

گسل‌های جنبای بنیادی و توان لرزه‌زایی آنها در خاورمیانه باختری

سمیه اسلامی فارسانی^{۱*}، مرتضی طالبیان^۲، عبدالله سعیدی^۳ و محسن پور کرمانی^۴

^۱ کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

^۲ استادیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

^۳ دکتر، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

^۴ استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۰۱/۲۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۰۶/۰۳

چکیده

در این پژوهش مطالعه گسل‌های فعال در خاورمیانه باختری از دریای مازندران در خاور تا دریای مدیترانه در باختر انجام گرفت. هدف اصلی تهیه نقشه یکنواخت از لرزه‌خیزی و گسل‌های منطقه بوده است. نقشه‌های زمین‌شناسی موجود از کشورهای مختلف مقیاس‌های متفاوت و خطاهای گوناگون در تعیین موقعیت گسل‌ها دارند که گاه تا صدها متر می‌رسد. در این پژوهش گسل‌های فعال از دیگر گسل‌ها تفکیک شد و بر اساس مطالعه تصاویر ماهواره‌ای، نقشه‌های زمین‌شناسی موجود و داده‌های ژئودتیک، ارتباط ساختاری گسل‌ها و نرخ حرکت آنها تعیین شد. تمام داده‌های موجود ضمن وارد نمودن به سامانه اطلاعات جغرافیایی به مختصات جغرافیایی یکسان تبدیل شد و پس از آن با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای جزئیات بیشتری از گسل‌ها مورد بررسی قرار گرفت و جابه‌جایی‌های جوان آنها شناسایی شد. بیشتر گسل‌های فعال در لبه ارتفاعات قرار می‌گیرند که تأییدی بر جوان بودن منطقه و کنترل توپوگرافی به‌وسیله گسل‌های فعال است. بیشترین فعالیت لرزه‌ای مربوط به زون زاگرس و محل تلاقی گسل‌های شمال و خاور آناطولی است ولی زمین لرزه‌های بزرگ دستگاهی در سرتاسر گستره دیده می‌شوند. زون گسل‌های امتداد لغز بحرالمتیت نسبت به دیگر بخش‌ها فراوانی کمتر زمین لرزه‌ها را نشان می‌دهد. بیشتر زمین لرزه‌های تاریخی در شمال باختری ایران و خاور ترکیه و بحرالمتیت دیده می‌شوند که به نظر می‌رسد در ارتباط با تمرکز جمعیت و ثبت بهتر زمین لرزه‌ها در این مناطق باشد. در زاگرس خاوری (شمال باختری ایران) کوتاه‌شدگی به دو مؤلفه راندگی و امتداد لغز تفکیک شده است. در بخش میانی منطقه کوتاه‌شدگی به‌طور عمده به وسیله گسل‌های راندگی انجام می‌گیرد. بخش باختری (خاور ترکیه) این منطقه محل تلاقی گسل‌های امتداد لغز و چرخش بلوک‌هاست، بنابراین کوتاه‌شدگی به وسیله حرکت در راستای گسل‌های راست‌گرد و چپ‌گرد انجام می‌گیرد. در خاور ترکیه عملکرد دو گسل شمال و خاور آناطولی موجب حرکت به سوی باختر ترکیه و در نهایت فرورانش آن در زون هلنیک می‌شود. با توجه به عدم تناسب نرخ کوتاه‌شدگی در زاگرس و قفقاز با فراوانی زمین لرزه‌ها به نظر می‌رسد که بخشی از کوتاه‌شدگی به صورت خزش اتفاق می‌افتد.

کلید واژه‌ها: خاورمیانه باختری، گسل‌های فعال، نرخ لغزش، سنجش از دور، لرزه‌خیزی

* نویسنده مسئول: سیمیه اسلامی فارسانی

E-mail: somaye.farsani.e@gmail.com

۱- پیش‌نوشتار

منطقه خاورمیانه یکی از لرزه‌خیزترین مناطق جهان است و زمین لرزه‌های بزرگ بسیاری در تاریخ آن ثبت شده است. این لرزه‌ها جان بسیاری را گرفته، خانه‌هایشان را ویران کرده و منابع ملی اقتصادی و کشاورزی قابل توجهی را نابود ساخته است. نخستین گام در راستای کاهش خسارات زمین لرزه، افزایش دانش ما از شیوه تغییر شکل پوسته قاره‌ای است. این داده‌ها همراه با دیگر داده‌های زمین‌شناسی و لرزه‌شناسی مبنایی را برای فهم بهتر زمین لرزه و ایجاد جامعه‌های ایمن فراهم می‌کند. نقشه‌های زمین‌شناسی برای ایران و کشورهای همجوار پیش‌تر تهیه شده ولی تفکیک گسل‌های فعال از دیگر گسل‌ها در این نقشه‌ها نیامده است. در این پژوهش گسل‌های فعال از دیگر گسل‌ها جدا شده و بر پایه مطالعه تصاویر ماهواره‌ای، نقشه‌های زمین‌شناسی موجود و داده‌های ژئودتیک سعی شده است که ارتباط ساختاری گسل‌ها و نرخ حرکت آنها تعیین شود (شکل ۱).

با وجود مطالعات پراکنده بسیاری که در منطقه خاورمیانه روی گسل‌های جنبای انجام گرفته است، مطالعه کمی روی ارتباط ساختاری باختر ایران با کشورهای همجوار انجام شده است، از این رو این پژوهش ضمن گردآوری اطلاعات موجود به بررسی گسل‌های فعال منطقه فراتر از مرزهای سیاسی و بر پایه داده‌های ماهواره‌ای و برداشت‌های ژئودتیک موجود می‌پردازد. ابتدا اطلاعات موجود شامل نقشه‌های زمین‌شناسی و عکس‌های ماهواره‌ای و گزارش‌های منتشر شده و مقالات مربوط به کشورهای مورد بحث، داده‌های توپوگرافی، داده‌های ژئودزی، گزارش زمین لرزه‌های دستگاهی و تاریخی، داده‌های سازوکار کانونی زمین لرزه‌ها گردآوری شد، به نرم‌افزار سامانه اطلاعات جغرافیایی وارد شده و به مختصات جغرافیایی یکسان تبدیل شد. سپس با استفاده از داده‌های بالا، گسل‌های منطقه دوباره رسم شد. سرانجام

با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای جزئیات بیشتری از گسل‌ها مورد بررسی قرار گرفت؛ جابه‌جایی‌های جوان آنها شناسایی شد و داده‌های ژئودزی مرتبط با آنها مورد بررسی قرار گرفت.

۲- تکامل ساختاری فلات ایران - ترکیه

پس از زمان پریابونین (اوسن پسین) دو دریا در گستره فلات ایران - ترکیه وجود داشته است، یکی از آنها در بخش جنوبی سامانه کوهستانی Pontide - Lesser البرز و قفقاز و دیگری در بخش جنوبی آناطولی و فلات ایران مرکزی قرار گرفته‌اند. دریای شمالی در طول زمان پریابونین همان‌گونه که به‌وسیله رسوب‌گذاری رسوبات قاره‌ای و روراندگی بزرگ تأیید می‌شود، بسته شد و همگرایی در عرض این زمین درز تا زمان بوردیگالین (اواخر میوسن پسین) ادامه یافت (Adamia et al., 1977). دریای جنوبی زاگرس - بیتلیس (Zagros-Bitlis) در طول زمان میوسن پسین بسته شد و همگرایی در عرض این زمین درز در حال حاضر نیز ادامه دارد (Dewey & Şengör, 1979).

در زمان الیگوس پسین - میوسن پیشین پیشروی دریا موجب به زیر سیلاب رفتن بخش عظیمی از باختر فلات ایران - ترکیه شد (Alavi, 1980; Stöcklin, 1968)؛ این رخداد به‌وسیله وجود تبخیری‌ها (به‌طور معمول ژپس)، ماسه‌سنگ و سنگ آهک شناخته شده است که به سوی بالای توالی به مارن‌های دریایی و آهک‌های ریفی تبدیل می‌شود (سری‌های ژپسی الیگومیوسن و کربنات‌های میوسن زیرین در خاور ترکیه (Lahn et al., 1950) و سازند قم در ایران (Alavi, 1980)).

دست کم بخشی از این گستره تا زمان سراوالین در زیر دریا باقی ماند که آثار

به سوی شمال خاور یا شمال باختر حرکت کرده‌اند. داده‌های کنونی نشان می‌دهند که راندگی‌ها در ترکیه خاوری در دو خط اصلی متمرکز شده‌اند؛ اولی از نزدیکی فروافتادگی‌های ارزروم - پسین لر (Erzurum - Pasinler) و کوه‌های آقری (Agri) گذر می‌کند و دیگری زمین درز بیتلیس را دنبال می‌کند. داده‌های ژئودتیک نیز با این الگو هماهنگی دارند و افزون بر کوتاه‌شدگی در کوه‌های قفقاز، حرکت به سوی باختر فلات ترکیه را نشان می‌دهند (شکل ۲).

بر خلاف ترکیه خاوری، چین خوردگی‌های پس از میوسن در ایران گسترش یافته‌اند که با گسل‌های امتدادلغز و راندگی مهم همراه هستند (Berberian, 1976). در شمال باختر ایران گسل‌های راندگی و امتدادلغز نسبت به چین خوردگی که ممکن است در این بخش همچون ترکیه خاوری غایب باشند، چیره هستند (Berberian & Arshadi, 1976).

۴- گسل‌های اصلی و لرزه‌خیزی منطقه

اگر گسلی در طول عمر رژیم زمین‌ساختی معاصر و حاکم بر منطقه (در طی کوتاه‌ترین) فعالیت کرده باشد آن را گسل فعال می‌نامند. گسل‌هایی که در این دوره زمانی حرکتی نداشته باشند، گسل غیر فعال انگاشته می‌شوند و احتمال ایجاد جابه‌جایی و فعالیت آنها در آینده بسیار ضعیف است. در ادامه به شرح مهم‌ترین گسل‌های فعال منطقه پرداخته می‌شود.

۴-۱. گسل بحرال‌میت (Dead Sea Fault)

این گسل راستای شمالی- جنوبی دارد و مجموع طول آن ۱۰۰۰ کیلومتر است. این گسل اهمیت ساختاری بسیاری دارد؛ زیرا مرز ورقه عربی- آفریقا را تشکیل می‌دهد. حدود ۱۰۵ تا ۱۱۰ کیلومتر جابه‌جایی چپ‌گرد دارد، که در دو مرحله صورت گرفته؛ الف) در امتداد N50E که با ۶۰ تا ۶۵ کیلومتر جابه‌جایی چپ‌گرد و ب) در امتداد N15E که با ۴۰ تا ۴۵ کیلومتر جابه‌جایی چپ‌گرد. تصاویر ماهواره‌ای نیز بیانگر حرکات چپ‌گرد جوان این گسل است (شکل ۳). نرخ لغزش گسل ۲ تا ۸ میلی‌متر در سال به دست آمده است (Allen et al., 2004) و شامل چندین حوضه کششی و فشارشی است، که در گذر از یک قطعه به قطعه دیگر شکل گرفته‌اند (Allen et al., 2004). برش شمالی گسل بحرال‌میت در سوریه روند اولیه شمالی- جنوبی دارد و سوی باختر آن به وسیله حوضه غاب محدود شده است و در طول پهلوئی باختری رودخانه آسی تا حد حوضه آمیک (Amic) گسترش دارد (شکل ۴).

