

## Processing the Aeromagnetic data in Tehran province and comparison of its results with seismicity and fault trends

Feraghi Vaighan, A.<sup>1</sup>  | Abbasi, M. R.<sup>1</sup>  | Javan Doloei, Gh.<sup>1</sup>  | Beygi, S.<sup>2</sup> 

1. International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran.

2. Department of Historical and Dynamics Geology, Mining University of Saint Petersburg, Saint Petersburg, Russia.

Corresponding Author E-mail: [javandoloei@iiees.ac.ir](mailto:javandoloei@iiees.ac.ir)

(Received: 8 May 2023, Revised: 5 Aug 2023, Accepted: 11 Aug 2024, Published online: 2 Oct 2024)

### Summary

Morphologically, the lowest point of Tehran province is located in Varamin city with a height of 749 meters above sea level, and the highest point of the province is located in Tochal Heights with 4375 meters above sea level in Shemiranat city. The mega city of Tehran is also built on the alluvial fans at the foot hill of Alborz mountain, which are located on volcanic-sedimentary rocks of the third geological period (Cenozoic) that during the fourth geological period, it was affected by tectonic activities (Habibi and Horkad, 2014; Ali Beigi et al., 2015). High rates of erosion and sedimentation and urban development cause the destruction or burial of fault structures and their identification sign. Determining the boundary of geological structures is one of the most important and practical issues that has always been discussed in the various sub-branches of the earth sciences, including geophysics (Neawsuparp et al., 2005). Past tectonic earthquake studies have shown that the boundaries of geological structures are mostly identified by faults. In other words, the presence of faults is one of the indicators of active tectonic areas. Therefore, the study of faults to investigate seismicity in connection with the plans for the development of civil activities of cities, industrial towns and the scope of strategic facilities, the investigation of mineral potentials (minerals related to fractures and fault areas) and the detailed understanding of tectonic trends is very important. Here this method is used to calculate the location of seismic events that also presents the seismic nature of the fault processes and its geometry and depth structure in an area.

In addition to reviewing aerial photographs and field survey, studying satellite images is one of the practical methods for identifying the trend of obvious faults and preparing maps of the fault system of different regions. In recent years, preparing airborne geophysical maps for hidden fault structures has become common. On the other hand, one of the most common methods for detecting hidden structures, including faults, is aerial magnetic studies, the interpretation and modeling of which has helped researchers in identifying subsurface faults or possible buried faults.

It is worth mentioning that in some cases the boundary of the structures may not be associated with a fault. Also, there is a possibility that a fault structure does not have a noticeable magnetic signal. Therefore, the results of satellite images or aerial magnetometry do not necessarily lead to the identification of all hidden faults. In this research, it has been tried to process the aerial magnetometer data of Tehran province by different methods (e.g. reduction to the pole, directional derivatives, upward continuation, analytical signal, and horizontal gradient). Then put it on the fault map of the area and comparing the results, the degree of concordance of the trends of the faults in the region with the magnetic anomalies, magnetic bedrock type faults are identified. In the final stage, by placing a new layer of the seismicity map of the region, those active bedrock faults can be identified.

The general results obtained in this research confirm that some of the active faults in the Tehran region are of the basement type, that the ability of these faults to cause large earthquakes is not far from expected, and this result is consistent with other recent seismological studies conducted by Soltani-Moghadam (2016), Ahmadzadeh et al. (2019) and Azqandi et al. (2023) and there is in very good agreement with their finalings.

**Keywords:** Aeromagnetic data, Magnetic Lineaments, Fault trends, Tehran province, Earthquake.

Cite this article: Feraghi Vaighan, A., Abbasi, M. R., Javan Doloei, Gh., & Beygi, S. (2024). Processing the Aeromagnetic data in Tehran province and comparison of its results with seismicity and fault trends. *Journal of the Earth and Space Physics*, 50(3), 541-557. DOI: <http://doi.org/10.22059/jesphys.2024.358537.1007523>

E-mail: (1) [feraghi@gmail.com](mailto:feraghi@gmail.com) | [abassi@iiees.ac.ir](mailto:abassi@iiees.ac.ir) (2) [beygi.soheyla@yahoo.com](mailto:beygi.soheyla@yahoo.com)



# پردازش داده مغناطیس‌هوایی در محدوده استان تهران و مقایسه تطبیقی نتایج آن با لرزه‌خیزی و روندهای گسلی

امیر فراقی وایقان<sup>۱</sup> | محمدرضا عباسی<sup>۱</sup> | غلام جوان دلویی<sup>۱</sup> | سهیلا بیگی<sup>۲</sup>

۱. پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران.

۲. گروه زمین‌شناسی تاریخی و دینامیکی، دانشگاه معدن سنت پترزبورگ، سنت پترزبورگ، روسیه.

رایانامه نویسنده مسئول: [javandoloei@iiees.ac.ir](mailto:javandoloei@iiees.ac.ir)

(دریافت: ۱۴۰۲/۲/۱۸، بازنگری: ۱۴۰۲/۵/۱۴، پذیرش نهایی: ۱۴۰۳/۵/۲۱، انتشار آنلاین: ۱۴۰۳/۷/۱۱)

## چکیده

نرخ بالای فرسایش و رسوب‌گذاری علاوه بر گسترش فضاهای شهری و شهرک‌های صنعتی در حاشیه شهرهای بزرگ و کلان‌شهرها اغلب موجب مدفون شدن ساختارهای گسلی و یا از بین رفتن نشانگرهای شناسایی آن است به گونه‌ای که شناسایی گسله‌ها در محدوده شهرهای بزرگ با روش‌های لرزه‌ای و زمین‌شناسی را با مشکل جدی روبه‌رو کرده است. در راستای حل این مسئله، بررسی خطواره‌های حاصل از مطالعه داده‌های مغناطیس‌هوایی می‌تواند رهیافتی مناسب برای شناسایی گسل‌های مدفون در نظر گرفته شود. انطباق این روش با کانون رویدادهای لرزه‌ای، تصویر بهتری از سرشت لرزه‌زمین‌ساختی روندهای گسلی، هندسه و ساختار عمقی آن را ارائه می‌دهد. در مطالعه حاضر داده‌های مغناطیس‌هوایی گستره استان تهران با استفاده از روش‌های برگردان قطب، مشتقات سوپی، تبدیل فراسو و فیلتر گرادیان افقی بررسی و پردازش شده است. خطواره‌های شناسایی شده حاصل از بررسی تطبیقی ناهنجاری‌های مغناطیسی با روندهای گسلی و در خاتمه با توزیع زمین‌لرزه‌های محدوده استان تهران مقایسه و مورد بازبینی قرار گرفت. نتایج این بررسی‌ها نشان می‌دهد که بسیاری از ساختارهای گسلی و رویدادهای لرزه‌ای منطبق بر خطواره‌های مغناطیسی هستند. به عبارت دیگر اغلب گسله‌های شناسایی شده منطقه، پی‌سنگ مغناطیسی را قطع کرده‌اند و بنابراین توانمندی ایجاد زمین‌لرزه بزرگ را دارند.

واژه‌های کلیدی: داده مغناطیس‌هوایی، خطواره‌های مغناطیسی، روندهای گسلی، استان تهران، زلزله.

## ۱. مقدمه

زمین‌ساختی و ... اهمیت بسیار بالایی دارد. علاوه بر بررسی عکس‌های هوایی و پیمایش صحرائی، مطالعه تصاویر ماهواره‌ای یکی از روش‌های کاربردی برای شناسایی روند گسل‌های آشکار و تهیه نقشه‌های سامانه گسلی مناطق مختلف است که در سال‌های اخیر تهیه نقشه ژئوفیزیک هواپرد برای ساختارهای گسلی پنهان متداول شده است. از سوی دیگر یکی از متداول‌ترین روش‌ها برای تشخیص ساختارهای پنهان از جمله گسل‌ها، انجام مطالعات مغناطیس‌هوایی است که تفسیر و مدل‌سازی حاصل از آن در شناسایی گسل‌های زیرسطحی و یا گسل‌های مدفون احتمالی کمک شایان توجهی به محققین کرده است (صالح، ۱۳۸۷). شایان ذکر است ممکن است در مواردی

تعیین مرز ساختارهای زمین‌شناسی یکی از مهم‌ترین و کاربردی‌ترین مسائلی است که همواره در زیرشاخه‌های مختلف مجموعه علوم زمین، از جمله ژئوفیزیک مطرح بوده است (نیوسوپارپ و همکاران، ۲۰۰۵). بررسی‌های لرزه‌زمین‌ساختی گذشته نشان داده است مرز ساختارهای زمین‌شناسی در اغلب موارد از نوع گسلی هستند. به عبارتی حضور گسل‌ها یکی از نشانگرهای نواحی فعال زمین‌ساختی به‌شمار می‌رود. بنابراین مطالعه گسله‌ها برای بررسی لرزه‌خیزی در ارتباط با طرح‌های توسعه فعالیت‌های عمران و آبادانی شهرها، شهرک‌های صنعتی و گستره تاسیسات راهبردی، بررسی پتانسیل‌های معدنی (کانی‌زایی‌های مرتبط با شکستگی‌ها و نواحی گسلش)، شناخت دقیق روندهای

استناد: فراقی وایقان، امیر؛ عباسی، محمدرضا؛ جوان دلویی، غلام و بیگی، سهیلا (۱۴۰۳). پردازش داده مغناطیس‌هوایی در محدوده استان تهران و مقایسه تطبیقی نتایج آن با لرزه‌خیزی و روندهای گسلی. مجله فیزیک زمین و فضا، ۵۰ (۳)، ۵۴۱-۵۵۷. DOI: <http://doi.org/10.22059/jesphys.2024.358537.1007523>

رایانامه: (۱) [feraghi@gmail.com](mailto:feraghi@gmail.com) | [abassi@iiees.ac.ir](mailto:abassi@iiees.ac.ir) (۲) [beygi.soheyla@yahoo.com](mailto:beygi.soheyla@yahoo.com)

ارتفاع ۷۴۹ متر از سطح آب‌های آزاد در شهرستان ورامین قرار دارد و بلندترین نقطه استان در ارتفاعات توچال با ۴۳۷۵ متر از سطح آب‌های آزاد در شهرستان شمیرانات قرار دارد (حبیبی و هورکاد، ۱۳۸۴). شهر تهران نیز بر روی مخروط افکنه‌های پای‌کوهی البرز بنا شده که این مخروط‌افکنه‌ها بر روی سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی دوران سوم زمین‌شناسی (سنوزوئیک) قرار دارند و طی دوران چهارم زمین‌شناسی فعالیت‌های تکتونیکی آنها را تحت تأثیر قرارداد است (حبیبی و هورکاد، ۱۳۸۴؛ علی بیگی و همکاران، ۱۳۹۵).

