

Research Article

Geology, geochemistry and origin of the Chore Nab IOA-type iron deposit in the Tarom metallogenic belt, northwestern of Iran

Parisa Shahkarami¹, Reza Zarei Sahamieh² , Mohammad Ebrahimi³
Ahmad Ahmadi Khalaji⁴, Ramin Sarikhani⁵

¹ Ph.D student, Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran, shahkarami.p@lu.ac.ir

² Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran, Zarei.r@lu.ac.ir

³ Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Zanjan, Zanjan, Iran, ebrahimi@znu.ac.ir

⁴ Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University Khorramabad, Iran, ahmadikhalaj.a@lu.ac.ir

⁵ Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran, sarikhani.r@lu.ac.ir

ARTICLE INFO

Received: 26 April 2025

Accepted: 29 July 2025

Keywords

Calc-alkaline series
Magnetite-Apatite
Tarom Metallogenic Belt
Iron Oxide-Apatite
Geochemistry



 10.22108/ijp.2025.144993.1358

Introduction

The study area, situated 5 km northeast of Zanjan, is a component of the Tarom magmatic subzone within the Tarom-Hashtjin metallogenic province. This province is characterized by a variety of deposit types, including porphyry, skarn-type iron, IOCG, volcanic-sedimentary, and IOA deposits, all located in the Western Alborz magmatic arc (Nabatian et al., 2015; Ghasemi Siani and Ebrahimifard, 2023). Previous research in the Tarom-Hashtjin subzone has largely concentrated on intrusive igneous bodies (Nabatian et al., 2014a, 2014b; Aghazadeh et al., 2015; Saeedi et al., 2018; Ghasemi Siani et al., 2020), with less emphasis on the geochemical and petrological aspects of volcanic rocks. Specific iron deposits identified include skarn types (Qozlu, Arjin, Gozel Darreh- Moghaddasi et al., 2019; Mokhtari et al., 2019; Shafaiepour et al., 2020), iron oxide-apatite types (Zaker, Sorkheh Dizaj, Morvarid - Nabatian et al., 2014a; Nabatian and Ghaderi, 2013), volcanic-sedimentary types (Shah Bolaghi, Hossein Abad, Reyhan- Mokhtari et al., 2019), and placer type (Zarnan - Ebrahimi et al., 2016, 2017). Some studies highlight the influence of intrusive igneous masses on regional mineralization. For instance, Ghasemi Siani et al. (2020) suggest that the internal igneous masses of Tarom provided the necessary heat and chemical composition for hydrothermal fluids responsible for epithermal mineralization. The Eocene-Oligocene Alborz magmatism cycle, particularly in the Tarom-Hashtjin province, yielded diverse intrusive, semi-volcanic, and volcanic-sedimentary rocks, spanning acidic to intermediate compositions and belonging to calc-alkaline, high-potassium calc-alkaline, and shoshonitic series (Ghasemi Siani and Ebrahimifard, 2023).

 Corresponding Author

To cite this article: Shahkarami, P., Zarei Sahamieh, R., Ebrahimi, M., Ahmadi Khalaji, A., and Sarikhani, R. (2025) Geology, geochemistry and origin of the Chore Nab IOA-type iron deposit in the Tarom metallogenic belt, northwestern of Iran. *Petrological Journal*, 16(3), 27-74.

Given the debated origin of iron ore deposits, this study undertakes detailed geological and mineralogical research in the Chore Nab region. It aims to investigate the petrology of igneous and volcanic rocks to ascertain their role in iron mineralization, analyze the textures, structures, mineralogy, formation, and types of iron mineralization, and establish the magmatic series and tectonic setting of the local rock masses. Comprehensive geochemical and rare earth element studies will be conducted using XRF, XRD, ICP-MS, SEM, and EDS analyses.

Regional Geology

Chore Nab is located in the central part of Zanjan Province, Iran. The study area, covering approximately 20 km², is located 5 km northeast of Zanjan city, with geographical coordinates of 36° 41' 10" to 36° 43' 40" N and 48° 32' 25" to 48° 35' 19" E. According to Tarom's 1:100,000 geological map, several rock units with outcrops are present in the study area. These rocks are Eocene volcanic and pyroclastic rocks, including basalt, dacite, andesite basalt, andesite, sandstone and green tuff in the lower part (unit E⁵k.a), light green tuff breccia and lapilli tuff (E⁶k.a) and andesitic lavas with tuff breccia, green tuff, sandstone, and mudstone (unit E⁸k.a). The Late Eocene granitoid rocks have a lithological composition of quartz monzodiorite, quartz monzonite, quartz syenite (unit Qm), and microquartz diorite porphyry (unit P). Quaternary deposits consist of old alluvial terraces (unit Q₁¹) and new alluvial terraces (unit Q₂¹).

Analytical methods

Field sampling of rock units was performed, resulting in 50 collected samples. From these, 36 thin sections and 22 polished thin sections were prepared for petrographic, mineralogical, and alteration studies at Bu-Ali Sina University. Following this, 14 samples were chosen for chemical analysis. Zar Azma Company in Tehran conducted ICP-MS analysis for rare earth and trace elements, and XRF analysis for major and minor element oxides on these 14 samples. Additionally, SEM and EDS analyses were performed on ten mineral samples, and eight samples were selected for X-ray diffraction studies at Lorestan University.

Petrography

Rocks in the area are classified into volcanic rocks (basalt, andesite, dacite), intrusive masses (monzonite, quartz monzodiorite), and Quaternary sediments. Volcanic rocks primarily display porphyritic and glomeroporphyritic textures, while granitoid intrusives are predominantly granular, with some anti-rapakivi and granophyric textures. Exsolution texture in pyroxenes and sieve texture in plagioclases were noted. Main minerals are plagioclase and pyroxene in volcanics, and

quartz, alkali feldspar, and plagioclase in intrusives. Amphibole, epidote, and chlorite are common mafic minerals; apatite and monazite are minor. Laboratory studies reveal extensive mineralization and alteration in volcanic rocks. Magnetite mineralization appears as massive and dispersed grains, accompanied by secondary hematite, limonite, goethite, and copper minerals (malachite, chalcocite). Field studies confirmed significant limonite and goethite alteration.

