

لرزه زمین ساخت زمین لرزه $M_w=5/8$ سی ام تیرماه ۱۳۸۹ کودیان، جنوب خاوری زاگرس

مجید نعمتی^۱، بهنام اویسی^۲، محمد فروتن^۳ و محمد جواد بلورچی^۴

^۱ استادیار، بخش زمین شناسی دانشکده علوم و مرکز پژوهشی زلزله دانشکده فیزیک، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران؛ سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

^۲ استادیار، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، گروه لرزه زمین ساخت و زلزله شناسی، تهران، ایران

^۳ دانشجوی دکتری، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، گروه لرزه زمین ساخت و زلزله شناسی، تهران، ایران

^۴ کارشناس ارشد، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، گروه لرزه زمین ساخت و زلزله شناسی، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۸۹/۰۶/۳۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۹/۱۲/۱۱

چکیده

زمین لرزه ای در سی ام تیر ماه ۱۳۸۹ با بزرگای 5.8 (مرکز لرزه نگاری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران) جنوب زاگرس میانی را در گستره گسل پیشانی کوهستان (MFF) لرزاند. این زمین لرزه و پس لرزه های آن یک نفر کشته داشته و صدها کیلومتر مربع پیرامون رومرکز زمین لرزه در گستره یاد شده را لرزاند. این گستره در پیشینه خود چندین زمین لرزه بزرگ دارد که رویداد آنها را می توان به گسل پیشانی کوهستان وابسته دانست. با هم آمیخت و پردازش نگاره پرتوهای پیکری (برداشت شده با شبکه های لرزه نگاری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله و شبکه محلی سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور که در استان فارس راه اندازی شده بود)، ویژگی های چشمه ای این زمین لرزه بهینه شده است. ساز و کار زمین لرزه با به کارگیری قطبش های نخستین پرتو فشاری رسیده به ایستگاه ها، صفحه ای با شیب ۴۵ درجه رو به شمال، با راستای $N110^{\circ}E$ همخوان با گسل MFF به دست آمده که از پایداری کمی برخوردار بود و بزرگای آن در مقیاس ML، 5.4 و ژرفای ۱۰ کیلومتری برای آن پیشنهاد شده است. زمین لرزه کودیان مانند دیگر زمین لرزه های وابسته به گسل MFF در زاگرس وابسته به نمو تاقدیس ها در همسایگی آن بوده که همراه با فرایند گسلش در هسته و پیرامون آنهاست. گواه این نمو، فرایش و شیب دار شدن آبرفت های جوان پیرامون آنهاست. بر پایه نقشه هم شدت فراهم آمده از بررسی های میدانی، خم های هم شدت این زمین لرزه در راستای MFF کشیدگی داشته و پیشینه شدت آن در مقیاس های MM، JMA، VII برآورد شد. برغم جا به جایی های ردیابی شده در بررسی تصاویر رادار، در بررسی های میدانی گسلش سطحی مشاهده نشده است.

کلید واژه ها: زمین لرزه، فراخاست، شکستگی، شبکه لرزه نگاری، هم شدت، کودیان و زاگرس

*نویسنده مسئول: مجید نعمتی

E-mail: majidnemati1975@yahoo.com

۱- مقدمه

زمین لرزه سی ام تیرماه ۱۳۸۹ برابر با بیستم جولای ۲۰۱۰ با بزرگای $M_w=5.8$ (USGS) $M_L=5.8$ (IGUT), $M_L=5.6$ (IIEES) و (این پژوهش) $M_L=5.4$ جنوب زاگرس مرکزی را در امتداد گسل پیشانی کوهستان (MFF) لرزاند. این زمین لرزه و پس لرزه های آن خساراتی را به روستای کودیان و مناطق پیرامون آن وارد آورد. بیشترین شدت زمین لرزه در نزدیکی روستای کودیان در بخش اشکنان استان فارس ثبت شد. در طی نیمه شب و پس از رخداد اصلی، ۱۱ پس لرزه توسط دستگاه های لرزه نگار ثبت گردیدند. اشاره به این نکته لازم است که گستره زمین لرزه در پیشینه خود تجربه چند زمین لرزه بزرگ را داراست. چین خوردگی در گستره رومرکز این زمین لرزه در شکل چین هایی متقارن در همسایگی و یا بر فرادواره پاره هایی از گسل پیشانی کوهستان (Berberian 1995) هستند (شکل ۱). در گستره رومرکز زمین لرزه کودیان تاکنون بررسی های خرد لرزه خیزی انجام نشده و پس لرزه های این زمین لرزه نیز با یک شبکه محلی فشرده برداشت نشده است. این پژوهش، زمین لرزه سی ام تیرماه ۱۳۸۹ را با هم آمیخت داده های لرزه ای مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله و شبکه لرزه نگاری محلی سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور مورد بررسی قرار داده است (شکل ۲). این داده ها با نرم افزار Seisan (Havskov and Ottemoller, 2005) پردازش و با نرم افزار GMT (Vessel and Smith, 1998) نمایش داده شده اند. در اینجا همخوانی ویژگی های پردازش شده این زمین لرزه با دیگر نهادها و انگاره های پیشین درباره لرزه زمین ساخت زاگرس (Berberian, 1995; Hatzfeld et al., 2010) به ویژه در همسایگی گسل پیشانی کوهستان بررسی شده و این بررسی کمک بسیاری در شناخت گستره رومرکز زمین لرزه خواهد کرد. همچنین تلاش شده است تا پاره ای سیماهای ریخت زمین ساختی در منطقه نیز تفسیر گردند.

۲- لرزه زمین ساخت زاگرس میانی

کمرند زاگرس پاره ای از کمرند جنبی آلپ- هیمالیا است. جنبایی این گستره لرزه را پیامد همگرایی پهنه عربی و ایران مرکزی می دانند. گمان می رود که آغاز این همگرایی در زمان میوسن یا الیگوسن و پس از بسته شدن دریای تیس بوده است (Mcquarrie, 2004; Agard et al., 2005). داده های GPS گویای آهنگ ۲۱ میلی متر بر سال برای این همگرایی با راستای $N10^{\circ}E$ است (Varnant, et al., 2004). از دیدگاه رفتار لرزه زمین ساختی گستره زاگرس از شمال خاوری به سوی جنوب باختری دارای رفتار گوناگون است، به گونه ای که به چند بخش قابل جدایش است: زاگرس فراخاسته، کمرند چین خورده زاگرس، گودال زاگرس و خلیج فارس (Berberian, 1995). دگرشکلی در شمال خاوری این کمرند به گونه راندگی است و به سوی جنوب باختری بیشتر به گونه چین خوردگی نمایان می شود. اندازه و هندسه چین خوردگی ها و ناهمسانی آنها با یکدیگر، پیامد ویژگی های مکانیکی نهشته هایی است که نقش سطوح جدایشی را بازی می کنند (Sephehr et al., 2006).