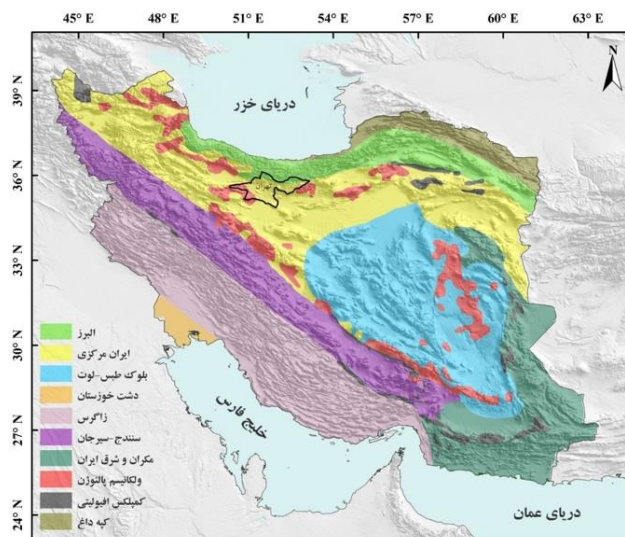
محققین علوم‌زمین تاکنون بر اساس ویژگی‌های ماگمایی، رسوبی، چینه‌شناختی، ساختاری، لرزه‌شناسی و... سرزمین ایران را در تقسیم‌بندی‌های گوناگونی قرار داده‌اند. بر اساس این تقسیم‌بندی‌ها جایگاه زمین‌شناختی استان تهران را می‌توان مشخص کرد. با توجه به موضوع اصلی این پژوهش که بررسی اثرگذاری پی‌سنگ مغناطیسی بر فعالیت گسل‌های منطقه می‌باشد از شرح ویژگی‌های رسوبی منطقه صرف‌نظر می‌شود. بنابراین اگر مبنای تقسیم‌بندی ایران به پهنه‌های مختلف را بر اساس گزارش‌های اشتوکلین (۱۹۶۸ و ۱۹۷۴) قرار دهیم، استان تهران در بخش‌هایی از پهنه‌های ساختاری البرز و ایران مرکزی و ارومیه-دختر مطابق شکل ۱ قرار می‌گیرد.

مرز ساختارها با گسل همراه نشده باشد. همچنین این احتمال وجود دارد که یک ساختار گسلی دارای سیگنال مغناطیسی محسوسی نباشد. بنابراین نتایج پژوهش‌های تصاویر ماهواره‌ای و یا مغناطیس‌سنجی هوایی لزوماً منجر به شناسایی همه گسل‌های پنهان نمی‌شود.

در این پژوهش سعی شده است داده‌های مغناطیس‌سنجی هوایی گستره استان تهران با روش‌های مختلف پردازش شود. سپس بر روی نقشه گسل‌های منطقه قرار داده شود. با مقایسه نتایج، میزان همخوانی روند گسل‌های منطقه با ناهنجاری‌های مغناطیسی، گسل‌های از نوع پی‌سنگی مغناطیسی شناسایی شوند. در مرحله نهایی با قراردادن لایه‌ای جدید از نقشه لرزه‌خیزی منطقه، برخی از گسل‌های پی‌سنگی فعال شناسایی خواهند شد. نتایج کلی به دست آمده در این پژوهش مؤید پی‌سنگی بودن برخی گسل‌های فعال منطقه تهران است که توانمندی این گسل‌ها در ایجاد زمین‌لرزه‌های بزرگ دور از انتظار نمی‌باشد و این نتیجه با سایر مطالعات زلزله‌شناسی انجام شده اخیر توسط سلطانی مقدم (۱۳۹۷) و ازقندی و همکاران (۲۰۲۳) در منطقه البرز مرکزی تطابق بسیار خوبی دارد.

## ۲. ویژگی‌های زمین‌شناسی منطقه

استان تهران از لحاظ زمین‌شناسی وضعیت غیریکنواختی دارد. از لحاظ ریخت‌شناسی پست‌ترین نقطه استان تهران با



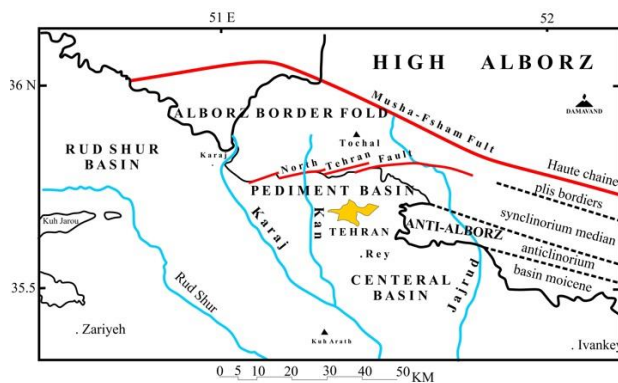
شکل ۱. تقسیم‌بندی ساختاری ایران و جایگاه ساختارهای البرز مرکزی و ایران مرکزی در استان تهران بر اساس تقسیم‌بندی اشتوکلین (۱۹۷۴) برگرفته از آقانهانی (۱۳۸۳).

و از جنوب به منطقه سندج-سیرجان محدود می‌شود. این واحد زمین‌ساختی پیکره اصلی و میانی فلات ایران را پدید آورده و افزون‌بر این که خود به‌عنوان یک واحد ساختاری عمده به‌شمار می‌آید، در بردارنده شماری زیر مجموعه ساختاری از نظر تکتونیکی است (ندیمی، ۲۰۰۷).

ایران مرکزی توسط گسل‌های متعدد و افیولیت‌های مزوزوییک-ترشیری که از نئوتیس باقی مانده‌اند احاطه شده است (ترابی، ۲۰۱۰). در طی دوران پالئوزوییک این منطقه وضعیتی مشابه با سایر قسمت‌های ایران داشته است، به‌طوری که یک حالت پلاتفرمی در آن حکم فرما بوده و کویر بزرگ و فرورفتگی ایران مرکزی احتمالاً حوضه وسیع کم‌عمقی را تشکیل داده است. پس از رسوب‌گذاری پرمین میانی یک دوره فرسایش طولانی بر فلات ایران چیره شده است که حاصل آن نهشته‌شدن رسوبات آواری و قرمز رنگ در زمان تریاس زیرین (سازند سرخ شیل) است. علاوه بر آن، در دوران مزوزوییک و سنوزوییک، ایران مرکزی از نظر زمین‌ساختی منطقه پرتحرکی بوده است، چنان‌که علاوه بر چندین دگرشیبی کاملاً مشخص، فعالیت ماگمایی به‌صورت سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های گرانیتی نفوذی در آن مشاهده می‌شود (رمضانی و تاکر، ۲۰۰۳). روند اصلی ساختارهای ایران مرکزی در گستره استان تهران شمال‌غرب-جنوب شرقی و شرقی-غربی است. به باور آقنابتی (۱۳۸۳) گسل‌های موجود در منطقه دارای جابه‌جایی شیب‌لغز معکوس با مؤلفه امتدادلغز چپ‌بر و شیبی به سمت جنوب و جنوب‌غرب می‌باشند.

همان‌طور که در شکل ۱ مشاهده می‌شود ارتفاعات شمال تهران بخشی از ارتفاعات البرز است که بر اساس تقسیم‌بندی‌های بربریان (۱۹۸۱ و ۱۹۸۳) و علوی (۱۹۸۰) البرز مرکزی نامیده می‌شود. این ارتفاعات از یک سری سنگ‌های چین‌خورده و رانده‌شده متعلق به پالئوزوییک، مزوزوییک و ترشیری تشکیل شده است. در پهنه جنوب شرقی شهر تهران ساختارهای مرتفعی قرار دارند که بر اساس مطالعات چالنگو (۱۹۷۴) و سایر پژوهشگران به آنتی البرز معروف است و به‌صورت یک طاقدیس، دشت تهران را از جنوب شرق محدود کرده است (ریویر، ۱۹۳۴؛ امامی و همکاران، ۱۳۷۲؛ وحدتی‌دانشمند و همکاران، ۱۳۷۶). ارتفاعات پهنه شمالی تهران که با گسل‌های فعال و لرنه‌زا و چین‌خوردگی‌های متعدد همراه است و سنگ‌های پالئوزوییک، مزوزوییک و سنوزوییک در آن رخنمون دارند؛ البرز مرتفع را شکل می‌دهند (شکل ۲). این مجموعه گسل‌ها همراه با سیستم گسلی مشاء-فشم و آبیک روی چین‌خوردگی‌های البرز به سمت جنوب رانده شده‌اند (چالنگو، ۱۹۷۴). مشخصات اصلی گسل‌های گستره البرز در جدول ۱ و برخی از ویژگی‌های زلزله‌شناختی آنها در مطالعات اخیر بررسی و ارزیابی شده است (احمدزاده، ۱۳۹۷؛ احمدزاده و همکاران، ۲۰۱۹).

ایران مرکزی در میانه فلات ایران و در منطقه برخورد صفحه عربی و اوراسیا قرار دارد و شامل ساختارهای پیچیده‌ای از واحدهای پرکامبرین است که بیانگر رخداد فازهای متعدد کوهزایی در این منطقه است (آلن و همکاران، ۲۰۰۴). این زون ساختاری به شکل مثالی است که از شرق به بلوک لوت، از شمال به رشته کوه‌های البرز



شکل ۲. تقسیم‌بندی ساختاری البرز مرکزی، چالنگو (۱۹۷۴).

بخش آهکی و بخش دولومیتی سازند الیکا در تریاس، سازند تیزکوه در کرتاسه واحدهای سنگی مزوزوئیک در استان تهران می‌باشند. پالئوسن-ائوسن در تهران با سازند فجن، سازند کرج، سازند قرمز زیرین مشخص شده است. الیگو-میوسن معادل سازند قرمز بالایی، سازند قم می‌باشد. سازند میوسن و سازند پلیوسن، به نهشته‌های میوپلیوسن و کنگلومرای پلیوپلاتیوسن اشاره دارد. شهرهای استان تهران عمدتاً بر روی نهشته‌های آبرفتی جوان بنا شده‌اند که سرگذشت زمین‌شناسی و شناخت ساختارهای مدفون در زیر این نهشته‌ها مخصوصاً ساختارهای گسلی از اهمیت زیادی برخوردار است.

