

ویژگی‌های لرزه‌خیزی دشت سیلاخور بروجرد بر اساس داده زمین‌لرزه‌های ثبت شده در یک شبکه لرزه‌نگاری موقت

طاهره شهرابی، غلام جوان دولویی: پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله

Javandoloei@iiees.ac.ir

پذیرش ۸۹/۳/۲۹

تاریخ: دریافت ۸۸/۲/۲۷

چکیده

دشت سیلاخور بروجرد بین دو زون زاگرس مرتفع و سندج-سیرجان است و یکی از مناطق لرزه‌خیز کشور به‌شمار می‌رود. بررسی گسل‌های منطقه و کانون‌های سطحی زمین لرزه‌ها در منطقه نیز نشان دهنده وقوع زمین لرزه‌هایی با تعداد نسبتاً زیاد و بزرگی متوسط تا بزرگ است. بررسی زمین لرزه‌های تاریخی نیز نشان‌دهنده بروز زمین‌لرزه‌های متعددی در گستره بررسی شده در گذشته است و گستره پیشینه تخریب و صفحه گسل در سازوکارهای کانونی تعیین شده از روند شمال غربی-جنوب شرقی آن‌ها تبعیت می‌کنند.

بررسی توزیع مکانی پس لرزه‌های زمین لرزه ۱۳۸۴/۲/۳۱ بروجرد بر روی نقشه توپوگرافی منطقه، نشان می‌دهد که اکثر پس لرزه‌ها در منطقه کانون سطحی زمین لرزه اصلی یعنی در ناحیه گسل قلعه حاتم به وقوع پیوسته‌اند. همچنین با تعیین محل پس لرزه‌های زمین لرزه ۱۳۸۵/۱/۱۳ مشخص شد که اکثر پس لرزه‌ها در منطقه کانون سطحی زمین لرزه اصلی، یعنی گسل دورود بوقوع پیوسته‌اند. به عبارت دیگر، فعال شدن گسل مسبب زمین لرزه‌های اصلی ایجاد کننده پس لرزه‌ها بوده است. همچنین سازوکارهای محاسبه شده برای زلزله‌ها در این پژوهش، اکثراً امتداد لغز راست‌گرد را در کنار سازوکارهای فشارشی و

کشتی نشان می‌دهند. وجود این سازوکارهای متفاوت در کنار هم‌دیگر نشان دهنده وقوع پدیده افراز در این ناحیه از زاگرس است.

واژه‌های کلیدی: لرزه خیزی، دشت سیلاخور، گسله فعال

مقدمه

دشت بزرگ سیلاخور در استان لرستان در طول ۴۹-۴۸/۳ درجه شرقی و ۳۴-۳۳/۳ درجه عرض شمالی ما بین زون دگرگونه در امتداد زون سنندج- سیرجان در شمال و زاگرس خرد شده در جنوب واقع شده است. این دشت از اشتهرینان (شمال غرب بروجرد) تا دورود گسترش دارد و شهرهای اشتهرینان، بروجرد و دورود به ترتیب از شمال غرب به جنوب شرق در طول آن قرار دارند. دشت سیلاخور عمدتاً از رسوبات آبرفتی شامل پادگانه‌های بلند و قدیمی پادگانه‌های کوتاه و جوان و رسوبات رودخانه‌ای تشکیل شده که می‌توان رسوبات آنرا به صورت کفه مسطح رس در نظر گرفت. آب‌های سطحی موجود در این دشت شامل رودخانه‌های بزازنا و چالانچولان می‌باشد.

در روزهای ۱۱، ۱۲ و ۱۳ اردیبهشت ۱۳۸۴، هشت زمین‌لرزه حوالی شهرستان بروجرد به وقوع پیوست که بزرگ‌ترین آن‌ها در ساعت ۵۱:۱۱ ظهر روز سه شنبه ۸۴/۲/۱۳ با بزرگی محلی $ML=4.9$ در مقیاس ریشتر رخ داد. در این راستا پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله با طراحی و نصب یک شبکه موقت لرزه‌نگاری به ترتیب در شهرهای بروجرد، نهاوند، دورود، چغلودی، الشتر و ناحیه توره اقدام به ثبت رویدادهای لرزه‌ای ناحیه دشت سیلاخور بروجرد نمود. هدف این مقاله بررسی ویژگی‌های لرزه‌خیزی دشت سیلاخور بروجرد براساس رویدادهای لرزه‌ای ثبت شده در شبکه لرزه‌نگاری موقت فوق‌الذکر است. علاوه بر آن خصوصیات پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه ۶/۱ ریشتری یازدهم فروردین ماه ۱۳۸۵ که در منطقه دشت سیلاخور به وقوع پیوست مورد بررسی قرار گرفته است (شکل ۱).

گسل‌های بنیادی، جنب‌ها و کواترنر منطقه

از مهم‌ترین گسل‌های بنیادی، جنب‌ها و کواترنر منطقه می‌توان به گسل معکوس اصلی زاگرس و گسل عهدحاضر اشاره نمود (آفانباتی، ۱۳۸۳).

گسل معکوس اصلی زاگرس (MZRF): این گسل جداکننده زون دگرگونه سنندج-سیرجان از زون زاگرس است. این گسل در ناحیه دشت سیلاخور به صورت تراستی دارای شیب با میل به طرف شمال شرق پنهان می‌شود.

گسل اخیر (عهد حاضر) زاگرس (MRF): گسل اصلی جوان یک گسل منفرد نبوده، بلکه از تعدادی بخش‌های گسلی مجزا که اغلب به‌گونه یک الگوی نردبانی راست‌گرد شکل گرفته‌اند تشکیل شده است. از جنوب شرق به شمال غرب قطعات گسل اصلی عبارتند از: گسل دورود، گسل نهاوند، گسل صحنه، گسل دینور، گسل سرتخت، گسل مروارید و گسل پیرانشهر. شرح مختصر قطعه گسلی دورود و قطعه گسلی نهاوند با توجه به این‌که دشت سیلاخور را در برمی‌گیرند، ضروری به نظر می‌رسد.

قطعه گسلی و لرزه‌زای دورود: دارای سازوکار راستالغز راست‌گرد همراه با یک مؤلفه قائم کوچک است به‌طوری که بخش جنوب غربی آن (واقع در محدوده شمال غرب شهر دورود و مرز جنوبی دشت سیلاخور) نسبت به بخش شمال شرقی به سمت بالا حرکت کرده است. دشت سیلاخور در شمال غرب به‌وسیله گسل نرمال قلعه حاتم (با راستای تقریبی شمال-جنوب) احاطه شده است. به‌عبارت دیگر گسل عادی قلعه حاتم قطعه گسلی دورود را از قطعه گسلی نهاوند جدا می‌کند.

