





Analysis of Seismicity Parameters b-value and Fractal Dimension (Dc-value) in the Zagros Collision Zone

Mousavi, M. H.¹  | Sadeghi Alavijeh, P.²  | Talebi, A.³  | Karami, M.⁴ 

1. Department of Physics Education, Farhangian University, Tehran, Iran.

2. Department of Physics, Faculty of Science, University of Kashan, Kashan, Iran.

3. Department of Physics, Faculty of Science, Arak University, Arak, Iran.

4. Department of Earth Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran.

Corresponding Author E-mail: a-talebii@araku.ac.ir

(Received: 30 Sep 2025, Revised: 2 Nov 2025, Accepted: 12 Jan 2026, Published online: 30 May 2026)

Summary

The Zagros Fold-and-Thrust Belt (ZFTB), as one of Iran's most active seismic zones, is situated at the convergent boundary between the Arabian Plate and the Central Iranian Block. Characterized by a high convergence rate, complex tectonic structures, and a rich seismic history, it has consistently been a focal point for tectonic and seismological research. This study aims to provide a comprehensive spatiotemporal analysis of the seismic indices b-value and Dc-value within this region, utilizing the earthquake catalog compiled by the Iranian Seismological Center (IRSC) from January 2006 to November 2024. The catalog, containing over 40,000 events with magnitudes greater than 1.5, served as the basis for analysis after refinement and removal of duplicate data. The b-value was estimated using the Gutenberg-Richter relationship coupled with the maximum likelihood method. To investigate structural changes in faults, the Dc-value parameter was also calculated. Event clustering was performed using an enhanced version of the Uhrhammer algorithm to optimally distinguish seismic clusters and remove aftershocks and foreshocks from the dataset. Spatial results revealed significant heterogeneity in the b-value across the Zagros, with values in the southern Zagros being substantially lower (0.25–0.55) on average compared to the central and northern sections. This pattern indicates higher stress concentration and a greater potential for larger earthquakes in the southern Zagros. In contrast, the higher b-values in the northern parts may reflect smaller-scale fracturing and more distributed stress. Temporal analysis of the b-value demonstrated a significant decrease during specific periods, particularly preceding large earthquakes ($M_w > 6$). A prominent example of this behavior was recorded before the M_w 7.3 Sarpol-e Zahab earthquake (2017), where the b-value decreased from approximately 0.85–1.0 to about 0.55–0.7 during the foreshock stage. This drop could be attributed to increased stress concentration, changes in fracture density, or crustal fluid migration, suggesting its potential as a possible precursor signal. During the co-seismic stage of this event, the lowest b-values (0.6) coincided with the main rupture, reflecting the sudden and intense stress release along the High Zagros Fault zone. In the post-seismic phase following the mainshock, a trend of relative b-value (1.2) recovery was observed, likely resulting from tectonic relaxation processes, stress redistribution, and aftershock activity. Analysis of the Dc-value, which expresses the correlation length of fractures and fault structure, revealed a complementary pattern to the b-value. Regions with low b-values exhibited higher Dc-values (1.6–2). This inverse correlation suggests that as a fault approaches its ultimate rupture stage, the fracture structure becomes more coherent and correlated, with energy release concentrating on larger scales. The combined spatiotemporal results for the b-value and Dc-value provide a comprehensive picture of the stress state and seismic dynamics of the Zagros. These findings indicate that a decrease in b-value accompanied by an increase in Dc-value can be considered a warning pattern for elevated seismic hazard. If confirmed by independent data over longer timeframes, such a pattern could be integrated into seismic monitoring systems and earthquake hazard assessment frameworks for Iran. From a tectonic perspective, the spatial heterogeneity of the b-value and Dc-value reflects differences in convergence rates, fault geometry, crustal rheological properties, and the role of hydrothermal processes in different segments of the Zagros. The southern Zagros, with its higher convergence rate and presence of long, active faults such as the MFF (Mountain Front Fault) and MZF (Main Zagros Fault), is prone to stress concentration and larger events, whereas the northern and central parts, with more complex structures and distributed fracturing, exhibit a different pattern of seismicity. In summary, this study, employing advanced statistical analyses and seismic clustering, has established a significant correlation between variations in b-value and Dc-value and the active tectonic processes in the Zagros. The obtained results not only contribute to a better understanding of stress distribution and seismic dynamics in this region but also provide a basis for developing predictive seismic hazard models and designing risk mitigation strategies for high-risk areas in Iran.

Keywords: Zagros, seismotectonic, b-value, Dc-value.

Cite this article: Mousavi, M. H., Sadeghi Alavijeh, P., Talebi, A., & Karami, M. (2026). Analysis of Seismicity Parameters b-value and Fractal Dimension (Dc-value) in the Zagros Collision Zone. *Journal of the Earth and Space Physics*, 52(1), 17-31. DOI: <http://doi.org/10.22059/jesphys.2026.402700.1007725>

E-mail: (1) mohammadmousavi8154@gmail.com (2) ph.parva@yahoo.com (4) mohamadkarami@ut.ac.ir



© Authors Retain the Copyright and Full Publishing Rights.

Publisher: University of Tehran Press.

DOI: <http://doi.org/10.22059/jesphys.2026.402700.1007725>

Print ISSN: 2538-371X
Online ISSN: 2538-3906

بررسی پارامتر لرزه‌خیزی b -value و بعد فرکتال لرزه‌خیزی (Dc -value) در زون برخوردی زاگرس

محمد حسین موسوی^۱ | پروا صادقی علویجه^۲ | امیر طالبی^۳ | محمد کرمی^۴

۱. گروه آموزش فیزیک، دانشگاه فرهنگیان، تهران، ایران.
۲. گروه فیزیک، دانشکده علوم پایه، دانشگاه کاشان، کاشان، ایران.
۳. گروه فیزیک، دانشکده علوم پایه، دانشگاه اراک، اراک، ایران.
۴. گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران.

رایانامه نویسنده مسئول: a-talebii@araku.ac.ir

(دریافت: ۱۴۰۴/۷/۸، بازنگری: ۱۴۰۴/۸/۱۱، پذیرش نهایی: ۱۴۰۴/۱۰/۲۲، انتشار آنلاین: ۱۴۰۵/۳/۹)

چکیده

کمرند کوهزایی زاگرس، واقع در محل تلاقی ایران مرکزی و صفحه عربستان، به عنوان یکی از فعال‌ترین مناطق لرزه‌خیز از نظر رکوردهای تکتونیک، زمین‌لرزه، ژئوفیزیکی و زمین‌شناختی در ایران شناخته می‌شود. این پژوهش با بهره‌گیری از الگوریتم خوشه‌بندی توسعه‌یافته اراهمر (اورهامر ۱۹۸۶) به بررسی تغییرات مکانی-زمانی بر اساس پارامترهای b -value و Dc -value برای زمین‌لرزه‌های رخ داده در پهنه موردنظر می‌پردازد. کاتالوگ زمین‌لرزه زمین‌لرزه‌های مورد استفاده در این پژوهش شامل بیش از ۴۰,۰۰۰ رویداد با بزرگی بیش از ۱/۵ است که از سال ۲۰۰۶ تا ۲۰۲۴ توسط مرکز لرزه‌نگاری ایران (IRSC) ثبت شده‌اند. یافته‌ها نشان می‌دهد که b -value در زون گسیختگی زاگرس در مناطق شمالی و جنوبی نوسان دارد و تحت‌تأثیر رویدادهای زمین‌لرزه‌ای منفرد است. توزیع مکانی b -value مقدار بیشتر را در زاگرس شمالی نسبت به مناطق جنوبی، با مقادیری بین ۰/۵ تا ۱/۵ نشان می‌دهد. با این حال، زلزله سرپل‌ذهاب با بزرگی ۷/۳ در زاگرس شمالی نشان می‌دهد که بزرگ‌ترین رویدادهای اخیر در بخش شمالی ناحیه رخ داده است. این امر می‌تواند ناشی از تفاوت در نرخ همگرایی، ضخامت رسوبات، یا مکانیسم گسلی در شمال و جنوب ناحیه برخوردی زاگرس باشد. بنابراین، تجمع تنش در زاگرس جنوبی همچنان پابرجاست، اما پتانسیل آزادسازی آن به‌صورت رویدادهای متوسط تا بزرگ بیشتر از وقوع رویدادهای خیلی بزرگ است. تحلیل زمانی b -value همچنین همبستگی بین کاهش b -value و وقوع رویدادهای مهم زمین‌لرزه‌ای (با بزرگی بیش از ۶) را نشان می‌دهد. علاوه بر این، ما تغییرات Dc -value (۱/۶-۲) را برای شناسایی تغییرات در ساختار گسل محاسبه کرده‌ایم. Dc -value همبستگی معکوس با b -value را نشان می‌دهد، با نزدیک شدن گسل به شکست، انرژی آزاد شده از تجمع تنش با افزایش Dc -value مشخص می‌شود. هدف این مطالعه ارائه یک دید کلی و جامع از فعالیت‌های تکتونیک همراه با تغییرات در b -value و Dc -value در زون مورد مطالعه است، که از این طریق درک ما را از توزیع تنش بهبود می‌بخشد. یافته‌ها نشان داد که b -value و Dc -value می‌توانند به‌عنوان شاخص‌های بالقوه افزایش خطر لرزه‌ای در زون عمل کنند.

واژه‌های کلیدی: زاگرس، لرزه زمین ساخت، b -value، Dc -value.

