

مشخصه‌های تنش زمین‌ساختی در فلات ایران با استفاده از

تعیین سازوکار کانونی زمین لرزه‌های ثبت شده

نوشته: دکتر حسین صادقی* و دکتر جعفر شجاع طاهری*

Tectonic Stress Indicators in the Iranian plateau by Determining the Focal Mechanism of the Recorded Earthquakes

By: Dr. H. Sadeghi* & Dr. J. Shoja-Taheri*

چکیده

این مقاله ساز و کار کانونی زمین‌لرزه‌ها و مشخصه‌های تنش در فلات ایران و نواحی اطراف را ارائه می‌دهد. تمام زمین لرزه‌های با بزرگی بیش از ۴/۵ که بین سالهای ۱۹۶۴ تا ۲۰۰۰ میلادی اتفاق افتاده‌اند، مورد بررسی قرار گرفتند. اطلاعات مربوط به این زمین لرزه‌ها از مرکز بین‌المللی زلزله‌شناسی (ISC) و گزارش داده‌های زلزله‌ای (EDR) جمع‌آوری شدند. از تعداد کل زمین لرزه‌های مورد بررسی، افزون بر ۴۰۰ زمین‌لرزه با قابلیت خوب ارزیابی شده‌اند که از این تعداد، ۲۲۴ زمین‌لرزه مربوط به فلات ایران است. براساس اولین قطبش موج P، سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها، محورهای اصلی تنش (T و P) و صفحات گرهی تعیین و خطاهای مربوطه در حالتی که بیش از یک حل قابل تطبیق بر داده‌ها باشد، محاسبه گردیدند. شرط مقبولیت و پذیرش صفحه گسله‌های ارزیابی شده مبتنی بر خطای محورهای T, P (کمتر از ۱۵ درجه) و حداقل تعداد قطبش ($N \geq 30$) و امتیاز ($S \geq 0.75$) می‌باشد. میانگین تعداد قطبش موج P برای ۲۲۴ زمین لرزه در فلات ایران ۸۸ قطبش است. سازوکارهای کانونی نشان می‌دهند که گسلش بیشتر زمین لرزه‌های ایران امتداد لغز و مایل است. به طوری که ۶۶ درصد از سازوکارهای کانونی، گسلش امتداد لغز و یا مایل با مؤلفه‌های چیره امتداد لغزی را نشان می‌دهند و گسلش شیب لغز محض، تنها حدود ۱۸ درصد از کل حلها را شامل می‌شوند. حرکات شیب لغز بیشتر به صورت معکوس است، این نشانگر تأثیر چیره همگرایی صفحه‌های عربستان - اوراسیا توسط گسلشهای امتداد لغز و معکوس در لرزه زمین ساخت فلات ایران است. نمودارهای مثلثی فرولیخ (Frohlich) برای سازوکار کانونی نواحی ساختاری زاگرس، البرز، خاور ایران و مکران ارائه گردید. در هر ناحیه دو جهت چیره برای محور پیشینه فشار در جهت NE-SW و جهت NW-SE مشاهده می‌شود. جهت اول با جهت اصلی تنش زمین ساختی مطابقت دارد در حالی که به نظر می‌رسد جهت دوم مربوط به حرکات زمین ساختی محلی و گسله‌های فرعی باشد. سازوکارهای کانونی به دست آمده با سازوکار کانونی زمین لرزه‌هایی که توسط روش CMT (Harvard Centroid Moment Tensor) محاسبه شده است توافق عمومی دارد، ولی مکان کانونی گزارش شده به وسیله CMT در اغلب موارد چند ده کیلومتر با مکان کانونی به دست آمده در این مقاله تفاوت دارد. این تفاوت به خوبی قابل انتظار است زیرا روش CMT به جای تعیین کانون گسیختگی، مکان میانگین گشتاور لرزه‌ای آزاد شده را تعیین می‌کند (Dziewonski et al., 1981).

کلید واژه‌ها: ساز و کار کانونی، زمین لرزه، تنش، فلات ایران، قطبش موج P، گسلش

Abstract

This paper presents a study of focal mechanism of earthquakes and stress indicators for Iranian plateau and surrounding regions. All recorded earthquakes with magnitude of 4.5 and higher, occurred from 1964 to 2000, have been studied. The seismological data were taken from the International Seismological Centre (ISC) bulletin and Earthquake Data Report (EDR). More than 400 events of all earthquakes have been evaluated as good quality. Among them, 224 earthquakes are located in the Iranian plateau. Based on P-wave first arrival polarities, focal mechanisms, orientation of the principle stress axes (P and T), nodal planes, and their corresponding errors in cases where more than one solution may fit the data, have been determined. Reliability of the fault plane solutions has been evaluated by the values of the errors of P and T-axes orientations (less than 15°), the minimum number of polarities ($N \geq 30$), and the score ($S \geq 0.75$). The average number of polarities for 224 earthquakes in Iranian plateau is 88. The fault plane solutions indicate that the strike-slip and oblique faulting movements

characterize the majority of the earthquake focal mechanisms. 66 percent of the solutions correspond to strike-slip or oblique-slip with a strong strike-slip component faulting, while only about 18 percent of the solutions correspond to the mechanism of dip-slip faulting. Dip-slip movements are mostly reverse. This is markedly in effect of the Arabia-Eurasia convergence by strike-slip and reverses faulting in seismotectonics of Iran. The Frohlich triangle diagrams for Zagros, Alborz, the east of Iran and Makran zones were presented. There are two main alignments of the maximum compressional stress in each zone: NE-SW and NW-SE. The NE-SW direction is compatible with the main regional tectonic stress, whereas, the NW-SE direction seems to be associated with local tectonic movements. The focal mechanisms obtained in this study are in general agreement with those of Centroid Moment Tensor (CMT) solutions reported by Harvard. However, the epicenters given by CMT method are generally misplaced by tens of kilometers from the locations reported by ISC or EDR. As reported by Dziewonski et al. (1981), such a discrepancy is well expected because the location of epicenters in the Harvard CMT corresponds to the centroid of seismic moment release, rather than to the point of rupture nucleation.

Key words: Focal mechanism, Earthquake, Stress, Iranian plateau, P-wave polarities, Faulting.

۱- مقدمه

ایران (مانند: Jackson & Mckenzie, 1984; Nowroozi., 1972) انجام یافته است، در حالی که مقاله حاضر از مجموع داده‌های تمامی زمین لرزه‌هایی که در چهار دهه گذشته در این منطقه رخ داده است، استفاده می‌کند. افزون بر آن، محققان مختلف در بررسی داده‌ها، معمولاً هر یک از روشی استفاده می‌کنند که ممکن است متفاوت با روش دیگری باشد و لذا به کارگیری روشهای گوناگون در داده‌ها، می‌تواند در نتیجه‌گیری تأثیرگذار باشد. در این مقاله، جزئیات مربوط به فرایند گسلش، مانند توزیع هندسی تنش بیشینه و جابه‌جایی نسبی در روی گسلها و الگوی تنش زمین‌ساختی ایران و نواحی اطراف بررسی شده است. نتایج این مقاله می‌تواند در شناخت هر چه بیشتر جزئیات لرزه‌خیزی نواحی مختلف ایران و تعیین مدل حرکت صفحه‌های زمین‌ساختی و بررسی ژئودینامیکی مناطق ایران و نواحی اطراف کمک فراوانی کند.

قسمت اعظم فلات ایران در معرض خطر زمین لرزه قرار دارد. همان گونه که در شکل ۱ نشان داده شده، ایران پوشیده از گسل است که اغلب گسلها کاری بوده و دارای توان ایجاد زمین لرزه هستند. این گسلها اغلب مکان زمین لرزه‌های بزرگ و مخرب گذشته بوده‌اند و زمین لرزه‌های آینده نیز احتمالاً به وسیله فعالیت آنها به وجود خواهد آمد. این گسلها، سازوکار متنوع و گوناگونی را در پهنه لرزه خیز فلات ایران دارا می‌باشند. افزون بر گسلهای کاری آشکار، گسلهای کاری ولی نهان زیادی نیز وجود دارند که در گذشته موجب زمین لرزه‌های بزرگ و کوچک بوده و در آینده نیز مکان وقوع زمین لرزه‌های بیشتری خواهند بود. برای مثال می‌توان از گسل پنهان زلزله بسیار مخرب بم در تاریخ ۱۳۸۳/۱۰/۰۵ نام برد (Talebian et al., 2004; Nakamura et al., 2005).

امروزه با پیشرفتهای نمایان دانش در علوم زمین و توسعه فناوری و امکانات نظری و محاسباتی در این شاخه از علوم، برای پژوهشگران علوم زمین لرزه، فرصت پیشرفتهای بسزایی در ارتباط با جزئیات فرایند مکانیکی در چشمه زمین لرزه، و نیز امکان استفاده از روشهای دقیق اندازه‌گیری میزان و توزیع زمانی و مکانی تنشها در یک ناحیه، و شناخت بیش از پیش گسلهای کاری و میزان کاری بودن آنها و نیز تعیین دقیق لغزش و مقدار و جهت آنها فراهم آمده است.

