

## مدل سازی میدان جابجایی و رفتار شکست گسل بر اساس روابط کالوکیشن مطالعه موردی زلزله اردیبهشت ۹۷ یاسوج

عبدالرسول قنبری

استادیار گروه جغرافیا، واحد لارستان، دانشگاه آزاد اسلامی، لارستان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۱۱/۲۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۱۱/۱۴

### چکیده

انرژی آزادشده به هنگام حرکت سریع گسل، عامل وقوع اغلب زمین‌لرزه‌ها است. در کشور ما که دارای گسل‌های فعال و مناطق زلزله خیزی فراوانی است، شناخت حرکات گسل نتایج حاصل از این حرکات، دارای اهمیت ویژه‌ای است. در این پژوهش با استفاده از تصاویر بالارو و پایین رو ماهواره Sentinel-1 و بکارگیری فن‌های تداخلسنجی راداری چند دیافراگمی و تداخلسنجی راداری معمولی به زلزله ۱۳۹۷ یاسوج پرداخته و تغییر شکل هم‌لرزه‌ای را در دو راستای خط دید ماهواره و مسیر آزمون‌تی تهیه؛ و سه مؤلفه متعامد میدان جابجایی را با استفاده از اندازه‌گیری‌های ژئودتیک استخراج شد. سپس برای به دست آوردن هندسه گسلی و توزیع لغزشی روی صفحه گسل، این مؤلفه‌ها را، با استفاده از روشی بهینه‌سازی کالوکیشن و مدل تحلیلی نیم فضای الاستیک آکادا تحلیل گردید. جابجایی‌های صورت گرفته‌شده بر اثر جابه‌جایی گسل در اثر زلزله یاسوج در منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد، تغییر ساختار زمین‌شناسی منطقه پس از زلزله با ساختار آن در قبل از زلزله از ۸۰ تا ۲۰ سانتی‌متر بوده است. مؤلفه‌های ارتفاعی جابجایی سطحی حاصل از مدل، میزان جابجایی‌ها برای گسل یاسوج در محدوده مطالعاتی هر چه از گسل سراسر زاگرس فاصله گرفته شود، میزان جابجایی کمتر و کمتر، و با نزدیک شدن به گسل‌های مجاور، میزان جابجایی‌ها افزایش می‌یابد، ماکزیمم جابجایی ارتفاعی برای کل فریم تصویر برابر  $0/45$  تا  $-0/45$  متر و ماکزیمم مقدار جابجایی افقی حدود ۱۸ سانتیمتر که هر چه از گسل به سمت مناطق دشتی حرکت شود، بیشتر است.

واژگان کلیدی: زلزله یاسوج، تلفیق معکوس سازی، تداخلسنجی راداری، کالوکیشن.

### مقدمه

بشر با تغییر شرایط زندگی و کاهش فضاهای مناسب برای ساخت سازه‌های مسکونی، به مکان‌هایی با شرایط حتی نامناسب از جنبه‌هایی، نظیر وجود گسل‌های فعال و زمین‌های ناهموار، رو آورده است. ایران یکی از کشورهای زلزله‌خیز دنیا محسوب می‌شود. هر ساله، ده‌ها زلزله بزرگ و کوچک در ایران اتفاق می‌افتد (حسینی و همکاران، ۱۳۸۰). در این میان گسل‌ها به‌عنوان عاملی تعیین‌کننده، نقش بسزایی در تغییر میزان آسیب‌های وارده به سازه‌های موجود در نقاط دارای گسل، ایفا می‌کنند. گسل‌ها همان ترک‌های عمقی پوسته زمین هستند که در دو طرف صفحه‌هایی که در خلاف

جهت یکدیگر می‌باشند، ایجاد شده و هرچند مدت، نیروی مابین آن‌ها بر نیروی اصطکاک غلبه کرده و موجب شکستگی ناگهانی محل تماس آن‌ها و ایجاد زلزله می‌شوند. احتمال وقوع زلزله‌های شدید در اطراف خطوط گسل بیشتر از هر جای دیگر است. شناسایی و بررسی رفتار انواع گسل‌ها با استفاده از روابط هندسی حاکم بر آن‌ها عامل بسیار مهمی در شناخت رفتار آن‌ها در هنگام وقوع زلزله و بررسی دقیق انواع ساختارهای موجود در آن‌ها می‌باشد.

امروزه نقش سازندها در تشدید و تداوم و یا کاهش امواج زمین‌لرزه به اثبات رسیده است. به‌طور کلی برای تخمین آثار ناشی از تغییر سازندهای مختلف زمین‌شناسی بر شدت زلزله می‌توان از زمین‌شناسی سطحی استفاده کرد (علوی پناه و همکاران، ۱۳۸۶). این عامل در پهنه‌بندی خطرات زلزله به‌عنوان یک فاکتور مهم مورد نظر است. از آنجایی که جابجایی ساختار زمین‌شناسی تأثیرات بسیاری در پی داشته است بررسی میزان جابجایی و مکان دقیق آن از موارد بسیار مهمی می‌باشد که پژوهشگران زیادی بر روی آن تمرکز می‌کنند؛ پژوهش‌های عمده‌ای در سطح جهان و کشور در این رابطه انجام گرفته است. از جمله پژوهش‌های داخل کشور موارد زیر، می‌توان نام برد:

مرادی فرج و همکار (۱۳۹۸) مدل‌سازی میدان‌های جابجایی هم‌لرزه گسلی در محیط‌های الاستیک بر پایه مدل نابرجایی کروی کار کرده‌اند. به‌نیان و همکار (۱۳۹۶) با استفاده از کولوکیشن کمترین مربعات، تغییر شکل پوسته، در شبه جزیره کنای در جنوب آلاسکا مورد بررسی قرار داده‌اند. همی و همکاران (۱۳۹۶) توان لرزه زایی گسل بناروان را به روش قطعی و احتمالاتی در بین استان اردبیل و آذربایجان را مطالعه کرده‌اند. پناهی و قار و همکاران (۱۳۹۶) ساختار گسلش را بر مبنای توپوگرافی در مناطق زلزله خیز شمال کشور را بررسی نموده‌اند. وحید خدیوی و همکاران (۱۳۹۵)، در پژوهشی با عنوان تاثیر گسل‌های عرضی بر خمشی تاقدیس کوه سیاه در زاگرس چین - رانده به بررسی انواع گسل‌های منطقه‌ی زاگرس پرداخته است. راموز و همکاران (۱۳۹۴) با استفاده از روش کولوکیشن کمترین مربعات، صفر ارتفاعی را در شبکه ترازبایی کشور، در منطقه فارس ساحلی مشخص کرده‌اند. صحابی‌فرد (۱۳۹۴)، در پژوهشی با عنوان بررسی اثر گسل عرضی هندیشان بر تاقدیس بنگستان، به بررسی انواع گسل‌های موجود در منطقه زاگرس پرداخت. ظاهر مند و همکاران (۱۳۹۳)، وضعیت زمین‌ساختی و گسل‌های ناحیه یاسوج و تأثیر بر زلزله را، مورد مطالعه قرار دادند. صفری و همکاران (۱۳۹۳) با استفاده از آنومالی جاذبی حاصل از ارتفاع سنجی ماهواره‌ای به روش کالوکیشن کمترین مربعات، عمق دریا عمان را تخمین زده‌اند. پور کرمانی و همکار (۱۳۹۲) در طرحی که برای سازمان راه و شهرسازی انجام دادند، با تهیه نقشه هم‌شتاب زلزله‌های استان کهگیلویه، به پهنه‌بندی خطر زلزله‌های آن استان پرداخته‌اند. علی فرضی پورصائین و همکاران (۱۳۹۲)، در پژوهشی با عنوان بررسی لرزه‌زمین‌ساخت و تحلیل خطر زمین‌لرزه در گستره شهرستان دهلران، به بررسی گسل‌های شهرستان دهلران پرداخته است. جمور و همکاران (۱۳۹۱) حرکات زمین‌ساخت نوار شمال تهران و گسل تهران را با GPS را بررسی کردند. حسن لو و همکار (۱۳۹۰) به تحلیل مکانی-زمانی اثر متقابل فعالیت گسل‌های لرزه زا بر یکدیگر در بخش میانی زاگرس را مورد مطالعه قرار داده‌اند. چرچی و همکاران (۱۳۹۰)، به بررسی هندسه و تحول جنبشی ساختارهای توسعه‌یافته در راستای یکی از پهنه‌های گسلی عرضی ایزه در کمربند چین‌خورده

رانده زاگرس پرداختند. بهرامی و همکار (۱۳۸۸) به تحلیل مسائل مقدار مرزی دو بعدی خطی با استفاده از روش بدون المان کالوکیشن هرمیتی پرداخته‌اند.