۱. مقدمه

ساختارهای چین‌خورده به یکی از فعال‌ترین مناطق لرزه‌خیز در سطح جهان تبدیل شده است (طالبی و همکاران، ۲۰۲۰). تشکیل رشته‌کوه زاگرس بسیار بیشتر از ۱۲ میلیون سال پیش، با برخورد صفحات تکتونیک عربی و اوراسیا در دوره کرتاسه پسین آغاز شد و این فرایند تا به امروز ادامه دارد. یک عنصر حیاتی در این تکامل زمین‌شناسی،

زلزله بزرگ‌ترین و مخرب‌ترین پدیده زمین‌شناسی است، وقوع آن هر ساله به‌طور میانگین منجر به از بین رفتن جان بیش از ۲۵۰۰۰ نفر در سطح جهان شده و به تبع آن خسارات مالی گسترده به شریانهای حیاتی، میراث تاریخی و فرهنگی و نیز مناطق مسکونی شهری و روستایی وارد می‌کند. پهنه زاگرس با حضور گسل‌های معکوس و امتداد لغز و

استناد: موسوی، محمد حسین؛ صادقی علویجه، پروا؛ طالبی، امیر و کرمی، محمد (۱۴۰۵). بررسی پارامتر لرزه‌خیزی b -value و بعد فرکتال لرزه‌خیزی (Dc -value) در زون برخوردی زاگرس. *مجله فیزیک زمین و فضا*، ۵۲(۱)، ۱۷-۳۱. DOI: <http://doi.org/10.22059/jesphys.2026.402700.1007725>

رایانامه: (۱) mohammadmousavi8154@gmail.com (۲) ph.parva@yahoo.com (۳) mohamadkarami@ut.ac.ir (۴)



متمرکز انرژی لرزه‌ای در قالب رویدادهایی با بزرگی بالا می‌باشند (آهادوف و اوزتورک، ۲۰۲۱). موسویان و مصطفی‌زاده (۲۰۲۵) در زاگرس شمالی، مقدار b را $0.8-$ گزارش کردند اما روش آنها فاقد تفکیک مکانی دقیق بود و تغییرات محلی نزدیک گسل پیشانی کوهستان (M.F.F.) را نادیده گرفت. نظری‌نژاد و همکاران (۲۰۲۴) مقدار Dc در زاگرس مرکزی را در حدود $1.5-2$ برآورد کردند، اما تحلیل آنها محدود به دوره پیش از سال ۱۳۹۶ بود و اثرات پس‌لرزه‌ای زلزله سرپل‌ذهاب را در نظر گرفته نشد. فراچی و همکاران (۲۰۱۷) مقدار پارامتر $Z(z < -2)$ را به عنوان پیش‌نشانگر در زاگرس گزارش دادند، اما روش پنجره زمانی ثابت آنها (۵ سال) نوسانات کوتاه‌مدت را نادیده می‌گیرد. مداحی‌زاده و همکاران (۲۰۱۶) مقدار b پایین (۰/۹-۰/۶) را در کل زاگرس نشان دادند. به‌طور کلی این پژوهش‌ها عمدتاً مقیاس منطقه‌ای داشتند، تغییرات محلی نزدیک گسل‌ها را نادیده گرفتند، و یکپارچه‌سازی پارامترهای تخمین‌زده‌شده صورت نپذیرفته است.

یکی دیگر از پارامترهای لرزه‌خیزی محاسبه مقدار Dc است که پیچیدگی توزیع مکانی گسل و زلزله را کمی می‌کند و به‌طور غیرمستقیم با توزیع تنش منطقه‌ای مرتبط است. توزیع‌های ناهمگن تر زلزله و گسل‌های پیچیده‌تر با مقادیر Dc بزرگ‌تر و گسل‌های ساده‌تر با توزیع همگن‌تر با مقادیر کمتر Dc نشان داده می‌شوند. مقدار b و بعد فرکتالی زلزله‌ها در طول سه دهه گذشته به‌طور گسترده مورد بحث قرار گرفته و به عنوان ابزاری قدرتمند برای کمی‌سازی خواص ذاتی یک سیستم با ماهیت فرکتالی استفاده شده است. در برخی مطالعات، رابطه‌ای بین محیط‌های پر تنش و مقادیر b پایین با مقادیر Dc بالا وجود دارد که از جمله می‌توان به مطالعه توزیع لرزه‌خیزی در جنوب زاگرس توسط رومینا و همکاران (۲۰۲۳) اشاره کرد. هدف اصلی این پژوهش بررسی رفتار مکانی و زمانی زلزله‌خیزی در پهنه زاگرس به‌منظور ارزیابی پتانسیل زلزله‌های آتی می‌باشد. ترکیب پارامترهای b -value و Dc -value روشی مناسب تر برای تحلیل زلزله‌خیزی ارائه

بسته شدن اقیانوس نئوتتیس بود؛ با این حال، فعالیت‌های کوهزایی برای مدت طولانی در حال وقوع بوده است. شکل ۱ نقشه توپوگرافی همراه با گسل‌های فعال زون مورد مطالعه را نشان می‌دهد زلزله ۱۲ نوامبر ۲۰۱۷ (۲۱ آبان ۱۳۹۶) با بزرگای 7.3 ، منطقه سرپل‌ذهاب را در زون زاگرس لرزاند. وقوع این رویداد، لزوم بررسی جامع فعالیت‌های لرزه‌خیزی در این زون را نشان می‌دهد. این رویداد لرزه‌ای به عنوان یکی از قوی‌ترین زلزله‌های ثبت شده در ایران طبقه‌بندی می‌شود که منجر به تخریب گسترده مناطق مسکونی و زیرساخت‌ها شد و اثرات آن در کشور همسایه، عراق نیز احساس شد. در نتیجه، چندین مطالعه تحقیقاتی برای بررسی مشخصات لرزه‌ای به‌منظور ارزیابی خطرات لرزه‌ای در بیشتر مناطق ایران، به‌ویژه در زون زاگرس، انجام شده است (هاتزفلد و همکاران ۲۰۰۳؛ مداحی‌زاده و همکاران، ۲۰۱۶؛ فراچی و همکاران ۲۰۱۷؛ نظری‌نژاد و همکاران، ۲۰۲۴؛ موسویان و مصطفی‌زاده، ۲۰۲۵). یکی از رویکردهای مؤثر برای ارزیابی شرایط لرزه‌خیزی و درک تکنیک منطقه‌ای، بررسی پارامترهای لرزه‌خیزی از جمله مقدار b (که مقدار آن بستگی به زمین ساخت منطقه دارد) و بعد فرکتالی Dc است (گوتنبرگ و ریشر، ۱۹۴۴؛ اوزتورک، ۲۰۱۵). رابطه گوتنبرگ-ریشر به‌عنوان یکی از بنیادین‌ترین روابط لرزه‌شناسی، بینشی دقیق درباره مقدار b ارائه می‌دهد. این پارامتر بیانگر شیب همبستگی خطی میان بزرگی زمین‌لرزه و فراوانی تجمعی آن است و می‌تواند بسته به ویژگی‌های تکنونیک منطقه، در بازه‌ای بین 0.3 تا 2.0 متغیر باشد (اوتسو، ۱۹۷۲). مقدار b به‌عنوان شاخصی دقیق در تحلیل خطرات لرزه‌ای و الگوهای توزیع تنش در یک گستره عمل می‌کند. تغییرات این مقدار ارتباط نزدیکی با وقوع زمین‌لرزه دارد و نقش مهمی در ارزیابی احتمال رویدادهای آینده ایفا می‌کند. به‌طور کلی، مقادیر بالای b که نشان‌دهنده فراوانی زلزله‌های با بزرگی کم هستند، معمولاً با مناطقی که دارای شکستگی‌های زیاد و پراکنده هستند همبستگی مثبت دارند. در مقابل، مقادیر پایین این پارامتر نشان‌دهنده آزادسازی

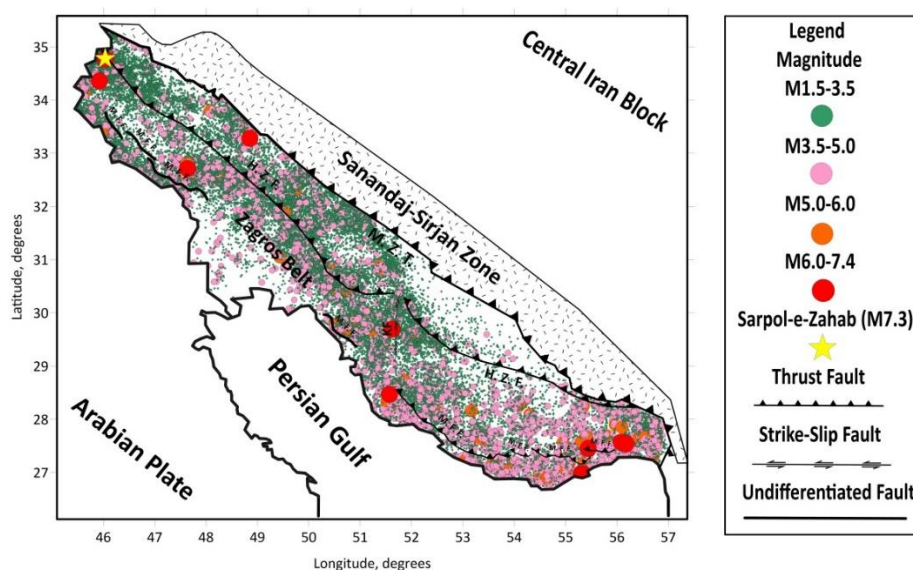
و همکاران، ۲۰۱۲). این برخورد مداوم که از دوران زمین‌شناسی میوسن آغاز شده و هنوز ادامه دارد، کمربند راندگی و چین‌خورده زاگرس را تشکیل داده است. زاگرس هنوز از نظر لرزه‌خیزی فعال است و بیش از نیمی از زمین‌لرزه‌های ایران را شامل می‌شود (آگارد و همکاران، ۲۰۱۱).

از منظر ژئومورفولوژیکی، پهنه زاگرس دچار فرایندهای پیچیده دگرشکلی شده است که منجر به توسعه ویژگی‌های تکتونیکی موازی متعدد شده است. زون برخورد زاگرس، به صورت عرضی نسبت به روند اصلی، از جنوب غرب به شمال شرقی به سه زون تقسیم می‌شود: (۱) کمربند زاگرس، (۲) زون سندج-سیرجان (SSZ). بخش شمال شرقی این پهنه به گسل اصلی زاگرس (MZT) محدود می‌شود که به عنوان پهنه اتصال اصلی صفحات عربستان و ایران مطرح است (شکل ۱- الف). بالای کمربند زاگرس، سنگ‌های رسوبی با ضخامت بین ۱۳ تا ۱۴ کیلومتر قرار دارند که به دوره‌های پرمو-تریاسی تا کرتاسوس-پالئوسن نسبت داده شده و پس از دوران میو-پلیوسن، در جهت شمال غرب-جنوب شرق چین‌خورده‌اند (جیمز و ویند، ۱۹۶۵؛ پاول و همکاران، ۲۰۰۶).

