



فصلنامه زمین ساخت

زمستان ۱۳۹۹، سال چهارم، شماره ۱۶

10.22077/JT.2021.3989.1099

تحلیل لرزه زمین ساخت منطقه گوریه با نگرشی بر فوج لرزه سال های ۱۳۹۷-۱۳۹۶ (استان خوزستان)

عباس چرچی^{*}، فاطمه هوشمند^۲، بابک سامانی^۳

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

۲- کارشناسی ارشد تکنیک گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

۳- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۹/۲۹

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۵/۲۳

چکیده

در این پژوهش به تحلیل لرزه زمین ساخت محدوده ای به شعاع ۲۵ کیلومتری شهر گوریه (از توابع شعبیه شهرستان شوشتر، استان خوزستان، ایران) با نگرشی بر نه ماه فوج لرزه گوریه از تاریخ ۲۴-۸-۱۳۹۶ تا ۳۰-۴-۱۳۹۷ پرداخته شده است. هدف اصلی در این پژوهش، گردآوری شواهدی جهت اثبات فعالیت روندهای لرزه خیز جدید و در نهایت لزوم استحکام بناهای تاریخی و قدیمی در این محدوده است. پیشینه لرزه خیزی، شواهد صحرایی، موقعیت مکانی رومرکز این رویداد (به صورت خوشه لرزه ای) و نیز روند مهاجرت آنها به سوی جنوب غرب (N30E)، گویای فعالیت روند لرزه ای شمال شرق - جنوب غرب در مجاورت فعالیت روند لرزه ای شمال غرب - جنوب شرق (روند زاگرس) و انطباق آنها با موقعیت مکانی گسل های سطحی و زیر سطحی در این محدوده است. همچنین سازوکار کانونی ارائه شده برای زمین لرزه های این محدوده، سازوکار فشاری و در مواردی همراه با مؤلفه امتداد لغز راستگرد را برای گسل های مسبب لرزه خیزی این محدوده، بیان می کند. عمده شواهد گردآوری شده بیانگر فعالیت مجدد گسل سردارآباد، گسل زیر سطحی (UGC-FAULT) و خطواره مغناطیسی (MGL-1) است. در ادامه، تحلیل خطر زمین لرزه به روش تعیینی برای این محدوده انجام شد و پیشینه توان لرزه زای (M_{smax}) ۷/۱۴ ریشتر برای گسل زیر سطحی (UGC-FAULT) و پیشینه شتاب افقی (PGA) ۰/۲۷g برای خطواره مغناطیسی (MGL-1) محاسبه گردید.

کلیدواژه ها: تحلیل لرزه زمین ساخت، فوج لرزه گوریه، سازوکار کانونی، تحلیل خطر زمین لرزه، روش تعیینی



Seismotectonic analysis of Guriyeh area with a view to the Guriyeh earthquake swarm of the years 2017-2018 (Khuzestan province)

Abbas Charchi¹; Fatemeh Hooshmand²; Babak Samani³

1- Faculty of Earth science, Shahid Chamran University of Ahvaz

2- Master of Tectonics, Faculty of Earth science, Shahid Chamran University of Ahvaz

3- Faculty of Earth science, Shahid Chamran University of Ahvaz

Abstract

In this research, seismotectonic analysis has been done Guriyeh area (subsidiary of Shooshtar city, Khuzestan province, Iran) with radius of 25Km. In this research, nine months of Guriyeh earthquake swarm from 2017-11-15 to 2018-7-20 has been studied. The main purpose of this study is to provided evidences to prove the activity of new seismic trends and finally, the need to strengthen historic and dilapidated buildings in this area. Seismogenic history, field evidences, epicenter locations (in the form of seismic bunch) and their migration trend toward Southwest (N30E), indicate the activity of Northeast-Southwest seismic trend in the vicinity of Northwest-Southeast seismic trend (Zagros trend) and their conformity with location of surface and subsurface faults in this region. It also expresses the focal mechanism provided for earthquakes in this region, the compression mechanism and some cases with oblique right-slip component, for faults causing seismogenic in this area. The main collected evidence indicates reactivation of Sardarabad fault, subsurface fault(UGC-FAULT) and magnetic lineament (MGL-1). To continue, seismic hazard analysis has been done using deterministic approach for this region, and maximum seismogenic power (M_{Smax}), 7.14 in Richter scale for the subsurface fault(UGC-FAULT) and peak ground horizontal acceleration (PGA) of 0.27g for the magnetic lineament (MGL-1) were calculated.

Keywords: Seismotectonic analysis, Guriyeh Earthquake swarm, Focal mechanism, seismic hazard analysis, deterministic approach

۱- مقدمه

۲- مواد و روش‌ها

در این پژوهش، به دلیل رویداد غالب زمین‌لرزه‌های پیشین منطقه، در شعاع ۲۵ کیلومتری شهر گوریه، این محدوده جهت بررسی لرزه‌زمین‌ساختی انتخاب گردید. در جهت تلاش برای درک دلایل افزایش فعالیت لرزه‌ای این منطقه در طی سه دهه اخیر، چشمه‌های لرزه‌زای احتمالی (موقعیت مکانی، روند) از طریق بررسی نقشه‌های زمین‌شناسی، نقشه خطواره‌های مغناطیسی و بررسی‌های صحرایی شناسایی شد، اطلاعات پیشینه لرزه‌خیزی و شتابنگاری منطقه از سایت‌های علمی معتبر از جمله: ISC، شبکه شتابنگاری کشور استخراج شد، بازدید میدانی از منطقه صورت گرفت (بررسی شواهد صحرایی مرتبط با لرزه‌خیزی منطقه و خسارات ناشی از فوج‌لرزه گوریه (۱۳۹۶-۱۳۹۷))، تحلیل عمق کانونی، بزرگا، تراکم زمین‌لرزه‌های پیشین منطقه و درنهایت تحلیل خطر زمین‌لرزه به روش تعیینی برای منطقه انجام شد و نتایج با اطلاعات پیشینه شتاب دستگاهی منطقه مقایسه گردید، مناطق پرخطر در محدوده مورد مطالعه تشخیص داده شد و بار دیگر بر لزوم استحکام بناهای مسکونی و طرح‌های شهرسازی و عمرانی و بهسازی بافت تاریخی و فرسوده در این منطقه تاکید گردید.

۳- جایگاه تکتونیکی

پهنه ایران زمین طی رخدادهای زمین‌شناسی دوره‌های ترشیری و کواترنری تحت تأثیر تحولات وسیعی قرار گرفته است. بنابراین، تکوین و حتی فعالیت مجدد بسیاری از گسل‌های ایران در ارتباط با این حرکات تکتونیکی جوان است و در ادامه قرارگیری آن بر روی کمربند زلزله‌خیز آلپ - هیمالیا همواره آن را در معرض خطر وقوع زلزله‌های مخرب قرار داده است (Ambraseys, 1982). همگرایی پلیت‌های ایران و عربی موجب ایجاد پهنه زاگرس و نیز سامانه‌های پیچیده‌ای از گسل‌های معکوس و امتدادلغز و وقوع زلزله‌های فراوانی در این پهنه شده است (Vernant et al., 2004)، از ویژگی‌های این پهنه، کمیاب بودن گسیختگی سطحی توأم با فعالیت لرزه‌ای است، که موجب شده بیشتر

توالی زمین‌لرزه به صورت دنباله‌ای از وقایع در نظر گرفته می‌شود (به عنوان مثال: توالی لرزه اصلی - پس‌لرزه، توالی پیش‌لرزه، توالی پس‌لرزه، توالی پیش‌لرزه - لرزه اصلی - پس‌لرزه، فوج‌لرزه و ...) که توزیع مکانی و زمانی آنها با پیشینه لرزه‌خیزی منطقه ارتباط دارد (Mogi, 1963). فوج‌لرزه وقایع لرزه‌ای خوشه‌ای با اندازه تقریباً مشابه و بدون یک لرزه اصلی مشخص است؛ که ممکن است منشأ تکتونیکی، ولکانیکی یا ترکیبی از هر دو داشته باشد (Mogi, 1963; Omori, 1895). فوج‌لرزه‌ها می‌توانند دارای b-value بالایی باشند (Omori, 1895). دلایل اولیه اغلب فوج‌لرزه‌ها، تغییرات تنش در پوسته کم‌عمق و شکننده است (Nur, 1974; Sykes, 1970).

