

زمین سافت



دانشگاه بیرجند



شاپا: ۴۵۱۲-۲۶۷۶

زمستان ۱۳۹۹، سال چهارم، شماره ۱۷



TECTONICS



Summer 2021, Vol:16

ISSN:2676-4512

-
- * **Seismotectonic analysis of Guriyeh area with a view to the Guriyeh earthquake swarm of the years 2017-2018 (Khuzestan province)2**
Abbas Charchi, Fatemeh Hooshmand, Babak Samani
- * **Investigation of tectonic history of Sefid-Zakhor anticline, Fars province.....18**
Mehrvash Nabiei, Kouros yazdjerdi, Bahman Soleimany , and Abdolmajid Asadi
- * **Application of Combined Geological and Engineering Methods in Identifying and Evaluating Landslide Behaviour (Case Study: Havanan Landslide, South of Birjand, South Khorasan)41**
H Noferesti, MR Heyhat, M Mohammadi, ME Dehvari
- * **Variation of seismicity in Zagros Fold-Thrust Belt (Between Kazerun and Sarvestan Faults).....61**
Hamideh Sahraei, Seyed Ahmad Alavi, Mohsen Ehteshami Moinabadi
- * **Seismic Hazard Analysis by Statistic and Probability Methods in Miamei City (Semnan province).....82**
Saham Amouri, Ramazan Ramazani omali, Hashem Mansouri
- * **Evaluation of active tectonic activities in the new Pardis city based on morpho-tectonics indicators.....97**
, M. Khalaj H. Alizadeh



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*^۱، 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 بیشینه توان لرزه ای (M_{smax}) ۷/۱۴ ریشتر برای گسل زیر سطحی (UGC-FAULT) و بیشینه 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 provide 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

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 تشریری 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 (Talebian and Jackson, 2004). منطقه مورد مطالعه در زاگرس چین خورده، زیرپهنه ایالت لرزه‌زمین ساخت فروافتادگی دزفول و از نگاه زمین‌ریخت‌شناسی در دشت خوزستان قرار دارد. شهر گوریه از توابع بخش شعیبیه (مرکز بخش شعیبیه) شهرستان شوشتر و تقریباً در مرکز استان خوزستان واقع است (شکل ۱).

دشت‌ها بخش وسیعی از محدوده مورد مطالعه را دربرمی‌گیرند، 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 شاهر با جهت غالب N120، ارتفاعات و ناهمواری‌های مجزایی در میان دشت ایجاد گشته و سبب رانده شدن سازند آجاجاری و لهری بر روی سازند بختیاری شده است (هوشمند، ۱۳۹۸). در محدوده مورد مطالعه علاوه بر وجود گسل‌های سطحی ذکرشده، خطواره‌های مغناطیسی (MGL-1 و MGL-2 و MGL-3) و گسل زیرسطحی (UGC-FAULT) نیز وجود دارد (صفری و چرچی، ۱۳۸۵).

بررسی پی‌سنگ در محدوده مورد مطالعه براساس تلفیق داده‌های گرانی و مغناطیسی، حکایت از آن دارد که عمق پی‌سنگ در حدود ۱۶ کیلومتر بوده و تغییرات عمق پی‌سنگ 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 می‌گیرد (شکل ۱).

۴-۱-۳- گسل شاهر: 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 می‌گیرد (شکل ۱).

جهتی NW-SE دارد. پی‌سنگ منطقه در شمال دشت خوزستان حالت ناودیس‌گونه‌ای دارد، به‌گونه‌ای که از شوشتر واقع در عمیق‌ترین بخش پی‌سنگ به سمت اهواز در طی فاصله ۷۰ کیلومتری، حدود ۱۰ کیلومتر به عمق پی‌سنگ افزوده گردیده است که حکایت از کاهش شیب به نسبت زیاد عمق به سمت جنوب غرب می‌باشد (صفری و چرچی، ۱۳۸۵).

۴- چشمه‌های لرزه‌زای منطقه (گسل‌های اصلی)

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

۴-۱- گسل‌های سطحی:

۴-۱-۱- 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 می‌گیرد (شکل ۱). زمین لرزه‌های سال ۲۰۰۴ میلادی گوریه با بزرگای حداکثر $M_w = 4/9$ ریشتر را می‌توان وابسته به این گسل دانست (صفری و چرچی، ۱۳۸۵).

۴-۲- خطواره‌های زیرسطحی:

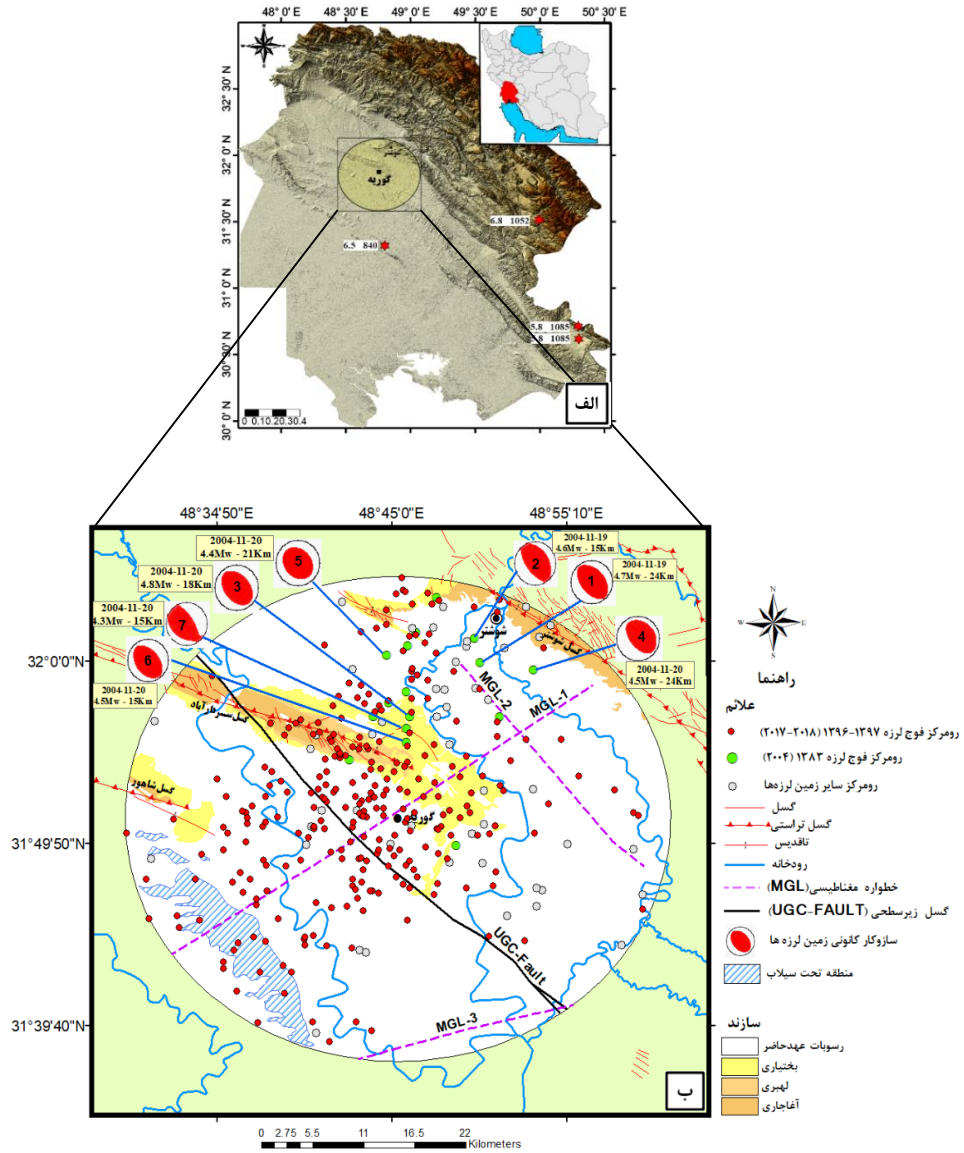
۴-۲-۱- گسل زیرسطحی (UGC-FAULT): این گسل که از نقشه‌های ساختاری زیرسطحی مربوط به بخش بالایی سازند آسماری (۳۰۰۰-۵۵۰۰ متر) استخراج شده است (صفری و چرچی، ۱۳۸۵)، از فاصله تقریباً ۲۵ کیلومتری شمال غرب شهر گوریه آغاز گردیده و تا ۱۱/۵ کیلومتری شرق ملاثانی کشیده شده است؛ این گسل از فاصله ۴ کیلومتری غرب شهر گوریه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

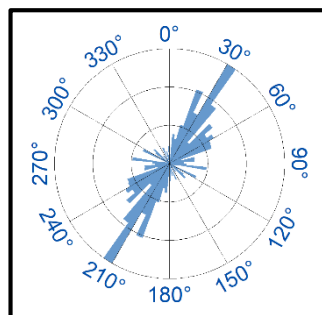
۴-۲-۲- خطواره مغناطیسی (MGL-1): این خطواره مغناطیسی که به نام "گسل پی سنگی سوسنگرد" نیز خوانده می شود (صفری و چرچی، ۱۳۸۵)، از شهرستان سوسنگرد تا شهرستان شوشتر کشیده شده است و از فاصله تقریباً ۶۲۰ متری شمال شهر گوریه (نزدیک ترین چشمه لرزه زا در منطقه) عبور می کند؛ دارای طولی حدود ۹۳ کیلومتر بوده که تنها 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 ملاتانی 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 لرزه زمین ساخت محدوده مورد مطالعه (زمین لرزه‌های دستگاهی ۲۰۲۰-۱۹۸۱ (وبسایت ISC)؛ موقعیت گسل سطحی برگرفته از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰؛ ملائانی (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

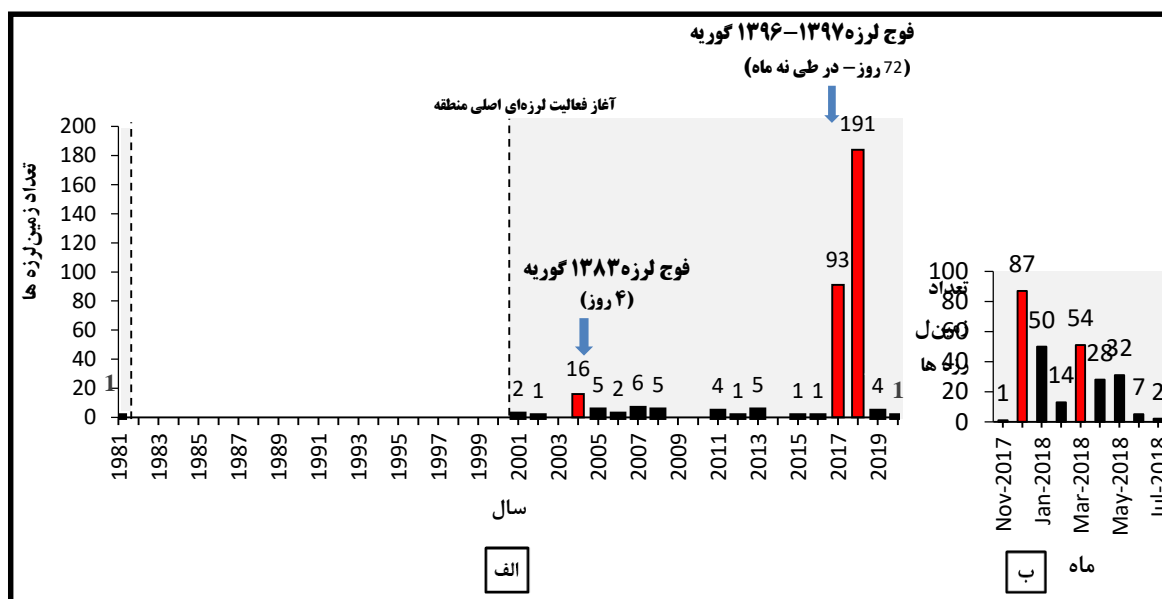
۱۹۸۱ تا ۲۰۲۰، تعداد ۳۳۹ مورد زمین لرزه دستگاهی به ثبت رسیده است که چندین مورد از آنها به صورت رویداد "فوج لرزه" بوده است. دو مورد از مهم ترین فوج لرزه های این منطقه: فوج لرزه سال ۱۳۸۳ (۲۰۰۴) و نیز فوج لرزه سال ۱۳۹۶-۱۳۹۷ (۲۰۱۷-۲۰۱۸) (مورد بحث در این پژوهش)، به ترتیب دارای ۱۶ و ۲۷۵ زمین لرزه می باشند (شکل ۳).

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

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

۵-۱-۱- لرزه خیزی منطقه:

طبق پژوهش های 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 لرزه های ایران می باشد، اما در هیچ موردی گزارشی مبنی بر وقوع زمین لرزه ای در محدوده مورد مطالعه مشاهده نشده است (میرزایی و همکاران، ۱۳۸۱؛ Ambraseys and Melville, 1982). در پیشینه لرزه خیزی منطقه از تاریخ



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

گردید که عمده سازوکار گسل های منطقه از نوع فشاری و درموردی همراه با مؤلفه امتدادلغز راستگرد است و گسل مسیب آنها دارای راستای شمال غرب - جنوب شرق می باشد (وبسایت ISC) (شکل ۱).

۵-۱-۲- سازوکار کانونی زمین لرزه های منطقه

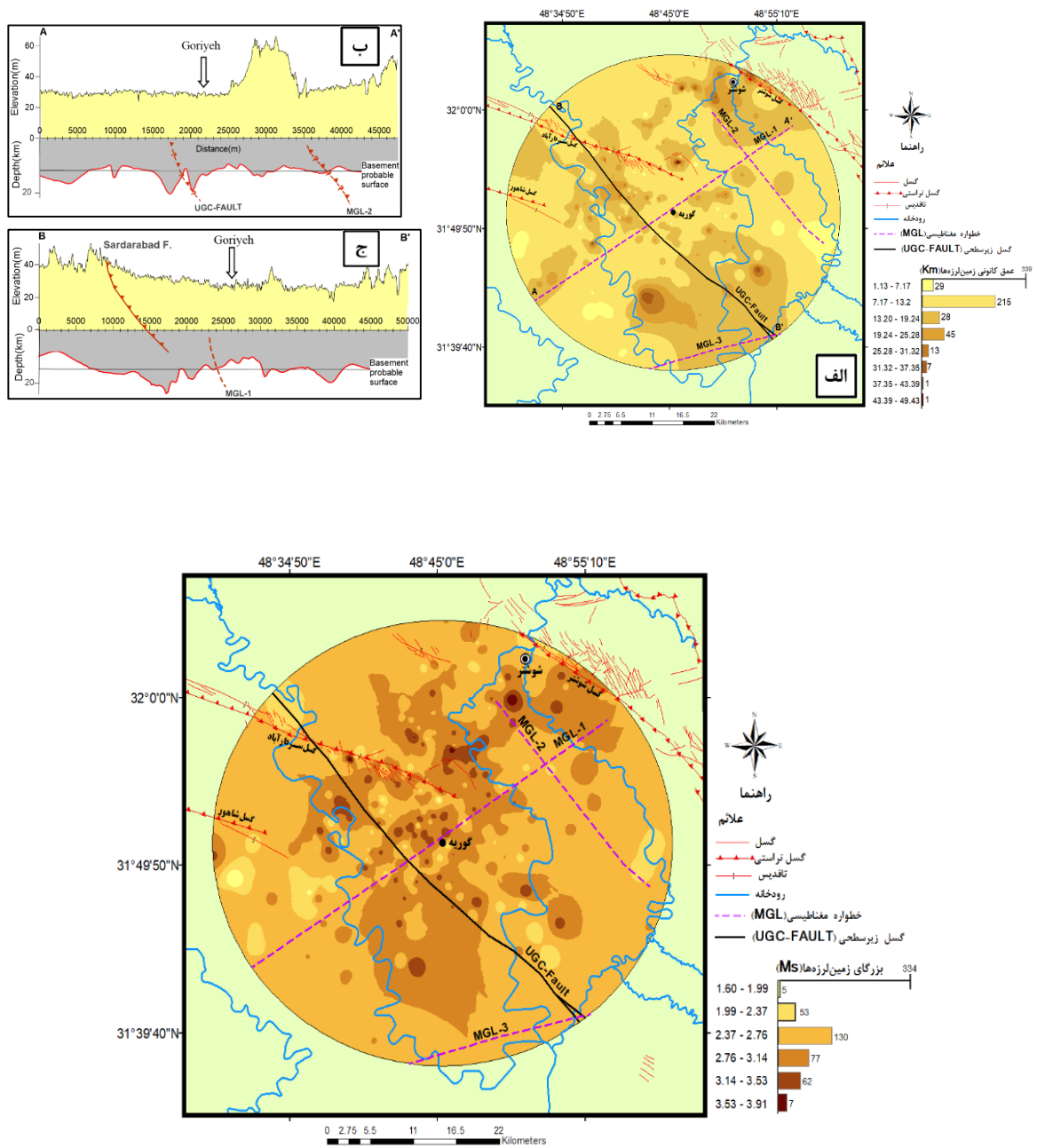
از سازوکار کانونی زمین لرزه ها، برای تعیین سازوکار و کینماتیک گسل ها (هندسه و بردار لغزش صفحه گسل) و نیز تحلیل تنش پوسته استفاده می شود. این سازوکارها در مطالعات ژئودینامیک، لرزه زمین ساخت، تحلیل خطر زمین لرزه منطقه اهمیت زیادی دارند. بدین منظور با بررسی سازوکار ۷ زمین لرزه در محدوده مورد مطالعه، مشخص



۳-۱-۵- 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 امتداد لغز 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 زمین‌لرزه‌های پیشین محدوده مورد مطالعه (ب، ج) دو پروفیل از نحوه ارتباط توپوگرافی با وضعیت عمق کانونی زمین‌لرزه‌های محدوده مورد مطالعه (وب‌سایت ISC) شکل ۵. نقشه پهنه‌بندی بزرگای زمین‌لرزه‌های پیشین در محدوده مورد مطالعه (وب‌سایت ISC)

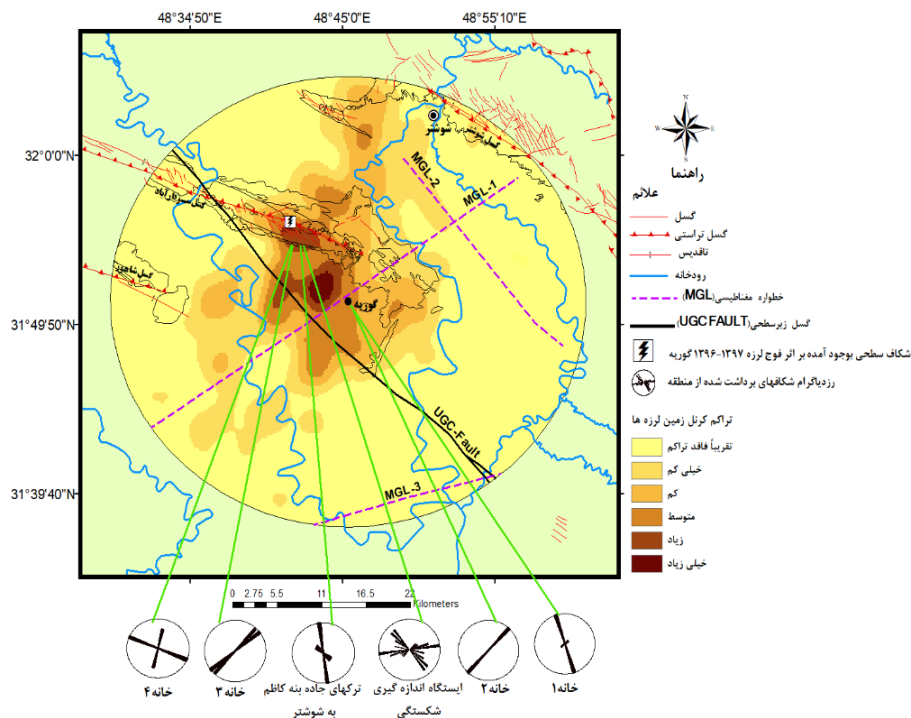
۵-۲- شکستگی‌های مرتبط با لرزه خیزی و ناشی از فوج لرزه گوریه (۱۳۹۷ - ۱۳۹۶)

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 فوج لرزه گوریه (۱۳۹۶-۱۳۹۷) ایجاد شده بودند، راستای عمده شکاف‌ها را N050-070 (شمال شرق - جنوب غرب) و نیز N310 (شمال غرب - جنوب شرق) (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

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 فوج لرزه 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.



شکل ۶. نمونه‌هایی از شکاف‌های مرتبط با لرزه خیزی محدود مورد مطالعه (الف) درزه‌های رخنمون سازند لهری در منطقه گوریه (دید عکس به سمت جنوب شرق) (ب) شکاف‌های سیگموئیدال سطح جاده بنه کاظم به سمت شوشتر (دید عکس به سمت شمال غرب) (ج) نمونه‌ای از شکاف دیوار خانه‌ها (دید عکس به سمت شمال غرب) (د، ذ) شکاف سطحی ایجاد شده بر اثر رویداد فوج لرزه 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.

۱-۳-۵- 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)، بونیللا (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 گسل‌هایی که کمتر از ۵۰ درصد طول آنها در منطقه وجود داشته باشد (مانند: MGL-2) طول گسیختگی برابر طول قطعه‌ای از گسل محاسبه شده که در

جدول ۱. مهم‌ترین روابط تجربی بیشینه توان لرزه‌زایی برای گسل‌های 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 گسل‌های راست‌الغز با طول ۳۰۰ تا ۱۳۰۰ کیلومتر، انتخاب ۱۷ تا ۳۸٪ طول گسل	
	$M_S = 1.404 + 1.169 \log(L_R)$	گسل‌های راست‌الغز
	$M_S = 2.021 + 1.142 \log(L_R)$	گسل‌های فشارشی
	$M_S = 0.809 + 1.341 \log(L_R)$	گسل‌های 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 لرزه‌زایی برای گسل‌های اصلی منطقه

نام گسل	سازوکار گسلی	کل طول گسل (KM)	طول گسل در منطقه (KM)	طول گسیختگی	بیشینه توان لرزه‌زایی 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



۲-۳-۵- 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 در واقع 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 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 محدودده مورد مطالعه (فروافتادگی دزفول) در این عمق) و عمق گسل زیر سطحی (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)	$Y = 1.08 \exp(0.5Ms) / (R + 25)^{1.32}$	R: فاصله کانونی (Km)
Donovan(1973)	$Y = 1.1 \exp(0.5Ms) / (R + 25)^{1.32}$	بر پایه بررسی ۶۷۰
	$Y = 0.42 \exp(0.66M_b) / (R + 25)^{1.32}$	شتاب نگاشت (۱۰۰: ژاپن، ۲۱۰: کالیفرنیا)
Campbel(1981)	$Y = 0.0159 \exp(0.868M) * (R + 0.0606 \exp(0.7M))^{-1.09}$ 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.

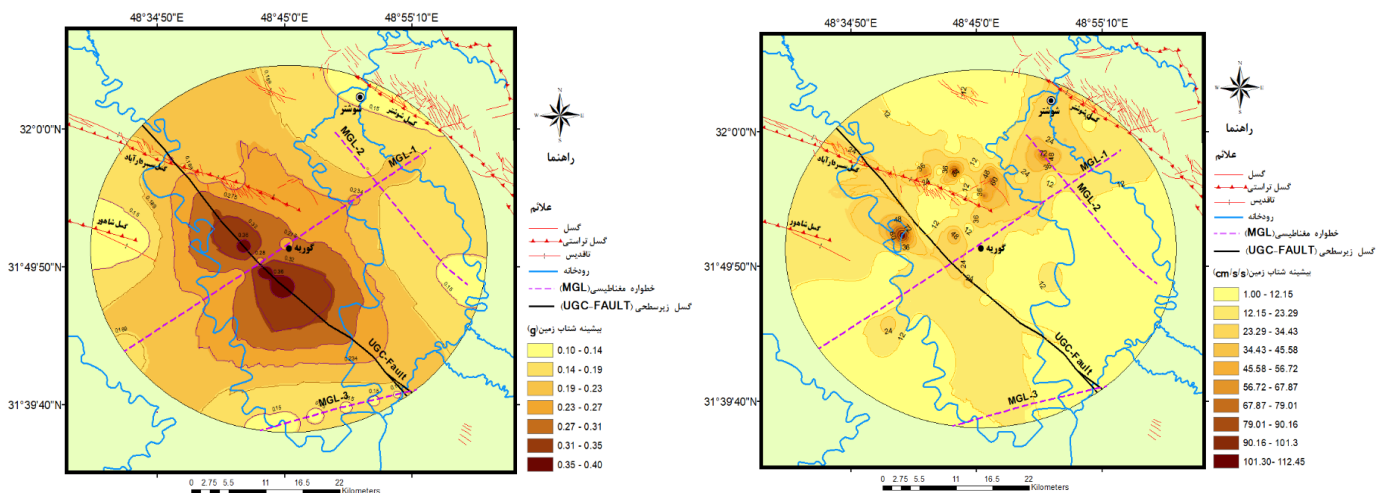
جدول ۴. برآورد بیشینه شتاب افقی زمین برای گسل‌های اصلی منطقه

نام گسل	MSmax (ریشتر)	فاصله کانونی گسل تا مرکز شهر (km) گوریه	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).

۳-۵- پیشینه شتاب دستگاهی منطقه

بهترین و دقیق‌ترین توصیف جنبش نیرومند زمین، به وسیله شتاب‌نگارها بدست می‌آید. شتاب‌نگاشت بدست آمده تاریخچه زمانی شتاب را در محلی که نصب شده است، بیان می‌کند. براساس اعلام شبکه ملی شتاب‌نگاری مرکز



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

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



۵- نتیجه گیری

برخی از مهم ترین نتایج این پژوهش را می توان به صورت ذیل ارائه نمود:

۱. انطباق نسبی راستاهای تراکم رومرکز زمین لرزه ها، توزیع عمق کانونی، بزرگای زمین لرزه ها و بیشینه شتاب دستگاهی با راستای گسل های 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 می سازد. علاوه بر این، تصور می شود که تلاقی احتمالی خطواره ها و گسل زیرسطحی در نحوه تخلیه انرژی و ایجاد سرشت لرزه خیزی جدید در این محدوده مؤثر بوده و احتمال وقوع رخدادهای لرزه ای آینده را در این منطقه و دیگر مناطق مشابه افزایش می دهد.
۲. سازوکار کانونی ارائه شده برای زمین لرزه های این محدوده، سازوکار فشاری و در مواردی همراه با مؤلفه امتدادلغز راستگرد را برای گسل های مسبب لرزه خیزی در محدوده مورد مطالعه بیان می کند.
۳. از محاسبه بیشینه توان لرزه ای در محدوده مورد مطالعه، بزرگای ۷/۱۴ ریشتر را ناشی از فعالیت گسل زیرسطحی (UGC-FAULT) و سپس مقادیر ۷/۱۲، ۶/۶۸ 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 ۰/۲۶، ۰/۲۵ 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 لرزه زایی و بیشینه شتاب افقی زمین از سوی آنها قابل ملاحظه است.
۴. حضور یک منطقه پرتراکم لرزه ای، 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 لرزه ای زیاد در این محدوده را آشکار می سازد.

قدردانی

بدین وسیله نویسندگان مقاله از حمایت های 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 می نماید. همچنین از جناب آقای مهندس اژدری (مدیرکل مرکز زمین شناسی و اکتشافات معدنی منطقه جنوب باختری (اهواز)) و ساکنین محترم شهر گوریه و روستای بنه کاظم، جهت همکاری سپاسگزاریم.

کتابنگاری

- ← ارزانی، ع.، ۱۳۸۴. تحلیل ساختاری میدان نفتی اهواز با نگرشی ویژه بر شکستگی های آن، رساله کارشناسی ارشد گرایش تکتونیک، گروه زمین شناسی 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 لرزه ای و فرکتالی. ص ۳۰، ۶۰.
- ← صفری، ح.ا.، چرچی، ع.، ۱۳۸۵. گزارش بررسی های لرزه زمین ساختی و خطر زمین لرزه - گسلش در چهارگوشه اهواز، سازمان زمین شناسی کشور، دانشگاه شهید چمران اهواز.
- ← محمودپور، ز.، ۱۳۸۹. مدل سازی گسل های پهنه تکتونیک زاگرس چین خورده و فروافتادگی دزفول با استفاده از داده های مغناطیس سنجی، دورسنجی و



- داده‌های لرزه‌ای، 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 لرزه‌های 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.
- هوشمند، ف.، ۱۳۹۸. تحلیل لرزه‌زمین 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.

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



فصلنامه زمین ساخت

زمستان ۱۴۰۰، سال چهارم، شماره ۱۶

10.22077/JT.2021.4116.1106

بررسی تاریخچه تکتونیکي ناقدیس سفیدزاخو، استان فارس

مهروش نبی^۱، کوروس یزدجردی^{۲*}، بهمن سلیمانی^۳، عبدالمجید اسدی^۲

۱ دانشجوی دکتری، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، کشاورزی و فناوری های نوین، واحد شیراز، دانشگاه آزاد اسلامی، شیراز، ایران
۲ استادیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، کشاورزی و فناوری های نوین، واحد شیراز، دانشگاه آزاد اسلامی، شیراز، ایران
۳ استادیار پژوهشگاه صنعت نفت ایران، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۱۱/۱۴

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۹/۲۹

چکیده

ناقدیس سفیدزاخو در ناحیه ای از فارس قرار دارد که پتانسیل گازی در افق دهرم زیاد است. مقاطع بازگردانده شده در سه بخش غربی، شرقی و مرکزی این ناقدیس مطالعه شده اند. تغییر شکل در این منطقه بواسطه ترکیب تغییر شکل فشارشی و برشی ایجاد شده است و کج شدگی لایه ها در بخش انتهایی مقاطع در مرحله بدون دگرشکلی، حاکی از وجود صفحات برشی (افق های جدایشی) در بین واحدهای چینه شناسی است. بر اساس ترتیب تشکیل گسل ها در مقاطع می توان نتیجه گرفت که ابتدا راندگی های پیشرونده ایجاد و سپس با افزایش تغییر شکل، راندگیهای پستی ایجاد شدند. تغییر شکل در این منطقه مربوط به شروع تغییر شکل زاگرس بوده و قدیمی تر از آن نیست. با توجه به لایه های رشدی مشاهده شده در عضو کرناته سازند گچساران در ناقدیس سفیدزاخو، فشارش و چین خوردگی در این ناحیه در زمان میوسن پیشین اتفاق افتاده است. بخش جنوب غربی زودتر شروع به تشکیل کرده و بصورت یه چین جدایشی با هندسه جعبه ای در بالای افق جدایش تحتانی تشکیل شده است. در دگرشکلی های بالاتر، دگرشکلی به سمت شمال شرق اتفاق افتاده است و ناقدیس بصورت یک چین جدایشی با هندسه جناغی درآمده است. هندسه چین در بخش شرقی بصورت یک چین جعبه ای است. میزان دگرشکلی در بخش شرقی کمتر از بخش مرکزی و غربی است. بطور کلی میدان سفیدزاخو و میدان های اطرافش بر اساس کنش و واکنش نیروی فشارشی منطقه و افق جدایشی شکل گرفته اند.

کلمات کلیدی: ناقدیس سفیدزاخو، تاریخچه تکتونیکي، طبقات رشدی، مقاطع بازگردانده شده، افق های جدایش.



Investigation of tectonic history of Sefid-Zakhor anticline, Fars province

Mehrvash Nabiei¹, *Kouros yazdjerdi², Bahman Soleimany³
and Abdolmajid Asadi²

1-Ph.D. Student, Department of Earth Sciences, Shiraz Branch, Islamic Azad University, Shiraz, Iran.

2-Assistant Professor, Department of Earth Sciences, Shiraz Branch, Islamic Azad University, Shiraz, Iran.

3-Iran Oil Industry Research Institute, Tehran, Iran.

Mehrvash Nabiei: Elham.nabiei@gmail.com

Kouros yazdjerdi*: kyazd@yahoo.com

Bahman Soleimany: b_soleimany@yahoo.com

Abdolmajid Asadi: asadi.abdolmajid@gmail.com

Abstract

Abstract

The Sefid-Zakhor anticline is located in an area of Fars province where the gas potential on the Dehram horizon is high. The restored sections have been studied in three western, eastern and central parts of this anticline, deformation in this area is caused by a combination of compressive and shear deformation and tilting of layers in the end sections in the non-deformation stage, it indicates the existence of shear plates (separation horizons) between the stratigraphic units. Based on the order of formation of faults on sections, it can be concluded that first progressive thrusts and then as the deformation progresses, back thrusts are formed. The deformation in this region is related to the beginning of the Zagros deformation and is not older than that. According to the growth strata observed in the carbonate member of Gachsaran Formation in Sefid-Zakhor anticline, compression and folding in this area occurred during the Early Miocene. The southwestern part began to form earlier and formed as detachment fold with box geometry above the lower detachment horizon. In the higher deformations, the deformation occurs to the northeast, and the anticline forms detachment fold with a chevron geometry. The geometry of fold in the eastern part is a box fold. The degree of deformation in the eastern part is less than the central and west parts. Generally, Sefid-Zakhor field and its surrounding fields are formed based on the action and reaction of the compressive force of the region and the separation horizon.

Key words: Sefid-Zakhor anticline, tectonic history, growth strata, restored sections, detachment horizon.

۱- مقدمه

این ساختارها با توجه به ویژگی های مورد نظر خود در میدان سفیدزاخور مشخص شده اند. در ادامه، جهت بررسی تکامل تکتونیکی این تاقدیس، سه مقطع عرضی از سه بخش مختلف تاقدیس انتخاب شده اند. این سه مقطع موازنه شده و مرحله به مرحله تا رسیدن به حالت بدون دگرریختی به عقب برگردانده^۲ شده اند. محاسبه مقادیر کوتاه شدگی در بخش های مختلف این تاقدیس نیز با استفاده از سه مقطع بازگردان شده به حالت اولیه انجام شده است. جهت نشان دادن وضعیت گسل ها بر روی نقشه در حالت دو بعدی، نقشه های هم تراز زیرسطحی (UGC) تهیه شده اند.

۲- موقعیت زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

تاقدیس سفیدزاخور در ناحیه فارس شمالی و در ۱۵۰ کیلومتری جنوب شهر شیراز قرار دارد. این تاقدیس نامتقارن دارای امتداد شمالغرب-جنوب شرق بوده و شیب یال شمالی بیشتر از یال جنوبی است. ساختمان سفیدزاخور تقریباً در امتداد میداین چم نوری، هالگان، دریایی، سورمه و میدان گازی دالان قرار گرفته است. ساختمان دریایی در غرب میدان سفیدزاخور پیچیدگی ساختمانی نداشته و قابلیت نگهداری هیدروکربور در افق دهرم را داشته و در صورتی که تاقدیس سفیدزاخور یک ساختار نامتقارن بوده و دارای دو بخش غربی و شرقی به ترتیب با روندهای N۱۰۵ و N۱۲۵ است. این وضعیت ناشی از عملکرد یک گسل مایل با امتداد تقریباً شمال-جنوبی در بین این دو قسمت است (شکل ۱). سازندهای بختیاری، آغاچاری، میشان و گچساران در سطح زمین ساختمان سفیدزاخور دیده می شوند و قدیمی ترین سازندی که در این تاقدیس برنزد دارد سازند آسماری

در دهه های گذشته مطالعات زیادی در زمینه سبک چین خوردگی و مدلسازی سه بعدی تاقدیس در کمر بند چین خورده و رانده زاگرس به منظور بررسی سیستم های هیدروکربنی جهت تعیین الویت ساختارها برای حفاری های اکتشافی انجام شده است. یکی از این تاقدیس ها، تاقدیس سفیدزاخور در مرکز بلندای فارس است (احمدنیا و همکاران، ۱۳۷۴). گرچه دیگر سنگ مخزن های جوان تر از گروه دهرم در منطقه فاقد پتانسیل هیدروکربنی بوده اند، با این وجود توجه به این سنگ مخزن ها در هنگام حفاری لازم است. بخش های فوقانی سازند آسماری، قدیمی ترین رخنمون در طاقدیس سفیدزاخور بوده که در قسمت غربی طاقدیس بیرون زدگی دارد. امکان تجمع گاز در طبقات گروه دهرم این تاقدیس وجود دارد (احمدنیا و همکاران، ۱۳۷۴). این منطقه با توجه به این که سازندهای کنگان و دالان از نظر هیدروکربنی مستعد هستند و بویژه از نظر سنگ مخزن اهمیت زیادی دارند، لذا ساختارهای تاقدیسی در این ناحیه، محلی مناسب برای به تله افتادن ذخایر هیدروکربنی نفت و گاز است. مطالعات زیادی بر روی تاقدیس انجام شده است از جمله بوسیله کارشناسا شرکت ملی نفت. یکی از دقیق ترین مطالعاتی که در سال های اخیر بر روی این تاقدیس صورت گرفته است بوسیله نجفی و همکارانش (۱۳۹۲) بوده است که ساختار سه بعدی اسن تاقدیس را از جهت تعیین هندسه افق گازی پرمتریاس مورد مطالعه قرار داده اند.

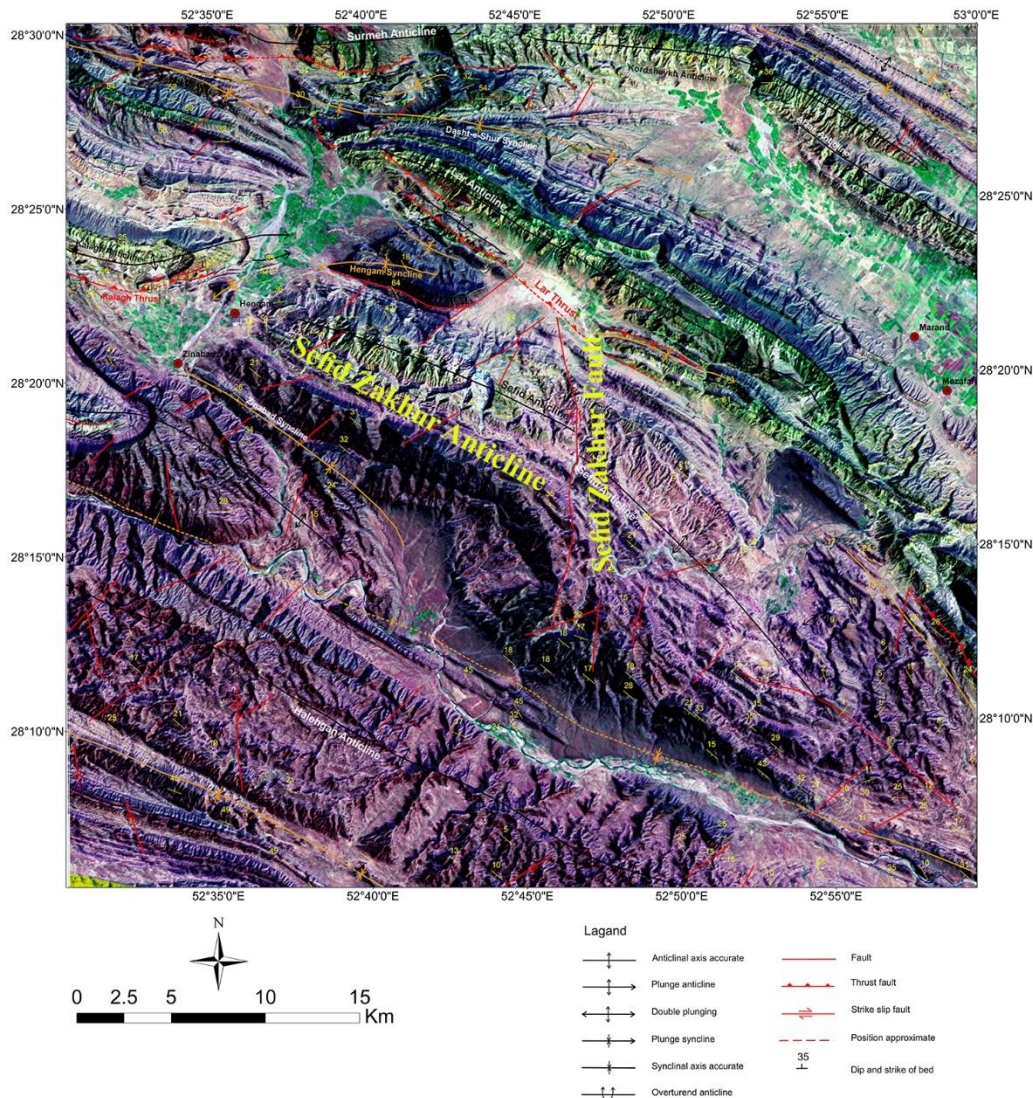
در این مقاله به بررسی ساختارهای همزمان، قبل و بعد تکتونیکی در ارتباط با زمین ساخت و رسوبگذاری^۱ حوضه رسوبی در منطقه پرداخته شده است و هر یک از

² Restore¹ Tectonosedimentary



دریا بوده که نسبت به دشت شمال و جنوب به ترتیب ۵۵۰ و ۹۰۰ متر بلندتر است.

است که لایه های آهکی آن در دره های عمیق این ساختمان رخنمون دارند. بلندترین قله این تاقدیس در بخش غربی آن قرار داشته و ارتفاعش ۱۵۴۹ متر از سطح



شکل ۱. موقعیت گسل سفیدزاخور بر روی تصویر تلفیقی مدل ارتفاعی و تصویر ماهواره ای (لندست ۸). چرخش محور تاقدیس در راستای گسل سفیدزاخور با راستای شمالی-جنوبی کاملاً مشهود است. محور این تاقدیس در محل برخورد با گسل مذکور، از راستای WNW در غرب این گسل به NW در شرق آن تغییر مسیر داده است.

۱-۲- تاقدیس سفیدزاخور

است. این وضعیت ساختمانی را می توان ناشی از عملکرد گسل مایل یا امتدادی دانست که در بین این دو قسمت از تاقدیس اثر نموده است. شیب یال شمالی ۳۵-۵۵ درجه و یال جنوبی ۲۰-۴۰ و پلانژ غربی ساختمان کاملاً بسته و دارای ۱۵-۱۲ درجه شیب است، در صورتی که پلانژ

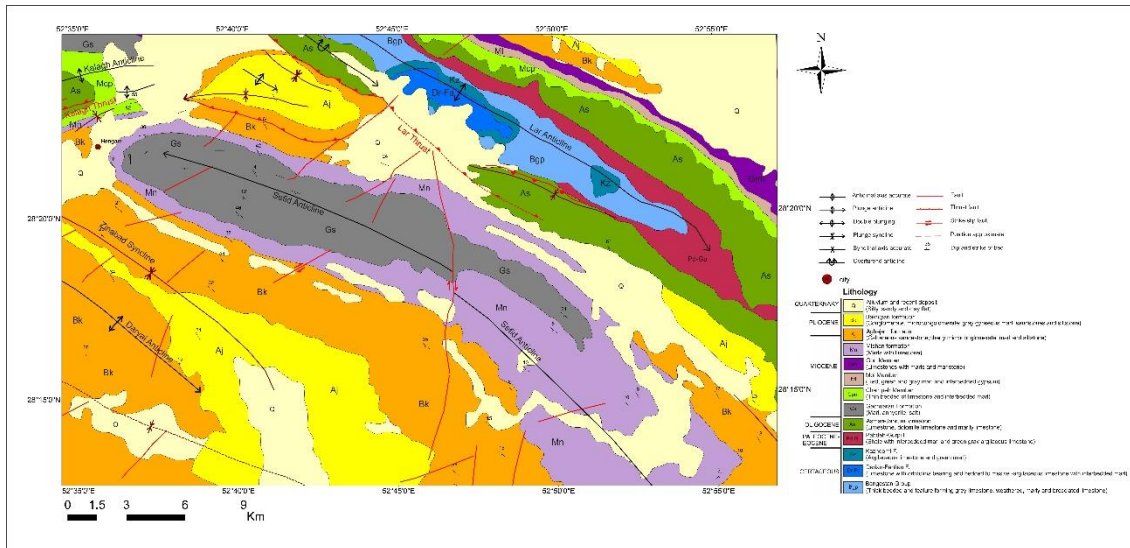
تاقدیس سفیدزاخور یک ساختمان نامتقارن و پشت نهنگی به ابعاد ۴۰ کیلومتر طول و ۸ کیلومتر عرض و دارای دو قله غربی و شرقی است. امتداد ساختمان در بخش غربی N۱۰۵ و تقریباً شرقی-غربی و در بخش شرقی امتداد N۱۲۵ و تقریباً شمال غربی-جنوب شرقی

دارای ساختمان های رسوبی ریپل مارک و لایه بندی متقاطع هستند، لایه های ضخیم کنگلومرایی که دارای قطعات فراوان چرت های قرمز و سیاه رنگ بوده نیز در این سازند مشاهده می شود که نسبت به لایه های ماسه سنگی برجسته تر است و بخش لهری نیز که از لایه های سیلتستون با سطح فرسایشی پایین مشخص می شوند در جنوب کوه سورمه گسترش دارند. در این ناحیه لایه آهکی قاعده سازند میشان گسترش بیشتری داشته و توسط لایه های مارنی که حدود ۷۰ الی ۸۰ متر ضخامت دارند به دو بخش تقسیم می شوند و در کوه لار این دو قسمت آهکی را جزء بخش گوری منظور نموده اند (احمدنیا و همکاران، ۱۳۷۴).

۲-۲- گسل سفیدزاخو

بر اساس تصویر ماهواره ای، طول کلی تاقدیس سفیدزاخور حدود ۳۷/۵ کیلومتر بوده و متوسط عرض آن در سازند میشان به شش کیلومتر می رسد (Thompson et al., 1962). این تاقدیس به وسیله گسل سفیدزاخور با روند عمومی NNW-SSE به طور مورب قطع شده است (شکل ۱). چنین روندهایی در زاگرس (به ویژه در فارس)، هم روند خطواره های قدیمی است (Najafi et al., 2014). در حوضه فارس، گسل های قدیمی مانند گسل های کوه سورمه و سیاکوه در سرستان با این روند دیده می شوند. علاوه بر گسل سفیدزاخور، گسل های کوچک مقیاس دیگری نیز در قله و یال های تاقدیس قابل ردیابی هستند (شکل ۳). گسل سفیدزاخور باعث جابجایی محور تاقدیس سفیدزاخور شده است. عملکرد گسل در جابجایی لایه ها و نیز چرخش لایه ها احتمالاً در نتیجه عملکرد انشعابات گسل به وضوح بر روی تصویر ماهواره ای (لندست ۸) در تصویر دیده می شود (شکل ۱).

جنوب شرقی آن پهن و بسته و شیب بسیار ملایمی دارد. یک پارچه نبودن محور تاقدیس سفیدزاخور به علت گسل امتدادی مایلی است که در قسمت میانی وجود دارد و جابجایی گسل فوق حدود ۱۰۰ متر است و در شرق این گسل سازندها نسبت به غرب در سطح پایین تری قرار دارند. این گسل از نوع پیچشی تلقی می گردد که موجب قرار گرفتن دو واحد متفاوت در مقابل هم شده و حالت پلاستیکی ایجاد نموده و قسمت تراوا را در مقابل بخش ناتراوا قرار داده است (صادقیان، ۱۳۷۵). علاوه بر گسل فوق چند گسل عرضی بر روی محور تاقدیس سفیدزاخور وجود داشته و بصورت عادی عمل نموده و سطحی هستند و در اعماق کم محو می گردند. در قله شرقی میدان بستگی قائم و افقی به ترتیب ۷۵ متر و ۲۰ کیلومتر مربع و در قله غربی میدان بستگی قائم و افقی به ترتیب ۹۵۰ متر و ۵ کیلومتر مربع از روی نقشه خطوط منحنی های م تراز زیرزمینی بر روی افق گروه دهرم محاسبه شده است (صادقیان، ۱۳۷۵). شکل (۲) نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه را نشان می دهد. قدیمی ترین سازندی که در تاقدیس سفید بیرون زدگی دارد سازند آسماری است که لایه های آهکی آن در دره های عمیق این تاقدیس رخنمون دارند و سازندهای گچساران، میشان، آغاچاری و بختیاری در اطراف این تاقدیس به خوبی گسترش دارند. تاقدیس سفیدزاخور در منطقه قرار گرفته که تغییرات چینه شناسی و رخساره در تعدادی از سازندهای آن مشاهده می شود. در سازند بختیاری این محدوده علاوه بر لایه های ضخیم با قطعات مختلف آهکی و چرتی و در ابعاد ریگ و قلوه سنگ، رخساره های سیلتی در جنوب کوه سورمه در ۷ کیلومتری شمال تاقدیس سفیدزاخور مشاهده می گردند. سازند آغاچاری که در جنوب تاقدیس سفیدزاخور و در تنگ کیش به خوبی گسترش دارد، علاوه بر لایه های ماسه سنگی که



شکل ۲. نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه.