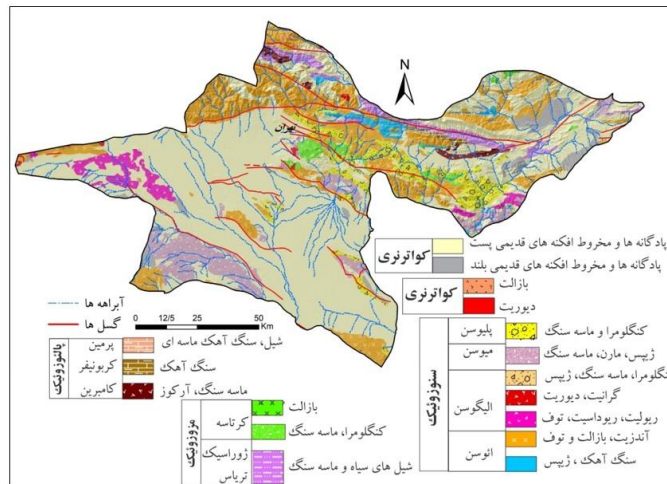
### ۳. داده‌ها و روش تحقیق

#### ۳-۱. داده برداری

بین سال‌های ۱۹۷۴ و ۱۹۷۷ میلادی دو برداشت مغناطیس‌هوا برد با حساسیت بالا توسط شرکت Aero service (Hopuston, Texas) به سفارش سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران صورت گرفته است که تقریباً اغلب بخش‌های فلات ایران را شامل می‌شود. برداشت‌های انجام شده در سال‌های ۱۹۷۵-۱۹۷۴ حدود ۸۹۰۵۸ کیلومتر و در سال‌های ۱۹۷۵-۱۹۷۶ تقریباً ۱۶۲۶۱۲ کیلومتر می‌باشد. برداشت‌ها در امتداد خط پروازی با فاصله ۷.۵ کیلومتر و در راستای شمال-جنوب و فاصله خطوط کنترلی ۴۰ کیلومتر و ارتفاع پرواز ثابت ۵۰۰-۶۰۰ متر انجام شده است.

نوار ماگمایی ارومیه-دختر، به ضخامت حدود ۴ کیلومتر از سنگ‌های آذرین درونی و آتشفشانی تشکیل شده است (علوی، ۱۹۸۰) و این مجموعه به‌عنوان یک کمان ماگمایی نوع آندی در نظر گرفته شده است (شرودر، ۱۹۴۴). این کمان به‌صورت یک کمربند با راستای شمال‌غرب-جنوب‌شرق از ناحیه سهند و سبلان در استان‌های اردبیل و آذربایجان شرقی تا ناحیه بزمان و تفتان در استان سیستان و بلوچستان امتداد یافته است (علوی و مهدوی، ۱۹۹۴ و علوی، ۱۹۸۰). نوار ماگمایی ارومیه-دختر ۱۷۰۰ کیلومتر طول و ۱۰۰ کیلومتر عرض و به موازات منطقه روراند زانگرس و پهنه سندانج-سیرجان گسترش دارد. فعالیت آتشفشانی در این کمربند از کرتاسه شروع شده و در دوره ائوسن به اوج رسیده است و همچنان این فعالیت ادامه دارد (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱؛ بربریان و همکاران، ۱۹۸۲ و شهاب‌پور، ۲۰۰۵). کمان ماگمایی ارومیه-دختر در محدوده‌ای از جنوب‌غرب استان تهران مطابق شکل ۱ قابل مشاهده است که عمده ماگماتسیم رخنمون شده در این محدوده متعلق به ائوسن می‌باشد.

محدوده مورد مطالعه به‌لحاظ چینه‌شناختی شامل نهشته‌های رسوبی آتشفشانی از پرکامبرین پسین (سازند کهر) تا کواترنری می‌باشد. پالئوزوئیک در استان تهران با دولومیت‌های سازند سلطانیه، سازند باروت، سازند زاگون، سازند لالون، کوارتزیت بالایی، سازند میلا، سازند جیرود، سازند مبارکه، سازند درود و سازند نسا نمایان شده است.



شکل ۳. نقشه زمین‌شناسی استان تهران برگرفته از نقشه‌های با مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰، تهران (حقق پور و همکاران، ۱۳۶۵)، سمنان (آقاباتی و حمیدی، ۱۳۷۴) و ساوه (عمیدی و همکاران، ۱۳۶۳).

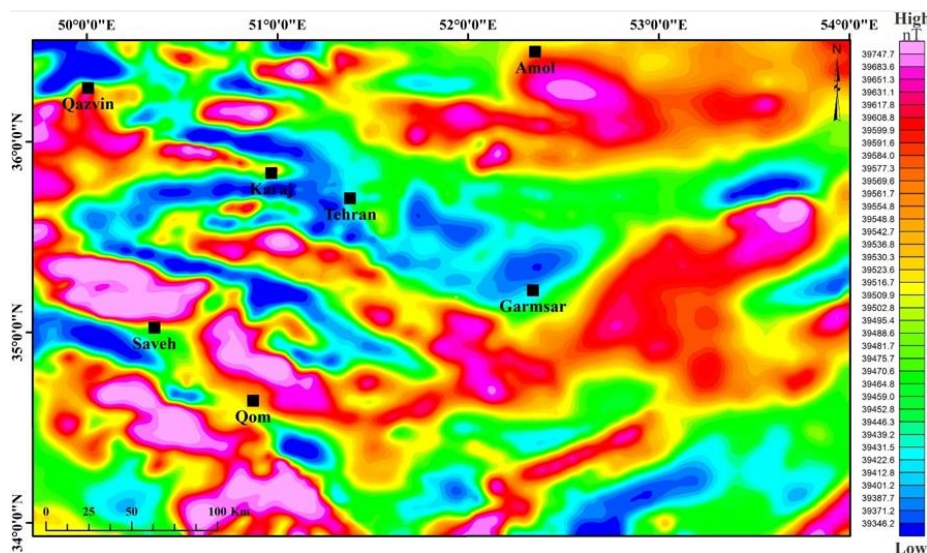
متفاوت در کنار یکدیگر یا عملکرد فرایندهای شیمیایی در پهنه گسلش باشد (فروتن و خیراللهی، ۱۳۹۳). گستره بی‌هنجاری‌ها نیز می‌تواند حاصل فعالیت گسل علاوه بر میزان ژرفای سرچشمه مغناطیسی و جای‌گیری لایه‌ها با ستبراً و ویژگی‌های مغناطیسی متفاوت در دو سوی گسل‌ها باشد. نقشه شدت کل میدان مغناطیسی یک تصویر کلی از داده‌های مغناطیسی فراهم می‌آورد و برای تفسیر کلی استفاده می‌شود (حیدریان شهری، ۱۳۸۴) که ضروری است تصحیح IGRF برای حذف اثرات میدان هسته زمین بر روی آن انجام شود. نتیجه انجام این تصحیح نقشه شدت میدان مغناطیسی باقی‌مانده می‌باشد (جهانتیغ و همکاران، ۲۰۲۴). در نقشه شدت کل میدان مغناطیسی معمولاً شدت بالا بارنگ قرمز و شدت پایین بارنگ آبی نمایش داده می‌شود. حداکثر شدت میدان مغناطیسی باقی‌مانده در این محدوده بیشتر از ۳۹۷۵۰ نانوتسلا و حداقل ۳۹۳۴۵ نانوتسلا محاسبه شده است. با توجه به نقشه شدت میدان مغناطیسی باقی‌مانده که پیشتر تصحیح IGRF بر روی آن انجام شده است، بخش‌هایی که در زون البرز مرکزی (قسمت شمالی نقشه)، کمان ماگمایی ارومیه-دختر (بخش جنوب‌غربی نقشه) و قسمت‌هایی از ایران مرکزی (قسمت جنوب‌شرقی نقشه)، قرار دارند؛ شدت بالای ناهنجاری مغناطیسی را نشان می‌دهند (شکل ۴).

هوایمای به‌کار رفته یک هدایتگر هوایی دوموتوره بوده است که یک مگنتومتر بخار سزیم با حساسیت ثبت ۰/۲ گاما را حمل می‌کرده است. در برداشت‌های ژئوفیزیک هوایی که منطقه وسیعی را تحت پوشش قرار می‌دهند، معمولاً منطقه را به چندین بلوک عملیاتی تقسیم کرده و هر کدام از این بلوک‌ها را در بازه زمانی خاصی برداشت می‌کنند. در طی برداشت مغناطیس‌سنجی ۷.۵ کیلومتر سال ۱۹۷۴-۱۹۷۶ کل منطقه ایران به ۶۲ بلوک پروازی تقسیم بندی شد که این بلوک‌ها طی دو سال و به‌صورت بارومتریکی برداشت شده‌اند. از عوامل مهم در تقسیم بندی این بلوک‌ها راستاهای اصلی زمین‌شناسی، وسعت ناحیه، عوامل فنی و اجرایی و توپوگرافی را می‌توان نام برد. تأثیرگذارترین پارامتر در طراحی راستای خطوط، روندهای غالب زمین‌شناسی منطقه است (صالح، ۱۳۸۷). پردازش داده‌ها در این پژوهش با استفاده از نرم‌افزار اوسیسی مونتاژ شرکت ژئوسافت نسخه ۶.۴.۲ انجام شده است.