زمین لرزه ها به گونه نواری در پاره میانی زاگرس، گسترده شده اند. بررسی ها نشان می دهند که تنها کمتر از ۵ درصد دگرشکلی ها در زاگرس لرزه زا است (Jackson and McKenzie, 1988; Masson et al., 2005). کاهش دگرشکلی های لرزه زا در زاگرس، پیامد ستبرای زیاد پوشش رسوبی و یک دکلمان در کف پوشش رسوبی بوده که کاهش ستبرای لایه لرزه زا را در پی دارد (Masson et al., 2005; Jackson and McKenzie, 1988). در زاگرس همخوانی خوبی میان لرزه خیزی ژرفی و گسل های پی سنگی و همچنین ساختارهای رویی دیده نمی شود (شکل ۳). خرد لرزه ها دست کم در گستره قیر (زاگرس میانی) در ژرفا به گونه دسته هایی هم راستا بوده و هیچ گونه همخوانی با گسل های شناخته شده و چین های رویی ندارند.

۵ و ۶) زمین‌لرزه کودیان بر فرادایواره گسل پیشانی زاگرس جای دارد. همان‌گونه که اشاره شده، گسل پیشانی زاگرس مانند دیگر گسل‌های راندگی در زاگرس رخنمون آشکاری نداشته و تنها با ناهمخوانی آشکار در رویه‌نمایی (topography) و ساختار پرتگاهی آن شناسایی می‌شود. در سوی شمال باختری گستره زلزله زده (مانند گسترهٔ دالکی، جایی که رودخانه دالکی از MFF می‌گذرد)، ردی از شکستگی گسل پیشانی زاگرس در سطح گزارش شده است (Oveisi et al., 2009).

بررسی‌های میدانی انجام شده نشان می‌دهند تاقدیس کودیان که بر فرادایواره گسل پیشانی زاگرس گسترش یافته، با سازوکار جنبی چرخش یال‌ها (limb rotation) همخوان است. میانگین اندازه جا به جایی راندگی روی MFF، ۱۰۰۰ تا ۱۵۰۰ متر برآورد می‌شود که به سوی لبه آن کاهش می‌یابد. بازدید میدانی گویای کج شدگی (tilting) در نهشته‌های جوان کواترن در یال شمالی تاقدیس کودیان است. این چنین دگرشکلی‌های جوان، گویای نقش چرخش دامنه‌ای در رشد تاقدیس کودیان است. تاقدیس کودیان (یا همان تاقدیس ده نو) یک ساختار چین‌خورده دوتایی در هم فرورفته بوده و یا دو تاقدیس هم راستا با طول موج نابرابر است. برش ساختاری نشان می‌دهد که رشد این تاقدیس با طول موج کوتاه‌تر می‌تواند پیامد سازوکار راندگی گسل پستی به همراه اثر پهنه‌های جداکننده میانی (مانند سازند دشتک) باشد (شکل ۴). با نگاهی به برآورد ۱ تا ۱/۵ کیلومتر، جا به جایی راندگی بر روی گسل پیشانی زاگرس، می‌توان پیامد آن‌را کوتاه‌شدگی ناهمگون در تاقدیس کودیان بر روی فرادایواره این گسل دانست. هر چند تاقدیس کودیان یک ساختار چین‌خورده دوتایی است، اما پیکره‌بندی آن، نشان‌دهندهٔ یک چین‌خوردگی پیشرو گسلی با تقارن خوب است. با بررسی شیب لایه‌ها در یال شمالی این تاقدیس و با به کارگیری الگوهای ساختاری، می‌توان برآورد 3 ± 40 درجه را برای گسل در مغزه ساختار تاقدیسی به دست آورد. پیش‌بینی می‌شود که حضور نمک هرمز در مغزه این تاقدیس عامل تقارن چین‌خوردگی این ساختار باشد. حضور نمک هرمز و گسترش دگربرخی‌ها با برآمدگی گستره پستی تاقدیس (backward inflation) همراه بوده است. اندازه این تورم در بخش پستی ساختار تاقدیسی کودیان 50 ± 222 متر برآورد می‌شود (شکل ۴). اندازه کوتاه‌شدگی در راستای برش ۳/۹ درصد برای ۳۵ کیلومتر است که ۷۳ درصد این کوتاه‌شدگی با تاقدیس دوتایی کودیان جذب شده است. بر پایه بررسی‌های انجام‌شده، چنین پنداشته می‌شود که بخشی از رشد بلند دوره (long term) تاقدیس کودیان با سازوکار بی‌لرزه همراه بوده باشد. پیش‌بینی می‌شود که بخش دیگر با رخداد پی در پی زمین‌لرزه‌ها به روی MFF و گسل راندگی پستی آن همراه است. بنابراین جا به جایی (displacement) و دررفتگی (dislocation) زمین هنگام رخداد زمین‌لرزه پاره‌ای از نمو تاقدیس کودیان را روی فرادایواره MFF مهار می‌کند.

۵- لرزه‌خیزی گستره رومرکزی زمین‌لرزه کودیان

بیشترین فراوانی زمین‌لرزه‌ها با بزرگای $M_b > 5$ در گستره زاگرس وابسته به زاگرس چین‌خورده است. از زمین‌لرزه‌های وابسته به MFF که رومرکز مهله‌زهای آنها بررسی شده است، می‌توان به زمین‌لرزه‌های ۱۹۷۳، ۱۹۸۳، ۱۹۵۴، ۱۹۵۰، فوریه ۱۹۷۷ و جولای ۱۹۷۷ به شماره، با بزرگی‌های ۴/۷، ۵/۷، ۵/۳، ۵/۵، ۴/۷ و ۴/۷ اشاره کرد. همچنین زمین‌لرزه‌های ۱۹۶۶، ۱۹۷۱، ۱۹۷۵ و ۱۹۷۶ همگی با ساز و کارهای وارون نیز در نزدیکی رومرکز زمین‌لرزه کودیان روی داده‌اند (شکل ۱). از میان این زمین‌لرزه‌ها آنهایی که وابسته به گسل‌های راندگی هستند در بلندای کمتر از ۱۰۰۰ متر رخ داده‌اند (Talebian and Jackson, 2004) زمین‌لرزه کودیان نیز از این دست است. مهم‌ترین زمین‌لرزه‌های پیشین روی داده در گستره رومرکزی زمین‌لرزه کودیان، زمین‌لرزه‌ای با بزرگای ۶/۳ بوده که در دهم آبان سال ۱۳۳۵ (۳۱ اکتبر ۱۹۵۶ میلادی) نزدیک به روستای بستک و هم‌چنین زمین‌لرزه دیگری در پنجم مه ۱۹۹۷ با سازوکار وارون و اندکی سازوکار چپ‌گرد است که در فاصله نزدیک از رومرکز

