

بررسی سازوکار کانونی زلزله ۱۱ فروردین ۱۳۸۵ درب آستانه سیلاخور

مهرداد پاکزاد^{۱*} و نوربخش میرزایی^۲

^۱ دانشجوی دکتری ژئوفیزیک، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران
^۲ استادیار گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۱۱/۲۳/۸۵، پذیرش نهایی: ۸۶/۱۷)

چکیده

یکی از روش‌های تعیین سازوکار کانونی زلزله، برگردان خطی تانسور گشتاور در حوزه زمان است که در اینجا برای تعیین سازوکار کانونی زمین‌لرزه ۱۱ فروردین ۱۳۸۵ درب آستانه سیلاخور و دو پیش‌لرزه و شش پس‌لرزه آن با بزرگی بیشتر از ۴ بر پایه مقیاس محلی، استفاده شده است. در این بررسی از داده‌های شش ایستگاه لرزه‌نگاری پهن باند پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (IIIES) در فاصله رومرکزی کمتر از ۳۷۵ کیلومتر استفاده شده است. سازوکار کانونی به‌دست آمده برای زمین‌لرزه اصلی، امتداد لغز راستگرد است. موقعیت مکانی زمین‌لرزه اصلی و پس‌لرزه‌های آن و همچنین سازوکارهای به‌دست آمده نشان می‌دهد که گسل زمین‌لرزه‌ای دورود مسبب رویداد زمین‌لرزه درب آستانه سیلاخور بوده است. تنوع سازوکارهای کانونی شش پس‌لرزه اولاً نشان‌دهنده تغییرات موضعی در نوع گسلش است، ثانیاً موقعیت مکانی پس‌لرزه با سازوکار غالب نرمال می‌تواند حاکی از فعالیت گسل قلعه حاتم باشد. در این پژوهش، زلزله اصلی مورد بررسی بیشتری قرار گرفت و مرکز گرانی (centroid) آن در صفحه افقی گذرنده از خط قائم در زیر رومرکز محاسبه شد. با به انجام رساندن محاسبات در ۹ بازه بسامدی کوچک، اثر محدوده بسامدی بر سازوکار کانونی مورد بررسی قرار گرفت و سازوکار بهینه زمین‌لرزه تعیین شد و طول گسیختگی نیز محاسبه شد. تحلیل عدم قطعیت صورت گرفته، جواب‌های به‌دست آمده را تایید می‌کند.

واژه‌های کلیدی: سازوکار کانونی، زمین‌لرزه درب آستانه- سیلاخور، برگردان تانسور گشتاور لرزه‌ای

۱ مقدمه

(ژیونوسکی و همکاران، ۱۹۸۱) و در بعضی از روش‌ها مثل روش مورد استفاده در این پژوهش از کل لرزه‌نگاشت استفاده می‌شود (زاهرادنیک و همکاران، ۲۰۰۱). دسته‌بندی دیگر روش‌ها بر پایه استفاده از حوزه زمان یا حوزه بسامد صورت می‌گیرد.

در این پژوهش از روش تعیین تانسور گشتاور لرزه‌ای در حوزه زمان برای تعیین سازوکار کانونی زمین‌لرزه ۱۱ فروردین ۱۳۸۵ درب آستانه سیلاخور با بزرگی گشتاوری ۶/۱ استفاده شده است. این زلزله دارای دو پیش‌لرزه و تعداد زیادی پس‌لرزه است. پس‌لرزه‌ها نسبتاً کوچک و دارای بزرگی کمتر از ۵/۳ هستند. از این میان، سازوکار کانونی دو پیش‌لرزه و شش پس‌لرزه این زلزله که بزرگی آنها در مقیاس محلی بیشتر از ۴ بود مورد محاسبه قرار

در حال حاضر، برای تعیین سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها، علاوه بر روش‌های مبتنی بر قطبیت، روش‌های متعدد دیگری بر پایه مدل‌سازی شکل موج متداول شده است. این روش‌ها به دو دسته تقسیم می‌شوند، روش اول براساس تعیین پارامترهای گسل، یعنی امتداد، شیب و ریک صورت می‌گیرد و روش دوم تعیین تانسور گشتاور لرزه‌ای است. مدل‌سازی شکل موج براساس به‌کارگیری همه یا بخشی از شکل موج مشاهده‌ای استوار است. روش‌های معمول عبارت‌اند از مدل‌سازی شکل موج حجمی (استامپ و جانسون، ۱۹۷۷؛ استرلیتز، ۱۹۷۸) و مدل‌سازی امواج سطحی (مندیکورن، ۱۹۷۷؛ کاناموری و گیون، ۱۹۸۱؛ رومانویتز، ۱۹۸۲). در برخی از روش‌ها می‌توان هم امواج حجمی و هم امواج سطحی را به‌کار برد

برگردان خطی تانسور گشتاور در حوزه زمان برای داده‌های منطقه‌ای و شکل موج کامل استفاده شده است. در این روش از رکوردهای سرعت استفاده می‌شود که تصحیح دستگاهی روی آنها صورت می‌گیرد و با یک فیلتر میان‌گذر پالایش می‌شوند. نرم‌افزار، سرعت را به جابه‌جایی تبدیل می‌کند با محاسبه توابع گرین به روش عدد موج گسسته بوشن (۱۹۸۱) روی جابه‌جایی در ایستگاه‌های متفاوت، برگردان خطی صورت می‌دهد و جابه‌جایی محاسبه‌ای را تعیین می‌کند. به عبارت دیگر عمل برگردان از طریق ترکیب خطی لرزه‌نگاشت‌های پایه و ۶ مؤلفه تانسور گشتاور صورت می‌گیرد. لرزه‌نگاشت‌های پایه به ۶ سازوکار کانونی پایه مربوط می‌شوند (جدول ۱، شکل ۱). قابل توجه است که سازوکار کانونی ششم، نشانگر تغییرات حجمی (غیر برشی) در کانون زلزله است، لذا در این روش می‌توان شش مؤلفه تانسور گشتاور را به دست آورد.

جدول ۱. سازوکارهای پایه. نمودار این سازوکارها در شکل ۱ آمده است.