### ۲-۳. پردازش داده‌های مغناطیسی برای تعیین محل خطواره‌ها

#### ۱-۲-۳. نقشه شدت کل میدان مغناطیسی

شکل‌گیری بی‌هنجاری‌های خطی گسلی می‌تواند حاصل جای‌گیری لایه‌های گسلیده با ویژگی‌های مغناطیسی



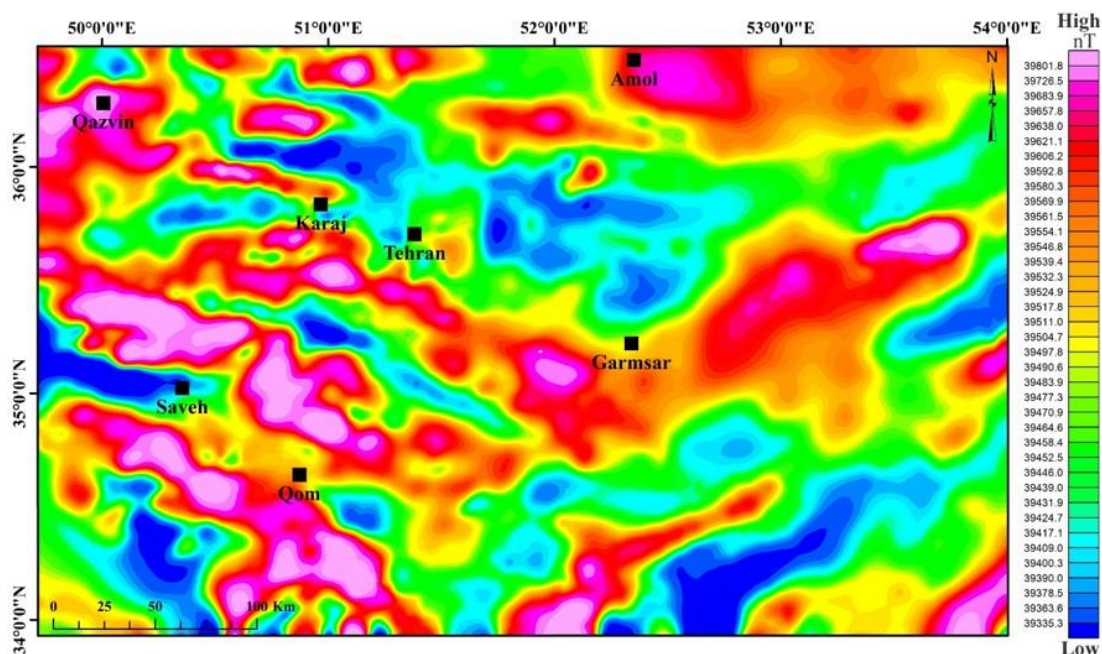
شکل ۴. نقشه شدت میدان مغناطیسی در منطقه مورد مطالعه.

## ۳-۲-۲. نقشه مغناطیسی برگردان به قطب

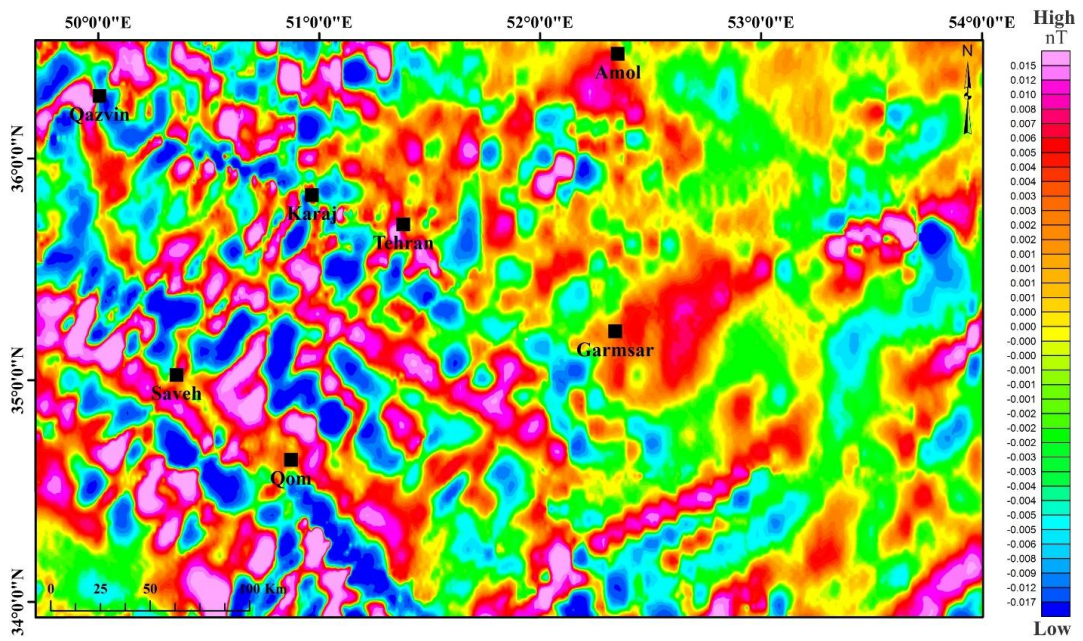
از جمله تفاوت‌های که بین آنومالی‌های گرانشی و مغناطیسی وجود دارد محل قرارگیری آنومالی مثبت نسبت به منشأ تولیدکننده میدان است. آنومالی مثبت گرانشی در بالای توده چگال تولیدکننده آن واقع می‌شود در حالی که آنومالی‌های مغناطیسی تنها زمانی در بالای توده مغناطیسی مسبب آن قرار می‌گیرد که جهت مغناطیس توده و میدان خارجی به صورت عمودی باشند (امبارگا و همکاران، ۲۰۱۲؛ صالح، ۱۳۸۷). این هم‌راستا نبودن جهت مغناطیس توده و میدان خارجی می‌تواند یک مشکل اساسی در امر تفسیر داده‌های مغناطیسی را موجب شود. از این رو برای حل این مشکل از روش برگردان به قطب استفاده می‌کنیم. با اعمال این تصحیح، آنومالی‌های مغناطیسی بر روی منبع تولیدکننده آن قرار می‌گیرند و این تصحیح باعث سهولت در ارائه تفسیر زمین‌شناسی می‌گردد. شکل ۵ بیانگر تغییرات شدت میدان مغناطیسی پس از انتقال داده‌ها به قطب مغناطیسی با استفاده از زاویه میل ۵۴/۹۱ درجه و زاویه انحراف مغناطیسی ۴/۷۵۷ درجه می‌باشد. با توجه به نقشه برگردان به قطب، بی‌هنجارهای نمایان شده در نقشه شدت کل میدان مغناطیسی همچنان مشاهده می‌شوند و تنها در روند آنها تغییر حاصل شده است.

## ۳-۲-۳. بررسی نقشه مشتقات سوئی

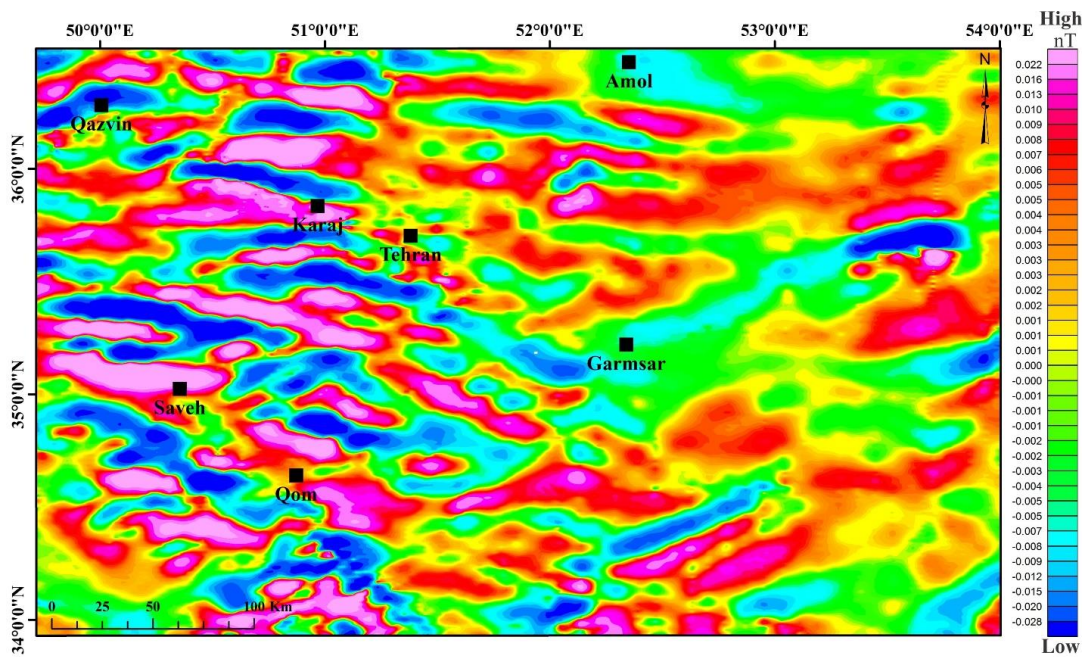
فیلتر مشتقات سوئی برای تقویت ناهنجاری‌های سطحی و کم‌عمق و تضعیف ناهنجاری‌های عمیق از جمله پی‌سنگ کاربرد دارد بدین صورت که طول‌موج‌های کوچک در مقابل طول‌موج‌های بلند تقویت و برجسته می‌شوند. فیلتر مشتقات سوئی تبدیلی است که معمولاً روی داده‌های برگردان به قطب اعمال شده و کار تفسیر این نقشه را ساده‌تر می‌سازد (امبارگا و همکاران، ۲۰۱۲؛ صالح، ۱۳۸۷). در مطالعات اکتشافی نقشه‌های مشتقات سوئی از این جهت که ناهنجاری‌هایی که در ارتباط با توده‌های نزدیک به سطح می‌باشد را مشخص می‌کند؛ حائز اهمیت است و در روش مغناطیس‌سنجی کاربرد فراوانی دارد. شکل‌های ۶ و ۷ نشان‌دهنده مشتقات سوئی X و Y از شدت میدان مغناطیسی پس از انتقال داده‌ها به قطب مغناطیسی می‌باشند. در مقایسه با نقشه برگردان به قطب مشاهده می‌شود، طول‌موج‌های بزرگ که مربوط به منابع عمیق و منطقه‌ای می‌باشند و اثر بی‌هنجاری‌های بزرگ بر روی بی‌هنجاری‌های کوچک از بین رفته و بی‌هنجاری‌های کوچک و محلی به خوبی نمایان شده است. روندهای بی‌هنجاری مغناطیسی در راستاهای شمال‌غرب-جنوب‌شرقی و بعضاً شمال‌شرق-جنوب‌غربی و شرقی-غربی بر روی نقشه شکل‌های ۶ و ۷ مشهود است.



شکل ۵. نقشه برگردان به قطب مغناطیسی در منطقه مورد مطالعه.



شکل ۶. نقشه مشتقات در جهت X در منطقه مورد مطالعه.