در طول پهلوئی باختری رودخانه آسی، گسل بحرال‌میت وارد ترکیه می‌شود؛ این بخش از گسل میان مرز سوریه- ترکیه در جنوب و حوضه آمیک در شمال، گسل هاسیپاسا نامیده می‌شود. مطالعات میدانی روی گسل هاسیپاسا (Hacipasa fault) ۶۵۰ متر حرکت چپ‌گرد را نشان می‌دهد (Akyuz et al., 2006).

بر پایه داده‌های ژئودتیک نرخ حرکت گسل‌های منطقه بحرال‌میت از ۴ تا ۷/۵ میلی‌متر در سال متغیر است. بر این اساس در بخش شمالی در سوریه 1 ± 4 میلی‌متر در سال و در کشور فلسطین اشغالی 2 ± 4 میلی‌متر در سال است. همچنین در بخشی از این گسل که در شمال لبنان قرار گرفته نرخ $1 \pm 7/5$ میلی‌متر در سال و در بخش جنوبی گسل نرخ $1 \pm 5/6$ میلی‌متر در سال تعیین شده است. این نرخ در بخش میسیاف (Missyaf) حدود $1/8 \pm 6/8$ میلی‌متر در سال اندازه‌گیری شده است (McClusky et al., 2003).

۴-۲. گسل شمال آناتولی (North Anatolian Fault)

گسل امتدادلغز راست‌گرد شمال آناتولی به صورت یک کمان به طول ۱۴۰۰ کیلومتر از خاور ترکیه تا دریای اژه امتداد یافته و از ۵ میلیون سال پیش تاکنون، سبب ۸۰ کیلومتر جابه‌جایی راست‌گرد شده است (شکل ۴). بزرگ‌ترین زمین‌لرزه رخ داده روی گسل بزرگی $Mw=8.1$ دارد.

بخش خاوری این گسل در حدود ۵۰۰ کیلومتر راستای N110-120E دارد

آن با میکروفسیل‌های گردآوری شده در نزدیکی دریاچه وان (Van lake) ثابت می‌شود (Gelati, 1975). سپس پسروی دریا در زمان میوسن پسین رخ داد، که با رسوبات رودخانه‌ای و دریاچه‌ای که رسوبات دریایی را پوشانده‌اند مشخص می‌شود (Altinli, 1968). در اثر خروج از آب، سطح فرسایشی در زمان میوسن پسین- پلیوسن پیشین ایجاد شد که به وسیله حوضه زهکشی فشرده که احتمالاً به فرورفتگی دشت کویر کنونی شباهت دارد، قطع می‌شود.

این توالی دارای نهشته‌های پلایا هستند که شامل نمک و ژپس می‌شود که تبدیل به رخصاره‌های حاشیه حوضه آواری درشت شده و در نزدیکی مرزهای حوضه کاملاً تبدیل به کنگلومرا می‌شود (Erinc, 1953). سطح فرسایشی میوسن پسین- پلیوسن پیشین به سوی نواحی که مقدار زیادی گدازه‌های آندزیتی- داسیتی با سن پلیوسن فوران یافته‌اند (Gattinger et al., 1961)، به ویژه در بخش‌های مرکزی و باختری فلات ایران- ترکیه در اواخر پلیوسن، به میزان زیادی بالا آمده است. این بالا آمدگی با یک بریدگی ژرف در سطح فرسایشی میوسن- پلیوسن و پرشدگی دره‌های حاصل از آن با جریان‌های گدازه‌ای پلیستوسن ثبت شده است (Erinc, 1953).

با وجود ویژگی بلوک بالا آمده در فلات ایران- ترکیه، به طور کلی پهنه زمین درز بیتلیس (Bitlis Suture Zone) به نظر می‌رسد پس از آرامش یافتن فلات و یا آهسته‌تر از آن بالا آمده باشد. این مهم با دو رودخانه کهن که در فلات آغاز شده و سپس از پهنه زمین درز بیتلیس موجود در بخش جنوبی کوه‌های ترکیه را قطع می‌کنند و به سکوی عربستان می‌رسند، نشان داده می‌شوند.

مطالعات زمین‌ریخت‌شناسی در امتداد دره بیوک زاب (Buyuk zap) نشان داد که رودخانه به صورت مستقیم عرض ساختارهای زمین‌شناسی زمین درز را بدون توجه به جهت گیری آنها و همچنین چندین منطقه آبرفتی آستانه‌ای موجود در پیرامون دره آن را قطع کرده است که بیانگر بالا آمدگی پیشرونده پهنه زمین درز است. در حال حاضر بخش خاوری ترکیه به طور کلی یک سطح به نسبت هموار را نشان می‌دهد که میان ۱/۵ تا ۲/۵ کیلومتر ارتفاع دارد. در بخش باختری ایران ناحیه‌ای با ارتفاع مشابه جای دارد، که ارتفاع آن به سوی خاور در نزدیکی و درون فرورفتگی دشت کویر کاهش می‌یابد و به حدود ۵۰۰ متر می‌رسد. همه این ناحیه ویژگی‌های یک فلات را نشان می‌دهد و تنها قله‌های مهم در منحنی فرازنگار از مخروط‌های آتشفشانی پلیوکواترنری ناشی شده است.

۳- زمین‌ساخت عمومی منطقه

پس از برخورد قاره عربستان با اوراسیا در طول زمان میوسن پسین، همگرایی میان عربستان و اوراسیا همچنان ادامه پیدا کرد که با چین خوردگی و راندگی توالی رسوبی پلیوسن تا حال حاضر زاگرس (Ricou et al., 1986)، چین خوردگی در مرز جنوب خاور ترکیه (Ketin, 1966) و لرزه‌خیزی گسترده در همه فلات ایران- ترکیه مشخص می‌شود (Canitez & Uçer, 1967).

در فلات ایران- ترکیه، این همگرایی در بخش ترکیه به وسیله حرکت صفحه آناتولی به سوی دریای مدیترانه در امتداد گسل‌های تراگذر آناتولی خاوری و شمالی (Mckenzie, 1972) و تا حدودی کوتاه‌شدگی پوسته قاره‌ای به وسیله ایجاد راندگی‌ها ادامه یافت.

تعداد زیادی از راندگی‌های پس از میوسن در خاور ترکیه ثبت شده است. شماری از این گسل‌ها در نزدیکی اثر گسل‌های تراگذر آناتولی خاوری و شمالی رخ داده‌اند و ممکن است بیشتر با حرکت راستالغز در ارتباط باشند تا کوتاه‌شدگی پوسته‌ای کلی در عرض ترکیه خاوری. با این وجود، تعدادی دیگر در بخش خاوری نقطه‌ای که دو تراگذر به هم رسیده‌اند قرار گرفته‌اند و از این رو به نظر می‌رسد که ناشی از کوتاه‌شدگی پوسته‌ای باشند.

اگر چه بیشتر این راندگی‌ها به سوی جنوب گرایش دارند، ولی شماری از آنها

و یک زمین‌درز متعلق به مزوزویک را قطع می‌کند. به سوی باختر این گسل در جهت پادساعت‌گرد به میزان ۳۵ درجه خم می‌شود و در حدود ۳۰۰ کیلومتر امتداد آن در جهت N75E قرار می‌گیرد و زمین‌درز اینتراپونت را که سن آن کرتاسه تا ائوسن پیشین تعیین شده است، دنبال می‌کند. بیشتر طول این گسل که در بخش خاوری و مرکزی ترکیه قرار گرفته است، یک ساختار ساده و واحد دارد. اگر چه در باختر ترکیه، این گسل به دو شاخه اصلی در ناحیه بحرالمیت تقسیم می‌شود و سپس با پیچیدگی بیشتری از عرض اژه عبور می‌کند و گودال اژه را تشکیل می‌دهد و با فعالیت شدید حوضه‌های کششی NW-SE یونان در ارتباط است (Taymaz et al., 1991; Jackson, 1992).

گسل شمال آناتولی و گسل هم‌بوخ آن - گسل آناتولی خاوری-، بلوک آناتولی را در بر گرفته‌اند که در اثر برخورد عربستان با اوراسیا به سوی باختر رانده شده است. داده‌های ژئودزی نرخ حرکت 22 ± 3 میلی‌متر در سال برای گسل شمال آناتولی پیشنهاد می‌کند (McClusky et al., 2000). میزان گسیختگی کلی که برای این گسل برآورد شده است از ۳۰ تا ۱۰۰ کیلومتر تغییر می‌کند (Kocyiğit & Beyhan, 1998).

سن این گسل بر پایه نرخ‌های لغزش زمین‌شناسی که در حدود ۲ و ۱۰ میلی‌متر در سال برای آن تعیین شده است، به نظر می‌رسد در حدود ۱۳ میلیون سال باشد. بر پایه جدیدترین داده‌های ژئودتیک نرخ حرکت این گسل 24 ± 2 میلی‌متر در سال برآورد شده است (McClusky et al., 2003; Taymaz et al., 2007).

۴-۳. گسل خاور آناتولی (East Anatolian Fault)

این گسل راستای شمال خاوری- جنوب باختری دارد، طول آن ۶۰۰ کیلومتر است (شکل ۴) و از ۳ میلیون سال پیش سبب ۳۰ کیلومتر جابه‌جایی چپ‌گرد شده است. جابه‌جایی آبراهه‌های جوان در راستای این گسل حرکت چپ‌گرد آن را تأیید می‌کند (شکل ۵). بزرگ‌ترین زمین‌لرزه مرتبط با گسل بزرگی $Mw=7.9$ دارد. حرکت رو به باختر صفحه آناتولی با لغزش گسل‌های آناتولی شمالی و خاوری حاصل می‌شود (McKenzie, 1972).

لغزش کنونی و تاریخی این گسل‌ها نشانگر الگوهای تغییر شکل کوتاه‌مدت و بلندمدت در این بخش از برخورد است. گسل چپ‌گرد آناتولی خاوری حرکت میان صفحه‌های عربی و آناتولی را فراهم می‌کند. نرخ لغزش دیرین این گسل بر پایه گشتاور لرزه‌ای زمین‌لرزه‌ها در طول گسل آناتولی خاوری ۶ تا ۱۰ میلی‌متر در سال برآورد شده است (Taymaz et al., 1991). نرخ لغزش اندازه‌گیری شده با استفاده از داده‌های ژئودزی 1 ± 9 میلی‌متر در سال است (McClusky et al., 2000). حرکت آغازی در گسل آناتولی خاوری بر پایه جدایش در آتشفشان‌های پلیوسن پایانی حدود ۳ میلیون سال پیش رخ داده است (Saroglu et al., 1992; Westaway & Arger, 2001). این مسئله ارزیابی‌های اولیه را که بیان می‌داشت این گسل در حدود ۵ میلیون سال پیش ایجاد شده است (Dewey et al., 1986) تصحیح می‌کند.

۴-۴. گسل قفقاز بزرگ (Greater Caucasus fault)

این گسل در سرتاسر کوه‌های قفقاز ادامه دارد و سازوکار آن وارون است (شکل ۶). این گسل سبب ساختارهای چین‌خورده و رورانده در سامانه چین‌خورده قفقاز بزرگ شده است. بر پایه داده‌های ژئودتیک نرخ حرکت آن 2 ± 10 میلی‌متر در سال اندازه‌گیری شده است (Reilinger et al., 2006) (جدول ۱).

