

بررسی پتانسیل لرزه‌ای در جنوب خاور تهران بزرگ (در مجاورت گسل‌های ماملوک و قصر فیروزه)، بر پایه گذرگاه‌های تنش

محمد خلیج^۱، استادیار دانشگاه پیام نور، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی، تهران، ایران.

دریافت مقاله: ۹۸/۰۴/۲۲ پذیرش نهایی: ۱۳۹۸/۰۷/۰۹

چکیده

بررسی پتانسیل لرزه‌ای گسل‌های تهران به عنوان پایتخت ایران امری ضروری است. گذرگاه‌ها یا مسیرهای تنش (Stress Trajectories) برای این برآورد کارگشا هستند، زیرا تجمع آن‌ها در اطراف یک گسل می‌تواند نشانه پتانسیل لرزه‌زایی آن باشد. در این پژوهش، از داده‌های خش‌لغز گسلی برای تحلیل تنش دیرین استفاده شد. بر این پایه، منطقه به شش محدوده پایدار تنشی تفکیک شده و میانگین تنش دیرین در هر یک از این محدوده‌ها به دست آمد. در گام بعد بر پایه میدان تنش میانگین به دست آمده از هر محدوده و چرخش داده‌های گسلی بر اساس تئوری آندرسن برای رژیم تنشی فشاری، نقشه گذرگاه‌های تنش برای میدان تنش میانگین حاکم بر منطقه در طول زمان زمین‌شناسی رسم شد. آرایش گذرگاه‌های تنش بیشینه و همگرایی ضعیف آن‌ها در محل تلاقی گسل‌ها، نشانگر تبعیت آن‌ها از رژیم تنش کلی حاکم بر منطقه است و افزایش میزان تنش و پتانسیل لرزه‌ای در محل تلاقی گسل‌های بزرگ، بسیار محدود است.

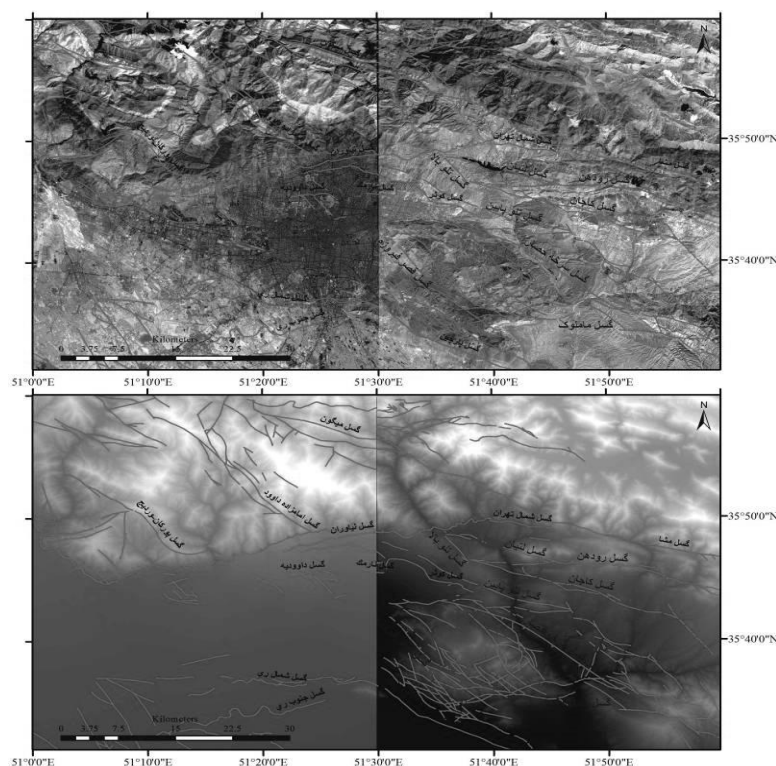
واژه‌های کلیدی: گذرگاه تنش، روش معکوس چند گانه، گسل‌های همگرا، پتانسیل لرزه‌ای، ماملوک، قصر فیروزه.

مقدمه

با توجه به اهمیت تهران به عنوان پایتخت سیاسی - اقتصادی کشور و تمرکز جمعیت در آن و قرارگیری آن در کمربند پویایی چون البرز با تراکم گسل‌های بسیار زیاد (شکل ۱) و با توجه به پیشینه لرزه‌خیزی گستره (شکل ۲)، لزوم بررسی خطر لرزه‌ای در این منطقه بیشتر نمایان می‌شود. مطالعات گوناگون حاکی از آن است که کلانشهر تهران بسیار متأثر از زمین‌لرزه احتمالی خواهد بود (ساسان پور و همکاران، ۱۳۹۶؛ پرزادی و بیگدلی، ۱۳۹۵) و لزوم انجام مطالعات برآورد خطر را تایید می‌کند. نظر به این که در نقشه زمین‌شناسی تهران (سازمان زمین‌شناسی مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰) رانده شدن واحدهای سازند لار (کرتاسه پیشین) بر روی هزاردره (کواترنری) در بخش خاوری گسل ماملوک گزارش شده است (شکل ۳)، بنابراین این گسل در دسته گسل‌های دارای پتانسیل جنبایی (Capable Fault) دسته‌بندی می‌شود. وجود رودخانه‌های بستر کاویده نیز این پویایی را تایید می‌کند (شکل ۵) نظر به این که این گسل کمتر مورد ارزیابی قرار گرفته است و با توجه به قرارگیری آن در مجاورت تهران، برای انجام مطالعه برگزیده شد.

در این پژوهش تلاش شده است ضمن تهیه و ارائه نقشه گسل‌های گستره تهران و با تمرکز بر روی گسل‌های خاور شهر تهران (شکل ۱)، گسل‌های ماملوک، قصر فیروزه و حاشیه آن، با برداشت دقیق عناصر ساختاری و با رسم گذرگاه‌های تنش، همگرایی گذرگاه‌ها و تجمع تنش در محل‌های همگرایی، خطر لرزه‌ای در این محل بر پایه داده‌های تنش دیرین ارزیابی شود (e.g. Katsushi Sato, ۲۰۱۱; Yamada and Yamaji, ۲۰۰۲; Yamaji, ۲۰۰۰; Sippel et al.,

۲۰۰۹ و اکبرزاده و همکاران، ۱۳۹۷؛ عبادی و همکاران ۱۳۹۴)

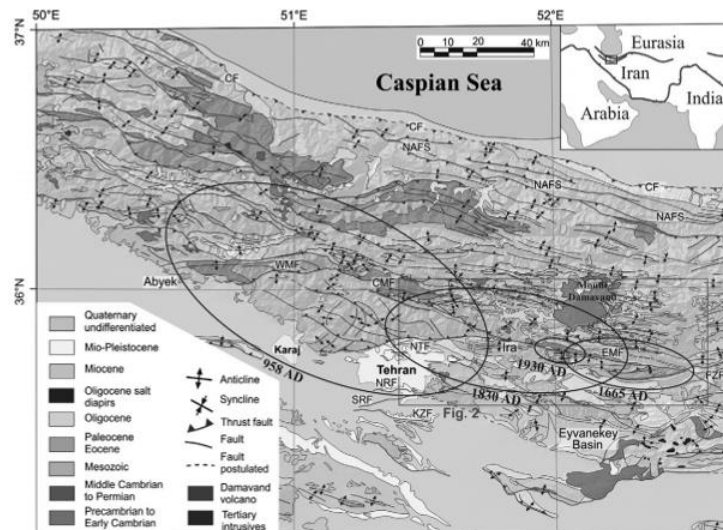


شکل ۱. نقشه گسل‌های البرز مرکزی بر اساس منابع موجود و استفاده از عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای (برگرفته از:

