

بررسی لرزه‌زمین‌ساخت خاور حوضه کاسپین جنوبی به کمک سازوکار زمین‌لرزه‌ها و بررسی‌های زمین‌ریخت‌شناختی

مجید نعمتی^{۱*}، جیمز هالینگورث^۲ و محمدرضا قاسمی^۳

^۱ استادیار، بخش زمین‌شناسی، دانشکده علوم و مرکز پژوهشی زلزله، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

^۲ استادیار، بخش GPS، مؤسسه صنعتی کالیفرنیا، پاسادنا، امریکا

^۳ دانشیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۱۰/۲۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۱۱/۲۳

چکیده

این پژوهش درباره لرزه‌زمین‌ساخت بخش شمالی البرز خاوری و جنوب خاوری دریای کاسپین است. این گستره پاره خاوری گسل کاسپین و دشت جنبای شمال آن را در بر می‌گیرد. برای بررسی لرزه‌زمین‌ساخت گستره یادشده، داده‌های لرزهای خردلرزه‌ها و به‌ویژه زمین‌لرزه‌های با بزرگای (M_L) بیشتر از ۴/۵ از شبکه محلی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (سال‌های ۲۰۰۹ و ۲۰۱۰)، ۴ سال داده‌های لرزهای از شبکه‌های لرزه‌نگاری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله و همچنین بررسی‌های زمین‌ریخت‌شناسی در دشت شمال البرز خاوری (دشت شمال گرگان) به کار گرفته شده است. دینامیک زمین‌لرزه سال ۱۹۸۵ گرگان با بزرگای $M_s=6.0$ نیز در این پژوهش بررسی شده است. سازوکار راندگی ۳ زمین‌لرزه ژرف ۱۹۹۹، ۲۰۰۴، ۲۰۰۵ در گستره بررسی شده نشان‌دهنده رژیم فشاری در راستای شمالی-جنوبی در ژرفاست، اگر چه سامانه شیب‌لغز سازوکار زمین‌لرزه‌ها ($M_L > 4.5$) کم‌ژرفا در این گستره عادی بوده و نشان‌دهنده رژیم کششی در ژرفای کم در جنوب خاور دریای کاسپین است. بررسی‌های زمین‌ریخت‌شناسی نیز با این سامانه گسلش عادی همخوانی دارد. بررسی دینامیکی زمین‌لرزه ۱۹۸۵ گرگان و سازوکار آن نشان دهنده وابسته بودن این زمین‌لرزه با سازوکار راندگی به گسل کاسپین است. همه این گواهی‌ها به گمان‌نشان از راندگی پوسته جنوب خاوری دریای کاسپین به زیر البرز خاوری دارند.

کلیدواژه‌ها: دریای کاسپین، زمین‌لرزه، راندگی، ناپیوستگی موهو، شبکه محلی، لرزه‌زمین‌ساخت.

*نویسنده مسئول: مجید نعمتی

E-mail: majid_1974@uk.ac.ir

۱- پیش‌گفتار

دارای راستای عمومی شمال باختری- جنوب خاوری است و درازای نزدیک به ۶۰۰ کیلومتر دارد. این ایالت از شمال به دشت ترکمنستان، از جنوب به ایران مرکزی، از شمال باختر به دریای کاسپین و گستره فرورانشی آپشرون- بالکان، از خاور به فلات افغانستان و از جنوب باختری و باختر نیز به البرز کران دارد. رویداد زمین‌لرزه‌های بزرگ (Ambraseys & Melville, 1982; Berberian & Yeats, 1999; Hollingsworth et al., 2008 & 2010) در این ایالت گواه جنبای بودن این گستره هستند (جدول ۱). مهم‌ترین سامانه‌های گسلی این ایالت سامانه‌های گسلی اشک‌آباد و کرناوه هستند. سامانه گسلی اشک‌آباد راستالغز راست‌بُرد است و از شمال باختری به گستره فرورانشی آپشرون می‌پیوندد. سازوکار این سامانه راستالغز راست‌بُرد در گستره شمال باختری خود در دریای کاسپین، تبدیل به سازوکار راندگی می‌شود. گسل‌های اینچ‌برون و مراوه‌تپه از گسل‌های سامانه گسلی کرناوه و پایانه باختری این ایالت هستند. رخنمون این دو گسل در جنوب خاور دریای کاسپین (باختر طول جغرافیایی ۵۵/۵ درجه) در روی زمین دیده نمی‌شوند (شکل ۲).

برخی از پژوهشگران (Shabnian et al., 2009) دگرریختی شمال خاوری ایران (کپه‌داغ و بینالود) را پیامد گسلش میان بلوک‌های یکپارچه (Rigid Block Faulting) دانسته‌اند، نه دگرریختی پیوسته برپایه الگوهای جنبش‌شناختی، آن گونه که در سه دهه گذشته پنداشته می‌شد. آنها همچنین بر این باورند که سازوکار زمین‌ساختی شمال خاور ایران یک سامانه راستالغز ساده (سامانه گسلی قوچان) است. آنها کوتاه‌شدگی انباشتی (Cumulative Shortening) این سامانه گسلی را ۴۰-۳۵ کیلومتر برآورد کرده‌اند. این کوتاه‌شدگی در پی یک آهنگ جابه‌جایی 9 ± 2 میلی‌متری در سال در کپه‌داغ میانی پدید آمده است.

البرز خاوری یکی از گستره‌های جنباست که نقش مهمی را در برهم‌کنش لرزه‌زمین‌ساختی با همسایگان خود، مانند پوسته کهن دریای کاسپین، بازی

این پژوهش در گستره‌ای از البرز خاوری و شمال آن که از جنوب به گسل کاسپین (ریشه واژه کاسپین پارسی و نام باستانی دریای خزر است. این نام ریشه در نام نژاد کاسپ دارد که در ایران و در جنوب دریای کاسپین می‌زیستند)، از خاور به کپه‌داغ و از شمال به دشت ترکمنستان کران دارد، انجام شده است (شکل ۱). اگر چه این گستره بسیار جنبای و لرزه‌خیز است، در این گستره هیچ رخنمون گسلی دیده نمی‌شود. گزارش‌های تاریخی و زمین‌لرزه‌های روی داده در سده پیش گواه این گفته هستند (Ambraseys & Melville, 1982; Tchalenko, 1975; Berberian & Yeats, 1999). شهر پرجمعیت گرگان و نیروگاه برق حرارتی نکا نیز در جنوب و جنوب باختری این گستره جای دارند. زمین‌لرزه ۱۹۸۵ گرگان دو با سازوکار چیره راندگی که به گمان وابسته به گسل کاسپین بوده و به شماره، در پاره خاوری و میانی آن جای دارند، بزرگ‌ترین زمین‌لرزه‌های دستگاهی این گسل هستند. روکانون ۳ زمین‌لرزه تاریخی سال‌های ۸۷۴، ۱۴۳۶ و ۱۴۹۸ میلادی نیز در نزدیکی پاره خاوری گسل کاسپین هر سه نزدیک به هم و روکانون زمین‌لرزه سال ۱۴۷۰ در میان دشت جنوب خاوری دریای کاسپین برآورد شده‌اند (Ambraseys & Melville, 1982) (شکل ۲). پیش‌تر، لرزه‌زمین‌ساخت این گستره تنها بر پایه رژیم فشاری در ژرفا شناخته می‌شد (Mangino & Priestley, 1998; Priestley et al., 1994; Hollingsworth et al., 2008). در این پژوهش لرزه‌زمین‌ساخت این گستره بر پایه سازوکار زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر از ۴/۵ (M_L) در گستره و سازوکار گسل کاسپین و سامانه گسلی کرناوه با دیدگاهی نو بررسی می‌شود.

