

Original Research Paper

# Investigation of magnetite mineralization with peridotite-hosted in the Nehbandan ophiolite complex, eastern Iran: using geochemical and geophysical data

Mansour Adelpour\*<sup>1</sup>, and Mohsen Rezaei<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Department of Geology and Exploration, Institute of Strategic Mineral Elements, Iranian Research Organization for Science and Technology (IROST), Tehran, Iran

<sup>2</sup> Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

## ARTICLE INFO

### Article history:

Received: 2025 March 12

Accepted: 2025 April 30

Available online: 2025 September 23

### Keywords:

Magnetite mineralization

Peridotite

Nehbandan ophiolite complex

Geochemical and geophysical data

## ABSTRACT

The Nehbandan ophiolite complex crops out in the Sistan suture zone, which marks the boundary between the Lut and Afghan continental blocks in the east Iran. In the Late Cretaceous ophiolitic mélangé, serpentinized peridotite hosts magnetite mineralization. In this study, magnetite mineralization and its host peridotites are investigated with respect to their genesis, petrology, geochemistry, and geophysics. Olivine, orthopyroxene, clinopyroxene and spinel are rock forming minerals mantle peridotite. Tectonic environment discrimination diagrams for the harzburgites shows abyssal environment. Given their potential as sources of iron, especially in the serpentinized peridotite, magnetic data used for this study. Magnetic survey is one of the effective geophysical methods for exploration and prospecting of ore deposits along with magnetic minerals particularly magnetite. Correct analysis of magnetic data can identify the location, extension, and the relative depth of ore zones along with magnetic minerals. Considering the presence of magnetic along with mineralization in peridotite rocks and the absence of it in the phyllites in the study area, magnetic survey is the most suitable method for this area. Total Magnetic Intensity (TMI) at 7338 points in a grid of 20\*20 and 15\*15 were measured. In the study of geophysical, the observed magnetic piles in the area have been investigated by using of the maps of rotation to pole, analytical signal and upwards continuation on the map of the total magnetic intensity.

## 1. Introduction

Magnetite crystallization generally occurs in the form of disseminated, semi-massive, massive, vein-like string-like and pod-like bodies, ranging in size from a few centimeters to hundreds of meters (Rossetti et al., 2009). Several studies have discussed


the origin of magnetite orebodies in various environments, i.e., metamorphic, magmatic, magmatic-hydrothermal and sedimentary basins (e.g., Eslami et al., 2018). However, the origin of magnetite in ophiolites is still not fully understood (e.g., Eslami et al.,

\* Corresponding author: Mansour Adelpour; E-mail: [adelpour@irost.ir](mailto:adelpour@irost.ir)

### Citation:

Adelpour, M., and Rezaei, M., 2025. Investigation of magnetite mineralization with peridotite-hosted in the Nehbandan ophiolite complex, eastern Iran: using geochemical and geophysical data. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 35(3), 137, 79-96. <https://doi.org/10.22071/gsj.2025.510705.2183>.

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

 doi: 10.22071/gsj.2025.510705.2183

 dor: 20.1001.1.10237429.1404.35.3.5.0



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

2018). A few studies described magnetite-vein deposits within serpentinized ultramafic rocks. Magnetite occurs as a secondary ore in serpentinites, where it crystallizes in the serpentine mesh rims due to oxidation and releasing of Fe from the precursor olivine during low-temperature serpentinization processes (Syverson et al., 2017). The generation of magnetite during the serpentinization is not only important as an economic potential for iron, but also for the rock magnetic properties, which constrains the possible contribution of serpentinites to the oceanic magnetic anomalies (Bach et al., 2006). Geotectonically, ophiolite complexes form in different setting, i.e., extensional environments above the subduction zones, back-arc spreading centers, and mid-ocean ridges. In order to determine the geotectonic setting of ophiolite complexes and their associated mineralization, this is very important to study the geological characteristics of these rocks, as well as the mineralogical and petrological data of mantle peridotites (Adelpour and Zarasvandi, 2022). Magnetic data interpretation is a useful and common method in exploration of many deposits. This is used as a main geophysical method and a secondary method in the iron and copper explorations, respectively. Magnetic survey is the best geophysical method for iron exploration (i.e., hematite and magnetite). Given the significant expansion of ophiolite and serpentinized peridotite complexes in Iran, various events of iron and base metal mineralization have occurred at different times, especially in the Cretaceous (Mousivand et al., 2018). Therefore, this study attempts to determine the origin and tectonic environment of these units to provide insights into the mode of iron mineralization by examining the geological, geochemical, and geophysical properties of mantle peridotite rocks with magnetite mineralization in the studied ophiolites.

The Nehbandan ophiolite complex crops out in the Sistan Suture Zone (SSZ), which marks the boundary between the Lut and Afghan continental blocks in the east Iran (Figure 1). Various ophiolitic complexes along the SSZ form a discontinuous N-S trending belt from Birjand to Zahedan, e.g., Birjand, Nehbandan and Chehel Kureh ophiolites. According to Tirrul et al. (1983), the SSZ can be divided in two main units: the Sistan ocean zone or Sefidabeh fore-arc basin to the east and the Neh-Ratuk complex (accretionary wedge “melange”) to the west. Its tectonic evolution was dominated by the emplacement of the Cretaceous ophiolites and ophiolitic melanges, followed by deposition of Upper Cretaceous-Eocene flysch (Rad et al., 2009).

The Nah-Retuk complex, in which the study area is located, is an accretionary prism that overlaps the Sefidabeh basin (Mohammadi et al., 2016). The Neh-Ratuk ophiolites comprise a mantle sequence and crustal units, including ultramafic cumulates (i.e., troctolite, dunite, and wehrlite), gabbro-norites, cumulate gabbros, high-level gabbros with plagiogranitic dikes and basalt-spilitic basalt

(Shafaii Moghadam and Stern, 2015). The study area is dominated by ophiolitic complex units of Late Cretaceous (e.g., harzburgite, lherzolite, gabbro, gabbro-norite, sheeted dikes, pillow lava, and Listwanite) and Paleocene-Eocene phyllites with small amounts of the schist and weakly metamorphosed sandstone.

## 2. Research methodology

In this study, 21 thin sections were prepared for petrological studies. Additionally, 17 thin-polished sections of the ore-bearing facies were prepared to mineralogical, texture, and paragenesis studies of the minerals. 10 samples of the least altered peridotites were analyzed to determine the main oxides of the host rock using the XRF method. Considering the importance of ophiolitic units as the potential of iron exploration, especially in the ultrabasic rocks, magnetic data of this units were also involved in the interpretations. Magnetic survey is one of the effective geophysical methods for the exploration and prospecting of ore deposits, especially those of magnetite-bearing deposits. Correct analysis of magnetic data can identify the location, extension, and the relative depth of ore zones along with magnetic minerals. Considering the presence of magnetic along with mineralization in the peridotite rocks and the absence of it in the phyllites in the study area, magnetic survey seems to be the most suitable method for this area. Total Magnetic Intensity (TMI) at 7338 points in a grid of 20\*20 and 15\*15 were measured. In the geophysical study, the observed magnetic piles in the area have been investigated by using of the maps of rotation to pole, analytical signal and upwards continuation on the map of the total magnetic intensity. The data was obtained along E-W profiles. After performing the Reduction Pole (RTP) filtering operation on the gridded data for this work, it was apparent that the contour shows a change on comparison to the unfiltered contoured map which is a combined signals of regional. RTP map is smoother capable of defining the high and low centers better than the total intensity map. The upward continuation process was applied on magnetic data of study area at 10, 30, 70, 100, 150, 2000 and 300 m.

## 3. Results and discussions

In the study area, the mantle peridotite contains harzburgite, which is located adjacent to phyllites. These rocks, at the hand sample scale, have a granular texture with relatively coarse olivine and pyroxene minerals in dark green to greenish-black color. The textures in the hand specimens include mesh, protogranular, porphyroclastic, and transitional.

In mantle tectonites, the total olivine content is between 65 and 85 vol.%, orthopyroxene 10 to 30 vol.%, and clinopyroxene less than 1 to 5 vol.%. Cr-spinel is a minor phase present in most samples, and its volume content is usually less than 1 vol.%. In the analyzed mantle peridotite samples, the L.O.I. is relatively

high; it varies from 3.92 to 5.24% vol.% in the samples. This is due to the serpentinization process in mantle peridotites (Malvoisin, 2015); which is caused by the circulate of fluids through fractures in the peridotites (Esmaili et al., 2015). In addition, the peridotite dehydration process leads to the production of serpentine and magnetite (Frost and Beard, 2007). On the other hand, the serpentinization of olivine alone would result in the production of talc and magnetite (Bashir et al., 2012).

Based on the analysis performed on the basis of whole rock in mantle peridotite samples, the MgO content shows a negative correlation with the content of  $Al_2O_3$ , CaO and  $TiO_2$ . Tectonic environment discrimination diagrams for the harzburgites shows abyssal environment. Considering the potential of serpentinized peridotite as the sources of iron, magnetic data used for this study. After collecting the magnetic data, relevant corrections were made and a colored map of the total magnetic field intensity was prepared. Based on Total Magnetic Intensity (TMI) map, two anomaly zones with medium to high response intensity were identified in the study area. The first anomaly zone is located in the western part of the area and is known as the main anomaly zone. The relatively high magnetic response measured in this anomalous zone indicates the occurrence of more magnetite-type mineralization in this part of the area. The magnetic response measured in anomaly zone 2 is much lower than in anomaly zone 1, which could be due to the

influence of the much more magnetic material cap rock in this part of the area.

## 5. Conclusion

According to field surveys, microscopic studies, chemical analysis and magnetometry, the study area is mainly composed of ophiolitic rocks in the tectonic setting of mid-ocean ridges, including mantle peridotites. Olivine, orthopyroxene, clinopyroxene and spinel minerals are the main constituents of mantle peridotites and according to the tectonic environment separation diagrams for harzburgites, they show the characteristics of abyssal peridotites. In the study area, considering the potential of ophiolitic complexes in containing minerals such as iron, especially in serpentinized peridotites, the magnetic method was used. The reduction to pole processing of magnetic data over study area defines the locations of sources better than the contour of the unfiltered total intensity magnetic data of the study area. The upward continuation process shows clearly the attenuation of anomalies with respect to the increase in observation to the source distance. The reduction to pole and upward continuation process therefore serve as an effective data enhancement procedure and aids these interpretations of the anomaly sources. According to the study conducted, two anomaly zones with medium to high intensity in the study area were identified.

# بررسی کانه‌زایی مگنتیت با سنگ میزبان پریدوتیتی در مجموعه افیولیتی نهندان، خاور ایران: با استفاده از داده‌های زمین‌شیمی و زمین‌فیزیک

منصور عادل‌پور<sup>۱\*</sup> و محسن رضایی<sup>۲</sup><sup>۱</sup> گروه زمین‌شناسی و اکتشاف، پژوهشکده عناصر معدنی راهبردی، سازمان پژوهش‌های علمی و صنعتی ایران، تهران، ایران<sup>۲</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

## چکیده

محدوده مورد مطالعه در مجموعه افیولیتی نهندان در مرز میان بلوک لوت و بلوک افغان در خاور ایران قرار دارد. در ملائز افیولیتی نهندان با سن کرتاسه پسن، پریدوتیت سرپانتینی شده میزبان کانه‌زایی مگنتیت است. در این پژوهش، کانه‌زایی مگنتیت و پریدوتیت‌های میزبان آن با توجه به نحوه پیدایش مورد بررسی قرار گرفته است. کانی‌های الیون، ارتوپروکسن، کلینوپروکسن و اسپینل سازنده‌های اصلی پریدوتیت‌های گروشته‌ای هستند و با توجه به نمودارهای جداکننده محیط زمین‌ساختی برای هارزبورژیت‌ها ویژگی‌های پریدوتیت‌های آبیسال را نشان می‌دهند. در این محدوده، با توجه به پتانسیل بالای مجموعه‌های افیولیتی در داشتن مواد معدنی همچون آهن به‌ویژه در پریدوتیت‌های سرپانتینی شده، از داده‌های مغناطیسی استفاده شده است. تحلیل صحیح داده‌های مغناطیس‌سنجی می‌تواند موقعیت پهنه‌های کانی‌سازی همراه با کانه مغناطیسی، گسترش و ژرفای نسبی آن‌ها را شناسایی نماید. با توجه به وجود مگنتیت همراه با سنگ‌های پریدوتیتی و عدم وجود آن در فیلیت‌های محدوده، مغناطیس‌سنجی، مناسب‌ترین روش برای شناسایی و اکتشاف این محدوده است. در این محدوده شدت کل میدان مغناطیسی در ۷۳۳۸ نقطه در شبکه‌های ۲۰×۲۰ و ۱۵×۱۵ اندازه‌گیری شد. در بررسی داده‌های زمین‌فیزیک با اعمال نقشه‌های برگردان به قطب، سیگنال تحلیلی و ادامه فراسو بر روی نقشه شدت کل میدان مغناطیسی، دو توده مغناطیسی با روند شمالی-جنوبی شناسایی گردید.

## اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۱۲/۲۲

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۲/۱۰

تاریخ انتشار: ۱۴۰۴/۰۷/۰۱

کلیدواژه‌ها:

کانه‌زایی مگنتیت

پریدوتیت

مجموعه افیولیتی نهندان

داده‌های زمین‌شیمی و زمین‌فیزیک

## ۱- پیش‌نوشتار

کانسارهای مگنتیت معمولاً به شکل توده‌ای، نیمه توده‌ای، دانه پراکنده، غلاف‌مانند و رگه‌های شکل در اندازه‌های مختلف از چند سانتی‌متر تا صدها متر وجود دارند (Diella et al., 1994; Rossetti et al., 2009). در سال‌های اخیر، مطالعات متعددی درباره منشأ کانه‌های مگنتیت انجام شده است، از جمله: منشأ ماگمایی (Volkert et al., 2005; Khedr and Arai, 2016)، دگرگونی (Della Giusta et al., 2014; Khedr et al., 2011) و منشأ گرمایی (Bou Azzer (مراکش) و افیولیت‌های ایران (Dare et al., 2014; Klein et al., 2014; Hodel et al., 2017; Eslami et al., 2018). با این وجود، منشأ مگنتیت در افیولیت‌ها هنوز به‌طور کامل شناخته نشده است (Eslami et al., 2018). مطالعات محدودی کانه‌زایی مگنتیت در سنگ‌های اولترامافیک سرپانتینی شده را مورد بررسی قرار داده است (Hodel et al., 2017; Eslami et al., 2018). بر اساس مطالعات انجام شده، در واحدهای اولترامافیک،

مگنتیت به‌عنوان یک ماده معدنی ثانویه در سرپانتینیت‌ها به‌دلیل اکسیداسیون و آزاد شدن آهن از الیون در طی فرایندهای سرپانتینی شدن در دمای پایین (۲۵۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد) در اطراف سرپانتین متبلور می‌گردد (Syverson et al., 2017). شرایط اکسیداسیون آهن به‌شدت وابسته به دما و نسبت سیال/سنگ در طی سرپانتینی شدن است (Klein et al., 2009). بلورهای مگنتیت پراکنده در سرپانتینیت‌ها احتمالاً در طی واکنش مستقیم الیون با سیال (Syverson et al., 2017) یا به‌دلیل تجزیه کانی‌های سرپانتین حاوی آهن و بروسیت تشکیل می‌شوند (Frost et al., 2013). سیال‌های گرمایی دما پایین عامل اصلی سرپانتینی شدن و انتقال آهن از سرپانتینیت‌ها برای تشکیل کانسار مگنتیت گرمایی هستند (Dare et al., 2014). تشکیل مگنتیت در مجموعه‌های افیولیتی در طی سرپانتینی شدن نه تنها به‌عنوان یک منبع اقتصادی برای آهن، بلکه برای تعیین ویژگی مغناطیسی

