط زیر محاسبه می‌شوند:

$$I_V = 2 \int_0^{+\infty} V^2(f) df \quad (9)$$

$$I_D = 2 \int_0^{+\infty} D^2(f) df \quad (10)$$

در روابط (۹) و (۱۰)، D و V به ترتیب سرعت و جابه‌جایی هستند که با انتگرال‌گیری از شتاب‌نگاشت به‌دست می‌آیند. حدود این دو انتگرال از صفر تا بی‌نهایت است در حالی که طیف به‌طور مؤثر برای محدوده فرکانسی محدودی محاسبه می‌شود. دی بوونا و روولی (۱۹۸۸) درباره این محدودیت فرکانسی تحقیق و بحث کرده‌اند. بر اساس نتایج پژوهش ایشان محدوده طیفی که دو انتگرال باید در آن محاسبه شوند با دو فرکانس قطع

۴ پارامترهای جنبش نیرومند زمین

همان گونه که گفته شد، بیشینه شتاب در این زمین لرزه در ایستگاه سرپل ذهاب ثبت شد که برابر ۶۸۴ سانتی متر بر مجذور ثانیه بود. شتاب نگاشت ثبت شده در ایستگاه سرپل ذهاب با فیلتر میان گذر پردازش شده است. سرعت و جابه جایی بیشینه در این شتاب نگاشت به ترتیب در حدود ۴۶ سانتی متر بر ثانیه و ۱۸ سانتی متر است. همچنین طیف پاسخ این زمین لرزه با توجه به کاربردهای مهندسی آن برای طراحی یا ارزیابی سازه ها محاسبه و با زمین لرزه مهم

استفاده از کل نگاشت در جدول ۵ نمایش داده شده است. همان طور که جدول های ۴ و ۵ نشان می دهند، بزرگای گشتاوری با استفاده از هر دو پنجره انتخابی برابر $MV/3$ است. همچنین به ترتیب برای پنجره S و کل نگاشت مقادیر فرکانس گوشه f_c برابر ۰/۱۴ و ۰/۱۵ هرتز و شعاع چشمه فرضی دایره ای r برابر با ۹/۵۵ و ۹/۰۸ کیلومتر است که نشان می دهد جواب ها برای هر دو پنجره انتخابی بسیار نزدیک به هم است. افت تنش محاسبه شده برای دو پنجره انتخابی نیز مقادیر مشابه ۵۷۰ و ۵۶۰ بار را نشان می دهد.

جدول ۴. مقادیر M ، M_0 ، f_c ، r و σ محاسبه شده در هر ایستگاه برای ایستگاه های واقع در فاصله رومرکزی کمتر از ۱۰۰ کیلومتر براساس روش اندروز (۱۹۸۶) برای پنجره موج S

Record	Station Name	Vs30 (m/s)	Epicentral Distance (km)	M	M_0	f_c (Hz)	r (km)	σ (bar)
7384-1	Sarpol-e Zahab	619	39.22	7.52	2.13E+20	0.12	11.18	668.12
7297	Nosood	Not available	47.28	7.01	3.64E+19	0.15	8.55	254.51
7398	Javanrood	298	52.86	6.92	2.72E+19	0.20	6.33	468.55
7377-1	Goorsefid	403	66.10	7.47	1.80E+20	0.17	7.71	1721.39
7302-1	Kerend	800	66.33	7.47	1.82E+20	0.15	8.85	1149.65
7310	Degaga	Not available	67.31	7.23	7.76E+19	0.12	11.25	238.38
7279	Palangan	Not available	69.50	7.19	6.76E+19	0.12	10.57	250.73
7290	Sarv Abad	Not available	69.63	7.05	4.15E+19	0.12	10.91	139.91
7287	Marivan	Not available	82.54	7.15	5.87E+19	0.15	8.77	380.27
7317	Shoeisheh	Not available	92.65	7.34	1.13E+20	0.10	12.35	262.71
7278	Kamyaran	Not available	92.97	7.16	6.07E+19	0.12	10.44	233.10
7313	Eslamabadqarb	266	96.33	7.47	1.81E+20	0.19	6.83	2485.77
7411	Sarabniloofar	323	97.88	6.99	3.43E+19	0.30	4.32	1867.22
Average Value				7.29	9.80E+19	0.15	9.08	572.23