۲- لرزه‌زمین‌ساخت گستره بر پایه انگاره‌های پیشین

گستره در دست بررسی میان دو ایالت لرزه‌زمین‌ساختی البرز و کپه‌داغ جای دارد و ویژگی‌هایی از هر دو پهنه را در خود دارد. ایالت لرزه‌زمین‌ساختی کپه‌داغ

زمین‌لرزه را در $54/81$ درجه طول خاوری و $36/75$ درجه عرض شمالی و به بزرگای $M_s = 6.0$ و ژرفای 13 کیلومتر گزارش کرده است. همچنین دانشگاه هاروارد گشتاور لرزه‌ای (M_0) این زمین‌لرزه را 1.61×10^{25} دین- سانتی‌متر برآورد کرده است (شکل ۳). این زمین‌لرزه به شهرهای گرگان و ساری آسیب‌هایی وارد آورد، در شاهرود زمین‌لغزش ایجاد نمود و در تهران نیز احساس شد. این زمین‌لرزه پس‌لرزه‌های زیادی به دنبال داشته و ۵ پس‌لرزه بزرگ آن در شکل ۴ با نشانگرهای آبی نشان داده شده است (ISC Catalog, 2011).

این زمین‌لرزه در سال 1994 مدل‌سازی شده است (Priestley et al., 1994). برونداد این مدل‌سازی (شماره ۱ در شکل ۴) با سازوکار دانشگاه هاروارد (جدول ۲) تفاوت زیادی ندارد. پراکنندگی بزرگ‌ترین پس‌لرزه‌های آن (نشانگرهای آبی شکل ۴ با نگرشی به خطای 10 کیلومتری آنها) نشان می‌دهند که شکستگی اصلی (L) نزدیک به 30 تا 40 کیلومتر است، راستایی خاوری-باختری داشته و با راستای گسل کاسپین نسبتاً همخوانی دارد. با به‌کارگیری پیوند $M_0 = \mu DS$ (Lee et al., 2002; Stein & Wysession, 2003) که در آن μ برابر 5×10^{11} dyne cm^{-2} (میانگین ضریب برشی در زمین‌لرزه‌های پوسته و گوشته بالایی (Stein & Wysession, 2003)) و S سطح گسلش است، با برابر نهادن پهنه گسلی S با $L \times W$ (که در آن درازای شکستگی L دست کم 30 کیلومتر و ستبرای لایه لرزه‌زا W در گستره بر پایه بیشترین پراکنندگی ژرفی خردلرزه‌های شبکه محلی (Nemati et al., 2013) نیز دست کم 20 کیلومتر به‌دست آمده است)، جابه‌جایی D بیشتر از $5/3$ سانتی‌متر نخواهد بود. با به‌کارگیری رابطه $\Delta\sigma = (8/3\pi) M_0/W^2L$ (Stein & Wysession, 2003) برای گسل‌های شیب‌لغز، بیشینه تنش آزادشده $\Delta\sigma$ $11/3$ bar به‌دست آمد. با توجه به نمودار شکل ۳ افت تنش در گستره‌های فرورانشی کمتر از گستره‌های درون‌قاره‌ای است (Kanamori & Anderson, 1975). این اندازه افت تنش و دیگر متغیرهای برآوردشده برای این گستره دور از واقعیت نیستند، چون نشان می‌دهند که رفتار لرزه‌ای گستره جنوب خاوری دریای کاسپین و گسل کاسپین که راندگی است، بیشتر به مرز پهنه‌های قاره‌ای نزدیک است تا یک پوسته درون‌قاره‌ای (شکل ۳).

۴- لرزه‌زمین‌ساخت گستره با نگرشی بر زمین‌لرزه‌های بررسی‌شده

شکل ۴ نقشه لرزه‌زمین‌ساختی گستره بررسی‌شده را نشان می‌دهد. در این شکل بردارهای سرخ کوچک راستای تنش فشاری (راستای بیشینه کوتاه‌شدگی در زمین‌لرزه‌های شیب‌لغز) بر پایه سازوکار زمین‌لرزه‌ها هستند. صلیب آبی‌رنگ راستای کرنش ژئودتیک پوسته (پیماد پردازش آهنگ جابه‌جایی ایستگاه‌های GPS) (جمور و همکاران، ۱۳۸۶) و صلیب سرخ راستای کرنش‌های لرزه‌ای (Masson et al., 2005) هستند. پایانه باختری سامانه گسلی کرناوه که همان گسل‌های اینچه‌برون و مراوه‌تپه است، به گونه‌ای پنهان به‌سوی باختر کشیده شده و خاصیت گسل‌های اینچه‌برون و مراوه‌تپه راستالغز چپ‌بُز با مؤلفه عادی و شیب‌رو به جنوب است (Nemati et al., 2013). این شکل لرزه‌زمین‌ساخت گستره را برپایه سازوکار زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر از $4/5$ (جدول ۲ و پیوست ۱) که بیان‌کننده سازوکار گسل‌های کاسپین و سامانه گسلی کرناوه هستند، بیان می‌کند. چون این زمین‌لرزه‌ها خردلرزه نیستند، رویداد آنها وابسته به آزاد شدن تنش در پیرامون صفحه گسلی نیست و بی‌گمان هنگام روی دادن آنها یک لغزش بزرگ روی یک صفحه گسلی روی داده است. بنابراین هنگام روی دادن این زمین‌لرزه‌ها، گسل‌هایی پنهان (پایانه پنهان گسل‌های اینچه‌برون و مراوه‌تپه) با سازوکار یادشده در گستره جنوب خاوری دریای کاسپین جابه‌جایی داشته‌اند. اگر چه پوشش ۶ (Nemati et al., 2013) تا ۷

می‌کند. جنبش‌های راستالغز چپ‌بُز البرز خاوری (Hollingsworth et al., 2008; Nemati et al., 2011) با گریز رو به باختر پوسته کهن حوضه کاسپین جنوبی (Ritz et al., 2006) و با گردش ساعت‌گرد آن (Hollingsworth et al., 2008) همخوانی دارد. جابه‌جایی رو به باختر پوسته کاسپین روی زمین‌ساخت پاره باختری البرز خاوری نیز تأثیر دارد. کوتاه‌شدگی انباشتی البرز در پاره میانی 30 کیلومتر (Allen et al., 2003) بوده که با بررسی برش‌های زمین‌شناسی به‌دست آمده است. با کاستن آهنگ جابه‌جایی پوسته در دو ایستگاه جنوبی و شمالی این گستره یک آهنگ جابه‌جایی 5 ± 2 میلی‌متری در سال (Masson et al., 2005) به‌دست می‌آید. این اندازه از جابه‌جایی انباشتی کپه‌داغ کمتر است. آهنگ کوتاه‌شدگی البرز خاوری نیز با این روش نزدیک به 3 میلی‌متر در سال به‌دست آمده است (نعمتی، ۱۳۹۰). راستای این کوتاه‌شدگی نزدیک به شمالی-جنوبی است. با نگاهی به سازوکار راستالغز راست‌بُز سامانه گسلی اشک‌آباد و سازوکار راستالغز چپ‌بُز سامانه‌های گسلی البرز خاوری مانند سامانه گسلی شاهرود می‌توان چنین پنداشت که گستره جنوب خاوری دریای کاسپین به سوی باختر گریز می‌کند (شکل ۱).