Geochemistry

For geochemical analysis, 14 minimally altered rock samples from the study area underwent whole-rock analysis using XRF and ICP-MS. Intrusive masses plot as quartz monzodiorite and monzodiorite on the SiO₂ versus (Na₂O + K₂O) diagram. Volcanic masses appear as andesite-basalt, andesite, trachyandesite, and subalkaline basalt on the Nb/Y versus Zr/TiO₂ diagram, and as andesite, andesite-basalt, trachyandesite, and basalt on the Nb/Y versus Zr/Ti diagram. The trace element Co versus Th diagram, along with the AFM diagram, indicate all samples are calc-alkaline. On the SiO₂ versus K₂O diagram, samples fall within the high-potassium calc-alkaline range. All samples are meta-aluminous based on the A/CNK versus A/NK diagram. Negative Ti and Nb anomalies suggest subduction-related magmatism and crustal involvement. Studied samples are enriched in LREE relative to HREE, showing a high LREE/HREE ratio and a subtle negative Eu anomaly.

Discussion and Conclusion

Eocene igneous rocks in the Chore Nab region are linked to iron mineralization. The Chore Nab mine specifically features iron oxide-apatite mineralization in lenses, veins, and as disseminations within intrusive and, to a lesser extent, volcanic-sedimentary rocks. The region's rocks are high-potassium calc-alkaline and meta-aluminous, with granitoids being Type I. Intrusive masses formed in an active continental margin setting during collision, while granitoids are associated with volcanic arcs. Volcanic masses are found in orogenic environments related to continental arcs. Geochemical diagrams (Th/Ta versus Ta/Yb, Th/Ta versus Yb, Nb versus Y) place the intrusive masses within active continental margin and volcanic arc settings, respectively. Geochemically, the mineralization falls within the range of iron apatite and titaniferous iron deposits based on Ni, V, Ti, and Fe content.

Acknowledgements

The authors sincerely appreciate the esteemed editor and referees for their invaluable scientific advice and insightful comments, which significantly enriched this article.

زمین‌شناسی، زمین‌شیمی و خاستگاه کانسار آهن نوع IOA چورهناب در کمربند متالوژنی طارم، شمال‌باختری ایران

پریسا شاه کرمی^۱، رضا زارعی‌سهمیه^۲✉، محمد ابراهیمی^۳
احمد احمدی‌خلجی^۴، رامین ساریخانی^۵

^۱ دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران، shahkaramip@yahoo.com

^۲ استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران، zarei.r@lu.ac.ir

^۳ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران، ebrahimi@znu.ac.ir

^۴ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران، ahmadikhalaj.a@lu.ac.ir

^۵ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران، sarikhani.r@lu.ac.ir

چکیده

اطلاعات مقاله

معدن آهن چورهناب از ذخایر دارای کانه‌زایی آهن در کمربند فلززایی طارم است که با ذخیره احتمالی ۲۵۰۰۰۰ تن کانسنگ و عیار متوسط ۳۶ درصد آهن، در نزدیکی روستای چورهناب و شمال‌خاوری شهر زنجان جای دارد. در این منطقه سنگ‌های آذرین ائوسن رخنمون گسترده‌ای دارند و با کانه‌زایی آهن همراه هستند. در شمال و خاور شهر زنجان سنگ‌های آتشفشانی-آذرآواری ائوسن شامل جریان‌های گدازه بازالتی، آندزیت-بازالت، آندزیت، تراکی آندزیت و داسیت همراه با سنگ‌های آذرآواری شامل توف و برش آتشفشانی رخنمون دارند. سنگ‌های آذرین درونی ائوسن پایانی شامل گرانیت، مونزونیت، کوارتزمونزونیت، کوارتزمونزودیوریت و مونزودیوریت درون مجموعه آتشفشانی-آذرآواری ائوسن که قدیمی‌ترین سنگ‌های دارای رخنمون در منطقه هستند، نفوذ کرده‌اند. واحدهای سنگی منطقه بررسی‌شده سرشت کالک‌آلکانل پتاسیم بالا و از نوع متآلومین دارند. شاخص اشباع‌شدگی از آلومینیم، معیار خوبی برای تفکیک گرانیتوئیدهای پرآلومین ($A/CNK > 1$) از گرانیتوئیدهای متآلومین ($A/CNK < 1$) به‌شمار می‌رود. بر پایه این شاخص گرانیتوئیدهای منطقه چورهناب در نمودار A/NK در برابر A/CNK (۰/۹۷) در گستره متآلومین جای دارد و از نوع I هستند. نمودار SiO_2-Zr نیز همخوانی خوبی با رده‌بندی I-type نشان می‌دهد، که صحت رده‌بندی را تأیید می‌کند. همه مقادارهای به‌دست‌آمده برای نسبت $Zr-SiO_2$ بسیار کم هستند (کمتر از ۱ و حتی کمتر از ۰/۵) که این مقادارها با گرانیت‌های نوع I همخوانی دارند. کانه‌زایی اکسید آهن در کانسار چورهناب به‌صورت عدسی و رگه-رگچه‌های اکسید آهن-آپاتیت درون توده آذرین درونی و به مقدار کم درون سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و در نزدیکی توده‌های آذرین درونی رخ داده است. کانی‌سازی در منطقه بررسی‌شده بیشتر به دو صورت روی داده است که نوع

تاریخ دریافت ۱۴۰۴/۰۲/۰۶

تاریخ پذیرش ۱۴۰۴/۰۵/۰۷

کلید واژه‌ها

سری کالک‌آلکانل
مگنتیت - آپاتیت
کمربند متالوژنی طارم
آپاتیت - اکسید آهن
زمین‌شیمی



doi 10.22108/ijp.2025.144993.1358

✉ نویسنده مسئول

استناد به این مقاله: شاه‌کرمی، پ.، زارعی‌سهمیه، ر.، ابراهیمی، م.، احمدی‌خلجی، ا.، ساریخانی، ر. (۱۴۰۴) زمین‌شناسی، زمین‌شیمی و خاستگاه کانسار آهن نوع IOA چورهناب در کمربند متالوژنی طارم، شمال‌باختری ایران. پتروژلژی ۱۶ (۳)، ۲۷-۷۴.