قطعه گسلی کواترنری نهاوند: نیز بخش فعال دیگری از گسل اصلی جوان زاگرس است که با راستای شمال غربی-جنوب شرقی از غرب بروجرد آغاز و از ۲/۵ کیلومتری جنوب غربی شهر نهاوند می‌گذرد و با راستای ۱۴۰ درجه در شمال غرب این شهر ختم می‌شود. این گسل با درازای حدود ۵۵ کیلومتر، دارای سازوکار راستالغز راست‌گرد با شیب زیاد به سمت جنوب غربی است (شکل ۲).

پیشینه لرزه‌خیزی دشت سیلاخور

دشت سیلاخور در طول تاریخ شاهد وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ بوده است که در این قسمت شرح مختصری از آن‌ها ارائه می‌شود (بربریان، ۱۹۹۴).

۱. زمین‌لرزه‌های تاریخی و سده بیستم

- زمین‌لرزه کهن سیمره (۱۱۰۰۰ سال پیش): زمین‌لرزه سیمره در زاگرس با حجمی وسیع از واریزه‌ها احتمالاً یکی از بزرگ‌ترین زمین‌لرزه‌های گزارش شده در نیم‌کره شرقی کره زمین است که احتمالاً در اثر فعالیت گسل جنبای کبیرکوه با ساز و کار معکوس همراه با وقوع زمین‌لرزه‌ای مخرب شکل گرفته است.

- زمین‌لرزه ۲ تیر ۲۵۱ هـ-ش، سیمره: (۸۷۲/۶/۲۲ م) در این زمین‌لرزه که با وقوع چندین پیش‌لرزه بزرگ همراه بوده است، منطقه سیمره ویران شد و حدود ۲۰۰۰۰ تن جان باختند.

- زمین‌لرزه کهن اشتران‌کوه: دریاچه گهر (۲۹ کیلومتری جنوب شرقی شهرستان دورود) به احتمال زیاد در اثر وقوع یک زمین‌لرزه شدید و سنگ ریزش‌های پی در پی و بسته شدن دره اشتران‌کوه به وجود آمده است. دریاچه کوهستانی گهر که بر روی گسل اصلی امروزی زاگرس (بخش دورود) قرار دارد، بر پهنه رو مرکزی زمین‌لرزه فاجعه بار سیلاخور ۱۳۷۸/۱۱/۳ ش. با بزرگی $M_s = 7/4$ منطبق است.

- زمین‌لرزه ۳ بهمن ۱۲۷۸ ش. سیلاخور (۱۹۰۹/۱/۲۳ م): زمین‌لرزه فاجعه‌باری با بزرگی $M_s = 7/4$ در بامداد ۱۳۷۸/۱۱/۳ ش. دره سیلاخور (جنوب شرق شهرستان بروجرد) را در هم کوبید. در اثر این زمین‌لرزه به‌طور کلی ۱۲۸ آبادی آسیب دیده‌اند که از بین آن‌ها ۶۴ آبادی به‌طور کلی ویران شده و شمار کشته شدگان در آن‌ها بین ۶۰۰۰ تا ۸۰۰۰ نفر بر آورد شده است.

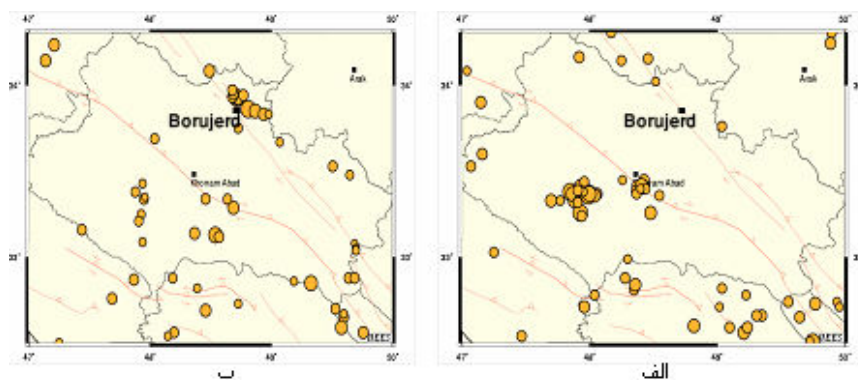
- زمین‌لرزه ۱۰/۲۸/۱۹۶۱ م حیدرآباد: این زمین‌لرزه با بزرگی $M_s = 4/6$ در ناحیه روستای حیدرآباد (واقع در ۳۵ کیلومتری شمال غربی دورود و ۲۱ کیلومتری جنوب بروجرد) و امتداد گسل دورود روی داده است.

• زمین‌لرزه ۱۹۶۳/۶/۳۰ تقی‌آباد: این زمین‌لرزه با بزرگی $mb = 4/9$ در ناحیه تقی‌آباد (۵ کیلومتری شمال غربی دورود) روی داد و در حدود ده دهکده آسیب دیدند (بربریان، ۱۹۸۱).

مشاهده فراوانی و بزرگی متوسط به بالا وقوع زمین‌لرزه‌های تاریخی و سده بیستم در ناحیه دشت سیلاخور مؤید توان‌مندی و جنبائی گسل‌های منطقه خصوصاً دشت سیلاخور است.

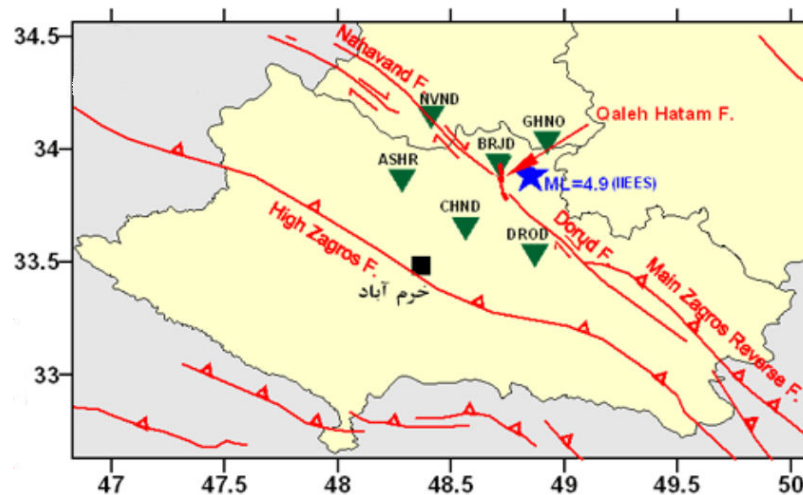
۲. تحلیل زمین‌لرزه‌های سال ۱۳۸۳ و سال ۱۳۸۴ استان لرستان

