

برآورد گسترش هندسی و بررسی برخی پارامترهای دینامیکی خردزمین لرزه‌ها در البرز شرقی به کمک ویژگی‌های بسامدی آنها

مجید نعمتی*

بخش زمین‌شناسی دانشکده علوم و مرکز پژوهشی زلزله دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران
سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۵/۴، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۶/۳)

چکیده

در این پژوهش طیف بسامدی ۱۴ خردلرزه که در سال‌های ۲۰۰۷ تا ۲۰۰۸ در البرز شرقی روی داده‌اند، بررسی می‌شود. پرتوهای لرزه‌ای این زمین‌لرزه‌ها با شبکه‌های لرزه‌نگاری محلی ۲۰۰۷-۲۰۰۸ و ۲۰۰۸ سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور و شبکه‌های لرزه‌نگاری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران برداشت شده است. گستره بزرگی (M_L) این خردلرزه‌ها ۱/۰ تا ۴/۰ است که به شماره از ۲۰۰۷/۱۰/۱۲ تا ۲۰۰۸/۲/۳۰ و از این تاریخ تا ۲۰۰۸/۱۲/۳۰ با ۲۹ ایستگاه از شبکه‌های نامبرده برداشت و بهینه مکان‌یابی شده‌اند. به کمک ویژگی‌هایی از این زمین‌لرزه‌ها که از نمودار طیفی آنها به دست می‌آید، پارامترهای آنها مانند ابعاد چشمه، گشتاور لرزه‌ای، بسامد گوشه پرتوهای P و S، بزرگای گشتاوری، و همچنین، پارامتر دینامیکی اُفت تنش آنها، که در زمین‌لرزه‌شناسی بسیار کاربرد دارند، برآورد و بررسی شده است. درباره گسترش هندسی می‌توان گفت که دامنه موج زمین‌لرزه‌ها با عکس فاصله کانونی آنها اُفت می‌کند. دامنه در طیف بسامدی (f) زمین‌لرزه‌ها با آهنگ نزدیک به f^2 میرا می‌شود. بیشترین اُفت تنش در این زمین‌لرزه‌ها به میزان ۱۲۶ bar (مربوط به زمین‌لرزه ۲۰۰۸/۰۷/۱۶ با بزرگی ۴/۰ که روی گسل بسیار جنبای چاشم روی داده) بسیار بیشتر از میانگین آن برای ۱۴ زمین‌لرزه (۵۳ bar) است. سرانجام، نخستین بار برای این گستره رابطه‌ای تجربی بین بزرگی محلی زمین‌لرزه‌ها و لغزش در چشمه‌های آنها برآورده شده است.

واژه‌های کلیدی: نگاهت بسامدی، اُفت تنش، گسترش هندسی، بزرگای گشتاوری، چشمه لرزه‌ای و البرز شرقی

Estimation of geometrical spreading and investigation of some dynamic parameters for micro-earthquakes in Eastern Alborz using their spectral contents

Majid Nemati*

Science and Earthquake Research Center of Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran
Geological Survey of Iran, Iran

(Received: 25 July 2012, accepted: 25 August 2014)

Summary

In this study, the spectra of 14 micro-earthquakes occurred in 2007-2008 were investigated. The waveforms of these events were recorded with the local seismological

*Corresponding author:

majid_1974@uk.ac.ir

* نگارنده رابط:

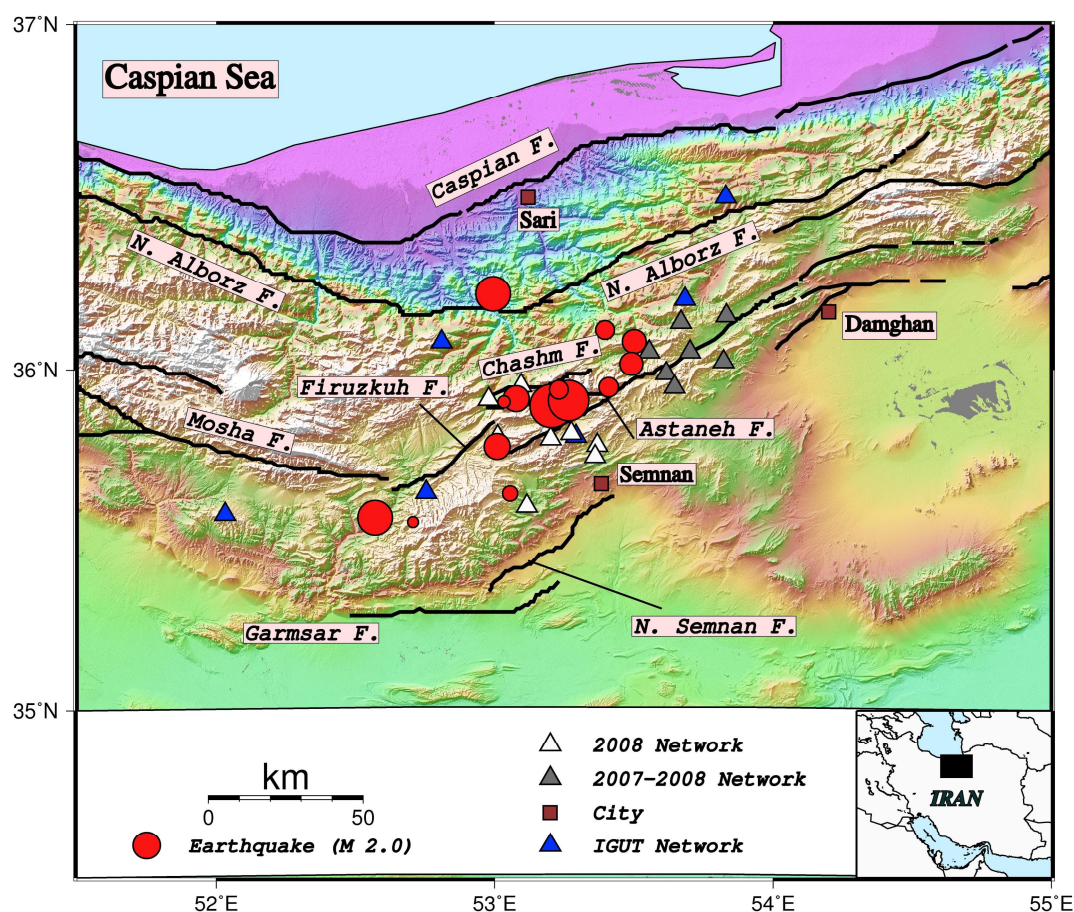
networks (2007-2008 and 2008) of the Geological Survey of Iran and also of the Institute of Geophysics, University of Tehran. Magnitude (M_L) range of these micro-earthquakes was 1.0-4.0. They were recorded from 2007/10/12 to 2008/12/30 and they were well located using 29 stations from the above-mentioned networks. Parameters related to the earthquakes sources, e.g. source dimension, scalar moment, P and S corner frequencies, dynamic parameter of stress drop and moment magnitude, which are applicable in seismology, are calculated and processed using their spectral contents. The exact values of the above mentioned parameters are not reasonably extractable, but changes in these parameters with time or space and comparison with each other could be virtually processed. They could be considered as physical characteristics and properties of the shallow earth crust. In this study, spectra of different events recorded with three components of one station and also the spectra of a specific event recorded in different stations in three components were processed. Processing concluded that there was a little difference in the corner frequency and high-frequency decay between micro-earthquakes recorded in different stations. All the spectral diagrams in this study were computed using a Fast Fourier transform program. The relationship between corner frequency and sample duration, corner frequencies of P and S waves, amplitude and epicentral distance, scalar moment and source dimension and finally local magnitude and source slip of the earthquakes were investigated. We tested the effects of the signal truncation on spectra of some events. The geometrical spreading of the wave path medium was inversely proportioned to the hypocentral distance in the Eastern Alborz. The amplitude decay was about f^{-2} in the frequency (f) spectra. The maximum stress drop of these earthquakes was 126 bar (related to the earthquake of magnitude 4.0 occurred at 2008/7/16 over the most active Chashm thrust fault within the area) which was noticeably greater than the others. Finally, for the first time at the Eastern Alborz, an empirical relationship between the local magnitude of the earthquakes and their source slips was derived.