نخستین آن شامل کانی‌سازی مگنتیت، آپاتیت، اکتینولیت، کالکوپیریت و پیریت است و نوع ثانویه شامل کانی‌سازی گوتیت، لیمونیت، هماتیت، اسپیکولاریت، کوولیت، کالکوسیت و مالاکیت است. توده‌های آذرین درونی در محیط تکتونوماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای و همزمان با برخورد پدید آمده‌اند و گرانیتهای منطقه به لحاظ جایگاه تکتونوماگمایی متعلق به کمان‌های آتشفشانی (VAG) هستند. سنگ‌های آتشفشانی نیز بیشتر به محیط تکتونوماگمایی کوهزایی و کمان‌های قاره‌ای وابسته هستند.

مقدمه

منطقه بررسی شده در ۵ کیلومتری شمال‌خاوری زنجان بخشی از زیرپهنه ماگمایی طارم به‌شمار می‌رود. ایالت فلززایی طارم- هشتجین، با روند شمال‌باختری- جنوب‌خاوری، ۷۰ تا ۱۵۰ کیلومتر پهنا و ۳۰۰ کیلومتر درازا دارد و شامل ۱۷ کانسار پورفیری، آهن نوع اسکارنی، کانسارهای اکسید آهن-مس-طلا (IOCG)، کانسارهای آتشفشانی- رسوبی و اکسید آهن-آپاتیت نوع IOA است و در کمان ماگمایی البرز باختری جای دارد (Nabatian et al., 2015; Ghasemi Siani and Ebrahimifard, 2023). تا کنون بررسی‌های بسیاری در بخش‌های گوناگون زیرپهنه طارم- هشتجین انجام شده‌اند (Hosseinzadeh et al., 2015; Esmaeli et al., 2015; Mokhtari et al., 2016; Hosseinzadeh et al., 2016; Mehrabi et al., 2016; Kouhestani et al., 2018, 2019). بخش بزرگی از بررسی‌های سنگ‌شناسی در این زیرپهنه روی توده‌های آذرین درونی متمرکز بوده‌اند (Nabatian et al., 2014a, 2014b; Aghazadeh et al., 2015; Saiedi et al., 2018; Yasami et al., 2018; Seyedqaraeini et al., 2019; Ghasemi Siani et al., 2020) و ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و سنگ‌شناسی سنگ‌های آتشفشانی کمتر در نظر جای گرفته‌اند. کانسارهای آهن قوزلو، باشند، ارجین و گوزل دره از نوع اسکارنی (Moghaddasi et al., 2019; Mokhtari et al., 2020; Shafaiepour et al., 2019)، کانسارهای ذاکر، سرخه دیج و مروارید از نوع اکسید آهن-آپاتیت (Nabatian et al., 2014a; Nabatian and Ghaderi, 2013; Khanmohammadi et al., 2010; Nabatian, 2012)، کانسارهای شاه‌بلاغی، حسین‌آباد، ریحان و

میرجان از نوع آتشفشانی- رسوبی (Mokhtari et al., 2019) و کانه‌زایی آهن زرنان از نوع پلاسری هستند (Ebrahimi et al., 2016, 2017). ایالت فلززایی طارم- هشتجین با سامانه‌های معدنی اپی‌ترمال فراوانی نیز همراه بوده است (Ghasemi Siani and Lentz, 2022). رخداد این سامانه‌ها با ماگماتیسم سنوزویک مرتبط بوده است. برای نمونه، سنگ‌های گرانیتهای منطقه گلوجه از نوع اپی‌ترمال سولفیداسیون بالا (Ghasemi Siani, 2014; Mehrabi et al., 2014, 2016; Ghasemi Siani et al., 2015, 2017)، نیکویییه از نوع اپی‌ترمال سولفیداسیون کم (Aghajani et al., 2016, 2020) و شاه علی بیگلو از نوع اپی‌ترمال سولفیداسیون متوسط (Mikaeili et al., 2018) هستند. در برخی بررسی‌های مربوط به سنگ‌شناسی توده‌های آذرین درونی، از نقش این توده‌ها در پیدایش کانی‌سازی‌های منطقه یاد شده است. برای نمونه، به باور قاسمی‌سیانی و همکاران (Ghasemi Siani et al., 2020)، توده‌های آذرین درونی طارم در فراهم‌کردن گرمای لازم برای گرم‌شدن سیال‌ها و ترکیب شیمیایی سیال‌های گرمایی پدیدآورنده کانه‌زایی‌های اپی‌ترمال نقش داشته‌اند. به‌طور کلی، کمان ماگمایی البرز گستره بزرگی از محیط‌های زمین‌ساختی مانند کمان نرمال (Aghazadeh et al., 2011; Arjmandzadeh and Santos, 2014)، پشت‌کمانی (Asiabandha and Foden, 2012)، محیط‌های پس از برخورد و کششی را در بر می‌گیرد (Pang et al., 2013). هنگام آئوسن- الیگوسن، چرخه ماگماتیسم البرز (به‌ویژه در ایالت فلززایی طارم- هشتجین)، مجموعه گسترده‌ای از سنگ‌های آذرین درونی، نیمه‌آتشفشانی و نیز مجموعه‌های آتشفشانی- رسوبی با تنوع ترکیبی اسیدی تا