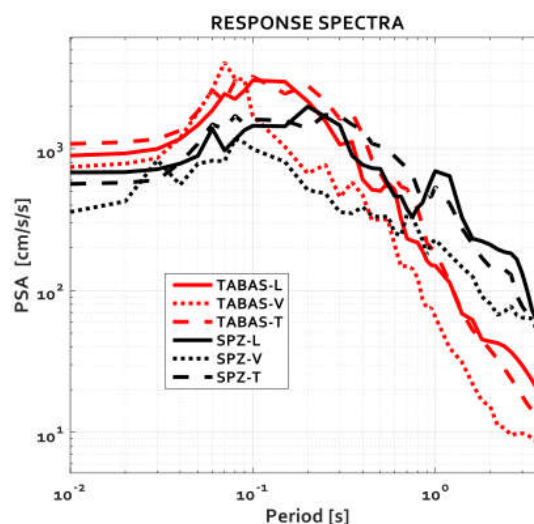
جدول ۵. مقادیر M ، M_0 ، f_c ، r و σ محاسبه شده برای ایستگاه های واقع در فاصله رومرکزی کمتر از ۱۰۰ کیلومتر براساس روش اندروز (۱۹۸۶) با استفاده از کل نگاشت

Record	Station Name	Vs30 (m/s)	Epicentral Distance (km)	M	M_0	f_c (Hz)	r (km)	σ (bar)
7278	Kamyaran	Not available	92.97	7.11	5.18E+19	0.15	8.89	322.81
7279	Palangan	Not available	69.50	7.25	8.35E+19	0.12	10.52	313.78
7287	Marivan	Not available	82.54	7.01	3.69E+19	0.16	8.29	283.68
7290	Sarv Abad	Not available	69.63	7.07	4.44E+19	0.14	9.21	249.20
7297	Nosood	Not available	47.28	7.03	3.94E+19	0.13	9.80	182.68
7302-1	Kerend	800	66.33	7.52	2.12E+20	0.13	10.04	914.92
7310	Degaga	Not available	67.31	7.25	8.33E+19	0.12	10.83	287.27
7313	Eslamabadqarb	266	96.33	7.61	2.92E+20	0.17	7.50	3025.46
7317	Shoeisheh	Not available	92.65	7.29	9.57E+19	0.10	12.99	190.99
7377-1	Goorsefid	403	66.10	7.56	2.47E+20	0.10	13.01	490.93
7384-1	Sarpol-e Zahab	619	39.22	7.47	1.77E+20	0.11	11.69	485.22
7398	Javanrood	298	52.86	7.00	3.58E+19	0.21	6.10	691.03
7411	Sarabniloofar	323	97.88	7.12	5.45E+19	0.24	5.33	1574.13
Average Value				7.33	1.12E+20	0.14	9.55	560.91