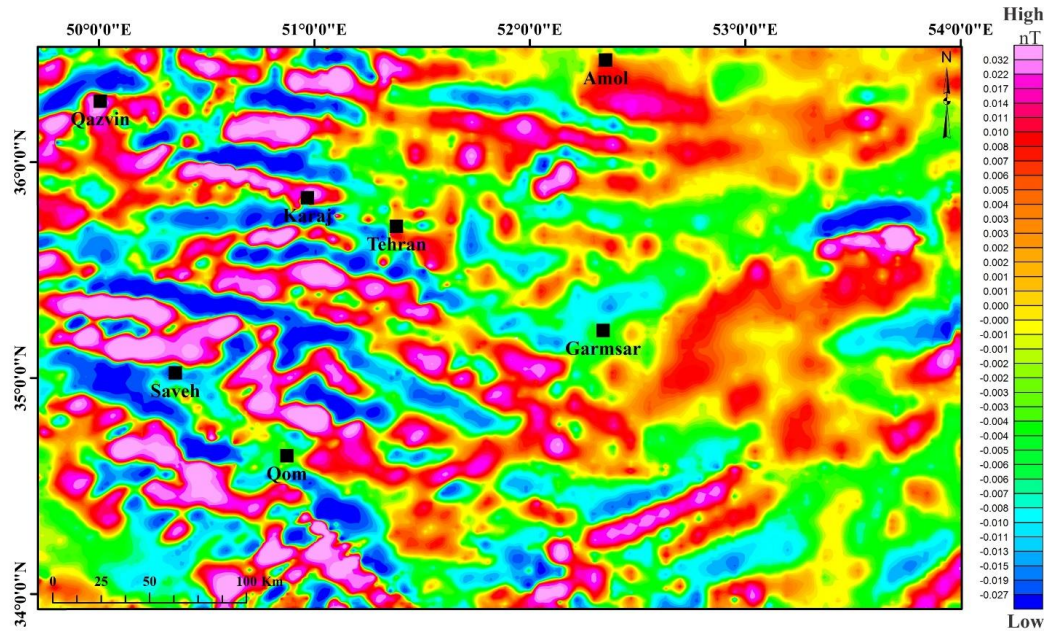


شکل ۷. نقشه مشتقات در جهت Y در منطقه مورد مطالعه.

نشانه‌گر مشتق Z با مرتبه اول می‌باشد که در بعضی از نواحی خطواره‌ها به راحتی قابل تشخیص است و همچنین جدایش توده‌ها از یکدیگر که احتمالاً ناشی از عملکرد گسل است به‌طور محسوسی در بعضی نقاط مشاهده می‌شود.

از بین مشتقات سویی قدرت تفکیک مشتق مرتبه اول و دوم در جهت Z بیشتر است، اما برای کاربرد آن کیفیت مناسب هنگام برداشت داده‌ها ضروری است. به خاطر افزایش فرکانس بالا، افزایش نوفه نیز به‌وجود می‌آید. شکل ۸





شکل ۸. نقشه شدت میدان مغناطیسی ناشی از اعمال مشتق سوئی مرتبه اول در جهت Z در منطقه مورد مطالعه.

برداشت، در عمق ۵۰ کیلومتری (شکل ۹-د) ناهنجاری‌های جنوب شرقی تقریباً از بین رفته است و آنومالی شمال غربی، غربی و شمال شرقی محدوده که بیشترین گسترش عمقی را دارد، در عمق ۵۰ کیلومتری قابل مشاهده است.

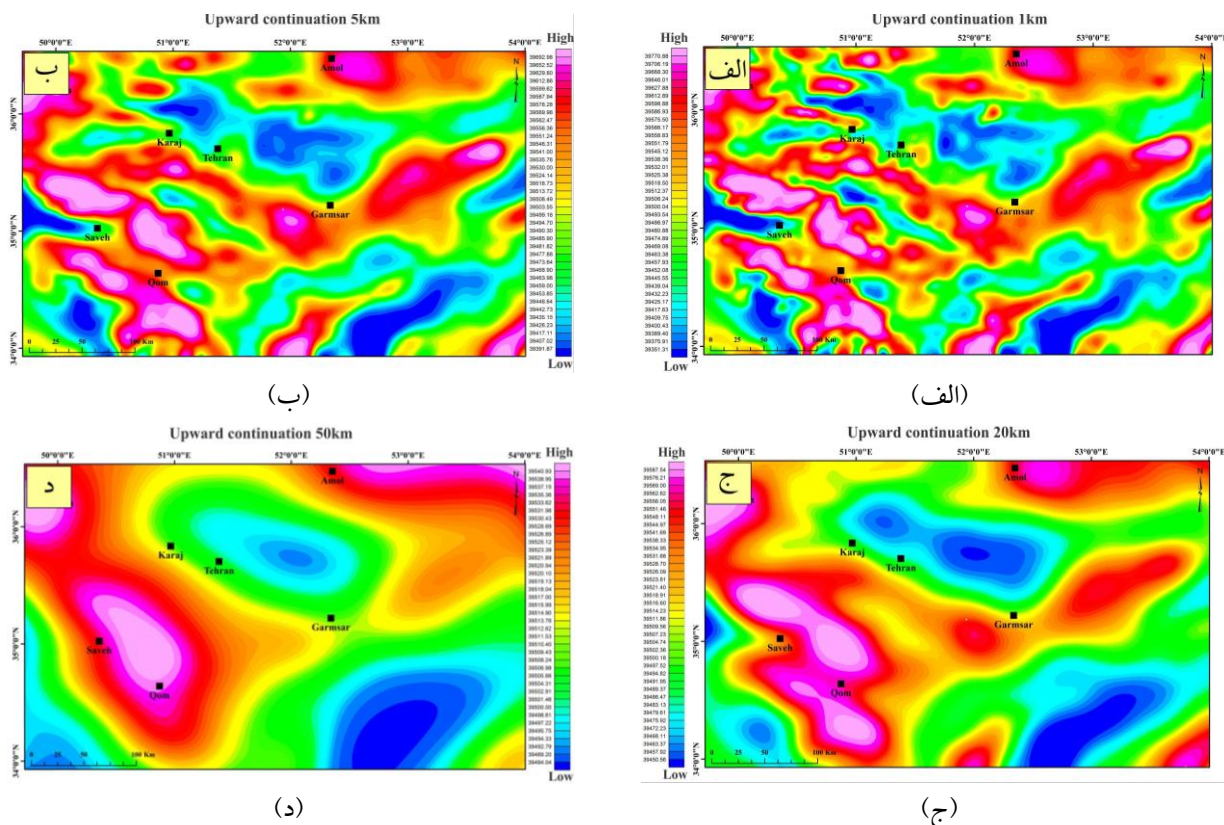
### ۳-۲-۵. فیلتر گرادیان افقی

این فیلتر از مهم‌ترین فیلترهای موجود برای یافتن ناهنجاری‌ها است. روش گرادیان افقی ساده‌ترین روش برای تخمین محل تماس توده‌های زمین‌شناسی در مناطق عمیق (همچون گسل‌ها) است. مزیت اصلی گرادیان افقی حساسیت کم به نویز در داده است (فیلیپس ۱۹۹۸؛ شاهوردی و همکاران، ۱۳۹۶). محاسبات در این روش با استفاده از مجموعه داده‌های مغناطیس‌هوایی، نقشه برگردان به قطب در آزیموت ۹۰ درجه ارائه شد. نقشه شیب افقی، ناهنجاری‌های عمده را در جهت‌های شمال غربی، شمال شرقی و شرقی-غربی نشان می‌دهد (شکل ۱۰). در محدوده‌های با شدت بالای مغناطیسی شکل ۱۰-الف اگر دایره‌های سیاهرنگ قرار داده شود، نتیجه آن با روند‌های مشخص شده در شکل ۱۰-ب مطابقت دارد.

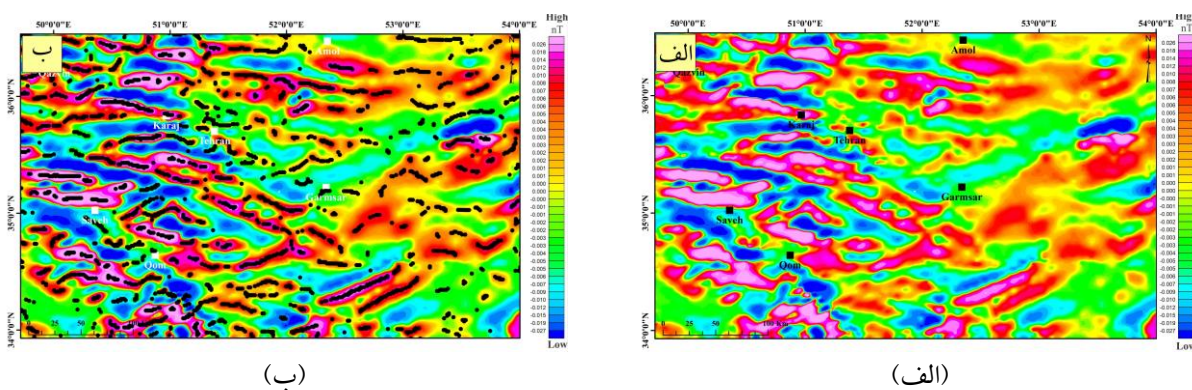
### ۳-۲-۴. نقشه ادامه فراسو

برای بررسی ناهنجاری‌های عمیق و تضعیف ناهنجاری‌های سطحی، سطح برداشت داده‌ها به صورت شبیه‌سازی شده به ارتفاع‌های بالاتر از سطح برداشت اصلی انتقال داده می‌شود. این کار باعث تقویت طول‌موج‌های بلند و تضعیف طول‌موج‌های کوتاه می‌شود که در نتیجه ناهنجاری‌های ژرف نمود بیشتری پیدا می‌کنند. بر همین اساس است که گاهی اوقات از این فرایند به‌عنوان یک فیلتر پایین‌گذر یاد می‌شود. میزان تأثیری که این روش روی ناهنجاری‌ها می‌گذارد، به صورت معکوس با طول‌موج ناهنجاری متناسب است. هر چه طول‌موج کوتاه‌تر باشد، تضعیف نیز بیشتر خواهد شد و هر چه طول‌موج بلندتر باشد تضعیف کمتر خواهد بود.

در شکل ۹ نقشه ادامه فراسو به ازای عمق‌های ۵۰، ۲۰، و ۵ کیلومتری نشان داده شده است. این فیلتر بر روی نقشه برگردان به قطب انجام شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود، ناهنجاری‌های سطحی از عمق ۲۰ کیلومتر (شکل ۹-ج) به کلی از بین رفته‌اند و سه زون به‌خوبی در این نقشه قابل تفکیک است. با افزایش سطح به افق‌های بالاتر



شکل ۹. نقشه گسترش به طرف بالا برای عمق ۱ (الف)، ۵ (ب)، ۲۰ (ج) و ۵۰ (د) کیلومتری در منطقه مورد مطالعه.