IOCG مرتبط هستند (Day et al., 2016). بررسی مغزه‌های حفاری و داده‌های ژئوفیزیکی نشان‌دهنده وجود ارتباط مکانی میان ذخایر IOCG و IOA است. این ارتباط مکانی تابعی از ژرفاست؛ به گونه‌ای که کانی‌سازی IOCG (ژرفای کم) با افزایش ژرفا به کانی‌سازی نوع IOA تغییر می‌یابد (Sillitoe, 2003; Williams et al., 2005). توزیع عمودی و یکنواخت کنترل‌کننده‌های ساختاری در این ذخایر، این فرضیه را که این نوع ذخایر بخشی از یک سامانه معدنی مشترک هستند را تقویت می‌کند (Day et al., 2016). این کانسارها در ایران در تکامل تکتونوماگمایی مرتبط با ماگماتیسم کامبرین آغازین درون کراتونی در ایران مرکزی و ماگماتیسم سنوزویک مربوط به فروورانش در کمان ماگمایی البرز (AMA) تشکیل شده‌اند (Nabatian et al., 2015). از این رو، با توجه به شواهد گفته‌شده، قاسمی‌سیانی و همکاران (Ghasemi Siani et al., 2024) کانسار چوره‌ناب را عضو انتقالی از سامانه‌های IOA به IOCG دانسته‌اند. البته کانسار چوره‌ناب با دیگر کانسارهای نوع IOA در محدوده زنجان-ذاکر متفاوت است. ویژگی آشکار آن، آپاتیت کمتر و اکتینولیت بیشتر از دیگر ذخایر IOA در محدوده زنجان-ذاکر است (Ebrahimifard and Ghasemi Siani, 2022). آپاتیت در ذخایر IOA معمولاً از عنصرهای REE غنی است و می‌تواند شاخصی برای محیط‌های اکسیدان دانسته شود (Harlov et al., 2002)؛ اما ذخایر IOCG آپاتیت و عنصرهای REE کمتری دارند. در کانسارهای IOCG غلظت عنصر مس (بیشتر از ۰.۵) نسبت به ذخایر IOCG (کمتر از ۰/۵) بیشتر است (Williams et al., 2005). نسبت Co/Ni در ذخایر IOA (۰/۱ تا ۱) نسبت به IOCG (۱ تا ۱۰) کمتر است (Dupis and Beaudoin, 2011). از دیدگاه اهمیت اقتصادی کانسارهای نوع IOA از مهم‌ترین کانسارهای غنی از اکسید آهن در جهان به‌شمار می‌روند که به‌علت وجود منابع آهن، فسفر، نقره و عنصرهای خاکی کمیاب ارزش بالایی دارند (Hitzman, 2000; Williams et al., 2005; Barton, 2014; Chen et al., 2019; Skirrow, 2022). از ویژگی‌های اصلی

حد واسط را پدید آورده است. این سنگ‌ها سری‌های ماگمایی کالک‌آلکان و کالک‌آلکان پتاسیم بالا تا شوشونیتی دارند (Ghasemi Siani and Ebrahimifard, 2023). سنگ‌های آتشفشانی-آذرآوری به‌طور گسترده‌ای مورد هجوم توده‌های آذرین درونی ائوسن بالایی (شامل توده‌های ذاکر، مروارید، کوه تبار، تاکستان، زنجان، طارم، رودبار - اهر، ورمرزیار و گلجین) با روند شمال‌باختری-جنوب‌خاوری جای گرفته‌اند (Castro et al., 2013; Aghazadeh et al., 2015; Nabatian et al., 2014; Ghasemi Siani et al., 2015; Saeedi et al., 2018). بررسی‌های پیشین نشان داده‌اند کانسارهای IOA و IOCG با ذخایر آهن نوع اسکارنی ارتباط زایشی دارند (Li et al., 2023). از دیدگاه زمانی و مکانی، این کانسارها با متاسوماتیسم شدید Na-Ca-K همراه هستند و از سوی دیگر، پیدایش این کانسارها از دیدگاه زمانی، محدوده آرکئن (Childress et al., 2016; de Melo et al., 2017) تا پلیوسن (Naranjo et al., 2010; Moreto et al., 2015) را در بر می‌گیرد. این ذخایر در محیط‌های زمین‌ساختی کششی حاشیه قاره‌ای مرتبط با پهنه فروورانش، کافت درون‌قاره‌ای و یا نقاط داغ دیده شده‌اند (Hitzman, 2000). در کانسارهای IOCG عملکرد سیالات کانه‌ساز شدید است و بسته به جنس سنگ میزبان و ژرفای پیدایش، دگرسانی‌های متفاوتی رخ داده است. وجود کانی‌های سولفیدی مانند پیریت و کالکوپیریت در کانسار چوره‌ناب می‌تواند نشانه‌ای از تأثیر سیالات غنی از گوگرد باشد. این سیالات ممکن است در فرایندهای مرتبط با کانسارهای IOCG نیز نقش داشته باشند. دگرسانی سدیک-کلسیک از ویژگی‌های مهم این کانسارهاست (Groves et al., 2010; Huang et al., 2019; Leao-Santos et al., 2022). تغییرات دگرسانی با ژرفا (از سدیک-کلسیک در ژرفا به پروپیلیتیک در کم‌ژرفا) می‌تواند نشانه‌ای از تغییر در شرایط فیزیکی-شیمیایی سیالات و محیط رسوب‌گذاری باشد. این تغییرات می‌تواند در گذار بین این کانسارها نقش داشته باشند. کانسارهای IOA از دیدگاه زمانی و مکانی با ذخایر