اگرچه آغاز فعالیت‌های لرزه‌ای استان لرستان را از نیمه دوم سال ۱۳۸۱ با وقوع دو زمین‌لرزه ۴/۶ ریشتری جنوب غرب دورود و ۴/۷ ریشتری جنوب شرق نهاوند به ترتیب در ۲۵ و ۲۷ اکتبر ۲۰۰۲ باید در نظر گرفت، اما این لرزه‌خیزی بیش‌تر در حاشیه جنوبی استان لرستان و استان‌های همجوار مشهود است. لذا در ادامه لرزه‌خیزی استان لرستان را در سال ۱۳۸۳ مطابق آنچه که در شبکه لرزه‌نگاری دائم باند پهن پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله ثبت و پردازش شده است بررسی می‌کنیم. شکل ۲-الف نقشه لرزه‌خیزی استان لرستان را نشان می‌دهد. بررسی شکل ۱-الف نشان می‌دهد که دو ناحیه پل دختر و جنوب خرم‌آباد در استان لرستان فعالیت بسیار زیادی خصوصاً در نیمه دوم سال ۱۳۸۳ از خود نشان داده‌اند. تعداد رویدادهای این دو خوشه لرزه‌ای (Seismic Cluster) به بیش از ۴۰ رویداد می‌رسد. گویا در سال ۱۳۸۳ سایر نقاط استان لرستان از سکون لرزه‌ای چشم‌گیری برخوردار بوده است.



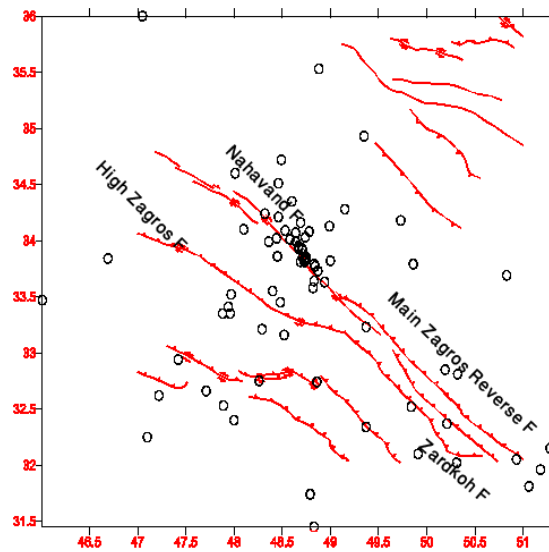
شکل ۱. لرزه‌خیزی استان لرستان؛ الف) سال ۱۳۸۳، ب) سال ۱۳۸۴

در روزهای ۱۱، ۱۲ و ۱۳ اردیبهشت ۱۳۸۴، هشت زمین‌لرزه متوالی در دشت سیلاخور خصوصا اطراف شهرستان بروجرد به وقوع پیوست که بزرگ‌ترین آن‌ها در ساعت ۱۱:۵۱ ظهر روز سه‌شنبه ۱۳/۲/۸۴ با بزرگی محلی $ML=4.9$ در مقیاس ریشتر محاسبه شده است. وقوع رویدادهای پی در پی در پی در منطقه باعث ایجاد خرابی‌های مختصر و هراس مردم شد. در این راستا شبکه لرزه‌نگاری موقت پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله با توانمندی شش ایستگاه به ترتیب در شهرهای بروجرد، نهاوند، دورود، چغلوئندی، الشتر و ناحیه توره به فاصله کوتاه چندین روز پس از زمین‌لرزه ۱۳۸۴/۲/۱۳ مطابق نقشه شکل ۲ نصب و راه‌اندازی شد. نوع تجهیزات لرزه‌نگاری مورد استفاده در شبکه موقت پژوهشگاه CMG-6TD سه مؤلفه‌ای با نمونه‌برداری ۱۰۰ نمونه در ثانیه بوده است و در مدت ۲۵ روز حدود ۸۰ پس‌لرزه و رویداد لرزه‌ای ثبت شده است.



شکل ۲. زمین‌لرزه ۱۳۸۴/۲/۱۳ بروجرد و نقشه شبکه لرزه‌نگاری موقت پژوهشگاه (اقتباس از سایت پژوهشگاه)

تعیین محل رویدادها بر اساس روش چند ایستگاهی صورت گرفته است. با این معیار که هر رویداد حداقل در چهار ایستگاه لرزه‌نگاری ثبت شده باشد و خطای محاسبات rms برای بازماندهای زمانی هر رویداد اگر کم‌تر از $0/25$ باشد در پژوهش لحاظ شده است. پردازش اطلاعات لرزه‌ای ثبت شده در شبکه موقت و ترسیم موقعیت مکانی آنها بر روی نقشه گسل‌های منطقه نشان می‌دهد که تعداد زیادی از رویدادهای ثبت شده پس از زمین‌لرزه ۱۳۸۴/۲/۱۳ در امتداد گسل نرمال قلعه حاتم رخ داده‌اند (شکل ۳). این نتیجه مویید فعال شدن گسل قلعه حاتم در اثر زمین‌لرزه اصلی سیزدهم اردیبهشت ۱۳۸۴ علاوه بر قرارگرفتن توزیع مکانی پس‌لرزه‌ها در ناحیه وقوع رویداد اصلی است. علاوه برآن بررسی شکل ۱- ب نشان می‌دهد که در سال ۱۳۸۴ فعالیت لرزه‌ای استان لرستان برخلاف سال ۱۳۸۳ از غرب (ناحیه پل دختر) و مرکز استان (جنوب بروجرد) به شرق استان (ناحیه دشت سیلاخور، حدفاصل دورود - بروجرد) منتقل شده است.



شکل ۳. توزیع مکانی پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه ۱۳۸۴/۲/۱۳ بروجرد و رویدادهای لرزه‌ای لرستان ثبت شده در شبکه موقت لرزه‌نگاری پژوهشگاه از ۱۳۸۴/۲/۱۵ به مدت یک ماه

به منظور ارزیابی اولیه از عمق کانونی پس‌لرزه‌های ثبت شده در شبکه موقت لرزه‌نگاری، دو مقطع عمود برهم با راستاهای شرقی-غربی و شمالی-جنوبی انتخاب و بررسی شدند. بر اساس این بررسی مشخص گردید که بیش از ۵۰٪ پس‌لرزه‌ها دارای عمق کم‌تر از ۱۵ کیلومتر بوده‌اند. حدود ۲۰٪ آن‌ها که عمق بیش از ۲۰ کیلومتر را نشان می‌دهند ناشی از خطای محاسباتی برای تعیین محل رویدادهائی است که خارج از محدوده شبکه لرزه‌نگاری رخ داده‌اند. عامل دوم مؤثر بر افزایش خطا در محاسبه عمق فاصله نسبتاً زیاد بین ایستگاه‌ها است. استنتاج اولیه از برآورد عمق تقریبی برای زون لرزه‌زا در این منطقه حدود ۱۴ کیلومتر و حتی کم‌تر از آن است.

