

Original Research Paper

An integrated assessment of shear wave velocity, microseismicity, and seismicity parameters in the Tehran region, with an emphasis on paleoseismological data

Mahsa Abdollahi*¹, Seyed Morteza Mousavi¹, Mohammad Mahdi Khatib¹, Mahmoudreza Heyhat¹, and Zeynab Taslimi²

¹ Department of Geology, Faculty of Science, University of Birjand, Birjand, Iran

² Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2025 July 26

Accepted: 2025 October 06

Available online: 2025 December 22

Keywords:

Tehran region

Shear wave velocity

Microseismicity

Seismicity parameters

ABSTRACT

The Tehran region, as the political, economic, and security capital of Iran, is considered an area with particular geotechnical and seismotectonic significance. The present study was conducted to provide an integrated analysis of shear wave velocity, microseismicity distribution, and seismicity parameters in this region. For this purpose, based on data obtained from downhole geotechnical tests, soil divergence and standard penetration tests, as well as geological maps, an updated shear wave velocity map was prepared as one of the most influential indicators of soil behavior under seismic wave propagation. The findings indicate that the significant reduction in shear wave velocity across two east–west trending zones in the southern part of Rey is directly associated with soft Holocene lacustrine deposits, which play an important role in amplifying ground motion. In the next stage, the distribution pattern of microseismicity in the study area was examined using more than two decades of seismic records compiled by the Institute of Geophysics, University of Tehran, covering the period from 1996 to 2023. This analysis revealed that the clustering of microseismic events has increased around the city of Rey and in the western parts of Karaj. Furthermore, seismicity parameters were calculated using statistical methods across the study region. By preparing a spatial variation map of the b-value, areas of higher seismic activity were identified. The return periods of earthquakes with magnitudes 5, 6, and 7 were estimated at approximately 35, 300, and 2500 years, respectively.

1. Introduction

Iran, situated along the seismically active Alpine–Himalayan belt, is among the world’s most earthquake-prone regions due to its dense population and critical infrastructure. The ongoing collision between the Eurasian and Arabian plates has caused intense deformation,

widespread folding, and frequent seismicity across the Iranian Plateau (Berberian, 2014). Tehran, in particular, is one of the most active seismic zones, with a long record of destructive earthquakes that make it a central focus for seismic and geotechnical research.

* Corresponding author: Mahsa Abdollahi; E-mail: mahsa.abdollahi@birjand.ac.ir

Citation:

Abdollahi, M., Mousavi, S. M., Khatib, M.M., Heyhat, M.R., and Taslimi, Z., 2025. An integrated assessment of shear wave velocity, microseismicity, and seismicity parameters in the Tehran region, with an emphasis on paleoseismological data. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 35(4), 138, 197-222. <https://doi.org/10.22071/gsj.2025.536093.2212>.

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2021 G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

 doi: 10.22071/gsj.2025.536093.2212

 dor: 20.1001.1.10237429.1404.35.4.11.8



This is an open access article under the by-nc/4.0/ License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)

Among soil properties, those affecting the shear modulus are most closely related to shear wave velocity (V_s). The void ratio and mean effective stress are dominant factors influencing shear modulus, as density variations are generally minor (Fumal and Tinsley, 1985). In shallow soils (upper 30 m), where mean effective stress is nearly constant, the void ratio remains a key factor controlling shear strength. V_s reflects subsurface stiffness and directly affects seismic wave propagation, attenuation, and amplification.

Jarahi (2020) examined V_s variations across the southern Tehran alluvial plain and adjacent areas such as Robat Karim, Eslamshahr, Rey, and Varamin, integrating analyses of shear wave velocity and microseismic activity. Using ambient noise tomography, Motaghi et al. (2021), following Boore (2020), produced a 3D crustal model of Tehran, revealing that the city's southern and central sectors—with low V_s values—are highly susceptible to seismic wave amplification. These findings align with Zafarani et al. (2021), who demonstrated pronounced heterogeneity in V_{s30} across Tehran, indicating variable seismic responses.

Microseismic monitoring has emerged as an effective tool for dynamic fault activity assessment. Farahani et al. (2014) identified clustered micro-earthquakes along the North Tehran Fault as indicators of crustal stress instability. Likewise, Nemati and Derakhshani (2021) found numerous shallow micro-earthquakes along hidden faults in eastern Alborz.

From a statistical standpoint, parameters such as earthquake occurrence rate (λ), maximum expected magnitude (M_{max}), and the Gutenberg–Richter b -value are vital for characterizing seismic behavior. Alikhanzadeh et al. (2024) reported a lower b -value in northern Tehran, implying localized stress accumulation, while Shirzad et al. (2019) revealed anomalous seismic patterns in western Tehran likely linked to concealed faults.

2. Research methodology

In the following section of the research, earthquake data were examined. First, micro-earthquakes with magnitudes below 4 within the study area were analyzed, and their spatial distribution was identified. In the next step, seismic parameters and earthquake return periods were calculated using instrumental earthquake data.

In the analysis of micro-earthquakes, their locations within the study area and their spatial relationship with high seismicity density zones and active faults were examined. For this purpose, all micro-earthquake data with magnitudes smaller than 4, covering the period from 06/01/1996 to 26/03/2023, within the geographical range of 50° – 52° E longitude and 35° – $36^\circ 15'$ N latitude, were obtained from the Institute of Geophysics, University of Tehran. This dataset consisted of 6,409 events. In the initial stage, a distribution map of the micro-earthquakes within the study area was generated,

and the relationship between their distribution, seismicity density, and active faults was analyzed. Furthermore, temporal and depth variations of the microseismic data were also investigated.

In the present study, in order to statistically analyze the seismicity parameters of the Tehran region, instrumental earthquake data with magnitudes greater than 2.5 were collected. After assessing the data quality and performing necessary processing, the seismicity parameters and their spatial variations across the study area were evaluated. In addition, historical earthquake records and available paleoseismological data for the region were examined, and earthquake return periods were estimated by incorporating both historical and paleoseismic events. To determine seismic parameters, the earthquake catalog, consisting of events with magnitudes greater than 2.5, was utilized. After declustering and determining the magnitude of completeness, the parameters of the Gutenberg–Richter model (Gutenberg and Richter, 1945) were calculated.

3. Results

In this study, the primary dataset for shear wave velocity analysis was derived from Naghavi Pour (2014), who produced an initial iso-potential V_s map of Tehran. The results were refined using additional geotechnical data, including downhole measurements, to calculate average V_s values for each location. These were validated and enhanced through the global V_{s30} dataset (Heath et al., 2020). Geological variables such as sedimentary characteristics were also integrated using global shear wave velocity models and Tehran's geological maps (GSI; Berberian et al., 2016), resulting in a comprehensive V_s map for the study area.

For micro-earthquake analysis, spatial distribution patterns and their relation to active faults and seismicity zones were examined. A total of 4,511 events ($M < 4$) from the Institute of Geophysics, University of Tehran, were processed. After removing incomplete records, foreshocks and aftershocks were identified using the Gardner and Knopoff (1974) time–space window method, leading to 92 clusters and the exclusion of 365 events. To further refine the catalog, quarry blasts were eliminated using the Rq-mapping technique (Wiemer and Baer, 2000).

Seismic data were categorized into historical, pre-1963 instrumental, and post-1963 instrumental events. Historical records, including paleoseismic trenching data from major faults (Mosha, North Tehran, Taleqan, Pishva), were sourced from Ambraseys and Melville (1982), Berberian (1995), and Mirzaei et al. (1998) to evaluate recurrence intervals. For seismicity parameter calculations, earthquake catalogs from the Institute of Geophysics (339 events, 1967–2024), IIEES, and ISC were compared, confirming the Geophysics Institute catalog as the most complete. Applying the Gardner and Knopoff (1974) method again identified 17 clusters and 41 foreshocks/aftershocks.

Analysis of diurnal frequency showed no significant day–night variation, indicating negligible quarry blast contamination.

4. Discussions

4.1. Analysis of the Refined Shear Wave Velocity Map

The analysis of the refined shear wave velocity (V_{s30}) map and its comparison with the initial version indicates that almost all of the modifications made to the original V_{s30} map are concentrated within the lacustrine sedimentary deposits. These zones represent the lowest VS30 values across the study area. Notably, a nearly linear belt extending between the cities of Nasimshahr and Taleabad, with a secondary branch toward Rey, is entirely situated within the sedimentary units of the ancient Rey Lake. Previous studies by Jarahi (2020) demonstrated that due to the fine-grained texture and low permeability of these sediments, the groundwater table is relatively shallow, and soil saturation levels range between 50% and 80% at depths of 3–10 meters. Such conditions significantly increase the likelihood of seismic amplification and liquefaction during a strong earthquake, particularly in areas such as Rey and Eslamshahr.

4.2. Microseismicity Analysis

All micro-earthquake data with magnitudes smaller than 4 for the period 1996–2023 were obtained through correspondence with the Institute of Geophysics, University of Tehran, and subsequently analyzed. After removing foreshocks, aftershocks, and quarry blast events, the microseismic dataset was refined for further investigation.

The spatial distribution map of micro-earthquakes revealed that seismicity clusters are concentrated in specific regions. Two major high-density zones were identified: one located around Bibi Shahrbanu Mountain (in the eastern and northeastern parts of Rey) and the other to the west of Shahriar, extending from Karaj to Mahdasht. A noteworthy observation is the alignment of the F-3 magnetic lineament (Yousefi, 1994) with the linear distribution of micro-earthquakes associated with the 2017 Malard earthquake in this area.

To examine these patterns in greater detail, seismic cross-sections were generated using the ZMAP software. One of these cross-sections, parallel to the F-3 magnetic lineament, extends over 115 km and encompasses the rupture area of the 2017 Malard earthquake. The distribution of micro-earthquakes along this profile indicates a fault-related pattern trending approximately north–south, nearly perpendicular to the Mahdasht–Karaj fault. Another profile, located at Bibi Shahrbanu Mountain and covering the southern Tehran scarps, was also analyzed. This profile extends over 72 km, and the depths of micro-earthquakes range from approximately 30 km to near the surface.

The density of micro-earthquakes within the study area is notably higher in the northern part of Rey, particularly along the Eyvanki fault. In addition, a significantly elevated concentration of seismic events is observed in the Malard earthquake zone, forming a distinct north–south trending seismicity belt.

In the final stage of analysis, seismicity parameters for the region were calculated using the earthquake catalog covering the years 1996–2024. The magnitude of completeness (M_c) was determined to be 2.5. The calculated seismic parameters included an a -value of 4.79 and a b -value of 0.918. The a -value reflects the overall level of seismic activity in the region, where higher values indicate a greater frequency of earthquakes. The b -value, on the other hand, represents the ratio of small to large earthquakes and is closely associated with tectonic structures and accumulated stress conditions. A high b -value generally reflects a reduction in stress accumulation and a predominance of smaller earthquakes, whereas a lower b -value indicates increased stress build-up and a higher probability of larger earthquakes (Wiemer and Wyss, 2002; Schorlemmer et al., 2005).

Throughout the analyzed period, the b -value varied between 0.7 and 1.2. The observed decrease in b -value in recent years suggests an increase in regional seismic hazard, pointing toward heightened stress accumulation and the potential for significant seismic events in the study area.

When historical data are incorporated into the seismic parameter calculations, the a -value and b -value were obtained as 4.49 and 0.795, respectively. It should be noted that in addition to instrumental records, paleoseismic and historical earthquake data were also employed for the estimation of seismicity parameters. However, the resulting seismic parameter plots exhibited considerable uncertainty and errors; therefore, they were not presented in this study. Instead, historical and paleoseismic data were primarily used for comparison and validation of earthquake recurrence intervals.

In the subsequent stage, spatial variations of seismicity parameters were investigated using ZMAP software and the earthquake catalog of the study region. The spatial distribution of the b -value indicated values greater than 1 in the central and southwestern parts of the study area, showing strong correlation with the regions of high microseismicity density.

Furthermore, an earthquake frequency plot for the period 1996–2023 illustrated the cumulative number of earthquakes alongside the temporal variation of the mean seismicity rate (z -value). The z -value parameter compares the mean seismicity rate of a specific period and area with the long-term average (LTA) of the same region, thereby allowing the identification of anomalous seismicity patterns or seismic quiescence preceding major earthquakes near their epicentral zones. This approach also evaluates the statistical significance of such quiescence in comparison to random temporal fluctuations in seismic activity (Wiemer et al., 2004). In this

study, the comparison time window was set to one year, applied as a moving window with a 30-day step. The maximum observed z -value reached 7.5 in the year 2023, highlighting an exceptional deviation from the long-term seismicity trend.

4.3. Earthquake Recurrence

The recurrence intervals of earthquakes were calculated using the Gutenberg–Richter relationship applied to the seismic catalog data in ZMAP software. The estimated recurrence periods for earthquakes with magnitudes 5, 6, and 7 were 35, 300, and 2500 years, respectively.

To assess the influence of historical data on recurrence interval estimations, the method of Kijko and Sellevoll (1992) was applied. As previously noted, this method enables the integration of the largest recorded earthquakes with datasets of varying completeness, while also accounting for seismic gaps (T_g) caused by missing data or non-operational periods of seismic networks. Using this approach, recurrence analysis was conducted once with instrumental data alone and once with the inclusion of historical records. Based on instrumental data, the recurrence period for magnitude 5 earthquakes was estimated at 24 years. When historical data were incorporated, recurrence intervals for earthquakes of magnitudes 5, 6, and 7 were reduced to 20, 120, and 1100 years, respectively.

Paleoseismological studies of the region indicate that over the past 50,000 years, 22 earthquakes with magnitudes exceeding 6.2–7.4 have occurred, of which 9 had magnitudes between 7.0 and 7.4. These events were primarily associated with the activity of the North Tehran, Taleqan, and Pishva faults. For the North Tehran fault, 12 earthquakes with magnitudes larger than 6.5 have been identified over the past 4–50 ka, suggesting that approximately every 4000 years an earthquake of magnitude ≥ 6.5 occurs on this fault. Within the same interval, four earthquakes with magnitudes ≥ 7 were also documented. On the Taleqan fault, four earthquakes with magnitudes exceeding 7 have been identified during the past ~5300 years, implying a recurrence interval of about 1300 years for $M \geq 7$ events. For the Pishva fault, six earthquakes larger than $M 6.2$ have been reported in the past ~30,000 years.

On the other hand, paleoseismic investigations (Ghassemi et al., 2014; Ritz et al., 2003; Solaymani Azad et al., 2003) indicate that magnitude estimates are not available for earthquakes associated with the Mosha fault; therefore, no recurrence interval could be presented. The Mosha fault system, located ~30 km from Tehran, has been linked to significant historical earthquakes, including the 958 AD Royan event ($M 7.1$), the 1665 AD Damavand event ($M 6.5$), and the 1830 AD Lavasanat earthquake ($M 7.1$) (Berberian, 2014; Berberian and Yeats, 2016).

Overall, the recurrence intervals of earthquakes estimated from instrumental data are consistent with those derived from paleoseismological evidence, highlighting the reliability of the combined methodological approach.

5. Conclusion

The revised shear wave velocity map indicates a linear zone of low VS values in the vicinity of Rey city. Areas with low shear wave velocity reduce the propagation speed of seismic waves and consequently increase or amplify their amplitudes during an earthquake. Analysis of microseismicity and its spatial distribution revealed two high-density clusters: one located in the Bibi Shahrbanu Mountain area and the other extending westward from Karaj to Mahdasht, with the highest density observed north of Rey along the Eyvanki fault.

The mean seismicity parameters in the Tehran region were calculated as a -value = 4.79 and b -value = 0.918, with variations ranging between 0.7 and 1.2 during the analyzed period.

The observed decrease in b -value in recent years may reflect an increase in regional seismic activity. Spatial variations of the b -value further showed elevated values in the central and southwestern parts of the study area, while lower values in the northwestern and northeastern regions suggest the potential for larger earthquakes, consistent with the locations of the North Tehran and Mosha faults.

The recurrence intervals of earthquakes with magnitudes 5, 6, and 7 were estimated at 35, 300, and 2500 years, respectively, which, when historical seismic data were included, were reduced to 20, 120, and 1100 years.

بررسی یکپارچه سرعت موج برشی، خردلرزه‌ها و پارامترهای لرزه‌خیزی در گستره تهران، با نگرشی بر داده‌های دیرینه لرزه‌شناسی

مهسا عبداللہی^{۱*}، سید مرتضی موسوی^۱، محمد مهدی خطیب^۱، محمود رضا هیبات^۱ و زینب تسلیمی^۲

^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

^۲ سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

چکیده

گستره تهران به‌عنوان پایتخت سیاسی، اقتصادی و امنیتی ایران، منطقه‌ای با اهمیت ژئوتکنیکی و لرزه‌زمین‌ساختی ویژه به‌شمار می‌رود. پژوهش حاضر با هدف تحلیل یکپارچه سرعت موج برشی، پراکندگی خردلرزه‌ها و پارامترهای لرزه‌خیزی، در این منطقه انجام شده است. بدین‌منظور، با اتکا به داده‌های حاصل از آزمایش‌های ژئوتکنیکی درون‌چاهی (Downhole) و واگرایی خاک (pinhole)، نفوذ استاندارد و نقشه‌های زمین‌شناسی، نقشه به‌روزرسانی شده سرعت موج برشی به‌عنوان یکی از مؤثرترین شاخص‌های رفتاری خاک در برابر عبور امواج لرزهای تهیه گردید. یافته‌ها نشان می‌دهند که کاهش شایان توجه سرعت موج برشی در دو پهنه خاوری-باختری در جنوب محدوده ری، ارتباط مستقیمی با رسوبات نرم دریاچه‌ای هولوسن دارد که نقش مهمی در تشدید شتاب زمین‌لرزه ایفا می‌کنند. در بخش بعدی پژوهش، بررسی الگوی پراکندگی خردلرزه‌ها در گستره مورد مطالعه با بررسی بیش از دو دهه داده‌های گردآوری شده توسط موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران در بازه زمانی سال‌های ۱۹۹۶ تا ۲۰۲۳ میلادی انجام شد. این بررسی نشان داد که پراکندگی خردلرزه‌ها در اطراف شهر ری و نیز باختر کرج افزایش داشته است. همچنین در این گستره به محاسبه پارامترهای لرزه‌خیزی با استفاده از روش‌های آماری پرداخته شد. سپس با تهیه نقشه تغییرات مکانی b-value در گستره مورد مطالعه مناطق با لرزه‌خیزی بالاتر شناسایی گردید و دوره بازگشت زمین لرزه‌های با بزرگسای ۵، ۶ و ۷ به ترتیب ۳۵، ۳۰ و ۲۵۰۰ به‌دست آمده است.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۵/۰۴

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۷/۱۴

تاریخ انتشار: ۱۴۰۴/۱۰/۰۱

کلیدواژه‌ها:

گستره تهران

سرعت موج برشی

خردلرزه‌ها

پارامترهای لرزه‌خیزی

۱- پیش‌نوشتار

ایران به‌عنوان یکی از کشورهای واقع بر روی کمربند لرزه‌خیز آلپ-همالیا، با جمعیت بالا و زیرساخت‌های حیاتی فراوان، همواره در معرض خطرات ناشی از زمین‌لرزه قرار دارد. این کشور، در محل برخورد دو صفحه زمین‌ساختی اوراسیا و عربی واقع شده و این برخورد سبب دگرشکلی شدید، چین‌خوردگی‌های گسترده و رخداد زمین‌لرزه‌های گوناگون در گستره فلات ایران شده است. پراکندگی رومرکز زمین‌لرزه‌ها در فلات ایران نشان می‌دهد که بخش عمده دگرشکلی‌های پوسته‌ای درون مرزهای سیاسی کشور ایران رخ می‌دهد و در چند قرن اخیر، زلزله‌های ویرانگری همچون زمین‌لرزه‌های سیلاخور، دشت بیاض، طبس، قانات، رودبار، منجیل، آوج، بم و زرنند، به تلفات انسانی گسترده و خسارات سنگین انجامیده‌اند (Berberian, 2014).