۲-۱. گسل‌های جنبا

– **گسل کاسپین:** این گسل با درازایی نزدیک به 600 کیلومتر در مرز شمالی پهنه البرز گسترده شده است (شکل‌های ۱ و ۲). این گسل یک گسل فشاری با شیب رو به جنوب است (Berberian, 1983; Ghassemi, 2005). گسل کاسپین افزاز (پرتگاه) بلندی را در در لبه جنوبی دریای کاسپین درست کرده است که در پوشش گیاهی زیاد آن گستره گم شده است. زمین‌لرزه‌هایی چون زمین‌لرزه سال 874 C.E. با بزرگای $M_s = 6.0$ (Berberian & Yeats, 1999)، زمین‌لرزه سال 1985 میلادی گرگان با بزرگای $M_s = 6.0$ (Harvard Un. Catalog, 2011) (شکل ۲ و جدول ۱) و زمین‌لرزه سال 2004 بلده با بزرگای $M_w = 6.2$ (Tatar et al., 2007) وابسته به این گسل هستند.

– **سامانه گسلی کرناوه:** این سامانه گسلی دربردارنده گسل‌های اینچه‌برون و مراوه‌تپه است، باختر کپه‌داغ و خاور گستره در دست بررسی را به‌گونه‌ای هم‌راستا با هم تا طول جغرافیایی $55/5$ درجه بریده است. اگر چه این گسل‌ها بر پایه بررسی‌های پیشین (Tchalenko, 1975; Alavi, 1996; Jackson et al., 2002; Shabanian et al., 2009) راندگی هستند، در برخی پژوهش‌ها (Ritz et al., 2006; Hollingsworth, 2007; Hollingsworth et al., 2008) سازوکار زمین‌شناسی و سطحی این گسل‌ها راستالغز چپ‌بُز با شیب‌رو به جنوب معرفی شده است.

شکل ۲ روکانون و سازوکار زمین‌لرزه‌های مهم دستگامی را در گستره در دست بررسی نشان می‌دهد. در این گستره به‌جز سازوکار راندگی (Harvard Un. Catalog, 2011) ۶ زمین‌لرزه که ۳ تا آنها در دشت گرگان در سال‌های 1999 تا 2005 روی داده و به‌هیچ گسلی وابسته دانسته نشده‌اند و ۳ زمین‌لرزه دیگر که در سال‌های 1985 تا 2000 در نزدیکی گسل کاسپین روی داده‌اند، زمین‌لرزه دیگری با سازوکار پردازش‌شده در این گستره وجود ندارد. بزرگی همه این زمین‌لرزه‌های یادشده بیشتر از $4/5$ است. از دیدگاه برخی پژوهشگران (Mangino & Priestley, 1998) زمین‌لرزه‌های دشت گرگان با سازوکار راندگی شاید به شاخه‌های گسلی تازه پدید آمده هنگام راندگی پوسته کاسپین جنوبی به زیر البرز خاوری وابسته باشند.

۳- دینامیک زمین‌لرزه 1985 گرگان

زمین‌لرزه 29 اکتبر 1985 گرگان با بزرگای $M_s = 6.0$ بزرگ‌ترین زمین‌لرزه برداشت‌شده با دستگاه‌های شبکه‌های لرزه‌نگاری جهانی در این گستره است. زمین‌لرزه گرگان در ساعت ۱۳ و ۱۳ دقیقه و ۴۰ ثانیه به وقت گرینویچ در جنوب گسل کاسپین روی داد. مرکز بین‌المللی زمین‌لرزه‌شناسی (ISC) روکانون این

از زمین‌لرزه‌هایی با فاصله روکانونی کمتر از ۴۰۰ کیلومتر، خطای تراز و شاقولی (Horizontal and Vertical Uncertainties) کمتر از ۵ کیلومتر و RMS کمتر از ۰/۵ ثانیه به کار گرفته شده‌اند. پرتوهای ۵۵۱ فاز مستقیم به ایستگاه رسیده و پرتوهای ۲۹۵ فاز به گونه شکست مرزی و با گذر از بالاترین لایه گوشته که در همسایگی پوسته جای دارد، به ایستگاه‌ها رسیده‌اند. با این روش، ژرفای موهو ۴۰ کیلومتر و سرعت پرتو P_n در گوشته بالایی ۸/۲ کیلومتر بر ثانیه برآورد شده است (شکل ۶). باید گفت که زمین‌لرزه‌های به کار برده شده در این روش و همچنین زمین‌لرزه‌های شماره ۷، ۸ و ۹ در شکل ۴ همگی با یک الگوی سرعتی یک‌بعدی (Nemati et al., 2013) که از برگردان زمان رسید خردلرزه‌های برداشت شده با شبکه لرزه‌نگاری محلی سازمان زمین‌شناسی (GSI, 2011) (که در سال‌های 2009 و 2010 در این گستره راه‌اندازی شده بود) به دست آمده است، دوباره کانون‌یابی شده‌اند.

درباره دقت روش شکست مرزی می‌توان گفت که این روش یک برآورد اولیه از ژرفای موهو در یک گستره فراهم می‌آورد که تصحیح نشدن ژرفای زمین‌لرزه‌ها در برآورد زمان گذر پرتوهای شکست مرزی آنها سبب جابه‌جایی (Shift) در ژرفای موهو می‌شود. اگر ژرفای زمین‌لرزه‌های به کار گرفته شده برای این نمودار کم باشد، می‌توان از خطای آن چشم‌پوشی کرد. با روش تابع انتقال گیرنده با یک ایستگاه (ایستگاه KAT در شمال خاوری گستره (Mangino & Priestley, 1998)) این ناپوستگی ۳۵ کیلومتر به دست آمده است. برآورد ۴۰ کیلومتری این پژوهش با نگاهی به ژرفای ژرف‌ترین خردزمین‌لرزه‌ها (Nemati et al., 2013) و خطای مکان‌یابی آنها دور از واقعیت نیست. با نگاهی به شکل ۷ می‌توان دریافت که ژرف‌تر بودن موهو در نزدیکی راندگی بزرگی مانند گسل کاسپین طبیعی است و فاصله ۵۰ کیلومتری ایستگاه KAT و گستره ما نیز این اختلاف در ژرفای موهو را توجیه می‌کند (شکل ۷). ژرفای موهو معمولاً با روش تابع انتقال گیرنده محاسبه می‌شود. روش شکست مرزی به عنوان نخستین برآورد برای گستره‌هایی مناسب است که این ژرفا با روش‌های دیگر برآورد نشده باشد.

۵- نتیجه‌گیری

زمین‌لرزه 29 اکتبر 1985 گرگان با بزرگای $M_s = 6.0$ بزرگ‌ترین زمین‌لرزه دستگامی در این گستره است. بررسی‌های دینامیکی این زمین‌لرزه به دست آمده در این بررسی با لرزه‌زمین‌ساخت گستره همخوانی خوبی دارند. این زمین‌لرزه در پی یک نبود لرزه‌ای در آن گستره روی داده است. جابه‌جایی به هنگام زمین‌لرزه نزدیک به ۵/۳ سانتی‌متر و افت تنش ۱۱/۳ bar بار برآورد شده است.

لرزه زمین‌ساخت گستره برپایه سازوکار زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر از ۴/۵ که بیان‌کننده سازوکار گسل‌های کاسپین و سامانه گسلی کرناوه هستند، بررسی شد. چون این زمین‌لرزه‌ها خردلرزه نیستند، رویداد آنها به هیچ روی به تعادل میدان تنش لرزه‌ای در پیرامون صفحه گسلی کمکی نکرده است، بلکه مانند زمین‌لرزه‌های بزرگ برهم‌زننده میدان تنش در گستره هستند، چون هنگام روی دادن آنها یک لغزش بزرگ روی صفحه گسلی آنها روی داده است. با نگاهی به راستای پهنه گسلی زمین‌لرزه‌های شماره ۷ و ۸ (ENE-WSW)، می‌توان گفت دست کم گسل‌های اینچه‌برون و مراوه‌تپه با سازوکار راستالغز چپ‌بر در ژرفا در گستره جنوب خاوری دریای کاسپین جنبش دارند و چشمه زمین‌لرزه‌ها در این گستره هستند. اگر چه پوشش رویی ۶ تا ۷ کیلومتری از رخنمون یافتن آنها جلوگیری کرده است.