هدف از این پژوهش بررسی تغییرات ناشی از جابجایی گسل یاسوج با تحلیل اکادا و تأثیر آن در بر ساختارهای زمین‌شناسی این محدوده با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای سنتینل ۱ است. لذا، با استفاده از روابط حاکم بر گسل‌های و روابط کالوکیشن، میدان جابجایی موجود بر گسل‌ها مورد مدل‌سازی سه‌بعدی قرار گرفته و رفتار شکست در این گسل‌ها مورد ارزیابی دقیق قرار می‌گیرد. نوع داده‌ای که در این پژوهش مورد استفاده قرار خواهد گرفت IW است این تصاویر که زیرمجموعه پروژه کوپرنیکوس (Copernicus) به صورت رایگان قابل دانلود می‌باشند

## داده‌ها و روش‌ها

### کالوکیشن و کاربرد آن در آنالیز میدان‌های تغییر شکل

زمین یک جسم با قابلیت تغییر شکل‌پذیری بوده و پاسخ آن به نیروهای وارده متفاوت و تابعی از فرکانس نیروها است. برای تعیین مدل‌های تغییر شکل و بررسی رفتار زمین در مقابل نیروهای وارده، می‌توان از روش کالوکیشن استفاده کرد. روش کالوکیشن در هفتادسال اخیر، در ژئو دزی مطرح شده (KRARUP, 1969) و نخستین بار برای محاسبه ژئوئید به کار گرفته شد. کالوکیشن، یک روش تعمیم‌یافته از سرشکنی کمترین مربعات است. علاوه بر پارامترهای مدل ریاضی، قسمت‌های سیستماتیک مدوله نشده‌ای نیز وجود دارد که در این روش برآورد می‌شوند. این مجهولات اضافی، تحت بهترین ملاحظات ممکن مقادیر نويز داخل اندازه‌گیری‌ها تعیین می‌شوند. کالوکیشن، روش جامعی برای سرشکنی، فیلترینگ و پیش‌بینی ارائه می‌دهد. کالوکیشن تعمیمی است از مسئله واسطه یابی یا درون‌یابی، بدین صورت که به جای تولید مجدد تابع، تولید مجدد  $n$  مقدار توابع خطی  $L_1f$  تا  $L_nf$  مدنظر است (عماد علی، ۱۳۸۹). در واقع واسطه یابی یا درون‌یابی حالت خاصی از کالوکیشن است. اگر توابع  $L_j$  برآورد کننده مقدار تابع در  $P_j$  باشند، یعنی:

$$L_j f = f(P_j) \quad (1)$$

در یک سرشکنی معمولی، مشاهدات در معادله زیر به کار می‌روند:

$$1+n=0, F(x) \quad (2)$$

در این حالت باقیمانده‌ها به صورت مستقل از هم تلقی شده‌اند، چون عناصر غیر قطری ماتریس کوواریانس مشاهدات برای ما مجهول بوده و فرض بر این است که مشاهدات به صورت مستقل از هم می‌باشند. در حالی که این وابستگی‌ها هیچ‌وقت به صفر نمی‌رسند. حالت کلی‌تر این است که هم باقیمانده‌های وابسته (S) داشته باشیم وهم باقیمانده‌های مستقل (N) و این مطلب، بحث سرشکنی با دو مؤلفه را مطرح می‌کند.

اساس ریاضی کالوکیشن به صورت زیر است:

$$L - f(x_0) = W = AX + S + N \quad (3)$$

در این رابطه:

L: مقدار مشاهده شده؛

f(x<sub>0</sub>): مقدار تقریبی حاصل از خطی کردن؛

X: تقریب مجهولات مدل؛

AX: ترند در نقطه مشاهده؛

S: سیگنال و عامل مورد نظر در نقطه مشاهده؛

n: نویز و مقدار عامل مورد نظر.

ماتریس A مقادیر تابعی برای پارامتر X را در بر دارد. خطای غیرسیستماتیک در مشاهدات به وسیله بخش مقدار n مشخص می‌شود. علاوه برترم نویز، یک مقدار اتفاقی دیگری عنی عامل S نیز مطرح می‌شود که تفاوت روش کالوکیشن را نسبت به یک سرشکنی کمترین مربعات معمولی مشخص می‌کند. فیلترینگ به معنی برآورد هم‌زمان پارامترهای مدل ریاضی و سیگنال است. این روش پیش‌بینی امکان تعیین عوامل مهم در مناطقی که مشاهده صورت نگرفته را فراهم می‌آورد. این امکان یکی از دلایل موفقیت کالوکیشن می‌باشد.

علاوه بر دیدگاه ریاضی، در مورد رفتار همبستگی‌ها (Correlations) بین پارامترهای سیگنال و نویز باید فرضیه‌های در نظر گرفت. این فرضیه‌ها در ماتریس‌های کوواریانس C<sub>ss</sub> و C<sub>ns</sub> ظاهر می‌شوند. لذا، انتظار می‌رود که نویزها غیر وابسته (Uncorrelations) باشد. بنابراین، ماتریس کوواریانس نویزهای قطری است. همچنین فرض می‌شود که هیچ وابستگی بین پارامترهای نویز و سیگنال وجود ندارد (C<sub>ns</sub>=C<sub>sn</sub>=0).

چنانچه لازم باشد که مقادیر سیگنال S را در نقاط مشاهده نشده پیش‌بینی شود، ناچار باید کرولیشن‌های (همبستگی) C<sub>ss</sub> و C<sub>ss</sub> بین نقاط مشاهده و نقاطی که قرار است پیش‌بینی شوند را مطرح کرد. همچنین معادله کالوکیشن می‌تواند به صورت زیر نیز بیان گردد:

$$AX + B^T \cdot V' - W = 0 \quad (4)$$

که در این رابطه:

$$B^T = (E_{n,n} \ O_{n,p} \ E_{n,n})_{n \times (2n+p)} \quad (5)$$

$$V' = \begin{bmatrix} S_n, 1 \\ S_p, 1 \\ S'_n, 1 \end{bmatrix} \quad (6)$$

$$C = \begin{bmatrix} C_{ss} & C_{s's} & 0 \\ C'_{s's} & C_{s's} & 0 \\ 0 & 0 & C_{nn} \end{bmatrix} \quad (7)$$

مشابه آنچه در سرشکنی است، V'tPV' باید کمترین مقدار شود (P=C).

معادله‌های مهم زیر را می‌توان از این معادله استخراج نمود. این معادله‌ها جواب‌های پارامترهای مورد نظر از

کالوکیشن باشد:

ماتریس کمکی:  $D=C_{nn}+C_{ss}$  : (۸)

بردار همبستگی:  $K=D^{-1}(I-AX)^2$  : (۹)

پارامترهای مجهول:  $X=(A'D^{-1}A)^{-1}A'D^{-1}L$  : (۱۰)

نویز در نقاط مشاهده شده:  $N=C_{nn}K$  : (۱۱)

سیگنال در نقاط مشاهده شده:  $S=C_{ss}K$  : (۱۲)

سیگنال در نقاط پیش بینی شده:  $S'=C_{ss}k$  : (۱۳)

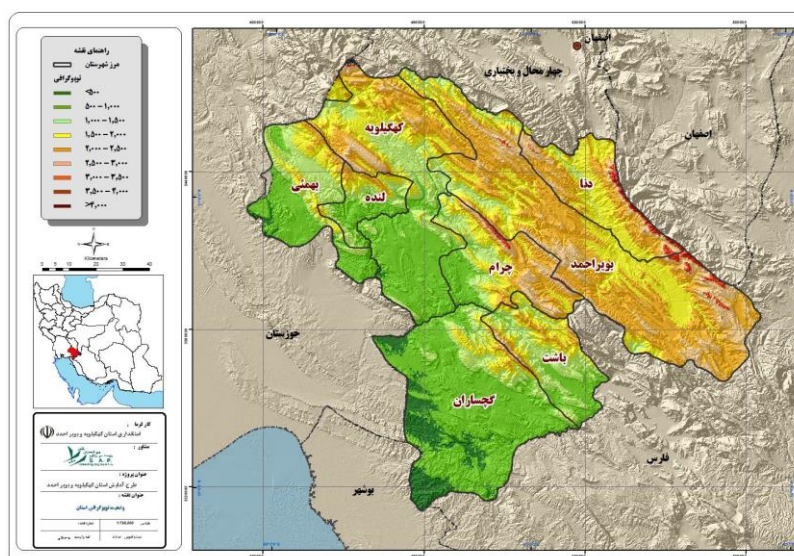
$$\hat{\sigma}_{a \text{ post}}=(S'C^{-1}_{ss}S+n'C^{-1}_{nn}n)/(n-u) \quad (14)$$

تعداد مشاهدات  $n$  و تعداد مجهولات  $u$  است.

این مشاهدات نشان می‌دهد که بردار همبستگی  $k$  فقط به نقاط مشاهده شده بستگی دارد؛ بنابراین  $k$  فقط یکبار باید تعیین شود. پیش بینی سیگنال حاصل از ماتریس همبستگی مکانی خاص © site specific و بردار همبستگی، مستقل از مکان  $k$  می‌باشد، استقلال بردار کرولیشن از مکان‌های پیش بینی، مزیت اصلی روش کولوکیشن است (عماد علی، ۱۳۸۹).

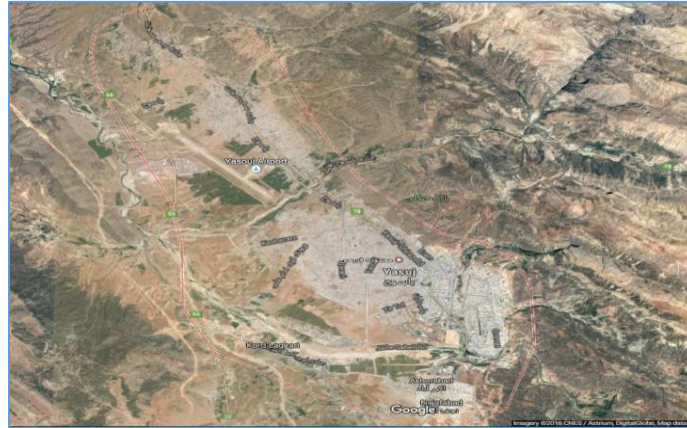
### منطقه مورد مطالعه

کهگیلویه و بویراحمد یکی از استان‌های کشور ایران است. مرکز آن شهر یاسوج بوده و با مساحتی حدود ۱۶ هزار و ۲۴۹ کیلومتر مربع، سرزمینی نسبتاً مرتفع و کوهستانی است. یاسوج در کنار رودخانه بشار در تپه‌های متعدد در ارتفاع ۱۸۷۰ متری از سطح دریا قرار گرفته است. شکل (۱) موقعیت جغرافیایی استان کهگیلویه و بویراحمد و در شکل (۲) تصویر ماهواره‌ای شهر یاسوج و حومه آن مشخص شده است.