می‌دهد که به پژوهشگران امکان می‌دهد خطرات لرزه‌ای را با دقت بیشتری ارزیابی کرده و آمادگی در برابر زلزله را بهبود بخشند و خطرات وارده به زیرساخت‌ها و جان انسان را کاهش دهند. شکل ۱ توزیع مکانی رخداد زمین‌لرزه‌های مرتبط با گسل‌های فعال و واحدهای ساختاری مختلف در منطقه زاگرس را نشان می‌دهد. توزیع جغرافیایی فعالیت‌های لرزه‌ای در سراسر این منطقه، همان‌گونه که در شکل به تصویر کشیده شده است، تمرکز قابل توجهی از فعالیت‌های تکتونیکی را در داخل کمربند زاگرس نشان می‌دهد.

۲. لرزه‌زمین‌ساخت و لرزه‌خیزی گستره مورد مطالعه

گستره مورد مطالعه در این پژوهش، منطقه‌ای واقع در عرض جغرافیایی ۲۷ تا ۳۵ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۴۶ تا ۵۷ درجه شرقی است که در کمربند کوهزایی زاگرس و در میان مناطق تکتونیکی بزرگ مقیاس فلات ایران قرار دارد. رشته‌کوه زاگرس از شرق ترکیه در شمال غربی تا زون فروانش مکران در جنوب شرقی ایران با طول تقریبی ۲۰۰۰ کیلومتر امتداد دارد و با کوتاه‌شدگی شدید تکتونیکی در نتیجه همگرایی مداوم صفحات عربستان و اوراسیا مشخص می‌شود (طالبی و همکاران، ۲۰۲۰؛ موترو



شکل ۱. توزیع مکانی رخداد زمین‌لرزه‌ها بر اساس بزرگی در پهنه زاگرس. (داده‌ها با بزرگی بالای ۱/۵ در بازه زمانی از ۱ ژانویه ۲۰۰۶ تا ۳۱ اکتبر ۲۰۲۴ از مرکز لرزه‌نگاری کشوری وابسته به موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران اخذ شده است). تعداد زمین‌لرزه‌ها در بازه بزرگا ۱/۵-۳/۵ (۳۶۷۱۵)، ۳/۵-۵ (۳۸۷۵)، ۵-۶ (۱۲۹) و ۶-۷ (۱۲).

معکوس است، اما در شمال غرب راست‌گرد (مانند گسل اصلی زاگرس) غالب می‌شود (بریریان، ۱۹۹۵). نرخ همگرایی محلی ۴-۸ میلی‌متر/سال و وجود نمک هرمز به عنوان لایه جداکننده (ضخامت ۱-۳ کیلومتر، بیشتر در جنوب)، باعث تمرکز تنش در گسل‌های پیشانی کوهستان و اصلی زاگرس می‌شود. حضور وسیع سازند نمکی هرمز مربوط به اواخر نئوپروتروزویک-کامبرین، بخش لرزه‌زمین‌ساختی زون زاگرس جنوبی را تحت تأثیر قرار داده است. این توالی تبخیری خاص، عمدتاً هالیت‌ها، خواص فیزیکی ویژه‌ای از خود نشان می‌دهد (چگالی کم، گرانروی پایین، و شکل‌پذیری بالا). این خواص کنترل قابل توجهی بر تغییر شکل پوسته، توزیع تنش، و در نتیجه بر الگوهای زمین‌لرزه‌ها دارد (اشتوکلین، ۱۹۶۸؛ مک کواری، ۲۰۰۴).

۳. شیوه پژوهش

۳-۱. رابطه گوتنبرگ-ریشتر و **b-value**

رابطه گوتنبرگ-ریشتر یک رابطه آماری است که برای توصیف توزیع بزرگی زلزله در یک زون خاص استفاده می‌شود. این قانون به صورت زیر بیان می‌شود:

$$\log N(M) = a - bM \quad (1)$$

که در آن $N(M)$ تعداد تجمعی زمین‌لرزه‌هایی با بزرگی بزرگ‌تر یا مساوی M است و a یک ثابت است که نشان‌دهنده سطح فعالیت لرزه‌ای منطقه است و b شیب توزیع بزرگی-فراوانی (MFD) را توصیف می‌کند که می‌تواند هم از نظر مکانی و هم از نظر زمانی تغییر کند. مقدار b یک پارامتر مهم برای درک رفتار لرزه‌ای یک منطقه است (گوتنبرگ و ریشتر، ۱۹۴۴). مقدار b اغلب به ویژگی‌های متفاوتی از جمله: تنش تکنونیک، خواص مواد و سازوکارهای گسلش نسبت داده می‌شود. مقادیر بالاتر b ($b > 1.0$) اغلب با مواد ناهمگن، مناطق شکسته یا مناطق آتشفشانی مرتبط هستند. در حالی که مقادیر پایین‌تر ($b < 1$) معمولاً در مناطقی با تنش بالا، مانند مناطق گسل راندگی یا مناطقی با تجمع تنش متمرکز مشاهده می‌شوند. مقدار b معمولاً با استفاده از روش حداکثر درست‌نمایی

کمر بند کوهزایی زاگرس، به‌عنوان یک ساختار زمین‌ساختی اصلی، تقریباً از مختصات 38° شمالی و 44° شرقی (در نزدیکی مرز ترکیه، عراق و ایران، شمال غربی ایران) تا مختصات 27° شمالی و 56° شرقی (در نزدیکی تنگه هرمز، جنوب شرقی ایران) گسترده شده است. این کمر بند عمدتاً در جهت شمال غربی-جنوب شرقی کشیده شده و بخش‌های وسیعی از غرب و جنوب غرب ایران، شمال عراق و شمال شرق عراق را در بر می‌گیرد. در این منطقه، تعداد قابل توجهی از وقایع لرزه‌ای با بزرگی‌های بین ۱/۵ تا ۵/۰ مشاهده می‌شود که بیانگر تغییر شکل پیوسته در این پهنه برخوردی است. قابل ذکر است که زلزله‌های قوی‌تر با بزرگی‌های بین ۵/۰ تا ۷/۳ عمدتاً در امتداد مرزهای اصلی تکنونیک رخ می‌دهند. از میان این مرزها، راندگی اصلی زاگرس (M.Z.T.) و گسل زاگرس مرتفع (H.Z.F.) نقش‌های کلیدی را ایفا می‌کنند. رانش اصلی زاگرس که مرز شمال شرقی کمر بند زاگرس را تعیین می‌کند و به عنوان زون اتصال یا محل هم‌نشینی صفحه‌ها شناخته می‌شود، میزان قابل توجهی از فعالیت لرزه‌ای را نشان می‌دهد؛ این موضوع دلالت بر آن دارد که تغییر شکل و آزادسازی تنش به‌طور پیوسته در امتداد این گسل مهم صورت می‌گیرد. به‌طور مشابه، گسل زاگرس مرتفع که در داخل کمر بند زاگرس قرار دارد، الگوی واضحی از فعالیت لرزه‌ای را به نمایش می‌گذارد و نقش آن در تنظیم کوتاه‌شدن پوسته ناشی از برخورد صفحه عربستان با بلوک مرکزی ایران برجسته می‌شود. پهنه زاگرس، بخشی از کمر بند چین‌خورده-راندگی آلپ-همالیا است که ضخامت رسوبات کرتاسه-میوسن آن از ۸ کیلومتر در شمال غرب (نزدیک سرپل ذهاب) تا بیش از ۱۲ کیلومتر در جنوب شرق (نزدیک بندرعباس) تغییر می‌کند (سازندهای آسماری، گچساران، فجر، و یابد (علوی، ۲۰۰۷) ضخامت پوسته قاره‌ای در زاگرس از ۳۵-۴۰ کیلومتر در شمال غرب تا ۵۰-۵۵ کیلومتر در جنوب شرق افزایش می‌یابد (پاول و همکاران، ۲۰۰۶). ناحیه لرزه‌زا غالب در عمق ۸-۲۰ کیلومتر قرار دارد، جایی که رفتار شکننده در لایه‌های رسوبی فوقانی رخ می‌دهد. مکانیسم گسلی اصلی راندگی

از اثر نوفه‌های مقیاس کوچک (مانند خطای مکان‌یابی) انتخاب می‌شود.

حد بالا برابر با حدود ۱۰٪ شعاع جستجوی گره (معمولاً ۳۰-۵۰ کیلومتر)، به گونه‌ای که $C(r)$ هنوز در مقیاس توانی قرار داشته باشد و به اشباع نرسد.

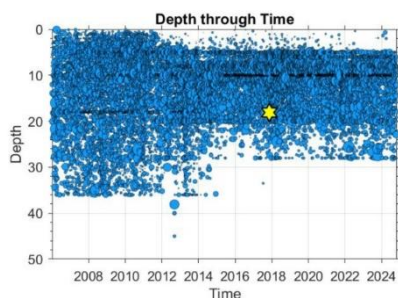
اگر توزیع مکانی مراکز زلزله یک الگوی فرکتالی نشان دهد، آنگاه:

$$C(r) \approx r^{Ds} \quad (۵)$$

در اینجا Dc نشان‌دهنده بعد فرکتال فضایی است. بعد فرکتال توزیع زلزله را می‌توان با تعیین شیب خط برازش بهینه روی نمودار لگاریتمی $C(r)$ در برابر r تخمین زد.

۴. مجموعه داده‌های لرزه‌خیزی

داده‌های به‌دست‌آمده از مرکز لرزه‌نگاری کشوری وابسته به موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (IRSC) برای تحلیل پارامترهای لرزه‌خیزی مورد استفاده قرار گرفتند. این مجموعه داده شامل اطلاعاتی نظیر تاریخ وقوع، تعداد رویدادها، عمق و بزرگی زلزله‌ها می‌باشد. زلزله‌هایی که در این تحقیق مورد بررسی قرار گرفته‌اند، دارای بزرگی ۱/۵ و بالاتر بوده و در طول بازه زمانی گسترده‌ای از دی ماه سال ۱۳۸۴ تا آبان ماه سال ۱۴۰۳ رخ داده‌اند. همچنین، مجموعه داده‌ای که توسط IRSC گردآوری و به‌روزرسانی شده است، شامل ۴۰۷۳۱ رویداد لرزه‌ای می‌باشد. شکل ۲-الف و ۲-ب به ترتیب نمایانگر توزیع مکانی-زمانی و عمق رخدادهای لرزه‌ای در گستره مورد مطالعه است و اطلاعات ارزشمندی را در خصوص ویژگی‌های لرزه‌خیزی این ناحیه ارائه می‌دهد.