چه‌سا پیامد تغییرات در شرایط فیزیکوشیمیایی محیط پیدایش آپاتیت‌ها باشند؛ مانند دما، فشار، pH و ترکیب شیمیایی محیط پیدایش سنگ. این یافته‌ها نشان می‌دهند تحلیل الگوهای REE در آپاتیت‌ها به درک بهتری از فرایندهای زمین‌شیمیایی و سنگ‌زایی در محیط‌های طارم کمک می‌کند. همچنین، بررسی‌ها نشان می‌دهند پژوهش‌ها در زمینه الگوهای REE در آپاتیت‌ها همکنون در حال پیشرفت است و از تکنیک‌های پیشرفته تجزیه شیمیایی و ابزارهای جدیدی مانند ریزکالوکترونی تجزیه‌ای استفاده می‌کنند تا به دقت بیشتری در تعیین الگوهای REE در آپاتیت‌ها برسند. در ارتباط با خاستگاه این ذخایر، بیشتر فرایندها از خاستگاه ماگمایی و جایگزینی ماگمای غنی از مواد فرار و نهشته‌شدن مواد معدنی از سیال بجامانده حمایت می‌کند و فرایند نبود امتزاج سیال‌ها را خاستگاه این کانسارها دانسته‌اند (Hitzman, 2000). برخی دیگر، الگوی جانیشینی متاسوماتیک توسط سیالات گرمایی غنی از آهن با شوری بالا و همچنین، الگوی سیال ماگمایی را برای پیدایش توده‌های معدنی اکسید آهن-آپاتیت معرفی کرده‌اند (Jami et al., 2007; Nabatian et al., 2012; Nabatian et al., 2014a)؛ اما با وجود پژوهش‌های فراوان انجام‌شده روی کانسارهای آهن، هنوز هم درباره خاستگاه آنها اختلاف دیدگاه وجود دارد. با توجه به اختلاف نظر درباره خاستگاه این کانسارها، بررسی دقیق‌تر ویژگی‌های زمین‌شناسی و کانه‌زایی آنها ضروری به‌نظر می‌رسد.

هدف از انجام این پژوهش، بررسی سنگ‌شناسی سنگ‌های آذرین درونی و آتشفشانی منطقه چوره‌ناب و بررسی نقش آنها در پیدایش کانه‌زایی آهن، بررسی بافت و ساخت، کانه‌نگاری، چگونگی پیدایش و تیپ کانه‌زایی آهن و همچنین، تعیین سری ماگمایی و جایگاه زمین‌ساختی توده‌های درون منطقه است. در راستای تکمیل بررسی‌های زمین‌شیمیایی و تعیین عنصرهای خاکی کمیاب، تجزیه‌های XRF، XRD، ICP-MS، SEM و EDS روی نمونه‌ها انجام شد.

کانسارهای مگنتیت-آپاتیت تیپ IOA، وجود مقدارهای بالا از عنصرهای خاکی کمیاب در آنهاست (Kerr, 1998; Frietsch and Perdahl, 1995; Parak, 1975). عنصرهای خاکی کمیاب در این تیپ کانسارها بیشتر گرایش دارند که درون آپاتیت تمرکز یابند و پیدایش کانی‌های فرعی مانند مونازیت را بدهند. توزیع عنصرهای خاکی کمیاب در آپاتیت کانسارهای گوناگون به عواملی مانند ترکیب و خاستگاه سنگ‌های دربرگیرنده آنها بستگی دارد (Frietsch and Perdahl, 1995). در کانی آپاتیت، عنصرهایی مانند فلوئور، کلر، هیدروکسیل و کربنات می‌توانند جانشین یکدیگر شوند. REE در آپاتیت جانشین Ca^{+2} می‌شود و نقش مهمی در توزیع REE‌ها در کانسنگ و سنگ بازی می‌کند (Frietsch and Perdahl, 1995). توزیع عنصرهای خاکی کمیاب درون سیالات گرمایی (غنی‌شدگی از HREE و یا LREE) به عواملی مانند PH، دما و نوع کمپلکس‌های درون سیالات بستگی دارد. به‌طور کلی، عنصرهای خاکی کمیاب درون سیستم‌های زمین‌شیمیایی خاصی متحرک می‌شوند. انتقال آنها در محلول‌های گرمایی عموماً به‌صورت کمپلکس روی می‌دهد. پایداری کمپلکس‌های این عنصرها متغیر است و به عواملی مانند تغییرات دما، فشار و PH و سنگ‌های دیواره بستگی دارد (Lottermoser, 1992). برای نمونه، عنصرهای خاکی کمیاب سنگین و ایتیریم نسبت به عنصرهای خاکی کمیاب سبک، کمپلکس‌های پایدارتری از نوع کربنات، فلورید، کلرید و سولفات می‌سازند. بیشتر کانسارهای آهن آپاتیت‌دار، در ارتباط با ماگماتیسم کالک‌آلکال هستند و جدایش LREE/HREE در آنها از متوسط تا بسیار تغییر می‌کند (Frietsch and Perdahl, 1995). کانسار چوره‌ناب از لحاظ مکانی با توده‌های کوارتز مونزونیتی، سینوگرانیتی و کوارتز مونزودیوریتی تا گرانودیوریتی که در بخش‌های جنوب‌باختری تا شمال‌خاوری دیده می‌شوند، در ارتباط هستند (Ghasemi Siani et al., 2024). یافته‌های منتشرشده گلداشمیت نشان داده است الگوهای REE در آپاتیت‌های طارم می‌تواند نشان‌دهنده فرایندهای زمین‌شیمیایی و سنگ‌زایی گوناگونی باشد. این الگوها

