

Research Article

Using chemistry of magnetite and clinopyroxene minerals in determining iron-titanium mineralization conditions in volcanic source rock, Mahura placer deposit - Markazi Province.

Elhamfirooz¹, Mohammad Ali Aliabadi ^{*2}, Farhad ehya³, Raziye mohamadi⁴

1- Phd student in economic geology, Mahalat branch, Islamic Azad University, Mahalat, Iran

2- Faculty in earth Science, Mahalat branch, Islamic Azad University, Mahalat, Iran

3- Faculty in earth Science, Behbahan branch, Islamic Azad University, Behbahan, Iran

4-Faculty in earth Science, Ashtian branch, Islamic Azad University, Ashtian, Iran

Keywords: *Placer magnetite, Mineral chemistry, Temperature-pressure geometries, Mahura.*

1-Introduction

Placer deposits result from releasing valuable minerals with high specific gravity and chemical-physical resistance during optimal weathering conditions and accumulation in suitable sedimentary environments. Magnetite is one of the minerals that can accumulate in the sedimentary basins after weathering the sedimentary, metamorphic, or igneous source rocks and form placer deposits. Iran's most essential placer iron deposits are located in the Sangan region of Khorasan and Bafaq region. Mahura placer iron deposit is located about 2 km west of Cheshmeh village, 55 km northeast of Arak city, and east of Miqan evaporating basin, consisting of a 36 square kilometers area. It is wholly composed of Quaternary alluvial sediments.

These sediments contain free magnetite particles as well as fragments of volcanic rocks containing magnetite particles. All the morphological and sedimentological evidence indicates the origin of these alluvial sediments from the volcanic rocks in the Urmia Dokhtar tectonic zone. According to the observation of extensive magmatic iron mineralization in the Urmia Dokhtar zone at the same time as plutonism and extensive Oligomiocene volcanism (Ghorbani, 2007), This article is an attempt to investigate the use of petrology, mineralogy, and chemistry of magnetite and clinopyroxene minerals, the structural setting and magmatic evolution of the source rock and the conditions of iron-titanium mineralization in the volcanic source rock, Mahura placer deposit.

2-Material and methods

To carry out this research, after the field study of the mining area and trenches, more than 60 samples of sediments and fragments of volcanic rocks found in the alluvium were collected and used for various geochemical, mineralogy, and microscopic mineralogy and microprobe laboratory studies.

In this article, only the mineralogical and mineralogy studies and the results of the chemical study of magnetite and pyroxene minerals in 5 thin-polished sections prepared from the pieces of volcanic rocks found in the region's sediments are discussed. In point analysis, Electron Microprobe Analysis (EMPA) was performed on 21 points of magnetite and 23 points of clinopyroxene by the Cameca SX100 model electronic microprocessor of Karaj Mineral Processing Company. This device is equipped with a spectrometer with an electron diode receiver. It works automatically with a high accuracy of 100ppm, simultaneous operation of several diode detectors, and stability of electron beam with carbon coating. This study was carried out at 15 kilo electron volts and a current of 20 nanoamps.

3-Results and discussions

The Mahura placer deposit is located in the eastern part of the Miqan sedimentary basin and on the border

* Corresponding author: geo.aliabadi@gmail.com

DOI: 10.22055/AAG.2022.41792.2315

Received: 2022-09-06

Accepted: 2022-10-18

of the Sanandaj Sirjan and Urmia Dokhtar structural zones. The topography of the sedimentary basin and the direction of the alluvial fans formed in this region indicate that sediments originated from the Urmia Dokhtar structural zone. Magnetite grain can be seen in two forms: in the size of clay and sand and in the volcanic fragments. Lithological studies show that volcanic rocks show andesite to basalt composition and evidence of magmatic pollution. Mineralogical studies indicate the presence of microparticles of magnetite between and inside minerals such as pyroxene and amphibole.

The mineral chemistry of magnetite indicates the existence of magnetite minerals with amounts of about 5 to 12% TiO_2 . It can be considered as a titanomagnetite or a solid solution combination between magnetite and ilmenite. The evidence obtained from the mineral chemistry of clinopyroxene indicates that the magma is calc-alkaline and formed in a magmatic arc during subduction. This issue is consistent with the theory of Urmia Dokhtar being a magmatic arc.

4- Conclusion

Iron-titanium content in the source magma, the fugacity of oxygen, water, and volatile substances are the most critical factors affecting the mineralization of iron-titanium oxides in mafic-ultramafic magmas (Charlier, 2015). The presence of magnetite mineral inclusions in the amphibole and pyroxene crystals of the volcanic fragments in mahura indicates the high iron and titanium content in initial magma and the first stages of crystal separation.

The formation temperature of clinopyroxenes and, consequently, the rocks of the studied area is about 1150-1200, and the crystallization pressure of clinopyroxene is estimated to be less than ten kbar, about 2-5 kbar, assuming an average density of the crust of 2.8, the average depth of magma formation is 7 It is estimated up to 10 km.

The opinion (Botcharnikov et al., 2008; Howarth and Prevec, 2013) is that high amounts of water play an essential role in iron-titanium mineralization. Also, based on Toplis, Carroll (1995), the crystallization of iron-titanium oxides from ferrobaltic magmas occurs mainly in conditions of oxygen fugacity $\geq$ FMQ (fayalite-magnetite-quartz buffer) in such a way that in the state of magnetite predominance, in the oxidation state (FMQ) +1.5 and deposits with magnetite and ilmenite appear in FMQ oxygen fugacity. The chemistry of available clinopyroxenes shows that the amount of magma water is, on average, 10 percent and has a high oxygen fugacity (Charlier, 2015). Crystallization and immiscibility know that this problem in internal igneous rocks leads to the association of magnetite layers with the igneous mass. However, due to the lack of time for forming layers in the volcanic rocks, the magnetite formed as inclusions in rock forming minerals or as particles in the between minerals boundaries.

5- References

- Botcharnikov, R.E., Almeev, R.R., Koepke, J., Holtz, F., 2008. Phase relations and liquid lines of descent in hydrous ferrobalt- implications for the Skaergaard intrusion and Columbia River flood basalts. *Journal of Petrology* 29, 1687–1727. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.03.026>.
- Charlier, B., 2015. Fe–Ti–V–P ore deposits associated with Proterozoic massif-type anorthosites and related rocks. *Earth-Science Reviews* 141, 56–81. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.11.005>.
- Ghorbani, M., 2013. The Economic Geology of Iran Mineral Deposits and Natural Resources. Arianzamin Publication, Tehran (in Persian). <https://doi.org/10.1007/978-94-007-5625-0>.
- Howarth, G.H., Prevec, S.A., 2013. Hydration vs. oxidation: Modelling implications for Fe-Ti oxide crystallization in mafic intrusions, with specific reference to the Panzhihua intrusion, SW China. *Geoscience Frontiers* 4, 555-569. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.02.020>.
- Toplis, M.J., Carroll, M.R., 1995. An Experimental Study of the Influence of Oxygen Fugacity on Fe-Ti Oxide Stability, Phase Relations, and Mineral—Melt Equilibria in Ferro-Basaltic Systems, *Journal of Petrology* 36 (5), 1137–1170. <https://doi.org/10.1093/petrology/36.5.1137>.

HOW TO CITE THIS ARTICLE:

Firoozi, E., Aliabadi, M., Ehya, F., Mohamadi, R., 2024. Using chemistry of magnetite and clinopyroxene minerals in determining iron-titanium mineralization conditions in volcanic source rock, Mahura placer deposit - Markazi Province. Adv. Appl. Geol. 13(4), 910-929.

DOI: 10.22055/AAG.2022.41792.2315

URL: https://aag.scu.ac.ir/article_18735.html

©2024 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers

کاربست شیمی کانی‌های مگنتیت و کلینوپیروکسن در تعیین شرایط کانه‌زایی آهن - تیتانیوم در سنگ آتشفشانی خاستگاه کانسار پلاسری ماهورا_ استان مرکزی

الهام فیروزی

دانشجوی دکتری گروه علوم زمین، واحد محلات، دانشگاه آزاد اسلامی، محلات، ایران

محمد علی علی‌آبادی*

* هیئت علمی گروه علوم زمین، واحد محلات، دانشگاه آزاد اسلامی، محلات، ایران

فرهاد احیاء

دانشیار گروه علوم زمین، واحد بهبهان، دانشگاه آزاد اسلامی، بهبهان، ایران

راضیه محمدی

استادیار گروه علوم زمین، واحد آشتیان، دانشگاه آزاد اسلامی، آشتیان، ایران

geo.aliabadi@gmail.com

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۶/۱۵ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۷/۲۶

چکیده

کانسار مگنتیت-تیتانو مگنتیت پلاسری ماهورا در بخش شرقی حوضه رسوبی میقان اراک در مرز بین پهنه ساختاری ارومیه- دختر و سنج- سیرجان در رسوبات آبرفتی کواترنری قرار گرفته است. مگنتیت در اندازه چند میکرون تا ۲ میلی‌متر به صورت دانه‌های آزاد و همچنین در قطعات سنگ‌های آتشفشانی موجود در آبرفت‌ها، مشاهده می‌شود. براساس مطالعات پتروگرافی و مینرالوگرافی، این سنگ‌های آتشفشانی حدواسط تا مافیک آندزیت، آندزیت بازالتی تا بازالت نامگذاری می‌شوند و دانه‌های میکرونی مگنتیت در درون دانه‌های آمفیبول، پیروکسن، پلاژیوکلاز و در مرز بین آنها مشاهده می‌شود. بر اساس داده‌های ریزکاوی کانی مگنتیت، این کانی دارای TiO_2 بالایی بوده و می‌توان آن را به عنوان تیتانومگنتیت هم در نظر گرفت که با توجه به نمودارها، در گروه مگنتیت‌های Fe-Ti-V قرار می‌گیرد. داده‌های شیمی ریزکاوی کانی کلینوپیروکسن در قطعات آتشفشانی حاکی از آن است که سنگ منشأ این پلاسرها دارای ترکیب کالک‌آلکالین بوده و در یک محیط کمان قاره‌ای که همان جایگاه تکتونیکی تشکیل ارومیه- دختر می‌باشد و در فشار ۵-۲ کیلو بار و دمای ۱۱۰۰ درجه سانتیگراد در اعماق ۷ تا ۱۰ کیلومتری، شکل گرفته است. محتوای بالای آهن - تیتانیوم، مقدار بالای آب حدود ۱۰ درصد، فوگاسیته بالای اکسیژن منطبق با سیستم $FMQ + 1/5$ ماگما، از مهمترین عواملی هستند که باعث نامیزاکی و تبلور بخشی مایعات اکسیدی ماگما و تشکیل دانه‌های مگنتیت در سنگ منشأ این کانسار شده است.