بربریان و همکاران، ۱۳۷۱؛ نقشه یکمدهزارم شرق تهران؛ شیخ‌الاسلامی و همکاران ۱۳۹۲؛ امینی، ۱۳۹۳؛

Abbassi and Farbod, ۲۰۰۹; Abbassi and Shabaniyan, ۱۹۹۹; Berberian et al, ۱۹۸۳; Berberian et al, ۱۹۹۵; Berberian et al, ۱۹۹۳; Hessami et al, ۲۰۱۳; Stocklin and Nabavi, ۱۹۷۳)

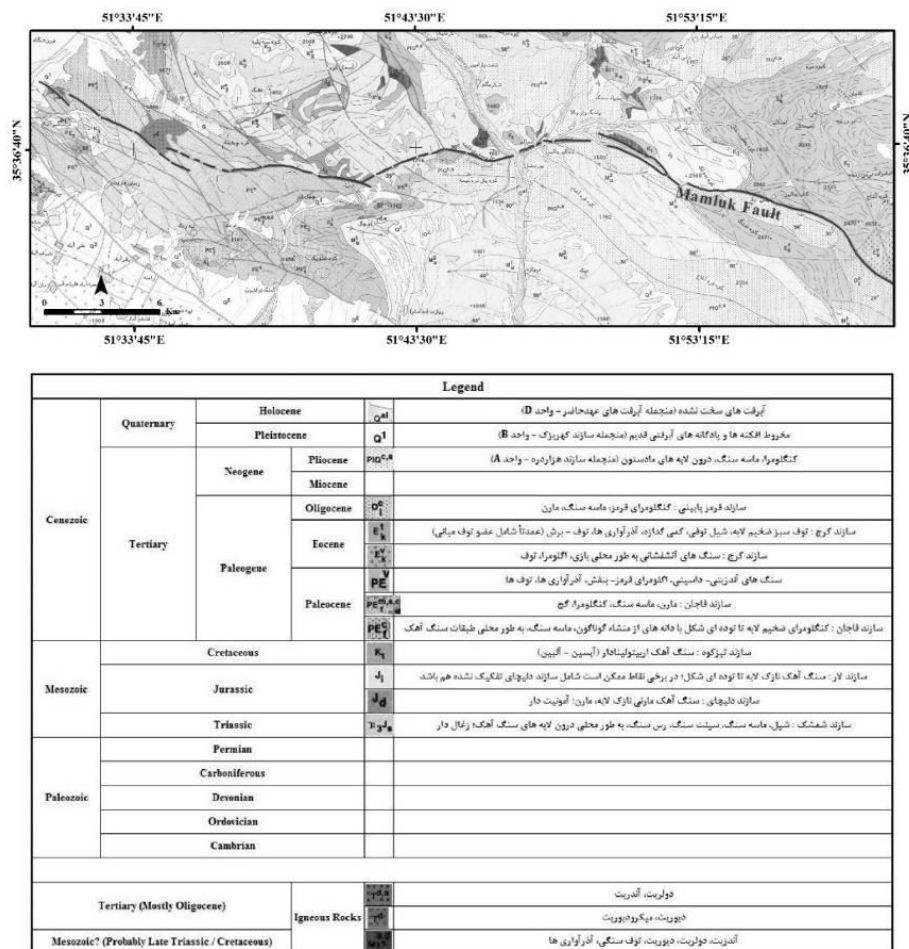
رشته کوه البرز در جنوب حوضه کاسپین جنوبی و در بخش مرکزی کمربند کوهزایی آلپ - هیمالیا قرار دارد (Alavi, ۱۹۸۱). برآمده از پایش شبکه GPS ایران، نرخ همگرایی صفحات عربی- اوراسیا حدود ۲۲-۲۵ yr/mm با گرایش به سمت NNE برآورد شده است (Vernant et al, ۲۰۰۴; Nilforoushan et al, ۲۰۰۳). دگرریختی حاصل از این همگرایی، شکل‌گیری پهنه‌های دگرریختی اصلی زاگرس، البرز و کپه‌داغ و گسل‌های راستالغز بزرگ در اطراف بلوک‌های ایران مرکزی، لوت و جنوب دریای کاسپین می‌باشد (Jackson and McKenzie, ۱۹۸۴; Berberian and Yeats, ۱۹۹۹). جنبایی زمین‌ساختی در البرز، به دلیل حرکات رو به شمال بلوک ایران مرکزی و نیز رو به شمال باختر حوضه کاسپین جنوبی صورت می‌گیرد (Ritz et al, ۲۰۰۶; Vernant et al, ۲۰۰۴) وجود این دو سازوکار هم‌زمان سبب ایجاد یک رژیم ترا فشارشی با روند SSW-NNE در البرز شده که از 2 ± 5 میلیون سال قبل آغاز شده است (Jackson and McKenzie, ۱۹۸۴; Ritz et al, ۲۰۰۶) بررسی‌های نو زمین‌ساختی نشان می‌دهد که دگرریختی کنونی در البرز در طول راندگی‌ها و گسل‌های راستالغز چپ‌بر تسهیم شده است (Allen et al, ۲۰۰۳; Jackson et al, ۲۰۰۲). تقسیم‌شدگی کرنش (strain partitioning) حاصل از همگرایی مورب صفحات عربی- اوراسیا به سوی شمال- شمال خاور و همچنین حرکت به سوی جنوب- جنوب باختر حوضه کاسپین جنوبی مسبب اصلی رویدادهای ژئودینامیک اخیر در منطقه البرز مرکزی می‌باشد که باعث ایجاد رژیم زمین‌ساختی ترا فشارشی چپ‌بر در این گستره شده است (Jackson et al, ۲۰۰۲; Allen et al, ۲۰۰۳). البرز مرکزی در دو راستای شمالی- جنوبی و خاوری- باختری در حال دگرریختی است (Djamour et al., ۲۰۱۰). برپایه برداشت‌های GPS، میزان کوتاه‌شدگی شمالی- جنوبی در البرز مرکزی 2 ± 5 mm/yr و دگرریختی برشی چپ بر 4 ± 2 mm/yr است.



شکل ۲. گستره البرز مرکزی و گسل‌های اصلی آن، گستره رومرکزی زمین‌لرزه‌های تاریخی رخ داده در پهنه تهران نمایش داده شده است. زمین‌لرزه ۹۵۸ ری - طالقان و ۱۹۳۰ مبارک‌آباد از (Ambraseys and Melville, ۱۹۸۲) و زمین‌لرزه ۱۸۳۰ دماوند - شمیرانات از (Berberian and Yeats, ۱۹۹۹) برگرفته از (Ghassemi et al., ۲۰۱۴).

