



ایالتهای لرزه‌زمین‌ساختی ایران

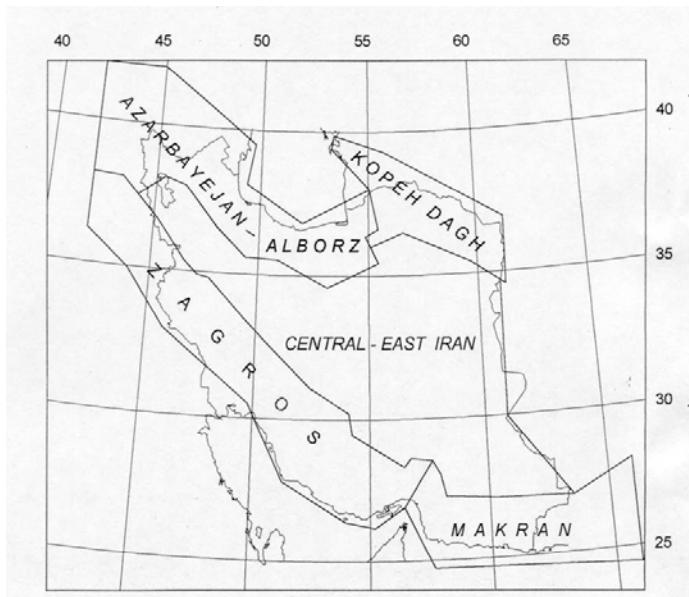
نوربخش میرزائی، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران

ایالتهای لرزه‌زمین‌ساختی ایران

ایالت لرزه‌زمین‌ساختی، پهنه‌ای است که تحت رژیمهای ژئودینامیکی کنونی، دارای جایگاه تکتونیکی همانند و الگوی لرزه‌خیزی یکسان باشد (بی^۱ و همکاران، ۱۹۹۵). با توجه به این مفهوم، میرزائی و همکاران (۱۹۹۸) ایران را به پنج ایالت لرزه‌زمین‌ساختی عمدۀ: ۱- البرز- آذربایجان، ۲- کپه‌داغ، ۳- زاگرس، ۴- ایران مرکزی و شرق ایران، و ۵- مکران، تقسیم کرده‌اند که خصوصیات عمدۀ آنها به اختصار به صورت زیر است.

۱ ایالت لرزه‌زمین‌ساختی البرز- آذربایجان

این ایالت پهنه‌ای لرزه‌خیز است که بخش‌های شمال و شمال غربی ایران را در بر می‌گیرد (شکل ۱). رشته کوه البرز از شمال به فرونژست دریای خزر و از جنوب به فلات ایران مرکزی منتهی می‌گردد. البرز، بخش مرکزی منطقه کوهزایی گستردۀتری را تشکیل می‌دهد که حدود آن از نظر محققین مختلف، متفاوت است.



شکل ۱ ایالتهای اصلی لرزه زمینساختی ایران (میرزایی و همکاران، ۱۹۹۸)

در تعیین ایالت لرزه زمینساختی البرز - آذربایجان، حد شمالی البرز در امتداد بلوک جنوبی دریای خزر^۱ قرار می‌گیرد. بلوک جنوبی دریای خزر در حال حاضر دارای نرخ کرنش^۲ پایین و نحوه رفتار آن در برابر عوامل تغییر شکل دهنده^۳، با بقیه ایران متفاوت است (جکسون^۴ و همکاران، ۱۹۹۵). بسیاری از محققین خصوصیات بلوک جنوبی دریای خزر را همانند ویژگیهای پوسته اقیانوسی می‌دانند. از دیدگاه زمین‌شناسی، حد جنوبی ایالت لرزه زمینساختی البرز - آذربایجان بخوبی مشخص نیست، اما بر اساس مطالعات نوزمینساخت (نئوتکتونیک) مرز جنوبی این ایالت لرزه زمینساختی بر روی گسل‌های فعال قرار می‌گیرد. مهمترین این گسل‌ها عبارتند از: گسل شمال تبریز، گسل ایپک و گسل ترود. مرز شرقی ایالت لرزه زمینساختی البرز - آذربایجان با ایالت لرزه زمینساختی کپه‌داغ واضح نیست و مرز بین این دو ایالت عمدهاً بر اساس اطلاعات مربوط به فعالیت لرزه‌ای و تغییر روند ساختاری ساختهای زمین‌شناسی تعیین شده است. کوتاه‌شدگی قاره‌ای ناشی از همگرایی صفحه‌های اوراسیا و عربستان که با نرخ همگرایی ۳۰ میلی‌متر در سال (جکسون، ۱۹۹۲) صورت می‌گیرد، با ضخیم شدن پوسته قاره‌ای و رانده شدن^۵ جانبی پوسته در منطقه برخورد تکمیل و تعديل می‌شود. سازوکار زمینلرزه‌ها در شرق ترکیه و ناحیه قفقاز نشان دهنده گسل‌ش تراستی و امتدادلغز می‌باشند (شکل ۲).

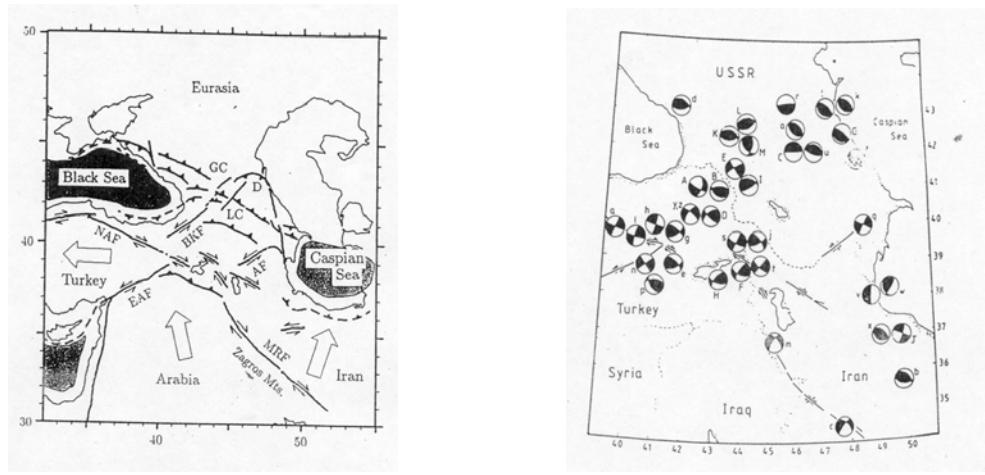
^۱ South Caspian Block

^۲ strain rate

^۳ rheology

^۴ Jackson

^۵ expulsion



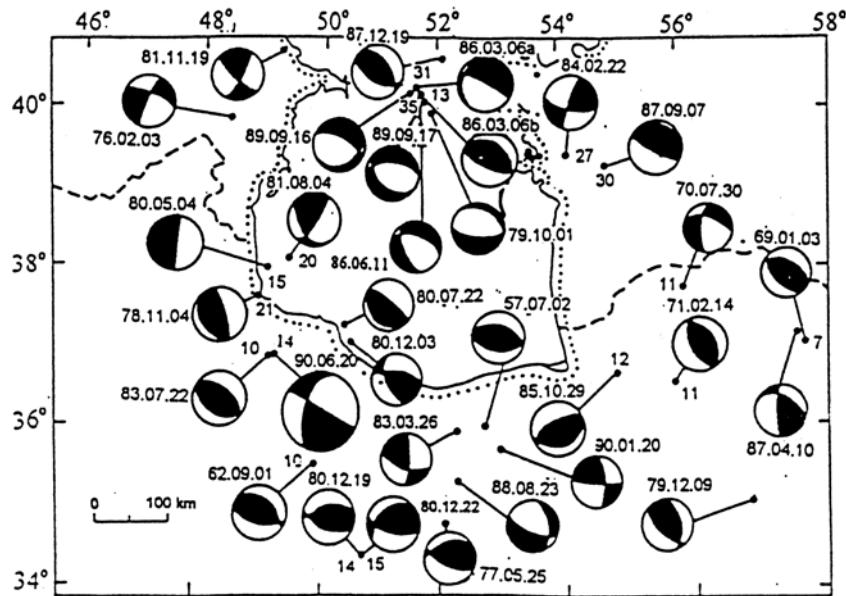
شکل ۲ الف: حل صفحه گسل زمینلرزهای شرق ترکیه، قفقاز و شمال ایران. ب: نقشه ساده گسلهای فعال شرق ترکیه، قفقاز و شمال ایران (جکسون، ۱۹۹۲).

بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که بر اثر همگرایی صفحات اوراسیا و عربستان، سرزمین ترکیه نسبت به اوراسیا به صورت گوهای بین گسل‌های امتدادلغز شمال آناتولی^۷ و شرق آناتولی^۸ به سوی غرب رانده می‌شود (شکل ۲)، در حالیکه گسلش امتدادلغز در شمال غرب ایران و بردارهای لغزش به سوی شرق در شمال و شرق ایران (شکل‌های ۳ و ۴) نشان می‌دهد که جنبش ایران نسبت به اوراسیا دارای مؤلفه به سوی شرق است (مکنزی^۹، ۱۹۷۲؛ جکسون و مکنزی، ۱۹۸۴؛ جکسون، ۱۹۹۲).