در این میان، گستره تهران به‌عنوان یکی از پهنه‌های لرزه‌ای فعال فلات

ایران، با پیشینه رخداد زمین‌لرزه‌های مخرب در دوره‌های تاریخی و پیش از تاریخ، همواره مورد توجه پژوهشگران قرار گرفته است (شکل ۱). رشته‌کوه البرز در شمال این گستره نشان‌دهنده چین‌خوردگی، راندگی و کمربند امتدادلغز درون‌قاره‌ای و پیشینه زمین‌ساختی پیچیده آن است (Berberian et al., 1983). آخرین زلزله بزرگ ثبت‌شده در این گستره، زلزله ۲۷ مارس ۱۸۳۰ میلادی در دماوند-شمیران با بزرگی حدود ۷/۱ بوده که از آن زمان تاکنون، نگرانی‌ها در مورد وقوع زلزله‌های مشابه در این منطقه پرجمعیت و حساس، همواره پابرجا بوده است (Ambraseys and Melville, 1982).

گستره کلان‌شهری تهران، با جمعیتی بالغ بر ۱۵ میلیون نفر (بر اساس سازمان آمار و اطلاعات استان تهران، ۱۴۰۰) و تمرکز شایان توجهی از سازه‌های حیاتی، امنیتی، اقتصادی و سیاسی، از نظر تحلیل خطر زمین‌لرزه، منطقه‌ای با اولویت بسیار

* نویسنده مسئول: مهسا عبداللہی؛ E-mail: mahsa.abdollahi@birjand.ac.ir

ماخذنگاری:

عبداللہی، م.، موسوی، س. م.، خطیب، م. م.، هیبات، م. ر. و تسلیمی، ز.، ۱۴۰۴، بررسی یکپارچه سرعت موج برشی، خردلرزه‌ها و پارامترهای لرزه‌خیزی در گستره تهران، با نگرشی بر داده‌های دیرینه لرزه‌شناسی. فصلنامه علمی علوم زمین، ۳۵(۴)، ۱۳۸، ۱۹۷-۲۲۲. <https://doi.org/10.22071/gsj.2025.536093.2212>

حقوق معنوی مقاله برای فصلنامه علوم زمین و نویسندگان مقاله محفوظ است. doi: 20.1001.1.10237429.1404.35.4.11.8

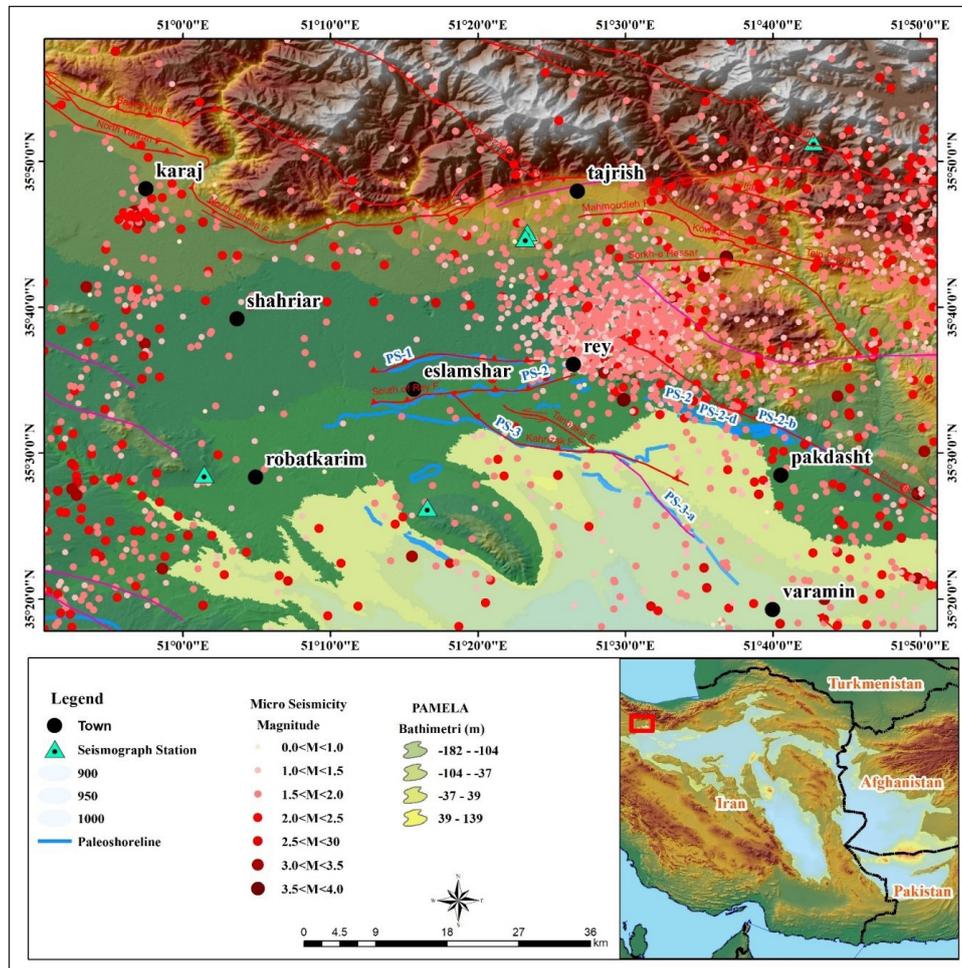
doi: 10.22071/gsj.2025.536093.2212



This is an open access article under the by-nc/4.0/ License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)

زمین‌لرزه‌ای آن همچنان وجود دارد و نیازمند به‌کارگیری روش‌های نوین تحلیلی و داده‌های دقیق‌تری است.

بالا به‌شمار می‌رود. اگرچه مطالعات متعددی در دهه‌های اخیر به بررسی این منطقه اختصاص یافته، اما چالش‌ها و ابهاماتی در خصوص شناخت دقیق‌تر رفتار



شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه. داده‌های خردلرزه با بزرگای کوچک‌تر از ۴ در دوره ۱۹۹۶ تا ۲۰۲۳ میلادی از مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران اخذ شده و با دایره‌های رنگی نشان داده شده‌اند. اطلاعات گسل‌ها برگرفته از بربریان و همکاران (Berberian et al., 1985) می‌باشند و با خطوط قرمز نمایش داده شده‌اند. مدل رقومی ارتفاعی در پس‌زمینه این نقشه با دقت مکانی ۱۲/۵ متر و برگرفته از ماهواره AleosPalsar است.

Figure 1. The location of the study area. Microseismic data with magnitudes smaller than 4, covering the period from 1996 to 2023, were obtained from the Institute of Geophysics, University of Tehran, and are displayed using colored circles. Fault information is derived from Berberian et al. (1985) and is represented by red lines. The digital elevation model (DEM) shown in the background of this map has a spatial resolution of 12.5 m and was extracted from ALOS PALSAR satellite data.

نسبی اندازه دانه‌ها، می‌تواند معیار مناسبی برای نسبت فضاهای خالی باشد. آن‌ها دریافتند که VS_{30} (سرعت امواج برشی تا ژرفای ۳۰ متری خاک) به‌طور کلی با افزایش اندازه دانه افزایش می‌یابد.

این موضوع تا حد زیادی در توضیح این که چرا سرعت کمتر و شیب توپوگرافی کمتر با هم ارتباط خوبی دارند، کمک می‌کند. با کاهش انرژی موجود در محیط رسوبی در دامنه‌های پایین‌دست، اندازه ذرات کاهش می‌یابد. فومال و تینسلی (Fumal and Tinsley, 1985) نشان دادند که دو ویژگی فیزیکی سختی و فاصله

از بین ویژگی‌های فیزیکی خاک‌ها، آن‌هایی که تأثیر زیادی بر روی مدول برشی دارند، بیشترین ارتباط را با سرعت موج برشی دارند. به‌طور کلی، فضای خالی و تنش میانگین موثر، بر تغییرات مدول برشی چیره هستند، زیرا تغییرات چگالی در خاک نسبتاً ناچیز است (Fumal and Tinsley, 1985). در خاک کم‌ژرفا (۳۰ متر بالایی)، میانگین تنش‌های موثر اصلی، چندان تغییری نمی‌کند. از این‌رو، در میان پارامترهای فیزیکی، نسبت فضاهای خالی، یکی از مهم‌ترین مؤلفه‌های برش مؤثر است. فومال و تینسلی (Fumal and Tinsley, 1985) دریافتند که بافت خاک و توزیع

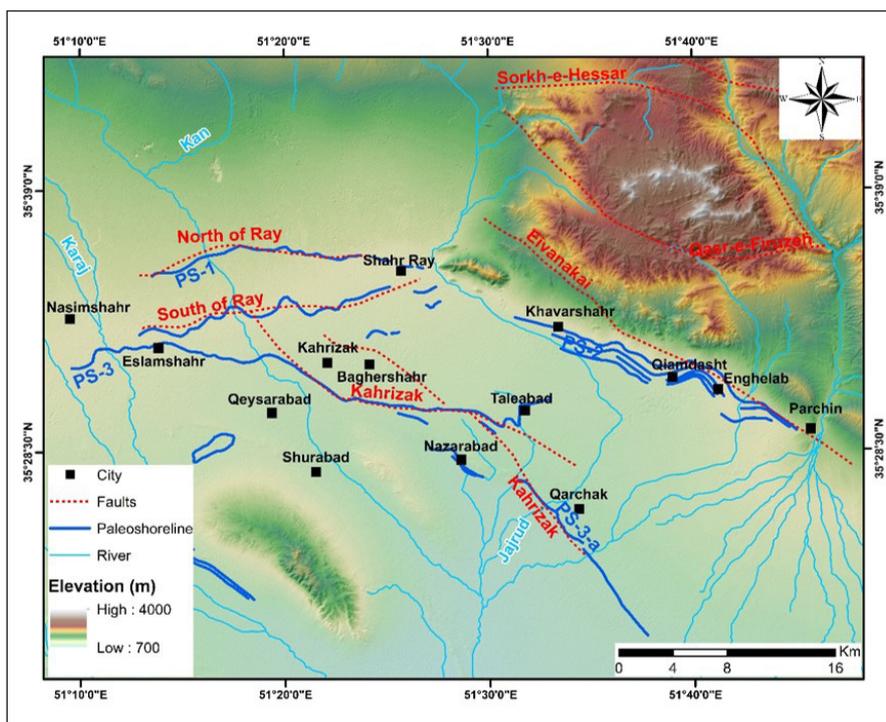
برای توصیف کلاس‌های سایت و ضرایب سایت برای NEHRP (National Earthquake Hazards Reduction Program) معرفی شد. VS_{30} برای نخستین بار به عنوان یک نسخه هموار شده از کلاس NEHRP در یک سایت GMPEs توسعه یافته توسط بور و همکاران (Boore et al., 1997) مورد استفاده قرار گرفت.

به طور کلی سرعت موج برشی، بازتابی از سختی محیط زیرسطحی است و تأثیر مستقیمی بر نحوه انتشار، جذب و تقویت امواج لرزه‌ای دارد. جراحی (۱۳۹۸) به بررسی تغییرات سرعت موج برشی در محدود دشت آبرفتی جنوب شهر تهران و مناطق همجوار پرداخته است. این منطقه شامل شهرهای رباط کریم، اسلامشهر، قیام‌دشت، شهر ری، ورامین و قرچک می‌باشد (شکل ۲). رودخانه‌های شور، کن، کرج و جاجرود با مسیر شمال به جنوب، رسوبات حاصل از فرسایش ارتفاعات شمالی تهران را به پایین دست منتقل می‌کنند و این رسوبات بر اساس انرژی رودخانه و شیب زمین، دانه‌بندی و نهشته می‌شوند. در جنوب تهران، رسوبات دانه ریز شامل ماسه، رس و مارن نهشته شده و آبرفت ریزدانه (در برخی مناطق درشت دانه) بخش گسترده‌ای را در منطقه تشکیل می‌دهند (جراحی، ۱۳۹۸).

در این پژوهش، افزون بر بررسی سرعت موج برشی، به بررسی خرد لرزه‌ها و نیز تغییرات پارامترهای لرزه‌خیزی در گستره تهران پرداخته شده است (شکل ۳).

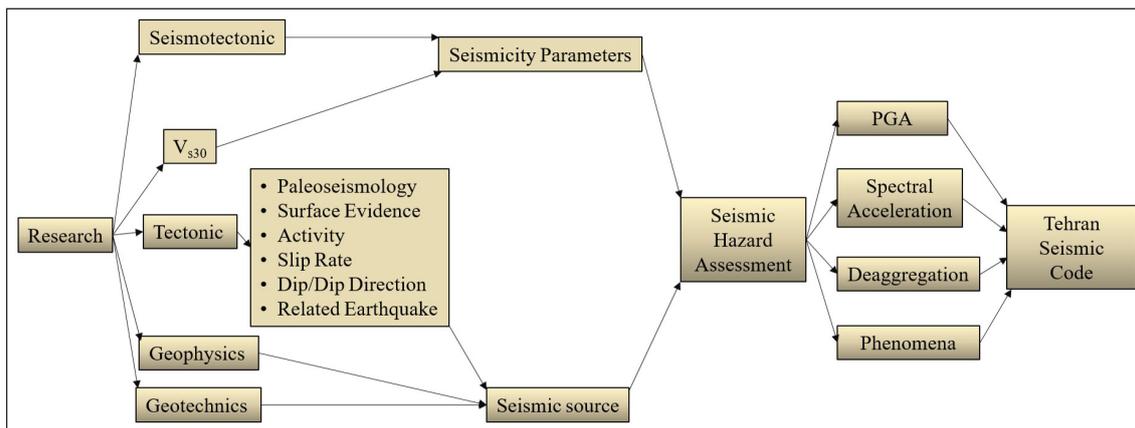
درزه (Joint spacing) در سنگ تعیین‌کننده سرعت موج برشی میانگین تا ژرفای ۳۰ متر بالایی خاک (VS_{30}) هستند. بدین صورت که با سختی سنگ و فاصله درزه‌های بیشتر، سرعت بیشتر می‌شود. سنگ‌های سخت با فاصله درزه زیاد، در برابر هوازگی مقاوم بوده و شیب توپوگرافی تندتری دارند. چنین سنگ‌هایی VS_{30} بالاتری دارند (Allen and Wald, 2007).

سرعت موج برشی میانگین تا ژرفای ۳۰ متری (VS_{30})، یک شاخص کلیدی است که توسط جامعه مهندسی زلزله برای محاسبه شرایط سایت لرزه‌ای اتخاذ شده است. با توجه به ملاحظات هزینه، و همچنین نگرانی‌های لجستیکی و زیست‌محیطی، داده‌های VS_{30} برای بیشتر مناطق، پراکنده هستند یا به راحتی در دسترس نیستند. در جایی که داده‌ها در دسترس هستند، مقادیر VS_{30} بیشتر در قالب‌های مختلف و از تارنما (وب‌سایت)‌های متفاوت و غیردائمی قابل دسترسی هستند. سرعت موج برشی معمولاً برای در نظر گرفتن اثرات ساختگاه در هنگام توسعه روابط تجربی حرکت زمین، که در مجموع به عنوان روابط کاهندگی (Attenuation Equations) یا معادلات پیش‌بینی حرکت زمین (GMPEs) (Ground Motion Prediction Equations) شناخته شده، استفاده می‌شود (Gregor et al., 2014; Abrahamson et al., 2008; Abrahamson and Shedlock, 1997). این مفهوم توسط بوچرت (Borcherdt, 1994) معرفی شد.



شکل ۲- موقعیت جغرافیایی دشت آبرفتی در جنوب شهر تهران و مناطق همجوار. اطلاعات گسل‌ها از مطالعات بربریان و همکاران (Berberian et al., 1985)، لایه رودخانه‌ها از نقشه آب‌منطقه‌ای سازمان آب تهران، لایه پرتگاه‌های ساحل دریاچه باستانی ری از مطالعات جراحی (Jarahi, 2021) و لایه مدل ارتفاعی رقومی برگرفته از ماهواره AlosPalsar با دقت مکانی ۱۲/۵ متر هستند.

Figure 2. The geographic location of the alluvial plain in the south of Tehran and its adjacent areas. Fault information is derived from the studies of Berberian (1985); the river layer is obtained from the regional water maps of the Tehran Water Authority; the coastal escarpment layer of the ancient Rey Lake is based on the studies of Jarahi (2021); and the digital elevation model (DEM) layer is extracted from ALOS PALSAR satellite data with a spatial resolution of 12.5 m.



شکل ۳- روند نمایی از مراحل تحلیل خطر زلزله، زیرشاخه‌های اصلی که در این پژوهش بررسی می‌شوند شامل لرزه‌زمن ساخت (سایزوتکتونیک) و سرعت موج برشی به‌عنوان داده‌های ورودی برای تعیین پارامترهای لرزه‌خیزی هستند.

Figure 3. A flowchart illustrating the steps of seismic hazard analysis. The main subcategories examined in this study include seismotectonics and shear wave velocity, which serve as input data for determining seismicity parameters.

در یک مطالعه بلندمدت میدانی، تاتار و همکاران (Tatar et al., 2012) با ثبت بیش از هزار رویداد لرزه‌ای در مجاورت گسل مشا، موفق به بازسازی هندسه گسل و شناخت بهتر الگوی تنش منطقه شدند. شیرزاد و همکاران (Shirzad et al., 2019) نیز با استفاده از توموگرافی لرزه‌ای، ساختار سه‌بعدی امواج P را در دشت تهران بازسازی کردند و تطابق بالایی میان مناطق با سرعت موج پایین و نواحی با تراکم بالای خردلرزه‌ها یافتند.

از منظر تحلیل آماری، پارامترهای لرزه‌خیزی مانند نرخ رویداد زلزله (λ)، بزرگی بیشینه (M_{max}) و مقدار b از رابطه گوتنبرگ-ریشر، شاخص‌های بنیادین در درک رفتار لرزه‌ای به شمار می‌روند. مطالعه علی‌خاتزاده و همکاران (Alikhanzadeh et al., 2024) نشان داد که مقدار b در شمال تهران پایین‌تر از میانگین ملی است و می‌تواند نشان‌دهنده تجمع تنش در این ناحیه باشد. افزون بر این، شیرزاد و همکاران (Shirzad et al., 2019) با تحلیل نرخ لرزه‌خیزی، بر وجود رفتار لرزه‌ای غیر کلاسیک در باختر تهران تأکید کردند که احتمالاً با وجود گسل‌های پنهان مرتبط است.

در زمینه برنامه‌ریزی شهری، غلامعلی‌فرد و همکاران (Gholamalifard et al., 2025) با تلفیق داده‌های لرزه‌خیزی در محیط GIS، مکان‌یابی مراکز مدیریت بحران را با دقت بالاتری انجام دادند. یافته‌های آن‌ها نشان داد که توزیع فضایی پارامترهای لرزه‌ای مستقیماً بر تصمیم‌گیری‌های فضایی تأثیرگذار است. همچنین نظم‌فر و همکاران (Nazmfar et al., 2025) با تحلیل شاخص‌های لرزه‌خیزی در ارتباط با داده‌های اقتصادی-اجتماعی، مناطق با تاب‌آوری پایین مانند مناطق شمال‌خاوری تهران را شناسایی کردند. زارعی و مقبل (Zareei and Moghbel, 2025) نیز در تحلیل سری‌های زمانی زلزله‌ها، کاهش موقت مقدار b را به‌عنوان هشدار پیش‌نگر برای فعال‌سازی گسل‌ها مطرح نمودند.

در مجموع، مطالعات انجام‌شده در دهه گذشته بر اهمیت تلفیق داده‌های ژئوفیزیکی، لرزه‌ای و آماری در ارزیابی خطر لرزه‌ای گستره تهران تأکید دارند. اگرچه گام‌های بزرگی در این راستا برداشته شده، ولی همچنان چالش‌هایی مانند عدم یکپارچگی داده‌ها، ضعف در پایگاه‌های بروز، و کمبود تحلیل‌های چندمتغیره باقی مانده است.