شکل ۳. گسل فرعی در بخش شمال شرقی تاقدیس سفید زاخور. دید به سمت شمال شرق.

۳- روش کار

عمقی تهیه شده و نقشه عمقی سازند آسماری با استفاده از ساخت مدل سرعتی ایجاد شدند. ساخت مدل توسط داده های چاه انجام شده است و سپس یک مدل سرعتی معقول تهیه شده و برای تبدیل زمان به عمق مورد استفاده قرار گرفته است. از این نقشه ها و مقاطع عرضی عمقی می توان برای راه اندازی نرم افزار موو و تحلیل ساختاری منطقه استفاده کرد.

در قسمت خروجی نرم افزار موو سه برش مناسب در میدان از نظر توزیع برای تحلیل از بین تمامی برش ها

به منظور تهیه برش های موازنه شده از مقاطع لرزه ای استفاده شده است. تفسیر مقاطع لرزه ای در نرم افزار پترل شامل چندین مرحله است که عبارتند از: وارد کردن مقاطع لرزه ای سرعتی (TWT)، وارد کردن داده های چاه و وارد کردن سرسازندها. پس از تفسیر پروفایل های لرزه ای، نتایج وارد نرم افزار موو^۱ شده اند تا از حالت سرعتی به عمقی تبدیل شوند. پس از عمقی کردن برش های، بازگرداندن جهت متوازن کردن و سپس محاسبه مقدار کوتاه شدگی انجام شده است. برش های عرضی

¹ Move software

Epard and Groshong, Marshak and Mitra, 1988)
(1995).

مقدار l اولیه با استفاده از یک لایه نشانگر تعیین می شود. طول لایه نشانگر از طریق لایه های تغییر شکل یافته بین چین اندازه گیری می شود. درصد کوتاه شدن (e) توسط معادله تعیین می شود.

$$e = (l_{final} - l_{initial}) / l_{initial} \times 100 \quad (\text{معادله ۲})$$

که در آن e درصد تغییر طول است. مقدار منفی آن، نشان دهنده فشارش است، در حالی که مقدار مثبت آن نشان دهنده کشش است (Marshak and Mitra, 1988).

۴- رسوبات همزمان با تکتونیک در منطقه

مورد مطالعه

یکی از سیمای چین شناسی مهم در منطقه مورد مطالعه، لایه های رشدی^۴ قابل مشاهده در عضوکربناته سازند گچساران است (شکل ۴). همپوشانی^۵ موجود در عضوکربناته سازند گچساران حاکی از آغاز چین خوردگی در زمان میوسن پیشین در منطقه مورد مطالعه است. همپوشانی لایه های با سن میوسن نشان می دهد که تاقدیس سفیدزاخور در طی رسوبگذاری این واحدهای چین شناسی فعال بوده است. در لایه های رشدی تشکیل شده در تاقدیس سفیدزاخور (شکل ۴)، بیشترین ضخامت در حوضه مجاور با این تاقدیس دیده می شود به گونه ای که ضخامت لایه ها به سمت قله تاقدیس کاهش یافته و ساختاری بسیار مشابه با ساختارهای مخروطی^۶ ایجاد شده است. همچنین شیب لایه ها به سمت بخش فوقانی، کاهش را نشان می دهد. به طور کلی، ضخامت توالی رشدی در منطقه مورد مطالعه خیلی کم است.

انتخاب و متوازن شده و به حالت بدون دگرشکلی برگردانده شدند.

زمان یک (t_1)، وضعیت کنونی ساختار است و t_n حالت اولیه است. مرحله به مرحله گسل خوردگی و چین خوردگی حذف شده است. در هر برای از بین بردن چین در این سه مقطع از ترکیب مولفه های برش ساده^۱ و طول خط^۲ استفاده شده است.

روش برش ساده در از بین بردن اثر چین خوردگی، برای از بین بردن اثر مولفه برشی در مقاطع استفاده می شود. در اصول روش طول خط، تاکید بر ثابت ماندن طول لایه ها قبل و بعد از دگرریختی است (Fossen, 2010). برای از بین بردن جابجایی گسل برش ساده و جریان موازی گسل^۳ استفاده شده است.

مرحله، طول، نرخ و غیره هر افق اندازه گیری شده است و در جدول ارائه شده است. سن سازندها بر اساس جدول زمانی چین شناسی سال ۲۰۲۰ برای سازندها است. روش برش ساده، برای از بین بردن اثر مولفه برشی گسل ها و روش جریان موازی گسل برای حذف مقدار جابجایی لایه ها در دو سمت گسل نسبت به یکدیگر استفاده می شود. برنامه 2D بر اساس داده های شیب صفحه گسل و لایه های بالایی گسل، مقطع های موازنه شده را ایجاد می کند. برای به دست آوردن مقدار کوتاه شدگی (در روش طول خط) از معادله زیر استفاده شده است:

$$\Delta l = |l_{final} - l_{initial}| \quad (\text{معادله ۱})$$

که در آن Δl تغییر طول است، l نهایی طول پس از تغییر شکل است و l اولیه طول قبل از تغییر شکل است

⁴ Growth strata

⁵ Onlap

⁶ Fan

¹ Simple shear

² Line length

³ Fault parallel flow



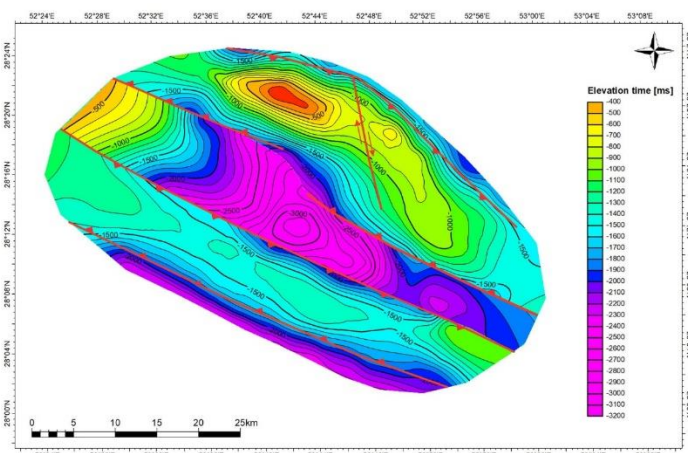
شکل ۴. لایه های رشدی در عضو کربناته گچساران در محل تاقدیس سفیدزاخو.

این نقشه ها با جابجایی زیاد (به صورت قرار دادن خطوط همتراز با عمق زیاد در کنار عمق های کمتر در دو سمت گسل) قابل ردیابی هستند (شکل های ۵ تا ۸). نکته جالب توجه در این نقشه های همتراز، عملکرد گسل امتدادلغزی است که باعث چرخش محور تاقدیس سفیدزاخو شده است. عملکرد این گسل بر روی خطوط همتراز (به ویژه بر روی نقشه همتراز افق آسماری) به خوبی دیده می شود (شکل ۵). چرخش خطوط همتراز برای افق های پایین تر (نهایتاً تا دشتک) اما با شدت کمتر نیز دیده می شود (شکل های ۶ و ۷).

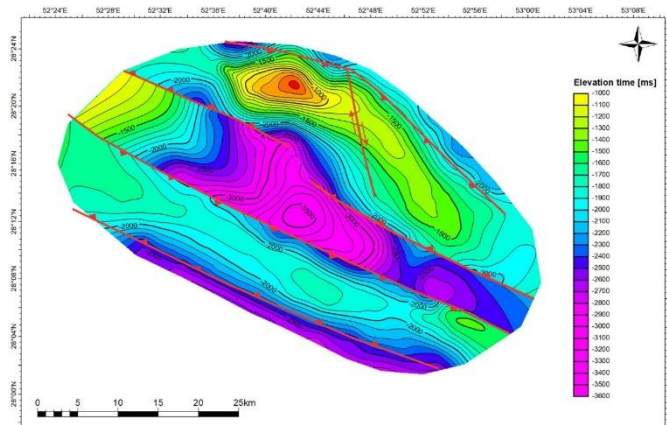
۵- نقشه های همتراز زیرسطحی (UGC) از افق های تاقدیس سفیدزاخو

اغلب نقشه همتراز زیرسطحی برای افق های مخزنی تهیه می شود. در این پژوهش، این نقشه برای سازندهای آسماری، سروک، داریان و کنگان که از افق های مهم مخزنی این منطقه هستند؛ تهیه شده اند (شکل های ۵ تا ۸). این نقشه ها براساس پروفایل های لرزه ای تفسیر شده و داده های چاه موجود تهیه شده اند.

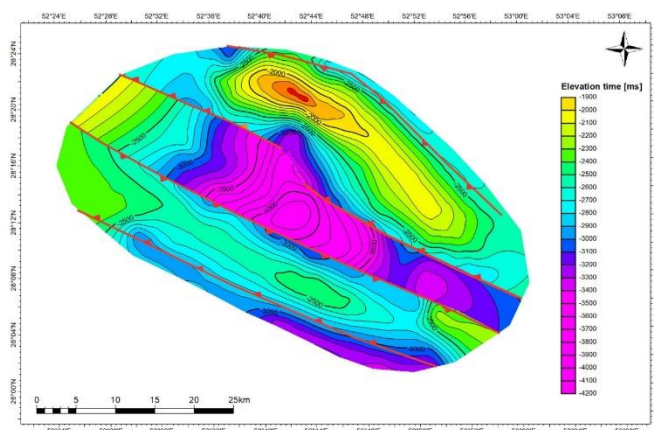
آنچه که به وضوح در این نقشه ها پیداست، گسل های منطقه هستند که باعث چرخش و جابجایی خطوط همتراز شده اند. گسل های راندگی با دو شیب مخالف که تاقدیس سفیدزاخو را در دو یال قطع کرده اند، بر روی



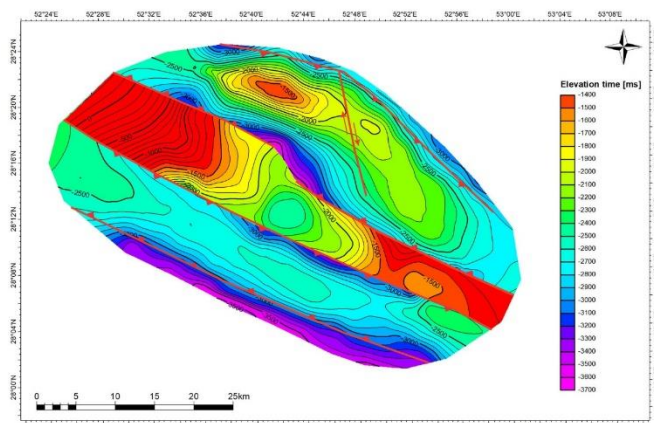
شکل ۵. نقشه همتراز زیرسطحی از افق آسماری در تاقدیس سفیدزاخو.



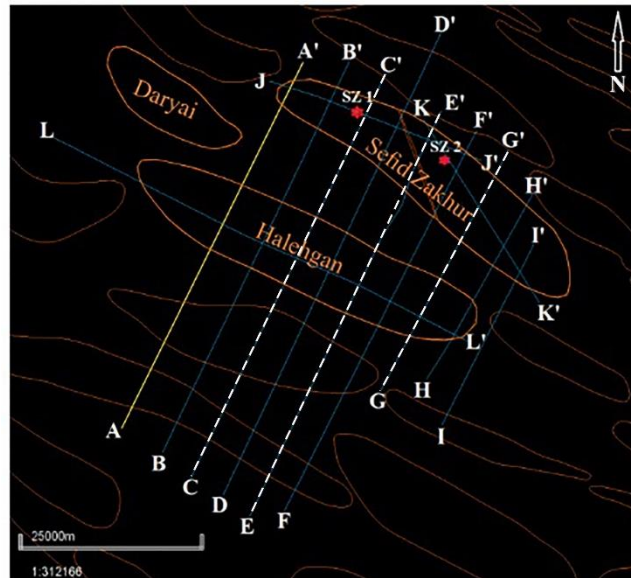
شکل ۶. نقشه همتراز زیر سطحی از افق دالان در تاقدیس سفیدزاخور.



شکل ۷. نقشه همتراز زیر سطحی از افق کنگان در تاقدیس سفیدزاخور.



شکل ۸. نقشه همتراز زیر سطحی از افق سروک در تاقدیس سفیدزاخور.



شکل ۹. موقعیت برش های عرضی CC', EE' و GG' بر روی تاقدیس سفیدزاخو.

۶- بررسی تاریخیچه تکتونیکی تاقدیس

سفیدزاخو

جدایشی^۱ با هندسه جعبه ای در بالای افق جدایشی تحتانی (نمک هرمز) تشکیل شده است. در طی دگرشکلی پیشرونده و با کوتاه شدگی بیشتر لایه ها، یال جلویی هلگان دچار گسل خوردگی شده است (به صورت گسل راندگی با شیب زیاد) و تاقدیس هلگان به صورت چین های نوع رشدی^۲ در آمده است. در کوتاه شدگی های بالاتر، انتشار دگرشکلی به سمت شمال شرق اتفاق افتاده است و تاقدیس سفیدزاخو نیز به صورت یک چین جدایشی با هندسه چین های جناغی در بخش شمال شرقی تاقدیس هلگان تشکیل شده است. در طی دگرشکلی پیشرونده، یال جلویی تاقدیس سفیدزاخو نیز دچار گسلش معکوس شده است (نوع چین های رشدی). ادامه یافتن دگرشکلی با افزایش مقدار فشارش و کوتاه شدگی منجر به ایجاد گسل های با شیب مخالف (راندگی

جهت نشان دادن تاریخیچه تکتونیکی تاقدیس سفیدزاخو و محاسبه مقدار کوتاه شدگی، سه برش عرضی CC', EE' و GG'، به ترتیب از بخش های غربی، مرکزی و شرقی تاقدیس سفیدزاخو (شکل ۹)، به حالت اولیه (قبل از دگرشکلی) برگردانده شده اند. برگشت به حالت قبل از دگرشکلی، مرحله به مرحله در این سه برش انجام شده است که در ادامه به تفصیل توضیح داده شده است.

۶-۱- تکامل تاقدیس سفیدزاخو در بخش

شرقی (مقطع CC')

همانگونه که از شکل (۱۰) برداشت می شود، تاقدیس هلگان (شکل ۲) در بخش جنوب غربی تاقدیس سفیدزاخو زودتر شروع به تشکیل و رشد کرده است. پس از اعمال فشارش به لایه ها در حالت افقی (بدون دگرشکلی)، ابتدا تاقدیس هلگان به صورت یک چین

² Fault propagation fold

¹ Detachment fold

هلگان، در طی افزایش کوتاه شدگی در بخش جلویی تاقدیس هلگان در طی فرآیند دگرشکلی پیشرونده تکامل یافته است. در این مقطع، طول یال پستی تاقدیس سفیدزاخور طول بیشتری نسبت به یال پستی آن در مقاطع دیگر دارد. این امر خود منجر به ایجاد دگرشکلی بیشتر و گسلش های فرعی (نوع راندگی پستی) در این یال شده است (شکل ۱۱). در مرحله نهایی دگرشکلی تاقدیس سفیدزاخور در این مقطع، شیب یال پستی تاقدیس سفیدزاخور بیشتر از یال جلویی آن است. قابل به ذکر است که در این مقطع نیز گسلش های نوع معکوس با شیب مخالف (راندگی های پستی) در مراحل نهایی تکامل ایجاد شده شده اند. به طور کلی، از ساختارهای غالب در منطقه در این برش، علاوه بر گسل پرشیب، می-توان راندگی های پیشرونده، راندگی های پستی و ساختار دم ماهی^۲ را نام برد. در مرحله بدون دگرشکلی یعنی زمانی که لایه ها به صورت افقی بر روی یکدیگر قرار گرفته اند، افزایش طول لایه ها از سطح به عمق دیده می شود. کج شدگی لایه ها در بخش انتهایی مقطع در مرحله بدون دگرشکلی، حاکی از وجود صفحات برشی (یا همان افق های جدایشی) در مابین افق ها است. اطلاعات مورد نیاز جهت بازگردان مقطع CC' و همچنین اطلاعات حاصله برای مرحله نهایی دگرشکلی (مرحله الف در شکل ۱۰) و مرحله بدون دگرشکلی (مرحله ی در شکل ۱۰) در جدول های (۳) و (۴) نمایش داده شده است. مقدار کوتاه شدگی بدست آمده برای این برش، بر اساس طول افق کلیدی آسماری، ۴۸۲۱ متر است. درصد کوتاه شدگی در این افق، ۱۰ درصد محاسبه شده است.

های پستی^۱ در منطقه شده است. ناودیس ایجاد شده بین دو تاقدیس مذکور، نیز در طی این دگرشکلی پیشرونده، دچار دگرشکلی شده و در نهایت توسط یک گسل پستی قطع شده است (شکل ۱۱).

اطلاعات مورد نیاز جهت بازگردان مقطع CC' و همچنین اطلاعات حاصله برای مرحله نهایی دگرشکلی (مرحله الف در شکل ۱۰) و مرحله بدون دگرشکلی (مرحله ی در شکل ۱۰) در جدول های (۱) و (۲) نمایش داده شده است. مقدار کوتاه شدگی بدست آمده برای این برش، بر اساس طول افق کلیدی آسماری، ۲۰۰۲۷ متر است. درصد کوتاه شدگی این افق در این مقطع، ۴۰ درصد محاسبه شده است. بیشترین مقدار کوتاه شدگی در بخش غربی تاقدیس است. میزان کوتاه شدگی با میزان جابجایی گسل رابطه مستقیم دارد. هرچقدر میزان جابجایی گسل بیشتر باشد مقدار کوتاه شدگی بیشتر است. در بخش غربی تاقدیس ضخامت نهشته تبخیری تریاس (سازند دشتک) تا دو برابر افزایش می یابد که سبب تشکیل یک افق جدایش موثر در میانه پوشش رسوبی شده است. این جدایش باعث جابجایی محل راس تاقدیس در سازندهای سنوزوئیک و مزوزوئیک نسبت به پالئوزوئیک شده است (نجفی و همکاران، ۱۳۹۲).

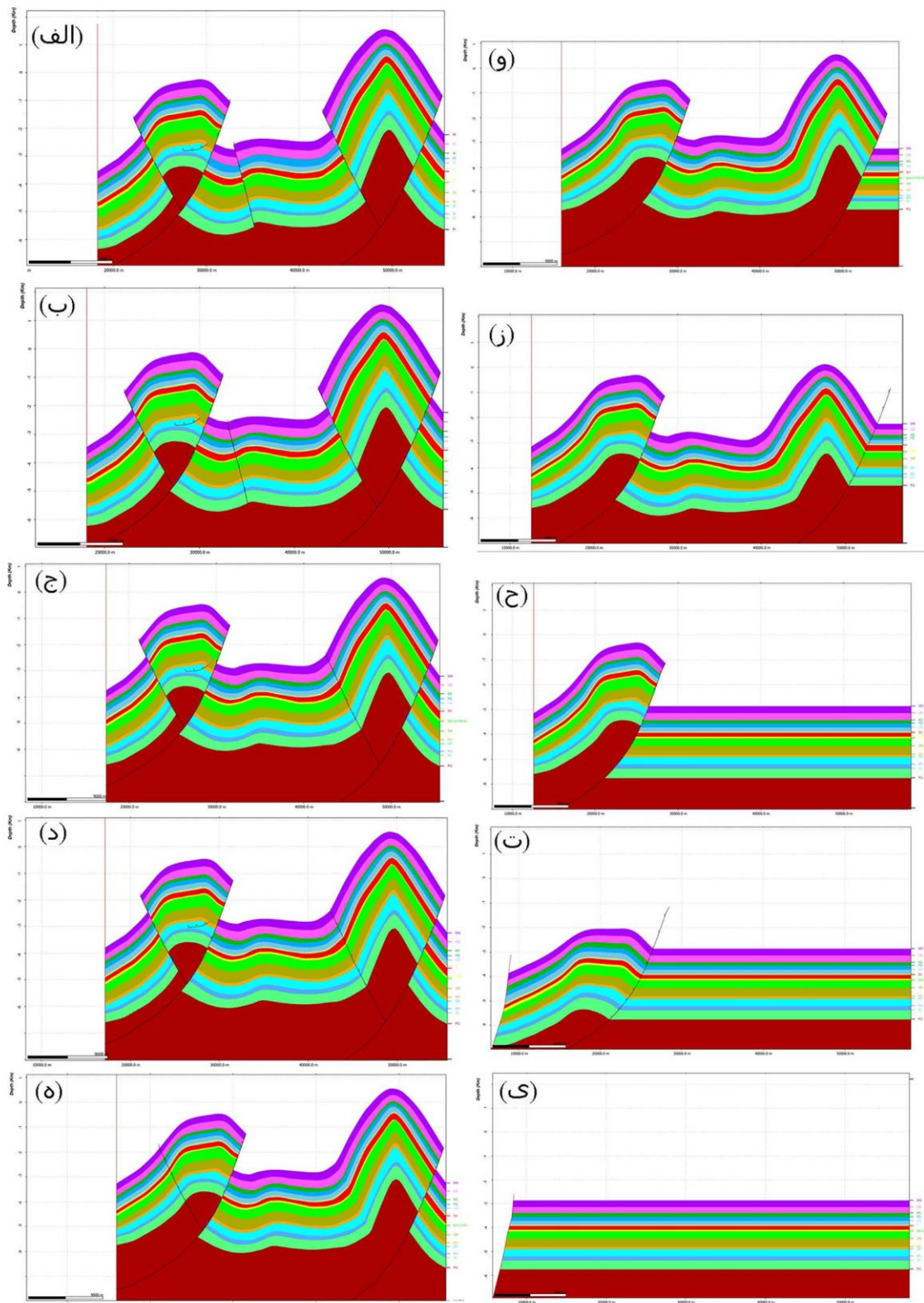
۲-۶- تکامل تاقدیس سفیدزاخور در بخش

مرکزی (مقطع EE')

در مقطع EE' نیز تکامل تاقدیس تا حد زیادی مشابه با برش CC' است (شکل ۱۱). در این مقطع نیز ابتدا تاقدیس هلگان بصورت یک چین جدایشی در بخش بالایی افق جدایشی تحتانی (نمک هرمز) ایجاد شده و سپس در طی دگرشکلی پیشرونده، یال جلویی آن گسل خورده و تبدیل به چین های نوع رشدی شده است. تاقدیس سفیدزاخور نیز با روند رشد مشابه با تاقدیس

² Fishtile structure

¹ Back thrust



شکل ۱۰. برگردان برش عرضی CC' به حالت اولیه (بدون دگرشکلی). شکل ها به ترتیب از حالت نهایی دگرشکلی یا حالت امروزی (الف) تا حالت بدون دگرشکلی (ی) مرتب شده است.

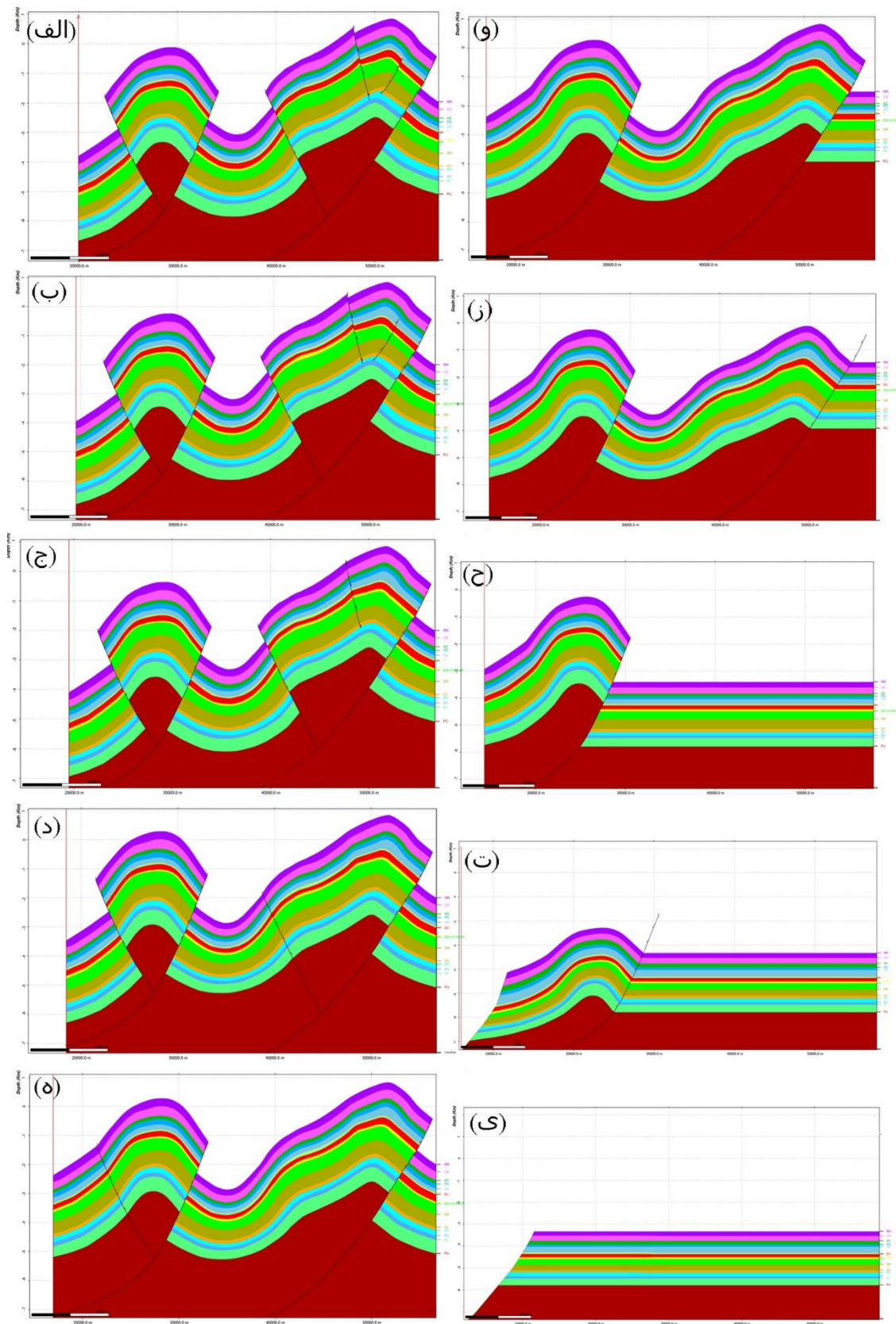


جدول ۱. داده های مرحله T1 یا مرحله نهایی دگرشکلی در برش CC' (مرحله الف در شکل ۱۰).

نام	سن	میانگین ضخامت قائم متر	مساحت متر مربع	طول متر	نرخ رسوبگذاری متر در میلیون سال
	میلیون سال				
(میشان) MN	9	6475/324	13726693	43823.604	46.378226
(گچساران) GS	16	325.388655	13817337	43885.079	29.580787
(آسماری) AS	27	142.285345	4018155.1	29934.182	6.186319
(پابده) PD	50	179.403431	7562079.3	43961.429	17.940343
(گورپی) GU	60	213.338798	9009166.3	44012.288	21.33388
(ایلام) IL	70	64.440019	2718464.4	44022.288	4.027501
(سروک) SV	86	239.942516	10197096	44116.104	11.425834
(کزدمی) KZH	107	66.998854	2836845	44263.229	5.583238
(داریان، گدون، فهلپان، هیث) DA-GV- FA-HI	119	593.958591	25750850	44314.683	9.737026
(سورمه) SM	180	429.768829	11156353	27861.905	21.488441
(نیریز) NR	200	134.006759	5811915	44846.755	5.36027
(دشتک) DK	225	351.472595	15163021	45099.676	14.058904
(کنگان) KG	250	148.82464	6410738	44603.578	14.882464
(دالان) DL	260	455.917695	20019996	44688.595	18.236708
(فراقون) FG	285	1504.873756	75182971	45056.416	-

جدول ۲. داده های مرحله T10 یا مرحله بدون دگرشکلی در برش CC' (مرحله ی در شکل ۱۰).

نام	سن	میانگین ضخامت قائم متر	مساحت متر مربع	طول متر	نرخ رسوبگذاری متر در میلیون سال
	میلیون سال				
(میشان) MN	9	274.96916	13740857	49821.61	39.28131
(گچساران) GS	16	247.84075	12411701	49895.01	22.53098
(آسماری) AS	27	166.18456	8322413.1	49961.17	7.225416
(پابده) PD	50	166.271	8345939.7	50005.52	16.6271
(گورپی) GU	60	164.5024	8272446.8	50136.79	16.45024
(ایلام) IL	70	47.183053	2381799.4	50266.66	2.948941
(سروک) SV	86	158.93518	8023043.8	50303.91	7.568342
(کزدمی) KZH	107	65.822115	3327667.6	50429.38	5.485176
(داریان، گدون، فهلپان، هیث) DA-GV- FA-HI	119	312.07838	15824748	50481.35	5.116039
(سورمه) SM	180	341.80246	17395845	50685.71	17.09012
(نیریز) NR	200	100.39973	5128511.4	50875.5	4.015989
(دشتک) DK	225	297.16635	15197386	50931.25	11.88665
(کنگان) KG	250	173.7911	8912223.9	51124.64	17.37911
(دالان) DL	260	376.16958	19373231	51245.4	15.04678
(فراقون) FG	285	1258.4382	65555336	51506.77	-



شکل ۱۱. برگردان برش عرضی EE' به حالت اولیه (بدون دگرشکلی). شکل ها به ترتیب از حالت نهایی دگرشکلی یا حالت امروزی (الف) تا حالت بدون دگرشکلی (ی) مرتب شده است.



جدول ۳. داده های مرحله T1 یا مرحله نهایی دگرشکلی در برش EE' (مرحله الف در شکل ۱۱).

نام	سن میلیون سال	میانگین ضخامت قائم متر	مساحت متر مربع	طول متر	نرخ رسوبگذاری متر در میلیون سال
(میشان) MN	9	283.81996	11874412	42931.17	40.54571
(گچساران) GS	16	306.71756	12871135	43083.7	27.88342
(آسماری) AS	27	136.98385	5787195.8	43204.02	5.955819
(پابده) PD	50	166.00833	6989759.4	43254.2	16.60083
(گورپی) GU	60	175.68706	7431197.3	43272.97	17.56871
(ایلام) IL	70	61.794442	2622367	43430.61	3.862153
(سروک) SV	86	212.04856	9065262.1	43488.61	10.09755
(کزدمی) KZH	107	64.319885	2742052.8	43650.9	5.35999
(داریان، گدون، فهلپان، هیث) DA-GV- FA-HI	119	450.19519	19428619	43756.59	7.380249
(سورمه) SM	180	476.88924	20809498	44000.95	23.84446
(نیریز) NR	200	128.37463	5536883.3	43992.9	5.134985
(دشتک) DK	225	209.36423	9062579.8	43992.58	8.374569
(کنگان) KG	250	145.40982	6284627.6	43911.98	14.54098
(دالان) DL	260	486.89785	21183657	43938.19	19.47591
(فراقون) FG	285	2017.5818	96021398	44037.73	-

جدول ۴. داده های مرحله T10 یا مرحله بدون دگرشکلی در برش EE' (مرحله ی در شکل ۱۱).

نام	سن میلیون سال	میانگین ضخامت قائم متر	مساحت متر مربع	طول متر	نرخ رسوبگذاری متر در میلیون سال
(میشان) MN	9	201.70827	9618993.3	47362.97	28.81547
(گچساران) GS	16	233.5976	11221792	47647.73	21.23615
(آسماری) AS	27	169.16614	8183544	48024.77	7.35505
(پابده) PD	50	102.02144	4956960.9	48300.68	10.20214
(گورپی) GU	60	269.2196	13163695	48482.55	26.92196
(ایلام) IL	70	59.849213	2944526.8	48933.22	3.740576
(سروک) SV	86	148.66067	7348742.2	49071.93	7.079079
(کزدمی) KZH	107	72.675304	3607143.4	49370.72	6.056275
(داریان، گدون، فهلپان، هیث) DA- GV-FA-HI	119	256.03435	12787756	49503.65	4.197284
(سورمه) SM	180	265.17475	13382213	49990.01	13.25874
(نیریز) NR	200	102.82404	5229078.7	50566.88	4.112962
(دشتک) DK	225	173.75081	8900314.3	50780.33	6.950032
(کنگان) KG	250	96.353653	4971624	51246.79	9.635365
(دالان) DL	260	312.72011	16289206	51508.29	12.5088
(فراقون) FG	285	1574.3517	85853348	52281.2	-



۳-۶- تکامل تاقدیس سفیدزاخور در بخش

شرقی (مقطع GG')

تاریخیچه تکامل تکتونیکی تاقدیس سفیدزاخور در مقطع GG' در بخش شرقی تاقدیس سفیدزاخور مشابه با مقطع CC' در بخش غربی آن است. با این تفاوت که تاقدیس سفیدزاخور در این مقطع، به صورت یک چین جعبه ای تشکیل و رشد یافته است. همچنین، ناودیس تشکیل شده بین دو تاقدیس هلگان و سفیدزاخور در این مقطع، چین نامتقارن با هندسه فشرده با زاویه بین یالی کمتر را نشان می دهد (شکل ۱۲). مقدار کوتاه شدگی جهت ایجاد چین هندسه تشکیل شده در بخش شرقی بسیار کمتر از دو بخش مرکزی و غربی تاقدیس سفیدزاخور است (شکل ۱۲). هندسه تاقدیس سفیدزاخور پس از بریده شدن یال جلویی به وسیله گسل معکوس، به صورت چین های خمش گسلی^۱ باقی مانده است. در این مقطع نیز گسلش های نوع معکوس با شیب مخالف (راندگی های پستی) در مراحل نهایی تکامل ایجاد شده شده اند.

از ساختارهای غالب در این برش، علاوه بر گسل پرشیب، می توان راندگی های پیشرونده، راندگی های پستی و ساختارهای دم ماهی نام برد. اطلاعات مورد نیاز جهت بازگردان مقطع GG' و همچنین اطلاعات حاصله برای مرحله نهایی دگرشکلی (مرحله الف در شکل ۱۲) و مرحله بدون دگرشکلی (مرحله ت در شکل ۱۲) در جدول های (۵) و (۶) نمایش داده شده است. مقدار کوتاه شدگی بدست آمده برای این برش، بر اساس طول افق کلیدی آسماری، ۴۳۱۳ متر است. درصد کوتاه شدگی در این افق، ۱۱ درصد محاسبه شده است.

۷- بحث

در فارس مرکزی، گروه کربناته پرمو-تریاس دهرم، مخزن گازی مهمی است که در زیر تبخیری های دشتک قرار گرفته است. سازند دشتک (تریاس) یک افق جدایشی موثر در این منطقه است که توالی پس از تریاس را از سنگ های مخزنی پرمو-تریاس جدا می کند (Sherkati et al., 2006; Sepehr et al., 2006; Motamedi et al., 2012). جدایش ساختاری در طول افق جدایشی میانی (دشتک) باعث ایجاد پیچیدگی در تعیین محل حفر چاه های جدید در گروه دهرام شده است.

سازند دشتک در تاقدیس سفیدزاخور به عنوان افق جدایشی میانی عمل کرده است. هندسه این تاقدیس در راستای افقی و قائم و از بخشی به بخش دیگر متفاوت است. در بخش غربی این تاقدیس، تمایل^۲ به سمت شمال بوده و هندسه آن در این بخش، چین جناغی بسته است. این هندسه احتمالاً به دلیل وجود توالی مقاوم و غیرمقاوم ایجاد شده است (Ramsay, 1974; Najafi et al., 2014). لایه های نامقاوم (سازند دشتک)، فضاها ایجاد شده در ناحیه لولای چین را به صورت ضخیم شدن قله ای در بخش غربی پر کرده است (Ramsay, 1974; Ramsay and Huber, 1987; Najafi et al., 2014). در بخش شرقی، این تاقدیس هندسه چین جعبه ای^۳ را نشان می دهد.

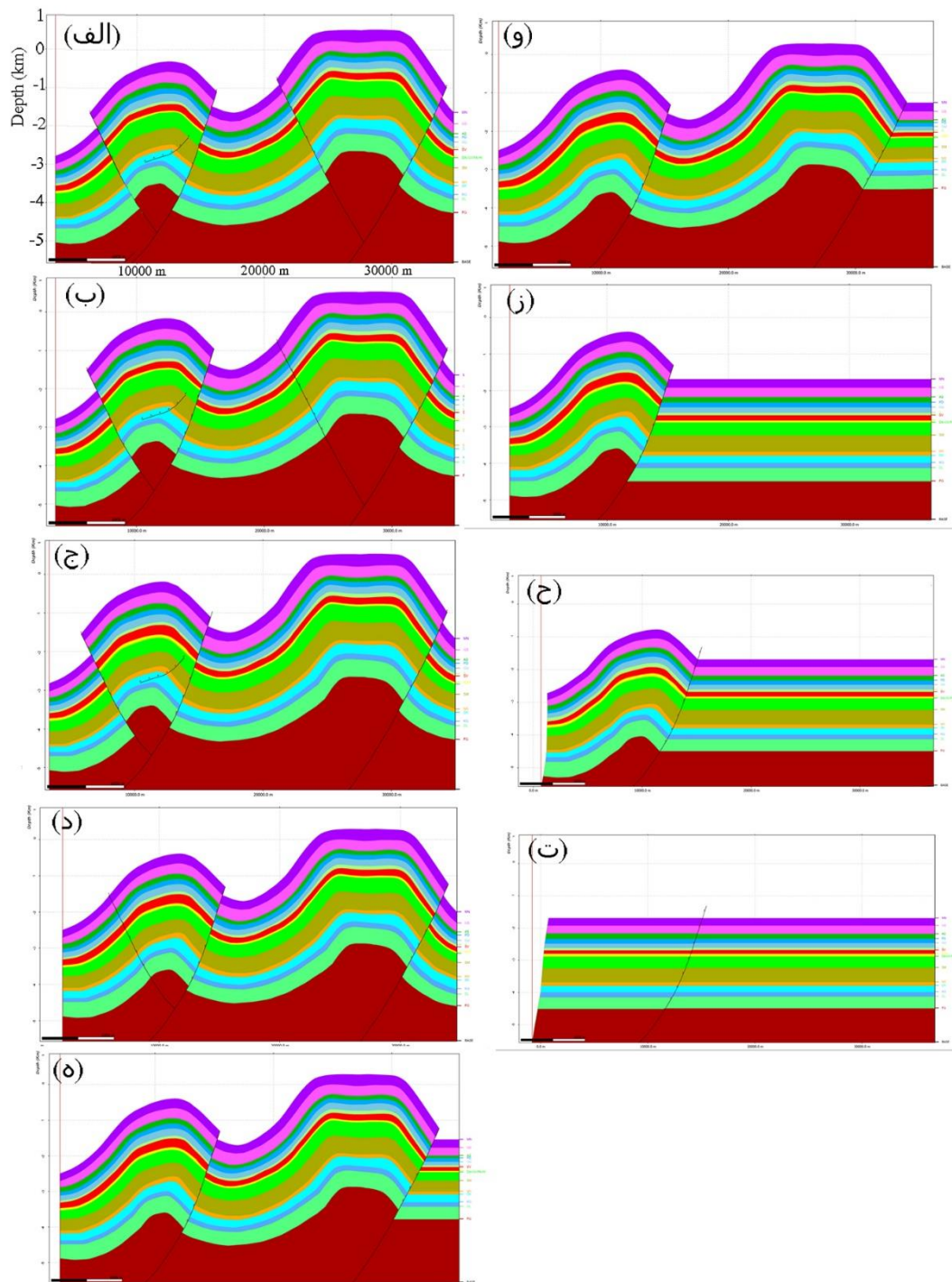
درصد کوتاه شدگی در بخش شرقی تاقدیس سفیدزاخور (۱۱ درصد) کمتر از بخش غربی آن (۴۰ درصد) است. اختلاف میزان کوتاه شدگی در بخش غربی و شرقی تاقدیس در حدود ۱۵۷۱۴ متر است. همچنین ضخیم شدگی قله ای افق جدایشی دشتک نیز در پی این مقدار زیاد کوتاه شدگی، بیشتر در بخش غربی

³ Box fold

¹ Fault bend fold

² Vergence

مشاهده شده است. این ضخیم شدگی در افق دشتک در چاه شماره یک که تا عمق ۱۹۳۰ متری در قله تاقدیس سفیدزاخور حفر شده است، قابل مشاهده است.



شکل ۱۲. برگردان برش عرضی GG' به حالت اولیه (بدون دگرشکلی). شکل ها به ترتیب از حالت نهایی دگرشکلی با حالت امروزی (الف) تا حالت بدون دگرشکلی (ت) مرتب شده است.



جدول ۵. داده های مرحله T₁ یا مرحله نهایی دگرشکلی در برش GG' (مرحله الف در شکل ۱۲).

نام	سن میلیون سال	میانگین ضخامت قائم متر	مساحت متر مربع	طول متر	نرخ رسوبگذاری متر در میلیون سال
میشان(MN)	9	295.75385	9798201.8	34041.55	42.25055
گچساران(GS)	16	295.23406	9768207.1	33919.08	26.83946
آسماری(AS)	27	143.92653	4755791.2	33862.46	6.257675
پابده(PD)	50	149.61854	4305461.2	29822.21	14.96185
گورپی(GU)	60	184.14491	6047420.2	33725.8	18.41449
ایلام(IL)	70	79.504143	2614727	33717.37	4.969009
سروک(SV)	86	180.8114	5971328.7	33683.72	8.610067
کژدمی(KZH)	107	54.670329	1800305.5	33750.43	4.555861
داریان، گدون، فهلپان، هیث - DA-GV - FA-HI	119	409.86876	13612987	33762.16	6.71916
سورمه(SM)	180	468.84344	15484967	33708.89	23.44217
نیریز(NR)	200	111.39476	3716753.4	33884.62	4.455791
دشتک(DK)	225	255.33212	8618522	33940.77	10.21329
کنگان(KG)	250	149.34352	4966785.4	33592.16	14.93435
دالان(DL)	260	462.4831	15544783	33602.51	18.49932
فراقون(FG)	285	1171.4616	48158888	33701.24	-

جدول ۶. داده های مرحله T₀ یا مرحله بدون دگرشکلی در برش GG' (مرحله ت در شکل ۱۲).

نام	سن میلیون سال	میانگین ضخامت قائم متر	مساحت متر مربع	طول متر	نرخ رسوبگذاری متر در میلیون سال
میشان(MN)	9	233.46603	9006493	38175.47	33.35229
گچساران(GS)	16	260.33066	10042858	38175.47	23.66642
آسماری(AS)	27	145.87325	5627398.3	38175.47	6.342315
پابده(PD)	50	136.95179	5283232.5	38175.47	13.69518
گورپی(GU)	60	145.87994	5627656.6	38175.47	14.58799
ایلام(IL)	70	71.027021	2740031.8	38175.47	4.439189
سروک(SV)	86	143.32468	5529081.5	38175.47	6.824985
کژدمی(KZH)	107	53.86187	2077846.4	38175.47	4.488489
داریان، گدون، فهلپان، هیث - DA-GV - FA-HI	119	352.9428	13615586	38175.47	5.785948
سورمه(SM)	180	451.46177	17416183	38175.47	22.57309
نیریز(NR)	200	109.62652	4229096.9	38175.47	4.385061
دشتک(DK)	225	194.79441	7514645.6	38175.47	7.791777
کنگان(KG)	250	143.92791	5552352.6	38175.47	14.39279
دالان(DL)	260	365.52161	14100843	38175.47	14.62086
فراقون(FG)	285	1112.5256	42918252	38175.47	-

حاکمی از وجود صفحات برشی (یا همان افق های جدایشی) در بین افق ها است. به عبارتی دیگر، منطقه مورد مطالعه بواسطه ترکیب تغییر شکل فشارشی و برشی ایجاد شده است. با نگاه کردن به تصاویر بازگردان شده و در نظر گرفتن ترتیب تشکیل گسل ها (بر اساس سن مرتب شده در مقاطع تفسیر شده در پروفایل های لرزه ای تفسیر شده) می توان برداشت کرد که ابتدا راندگی های پیشرونده ایجاد و سپس با افزایش تغییر شکل راندگی های پستی ایجاد شدند. تغییر شکل منطقه مورد نظر مربوط به شروع تغییر شکل زاگرس بوده و قدیمی تر نیست.

دوری یا نزدیکی نسبت به گسل اصلی برای میزان دگرشکلی در این سه مقطع تاثیر گذار بوده است به گونه ای که میزان دگرشکلی در برش های EE' و CC' بیشتر از برش GG' است.

لایه های رشدی که رسوبات همزمان با تکتونیک را نشان می دهند در افق های مختلفی در بسیاری از تاقدیس های زاگرس گزارش شده اند (Hessami et al., 2001; Sherkati et al., 2005; Mouthereau et al., 2007). لایه های رشدی، زمان دگرشکلی فشارشی را در توالی چینه شناسی نشان می دهند (Mouthereau et al., 2012). در اغلب مطالعات پیشین، سازند گچساران به عنوان لایه قبل از تکتونیک^۱ در نظر گرفته می شود (Homke et al., 2004; Emami et al., 2010; Mouthereau et al., 2012) در صورتی که سازندهای آجاجاری و بختیاری از زمان های میوسن میانی تا پلیوسن به عنوان لایه رشدی در نظر گرفته شده اند (McQuarrie, 2004; Mouthereau et al., 2007, 2012; Agard et al., 2011; Khadivi et al., 2010; Homke et al., 2004; Emami et al., 2010). در تاقدیس سفیدزاخور، لایه های رشدی در عضو کربناته سازند گچساران دیده شد. بنابراین، فشارش و چین خوردگی در این ناحیه در زمان میوسن پیشین

تاقدیس سفیدزاخور، در بخش شرقی خود، یک چین موازی است (Nabiei et al., 2021) و در این بخش، هندسه آن از سطح به عمق تغییری نیافته است. در حالی که در بخش غربی وضعیت به گونه ای دیگر است و جابجایی قله تاقدیس در افق های زیر سازند دشتک دیده می شود. بنابراین، مهمترین فاکتورهای کنترل کننده سبک ساختاری در تاقدیس سفیدزاخور، وجود افق های جدایشی میانی چندگانه (سازند هرمز بعنوان افق جدایشی قاعده ای اصلی، سازند دشتک به عنوان افق جدایشی اصلی و همچنین سازند شیلی گورپی-پابده به عنوان افق جدایشی فرعی) و مقدار کوتاه شدگی است. هندسه جعبه ای در بخش شرقی این تاقدیس در مقدار کوتاه شدگی کم ایجاد شده است در حالی که در طی فرآیند پیشرونده دگرشکلی با مقدار کوتاه شدگی بیشتر، هندسه این چین به حالت جناغی در بخش غربی آن درآمده است. این نتیجه در تاقدیس های زیادی در زاگرس گزارش شده است (Najafi et al., 2014; Sarkarinejad et al., 2017). ضخیم شدگی قله ای در بخش غربی به دنبال مقدار کوتاه شدگی بیشتر و جهت ایجاد تعادل در دگرشکلی داخلی در افق جدایشی دشتک اتفاق افتاده است.

جدایش در اثر عملکرد افق تبخیری دشتک باعث تغییر مکان و جابجایی قله تاقدیس در کربناته های پرمو-تریاس گروه دهرام، از مخازن نفتی مهم، نسبت به افق های بالای سطح جدایشی شده است. لذا، بررسی افق های جدایشی در مدیریت این مخازن امری بسیار حیاتی است. همانگونه که از مشاهده مرحله اولیه و نهایی دگرشکلی در سه مقطع بازگردان شده مشاهده شد (شکل های ۱۰، ۱۱ و ۱۲)، در هر سه مقطع به طور کامل شواهد تغییر شکل فشارش و برش وجود دارد. کج شدگی لایه ها در بخش انتهایی مقاطع در مرحله بدون دگرشکلی،

¹ Pre-tectonic



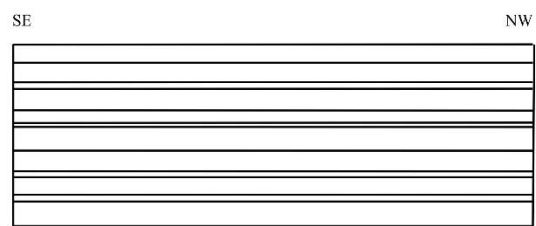
در کوتاه شدگی های بالاتر، انتشار دگرشکلی به سمت شمال شرق اتفاق افتاده است و تاقدیس سفیدزاخور نیز به صورت یک چین جدایشی با هندسه چین های جناغی در بخش شمال شرقی تاقدیس هلگان تشکیل شده است. در طی دگرشکلی پیشرونده، یال جلویی تاقدیس سفیدزاخور نیز دچار گسلش معکوس شده است (نوع چین های رشدی). ادامه یافتن دگرشکلی با افزایش مقدار فشارش و کوتاه شدگی منجر به ایجاد گسل های با شیب مخالف (گسل های پستی) در منطقه شده است. ناودیس ایجاد شده بین دو تاقدیس مذکور، نیز در طی این دگرشکلی پیشرونده، دچار دگرشکلی شده و در نهایت توسط یک گسل پستی قطع شده است. از ساختارهای غالب در بخش مرکزی، علاوه بر گسل پرشیب، می توان راندگی های پیشرونده، راندگی های پستی و ساختار دم ماهی را نام برد.