Keywords: Frequency spectra, stress drop, geometrical spreading, moment magnitude, seismic source, Eastern Alborz

۱ مقدمه

اندازه‌گیری‌ها و برآوردهای زمین‌شناسی ندارد، معیاری برای سنجش زمین‌لرزه‌ها و چشمه‌های آنها با یکدیگر فراهم می‌آورد. سنجش این پارامترها برای یک زمین‌لرزه که در ایستگاه‌های متفاوت برداشت شده باشد می‌تواند معیاری کیفی از ساختگاه را بیان کند و سنجش همین پارامترها برای زمین‌لرزه‌های گوناگون در یک ایستگاه می‌تواند معیاری کیفی از چشمه زمین‌لرزه و مسیر پرتو برای ما فراهم آورد (مودیانو و هتسفلد، ۱۹۸۲). جدول‌های ۱ و ۲ ویژگی‌های فیزیکی و طیفی زمین‌لرزه‌های به کار رفته در این نوشتار را نشان می‌دهد. می‌توان گفت گستره البرز شرقی مهم‌ترین پاره از ایالت لرزه‌زمین‌ساختی البرز است. گسل‌های آستانه، چاشم، فیروزکوه، شمال البرز و کاسپین از گسل‌های مهم

روابط نظری و تجربی بسیاری برای برآورد پارامترهای چشمه زمین‌لرزه‌ها مانند ابعاد چشمه، راستا، شیب و جهت لغزش در پهنه گسلی و گشتاور نرده‌ای و همچنین پارامترهای دینامیکی آنها (وابسته به انرژی و تنش روی پهنه گسلی است و قدرت یک زمین‌لرزه را به نمایش می‌گذارد) مانند آفت تنش ($\Delta\sigma$)، وجود دارد (داگلاس و ریال، ۱۹۷۲؛ تاچر 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). در این نوشتار علاوه بر برآورد برخی از پارامترهای نامبرده، به گسترش هندسی پرتوها در محیط نیز پرداخته می‌شود. اگرچه این اندازه‌های برآوردی به کمک الگوهای ریاضی هم‌خوانی زیادی با



شکل ۱. روکانون چهارده زمین‌لرزه (نشانگرهای سرخ) بررسی شده و ایستگاه‌های برداشت‌کننده پرتوهای لرزه‌ای آنها در البرز شرقی (سه‌گوش‌های سفید، آبی و خاکستری). خط‌های سیاه گسل‌های گستره بررسی شده را نشان می‌دهند.

را برآورد و به کمک آن ژرفای موهو را در آن گستره برآورد کرده‌اند.

۲ روش تحقیق

پرتوهای لرزه‌ای خردلرزه‌ها که با آهن‌گنگ ۱۰۰ نمونه در ثانیه (SPS) برداشت شده‌اند، با نرم‌افزار SCREAM جدا شده و با نرم‌افزار SEISAN (هاوزکوف و اوتمولر، ۲۰۰۵) و برنامه هایپو ۷۱ (لی و لار، ۱۹۷۲) مکان‌یابی و پردازش صورت گرفته و سرانجام برون‌داد این پردازش‌ها با نرم‌افزار GMT (وسل و اسمیت، ۱۹۹۸) نمایش داده شده است.

گستره هستند (نعمتی و همکاران، ۲۰۱۱؛ نعمتی، ۱۳۹۰). چهارده زمین‌لرزه بررسی شده در این پژوهش با بزرگی (M_L) میان ۱/۰ تا ۴/۰ از ۲۰۰۷/۱۰/۱۲ تا ۲۰۰۸/۱۲/۳۰ در البرز شرقی، یکی از جنباترین گستره‌های البرز، روی داده‌اند. پنج زمین‌لرزه از چهارده زمین‌لرزه بررسی شده روی گسل بسیار جنبای چاشم روی داده است و دست‌کم دو زمین‌لرزه به گسل جنبای آستانه و دست‌کم یک زمین‌لرزه نیز به هر کدام از گسل‌های فیروزکوه و شمال البرز وابسته‌اند (شکل ۱).

از کارهای پژوهشی مشابه صورت گرفته می‌توان به کار متقی و همکاران (۱۳۸۹) در گستره البرز میانی اشاره کرد که در آن گسترش هندسی و منحنی‌های کاهندگی

جدول ۱. زمین‌لرزه‌های بهینه کانون‌یابی شده با شبکه‌های محلی و شبکه‌های موسسه ژئوفیزیک که برای این پژوهش گزینش شده‌اند.

شماره	تاریخ	زمان رویداد		مختصات جغرافیایی (°)		ژرفا (کیلومتر)	بزرگی (M_L)	ایستگاه	RMS(s)	خطا (کیلومتر)		نام شبکه
		طول	عرض	تراز	ژرفی							
۱	۷۱۰۱۲	۱۸۲۱	۵۴.۸۳	۳۵.۵۶۷	۵۲.۵۷۱	۸.۵۴	۳.۲	۲۲	۰.۲۸	۰.۸	۱.۵	۲۰۰۸-۲۰۰۷
۲	۷۱۰۲۵	۱۵۳۸	۵۱.۰۸	۳۵.۹۴۲	۵۳.۲۳۱	۱۳.۱	۱.۷	۱۹	۰.۲۵	۰.۸	۲.۱	۲۰۰۸-۲۰۰۷
۳	۷۱۱۰۵	۱۶۳۷	۴۰.۸۹	۳۶.۲۲۲	۵۲.۹۹۵	۳.۴۴	۳.۲	۱۶	۰.۲۱	۰.۹	۲.۶	۲۰۰۸-۲۰۰۷
۴	۷۱۲۳۱	۹۳۱	۸.۷۲	۳۶.۰۱۸	۵۳.۴۹۱	۶.۶۱	۲.۱	۲۱	۰.۲۱	۰.۷	۱.۲	۲۰۰۸-۲۰۰۷
۵	۸۰۱۰۷	۹۴۶	۵۶.۵۶	۳۵.۹۱۱	۵۳.۲۶۵	۶.۲۳	۳.۷	۱۶	۰.۱۶	۰.۵	۲.۵	۲۰۰۸-۲۰۰۷
۶	۸۰۲۲۲	۱۱۳۷	۴۳.۱۲	۳۵.۹۵	۵۳.۴۰۹	۱۱.۲۱	۱.۸	۱۷	۰.۲۲	۱.۴	۱.۳	۲۰۰۸-۲۰۰۷
۷	۸۰۶۲۲	۱۴۵۱	۲۶.۷۳	۳۵.۶۳۸	۵۳.۰۵۵	۲	۱.۴	۱۵	۰.۱۸	۰.۶	۱.۱	۲۰۰۸
۸	۸۰۶۲۶	۱۱۶	۲۷.۱۲	۳۶.۰۸۳	۵۳.۵۰۲	۲.۱	۲.۲	۱۸	۰.۱۸	۰.۶	۱.۴	۲۰۰۸
۹	۸۰۷۱۶	۱۵۵۶	۵۰.۵۶	۳۵.۸۹۵	۵۳.۲۰۵	۱.۱۲	۴	۱۷	۰.۲۳	۰.۷	۱.۳	۲۰۰۸
۱۰	۸۰۷۱۷	۲۵	۱۹.۴۵	۳۵.۷۷۷	۵۳.۰۰۹	۸.۹۴	۲.۴	۲۵	۰.۲۷	۰.۶	۰.۹	۲۰۰۸
۱۱	۸۰۸۰۸	۲۲۳۶	۲۰	۳۵.۶	۵۲.۵	۱۵	۲.۸	۱۷	۰.۳	۱	۲	۲۰۰۸
۱۲	۸۰۸۲۷	۲۲۳۶	۲۲.۵۷	۳۵.۹۰۷	۵۳.۰۳۴	۱۴.۷۳	۱.۱	۲۳	۰.۱۴	۰.۵	۰.۵	۲۰۰۸
۱۳	۸۰۹۱۵	۸۰	۲۱.۸۷	۳۶.۱۱۷	۵۳.۳۹۷	۸.۶۵	۱.۷	۱۹	۰.۱۹	۰.۹	۱.۷	۲۰۰۸
۱۴	۸۱۲۱۲	۲۰۳۰	۲۶.۶۵	۳۵.۵۵۵	۵۲.۷۰۷	۲	۱	۱۸	۰.۲۱	۰.۷	۱.۵	۲۰۰۸

جدول ۲. پارامترهای برآورد شده زمین‌لرزه‌های بهینه کانون‌یابی شده (جدول ۱) با به کارگیری نگاشت بسامدی آنها. برای بسامد گوشه میانگین‌گیری بین فازهی P و S در همه ایستگاه‌ها صورت گرفته است.