شماره	امتداد (۰)	شیب (۰)	ریک (۰)
۱	۰	۹۰	۰
۲	۳۷۰	۹۰	-۹۰
۳	۰	۹۰	۹۰
۴	۹۰	۴۵	۹۰
۵	۰	۴۵	۹۰
۶	همسانگرد		

لرزه‌نگاشت‌های سه مؤلفه‌ای مجموعه ایستگاه، داده‌ها (d) را تشکیل می‌دهند و پارامترهای مورد جستجو (m) مؤلفه‌های تانسور گشتاورند. مسئله برگردان خطی $d=Gm$ با روش حداقل مربعات حل می‌شود: $m=(G^T G)^{-1} G^T d$ ، که در آن G^T ترانپوز و G نماد $()^{-1}$ وارون ماتریس $G^T G$ یا ماتریس دستگاه است. مقادیر ویژه ماتریس دستگاه برای تعیین خوش‌ریختی

گرفت. زمین‌لرزه اصلی و یک پیش‌لرزه و یک پس‌لرزه آن دارای جواب‌های مستقل دورلرزه‌ای‌اند. در این بررسی از رکوردهای شش ایستگاه سه مؤلفه‌ای پهن باند پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (IIIEES) استفاده شده است. فواصل ایستگاه‌های مورد بررسی تا رومرکز از ۱۴۳ تا ۳۷۵ کیلومتر است. برای زمین‌لرزه اصلی محاسبات در ۹ بازه بسامدی کوچک صورت پذیرفت تا اثر بسامد مورد استفاده در برگردان مورد بررسی قرار گیرد. از میان سازوکارهای به دست آمده با توجه به بازه‌های ورتایی و بسامد مورد استفاده، سازوکار بهینه انتخاب شده است. علاوه بر سازوکار کانونی عمق بهینه نیز مورد محاسبه قرار گرفته است. همچنین مکان مرکز گرانی برای زلزله اصلی تعیین شده است.

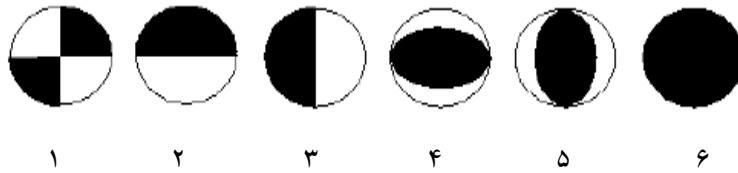
۲ روش

برای چشمه نقطه‌ای، جابه‌جایی‌های کشسان در میدان دور را می‌توان در حوزه زمان به صورت زیر بیان کرد:

$$U_n(x, t) = M_{ij} \cdot G_{ni,j}(x, z, t) \quad (1)$$

روش تعیین تانسور گشتاور لرزه‌ای در حوزه زمان بر پایه این معادله قرار دارد. در این معادله U_n مؤلفه n م جابه‌جایی مشاهده‌ای، $G_{ni,j}$ مؤلفه n م تابع گرین برای جهت‌های زوج نیروی خاص و M_{ij} تانسور گشتاور لرزه‌ای نرده‌ای است (اکی و ریچاردز، ۱۹۸۰). تغییرات زمانی و مشخصات محیط در تابع گرین قرار دارد و x نشان‌دهنده فاصله ایستگاه تا چشمه و z معرف عمق است. اندیس‌های i و j جهت‌های جغرافیایی را نشان می‌دهند. معادله بالا با استفاده از روش خطی حداقل مربعات حل می‌شود و از این راه مؤلفه‌های تانسور گشتاور لرزه‌ای تعیین می‌شود.

در این بررسی از نرم‌افزار ایزولا (ISOLA) در



شکل ۱. سازوکارهای پایه. عددها نشانگر شماره امتداد، شیب و ریک مربوطه در جدول ۱ هستند.

چشمه معلوم است. این نرم افزار مکان و زمان چشمه را از راه جستجوی شبکه‌ای روی نقاط آزمایشی که از سوی کاربر معین می‌شود، بهینه می‌کند. جستجو به دنبال نقاطی است که خطای باقی مانده روش کمترین مربعات در آنها کمینه باشد. این موضوع معادل بهینه کردن همبستگی بین داده‌های مشاهده‌ای و مصنوعی است. اگر کل زلزله با یک چشمه معرفی شود (در بسامدهای کم) جواب بهینه‌ای که از طریق جستجوی شبکه‌ای حاصل می‌شود در اصطلاح با مرکز گرانی (centroid) منطبق است (مکان مرکز گرانی، زمان مرکز گرانی و تانسور ممان مرکز گرانی).

اگر داده‌های ورودی را با d و لرزه‌نگاشت‌های مصنوعی را با s نشان دهیم، برازش بین آنها با مقدار تقلیل واریانس اندازه‌گیری می‌شود که برابر است با $1 - |d-s|^2/|d|^2$ ، که در آن $| \cdot |$ نشانگر نرم L^2 است، یعنی برای مثال $|d|^2 = \sum (d_i^2)$. نرم به صورت یک عدد برای همه سری‌های زمانی، ایستگاه‌ها و مؤلفه‌ها جمع زده شده و محاسبه می‌شود. مقدار بهینه برازش ورتایی، ۱ است. لرزه‌نگاشت‌های مصنوعی اشتباه حتی ممکن است مقدار برازش ورتایی، کمتر از صفر به دست دهند که دارای هیچ معنای فیزیکی نیست.

۳ جایگاه تکنونیک‌ی زمین لرزه درب آستانه- سیلاخور گسل دورود مسبب این زلزله است (سروقد مقدم و همکاران، ۱۳۸۵). این گسل قطعه‌ای از گسل اصلی عهد حاضر (MRF=Main Recent Fault) در زاگرس

(well-posed یا ill-posed) مسئله برگردان محاسبه می‌شود. بدین منظور نسبت کمینه مقادیر ویژه به بیشینه آنها گزارش می‌شود. هرچه این مقدار کمتر باشد، نتایج حاصل نامناسب‌تر است، اگرچه، در عین حال ممکن است که کیفیت برازش خوب باشد، یعنی مقدار برازش ورتایی (variance reduction) زیاد باشد.

بردارهای ویژه تانسور ممان امتداد، شیب و ریک را به دست می‌دهند. ممان اسکالر M_0 و تجزیه تانسور ممان به سه قسمت دو زوج (DC=double couple)، CLVD (compensated linear vector dipole) و حجمی (Vol=volumetric) منتج از بردارهای ویژه است.

برخلاف مقادیر امتداد، شیب، ریک و M_0 مقدار درصد بخش برشی به دست آمده ناپایدار است. این موضوع به این واقعیت باز می‌شود که انحراف از سازوکار برشی، اثر خیلی کمی روی لرزه‌نگاشت‌ها دارد. در واقع می‌توان مثال‌های فراوانی را نشان داد که در آنها نتوان تفاوتی بین لرزه‌نگاشت‌های مصنوعی مثلاً برای $DC\%=50$ و $DC\%=100$ قائل شد. در این موارد اندازه‌های کمی برازش با داده‌های مشاهده‌ای یکسان است (یعنی برای مثال مقدار تقلیل واریانس که در زیر معرفی می‌شود فقط به اندازه ۱ درصد در دو مورد اختلاف دارد)، به این ترتیب می‌توان گفت که مقدار درصد‌های بخش برشی اعلام شده، به ندرت دارای معنی فیزیکی است. همین موضوع برای بخش حجمی هم صادق است.