سازوکار راندگی زمین‌لرزه‌های ژرف در گستره جنوب خاوری دریای کاسپین نشان‌دهنده رژیم فشاری در راستای شمالی-جنوبی در ژرفای ۳۰ کیلومتری است، به‌گونه‌ای که سامانه عادی سازوکار زمین‌لرزه‌های کم‌ژرفا نشان‌دهنده رژیم ۱۳۵

(Mangino & Priestley, 1998) کیلومتری نهشته‌های رویی تحکیم نیافته (بیشتر نزدیک به دریا)، شکل‌پذیر بوده و شکننده نیست، از رخنمون یافتن آنها در باختر جلوگیری کرده است.

در شکل ۴ در نزدیکی گستره بررسی‌شده راستاهای کرنش لرزه‌ای به‌دست آمده از سازوکار زمین‌لرزه‌های بزرگ با بزرگای بالاتر از ۵/۵ (پیکان‌های سرخ) (Mason et al., 2005) و راستای کرنش ژئودتیک پوسته که با پردازش تانسوری آهنگ جابه‌جایی‌ها در ایستگاه‌های GPS (پیکان‌های آبی) (جمور و همکاران، ۱۳۸۶) به‌دست آمده، به نمایش درآمده است. همخوانی نسبی صلب‌های آبی و سرخ با راستای فشار (پیکان‌های سرخ) و کشش (عمود بر پیکان‌های سرخ) که در شکل نشان داده نشده‌اند) زمین‌لرزه‌ها در شکل دیده می‌شود. راستاهای کرنش لرزه‌ای و راستای کرنش ژئودتیک در پوسته با راستای فشار و کشش زمین‌لرزه‌ها همخوانی نسبی دارند. ناهمخوانی کمی که میان آنها دیده می‌شود، می‌تواند پیامد ژرفی بودن راستای تنش‌ها و کرنش‌های لرزه‌ای، سطحی بودن راستای کرنش‌های ژئودتیک و اینکه رتولوژی پوسته البرز با پوسته خاور دریای کاسپین یکسان نیست باشد.

در این شکل در سازوکار زمین‌لرزه شماره ۳ (1999/11/26) کمی سامانه راستالغز چپ‌بر دیده می‌شود. این زمین‌لرزه و زمین‌لرزه 1985 گرگان هر دو دارای سازوکار چیره‌راندگی با سامانه راستالغز چپ‌بر روی گسل کاسپین هستند. ۲ زمین‌لرزه کم‌ژرفای ۷ (2009) و ۸ (2010) در میانه دشت که سامانه راستالغز چپ‌بر و عادی دارند و بیانگر رژیم کششی در ژرفای کم هستند، به گمان وابسته به پایانه پنهان سامانه گسلی کرناوه هستند. گواهِ این سازوکار عادی خمش رو به جنوب گرگان‌رود در پی پایین‌افتادگی در بلوک جنوبی آن رودخانه در ۵۴ تا ۵۵ درجه طول جغرافیایی است (شکل ۵). اگر چه زمین‌لرزه‌های ۲ (1999/11/19)، ۵ (2004) و ۶ (2005) با ژرفاهای زیادت نسبت به زمین‌لرزه‌های درون‌قاره‌ای، بیان‌کننده رژیم فشاری در ژرفا هستند. زمین‌لرزه شماره ۹ (2008/08/01) نیز سازوکار راستالغز چپ‌بر گسل اینچه‌برون را نشان می‌دهد. سازوکار این زمین‌لرزه شیب تند رو به جنوب این گسل را تأیید می‌کند. برش شکل ۵ رژیم کششی در ژرفای کم را نشان می‌دهد.

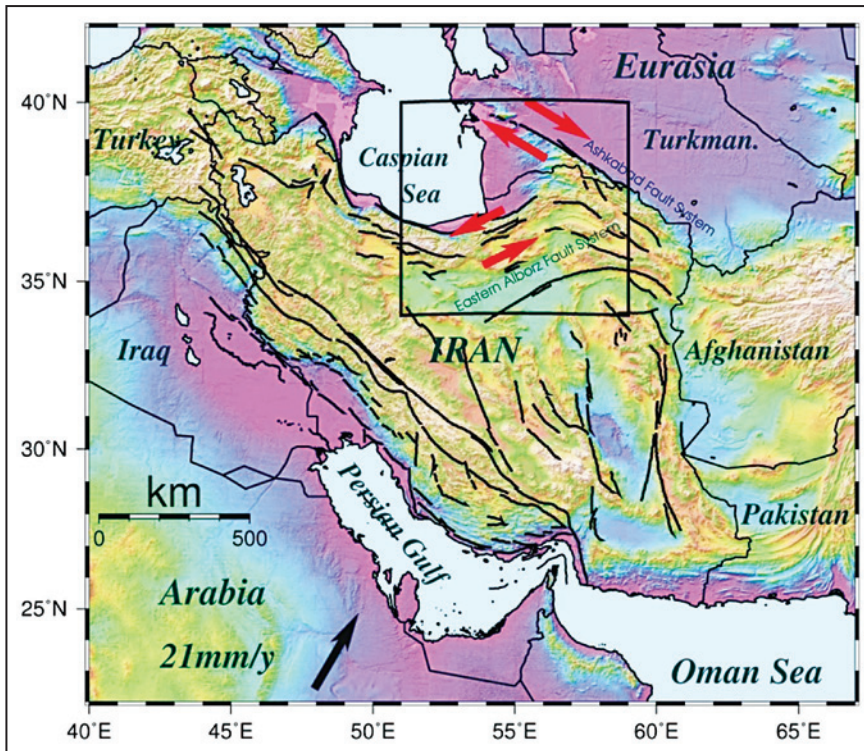
چون در زمان رویداد زمین‌لرزه‌های 1985، 1999، 2004 و 2005 شبکه‌های لرزه‌نگاری کشوری مانند شبکه‌های لرزه‌نگاری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (IGUT) و پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (IIIES) راه‌اندازی نشده یا با ایستگاه‌های کمتری داده برداشت می‌کرده‌اند، از طرفی چون هر ۳ زمین‌لرزه ۲، ۵ و ۶ در یک محدوده نزدیک به هم (۳۰ تا ۳۲ کیلومتری) کانون‌یابی ژرفی شده‌اند، تا زمانی که ژرفاهای گزارش شده دانشگاه هاروارد با روش لرزه‌ای دیگری تأیید نشده باشند، می‌توان در نبود برآوردهای دیگر با توجه به همخوانی شواهد زمین‌شناسی و لرزه‌زمین‌ساختی گستره از کانون‌یابی دانشگاه هاروارد استفاده کرد. چه بسا تفسیر لرزه‌ای در این گستره بر پایه کانون‌یابی دانشگاه هاروارد در پژوهش‌های معتبر نیز انجام شده است (Mangino & Priestley, 1998; Priestley et al., 1994; Hollingsworth et al., 2008). در پژوهش Nemati et al. (2013) زمین‌لرزه شماره ۵ (2004/10/07) با روش Cut and Past از Zhu & Helmberger (1996) مدل‌سازی شده است. ژرفای این زمین‌لرزه که دانشگاه هاروارد ۳۲ کیلومتر گزارش کرده است نیز همین اندازه به دست آمده است.