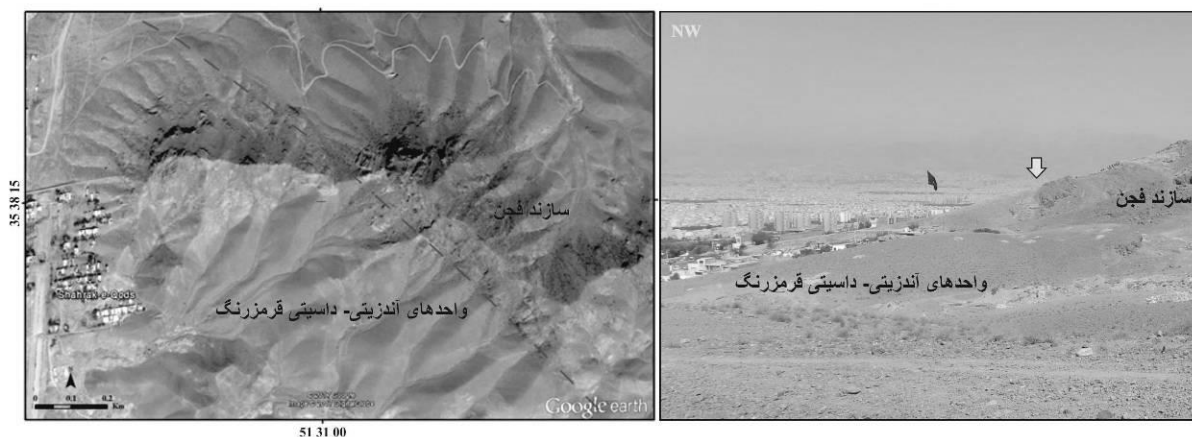
زمین‌لرزه‌های تاریخی و پیش از تاریخ در رشته کوه البرز ثبت شده‌اند که به زمین‌لرزه‌های شدید با دوره بازگشت طولانی اشاره دارند (Negahban, ۱۹۷۷; Ambraseys and Melville, ۱۹۸۲; Berberian, ۱۹۹۴; Talai, ۱۹۹۸).

۲۰۰۱، ۱۹۹۹). در منطقه تهران که قبلاً شهر ری نامیده می‌شد چندین زمین‌لرزه تاریخی ویرانگر همانند ۹۵۸ پیش از میلاد ثبت شده است. زمین‌لرزه‌ها در ۹۵۸ پس از میلاد ($M_s=7.7, I_0=X$)، ۱۱۷۷ پس از میلاد ($M_s=7.1, I_0=VIII+$) و ۱۶۶۵ پس از میلاد ($M_s=7.2, I_0=VIII+$) و ۱۸۳۰ پس از میلاد ($M_s=7.1, I_0=VIII+$) در بررسی‌های محدودی که توسط (Ambraseys and Melville (۱۹۸۲) and Berberian and Yeats (۱۹۹۹، ۲۰۰۱) صورت گرفت، توصیف شده‌اند. وقایع لرزه‌ای مربوط به ۹۵۸ پس از میلاد، ۱۶۶۵ پس از میلاد، ۱۸۳۰ پس از میلاد به ترتیب با گسل‌های مشا، شمال تهران و طالقان در مجاورت منطقه تهران مرتبط بوده است (شکل ۲). این زمین‌لرزه‌های تاریخی ویرانگر نشانگر اهمیت خطر لرزه‌ای است که کلان شهر ایران امروزه با آن روبروست. دویست سال قبل در ۱۸۰۷ پس از میلاد، شهر قدیمی تهران در حدود ۲ کیلومتر مربع وسعت و ۵۰۰۰۰ نفر جمعیت داشته است. امروزه تهران و مناطق اطراف آن نشانگر یک منطقه شهری وسیع با بیش از ۱۰۰۰ کیلومتر مربع مساحت است با رشدی سریع‌تر از هر روز و جایی است که بیش از ۱۵ میلیون نفر در آن زندگی می‌کنند.

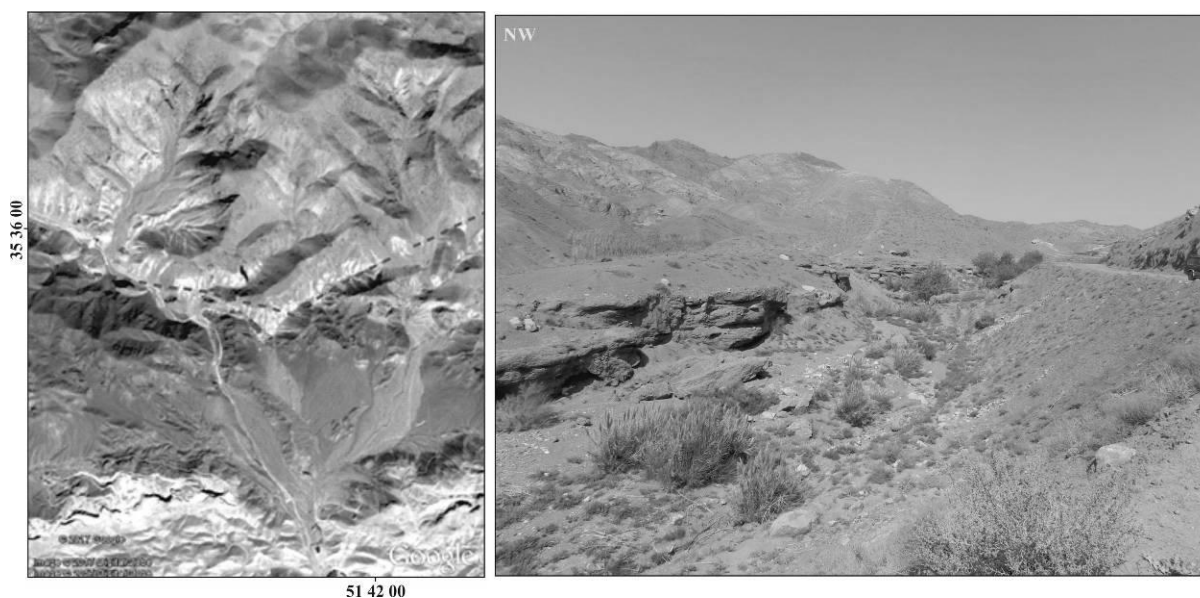


شکل ۳. گسل ماملوک و قصر فیروزه (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰،۰۰۰ شرق تهران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات

معدنی کشور - دلنباخ و وحدتی، ۱۹۶۴ و بربریان و همکاران، ۱۳۷۱)



شکل ۴. تصویر ماهواره‌ای از گسل مملوک و رانده شدن واحدهای پالئوسن زیرین فجن بر روی واحدهای آندزیتی- داسیتی قرمز رنگ به سن پالئوسن بالایی در منطقه غرب مسگرآباد.