در توضیحات بالا فرض بر این است که مکان و زمان

زلزله‌ها به علت کیفیت نامناسب، قابل استفاده نبودند، مثلاً در مورد زلزله اصلی، امکان استفاده از ایستگاه SHGR فراهم نبود. به‌رغم عدم پوشش ایستگاهی در غرب و جنوب غربی رومرکز برای این زلزله، خواهیم دید که جواب قابل قبولی در این بررسی به‌دست آمده است. در این بررسی، ساختار پوسته مورد استفاده در IIEES (جدول ۳) برای محاسبه توابع گرین به‌کار برده شده است.

جدول ۲. مختصات ایستگاه‌هایی که از داده‌های آنها در این بررسی استفاده شده است.

ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی
ASAO	۳۴/۵۵	۵۰/۰۳
SHGR	۳۲/۱۱	۴۸/۸۰
SNGE	۳۵/۰۹	۴۷/۳۵
CHTH	۳۵/۹۱	۵۱/۱۳
DAMV	۳۵/۶۳	۵۱/۹۷
NASN	۳۲/۷۹	۵۲/۸۱

جدول ۳. ساختار پوسته مورد استفاده (IIEES).

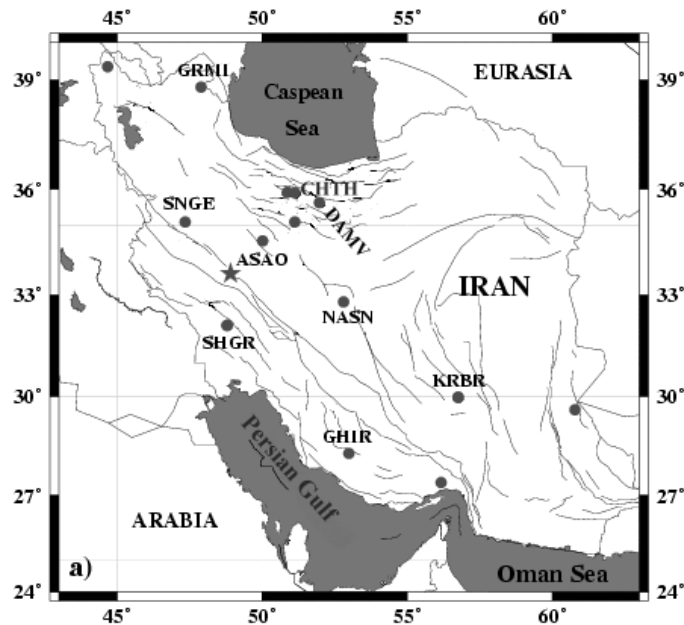
عمق (Km)	Vp(Km/s)	Vs(Km/s)	چگالی (g/Cm3)
۰	۵/۴	۳/۱۲	۲/۸
۶	۵/۹	۳/۱۴	۳/۳
۱۴	۶/۳	۳/۶۴	۳/۳
۱۸	۶/۵	۳/۷۶	۳/۳
۴۶	۸/۰۵	۴/۶۵	۳/۳
۷۲	۸/۱	۴/۶۸	۳/۳

است که برای اولین بار توسط چالنگو و برو (۱۹۷۴) آن را معرفی کردند. گسل اصلی عهد حاضر از دیدگاه لرزه‌ای فعال و سازوکار آن امتداد لغز راستگرد است. امتداد آن کمابیش از روند گسل اصلی معکوس زاگرس یعنی امتداد شمال‌غربی- جنوب شرقی پیروی می‌کند. جابه‌جایی راستگرد به اندازه ۱۰ تا ۶۰ کیلومتر با قطعات گسلی نهایند و دورود از این گسل اصلی در شمال غربی زاگرس گزارش شده است. قطعاتی از MRF که به صورت راستگرد گسل معکوس زاگرس را قطع می‌کنند (مانند قطعات دورود، نهایند، صحنه و دینور) فعالیت لرزه‌ای بیشتری از سایر بخش‌های آن (مانند سرتخت، مروارید، مریوان و پیرانشهر) که در سکون لرزه‌ای نسبی قرار دارند، نشان می‌دهند. از لحاظ ریخت‌شناسی و ساختاری، گسل اصلی عهد حاضر در طول خود واضح و مشخص است. سازوکار کانونی زلزله‌ها و استعداد زلزله‌خیزی MRF کاملاً با گسل راندگی زاگرس متفاوت است. زلزله‌های این گسل بزرگ‌تر است و در یک مجموعه زلزله از سال ۱۲۸۷ تا ۱۳۴۱ هجری شمسی، تقریباً در همه طولش از دینور در شمال‌غربی تا دریاچه گهر در جنوب شرقی گسیخته شده است (بربریان، ۱۹۹۵).

۴ داده‌های زلزله

در این بررسی از داده‌های پهن باند منطقه‌ای پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله استفاده شده است. ایستگاه‌هایی که داده‌های مورد استفاده در این پژوهش را تأمین کرده‌اند عبارت‌اند از آشتیان-اراک (ASAO)، چاران-تهران (CHTH)، دماوند (DAMV)، ناین (NASN)، شوشتر (SHGR) و سنندج (SNGE) (شکل ۲ و جدول ۲).

لرزه‌نگاشت‌های برخی از ایستگاه‌ها برای بعضی از



شکل ۲. موقعیت ایستگاه‌های پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (دایره‌ها). رومرکز زمین‌لرزه درب آستانه سیلاخور با ستاره مشخص شده است.

۴ پردازش داده‌ها

پس از گزینش داده‌های با کیفیت، پنجره زمانی در حوزه زمان به داده‌ها اعمال می‌شود. سپس تصحیح دستگامی صورت می‌پذیرد و فیلتر باند گذر در حوزه بسامد صورت می‌گیرد. نتیجه حاصل لرزه‌نگاشت‌های سرعت است که بعداً به لرزه‌نگاشت‌های جابه‌جایی تبدیل می‌شود. در مرحله برگردان باز می‌توان فیلترهای محدودتری را اعمال کرد و برگردان را برای آنها عملی ساخت. با این ترتیب لرزه‌نگاشت‌های مشاهده‌ای برای برگردان در دسترس است. در مرحله بعد لرزه‌نگاشت‌های پایه با توجه به مختصات چشمه، ایستگاه‌ها و ساختار پوسته تعیین می‌شود و برگردان از راه ترکیب خطی لرزه‌نگاشت‌های پایه و ۶ مؤلفه تانسور گشتاور و با روش حداقل مربعات صورت می‌گیرد.

