

بررسی سازوکار و نوزمین ساخت پهنه گسلی سیه چشمه - خوی

مریم روستایی^{۱*}، بهزاد زمانی^۲، پیمان نوابپور^۳ و محسن مؤید^۴

^۱ کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

^۲ استادیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

^۳ دکترا، انستیتو علوم زمین، دانشگاه فردریک شیلر، جینا، آلمان

^۴ استاد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۰۶/۱۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۱۲/۱۰

چکیده

سامانه گسلی سیه چشمه - خوی، از گسل های اصلی در بخش شمال باختری ایران به شمار می رود که فعالیت امتدادلغز راست گرد برای پاره های مختلف آن گزارش شده است. در تصاویر ماهواره ای این منطقه، جابه جا شدن مسیر رودخانه ها، بریده شدن و جابه جایی مخروط افکنه ها در راستای پاره های گسلی یاد شده، تأییدی بر جنبش های امتدادلغز راست گرد این سامانه گسلی است. به طوری که میزان جابه جایی مخروط افکنه ها در دشت زورآباد (در راستای پاره ای از گسل کمرکسن) حدود ۱/۸ کیلومتر برآورد شده است. سازوکار حاکم بر پهنه گسلی سیه چشمه - خوی با استفاده از روش تحلیل وارون و با استناد بر تلفیق حل سازوکار کانونی زمین لرزه های روی داده در منطقه و داده های صحرایی مورد بررسی قرار گرفته است. از این رو، سعی شده است از همه داده های لرزه ای در این ناحیه که دارای حل سازوکار کانونی بوده اند استفاده شود. همچنین، داده های صحرایی برداشت شده در پژوهش حاضر اندازه گیری سطوح برشی دارای خش لغز و صفحات گسلی پهنه سیه چشمه - خوی را شامل می شود. این داده ها در ۷ ایستگاه و ۴۵ سطح برشی دارای خش لغز در واحدهای سنگی جوان (در نزدیکی پاره های گسلی یاد شده) اندازه گیری شده اند. ابتدا با استفاده از روش تحلیل وارون محورهای اصلی تنش در هر یک از ایستگاه ها به دست آمد. سپس با تلفیق داده های صحرایی و حل کانونی زمین لرزه ها رژیم تنش نوزمین ساختی حاکم بر این منطقه ارزیابی شد. نتایج به دست آمده از این تحلیل، سازوکار چیره امتدادلغزی برای این گسل نشان می دهد و نشان از یک رژیم تنش امتدادلغز با مؤلفه فشارشی N162°E و مؤلفه کششی N255°E در این منطقه دارد. بر این پایه می توان اظهار کرد که رژیم تنش یاد شده مسبب اصلی زمین لرزه های روی داده در این محدوده بوده است. همچنین حرکت امتدادلغز راست گرد پاره های گسلی سیه چشمه - خوی تحت تأثیر این تنش است. در ضمن نتایج این تحلیل با پژوهش های دیگر پژوهشگران و اندازه گیری های GPS در این ناحیه همخوانی خوبی نشان می دهد.

کلیدواژه ها: نوزمین ساخت، روش وارون، سیه چشمه، خوی، شمال باختری ایران.

E-mail: maryamroustaei886@gmail.com

* نویسنده مسئول: مریم روستایی

۱- پیش نوشتار

فلات ایران به دلیل قرار گرفتن در کمربند زمین لرزه خیز آلپ- هیمالیا، دارای پوسته ای به شدت خرد شده و تکتونیزه است و در دوران های مختلف زمین شناسی فعالیت های کوهزایی عمده ای را پشت سر گذاشته است. عوارض ناشی از این حرکات کوهزایی در دوران چهارم، سبب ایجاد شمار زیادی گسل جوان و پویا شده است. جنبش های طبقات زمین در امتداد این گسستگی ها با زمین لرزه های خفیف، متوسط، شدید و گاهی فاجعه آمیز همراه است که بدبختانه در نواحی مسکونی سبب تلفات جانی و خسارت های مالی فراوان بوده است. لرزه های تاریخی، زمین لرزه های چند دهه اخیر و بررسی داده های شبکه های لرزه نگاری نشانگر ارتباط مستقیم این رویدادها با وضعیت زمین شناسی و زمین ساختی فلات ایران است. محدوده مورد مطالعه در شمال باختری ایران و در استان آذربایجان غربی واقع است. شهرستان خوی به عنوان بزرگ ترین منطقه مسکونی در حاشیه جنوب خاوری منطقه مورد مطالعه قرار دارد. این ناحیه در فاصله طول های جغرافیایی ۳۰' و ۴۴' تا ۰۰' و عرض های جغرافیایی ۳۰' و ۳۸' تا ۰۰' و ۳۹° شمالی واقع شده است. وجود زمین لرزه های تاریخی در شهرهای خوی و سلماس دلیل بر فعال بودن بسیاری از گسل های این ناحیه در قرن های اخیر است. همچنین زمین لرزه های ثبت شده دستگاهی، نشانگر فعالیت گسل ها در عهد حاضر هستند. از این رو مطالعه لرزه زمین ساختی این منطقه، می تواند راهگشای بررسی های بیشتری در راستای شناسایی خطرات لرزه ای در این محدوده باشد. با توجه به اینکه رژیم تنش در یک ناحیه از مهم ترین عوامل کنترل کننده حرکات گسل هاست. بنابراین تحلیل روند تنش در منطقه مورد مطالعه، در پی بردن به چگونگی عملکرد گسل های این محدوده، کمک شایانی می کند. در این پژوهش، افزون بر مفهوم سازوکار کانونی زمین لرزه ها در اصطلاح تنش

۲- موقعیت زمین ساخت و لرزه زمین ساخت منطقه

در پاسخ به همگرایی صفحات عربی - اوراسیا، ترفشارشی در شمال باختر زاگرس، باختر البرز و شمال باختر ایران دیده می شود. این پدیده سبب به وجود آمدن گسل های وارونی چون راندگی زاگرس، گسل منجیل و گسل اسپیتک شده است. از سوی دیگر گسل های قائم امتدادلغزی چون چالدران - خوی و گسل های گیلاتو - سیه چشمه - خوی در اثر حرکت تراگذاری به وجود آمده اند. بیشترین نرخ همگرایی میان صفحات عربی - اوراسیا در جنوب قفقاز و NW ایران در راستای مجموعه گسل های فعال راست گرد NW-SE دیده می شود و در بخش های باختری تر راندگی در پوسته رخ داده است (Berberian, 1997). از جمله مطالعات اختصاصی که در مورد پاره های سامانه گسلی گیلاتو - سیه چشمه - خوی انجام گرفته است می توان به (Tchalenko (1977, Arpat et al. (1977 و Barka & Kadinsky-Cade (1988 اشاره کرد. (Berberian (1997) و Karakhanian et al. (1996) نیز این سامانه گسلی را توصیف کرده اند.

$Ms=7/4$ (در پیوند با گسل سیه چشمه) و زمین لرزه ۲۴ نوامبر ۱۹۷۶ میلادی چالدران با بزرگای $Ms=7/3$ (در پیوند با گسل چالدران-خوی) (Berberian, 1994).
 نتایج حاصل از مطالعات لرزه خیزی و ژئودزی که در آن میزان حرکت پوسته به ترتیب بر پایه محاسبه گشتاور لرزه‌ای و اندازه گیری‌های GPS برآورد می‌شود، نشان‌دهنده مقدار کمی کوتاه‌شدگی در این ناحیه است (Jackson et al., 1995; McClusky et al., 2000; Masson et al., 2005; Reilinger et al., 2006; Vernant & Chery, 2006). بیشترین نرخ کوتاه‌شدگی در شمال این ناحیه در قفقاز (McClusky et al., 2000; Reilinger et al., 1997; Solaymani Azad 2009;) و در جنوب آن در رشته کوه‌های زاگرس روی می‌دهد. (Rizza et al., 2013)
 اندازه‌گیری‌های (Masson et al., 2006) که با استفاده از شبکه متمرکز GPS در شمال باختر ایران صورت گرفته است، نشان از حرکت امتدادلغز راست‌گرد با نرخ ۸ میلی‌متر در سال دارد. همچنین مدل بازنگری شده NUVEL-1 که توسط Demets et al. (1990) ارائه شده است، مؤلفه جابه‌جایی حدود ۱۵۸° بین صفحات عربی و اوراسیا در طول‌های جغرافیایی محدوده قفقاز نشان می‌دهد.

۳- روش مطالعه و بحث

روش‌های بسیاری برای تعیین سوی تنش در یک منطقه وجود دارد که به‌طور خلاصه شامل سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها، پیش مغزه‌گیری (over coring)، ریزش‌ها و شکستگی‌ها در گمانه‌ها (borehole breakout)، درزه‌برداری هیدرولیکی (hydraulic fracturing)، داده‌های صحرایی لغزش گسل‌ها، الگوی دهانه‌های آتشفشانی و توده‌های نفوذی است (زمانی قره‌چمنی، ۱۳۸۸).
 از سال ۱۹۶۰ تعیین سوگیری تنش با داده‌های زمین‌ساختی (داده‌های صحرایی لغزش گسل‌ها و حل سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها پایه‌ریزی شده و از دهه ۱۹۷۰ تکامل یافته است. در این زمینه Angelier طی مطالعه‌هایی (Angelier & Mechler, 1977; Angelier, 1984 & 1989 & 1990 & 2002;) و Angelier et al., 1982) به این روش‌ها جامعیت بخشید و در آنها روش تعیین تنسور تنش را بهبود داد. به‌طوری که به شکل عملی می‌توان با داده‌های مختلف صحرایی و یا داده‌های زمین‌لرزه بسته به گستردگی کار، تنسور تنش را تعیین کرد. در این پژوهش روش تحلیل وارون (Angelier (2002) مورد استفاده قرار گرفته است. این روش با استفاده از داده‌های سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها، تنسور تنش را به دست می‌دهد. در روش یاد شده تنسور تنش به چهار مجهول کاهش یافته و با حل چهار معادله چهار مجهولی به روش تحلیلی، محاسبه می‌شود. دو ویژگی مهم این روش عبارت است از (۱) انتخاب میان صفحات گره‌ای نیاز نیست؛ (۲) محاسبات عددی را به کمترین میزان ممکن می‌رساند و سبب می‌شود که زمان لازم برای محاسبه ناچیز شود. این شیوه با یافتن تحلیل پایدار روش مناسبی نیز برای پالایش داده‌ها (با تکرار محاسبه و کنار گذاشتن داده‌های ناجور) به شمار می‌رود. استفاده از این روش این امکان را فراهم می‌سازد تا بتوان محورهای تنش را بازسازی و سوهای مربوط به کشش و فشارش را محاسبه کرد. همچنین محورهای اصلی تنش یعنی σ_1 ، σ_2 و σ_3 و مقدار نسبت Φ (نسبت اختلاف تنش‌های اصلی) متعلق به هر دسته از داده‌ها نیز به دست می‌آید. در پایان میانگین زاویه (α) میان لغزش واقعی روی صفحه گسلی و بردار تنش برشی تئوری محاسبه می‌شود (برای اطلاع بیشتر به Anjelier (2002) مراجعه شود).