۴-۵. گسل داغستان (Dagestan Fault)

این گسل مرز شمالی قفقاز را تشکیل می‌دهد. چندین زمین‌لرزه متوسط در راستای این گسل روی داده است و از این رو در رده گسل‌های جنبا قرار می‌گیرد (جدول ۲).

۴-۶. پهنه گسلی مالاتیا (Malatya Fault Zone)

پهنه‌های گسلی مالاتیا و اواجیک (Ovacik) بخش‌های مختلف از یک پهنه گسلی واحد که پیش‌تر پهنه گسلی مالاتیا- اواجیک نامیده می‌شد، هستند

هیچ شاهد مستقیمی، مانند زمین‌لرزه‌های با بزرگای متوسط تا بزرگ، در امتداد پهنه گسلی مالاتیا وجود ندارد. ولی مسیرهای رودخانه‌ای جابه‌جا شده در امتداد پهنه گسلی مالاتیا میان یازی‌هان و دوغان شهر و حضور شماری از زمین‌لرزه‌های کوچک‌مقیاس با بیشینه $Ms \ 3/5$ و یک افزایش گسلی دایمی نشان می‌دهد که پهنه گسلی مالاتیا در حال حاضر فعال است. این داده‌ها دلالت می‌کنند که پهنه گسلی مالاتیا در یک دوره لرزه‌ای خاموش به سر می‌برد. بنابراین احتمال وجود دارد که این پهنه گسلی یک زمین‌لرزه بزرگ مقیاس را در آینده نزدیک تولید کند.

نتیجه جالب دیگر که از برش لرزه‌ای حاصل شد، نبود شواهدی برای گسل سلطان سویو است، که حضورش بر پایه خطوارگی خیلی پایای کانال رودخانه در امتداد رودخانه سلطان سویو توسط (Perinçek & Kozlu, 1984) پیشنهاد شد. بعدها Westaway & Arger (2001) همان خطوارگی را مورد بررسی دوباره قرار دادند و هیچ رد گسلی در امتداد رودخانه سلطان سویو با وجود مسیر مستقیم آن نیافتند.

۴-۷. پهنه گسلی اواجیک (Ovacik fault zone)

پهنه گسلی اواجیک اولین بار توسط (Arpat & Şaroğlu, 1975) و بعدها توسط (Chorowicz et al., 1994) و Aktimur (1979) با به کار گرفتن تصاویر ماهواره‌ای و عکس‌های هوایی مطالعه شد. سپس Kocyiğit & Beyhan (1998) پیشنهاد کردند که پهنه‌های گسلی اواجیک و مالاتیا دو بخش مختلف از یک پهنه گسلی واحد اواجیک- مالاتیا هستند ولی هیچ داده تأیید کننده بیشتری ارائه ندادند. Westaway & Arger (2001) تنها بر پایه دو نکته دیده شده برای کل منطقه و بر

۴-۸. گسل اورتا آنادولو (Orta Anadolu Fault)

این گسل با راستای شمال خاوری- جنوب باختری بخش خاوری گسل شمال آناتولی انشعاب می‌یابد و تا نزدیکی دریای مدیترانه ادامه می‌یابد. راستای آن به تدریج تغییر یافته و در بخش جنوب تقریباً شمالی- جنوبی می‌شود. رو مرکز چند زمین‌لرزه بزرگ روی این گسل قرار می‌گیرد و از این رو در ردیف گسل‌های فعال قرار می‌گیرد (جدول ۳).

۴-۹. گسل کاگیز کام (Kagizman Fault)

این گسل امتدادلغز چپ‌گرد و طول آن ۹۰ کیلومتر است. بزرگ‌ترین زمین‌لرزه رخ داده مربوط به گسل با بزرگی $M_w=6.8$ است (Kayabalia & Akin, 2003) (جدول ۳).

۴-۱۰. گسل آخوریان (Akhorian Fault)

این گسل ادامه شمال خاوری گسل کاگیزمان است. سازوکار آن چپ‌گرد و درازای آن حدود ۱۵۷ کیلومتر است. شواهد لرزه‌شناسی بیانگر فعال بودن این گسل است. این گسل بیرونی‌ترین ساختار از مجموعه کمان ساختاری ترکیه- ارمنستان- ایران است (Karakhanian et al., 2004).

۴-۱۱. گسل وار تو (Varto Fault)

این گسل امتدادلغز راست‌گرد و راستای آن شمال باختری- جنوب خاوری است. زمین‌لرزه سال ۱۹۶۶ مربوط به این گسل است (Copley & Jackson., 2006) (جدول ۵).

۴-۱۲. گسل سنت سیمون (St. Simon Fault)

گسل سنت‌سیمون با درازای ۸۰ کیلومتر از بخش خاوری فرو افتادگی الغاب (Al Ghab) تا شمال خاوری کشیده شده است. این گسل ساختارهای پهنه‌های فعال آناتولی خاوری و لوانت (Levant) را به هم متصل می‌کند. جابه‌جایی‌های امتدادلغز چپ‌بر و تغییر شکل‌های عوارض سطح زمین که به‌وسیله گسل بریده شده دیده شده است. پشته سیمان (Siman) میان دو شاخه از گسل قرار گرفته و ۱/۲ کیلومتر جابه‌جا شده است. در حالی که یک فروافتادگی جوان را می‌پوشاند. همان‌گونه که پایانه‌های این شاخه‌ها در محل همپوشانی، به سوی شمال همگرایی دارد، سازوکار بریدگی‌ها به‌طور قابل توجهی خروج‌گدازه را در امتداد پشته آسان می‌کند.

کلیسای سنت‌سیمون ساخته شده در قرن پنجم پس از میلاد، روی پشته سیمان جای گرفته است. بخش اصلی این کلیسا به شکل صلیب است و بازوی خاوری آن با زاویه ۳ تا ۹ درجه به سوی شمال قرار دارد. شرح معماری موجود از این پدیده، خمشی درون این کلیسا را نشان می‌دهد که پیامد تغییر شکل هم‌لرزه‌ای یا پس‌لرزه‌ای در بلوک درون گسلی محدود شده به‌وسیله شاخه‌های گسل سنت‌سیمون است (جدول ۶).

۴-۱۳. گسل جنوب وان (South Van Fault)

این گسل امتدادلغز راست‌گرد است و بجومی کازبگ (Bojomi-Kazbeg) نیز نامیده می‌شود. حوضه‌های کشتی ناشی از تغییر روند این گسل در راستای آن دیده می‌شود. میزان جابه‌جایی راستالغز برای شکل گرفتن این حوضه‌ها حدود ۹ کیلومتر برآورد شده است. نرخ لغزش این گسل که بر پایه داده‌های ژئودتیک به دست آمده حدود ۲ تا ۳ میلی‌متر در سال است. بر این اساس و با در نظر گرفتن جابه‌جایی کلی گسل سن تشکیل آن به ۳ تا ۴/۵ میلیون سال پیش بر می‌گردد (Copley & Jackson, 2006). زمین‌لرزه ویرانگری در منطقه وان در سال ۱۴۴۱ میلادی روی داد. در سوی شمال رودخانه هوشاپ منطقه پرجمعیت وان تقریباً به تمامی ویران شد. صومعه‌ها و دیرهای ارمنی یا ویران شدند و یا چنان آسیب دیدند که برخی از آنها پس از زمین‌لرزه متروک و رها شدند. به شهر وان نیز آسیب رسید. باروی دژ پایینی شهر از تاوریزو- دارگالی تا خانی- بورتس به همراه خانه‌های بسیار و شماری از کلیساهای شهر فروریخت. لرزه سبب خشکیدن دوازده چشمه آب در آوانتس نزدیک وان شد و در

پایه اطلاعات توپوگرافی و ریخت‌شناسی به دست آمده از نقشه‌های توپوگرافی بیشتر به نقش پهنه گسلی مالانیا- اوجیک در تکامل منطقه باور داشتند. آنها همچنین می‌پنداشتند که فعالیت پهنه گسلی مالانیا- اوجیک همان‌گونه که پیش‌تر اشاره شد در حدود ۳ میلیون سال پیش متوقف شده است.

مشاهدات انجام شده در مورد پهنه گسلی اوجیک به این قرار است: (۱) پهنه گسلی اوجیک با تعدادی از بخش‌های گسلی با طول کمتر از ۱۰۰ کیلومتر مشخص می‌شود و همان‌گونه که توسط Westaway & Arger (2001) بحث شد از پهنه گسلی آناتولی شمالی نزدیک گوشه جنوب خاوری حوضه ارزینجان (Erzincan) شاخه‌ای می‌شود. افزای گسلی که حاشیه شمالی حوضه اوجیک را مرزبندی می‌کند آشکارترین ویژگی در امتداد پهنه گسلی اوجیک است. (Arpat & Şaroğlu (1975) بر این باورند که بخش پهنه گسلی اوجیک در حاشیه شمالی حوضه اوجیک به سوی جنوب شیب دارد و دارای یک مؤلفه عادی شیب است که از شکل‌گیری حوضه اوجیک حاصل شده است. بخش‌های مختلف پهنه گسلی اوجیک در راستای $N70^{\circ}E$ امتداد می‌یابد و در بیشتر مکان‌ها توسط خطوارگی کاملاً آشکار با راستای $N20^{\circ}E$ موازی با راستای پهنه گسلی مالانیا مرزبندی می‌شود. پهنه گسلی اوجیک در حاشیه باختری حوضه اوجیک شاخه‌ای می‌شود. شمال باختری‌ترین شاخه یک راستای تقریبی $N80^{\circ}W$ را دنبال می‌کند و در باختر نزدیک ساندیک (Sandik) توسط پهنه گسلی مالانیا مرزبندی می‌شود. در حوضه مالانیا، پهنه گسلی اوجیک به یک پهنه گسلی واحد محدود نمی‌شود؛ بلکه در یک ناحیه خیلی گسترده توزیع می‌شود که به کلی در باختر توسط پهنه گسلی مالانیا مرزبندی می‌شود. در این ناحیه تقریباً همه رودخانه‌ها، از جمله رود فرات، به‌صورت چپ‌گرد جابه‌جا شده‌اند. بیشینه انحراف نزدیک دوتلوکا (Dutluca) حدود ۹/۳ کیلومتر است. (Westaway & Arger (2001) بر پایه این انحراف و برخی داده‌های ریخت‌شناسی دیگر بحث می‌کنند که بیشینه جابه‌جایی پهنه گسلی اوجیک در حدود ۲۷ کیلومتر است. به هر حال مجموع بیشینه جابه‌جایی در همه طول شاخه‌های پهنه گسلی اوجیک، مقدار کمتر از ۲۰ کیلومتر را نشان می‌دهد. افزون بر این، در امتداد یکی از جنوبی‌ترین شاخه‌های پهنه گسلی اوجیک در حدود ۱۰ کیلومتری خاور آرگوان (Arguvan) یک تاقدیس بسیار آشکار روی بلوک جنوبی گسل توسعه یافت. در این ناحیه دیده می‌شود که این گسل، یک گسل دوباره فعال شده است که به عنوان یک گسل عادی گسترش می‌یابد و به سوی جنوب ژرف می‌شود و سپس به‌صورت یک گسل امتدادلغز چپ‌بر با مؤلفه معکوس دوباره فعال می‌شود. این دلالت می‌کند که برخی از گسل‌های عادی از پیش موجود در میوسن آغازین تا پایانی (مرحله نخست تغییرشکل) در مراحل تغییرشکل متوالی دوباره فعال و به‌صورت بخش‌های مختلف پهنه گسلی اوجیک یک پارچه شدند. داده‌های تنش دیرینه گردآوری شده از این ناحیه جایی که پهنه گسلی اوجیک حاکم است، نشان می‌دهد که فشارش چیره تقریباً N-S بود که احتمالاً حرکت چپ‌گرد پهنه گسلی اوجیک را با یک مؤلفه وارون سبب شد. به‌طور خلاصه، پهنه گسلی اوجیک یک پهنه گسلی پیشرونده واحد نیست و همچنین همان‌گونه که Westaway & Arger (2001) فرض کردند تنها به دو شاخه در حوالی آراپگیر (Arapgir) تقسیم نمی‌شود؛ بلکه در ناحیه‌ای که تغییر شکل بسیار پراکنده‌ای در حال رخ دادن است، گسترش دارد. افزون بر این، پهنه گسلی اوجیک تعدادی شاخه دارد که برخی از آنها گسل‌های عادی دوباره فعال شده با مؤلفه‌های امتدادلغز چپ‌بر هستند. فعالیت لرزه‌ای اخیر در امتداد شاخه‌های پهنه گسلی اوجیک نشان می‌دهد که در حال حاضر فعال است.