اتفاق افتاده است. در تمامی تصاویر تفسیر شده، افق مهم جدایشی شامل پابده- گورپی، دشتک و نهایتا سازند هرمز است. این سازندها بسیار در تغییر شکل ساختاری میدان سفیدزاخور موثر بوده است. در واقع میدان سفیدزاخور و میدان های اطرافش بر اساس کنش و واکنش نیروی فشارشی منطقه و افق جدایشی شکل گرفته اند.

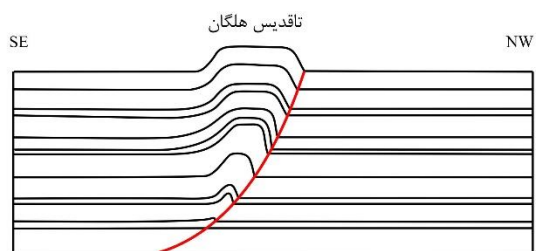
۸- نتیجه گیری

در بخش غربی، تاقدیس هلگان در بخش جنوب غربی تاقدیس سفیدزاخور زودتر شروع به تشکیل و رشد کرده و به صورت یک چین جدایشی^۱ با هندسه جعبه ای در بالای افق جدایشی تحتانی (نمک هرمز) تشکیل شده است (شکل ۱۳). در طی دگرشکلی پیشرونده و با کوتاه شدگی بیشتر لایه ها، یال جلویی هلگان به صورت یک گسل راندگی با شیب زیاد بریده شده است و تاقدیس هلگان به صورت چین های نوع رشدی در آمده است.

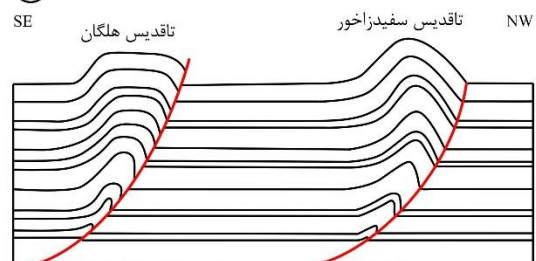
¹ Detachment fold



①



②



③

شکل ۱۳. مدل گرافیکی که مراحل دگرشکلی و تشکیل تاقدیس های هلگان و سفیدزاخور را نشان می دهد.

قدردانی

نویسندگان این مقاله از شرکت ملی نفت ایران به دلیل ارائه داده های چاه ها و مشخصات لرزه ای برای این مطالعه تشکر و قدردانی می کنند.

منابع

- احمدنیا، ع. ح. احسانی، م.، اشرف زاده، ا.، معینی، ع.، فرمانی، م.، ۱۳۷۴. گزارش زمین شناسی شماره ۱۸۱۵ تاقدیس سفید زاخور، شرکت ملی نفت ایران، اداره زمین شناسی تحت الارضی.
- صادقیان، ع.ا.، ۱۳۷۵. گزارش پیش بینی چاه اکتشافی سفیدزاخور، شرکت ملی نفت ایران، اداره زمین شناسی تحت الارضی.
- نجفی، م.، یساقی، ع.، ورجس، ج.، بحرودی، ع.، شرکتی، ش.، ۱۳۹۲. تحلیل ساختاری سه بعدی از تاقدیس سفیدزاخور در پهنه فارس، به منظور تعیین هندسه افق مخزن گازی پرموتریاس، مجله زمین شناسی کاربردی پیشرفته، شماره ۱۰.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B. and Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine*, 148(5-6), pp.692-725.
- Epard, J.L. and Groshong Jr, R.H., 1995. Kinematic model of detachment folding including limb rotation, fixed hinges and layer-parallel strain. *Tectonophysics*, 247 (1-4), pp.85-103.
- Fossen, H., 2010. *Structural Geology*. Cambridge University. Press, pp. 463.
- Hessami, K., Koyi, H. A., Talbot, C. J., Tabasi, H., Shabanian, E., 2001. *Progressive*

بخش شرقی همانند دو بخش دیگر است با این تفاوت که تاقدیس سفیدزاخور در این مقطع، به صورت یک چین جعبه ای تشکیل و رشد یافته است. همچنین، ناودیس تشکیل شده بین دو تاقدیس هلگان و سفیدزاخور در این مقطع، چین نامتقارن با هندسه فشرده با زاویه بین یالی کمتر را نشان می دهد. مقدار کوتاه شدگی جهت ایجاد چنین هندسه تشکیل شده در بخش شرقی بسیار کمتر از دو بخش مرکزی و غربی تاقدیس سفیدزاخور بوده و هندسه تاقدیس سفیدزاخور پس از بریده شدن یال جلویی به وسیله گسل معکوس، به صورت چین های خمش گسلی^{۲۰} باقی مانده است. در این مقطع نیز گسلش های نوع معکوس با شیب مخالف (راندگی های پشتی) در مراحل نهایی تکامل ایجاد شده اند.

بر اساس مقاطع بازگردانده شده در امتداد سه مقطع، منطقه مورد مطالعه بواسطه ترکیب تغییر شکل فشارشی و برشی ایجاد شده است و کج شدگی لایه ها در بخش انتهایی مقاطع در مرحله بدون دگرشکلی، حاکی از وجود صفحات برشی (افق های جدایشی) در مابین واحدهای چینه شناسی است. بر اساس ترتیب تشکیل گسل ها بر اساس مقاطع می توان نتیجه گرفت که ابتدا راندگی های پیشرونده ایجاد و سپس با افزایش تغییر شکل راندگی های پشتی ایجاد شدند. تغییر شکل در این منطقه مربوط به شروع تغییر شکل زاگرس بوده و قدیمی تر از آن نیست. با توجه به لایه های رشدی مشاهده شده در عضو کربناته سازند گچساران در تاقدیس سفیدزاخور، فشارش و چین خوردگی در این ناحیه در زمان میوسن پیشین اتفاق افتاده است. وجود افق های جدایشی مهمی همچون پابده-گورپی، دشتک و نهایتا سازند هرمز نشان دهنده آن است که در واقع میدان سفیدزاخور و میدان های اطرافش بر اساس کنش و واکنش نیروی فشارشی منطقه و افق جدایشی شکل گرفته اند.



- Najafi, M., Yassaghi, A., Bahroudi, A., Vergés, J., Sherkati, S., 2014. Impact of the Late Triassic Dashtak intermediate detachment horizon on anticline geometry in the Central Frontal Fars, SE Zagros fold belt, Iran. *Mar and pet geol.* 54: 23-36.
- Ramsay, J. G., 1974. Development of chevron folds, *Geological Society of America Bulletin*, 85(11), pp.1741-1754.
- Ramsay, J.G. and Huber, M.I., 1987. Modern structural geology. *Folds and Fractures*, 2, pp.309-700.
- Sarkarinejad, K., Keshavarz, S., Faghih, A. and Samani, B., 2017. Kinematic analysis of rock flow and deformation temperature of the Sirjan thrust sheet, Zagros Orogen, Iran. *Geological Magazine*, 154(1), pp.147-165.
- Sepehr, M., Cosgrove, J., Moieni, M., 2006. The impact of cover rock rheology on the style of folding in the Zagros fold-thrust belt. *Tectonophysics* 427(1-4): 265-281.
- Sherkati, S., Molinaro, M., de Lamotte, D.F. and Letouzey, J., 2005. Detachment folding in the Central and Eastern Zagros fold-belt (Iran): salt mobility, multiple detachments and late basement control. *Journal of Structural Geology*, 27(9), pp.1680-1696.
- Sherkati, S., Letouzey, J. and Frizon de Lamotte, D. 2006. Central Zagros fold-thrust belt (Iran): New insights from seismic data, field observation, and sandbox modeling. *Tectonics*, 25(4). <https://doi.org/10.1029/2004TC001766>.
- Thompson, J. H., McQuillan, V., Roualx, S. J., Ghashghaie, M., 1962. Sub-coastal Fars geological survey, Iranian Oil Operating Companies, Geological and Exploration Division, Tehran
- unconformities within an evolving foreland fold-thrust belt, Zagros Mountains. *J of the Geol Soci.* 158(6): 969-981.
- Homke, S., Vergés, J., Garcés, M., Emami, H., Karpuz, R., 2004. Magnetostratigraphy of Miocene-Pliocene Zagros foreland deposits in the front of the Push-e Kush arc (Lurestan Province, Iran). *Earth and Planetary Sci. Letters*, 225(3-4): 397-410.
- Khadivi, S., Mouthereau, F., Larrasoana, J. C., Vergés, J., Lacombe, O., Khademi, E., Beamud, E., Melinte-Dobrinescu, M., Suc, J. P., 2010, Magnetostratigraphy of synorogenic Miocene foreland sediments in the Fars arc of the Zagros Folded Belt (SW Iran). *Basin Research* 22(6): 918-932.
- Mitra, G. and Marshak, S., 1988. Basic methods of structural geology. New Jersey: Prentice Hall. McQuarrie, N., 2004. Crustal scale geometry of the Zagros fold-thrust belt, Iran. *J of Struc Geol.* 26(3): 519-535.
- Mouthereau, F., Tensi, J., Bellahsen, N., Lacombe, O., De Boisgrollier, T., Kargar, S., 2007. Tertiary sequence of deformation in a thin-skinned/thick-skinned collision belt: The Zagros Folded Belt (Fars, Iran). *Tectonics* 26(5).
- Mouthereau, F., Lacombe, O., Vergés, J., 2012. Building the Zagros collisional orogen: timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence. *Tectonophysics* 532: 27-60.
- Motamedi, H., Sherkati, S., Sepehr, M., 2012. Structural style variation and its impact on hydrocarbon traps in central Fars, southern Zagros folded belt, Iran. *Journal of Structural Geology* 37: 124-133.
- Nabiei, M., Yazdjerdi, K., Soleimany, B. and Asadi, A., 2021. Role of Multiple Décollement Horizons in the Structural Style of the Sefid-Zakur Anticline in the Fars Province, Zagros Belt. *Geotectonics*, pp.1-15



فصلنامه زمین ساخت

زمستان ۱۳۹۹، سال چهارم، شماره ۱۶

10.22077/JT.2021.4135.1107

کاربرد روش های ترکیبی زمین شناسی و مهندسی در شناسایی و ارزیابی رفتار زمین لغزش (مطالعه موردی: زمین لغزش هاوانان، جنوب بیرجند، خراسان جنوبی)

حسین نوفرستی^{۱*}، محمودرضا هیبات^۲، مجتبی محمدی^۳، محمد اقبال دهواری^۴

۱- استادیار گروه معدن دانشگاه بیرجند hnofersty@birjand.ac.ir
۲- دانشیار گروه زمین شناسی دانشگاه بیرجند mhayhat@birjand.ac.ir
۳- شرکت پارس کاواک، بیرجند mohamadi.s.mojtaba@gmail.com
۴- مشارکت اوپول- فلاز سروان، سد ماشکید سفلی dehvari.e@gmail.com

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۱۲/۲۸

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۹/۰۷

چکیده

زمین لغزش یک پدیده طبیعی است که سبب فرسایش شدید سطح زمین می شود و در صورت رخداد در مناطق مسکونی ممکن است خطرات مالی و انسانی ببار آورد. زمین لغزش هاوانان در کوه های جنوب بیرجند رخ داده است. وضعیت لیتولوژی، توپوگرافی و ساختمانی منطقه به نحوی است که در فصول بارندگی مقدمات تکرار لغزش فراهم هست. در اثر حرکت خزشی مواد به طرف پایین، بافت قدیم روستای هاوانان در حال تخریب تدریجی است و مزارع آن بدلیل قرارگرفتن در حاشیه دره در حال از بین رفتن است. در این مقاله با استفاده از مطالعات زمین شناسی، ژئوالکترونیک، لرزه خیزی و نقشه برداری منطقه، به بررسی وضعیت سطحی و زیر سطحی زمین پرداخته شده است. با توجه به شواهد موجود در محل، زمین لغزش هاوانان از نوع لغزش انتقالی بزرگ است. اگر چه حرکت اصلی توده بصورت لغزش صفحه ای است ولی وجود پرتگاه های متعدد در بخش های خاکی زمین لغزش حاکی از بروز لغزش های دورانی بصورت موضعی نیز هست. نتایج مطالعه ژئوالکترونیک منطقه نشان داد که ضخامت سنگ هوازده و زمین لغزش بین ۱۰ تا ۳۰ متر و جنس سنگ کف، سنگ سالم و اولترامافیک است. با توجه به دو مرحله برداشت نقشه برداری انجام شده در محل، مشخص شد که توده لغزشی به طور میانگین ۲۳ میلیمتر در سال جابجا می شود. همچنین بروز ترک های جدید در دیوار منازل و صداهای شنیده شده ناشی از حرکت سنگ ها بیانگر فعال بودن زمین لغزش هاوانان و حرکت آرام خزشی آن است.

واژه های کلیدی: زمین لغزش، روستای هاوانان، ژئوالکترونیک



Application of Combined Geological and Engineering Methods in Identifying and Evaluating Landslide Behaviour (Case Study: Havanan Landslide, South of Birjand, South Khorasan)

H Noferesti¹, MR Heyhat², M Mohammadi³, ME Dehvari⁴

1- Assitant Professor, Mining Engineering Department, University of Birjand

2- Associate Professor, Department of Geology, Univerity of Birjand

3- pars Kavak Company, Birjand

4- Evyol- Flar Partnership, Lower Mashkid Dam Project, Saravan

Abstract

Landslide is a natural phenomenon that causes severe erosion of the earth's surface and may cause financial and human risks. The Havanan landslide has occurred in the mountains south of Birjand. The lithological, topographic and structural conditions of the area are such that, in the rainy season the conditions for reactivation of the landslide are provided. Due to the creeping movement of materials downwards, the old portion of the Havanan village is gradually being destroyed, and its fields are being damaged due to being located at the edge of the valley. In this paper, using geological, geoelectric, seismic and area mapping studies, the surface and subsurface conditions of the earth have been studied. According to local evidence, the Havanan landslide is a large transitional landslide. Although the main motion is a plane slip, the presence of several flat areas in the region indicates the occurrence of local rotational slides. The geoelectric study showed that the sliding mass thickness is between 10 to 30 meters, and the base rock is a sound ultramafic. According to the two stages of on-site mapping, the sliding mass moves an average of 23 mm per year. Also, the appearance of new cracks in the walls of houses, and the sounds heard occasionally, indicate the slow creep movement of the sliding mass.

Keywords: landslide, Havanan village, geoelectric

۱- مقدمه

همکاران (۱۳۹۶)، زندی و همکاران (۱۳۹۷)، ویسکرمی و نوفرستی (۱۳۹۷)، نوفرستی و همکاران (۱۳۹۸) اشاره نمود. در مجموع با توجه به نتایج این تحقیقات آب، لیتولوژی، شیب و کاربری اراضی به عنوان موثرترین عوامل در رخداد زمین‌لغزش در محدوده‌های مورد بررسی شناسایی شدند. همچنین راه‌کارهایی نظیر کاهش تراکم ساختمانی و جمعیتی، ایجاد کمربند سبز، رعایت حریم و استفاده از سازه‌های پایدار و مهندسی در محدوده‌های پرخطر به منظور کاهش احتمال وقوع مخاطرات زمین‌لغزش ارائه گردیدند.

روستای هاوانان در بخش مرکزی رشته کوه باقران در جنوب بیرجند واقع شده است و آثار یک زمین‌لغزش قدیمی در بخشهای مشرف بر روستا بوضوح قابل مشاهده است. خسارت وارده ناشی از لغزش شامل تخریب ۳۵ واحد مسکونی روستایی، ۵ هکتار زمین کشاورزی و یک مورد قنات است که مجموعاً ۴۷۰۰ میلیون ریال بر اساس برآورد سال ۱۳۸۹ بوده است (مهندسی مشاور سامان سدرو، ۱۳۸۹). غلامی و خطیب (۱۳۷۹) بر نقش سه گسل هاوانان، مزار و یوشت در منطقه هاوانان تاکید نمودند. در اثر تقاطع این سه سری گسل واحدهای سنگی (اسپیلیت‌ها، پریدوتیت‌ها و گابروها) متحمل تغییرشکل، جابجایی و چرخش شده‌اند. در نتیجه واحدهای سنگی متفاوت در کنار یا روی همدیگر قرار گرفته‌اند. قرارگیری این مجموعه سنگی بر روی شیب تند سبب ناپایداری دامنه و لغزش بلوک‌های گوه‌ای شکل در منطقه گردیده است. برخاستگی زمین‌ساختی رشته کوه باقران و اعمال تنش‌های دینامیکی ناشی از رخداد زمین‌لرزه سبب ناپایداری شده است (خطیب، ۱۳۷۸). در یک بررسی دیگر، غلامی و محمدی (۱۳۸۱) خصوصیات کانی‌شناسی و ویژگی‌های ساختاری منطقه را جزو مهمترین عوامل تاثیر گذار تشخیص دادند. تاجبخش و همکاران (۱۳۹۳) ترکیب سنگ‌شناسی (قرارگیری

زمین لغزش به حرکت رو به پائین مواد دامنه در امتداد یک سطح گسیختگی مشخص گفته می‌شود. این پدیده انواع گوناگونی دارد که معمولاً شکل سطح لغزش و جنس زمین به عنوان مبنای طبقه‌بندی زمین‌لغزش‌ها استفاده می‌شود. واقع شدن بخش‌های زیادی از ایران در مناطق زلزله‌خیز و کوهستانی موجب گردیده است پدیده زمین لغزش سالانه خسارات قابل توجهی به کشور وارد آورد. بر اساس برآوردهای اولیه، صرفنظر از اتلاف منابع طبیعی غیرقابل بازگشت در اثر وقوع زمین‌لغزش‌ها، سالیانه صدها میلیارد تومان خسارت‌های مالی بر کشور تحمیل می‌شود (پارسایی و همکاران، ۱۳۸۸). با توجه به اینکه زمین لغزش نسبت به سایر بلایای طبیعی مدیریت پذیرتر است لذا شناخت این پدیده در جهت جلوگیری از خسارات ناشی از آن از اهمیت زیادی برخوردار است. حضور آب در پدایش این پدیده الزامی است و عوامل دیگری نظیر زلزله معمولاً رخداد زمین لغزش را تشدید می‌نمایند. در طبیعت نمونه‌های فراوانی از لغزش در مقیاس‌های بزرگ و کوچک وجود دارد که گاهی به طور طبیعی و گاهی به طور مصنوعی در اثر فعالیت‌های انسانی از قبیل سد سازی، جاده سازی و دیگر پروژه‌های عمرانی ایجاد می‌گردد (پورقاسمی و همکاران، ۱۳۸۶).

در بررسی ناپایداری دامنه‌ها تحقیقات وسیعی به هدف شناسایی مکانیزم، تعیین عوامل موثر در رخداد، یافتن راهکارهای مناسب برای مهار، و پیش‌بینی وقوع زمین‌لغزش در مناطق حساس از جمله سدها، جاده‌ها، در نزدیکی شهرها و روستاها صورت گرفته است. از مطالعات انجام شده در ایران می‌توان به مطالعات کمک‌پناه و منتظرالقائم (۱۳۷۷)، باقری مهرورز و ارومیه‌ای (۱۳۸۸)، پارسایی و همکاران (۱۳۸۸)، بهاروند و همکاران (۱۳۸۸)، ناصری و اکبری (۱۳۹۰)، فرج‌زاده و همکاران (۱۳۹۰)، قنبری و همکاران (۱۳۹۶)، پاشا و

این سنگ‌ها در برخی از نقاط سرپانتینی شده و در محل گسل‌ها خردشدگی شدید در آن دیده می‌شود.



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی محدوده مورد مطالعه

در اثر اتصال شاخه های گسلی وابسته به گسل‌های اصلی منطقه (که به صورت فشاری - برشی چپگرد عمل کرده اند) بلوک های گسلی در اندازه های متفاوت تشکیل شده است. جابجایی و چرخش بلوک ها، ایجاد برش و خرد شدگی شدید ناشی از تداوم دگر ریختی باعث افزایش سرعت پدیده های دگرسانی گردیده است (غلامی و محمدی، ۱۳۸۱).

لیتولوژی منطقه هاوانان شامل: بازالت اسپلیتی، پریدوتیت های دگرسان شده، گابرو، فیلیت و لیسونیت است.

بازالت اسپلیتی: این سنگ ها بخش بالایی سکناس پوسته اقبانوسی را تشکیل می دهند. معمولاً در محل گسلش های موجود در اسپلیت رخنمونی از لیسونیت ها دیده می شود که این پدیده بطور خیلی بارز در ناحیه هاوانان مشاهده می گردد. عناصر ساختاری در این سنگ ها به سادگی قابل برداشت است.

گابرو: گابروها در منطقه هاوانان رخنمون بسیار کمی دارند این سنگ ها بخاطر داشتن کانی های فرومینزین

اسپیلیت بر روی سرپانتینیت) و وجود دو سری شکستگی به موازات گسل‌های هاوانان و مزار را مهمترین عوامل ناپایداری به حساب آوردند. شواهد و گزارش‌های محلی نشان می‌دهد که این زمین لغزش همچنان فعال است. با توجه به فرارگیری روستای هاوانان در پائین دست این زمین لغزش و عدم شناسایی کامل محل تا به حال، انجام یک مطالعه دقیق و جامع ضروری است. در این مقاله با استفاده از وضعیت زمین‌شناسی منطقه، نقشه برداری محلی، برداشت ژئوفیزیکی، تصاویر ماهواره‌ای و مدل‌سازی نرم‌افزاری به بررسی تقریباً جامع از زمین لغزش هاوانان پرداخته شده است.

ساختار این مقاله به شرح زیر است. در بخش دوم، به بررسی موقعیت جغرافیایی، زمین‌شناسی محدوده و زمین لغزش مورد مطالعه پرداخته شده است. نتایج برداشت‌های نقشه برداری و ژئوفیزیکی در بخش سوم ارائه شده است. در بخش چهارم مدل‌سازی زمین لغزش مورد بحث قرار گرفته و در نهایت در بخش پنجم، جمع‌بندی نتایج ارائه شده است.

۱- زمین شناسی منطقه و توصیف زمین لغزش در محدوده مورد مطالعه

روستای هاوانان در حدود ۱۰ کیلومتری جنوب شهرستان بیرجند واقع شده است و دارای مختصات $59,10$ طول شرقی و $32,48$ عرض شمالی می باشد و ارتفاع متوسط آن از سطح دریا ۲۱۵۰ متری می باشد. آب و هوای منطقه معتدل و پوشش گیاهی کم است. میانگین بارندگی ۴۰ ساله منطقه ۱۷۷ میلیمتر است.

کوه‌های جنوب بیرجند مجموعه‌ای افیولیتی است که بخش عمده آن را واحدهای اولترامافیک تشکیل داده‌اند. سنگ‌های این منطقه از سری افیولیتی شامل هارزبورژیت، پریدوتیت، دیاباز و... تشکیل شده است.



دچار دگرسانی شده‌اند و همراه پریدوتیت‌های در حال دگرسانی دیده می‌شوند.

پریدوتیت‌ها: در منطقه هاوانان بخش بزرگی از لیتولوژی را پریدوتیت‌ها از گونه‌های هارزبورژیت و به میزان کمی دونیت تشکیل می‌دهد. در این سنگ‌ها دگرسانی به شدت بروی بخش‌های خردشده آن تأثیر کرده و فلدسپارهای موجود در این سنگ‌ها به رس تبدیل شده است. همچنین کانی‌های فرومینزین آن بویژه الیون‌ها در اثر دگرسانی به سرپانتین تبدیل شده‌اند.

فیلیت: این سنگ‌ها در بخش جنوب شرق هاوانان رخنمون دارند که حاصل دگرگونی شیل‌ها در رخساره فیلیت می‌باشند.

لیسونیت: لیسونیت‌ها در امتداد زون گسلش‌های موجود در پریدوتیت‌ها و سنگ‌های بازیک تشکیل می‌گردند. رخنمون لیسونیت‌ها در بخش‌های شمال شرق و شمال غرب هاوانان مشاهده می‌شود.

رخنمون سنگی بالای ۷۵ درصد منطقه را شامل می‌شود. مورفولوژی پست شامل واحدهای پریدوتیتی و مورفولوژی مرتفع و خشن متعلق به اسپیلیت‌ها است. جهت آبراه‌ها در واحدهای اسپیلیت و افیولیت‌ها از شکستگی‌های منطقه پیروی می‌نماید (مهندسین مشاور سردود، ۱۳۸۹).

همانطور که اشاره شد، رشته‌کوه باقران مجموعه‌ای افیولیتی به شدت خردشده است که از واحدهای سنگی شامل پریدوتیت، بازالت اسپیلیتی و... تشکیل یافته است. در بخش‌های زیادی از این رشته‌کوه در اثر فعالیتهای تکتونیکی پریدوتیت‌ها در سطح زمین ظاهر می‌شود که در تماس با آب‌های سطحی به مرور دگرسان شده و تا درجات مختلف سرپانتینی شده‌اند. از جمله می‌توان تشکیل سرپانتینیت در شمال غربی روستای هاوانان بروی

دامنه‌ای پرشیب را به وضوح مشاهده کرد. زمین لغزش هاوانان در واقع حرکت رو به پایین لایه‌های ضخیم و سست پریدوتیت سرپانتینیزه واقع بروی دامنه‌ای پرشیب است که با حرکت خود توده‌های محکم بازالتی را که متکی به این لایه‌ها بوده‌اند نیز متأثر کرده و بعضاً باعث حرکت و حتی ریزش آنها شده است. در شکل ۲ تصویر مربوط به زمین لغزش، جهت حرکت و موقعیت روستای هاوانان مشاهده می‌شود.

۲-۱- شواهد زمین‌لغزش

شواهد متعددی در منطقه وجود دارد که جهت تشخیص نوع و مکانیزم زمین‌لغزش می‌تواند استفاده شود.

لایه‌های سست پریدوتیت سرپانتینی شده: این لایه‌ها که در سطح زمین بطور کامل هوازده شده‌اند توانایی تحمل شیب‌های تند را ندارند. شدت دگرسانی به حدی است که بخش بزرگی از منطقه را خاک حاصل از دگرسانی و هوازده‌گی مکانیکی و بخش دیگر را قطعات ریز و درشت سنگی تشکیل می‌دهند.

ترک‌های کششی: این ترک‌ها با راستای عمود بر جهت حرکت زمین لغزش در واحدهای سالم بازالتی واقع در غرب هاوانان مشاهده می‌شوند. ضخامت و عمق ترک‌ها نشان از حرکت رو به پایین بازالت‌ها، به احتمال زیاد، بر روی پریدوتیت سرپانتینیزه دارد (شکل ۳).

توده‌های بازالتی خرد شده: در غرب روستای هاوانان بعد از حرکت روبه‌پایین بروی توده‌های سالم بازالتی به ناگاه پرتگاهی به ارتفاع ۴۰-۳۰ متر مشاهده می‌شود که حاکی از تغییر شرایط زمین‌لغزش است (شکل ۲). در پایین‌دست این پرتگاه حجم عظیمی از قطعات و بلوک‌های خرد شده بازالتی مشاهده می‌شود. این مجموعه خردشده که در گذشته‌های دور به صورت سالم در ادامه توده‌های بازالتی بالادست قرار داشته به

نفوذپذیر باعث آبدار شدن و سست شدن بیشتر توده‌های سرپانتینی زیرین در حجم وسیع شده‌است. از دیگر موارد مؤثر در لغزش همسویی شیب و نشیب در بازالت‌ها و واحد آذرآواری است که باعث ایجاد ناپایدارترین حالت ممکن در بین رخنمون‌های سنگی و تسهیل فرایند زمین لغزش شده‌است.

احتمال زیاد در اثر حرکت ناگهانی ناشی از لغزش لایه‌های زیرین تخریب شده‌است. با توجه به شواهد موجود در محل عامل اصلی در سرعت گرفتن زمین لغزش از این نقطه به بعد، وجود یک گسل احتمالی است که پرتگاه اصلی زمین لغزش هاوانان را تشکیل داده‌است. این گسل هم به صورت مستقیم حرکت رو به پایین کل توده را تسهیل کرده است و هم با فراهم آوردن یک منطقه



شکل ۲. نمایی از زمین لغزش، جهت حرکت اصلی و موقعیت روستای هاوانان (نگاه به شمال)



شکل ۳. تصویر یک شکستگی باز شده در بازالت که نشان از حرکت واحدهای زیرین دارد



پرتگاه‌ها و تختگاه‌های متعدد: علاوه بر پرتگاه

اصلی زمین لغزش، در ادامه حرکت به سمت پایین دامنه و در جهتی که به روستای هاوانان منتهی می‌گردد پرتگاه و تختگاه‌های دیگری مشاهده می‌شود (شکل ۴). این پرتگاه‌ها از ابعاد کوچکتری برخوردار بوده و نشان‌دهنده لغزش‌های جزئی درون زمین‌لغزش اصلی می‌باشند. در امتداد تختگاه‌ها بازشدگی‌های بزرگی دیده می‌شود (شکل ۵) که هنگام بارندگی آب‌های جاری به سرعت از این فضاهای بازشده به بخش‌های زیرین راه پیدا کرده و موجب تشدید دگرسانی کانی‌های فرومیزین شده و کاهش اصطکاک بین لایه‌ای را موجب می‌شود. در بخش‌هایی که متشکل از خاک‌های نرم هستند در اثر نفوذ آب‌های حاصل از بارندگی در امتداد تخت‌گاه‌ها حفراتی به ابعاد مختلف ایجاد شده که به شناسایی امتداد قوس‌ها کمک می‌کند.

آسیب‌های وارده به منازل مسکونی: آسیب به

منازل مسکونی بیشتر بصورت شکاف در دیوارها قابل مشاهده است. اندازه این شکاف‌ها از پنج میلیمتر تا چند سانتیمتر است (شکل ۶). در قسمت‌های مختلف این روستا بازشدگی‌ها متفاوتند. در ناحیه جنوبی روستا میزان بازشدگی‌ها نسبت به بخش میانی آن بیشتر است و رفته رفته به سمت شمال از میزان بازشدگی شکاف‌ها کاسته می‌شود. یک علت احتمالی این است که خانه‌های بخش جنوبی روستا بیشتر در معرض حرکت زمین قرار دارند.



شکل ۴. تختگاه‌های متعدد (نگاه به شمال شرق)

تخریب مزارع: یکی دیگر از پیامدهای پدیده

زمین‌لغزش در روستای هاوانان تخریب زمینهای کشاورزی است. بعلاوه اینک زمین‌های کشاورزی این روستا در کناره دره‌های موجود در منطقه قرار دارد مواد خاکی تحت شیب تند منطقه در حال حرکت به طرف دره‌ها هستند که سبب کج شدن درختان نیز شده است (شکل ۷). جریان آب سطحی نیز مرتباً دیواره دره‌ها را شسته و این حرکت را تشدید می‌نماید. بخشی از زمین‌های کشاورزی که با ریزش به درون دره‌ها مواجه نیستند، در اثر لغزش مواد از قسمت‌های بالاتر پوشیده شده و نمی‌تواند بکار کشاورزی آید.



شکل ۵. حفره‌های موجود در امتداد تختگاه‌ها



شکل ۶. تصویری از شکاف ایجادشده در دیوار منازل روستای هاوانان

عظیمی از خاک و سنگ بر روی لایه‌های سست پریدوتیت سرپانتینیزه در حال حرکت به سمت پایین شیب (شمال شرق) هستند.

اگر چه زمین لغزش اصلی از نوع انتقالی (صفحه‌ای) شناسایی شده است ولی وجود پرتگاه‌های متعدد در بخش‌های حاکی زمین لغزش حاکی از بروز لغزش‌های دورانی به صورت موضعی است. در واقع به علت حرکت توده‌های سست و تجمع آنها در نواحی پایین دست زمین لغزش، چندین لغزش دایره‌ای یا قوسی شکل درون این توده‌های سست روی داده است که جهت حرکت زمین لغزش را به صورت موضعی به سمت روستای هاوانان تغییر داده است همین وضعیت را در دره‌ای که در سمت دیگر زمین لغزش واقع شده در مقیاس کوچکتر می‌توان مشاهده نمود (شکل ۸).

۲-۲- ابعاد زمین لغزش هاوانان: برای تعیین ابعاد

یک زمین لغزش باید پارامترهایی نظیر طول لغزش، پهنای لغزش، مساحت محدوده لغزش کرده و حجم احتمالی مواد جابجا شده را تخمین زد. مطابق شکل ۹، طول احتمالی زمین لغزش ۱۵۰۰ متر و پهنای آن ۵۵۰ متر برآورد می‌شود. البته طول بخش قطعی زمین لغزش (ناحیه حرکت کرده و خرد شده) معادل ۷۰۰ متر است. بنابراین مساحت محدوده لغزش قطعی را می‌توان حدوداً ۳۸۵۰۰۰ مترمربع در نظر گرفت. طبق مطالعات ژئوالکتریک که در این منطقه انجام شده است، عمق متوسط زمین لغزش ۲۵ متر برآورد شد. بنابراین حجم توده جابجا شده معادل ۹۶۲۵۰۰۰ مترمکعب و وزن آن با فرض وزن حجمی متوسط $2/7 \text{ t/m}^3$ حدود ۲۵۹۸۷۵۰۰ تن تقریب زده می‌شود.



شکل ۷. تصویری از کج شدن درختان در مزارع روستای هاوانان

قوس لغزش: بعلت ناهمگن بودن منطقه و اختلاف

موقعیت بخش‌های سنگی بوجود آمدن قوس لغزش امری عادی می‌باشد. معمولاً سطوح وضعی که در اثر حرکت اولیه ایجاد گشته‌اند دوباره فعال و حرکات بعدی روی این قوس‌ها انجام می‌شود. در اینگونه لغزش‌ها علاوه بر قوس اصلی، قوس‌های کوچکتری در منطقه وجود خواهند داشت که روند آنها مطابق با روند قوس اصلی خواهد بود (شکل ۸). در منطقه مورد مطالعه نیز همین حالت وجود دارد. یعنی علاوه بر قوس اصلی قوس‌های کوچک دیگری وجود دارند. چون حرکت مواد به طرف شمال شرق است در نتیجه قوس‌های ایجاد شده در جهت شمال شرق کشیده شده و روند اینها عمود بر حرکت یعنی شمال غرب-جنوب شرق است.

در مجموع فاکتورهای مؤثر در تشدید زمین لغزش هاوانان عبارتند از: شیب زیاد منطقه در اثر برخاستگی کلی رشته کوه باقران، وجود پهنه‌های گسلی و شکستگی‌های وابسته به آن، وجود دره‌های گسلی در اطراف بخش لغزش کننده، حضور آبهای سطحی و زیرزمینی و سستی واحدهای سنگی.

با توجه به شواهد فوق زمین لغزش هاوانان یک زمین لغزش انتقالی بزرگ است (شکل ۸) که در طی آن حجم

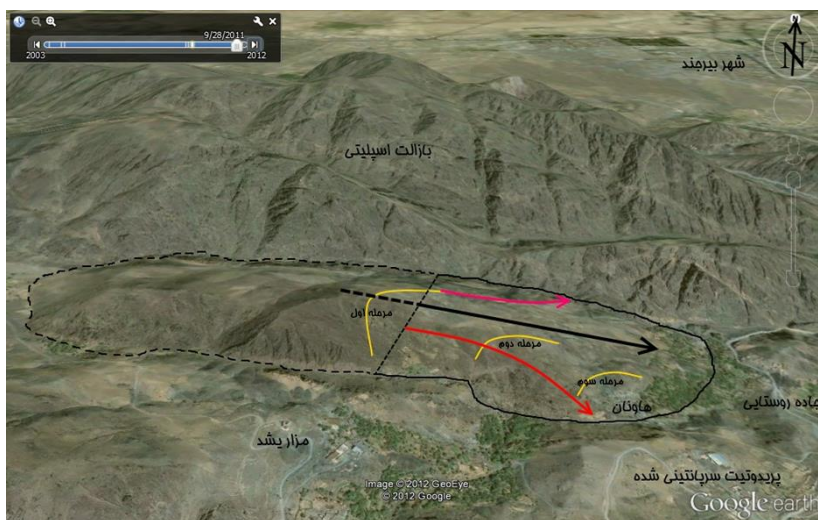


۲- برداشت نقشه برداری و ژئوفیزیکی منطقه

۳-۱- نقشه برداری محل

برای اطلاع از وضعیت فعلی زمین‌لغزش هاوانان، یک عملیات نقشه برداری دو مرحله‌ای انجام گرفت: مرحله اول در تاریخ ۱۳۹۰/۱۰/۱۰ با نصب ۲۰ نقطه بر روی توده گسیخته شده و ۲ نقطه ثابت در خارج از محدوده زمین‌لغزش برای کنترل حرکات انجام گرفت. مرحله دوم در تاریخ ۱۳۹۱/۴/۲۳ برای اندازه‌گیری میزان حرکات

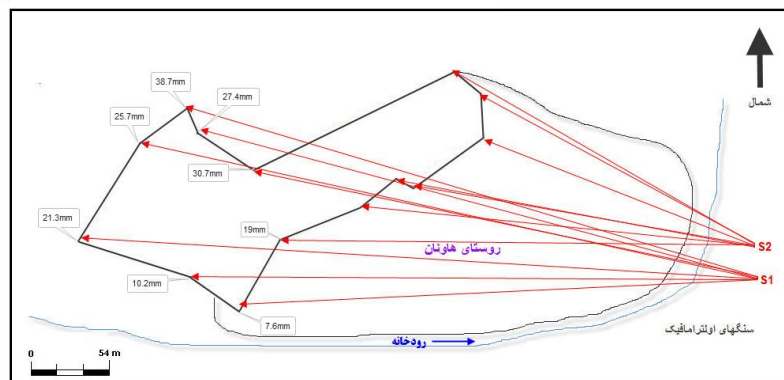
نقاط از مرحله اول تا دوم صورت گرفت. نتایج حاصل در شکل ۱۰ و جدول ۱ مشاهده می‌شود. بطور متوسط ۱۲ میلیمتر جابجایی در عرض ۱۹۵ روز مشاهده شد که معادل تقریبی ۲۳ میلیمتر بر سال است. نکته مهم اینکه با مقایسه شکل‌های ۸ و ۱۰ مشخص می‌گردد که حرکت زمین‌لغزش به سمت روستای هاوانان (فلش قرمز رنگ در شکل ۸) بسیار سریعتر از دیگر جهات در حال انجام است. متوسط حرکت در این جهت ۴۲ میلیمتر در سال برآورد گردید.



شکل ۸. حرکات اصلی و مراحل زمین‌لغزش هاوانان (نگاه به شمال)



شکل ۹. ابعاد تقریبی زمین‌لغزش هاوانان (نگاه به شمال)



شکل ۱۰. موقعیت تقریبی ایستگاه‌های نقشه برداری



شکل ۱۱. نقشه موقعیت سونداژهای ژئوالکتریک (نگاه به غرب)

جدول ۱. نتایج اندازه‌گیری جابجایی در نقاط نقشه برداری در بازه تقریبی ۶ ماه

شماره ایستگاه	برداشت در تاریخ 10/10/1390		برداشت در تاریخ 23/04/1391		میزان جابجایی (mm)
	X	Y	X	Y	
1	9783.687045	1068.897546	9783.687045	1068.9742	0.3
2	9765.353964	1053.051533	9765.353964	1053.01533	0.3
3	9765.348962	1053.062121	9765.348960	1053.062121	0.2
4	9752.221469	1059.183228	9752.221469	1059.183224	0.1
5	9727.852045	1038.692293	9727.852045	1038.692296	0.3
6	9668.917733	1015.254579	9668.918421	1015.262312	19
7	9668.922957	1015.255008	9668.921534	1015.262614	18.5
8	9647.985698	1065.837589	9647.984951	1065.809731	30.7
9	9609.043057	1092.607503	9609.093764	1092.353267	27.4
10	9601.282699	1110.7665197	9601.299525	1110.727641	38.7
11	9568.573321	1086.743606	9568.589741	1086.708854	25.7
12	9542.530020	1044.576883	9542.568687	1044.596125	17.8
13	9522.597912	1014.089443	9522.620547	1014.088578	20.7
14	9522.623712	1014.098194	9522.621031	1014.077586	21.3
15	9602.9447985	988.274560	9639.278058	962.704489	10.2
16	9639.269862	962.682998	9639.278045	962.704463	7.6
17	9795.104648	1136.445747	9795.127542	1136.458021	0.8
18	9813.804407	1120.914561	9813.804406	1120.914560	0.2
19	9815.900740	1089.03486	9815.900738	1089.034786	0.3
20	9993.093774	995.182494	9993.093774	995.182494	0.6



۳-۲- مطالعه ساختمان زیرسطحی

زمین‌لغزش به روش ژئوالکتریک:

به منظور تعیین حدود مقاومت ویژه ظاهری لایه‌های آبدار و سنگ کف از روش سونداژ زنی قائم الکتریکی استفاده شد. آرایش‌های متنوعی جهت بررسی مطالعات مقاومت ویژه ظاهری وجود دارد. در این مطالعه آرایش شلومبرژه انتخاب گردید. بطور مختصر در این آرایش با زیاد کردن فاصله بین الکترودهای جریان می‌توان عمق نفوذ را افزایش داد. در این مطالعه ۶ سونداژ اندازه‌گیری شده است (شکل ۱۱). پروفیل A در راستای سونداژهای S1-S3-S5 و پروفیل B در راستای سونداژهای S2-S4-S6 فرض شده است.

- لایه‌ای با مقاومت ۷۰ تا ۹۰ اهم‌متر در سونداژ ۵ و ۳ دیده می‌شود که می‌تواند به دلیل قرارگرفتن بروی سنگ کف مقاوم رطوبت آن بالا باشد اما به درجه اشباع نرسیده است.

- سنگ کف دارای مقاومت بین ۲۱۰ تا ۲۴۰ اهم‌متر در سونداژ ۵ و ۳ می‌باشد، که سنگی مقاوم و مقداری دگرسان می‌باشد. در حالی که در سونداژ ۱ مقاومت سنگ کف بیش از ۲۰۰۰ اهم‌متر است که سنگی مقاوم و سالم است.

- تغییر مقاومت بین سونداژ ۱ و ۳ می‌تواند دال بر وجود گسل در این منطقه باشد.

۳-۲-۱- تفسیر کیفی داده‌ها:

به منظور تعیین لایه‌های مختلف زمین با استفاده از داده‌های مقاومت ویژه، نقشه‌های هم‌مقاومت ویژه ظاهری برای اعماق مختلف و شبه‌مقاطع ژئوالکتریک تهیه و تفسیرهای کیفی و کمی با استفاده از آنها انجام شد. مهمترین نتایج بدست آمده به شرح زیر است:

شبه‌مقطع ژئوالکتریک پروفیل B

شبه‌مقطع ژئوالکتریک پروفیل B در شکل ۱۳ مشاهده می‌شود. در این مقطع نتایج زیر بدست آمده است:

- لایه سطحی دارای مقاومتی بین ۵۳ تا ۶۴۰ اهم‌متر می‌باشد. ضخامت این لایه تا ۳ متر می‌رسد.

- سنگ‌های دگرسان شده و سرپانتینی دارای مقاومت ۹۰ تا ۲۴۰ اهم‌متر می‌باشند. در سونداژ ۳ خردشدگی و دگرسانی دیده می‌شود.

- لایه‌ای با مقاومت ۹۰ اهم‌متر در سونداژ ۳ دیده می‌شود که می‌تواند به دلیل قرارگرفتن بروی سنگ کف مقاوم رطوبت آن بالا باشد اما به درجه اشباع نرسیده است.

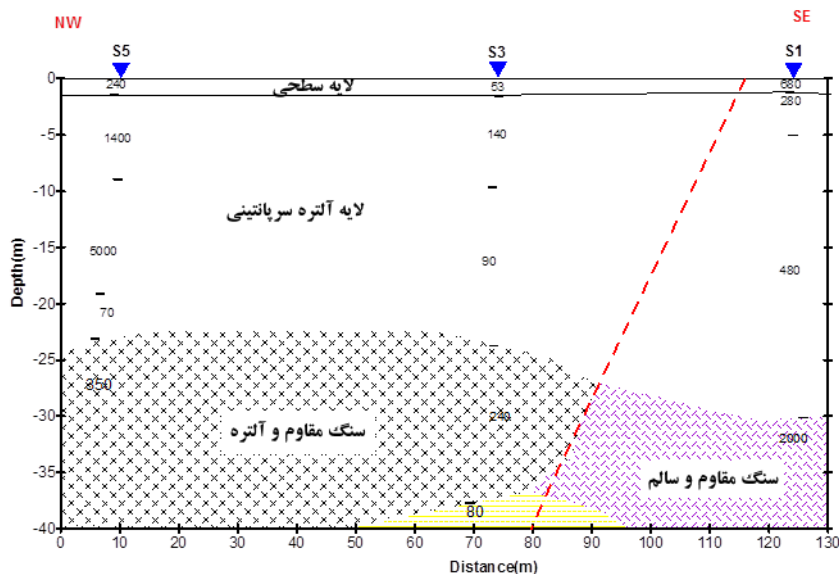
- سنگ کف دارای مقاومت بین ۲۱۵ تا ۲۴۰ اهم‌متر در سونداژ ۲ و ۳ می‌باشد، که سنگ مقاوم و مقداری دگرسان می‌باشد. در حالی که در سونداژ ۶ مقاومت سنگ کف بیش از ۱۷۰۰ اهم‌متر است که سنگ مقاوم و سالم است.

شبه‌مقطع ژئوالکتریک پروفیل A:

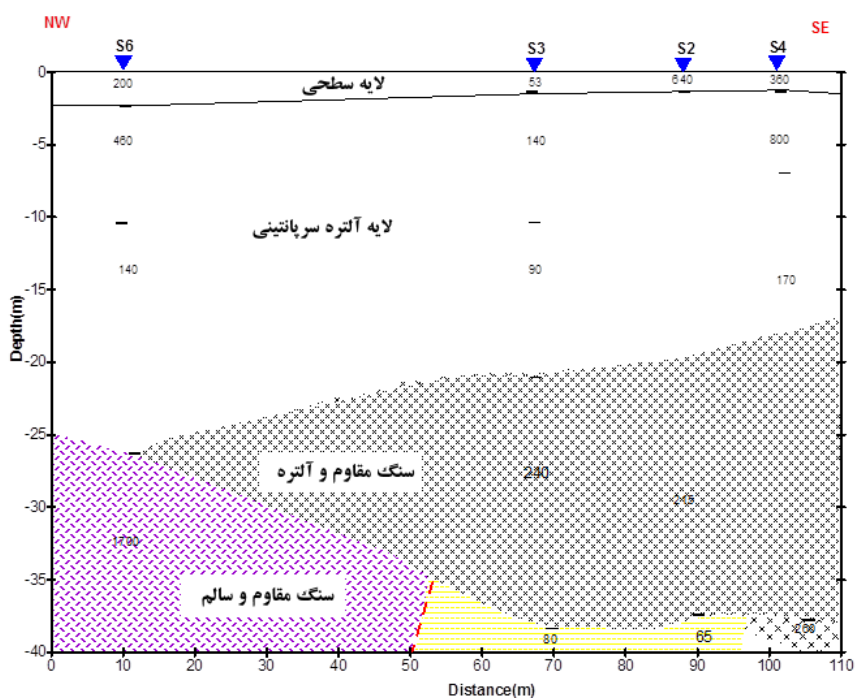
شبه‌مقطع ژئوالکتریک پروفیل A در شکل ۱۲ مشاهده می‌شود. در این مقطع نتایج زیر بدست آمده است:

- لایه سطحی دارای مقاومتی بین ۵۳ تا ۶۸۰ اهم‌متر می‌باشد. ضخامت این لایه تا ۳ متر می‌رسد.

- سنگ‌های دگرسان شده و سرپانتینی دارای مقاومت ۷۰ تا ۱۴۰ اهم‌متر می‌باشند. در سونداژ ۳ خردشدگی و دگرسانی دیده می‌شود.



شکل A. ۱۲. شبه مقطع ژئوالکتریک پروفیل



شکل B. ۱۳. شبه مقطع ژئوالکتریک پروفیل

شرح جدول ۲ است. متوسط ضخامت زمین لغزش ۲۳ متر برآورد می شود.