۴- بررسی کینماتیک سامانه گسلی سیه چشمه - خوی بر پایه آثار نوزمین ساختی - ریخت زمین ساختی

شواهد ریخت‌زمین‌ساختی، مانند قطع و جابه‌جا شدن مسیر رودخانه‌ها و بریده شدن مخروط‌افکنه‌ها از دلایلی هستند که می‌توان از آنها به عنوان شاخص‌هایی برای

سامانه گسلی گیلانو-سیه چشمه-خوی (GSCK) یکی از سامانه‌های گسلی اصلی در بخش شمال باختری ایران و خاور ترکیه است، که در طی فازهای زمین‌ساختی مختلف فعالیت امتدادلغز راست‌گرد داشته است (Berberian, 1997). این سامانه، با طولی در حدود ۱۶۵ کیلومتر، یک پهنه گسلی چند پاره است و هفت جزو منحنی شکل دارد. پاره‌های گسلی یادشده در سوی NW-SE گسترش دارند و ادامه شمال باختری گسل شمال تبریز به شمار می‌روند (Berberian, 1997; Solaymani Azad, 2009). روند این سامانه گسلی شمال باختری بوده و شامل پاره‌های همپوشان است (Karakhanian et al., 2004). سامانه گسلی یاد شده درون مرز ایران و از SE به سوی NW دست کم از چهار پاره گسلی با نام‌های بدلان، سیه چشمه، کمرکسن و شادلو با پیشینه لرزه‌خیزی مشخص تشکیل شده است (مدنی و نایب اسداله، ۱۳۸۲). در بلوک‌های گسلی (GSCK)، لغزش راست‌گرد همراه با چرخش در خلاف سوی عقربه‌های ساعت با گرایان سرعت NE-SW دیده شده است که با داده‌های GPS همخوانی دارد (Copoly & Jackson, 2006). آهنگ لغزش سامانه گسلی (GSCK) از زمان آغاز گسلش (۳/۵ تا ۶/۵ میلیون سال پیش) تاکنون در حدود ۲ تا ۴ میلی‌متر در سال برآورد شده است (Copoly & Jackson, 2006). حوضه کششی سیه چشمه در اثر حرکت امتدادلغز و راست‌گرد این سامانه گسلی به وجود آمده است (Copoly & Jackson, 2006). بازسازی تصاویر توپوگرافی این منطقه، در امتداد مرز حوضه سیه چشمه و در طول شاخه اصلی این گسل، نشان می‌دهد که مجرای مستقیم دو رودخانه بزرگ (آق‌چای و زنگه‌مار) دچار انحراف شده است (Copoly & Jackson, 2006). میزان لغزش کلی در بازسازی تصاویر توپوگرافی حدود ۱۳ کیلومتر، از زمان شروع گسلش (حدود ۳/۵ تا ۶/۵ میلیون سال پیش) تاکنون برآورد شده است (Copoly & Jackson, 2006). همچنین، در یکی از خیابان‌های شهر سیه چشمه، حدود ۱۵ سانتی‌متر لغزش قائم دیده شده است. با اطلاع از این مطلب که ۱۰ سال از نصب پیاده‌رو می‌گذرد، بنابراین کمترین نرخ خزش قائم ۱۵ میلی‌متر در سال برآورد شده است. این مطلب بیانگر نرخ بالای خزش و دگرشکلی زمین‌ساختی این گسل در چند سال گذشته است (Karakhanian et al., 2004).

بر خلاف رشته کوه زاگرس، البرز و کپه‌داغ در شمال ایران که دگرشکلی و فعالیت لرزه‌ای بالایی دارند (Zamani et al., 2008)، شمال باختر ایران تنها شاهد زمین‌لرزه‌های تاریخی بزرگ و مخرب بوده است و فعالیت‌های لرزه‌ای متوسط (دستگاهی) نیز در دهه‌های اخیر در این منطقه به ثبت رسیده است؛ اما فلات آذربایجان در حال حاضر لرزه‌خیزی به نسبت آرامی دارد (Jackson & McKenzie, 1984).

سامانه گسلی گیلانو-سیه چشمه-خوی و سامانه گسلی چالدران-خوی در جنوب خاوری رومرکز زمین لرزه ۱۹۷۷/۰۵/۲۶ به یک سامانه گسلی منفرد تبدیل می‌شوند (Berberian, 1983). به هم پیوستن این دو سامانه گسلی در منطقه، باعث افزایش خطر زمین‌لرزه در ناحیه قفقاز و شمال باختر ایران شده است (Berberian, 1997). از سوی دیگر، داده‌های لرزه‌ای نشان می‌دهند که دوره بازگشت کوتاه‌مدت در طول گسل‌های امتدادلغز NW-SE و در نزدیکی مرزهای جنوبی قفقاز رخ می‌دهند و دوره‌های بازگشت طولانی مدت در طول گسل‌های وارون دورتر از مرزهای شمالی قفقاز رخ می‌دهند (Berberian, 1997). زمین لرزه ۲۴ نوامبر ۱۹۷۶ چالدران با بزرگای $Ms=7/3$ سبب ایجاد گسیختگی به طول ۵۵ کیلومتر، در امتداد گسل چالدران-خوی شد (Berberian & Yeats, 1999). در مجموع، میان زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی رخ داده در منطقه مورد مطالعه دست کم می‌توان به ۳ زمین لرزه بزرگ (با بزرگای بیش از $Ms=7/0$) اشاره کرد که در پیوند با جنبش سامانه‌های گسلی امتدادلغز جنوب ماکو روی داده‌اند: زمین لرزه ۱۴ آوریل ۱۶۹۶ میلادی چالدران با بزرگای $Ms=7/0$ ، زمین لرزه ۲ ژوئیه ۱۸۴۰ میلادی ماکو-آرارات با بزرگای

بودند که در ادامه گسیختگی، در فاصله کم و در میان دره گسلی بر آبرفت نیز تأثیر گذارده‌اند و از این رو عملکرد گسل در آن بخش، نوزمین ساختی تشخیص داده شده است.

در مطالعات صحرایی صورت گرفته، سطوح مختلف برشی و صفحات گسلی دارای خش لغز، با الگوی شیب و سوی شیب اندازه گیری شده‌اند. همچنین زاویه ریک لغزش و سازوکار گسلش نیز روی این سطوح اندازه گیری شده است. در مجموع، داده‌های صحرایی برداشت شده شامل ۱۷ ایستگاه و ۴۵ سطح برشی دارای خش لغز است. موقعیت ایستگاه‌ها در شکل ۳ به نمایش در آمده است. پراکندگی این ایستگاه‌ها، به گونه‌ای است که در بیشتر موارد، پیرامون پاره‌های گسلی سه چشمه - خوی واقع شده‌اند.

افزون بر بررسی سازوکار گسلش در هر ایستگاه با توجه به جمع‌آوری داده‌های صحرایی، برآوردی از رژیم تنش زمین ساختی به تفکیک در ایستگاه‌های مختلف به دست آمد (شکل‌های ۷ و ۸). برآورد سوی تنش در هر ایستگاه به روش تحلیل وارون (Angelier (2002) انجام پذیرفته است. این روش با نرم‌افزار Invgli نوشته (Angelier (2006) صورت پذیرفته است. بر پایه تحلیل انجام شده روی داده‌های یادشده، متوسط رژیم تنش زمین ساختی در ایستگاه‌های A و B از نوع امتدادلغز، ایستگاه‌های C، D، E و F از نوع کششی و ایستگاه G از نوع فشارشی بودند (شکل‌های ۷ و ۸).

۵-۱. رژیم زمین ساختی امتدادلغز

– **ایستگاه A:** در فاصله ۲۰ کیلومتری شمال باختری شهر خوی، در نزدیکی روستای دیزج (در عرض جغرافیایی ۳۹° ۳۸' شمالی و طول جغرافیایی ۴۵° ۴۴' خاوری) روی واحدهای دگرگونی (سپرانتینیت‌ها) و در مجاورت پاره جنوب خاوری سامانه گسلی سه چشمه - خوی، شماری از سطوح برشی دارای خش لغز مورد بررسی و اندازه‌گیری قرار گرفتند (شکل ۳- AB). آثار حرکت بلوک‌های سنگی روی این سطوح، در قالب ساخت‌هایی چون پله‌های تجمعی کانی (accretionary mineral steps) و اشکال ناودان مانند نامتقارن (groove and relief marks) قابل تشخیص بودند (شکل‌های ۶- a و g). اطلاعات مربوط به این سطوح در این ایستگاه در جدول ۴ پیوست شده است. پس از اندازه‌گیری سطوح یادشده، تحلیل وارون بر داده‌های به دست آمده صورت پذیرفت. نتایج این تحلیل به صورت گرافیکی در شکل‌های ۷- a و ۸ و مهم‌ترین متغیرهای به دست آمده از تحلیل در جدول ۲ آورده شده است. با توجه به تحلیل صورت گرفته، مهم‌ترین متغیرهای نتیجه شده بدین شرح است: مقدار آستانه پذیرفتنی (w_{acc}) برای این ایستگاه ۵ انتخاب شد (مقدار کم آستانه پذیرفتنی در تحلیل وارون نشان از یکناختی رژیم تنش در یک ناحیه است). در این ایستگاه ۷۵ درصد از داده‌ها در تحلیل شرکت داده شده‌اند (N_{acc} برابر ۷۵ درصد). مقدار متوسط Φ بیانگر یک رژیم تنش امتدادلغز در ایستگاه یاد شده است. بر اساس تحلیل صورت گرفته، روند تنش‌های بیشینه و کمینه به ترتیب $N160^{\circ}E$ و $N267^{\circ}E$ هستند.

– **ایستگاه B:** در فاصله ۳۴ کیلومتری شمال باختری شهر خوی، روی آهک‌های پلاژیک صورتی رنگ (شکل ۴) و در نزدیکی دهکده قریس، در نزدیکی پاره گسلی بدلان، در عرض جغرافیایی ۳۶° ۳۹' ۳۸' شمالی و طول جغرافیایی ۳۹° ۴۴' خاوری (شکل ۳- AB) چندین سطح برشی اندازه‌گیری شد که مجموعه داده‌های ایستگاه B را تشکیل داد. مجموع سطوح اندازه‌گیری شده در این ایستگاه ۷ سطح برشی است، که در بیشتر موارد شیب سطوح زیاد و سوی لغزش روی آنها امتدادی بوده است. از ساخت‌های دیده شده روی سطوح برشی یادشده، می‌توان به پله‌های بلوری بر هم افزوده از نوع کلسیت اشاره کرد (شکل‌های ۶- a، b، c، d و h). مشخصات کامل این سطوح در جدول ۴ در بخش پیوست آورده شده است. پس از انجام تحلیل روی داده‌ها در این ایستگاه، رژیم تنش زمین ساختی از نوع امتدادلغز است (با توجه

تشخیص و شناسایی حرکت‌ها و جنبش‌های نوزمین ساختی امتدادلغز گسل‌ها استفاده کرد. با توجه به موارد یادشده و بررسی تصاویر ماهواره‌ای منطقه، تغییرات ناگهانی مسیر رودخانه‌های الند، آق‌چای و زنگه‌مار (که در فاصله میان دو شهر خوی و ماکو جای دارند) و نیز بریده شدن و جابه‌جایی مخروط‌افکنه‌ها در دشت زورآباد (در شمال باختری شهر خوی) را می‌توان به عملکرد سامانه گسلی یاد شده مربوط دانست (شکل ۱). با توجه به تصاویر ماهواره‌ای و بازسازی این تصاویر، بریده شدن و جابه‌جایی مخروط‌افکنه‌ها در راستای گسل زورآباد (نام محلی پاره‌ای از گسل کمرکسن) نشان از جابه‌جایی راست‌گرد این مخروط‌افکنه‌ها در راستای این گسل دارد. میزان جابه‌جایی راست‌گرد تجمعی در اینجا در حدود ۱/۸ کیلومتر است. در شکل ۱ جزئیات بیشتری از این پدیده‌ها ارائه شده است.