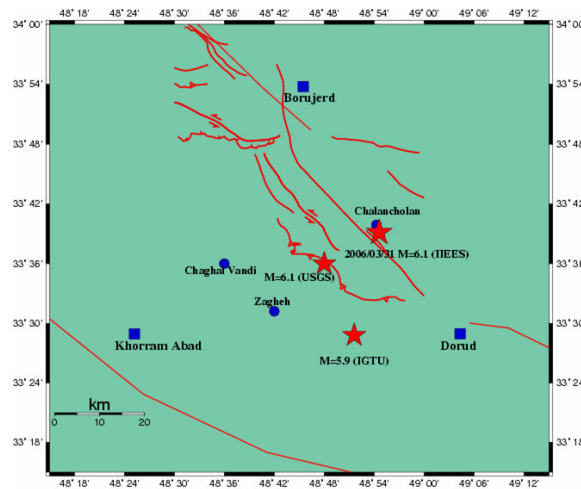
تحلیل زمین‌لرزه ۱۱ فروردین ۱۳۸۵ درب آستانه سیلاخور با بزرگی $ML=6.1$ و پس‌لرزه‌های آن

۱. موقعیت مکانی، بزرگی و سازوکار کانونی زمین‌لرزه ۱۱ فروردین ۱۳۸۵ درب آستانه سیلاخور: وقوع زمین‌لرزه ۴:۴۷ بامداد روز ۸۵/۱/۱۱ در جنوب بروجرد ۶۶ کشته و حدود ۱۲۸۰ نفر مجروح داشت و به سیصد و سی روستا در منطقه دشت سیلاخور (از توابع بروجرد

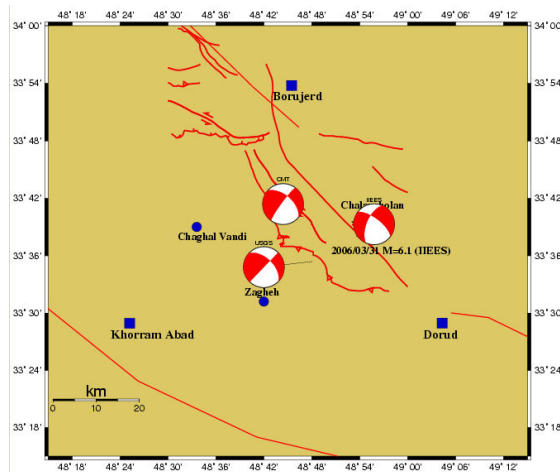
و دورود) آسیب رساند. همه روستاهای دشت سیلاخور حد فاصل دورود و بروجرد محل وقوع این زلزله، بین سی تا صد درصد تخریب شدند. وقوع این زمین‌لرزه در نزدیکی راستای گسل اصلی جوان زاگرس (قطعه گسلی دورود) بیان‌گر فعالیت مجدد این قطعه گسلی است. با توجه به مشاهده بیش‌ترین تلفات انسانی و خرابی‌های بیش از ۸۰٪ در سازه‌های مهندسی در روستای درب آستانه واقع در سه کیلومتری شمال غرب بخش چالان چولان دشت سیلاخور، این زمین‌لرزه به نام همان روستا مشهور شده است. بزرگی زمین‌لرزه یازدهم فروردین ماه ۱۳۸۵ درب آستانه سیلاخور بر اساس لرزه نگاشت‌های ثبت شده در چهارده ایستگاه لرزه‌نگاری باند پهن پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله $ML=6/1$ در مقیاس محلی ریشتر محاسبه شد. علاوه بر آن موقعیت مکانی آن در $33/65$ درجه عرض شمالی و $48/91$ درجه طول شرقی و عمق ۱۴ کیلومتری تعیین شد. مقایسه گزارش‌های پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (IIEES)، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (IGTU) و سازمان زمین‌شناسی آمریکا (USGS) برای تعیین محل زمین‌لرزه و بزرگی آن در شکل ۴ نشان داده شده است. با توجه به فاصله کم‌تر از ۲۰۰ کیلومتری سه ایستگاه شبکه ملی لرزه‌نگاری باند پهن پژوهشگاه به موقعیت زمین‌لرزه، پوشش نسبتاً مناسب با ایستگاه‌ها در اطراف منطقه آسیب دیده و مقایسه میزان آسیب و خسارات ناشی از زمین‌لرزه در حد فاصل بخش چالانچولان و شهر بروجرد، منطقی‌ترین موقعیت اعلان شده، محاسبه براساس لرزه‌نگاشت‌های ثبت شده در ایستگاه‌های شبکه ملی لرزه‌نگاری باند پهن پژوهشگاه است. گزارش سازمان زمین‌شناسی آمریکا و دانشگاه هاروارد نیز با توجه به فاصله بیش از پانصد کیلومتری ایستگاه‌های آن‌ها مستقر در کویت و برخی کشورهای همسایه ایران با خطای چشم‌گیر ۴۰ کیلومتر انحراف به غرب از کانون مه‌لرزه‌ای همراه است.

در این پژوهش سازوکار کانونی بزرگ‌ترین پیش‌لرزه و پس‌لرزه همراه این زمین‌لرزه بر اساس روش قطبش اولین جنبش موج تراکمی (P) لرزه نگاشت‌های ثبت شده در چهارده ایستگاه لرزه‌نگاری باند پهن پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله بر اساس

به صورت امتداد لغز راست گرد با مؤلفه کوچک فشاری یا کششی با شیب به سوی شمال شرق محاسبه شد که نتایج آن در شکل ۵ نشان داده شده است.



شکل ۴. بزرگی و موقعیت مکانی زمین‌لرزه ۱۳۸۵/۱/۱۱ درب آستانه سیلاخور



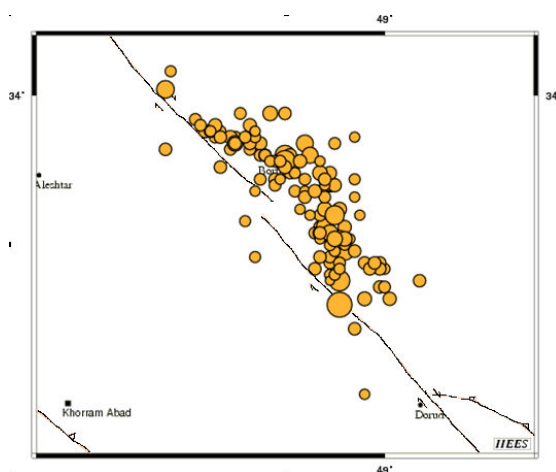
شکل ۵. سازوکارکانونی بزرگ‌ترین پیش‌لرزه و پس‌لرزه همراه با زمین‌لرزه ۱۳۸۵/۱/۱۱ درب آستانه سیلاخور