(ب)

(Maximum Likelihood Method) که توسط آکی (۱۹۶۵) پیشنهاد شده است، محاسبه می‌شود. این روش تخمین‌های دقیقی با حداقل خطا ارائه می‌دهد (ویس، ۱۹۹۷) که به شرح زیر است:

$$b = \frac{\log_{10}(e)}{(M_{mean} - M_c)} \quad (۲)$$

$$\delta b = 2.3 b^2 \sqrt{\frac{\sum (M_i - \{M\})^2}{n(n-1)}} \quad (۳)$$

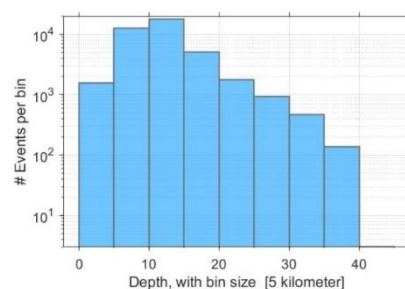
که n نشان‌دهنده بزرگی نمونه‌ها است.

۲-۳. بعد فرکتال لرزه‌خیزی (Dc-value)

برای کمی‌سازی خوشه‌بندی مکانی زلزله‌ها، از روش همبستگی انتگرالی برای محاسبه بعد فرکتال مکانی استفاده کرده‌ایم. این روش به‌ویژه به تغییرات نامحسوس در الگوهای خوشه‌بندی زلزله حساس است (گراسبرگر و پروکاسیا، ۱۹۸۳). بعد فرکتالی کوچک‌تر نشان‌دهنده خوشه‌بندی مکانی کمتر است و برعکس. در نتیجه، تابع همبستگی انتگرالی برای توزیع زمانی و مکانی N زلزله به‌صورت زیر تعریف می‌شود:

$$C(r) = \frac{2N_{R<r}}{N(N-1)} \quad (۴)$$

که $C(r)$ نشان‌دهنده تابع همبستگی است و $N(R<r)$ تعداد جفت‌های زلزله‌ای را نشان می‌دهد که با فاصله R کمتر از r از هم جدا شده‌اند. r فاصله بین دو مرکز زلزله می‌باشد. برای تعیین محدوده r یک حد پایین (r_{min}) و یک حد بالا (r_{max}) در نظر می‌گیریم که به‌صورت زیر تعریف می‌شوند: حد پایین برابر با میانگین فاصله همسایگی نزدیک‌ترین زلزله (Nearest Neighbor Distance) در هر گره، که معمولاً بین ۱ تا ۳ کیلومتر می‌باشد. این حد برای جلوگیری



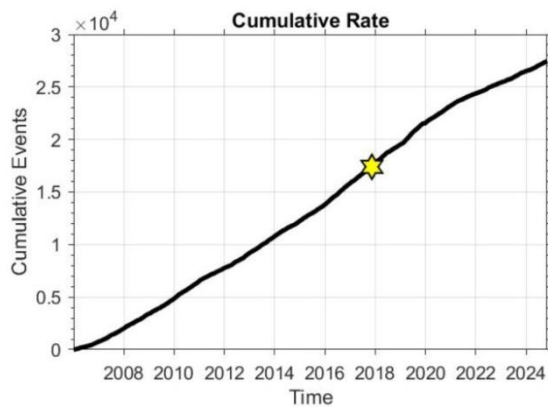
(الف)

شکل ۲. الف) هیستوگرام‌های عمقی در پهنه مورد مطالعه. ب) نمودار توزیع عمق زمین‌لرزه‌ها نسبت به زمان. ستاره زرد نشان‌دهنده زلزله سرپیل ذهاب در سال ۲۰۱۷ (با بزرگی ۷/۳) است.

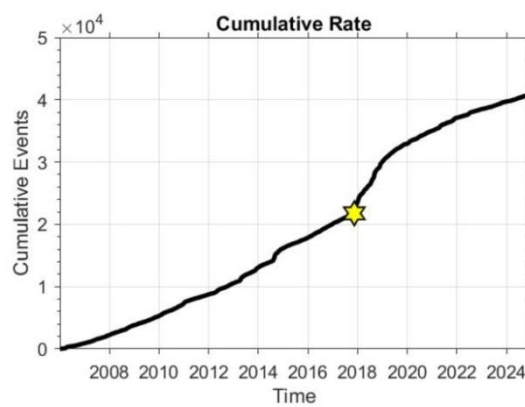
از پارامترهای لرزه‌ای ضروری است (گاردنر و کونوپوف، ۱۹۷۴). نرخ تجمعی زمین‌لرزه‌ها (شکل ۳) به وضوح نشان‌دهنده تغییراتی در نرخ لرزه‌خیزی زون بین سال‌های ۲۰۰۶ تا ۲۰۲۴ است. تحلیل داده‌ها حاکی از آن است که فاز فعالیت لرزه‌ای از اوایل سال ۲۰۱۵ آغاز شده و تا مدت‌ها پس از زمین‌لرزه مهم ۷/۳ سرپل‌ذهاب در نوامبر ۲۰۱۷ ادامه یافته است. این فعالیت‌های لرزه‌خیزی در یک دوره طولانی تداوم داشته و پس از سال ۲۰۱۹ کاهش یافته است.

مشخص کردن بزرگای حد آستانه (M_c)، یکی از اجزای اساسی در ارزیابی کاتالوگ لرزه‌ای استخراج‌شده برای زون زاگرس است. بزرگای حد آستانه (M_c) به عنوان پایین‌ترین سطح بزرگی تعریف می‌شود که در آن کلیه رویدادهای لرزه‌ای رخ داده در یک بازه زمانی مشخص به صورت سازگار گزارش شده‌اند. در این پژوهش از روش Maximum Cutvature (ویمر و ویس ۲۰۰۲) برای برآورد بزرگای حد آستانه استفاده شده است. نتایج حاصل از تحلیل‌های انجام‌شده (شکل ۴) نشان‌دهنده تغییرپذیری قابل توجهی در مقادیر M_c است. این تغییرپذیری هم در بازه زمانی مورد بررسی (از اواخر سال ۲۰۰۶ تا اوایل سال ۲۰۲۴) و هم در میان دامنه‌های تکنونیک‌های مختلف زون مورد مطالعه، قابل مشاهده است.

بررسی این داده‌ها به وضوح نشان می‌دهد که تمرکز اصلی فعالیت‌های لرزه‌ای در پوسته کم‌عمق تا میانی فوقانی رخ می‌دهد. اوج لرزه‌خیزی در محدوده عمقی ۵ تا ۲۰ کیلومتری قرار دارد و بیشترین فراوانی زمین‌لرزه‌ها در عمق ۱۰ تا ۱۵ کیلومتری به ثبت رسیده است. این الگوی توزیع عمقی، ویژگی رایج محیط‌های تکنونیک‌های فعال قاره‌ای محسوب می‌شود. این عمق مشاهده شده با محدوده عمقی پیشنهادی برای توسعه ساختارهای لرزه‌زا در چنین محیط‌هایی تطابق دارد. کاهش ناگهانی و چشمگیر فعالیت‌های لرزه‌ای در عمق تقریبی ۲۵ کیلومتری، به احتمال قوی، نشان‌دهنده عمق پهنه گذار ترد-شکل‌پذیر (brittle-ductile transition zone) در این بخش از پوسته است. در این پهنه، با افزایش دما و فشار، رفتار مکانیکی سنگ‌ها از حالت شکننده به حالت شکل‌پذیر تغییر می‌یابد و تغییر شکل‌ها عمدتاً به صورت غیرلرزه‌ای و با خزش آهسته رخ می‌دهند، که منجر به کاهش قابل‌ملاحظه لرزه‌خیزی می‌شود. این تحقیق به منظور افزایش قابلیت‌اطمینان داده‌ها و تسهیل تخمین‌های پایدار پارامترهای لرزه‌ای، کاتالوگ مورد استفاده را با بهره‌گیری از الگوریتم خوشه‌زدایی توسعه‌یافته توسط اراهامر (۱۹۸۶) خوشه‌زدایی کرده است. این روش با حذف مؤثر پس لرزه‌ها و پیش لرزه‌ها، امکان تمایز رویدادهای اصلی مستقل را فراهم می‌آورد که برای دستیابی به تخمین‌های بی‌طرفانه

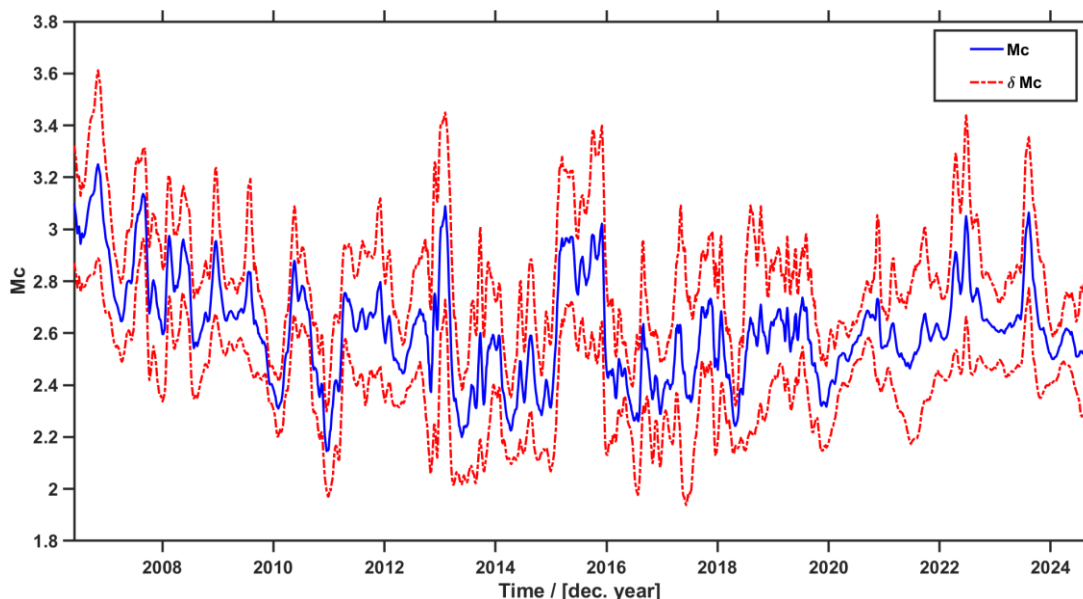


(ب)



(الف)

شکل ۳. نرخ تجمعی زلزله به عنوان تابعی از زمان، قبل از خوشه‌زدایی (الف) و بعد از خوشه‌زدایی (ب). ستاره زرد نشان‌دهنده زلزله سرپل‌ذهاب در سال ۲۰۱۷ (با بزرگی ۷/۳) است.