^۷ North Anatolian Fault

^۸ East Anatolian Fault

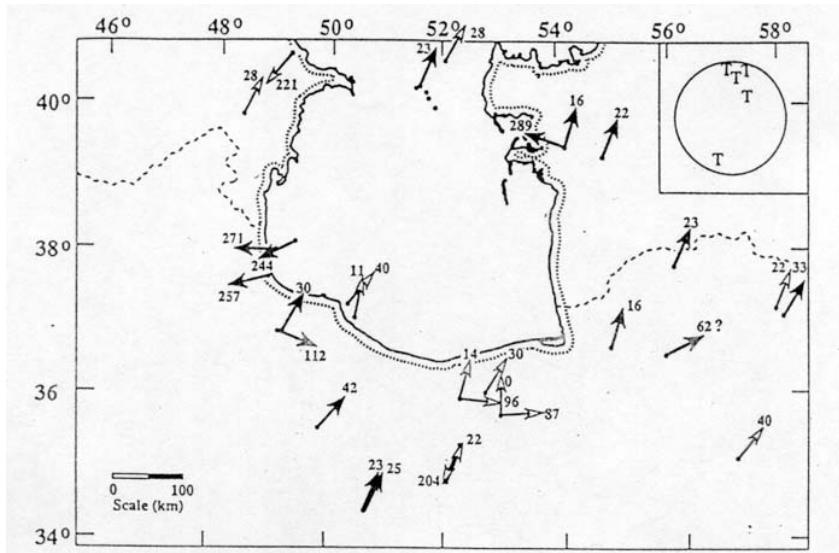
^۹ McKenzie



شکل ۳ سازوکار کانونی زمینلرزه‌های شمال ایران (البرز، خزر و غرب کپداغ). در کنار هر سازوکار تاریخ رویداد زمینلرزه و در کنار هر رویداد، عمق کانونی زمینلرزه نوشته شده است [میرزائی، ۱۹۹۷] (بر اساس پریستلی و همکاران، ۱۹۹۴)]

ایالت لرزو زمینساختی البرز - آذربایجان لرزو خیزی شدیدی را در طول تاریخ و سده بیستم تجربه کرده است. زمینلرزه ۲۰ ژوئن ۱۹۹۰ رودبار با بزرگی $M_W = 7/2$ (پریستلی^{۱۰} و همکاران، ۱۹۹۴)، مخرب‌ترین زمینلرزه سده جاری در این ایالت می‌باشد. سازوکار کانونی زمینلرزه‌های البرز نشان دهنده وجود گسلش رانگی و همچنین گسلش امتدادلغز در این ناحیه می‌باشد، اما سازوکار غالب از نوع رانگی است (شکل ۳). زمینلرزه رودبار در این ایالت با حداقل ۸۰ کیلومتر گسلش سطحی در طول سه قطعه گسل ناپیوسته با سازوکار غالب امتدادلغز چپگرد و مؤلفه کوچک گسلش معکوس بر روی سطوح گسلش زمینلرزه رودبار در نزدیکی زمینلرزه ۲۲ ژوئیه ۱۹۸۳ ($M_W = 5/6$) روی داد که با گسلش معکوس بزرگ زاویه همراه بود (شکل ۳). احتمال دارد دگرشکلی در این بخش از کوههای البرز، ناشی از کوتاه‌شدگی بر اثر برخورد مایل بین بلوك جنوبی دریای خزر و گستره البرز باشد که به گسلش امتداد لغز چپگرد (زمینلرزه ۲۰ ژوئن ۱۹۹۰) و گسلش رانگی خالص (زمینلرزه ۲۲ ژوئیه ۱۹۸۳) در یک منطقه تقسیم می‌شود (پریستلی و همکاران، ۱۹۹۴).

^{۱۰} Priestley



شکل ۴ تصویر افقی بردارهای لغزش مربوط به زمینلرزهایی که سازوکار کانونی آنها در شکل ۲ آمده است (پریستلی و همکاران، ۱۹۹۴).

تنها یک گزارش برای سازوکار کانونی زمینلرزه ۲۳ اوت ۱۹۸۸ ($M_S = 5.0$) در البرز با حل تانسور ممان متمرکز توسط هاروارد^{۱۱} وجود دارد که نشان دهنده گسلش نرمال است (پریستلی و همکاران، ۱۹۹۴؛ شکل ۳). میزان صحت حل تانسور ممان برای این رویداد غیرعادی، ناشناخته است (پریستلی و همکاران، ۱۹۹۴).

بر اساس اطلاعات حاصل از زمینلرزهای بزرگترین تنش اصلی، σ_1 ، در البرز دارای آزیموت 40° درجه و میل 15° درجه و کوچکترین تنش اصلی، σ_3 ، دارای آزیموت 273° درجه و میل 66° درجه میباشد. همچنین، جهت‌های اصلی کرش تقریباً با تنشهای اصلی هم محور برآورد شده‌اند (گیلارد^{۱۲} و وايس^{۱۳}، ۱۹۹۵).

با وجود ارتفاع نسبتاً زیاد البرز (بلندترین قله ۵۷۰ متر)، میدان گرانی در این ناحیه مقادیر منفی خیلی کوچک بین ۵۰- و صفر میلی‌گال را نشان می‌دهد (شکل ۵) که بوضوح بر نازک شدگی پوسته و آشفتگی ایزواستاتیک (عدم توازن رشتہ‌کوههای بلند با ریشه کوه در این ناحیه) اشاره دارد (دهقانی و ماکریس^{۱۴}، ۱۹۸۳). بر اساس مطالعات ثقل‌سنگی، عمق موهو از حدود ۲۵ کیلومتر در امتداد سواحل دریای خزر تا حدود ۴۵ و ۴۸ کیلومتر به ترتیب در نواحی البرز و آذربایجان متغیر است (شکل ۶).

^{۱۱} Harvard CMT solution

^{۱۲} Gillard

^{۱۳} Wyss

^{۱۴} Makris

۲ ایالت لرستان مینساختی کپه‌داغ

نوار چین‌خوردۀ کپه‌داغ بخشی از کمربند کوهزایی آلپ - هیمالیا در غرب آسیا می‌باشد که مرز شمال شرقی فلات ایران را تشکیل می‌دهد. کپه‌داغ بر روی حاشیه جنوب غربی پوسته قاره‌ای توران (ترکمنستان) قرار دارد و پوشش اپی‌هرسینین^{۱۵} آنرا تشکیل می‌دهد (بربریان، ۱۹۸۱؛ نبوی، ۱۹۸۳).

در حدود ۱۰ کیلومتر نهشته‌های رسویی متعلق به مژوزوئیک^{۱۶} و ترشیری^{۱۷} در کپه‌داغ وجود دارد که در یک حوضه رسویی فرونگشتی که خود در خلال فاز کششی مژوزوئیک تشکیل شده است، نهشته و در آخرین فاز کوهزایی آلپی دچار چین‌خوردگی شده‌اند (چالنکو^{۱۸}، ۱۹۷۵؛ بربریان، ۱۹۸۱؛ نبوی، ۱۹۸۳). فرونگشت کشف‌رود کوههای کپه‌داغ (در شمال) را از کوههای بینالود (در جنوب) جدا می‌کند. از دیدگاه تکتونیکی، کوههای بینالود به صورت ادامه شرقی کوههای البرز مدنظر قرار گرفته است (علوی، ۱۹۹۲) و مرز شمالی آن زون بخیه‌ای تیس قدیمی^{۱۹} قلمداد شده است (سنگور^{۲۰}، ۱۹۸۷؛ علوی، ۱۹۹۲).