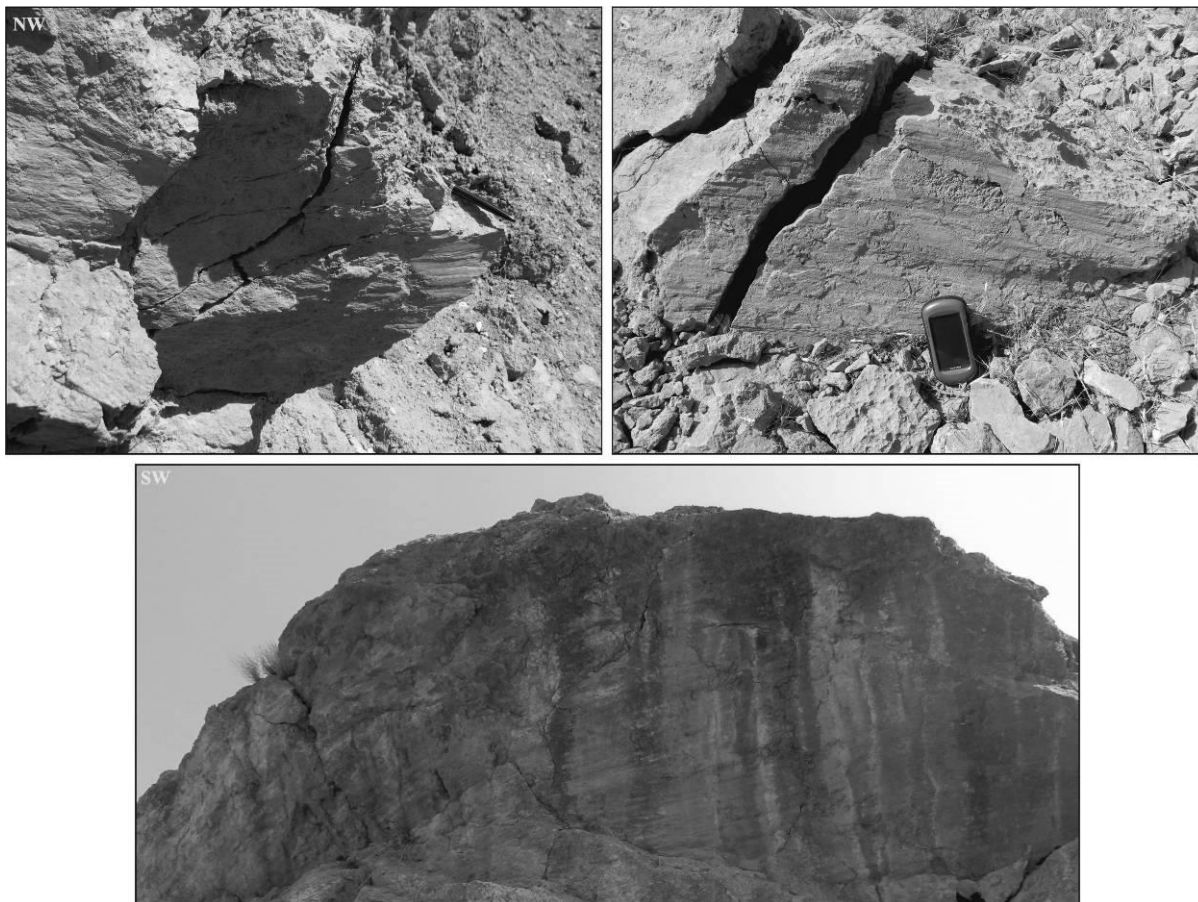


شکل ۵. رودخانه فصلی بستر کاوبده که نشان از پوایی گستره دارد در شمال روستای توچال - پاکدشت.

نظر به این که بخش خاوری گسل مملوک در محدوده نظامی قرار گرفته است و امکان دسترسی و برداشت داده‌ها وجود نداشت، بنابراین بخش باختری گسل که گسل قصر فیروزه را نیز در بر می‌گیرد، جهت انجام مطالعه برگزیده شد.

داده‌ها و روش کار

بعد از بازدید میدانی و بر اساس اطلاعات جمع‌آوری شده، گسل‌های خش‌دار به منظور برداشت و آنالیز تنش دیرین انتخاب شد، چون تمامی مراحل دگرریختی را در طول دگرریختی پیشرونده ثبت می‌کنند، از این رو در این پژوهش، توجه ویژه‌ای به آن‌ها شده و برداشت گسل‌های خش‌دار در اولویت کار میدانی قرار گرفت و برداشت‌های دقیق از خش‌های گسلی در گستره انجام شد. (شکل ۶).

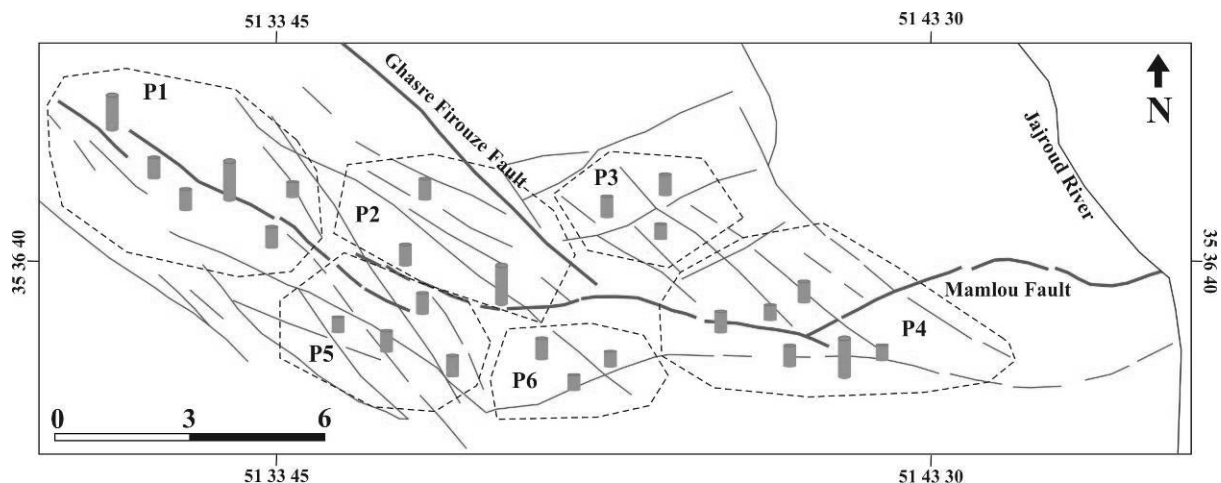


شکل ۶. نمونه‌هایی از خش‌لغزهای برداشت شده در گستره. بالا چپ: خاور مسگرآباد، بالا راست: باختر روستای تونک. پایین: شمال باختر سد مملوک

پس از برداشت داده‌های گسلی، آن‌ها را با استفاده از روش MIM (Multiple Inverse Method) و محدوده‌بندی منطقه، پایدار کردیم و با رسم دایره مور بدون مقیاس برای هر محدوده، تحلیل پتانسیل لرزه‌ای محدوده‌ها ممکن شد. سپس برای برگرداندن ساختارها به شرایط زمان تشکیل، خش‌های گسلی چرخانده شده و نقشه گذرگاه‌های تنش اصلی افقی (Trajectory map) رسم شد. این نقشه، سنجش همگرایی گذرگاه‌های تنش و در نتیجه بالا بودن پتانسیل لرزه‌ای را در هر محدوده ممکن می‌سازد (Yamaji, ۲۰۰۲; Yamada and Yamaji, ۲۰۰۲; Katsushi Sato, ۲۰۱۱) (e.g. Sippel et al., ۲۰۰۹ و اکبرزاده و همکاران، ۱۳۹۷؛ عبادی و همکاران ۱۳۹۴)

شرح و تفسیر نتایج

برای تفکیک فازهای تنش، به دست آوردن تنسور تنش کاهش یافته، به دست آوردن پارامترهای گوناگون استرس و استرین و رسم گذرگاه‌های تنش، منطقه مورد مطالعه می‌بایست به محدوده‌های کوچکتری تقسیم شود (شکل ۷).