هدف این مقاله، بهره‌گیری از داده‌های موجود و مطالعه و بررسی این داده‌ها برای تعیین سازوکار زمین لرزه‌هایی است که در چهار دهه گذشته در ایران و نواحی اطراف آن اتفاق افتاده و به وسیله ایستگاههای لرزه نگاری بین‌المللی در تمام نقاط دنیا ثبت شده‌اند. مطالعاتی که تا کنون به وسیله محققان مختلف انجام شده، هر یک معطوف به تعداد معینی از زمین لرزه‌ها بوده است که در ابعاد محلی و ناحیه‌ای (مانند: Priestley et al., 1994; Balakina et al., 1996) و یا دربرگیرنده کل

۲- لرزه زمین ساخت فلات ایران

فلات ایران و نواحی اطراف آن، مجموعاً از رشته کوهها و چین‌خوردگیهایی تشکیل شده است که در طی دور تریاس شکل گرفته‌اند. کوههای هندوکش از گره پامیر در شمال باختر هندوکش و شمال دره هندو شروع شده و با ادامه در امتداد لبه شمالی فلات ایران به رشته کوه البرز می‌پیوندد. رشته کوه البرز در جهت خاور - باختر در امتداد سواحل جنوبی دریای خزر به سمت شمال باختر تا گره ارمنستان یعنی محل مرز مشترک ایران، ترکیه و ارمنستان ادامه می‌یابد. مرز باختری البرز تا قفقاز کوچک و مرز خاوری آن تا کوههای پاروپامیسوس (Paropamisus) افغانستان گسترش دارد (Alavi, 1991). رشته کوه دیگر، زاگرس است که با اشراف بر رود دجله، خلیج فارس و دریای عمان، همراه با رشته کوههای شمالی، فلات ایران را احاطه کرده‌اند.

Jackson and Mckenzie, 1988; Baker, 1993; Hessami and Jamali, 1996).

در این بخش تنها به کلیاتی از لرزه زمین ساخت ایران اشاره می‌شود و خواننده برای جزئیات و اطلاعات بیشتر به فهرست مقالات ارجاع داده می‌شود.

Shoja-Taheri and Niazi (1981) با بررسی نزدیک به ۴۰۰۰ زمین‌لرزه با بزرگی بیش از ۴/۰ در فلات ایران و اطراف آن نشان دادند که بخش فعال کمربند زمین ساختی آلپ - هیمالیا به صورت یک ناحیه پخش و پراکنده لرزه‌خیز متشکل از چند کمربند لرزه‌خیز درون قاره‌ای است. این کمربندها چندین بلوک کوچک نسبتاً پایدار را احاطه کرده‌اند. بارزترین بلوک نا لرزه‌ای و پایدار، بلوک افغانستان باختری است و بلوک‌های با ابعاد کوچک‌تر در ایران مرکزی، آذربایجان و ناحیه جنوبی دریای خزر نیز پایداری قابل ملاحظه‌ای را نشان می‌دهند.

Nowroozi (1971) با تعیین محل تعداد زیادی زمین لرزه نشان داد که بیشترین فعالیت لرزه‌خیزی در سه نوار متمرکز است. یکی از این نوارها از ناحیه قفقاز در جهت خاوری - باختری شروع شده و پس از عبور از دریای خزر به ناحیه لرزه‌خیز شمال خاوری ایران می‌پیوندد و دو کمربند میانی و جنوبی به صورت یک زون فعال از کنار قسمت خاوری گسل آناتولی شمالی شروع شده و سپس به دو نوار تقسیم می‌شود. یکی از دو نوار کوه‌های البرز در امتداد لبه جنوبی دریای خزر را دنبال می‌کند و دیگری در امتداد کوه‌های زاگرس تا تنگه هرمز کشیده شده و از آنجا تغییر جهت داده و در امتداد سواحل جنوبی ایران و پاکستان ادامه می‌یابد.

در مطالعه لرزه زمین ساخت نواحی مختلف ایران با استفاده از تعیین ساز و کار زمین لرزه مهم منطقه، Mckenzie (1972) با بررسی و تعیین ساز و کار تعداد زیادی زمین لرزه و گسل‌های واقع در کمربند آلپی نتیجه گرفت که دگر شکلی منطقه در حال حاضر ناشی از صفحه‌های قاره‌ای کوچکی است که در حال دور شدن از ترکیه خاوری و ایران باختری هستند.

Nowroozi (1972) با مطالعه موج با پریود بلند P ثبت شده به وسیله زمین لرزه‌ها در فلات ایران و نواحی اطراف نتیجه گرفت که ساز و کار زمین لرزه‌ها در چین خوردگی‌های زاگرس، به طور آشکار از نوع راندگی و احتمالاً تا حدی مؤلفه امتداد لغز است و نیز نشان داد که زلزله‌ها در چین خوردگی‌های زاگرس مقید به یک لایه سنگ کمره‌ای به ضخامت ۶۰ کیلومتر و با شیب ۱۵ تا ۲۰ درجه به سمت شمال می‌باشند. در خاور ایران سازوکار زمین لرزه‌ها مربوط به گسل فردوس از امتداد لغز چپگرد محض تا راندگی محض تغییر می‌کند. افزون بر آن، با توجه به شواهد زمین لرزه‌ای و زمین‌شناسی، وی تمام خاورمیانه را به هشت صفحه زمین ساختی هند، افغانستان، لوت، ایران، دریای خزر، دریای سیاه، ترکیه و عربستان

زاگرس به سمت شمال باختر تا بلندی‌های خاور عراق و جنوب خاور ترکیه ادامه دارد و به سمت جنوب خاور توسط گسل ترادیس درون قاره‌ای میناب از مکران جدا می‌شود. کوه‌های زاگرس در امتداد مرز باختری ایران و پیش از این که به سمت خاور تغییر جهت دهند، یک دسته تاقدیس به شکل تیغه‌های موازی را تشکیل می‌دهند که ارتفاع آنها به ۴۵۰۰ متر می‌رسد. زاگرس به دلیل وجود ذخایر عظیم نفت و گاز و نیز جایگاه خاص زمین ساختی در میان اوراسیا و عربستان، توسط پژوهشگران متعددی بررسی شده است. از آن جمله می‌توان Falcon (1974), Farhoudi (1978), Pamic et al. (1979), Jackson & Mckenzie (1984), Alavi (1994), McQuarrie (2004) را نام برد. رشته کوه‌های مکران بر فرا دیواره یک زون فرورانشی قرار دارد. در شمال به گودال جازموریان محدود می‌شود و مرز جنوبی آن در ۱۵۰ کیلومتری ساحل دریای عمان قرار دارد

(Farhoudi and Karig, 1977, Glennie et al., 1990). ناحیه مرکزی فلات ایران با ارتفاع بین ۱۰۰۰ تا ۱۵۰۰ متر از سطح دریا از رسوبات ماسه‌ای، آهکی و گچی با سن تریاس و کرتاسه تشکیل شده است (Clapp, 1940). ایران مرکزی در پالتوزویک تا تریاس بخشی از سکوی عربستان - ایران بوده (Stocklin, 1974) و از کرتاسه تا کنون به طور قطع به اوراسیا (توران) پیوسته بوده است (Soffel & Forster 1983).

Gutenberg and Richter (1954) در بررسی لرزه‌خیزی این ناحیه اشاره می‌کنند که ناحیه فعال لرزه‌ای در ایران، به مراتب پخش و گسترده‌تر از اغلب بخش‌های کمربند آلپی است. به برآورد آنها ۲/۷ درصد کل انرژی تمام زمین لرزه‌های سطحی دنیا به وسیله زمین لرزه‌های بلوچستان و ایران آزاد می‌شود و نیز در ایران جنوبی معمولاً زمین لرزه‌هایی با شدت متوسط اتفاق می‌افتد.

زمین لرزه‌های تاریخی ایران با استفاده از آثار و نوشته‌های باستانی مطالعه شده است (Seyed-Nabavi, 1978; Ambrayseys and Melville, 1982, Berberian, 1994).

Berberian and Yeats (1999; 2001) با تطبیق آثار باستانی و شواهد زمین‌شناسی، ریخت‌شناسی و زلزله‌شناسی گسل‌های مسبب بسیاری از زلزله‌های تاریخی ایران را بررسی کرده‌اند.

جنبه‌های لرزه‌خیزی و لرزه زمین ساختی فلات ایران مورد بررسی پژوهشگران زیادی قرار گرفته است (برای مثال:

Stahl, 1911, Wilson, 1930; Peronaci, 1958; Niazi and Basford, 1968; Nowroozi, 1971; 1972; 1976; Seyed-Nabavi, 1972; Mckenzie, 1972; Berberian, 1976a; 1976b; 1977; 1981; 1994; 1995; Shoja-Taheri and Niazi, 1981;

زمین‌لرزه شناسی ISC برای سالهای ۱۹۶۴ تا ۱۹۹۴ و گزارش داده‌های زمین‌لرزه‌های EDR برای سالهای ۱۹۹۵ تا ۲۰۰۰ است.