(Tatar et al., 2004) همچنین این بررسی‌ها گویای بیشترین پراکندگی خردلرزه‌ها در ژرفای 2 ± 10 کیلومتری بوده که در همبری پوسته شکننده و پوشش رسوبی است. پراکندگی زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر از ۵/۵ نشان می‌دهد که زاگرس فراخاسته به جز در گسل‌های راستالغز جنباً نبوده و زاگرس چین‌خورده نیز تنها در نیمه شمالی خود، نزدیک به زاگرس فراخاسته، جنباً نبوده و این جنبایی وابسته به گسل‌های راندگی و رورانده است. ارزیابی جدید از داده‌های حل سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های بزرگ در زاگرس (Talebian and Jackson, 2004) پیش‌بینی می‌کند که ژرفای زمین‌لرزه‌های بزرگ باید پیرامون ۲۰ کیلومتر باشد. بررسی‌های پیشین نشان دادند که زمین‌لرزه‌های روی داده در زاگرس می‌توانند در درون پوشش رسوبی نیز جای گیرند (Mcquarrie, 2004). همچنین بررسی‌های نو نشان می‌دهند که بخش بالایی پوشش رسوبی زاگرس نیز می‌تواند لرزه‌زا باشد (Hatzfeld et al., 2010; Tatar et al., 2004).

۳- گسل پیشانی کوهستان (MFF)

گسترهٔ زاگرس با چندین دسته گسل‌های راندگی و راستالغز راست‌گرد بریده شده است. گسل‌های راندگی هم‌سو با راستای زاگرس و چین‌های آن بوده و گسل‌های راستالغز راست‌گرد نیز با راستای شمال شمال باختری- جنوب جنوب خاوری آنها را بریده و به گونه‌ای راست‌گرد جابه‌جا کرده‌اند. سوی جوان شدگی برای گسل‌های راندگی و چین‌خوردگی‌ها به سوی جنوب باختری گستره زاگرس است. این نشان می‌دهد که گسترش حوضه فورلند به سوی جنوب باختری است (Alavi, 2004). گسل‌های راندگی بزرگ زاگرس، گسل زاگرس فراخاسته (High Zagros Fault, HZF)، گسل پیشانی کوهستان (Mountain Front Fault, MFF) و گسل فروبال زاگرس (Zagros Foredeep Fault (ZFF)) هستند. اغلب گسل‌های راندگی دارای شیب رو به شمال خاوری هستند که با سامانه گسل‌های راستالغز راست‌گرد کازرون، کره‌بس، سبزپوشان بریده شده‌اند (Berberian, 1995) (شکل ۲). گسل پیشانی زاگرس مرز کمربند چین‌خورده ساده زاگرس (Zagros Simply Folded Belt (ZSFB)) و گسترهٔ گودال زاگرس (Zagros Foredeep) است. خمش پیشانی کوهستان (Falcon, 1961) یا گسل پیشانی کوهستان، ساختاری بزرگ در گسترهٔ زاگرس است که در گروه راندگی‌های پنهان جای دارد (Berberian, 1995). هر چند پژوهش‌های نو نشان می‌دهند که گسیختگی این راندگی در برخی مناطق رخنمون نیز دارد (Bachmanov et al., 2004; Oveisi et al., 2009). رد تغییر شکل‌ها بر روی سطح که ناشی از جنبایی گسل پیشانی زاگرس است، دارای یک روند پیوسته نیست (شکل ۱). این گسل راندگی دارای یک الگوی کمافی است و به چند بخش قابل تقسیم است. شیب این گسل ۴۵ درجه رو به شمال پیش‌بینی شده است (Berberian, 1995) (شکل ۳).

۴- ریخت زمین‌ساخت گستره

داده‌های ریخت زمین‌ساختی در گستره زاگرس میانی (Oveisi et al., 2007, 2009) نشان می‌دهد که بیشترین آهنگ کوتاه‌شدگی در پلیستوسن پایانی، در پیشانی جبهه کوهزایی متمرکز است که با برآوردهای ژئودتیک (Walpersdorf et al., 2006) همخوان است. این بررسی‌ها نشان می‌دهند که تنها چند ساختار چین‌خورده در جبهه کوهزایی اندازه آشکاری از آهنگ دگرشکلی‌های جنباً (لرزه‌زا و بی‌لرزه) را در این گستره با سازوکار نازک پوسته جذب می‌کنند. این ساختارهای تاقدیسی جنباً، به گونه چین‌خوردگی فراکنشی (Detachment folding) و یا چین‌خوردگی پیشروی گسل (Fault-propagation folds) در بالای پهنه جدایش هرمز (Lower detachment level) و یا پهنه جدایش گچساران (Upper detachment level) گسترش یافته و دگرشکلی‌های آن پیامد جنبایی گسل‌هایی مانند MFF است (Oveisi et al., 2009) (شکل ۴). از دیدگاه ریخت زمین‌شناسی، رومرکز و همچنین گسترهٔ بیشینه شدت (شکل‌های

برش شکل ۸ پس لرزه‌های برداشت شده با شبکه مؤسسه ژئوفیزیک را تا دو ماه پس از رویداد زمین لرزه نشان می‌دهد. در این جا گستره ژرفی کانون زمین لرزه خالی از پس لرزه است. این پس لرزه‌ها از رومرکز به سوی خاور و جنوب خاوری کشیدگی داشته که با کشیدگی خم‌های هم شدت همخوانی خوبی دارد. همچنین با نگاهی به نمودارهای میانی و بالایی این نگاره می‌توان دریافت شدت زمین لرزه در اندازه‌های IV به بالا در گذر از بلندی‌های تاقدیس کودیان افت زیادی کرده است. بلندی‌های شمالی تاقدیس کودیان در پاره شمالی رومرکز نیز فشردگی خم‌های هم شدت و سرانجام قطع شدگی آنها را در کیلومتر ۳۸ برش درست در پای بلندی‌ها، به دنبال داشته است. این گفته پیامد نبود روستا در بلندی‌های نام برده نیست چون اندازه گیری شدت در جنوب و شمال آنها نیز انجام شده است. از آنجایی که دره‌ها در گسترش شکستگی زمین لرزه‌ها مانند سد هستند (Tatar et al., 2007) شاید بتوان چنین پنداشت که تکان زمین لرزه در گستره‌های پست تر بیشتر بوده باشد. همان گونه که پیش تر اشاره شد در زاگرس به سختی می‌توان رد گسل‌ها را در روی زمین دید و خردلرزه‌ها در نمودار پائینی شکل ۸ نیز ردی را از گسل‌های MFF و ZFF در نزدیکی روی زمین نشان نمی‌دهند.

هیچ گونه نشانه آشکاری از روانگرایی و رفتار شارهای چسبناک در پی افت تنش خاک در کناره‌های رودخانه شور، در پیرامون نزدیک رومرکز زمین لرزه دیده نشد. چه بسا شکاف خوردگی‌ها در کناره‌های رودخانه در پی زمین لغزش یا یکسان نبودن فشردگی خاک روی داده‌اند. بنابراین ویرانی خردزمین لرزه‌ها و رمبش ساختارها در گستره بررسی شده و دیگر پیامدهای آن مانند روانگرایی و زمین لغزش هیچ نقش بزرگی در ویرانی‌های این رویداد لرزه‌ای ندارند (شکل‌های ۹ و ۱۰).