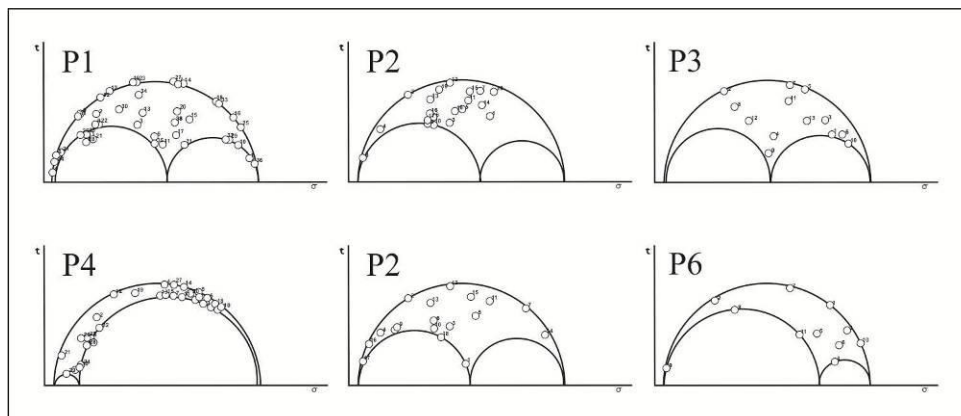
شکل ۷. موقعیت محدوده‌های تفکیک شده در منطقه مورد مطالعه ستون‌های نارنجی رنگ، تعداد نسبی و محل برداشت داده‌ها هرگاه با افزایش یا کاهش تعدادی گسل به مجموعه‌ای از گسل‌ها، بردار تنش کاهش یافته و در نتیجه زاویه عدم انطباق این مجموعه تغییر آشکاری نشان دهد، این مجموعه گسلی ناپایدار خوانده می‌شود (Yamaji, ۲۰۰۳). برای تقسیم منطقه به محدوده‌های کوچک‌تر، به روش آزمون و خطا، مشخصات گسل‌ها اضافه و محدوده‌های پایدار شناسایی و بر این اساس دسته‌بندی شده و در نهایت منطقه مورد مطالعه به محدوده‌های کوچک‌تر تقسیم شد (شکل ۷). برپایه عملیات فوق بر روی داده‌ها در نرم‌افزار MIM، شش محدوده مختلف که دارای دسته گسل‌های پایدار شده هستند، تفکیک شد. شرایط تنش میانگین در هر محدوده در جدول ۱ آمده است.

جدول ۱. محدوده‌های تفکیک شده با نرم‌افزار MIM و میانگین موقعیت تنش‌های اصلی و اندازه فاکتور شکل میدان

محدوده	تعداد داده	σ_1	σ_2	Φ
P ₁	۳۸	۲۴۵.۷ / ۵۴.۵	۰.۳۵.۸ / ۳۱.۸	۰.۵۳
P ₂	۲۰	۹۶.۱ / ۵۳.۶	۳۴۵.۴ / ۱۴.۶	۰.۶۴
P ₃	۱۳	۱۸۸.۸ / ۰.۳.۵	۲۸۷.۷ / ۶۸.۷	۰.۷۴
P ₄	۳۱	۰.۵۸.۴ / ۰.۹.۳	۱۸۹.۹ / ۷۶.۲	۰.۱۱
P ₅	۱۸	۱۸۲.۵ / ۶۷.۶	۲۹۹.۵ / ۱۰.۶	۰.۴۵
P ₆	۱۱	۰.۶۸.۸ / ۰.۲.۷	۳۰۶.۷ / ۸۵.۰	۰.۷۱

• دایره مور بدون مقیاس

تعیین اندازه مولفه‌های تنش و تنش‌های اصلی به وسیله روش‌های تنش دیرینه امکان‌پذیر نیست و امکان رسم دایره مور مقیاس‌دار نیز وجود ندارد. از این رو تنها می‌توان برای داده‌های گسلی، دایره مور بدون مقیاس رسم کرد (شکل ۸). این دایره تحلیل کلی شکل میدان، آرایش داده‌ها در نمودار و مقایسه مولفه‌های نسبی تنش داده‌های گسلی را ممکن می‌کند.



شکل ۸. نمودار دایره مور رسم شده برای ۶ محدوده تفکیک شده.

با استفاده از نرم‌افزار Tectonic FP، برای هر یک از محدوده‌های تفکیک شده، دایره مور بدون مقیاس رسم شد (شکل ۸). در این روش، تنش اصلی کمینه و اختلاف تنش بیشینه $(\sigma_1 - \sigma_3)$ به ترتیب مبنا (صفر) و واحد (یک) در نظر گرفته شده و با توجه به رابطه محاسبه شکل میدان $(\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3))$ ، تنش میانه و فاکتور شکل میدان اندازه یکسانی به خود می‌گیرند.

برای تحلیل جنبشی داده‌های گسلی، نمی‌توان به طور دقیق از معیارهای مکانیک سنگ مانند زوایه اصطکاک داخلی و معیار آمونتن-کولمب استفاده کرد. اما با توجه به آرایش داده‌های گسلی می‌توان تا حدود زیادی مقایسه‌ای بین ویژگی‌های جنبشی و به ویژه پویایی گسل‌های هر محدوده انجام داد (اکبرزاده و همکاران، ۱۳۹۷؛ عبادی و همکاران ۱۳۹۴).

بر این پایه و با دقت در آرایش گسل‌ها در دایره مور، آشکار است که در محدوده ۳، نسبت اندازه تنش برشی نسبی به تنش نرمال نسبی (Slip Tendency) میانگین داده‌های گسلی از دیگر محدوده‌ها کم‌تر است. بنابراین به نظر می‌رسد گسل‌های موجود در این محدوده مقاومت بیشتری در برابر لغزش داشته و پتانسیل پویایی آن‌ها نسبت به گسل‌های دیگر محدوده‌ها کم‌تر باشد.

• چرخش داده‌ها بر اساس تئوری آندرسون

با توجه به این که خش‌لغزهای ثبت شده تاریخچه دگرریختی طولانی داشته و پدیده‌هایی مانند چین‌خوردگی، گسلش و چرخش لایه‌ها را در خود ثبت کرده‌اند، بنابراین موقعیت امروزی ساختارهای قابل مشاهده در سطح زمین که نتیجه چنین تاریخ دگرریختی هستند، با موقعیت زمان تشکیل، بسیار متفاوت است.

با توجه به این که همه برداشت‌ها از سطح زمین انجام شده و دگرریختی چیره سنگ‌های منطقه از نوع شکننده بوده و در شرایط دما و فشار کم اعمال شده است، می‌توان تئوری آندرسون را برای این بخش از پوسته بالایی معتبر دانست.