مقادیر محاسبه شده پارامترهای امتداد، شیب و ریک گسله مسبب پیش‌لرزه، زمین‌لرزه اصلی و پس‌لرزه ارائه شده است. علاوه بر آن نتایج با محاسبات سازمان زمین‌شناسی آمریکا و دانشگاه هاروارد (بر اساس روش مدل‌سازی شکل موج دورلرز) مقایسه شده است. این مقایسه نشان می‌دهد که ساز و کار کانونی محاسبه شده در جدول ۱ با هم تطابق نسبتاً خوبی دارند. با توجه به خطای چشم‌گیر در تعیین مختصات کانونی توسط سازمان زمین‌شناسی آمریکا و دانشگاه هاروارد، تحلیل ساز و کار کانونی و انتساب آن به قطعۀ گسلی دورود با مشکل جدی همراه است. همان‌طوری‌که در شکل ۵ مشاهده می‌شود موقعیت زمین‌لرزه اصلی در مجاورت گسلۀ اصلی زاگرس گزارش شده است که فاصله‌ای چشم‌گیر با قطعۀ گسلی دورود دارد. بنا بر این ساز و کار کانونی امتداد لغز راست‌گرد محاسبه شده برای زمین‌لرزه فوق بر اساس موقعیت مکانی روستای درب آستانۀ سیلاخور که قطعۀ گسلی دورود از ضلع شرقی آن می‌گذرد کاملاً توجیه‌پذیر است.

۲. بررسی پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه ۱۱ فروردین ۱۳۸۵ درب آستانۀ سیلاخور

ویژگی‌های زمین‌شناسی منطقه به گونه‌ای است که پیش از زمین‌لرزه ۱۳۸۵/۰۱/۱۱ درب آستانۀ سیلاخور، چندین پیش‌لرزه رخ داده است که دو پیش‌لرزه با بزرگای بیش از ۴ ($M > 4$) ثبت شده است. نخستین پس‌لرزه قابل توجه چهارده دقیقه پس از وقوع رویداد اصلی در ساعت ۰۵:۰۱ بامداد روز ۸۵/۱/۱۱ با بزرگی محلی $ML=4.9$ در مقیاس ریشتر به‌وقوع پیوست. علاوه بر آن بیش از ۴۰۰ پس‌لرزه در شبکه ملی لرزه‌نگاری باند پهن پژوهشگاه ثبت شده است که بزرگ‌ترین آن‌ها با بزرگی $ML=5.3$ در ساعت ۱۵:۲۶ عصر روز ۱۳۸۵/۱/۱۱ در جنوب شرقی بروجرد رخ داده است. توزیع مکانی ۱۳۰ پس‌لرزه که در شعاع ۳۰ کیلومتری شهر بروجرد تعیین محل شده‌اند در شکل ۶ نشان داده شده است. این رویدادهای لرزه‌ای به مدت دو ماه (۸۵/۱/۱۱ لغایت ۸۵/۳/۱۱) در گسترۀ دشت سیلاخور از شمال دورود تا شمال‌غرب بروجرد به‌وقوع پیوسته است. بررسی توزیع مکانی پس‌لرزه‌ها نشان می‌دهد که همه پس‌لرزه‌ها (به استثنا دو مورد) در ناحیه شمال کانون زمین‌لرزه اصلی به وقوع پیوسته‌اند. رویداد پس‌لرزه‌ها بیان‌گر فعال بودن ناحیه بروجرد و جنوب شرق آن است. انحراف مشهود توزیع

پس‌لرزه‌ها به سوی شرق قطعه گسلی دورود می‌تواند دلیلی بر شیب‌دار بودن صفحه گسل باشد. این نتایج با نوع ساز و کار کانونی محاسبه شده شکل ۵ هم‌خوانی دارد. بررسی عمق پس‌لرزه‌ها نشان می‌دهد که اکثر آن‌ها در عمق ۱۴ کیلومتری واقع شده‌اند. بنا بر این با توجه به شیب متوسط ۵۵ درجه (شکل ۵) و عمق متوسط ۱۴ کیلومتر، میزان انحراف پس‌لرزه‌ها از امتداد قطعه گسلی دورود به سوی شرق تا حدود ۱۰ کیلومتر کاملاً توجیه‌پذیر است.



شکل ۶. توزیع مکانی پس‌لرزه‌های دو ماهه زمین‌لرزه ۱۳۸۵/۱/۱۱ درب آستانه سیلاخور

تعیین سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های دشت سیلاخور و ناحیه‌های هم‌جوار

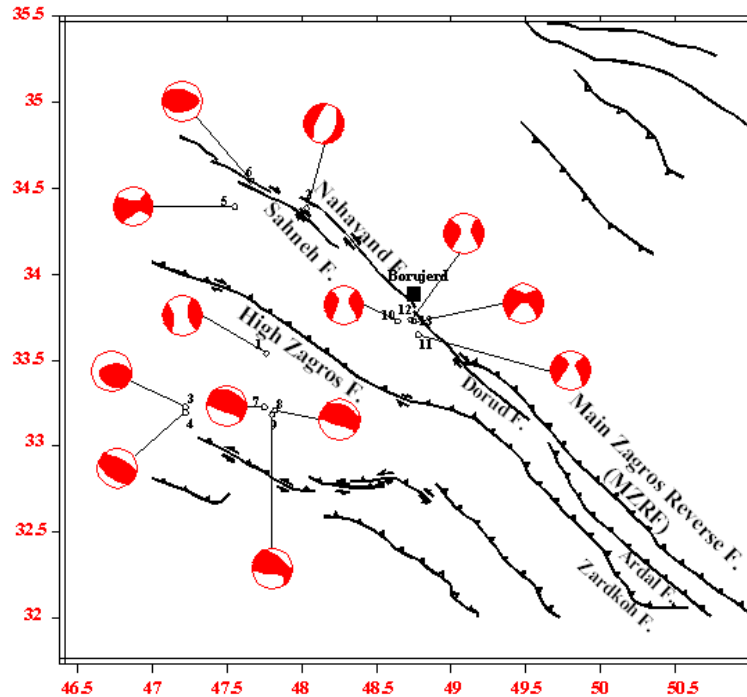
در این پژوهش ابتدا سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های ۲۰ سال اخیر (بازه زمانی ۱۹۸۶ تا ۲۰۰۶) از کاتالوگ دانشگاه هاروارد استخراج و در شکل ۷ نشان داده شده‌اند. بررسی شکل ۷ نشان می‌دهد که اکثر ساز و کارهای کانونی محاسبه شده ارتباط نزدیکی با گسل‌های موجود در منطقه دارند و از نوع امتداد لغز راست‌گرد با مؤلفه کوچک فشارشی یا کششی هستند (جدول ۲). شماره‌های حاشیه ساز و کارها در شکل ۷ مرتبط با آن زمین‌لرزه در جدول ۲ است.