همچنین وجود زمین لرزه‌ها در محدوده این پهنه گسلی از دیگر شواهدی هستند که دلالت بر فعالیت این سامانه گسلی دارند و از جمله شواهد نوزمین ساختی جنبایی این گسل به شمار می‌روند. برای این منظور و نیز برای بررسی سازوکار این گسل در بخش‌های مختلف آن در منابع مختلف سازوکار کانونی زمین لرزه‌های مهم روی داده در محدوده این گسل مورد جستجو قرار گرفت. داده‌هایی که در این پژوهش به این ترتیب گردآوری و مورد بررسی قرار گرفته‌اند. در این ارتباط برخی از داده‌ها از کاتالوگ‌های بر خط (Online) همچون (CMT; MOS; USGS) و ISC; SED (که نشانی کامل آنها در بخش منابع آمده است) گردآوری شد. برخی دیگر از داده‌ها نیز از مقالات منتشر شده توسط پژوهشگران مختلف همچون (Jackson (1992), McKenzie (1972), Jackson & McKenzie (1984), Berberian (1997), Berberian & Yeats (1999) گردآوری شده است. در پایان با گردآوری سازوکار کانونی زمین لرزه‌ها از همه منابع ممکن، فرمت آنها یکسان‌سازی و پس از کنترل و اصلاح خطاهای ممکن در جدول ۱ ارائه شده‌اند. در برخی از موارد، همچون زمین لرزه‌های A (۱۹۶۸/۰۴/۲۹) و F (۱۹۷۷/۰۵/۲۶ a) که بیش از یک حل کانونی در منابع مختلف ارائه شده بود، با توجه به روش حل، اعتبار منبع و شناختی که از زمین ساخت ناحیه بود، معتبرترین حل کانونی انتخاب شد. در ارتباط با داده‌های لرزه‌ای با توجه به اینکه دقت مکانی و ژرفای زمین لرزه‌های ایران پایین و غیر قابل اعتماد است (Engdahl et al., 2006)، از سوی دیگر، به دلیل کمبود اطلاعات لرزه‌ای در این منطقه، با توجه به جدول ۱ در مورد زمین لرزه‌های F (۱۹۷۷/۰۵/۲۶ a) و G (۱۹۷۷/۰۵/۲۶ b) با توجه به فاصله زمانی زیاد رویداد آن، فرض بر این بوده است که زمین لرزه‌های یادشده، زمین لرزه‌های مستقل از هم بوده‌اند.

با گردآوری و اصلاح داده‌ها، سازوکار کانونی زمین لرزه‌های گردآوری شده با توجه به رومرکز آنها رسم شده و برای بررسی سازوکار گسل در بخش‌های مختلف آن مورد استفاده قرار گرفته است (شکل ۲). بر پایه داده‌های سازوکار کانونی زمین لرزه‌ها در این ناحیه و جدایش مکانی آنها، دو چشمه پهنه‌ای لرزه‌ای، یکی در خاور و دیگری در باختر خوی تفکیک شده است. در مقایسه با نقشه‌های زمین شناسی این ناحیه، چشمه پهنه‌ای لرزه‌ای خاوری را می‌توان با گسل کمرکسن و چشمه پهنه‌ای لرزه‌ای باختری را با گسل بدلان قابل انطباق دانست.

۵- برداشت داده‌های صحرایی از لغزش گسل‌ها

به دلیل کمبود داده‌های زمین لرزه‌ای در ارتباط با این سامانه گسلی، برنامه‌ریزی برای عملیات صحرایی در بخش‌های مختلف گسلی صورت گرفت. در این ارتباط سطوح برشی دارای خش لغز شناسایی و بررسی شدند. البته در همه موارد با توجه به نقشه‌های زمین شناسی، تصاویر ماهواره‌ای و یا یافته‌های صحرایی، فعال بودن سطوح گسلی و آثار نوزمین ساختی آنها مشخص شد و سپس اندازه‌گیری بر روی این سطوح انجام پذیرفت. برای نمونه در بیشتر موارد گسیختگی‌های اندازه‌گیری شده، دارای خش لغز

۱۰۰ درصد است. مهم ترین متغیرهای به دست آمده از تحلیل در جدول ۲ و نتایج گرافیکی آن در شکل های ۷-۷ و ۸ به تفصیل آمده است.

۱- ایستگاه F: سطوح برشی و صفحات گسلی این ایستگاه، در ۱ کیلومتری روستای آغ بلاق بررسی شد. ایستگاه یادشده در مجاورت قطعه مرکزی (پاره گسلی زورآباد) و روی واحدهای آهکی ائوسن پیشین (عرض جغرافیایی $38^{\circ} 51'$ شمالی و طول جغرافیایی $44^{\circ} 33'$ خاوری) واقع شده است (شکل ۳- EF). جدول ۴ داده های اندازه گیری شده در این ایستگاه را نمایش می دهد. یکی از این سطوح در شکل ۶- f به نمایش در آمده است. پس از انجام تحلیل وارون روی داده های صحرائی در این ایستگاه، رژیم کشتی حاصل شده است. بر طبق این تحلیل میل بیشینه تنش زمین ساختی ۶۳ درجه است و نشان از نزدیک به قائم بودن آن دارد؛ از سوی دیگر روند به دست آمده برای تنش کشتی یادشده $N127^{\circ}E$ و میل آن ۱۸ درجه به دست آمده است که خود نشان دهنده نزدیک به افق بودن این تنش دارد. نتایج گرافیکی تحلیل و مهم ترین متغیرهای به دست آمده از این تحلیل به ترتیب در شکل های ۷-۷ و ۸ و جدول ۲ آورده شده است. مقدار ω_{acc} برابر با صفر و مقدار N_{acc} ۵۷ درصد است.

البته باید یادآور شد که سوی رژیم کشتی محلی به دست آمده در ایستگاه های C، D، E، F، می تواند مؤید رژیم های کشتی محلی که در پهنه همپوشانی پاره های گسلی امتدادلغز راست گرد با آرایش نردبانی راست پله شکل می گیرند، باشد. از سوی دیگر موقعیت این ایستگاه ها روی حاشیه دشت زورآباد بوده که این دشت خود یک حوضه کشتی است که در اثر جابه جایی پاره های گسلی سیه چشمه - خوی شکل گرفته است. از سوی دیگر راستای کشتش فعال در منطقه قفقاز تقریباً E-W است و پدیدار شدن فعالیت آتشفشانی فعال در راستای گسل هایی با راستای N-S در این منطقه از جمله ارمنستان شاهد این مسئله است.

۳-۵. رژیم زمین ساختی فشارشی

۱- ایستگاه G: داده های مربوط به این ایستگاه در مجاورت قطعه شمالی سامانه گسلی سیه چشمه - خوی روی جریان های گدازه ای پیروکسن آندزیتی، در ۳ کیلومتری پایگاه هلال احمر قره چی بلاغی (در عرض جغرافیایی $38^{\circ} 56' 24''$ شمالی و طول جغرافیایی $44^{\circ} 27'$ خاوری) اندازه گیری شده است (شکل ۳- G). همچنین مشخصات مربوط به سطوح اندازه گیری شده در جدول ۴ در بخش پیوست آورده شده است. بر طبق تحلیل های به دست آمده، تنها موردی که در آن رژیم تنش به صورت فشارش محض ظاهر شده است (میزان کم Φ مؤید این مطلب است)، ایستگاه G است. نتایج گرافیکی و مهم ترین متغیرهای تحلیل وارون در شکل های ۷-۷ و ۸ و جدول ۲ آورده شده است. مقدار ω_{acc} برابر با صفر و مقدار N_{acc} ۵۷ درصد است. بیشتر سطوح برشی مربوط به این ایستگاه دارای سوی لغزش وارون بوده اند، که با نتیجه تحلیل به دست آمده نیز همخوانی دارد. روند تنش بیشینه در این تحلیل $N104^{\circ}E$ و میل آن ۳۷ درجه برآورد شده است. از سوی دیگر، میل تنش کمینه ۵۳ درجه است، که نشان از نزدیک به قائم بودن این تنش دارد که کاملاً با رژیم تنش به دست آمده همخوان است.

میزان بالای ارزیاب های τ_m^* و ω_m نشان از پایداری مکانیکی داده ها در همه ایستگاه ها و مقدار بالای زاویه α_m در ایستگاه های A، C و E نشان از پراکندگی مؤلفه های برش در این ایستگاه ها دارد. همچنین مقدار α_m در ایستگاه های B، D، F و G کمتر یا برابر ۲۰ است؛ که نشان از نزدیک بودن بردار تنش برشی و مؤلفه لغزش تنش برشی در داده هاست.

۶- متوسط رژیم تنش زمین ساختی در منطقه (با تلفیق داده های صحرائی و زمین لرزه ها)

به منظور به دست آوردن نتایج بهتر از موقعیت رژیم متوسط ناحیه ای، تحلیلی بر

به مقدار متوسط (Φ) که با سوی لغزش دیده شده در بیشتر سطوح برشی همخوانی دارد. مقدار آستانه پذیرفتنی (ω_{acc}) برای این ایستگاه ۱۰ انتخاب شده و N_{acc} برابر ۸۶ درصد است. روند تنش بیشینه و کمینه در این ایستگاه، به ترتیب $N162^{\circ}E$ و $N052^{\circ}E$ است. نتایج گرافیکی تحلیل در شکل های ۷-۷ و ۸ و مهم ترین متغیرهای به دست آمده از آن در جدول ۲ به نمایش در آمده است.

۵-۲. رژیم زمین ساختی کششی

۱- ایستگاه C: اندازه گیری سطوح برشی در ایستگاه C، در جنوب خاوری روستای ممیش خان به فاصله ۴۵ کیلومتری شمال باختر خوی، در مجاورت پاره گسلی بدلان، در عرض جغرافیایی $38^{\circ} 43' 48''$ شمالی و طول جغرافیایی $44^{\circ} 35' 24''$ خاوری (شکل ۳- CD) روی واحدهای آهکی نومولیت دار پالتوسن انجام شده است. مرز واحدهای یادشده با واحدهای زیرین (جریان گدازه بازالتی حفره دار (PE^{vis})) به صورت راندگی و با واحدهای بالایی خود (واحد گدازه های بالشی بازالتی (K^{bp})) از نوع گسلی گزارش شده است (امامی و همکاران، ۱۳۷۲). موقعیت ایستگاه یادشده نسبت به دشت زورآباد در شکل ۵ نمایش داده شده است. مشخصات سطوح برشی اندازه گیری شده در این ایستگاه در جدول ۴ در بخش پیوست آورده شده است. نتایج تحلیل انجام شده در این ایستگاه، رژیم تنش زمین ساختی حاکم را به صورت رژیم کشتی محض نشان می دهد (مقدار بالای Φ) که با سوی لغزش دیده شده (لغزش عادی) در بیشتر سطوح برشی اندازه گیری شده در ایستگاه یادشده همخوانی خوبی نشان می دهد. گفتنی است که روند تنش کمینه $N229^{\circ}E$ و میلی برابر با ۱۳ درجه دارد که نشان از نزدیک به افق بودن این تنش دارد. مقدار ω_{acc} برابر با صفر و مقدار N_{acc} ۸۳ درصد است. نتایج گرافیکی تحلیل در شکل های ۷-۷ و ۸ و مهم ترین متغیرهای به دست آمده از آن در جدول ۲ به نمایش در آمده است.

۱- ایستگاه D: در فاصله ۶ کیلومتری شمال باختر ایستگاه C، در نزدیکی روستای قینر بالا و در عرض جغرافیایی $38^{\circ} 46' 12''$ شمالی و طول جغرافیایی $44^{\circ} 38' 24''$ خاوری و در مجاورت قطعه مرکزی (پاره گسلی زورآباد) جای دارد (شکل ۳- CD). سطوح برشی در این ایستگاه، روی سنگ های دگرگونی (آمفیولیت ها) اندازه گیری شده اند. به علت تأثیر فرسایش روی سطوح لغزش گسلی، تشخیص سوی لغزش روی این سطوح تا حدی دشوار بود. مشخصات سطوح برشی اندازه گیری شده در این ایستگاه در جدول ۴ در بخش پیوست آورده شده است. پس از انجام تحلیل تنش در ایستگاه D، میزان بالای Φ ، بیانگر رژیم تنش کشتش محض در این ایستگاه است. بر پایه تحلیل صورت گرفته، روند تنش کمینه $N236^{\circ}E$ و میل آن ۱۸ درجه به دست آمده است که نشان از نزدیک به افق بودن این تنش دارد. گفتنی است روند تنش کمینه به دست آمده در این ایستگاه با چند درجه اختلاف، تقریباً با روند تنش کمینه به دست آمده در ایستگاه C موازی است. مقدار ω_{acc} بسیار کم (صفر درصد) بیانگر شرکت داشتن بیشتر داده های صحرائی اندازه گیری شده در تحلیل یادشده است. در ضمن مقدار τ_m^* ۸۳٪ برای τ_m^* و ۱۹ درجه برای α_m حاصل شده است که نشان دهنده پایدار بودن تحلیل هستند. نتایج گرافیکی تحلیل و مهم ترین متغیرهای به دست آمده از این تحلیل به ترتیب در شکل های ۷-۷ و ۸ و جدول ۲ آورده شده است.