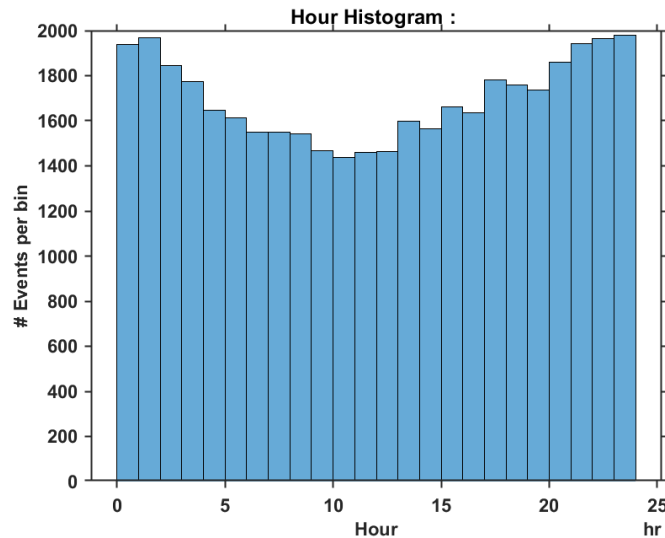
شکل ۴. تغییرات زمانی Mc-value. انحراف معیار (δMc) با خط خاکستری نقطه‌چین نشان داده شده است.

برآورد تغییرات بزرگای حد آستانه در طی سال‌های ۲۰۰۶-۲۰۲۴ (شکل ۴)، تغییرات قابل توجهی را در بزرگای حد آستانه در سراسر پهنه زاگرس نشان داده است. بنابراین، این مقدار بزرگای حد آستانه احتمالاً یک برآورد میانگین یا کلی از مجموعه داده‌ها است که ممکن است بازتاب‌دهنده سطح واقعی کامل بودن در تمام بخش‌های مختلف زاگرس نباشد. مقدار b توزیع نسبی بزرگای زمین‌لرزه‌ها را کمی‌سازی می‌کند. به‌طور کلی پذیرفته شده است که میانگین جهانی مقدار b حدود $1/0$ است. مقدار b پایین‌تر با مناطق دارای ناهمواری‌های قفل‌شده در گسل‌های با مقاومت بیشتر یا مناطقی با تنش بالاتر مرتبط است. چنین شرایطی با وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر در مقایسه با زمین‌لرزه‌های کوچک‌تر مشخص می‌شوند که در مناطقی که $b \approx 1.0$ است، پیش‌بینی می‌شود (تورمن، ۲۰۱۴). در این ناحیه، که به‌عنوان یک پهنه برخوردی فعال قاره‌ای شناخته می‌شود، تنش‌های زیادی در پوسته زمین ایجاد و انباشته می‌شود. این انباشت تنش موجب فعال شدن سامانه‌های گسلی بزرگ شده و در نتیجه، منجر به وقوع زمین‌لرزه‌هایی می‌شود (آکی، ۱۹۸۴). مقدار b برابر با $0/86$ نیز به‌خوبی نشان‌دهنده ویژگی‌های این فرایند و نحوه توزیع زمین‌لرزه‌ها در این منطقه است.

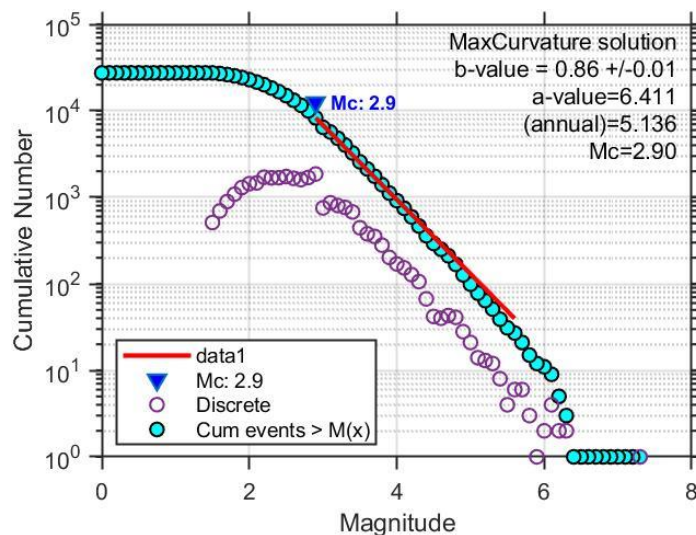
جهت تحلیل تغییرپذیری زمانی وقوع زمین‌لرزه‌ها در مقیاس ساعتی، هیستوگرام فراوانی رخدادهای لرزه‌ای در شکل ۵ ارائه شده است. بر اساس نتایج به‌دست آمده، توزیع زمین‌لرزه‌ها در ساعات مختلف شبانه‌روز یکنواخت نبوده و الگوی ناهمسانگردی را نشان می‌دهد. بیشینه آماری وقوع زمین‌لرزه‌ها در بازه زمانی ۲۳ تا ۰۲ ساعت UTC (یا به وقت محلی) متمرکز شده است.

۵. نتایج و بحث

رابطه گوتنبرگ-ریشتر کاتالوگ زمین‌لرزه‌های گردآوری شده برای پهنه زاگرس که برای ارزیابی رابطه بین فراوانی و بزرگای زمین‌لرزه‌ها ضروری است در شکل ۶ نشان داده شده است. بر اساس ملاحظات زمین‌شناسی (ویمر و ویس، ۲۰۰۲)، در بیشتر مناطق، مقدار b در بازه $0/4$ تا 2 قرار دارد. مطالعه ما بر روی کاتالوگ زمین‌لرزه‌های زاگرس، مقدار b را $0/86 \pm 0/01$ (محاسبه شده با روش حداکثر انحنای حد آستانه Mc) را $2/9$ نشان می‌دهد. Mc برآورد شده، حاکی از آن است که برای این مطالعه، کاتالوگ تنها برای زمین‌لرزه‌های با بزرگای $2/9$ و بالاتر قابل اعتماد و کامل در نظر گرفته می‌شود. با این حال، توجه به این نکته ضروری است که



شکل ۵. توزیع فراوانی ساعتی زمین‌لرزه‌های ثبت‌شده در منطقه مورد مطالعه.



شکل ۶. توزیع تجمعی بزرگی-فراوانی (MFD) در پهنه زاگرس.

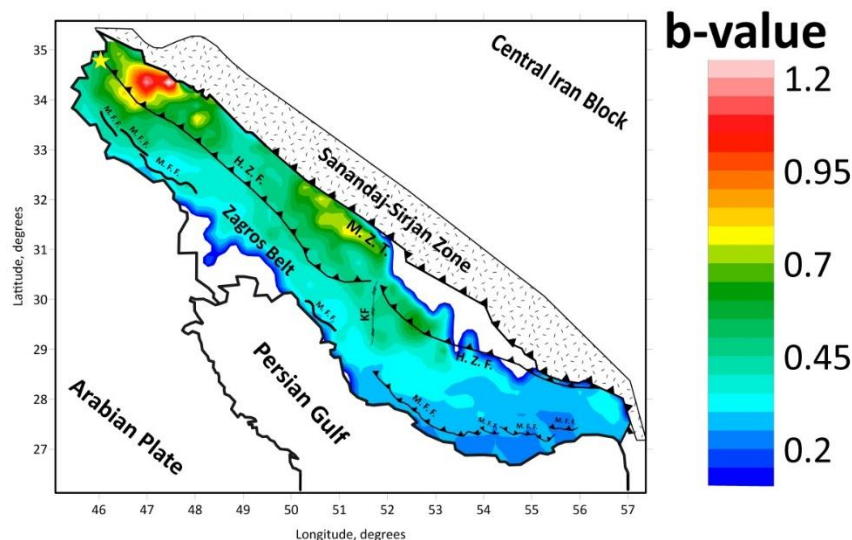
ناهمگنی مکانی قابل توجهی را در مقدار b در سراسر پهنه مورد مطالعه آشکار می‌کند. در کمربند اصلی زاگرس، بخش‌های بزرگی، به‌ویژه در قسمت‌های مرکزی و جنوب شرقی آن، مقادیر b نسبتاً پایین تا متوسط را نشان می‌دهند. مقادیر بسیار پایین در بخش جنوب شرقی پهنه مشاهده می‌شود. این مقادیر نسبتاً پایین b به خوبی با میانگین مقدار b به‌دست‌آمده برای پهنه (کمتر از ۰/۸۶) مطابقت دارد و تفسیری از زاگرس را به‌عنوان یک پهنه تجمع تنش تکتونیکی بالا تقویت می‌کند که در یک گستره برخورد قاره‌ای فعال قرار دارد. نمک هرگز به‌عنوان یک سطح جدایش مهم عمل می‌کند. به‌دلیل ضعف آن، توالی ضخیم رسوبی فانروزوئیک که در بالای آن قرار دارد و شامل