در پی وقوع زمین‌لرزه ۷/۳ ریشتری بیست و یکم آبان سال ۱۳۹۶ در ازگله کرمانشاه، فوج‌لرزه‌ای از تاریخ بیست و چهارم آبان سال ۱۳۹۶ تا سی‌ام تیرماه سال ۱۳۹۷ (برابر با ۱۵-۱۱-۲۰۱۷ تا ۲۰-۰۷-۲۰۱۸) در طی ۹ ماه و در فاصله حدوداً ۲۵ کیلومتری شهر گوریه، از توابع بخش شعبیه غربی شوشتر، ۴۳۳ کیلومتری شمال غربی شهر ازگله کرمانشاه بوقوع پیوست. پیشینه بزرگا و شتاب در این رویداد به ترتیب: ۴ ریشتر (M_s) و 113 cm/s^2 بوده است (وب‌سایت ISC و شبکه شتابنگاری کشور). الگوی توزیع مکانی فوج‌لرزه‌های رخ داده در محدوده مورد مطالعه گویای مهاجرت زمین‌لرزه‌ها به سمت جنوب‌غرب و همخوانی آن با غالب گسل‌های شناخته شده موجود در منطقه است (شکل ۱ و ۲). لازم به توضیح است که منطقه مورد مطالعه توسط پژوهشگران دیگری مورد بررسی قرار گرفته است؛ که در نتیجه مطالعات آنان شواهدی از وجود گسل‌های سطحی و گسل‌های عرضی - پی‌سنگی با سازوکار امتدادلغز گردآوری شده است (محمودپور، ۱۳۸۹؛ صفری و چرچی، ۱۳۸۵؛ ارزانی، ۱۳۸۴).

اطلاعات در مورد گسلش فعال در این منطقه از زمین لرزه‌ها بدست آید (Talebadian and Jackson, 2004).

منطقه مورد مطالعه در زاگرس چین خورده، زیربهنه ایالت لرزه زمین ساخت فروافتادگی دزفول و از نگاه زمین ریخت شناسی در دشت خوزستان قرار دارد. شهر گوریه از توابع بخش شعیبه (مرکز بخش شعیبه) شهرستان شوشتر و تقریباً در مرکز استان خوزستان واقع است (شکل ۱).

دشت‌ها بخش وسیعی از محدوده مورد مطالعه را دربرمی گیرند، که حاصل آبرفت‌های سه رودخانه بزرگ دز، کرخه و کارون است و دارای مساحت تقریبی ۱۷۰۲ کیلومترمربع هستند. در میانه محدوده مورد مطالعه، بواسطه عملکرد گسل‌هایی همچون سردارآباد و شاهور با جهت غالب N120، ارتفاعات و ناهمواری‌های مجزایی در میان دشت ایجاد گشته و سبب رانده شدن سازند آغاچاری و لهری بر روی سازند بختیاری شده است (هوشمند، ۱۳۹۸). در محدوده مورد مطالعه علاوه بر وجود گسل‌های سطحی ذکر شده، خطواره‌های مغناطیسی (MGL-1 و MGL-2 و MGL-3) و گسل زیرسطحی (UGC-FAULT) نیز وجود دارد (صفری و چرچی، ۱۳۸۵).

بررسی پی سنگ در محدوده مورد مطالعه براساس تلفیق داده‌های گرانی و مغناطیسی، حکایت از آن دارد که عمق پی سنگ در حدود ۱۶ کیلومتر بوده و تغییرات عمق پی سنگ ۴-۱-۲- گسل شوشتر: این گسل در ۲۴ کیلومتری شمال شرق شهر گوریه واقع شده، دارای روند NW-SE، شیب به سمت NE، سازوکار فشاری و حدود ۶۵ کیلومتر طول است که تنها ۱۲/۵۹ کیلومتر از آن در محدوده مورد مطالعه قرار می گیرد (شکل ۱).

۴-۱-۳- گسل شاهور: این گسل در ۱۹/۶۹ کیلومتری غرب شهر گوریه واقع شده، دارای روند NW-SE، شیب به سمت NE، سازوکار فشاری و طولی حدود ۱۵ کیلومتر است که تنها ۵/۴۷ کیلومتر از آن در محدوده مورد مطالعه قرار می گیرد (شکل ۱).

جهتی NW-SE دارد. پی سنگ منطقه در شمال دشت خوزستان حالت ناودیس گونه‌ای دارد، به گونه‌ای که از شوشتر واقع در عمیق ترین بخش پی سنگ به سمت اهواز در طی فاصله ۷۰ کیلومتری، حدود ۱۰ کیلومتر به عمق پی سنگ افزوده گردیده است که حکایت از کاهش شیب به نسبت زیاد عمق به سمت جنوب غرب می باشد (صفری و چرچی، ۱۳۸۵).

۴- چشمه‌های لرزه‌زای منطقه (گسل‌های اصلی)

اولین گام برای بررسی لرزه‌خیزی یک منطقه، داشتن درک درستی از وضعیت لرزه زمین ساخت و گسل‌های منطقه (سطحی، زیرسطحی) به عنوان چشمه‌های خطی زمین لرزه می باشد. به این ترتیب تعداد ۶ چشمه لرزه‌زا برای منطقه مشخص شد، که به شرح ذیل می باشند:

۴-۱-۱- گسل‌های سطحی:

۴-۱-۱-۱- گسل سردارآباد: این گسل از ۲۰ کیلومتری جنوب شوش شروع شده و تا ۵/۵ کیلومتری شمال شهر گوریه ادامه یافته است. این گسل دارای روند NW-SE، شیب به سمت NE، سازوکار فشاری و طولی حدود ۳۵ کیلومتر است که تنها ۲۴ کیلومتر از آن در محدوده مورد مطالعه قرار می گیرد (شکل ۱). زمین لرزه‌های سال ۲۰۰۴ میلادی گوریه با بزرگای حداکثر $M_w = 4/9$ ریشتر را می توان وابسته به این گسل دانست (صفری و چرچی، ۱۳۸۵).

۴-۲- خطواره‌های زیرسطحی:

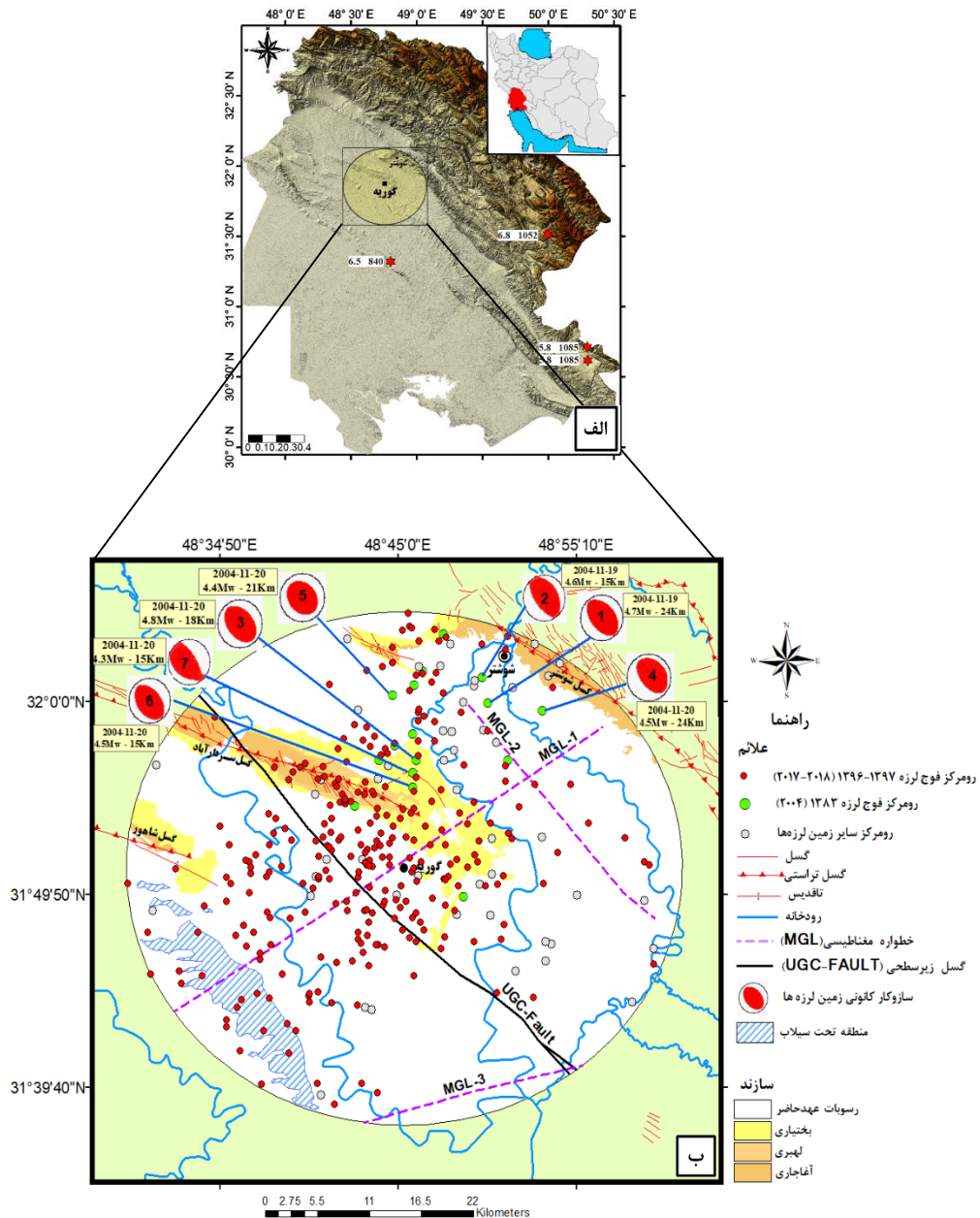
۴-۲-۱- گسل زیرسطحی (UGC-FAULT): این گسل که از نقشه‌های ساختاری زیرسطحی مربوط به بخش بالایی سازند آسماری (۳۰۰۰-۵۵۰۰ متر) استخراج شده است (صفری و چرچی، ۱۳۸۵)، از فاصله تقریباً ۲۵ کیلومتری شمال غرب شهر گوریه آغاز گردیده و تا ۱۱/۵ کیلومتری شرق ملاثانی کشیده شده است؛ این گسل از فاصله ۴ کیلومتری غرب شهر گوریه عبور می کند؛ دارای طول ۸۳ کیلومتر بوده که تنها ۵۰/۵۸ کیلومتر از آن در محدوده مورد مطالعه قرار می گیرد، امتداد آن تقریباً N320 می باشد و به نظر می رسد دارای سازوکار فشاری باشد (شکل ۱).



۴-۲-۴- خطواره مغناطیسی (MGL-3): این خطواره مغناطیسی که به نام "گسل پی سنگی سوسنگرد - بتوند" نیز خوانده می شود، از شهرستان سوسنگرد آغاز گردیده و تا شرق شوشتر (روستای بتوند) و شمال غرب مسجدسلیمان کشیده شده است (صفری و چرچی، ۱۳۸۵)؛ از فاصله ۲۳ کیلومتری شهر گوریه عبور می کند. دارای طول ۱۰۳ کیلومتر بوده که تنها ۲۰/۵ کیلومتر از آن در محدوده مورد مطالعه قرار می گیرد، امتداد آن N057 می باشد و به نظر می رسد دارای سازوکار امتدادلغز باشد (شکل ۱). این گسل در محل برخورد با اثر سطحی گسل اهواز تعداد زیادی چین محلی در شمال شرق سوسنگرد ایجاد نموده، همچنین حد شرقی تاقدیس و اثر سطحی گسل سردارآباد را مشخص کرده و در نهایت حد شمال غربی گسل لهبری و پهنه گسل مسجدسلیمان را رقم زده است (چرچی و صفری، ۱۳۸۵).

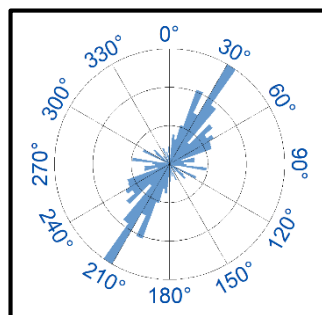
۴-۲-۲- خطواره مغناطیسی (MGL-1): این خطواره مغناطیسی که به نام "گسل پی سنگی سوسنگرد" نیز خوانده می شود (صفری و چرچی، ۱۳۸۵)، از شهرستان سوسنگرد تا شهرستان شوشتر کشیده شده است و از فاصله تقریباً ۶۲۰ متری شمال شهر گوریه (نزدیک ترین چشمه لرزه زا در منطقه) عبور می کند؛ دارای طولی حدود ۹۳ کیلومتر بوده که تنها ۴۷ کیلومتر از آن در محدوده مورد مطالعه قرار می گیرد، امتداد آن N060 می باشد و به نظر می رسد دارای سازوکار امتدادلغز باشد (شکل ۱).

۴-۲-۳- خطواره مغناطیسی (MGL-2): این خطواره مغناطیسی از جنوب شهرستان شوشتر آغاز شده و تا شمال ملائانی کشیده شده است (صفری و چرچی، ۱۳۸۵) و از فاصله ۱۴/۵ کیلومتری شمال شرق شهر گوریه عبور می کند؛ دارای طولی حدود ۲۷/۲۵ کیلومتر بوده و امتداد آن N310 می باشد و به نظر می رسد دارای سازوکار فشاری باشد (شکل ۱).



شکل ۱. الف) زمین لرزه‌های تاریخی استان خوزستان (Ambraseys & Melville, 1982) ب) نقشه لرزه‌زمین ساخت محدوده مورد مطالعه (زمین لرزه‌های دستگاهی ۲۰۲۰-۱۹۸۱ (وب‌سایت ISC)؛ موقعیت گسل سطحی برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ملانانی (سحابی و همکاران، ۱۹۶۹)؛ موقعیت گسل زیرسطحی برگرفته از صفری و چرچی (۱۳۸۵)؛ موقعیت خطواره‌های مغناطیسی برگرفته از نوگل سادات (۱۹۹۳) و یوسفی (۱۳۷۳)).