واژه‌های کلیدی: مگنتیت پلاسری، شیمی کانی، زمین‌دما-فشارسنجی، ماهورا

۱- مقدمه

ذخایر پلاسری حاصل آزاد شدن کانی‌های ارزشمند با وزن مخصوص بالا و مقاومت شیمیایی-فیزیکی بالا طی شرایط هوازگی بهینه، انتقال توسط رواناب حاصل از بارندگی، باد، گراوایته و یخ و سپس تجمع در محیط‌های رسوبی مناسب می‌باشند. مگنتیت یکی از کانه‌هایی است که پس از جدا شدن از سنگ منشأ رسوبی، دگرگونی و یا آذرین، امکان تجمع و تشکیل ذخایر پلاسری را دارد. هر چند ذخایر پلاسری آهن در بیشتر کشورهای دنیا وجود دارد، لیکن با توجه به تنوع، عیار و تناژ بالاتر دیگر انواع ذخایر آهن و همچنین تاثیرات زیست

محیطی استخراج ذخایر این نوع، به آنها اهمیت کمتری داده شده است و فقط به عنوان یک پتانسیل در نظر گرفته شده‌اند. با این حال بخش اعظم استخراج کانسنگ آهن در استرالیا از Channel Iron Deposite) انجام می‌شود. معادن ساحل غربی ایسلند شمالی، معادن ایندو در اندونزی، ام بی ا در فیجی و وایکاتو در نیوزلند از بزرگترین ذخایر پلاسری آهن دنیا هستند (Mohammadi and Shenavar, 2014). ایران دارای شرایط و محیط‌های رسوبی مناسب جهت تشکیل و حفظ انواع نهشته‌های پلاسری با ارزش اقتصادی بالا می‌باشد. از مهم‌ترین ذخایر پلاسری آهن ایران می‌توان به معدن پلاسری سنگان

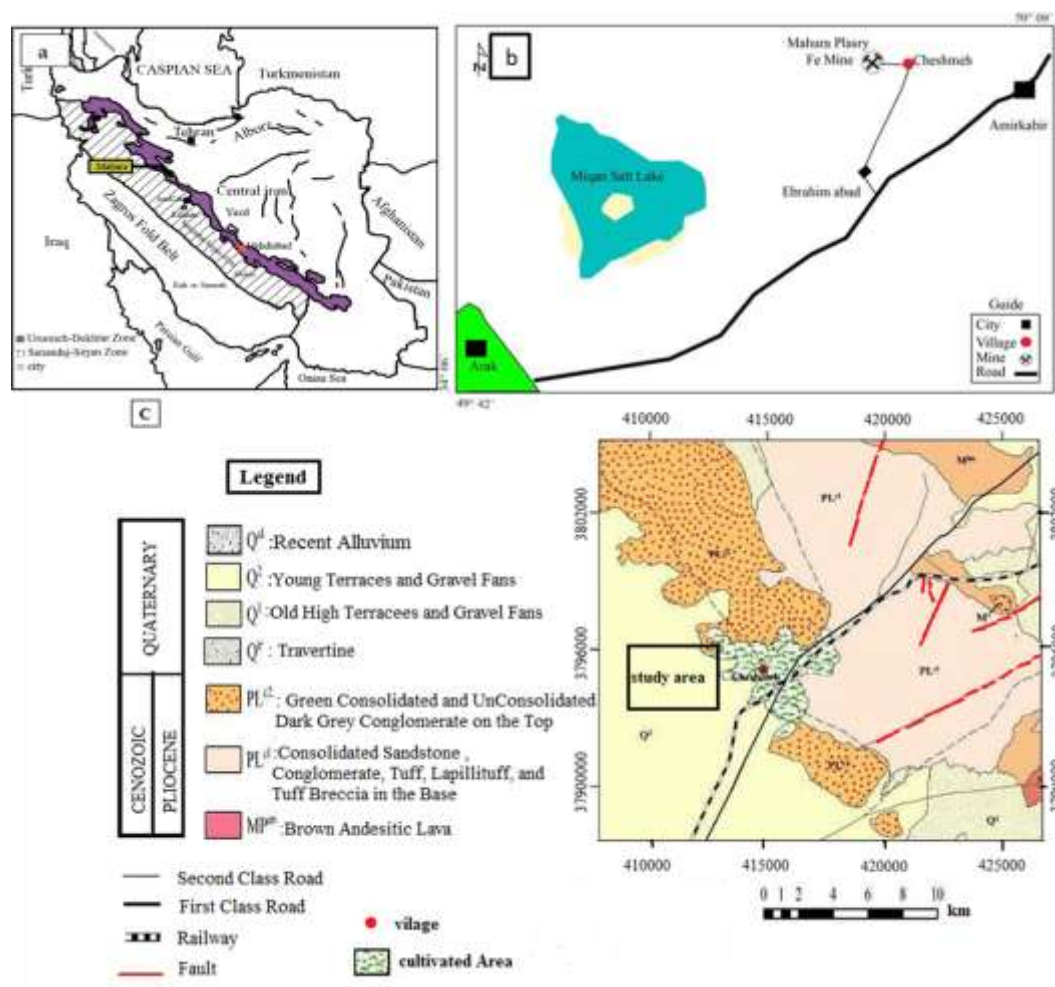
مرز پهنه‌های ساختاری سنندج سیرجان و کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر (شکل b۱) در حاشیه شرقی دشت میقان قرار گرفته است. این حوضه رسوبی حاصل یک فروافتادگی گرابنی است که در اثر فعالیت گسل‌های تلخاب و تبرته در پلیستوسن در یک حوضه ترافشارشی راست بر شکل گرفته است (Ezadi, Kian et al., 2021). این حوضه در ابتدا به صورت حوضه بازی بوده که آب‌های شیرین آن به سمت شمال حرکت کرده و از طریق تنگه شمال راهجرد به شمال ارتفاعات این محل تخلیه شده و به رودخانه قم می‌پیوسته است ولی به مرور زمان، بر اثر انباشته شدن رسوبات دانه‌ریز و فرسایش تکنونیک، سدی در راه عبور و تخلیه جریان آب ایجاد شده و حوضه بسته میقان به وجود آمده است (Yamani, 2021).

همان گونه که در نقشه زمین‌شناسی (شکل c۱) ناحیه مشهود است بخش اعظم واحدهای سنگی منطقه شامل ردیفی از سنگ‌های پلیوسن همراه با رسوبات مختلف کواترنری است. مطالعات صحرایی نشان می‌دهند که همه محدوده معدنی در تراس‌ها و مخروط افکنه‌های آبرفتی جوان کواترنری قرار گرفته است. در دیواره ترانشه‌های استخراجی معدن آثار و شواهد رسوب گذاری جریانی همچون لایه بندی دانه‌تدریجی نامنظم، جهت‌یافتگی جریانی و همچنین شواهد حاکی از تغییر جریان های سیلابی به جریان های آرام و بالعکس به خوبی مشاهده می‌شود. این آبرفت‌ها از دانه‌های با اندازه رس، ماسه، گراول، قلوه‌سنگ و گاهاً قطعات درشت‌تر تشکیل شده است. گردشگری مجموعه تقریباً خوب است، لیکن جوشدگی بسیار ضعیفی را نشان می‌دهند. گراول‌ها و قلوه‌های موجود در رسوبات از جنس آهکی، ماسه‌سنگی، توفی، آندزیتی، بازالتی و چرتی است. به عقیده Ghadimi و Esmaeili (۲۰۲۲) با توجه به مغایرت‌های بافتی، محیط رسوبی کنگلومرای بررسی شده می‌تواند مخروط افکنه- رودخانه‌ای با چرخه مجدد اجزای کنگلومرا باشد. از طرفی به نظر می‌رسد، سازنده‌های کنگلومرای قدیمی‌تر نظیر کنگلومرای سخت‌شده پلیوسن و کنگلومرای سازند قرمز فوقانی در محدوده قم و آشتیان، می‌تواند منشأ اجزای کنگلومرای سست این محدوده باشند (شکل a۲).

خراسان، پلاسر تیتان و آهن‌دار کهنوج و پلاسره‌های آهن‌دار شمال غرب نیشابور، سیرجان و شمال چادرملو همچنین منطقه بافق اشاره نمود. کانسار آهن پلاسری ماهورا در ۲ کیلومتری غرب روستای چشمه در ۵۵ کیلومتری شمال شرق شهرستان اراک و در شرق کویر میقان (شکل a۱)، محدوده‌ای ۳۶ کیلومتر مربعی را به خود اختصاص داده است. عملیات اکتشافی از سال ۱۳۸۸ بر روی این محدوده آغاز و از ۱۳۹۲ به بهره‌برداری رسیده است. مطالعات عیارسنجی سطحی و عمقی در چاهک‌ها و ترانشه‌های حفر شده در منطقه، عیار میانگین Fe_2O_3 را در حدود ۸ درصد نشان می‌دهد که پس از گذر ماده معدنی از دستگاه جدایش مغناطیسی مستقر در محل معدن، این مقدار به حدود ۶۰ درصد می‌رسد. از مهمترین ویژگی‌های این معدن بالا بودن مقدار تیتانیوم در کانسنگ فرآوری شده می‌باشد، که به واسطه عدم وجود تکنولوژی و تجهیزات مربوطه در ایران، تا کنون امکان جداسازی و پریارسازی آن صورت نگرفته است. تنها تحقیق انجام شده بر روی این معدن توسط Samari و همکاران (۲۰۱۴) انجام شده است، که نتیجه‌گیری مناسبی در مورد نحوه تشکیل این کانسار ارائه نداده است. این محدوده به صورت کامل از رسوبات آبرفتی کواترنری پوشیده شده است کلیه شواهد مورفولوژیکی و رسوب‌شناسی حاکی از منشأ گرفتن این آبرفت‌ها از توده‌های آتشفشانی پهنه ساختاری ارومیه- دختر می‌باشد. به عقیده Shahabpour (۲۰۰۶) و Ghorbani (۲۰۱۳) کانه‌زایی گسترده آهن در این پهنه و همگام با پلوتونیزم و آتشفشانی گسترده الیگومیوسن رخ داده است، که محققین بسیاری بر روی کانسارهای این پهنه مطالعه نموده‌اند (Alaminia et al., 2020). در این مقاله سعی بر آن است تا با به کارگیری شیمی کانی‌های مگنتیت و کلینوپیروکسن، جایگاه ساختاری و تحولات ماگمایی سنگ مادر و شرایط کانه‌زایی آهن- تیتانیوم در سنگ آتشفشانی، خاستگاه کانسار پلاسری ماهورا، بررسی گردد.

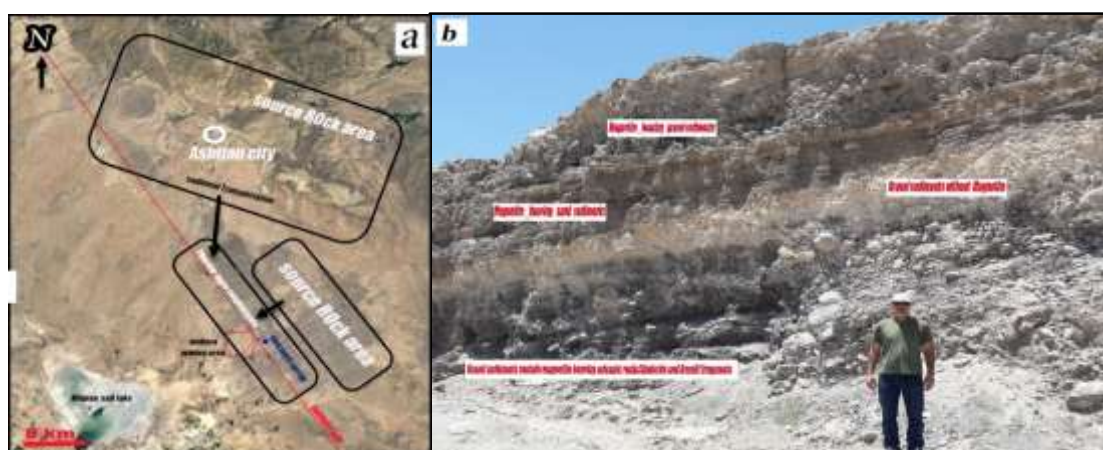
۲- زمین‌شناسی منطقه

کانسار آهن پلاسری ماهورا در ورقه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ قم و در ورقه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سلفچگان- خوره در



شکل ۱- (a) موقعیت محدوده معدنی بر روی نقشه ساده شده پهنه‌های ساختاری ایران، (b) مسیر دسترسی به منطقه معدنی و (c) نقشه زمین‌شناسی محدوده کانسار پلاسری ماهورا (modified after Alaeimahabadi et al., 2000).

Fig.1. (a) Location of mining area Simplified map of Iran's structural zones, (b) The access route to the mining area and (c) Geological map of the Mahura placer deposit (modified after Alaeimahabadi et al., 2000).



شکل ۲- (a) ساختار آبرفت‌های مگنتیت‌دار معدن پلاسری ماهورا (دید به سمت جنوب غرب) و (b) موقعیت محدوده ماهورا بر روی تصویر گوگل ارث و منشاء احتمالی آبرفت‌های آن (Modified after Ghadimi and Esmaeili, 2022).

Fig. 2. (a) structure of magnetite bearing alluviums in Mahura placer area (view to southwest) and (b) Location of Mahura in google earth image and possible origin of alluviums (Modified after Ghadimi and Esmaeili, 2022).

۳- کانه زایی

کانه های پلاسری در این منطقه شامل دانه های میکرونی مگنتیت و تیتانومگنتیت است که عموماً وجود رنگ سیاه و خاصیت آهنربایی آن، نحوه توزیع آن در رسوبات را به خوبی نشان می دهد. ماده معدنی پلاسری به سه صورت در این منطقه دیده می شود. ۱- لایه ها و ریزلایه های سیاه رنگ که بخش اعظم آنها از مگنتیت تشکیل شده است. ۲- لایه های حاوی دانه های قلوه سنگی، گراول و ماسه که حاوی خمیره غنی از مگنتیت هستند و بسته به میزان خمیره آهن دار رنگ سیاه تا خاکستری را نشان می دهند. ۳- قلوه ها و گراول های از جنس سنگ های آتشفشانی که طی تست با آهن ربا مشخص می شود که حاوی مگنتیت بالایی هستند (شکل b۲).