شماره	تاریخ	زمان رویداد	F_0 (Hz)	OM	r (km)	ST (bar)	D (cm)	LOG($M_0(N.m)$)	M_W
۱	۲۰۰۷	۱۰۱۲	۵.۲۰	۱.۸۱۳	۰.۲۶۳	۶.۰۸	۰.۵۳	۱۳.۱۹	۲.۷
۲	۲۰۰۷	۱۰۲۵	۷.۳۰	۱.۲۳۸	۰.۱۹۶	۲.۴۱	۰.۱۶	۱۲.۳۴	۲.۲
۳	۲۰۰۷	۵۱۱	۵.۷۸	۲.۴۶۷	۰.۲۲۱	۱۹.۷۰	۱.۴۵	۱۳.۶۷	۳.۱
۴	۲۰۰۷	۱۲۳۱	۵.۱۳	۱.۸۶۷	۰.۲۶۳	۳.۷۳	۰.۳۳	۱۳.۱۰	۲.۶
۵	۲۰۰۸	۷۱	۱۶.۹۷	۳.۴۹۰	۰.۱۶۰	۴۴.۴۸	۲.۳۷	۱۴.۷۱	۳.۷
۶	۲۰۰۸	۲۲۲	۶.۰۶	۱.۴۰۰	۰.۲۶۱	۱.۷۷	۰.۱۵	۱۲.۵۳	۲.۳
۷	۲۰۰۸	۶۲۲	۵.۲۵	۱.۳۳۶	۰.۲۸۵	۰.۷۶	۰.۰۷	۱۲.۲۰	۲.۱
۸	۲۰۰۸	۶۲۶	۶.۹۲	۱.۷۲۷	۰.۲۰۶	۷.۶۹	۰.۵۳	۱۲.۸۹	۲.۵
۹	۲۰۰۸	۷۱۶	۸.۶۶	۳.۷۳۶	۰.۲۵۴	۱۲۵.۹۱	۱۰.۶۶	۱۴.۸۰	۳.۸
۱۰	۲۰۰۸	۷۱۷	۵.۸۳	۱.۶۸۹	۰.۱۶۵	۷.۴۹	۰.۴۱	۱۲.۶۸	۲.۴
۱۱	۲۰۰۸	۸۸	۶.۹۷	۱.۳۲۲	۰.۲۱۴	۱۴.۲۲	۱.۰۲	۱۳.۱۶	۲.۷
۱۲	۲۰۰۸	۸۲۷	۸.۴۶	۰.۶۷۰	۰.۱۷۹	۰.۴۶	۰.۰۳	۱۱.۴۸	۱.۶
۱۳	۲۰۰۸	۹۱۵	۵.۴۶	۰.۳۵۰	۰.۱۳۵	۰.۴۶	۰.۰۲	۱۱.۳۱	۱.۵
۱۴	۲۰۰۸	۱۲۱۲	۸.۰۳	۰.۴۲۱	۰.۱۶۸	۰.۴۱	۰.۰۲	۱۱.۴۳	۱.۶

جدول ۳. ایستگاه‌های برداشت‌کننده پرتوهای لرزه‌ای زمین لرزه‌ها.

شماره	نام ایستگاه	طول جغرافیایی (°)	عرض جغرافیایی (°)	بلندا (متر)	نام شبکه
۱	۳۷۸۶	۵۳.۷۰۲	۳۶.۰۵۳	۱۸۸۳	۲۰۰۸-۲۰۰۷
۴	۳۷۹۱	۵۳.۶۱۶	۳۵.۹۹	۲۱۳۴	۲۰۰۸-۲۰۰۷
۵	۳۷۶۴	۵۳.۸۳۳	۳۶.۱۵۹	۱۸۹۲	۲۰۰۸-۲۰۰۷
۶	۳۷۷۱	۵۳.۶۷	۳۶.۱۴	۲۰۳۷	۲۰۰۸-۲۰۰۷
۷	۳۷۶۸	۵۳.۵۵۵	۳۶.۰۵۳	۱۵۱۲	۲۰۰۸-۲۰۰۷
۹	۳۷۹۸	۵۳.۸۲۳	۳۶.۰۲۵	۱۷۶۷	۲۰۰۸-۲۰۰۷
۱۰	۳۷۶۵	۵۳.۶۴۶	۳۵.۹۵	۲۱۶۴	۲۰۰۸-۲۰۰۷
۱۱	۳۷۶۸	۵۳.۳۶۹	۳۵.۷۸	۱۹۳۱	۲۰۰۸
۱۲	۳۷۶۴	۵۳.۳۶۱	۳۵.۷۴۸	۱۸۲۰	۲۰۰۸
۱۳	۳۷۷۰	۵۳.۲۵۶	۳۵.۸۹۵	۲۱۲۱	۲۰۰۸
۱۴	۳۷۶۶	۵۳.۱۱۶	۳۵.۶۰۲	۱۶۹۳	۲۰۰۸
۱۵	۳۷۹۷	۵۳.۰۱۱	۳۵.۸۰۶	۲۳۴۵	۲۰۰۸
۱۶	۳۷۸۶	۵۳.۰۹۵	۳۵.۹۵۴	۱۸۴۷	۲۰۰۸
۱۸	۳۷۹۱	۵۲.۹۷۹	۳۵.۹۱۴	۱۶۰۸	۲۰۰۸
۲۰	۳۷۶۵	۵۳.۲۷۵	۳۵.۸۱۵	۲۳۰۸	۲۰۰۸
۲۱	۳۷۹۸	۵۳.۲۰۲	۳۵.۷۹۹	۲۳۵۱	۲۰۰۸
۲۲	AFJ	۵۱.۷۱۳	۳۵.۸۵۶	۲۷۵۰	موسسه ژئوفیزیک
۲۳	ALA	۵۲.۸۱	۳۶.۰۸۳	۲۶۰۰	موسسه ژئوفیزیک
۲۴	DMV	۵۲.۰۳۲	۳۵.۵۷۷	۲۵۴۶	موسسه ژئوفیزیک
۲۵	KIA	۵۳.۶۸۴	۳۶.۲۰۷	۲۱۶۷	موسسه ژئوفیزیک
۲۶	FIR	۵۲.۷۵۴	۳۵.۶۴۲	۲۳۸۰	موسسه ژئوفیزیک
۲۷	GLO	۵۳.۸۳	۳۶.۵۰۲	۱۹۶۳	موسسه ژئوفیزیک
۲۸	SHM	۵۳.۲۹۲	۳۵.۸۰۷	۲۵۰۰	موسسه ژئوفیزیک
۲۹	SFB	۵۲.۲۴۰۶	۳۴.۳۵۱۸	۹۴۸	موسسه ژئوفیزیک

توانایی برداشت پرتوهای با بسامد بیشینه ۵۰ هرتز و دوره ۶۰ ثانیه دارند. برای مکان‌یابی دوباره زمین لرزه‌ها و دیگر پردازش‌ها رابطه V_p و V_s ($V_p/V_s = 1/0.71$) و دقیق‌ترین الگوی سرعتی و میانگین سرعت پرتو P در پوسته البرز شرقی را ($V_p = 6/0 \text{ km/s}$, $V_s = 3/5 \text{ km/s}$) (نعمتی و همکاران، ۲۰۱۱؛ نعمتی، ۱۳۹۰) در گستره در دست بررسی به کار گرفتیم. بیشترین بازماند (RMS) زمانی زمین لرزه‌های به کار رفته ۰/۳ ثانیه، بیشترین خطای تراز و ژرفی (Horizontal and vertical errors) آنها ۱/۵ و ۳/۰

فازهای P_g و S_g زمین لرزه‌های یاد شده با فاصله رومرکزی کمتر از ۱۵۰ کیلومتر و فاز P_n زمین لرزه‌هایی با فاصله رومرکزی بیشتر خوانده شده‌اند. میانگین دامنه‌های پرتوهای پیکری در دو مولفه افقی برای یافتن بزرگی وود - اندرسون، که پاسخ دستگاهی را برداشته است و پرتوها را همانند پرتوهای برداشت شده با دستگاه‌های جابه‌جایی نگار وود - اندرسون می‌پندارد، خوانده شده‌اند. دستگاه‌های لرزه‌نگاری (جدول ۳) شبکه‌های محلی (با نام تجاری CMG-3ESP) دارای بسامد طبیعی یک ثانیه‌اند و