۶- نتیجه گیری

در گستره زاگرس بیشتر زمین لرزه‌ها با بزرگی بیش از ۴/۵ و سازوکار وارون وابسته به گسل‌های پی سنگی راندگی با شیب رو با شمال هستند. نمو تاقدیس‌ها در این گستره وابسته به جنبش گسل‌هایی است که در هسته آنها نمو می‌کنند (Fault Propagated Fold). زمین لرزه کودیان نیز نتیجه این جنبش‌هاست. رومرکز و گستره بیشینه شدت زمین لرزه کودیان بر فرادریواره گسل پیشانی زاگرس جای دارند، به گونه‌ای که رومرکز این زمین لرزه در شمال MFF بهینه شده است. به کارگیری قطبش‌های نخستین پرتو فشاری رسیده به ایستگاه‌ها تنها پیش‌بینی بیشینه شیب ۴۵ درجه رو به شمال برای پهنه گسلی را داشته است. بزرگای این زمین لرزه در سنجه M_L با میانگین گیری میان ایستگاه‌ها، ۵/۴ برآورد شده است. نبود ایستگاه در بخش جنوبی رومرکز زمین لرزه، خطای زیادی در برآورد عرض جغرافیایی آن در پی داشت. بنابراین رومرکز مهرلرزه‌ای در برآورد درست عرض جغرافیایی زمین لرزه کمک مؤثری بوده است. در زاگرس ستری لایه بلورین بالایی در زیر پوشش ۱۰ کیلومتری رسوبی، ۱۰-۵ کیلومتر برآورد شده است. پراکندگی ژرفی زمین لرزه‌ها در زاگرس نشان می‌دهد که زمین لرزه‌های بزرگ‌تر از ۵/۵ بیشتر در لایه بلورین جای دارند. ژرفاهای پردازش شده مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (۹ کیلومتر) و پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی (۳۵ کیلومتر) با مکان‌یابی با فازهای بیشتری به ۱۰ کیلومتر بهینه شد. ژرفای ۳۵ کیلومتری بیرون از لایه لرزه‌زا در آن گستره بوده، همچنین اگر کانون در ۹ کیلومتری بود شاید شکستگی رخنمون می‌یافت. شاید نمک هرمز از رخنمون‌دار شدن شکستگی زمین لرزه (Rupture) جلوگیری کرده است. اگر کانون زمین لرزه کودیان در کف لایه لرزه‌زا یا دست کم درون لایه بلورین پنداشته شود، می‌توان گفت که ژرفای پردازش شده در این بررسی در خور زمین لرزه‌ای با بزرگای ۵/۸ خواهد بود. راستای فشار برگرفته شده از سازوکار CMT، $240^\circ E \sim$ بوده و با نزدیک‌ترین برآوردها از راستای فشار Strain GPS، $240^\circ E \sim$ و $210^\circ E \sim$ (در ۱۰۰ کیلومتری شمال و شمال خاوری رومرکز) همخوانی خوبی دارد.

زمین لرزه کودیان روی داده است (شکل ۳). ژرفای نزدیک‌ترین زمین لرزه‌هایی که سازوکار آنها با روش الگوسازی پرتوهای پیکری پردازش شده است برآوردی ۶، ۷ و ۱۷ کیلومتری داشته است (Talebian and Jackson, 2004).

شکل ۳، زمین لرزه‌های نهاد لرزه‌شناسی جهانی (NEIC) در زاگرس میانی و سازوکار هاروارد (Harvard) را برای برخی از این رخدادها نشان می‌دهد. همان گونه که در شکل دیده می‌شود، خطا در برآورد رومرکز زمین لرزه‌ها زیاد بوده و در پی آن پراکندگی زمین لرزه‌های این نهاد با MFF و با دیگر گسل‌ها و همچنین با ساختارهای زمین‌شناسی، همخوانی خوبی را از خود نشان نمی‌دهد. اگرچه زمین لرزه‌های مکان‌یابی شده با شبکه‌های محلی نیز در زاگرس همخوانی خوبی با گسل‌های راندگی ندارند (Hatzfeld et al., 2010; Tatar et al., 2004).