شکل ۲. راستای غالب مهاجرت لرزه‌ای در فوج لرزه گوریه (۱۳۹۷-۱۳۹۶)



۵- بحث

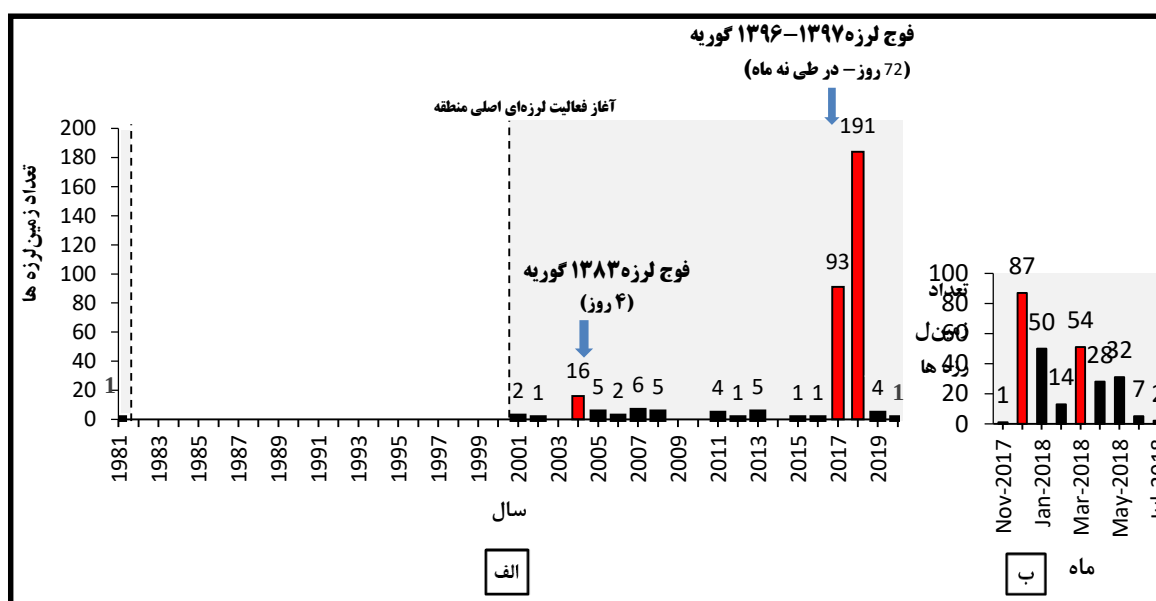
۵-۱- لرزه خیزی، سازوکار کانونی و نحوه توزیع عمق کانونی و بزرگای زمین لرزه‌های منطقه

۵-۱-۱- لرزه خیزی منطقه:

طبق پژوهش‌های صورت گرفته در گذشته و براساس اسناد علمی معتبر موجود، در گستره استان خوزستان چهار زمین لرزه تاریخی مهم اتفاق افتاده است، که این خود حاکی از فعالیت لرزه خیزی این گستره در تاریخ لرزه‌ای ایران می‌باشد، اما در هیچ موردی گزارشی مبنی بر وقوع زمین لرزه‌ای در محدوده مورد مطالعه مشاهده نشده است (میرزایی و همکاران، ۱۳۸۱؛ Ambraseys and Melville, 1982). در پیشینه لرزه خیزی منطقه از تاریخ

۱۹۸۱ تا ۲۰۲۰، تعداد ۳۳۹ مورد زمین لرزه دستگاهی به ثبت رسیده است که چندین مورد از آنها به صورت رویداد "فوج لرزه" بوده است. دو مورد از مهم ترین فوج لرزه‌های این منطقه: فوج لرزه سال ۱۳۸۳ (۲۰۰۴) و نیز فوج لرزه سال ۱۳۹۶-۱۳۹۷ (۲۰۱۸) (مورد بحث در این پژوهش)، به ترتیب دارای ۱۶ و ۲۷۵ زمین لرزه می‌باشند (شکل ۳).

از تاریخ ۱۳۹۶-۰۸-۲۴ (۱۳۹۶-۱۱-۱۵) تا ۱۳۹۷-۰۴-۳۰ (۲۰۱۸-۰۷-۲۰) (بازه زمانی نه ماه)، دی ماه ۱۳۹۶ (دسامبر ۲۰۱۷) و فروردین ماه ۱۳۹۷ (مارس ۲۰۱۸)، با داشتن به ترتیب: ۸۷ زمین لرزه و ۵۴ زمین لرزه، ماه‌های دارنده بیشترین فراوانی زمین لرزه‌ها در این بازه می‌باشند (وبسایت ISC) (شکل ۳. ب).



شکل ۳. الف) نمودار سال - تعداد زمین لرزه‌ها در پیشینه لرزه خیزی محدوده مورد مطالعه (وبسایت ISC) ب) نمودار ماه - تعداد زمین لرزه‌ها در بازه زمانی رویداد فوج لرزه گوریه (۱۳۹۶-۱۳۹۷) در محدوده مورد مطالعه (وبسایت ISC)

گردید که عمده سازوکار گسل‌های منطقه از نوع فشاری و درموازی همراه با مؤلفه امتداد لغز راستگرد است و گسل مسبب آنها دارای راستای شمال غرب - جنوب شرق می‌باشد (وبسایت ISC) (شکل ۱).

۵-۱-۲- سازوکار کانونی زمین لرزه‌های منطقه

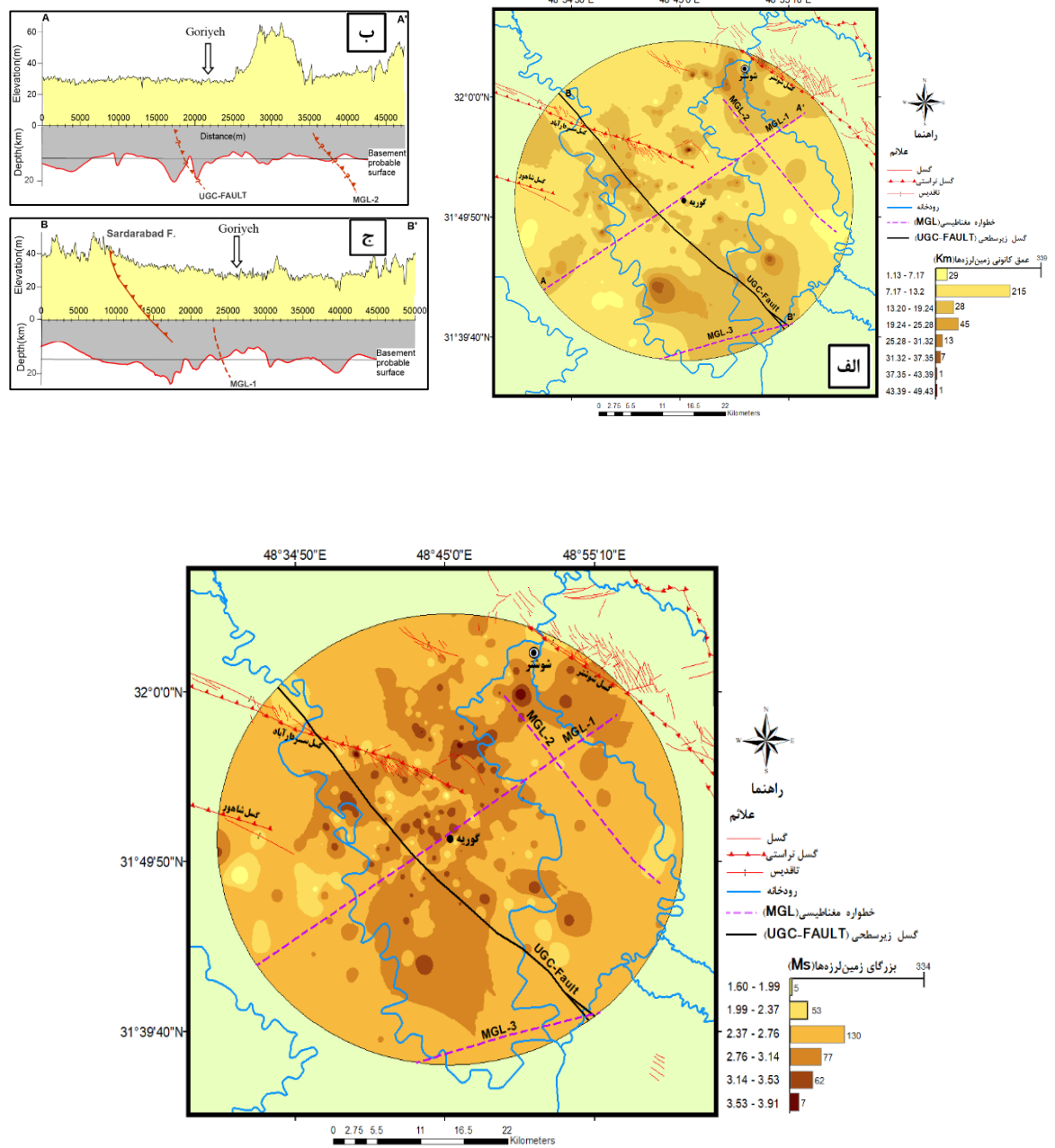
از سازوکار کانونی زمین لرزه‌ها، برای تعیین سازوکار و کینماتیک گسل‌ها (هندسه و بردار لغزش صفحه گسل) و نیز تحلیل تنش پوسسته استفاده می‌شود. این سازوکارها در مطالعات ژئودینامیک، لرزه زمین ساخت، تحلیل خطر زمین لرزه منطقه اهمیت زیادی دارند. بدین منظور با بررسی سازوکار ۷ زمین لرزه در محدوده مورد مطالعه، مشخص