۱- ایستگاه E: داده های سطوح گسلی مربوط به ایستگاه E در مسیر راه ارتباطی روستای قارنجه و آغ بلاق، در مجاورت قطعه مرکزی (پاره گسلی زورآباد) روی آهک های پالتوسن، در عرض جغرافیایی $38^{\circ} 50' 24''$ شمالی و طول جغرافیایی $44^{\circ} 33'$ خاوری اندازه گیری شده اند (شکل ۳- EF و جدول ۴). بیشتر سطوح برشی و گسلی در این ایستگاه سوی لغزش عادی از خود نشان داده اند (شکل ۶- e). نتایج تحلیل انجام شده در ایستگاه E، بیانگر این امر است که متوسط رژیم تنش حاکم بر این ایستگاه نیز از نوع کشتش محض بوده (میزان بالای Φ مؤید این مطلب است) و تنش کمینه روند $N310^{\circ}E$ و میل ۳۳ درجه دارد. مقدار ω_{acc} برابر با صفر و مقدار N_{acc}

در مقایسه با نتایج بررسی‌های صحرایی و اندازه‌گیری‌های انجام شده از خش لغز گسل‌ها مشخص می‌شود که رژیم امتدادلغز به دست آمده، به‌طور چیره حرکت و جابه‌جایی‌هایی با راستای NW-SE را در راستای پاره‌های گسلی تحت کنترل خود داشته و می‌توان چنین دریافت که کینماتیک گسل سیه‌چشمه - خوی دست کم در بخش جنوب خاوری، تابع رژیم تنش حاکم است و این گسل بیشتر سازوکار امتدادلغزی دارد.

همچنین نتایج این پژوهش با بررسی‌های ژئودزی با GPS که توسط پژوهشگرانی چون Vernant et al. (2004)، Reilinger et al. (2006)، Masson et al. (2007) و Rastboud & Voosoghi (2011) صورت گرفته است همخوانی خوبی نشان می‌دهد. به‌طوری که زاویه تنش بیشینه به دست آمده در این پژوهش با سوگیری جابه‌جایی‌هایی که از داده‌های GPS بازسازی شده است، کاملاً همخوانی دارد و در حد چند درجه تفاوت نشان می‌دهد. باید توجه داشت که این دو روش تحلیل (تحلیل تنش و اندازه‌گیری ژئودتیک) کاملاً متفاوت و نتایج آنها مستقل از هم هستند (شکل ۱۰). به باور Rebai et al. (1993) نیز این ناحیه دارای مؤلفه فشارشی شمالی - جنوبی و کششی خاوری - باختری است که این موضوع با تنسور تنش تحلیل شده برای ناحیه مورد مطالعه در این پژوهش انطباق دارد و عامل توسعه گسل‌های امتدادلغز راست‌گرد با روند NW-SE و گسل‌های امتدادلغز چپ‌گرد NE-SW از یک سو و تکامل گسل‌های راندگی انحنادار عمود بر روند فشارشی و با روند تقریباً خاوری - باختری در آذربایجان و قفقاز است.

نتایج به دست آمده از تحلیل‌های انجام شده در این منطقه، وجود یک مؤلفه کشش (تنش کمینه) در سوی E-W را در رژیم‌های تحلیل شده آشکار می‌سازد که با نظر بسیاری از پژوهشگران همچون Jackson & McKenzie (1984); Jackson (1992); Copley & Jackson (2006); Jackson و همکاران (۱۳۸۷) همخوانی دارد. همچنین این روند با روند کشش لازم برای توجیه شکل‌گیری گسل‌های عادی در این منطقه با روند عمومی N-S تا NW-SE کاملاً انطباق دارد. نتایج به دست آمده با نظر McKenzie (1972) که با وجود دو سری گسل‌های راندگی و امتدادلغز مزدوج در خاور ترکیه و قفقاز نیز همخوانی دارد.

مدل بازنگری شده NUVEL-1 که توسط Demets et al. (1990) ارائه شده است، مؤلفه جابه‌جایی حدود ۱۵۸ میان صفحات عربی و اوراسیا در طول‌های جغرافیایی محدوده قفقاز نشان می‌دهد که با روند مؤلفه فشارشی به دست آمده در این پژوهش به دست آمده همخوانی خوبی نشان می‌دهد.

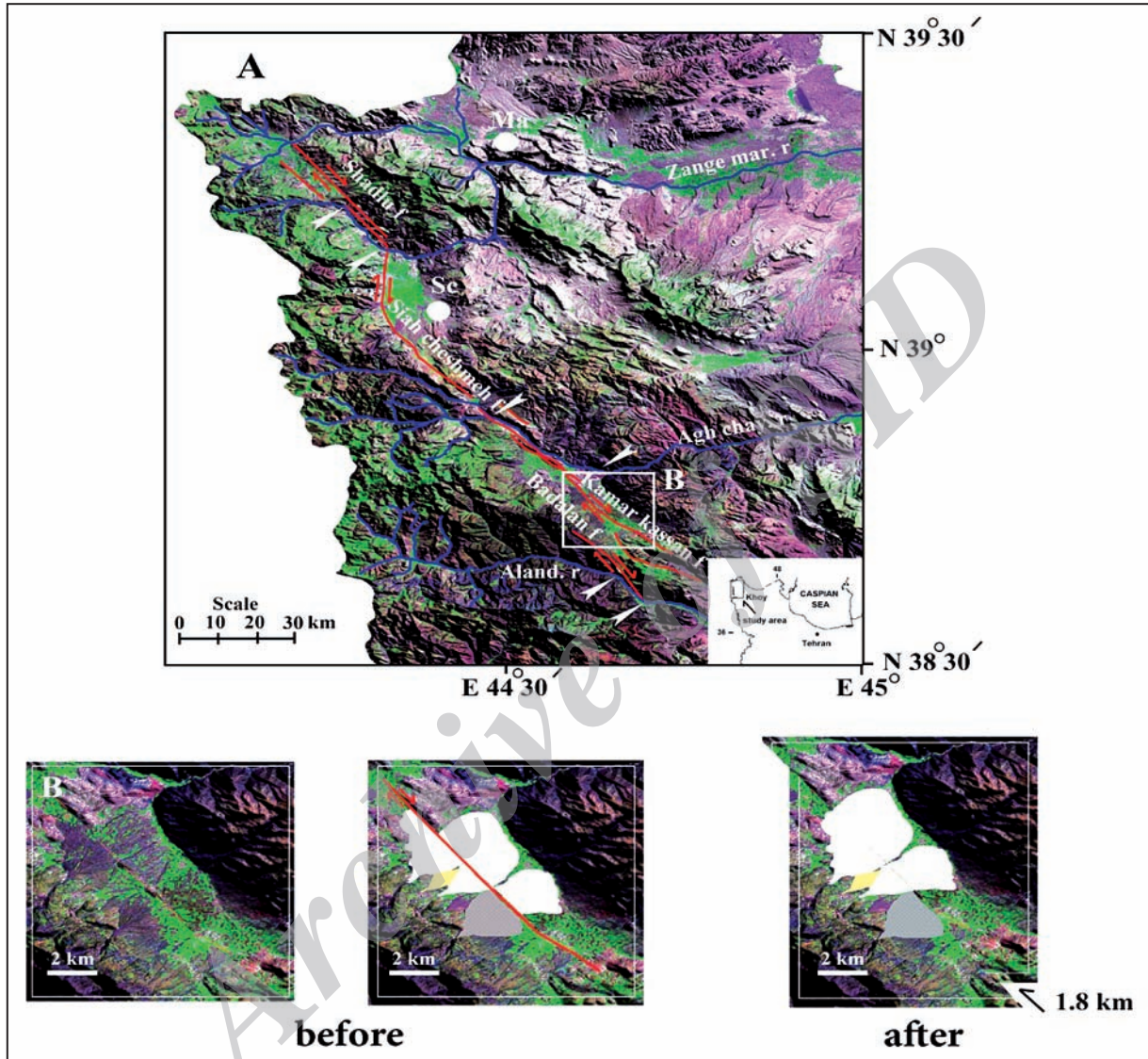
پایه تلفیق داده‌های لرزه‌ای منطقه مورد مطالعه با داده‌های صحرایی لغزش گسلی صورت گرفت. به این ترتیب داده‌های تحت‌الارضی و سطح‌الارضی با هم تلفیق شدند تا بتوان برآوردی از میانگین رژیم تنش ناحیه به دست آورد. نتایج حاصل وجود یک رژیم تنش امتدادلغز را در این ناحیه به نمایش می‌گذارد که با سازوکار بیشتر زمین‌لرزه‌های رخ داده و نیز با بیشتر سوی لغزش‌های اندازه‌گیری شده روی سطوح لغزشی - برشی همخوانی دارد. مؤلفه فشارشی این رژیم با روند $N162^{\circ}E$ و مؤلفه کششی آن با روند $N255^{\circ}E$ نمود پیدا کرده است.

بر طبق جدول ۳ بیشینه و کمینه تنش زمین‌ساختی به ترتیب دارای میلی برابر ۲۳ و ۷ درجه هستند که این امر نشان از نزدیک به افق بودن این تنش‌ها دارد. تنش متوسط (σ_2) نیز دارای روند ($N002^{\circ}$) و میل ۶۶ درجه است. مقدار نسبت شکلی تنش (Φ) برابر 0.73 به دست آمده است. مقادیر بالای ω_m و τ_m^* و مقدار کم α_m نشان از پایدار بودن تحلیل در ω_{acc} با 35 درصد دارد. شکل ۹ نتایج این تحلیل را به صورت گرافیکی و جدول ۳ نیز متغیرهای حاصل از آن را به نمایش می‌گذارد.