با توجه به مطالعات ژئوالکتریک، زمین شناسی و اطلاعات حاصل از منابع آبی، ضخامت سنگ سست دگرسان شده و زمین لغزش بین ۱۵ تا ۳۰ متر برآورد شد. جنس سنگ کف، سنگ سالم اولترامافیک می باشد. مقدار ضخامت زمین لغزش در سونداژهای مختلف به



جدول ۲. ضخامت زمین لغزش در سونداژهای

مختلف

شماره سونداژ	مختصات در سیستم UTM		ضخامت زمین لغزش (متر)
	X, m	Y, m	
۱	۷۰۳۶۷۵	۳۶۳۱۷۲۹	۳۰
۲	۷۰۳۶۲۲	۳۶۳۱۷۱۴	۱۹
۳	۷۰۳۶۲۶	۳۶۳۱۷۳۵	۲۳
۴	۷۰۳۶۲۲	۳۶۳۱۷۰۱	۱۷
۵	۷۰۳۵۶۲	۳۶۳۱۷۴۶	۲۳
۶	۷۰۳۵۸۲	۳۶۳۱۷۷۱	۲۷

روش‌ها رفتار تنش - کرنش مصالح را در نظر گرفته و شبیه‌سازی می‌کنند.

در تحقیق حاضر از روش‌های تعادل حدی استفاده شده‌است. در روش‌های تعادل حدی یک سطح گسیختگی دایره‌ای یا غیر دایره‌ای انتخاب و سپس نیروهای محرک و مقاوم به لغزش مقایسه شده و با توجه به شرایط مفروض ضریب اطمینان پایداری محاسبه می‌شود. در چنین شرایطی نیروی محرک لغزش معمولاً شامل نیروی ثقل و نیروی ناشی از فشار آب درون مصالح است. در شرایط زلزله، نیروی ناشی از زلزله و افزایش فشار آب منفذی نیز به عنوان نیروهای محرک لغزش استفاده می‌شوند. نیروهای مقاوم به لغزش شامل مقاومت برشی در سطح لغزش و تاثیر ابزار پایداری‌سازی شیروانی است. از جمله روش‌های رایج تعادل حدی، روش‌های فلینوس، بیشاپ، جانبو، اسپنسر و مورگان اشترن - پرایس هستند.

۴- تحلیل پایداری شیروانی‌های مشرف بر

روستای هاوانان

تحلیل پایداری شیروانی‌ها در دو حالت استاتیکی و دینامیکی به منظور شناسایی گسیختگی‌های احتمالی انجام می‌پذیرد. منظور از پایداری استاتیکی، حفظ تعادل و جلوگیری از حرکت یک شیروانی در مقابل نیروهای استاتیکی وارد بر آن است. زمانی یک شیروانی در حال تعادل است که در هر قسمت از آن برآیند تنش‌های اعمال شده کوچکتر از مقاومت انباشته در آن قسمت باشد.

برای بررسی و تحلیل پایداری شیب‌های طبیعی در برابر بارهای لرزه‌ای، روش‌های مختلفی ابداع و بکار گرفته شده‌است که با توجه به ماهیت و روش کار به دو گروه (۱) روش‌های تحلیل شبه‌استاتیکی و (۲) روش‌های دینامیکی تقسیم می‌شوند.

در تحلیل پایداری شیب‌هایی که حاوی سنگ و خاک هستند، روش‌های متعددی ارائه شده است که می‌توان آنها را در دو گروه کلی زیر دسته‌بندی کرد: (۱) روش‌های تعادل حدی (۲) روش‌های تنش - کرنش. اساس کار روش تعادل حدی، بر مبنای تعیین تنش‌های اعمال شده و مقاومت بسیج شده در یک سطح گسیختگی فرضی در داخل شیب و سپس تعیین ضریب اطمینان با توجه به نسبت این دو کمیت استوار است. در روش‌های تنش - کرنش، توزیع تنش و کرنش‌های حاصل از آن درون شیروانی مورد تجزیه و تحلیل قرار می‌گیرد. این

در تحقیق حاضر از روش‌های شبه‌استاتیکی استفاده شده‌است. در روش شبه‌استاتیکی تاثیر شتاب افقی زلزله به دلیل اینکه سبب کاهش کاهش نیروهای مقاوم و افزایش نیروی مخرب شده و ضریب اطمینان را کاهش می‌دهد، در نظر گرفته می‌شود ولی از شتاب قائم به دلیل تاثیر ناچیزی که بر روی ضریب اطمینان دارد چشم‌پوشی می‌شود. بنابراین نیروهای اعمال شده بر اثر زلزله به صورت یک نیروی افقی معادل در نظر گرفته می‌شود.

شیروانی‌ها فرض گردید. جهت تاثیر زلزله‌های احتمالی مقادیر مختلفی از شتاب‌های افقی در مدل‌ها اعمال گردید. حداکثر شتاب‌های اعمال‌شده بر طبق نتایج مطالعه لرزه‌ای انجام‌شده فرض شد.



شکل ۱۴. موقعیت شیروانی‌ها در محدوده روستای هاوانان (نگاه به شمال غرب)

۴-۱- تخمین خصوصیات برشی مواد به روش تحلیل برگشتی

در اکثر تحلیل‌های پایداری شیب، پارامترهای مقاومتی زمین پس از نمونه‌گیری در آزمایشگاه اندازه‌گیری می‌شود. اما زمانی که زمین لغزش قدیمی در محل رخ داده و هندسه ریزش معلوم باشد در این حالت تعیین پارامترهای مقاومتی زمین به روش تحلیل برگشتی یا معکوس امکان‌پذیر است. در یک تحلیل برگشتی با فرض ضریب ایمنی یک (زیرا شیب دچار ریزش شده‌است)، پارامترهای مقاومتی زمین در یک فرآیند محاسباتی معکوس محاسبه می‌گردد (Duncan and Stark, 1992). نتایج بدست‌آمده در این روش قابل اتکاتر از نتایج آزمایشگاهی می‌باشد زیرا در این حالت خطاهای نمونه‌گیری و مقیاس وجود ندارد، سطح ریزش مشخص‌تر از نمونه کوچک آزمایشگاهی است و شرایط محیطی وقوع لغزش در محاسبات منظور می‌شود.

در یک بررسی شبه‌استاتیکی از روش‌های مختلف ارائه‌شده برای تحلیل پایداری استاتیکی شیروانی‌ها مانند فلیوس، بیشاپ، جانبو و... استفاده می‌شود. تفاوت روش شبه‌استاتیکی با روش تحلیل استاتیکی در این است که در روش شبه‌استاتیکی علاوه بر نیروهای استاتیکی موجود، یک نیروی ثابت و دائمی دیگر ناشی از زلزله به توده‌ی بالای صفحه لغزش اعمال می‌گردد. در این روش معمولاً ضریب اطمینان کمتری نسبت به حالت تحلیل استاتیکی در نظر گرفته می‌شود.

جهت انجام محاسبات روش‌های شبه‌استاتیکی بکار رفته در این تحقیق از نرم افزار Slide 6 استفاده شد. این نرم‌افزار از روش‌های تعادل حدی جهت تحلیل پایداری استاتیکی و شبه‌استاتیکی شیب‌های دو بعدی خاکی و سنگی استفاده می‌نماید. تحلیل‌ها را می‌توان به روش قطعی یا احتمالاتی انجام داد. قابلیت مدلسازی توده‌های سنگی و خاکی با مدل‌های رفتاری مختلفی نظیر موهر - کولمب و هوک - براون وجود دارد. شکل سطوح لغزش را می‌توان دایره‌ای، منحنی یا تخت در نظر گرفت.

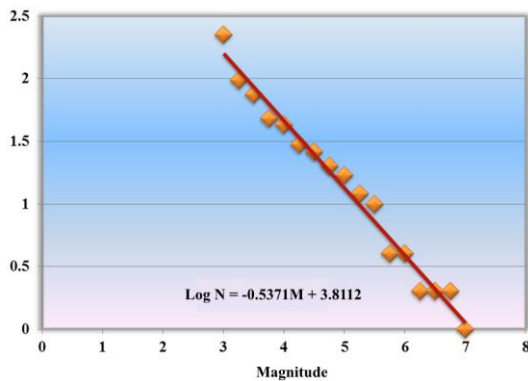
روستای هاوانان در معرض لغزش دو شیروانی A و B قرار دارد (شکل ۱۴). شیروانی A بطول تقریبی ۵۵۰ متر و ارتفاع ۱۹۵ متر در راستای شمال شرق - جنوب غرب و شیروانی B بطول تقریبی ۱۱۴۰ متر و ارتفاع ۲۱۲ متر در راستای شمال غرب - جنوب شرق قرار گرفته‌است.

ابتدا مدل اولیه شیروانی‌ها به کمک داده‌های توپوگرافی منطقه ایجاد شد. سپس بر اساس نتایج مطالعه ژئوالکتریک و وضعیت زمین‌شناسی محل، جنس و ضخامت واحدهای سنگی در عمق زمین به مدل اضافه شد. از مدل رفتاری موهر - کولمب برای تعریف رفتار مصالح زمین استفاده شد و آنگاه ویژگی‌های ژئوتکنیکی مواد مطابق جدول ۳ به آنها اختصاص یافت. انواع سطوح لغزش شامل دایره‌ای و غیردایره‌ای در هر یک از



۲-۴- برآورد لرزه‌خیزی منطقه

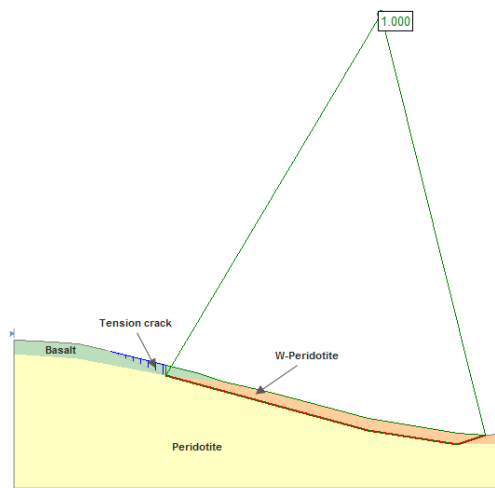
در تحلیل خطر زلزله برای منطقه هاوانان از روش احتمالاتی استفاده گردید. بکارگیری توابع احتمالاتی امکان در نظر گرفتن عدم قطعیت در زمان، مکان و بزرگای زمین‌لرزه‌ها را فراهم می‌نماید. برای اینکار ابتدا گسل‌های اصلی واقع در شعاع ۱۵۰ کیلومتری از محل شناسایی شدند. در ادامه با مطالعه آماری بر روی داده‌های لرزه‌ای موجود، توزیع‌های فراوانی - بزرگی، فراوانی - عمق و فراوانی - سال برای زلزله‌های رویداده در منطقه بدست آمد و رابطه گوتنبرگ - ریشتر برحسب امواج سطحی مطابق شکل ۱۶ محاسبه گردید.



شکل ۱۶. برآورد رابطه گوتنبرگ ریشتر برای منطقه هاوانان

در این تحقیق برای تحلیل خطر از نرم افزار Seisrisk و برای تخمین دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها از روش MLE (Kijko and Sellevoll, 1992) استفاده شد. در روش MLE با متغیر گرفتن فواصل زمانی، امکان وارد نمودن نبوده‌های لرزه‌ای در محاسبات ممکن می‌شود. بعلاوه در این روش هر زمین لرزه بر اساس میزان دقت اندازه‌گیری وارد محاسبه می‌گردد. بدین ترتیب با تغییر در مقادیر پارامترها، بهترین تطابق بین نتایج محاسبات و مشاهدات حاصل شده و خطا به حداقل ممکن کاهش می‌یابد. رابطه

به منظور تعیین پارامترهای مقاومتی زمین، ابتدا مدل هندسی شیروانی B در زمان قبل از لغزش به کمک شواهد صحرایی و نتایج مطالعه ژئوالکتریک بازسازی گردید. مقادیر چسبندگی (c) و زاویه اصطکاک داخلی (φ) واحدهای سنگی در یک محدوده منطقی آنقدر تغییر داده شد تا ضریب ایمنی یک (FS=1) بدست آمده و لغزش در شیروانی اتفاق افتد (شکل ۱۵). در ادامه کار از مقادیر c و φ بدست آمده بعنوان پارامترهای مقاومتی مورد نیاز جهت تحلیل پایداری شیروانی‌های منطقه در شرایط جدید استفاده گردید (جدول ۳).



شکل ۱۵. مدل هندسی تقریبی شیروانی B قبل از وقوع زمین‌لغزش

جدول ۳. پارامترهای مقاومت برشی بدست آمده از تحلیل برگشتی

پارامتر	پریدوتیت	بازالت اسپلیتی	پریدوتیت خردشده و دگرسانش ده	بازالت خرد شده
چسبندگی c, (kPa)	۱۰۰۰	۲۰۷۰۰	۲۶	۰
زاویه اصطکاک داخلی φ, (°)	۳۵	۴۵	۱۵	۴۰



کاهندگی مورد استفاده نیز رابطه کمپیل و بزرگ‌نیا (۲۰۰۳) بود.

مطابق نتایج آنالیز لرزه‌ای بر اساس مدل کیجکو دوره بازگشت رویداد زمین لرزه در منطقه مورد مطالعه، متوسط و برای زمین لرزه‌ای به بزرگی ۶ ریشتر، ۳۲ سال است. همچنین برآورد پارامترهای لرزه‌ای حکایت از آن دارد که در طول عمر مفید ۵۰ ساله با احتمال رویداد ۰/۶۴٪ (زمین لرزه مبنای طرح DBL) حداکثر شتاب گرانش افقی برابر ۰/۳۲ g خواهد بود. در حالیکه در طول عمر مفید ۵۰ ساله و با احتمال رویداد ۰/۱۰٪ (سطح حداکثر طراحی MDL)، شتاب گرانش افقی برابر ۰/۳۸ g خواهد بود.

۳-۴- تحلیل پایداری شیروانی A

تحلیل پایداری شیروانی A بدون بارگذاری لرزه‌ای با فرض لغزش دایره‌ای انجام و ضریب ایمنی ۱/۱۵ به

روش بیشاپ بدست آمد (شکل ۱۷). با فرض شرایط مشابه در صورت وقوع زمین لرزه‌ای با شتاب افقی g ۰/۱۴ ضریب ایمنی تا ۰/۷ کاهش یافت. افزایش بیشتر شتاب زمین لرزه کاهش بیشتر ضریب ایمنی را سبب شد بطوریکه در صورت وقوع زمین لرزه‌ای با شتاب افقی بیشینه g ۰/۳۸ با احتمال رویداد ۱۰ درصد ضریب ایمنی تا ۰/۴۰ مطابق شکل ۱۸ کاهش یافت. در مورد شیروانی A علاوه بر لغزش دایره‌ای، حالت لغزش سراسری که کل توده لغزشی قدیمی بر روی بستر سنگی سالم بلغزد نیز بررسی شد (شکل ۱۹). در این حالت ضرایب ایمنی بسیار بزرگی حتی در صورت اعمال شتاب بیشینه افقی بدست آمد. تفاوت بسیار زیاد ضرایب ایمنی در دو حالت لغزش دایره‌ای و لغزش سرتاسری بدین معنی است که هرچند حرکت سرتاسری زمین لغزش هاوانان در راستای شیروانی A منتفی است ولی وقوع لغزش‌های کوچکتر در داخل لغزش قدیمی بزرگ کاملاً محتمل است. نتایج کامل تحلیل پایداری شیروانی A در همه حالت‌ها در جدول ۴ آورده شده است.

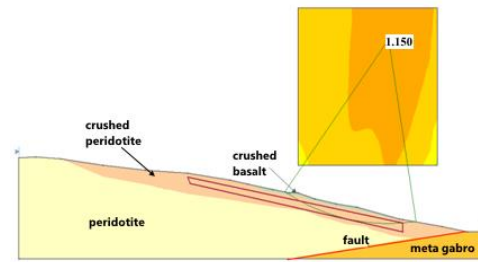
جدول ۴. نتایج تحلیل پایداری شیروانی A در حالت‌های مختلف

مورگان اشتون - پرایس		اسپنسر		جانبو		بیشاپ		
سرتاسری	دایره‌ای	سرتاسری	دایره‌ای	سرتاسری	دایره‌ای	سرتاسری	دایره‌ای	
۲۲/۱۲۷	۱/۱۴۷	۲۲/۳۷۵	۱/۱۴۸	۲۲/۷۴۳	۱/۱۱۴	۲۲/۳۴۲	۱/۱۵۰	بدون بارگذاری لرزه‌ای
۱۲/۴۸۵	۰/۷۰۲	۱۲/۶۵۴	۰/۷۰۱	۱۲/۲۶۳	۰/۶۷۹	۱۲/۶۶۰	۰/۷۰۱	۰/۱۴ g
۸/۶۸۴	۰/۴۹۶	۸/۸۱۴	۰/۴۹۶	۸/۵۳۰	۰/۴۷۹	۸/۸۲۳	۰/۴۹۵	۰/۲۸ g
۷/۱۳۰	۰/۴۰۶	۷/۲۴۲	۰/۴۰۷	۷/۰۰۳	۰/۳۹۲	۷/۲۵۰	۰/۴۰۵	۰/۳۸ g

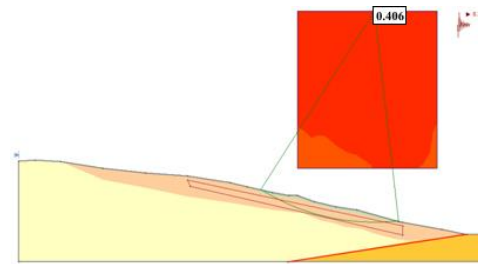


۴-۴- تحلیل پایداری شیروانی B

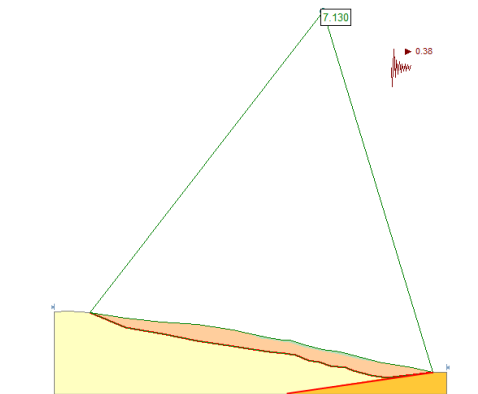
تحلیل پایداری شیروانی B بدون بارگذاری لرزه‌ای با فرض لغزش دایره‌ای انجام و ضریب ایمنی ۰/۸۵ به روش بیشاپ بدست آمد (شکل ۲۰). با فرض شرایط مشابه در صورت وقوع زمین لرزه‌ای با شتاب افقی ۰/۱۴g ضریب ایمنی تا ۰/۵۴ کاهش یافت. افزایش بیشتری شتاب زمین لرزه کاهش بیشتر ضریب ایمنی را سبب شد بطوریکه در صورت وقوع زمین لرزه‌ای با شتاب افقی بیشینه ۰/۳۸g با احتمال رویداد ۱۰ درصد ضریب ایمنی تا ۰/۳۲ کاهش یافت (شکل ۲۱). در مورد شیروانی B علاوه بر لغزش دایره‌ای، حالت لغزش غیردایره‌ای نیز مشابه شکل ۲۲ بررسی شد. در این حالت ضرایب ایمنی تا حدود زیادی مشابه لغزش دایره‌ای بدست آمد. نتایج کامل تحلیل پایداری شیروانی B در همه حالت‌ها در جدول ۵ آورده شده است. همانگونه که مشاهده می‌شود در حالت بدون بارگذاری لرزه‌ای برای سطوح لغزش دایره‌ای و غیردایره‌ای ضریب ایمنی شیروانی B کمتر از یک است. بنابراین نتیجه گرفته می‌شود که در راستای شیروانی B زمین لغزش هاوانان کماکان فعال است. نتایج حاصل از عملیات نقشه‌برداری نیز جابجایی در حدود ۲ سانتی‌متر را در همین جهت طی یک دوره ۶ ماهه نشان می‌دهد.



شکل ۱۷. برآورد ضریب ایمنی لغزش دایره‌ای در توده سست سرپانتینیزه شیروانی A بدون بارگذاری لرزه‌ای



شکل ۱۸. برآورد ضریب ایمنی لغزش دایره‌ای در توده سست سرپانتینیزه شیروانی A تحت بارگذاری لرزه‌ای با شتاب افقی ۰/۳۸g

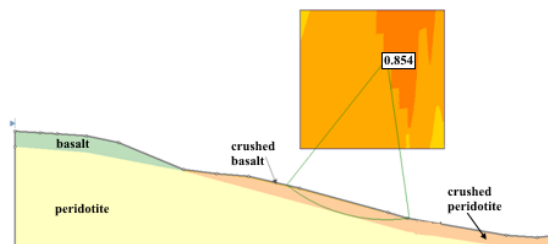


شکل ۱۹. برآورد ضریب ایمنی لغزش سرتاسری توده سست سرپانتینیزه شیروانی A تحت بارگذاری لرزه‌ای با شتاب افقی ۰/۳۸g

جدول ۵. نتایج تحلیل پایداری شیروانی B در حالت‌های مختلف

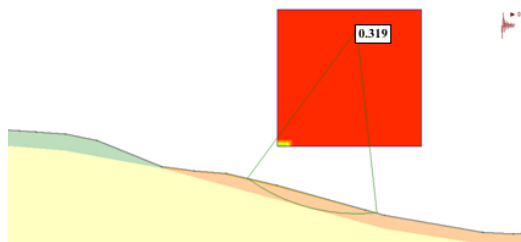
مورگان اشترن - پرایس		اسپنسر		جانبو		بیشاپ		
غیردایره‌ای	دایره‌ای	غیردایره‌ای	دایره‌ای	غیردایره‌ای	دایره‌ای	غیردایره‌ای	دایره‌ای	
۰/۸۲۹	۰/۸۵۱	۰/۸۳۳	۰/۸۵۰	۰/۸۰۵	۰/۸۲۵	۰/۸۳۷	۰/۸۵۴	بدون بارگذاری لرزه‌ای
۰/۵۲۰	۰/۵۴۲	۰/۵۲۵	۰/۵۴۳	۰/۵۰۸	۰/۵۲۳	۰/۵۲۷	۰/۵۴۲	۰/۱۴g
۰/۳۷۱	۰/۳۹۲	۰/۳۷۶	۰/۳۹۳	۰/۳۶۱	۰/۳۷۴	۰/۳۷۶	۰/۳۸۸	۰/۲۸g
۰/۳۰۵	۰/۳۲۶	۰/۳۱۰	۰/۳۲۷	۰/۲۹۵	۰/۳۰۷	۰/۳۰۸	۰/۳۱۹	۰/۳۸g

متعدد در بخش‌های حاکی زمین لغزش حاکی از بروز لغزش‌های دورانی بصورت موضعی است. در واقع به علت حرکت توده‌های سست و تجمع آنها در نواحی پایین دست، از جمله مناطق نزدیک به روستای هاوانان، چندین لغزش دایره‌ای درون این توده‌های سست روی داده است که جهت حرکت زمین لغزش را به صورت موضعی به سمت روستای هاوانان تغییر داده و حتی باعث انحراف مسیر رودخانه فصلی موجود در محل شده است. همین وضعیت را در دره‌ای که در سمت دیگر زمین لغزش واقع شده در مقیاس کوچکتر می‌توان مشاهده نمود.



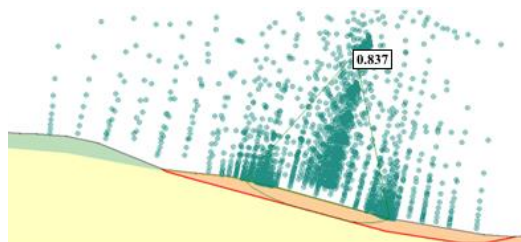
شکل ۲۰. برآورد ضریب ایمنی لغزش دایره‌ای در توده سست سرپانتینیزه شیروانی B بدون بارگذاری لرزه‌ای

با توجه به مطالعات ژئوالکتریک، زمین شناسی و اطلاعات حاصل از منابع آبی موجود چنین استنباط می‌شود که (۱) ضخامت سنگ دگرسان شده و زمین لغزش بین ۱۰ تا ۳۰ متر است. (۲) جنس سنگ کف سنگ سالم اولترامافیک می‌باشد. (۳) مقاومتهای ظاهری بدست آمده در سونداژهای ۳ و ۵ نشان‌دهنده رطوبت بالا در این منطقه است که به درجه اشباع نرسیده است.



شکل ۲۱. برآورد ضریب ایمنی لغزش دایره‌ای در توده سست سرپانتینیزه شیروانی B تحت بارگذاری لرزه‌ای با شتاب افقی ۰/۳۸g

با توجه به دو مرحله برداشت نقشه برداری انجام شده در محل مشخص شد که توده لغزشی به طور میانگین ۲۳ میلیمتر در سال جابجا می‌شود. همچنین بروز ترک‌های جدید در دیوار منازل و صداهای شنیده شده ناشی از حرکت سنگ‌ها بیانگر فعال بودن زمین لغزش هاوانان و حرکت آرام خزشی آن می‌باشد.



شکل ۲۲. برآورد ضریب ایمنی لغزش غیردایره‌ای در توده سست سرپانتینیزه شیروانی B بدون بارگذاری لرزه‌ای

۵- نتیجه گیری و جمع بندی

روستای هاوانان تحت تاثیر دو شیروانی A و مطابق شکل ۱۴ قرار دارد. نتایج حاصل از تحلیل پایداری این دو شیروانی نشان داد که شیروانی A در حالت بدون بارگذاری لرزه‌ای تقریباً پایدار است. اما وقوع زمین لرزه حتی در شتاب‌های کمتر از حداکثر ۰/۳۸g باعث فعال شدن زمین

با توجه به شواهد موجود در محل، زمین لغزش هاوانان از نوع لغزش انتقالی بزرگ است. اگر چه حرکت اصلی توده بصورت لغزش صفحه‌ای است ولی وجود پرتگاه‌های



- لغزش و تخریب احتمالی منازل مسکونی خواهد شد. تحلیل پایداری شیروانی B نشان داد که این شیروانی در حال حاضر نیز فعال است بطوریکه ضریب ایمنی فعلی آن ۰/۸۵ بدست آمد. البته نتایج حاصل از نقشه‌برداری نیز این موضوع را تایید کرده و نشان‌دهنده یک حرکت آرام خزشی به مقدار ۴۰ میلیمتر در سال در راستای شیروانی B است.
- وضعیت لیتولوژی منطقه هاوانان به نحوی است که فرآیند هوازدگی روی سنگها تاثیر زیادی گذاشته است. فعالیت گسل‌ها بر شدت دگرسانی افزوده و در بعضی مناطق سنگها عملاً به خاک تبدیل شده‌اند. واحد های سنگی موجود در سطح اکثراً سرپانتینیت‌ها هستند که در فصول بارندگی با جذب آب متورم شده و حالت بسیار لغزنده ای ایجاد می‌کنند که با توجه به شیب زیاد منطقه مقدمات یک لغزش جدید مهیا می‌گردد. در اثر حرکت مواد به طرف پایین، بافت قدیم روستای هاوانان در حال تخریب تدریجی بوده و مزارع آن بدلیل قرار گرفتن در حاشیه دره در حال از بین رفتن است. با توجه به حجم عظیم توده در حال لغزش، راه های جلوگیری از لغزش مثل ایجاد دیوار حایل، تغییر شیب، کاهش وزن مواد لغزنده و زهکشی سطحی و عمقی در این منطقه عملی و اقتصادی نیست. لذا پیشنهاد می‌شود برای جلوگیری از حوادث ناگوار در آینده بافت قدیم روستای هاوانان به موقعیت امن جدیدی منتقل گردد.
- منابع:**
۱. باقری‌مهرورز، ا.، ارومیه‌ای، ع.، ۱۳۸۸. پهنه بندی خطر ناپایداری دامنه‌ها در تاقدیس کنگان به روش آنبالاگان، فصلنامه زمین‌شناسی کاربردی، شماره ۳، ص ۲۰۶-۲۱۲
 ۲. بهاروند، س.، پورکرمانی، م.، آرین، م.، اجل لوثیان، ر.، نوریزدان، ع. ۱۳۸۸. زمین لغزش سیمره و نقش آن
 ۳. پارسایی، ل.، سالاریان، ف.، شراینی، م.، ۱۳۸۸. "نگرشی بر زمین لغزشهای استان گلستان". پنجمین همایش ملی علوم و مهندسی آبخیزداری ایران. گرگان: انجمن آبخیزداری ایران.
 ۴. پاشا، ا.ج.، سربلی، ع.، بهزادی، س.، ۱۳۹۶. ارزیابی خطر زمین لغزش در منطقه چهارگوش قزوین- رشت (شمال ایران)، علوم زمین، سال ۲۷، شماره ۱۰۶، ۸۹-۹۸.
 ۵. پور قاسمی، ح. و همکاران، ۱۳۸۶. پهنه‌بندی خطر زمین لغزش با روش آماری frequency ration در حوضه آبخیز صفارود، مجموعه مقالات سومین کنفرانس آبخیز داری و مدیریت منابع آب و خاک، کرمان، ص ۱۷۰-۱۷۴.
 ۶. تاجبخش، م.، معماریان، ه.، آسیایی، م.، ۱۳۹۳. تحلیل پایداری شیب با استفاده از مدل فرآیندی SINMAP (مطالعه موردی: پهنه لغزشی هاوانان، بیرجند). جغرافیا و مخاطرات محیطی، شماره ۱۲، ص ۱۹-۳۴.
 ۷. خطیب، م. م.، ۱۳۷۸. بررسی ساختاری زمین لغزش هاوانان. بیست و ششمین نشست انجمن زمین‌شناسی ایران.
 ۸. زندی، ر.، امیراحمدی، ا.، محمدنیا، م.، ۱۳۹۷. استفاده از مدل آنتروپی در ارزیابی مخاطره زمین لغزش در مسیر جاده پیشنهادی طریقه-درود (مشهد- نیشابور)، جغرافیا و روابط انسانی، ۱(۲)، ۳۷-۵۸.
 ۹. غلامی، ا.، خطیب، م. م.، ۱۳۷۹. بررسی عوامل موثر بر وقوع زمین لغزش در جنوب بیرجند. چهارمین همایش زمین‌شناسی ایران.
 ۱۰. غلامی، ا.، محمدی، س.، ۱۳۸۱. بررسی تاثیر ساختمان‌های زمین‌شناسی و خصوصیات کانی‌شناسی مجموعه سنگی بر تشدید زمین لغزش در جنوب بیرجند، ششمین همایش زمین‌شناسی ایران.



۱۱. فرجزاده، م.، ثروتی م.، ر.، طاهری، و. ۱۳۹۰. تحلیل و پهنه‌بندی مخاطرات ژئومورفولوژیک استان گلستان. جغرافیای طبیعی، ۴(۱۱)، ۴۵-۶۲.
۱۲. قنبری، ا.، کرمی، ف.، سالکی، م.ع.، (۱۳۹۶). ارزیابی استعداد بروز زمین‌لغزش‌های احتمالی در محدوده شهر تبریز، نشریه تحلیل فضایی مخاطرات محیطی، ۴(۱)، ۱-۱۶.
۱۳. کمک پناه، ع.، منتظرالقائم، س.، ۱۳۷۱. پهنه‌بندی زمین‌لغزه در ایران، موسسه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.
۱۴. مهندسین مشاور سامان سدرو، ۱۳۸۹. بررسی مهم‌ترین زمین‌لغزش‌ها در خراسان جنوبی.
۱۵. ناصری، ن.، اکبری، م.، ۱۳۹۰. ارزیابی و پهنه‌بندی خطر زمین‌لغزش با استفاده از مدل مفهومی LNRF، هفتمین کنفرانس زمین‌شناسی مهندسی و محیط زیست، شاهرود، ص ۱۶۶-۱۷۵.
۱۶. نوفرستی، ح.، ویسکرمی، ع.، رحیم‌دل، م.ج.، ۱۳۹۸. تحلیل و بررسی زمین‌لغزش به کمک مدل‌سازی عددی (مطالعه موردی: محور قائن-افین در استان خراسان جنوبی)، پژوهش‌های عمران و محیط زیست، ۵(۱)، ۷۷-۸۸.
۱۷. ویسکرمی، ع.، نوفرستی، ح.، ۱۳۹۷. تحلیل و بررسی زمین‌لغزش ترانشه در راه ارتباطی خرم‌آباد-پل‌دختر. مدیریت بحران، ۸(۱)، ۱۱۹-۱۲۶.
18. Campbell, K. W., Bozorgnia, Y. 2003 Updated near-source ground-motion (attenuation) relations for the horizontal and vertical components of peak ground acceleration and acceleration response spectra. Bulletin of the Seismological Society of America, 93(1), 314-331.
19. Duncan, J.,M., Stark, T.,D., 1992. Soil strengths from back-analysis of slope failures, *Proceedings of specialty conference Stability and Performance of Slopes and Embankments-II*, ASCE, Berkeley, CA, Geotechnical Special Publication, 31(2), 890-904.
20. Kijko, A., Sellevoll, M.A., 1992. Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete data files. Part II. Incorporation of magnitude heterogeneity, Bulletin of the Seismological Society of America 82 (1), 120-134.



فصلنامه زمین ساخت

زمستان ۱۳۹۹، سال چهارم، شماره ۱۶

10.22077/JT.2021.4051.1102

تغییرات لرزه‌خیزی در زاگرس چین - رانده (حدفاصل گسل‌های کازرون و سروستان)

حمیده صحرائی^۱، سید احمد علوی^۲، محسن احتشامی معین آبادی^۳

۱- دانشجوی دکتری زمین شناسی دانشگاه شهید بهشتی، ۰۹۱۷۷۱۳۶۹۸۴.h.sahraee.88@gmail.com (رابط)

۲- استاد دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی، a-alavi@sbu.ac.ir، ۰۲۱۲۹۹۰۳۰۸۲

۳- استادیار دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی، e_ehteshami@sbu.ac.ir، ۰۲۱۲۹۹۰۲۶۰۱

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۱۰/۲۰

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۵/۱۷

چکیده

کمر بند چین خورده-رانده زاگرس از فعال‌ترین پهنه‌های لرزه‌خیزی فلات ایران است که رفتار لرزه‌خیزی آن تحت تاثیر عوامل مختلف، از پیچیدگی‌ها و تغییرات مکانی و زمانی خاصی برخوردار است. بر مبنای تحلیل‌های مختلف بر روی داده‌های زمین‌لرزه‌های ثبت شده در محدوده بین گسل‌های کازرون و سروستان، جنبه‌هایی از پیچیدگی‌های تغییرات لرزه‌خیزی این بخش از کمر بند چین خورده-رانده زاگرس بررسی شده است. گسل‌های اصلی منطقه مورد مطالعه شامل گسل‌های پیشانی زاگرس، پیش ژرفای زاگرس، کازرون-برازجان، سبزپوشان، قیر و سروستان می‌باشند. با تهیه نقشه‌های پراکندگی و تغییرات عمقی داده‌های لرزه‌ای مشخص گردید که زمین‌لرزه‌ها از نظر تعداد و بزرگی عمدتاً در اطراف گسل‌های اصلی تمرکز یافته و در عمق کمتر از ۲۰ کیلومتری پوسته رخ داده‌اند. برآورد پارامترهای لرزه‌ای با استفاده از مدل گوتنبرگ-ریشر نشان می‌دهد مقدار β برابر $1/55 \pm 0/03$ و مقدار λ برای بزرگی حداقل $2/8$ ، برابر $12/07 \pm 0/6$ می‌باشد. تغییرات مکانی لرزه‌خیزی، با استفاده از شبکه‌بندی و رسم نقشه‌های تغییرات پارامترهای a -value و b -value بررسی گردیده است. مقدار a -value در محدوده از $3/98$ تا $7/64$ متغیر است. تغییرات b -value در منطقه از $0/44$ تا $2/4$ می‌باشد. بیشترین مقدار پارامترهای a و b در قسمت غربی و جنوب شرقی منطقه اتفاق افتاده است که نشان‌دهنده رخداد زلزله‌های بیشتر و با بزرگی کمتر در این قسمت‌ها است. تجزیه و تحلیل داده‌های لرزه‌ای نشان می‌دهد که یکی از عوامل لرزه‌خیزی منطقه، گسل‌های عرضی بوده که عمدتاً پی‌سنگی هستند و کنترل‌کننده شکل چین خوردگی‌ها می‌باشند.

کلیدواژه‌ها: زاگرس چین - رانده، گوتنبرگ-ریشر، گسل کازرون، لرزه زمین ساخت



Variation of seismicity in Zagros Fold-Thrust Belt (Between Kazerun and Sarvestan Faults)

Hamideh Sahraei¹, Seyed Ahmad Alavi², Mohsen Ehteshami Moinabadi³

1-PhD Student, Department of Earth Science, Shahid Beheshti University,

2-Professor, Department of Earth Science, Shahid Beheshti University, Tehran

3- Assistant Professor, Department of Earth Science, Shahid Beheshti University, Tehran

Abstract

The Zagros fold-thrust belt is one of the most seismicity active zones of the Iranian plateau and its seismic behavior has certain complexities and changes in space and time under influence of various factors. Based on various studies on seismic data recorded in the area between Kazerun and Sarvestan faults, some complexities in the seismicity changes of this part of the Zagros fold and thrust belt have been investigated. The main faults in the region are Zagros Mountain front faults, Zagros foredeep fault, Kazerun-Borazjan, Sabzpooshan, Qir and Sarvestan faults. By preparing scattering maps and depth changes of seismic data, it was determined that earthquakes are mainly concentrated around the main faults in terms of number and magnitude and occurred at depth of less than 20 km. Estimation of seismic parameter by using Gutenberg-Richter model shows the β value is 1.55 ± 0.03 and λ for M_{min} equal 2.8 is 12.07 ± 0.6 . Spatial changes of seismicity have been investigated by using networking and plotting changes of a-value and b-value parameters. Changes in a-value range from 3.98 to 7.64. The changes of b-value in the region are from 0.44 to 2.4. The highest value of a and b occurred in the western and Southeastern part of the region which indicates the existence of smaller earthquakes that occurred in these parts and more of them. Analysis of seismic data shows that one of the seismic factors of the region is transverse faults that are mainly basement faults and control the shape of the folds in the area.

Keywords: Fold-Thrust Zagros, Gutenberg-Richter, kazerun Fault, Seismotectonics



۱ - مقدمه

استفاده از آنالیز خطر لرزه‌ای احتمالی برای مناطق مختلف ایران برآورد نمودند. هاشمی (۱۳۸۸) به بررسی تغییرات مکانی پارامتر لرزه‌خیزی b -value در ایران پرداخت و نتیجه گرفت که بیشترین مقدار پارامتر لرزه‌خیزی در زاگرس $1/28$ و کمترین آن به پهنه خاور-مرکز ایران $0/84$ تعلق دارد. مصطفی زاده (۱۳۹۱) به بررسی آماری پارامترهای لرزه‌ای در منطقه زاگرس پرداخت و با تقسیم بندی منطقه به پنج ناحیه و بررسی تغییرات b -value به این نتیجه رسید که این مقدار از جنوب باختر به سمت شمال باختر کاهش می‌یابد. ده نمکی و زعفرانی (۱۳۹۲) به بررسی پارامترهای لرزه‌خیزی برای ایران پرداختند و نقشه‌های تغییرات پارامترهای لرزه‌خیزی را در ایران تهیه نمودند. کلانه و آق آتابای (۱۳۹۳) به بررسی الگوی تغییرات مکانی لرزه‌خیزی در کمربند چین‌خورده - رانده زاگرس پرداختند و بدین منظور از روش فراکتالی استفاده نمودند. یافته‌های آنها نشان داد در پهنه انتقالی زاگرس - مکران (پهنه میناب - زندان)، مقدار b و Dt پایین است که ناشی از وقوع بیشتر زمین‌لرزه‌های نسبتاً بزرگ و خوشه‌های پس لرزه‌های حاصل از آن می‌باشد. مقدار b و بعد همبستگی زمانی در سایر مناطق زاگرس بالا است که حاکی از وقوع زمین‌لرزه‌های با بزرگی متوسط و همگن بودن توزیع زمانی آنها می‌باشد. بیت‌اللهی و رزاقیان (۱۳۹۷) به پهنه بندی ایران براساس تغییرات نسبت ضرایب a/b پرداختند و نقشه a -value و b -value برای ایران تهیه نمودند که بر این اساس روند شمال غرب-جنوب شرق زاگرس جزو مناطق با پتانسیل لرزه‌خیزی بالا قرار می‌گیرد. جعفری (2008, Jafari) به بررسی توزیع b -value در استانهای مختلف لرزه‌خیز در ایران پرداخت و مقادیر a -value و b -value برای البرز، آذربایجان، ایران مرکزی، شرق ایران، کپه داغ، مکران و زاگرس برآورد نمود. نعمتی (2016, Nemati) به بررسی

کمربند چین - رانده زاگرس در بخش میانی کمربند آلپ-همیالیا یکی از لرزه‌خیزترین مناطق جهان است. این کمربند با متوسط همگرایی بیش از ۲۰ میلیمتر بر سال، بخش مهمی از کرنش و دگرشکلی ناشی از حرکت رو به شمال ورقه عربی را به صورت چین‌خوردگی، گسلش و فعالیت لرزه‌ای مصرف می‌کند (Tatar et al., 2002; Vernant et al., 2004). دگرشکلی در زاگرس هم در پی سنگ و هم در پوشش رسوبی (پوسته بالایی) رخ می‌دهد و این پدیده در لرزه‌خیزی منطقه نیز مشاهده شده است (Hatzfeld et al., 2010). ضخیم شدگی پوسته در اثر گسلش راندگی، تقسیم شدگی دگرشکلی بین کمربند چین - رانده و گسل جوان اصلی، نقش گسل‌های عرضی در توزیع دگرشکلی و چرخش محور چین‌ها، وجود لایه‌های نامقاوم که به‌عنوان پهنه‌های جدایشی اصلی و میانی عمل می‌کنند، تنها بخشی از موضوعات مهم مورد بررسی در ارتباط با زمین ساخت جنبای کمربند زاگرس چین - رانده است که به ویژه طی دو دهه گذشته پیشرفت‌های خوبی داشته‌است (Hessami, 2002; Sepehr and Cosgrove, 2004; Paul et al., 2010; Malekzadeh et al., 2007; Hatzfeld et al., 2010; Barnhart et al., 2018; Edey et al., 2020). در کنار این مطالعات، بررسی لرزه‌خیزی و مطالعه زمین‌لرزه‌ها در این کمربند از گذشته مورد توجه بوده‌است (Berberian and Papastamatiou, 1978; Berberian, 1995; Talebian and Jackson, 2004; Zamani and Agh-Atabai, 2011; Neissen et al., 2011; Ghods et al., 2012; Elliott et al., 2015; Barnhart et al., 2018). اما در این بین مطالعات در زمینه تغییرات پارامترهای لرزه‌خیزی را می‌توان از تازه‌ترین زمینه‌های پژوهش‌های کاربردی در حال رشد دانست. اولین تحقیق در مورد خطر لرزه‌ای در ایران به‌وسیله بربریان و مهاجر اشجعی (Berberian and Mohajer Ashjai, 1977) انجام شد که نقشه‌ای از شدت زلزله‌ها در ایران تهیه نمودند. نوروزی و احمدی (Nowroozi and Ahmadi, 1986) خطر زمین‌لرزه را با

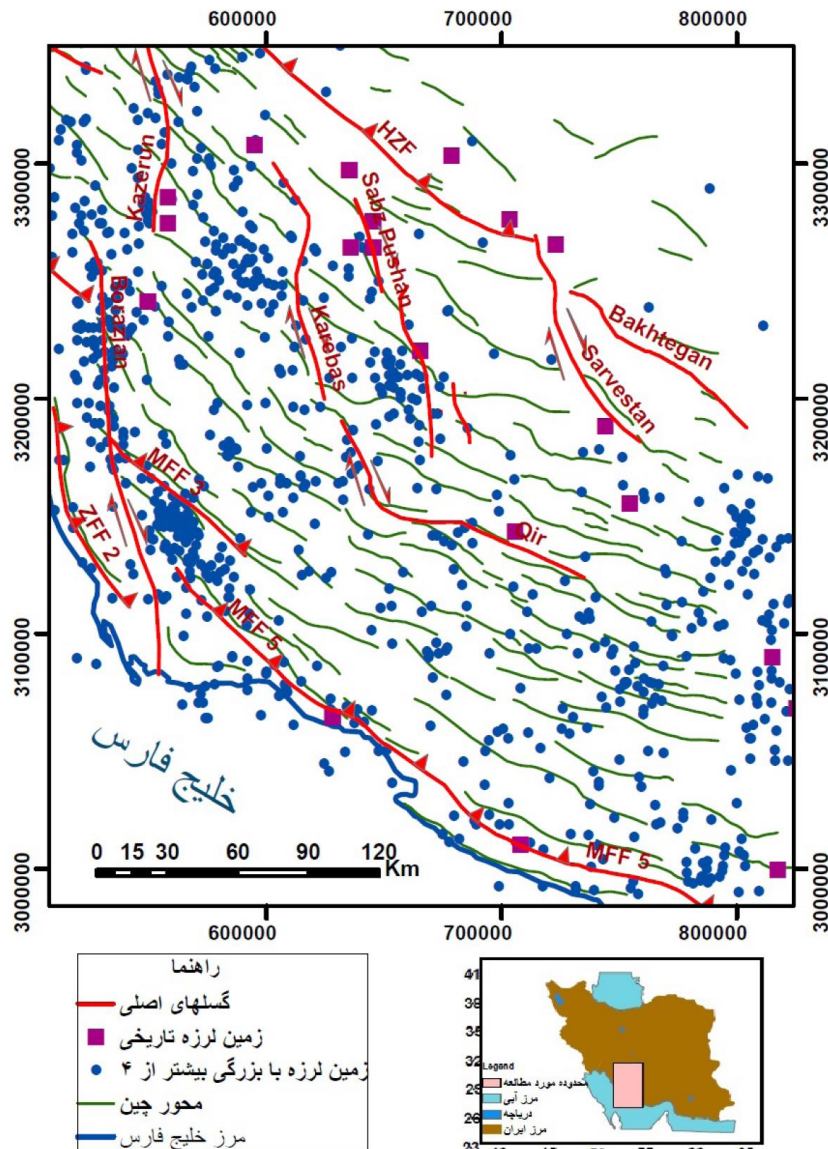
۱-۱. زمین ساخت جنبای گستره

کمر بند چین خورده- رانده زاگرس در جنوب غرب ایران نتیجه همگرایی مایل بین ورقه ایران و عربی است که در اواخر کرتاسه شروع شده و در سنوزویک شدت یافته است (Stocklin, 1968; Falcon, 1974; Berberian and King, 1981; Mohajjel and Fergusson, 2000). در نتیجه این همگرایی پهنه‌ای با عرض ۲۰۰ تا ۳۰۰ کیلومتر از رسوبات چین خورده - رانده که در حاشیه غیرفعال عربی عمدتاً طی اواخر پالئوزویک - پالئوژن نهشته شده بودند، تشکیل شده است. این کمر بند با طول بیش از ۱۶۰۰ کیلومتر از جنوب شرق ترکیه تا گسل میناب در جنوب ایران امتداد دارد. عمده چین خوردگی‌ها با روند شمال غرب-جنوب شرق شکل گرفته و گسل‌های مهم راندگی با روند شمال غرب-جنوب شرق و گسل‌های امتداد لغز با روند غالب شمال-جنوب فعالیت دارند (Talebian and Jackson, 2002). نرخ کوتاه شدگی در زاگرس از ۸ تا ۱۰ میلی‌متر در سال در بخش جنوب شرق خطواره کازرون به ۴ تا ۶ میلی‌متر در سال در شمال غرب آن کاهش می‌یابد که کمتر از نیمی از نرخ همگرایی بین عربستان و اوراسیا، حدود ۱۸ میلی‌متر در شمال غرب و نزدیک به ۲۵ میلی‌متر در سال در تنگه هرمز است. (Hatzfeld and Molnar, 2010). زاگرس کمر بند تکتونیکی فعالی است که بیش از نیمی از زلزله‌های ایران در این کمر بند رخ می‌دهد (Mirzaei et al. 1998). بزرگی زلزله‌ها در زاگرس کم تا متوسط و با عمق کم است.

تغییرات زمانی شدت لرزه‌خیزی در دوره ۲۰۰ ساله در زاگرس و استانهای لرزه‌زمین ساخت شرق ایران پرداخت.

خداوردیان و همکاران (Khodaverdian et al., 2016) پارامترهای لرزه‌ای و مدل لرزه‌خیزی مکانی برای ایران را برآورد نمودند و بدین منظور برای شبکه‌هایی با فواصل یک درجه طول و عرض جغرافیایی پارامترهای لرزه‌خیزی را محاسبه و نقشه تغییرات مکانی را تهیه نمودند. موسوی (Moosavi, 2017) با استفاده از روش گوتنبرگ-ریشر، به بررسی تغییرات b-value در ایران پرداخته که این پارامتر را در محدوده بین ۰/۸ تا ۱/۵ محاسبه نموده و مقدار بالای این پارامتر در ایران مرکزی و شرق، و کمترین آن در شمال غرب ایران بدست آورده است.