۱-۳-۵- نحوه توزیع عمق کانونی و بزرگای زمین لرزه‌های منطقه

از دیدگاه لرزه‌خیزی، زمین لرزه‌ها در زاگرس عمدتاً کم ژرفا هستند و معمولاً در عمق ۸ تا ۱۴ کیلومتری پوسته زمین (Hessami and Jamali, 2006) و با بزرگای اغلب کوچک تا متوسط رخ می‌دهند و زمین لرزه‌های بزرگ (بزرگ‌تر از ۷ ریشتر) به ندرت و اغلب بر قطعات گسل اصلی عهد حاضر زاگرس که سامانه گسلی امتدادلغز راستگرد دارند، اتفاق می‌افتند. علاوه بر این، مطالعات جدید نشان داده‌اند که بیشتر زمین لرزه‌های ثبت شده در زاگرس می‌توانند از درون توالی رسوبی منشأ بگیرند (McQuarrie, 2000; Koyi et al., 2004). براساس اطلاعات وبسایت ISC، بازه تغییرات عمق کانونی منطقه، بین ۱/۱ تا ۵۲/۵ کیلومتر بوده و بیشتر فراوانی عمق کانونی زمین لرزه‌های منطقه در عمق ۱ تا ۷/۱ تا ۱۳/۲ کیلومتر از سطح زمین اتفاق افتاده است (شکل ۴. الف). بنابراین بیشتر

زمین لرزه‌های رخ داده در منطقه از نوع کم عمق و در پوشش رسوبی بوده و برخی نیز در پی سنگ منطقه رویداده‌اند. در شکل ۴. ب، ج، دو پروفیل از عمق کانونی زمین لرزه‌های پیشین منطقه و نحوه ارتباط آن با توپوگرافی (عوارض سطحی) آورده شده است. براساس اطلاعات وبسایت ISC، بازه تغییرات بزرگای زمین لرزه‌های پیشین منطقه، بین ۲/۶ تا ۴ ریشتر در مقیاس امواج سطحی بوده و بیشترین فراوانی بزرگای زمین لرزه‌های منطقه ۲/۶-۲/۳ بوده است. در شکل ۵، نقشه پهنه‌بندی بزرگای برای این منطقه تهیه شده است. براساس این نقشه، بخش‌هایی در مجاور گسل سردارآباد و در امتداد رودخانه دز از بیشترین میزان بزرگای زمین لرزه نسبت به سایر نواحی برخوردار بودند. همانطور که در شکل ۴ و ۵ مشخص است، کاتالوگ زمین لرزه‌های وبسایت ISC انطباق بسیار خوبی با موقعیت مکانی گسل‌ها و خطواره‌های منطقه دارد.



شکل ۴. الف) نقشه پهنه‌بندی عمق کانونی زمین لرزه‌های پیشین محدوده مورد مطالعه (ب، ج) دو پروفیل از نحوه ارتباط توپوگرافی با وضعیت عمق کانونی زمین لرزه‌های محدوده مورد مطالعه (وب سایت ISC)

شکل ۵. نقشه پهنه‌بندی بزرگای زمین لرزه‌های پیشین در محدوده مورد مطالعه (وب سایت ISC)

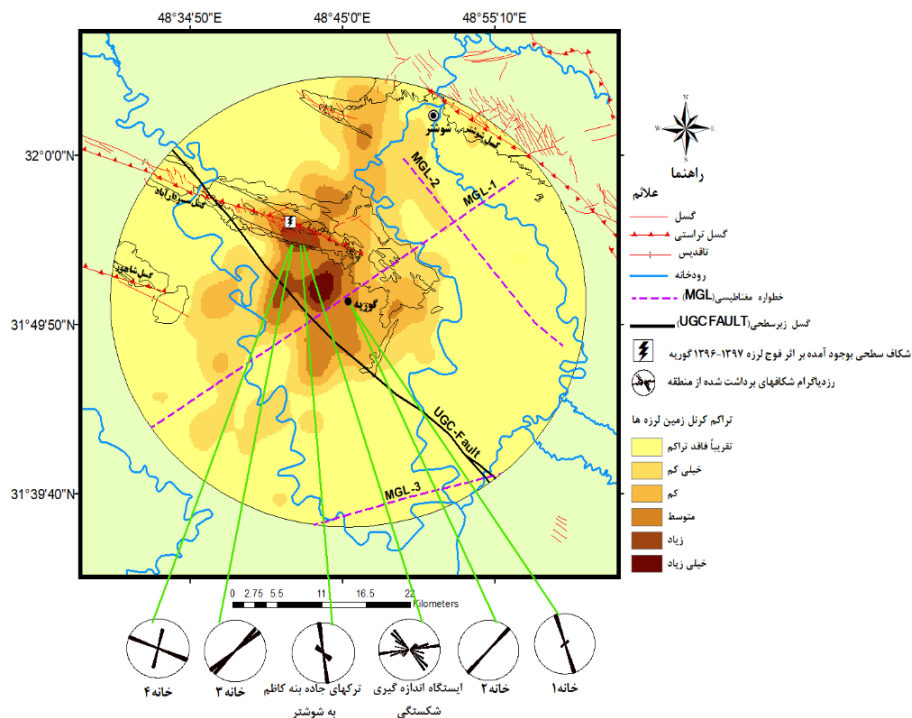
۵-۲- شکستگی‌های مرتبط با لرزه‌خیزی و ناشی از فوج‌لرزه گوریه (۱۳۹۶ - ۱۳۹۷)

در بهمن‌ماه سال ۱۳۹۶ از این منطقه صورت گرفت، دو شکاف سطحی به طول تقریبی ۲۰ متر، به صورت سیگموئیدال راستگرد، منطبق بر گسل سردارآباد در بازه زمانی فوج‌لرزه گوریه (۱۳۹۶-۱۳۹۷)، در این منطقه بوجود آمده است (شکل ۶. د، ذ). در شکل ۷، نقشه تراکم رومرکز زمین‌لرزه‌های پیشین منطقه (۱۹۸۱-۲۰۲۰) نشان داده شده است. جالب توجه است که در این نقشه قسمت‌هایی از محدوده مورد مطالعه که دارای شکستگی‌های سطحی‌اند، مناطق پرتراکم لرزه‌ای هستند؛ همچنین شکاف دیوار خانه سوم و چهارم و نیز شکاف‌های سطح جاده بنه کاظم به سمت شوشتر در منطقه پرتراکم لرزه‌ای بوجود آمده بودند.

بررسی و بازدید صحرایی از درزه‌ها و شکاف‌های ارتفاعات و ناهمواری‌های این منطقه، شکاف‌های منازل شهر گوریه و روستای بنه کاظم، شکاف‌های سطح جاده بنه کاظم به سمت شوشتر که در طی فوج‌لرزه گوریه (۱۳۹۶-۱۳۹۷) ایجاد شده بودند، راستای عمده شکاف‌ها را N050-070 (شمال‌شرق - جنوب‌غرب) و نیز N310 (شمال‌غرب - جنوب‌شرق) (روند زاگرسی) نشان داد (شکل ۶. الف، ب، ج). بنابر اطلاع‌رسانی ساکنین منطقه گوریه به سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی جنوب‌باختر (اهواز) و در طی بازدیدی که



شکل ۶. نمونه‌هایی از شکاف‌های مرتبط با لرزه‌خیزی محدود مورد مطالعه (الف) درزه‌های رخنمون سازند لهری در منطقه گوریه (دید عکس به سمت جنوب‌شرق) (ب) شکاف‌های سیگموئیدال سطح جاده بنه کاظم به سمت شوشتر (دید عکس به سمت شمال‌غرب) (ج) نمونه‌ای از شکاف دیوار خانه‌ها (دید عکس به سمت شمال‌غرب) (د، ذ) شکاف سطحی ایجاد شده بر اثر رویداد فوج‌لرزه گوریه (۱۳۹۶-۱۳۹۷) (دید عکس به سمت شمال) (عکس از اژدری، ۱۳۹۶).