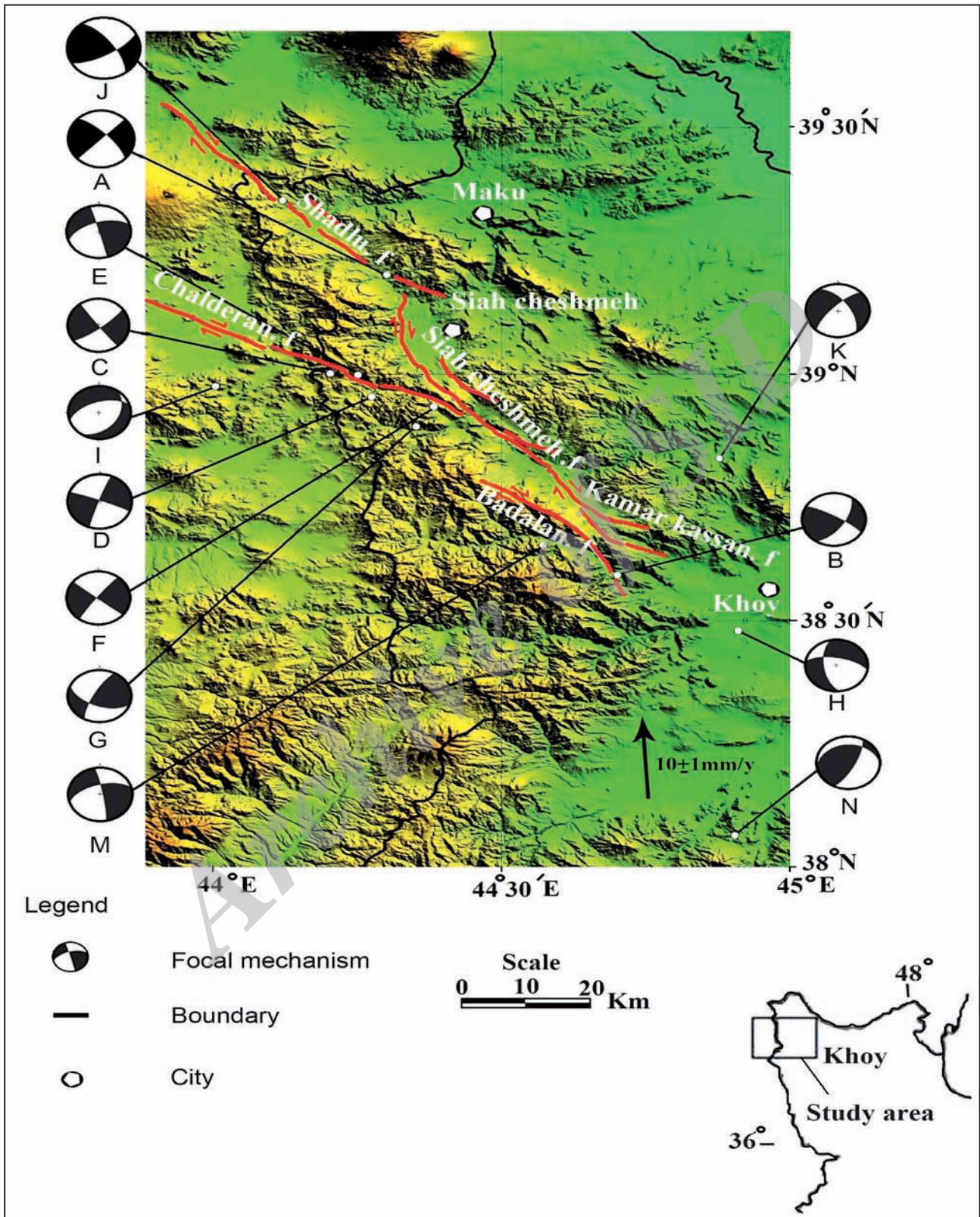
۷- نتیجه‌گیری

در این پژوهش شواهد ریخت‌زمین‌ساختی، مانند قطع و جابه‌جا شدن مسیر رودخانه‌ها و بریده شدن مخروط‌افکنه‌ها از مواردی هستند که به عنوان شاخص‌هایی به منظور شناسایی حرکات و جنبش‌های نوزمین‌ساختی پهنه گسل سیه‌چشمه - خوی مورد استفاده قرار گرفته‌اند. با توجه به موارد یاد شده و با بررسی تصاویر ماهواره‌ای منطقه، تغییرات ناگهانی مسیر رودخانه‌های آق‌چای و زنگه‌مار (که در فاصله میان دو شهر خوی و ماکو جای دارند) و نیز بریده شدن و جابه‌جایی مخروط‌افکنه‌ها در دشت زورآباد (نام محلی، این دشت در شمال باختری شهر خوی واقع است) را می‌توان به عملکرد سامانه گسلی یاد شده مربوط دانست. با توجه به تصاویر ماهواره‌ای و بازسازی این تصاویر، بریده شدن و جابه‌جایی مخروط‌افکنه‌ها در راستای گسل زورآباد (نام محلی پاره‌ای از گسل کمرکسن) صورت گرفته است. میزان این جابه‌جایی در حدود $1/8$ کیلومتر برآورد شده است.

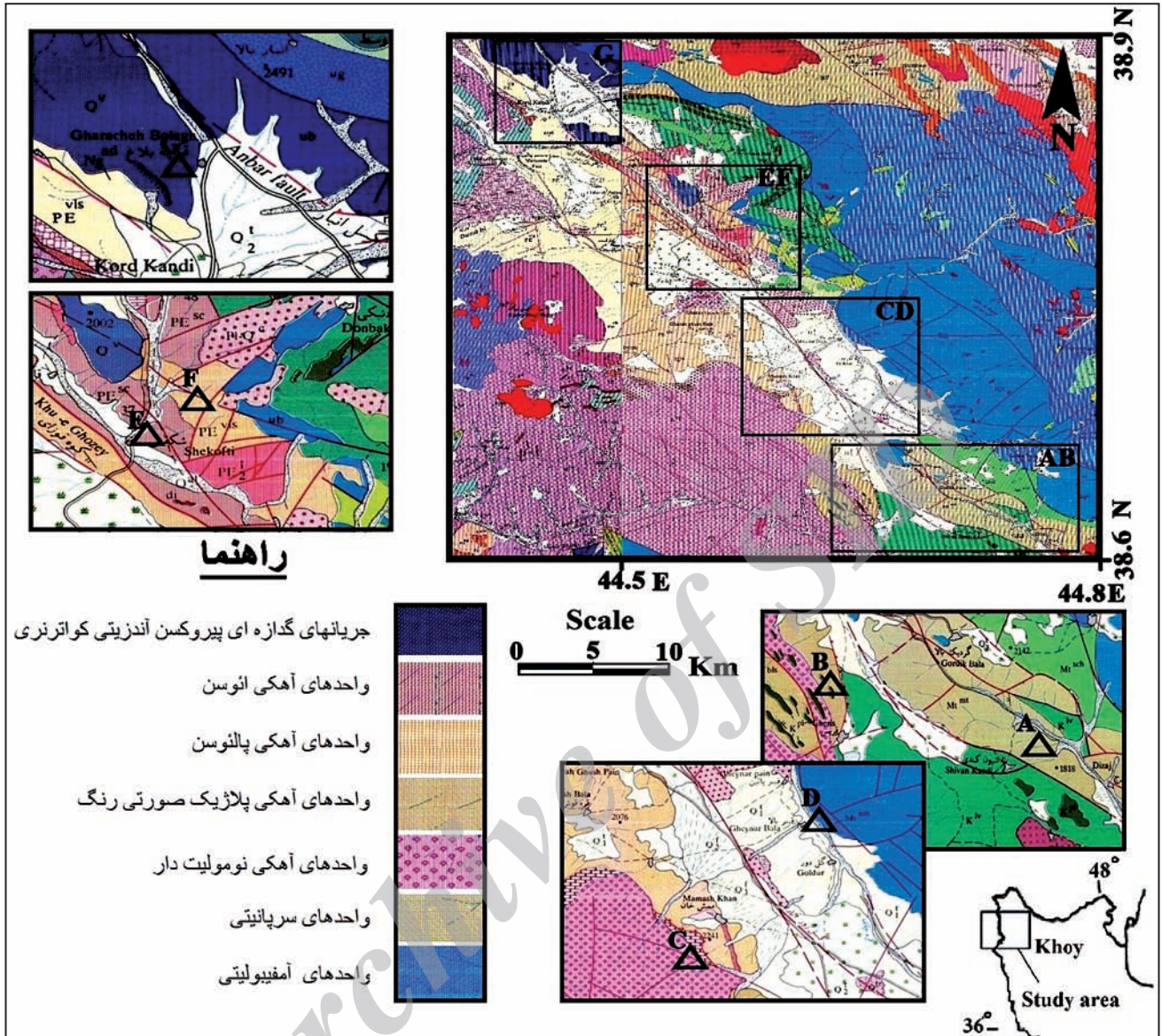
نتایج به دست آمده از برآورد رژیم متوسط ناحیه‌ای، که بر پایه تلفیق داده‌های لرزه‌ای و داده‌های صحرایی لغزش گسلی صورت پذیرفته است نشان از وجود یک رژیم تنش امتدادلغز در این ناحیه دارد که با سازوکار بیشتر زمین‌لرزه‌های رخ داده و نیز سوی لغزش برداشت شده روی سطوح لغزشی - برشی همخوانی دارد. مؤلفه فشارشی (تنش بیشینه σ_1) این رژیم با روند $N162^{\circ}E$ و مؤلفه کششی (تنش کمینه σ_3) آن با روند $N255^{\circ}E$ نمود پیدا کرده است.



شکل ۱- A) نقشه گسل‌های فعال منطقه مورد مطالعه روی تصاویر ماهواره‌ای Landsat 7. انحراف مسیر رودخانه‌های آند، آق‌چای و زنگه‌مار با پیکان‌های سفید رنگ نشان داده شده است. شهرهای سیه‌چشمه با حروف اختصاری (Sc) و ماکو با (Ma) به نمایش درآمده‌اند؛ B) بریده شدن مخروط‌افکنه‌های موجود در دشت زورآباد پیش و پس از بازسازی تصاویر ماهواره‌ای. برای ساده‌تر شدن بازسازی حدود مخروط‌افکنه‌ها به وسیله نواحی رنگی مشخص شده است.



شکل ۲- نقشه لرزه زمین ساخت منطقه مورد مطالعه، استریوپلات های کوچک (beach ball) تصویر زوج صفحات گره ای سازوکار کانونی زمین لرزه هاست که در آنها مناطق فشارش و کشش با رنگ های سیاه و سفید نشان داده شده است (اندازه گیری GPS از Masson et al., 2006).



راهنما

جریانهای گدازه ای پیروکسن آندزیتی کواترنری

واحداهای آهکی انوسن

واحداهای آهکی پالنوسن

واحداهای آهکی پلاژیک صورتی رنگ

واحداهای آهکی نومولیت دار

واحداهای سرپانیتی

واحداهای آمفیبولیتی

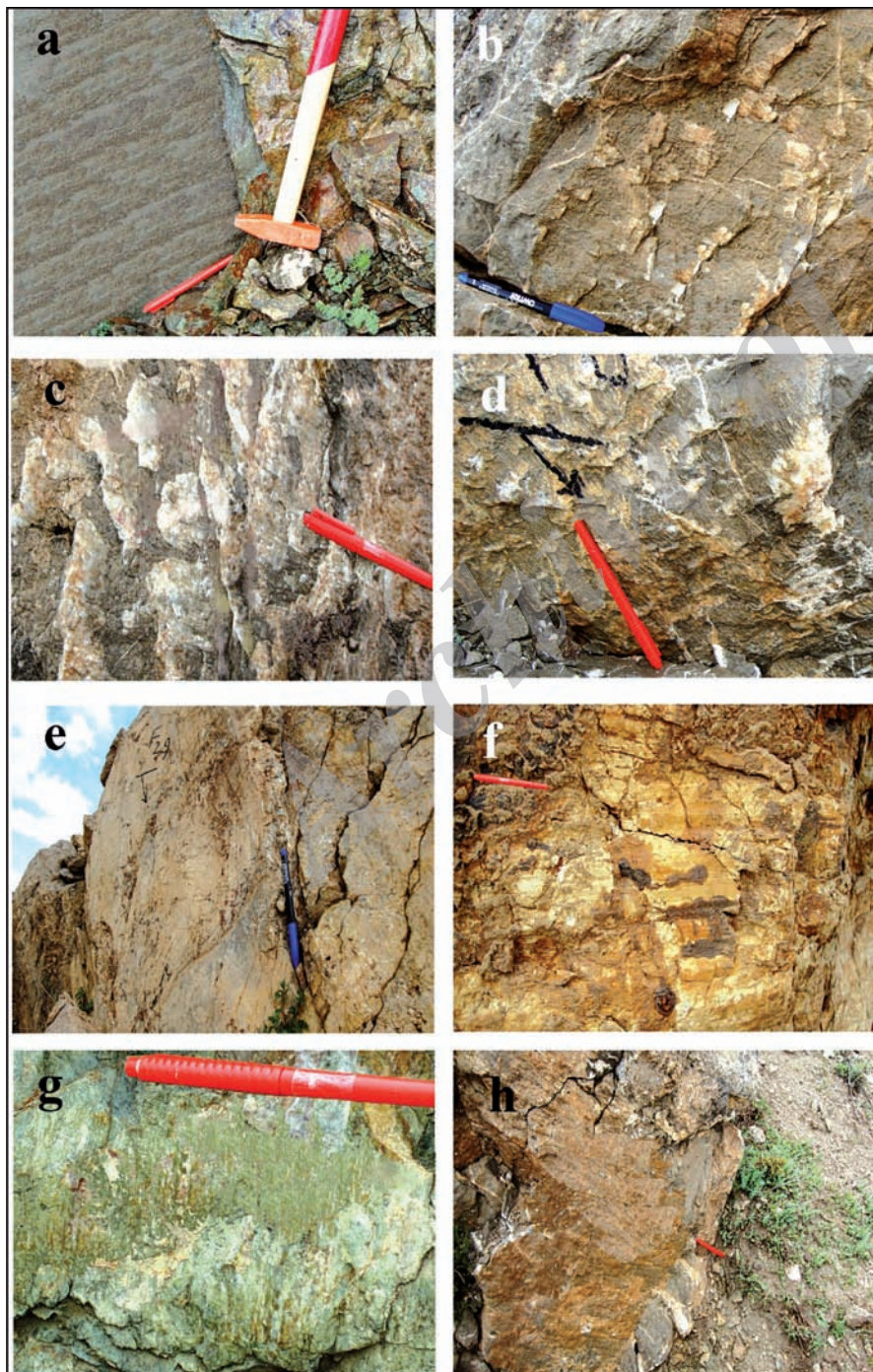
شکل ۳- موقعیت زمین شناسی منطقه مورد مطالعه. ایستگاه های اندازه گیری سطوح گسلی و دارای خش لغز در مجاورت پاره های گسلی و در راستای آنها انتخاب شده اند. در بخش راهنما تنها به واحد های اشاره شده است که روی آنها برداشت های صحرایی صورت پذیرفته است (امامی و همکاران، ۱۳۷۲ و ۱۳۸۶).