نگاشت طیفی و $R_{\square 0}$ دامنه الگوی تابشی (Radiation pattern) زمین‌لرزه‌ها هستند (θ زاویه جانبی و ϕ زاویه قطبی در دستگاه مختصات قطبی-کروی است). میانگین پارامترهای $R_{\square 0}$ و k به شماره برابر $0/4$ و $0/2$ (مودیانو و هتسفلد، ۱۹۸۲)، میانگین ضریب برشی μ برای پوسته قاره‌ای برابر $10^{11} \text{ dyn.cm}^{-2} \times 5$ (استین و وایسشن، ۲۰۰۳) و میانگین سرعت پرتو برشی در گستره $3/5 \text{ km/s}$ ($V_s =$ برگرفته از نعمتی و همکاران، ۲۰۱۱) و نعمتی (۱۳۹۰) نیز در رابطه‌ها جای‌گذاری شده‌اند. در این پژوهش در برآورد پارامترهای چشمه مانند الگوی مودیانو و هتسفلد (۱۹۸۲) عمل شده است. برای برآورد پارامترهای طیفی مدل ماداگاریا به کار رفته و بین آنها میانگین‌گیری صورت گرفته است.

با به کارگیری رابطه‌های بالا، برای پارامترهای بزرگای گشتاوری (M_w) زمین‌لرزه‌ها $1/5$ تا $3/8$ ، گشتاور لرزه‌ای ($M_0(N.m)$) آنها $11/31$ تا $14/71$ ، اُفت تنش ($\Delta\sigma(\text{bar})$) آنها $0/5$ تا $125/91$ ، نسبت بسامد گوشه فازهای P و S از $0/5$ تا $3/0$ هرترز و پهنای چشمه دایره‌ای (r) از 135 تا 285 متر برای زمین‌لرزه‌ها برآورد می‌شود.

یک نگاشت بسامدی کلاسیک جابه‌جایی در مقیاس لگاریتمی از چهار تکه معین در کنار هم تشکیل شده است (شکل ۲). تکه نخست دارای بسامدی کمتر از f_2 است، که در برخی نمودارها شیب‌دار و در برخی دیگر کوچک است و ناپدید می‌شود. این پیامد واهمامیخت نامناسب است. تکه دوم و مهم‌ترین تکه (Ω_0) است که میان بسامد f_2 و f_c (Corner frequency) جای دارد و نزدیک به تخت است (همه بسامدها، دامنه تقریباً یکسانی دارند). اگر تکه نامبرده کاملاً تخت نباشد و کمی شیب‌دار باشد، میانگین دامنه برای آن تکه خوانده می‌شود. تکه سوم بخش شیب‌دار نگاشت است که بین بسامدهای f_c ($5/0 \text{ Hz}$) در شکل ۲) و f_3 جای دارد. معمولاً این شیب که میرایی بسامدی نگاشت زمین‌لرزه را نشان می‌دهد، در هر گستره

کیلومتر بود که دست کم در ۱۴ ایستگاه برداشت شدند. فاصله کانونی R این زمین‌لرزه‌ها از ۷ تا ۲۸۰ کیلومتر، ژرفای کانونی آنها از ۲ تا ۱۵ کیلومتر و گستره بزرگی (M_L) این خردلرزه‌ها از $1/0$ تا $4/0$ است. برای بررسی بهتر البرز شرقی گزینش به گونه‌ای صورت گرفته است که گستره‌های فاصله کانونی، ژرفای کانونی و بزرگی زمین‌لرزه‌ها بزرگ باشد و درعین حال متمرکز نباشد.

در فرایند برآورد طیف بسامدی، باید پاسخ دستگاهی از نگاشت زمین‌لرزه‌ها برداشته شود (مودیانو و هتسفلد، ۱۹۸۲). پردازش‌ها با برداشتن پاسخ دستگاهی و ساختن نگاشت جابه‌جایی از سرعت نگاشت‌ها آغاز می‌شود و سپس طیف‌های بسامدی برای پرتوهای P و S در مولفه‌های شرقی-غربی ($E-W$)، شمالی-جنوبی ($N-S$) و قائم (Z) زمین‌لرزه‌ها برآورد شد. این نگاشت‌های بسامدی با به کارگیری تبدیل فوریه (FFT) از نگاشت‌های جابه‌جایی به دست می‌آید. همچنین با به کارگیری رابطه‌های ریاضی زیر بزرگای گشتاوری (M_w)، گشتاور نرده‌ای ($M_0(\text{dyn.cm})$)، اُفت تنش ($\Delta\sigma(\text{dyn.cm}^{-2})$) و شعاع چشمه دایره‌ای ($r(m)$) زمین‌لرزه‌ها نیز برآورد شد (رابطه (۱) تا (۵)).

$$f_{c_s} = 0.21V_s/r, f_{c_p} = 0.21V_p/r, \quad (1)$$

(ماداریاگا، ۱۹۷۶)

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

(برون، ۱۹۷۰؛ هاوزکوف، ۲۰۰۵)

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

(استین و وایسشن، ۲۰۰۳)

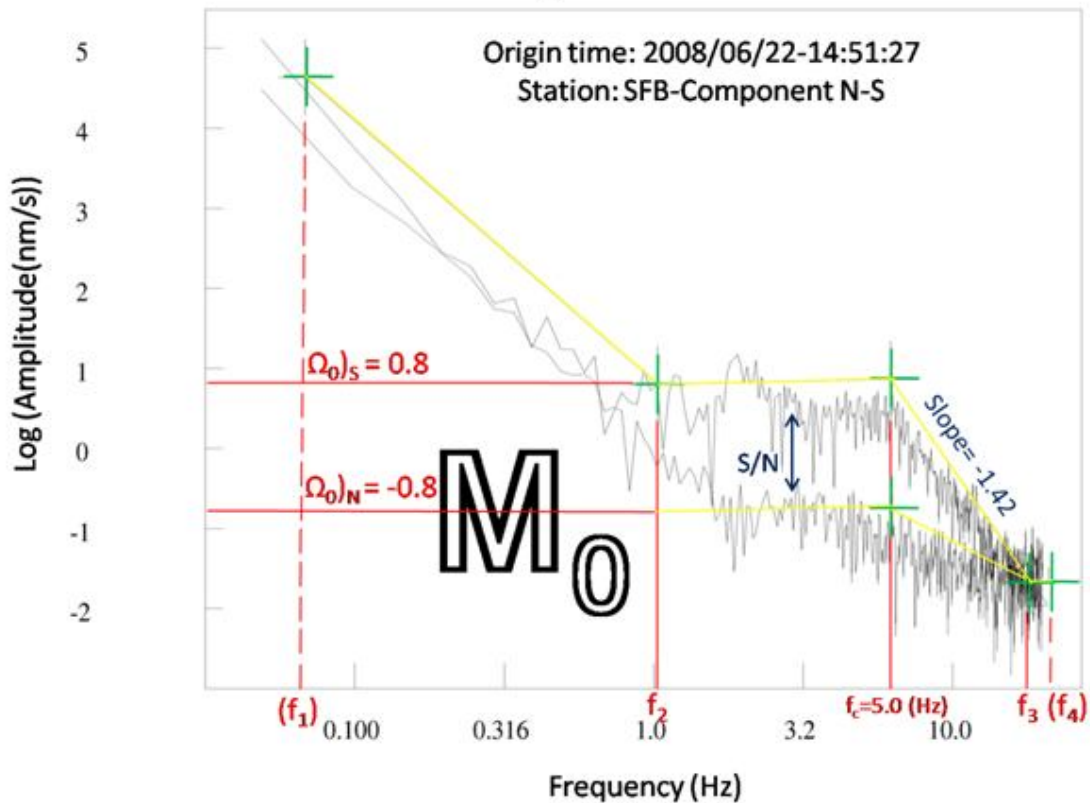
$$\text{Log}(M_0) = 1.5M_w + 16.1, \quad (4)$$

(کاناموری و اندرسون، ۱۹۷۵)

$$\Delta\sigma = \mu(SS)/r, \quad (5)$$

(استین و وایسشن، ۲۰۰۳)

که $R(\text{km})$ فاصله کانونی، $SS(\text{cm})$ لغزش در چشمه زمین‌لرزه‌ها، Ω_0 لگاریتم دامنه تکه تخت از



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 زمین‌لرزه ۲۷:۵۱:۱۴-۲۲/۰۶/۲۰۰۸ با بزرگی $M_L=1/4$ که در ایستگاه SFB موسسه ژئوفیزیک برداشت شده است. پیکان دوسر آبی‌رنگ اختلاف دامنه بین پرتو و نوفه را نشان می‌دهد. در این نمودار $(\Omega_0)_S$ و $(\Omega_0)_N$ به شماره، دامنه نوفه، پرتو S و بسامد گوشه است.