^{۱۵} epi-Hercynian

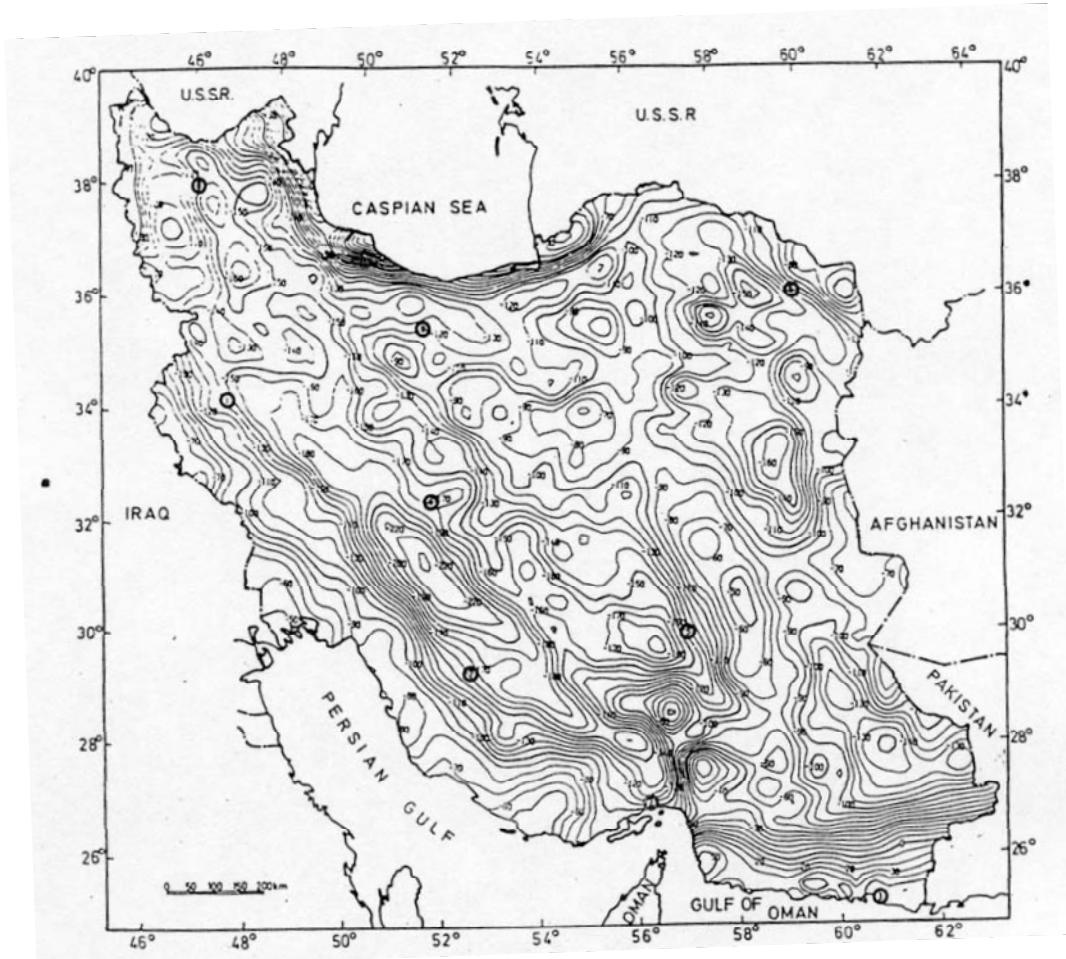
^{۱۶} Mesozoic

^{۱۷} Tertiary

^{۱۸} Tchalenko

^{۱۹} Paleo-Tethys

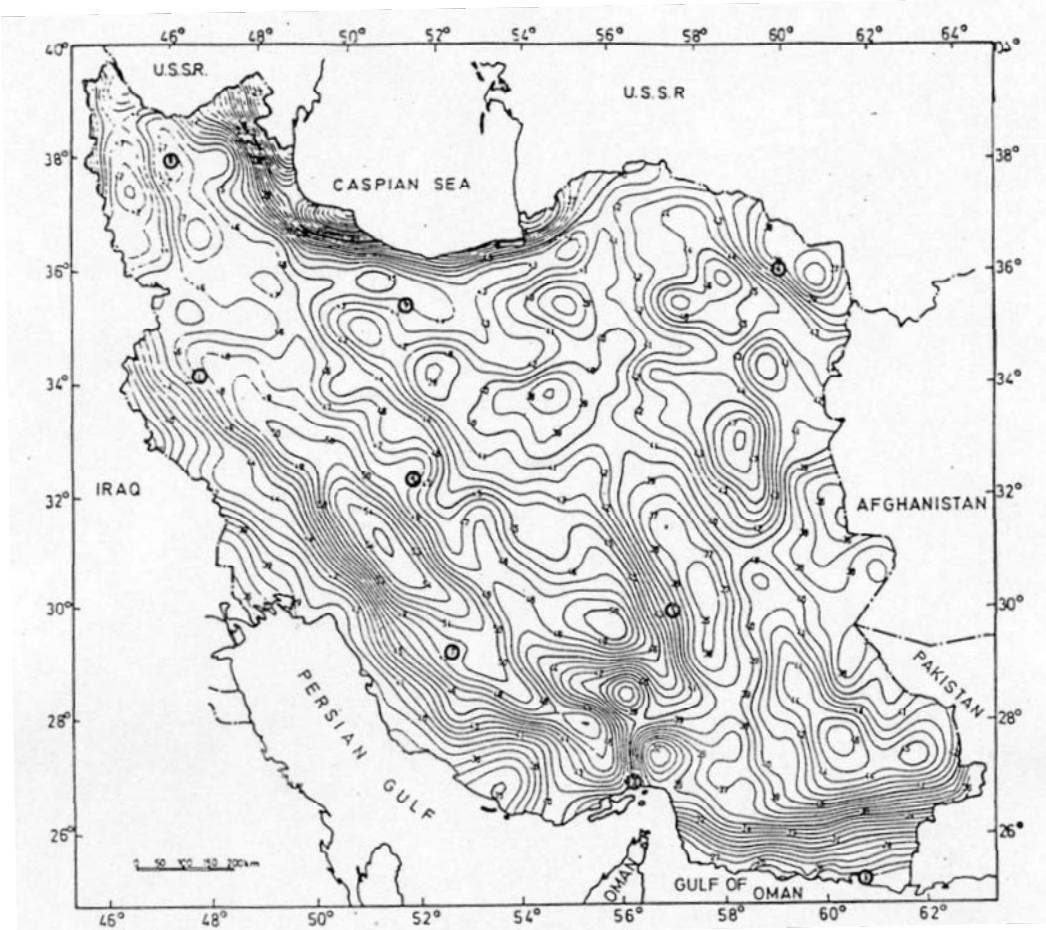
^{۲۰} Sengor



شکل ۵ نقشهٔ بی‌هنجاری بوگه در ایران (دهقانی و ماکریس، ۱۹۸۲).

کوههای بینالود متعلق به پالئوژن - نئوژن می‌باشند در حالیکه کوههای کپه‌داغ جوانتر بوده و در نئوژن - کواترنری تشکیل شده‌اند (چالنکو، ۱۹۷۵). رشته کوههای کپه‌داغ و بینالود توأمًا یک پهنه کوهستانی به طول حدود ۶۰۰ کیلومتر و پهنایی تا ۲۰۰ کیلومتر (چالنکو، ۱۹۷۵) را ایجاد کرده‌اند که ایالت لرزوه زمین‌ساختی کپه‌داغ را تشکیل می‌دهند (شکل ۱).

از دیدگاه ساختمانی، کپه‌داغ همانند زاگرس است که مرز جنوب غربی کمربند آپ- هیمالیا را تشکیل می‌دهد (چالنکو، ۱۹۷۵). نوار چین - گسل با راندگی رو به شمال در شمال و راندگی رو به جنوب در جنوب، موجب ارتفاع یافتن کپه‌داغ شده است. این مشاهدات زمین‌شناسی با تحلیلهای سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها، در حاشیه شمالی (زمین‌لرزه ۵ اکتبر ۱۹۴۸، عشق‌آباد) و در حاشیه جنوبی (زمین‌لرزه ۲۱ مارس ۱۹۶۳، اسفراین) حمایت می‌شود (بربریان، ۱۹۸۱). رشته کوههای کپه‌داغ و بینالود



شکل ۶ نقشهٔ عمق موهو در ایران، بر اساس مطالعات ثقل سنگی (دهقانی و ماکریس، ۱۹۸۲)

با یک سیستم گسلی آپی پسین که عمدتاً از گسلهای امتدادلغز راستگرد با راستای NNW-SSE و گسلهای امتدادلغز چپگرد با راستای NE-SW و همچنین گسلهای راندگی فرعی تقریباً طولی که سیستم گسلی مقاطع^{۱۱} نامیده می‌شود، بریده شده است. مهمترین گسلهای با راستای NNW-SSE (از نظر طول و جابجایی کلی) در منطقه بخاردن - قوچان قرار دارد که عنصر کلیدی در زلزله‌خیزی منطقه محسوب می‌گردد (چالنکو، ۱۹۷۵). کپه‌داغ در شمال شرق، از گسترهٔ پایدار سپر توران با یک زون گسلی موسوم به زون گسلی اصلی^{۱۲} (چالنکو، ۱۹۷۵) که تغییر ارتفاعی ناگهانی در سمت شمال شرق را ایجاد می‌کند، جدا می‌شود. زون گسلی اصلی با رویداد کلان زمینلرزه ۵ اکتبر ۱۹۴۸ که در نزدیک شهر عشق‌آباد ترکمنستان روی داده است، مرتبط بوده است. اندازه‌گیریهای انجام شده در قنات‌هایی که در زون گسلی اصلی احداث شده‌اند، بوضوح جابجایی امتدادلغز راستگرد را نشان می‌دهد که در بعضی مکانها آهنگ آن در حدود ۳ تا ۸ میلی‌متر در سال است (تریفونوف^{۱۳}، ۱۹۷۸؛ جکسون و مکنزی، ۱۹۸۴). ویژگی فعالیت لرزه‌ای کپه‌داغ، فراوانی نسبی زمینلرزه‌های بزرگ با عمق کم می‌باشد. در کپه‌داغ

^{۱۱} diagonal fault

^{۱۲} Main Fault Zone

^{۱۳} Trifonov

زمینلرزه‌ای با عمق متوسط قابل اعتماد، به ثبت نرسیده است. نصب یک شبکه محلی در منطقه رومرکز زمینلرزه عشقآباد که در سالهای ۱۹۴۹ و ۱۹۵۳ صورت پذیرفت، عمله فعالیت لرزه‌ای را در اعماق ۱۰ تا ۱۲ کیلومتر نشان داد (چالنکو، ۱۹۷۵؛ جکسون و مکنزی، ۱۹۸۴). سازوکار گسلش در البرز و کپه‌داغ، اغلب یک صفحه گره با راستای NW را نشان می‌دهد. اگر این صفحه گره، همواره صفحه کمکی باشد، همانگونه که در مورد زمینلرزه‌های ۱ سپتامبر ۱۹۶۲ بویین‌زهرا ($M_S = 7/2$) و ۳۰ ژوئیه ۱۹۷۰ قرناوه ($M_S = 7/0$) دیده شده است، بردارهای لغزش در کپه‌داغ و البرز همگی در جهت NE خواهند بود. این به نوبه خود دلالت بر وجود مؤلفه کوچکی از جنبش امتدادلغز چپگرد در البرز و مؤلفه کوچکی از جنبش امتدادلغز راستگرد در شرق کپه‌داغ خواهد داشت (جکسون و مکنزی، ۱۹۸۴). زمینلرزه قرناوه یک مؤلفه گسلش نرمال را نشان می‌دهد (شکل ۳) و بردار لغزش آن بسوی شمال شرق است که با جنبش نسبی بین ایران و بلوک جنوبی خزر هماهنگی دارد. مؤلفه نرمال مشاهده شده در سازوکار این زمینلرزه نشان می‌دهد که ممکن است وجود رسوبات ضخیم در زمینهای پست تركمنستان تا حدی مرتبط با فرونشست ناشی از کشش باشد (پریستلی و همکاران، ۱۹۹۴). اگر چه گسترهای تخریب زمینلرزه‌های ۳۰ ژوئیه ۱۹۷۰ و هفتم مارس ۱۹۷۴ در سطح زمین بر روی دو گسل راندگی طولی (قرناوه و تکلکوه) در راستای NE-SW می‌باشد. جابجایی راستگرد یک محور چین بوسیله گسل فعال باغان - گرماب در شرق کپه‌داغ به حدود ۹ کیلومتر می‌رسد؛ بنابراین، جابجایی معکوس حدود ۴ تا ۵ سانتیمتر در سال از پلیوسن پیشین تا کنون خواهد بود (چالنکو، ۱۹۷۵؛ بربریان، ۱۹۸۱). مرز بین زون بی‌لرزه غرب افغانستان و زون زمینلرزه‌ای کپه‌داغ از دیدگاه ساختمانی واضح نیست. همچنین مشخص نیست که گسل هریرود به سمت مرز شرق کپه‌داغ نیز گسترش می‌یابد یا نه. با توجه به این امر، مرز شرقی کپه‌داغ عمدتاً بر اساس فعالیت لرزه‌ای و تشابه ساختمانی تعیین شده است. ایالت لرزه‌زمینساختی کپه‌داغ در جنوب با چند گسل معکوس از جمله گسل‌های میامی، سبزوار و تربت‌جام از ایران مرکزی جدا می‌شود که بروزند افیولیتها در امتداد آنها نشان دهنده اهمیت ژئودینامیکی آنهاست. نقشه عمق موهو در ایران (شکل ۶؛ دهقانی و ماکریس، ۱۹۸۳)، در کپه‌داغ ضخامت پوسته را بین ۳۶ تا ۴۷ کیلومتر نشان می‌دهد که از شمال شرق به جنوب غرب ضخیم‌تر می‌شود.