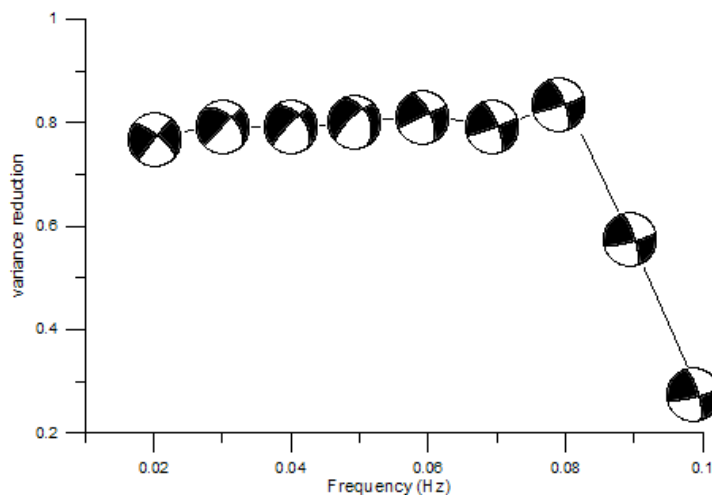
در این پژوهش برای بررسی اثر بسامد بر روی سازوکار کانونی و یافتن سازوکار بهینه، محاسبات در ۹

باند بسامدی متوالی صورت گرفت. اولین باند بسامدی مورد محاسبه ۰/۰۳-۰/۰۱ هرتز و دومین باند ۰/۰۴-۰/۰۲ هرتز و به همین ترتیب سایر باندها با اضافه کردن ۰/۰۱ هرتز به اعداد باند قبلی به دست می‌آیند. مجموعاً ۹ باند بسامدی مورد محاسبه قرار گرفته است. شکل ۳ سازوکارهای کانونی محاسبه شده را روی نمودار بازه‌بازش ورتایی- بسامد نشان می‌دهد.

اعداد نشان داده شده روی محور افقی، مقدار میانی هر باند هستند. محور عمودی، مقدار بازه‌بازش ورتایی محاسبه شده را نشان می‌دهد. از شکل ۳ این‌گونه استنباط می‌شود که اگر از بسامدهای بزرگ‌تر از ۰/۰۸ هرتز (ثانیه $T=12/5$) استفاده شود، بازه‌بازش ورتایی کاهش می‌یابد. به عبارت دیگر در بسامدهای بالاتر از ۰/۰۸ هرتز توانایی ما در پیش‌بینی شکل موج‌های مشاهده‌ای کم می‌شود. این درحالی است که در بسامدهای پایین‌تر، مقدار بازه‌بازش ورتایی تقریباً یکسان است ولی بسامدهای کم دارای

مطابق نتایج حاصل، بسامد ۰/۰۸ هرتز برآورد خوبی برای بسامد گوشه یا تابع زمانی چشمه زلزله است. تابع زمانی چشمه محاسبه شده برای سرعت لغزش نیز به صورت مثلی و دارای دوام تقریبی ۱۲/۵ ثانیه است که نشانگر یک گسیختگی منفرد و ساده است.

وضوح کم هستند. بنابراین، سازوکار کانونی مربوط به بسامد ۰/۰۸ هرتز (باند بسامدی هفتم) را می توان به مثابه پاسخ بهینه انتخاب کرد. جدول ۴ مقادیر امتداد، شیب و ریک محاسبه شده در هر باند بسامدی را نشان می دهد.



شکل ۳. سازوکار کانونی محاسبه شده برای ۹ بازه بسامدی متفاوت با مقدار تقلیل واریانس به دست آمده برای هر مورد.

جدول ۴. امتداد، شیب و ریک محاسبه شده برای باندهای بسامدی متفاوت.

فرکانس (هرتز)	امتداد ۱	شیب ۱	ریک ۱	امتداد ۲	شیب ۲	ریک ۲
۰/۰۲	۳۰۹	۷۵	-۱۷۸	۲۱۸	۸۸	-۱۵
۰/۰۳	۴۴	۹۰	۴۰	۳۱۴	۵۰	۱۸۰
۰/۰۴	۳۲۳	۴۶	-۱۶۷	۲۲۴	۸۱	-۴۴
۰/۰۵	۳۳۴	۴۳	-۱۵۶	۲۲۶	۷۴	-۵۰
۰/۰۶	۲۴۵	۸۷	-۲۶	۳۳۶	۶۴	-۱۷۷
۰/۰۷	۷۰	۸۶	۱۸	۳۳۸	۷۲	۱۷۵
۰/۰۸	۷۵	۸۰	۹	۳۴۴	۸۱	۱۷۰
۰/۰۹	۷۶	۸۱	۱۶	۳۴۳	۷۵	۱۷۱
۰/۱	۷۶	۸۱	۱۶	۳۴۴	۷۴	۱۷۱

زلزله اصلی نشان می‌دهد. به‌طور کلی همبستگی به‌دست آمده برای عمق‌های متفاوت، نشانگر وضوح (resolution) کم برای عمق است.

در مرحله دوم صفحه‌ای افقی در عمق ۲۱ کیلومتر شامل شبکه‌ای ۵ در ۵ از نقاط آزمایشی با فاصله ۷ کیلومتر در هر دو جهت شمالی-جنوبی و شرقی-غربی انتخاب شد. این کار پس از عملی ساختن آزمایش‌های جداگانه با شبکه بندی‌های متفاوت صورت پذیرفت. با این ترتیب مکان مرکز گرانی در ۷ کیلومتر به سمت شمال نسبت به خط قائم گذرنده از رومرکز به‌دست آمد. شکل ۶ همبستگی‌های به‌دست آمده برای این صفحه افقی را نشان می‌دهد. نقطه (0 و 0) در این شکل در زیر رومرکز قرار دارد. تحلیل همبستگی برای عمق‌های ۲۰، ۲۱ و ۲۲ نشان می‌دهد که گرچه وضوح کافی برای عمق وجود ندارد ولی همبستگی‌های به‌دست آمده برای نقاط شبکه افقی در سه عمق از تفاوت زیادی برخوردار است. باید خاطر نشان ساخت که در اینجا صحبت از یک شبکه نقاط با فواصل ۷ کیلومتر است و جزئیات دقیق‌تری را با کم کردن فاصله، با توجه به کاهش وضوح در سطح افقی، نمی‌توان به‌دست آورد.