\* نویسنده مسئول: منصور عادل‌پور؛ E-mail: adelpour@irost.ir

## ماخذنگاری:

عادل‌پور، م.، رضایی، م.، ۱۴۰۴، بررسی کانه‌زایی مگنتیت با سنگ میزبان پریدوتیتی در مجموعه افیولیتی نهندان، خاور ایران: با استفاده از داده‌های زمین‌شیمی و زمین‌فیزیک. فصلنامه علمی علوم زمین، ۳۵ (۳)، ۱۳۷-۷۹. <https://doi.org/10.22071/gsj.2025.510705.2183>

doi: 10.22071/gsj.2025.510705.2183



doi: 20.1001.1.10237429.1404.35.3.5.0

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

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

پروتون مدل T-19 برداشت شده است. از این نقاط تعداد ۳۴۶۲ نقطه اندازه‌گیری در بخش پیرامونی محدوده (خارج از پهنه کانه‌زایی) برداشت شده است. این برداشت‌ها در قالب ۱۵۸ پروفیل با امتداد خاوری - باختری و با استفاده از شبکه برداشت ۲۰ در ۲۰ متر (فاصله پروفیل‌ها معادل ۲۰ متر و فاصله ایستگاه‌های اندازه‌گیری معادل ۲۰ متر) به انجام رسیده است. طول پروفیل‌ها برداشت در این بخش از ۵۸۰ متر تا حدود ۸۴۰ متر متغیر است. همچنین تعداد ۳۸۷۶ نقطه اندازه‌گیری در بخش مرکزی محدوده و به مرکزیت پهنه کانه‌زایی برداشت شد. این برداشت‌ها در قالب ۱۵۹ پروفیل با امتداد خاوری - باختری و با استفاده از شبکه برداشت ۱۵ در ۱۵ متر (فاصله پروفیل‌ها معادل ۱۵ متر و فاصله ایستگاه‌های اندازه‌گیری معادل ۱۵ متر) انجام شده است. طول پروفیل‌های برداشت در این بخش از ۲۴۰ متر تا حدود ۳۹۰ متر در تغییر است. پس از تصحیح تغییرات روزانه روی داده‌های مورد نظر اثر میدان مغناطیسی زمین از داده‌ها به لحاظ مقدار زاویه انحراف و زاویه میل مغناطیسی محدوده حذف شده است. برای برآورد و تخمین ژرفای توده‌های بی‌هنجار محدوده از صافی گسترش میدان به سمت بالا یا ادامه فراسو بر داده‌ها استفاده گردید. برای پردازش داده‌ها، پس از انجام تصحیحات لازم فایل داده‌های شبکه به نرم‌افزار Modelvision وارد شد.

### ۳- داده‌ها و اطلاعات

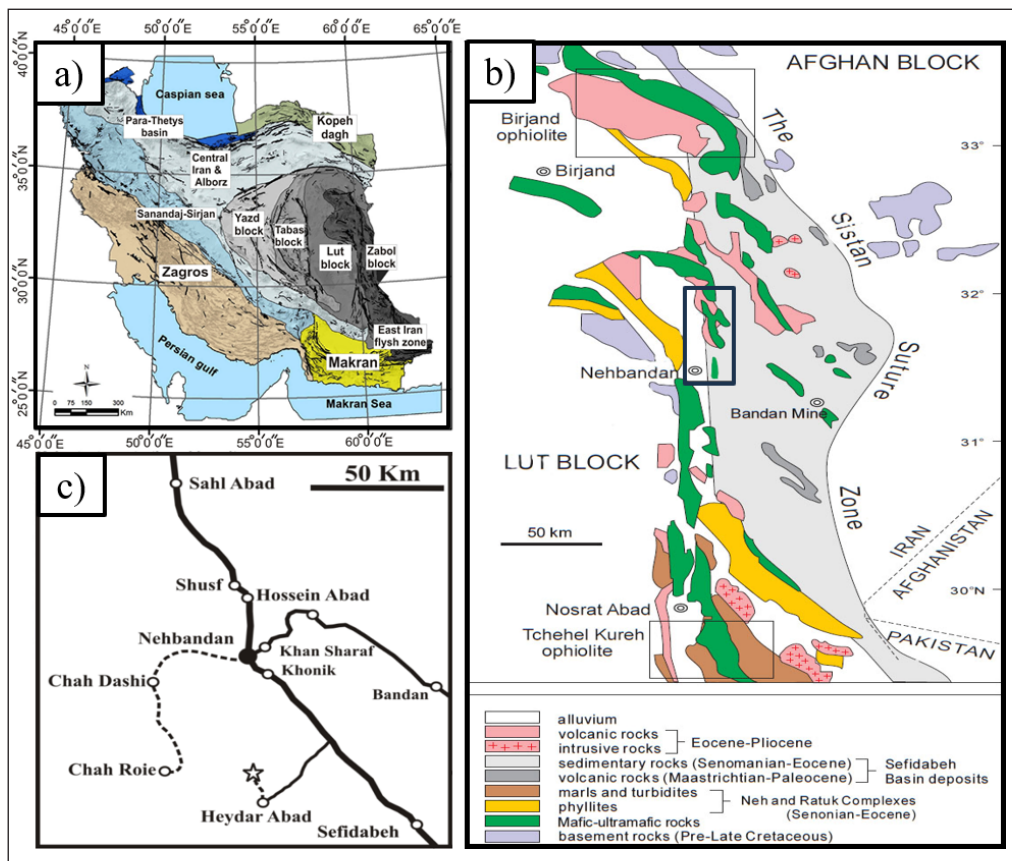
#### ۳-۱- زمین‌شناسی و جایگاه زمین‌ساختی

کانه‌زایی مگنتیت در ناحیه مورد مطالعه، در بخش میانی پهنه زمین درز سیستان، در افیولیت‌های نهندان، واقع شده است (شکل ۱-ا). زمین‌درز سیستان با روند شمالی-جنوبی، با طول بیش از ۷۰۰ کیلومتر، در خاور ایران، بین بلوک لوت در باختر و بلوک افغان در خاور واقع شده است (شکل ۱-ب) (Kurzawa et al., 2017). این زمین‌درز که در اثر تصادم بلوک‌های لوت و افغان و بسته شدن اقیانوس تیس در زمان کرتاسه تا اتوسن تشکیل شده است (Shafaii Moghadam and Stern, 2015)، یکی از مهم‌ترین شاخه‌های تیس‌جوان به شمار می‌آید که مراحل تکوین را از پوسته اقیانوسی تا قاره‌ای گذرانده است و به صورت یک حوضه باقی‌مانده در اثر برخورد بلوک‌های لوت و افغان ایجاد شده است (Bröcker et al., 2013). در طول این زمین‌درز، مجموعه‌های افیولیتی مختلفی به صورت ناپیوسته با یک روند شمالی-جنوبی از بیرجند تا زاهدان رخنمون دارند که مهم‌ترین آن‌ها عبارتند از: (۱) افیولیت‌های بیرجند، (۲) افیولیت‌های نهندان و (۳) افیولیت‌های چهل کوره. بر اساس نظر تیرو و همکاران (Tirru et al., 1983)، زمین‌درز سیستان به دو واحد اصلی: (۱) کمپلکس نه-رتوک و (۲) حوضه سفیدابه یا اقیانوس سیستان تقسیم می‌شود؛ این تکامل زمین‌ساختی با جایگیری ملانژهای افیولیتی و افیولیت‌های کرتاسه آغاز شده و سپس با ته‌نشست فلیش‌های کرتاسه بالایی-اتوسن ادامه پیدا کرده است (Rad et al., 2009). مجموعه نه-رتوک، که محدوده مورد مطالعه در آن قرار گرفته، یک منشور بر افزایشی است که از اطراف با حوضه سفیدابه همپوشانی دارد (Mohammadi et al., 2016). افیولیت‌های نه-رتوک شامل یک توالی گوشته‌ای (سرپانتینیت، هارزبورژیت سرپانتینی شده، هارزبورژیت و هارزبورژیت غنی از کلینوپیروکسن) و قسمت پوسته‌ای می‌باشد (Saccani et al., 2010; Shafaii Moghadam and Stern, 2015) که شامل توده‌های اولترامافیک نوع MOR، گابرونوریت، گابروهای توده‌ای و لایه‌ای، به همراه دایک‌های پلاژیوگرانیت و بازالت-بازالت‌های اسپیلیتی می‌باشد (Zarrinkoub et al., 2012). هر چند واحدهای مختلفی با سن‌های متفاوت در محدوده مورد مطالعه و اطراف آن رخنمون دارند، اما کانه‌زایی بیشتر در پریدوتیت‌های گوشته‌ای رخنمون یافته در حد فاصل گسل‌های نه خاوری و نه باختری محدود شده است. از نظر جغرافیایی این محدوده در استان خراسان جنوبی، در فاصله هوایی ۴۵ کیلومتری جنوب نهندان، در شمال روستای حیدرآباد واقع شده است (شکل ۱-ج).

سنگ میزبان نیز مهم است (Bach et al., 2006). مجموعه‌های افیولیتی در گروه مجموعه سنگ‌های مافیک و اولترامافیک طبقه‌بندی می‌شوند و از نظر حضور برخی ذخایر معدنی از جمله کرومیت، مس، آهن، سرب و روی مورد توجه می‌باشند (Mudd et al., 2013). از نظر زمین‌ساختی، مجموعه‌های افیولیتی در جایگاه‌های گوناگونی از جمله محیط‌های کشتی بالای منطقه فرورانش، مراکز گسترش پشت کمان و پشته‌های میان اقیانوسی تشکیل می‌شوند (Dare, 2007). به منظور تعیین جایگاه زمین‌ساختی مجموعه‌های افیولیتی و کانه‌زایی همراه با آن، بررسی ویژگی‌های زمین‌شناسی این سنگ‌ها، داده‌های کانی‌شناختی و سنگ‌شناختی پریدوتیت‌های گوشته‌ای اهمیت ویژه‌ای دارد (Adelpour and Zarasvandi, 2022). با توجه به مطالعات انجام شده، برداشت داده‌های مغناطیسی روشی مفید و متداول در اکتشاف بسیاری از مواد معدنی در پریدوتیت‌های سرپانتینی شده است که در برخی به منزله روش اصلی زمین‌فیزیکی (مانند اکتشاف آهن) و در برخی دیگر به عنوان یک روش فرعی (مانند مس) مورد استفاده قرار می‌گیرد. مغناطیس‌سنجی از بهترین روش‌های زمین‌فیزیکی قابل استفاده برای اکتشاف کانسار آهن مگنتیتی و هماتیتی است (Gholamipour Sisakhti et al., 2013). برداشت مغناطیس‌سنجی، روشی ساده بوده و هزینه آن نسبت به دیگر روش‌های زمین‌فیزیکی کم است. از این رو، تفسیر و مدل‌سازی داده‌های مغناطیسی اهمیت زیادی دارد (Fatehi et al., 2013). روش مغناطیس‌سنجی، متداول‌ترین روش زمین‌فیزیکی اکتشاف کانسارهای حاوی آهن در پریدوتیت‌هاست که بر مبنای تغییرات شدت میدان مغناطیسی اندازه‌گیری شده عمل می‌کند. این تغییرات ناشی از القای یک میدان مغناطیسی ثانویه در توده معدنی، تحت تاثیر وجود کانی‌هایی با پتانسیل مغناطیس‌شدگی بالا از جمله مگنتیت است. محدوده مورد بررسی در این پژوهش به سبب داشتن درصد شایان توجهی کانه مگنتیت در پریدوتیت‌های سرپانتینی شده، مغناطیسی بوده و به همین دلیل از روش مغناطیس‌سنجی برای شناسایی و اکتشاف آن استفاده شده است. در این روش هنگامی که شدت میدان مغناطیسی زمین توسط مغناطیس‌سنج‌های حساس با دقت بیش از یک نانوتسلا برداشت شوند، یک سری تصحیحات ضروری روی داده‌ها انجام شده و سپس نتایج به صورت نقشه شدت میدان مغناطیسی کل ارائه می‌شود. برای اینکه بی‌هنجاری‌های مغناطیسی بر روی عامل مولد آن قرار گیرد، صافی برگردان به قطب بر روی داده‌ها اعمال می‌شود (رضائی و همکاران، ۱۳۹۵). با استفاده از اعمال صافی ادامه فراسو بر روی داده‌ها می‌توان تخمینی از ژرفای توده مولد بی‌هنجاری به دست آورد (Ganiyu et al., 2013). این نقشه‌ها با استفاده از اطلاعات موجود درباره محیط و واحدهای سنگی محل در تفسیر زمین‌شناختی و ساختاری منطقه مورد مطالعه به کار می‌روند. به این ترتیب می‌توان شکل، ژرفا و گسترش عمقی ماده معدنی را مشخص نمود (Carlos et al., 2014). با توجه به گسترش چشمگیر مجموعه‌های افیولیتی و پریدوتیت‌های سرپانتینی شده در ایران، رخدادهای گوناگونی از کانه‌زایی آهن و فلزات پایه، در زمان‌های مختلف به‌ویژه کرتاسه رخ داده است (Mousivand et al., 2018). از این رو، در این پژوهش سعی بر آن است که با بررسی ویژگی‌های زمین‌شناسی، زمین‌شیمی و زمین‌فیزیکی واحدهای پریدوتیت گوشته‌ای دارای کانه‌زایی مگنتیت در افیولیت‌های مورد مطالعه، منشا و محیط زمین‌ساختی این واحدها و نحوه کانه‌زایی آهن تعیین گردد.

#### ۲- روش پژوهش

در این پژوهش، تعداد ۲۱ مقطع نازک جهت مطالعات سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی، ۱۷ مقطع نازک-صیقلی از رخساره کانه‌دار، جهت انجام مطالعات کانه‌نگاری، بافت و پاراژنز کانه‌ها، آنالیز ۱۰ نمونه از پریدوتیت‌های دارای کمترین دگرسانی جهت تعیین اکسیدهای اصلی سنگ میزبان به روش XRF برداشت و در آزمایشگاه زرآزما مورد آنالیز قرار گرفت. داده‌های زمین‌فیزیکی مورد استفاده در این مطالعه در مجموع در قالب ۷۳۳۸ نقطه اندازه‌گیری در شرایط آرام مغناطیسی با استفاده از مگنتومتر



شکل ۱- (a) پهنه‌های رسوبی - ساختاری عمده ایران (Berberian and King, 1981)، (b) موقعیت زمین‌درز سیستان به همراه افیولیت‌های آن؛ افیولیت‌های اصلی شامل افیولیت‌های بیرجند، افیولیت‌های نهبندان و افیولیت‌های چهل کوره هستند (Shafaii Moghadam and Stern, 2015) و (c) موقعیت جغرافیایی محدوده مورد مطالعه.

Figure 1- a) Major sedimentary-structural zones of Iran (Berberian and King, 1981), b) Location of the Sistan suture zone (SSZ) with its ophiolites; the main ophiolites include the Birjand ophiolites, the Nehbandan ophiolites, and the Chehel Koreh ophiolites (Shafaii Moghadam and Stern, 2015), and c) Geographical location of the study area.

نسبتاً گسترده و نفوذ و چرخش سیالات در واحدهای پریدوتیتی و سرپانتینی شدن این واحدها شده است. کانه‌زایی مگنتیت در این محدوده به صورت رگه-رگچه و گره‌های جدا یا متصل به هم در واحد پریدوتیت سرپانتینی شده می‌باشد که در سطح محدوده قابل مشاهده است (شکل ۳).