همه این اطلاعات، فرضیه‌های Koçyiğit & Beyhan (1998) و Westaway & Arger (2001) و مدل کینماتیکی پیشنهاد شده توسط Westaway & Arger (2001) را باطل می‌کنند. بنابراین مدل‌های کینماتیکی اخیر برای صفحه‌های اوراسیا، عربی و آناتولی باید بازبینی شوند (Kaymakci, 2006).

داد. زمین لرزه‌های ۱۹۶۸، ۱۹۷۰، ۱۹۸۸ و ۲۰۰۴ (زمین لرزه اسپیتک) مربوط به گسل ثبت شده‌اند. بر پایه داده‌های ژئودیتیک به نوشته Copley & Jackson (2006) این گسل ۱۲ کیلومتر جابه‌جایی کلی دارد و نرخ حرکت این گسل با توجه به جابه‌جایی رودخانه و لرزه‌شناسی دیرینه، ۲ تا ۴ میلی‌متر در سال برآورد شده است.

۴-۱۷. گسل گارنی (Garni Fault)

گسل فعال گارنی به درازای ۳۰۰ کیلومتر و در راستای شمال باختری در سراسر سرزمین ارمنستان امتداد می‌یابد. این گسل یک گسل امتدادلغز راست‌گرد با لغزش وارون روی دیواره شمالی است و از پنج پاره گسل با میانه درازای ۵۰ کیلومتر برای هر قطعه تشکیل شده است. موقعیت ساختاری و ویژگی‌های اصلی و لرزه‌شناسی گسل گارنی توسط Karakhanian et al. (1997) بحث می‌شود. این بخش شامل سه بخش پلکانی راست‌پله است (Karakhanian et al., 1997). شدیدترین زمین لرزه‌های تاریخی حاصل از گسل گارنی رویدادهای (M 7.0)، ۹۰۶، (M 6.5) ۱۸۲۷ و (M 7.0) ۱۹۸۸ هستند (Trifonov, 1994).

بر پایه داده‌های زمین‌شناسی نرخ لغزش افقی ۲ میلی‌متر در سال تعیین شده است؛ در حالی که نرخ‌های لغزش عمودی ۰/۳-۰/۲ میلی‌متر در سال برآورد می‌شود (Trifonov, 1994). داده‌های ژئودیتیک، نرخ لغزش حرکت امتدادلغز راست‌گرد این گسل را ۰/۶ ± ۰/۳ میلی‌متر در سال پیشنهاد می‌کند (Davtyan & Davtyan, 2006). به باور Taymaz et al. (2007) این نرخ حدود ۲ ± ۹ میلی‌متر در سال است.

۴-۱۸. سامانه گسل شمال خاور آناتولی (North East Anatolian Fault System)

پهنه گسل شمال خاور آناتولی روندی شمال خاوری- جنوب باختری و در حاشیه جنوب خاوری دریای سیاه جای می‌گیرد. این سامانه گسل همراه با زمین لرزه ۱۸۵۳ نارمن (Narman) گسیختگی سطحی داشته است (Barka & Kadinsky-Cade, 1988). لرزه‌خیزی روی این سامانه گسترده است و نشان از انتشعابات بسیار آن دارد. این سامانه از میان سنگ‌های رسوبی و آتشفشانی سست عبور کرده است و از این رو، روی تصاویر ماهواره‌ای به‌خوبی دیده نمی‌شود. داده‌های ژئودیتیک نرخ لغزش ۰/۳ ± ۰/۳ میلی‌متر در سال را برای آن نشان می‌دهد (Reilinger et al., 2006).

۴-۱۹. گسل بالیک کلو (Balik Golu Fault)

این گسل امتدادلغز است و طولی در حدود ۱۴۰ کیلومتر را به نمایش می‌گذارد. بزرگ‌ترین زمین لرزه مربوط به گسل، بزرگی Mw=7 داشته است (Kayabali & Akin, 2003).

۴-۲۰. گسل سرو (Serow Fault)

این گسل عادی مایل با یک مؤلفه امتدادلغز راست‌گرد است. روند آن NNW-SSE است. به پیشنهاد Copley & Jackson (2006) جابه‌جایی یک لایه نازک با شیب تند از کنگلومراهای انوسن می‌تواند برای برآورد جابه‌جایی افقی کلی به کار برده شود. آنها این جابه‌جایی را در راستای موازی با راستای بردار لغزش (۲۹۰°-۳۰۰°) ۹ کیلومتر برآورد کردند. این گسل یک نرخ لغزش افقی حدود ۱/۵ تا ۳ میلی‌متر در سال دارد. جابه‌جایی کلی این گسل حدود ۹ کیلومتر است و با توجه به نرخ لغزش آن می‌توان زمان تشکیل این گسل را ۳ تا ۶ میلیون سال پیش برآورد کرد (Copley & Jackson, 2006).

۴-۲۱. گسل‌های چالدران (Chaldiran Fault) و توتک (Tutak Fault)

گسل چالدران در ادامه گسل تبریز به سوی ترکیه ادامه می‌یابد. سازوکار آن راستالغز راست‌گرد است و راستای آن شمال باختری- جنوب خاوری است. زمین لرزه سال ۱۹۷۶ با بزرگی ممان ۷/۶ و سازوکار کاملاً راستالغز روی این گسل روی داد. داده‌های ژئودیتیک مجموع نرخ حرکت این گسل و گسل توتک یا ارسیس (Ercis) را حدود ۸ میلی‌متر در سال پیشنهاد می‌دهد. با در نظر گرفتن حدود ۱۲/۳ کیلومتر جابه‌جایی کلی این گسل‌ها، سن تشکیل آنها به ۱/۵ میلیون سال پیش بر می‌گردد (Copley & Jackson, 2006).

۴-۲۲. گسل جوان اصلی زاگرس (Zagros Main Recent Fault)

گسل جوان اصلی زاگرس برای اولین بار به وسیله Wellman (1966) و با ۲۹۵

نورا گیوت زمین لرزه‌ای به راه انداخت که این روستا و صومعه همسایه آن را از جای خود فرابرد و ویران کرد. در این منطقه در هر مرو گیوت زمین دستخوش دگرریختی شد و فروریزش کرد و در برخی جاها آبگیرهایی پدید آورد. لرزه در تبریز و ارمنستان به شدت حس شد. پس لرزه‌ها به مدت حدود سه ماه ادامه داشت (جدول ۷).

۴-۱۴. گسل ارس (Araxis Fault)

این گسل در راستای دره رودخانه ارس ادامه دارد و بخشی از مرز شمال خاوری ایران را تشکیل می‌دهد. با توجه به فرسایش رودخانه، سطح گسل در هیچ کجا دیده نمی‌شود ولی شواهد ساختاری دو سوی گسل وجود این گسل را تقویت می‌کند. دست کم سه زمین لرزه با بزرگی ۶ و یا بزرگ‌تر در ارتباط با فعالیت این گسل انگاشته شده است (جدول ۸).

۴-۱۵. سامانه گسلی نخجوان- سردارآباد (Nakhjavan-Sardarabad Fault)

این سامانه گسلی شامل چهار بخش پلکانی با نام‌های Sardarabad, Kagisman, Parackar-Devin و نخجوان است. بخش‌ها یک سامانه چپ‌پله را تشکیل می‌دهند که از شهر کاکیزمان (Kagisma) ترکیه تا ارمنستان، جایی که از جنوب شهر ایروان و شمال روستاهای دوین و آرتاشات (Devin and Artashat) عبور می‌کند، امتداد می‌یابد. در سوی جنوب باختر پهنه گسلی به درون آذربایجان و ایران ادامه می‌یابد. در منطقه نخجوان (آذربایجان) پهنه در راستای NW-SE قرار گرفته و به احتمال به سوی شهر مرند (ایران) امتداد می‌یابد.

بخش سردار آباد (سرداراپات، Sardarapat) به طول ۷۰ تا ۷۵ کیلومتر فعال‌ترین بخش، با فرایش بیش از ۴۰ تا ۷۰ متر بالای سطح فروافتادگی آزارات است. فرایش سرداراپات رشته‌تپه‌های تشکیل شده از نهشته‌های آبرفتی و یخرفنی کواترنری و بازالت را تشکیل می‌دهد. گسل نخجوان، گسلش امتدادلغز راست‌گرد دارد. نرخ لغزش آن ۲/۴ میلی‌متر در سال است (Copley & Jackson, 2006). برای گسل سردارآباد بر پایه داده‌های ژئودیتیک نرخ حرکت گسل حدود ۲/۷ میلی‌متر در سال برآورد شده است (جدول ۹).

۴-۱۶. گسل پامبک-سوان-سونیک (Pambek-Sevan-Sunik Fault)

این گسل طولی حدود ۴۹۰ کیلومتر دارد که از دریاچه آراپی (Arapi) (شمال باختر ارمنستان) تا دره ارس در مرز ارمنستان و ایران به سوی جنوب خاور کشیده شده است. از میان ساختارهای فعال در ارمنستان، این گسل بیشترین طول و نرخ‌های لغزش را دارد که با شدیدترین زمین لرزه‌ها همراه شده است. محل‌های جداگانه در امتداد گسل در ۱۹۹۰-۱۹۸۹، ۱۹۹۴-۱۹۹۳ و ۲۰۰۱-۱۹۹۷ مطالعه شدند (Trifonov et al., 1990; Trifonov, 1994; Philip et al., 2001; Karakhanian et al., 1997 & 2002). این مطالعات نشان داد که این گسل شامل پنج بخش بزرگ است که هر یک توسط پهنه‌هایی از هم جدا شده‌اند؛ بخش Arpi-Vanadzor به طول ۹۰ کیلومتر، بخش Vanadzor-Artanish به طول ۱۱۵ کیلومتر، بخش Artanish-Mrav به طول ۱۲۰ کیلومتر، بخش Artanish-Tskhouk به طول ۱۱۰ کیلومتر و بخش Tskhouk Zanghezour به طول ۱۲۰ کیلومتر.