گستره مورد مطالعه بین طول جغرافیایی ۵۱ تا ۵۴ درجه شرقی و عرض ۲۷ تا ۳۰ درجه شمالی از کمر بند زاگرس چین - رانده انتخاب شده است و لرزه‌خیزی و تغییرات پارامترهای لرزه‌ای a-value و b-value در این گستره بررسی شده است. گسل‌های اصلی در این منطقه شامل گسل‌های پیشانی زاگرس، پیش ژرفای زاگرس، گسل‌های عرضی کازرون - برازجان، کره‌بس، سبزپوشان، قیر و سروستان می‌باشد. شکل (۱) موقعیت گستره مورد مطالعه و رومرکز زمین‌لرزه‌های بزرگتر از ۴ را نشان می‌دهد.



گسلش راستالغز گاهی سطحی، چین خوردگی و بالا آمدگی نامتقارن و همزمان با لرزه پوشش رسوبی، رانده‌های به سطح رسیده از لاقول دو سطح جدایش ناحیه‌ای بالایی (گچساران) و زیرین (هرمز) در زاگرس وجود دارد (Berberian, 1995، قرشی و آرین، ۱۳۸۹). نمک هرمز در قاعده پوشش رسوبی در کمربند زاگرس نقش مهمی دارد. بیشتر زمین‌لرزه‌ها در زاگرس بزرگی کمتر و مساوی ۶ دارند و فقط چند گسل که در پی سنگ و پوشش رسوبی هستند قابلیت تولید زلزله‌های بزرگ تا حدود ۶/۷ را دارند. این گسل‌های بزرگ در مکانهای ویژه

عمق زلزله‌ها در این کمربند بین ۸ تا ۲۰ کیلومتر است که در جنوب شرق کمربند به ۳۰ تا ۴۵ کیلومتر می‌رسد (Tatar et al., 2004; Hatzfeld et al., 2003). در کمربند زاگرس گسلش سطحی مربوط به وقوع زمین‌لرزه‌ها کمتر مشاهده شده است و بیشتر اطلاعات در زمینه گسل‌های فعال از طریق حل سازوکار ژرفی و پارامترهای منشأ زمین لرزه‌ها بدست آمده است. بخشی از لرزه‌خیزی زاگرس در امتداد گسل‌های معکوس پرشیب رخ می‌دهد (Talebian and Jackson, 2004). در واقع دگرشکلی فعال به دلیل رانده‌های مدفون بیشتر طولی،

۱-۲. پردازش داده های لرزه ای

کاتالوگ زمین لرزه ها از مهمترین بخش در مطالعات لرزه خیزی، لرزه زمین ساخت و خطر زمین لرزه می باشد و آماده کردن یک کاتالوگ کامل و دقیق از زلزله ها یکی از مراحل مهم در ارزیابی فعالیت لرزه خیزی یک منطقه است. اولین کاتالوگ لرزه ای در ایران توسط آمبرسیز و ملویل (Ambraseys and Melville, 1982) و پس از آن بربریان (Berberian, 1994) تهیه گردید که مهمترین مراجع برای زمین لرزه های تاریخی هستند. میرزائی و همکاران (Mirzaei et al., 1997) نیز مجموعه داده های زمین لرزه های تاریخی و دستگاهی را تهیه نمودند. در این تحقیق برای تهیه کاتالوگ زمین لرزه ها، از اطلاعات موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و موسسه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله استفاده شده و پس از مقایسه رویدادهای لرزه ای با هم، یک کاتالوگ کامل از زمین لرزه ها در گستره تهیه گردیده است.

داده های لرزه ای را می توان در سه گروه یا دوره تقسیم بندی نمود. اولین گروه داده های تاریخی است که تا قبل از سال ۱۹۰۰ میلادی است. دومین گروه دوره ۱۹۰۰ تا ۱۹۷۶ است و دوره بعد از این سال که در واقع دوره داده های دستگاهی کامل و مدرن است. در شکل (۲) نقشه منطقه مورد مطالعه به همراه زمین لرزه های تاریخی و گسل های اصلی ارائه شده است. تعداد ۳۹ زلزله تاریخی در منطقه ثبت شده که از این تعداد تنها در ۲۱ مورد از آنها بزرگی ثبت شده است (جدول ۱). بیشترین بزرگی متعلق به زمین لرزه ای با بزرگی ۷/۱ در سال ۱۴۴۰ می باشد. در سال های ۱۸۵۳ و ۱۸۶۳ دو زلزله تاریخی در سال و در دیگر سال ها یک زلزله ثبت شده است (Ambraseys and Melville, 1982). از مهمترین زمین لرزه های دستگاهی منطقه می توان زمین لرزه های ۱۷ اردیبهشت ۱۳۷۸ کره بس، ۵ آذر ۱۳۸۹ جم، ۱۶ بهمن ماه

ای در زیر تاقدیسه های نامتقارن با رخنمون سطحی کم و از چینه های مزوزوئیک یا پالئوزوئیک هستند (Neissen et al., 2011). مطالعه تاریخیچه لرزه خیزی زاگرس نشان دهنده دوره بازگشت طولانی برای زمین لرزه های بزرگ رویداده در طول گسل های سورمه، پیشانی کوهستان زاگرس، پیش ژرفای زاگرس و زاگرس مرتفع می باشد. بیشترین زمان سپری شده از رویداد یک زمین لرزه - بیش از ۱۱۶۰ سال - در طول قطعه ای از گسل پیش ژرفای زاگرس، از زمان رویداد زمین لرزه سال ۸۴۰ میلادی در اهواز با بزرگی ۶/۵ ثبت شده است. کوتاهترین دوره بازگشت در زاگرس نیز در طول گسل های راستالغز عرضی کازرون و سبزپوشان مشاهده می شود. همچنین شواهد حکایت از فعالیت قطعات مختلف گسل اصلی عهد حاضر زاگرس (باباحیدر، دورود، فارسان، نهاوند و صحنه) و گسل معکوس اصلی زاگرس (MZRF) در امتداد مرز گستره رسوبی - ساختاری زاگرس و ایران مرکزی دارد (Berberian, 1994).

۲- روش کار

در ابتدای کار نقشه پایه محدوده مورد بررسی تهیه گردید که بدین منظور از نقشه های زمین شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰۰ منطقه استفاده شده و پس از زمین مرجع نمودن نقشه ها در محیط GIS، محور چینهای اصلی و گسلها در نقشه پیاده گردیده است. همچنین تعیین موقعیت گسلهای اصلی از نقشه گسلهای فعال ایران که توسط پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله تهیه گردیده، نیز استفاده شده است. گسلهای اصلی در محدوده مورد مطالعه شامل گسلهای راندگی پیش ژرفای زاگرس، پیشانی زاگرس، و گسلهای عرضی کازرون، برازجان، کره بس، سبزپوشان، قیر و سروستان می باشد. گسلهای فوق در لرزه خیزی زاگرس نقش مهمی را ایفا می نمایند (Berberian, 1995).

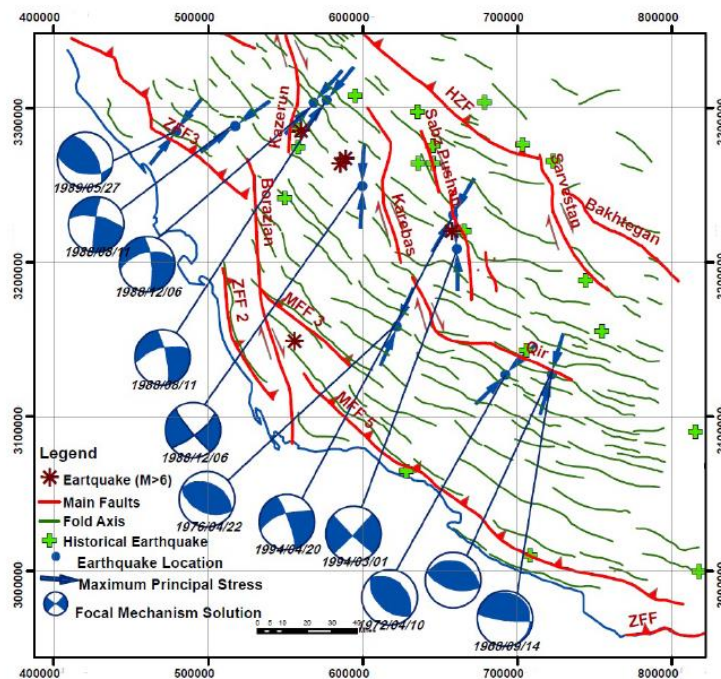


۱۳۹۰ خورموج، ۲۰ فروردین ۱۳۹۲ کاکي بوشهر و ۷ بهمن ۱۳۹۸ خازنيان را نام برد.

جدول ۱. فهرست زمین لرزه های تاریخی گستره

No.	Date	Epicenter		Ms	Ref.
		Lat.	Long.		
1	978 06 17	27.7	52.3	5.3	AMB
2	1008	27.7	52.3	6.5	AMB
3	1400	27.7	54.3	5.3	AMB
4	1440	28.4	53.1	7.1	AMB
5	1459	31.1	52.1	6.6	AMB
6	1591	29.8	52.4	5.9	AMB
7	1593 09	27.7	54.3	6.5	AMB
8	1623	29.85	52.85	5.5	BER
9	1677	27.9	54.2	6.4	AMB
10	1824 06 25	29.8	52.4	6.4	AMB
11	1853 05 05	29.6	52.5	6.2	AMB
12	1853 06 05	31.3	51.9	5.5	AMB
13	1862 12 21	29.5	52.5	6.2	AMB
14	1865	27.2	53.1	5.6	AMB
15	1865 06	29.6	53.1	6	AMB
16	1880 08	27.02	54.2	5.3	BER
17	1883 10 16	27.7	52.3	5.8	AMB
18	1890 03 25	28.8	53.5	6.4	AMB
19	1891 12 14	29.9	51.58	5.3	BER
20	1892 08 15	29.1	52.7	5.3	BER
21	1894 02 26	29.5	53.3	5.9	AMB

همچنانکه از شکل (۲) مشاهده می‌شود روند عمومی محور چینها مطابق روند زاگرس (شمال غرب-جنوب شرق) می‌باشد اما در بعضی مناطق، محور چینهای اصلی در اثر گسلهای عرضی در منطقه منحرف گردیده‌است. این مورد در اطراف گسلهای عرضی کره‌بس و قیر قابل مشاهده است. علاوه بر این موقعیت زلزله‌های تاریخی نیز منطبق بر گسلهای اصلی در منطقه می‌باشد و بیشتر در اطراف گسل سبزپوشان و نیز گسلهای کازرون و زاگرس مرتفع تراکم دارند.



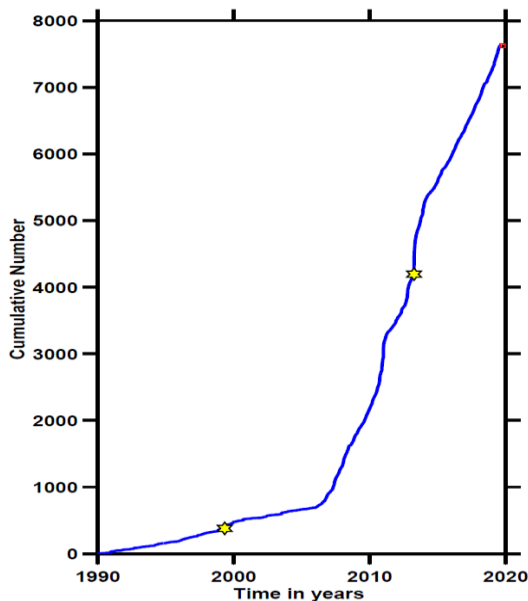
شکل ۲. موقعیت گسلهای اصلی و پراکندگی زلزله های تاریخی.

(MFF: Mountain Front Fault, ZFF: Zagros Foredeep Fault, HZF: High Zagros Fault)

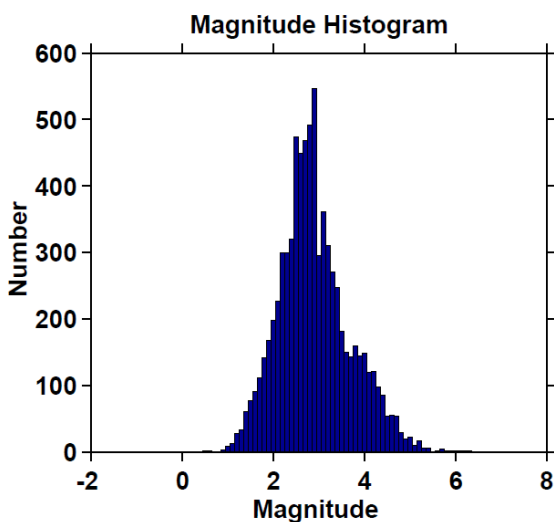
(سازوکار گسلها در نقشه اقتباس از حسامی و همکاران، ۱۳۸۲ می باشد)

روزمره خود، انفجارهای معدن را شناسایی و نشان دهند. با این حال واقعیت ثابت می‌کند که تنها درصد متغیری از رویدادها توسط این غربالگری حذف می‌شوند. بدلیل اینکه انفجارها در طول روز انجام می‌شوند برخی از محققین هنگام مطالعه تنها به رویدادهای شبانه اکتفا

بررسی کیفیت کاتالوگ‌های لرزه‌ای، مسئله مهمی برای مطالعات لرزه‌ای است. شناسایی و در نهایت حذف انفجارهای معدنکاری از کاتالوگ‌های لرزه‌ای یکی از جنبه‌های مهم کنترل کیفیت داده‌ها است. بیشتر شبکه‌های لرزه‌ای تلاش می‌کنند تا در طی تجزیه و تحلیل اطلاعات



شکل ۳. سری زمانی تجمعی زلزله ها



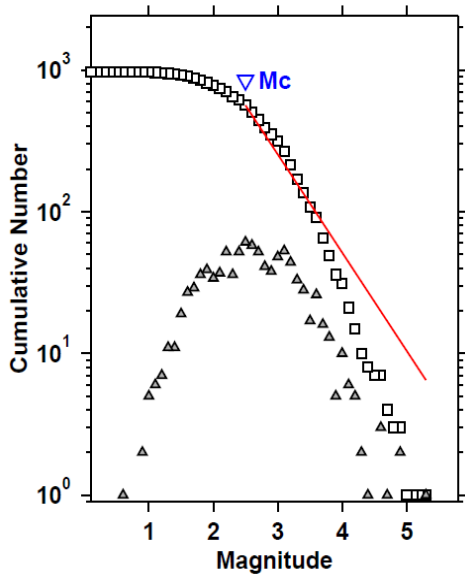
شکل ۴. هیستوگرام بزرگی زلزله ها

شکل (۵) تغییرات زمانی M_c را نشان می دهد. بدلیل کاملتر شدن داده های لرزه ای در سالهای اخیر، مقادیر M_c در طول زمان یکنواخت نبوده و به همین دلیل دوره های زمانی ۲۰۰۵-۱۹۰۰، ۲۰۰۸-۲۰۰۶ و ۲۰۱۷-۲۰۰۸ در برآورد M_c در نظر گرفته شده است. نمودارهای مربوطه در شکل های (۶) تا (۸) ارائه گردیده است.

می کنند و رویدادهای روزانه را از کاتالوگ خود حذف می کنند که در این حالت تقریباً نیمی از اطلاعات از دست می رود چرا که تمام رویدادهای اتفاق افتاده در روز مربوط به انفجار معدن نیست.

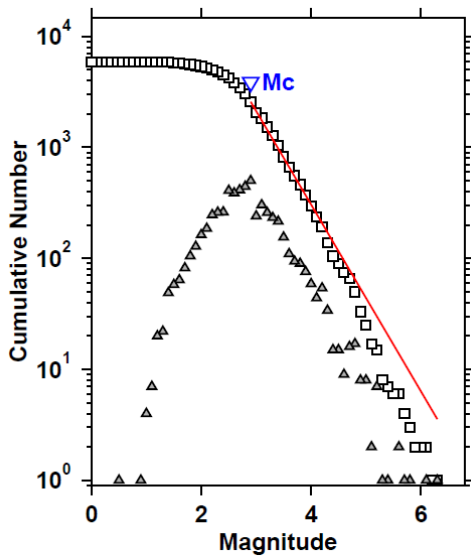
وایمر و بیر (Wiemer and Baer, 2000) روش تهیه نقشه R_q را برای حذف رویدادهای انفجاری معدن از کاتالوگ لرزه ای ارائه دادند که در این تحقیق از این روش برای حذف رویدادهای انفجاری معدنی استفاده شده است. نقشه R_q به وضوح مناطقی از فعالیت های معدنکاری بالا را مشخص می کند. مقادیر R_q بیشتر از $1/8$ نشان دهنده مناطق معدنی است. در ابتدا با تهیه نقشه نسبت تعداد رویدادهای روزانه به شبانه R_q ، بیشترین مقدار R_q از داده ها حذف شد.

در بررسی لرزه خیزی منطقه مورد بررسی، زلزله های تاریخی به همراه زلزله های دستگاهی تا سال ۲۰۱۷ پردازش گردیده است. در شکل (۳) توزیع زمانی زمین لرزه های منطقه ارائه گردیده است. براساس شکل فوق دو روند اصلی قابل تشخیص است که روند اول مربوط به زلزله های سالهای ۱۹۰۰ تا ۲۰۰۶ و روند دوم مربوط به ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۷ می باشد. از سال ۲۰۰۶ به بعد تعداد زلزله های ثبت شده افزایش چشمگیری نشان می دهد که بدلیل افزایش تعداد و دقت ایستگاههای لرزه نگاری می باشد. در شکل (۴) هیستوگرام زلزله ها برحسب بزرگی ارائه شده است. تغییرات بزرگی زلزله ها در منطقه مورد بررسی از $0/5$ تا $6/3$ تغییر می کند که زلزله های با بزرگی $2/5$ تا 3 بیشترین فراوانی را دارند. در این بین بیشترین تعداد زلزله رخ داده، 426 زلزله با بزرگی $2/8$ می باشد.



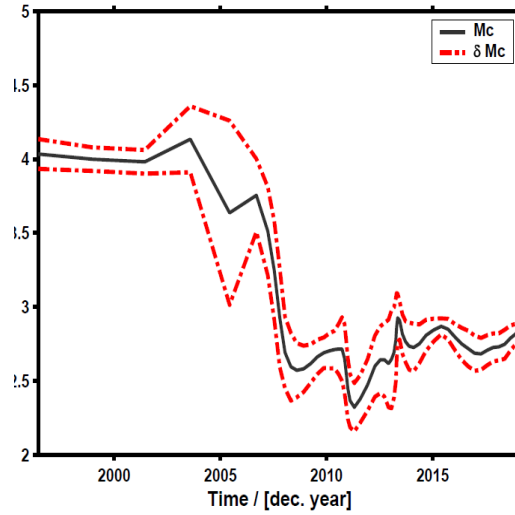
Maximum Likelihood Solution
 b-value = 0.693 +/- 0.02, a value = 4.48,
 Magnitude of Completeness = 2.5

شکل ۷. مقدار M_c در دوره ۲۰۰۶ تا ۲۰۰۸

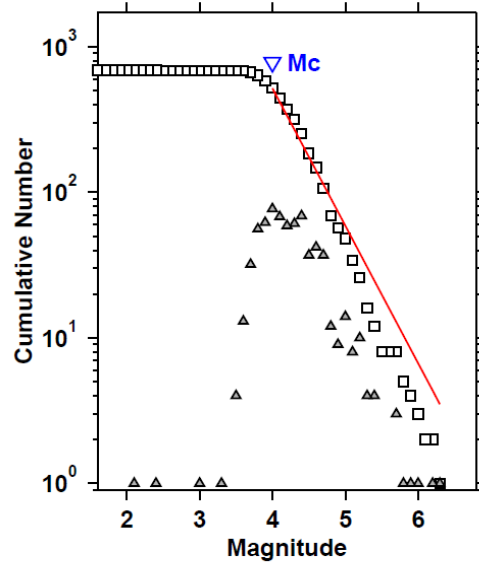


Maximum Likelihood Solution
 b-value = 0.841 +/- 0.02, a value = 5.85,
 Magnitude of Completeness = 2.9

شکل ۸. مقدار M_c در دوره ۲۰۰۹ تا ۲۰۱۷



شکل ۵. تغییرات زمانی M_c در دوره آماری مورد بررسی (۲۰۱۷-۱۹۰۰)



Maximum Likelihood Solution
 b-value = 0.944 +/- 0.03, a value = 6.49,
 Magnitude of Completeness = 4

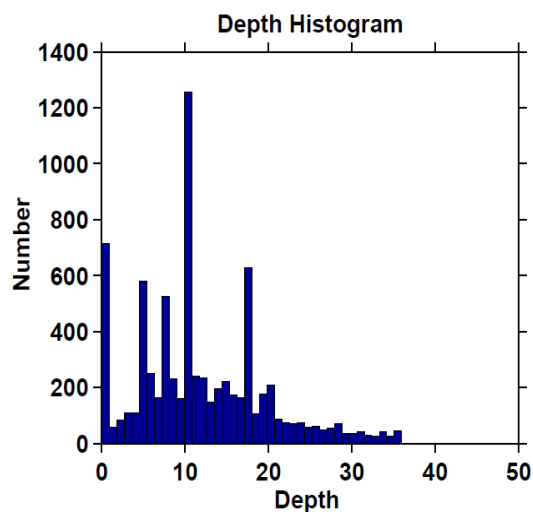
شکل ۶. مقدار M_c در دوره ۱۹۰۰ تا ۲۰۰۰

براساس شکل‌های فوق مقدار M_c در دوره های ۱۹۰۰ تا ۲۰۰۵ برابر ۴، در دوره ۲۰۰۶ تا ۲۰۰۸ برابر ۲/۵ و در

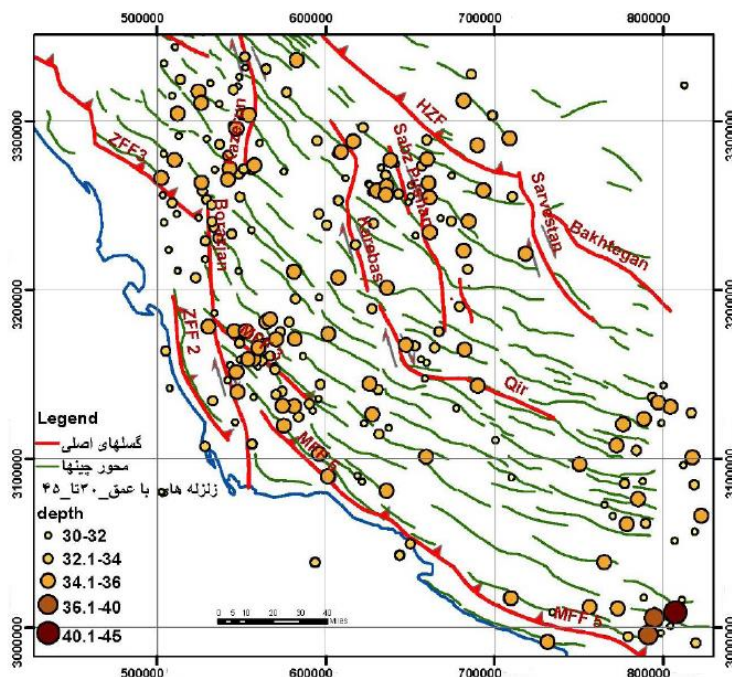
کیلومتری به آنها نسبت داده شده است. در شکل‌های (۹) و (۱۰) تغییرات عمقی و پراکندگی زمین لرزه‌ها در منطقه ارائه گردیده است. فراوانی عمق‌های ۱۰ و ۱۸ کیلومتر در شکل (۹) مشخص است. همچنین با بررسی فراوانی بزرگی زمین لرزه‌ها نسبت به عمق کانونی آنها مشخص می‌شود بیشتر زمین لرزه‌های بزرگ، عمق کانونی کمتر از ۱۵ کیلومتر دارند.

دوره ۲۰۰۸ تا ۲۰۱۷ برابر ۲/۹ بدست آمده است که در آنالیز داده‌های لرزه‌ای برای هر دوره زمانی مقدار محاسبه شده برای آن دوره لحاظ شده است.

تعیین عمق کانونی زمین لرزه‌ها براساس داده‌های ثبت شده دستگاهی صورت می‌گیرد و در محاسبه این پارامتر خطای قابل توجه و نبودهای اطلاعاتی زیادی وجود دارد. به همین دلیل در بسیاری از موارد یا زمین لرزه‌ها بدون عمق اعلام شده (صفر) و یا عمق ۱۰ یا ۱۸



شکل ۹. تغییرات عمقی زمین لرزه‌های منطقه



شکل ۱۰. پراکندگی زمین لرزه‌های عمیق در منطقه



۲-۲. پردازش فهرست زمین لرزه‌ها

و b ضرایب ثابت این رابطه بوده که نشانگر وضعیت لرزه‌خیزی منطقه می‌باشد. در صورتیکه در این رابطه از فروانی سالیانه استفاده شود رابطه فوق به صورت زیر در می‌آید: (Gutenberg and Richter, 1954).

$$\text{رابطه (۲): } \log N = a - bM$$

مقادیر بدست آمده برای ضرایب لرزه‌خیزی a و b در نمودار بزرگی-فروانی مدل گوتنبرگ-ریشتر، بیانگر وضعیت لرزه‌خیزی منطقه می‌باشد. b ضریب لرزه‌خیزی نامیده می‌شود، چراکه کاهش مقدار b در طول یک دوره زمانی مشخص نشان‌دهنده افزایش درجه بزرگی زلزله قابل رویداد خواهد بود. مقدار این پارامتر به خواص مواد کانونی و ویژگی‌های تکنیکی یک ناحیه مربوط است (Wang, 1988). مقدار عددی ضریب b از ۰/۷ تا ۱/۳ در مناطق با شرایط تکنیکی مختلف تغییر می‌کند (Barton et al, 1999; Kalyoncuoglu, 2007).

شکل نهایی رابطه گوتنبرگ-ریشتر به صورت دو کراندار و دارای دو حد پایین و بالا در جهت همخوانی بهتر مدل ریاضی با ویژگی‌های زمین‌لرزه‌های واقعی می‌باشد که تابع توزیع آن به صورت زیر بیان می‌شود:

$$\text{رابطه (۳): } \text{form } 0 \leq m \leq M_{\max} \lambda(m) =$$

$$\frac{\exp[-\beta(m-m_0)] - \exp[-\beta(M_{\max}-m_0)]}{1 - \exp[-\beta(M_{\max}-m_0)]}$$

در فرمول فوق پارامترهای λ و β و بزرگای حداکثر زمین‌لرزه در اصل نشان‌دهنده میزان لرزه‌خیزی ناحیه می‌باشند. برای محاسبه پارامترهای فوق از روش کیجکو و سلوول (Kijko and Sellevoll, 1989) استفاده شده است. در این روش از زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی استفاده می‌شود.

زمین لرزه‌های تاریخی شامل رویدادهای بزرگ و کم دقت در گذشته است و زمین لرزه‌های دستگاهی شامل داده‌های ثبت شده و با دقت بیشتر می‌باشد.

استفاده از مدل گوتنبرگ ریشتر در فهرست زمین‌لرزه‌ها در محاسبه پارامترهای لرزه‌خیزی برای آن است که بتوان رویداد آنها را از لحاظ آماری با تابع توزیع پواسونی مدل نمود. دو فرض اصلی مدل پواسون این است که اولاً هر رویداد بتواند بطور اتفاقی در هر زمان و مکان بوقوع پیوندد و همچنین رویداد هر واقعه در یک زمان و مکان خاص از نظر آماری مستقل از سایر رویدادها باشد. در ابتدا به بررسی پیشلرزه‌ها و پس‌لرزه‌ها و حذف آنها پرداخته شد. بهترین روش ارائه شده در این مورد ترکیب روش پنجره‌های متغیر در حوزه زمان و مکان به همراه اعمال داوری کارشناسی برای حذف دستی یا اضافه نمودن زمین لرزه‌های خاص می‌باشد (Gardner & Knopuff, 1974). در جدول (۲) بازه زمانی وقوع پیشلرزه‌ها و پس‌لرزه‌ها براساس نظر گاردنر و نوپوف ارائه شده است. در این مطالعه براساس جدول زیر و مقایسه موقعیت کانونی زلزله‌ها نسبت به گسل مسبب زلزله اصلی پس‌لرزه‌ها و پیش‌لرزه‌ها از بانک داده‌های لرزه‌ای حذف شده‌اند.

۱. بحث

متداول‌ترین روشی که برای بررسی میزان لرزه‌خیزی یک ناحیه استفاده می‌شود روش گوتنبرگ-ریشتر می‌باشد. با استفاده از این روش، رابطه بزرگ-فروانی رویداد زمین‌لرزه‌ها تعیین شده که ضرایب ثابت آن نشانگر وضعیت لرزه‌خیزی ناحیه است. رابطه گوتنبرگ-ریشتر به صورت فرمول زیر می‌باشد:

$$\text{رابطه (۱): } \log Nc = a - bM$$

در این رابطه M بزرگای زمین‌لرزه و Nc فروانی جمع‌ی زمین لرزه‌های با بزرگای بیشتر از M می‌باشد. a



جدول ۲. مقادیر حدی برای Di و Ti جهت شناسایی پس لرزه و پیش لرزه در روش پنجره مکانی و زمانی

۸	۷/۵	۷	۶/۵	۶	۵/۵	۵	۴/۵	۴	بزرگی
۹۴	۸۱	۷۰	۶۱	۵۴	۴۷	۴۰	۳۵	۳۰	فاصله (Km)
۹۸۵	۹۶۰	۹۱۵	۷۹۰	۵۱۰	۲۹۰	۱۵۵	۸۳	۴۲	زمان (روز)

بوده است. در شکل (۱۱) نرخ رخداد سالیانه زمین لرزه‌ها در منطقه ارائه گردیده است.

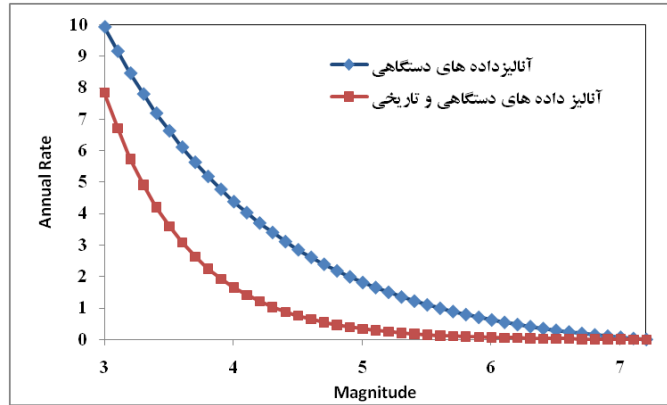
یکی از عوامل مهم موثر در لرزه‌خیزی، گسل‌های پی‌سنگی و فعال در منطقه می‌باشد. گسل‌های اصلی محدوده شامل گسل‌های پیشانی زاگرس، پیش ژرفای زاگرس، کازرون، برازجان، کره بس، قیر، سبزپوشان و سروستان می‌باشد.

برای تعیین توان لرزه‌زایی گسل‌ها، از روابط ارائه شده توسط نوروزی (Nowrouzi, 1985)، ولز و کوپراسمیت (Wells and Coppersmith, 1994)، نوروزی و مهاجر (Nowrouzi and Mohajer, 1985)، آمبرسیز (Ambraseys, 1982) و زارع (۱۳۷۴) استفاده شده که نتایج آن در جدول (۴) ارائه گردیده است. بیشترین توان لرزه‌زایی محاسبه شده مربوط به گسل پیشانی زاگرس (قطعه ۳) با مقدار ۷/۳ برآورد شده است. توان لرزه‌زایی محاسبه شده به روش‌های مختلف تفاوت زیادی با هم نشان نمی‌دهد. در شکل (۱۲) تغییرات حاصل جمع تجمعی رویدادها برحسب بزرگای برای گسل‌های مورد بررسی ارائه گردیده است.

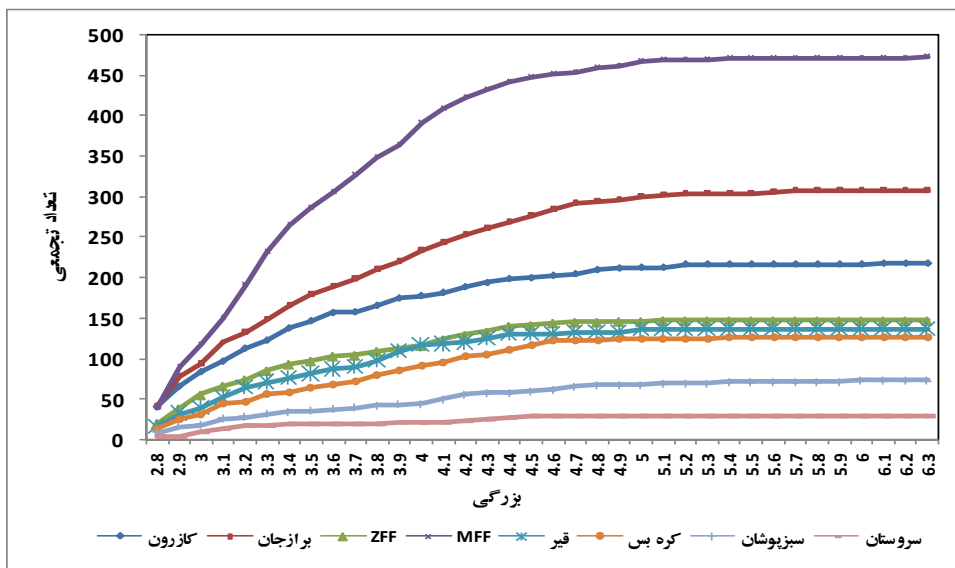
مناسبتین روش در استفاده از زمین‌لرزه‌ها، بکارگیری داده‌های تاریخی و دستگاهی است. باید در نظر داشت که بکارگیری زمین‌لرزه‌های تاریخی با بزرگای کم باعث بدست آوردن لرزه‌خیزی کم و یا تنها در نظر گرفتن زمین‌لرزه‌های بزرگ و مخرب تاریخی باعث انتساب لرزه‌خیزی بالا برای دوره زمانی طولانی می‌شود. به همین دلیل بکارگیری صحیح زمین لرزه‌های تاریخی در برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی حائز اهمیت است. خطای بزرگای زمین‌لرزه‌های تاریخی بسیار زیاد و برآورد صحیح آن حائز اهمیت می‌باشد. برای اینگونه زمین‌لرزه‌ها خطای ۰/۳ تا ۰/۵ واحد بزرگا در نظر گرفته شده است. در مورد زمین‌لرزه‌های سده بیستم با توجه به سال نصب شبکه لرزه نگاری جهانی (۱۹۶۳ میلادی) و بهبود نسبی خطای محاسبات، برای سالهای ۱۹۰۰ تا ۱۹۶۳ خطای ۰/۲ و برای سالهای ۱۹۶۳ به بعد خطای ۰/۱ در نظر گرفته شده است. پارامترهای لرزه‌خیزی محاسبه شده بر اساس روش کیجکو-سلوول در محدوده مورد مطالعه در جدول (۳) ارائه شده است. آنالیز محاسبه پارامترهای لرزه خیزی دوبار انجام گرفته که یکبار با استفاده از داده های تاریخی و یکبار فقط با استفاده از داده های دستگاهی

جدول ۳. پارامترهای لرزه خیزی محاسبه شده براساس روش کیجکو-سلوول در منطقه

Seismicity parameters		Mmax	مبنای محاسبه
β	$\lambda_{2/8}$		
۱/۵۵±۰/۰۳	۱۲/۰۷±۰/۰۶	۷/۳±۰/۰۷	داده های تاریخی و دستگاهی
۰/۷۷±۰/۰۳	۱۰/۷۶±۰/۰۳۸	۷/۲±۰/۰۶	داده های دستگاهی



شکل ۱۱. نرخ رخداد سالیانه زمین لرزه ها در منطقه



شکل ۱۲. تغییرات تجمعی زلزله های رویداده بر حسب بزرگا در گسلهای منطقه

جدول ۴. محاسبه توان لرزه زایی گسلها

نام گسل	طول گسل (کیلومتر)	طول گسیختگی (کیلومتر)	Nowroizi (1985)	wells & Coppersmith (1994)	Nowrouzi & Mohajer (1978)	Ambraseys (1982)	Zare (1374)	حداکثر بزرگی
کازرون	96	48	7.1	7.0	7.1	7	6.9	7.1
برازجان	168	62.2	7.2	7.2	7.2	7.1	-	7.2
کره بس	98	49	7.1	7.0	7.1	7	6.9	7.1
ZFF3	125	46.3	7.1	7.0	7.1	7	7.1	7.1
ZFF2	84	42	7.0	7.0	7.0	7	6.8	7.0
MFF5	74	37	7.0	6.9	7.0	6.9	6.7	7.0
MFF3	292	87.6	7.3	7.3	7.3	7.3	-	7.3
قیر	130	48.1	7.1	7.0	7.1	7	7.2	7.2
سبزپوشان	130	48.1	7.1	7.0	7.1	7	7.2	7.2
سروستان	94	47	7.1	7.0	7.1	7	6.9	7.1

مورد بررسی از ۳/۹۶ تا ۷/۶۴ متغیر است. زلزله‌های با بزرگی بیشتر از ۶ در جاهایی که خطوط منحنی میزان a از هم فاصله گرفتند و مقدار کمتر a رخ داده است. کمترین این پارامتر در اطراف گسل عرضی قیر مشاهده می‌شود. در واقع می‌توان گفت که گسل‌های عرضی در زاگرس که عمدتاً پی سنگی می‌باشند نقش مهمی در لرزه خیزی منطقه داشته و بیشتر زمین لرزه‌های بزرگ در اثر فعالیت این گسل‌ها رخ داده‌اند. این گسل‌ها همچنین کنترل کننده مورفولوژی سطحی و شکل چین‌خوردگی‌های منطقه می‌باشند.

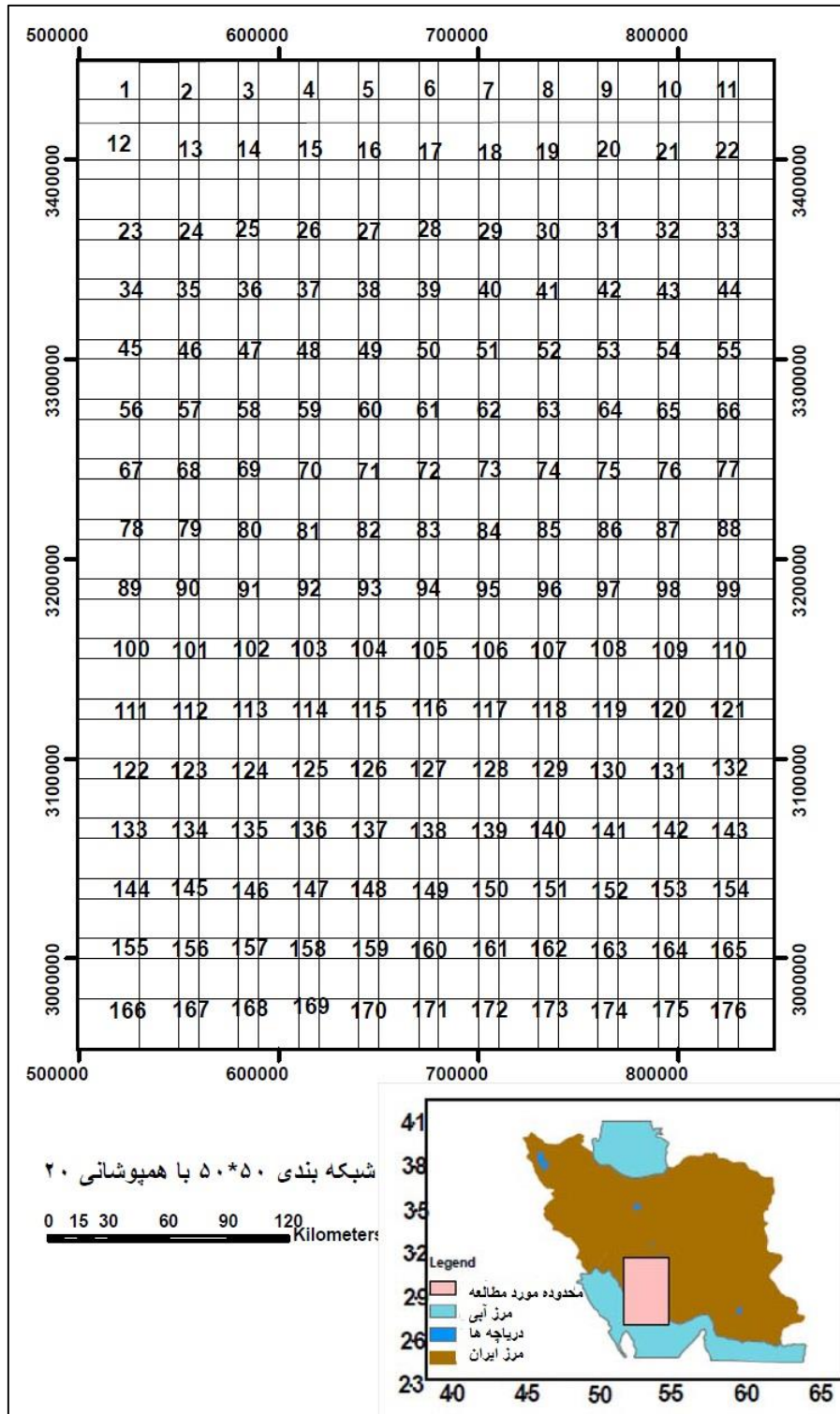
تغییرات b در منطقه از ۰/۴۴ تا ۲/۰۱ تغییر می‌کند. فاصله خطوط منحنی میزان b ، ۰/۱ در نظر گرفته شده است. بیشترین مقدار b در قسمت جنوب شرقی منطقه اتفاق افتاده است که نشان‌دهنده وجود زلزله‌های کوچکتر اتفاق افتاده در این قسمت‌ها و تعداد بیشتر آنها است. با روی هم انداختن نقشه مقادیر b ، زلزله‌ها و گسل‌های منطقه مشخص می‌شود که در جاهایی که مقادیر بالای b مشاهده می‌شود زلزله‌ها دارای تعداد بیشتر و بزرگی کمتر هستند. بیشتر منطقه در دسته مقادیر b بین ۰/۴ تا ۱/۲۰ قرار دارند و از آنجا که هر چه مقدار b کمتر باشد احتمال وجود زلزله‌های بزرگتر وجود دارد، پس دلیل بر لرزه‌خیز بودن منطقه می‌باشد. همان‌طور که مشاهده می‌شود اکثر زلزله‌های تاریخی در این بخش‌ها قرار گرفته‌اند.

در شکل (۱۸) تغییرات زمانی پارامتر b در کل محدوده مورد بررسی ارائه گردیده است که دامنه تغییرات آن بین ۰/۶ تا ۱/۲ می‌باشد.

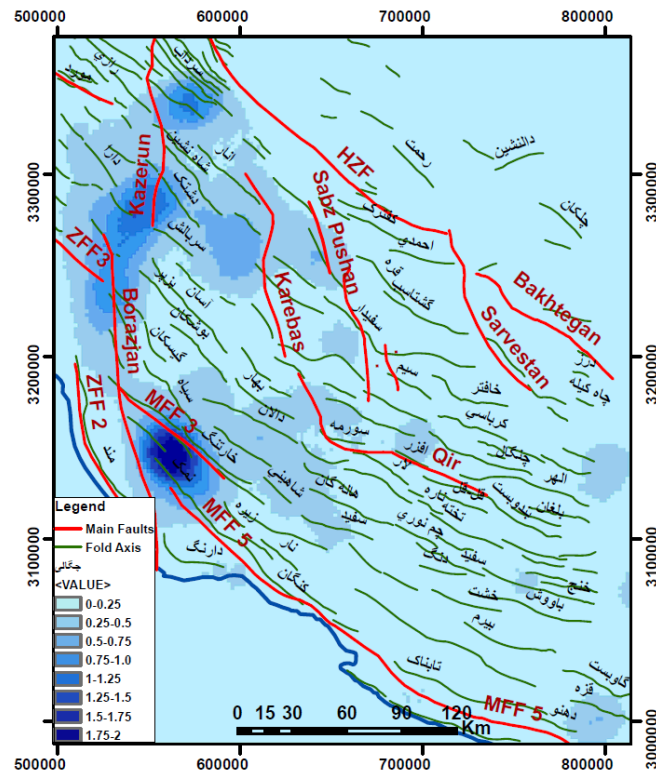
برای بدست آوردن تغییرات مکانی مقادیر a و b با استفاده از مدل گوتنبرگ-ریشتر با توجه به پراکندگی چشمه‌های لرزه‌زا یعنی گسل‌های فعال در عصر حاضر و پراکندگی زمین لرزه‌ها منطقه مورد مطالعه شبکه‌بندی شده که این شبکه دارای ۱۷۶ مربع است (شکل ۱۳) بعد از حذف مربع‌هایی که تعداد زلزله بزرگتر از ۴ در آنها کمتر از پنج زلزله بود، برای افزایش دقت کار ۸۶ مربع باقی ماند. سپس در منطقه برای هر مربع از شبکه، داده‌ها را بر اساس بزرگی دسته‌بندی کرده و در هر دسته تعداد زلزله‌های رخ داده محاسبه شد و حاصل جمع تجمعی آن‌ها بدست آمد. در مرحله بعد مقدار لگاریتم حاصل جمع تجمعی هر دسته به منظور محاسبه پارامترهای لرزه‌خیزی و رابطه گوتنبرگ - ریشتر بدست آمد.

بیشترین تعداد زلزله‌های بزرگتر از ۴ در هر مربع ۹۶ و کمترین تعداد ۵ است. شکل‌های (۱۴) و (۱۵) تغییرات چگالی زلزله‌ها را بر اساس تعداد و بزرگی در منطقه نشان می‌دهد. همان‌طور که مشاهده می‌شود بیشترین چگالی در بخش غربی محدوده مطالعاتی قرار دارد و بیشترین چگالی زلزله‌ها هم از نظر بزرگی و هم از نظر تعداد با موقعیت گسل‌های پیشانی زاگرس و کازرون-بrazجان همخوانی دارد.