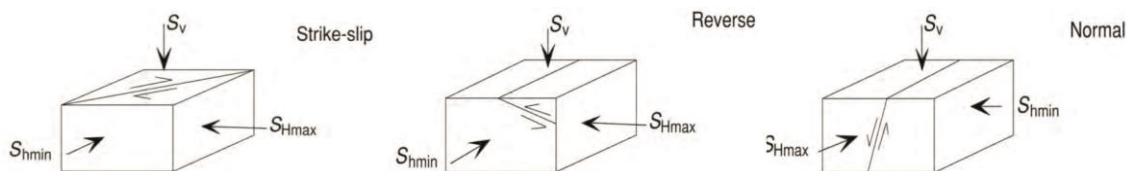
آندرسون سه رژیم تنش در مجاورت با گسل‌ها ارائه کرده است (شکل ۹):

۱. در رژیم گسلش نرمال تنش وزنی موجب گسلش شده و لغزش در امتداد گسل زمانی رخ می‌دهد که تنش

حداقل با توجه به میزان فشار منفذی و عمق به اندازه کافی کوچک باشد؛

۲. در حالتی که میدان تنش خیلی فشاری باشد، هردو مقدار تنش افقی از تنش قائم فراتر می‌رود و گسلش معکوس رخ می‌دهد در این حالت تنش افقی حداکثر به اندازه کافی بزرگ می‌باشد و به آن رژیم گسلش معکوس می‌گویند؛

۳. در حالت سوم تنش قائم، تنش متوسط بوده و گسلش زمانی رخ می‌دهد که تفاوت بین تنش افقی حداقل و حداکثر به اندازه کافی بزرگ بوده و این رژیم را امتدادلغز می‌گویند.



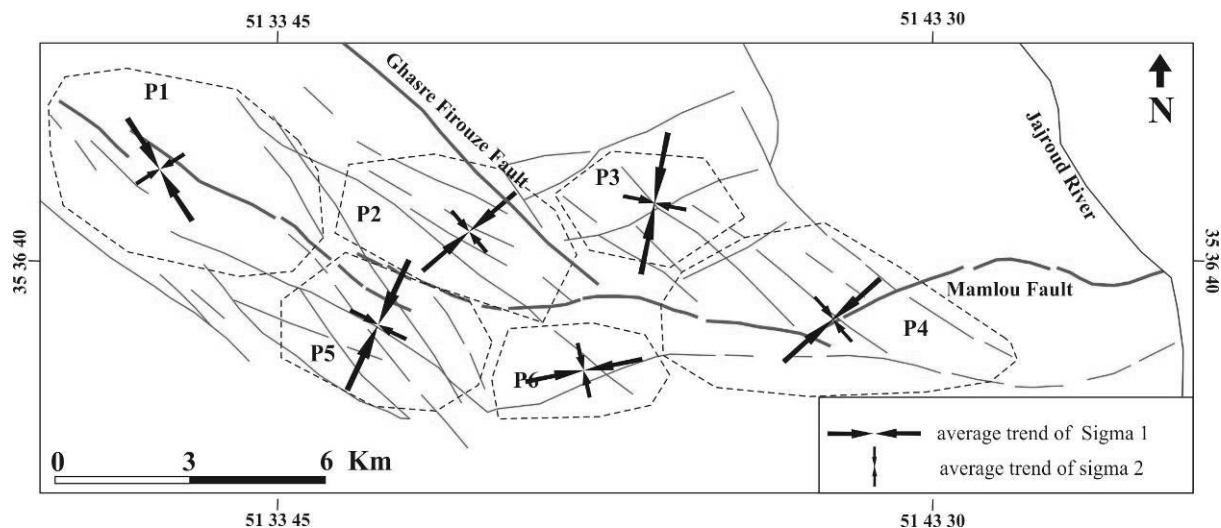
شکل ۹: تصویر شماتیک شکل‌گیری گسل‌ها برپایه تئوری آندرسون

جدول ۳. موقعیت محورهای تنش اصلی پیش و پس از چرخش داده‌ها برپایه تئوری آندرسون

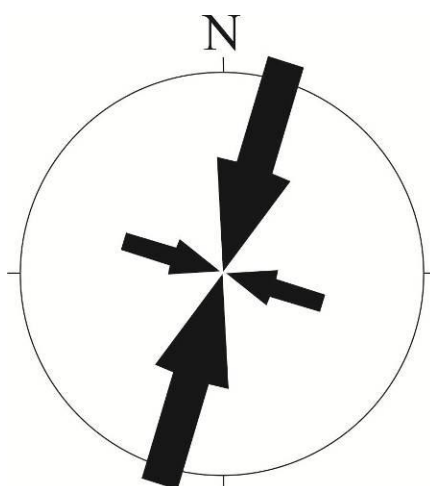
میزان چرخش (درجه)	پس از چرخش		پیش از چرخش		محدوده
	σ_3	σ_1	σ_3	σ_1	
۵۸.۲	۱۲۹/۸۹	۲۳۴/۰۰	۰۳۵.۸ / ۳۱.۸	۲۴۵.۷ / ۵۴.۵	P۱
۷۵.۴	۱۰۹/۸۷	۲۳۱/۰۱	۳۴۵.۴ / ۱۴.۶	۹۶.۱ / ۵۳.۶	P۲
۲۱.۳	۳۲۱/۸۹	۱۹۰/۰۱	۲۸۷.۷ / ۶۸.۷	۱۸۸.۸ / ۰۳.۵	P۳
۱۳.۸	۱۶۳/۸۹	۰۴۸/۰۰	۱۸۹.۹ / ۷۶.۲	۰۵۸.۴ / ۰۹.۳	P۴
۷۹.۴	۲۲۳/۸۹	۰۲۶/۰۱	۲۹۹.۵ / ۱۰.۶	۱۸۲.۵ / ۶۷.۶	P۵
۰.۵	۱۰۷/۸۹	۲۵۸/۰۱	۳۰۶.۷ / ۸۵.۰	۰۶۸.۸ / ۰۲.۷	P۶

بررسی‌ها نشان می‌دهد ساختارهای زمین‌ساختی کششی، ساختارهای چیره منطقه نیستند. بنابراین تنش بیشینه اصلی باید افقی باشد. با فرض هم‌زمان بودن تشکیل همگی گسل‌ها و بر پایه تئوری آندرسون که تنش اصلی کمینه را در رژیم تنش فشاری قائم می‌داند، موقعیت محورهای تنش اصلی هر محدوده به شرایط زمان تشکیل گسل‌ها (تنش کمینه قائم) برگردانده شد.

موقعیت محورهای تنش، پیش و پس از چرخش محورها با دقت ۱ درجه در جدول ۳ آمده است. شکل ۱۰ موقعیت تنش‌های اصلی بیشینه و میانه را در کل منطقه مورد مطالعه و به تفکیک محدوده‌ها نشان می‌دهد. در همه محدوده‌ها، تنش اصلی کمینه نزدیک به قائم است. شکل ۱۱ موقعیت تنش‌های اصلی بیشینه (۰.۲ / ۰.۱۷) و میانه (۰.۰ / ۱.۰۷) به دست آمده از کل داده‌های گسلی در منطقه مورد مطالعه پس از چرخش داده‌ها را نمایش می‌دهد.



شکل ۱۰. موقعیت تنش‌های اصلی بیشینه و میانه در محدوده‌های تفکیک شده، پس از چرخش داده‌ها بر پایه تئوری آندرسن. (تنش اصلی کمینه در همه محدوده‌ها قائم است.)