در امتداد کل طول گسل نشانه‌هایی از حرکت امتدادلغز راست‌گرد وجود دارد. حرکت‌های امتدادلغز در بیشتر موارد با یک مؤلفه عمودی برای لغزش وارون همراه شده‌اند (Philip et al., 2001; Karakhanian et al., 1997). این گسل با زمین لرزه‌های تاریخی بزرگ که به‌طور قابل توجهی در سال‌های ۹۱۵ (M ~ 6.0)، ۱۴۰۷ (M ~ 7.0) و ۱۱۸۷ و ۱۸۵۳ (M ~ 6.0) میلادی رخ داده‌اند مشخص می‌شود (Karakhanian & Schiavon, 1993; Shebalin & Tatevosian, 1997). بزرگ‌ترین زمین لرزه تاریخی (M ~ 7.5-7.7) روی این گسل روی بخش Artanish-Mrav در سال ۱۱۳۹ رخ داده است. زمین لرزه ۱۱۳۹ با شکسته شدن زمین لرزه‌های بزرگ همراه شد و ویرانی بزرگ مقیاس و تلفات سنگینی به بارآورد (Nikonov & Nikonva, 1986). بزرگ‌ترین رخداد قرن بیستم روی Tskhouk-Zanghezour در ۱۹۳۱ (M=6.5) رخ

۵- نتیجه گیری

منطقه مورد مطالعه در بخش میانی کمربند کوهزایی آلپ-همیالیا و از دریای مازندران تا دریای مدیترانه قرار دارد. حرکت به سوی شمال صفحه عربی موجب کوتاه‌شدگی و بالاآمدگی فلات ایران- ترکیه شده است. چین‌ها و گسل‌های بسیاری این کوتاه‌شدگی را در خود جای داده‌اند که از مهم‌ترین آنها می‌توان به گسل‌های شمال آنااتولی، خاور آنااتولی، قفقاز بزرگ، گسل زاگرس و بحرالمیت اشاره کرد.

در بخش خاوری منطقه مورد مطالعه کمربند کوهزایی زاگرس قرار دارد. روند این رشته‌کوه‌ها شمال باختری- جنوب خاوری است و بیشتر کوتاه‌شدگی به وسیله چین‌خوردگی‌ها و راندگی‌های موازی با روند کلی انجام می‌شود. در بخش شمال زاگرس، گسل‌ها از نوع امتدادلغز هستند که مهم‌ترین آنها گسل جوان اصلی زاگرس است. بنابراین می‌توان گفت که در زاگرس خاوری، کوتاه‌شدگی به دو مؤلفه راندگی و امتدادلغز تفکیک شده است. در بخش میانی منطقه، روند عمومی زاگرس خاوری- باختری است و کوتاه‌شدگی به‌طور چیره به‌وسیله گسل‌های راندگی انجام می‌گیرد. بخش شمالی این منطقه محل برخورد گسل‌های امتدادلغز و چرخش بلوک‌هاست. بنابراین کوتاه‌شدگی به وسیله حرکت در راستای گسل‌های راست‌گرد و چپ‌گرد انجام می‌گیرد.

در منطقه قفقاز روند کم‌وبیش همانند زاگرس است؛ از این رو سازوکار کوتاه‌شدگی نیز همانند زاگرس از نوع راندگی و امتدادلغز است. در باختر منطقه مورد مطالعه گسل‌های امتدادلغز چیره هستند و در دو روند شمال باختری- جنوب خاوری (گسل شمال آنااتولی) و شمال خاوری- جنوب باختری (گسل خاور آنااتولی) حرکت همگرایی دو قاره آفریقا و اوراسیا را در خود جای می‌دهند.

عملکرد این دو سامانه گسلی موجب حرکت به سوی باختر ترکیه و در پایان فرورانش آن در پهنه هلنیک (Helenic) می‌شود.

بیشترین فعالیت لرزه‌خیزی از دید فراوانی در محدوده منطقه مورد مطالعه مربوط به پهنه زاگرس و محل برخورد گسل‌های شمال و خاور آنااتولی است. ولی زمین‌لرزه‌های بزرگ در سرتاسر گستره دیده می‌شوند. پهنه گسل‌های امتدادلغز بحرالمیت نسبت به دیگر بخش‌ها فراوانی کمتر زمین‌لرزه‌ها را نشان می‌دهد (شکل ۱۰). با توجه به غنای تاریخی منطقه، اطلاعات به نسبت خوبی از زمین‌لرزه‌های تاریخی وجود دارد. بیشتر زمین‌لرزه‌های تاریخی در شمال باختری ایران و خاور ترکیه و بحرالمیت دیده می‌شوند. از زمین‌لرزه‌های تاریخی دیگر گسل‌ها اطلاعات کمی وجود دارد.

بر پایه مطالعات ژئودتیک و زمین‌شناسی، نرخ لغزش گسل‌های اصلی در منطقه مورد مطالعه برآورد شده است (شکل ۹). نرخ لغزش بیانگر توان لرزه‌زایی گسل‌هاست و از این رو به‌طور مستقیم با میزان خطر زمین‌لرزه رابطه دارد. نرخ لغزش حدود ۲۴ میلی‌متر در سال مربوط به گسل شمال آنااتولی است. پس از آن به ترتیب گسل راندگی قفقاز بزرگ و خاور آنااتولی (هر دو حدود ۱۰ میلی‌متر در سال) و گسل‌های جوان اصلی زاگرس و شمال تبریز (حدود ۴ تا ۷ میلی‌متر در سال) بیشترین نرخ لغزش را به خود اختصاص می‌دهند.

با توجه به عدم تناسب نرخ کوتاه‌شدگی در زاگرس و قفقاز با فراوانی زمین‌لرزه‌ها به نظر می‌رسد که بخشی از کوتاه‌شدگی به‌صورت خزش رخ می‌دهد. همچنین فراوانی زمین‌لرزه‌ها و نرخ لغزش گسل‌ها با توپوگرافی منطقه همخوانی خوبی دارد. بیشتر گسل‌های فعال در لبه ارتفاعات و یا درون کوهستان قرار می‌گیرند. این موضوع می‌تواند تأییدی بر جوان بودن منطقه و کنترل توپوگرافی به‌وسیله گسل‌های فعال باشد.

استفاده از جدایش شبکه‌های زهکشی تشخیص داده شد و سپس توسط (Tchalenko & Braud, 1974) به‌طور جزئی‌تر توصیف و نام‌گذاری شد. این گسل مرز شمال خاوری کوه‌های زاگرس را می‌سازد و تقریباً یک مرز زمین‌شناسی مهم را دنبال می‌کند که به‌وسیله زمین‌شناسان مختلف، زمین‌درز زاگرس، خطراندگی زاگرس و یا گسل راندگی زاگرس نامیده شده است (Stöcklin, 1974).

گسل جوان اصلی زاگرس تقریباً مرز شمال خاوری کمربند راندگی زاگرس مرتفع با روند جنوب خاوری- شمال باختری را که دارای مرتفع‌ترین توپوگرافی و بیشترین میزان بارش در ناحیه است می‌سازد (Felton, 1974; Berberian, 1995). ارتفاع قله‌های این بخش از زاگرس به ۴۰۰ متر می‌رسد و دره‌های ژرف، رخنمون‌های ژرف‌تری از هسته تاقدیس‌های رانده شده نسبت به دیگر مناطق زاگرس آشکار می‌سازد. در انتهای شمال باختری این گسل حوضه‌های کشتی بسیاری دیده می‌شود.

زمین‌لرزه با سازوکار کشتی مایل در نزدیکی این بخش قرار می‌گیرد. این گسل از سه قطعه اصلی تشکیل شده است. حوضه کشتی درود با درازای حدود ۵۰ کیلومتر در نزدیکی اتصال قطعه میانی و خاوری قرار دارد. شواهد زمین‌ریخت‌شناسی بیانگر حدود ۵۰ کیلومتر جابه‌جایی راست‌گرد در راستای این گسل است (Talebian & Jackson, 2002).

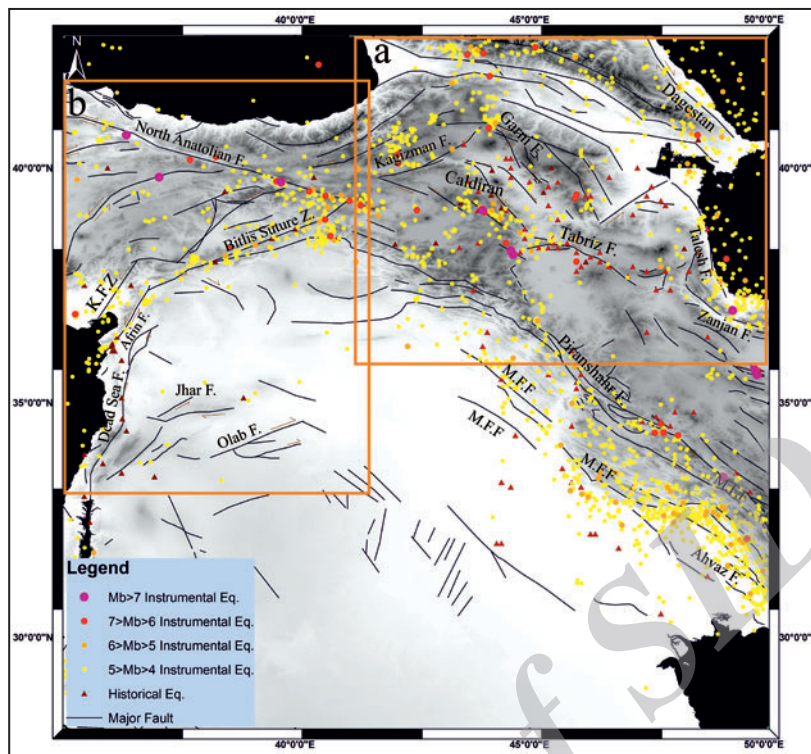
۴-۲۳. گسل شمال تبریز (North Tabriz Fault)

این گسل یک ساختار با روند شمال باختری- جنوب خاوری است که شواهدی از جابه‌جایی‌های راست‌الغز راست‌گرد و جابه‌جایی قائم به همراه بالاآمدگی بخش شمالی دارد که روی عکس‌های هوایی به خوبی دیده می‌شود (Berberian & Arshadi, 1976; Berberian, 1997) (شکل ۸). درازای میانگین گسل شمال تبریز نزدیک به ۱۵۰ کیلومتر است (Hessami et al., 2003). این گسل به سوی شمال باختر با پهنه‌ای از گسل‌های وارون که روند آنها در ناحیه شمال دریاچه ارومیه، باختر- جنوب باختر (گسل‌های صوفیان و تسوج) و با پهنه دیگری از گسل‌های وارون در جنوب خاور که روند آنها رو به خاور- شمال خاور می‌چرخد (گسل‌های جنوب و شمال بزگوش، دوزدوزان و جنوب سراب)، مستهلک می‌شود (Berberian & Yeats, 1999; Solaymani Azad, 2009). گسل شمال تبریز در نخستین گزارش‌های لرزه‌زمین‌ساختی منتشر شده به عنوان یک گسل وارون پرشیب معرفی شد (Berberian & Arshadi, 1976). با این وجود، ایشان بر پایه بررسی عکس‌های هوایی، به شواهدی مبنی بر جابه‌جایی راست‌الغز راست‌گرد در طول این گسل اشاره کردند. جابه‌جایی راست‌گرد آبرهاها و دیگر پدیده‌های ریخت‌شناختی کوتاه‌تری در راستای این گسل، توسط پژوهشگران دیگری با شواهد قوی‌تر روی زمین مستند شده است (Hessami et al., 2003; Karakhanian et al., 2004; Solaymani Azad, 2009).