با یک جستجوی زمانی، زمان بهینه وقوع زمین‌لرزه نیز تعیین شد. این جستجو از راه انتقال زمانی روی لرزه‌نگاشت‌های مشاهده‌ای و مقایسه آن با لرزه‌نگاشت‌های مصنوعی صورت پذیرفت. انتقال از فاصله زمانی ۴- تا ۱۲ ثانیه با فواصل ۰/۰۴ ثانیه‌ای صورت گرفت. با این ترتیب، مقدار انتقال زمانی، نسبت به زمان وقوع اعلام شده، برابر با ۰/۸ ثانیه به‌دست آمد.

مقایسه بین داده‌های مشاهده‌ای و لرزه‌نگاشت‌های شبیه‌سازی شده در شکل ۷ آمده است. این نمودارها جابه‌جایی را نشان می‌دهند.

در اینجا به محاسبه طول گسیختگی می‌پردازیم. با در نظر گرفتن سرعت متوسط ۴/۴ کیلومتر بر ثانیه برای امواج عرضی در پوسته در مناطق قاره‌ای، سرعت گسیختگی برابر با $V_T \sim 3.5 \text{ kms}^{-1}$ به‌دست می‌آید. باین ترتیب می‌توان طول گسیختگی را برآورد کرد:

$$L = V_T * T = 43.75 \sim 44 \text{ km} \quad (2)$$

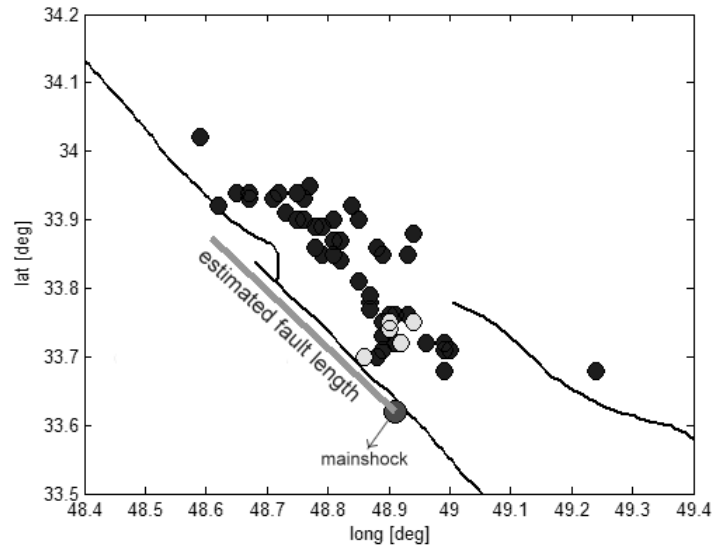
طول برآورد شده به‌خوبی طول منطقه پس‌لرزه‌ها و پیش‌لرزه‌ها را پوشش می‌دهد (شکل ۴).

در اینجا رویداد را پیوسته و منفرد در نظر گرفته‌ایم و از یک مدل پیچیده ترکیبی استفاده نکرده‌ایم. یعنی اگرچه ممکن است که گسل در عمق، قطعه قطعه باشد، ولی در این پژوهش آن‌طور مدل‌سازی نشده است.

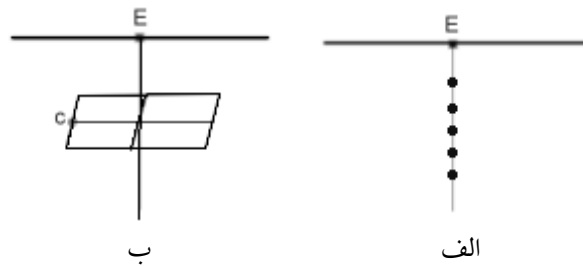
موقعیت رومرکز زمین‌لرزه اصلی نسبت به رومرکز پس‌لرزه‌های این زمین‌لرزه، که توسط IIEES مکان‌یابی شده‌اند نشان می‌دهد که گسیختگی به صورت یک‌سویه از بخش جنوب غرب این قطعه از گسل اصلی عهد حاضر آغاز شده و سپس در طول گسل به طرف شمال شرق و به طول تقریبی ۴۴ کیلومتر گسترش یافته است. موقعیت پس‌لرزه‌ها و همخوانی آن با طول گسیختگی زیرسطحی، دلالت بر این دارد که به احتمال زیاد، طول گسیختگی گسل دورود به سوی شمال غرب افزایش یافته است.

برای به‌دست آوردن مکان و زمان بهینه، از بازه بسامدی ۰/۰۸-۰/۱۵ هرتز استفاده شد و کار در دو مرحله صورت گرفت. در مرحله اول تعداد ۲۵ نقطه با فاصله ۱ کیلومتر از هم، از عمق ۵ کیلومتر در زیر رومرکز مورد جستجو قرار گرفت و ژرفای بهینه تعیین شد. در مرحله دوم صفحه‌ای افقی شامل یک شبکه از نقاط آزمایشی مورد جستجو قرار گرفت تا فاصله افقی مرکز گرانی نسبت به خط قائم در زیر رومرکز یافت شود. شکل ۵ این دو مرحله را به‌طور نمادین نشان می‌دهد.

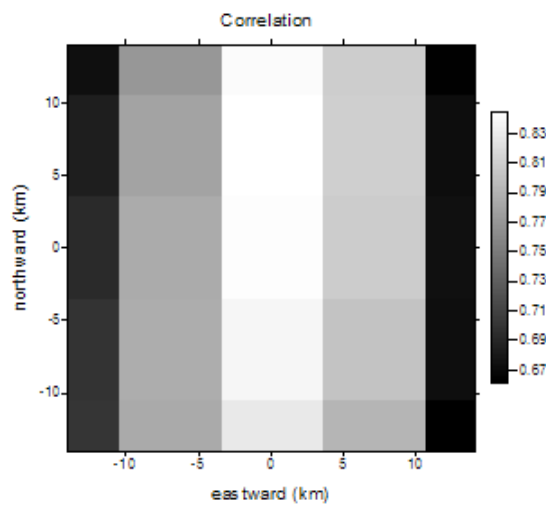
محاسبات مرحله اول عمق بهینه ۲۱ کیلومتر را برای