مأخذ: سازمان برنامه و بودجه

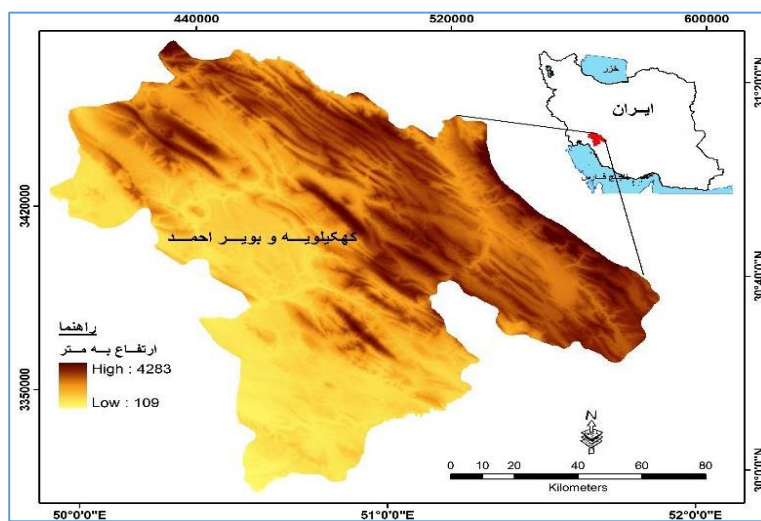
شکل ۱: موقعیت جغرافیایی استان کهگیلویه و بویراحمد.



مأخذ: نگارنده

شکل ۲: تصویر ماهواره ای شهر یاسوج

استان کهگیلویه و بویراحمد در جنوب باختری ایران و در بخش میانی ارتفاعات زاگرس قرار دارد. از نگاه زایشی، دو واحد فیزیوگرافیک شاخص بر استان حاکم هستند: بخش جنوب باختری آن بیشتر در حیطه ریخت‌های نهشتی است که حاصل انباشت و تمرکز آواری‌های حاصل از فرسایش بلندی‌هاست که در محیط‌های خشکی و پیش بوم ارتفاعات برجای گذاشته شده‌اند. اشکال فیزیوگرافیکی نهشتی عموماً سیمای دشت آبرفتی و دامنه‌ای دارند که حاصل ترابری مواد آواری توسط جریان‌های سیلابی است که با عقب نشینی و فرسایش بلندی‌های استان همراه است. عملکرد هرز آبهای سطحی بر این اشکال فیزیوگرافیک با ایجاد سطوح توپوگرافیکی ملایم با شیب کم و همچنین ایجاد شبکه آبراهه‌های متراکم همراه است. در بیشتر استان، اشکال مورفولوژیک فرسایشی هستند که حاصل عملکرد پدیده‌های آبی بر سازندهای زمین‌شناسی ناحیه‌اند. و عموماً در خطوط تراز بالاتر از ریخت‌های نهشتی قرار دارند شکل ۳ وضعیت ارتفاعی استان را نشان می‌دهد.



مأخذ: سازمان برتامه و بودجه

شکل ۳: وضعیت ارتفاعی استان کهگیلویه و بویراحمد

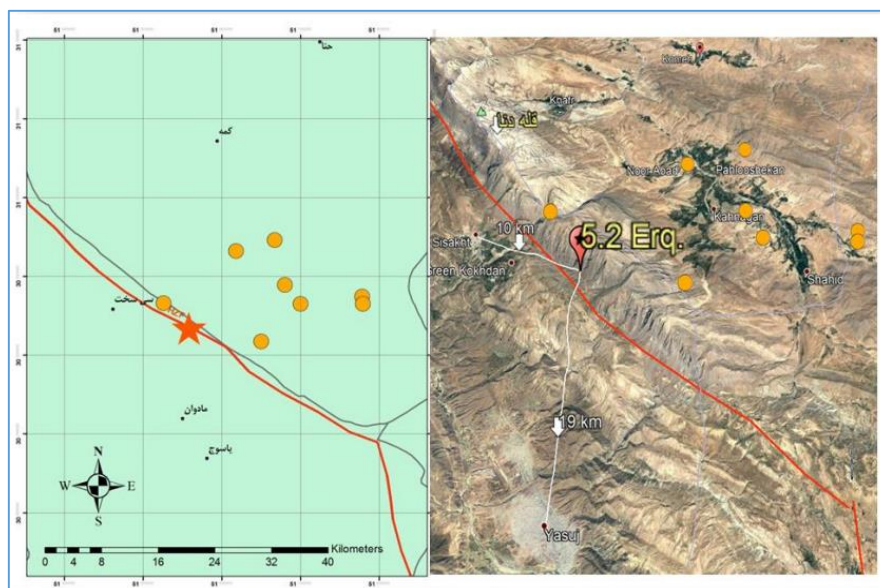
مورفولوژی مورد نظر، به‌طور عموم واحدهای کوهسار هستند که روند شمال باختری-جنوب خاوری دارند و در شکل گیری آنها، چین خوردگی و کوتاه شدگی ناشی از تنش‌های فشارشی وارد بر پوسته نقش اساسی داشته است. از نگاه زمین‌شناسی عمومی و پهنه‌های ساختاری، این استان، بخشی از ایالت زمین ساختی زاگرس است؛ و دو پیکره زاگرس مرتفع و چین خورده را در خود جای داده است. زاگرس مرتفع فقط بخش کوچکی از شمال خاوری استان را می‌پوشاند و در نتیجه، عملکرد گسل شمالی-جنوبی دنا، از سایر قسمت‌های استان جداست. در امتداد گسل دنا می‌توان پی سنگ پلاتفرمی پالئوزوئیک-تریاس میانی را دید. گاهی نیز ردیف‌های تبخیری (سری نمکی هرمز) این سکانس، به ویژه در امتداد گسل دنا، به صورت گنبد نمکی رخنمون یافته‌اند. توالی‌های کربناتی ژوراسیک-کرتاسه فراوان‌ترین سازند زمین‌شناسی یخس شمالی خاوری استان هستند که به‌طور عمومی با واحدهای سنگ چینه‌ای گروه خامی و گروه بنگستان در خور قیاس‌اند. ساختار تکتونیکی حاکم بر آنها از نوع گسل‌های راندگی با شیب عمومی، به سمت شمال خاوری است. در بخش زاگرس چین خورده، توالی‌های رخنمون شده را می‌توان به چند واحد تکتونواستراتیگرافی تقسیم کرد. توالی‌های پلاتفرمی پالئوزوئیک-تریاس میانی رخنمون‌های محدود دارند. هسته بیشتر تاقدیس‌های بلند ناحیه متشکل از سکانس‌های کربناتی-مارنی، ژوراسیک-کرتاسه است.

شواهد زمین ساختی منطقه نشانگر، تداوم فشارهای وارده از جنوب غرب (سپهرستان)، و کوتاه و ستبرشدگی پوسته است. وجود چند راندگی طولی نشان می‌دهد که تداوم تنش‌های فشاری با برگشتگی پهلوی چین‌ها و حتی راندگی همراه است. با وجود تداوم عملکرد چین خوردگی، منطقه از نظر تکتونیک جوان تحت تأثیر دگرشکلی قرار دارند. تغییر شکل مورد نظر در امتداد ساختارها و شکستگی‌های قدیمی است و لذا تلفیق این دو نوع ساختار روی یکدیگر، برآیند تکتونیکی و لرزه زمین ساخت فعلی استان را باعث می‌شود.

### معرفی زلزله مورد بررسی

زلزله‌ای به بزرگی ۵٫۲ در تاریخ ۱۲ اردیبهشت ۱۳۹۷، ساعت ۰۸ و ۳۸ دقیقه در شرق استان کهگیلویه و بویر احمد و در مرز بین این استان با استان اصفهان رخ داد. مختصات جغرافیائی رومرکز زلزله بر طبق گزارش مرکز لرزه نگاری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ۵۱ درجه ۵۵ دقیقه و ۹ ثانیه طول شرقی و ۳۱ درجه ۸ دقیقه و ۳۴ ثانیه عرض شمال می‌باشد. عمق کانونی زلزله ۸ کیلومتر گزارش شده است. رومرکز زلزله از شهر یاسوج ۱۹ کیلومتر و از سی سخت ۱۰ کیلومتر فاصله دارد. رومرکز زلزله در پای ارتفاعات پرشیب دنا قرار می‌گیرد که مرز این ارتفاعات با زمین‌های هموار مشرف به یاسوج یک مرز گسلی است. در شکل ۴ موقعیت رومرکز زلزله آورده شده است.

در محدوده شمال غربی رومرکز زلزله سی سخت قطعه گسل راندگی زاگرس مرتفع را به نام گسل دنا، نیز معرفی کرده‌اند، ارتفاعات پرشیب دنا را می‌توان نتیجه عملکرد راندگی گسله زاگرس مرتفع دانست. با توجه به موقعیت رومرکز زلزله سی سخت، بنظر می‌رسد که گسل زاگرس مرتفع (قطعه گسل دنا) گسل مسبب زلزله باشد.



مأخذ: سازمان برنامه و بودجه

شکل ۴: زلزله اصلی و پس لرزه‌های آن

## بحث و یافته‌ها

بر روی نرم افزار ENVI جعبه ابزاری به نام SarSCAPE قرار می‌گیرد که برای تحلیل‌های تصاویر راداری ماهواری هم چون سنتینل مناسب می‌باشد. این جعبه ابزار به منظور پردازش و تحلیل تصاویر رادار به کار می‌رود. با نصب این افزونه، یک جعبه ابزار با نام SARscape 5.2 در نرم افزار ENVI 5.3 اضافه می‌شود. با استفاده از این نرم افزار، می‌توان انواع پردازش‌های تصاویر رادار مانند تولید اینترفروگرام، استخراج مدل رقومی ارتفاع (DEM) و... را انجام داد. ما برای تحلیل تصاویر سنتینل از این جعبه ابزار استفاده نموده‌ایم؛ و برای تحلیل کالوکیشن از محیط نرم افزار MATLAB کمک گرفته شده است.