### ۳-۳- کانه‌نگاری

در محدوده مورد مطالعه، مگنتیت فراوان‌ترین ماده معدنی است. مگنتیت در این کانسار بیشتر به صورت توده‌ای و به میزان کمتر به صورت رگه-رگچه‌ای دیده می‌شود و به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و صفحه‌ای شکل در مقاطع مورد مطالعه، مشاهده شده است. با توجه به نمونه‌های مورد بررسی، مگنتیت، معمولاً همراه با پیریت، هماتیت و اسپیکولاریت حضور دارد (شکل ۴-ا). در بعضی موارد مگنتیت به دلیل فشارهای زمین‌ساختی به شدت دچار خردشدگی شده است (شکل ۴-ب). اسپیکولاریت یا سپکولاریت، کانه آهن با فرمول شیمیایی  $Fe_2O_3$  نوعی هماتیت فلسی شکل است که در محدوده مورد مطالعه همراه با مگنتیت تشکیل شده است که علت آن ممکن است افزایش فوگاسیته اکسیژن ( $fO_2$ ) در منطقه باشد. این کانه در مقاطع مورد بررسی به صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار با تیغه‌های نازک قابل تشخیص

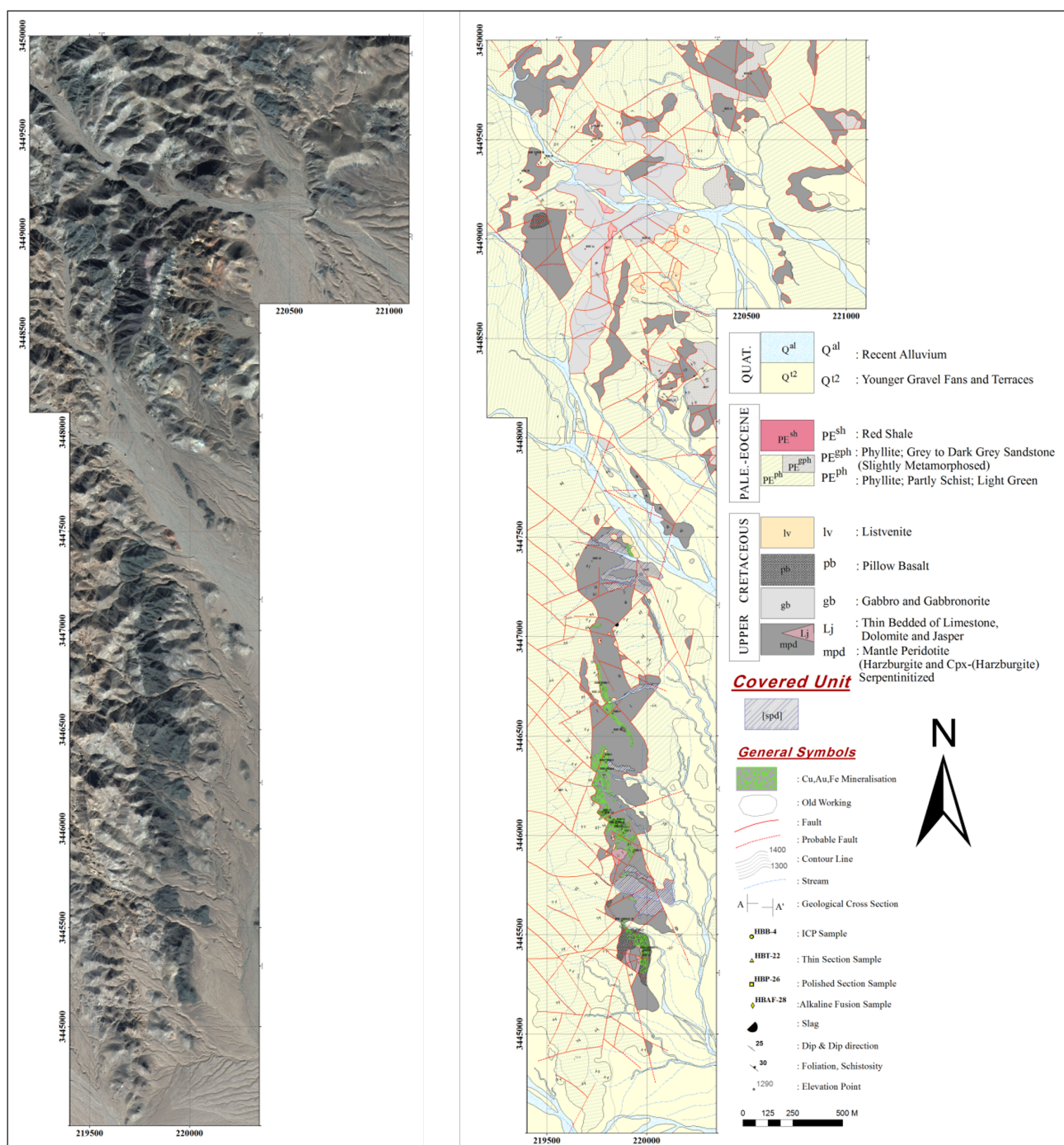
### ۳-۲- سنگ‌شناسی

از نظر سنگ‌شناسی، سنگ‌های محدوده مورد پژوهش به دو گروه اصلی قابل تفکیک و جداسازی هستند. این دو گروه عبارتند از: ۱) توالی افیولیتی (آمیزه رنگین) و ۲) مجموعه رسوبات تخریبی با درجه دگرگونی ضعیف. مجموعه سنگ‌های توالی افیولیتی این محدوده دارای سن کرتاسه-پسین می‌باشند (Saccani et al., 2010) و شامل واحدهای هارزبورژیت، هارزبورژیت سرپانتینی شده، توالی آهک، دولومیت و ژاسپر، واحد لرزولیت، گابرو و لستونیت هستند (شکل ۲). سنگ‌های رسوبی-دگرگونی با درجه دگرگونی ضعیف شامل واحدهای فیلیت با مقادیر کم شیست و ماسه‌سنگ، ماسه‌سنگ با دگرگونی ضعیف و شیل قرمز رنگ می‌باشند و بر اساس نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰ (Eftekhari Nezhad et al., 1990) خونیک دارای سن پالئوسن-ائوسن هستند و با یک مرز گسله بر روی سنگ‌های توالی افیولیتی واقع شده است.

با توجه به مطالعات میدانی و سنگ‌شناسی، بیشتر کانه‌زایی آهن در این منطقه از جنس مگنتیت و هماتیت بوده که با توجه به رخنمون نسبتاً گسترده واحدهای پریدوتیت در سطح محدوده و همچنین تاثیر گسل‌های ناحیه‌ای نه باختری و نه خاوری بر روی این واحدها، در مجموع شرایطی فراهم شده که سبب رخنمون

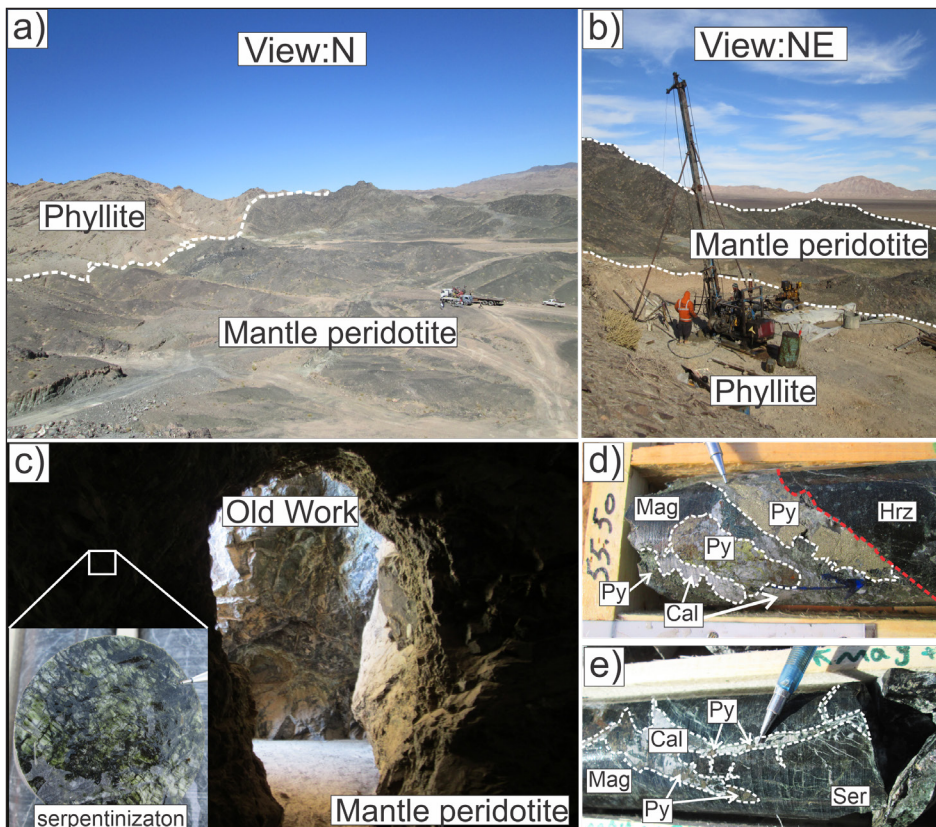
باور رامدور (Ramdohr, 2013)، مارتیتی شدن به عنوان یک فرایند پس از تشکیل کانه در نظر گرفته می‌شود که در اثر افت درجه حرارت ایجاد می‌شود (Ramdohr, 2013). بافت فراموبیدال، بافتی اولیه است و شامل تجمع پیریت‌های ریزدانه می‌باشد که به صورت خوشه‌ای و تمشک مانند در کنار هم قرار گرفته و متبلور شده است (Wright et al., 2016). اصطلاح فراموبیدال برای مجموعه‌های (آگرگات‌های) کروی شکل و ریزبلور (میکرو کریستالین) به کار می‌رود که اگر در کنار همدیگر تجمع نمایند یک توده (آگرگات) کروی شکل به صورت تمشک را به وجود می‌آورند (Maanijou et al., 2016). در این محدوده پیریت‌های فراموبیدال در تمام رخساره‌های کانه‌دار مشاهده می‌شود و ابعاد آن از چند میکرون تا ۵ میلی‌متر متغیر است (شکل ۴-ف).

است. با توجه به بررسی‌های صورت گرفته، مگنتیت تحت پدیده مارتیتی شدن از مرزها، حواشی و شکستگی‌ها به کانه‌های ثانویه از جمله هماتیت تبدیل شده است. در اثر جانمایی مگنتیت توسط هماتیت در امتداد سطوح رخ (کلیواژ) (۱۱۱) بافت مخصوصی به وجود می‌آید که به آن مارتیتی شدن گفته می‌شود (شکل ۴-ع). بر اساس مطالعات کانی‌شناسی، کانه پیریت در محدوده مورد پژوهش به صورت دو نسل دیده می‌شود. نسل اول بیشتر به صورت بی‌شکل با اندازه‌های چند میکرون است (شکل ۴-د). نسل دوم پیریت، که گسترش کمتری نسبت به پیریت‌های نسل اول دارند، به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار می‌باشند، اندازه آن از چند میکرون تا ۲/۵ سانتی‌متر متغیر است و بیشتر همراه با کانه مگنتیت دیده می‌شود (شکل ۴-ع).



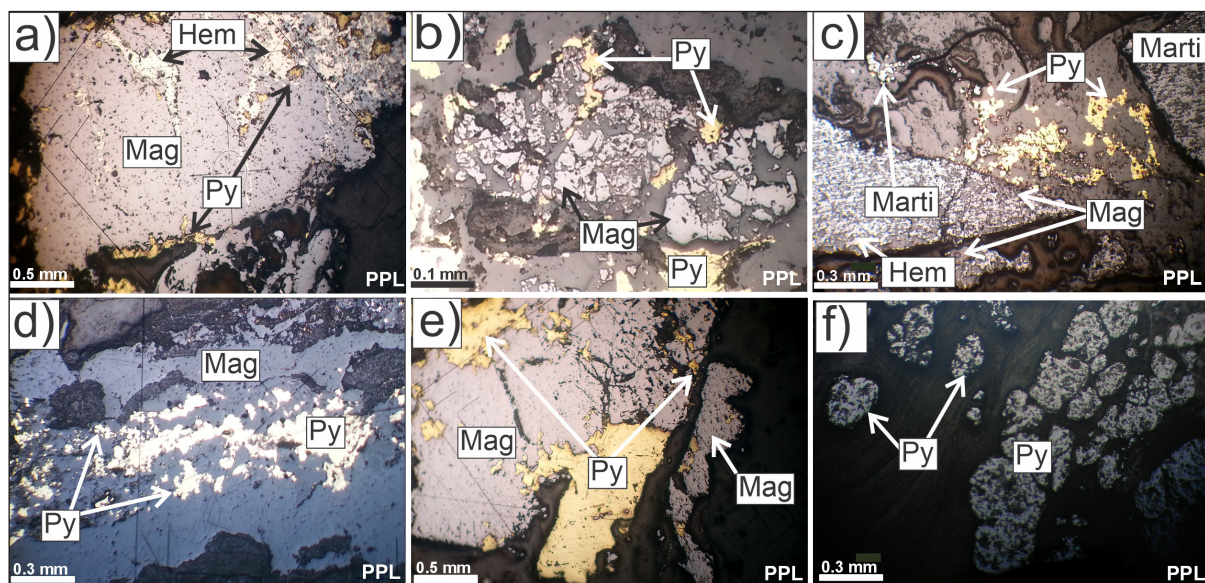
شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی از رخنمون واحد افیولیت در محدوده مورد مطالعه با مقیاس ۱:۱۰۰۰ (Hoseini et al., 2015).

Figure 2. Geological map of the ophiolite unit outcrop in the study area, scale 1:1000 (Hoseini et al., 2015).



شکل ۳- a) همپری واحد پریدوتیت گوشته‌ای با واحد فیلیت در محدوده مورد مطالعه (دید به سمت شمال)، b) نمایی از عملیات مغزه‌گیری مربوط به چاه شماره WHB-9 در محدوده (دید به سمت شمال‌خاور)، c) نمایی از یک کار قدیمی (شدادی) همراه با کانه‌زایی مگنتیت در واحد هارزبورژیت سرپانتینی شده، d و e) مغزه حاصل از حفاری که در آن کانه‌زایی مگنتیت و پیریت همراه با دگرسانی سرپانتینی و کلسیت در واحد هارزبورژیت دیده می‌شود. Py: پیریت، Mag: مگنتیت، Cal: کلسیت، Ser: سرسیت، Hrz: هارزبورژیت. نشانه‌های اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) برگرفته شده است.

Figure 3- a) Contact of the mantle peridotite unit with the phyllite unit in the study area (view: North), b) View of the coring operation in well number WHB-9 in the study area (view: Northeast), c) View of an old working with magnetite mineralization in the serpentinitized harzburgite unit, d and e) Drilling core showing magnetite and pyrite mineralization with serpentinized and calcite alteration in the harzburgite unit. Py: Pyrite, Mag: Magnetite, Cal: Calcite, Ser: Sericite, Hrz: Harzburgite. Mineral abbreviations are taken from (Whitney and Evans, 2010).



شکل ۴- a) کانه‌زایی مگنتیت همراه با هماتیت و پیریت در واحد هارزبورژیت سرپانتینی شده؛ b) مگنتیت خرد شده، ناشی از فشار زمین‌ساختی؛ c) بافت مارتیتی ناشی از جانشینی هماتیت به جای مگنتیت؛ d) پیریت‌های رگه‌ای و ریزدانه، e) پیریت‌های نیمه‌شکل دار همراه با مگنتیت و f) پیریت‌های فرامبویدال در محدوده مورد مطالعه. Py: پیریت، Mag: مگنتیت، Hem: هماتیت، Marti: مارتیتی شدن. نشانه‌های اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) برگرفته شده است.

Figure 4- a) Magnetite mineralization with hematite and pyrite in the serpentinitized harzburgite unit; b) Crushed magnetite due to tectonic pressure; c) Martitization texture due to hematite replacement of magnetite; d) Veined and fine-grained pyrites, e) Semi-shaped pyrites with magnetite and f) Framboidal pyrites in the study area. Py: Pyrite, Mag: Magnetite, Hem: Hematite, Marti: Martitization. Mineral abbreviations are taken from (Whitney and Evans, 2010).