شکل ۱۰. نقشه گرادیان شیب افقی (الف). دایره‌های سیاه رنگ امتداد روندها با شدت مغناطیسی بالا را نشان می‌دهد (ب).

۴. تفسیر نتایج

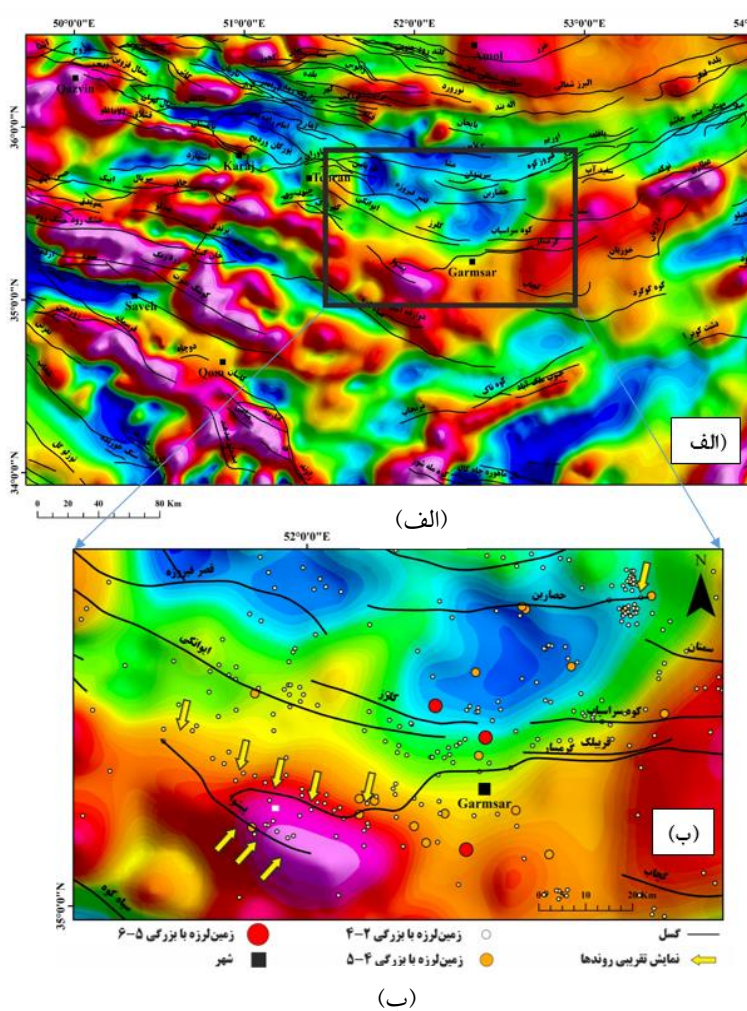
نقشه گسل‌های ایران (شیخ الاسلامی و همکاران، ۱۳۹۲) بر روی تصویر برگردان به قطب نشان داده شده است. مشخصات اکثر این گسل‌ها در جدول ۱ با اقتباس از احمدزاده (۱۳۹۷) ارائه شده است. از آنجایی که داده‌های مغناطیسی قادرند روندهای احتمالی گسلی زیرسطحی را که در سطح زمین رخنمون ندارند، نشان دهند؛ لذا روندهای عمیق نیز مشخص شده‌اند. خطواره‌های به دست آمده اکثراً دارای روند شرقی-غربی، شمال‌غرب-جنوب شرقی و

۱-۴. تفسیر ساختاری بر روی نقشه مغناطیس هوایی در تعیین گسل‌ها و شکستگی‌ها و همبری‌های احتمالی منطقه از نتایج حاصل از تحلیل نقشه‌های پردازش شده که در بخش‌های قبل بیان شد؛ به ویژه نقشه برگردان به قطب و مشتقات سوپی و گرادیان شیب افقی، بهره گرفته شد. در نقشه شکل ۱۱ گسل‌ها و خطواره‌های شناسایی شده در

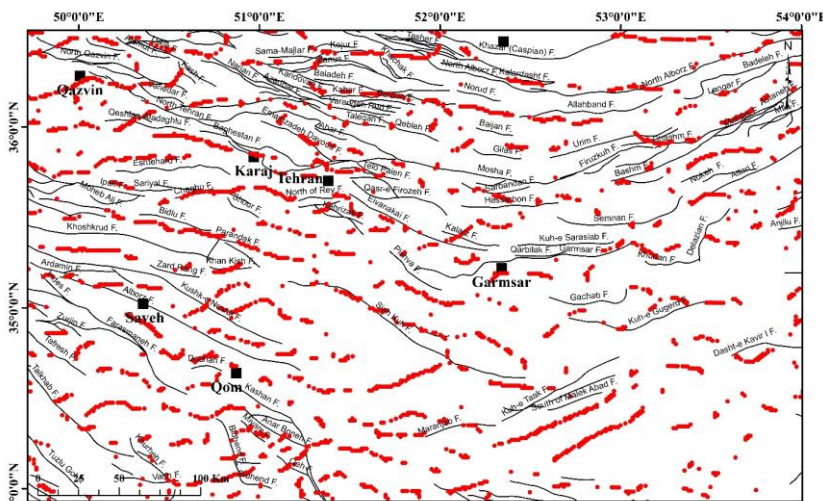
استخراج‌شده، روند ناهنجارهای مغناطیسی را در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد. انطباق گسل‌های شناسایی شده (شیخ الاسلامی و همکاران، ۱۳۹۲) در این منطقه با روندهای استخراجی از نقشه گردایان افقی بیانگر این است که بعضی از گسل‌ها در امتداد روند ناهنجاری‌ها قرار می‌گیرند، بنابراین مطابقت گسل‌هایی که هم‌روند با ناهنجاری‌ها هستند، گواهِ بر تأثیر آن بر پی‌سنگ مغناطیسی و پی‌سنگی بودن این گسل‌ها است. علاوه بر آن، به دلیل این که آنچه ما از ساختارهای گسلی به دست آورده‌ایم مشاهدات سطحی است و نقشه گردایان افقی نمایی از عمق به ما می‌دهد. بررسی نقشه شکل ۱۲ نشان می‌دهد که برخی از گسل‌ها در فاصله کمی از روند ناهنجاری قرار گرفته‌اند که این موضوع با تغییر شیب گسل در عمق قابل توجیه است.

شمال‌شرق-جنوب‌غربی می‌باشند. روند گسل‌های شرقی-غربی با توجه به برخورد صفحه ایران با صفحه توران و زمین‌درز پالئوتتیس قابل توصیف است همچنین روند گسل‌های شمال‌غربی-جنوب‌شرقی به علت برخورد دو صفحه عربی در جنوب‌غرب و صفحه ایران مرکزی در شمال‌شرق و نیز با توجه به روند زون ارومیه-دختر قابل انتظار می‌باشد. با توجه به خطواره‌های شناسایی شده از نقشه‌های تهیه شده از داده‌های مغناطیس‌هوایی و گسل‌ها و انطباق این دو نقشه گسل‌هایی که ریشه در عمق دارند و پی‌سنگی می‌باشند، در منطقه مورد مطالعه شناسایی شده‌اند.

۲-۴. بررسی ساختارها بر روی نقشه گردایان شیب افقی در شکل ۱۲ دایره‌های قرمز رنگ که از نقشه گردایان افقی



شکل ۱۱. تصویر گسل‌های شناسایی شده بر روی نقشه برگردان به قطب (الف) در منطقه مورد مطالعه. در ناحیه مشخص شده با مستطیل، لرزه‌خیزی نیز اضافه شده است (ب).



شکل ۱۲. تصویر گسل‌های شناسایی شده (خطوط مشکی رنگ) بر روی نقشه گرادیان افقی (دایره‌های قرمز رنگ) نمایش داده شده است.

### ۳-۴. گسل‌های استان تهران بر روی تصویر مغناطیسی

#### هوایی و انطباق آن با داده‌های زمین‌لرزه

شکل ۱۲ نقشه تهیه شده از گسل‌ها در استان تهران بر روی نقشه گرادیان شیب را نشان می‌دهد. همان‌طور که در این شکل مشاهده می‌شود گسل‌های شمال تهران، ایوانکی، پورکان وردیج، طالقان، امامزاده داود، تلویپین، پرندک، سیاه کوه، دوازده امام و اشتهارد از جمله گسل‌هایی هستند که در امتداد روند ناهنجاری مغناطیسی قرار گرفته‌اند و می‌توان گفت این گسل‌ها متأثر از پی سنگ مغناطیسی هستند و فعالیت‌های لرزه‌ای در امتداد این گسل‌ها مشهود است. همخوانی نتایج این پژوهش با مطالعه موقری و جوان دلویی (۲۰۱۸) در خصوص راستای تقریباً شرقی-غربی گسل اشتهارد و پی سنگی بودن آن تأیید شده است. برای تدقیق بهتر همخوانی آنومالی‌های مغناطیسی با روندهای گسلی شناخته شده، توزیع مکانی رویدادهای لرزه‌ای منطقه به نقشه شکل ۱۲ اضافه شده و در شکل ۱۳ بازنمایش داده شده است. این امر سبب می‌شود، تفکیک‌پذیری بهتری در شناسایی ساختارهای ظاهری از روندهای گسلی صورت پذیرد.