در این پژوهش، ابتدا داده‌های راداری از ماهواره سنتینل ۱ برای تاریخ ۱۲ اردیبهشت، (روز وقوع زلزله) و یک هفته قبل زلزله برای تاریخ ۵ اردیبهشت ۱۳۹۷ تهیه گردید. سپس روی داده خام عمل فوکوسینگ انجام پذیرفت و دیتای SLC بدست آمد. پس از آن بین دو تصویر تناظریابی انجام شده و تصویر اینترفروگرام با همدوسی<sup>۱</sup> بالایی تولید شد، اثر توپوگرافی از تصویر فاز اینترفرومتری توسط مدل ارتفاعی رقومی<sup>۲</sup> حذف گردید. سپس برای کاهش نویزهای فاز، اینترفروگرام تفاضلی توسط روش Goldstein فیلتر شده و اینترفروگرام تخت شده را با استفاده از روش Minimum Cost Flow (MCF) آنرپ گردید و سپس آن را توسط مدل ارتفاعی رقومی زمین مرجع گردید و جابجایی در راستای خط دید ماهواره را در دو راستای بالارو و پایین‌رو هر یک از گسل‌ها و سازندهای زمین‌شناسی را محاسبه شد.

<sup>۱</sup> coherence

<sup>۲</sup> Digital Elevation Model (DEM)



داده‌های مورد استفاده در این پژوهش شامل جدول ۱ می‌باشد، با استفاده از این داده‌ها، داده‌های اصلی برای پژوهش مشتق گرفته شده است

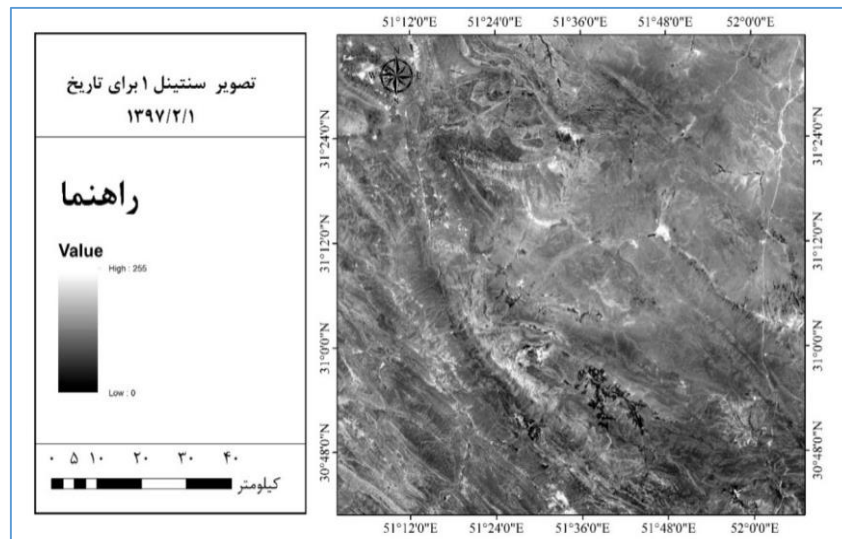
جدول ۱: داده‌های مورد استفاده

نوع داده‌ها	قدرت تفکیک	محل تهیه
تصاویر ماهواره‌ای سنتینل ۱	۲۱ متر	سایت سازمان فضایی اروپا
نقشه زمین‌شناسی یاسوج	مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰	سازمان زمین‌شناسی
مدل رقومی ارتفاع (DEM)		ASTER

مأخذ: نگارنده

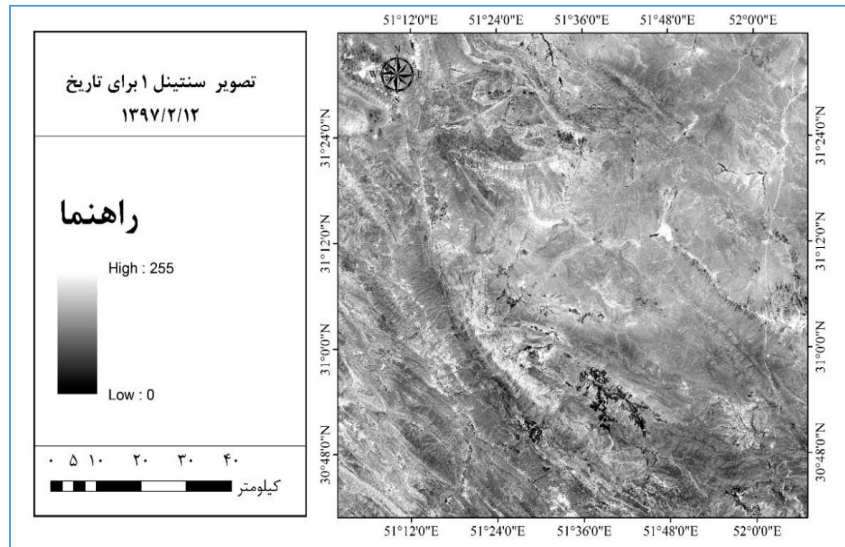
### برآورد میزان جابجایی سطح زمین در منطقه

در مرحله اول مدل سازی ما نیاز به محاسبه جابه جایی سطح زمین در محدوده مورد مطالعه داریم برای نیل به هدف تصاویر راداری باید در دسترس بوده باشد تا در زمان قبل از وقوع زلزله و بعد از وقوع آن از محدوده مورد مطالعه تصویربرداری کرده باشد تنها ماهواره‌ای که داده‌های آن رایگان در دسترس عموم است که تصاویر راداری در اختیار می‌گذارد ماهواره سنتینل ۱ سازمان فضایی اروپا می‌باشد. این تصاویر از سایت مذکور دانلود گردید. تصاویری برای محدوده مورد مطالعه را در بر می‌گرفته است که برای تاریخ‌های ۸ نوامبر ۲۰۱۷ قبل از زلزله که به‌عنوان تصویر MASTER به نرم افزار معرفی شده است شکل (۵) و تصویر ۲۶ دسامبر ۲۰۱۷ برای بعد از زلزله که به‌عنوان SLAVE به نرم افزار معرفی می‌شود شکل (۶)، دانلود گردید و به ترتیب مراحل زیر به محاسبه جابه جایی می‌پردازیم. قبل از هر عملیاتی که بر روی تصویر قرار از است انجام بگیرد بایستی داده‌های خام تبدیل به فرمت SLC شوند، به عبارت دیگر در داده‌های خام یکسری اعداد مختلط وجود دارد که باید به فاز تبدیل شوند.



مأخذ: نگارنده

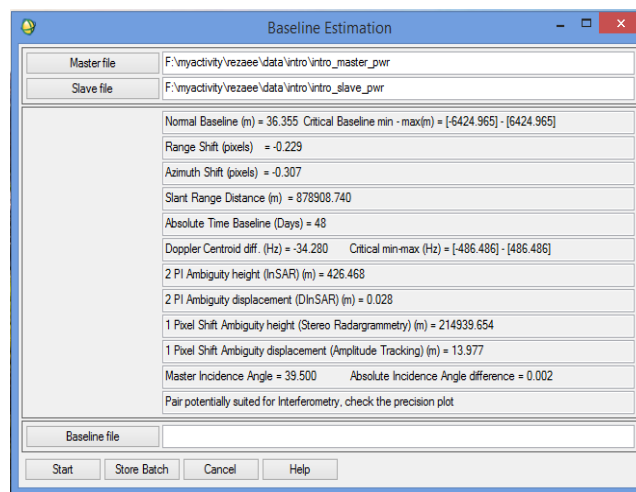
شکل ۵: تصویر ماهواره سنتینل برای قبل از زلزله (MASTER)



مأخذ: نگارنده

شکل ۶: تصویر ماهواره سنتینل برای بعد از زلزله (SLAVE)

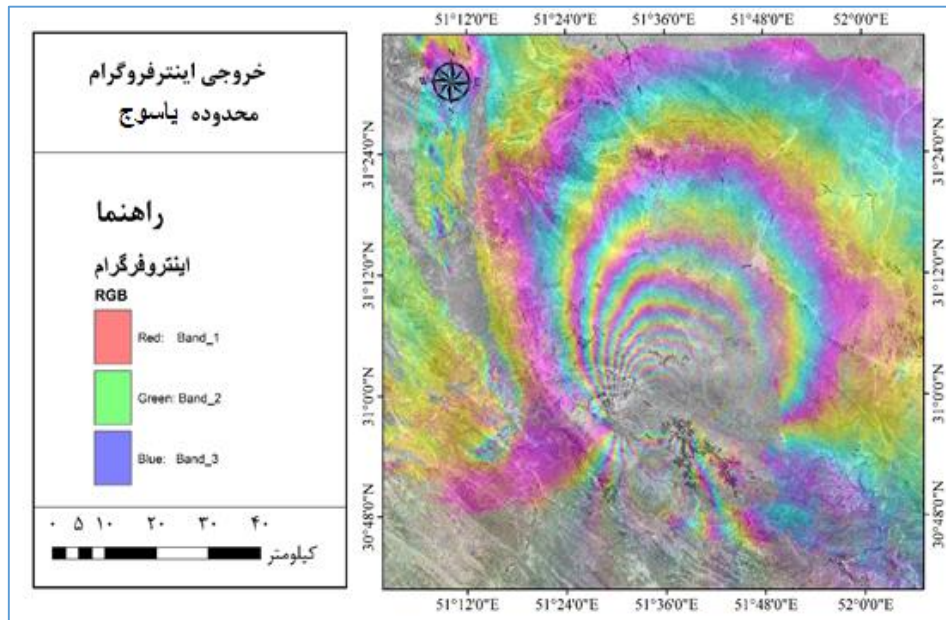
در تصاویر ماهواره‌ای سنتینل نیاز به تولید خط مبنا نمی‌باشد. کار و مناسب بودن تصویر انتخابی برای انجام عمل تداخل سنجی و بررسی حرکت عوارض سطح زمین به حساب می‌آید؛ اما با این حال ما به محاسبه این مقدار دست زده و مقدار آن را محاسبه کرده‌ایم. خط مبنا برای این نوع پژوهش هر چه مقادیر آن پایین‌تر باشد، صحت و دقت کار بیشتر خواهد بود. مقادیر خط مبنا برای محدوده مورد مطالعه یاسوج مقدار  $36/355$  را نشان می‌دهد که مقدار مناسبی می‌باشد (شکل ۷).