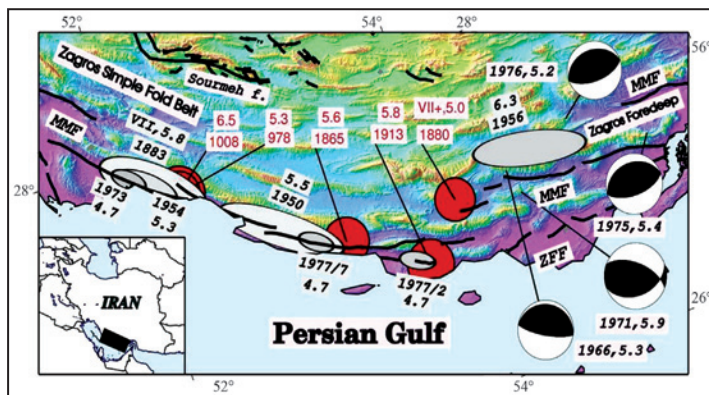
در این مقاله تلاش گردیده تا داده‌های امواج لرزه‌ای ثبت شده مربوط به شبکه لرزه‌نگاری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (۲۰ ایستگاه)، شبکه لرزه‌نگاری پژوهشگاه بین‌المللی زلزله (۱۳ ایستگاه) و همچنین شبکه محلی سازمان زمین‌شناسی کشور پردازش و مقایسه شد. در این بررسی ما ۹ ایستگاه لرزه‌نگاری را نیز که در یک شبکه محلی میان ایستگاه‌های لرزه‌نگاری مؤسسه ژئوفیزیک و پژوهشگاه زلزله‌شناسی به مدت ۲ ماه، راه اندازی شده بودند به کار گرفته شد (شکل ۲). دستگاه‌های شبکه محلی گورالپ (Guralp LTD) سه سامانه‌ای با دوره ۶۰ ثانیه (CMG-3ESP) بوده اگرچه دستگاه‌های مؤسسه ژئوفیزیک سه سامانه‌ای کوتاه دوره (SS1 Short period) و دستگاه‌های پژوهشگاه بین‌المللی نیز بیشتر گورالپ باند پهن (CMG-3T) هستند. برای پردازش در ایستگاه‌های دورتر از ۱۵۰ کیلومتر فاز P_{H} و نزدیک‌تر از آن، فاز P_{H} خوانده شده است. اگرچه سازوکار زمین لرزه با به کارگیری قطبش‌های نخستین پرتو فشاری رسیده به ۲۶ ایستگاه پردازش شد، چون سازوکار به‌دست آمده، ناپایدار بوده و از لغزش بالایی نیز برخوردار بود، از آوردن آن خودداری شده است. با این روش، چون آرایش ایستگاه‌های لرزه‌نگاری در ایران به گونه ویژه‌ای است، برآورد شیب پهنه گسلی در زمین لرزه‌های راندگی دشوار است. تنها می‌توان گفت که بیشینه شیب آن ۴۵ درجه است. پردازش سازوکار CMT برای پهنه گسلی با کار Berberian (1995) درباره شیب MFF همخوانی دارد (شکل ۵). به جز سازوکار هاروارد زمین لرزه ۱۹۹۷ با راستای $110^\circ E$ و شیب ۵۵ درجه رو به شمال، هیچ گونه برآورد لرزه‌ای دیگری از شیب MFF در این گستره در دست نیست. بزرگای زمین لرزه کودیان در سنجه M_L (بزرگی در سنجه محلی) با میانگین گیری میان ۹ ایستگاه، ۵/۴ به دست آمد. لغزش زیاد در برآورد عرض جغرافیایی پیامد نبود ایستگاه در پاره جنوبی رومرکز زمین لرزه است. بنابراین نمی‌توان بدون نگرش به رومرکز مهرلرزه‌ای و گستره برشی روی درستی در برآورد عرض جغرافیایی زمین لرزه پافشاری کرد (جدول ۱). با نگاهی به گستره بیشینه شدت در شکل ۶، سازوکار هاروارد و این که شیب هیچ گسلی در این گستره رو به جنوب نیست، پیداست که نمی‌تواند رومرکز CMT درست باشد. شکل‌های ۷ و ۸ رومرکز و ژرفای خردلرزه‌ها و پس لرزه‌های برداشت شده با شبکه لرزه‌نگاری مؤسسه ژئوفیزیک را نشان می‌دهند. این مؤسسه ژرفای ۹ کیلومتری و پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی نیز ژرفای ۳۵ کیلومتری را برای زمین لرزه پیشنهاد کرده‌اند. چون در زاگرس رسوبات رومی و لایه لرزه‌زا به شماره، ۹ و ۲۰ کیلومتر ستبراً دارند (Tatar et al., 2004; Berberian, 1995; Yamini-Fard et al., 2006)، این ژرفاها نیاز به بازنگری دارند. از آنجایی که کانون بیشتر زمین لرزه‌هایی با بزرگی بیش از ۵/۵ در کف لایه لرزه‌زا (یا دست کم درون کراست بلورین) جای می‌گیرد، بنابراین می‌توان گفت که ژرفای ۱۰ کیلومتری پردازش شده در این بررسی با به کارگیری ۷۲ فاز لرزه‌ای در خور زمین لرزه‌ای با بزرگای ۵/۸ بوده و در زیر پوشش رسوبی جای می‌گیرد. این گمان موجود است که نمک هرمز در ژرفای نزدیک به ۱۰ کیلومتری (Talbot, 1998) عاملی در عدم گسترش شکستگی گسل مسبب به سطح زمین است.

پیش‌بینی می‌شود که رویداد زمین‌لرزه کودیان نتیجه جنبش شیب فعال گسل پیشانی کوhestان است.

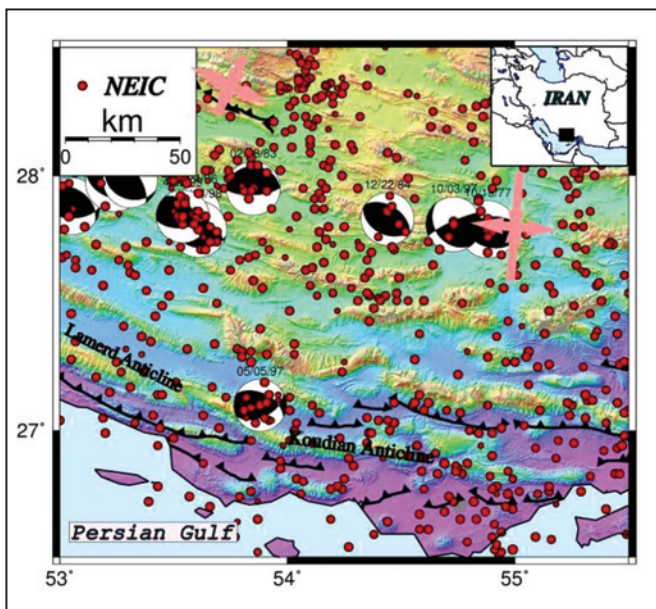
سیاسگزارى

لرزه‌شناسی دستگاهی این بررسی با داده‌های مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله و سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور انجام شده که بدین‌وسیله برای در اختیار گذاردن این داده‌ها سیاسگزارى می‌شود. سازمان زمین‌شناسی نیز دستگاه‌های لرزه‌نگاری شبکه محلی و لوازم کار صحرایی برای ما فراهم نمود که بدین‌وسیله از این سازمان سیاسگزارى می‌شود. از مردم محلی زلزله‌زده در استان‌های فارس و هرمزگان و همچنین کمک بخشداری‌های وابسته به ویژه بخشداری لامرد سیاسگزارى می‌شود.

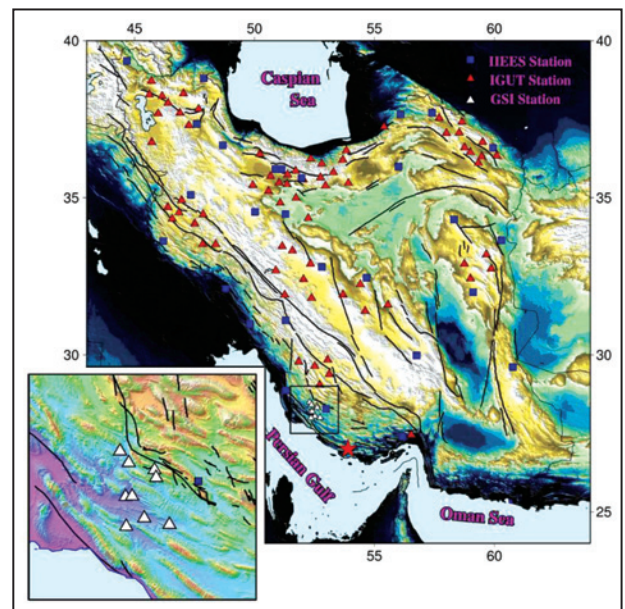
بیشترین شدت در سنجه‌های MM و JMA با بررسی اثر زمین‌لرزه بر انسان و ساختارها در گستره نزدیک به رومرکز، VII برآورد شده است. کشیدگی پراکنندگی پس‌لرزه‌ها و کشیدگی شدت در اندازه‌های $I > IV$ همخوانی خوبی را به سوی جنوب دارند. شدت زمین‌لرزه در گذر از بلندی‌های تاقدیس کودیان افت کرده است. در جنوب بلندی‌های شمالی تاقدیس کودیان و در بخش شمالی رومرکز افزایش آبرفت‌های جوان دیده می‌شود. سامانه جا به جایی کوچک ۱۰ سانتی‌متری راستالغز راست‌گرد زمین‌لرزه که پیامد اندکی کج بودن بردار کوتاه شدگی و راستای رشته کوه در آن گستره است، با یک افت ۱۰ سانتی‌متری در شکستگی همراه بوده که به هیچ روی با پیوندهای ریاضی میان جابه‌جایی و بزرگی همخوانی نداشته و درخور زمین‌لرزه‌ای با چنین بزرگایی نیست. تنها می‌توان گفت که این یک شکستگی ریدل از گونه T است. هیچ گونه نشانه‌ای از روان‌گرایی و رفتار شارهای چسبناک در کناره‌های رودخانه شور در نزدیکی رومرکز زمین‌لرزه دیده نمی‌شود.