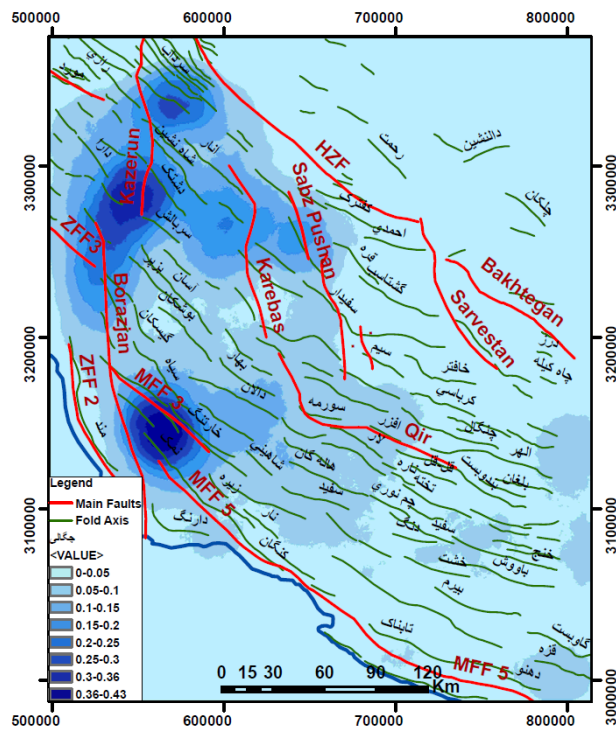
در شکل‌های (۱۶) و (۱۷) تغییرات پارامترهای لرزه‌خیزی در منطقه نشان داده شده است. مقدار پارامتر a - $value$ از یک منطقه به منطقه دیگر تغییر می‌کند. این تغییرات وابسته به طول دوره آماری، وسعت منطقه مورد مطالعه و اندازه زمین‌لرزه‌ها دارد (Ashtari Jafari, 2008; Ozturk, 2015). تغییرات این پارامتر در گستره



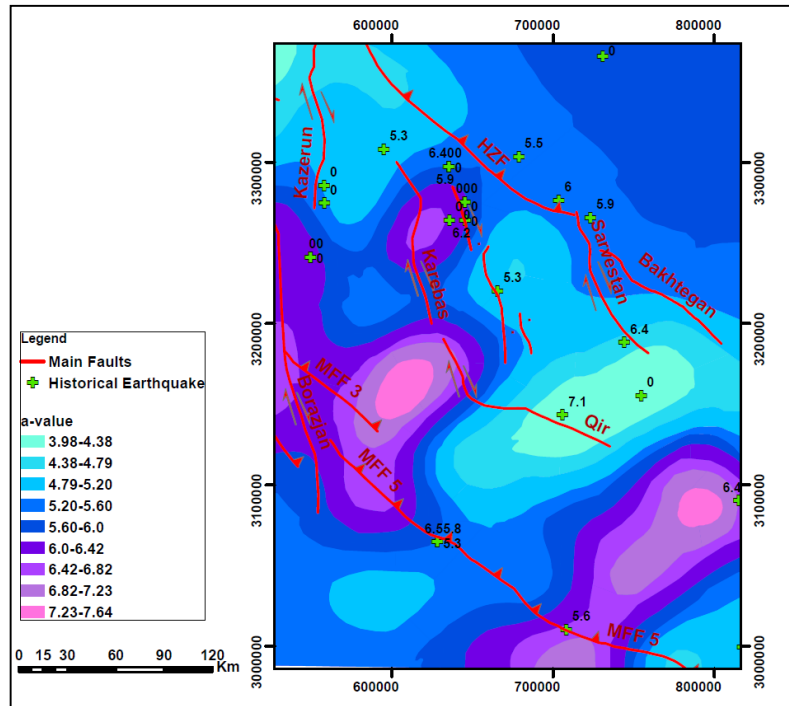
شکل ۱۳. شبکه بندی مورد استفاده در پژوهش



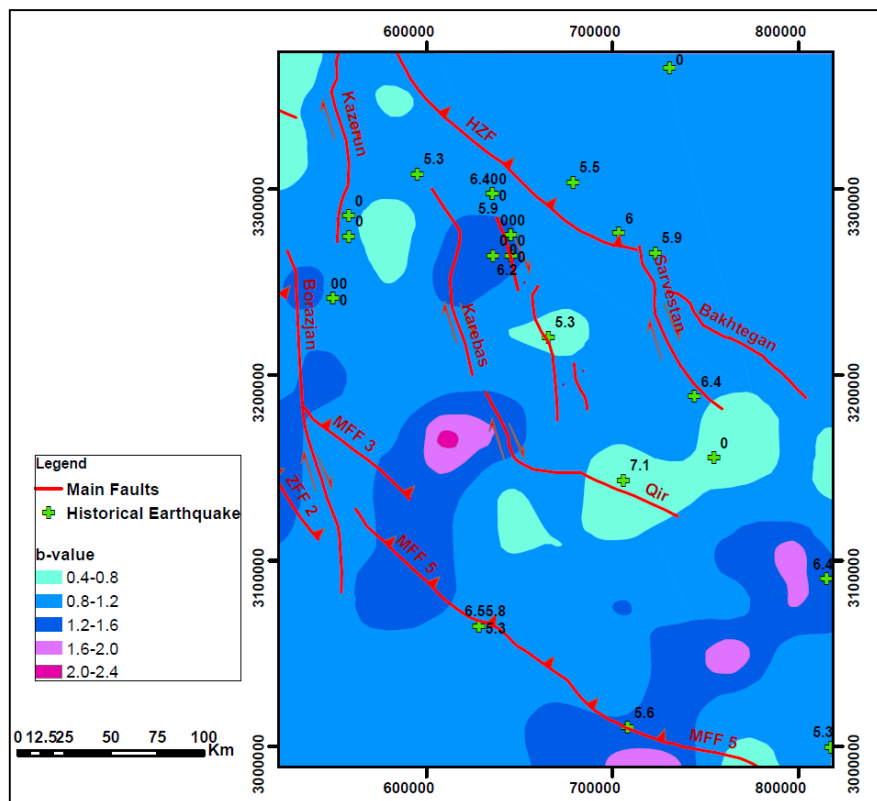
شکل ۱۴. توزیع چگالی زلزله ها بر اساس بزرگی



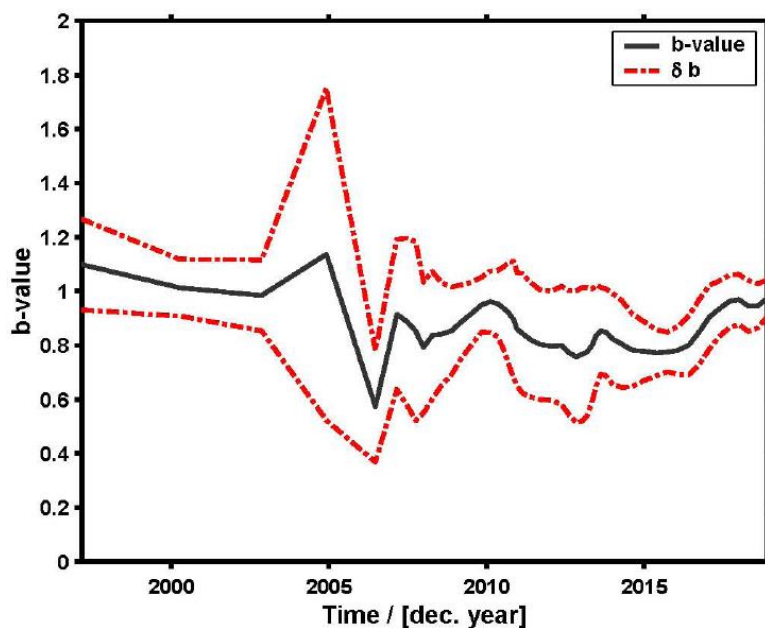
شکل ۱۵. توزیع چگالی زلزله ها از نظر تعداد



شکل ۱۶. تغییرات مقادیر a -value در محدوده مورد مطالعه



شکل ۱۷. تغییرات مقادیر b -value در محدوده مورد مطالعه



شکل ۱۸. تغییرات زمانی پارامتر b-value در محدوده مورد بررسی

۲. نتیجه گیری

در بررسی لرزه خیزی در ناحیه مورد مطالعه، بیشترین چگالی زلزله‌ها از نظر تعداد و بزرگی در اطراف گسلهای عرضی کازرون-بrazجان و پیشانی زاگرس می‌باشد. پراکندگی زلزله‌های با بزرگی بیشتر از ۵ نیز در اطراف گسلهای پیشانی زاگرس، پیش ژرفای زاگرس، کازرون-بrazجان، کره بس، سبزپوشان، قیر و سروستان است. برای محاسبه پارامترهای لرزه خیزی منطقه از روش کیچکو-سلوول استفاده شده که براساس آن مقدار β برابر $1/55 \pm 0/03$ و مقدار λ برای بزرگی حداقل $2/8$ برابر $12/07 \pm 0/6$ و بزرگی حداکثر $7/3$ بدست آمده است. در مطالعات انجام شده توسط خداوردیان و همکاران (۲۰۱۶)، برای کل ایران پهنه‌بندی پارامترهای لرزه ای انجام گرفته است که در آن مقدار λ برای بزرگی حداقل ۴ برای ناحیه زاگرس چین خورده بین ۱۸ تا ۲۱، مقدار β بین $2/2$ تا $2/4$ و حداکثر بزرگی نیز $7/2$ محاسبه گردیده است.

در این تحقیق نرخ رخداد زلزله‌ها و دوره بازگشت آنها محاسبه گردیده است. بزرگی زلزله‌ها برای دوره بازگشتهای ۵۰ و ۱۰۰ ساله $6/5$ و $6/8$ می‌باشد. پارامتر a ثابت فرمول گوتنبرگ ریشتر است که بیانگر لرزه خیزی منطقه می‌باشد به بیان دیگر تعداد زلزله‌ها را نشان می‌دهد. هر چه مقدار a -value افزایش یابد نشان دهنده تراکم زلزله‌ها در آن منطقه می‌باشد و از آنجایی که تراکم و بزرگی با هم رابطه عکس دارند هر چه تراکم زلزله‌ها زیاد باشد بزرگی زلزله کمتر است در نتیجه احتمال وقوع زلزله‌های بزرگ مقیاس خیلی کمتر بوده و دوره بازگشت بیشتر است.

جایی که مقدار b افزایش یافته باشد فراوانی زلزله‌های کوچکتر، بیشتر و تنش کمتر است و همچنین پخش تنش در قسمت‌های مختلف در گسل‌های کوچکتر می‌باشد. یعنی در این مناطق گسل‌های کوچک، زیاد وجود دارد. در واقع b -value، قدرت زلزله را نشان می‌دهد. هر چه b -value بیشتر باشد شیب خط تندتر



است و زلزله‌هایی که در قلمرو مورد نظر روی می‌دهد زیادتر ولی با بزرگی کم می‌باشد.

بررسی نقشه‌های a و b منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که همان‌الگوی که در مقادیر a وجود دارد در مقادیر b هم وجود دارد و تغییرات به یک نسبت در هر محدوده افزایش و کاهش داشته‌اند. در هر دو نقشه بیشترین مقادیر متعلق به بخش غربی و جنوب شرقی منطقه است. حداقل این پارامترها نیز در اطراف گسل‌های قیر و کازرون می‌باشد که زلزله‌های با بزرگی بیشتر از ۵ نیز در اطراف این گسل‌ها اتفاق افتاده‌است.

اکثریت منطقه در دسته مقادیر b بین ۰/۴ تا ۱/۲ قرار دارند و از آنجا که هر چه مقدار b کمتر باشد احتمال وجود زلزله‌های بزرگتر وجود دارد، که دلیل بر لرزه‌خیز بودن منطقه می‌باشد بنابراین در این مناطق که دارای گسل‌های طویل‌تر می‌باشند احتمال وجود زلزله‌های بزرگتر بیشتر است و بیشتر زلزله‌های تاریخی در این بخش‌ها قرار گرفته‌اند.

تجزیه و تحلیل داده‌های لرزه‌ای نشان می‌دهد که یکی از عوامل لرزه‌خیزی منطقه، گسل‌های عرضی بوده که عمدتاً پی‌سنگی هستند و کنترل‌کننده شکل چین‌خوردگی‌های منطقه می‌باشند. همچنین رانده‌های پنهان که از درون با چین‌های اصلی ارتباط دارند در تغییرات لرزه‌خیزی زاگرس چین-رانده نقش بسزایی ایفا می‌کنند.

منابع

➤ بیت‌اللهی، ع. و رزاقیان، غ.، ۱۳۹۷، پهنه‌بندی گستره ایران بر اساس تغییرات نسبت ضرایب لرزه‌خیزی a/b ، زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، ۸(۳): ۷۵-۸۳

➤ حسامی، خ.، جمالی، ف.، طبسی، ه.، ۱۳۸۲، نقشه گسل‌های فعال ایران، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله

➤ ده‌نمکی، و.، زعفرانی، ح.، ۱۳۹۲، بررسی پارامترهای لرزه‌خیزی برای ایران، هفتمین کنگره ملی مهندسی عمران، دانشکده مهندسی زاهدان

➤ قرشی، م. و آراین، م.، ۱۳۸۹، تکتونیک ایران، انتشارات مربع آبی

➤ کلانه، س. و آق‌آتابای، م.، ۱۳۹۳، بررسی الگوی تغییرات مکانی لرزه‌خیزی در کمربند چین‌خورده-رانده زاگرس، شانزدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران ۶۵۳-۶۴۹

➤ مصطفی‌زاده، م. م.، ۱۳۹۱، بررسی آماری پارامترهای لرزه‌ای در منطقه زاگرس، پژوهشنامه زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، ۱۵(۴): ۹-۱۹

➤ هاشمی، ن.، ۱۳۸۸، بررسی تغییرات مکانی پارامترهای لرزه‌خیزی در ایران، نشریه علوم زمین، ۱۸(۷۲)

➤ Ambraseys, N. and Melville, C., 1982, A History of Persian Earthquakes Cambridge Univ., Press, New York

➤ Barton, D.J., Foulger, G.R., Handerson, J.R. and Julian, B.R., 1999, Frequency-magnitude statistics and spatial correlation dimensions of earthquakes as Long Valley Caldera, California, Geophysical Journal International, 138(2): 563-570

➤ Barnhart, W. D., Brengman, C. M., Li, S. and Peterson, K. E., 2018, Ramp-flat basement structures of the Zagros Mountains inferred from co-seismic slip and afterslip of the 2017 Mw7.3 Darbandikhan, Iran/Iraq earthquake. Earth and Planetary Science Letters, 496, 96-107.

➤ Berberian, M., and Mohajer-Ashjai, A., 1977, Seismic risk map of Iran, Geol. Sur. Iran, 40, 121-148.

➤ and Papastamatiou, D., 1978, Berberian, M., Khurgu (North Bandar Abbas, Iran) earthquake of March 21, 1977: A preliminary



- field report and a seismotectonic discussion, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 68(2), 411-428.
- Berberian, M., and King, G.C.P., 1981, ➤
Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Canadian journal of earth sciences*, 18(2), 210-265.
- Berberian, M., 1994, Natural hazards and the first Earthquake Catalogue of Iran, International, Institute of Earthquake Engineering and Seismology, 1, 620.
- Berberian, M., 1995, Master blind thrust ➤
faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics, *tectonophysics*, 193-224
- Edey, A., Allen, M. B., and Nilfouroushan, ➤
F., 2020, Kinematic variation within the Fars Arc, eastern Zagros, and the development of fold and thrust belt curvature, *Tectonics*, 39(8), e2019TC005941.
- Elliott, J. R., Bergman, E. A., Copley, A. C., ➤
Ghods, A. R., Nissen, E. K., Oveisi, B., ...and YaminiFard, F., 2015, The 2013 Mw 6.2 Khaki&Shonbe (Iran) earthquake: Insights into seismic and aseismic shortening of the Zagros sedimentary cover, *Earth and Space Science*, 2(11), 435-471.
- Falcon, N. L., 1974, Southern Iran: Zagros ➤
Mountains, Geological Society, London, .Special Publications, 4(1): 199-211
- Gardner, J. and Knopoff, L., 1974, Is the ➤
sequence of earthquakes in Southern California, with aftershocks removed, Poissonian?, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 64(5): 1363-1367
- Ghods, A., Rezapour, M., Bergman, E., ➤
Mortezanejad, G., and Talebian, M., 2012, Relocation of the 2006 M w 6.1 Silakhour, Iran, earthquake sequence: details of fault segmentation on the main recent fault, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(1), 398-416.
- Gutenberg, B., and Richter, C.F., 1954, ➤
Magnitude and energy of earthquakes, *Ann. Geofis.*, 9, 1-15.
- Hatzfeld, D. and Molnar, P., 2010, ➤
Comparisons of the kinematics and deep structures of the Zagros and Himalaya and of the Iranian and Tibetan Plateaus and geodynamic implications, *Rev. Geophysics*, 48
- Hatzfeld, D., Authemayou, C., Van Der ➤
Beek, P., Bellier, O., Lavé, J., Oveisi, B., ... and Yamini-Fard, F., 2010, The kinematics of the Zagros mountains (Iran), Geological Society, London, Special Publications, 330(1), 19-42.
- Hessami, K., 2002, Tectonic history and ➤
present-day deformation in the Zagros fold-thrust belt, Doctoral dissertation, Acta Universitatis Upsaliensis.
- Jafari, M. A., 2008, The distribution of b- ➤
value in different seismic provinces of Iran, In 14th world conference on earthquake engineering, pp. 12-17
- Kalyoncuoglu, U.Y., 2007, Evaluation of ➤
seismicity and seismic hazard parameters in Turkey and Surrounding area using a new approach to the Gutenberg-Richter relation, *Journal of Seismology*, 11(2): 131-148
- KHodaverdian, A., Zafarani, H., Rahimian, ➤
M. and Dehnamaki, V., 2016, Seismicity parameters and spatially smoothed seismicity model for Iran, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 106
- Kijko, A., and Sellevoll, M., 1989, ➤
Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete data files, part I, Utilization of extreme and complete catalogs with different threshold magnitudes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 79, 645-654
- Malekzadeh, Z., Abasi, M., and Bellier, O. ➤
2007, Strain partitioning in west-central Zagros fold and thrust belt: implication for seismic hazard analysis.
- Mirzaei, N., Gao, M., Chen, Y. and Wang, J., ➤
1997, A uniform catalog of earthquakes for seismic hazard assessment in Iran, *Acta Seismologica Sinica*, Vol.10, No.6, 713-726
- Mirzaei, N., Mengtan, G. and Yuntai, C., ➤
1998, Seismic source regionalization for seismic zoning of Iran: major seismotectonic provinces, *Journal of earthquake prediction research*, 7: 465-495
- Mohajjel, M., and Fergusson, C. L., 2000, ➤
Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran, *Journal of Structural geology*, 22(8), 1125-1139.



- Mousavi, S. M., 2017, Mapping seismic moment and b-value within the continental-collision orogenic-belt region of the Iranian Plateau, *Journal of Geodynamics*, 103: 26-41. ➤
- Nemati, M., 2016, Intermediate-term variation in 200 years seismicity of south of Iran, *Geomatics, Natural Hazard and Risk*, 7:3,1065-1080 ➤
- Nissen, E., Tatar, M., Jackson, J. and Allen, M., 2011, New views on earthquake faulting in Zagros fold and thrust belt of Iran, *Geophysical Journal International*, 186, 928-944 ➤
- Nowroozi, A.A., Ahmadi, G., 1986, Analysis of earthquake risk in Iran based on seismotectonic provinces, *Tectonophysics*, 122, 89-114 ➤
- Paul, A., Hatzfeld, D., Kaviani, A., Tatar, M. and Péquegnat, C., 2010, Seismic imaging of the lithospheric structure of the Zagros mountain belt (Iran), *Geological Society, London, Special Publications*, 330(1), 5-18. ➤
- Sepehr, M., and Cosgrove, J. W., 2004, Structural framework of the Zagros fold-thrust belt, *Iran. Marine and Petroleum geology*, 21(7), 829-843. ➤
- Stocklin, J., 1968, Structural history and tectonics of Iran: a review, *AAPG bulletin* 52(7): 1229-1258 ➤
- Talebian, M. and Jackson, J., 2002, Offset on the Main Recent Fault of NW Iran and implications for the late Cenozoic tectonics of the Arabia-Eurasia collision zone, *Geophysical Journal International* 150(2):422-439 ➤
- 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 ➤
- Tatar, M., Hatzfeld, D., Martinod, J., Walpersdorf, A., Ghafori-Ashtiany, M., and Chéry, J. 2002, The presentday deformation of the central Zagros from GPS measurements. *Geophysical research letters*, 29(19), 33-1. ➤
- Tatar, M., Hatzfeld, D. and Ghafory-Ashtiany, M., 2004, Tectonics of the Central Zagros (Iran) deduced from microearthquake seismicity, *Geophysical Journal International*, 156(2): 255-266 ➤
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., ... and Chéry, J., 2004, Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman, *Geophysical Journal International*, 157(1), 381-398. ➤
- Wang, J.H., 1988, b-values of shallow earthquakes in Taiwan, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78(3): 1243-1254 ➤
- Wiemer, S., and McNutt, S., 1997, Variations in frequency-magnitude distribution with depth in two volcanic areas; Mount St. Helens, Washington, and Mt. Spurr, Alaska, *Geoph. Res. Letts*, 24, 189-192. ➤
- Wiemer, S., and Katsumata, K., 1999, Spatial variability of seismicity parameters in aftershock zones, *J. Geophys. Res.*, 104, 13, 135-151 ➤
- Wiemer, S. and Baer, M., 2000, Mapping and removing quarry blast events from seismicity catalogs, *Bulletin of the Seismological Society of America* 90(2): 525-530 ➤
- Weimer, S., 2001, A software package to analyze seismicity; ZMAP, *Seism. Res. Letts.*, 72, 373-382. ➤
- Zamani, A., and Agh-Atabai, M., 2011, Multifractal analysis of the spatial distribution of earthquake epicenters in the Zagros and Alborz-Kopeh Dagh regions of Iran, *Iranian Journal of Science and Technology (Sciences)*, 35(1), 39-51. ➤



فصلنامه زمین ساخت

زمستان ۱۳۹۹، سال چهارم، شماره ۱۶

10.22077/JT.2021.4033.1104

تحلیل خطر لرزه خیزی به روش آماری و احتمالاتی در شهر میامی (استان سمنان)

سهام عموری*^۱، رمضان رضانی اومالی^۲، هاشم منصوری^۳

۱- کارشناسی ارشد تکنیک، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود

۲- دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود

۳- دانشجوی دکتری تکنیک، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۱۲/۲۴

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۷/۱۸

چکیده

شهر میامی در شرق استان سمنان واقع شده است و به دلیل نزدیکی به گسل فعال میامی و همچنین شواهد لرزه خیزی ثبت شده، مطالعه لرزه خیزی از اهمیت زیادی برخوردار است. مهمترین چشمه های لرزه زا در اطراف این شهر را می توان به گسلهای میامی، حکم آباد و ارمیان اشاره کرد. در این پژوهش برای مطالعه آماری لرزه خیزی از دو روش گوتنبرگ-ریشتر و کیکو-سلول استفاده شده است. مطالعات آماری بر اساس گوتنبرگ-ریشتر، دوره بازگشت ۱۰۰ ساله را برای زمین لرزه ۶/۵ ریشتری نشان می دهد. همچنین بر اساس روش کیکو-سلول دوره بازگشت ۱۰۰ ساله را برای زلزله ۵/۹ ریشتر نشان می دهد. که به مراتب بزرگای کمتری دارد که از نظر آماری تطابق بهتری با وقایع رخ داده دارد. نتایج حاصل از تحلیل خطر احتمالاتی در میامی به شعاع ۱۵۰ کیلومتری، نشان دهنده بیشینه شتاب افقی ۰/۷g در یک دوره بازگشت ۴۷۵ ساله می باشد. که میامی در محدوده شتاب افقی ۰/۴-۰/۳ قرار دارد که می توان آن را به عنوان یک شهر با خطر لرزه ای زیاد در منطقه قلمداد کرد.

واژگان کلیدی: گسل میامی، روش گوتنبرگ ریشتر، روش کیکوسلول، شتاب افقی، تحلیل خطر زمین لرزه

Seismic Hazard Analysis by Statistic and Probability Methods in Miamei City (Semnan province)

Saham Amouri^{*1}, Ramazan Ramazani omali², Hashem Mansouri³

1-MSc in Tectonics, Geology Department, Faculty of Earth Science, Shahrood University of Technology

2-Associate Professor in Tectonics, Geology Department, Faculty of Earth Science, Shahrood University of Technology

3- Ph.D. Student in Tectonics, Geology Department, Faculty of Science, University of Birjand

Abstract

Miamei city is located in the east of Semnan province and It is important to seismic study because of proximity to the active Miamei Fault and recorded seismic events. Miamei, Hokmabad and Armian Faults are more importance for Seismic sources around Miamei city. In this research two methods (Gutenberg-Richter and Kijko-Selevoll methods) have been used for seismic statistical studies. Statistic studies based on Gutenberg-Richter show a 100 years return period for an earthquake with magnitude 6.5 Richter. Also based on Kijko-Selevoll show a 100 years return period for an earthquake with magnitude 5.9 Richter tat statistically has more coincide with actual events. The results of probabilistic seismic hazard analysis around the Miamei city at a radios 150 km indicate maximum horizontal acceleration of 0.7g in a 475 years return period. In this zoning, Miamei city is located in horizontal acceleration of 0.3g-0.4g which can be considered as a city with high seismic hazard class in area.

Keywords: Miamei fault, Gutenberg-Richter method, Kijko-Selevoll, Horizontal Acceleration, Seismic Hazard Analysis.

* samaamoori9527@yahoo.com

گسل‌های فعال در محدوده مطالعاتی:

از گسل‌های فعال در محدوده مطالعاتی می‌توان به گسل‌های میامی، آستانه، دامغان، شاهرود، حکم آباد، ارمیان، سیاه کوه و .. اشاره کرد که در اینجا به توضیح برخی از آنها می‌پردازیم

گسل میامی:

گسل میامی با راستای شمال خاوری جنوب باختری جدا کننده پهنه بینالود از ایران مرکزی است. حد خاوری آن فرورفتگی ناحیه تربت جام و ممکن است دنباله گسل هرات در افغانستان باشد (نبوی، ۱۳۵۵). مرز باختری این گسل در جنوب باختری شاهرود در زیر رسوبات عهد حاضر و کویر دامغان ناپدید می‌شود ولی ممکن است گسل عطاری در فاصله ۱۰۰ کیلومتری ادامه باختری آن باشد. مرز شمالی این گسل بیشتر زمین های آبرفتی و کوهپایه ای است ولی مرز جنوبی آن جدا کننده آمیزه های فیولیتی از واحد های دیگر است (آقائباتی، ۱۳۸۳). گسل میامی تا آخرین مراحل چین خوردگی آلیپی در پلیوسن حالت راست بر داشته است.

گسل آستانه:

بخش اعظم گسل آستانه در فاصله بین آستانه تا فولاد محله روند کلی شمال خاوری- جنوب باختری داشته و این روند به سمت جنوب باختری تا شمال شه میرزاد ادامه می‌یابد. به سمت شمال خاوری، پس از عبور از آستانه، با تغییر روند به حالت تقریبی خاوری- باختری ادامه یافته، که به عنوان گسل طزره شناخته می‌شود (امیدی، ۱۳۸۰).

بشر از دیر باز با پدیده های مخرب طبیعی روبه رو بوده و همیشه سعی کرده راه حل هایی برای مقابله با این پدیده ها پیدا کند. از این پدیده ها، زمین لرزه ها نقش تخریبی زیادتری در زندگی بشر داشته است. هرچند گاهی، وقوع زمین لرزه جان هزاران انسان را مورد تهدید قرار داده است، بسیاری از سازه ها و تأسیسات ساخته دست بشر را تخریب کرده و خسارت جانی و مالی فراوانی را به بار آورده است. از آنجایی که زلزله به عنوان یکی از بلاهای طبیعی، خسارات مالی و جانی زیادی به بشر در طول تاریخ وارد کرده است لذا ارزیابی خطر زمین لرزه در مناطق زلزله خیز حائز اهمیت فراوان است. کشور ایران به عنوان یکی از کشورهای لرزه خیز در جهان مطرح می‌باشد و گسل ها از مهمترین عناصر ساختاری تغییر شکل دهنده پوسته ایران می‌باشند، لذا زمین شناسان با روش های گوناگون سعی در مطالعه، شناسایی و ارزیابی میزان فعالیت این گسل ها دارند. شهر میامی در شرق استان سمنان واقع شده است و به دلیل نزدیکی به گسل فعال میامی و همچنین شواهد لرزه خیزی ثبت شده، ضرورت مطالعه لرزه خیزی آشکار می‌گردد.

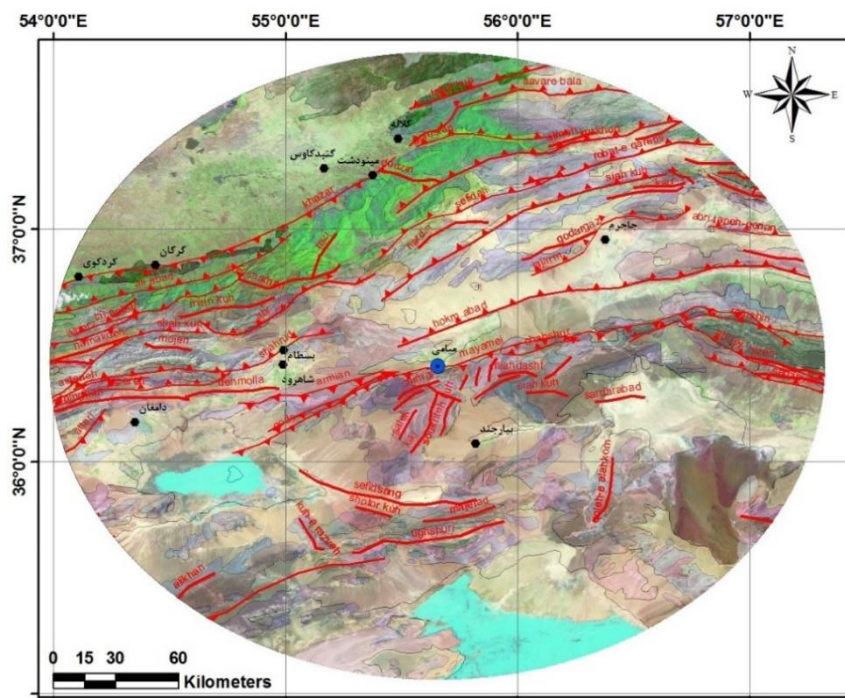
داده ها و روش تحقیق:

در این تحقیق، ابتدا بر اساس نقشه های زمین شناسی و عکسهای ماهواره ای، گسل‌های فعال به عنوان چشمه های لرزه ای احتمالی تا شعاع ۱۵۰ کیلومتری شهر میامی مشخص و ترسیم گردید (شکل ۱). همچنین با گردآوری فهرست زمین لرزه های تاریخی و دستگاهی در شعاع ۱۵۰ کیلومتری شهر میامی به تعیین پارامترهای لرزه خیزی و دوره بازگشت زمین لرزه ها به روش گوتنبرگ ریشتر و کیکو-سلول در گستره ی مورد مطالعه اقدام گردیده است. در ادامه طول گسیختگی گسلها و روابط کاهیدگی جهت برآورد پارامتر شتاب افقی در دوره های مختلف به کار گرفته شد.



جدول ۱. مشخصات برخی از گسلهای فعال اطراف میامی (شیخ الاسلامی و همکاران، ۱۳۹۳)

ردیف	نام گسل	سازوکار گسل	طول گسل	فاصله از میامی (کیلومتر)	روند گسل
۱	کی کی	راستالغز	۳۰	۱۳	NNE-SSW
۲	آرمیان	معکوس	۶۵	۱۵	NE-SW
۳	قدس	معکوس	۷۵	۲۰	NE-SW
۴	شیرمار	معکوس	۲۵	۸	NE-SW
۵	سکون	---	۲۵	۱۲	NE-SW
۶	سوخته کوه	معکوس	۲۰	۱۷	NNE-SSW
۷	چاه سیدان	معکوس با مولفه چپگرد	۲۰	۲۱	NE-SW
۸	سیاه کوه	راستالغز	۲۰	۳۶	W-E
۹	میاندشت	راستالغز	۲۰	۲۳	W-E
۱۰	کال طاقی	راستالغز	۱۰	۱۵	N-S
۱۱	خوندن	---	۱۱	۱۰	NW-SE
۱۲	چاه شور	معکوس	۳۴	۲۵	ENE-WSW
۱۳	دهملا	---	۴۰	۶۲	W-E
۱۴	دامغان	راستالغز	۱۰۰	۹۷	W-E
۱۵	شاهرود	معکوس	۱۰۵	۴۳	W-E
۱۶	میامی	معکوس-راستالغز	۲۲۰	۵	NE-SW
۱۷	سالک	معکوس	۳۰	۲۲	NNE-SSW
۱۸	ابر	معکوس	۸۲	۵۰	NE-SW
۱۹	دوچپله	امتدادلغز	۱۱	۲۰	N-S
۲۰	عباسنو	امتدادلغز	۱۲	۱۲	N-S



شکل ۱. نقشه گسل های فعال محدود مورد مطالعه در گستره ای به شعاع ۱۵۰ کیلومتری از شهر میامی (حسامی و همکاران، ۱۳۸۲)

زمین لرزه های تاریخی:

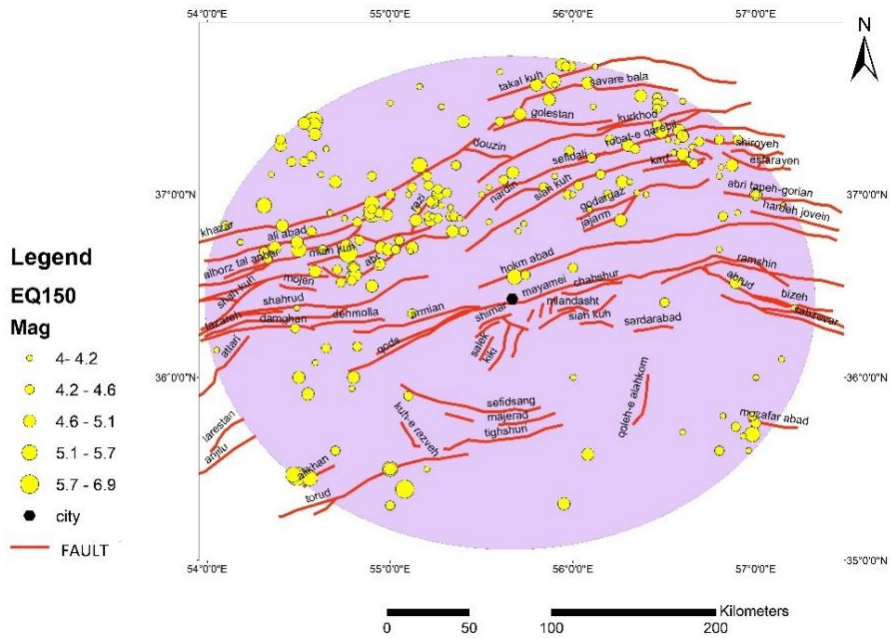
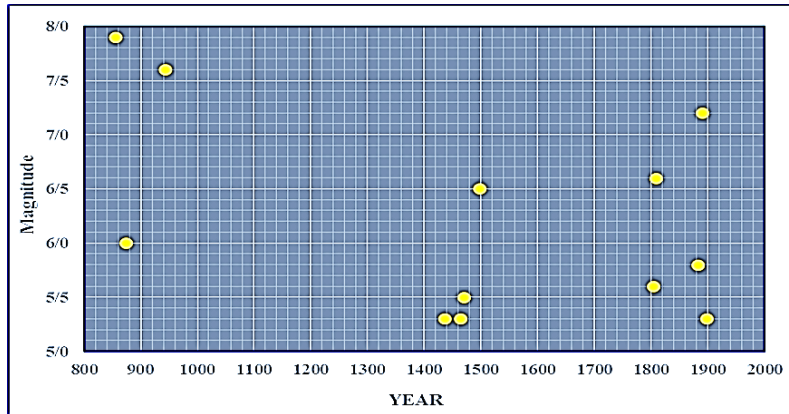
بزرگ ترین رویدادهای لرزه ای تاریخی در گستره مورد مطالعه به ترتیب شامل زیر است: رویداد زمین لرزه ای ۲۲ دسامبر سال ۸۵۶ میلادی با بزرگای $M_s = 7.9$ که منجر به ویرانی ناحیه وسیعی از قومس در جنوب غرب دامغان تا نیشابور گردید، رویداد زمین لرزه ای ماه آگوست سال ۹۴۳ میلادی با بزرگای $M_s = 7.6$ در منطقه اترک نسا بر اثر فعالیت گسل آبخانه (قطعه شرقی گسل تکل کوه) و زمین لرزه ای ۱۱ جولای سال ۱۸۹۰ با بزرگای $M_s = 7.2$ در منطقه تاش شاهرود می باشد.

زمین لرزه های دستگاهی:

لرزه های دستگاهی ثبت شده بیش از سه ریشتر از سال ۱۹۰۰ تا ۲۰۱۸ در محدوده مورد مطالعه نیز در شکل ۲ نشان داده شده است. در گستره ۱۵۰ کیلومتری اطراف شهر میامی بزرگترین زمین لرزه های روی داده در منطقه، رویداد زمین لرزه ای ۱۲ فوریه سال ۱۹۵۳ میلادی با بزرگای $M_b = 6.9$ و زمین لرزه ای ۲۹ اکتبر ۱۹۸۵ با بزرگای $M_w = 6.2$ و زلزله ۱۷ اکتبر سال ۲۰۰۴ میلادی با بزرگای $M_L = 6.2$ می باشد (نمودار ۲).

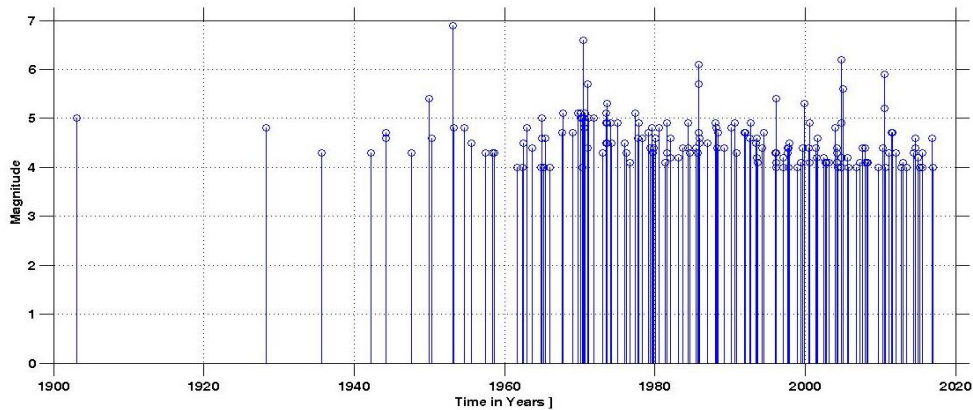


نمودار ۱. پراکندگی زمین لرزه های تاریخی نسبت به بزرگا و زمان در گستره ی مورد مطالعه



شکل ۲. نقشه پراکندگی زمین لرزه های دستگاهی

نمودار ۲. پراکندگی زمین لرزه های اصلی دستگاهی نسبت به بزرگا و زمان در گستره ی مورد مطالعه



بحث:

بر آورد پارامترهای لرزه خیزی:

و برآورد پارامترهای گستره مورد مطالعه، فرض بر این است که وقوع زمین لرزه‌ها پواسونی است، یعنی زمان و مکان رویداد زمین لرزه‌ها مستقل از یکدیگر هستند. در نتیجه فهرست خام زمین لرزه‌ها باید به منظور تبعیت از فرآیند پواسونی مورد پردازش قرار گیرد. البته نظریه‌های دیگری نیز در این باره ارائه شده، اما فرآیند پواسونی همچنان قابل قبول‌ترین و کاربردی‌ترین فرضیه تلقی شده که در این پژوهش نیز به آن عمل شده است. به همین خاطر در فهرست زمین لرزه‌ها، پیش لرزه‌ها و پس لرزه‌ها از رویدادهای اصلی تشخیص داده شده‌اند و پس از حذف آن‌ها برازش داده‌های نهایی با تابع توزیع پواسونی مورد ارزیابی قرار گرفته است

حذف پس لرزه و پیش لرزه:

قبل از انجام مطالعات آماری بر روی داده‌ها و به منظور بررسی دقیق سابقه‌ی لرزه‌خیزی منطقه و درک صحیح از رفتارهای لرزه‌شناسی منطقه مورد مطالعه، باید پس لرزه‌ها و پیش لرزه‌ها را از کاتالوک زمین لرزه‌ها حذف کرد. متداول‌ترین روش در حذف پس لرزه‌ها و پیش لرزه‌ها در نظر گرفتن پنجره‌های زمانی و مکانی برای رویداد آن‌ها است (جدول ۲). برای این کار الگوریتم‌هایی ارائه شده است که در این پژوهش از یک الگوریتم معروف به نام نوپوف استفاده شده است (شکل ۳). در این پژوهش ۵۹۸ زمین لرزه در فواصل ۱۹۰۰ تا ۲۰۱۸ رخ داده که پس از حذف پیش لرزه و پس لرزه‌ها به ۴۶۴ زمین لرزه رسیده است.

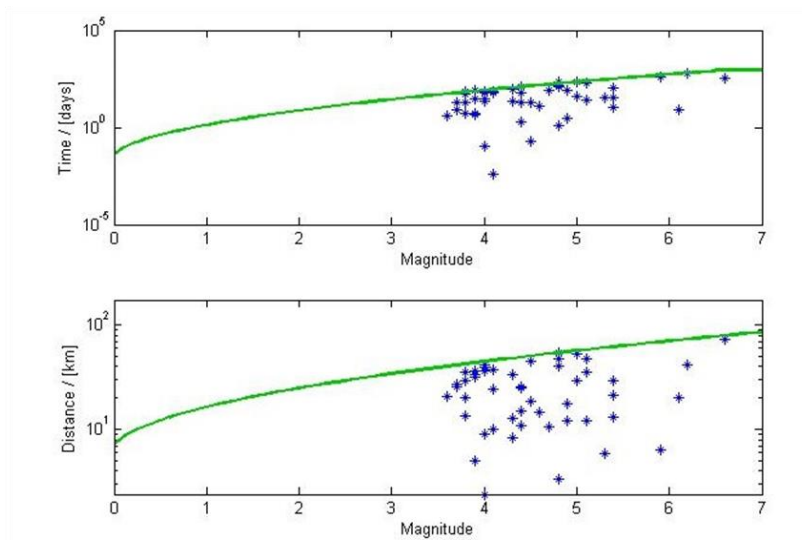
بررسی لرزه‌خیزی یک ناحیه معمولا با مطالعه آماری فراوانی رویداد زمین لرزه‌ها نسبت به بزرگا و مشاهده پراکندگی بزرگای زمین لرزه‌ها در حوزه زمان و مکان می‌باشد، که به طور کلی وضعیت لرزه‌خیزی ناحیه مورد مطالعه را نمایش می‌دهد. به منظور تحلیل و بررسی‌های آماری، و برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی منطقه مورد مطالعه، پس از جمع‌آوری داده‌های لرزه‌ای، این داده‌ها مورد بررسی و پردازش قرار می‌گیرد. پارامترهای لرزه‌خیزی، الگوی آماری لرزه‌خیزی هر گستره را با یک کمیت عددی بیان می‌کند. این پارامترها عبارتند از M_{max} : بیشینه بزرگای منطقه‌ای، λ : آهنگ فعالیت سالانه و b پارامتر لرزه‌ای در رابطه ریشتر-گوتنبرگ

با استفاده از خصوصیات زمین لرزه‌های روی داده در گستره‌ی مورد مطالعه، می‌توان این کمیت‌ها را مورد ارزیابی و بررسی قرار داد. براساس فراوانی رویداد زمین لرزه‌ها بر حسب بزرگای آن‌ها که بر مبنای روابط مختلف گوتنبرگ-ریشتر بیان می‌گردد و استفاده از روش‌های مختلف آماری، پارامترهای لرزه‌خیزی که همان ضرایب ثابت رابطه گوتنبرگ-ریشتر هستند، محاسبه می‌شوند. در این پژوهش علاوه بر روش مقدماتی گوتنبرگ ریشتر از روش کیکو-سلوول^{۲۲} که بر پایه تابع توزیع دو کراندار گوتنبرگ-ریشتر است نیز استفاده گردیده تا مناسب‌ترین پارامترهای لرزه‌خیزی در رابطه با فعالیت چشمه‌های لرزه‌زا اختیار شود. در تحلیل لرزه‌خیزی



جدول ۲. پنجره زمانی- مکانی برای حذف پس لرزه‌ها و پیش لرزه‌ها بر حسب بزرگای Ms. (Gardner & Knopoff, 1974)

محدوده بزرگا	پنجره زمانی (روز) (T)	فاصله (کیلومتر) (R)
$3.6 \leq M_s \leq 4.4$	21	30
$4.5 \leq M_s \leq 5.4$	77	40
$5.5 \leq M_s \leq 6.4$	255	54
$6.5 \leq M_s \leq 7.4$	457	70



شکل ۳. نمودارهای پنجره زمانی و مکانی حذف پیش لرزه و پس لرزه‌ها به روش گاردنر نوپوف (۱۹۷۴)

محاسبه پارامترهای فرمول لرزه خیزی و دوره بازگشت به روش مقدماتی گوتنبرگ-ریشتر:

مدل‌های مختلفی از روابط گوتنبرگ-ریشتر در جهت تصحیح محاسبات، تعیین دقیق تر رابطه بزرگا-فراوانی و جبران کاستی‌های روابط قبلی ارائه شده‌اند. ساده‌ترین مدل که به نام رابطه مقدماتی گوتنبرگ-ریشتر، (۱۹۵۸) نامیده می‌شود به صورت زیر بیان می‌شود:

$$\text{Log}(N_c) = a - b(M) \quad (\text{رابطه ۱})$$

یکی از روش‌های مناسب که به منظور تشریح میزان لرزه خیزی یک ناحیه معرفی شده روابط شناخته شدهی گوتنبرگ-ریشتر می‌باشند. توسط این رابطه، ارتباط بزرگا-فراوانی رویداد زمین لرزه‌ها تعریف می‌شود که ضرائب ثابت آن نشانگر وضعیت لرزه خیزی ناحیه یا چشمه مورد نظر خواهد بود.



ضریب a: نمادی از اندازه لرزه خیزی گستره

N: تعداد تجمعی زلزله‌ها در دوره زمانی مورد نظر

ضریب b: نمادی از ویژگی لرزه خیزی منطقه

M: بزرگای زلزله در یک بازه زمانی و مکانی

که ایجاد تنش‌های زیاد در نمونه‌های آزمایشگاهی با مقدار کوچکتر b همراه است. برعکس تنش‌های کوچکتر با مقدار بزرگتر همراه خواهد بود. بنابراین مقدار b با مقدار تنش رابطه معکوس دارد. فرمول لرزه خیزی به دست آمده برای منطقه به رابطه زیر است که مقادیر a و b به ترتیب ۰/۸ و ۳/۲ می‌باشد.

بررسی ضرایب a و b در معادلات فوق از اهمیت ویژه‌ای در زلزله‌شناسی و زمین‌ساخت منطقه برخوردار است. ضریب a مقدار فعالیت لرزه خیزی منطقه مورد مطالعه است و مقدار آن به وسعت منطقه و بازه زمانی مورد نظر بستگی دارد. بر اساس تجربیات آزمایشگاهی، تعبیر فیزیکی معتبری برای تغییر مقدار ضریب b با تغییر مقدار تنش حاصل شده است. نتایج آزمایشگاهی نشان می‌دهد

$$\text{Log}N=3.2-0.8Ms \quad (\text{رابطه ۲})$$

دوره بازگشت زمین لرزه‌ها به روش گوتنبرگ-ریشتر در جدول ۳ آمده است.

از نظر آماری آهنگ رویداد سالیانه زلزله با بزرگای

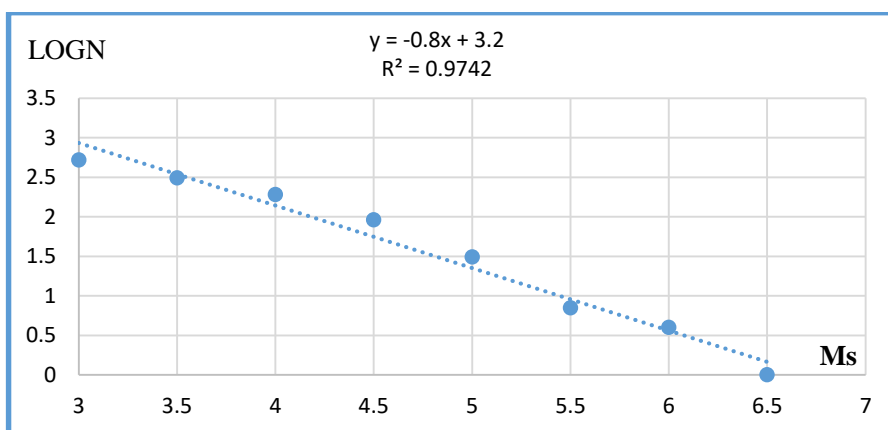
M برابر عکس دوره بازگشت آن زلزله می‌باشد، یعنی

$$\lambda = \frac{1}{T}$$

جدول ۳. دوره بازگشت زمین لرزه‌ها با استفاده از روش گوتنبرگ-ریشتر

دوره بازگشت زلزله (سال)	5	10	25	50	75	100	150
MS	4.8	5.2	5.7	6.1	6.4	6.5	6.8

نمودار ۳. فرمول لرزه خیزی منطقه به روش گوتنبرگ-ریشتر





محاسبه فرمول لرزه خیزی و دوره بازگشت زمین لرزه ها به روش کیکو-سلول:

گستره‌ی مورد مطالعه، شاهد زمین لرزه‌های متعدد تاریخی و دستگاهی بوده که این زمین لرزه‌ها در سه بازه زمانی تقسیم می‌شوند که شامل فهرست زمین لرزه‌های تاریخی (قبل از سال ۱۹۰۰، فهرست زمین لرزه‌های دستگاهی دوره اول (۱۹۰۰ تا ۱۹۶۳) و فهرست زمین لرزه‌های دستگاهی دوره دوم (۱۹۶۴ به بعد، سال نصب شبکه لرزه نگاری جهانی) می‌باشد:

- ۱- زمین لرزه‌های تاریخی (زمین لرزه‌های شدید اتفاق افتاده در چند قرن گذشته) دارای ۰,۳ - ۰,۴ واحد، خطا در محاسبه بزرگا.
- ۲- زمین لرزه‌های دستگاهی دوره اول (زمین لرزه‌های دستگاهی از تاریخ ۱۹۰۰ تا ۱۹۶۳ میلادی) دارای ۰,۲ واحد، خطا در محاسبه بزرگا.
- ۳- زمین لرزه‌های دستگاهی دوره دوم (زمین لرزه‌های دستگاهی از تاریخ ۱۹۶۴ میلادی تا کنون) دارای ۰,۱ واحد، خطا در محاسبه بزرگا.