۴- روش مطالعه

برای انجام این پژوهش، پس از بازدید صحرایی از محدوده و ترانسه های استخراجی، بیش از ۶۰ نمونه از رسوبات و قطعات سنگ های آتشفشانی موجود در آبرفت ها برداشت و برای مطالعات کانی شناسی، کانه نگاری میکروسکوپی و مایکروپروب از آنها استفاده گردید. جهت مطالعه شیمی بلورها، ۵ مقطع نازک- صیقلی تهیه شده از قطعات سنگ های آتشفشانی انتخاب گردید و بر روی ۲۱ نقطه مگنتیت و ۲۳ نقطه کلینوپیروکسن، توسط دستگاه ریزپردازنده الکترونی (EMPA) مدل (Cameca SX100) فرانسه در شرکت فرآوری مواد معدنی کرج، تجزیه نقطه ای صورت گرفت. این دستگاه مجهز به اسپکترومتر با گیرنده دیود الکترونی می باشد و با ولتاژ ۵ تا ۳۰ الکترون ولت و به صورت اتوماتیک با دقت بالای ۱۰۰ ppm و عملکرد همزمان چند تشخیص دیودی و پایداری اشعه الکترونی با پوشش کربن کار می کند. این آنالیز با پرتوی به قطر $5-2\ \mu$ ، در ولتاژ ۱۵ Kev و با شدت جریان ۲۰ نانو آمپر انجام گرفته است.

۵- نتایج

۵-۱- مطالعات سنگ نگاری

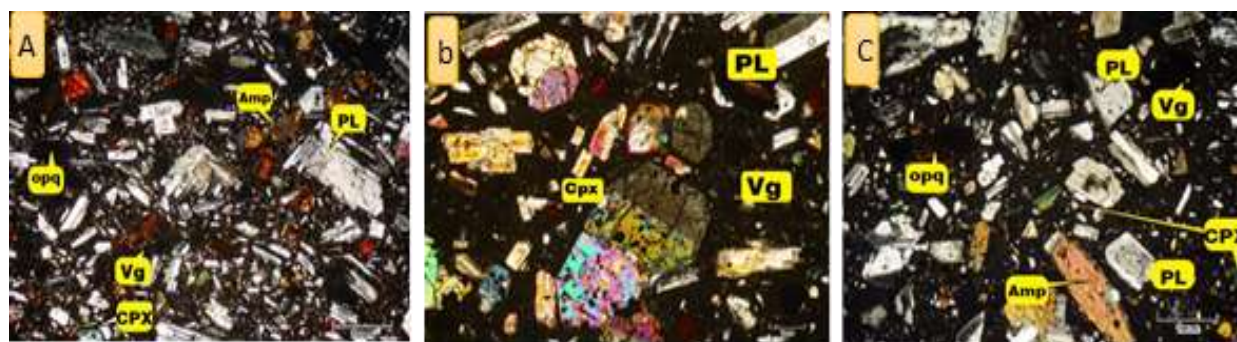
قطعات سنگ های آتشفشانی موجود در آبرفت های محدوده

معدنی ماهورا، در سطح تازه به رنگ های خاکستری روشن، قهوه-ای روشن تا تیره، سبز و سیاه دیده می شوند. براساس درصد کانی ها و روابط بافتی سنگ های زیر تشخیص داده شده است.

آندزیت: سنگ های آندزیتی در این محدوده به رنگ های سبز تا خاکستری دیده می شوند. پلاژیوکلاز به صورت بلورهای تمام تا نیمه شکل دار (۵۰ تا ۶۰ درصد)، کلینوپیروکسن شکل دار تا نیمه شکل دار (۱۵ تا ۲۰ درصد)، آمفیبول و بیوتیت (۱۵ تا ۲۰ درصد) بیشترین حجم کانی های موجود در سنگ را به خود اختصاص داده اند. بافت های پورفیری، گلوپورفیری و سربیتی از بافت های رایج در این سنگ می باشد (شکل a۳). درشت بلورهای پلاژیوکلاز دارای منطقه بندی و بافت غربالی هستند و در اثر دگرسانی، رسی، کربناتی و سوسوریتی شده اند. درشت بلورهای پیروکسن گاهاً با ماکل دوتایی دیده شده و کم و بیش به کلسیت و اپیدوت تجزیه شده اند. آمفیبول، به صورت درشت بلورهای تقریباً خود شکل و بیشتر سبز رنگ با رخ های مشخص دیده شده و آثار دگرسانی (کلریت) و پدیده اپاسیتی شدن را نشان می دهد. از کانی های فرعی مشاهده شده در این سنگ ها، می توان به الیون و اپیدوت اشاره کرد.

آندزیت بازالتی: حدود ۴۰ درصد سنگ از درشت بلورهای پلاژیوکلاز نوع الیگوکلاز، پیروکسن بیشتر از نوع اوژیت و هورنبلند و ۶۰ درصد سنگ و شامل ریزبلورهای پلاژیوکلاز، پیروکسن، هورنبلند، کانی های کدر و شیشه آتشفشانی در زمینه می باشد. این سنگ دارای بافت پورفیری، هیالوپورفیری می باشد (شکل b۳).

بازالت: در این سنگ کانی های اصلی الیون، پلاژیوکلاز و پیروکسن در یک زمینه شیشه ای تا میکرولیتی دیده می شوند. بافت های حفره ای، آمیگدالوئید، گلوپورفیری در این سنگ شایع هستند. پلاژیوکلازها عمدتاً منطقه بندی نشان می دهند و ترکیبی از بیتونیت تا آندزین را نشان می دهند، که گاهی به طور بخشی سربیتی و سوسوریتی شده اند (شکل c۳). درشت بلورهای پیروکسن در اندازه های قابل توجه (گاه بیش از ۲ میلی متر) و گاه ماکله با ماکل متقارن در نمونه ها دیده می شود.



شکل ۳- (a) آندزیت حاوی درشت بلورهای پلاژیوکلاز، پیروکسن و آمفیبول در زمینه ریز بلور، (b) بلورهای پیروکسن و پلاژیوکلاز در زمینه شیشه‌ای در نمونه سنگ آندزیت بازالتی و (c) پلاژیوکلازهای زونینگ‌دار با بافت غربالی در زمینه ریز بلور و شیشه‌ای کاملاً دگرسان شده در بازالت، (همه تصاویر در حالت XPL هستند).

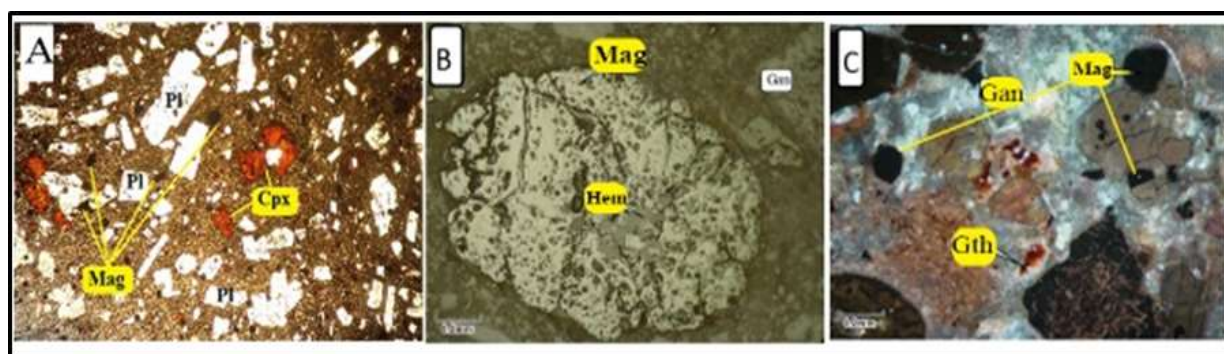
اختصارات (Whitney and Evans 2010): Am، آمفیبول، Pl، پلاژیوکلاز، Cpx، کلینوپیکروکسن، Vg، شیشه آتشفشانی، Opq، اپک

Fig. 3. (a) Andesite rock containing plagioclase, pyroxene and amphibole phenocrysts in microcrystalline matrix, (b) Andesite contain clinopyroxene and plagioclase crystals in hyalophorphyritic matrix and (c) Basalt with Zoning plagioclase with sieve texture in microcrystalline and altered glass matrix. (All images are in XPL).

تقریبی دانه‌های مگنتیت از چند میکرون تا ۲ میلی‌متر دیده می‌شود، اما بیشتر دانه‌ها اندازه کوچکتر از ۴۰ میکرومتر داشته و حدود یک سوم دانه‌ها ابعادی بین ۶۰ تا ۲۰۰ میکرومتر دارند. اکثر مگنتیت‌ها سالم و شکل‌دار هستند و به مقدار کم مارتیتی شده‌اند (شکل ۴b). گاهی در اثر افزایش شدت اکسیداسیون مقدار خیلی جزئی گوتیت نیز به صورت آغشتگی و رگچه‌ای تشکیل شده است (شکل ۴c).

۲-۵ مطالعات کانه‌نگاری

مگنتیت به عنوان اصلی‌ترین و فراوان‌ترین کانه فلزی در سنگ‌های آتشفشانی منطقه دیده می‌شود. دانه‌های ایزوتروپ مگنتیت در زیر میکروسکوپ به رنگ خاکستری با ته رنگ قهوه‌ای روشن مشاهده می‌شوند. دانه‌های این کانی شکل‌دار بوده و به صورت میانبار در پیروکسن، آمفیبول و پلاژیوکلاز و همچنین به صورت افشان در زمینه مشاهده شده است (شکل ۴a). ابعاد



شکل ۴- (a) دانه‌های مگنتیت در آندزیت (نور عبوری ppl)، (b) دانه بی‌شکل مگنتیت در حال تبدیل به هماتیت (نور بازتابی ppl) و (c) دانه‌های مگنتیت پراکنده در سنگ آتشفشانی (نور بازتابی XPL).

اختصارات (Whitney and Evans, 2010): Mag، مگنتیت، Hem، هماتیت، Gth، گوتیت، Gan، باطله

Fig. 4. (a) The magnetite grains in andesite (transmitted light, ppl) (b) Anhydrous magnetite in conversion to hematite (reflected light-ppl) and (c) Magnetite grains in volcanic rock (reflected light-XPL).

۳-۵ شیمی کانی

۱-۳-۵ شیمی مگنتیت

مگنتیت می‌تواند تنوعی از عناصر فرعی را در ساختار

کریستاتی خود جای دهد. اما عناصر اسپینلی مانند Co، Ni، Zn، Mg، Al، Ti، V، Cr، Mn و Ga نسبت به دیگر عناصر غنی‌تر هستند؛ چون به آسانی جانشین Fe^{+2}

گزارش شده است که به طور متوسط از ۷۰ تا ۸۰ درصد وزنی می باشد، مقادیر اکسیدهای Cr_2O_3 و NiO کم تر از یک درصد است (جدول ۱). مقدار TiO_2 از ۵ تا ۱۲ درصد وزنی متغیر است که حاکی از بالا بودن تیتان در ترکیب مگنتیت و تشکیل تیتانومگنتیت می باشد. مقدار اکسید آلومینیوم در نمونه های بررسی شده کم است که نشان می دهد اسپینل در نمونه ها تشکیل نشده است. مقادیر SiO_2 حداکثر به ۱ درصد، مقادیر MnO و MgO حداکثر به ۲ درصد وزنی، مقادیر CaO ، Na_2O ، K_2O حداکثر به ۱ درصد وزنی می رسد. مقادیر $\text{Fe}\#$ $[\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})]$ در مگنتیت های مورد مطالعه از ۰/۳ تا ۱ متغیر می باشد.

و Fe^{+3} در ساختار اسپینلی مگنتیت می شوند (Deer et al., 1992). مقدار و نوع عناصر جانشین شده وابسته به شرایط فیزیکوشیمیایی محلول کانه دار بوده و در کانسارهای مختلف متفاوت است. همین ویژگی باعث شده تا از ترکیب شیمیایی مگنتیت به عنوان شاخص نوع کانسار استفاده شود (Carew et al., 2006; Singoyi et al., 2006; Rusk et al., 2009; Dupuis and Beaudoin, 2011; Nadoll et al., 2012).