تجربه نشان داده است اکثر زمین‌لرزه‌ها در اثر جنبش گسل‌ها در یک منطقه روی می‌دهند. طبق شکل ۱۳ گسل ایوانکی، دوازده امام، گسل امامزاده داود و از جمله گسل‌های پی سنگی هستند که فعال بوده‌اند. گسل پیشوا

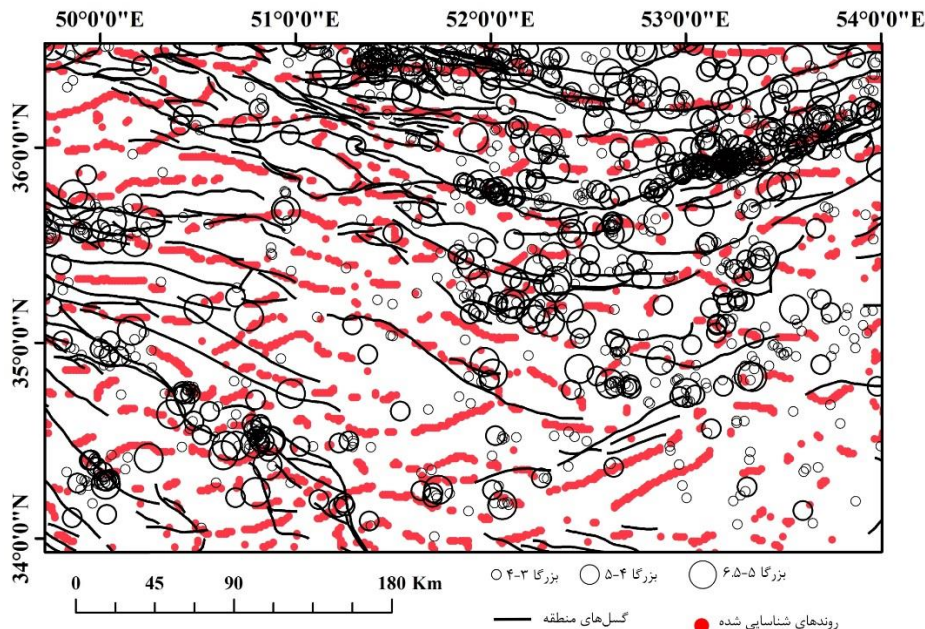
مسبب زمین‌لرزه‌های دستگامی بزرگ‌تر از ۴ بوده است و در شکل ۱۱-ب همخوانی خوبی با روندهای مغناطیسی را نشان می‌دهد که مؤید پی سنگی بودن آن می‌باشد. روند ناهنجاری مغناطیسی آن تا محدوده گسل کهریزک ادامه دارد و بنابراین توانمندی ایجاد زمین‌لرزه‌های مخرب را دارد. بنظر می‌رسد گسل پیشوا در عمق به گسل کهریزک متصل شود. از جمله گسل‌هایی که در منطقه جای بحث دارد، گسل مشاء است این گسل زمین‌لرزه‌های زیادی را نشان می‌دهد ولی روند ناهنجاری در بخش جنوبی در فاصله ده کیلومتری از آن دیده می‌شود. بنابراین تصمیم‌گیری در خصوص اثر گذاری این ساختار بر پی سنگ مغناطیسی نیاز به بررسی بیشتری دارد. علاوه بر آن، در محدوده گرمسار روندهای شمال‌غربی به  $N60E$  تغییر پیدا می‌کنند که در امتداد گسل‌های ایوانکی، گرمسار و پیشوا لرزه‌خیزی قابل توجه مشاهده می‌شود.

نتایج پژوهش حاضر با مطالعات پیشین به‌خصوص با گسل‌های غرب استان تهران (به‌عنوان نمونه: سلطانی مقدم، ۱۳۹۸) در خصوص عمیق بودن زمین‌لرزه‌ها و تعداد کم آنها ناشی از پی سنگی بودن این گسل‌ها و قفل‌شدگی احتمالی آنها همخوانی مناسبی دارد که این امر توانمندی ایجاد زمین‌لرزه‌های بسیار بزرگ در غرب استان تهران را محتمل‌تر ساخته است. این نتایج با مطالعه ازقندی و همکاران (۲۰۲۳) در خصوص لرزه‌خیزی و فعالیت گسل‌های منطقه البرز مرکزی نیز تطابق بسیار خوبی دارد.

جدول ۱. خلاصه مشخصات گسل‌های اصلی البرز (احمدزاده، ۱۳۹۷).

ردیف	نام گسل	موقعیت	طول (Km)	راستا	سازوکار
۱	آستانه	شمال غرب دامغان	۷۵	شرق شمال شرق-غرب جنوب غرب	نرمال با مؤلفه راستالغز چپ بر
۲	آهار	شمال آهار و شمال شهرستانک در گستره تهران	۳۰	غرب، شمال غرب-شرق، جنوب شرق	رانندگی
۳	البرز	شمال شرق قم	۴۵	شمال غرب-جنوب شرق	معکوس با مؤلفه راستالغز راست بر
۴	امامزاده داوود	امامزاده داوود در شمال تهران	۴۵	شمال غرب-جنوب شرق	معکوس
۵	اوریم	شمال شرقی فیروزکوه	۶۴	شمال شرق-جنوب غرب	معکوس و مؤلفه راستالغز چپ بر
۶	ایپک	جنوب بوئین زهرا و اشتهارد	۸۵	شرقی-غربی	معکوس با مؤلفه کوچک راستالغز چپ بر
۷	ایوانکی (پارچین)	جنوب کوه پارچین و خروجی رودخانه جاجرود به ورامین	۷۵	شمال غرب-جنوب شرق	رانندگی
۹	اشتهارد	شمال اشتهارد	۶۳	خمدار شرقی-غربی	رانندگی
۱۰	بشم	شمال شه میرزاد	۱۰۰	شمال شرق-جنوب غرب	معکوس
۱۱	بلده	جنوب گسل کجور	۷۰	شرقی-غربی	رانندگی
۱۲	پایین کوه	غرب فیروزکوه مرز بین استان‌های تهران و سمنان	۳۱	شمال شرق-جنوب غرب	معکوس
۱۳	پرندک	جنوب غرب شهرستان شهریار	۲۴	شمال غرب-جنوب شرق	نامشخص
۱۴	پلدر	جنوب گسل فیروزکوه	۲۵	شمال شرق-جنوب غرب	نامشخص
۱۵	پورکان- وردیچ	شمال غرب تهران	۵۵	شمال غرب-جنوب شرق	نامشخص
۱۶	پیشوا	جنوب شرقی ورامین	۳۴	شمال غرب-جنوب شرق	معکوس
۱۷	تلو پایین	شمال شرقی تهران	۲۰	شمال غرب-جنوب شرق	رانندگی با مؤلفه راستالغز راست بر
۱۸	تنباکویی	شمال باقرآباد جنوب تهران	۱۱	شمال غرب-جنوب شرق	راستالغز چپ بر
۱۹	جنوب ری	جنوب غربی شهر ری	۱۸/۵	کم و بیش شرق-غرب	رانندگی
۲۰	چاقو	جنوب غربی تهران	۴۱	خمیده شرق-غرب	نامشخص
۲۱	حصارین	جنوب غربی دماوند	۱۸	شرق-غرب	نامشخص
۲۲	خان کیش	جنوب غربی رباط کریم	۲۲	شرق-غرب	نامشخص
۲۳	خزر	ساحل جنوبی دریای مازندران	۶۰۰	خمدار شرق-غرب	معکوس با مؤلفه راستالغز چپ بر
۲۴	زرین کوه	جنوب دماوند	۷۸	شرق-غرب	رانندگی
۲۵	سریندان	جنوب شرقی دماوند	۲۷	خمدار شرق-غرب	معکوس
۲۶	سرخه حصار	جنوب سرخه حصار تهران	۳۰	شرق-غرب شمال غرب-جنوب شرق	رانندگی
۲۷	سریال	جنوب شهرستان اشتهارد	۲۱	شرق-غرب	نامشخص
۲۸	سفیدآب	شمال غربی سمنان	۲۹	خمدار شرق-غرب	رانندگی
۲۹	سیاه کوه	جنوب ورامین و شمال شرق قم	۱۴۰	شمال غرب-جنوب شرق	رانندگی
۳۰	شمال البرز	لاهیجان تا جنوب گنبد کاووس	۴۰۰- ۵۰۰	شرقی-غربی	رانندگی (راستالغز چپ بر با مؤلفه معکوس)
۳۱	شمال تهران	شمال شرق تهران تا غرب کرج	۱۱۰- ۱۸۵	شرقی-غربی تا شرق شمال شرق-غرب جنوب غرب	راستالغز چپ بر چپ بر

ردیف	نام گسل	موقعیت	طول (Km)	راستا	سازوکار
۳۲	شمال ری	شمال، شمال غربی شهری	۱۷	شرق-غرب	رانندگی
۳۳	شمال قزوین	شمال قزوین	۱۰۰	شرق-غرب تا شمال غرب-جنوب شرق	رانندگی
۳۴	شور	جنوب غربی شهریار	۲۱	شمال غرب-جنوب شرق	نامشخص
۳۵	طالقان	شمال غربی طالقان	۷۰	شرقی-غربی	رانندگی
۳۶	عطاری	شمال دامغان تا شمال کوه شرق	۱۸۰	شمال شرق جنوب غرب	راستالغز
۳۷	فیروزکوه	جنوب فیروزکوه	۷۰	شمال شرق-جنوب غرب	رانندگی با شیب به سوی جنوب شرق (راستالغز چپ بر)
۳۸	قبله	شمال شرقی تهران	۴۰	شمال غرب-جنوب شرق	رانندگی
۳۹	قصر فیروزه	شرق تهران و در گستره جنوب شرقی قصر فیروزه	۲۶	شمال غرب-جنوب شرق	نامشخص
۴۰	کجور	منطقه کجور جنوب نوشهر	۱۱۰	خمدار شمال شرق-جنوب غرب-غربی	رانندگی
۴۱	کندوان	شمال گچسار و دیزین	۵۰-۲۰۰	شمال غرب-جنوب شرق	رانندگی همراه با مؤلفه راستالغز راست بر
۴۲	کوثر	شمال تهرانپارس و شمال شیان	۱۳	شمال غرب-جنوب شرق	معکوس
۴۳	کوشک نصرت	شمال شرق ساوه	۲۲۰	شمال غرب-جنوب شرق	راستالغز چپ بر با مؤلفه معکوس
۴۴	کوه گوگرد	غرب سمنان	۸۰	شمال شرق-جنوب غرب	رانندگی
۴۵	کهریزک	۱۰ کیلومتری جنوب شهری	۴۰	شرقی-غربی	رانندگی (و یا راستالغز راست بر)
۴۶	گچاب	جنوب غرب سمنان و شرق گرمسار	۴۰	شرقی-غربی	رانندگی
۴۷	گرمسار	شمال گرمسار	۱۰۰	شرقی-غربی	رانندگی
۴۸	گمرکان	جنوب شرقی اشتهارد	۳۰	شرقی-غربی	رانندگی
۴۹	گیلاس	شمال غرب شهرستان دماوند	۳۳	شرق، جنوب شرق-غرب، شمال غرب	رانندگی
۵۰	لنجان	جنوب غربی رودخانه جاجرود	۱۱	غرب، شمال غرب-شرق، جنوب شرق	رانندگی
۵۱	محمودیه	گستره محمودیه (شمال شرقی ونک در تهران)	۱۱	شرق-غرب	معکوس
۵۲	مشا	دلیچای در شرق استان تهران تا شمال غربی کرج	۳۱۶	غرب، شمال غرب-شرق، جنوب شرق	راستالغز چپ بر همراه با مؤلفه عادی
۵۳	نظرآباد	جنوب شرق رباط کریم	۲۴	شمال غرب-جنوب شرق	نامشخص
۵۴	نیاوران	شمال تهران	۱۳	شرق، شمال شرق-غرب، جنوب غرب	رانندگی همراه با مؤلفه راستالغز چپ بر



شکل ۱۳. نقشه تهیه‌شده از ادغام زمین‌لرزه‌ها (دایره‌ها) با گسل‌ها (خطوط مشکی) در استان تهران بر روی نقشه گرادیان افقی آنومالی‌های مغناطیسی.