استفاده از قطبش امواج که توسط مراکز زمین لرزه شناسی ارائه می‌شوند، اغلب به حل مناسبی از صفحه گسل منجر نمی‌گردد. علت آن را می‌توان در نبود پوشش کافی و یکنواخت و مناسب ایستگاههای لرزه نگاری از نظر آزمون و فاصله از مرکز سطحی زمین لرزه و همچنین وجود خطا در علامت ارائه شده برای نخستین حرکت موج P در گزارشهای مراکز زمین لرزه شناسی ذکر کرد. این خطا می‌تواند ناشی از ویژگیهای فیزیکی موج P، ساختارهای زمین شناختی مسیر امواج و یا نوع دستگاه لرزه نگاری باشد (Balakina et al., 1996). بنابراین تعداد کمترین قطبش به عنوان اولین محدودیت در تعیین سازوکار کانونی یک زمین لرزه منظور گردید. زاویه حرکت موج از منبع را با استفاده از منحیهای زمان - مسافت J-B (Jeffreys and Bullen, 1940) محاسبه کردیم. مدل ساختمانی امواج طولی J-B برای پوسته بالایی بیشتر نواحی دنیا مناسب می‌باشد. این مطلب با تجربه سازوکار کانونی در مناطق مختلف تأیید می‌شود (Balakina et al., 1996).

تعیین صفحه گسل با استفاده از یک برنامه رایانه‌ای براساس الگوریتم Snoke et al. (1984) به دست آمد. این الگوریتم برای محورهای اصلی تنش (P و T) و صفحات گرهی (Nodal Planes) و همچنین خطاها را در حالتی که بیش از یک حل قابل تطبیق بر داده‌ها باشد، تعیین می‌کند. مقبولیت یک صفحه گسل براساس خطای محورهای P و T و کمترین تعداد قطبش (N) و امتیاز (S) تعیین می‌شود. امتیاز یک حل توسط رابطه زیر به دست می‌آید:

تعداد کل قطبش / (تعداد قطبش با علامت خطا ۷۵٪ - تعداد کل قطبش) شکل ۲ توزیع مرکز سطحی ۲۲۴ زمین لرزه را که سازوکار کانونی آنها به طور قابل قبولی در محدوده جغرافیایی ایران به دست آمده است، نشان می‌دهد (خطای محورهای P و T کمتر از ۱۵ درجه، $N \geq 30$ و $S \geq 75$). تعداد قطبشهای گزارش شده برای هر زمین لرزه اغلب با بزرگی زمین لرزه و همراه با افزایش تعداد ایستگاههای لرزه نگاری که آن زمین لرزه را ثبت می‌کنند، افزایش می‌یابد.

شکلهای ۳ تا ۶ سازوکار کانونی ۴۱۰ زمین لرزه با حل کانونی قابل قبول، مربوط به فلات ایران و نواحی اطراف را برای گستره‌های مختلف بزرگی نشان می‌دهد. از این تعداد ۲۲۴ زمین لرزه مربوط به ایران می‌باشد. میانگین تعداد قطبش موج برای ۲۲۴ زمین لرزه در ایران ۸۸ قطبش است که نشان دهنده مقبولیت سازوکارهای محاسبه شده می‌باشد.

در ایران، ۶۶ درصد از سازوکارها از نوع گسلش امتداد لغز و یا مایل با مؤلفه‌های غالب امتداد لغزی می‌باشند. در حالی که گسلش از نوع شیب

تقسیم کرد. در این الگو، صفحه ایران به سمت شمال حرکت می‌کند، در حالی که در الگوی (Mckenzie 1972) جهت حرکت به سمت شمال خاور است. مدل‌های زمین ساختی دیگری نیز توسط پژوهشگران ارائه شده است که از آن میان می‌توان مدل (Nowroozi 1976) را نام برد. او با تعیین مجدد مکان بیش از ۵۰۰ زمین لرزه در ایران نشان داد که مکان جدید این زمین لرزه‌ها منطبق بر بسیاری از گسل‌های فعال مانند گسل فردوس، کوه‌بنان، نایبند، تکه‌های مختلف گسل شاهرود و گسل مکران می‌باشند. سریهای چین خورده زاگرس سطوح مختلف لرزه خیزی را در قسمتهای مختلف نشان می‌دهند و از این رو، این ناحیه خود به چندین ناحیه کوچک‌تر لرزه زمین ساخت قابل تقسیم است. او با استفاده از توزیع زمین لرزه‌ها، اطلاعات زمین شناسی، توزیع گنبد‌های نمکی، روند ساختاری و گسل‌های فعال، ایران را به ۲۳ ناحیه لرزه زمین ساخت تقسیم کرد.

Berberian (1983) این گونه الگوها را بر اساس داده‌های زمین لرزه‌ای کوتاه مدت، زمین لرزه‌های بزرگ، سازوکار کانونی و داده‌های محدود زمین ساختی دانسته و ایراد اساسی آنها را چنین معرفی می‌کند که با رویداد هر زمین لرزه بزرگ جدید مرز صفحه جدیدی مشخص شده که در نتیجه باید تعداد بی‌شماری صفحه معرفی کرد.

هدف این مقاله، تحلیل لرزه زمین ساختی و ارائه مدل‌ها و الگوهای زمین ساختی بوده، بلکه این تحقیق، یک الگوی تنش برای پوسته در فلات ایران و نواحی اطراف را بررسی کرده است. مجموعه کاملی از سازوکار کانونی زمین لرزه‌ها بین سالهای ۱۹۶۴ تا ۲۰۰۰ نیز پیوست شده است، اهمیت فهرست پیوست در این است که کاتالوگ Harvard CMT تنها شامل زلزله‌های با بزرگی بیش از ۵/۵ و از سال ۱۹۷۷ به بعد می‌شود و کاتالوگ جامع دیگری برای گستره مورد مطالعه در دسترس نمی‌باشد. همچنین با توجه به ماهیت متفاوت بین روش CMT که با استفاده از امواج لرزه‌ای بلند پریود بوده و روش مقاله حاضر که با استفاده از اولین قطبش موج در دستگاههای کوتاه پریود است وجود اختلافاتی در سازوکار کانونی و مکان زلزله محاسبه شده کاملاً ممکن است. بنابراین فهرست ارائه شده، در مطالعات زمین لرزه‌های منطقه اهمیت فراوانی دارد.

۳- سازوکار کانونی زمین لرزه‌ها و مشخصه‌های تنش

در این مطالعه، سازوکار کانونی زمین لرزه‌ها براساس قطبش (Polarity) موج P به دست آمد. برای این منظور، زمین لرزه‌های بزرگ‌تر از ۴/۵ (بر مبنای امواج درونی mb برای زلزله‌های با بزرگی کمتر از ۶ و زلزله‌هایی که بزرگی آنها در مقیاس امواج سطحی Ms گزارش نشده است) رخ داده در بین سالهای ۱۹۶۴ تا ۲۰۰۰ در محدوده جغرافیایی ایران و اطراف مورد بررسی قرار گرفتند. مأخذ زمین لرزه‌های استفاده شده مرکز بین المللی

بنابراین جهت دیگر به دست آمده یعنی NW-SE در ارتباط با زمین لرزه‌های متوسط ارزیابی می‌شوند. در شکل ۱۳ سازوکار کانونی این ۳۶ زمین لرزه همراه با جهت ممکنه مؤلفه افقی بردار لغزش نشان داده شده‌اند. برای هر زمین لرزه یک جفت پیکان رسم شده است که هر یک یسانگر لغزش محتمل ناشی از صفحه اصلی و صفحه فرعی (Auxiliary Plane) کانون محاسبه شده می‌باشد. بدیهی است انتخاب یکی از دو جهت در هر زمین لرزه به عنوان جهت واقعی لغزش، بستگی به انتخاب یکی از دو صفحه گرهی محاسبه شده به عنوان صفحه اصلی گسلش دارد که این با مشاهدات صحرایی گزارش شده پس از وقوع زمین لرزه قابل ارزیابی است.

۴- مقایسه نتایج حل کانونی به روش قطبش و روش CMT

حل‌های کانونی محاسبه شده در این مقاله که توسط قطبش موج P به دست آمده‌اند، با حل کانونی آن دسته از زمین لرزه‌هایی که توسط روش Harvard Centroid Moment Tensor (CMT) (Dziwonski et al., 1981) نیز محاسبه شده‌اند دارای توافق نسبی هستند. ولی بین مکان کانونی آنها تفاوت وجود دارد و این جابه‌جایی در برخی موارد به چند ده کیلومتر می‌رسد. در این مطالعه مکان کانونی زمین لرزه‌ها به توسط روشی مشابه ISC تعیین محل شده‌اند. در شکل ۱۴ محل کانونی زمین لرزه‌ها به وسیله دو روش ذکر شده با یکدیگر مقایسه شده‌اند. در شکل ۱۵ توزیع آزمون‌های این جابه‌جاییها را برای سه ناحیه زاگرس، البرز و خاور ایران نشان می‌دهد. همان گونه که در این دو شکل دیده می‌شود، ضمن اینکه میانگین توزیع جابه‌جاییها به طور بارز متوجه شمال خاور ایران است، ولی برای ناحیه البرز این توزیع به سمت دو جهت شمال خاوری و شمال باختری متوجه است.