۳ ایالت لرزه‌زمینساختی زاگرس

نوار چین‌خورده - راندگی زاگرس، بخشی از کمربند کوهزایی آپ - هیمالیا و یکی از جوانترین و جنباترین پهنه‌های برخورد قاره‌ای در روی زمین است (اشنایدر^{۲۴} و برازنگی^{۲۵}، ۱۹۸۶)، که در حدود ۱۵۰۰ کیلومتر از

^{۲۴} Fitch

^{۲۵} Snyder

^{۲۶} Barazangi

کوههای تاروس^{۲۷} در جنوب شرق ترکیه تا گسل میناب در شرق جزیره هرمز در جنوب ایران امتداد دارد. زاگرس در حاشیه شمالی صفحه عربستان و بر روی پی سنگ دگرگونی پرکامبرین^{۲۸} قرار گرفته است. از دیدگاه ساختمانی، شکلگیری آن با حرکت همکرای مداوم صفحه عربستان در جنوب غرب و خرد قاره ایران مرکزی در شمال شرق، که خود ناشی از حرکت به سوی شمال شرق صفحه آفریقا - عربستان نسبت به اوراسیا می‌باشد، مرتبط است (علوی، ۱۹۹۴؛ بربیان، ۱۹۹۵). اگرچه قریب به اتفاق پژوهشگران علوم زمین، زون بخیه‌ای بین زاگرس و ایران مرکزی را در امتداد گسل اصلی معکوس زاگرس در نظر می‌گیرند، اما، علوی (۱۹۸۰، ۱۹۹۴)، محل آن را در امتداد مرز شمال شرقی نوار سنتنج - سیرجان پیشنهاد کرده است. در کناره جنوب شرق گسل اصلی معکوس زاگرس، سریهای به شدت تکتونیزه مشکل از توالی رسوبی همراه با رادیولاریت و افیولیتها وجود دارد که منطقه خرد شده زاگرس نامیده می‌شود. این ناحیه، به علت داشتن مرتفع‌ترین توپوگرافی در رشته کوههای زاگرس، زاگرس مرتفع نیز نامیده می‌شود.

زاگرس مرتفع، تغییر توپوگرافی مشخصی را نسبت به ایران مرکزی، در حاشیه شمال شرقی آن، ایجاد کرده است. در جنوب زاگرس مرتفع، سریهای چین‌خوردۀ زاگرس که از سری پیوستۀ رسوبی از پالئوزوئیک تا ترشیری تشکیل شده است، قرار دارد. زاگرس چین‌خوردۀ در مژوزوئیک و ترشیری، حوضۀ حاشیه قاره‌ای در حال فرونشستی را در لبۀ صفحه عربستان تشکیل می‌داده است که توالی رسوبی آن با سن پالئوزوئیک تا ترشیری پسین، ۶ تا ۱۵ کیلومتر ضخامت دارد. این توالی رسوبی بر روی سازند نمکی هرمز به ضخامت حدود یک کیلومتر (علوی، ۱۹۹۴)، متعلق به کامبرین زیرین، قرار دارد. نهشته‌های تبخیری به نحو چشمگیری در تکتونیک زاگرس مؤثر بوده‌اند، واجفت‌شدگی^{۲۹} رسوبات فانروزوئیک^{۳۰} روی پی سنگ دگرگونی پرکامبرین، در امتداد نمک هرمز کامبرین زیرین و همچنین روی سنگ آهک آسماری ائوسن - الیگوسن^{۳۱}، در امتداد تبخیری‌های گپساران با سن میوسن روی داده است (بربریان، ۱۹۹۵). چنین پدیده‌ای می‌تواند موجب افزایش درجه حرارت در پی سنگ و مانع گسترش رو به بالای گسل‌ها شود (جکسون و مکنزی، ۱۹۸۸). در کوههای جنوب شرق زاگرس، گندهای نمکی بزرگ بسیاری، در توالی رسوبی نفوذ کرده و به سطح زمین رسیده‌اند. احتمالاً به علت وجود رسوبات ضخیم با چند لایه تبخیری، بیشتر دگرشکلی (شاید ۸۵ درصد)، به صورت بی‌لرزه، با خرزش در گسل‌ها و یا چین‌خوردگی‌ها همراه می‌باشد (جکسون و مکنزی، ۱۹۸۸؛ جکسون و همکاران، ۱۹۹۵). چین‌خوردگی نئوژن^{۳۲} و کواترنری در زاگرس، از شمال شرق به جنوب غرب جوانتر می‌شود که نشان دهنده پیشروی جبهۀ دگرشکلی از زون بخیه‌ای به سوی جنوب غرب است (بربریان، ۱۹۹۵).

^{۲۷} Tarus

^{۲۸} Precambrian

^{۲۹} decoupling

^{۳۰} Phanerozoic

^{۳۱} Eocene-Oligocene

^{۳۲} Neogene

زاگرس از دیدگاه زلزله‌خیزی بسیار فعال و زلزله‌خیزترین منطقه ایران می‌باشد. بیش از ۵۰ درصد زمینلرزه‌های ایران، که توسط شبکه‌های جهانی به ثبت رسیده‌اند (داده‌های دورلرزه‌ای^{۳۳}، در گستره زاگرس روی داده است (میرزائی و همکاران، ۱۹۹۸). زمینلرزه‌ها در تمامی پهنهٔ زاگرس، به طول حدود ۱۵۰۰ کیلومتر و عرض ۲۰۰-۳۰۰ کیلومتر، روی می‌دهند.

در سوی شمال شرق، لرزه‌خیزی با قطع شدگی ناگهانی مشخصی با راستای شمال غرب - جنوب شرق، که تقریباً بر گسل اصلی زاگرس منطبق است، همراه است (شکل ۷). اگرچه زمینلرزه‌های نیمه عمیق (بین ۷۰ تا ۳۰۰ کیلومتر)، در مناطق برخورد قاره‌ای می‌توانند بین زمینلرزه‌های کم عمق (عمق کانونی کمتر از ۷۰ کیلومتر)، به صورت پراکنده اتفاق بیفتد (ریتر^{۳۴}، ۱۹۹۰)، اما به نظر می‌رسد لرزه‌خیزی در زاگرس از نوع کم عمق است، هر چند اظهارات مغایری نیز وجود دارد (مولنار^{۳۵} و چن^{۳۶}، ۱۹۸۲). مدلسازی قابل اعتماد شکل موج (جکسون و فیچ، ۱۹۸۱؛ کادینسکی کید^{۳۷} و برانگی، ۱۹۸۲؛ جکسون و مکنزی، ۱۹۸۴؛ نی^{۳۸} و برانگی، ۱۹۸۶؛ بیکر^{۳۹} و همکاران، ۱۹۹۳)، نشان می‌دهد که زمینلرزه‌های بزرگ در زاگرس معمولاً در ۸ تا ۱۵ کیلومتر فوقانی پوسته زمین (زون لرزه‌زا^{۴۰}) نشأت می‌گیرند. این نتیجه با مطالعات خردلرزه‌خیزی (فون‌دالن^{۴۱} و همکاران، ۱۹۷۷؛ سویچ^{۴۲} و همکاران، ۱۹۷۷؛ نیازی و همکاران، ۱۹۷۸) که تمامی آنها فعالیت لرزه‌ای در زاگرس را در اعماق کمتر از ۲۰ کیلومتر یافته‌اند، حمایت می‌شود. مطالعات انجام شده توسط جکسون و فیچ (۱۹۷۹)، نشان می‌دهد که تمامی زمینلرزه‌های به ظاهر عمیق در زاگرس، کوچک بوده، بخوبی ثبت نشده و نگاشتهای آنها دارای کیفیت مناسب برای تعیین عمق نبوده است. نشانه قابل اعتمادی برای رویداد زمینلرزه در اعماق زیر پوسته وجود ندارد و بسوی گسل اصلی معکوس زاگرس نیز بر عمق زمینلرزه‌ها افزوده نمی‌شود (نی و برانگی، ۱۹۸۶). این اطلاعات اشاره ضمنی بر این دارد که در زمان حاضر، رویداد زمینلرزه در زاگرس، ارتباطی با فروزانش که در کرتاسه پسین و پالئوژن پیشین رخ داده است، ندارد (دیوبی^{۴۳} و گرانتز^{۴۴}، ۱۹۷۳).