در این گستره ژرفای موهو از روی شکست نمودار زمان رسید خردلرزه‌ها (شکل ۶) برآورد شده است. در اینجا برای به‌دست آوردن ژرفای موهو و سرعت گوشته بالایی، زمان گذر پرتوهای شکست مرزی زمین‌لرزه‌های محلی که در فاصله روکانونی کمتر از ۴۰۰ کیلومتر (Lee et al., 2002) روی داده‌اند، به کار برده شده‌اند. در این برآورد پوسته زمین یک لایه با سبزی ۴۰ کیلومتر با سرعت یکساخت ۶ کیلومتر بر ثانیه برای پرتو P به‌دست آمده است. در نمودار ژرفای موهو، ۸۴۶ فاز

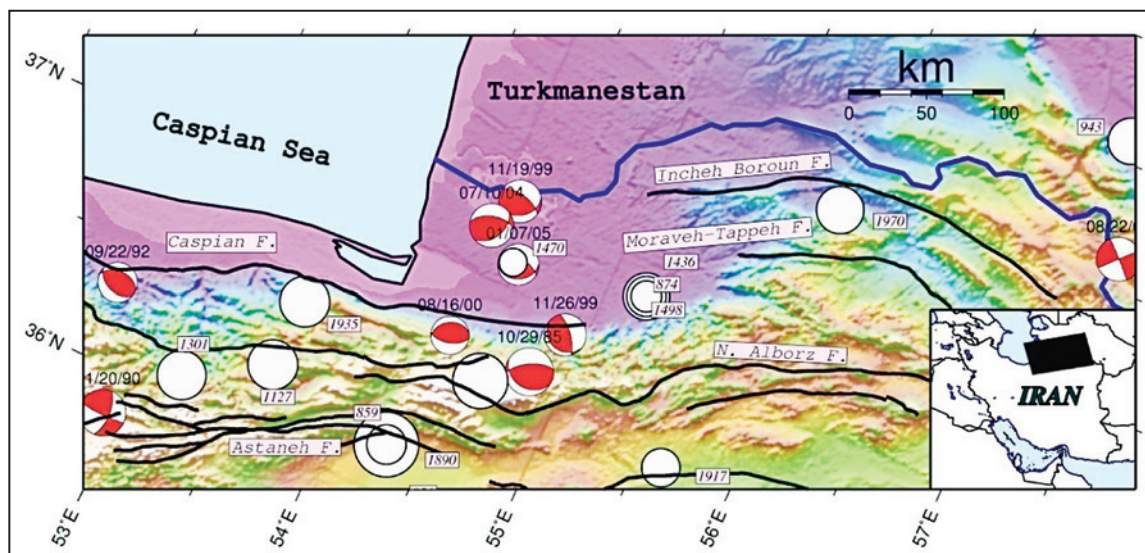
سپاسگزاری

از سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله برای در اختیار گرداندن داده‌های شبکه‌های لرزه نگاری سپاسگزاری می‌شود. از آقای دکتر محمد تاتار برای در اختیار گرداندن پیکره‌های هوایی و از کمک مردم محلی استان گلستان و همچنین کمک بخشداری‌های وابسته در کار میدانی سپاسگزاری می‌شود.

کشتی در ژرفای کم است. سرانجام می‌توان گفت که لرزه‌زمین‌ساخت گستره تنها بر پایه رژیم فشاری در ژرفای ۳۰ کیلومتری نبوده است و رژیم کشتی در ژرفای کمتر از ۳۰ کیلومتر را نیز باید به آن افزود. همه این گواهی‌ها همچنین سازوکار راندگی زمین‌لرزه ۱۹۸۵ گرگان، به گمان نشان از راندگی گستره جنوب خاوری دریای کاسپین به زیر البرز خاوری در یک زون راندگی (پاره خاوری گسل کاسپین) دارد.

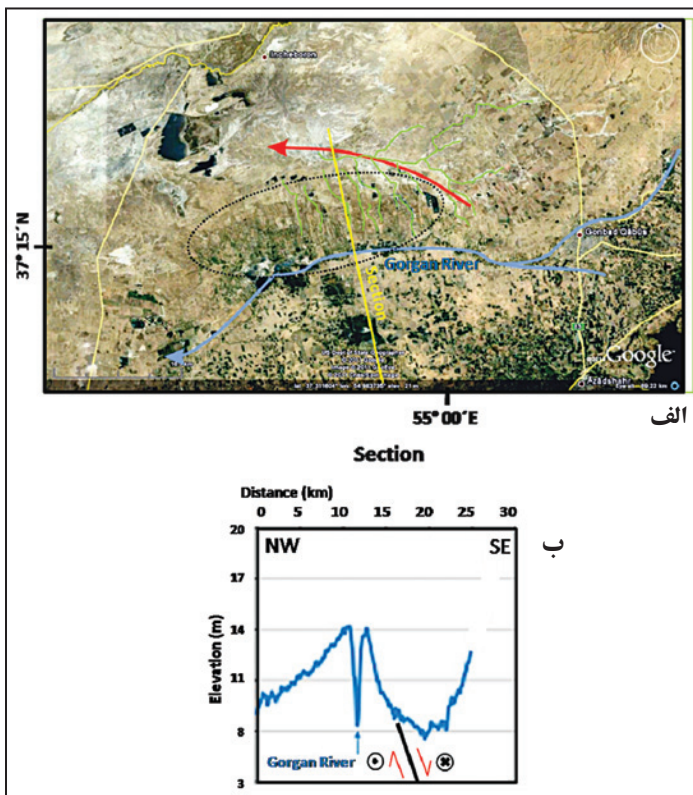
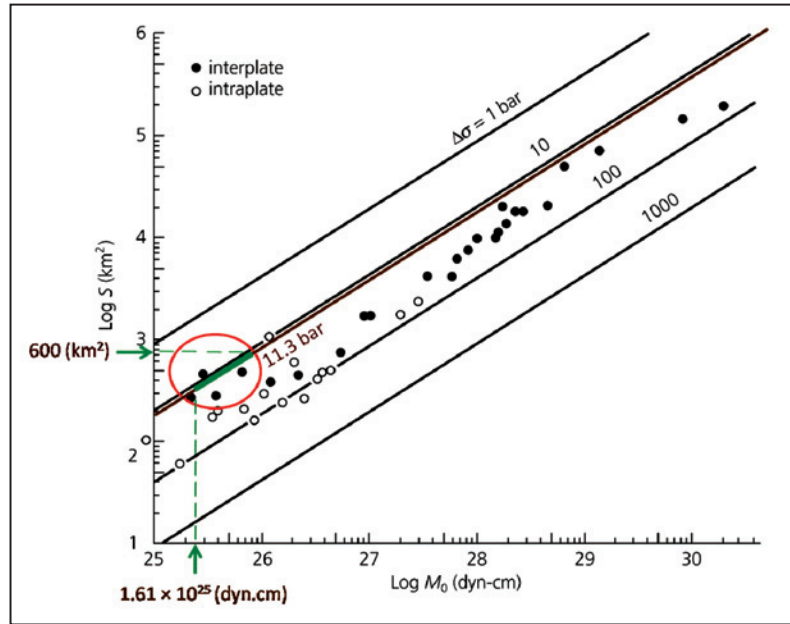


شکل ۱- گریز رو به سوی باختر حوضه کاسپین جنوبی (مرکز چهار گوش) در رژیم زمین‌ساختی ایران. در این پژوهش گسل‌ها از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ و ۱:۱۰۰۰۰۰ سازمان زمین‌شناسی (GSI, 2011) برگرفته شده‌اند. آهنگ همگرایی ۲۱ mm/year با GPS اندازه‌گیری شده است (Vernant et al., 2004). اگر چه آهنگ همگرایی پردازش شده به کمک روش‌های زمین‌شناختی مانند جدایش قاره‌ها ۳۱ mm/year (Vernant et al., 2004) و کرنش لرزه‌ای نزدیک به ۴۰ (mm/year) است (Jackson et al., 1995).