Pan et al. (2002) با تعیین مجدد مکان زمین لرزه‌های میان اقیانوسی با استفاده از داده‌های CMT و توپوگرافی بستر دریا یک جابه‌جایی بارز در جهت آزمون‌های مشخص تا حد ۷۰ کیلومتر را برای روش ISC معرفی می‌کنند. آنها معتقدند که تعیین محل کانونی زلزله‌ها به روش ISC برای زمین لرزه‌های میان اقیانوسی به دلیل دور بودن از ایستگاههای لرزه نگاری و عدم پوشش کافی ایستگاهها با خطایی زیاد همراه است. علت دیگر را به واسطه استفاده ISC از مدل یک بعدی ساختار زمین (مدل J-B) بدون در نظر گرفتن تغییرات جانبی می‌دانند.

پوشش جهانی ایستگاههای لرزه نگاری برای ایران نیز ناهمگن بوده و بیشتر این ایستگاهها در نیم کره شمالی واقع هستند و از این رو پوشش ناکافی می‌تواند ارزیابی قابل اعتماد مکان کانونی زمین لرزه‌ها را به زیر

لغز محض حدود ۱۸ درصد از کل حلها را شامل می‌شود. حرکات شیب لغز بیشتر به صورت معکوس است. این مؤید آن است که لرزه زمین ساخت ایران که دستخوش برخورد زمین ساختی می‌باشد، حاصل عمل متقابل گسلهای امتداد لغز و معکوس است. تغییرات ساختاری درون صفحه‌ای ایران مؤثر از حرکت صفحه عربستان به سمت NNE است که سبب ایجاد سامانه مرکب از کمربندهای لرزه‌ای برخوردی مایل (Collision-Oblique) و برخوردی موازی (Collision-Parallel) شده است (Mckenzie, 1972; Berberian, 1981; Jackson & Mckenzie, 1984; DeMets et al., 1990; Jackson et al., 1990; 1995; Bonini et al, 2003). نمودارهای مثلثی فرولیخ (Frohlich, 1992) در شکلهای ۷ تا ۱۰ میزان درصد سازو کارهای مختلف کانونی را به ترتیب برای نواحی ساختاری زاگرس، البرز، خاور و مکران نشان می‌دهند. همان‌طور که از شکلهای مشخص می‌شود، ساز و کار کانونی غالب در هر چهار ناحیه از نوع امتداد لغز می‌باشد. در این شکلهای همچنین جهت میانگین محور تنش فشاری در دو جهت NE-SW و NW-SE دیده می‌شود. جهت NE-SW با جهت تنش زمین ساختی نواحی و با حرکتها و همچنین همگرایی صفحه‌های اوراسیا - عربستان هماهنگی دارد (DeMets et al., 1990; Stella et al., 2002) در حالی که به نظر می‌رسد جهت دوم مربوط به حرکات زمین ساختی محلی و گسلهای از درجه دوم باشد.

در شکل ۱۱ جهت مؤلفه تنش افقی محاسبه شده برای فلات ایران و نواحی اطراف به وسیله پیکان رسم شده است. طول پیکانها متناسب با بزرگی زمین لرزه‌ها انتخاب شده است. همان طوری که در این شکل مشاهده می‌شود جهت چیره مؤلفه افقی تنش برای این زمین لرزه‌ها در امتداد NE-SW است. پارامترهای سازوکار کانونی زمین لرزه‌های ایران به صورت خلاصه در جدول ۱ آمده است.

برای بررسی بیشتر میدان تنش، از کل زمین لرزه‌ها، ۳۶ زمین لرزه انتخاب شد، به طوری که توزیع مناسب و یکنواختی در منطقه مورد مطالعه داشته و حل ساز و کار کانونی آنها با بیشترین تعداد قطبش و در مقایسه با بقیه زمین لرزه‌های بررسی شده، دارای کمترین خطا باشد. فهرست مشخصات این زمین لرزه‌ها در جدول ۲ آمده است. بجز چهار مورد (زمین لرزه‌های شماره ۴ و ۸ و ۱۸ در ناحیه زاگرس و ۲۷ در مکران) بقیه زمین لرزه‌های انتخاب شده در محدوده جغرافیایی ایران دارای بزرگی بیش از ۶ می‌باشند. در شکل ۱۲ جهت مؤلفه افقی تنش فشاری محاسبه شده برای این زمین لرزه‌ها نشان داده شده است. همان گونه که ملاحظه می‌شود، مؤلفه فشاری افقی در فلات ایران، عموماً در جهت NE-SW قرار دارد.

روش CMT از تحلیل شکل موج بلند - پریود P استفاده می‌شود. امواج P با پریود بلند حاصل جابه جایی در تمام طول گسل است. CMT به جای تعیین مرکز سطحی شروع گسیختگی، مکان میانگین گشتاور زلزله‌ای آزاد شده را مشخص می‌کند (Dziewonski et al., 1981). بنابراین با توجه به منظور از مرکز سطحی به‌عنوان مکان سطحی شروع گسیختگی، مختصات جغرافیایی ارائه شده با استفاده از زمانهای عبوری مانند روش ISC دارای خطای کمتر است.

۵- نتیجه‌گیری

ساز و کار کانونی زمین‌لرزه‌های متوسط و بزرگ ایران نشان می‌دهد که گسلهای امتداد لغز و مایل با مؤلفه‌های چیره امتداد لغز بیشتر زلزله‌های ایران را شامل می‌شوند و حرکات شیب لغز بیشتر به صورت معکوس است. این مؤید تأثیر چیره همگرایی صفحه‌های عربستان - اوراسیا توسط گسلهای امتداد لغز و معکوس در لرزه زمین ساخت فلات ایران است. جهت بیشینه فشار در نواحی مختلف لرزه‌خیز ایران افزون بر جهت کلی زمین ساختی شمال خاور - جنوب باختر جهت دیگری نیز دارد که تقریباً عمود بر جهت قبل می‌باشد. جهت دوم که عموماً در زمین‌لرزه‌های متوسط دیده می‌شود، به نظر می‌رسد مربوط به حرکات زمین ساختی محلی و گسلهای فرعی باشد.

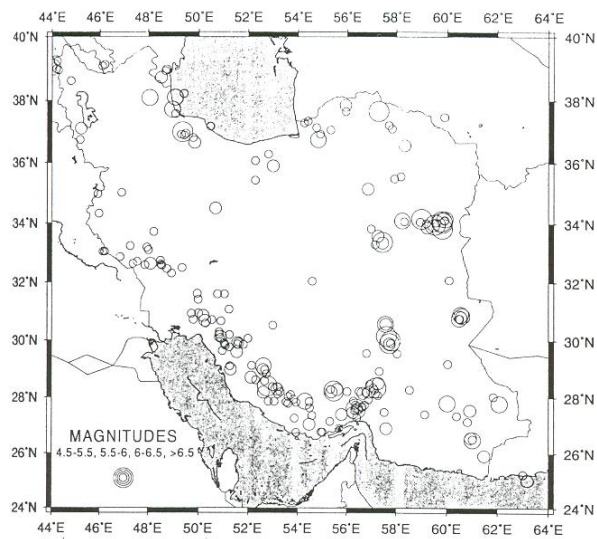
سؤال برد. با این وجود، برای بررسی تأثیر ناهمگنی پوشش آزیموتی دو ناحیه لرزه خیز ایتالیا و کالیفرنیا جنوبی را انتخاب کردیم. در این دو ناحیه، بویژه در کالیفرنیا جنوبی با وجود تعداد فراوان ایستگاههای لرزه نگاری محلی، ناحیه‌ای و جهانی پوشش آزیموتی ایستگاهها همگن می‌باشد. با این حال، همان طور که در شکلهای ۱۶ و ۱۷ نشان داده شده است در هر دو ناحیه جا به جایی قابل ملاحظه‌ای بین تعیین محل‌های گزارش شده وجود دارد. افزون بر اینکه زلزله‌های تعیین محل مجدد شده در منطقه کالیفرنیا جنوبی با استفاده از مدل سه بعدی ساختار زمین (Hauksson, 2000) با دقت بسیار بالایی انجام گرفته است. شکل ۱۸ نشان می‌دهد که اختلاف مکان زمین لرزه‌های تعیین شده در منطقه کالیفرنیا جنوبی با استفاده از مدل سه بعدی با مکانهای گزارش شده توسط EDR که به روش مشابه ISC می‌باشد، بسیار ناچیز است.