نتایج تجزیه نقطه ای ۱۹ نمونه مگنتیت موجود در سنگ های آتشفشانی منطقه، همچنین محاسبات فرمول ساختاری مگنتیت بر اساس ۳۲ اکسیژن و ۲۴ کاتیون محاسبه شده و در جدول ۱ آورده شده است. مقادیر آهن در نمونه ها بر حسب FeO

جدول ۱: نتایج تجزیه شیمیایی ریزپردازش الکترونی کانی مگنتیت در کانسار پلاسری ماهورا.

Table 1. The results of electron microprobe analyses of magnetites from the Mahura placer deposit.

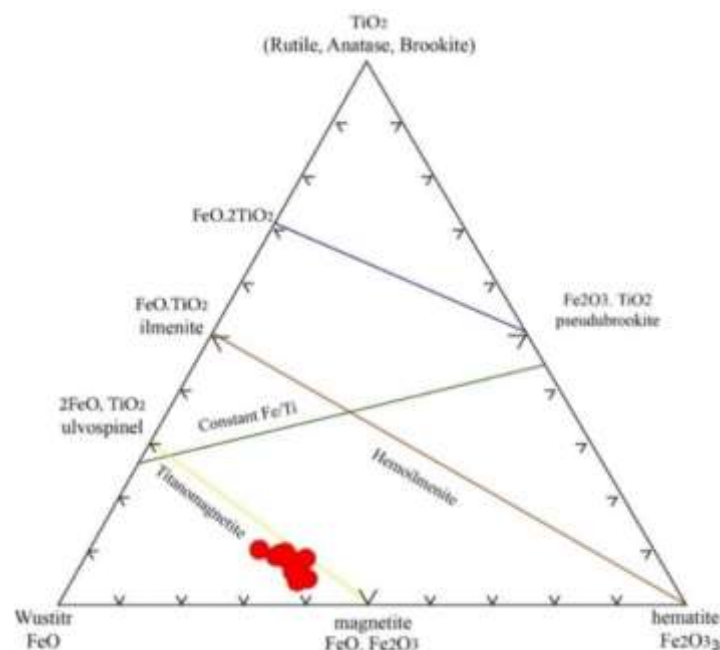
Sample no	1-pet5	2-pet5	3-pet5	4-pet5	5-pet9	6-pet9	7-pet9	8-pet9	9-pet6	10-pet6	11-pet6
SiO_2	0.25	0.27	0.14	0.1	0.07	0.1	0.06	0.35	1.34	2.97	0.01
TiO_2	12.18	10.42	6.25	10.73	6.66	7.37	7.66	7.55	11.03	11.65	10.85
Al_2O_3	3.02	3.43	3.95	2.63	1.74	1.85	1.75	1.57	2.5	2.71	2.01
Cr_2O_3	0.41	0.41	0.07	0.24	0.1	0.14	0.1	0.12	0.21	0.19	0.15
FeO	74.88	75.57	78.54	74.2	79.26	79.48	79.49	79.24	75.92	72.47	78.33
MnO	0.46	0.38	0.62	0.31	0.44	0.38	0.5	0.41	0.43	0.23	0.42
MgO	2.76	2.96	3.27	6.16	1.37	1.47	1.36	1.24	0.43	0.17	1.45
CaO	0.19	0.05	0.32	0.1	0	0	0	0.04	0.18	0.45	0
Na_2O	0	0	0	0	0.05	0	0	0.16	0.04	0	0
K_2O	0	0.21	0.7	0	0	0.09	0	0	0	0.02	0
NiO	0	0	0.15	0	0.65	0	0	0	0.27	0	0.12
$\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$	0.938	0.935	0.931	0.871	0.97	0.968	0.97	0.973	0.99	0.996	0.968
$\text{Cr}/\text{Cr}+\text{Al}$	0.083	0.074	0.012	0.058	0.037	0.048	0.037	0.049	0.053	0.045	0.048
Fe^{+2}	9.401	9.01	7.764	7.601	8.68	8.986	9.052	9.213	10.547	11.386	9.693
Fe^{+3}	9.24	9.825	11.62	10.327	12.127	11.75	11.7	11.56	9.071	7.598	10.263
$\text{Fe}^{+2}/(\text{Fe}^{+2}+\text{Fe}^{+3})$	0.504	0.478	0.401	0.424	0.417	0.433	0.436	0.443	0.538	0.6	0.486
$\text{Fe}^{+3}/(\text{Fe}^{+3}+\text{Fe}^{+2})$	0.496	0.522	0.599	0.576	0.583	0.567	0.564	0.557	0.462	0.4	0.514
Si	0.074	0.08	0.041	0.029	0.022	0.031	0.019	0.11	0.414	0.93	0.003
Ti	2.728	2.336	1.388	2.332	1.573	1.729	1.799	1.781	2.564	2.745	2.487
Al	1.059	1.205	1.374	0.896	0.644	0.68	0.644	0.58	0.91	1	0.722
Cr	0.096	0.097	0.016	0.055	0.025	0.035	0.025	0.03	0.051	0.047	0.036
Mn	0.116	0.096	0.155	0.076	0.117	0.1	0.132	0.109	0.113	0.061	0.108
Mg	1.225	1.315	1.439	2.653	0.641	0.684	0.633	0.579	0.198	0.079	0.659
Ca	0.061	0.016	0.101	0.031	0	0	0	0.013	0.06	0.151	0
Na	0	0	0	0	0.008	0	0	0.024	0.006	0	0
K	0	0.02	0.066	0	0	0.009	0	0	0	0.002	0
Ni	0	0	0.036	0	0.164	0	0	0	0.067	0	0.029
TOTAL	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24

ادامه جدول ۱

Sample no	11- pet6	12- pet6	13- pet6	14- pet6	15- pet6	16- pet9	17- pet9	18- pet9	19- pet9
SiO ₂	0.34	0	1.26	0.99	0.19	0	0.8	0.52	0
TiO ₂	9.66	10.09	11.5	10.38	10.32	7.23	5.48	7.99	8.09
Al ₂ O ₃	2.94	2.98	2.75	3.24	3.44	2.97	5.26	3.27	2.84
Cr ₂ O ₃	0.19	0.2	0.18	0.15	0.08	0.07	0.15	0.05	0.08
FeO	74.46	76.27	74.06	73.39	73.12	79.23	80.54	80.3	80.89
MnO	1.66	0.38	0.45	0.44	1.11	0.46	0.27	0	0.09
MgO	1.71	1.81	1.64	1.94	2.18	1.18	1.25	0.95	0.96
CaO	0	0	0.06	0.11	0	0	0	0	0.09
Na ₂ O	0	0	0.01	0.02	0.07	0.13	0	0.04	0.14
K ₂ O	0	0	0	0.04	0.03	0	0	0	0
NiO	0	0	1.02	1.16	0.51	0.86	0	0.61	0
Fe/Fe+Mg	0.961	0.959	0.962	0.955	0.95	0.974	0.973	0.979	0.979
Cr/Cr+Al	0.042	0.043	0.042	0.03	0.015	0.016	0.019	0.01	0.019
Fe ⁺²	9.132	9.405	9.887	9.378	9.047	8.817	8.842	9.402	9.386
Fe ⁺³	10.165	10.204	8.942	9.398	9.801	11.529	11.192	10.87	11.214
Fe ⁺² /(Fe ⁺² +Fe ⁺³)	0.473	0.48	0.525	0.499	0.48	0.433	0.441	0.464	0.456
Fe ⁺³ /(Fe ⁺³ +Fe ⁺²)	0.527	0.52	0.475	0.501	0.52	0.567	0.559	0.536	0.544
Si	0.105	0	0.383	0.303	0.059	0	0.238	0.157	0
Ti	2.252	2.334	2.63	2.389	2.393	1.67	1.226	1.814	1.853
Al	1.074	1.08	0.985	1.168	1.25	1.075	1.844	1.163	1.019
Cr	0.047	0.049	0.043	0.036	0.019	0.017	0.035	0.012	0.019
Mn	0.436	0.099	0.116	0.114	0.29	0.12	0.068	0	0.023
Mg	0.79	0.83	0.743	0.885	1.002	0.54	0.554	0.428	0.436
Ca	0	0	0.02	0.036	0	0	0	0	0.029
Na	0	0	0.001	0.003	0.01	0.019	0	0.006	0.021
K	0	0	0	0.004	0.003	0	0	0	0
Ni	0	0	0.249	0.285	0.126	0.212	0	0.148	0
TOTAL	24	24	24	24	24	24	24	24	24

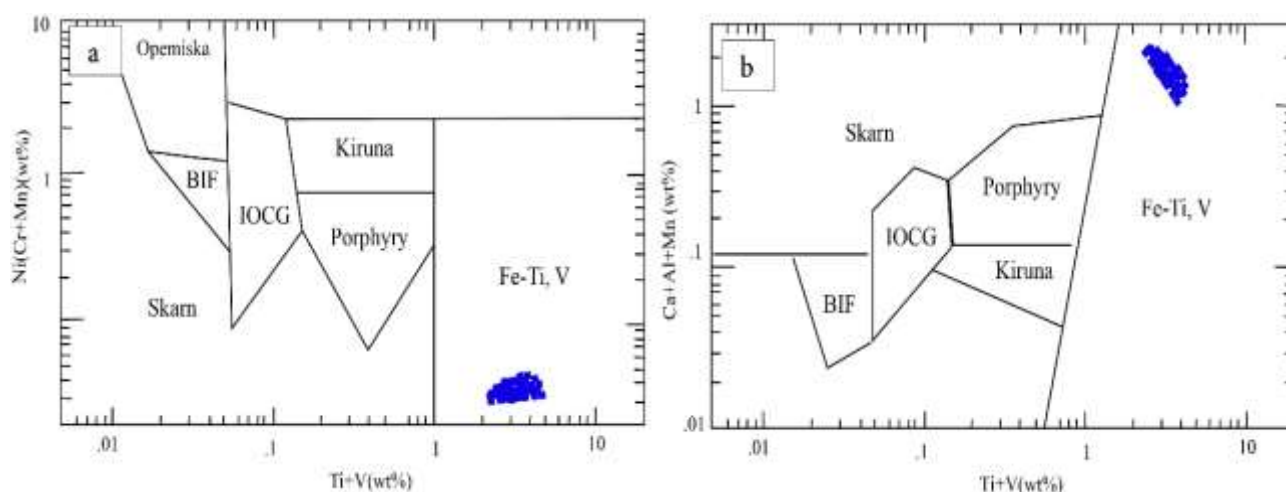
جهت بررسی ترکیب شیمیایی مگنتیت‌ها از نمودار مثلثی (Buddington and Lindsley, 1964) TiO₂-FeO-Fe₂O₃ استفاده می‌شود. نتایج شیمی مگنتیت‌های ماهورا (شکل ۵) حاکی از قرارگیری در محدوده خط تیتانو مگنتیت با گرایش به خط مگنتیت می باشد. به دلیل داشتن Ti در داخل شبکه بلوری مگنتیت، نمونه‌ها از خط هماتیت- وستیت فاصله گرفته است. اگر خطی از نمونه‌های مگنتیتی به نمونه‌های ایلمنیتی وصل شود، ارتباط بین ایلمنیت و مگنتیت مشخص می‌شود که نشان‌دهنده محلول جامد بین این دو می‌باشد.

بسیاری از محققان از نمودارهای متمایز کننده ترسیم شده بر اساس نسبت‌های مختلف عناصر وانادیوم، تیتان، کروم و آلومینیوم جهت تعیین جایگاه زمین‌شناسی و نوع مگنتیت‌ها استفاده می‌نمایند (Nadoll et al., 2012; Dupuis and Beaudoin., 2011). با ترسیم ترکیب مگنتیت‌های محدوده ماهورا بر روی نمودارهای متمایز کننده Ti+V نسبت به Al+Mn و Ni/(Cr+Mn) مشخص می‌شود که همه مگنتیت‌ها خاستگاه ماگمایی دارند و در رده مگنتیت‌های Fe-Ti, V قرار می‌گیرند (شکل ۶ a و b).



شکل ۵- ترکیب مگنتیت‌های کانسار پلاسری ماهورا در سیستم $\text{TiO}_2\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{-FeO}$.

Fig. 5. Composition of magnetites in Mahura placer deposit in $\text{TiO}_2\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{-FeO}$ System.



شکل ۶- (a) ترکیب مگنتیت‌های کانسار ماهورا بر روی نمودارهای متمایز کننده Ti+V نسبت به $\text{Ni}/(\text{Cr}+\text{Mn})$ و (b) نسبت به $\text{Ca}+\text{Al}+\text{Mn}$ بر اساس (Nadoll et al., 2012; Dupuis and Beaudoin., 2011).