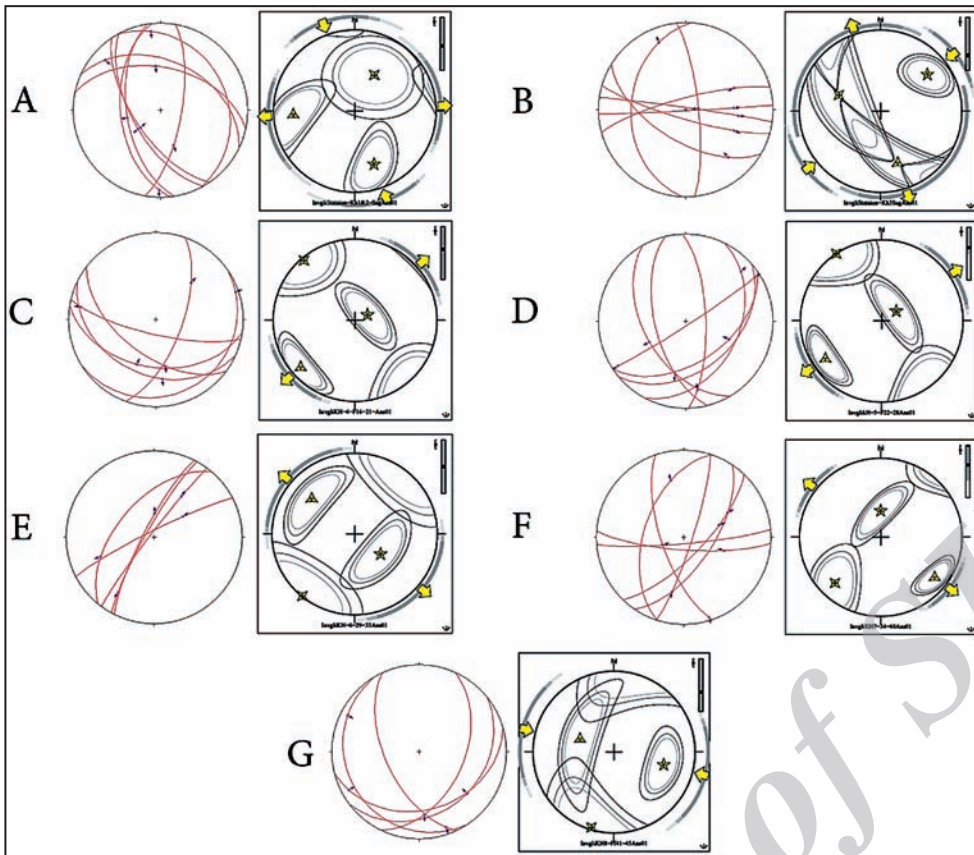
شکل ۴- نمایی از آهک های پلاژیک صورتی رنگ (K^{bp})؛ ایستگاه B در نزدیکی روستای قریس (۳۴ کیلومتری شمال باختری خوی).



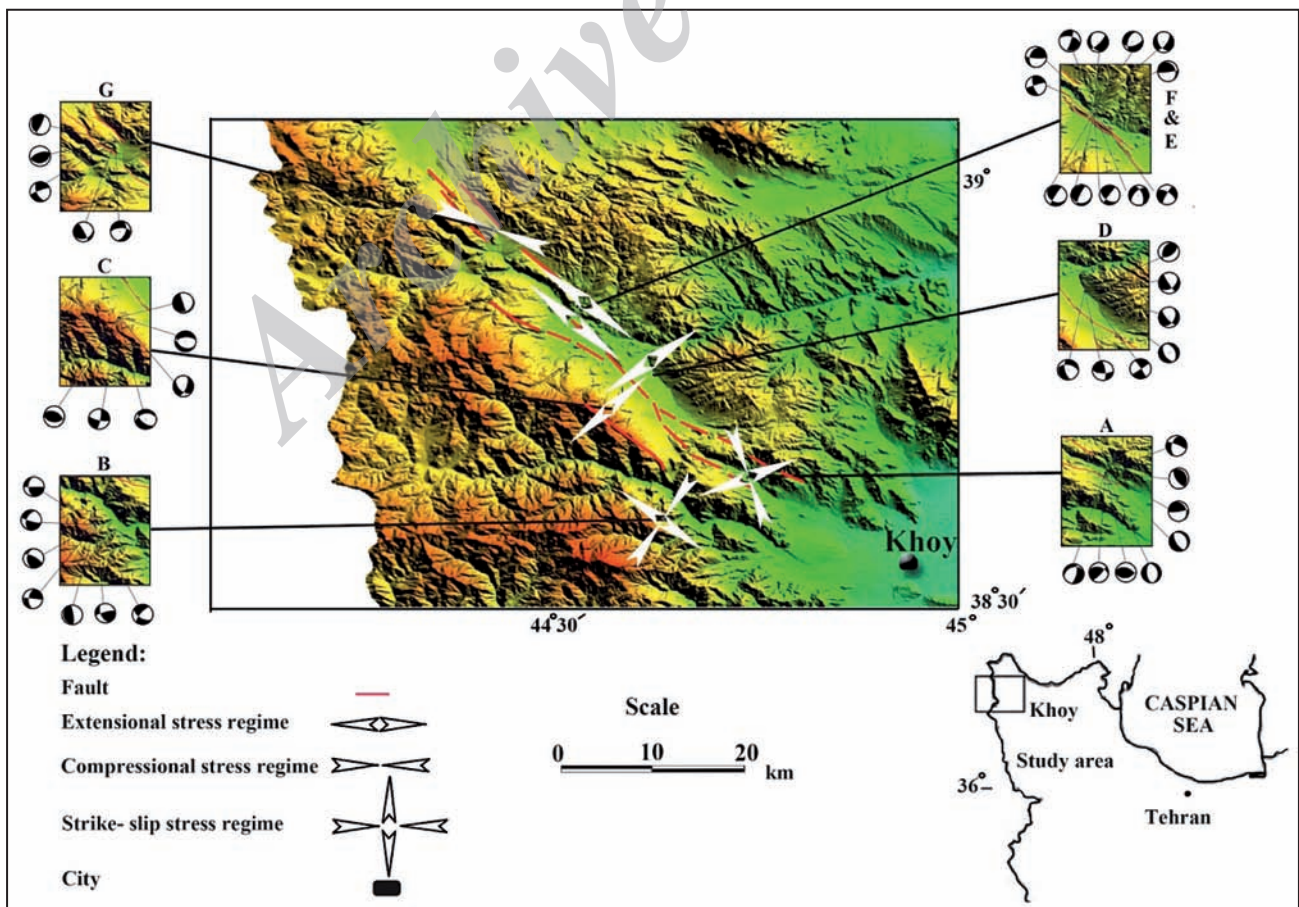
شکل ۵- موقعیت حوضه کششی زورآباد (سمت چپ تصویر) نسبت به ایستگاه C؛ سمت راست تصویر موقعیت آهک‌های نومولیت‌دار پالتوسن (PE^{ls}) و واحد گدازه‌های بالشی بازلتی (K^{bp}) نشان داده شده است.



شکل ۶- نشانه‌ها و شاخص‌های تشخیص سوی لغزش روی سطوح لغزشی - برشی. (a) شکل‌های ناودان مانند نامتقارن (groove) تجمعی کانی (and relief marks accretionary mineral) (d و c b؛ (and پله‌های (steps) (e، f، g و h) سطوح صیقلی و ناهموار (polished and rough facets).

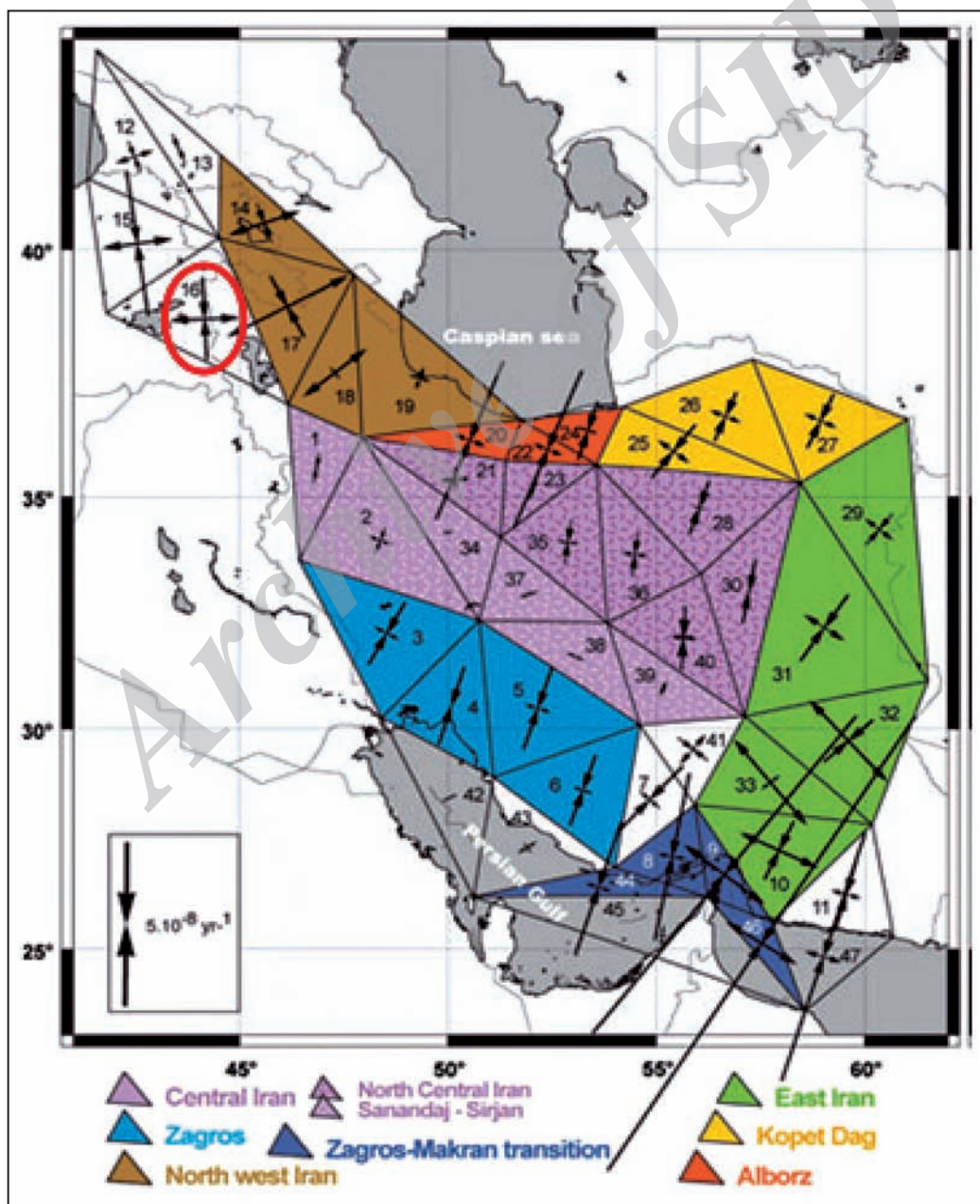
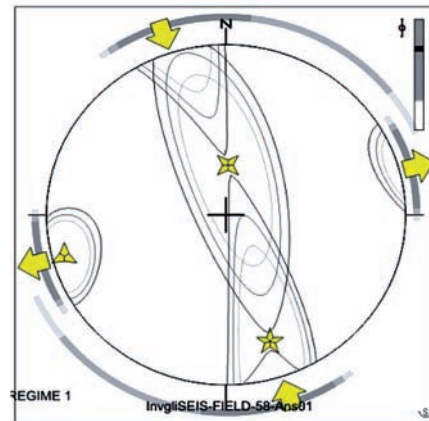