۵- بحث

۵-۱- زمین‌شیمی پریدوتیت گوشته‌ای

در محدوده مورد مطالعه پریدوتیت گوشته‌ای بیشتر شامل هارزبورژیت است که به صورت گسله در کنار واحد فیلیت قرار گرفته است (شکل ۳-۵). این سنگ‌ها در مقیاس نمونه دستی، دارای بافت دانه‌ای همراه با کانی‌های به نسبت درشت الیون و پیروکسن به رنگ سبز تیره تا سبز متمایل به سیاه هستند. بافت‌های موجود در نمونه‌های مورد مطالعه شامل بافت‌های مشبک، پروتوگرانولار، پورفیروکلاستیک، هم‌بعد و انتقالی هستند. بافت مشبک در نمونه‌های مورد بررسی بر اثر تجزیه و دگرسانی الیون به سرپانتین حاصل شده است. دگرسانی الیون به سرپانتین در نتیجه تاثیر سیال‌ها، سبب ایجاد کانه‌های کدر (اپیک) مثل مگنتیت و تیتانومگنتیت می‌شود؛ همراهی این کانه‌ها با سرپانتین در حاشیه و به صورت رگه‌های نامنظم و متقاطع در الیون بافت مشبک یا توری را در الیون ایجاد می‌کند (زارعی سهامیه و همکاران، ۱۳۹۲). بافت پروتوگرانولار قدیمی‌ترین بافت پریدوتیت‌های تکتونایتی به‌شمار می‌رود و تنها در پریدوتیت‌های آلیی تشکیل شده است (Nicolas et al., 1971). هارزبورژیت‌هایی که در منطقه مورد مطالعه دارای این بافت هستند، به‌طور عمده، شامل الیون، انستایت و کمتر از ۵ درصد دیوپسید هستند. الیون‌ها و انستایت‌ها درشت دانه بوده و در طول آن‌ها یک ماکل ضعیف مکانیکی ایجاد شده است. بر اثر تبلور مجدد، پیروکسن‌ها به صورت هم‌رشدی گرافیک به دانه‌های ریز موزاییکی تبدیل شده‌اند. اسپینل عموماً به‌صورت کرمی شکل درون یا اطراف انستایت‌ها یا به‌صورت میان‌روزنه‌ای بین دانه‌های پیروکسن باقی مانده است.

بافت پورفیروکلاستیک بر اثر افزایش جریان پلاستیک بر روی بافت پروتوگرانولار تشکیل می‌شود. هارزبورژیت‌های منطقه مورد مطالعه که دارای این بافت هستند، به‌طور عمده شامل الیون، ارتوپروکسن با اکسولوشن کلینوپروکسن و اسپینل‌های قهوه‌ای (پیکوتیت) بی‌شکل هستند. بافت پورفیروکلاستیک دارای دو گونه بلور الیون و انستایت است. یک گونه از بلورها، بزرگ و کشیده (پورفیروکلاست‌ها)، حاوی لغزش‌های درون بلوری و ماکل مکانیکی است. بلورهایی که دارای لغزش‌های

درون بلوری هستند، بیشتر مربوط به تبلور همزمان یا پس از زمین‌ساخت بوده و بر اثر تغییر شکل‌های حرارت بالا به وجود آمده‌اند. همچنین کانی‌ها عمدتاً یک‌شکل و هم‌اندازه با مرز بین بلوری، مستقیم با زاویه تماس سه‌تایی ۱۲۰ درجه‌ای نشانه‌ای از ماگمایی بودن واحدهای اورتوپروکسنیتی است (Berly et al., 2006). گونه دیگر، بلورهای پلی‌گونال و کوچک (نئوبلاست‌ها) هستند که لغزش‌های درون بلوری و ماکل مکانیکی ندارند. عبور مذاب‌های بازالتی از درون سنگ‌های گوشته موجب بازیخت بلورهای دگرشکل نشده، تبلور مجدد و تشکیل نئوبلاست‌های فاقد دگرشکلی می‌شود. تشکیل مجموعه ارتوپروکسن + کلینوپروکسن + اسپینل که در بالا شرح داده شد نیز خود گویای این حقیقت است که مذاب از درون این سنگ‌ها عبور کرده و اثر دیگر آن تشکیل نئوبلاست است. بافت هم‌بعد به‌وسیله تبلور مجدد بافت پورفیروکلاستیک گسترش پیدا می‌کند. در هارزبورژیت‌های تکتونایتی محدوده مورد مطالعه، بافت هم‌بعد تیبیک مشاهده نشده است. با وجود این، بافتی در این تکتونایت‌ها قابل مشاهده است که حدواسط بافت پورفیروکلاستیک و هم‌بعد بوده، در اصطلاح بافت انتقالی نامیده می‌شود. در تکتونایت گوشته‌ای، در کل میزان الیون بین ۶۵ تا ۸۵ درصد حجمی، ارتوپروکسن ۱۰ تا ۳۰ درصد حجمی و کلینوپروکسن کمتر از ۱ تا ۵ درصد می‌باشد. کروم اسپینل یک فاز فرعی است که در بیشتر نمونه‌ها حضور داشته و مقدار حجمی آن به‌طور معمول کمتر از یک درصد است.

در نمونه‌های پریدوتیت گوشته‌ای مورد آنالیز، میزان L.O.I نسبتاً بالاست؛ به‌طوری که در نمونه‌های مورد بررسی از ۳/۹۲ تا ۵/۲۴ درصد وزنی تغییر می‌کند (جدول ۱). این موضوع در پریدوتیت‌های گوشته‌ای ناشی از فرایند سرپانتینی شدن است (Malvoisin, 2015)؛ که به دلیل عبور سیال‌های از شکستگی‌های موجود در پریدوتیت‌ها ایجاد شده است (اسماعیلی و همکاران، ۱۳۹۴). افزون بر این، فرایند آب‌گیری پریدوتیت به تولید سرپانتین و مگنتیت می‌انجامد (Frost and Beard, 2007). از طرفی سرپانتینی شدن الیون به تنهایی به تولید تالک و مگنتیت خواهد انجامید (Bashir et al., 2012).

جدول ۱- نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی در نمونه‌های هارزبورژیت محدوده مورد مطالعه.

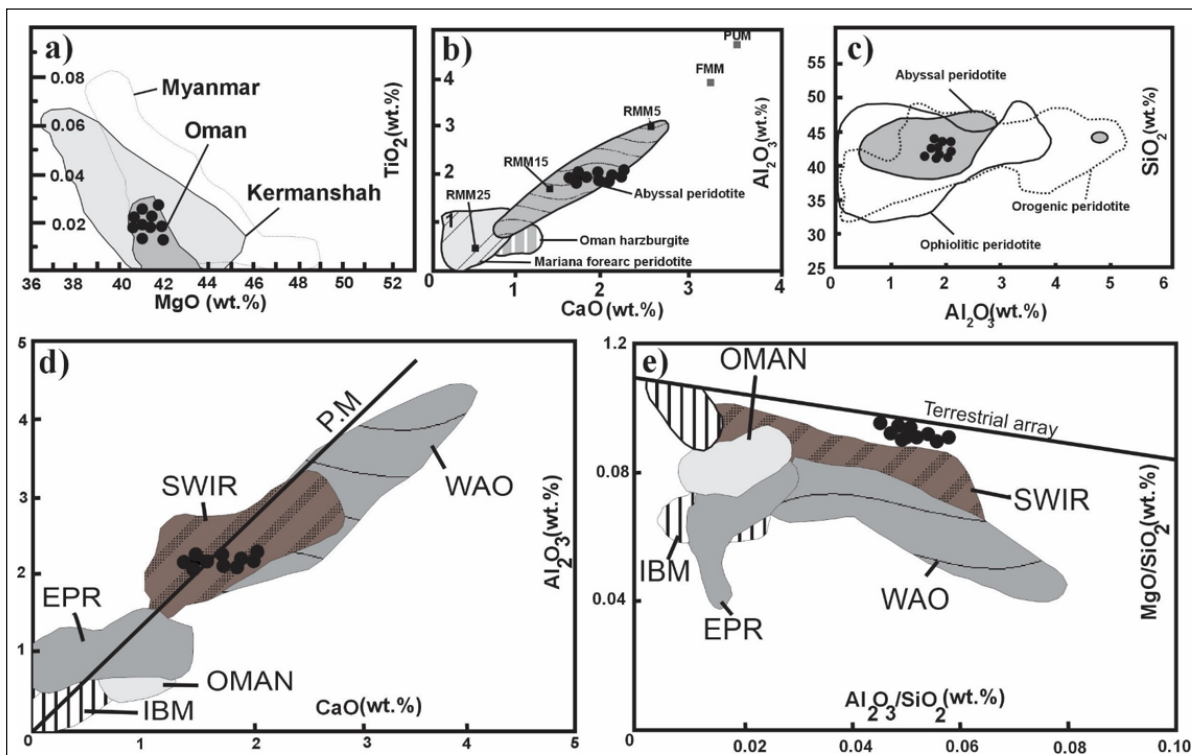
Table 1. Results of chemical analysis of major elements in harzburgite samples from the study area.

Sample No.	HA-23	HA-14	HA-05	HA-09	HA-12	HA-07	HA-02	HA-17	HA-20	HA-19
SiO <sub>2</sub>	42.97	42.81	43.01	42.95	43.2	43.21	42.79	42.99	42.94	43.09
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.02	0.01	0.03	0.03	0.03	0.2	0.01	0.03	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.02	2.14	1.83	2.23	2.01	1.95	1.89	2.01	1.98	2.07
FeO	6.42	7.61	6.45	6.84	6.81	6.63	7.05	6.83	7.02	6.79
MnO	0.09	0.1	0.08	0.15	0.16	0.11	0.09	0.11	0.12	0.14
MgO	40.99	40.87	41.69	40.75	41.34	40.88	40.96	41.07	41.31	41.27
CaO	1.76	1.94	1.81	2.11	2.09	1.82	2.03	1.94	1.84	2.02
Na <sub>2</sub> O	0.05	0.05	0.06	0.03	0.08	0.04	0.05	0.05	0.04	0.06
K <sub>2</sub> O	0.03	0.04	0.06	0.01	0.05	0.06	0.07	0.05	0.03	0.02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
L.O.I.	5.24	4.69	5.22	4.98	5.14	4.88	5.02	5.1	4.32	3.92
Total	99.59	100.27	100.22	100.1	100.9	99.61	100.15	100.2	99.63	99.4

b.d.= below detect

مقادیر عناصر اصلی نسبت به  $Al_2O_3$  در پریدوتیت‌ها، دگرسانی ثانویه، به‌ویژه تهی‌شدگی Ca و Na نسبت به Al است (Bodinier and Godard, 2005). در شکل ۵-d تغییرات  $Al_2O_3$  در برابر CaO به همراه روند تحولی گوشته اولیه (P.M) (Hofmann, 1988)، نشان داده شده است. همان‌گونه که مشاهده می‌شود، نمونه‌های منطقه مورد مطالعه میزان  $Al_2O_3$  و CaO به نسبت مشابهی با روند گوشته اولیه نشان می‌دهند. تغییرات نسبت  $MgO/SiO_2$  نسبت به  $Al_2O_3/SiO_2$  به همراه «روند زمینی» تغییرات متقابل این نسبت‌ها در شکل ۵-e آورده شده است. روند زمینی (Hart and Zindler, 1986) در واقع روند تهی‌شدگی ماگماتیک (ذوب بخشی) از یک ترکیب گوشته اولیه با نسبت  $MgO/SiO_2$  حدود ۰/۱ به سمت پریدوتیت به شدت تهی‌شده با  $MgO/SiO_2$  حدود ۱/۱ و  $Al_2O_3/SiO_2$  حدود صفر است. همان‌گونه که در شکل ۵-e نشان داده شده است، داده‌های پریدوتیت‌های مناطق مورد مطالعه در این شکل پراکندگی زیادی نشان نمی‌دهند و تقریباً موازی و منطبق بر «روند زمینی» هستند. از آنجا که شدت سرپانتینی شدن ممکن است تا حدودی روی میزان MgO نمونه‌ها تاثیر داشته باشد، جابه‌جایی اندک نمونه‌ها به سمت  $MgO/SiO_2$  پایین که در شکل دیده می‌شود؛ به دلیل ویژگی ارتباط تهی‌شدگی کم MgO پریدوتیت‌های سرپانتینی شده می‌باشد (ابراهیمی، ۱۳۹۴).

بر اساس آنالیز انجام شده کل سنگ در نمونه‌های پریدوتیت گوشته‌ای میزان MgO با میزان CaO،  $Al_2O_3$  و  $TiO_2$  ارتباط منفی نشان می‌دهد، که برای مقایسه بیشتر با افیولیت‌های کرمانشاه، عمان و میانمار (Liu et al., 2016) مقایسه شده است (شکل ۵-a). در بین عناصر اصلی موجود در پریدوتیت‌ها، بهترین فاکتور برای درک میزان تهی‌شدگی سنگ گوشته‌ای مقدار Al و Ca است (ابراهیمی، ۱۳۹۴). تغییرات متقابل عناصر اصلی با  $Al_2O_3$  در پریدوتیت‌های مورد مطالعه نشان داده شده است. همین تغییرات با رسم محدوده‌هایی برای پریدوتیت‌های حاصل از کوهزایی، افیولیتی و آیسال آورده شده است (Laouar et al., 2017). میزان تهی‌شدگی پریدوتیت‌ها در این شکل بر اساس میزان  $Al_2O_3$  می‌باشد و همان‌گونه که مشخص شده است، نمونه‌های مورد بررسی از روند پریدوتیت‌های آیسال پیروی می‌کنند (شکل ۵-b). با توجه به تخمین ترکیب باقی‌مانده پس از ذوب بخشی گوشته مورب زایا که توسط پارکینسون و پیرس (Parkinson and Pearce, 1998) صورت گرفته است، نمونه‌ها به‌طور میانگین حدود ۱۰ درصد ذوب بخشی را متحمل شده‌اند. با توجه به نمودار  $SiO_2$  در برابر  $Al_2O_3$  نمونه‌های مورد آنالیز پراکندگی داشته و با میزان تهی‌شدگی وابستگی چندانی نشان نمی‌دهد و مشابه گوشته اولیه است (شکل ۵-c). دلیل پراکندگی



شکل ۵- ترکیب سنگ کل هارزبورژیت‌ها در محدوده مورد مطالعه: (a) نمودار MgO در برابر  $TiO_2$ ، (b) تغییرات  $Al_2O_3$  در برابر CaO در پریدوتیت‌های گوشته‌ای، (c) نمودار  $SiO_2$  در برابر  $Al_2O_3$ ، (d) تغییرات  $Al_2O_3$  در برابر CaO در پریدوتیت‌های گوشته‌ای؛ P.M (روند گوشته اولیه) می‌باشد (Hofmann, 1988). (e) تغییرات  $MgO/SiO_2$  در برابر  $Al_2O_3/SiO_2$  در پریدوتیت‌های گوشته‌ای، روند زمینی به هارت و زیندلر (Hart and Zindler, 1986) مربوط است. SWIR: پریدوتیت‌های آیسال جنوب باختر پشته هند (Snow and Dick, 1995)؛ EPR: پریدوتیت‌های آیسال برآمدگی خاور اقیانوس آرام (Niu and Hekinian, 1997)؛ WAO: افیولیت‌ها و لرزولیت‌های کوهزایی باختر آلپ (Rampone et al., 1995)؛ IBM: پریدوتیت‌های جلو قوس ماریانا (Parkinson and Pearce, 1998).