به منظور محاسبه پارامترهای لرزه‌ای به روش توزیع نهایی کیکو-سلول، در این پژوهش از برنامه کامپیوتری (Kijko-Selevoll, 2001) استفاده شده است. این برنامه کامپیوتری شامل تابع توزیع برازش مقادیر نهائی برای زمین لرزه‌های قبل از قرن بیستم که اغلب بزرگ اما کم دقت هستند، تابع توزیع دو کراندار گوتنبرگ-ریشر برای زمین لرزه‌های ثبت شده دستگاهی و به کار بستن روش آماری تخمین بیشینه محتمل است. در روش کیکو-سلول، برای هر دسته توان استفاده همزمان زمین لرزه‌های تاریخی و دستگاهی با انجام دسته‌بندی‌های مناسب، با در نظر گرفتن خطای بزرگا، بزرگای آستانه و بزرگای حداکثر به صورت متفاوت، وجود دارد. نتایج حاصل از این روش شامل تعیین پارامترهای لرزه خیزی یعنی ضرایب β و λ (میزان فعالیت و آهنگ رویداد سالیانه)، تعیین حداکثر بزرگای پذیرفتنی (M_{max})، تعیین دوره بازگشت و احتمال رویداد و عدم رویداد زمین لرزه‌های بزرگ در دوره‌های زمانی متفاوت است. اطلاعات مورد نیاز برای محاسبه پارامترهای لرزه خیزی در برنامه‌ی کامپیوتری کیکو (۲۰۰۱) و پارامترهای حاصل از این روش در جدول ۴ بیان شده است.

جدول ۴. اطلاعات استفاده شده برای محاسبه پارامترهای لرزه خیزی منطقه مورد مطالعه در برنامه‌ی کامپیوتری کیکو-سلول

مختصات کاتالوگ‌ها	زلزله‌های تاریخی	زلزله‌های دستگاهی دوره اول	زلزله‌های دستگاهی دوره دوم
اسم فایل کاتالوگ	before 1900	1900-1963	1964-2017
تاریخ شروع کاتالوگ	855/1/1	1900/1/1	1964/1/1
تاریخ پایان کاتالوگ	1899/12/31	1963/12/31	2017/6/31
تعداد زلزله‌های کاتالوگ	12	26	437
کوچکترین زلزله مشاهده شده در کاتالوگ	5.3	3.5	3
بزرگترین زلزله مشاهده شده در کاتالوگ	7.9	6.5	6.6
دومین زلزله بزرگ مشاهده شده در کاتالوگ	7.6	5.4	6.1
انحراف معیار استاندارد	0.3 - 0.4	0.2	0.1

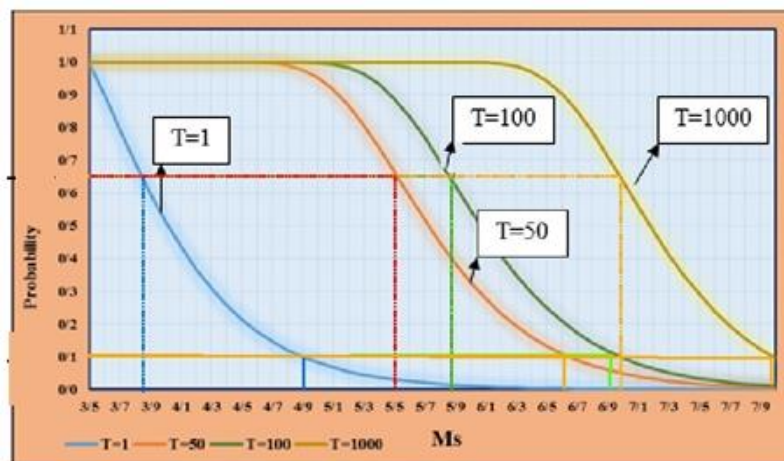


مقادیر آهنگ رویداد سالیانه و احتمال رویداد زلزله برای منطقه مورد مطالعه، در بازه‌های زمانی ۱، ۵۰، ۱۰۰ و ۱۰۰۰ ساله بر حسب بزرگای سطحی (Ms) در جدول ۵ برای بزرگاهای ۳/۵ به بالا نمایش داده شده است. همچنین

جدول ۵. مقادیر آهنگ رویداد سالیانه و احتمال رویداد زمین لرزه‌ها بر حسب بزرگای سطحی در شعاع ۱۵۰ کیلومتری شهر میامی با استفاده از برنامه کامپیوتری کیکو

بزرگی سطحی (Ms)	آهنگ رویداد سالیانه (λ)	احتمال رویداد زمین لرزه			
		۱ ساله (T=1)	۵۰ ساله (T=50)	۱۰۰ ساله (T=100)	۱۰۰۰ ساله (T=1000)
3.5	1.26	0.995967	1.000000	1.000000	1.000000
4.0	0.460	0.513032	1.000000	1.000000	1.000000
4.5	0.167	0.213828	0.999761	1.000000	1.000000
5.0	0.0605	0.081699	0.951409	0.997639	1.000000
5.5	0.0219	0.030182	0.665817	0.888322	1.000000
6.0	0.00793	0.010994	0.327319	0.547500	0.999640
6.5	0.00285	0.003966	0.132960	0.248242	0.942352
7.0	0.00101	0.001408	0.049327	0.096220	0.636398

نمودار ۴. احتمال رویداد زلزله بر حسب بزرگای سطحی برای منطقه مورد مطالعه





جدول ۶. دوره بازگشت بزرگسای زلزله با استفاده از روش کیکو-سلوول

بزرگسای زلزله (Ms)	دوره بازگشت زلزله (سال)	بزرگسای زلزله (Ms)	دوره بازگشت زلزله (سال)
3.5	1	6	126
4	2	6.5	351
4.5	6	7	990
5	17	7.5	2907
5.5	46	8	9901

تعیین میزان بیشینه شتاب افقی:

مثال پارامترهایی همچون عمق سائزموژنیک را لحاظ کرده، این نرم افزار کلیه سطح چشمه لرزه‌ای را به صورت شبکه بندی در نظر می‌گیرد. در این مطالعه از روابط کاهندگی جدول ۷ استفاده شده است. در این مطالعه، گستره مورد نظر به شبکه ای از نقاط با فاصله تقریباً دو کیلومتر تقسیم شده است.

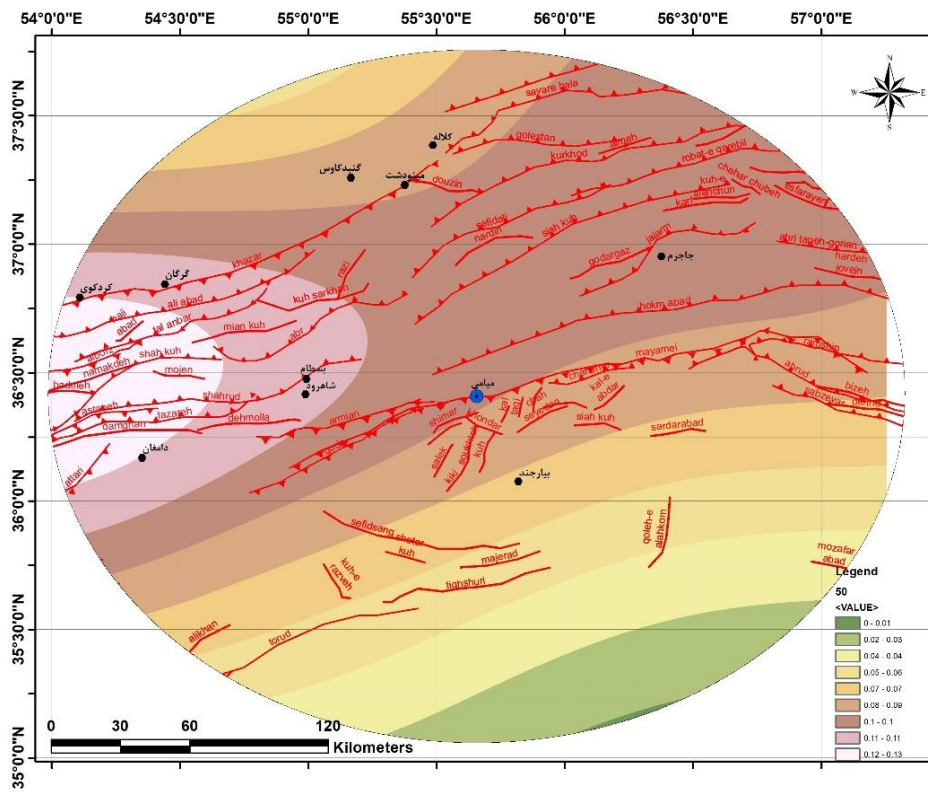
در این پژوهش به منظور ارزیابی لرزه خیزی منطقه مورد مطالعه و تعیین میزان شتاب زمین حاصل از زمین لرزه های احتمالی از نرم افزار EZ-Frisk استفاده شده است. این نرم افزار که در سال ۲۰۰۲ کد نویسی شده است، نقاط ضعف نرم افزار های قبلی را پوشش می دهد. به عنوان

جدول ۷. روابط کاهندگی مورد استفاده در منطقه

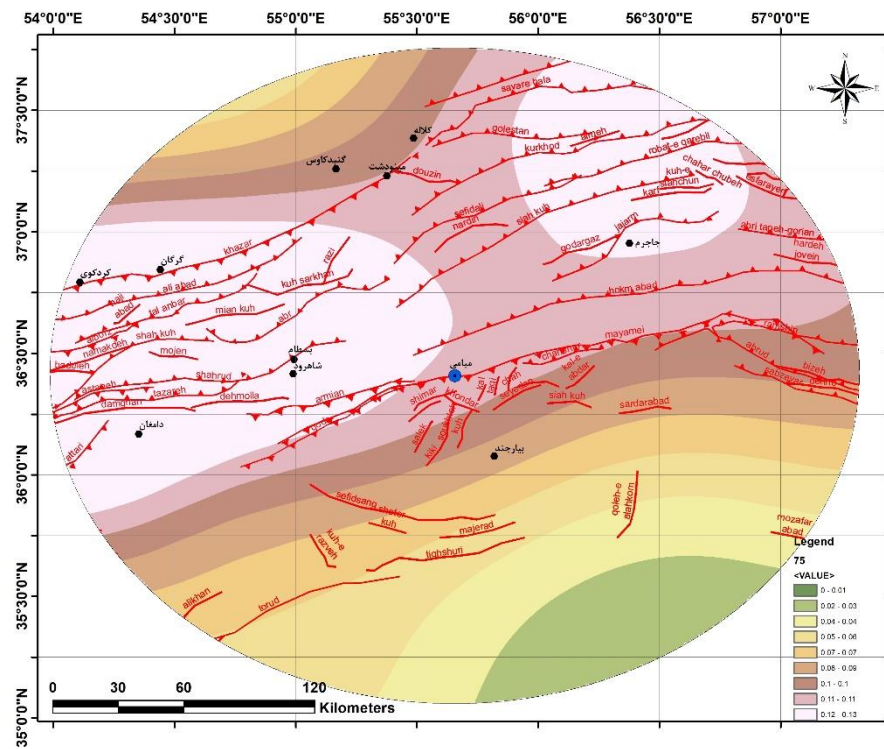
روابط کاهندگی استفاده شده	Abrahamson-Silva (2008)	Ambraseys et al (2005)	Boore-Atkinson (2008)	Chiou-Youngs (2008)	Campbell-Bozorgnia (2008)	Idriss (2008)
درصد بهره گیری	۱۵	۵	۳۵	۱۵	۲۵	۵

نواحی با خطر نسبی خیلی زیاد با بیشینه شتاب بیش از ۰/۳۵، مناطق با بیشینه شتاب بین ۰/۳۰ تا ۰/۳۵، با خطر لرزه های زیاد، نواحی با خطر لرزه های متوسط شامل مناطق با بیشینه مقادیر شتاب بین ۰/۲۵ تا ۰/۳۰، مناطق با مقادیر شتاب ۰/۲۰ تا ۰/۲۵، معرفی نواحی با خطر لرزه های کم شامل مناطق با بیشینه شتاب بین مقادیر کمتر از ۰/۲۰ که نواحی با خطر لرزه های خیلی کم را نشان می دهد.

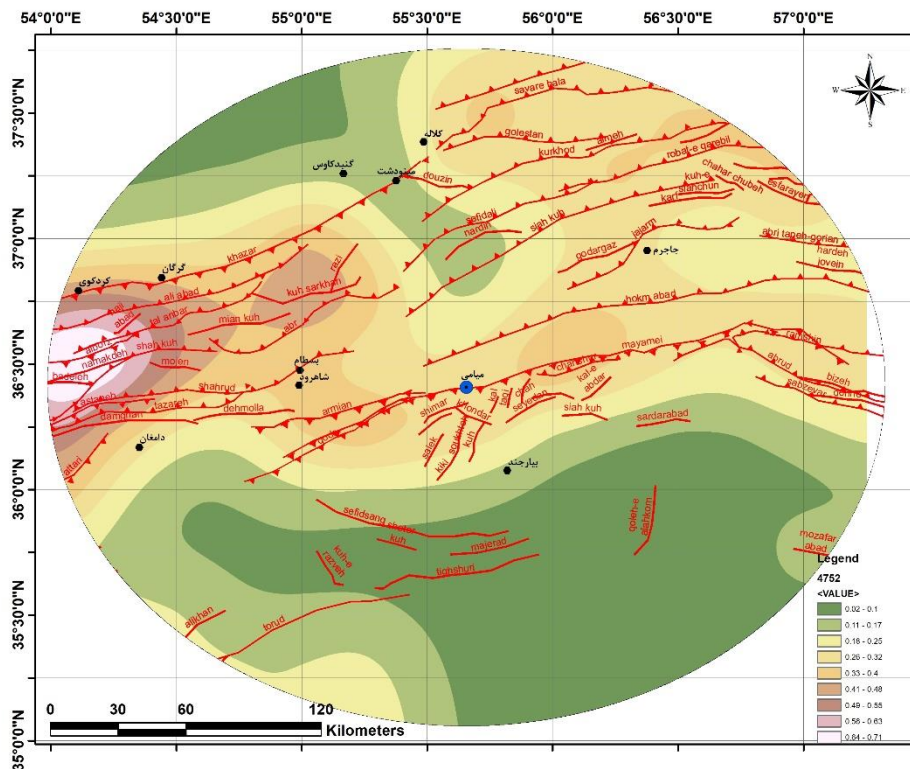
محاسبه بیشینه شتاب افقی برای دوره های بازگشت ۵۰، ۷۵ و ۴۷۵ سال برای این پژوهش صورت گرفته که این نتایج به صورت نقشه خطوط هم شتاب و نقشه سه بعدی شتاب ترسیم شده نتایج نشان دهنده تقسیم شدن محدوده مورد مطالعه به ۵ محدوده با سطح خطر متفاوت بر حسب شتاب گرانشی (g) است که عبارتند از:



شکل ۴. نقشه خطوط هم شتاب لرزه‌ای برای محدوده‌ی مورد مطالعه در دوره بازگشت برای ۵۰ سال



شکل ۵. نقشه خطوط هم شتاب لرزه‌ای برای محدوده‌ی مورد مطالعه در دوره بازگشت برای ۷۵ سال



شکل ۶. نقشه خطوط هم شتاب لرزه‌ای برای محدوده‌ی مورد مطالعه در دوره بازگشت برای ۴۷۵ سال

نتیجه گیری:

حاصل از روش گوتنبرگ- ریشتر نشان دهنده‌ی رخدادهای لرزه‌ای با بزرگای ۳/۹، ۵/۲، ۶/۱، ۶/۵ و ۷/۹ در بازه‌های زمانی ۱، ۱۰، ۵۰، ۱۰۰ و ۱۰۰۰ سال است. این در حالی است که بزرگای لرزه‌ای حاصل از روش کیکو- سلول برای بازه‌های زمانی بیان شده به ترتیب برابر با ۳/۵، ۴/۸، ۵/۶، ۵/۹ و ۷ می‌باشد.

همانگونه که در این پژوهش بیان شد در گستره ۱۵۰ کیلومتری اطراف شهر میامی بزرگترین زمین‌لرزه‌های روی داده در منطقه، رویداد زمین‌لرزه‌ای ۱۲ فوریه سال ۱۹۵۳ میلادی با بزرگای $M_b = 6.9$ و زمین‌لرزه‌ی ۲۹ اکتبر ۱۹۸۵ با بزرگای $M_w = 6.2$ و زلزله ۱۷ اکتبر سال ۲۰۰۴ میلادی با بزرگای $M_L = 6.2$ می‌باشد. مهمترین چشمه‌های لرزه‌زا می‌توان به گسل میامی، حکم‌آباد و ارمیان اشاره کرد.

نتایج حاصل از تحلیل خطر احتمالاتی در محدوده مورد مطالعه به مرکزیت میامی به شعاع ۱۵۰ کیلومتری، دارای قابلیت بیشینه شتاب افقی $0.7g$ در یک دوره بازگشت ۴۷۵ ساله می‌باشد. که شهر میامی در محدوده بیشینه شتاب افقی $0.4g$ قرار دارد که می‌توان آن را به عنوان یک شهر با خطر لرزه‌ای زیاد در منطقه قلمداد کرد.

با بررسی زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی منطقه مورد مطالعه و استفاده از دو رابطه مقدماتی گوتنبرگ- ریشتر و توزیع نهایی کیکو-سلول، دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها برای منطقه تخمین زده شده است. نتایج



منابع:

- آقائباتی، س. ع.، ۱۳۸۳. زمین شناسی ایران. تهران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- امیدی، پ.، ۱۳۸۰. تحلیل ساختاری و دینامیکی تفصیلی زونهای گسلی در حاشیه جنوبی البرز خاوری، رساله دکتری، گروه زمین شناسی، دانشگاه تربیت مدرس.
- بربریان، م.، قریشی، م.، طالبیان، م.، شجاع طاهری، ج.، ۱۳۷۵. پژوهش و بررسی نوزمین ساخت، لرزه زمین ساخت و خطر زمین لرزه - گسلش در گستره سمنان، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- حسامی، خ.، جمالی، ف و طبسی، ف.، ۱۳۸۲. نقشه گسلهای فعال ایران، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران.
- Abrahamson, N. and Silva, W., 2008. Summary of the Abrahamson & Silva NGA ground-motion relations. Earthquake spectra, 24(1), pp.67-97.
- Ambraseys, N.N., Douglas, J., Sarma, S.K. and Smit, P.M., 2005. Equations for the estimation of strong ground motions from shallow crustal earthquakes using data from Europe and the Middle East: horizontal peak ground acceleration and spectral acceleration. Bulletin of earthquake engineering, 3(1), 1-53.
- Ambraseys, N., Melville, A, 1991, History of Persian Earthquake. Cambridge University.
- Boore, D.M. and Atkinson, G.M., 2008. Ground-motion prediction equations for the average horizontal component of PGA, PGV, and 5%-damped PSA at spectral periods between 0.01 s and 10.0 s. Earthquake Spectra, 24(1), 99-138.
- Chiou, B.J. and Youngs, R.R., 2008. An NGA model for the average horizontal component of peak ground motion and response spectra. Earthquake spectra, 24(1), 173-215.
- Campbell, K. W. and Bozorgnia, Y. 2003, Updated near-source ground motion (attenuation) relations for the horizontal and vertical components of peak ground acceleration and acceleration ground spectra. Bull. Seism. Soc. Am., 93,314-331
- Gutenberg, B. and Richter, C.F., 1956. Earthquake magnitude, intensity, energy, and acceleration: (Second paper). Bulletin of the seismological society of America, 46(2), pp.105-145.
- Gardner, J.K. and Knopoff, L., 1974. Is the sequence of earthquakes in Southern California, with aftershocks removed, Poissonian?. *Bulletin of the seismological society of America*, 64(5), 1363-1367.
- Idriss, I.M., 2008. An NGA empirical model for estimating the horizontal spectral values generated by shallow crustal earthquakes. Earthquake spectra, 24(1), 217-242.
- ijko, A. and Sellevoll, M. A. 1989. "Estimation of Earthquake Hazard Parameters from incomplete data files, Part I, Utilization of extreme and complete catalogs with different threshold magnitudes." Bull. Seism. Soc. Am 79, 645-654.
- Kijko, A. and Sellevoll, M. A. 1992. "Estimation of Earthquake Hazard Parameters from incomplete data files, Part II, Incorporation of magnitude heterogeneity." Bull. Seism. Soc. Am, Vol. 82, pp.120-134.
- زارع رییس آبادی، ح.، ۱۳۹۰. مطالعه لرزه زمین ساخت و ارزیابی خطر لرزه ای گسلهای فعال در استان سمنان، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه دامغان.
- شیخ الاسلامی، م. ر.، جوادی، ح. ر.، اسدی سرشار، م.، آقاحسینی، ا.، کوه پیما، م.، وحدتی دانشمند، ب.، ۱۳۹۳. دانشنامه ی گسله های ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- نبوی، م. ح.، ۱۳۵۵. دیباچه ای بر زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی.



فصلنامه زمین ساخت

زمستان ۱۳۹۹، سال چهارم، شماره ۱۶

10.22077/JT.2021.3730.1089

ارزیابی فعالیت‌های زمین‌ساخت فعال در شهر جدید پردیس بر اساس شاخص‌های ریخت زمین‌ساختی

حسن علیزاده^{۲۳}، محمد خلیج^{۲۴}

۱- استادیار دانشگاه پیام نور، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی، ایران، تهران، صندوق پستی ۳۶۹۷-۱۹۳۹۵

۲- دانشیار دانشگاه پیام نور، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی، ایران، تهران، صندوق پستی ۳۶۹۷-۱۹۳۹۵

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۹/۰۵

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۸/۲۹

چکیده

تاکنون در گستره شهر پردیس ارتباط بین زمین‌ساخت فعال و ژئومورفولوژی مورد مطالعه قرار نگرفته است؛ بررسی شاخص‌های ریخت زمین‌ساختی به منظور شناسایی تأثیر زمین‌ساخت فعال بر منطقه ضروری به نظر می‌رسد. به منظور بررسی زمین‌ساخت فعال در گستره مورد مطالعه، از شاخص‌های ریخت‌سنجی حوضه آبریز از قبیل شاخص انتگرال و منحنی‌های فراسنجی، شاخص عدم تقارن حوضه آبریز، شاخص عدم تقارن توپوگرافی عرضی، شاخص شیب آبراهه، شاخص پیچ و خم جبهه کوهستان و نسبت کشیدگی استفاده شده است. به منظور ایجاد ارتباط بین عناصر ساختاری از قبیل خطواره‌ها، گسل‌ها و شاخص‌های ریخت‌سنجی، اقدام به انجام مطالعات سنجش از دور از قبیل استخراج اتوماتیک خطواره‌ها و شکستگی‌ها و تهیه نقشه چگالی خطواره‌ها شده است. بررسی خطر گسیختگی سطحی در شهر پردیس نشان می‌دهد که بستر این شهر میزبان گسل‌های مهمی می‌باشد که در مطالعات اولیه این شهر، شرایط زمین‌شناسی و مطالعات ساختگاهی مورد توجه قرار نگرفته است. با توجه به نتایج حاصل از بررسی زمین‌ساخت فعال نسبی در منطقه مورد مطالعه، می‌توان نتیجه گرفت که بیشتر مساحت کل منطقه مورد مطالعه در رده فعالیت زمین‌ساختی بالا قرار گرفته است که به دلیل عملکرد گسل‌های واقع در منطقه است. مقایسه نقشه چگالی خطواره‌ها با شاخص‌های ریخت‌سنجی حاکی از آن است که مناطق با چگالی بالا بر جبهه‌های فعال منطبق است و نقشه چگالی خطواره‌ها، تاییدی بر فعالیت زمین‌ساختی بالا در این مناطق است.

واژگان کلیدی: ریخت زمین‌ساخت، سنجش از دور، زمین‌ساخت فعال، مغناطیس‌سنجی، پردیس.

^{۲۳}. نویسنده مسئول: حسن علیزاده: h_alizadehs@pnu.ac.ir تلفن همراه: ۰۹۱۲۳۱۲۳۱۴۰

^{۲۴}. نویسنده همکار: محمد خلیج: m_khalaj@pnu.ac.ir تلفن همراه: ۰۹۱۲۲۷۲۵۶۹۸



Assessment of active tectonic activities in the new Pardis city based on morpho-tectonics indexes

H. Alizadeh¹, M. Khalaj²

Assistant Professor Payame Noor University (PNU), Faculty of Science, Department of Geology, Iran, Tehran,
P.O.BOX 19395-3697²⁵

Associate Professor Payame Noor University (PNU), Faculty of Science, Department of Geology, Iran, Tehran,
P.O.BOX 19395-3697²⁶

Abstract

Considering that the relationship between active tectonics and geomorphology has not been studied in the study area so far; It seems necessary to study the tectonic morphological characteristics in order to identify the impact of active tectonics on the area. In order to study the active tectonics in the study area, the morphometric indices of the catchment such as integral index and meta-measurement curves, catchment asymmetry index, transverse topographic asymmetry index, waterway slope index, mountain front maze index and The elongation ratio is used. In order to establish the relationship between structural elements such as lines, faults and morphometric indices, remote sensing studies such as automatic extraction of lines and fractures and density map of lines have been performed. The study of the risk of surface rupture in Pardis shows that the bed of this city hosts important faults that in the initial studies of this city, geological conditions and construction studies have not been considered. According to the results of the study of relatively active tectonics in the study area, it can be concluded that most of the total area under study is in the category of high tectonic activity due to the performance of faults in the area. Comparison of the density map of the ridges with morphometric indices indicates that the high density areas correspond to the active fronts and the density map of the ridges is a confirmation of the high tectonic activity in these areas.

Keywords: morpho-tectonics, remote sensing, active tectonics, magnetometry, pardis.

²⁵. Corresponding author: Hasan Alizadeh:

h_alizadehs@pnu.ac.ir

²⁶. Collaborating author: Mohammad Khalaj:

m_khalaj@pnu.ac.ir



۱- مقدمه

شاخص‌های ریخت‌سنجی در مطالعه فعالیت‌های نو زمین-ساختی توسط Bull and McFadden (1977) آغاز و به وسیله محققین دیگری همچون Rockwell et al (1984) و Wells et al (1988) مورد استفاده قرار گرفته است.

با توجه به مطالعات و بررسی‌های انجام شده، منطقه مورد مطالعه تا به حال بر اساس شاخص‌های ریخت‌سنجی مورد مطالعه قرار نگرفته است. برای پیش‌بینی شرایط و تغییرات در آینده این تحقیق الزامی است. هدف کلی این تحقیق بررسی اثر زمین‌ساخت فعال در شکل‌گیری ریخت‌سنجی منطقه با تحلیل‌های کمی مبتنی بر DEM است.

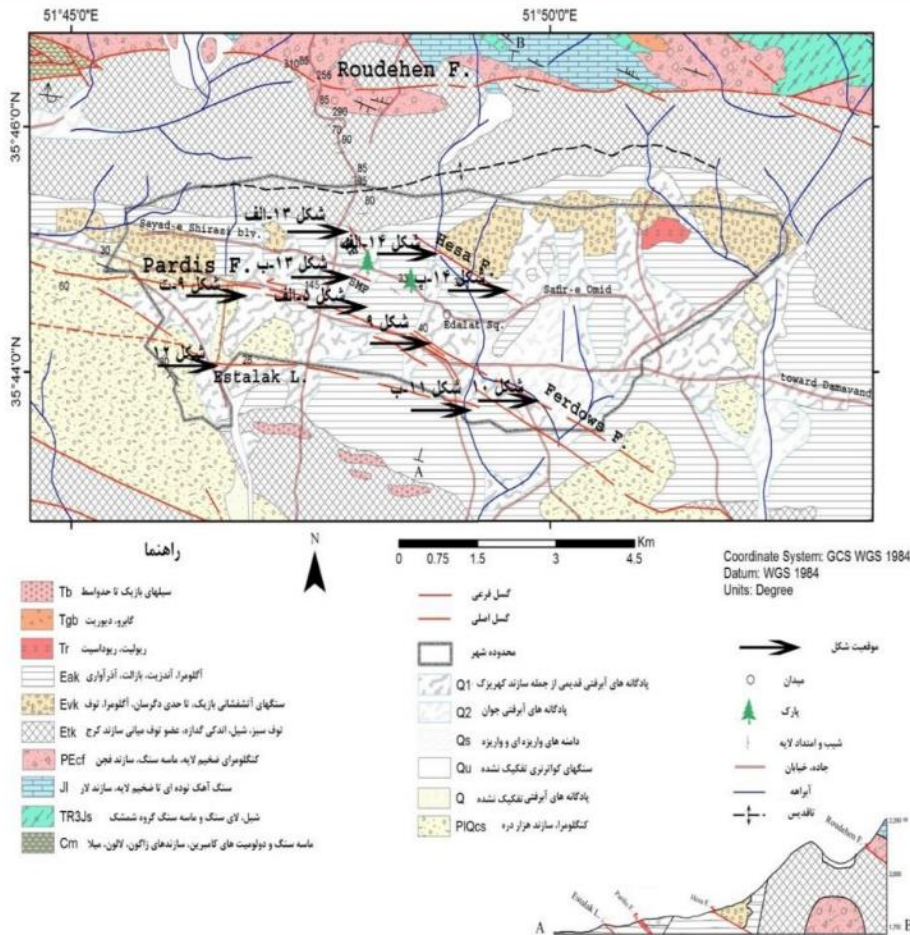
۲- موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

شهر پردیس دارای طول جغرافیایی $35^{\circ}44'22''N$ و عرض جغرافیایی $51^{\circ}46'40''E$ است که در دامنه‌های البرز مرکزی قرار گرفته است. ساختمان زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه منطبق بر ویژگی‌های زون البرز مرکزی جنوبی است. وجود سیستم‌های گسلی متعدد و راندگی، رخنمون سنگ‌های قدیمی‌تر و برهم خوردن نظم چینه‌شناسی از مشخصات زمین‌شناسی این منطقه است، به گونه‌ای که در مجاورت رسوبات آتشفشانی ائوسن (توف‌های سبز سازند کرج)، گابروهای تریاس، سنگ‌های شیلی و زغالی سازند شمشک مربوط به دوره تریاس بالایی و ژوراسیک به چشم می‌خورد (شکل ۱). در مجموع ریخت‌شناسی منطقه متأثر از مقاومت سازندها در برابر عوامل فرسایش و از طرفی تحت تاثیر زمین‌ساخت درونی شکل گرفته‌اند، به طوری که کوه‌ها و قله‌های مرتفع در شمال منطقه مورد مطالعه، اکثراً متشکل از دولومیت‌های سخت آهکی و یا توده‌های نفوذی و آذرین هستند. ریخت‌شناسی منطقه متشکل از چین‌ها و گسل‌های شرقی غربی است، به طوری که در امتداد راندگی‌ها و گسل‌ها، جنس و ماهیت رسوبات تغییر یافته و به تبع آن شکل منطقه نیز چهره مخصوص به خود گرفته است. به لحاظ زمین‌ساختی مهم‌ترین ساختمان گسلی موجود در منطقه گسل مشا- فشم

پوسته ایران زمین طی رخدادهای زمین‌شناسی دوره‌های ترشیری و کواترنری تحت تأثیر تحولات وسیعی قرار گرفته است، به گونه‌ای که بسیاری از سیمای‌های کنونی طی رخدادهای جوان زمین‌ساختی شکل گرفته‌اند (Fossen, 2016). مورفوتکتونیک یا ریخت‌زمین‌ساخت، دانش مطالعه اشکال و سیمای‌های ایجاد شده بر روی زمین است که بر اثر مکانیسم‌های زمین‌ساختی ایجاد شده‌اند و از آن به معنای کاربرد اصول ریخت‌سنجی در تحلیل مسائل زمین‌ساختی تعبیر می‌شود (Burbank and Anderson, 2012; Grohmann, 2004; Rangzan et al., 2003). ریخت‌سنجی معرف رابطه بین زمین‌ساخت و عوارض سطحی می‌باشد و دانستن ارتباط حوادث زمین‌ساختی از طریق بررسی اشکال و ناهمواری‌های سطح زمین تعبیر می‌شود (Morisawa and Hack, 1985). شکل جبهه‌های کوهستان ایجاد شده به وسیله گسل‌ها و نیز افزای‌های گسلی می‌توانند برای تعیین فعالیت نسبی زمین‌ساختی موثر باشند. برای انجام این گونه مطالعات می‌توان از ریخت‌زمین‌ساخت استفاده کرد (سلیمانی، ۱۳۷۸). برخی از شاخص‌های ریخت‌سنجی، ابزارهای مقدماتی و پایه برای تشخیص نواحی دچار دگرشکلی زمین‌ساختی می‌باشند. شاخص‌های ریخت‌سنجی در بررسی‌های زمین‌ساختی مفید هستند، زیرا می‌توانند برای ارزیابی سریع مناطق وسیع به کار گرفته شوند و داده‌های ضروری آن اغلب به سرعت از نقشه‌های رقومی و تصاویر ماهواره‌ای به دست می‌آیند (Keller and Pinter, 1996; Joshi et al., 2013; Keller and De Vecchio, 2013). ریخت‌زمین‌ساخت با روابط موجود بین اشکال زمین-ساختی یعنی جنبش‌های زمین‌شناختی کنونی و جاری یا جنبش‌های زمین‌شناختی نئوژن سروکار دارد (Ollier, 1985). فرآیندهای زمین‌ساخت فعال می‌تواند بر شکل و عملکرد رودها تاثیر بگذارد (Holbrook and Schumm, 1999; Schumm et al., 2002). بررسی الگوی زهکشی، میزان حفر و انحراف رودها، اطلاعات مهمی در مورد گسترش و تکامل ساختاری منطقه فراهم می‌آورد (Keller et al., 2002; Menéndez et al, 2008). استفاده از

استلک و گسل شمال تهران می‌باشند. با بررسی داده‌های لرزه‌ای از سال ۱۹۰۰ تا ۲۰۲۰، پنج مورد زلزله در منطقه مورد مطالعه رخ داده است. در منطقه مورد مطالعه همه زلزله‌ها سطحی و در عمق ۹ تا ۱۸ کیلومتری رخ داده است و بزرگای آن‌ها از ۱/۸ تا ۳/۴ متغیر است (احتشامی معین آبادی، ۱۳۹۵).

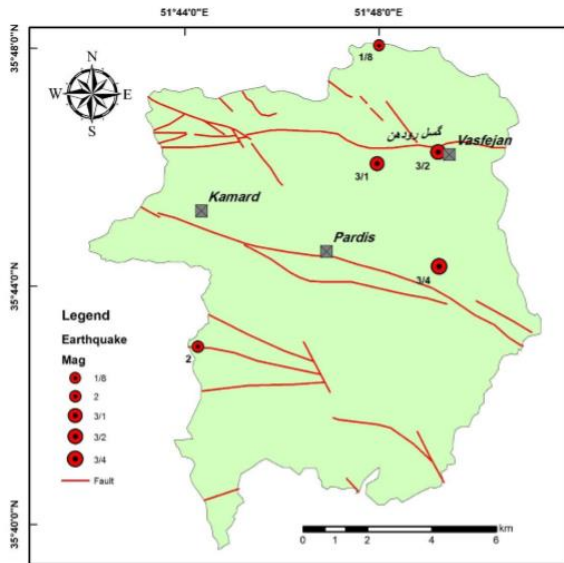
است که لرزه خیزترین ساختمان گسلی و فعال منطقه به شمار می‌رود و رخداد‌های چندین زمین لرزه تاریخی و اخیر به فعالیت این گسل مربوط است. از جمله گسل‌های مهم منطقه گسل رودهن، گسل پردیس، گسل فردوس، گسل هسا، گسل‌های پارک مشاهیر و جنوب پارک مشاهیر، خطواره



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی شهر جدید پردیس

این گسل‌ها از نوع راندگی با مولفه راستالغز راستگرد است (شکل ۲). از طرفی دیگر با توجه به مقایسه زمان و بزرگای رخ داد زلزله در این منطقه مشاهده می‌شود که زلزله‌های جدیدتر بزرگای بیشتری داشته که می‌توان در نتیجه عملکرد زمین ساخت فعال در منطقه دانست.

با توجه به نقشه پراکنندگی زلزله‌ها و موقعیت گسل‌ها در منطقه، مشاهده می‌شود که زلزله‌های رخ داده منطبق بر گسل‌های رودهن، پردیس و فردوس می‌باشد. زلزله‌های رخ داده با بزرگای ۳/۴ در شهر پردیس و در ارتباط با فعالیت گسل اصلی پردیس بوده است، قابل ذکر است سازوکار همه

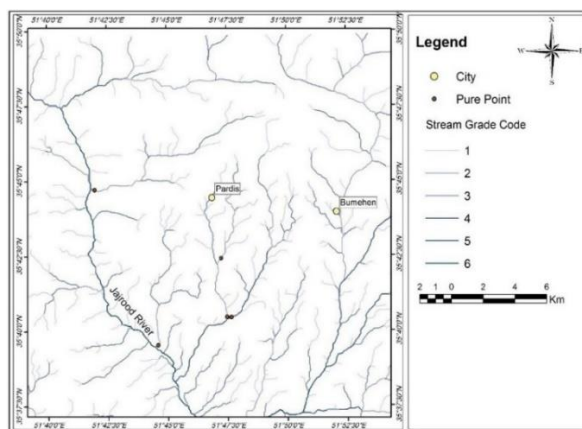


شکل ۲. نقشه لرزه خیزی منطقه با توجه به موقعیت گسل‌ها بر اساس نقشه پراکندگی زلزله‌ها و موقعیت گسل‌ها

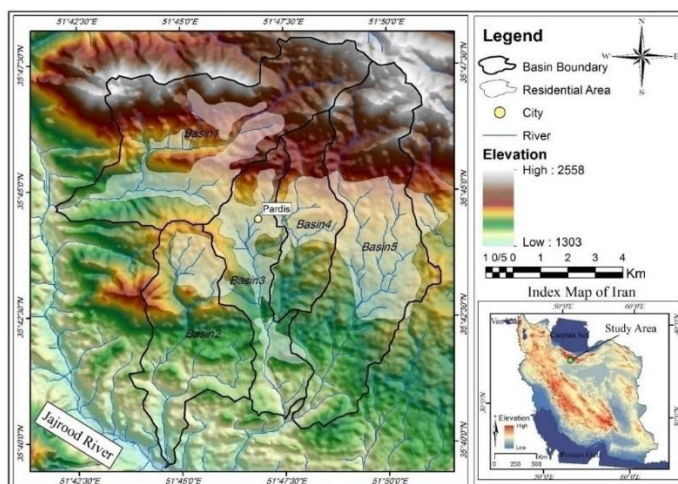
زمین‌ساختی در محدوده شهرک جدید پردیس، اقدام به اندازه‌گیری برخی از شاخص‌های ریخت‌سنجی از قبیل شاخص انتگرال و منحنی‌های فراسنجی، شاخص عدم تقارن حوضه آبریز، شاخص عدم تقارن توپوگرافی عرضی، شاخص شیب آبراهه، شاخص پیچ و خم جبهه کوهستان و نسبت کشیدگی شده است. در مرحله بعد، با استفاده از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور)، واحدهای زمین‌شناسی و ساختارهای اصلی منطقه که شامل گسل‌ها و چین‌های منطقه می‌باشند، تعیین شدند و برای هر شاخص نقشه پهنه‌بندی محدوده مورد مطالعه رسم شد.

۳- مواد و روش تحقیق

در این مطالعه، به منظور بررسی زمین‌ساخت فعال در گستره مورد مطالعه از شاخص‌های ریخت‌سنجی حوضه آبریز استفاده شده است. با استفاده از مدل رقومی ارتفاعی (DEM) می‌توان ویژگی‌ها و شاخص‌های رودخانه را به‌طور دقیق استخراج و به تحلیل حوضه‌های زهکشی پرداخت (Moore et al., 1991; Mathuis, 2006). ابتدا با استفاده از مدل رقومی ارتفاعی (DEM) ۳۰ متر در محیط GIS، زیر حوضه‌ها و آبراهه‌های گستره مورد مطالعه استخراج شد. بر این اساس، گستره مورد مطالعه به ۵ زیر حوضه تقسیم (شکل-های ۳ و ۴). در این مطالعه به منظور بررسی عملکرد فعالیت



شکل ۳. شبکه آبراهه‌ها در منطقه مورد مطالعه و نقاط خروج آبراهه (مصب رودخانه) به همراه موقعیت شهرک جدید پردیس



شکل ۴. حوضه‌های آبریز در محدوده مورد مطالعه و موقعیت آن‌ها نسبت به شهرک جدید پردیس

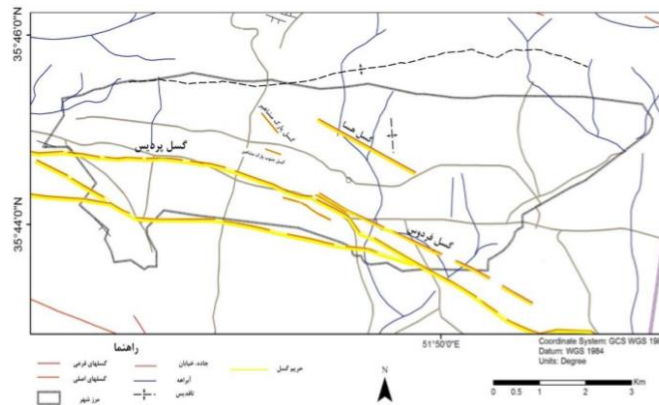
۴- گسل‌های محدوده مورد مطالعه

این شرایط نشان می‌دهد که در مطالعات اولیه این شهر شرایط زمین‌شناسی و مطالعات ساختگاهی مد نظر قرار نگرفته است، زیرا شناسایی گسل‌های مذکور اغلب در پیمایش‌های معمول ساختاری امکان‌پذیر بوده است. وجود دامنه‌های پرشیب و بستر ناهمگونی از سنگ‌های دگرسان، هوازده و درزه و ترک‌دار ائوسن که در برخی مناطق به عنوان ساختگاه سازه‌های مسکونی و تجاری مورد استفاده قرار گرفته‌اند شرایط را برای خطرات دیگری مانند زمین‌لغزش و فرونشست زمین فراهم کرده است که آثار آن در برخی ساختمان‌ها و همچنین پارک مشاهیر به صورت ترک‌های قائم مشاهده شده است.

بررسی خطر گسیختگی سطحی در شهر پردیس نشان می‌دهد بستر این شهر میزبان گسل‌های مهمی مانند گسل‌های پردیس، هسا و فردوس است که نهشته‌های کواترنری را قطع کرده و متاسفانه حریم آن‌ها رعایت نشده است. همچنین گسل‌های با جنبایی ناآشکار مانند گسل پارک مشاهیر نیز فاقد حریم هستند. جدول زیر مقدار حریم محاسبه شده برای گسل‌های مهم را براساس جابجایی فرضی در حین گسیختگی بر اساس روابط Singh et al, 2014 را نشان می‌دهد (جدول ۱ و شکل ۵).

جدول ۱. گسل‌های شهر پردیس و حریم آن‌ها (اقتباس از: Singh et al, 2014)

نام گسل	طول (کیلومتر)	شیب (درجه)	جابجایی در هر رویداد (متر)	حریم فرادواره (متر)	حریم فرادواره (متر)
پردیس	۳۰	۳۵	۰/۷۴	۵	۴۰
فردوس	۵	۵۰	۰/۱۵	۱	۲۱
هسا	۳	۳۰	۰/۰۹	> ۱	۲۸
پارک مشاهیر	۰/۷	۴۵	ناچیز	> ۱	۱۰
جنوب پارک مشاهیر	۰/۵	۳۰	ناچیز	> ۱	۱۰



شکل ۵. نقشه حریم گسل‌های مهم محدوده شهر پردیس بر اساس اطلاعات جدول ۱

۵- شاخص‌های ریخت‌سنجی

۵-۱- شاخص انتگرال و منحنی‌های فراسنجی

(Hi)

زمین‌ساختی است، در صورتی که مقادیر پائین آن مربوط به نواحی قدیمی است که دچار فرسایش شده و کمتر تحت تأثیر زمین‌ساخت فعال قرار گرفته‌اند (El Hamdouni et al., 2008).

شاخص انتگرال و منحنی‌های فراسنجی توصیف‌کننده توزیع نسبی ارتفاع در یک منطقه به ویژه حوضه آبریز است (Strahler, 1952). این شاخص با استفاده از مساحت سطح زیرین منحنی فراسنجی مشخص می‌شود و بیانگر حجم فرسایش نیافته حوضه است. این شاخص با استفاده از رابطه (۱) زیر محاسبه می‌شود (Mayer, 1990; Keller and Pinter, 2002):

رابطه (۱)

$$Hi = (H Mean - H Min) / (H Max - H Min)$$

در این رابطه $H Mean$ ارتفاع میانگین حوضه، $H Min$ حداقل ارتفاع حوضه و $H Max$ حداکثر ارتفاع حوضه است. مقادیر بالای این شاخص مربوط به نواحی فعال و جوان

با استفاده از مدل رقومی ارتفاعی با دقت ۳۰ متر، ارتفاع میانگین، کمینه و بیشینه برای هر حوضه در گستره مورد مطالعه تعیین شدند و شاخص فراسنجی برای این حوضه محاسبه شد.

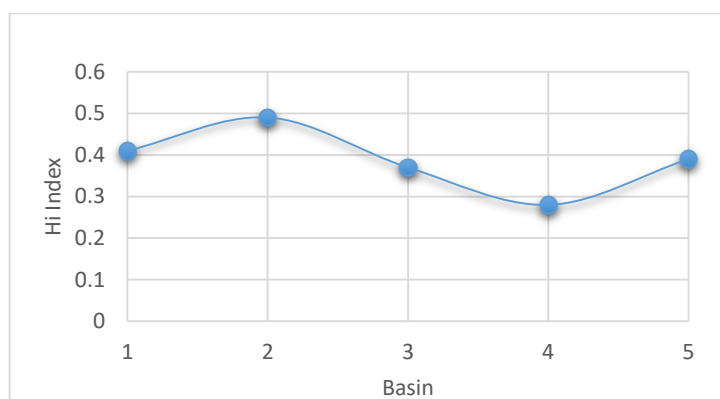
بررسی‌ها نشان می‌دهد که تقریباً اکثر حوضه‌ها در مرحله متوسط از بلوغ خود قرار دارند. مقدار عددی انتگرال و منحنی‌های فراسنجی نشان از اختلاف بلوغ و پستی بلندی در نواحی مختلف منطقه مورد مطالعه دارد، اما این اختلاف چندان زیاد نیست. در این میان حوضه ۲ بیشترین مقدار و حوضه ۴ کمترین مقدار شاخص انتگرال و منحنی‌های فراسنجی را نشان می‌دهند که به ترتیب معادل ۰/۴۹ و ۰/۲۸ می‌باشد (جدول ۲).

جدول ۲. مقدار عددی شاخص انتگرال و منحنی‌های فراسنجی و پارامترهای اندازه‌گیری شده برای حوضه‌های منطقه مورد مطالعه

حوضه	H Min (m)	H Max (m)	H Mean (m)	Hi
۱	۱۴۶۷	۲۵۵۸	۱۹۱۷/۱۸	۰/۴۱
۲	۱۳۱۰	۱۹۴۷	۱۶۲۲/۲۴	۰/۴۹
۳	۱۴۴۲	۲۰۹۸	۱۶۸۹/۷۸	۰/۳۷
۴	۱۵۹۴	۲۳۵۴	۱۸۱۰/۶۶	۰/۲۸
۵	۱۴۵۲	۲۵۳۷	۱۸۸۱/۱۴	۰/۳۹

نشان می‌دهد که تقریباً از غرب منطقه و حوضه ۲، به سمت شرق منطقه و حوضه ۵، ابتدا یک کاهش در مقدار Hi دیده می‌شود و از حوضه ۴ به بعد شاهد افزایش در مقدار این شاخص هستیم.