Fig. 6.(a) Composition of Mahura deposit magnetites on the discrimination diagrams $\text{Ti} + \text{V}$ with respect to $\text{Ni} / (\text{Cr} + \text{Mn})$ and (b) $\text{Ti} + \text{V}$ with respect to $\text{Ca} + \text{Al} + \text{Mn}$ (Nadoll et al., 2012; Dupuis and Beaudoin., 2011).

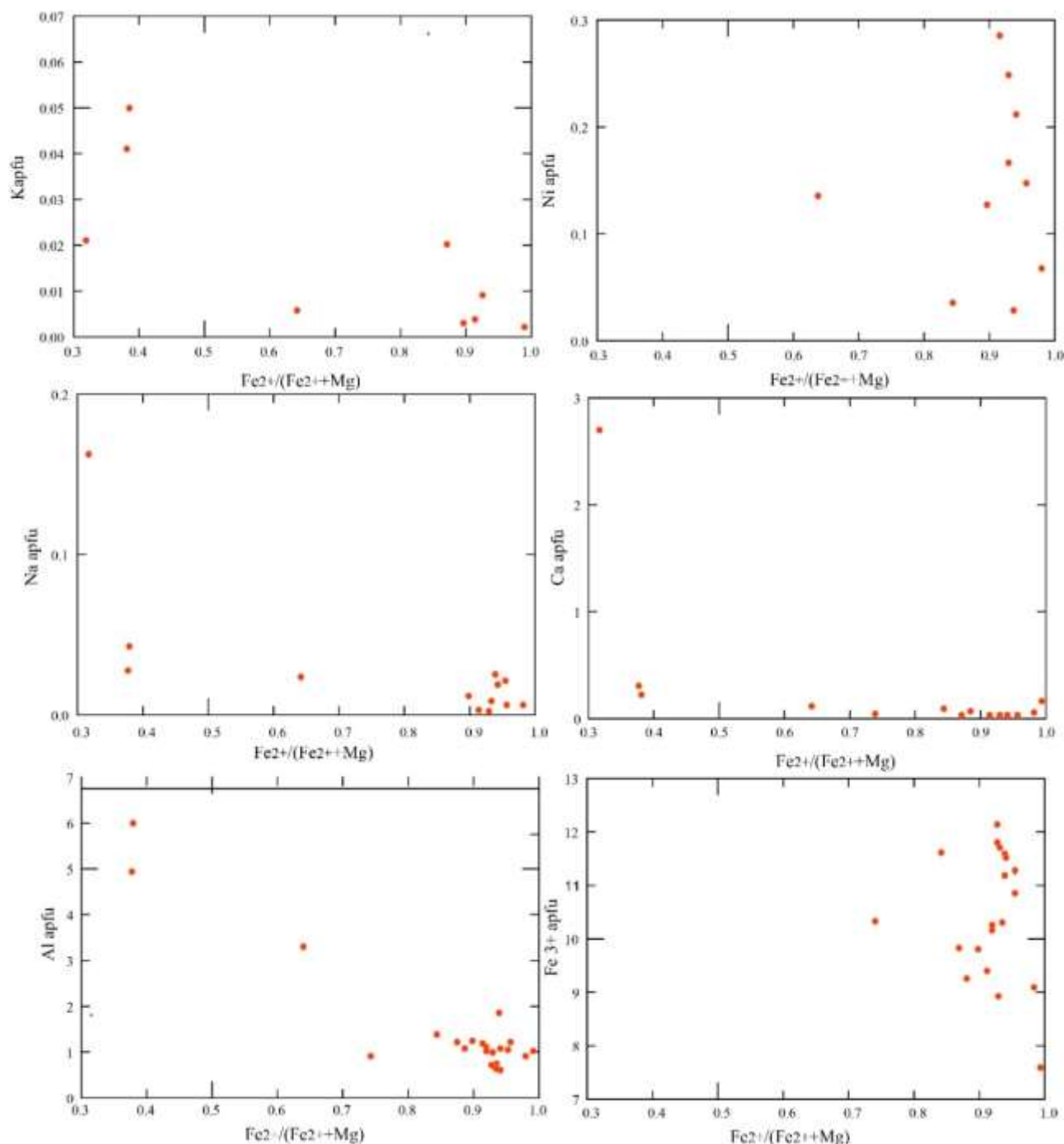
۵-۳-۲- همبستگی‌های شیمیایی عناصر در مگنتیت
جهت بررسی تغییرات ترکیب شیمیایی مگنتیت از نمودار تغییرات $Fe\# = [\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})]$ در مقابل سایر عناصر بر مبنای (apfu) استفاده می‌شود (شکل ۷). بر اساس این نمودارها، مشخص شد که همبستگی خوبی بین برخی از عناصر و مقادیر $Fe\#$ وجود دارد. بطوریکه $Fe\#$ همبستگی مثبت با عناصر Fe^{2+} , Fe^{3+} , Ti , Ni , Cr , Mn و همبستگی منفی با عناصر K , Ca , Na , Al , Si , Mg دارد.

همبستگی مثبت $Fe\#$ نسبت به Mn دلیل همبستگی مثبت این عنصر با آهن، جانشینی Fe و Mn به جای هم در مگنتیت دانسته می‌شود. عنصر منگنز ویژگی‌های شیمیایی نزدیکی به

۵-۳-۲- همبستگی‌های شیمیایی عناصر در مگنتیت
جهت بررسی تغییرات ترکیب شیمیایی مگنتیت از نمودار تغییرات $Fe\# = [\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})]$ در مقابل سایر عناصر بر مبنای (apfu) استفاده می‌شود (شکل ۷). بر اساس این نمودارها، مشخص شد که همبستگی خوبی بین برخی از عناصر و مقادیر $Fe\#$ وجود دارد. بطوریکه $Fe\#$ همبستگی مثبت با عناصر Fe^{2+} , Fe^{3+} , Ti , Ni , Cr , Mn و همبستگی منفی با عناصر K , Ca , Na , Al , Si , Mg دارد.

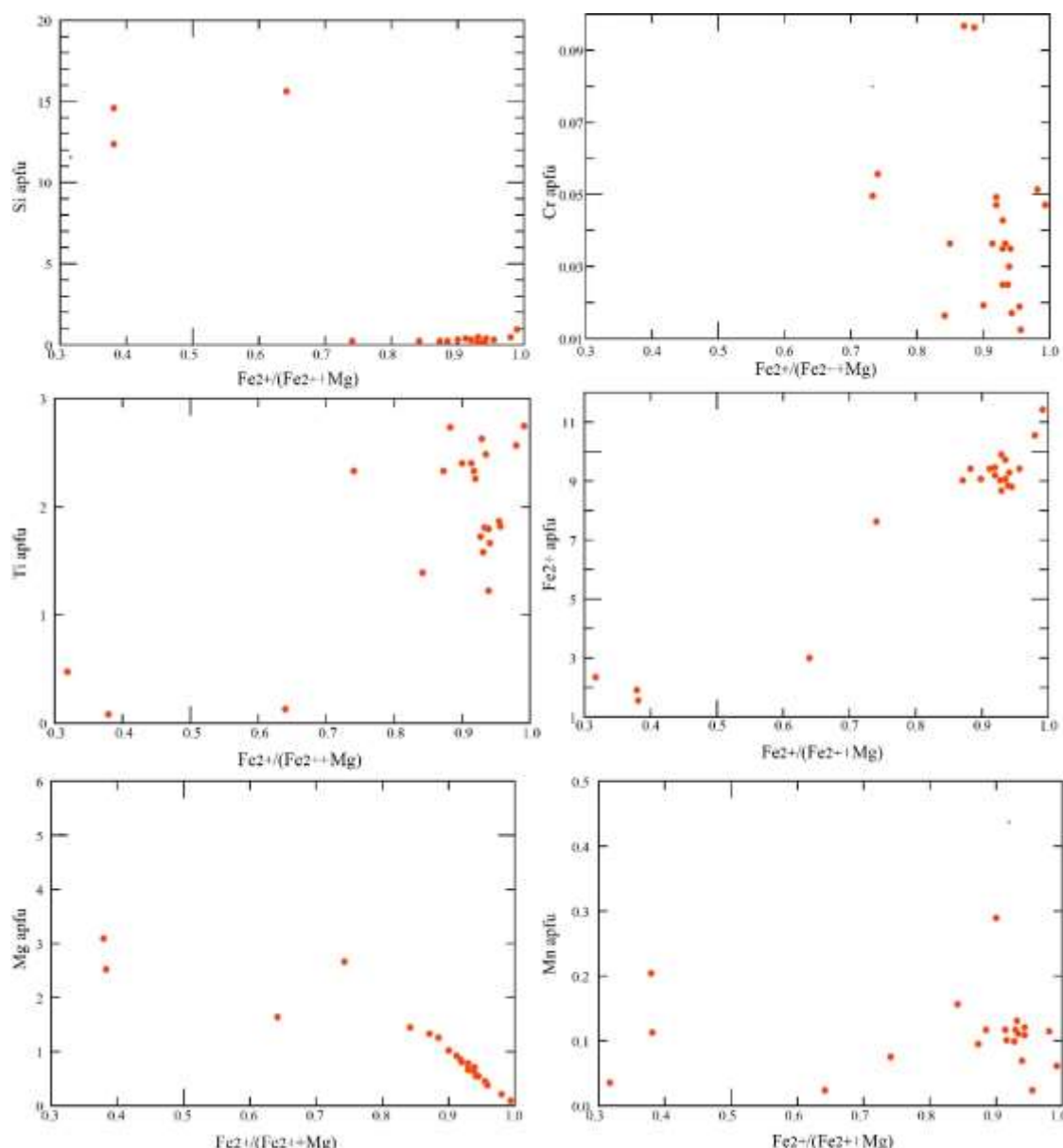
باشد. همچنین همبستگی کم منفی نسبت به Ca نشان دهنده تمرکز آن در پلاژیوکلاز می باشد. مقادیر الکترون گاتیویته و انرژی پیوندی Ti نشان می دهد که در مراحل اولیه تبلور مگنتیت نسبت به Ti غنی شدگی پیدا می کند.

آهن دارد و چه بسا جانشین آن شود. این جانشینی از جانشینی های رایج در کانسارهای آهن به شمار می رود (Barati, 2008). از طرف دیگر، همبستگی منفی Fe# نسبت به Al می تواند نتیجه تمرکز Al در کانی های پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار



شکل ۷- تغییرات ترکیب شیمیایی مگنتیت بر اساس عدد Fe# در مقابل عناصر مختلف.

Fig. 7. Magnetite Composition changes based on Fe # value Varus various elements.



ادامه شکل ۷

۵-۳-۲- شیمی کلینوپیروکسن

پیروکسن ها یکی از مهمترین کانی های موجود در سنگ های آذرین حدواسط، مافیک و اولترامافیک هستند و بررسی ترکیب شیمیایی آنها اطلاعات بسیار مهمی از خاستگاه ماگمایی (Leterrier et al., 1982) و شرایط فیزیکوشیمیایی از قبیل دما، فشار و فوگاسیته اکسیژن را در اختیار قرار می دهد. پیروکسن به گروه سیلیکات های زنجیره ای تعلق دارد که با فرمول $M2M1T2O6$ تعریف می شود و شامل یک موضع تتراهدری و دو موضع اکتاهدری است. طبق نظر Morimoto و همکاران (۱۹۸۳) قرارگیری کاتیون ها در فرمول به صورت زیر

است ۱- کاتیون های Si^{4+} ، Al^{3+} و Fe^{3+} در مکان T جایگزین می شوند و مجموع کاتیون های مکان T برابر ۲ است ۲- مجموع مکان M1 برابر ۲ است و کاتیون های Al^{3+} ، Fe^{3+} باقیمانده از مکان T در این مکان قرار می گیرند. در صورتیکه Al^{3+} و Fe^{3+} کافی برای پرشدن مکان M1 نباشد، کاتیون هایی مانند Zr^{4+} ، Ti^{3+} ، V^{3+} ، Cr^{3+} ، Fe^{2+} ، Mg^{2+} ، Zn^{2+} ، Sc^{3+} و Mn^{2+} می توانند در این موضع قرار گیرند. ۳- کاتیون های باقیمانده از مکان M1 مانند Mg^{2+} و Fe^{2+} در این موضع جایگزین شده و در موضع بعد کاتیون های Li^{+} ، Ca^{2+} و Na^{+} در مکان M2 قرار می گیرند و ظرفیت آن حدود ۱ است (Le Bas, 1962;)

پیروکسن‌های (Ca-Na) (۳) پیروکسن‌های (Na) و (۴) دیگر پیروکسن‌ها قرار می‌گیرند. براساس نمودار J-Q $J=2Na \pm R^+(R: Al, Fe^{3+}, Cr^{3+},)$ و $(Q=Ca+Mg+Fe^{2+})$ (Sc³⁺) پیروکسن‌های مورد مطالعه در محدوده آهن- منیزیم- کلسیم قرار (شکل ۸a) گرفته‌اند. برای تفکیک پیروکسن‌های گروه (Quad) Ca-Mg-Fe از نمودار Wo-En-Fs (Morimoto, 1983) استفاده می‌شود. بر اساس نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی (جدول ۲) کلینوپيروکسن‌های موجود در قطعات آتشفشانی در محدوده کلینو انستاتیت و مقداری هم در محدوده دیوپسید قرار گرفته‌اند (شکل ۸b).