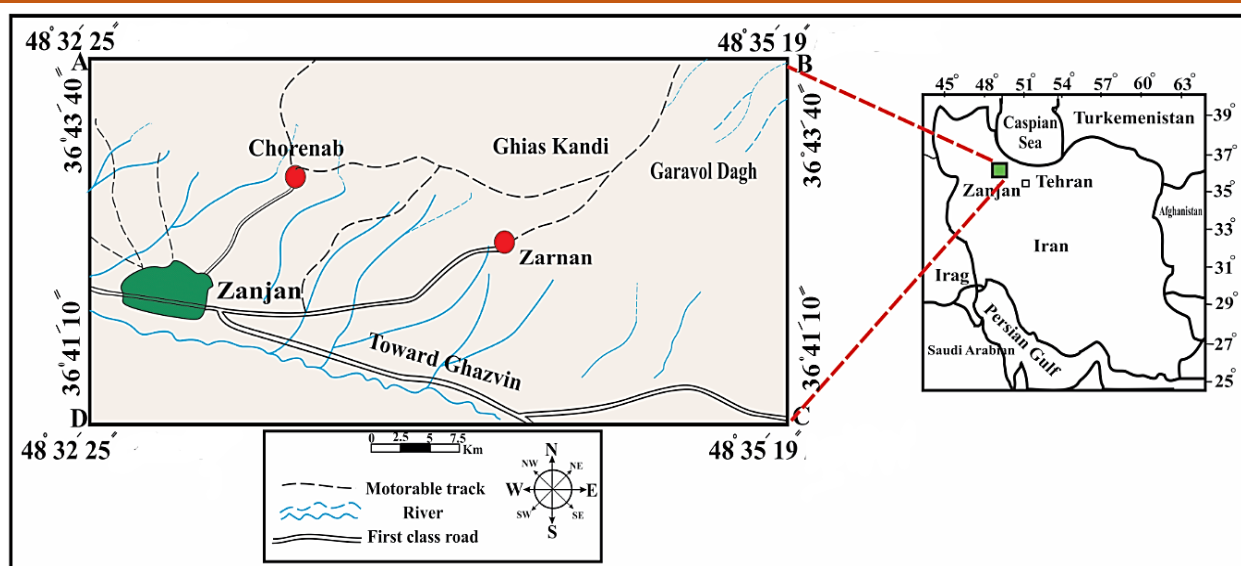
روش انجام پژوهش

نخست در جریان بازدیدهای میدانی از واحدهای سنگی درون منطقه، نمونه‌برداری و برداشت‌های صحرایی انجام پذیرفت. سپس از ۵۰ نمونه برداشت شده ۳۶ عدد مقطع نازک و ۲۲ عدد مقطع نازک صیقلی برای انجام بررسی‌های سنگ‌نگاری، کانه‌نگاری و شناسایی دگرسانی‌ها در دانشگاه بوعلی سینا همدان تهیه شد. بررسی‌های سنگ‌نگاری با میکروسکوپ پلاریزان Leica و بررسی‌های کانه‌نگاری با میکروسکوپ پلاریزان دو منظوره Prior انجام گرفت. پس از بررسی مقاطع شمار ۱۴ نمونه برای تجزیه شیمیایی انتخاب شدند. آماده‌سازی نمونه‌ها و تجزیه آنها به روش ICP-MS برای عنصرهای خاکی کمیاب و عنصرهای کمیاب و تجزیه همان ۱۴ نمونه به روش XRF برای اکسیدهای عنصرهای اصلی و فرعی در شرکت زرآما در تهران انجام شد. شمار ۱۰ نمونه کانه‌دار به روش SEM بررسی و از آنها تجزیه EDS (طیف‌سنجی پراکندگی انرژی اشعه ایکس) نیز گرفته شد. بررسی‌های SEM با کمک دستگاه FE-SEM مدل MIRA3-LMU در دانشگاه لرستان انجام شد. همچنین، شمار ۸ نمونه برای انجام بررسی‌های پراش پرتوی ایکس برگزیده و در

دستگاه XRD مدل STADI P ساخت شرکت STOE آلمان، در دانشگاه لرستان تجزیه شیمیایی شدند. نمونه‌ها با آسیاب سیاره‌ای گلوله‌ای مدل NARYA- MPM4*250 در دانشگاه لرستان پودر شدند. نمونه‌های پودر شده برای اندازه‌گیری میزان عنصرهای اصلی، کمیاب و خاکی کمیاب به آزمایشگاه‌های مربوطه فرستاده شدند. پس از دریافت داده‌های به‌دست‌آمده و با کمک بررسی‌های صحرایی، بررسی‌های میکروسکوپی و تجزیه‌های عنصرهای اصلی و کمیاب در نرم‌افزارهای GCDkit، Excel و CorelDraw به بررسی سنگ‌زایی و چگونگی پیدایش توده‌های آذرین درونی و آتشفشانی منطقه پرداخته شد.

جایگاه زمین‌شناسی منطقه

منطقه بررسی‌شده در میان طول‌های جغرافیایی خاوری $48^{\circ}32'25''E$ تا $48^{\circ}35'19''E$ و عرض‌های جغرافیایی شمالی $36^{\circ}41'10''E$ تا $36^{\circ}43'40''E$ در نقشه زمین‌شناسی طارم ۱:۱۰۰۰۰۰ (Amini et al., 2013)، در شمال‌باختری ایران جای گرفته است (شکل ۱). مختصات منطقه بر پایه ژئودتیک (Macomber, 1984) تعیین شده‌اند.



شکل ۱. نقشه راه‌های دسترسی به منطقه بررسی‌شده.

Figure 1. Map of access roads to the study area

(^۱Q2) هستند (Hirayama et al., 1966; Amini et al., 2013; Stocklin et al., 1969). توده‌های گرانیتوئیدی نزدیک به ۴۰ میلیون سال پیش (بارتونین) در یک محیط زمین‌ساختی پشت‌کمانی پدید آمده‌اند (Nabatian et al., 2014b). نباتیان و همکاران (Nabatian et al., 2011) سن واحدهای آذرین درونی منطقه چوره‌ناب را نزدیک به $0.62 \pm 42/56$ میلیون سال پیش پیشنهاد کرده‌اند. نقشه زمین‌شناسی منطقه بررسی‌شده در شکل ۲ نشان داده شده است. در میان واحدهای سنگی شناسایی‌شده، سنگ‌های آتشفشانی مانند بازالت، آندزیت‌بازالتی، آندزیت، تراکی‌آندزیت و داسیت و توده‌های گرانیتوئیدی با ترکیب بیشتر مونزونیت، کوارتز مونزونیت، کوارتز مونزودیوریت و مونزودیوریت بخش بزرگی را دربر گرفته‌اند. منطقه چوره‌ناب از لحاظ مکانی با توده‌های آذرین درونی با ترکیب کوارتز-مونزونیتی، کوارتز-مونزودیوریتی، سینوگرانیته تا گرانودیوریتی که در بخش‌های جنوب‌باختری تا شمال‌خاوری دیده می‌شوند، در ارتباط است (Ghasemi Siani et al., 2024). این توده‌های آذرین درونی بیشتر در نزدیکی و یا درون واحدهای آتشفشانی دیده می‌شوند. در گستره معدنی زنجان، پژوهشگران بسیاری (Kordian et al., 2020; Nabatian et al., 2013, 2014a, b; Nabatian and Ghaderi, 2013; Khanmohammadi et al., 2010) به بررسی سن‌سنجی سنگ میزبان، بررسی‌های دگرسانی و کانی‌سازی در کانسارهای نوع IOA پرداخته‌اند که یافته‌های آنها نشان‌دهنده هم‌زمان بودن فعالیت‌های ماگمایی در این منطقه هستند. سن توده‌های آذرین درونی چوره‌ناب کمابیش با توده‌های آذرین درونی کانسارهای زنجان و ذاکر (الیگوسن) یکسان است که چه‌بسا نشان می‌دهد از خاستگاه ماگمایی مشترکی جدایش یافته‌اند. این ارتباط فضایی و زمانی، نشان‌دهنده یک سیستم ماگمایی فعال در دوران ائوسن در منطقه طارم است که در آن، ماگما هم به‌صورت آذرین درونی و هم به‌صورت بیرونی فعالیت داشته است.