زاگرس منطقه وسیعی است که بطور پیوسته دگرشکلی فشاری و کوتاه‌شدنگی بی‌سنگ (نه زیر راندگی ساده صفه عربستان به زیر فلات ایران) در روی گسلهای نرمال که فعالیت مجدد یافته‌اند را تجربه می‌کند (جکسون، ۱۹۸۰؛ جکسون و همکاران، ۱۹۸۱؛ جکسون و فیچ، ۱۹۸۱؛ بربریان، ۱۹۸۱؛ مولنار و چن، ۱۹۸۲). این نظریه با حل سازوکار کانونی زمینلرزه‌های زاگرس (شکل ۸)، که متفقاً گسل‌ش معکوس نسبتاً بزرگ زاویه (۴۰ تا ۵۰

^{۳۳} teleseismic

^{۳۴} Reiter

^{۳۵} Molnar

^{۳۶} Chen

^{۳۷} Kadinsky-Cade

^{۳۸} Ni

^{۳۹} Baker

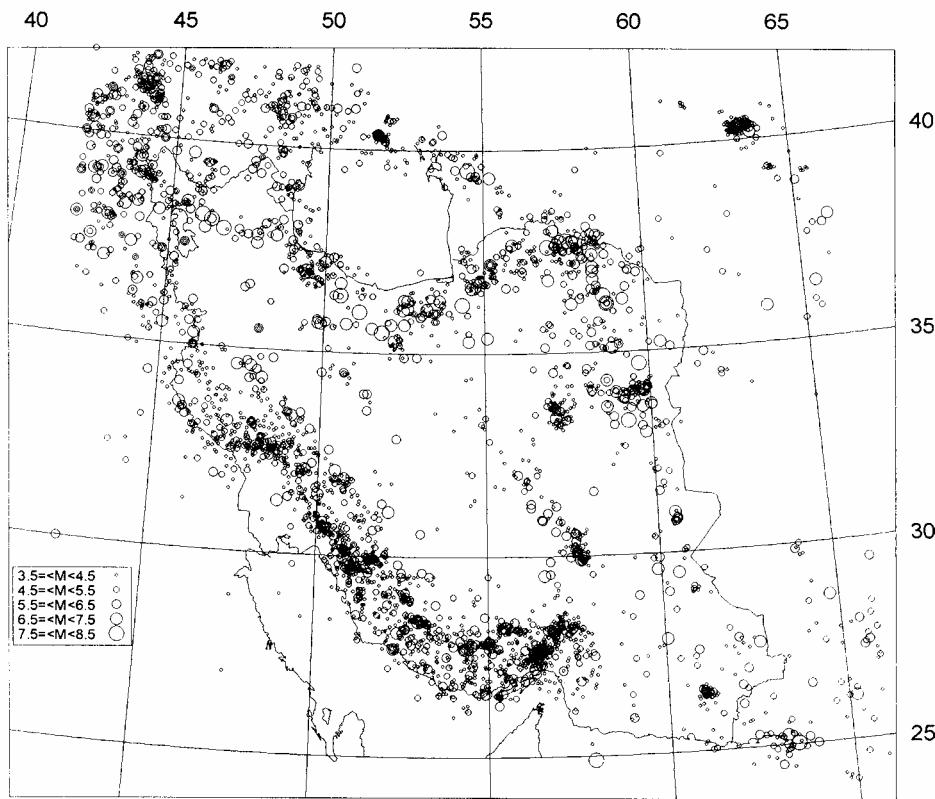
^{۴۰} seismogenic zone

^{۴۱} Von Dolln

^{۴۲} Savage

^{۴۳} Dewey

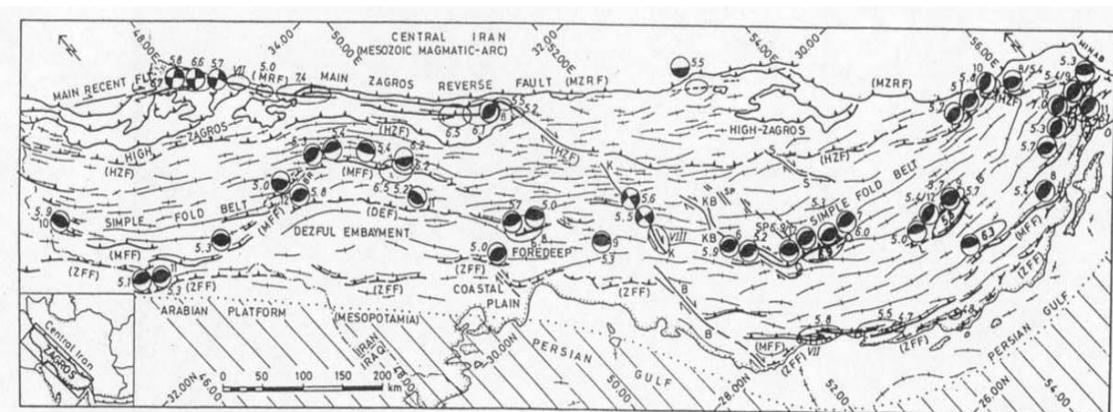
^{۴۴} Grantz



شکل ۷ نقشه رو مرکز زمینلرزه های ایران، از سده چهارم پیش از میلاد تا مه ۱۹۹۷

(میرزائی و همکاران، ۱۹۹۸)

درجه) در تمامی پهنهای گستره زاگرس را نشان می دهد، حمایت می شود (جکسون و همکاران، ۱۹۸۱). بردارهای لغزش زمینلرزه های زاگرس، جنبش با آزمیوت شمال تا شمال شرق (۳۰ تا ۴۰ درجه) را نشان می دهد (جکسون و مکنزی، ۱۹۸۴).



شکل ۸ نقشه گسلهای فعال سازوکار کانونی زمینلرزه ها و نواحی بیشینه تخریب زمینلرزه های مخرب زاگرس

(بربریان، ۱۹۹۵)

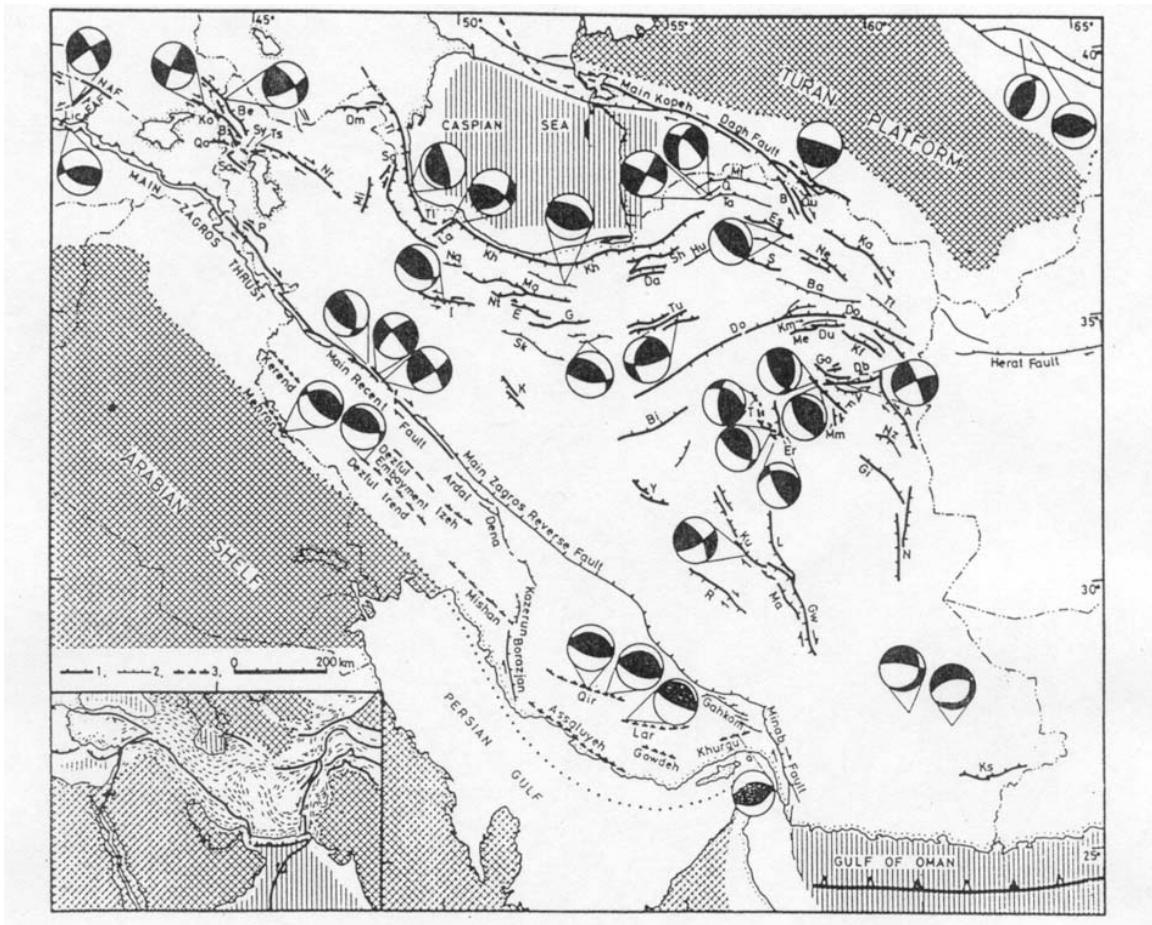
بر اساس نقشه عمق مoho در ایران (دهقانی و ماکریس، ۱۹۸۳)، ضخامت پوسته در منطقه راندگی زاگرس مرتفع (حاشیه شمال شرقی زاگرس) ۵۰-۵۵ کیلومتر است. این ضخامت بسوی جنوب غرب بتدريج کاهش يافته و تا حدود ۳۵ کیلومتر در امتداد تپه ماهورهای زاگرس در سواحل شمال خلیج فارس کاهش می‌يابد. بر اساس نظر بربريان (۱۹۸۱)، پوستهٔ ضخیم‌تر در زاگرس مرتفع می‌تواند بدین علت باشد که اين نوار حاشیه‌اي، تحت تأثير دو فاز کوهزایی اصلی برخوردي در کرتاسهٔ پسین و میوسن - پلئیستوسن^{۴۵} قرار گرفته است، در حالیکه دیگر قسمتهای زاگرس تنها فاز کوهزایی میوسن - پلئیستوسن را متحمل شده‌اند. بعلاوه، زاگرس مرتفع لبهٔ شمالی حاشیهٔ غيرفعال صفحهٔ عربستان در مژوزوئیک بوده است که فرونخشست بیشتر و رسوبگذاري زیادتری در آن صورت گرفته است. در جنوب شرق، کوههای زاگرس به سیستم گسلی میناب ختم می‌شود (شکل ۹).