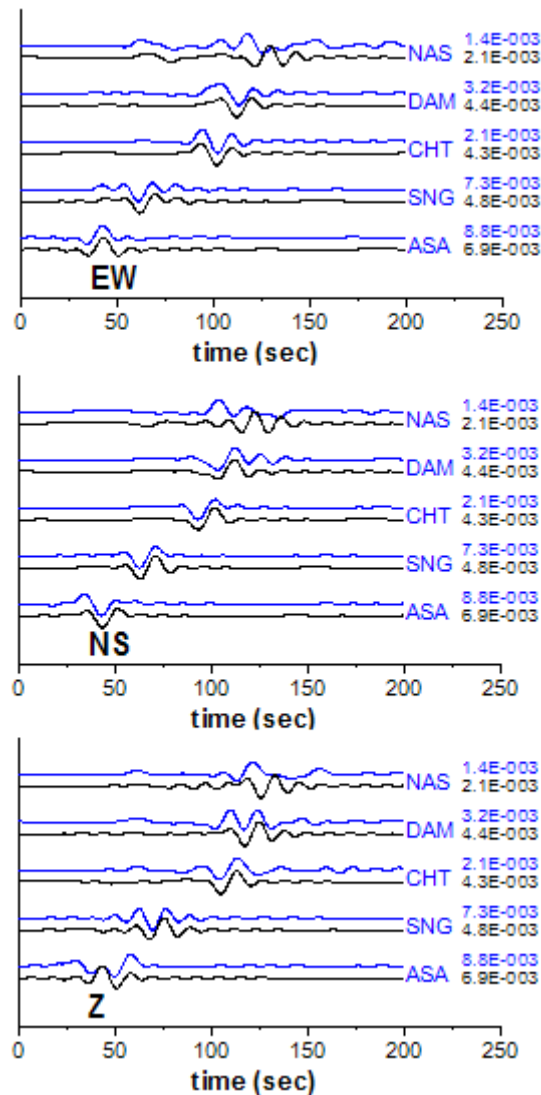
شکل ۴. نقشه گسل‌های اصلی منطقه همراه با مکان زلزله درب آستانه سیلاخور (دایره بزرگ)، پیش‌لرزه‌ها (دایره کوچک خاکستری) و پس‌لرزه‌ها (دایره کوچک سیاه). طول برآورد شده گسل مسبب زلزله در شکل نشان داده شده است.



شکل ۵. شکل نمادین مراحل تعیین سازوکار و مرکز گرانی. (الف) جستجوی ژرفای بهینه از روی نقاط آزمایشی در زیر رومرکز (E). (ب) جستجوی مرکز گرانی (c) در شبکه‌ای افقی که از ژرفای بهینه می‌گذرد.



شکل ۶. همبستگی‌های به‌دست آمده برای شبکه افقی در عمق ۲۱ کیلومتر. نقطه (0 و 0) در زیر رومرکز قرار دارد.



شکل ۷. مقایسه بین داده‌های مشاهده‌ای (بالا) و لرزه‌نگاشت‌های مصنوعی (پایین) در بازه بسامدی ۰/۰۸-۰/۱۵ هرتز. عددها نشان‌دهنده مقدار حداکثر دامنه در هر مورد هستند.

نتایج تحلیل صورت گرفته، ارائه شده است. همان‌طور که دیده می‌شود جواب به‌دست آمده پایدار است و با حذف یک ایستگاه در هر نوبت تغییر زیادی نمی‌کند. این روش برای تعیین پایداری جواب از آن جهت پیشنهاد می‌شود که ضعیف‌ترین جنبه روش به کار گرفته شده، یک‌بعدی بودن ساختار پوسته است. در تحت این شرایط ذاتاً نمی‌توان انتظار داشت که تغییری از یک مسیر چشمه-

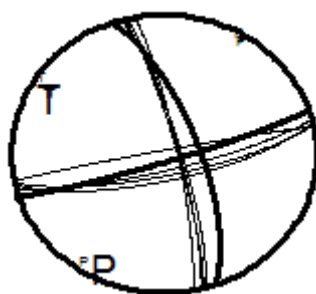
برای تعیین سازوکار زمین‌لرزه اصلی، از داده‌های مشاهده‌ای چهار ایستگاه استفاده شد. برای برآورد کردن عدم قطعیت (uncertainty) در جواب سازوکار کانونی، از تعداد ۴ مجموعه داده‌های به کار گرفته شده، به ترتیب داده‌های یکی از ایستگاه‌ها حذف شد. یعنی تعیین سازوکار با ۳ ایستگاه صورت گرفت، که در مجموع ۴ حالت متفاوت با ایستگاه‌های ۱ تا ۴ است. در شکل ۸

پس لرزه زلزله سیلاخور با بزرگی بیشتر از ۴ بر پایه مقیاس محلی نیز مورد بررسی قرار گرفت. مشخصات این زمین لرزه‌ها در جدول ۵ آمده است. زلزله شماره ۳ زلزله اصلی است.

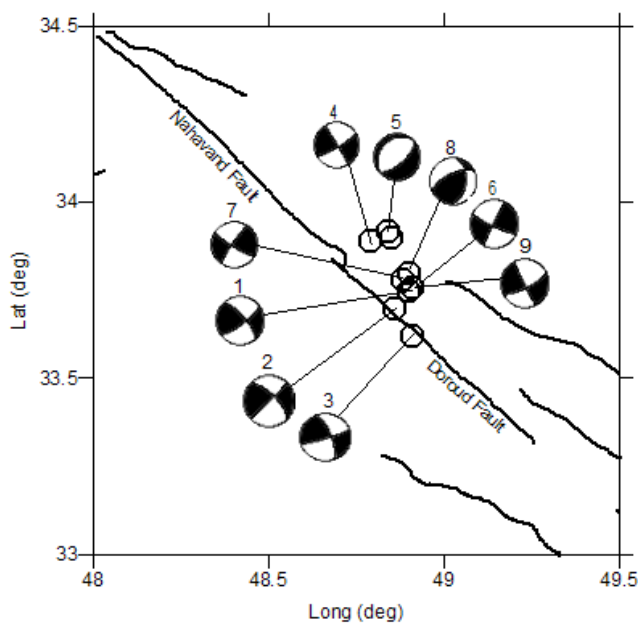
شکل سازوکارهای کانونی به دست آمده در این پژوهش برای این زلزله‌ها در شکل ۹ و مقادیر امتداد، شیب و ریک آنها در جدول ۶ مشاهده می‌شوند.

ایستگاه به دیگری بازتاب یابد. با این ترتیب تغییر جواب حاصل از حذف یا اضافه کردن یک ایستگاه ممکن است چشمگیر باشد. اگر این تغییر کم باشد، نشانگر جوابی پایدار است. از طرف دیگر، با تعداد کم ایستگاه‌ها نمی‌توان یک مجموعه‌ای داده با فراوانی زیاد برای ایجاد توزیع آماری پارامترها به وجود آورد.

در این پژوهش سازوکار کانونی ۲ پیش لرزه و ۶



شکل ۸. تحلیل عدم قطعیت برای جواب‌های به دست آمده برای سازوکار کانونی. خطوط ضخیم جواب‌های حاصل از به کار بردن همه ایستگاه‌ها و خطوط نازک، نشانگر پاسخ به دست آمده با حذف یک ایستگاه است.