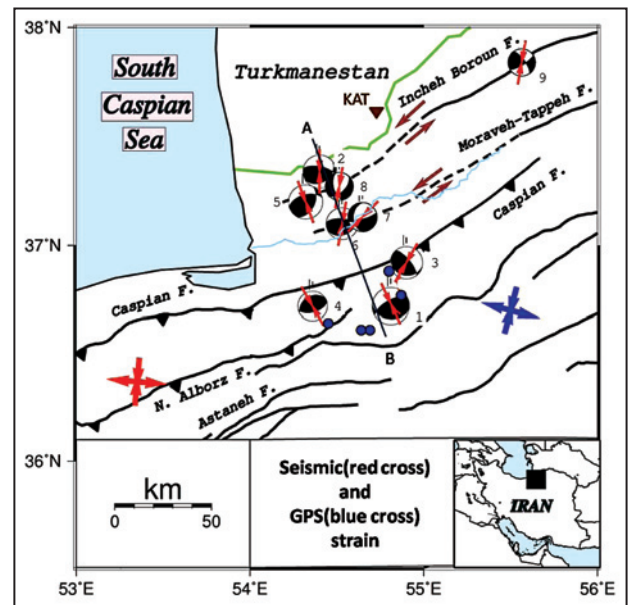


شکل ۲- زمین‌لرزه‌های تاریخی و سازوکارهای کاتالوگ هاروارد (Harvard Un. Catalog, 2011) و زمین‌لرزه‌های بزرگ در گستره در دست بررسی و پیرامون. زمین‌لرزه ۱۹۸۵ گرگان در طول جغرافیایی ۵۴/۸ درجه خاوری جای دارد.

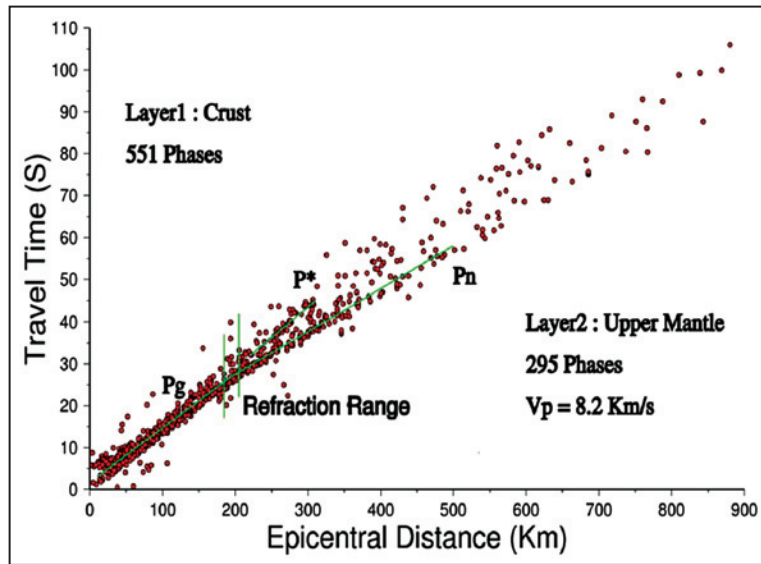
شکل ۳- وابستگی میان افت تنش ($\Delta\sigma$)، اندازه پهنه شکسته شده هنگام زمین‌لرزه (S) و گشتاور لرزه‌ای (M_0) زمین‌لرزه‌ها (Kanamori & Anderson, 1975). متغیرهای برآوردی ما (خط پهن سبز) نزدیک‌تر به زمین‌لرزه‌های روی داده در مرز پهنه‌های قاره‌ای (نشانه‌های سیاه در بیضی سرخ) جای دارد تا زمین‌لرزه‌های درون‌قاره‌ای (نشانه‌های توخالی).



شکل ۵- بالا آمدگی گستره کوچکی در نزدیکی ۵۵ درجه طول جغرافیایی (بیضی نقطه‌چین در شکل الف) خمیدگی و تغییر مسیر گرگان‌رود (آبی‌رنگ) را به سوی جنوب به دنبال داشته است، به گونه‌ای که آبراهه‌های با شیب رو به جنوب در گستره بالا آمده (سبز روشن) در پی فراخاست گستره به سوی شمال شیب یافته است (پیکان سرخ شیب را نشان می‌دهد) و خمیدگی بیشتر گرگان‌رود را نیز به دنبال خواهد داشت. گستره جنوبی رودخانه پایین افتاده است. در شکل ب یک برش از گستره آورده شده است. راستای برش با رنگ زرد روی پیکره هوایی (Google Map) نشان داده شده است. در این برش، دید رو به شمال خاوری بوده و ارتفاع با بزرگنمایی (Exaggeration) نشان داده شده است. گسل عادی نشان داده شده در برش می‌تواند پایانه باختری پنهان گسل مراوه‌تپه باشد.



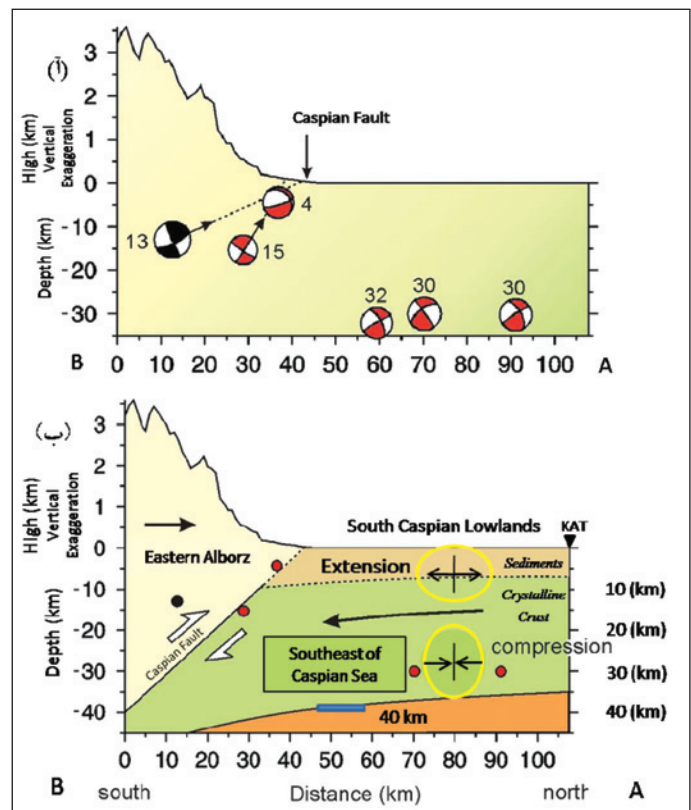
شکل ۴- روکانون و سازوکار زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر از ۴/۵ در گستره در دست بررسی. سازوکار زمین‌لرزه سال ۱۹۸۵ گرگان (شماره ۱) از مدل‌سازی پرتوهای پیکری برگرفته شده است (Priestley et al., 1994). سازوکار زمین‌لرزه‌های پیش از سال ۲۰۰۵ (شماره‌های ۲ تا ۶) از حل تانسوری گشتاور آنها (Harvard Un. Catalog, 2011) و سازوکارهای دیگر (شماره‌های ۷، ۸ و ۹) با روش نخستین جنبش پرتو P (Nemati et al., 2013) به‌دست آمده‌اند (پیوست ۱).



شکل ۶- نمودار روش شکست مرزی برای به‌دست آوردن ژرفای ناپیوستگی موهو در جنوب خاوری دریای کاسپین. شیب وابسته به پرتو P^* که پرتو گذرنده از لایه بازالتی است، کمتر از P_n به‌دست آمده است.