Figure 5. Whole-rock composition of harzburgites in the study area: a) MgO vs.  $TiO_2$  plot, b)  $Al_2O_3$  vs. CaO variations in mantle peridotites, c)  $SiO_2$  vs.  $Al_2O_3$  plot, d)  $Al_2O_3$  vs. CaO variations in mantle peridotites; P.M (Primary Mantle trend) (Hofmann, 1988). e)  $MgO/SiO_2$  vs.  $Al_2O_3/SiO_2$  variations in mantle peridotites, terrestrial array is related to (Hart and Zindler, 1986). SWIR: Abyssal peridotites of the southwest Indian Ridge (Snow and Dick, 1995); EPR: East Pacific Rise abyssal peridotites from (Niu and Hekinian, 1997); WAO: Western Alpine Orogenic ophiolites and Lherzolites lherzolites (Rampone et al, 1995); IBM: Mariana fore-arc peridotites (Parkinson and Pearce, 1998).

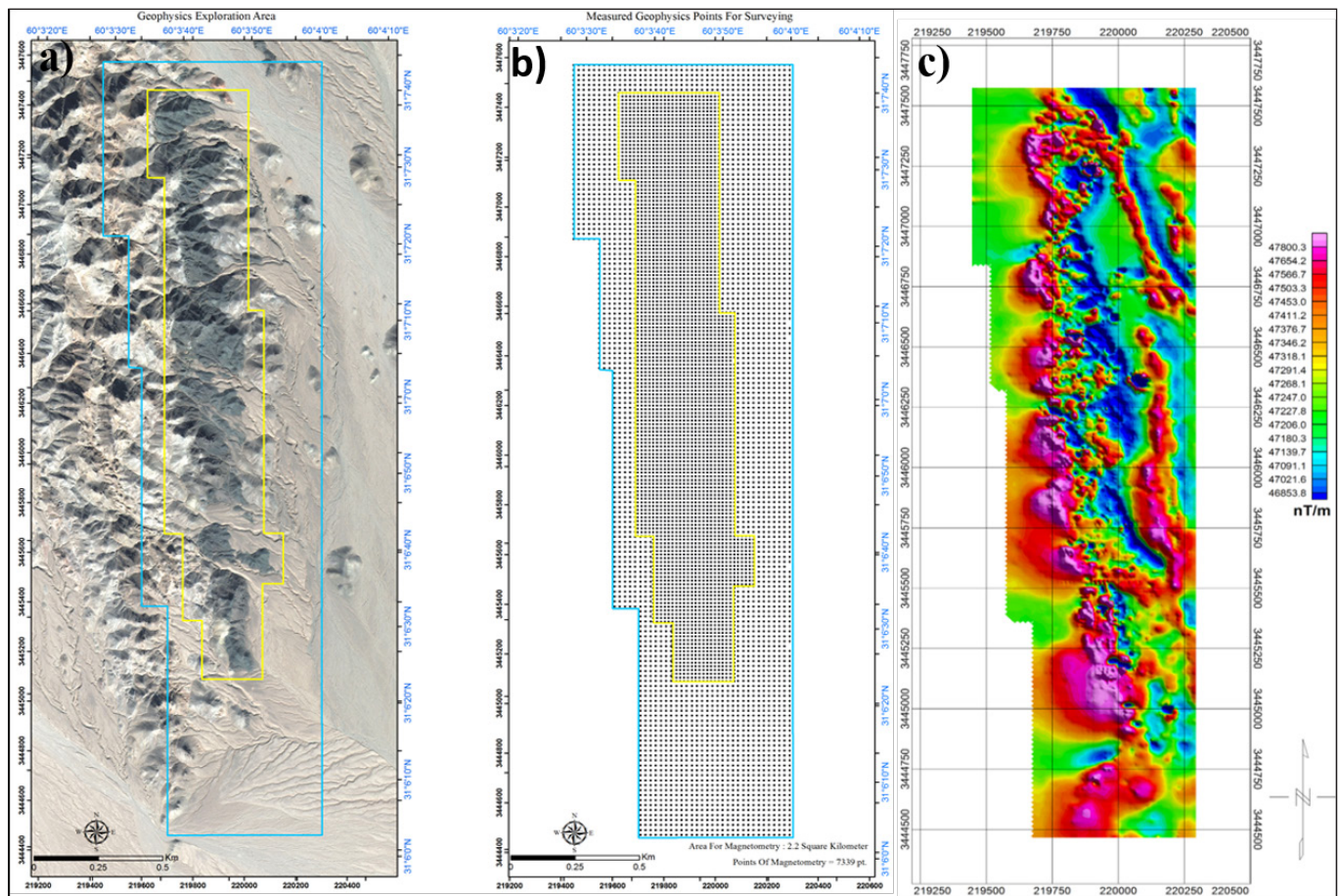
**۲-۵- زمین‌فیزیک**

همان‌گونه که در بخش روش پژوهش بیان شد، داده‌های مورد استفاده در این مطالعه در مجموع، در قالب ۷۳۳۸ نقطه اندازه‌گیری در شرایط آرام مغناطیسی با استفاده از مگنتومتر پروتون برداشت شده است. از این تعداد ۳۴۶۲ نقطه در خارج از پهنه کانه‌زایی و ۳۸۷۶ نقطه در بخش مرکزی محدوده و به مرکزیت پهنه کانه‌زایی برداشت شده است. در شکل‌های ۶- a و b شبکه برداشت داده‌های مگنتومتري در محدوده مورد بررسی آورده شده است. پس از تصحیح تغییرات روزانه روی داده‌های مورد نظر اثر میدان مغناطیسی زمین از داده‌ها به لحاظ مقدار زاویه انحراف و زاویه میل مغناطیسی محدوده حذف شده است. برای برآورد و تخمین ژرفای توده‌های بی‌هنجار محدوده از صافی گسترش میدان به سمت بالا یا ادامه فراسو بر داده‌ها استفاده گردید.

**۲-۱- نقشه شدت کل میدان مغناطیسی (TMI)**

پس از برداشت داده‌های مغناطیسی، تصحیحات مربوطه صورت گرفت و نقشه شدت کل میدان مغناطیسی رنگی تهیه شد. نقشه شدت کل میدان مغناطیسی رنگی، تجسم کلی از داده‌های مغناطیسی را فراهم می‌سازد و در تفسیر کلی از آن استفاده می‌شود (غلامی‌پور و همکاران، ۱۳۹۲). نقشه‌های شدت میدان مغناطیسی کل که

به آن‌ها نقشه‌های باقیمانده نیز گفته می‌شود، تقریباً همان داده‌های برداشت شده در عملیات صحرایی هستند که تنها مقادیر کمی تصحیحات بر روی آن‌ها اعمال می‌شود. در شکل ۶- c نقشه میدان مغناطیسی کلی محدوده با اعمال تغییرات روزانه آورده شده است. در بخش‌های مختلف این نقشه تغییرات میدان مغناطیسی با مقادیر متفاوت از ۳۳ تا ۵۵ نانوتسلا و به‌طور متوسط ۳۸ تا ۴۲ نانوتسلا رسم شده است. بر اساس این نقشه، دو پهنه بی‌هنجاری با میزان شدت پاسخ متوسط تا بالا قابل شناسایی است. پهنه بی‌هنجاری اول در بخش باختری محدوده و در محدوده مختصات ۲۲۹۸۸۵-۲۱۹۵۱۹ طول‌خاوری و ۳۴۴۷۵۳۶-۳۴۴۴۸۲۰ عرض‌شمالی قابل مشاهده می‌باشد. میزان پاسخ مغناطیسی اندازه‌گیری شده در این پهنه بیشینه به میزان ۳۵۰۰-۲۵۰۰ نانوتسلا نسبت به زمینه افزایش نشان می‌دهد و حتی گاه به میزان ۵۲۳۳۰ نانوتسلا نیز می‌رسد، که بسیار شایان توجه است. این پهنه بی‌هنجار به‌صورت یک محدوده با میزان پاسخ مغناطیسی متوسط تا بالا مشخص است. با حرکت از بخش‌های باختری به سمت قسمت‌های خاوری به‌طور محسوسی بر میزان پاسخ مغناطیسی اندازه‌گیری شده افزوده می‌شود. این پهنه بی‌هنجار که از ژئومتری به نسبت شایان توجهی برخوردار است، به‌عنوان پهنه بی‌هنجاری اصلی در سطح محدوده شناخته می‌شود. میزان پاسخ مغناطیسی به نسبت بالای اندازه‌گیری شده در این پهنه بی‌هنجار گویای رخداد کانه‌زایی بیشتر مگنتیت در این بخش از محدوده است.



شکل ۶- a) تصویر هوایی از محدوده مورد مطالعه با وسعت ۲۲۱/۸ هکتار، b) موقعیت شبکه‌های برداشت شده با ابعاد سلولی ۲۰ در ۲۰ متر (محدوده آبی رنگ) و ۱۵ در ۱۵ متر (محدوده زرد رنگ) در محدوده، c) نقشه شدت کل میدان مغناطیسی در محدوده مورد مطالعه.

Figure 6- a) Aerial image of the study area with an area of 221.8 hectares, b) Location of the surveyed grids with cell dimensions of 20 x 20 meters (blue area) and 15 x 15 meters (yellow area) on the surface of the area, c) Map of the total magnetic field intensity in the study area.

هنوز انسجام و پیوستگی مشاهده شده در نقشه میدان کلی مغناطیسی دیده می‌شود. روند کاهش شدت پاسخ مغناطیسی در پهنه‌های بی‌هنجاری شماره ۱ نیز مشاهده می‌شود. نکته شاخص در بررسی این پهنه‌ها، انتقال موقعیت پهنه بی‌هنجاری به سمت قسمت‌های باختری است که با اعمال فیلتر ۱۰ متر ادامه فراسو روی داده است. در ادامه، با هدف بررسی ژرفای تقریبی تداوم توده مغناطیسی اقدام به تهیه نقشه‌های ادامه فراسو برای ژرفاهای ۳۰ متر، ۵۰ متر، ۷۰ متر، ۱۰۰ متر، ۱۵۰ متر، ۲۰۰ متر و ۳۰۰ متر گردیده است. ژرفای اعمال فیلتر ادامه فراسو تا آن قسمت پیش رفته که به نظر می‌رسد توده مغناطیسی شروع به بسته شدن کرده است. همان‌گونه که از بررسی این نقشه‌ها بر می‌آید، با افزایش ژرفا، به تدریج از شدت بی‌هنجاری مغناطیسی مشاهده شده کاسته می‌شود. با اعمال فیلتر ۳۰ متر ادامه فراسو بر روی نقشه باقیمانده مغناطیسی در بخش‌های شمالی پهنه بی‌هنجاری شماره ۲ کاهش به نسبت شدید در میزان پاسخ مغناطیسی اندازه‌گیری مشاهده می‌گردد. روند کاهشی در این بخش از پهنه بی‌هنجاری شماره ۲ در نقشه ادامه فراسو در ۵۰ متر نیز تداوم می‌یابد. تا این که به حذف اثرات ضعیف مغناطیسی در نقشه ادامه فراسو در ۷۰ متر می‌انجامد. از این رو، انتظار می‌رود توده مغناطیسی احتمالی مسبب این پهنه بی‌هنجاری در بخش‌های شمالی پهنه بی‌هنجاری شماره ۲ از ژرفای به نسبت کمتری در مقایسه با بخش‌های جنوبی تر برخوردار باشد. پهنه بی‌هنجاری شماره ۱ در نقشه میدان کلی مغناطیسی با اعمال فیلترهای ۳۰، ۵۰، ۷۰، ۱۰۰ متر و ۱۵۰ متر ادامه فراسو کم‌وبیش قابل مشاهده است (شکل‌های b-7 تا f-7)، اما در نقشه میدان کلی مغناطیسی با اعمال ۳۰۰ متر فیلتر ادامه فراسو اثری از آن‌ها دیده نمی‌شود (شکل ۷-h). از این رو، انتظار می‌رود این پهنه در ژرفاهای تقریبی ۲۰۰-۱۵۰ متر شروع به بسته شدن کرده باشند. در پهنه بی‌هنجاری شماره ۱ و با اعمال فیلترهای مختلف ادامه فراسو بر روی نقشه میدان کلی مغناطیسی به‌عنوان پایه، به تدریج موقعیت این پهنه بی‌هنجاری به سمت بخش‌های جنوبی تر پهنه یاد شده متمایل می‌شود.

#### ۵-۲-۳- نقشه برگردان به قطب (RTP)

با توجه به میزان انحراف مغناطیسی و زاویه میل آن و به منظور قراردادن محل بی‌هنجاری ایجاد شده روی نقشه میدان کل از صافی برگردان به قطب (RTP) استفاده می‌شود تا بی‌هنجاری‌های مغناطیسی حاصل بر روی توده‌های مولد خود قرار گیرند (رضایی و همکاران، ۱۳۹۵). استفاده از انتقال به قطب به منظور دستیابی به موقعیت واقعی بی‌هنجاری‌ها با یستی با اعمال زاویه میل و انحراف مربوط به منطقه مورد بررسی صورت گیرد (غلامی پور و همکاران، ۱۳۹۲). چرا که تفسیر اصلی از مجموعه داده‌های مغناطیسی روی داده‌های انتقال داده شده به قطب انجام می‌گردد (Nakatsuka and Okuma, 2006; Nabighian et al., 2005). به این منظور، براساس موقعیت جغرافیایی محدوده مورد بررسی و با لحاظ مقادیر زاویه میل و انحراف میدان مغناطیسی به ترتیب ۴۷ و ۲/۰۹ درجه، صافی برگردان به قطب اعمال شد. این روش برای عرض‌های جغرافیایی بالاتر از ۳۰ درجه پیشنهاد شده است و برای مناطقی که در عرض‌های جغرافیایی پایین تر قرار گرفته است، از روش برگردان به استوا استفاده می‌شود (شایسته فر و همکاران، ۱۳۹۳). با استفاده از این عمل می‌توان میدان مغناطیسی را از یک عرض مغناطیسی، جایی که میدان زمین شیب‌دار است، به میدان در قطب مغناطیسی انتقال داد. در این حالت بی‌هنجاری‌ها به‌طور عمودی در بالای منبع ایجادکننده خود قرار می‌گیرند. در شکل ۸-a نقشه برگردان به قطب مغناطیسی نشان داده شده است. فاصله کنورها در قسمت‌های مختلف این نقشه به نسبت متفاوت است ولی در بیشتر قسمت‌ها بین ۲۷-۲۵ تا بیش از ۴۱ نانو تسلا بر متر در تغییر می‌باشد. از کاربردهای این فیلتر تعیین محل تقریبی پهنه‌های کانه‌زایی با استفاده از محل بیشینه بی‌هنجاری‌ها می‌باشد. بر اساس نقشه برگردان به قطب مغناطیسی تهیه شده برای این محدوده تا حد زیادی از ژنومتری سطحی پهنه بی‌هنجاری شماره ۱ کاسته شده است. به گونه‌ای که موقعیت این پهنه بی‌هنجاری به بخش‌های شمالی تر در مقایسه با نقشه میدان کلی مغناطیسی منتقل شده

با توجه به میزان پاسخ مغناطیسی می‌توان گفت که میزان عیار کانی مغناطیسی مسبب این پهنه نیز بسیار شایان توجه می‌باشد. پهنه بی‌هنجاری شماره ۲ در منتهی‌الیه خاوری محدوده و به صورت یک محدوده با ژنومتری غیر هم‌بعد و تقریباً به موازات پهنه بی‌هنجاری شماره ۱ قابل مشاهده است. شدت پاسخ مغناطیسی اندازه‌گیری شده در قسمت‌های مرکزی-جنوبی این پهنه بی‌هنجاری به بیشینه میزان خود می‌رسد که در مقایسه با پهنه بی‌هنجاری شماره ۱ به مراتب کمتر است. در هر صورت، هم از نظر ژنومتری سطحی و هم از نظر میزان پاسخ اندازه‌گیری شده، پهنه بی‌هنجاری شماره ۲ از پهنه بی‌هنجاری شماره ۱ در سطح محدوده به مراتب کوچک‌تر است. بیشینه میزان پاسخ مغناطیسی اندازه‌گیری شده در این پهنه بی‌هنجاری در حدود ۴۸۱۶۰ نانوتسلا است که در حدود ۹۰۰-۸۰۰ نانوتسلا نسبت به حد زمینه افزایش نشان می‌دهد. دلیل این موضوع می‌تواند ناشی از تاثیر پوش سنگ ماده مغناطیسی به مراتب بیشتر در این بخش از محدوده و عملکرد آن در کاهش میزان پاسخ مغناطیسی کلی پهنه بی‌هنجاری تفسیر گردد.