گسل میناب دو محیط زمین‌شناسی مشخص را از یکدیگر جدا می‌کند: منطقهٔ برخوردي قاره - قارهٔ زاگرس در غرب، از منطقهٔ فرورانش اقیانوسی - قاره‌ای مکران در شرق (بربريان، ۱۹۸۱، ۱۹۹۵؛ جکسون و مکنزی، ۱۹۸۴). فعالیت لرزه‌ای زاگرس در غرب گسل میناب، به یک خطواره با شمال شرق که خطوارهٔ عمان (علوی، ۱۹۹۴) و یا مسیر لرزه‌ای هرمز - جيرفت (بربريان، ۱۹۷۶، ۱۹۸۱) نامیده شده است، محدود می‌شود. بعضی از محققين (وايت^{۴۶} و راس^{۴۷}، ۱۹۷۹؛ راس و همكاران. ۱۹۸۶)،

^{۴۵} Pleistocene

^{۴۶} White

^{۴۷} Ross



شکل ۹ نقشه گسلهای فعال ایران (بربریان، ۱۹۸۱)

خطواره عمان را به سیستم گسلی میناب منتهی کرده‌اند. فعالیت لرزه‌ای مشخص در راستای خطواره عمان، احتمالاً ناشی از برخورد و زیراندگی دماغه صفحه عربستان در عمان، به زیر جزیره هرمز و فلات ایران است (وایت و راس، ۱۹۷۹). خطواره عمان، حد شرقی ایالت لرزه زمینساختی زاگرس را تشکیل می‌دهد. مرز شمال شرقی زاگرس بر گسل اصلی معکوس زاگرس و گسل اصلی عهد حاضر^{۴۸} منطبق می‌باشد (شکل ۹). گسل اصلی معکوس زاگرس دارای راستای NW-SE، از غرب ایران تا شمال بندرعباس است و به سوی شمال غرب، ساخت مرزی از مجموعه‌ای از گسلهای امتدادلغز راستگرد که گسل اصلی عهد حاضر نامیده شده است، تشکیل می‌شود (چالنکو و برو^{۴۹}، ۱۹۷۴). به نظر چالنکو و برو (۱۹۷۴)، گسل اصلی عهد حاضر، ساخت اصلی عمدتاً موازی اما کاملاً متمایز از گسل اصلی معکوس زاگرس است که آن را در چندین محل قطع می‌کند. بسیاری از پژوهشگران، حد جنوبی امتداد گسل اصلی عهد حاضر را در حدود ۳۱ درجه عرض شمالی می‌دانند (به عنوان مثال، جکسون و مکنزی، ۱۹۸۴؛ جکسون و همکاران، ۱۹۹۵؛ بربریان، ۱۹۹۵). مرز جنوب غربی ایالت لرزه زمینساختی زاگرس تقریباً با جبهه دگرشکلی زاگرس، جایی که منطقه بسیار فعال زاگرس از سپر قاره‌ای پایدار عربستان جدا می‌شود،

^{۴۸} Main Recent Fault
^{۴۹} Braud

منطبق است (علوی، ۱۹۹۴). اگرچه مراکز زمینلرزه‌ها در تمامی نوار زاگرس پراکنده است، مناطق مهلهزهای زمینلرزه‌های بزرگتر در امتداد زمینزیختهای خاصی قرار گرفته است. قطعات گسلی در زاگرس بندرت از ۱۱۰ کیلومتر طولانی‌تر است و قطعات راندگی پنهان با نبودهای ^۰ در عمق، که با نبودهای بین تاقدیسها در سطح زمین مرتبط است، جدا شده است (بربریان، ۱۹۹۵). زمینلرزه‌های بزرگ در زاگرس، عمدها بر روی قطعات مختلف گسل اصلی عهد حاضر با راستای غالب شمال غرب - جنوب شرق و سازوکار غالب امتداللغز راستگرد، در امتداد حاشیه شمال شرق زاگرس، روی داده‌اند (به عنوان مثال، زمینلرزه ۲۲ ژانویه ۱۹۰۹ سیلاخور، با بزرگی $M_S = 7/4$ ، که بر اثر جنبش گسل دورود روی داده است و بزرگترین زمینلرزه ثبت شده در زاگرس است). گیلارد و وايس (۱۹۹۵)، میدان تنش و کرنش ناحیه‌ای، را با استفاده از داده‌های سازوکار کانونی زمینلرزه‌ها در ایران مطالعه کرده و به این نتیجه رسیدند که بهترین انطباق در شمال غرب زاگرس برای جهت بزرگترین تنش اصلی، _۱۵، جهت یافته‌گی افقی با آزمیوت ۲۷ درجه و کوچکترین تنش اصلی، _۳۵، در وضعیت قائم می‌باشد. در زاگرس میانی، بزرگترین تنش اصلی، تقریباً افقی با آزمیوت ۲۰۷ درجه و کوچکترین تنش اصلی دارای آزمیوت ۲۲ درجه و میل ۷۱ درجه است. در بخش جنوب‌شرقی زاگرس، موقعیت تنشهای اصلی را نمی‌توان با اطلاعات موجود بخوبی تعیین کرد. راستای بزرگترین تنش اصلی در این بخش، افقی با آزمیوت ۱۳۷ درجه بدست آمده است که با عدم قطعیت چشمگیری همراه است (گیلارد و وايس، ۱۹۹۵). راستاهای کرنش‌های اصلی برای رویدادهای کوچکتر، تقریباً با جهات تنش‌های اصلی هم محور است (گیلارد و وايس، ۱۹۹۵).

۴ ایالت لرzed زمینساختی ایران مرکزی - شرق ایران

ایالت لرzed زمینساختی ایران مرکزی - شرق ایران پنهانی درون صفحه‌ای ^۰ است که از شمال و شمال شرق به مناطق برخوردی البرز - آذربایجان و کپه‌داغ، از غرب و جنوب غرب به منطقه برخورد قاره‌ای زاگرس، از جنوب شرق به منطقه فروزانش اقیانوسی - قاره‌ای مکران و از شرق به بلوك هلمند ^{۰۲} محدود است. این ایالت لرzed زمینساختی تحت تأثیر چندین فاز کوهزایی قرار گرفته است. ایران مرکزی در زمان پرکامبرین - پالئوزوئیک بخشی از صفحه عربستان بوده است که با اقیانوس هرمسینین ^{۰۳} (تیس) در شمال، از اوراسیا جدا می‌شده است (بربریان و کینگ ^{۰۴}، ۱۹۸۱). به نظر می‌رسد که پدیده کافتن ^{۰۰} در پالئوزوئیک پسین در پلاتiform ^{۰۵} ایران - عربستان در محل کنونی گسل معکوس زاگرس، عامل جدایش ایران مرکزی از صفحه عربستان و حرکت به سوی شمال آن نسبت به این صفحه و همچنین شکل‌گیری اقیانوس آلپی زاگرس مرتفع (نئوتیس) بوده باشد. تحقیقات دیرینه

^{۰۰} gaps

^{۰۱} intraplate environment

^{۰۲} Helmand Block

^{۰۳} Hercynian

^{۰۴} King

^{۰۵} rifting

^{۰۶} platform

مغناطیس و اطلاعات زمین‌شناسی نشان می‌دهد که از زمان تریاس میانی تا کرتاسه پسین، خرد قاره ایران مرکزی حدود ۱۳۵ درجه در خلاف جهت حرکت عقره‌های ساعت چرخش داشته است (داوودزاده و اشمیت^{۵۷}، ۱۹۸۳؛ سنگور، ۱۹۸۷). فروزانش پوسته اقیانوسی نئوتیس به زیر حاشیه جنوبی ایران مرکزی (نوار سنتنچ - سیرجان) در مزوژوئیک و احتمالاً ترشیری، کمان ماگمایی نوع آند^{۵۸} را بوجود آورده است. حرکت آرام بسوی شمال صفحه عربستان و فروزانش پوسته اقیانوسی نئوتیس به زیر ایران مرکزی موجب بسته شدن نئوتیس و برخورد پوسته قاره‌ای صفحه ایران مرکزی و عربستان شد (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱؛ بربریان، ۱۹۸۱). بر اساس نظر اشتولکین^{۵۹} (۱۹۷۴)، بین تاریخ تکاملی ایران مرکزی و البرز شباهت‌های زیادی وجود دارد، تشابه رسوبات بگونه‌ای است که نام بسیاری از واحدهای سنگی سازندهای پالئوزوئیک، مزوژوئیک و ترشیری را می‌توان به البرز و بخش‌های زیادی از ایران مرکزی اطلاق کرد. هر دو منطقه بر اثر کوه‌زایی آپی در ترشیری با شدت یکسان متحمل گسلش و چین‌خوردگی شده‌اند. البته مجموعه‌هایی از رادیولاریت - افیولیت بشدت بهم ریخته از ویژگیهای مناطق خاصی از ایران مرکزی است که به طور کلی در البرز دیده نشده است. بر خلاف ایالتهای لرستان لرستانی زاگرس و البرز - آذربایجان، لرستانی در ایران مرکزی - شرق ایران به طور عمده به زونهای گسلی لرستان لرستانی بسیار نسبتاً پایدار را احاطه کرده‌اند، محدود می‌باشد. بخش شرقی ایران مرکزی - شرق ایران لرستانی بسیار شدیدتری را نشان می‌دهد. نتایج مدل‌سازی شکل امواج و مطالعات خرد زمینلرزه‌ها نشان می‌دهد که بیشتر زمینلرزه‌ها در ایران مرکزی - شرق ایران از عمق ۸ تا ۲۰ کیلومتر نشأت می‌گیرند. نقشه عمق موهو منتج از مطالعات ثقل‌سنگی در ایران (شکل ۶)، عمقی حدود ۵۰ تا ۵۵ کیلومتر برای پوسته در امتداد نوار سنتنچ - سیرجان را نشان می‌دهد. این نوار بعنوان حاشیه فعال قاره‌ای جنوب غرب ایران مرکزی در مزوژوئیک در نظر گرفته می‌شود (بربریان، ۱۹۸۱). در نواحی دیگر این ایالت پوسته ضخامتی بین ۳۶ تا ۵۰ کیلومتر دارد. گیلارد و وايس (۱۹۹۵) با استفاده از نتایج حل ۲۲ صفحه گسل دریافتند که بهترین انطباق برای بزرگترین تنفس اصلی، ۱۵، در شرق ایران افقی با آزیموت ۲۱۶ درجه و کوچکترین تنفس اصلی، ۳۵، دارای آزیموت ۲۲۵ درجه و میل ۷۷ درجه می‌باشد. همچنین آنها دریافتند که جهت اصلی کرنش در این ناحیه با جهت اصلی تنفس هم محور است.