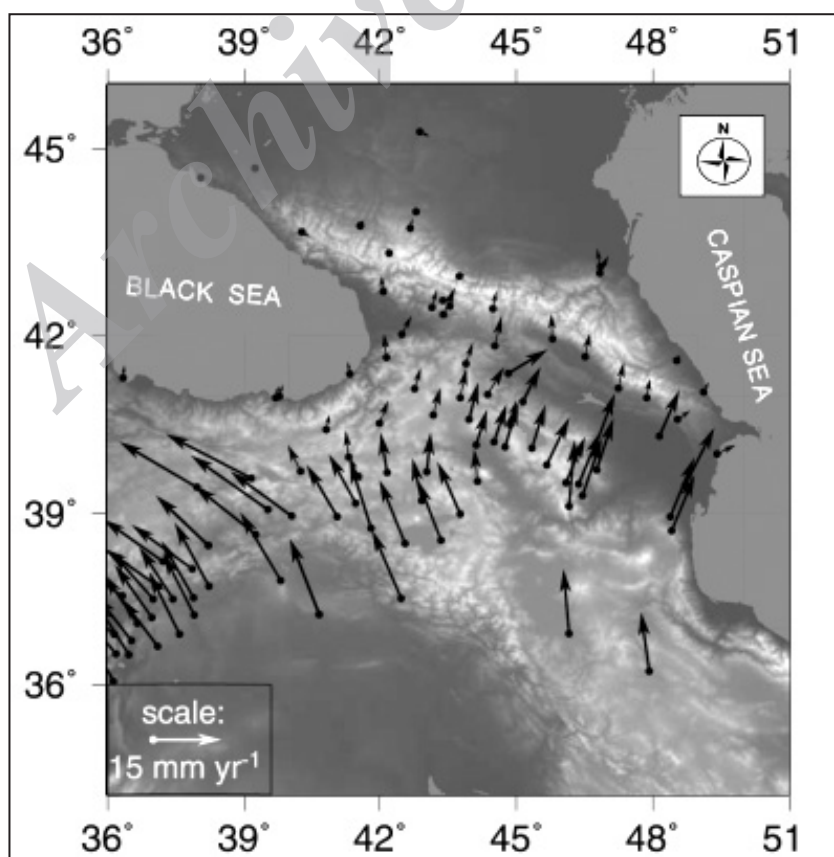
بر پایه داده‌های ژئودتیک، نرخ لغزش این گسل حدود ۷ میلی‌متر در سال برآورد شده است (Djamour et al., 2011).

۴-۲۴. گسل تالش (آستارا) (Talesh fault)

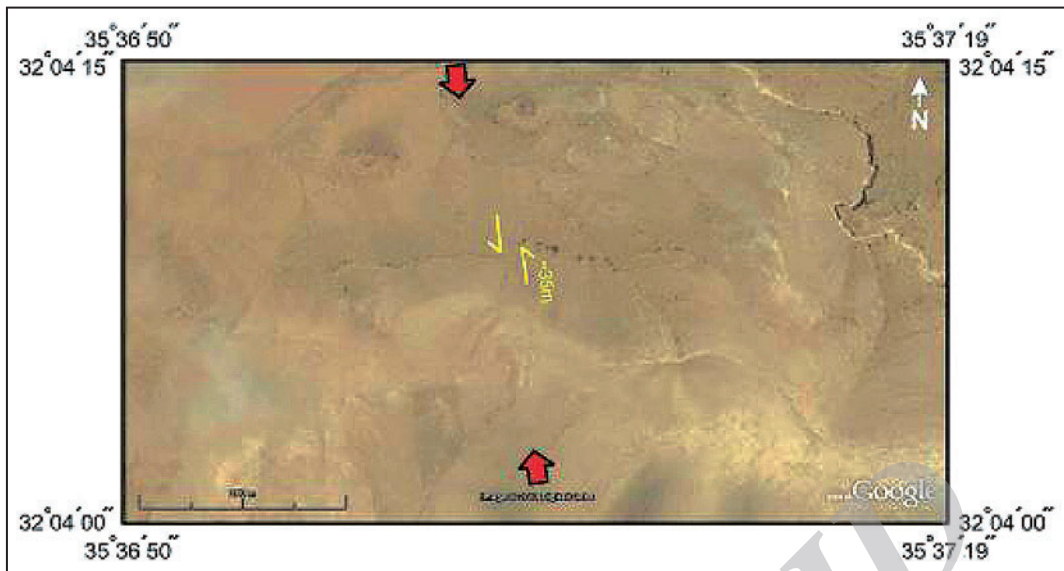
این گسل حرکات راست‌گرد و وارون را به نمایش می‌گذارد و یک گسل فعال است. گسل تراگذر آستارا، یکی از گسل‌های شمالی- جنوبی ایران است که با طول ۱۴۰۰ کیلومتر از ناحیه آستارا تا قفقاز کشیده شده است. درباره این گسل دانسته‌های زیادی در دست نیست ولی بدون شک در ریخت‌شناسی ناحیه نقش بزرگی داشته که فروافتادگی دریای خزر در خاور آن بسیار آشکار است. ریخت‌شناسی ناحیه اشاره به عملکرد یک گسل وارون با افت خیلی زیاد میان ارتفاعات تالش و دریای خزر دارد؛ به‌طوری که نهشته‌های پالئوزوئیک را در کنار نهشته‌های جوان قرار داده است. سازوکار ژرفی این گسل، نشانگر شیب بسیار ملایم صفحه گسل به سوی جنوب باختر است. این گسل توان لرزه‌ای دارد و احتمالاً عامل زمین‌لرزه‌های ۱۹۷۸ و ۱۹۵۳ قفقاز با سازوکار فشاری بوده است (Berberian, 1976).



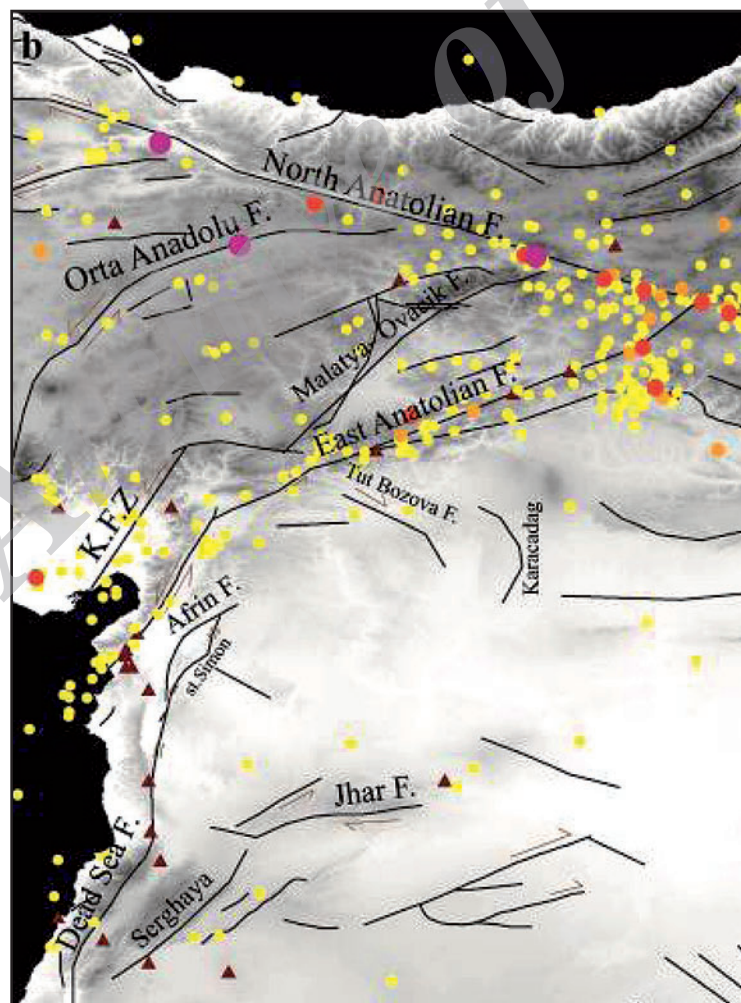
شکل ۱- نمای کلی از گسل‌های اصلی و لرزه‌زای منطقه نقاط رنگی رومرکز زمین‌لرزه‌ها که از کاتالوگ مرکز بین‌المللی لرزه‌شناسی (ISC) برگرفته شده است.



شکل ۲- بردارهای سرعتی شبکه ژئودتیک. داده‌ها برگرفته از (Reilinger et al. 2006) است.

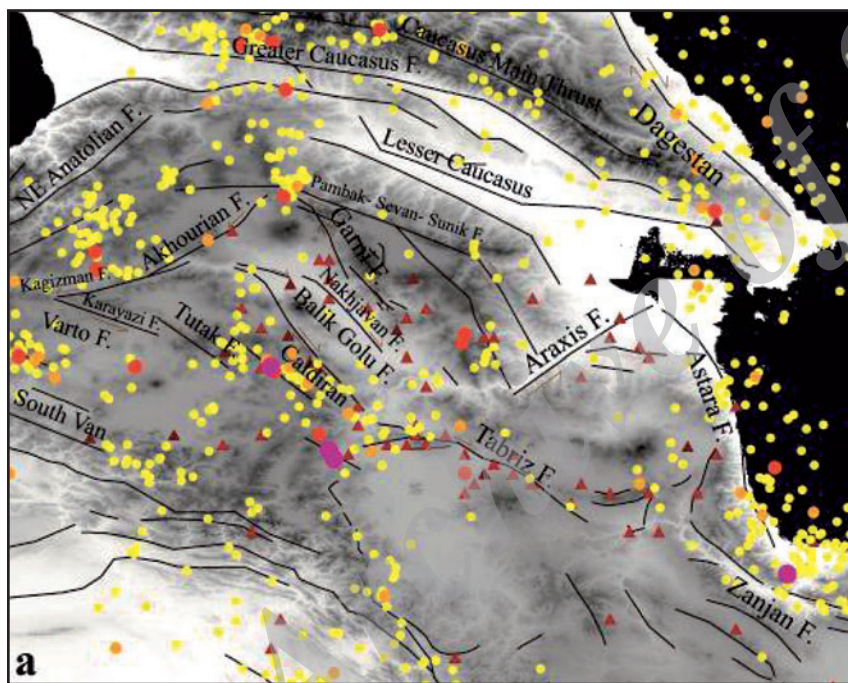


شکل ۳- حداقل ۳۵ متر جابه‌جایی تجمعی در راستای گسل بحر المیت روی تصاویر Google earth دیده می‌شود. شیوه جابه‌جایی با سازو کار چپ‌گرد این گسل همخوانی دارد.



شکل ۴- نمای نزدیک‌تر از گسل‌های لرزای اصلی در بخش باختری منطقه. موقعیت این تصویر در شکل ۱ نشان داده شده است.

شکل ۵ - برشی تازه از گسل خاور آناتولی. حداقل ۹۰ متر جابه‌جایی تجمعی در راستای این گسل بر روی تصاویر Google Earth دیده می‌شود. شیوه جابه‌جایی با سازو کار چپ‌گرد این گسل همخوانی دارد.