تغییرات مکانی مقدار b یک پارامتر حیاتی است که مدت‌هاست در مطالعات لرزه‌شناسی، لرزه‌زمین‌ساخت و ارزیابی خطر لرزه‌ای مورد استفاده قرار گرفته است. شکل ۷ توزیع مکانی مقدار b را برای پهنه مورد مطالعه نشان می‌دهد. برای برآورد تغییرات مکانی b -value، منطقه مطالعاتی به شبکه‌ای با قدرت تفکیک ۰/۲۵ درجه (تقریباً ۲۵*۲۵ کیلومتر تقسیم شد). برای هر گره شبکه، زلزله‌های درون شعاع جستجوی ۵۰ کیلومتری از مرکز گره و با بزرگی بالاتر از M_c محلی انتخاب شدند (حداقل ۵۰-۸۰ رویداد برای اطمینان از پایداری آماری). بعد از این مرحله مقدار پارامتر b در هر گره برآورد شد و بر این اساس نقشه تغییرات مکانی برای پهنه زاگرس تهیه شد. این نقشه،

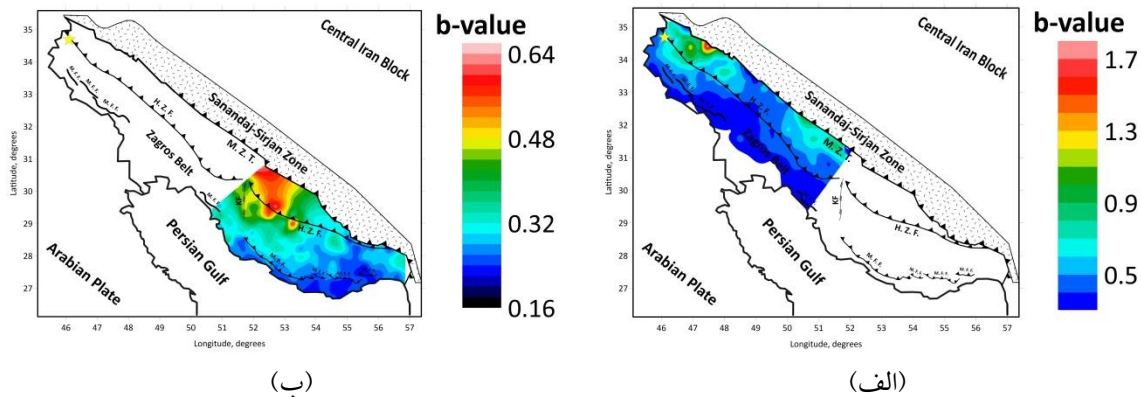
۲۰۱۱). بخش شمال غربی کمربند زاگرس مقادیر b بالاتری را در مقایسه با سایر بخش‌ها نشان می‌دهد. این ناهنجاری نشان می‌دهد که این قطعه خاص از زون برخورد، خواص متفاوتی نسبت به بخش‌های مرکزی و جنوبی دارد. این وضعیت با عواملی مانند ناهمگنی بیشتر مواد یا نرخ‌های شکستگی بالاتر سنگ در این بخش از زون توضیح داده می‌شود.

نتایج نشان می‌دهد ناحیه زاگرس به دو ناحیه اصلی شمال و جنوب قابل تقسیم هست بنابراین ضروری است ناحیه زاگرس به دو ناحیه تقسیم‌بندی شود و مقادیر پارامترهای مورد مطالعه در هر دو ناحیه با داده خاص همون منطقه محاسبه و ارائه شود. بر این اساس تغییرات مکانی مقدار b برای نواحی شمالی و جنوبی در شکل ۸ نشان داده شده است. در زاگرس شمالی، میانگین b -value برابر 0.6 است که نشان‌دهنده توزیع نسبتاً یکنواخت لرزه‌خیزی و تنش متوسط می‌باشد. مقادیر بالاتر در نواحی شمال گسل زاگرس مرتفع (H.Z.F) غالب است، که با رسوبات نازک‌تر (۸-۱۰ کیلومتر) و مکانیسم راست‌گرد همخوانی دارد. در مقابل، زاگرس جنوبی میانگین b -value پایین‌تری برابر دارد که بیانگر تجمع تنش فشاری بالا در این نواحی است. این تفاوت با رسوبات ضخیم‌تر (۱۰-۱۲ کیلومتر) و راندگی خالص در جنوب پهنه سازگار است، که پتانسیل رویدادهای متوسط (۶-۶/۵) را برجسته می‌کند.

مخازن هیدروکربنی و چین‌خوردگی‌های زاگرس است، می‌تواند تا حدودی مستقل از سنگ بستر کریستالین پرکامبرین زیرین آن تغییر شکل دهد. در حالی که سبک تغییر شکل مشاهده شده در سطح (چین‌خوردگی و راندگی) عمدتاً در داخل پوشش رسوبی هنگام لغزش بر روی لایه نمکی شکل‌پذیر جای می‌گیرد، این تنش فشاری ناشی از برخورد صفحات عربستان-اوراسیا از طریق سنگ بستر منتقل می‌شود. به دلیل این جداشدگی، گسل‌های سنگ بستر که باعث تجمع کرنش عمیق‌تر می‌شوند، ممکن است همیشه مستقیماً توسط ساختارهای سطحی پوشیده نشوند (کنت، ۱۹۷۹؛ جهانی و همکاران، ۲۰۰۹). اگرچه خود نمک یک سیال شکل‌پذیر است و نمی‌تواند گرا دیان‌های بالای تنش را در طول زمان زمین‌شناسی تحمل کند، اما ممکن است باعث تمرکز تنش قابل توجهی در سنگ‌های شکننده اطراف شود. این تعدیل تنش احتمالاً الگوهای مکانی مقدار b پایین مشاهده شده در بخش جنوبی زون مورد مطالعه را توضیح می‌دهد. لایه‌های نمکی می‌توانند مسئول تمرکز تنش فشاری زون بر روی پوشش رسوبی شکننده زیرین یا بلوک‌های سنگ بستر زیرین یا مجاور باشند و مناطق بحرانی تنش‌یافته‌ای ایجاد کنند که ممکن است به‌طور فزاینده‌ای مستعد وقوع زمین‌لرزه‌ای با بزرگای بزرگ‌تر به جای کوچک‌تر شوند (بهرودی و کویی، ۲۰۰۳؛ شورلمر و همکاران، ۲۰۰۵؛ نانکالی،



شکل ۷. تغییرات مکانی b -value در زون زاگرس.



شکل ۸. تغییرات مکانی b -value در پهنه زاگرس با تقسیم‌بندی شمالی (الف) و جنوبی (ب).

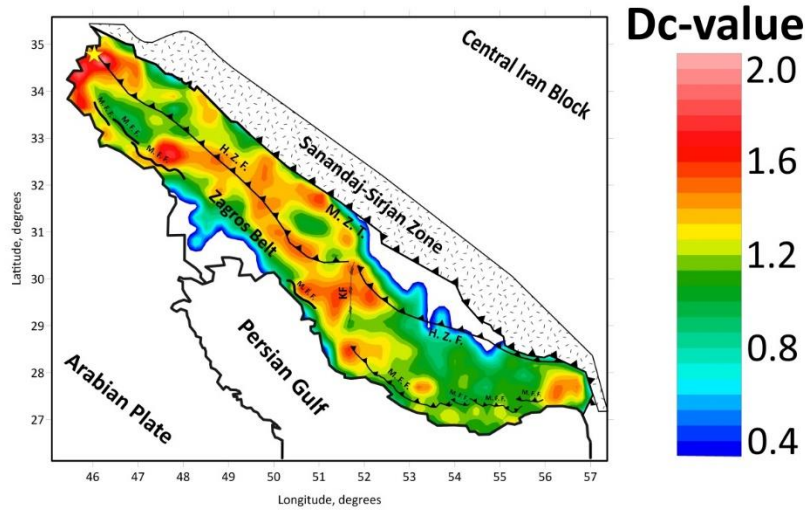
اهمیت ویژه‌ای برخوردار است؛ زیرا مرکز زمین‌لرزه سال ۲۰۱۷ سرپل ذهاب با بزرگی $7/3$ ریشتر را در خود جای داده است. در مقابل، مقادیر DC پایین‌تر در بخش‌های جنوبی زون مشاهده می‌شود. ناهنجاری‌های DC بالاتر در سرپل ذهاب و در امتداد گسل زاگرس مرتفع (H.Z.F) نشان می‌دهد که زمین‌لرزه‌ها ممکن است از طریق یک سیستم گسلی و شکستگی پیچیده هندسی و غالب‌تر توزیع شده باشند که منجر به لرزه‌خیزی با پرشدگی فضایی بیشتر (DC بالاتر) در آن پهنه می‌شود. با این حال، به نظر می‌رسد لرزه‌خیزی در بخش جنوبی گسترده مورد مطالعه، تمرکز بیشتری در امتداد مرزهای اصلی با ساختارهای خاص داشته باشد.

تغییرات زمانی مقدار b در پهنه زاگرس الگوی قابل توجهی از کاهش را پیش از رویدادهای لرزه‌ای مهم در این گستره آشکار می‌سازد (شکل ۱۰). افزایش مقدار b اغلب با افزایش تعداد زمین‌لرزه‌های کوچک‌تر همراه است. این روند مشاهده‌شده در پهنه زاگرس برای درک خطرات لرزه‌ای در منطقه‌ای که دائماً تحت تأثیر برخورد ورقه‌های عربی و اوراسیا شکل می‌گیرد، از اهمیت بالایی برخوردار است. الگوی تکرار شونده کاهش مقدار b پیش از زمین‌لرزه‌هایی با بزرگی‌های مختلف، بر کاربرد رصد این مقادیر به‌عنوان ابزاری برای ارزیابی ریسک لرزه‌ای در زون زاگرس تأکید می‌کند. به‌طور قابل توجهی، بارزترین افت پیش از زمین‌لرزه $7/3$ سرپل ذهاب رخ داد که بزرگ‌ترین زمین‌لرزه در این توالی بود. این امر نشان می‌دهد که عمق