شکل ۷. نقشه تراکم کرنل رومرکز زمین لرزه‌های پیشین منطقه (1981-2020) (وبسایت ISC) به همراه زردیاگرام راستای شکاف‌های اندازه‌گیری شده در محدوده مورد مطالعه

۵-۳- تحلیل خطر زمین لرزه به روش تعیینی در منطقه

تحلیل خطر زمین لرزه به روش تعیینی براساس تشخیص مؤثرترین چشمه لرزه‌زا در یک ساختگاه، با فرض وقوع بیشینه زمین لرزه، نسبت به سایر چشمه‌های آن ساختگاه است. در این روش به سبب بهره‌گیری از داده‌هایی چون سازوکار گسل‌ها، آرایش هندسی گسل‌ها، فاصله گسل‌ها از محل ساختگاه و ...، از اهمیت بیشتری برخوردار است (پورکرمانی و آرین، ۱۳۷۶؛ میرزایی، ۱۳۸۳). تحلیل خطر به روش تعیینی شامل چهار مرحله می‌باشد: شناسایی چشمه‌های لرزه‌زا و تعیین موقعیت آنها نسبت به ساختگاه، برآورد بیشینه توان لرزه‌زایی گسل‌های بنیادی و زمین لرزه کنترل‌کننده برای هر چشمه لرزه‌زا، انتخاب روابط کاهندگی مناسب برای جنبش نیرومند زمین، محاسبه پارامترهای جنبش نیرومند زمین و برآورد خطر زمین لرزه (پورکرمانی و آرین، ۱۳۷۶). پیش‌تر به معرفی و تعیین موقعیت چشمه‌های لرزه‌زا در منطقه پرداخته

شد؛ اکنون سایر مراحل تحلیل خطر زمین لرزه در منطقه بررسی می‌شوند.

۵-۳-۱- بیشینه توان لرزه‌زایی گسل‌های بنیادی و زمین لرزه کنترل‌کننده برای هر چشمه لرزه‌زا

روش تعیین بیشینه بزرگای قابل انتظار برای هر گسل براساس طول آن، یکی از متداول‌ترین روش‌ها می‌باشد. بدین منظور اصطلاحی جدید تحت عنوان طول گسیختگی تعریف می‌گردد. طول گسیختگی، میزانی از طول گسل است که فعال و دارای توان لرزه‌زایی است، بنابراین طول گسیختگی را معمولاً برابر با نیمی از طول گسل (کیلومتر) فعال در نظر می‌گیرند (پورکرمانی و آرین، ۱۳۷۶)؛ علاوه بر طول گسیختگی گسل‌های کوتاه‌تر، سازوکار گسلش، سیمای هندسی گسل و ویژگی‌های لرزه‌زمین‌ساختی منطقه نیز بر توان لرزه‌خیزی گسل مؤثر است. بنابراین گسل‌هایی که قسمتی از آنها در شعاع مطالعاتی این پژوهش قرار گرفته‌اند، با شرط آنکه بیش از ۵۰ درصد طول گسل در منطقه قرار



شعاع مطالعاتی وجود دارد. در این مطالعه از روابط طول گسیختگی گسل - بزرگای آمبرسیز و ملویل (1982)، ولز و کوپراسمیت (1994)، بونیل (1984)، سلمونز و چانگ (1985)، نوروزی و مهجر (1985)، پرس (1967) بهره گرفته شده است (جدول ۱ و ۲).

داشته باشد (مانند: MGL-1، UGC-FAULT، MGL-3)، طول گسیختگی گسل برابر با نصف طول گسل در نظر گرفته شده است ولی برای گسل هایی که کمتر از ۵۰ درصد طول آنها در منطقه وجود داشته باشد (مانند: MGL-2) طول گسیختگی برابر طول قطعه ای از گسل محاسبه شده که در

جدول ۱. مهم ترین روابط تجربی بیشینه توان لرزه زایی برای گسل های اصلی منطقه

اسامی	روابط موجود برای M_{Smax}	توضیحات
Melville (1982) & Ambraseys	$M_s = 1.429 \log(L_R) + 4.629$	L_R : طول گسل (km)
Coppersmith (1994) & Wells	$M_s = 5 + 1.22 \log(L_R)$	انجام شده برای ۱۲ زمین لرزه در ایران
Bonilla et al. (1984)	$M_s = 1.237 \log(L_R) + 5.17$	بر پایه ۱۲ زمین لرزه غرب آمریکای شمالی
Slemmons & Chung (1985)	L_R بر حسب (m)، برای گسل های راستالغز با طول ۳۰۰ تا ۱۳۰۰ کیلومتر، انتخاب ۱۷ تا ۳۸٪ طول گسل	
	$M_s = 1.404 + 1.169 \log(L_R)$	گسل های راستالغز
	$M_s = 2.021 + 1.142 \log(L_R)$	گسل های فشارشی
	$M_s = 0.809 + 1.341 \log(L_R)$	گسل های کششی
Nowroozi & Mohajer (1985)	بر پایه ۱۰ زمین لرزه بزرگ ایران و بیشینه طول گسل: ۸۵ کیلومتر و M_s بزرگتر از ۶، L_R بر حسب (m)	
	$M_s = 1.256 + 1.244 \log(L_R)$	
Press (1967)	$M_s = 1.06 \log(L_R) + 5.75$	

جدول ۲. برآورد بیشینه توان لرزه زایی برای گسل های اصلی منطقه

نام گسل	سازوکار گسلش	کل طول گسل (KM)	طول گسل در منطقه (KM)	طول گسیختگی	بیشینه توان لرزه زایی مورد انتظار (M_{Smax})						
					Ambraseys & Melville (1982)	Wells & Coppersmith	Nowroozi & Mohajer (1985)	Bonilla et al. (1984)	Slemmons & Chung (1982)	Press (1967)	AV
شوشتر	فشاری	۶۵	۱۲/۵۹	۱۲/۵۹	20/6	34/6	36/6	53/6	70/6	92/6	51/6
سردارآباد	فشاری	۳۵	۲۳/۳۷	۱۷/۵	41/6	52/6	53/6	71/6	87/6	07/7	68/6
شاهور	فشاری	۱۵	۵/۴۷	۵/۴۷	68/5	90/5	91/5	08/6	29/6	53/6	07/6
UGC FAULT	فشاری	83	۵۰/۵۸	۴۱/۵	94/6	97/6	00/7	17/7	29/7	47/7	۷/۱۴
MGL-1	امتدادلغز	۹۳	۴۷/۲۳	۴۶/۵	01/7	03/7	23/7	52/7	86/6	06/7	12/7
MGL-2	فشاری	۲۷/۲۵	۲۷/۲۵	۱۳/۶۲	25/6	38/6	40/6	57/6	74/6	95/6	۶/۵۵
MGL-3	امتدادلغز	103	۲۰/۴۵	۲۰/۴۵	50/6	60/6	62/6	79/6	44/6	14/7	68/6

۵-۳-۲- انتخاب روابط کاهندگی و محاسبه پارامترهای جنبش نیرومند زمین (مانند: بیشینه شتاب افقی زمین (PGA))