از دیدگاه پهنه‌بندی‌های زمین‌ساختاری، این منطقه در زیرپهنه البرز باختری-آذربایجان جای دارد و بخشی از زیرپهنه ماگمایی طارم به‌شمار می‌رود. البرز باختری (شمال‌باختری ایران) شامل پهنه اهر-ارسباران و ایالت فلزایی طارم-هشتجین است و تاریخچه ژئودینامیک پیچیده‌ای دارد. در ایالت فلزایی طارم-هشتجین یک مرحله کشش در طول ائوسن مرتبط با برگشت تخته رخ داده است. ذوب‌بخشی تخته فرورو و گوئه گوشته‌ای دگرنهاد (با سیالات و مذاب‌های قطعه فرورونده) در پایان ائوسن ($6/37 \pm 1/4$) تا $42/87 \pm 1/58$ میلیون سال پیش؛ (Nabatian et al., 2014; Aghazadeh et al., 2015; Ghasemi Siani et al., 2015, 2020) پیدایش ماگمای کالک‌آلکان در یک محیط کششی در ارتباط با محیط پشت‌کمانی در پهنه پشت‌کمان آتشفشانی ارومیه-دختر، در ایالت فلزایی طارم-هشتجین را به‌دنبال داشته است. به‌طور کلی، می‌توان گفت ایالت فلزایی طارم-هشتجین در یک محیط پشت‌کمانی در ارتباط با کمان آتشفشانی ارومیه-دختر پدید آمده و ماگماتیسم اصلی در زمان ائوسن رخ داده است. بر پایه بررسی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری، سنگ‌های رخنمون‌یافته در این منطقه شامل سه گروه سنگ‌های آتشفشانی، توده‌های آذرین درونی و رسوبات متعلق به دوران کواترنری هستند. واحدهای سنگی دارای رخنمون در منطقه بررسی‌شده از قدیم به جدید عبارتند از سنگ‌های آتشفشانی-آذرآواری ائوسن شامل بازالت، داسیت، آندزیت‌بازالت، آندزیت، ماسه‌سنگ و توف سبز در بخش زیرین (واحد $E_{k,a}^5$)، لاپیلی‌توف و توف برش به رنگ سبز روشن (واحد $E_{k,a}^6$) و گدازه‌های آندزیتی همراه با توف برش، توف سبز، ماسه‌سنگ و گل‌سنگ (واحد $E_{k,a}^8$)، سنگ‌های گرانیتوئیدی ائوسن پایانی با ترکیب سنگ‌شناسی کواتز مونزودیوریت، کوارتز مونزونیت و کوارتز سینیت (واحد Qm) و میکروکوارتزیدیوریت پورفیری (واحد P) و نهشته‌های کواترنری متشکل از پادگانه‌های آبرفتی قدیمی (واحد Q_1^t) و پادگانه‌های آبرفتی جدید (واحد

باشد؛ اما سنگ میزبان ترکیب گرانیتویدی دارد. این شواهد همراه با داده‌های میدانی دیگر مانند نمونه‌برداری، تجزیه و تحلیل سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی، می‌توانند به‌طور کامل حضور و ویژگی‌های دایک‌ها در منطقه بررسی شده را تایید و توصیف کنند.

است. شواهد نشان می‌دهند این توده سنگی جدیدتر است و در سنگ‌های قدیمی‌تر (سنگ میزبان) شکاف پدید آورده و در آن انجماد یافته است. بافت و ترکیب احتمالی^۷، رنگ تیره‌تر دایک شاید نشان‌دهنده ترکیب ماگمایی متفاوت

⁷ Potential Texture and Composition



شکل ۳. تصویر صحرایی از گسترش دایک اکسید آهن در سنگ‌های گرانیتویدی (دید رو به شمال).

Figure 3. Field photos of iron oxide dike expansion in the granitoid rocks (northwards view).

کانی‌شناسی اصلی سنگ‌های آتشفشانی منطقه، بیشتر شامل پیروکسن (دیوپسید)، پلاژیوکلاز و آمفیبول (اکتینولیت) است. شناسایی کانی‌ها بر پایه بررسی‌های سنگ‌نگاری و XRD (پیوست ۲) انجام شد. کانی‌های فرعی که در هر دو واحد سنگی دیده شدند، شامل آپاتیت، مونازیت، زیرکن و تیتانیت بودند که با میکروسکوپ الکترونی روبشی شناسایی شدند. دگرسانی تقریباً در بخش بزرگی از سنگ‌های آتشفشانی و آذرین درونی رخ داده است؛ به گونه‌ای که بیشتر پلاژیوکلازها تحت‌تأثیر فرایند سوسوریتی شدن جای گرفته‌اند و به کانی‌هایی مانند اپیدوت، کلسیت، کلریت و زویزیت تجزیه شده‌اند. آلکالی‌فلدسپارها نیز تحت‌تأثیر فرایند دگرسانی، به کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند. آمفیبول‌ها و بیوتیت‌ها نیز در بیشتر سنگ‌ها به کلریت و