۵ بحث و نتیجه‌گیری

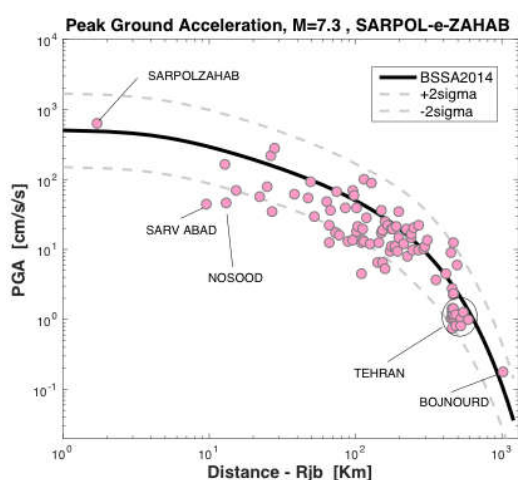
وقوع زمین لرزه ۲۱ آبان ۱۳۹۶ و دیگر زمین لرزه‌های رخ-داده در منطقه، تأییدی بر فعال بودن منطقه زاگرس است. در این مطالعه با استفاده از شتاب‌نگاشت‌هایی که شتاب‌نگارهای ISMN در منطقه ثبت کرده‌اند، پارامترهای چشمه از جمله M_0 ، M ، f_c و r محاسبه شدند. توجه داشته باشید که با توجه به انواع عوامل مؤثر در محاسبات، برآورد خطای موجود در پارامترهای چشمه محاسبه‌شده کار ساده‌ای نیست. برای مثال، گشتاور لرزه‌ای، مستقل از نوع مدل استفاده شده است اما ممکن است تحت تأثیر خطاهای برازش مدل قرار بگیرد. همچنین گفتنی است که ابعاد چشمه لرزه‌ای که با استفاده از فرکانس گوشه محاسبه می‌شود، بیش از سایر پارامترها تحت تأثیر مدل انتخابی قرار دارد (آبرکرمی، ۱۹۹۵). نکته دیگر این است که انتخاب چشمه دایره‌ای برای زلزله با این بزرگای برآوردی اولیه و سریع از چشمه فراهم می‌کند و برای یافتن مدل دقیق‌تر چشمه، مطالعات گسترده‌تر با استفاده از داده‌های لرزه‌ای، تصاویر ماهواره‌ای یا ژئودیتیک لازم است که دقیق‌تر اما بسیار زمان‌بر هستند. از جمله این مطالعات می‌توان به مطالعه فنگ و همکاران (۲۰۱۸) اشاره کرد. در پژوهش حاضر مقادیر گشتاور لرزه‌ای و بزرگای گشتاوری با استفاده از دو روش اندروز و وارون‌سازی طیف جابه‌جایی برای پنجره-های موج S و کل نگاشت محاسبه شدند که با مقادیر گزارش شده مراکز معتبر بین‌المللی همخوانی بسیار خوبی نشان می‌دهند. بزرگای به دست آمده از این دو روش بسیار سریع‌تر از روش‌های مرسوم مبتنی بر داده‌های لرزه‌نگاری است و می‌تواند در سامانه‌های هشدار سریع و پاسخ سریع زلزله و همچنین مدیریت بحران بسیار مفید باشد. شایان ذکر است که در این مطالعه ابتدا بزرگای با استفاده از نزدیک‌ترین شتاب‌نگاشت‌ها ($R < 100$ کیلومتر) محاسبه شد که مقادیر ۷/۳ و ۷/۴ به دست آمد. سپس از تمام نگاشت‌های با کیفیت موجود در فاصله کمتر از ۲۰۰ کیلومتر استفاده شد که

قبلی با بزرگای مشابه (زلزله ۱۳۵۷ طیس با $M_V/4$) مقایسه شده است (شکل ۶). در این شکل به طور مشخص دیده می‌شود که انرژی زمین لرزه طیس در دوره تناوب‌های کوتاه، بیشتر و در دوره تناوب‌های بلند، کمتر است. در شکل ۷ و ۸ بیشینه شتاب و بیشینه سرعت ثبت شده در این زمین لرزه با رابطه تخمین جنبش شدید زمین بور و همکاران (۲۰۱۴) مقایسه شده است. همان‌طور که مشخص است، شتاب ثبت شده در ایستگاه سرپل ذهاب به مقدار میانگین پیش‌بینی شده نزدیک است. در این شکل‌ها منظور از فاصله، کمترین فاصله تا تصویر صفحه گسیختگی (R_{jb}) است که معیار مناسبی برای مقایسه است. نکته قابل توجه، نزدیکی هر دو پارامتر شتاب و سرعت به مقدار میانگین رابطه تخمین جنبش زمین در نزدیک‌ترین ایستگاه (سرپل ذهاب) و دورترین ایستگاه (بجنورد) است که نشان می‌دهد این روابط برای تخمین مقادیر شتاب و سرعت در منطقه جواب‌های قابل قبولی ارائه می‌دهند. این مقادیر برای استفاده در پهنه‌بندی خطر زمین لرزه بسیار مهم هستند و نقش حیاتی در کاهش خطرپذیری زمین لرزه دارند.