۲- روش پژوهش

به‌عنوان یکی از مهم‌ترین بخش‌های مطالعه حاضر، آگاهی از میزان سرعت موج برشی در محدوده مورد مطالعه، مورد توجه قرار گرفت. در این راستا، مطالعاتی که بر روی سرعت

شهر تهران، به‌عنوان یکی از بزرگ‌ترین و پرجمعیت‌ترین کلان‌شهرهای خاورمیانه، در پهنه‌ای با لرزه‌خیزی بالا، فعالیت گسل‌های عمده، و ساختار زمین‌شناسی پیچیده واقع شده است. به همین دلیل، شناسایی و تحلیل دقیق شاخص‌های لرزه‌ای، مانند سرعت موج برشی، الگوهای خردلرزه‌ای و پارامترهای آماری لرزه‌خیزی، از اهمیت بالایی در کاهش خطرپذیری لرزه‌ای و مدیریت بحران برخوردار است. از میان این شاخص‌ها، سرعت موج برشی، نقش محوری در تحلیل پاسخ لرزه‌ای زمین، طراحی سازه‌ها، و تعیین مناطق مستعد تشدید جنبش زمین دارد. این پارامتر، بازتاب‌دهنده ویژگی‌های مکانیکی و ژئوتکنیکی لایه‌های زیرسطحی است و به‌عنوان یکی از ورودی‌های اصلی در مدل‌های خطر لرزه‌ای مورد استفاده قرار می‌گیرد (Boore, 2020). در راستای درک بهتر رفتار زیرسطحی تهران، متقی و همکاران (Motaghi et al., 2021) با استفاده از توموگرافی نوین محیطی موفق به تولید مدل سه‌بعدی ساختار پوسته‌ای تهران شدند و نشان دادند که بخش‌های جنوبی و مرکزی تهران به دلیل دارا بودن مقدار پایین V_s ، پتانسیل بالایی برای تشدید امواج لرزه‌ای دارند. این یافته‌ها با نتایج زعفرانی و همکاران (Zafarani et al., 2021) نیز هم‌راستا بود که با نقشه‌برداری دقیق V_{s30} ، ناهمگنی شدید پهنه‌های شهری تهران را در پاسخ به زلزله‌های محتمل اثبات کردند.

خالقی و همکاران (Khaleghi et al., 2022) با ترکیب داده‌های لرزه‌ای و ژئوفیزیکی، مدل سرعت موج برشی تا ژرفای ۵۰۰ متر در البرز جنوبی را توسعه دادند و تأکید کردند که نواحی نزدیک به گسل‌ها دارای V_s پایین و آسیب‌پذیری بالاتر نسبت به روان‌گرایی هستند. غفوری‌آشتیانی و همکاران (Ghafory-Ashtiany, 2020) نیز با اندازه‌گیری‌های میدانی گسترده در نقاط مختلف تهران و استفاده از روش HVSR، به نقش داده‌های نوین محیطی در برآورد ژرفای بستر سنگی و توزیع افقی V_s پی بردند.

در کنار داده‌های ژئوفیزیکی، تحلیل خردلرزه‌ها (microseismicity) در سال‌های اخیر به‌عنوان ابزار مکملی برای مطالعه پویا و مستمر فعالیت گسل‌ها مورد توجه قرار گرفته است. فراهانی و همکاران (Farahani et al., 2014) با بررسی داده‌های شبکه محلی لرزه‌نگاری تهران در بازه ۲۰۰۴ تا ۲۰۱۰، نشان دادند که الگوهای خوشه‌ای خردلرزه‌ها در نواحی خاص مانند گسل شمال تهران، می‌تواند شاخصی برای ناپایداری تنش پوسته‌ای باشد. مطالعاتی هم‌بر تحلیل ساختار زمان-مکان لرزه‌ها در خاور البرز تأکید کرده‌اند و مشخص نمودند که بسیاری از خردلرزه‌ها در ژرفای کم و در امتداد گسل‌های پنهان رخ می‌دهند (Nemati and Derakhshani, 2021).

در رابطه ۱، β_0 و ضرایب عددی هستند که با روش آماری رگرسیون حداقل مربعات محاسبه می‌شوند و $Slope$ مقدار شیب زمین از که از مدل رقومی ارتفاعی بدست می‌آید.

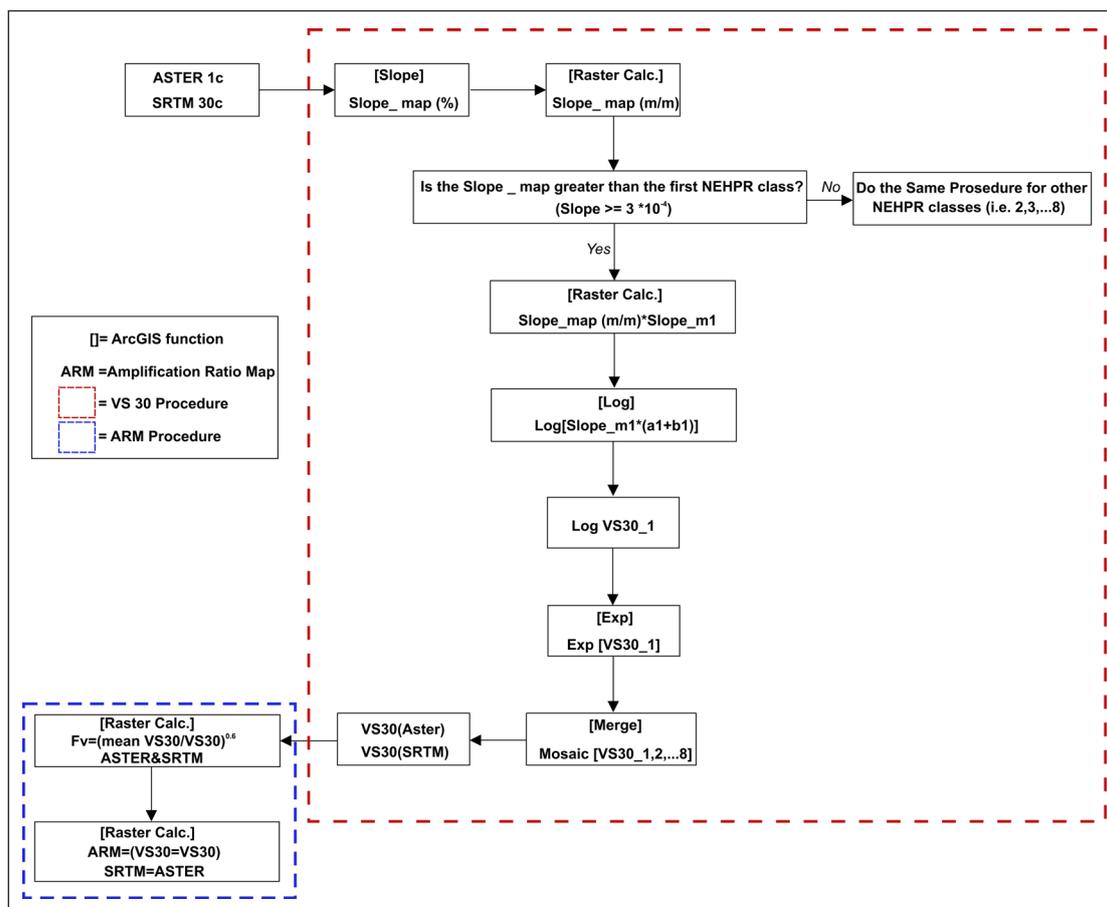
در رابطه ۲، x_i متغیرهای شاخصی را نشان می‌دهد که بیانگر واحدهای زمین‌شناسی مورد استفاده در مدل هستند. این متغیرها می‌توانند مقدار ۱ (در صورتی که نقطه نمونه برداری VS_{30} در واحد زمین‌شناسی مربوطه قرار داشته باشد) یا صفر (در غیر این صورت) بگیرند. ضریب β_i برای هر واحد زمین‌شناسی از طریق روش رگرسیون حداقل مربعات محاسبه می‌شوند. به منظور حفظ استقلال ریاضی میان این متغیرهای شاخص، تعداد آن‌ها باید یک واحد کمتر از کل واحدهای زمین‌شناسی تعریف شود؛ به گونه‌ای که یک واحد زمین‌شناسی به عنوان مرجع انتخاب شده و برای آن، مقدار $x_i=0$ در تمامی متغیرهای شاخص در نظر گرفته می‌شود (Navarro et al., 2025).

در بخش بعدی پژوهش، بررسی داده‌های زمین‌لرزه‌ها انجام شده است. در این راستا، ابتدا به بررسی خرد لرزه‌ها که شامل داده‌های زمین‌لرزه‌های با بزرگای کمتر از ۴ در گستره می‌باشد، پرداخته شده و سپس پراکندگی آن‌ها در گستره مشخص گردیده است. در بخش بعدی، به محاسبه پارامترهای لرزه‌ای و دوره‌های بازگشت زمین‌لرزه‌ها، با استفاده از داده‌های زمین‌لرزه‌های دستگاهی پرداخته شده است.

موج‌برشی تهران صورت گرفته بود، جمع‌آوری و سازمان‌دهی شد (جراحی، ۱۳۹۸؛ Ansari pour et al., 2019; Habibi et al., 2023; Shafiee and Azadi, 2007). در این میان، از مطالعات نقوی‌پور و همکاران (۱۳۹۳) استفاده گردید و با روش درون‌یابی مکانی در نرم‌افزار ArcGIS نقشه اولیه هم‌پتانسیل سرعت موج‌برشی تهران تهیه گردید. در مرحله بعد مناطق با نبود اطلاعاتی شناسایی شد. بخش‌های فاقد داده با بهره‌گیری از مدل جهانی VS_{30} (Heath et al., 2020) و مدل رقومی ارتفاعی بر مبنای شیب توپوگرافی تکمیل شد (شکل ۴). در این روش، پس از پردازش مدل رقومی ارتفاعی (DEM)، شیب توپوگرافی استخراج و با به‌کارگیری روابط تجربی میان شیب VS_{30} (Allen and Wald, 2007)، (روابط ۱ و ۲) نقشه هم‌پتانسیل سرعت موج برشی رسم شد. در این مرحله، نقشه اولیه با داده‌های ژئوتکنیکی میدانی کالیبره و در بخش‌هایی که اختلاف وجود داشت، بر اساس داده‌های یاد شده، مبنای قرار گرفته و نقشه تکمیل گردید (Heath et al., 2020). نقشه سرعت موج برشی جهانی و همچنین اطلاعات نقشه زمین‌شناسی، دو دسته از داده‌های اصلی هستند که در این بخش می‌توانند موثر واقع شوند.

$$\log(V_{S30}) = \beta_0 + \beta_{Slope} \log(Slope) \tag{1}$$

$$\log(V_{S30}) = \beta_0 + \sum_{i=1}^n (\beta_i x_i) + \beta_{Slope} \log(slope) \tag{2}$$



شکل ۴- روند نمای تهیه نقشه سرعت موج برشی از داده‌های رقومی ارتفاعی برگرفته از کریم‌زاده و همکاران (Karimzadeh et al., 2019).

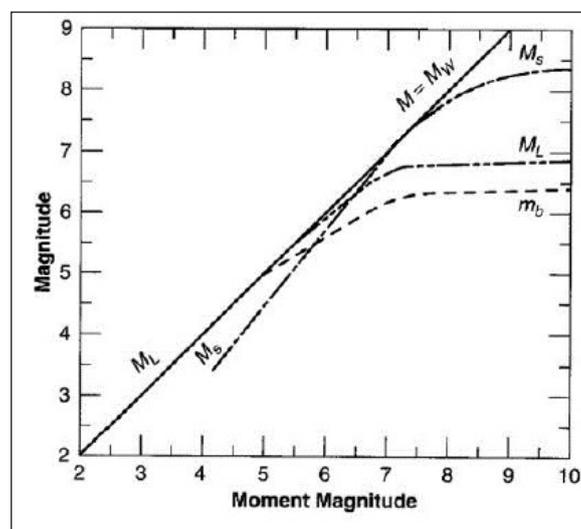
Figure 4. Flowchart for generating the shear wave velocity map using digital elevation data derived from Karimzadeh et al. (2019).

از روی دیگری امکان‌پذیر می‌گردد. در شکل ۵ رابطه بین واحدهای مختلف بزرگای ارائه شده است.

در این پژوهش، از داده‌های زمین لرزه‌های ثبت شده در موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران استفاده شده است که در این کاتالوگ تمامی داده‌ها برحسب بزرگای M_n می‌باشد. افزون بر این، از داده‌های پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله نیز جمع‌آوری گردیده است که در این کاتالوگ داده‌های برحسب بزرگای مختلف (M_n, M_L, M_s) ثبت گردیده است. به منظور استفاده از یک کاتالوگ کامل داده‌های پژوهشگاه بین‌المللی زلزله با داده‌های موسسه ژئوفیزیک مقایسه گردیده که در این میان، داده‌های موسسه ژئوفیزیک بسیار کامل‌تر بوده است. با این حال برای بررسی لرزه‌ای با استفاده از این دو سری داده، یک کاتالوگ کامل از زلزله‌های روی داده در منطقه تهیه و مورد استفاده قرار گرفته است.

اندازه بزرگای یک زمین‌لرزه از طریق تعیین دو پارامتر بزرگای یا شدت قابل تعیین می‌باشد. بزرگای زمین‌لرزه یک اندازه‌گیری کمی از نیروی زمین‌لرزه را در اختیار می‌گذارد که توسط آن امکان تعیین انرژی کل رها شده از یک زمین‌لرزه در مکان خاص فراهم می‌شود. حال آن که شدت یک زمین‌لرزه بر مبنای مشاهده و توصیف میزان خرابی‌های ناشی از آن رویداد استوار بوده و مبنای کار پژوهشگرانی است که به بررسی زمین‌لرزه‌های تاریخی یعنی رویدادهای رخ داده پیش از نصب شبکه‌های لرزه‌نگاری می‌پردازند.

به منظور اندازه‌گیری بزرگای از مقیاس‌های مختلفی استفاده می‌شود که در میان آن‌ها بزرگای M_s (بزرگای در مقیاس امواج سطحی)، M_b (بزرگای در مقیاس امواج پیکری) و M_w (بزرگای گشتاوری) از مهم‌ترین مقیاس‌ها می‌باشند. از نظر ریاضی روابط خاصی بین مقیاس‌های مختلف بزرگای برقرار شده که امکان محاسبه هر یک



شکل ۵- اشباع شدگی انواع بزرگای (شاداب فر، ۱۳۹۰).

Figure 5. Illustration of magnitude saturation across different magnitude scales, adapted from Shadabfar (2011).

گرفت. در این راستا، از نرم‌افزار HA3 (Rev 3.05) که یک کد محاسباتی مبتنی بر محیط MATLAB است، استفاده شد (Kijko, 2021). در شکل ۶ توضیحات این مدل ارائه گردیده است.

در روش مورد استفاده، از توزیع پواسون-گامای ترکیبی (که با نام‌های مدل‌های بی‌زی یا مخلوط نیز شناخته می‌شود) به‌عنوان مدل وقوع زمین‌لرزه در بعد زمانی، و از توزیع نمایی-گامای مرکب برای مدل‌سازی بزرگای زمین‌لرزه بهره گرفته شده است. این مدل‌ها امکان لحاظ نمودن هم‌زمان عدم قطعیت‌های مرتبط با لرزه‌خیزی تصادفی و تغییرات زمانی آن را فراهم می‌سازند.

برای تعیین پارامترهای لرزه‌ای، از کاتالوگ زمین‌لرزه‌ها شامل زمین‌لرزه‌های با بزرگای بیشتر از ۲/۵ استفاده شده و پس از تعیین خوشه‌های لرزه‌ای و مقادیر بزرگای کامل بودن داده‌ها، پارامترهای مدل گوتنبرگ-ریشر (Gutenberg and Richter, 1945) محاسبه گردید.

این مدل با استفاده از روابط تجربی ۳ و ۴، نرخ سالانه وقوع زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای بیشتر از یک مقدار مشخص را توصیف می‌کند:

$$\text{Log}_{10} \lambda_m = a - bm \quad \text{رابطه (۳)}$$

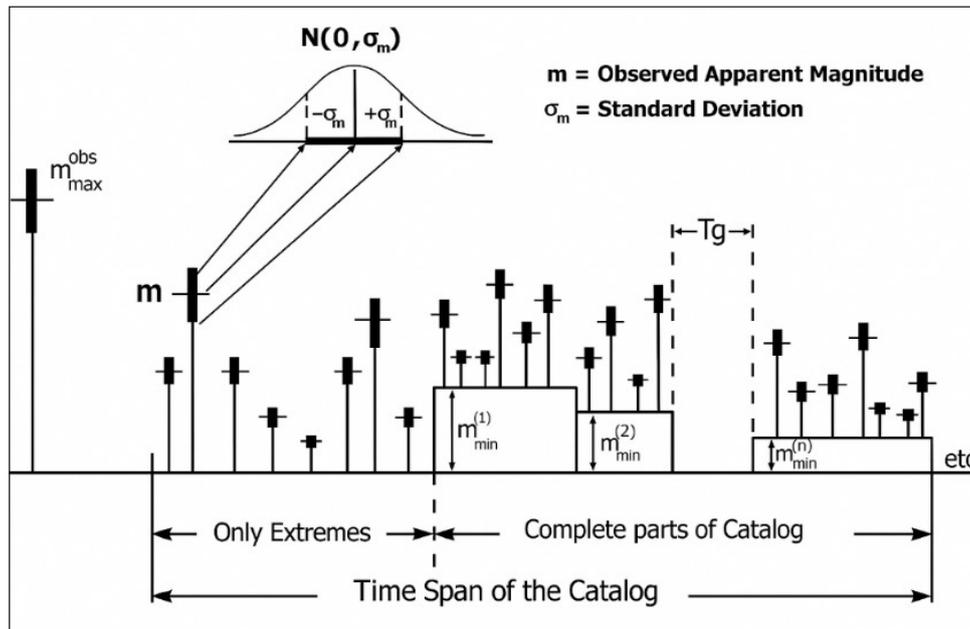
$$\lambda_m = 10^a 10^{-bm} \quad \text{رابطه (۴)}$$

در بررسی خردلرزه‌ها، موقعیت آن‌ها در گستره مورد مطالعه و ارتباط پراکنندگی آن‌ها با نقاط دارای چگالی بالای لرزه‌خیزی و گسل‌های فعال، بررسی شد. برای این منظور، اطلاعات تمامی خردلرزه‌ها با بزرگای کوچک‌تر از ۴ و برای بازه زمانی ۱۹۹۶/۰۱/۰۶ تا ۲۰۲۳/۰۳/۲۶ در حدفاصل طول‌های جغرافیایی ۵۰ درجه تا ۵۲ درجه خاوری و عرض جغرافیایی ۳۵ درجه تا ۳۶ درجه و ۱۵ دقیقه شمالی از موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران اخذ شد. این اطلاعات شامل ۶۴۰۹ داده بوده است. در بررسی خردلرزه‌ها در ابتدا نقشه پراکنندگی آن‌ها در گستره مورد مطالعه تهیه شد و به بررسی ارتباط پراکنندگی آن‌ها با نقاط دارای چگالی بالای لرزه‌خیزی و گسل‌های فعال پرداخته شد. همچنین به بررسی تغییرات ژرفی و زمانی داده‌های خردلرزه‌ها نیز پرداخته شد.

به‌منظور بررسی آماری پارامترهای لرزه‌خیزی در گستره تهران، داده‌های زمین‌لرزه‌های دستگامی با بزرگای بیشتر از ۲/۵ جمع‌آوری گردید و پس از بررسی کیفیت آمار و پردازش داده‌ها، پارامترهای لرزه‌خیزی و تغییرات مکانی آن در گستره مورد مطالعه بررسی گردید. افزون بر آن، به بررسی زمین‌لرزه‌های تاریخی و اطلاعات دیرینه لرزه‌شناسی تهیه شده در گستره پرداخته شد و دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها با در نظر گرفتن داده‌های زمین‌لرزه‌های تاریخی و دیرینه لرزه‌ای مورد ارزیابی قرار

در مدل گوتنبرگ-ریشر، به‌ویژه در مجموعه داده‌هایی که کامل بودن آن‌ها به‌طور کامل تعریف نشده است، باید با استفاده از روش پیشینه درست‌نمایی انجام گیرد. این رویکرد آماری، امکان استخراج برآوردهای قابل اطمینان از پارامترهای لرزه‌خیزی را در شرایط داده‌های ناقص و غیرهمگن فراهم می‌سازد.