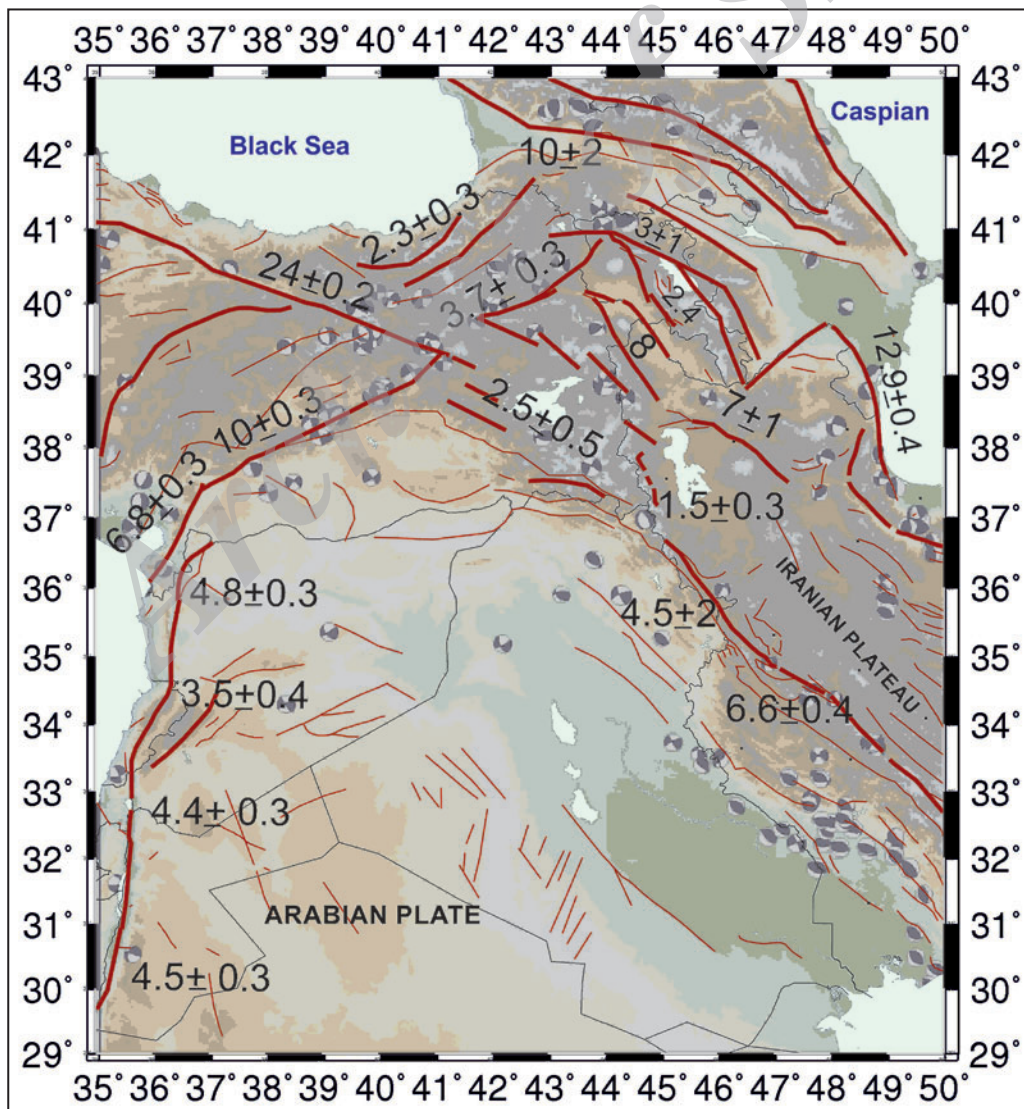


شکل ۶- نمای نزدیک‌تر از گسل‌های بخش خاوری منطقه. موقعیت تصویر در شکل ۱ نمایش داده شده است.

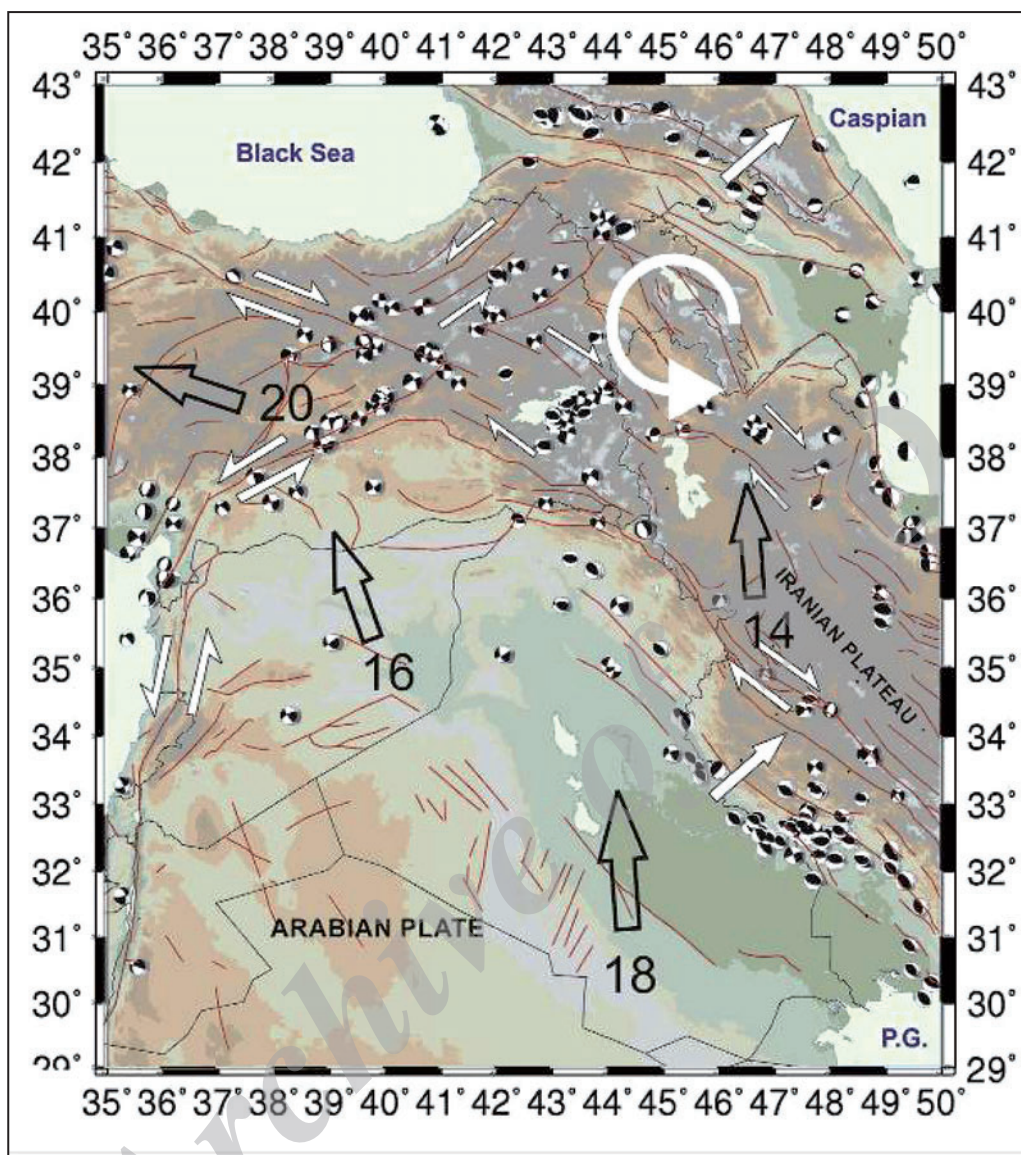
شکل ۷ - جابه‌جایی آبراهه‌ها در راستای گسل مالانیا. آبراهه‌های جوان به میزان ۴۰ متر جابه‌جایی تجمعی نشان می‌دهند. همچنین حفر آبراهه‌ها در بلوک شمالی گسل بیشتر است که بیانگر بالاآمدگی این بلوک است. بنابراین، این گسل افزون بر مؤلفه چپ‌گرد دارای مؤلفه شاقولی نیز است.



شکل ۸ - آبراهه‌های عمود بر راستای گسل از جنوب باختر به شمال خاور جریان دارد. بررسی عکس‌های ماهواره‌ای حداقل ۲۰۰ متر جابه‌جایی تجمعی در راستای این گسل را نشان می‌دهد. شیوه جابه‌جایی با سازوکار راست‌گرد این گسل همخوانی دارد.



شکل ۹- نرخ لغزش گسل‌های اصلی و لرزه‌زای منطقه.



شکل ۱۰- شیوه کلی دگرشکلی در منطقه مورد مطالعه. بردارهای بزرگ نرخ حرکت (میلی متر در سال) بلوک‌های اصلی را نشان می‌دهد. بردارهای کوچک‌تر ساز و کار محلی دگرشکلی را نشان می‌دهد. ساز و کار کانونی زمین‌لرزه‌ها بر اساس کاتالوگ دانشگاه هاروارد تهیه شده است.

جدول ۱- زمین‌لرزه‌های رخ داده نزدیک یا روی گسل قفقاز بزرگ.

DATE	Long	Late	Magnitude	Ref.	Place
25/11/1667	48.6	40.6	6.9	USGS	Shamakhi, Azerbaijan
13/2/1902	48.58	40.7	6.5	Amb. 2001	
21/10/1905	40.5	42.2	6.4	Amb. 2001	
03/02/1972	48.447	40.737	5.1	ISC	
29/04/1991	43.67	42.41	7	Amb. 2001	
15/06/1991	44.02	42.44	6.2	Amb. 2001	
29/04/1991	43.799	42.492	5	ISC	

جدول ۲- زمین‌لرزه‌های رخ داده نزدیک یا روی گسل داغستان.

DATE	Long	Late	Magnitude	Ref.
29/10/1934	49.1	40.66	5.7	Rade
20/04/1966	48.18	41.71	5.3	ISC
14/05/1970	46.9	42.95	6.6	Amb. 2001
14/12/1973	49.02	41.87	5	ISC
13/11/1974	46.56	42.9	5.1	ISC
24/08/1989	49.12	41.62	5.1	ISC
31/08/1993	49.47	41.87	5.2	ISC

جدول ۳- زمین‌لرزه‌های رخ داده نزدیک یا روی گسل اورتا آنادولو.

DATE	Long	Late	Magnitude	Ref.
1268	35.5	37.5		USGS
17/8/1668	36	40	8	USGS
24/1/1916	39.8	37.1	7.1	Amb. 2001
30/7/1940	39.75	35.35	6	Amb. 2001

جدول ۴- زمین‌لرزه‌های رخ داده نزدیک یا روی گسل کاکیزمان.

DATE	Long	Late	Magnitude	Ref.
13/9/1924	42.2	40.1	6.8	Amb. 2001

جدول ۵- زمین‌لرزه‌های رخ داده نزدیک یا روی گسل وارنو.

DATE	Long	Late	Magnitude	Ref.
07/03/1966	39.2	41.6	5.2	ISC
19/08/1966	38.99	41.77	5.2	ISC
10/09/1969	39.25	41.38	5.3	ISC

جدول ۶- زمین‌لرزه‌های رخ داده نزدیک یا روی گسل سنت سیمون.

DATE	Long	Late	Magnitude	Ref.
29/12/1408	36.3	35.9	m>7.5	H.S Akyus 2006

جدول ۷- زمین‌لرزه‌های رخ داده نزدیک یا روی گسل جنوب وان.