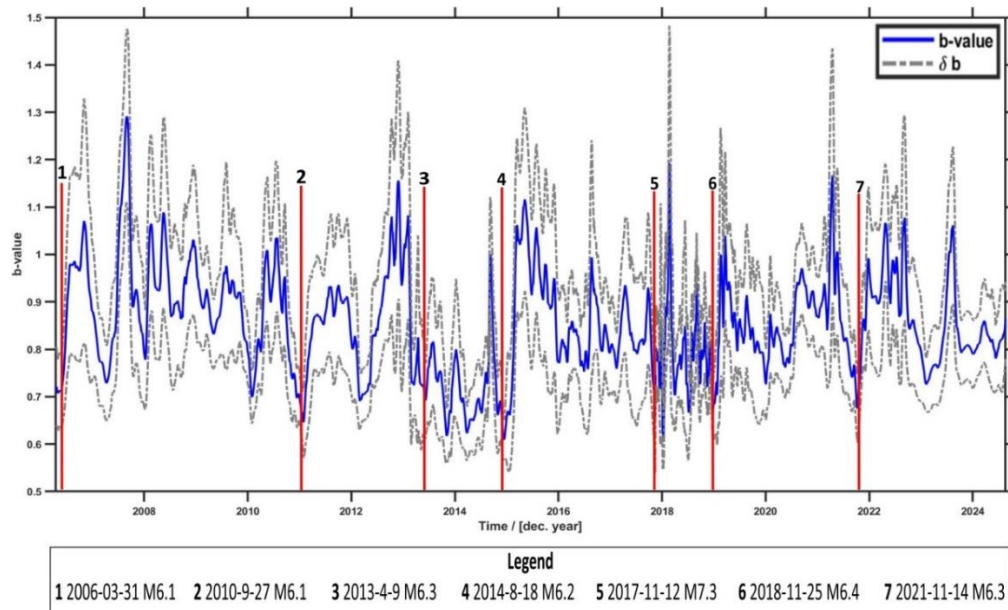
برای برآورد تغییرات جانبی بعد فرکتال مکانی (DC -value)، منطقه مطالعاتی به شبکه‌ای با قدرت تفکیک $0/25$ درجه تقسیم شد. برای هر گره، زلزله‌های درون شعاع ۵۰ کیلومتری و با $M \geq M_c$ انتخاب شدند (حداقل ۵۰ رویداد). بعد از این مرحله تابع همبستگی انتگرالی $C(r)$ بر اساس مقدار r برای هر گره ترسیم شد و مقدار DC -value به‌عنوان شیب خط رگرسیون در هر گره برآورد شد. برای کاهش نویز آماری، فیلتر گاوسی با شعاع ۲۵ کیلومتر اعمال شد. در برآورد DC حد پایین (r_{min}) برابر با میانگین فاصله نزدیک‌ترین همسایه در هر گره (معمولاً ۱-۳ کیلومتر) انتخاب شد تا از تأثیر نوفه‌های مقیاس کوچک مانند خطای مکان‌یابی جلوگیری شود. حد بالا (r_{max}) حدود ۱۰٪ شعاع جستجوی گره (۳۰-۵۰ کیلومتر) تعیین شد تا $C(r)$ به اشباع نرسد و همچنان در رژیم توانی باقی بماند. سپس نمودار $\log C(r)$ در مقابل $\log r$ رسم شد و ناحیه خطی با شرط $R^2 > 0.9$ و حداقل ۵ نقطه به‌عنوان رژیم مقیاس‌دهی انتخاب شد. شیب این خط مستقیماً مقدار DC را تعیین می‌کند. گره‌هایی که رژیم مقیاس‌دهی واضحی نداشتند ($R^2 < 0.9$) یا کمتر از ۵ نقطه خطی) حذف شدند. در پهنه مورد مطالعه، تغییرات مکانی مقدار DC تفاوت‌های قابل توجهی را در الگوهای خوشه‌بندی رویدادها در سراسر پهنه نشان می‌دهد (شکل ۹). تحلیل‌ها حاکی از آن است که تغییرات مکانی بالاتر را می‌توان در بخش شمال غربی گستره زاگرس و همچنین در امتداد گسل (H.Z.F) مشاهده کرد. بخش شمال غربی، که با مقادیر DC بالاتر مشخص می‌شود، از

بلورین، حضور سیالات پرفشار در عمق‌های میانی، و فعالیت گسترده گسل‌های فرعی و سطوح لایه‌لغز است؛ عواملی که محیط را به شدت ناهمگن کرده و نرخ خردلرزه‌ها را نسبت به رویدادهای بزرگ افزایش می‌دهند. در مقابل، در اعماق بیش از ۱۵ کیلومتر، مقدار b-value کاهش می‌یابد و تمایل به مقادیر پایین‌تری دارد که بیانگر تنش مؤثر بالا، همگنی بیشتر سنگ‌ها و فعالیت گسل‌های اصلی عمیق مانند گسل اصلی زاگرس (MZRF) است. این تغییرات عمقی نشان‌دهنده گذار از پوسته شکننده کم‌عمق به پوسته بلورین عمیق و تغییرات رژیم تنش در زاگرس است.

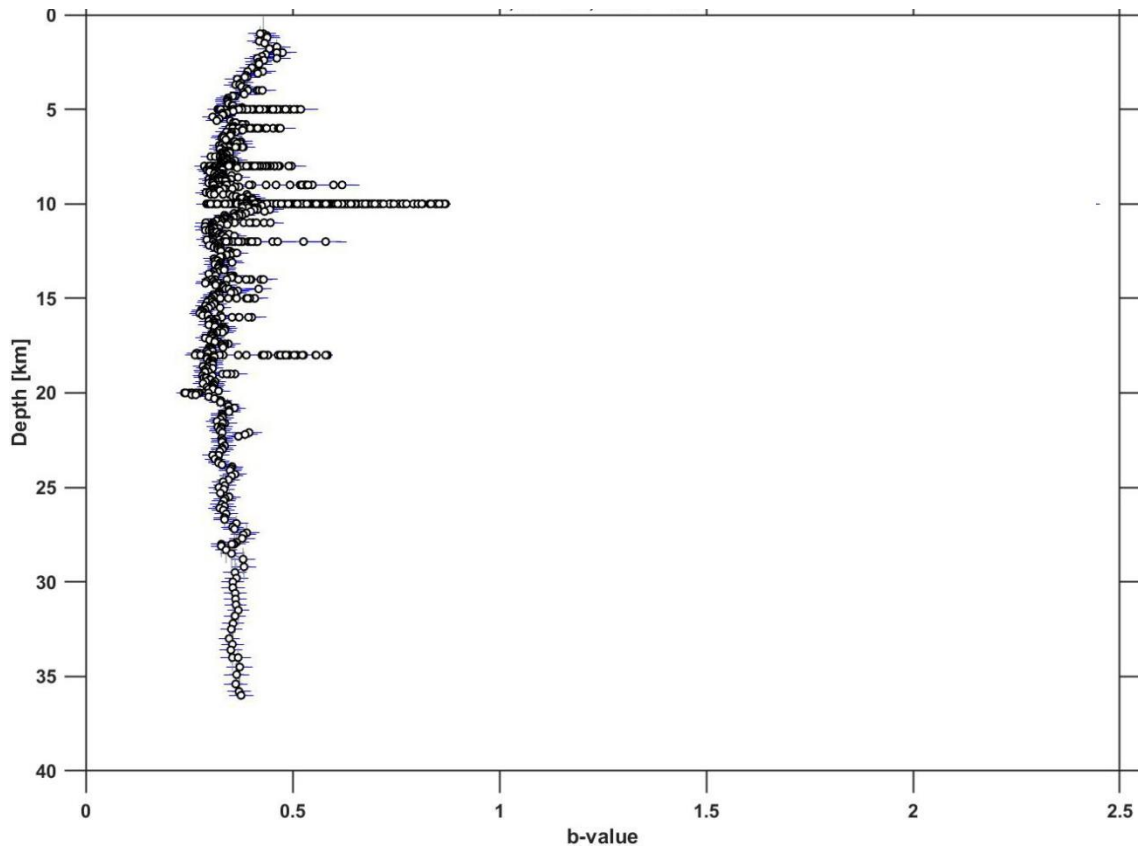
و مدت زمان کاهش مقدار b ممکن است با بزرگی زمین‌لرزه مرتبط باشد. در حالی که این الگو نباید به عنوان یک پیش‌بینی‌کننده قطعی تلقی شود، اما یک سیگنال هشدار اولیه ارزشمند را ارائه می‌دهد، به‌ویژه هنگامی که با سایر داده‌ها ترکیب شود. الگوی تغییرات عمقی b-value در زاگرس نشان می‌دهد که مقدار b-value در اعماق کمتر از ۱۵ کیلومتر نوسانات قابل توجهی دارد و یک آنومالی (پیک) برجسته در عمق حدود ۱۰ کیلومتری مشاهده می‌شود (شکل ۱۱). این افزایش موضعی احتمالاً نشان‌دهنده گذار از لایه‌های رسوبی دگرگون نشده به پوسته



شکل ۹. تغییرات مکانی Dc-value در پهنه زاگرس.



شکل ۱۰. منحنی تغییرات زمانی مقدار b برای زون مورد مطالعه برای زمین‌لرزه‌های با بزرگای بیشتر از ۶.



شکل ۱۱. تغییرات عمقی مقدار **b** در منطقه زاگرس.

همکاران، ۲۰۱۷). همچنین در قفقاز جنوبی و آناتولی شرقی رفتار مشابهی گزارش شده که بیانگر ناهمگنی شدید و فعالیت گسل‌های متعدد در اعماق کم عمق است (موخدوپای و سنگاپتا، ۲۰۱۸). نتایج مطالعه حاضر در زاگرس با چندین پژوهش پیشین مقایسه شده است (جدول ۱).

وجود چنین آنومالی‌هایی در زون‌های برخوردی دیگر نیز گزارش شده است. در هیمالیا-تبت، مقادیر بالای **b-value** در حدود ۸-۱۲ کیلومتر به سطح Main Himalayan Thrust و تجمع سیالات نسبت داده می‌شود (کایال، ۲۰۱۰). در آلپ، افزایش **b-value** در عمق ۱۰-۱۵ کیلومتر با وجود ناپیوستگی‌های پوسته‌ای و انتقال تنش بین واحدهای رسوبی و کریستالین مطابقت دارد (دیهل و

جدول ۱. بررسی نتایج مطالعات گذشته در رابطه با پارامترهای لرزه‌خیزی در پهنه زاگرس.