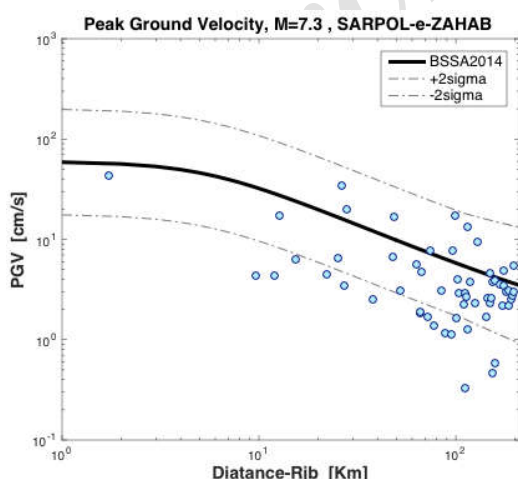


شکل ۶. طیف پاسخ نگاشت ثبت شده در ایستگاه سرپل ذهاب (مشکی) و طیف پاسخ نگاشت زمین لرزه طیس (قرمز)

(نزدیک ترین ایستگاه) و ایستگاه بجنورد (دورترین ایستگاه) به مقادیر پیش بینی شده است که نشان می دهد روابط استفاده شده برای پیش بینی مقادیر در همه فاصله ها (نزدیک تا بسیار دور) کارایی مناسبی دارند. همان گونه که گفته شد، روابط کاهندگی نقشی اساسی در تحلیل خطر و پهنه بندی خطر زلزله ایفا می کنند و در نهایت، تأثیر مستقیمی در آیین نامه های ساختمان و کاهش خطر پذیری لرزه ای دارند.



شکل ۷. مقایسه بیشینه شتاب ثبت شده در ایستگاه ها با رابطه بور و همکاران (۲۰۱۴)، محور افقی کمترین فاصله تا تصویر صفحه گسیختگی است.



شکل ۸. مقایسه بیشینه سرعت ثبت شده در ایستگاه ها با رابطه بور و همکاران (۲۰۱۴)، محور افقی کمترین فاصله تا تصویر صفحه گسیختگی است.

حاصل آن، بزرگای $MV/3$ بود. نکته قابل توجه این است که داده های نزدیک، جواب دقیق را در زمان کوتاه تری فراهم کردند. در سامانه های هشدار سریع و پاسخ سریع زلزله این مقادیر نقش مهم و حیاتی دارند. با داشتن مقادیر دقیقی پارامترهای چشمه لرزه ای و همچنین پارامترهای مؤثر جنبش نیرومند زمین، قادر به ارائه هشدار سریع با خطای کمتر و همچنین ارائه نقشه های لرزش دقیق تر و در نتیجه پاسخ سریع زلزله بهتر و مؤثرتر خواهیم بود؛ از این رو، نصب دستگاه های شتاب نگاری با کیفیت خوب در مناطق لرزه خیز کشور که توان ثبت نگاهت های با کیفیت از جنبش نیرومند زمین را در فاصله نزدیک داشته باشند، می تواند گام مهمی در جهت جلوگیری و کاهش اثرات خطر لرزه ای به شمار رود. مقادیر به دست آمده برای فرکانس گوشه در روش وارن سازی طیف جابه جایی با استفاده از کل نگاهت برابر با 0.13 Hz و با استفاده از پنجره موج S برابر با 0.17 Hz است. این مقدار در روش اندروز، با استفاده از کل نگاهت و 0.14 Hz با استفاده از پنجره موج S است. فرکانس گوشه در محدوده 0.13 تا 0.18 هرگز برای زلزله ای با بزرگای $7/3$ تا $7/4$ محدوده قابل قبولی است. با استفاده از دو روش گفته شده شعاع چشمه لرزه ای دایره ای نیز $9/3$ تا $11/9$ کیلومتر به دست آمد. میزان افت تنش محاسبه شده نیز 376 تا 572 بار است.