در روابط بالا، m نشان‌دهنده نرخ سالانه وقوع زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای بیشتر از m است؛ در حالی که پارامترهای a و b به ترتیب نشان‌دهنده میزان کلی لرزه‌خیزی منطقه و نسبت زمین‌لرزه‌های کوچک به بزرگ می‌باشند. بر اساس پیشنهاد ویچرت (Weichert, 1980)، برآورد پارامترهای نرخ بازگشت



شکل ۶- نمایی از نوع داده‌هایی که می‌توان برای برآورد پارامترهای اصلی خطر لرزه‌ای شامل بیشینه بزرگای زمین‌لرزه m_{max} میانگین نرخ فعالیت λ ، مقدار b و رابطه فراوانی-بزرگای گوتنبرگ-ریشر، با استفاده از کد کامپیوتری HA3 مورد استفاده قرار داد. این روش امکان ترکیب داده‌های حاصل از بزرگ‌ترین زمین‌لرزه‌های ثبت‌شده با رکوردهایی با سطوح مختلف کامل بودن را فراهم می‌کند. همچنین، این نرم‌افزار امکان استفاده از اطلاعات مربوط به بزرگ‌ترین زمین‌لرزه شناخته‌شده در منطقه را فراهم کرده و در تحلیل‌های خود در نظر می‌گیرد. از ویژگی‌های مهم این روش، توانایی در پذیرش نبود (گپ)‌های لرزه‌ای (Tg) است؛ نبوده‌ایی که ناشی از فقدان داده‌های لرزه‌ای یا دوره‌های غیرعملیاتی بودن شبکه‌های لرزه‌نگاری هستند. در این مدل، بر اساس رابطه ارائه‌شده توسط تینتی و مولارگیا (Tinti and Mulargia, 1985)، فرض می‌شود که بزرگای مشاهده‌شده نتیجه انحرافی تصادفی از مقدار واقعی است که از توزیع عادی (گائوسی) پیروی می‌کند. این پارچوب نظری، بعدها توسط کیکو و سلوول (Kijko and Sellevoll, 1992) گسترش داده شد و در هسته اصلی عملکرد نرم‌افزار HA3 گنجانده شده است.

Figure 5. An illustration of the data used to derive key seismic hazard parameters such as m_{max} , mean activity rate (λ), b -value, and the Gutenberg-Richter magnitude-frequency relationship using the HA3 computer code. This method allows for the combination of the largest earthquakes with complete datasets and varying levels of completeness. It also enables the incorporation of the largest known earthquake magnitude. The software accepts seismic gaps (Tg) in cases where seismicity records are unavailable or the seismic network is non-operational. The method accounts for uncertainty (error) in magnitude determination (Tinti and Mulargia, 1985), assuming that the observed magnitude is the true value affected by a random error following a Gaussian distribution (Kijko and Sellevoll, 1992).

۳- داده‌ها و اطلاعات

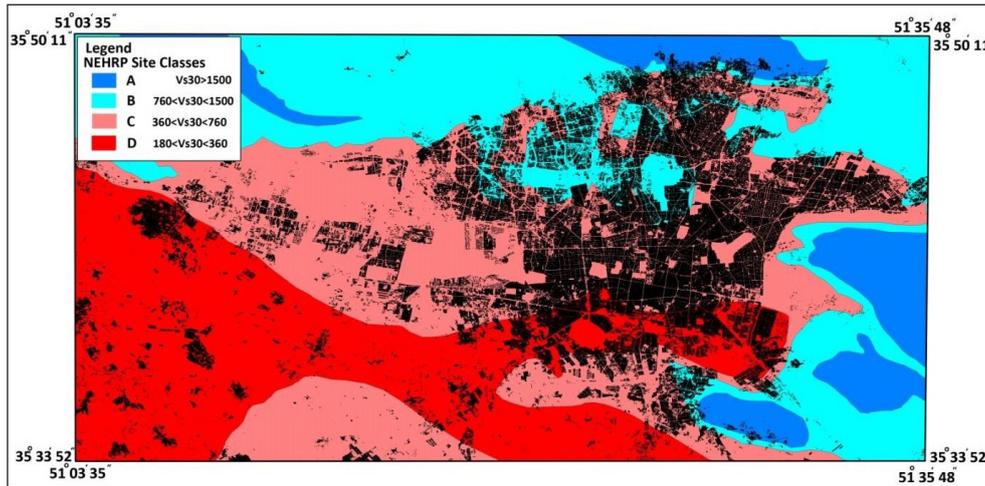
حیبی و همکاران (Habibi et al., 2023) با استفاده از نتایج آزمایش‌های ژئوتکنیکی درون‌چاهی و واگرایی خاک، و استفاده از نقشه سرعت موج برشی جهانی، نقشه سرعت موج برشی تهران را تهیه نمودند که در شکل ۸ ارائه شده است. این دو نقشه بخش زیادی از داده‌های اولیه مربوط به سرعت موج برشی پژوهش را فراهم می‌نماید.

در بررسی سرعت موج برشی در محدوده مورد مطالعه، داده‌های اولیه مورد استفاده، داده‌های ارائه شده توسط نقوی‌پور (Naghavi Pour, 2014) می‌باشد که در جدول ۱ ارائه گردیده است. وی با استفاده از جدول یاد شده، نقشه اولیه هم‌پتانسیل سرعت موج برشی تهران را تهیه نمود که در شکل ۷ ارائه شده است. براساس این شکل، مقادیر سرعت موج برشی از شمال منطقه به سمت جنوب کاهش می‌یابد. همچنین

جدول ۱- مقدار عددی نتایج آزمایش‌های ژئوتکنیکی درون‌چاهی در محدوده مورد مطالعه تقوی پور (۱۳۹۳).

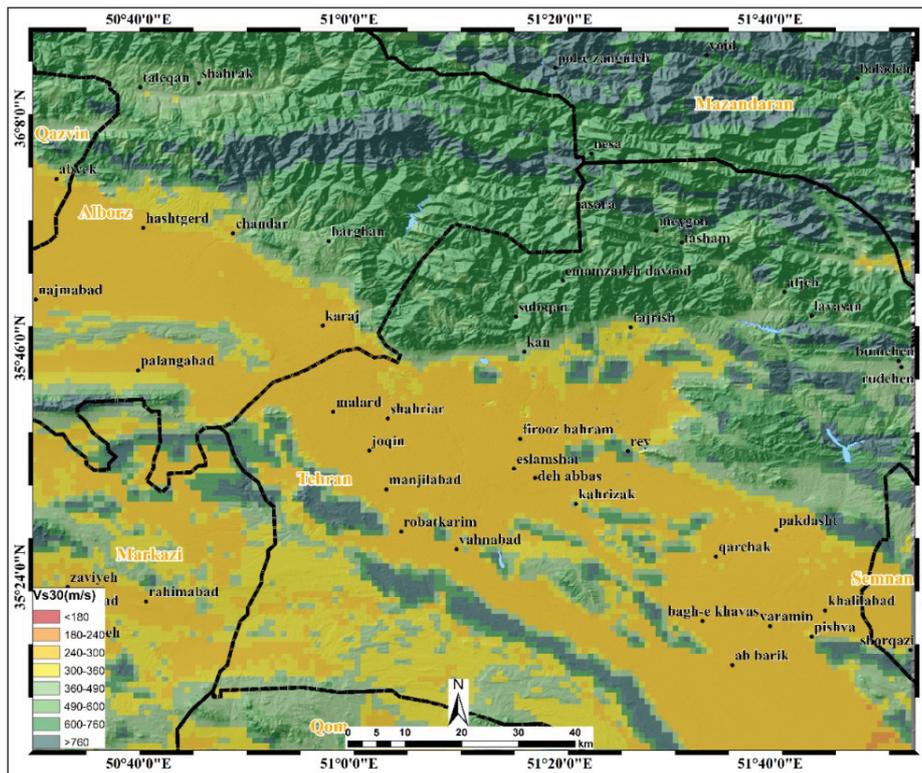
Table 1. Numerical results of downhole geotechnical tests in the study area (Naghavi Pour, 2014)

No.	LONGITUDE	LATITUDE	V _{s30}	No.	LONGITUDE	LATITUDE	V _{s30}	No.	LONGITUDE	LATITUDE	V _{s30}
1	51° 21' 40	35° 35' 12	200	56	51° 19' 30	35° 49' 22	1170	111	51° 32' 1	35° 38' 49	1170
2	51° 22' 27	35° 35' 22	203	57	51° 17' 54	35° 49' 57	1420	112	51° 34' 16	35° 47' 44	1160
3	51° 22' 9	35° 35' 40	206	58	51° 17' 38	35° 49' 48	1460	113	51° 25' 26	35° 44' 4	1183
4	51° 23' 31	35° 35' 38	200	59	51° 17' 4	35° 50' 1	1170	114	51° 25' 32	35° 45' 12	1198
5	51° 20' 5	35° 35' 48	203	60	51° 17' 9	35° 49' 15	1420	115	51° 25' 44	35° 45' 34	1420
6	51° 18' 33	35° 35' 40	206	61	51° 17' 2	35° 48' 57	1460	116	51° 25' 25	35° 45' 35	1320
7	51° 18' 12	35° 35' 47	270	62	51° 16' 26	35° 48' 34	1198	117	51° 25' 41	35° 45' 22	1220
8	51° 18' 16	35° 36' 19	280	63	51° 16' 29	35° 48' 55	1183	118	51° 29' 30	35° 46' 3	1290
9	51° 18' 54	35° 36' 50	300	64	51° 16' 10	35° 48' 58	1160	119	51° 28' 37	35° 46' 39	1450
10	51° 18' 12	35° 37' 32	320	65	51° 15' 53	35° 48' 57	1183	120	51° 30' 11	35° 47' 2	1460
11	51° 18' 10	35° 37' 45	270	66	51° 15' 49	35° 49' 12	1198	121	51° 31' 12	35° 46' 4	1170
12	51° 16' 57	35° 35' 56	280	67	51° 16' 10	35° 49' 12	1450	122	51° 32' 7	35° 46' 15	1160
13	51° 18' 50	35° 38' 37	300	68	51° 16' 21	35° 49' 41	1183	123	51° 32' 50	35° 46' 5	1183
14	51° 16' 56	35° 38' 33	320	69	51° 15' 59	35° 49' 32	1290	124	51° 21' 12	35° 44' 24	1198
15	51° 17' 33	35° 38' 43	270	70	51° 15' 55	35° 50' 1	1160	125	51° 19' 12	35° 43' 50	1450
16	51° 21' 26	35° 38' 33	280	71	51° 16' 22	35° 49' 54	1183	126	51° 18' 54	35° 45' 11	1183
17	51° 21' 36	35° 38' 0	206	72	51° 31' 17	35° 48' 41	1703	127	51° 19' 19	35° 45' 43	1290
18	51° 20' 57	35° 37' 50	300	73	51° 28' 44	35° 48' 46	1706	128	51° 19' 19	35° 46' 17	1160
19	51° 22' 40	35° 39' 30	320	74	51° 28' 55	35° 48' 57	1700	129	51° 23' 1	35° 46' 25	1183
20	51° 23' 12	35° 39' 32	280	75	51° 29' 33	35° 49' 15	1703	130	51° 19' 57	35° 45' 2	1290
21	51° 23' 32	35° 40' 18	300	76	51° 22' 30	35° 49' 55	1706	131	51° 16' 11	35° 46' 33	1160
22	51° 23' 56	35° 39' 16	203	77	51° 23' 1	35° 49' 41	1770	132	51° 15' 46	35° 46' 37	1450
23	51° 25' 9	35° 34' 59	200	78	51° 23' 0	35° 49' 54	1780	133	51° 15' 58	35° 46' 49	1183
24	51° 24' 48	35° 34' 44	203	79	51° 23' 32	35° 49' 51	1800	134	51° 16' 13	35° 47' 17	1290
25	51° 24' 43	35° 33' 57	206	80	51° 24' 28	35° 49' 44	1820	135	51° 16' 13	35° 47' 17	1160
26	51° 27' 41	35° 37' 48	200	81	51° 24' 51	35° 49' 41	1770	136	51° 16' 23	35° 47' 28	1170
27	51° 27' 12	35° 38' 28	203	82	51° 24' 19	35° 49' 12	1780	137	51° 17' 4	35° 47' 18	1420
28	51° 28' 27	35° 37' 57	206	83	51° 25' 16	35° 49' 12	1800	138	51° 18' 40	35° 47' 22	1460
29	51° 28' 44	35° 38' 7	200	84	51° 25' 58	35° 49' 12	1820	139	51° 19' 5	35° 47' 24	1198
30	51° 28' 54	35° 37' 19	203	85	51° 26' 10	35° 49' 35	1770	140	51° 20' 9	35° 47' 23	1183
31	51° 29' 52	35° 38' 24	280	86	51° 25' 49	35° 49' 39	1780	141	51° 21' 15	35° 48' 37	1160
32	51° 28' 14	35° 39' 34	270	87	51° 26' 54	35° 49' 51	1706	142	51° 21' 12	35° 49' 15	1450
33	51° 23' 25	35° 36' 24	660	88	51° 28' 5	35° 49' 30	1800	143	51° 20' 58	35° 49' 46	1183
34	51° 23' 53	35° 36' 16	560	89	51° 28' 56	35° 49' 24	1820	144	51° 19' 40	35° 49' 59	1290
35	51° 24' 9	35° 36' 31	460	90	51° 29' 19	35° 49' 41	1780	145	51° 19' 40	35° 49' 42	1160
36	51° 23' 47	35° 36' 50	530	91	51° 16' 21	35° 41' 15	423	146	51° 24' 36	35° 35' 43	690
37	51° 23' 31	35° 37' 23	690	92	51° 16' 12	35° 41' 32	530	147	51° 25' 2	35° 35' 34	423
38	51° 21' 48	35° 36' 30	700	93	51° 16' 5	35° 41' 51	400	148	51° 26' 26	35° 34' 59	530
39	51° 20' 34	35° 36' 22	410	94	51° 15' 56	35° 41' 59	690	149	51° 16' 50	35° 40' 43	400
40	51° 19' 49	35° 36' 30	400	95	51° 16' 55	35° 38' 56	530	150	51° 17' 52	35° 39' 49	560
41	51° 16' 12	35° 34' 51	423	96	51° 21' 9	35° 39' 45	690	151	51° 17' 0	35° 39' 45	460
42	51° 16' 13	35° 42' 11	423	97	51° 29' 14	35° 44' 8	410	152	51° 20' 38	35° 46' 29	530
43	51° 16' 35	35° 42' 9	530	98	51° 30' 53	35° 44' 59	660	153	51° 20' 11	35° 45' 31	400
44	51° 29' 7	35° 40' 17	400	99	51° 30' 54	35° 46' 38	700	154	51° 21' 53	35° 37' 3	423
45	51° 30' 47	35° 40' 14	410	100	51° 20' 10	35° 44' 10	410	155	51° 24' 54	35° 36' 0	530
46	51° 30' 46	35° 39' 30	660	101	51° 19' 54	35° 43' 13	660	156	51° 29' 0	35° 34' 41	1320
47	51° 32' 18	35° 39' 57	700	102	51° 18' 30	35° 43' 54	700	157	51° 26' 13	35° 37' 21	1220
48	51° 34' 34	35° 44' 30	438	103	51° 18' 14	35° 43' 32	438	158	51° 31' 39	35° 35' 33	1290
49	51° 32' 40	35° 43' 31	423	104	51° 17' 27	35° 43' 54	423	159	51° 30' 23	35° 37' 28	1450



شکل ۷- نقشه اولیه سرعت موج برشی برای ۳۰ متر ابتدایی خاک که با استفاده از جدول ۱ تهیه گردیده است (نقوی پور، ۱۳۹۳).

Figure 7. Initial shear wave velocity (VS_{30}) map for the upper 30 meters of soil, prepared using Table 1 (Naghavi Pour, 2014).

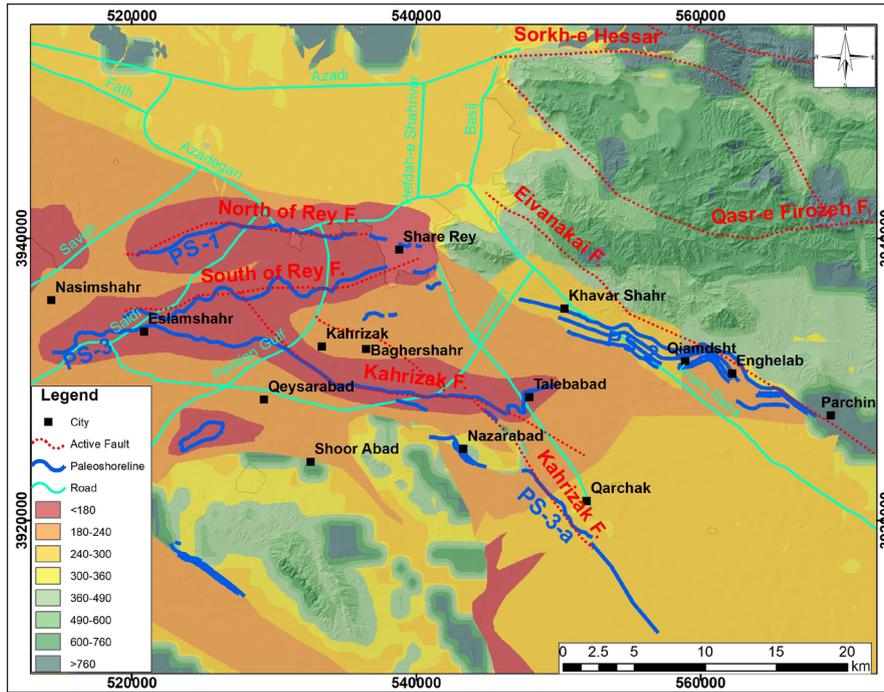


شکل ۸- نقشه سرعت موج برشی تهران و مناطق همجوار بر اساس مطالعات حیبی و همکاران (Habibi et al., 2023).

Figure 8. Shear wave velocity map of Tehran and surrounding areas based on the study of Habibi et al. (2023).

شوند. عوامل زمین‌شناسی همچون ویژگی‌های رسوبی می‌توانند این نقشه‌ها را تا حد زیادی تغییر دهند. نقشه سرعت موج برشی جهانی و همچنین اطلاعات نقشه زمین‌شناسی تهران (سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور، Berberian et al., 2016) دو دسته از اطلاعات اصلی بودند که در این مرحله استفاده شدند. در نهایت، نقشه تدقیق شده سرعت موج برشی گستره مورد مطالعه مطابق شکل ۹ تهیه شد.

در مرحله بعد، می‌بایست نتایج این دو پژوهش به همراه داده‌های موجود مورد بازنگری قرار گرفته و نقشه نهایی سرعت موج برشی تهیه گردد. بدین ترتیب که داده‌های مربوط به آزمایش‌های ژئوتکنیکی مانند درون‌چاهی که در منطقه مورد مطالعه انجام شده‌اند، گردآوری و بررسی شد (جدول ۱). سپس برای هر نقطه، مقدار میانگین سرعت موج برشی تعیین گردید. حال لازم است تا با استفاده از داده‌های جهانی موجود (Heath et al., 2020)، این اطلاعات بررسی



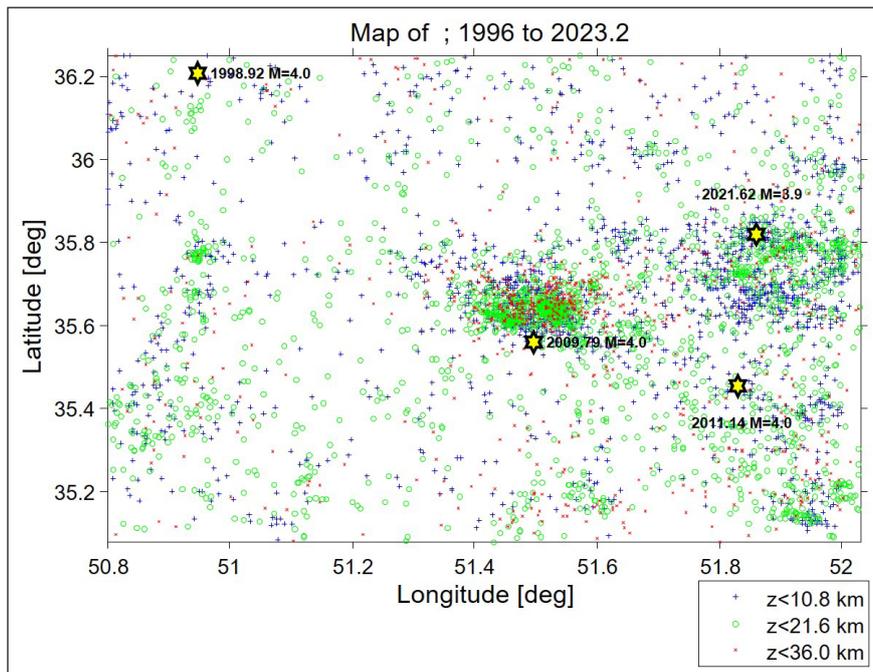
شکل ۹- نقشه تدقیق شده سرعت موج برشی خاک برای گستره جنوب تهران (متر بر ثانیه).