۵ ایالت لرستانی مکران

ناحیه مکران در جنوب شرق ایران و جنوب پاکستان، یک بخش ۱۰۰۰ کیلومتری از مرز صفحات اوراسیا و عربستان است که از تنگه هرمز در ایران تا دهانه رود ایندوس^{۶۰} در پاکستان ادامه دارد. در مکران، بخش اقیانوسی صفحه عربستان، در امتداد یک زون فروزانش از اوایل کرتاسه در حال فروزانش به زیر اوراسیا است

^{۵۷} Schmidt

^{۵۸} Andean type

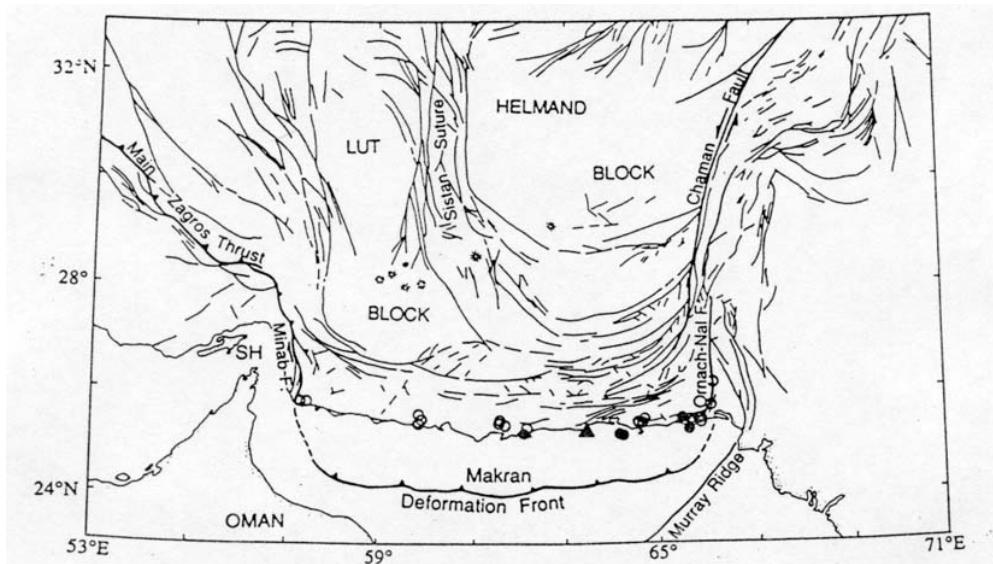
^{۵۹} Stocklin

^{۶۰} Indus

(پیج^{۶۱} و همکاران، ۱۹۷۹؛ بایرن^{۶۲} و همکاران، ۱۹۹۲). مرز غربی مکران را سامانه گسلی میناب تشکیل می‌دهد که در واقع محل اتصال دو زون برخوردي قاره - قاره زاگرس با زون فرورانش اقیانوسی - قاره‌ای مکران است. گسل میناب دارای سازوکار فشارشی با مؤلفه امتدادلغز راستگرد با امتداد NW-NNW از تنگه هرمز به سمت شمال است که به گسل اصلی معکوس زاگرس می‌پیوندد. گسل میناب حداقل از اوایل کرتاسه وجود داشته است (بربیریان، ۱۹۹۵؛ وايت^{۶۳} و راس^{۶۴}، ۱۹۷۹؛ بایرن و همکاران، ۱۹۹۲). به سمت غرب، رشته‌کوههای زاگرس توالی ضخیمی از سنگهای رسوبی متعلق به پالئوزوئیک تا ترکیه‌ای است که در یک سکوی قاره‌ای^{۶۵} نسبتاً کم عمق نهشته شده‌اند و به صورت سریهای از تاقدیس و ناویدیس‌ها، با روند NW-SE در پلیوسن و پلیستوسن چین خورده‌اند. گنبدهای نمکی زیادی در بخش شرقی زاگرس وجود دارد. چین‌های زاگرس و همچنین ساختارهای نمکی به صورت ناگهانی در شرق زون گسلی میناب جایی که ناحیه فرورانش مکران وجود دارد، قطع می‌شود (وايت و راس، ۱۹۷۹). در مکران، توالی رسوبی شامل ماسه سنگ و شیل‌های کرتاسه بالایی تا میوسن است که در یک دراز گودال و بر روی شب قاره‌ای قرار داشته‌اند (وايت و راس، ۱۹۷۹). تغییر ناگهانی در ساختار پی سنگ در نیمرخهای بازتابی لرزه‌ای در زون گسلی میناب مشهود است (جکسون و مکنزی، ۱۹۸۴). همچنین، یک تغییر ناگهانی از لرزه‌خیزی شدید در زاگرس تا سکون نسبی در غرب مکران مشاهده می‌شود (جکسون و مکنزی، ۱۹۸۴).

مرز شرقی مکران بر زون گسلی امتدادلغز با مؤلفه غالب چیگرد اورنچ‌نال^{۶۶} و چمن^{۶۷}، حدوداً در ۶۶ درجه طول شرقی در پاکستان قرار دارد. مرز شمالی ایالت لرزه‌زمینساختی مکران به فروافتادگی جازموریان منتهی می‌گردد که روند ساختاری N-S بخش شرقی ایران به صورت ظاهری به E-W تغییر می‌یابد (شکل ۱۰). مرز جنوبی مکران عمدتاً بر اساس ژئومورفولوژی^{۶۸} و داده‌های لرزه‌خیزی مشخص می‌شود که محدود به نواحی رومرکزی زمینلرزه‌ها در جنوب است. اضمحلال پوسته اقیانوسی صفحه عربستان در طول زون فرورانش مکران با آزیمoot N10°E صورت می‌گیرد.

^{۶۱} Page
^{۶۲} Byrne
^{۶۳} White
^{۶۴} Ross
^{۶۵} Shelf
^{۶۶} Ornach-Nal
^{۶۷} Chaman
^{۶۸} geomorphology



شکل ۱۰ گسلها و ساختارهای عمده زون فرورانش مکران (بایرن و همکاران، ۱۹۹۲)

سرعت همگرایی برآورد شده، از $۳۶/۵$ میلیمتر در سال در نزدیکی تنگه هرمز در غرب تا $۴۲/۰$ میلیمتر در سال در مرز شرقی مکران افزایش می‌یابد (دیمیتز^{۶۹} و همکاران، ۱۹۹۰؛ بایرن و همکاران، ۱۹۹۲). سواحل وسیع بالا آمده در طول ساحل مکران به عنوان شاهدی بر فراخاست ممتد و رشد به سمت جنوب گوه برافزايشی^{۷۰} تلقی می‌شود (پیج و همکاران، ۱۹۷۹؛ جکسون و مکنزی، ۱۹۸۴). نرخ بالاًمدگی از $۰/۰۱-۰/۰۶$ سانتی‌متر در سال در کنارک در غرب تا $۰/۰۱-۰/۰۲$ سانتی‌متر در سال در اورمره^{۷۱} در شرق افزایش می‌یابد (پیج و همکاران، ۱۹۷۹). نقشهٔ عمق موهو ایران با استفاده از مطالعات ثقل‌سنگی نشان دهندهٔ ضخامتی در حدود ۴ کیلومتر برای پوسته در محدودهٔ شمالی مکران است که بتدریج تا کمتر از ۲۵ کیلومتر در طول سواحل دریای عمان نازک می‌شود (دهقانی و ماکریس، ۱۹۸۳). سازوکار کانونی زمینلرزه‌های دور از ساحل^{۷۲} نشان دهندهٔ گسل‌رش رانگی کم‌عمق و شبی به سمت شمال است. در نواحی ساحلی، کوتاه‌شدگی بر روی صفحات با همان سمت شبی اما با زوایه بیشتر (۴۰ تا ۵۰ درجه) رخ می‌دهد (جکسون و مکنزی، ۱۹۸۴). در پی زمینلرزهٔ بزرگ پاسنی^{۷۳} - اورمره در ۲۷ نوامبر ۱۹۴۵ که با بزرگی $M_W = ۸/۱$ رخ داد (بایرن و همکاران، ۱۹۹۲)، در حدود ۲ متر خط ساحلی دچار بالاًمدگی شد (پیج و همکاران، ۱۹۷۹). شواهد فعالیت‌های زیر پوسته‌ای بوسیلهٔ جکسون و مکنزی (۱۹۸۴) در مورد زمینلرزه‌های ۷ نوامبر ۱۹۶۹ و ۲ اوت ۱۹۶۸ در نزدیکی شمال ایالت لرستان زمین‌ساختی مکران در کمان آتش‌فشاری فعال بزمان - تفتان - سلطان در شرق ایران و غرب پاکستان، ارائه شده است که همراه با اضمحلال صفحه عربستان در زیر این ناحیه می‌باشد (بایرن و همکاران، ۱۹۹۲). بر اساس چنین شواهدی ژاکوب^{۷۴} و کویتمیر^{۷۵} (۱۹۷۹) و بربیان