DATE	Long	Late	Magnitude	Ref.
1441	42.13	38.37		Karkhanian 2002
31/3/1648	43.5	38.3	6.5	Rade
13/4/1692	42.13	38.37	6	Karkhanian 2002
18/5/1881	42.13	38.37	6.7	Karkhanian 2002

جدول ۸- زمین لرزه‌های رخ داده نزدیک یا روی گسل ارس.

DATE	Long	Late	Magnitude
4/6/1679	44.6	40.2	
18/3/1868	47.6	39.6	6
24/5/1861	47.5	39.4	6

جدول ۹- زمین لرزه‌های رخ داده نزدیک یا روی گسل نخجوان.

DATE	Long	Late	Magnitude
سده دوم میلادی	44.6	39.8	
13 /2/ 863	44.6	40	5.2
28/12/893	44.6	40	6
4/906	45	39.7	6.1
13/11/1759	45.4	39.2	

References

- Adamia, S. A., Lordkipanidze, M. & Zakariadze, G. S., 1977- Evolution of an active continental margin as exemplified by the Alpine history of the Caucasus. *Tectonophysics*, 40(3), 183-199.
- Aktimur, S., 1979- Malatya-Sivas Dolayının Uzaktan Algılama Yöntemi ile çizgiselliklerinin İncelenmesi. MTA Rapor, (665).
- Akyuz, H.S., Altunel, E., Karabacak, V., Yalciner, C. C., 2006- Historical earthquake activity of the northern part of the Dead Sea Fault Zone, southern Turkey. *Tectonophysics* 426 (1-2): 281-293.
- Alavi, M., 1980- Tectonostratigraphic evolution of the Zagrosides of Iran. *Geology*, 8(3), 144-149.
- Allen, M., Jackson, J. & Walker, R., 2004- Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates. *Tectonics*, 23(2).
- Altınlı, İ. E., 1968- İzmit-Hereke-Kurucadağ alanının jeoloji incelemesi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 71(71).
- Arpat, E. S. E. N. & Şaroğlu, F. U. A. T., 1975- Türkiye'deki bazı önemli genç tektonik olaylar. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 18(1), 91-101.
- Barka, A. A. & Kadinsky-Cade, K., 1988 Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, 7(3), 663-684.
- Berberian, M. & Arshadi, S., 1976- On the evidence of the youngest activity of the North Tabriz Fault and the seismicity of Tabriz city. *Geol. Surv. Iran Rep*, 39, 397-418.
- Berberian, M. & Arshadi, S., 1976- On the evidence of the youngest activity of the North Tabriz Fault and the seismicity of Tabriz city. *Geol. Surv. Iran Rep*, 39, 397-418.
- Berberian, M. & Yeats, R. S., 1999- Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian Plateau. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(1), 120-139.
- Berberian, M., 1976- An explanatory note on the first Seismotectonic Map of Iran: A seismo_tectonic Review of the country. *Geol Surv, Iran*, 39, 7_141.
- Berberian, M., 1995- Master "blind" thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. *Tectonophysics*, 241(3), 193-224.
- Berberian, M., 1997- Seismic sources of the Transcaucasian historical earthquakes. *Historical and prehistorical earthquakes in the Caucasus*, 2, 233-311.
- Canitez, N. & Üçer, S. B., 1967- Computer determinations for the fault-plane solutions in and near Anatolia. *Tectonophysics*, 4(3), 235-244.
- Chorowicz, J., Collet, B., Bonavia, F. F. & Korme, T., 1994- Northwest to north-northwest extension direction in the Ethiopian rift deduced from the orientation of extension structures and fault-slip analysis. *Geological Society of America Bulletin*, 106(12), 1560-1570.
- Copley, A. & Jackson, J., 2006- Active tectonics of the Turkish-Iranian plateau. *Tectonics*, 25(6).
- Davtyan, V. & Davtyan, T., 2006- Assessment of Active Fault Zone Seismicity by Georisk-Analyzer Computer Program.
- Dewey, J. F. & ŞENGÖR, A. C., 1979- Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. *Geological Society of America Bulletin*, 90(1), 84-92.
- Dewey, J. F., Hempton, M. R., Kidd, W. S. F., Saroglu, F. T. & Şengör, A. M. C., 1986- Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia—a young collision zone. *Geological Society, London, Special Publications*, 19(1), 1-36.
- Djamour, Y., Vernant, P., Nankali, H. R. & Tavakoli, F., 2011- NW Iran-eastern Turkey present-day kinematics: results from the Iranian permanent GPS network. *Earth and Planetary Science Letters*, 307(1), 27-34.
- Erinc, S., 1953- Dogu Anadolu'nun Coğrafyası. Publication of Istanbul University, (572), 124.
- Falcon, N. L., 1974- Southern Iran: Zagros Mountains, in *Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts, Data for Orogenic Studies*, ed. Spencer, A.M., *Geol. Soc. Spec. Publ. London*, 4, 199-211.

- Gattinger, T., Erentoz, C. & Ketin, İ., 1961- Explanatory Text of the Geological Map of Turkey (sheet Trabzon 1: 500,000). MTA Publ.
- Gelati, R. O. M. A. N. O., 1975- Miocene marine sequence from Lake Van, eastern Turkey. Riv. Ital. Paleontol. Stratigr, 81, 477-490.
- Hessami, K., Pantosti, D., Tabassi, H., Shabaniyan, E., Abbassi, M. R., Feghhi, K. & Solaymani, S., 2003- Paleoearthquakes and slip rates of the North Tabriz Fault, NW Iran: preliminary results. Annals of Geophysics.
- Jackson, J., 1992- Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in eastern Turkey and the Caucasus. Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012), 97(B9), 12471-12479.
- Karakhanian, A. S. & Schiavon, E., 1993- Active faults of the Armenian Upland. In Scientific meeting on the Seismic Protection: Proceedings (pp. 88-93). Italia. Regione del Veneto. Dipartimento per la Geologia e le Attivita Estrattive.
- Karakhanian, A. S., Djrbashian, R. T., Trifonov, V. G., Philip, H. & Ritz, J. F., 1997- Active faults and strong earthquakes of the Armenian Upland. Tectonophysics, 300(3), 189-219.
- Karakhanian, A. S., Trifonov, V. G., Philip, H., Avagyan, A., Hessami, K., Jamali, F. & Adilkhanyan, A., 2004- Active faulting and natural hazards in Armenia, eastern Turkey and northwestern Iran. Tectonophysics, 380(3), 189-219.
- Karakhanian, A., Djrbashian, R., Trifonov, V., Philip, H., Arakelian, S., & Avagian, A., 2002- Holocene-historical volcanism and active faults upland. Historical and Prehistorical earthquakes in the Caucasus, 181-187.as natural risk factors for Armenia and adjacent countries. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 113(1), 319-344.
- Kayabali, K. & Akin, M., 2003- Seismic hazard map of Turkey using the deterministic approach. Engineering Geology, 69(1), 127-137.
- Kaymakci, N., 2006- Kinematic development and paleostress analysis of the Denizli Basin (Western Turkey): implications of spatial variation of relative paleostress magnitudes and orientations. Journal of Asian Earth Sciences, 27(2), 207-222.
- Ketin, I., 1966- Tectonic units of Anatolia (Asia Minor). Min Res Expl Inst Turkey, 66, 22-34.
- Kocyiğit, A. & Beyhan, A., 1998- A new intracontinental transcurrent structure: the Central Anatolian Fault Zone, Turkey. Tectonophysics, 284(3), 317-336.
- Lahn, E., 1950- La formation gypsifère en Anatolie (Asie mineure). Bull. Soc. Geol. de France, tome, 20, 451-457.
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., & Veis, G. 2000- Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012), 105(B3), 5695-5719.
- McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Sari, D. B. & Tealeb, A., 2003- GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions. Geophysical Journal International, 155(1), 126-138.
- McKenzie, D., 1972- Active tectonics of the Mediterranean region. Geophysical Journal International, 30(2), 109-185.
- Nikonov, A. A. & Nikonova, K. I., 1986- The largest earthquake in the Trans-Caucasus on 30 September 1139 (reconstructed from historical, architectural, and archeological data). Voprosy Inzhenernoi Seismologii, (27), 152-183.
- Perinçek, D. & Kozlu, H., 1984- Stratigraphy and structural relations of the units in the Afsin-Elbistan-Dogansehir region (Eastern Taurus). In Geology of the Taurus belt. International symposium (pp. 181-198).
- Philip, H., Avagyan, A., Karakhanian, A., Ritz, J. F. & Rebai, S., 2001- Estimating slip rates and recurrence intervals for strong earthquakes along an intracontinental fault: example of the Pambak–Sevan–Sunik fault (Armenia). Tectonophysics, 343(3), 205-232.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R. & Karam, G., 2006- GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012), 111(B5).
- Ricou, L. E., Dercourt, J., Geysant, J., Grandjacquet, C., Lepvrier, C. & Biju-Duval, B., 1986- Geological constraints on the Alpine evolution of the Mediterranean Tethys. Tectonophysics, 123(1), 83-122.
- Saroglu, F., Emre, O. & Kuscu, I., 1992- Active fault map of Turkey. General Directorate of Mineral Research and Exploration, Ankara.
- Shebalin, N. V. & Tatevosian, R. E., 1997- Catalogue of Large Historical Earthquakes of the Caucasus, in: Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus. Edited by D. Giardini and S. Balassanian, NATO ASI Series, 2, 201-232.
- Solaymani Azad, S., 2009- Evaluation de l'aléa sismique pour les villes de Téhéran, Tabriz et Zandjan dans le NW de l'Iran. Approche morphotectonique et paléosismologique. PhD thèses de l'Université de Montpellier, 2, 150.
- Stöcklin, J., 1974- Possible ancient continental margins in Iran. In The geology of continental margins (pp. 873-887). Springer Berlin Heidelberg.
- Stocklin, J., 1968- Structural History and Tectonics of Iran, A review, Amer.Assoc. Petro. Geologists Bull, V.52, No.7.
- Talebian, M. & Jackson, J., 2002- Offset on the Main Recent Fault of NW Iran and implications for the late Cenozoic tectonics of the Arabia–Eurasia collision zone. Geophysical Journal International, 150(2), 422-439.
- Taymaz, T., Eyidoğan, H. & Jackson, J., 1991- Source parameters of large earthquakes in the East Anatolian Fault Zone (Turkey). Geophysical Journal International, 106(3), 537-550.
- Taymaz, T., Yilmaz, Y. & Dilek, Y., 2007- The geodynamics of the Aegean and Anatolia: introduction. Geological Society, London, Special Publications, 291(1), 1-16.
- Tchalenko, J. S. & Braud, J., 1974- Seismicity and structure of the Zagros: the Main Recent Fault between 33° and 35°N, Phil. Trans. R. Soc. Lond., A., 277, 1–25.
- Trifonov, V. A., 1994- The Caucasus and the Near East in the early Bronze Age (fourth & third millennia BC). Oxford journal of archaeology, 13(3), 357-360.
- Trifonov, V. G., Makarov, V. I. & Skobelev, V. F., 1990- THE TALASO-FERGANA ACTIVE RIGHT SLIP FAULT. Geotectonics, 24(5), 435-444.
- Wellman, H. W., 1966- Active wrench faults of Iran, Afghanistan and Pakistan. Geologische Rundschau, 55(3), 716-735.
- Westaway, R. & Arger, J., 2001- Kinematics of the Malatya–Ovacik fault zone. Geodinamica Acta, 14(1-3), 103-131.