Figure 9. Refined shear wave velocity map of soil for the southern Tehran region (m/s).

مورد مطالعه از مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران اخذ شد. پراکندگی این داده‌ها در گستره مورد مطالعه در شکل ۱۰ ارائه شده و این اطلاعات شامل ۴۵۱۱ داده بوده است. در بررسی اولیه داده‌ها، تعدادی از داده‌هایی که مقدار بزرگ برای آن‌ها ثبت نشده بود، از کاتالوگ حذف گردید. در شکل ۱۱ فراوانی بزرگای خرد لرزه‌ها ارائه شده است.

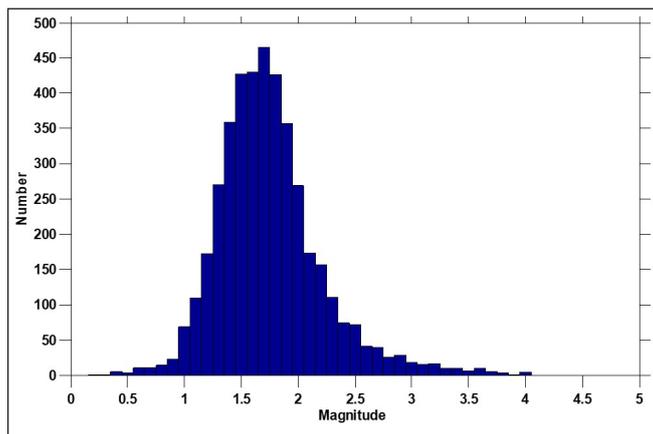
۳-۱- خرد لرزه‌ها

در بررسی اطلاعات خردلرزه‌ها، موقعیت آن‌ها در گستره مورد مطالعه و ارتباط پراکندگی آن‌ها با نقاط دارای چگالی بالای لرزه‌خیزی و گسل‌های فعال، بررسی شد. چنان که بیان شد، اطلاعات تمامی خردلرزه‌ها با بزرگای کوچک‌تر از ۴ در گستره



شکل ۱۰- پراکندگی خردلرزه‌ها در گستره مورد مطالعه.

Figure 10. Distribution of microearthquakes in the study area.



شکل ۱۱- نمودار فراوانی خردلرزه‌ها در گستره مورد مطالعه.

Figure 11. Frequency distribution of micro-earthquakes within the study area.

مشخص می‌کند. در ابتدا نقشه نسبت تعداد رویدادهای روزانه به شبانه تهیه و سپس بیشترین مقدار Rq از داده‌ها حذف گردید. این فرایند تا زمانی ادامه می‌یابد که هیچ حجم با نسبت غیر معمول از رویدادهای روز به رویدادهای شبانه باقی نماند. Rq از رابطه (۵) به دست می‌آید (Malone and Wiemer, 2001):

$$Rq = Nd \ln(Nn Ld) \quad (۵) \text{ رابطه}$$

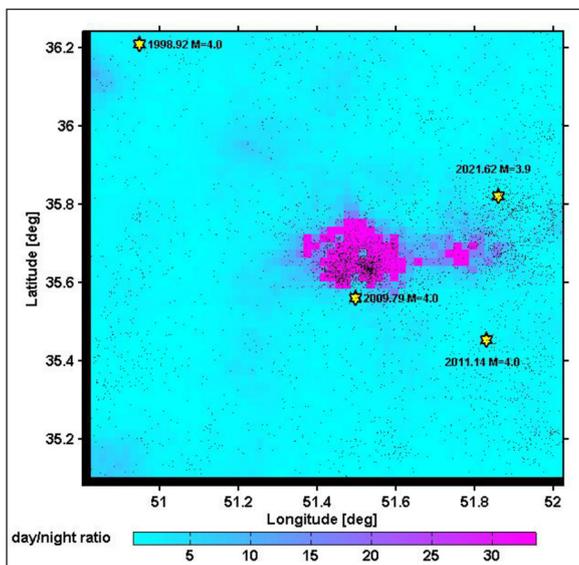
در رابطه ۵، Nd و Nn تعداد کل وقایع در روز یا شب است و Ld و Ln تعداد ساعات در هر دوره می‌باشد.

$$Ln + Ld = 24$$

شکل ۱۲ توزیع تعداد رویدادها در ساعات شبانه روز پیش از حذف داده‌های انفجاری از کاتالوگ را نشان می‌دهد. همچنین شکل ۱۳ نقشه نسبت رویدادهای روزانه به شبانه در منطقه را نشان می‌دهد. این نقشه با استفاده از اندازه نمونه ۵۰ و فاصله گره ۰/۱ درجه جغرافیایی محاسبه شده و قسمت‌های صورتی رنگ نشان‌دهنده مناطق با فعالیت معدنی است (مجموعه معادن سنگ‌آهک مجتمع سیمان تهران). پس از حذف انفجارات معدنی تعداد خرد لرزه‌ها به ۳۱۹۴ داده کاهش یافت.

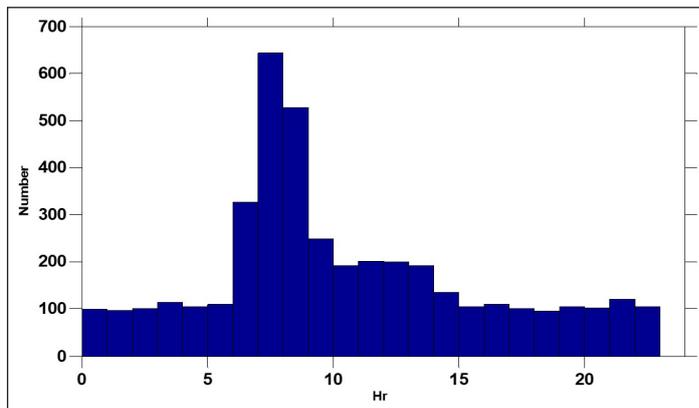
در مرحله بعد، به منظور تعیین پیش‌لرزه و پس‌لرزه‌ها از روش پنجره زمانی-مکانی که توسط گاردنر و نویف (Gardner and Knopuff, 1974) ارائه شده، استفاده گردید. در این مرحله ۹۲ خوشه لرزه‌ای شناسایی و ۳۶۵ داده به‌عنوان پیش‌لرزه و پس‌لرزه شناسایی و از محاسبات حذف گردید. شناسایی و حذف انفجارهای معدنی از کاتالوگ لرزه‌ای، از موارد مهم کنترل کیفیت داده‌ها است. بیشتر شبکه‌های لرزه‌ای تلاش می‌کنند تا در طی تجزیه و تحلیل اطلاعات روزمره خود، انفجارهای معدنی را شناسایی کنند اما واقعیت نشان می‌دهد که تنها درصد متغیری از رویدادها توسط این غربالگری حذف می‌شوند. با توجه به اینکه انفجارهای معدنی در طول ساعات‌های روز انجام می‌شود، برخی از پژوهشگران در مطالعه تنها به رویدادهای شبانه بسنده می‌کنند که در این حالت نیمی از اطلاعات از دست می‌رود.

ویمر و بیر (Wiemer and Baer, 2000) روش تهیه نقشه Rq برای حذف رویدادهای انفجاری معدن از کاتالوگ لرزه‌ای ارائه دادند که در این پژوهش، از روش یاد شده استفاده شده است. این نقشه مناطق با فعالیت بالا معدن‌کاری را



شکل ۱۳- نسبت داده‌های روز به شب در داده‌های خردلرزه‌ها.

Figure 13. Ratio of daytime to nighttime data in the micro-earthquake records.



شکل ۱۲- فراوانی تعداد وقوع زمین‌لرزه‌ها در ساعات شبانه روز.

Figure 12. Histogram of earthquake occurrences within a 24-hour period.

۲-۳- کاتالوگ داده‌های لرزه‌ای

بر روی ترانسه‌های حفاری شده بر روی گسل‌های مشا، شمال تهران، طالقان و پیشوا استفاده شده است که نتایج آن در جدول ۲ ارائه گردیده است. در ارتباط با زمین‌لرزه‌های تاریخی، مهم‌ترین مراجع، کاتالوگ لرزه‌ای تهیه شده در ایران توسط آمبرسیز و ملویل (Ambraseys and Melville, 1982) و پس از آن بربریان (Berberian, 1995) می‌باشد که از آن‌ها برای تعیین زمین‌لرزه‌های تاریخی منطقه استفاده شده است. میرزایی و همکاران (Mirzaei et al., 1998) نیز مجموعه داده‌های زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی را تهیه نمودند. در جدول ۳ ویژگی‌های زمین‌لرزه‌های تاریخی در محدوده مورد مطالعه ارائه شده است. از داده‌های زمین‌لرزه‌های تاریخی و دیرینه به منظور بررسی دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها در منطقه استفاده گردید.

به‌طور کلی داده‌های زمین‌لرزه‌ها به ۳ دسته تقسیم می‌شوند که شامل زمین‌لرزه‌های تاریخی، زمین‌لرزه‌های دستگاهی تا سال ۱۹۶۳ میلادی (سال استقرار شبکه لرزه‌نگاری) و زمین‌لرزه‌های پس از سال ۱۹۶۳ میلادی می‌باشند. زمین‌لرزه‌های تاریخی شامل زمین‌لرزه‌های مخرب پیش از سده بیستم هستند. زمین‌لرزه‌های دستگاهی به دلیل ثبت دستگاهی آن‌ها دقیق‌تر و کامل‌تر می‌باشند و دقت این داده‌ها از زمان نصب شبکه لرزه‌نگاری استاندارد جهانی در سال ۱۹۶۳ میلادی افزایش یافته است. در این پژوهش، افزون بر داده‌های زمین‌لرزه‌های تاریخی، از اطلاعات زمین‌لرزه‌های دیرینه با استفاده از مطالعات دیرینه لرزه‌شناسی نیز استفاده گردیده است. داده‌های دیرینه لرزه‌شناسی در این پژوهش از تجزیه و تحلیل‌های انجام شده

جدول ۲- زمین‌لرزه‌های ماقبل تاریخ گستره تهران برگرفته از مطالعات دیرینه لرزه‌شناسی (عبداللهی و همکاران، ۱۴۰۴).

Table 2. Prehistoric earthquakes of the Tehran region derived from paleoseismological studies (Abdollahi et al., 2025).

Seismic Fault	Date	Ms	Reference
North Tehran	0-4 Ka	6.6	Ritz et al.,2012
	4-7.9 Ka	6.6	
	4.7 Ka	7.4	Kaveh Firouz et al.,2012
	6.7 Ka	7.4	
	4.3Ka±6.4	6.9	Ghassemi et al.,2014
	7.9-26.7 Ka	6.6	Ritz et al.,2012
	7.9 ka	7.1	Kaveh Firouz et al.,2012
	12 Ka	6.5	
	16.7-29 Ka	6.5	Ritz et al.,2012
	33 Ka	6.6	Kaveh Firouz et al.,2012
28.5 Ka	6.6	Ritz et al.,2012	
50 Ka	7	Kaveh Firouz et al.,2012	
Taleqan	40 yr B.P. to 1780 ±60 yr B.P.±125	6.8	Nazari et al., 2009 ; Berberian and Yeats, 2016 b
	60 yr. B.P.±1780	7.1	
	3687-3588 cal yr. B.P.	7.2	
	5282- 4974 cal yr B.P.	7.2	
	Post-3830 cal yr B.P.	7.2	
Pishva	7.4-11.67 Ka	6.4	Majidi Niri et al., 2011
	17.2-2011 Ka	6.7	
	23.5-25.4 Ka	7	
	22.4- 25.4 Ka	6.2	
	25.4-32.6 Ka	6.5	

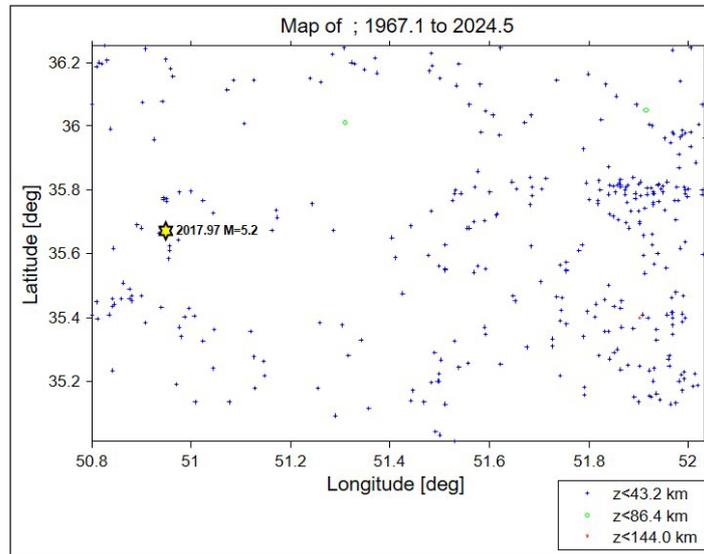
جدول ۳- زمین‌لرزه‌های تاریخی گستره تهران.

Table 3. Historical earthquakes of the Tehran region.

Longtiude	Latitude	Magnitude	Year	location	Reference
51.5	35.6	7.1	855	Rey	Ambracys and Melvil, 1982
51.5	35.6	6	864	Rey	Ambracys and Melvil, 1982
51.35	35.82	7.1	958	Rey-Royan	Ambracys and Melvil, 1982
50.83	35.92	7.1	1177	Rey-Karaj-Qazvin	Ambracys and Melvil, 1982
52.1	35.7	6.5	1665	Damavand	Ambracys and Melvil, 1982
51.6	35.7	7.1	1830	lavasanat	Berberian and Yeats,2016b

پارامترهای لرزه‌خیزی با استفاده از داده‌های یاد شده، یک کاتالوگ کامل از زمین‌لرزه‌های منطقه در حدفاصل طول جغرافیایی $50^{\circ} 50'$ تا $52^{\circ} 00'$ درجه خاوری و عرض جغرافیایی $35^{\circ} 00'$ تا $36^{\circ} 10'$ درجه شمالی تهیه گردیده است. داده‌های این کاتالوگ شامل ۳۳۹ داده در سال‌های ۱۹۶۷ تا ۲۰۲۴ بوده است. در شکل ۱۴ پراکندگی داده‌های گفته شده در بالا ارائه شده است.

در این پژوهش برای محاسبه پارامترهای لرزه‌خیزی، از داده‌های زمین‌لرزه‌های ثبت شده در موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران استفاده گردیده است. افزون بر این، داده‌های پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی، مهندسی زلزله و موسسه ISC نیز جمع‌آوری و کلیه داده‌های مراکز یاد شده با هم مقایسه گردیده است. در این میان، داده‌های موسسه ژئوفیزیک بسیار کامل‌تر بوده است. با این حال برای بررسی



شکل ۱۴- پراکندگی داده‌های لرزه‌ای در محدوده مورد مطالعه.

Figure 14. Spatial distribution of seismic data within the study area.

در هنگام عبور امواج زمین لرزه بوده که می‌تواند کنترل‌کننده ویرانی‌ها باشد. بررسی نقشه تدقیق شده سرعت موج برشی خاک که در شکل ۹ ارائه گردید و مقایسه آن با نقشه اولیه (شکل ۸)، نشان می‌دهد که تقریباً تمامی تغییراتی که بر روی نقشه VS_{30} اولیه انجام شد، مربوط به محدوده رسوبات دریاچه‌ای است و در این محدوده کمترین میزان VS_{30} وجود دارد. در این میان یک پهنه تقریباً نواری در حدفاصل شهرهای نسیم‌شهر و طالع‌آباد و شاخه دوم آن تا شهر ری، به چشم می‌خورد که تماماً در واحدهای رسوبی دریاچه باستانی ری قرار می‌گیرد. مطالعات انجام شده پیشین توسط جراحی (۱۳۹۸) گویای آن است که به دلیل ریزدانه بودن و تراوایی پایین این رسوبات، سطح آب زیرزمینی در آن‌ها بالا بوده و در ژرفاهای ۳ تا ۱۰ متر، درصد اشباع خاک آن بین ۵۰ تا ۸۰ درصد می‌رسد (جراحی، ۱۳۹۸). این امر می‌تواند در حین رویداد یک زمین‌لرزه مهیب در منطقه، شرایط را برای رخداد پدیده‌های تشدید و روانگرایی فراهم سازد که این پدیده در محدوده شهر ری و اسلامشهر بیشتر است. افزون بر این، نوع دانه‌بندی و درصد ماسه در ترکیب خاک نیز از عوامل مؤثر در رفتار دینامیکی خاک به‌شمار می‌روند.

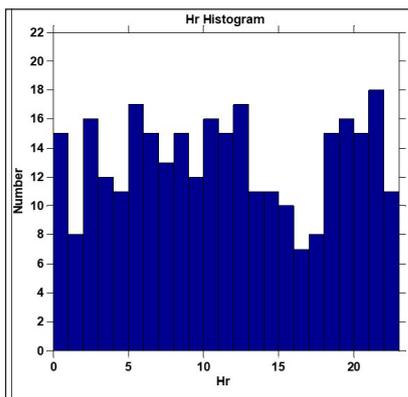
۴-۱- بررسی خردلرزه‌ها

اطلاعات تمامی خردلرزه‌های منطقه مورد بررسی با بزرگای کوچک‌تر از ۴ و برای بازه زمانی سال‌های ۱۹۹۶ تا ۲۰۲۳ میلادی از طریق نام‌نگاری با مؤسسه ژئوفیزیک، اخذ و بررسی گردید. بازه مکانی داده‌های خردلرزه‌ای در طول جغرافیایی $50^{\circ} 50'$ تا $52^{\circ} 00'$ درجه خاوری و عرض جغرافیایی $35^{\circ} 00'$ تا $36^{\circ} 10'$ درجه شمالی است. پس از حذف پیش‌لرزه و پس‌لرزه و اثرات انفجارهای معدنی به بررسی داده‌های خردلرزه‌ای در منطقه پرداخته شد.

به‌منظور تجزیه و تحلیل داده‌های لرزه‌ای، پیش‌بینی می‌شود که داده‌ها در کاتالوگ لرزه‌ای، از نظر آماری مستقل باشند (فرض پواسون). بنابراین داده‌های لرزه‌ای مورد استفاده باید عاری از رویدادهای وابسته (پیش‌لرزه و پس‌لرزه) باشند. به‌منظور شناسایی پیش‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌ها از روش پنجره زمانی-مکانی که توسط گاردنر و نوپف (Gardner and Knopuff, 1974) ارائه شده، استفاده گردیده است. در این روش اگر زمین‌لرزه‌ای با بزرگای مشخص رخ دهد، رویدادهایی که در فاصله زمانی و مکانی مشخص پس از آن ثبت شده اند به‌عنوان پس‌لرزه یا پیش‌لرزه شناسایی و از فهرست رویدادهای مستقل حذف می‌شوند. در این روش ۱۷ خوشه لرزه‌ای شناسایی شده و ۴۱ داده پیش‌لرزه و پس‌لرزه مشخص و حذف شده است. نمودار سری زمانی داده‌های لرزه‌ای پس از حذف پیش‌لرزه و پس‌لرزه در شکل ۱۵ ارائه شده است. همچنان که مشاهده می‌شود پیش از سال ۲۰۰۰ شیب نمودار بسیار کم بوده و پس از آن افزایش شیب نمودار به دلیل افزایش دقت دستگاه‌ها و ثبت زمین‌لرزه‌های با بزرگای کمتر و تعداد بیشتر آن‌ها بوده است. یکی دیگر از موارد مهم در کنترل کیفیت داده‌های لرزه‌ای، شناسایی و حذف داده‌های انفجارهای معدنی کاری از کاتالوگ‌های لرزه‌ای است. بدین منظور نمودار فراوانی داده‌های لرزه‌ای در طول شبانه‌روز تهیه و در شکل ۱۶ ارائه گردیده است. چنان که ملاحظه می‌شود، نسبت داده‌های لرزه‌ای روزانه و شبانه تقریباً یکسان بوده و نیازی به حذف داده‌ها نمی‌باشد.