مأخذ: نگارنده

شکل ۷: مقادیر خط مبنای تصویر محدوده مورد مطالعه

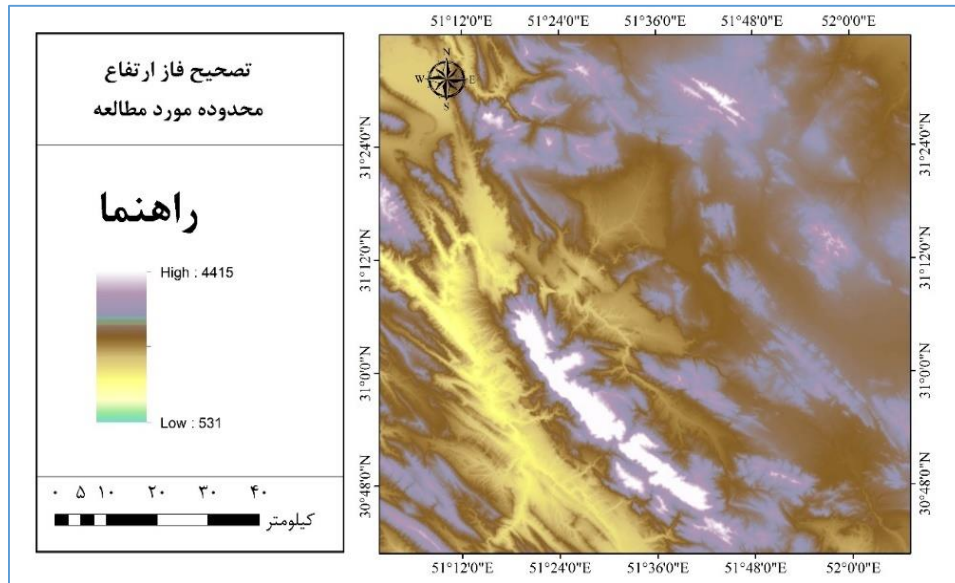
شکل (۸)، اینترفروگرام تولید شده برای منطقه مورد مطالعه می‌باشد، بر روی این تصویر جابه جایی‌های صورت گرفته شده در اثر جابجایی گسل، با سایه رنگ‌هایی بین آبی و بنفش نمایش داده شده است، مناطقی که با رنگ بنفش نشان داده شده است بالا آمدگی داشته‌اند و مناطقی که با رنگ آبی نشان داده شده است فرونشست داشته‌اند.



مأخذ: نگارنده

شکل ۸: تصویر اینترفروگرام محدوده مورد مطالعه

از آنجایی که عملیات فیلترینگ در طی ایجاد اینترفروگرام با استفاده از تصاویر خام توسط نرم افزار SARCAPE به‌طور اتوماتیک بر روی تصویر انجام شده است، خروجی آن نمایش داده نمی‌شود. فیلترهای اعمال شده بر روی تصاویر عبارتند از: فیلتر Deburst، فیلتر گلدشتاین و فیلتر باکس در صورتیکه دو تصویر SAR در زمان‌های متفاوت و اختلاف منظر صفر تهیه شده باشند، اطلاعات جابجایی منطقه را می‌توان استخراج کرد. در واقع، در بازه زمانی بین برداشت دو تصویر ممکن است که موقعیت مکانی نقاط به دلایلی همچون زلزله، زمین لغزش و یا فرونشست تغییر کند. این تغییرات را می‌توان به روش تداخل سنجی رادار دریچه مصنوعی دیفرانسیلی (Differential Interferometric Synthetic Aperture Radar) شناسایی کرد. شکل (۹) نتیجه تصحیح فاز ارتفاع منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

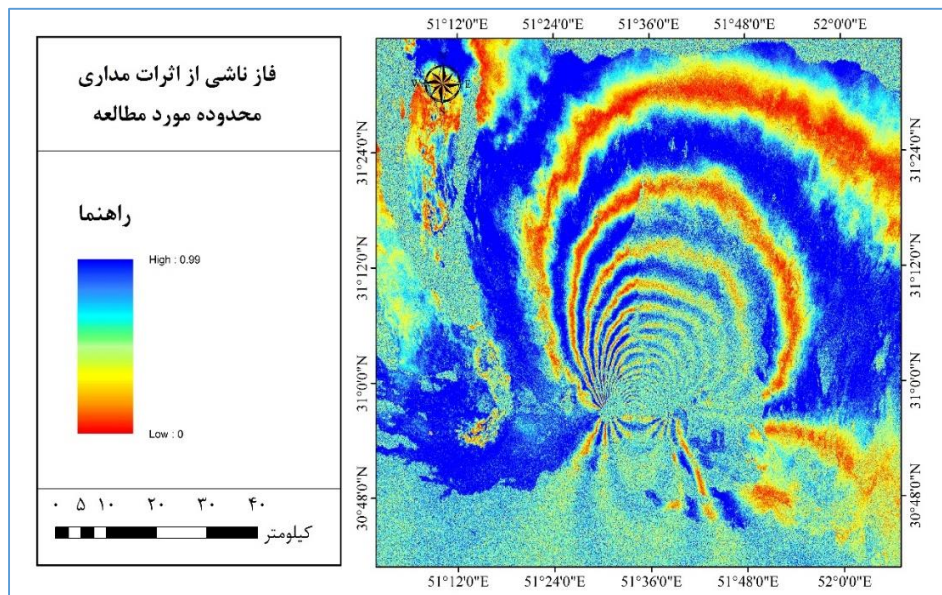


مأخذ: نگارنده

شکل ۹: تصحیح فاز ارتفاع

از مدل رقمی ارتفاعی Aster برای بر طرف کردن خطاها استفاده گردیده است.

شکل (۱۰) نتیجه تصحیح فاز ناشی از اثرات مداری را بر روی تصویر منطقه مورد مطالعه نمایش می‌دهد.

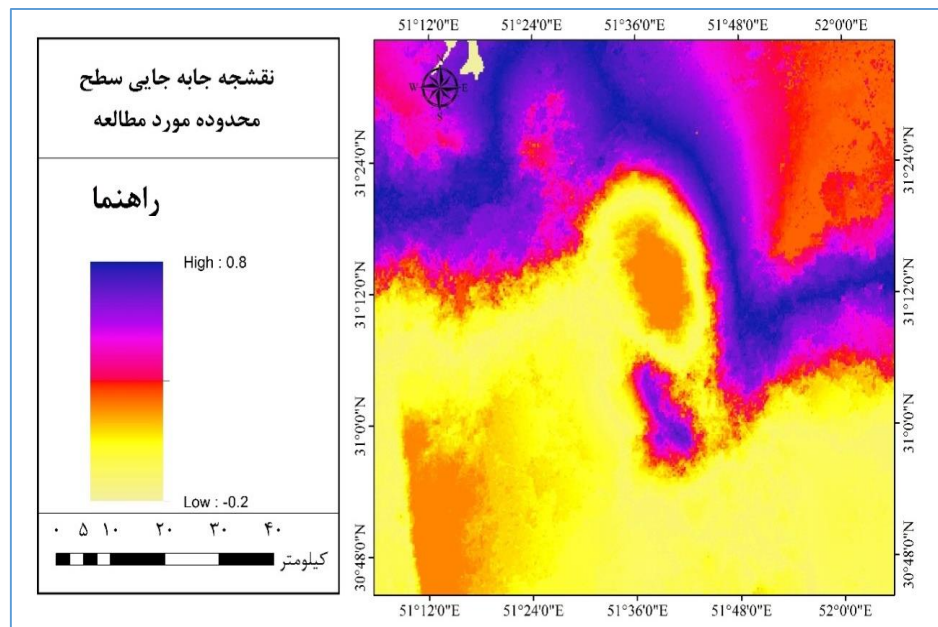


مأخذ: نگارنده

شکل ۱۰: فاز ناشی از اثرات مداری

به منظور تصحیح فاز اصلاح شده به مقادیر ارتفاعی و محاسبه میزان جا به جایی سطح زمین حتماً لازم است تا مرحله پالایش مجدداً اجرا گردد. اجرای این مرحله باعث می‌شود تا خطاهای احتمالی مداری تصحیح شده و مقدار

انحراف (OIT Set)، فاز محاسبه شده تا از این طریق مقادیر فاز مطلق بدست آید (پناهی، ۱۳۹۵). شکل شماره (۱۱) جابجایی‌های صورت گرفته شده بر اثر جابه‌جایی گسل در اثر زلزله زلزله یاسوج در منطقه مورد مطالعه را نمایش می‌دهد، تغییر ساختار زمین‌شناسی منطقه پس از زلزله با ساختار آن در قبل از زلزله از ۰/۸ تا ۲۰- سانتی متر بوده است. به‌طور کلی میزان بالا آمدگی ساختار زمین‌شناسی ۰/۸ سانتی متر و فرونشست ساختار منطقه حدود ۲۰- سانتی متر بوده است. میزان این تغییرات با سایه رنگ‌هایی از قرمز تا آبی نمایش داده شده است، مناطقی که دارای فرونشست بوده‌اند با رنگ قرمز و مناطق دارای بالا آمدگی با رنگ آبی نمایش داده شده است و مقادیر بین این‌ها با سایه رنگ‌های زرد و آبی آسمانی مناطقی با فرونشست و بالا آمدگی خفیف‌تر را نمایش می‌دهد. با توجه به نقشه تولید شده در ارتفاعات جنوبی فرونشست رخ داده است و در دشت یاسوج شاهد بالا آمدگی سازندها بوده‌ایم.