جدول ۱. محاسبه سازوکارهای کانونی محاسبه شده در این پژوهش و مقایسه آن با سایر گزارش‌ها

| Year | Month | Day | Hour | Minute | Second | Error | Longitude | Error | Depth | Error | NST | NPB | Gap | Dmin | RMS | ML | Fault Characteristic | | | | |
|-------|-------|-----|------|--------|--------|-------|-----------|-------|--------|-------|------|------|-----|------|-----|-------|----------------------|-----|------|----|------|
| | | | | | | | | | | | | | | | | | STRIK | DIP | RAKE | | |
| IIIES | 2006 | 3 | 30 | 19 | 18 | 2.02 | 33.692 | 5.7 | 48.909 | 6.4 | 15 | 10.2 | 8 | 10 | 134 | 140.1 | 0.7 | 5.1 | 320 | 60 | -140 |
| IIIES | 2006 | 3 | 31 | 1 | 17 | 2.3 | 33.652 | 9.1 | 48.912 | 6.4 | 14.1 | 13.3 | 7 | 10 | 210 | 143 | 0.5 | 6 | 307 | 67 | -148 |
| IIIES | 2006 | 3 | 31 | 11 | 54 | 2.6 | 33.891 | 5.2 | 48.795 | 4.9 | 17.3 | 15.8 | 5 | 7 | 136 | 134.8 | 0.5 | 5.2 | 230 | 30 | -180 |
| CMT | 2006 | 3 | 31 | 1 | 17 | 10.8 | 33.69 | | 48.78 | | 12 | | | | | | | 6.1 | 311 | 54 | -172 |
| USGC | 2006 | 3 | 31 | 1 | 17 | 1 | 33.59 | 5.4 | 48.8 | 5.4 | 10 | | 95 | 95 | 54 | 365 | 1 | 6.1 | 314 | 54 | 180 |

جدول ۲. مشخصات زمین‌لرزه‌های ۲۰ سال اخیر دشت سیلاخور و نواحی اطراف آن

| No. | Date | Lat. | Long. | Depth | M _w | Strike1 | Dip1 | Slip1 | Strike2 | Dip2 | Slip2 |
|-----|------------|-------|-------|-------|----------------|---------|------|-------|---------|------|-------|
| 1 | 1987/5/29 | 33.54 | 47.76 | 15 | 5.3 | 218 | 80 | 2 | 128 | 88 | 170 |
| 2 | 1998/8/21 | 34.38 | 48.03 | 22 | 4.9 | 25 | 39 | -84 | 197 | 51 | -95 |
| 3 | 1998/10/04 | 33.23 | 47.22 | 15 | 5.3 | 126 | 31 | 121 | 270 | 64 | 73 |
| 4 | 1998/10/05 | 33.20 | 47.22 | 38 | 5.4 | 131 | 41 | 103 | 294 | 50 | 79 |
| 5 | 2002/04/24 | 34.39 | 47.55 | 33 | 5.4 | 36 | 74 | 16 | 302 | 75 | 163 |
| 6 | 2002/12/24 | 34.54 | 47.66 | 27 | 5.2 | 284 | 45 | 105 | 82 | 47 | 75 |
| 7 | 2004/11/21 | 33.23 | 47.75 | 12 | 5.2 | 310 | 26 | 112 | 106 | 66 | 80 |
| 8 | 2004/11/22 | 33.21 | 47.82 | 12 | 5.0 | 308 | 29 | 111 | 105 | 63 | 79 |
| 9 | 2004/11/27 | 33.18 | 47.80 | 20 | 4.9 | 330 | 38 | 145 | 89 | 69 | 57 |
| 10 | 2005/05/03 | 33.73 | 48.64 | 22 | 4.9 | 220 | 71 | -17 | 316 | 74 | -161 |
| 11 | 2006/03/30 | 33.65 | 48.78 | 20 | 5.1 | 321 | 70 | -167 | 226 | 77 | -20 |
| 12 | 2006/03/31 | 33.74 | 48.73 | 17 | 6.1 | 313 | 78 | -174 | 222 | 84 | -12 |
| 13 | 2006/03/31 | 33.73 | 48.75 | 26 | 5.1 | 319 | 67 | -168 | 224 | 79 | -24 |



شکل ۷. سازوکارکانونی زمین‌لرزه‌های مهم دشت سیلاخور و نواحی هم‌جوار بر اساس نتایج دانشگاه هاروارد

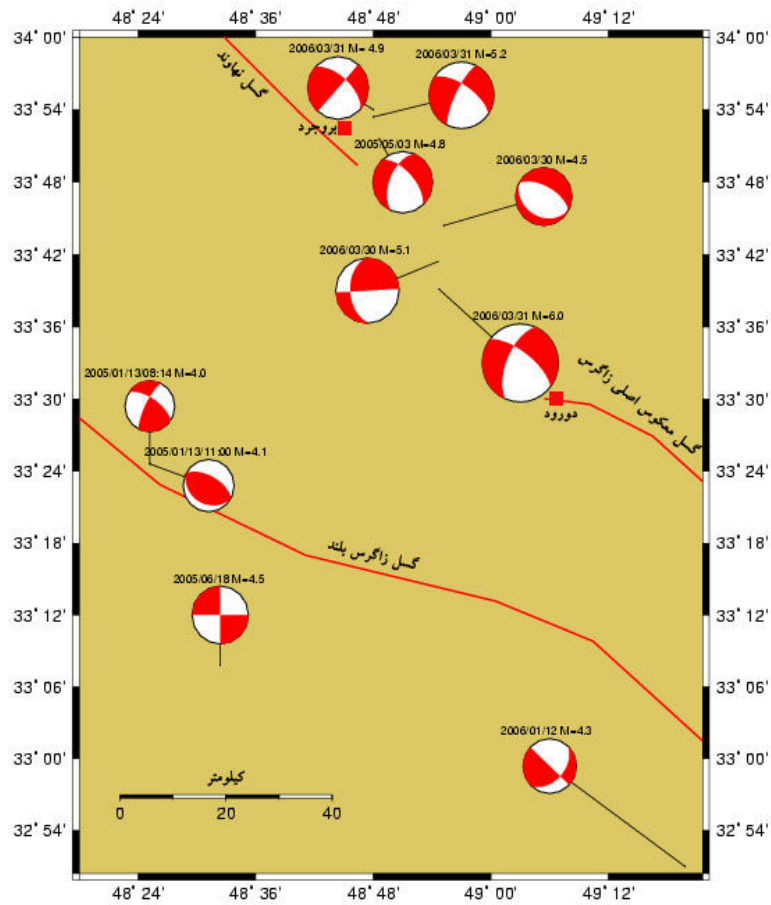
بررسی جدول) نشان می‌دهد که زمین‌لرزه ۲۱ اوت ۱۹۹۸ با بزرگی $M_s=5$ در زون گسلی نه‌آوند نشان‌دهنده گسلش نرمال است که در یک زون برشی امتدادلغز راست‌گرد چین‌ساز و کاری توجیه‌پذیر است. زمین‌لرزه ۲۴ آوریل ۲۰۰۲ با بزرگی $M_s=5.2$ ساز و کار غالب امتدادلغز راست‌گرد با مؤلفه فشارشی را نشان می‌دهد و زمین‌لرزه ۲۴ دسامبر ۲۰۰۲ با بزرگی $M_s=4.4$ دارای ساز و کار فشارشی است. با توجه به این‌که هر دو زمین‌لرزه فوق‌متأثر از جنبش گسل صحنه‌اند و از طرفی وجود ساز و کار با مؤلفه فشارشی در کنار گسلش غالب امتدادلغز را تأیید می‌کنند پدیده افراز در این قسمت مشهود است.