جدول ۱- زمین‌لرزه‌های تاریخی گستره در دست بررسی و پیرامون (Ambraseys & Melville, 1982)

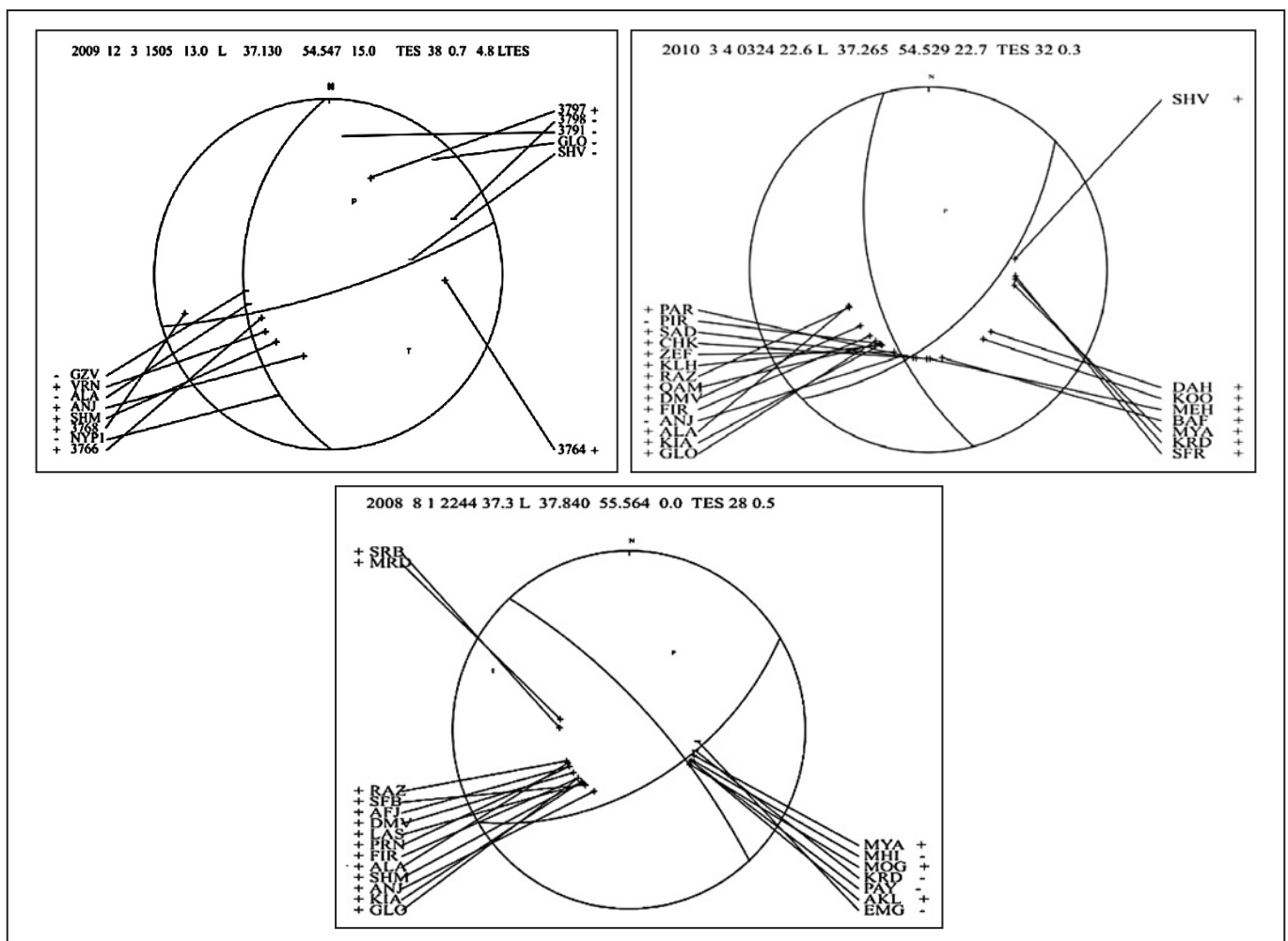
Date	Longitude (°E)	Latitude (°N)	Magnitude
856/12/22	54.3	36.2	7.9
859	54.3	36.2	-
874	55.2	37.2	6.0
943	57	37.6	-
1052	57.7	36.2	6.7
1127	53.6	36.3	6.5
1301	53.2	36.1	-
1436	55.2	37.2	-
1470	54.6	37.1	6.5
1498	55.2	37.2	-
1659	57	36.8	6.7
1804	57.2	36.3	6.7
1808	54.5	35.3	6.7
1810	57.2	38.59	7.1
1833	58.1	37.3	-
1851	58.4	36.8	-
1852	54.3	35.9	6.4
1890	54.6	36.6	7.2



شکل ۷- الف) کانون بزرگ‌ترین زمین‌لرزه‌های روی داده در گستره بررسی‌شده روی برشی ژرفی (برش AB در شکل ۴) از گستره. سازوکارهای سرخ از دانشگاه هاروارد (Harvard Un. Catalog, 2011) و سازوکار سیاه از الگوسازی پرتوهای پیکری (Priestley et al., 1994) به‌دست آمده است. سازوکار فشاری زمین‌لرزه (سال‌های 2000، 2004 و 2005) در ژرفای نزدیک به ۳۰ کیلومتری نشان داده شده است. ژرفای زمین‌لرزه‌ها کنار آنها نوشته شده است؛ ب) ستبرای نهشته‌های رویی ۶ کیلومتر و ژرفای موهو ۳۵ کیلومتر از تابع انتقال گیرنده ایستگاه KAT (Mangino & Priestley, 1998) برگرفته شده است. رژیم فشاری در ژرفا، رژیم کششی سطحی و دو پرآورد از ژرفای موهو در دو گستره نزدیک به هم به درک ما از لرزه‌زمین‌ساخت گستره کمک می‌کند. در هر دو شکل آ و ب توپوگرافی با با بزرگنمایی آورده شده است.

جدول ۲- ویژگی های زمین لرزه های بزرگ تر از ۴/۵ در گستره در دست بررسی.

No	Date	Magnitude	Long°(E)	Lat°(N)	Depth(km)	Fault Plane			Source	Reference
						Strike(°)	Dip(°)	Rake(°)		
1	1985/10/29	6.1(m _b)	54.81	36.72	14.6	97.00	31.00	122.00	Caspian Fault	CMT
2	1999/11/19	5.4(m _b)	54.40	37.34	29.0	57.00	34.00	51.00	Deep Crustal Bending	CMT
3	1999/11/26	5.3(m _b)	54.90	36.92	17.5	106.00	22.00	58.00	Caspian Fault	CMT
4	2000/8/16	4.9(m _b)	54.36	36.72	15.0	240.00	34.00	78.00	Caspian Fault	CMT
5	2004/10/7	5.6(m _b)	54.32	37.20	32.0	27.00	46.00	53.00	Deep Crustal Bending	CMT
6	2005/1/10	5.2(m _b)	54.53	37.10	32.0	62.00	30.00	60.00	Deep Crustal Bending	CMT
7	2009/12/3	4.8(M _L)	54.547	37.130	15.0	72.81	77.76	54.06	Karnaveh Fault System	(Nemati, et al., 2013)
8	2010/3/4	4.6(M _L)	54.514	37.272	23.1	45.09	54.60	45.28	Karnaveh Fault System	(Nemati, et al., 2013)
9	2008/8/1	4.5(M _L)	55.564	37.840	2.9	58.72	75.37	19.53	Karnaveh Fault System	(Nemati, et al., 2013)



پیوست ۱- ویژگی های دیداری سازو کار ۳ زمین لرزه (شماره های ۷، ۸ و ۹) از شکل ۴ که با کاربرد روش نخستین جنبش پرتو P بر روی داده های شبکه محلی سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، و داده های شبکه های لرزه نگاری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله به دست آمده اند.