شکل ۹. شکل سازوکارهای کانونی به دست آمده برای زمین لرزه سیلاخور (شماره ۳) و هشت پیش لرزه و پس لرزه آن روی نقشه گسل‌های منطقه. گسل‌های دورود و نهاوند در شکل مشخص هستند و گسل قلعه حاتم در بین آنها دیده می‌شود. مکان زلزله‌ها طبق محاسبات IIBES نشان داده شده است.

جدول ۵. مشخصات زمین‌لرزه سیلاخور (شماره ۳) و ۸ پیش‌لرزه و پس‌لرزه آن به بزرگای بیش از ۴ تعیین شده با IIEES.

شماره	تاریخ	زمان (UTC)	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	عمق (Km)	بزرگی (M_L)
۱	۲۰۰۶/۰۳/۳۰	۱۶:۱۷:۰۶	۳۳/۷۵	۴۸/۹۰	۱۴	۴/۶
۲	۲۰۰۶/۰۳/۳۰	۱۹:۳۶:۱۶	۳۳/۷۰	۴۸/۸۶	۱۴	۵/۱
۳	۲۰۰۶/۰۳/۳۱	۰۱:۱۷:۰۲	۳۳/۶۲	۴۸/۹۱	۱۴	۶/۱
۴	۲۰۰۶/۰۳/۳۱	۱۱:۵۴:۰۲	۳۳/۸۹	۴۸/۷۹	۱۴	۵/۳
۵	۲۰۰۶/۰۴/۰۱	۰۸:۳۱:۰۶	۳۳/۹۲	۴۸/۸۴	۱۵	۴/۱
۶	۲۰۰۶/۰۴/۰۲	۰۱:۵۹:۰۴	۳۳/۷۶	۴۸/۹۱	۱۵	۴
۷	۲۰۰۶/۰۴/۰۲	۱۹:۲۵:۵۹	۳۳/۷۸	۴۸/۸۸	۱۴	۴/۱
۸	۲۰۰۶/۰۴/۱۲	۱۱:۴۷:۴۰	۳۳/۸۰	۴۸/۹۰	۱۵	۴/۶
۹	۲۰۰۶/۰۴/۱۹	۲۳:۱۳:۴۰	۳۳/۷۶	۴۸/۹۱	۱۴	۴/۲

جدول ۶. نتایج حاصل از برگردان برای زمین‌لرزه سیلاخور (شماره ۳) و هشت پیش‌لرزه و پس‌لرزه آن.

شماره	عمق (Km)	امتداد ۱	شیب ۱	ریک ۱	امتداد ۲	شیب ۲	ریک ۲	تقلیل واریانس
۱	۲۳	۳۱۹	۷۴	۱۶۵	۵۳	۷۶	۱۷	۰/۷۴
۲	۱۰	۳۱۵	۶۸	۱۷۹	۴۵	۸۹	۲۲	۰/۷۱
۳	۲۱	۳۴۴	۸۱	۱۷۰	۷۵	۸۰	۹	۰/۷۲
۴	۲۳	۳۲۹	۸۸	۱۷۱	۵۹	۸۱	۲	۰/۶۹
۵	۱۵	۲۲۱	۲۵	-۹۷	۴۹	۶۵	-۸۷	۰/۵۰
۶	۱۴	۲۰۵	۸۷	۱۰	۱۱۵	۸۰	۱۷۷	۰/۸۱
۷	۱۵	۲۱۳	۸۲	۸	۱۲۲	۸۲	۱۷۲	۰/۷۶
۸	۱۸	۲۳۸	۵۴	۱۲۶	۷	۴۹	۵۱	۰/۵۷
۹	۲۰	۱۵۴	۸۷	-۱۶۴	۶۳	۷۴	-۳	۰/۶۷

جدول ۷ آمده است.

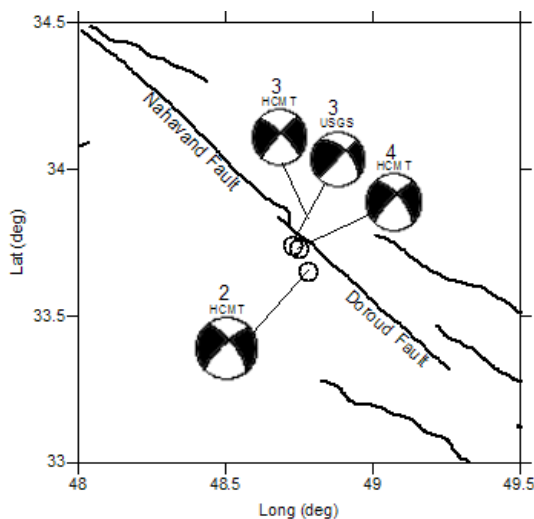
لازم به اشاره است که در سازوکارهای کانونی به‌دست آمده در روش‌های دورلرزه‌ای، نظیر HCMT عمدتاً از امواج حجمی بلند دوره و امواج سطحی استفاده می‌شود. برای زلزله‌های کم‌عمق، تابع گرین متناظر با مؤلفه‌های $M(2,3)$ و $M(3,2)$ تانسور گشتاور حذف

زمین‌لرزه ۱۱ فروردین ۱۳۸۵ درب آستانه سیلاخور و یک پیش‌لرزه و یک پس‌لرزه آن با داده‌های دورلرزه‌ای (USGS و HCMT) مورد بررسی قرار گرفته است. همه این بررسی‌ها یک گسلس امتدادلغز راستگرد را نشان می‌دهند (شکل ۱۰). پارامترهای سازوکارهای کانونی USGS و HCMT برای این زمین‌لرزه‌ها در

می‌دهد که امتداد و شیب آنها با زمین‌لرزه اصلی همخوانی دارد. تنوع سازوکارهای کانونی ۶ پس‌لرزه اولاً نشان‌دهنده تغییرات موضعی در نوع گسلش در مرحله پس‌لرزه‌ای است و ثانیاً موقعیت مکانی پس‌لرزه دارای سازوکار غالب نرمال (شماره ۵ در شکل ۹ و جدول ۶) می‌تواند حاکی از فعال شدن گسل قلعه حاتم با سازوکار نرمال (چالنگو و برو، ۱۹۷۴) باشد که گسل دورود را به گسل نهاوند پیوند می‌دهد.

می‌شود. در نتیجه این روش‌ها دقت کافی برای تعیین این دو مؤلفه را ندارند (ژیونسکی و همکاران، ۱۹۸۱)، در حالی که در این پژوهش به علت استفاده از شکل موج امواج لرزه‌ای در فواصل منطقه‌ای و در نتیجه بسامدهای بیشتر، چنین محدودیتی اعمال نمی‌شود پس می‌توان مؤلفه‌های متفاوت تانسور ممان را تعیین کرد.