سازوکار زمین‌لرزه سوم مه ۲۰۰۵ (۱۳۸۵/۲/۱۳) از نوع کششی است. با توجه موقعیت این رویداد در مجاورت گسل نرمال قلعه حاتم، ساختار کششی محاسبه شده مورد تأیید است. زمین‌لرزه‌های ۳۰ و ۳۱ مارس ۲۰۰۶، نیز دارای ساز و کار کانونی امتدادلغز راست‌گرد با اندکی

مؤلفه کشش هستند. بنا بر این می‌توان مدعی شد که هر سه رویداد در اثر فعالیت مجدد قطعه گسلی امتدادلغز دورود به وقوع پیوسته‌اند.

در بخش دوم این پژوهش زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر از ۴ منطقه که طی سال‌های ۱۳۸۳ و ۱۳۸۴ در شبکه ملی لرزه‌نگاری باند پهن پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله ثبت شده‌اند، استخراج و بررسی شدند. بر اساس روش قطبش اولین جنبش نیرومند زمین (اسنوک، ۱۹۹۲) و به کمک نرم‌افزار Focmec پارامترهای ساز و کار کانونی آن‌ها مطابق شکل ۸ به دست آمد. علاوه بر آن، دو پیش‌لرزه و دو پس‌لرزه زمین‌لرزه ۱۳۸۵/۱/۱۱ نیز تعیین محل شده‌اند.

- با توجه به شکل ۸ دو زمین‌لرزه در روز سیزدهم ژانویه ۲۰۰۵ با اختلاف تقریباً سه ساعت و به ترتیب در ساعت ۸:۱۴ با بزرگی ۴ و در ساعت ۱۱:۰۰ با بزرگی ۴/۱ در منطقه غرب سیلاخور به وقوع پیوسته است که دارای ساز و کار امتدادلغز با مؤلفه فشارشی و ساز و کار فشارشی خالص هستند. ساز و کار فشارشی آن‌ها با توجه به گسل زاگرس بلند که گسلی معکوس است و مؤلفه امتدادلغز آن با توجه به پدیده افراز توجیه‌پذیر است. شایان ذکر است با توجه به تعداد محدود ایستگاه‌های لرزه‌نگاری موجود در زمان وقوع رویداد و کوچک بودن آن، احتمال بزرگ بودن خطای تعیین محل وجود دارد. بنا بر این نسبت دادن زمین‌لرزه با ساز و کار فشارشی خالص به گسل زاگرس بلند منطقی به نظر نمی‌رسد.
- زمین‌لرزه سوم می ۲۰۰۵ (۱۳۸۴/۲/۱۳) نیز که دارای ساز و کار نرمال با مؤلفه امتدادلغز است با ساختار گسل قلعه حاتم که یک گسل نرمال است مطابقت دارد. این ساز و کار با ساز و کار به دست آمده از CMT هم‌خوانی می‌کند.



شکل ۸. نقشه موقعیت زمین‌لرزه‌های مهم ثبت شده در شبکه ملی لرزه‌نگاری باند پهن پژوهشگاه بین‌المللی لرزه‌شناسی و مهندسی زلزله و ساز و کار کانونی آنها براساس روش قطبش اولین جنبش موج طولی

- مکانیسم زمین‌لرزه ۱۲ ژانویه ۲۰۰۶ که امتداد لغز خالص است در جهت امتداد گسل زاگرس بلند استو با توجه به این‌که گسل مذکور یک گسل معکوس است می‌توان وقوع افراز را دلیلی برای این ساز و کار دانست.
- دو زمین‌لرزه مارس ۲۰۰۶ که با بزرگی $ML=4.5$ و $ML=5.1$ اتفاق افتاده است به ترتیب دارای ساز و کار نرمال و ساز و کار امتداد لغز چپ گردند که این موضوع ظاهراً با

تکتونیک منطقه هم‌خوانی ندارند. ولی زمین‌لرزه‌های ۳۱ مارس ۲۰۰۶ دارای ساز و کار امتدادلغز راست‌گرد با مؤلفه کوچک کششی هستند که با ساختار منطقه که دارای ساز و کار امتدادلغز است قابل توجیه است.

بنابراین ساز و کار کانونی امتدادلغز برخی از زمین‌لرزه‌ها نشان می‌دهد که بردار لغزش بر روی گسل‌های امتدادلغز به موازات گسل و امتداد ساختارهای ناحیه‌ای است، و در آن بخش از گسل، گسلش امتدادلغز راست‌گرد رخ می‌دهد. ساز و کار فشارشی برخی از زمین‌لرزه‌ها نشان می‌دهد که بردار لغزش عمود بر روند گسل و ساختارهای منطقه است و با توجه به ساز و کار غالب امتدادلغز که در پژوهش‌های صحرائی و در ساز و کارهای کانونی تعیین شده مشخص است، در این قسمت از گسل کوتاه شدگی و مؤلفه‌های امتدادلغز ناشی از هم‌گرایی مایل از یک‌دیگر افزای شده‌اند. وجود ساز و کار کششی در برخی مناطق نیز نشان می‌دهد که آن قسمت از گسل با هندسه حوضه‌های کششی در یک زون برشی امتدادلغز راست‌گرد تطابق دارد.