شکل ۱۱. موقعیت تنش‌های اصلی بیشینه (۰۱۷/۰۲) و میانه (۱۰۷/۰۰) به دست آمده از کل داده‌های گسلی در منطقه مورد مطالعه پس از چرخش داده‌ها. (محور تنش اصلی کمینه قائم است.)

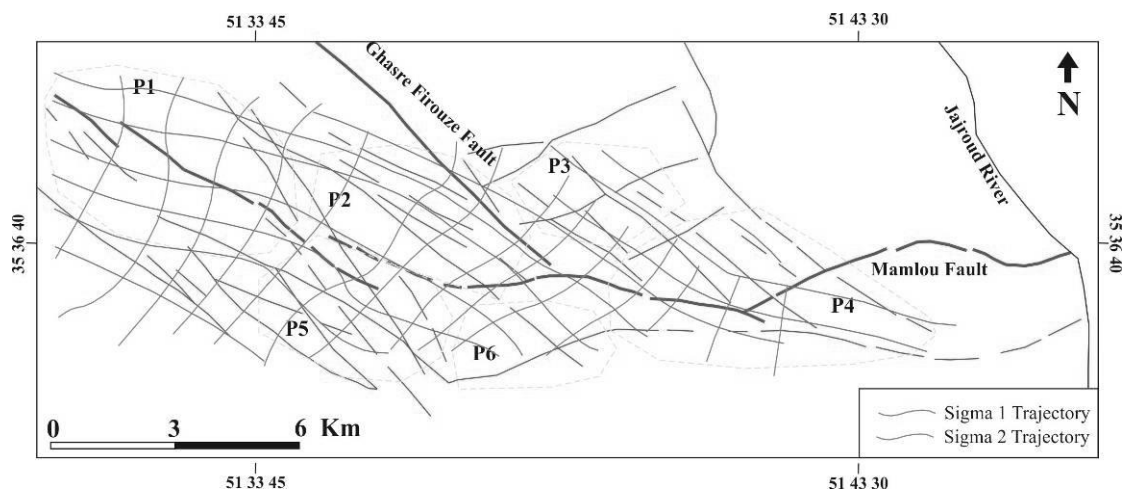
• گذرگاه‌های تنش

پس از چرخش داده‌ها، و قائم شدن محور تنش اصلی کمینه، نقشه گذرگاه‌ها برای تنش‌های افقی (تنش‌های اصلی بیشینه و میانه) رسم شد.

از آن جا که محورهای تنش اصلی به دست آمده در هر محدوده، میانگین میدان‌های تنش کوچک و محلی در آن محدوده است و موقعیت آن در سراسر محدوده صادق نیست، نقشه حاصل در نهایت با ساختارهای موجود در منطقه مطابقت داده شد و برای هم‌خوانی بیشتر با میدان تنش سازنده ساختارها، اصلاحاتی بر روی آن انجام گرفت (شکل ۱۲).

در نقشه نهایی (شکل ۱۲) گذرگاه‌ها تطابق خوبی با میانگین شرایط تنش و ساختارهای بزرگ زمین‌ساختی دارند. در بیشتر نقاط، گذرگاه‌های تنش بیشینه عمود بر راستای گسل‌ها و مطابق با راستای حرکت شیب‌لغز و راستالغز

گسل‌های ماملوک، قصر فیروزه و سایر گسل‌ها است. به نظر می‌رسد برخی ناهماهنگی‌ها در این روند، به سبب دگرریختی‌های محلی و فرانهاد (Super imposing) رخ داده باشد.



شکل ۱۲. نقشه ساختارها و گذرگاه‌های تنش‌های اصلی افقی.

روند محور تنش اصلی بیشینه و تنش اصلی میانه به ویژه در بخش مرکزی و باختری به تقریب با روند تنش کلی حاکم بر پوسته ایران در البرز مرکزی هماهنگی دارد (Tavakoli, ۲۰۰۶).

نتیجه‌گیری

مطالعه صورت گرفته بر پایه بررسی‌های تنش دیرین و تئوری آندرسن، روند تنش اصلی بیشینه را $N 10^{\circ} E$ معرفی می‌کند که با روند کوتاه‌شدگی کلی پوسته ایران در البرز مرکزی (Vernant et al., ۲۰۰۴) هماهنگی قابل قبولی دارد. بنابراین گسل‌های بزرگ منطقه تاثیر چشم‌گیری در برهم زدن موقعیت میدان تنش درون منطقه نداشته و در حقیقت، همگرایی این گسل‌ها سبب همگرایی گذرگاه‌های تنش نمی‌شود.

جای‌گیری قطب صفحات گسلی بر روی صفحات تنش‌های اصلی حاکی از آن است که هم‌زمان با دگرریختی پوسته در این بخش از البرز، ساختارهای منطقه، دچار چرخش شده و از حالت اولیه خود خارج شده‌اند. در حقیقت دلیل جای‌گیری قطب صفحات گسلی بر روی صفحات اصلی تنش که میزان تنش برشی روی آن‌ها صفر است، چرخش و تغییر موقعیت گسل‌ها هم‌زمان با چرخش و دگرریختی ساختارها و پدیده‌های دیگر زمین‌شناسی مانند محور چین‌ها و درزه‌ها است.

آرایش قطب صفحه‌های گسلی در دایره‌های مور نشان می‌دهد که گسل‌های محدوده ۳، پتانسیل پویایی کم‌تری نسبت به دیگر نقاط دارند.

در صورتی که تنش در محل همگرایی دو گسل ماملوک و قصر فیروزه در حال تجمع باشد، با نزدیک شدن به محل تلاقی دو گسل و افزایش احتمالی اندازه تنش‌ها، گذرگاه‌های تنش اصلی می‌بایست همگرا شوند. این پدیده به میزان ضعیفی دیده می‌شود؛ بنابراین به نظر می‌رسد در محل برخورد این دو گسل، افزایش تنش بارزی رخ نداده و پتانسیل لرزه‌ای گسل‌ها در این محل‌ها تفاوت چندانی با سایر بخش‌های محدوده ندارد.