مأخذ: نگارنده

شکل ۱۱: نقشه جابه جایی محدوده مورد مطالعه

### تحلیل سازندهای زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه بخشی از دشت ابرفتی است که در مجاورت مرز آبخوان آزاد تک لایه در شرق و آبخوان دو لایه در غرب قرار دارد. بررسی هندسه آبخوان دشت نشان‌دهنده وجود یک ناودیس با عمق بیشینه ۴۰۰ متر با راستای شمال غرب- جنوب شرق است که در امتداد یک عارضه شرقی- غربی از مشکین دشت به سفید دشت دچار جابه‌جایی شده است. در این جابجایی بخش شمالی ناودیس به سمت بالا حرکت داشته است.

رخدادهای زمین‌شناسی که منطقه مورد مطالعه را تحت تأثیر قرار داده‌اند با شکل‌گیری ساختار زمین‌شناسی همراه بوده و سیمای کنونی را کنترل می‌کند این ساختار به‌طور عمده شامل چین‌ها و گسله‌هایی هستند که در واحدهای

قدیمی‌تر کواترنری دیده می‌شوند اگر چه برخی از گسل‌ها نهشته‌های کواترنری را نیز تحت تأثیر قرار داده‌اند و ضمن بریدن آنها گاه سبب خمش نیز در آنان شده‌اند. به‌طور کلی محور کوتاه شدگی راستای شمال خاوری- جنوب باختر و تمایل ساختار چین و راندگی اصلی به سوی جنوب باختر است.

پهنه گسلی یاسوج- جنوب دارای درازای دست کم ۳۰ کیلومتر، راستای شرقی، شمال شرقی، غربی- جنوب غربی و شیب تند عمدتاً رو به جنوب- جنوب شرقی است. با این وجود ویژگی‌های ریخت‌شناختی "پرتگاه گسل" بخش شرقی این پهنه گسلی نشانگر هندسه‌ای متفاوت است، به‌طوری که در گستره مشکین آباد ریخت‌شناسی "پرتگاه گسل" گویای صفحه‌ای با شیب تند و رو به شمال است. تفاوت در جهت شیب صفحات گسلی پرشیب و از این رو تفاوت در بلوک گسلی فرسایش یافته را می‌توان از ویژگی‌های هندسی-کینماتیکی پهنه‌های راستالغز برشمرد. سازوکار گسله یاسوج- جنوب فشاری همراه با مؤلفه راستالغز است. قطعه قطعه بودن گسله یاسوج- جنوب در یک سامانه نردبانی و عدم تظاهر سطحی کاملاً یکپارچه آن در کنار شیب بسیار کم نهشته‌های کواترنری متأثر از جنبش‌های گسله یادشده، می‌تواند گویای چیرگی مؤلفه حرکتی راستالغز نسبت به مؤلفه شیب لغز بر روی این سامانه گسلی باشد.

با این وجود، شکل‌گیری نسل جوان‌تری از بادبزن‌های آبرفتی کوچکتر بر روی بخش میانی بادبزن آبرفتی یاسوج را می‌توان نشانه‌ای از وجود مؤلفه شیب لغز بر روی گسله یاسوج برشمرد که مسبب ایجاد تغییر در گرادیان هیدرولیکی سطحی بوده است.

در این گستره، به سبب عملکرد مؤلفه شیب لغز بر روی این پهنه گسلی بلوک شمالی فرایش (بالا آمدگی) یافته است که اثر آن را می‌توان در فروکاوی بیشتر آبراهه‌ها بر روی آن مشاهده کرد.

فروکاوی متفاوت به ثبت رسیده در نهشته‌های پلایو- کواترنری رودخانه‌ها به هنگام گذر از پهنه‌های ساختاری نشان از عملکرد فرایش جنبا داشته و تفاوت در میزان این پارامتر در آبرفت‌های هم سن و در فاصله نسبتاً یکسان از پیشانی کوهستان گسلی (و یا دیگر پهنه‌های ساختاری جنبا) معنادار بوده و گویای تغییرات آهنگ فرایش است. از اینرو فرایش بیشتر به ثبت رسیده در ریخت‌ساخت‌های گستره جنوبی یاسوج (نسبت به گستره‌های غربی‌تری همچون کردان) می‌تواند در پیوند با عملکرد مؤلفه شاقولی ساختارهایی همچون گسله‌های یاسوج- جنوب یاسوج و یا عملکرد مؤلفه شاقولی مجموع ساختارهای متمرکز در این نقطه صورت پذیرفته باشد.

به‌طور کلی، بر پایه میزان فروکاوی رودخانه یاسوج و نهشته‌های کواترنری پسین، آهنگ فرسایش گستره یاد شده ۰٫۸ تا ۱٫۱ میلی متر در سال برآورد شده است. علاوه بر تظاهر سطحی بخشی از گسله یاسوج- جنوب یاسوج که بر روی عکس‌های هوایی مقیاس ۱:۵۵۰۰۰ قابل شناسایی است، شواهدی همچون شکل‌گیری نسل جوان‌تری از بادبزن‌های آبرفتی کوچکتر در بادبزن آبرفتی یاسوج و نیز تغییرات فروکاوی رودخانه یاسوج در آبرفت‌های جوان را می‌توان از دیگر علل جنبایی گسله یاسوج- جنوب یاسوج برشمرد.

در مجموع، گسترش پهنه گسلی یاسوج- جنوب یاسوج را می‌توان از غرب شهر یاسوج تا مناطق جنوبی و جنوب شرقی شهر یاسوج بر روی عکس‌های هوایی (که با توجه به زمان عکسبرداری در سال ۱۹۵۵ میلادی، نشانگر دست خوردگی کمتری در سطح زمین است) ردیابی کرد. در غرب و شمال یاسوج و در محل تغییر مسیر رودخانه شور (که به‌طور کلی از سوی غرب به شرق جاری است) به شمالی- جنوبی، اثر سطحی این گسله کنترل کننده موقعیت مکانی تعدادی از آبراهه‌های جوان و جاری در راستای آن است.

### بررسی نقش سازندها در تشدید و تداوم امواج زمین‌لرزه

امروزه نقش سازندها در تشدید و تداوم و یا کاهش امواج زمین‌لرزه به اثبات رسیده است. به‌طور کلی برای تخمین آثار ناشی از تغییر سازندهای مختلف زمین‌شناسی بر شدت زلزله می‌توان از زمین‌شناسی سطحی استفاده کرد (علوی پناه و قربانی، ۱۳۸۶). این عامل در پهنه‌بندی خطرات زلزله به‌عنوان یک فاکتور مهم مورد نظر است. پس از زمین‌لرزه ۱۹۸۶ مکزیک به نقش سازندهای زمین‌شناسی بیشتر توجه شده است. رسوبات نرم عموماً بیشتر از سنگ‌های سخت، دامنه ارتفاعات را زیاد می‌کند. مواد تشکیل دهنده زمین همچون سنگ بستر، ماسه، ریگ، سیلت و گل ولای در مقابل امواج زلزله واکنش‌های متفاوتی دارند؛ برای مثال میزان لرزش در رسوبات جدا ممکن است بسیار شدیدتر از سنگ بستر باشد. در کمربند چین و راندگی زاگرس پوشش رسوبی با ستبرایی حدود ۱۰ کیلومتر شامل توالی از سنگ‌های رسوبی به سن نئوپروتروزوییک پسین تا پلیوسن و کواترنری است که ناپیوستگی‌های رسوبی چندی در آن دیده می‌شود. این ناپیوستگی‌ها به ویژه در زمان پالئوزوییک گسترش بیشتری دارند. این پوشش بر پایه جایگاه زمین ساختی- رسوبی (Tectonosedimentary) به چهار گروه بخش شده است؛ و هر گروه شامل چند توالی بزرگ (Megasequence) رسوبی است که با ناپیوستگی از هم جدا شده‌اند. نخستین گروه سن نئوپروتروزوییک پسین تا کربونیفر دارد و شامل نهشته‌های تبخیری، آواری سیلیسی (Siliciclastic) و کربناتی نئوپروتروزوییک پسین تا کامبرین پیشین-میانی (سری هرمز) در زیر است که با نهشته‌های آواری سیلیسی و کربناتی کامبرین میانی- بالایی مربوط به محیط‌های Epicontinental Platform پوشیده شده است. بالاترین بخش این گروه شامل شیل، سیلتستون و ماسه سنگ‌های اردویسین، سیلورین و دونین است که اغلب در نتیجه ناپیوستگی‌های بزرگ به شدت فرسوده‌اند. نهشته‌های کربونیفر به‌طور مشخص در هیچ نقطه‌ای از زاگرس مشاهده نشده‌اند. دومین گروه به سن پرمین و تریاس شامل نهشته‌های پیش رونده آواری سیلیسی در زیر است که بر روی آن نهشته‌های کربناتی و تبخیری مربوط به یک دریای پلاتفرمی بسیار کم عمق و حاره‌ای نهشته شده‌اند. سومین گروه شامل نهشته‌های کربناته محیط‌های کم عمق تا عمیق و مقداری نهشته‌های آواری سیلیسی و تبخیری است که در طول ژوراسیک تا کرتاسه پسین در حاشیه قاره‌ای غیر فعال اقیانوس تتیس جوان (Thetis - Neo) انباشته شده‌اند. چهارمین گروه نهشته‌های همزمان با کوهزایی کرتاسه پسین تا عهد حاضر است که شامل نهشته‌های دریایی و غیر دریایی کربناته و آواری سیلیسی است. مرکز رسوبگذاری (Depocenter) در

محیط‌های رسوبی این نهشته‌ها در طول زمان با پیشروی پیشانی دگرریختی زاگرس، به سوی جنوب باختر مهاجرت کرده است. در ناحیه مورد مطالعه تنها بخش کوچکی از این پوشش رسوبی برونزد دارد که شامل واحدهای سنگ چینه‌ای کرتاسه بالا تا پلیوسن است. قدیمی‌ترین واحد سنگ چینه‌ای منطقه سازند سروک است که به طرف بالا سازندهای ایلام و گورپی به سن کرتاسه پسین و سازندهای پابده و جهرم و آسماری به سن ترشیر به گونه‌ای کم و بیش پیوسته بر روی آن جای دارند. جوان‌ترین واحد سنگ چینه‌ای، سنگ‌های کنگلومرایی سازند بختیاری است که به گونه‌ای دگرشیب و با یک ناپیوستگی رسوبی بزرگ بر روی واحدهای قدیمی‌تر جای گرفته است. نهشته‌های کواترنری نیز بیشتر شامل مخروط افکنه‌ها و پادگانه‌های آبرفتی است که در بخش میانی ورقه گسترده است.