بر اساس نقشه میدان کلی مغناطیسی این پهنه بی‌هنجاری در حوالی مختصات ۲۲۲۲۷۲-۲۲۱۹۶۹ طول‌خاوری و ۳۴۴۷۳۴۳-۳۴۴۵۴۶۷ عرض‌شمالی قابل مشاهده است. با حرکت از بخش‌های جنوبی به سمت بخش‌های شمالی در این پهنه بی‌هنجاری، موقعیت بی‌هنجاری به سمت قسمت‌های باختری متمایل شده و در نهایت، به بخش‌های شمالی پهنه بی‌هنجاری شماره ۱ می‌پیوندد. بر این اساس، انتظار می‌رود توده مغناطیسی مسبب این پهنه بی‌هنجاری در بخش‌های شمالی به صورت یکپارچه درآمده باشد. افزون بر این، دو پهنه بی‌هنجاری اصلی، اثرات ضعیفی از پاسخ مغناطیسی در منتهی‌الیه جنوب‌باختری محدوده دیده می‌شود. میزان پاسخ مغناطیسی اندازه‌گیری شده در این بخش از محدوده که در حوالی مرکز مختصاتی ۳۴۴۴۶۶۵ عرض‌شمالی و ۲۱۹۸۹۴ طول‌خاوری واقع شده است، بیشینه به میزان ۷۰-۴۰ نانوتسلا نسبت به حد زمینه افزایش نشان می‌دهد (شکل ۶-c).

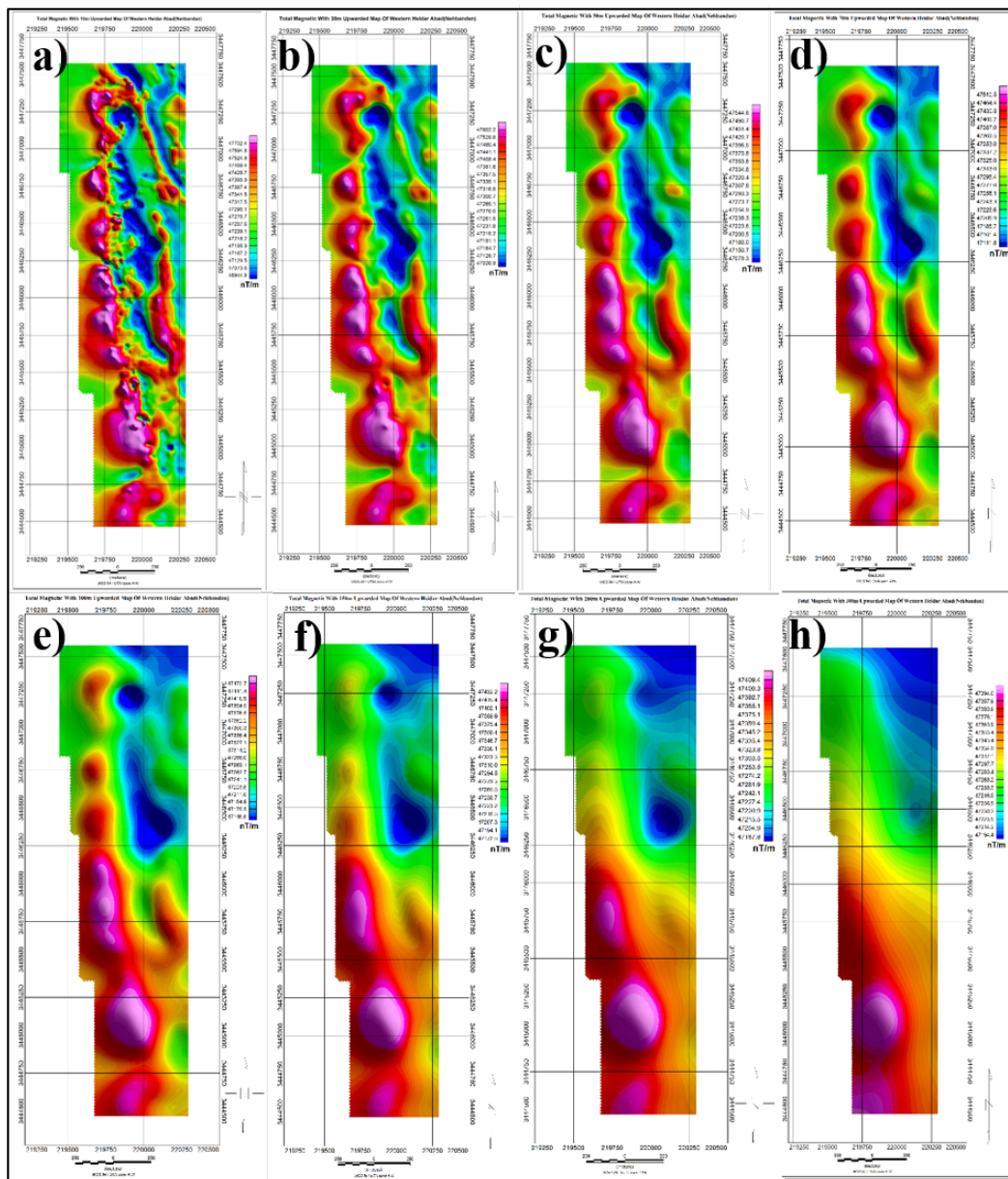
#### ۵-۲-۲- نقشه ادامه فراسو

پس از تهیه و بررسی نقشه شدت کلی میدان مغناطیسی، با استفاده از فیلتر ادامه فراسو تغییرات عمقی مختلف و وضعیت توده‌های بی‌هنجاری مغناطیسی در ژرفاهای مختلف مورد بررسی قرار گرفت. روش گسترش میدان به سمت بالا (صافی ادامه فراسو) یک صافی پایین گذر است که اثر بی‌هنجاری‌های سطحی با بسامد بالا مثل توده‌های معدنی را حذف و بدین وسیله اثر بی‌هنجاری‌های ژرف تر با طول موج بیشتر مثل توده‌های نفوذی را بهتر آشکار می‌کند (Ganiyu et al., 2013). در این روش، داده‌های مغناطیسی اندازه‌گیری شده از سطح برداشت داده‌ها بر روی سطوح ترازوی بالاتر از سطح برداشت تصویر می‌شوند (رضایی و همکاران، ۱۳۹۵). با استفاده از فیلتر ادامه فراسو، داده‌ها به یک سطح بالاتر منتقل می‌شوند و اثر نوفه‌ها و بی‌هنجاری‌های سطحی تضعیف می‌شود (بنی‌عامریان و همکاران، ۱۳۸۹). این روش گاهی به خاطر ساده تر شدن تفسیر کیفی نقشه‌ها به کار می‌رود؛ زیرا این روش، شکل ظاهری نقشه‌های مغناطیسی را به واسطه از بین بردن اثر عوارض سطحی و محلی ساده‌تر می‌کند (اسکویی و امیدیان، ۱۳۹۳).

در شکل ۷-a نقشه شدت کل میدان مغناطیسی با ۱۰ متر ادامه فراسو دیده می‌شود. در این نقشه با توجه به مقادیر بیشینه و کمینه که به صورت آشکارتری نسبت به نقشه‌های پیشین وجود دارند، می‌توان وجود دو پهنه بی‌هنجاری اشاره شده در شکل ۶ را با دقت بیشتری مشاهده نمود. در این نقشه همان‌گونه که ملاحظه می‌شود، با تاثیر فیلتر ادامه فراسو، از شدت پهنه‌های بی‌هنجاری پراکنده و کم اهمیت موجود در نقشه تا حد زیادی کاسته شده است. با اعمال این فیلتر بر روی نقشه میدان کلی مغناطیسی تا حد زیادی از میزان پاسخ مغناطیسی اندازه‌گیری شده در پهنه بی‌هنجاری شماره ۲ کاسته شده است. به گونه‌ای که در بخش‌های میانی این پهنه بی‌هنجاری اثرات پاسخ مغناطیسی تا حدودی حذف شده است. در هر صورت در این پهنه بی‌هنجاری

مغناطیسی نیز هنوز شاهد روند تقریبی شمال، شمال‌باختر-جنوب‌خاور، جنوب در پهنه بی‌هنجار شماره ۱ می‌باشیم. این روند انطباق نسبی خوبی را با موقعیت رخنمون همبری توده اولترامافیک دارای کانه‌زایی نشان می‌دهد. بر اساس این نقشه، انتظار می‌رود پهنه احتمالی کانه‌دار مغناطیسی با شبی متمایل به باختر به زیر واحد فیلیت رفته باشد.

است. بر اساس نقشه RTP موقعیت پهنه بی‌هنجاری شماره ۱ انطباق نسبی خوبی را با موقعیت پهنه یاد شده در نقشه TM نشان می‌دهد. تاثیر فیلتر برگردان به قطب سبب شده که تا حدودی موقعیت این پهنه بی‌هنجار به سمت قسمت‌های خاوری در مقایسه با نقشه میدان کلی مغناطیسی متمایل شود. در هر صورت و بر اساس نقشه برگردان به قطب



شکل ۷- (a) نقشه شدت میدان مغناطیسی کلی با ۱۰ متر ادامه فراسو؛ (b) نقشه شدت میدان مغناطیسی کلی با ۳۰ متر ادامه فراسو؛ (c) نقشه شدت میدان مغناطیسی کلی با ۵۰ متر ادامه فراسو؛ (d) نقشه شدت میدان مغناطیسی کلی با ۷۰ متر ادامه فراسو؛ (e) نقشه شدت میدان مغناطیسی کلی با ۱۰۰ متر ادامه فراسو؛ (f) نقشه شدت میدان مغناطیسی کلی با ۱۵۰ متر ادامه فراسو؛ (g) نقشه شدت میدان مغناطیسی کلی با ۲۰۰ متر ادامه فراسو؛ (h) نقشه شدت میدان مغناطیسی کلی با ۳۰۰ متر ادامه فراسو در محدوده مورد مطالعه.

Figure 7- a) Map of the total magnetic field intensity with a 10-meter upwards continuation; b) Map of the total magnetic field intensity with a 30-meter upwards continuation; c) Map of the total magnetic field intensity with a 50-meter upwards continuation; d) Map of the total magnetic field intensity with a 70-meter upwards continuation; e) Map of the total magnetic field intensity with a 100-meter upwards continuation; f) Map of the total magnetic field intensity with a 150-meter upwards continuation; g) Map of the total magnetic field intensity with a 200-meter upwards continuation; h) Map of the total magnetic field intensity with a 300-meter upwards continuation in the study area.

می تواند نشان دهنده کاهش شدید در محتوای ماده مغناطیسی احتمالی مسبب این پهنه بی هنجار باشد. در هر صورت و به رغم این کاهش شدید در میزان پاسخ مغناطیسی، هنوز شاهد روند تقریبی شمال، شمال باختر-جنوب خاور، جنوب در این بخش از پهنه یاد شده می باشیم.

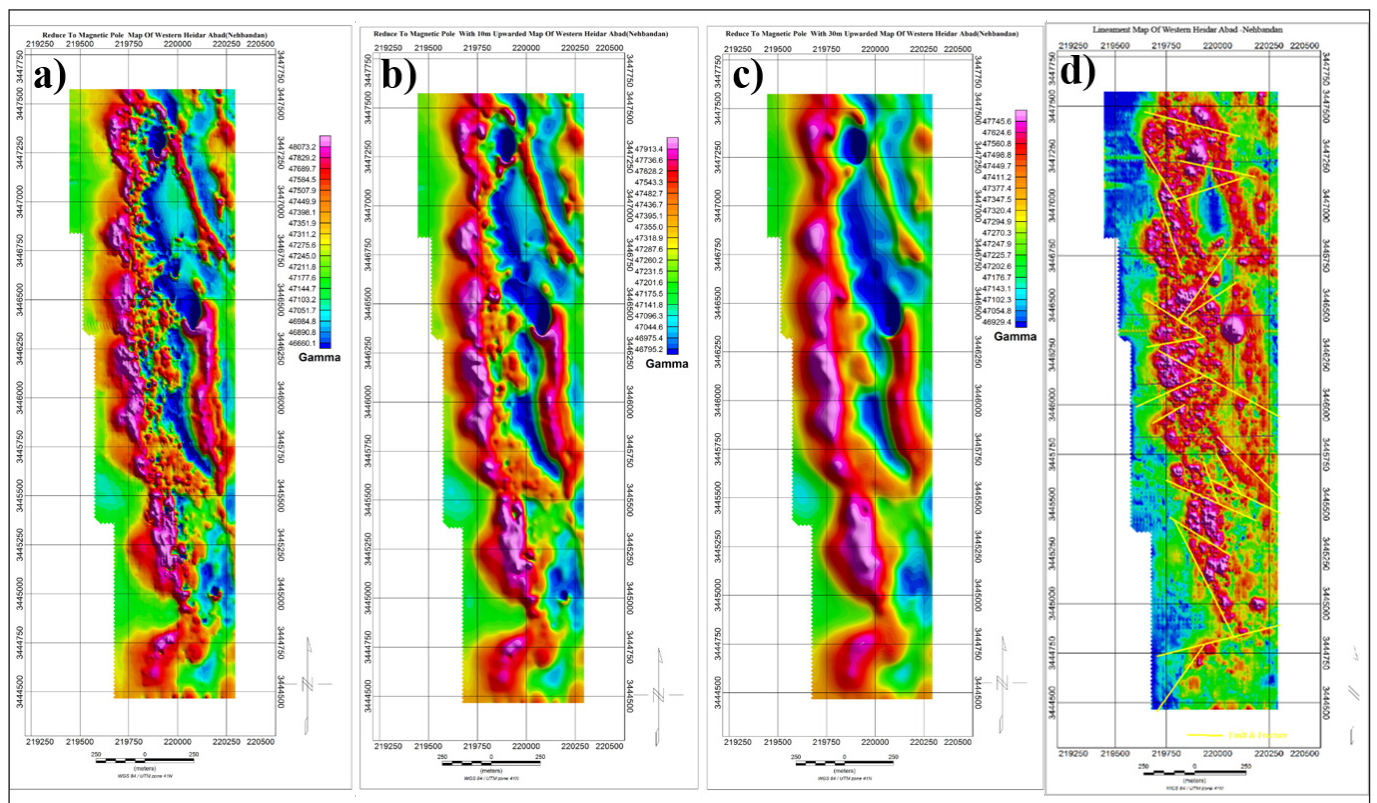
در بخش های جنوبی تر پهنه بی هنجاری شماره ۲ به رغم تعدیل نسبی در میزان پاسخ مغناطیسی، این روند کاهشی چندان شایان توجه نمی باشد. به گونه ای که در این قسمت ها موقعیت پهنه بی هنجاری شماره ۲ به صورت یک بی هنجاری درجه اول آشکارا قابل شناسایی می باشد. روند کاهشی مشاهده شده در میزان پاسخ مغناطیسی پهنه بی هنجاری شماره ۲ در پهنه بی هنجاری شماره ۱ کمتر دیده می شود. این موضوع می تواند به دلیل عیار به مراتب بالاتر توده مغناطیسی در این بخش از محدوده مورد بررسی باشد. در بخش بررسی نقشه های میدان کلی مغناطیسی با اعمال فیلترهای مختلف ادامه فراسو نیز شیب ملایم تر روند کاهش شدت پاسخ مغناطیسی در پهنه بی هنجاری شماره ۱ (به ویژه بخش های جنوبی تر آن) قابل مشاهده است.