^{۶۹} DeMetz

^{۷۰} accretionary prism

^{۷۱} Ormara

^{۷۲} offshore

^{۷۳} Pasni

^{۷۴} Jacob

(۱۹۸۱)، پیشنهاد کردند که عمق زمینلرزه‌های وابسته به فرو رانش در مکران از بسیار کم عمق در ساحل تا حدود ۸۰ کیلومتر در خشکی افزایش می‌یابد. شایان ذکر است که تمامی فعالیت‌های زیرصفحه‌ای در یک مجموعه مشخص و در یک نوار باریک، تنها در شمال نوار $N 27^{\circ}$ قرار دارد (جکسون و مکنzi، ۱۹۸۴). در ایالت لرزه‌زمینساختی مکران هیچ مدرک قابل اعتمادی از فعالیت‌های لرزه‌ای با عمق متوسط وجود ندارد و همه عمق‌های کانونی تأیید شده، کم ژرفای می‌باشند. جکسون و مکنzi (۱۹۸۴) شواهد فعالیت‌های زیر پوسته‌ای را به خوبی با اطلاعات زمین‌شناسی شامل وجود نوار آتش‌نشانی بزمان - تفتان - سلطان و ماقمای آندزیتی کالک - آکالان کواترنری، مورد توجه قرار داده و نظر فرهودی و کریچ^{۷۶} (۱۹۷۷) و ژاکوب و کویتمیر^{۷۷} (۱۹۷۹) را در مورد فرو رانش بخش اقیانوسی صفحه عربستان در قسمت جنوب شرقی ایران و غرب پاکستان و همچنین گوئه برافرازیشی بودن ناحیه مکران مورد تأیید قرار دادند. زون فرو رانش مکران نشان دهنده قطعه‌بندی مشخص بین شرق و غرب از نظر رفتار لرزه‌ای است. مرز صفحه‌ای شرق مکران در اثر زمینلرزه بزرگ روراندۀ ۲۷ نوامبر ۱۹۴۵ با بزرگی $M_W = 8/1$ جنب‌شده‌است و هم اکنون زمینلرزه‌های کوچک و متوسط را تجربه می‌کند. در مقابل، در غرب مکران هیچ مدرکی از زمینلرزه‌های بزرگ تاریخی وجود ندارد و تجهیزات پیشرفت، نبود لرزه‌ای مشخصی را در امتداد مرز صفحه نشان می‌دهند (بایرن و همکاران، ۱۹۹۲). نیازی و همکاران (۱۹۸۰) یک شبکه محلی را به مدت دو هفته در غرب مکران نصب کردند که در طول این مدت حتی هیچ خردزمینلرزه‌ای^{۷۸} مشاهده نشد. مشخص نیست که این فقدان فعالیت لرزه‌ای، سکون موقتی بعد از یک زمینلرزه بزرگ است یا اینکه دائمی است. تنها نامزد احتمالی یک زمینلرزه بزرگ این نواحی در گذشته رویدادی احتمالاً در حدود سال ۱۴۸۳ میلادی است که ظاهرًاً تنگه هرمز و شمال شرق عمان را تحت تأثیر قرار داده است.

References

- Alavi, M., 1980, Tectonostratigraphic evolution of the Zagrosides of Iran, *Geology*, 8, 144-149.
 Alavi, M., 1992, Thrust tectonics of the Binalood region, NE Iran, *Tectonics*, 11, 360-370.
 Alavi, M., 1994, Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations, *Tectono-physics*, 229, 211-238.
 Berberian, M., 1976, Contribution to the seismotectonics of Iran (part II), *Geol. Surv. Iran, Rep.* 39.
 Berberian, M., 1981, Active faulting and tectonics of Iran: in: *Zagros-Hindukush-Himalaya Geodynamic evolution*, Gupta, H. K. and Delany, F. M. (eds.), Am. Geophys. Union and Geol. Soc. Am., *Geodyn. Ser.*, 3, 33-69.
 Berberian, M., 1995, Master "blind" thrust faults hidden under the Zagros folds:active basement tectonics and surface morphotectonics, *Tectonophysics*, 241, 193-224.
 Byrne, D. E., Sykes, L. R. and Davis, D. M., 1992, Great thrust earthquakes and aseismic slip along the plate boundry of Makran subduction zone, *J. Geophys. Res.*, 79, 449- 478.
Am., 77, 1479-1484.
 Davoudzadeh, M. and Schmidt, K., 1983, A review of the Mesozoic paleogeography and paleotectonic evolution of Iran, in *Geodynamic Project (Geotraverse) in Iran, Rep.* 51, *Geol. Surv. Iran*, 415-435.
 Dehghani, G. A. and Makris, J., 1983, The gravity field and crustal structure in Iran, in *Geodynamic Project (Geotraverse) in Iran, Rep.* 51, *Geol. Surv. Iran*, 51-67.

^{۷۵} Quittmeyer

^{۷۶} Karig

^{۷۷} microearthquake

- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. and Stein, S., 1990, Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, 101, 425-478.
- Dewey, J. W. and Grantz, A., 1973, The Qir earthquake of April 10, 1972 in the Zagros mountainsof southern Iran: seismotectonic aspects and some results of a field reconnaissance, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 63, 2071-2090.
- Gillard, D. and Wyss, M., 1995, Comparison of strain and stress tensor orientation: application to Iran and southern California, *J. Geophys. Res.*, 100, 22197-22213.
- Jackson, J. A., 1980, Reactivation of basement faults and crustal shortening in orogenic belts, *Nature*, 283, 343-346.
- Jackson, J. A., 1992, Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in Eastern Turkey and the Caucasus, *J. Geophys. Res.*, 97, 12471-12479.
- Jackson, J. A., Fitch, T. J., 1979, Seismotectonic implications of relocated aftershock sequences in Iran and Turkey , *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 57, 209-229.
- Jackson, J. A. and Fitch, T. J., 1981, Basement faulting and the focal depth of the large earthquakes in the Zagros mountains (Iran).*Geophys. J. R. astr. Soc.*, 64, 561-586.
- Jackson, J. A., Fitch, T. J. and McKenzi, D. P., 1981, Active thrusting and the evolution of the Zagros fold belt, in: McClay, K. R. and Price, N. J. (eds.), *Thrust and Nappe Tectonics*, Geol. Soc. Spec. Pub., 9, 371-379.
- Jackson, J. A. and McKenzi, D. P., 1984,Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between Western Turkey and Pakistan, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 77, 185-264.
- Jackson, J. A. and McKenzi, D. P., 1988, The relation between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediteranian and the Middle East, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 93, 45-73.
- Jackson, J., Haines, J. and Holt, W., 1995, The accommodation of Arabia-Eurasia plate convergence in Iran, *J. Geophys. Res.*, 100, 15205-15219.
- Jacob, K. and Quittmeyer, R. C., 1979. The Makran region of Pakistan and Iran: trench-arc system with active plate subduction. In: Farah, A. and DeJong, K. A. (eds.), *Geodynamics of Pakistan*, Geol. Surv. Pakistan, Quetta, pp. 303-317.
- McKenzi, D. P., 1972, Active tectonics of Mediterranean region, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 30, 109-185.
- Mirzaei, N., Gao, M., Chen, Y. T., 1997, Evaluation of uncertainty of earthquake parameters for seismic zoning of Iran, *Earthquake Research in China*, 11 (2), in press.
- Mirzaei, N., Gao, M., Chen, Y. T., 1998, Seismic source regionalization for seismic zoning of Iran: major seismotectonic provinces. *J. Earthquake prediction Research*, 7, 465-495.
- Molnar, P. and Chen, W. P., 1982, Seismicity and mountain building, in: *mountain building Processes*, Hsued, K. J. (ed.), Academic Press, 41-57.
- Ni, J. and Barazangi, M., 1986, Seismotectonics of the Zagros continental collision zone and a comparison with the Himalayas, *J. Geophys. Res.*, 91, 8205-8218.
- Niazi, M., Shimamura, H. and Matsuura, M., 1980, Microearthquakes and crustal structure off the Makran coast of Iran, *Geophys. Res. Lett.*, 7, 297-300.
- Page, W. D., Alt, J. N., Cluff, L. S. and Plafker, G., 1979, Evidence for the recurrence of large magnitude earthquakes along the Makran coast of Iran and Pakistan, *Tectonophysics*, 52, 533-547.
- 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. Inter.*, 118, 111-141.
- Reiter, L., 1990, *Earthquake hazard analysis: issues and insights*,Colombia University Press, New York.
- Sengor, A. M. C., 1987, Tectonics of the Tethysides: orogenic collage development in a collisional setting, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 15, 213-244.
- Stocklin, J., 1974, Northern Iran: Alborz mountains, in: *Mesozoic-Cenozoic orogenic belts*, Geol. Soc. Lond., Spec. Publ. 4, 212-237.
- Snyder, D. B. and Barazangi, M., 1986, Deep crustal structure and flexure of the Arabian plate beneath the Zagros collisional mountain belt as inferred from gravity observation, *Tectonics*, 5, 361-373.
- Tchalenko, J. S. And Berberian, M., 1975, Dasht-e-Bayaz fault, Iran: earthquake and earlier related structures in bedrock, *Geol. Surv. Am. Bull.*, 86, 703-709.
- Tchalenko, J. S. and Braud, J., 1974, Seismicity and structure of the Zagros (Iran): the Main Recent Fault between 33° and 35°N, *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A 227, 1-25.
- Trifonov, V. G., 1978, Late Quaternary tectonic movements of western and central Asia, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 89, 1059-1072.
- Von Dollen, F. J., Alt, J. N., Tocher, D. and Nowroozi, A., 1977, Seismological and geological investigations near Bandar Abbas, Iran, *Geol. Soc. Am. Abstr.*, 9, 521.
- White, R. S. and Ross, D. A., 1979, Tectonics of the western Gulf of Oman, *J. Geophys. Res.* , 84, 3479-3489.
- Ye, H.,Chen, G. and Zhou, Q., 1995, Study on the intraplate potential seismic sources, in: *Proc. Fifth International Conf. Seismic Zonation*, Nice, France, 2, 1424-1430.