سازوکارهای کانونی تعیین شده برای دو پیش‌لرزه (شماره‌های ۱ و ۲ در شکل ۹ و جدول ۶) امتداد گسلش را 319° و 315° با شیب‌های 74° و 68° نشان



شکل ۱۰. شکل سازوکارهای کانونی HCMT برای یک پیش‌لرزه (۲)، زلزله اصلی (۳) و یک پس‌لرزه (۴) و سازوکار کانونی تعیین شده توسط USGS برای زلزله اصلی (۳). مکان سه زلزله طبق محاسبات هاروارد نشان داده شده است.

جدول ۷. پارامترهای چشمه از منابع HCMT و USGS-NEIC برای زمین‌لرزه‌های ۲، ۳ و ۴.

شماره	عمق (Km)	بزرگی (Mw)	امتداد ۱	شیب ۱	ریک ۱	امتداد ۲	شیب ۲	ریک ۲	منبع
۲	۱۹/۵	۵/۱	۳۲۱	۷۰	-۱۶۷	۲۲۶	۷۷	-۲۰	HCMT
۳	۱۷	۶/۱	۳۱۳	۷۸	-۱۷۴	۲۲۲	۸۴	-۱۲	HCMT
۳	۲۷	۵/۹	۳۱۴	۵۴	۱۸۰	۴۴	۹۰	۳۶	USGS-NEIC
۴	۲۵/۷	۵/۱	۳۱۹	۶۷	-۱۶۸	۲۲۴	۷۹	-۲۴	HCMT

۵ نتیجه گیری

مهندسی زلزله به خاطر در اختیار قراردادن این داده‌ها تشکر می‌شود.

منابع

سروقدمقدم، ع.، حسامی آذر، خ.، مهدوی فر، م.، جوان دولوئی، غ.، و حمزه‌لو، ح.، ۱۳۸۵، گزارش شناسایی زلزله ۸۵/۱/۱۱ درب آستانه سیلاخور، گروه شناسایی زلزله، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.

- Aki, K., and Richards, P. G., 1980, Quantitative Seismology: Theory and Methods, Vol I, W. H. Freeman and Co., San Francisco, CA.
- Berbarin, M., 1995, Master "blind" thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics, *Tectonophysics*, **241**, 193-224.
- Bouchon, M., 1981, A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media, *B. Seismol. Soc. Am.*, **71**, 959-971.
- Dziewonski, A. M., Chou, T. A., and Woodhouse, J. H., 1981, Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, *J. Geophys. Res.*, **86**, 2825-52.
- Global CMT Catalog Search: <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>.
- Kanamori, H., and Given, J. W., 1981, Use of long period surface waves for rapid determination of earthquake source parameters. *Phys. Earth Planet. In.* **27**, 8-31.
- Kikuchi, M., and Kanamori, H., 1991, Inversion of complex body waves. III, *B. Seismol. Soc. Am.*, **81**, 2335-2350.
- Mendiguren, J. A., 1977, Inversion of surface wave data in source mechanism studies. *J. Geophys. Res.*, **82**, 889-94.
- Romanowicz, B. A., 1982, Moment tensor inversion of long-period Rayleigh waves: a new approach, *J. Geophys. Res.*, **87(7)**, 5395-5407.
- Scholz, C., 1982, Scaling laws for large earthquakes: consequences for physical models, *B. Seismol. Soc. Am.*, **72**, 1-14.
- Strelitz, R. A., 1978, Moment tensor inversions and source models. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, **52**, 359-64.

سازوکار زلزله درب آستانه سیلاخور و هشت پیش‌لرزه و پس‌لرزه‌ی آن که بزرگی بیشتر از ۴ دارند، با استفاده از برگردان در حوزه زمان برای داده‌های منطقه‌ای و شکل موج کامل به دست آمد. تحلیل عدم قطعیت نشانگر پایدار بودن جواب‌ها است. سازوکار به دست آمده برای زلزله اصلی امتداد لغز راستگرد است و بیشتر پیش‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌ها نیز از همین الگو پیروی می‌کنند. اختلاف سازوکارهای کانونی شش پس‌لرزه مؤید توزیع متفاوت تنش است. از طرف دیگر موقعیت مکانی پس‌لرزه دارای سازوکار غالب نرمال می‌تواند نشانگر فعال شدن گسل قلعه حاتم که گسل دورود را به گسل نهاوند پیوند می‌دهد، باشد. تحلیل بسامدی زلزله اصلی نشان می‌دهد که بسامد ۰/۰۸ هرتز برآورد خوبی برای بسامد گوشه یا تابع زمانی منبع آن است. و به این ترتیب طول تقریبی گسیختگی برابر ۴۴ کیلومتر به دست آمد. گسترش زمانی و مکانی پس‌لرزه‌ها و همخوانی آن با طول گسیختگی، نشان می‌دهد که احتمالاً طول گسیختگی گسل دورود به سوی شمال غرب افزایش یافته است. جستجوی شبکه‌ای روی مکان مرکز گرانی، نشانگر تفاوتی برابر ۷ کیلومتر به سمت شمال، نسبت به خط قائم گذرنده از رومرکز است. به رغم نبود پوشش ایستگاهی در جنوب و جنوب غربی رومرکز برای زلزله اصلی، جواب قابل قبولی در این بررسی برای سازوکار کانونی آن به دست آمده است.

تشکر و قدردانی

بدینوسیله از راهنمایی‌ها و کمک‌های ارزشمند دکتر ظاهر حسین شمالی برای ارتقای سطح این مقاله سپاسگزاری می‌شود.

به انجام رسیدن این پژوهش بدون وجود داده‌ها امکان‌پذیر نبود. از پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و

- Zahradnik, J., Serpetsidaki, A., Sokos, E., and Tselentis, G. A., 2005, Iterative Deconvolution of Regional Waveforms and a Double-Event Interpretation of the 2003 Lefkada Earthquake, Greece. *B. Seismol. Soc. Am.*, **95**, 159-172.
- Zahradnik, J., Jansky, J., and Papatsimpa, N., 2001, Focal mechanisms of weak earthquakes from amplitude spectra and polarities, *Pure Appl. Geophys.*, **158**, 647-665.
- Stump, B. W., and Johnson, L. R., 1977, The determination of source properties by the linear inversion of seismograms. *B. Seismol. Soc. Am.*, **67**, 1489-502.
- Tchalenko, G. S., and Braud, J., 1974, Seismicity and structure of Zagros (Iran): The Main Recent Fault between 33o and 35oN. *Philos. T. Roy. Soc. London*, **A227**, 1-25.
- USGS Moment Tensor and Broadband Source Parameter search: <http://neic.usgs.gov/neis/sopar/>.