### ۵-۲-۴- نقشه سیگنال تحلیلی

سیگنال تحلیلی یکی از روش های کمی تفسیر داده های مغناطیسی است (شمسی، ۱۳۹۳). در این فیلتر مرز منشاهای مغناطیسی بر نقاط بیشینه نقشه سیگنال تحلیلی منطبق است. این نقشه ها امکان تطابق بهتر لبه های بی هنجاری مغناطیسی را با محدوده محیطی به نمایش می گذارند که بدین ترتیب گسترش طولی و عرضی عارضه را روی سطح زمین با دقت بیشتری نسبت به نقشه بی هنجاری مغناطیسی نشان می دهد. در شکل ۸-d نقشه سیگنال تحلیلی رسم شده برای این محدوده آورده شده است.

پهنه بی هنجاری شماره ۲ نیز بر اساس نقشه برگردان به قطب مغناطیسی تا حدودی دچار کاهش ژئومتری سطحی شده است. شدت این کاهش در مقایسه با پهنه بی هنجاری شماره ۱ به مراتب بیشتر است. موقعیت این پهنه بی هنجار بر اساس نقشه برگردان به قطب مغناطیسی تقریباً به صورت یک توده ممتد با امتداد شمال-جنوب است. به رغم تغییر موقعیت پهنه های بی هنجاری شماره ۱ و ۲، موقعیت اثرات پاسخ مغناطیسی ضعیف شناسایی شده در منتهی الیه جنوب باختری محدوده کمترین تغییر را از نظر موقعیت و در مقایسه با نقشه های میدان کلی مغناطیسی و میدان کلی با اعمال فیلترهای مختلف ادامه فراسو پیدا کرده است. در شکل ۸-b نقشه برگردان به قطب با اعمال ۱۰ متر فیلتر فراسو آورده شده است.

با اعمال فیلترهای ادامه فراسو بر روی نقشه RTP به شدت از میزان پاسخ مغناطیسی اندازه گیری شده در پهنه بی هنجاری شماره ۲ کاسته شده است. این نتیجه کم و بیش در بررسی نقشه میدان کلی مغناطیسی با اعمال فیلتر ۱۰ متر ادامه فراسو نیز حاصل شد. با اعمال فیلتر یاد شده، روند تقریبی شمال-جنوب در این پهنه بی هنجار مشاهده می شود. افزون بر این، میزان پاسخ مغناطیسی در نقشه RTP با اعمال ۱۰ متر فیلتر ادامه فراسو در این پهنه بی هنجار نیز تا حدود زیادی تعدیل شده است، ولی هنوز موقعیت آن ها در نقشه RTP با اعمال ۱۰ متر فیلتر ادامه فراسو قابل شناسایی است. همانند نقشه میدان کلی مغناطیسی با اعمال فیلتر ۱۰ متر ادامه فراسو در این نقشه نیز موقعیت این پهنه یاد شده به سمت قسمت های جنوبی تر پهنه مورد نظر متمایل شده است. با اعمال فیلتر ۳۰ متر ادامه فراسو بر روی نقشه برگردان به قطب مغناطیسی بخش های شمالی پهنه بی هنجاری شماره ۲ دچار تعدیل شدیدی در میزان پاسخ مغناطیسی شده است (شکل ۸-c). به گونه ای که در این قسمت ها در عمل شاهد یک روند با ژئومتری کوچک از محدوده با میزان پاسخ مغناطیسی متوسط می باشیم. این موضوع



شکل ۸- (a) نقشه برگردان به قطب مغناطیسی؛ (b) نقشه برگردان به قطب مغناطیسی با ۱۰ متر ادامه فراسو؛ (c) نقشه برگردان به قطب مغناطیسی با ۳۰ متر ادامه فراسو، (d) نقشه سیگنال تحلیلی محدوده مورد مطالعه.

Figure 8-a) Map of rotation to pole magnetic; b) Map of rotation to pole with a 10-meter upwards continuation; c) Map of rotation to pole with a 30-meter upwards continuation; d) Analytical signal map of the study area.

در بخش باختری محدوده قرار دارد و به عنوان پهنه بی‌هنجاری اصلی شناخته می‌شود. میزان پاسخ مغناطیسی به نسبت بالای اندازه‌گیری شده در این پهنه بی‌هنجار گویای رخداد کانه‌زایی بیشتر از نوع مگنتیت در این بخش از محدوده دارد. پاسخ مغناطیسی اندازه‌گیری شده در پهنه بی‌هنجاری شماره ۲ در مقایسه با پهنه بی‌هنجاری شماره ۱ به مراتب کمتر است که این موضوع می‌تواند ناشی از تاثیر پوش سنگ ماده مغناطیسی به مراتب بیشتر در این بخش از محدوده باشد. در قسمت شمالی محدوده، پهنه شماره ۱ و ۲ به هم نزدیک شده و احتمال می‌رود در بخش‌های شمالی به صورت یکپارچه درآمده باشد. با توجه به نقشه‌های ادامه فراسو، بی‌هنجاری شماره ۱ در ژرفای تقریبی ۲۰۰-۱۵۰ متر و بی‌هنجاری شماره ۲ در ژرفای تقریبی ۵۰ متر شروع به بسته شدن کرده است. بر اساس نقشه RTP موقعیت پهنه بی‌هنجاری شماره ۱، انطباق نسبی خوبی را با موقعیت پهنه مورد نظر در نقشه TM نشان می‌دهد. در هر صورت و بر اساس نقشه برگردان به قطب مغناطیسی نیز شاهد روند تقریبی شمال، شمال‌باختر-جنوب‌خاور، جنوب در پهنه بی‌هنجار شماره ۱ می‌باشیم. این روند انطباق نسبی خوبی را با موقعیت رخنمون همبری توده اولترامافیک دارای کانه‌زایی آهن نشان می‌دهد. بر این اساس، انتظار می‌رود پهنه احتمالی کانه‌دار مغناطیسی با شیبی متمایل به باختر به زیر واحد فیلیت رفته باشد. در نقشه سیگنال تحلیلی تهیه شده برای این محدوده شاهد حضور یک پهنه بی‌هنجار تقریباً پیوسته و منطبق بر پهنه‌های بی‌هنجاری شماره ۱، ۲ و همچنین بخش‌های بینابینی آن‌ها می‌باشیم. در بخش مرکزی این محدوده، رخنمون یک باند پریدوتیتی با روند تقریبی شمال-جنوب وجود دارد که به دو واحد مجزای پریدوتیت سخت با میزان مگنتیت بیشتر و واحد پریدوتیت هوازده با میزان مگنتیت کمتر تفکیک شده است. در نقشه سیگنال تحلیلی در این محدوده اقدام به تفکیک واحدهای پریدوتیت سرپانتینی شده و فیلیت از یکدیگر بر مبنای شواهد پاسخ مغناطیسی شده است. نکته اصلی و شاخص در بررسی نقشه سیگنال تحلیلی تهیه شده برای این محدوده حضور یک باند احتمالی از واحد پریدوتیت با روند تقریبی شمال-جنوب در قسمت منتهی الیه خاوری محدوده است.

### سپاسگزاری

بدین وسیله از حمایت مالی معاونت پژوهشی و فناوری سازمان پژوهش‌های علمی و صنعتی ایران در قالب پژوهانه ۰۳۸۸۷۶ تشکر و قدردانی می‌گردد. همچنین از مدیر عامل محترم شرکت صنعتی- معدنی کویر مس مشرق زمین جناب آقای مهندس هادی اوجاقی شیرمرد تشکر و قدردانی می‌نمایم.

در نقشه سیگنال تحلیلی تهیه شده برای این محدوده شاهد حضور یک پهنه بی‌هنجار تقریباً پیوسته و منطبق بر پهنه‌های بی‌هنجاری شماره ۱، ۲ و همچنین بخش‌های بینابینی آن‌ها می‌باشیم. این نقشه به ظاهر ارتباط چندانی را با سایر نقشه‌های مغناطیسی تهیه شده نشان نمی‌دهد. دلیل این موضوع به حساسیت این فیلتر به تغییرات واحدهای زمین‌شناختی برمی‌گردد. همان‌گونه که از بررسی نقشه زمین‌شناسی این محدوده مشخص است، در بخش مرکزی این محدوده شاهد رخنمون یک باند اولترامافیک با روند تقریبی شمال-جنوب می‌باشیم. این باند اولترامافیک با توجه به مطالعات زمین‌شناسی و شواهد صحرایی مانند رنگ و ریخت‌شناسی و همچنین کانی‌سازی به دو واحد مجزای هارزبورژیت سخت با میزان مگنتیت بیشتر و واحد هارزبورژیت هوازده با میزان مگنتیت کمتر تفکیک شده است. با مقایسه موقعیت نسبی واحدهای یاد شده و همچنین موقعیت پهنه بی‌هنجاری در نقشه سیگنال تحلیلی شاهد انطباق نسبی خوب این نقشه‌ها می‌باشیم. در حقیقت نقشه سیگنال تحلیلی در این محدوده اقدام به تفکیک واحدهای اولترامافیک و فیلیت میزبان از یکدیگر و بر مبنای شواهد پاسخ مغناطیسی کرده است. نکته اصلی و شاخص در بررسی نقشه سیگنال تحلیلی تهیه شده برای این محدوده حضور یک باند احتمالی از واحد اولترامافیک با روند تقریبی شمال-جنوب و در قسمت منتهی الیه خاوری محدوده است.

### ۶- نتیجه‌گیری

با توجه به بررسی‌های میدانی، مطالعات میکروسکوپی، آنالیز شیمیایی و مغناطیس‌سنجی، محدوده مورد مطالعه عمدتاً از سنگ‌های افیولیتی در جایگاه زمین‌ساختی پشته‌های میان اقیانوسی شامل پریدوتیت گوشته‌ای تشکیل شده است. کانی‌های الیون، ارتوپروکسن، کلینوپروکسن و اسپینل سازنده‌های اصلی پریدوتیت‌های گوشته هستند و با توجه به نمودارهای جداکننده محیط زمین‌ساختی برای هارزبورژیت‌ها ویژگی‌های پریدوتیت‌های آبیسال را نشان می‌دهند. به نظر می‌رسد نسبت سیال/پریدوتیت (دگرسان شده) ناشی از سرپانتینی شدن به اندازه‌ای زیاد شده که در نهایت، سبب ته‌نشست مگنتیت در سطح این منطقه گردیده است. در بررسی این منطقه، با توجه به پتانسیل مجموعه‌های افیولیتی در دارا بودن مواد معدنی از جمله آهن به‌ویژه در پریدوتیت‌های سرپانتینی شده، از روش مغناطیسی استفاده استفاده شد. بر اساس نقشه شدت کل میدان مغناطیسی دو پهنه بی‌هنجاری با میزان شدت پاسخ متوسط تا بالا در محدوده مورد مطالعه شناسایی شد. پهنه بی‌هنجاری اول

### کتابنگاری

- ابراهیمی، ر.، ۱۳۹۴، پترولوژی و ژئوشیمی پریدوتیت‌های گوشته‌ای مجموعه‌های افیولیتی زمین‌درز سیستان (غرب زاهدان و شمال سهل‌آباد)، شرق ایران. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، ۱۱۵ ص.
- اسکویی، ب. و امیدیان، ص.، ۱۳۹۳، بررسی ساختاری گسل‌های ایرا و نوا در جنوب شرق آتشفشان دماوند با استفاده از روش مغناطیس‌سنجی. مجله فیزیک زمین و فضا، تیر ۱۳۹۳، سال چهارم، شماره ۲، ص ۸۳-۹۶. <https://doi.org/10.22059/jesphys.2014.50634/10.22059>
- اسماعیلی، د.، حیدری، م.، مقدور مشهور، ر.، ۱۳۹۴، مطالعه سنگ‌نگاری و ریزساختارهای سرپانتینیت‌های کمپلکس سیخوران (جنوب خاوری کرمان). فصلنامه علوم زمین، بهار ۱۳۹۴، سال بیست و چهارم، شماره ۹۵، ص ۴۱-۵۰. <https://doi.org/10.22071/gsj.2015.42380>
- بنی‌عامریان، ج.ا.، اسکویی، ب. و باستانی، م.، ۱۳۸۹، برآورد عمق، اندیس ساختاری و مکان منبع‌های مغناطیسی با استفاده از روش ترکیبی AN-EUL. مجله ژئوفیزیک ایران، اسفند ۱۳۹۸، سال چهارم، شماره ۲، ص ۷۰-۸۸. [https://www.ijgeophysics.ir/article\\_40848.html?lang=fa](https://www.ijgeophysics.ir/article_40848.html?lang=fa)
- رضایی، م.، مرادزاده، ع.، آقاجانی، ح. و نجاتی، ع.، ۱۳۹۵، تصویرسازی کانسار آهن اجت‌آباد با استفاده از داده‌های مغناطیس‌سنجی، مجله ژئوفیزیک ایران، خرداد ۱۳۹۵، سال ده، شماره ۱، ص ۶۱-۷۲. [https://www.ijgeophysics.ir/article\\_34202.html](https://www.ijgeophysics.ir/article_34202.html)
- زارعی سهامیه، ر.، طباطبائی، ا.ع.، شاهرخی، س. و، بارک، ن.، ۱۳۹۲، ژئوشیمی و کانی‌شیمی توده گابرویی شاه‌آباد، شمال غرب نورآباد، استان لرستان. مجله زمین‌شناسی اقتصادی، بهمن ۱۳۹۲، سال پنجم، شماره ۹، ص ۲۹۱-۳۰۵. [econg.v5i2.31986/10.22067](http://econg.v5i2.31986/10.22067)
- شایسته فر، م.ر.، محمدی، م.، رضایی، ع. و، رنجبر، ح.ا.، ۱۳۹۳، اکتشاف کرومیت با استفاده از آنالیز داده‌های مغناطیس‌سنجی هوایی ۱:۵۰۰۰۰ آبدشت، اسفند کرمان. مجله علوم زمین، اسفند ۱۳۹۳، سال بیست و چهارم، شماره ۹۴، ص ۳۵-۴۰. <https://doi.org/10.22071/gsj.2015.43115>

شمسی، ا.، ۱۳۹۳، آشکارسازی شکل هندسی کانسار آهن سرخه دیزج زنجان با روش سیگنال تحلیلی. اولین همایش ملی زمین شناسی و اکتشافات معدنی. ص ۵. <https://civilica.com/doc/23274585/5cf160f8f0df684e400120f9d1bc1d3c>

غلامی‌پور، ا.، حیدریان شهری، م.ر.، ابراهیمی نصرآبادی، خ. و هاشمی مرند، غ.ر.، ۱۳۹۲، زمین‌شناسی و اکتشافات ژئوفیزیکی در کانسار آهن ساغند. مجله ژئوفیزیک ایران، سال هفتم، شماره ۱، صص ۱۱۶ - ۱۳۲. 20.1001.1.20080336.1392.7.1.10.4