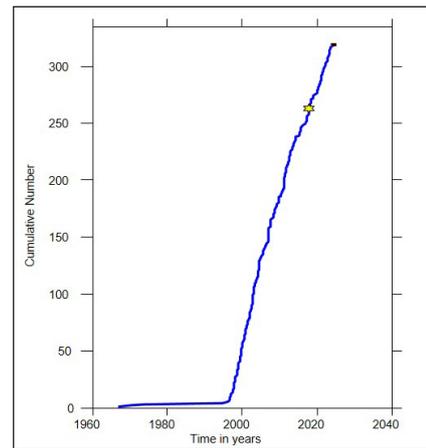
۴-۲ بحث

در این پژوهش ابتدا تغییرات سرعت موج برشی در منطقه مورد مطالعه بررسی می‌شود. سرعت موج برشی به‌عنوان یکی از مؤثرترین پارامترهای ژئوتکنیکی خاک



شکل ۱۶- پراکنندگی داده‌های لرزه‌ای در شبانه روز.

Figure 16. Diurnal distribution of seismic data.

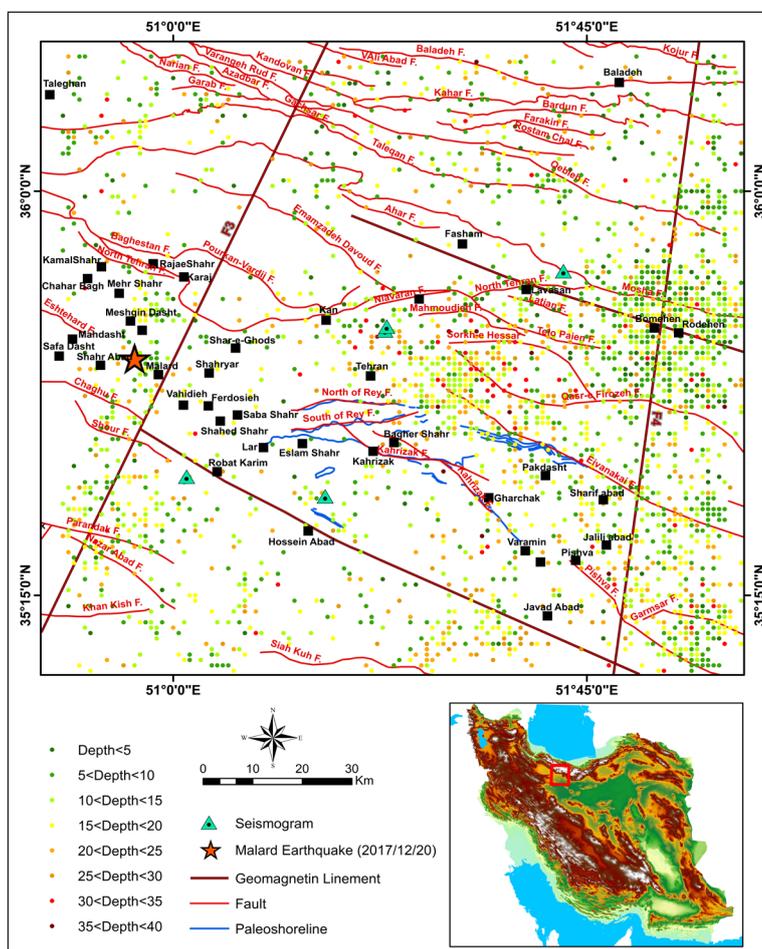


شکل ۱۵- نمودار سری زمانی داده‌های لرزه‌ای.

Figure 15. Time series plot of seismic data.

به‌طور کلی ۲ منطقه پرچگال و با فراوانی بالا مشاهده شده است (شکل ۱۷). یکی از این مناطق در محدوده کوه بی‌بشهریانو (در محدوده خاور و شمال خاور ری) و دیگری سمت باختر شهریار، از کرج تا ماهدشت می‌باشد. نکته مهم در این بخش، انطباق خطواره مغناطیسی F-3 (یوسفی، ۱۳۷۳) با پراکنندگی خطی خردلرزه‌های زمین لرزه ۲۰۱۷ ملارد در این منطقه است که در شکل ۱۷ مشخص گردیده است. سلیمانی آزاد و حسینی (۱۳۷۷)، رویداد این زمین لرزه را مرتبط با فعالیت گسل ماهدشت-کرج می‌دانند درحالی‌که احتشامی معین‌آبادی و همکاران (Ehteshami- Moinabadi et al., 2019) و ناصریه و همکاران (Naserieh et al., 2023)، خطواره مغناطیسی یاد شده را مسبب این رویداد می‌دانند.

نمودار پراکنندگی خردلرزه‌ها نشان می‌دهد که این خردلرزه‌ها در مناطق خاصی، از فراوانی بسیار بالایی برخوردار هستند و به همین سبب نیم‌رخ‌های لرزه‌خیزی برای بررسی این خردلرزه‌ها رسم شد که در ادامه مورد تحلیل قرار می‌گیرد. پراکنندگی خردلرزه‌های منطقه مورد مطالعه در شکل ۱۷ ارائه شده است. در این شکل افزون بر تغییرات مکانی، تغییرات ژرفای کانونی خردلرزه‌ها نیز مشخص گردیده است. لازم به یادآوری است که اگرچه تعیین ژرفای زمین لرزه‌ها با خطای زیاد به‌ویژه در زمین لرزه‌های پیش از سال ۲۰۰۶ میلادی برخوردار است، اما در آمار سال‌های پس از ۲۰۰۶ توسط موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، مکان‌یابی مجدد داده‌ها انجام گردیده و خطای ژرفا تا حد زیادی کاهش یافته است. در شکل یاد شده

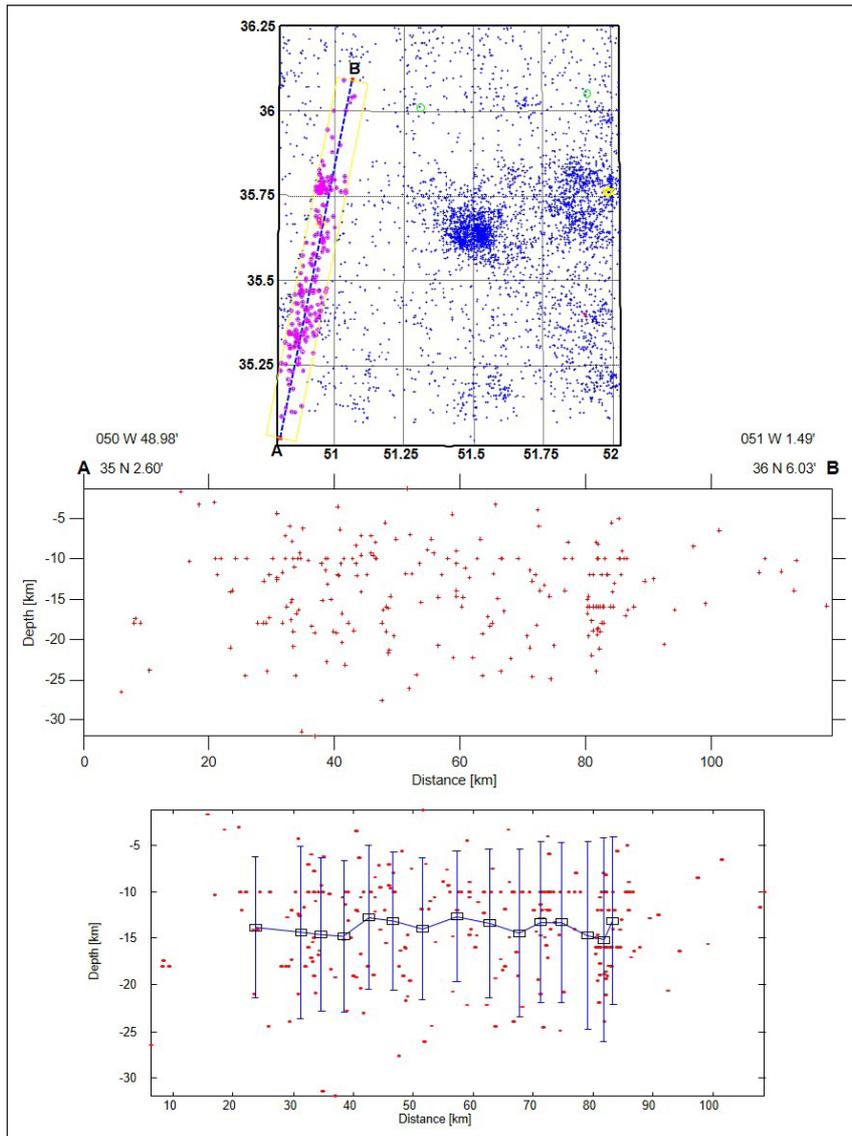


شکل ۱۷- پراکنندگی خردلرزه‌های گستره مورد مطالعه بر اساس ژرفای کانونی. موقعیت خطواره مغناطیسی F-3 با روند خردلرزه‌های زمین لرزه ۲۰۱۷ ملارد انطباق دارد.

Figure 17. Distribution of micro-earthquakes in the study area based on focal depth. The location of the F-3 magnetic lineament aligns with the trend of micro-earthquakes from the 2017 Malard earthquake.

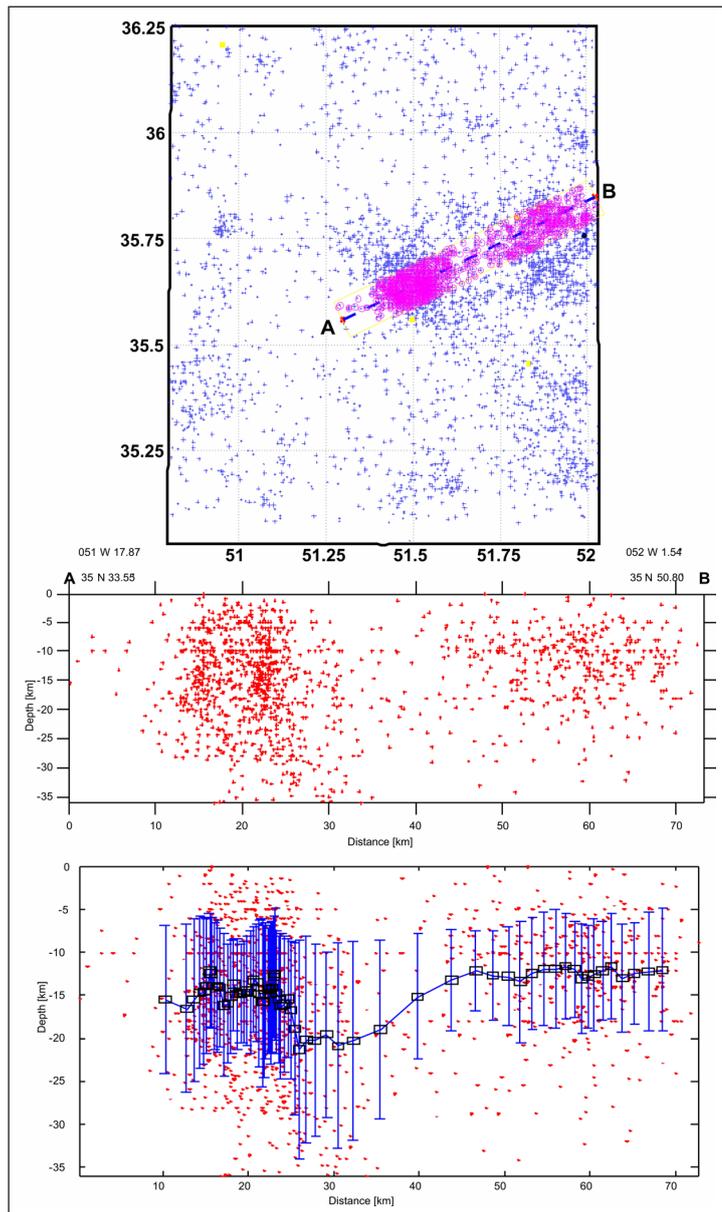
بر روی سامانه گسلی ماهدشت-کرج معرفی شد، اما پراکندگی خردلرزه‌ها یک الگوی گسلی با روند تقریباً شمالی-جنوبی نشان می‌دهند که عمود بر امتداد گسل ماهدشت-کرج است (شکل ۱۸). نیم‌رخ دیگر در موقعیت کوه بی‌بی‌شهربانو و دربرگیرنده پرتگاه‌های جنوب تهران تهیه شده است. طول این نیم‌رخ ۷۲ کیلومتر می‌باشد که در شکل ۱۹ ارائه شده است. ژرفای این خردلرزه‌ها از ۳۰ کیلومتر تا نزدیک سطح زمین می‌باشد.

برای بررسی بیشتر خردلرزه‌ها در این منطقه، نیم‌رخ زمین‌لرزه‌ها در نرم‌افزار Zmap ترسیم شد و مورد تحلیل قرار گرفت. یکی از این نیم‌رخ‌ها موازی با خطواره مغناطیسی F-3 می‌باشد، طول آن ۱۱۵ کیلومتر است و دربرگیرنده محدوده زمین‌لرزه ۲۰۱۷ ملارد می‌باشد (شکل ۱۸) (نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ خطواره‌های مغناطیسی ایران، یوسفی، ۱۳۷۳). براساس گزارش مقدماتی زمین‌لرزه سال ۱۳۹۶ ملارد که توسط پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله منتشر گردید، کانون زمین‌لرزه یاد شده،



شکل ۱۸- a) نیم‌رخ لرزه‌ای AB در امتداد منطقه زمین لرزه ۲۰۱۷ ملارد (کلیه خردلرزه‌ها در اطراف خط AB با رنگ صورتی مشخص شده‌اند)؛ b) تغییرات ژرفی زمین‌لرزه‌ها در مسیر A-B؛ c) فراوانی تجمعی خردلرزه‌ها در بازه ژرفی. میانگین ژرفای این رویداد و پس‌لرزه‌های بعدی بین ۱۰ تا ۱۵ کیلومتر است و می‌تواند نشانگر کم‌ژرفا بودن لرزه‌خیزی منطقه باشد (دامنه تغییرات ژرفی زمین‌لرزه‌ها به صورت میله‌های عمودی مشخص شده‌اند).

Figure 18- a) Seismic profile AB along the region of the 2017 Malard earthquake (all microearthquakes around line AB are marked in pink). b) Depth variations of the earthquakes along the A-B path. c) Cumulative frequency of microearthquakes within the depth range is shown. The average depth of these events and subsequent aftershocks is about 10 km, which may indicate the shallow nature of seismicity in the region (The range of depth variations of the earthquakes is indicated by vertical bars).



شکل ۱۹- a) نیم‌رخ لرزه‌ای AB در امتداد منطقه با چگالی لرزه‌ای بالا (مجموعه معادن سنگ‌آهک مجتمع سیمان تهران) (کلیه خردلرزه‌ها در اطراف خط AB با رنگ صورتی مشخص شده‌اند). b) تغییرات عمقی زمین لرزه‌ها در مسیر A-B؛ c) فراوانی تجمعی خردلرزه‌ها (دامنه تغییرات ژرفی زمین‌لرزه‌ها به صورت میله‌های عمودی مشخص شده است). ژرفای این رویدادها برخلاف نیم‌رخ پیشین بیشتر بوده و در حدود ۱۵ کیلومتر است. در ادامه این نیم‌رخ به سمت نقطه B در شمال‌خاور، وضعیت ژرفای خردلرزه‌ها کاهش یافته و دوباره به ۱۰ کیلومتر می‌رسد.

Figure 19- a) Seismic profile AB along the region of high seismic density (the limestone quarries of the Tehran Cement Complex) (all microearthquakes around line AB are marked in pink). b) Depth variations of the earthquakes along the A-B path. c) Cumulative frequency of microearthquakes. (The range of depth variations of the earthquakes is indicated by vertical bars.) The depth of these events, unlike the previous profile, is greater and is approximately 15 km. Further along this profile toward point B in the northeast, the depth of the microearthquakes decreases and returns to 10 km.

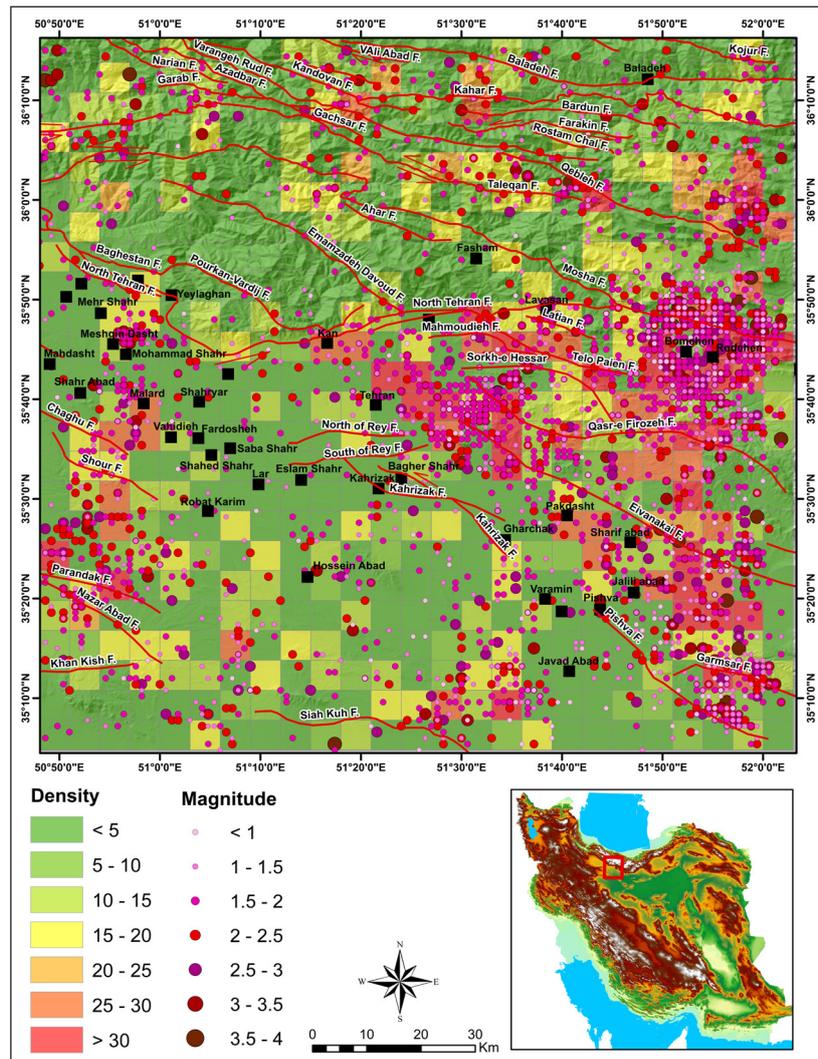
در بخش انتهایی پژوهش، به منظور محاسبه پارامترهای لرزه‌خیزی منطقه از کاتالوگ لرزه‌ای تهیه شده مربوط به سال‌های ۱۹۹۶ تا ۲۰۲۴ در گستره مورد مطالعه استفاده شده است. در مبحث داده‌ها در مورد پردازش داده‌های کاتالوگ توضیحات ارائه شده است. مقدار پارامترهای a ، b و m_{max} با استفاده از روش پیشینه درست‌نمایی و یچرت (Weichert, 1980) و گوتنبرگ-ریشر (Gutenberg and Richter, 1956) برای زلزله‌های منطقه و با استفاده از زمان‌های کامل بودن متغیر برای دامنه‌های بزرگای مختلف محاسبه شد (شکل ۲۱).