از آنجا که مطالعات لرزه زمین ساختی بسیار وابسته به تعیین دقیق محل زلزله‌هاست، پاسخ به این پرسش بسیار جدی است که دلیل اختلاف محل کانونی گزارش شده به روش CMT و ISC در چیست و کدام یک از این دو روش ارزیابی مقبول‌تری را برای محل کانونی زمین لرزه‌ها ارائه می‌دهد؟

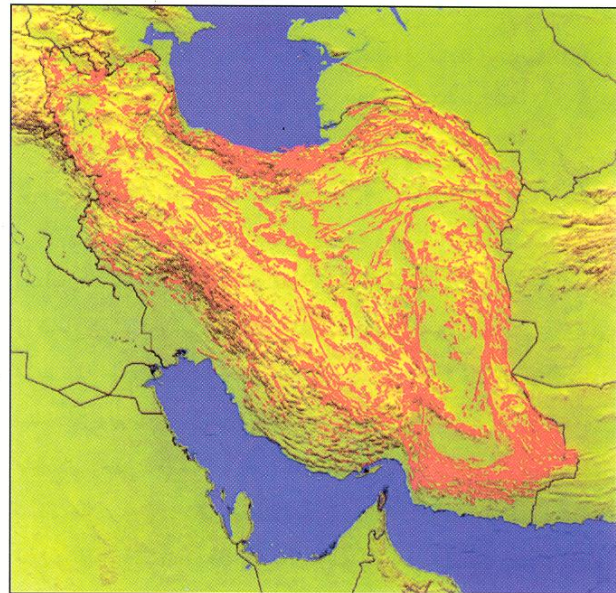
ISC مکان زمین لرزه‌ها را با استفاده از زمان ورود و ثبت امواج S و P و صرفنظر از ماهیت بسامد این امواج به دست می‌آورد، در حالی که در

جدول ۱- ساز و کار کانونی زمین لرزه‌های ایران. ستونهای ۱، ۲ و ۳ به ترتیب ناحیه لرزه خیز و تعداد زمین لرزه‌های مورد بررسی قرار گرفته، روندهای اصلی تنش و درصد زمین لرزه‌ها با این روند را نشان می‌دهند. میانگین آزیموت و در صد زاویه پلانژ کمتر از ۴۵ درجه و بیشتر از ۴۵ درجه محورهای اصلی استرس P و T به ترتیب در ستونهای ۴، ۵، ۶ و ۷، ۸، ۹ آمده است. ستون آخر نسبت گسلهای معکوس به نرمال را نشان می‌دهد.

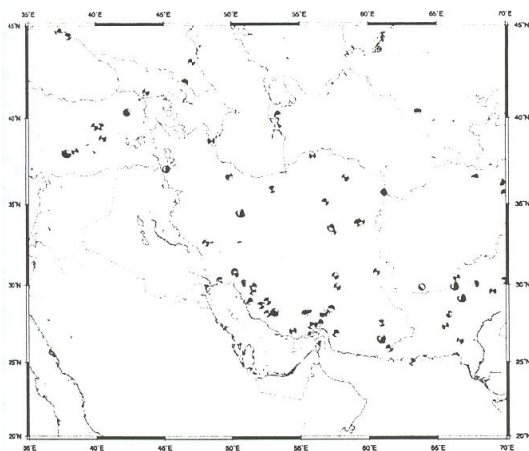
Zone No. of Event	Stress Trend	% Event	P Trend Az	% P Plunge < 45°	% P Plunge > 45°	T Trend Az	% T Plunge < 45°	% T Plunge > 45°	T/N
Zagros ۱۳۱	۱	۵۰	۳۹/۸	۹۰	۱۰	۱۱۲/۴	۲۴	۵۶	۱/۳
	۲	۵۰	۱۴۲/۰	۸۸	۱۲	۵۲/۶	۵۸	۴۲	۲/۱
Alborz ۳۵	۱	۶۳	۴۲/۰	۶۷	۳۳	۱۲۲/۰	۸۰	۲۰	۰/۸
	۲	۳۷	۱۵۰/۰	۱۰۰	۰	۶۲/۲	۲۴	۵۶	۳/۵
East ۴۲	۱	۷۹	۲۵/۶	۵۵	۴۵	۱۱۷/۴	۸۵	۱۵	۱/۷۵
	۲	۲۱	۱۵۹/۳	۸۴	۱۶	۵۶/۷	۱۰۰	۰	۰/۲۵
Makran ۱۴	۱	۳۱	۳۵/۵	۱۰۰	۰	۱۴۷/۱	۱۰۰	۰	۲
	۲	۶۹	۱۴۲/۰	۵۰	۵۰	۵۰/۴۷	۱۰۰	۰	۱/۵



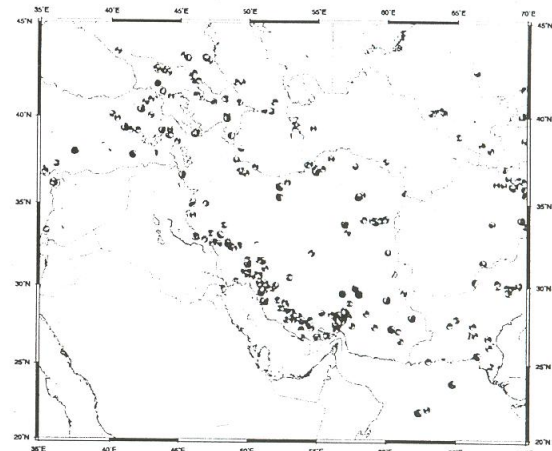
شکل ۲ - توزیع مراکز سطحی ۲۲۴ زمین لرزه استفاده شده در این مطالعه



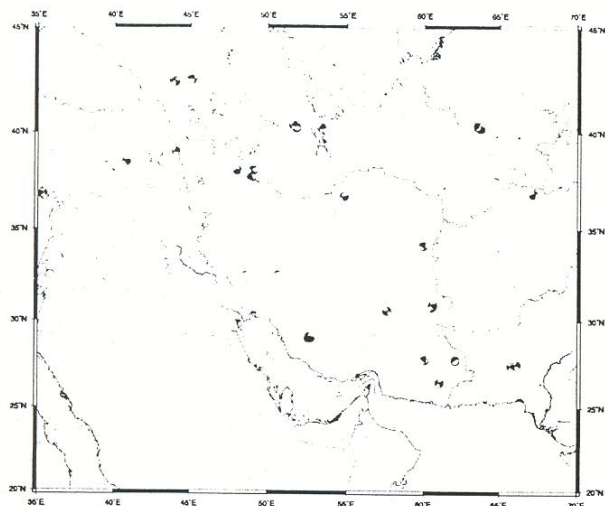
شکل ۱- گسل‌های ایران (اقتباس از نقشه گسل‌های ایران- سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور)



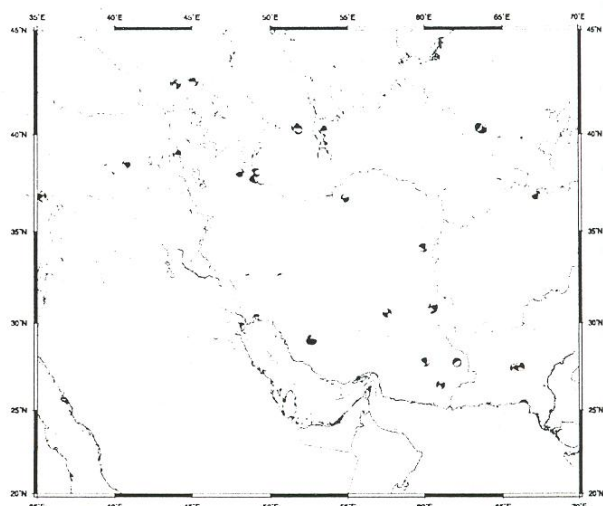
شکل ۴ - سازوکار کانونی زمین لرزه‌های با حل قابل قبول برای گستره بزرگی ۶.۰ - ۵.۵



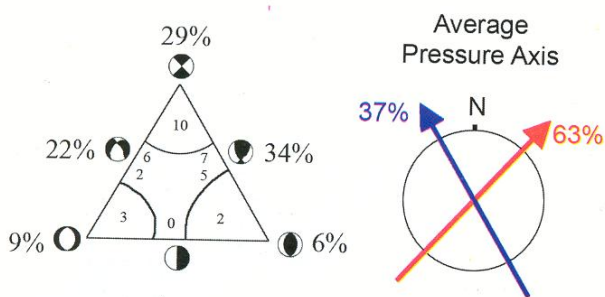
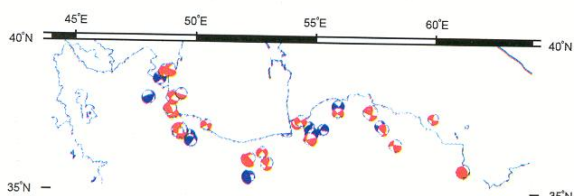
شکل ۳ - سازوکار کانونی زمین لرزه‌های با حل قابل قبول برای گستره بزرگی ۵.۵ - ۴.۵