در این پژوهش کاهندگی مقادیر بیشینه شتاب و سرعت نیز بر اساس فاصله بررسی شد (شکل های ۷ و ۸). مقایسه این مقادیر با روابط بور و همکاران (۲۰۱۴) حاکی از این است که این روابط مقدار میانگین قابل قبولی برای منطقه ارائه می دهند. این مورد به ویژه برای مقادیر شتاب مشاهده شده محسوس تر است به طوری که مقادیر شتاب بسیار به مقدار میانگین پیش بینی شده با روابط بور و همکاران (۲۰۱۴) نزدیک هستند. نکته قابل توجه دیگر که در شکل های ۷ و ۸ قابل مشاهده است، نزدیکی مقدار بیشینه شتاب ثبت شده در دو ایستگاه سرپل ذهاب

- <https://earthquake.usgs.gov/>، مرکز ملی اطلاعات زلزله آمریکا،
- Abercrombie, R., 1995, Earthquake source scaling relationships from 1 to 5 ML using seismograms recorded at 2.5 km depth: *Journal of Geophysical Research*, **100**, 24015–24036.
- Ambraseys, N., and Moinfar, A., 1973, The Silakhor, Lurestan, earthquake of 23rd January 1909: *Annals of Geophysics*, **26**, 659–678.
- Aki, K., 1966, Generation and propagation of G waves from the Niigata earthquake of June 14, 1964, Part 2, Estimation of earthquake moment, released energy and stress-strain drop from G wave spectrum: *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, **44**, 73–88.
- Aki, K., 1972, *Earthquake mechanism: Tectonophysics*, Elsevier B. V., **13**, 423–446.
- Andrews, D. J., 1986, Objective determination of source parameters and similarity of earthquakes of different size, in Das, S., Boatwright, J., and Scholz, C. H., (eds.), *Earthquake Source Mechanics: American Geophysical Union, Washington, D.C.*, 259–267.
- Berberian, M., 2005, The 2003 Bam urban earthquake: a predictable seismotectonic pattern along the western margin of the rigid Lut Block, Southeast Iran: *Earthquake Spectra*, **21**, S35–S99.
- Boatwright, J. A., 1980, A spectral theory for circular seismic sources: Simple estimates of source dimension, dynamic stress drop and radiated energy: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **70**, 1–27.
- Boore, D. M., Stewart, J. P., Seyhan, E., and Atkinson, G. M., 2014, NGA-West 2 equations for predicting PGA, PGV, and 5%-damped PSA for shallow crustal earthquakes: *Earthquake Spectra*, **30**, 1057–1085.
- Brune, J. N., 1970, Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes: *Journal of Geophysical Research*, **75**, 4997–5009.
- Brune, J. N., 1971, Correction: *Journal of Geophysical Research*, **76**, 4997–5009.
- Chin, B., and Aki, K., 1991, Simultaneous study of the source, path, and site effects on strong ground motion during the 1989 Loma Prieta earthquake: A preliminary result on pervasive nonlinear site effects: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **81**, 1859–1884.
- نکته قابل توجه دیگر ثبت زلزله سرپل ذهاب با دستگاه‌های گورالپ در فواصل به نسبت دور (۱۰۶۳–۴۱۳ کیلومتر) است که می‌توان گفت اولین بار در تاریخ ثبت داده‌های شتاب‌نگاری در ایران است که داده‌هایی در این فواصل ثبت شده‌اند. بدیهی است که در صورت افزایش تعداد دستگاه‌های به‌روز در سطح کشور، تعداد نگاشت‌های ثبت‌شده از جنبش نیرومند زمین به‌صورت قابل توجهی افزایش می‌یابد. شایان ذکر است که داشتن این‌گونه دستگاه‌ها و در نتیجه داشتن تعداد بیشتر داده‌های با کیفیت بالا از زمین‌لرزه‌ها برای بررسی، تحقیق و به‌طور کلی پیشبرد اهداف علمی در زمینه‌های زلزله‌شناسی، زلزله‌شناسی مهندسی و مهندسی زلزله کارایی بسیار دارد. همچنین این داده‌ها برای استفاده در سامانه‌های هشدار سریع و پاسخ سریع زلزله بسیار حیاتی و حائز اهمیت هستند. در نتیجه به‌روزرسانی دستگاه‌های شتاب‌نگاری به کاهش خسارات و تلفات ناشی از زلزله و مدیریت بحران بهتر پس از وقوع زلزله کمک شایانی می‌کند.
- ### منابع
- آمبرسیز، ن و ملویل، ج. پ.، ۱۳۷۰، تاریخ زمین‌لرزه‌های ایران، ترجمه ابوالحسن رده، نشر آگاه، تهران.
- سازمان پرشکی قانونی کل کشور، فهرست اسامی جانباختگان زلزله استان کرمانشاه، ۲۸ آذر ۱۳۹۶ (<http://www.lmo.ir/index.php>).
- شجاع‌طاهری، ج.، ناصریه، س.، مقدادی، ا. و غفرانی، ه.، ۱۳۸۴، تعیین مقیاس بزرگی محلی، M_L ، بزرگی ممانی، M_w و روابط تجربی بین آنها در فلات ایران با استفاده از شتاب‌نگاشت‌ها: مهندسی ساختمان و علوم مسکن، **۳**(۷)، ۱–۱۲.
- مرکز لرزه‌نگاری کشوری، <http://irsc.ut.ac.ir/>
- مرکز زلزله‌شناسی اروپا و مدیترانه، <https://www.emsc-csem.org/>