شکل ۷- نتایج تحلیل انجام شده برای دست آوردن رژیم تنش محلی به تفکیک در هر ایستگاه. در استریوپلات‌ها تنش فشارشی و کششی با پیکان‌های توپر زرد رنگ نشان داده شده است. (محدوده فشارش و کشش نیز با کنتره‌هایی از بیضی‌های انطباق (confidence-ellipse) با مقادیر افزایشی به سوی محورهای تنش به ترتیب ۶۰، ۷۵ و ۹۰ درصد مشخص شده است. همچنین مقدار Φ برای هر مورد به صورت مقیاس خاکستری رنگ که میان ۰ (خاکستری) و ۱ (سفید) متغیر است، نشان داده شده است. موقعیت‌های σ_1 ، σ_2 و σ_3 به ترتیب با ستاره‌های ۵، ۴، ۳ و ۲ مشخص شده است.



شکل ۸- موقعیت منطقه مورد مطالعه، ایستگاه‌های A تا G، نمودار دو وجهی‌های راست مربوط به هر ایستگاه و رژیم‌های تنش به دست آمده در هر ایستگاه.

شکل ۹- نتایج تحلیل وارون برای به دست آوردن متوسط رژیم تنش ناحیه‌ای بر پایه تلفیق داده‌های لرزه‌ای و داده‌های صحرایی لغزش گسل‌ها در شمال خوی.



شکل ۱۰- محورهای افقی اصلی نرخ تنسور دگرشکلی ژئودتیک به دست آمده با استفاده از سرعت میدانی GPS (برگرفته از Masson et al., 2007) با کمی تغییرات. دایره سرخ رنگ محدوده منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

جدول ۱- داده‌های لرزه‌ای مربوط به منطقه مورد مطالعه. Date: تاریخ رخداد زمین لرزه (روز/ ماه/ سال); Time: زمان رخداد زمین لرزه (تانیه/ دقیقه/ ساعت); Lat: عرض جغرافیایی؛ Lon: طول جغرافیایی؛ D(km): ژرفای زمین لرزه بر حسب کیلومتر؛ M: بزرگای زمین لرزه؛ Wave type: نوع موج رسیده به دستگاه لرزه‌نگار؛ S: نوع لغزش گسل در هنگام زمین لرزه (N سازوکار عادی، S سازوکار امتدادلغز چپ‌گرد، D سازوکار امتدادلغز راست‌گرد، R سازوکار وارون)؛ Str: امتداد صفحه گسلی؛ Dip: شیب صفحه گسلی؛ Pit: زاویه پیچ لغزش؛ Source: منابع داده‌های برگرفته شده است که مشخصات کامل آنها در متن آورده شده است.

Ref.no.	Date	Time	Lat	Lon	D (km)	M	W. t	Nodal plane 1				Nodal plane 2				Source
								S	Str	Dip	Pit	S	Str	Dip	Pit	
A	۱۹۶۸/۰۴/۲۹	۱۷:۰۱:۵۸	۳۹/۲	۴۴/۳۰	۳۴	۵/۲	b	S	۰۶۱	۷۲S	۳۲W	D	۳۲۳	۶۷E	۲۰N	J.M, B&Y
B	۱۹۷۰/۰۳/۱۴	۱:۵۱:۴۴	۳۸/۵۹	۴۴/۷	۲۳	۵/۴	b	S	۰۷۳	۶۰N	۲W	D	۱۶۴	۸۸E	۳۰S	M, J.M
C	۱۹۷۶/۱۱/۲۴	۱۵:۱۱:۰۶	۳۹	۴۴/۱۸	۳۶	۷/۳	b	S	۱۷۲	۵۷W	۲۹S	D	۰۹۹	۶۶N	۳۷E	MOS
D	۱۹۷۶/۱۱/۲۵	۹:۴۰:۰۶	۳۸/۹۵	۴۴/۲۷	۳۸	۵	b	N	۰۷۱	۵۷N	۷۱W	N	۰۳۹	۳۸E	۶۳S	MOS
E	۱۹۷۶/۱۲/۱۲	۷:۵۴:۰۶	۳۹	۴۴/۲۵	۴۱	۴/۸	b	S	۰۴۵	۷۳N	۳۳W	D	۱۴۶	۵۹E	۲۰S	MOS
F	۱۹۷۷/۰۵/۲۶	۱۳:۵۰:۱۳	۳۸/۹۳	۴۴/۳۸	۳۷	۵/۲	b	S	۲۱۹	۸۶	۱N	D	۱۲۸	۸۹	۵E	USGS
G	۱۹۷۷/۰۵/۲۶	۹:۵۰:۰۶	۳۸/۸۹	۴۴/۳۵	۴۱	۴/۹	b	S	۰۷۵	۶۱N	۸W	D	۱۶۹	۸۳E	۲۹S	MOS
H	۱۹۸۱/۰۱/۰۴	۷:۱۹:۰۶	۳۸/۴۸	۴۴/۹۱	۳۸	۴/۶	b	R	۰۲۸	۷۳E	۶۴S	D	۰۸۷	۳۱N	۳۵W	MOS
I	۱۹۸۸/۰۴/۲۰	۳:۵۰:۵۸	۳۸/۹۷	۴۴	۱۵	۵	b	D	۱۱۰	۵۸S	۱۸E	S	۰۳۰	۷۵W	۳۳N	CMT
J	۲۰۰۲/۰۳/۱۴	۱۲:۵۶:۵۶	۳۸/۳۵	۴۴/۱۲	۲۱	۴/۵	b	S	۰۴۶	۸۹	۱۷E	D	۳۱۵	۷۳	۱W	ISC
K	۲۰۰۳/۰۸/۱۱	۲۰:۱۲:۰۰	۳۸/۸۳	۴۴/۸۸	۲۴	۴/۷	b	D	۱۱۹	۸۰N	۲۹W	S	۰۳۴	۶۱E	۱۱S	SED
M	۲۰۰۳/۱۰/۲۰	۶:۲۶:۰۰	۳۸/۶۵	۴۴/۵۷	۲۱	۴/۸	b	D	۱۴۳	۸۷W	۱۱N	S	۰۵۲	۷۹S	۳E	SED
N	۲۰۰۴/۰۱/۲۴	۴:۴۰:۰۰	۳۸/۰۷	۴۴/۹۱	۱۲	۴/۵	b	S	۰۲۰	۸۶W	۴S	D	۱۱۰	۸۶N	۴E	SED

جدول ۲- مهم‌ترین متغیرهای تحلیل وارون روی داده‌های صحرایی لغزش گسلی، در پاره جنوب خاوری سامانه گسلی سیه چشمه-خوی. توضیحات متغیرهای به کار رفته در این جدول در متن آورده شده است.

a_m	τ_m^*	$\omega_m \%$	Φ	σ_3		σ_2		σ_1		$N_{acc\%}$	$\omega_{acc\%}$	Stat.
۳۳	۷۳	۵۸	۰/۴۷	۲۵	۲۶۷	۴۸	۰۲۸	۳۱	۱۶۰	۷۵	۵	A
۱۸	۷۸	۷۲	۰/۲۹	۳۳	۱۶۲	۴۴	۲۹۱	۲۸	۰۵۲	۸۶	۱۰	B
۳۲	۷۱	۵۷	۰/۵۷	۱۳	۲۲۹	۴	۳۲۰	۷۷	۰۶۶	۸۳	۰	C
۱۹	۸۳	۷۵	۰/۶۲	۱۸	۲۳۶	۰۰	۳۲۶	۷۲	۰۵۶	۵۷	۰	D
۳۰	۸۱	۶۶	۰/۵۱	۳۳	۳۱۰	۰۱	۲۱۹	۵۷	۱۲۸	۱۰۰	۰	E
۱۵	۸۱	۷۷	۰/۶۴	۱۸	۱۲۷	۲۰	۲۲۴	۶۳	۳۶۰	۵۷	۰	F
۲۰	۷۴	۶۸	۰/۳۸	۵۳	۲۹۱	۰۳	۱۹۷	۳۷	۱۰۴	۶۰	۳۰	G

جدول ۳- مهم‌ترین متغیرهای نتایج تحلیل وارون روی داده‌های لرزه‌ای و داده‌های صحرایی لغزش گسلی در پهنه گسلی سیه چشمه-خوی. توضیحات متغیرهای به کار رفته در این جدول در متن آورده شده است.

a_{sd}	a_m	τ_{sd}	τ_m^*	ω_{sd}	$\omega_m \%$	Φ	σ_3	σ_2	σ_1	$N_{acc\%}$	$\omega_{acc\%}$			
۱۵	۲۶	۱۲	۷۸	۱۳	۶۸	۰/۷۳	۰۷	۲۵۵	۶۶	۰۰۲	۲۳	۱۶۲	۴۰	۳۵

جدول ۴- مشخصات سطوح گسلی برداشت شده در ایستگاه‌های مختلف. Stat: نام ایستگاه؛ Lat: عرض جغرافیایی ایستگاه؛ Lon: طول جغرافیایی ایستگاه؛ DD: سمت شیب؛ D: شیب؛ R: زاویه ریک لغزش؛ SS: نوع لغزش (S.S.S: سازوکار امتدادلغز چپ‌گرد، S.S.D: سازوکار امتدادلغز راست‌گرد، N: سازوکار عادی، I: سازوکار وارون).