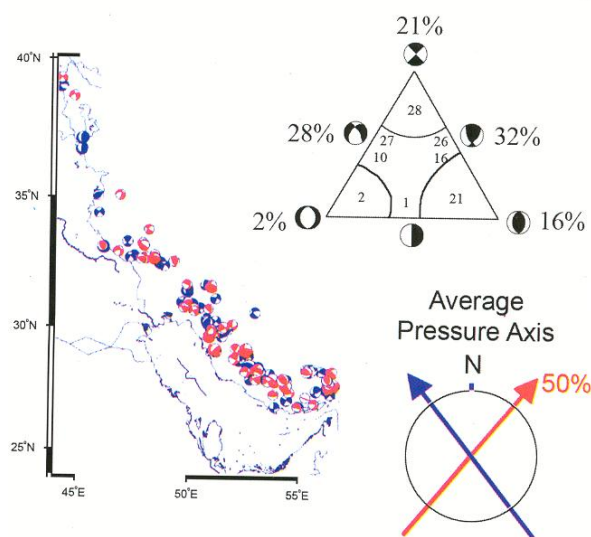
شکل ۶ - سازوکار کانونی زمین لرزه های با حل قابل قبول برای گستره بزرگی بزرگتر از ۶/۵



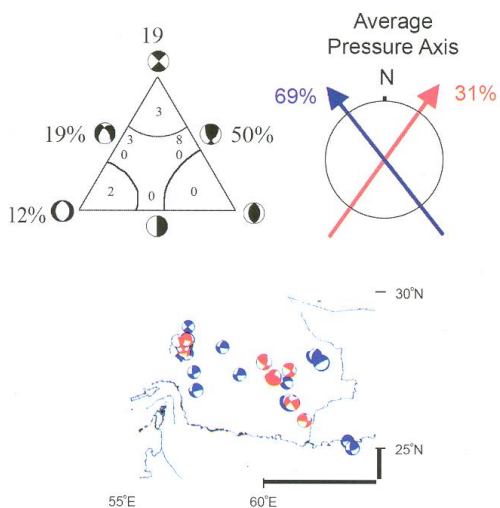
شکل ۵ - سازوکار کانونی زمین لرزه های با حل قابل قبول برای گستره بزرگی ۶/۵ - ۶/۰



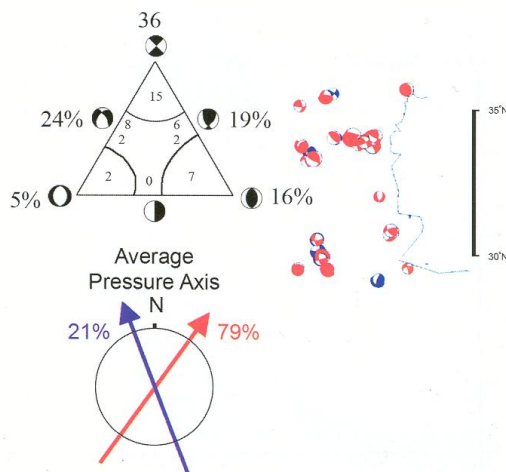
شکل ۸ - سازوکار کانونی زمین لرزه های ناحیه ساختاری البرز برای جزئیات به شکل ۷ رجوع کنید.



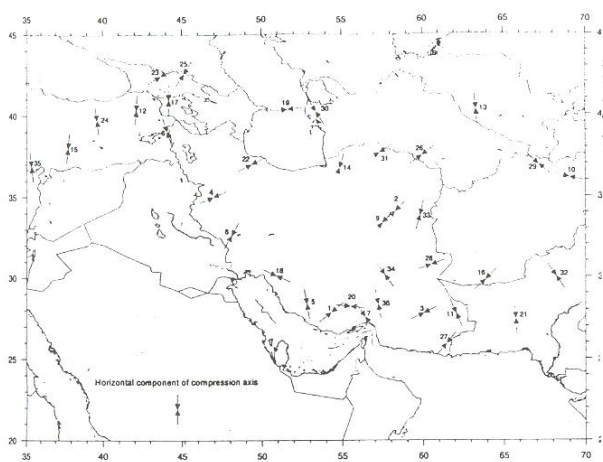
شکل ۷ - سازوکار کانونی زمین لرزه‌های ناحیه ساختاری زاگرس. نمودار مثلثی فرولیخ توزیع سازوکار های امتداد لغز، شیب لغز، امتداد لغز مایل و شیب لغز مایل را نشان می‌دهد. اعداد داخل مثلث تعداد و اعداد خارج مثلث، درصد هر نوع سازوکار را مشخص می‌کنند. میانگین دو جهت غالب برای محور فشارشی ناحیه و درصد آنها رسم شده‌اند. سازوکارهای سرخ رنگ جهت شمال باختر و آبی رنگ جهت شمال خاور را دارند.



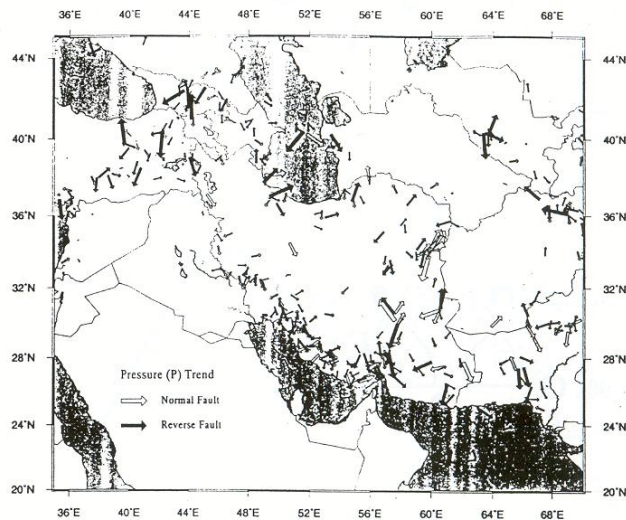
شکل ۱۰ - سازوکار کانونی زمین لرزه های ناحیه ساختاری مکران. برای جزئیات به شکل ۷ رجوع کنید.



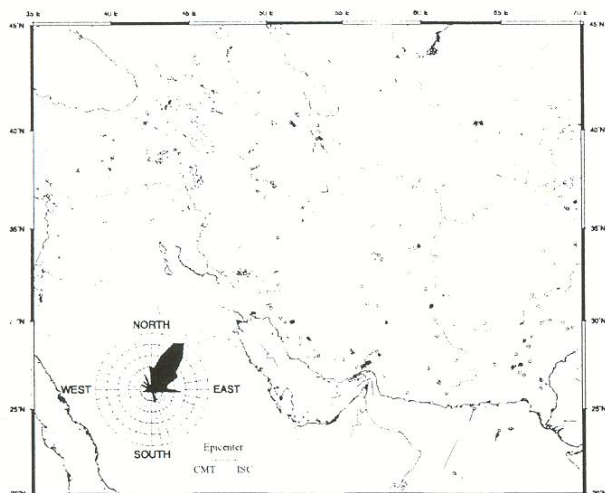
شکل ۹ - سازوکار کانونی زمین لرزه های ناحیه ساختاری شرق ایران. برای جزئیات به شکل ۷ رجوع کنید.



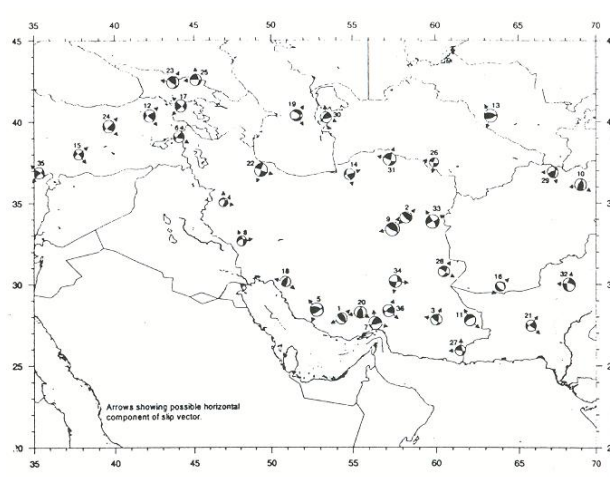
شکل ۱۲ - جهت مولفه افقی تنش P محاسبه شده برای زمین لرزه های جدول ۲



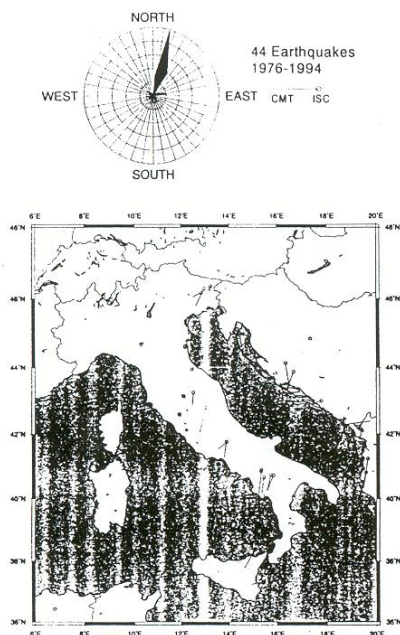
شکل ۱۱ - جهت مولفه افقی تنش P در فلات ایران و نواحی اطراف. طول پیکانها متناسب با بزرگی زمین لرزه ها انتخاب شده‌اند.