- Hanks, T. C., and Kanamori, H., 1979, A moment magnitude scale: *Journal of Geophysical Research*, **84**(2), 2348–2350.
- Herrmann, R. B., and Kijko, A., 1983, Modeling some empirical vertical component L_g relations: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **73**, 157-171.
- Hwang, R. D., Wang, J. H., Huang, B. S., Chen, K. C., Huang, W. G., Chang, T. M., Chiu, H. C., and Tsai, C. P., 2001, Estimates of stress drop of the Chi-Chi, Taiwan, earthquake of 20 September 1999 from near-field seismograms: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **91**, 1158-1166.
- Kanamori, H., 1978, Quantification of Earthquakes, *Nature* **271**, 411-414, doi:10.1038/271411a0.
- Kanamori, H., 1977, The energy release in great earthquakes: *Journal of Geophysical Research*, **82**, 1981–1987.
- Madariaga, R., 1976, Dynamics of an expanding circular fault: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **66**, 639-666.
- Nelder, J. A., and Mead, R., 1965, A simplex method for function minimization: *Computer Journal*, **7**, 308–313, doi:10.1093/comjnl/7.4.308.
- Shoja-Taheri, J., Naserieh, D., and Ghofrani, H., 2007, M_L and M_w scales in the Iranian Plateau based on the strong motion records: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **97**(2), 661–669, doi: 10.1785/0120060132.
- Danciu, L., Sesetyan, K., and Demircioglu, M., 2017, The 2014 earthquake model of the Middle East: seismogenic sources: *Bulletin of Earthquake Engineering*, **15**, 1–32.
- Di Bona, M., and Rovelli, A., 1988, Effects of the bandwidth limitation on stress drops estimated from integrals of the ground motion: *Bulletin of the the Seismological Society of America*, **78**(5), 1818–1825.
- Eshellby, J. D., 1957, The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion and related problems: *Proceeding of the Royal Society of London, series A*, **241**, 3763-396.
- Feng, W., Samsonov, S., Almeida, R., Yassaghi, A., Li, J., Qiu, Q., Li, P., and Zheng, W., 2018, Geodetic constraints of the 2017 Mw 7.3 Sarpol-e Zahab, Iran earthquake, and its implications on the structure and mechanics of the Northwest Zagros Thrust-Fold Belt: *Geophysical Research Letters*, **45**, 6853-6861.
- Gallo, A., Costa, G., and Suhadolc, P., 2014, Near real-time automatic moment magnitude estimation: *Bulletin of Earthquake Engineering*, **12**, 185–202, doi 10.1007/s10518-013-9565-x.
- Ghods, A., Rezapour, M., Bergman, E., Mortezaejad, G., and Talebian, M., 2012, Relocation of the 2006 Mw 6.1 Silakhour, Iran, earthquake sequence: details of fault segmentation on the main recent fault: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **102**, 398–416.