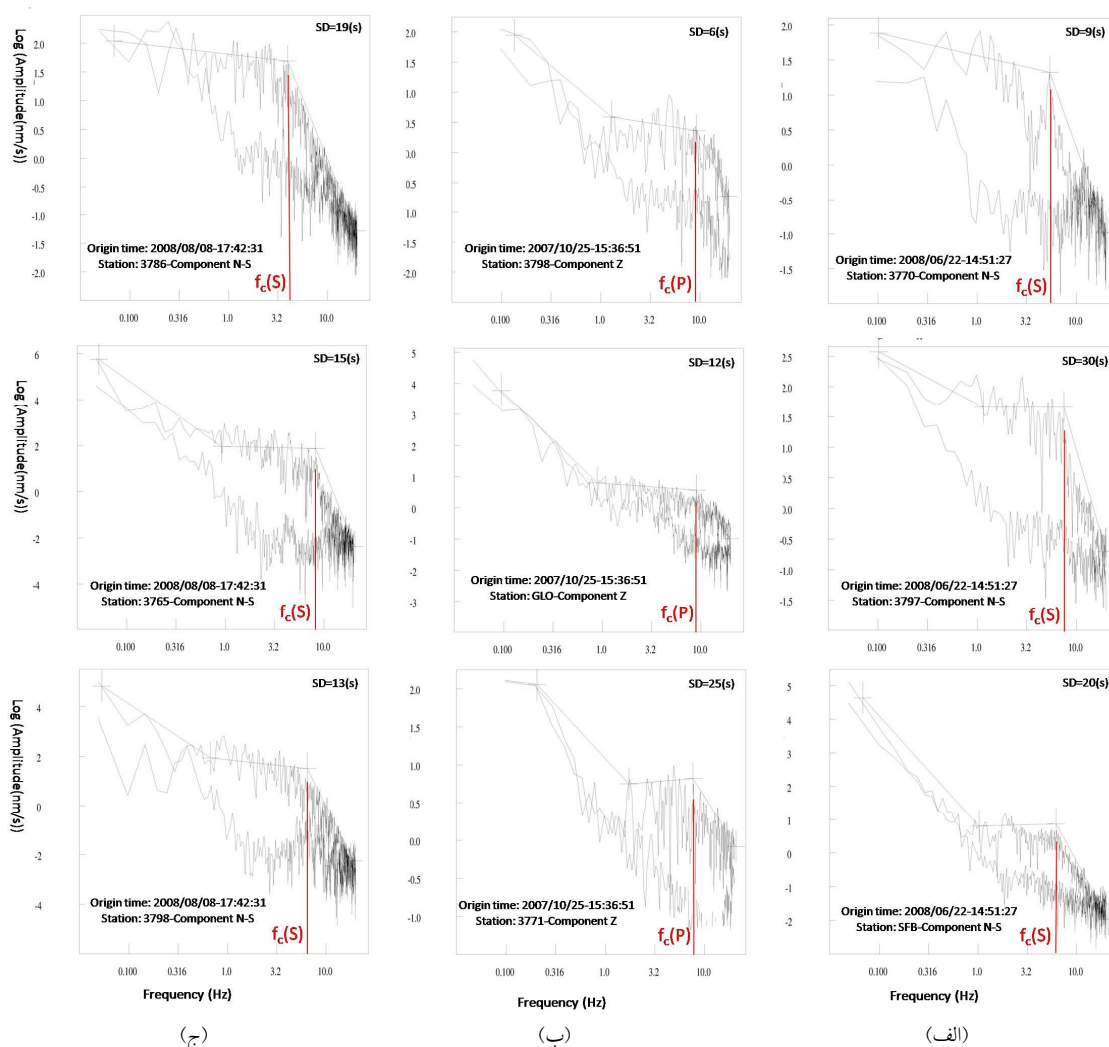
دو نگاشت است، برابر ۴۰ است. این اندازه از نسبت سیگنال به نوفه، برای یک شبکه لرزه‌نگاری محلی که بیان‌کننده کیفیت محل نصب و راه‌اندازی ایستگاه است، خوب است. در شکل ۲ پارامتر M_0 برابر مساحت زیر نمودار طیف جابه‌جایی زمین‌لرزه است. اگرچه همان‌گونه که گفته شد نگاشت بسامدی همه زمین‌لرزه‌ها در f_1 و f_4 کران ندارد، برای برآورد این مساحت مشخص کردن این دو بسامد لازم است. نمودار نگاشت طیفی بیشتر زمین‌لرزه‌ها در بسامدهای کمتر از f_2 میرا می‌شود، چون بسامدهای کمتر از f_2 در محدوده کمتر از بسامد طبیعی دستگاه لرزه‌نگاری جای دارد. درباره ویژگی‌های نگاشت‌های بسامدی زمین‌لرزه‌های برداشت شده با ایستگاه‌های لرزه‌نگاری کوتاه‌دوره موسسه ژئوفیزیک باید

لرزه‌زمین‌ساختی اندازه ویژه‌ای دارد، تابع مدل فیزیکی چشمه انتخابی است و حتی می‌تواند چند تکه باشد. سرانجام تکه چهارم و پایانی دارای بسامد بیشتر از f_3 است که پیامد واهمامیخت پاسخ لرزه‌نگار است. نگاشت بسامدی همه زمین‌لرزه‌ها در f_1 و f_4 کران ندارد. طیف بسامدی با دامنه کمتر که در نمودار دیده می‌شود، طیف بسامدی نوفه (Noise) است. همچنین بسامد f_2 باید به بسامد طبیعی (corner frequency پایینی) دستگاه لرزه‌نگاری نزدیک باشد. سرانجام پارامتر Ω_0 به بزرگی زمین‌لرزه وابسته است. در هر نگاشت بیشترین نسبت سیگنال به نوفه (S/N) را میان بسامدهای طبیعی دستگاه f_2 و بسامد گوشه f_c خواهیم داشت. در این نمودار S/N یا همان اندازه پیکان دوسر آبی‌رنگ که نسبت دامنه‌های این

گفت در بسامدهای کم، شیب تکه شیب‌دار در نگاشت آنها زیاد است و همچنین با توجه به محتوای بسامدی و آهنگ نمونه‌برداری آن ایستگاه‌ها تکه نگاشت با بسامد بالاتر از ۲۰ هرتز، وابستگی زیادی به پاسخ دستگاهی دارند.

شکل ۳ بسامد گوشه فازهای P و S را در زمین‌لرزه‌های (الف) ۲۰۰۸/۶/۲۲-۱۴:۵۱:۲۷، (ب) ۲۰۰۸/۸/۸-۱۷:۴۲:۳۱ و (ج) ۲۰۰۷/۱۰/۲۵-۱۵:۳۶:۵۱ سه مولفه نشان می‌دهد. این بسامدها در محدوده Hz

۹/۵-۴/۵ جای دارند. تفاوت بسامد گوشه یک زمین‌لرزه (اگرچه یک نکته پذیرفته شده است) که در ایستگاه‌های گوناگون برداشت شده است، هرچند اندک باشد می‌تواند پیامد تغییرات سمتی پرتوهایی که به آن ایستگاه‌ها می‌رسند، باشد (سویج، ۱۹۷۴؛ ماداگاریا، ۱۹۷۶؛ مودیانو و هتسفلد، ۱۹۸۲). همچنین با نگاهی به نمودار ۳ می‌توان دریافت، وابستگی زیادی بین طول نگاشتی از پرتو (Sample Duration = SD) که برای برآورد طیف انتخاب شده است و شکل ظاهری طیف دیده نمی‌شود.