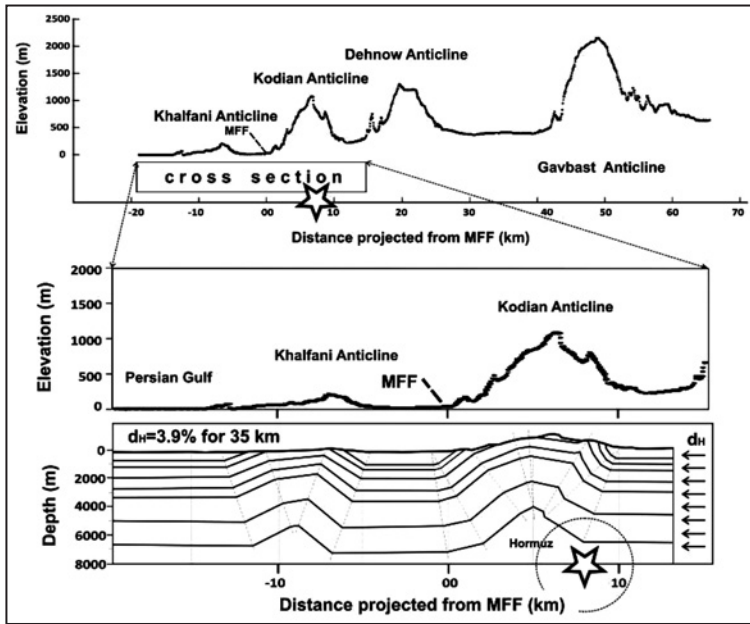
شکل ۱- لرزه‌زمین‌ساخت جنوب زاگرس میانی. زمین‌لرزه‌های پیشین با نشانگرهای قرمز، زمین‌لرزه‌هایی با رومرکز مهلرزه‌ای با نشانگرهای کشیده خاکستری و سازوکار برخی از زمین‌لرزه‌های روی داده در جنوب زاگرس میانی با نشانگرهای سیاه نمایش داده شده‌اند (Berberian, 1995). سازوکار زمین‌لرزه‌های ۱۹۷۱ و ۱۹۷۶ با روش نخستین پرتو فشاری پردازش شده است (Ni and Barazangi, 1986).



شکل ۳- الگوی پراکنندگی زمین‌لرزه‌ها در زاگرس میانی، نشانگرهای قرمز زمین‌لرزه‌های نهاد لرزه‌شناسی جهانی (NEIC) را نشان داده و سازوکار هاروارد (Harvard) برخی از آنها نیز آورده شده است. گسل‌ها از (Berberian (1995) برگرفته شده‌اند. رومرکز زمین‌لرزه کودیان در نزدیکی رومرکز زمین‌لرزه ۱۹۹۷ با سازوکار وارون و با بزرگی $M_w=5/0$ جای دارد. پیکان‌های صورتی راستای Strain GPS را نشان می‌دهند (جمور و همکاران، ۱۳۸۶).

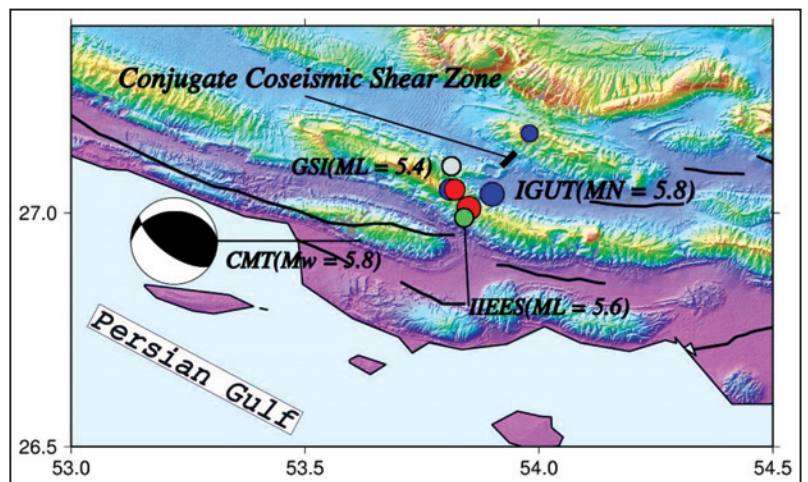


شکل ۲- ایستگاه‌های لرزه‌نگاری مؤسسه ژئوفیزیک (سه گوش‌های قرمز)، پژوهشگاه زلزله‌شناسی (چهار گوش‌های آبی) و سازمان زمین‌شناسی (سه گوش‌های سفید در چهار گوش پایین و چپ) (نعمتی، ۱۳۸۹)، ستاره رومرکز زمین‌لرزه کودیان را نشان می‌دهد. گسل‌های بزرگ برگرفته شده از سازمان زمین‌شناسی هستند. سامانه گسلی کازرون با راستای شمالی- جنوبی در طول ۵۱/۱ درجه خاوری، میان عرض‌های ۲۹-۲۶ درجه شمالی جای گرفته است. چهار گوش پایین و چپ آرایش ایستگاه‌های شبکه محلی سازمان زمین‌شناسی را نشان می‌دهد.