(Leterrier et al., 1982; Beccaluva et al., 1989). محققین متعددی بر وابستگی ترکیب شیمیایی کلینوپيروکسن‌ها به ترکیب شیمیایی ماگمای میزبان تاکید کرده‌اند و این امر سبب اهمیت کلینوپيروکسن‌ها در تعیین سری ماگمایی سنگ میزبان و تعیین موقعیت تکتونوماگمایی شده است. از طرف دیگر ترکیب شیمیایی کلینوپيروکسن به شرایط فیزیکوشیمیایی ماگما از قبیل دما، فشار و فوگاسیته اکسیژن وابسته است و ابزار ارزشمندی برای سنجش شرایط فیزیکوشیمیایی ماگماست. تقسیم‌بندی (Morimoto et al., 1983) پیروکسن‌ها را در چهار گروه (۱) پیروکسن‌های (Ca-Mg-Fe (Quad، (۲

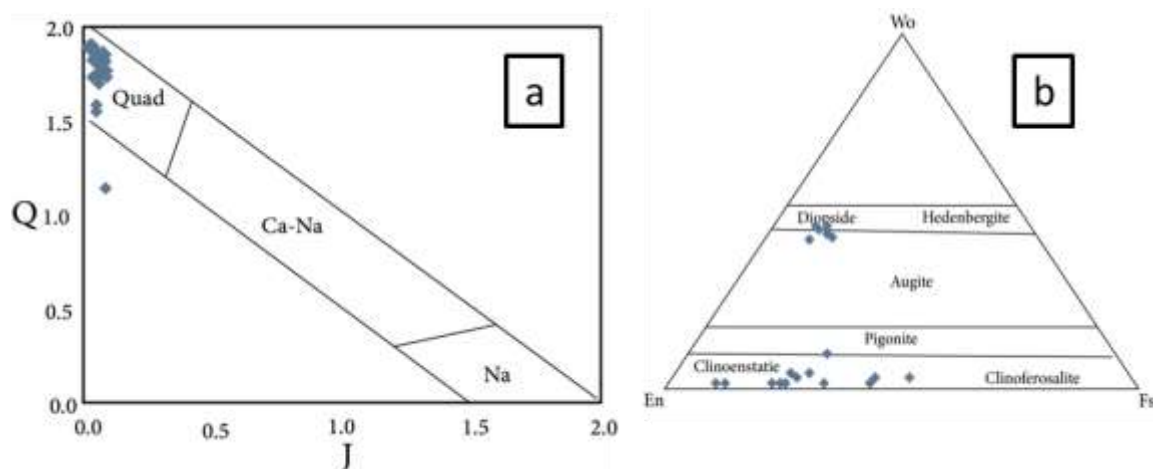
جدول ۲: نتایج تجزیه الکترون میکروپروپ پیروکسن سنگ‌های آتشفشانی محدوده کانسار آهن پلاسری ماهورا (ترکیب شیمیایی پیروکسن و فرمول ساختاری بر پایه ۶ اتم اکسیژن).

Table 2. The results of electron microprobe analysis for clinopyroxene in Mahura Placer deposit

sample	21 / pet-5	22 / pet-5	23 / pet-5	24 / pet-5	25 / pet-5	26 / pet-5	27 / pet-5	56 / pet-9	57 / pet-9	58 / pet-9	59 / pet-9	60 / pet-9	61 / pet-9
SiO ₂	43.41	43.16	43.72	26.7	39.74	43.44	46.18	51.34	52.08	52.87	51.06	52.72	51.28
TiO ₂	0	0.38	0.19	1.43	0	0	0	2.02	0.14	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	0.96	0.99	1.43	2.85	1.39	1.26	1.42	1.31	1.43	1.36	1.59	1.68	1.84
Cr ₂ O ₃	0	0.05	0	0.09	0.05	0	0.06	0.06	0.08	0	0	0.05	0
FeO	27.92	27.94	37.52	48	40.59	33.34	32.32	19.95	19.4	19.62	19.85	19.5	18.71
MnO	0.31	0.15	0.2	0.3	0.32	0	0.27	0.37	0.96	0	0.96	0	0.68
MgO	24.64	25.09	13.53	19.6	14.3	18.82	16.3	22.67	23.45	23.77	22.55	23.92	24.32
CaO	0.85	0.85	1.12	0.56	1.01	1.05	1.58	0.68	0.89	1.03	1.92	1.04	1.71
Na ₂ O	0.11	0.11	0.18	0.38	0.15	0.09	0.15	0.02	0.04	0.06	0	0	0
K ₂ O	0.08	0.03	0.05	0	0.01	0.01	0.06	0	0.03	0.04	0.07	0	0
Al ^{IV}	0.36	0.37	0.23	0.91	0.38	0.3	0.18	0.01	0.05	0.03	0.08	0.04	0.1
Al ^{VI}	-0.32	-0.33	-0.16	-0.78	-0.32	-0.24	-0.11	0.05	0.01	0.03	0	0.03	-0.02
Wo	2.14	2.13	2.8	2.01	2.78	2.61	3.74	1.42	1.86	2.1	4.11	2.11	3.61
En	86.4	87.36	47.05	97.99	54.86	65.15	53.74	66	68.36	67.45	67.14	67.64	71.5
Fs	11.46	10.51	50.15	0	42.36	32.24	42.52	32.58	29.78	30.45	28.75	30.25	24.88

ادامه جدول ۲

Sample	1 / pet-6	2 / pet-6	3 / pet-6	4 / pet-6	5 / pet-6	15 / pet-6	16 / pet-6	24 / pet-6	25 / pet-6	42 / pet-4	43 / pet-4	44 / pet-4	45 / pet-4	46 / pet-4
SiO ₂	50.49	52.23	50.41	50.88	51.01	50.75	51.6	50.67	50.94	52.12	52.59	52.85	52.53	52.16
TiO ₂	1.3	0.23	2.3	0.37	0	0.16	0.15	0.46	0.45	0.27	0.21	0.09	0.16	0.12
Al ₂ O ₃	0.85	0.85	1.21	1.51	1.71	1.25	1.36	2.13	1.32	0.7	0.86	0.87	1.52	1.08
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	19.8	18.7	8.23	8.91	8.87	18.21	18.41	9.64	9.06	22.07	19.79	19.62	18.02	21.29
MnO	0.59	0.75	0.49	0.39	0.18	1.28	0.45	0.43	0.93	0.75	0.71	0.85	0.75	0.74
MgO	24.99	24.62	14.72	14.64	14.75	25.46	25.54	14.21	15.54	23.49	22.5	23.74	20.57	23.23
CaO	1.17	1.21	20.53	20.68	21.7	1.14	1.15	20.88	20.29	1.08	1.18	1.15	4.98	1.27
Na ₂ O	0	0	0.27	0.3	0.3	0.03	0.03	0.38	0.29	0	0.01	0.01	0.03	0
K ₂ O	0	0	0	0.35	0.03	0	0	0.04	0	0	0	0	0	0
Al IV	0.09	0.05	0.02	0.06	0.08	0.11	0.09	0.08	0.08	0.07	0	0.03	0.02	0.02
Al VI	-0.06	-0.02	0.03	0	-0.01	-0.06	-0.03	0.01	-0.02	-0.04	0.03	0	0.05	0.05
Wo	2.46	2.5	43.41	45.43	46.86	2.46	2.41	45.59	44.04	2.24	2.46	2.36	10.45	10.45
En	73.09	70.9	43.3	44.75	44.32	76.41	74.34	43.17	46.93	67.75	65.31	67.85	60.04	60.04
Fs	24.45	26.6	13.29	9.82	8.82	21.13	23.25	11.25	9.03	30.01	32.23	29.79	29.51	29.51



شکل ۸- رده بندی پیروکسن های ماهورا بر اساس (a) نمودار Q-J (Morimoto and Kitamura, 1983) و (b) نمودار Wo-En-Fs (Morimoto, 1989).

Fig.8. Classification of Mahura pyroxene based on (a) Q-J diagrams.(Morimoto and Kitamura ,1983) and (b) based on Wo-En-Fs diagram (Morimoto, 1989).

تشکیل شان می باشد.

۶- بحث

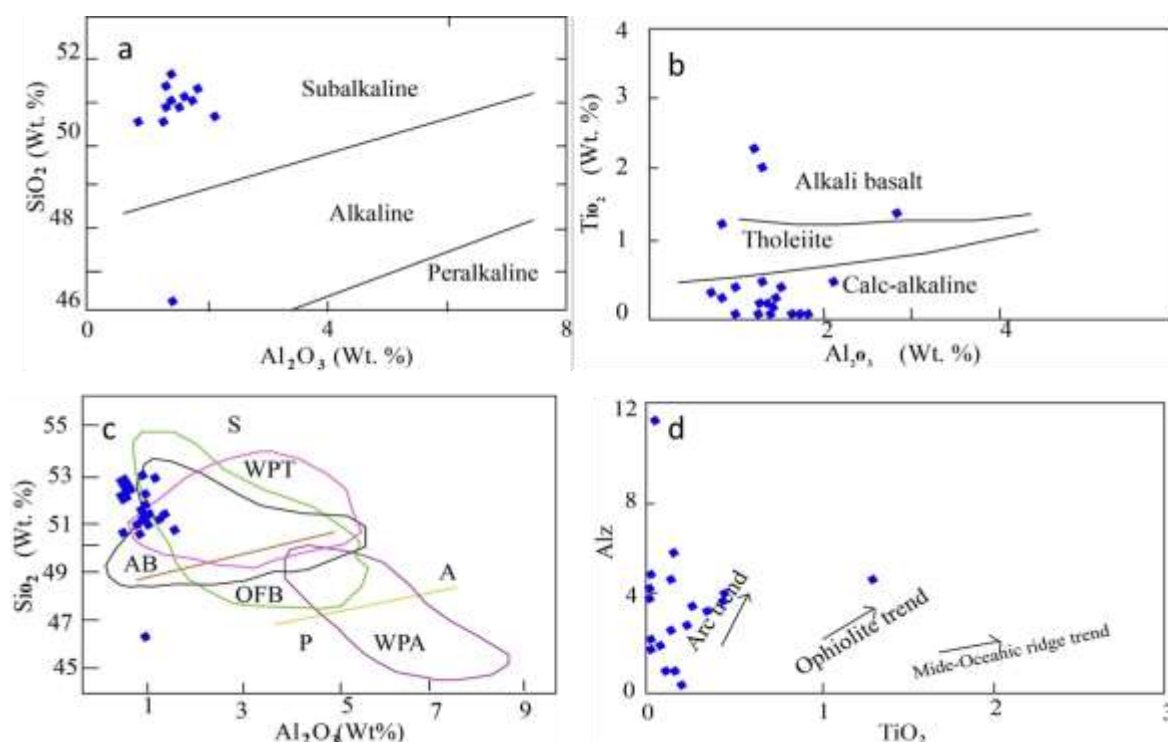
Le bas (۱۹۶۲) معتقد است مقادیر Al، Ti و Si در شبکه پیروکسن ها به درجه آلکالینیته ماگما بستگی دارد و می توان براین اساس انواع ماگماها را از هم تشخیص داد. بر اساس نمودار SiO₂ در مقابل Al₂O₃ پیروکسن های منطقه با داشتن مقادیر

۱-۶- خاستگاه زمین ساختی سنگ مادر

به عقیده Le Bas (۱۹۶۲) و Leterrier و همکاران (۱۹۸۲) ترکیب شیمیایی پیروکسن ها و فراوانی عناصری مانند Al، Na، Cr و Ti، و به ویژه Si در آنها نشانگر ماهیت و محیط تکتونیکی

اقیانوس (OFB) همگی در محدوده ساب آکالن قرار می گیرند، تشخیص این سه گروه (شکل c۹) از هم مشکل است. درجه جدایش ماگمای اولیه و شرایط تبلور (Gibb, 1973) به چنین همپوشانی هایی منجر می شود. Leterrier و همکاران (۱۹۸۲) نمودار تغییرات $(AL^{IV*} 100/2)$ در برابر TiO_2 در ترکیب شیمیایی پیروکسن را ترسیم نمود و سنگ های مرتبط با فرورانش را از سنگ های مرتبط با افیولیت ها و ریفتم تمایز می سازد. براساس این نمودار، نمونه های مطالعه شده با روند مرتبط با فرورانش مطابقت دارند (شکل d۹).