## References

- Adelpour, M., and Zarasvandi, A., 2022. Petrography, minerals chemistry and genesis of peridotite in the Heydarabad ophiolitic melange (East of Iran), *Researches in Earth Sciences*, 13(1), 1-20. doi: 10.48308/estj.2022.100990.
- Bach, W., Paulick, H., Garrido, C. J., Ildefonse, B., Meurer, W. P., and Humphris, S. E., 2006. Unraveling the sequence of serpentinization reactions: petrography, mineral chemistry, and petrophysics of serpentinites from MAR 15°N (ODP Leg 209, Site 1274), *Geophysical research letters*, 33 (13), 1–4. <https://doi.org/10.1029/2006GL025681>.
- Baniamerian, J.A., Oskooi, B., and Bastani, M., 2011. Estimation of depth, structural index and location of the magnetic sources by using combined method of AN-EUL, *Iranian Journal of Geophysics*, 4(2), 70-88. [https://www.ijgeophysics.ir/article\\_40848.html?lang=fa](https://www.ijgeophysics.ir/article_40848.html?lang=fa). (In Persian).
- Bashir, E., Naseem, S., Kaleem, M., Khan, Y., and Hamza, S., 2012. Study of serpentinized ultramafic rocks of Bela Ophiolite, Balochistan, Pakistan, *Journal of Geography and Geology*, 4(1), 79-89. <https://doi.org/10.5539/jgg.v4n1p79>.
- Berberian, M., and King, G. C. P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Canadian journal of earth sciences*, 18(2), 210-265. <https://doi.org/10.1139/e81-019>.
- Berly, T.J., Hermann, J., Arculus, R.J., and Lapierre, H., 2006. Supra-subduction zone pyroxenites from San Jorge and Santa Isabel (Solomon Islands), *Journal of Petrology*, 47(8), 1531-1555. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl019>.
- Bodinier, J.L., and Godard, M., 2005. Orogenic, Ophiolitic, and Abyssal. The Mantle and Core, *Treatise on Geochemistry*, 103 p.
- Bröcker, M., Rad, G.F., Burgess, R., Theunissen, S., Paderin, I., Rodionov, N., and Salimi, Z., 2013. New age constraints for the geodynamic evolution of the Sistan Suture Zone, eastern Iran, *Lithos*, 170 -171, 17-34. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.02.012>.
- Carlos, D.U., Uieda, L., and Barbosa, V.C., 2014. Imaging iron ore from the Quadrilátero Ferrífero (Brazil) using geophysical inversion and drill hole data, *Ore Geology Reviews*, 61, 268-285. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.02.011>.
- Dare, S.A., Barnes, S.J., Beaudoin, G., Méric, J., Boutroy, E., and Potvin-Doucet, C., 2014. Trace elements in magnetite as petrogenetic indicators, *Mineralium Deposita*, 49, 785-796. <https://link.springer.com/article/10.1007/s00126-014-0529-0>.
- Dare, S.A.S., 2007. Chrome-spinel geochemistry of the northern Oman-United Arab Emirates ophiolite. Ph.D. Thesis, Univ. of Cardiff, U.K., 320 p.
- Della Giusta, A., Carbonin, S., and Russo, U., 2011. Chromite to magnetite transformation: compositional variations and cation distributions (southern Aosta Valley, Western Alps, Italy), *Periodico di Mineralogia*, 80(1), 1-17. <https://doi.org/10.2451/2011PM0001>.
- Diella, V., Ferrario, A., and Rossetti, P., 1994. The magnetite ore deposits of the southern Aosta valley: chromitite transformed during an Alpine metamorphic event. *Ophioliti*, 19, 247-256. <https://hdl.handle.net/2318/9367>.
- Ebrahimi, R., 2015. *Petrology and geochemistry of mantle peridotites of the Sistan suture zone ophiolite complexes (west of Zahedan and north of Sahl Abad), eastern Iran*. Master's thesis, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, 115 p. (In Persian).
- Eftekhari Nezhad, J., Alavi-Naini, M., Lotfè, M., and Aghanabati, A., 1990. Geological map of Khunic, scale 1:100000, Geological Survey and Mineral Exploration of Iran.
- Eslami, A., Arai, S., Miura, M., and Mackizadeh, M.A., 2018. Metallogeny of the peridotite-hosted magnetite ores of the Nain ophiolite, Central Iran: Implications for Fe concentration processes during multi-episodic serpentinization, *Ore Geology Reviews*, 95, 680-694. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.03.020>.
- Esmaily, D., Heidari, M., and Maghdour-Mashhour, R., 2015. Microstructures and Petrography of Sikhoran Complex Serpentinites (SE of Kerman), *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 24(95), 41-50. <https://doi.org/10.22071/gsj.2015.42380>. (In Persian).
- Fatehi, M., Norouzih, G., and Hajice, F., 2013. Depth detection of magnetic bodies by using the analytic signal derivative, *Iran J Geophys*, 7, 52-63. [https://www.ijgeophysics.ir/article\\_39522.html?lang=en](https://www.ijgeophysics.ir/article_39522.html?lang=en).
- Frost, B.R., and Beard, J.S., 2007. On silica activity and serpentinization, *Journal of petrology*, 48(7), 1351-1368. <https://doi.org/10.1093/petrology/egn026>.
- Frost, B.R., Evans, K.A., Swapp, S.M., Beard, J.S., and Mothersole, F.E., 2013. The process of serpentinization in dunite from New Caledonia, *Lithos*, 178(), 24-39. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.02.002>.
- Ganiyu, S.A., Badmus, B.S., Awoyemi, M.O., Akinyemi, O.D., and Olurin, O.T., 2013. Upward continuation and reduction to pole process on aeromagnetic data of Ibadan Area, South-Western Nigeria, *Earth Science Research*, 2(1), 66-73. <https://pdfs.semanticscholar.org/f5a8/0a8f2778ffe6352d895b9d76c24b23319fd0>.

- Gholamipour Sisakhti, A., Haidarian Shahri, M.R., Ebrahimi Nasrabadi, K., and Hashemi Marand, G.R., 2013. *Geological and geophysical exploration of Saghand iron deposit, Iranian Journal of Geophysics*, 7(1), 116-132. 20.1001.1.20080336.1392.7.1.10.4. (In Persian).
- Hart, S.R., and Zindler, A., 1986. In search of a bulk-Earth composition, *Chemical Geology*, 57(3-4), 247-267. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(86\)90053-7](https://doi.org/10.1016/0009-2541(86)90053-7).
- Hodel, F., Macouin, M., Triantafyllou, A., Carlut, J., Berger, J., Rousse, S., Ennih, N., and Trindade, R.I.F.D., 2017. Unusual massive magnetite veins and highly altered Cr-spinels as relics of a Cl-rich acidic hydrothermal event in Neoproterozoic serpentinites (Bou Azzer ophiolite, Anti-Atlas, Morocco), *Precambrian Research*, 300, 151-167. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.08.005>.
- Hofmann, A.W., 1988. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust, *Earth and planetary science letters*, 90(3), 297-314. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(88\)90132-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(88)90132-X).
- Hoseini, M., Ojaghi Shirmard, H., and Nozaem, R., 2015. Geological map of Western Heidar Abad, scale 1:5000, Pars Mes Kav Company.
- Khedr, M.Z., and Arai, S., 2016. Petrology of a Neoproterozoic Alaskan-type complex from the Eastern Desert of Egypt: implications for mantle heterogeneity, *Lithos*, 263, 15-32. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.07.016>.
- Khedr, M.Z., Arai, S., Python, M., and Tamura, A., 2014. Chemical variations of abyssal peridotites in the central Oman ophiolite: Evidence of oceanic mantle heterogeneity. *Gondwana Research*, 25(3), 1242-1262. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.05.010>.
- Klein, F., Bach, W., Humphris, S.E., Kahl, W.A., Jöns, N., Moskowitz, B., and Berquó, T.S., 2014. Magnetite in seafloor serpentinite—Some like it hot, *Geology*, 42(2), 135-138. <https://doi.org/10.1130/G35068.1>.
- Klein, F., Bach, W., Jöns, N., McCollom, T., Moskowitz, B., and Berquó, T., 2009. Iron partitioning and hydrogen generation during serpentinization of abyssal peridotites from 15°N on the Mid-Atlantic Ridge, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 73(22), 6868–6893. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.08.021>.
- Kurzawa, T., Bröcker, M., Rad, G.F., Berndt, J., and Lisker, F., 2017. Cretaceous high-pressure metamorphism and low pressure overprint in the Sistan Suture Zone, eastern Iran: Additional temperature estimates for eclogites, geological significance of U-Pb zircon ages and Rb-Sr constraints on the timing of exhumation, *Journal of Asian Earth Sciences*, 147, 332-344. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2017.07.051>.
- Laouar, R., Satouh, A., Salmi-Laouar, S., Abdallah, N., Cottin, J.Y., Bruguier, O., Bosch, D., Ouabadi, A., Boyce, A.J., and Fallick, A.E., 2017. Petrological, geochemical and isotopic characteristics of the Collo ultramafic rocks (NE Algeria), *Journal of African Earth Sciences*, 125, 59-72. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2016.10.012>.
- Liu, C.Z., Zhang, C., Xu, Y., Wang, J.G., Chen, Y., Guo, S., Wu, F.Y., and Sein, K., 2016. Petrology and geochemistry of mantle peridotites from the Kalaymyo and Myitkyina ophiolites (Myanmar): Implications for tectonic settings, *Lithos*, 264, 495-508. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.09.013>.
- Maanijou, M., Vafaei, Z.M., and Aliani, F., 2016. Fluid inclusion and sulfur stable isotope evidence for the origin of the Ahangran Pb-Ag deposit, *Journal of Economic Geology*, 7 (2), 7-8. 10.22067/econg.v7i2.25816.
- Malvoisin, B., 2015. Mass transfer in the oceanic lithosphere: serpentinization is not isochemical, *Earth and Planetary Science Letters*, 430, 75-85. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.07.043>.
- Mohammadi, A., Burg, J.P., Bouilhol, P., and Ruh, J., 2016. U–Pb geochronology and geochemistry of Zahedan and Shah Kuh plutons, southeast Iran: Implication for closure of the South Sistan suture zone, *Lithos*, 248-251, 293-308. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.02.003>.
- Mousivand, F., Rastad, E., Peter, J.M., and Maghfouri, S., 2018. Metallogeny of volcanogenic massive sulfide deposits of Iran, *Ore Geology Reviews*, 95, 974-1007. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.01.011>.
- Mudd, G.M., Weng, Z., and Jowitt, S.M., 2013. A Detailed Assessment 1022 of Global Cu Resource Trends and Endowments, *Economic Geology*, 108(1), 1163-1183. 10.2113/econgeo.108.5.1163.
- Nabighian, M.N., Grauch, V.J.S., Hansen, R.O., LaFehr, T.R., Li, Y., Peirce, J.W., Phillips, J.D., and Ruder, M.E., 2005. The historical development of the magnetic method in exploration, *Geophysics*, 70(6), 1-113. <https://doi.org/10.1190/1.2133784>.
- Nakatsuka, T., and Okuma, S., 2006. Reduction of magnetic anomaly observations from helicopter surveys at varying elevations, *Exploration Geophysics*, 37(1), 121-128. <https://doi.org/10.1071/EG06121>.
- Nicolas, A., Bouchez, J.L., Boudier, F., and Mercier, J.C., 1971. Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some European lherzolites, *Tectonophysics*, 12(1), 55-86. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(71\)90066-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(71)90066-7).
- Niu, Y., and Hekinian, R., 1997. Spreading-rate dependence of the extent of mantle melting beneath ocean ridges, *Nature*, 385(6614), 326-329. <https://www.nature.com/articles/385326a0>.
- Oskooi, B., and Omidian, S., 2014. *Surveying the Ira and Nava faults (south east of Damavand volcano) using magnetometry method, Journal of the Earth and Space Physics*, 40(2), 83-96. 10.22059/jesphys.2014.50634. (In Persian).
- Parkinson, I.J., and Pearce, J.A., 1998. Peridotites from the Izu–Bonin–Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt–mantle interaction in a supra-subduction zone setting, *Journal of petrology*, 39(9), 1577-1618. <https://doi.org/10.1093/ptro/39.9.1577>.
- Rad, G.F., Droop, G.T.R., and Burgess, R., 2009. Early Cretaceous exhumation of high-pressure metamorphic rocks of the Sistan Suture Zone, eastern Iran, *Geological Journal*, 44(1), 104-116. <https://doi.org/10.1002/gj.1135>.

- Ramdohr, P., 2013. The ore minerals and their intergrowths. Pergamon Press, Elsevier, 948 p.
- Rampone, E., Hofmann, A.W., Piccardo, G.B., Vannucci, R., Bottazzi, P., and Ottolini, L., 1995. Petrology, mineral and isotope geochemistry of the External Liguride peridotites (Northern Apennines, Italy), *Journal of Petrology*, 36(1), 81-105. <https://doi.org/10.1093/petrology/36.1.81>.
- Rezaei, M., Moradzadeh, A., Aghajani, H., and Nejati, A., 2016. Imaging OjatAbad iron ore using magnetic data, *Iranian Journal of Geophysics*, 10(1), 61-72. [https://www.ijgeophysics.ir/article\\_34202.html](https://www.ijgeophysics.ir/article_34202.html). (In Persian).
- Rossetti, P., Gatta, G.D., Diella, V., Carbonin, S., Della Giusta, A., and Ferrario, A., 2009. The magnetite ore districts of the southern Aosta Valley (Western Alps, Italy): a mineralogical study of metasomatized chromite ore, *Mineralogical Magazine*, 73(5), 737-751. <https://doi.org/10.1180/minmag.2009.073.5.737>.
- Saccani, E., Delavari, M., Beccaluva, L., and Amini, S., 2010. Petrological and geochemical constraints on the origin of the Nehbandan ophiolitic complex (eastern Iran): Implication for the evolution of the Sistan Ocean, *Lithos*, 117(1-4), 209-228. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.02.016>.
- Shafaii Moghadam, H.S., and Stern, R.J., 2015. Ophiolites of Iran: Keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia:(II) Mesozoic ophiolites, *Journal of Asian Earth Sciences*, 100, 31-59. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2014.12.016>.
- Shamsi, A., 2014. Revealing the geometric shape of the Sorkheh Dizaj Zanjan iron deposit by using analytical signal method. *First National Conference on Geology and Mineral Exploration*. 5p. <https://civilica.com/doc/23274585/5cf160f8f0df684e400120f9d1bc1d3c/>. (In Persian).
- Shayestefar, M.R., Mohammadi, M., Rezaei, A., and Ranjbar, H.A., 2014. Chromite Exploration by Using of the Air Born Magnetic Data Analysis of 1: 50000 Abdasht, Esphandeghe, Kerman Province, *Journal of Earth Sciences*, 24(94), 35-40. <https://doi.org/10.22071/gsj.2015.43115>. (In Persian).
- Snow, J.E., and Dick, H.J., 1995. Pervasive magnesium loss by marine weathering of peridotite, *Geochimica et cosmochimica acta*, 59(20), 4219-4235. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00239-V](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00239-V).
- Syverson, D.D., Tutolo, B.M., Borrok, D.M., and Seyfried Jr, W.E., 2017. Serpentinization of olivine at 300 C and 500 bars: An experimental study examining the role of silica on the reaction path and oxidation state of iron, *Chemical Geology*, 475, 122-134. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.11.006>.
- Tirrul, R., Bell, I.R., Griffis, R.J., and Camp, V.E., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran, *Geological Society of America Bulletin*, 94(1), 134-150. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94<134:TSSZOE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<134:TSSZOE>2.0.CO;2).
- Volkert, R.A., Zartman, R.E., and Moore, P.B., 2005. U-Pb zircon geochronology of Mesoproterozoic postorogenic rocks and implications for post-Ottawan magmatism and metallogenesis, New Jersey Highlands and contiguous areas, USA, *Precambrian Research*, 139(1-2), 1-19. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2005.06.003>.
- Whitney, D.L., and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95 (1): 185-187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>.
- Wright, J., Lentz, D.R., Rossiter, S., and Garland, P., 2016. Analysis of Au-Ag mineralization in the caribou base-metal VMS deposit, new brunswick; examination of Micro-Scale Inter-and Intra-Sulphide distribution and its relation to geometallurgy, *Minerals*, 6(4), 1-113. <https://doi.org/10.3390/min6040113>.
- Zarei Sahamieh, R., Tabakh Shabani, A. A., Shahrokhi, S. V., and Barak, N., 2014. Geochemistry and mineral chemistry of Shahabad gabbroic intrusion, NW Nourabad, Lorestan province, *Journal of Economic Geology*, 5(9), 291-305. <https://doi.org/10.22067/econg.v5i2.31986>. (In Persian).
- Zarrinkoub, M.H., Pang, K.N., Chung, S.L., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.Y., and Lee, H.Y., 2012. Zircon U-Pb age and geochemical constraints on the origin of the Birjand ophiolite, Sistan suture zone, eastern Iran, *Lithos*, 154, 392-405. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.08.007>.