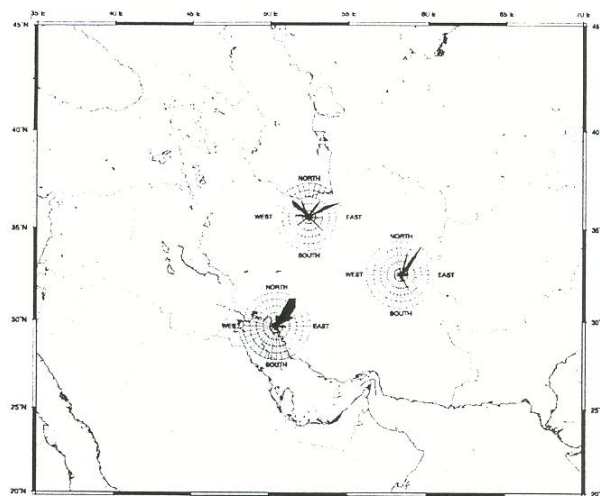
شکل ۱۴- جابه‌جایی محل مرکز سطحی زمین لرزه‌های مطالعه شده به دو روش ISC و CMT و رز نمودار مربوط به توزیع آزمون‌های جابه‌جاییها



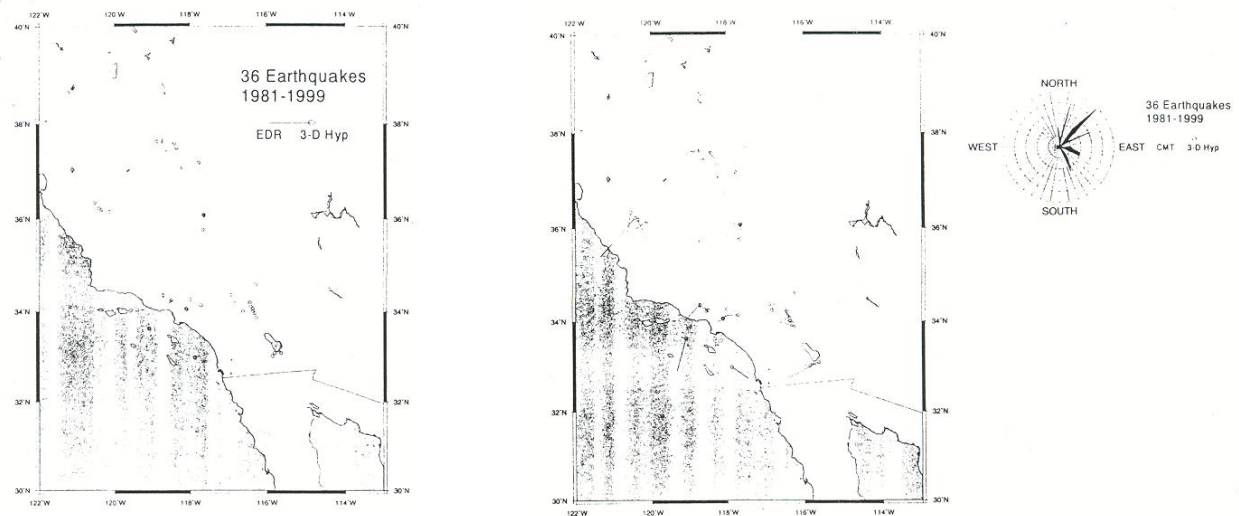
شکل ۱۳- سازوکار کانونی زمین لرزه‌های جدول ۲. پیکانها جهت ممکنه مولفه افقی بردار لغزش را نشان می دهد.



شکل ۱۶- جابه‌جایی در محل مرکز سطحی زمین لرزه‌های منطقه ایتالیا به دو روش ISC و CMT و نمودار گل سرخی مربوط به توزیع آزمون‌های جابه‌جاییها



شکل ۱۵- نمودار گل سرخی مربوط به توزیع آزمون‌های جابه‌جایی مختصات مرکز سطحی زمین لرزه‌ها به دو روش ISC و CMT به تفکیک نواحی زاگرس، البرز و خاور ایران



شکل ۱۸- هم خوانی خوب بین مختصات جابجایی مرکز سطحی زمین لرزه‌های منطقه کالیفرنای جنوب توسط EDR (مشابه روش ISC) و با استفاده از مدل سه بعدی زمین (Hauksson, 2000)

شکل ۱۷- جابه جایی در محل مرکز سطحی زمین لرزه های منطقه کالیفرنای جنوبی توسط CMT، و با استفاده از مدل سه بعدی زمین (Hauksson, 2000) و نمودار گل سرخی مربوط به توزیع آزیموتی جابه جاییها

جدول ۲- فهرست و سازوکار کانونی ۳۶ زمین لرزه با توزیع یکنواخت مرکز سطحی در ایران و نواحی اطراف که حل صفحه‌های گسل برای آنها با مقبولیت بالا محاسبه شده‌اند.

Event No.	Lon.	Lat.	Strike			Dip			Rake			sc	lexp	date
			1	2	3	1	2	3	1	2	3			
1	54	28	133.1	55.6	77.85	333.9	36.2	107.1	20	24	9181966			
2	58	34	136	72	90	316	18	90	28.2	24	911968			
3	60	28	121.8	64.7	37.94	33.41	56.2	149.1	14.1	24	1171969			
4	47	35	268.1	39.7	-23	16.19	75.5	-127	31.6	22	1201971			
5	53	28	52.14	58.6	49.04	291.1	49.9	137	44.7	25	4101972			
6	44	39	212.8	61.9	26.67	109.5	66.7	149.1	14.1	24	11241976			
7	56	28	192.8	43.7	43.84	281.96	67.4	128.4	21.6	25	3211977			
8	48	33	250.1	68.6	-25.8	350	66.1	-157	25.1	23	651977			
9	57	33	117.1	72.6	69.52	348.4	26.6	138.1	12.6	26	9161978			
10	69	36	348.5	42.9	55.77	211.4	55.8	117.6	11.2	25	12161982			
11	62	28	240.9	78	85.9	41.83	12.6	109	39.8	24	4181983			
12	42	40	233.1	68.7	20.43	135.4	71	157.4	15.8	25	10301983			
13	63	40	63.89	52.3	59.07	288.3	47.2	123.6	21.6	25	3191984			
14	55	37	255.5	81.6	44.37	157.3	46.2	168.3	10	24	10291985			
15	48	38	230.4	76.5	2.97	199.7	87.1	166.3	50.1	23	551986			
16	64	30	315	25	-90	135	65	-90	17.8	23	8101987			
17	44	44	453.5	72.7	6.88	114.4	33.4	162.6	11.2	25	1271988			
18	51	30	11.7	54.7	71.26	222.1	39.4	114.4	35.5	23	5271989			
19	52	40	305.9	166.1	15.8	58.19	49.5	148	26.2	24	9161989			
20	55	28	346.4	55.8	60.53	211.5	44	125.9	79.4	24	1161990			
21	46	37	227.7	160.4	17.57	193.8	74.8	147.2	20	24	6171990			
22	49	37	290	89.4	1.9	200	88.1	179.4	12.6	26	6201990			
23	44	42	120.2	70.8	48.22	196	45.9	152	22.4	25	4291991			
24	40	40	226.2	86.8	39.89	133.5	50.2	175.8	15.8	25	3131992			
25	45	43	87.88	87.9	44.96	355.3	45.1	177	39.8	24	10231992			
26	60	37	99.57	82.4	-6.47	190.4	83.6	-172	31.6	22	11271992			
27	61	26	92.92	180.1	32.68	455.6	57.9	168.2	35.5	23	2171992			
28	60	31	299.3	87.5	-29.9	30.77	60.1	-177	14.1	24	2241994			
29	67	37	359.4	50.6	25.93	252.3	70.3	137.6	28.2	24	5011994			
30	53	40	203.7	44	40.3	82.32	63.3	126.4	10	24	7011994			
31	57	38	107.9	79.2	18.8	14.22	71.6	168.6	15.8	25	2041997			
32	68	30	185.5	63.5	-14.7	282.2	76.9	-153	89.1	25	2271997			
33	60	34	240.4	88.6	7.36	330.6	82.6	179	89.1	25	5101997			
34	58	30	7.23	68.4	-4.01	98.71	86.3	-158	22.4	25	3141998			
35	35	47	42.31	76.7	23.7	306.5	67	165.5	20	24	6271998			
36	57	28	221.7	59.1	32.69	113.4	62.4	144.5	56.2	24	3041999			

Table with 4 columns: Year, Day, Value 1, Value 2. Rows range from 1973 to 1981, with multiple entries per year.