SiO_2 تقریباً بالا در محدوده ساب آکالن قرار می گیرند (شکل a۹). در نمودار TiO_2 در برابر Al_2O_3 (Le bas, 1962) مقدار TiO_2 زیر یک درصد بوده و حاکی از قرارگیری ماگمای مادر در محدوده کالک آکالن می باشد (شکل b۹). پایین بودن میزان Ti در فرمول ساختمانی پیروکسن های مورد مطالعه از یک سو و بالا بودن میزان SiO_2 نمونه ها از سوی دیگر، ویژگی پیروکسن های موجود در سنگ های آذرین کمان های آتشفشانی (Beccaluva et al., 1989) را تداعی می کند. با توجه به اینکه کلینوپیروکسن های بازالت درون صفحه ای تولیتی (WPT)، بازالت درون صفحه ای تولیتی و قلیایی (WPA) و بازالت کف



شکل ۹- (a) نمودار میزان SiO_2 در برابر Al_2O_3 پیروکسن ها (Le bas, 1962)، (b) نمودار TiO_2 در برابر Al_2O_3 کلینوپیروکسن (Le bas, 1962)، (c) نمودار میزان SiO_2 در برابر Al_2O_3 کلینوپیروکسن (WPT و WPA، به ترتیب بازالت درون صفحه ای تولیتی و قلیایی، OFB، بازالت کف اقیانوس) و (d) دیاگرام TiO_2 در برابر Al total (Leterrier et al., 1982).

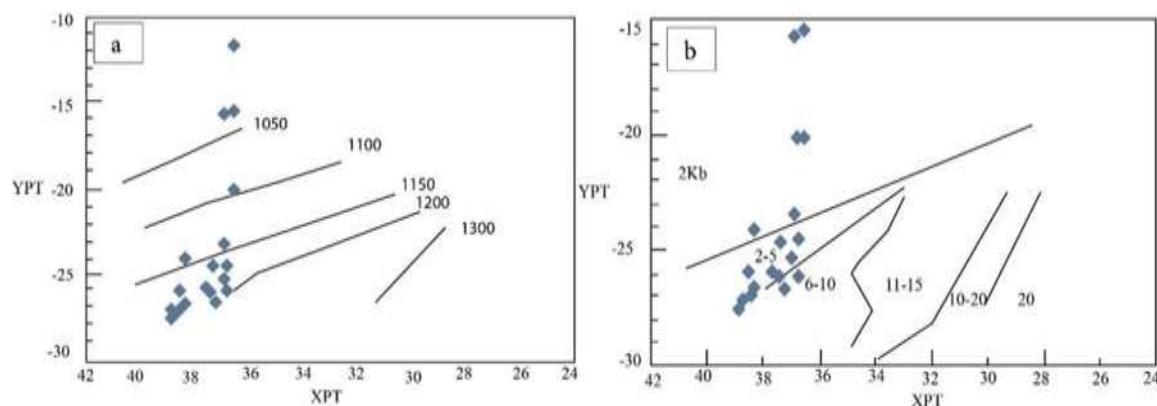
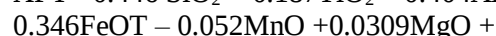
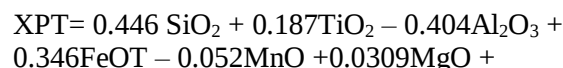
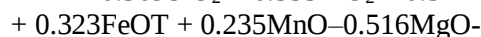
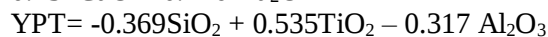
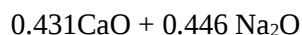
Fig. 9. (a) SiO_2 versus Al_2O_3 diagram for the studied clinopyroxenes (Le bas, 1962) (b) TiO_2 versus Al_2O_3 diagram for the studied clinopyroxenes. WPT, and WPA, within-plate basalt, tholeiite, and alkaline, respectively; OFB, ocean-floor basalt (c) Graph of SiO_2 relative Al_2O_3 clinopyroxene mineralization and (d) Ti diagram relative Al total (Leterrier et al., 1982)

کلینوپیروکسن ها دارد. برپایه متغیرهای XPT و YPT که بر پایه روابط زیر به دست می آیند (Soesoo, 1997) دمای تشکیل کلینوپیروکسن های منطقه مورد مطالعه حدود ۱۱۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتیگراد و میزان فشار تبلور کلینوپیروکسن کمتر از ۱۰ کیلو بار حدود ۲-۵ کیلو بار برآورد شد (شکل a۱۰)

۶-۲- دما و فشار تشکیل سنگ مادر

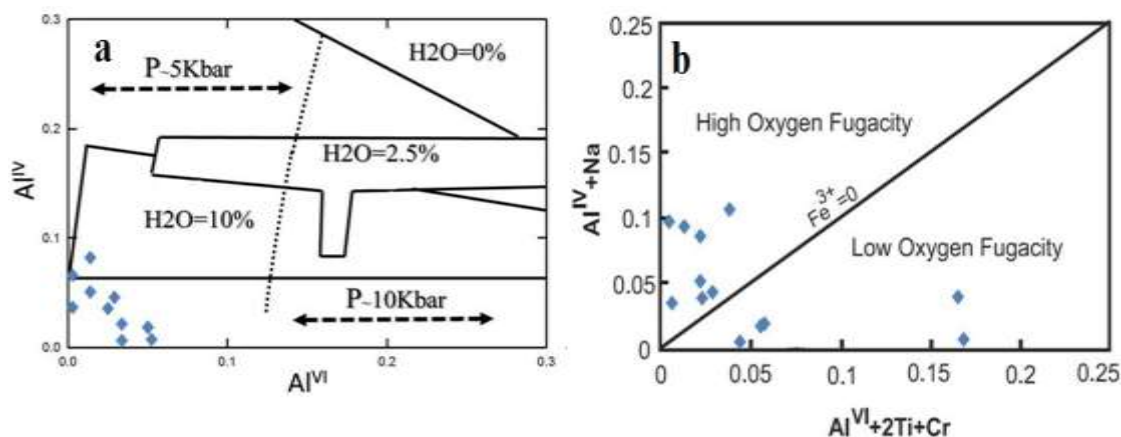
مطالعات جدید نشان می دهد که ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن ها در شرایط دما و فشار مختلف، دچار تغییر می شود (Dall'Agnol et al., 2005; Aydin et al., 2009)؛ بنابراین شرایط P-T ماگما نقش مهمی در ترکیب

و (b)



شکل ۱۰- تعیین دما و فشار تشکیل پیروکسن‌های موجود در سنگ‌های آذرین ماهورا با استفاده از روش (Soesoo, 1997)، (a) تعیین دما و (b) تعیین فشار.

Fig. 10. Determination of pyroxene formation temperature and pressure using the method (Soesoo, 1997) (a) temperature and (b) pressure.



شکل ۱۱- (a) تخمین میزان آب ماگما و فشار در پیروکسن‌های موجود در سنگ‌های آتشفشانی آهن ماهورا بر اساس نمودار AlIV در مقابل AlVI (Helz, 1973) و (b) تعیین فوگاسیته اکسیژن ماگمای سازنده سنگ‌های آذرین آهن پلاسر بر اساس دیاگرام $\text{AlVI} + 2\text{Ti} + \text{Cr}$ در برابر $\text{Na} + \text{AlIV}$ (Schweitzer et al., 1979).

Fig. 11. (a) Estimation of magma water content and pressure in pyroxenes in Mahura iron volcanic rocks based on AlVI versus AlIV pressure (Helz, 1973) and (b) Determination of oxygen fugacity of magma-forming magnetite Placer iron igneous rocks based on $\text{AlVI} + 2\text{Ti} + \text{Cr}$ versus $\text{Na} + \text{AlIV}$ diagram (Schweitzer et al., 1979).

روشی مناسب برای تخمین میزان آب ماگما و فشار است (Helz, 1973). به عقیده او، هر چه میزان AlIV افزایش یابد مقدار آب در محیط تبلور پیروکسن‌ها کاهش می‌یابد. لیکن بر اساس نمودار AlVI در مقابل AlIV ، پیروکسن‌های موجود در

۳-۶ تعیین فوگاسیته اکسیژن و تخمین میزان آب ماگما با استفاده از کلینوپیروکسن با چگونگی توزیع Al در موقعیت‌های اکتاهدری و تتراهدری

۷ قرار می گیرند.

شواهد به دست آمده از بررسی شیمی کانی کلینوپیروکسن حاکی از کالک آلکالن بودن ماگمای مولد سنگ و تشکیل آن در یک کمان ماگمایی طی فرورانش می باشد که این مسئله با نظریه کمان ماگمایی بودن ارومیه دختر همخوانی دارد.

محتوای آهن-تیتان در ترکیب ماگمای مادر، فوگاسیت^۱ اکسیژن، آب و مواد فرار از مهمترین عوامل مؤثر در رویداد کانه-زایی اکسیدهای آهن-تیتان در ماگماهای مافیک-الترامافیک (Charlier, 2015) به شمار می آیند. حضور میانبارهای کانی مگنتیت در میان بلورهای آمفیبول و پیروکسن قطعات ولکانیکی منطقه (شکل ۴c) نشان دهنده محتوای بالای آهن و تیتان ماگمای مادر در مراحل نخستین جدایش بلورین است.

دمای تشکیل کلینوپیروکسن های و به تبع سنگ های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه حدود ۱۱۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتیگراد و میزان فشار تبلور کلینوپیروکسن کمتر از ۱۰ کیلو بار حدود ۲-۵ کیلو بار برآورد شده است که با فرض میانگین ۲/۸ چگالی پوسته، عمق متوسط تشکیل ماگما ۷ تا ۱۰ کیلومتر برآورد می شود.

عقیده بر این است که وجود مقادیر بالای آب در نقش مهمی در کانه زایی آهن-تیتان دارد (Botcharnikov et al., 2008; Howarth and Prevec, 2013). بررسی شیمی کلینوپیروکسن های موجود نشان می دهد که میزان آب ماگما به طور میانگین ۱۰ درصد بوده و از فوگاسیت^۱ اکسیژن بالایی برخوردار بوده است. همچنین برپایه بررسی های Toplis و Carroll (۱۹۹۵) تبلور اکسیدهای آهن-تیتان از ماگماهای بازالتی بیشتر در شرایط فوگاسیت^۱ اکسیژن $FMQ \leq FMQ$ فایالت-مگنتیت -کوارتز بافر) رخ می دهد. به نحوی که در حالت غالب بودن مگنتیت، درحالت اکسیداسیون $(FMQ+1.5)$ ذخایر دارای مگنتیت و ایلمنیت در فوگاسیت^۱ اکسیژن FMQ پدید می آیند. با توجه به عدم مشاهده ایلمنیت در این سنگ ها می توان گفت فوگاسیت^۱ اکسیژن ماگمای تشکیل دهنده آن درحالت اکسیداسیون $(FMQ+1.5)$ بوده است. Charlier (۲۰۱۵) پیدایش ذخایر اکسیدی آهن-تیتان در سیستم های مافیک -الترامافیک را عموماً پیامد دو مکانیسم تبلوربخشی و نامیژاکی می داند، که این مسئله در سنگ های آذرین درونی منجر به همراهی لایه های مگنتیتی با توده آذرین می شود. اما در سنگ های آذرین بیرونی با توجه به

قطعات سنگ های آتشفشانی نابرجا در محدوده فشار حدود ۵ کیلو بار و میزان آب بیشتر از ۱۰ درصد قرار می گیرند (شکل ۱۱a). این کانی از ماگمای مادر با مقادیر نسبتاً بالای آب تشکیل شده است.