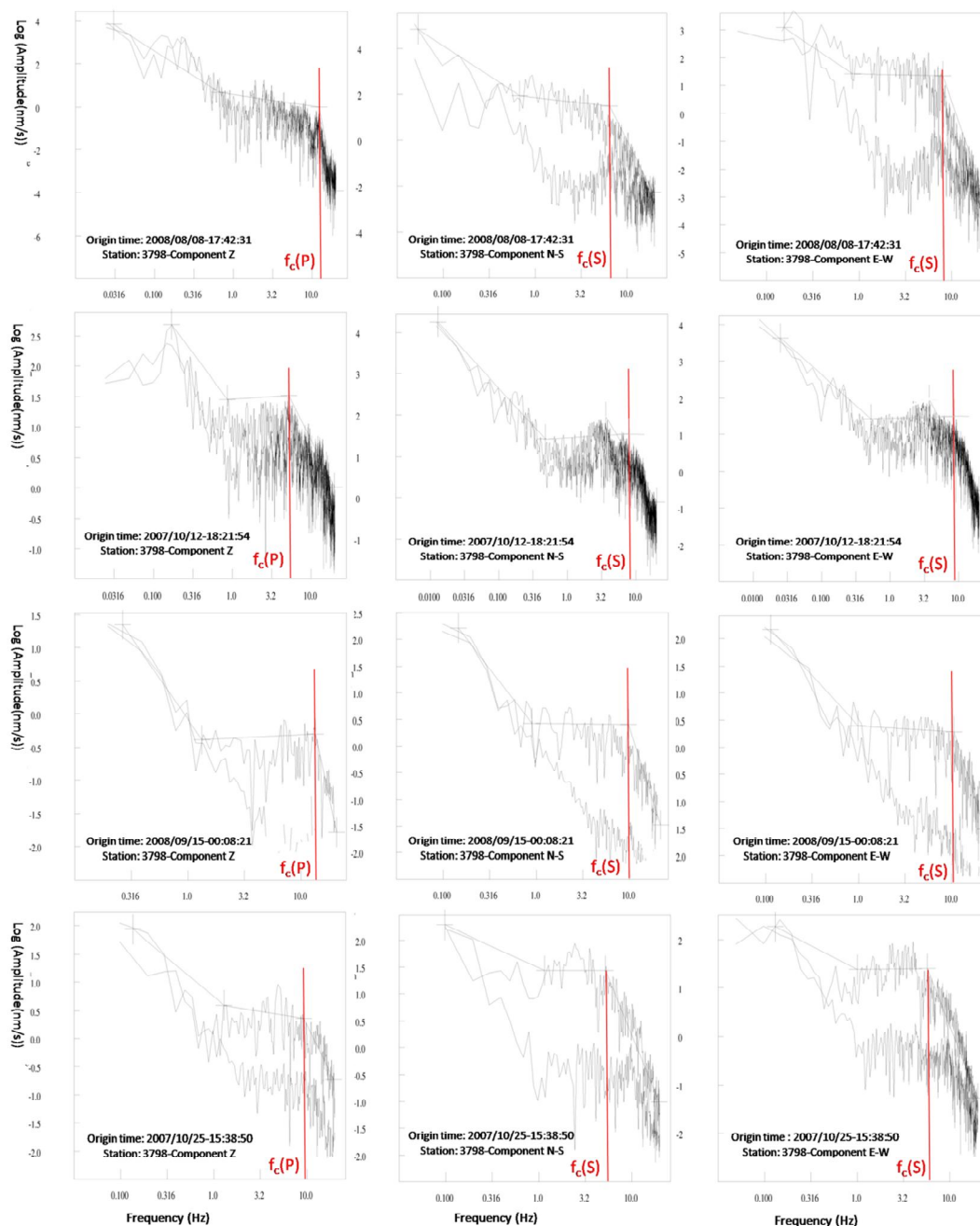


شکل ۳. بسامد گوشه فازهای P و S در زمین‌لرزه‌های (الف) ۲۰۰۸/۶/۲۲-۱۴:۵۱:۲۷، (ب) ۲۰۰۸/۸/۸-۱۷:۴۲:۳۱ و (ج) ۲۰۰۷/۱۰/۲۵-۱۵:۳۶:۵۱ در مولفه‌های گوناگون. این بسامدها در محدوده Hz ۹/۵-۴/۵ جای دارند.

(مودیانو و هتسفلد، ۱۹۸۲).

شکل ۴ یکسان بودن شیب میرایی بسامدی و بسامد گوشه فازهای P و S را در زمین‌لرزه‌های متفاوت که در یک ایستگاه (۳۷۹۸) برداشت شده‌اند، نشان می‌دهد. همچنین این نمودار نشان می‌دهد که اگر بسامد را با f

به بیان دیگر شکل طیف تقریباً مستقل از طول نگاهت است. یک تکه تخت و همچنین یک تکه شیب‌دار در همه آنها دیده می‌شود. هرچه بزرگی زمین‌لرزه بیشتر باشد Ω_0 بیشتر (رابطه ۲) و درازای تکه تخت طیف کمتر خواهد بود (چون بسامد گوشه کوچک‌تر خواهد بود)

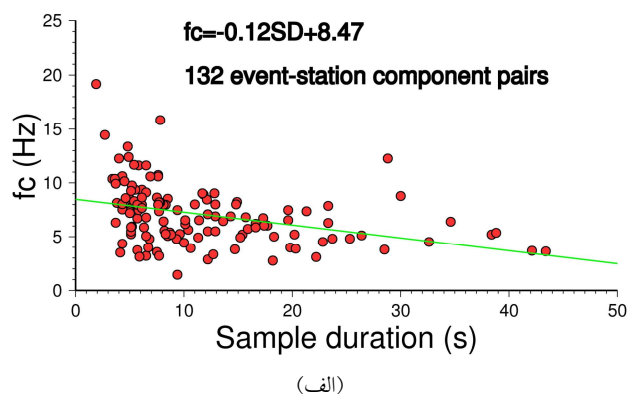
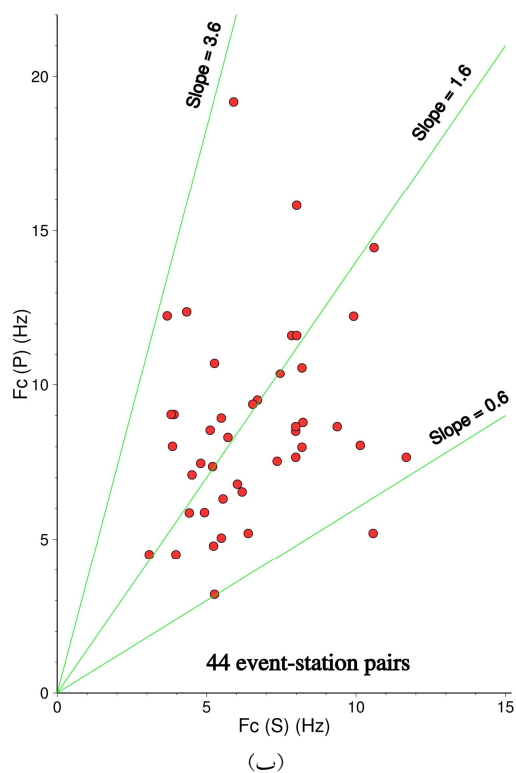


شکل ۴. تفاوت اندک در شیب میرایی بسامدی و بسامد گوشه فازهای P و S در زمین‌لرزه‌های گوناگون که با ایستگاه ۳۷۹۸ برداشت شده‌اند. نگاهت‌ها با شیب f^2 یا با اندکی تفاوت اُفت می‌کنند.