منابع

- اکبرزاده، انیس؛ شهرام شفيعی بافتی، و شهپاز رادفر. ۱۳۹۷. فعالیت مجدد گسل‌های نرمال در آهک‌های کرتاسه (شمال خاور کرمان) دلایل جنبشی و تحلیل تنش دیرینه. *فصلنامه زمین ساخت*، ۲(۵): ۶۱-۸۱.
- امینی، بهروز. ۱۹۹۳. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰. سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران.
- بربریان، مانوئل؛ منوچهر قریشی، بهرام ارزنگ روش و مهاجر اشجعی. ۱۳۷۱. بررسی ژرف نو زمین‌ساخت، لرزه زمین‌ساخت و خطر زمین‌لرزه- گسلش درگستره تهران و پیرامون. *سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور*.
- پریزادی، طاهر و لیلا بیگدلی. ۱۳۹۵. سنجش زیست‌پذیری محلات منطقه ۱۷ شهرداری تهران. *فصلنامه تحلیل فضایی مخاطرات محیطی*، ۳(۱): ۶۵-۹۰.
- دلنباخ، جورج و فرهاد وحدتی دانشمند. ۱۹۶۴. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شرق تهران (۶۳۶۱). سازمان زمین‌شناسی کشور.
- ساسان پور، فرزانه؛ نوید آهنگری و صادق حاجی نژاد. ۱۳۹۶. ارزیابی تاب‌آوری منطقه ۱۲ کلانشهر تهران در برابر مخاطرات طبیعی. *فصلنامه تحلیل فضایی مخاطرات محیطی*، ۴(۳): ۸۵-۹۸.
- شیخ‌الاسلامی، محمدرضا؛ حمیدرضا جوادی، مریم اسدی سرشار، احمد آقاحسینی، علی کوهپیما و فرهاد وحدتی دانشمند. ۱۳۹۲. دانشنامه گسله‌های ایران. *سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور*.
- عبادی، لیلا؛ سید احمد علوی و محمدرضا قاسمی. ۱۳۹۴. تحلیل تنش دیرینه گستره منصورآباد (جنوب باختر رفسنجان- استان کرمان) به روش وارون سازی چندگانه. *فصلنامه زمین‌شناسی ایران*، ۹(۳۵): ۴۳-۵۹.
- Abbassi, M. R. and Shabaniyan-B., E. ۱۹۹۹. Evolution of the stress field in Tehran region during the Quaternary. *Proceeding of the 3rd international conference on Seismology and Earthquake Engineering (Tehran-Iran)*.
- Abbassi, M. R., Farbod, Y. ۲۰۰۹. Faulting and folding in quaternary deposits of Tehran's piedmont (Iran). *Journal of Asian Earth Science*, ۳۴: ۵۲۲-۵۳۱.
- Alavi, M. ۱۹۹۶. Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. *Journal of Geodynamics*, ۲۱: ۱-۲۳.
- Allen, M.B., Ghassemi, M.R., Shahrabi, M., Qorashi, M., ۲۰۰۳b. Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. *Journal of Structural Geology*, ۲۵: ۶۵۹-۶۷۲.
- Ambraseys, N.N., Melville, C.P. ۱۹۸۲. A History of Persian Earthquakes. *Cambridge University Press, New York*.
- Anderson E.M. ۱۹۵۱. The dynamic of faulting and dyke formation with application to Britain, Oliver and Boyd, *Edinburg*, ۲۰۶ p.
- Angelier J. ۱۹۹۴. Fault slip analysis and paleostress reconstruction: in "continental deformation" *P.L. Hancock, ed., Pergamon, Axford*. ۵۳-۱۰۰.
- Berberian, M., King, G.C.P. ۱۹۸۱. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, ۱۸: ۲۱۰-۲۶۵.
- Berberian, M., Yeats, R.S. ۱۹۹۹. Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian plateau. *Bulletin of the Seismological Society of America*, ۸۹: ۱۲۰-۱۳۹.
- Berberian, M., Yeats, R.S. ۲۰۰۱. Contribution of archaeological data to studies of earthquake history in the Iranian plateau. *Journal of Structural Geology*, ۲۳: ۵۶۳-۵۸۴.
- Bishop A.W. ۱۹۶۶. The strength of soils as engineering materials. *Geotechnique*, ۱۶: ۹۱-۱۳۰.
- Dunne W.M., Hancock P.L. ۱۹۹۴. Paleostress analysis of small-scale brittle structure: In "continental deformation" *P.L. Hancock, ed., Pergamon, Axford*, ۱۰۱-۱۲۰.
- Ghassemi, M.R., Fattahi, M., Ahmadi, M and Ballato, P. ۲۰۱۴. Kinematic links between the Eastern Mosha Fault and the North Tehran Fault, Alborz Range, northern Iran, *Tectonophysics*.

- Guest, B., Axen, G.J., Lam, P.S., Hassanzadeh, J. ۲۰۰۶. Late Cenozoic shortening in the west central Alborz Mountains, northern Iran, by combined conjugate strike-slip and thin-skinned deformation. *Geosphere* ۲: ۳۵-۵۲. doi: ۱۰.۱۱۳۰/GES۰۰۰۱۹,۱.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M., Berberian, M. ۲۰۰۲. Active tectonics of the South Caspian Basin. *Geophysical Journal International*, ۱۴۸: ۲۱۴-۲۴۵.
- Katsushi, S. ۲۰۱۲. Fast multiple inversion for stress analysis from fault-slip data, *Computers & Geosciences*, Volume ۴۰, March ۲۰۱۲, Pages ۱۳۲-۱۳۷.
- Keller, E.A and Pinter, N. ۱۹۹۶. Active tectonics, Earthquakes, Uplift and Landscape, *Prentice Hall*, ۳۳۸.
- Negahban, E.O. ۱۹۷۷. Report of Preliminary excavations at Tapeh Sagzabadin the Qazvin plain. Marlik. *Journal of the Institute and Department of Archaeology*, Faculty of Letters and Humanities, Tehran University, ۲۶: ۴۵.
- Nemcok M, Lisle R.J. ۱۹۹۵. A stress inversion procedure for polyphase fault/slip data sets, *Journal of Structural Geology*, ۱۷: ۱۴۴۵-۱۴۵۳.
- Nogol Sadat, M.A.A and Almasian, M. ۱۹۹۳. Tectonic Map of Iran, Scale ۱:۱۰۰۰۰۰۰, *Geological Survey of Iran*.
- Ritz, J.F., Nazari, H., Salamati, R., Shafeii, A., Solaymani, S., Vernant, P. ۲۰۰۶. Active transtension inside Central Alborz: a new insight into the Northern Iran-Southern Caspian geodynamics. *Geology*, ۳۴: ۴۷۷-۴۸۰.
- Sippel, J., Scheck-Wenderoth, M., Reicherter, K., Mazur, S., ۲۰۰۹. Paleostress states at the south-eastern margin of the Central European Basin System – Application of fault-slip analysis to unravel a polyphase deformation pattern. *Tectonophysics* ۴۷۰ (۱-۲), ۱۲۹ – ۱۴۶.
- Stöcklin, J. ۱۹۷۴. Northern Iran: Alborz Mountains. In: Spencer, A.M. (Ed.), *Mesozoic-Cenozoic Belts: Geological Society of London*, ۴: ۲۱۳-۲۳۴.
- Talai, H. ۱۹۹۸. Preliminary report of the ۱۰th excavation season. ۱۹۹۸. Tappeh Sagzabad, Qazvin Plain. Archaeological Institute, *Tehran University, unpublished internal report*, ۳۱ p.
- Talebian, M., Ghorashi, M and Nazari, H. ۲۰۰۹. Seismotectonic Map of the Central Alborz, *Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran*.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Che'ry, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J.F., Sedighi, M., Tavakoli, F. ۲۰۰۴. Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data. *Earth and Planetary Science Letters*, ۲۲۳: ۱۷۷-۱۸۵.
- Yamaji A. ۲۰۰۲. Are the solution of stress inversion correct? Visualization of their reliability and the separation of stress from heterogeneous fault-slip data, *Journal of Structural Geology*, ۲۵: ۲۴۱-۲۵۲.
- Yamada, Y., Yamaji, A., ۲۰۰۲. Determination of palaeostresses from mesoscale shear fractures in core samples using the multi-inverse method, *Journal of Petroleum Geology*, ۲۵ (۲), ۲۰۳-۲۱۸.
- Yamaji, A., ۲۰۰۰. The multiple inverse method: a new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, ۲۲ (۴), ۴۴۱-۴۵۲.