Source and Strong Ground Motion Parameters Estimation of the November 12, 2017, Sarpol-e Zahab, Kermanshah Earthquake Using Recorded Accelerograms of Iran Earthquake Strong Motion Network

Attieh Eshaghi^{1*}, Mohammad Pour-Mohammad Shahvar¹, Esmaeil Farzanegan², and Hossein Mirzaei Alavijeh²

¹Assistant Professor, Road, Housing & Urban Development Research Center, Tehran, Iran

²Instructor, Road, Housing & Urban Development Research Center, Tehran, Iran

(Received: 24 October 2018, Accepted: 14 April 2019)

Summary

On Sunday, November 12, 2017, a strong earthquake with local magnitude of $M_n 7.3$ occurred in the border region between Iran and Iraq in vicinity of the Sarpol-e Zahab town. Unfortunately, this catastrophic event caused many casualties, thousands of injured and vast amounts of damage to the buildings, houses and infrastructures in the epicentral area. The earthquake epicenter was located about 10 km south of Ezgeleh in the Zagros seismotectonic zone. This earthquake was recorded by 113 stations of Iran Strong Motion Network (ISMN) across the country. The nearest station to the epicenter of the earthquake was Sarpol-e Zahab (SPZ) station at a distance of about 39 km. In this research, the source parameters of the earthquake including the seismic moment (M_0), the moment magnitude (M) and the corner frequency (f_c) were estimated using two methods of Andrews (1986) and inversion of the displacement spectra based on the Brune source model in the frequency domain using ISMN strong motion data. Additionally, the frequency independent quality factor (Q), the source radius (r) (considering a hypothetical circular source), and the stress drop of the earthquake (σ) were calculated. The above mentioned values were calculated based on two time windows: the S-wave window and the whole trace window for both methods. The moment magnitude of the event is $M 7.4$ based on the displacement spectra inversion for the whole trace window and $M 7.3$ based on the S-wave window. The estimated value for both windows using the Andrews (1986) method is $M 7.3$. The estimated M values are in excellent agreement with the reported values. The calculated corner frequencies are from 0.13 to 0.17 Hz and the estimated source radii of the event using both methods are in the 9-11.5 km range. Moreover, the estimated stress drops are in the range of 376 to 572 bar. Ultimately, the strong ground motion parameters were investigated. Using a band-pass filter, all recordings were filtered and their acceleration, velocity and displacement time histories along with their response spectra were extracted, then the peak ground acceleration (PGA), velocity, and displacement of this earthquake were estimated. The PGA recorded at SPZ station on horizontal and vertical components (uncorrected data) are about 684, 554 and 385 cm/s^2 , respectively. Interestingly, there are two clear packets of energy in the recorded time histories of the Sarpol-e-Zahab, Kerend and some other stations that possibly indicate two sequential failures or two simultaneous seismic events. Considering the magnitude of the event, comparison of the observed values of maximum ground acceleration and velocity with the predicted values by ground motion prediction equations presented by Boore et al. (2014), suggests that these equations are appropriate for the region.

Keywords: moment magnitude, strong ground motion, earthquake source parameters, accelerograms, Brune source model.

*Corresponding author:

attieh.eshaghi@gmail.com