بحث و نتیجه‌گیری

هم‌گرایی مایل دو بلوک باعث ایجاد گسلش معکوس عمود بر روند ساختاری و نیز گسلش امتدادلغز به موازات ساختارهای منطقه می‌شود. در مرزهای هم‌گرایی صفحات وقتی سنگ کره اقیانوسی کاملاً در گوشته زمین فرورانده می‌شود، دو قاره با هم برخورد می‌کنند و با برخورد آن‌ها از طریق رورانندگی رشته کوه‌هایی به وجود می‌آید. (مکنزی و مورگان، ۱۹۶۹). در مراحل تکامل زون‌های برخوردی قاره-قاره علاوه بر دگرشکلی‌هایی نظیر رانندگی، کوتاه شدگی به مرحله‌ای از تحول تکتونیکی می‌رسد که فرار جانبی صورت می‌گیرد. به‌عنوان نمونه هنگام هم‌گرایی صفحه عربستان و اوراسیا در محل اتصال گسل‌های شرق و شمال آناتولی در مجاورت مرز ایران و ترکیه برخورد دو قاره یک زوج گسل به طور هم‌زمان ایجاد شده است. در اثر این گسل سرزمین ترکیه به سمت غرب رانده می‌شود و در مقابل در شمال غرب ایران شواهدی مبنی بر رانده شدن این بخش ایران به سمت شرق مشاهده می‌شود.

از طرف دیگر باتوجه به این‌که اگر بلوک‌های دارای مرز گسل در پاسخ به نیروهای ناشی از جریان‌های پیوسته سیال در گوشته که بر پوسته بالایی اعمال می‌شود حرکت کنند گسل‌هایی که به‌صورت مایل در زون تغییر شکل قرار دارند قادر به ایجاد دگرشکلی که در منطقه اعمال می‌شود نیستند. (زیرا فرض بر اینست که بلوک‌ها در زمان حرکت حول محور قائم می‌چرخند) در این حالت ساده‌ترین راه برای این که گسل‌ها قادر به ایجاد دگرشکلی در منطقه باشند این است که حرکت آن‌ها به کوتاه شدگی محض و امتدادلغز محض افزایش شود (جکسون و مکنزی، ۱۹۸۳؛ جکسون، ۱۹۹۲؛ پریستلی و همکاران، ۱۹۹۴). به‌طور کلی در یک زون گسلی امتدادلغز که ناهمگنی‌های زمین و خمیدگی‌های ساختاری چپگرد^۱ و راستگرد^۲ وجود داشته باشد، ساختارهای دیگری مانند کشش و فشارش نیز به‌صورت فرع بر ساختار امتدادلغز می‌تواند ایجاد شود. یعنی مؤلفه غالب امتدادلغز است که کشش یا فشارش هم در آن‌ها ایجاد می‌شود. محیط‌های امتدادلغز کششی که ساختار گل لاله‌ای دارند^۳ و محیط‌های امتدادلغز فشارشی که ساختار نخلی^۴ شکل دارند (دیویس و رینولدز، ۱۹۹۶) نمونه‌هایی از این ساختارها است. ساختارهای نخلی شکل را در گسل صحنه که یکی از قطعات گسل اصلی عهد حاضر زاگرس است می‌توان مشاهده کرد.

به‌طور کلی دشت سیلاخور پهنه‌ای است با پیشینه لرزه‌خیزی فعال و شاهد زمین لغزش‌های عظیم و زمین‌لرزه‌های تاریخی مخرب که بین دو زون ساختمانی متفاوت الف) زاگرس مرتفع، ب) زون سنندج-سیرجان قرار گرفته است. بنا بر این ناحیه مورد نظر دارای توان بالای لرزه‌خیزی است.

● با توجه به ضخامت رسوبات کواترنر و دانه‌بندی آن‌ها، امکان رویداد پدیده روان‌گرایی وجود خواهد داشت که این امر بر میزان خسارات وارده خواهد افزود.

¹ -Left bending

² - Right bending

³ -Tulip structure

⁴ -Palm-tree structure

- در مقایسه با کاتالوگ زلزله‌های ثبت شده در باند پهن پژوهشگاه زلزله‌شناسی، مشخص شد که تعداد زیادی از رویدادهای ثبت شده در شبکه موقت پژوهشگاه زلزله‌شناسی پژوهشگاه با بزرگی کم‌تر از ۲/۵ در مدت زمان بررسی شده در کاتالوگ‌های فوق وجود ندارد. این امر نشان می‌دهد که زمین‌لرزه‌های کوچک در شبکه کشوری و جهانی ثبت نشده‌اند. بنا بر این ضرورت نصب شبکه محلی برای ثبت پس‌لرزه‌ها امری اجتناب‌ناپذیر است.
- ساز و کار کانونی امتدادلغز برخی از زمین‌لرزه‌ها نشان می‌دهد که بردار لغزش بر روی گسل‌های امتدادلغز به موازات گسل و امتداد ساختارهای ناحیه‌ای است، بنا بر این می‌توان گفت در آن قطعه، گسلش امتدادلغز راست‌گرد رخ می‌دهد.
- ساز و کار فشارشی برخی از زمین‌لرزه‌ها نشان می‌دهد که بردار لغزش عمود بر روند گسل و ساختارهای منطقه است. بنا بر این، با توجه به ساز و کار غالب امتدادلغز که در بررسی‌های صحرائی و در ساز و کارهای کانونی تعیین شده مشخص است، می‌توان پیشنهاد کرد که در این قسمت از گسل کوتاه شدگی و مؤلفه‌های امتدادلغز ناشی از هم‌گرایی مایل از یک‌دیگر افزای شده‌اند.
- وجود ساز و کار کششی در برخی مناطق نشان می‌دهد که آن قسمت از گسل با هندسه حوضه‌های کششی در یک زون برشی امتدادلغز راست‌گرد تطابق دارد.

منابع

۱. آقا نباتی، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، خرداد (۱۳۸۳).
2. Berberian, M., Active Faulting and Tectonics of Iran. In: Gupta, H. K. and Delany, F. M., (eds.) Zagros-Hindu Kush-Himalaya Geodynamic Evolution. Am. Geophys. Union, and Geol. Soc. Am. Geodynamics Series (1981) 33-69.

3. Berberian M., Natural hazards and the first earthquake catalogue of Iran, V.I: Historical hazards in Iran prior to 1908, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES) (1994) 603.
4. Mckenzie, D. P. and Morgan, J.W. Evolution of Triple Junctions. *Nature*, 224, (1969) 125-133.
5. Mckenzie, D. P. and Jackson, J. A. The relationship between strain rates, crustal thickening, Paleomagnetism, finite strain and fault movements within a deforming zone, *Earth planet. Sei, Lett.*, 65 (1983) 182-202.
6. Jackson, J. A, Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia & Arabia in eastern Turkey & the Caucasus. *J. Geophys. Res.*, 97, (1992) 12471-12479.
7. Priestley, K., Baker, C. and Jackson, J. Implications of earthquake focal mechanism data for the active tectonics of the South Caspian Basin and surrounding regions. *Geophysics Journal International* 118 (1994) 111-141.
8. Davis, G. H. and Reynolds, S, structural geology of rocks & regions, John Wiley & sons Inc., New York, (1996) 776pp.