References

- Alavi, M., 1991- Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran, *Geol Soc Am Bull* 1991 103: 983-992.
- Alavi, M., 1994 - Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran; new data and interpretations. *Tectonophysics* 229, 211–238.
- Ambraseys, N.N., Melville, C. P., 1982- A history of Persian earthquakes. Cambridge University Press, London, 219 p.
- Baker, C., 1993- Active seismicity and tectonics of Iran. Ph.D. Thesis, University Of Cambridge, Uk.
- Balakina, L. M., Zakharova, A. I., Moskvina, A. G., And Chepkunas, L. S. ,1996- Focal mechanisms of the largest 1968-1979 earthquakes in the northern Lut zone , Iran, and their geological interpretation, *Phys. Solid Earth*, 31, 471- 483.
- Berberian, M., 1976a- Documented earthquake faults in Iran, *Geol. Surv. of Iran, Rept. No. 39*, 143-186.
- Berberian, M., 1976b- Contribution to the seismotectonics of Iran, Part II. Geological Survey of Iran, 39, 518 p.
- Berberian, M., 1977- Contribution to the seismotectonics of Iran, Part III. Geological & Mineral Survey of Iran, 40, 300 p.
- Berberian, M., 1981- Active faulting and tectonics of Iran. In: Gupta, H.K., Delany, F.M. (Eds.), *Zagros-Hindu Kush-Himalaya geodynamic evolution*, American Geophysical Union, Geodynamics Series, Volume 3, American Geophysical Union, pp. 33-69.
- Berberian, M., 1983 - Structural evolution of the Iranian plateau, In *continental deformation in the Iranian plateau: Contribution to the Seismotectonics of Iran, part IV*, *Geol. Surv. Iran*, 52, 19-68.
- Berberian, M., 1994 - Natural hazards and the first earthquake catalogue of Iran: Volume 1: historical hazards in Iran prior to 1900, *International Institute Of Earthquake Engineering And Seismology*, Tehran, 604 p.
- Berberian, M., 1995- Master "blind" thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics, *Tectonophysics*, 241, 193-224.
- Berberian, M., Yeats, R.S., 1999- Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian plateau, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 120-139.
- Berberian, M., Yeats, R.S., 2001 - Contribution of archaeological data to studies of earthquake history in the Iranian plateau, *J. Struc. Geol.*, 23, 56-584.
- Bonini, M., Corti, G., Sokoutis, D., Vannucci, G., Gasperini, P., Cloetingh, S., 2003- Insights from scaled analogue modelling into the seismotectonics of the Iranian region, *Tectonophysics* 376, 137– 149.
- Clapp, F.G., 1940- Geology of eastern Iran. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 51, 1-101.
- Demets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S., 1990- Current plate motions, *Geophys. J. Int.* 101, 25–478.
- 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, 2825–2852.
- Falcon, N. L., 1974- Southern Iran: Zagros Mountains. In Spencer A. M. (Ed), *Mesozoic-Cenozoic orogenic belts: Data for orogenic studies: Alpine-Himalayan orogens*, *Spec. Publ., Geol. Soc. London*, 4, 199-211.
- Farhoudi, G., 1978- A Comparison of Zagros Geology to Island Arcs, *J. of Geology*, 86, 325-334.
- Farhoudi, G. and Karig, D.E., 1977- Makran of Iran and Pakistan as an active arc. system. *Geology*, 5, 664–668.
- Frohlich, C., 1992- Triangle diagrams: Ternary graphs to display similarity and diversity of earthquake focal mechanisms, *Phys. Earth Planet. Int.*, 75, 193-198.
- Glennie, K.W., Hughes Clarke, M.W., Boef, M.W., Pilaar, M.G.H., and Reinhardt, B., 1990- Interrelationship of the Makran-Oman Mountains belts of convergence. In Robertson, A.H.F., Searle, M.P., and Ries, A.C. (Eds.), *the Geology and Tectonics of the Oman Region. Spec. Publ., Geol. Soc. London*, 49:773–787.
- Gutenberg, B., and Richter, C. F., 1954 - *Seismicity of the earth and associated phenomena*, Princeton University Press, 2nd Ed., Princeton, 310 p.
- Hauksson, E., 2000- Crustal structure and seismicity distribution adjacent to the Pacific and North America plate boundary in southern California, *J. Geophys. Res.*, 105, 13,875-13,903, 2000.
- Hessami, Kh.T., Jamali, F.H., 1996- Active faulting in Iran. *J. Earthq. Predict. Res.* 5, 403–412.
- Jackson, J. , Mckenzie, D. P., 1984- Active tectonics of the Alpine– Himalayan belt between western Turkey and Pakistan. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 77, 185– 264.
- Jackson, J. A., Mckenzie, D. P., 1988- The relationship between plate motions and seismic tensors and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East. *Geophys. J.*, 93, 45-73.
- Jeffreys, H., and Bullen, K. E., 1940- *Seismological tables*. British Association Seismological Committee, London.
- Mckenzie, D.P., 1972- Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophys. J., R. Astron. Soc.*, 30, 109- 158.
- McQuarrie, N., 2004- Crustal scale geometry of the Zagros fold–thrust belt, *Iran, J. Struc. Geol.*, 26, 519-535.
- Nakamura, T., Suzuki, S., Sadeghi, H., Fatemi Aghda, S. M., Matsushima, T., Ito, Y., Hosseini, S. K., Gandomi, A. J., and Maleki, M., 2005- Source fault structure of the 2003 Bam earthquake, southeastern Iran, inferred from the aftershock distribution and its relation to the heavily damaged area: Existence of the Arg-e-Bam fault proposed. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L09308, doi:10.1029/2005GL022631.
- Niazi, M., and Basford, J.R., 1968- Seismicity of Iranian plateau and Hindu Kush region, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 58, 1843-1861.

- Nowroozi, A. A., 1971- Seismo-Tectonic of the Persian plateau, Eastern Turkey, Caucasus, and Hindu-Kush regions, Bull. Seism. Soc. Am., 61, 317-341.
- Nowroozi, A. A., 1972- Focal mechanism of earthquakes in Persia, Turkey, West Pakistan, and Afghanistan and plate tectonics of the Middle East, Bull. Seism. Soc. Am., 62, 823-850.
- Nowroozi, A. A., 1976- Seismotectonic provinces of Iran, Bull. Seism. Soc. Am., 66, 1249-1276.
- Pamic, J., Sestini, G. and Adib, D., 1979- Alpine magmatic and metamorphic processes and plate tectonics in the Zagros Range, Iran. Geol. Soc. Am. Bull., 90, 569-576.
- Pan, J., Antolik, M., and Dziewonski, A., 2002- Locations of mid-oceanic earthquakes constrained by sea-floor bathymetry, J. Geophys. Res., 107, B11, 2310, Doi10.1029/2001jb001588.
- Peronaci, F., 1958- Sismicita' Dell' Iran, Annali di Geofisica, Vol.XI, 55.
- Priestley K, Baker C, and 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.
- Sella G. F., Dixon T. H. and Mao A., 2002 - REVEL: A model for recent plate velocities from space geodesy. J. Geophys. Res. 107, B4, Doi10.1029/2000JB000033, 1-30.
- Seyed Nabavi, M., 1971- Seismicity in Iran, M.Ph. Thesis, Imperial College, University Of London, London, 273 p.
- Seyed Nabavi, M., 1978- Historical earthquakes in Iran, 300 B.C. - 1900 A.D., J. Earth Space Phys., 7, 70-117.
- Shoja-Taheri, J., and Niazi, M., 1981- Seismicity of the Iranian plateau and bordering regions, Bull. Seism. Soc. Am., 71, 477-489.
- Snoke, J. A., Munsey, J. W., Teague, A. G., and Bollinger, G. A., 1984- A program for focal mechanism determination by combined use of polarity and sv-p amplitude ratio data, Earthquake Notes, 55(3), 15.
- Soffel, H. and Forster, H., 1983- Polar wandering path of the Central-East-Iran microplate, including new results. Geol. Surv. Iran, Geodynamic Project (Geotraverse) in Iran, Report No. 51, 13-26.
- Stahl, A. F., 1911- "Persien," In Handbuch Der Regionalen Geologie V, Abt. 6, Heft 8, Berlin, 1-46.
- Stocklin, J., 1974- Possible ancient continental margins in Iran. In Burk, C. A., and Drake, C. L., (Eds.), Geology of continental margins, New York, Springer-Verlag, pp. 873-888.
- Talebian, M., Fielding, E.J., Funning, G.J., Ghorashi, M., Jackson, J., Nazari, H., Parsons, B., Priestley, K., Rosen, P.A., Walker, R., and Wright, T., 2004- The 2003 Bam (Iran) earthquake: rupture of a blind strike-slip fault. Geophys. Res. Lett. , 31 , L11611, Doi10.1029/2004gl020058.
- Wilson, A.T., 1930- Earthquakes in Persia, Bull. School Oriental Stud., London 6, 103-131.

*مرکز تحقیقات زمین لرزه‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد

*Earthquake Research Center, Ferdowsi University of Mashhad