#### ۵. نتیجه‌گیری

بررسی خطواره‌های حاصل از پردازش داده‌های مغناطیسی هوایی، رهیافتی مناسب برای شناسایی روندهای گسلی می‌باشد. انطباق روند ناهنجاری‌های مغناطیسی با کانون رویدادهای لرزه‌ای، تصویری دقیق از روند ساختارهای گسلی را ارائه می‌دهد. در این مطالعه داده‌های مغناطیسی هوایی گستره استان تهران با استفاده از روش‌های متداول مغناطیس‌سنجی پردازش و تفسیر شده است. خطواره‌های مغناطیسی شناسایی‌شده با اغلب روندهای گسلی اصلی منطقه همخوانی قابل‌قبولی نشان می‌دهد. تلفیق نقشه توزیع لرزه‌خیزی رویدادهای دستگاهی منطقه با نقشه آنومالی‌های مغناطیسی و گسل‌های منطقه بیانگر انطباق ساختارهای گسلی و رویدادهای لرزه‌ای بر خطواره‌های مغناطیسی هستند. از مهم‌ترین این گسل‌ها به گسل‌های ایوانکی، گرمسار و پیشوا و ادامه بخش‌های پنهان آنها می‌توان اشاره کرد، که همخوانی بسیارخوبی بین روندهای گسلی، لرزه‌خیزی و خطواره‌های مغناطیسی را نشان می‌دهد. علاوه بر آن، از این مطالعه می‌توان نتیجه گرفت که تلفیق نتایج لرزه‌خیزی و زمین‌شناسی با ناهنجاری‌های مغناطیسی می‌تواند در شناسایی روندهای گسلی که تاکنون آثار رخنمون سطحی آنها پنهان مانده است، اهمیت به‌سزایی

دارد.

#### مراجع

- احمدزاده، س. (۱۳۹۷). مدل‌سازی طیفی افت تنش، پارامترهای چشمه و مسیر زمین لرزه‌های منطقه سیلاخور و البرز. رساله دکتری تخصصی ژئوفیزیک - زلزله‌شناسی، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.
- امامی، م. ه. (۱۳۷۲). نقشه زمین‌شناسی چهارگوش تهران با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- آقانباتی، ع. (۱۳۸۳). زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور. ۵۸۶ص.
- آقانباتی، ع. و حمیدی، آ. ر. (۱۳۷۴). نقشه زمین‌شناسی سمنان، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- حبیبی، س. م. و هورکارد، ب. (۱۳۸۴). اطلس کلان‌شهر تهران، شرکت پردازش و برنامه‌ریزی شهری.
- حقی پور، ع.؛ تراز، ه. و وحدتی دانشمند، ف. (۱۳۶۵). نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ تهران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- حیدریان شهری، م. (۱۳۸۵). مبانی اکتشافات ژئوفیزیک،

- انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد.
- شیخ‌الاسلامی، م. ر.؛ جوادی، ح. ر.؛ اسدی سرشار، م.؛ آقا حسینی، ا.؛ کوه‌پیمان، م. و وحدتی دانشمند، ب. (۱۳۹۲). *دانش‌نامه گسله‌های ایران*، انتشارات رهی. ۶۰۰ص.
- سلطانی مقدم، س. (۱۳۹۸). لرزه‌خیزی و ساختار سرعتی سه بعدی پوسته در زون البرز مرکزی با استفاده از داده‌های زمین لرزه‌های محلی، رساله دکتری تخصصی ژئوفیزیک-زلزله‌شناسی. پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.
- شاهوردی، م.؛ نمکی، ل.؛ منتهائی، م.؛ مصباحی، ف. و پساوند، م. (۱۳۹۶). تفسیر داده‌های مغناطیسی براساس محاسبه زاویه تیلت و تقویت گرادیان افقی، مطالعه موردی: فروافتادگی زنجان. *مجله فیزیک زمین و فضا* ۴۳(۱)، ۱۱۳-۱۰۱.
- فروتن، م. و خیراللهی، ح. (۱۳۹۳). نقشه گسل‌های مغناطیسی بنیادی ایران، مقیاس ۱:۲,۵۰۰,۰۰۰، سازمان northern Makran and central Iran. *Journal of the Geological Society of London*, 139, 605-614.
- Berberian, M. (1981). Active Faulting and Tectonics of Iran. In: Gupta, H.K., and F.M. Delany, (Eds.), Zagros-Hindukush-Himalaya Geodynamic Evolution. *Am. Geophys. Union, Geodynamics, Ser.*, 3, 33-69.
- Berberian, M., & King, G.C.P. (1981). Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 210-265.
- Berberian, M. (1983). The southern Caspian: a compressional depression floored by trapped. Modified oceanic crust. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 163-183.
- Jahantigh, M., Ramazi, H.R., Ferdowsi, H., & Jafari, Z. (2024). The study of magnetic structures using aeromagnetic data and investigating their relationship with porphyry copper mineralization in the Shahr-e Babak, Kerman province, Iran. *Iranian Journal of Geophysics*, 18(1), 85-96. DOI:10.30499/IJG.2023.377544.1478
- Mbarga, T. N., Feumoe, A. N. S., Dicoum, E. M., & Fairhead, J. M. (2012). Aeromagnetic data interpretation to locate buried faults in south-east Cameroon. *Geophysica*, 48(1-2), 49-63.
- Movaghari, R., & Doloei Gh. J. (2018). Upper Crustal Structure of South West of Tehran Using Borehole Ambient Noise Tomography. *Journal of the Earth and Space Physics*, 44(2),
- زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- صالح، ر. (۱۳۸۷). بازپردازش نقشه ناهنجاری مغناطیسی هوابرد ایران. *پایان‌نامه کارشناسی ارشد*، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان.
- علی بیگی، ح.؛ طالبیان، م. و قرشی، م. (۱۳۹۵). سازوکار و دگرشکلی‌های جوان در دشت تهران: تلفیق مشاهدات صحرایی و مدل‌سازی فیزیکی، *فصلنامه زمین‌شناسی ایران*، ۳۹، ۶۳-۸۲.
- عمیدی، س. م.؛ نوگل سادات، ا.؛ بهروزی، ا.؛ ناظر، ن. خ.؛ کایا، س.؛ دهلوی، پ. و مارتن ژانتین، ب. (۱۳۶۳). نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ساوه، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- وحدتی دانشمند، ف. (۱۳۷۶). نقشه زمین‌شناسی شرق تهران، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- Ahmadzadeh, S., Javan Doloei, D., Parolai, S., & Oth, A. (2019). Non-parametric spectral modelling of source parameters, path attenuation and site effects from broad-band waveforms of the Alborz earthquakes (2005-2017). *Geophysical Journal International*, 219(3), 1514-1531, <https://doi.org/10.1093/gji/ggz377>.
- Alavi, M. (1980). Tectonostratigraphic evolution of the Zagros sides of Iran. *Geology*, 8, 144-149.
- Alavi, M., & Mahdavi, M.A. (1994). Stratigraphy and structure of the Nahavand region in western Iran and their implications for the Zagros tectonics. *Geological Magazine*, 131, 43-47.
- Allen, M., Jackson, J., & Walker, R. (2004). Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates. *Tectonics*, 23, 1-16.
- Azghandi, M., Abbassi, M.R., Javan-Doloei, G., & Sadidkhouy, A. (2023). Fault-kinematic and stress state investigation using focal mechanism solution along the Mosha fault, Alborz Mountain: implication for changing stress tectonic regime. *Iranian Journal of Geophysics*, 16 (4), 165-174. DOI: 10.30499/IJG.2022.363439.1458.
- Berberian, F., Muir, I.D., Pankhurst, R.J., & Berberian, M. (1982). Late Cretaceous and early Miocene Andean-type plutonic activity in



- 281-295.  
DOI:10.22059/JESPHYS.2018.237090.10069  
14.
- Nadimi, A. (2007). Evolution of the Central Iranian basement, *International Association for Gondwana Research*, Published by Elsevier, v. 12 p. 324–333.
- Newsuparp, K., Charusiri, P., & Meyers, J. (2005). New processing of airborne magnetic and electromagnetic data and interpretation for subsurface structures in the Loei area, Northeastern Thailand, *Science Asia*, 31, 283-298.
- Phillips J.D. (1998). Processing and Interpretation of Aeromagnetic Data for the Santa Cruz Basin-Patahonia Mountains Area, South-Central Arizona, U.S. Geological Survey Open-File Report 02-98: pp 1–98.
- Ramezani, J., & Tucker, R. (2003). The Saghand Region, Central Iran: U-Pb Geochronology, Petrogenesis And Implications For Gondwana Tectonics. *American Journal of Science*, 303, 622–665.
- Riviere, A. (1934). Contribution à l'étude géologique de l'Elburz. *Rev. Géogr. Phys. Geol.*, 7, 1-190.
- Schröder, J. W. (1944). Essai sur la structure de l'Iran. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 37, 37–81.
- Shahabpour, J. (2005). Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian Earth Sciences*, 24, 405–417.
- Stocklin, J. (1968). Structural history and tectonics of Iran: a review. *AAPG Bulletin*, 52, 1229-1258.
- Stocklin, J. (1974). Northern Iran: Alborz Mountains. *Geol.Soc.Lon.*, 4, 213-234.
- Tchalenko, J. S. (1974). Recent destructive earthquakes in the Central Alborz. *GSI*, 29, 97-116.
- Torabi, G. (2010). Early Oligocene Alkaline Lamprophyric Dykes from the Jandaq Area (Isfahan Province, Central Iran): An Evidence of CEIM Confining Oceanic Crust Subduction. *Island Arc*, 19, 227–291.