در شکل ۲۲ تغییرات مقادیر کامل بودن داده‌ها نسبت به زمان رسم گردیده است که بر این اساس بزرگای کامل بودن داده‌ها ۲/۵ به دست آمده است. پارامترهای a -value و b -value به ترتیب برابر ۴/۷۹ و ۰/۹۱۸ محاسبه شده‌اند.

مقدار a -value سطح فعالیت لرزه‌خیزی را در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد و هرچه مقدار آن بیشتر باشد، لرزه‌خیزی منطقه نیز بیشتر است. b -value نسبت تعداد زلزله‌های کوچک به تعداد زلزله‌های بزرگ را نشان می‌دهد. این پارامتر مرتبط با ساختار زمین‌ساختی و وابسته به تنش تجمع یافته است. مقدار b بزرگ نشان‌دهنده روند کاهش تجمع تنش و سهم بیشتر برای زمین‌لرزه‌های کوچک نسبت به زمین‌لرزه‌های بزرگ است و برعکس (Wiemer and Wyss, 2002; Schorlemer et al., 2005).

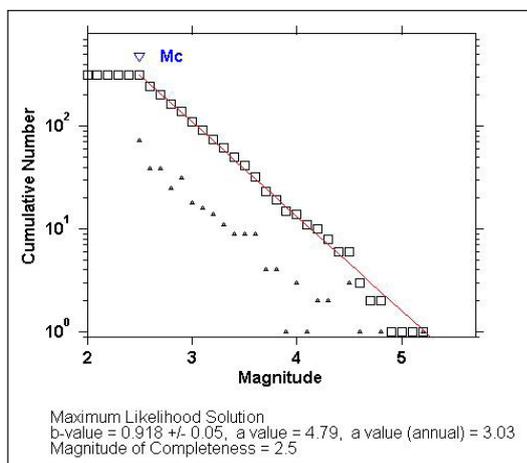
نقشه هم‌پتانسیل چگالی خردلرزه‌های منطقه مطالعاتی با در نظر گرفتن پارامتر تعداد در واحد کیلومتر مربع، محاسبه گردیده است. برای تحلیل توزیع مکان خردلرزه‌ها در محیط نرم‌افزار ArcGIS، از الگوریتم‌های مبتنی بر تراکم نقطه‌ای مانند Kernel Density Estimation استفاده می‌شود. در این روش، با اعمال یک تابع کرنل (مانند گاوسی یا کروی) حول هر رویداد لرزه‌ای، چگالی رویدادها در واحد سطح (معمولا کیلومتر مربع) محاسبه می‌گردد. پارامترهای کلیدی شامل اندازه سلول (Cell Size) است که در این پژوهش اندازه هر سلول ۵×۵ کیلومتر مربع و شعاع جستجو (Search Radius) است که به ترتیب دقت مکانی و میزان هموارسازی نقشه خروجی را کنترل می‌کنند. خروجی به صورت یک نقشه رستری پیوسته ارائه می‌شود که مقادیر آن نشان‌دهنده تمرکز فضایی رویدادها است. برای استانداردسازی نتایج، مقادیر خام بر اساس مساحت واحد تصحیح شده و در نهایت نقشه پهنه‌بندی با طبقه‌بندی آماری مانند روش Jenks Natural Breaks تولید گردید.

همان‌گونه که از شکل ۲۰ قابل استنتاج است، چگالی خردلرزه‌های گستره مورد مطالعه بیشتر در شمال‌ری در امتداد گسل ایوانکی بالا می‌باشد. همچنین در موقعیت زمین‌لرزه ملارد، به صورت یک پهنه با امتدادی شمالی-جنوبی، چگالی به‌مراتب بالاتری دیده می‌شود.



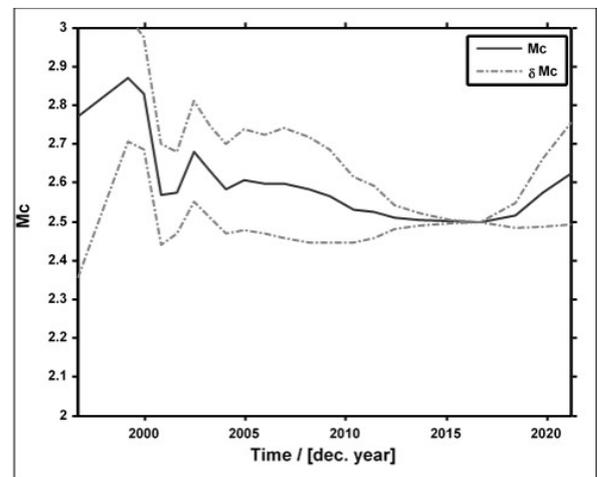
شکل ۲۰- نقشه هم‌پتانسیل چگالی خردلرزه‌های گستره مورد مطالعه. مدل رقومی ارتفاعی (DEM) در پس‌زمینه این نقشه با دقت ۱۲/۵ متر و برگرفته از ماهواره AlosPalsar می‌باشد.

Figure 20. Density potential map of microearthquakes in the study area. A 12.5-meter resolution digital elevation model (DEM) derived from the ALOS PALSAR satellite is used in the background of this map.



شکل ۲۲- نمودار بزرگای زمین لرزه‌های دستگاهی در برابر بزرگا (داده‌های دستگاهی).

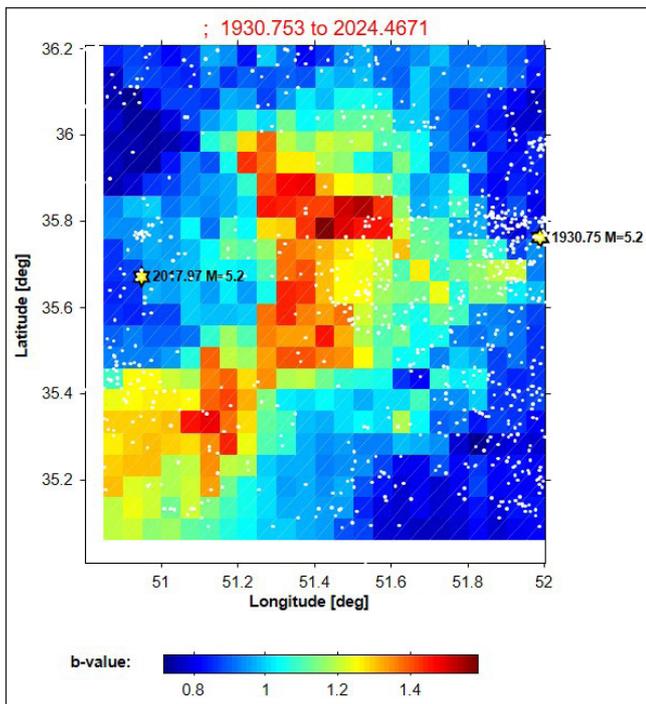
Figure 22. Magnitude chart of instrumental earthquakes versus magnitude.



شکل ۲۱- تغییرات M_c با زمان برای کاتالوگ داده‌های دستگاهی.

Figure 21. Temporal variation of M_c for the instrumental earthquake catalog.

که نمودارهای محاسبه پارامترهای لرزه‌ای خطای زیادی را نشان دادند و به همین دلیل ارائه نگردید. به همین دلیل از داده‌های تاریخی و دیرینه لرزه‌ای برای مقایسه و صحت‌سنجی دوره بازگشت زمین لرزه‌ها استفاده شد. در مرحله بعد، به منظور بررسی تغییرات مکانی پارامترهای لرزه‌خیزی در گستره مورد مطالعه، با استفاده از نرم‌افزار Zmap و کاتالوگ داده‌های لرزه‌ای، نقشه تغییرات مکانی b-value در گستره تهیه شده است. در شکل ۲۴ تغییرات پراکنندگی پارامتر لرزه‌خیزی b نشان داده شده است. محدوده تغییرات این پارامتر بین ۰/۷۵ تا ۱/۶ متغیر است. چنان‌که مشاهده می‌شود، مقادیر پارامتر b بیشتر از ۱ در قسمت مرکز و جنوب باختری منطقه دیده می‌شود و انطباق خوبی با مناطق پرتراکم خردلرزه‌ها دارد.



شکل ۲۴- نقشه پراکنندگی b-value در گستره مورد مطالعه.

Figure 24. b-value scatter map in the study area.

بالا تر است (Habermann, 1983). مناطقی که با مقادیر b کمتر از ۱ و z بالاتر از ۳ هستند می‌توانند نشان‌دهنده آزاد شدن قریب الوقوع تنش قابل ملاحظه باشند و قابلیت بالایی در تعیین سکون لرزه‌ای در منطقه داشته باشند (امیری و همکاران، ۱۴۰۲، ۱۴۰۱).

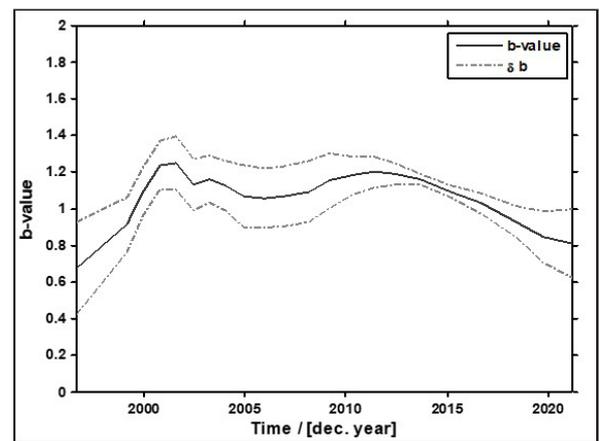
۴-۲- دوره بازگشت زمین لرزه

محاسبه دوره بازگشت زمین لرزه‌ها، با استفاده از کاتالوگ داده‌های لرزه‌ای به روش گوتنبرگ-ریشر و نرم‌افزار zmap انجام گردید که در شکل ۲۶ نتایج آن ارائه شده است. چنان‌که ملاحظه می‌شود دوره بازگشت زمین لرزه‌های با بزرگ‌های ۵، ۶ و ۷ به ترتیب ۳۵، ۳۰ و ۲۵۰۰ سال به‌دست آمده است.

به‌منظور بررسی تاثیر داده‌های تاریخی در برآورد دوره بازگشت زمین لرزه‌ها، از روش کیکو و سلولول (Kijko and Sellevoll, 1992)، استفاده گردید. چنان‌که پیش‌تر نیز بیان شد، این روش امکان ترکیب داده‌های حاصل از بزرگ‌ترین زمین لرزه‌های ثبت‌شده با رکوردهایی با سطوح مختلف کامل بودن را فراهم می‌کند. از ویژگی‌های

به‌طور معمول مقدار عددی b-value بین ۰/۷ تا ۱/۳ در نظر گرفته می‌شود. سامانه‌های گسلی که b کمتر از ۰/۷ دارند نسبت به سامانه‌های گسلی که مقدار b بیشتر از ۱ دارند توانایی بیشتری برای ایجاد گسیختگی‌های بزرگ‌تر دارند (Schorlemer et al., 2005). شکل ۲۳ تغییرات مقادیر b-value نسبت به زمان را نشان می‌دهد. تغییرات این پارامتر از حدود ۰/۷ تا ۱/۲ در سال‌های آماری متغیر می‌باشد. کاهش میزان b-value در سال‌های اخیر نشان از افزایش لرزه‌خیزی منطقه است.

در صورتی که داده‌های تاریخی در محاسبه پارامترهای لرزه‌ای مورد استفاده قرار گیرند، مقادیر a-value و b-value به‌ترتیب ۴/۴۹ و ۰/۷۹۵ به‌دست می‌آید. لازم به یادآوری است که افزون بر محاسبات بالا، برای محاسبه پارامترهای لرزه‌خیزی از داده‌های دیرینه‌لرزه‌ای و تاریخی به همراه داده‌های دستگاهی استفاده گردید



شکل ۲۳- شکل تغییرات b نسبت به زمان در داده‌های دستگاهی.

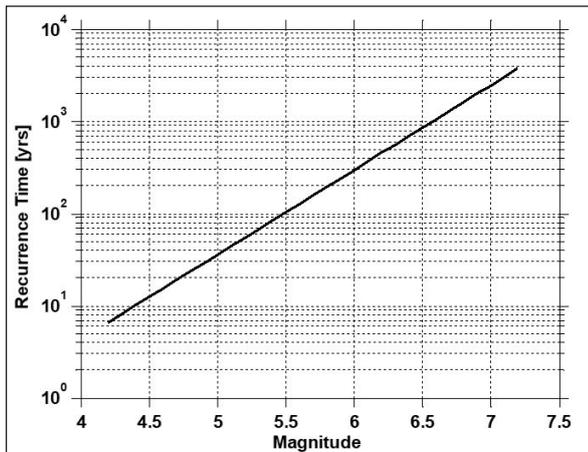
Figure 23. Figure of changes in b over time in instrumental data.

در نمودار فراوانی زمین لرزه‌ها در بازه زمانی سال‌های ۱۹۹۶ تا ۲۰۲۳ میلادی فراوانی تجمعی زمین لرزه‌ها و نرخ میانگین لرزه‌خیزی (z-value) مشاهده می‌شود (شکل ۲۵). پارامتر لرزه‌خیزی z-value میانگین نرخ لرزه‌خیزی در دوره زمانی و منطقه مطالعاتی معین را با میانگین کلی نرخ لرزه‌خیزی در همان منطقه با استفاده از تابع میانگین بلند مدت (Long Term Average, LTA) مقایسه می‌کند و دوره‌های احتمالی لرزه‌خیزی غیرعادی یا به عبارت دیگر سکون لرزه‌ای (seismic Quiescence) را پیش از زمین لرزه اصلی و نزدیک رومرکز آن شناسایی می‌کند تا اهمیت آماری چنین سکونی را در مقایسه با سایر کاهش‌های نرخ لرزه‌خیزی که ممکن است در زمان و مکان‌های تصادفی رخ داده باشند ارزیابی کند (Wyss et al., 2004). در این نمودار طول پنجره زمانی مقایسه یک سال در نظر گرفته شده است و این پنجره زمانی متحرک بوده و در هر نقطه ممکن از زمان (فاصله زمانی ۳۰ روزه) متحرک است. بیشترین میزان z-value مربوط به سال ۲۰۲۳ و برابر ۷/۵ بوده است.

مقدار مثبت z-value مربوط به منطقه‌هایی است که میانگین لرزه‌خیزی آن نسبت به سایر مناطق کمتر است و مقدار منفی آن مربوط به مناطقی با میانگین لرزه‌خیزی

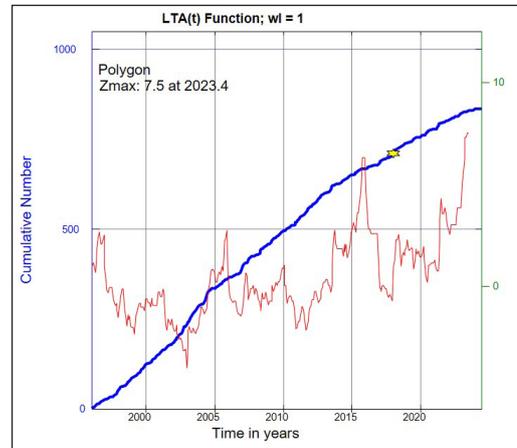
در این روش، دوره بازگشت محاسبه شده براساس داده‌های زمین لرزه‌های دستگاهی با بزرگای ۵، برابر ۲۴ سال می‌باشد. با در نظر گرفتن داده‌های تاریخی دوره بازگشت زمین لرزه‌های با بزرگای ۵، ۶ و ۷ به ترتیب ۲۰، ۱۲۰ و ۱۱۰۰ سال به دست آمده است (شکل ۲۷).

این روش، توانایی در پذیرش نبوده‌های لرزه‌ای (Tg) است؛ نبودهایی که ناشی از فقدان داده‌های لرزه‌ای یا دوره‌های غیر عملیاتی بودن شبکه‌های لرزه‌نگاری هستند. با استفاده از این روش آنالیز دوره برگشت یک بار برای داده‌های دستگاهی و یک بار با در نظر گرفتن داده‌های تاریخی انجام شد.



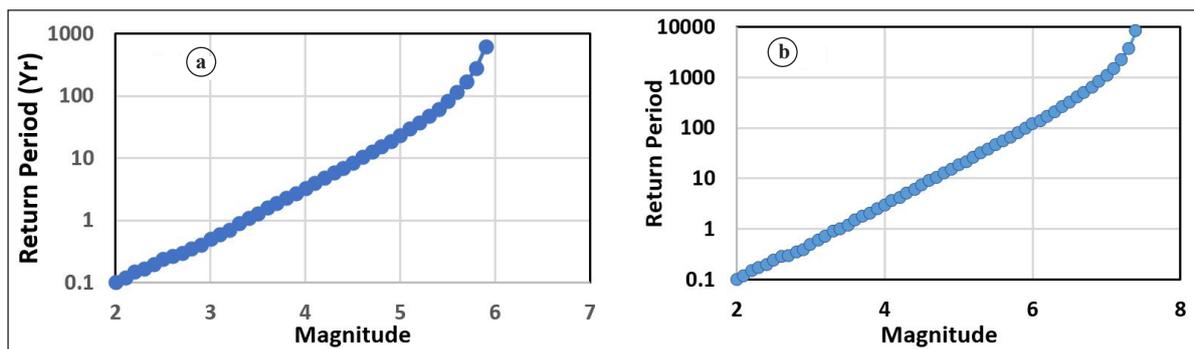
شکل ۲۶- دوره برگشت زمین لرزه‌ها در گستره مورد مطالعه.

Figure 26. Earthquake return period in the study area.



شکل ۲۵- توزیع تجمعی (خط آبی) و تغییرات نرخ میانگین z-value (خط قرمز) در بازه زمانی ۱۹۹۶ تا ۲۰۲۳ مربوط به زمین لرزه‌های گستره مورد مطالعه (تهیه شده در نرم افزار Mapseis). ستاره‌های زرد رنگ مربوط به زمین لرزه ۲۰۱۷ ملارد می‌باشند.

Figure 25. Cumulative distribution (blue line) and mean z-value rate changes (red line) in the period 1996 to 2023 related to earthquakes in the study area (prepared in Mapseis software). Yellow stars are related to the 2017 Mallard earthquake.



شکل ۲۷- دوره بازگشت زمین لرزه‌ها با روش کیکو، نمودار a مربوط به کاتالوگ زمین لرزه‌های دستگاهی و نمودار b مربوط به کاتالوگ زمین لرزه‌های دستگاهی و تاریخی است.

Figure 27. Earthquake return period using the Kijko method, diagram "a" relates to the catalog of systematic earthquakes and diagram "b" relates to the catalog of systematic and historical earthquakes.

اساس جدول بالا، برای گسل شمال تهران در فاصله زمانی ۴ تا ۵۰۰۰۰ سال گذشته ۱۲ زمین لرزه با بزرگای بیشتر از ۶/۵ مشخص گردیده است و دو مورد از آن‌ها ۷/۴ تعیین گردیده است. در مورد گسل طالقان نیز در بازه زمانی حدود ۵۳۰۰ سال گذشته ۴ زمین لرزه با بزرگای بیشتر از ۷ و برای گسل پیشوا نیز ۶ زمین لرزه با بزرگای بیشتر

بررسی دیرینه لرزه‌شناسی منطقه که در جدول ۲ به‌طور خلاصه ارائه شده است، نشان می‌دهد که در طی ۵۰۰۰۰ سال گذشته ۲۲ زمین لرزه با بزرگای بیشتر از ۶/۲ تا ۷/۴ در منطقه روی داده است. از این تعداد ۹ زمین لرزه با بزرگای ۷/۴ بوده است. این زمین لرزه‌ها در اثر فعالیت گسل‌های شمال تهران، طالقان و پیشوا بوده است. بر

خردلرزه در گستره مورد بررسی مشاهده شد که محدوده کوه بی‌بی‌شهربانو و باختر منطقه از کرج تا ماهدشت بوده است. چگالی خردلرزه‌ها بیشتر در شمال ری در امتداد گسل ایوانکی بالا می‌باشد.