جنبش نیرومند زمین ناشی از زمین لرزه، براساس پارامترهای مختلفی که توصیف کننده اثرات ناشی از یک زمین لرزه هستند، بیان می گردد. مهم ترین پارامتر جنبش نیرومند زمین که در ارزیابی های خطر زمین لرزه و رفتار سازه های مختلف در برابر آنها مورد نظر بوده و دارای کاربرد مهندسی است، بیشینه شتاب زمین و درواقع پهنه بندی بیشینه شتاب زمین است. در طراحی سازه ها در برابر زمین لرزه، ارزیابی میزان بیشینه شتاب زمین لرزه در طول عمر سازه از اهمیت زیادی برخوردار است. از آنجا که ساختمان ها معمولاً شتاب عمودی ناشی از زمین لرزه ها را به راحتی تحمل می کنند، در این گونه بررسی ها شتاب افقی حرکت زمین

بسیار مهم است (سامانی و همکاران، ۱۳۹۵). لازم به ذکر است که جهت ترسیم نقشه پهنه بندی شتاب افقی منطقه، عمق تقریبی گسل های سطحی ۱۰ کیلومتر (به دلیل فراوانی بیشتر رویدادهای زمین لرزه در این عمق) و عمق خطواره های مغناطیسی ۱۶ کیلومتر (به دلیل قرارگیری پی سنگ محدوده مورد مطالعه (فروافتادگی دزفول) در این عمق) و عمق گسل زیرسطحی (UGC-FAULT) نیز با توجه به اینکه مربوط به بخش بالایی آسماری است، ۵ کیلومتر در نظر گرفته شده است. همچنین از فاصله گسل ها تا مرکز شهر گوریه استفاده شد. در این مطالعه با استفاده از روابط تجربی استیوا (۱۹۷۰)، دنووان (۱۹۷۳)، کمپل (۱۹۸۱) بیشینه شتاب افقی زمین محاسبه گردید (جدول ۳ و ۴) و خم های هم شتاب در محدوده مورد مطالعه ترسیم شد (شکل ۸).

جدول ۳. روابط تجربی بیشینه شتاب افقی زمین

اسامی	روابط (g)	توضیحات
Esteva(1970)	$Y = 1.08 \exp(0.5M_s) / (R + 25)^{1.32}$	R : فاصله کانونی (Km)
Donovan(1973)	$Y = 1.1 \exp(0.5M_s) / (R + 25)^{1.32}$	بر پایه بررسی ۶۷۰
	$Y = 0.42 \exp(0.66M_b) / (R + 25)^{1.32}$	شتاب نگاشت (۱۰۰: ژاپن، ۲۱۰: کالیفرنیا)
Campbel(1981)	$Y = 0.0159 \exp(0.868M) * (R + 0.0606 \exp(0.7M))^{\wedge} - 1.09$ M : برای بزرگای کمتر از ۶ برابر (M_L) و برای بزرگای بیشتر از ۶ برابر (M_S) برای زمین لرزه های کم ژرفا با بزرگای (۵ تا ۷/۷) و فاصله کمتر از ۵۰ کیلومتر میان چشمه زمین لرزه و ساختگاه - در شرایطی که پی بر روی سنگ یا رسوبات آبرفتی سبترتر از ۱۰ متر قرار دارد.	



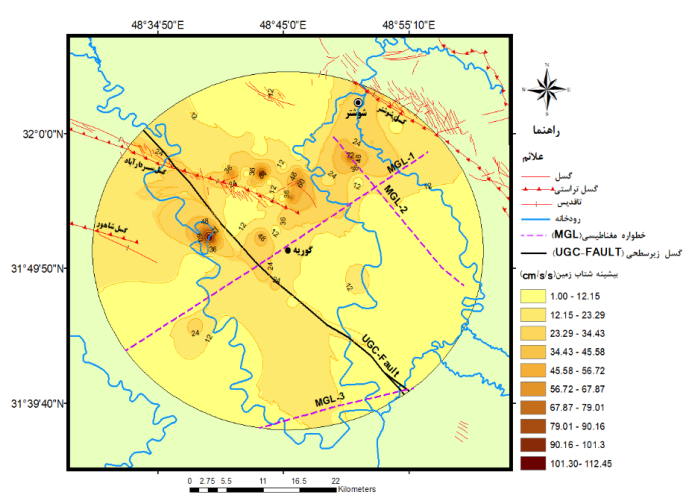
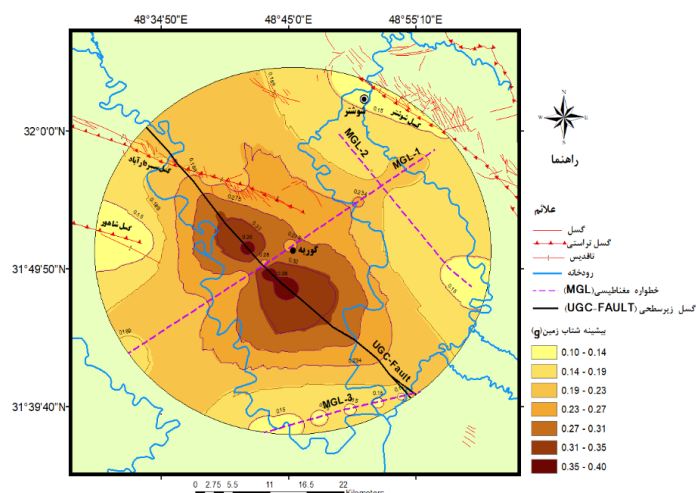
جدول ۴. برآورد بیشینه شتاب افقی زمین برای گسل های اصلی منطقه

نام گسل	MSmax (ریشتر)	فاصله کانونی گسل تا مرکز شهر (km)	Esteva(19 70) (g)	Donovan (1973) (g)	Campbel(1981) (g)	AV (PGA) (g)
شوشتر	51/6	00/26	۶1/0	16/0	۰1/0	14/0
سردار آباد	68/6	45/11	۶2/0	27/0	۳2/0	25/0
شاهور	07/6	37/25	۰/۱۳	13/0	۰/۰۸	11/0
UGC FAULT	14/7	53/16	۸2/0	29/0	۳2/0	26/0
MGL-1	۷/۱۲	01/16	۸2/0	29/0	۳2/0	27/0
MGL-2	55/6	51/21	۸1/0	18/0	۳1/0	16/0
MGL-3	68/6	02/28	۶1/0	16/0	۱1/0	15/0

تحقیقات راه، مسکن و شهرسازی، از تاریخ ۲۵-۰۹-۲۰۰۲ تا ۲۷-۰۳-۲۰۲۰ در بیشینه شتاب دستگاهی منطقه تعداد ۱۴۵ مورد شتاب، با بیشترین میزان ۱۱۳cm/s/s ثبت شده است (شکل ۹).

۵-۳-۳- پیشینه شتاب دستگاهی منطقه

بهترین و دقیق ترین توصیف جنبش نیرومند زمین، به وسیله شتاب نگارها بدست می آید. شتاب نگاشت بدست آمده تاریخچه زمانی شتاب را در محلی که نصب شده است، بیان می کند. براساس اعلام شبکه ملی شتاب نگاری مرکز



شکل ۸. نقشه پهنه بندی بیشینه شتاب افقی زمین به روش تعیینی وارد بر شهر گوریه

شکل ۹. نقشه پهنه بندی بیشینه شتاب دستگاهی محدوده مورد مطالعه (۲۰۲۰-۲۰۰۲) (وبسایت شبکه ملی شتاب نگاری مرکز تحقیقات راه، مسکن و شهرسازی)

۵- نتیجه گیری

برخی از مهم‌ترین نتایج این پژوهش را می‌توان به صورت ذیل ارائه نمود:

۱. انطباق نسبی راستاهای تراکم رومرکز زمین لرزه‌ها، توزیع عمق کانونی، بزرگای زمین لرزه‌ها و بیشینه شتاب دستگاهی با راستای گسل‌های منطقه و نیز گسیختگی سطحی بر روی گسل سردارآباد، فعالیت مجدد گسل سطحی سردارآباد (با سازوکار فشاری)، گسل زیرسطحی (UGC-FAULT) (با سازوکار احتمالی فشاری) و خطواره مغناطیسی (MGL-1) (با سازوکار احتمالی امتدادلغز) را در محدوده مورد مطالعه مشخص می‌سازد. علاوه بر این، تصور می‌شود که تلاقی احتمالی خطواره‌ها و گسل زیرسطحی در نحوه تخلیه انرژی و ایجاد سرشت لرزه‌خیزی جدید در این محدوده مؤثر بوده و احتمال وقوع رخداد‌های لرزه‌ای آینده را در این منطقه و دیگر مناطق مشابه افزایش می‌دهد.