### میزان اثر پذیری سازندها از زلزله:

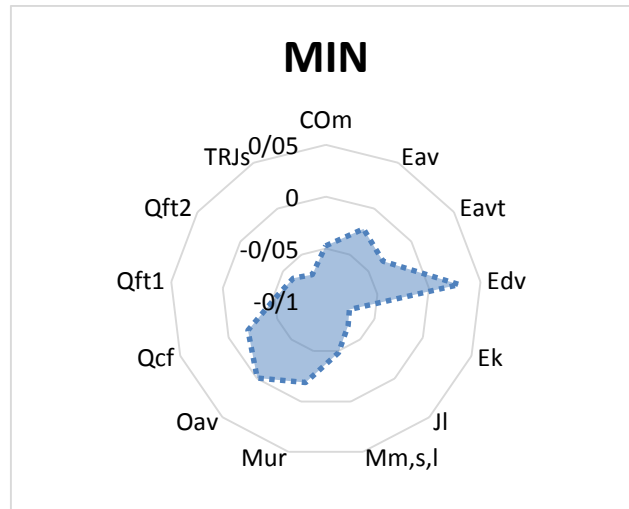
حرکت گسل‌ها یا به عبارتی دیگر زلزله با توجه به نوع سازندهای زمین‌شناسی و میزان مقاومت سازندها تأثیر متفاوتی بر آن‌ها می‌گذارد؛ که این تأثیر به شکل فرونشینی و بالا آمدگی در هر سازند نمایان می‌شود. در این پژوهش سعی بر آن شده، علاوه بر بررسی تأثیر پذیری کلی منطقه بر اثر جابجایی گسل به میزان جابجایی هر سازند نیز پرداخته شود؛ اما به علت زیاد بودن این سازندها فقط سعی شده به شماری از آنها که در حواشی گسل هستند اشاره شود. جدول شماره (۲) میزان اثر پذیری سازندهای حاشیه گسل یاسوج در اثر جابجایی مطرح شده، شکل‌های (۱۲) و (۱۳)، نمودار راداری مربوط به فرونشینی و بالا آمدگی سازندهای حاشیه گسل یاسوج را نمایش می‌دهد.

جدول ۲: میزان اثر پذیری سازندهای حاشیه گسل یاسوج از جا به جایی

انحراف استاندارد	میانگین	رنج	حداکثر	حداقل	سازندها
۰٫۰۱	-۰٫۰۱	۰٫۰۸	۰٫۰۳	-۰٫۰۵	Com
۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۶	۰٫۰۴	-۰٫۰۲	Eav
۰٫۰۲	۰	۰٫۰۸	۰٫۰۴	-۰٫۰۳	Eavt
۰	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۳	Edv
۰٫۰۱	۰	۰٫۱۳	۰٫۰۶	-۰٫۰۸	Ek
۰٫۰۱	-۰٫۰۱	۰٫۱۱	۰٫۰۵	-۰٫۰۷	Jl
۰٫۰۱	۰	۰٫۱	۰٫۰۵	-۰٫۰۵	Mm,s,l
۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۵	۰٫۰۳	-۰٫۰۲	Mur
۰	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰	Oav
۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۷	۰٫۰۵	-۰٫۰۲	Qcf
۰٫۰۱	۰	۰٫۱	۰٫۰۵	-۰٫۰۵	Qft۱
۰٫۰۱	۰	۰٫۱۲	۰٫۰۶	-۰٫۰۶	Qft۲
۰٫۰۱	-۰٫۰۱	۰٫۱۲	۰٫۰۵	-۰٫۰۷	TRJs

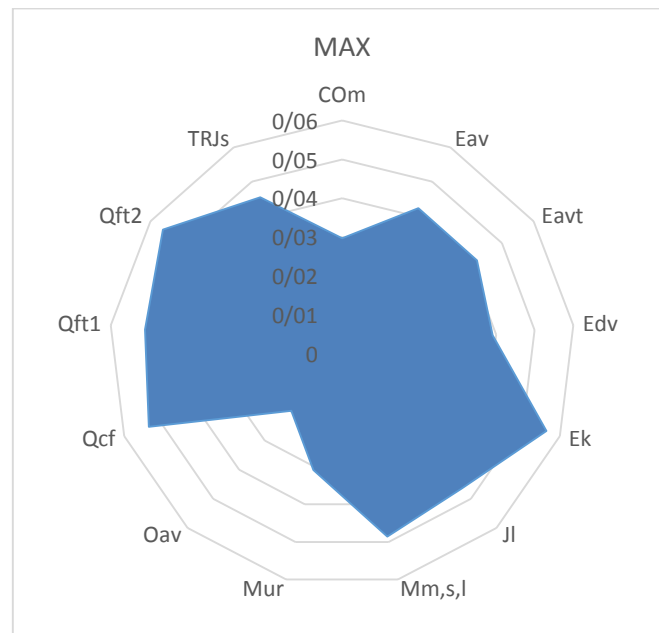
مأخذ: نگارنده





مأخذ: نگارنده

شکل ۱۲: نمودار راداری مربوط به فرونشینی سازندهای حاشیه گسل یاسوج

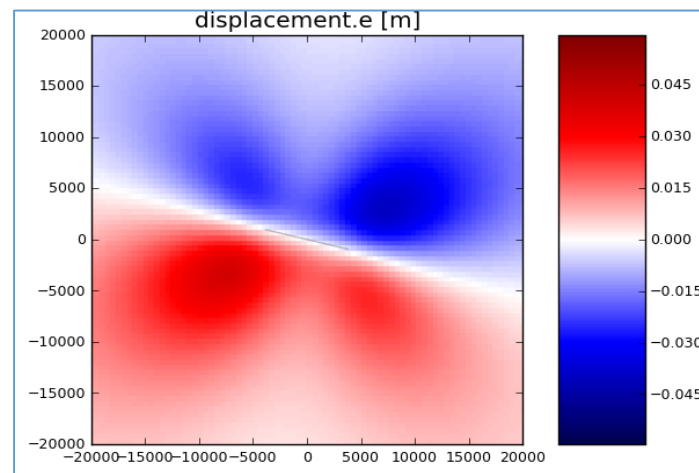


مأخذ: نگارنده

شکل ۱۳: نمودار راداری مربوط به بالا آمدگی سازندها حاشیه گسل یاسوج

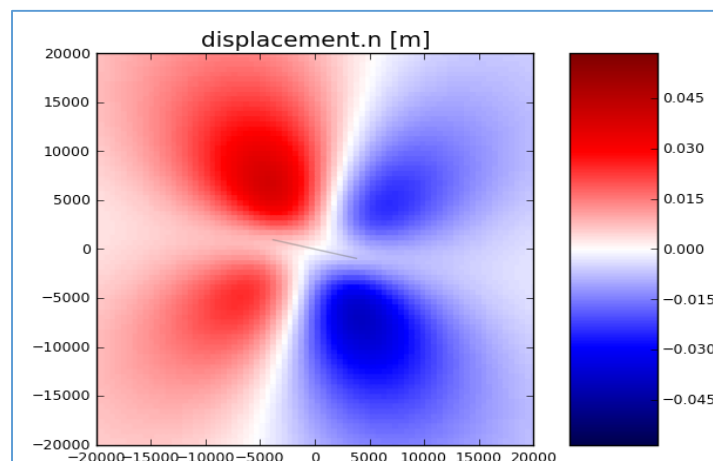
برای مشخص شدن جابجایی، ابتدا داده‌ها را به صورت دو بعدی نمونه برداری کردیم و بر اساس همدوسی هر دیتا، به آن وزنی اعمال گردید و سپس میدان جابجایی سه بعدی را به همراه ماتریس وارپانس بدست آمد. حال با توجه به روابط ریاضی ذکر شده فوق برای گسل‌های مختلف شامل گسل امتداد لغز و عمق لغز می‌توان در هر کدام از موارد فوق که در یک منطقه که در آن حرکتی رخ داده باشد با در دست داشتن اطلاعات مورد نیاز به محاسبه جابجایی در آن منطقه پرداخت. در این مرحله از کار مدل نوشته شده را بر روی گسل یاسوج-جنوب یاسوج با داده‌های واقعی تست شد. طول این گسل نزدیک به ۱۰۰ کیلومتر و عرض آن ۷ کیلومتر که به صورت تقریباً قائم با عمق ۱۰ کیلومتری از سطح

زمین قرار دارد، بدین منظور با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای سنتینل ۱ جابجایی تغییرات سطح سازندها را در منطقه مطالعاتی محاسبه گردید. سپس با استفاده از این گسل میدان‌های جابجایی حاصل از داده‌های راداری مقایسه خواهد شد. با توجه به شکل (۱۴) مولفه‌های ارتفاعی جابجایی سطحی حاصل از مدل، میزان جابجایی‌ها برای گسل یاسوج در محدوده مطالعاتی هر چه از گسل فاصله می‌گیریم میزان جابجایی کمتر و کمتر می‌شود تا اینکه به گسل‌های مجاور نزدیک می‌شویم به دلیل فعالیت آن گسل‌ها میزان جابجایی‌ها افزایش می‌یابد، ماکزیمم جابجایی ارتفاعی برابر ۳ تا ۸- سانتیمتر می‌باشد، با توجه به تحلیل‌های صورت گرفته ماکزیمم مقدار جابجایی افقی حدود ۱۵ سانتیمتر که هر چه از گسل به سمت مناطق دشتی حرکت می‌کنیم بیشتر می‌شود (شکل ۱۵).