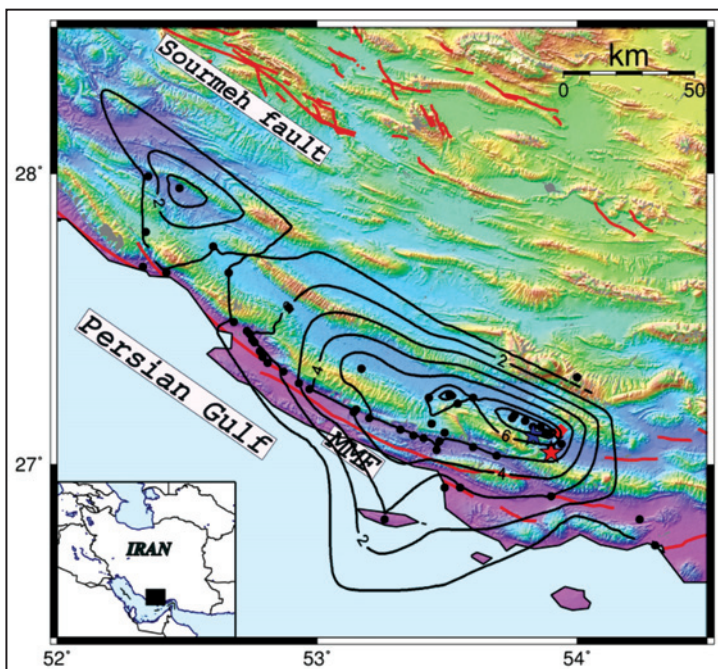


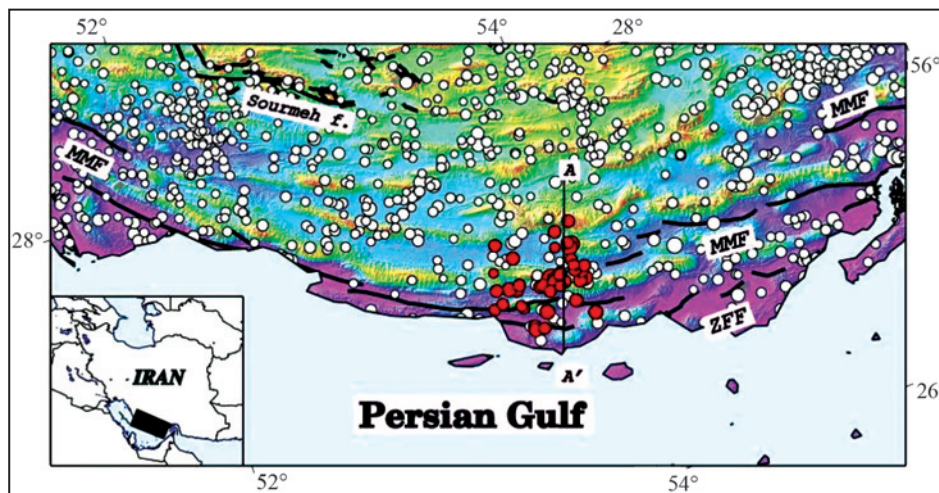
شکل ۴- برش عرضی در گستره مورد بررسی و گستره شمالی آن. اندازه کوتاه شدگی جذب شده با تاقدیس کودیان ۷۳ درصد کل کوتاه شدگی است.

شکل ۵ - سازوکار و رومرکز زمین لرزه کودیان و چند پس لرزه آن از نهادهای گوناگون. نشانگرهای آبی: رومرکز زمین لرزه و دو پس لرزه با بزرگی های ۵/۲ و ۴/۷ از مؤسسه ژئوفیزیک. نشانگرهای قرمز: رومرکز این USGS دو پس لرزه را و سرانجام نشانگر سبز رومرکز پژوهشگاه را نشان می دهند. نشانگر خاکستری به رومرکز پردازش شده سازمان زمین شناسی اشاره دارد.

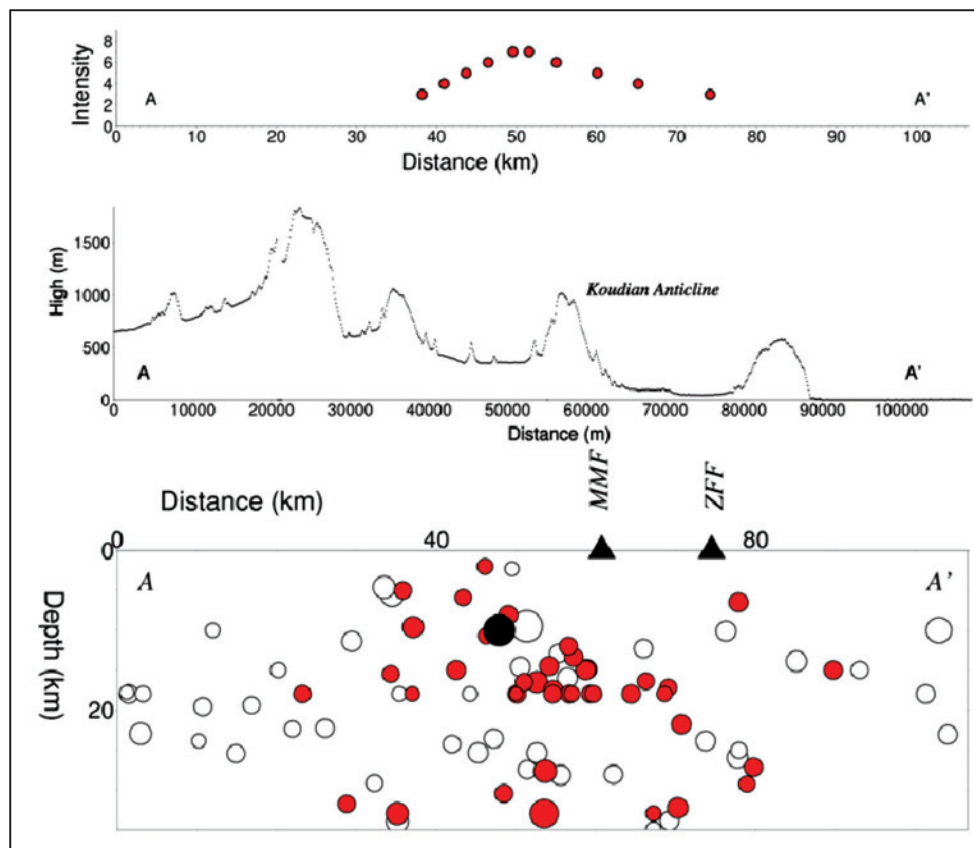


شکل ۶ - خم های هم شدت پیرامون رومرکز زمین لرزه، بیشینه شدت گستره VII، رومرکز مؤسسه ژئوفیزیک ستاره قرمز، رومرکز ما ستاره آبی و گستره برشی چهار گوش قرمز است.





شکل ۷- پراکندگی زمین‌لرزه‌ها (نشانگرهای توخالی) و پس‌لرزه‌ها (نشانگرهای قرمز) هر دو از مؤسسه ژئوفیزیک و برش A-A' در راستای عمود بر گسل‌ها و ساختارهای زمین‌شناسی. کشیدگی پراکندگی پس‌لرزه‌ها از رومرکز به سوی جنوب خاوری به خوبی دیده می‌شود.



شکل ۸- پراکندگی ژرفی زمین‌لرزه‌ها از سال ۱۹۹۶ تا کنون (نشانگرهای توخالی) و پس‌لرزه‌های مؤسسه ژئوفیزیک تا دو ماه پس از زمین‌لرزه (نشانگرهای قرمز) در شکل پایینی، رویه‌نمایی در شکل میانی و شدت در راستای برش A-A' (در شکل ۸) در شکل بالایی. کشیدگی پراکندگی پس‌لرزه‌ها و کشیدگی اندازه‌های شدت هر دو به سوی جنوب برش با هم همخوانی دارند. در شکل پایینی نشانگر سیاه و نشانگر توخالی کنار آن به شماره، کانون پردازش شده مؤسسه و ما را نشان می‌دهند. در شکل میانی بزرگ‌نمایی شاقولی (vertical exaggeration) برابر با ۱۰ است. در شکل بالایی اندازه‌های شدت برابر با اندازه‌های لاتین آنها هستند.