Stat.	Cordinate		No.	Nodal plane		R	SS
	Lat.	Lon.		DD	D		
C	۳۸/۷۳	۴۴/۵۹	F ₁₆	۱۴۷	۱۳	۱۴E	S.S.S
			F ₁₇	۲۰۵	۸۶	۶۴E	N
			F ₁₈	۱۱۰	۶۵	۴۷N	N
			F ₁₉	۲۱۷	۵۶	۵۸E	N
			F ₂₀	۱۹۳	۷۶	۱۳W	S.S.D
			F ₂₁	۱۸۹	۴۴	۷۶W	I
			D	۳۸/۷۷	۴۴/۶۴	F ₂₂	۱۴۶
F ₂₃	۱۴۰	۴۲				۱۰E	S.S.S
F ₂₄	۱۱۷	۳۸				۲۵N	S.S.S
F ₂₅	۲۴۰	۵۰				۸۹N	N
F ₂₆	۱۴۷	۸۶				۰۷W	S.S.D
F ₂₇	۰۸۸	۷۱				۲۲N	S.S.D
F ₂₈	۲۵۶	۶۱				۴۴S	S.S.S
A	۳۸/۶۵	۴۴/۷۵	F ₁	۲۸۴	۵۲	۱۲S	S.S.S
			F ₂	۲۳۶	۶۵	۸۸S	I
			F ₃	۰۶۲	۲۴	۲۳N	S.S.D
			F ₄	۲۴۱	۶۳	۸۶S	N
			F ₅	۲۶۱	۵۸	۸۶S	N
			F ₆	۰۱۲	۴۹	۷۹W	I
			F ₇	۰۲۵	۴۲	۲۴W	S.S.D
			F ₈	۱۰۰	۷۰	۶۰S	N
B	۳۸/۶۶	۴۴/۶۵	F ₉	۱۷۷	۸۹	۴۴E	S.S.S
			F ₁₀	۱۹۶	۸۱	۴۱E	S.S.S
			F ₁₁	۲۷۳	۳۷	۳۱S	S.S.D
			F ₁₂	۰۰۸	۸۸	۳۹E	S.S.D
			F ₁₃	۰۸۴	۷۸	۸۹S	I
			F ₁₄	۳۴۵	۷۹	۳۹E	S.S.S
			F ₁₅	۲۱۱	۶۰	۲۱E	S.S.S

ادامه جدول ۴

Stat.	Cordinate		No.	Nodal plane		R	SS
	Lat.	Lon.		DD	D		
E	۳۸/۸۴	۴۴/۵۵	F ₂₉	۳۰۳	۸۴	۵۶N	N
			F ₃₀	۲۹۷	۸۰	۶۹N	N
			F ₃₁	۳۰۷	۸۶	۴۳N	S.S.D
			F ₃₂	۳۱۰	۵۵	۴۲S	S.S.S
			F ₃₃	۲۹۹	۸۲	۲۶S	S.S.S
F	۳۸/۸۵	۴۴/۵۵	F ₃₄	۲۵۱	۶۹	۰۶E	S.S.S
			F ₃₅	۱۸۴	۷۸	۵۲E	I
			F ₃₆	۱۰۸	۴۲	۳۶S	S.S.D
			F ₃₇	۱۳۴	۷۲	۵۹E	N
			F ₃₉	۱۲۴	۶۳	۴۹N	N
			F ₄₀	۱۷۵	۸۴	۶۹W	I
G	۳۸/۹۴	۴۴/۴۵	F ₄₁	۲۳۸	۱۶	۳۳N	S.S.S
			F ₄₂	۱۴۲	۲۸	۷۹E	I
			F ₄₃	۲۴۵	۵۸	۱۱S	S.S.S
			F ₄₄	۱۶۵	۳۱	۱۶W	S.S.S
			F ₄₅	۱۱۵	۴۷	۴۰S	S.S.D

کتابنگاری

- امامی، م.، امینی، ب.، رادفر، ج.، خلعتبری، م. و بحرودی، ع.، ۱۳۷۲- نقشه زمین شناسی خوی، مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی کشور، برگه شماره ۴۹۶۷.
- امامی، م.، امینی، ب.، رادفر، ج.، خلعتبری، م. و بحرودی، ع.، ۱۳۸۶- نقشه زمین شناسی دیزج، مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی کشور، برگه شماره ۴۸۶۷.
- زمانی قره چمنی، ب.، ۱۳۸۸- وضعیت تنش در پوسته ایران با تکیه بر حل کانونی زمین لرزه‌ها، دانشنامه دوره دکترا، دانشگاه شیراز، ایران، ۱۲۰ صفحه.
- سیاهکالی مرادی، ع.، تاتار، م.، هاتسفلد د. و پل، آ.، ۱۳۸۷- مطالعه ساختار سرعتی پوسته و سازوکار گسلش در زون گسلی امتدادلغز تبریز، فصلنامه علوم زمین، شماره ۷۰، ۱۴۰-۱۵۳.
- مدنی، ر. و نایب اسداله، س.، ۱۳۸۲- بررسی لرزه زمین ساختی دگرریختی فعال امتدادلغز جنوب ماکو (بخشی از پهنه زمین ساختی قفقاز)، بیست و دومین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی کشور، تهران.

References

- Angelier, J. & Mechler, P., 1977- Sur une méthode graphique de recherché des contraintes principales également utilisable en tectonique et en s'eismologie: la méthode des di'edres droits. Bull. Soc. G'eol. France, 7, 1309-1318.
- Angelier, J., 1984- Tectonic analyses of fault slip data sets. Journal of Geoph. Res, Vol. 89, No. B7, pp. 5835-5848.
- Angelier, J., 1989- From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data, J. Struct. Geol., 11, 37-50.
- Angelier, J., 1990- Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress III. A new rapid direct inversion method by analytical means, Geophys. J. Int., 103, 363-376.
- Angelier, J., 2002- Inversion of earthquake focal mechanisms to obtain the seismotectonic stress (a new method free of choice among nodal planes) IV. Geophys. J. Int, 150: 588-609.
- Angelier, J., 2006- Dnyngli and Invigli software. Pierr and Mari Curri University Paris VI.
- Angelier, J., Tarantola, A., Manoussis, S. & Valette, B., 1982- Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress. 1: single phase fault populations: a new method of computing the stress tensor, Geophys. J. R. astr. Soc., 69, 607-621.
- Arpat, E., Saroglu, F. & Iz, H. B., 1977- The 1976 Caldiran earth-quake. Yeryuvari Insan 2, 29- 41.
- Barka, A. A. & Kadinsky-Cade, K., 1988- Strike- slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. Tectonics 3: 663- 684.
- Berberian, M. & Yeats, R., 1999- Patterns of Historical Earthquake Rupture in the Iranian Plateau. Bulletin of the Seismological society of America, 89: 120-139.
- Berberian, M., 1983- Continental deformation in the Iranian Plateau, "Contribution to the Siesmotectonics of Iran, Part IV", Geological Survey of Iran, Rep. NO. 52, PP. 415-444.
- Berberian, M., 1994- Natural Hazards and the first earthquake catalog of Iran, Vol. 1: historical hazards in Iran prior to 1900, IIEES, Tehran, Iran.
- Berberian, M., 1997- Seismic sources of the Transcaucasian historical earthquakes, Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus, D. Giardini and S. Balassanian (Editors), NATO Asi Series, Environment, vol. 28, Kluwer Academic Press, The Netherlands, 233-311.
- CMT (Centroid Moment Tensor) Catalogue, Harvard University, 2006- Department of geological Sciences, available online at: <http://www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html>.
- Coply, A. & Jackson, J., 2006- Active tectonics of the Turkish- Iranian Plateau. Tectonics, Vol. 25.
- Demets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. & Stein, S., 1990- Current plate motions. Geophys. J. Int, 101, 425-478.

- Engdahl, E. R., Jackson, J. A., Myers, S. C., Bergman, E. A. & Priestley, K., 2006- Relocation and assessment of seismicity in the Iran region, *Geophys. J. Int.*, 167, 761–778.
- ISC (International Seismological Centre)- available online at: <http://www.isc.ac.uk/>.
- Jackson, J. A. & McKenzie, D., 1984- Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 77, 185-264.
- Jackson, J. A., 1992- Partitioning of strike-slip and convergent Motion Between Eurasia and Arabia in Eastern Turkey. *Journal of Geophysical Research*, 97: 12,471-12,479.
- Jackson, J. A., Haines, A. J. & Holt, W. E., 1995- The accommodation of Arabia- Eurasia plate convergence in Iran, *J. Geophys. Res.*, 100, 15205-15209.
- Karakhani, A., Jamali, F. H. & Hessami, K. T., 1996- An investigation of some active faults in the Azarbaijan region (NW Iran). Report IIEES. Tehran, 7.
- Karakhani, A., Jrbashyan, R., Trifonov, V., Philip, H., Avagyan, A., Hessami, K., Jamali, F., Bayraktutan, M., Bagdassarian, H., Arakelian, S., Davtyan, V. & Adilkhanyan, A., 2004- Active faulting and natural hazards in Armenia, eastern Turkey and Northern Iran, *Tectonophysics* 380: 189–219.
- Masson, F., Anvari, M., Djamour, Y., Walpersdorf, A., Tavakoli, F., Daignières, M., Nankali, H. & Van Gorp, S., 2007- Large-scale velocity field and strain tensor in Iran inferred from GPS measurements: new insight for the present-day deformation pattern within NE Iran. *Geophys. J. Int.* 170: 436–440.
- Masson, F., Chery, J., Martinod, J., Hatzfeld, D., Vernant, P., Tavakoli, F. & Ghafari-Ashtiani, M., 2005- Seismic versus aseismic deformation in Iran inferred from earthquake and geodetic data, *Geophys. J. Int.*, 160, 217-226.
- Masson, F., Djamour, Y., Van Gorp, S., Chéry, J., Tatar, M., Tavakoli, F., Nankali, H. & Vernant, P., 2006- Extension in NW Iran driven by the motion of the South Caspian, *Basin Earth and Planetary Science Letters* 252: 180–188.
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M. N. & Veis, G., 2000- Global Positioning system constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus, *J. Geophys. Res.*, 105(B3), 5695-5719.
- McKenzie, D., 1972- Active tectonics of the Mediterranean Region. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 30., 109-165.
- MOS (Mostriouk, A. O. & Petrov, V. A.), 1994- Catalogue of focal mechanisms of Earthquakes 1964-1990, Materials of World Data Center B., Moscow, pp. 87, available online at <http://www.brk.adm.yar.ru/russian/1-512/1-512-3e.htm>.
- Rastboud, A. & Voosoghi, B., 2011- Extension and slip rate partitioning in NW Iran constrained by GPS measurements Research article. *Journal of Geodetic Science*. 10.2478/v10156-011-0008-9.
- Rebai, S., Philip, H., Dorbath, L., Borissoff, B., Haessler, H. & Cisternas, A., 1993- Active tectonics in the Lesser Caucasus: coexistence of compressive and extensional structures, *Tectonics* 12: 1089-1114.
- Reilinger, R. E., McClusky, S. C., Oral, M. B., King, R. W., Toksoz, M. N., Barka, A. A., Kinik, I., Lenk, O. & Sanli, I., 1997- Global Positioning System measurements of present-day crustal movements in the Arabia- Africa- Eurasia plate collision zone, *J. Geophys. Res.*, 102, 9983-9999.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Çakmak, R., Özener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., A-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrotsa, A., Filikov, S. V., Gomez, F., Al-Ghazzi, 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* 111, B05411. doi:10.1029/2005JB004051.
- Rizza, M., Vernant, P., Ritz, J. F., Peyret, M., Djamour, Y., Nankali, H., Nazari, H., Mahan, S., Salamati, R. & Tavakoli, F., 2013- Morphotectonic and geodetic evidences for a constant slip rate over the last 45 kyr on the Tabriz fault. *Iran, Geophysical Journal International*.
- SED (Schweizerischer Erdbebendienst), Swiss Seismological Service, 2006. available online at, <http://siesmo.ethz.ch/info/mt.html>.
- 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 thesis, University of Montpellier (in French and English).
- Tchalenko, J. S., 1977- A reconnaissance of seismicity and tectonics on the northern border of the Arabian plate (Lake Van region). *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn.* 19, 189–208.
- USGS (United State Geology Survey), 2006- Available online at: <http://earthquake.us-gs.gov>.
- Vernant, P. & Chery, J., 2006- Low fault friction in Iran implies localized deformation for the Arabia-Eurasia collision zone, *EPSL*, 246, 197–206.
- Vernant, Ph., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. & Chery, J., 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS Measurements in Iran and northern Oman. *Geophys. J. Int.*, 157: 381-398.
- Zamani, G. B., Angelier, J. & Zamani, A., 2008- State of stress induced by plate convergence and stress partitioning in northeastern Iran, as indicated by focal mechanisms of earthquakes. *Journal of Geodynamics*, 45: 120-132.