میانگین پارامترهای a-value و b-value در گستره تهران به ترتیب برابر ۴/۷۹ و ۰/۹۱۸ محاسبه شده است. تغییرات پارامتر b-value از حدود ۰/۷ تا ۱/۲ در سال‌های آماری متغیر می‌باشد. کاهش میزان b-value در سال‌های اخیر می‌تواند ناشی از افزایش لرزه‌خیزی منطقه باشد.

تغییرات مکانی پارامتر b در گستره نشان‌دهنده افزایش میزان این پارامتر در مرکز و جنوب باختری منطقه است. در قسمت‌های شمال باختری و شمال خاوری منطقه انتظار رخداد زمین‌لرزه‌های با بزرگای بیشتر می‌باشد که منطبق با موقعیت گسل‌های شمال تهران و مشا می‌باشد.

دوره بازگشت زمین‌لرزه‌های با بزرگای ۵، ۶ و ۷ به ترتیب ۳۵، ۳۰۰ و ۲۵۰۰ سال محاسبه شده است که با در نظر گرفتن داده‌های لرزه‌ای تاریخی به ترتیب ۲۰، ۱۲۰ و ۱۱۰۰ سال به‌دست آمده است.

دوره بازگشت زمین‌لرزه‌های منطقه که با استفاده از داده‌های دستگاهی محاسبه گردیده با داده‌های دیرینه‌لرزه‌شناسی مطابقت نشان می‌دهد.

از ۶/۲ در بازه زمانی ۳۰۰۰۰ سال تعیین گردیده است. از سوی دیگر، بر طبق یافته‌های دیرینه‌لرزه‌شناسی (Ghassemi et al., 2014; Ritz et al., 2003; Solaymani Azad et al., 2003) باید توجه داشت که برای زمین‌لرزه‌های گسل مشا، اطلاعاتی برای بزرگا وجود نداشته و به همین دلیل ارائه نشده است. سامانه گسلی مشا که در فاصله حدود ۳۰ کیلومتری تهران قرار دارد با زمین لرزه های تاریخی سال ۹۵۸ میلادی رویان با بزرگای ۷/۱، سال ۱۶۶۵ میلادی دماوند با بزرگای ۶/۵ و ۱۸۳۰ میلادی در لوسانات با بزرگای ۷/۱ همراه بوده است (جدول ۳) (Berberian, 2014; Berberian and Yeats, 2016). به‌طور کلی دوره بازگشت زمین‌لرزه‌های منطقه که با استفاده از داده‌های دستگاهی محاسبه گردیده با داده‌های دیرینه‌لرزه‌شناسی مطابقت نشان می‌دهد.

۵- نتیجه‌گیری

نقشه بازنگری شده سرعت موج برشی نشان‌دهنده پهنه نواری با سرعت موج برشی پایین در محدوده پیرامون منطقه شهر ری است. مناطق با سرعت موج برشی کم سبب می‌شوند که در صورت رخداد زمین‌لرزه، سرعت امواج کاهش یافته و انرژی موج سبب افزایش یا تشدید دامنه موج شود.

با بررسی خردلرزه‌ها و پراکندگی آن‌ها دو منطقه پرچگال و با فراوانی بالا از

کتابنگاری

- امیری، م.، رحیمی، ح.، طالبی، م.، شاهسونند، ع. و کرمانی، ا.، ۱۴۰۱، تغییرات زمانی و مکانی پارامترهای لرزه‌خیزی b-value و Z-value به عنوان پیش‌نشانگر زمین‌لرزه آذر ماه ۱۳۹۶ ملارد، اولین رویداد مدیریت بحران ایران، تهران، ۱۴۰۱.
- امیری، م.، طالبی، م.، و رحیمی، ح.، ۱۴۰۲، بررسی تغییرات زمانی و مکانی پارامترهای لرزه‌خیزی در منطقه شمال شرق ایران پیش از وقوع زمین‌لرزه‌های با بزرگای بیش از ۵ در منطقه، مجله ژئوفیزیک ایران، جلد ۱۸، شماره ۱، ۸۴-۶۷.
- سازمان مدیریت و برنامه ریزی استان تهران، آمار و اطلاعات استان تهران، سالنامه آماری، ۱۴۰۰، www.amar.org.ir
- شاداب فر، م.، ۱۳۹۰، تحلیل خطر زلزله، دانشگاه صنعت آب و برق شهید عباسپور.
- جراحی، ح.، ۱۳۹۸، پرتگاه گسل‌های کواترنری یا خط ساحلی قدیمی؛ مطالعه موردی: متروی اسلامشهر، جنوب شرقی تهران. بخش ژئوتکنیک، شرکت ژرف پویا، ۵۶ صفحه.
- سلیمانی آزاد، س. و حسینی، م.، ۱۳۷۷، ارزیابی قطعی خطر لرزه‌ای برای نیروگاه منظر قائم با استفاده از رویکردهای نو تکنونیک و مورفوتکتونیک؛ غرب تهران-کرج. تهران، ایران: پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (IIIES).
- عبداللهی، م.، موسوی، س. م.، خطیب، م. م.، هیهات، م. ر. و تسلیمی، ز.، ۱۴۰۴، بازنگری در فاکتورهای لرزه زمین‌ساختی گستره تهران با تأکید بر داده‌های دیرینه‌لرزه‌شناسی، زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، ۱۵، شماره ۲، ۱۳۷-۱۰۹.
- نقوی پور، م.، ۱۳۹۳، بررسی فعالیت گسل‌ها در ویژگی‌های زمین‌شناسی دشت آبرفتی تهران. دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران، ۱۰۵ صفحه.
- یوسفی، ا.، ۱۳۷۳، نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ خطواره‌های مغناطیسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

- Abdollahi, M., Mousavi, S. M., Khatib, M. M., Heyhat, M. R., and Taslimi, Z., 2025. A revision of seismotectonic factors in the Tehran region with emphasis on paleoseismological data. *Advanced Applied Geology*, 15(2), 109–137. (In Persian).
- Abrahamson, N. A., and Shedlock, K. M., 1997. Overview: *Seismological Research Letters*, 68(1), 9-23.
- Abrahamson, N., Atkinson, G., Boore, D., Bozorgnia, Y., Campbell, K., Chiou, B., Idriss, I. M., Silva, W., and Young, S. R., 2008. Comparisons of the NGA ground-motion relations: *Earthquake Spectra*, 24(1), 45-66. 10.1193/070113EQS186M.
- Alikhanzadeh, R., Zafarani, H., and Kheirdast, N., 2024. Finite fault inversion and hybrid broadband simulation of strong-motion records from the May 28, 2004, Baladeh, Iran, earthquake (Mw= 6.2). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*.
- Allen, T. I., and Wald, D. J., 2007. Topographic Slope as a Proxy for Seismic Site-Conditions (VS_{30}) and Amplification Around the Globe, 97(5), 1379-1395, <https://doi.org/10.1785/0120060267>.
- Ambraseys, N.N., and Melville, C.P., 1982. *A History of Persian Earthquakes*. Cambridge University Press, Cambridge, 219 p.
- Amiri, M., Rahimi, H., Talebi, M., Shahsavand, A., and Karamkhani, A., 2022. Temporal and spatial variations of seismic parameters b-value and Z-value as precursors of the December 2017 Malard earthquake. *The First Iranian Crisis Management Conference, Tehran, Iran, 2022*. (In Persian).
- Amiri, M., Talebi, M., and Rahimi, H., 2023. Investigation of temporal and spatial variations of seismicity parameters in the northeastern region of Iran before earthquakes with magnitudes greater than 5. *Iranian Journal of Geophysics*, 18(1), 67–84. (In Persian).

- Ansari pour, M., Rezapour, M., and Aygin, E., 2019. Shear wave velocity structure of Iranian plateau: using combination of ambient noise cross-correlations (CI) and correlation of coda of correlations (C3), *Geophysical Journal International*, 218(3), 1919-1938.
- Berberian, M. and Yeats, R.S., 2016. Tehran: An Earthquake Time Bomb; In *Tectonic Evolution, Collision, and Seismicity of Southwest Asia: In Honor of Manuel Berberian's Forty-Five Years of Research Contributions*. The Geological Society of America (Special Paper 525): 84.
- Berberian, M., 2014. Earthquakes and coseismic surface faulting on the Iranian plateau, Elsevier.
- Berberian, M., Qorashi, M., Arzhangraves, B., and Mohajer-Ashjai, A., 1983. Recent tectonics, seismotectonics and earthquake-fault hazard investigation in the Greater Qazvin region: Contribution to the seismotectonics of Iran, 361p.
- Berberian, M., Qorashi, M., Arzhangraves, B., and Mohajer-Ashjai, A., 1985. Recent tectonics, Seismotectonics, and earthquake-fault hazard study of the greater Tehran region, Tehran quadrangle Area (Contribution to the seismotectonics of Iran, Part V, 316p, 56. *Geol. Surv. Iran*.
- Berberian, M., 1995. Natural hazard and the first earthquake catalogue of Iran, Volume 1, Historical hazard in Iran prior to 1900, 649p.
- Boore, D. M., 2020. Importance of V_{s30} in ground motion modeling and site response. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 110(1), 45-60.
- Boore, D. M., Joyner, W.B., and Fumal, T. E., 1997. Equations for Estimating Horizontal Response Spectra and Peak Acceleration from Western North American Earthquakes: A Summary of Recent Work: *Seismological Research Letters*, 68(1), 128-153, 10.1785/gssrl.68.1.128.
- Borcherdt, R.D., 1994. Estimates of site-dependent response spectra for design (methodology and justification): *Earthquake Spectra* 10, 617-653. 10.1193/1.1585791.
- Ehteshami-Moinabadi, M., Zare, M., and Kamranzad, F., 2019. The Malard M 5.2 Earthquake (west Tehran, Iran) a moderate earthquake with important active tectonic results, Conference: NHAQ97.
- Farahani, J. V., Zare, M., and Cichowicz, A., 2014. Microseismicity of the Tehran region based on the data recorded in a local monitoring network (2004-2010). *Episodes*, 37(3), 204-211.
- Fumal, T. E., and Tinsley, J. C., 1985. mapping shear-wave velocities of near-surface geologic materials: Geological Survey Professional Paper (United States), US Geological Survey Paper 1360, 1985, 127-150.
- Gardner, J.K, and Knopuff, L., 1974. Is the sequence of earthquakes in Southern California with aftershocks removed, Poissonian. *Bull. Seism. Soc. Am*, 64, 1363-1367.
- Ghafory-Ashtiany, M., 2020. Microtremor HVSR measurements in urban Tehran for V_s estimation. *Engineering Geology*, 270, 105588.
- Ghassemi, M.R., Fattahi, M., Landgraf, A., Ahmadi, M., Ballato, P., and Tabatabaei, S.H., 2014. Kinematic links between the eastern Mosha fault and the North Tehran fault, Alborz range, northern Iran. *Tectonophysics*, 622, 81-95, 10.1016/j.tecto.2014.03.007.
- Gholamalifard, M., Jokar, P., Alihosseini, G., and Barzegar, Z., 2025. Deploying a GIS-based decision model for disaster management support bases (DMSBs) siting in urban environments based on OWA procedure. *Progress in Disaster Science*, Volume 26, 100434.
- Gregor, N., Abrahamson, N. A., Atkinson, G. M., Boore, D. M., Bozorgnia, Y., Campbell, K. W., Chiou, B. S.-J., Idriss, I. M., Kamai, R., Seyhan, E., Silva, W., Stewart, J. P., and Youngs, R., 2014. Comparison of NGA-West2 GMPEs: *Earthquake Spectra*, 30(3), 1179-1197, 10.1193/070113EQS186M.
- Gutenberg, B., and Richter, C. F., 1956. Magnitude and Energy of Earthquakes. *Annali di Geofisica*, 9, 1-15.
- Gutenberg, B., and Richter, C., 1945. Frequency of Earthquakes in California. *Nature*, 156, 371-371, 10.1785/BSSA0340040185.
- Habermann, R.E., 1983. Teleseismic detection in the Aleutian island arc, *Journal of geophysical research*, 88, 5056-5064.
- Habibi, R., Pourkermani, M., Ghorashi, M., Almasian, M., and Jarahi, H., 2023. The Effects of Quaternary Sediments on Earthquake Acceleration: *Himalayan Geology*, 44, 71-80.
- Heat, D.C., Wald, D.J., Worden, C.B., Thompson, E.M., and Smoczyk, G.M., 2020. A global hybrid V_{s30} map with a topographic slope-based default and regional map insets. 36(3), 1570-1584.
- Jarahi, H., 2020. *Quaternary faults escarpment or paleo shoreline, Case study Eslamshahr Metro, Southeast of Tehran, Geotechnic section, Zharf Pouya Co., (In Persian), 56pp.*
- Jarahi, H., 2021. Paleo Mega Lake of Rey Identification and Reconstruction of Quaternary Lake in Central Iran: *Open Quaternary*, 7(1), 1-15, 10.5334/oq.94.
- Karimzadeh, S., Feizizadeh, B., and Matsuoka, M., 2019. DEM-Based V_{s30} Map and Terrain Surface Classification in Nationwide Scale, A Case Study in Iran, 8 (12), 537, 10.3390/ijgi8120537.
- Kaveh Firouz, A., Nazari, H., Arian, M., Shafei, A., Majidi, T., and Shokri, M., 2012. Paleoseismologic Activity and subsidence rate on Tehran alluvium deposits in Chitgar section; using paleoseismological data, *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 21(84):169-178.
- Khaleghi, M., Abbassi, A., Tatar, M., and Nasrabadi, A., 2022. Updated subsurface velocity models for southern Alborz. *Journal of Seismology*, 26(2), 233-250.
- Kijko, A., 2021. Matlab code HA3, revision 3.05, the University of Pretoria, South Africa.
- Kijko, A., and 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, 10.1785/BSSA0820010120.

- Majidi Niri, T., Nazari, H., Qarashi, M., and Talebian, M., 2011. Paleoseismologic study on Pishva fault (South Tehran), Iran, pp.1511.
- Malone, S., and S. Wiemer, 2001, A software package to analyze seismicity: ZMAP, Seism. Res. Lett. 72, 374-383.
- Mirzaei, N., Gao, M., and Chen, Y.T., 1998, Seismic source regionalization for seismic zoning of Iran: major seismotectonic provinces. J. Earthquake prediction research, 7, 465-495.
- Motaghi, K., Mehrdad, A., and Ghods, A., 2021. Crustal structure and Vs inversion using ambient noise tomography in Tehran region. Tectonophysics, 812, 228937.
- Naghavi Pour, M., 2014. Survey the fault activity in the geological characteristics of alluvial Tehran plane, Islamic Azad University, Tehran, Iran, (In Persian), 105pp.
- Naserieh, S., Pakzad, M., Ghofrani, H., Dezvareh, M., Karkooti, E., Moradi, A., and Shahvar, M., 2023. Recognition of the causative fault of the 2017 MW 4.9 Malard (Tehran, Iran) earthquake from directivity analysis of the recorded ground motions. Physics of The Earth and Planetary Interiors, 4, 3177-3194, 10.1016/j.pepi.2023.107116.
- Navarro, M., López, F., Martínez-Pagán, P., García-Jerez, A., Martínez-Segura, M., Oda, Y., and Enomoto, T., 2025. Estimating VS₃₀ structure from topographic and geological data in the southeast of Spain, Engineering Geology, 351, doi.org/10.1016/j.enggeo.2025.108037.
- Nazari, H., Ritz, J.F., Salamati, R., Shafei, A., Ghassemi, A., Michelot, J., Massault, M., and Ghorashi, M., 2009. Morphological and paleoseismological analysis along the Taleghan fault (Central Alborz, Iran), Geophysical Journal International, Geophys. J. Int., 178, 1028-1041.
- Nazmfar, H., Zanganeh, A., and Mahabadi Poor, M., 2025. Assessment and Ranking of Urban Resilience in Peri-Urban Areas. Journal of Peripheral Urban Studies and Development.
- Nemati, M., and Derakhshani, R., 2021. Short-term seismicity patterns along the most active faults in Iran. Journal of Iberian Geology, 47(2), 301-317.
- Ritz, J.-F., Balescu, S., Soleymani, S., Abbassi, M., Nazari, H., Fegghi, K., Shabanian, E., Tabassi, H., Farbod, Y., Lamothe, M., Michelot, J.L., Massault, M., Chery, J., and Vernant, P., 2003. Determining the Long-term Slip Rate along the Mosha Fault, Central Alborz. Iran: Implications in Terms of Seismic Activity. International Conference of Earthquake Engineering and Seismology.
- Ritz, J.F., Nazari, H., Balescu, S., Lamothe, M., Salamati, R., Ghassemi, A., Shafei, A., Ghorashi, M., and A. Saidi, 2012, Paleoequake of the past 30,000 years along the North Tehran fault (Iran), Journal of Geophysical research (Solid Earth), 117, 6305.
- Schorlemer, D., Wiemer, S., and Wyss, M., 2005. Variation in earthquake-size distribution across different stress regimes, Nature, 437, 539-542.
- Shadabfar, M., 2011. Seismic hazard analysis. Shahid Abbaspour Water and Power University, Tehran, Iran. (In Persian).
- Shafiee, A. and Azadi, A., 2007. Shear-wave velocity characteristics of the geological units throughout Tehran city, Iran, Journal of Asian earth Sciences, 29, 105-115.
- Shirzad, T., Naghavi, M., Afra, M., and Yamini-Fard, F., 2019. Three-dimensional P-wave velocity structure of Tehran from local micro-earthquake tomography. Pure and Applied Geophysics, 176(8), 3477-3494.
- Solaymani Azad, S., and Hoseini, M., 1998. Deterministic Seismic Hazard Assessment for Montazer-Ghaem Power plant; using neotectonic and morphotectonic approaches: W Tehran-Karaj, Tehran, Iran (In Persian), IIEES.
- Solaymani Azad, S., Fegghi, K., Shabanian, E., Abbassi, M., and Ritz, J.-F., 2003. Preliminary results of paleoseismological investigations along the Mosha fault in the Mosha Valley. BSEE: 89.
- Tatar, M., Hatzfeld, D., Abbassi, A., and Fard, F. Y., 2012. Microseismicity and seismotectonics around the Mosha fault (Central Alborz, Iran). Tectonophysics, 564-565, 55-65.
- Tehran Province Management and Planning Organization. (2021). Statistics and Information of Tehran Province: Statistical Yearbook 1400. Retrieved from www.amar.org.ir.
- Tinti, S. and Mulargia, F., 1985. Effects of magnitude uncertainties on estimating the parameters in the Gutenberg-Richter frequency-magnitude law. Bulletin of the Seismological Society of America, 75, 1681-1697, 10.1785/BSSA0750061681.
- Weichert, D., 1980. Estimation of the earthquake recurrence parameters for unequal observation periods for different magnitudes. Bulletin of the Seismological Society of America, 70(4), 1337-1346, 10.1785/bssa0700041337.
- Wiemer, S., and Baer, M., 2000. Mapping and removing quarry blast events from seismicity catalogs, Bulletin of the seismological society of America, 90, 525-530.
- Wiemer, S., and Wyss, M., 2002. Mapping spatial variability of the frequency-magnitude distribution of earthquakes, Advances in Geophysics, 45, 259-302.
- Wyss, M., Sobolev, G., and Clippard, J. D., 2004. Seismic quiescence precursors to two M7 earthquakes on Sakhalin Island, measured by two methods. Earth, Planets and Space, 56, 725-740.
- Yousefi, A., 1994. Magnetic Lineament Map of Iran, Scale 1:250,000. Geological Survey and Mineral Exploration Organization of Iran. (In Persian).
- Zafarani, H., Hajjimohammadi, B., and Jalalhosseini, S.M., 2021. Seismic hazard analysis of Tehran using microzonation and VS₃₀ mapping. Earthquake Spectra, 37(3), 1573-1590.
- Zareei, P., and Moghbel, M., 2025. Road Safety Assessment with Emphasis on Environmental Parameters: Dehghan to Sanandaj Route. Journal of Geography and Spatial Development.