کتابنگاری

جموری، ی.، موسوی، ز.، نانکلی، ح.، صدیقی، م. و توکلی، ف.، -۱۳۸۶ برآورد اولیه میدان سرعت و استرین ژئودتیک از شبکه دائمی ایران (IPGN) برای اهداف ژئودینامیک. اولین همایش پیش نشانگرهای زلزله، ۱۵ اسفند ۱۳۸۶، مرکز مطالعات پیش نشانگرهای زلزله مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

نعمتی، م.، -۱۳۹۰ خردلرزه خیزی البرز خاوری. مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، پایان نامه دکتری، ۱۰۷.

References

- Alavi, M., 1996- Tectono-stratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. *J. Geodyn.* 21: 1-33.
- Allen, M. B., Ghassemi, M. R., Shahrabi, M. & Qorashi, M., 2003- Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, Iran. *J. Struct. Geol.* 25: 659-672.
- Ambraseys, N. & Melville, C., 1982- A History of Persian Earthquakes, Cambridge University Press 219 pp.
- Berberian, M., 1983- The southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust, Canada. *J. Earth Sci.* 20: 163-183.
- Berberian, M. & Yeats, R. S., 1999- Patterns of Historical Earthquake Rupture in the Iranian Plateau. *Bull. Seism. Soc. Am.* 89:120-139.
- GSI (Geological Survey of Iran)- 2011, <http://www.gsi.ir>.
- Ghassemi, M. R., 2005- Drainage evolution in response to fold growth in the hanging-wall of the Khazar fault, north-eastern Alborz, Iran. *Basin Research* 17(3): 425-436.
- Harvard Un. Catalog, 2011- Department of Geological Sciences, Centroid Moment Tensor catalogue, available on line at: <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>.
- Hollingsworth, J., 2007- The active tectonics of NE Iran, Ph.D. thesis. University of Cambridge, Cambridge, UK 222 pp.
- Hollingsworth, J., Jackson, J., Walker, R. & Nazari, H., 2008- Extrusion tectonic and subduction in eastern South Caspian Region since 10 Ma. *Geology.* 36 (10): 763-766.
- Hollingsworth, J., Bahroudi, A., Fattahi, M., Walker, R., Bolourchi, M. J., Talebian, M., Jackson, J. & Copley, A., 2010- Oroclinal bending, distributed thrust and strike-slip faulting, and the accommodation of Arabia-Eurasia convergence in NE Iran since the Oligocene. *Geophys. J. Int.* 181(3): 1214-1246.
- IGUT (Institute of Geophysics University of Tehran), <http://irsc.ut.ac.ir>.
- IIIES (International Institute of Earthquake Engineering and Seismology of Iran), www.iiies.ac.ir.
- ISC Catalog (International Seismological Center Catalogue), 2011- <http://www.isc.ac.uk>.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M. & Berberian, M., 2002- Active tectonic of the South Caspian Basin. *Geophys. J. Int.* 148: 214-245.
- Jackson, J. A., Haines, A. J. & Holt, W. E., 1995- The accommodation of Arabia-Eurasia plate convergence in Iran. *J. Geophys. Res.* 100: 15205-15219.
- Kanamori, H. & Anderson, D. L., 1975- Theoretical Basis of some empirical relations in seismology. *Bull. Seism. Soc. Am.* 65: 1073-1095.
- Lee, W. H., Kanamori, H., Jennings, P. C. & Kisslinger, C., 2002- International Handbook of Earthquake & Engineering Seismology. IASPEI 1949 pp.
- Mangino, S. & Priestley, K., 1998- The crustal structure of the southern Caspian region. *Geophys. J. Int.* 133: 630-648.
- Masson, F., Chéry, J., Hatzfeld, D., Martinod, J., Vernant, P., Tavakoli, F. & Ghafory Ashtiani, M., 2005- Seismic versus aseismic deformation in Iran inferred from earthquakes and geodetic data. *Geophys. J. Int.* 160: 217-226.
- Nemati, M., Hatzfeld, D., Gheitanchi, M., Sadidkhouy, A. & Mirzaei, N., 2011- Microseismicity and seismotectonics of the Firouzkuh and Astaneh faults (east Alborz, Iran). *Tectonophysics* 506: 11-21.
- Nemati, M., Hollingsworth, J., Zhong, W., Bolourchi, M. J. & Talebian, M., 2013- Microseismicity and seismotectonics of the South Caspian Lowlands, northeast of Iran. *Geophys. J. Int.* 193, 1053-1070.
- Priestley, K., Baker, C. & Jackson, J., 1994- Implications of earthquake focal mechanism data for the active tectonics of the south Caspian basin and surrounding regions. *Geophys. J. Int.* 118: 111-141.
- Ritz, J. F., Nazari, H., Ghassemi, A., Salamati, R., Shafei, A., Solaymani, S., & Vernant, P., 2006- Active transtension inside central Alborz: A new insight into northern Iran-southern Caspian geodynamics. *Geology* 34: 477-480.
- Shabaniyan, E., Bellier, O., Abbassi, M. R., Siame, L., Arnaud, N. & Cocheme, J. J., 2009- New tectonic configuration in NE Iran: Active strike-slip faulting between the Kopeh Dagh and Binalud mountains. *Tectonics*, 28: TC5002.
- Stein, S. & Wysession, M., 2003- An Introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure. ISBN 0-86542-078-5.
- Tatar, M., Jackson, J., Hatzfeld, D. & Bergman, E., 2007- The 2004 May 28 Baladeh earthquake (Mw 6.2) in the Alborz, Iran: over thrusting the South Caspian Basin margin, partitioning of oblique convergence and the seismic hazard of Tehran. *Geophys. J. Int.* 170: 249-261.
- Tchalenko, J. S., 1975- Seismicity and structure of the Kopet Dagh (Iran, USSR), *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A.*, 278: 1-28.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. & Chéry, J., 2004- Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Geophys. J. Int.* 157 (1): 381-398.
- Zhu, L. & Helmberger, D., 1996- Advancement in Source Estimation Techniques Using Broad-band Regional seismograms, *Bul. Seism. Soc. Am.* 86: 1634-1641.

Investigation of Seismotectonics of Eastern South Caspian Basin Using Earthquakes Focal Mechanism and Geomorphological Investigations

M. Nemati ^{1*}, J. Hollingsworth ² & M. R. Ghassemi ³

¹ Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences and Earthquake Research Center, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran

² Assistant Professor, Division of GPS, California Institute of Technology, Pasadena, USA

³ Associate Professor, Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

Received: 2012 January 18

Accepted: 2013 February 11

Abstract

Our research focuses on the seismotectonics of the north of Eastern Alborz and southeast of the Caspian Sea. Eastern part of the Caspian fault, and seismological active plain situated in north of the area have been studied. The seismological data of microearthquakes ($M_L > 4.5$) recorded by the local network of the Geological Survey of Iran (installed during 2009 and 2010) and regional seismicity located by seismological networks of the Geophysics Institute of University of Tehran and International Institute of Earthquake Engineering and Seismology of Iran were used. Also geomorphological evidences in the area and dynamic parameters of the 1985 Gorgan earthquake, $M_S = 6.0$, are included for getting a better justification. Although deep thrust mechanisms of the 1999, 2004 and 2005 earthquakes indicate N-S compressional regime at depth and normal component of shallow earthquakes ($M_L > 4.5$) shows extensional regime at near surface in southeast of the Caspian Sea. The morphological evidences confirm this normal kinematics. In addition, the dynamical parameters of the 1985 Gorgan earthquake and its focal mechanism introduce the Caspian fault as the source of this thrust earthquake. All evidences confirm probable underthrusting of southeast of the Caspian Basin beneath the Eastern Alborz.

Keywords: Caspian Sea, Earthquake, Thrusting, Moho discontinuity, Local network, Seismotectonics.

For Persian Version see pages 133 to 140

*Corresponding author: M. Nemati; E-mail: majid_1974@uk.ac.ir