مأخذ: نگارنده

شکل ۱۴: مولفه‌های جابجایی مسطحاتی



مأخذ: نگارنده

شکل ۱۵: مولفه‌های جابجایی قائم

## نتیجه گیری

تکنیک تداخل سنجی راداری با دريچه مصنوعی در مناطقی که دیتای ژئودتیکی زمینی کافی موجود نیست، روشی است که جابجایی در راستای یک بعد را فراهم می‌کند. در این مقاله برای زلزله ۱۳۹۷ یاسوج این تکنیک را از یک بعد به دوبعد گسترش داده و میدان جابه‌جایی سه بعدی را بر اساس آن بازسازی شد.

نتایج حاصل از تحلیل‌های صورت گرفته توسط مدل تحلیلی اکادا نشان داد که تغییرات ارتفاعی زیادی در محدوده مشاهده می‌شود (۲۰- تا ۸۰ سانتیمتر). میزان بالآمدگی ساختار زمین‌شناسی ۰/۸ سانتیمتر و فرونشست ساختار منطقه حدود ۸/۲ سانتیمتر بوده است؛ که در بخش‌های شمالی محدوده مطالعاتی فرونشست و در مناطق جنوبی گسل که منتهی به مناطق دشتی با بالآمدگی روبرو هستیم.

به منظور ارزیابی نتایج، به ترتیب همبستگی میدان جابجایی مدلی لغزشی گسلی و حرکت پروالاستیک با میدان جابجایی بعد لرزهای حاصل از تصاویر راداری محاسبه شده است و نتایج نشان می‌دهد که مدلی لغزشی گسلی، همبستگی بیشتری با میدان جابجایی دارد. جابجایی مدل شده در این سه زمان ناچیز است و تغییر چندانی نکرده است. نتایج نشان می‌دهد که مدلی ویسکوالاستیک بر تعداد کم از مشاهدات راداری قابل انطباق است و تأثیر تعادل ویسکوالاستیک در میدان جابجایی بعد لرزهای دشت یاسوج خیلی کوچک است.

کولوکیشن بشدت به توزیع مکانی داده‌ها حساس است. لذا انترپولاسیون اطلاعات ناهمگن مشکل و بحث انگیز است. از آنجایی که حرکت ارتجاعی پروالاستیک می‌تواند از اختلاف بین دو میدان جابجایی همزمان با زلزله محاسبه شده با استفاده از نسبت پواسون مختلف در دو حالت همزمان با زلزله و پس از زلزله تخمین زده شود، در اینجا از مدلی نیم فضای الاستیک برای تخمین حرکت پروالاستیک استفاده شده است. اختلاف بین نسبت پواسون در حالت قبل و بعد زلزله عموماً ۰/۰۳ است و ضریب پواسون پس از زلزله کاهش می‌یابد با توجه به آن مقدار نشان از ارتباط کم جابه‌جایی قائم نسبت به پواسون بوده است. با توجه به تحلیل‌های صورت گرفته ماکزیمم مقدار جابجایی افقی حدود ۱۸ سانتیمتر که از گسل به سمت مناطق دشتی، بیشتر می‌شود.

## منابع

- ۱- بهرامی، محمدامین، و همکار. (۱۳۸۸): تحلیل مسائل مقدار مرزی دو بعدی خطی با استفاده از روش بدون المان کالوکیشن هرمیتی. فصل‌نامه مهندسی مکانیک جامدات. سال ۲. شماره ۲.
- ۲- به نیان، بهزاد، و همکاران. (۱۳۹۶): استفاده از مدل کواریانس ناهمسانگرد به منظور محاسبه تغییر شکل پوسته با استفاده از کولوکیشن کمترین مربعات. نشریه علوم و فنون نقشه برداری. دوره ۶ شماره ۴.
- ۳- پورکرمانی، محسن و همکار. (۱۳۹۲): پهنه بندی خطر زمین‌لرزه در استان کهگیلویه و بویراحمد و تهیه نقشه هم شتاب زمین‌لرزه. طرح پژوهشی سازمان راه و شهرسازی استان کهگیلویه و بویراحمد.

- ۴- پناهی، محمدرضا و همکاران. (۱۳۹۵): مقایسه روش‌های درون یابی برای برآورد و پهنه بندی سطح آب زیرزمینی (مطالعه موردی دشت تهران-کرج). کنفرانس بین‌المللی منابع طبیعی، مهندسی کشاورزی محیط زیست و توسعه روستایی.
- ۵- پناهی وقار، چیستا؛ و همکاران. (۱۳۹۶): شناخت ساختار گسلش بر مبنای توپوگرافی در مناطق زلزله خیز. نشریه مهندسی فناوری اطلاعات مکانی. سال ۵. شماره ۳.
- ۶- تصاویر ماهواره‌ای ۱: ۱۰۰۰۰۰۰ ایران، مرکز سنجش از دور ایران، وزارت معادن و فلزات.
- ۷- جمور، یحیی. و همکاران. (۱۳۹۱): برآورد آهنگ GPS حرکات زمین ساخت نوار شمالی تهران بزرگ. فصل‌نامه علوم زمین. سال ۲۱. شماره ۸۳.
- ۸- خدیوی، وحید و همکاران. (۱۳۹۵): اثر پهنه های گسلی پی سنگی بر خمیدگی تاقدیس کوه سیاه، زاگرس چین خورده -رانده. نشریه علوم زمین دانشگاه خوارزمی. جلد ۲. شماره ۲.
- ۹- حسن لو، عذرا. و همکار. (۱۳۹۰): تحلیل مکانی-زمانی اثر متقابل فعالیت‌های گسل‌های لرزه زا یر یکدیگر در بخش میانی ناحیه زاگرس. مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، شماره ۲ جلد ۱.
- ۱۰- حسینی، محمد خلیج امیر، همکاران. (۱۳۸۰): بررسی اثر عوامل اندازه‌گیری الکترومغناطیسی بر بازایی جسم مجهول بروش تکرار برن. نشریه دانشکده فنی، ۳۳، ۱.
- ۱۱- راموز، صالح و همکاران. (۱۳۹۴): تعیین صفر ارتفاعی در شبکه ترازبایی ایران با استفاده از روش کولوکیشن کمترین مربعات. ماهنامه اکتشاف نفت و گاز. شماره ۱۲۵.
- ۱۲- سازمان برنامه و بودجه کشور (۱۳۹۳): برنامه آمایش سرزمین استان کهگیلویه و بویر احمد.
- ۱۳- سرشماری سازمان آمار ایران، (۱۳۹۵).
- ۱۴- صحابی فرد، ناهید، یساقی، علی و محمدقاسم گودرزی، (۱۳۹۴): تحلیل ساختاری پاره گسل جنوبی پهن گسل عرضی کره بس در جنوب فیروزآباد کمربند چین -رانده زاگرس، مجله علوم زمین، سال ۲۴ شماره ۹۵.
- ۱۵- صفری، عبدالرضا. شریفی، محمدعلی. بحرودی، عباس و زارعی، صمد. (۱۳۹۳): تخمین عمق دریا با استفاده از آنومالی جاذبی حاصل از ارتفاع سنجی ماهواره‌ای به روش کالوکیشن کمترین مربعات (مطالعه موردی: دریا عمان). نشریه علمی ترویجی مهندسی نقشه‌برداری و اطلاعات مکانی. دوره پنجم. شماره سوم.
- ۱۶- ظاهرمنند، صمد. و همکار. (۱۳۹۳): بررسی لرزه‌خیزی ناحیه یاسوج با توجه به وضعیت زمین‌شناختی و گسل‌های موجود منطقه. پانزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.
- ۱۷- عباس چرچی؛ محمد مهدی خطیب؛ محمد مظفر خواه؛ آرش برجسته، (۱۳۹۰): استفاده از تحلیل فرکانالی برای تعیین پویایی تکتونیک شمال منطقه لالی در شمال شرق خوزستان دوره ۱، شماره ۱.
- ۱۸- علوی پناه، سید کاظم و محمد صدیق قربانی. (۱۳۸۶): نقش سنجش از دور و بررسی‌های میدانی در تجزیه و تحلیل ژئومورفوتکتونیک - مطالعه موردی زلزله بم. " پژوهش‌های جغرافیایی.
- ۱۹- عمادعلی، لطف ا...، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، (۱۳۸۹): تجزیه و تحلیل تنسور استرین گسل شمال تهران با استفاده از مشاهدات GPS دانشگاه عمران و نقشه‌برداری دانشگاه خواجه نصیرالدین طوسی.
- ۲۰- فرضی پورصائین، علی. و همکاران. (۱۳۹۲): بررسی لرزه‌زمین‌ساخت و تحلیل خطر زمین‌لرزه در گستره شهرستان دهلران. هشتمین همایش زمین‌شناسی مهندسی و محیط‌زیست ایران.
- ۲۱- مرادی فرج، افسانه. و همکار. (۱۳۹۸): مدل‌سازی میدان‌های جابجایی هم لرزه گسلی در محیط‌های الاستیک بر پایه مدل نابرجایی کروی. نشریه مهندسی نقشه‌برداری و اطلاعات مکانی. دوره ۱۰. شماره ۲.
- ۲۲- موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران. (۱۳۹۷): زلزله یاسوج و سی سخت.
- ۲۳- همتی، فریبا. و همکاران. (۱۳۹۶): بررسی توان لرزه زایی گسل بناران به روش قطعی و احتمالاتی. فصل‌نامه تحقیقات جغرافیایی. سال ۳۲. شماره ۴.