مطالعه	منطقه	مقدار b	مقدار Dc	مقدار Z	محدودیت‌ها	بهبود در مطالعه حاضر
موسویان و مصطفی‌زاده (۲۰۲۵)	زاگرس شمالی	۰/۸ تا ۱/۱	-	-	قدرت تفکیک پایین (۰/۵ درجه)	قدرت تفکیک بالاتر (۰/۱ درجه)
نظری‌نژاد و همکاران (۲۰۲۴)	زاگرس مرکزی	-	۱/۵ تا ۲	-	محدود به بیش از سال ۱۳۹۶	پوشش ۲۰۰۶-۲۰۲۴، (اثرات پس‌لرزه‌ای)
فراچی و همکاران (۲۰۱۷)	کل زاگرس	-	-	$Z < -2$	پنجره زمانی ثابت	-
مداحی‌زاده و همکاران (۲۰۱۶)	کل زاگرس	۰/۶ تا ۰/۹	-	-	بدون در نظر گرفتن Mc	با در نظر گرفتن Mc

۶. نتیجه گیری

است. برای نواحی جنوبی مقادیر پایین تر (کمتر از ۰/۷) غالب در نزدیکی بیانگر تنش فشاری بالاتر است. در رابطه با مقدار b با مقادیر متوسط برای نواحی شمالی نشان دهنده خوشه بندی متوسط و با مقادیر بالا برای نواحی جنوبی نشان دهنده شبکه گسلی پیچیده تر و خوشه بندی شدید.

بررسی تغییرات b -value در ارتباط با زمین لرزه ۷/۳ سرپل ذهاب (۲۰۱۷) الگوی زمانی مشخصی را نشان می دهد. در مرحله پیش لرزه، کاهش تدریجی b -value از حدود ۰/۸۶-۱/۰ به حدود ۰/۷۵-۰/۷ بیانگر افزایش تمرکز تنش و احتمال تغییر در چگالی پوسته بر اثر فشار یا جابه جایی سیالات است. این رابطه معکوس میان شاخص های تنش و پارامترهای لرزه ای می تواند به عنوان یک سیگنال پیش نشانگر احتمالی مطرح شود.

در مرحله هم لرزه ای (coseismic)، کمترین مقادیر b -value همزمان با گسیختگی اصلی مشاهده شد که بازتاب دهنده آزادسازی شدید تنش و لغزش گسلی در ساختارهایی مانند گسل زاگرس مرتفع است. در مرحله پس لرزه، بازیابی نسبی b -value دیده می شود که احتمالاً با فرایندهای آلودگی تکتونیکی و فعالیت پس لرزه ای مرتبط است.

مراجع

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., & Wortel, R., (2011). Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine*, 148(5-6), 692-725. doi: 10.1017/S001675681100046X.
- Ahadov, B., & Ozturk, S. (2021). Spatial Variations of B-Value and Fundamental Parameters of the Earthquake Occurrences in The Eastern Mediterranean and Caucasus.
- Aki, K. (1965). Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log N = a - bM$ and its confidence limits. *Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ.*, 43, 237-239.
- Aki, K. (1984). Asperities, barriers, characteristic earthquakes and strong motion prediction. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B7), 5867-5872.
- Bahroudi, A., & Koyi, H. A. (2003). Effect of Hormuz salt layer on the structure and

پهنه زاگرس در محل همگرایی صفحات تکتونیکی عربی و اوراسیایی قرار دارد و به عنوان یک پهنه فعال زمین ساختی، با لرزه خیزی بالا و ساختارهای پیچیده زمین شناسی شناخته می شود. در این پژوهش، کاتالوگ زمین لرزه های مرکز لرزه نگاری کشوری (IRSC) از ژانویه ۲۰۰۶ تا نوامبر ۲۰۲۴ با بزرگای بیشتر از ۱/۵ مورد استفاده قرار گرفت تا ویژگی های مکانی-زمانی لرزه خیزی در پهنه برخوردی زاگرس بررسی شود. برای تحلیل، از رابطه گوتنبرگ-ریشر (G-R) همراه با برآورد بیشینه درست نمایی استفاده شد تا تغییرات مکانی و زمانی (شکل های ۴ و ۷) b -value استخراج و ارتباط آن با رخداد زمین لرزه ها و فرایندهای تکتونیکی تفسیر شود. نتایج اصلی به شرح زیر است:

میانگین b -value در کل منطقه به صورت متوسط ۰/۸۶ برآورد شد. این مقدار با ماهیت یک پهنه برخورد قاره ای فعال سازگار است، جایی که انباشت تنش قابل توجه در پوسته منجر به شکل گیری سامانه های گسلی عمده و زمین لرزه های بزرگ می شود. نتایج نشان می دهند که تفاوت های شمالی-جنوبی منطقه زاگرس را می توان به طور طبیعی و واضح از تحلیل یکپارچه کل منطقه زاگرس به دست آورد. در نواحی شمالی مقادیر بالاتر (بیشتر از ۰/۷) نشان دهنده تنش متوسط و توزیع یکنواخت تر زمین لرزه ها

- seismicity of the Zagros fold and thrust belt, Iran. *Journal of the Geological Society*, 160(5), 809-819.
- Diehl, T., Lee, T., Houlié, N., Cardello, G. L., Kraft, T., Clinton, J., & Wiemer, S. (2017). Multidisciplinary insights into the seismotectonics of the Swiss Alps and its foreland. *In EGU General Assembly Conference Abstracts* (p. 14456).
- Farahi Ghasre Aboonaser, S., Zamani, A., Razavipour, F., & Boostani, R. (2017). Earthquake hazard assessment in the Zagros Orogenic Belt of Iran using a fuzzy rule-based model. *Acta Geophysica*, 65(4), 589-605.
- Gardner, J. K., Knopoff, L. (1974). Is the sequence of earthquakes in Southern California, with aftershocks removed, Poissonian? *Bull Seismol Soc Am*, 64(5), 1363-1367
- Grassberger, P., Procaccia, I. (1983). Measuring

- the strangeness of strange attractors. *Physica D*, 9(1-2), 189-208.
- Gutenberg, B., & Richter, C. F. (1944). Frequency of earthquakes in California. *Bulletin of the Seismological society of America*, 34(4), 185-188.
- Hatzfeld, D., Tatar, M., Priestley, K., & Ghafory-Ashtiany, M. (2003). Seismological constraints on the crustal structure beneath the Zagros Mountain belt (Iran). *Geophysical Journal International*, 155(2), 403-410. doi:10.1046/j.1365-246X.2003.02045.x
- Jahani, S., Callot, J. P., Letouzey, J., Leturmy, P., & Müller, C. (2009). The salt diapirs of the Iranian offshore domains (Persian Gulf): Interaction with regional shortening and implications in petroleum geology. *Tectonophysics*, 471(1-2), 13-36.
- James, G. A., & Wynd, J. G. (1965). Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. *AAPG bulletin*, 49(12), 2182-2245.
- Kayal, J. R. (2010). Himalayan tectonic model and microearthquake activity. Geological Society of India.
- Kent, P. E. (1979). The emergent Hormuz salt plugs of southern Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 2(2), 117-144
- Madahizadeh, R., Mostafazadeh, M., & Ashkpour-Motlagh, S. (2016). Evaluation of Earthquake Potential in the Zagros Region (Iran) Using Seismic Strain and Seismicity Parameters. *Journal of Seismology and Earthquake Engineering*, 18(4), 199-218. doi: 10.1515/acgeo-2016-0080.
- McQuarrie, N. (2004). Crustal scale geometry of the Zagros fold-thrust belt, Iran. *Journal of Structural Geology*, 26(3), 519-535.
- Mousaviyan, S., & Mostafazadeh, M. (2025). Evaluation of seismic stress changes in the northern part of the Zagros in Iran. *Acta Geophysica*, 1-23 .doi: 10.1007/s11600-024-01489-y.
- 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. doi: 10.1016/j.tecto.2012.01.022.
- Mukhopadhyay, B., & Sengupta, D. (2018). Seismic moment release data in earthquake catalogue: application of Hurst statistics in delineating temporal clustering and seismic vulnerability. *Journal of the Geological Society of India*, 91(1), 15-24
- Nankali, H. R. (2011). Distribution of earthquakes and stress state in the Zagros fold-thrust1001 belt. *Journal of Geodynamics*, 51(4), 271-278.
- Nazarinezhad, Z., Sepahvand, M., & Nasrabadi, A. (2024). Seismotectonic investigation in northwest Zagros, Iran: analysis of Ezgeleh Mw 7.3 aftershocks. *Journal of Seismology*, 28(1), 81-101. doi: 10.1007/s10950-023-10184-2.
- Öztürk, S. (2015). A study on the correlations between seismotectonic b-value and Dc-value, and seismic quiescence Z-value in the Western Anatolian region of Turkey. *Austrian Journal of Earth Sciences*. doi: 10.17738/ajes.2015.0019.
- Paul, A., Kaviani, A., Hatzfeld, D., Vergne, J., & Mokhtari, M. (2006). Seismological evidence for crustal-scale thrusting in the Zagros mountain belt (Iran). *Geophysical Journal International*, 166(1), 227-237.
- Roumina, A., Zarei, S., Mansouri, S. R., & Azadijou, O. (2023). Seismic distribution in the south of Zagros using the statistical correlation between b-Value and fractal dimension. *Iranian Journal of Geophysics*, 17(1), 89-107.
- Schorlemmer, D., Wiemer, S., & Wyss, M. (2005). Variations in earthquake-size distribution across different stress regimes. *Nature*, 437(7058), 539-542.
- Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *AAPG Bulletin*, 52(7), 1229-1258.
- Talebi, A., Koulakov, I., Moradi, A., Rahimi, H., & Gerya, T. (2020). Ongoing formation of felsic lower crustal channel by relamination in Zagros collision zone revealed from regional tomography. *Scientific reports*, 10(1), 8224.
- Tormann, T., Wiemer, S., & Mignan, A. (2014). Systematic survey of high-resolution b value imaging along Californian faults: Inference on asperities. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(3), 2029-2054.
- Utsu, T. (1972). Aftershocks and earthquake statistics (4): Analyses of the distribution of earthquakes in magnitude, time and space with special consideration to clustering characteristics of earthquake occurrence (2). *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University. Series 7, Geophysics*, 4(1), 1-42.
- Wyss, M. (1997). Second round of evaluations of proposed earthquake precursors. *Pure Appl Geophys*, 149, 3-16
- Wiemer, S., & Wyss, M. (2002). Mapping spatial variability of the frequency-magnitude Distribution of earthquakes. *In Advances in geophysics, Elsevier*, 45, 259-V).