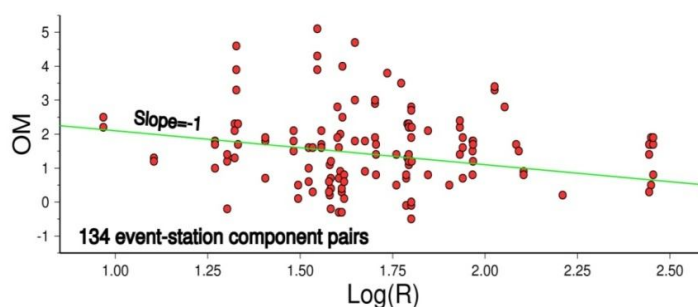
زمین لرزه را که با ایستگاه‌های گوناگون برداشت شده‌اند با طول نگاهی از پرتو (SD) که برای برآورد طیف گزینش شده است، به نمایش گذارده است. هر نشانگر در نمودار ۵-الف یک مولفه از یک زمین لرزه است که در یک ایستگاه برداشت شده است. به آسانی می‌توان دید که بسامد گوشه با افزایش دوام پنجره زمانی، کاهش می‌یابد. در یک برازش خطی این رابطه $f_0 = -0.12SD + 8.47$ به دست می‌آید. شکل ۵-ب وابستگی بسامدهای گوشه فاز P را که در مولفه قائم و فاز S را که در مولفه‌های افقی برآورد شده است، نشان می‌دهد. در نمودار ۵-ب، ۱۳ نشانگر در گستره بین $f_c)_P/f_c)_S = 0.6$ و $f_c)_P/f_c)_S = 3.6$ جای گرفته‌اند. از روی این نمودار میانگین نسبت $f_c)_P/f_c)_S$ برابر ۱/۵۹ برآورد می‌شود. این نسبت باید برابر با نسبت V_P/V_S در گستره در دست بررسی باشد (مودیانو و

نشان دهیم، نگاهی بسامدی در تکه شیب‌دار آن با آهنگ $1/42f$ تا $2/47f$ در نمودار لگاریتمی میرا می‌شود. به بیان دیگر آهنگ واپاشی این تکه از $f^{1.42}$ تا $f^{2.47}$ در نمودار غیرلگاریتمی خواهد بود. در بیشتر ایالت‌های لرزه‌زمین‌ساختی، این آهنگ نزدیک به $f^{2.0}$ است (برون، ۱۹۷۰؛ ماداگاریا، ۱۹۷۶؛ هنگس، ۱۹۷۹؛ مودیانو و هتسفلد، ۱۹۸۲).

همان‌گونه که در دو شکل ۳ و ۴ دیده می‌شود، بسامد f_2 برای همه زمین لرزه‌های برداشت شده با همه دستگاه‌ها یکسان است. انتظار می‌رود که دامنه نوفه (Noise) در بسامدهای بیشتر از f_3 و کمتر از f_2 در نگاهی‌ها بیشتر از دامنه پرتوهای زمین لرزه (Signal) باشد. این روند در بیشتر نگاهی‌های دو نمودار به خوبی دیده می‌شود. شکل ۵ تغییرات بسامد گوشه را بررسی می‌کند. شکل ۵-الف وابستگی بسامد گوشه فازهای S و P چهارده



شکل ۵. (الف) وابستگی بسامد گوشه فازهای S و P در ۱۴ زمین لرزه که با ایستگاه‌ها برداشت شده‌اند با طول نگاهی از پرتو (SD) که برای برآورد طیف گزینش شده است. (ب) وابستگی بسامدهای گوشه فاز P در مولفه قائم و فاز S که در مولفه‌های افقی برآورد شده است.



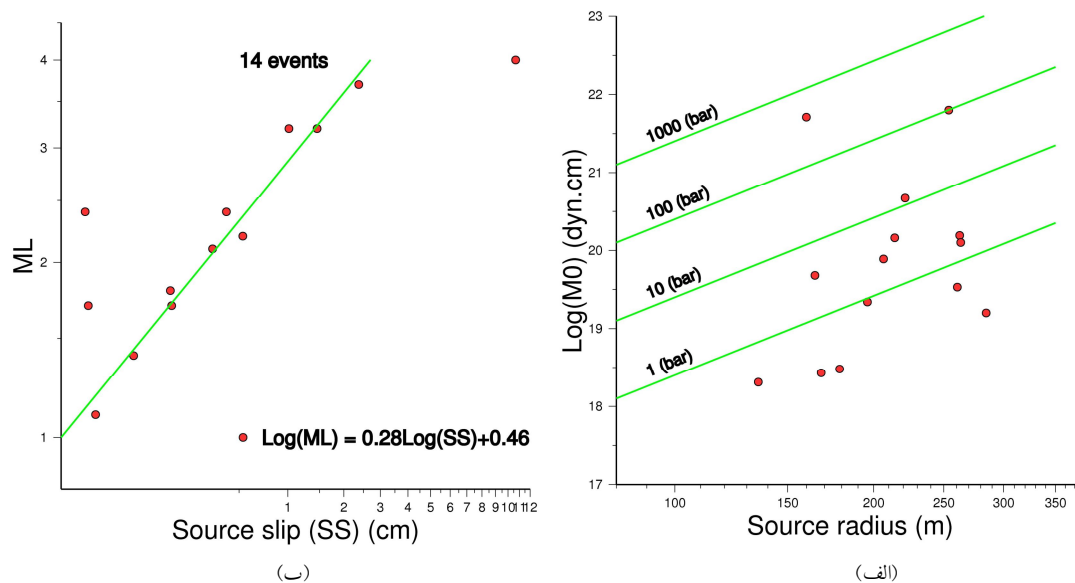
شکل ۶. وابستگی دامنه تکه تخت طیف ($OM = \Omega_0$) در برابر فاصله روکانونی ۱۴ زمین‌لرزه که با ۲۹ ایستگاه برداشت شده‌اند. خط سبزرنگ خط برازش داده شده به نشانگرها با روش کمترین مربعات است. انحراف استاندارد برآورد شده برابر ۱/۱۷ است.

خردلرزه‌ها) خیلی متفاوت باشد، همچنین دخالت دادن درست تضعیف در مسیر همه پرتوها در عمل بسیار دشوار است و این کار تغییر زیادی در اندازه‌های Ω_0 و f_c ندارد، برآورد شیب میرایی در تکه با بسامد زیاد بدون تصحیح Q برآورد شده است.

می‌توان پهنه شکست خردلرزه‌ها را به علت بزرگی کم و کوچکی مساحت آنها و اینکه مرزهای لایه لرزه‌زا، سطح زمین و مرز لایه بلورین پایینی (۱۵ کیلومتر در البرز شرقی؛ نعمتی و همکاران، ۲۰۱۱ و نعمتی، ۱۳۹۰)، را قطع نمی‌کنند، با یک پهنه دایره‌ای همسان دانست و شعاع r را به آن نسبت داد (r در رابطه‌های ۱، ۳ و ۵). اما پهنه شکست زمین‌لرزه‌های با بزرگی بیشتر از ۵/۵ را که سرتاسر 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 ۷-الف وابستگی M_0 (که با رابطه ۲ و همچنین برآورد مساحت زیر منحنی برازش داده شده به طیف جابه‌جایی نیز به دست می‌آید) با اندازه پهنه شکسته شده در هر زمین‌لرزه نشان داده شده است. در این نمودار جای خط‌های هم‌تنش از پژوهش کاناموری و اندرسون، (۱۹۷۵) بر گرفته شده است. پراکندگی در اندازه M_0 زمین‌لرزه‌ها به جای گذاری یک میانگین به جای $R_{\square 0}$ در رابطه (۲) باز می‌گردد. در شکل ۷-ب با کنار گزاردن

هتسفلد، ۱۹۸۲). کمترین برآورد این نسبت در گستره البرز شرقی با به کارگیری روش واداتی (واداتی، ۱۹۳۳) و روش زمان رسید فازها، ۱/۶۹ است (نعمتی، ۱۳۹۰). این تفاوت را می‌توان پیامد کم بودن تعداد داده‌های ورودی در این نمودار و خطای پردازش‌ها دانست.

شکل ۶ وابستگی دامنه‌های ۱۴ زمین‌لرزه را که با ۲۹ ایستگاه برداشت شده‌اند، در برابر فاصله روکانونی آنها نشان می‌دهد. خط سبزرنگ خط برازش داده شده به نشانگرها با روش کمترین مربعات است. نمودار نشان می‌دهد که دامنه پرتو زمین‌لرزه‌ها در ایستگاه‌های دور کاهش می‌یابد. شیب این خط در نمودار نشان‌دهنده وابستگی گسترش هندسی (برون، ۱۹۷۰؛ مودیانو و هتسفلد، ۱۹۸۲) پرتوها در گستره در دست بررسی با عکس فاصله R است. اندازه نسبت سیگنال به نوفه زیاد که روی بیشتر نگاشت‌های شکل‌های ۳ و ۴ آشکار است، بیان می‌کند که برای شبکه‌های لرزه‌نگاری محلی ما کیفیت محل نصب و راه‌اندازی ایستگاه‌ها پذیرفتنی است و برای برآورد پارامترها می‌توان از اثر ساختگاه روی نگاشت‌ها چشم‌پوشی کرد. از آنجا که تضعیف (Q) به ژرفا وابستگی دارد (مودیانو و هتسفلد، ۱۹۸۲) و همه زمین‌لرزه‌های به کار رفته، کم ژرفا هستند (جدول ۱) (کمتر از ۱۵ کیلومتر)، با توجه به اینکه Q نباید در یک گستره کوچک بررسی شده (گستره روکانونی



شکل ۷. الف) وابستگی M_0 با اندازه پهنه گسلی در هر زمین‌لرزه، جای خط‌های هم‌تنش روی نمودار از پژوهش کاناموری و اندرسون، (۱۹۷۵) بر گرفته شده‌اند. ب) رابطه بین بزرگی محلی زمین‌لرزه‌ها و لغزش در چشمه‌های آنها.