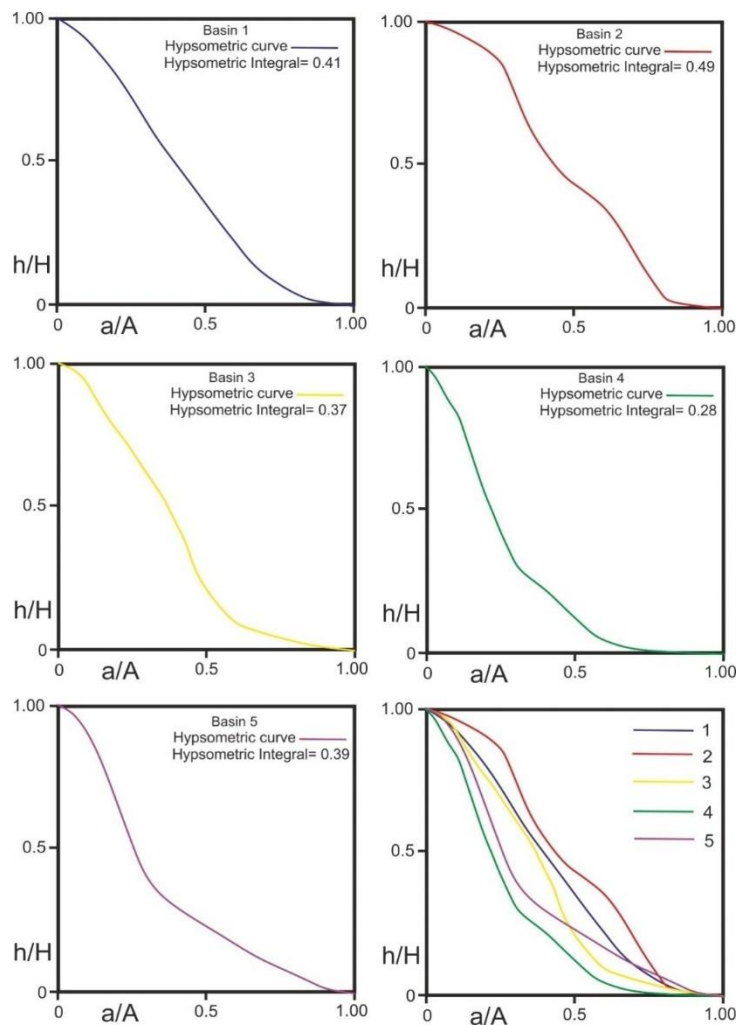
مقدار عددی شاخص انتگرال و منحنی‌های فراسنجی در شکل ۶ نیز در حوضه‌های مختلف بر روی یک نمودار رسم شده است تا به راحتی قابل مقایسه با دیگر حوضه‌ها باشد. با توجه به ترتیب قرارگیری حوضه‌ها در کنار هم، این نمودار



شکل ۶. نمودار مقدار عددی شاخص انتگرال و منحنی‌های فراسنجی در حوضه‌های مختلف در اطراف شهرک جدید پردیس

ترسیم شده است و در انتها برای مقایسه میزان فعالیت حوضه‌ها، بر روی یک نمودار رسم شده است (شکل ۷).

برای محاسبه و ترسیم نمودارهای شاخص انتگرال و منحنی‌های فراسنجی نیز از نرم‌افزار Saga GIS استفاده شده است. این نمودارها نیز برای حوضه‌های منطقه مورد مطالعه



شکل ۷. نمودارهای شاخص انتگرال و منحنی‌های فراسنجی مربوط به حوضه‌های منطقه مورد مطالعه در اطراف شهرک جدید پردیس

۵-۲- شاخص نسبت کشیدگی

در این رابطه، Bl طول حوضه آبریز است، که از دهانه حوضه آبریز تا بالاترین قسمت حوضه اندازه‌گیری می‌شود و Bw عرض حوضه می‌باشد. مقادیر بالای این شاخص نشان‌دهنده حوضه‌های کشیده و به عبارت دیگر فعالیت زمین‌ساختی زیاد و مقادیر کم آن نشانگر حوضه‌های دایره‌ای شکل و فعالیت زمین‌ساختی کم منطقه است.

در این مطالعه شاخص نسبت کشیدگی با استفاده از روابط Bull and McFadden 1977 اندازه‌گیری شده است. در این رابطه، نسبت کشیدگی حوضه را می‌توان متناسب با نرخ طول‌شدگی حوضه دانست، که از رابطه (۲) قابل محاسبه است:

$$Bs = Bl / Bw$$

رابطه (۲)

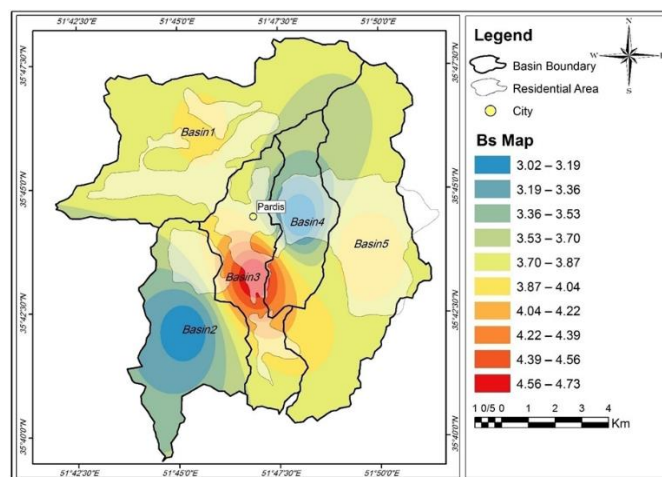
شاخص نسبت کشیدگی برای حوضه‌های منطقه مورد مطالعه اندازه‌گیری شده است و نتایج آن به صورت نقشه پهنه‌بندی نمایش داده شده است. حوضه ۳ با مقدار نسبت کشیدگی معادل $4/73$ دارای بیشترین مقدار کشیدگی است (جدول ۳).

جدول ۳. مقدار عددی شاخص نسبت کشیدگی به همراه پارامترهای اندازه گیری شده برای حوضه های منطقه مورد مطالعه

حوضه	BI (km)	Bw (km)	Bs
۱	۱۲/۶۰	۳/۲۲	۳/۹
۲	۹/۰۲	۲/۹۴	۳/۰۶
۳	۱۰/۲۴	۲/۱۶	۴/۷۳
۴	۸/۰۲	۲/۶۵	۳/۰۲
۵	۱۳/۶۴	۳/۴۱	۳/۹۹

مقدار این شاخص در تمامی حوضه ها بیش از ۱ است، لذا مناطق آبی رنگ، تنها نسبت به حوضه های دیگر در همین محدوده مقدار کشیدگی کمتری را نشان می دهند، ولی در مجموع و نسبت به یک حوضه پایدار، دارای کشیدگی بالا و در نتیجه فعالیت بالا می باشند.

بر اساس نقشه زیر (شکل ۸)، حوضه های آبریز مبنای هر پهنه قرار گرفته است. همانطور که در بخش روش ها آمده با استفاده از مدل رقمی ارتفاعی (DEM) ۳۰ متر در محیط GIS، زیر حوضه ها و آبراهه های گستره مورد مطالعه استخراج شد. حوضه ۳ دارای بیشترین مقدار کشیدگی می باشد که شهرک جدید پردیس در این حوضه واقع شده است و نمایانگر فعالیت زمین ساختی زیاد است. از آن جا که



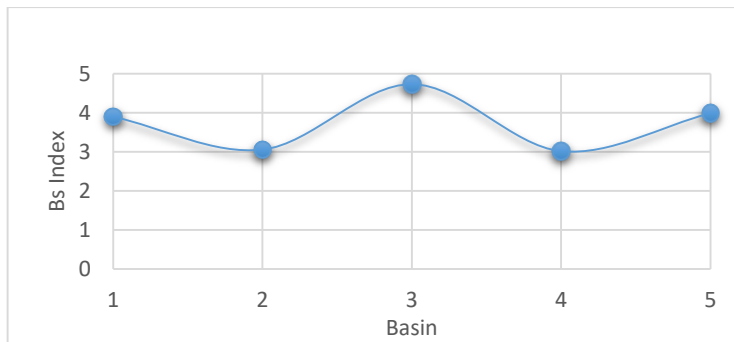
شکل ۸. نقشه پهنه بندی شاخص نسبت کشیدگی مربوط به حوضه های منطقه مورد مطالعه در اطراف شهرک جدید پردیس

تمام حوضه ها دارای مقادیر بیش از ۱ هستند و دارای کشیدگی بالایی می باشند. حوضه ۳ دارای بیشترین مقدار

مقدار عددی شاخص نسبت کشیدگی در حوضه های مختلف بر روی یک نمودار رسم شده است تا به راحتی قابل مقایسه با دیگر حوضه ها باشد (شکل ۹). بر اساس این نمودار



نسبت کشیدگی نسبت به سایر حوضه‌های گستره مطالعاتی است.



شکل ۹. نمودار مقدار عددی شاخص نسبت کشیدگی در حوضه‌های مختلف در اطراف شهرک جدید پردیس

مقدار خنثی ۵۰ و مقدار مشاهده شده است (El Hamdouni et al., 2008).

بر اساس این شاخص، بیشترین مقدار کج‌شدگی مربوط به حوضه ۴ است که در سمت شرقی شهرک پردیس قرار دارد. مقدار این شاخص در این حوضه ۷۱ ارزیابی شده است. بررسی این شاخص حاکی از بالاآمدگی در سمت راست حوضه است. حوضه ۳ که در سمت غربی شهرک پردیس قرار دارد و مقدار آن معادل ۴۱ ارزیابی شده است که حاکی از بالاآمدگی در سمت چپ حوضه است. از آن جا که شهرک جدید پردیس در بین حوضه ۴ و ۳ واقع شده است، لذا بررسی‌ها نشان می‌دهد که محل این شهرک، نسبت به مناطق اطراف، یک منطقه پست‌تر می‌باشد و در یک گودی واقع شده است. ارزیابی‌های صورت گرفته بر روی حوضه ۱ که در قسمت شمالی و تقریباً در شمال غربی این شهرک قرار دارد، نیز بر این امر دلالت دارد، ولی مقدار برافرازش در سمت چپ این حوضه مقدار کمتری را نسبت به حوضه‌های ۳ و ۴ نشان می‌دهد (جدول ۴).

برای این که بتوان این شاخص را به صورت نقشه پهنه‌بندی شده نشان داد، ابتدا مقدار شاخص AF برای حوضه‌ها محاسبه و سپس مقدار اختلاف آن‌ها از یک حوضه پایدار (AF=50) به دست آمده است، نقشه پهنه‌بندی بر اساس این اختلاف تهیه شده است تا نشان دهنده تفاوت‌های این

۵-۳- شاخص عدم تقارن آبراهه‌ها در حوضه

آبریز

شکل هندسی شبکه رودها را می‌توان از نظر کیفی و کمی با روش‌های متعددی توصیف کرد. در مناطقی که شبکه زهکشی به دلیل تغییر شکل‌های زمین‌ساختی توسعه پیدا می‌کند، شبکه زهکشی اغلب دارای شکل هندسی و الگوی متمایزی می‌باشد. این شاخص بیشتر برای نمایان کردن برافرازش در سمت راست یا چپ حوضه‌ها استفاده می‌شود. عامل عدم تقارن، برای توصیف و درک ارتباط کج‌شدگی زمین‌ساختی در نواحی با مقیاس حوضه زهکشی و بزرگ‌تر ارتباط داده شده است. عامل عدم تقارن از رابطه زیر محاسبه می‌شود (Hare and Gardner, 1985; Keller and Pinter, 2002):

$$Af = 100 (Ar/At) \quad \text{رابطه (۳)}$$

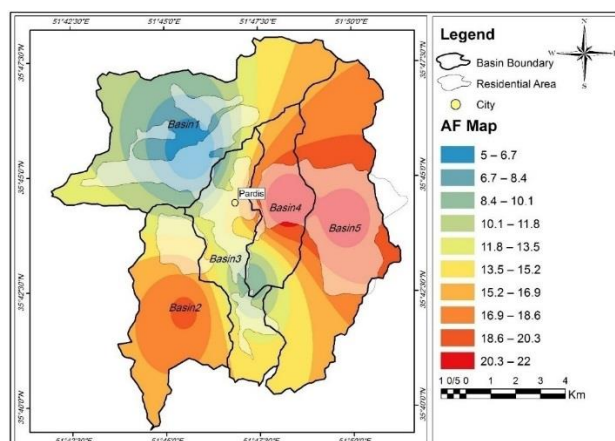
در این رابطه Ar مساحت قسمت راست حوضه در جهت پایین دست رود نسبت به رود اصلی و At مساحت کل حوضه زهکشی است. برخی از عوامل ساختاری مانند جهت تورق یا لایه‌بندی در سنگ، ممکن است در افزایش میزان این شاخص نقش مهمی داشته باشند. جهت تورق و لایه‌بندی باعث مهاجرت ترجیحی دره در جهت پایین شیب می‌شود و یک حوضه نامتقارن ایجاد می‌کند که باید تاثیر آن را از زمین‌ساخت مجزا دانست (El Hamdouni et al., 2008). در روش (Af) به منظور ارزیابی زمین‌ساخت فعال نسبی، مقادیر Af به صورت $|Af - 50|$ بیان شده که قدر مطلق تفاضل بین

حوضه‌هایی با فعالیت زمین ساختی نسبتاً پایین و مناطق قرمز نشان از فعالیت بالای حوضه‌ها دارند (شکل ۱۰).

شاخص در حوضه‌های مختلف باشد و بتوان آن‌ها را با یکدیگر مقایسه کرد. براین اساس مناطق آبی نشان‌دهنده

جدول ۴. مقدار عددی شاخص AF به همراه پارامترهای اندازه‌گیری شده برای حوضه‌های منطقه مورد مطالعه

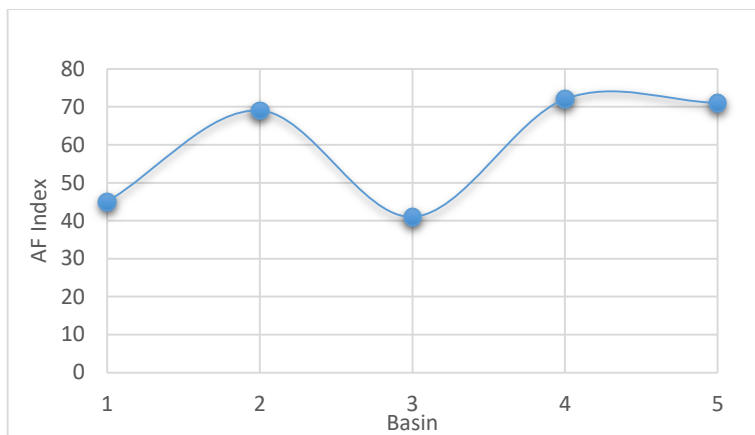
حوضه	At (Km2)	Ar (Km2)	AF	AF-50	Uplift
۱	۳۸/۶۴	۱۷/۴۳	۴۵	۵	Left
۲	۲۲/۳۳	۱۵/۳۸	۶۹	۱۹	Right
۳	۱۷/۶	۷/۲۷	۴۱	۹	Left
۴	۱۳/۳۵	۹/۵۸	۷۲	۲۲	Right
۵	۳۸/۲۱	۲۷/۱۶	۷۱	۲۱	Right



شکل ۱۰. نقشه پهنه‌بندی شاخص عدم تقارن آبراهه‌ها در حوضه آبریز مربوط به حوضه‌های منطقه مورد مطالعه در اطراف شهرک جدید پردیس

نمودار رسم شده است. اعداد بیش از ۵۰ نشان‌دهنده برافرازش در سمت راست حوضه و اعداد کمتر از ۵۰ نشان‌دهنده برافرازش در سمت چپ حوضه است (شکل ۱۱).

برای نشان دادن رابطه بین این شاخص و مقدار برافرازش در طرفین حوضه‌ها و همچنین درک بهتر و مقایسه بهتر این شاخص در حوضه‌های مختلف، این شاخص نیز بر روی یک



شکل ۱۱. نمودار مقدار عددی شاخص AF در حوضه‌های مختلف در اطراف شهرک جدید پردیس

می‌شود (Bull and McFadden 1977, Keller and Pinter 2002, Silva, Goy et al. 2003, Pérez-Peña, Azor et al. 2010). پیچ و خم جبهه کوهستان به صورت رابطه زیر تعریف می‌شود:

$$Smf = Lmf / Ls \quad (۳) \quad \text{رابطه}$$

در این رابطه Lmf طول جبهه کوهستان و Ls طول خطی است که ابتدا و انتهای جبهه کوهستان را به هم وصل می‌کند (جدول ۵).

۵-۴- شاخص پیچ و خم جبهه کوهستان

فعالیت‌های گسل‌های راندگی سبب برافرازش و تشکیل پرتگاه‌های گسلی می‌شود و جبهه کوهستان^۱ به صورت مستقیم شکل می‌گیرد در مقابل فرسایش و فعالیت شبکه زهکشی و رودخانه سبب افزایش پیچ و خم می‌شود در واقع Smf بیانگر نسبت بین این دو عامل است. یکی از شاخصه‌های مناطق فعال زمین‌ساختی، برافرازش سریع در امتداد گسل‌ها است. در این مناطق هرچه فعالیت زمین‌ساختی بیشتر باشد، مقدار این ضریب کمتر خواهد بود. لازم به ذکر است که با گذشت زمان در اثر عملکرد فرسایش این نرخ بیشتر

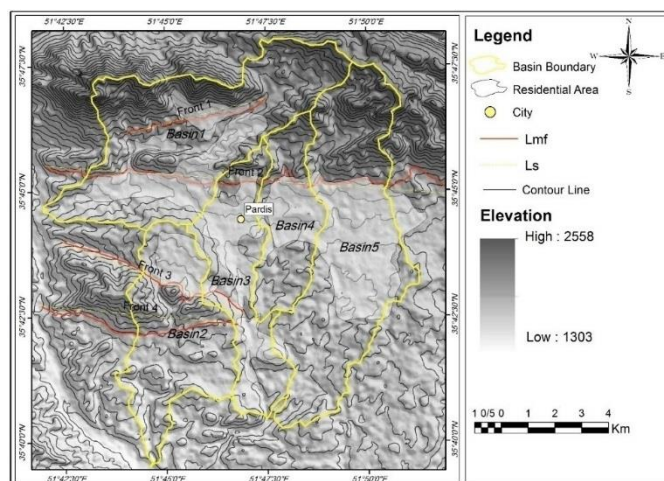
جدول ۵. مقدار عددی شاخص Smf به همراه پارامترهای اندازه‌گیری شده برای جبهه‌های منطقه مورد مطالعه

جبهه کوهستان	Lmf (km)	Ls (km)	Smf
جبهه ۱	۵/۷۶۷	۵/۴۲	۱/۰۴
جبهه ۲	۲۰/۱	۱۶/۲۸	۱/۲۳
جبهه ۳	۸/۳۶	۷/۳۱	۱/۱۴
جبهه ۴	۸/۰۸	۷/۳۸	۱/۰۹

^۱ Mountain-front sinuosity (Smf)

نیز مناطق مسکونی و شهری بر جبهه کوهستان منطبق بوده که این موضوع می‌تواند در صورت لرزه‌زا بودن گسل‌های پیشانی کوهستان، بسیار خطر آفرین باشد (شکل ۱۲).

بخش اعظم ساخت و سازهای مربوط به شهرک جدید پردیس در بین جبهه‌های شماره ۲ و ۳ واقع شده است که از فعالیت زمین ساختی بالا برخوردارند. حتی در برخی مکان‌ها



شکل ۱۲. نقشه شاخص پیشانی کوهستان و موقعیت آن‌ها نسبت به حوضه‌های منطقه مورد مطالعه در اطراف شهرک جدید پردیس

است و L طول کل کانال می‌باشد. طول کانال از نقطه مشخص شده و جایی که شاخص شروع به ارزیابی شده تا مرتفع‌ترین نقطه کانال خواهد بود. شاخص SL با قدرت رود ارتباط دارد. شاخص گرادیان طولی رود نشان‌دهنده تغییرات ریخت‌شناسی در امتداد یک رود است. به‌طور معمول این تغییرات تحت تأثیر سه عامل فعالیت زمین ساختی که می‌تواند باعث ایجاد بالا آمدگی شود، تفاوت سنگ‌شناسی و فراوانی زیاد تغییرات سطح اساس دریا طی دوره کوتاه‌تر هستند (Font et al., 2010).

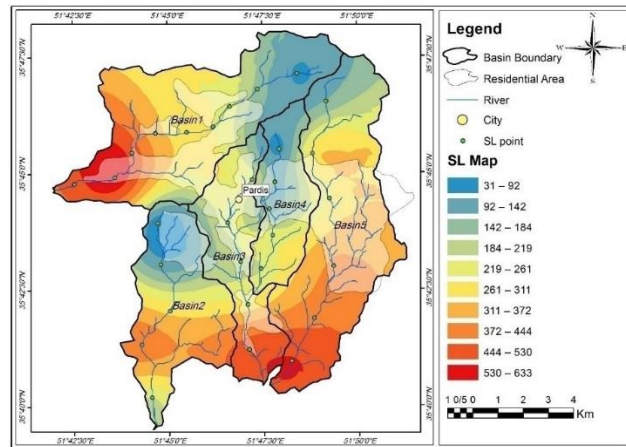
مقدار شاخص شیب آبراهه بر روی آبراهه‌های اصلی، برای هر ۵ حوضه محاسبه شده و نقشه پهنه‌بندی این شاخص برای منطقه مورد مطالعه تهیه شده است. براساس این شاخص بخش جنوبی حوضه ۵، حوضه ۲ و نیمه جنوبی حوضه ۱ نسبت به سایر مناطق مقدار SL بالاتری را نشان می‌دهند. (شکل ۱۳).

۵-۵- شاخص گرادیان طولی رود (SL)

شاخص طول- شیب برای ارزیابی زمین ساخت فعال نسبی ابزار مفیدی است (Keller & Pinter, 2002). هنگامی که رودخانه‌ها و آبراهه‌ها در نواحی با نرخ بالا آمدگی زیاد جریان دارند، مقدار SL افزایش می‌یابد، در حالی که وقتی جریان رودخانه به موازات ساختارهایی مانند دره‌های حاصل از گسل راست‌الغز صورت گیرد، میزان SL کاهش می‌یابد (Keller & Pinter, 2002). این شاخص توسط (1973) Hack با استفاده از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$SL = (\Delta H / \Delta L) L \quad \text{رابطه (۴)}$$

در این رابطه، SL گرادیان طولی رود، ΔH اختلاف ارتفاع در یک مقطع خاص از رودخانه، ΔL فاصله افقی همان محل، $\Delta H / \Delta L$ شیب کانال یا گرادیان مسیر مشخص شده



شکل ۱۳. نقشه پهنه‌بندی شاخص شیب آبراهه در حوضه‌های منطقه مورد مطالعه در اطراف شهرک جدید پردیس

۵-۶- شاخص تقارن توپوگرافی عرضی

شاخصی که برای ارزیابی عدم تقارن حوضه به کار می‌رود، عامل تقارن توپوگرافی عرضی^۱ است که از رابطه زیر محاسبه می‌شود (Keller and Pinter 2002).

$$T = Da / Dd \quad \text{رابطه (۵)}$$

در این رابطه Da فاصله از خط میانی حوضه زهکشی تا خط میانی کمر بند مئاندر فعال است و Dd مسافت از خط میانی تا مرز حوضه می‌باشد. برای یک حوضه کاملاً متقارن Da با افزایش عدم تقارن، T افزایش یافته و به مقدار ۱ نزدیک می‌شود. با فرض این که شیب سنگ بستر دارای تاثیر اندکی در مهاجرت کانال‌های رودخانه است، سمت مهاجرت ناحیه‌ای رودخانه، معرف کج‌شدگی زمین در آن جهت است. (جدول ۶).

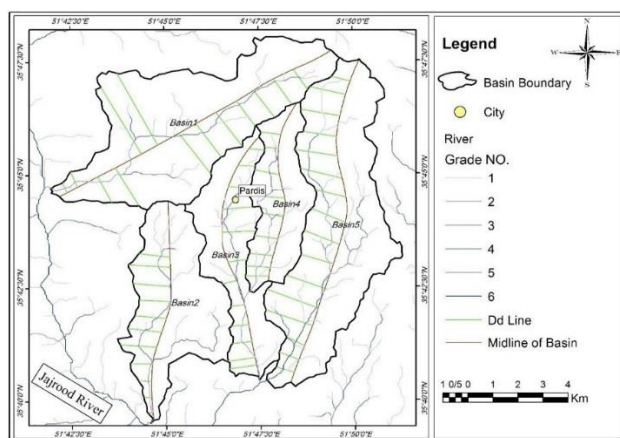
جدول ۶. مقدار میانگین شاخص تقارن توپوگرافی عرضی برای حوضه‌های منطقه مورد مطالعه

حوضه	T Mean
۱	۰/۲
۲	۰/۲۴
۳	۰/۳۱
۴	۰/۴۷
۵	۰/۴۳

^۱Transverse) Topographic Symmetry Factor

است. در قسمت جنوبی حوضه برافرازش باعث فاصله گرفتن رودخانه اصلی از خط میانه حوضه و حرکت به سمت حاشیه و مرز حوضه آبریز شده است. برافرازش در حوضه ۵ نیز تماما در قسمت سمت راست حوضه بوده و باعث فاصله گرفتن رودخانه اصلی از خط میانه حوضه و حرکت به سمت چپ شده است (شکل ۱۴).

این شاخص نشان می‌دهد که در حوضه ۴ برافرازش در سمت راست حوضه بوده و در حوضه ۳ برافرازش در سمت چپ حوضه است، که موجب شده شهرک پردیس در یک گودی و منطقه پست قرار بگیرد. این شاخص نشان می‌دهد که در حوضه ۱، مقدار برافرازش در تمام طول حوضه در یک سمت حوضه نمی‌باشد، به گونه‌ای که در نیمه شمالی آن، رودخانه اصلی تقریباً در امتداد خط میانه حوضه بوده و بر آن منطبق



شکل ۱۴. وضعیت آبراهه‌های اصلی هر حوضه نسبت به خط میانی در حوضه‌های منطقه مورد مطالعه در اطراف شهرک جدید پردیس

گستره مورد مطالعه استخراج شدند. برای استخراج خطواره‌ها به روش اتوماتیک، از تصویر ماهواره‌ای ASTER استفاده شد و در محیط نرم‌افزار Arc GIS نقشه چگالی خطواره ترسیم شده است. برای تحلیل جهت‌گیری شکستگی‌ها و خطواره‌ها و همچنین گسل‌های منطقه مورد مطالعه، از نرم‌افزار Rockwork 2016 استفاده شده است. جدول ۷ پارامترهای آستانه‌ای مورد استفاده برای فیلترگذاری و استخراج خطواره‌ها را نشان می‌دهد.

۶- مطالعات سنجش از دور

در این مطالعه به منظور ایجاد ارتباط بین عناصر ساختاری از قبیل خطواره‌ها و گسل‌ها و شاخص‌های ریخت زمین-ساختی، اقدام به انجام مطالعات سنجش از دور، از قبیل استخراج اتوماتیک خطواره‌ها، شکستگی‌ها و تهیه نقشه چگالی خطواره‌ها شده است. برای این منظور با استفاده از فیلترگذاری و انتخاب پارامترهای آستانه‌ای مناسب و با استفاده از نرم‌افزار PCI Geomatica 2013، خطواره‌های

جدول ۷. پارامترهای آستانه‌ای ورودی در نرم‌افزار PCI Geomatica جهت استخراج خطواره‌ها

RADI	GTHR	LTHR	FTHR	ATHR	DTHR
۱۰	۵۰	۱۰	۳	۳۰	۱۰



$DTHR^1$: حداقل فاصله بین نقاط انتهایی دو بردار است، که با واحد پیکسل مشخص می‌شود. بازه این پارامتر می‌تواند بین صفر تا ۸۱۹۲ باشد.

$RADI^1$: شعاع خطواره‌ها را نسبت به هم، با واحد پیکسل، مشخص می‌کند. بازه این پارامتر می‌تواند بین ۰ تا ۸۱۹۲ باشد.

۱-۶- بررسی جهت‌گیری خطواره‌ها و گسل‌های گستره مورد مطالعه

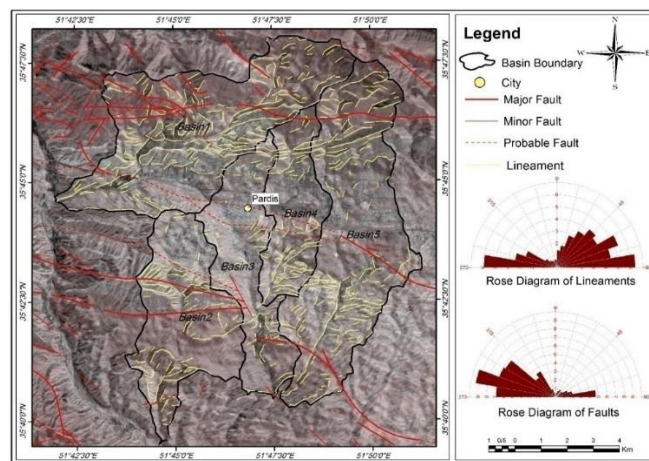
بررسی جهت‌گیری خطواره‌های گستره مورد مطالعه نشان می‌دهد که می‌توان خطواره‌های منطقه را به دو دسته غالب، تقسیم بندی کرد. دسته اول خطواره‌هایی هستند که بین آزیموت‌های $045^{\circ}N$ و $090^{\circ}N$ قرار دارند که از فراوانی قابل توجهی برخوردارند. دسته دوم خطواره‌هایی هستند که بین آزیموت‌های $270^{\circ}N$ و $300^{\circ}N$ قرار دارند و از فراوانی کمتری نسبت به دسته اول برخوردارند (شکل ۱۵).

$GTHR^2$: حداقل شیب برای هر پیکسل لبه برای به دست آوردن تصویر باینری است. بازه این پارامتر می‌تواند بین صفر تا ۲۵۵ باشد.

$LTHR^3$: حداقل طول خطواره‌ها در هر پیکسل است. بازه این پارامتر می‌تواند بین صفر تا ۸۱۹۲ باشد.

THR^4 : حداکثر خطای مجاز در اتصالات یک چندخطی، با واحد پیکسل است. هرچه مقدار این پارامتر کمتر باشد، نتایج بهتری به دست خواهد آمد. بازه این پارامتر می‌تواند بین صفر تا ۸۱۹۲ باشد.

$ATHR^5$: حداکثر زاویه بین اجزای یک چند خطی است که با واحد درجه مشخص می‌شود. بازه این پارامتر می‌تواند بین صفر تا ۹۰ باشد.



شکل ۱۵. خطواره‌های استخراج شده از تصویر ماهواره‌ای ASTER در حوضه‌های منطقه مورد مطالعه در اطراف شهرک جدید پردیس

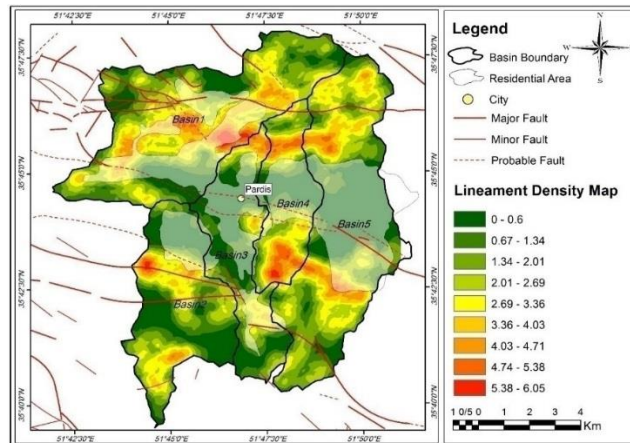
⁵ . Angular difference threshold
⁶ . Linking distance threshold

¹ . Filter radius
² . Edge Gradient threshold
³ . Curve Length threshold
⁴ . Line fitting error threshold

شاخص پیچ و خم جبهه کوهستان نشان می‌دهد که تمامی جبهه‌هایی که در آن‌ها شاخص Smf اندازه‌گیری شده است بر مناطق با چگالی بالا منطبق بوده که حاکی از فعالیت زمین‌ساختی بالا در این مناطق می‌باشند. در برخی از مناطق از جمله جبهه ۱ در حوضه ۱، شاهد منطبق بودن مناطق مسکونی بر محل فعالیت زمین‌ساختی بالا هستیم (شکل ۱۶).

۲-۶- بررسی چگالی خطواره‌های گستره مورد مطالعه

پراکنندگی خطواره‌ها نشان می‌دهد بیشتر مناطقی که به عنوان چگالی بالا در این نقشه مشخص شده‌اند، بر گسل‌های منطقه منطبق هستند. همچنین به نظر می‌رسد که در اغلب حوضه‌ها مناطقی با چگالی بالا وجود دارد. مقایسه این نقشه و نقشه



شکل ۱۶. نقشه چگالی خطواره‌های استخراج شده به همراه موقعیت حوضه‌های منطقه مورد مطالعه در اطراف شهرک جدید پردیس

انحراف مغناطیسی صورت گرفته است، مقدار این زوایا در منطقه رامسر به ترتیب ۶۰ و ۲/۹ درجه و مقدار میانگین IGRF برابر ۵۱۰۴۱ نانوتسلا است. پس از اعمال فیلتر برگردان به قطب، برای حذف اثرات ناحیه‌ای با طول موج بلند و تداخل بین ناهنجاری‌های مجاور، از فیلتر مشتق قائم استفاده شد. مشتق قائم در واقع یک فیلتر بالاگذر است زیرا بسامدهای بالا را نسبت به بسامدهای پایین افزایش می‌دهد؛ نتیجه اثر ناهنجاری‌های بزرگ که دارای طول موج بلند و بسامد پایین هستند و مربوط به منابع ژرف و منطقه‌ای هستند، بر روی ناهنجاری‌های کوچک از بین رفته و ناهنجاری‌های کوچک و محلی به خوبی نمایان می‌شوند (Silva, 2003) and Neawsuparp et al., 2005.

شدت مغناطیس کلی از منطقه و اطراف آن آنومالی‌های ساختاری مشاهده می‌شود که با خطوط قرمز بر روی نقشه

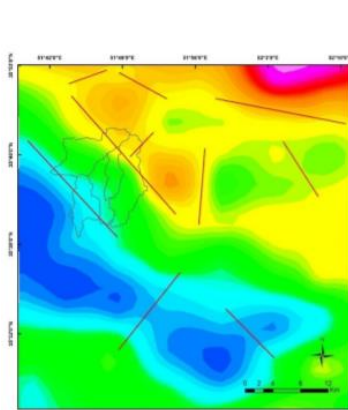
۳-۶- مغناطیس‌سنجی

یکی از سریع‌ترین مطالعات برای شناسایی ساختارهای پنهان، ژئوفیزیک هوایی است که عمدتاً با عنوان مغناطیس هوایی شناخته می‌شود. شناسایی گسل‌های پی سنگی و جابجایی ساختارها از طریق بررسی جابجایی ظاهری واحدهای مغناطیسی مشابه، قطع ناگهانی واحدهای مغناطیسی و قرارگیری واحدهای مغناطیسی قوی در کنار واحدهای مغناطیسی ضعیف مشخص می‌شود (Gun, 1997). با توجه به نقشه شدت مغناطیس‌سنجی منطقه، که توسط مولفین ترسیم شده است، شدت میدان مغناطیسی از بخش جنوب غربی به سمت شمال شرقی افزایش می‌یابد. کمترین مقدار معادل ۳۹۲۵۸ در بخش جنوب غربی منطقه و بیشترین شدت معادل ۳۹۸۵۷ در شمال شرق منطقه است (شکل ۱۷ الف). در این پژوهش فیلتر برگردان به قطب با استفاده از زاویه میل و

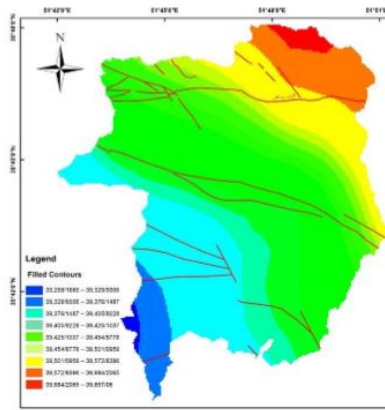


از شمال شرقی تا جنوب غربی کاهش تدریجی داشته و تغییرات شدید و ناگهانی مشاهده نمی‌شود. در روند موازی هم در منطقه مرز دو شدت مغناطیسی متفاوت قابل مشاهده است. افزایش شدت مغناطیس از جنوب به سمت شمال غربی، به علت نزدیک بودن مناطق شمالی به دماوند و افزایش توده‌های نفوذی در این منطقه است.

مشخص شده است. در نقشه شدت مغناطیس کلی از منطقه و اطراف آن آنومالی‌های ساختاری مشاهده می‌شود که با خطوط قرمز بر روی نقشه مشخص شده است. این خطوط مرز بین واحدهای مغناطیسی با شدت‌های متفاوت می‌باشد که محل گسل‌های پی سنگی احتمالی است (شکل ۱۷ ب). به طور کلی تغییرات شدت مغناطیسی در منطقه مورد مطالعه



ب



الف

شکل ۱۷. نقشه شدت میدان مغناطیس هوایی منطقه مورد مطالعه. نقشه مشتق اول قائم مناطق قرمز بیانگر شدت بالای میدان مغناطیسی و مناطق آبی نشان دهنده شدت پائین آن است. انجام شده است.

فردوس و همچنین برخی گسل‌های با جنبایی پنهان قرار دارد. گسل رودهن در فاصله سه کیلومتری شمال محدوده شهر، گسل شمال تهران و گسل مشا می‌توانند عوامل ایجاد زمین لرزه‌های مخرب در این شهر باشند. گسل پردیس با طول بیش از ۳۰ کیلومتر و عملکرد آشکار که سبب راندگی نهشته‌های کهریزک شده است و همچنین برش چپگرد آبراهه‌ها، گسلی اریبلغز به شمار می‌آید که همخوان با جنبش کواترنری گسل‌های مهم منطقه از جمله گسل شمال تهران، در نوزمین ساخت فعال منطقه نقش ایفا می‌کند.

شاخص انتگرال نشان می‌دهد که محل ساخت و سازهای مربوط به شهرک جدید پردیس در مرحله متوسط از بلوغ و فعالیت زمین‌ساختی قرار دارند. براساس نمودارهای شاخص انتگرال و منحنی‌های فرازونجی، حوضه ۲ دارای بیشترین

۸- نتیجه‌گیری

نتایج حاصل از بررسی پنج شاخص ریخت زمین‌ساختی در منطقه پردیس به شرح جدول زیر است:

شماره حوضه	Hi	Bs	Af	Sms	SI	T
۱	۰/۴۱	۳/۹	۴۵	۱/۰۴	۳۲۱	۰/۲
۲	۰/۴۹	۳/۰۶	۶۹	۱/۲۳	۳۸۶	۰/۲۴
۳	۰/۳۷	۴/۷۳	۴۱	۱/۱۴	۴۳۲	۰/۳۱
۴	۰/۲۸	۳/۰۲	۷۲	۱/۰۹	۴۱۹	۰/۴۷
۵	۰/۳۹	۳/۹۹	۷۱	۱/۱۲	۴۱۲	۰/۴۳

بررسی خطر گسیختگی سطحی در شهر پردیس نشان می‌دهد بستر این شهر میزان گسل‌های مهمی می‌باشد ولی در مطالعات اولیه این شهر، شرایط زمین‌شناسی و مطالعات ساختگاهی مد نظر قرار نگرفته است. این شهر با خطر گسیختگی سطحی ناشی از گسل‌های فعال پردیس، هسا،

بالا قرار گرفته است که به دلیل عملکرد گسل های واقع در منطقه است.

بررسی جهت گیری خطواره های گستره مورد مطالعه نشان می دهد که دو دسته غالب شکستگی در منطقه وجود دارد. دسته اول را خطواره های بین آزیموت 0° N045 و 0° N090 تشکیل می دهند، که از فراوانی قابل توجهی برخوردارند. دسته دوم نیز خطواره هایی هستند که بین آزیموت های 0° N270 و 0° N300 قرار دارند و از فراوانی کمتری نسبت به دسته اول برخوردارند. این در صورتی است که روند و جهت گیری کلی گسل های موجود در منطقه تنها یک روند شمال غربی - جنوب شرقی را دنبال می کند.

نقشه چگالی خطواره های استخراج شده نشان می دهد که خطواره ها در مناطق کوهستانی، فراوان تر از مناطق شهری می باشند. پراکندگی خطواره ها نشان می دهد که بیشتر مناطقی که به عنوان چگالی بالا در این نقشه مشخص شده اند، بر گسل های منطقه منطبق هستند. مقایسه نقشه چگالی خطواره ها با شاخص های ریخت سنجی حاکی از آن است که مناطق با چگالی بالا بر جبهه های فعال منطبق است و نقشه چگالی خطواره ها، تاییدی بر فعالیت زمین ساختی بالا در این مناطق است.

بر اساس مطالعات صورت گرفته پیشنهاد می شود که از گسترش شهری و ساخت و سازهای جدید به سمت مناطق فعال و به سمت جبهه های کوهستان جلوگیری شود.

منابع

احتشامی معین آبادی، م.، (۱۳۹۴). خطر گسیختگی سطحی در محدوده شهر پردیس، استان تهران: لزوم رعایت حریم گسل در توسعه شهری. زمین شناسی کاربردی پیشرفته. شماره ۱۹. صفحات ۶۲-۴۸.

سلیمانی، ش.، (۱۳۷۸). رهنمودهایی در شناسایی حرکات تکنیکی فعال و جوان با نگرشی بر مقدمات دیرینه لرزه-شناسی، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله. شماره ۸. صفحات ۱۵۶-۱۴۸.

مقدار پستی بلندی و فعالیت بیشتر است که حاکی از جوان بودن حوضه است و حوضه ۴ نیز دارای کمترین مقدار فعالیت می باشد

نتایج اندازه گیری شاخص نسبت کشیدگی نشان می دهد که تمام حوضه های گستره مورد مطالعه دارای مقادیر بالاتر از ۱ هستند که نمایانگر کشیدگی و فعالیت بالا در تمامی حوضه ها است. بنابراین می توان نتیجه گرفت که تمامی حوضه های گستره مورد مطالعه و به ویژه حوضه ۳ که شهرک پردیس در آن واقع است، دارای کشیدگی نسبتا زیاد و در نتیجه فعالیت زمین ساختی نسبتا بالا می باشند.

بر اساس شاخص عدم تقارن آبراه ها حوضه های ۴ و ۵ که در سمت شرقی شهرک پردیس قرار دارند، دارای بیشترین مقدار فعالیت زمین ساختی بوده و همچنین حوضه ۲ که در سمت غربی و جنوب غربی شهرک واقع است دارای فعالیت زمین ساختی بالا است

اندازه گیری شاخص پیشانی کوهستان در منطقه مورد مطالعه نشان می دهد که تمام جبهه های کوهستانی منطقه از فعالیت بالایی برخوردار می باشند، زیرا در تمام جبهه ها مقدار این شاخص حدود ۱ اندازه گیری شده است که حاکی از فعال بودن گسل های موجود در پیشانی کوهستان است

اندازه گیری شاخص گرادیان طولی رودخانه در منطقه مورد مطالعه نشان می دهد که حوضه ۳ نیز که جایگاه شهرک پردیس می باشد، دارای مقدار SL نسبتا بالا بوده و معرف فعالیت زمین ساختی نسبتا بالا است

بر اساس شاخص تقارن توپوگرافی عرضی حوضه های ۴ و ۵ دارای بیشترین مقدار فعالیت زمین ساختی و حوضه های ۱ و ۲ نیز دارای فعالیت زمین ساختی پایین می باشند. حوضه ۳ که جایگاه شهرک جدید پردیس است دارای فعالیت متوسط است.

با توجه به نتایج حاصل از بررسی زمین ساخت فعال نسبی در منطقه مورد مطالعه، می توان نتیجه گرفت که بیشتر مساحت کل منطقه مورد مطالعه در رده فعالیت زمین ساختی



Holbrook, J. and Schumm, S.A., 1999, Geomorphic and Sedimentary Response of Rivers to Tectonic Deformation: a Brief Review and Critique of a Tool For Recognizing Subtle Epeirogenic Deformation In Modern And Ancient Settings. *Tectonophysics*, 305, Pp. 287- 306.

Joshi, P.N., Maurya, D.M. and Chamyal, L.S., 2013, Morphotectonic segmentation and spatial variability of neotectonic activity along the Narmada–Son Fault, Western India: Remote sensing and GIS analysis. *Geomorphology*. 180, Pp. 292-306.

Keller, E. A., Pinter, N., 1996, Active tectonics, Prentice Hall Upper Seddle River, NJ, USA, Pp. 564.

Keller, E. and Pinter, N., 2002, Earthquakes, uplift, and landscape, New Jersey, Pp. 34-42.

Keller, E.A. and Pinter, N., 2002, Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape (2ndEd.), Prentice Hall, New Jersey, Pp. 118-124.

Keller, E.A. and DeVecchio, D. E., 2013, Tectonic Geomorphology of Active Folding and Development of Transverse Drainages. In: John F. Shroder (ed.) *Treatise on Geomorphology*, 5, Pp. 129-147.

Keller, E.A., Zepeda, R.L., Rockwell, T.K., Ku, T.L. and Dinklage, W.S., 1998, Active tectonics at Wheeler Ridge, southern San Joaquin Valley, California. *Geological Society of America Bulletin*, 110, Pp. 298–310.

Mathuis, B.H.P., 2006, Digital elevation model based hydro-

References

Bull, W.B. and McFadden, L.D., 1977, Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California, In: Doebling, D.O. (Ed.), *Geomorphology in Arid Regions*, Proceedings of the Eighth Annual Geomorphology Symposium, State University of New York, Binghamton, Pp. 115- 138.

Burbank, D.W. and Anderson, R.S., 2012, *Tectonic Geomorphology*. Blackwell Science, Oxford, Pp. 438.

El Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernandez, T., Chacón, J. and Keller, E.A., 2008, Assessment of relative active tectonics, southwest border of Sierra Nevada (southern Spain), *Geomorphology*. 96, pp. 150–173.

Font, M., Amorese, D. and Lagarde, J.L., 2010, DEM and GIS analysis of the stream gradient index to evaluate effects of tectonics: The Normandy intraplate area (NW France), 109, Pp. 172- 180.

Fossen, H., 2016, *Structural Geology*. Cambridge University Press, Pp. 481.

Grohmann, C.H., 2004, Morphometric analysis in geographic information systems: applications of free software GRASS and R. *Computers and Geosciences*, 30, Pp. 1055-1067.

Hare, P. W .and Gardner, T., 1985, Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica. Allen and Unwin, Boston: Pp.75-104.



- Rockwell, T. K., D. L. Johnson, E. A. Keller, and R. G. Dembroff., 1984, A late Pleistocene-Holocene soil chronosquence in the Ventura Basin Southern California. *Geomorphology and Soils*, edited by KS Richards, RR Arnett, and S. Ellis, Pp. 309-327.
- Schumm, S.A., Dumont, J.F. and Holbrook, J.M., 2002, *Active tectonics and alluvial rivers*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Silva, P. G., J. Goy, C. Zazo and Bardaji, T., 2003, Fault-generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. *Geomorphology*, Pp.203-225
- Singh, P., Gupta, A. and Singh, M., 2014, Hydrological inferences from watershed analysis for water resource management using remote sensing and GIS techniques, *The Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Sciences*, Pp. 1- 11.
- Strahler, A.N., 1952, Hypsometric (area–altitude) analysis of erosional topography, *Geological Society of America Bulletin*, No. 63, Pp. 1117–1142.
- Walker, R.T., 2006, A remote sensing study of active folding and faulting in southern Kerman province, S.E. Iran, *Journal of Structural Geology*, 28, Pp, 654-66.
- Wells, S.G., Bullard, T.F., Menges, C.M., Drake, P.G., Karas, P.A., Kelson, K.I., Ritter, J.B., and Wesling, J.R., 1988, Regional variations in tectonic geomorphology along a segmented convergent plate boundary, Pacific Coast of Costa Rica. *Geomorphology*, 1, Pp. 239–265.
- processing, Geocarto International center, 21, Pp. 21- 26.
- Mayer, L., 1990, *Introduction to Quantitative Geomorphology*. Prentice Hall, Englewood, Cliffs, NJ.
- Menéndez, I., P. G. Silva, M. Martín-Betancor, F. J. Pérez-Torrado, H. Guillou and Scaillet, S., 2008, Fluvial dissection, isostatic uplift, and geomorphological evolution of volcanic islands (Gran Canaria, Canary Islands, Spain). *Geomorphology* Pp.189-203.
- Moore, I.D., Grayson, R.B. and Ladson, A.R., 1991, Digital terrain modelling: a review of hydrological, geomorphological and biological applications, *Hydrological Process*, 5, Pp. 3- 30.
- Morisawa, M., Hack, J.T., 1985, *Tectonic Geomorphology*, Boston: Allen and Unwin, Pp. 390.
- Ollier, C.D., 1985, Morphotectonic of continental margins with great escarpment, In *tectonic geomorphology*, Morisawa, M., and Hack, j., 1, Pp. 3-12.
- Pérez-Peña, J. V., A. Azor, J. M. Azañón and Keller, E. A., 2010, Active tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): insights from geomorphic indexes and drainage pattern analysis. *Geomorphology* Pp.74-87.
- Rangzan, K.S., Pirasteh. and Ali, S.A., 2003, Use of digital elevation model for study of drainage morphometry and identification stability and saturation zones in relations to landslide assessments in parts of the Shahbazan area, SW Iran. *Cartography*, 32. Pp, 71-76.