شکل ۹- رمبش در ساختمان یک آب انبار محلی (بالا) و ویرانی یک منزل مسکونی (پایین).



شکل ۱۰- سنگ افتهای سترگ در جاده خاکی (چپ و میانه) و لغزش خاک در کناره‌های استخر کوچک رودخانه شور پیرامون رومرکز زمین‌لرزه (راست).

جدول ۱- ویژگی‌های رقومی زمین‌لرزه کودیان

Long.(°E)	Err. (km)	Lat. (°N)	Err. (km)	Depth(km)	Err.(km)	RMS(s)	Mag.	Fault Plane			Ref.
								Str.°	Dip°	Rake°	
۵۳/۸۹	-	۲۷/۰۴	-	۹	-	۰/۷	۵/۸(M _N)	-	-	-	IGUT
۵۳/۸۴	۶/۱	۲۶/۹۹	۱۰/۶	۳۵	۱۰	۰/۵	۵/۶(M _L)	-	-	-	IIEES
۵۳/۶۲	-	۲۶/۹۴	-	۱۲	-	-	۵/۸(M _w)	۲۶۸	۳۲	۵۶	CMT
۵۳/۸۱۳	۵/۷	۲۷/۱۰	۸/۸	۱۰	۸/۲	۰/۷	۵/۴(M _L)	-	-	-	here

کتابنگاری

جموری، ی.، موسوی، ز.، نانکلی، ح.، صدیقی، م. و توکلی، ف.، ۱۳۸۶- برآورد اولیه میدان سرعت و استرین GPS از شبکه دائمی ایران (IPGN) برای اهداف ژئودینامیک، اولین همایش پیش نشانگرهای زلزله، ۱۵ اسفند ۱۳۸۶ مرکز بررسی‌ها پیش نشانگرهای زلزله مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
 نعمتی، م.، ۱۳۸۹- گزارش نخستین شبکه لرزه‌نگاری محلی روی تاق‌دیس هالیخان و جنوب گسل کره بس، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. & Mouthereau, F., 2005- Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation, *Int. J. Earth Sci.*, 94, 401–419.
- Alavi, M., 2004- Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution, *Am.J.Sci.*, 304, 1–20.
- Ashtari, M., Hatzfeld, D. and Kamalian, N., 2005- Microseismicity in the region of Tehran, *Tectonophysics*, 395, 193–208.
- Bachmanov, D.M., Trifonov, V.G., Hessami, K.T., Kozhurin, A.I., Ivanova, T.P., Rogozhin, E.A., Hademi, M.C. & Jamali, F.H., 2004 - Active faults in the Zagros and central Iran, *Tectonophysics*, 380, 221–241.
- Berberian, M., 1995- Master blind thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonic, *Tectonophysics* 241 193-224.
- Falcon, N., 1969- Problems of the relationship between surface structure and deep displacements illustrated by the Zagros Range, in *Time and Place in Orogeny*, Geological Society (London) Special Publication, 3, 9 – 22.
- Hatzfeld, D., Authemayou, C., van der Beek, P., Bellier, O., Lavé, J., Oveisi, B., Tatar, M., Tavakoli, F., Walpersdorf, A., and Yamini-Fard, F., 2010 - The kinematics of the Zagros Mountains (Iran), Geological Society, London, Special Publications; v. 330; p. 19-42.
- Havskov, J., Ottemöller, L., 2005- SEISAN: the earthquake analysis software, version 8.1.
- Jackson, J. and McKenzie, D., 1988- The relationship between plate motions and seismic moment tensors and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 83, 45–73.
- Masson, F., Chéry, J., Hatzfeld, D., Martinoid, J., Vernant, P., Tavakoli, F. and Ghafory Ashtiani, M., 2005- Seismic versus aseismic deformation in Iran inferred from earthquakes and geodetic data. *GJI*, 160, 217–226.
- Mcquarrie, N., 2004- Crustal scale geometry of the Zagros fold–thrust belt, Iran. *Journal of Structural Geology*, 26, 519–535.
- 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 (2011) 11-21, doi: 1016/j.tecto.2011.04.007.
- Ni, J. and Barazangi, M., 1986- Seismotectonics of Zagros continental collision zone and a comparison with the Himalayas. *J. Geophys. Res.*, 91(B8): 8205-8218.
- Oveisi, B., Lavé, J. and Van De Beek, P., 2007- Rates and processes of active folding evidenced by Pleistocene terraces at the central Zagros front (Iran). In: *Thrust Belt and Foreland Basin. Frontiers in Earth Sciences*. Springer-Verlag, New York, 265–285.
- Oveisi, B., Lavé, J., Van Der Beek, P., Carcaillet, J., Benedetti, L., Braucher, R. and Aubourg, C., 2009- Thick- and thin-skinned deformation rates in the Zagros Simple Folded Zone (Iran) indicated by displacement of geomorphic surfaces. *Geophysical Journal International*, 176, 627–654.
- Sepehr, M., Cosgrove, J. and Moieni, M., 2006- The impact of cover rock rheology on the style of folding in the Zagros fold-thrust belt. *Tectonophysics* 427 (2006) 265–281.
- Talbot, 1998- Extrusion of Hormoz salt in Iran, *Geol. Soc. Spec. Publ. London*, 143, 315-334.
- Talebian, M. and Jackson, J., 2004- A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran. *Geophysical Journal International*, 156, 506–526.
- Tatar, M., Jackson, J., Hatzfeld, D. and 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.
- Tatar, M., Hatzfeld, D. and Ghafory-Ashtiani, M. 2004- Tectonics of the Central Zagros (Iran) deduced from microearthquake seismicity. *Geophysical Journal International*, 156, 255–266.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Chéry, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J.-F., Sedighi, M. and Tavakoli, F., 2004- Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data, *Earth and Planetary Science Letter*, 223, 177–185.
- Walpersdorf, A., Hatzfeld, D., Nankali, H., Tavakoli, F., Nilforoushan, F., Tatar, M., Vernant, P., Chéry, J., and Masson, F., 2006- Difference in the GPS deformation pattern of North and Central Zagros (Iran), *Geophys. J. Int.*, 167, 1077–1088, doi:10.1111/j.1365- 246X.2006.03147.
- Wessel, P. and Smith, W. H. F., 1998- New, improved version of Generic Mapping Tools released, *EOS, Trans. Am. geophys. Un.*, 79(47), 579.
- Yamini-Fard, F., Hatzfeld, D., Tatar, M. and Mokhtari, M., 2006- Microearthquake seismicity at the intersection between the Kazerun Fault and the Main Recent Fault (Zagros, Iran), *Geophys. J. Int.*, doi:10.1111/j.1365- 246X.2006.02891.x.