برای تعیین فوگاسیت^۱ اکسیژن ماگمای سازنده سنگ های آذرین آهن پلاسری ماهورا از دیاگرام $AlVI+2Ti+Cr$ در برابر $Na+AlIV$ استفاده شد (Schweitzer et al., 1979). پیروکسن هایی که در نمودار مربوطه بالای خط $Fe+3=0$ قرار گرفته اند، در شرایط فشاربخشی بالای اکسیژن متبلور شده اند (شکل ۱۱b) و هر اندازه فاصله قرارگیری نمونه ها از این خط بیشتر باشد، بیانگر تبلور نمونه ها در فوگاسیت^۱ بالاتری از اکسیژن است (Cameron and Papike, 1981).

۷- نتیجه گیری

محدوده پلاسری ماهورا دربخش شرقی حوضه رسوبی میقان و در مرز پهنه های ساختاری سنندج سیرجان و ارومیه دختر قرار گرفته است. شیب حوضه رسوبی و جهت مخروط افکنه های تشکیل شده در این بخش حاکی از آن است که رسوبات آبرفتی این مجموعه که بیشتر از قطعات سنگ های آتشفشانی هستند، از پهنه ارومیه دختر منشا گرفته است. رسوبات به صورت منفصل بوده و دانه های رسوبی آواری ریزدانه تا درشت دانه در آنها دیده می شود. دانه های مجزای مگنتیت گاهاً لایه های نازک غنی از مگنتیت را تشکیل می دهند و یا این که در زمینه لایه های دانه درشت تر دیده می شود. البته دانه های مگنتیت همچنین در ترکیب بافتی قطعات آتشفشانی موجود در رسوبات دیده می شود. مطالعات سنگ شناسی نشان می دهد که سنگ های آتشفشانی دارای ترکیب آندزیت تا بازالت است. مطالعات کانه نگاری این سنگ ها حاکی از وجود دانه های مگنتیت با اندازه چند میکرون تا حداکثر ۲ میلی متر در بین و یا در داخل کانی هایی همانند پلاژیوکلاز، پیروکسن و آمفیبول می باشد که این مسئله دلالت بر بالا بودن آهن در ماگمای اولیه و تبلور همزمان کانی های سنگ ساز با مگنتیت دارد. مطالعه شیمی کانی مگنتیت حاکی از وجود کانی مگنتیت با مقادیر حدود ۵ تا ۱۲ درصد TiO_2 است و می توان آن را به صورت یک تیتانو مگنتیت (یا یک ترکیب محلول جامد بین مگنتیت و ایلمنیت) در نظر گرفت. بر اساس نمودارهای مختلف تفکیک مگنتیت ها بر اساس خاستگاه های ژنزی همه مگنتیت های منطقه خاستگاه ماگمایی دارند و در رده مگنتیت های $Fe-Ti$

قدردانی

نویسندگان مقاله بدین وسیله مراتب قدردانی و تشکر خود را از حمایت‌های مادی و معنوی از سازمان توسعه و نوسازی معادن و صنایع معدنی ایران (ایمیدرو) ابراز می‌دارند.

نبود زمان کافی جهت به هم پیوستن قطره‌ها و کامل شدن نامیزاکی، لایه‌ای تشکیل نشده و دانه‌های مگنتیت به صورت ادخال و یا در مرز بین کانی‌های سنگ‌ساز بدام می‌افتد.

مراجع

- Alaeimahabadi, S., Kohansal, R., Ghomian, Y., Soltani, M.V., 2000. Geological map of Salafchegan- khorhe, scale 1:100,000. Geological Survey of Iran.
- Alaminia, Z., Tadayon, M., Finger, F., Lentz, D.R., Waitzinger, M., 2020. Analysis of the infiltrative metasomatic relationships controlling skarn mineralization at the Abbas-Abad Fe-Cu Deposit, Isfahan, north Zefreh Fault, Central Iran. *Ore Geology Reviews* 117, p.103321. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103321>.
- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretation. *Tectonophysics* 229, 211–238. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90030-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90030-2).
- Aydin, F., Karsli, O., Chen, B., 2009. Petrogenesis of the Neogene alkaline volcanics with implications for post-collisional lithospheric thinning of the Eastern Pontides, NE Turkey. *Lithos* 104 (1-4), 249-266. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.12.010>.
- Barati, M., 2008. A comparative study on the formation of iron ore deposits in parts of Hamedan, Kermanshah and Kurdistan provinces. Ph.D. thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran (in Persian).
- Beccaluva, L., Macciotta, G., Piccardo, G.B., Zeda, O., 1989. Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator. *Chemical Geology* 77 (3), 165-182. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(89\)90073-9](https://doi.org/10.1016/0009-2541(89)90073-9).
- Botcharnikov, R.E., Almeev, R.R., Koepke, J., Holtz, F., 2008. Phase relations and liquid lines of descent in hydrous ferrobasalt- implications for the Skaergaard intrusion and Columbia River flood basalts. *Journal of Petrology* 29, 1687–1727. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.03.026>.
- Buddington, A.F., Lindsley, D.H., 1964. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *Journal of petrology*, 5 (2), 310-357, <https://doi.org/10.1093/petrology/5.2.310>.
- Carew, M.J., Mark, G., Oliver, N.H.S., Pearson, N., 2006. Trace element geochemistry of magnetite and pyrite in Fe oxide (+/-Cu-Au) mineralized systems: Insights into the geochemistry of ore-forming fluid. *goldschmit conference*, p. A83-A83. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.06.078>.
- Cameron, M., Papike, J.J., 1981. Structural and chemical variations in pyroxenes. *American Mineralogist* 66 (1-2), 1-50.
- Charlier, B., 2015. Fe-Ti-V-P ore deposits associated with Proterozoic massif-type anorthosites and related rocks. *Earth-Science Reviews* 141, 56–81. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.11.005>.
- Dall'Agnol, R., Teixeira, N.P., Rämö, O.T., Moura, C.A.V., Macambira, M.J.B., Oliveira, D.C., 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic, rapakivi, A-type granites of the Archean Carajás Metallogenic Province, Brazil. *Lithos* 80 (1-4), 101-129. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.03.058>.
- Dare, S.A., Barnes, S.J., Beaudoin, G., Méric, J., Boutroy, E., Potvin-Doucet, C., 2014. Trace elements in magnetite as petrogenetic indicators, *Mineral. Deposita* 49, 785-796. <https://doi.org/10.1007/s00126-014-0529-0>.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1992. An introduction to the rock-forming minerals (2nd edition). New York: Longman, Harlow, Wiley, P. 696.
- Dupuis, C., Beaudoin, G., 2011. Discriminant Diagrams for Iron Oxide Trace Element Fingerprinting of Mineral Deposit Types. *Mineralium Deposita* 46, 319-335. <https://doi.org/10.1007/s00126-011-0334-y>.
- Ezadi kian, L., Piri, N., Akbari, M.J., Molaei, M., 2021. Morphotectonic investigation of Talkhab and Tozlugol faults and formation of the Meyghan playa, Arak. *Quarterly Iranian Journal of Geology* 15 (58), 1-10. <https://dorl.net/dor/20.1001.1.17357128.1400.15.58.7.1>.
- Ghadimi, F., Esmaeli, F., 2022. Textural and origin of Cheshmeh Khorzan conglomerate (Arak Mighan Playa watershed) by multivariate statistical method. *Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches University of Isfahan* 38 (1), 99-114. <http://dx.doi.org/10.22108/jssr.2022.132222.1222>.

- Gibb, F.G., 1973. The zoned clinopyroxenes of the Shiant Isles sill, Scotland. *Journal of Petrology* 14 (2), 203-230. <https://doi.org/10.1093/petrology/14.2.203>.
- Ghorbani, M., 2013. The Economic Geology of Iran Mineral Deposits and Natural Resources. Arianzamin Publication, Tehran (in Persian). <https://doi.org/10.1007/978-94-007-5625-0>.
- Helz, R.T., 1973. Phase relations of basalts in their melting ranges at $p_{H_2O}=5\text{kb}$ as a function of oxygen fugacity, Part I, Mafic phases. *Journal of Petrology* 14(2), 249-302. <https://doi.org/10.1093/petrology/14.2.249>.
- Howarth, G.H., Prevec, S.A., 2013. Hydration vs. oxidation: Modelling implications for Fe-Ti oxide crystallization in mafic intrusions, with specific reference to the Panzhihua intrusion, SW China. *Geoscience Frontiers* 4, 555-569. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.02.020>.
- Le Bas, M.J., 1962. The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *American Journal of Science* 260 (4), 267-288. <https://doi.org/10.2475/ajs.260.4.267>.
- Leterrier, J., Maurry, R.C., Thonon, P., Girard, D., Marchal, M., 1982. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth and Planetary Science Letters*, 59, 139-154. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(82\)90122-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90122-4).
- Mohammadi, E., Shenavar, M., 2014. Investigation of placer mines similar to Sangan iron placer mine. *Proceedings of the 5th Iran Mining Engineering Conference*, p1632-1642.
- Morimoto, N., 1989. Nomenclature of pyroxenes. Subcommittee on pyroxenes. Commission on new minerals and mineral names. *Canadian Mineralogist* 27, 143-156. <https://doi.org/10.1007/BF01226262>.
- Morimoto, N., Kitamura, M., 1983. QJ diagram for classification of pyroxenes. *Journal of the Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists* 78, 141. (in Japanese). <https://doi.org/10.2465/ganko1941.78.132>.
- Mücke, A., Younessi, R., 1994. Magnetite-apatite deposits (Kiruna-type) along the Sanandaj- Sirjan zone and in the Bafq area, Iran, associated with ultramafic and calcalkaline rocks and carbonatites. *Mineralogy and Petrology* 50, 219-244. <https://doi.org/10.1007/BF01164607>.
- Nadoll, P., Mauk, J.L., Hayes, T.S., Koenig, A.E., Box, S.E., 2012. Geochemistry of magnetite from hydrothermal ore deposits and host rocks of the Mesoproterozoic Belt Supergroup, United States. *Economic Geology* 107, 1275-1292. <https://doi.org/10.2113/econgeo.107.6.1275>.
- Rusk, B.G., Oliver, N.H.S., Zhang, D., Brown, A., Lilly, R., Jungmann, D., 2009. Compositions of magnetite and sulfides from barren and mineralized IOCG deposits in the eastern succession of the Mt Isa Inlier, Townsville: Australia Society for Geology Applied to Mineral Deposits, 10th Bi-annual SGA Meeting, 656-658.
- Samari, H., Tavakoli, A., Jalali, M., Asadi, A., 2014. Petrological, Petrographical and Geochemical studies to determine the genesis of Iron ore, Placer deposit, Arak city. The 8th National Specialized Geology Conference of Payam Noor University.
- Schweitzer, E.L., Papike, J.J., Bence, A.E., 1979. Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts. *American mineralogist*, 64 (5-6), 501-513. [https://doi.org/10.2113/0003-004x/79/0506-0501\\$02.00](https://doi.org/10.2113/0003-004x/79/0506-0501$02.00).
- Shahabpour, J., 2006. Economic Geology. Bahonar University, Kerman, P. 500.
- Singoyi, B., Danyushevsky, L., Davidson, G., Large, R., Zaw, K., 2006. Determination of trace elements in magnetites from hydrothermal deposits using the LA-ICP-MS technique. SEG Keystone Conference, Denver, USA CD-ROM.
- Soesoo, A., 1997. A Multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the Crystallization PT-estimations. *GFF* 119 (1), 55-60. <https://doi.org/10.1080/11035899709546454>.
- Toplis, M.J., Carroll, M.R., 1995. An Experimental Study of the Influence of Oxygen Fugacity on Fe-Ti Oxide Stability, Phase Relations, and Mineral—Melt Equilibria in Ferro-Basaltic Systems, *Journal of Petrology* 36 (5), 1137-1170. <https://doi.org/10.1093/petrology/36.5.1137>.
- Yamani, M., Shabanieraghi, A., Zamanzadeh, S.M., Goorabi, A., Ashtari, N., 2021. Reconstruction of Mighan Playa extension in Late Quaternary Period based on sedimentary and geomorphic evidences. *Scientific-Research Quarterly of Geographical Data (SEPEHR)* 29 (116), 89-102. <https://doi.org/10.22131/sepehr.2021.242862>.