۲. سازوکار کانونی ارائه شده برای زمین لرزه‌های این محدوده، سازوکار فشاری و در مواردی همراه با مؤلفه امتدادلغز راستگرد را برای گسل‌های مسبب لرزه‌خیزی در محدوده مورد مطالعه بیان می‌کند.

۳. از محاسبه بیشینه توان لرزه‌ای در محدوده مورد مطالعه، بزرگای $7/14$ ریشتر را ناشی از فعالیت گسل زیرسطحی (UGC-FAULT) و سپس مقادیر $7/12$ ، $6/68$ ریشتر به ترتیب برای خطواره MGL-1 و گسل سردارآباد بدست آمد. همچنین از محاسبه بیشینه شتاب افقی وارد شده به شهر گوریه، شتاب $0/27g$ را ناشی از فعالیت خطواره MGL-1 و سپس مقادیر $0/25$ ، $0/26$ به ترتیب برای گسل زیرسطحی (UGC-FAULT) و گسل سردارآباد بدست آمد. از سویی دیگر، به دلیل نزدیکی بیشتر گسل زیرسطحی (UGC-FAULT) و خطواره MGL-1 نسبت به شهر گوریه، بیشینه توان لرزه‌زایی و بیشینه شتاب افقی زمین از سوی آنها قابل ملاحظه است.

۴. حضور یک منطقه پرتراکم لرزه‌ای، با عمق کانونی، بزرگای، شتاب محاسباتی و دستگاهی زیاد، در ۳ کیلومتری شمال غرب شهر گوریه (منطبق بر قسمت شمالی گسل

زیرسطحی (UGC-FAULT)) حساسیت لرزه‌ای زیاد در این محدوده را آشکار می‌سازد.

قدردانی

بدین وسیله نویسندگان مقاله از حمایت‌های مالی و معنوی صورت گرفته توسط معاونت محترم پژوهشی دانشگاه شهید چمران اهواز در قالب پژوهانه (SCU.EG99.613) در انجام این پژوهش کمال تشکر و قدردانی را می‌نماید. همچنین از جناب آقای مهندس اژدری (مدیرکل مرکز زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی منطقه جنوب باختری (اهواز)) و ساکنین محترم شهر گوریه و روستای بنه‌کاظم، جهت همکاری سپاسگزاریم.

کتابنگاری

- ◀ ارزانی، ع.، ۱۳۸۴. تحلیل ساختاری میدان نفتی اهواز با نگرشی ویژه بر شکستگی‌های آن، رساله کارشناسی ارشد گرایش تکتونیک، گروه زمین‌شناسی دانشگاه شهید بهشتی تهران.
- ◀ اژدری، ع.، ۱۳۹۶. گزارش مقدماتی بازدید میدانی در بازه زمانی فوج لرزه گوریه (۱۳۹۶-۱۳۹۷).
- ◀ پورکرمانی، م.، آرین، م.، ۱۳۷۶. سائزمو تکتونیک (لرزه زمین ساخت)، انتشارات شرکت مهندسی مشاور دزآب. ص ۲۷۰.
- ◀ سامانی، ب.، منصوری، ه.، و کیلی اوندیری، ف.، ۱۳۹۵. نرم افزارهای کاربردی در تحلیل استریوگرافی و کاربرد GIS در مطالعات لرزه‌ای و فرکتالی. ص ۶۰، ۳۰.
- ◀ صفری، ح.ا.، چرچی، ع.، ۱۳۸۵. گزارش بررسی‌های لرزه زمین ساختی و خطر زمین لرزه - گسلش در چهارگوشه اهواز، سازمان زمین‌شناسی کشور، دانشگاه شهید چمران اهواز.
- ◀ محمودپور، ز.، ۱۳۸۹. مدل سازی گسل‌های پهنه تکتونیکی زاگرس چین خورده و فروافتادگی دزفول با استفاده از داده‌های مغناطیس سنجی، دورسنجی و



◀ هوشمند، ف.، ۱۳۹۸. تحلیل لرزه زمین ساخت گسلش محدوده گوریه در جنوب شوستر، رساله کارشناسی ارشد، گرایش تکتونیک، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز.

◀ یوسفی، ا.، ۱۳۷۳. نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰۰ خطواره های مغناطیسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

داده های لرزه ای، رساله کارشناسی ارشد گرایش معدن - اکتشاف، دانشکده معدن و متالورژی دانشگاه یزد.

◀ میرزایی، ن.، قیطانچی، م.ر.، ناصریه، س.، رئیسی، م.، ظریفی، ز.، طبائی، س.ق.، ۱۳۸۱. پارامترهای مبنایی زمین لرزه های ایران، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، موسسه آموزش عالی علمی-کاربردی هلال ایران، چاپ اول.

◀ میرزایی، ن.، ۱۳۸۳، سمینار آموزشی، مبنایی لرزه زمین ساخت و تحلیل خطر نسبی.

References

- Ambraseys, N.N. and Melville, C.P., 1982. A History of Persian Earthquakes. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Hessami, K. and Jamali, F., 2006. Explanatory Notes To The Map Of Major Active Faults Of Iran. Journal Of Seismology And Earthquake Engineering 8(1), 1-11.
- <http://www.isc.ac.uk/>
- <https://ismn.bhrc.ac.ir/>
- Kundu, B., Legrand, D., Gahalaut, K., K. Gahalaut, V., Mahesh, P., Kamesh Raju, K. A., Catherine, J. K., Ambikapthy, A. and Chadha, R. K., 2012. The 2005 volcano-tectonic earthquake swarm in the Andaman Sea: Triggered by the 2004 great Sumatra-Andaman earthquake. Tectonics 31(5), 1-11.
- Koyi, H. A., Hessami, K., and Teixell, A., 2000. Epicenter distribution and magnitude of earthquakes in fold-thrust belts: Insights from Sandbox Models. Geophysical Research Letters, 27(2), 273-276.
- McQuarrie, N., 2004. Crustal scale geometry of the Zagros fold-thrust belt, Iran. Journal of Structural Geology 26, 519-535.
- Mogi, K., 1963. Some discussions on aftershocks, foreshocks, and earthquake swarms-The fracture of a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena (third paper), Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo, 41, 615-658.
- Nogol-sadat, M. A. A and Almasian. M., 1993. Tectonic map of Iran. Geological Survey of Iran.
- Nur, A., 1974. Matsushiro, Japan, earthquake swarm: Confirmation of the dilatancy-fluid diffusion model. Geology 2, 217-221.
- O'B Perry, J.T., Setudehdia, A., 1967. Geological compilation map of Shushtar (scale 1:100000, number: 20820E). Iranian oil operating companies.
- Omori, F., 1894. On the aftershocks of earthquakes. Journal of the College of Science, Imperial University of Tokyo 7, 111-120.
- Sahabi, F., Macleod, J.H., 1969. Geological compilation map Mullasani (scale 1:100000. number: 20824E). Iranian oil operating companies.
- Sykes, L. R., 1970. Earthquake swarms and sea-floor spreading. Journal of Geophysical Research 75, 32, 6598-6611.
- Talebian, M., and Jackson, J., 2004. A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran. Geophysical Journal International 156(3), 506-526.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Chéry, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J.F., Sedighi, M. and Tavakoli, F., 2004. Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data. Earth and Planetary Science Letter 223(1), 177-185