عکس فاصله کانونی آنها اُفت می‌کند و دامنه در طیف بسامد (f) آنها نیز با آهنگ $f^{1.5}$ تا $f^{2.5}$ میرا می‌شود. اگر این اختلاف ($f^{1.5}$ تا $f^{2.5}$) پس از تصحیح تضعیف مشاهده می‌شد می‌توانست پیامد چشمه یا ناهمگنی محیط باشد. همچنین با نگاهی به پراکندگی زمین‌لرزه‌های بررسی شده روی گسل‌ها و با پیشینه‌ای که از گسل بسیار جنبای چاشم در ذهن داریم (نعمتی و همکاران، ۲۰۱۱)، روی این گسل بیشترین اُفت تنش لرزه‌ای (میانگین نزدیک به ۱۲۶ bar) روی داده است که بیشتر از دیگر گسل‌ها در این گستره است. در البرز شرقی نیز مانند دیگر گستره‌های قاره‌ای دنیا تکه تخت طیف با شیب یکسانی میرا شده است که نشان از همسانی خواص فیزیکی - مکانیکی و رئولوژی پوسته زمین در این گستره دارد.

سرانجام نخستین بار در گستره البرز شرقی یک رابطه تجربی لگاریتمی $(\text{Log}(M_L) = 0.28\text{Log}(SS) + 0.46)$ بین بزرگی محلی زمین‌لرزه‌ها و لغزش چشمه‌های آنها برآورد شده است. از آنجا که پهنه گسلی خردلرزه‌ها به علت کم بودن بزرگی آنها رخنمون ندارد (معمولا

چهار داده پرت که در نمودار دیده می‌شوند، یک رابطه لگاریتمی بین بزرگی محلی زمین‌لرزه‌ها (نعمتی و همکاران، ۲۰۱۱) و لغزش در چشمه‌های آنها دیده می‌شود. این نخستین و تنها برآورد رابطه بزرگی محلی - لغزش چشمه در گستره البرز شرقی است. از آنجا که تعداد زمین‌لرزه‌های به کار رفته برای این برآورد کم است، نمی‌توان چشم‌داشت کاربرد عمومی و همه‌جانبه برای این رابطه $(\text{Log}(M_L) = 0.28\text{Log}(SS) + 0.46)$ داشت.

۳ نتیجه‌گیری

نزدیک به ۱۰۰ نگاهت بسامدی از ۱۴ خردلرزه بهینه مکان‌یابی شده با شبکه‌های محلی با بزرگی (M_L) میان ۱/۰ تا ۴/۰ در گستره لرزه‌زمین‌ساختی البرز شرقی بررسی شده است. پارامترهای آنها مانند ابعاد چشمه، گشتاور لرزه‌ای، بسامد گوشه پرتوهای P و S، اُفت تنش و بزرگای گشتاوری آنها پردازش شد.

پردازش پارامترهای یادشده نشان می‌دهد که گسترش هندسی پرتو زمین‌لرزه‌ها همان‌گونه که انتظار می‌رفت با

- Havskov, J. and Ottemöller, L., 2005, SEISAN: The earthquake analysis software, version 8.1.
- Havskov, J., 2005, Q and spectral analysis in SEISAN, version 8.1, (www.geo.uib.no/Seismologi/SOFTWARE).
- Haskell, N. A., 1966, Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **56**, 125-140.
- Institute of Geophysics, University of Tehran, IGUT, <http://irsc.ut.ac.ir>.
- Johnson, L. R. and McEviuy, R. V., 1974, Near-field observation and source parameters of central California earthquakes: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **64**, 1855-1866.
- Kanamori, H. and Anderson, D. L., 1975, Theoretical Basis of some empirical relations in seismology: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **65**, 1073, -95.
- Lee, W. H., Kanamori, H., Jennings, P. C., and Kisslinger, C., 2002, *International Handbook of Earthquake & Engineering Seismology: IASPEI*.
- Lee, W. H. K. and Lahr, J. C., 1972, HYPO71 (revised), A computer program for determining hypocenters, magnitude and first motion pattern of local earthquakes: *U. S. Geol. Surv. Open File Rep.*, 75-311.
- Madariaga, R., 1976, Dynamics of an expanding circular fault: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **66**, 639-666.
- Modiano, T., and Hatzfeld, D., 1982, Experimental Study of the Spectral Content for Shallow Earthquakes: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**(5), 1739-1758.
- Nemati, M., Hatzfeld, D., Gheitanchi, M., Sadidkhouy, A., and Mirzaei, N., 2011, Microseismicity and seismotectonics of the Firouzkuh and Astaneh faults (East Alborz, Iran): *Tectonophysics*, **506**, 11-21.
- Rautian, T. G., and Khalturin, V. I., 1978, The use of coda for the determination of the earthquake source spectrum: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **68**, 923-948.
- Savage, J. C., 1974, Relation between P- and S-wave corner frequencies in the seismic spectrum: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **64**, 1621-1627.
- Stein, S., and Wysession, M., 2003, *An Introduction to Seismology: Earthquakes and Earth Structure*: Blackwell Publishing, ISBN 0-86542-078-5.
- Thatcher, W. and Hanks, T. C., 1973, Source parameters of the southern California earthquakes: *J. Geophys. Res.*, **78**, 8547-8576.
- شکستگی زمین لرزه‌های درون قاره‌ای با بزرگی بیش از ۵/۵ رخنمون دارند) و نمی‌توان در روی زمین لغزش هم‌لرزه‌ای (Coseismic) آنها را اندازه گرفت، می‌توان از رابطه برآورد شده برای برآورد لغزش چشمه خردلرزه‌ها بهره گرفت. این تنها راه پی بردن به لغزش چشمه در زمین لرزه‌های کوچک است. اگر زمین لرزه‌های بیشتری از دیگر گستره‌های لرزه‌زمین‌ساختی دنیا به این نمودار افزوده شود، می‌توان این نمودار را برای برآورد لغزش چشمه زمین لرزه‌ها در هر گستره قاره‌ای دیگری به کار گرفت.
- سپاسگزاری**
- از موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و از سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور برای فراهم آوردن داده‌های لرزه‌ای سپاسگزاری می‌شود.
- منابع**
- نعمتی، م.، ۱۳۹۰، خردلرزه خیزی البرز شرقی. موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، رساله، ۱۰۷ ص.
- متقی، خ.، قدس، ع. و سیاهکوهی، ح. ر.، ۱۳۸۹، نمایش شکل منحنی کاهندگی لرزه‌ای در ناحیه تهران و برآورد ضخامت موهو از روی آن، *مجله فیزیک زمین و فضا*، **۳۶**(۲)، ۱-۱۶.
- Bakun, W. H., Bufe, C. G., and Stewart, R. M., 1976, Body wave spectra of central California earthquakes: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **61**, 55-64.
- Brnne, J. N., 1970, Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes: *J. Geophys. Res.*, **75**, 4997-5009.
- Douglas, B. M. and A. Ryall, 1972, Spectral characteristics and stress drops for microearthquakes near Fairview Peak, Nevada: *J. Geophys. Res.*, **77**, 351-359.
- Geological Survey of Iran, GSI, <http://www.gsi.ir>.
- Güralp systems LTD., 3 Medias House, Calliva Park, Aldermaston, RG7 8EA, UK (www.guralp.com).

Wessel, P. and Smith, W. H. F., 1998, New, improved version of Generic Mapping Tools released, EOS: Trans. Am. Geophys. Un. 79(47), 579, (www.soest.hawaii.edu/gmt).

Tucker, B. E. and Brune, J. N., 1977, Source mechanisms and rob-Ms analysis of aftershocks of the San Fernando earthquake: Geophys. J. Int., 49, 371-426

Wadati, A., 1933. On travel time of earthquake waves, Part II.: Geophys. Mag. (Tokyo) 7, 113-137.