از دیدگاه بافتی سنگ‌های آتشفشانی بیشترین تنوع بافتی را دارند و بافت‌های پورفیری، پورفیری-میکرولیتی، هیالوپورفیری، گلومروپورفیری (پیوست ۱) و پویی‌کیلستیک بافت‌های شناخته‌شده در این سنگ‌ها هستند. دو بافت پورفیری و گلومروپورفیری نسبت به دیگر بافت‌ها فراوانی بیشتری دارند. توده‌های آذرین درونی گرانیتویدی با ترکیب بیشتر مونزونیت، کوارتز مونزونیت، کوارتز مونزودیوریت و مونزودیوریت نیز رخنمون بزرگی در منطقه بررسی شده دارند و بیشتر بافت دانه‌ای نشان می‌دهند. سنگ‌های آتشفشانی منطقه میزبان اصلی کانی‌سازی هستند و دچار بیشترین دگرسانی به‌علت نفوذ توده‌های گرانیتویدی شده‌اند. کانی‌های اصلی سازنده سنگ‌های آذرین درونی شامل کوارتز، آلکالی‌فلدسپار و پلاژیوکلاز هستند و ترکیب

پیروکسن‌ها به اپیدوت تبدیل شده‌اند.

سنگ‌شناسی و سنگ‌نگاری

بررسی‌های صحرایی

در این مرحله نمونه برداری از واحدهای سنگی گوناگون برای بررسی‌های سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی، کانی‌شناسی، و دگرسانی‌های مرتبط با کانی‌سازی انجام شد. بر پایهٔ ویژگی‌های صحرایی، رخنمون‌های سنگی دچار پدیدهٔ دگرسانی شده‌اند و رنگ ظاهری آنها تغییر یافته است. افزون بر وجود رگه-رگچه‌های سیلیسی و کلسیتی در مشاهدات صحرایی، در نمونه‌های دستی نیز این رگچه‌ها دیده می‌شوند. وجود رگچه‌ها نشان‌دهندهٔ عملکرد و نفوذ محلول‌های گرمابی درون واحدهای سنگی منطقهٔ بررسی شده است. بر پایهٔ شواهد صحرایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه میزبان اصلی کانی‌سازی در توده‌های گرانیتوئیدی بوده‌اند.

بررسی‌های آزمایشگاهی (میکروسکوپی)

بر پایهٔ بررسی‌های میکروسکوپی روی مقاطع نازک، کانی‌های اصلی سازندهٔ سنگ‌های آتشفشانی، پلاژیوکلاز و پیروکسن و کانی‌های اصلی سازندهٔ سنگ‌های آذرین درونی، کوارتز، آلکالی‌فلدسپار و پلاژیوکلاز شناخته شدند. آمفیبول (بیشتر اکتیونولیت)، اپیدوت و کلریت، کانی‌های مافیک و آپاتیت و مونازیت کانی‌های فرعی واحدهای سنگی آتشفشانی و آذرین درونی منطقهٔ بررسی شده را تشکیل داده‌اند. کلسیت نیز که محصول دگرسانی است در هر دو واحد سنگی یافت می‌شود. مونازیت به علت ریزبودن و شناسایی‌نشدن در مقاطع نازک با کمک میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) شناسایی شد. این کانی عنصرهای کمیابی مانند لانتانیم، سربیم، نئودیمیم و یوروپیم دارد. بافت غالب سنگ‌های آتشفشانی پورفیری، پورفیری-میکرولیتی و گلومروپورفیری و بافت غالب سنگ‌های آذرین درونی دانه‌ای است. کانی‌های گروه اپیدوت شامل اپیدوت و زوییزیت در برخی مقاطع وجود دارند که حاصل تجزیه و دگرسانی پیروکسن‌ها و

آمفیبول‌ها هستند. کلریت در سنگ‌های بررسی شده به دو صورت کلریت‌های اولیه در سنگ‌های آتشفشانی مانند بازالت‌ها و آندزیت‌بازالت‌ها و کلریت‌های حاصل از دگرسانی کانی‌های اولیه سنگ (بیشتر کانی‌های مافیک) یافت می‌شود. کانی‌های مافیک مانند پیروکسن، آمفیبول و بیوتیت تا اندازه‌ای به کلریت دگرسان شده‌اند. افزون بر این، سیالات گرمابی رگچه‌هایی از کلریت را در سنگ‌های آذرین درونی (کوارتزمونوزودیوریت) و یا سنگ‌های آتشفشانی (بازالت‌های تحت‌تأثیر هوازگی و دگرسانی) بررسی شده پدید آورده‌اند. دگرسانی سریسیتی در منطقه نیز موجب تجزیهٔ پلاژیوکلازهای سدی و تبدیل آنها به بلورهای ریز سریسیت شده است. دگرسانی‌های سیلیسی و کلسیتی در منطقه بیشتر در حفره‌ها و فضاها و خالی واحدهای سنگی و درون رگه‌ها و رگچه‌ها تحت‌تأثیر سیالات گرمابی پدید آمده‌اند که هم در مقاطع نازک و هم با دستگاه میکروسکوپ الکترونی روبشی به خوبی دیده شدند. بر پایهٔ بررسی‌های آزمایشگاهی بخش بزرگی از سنگ‌های آتشفشانی منطقه دچار کانی‌سازی و دگرسانی محلول‌های کانه‌دار شده‌اند. در این میان کانی‌سازی مگنتیت به صورت اولیه و با بافت‌های توده‌ای و دانه‌پراکنده و کانه‌های هماتیت، لیمونیت و گوتیت در پی رخداد فرایندهای سوپرژن پدید آمده‌اند. کانی‌های سولفیدی مانند پیریت و کالکوپیریت به صورت رگچه‌ای کانه‌زایی مگنتیت را قطع کرده‌اند. فرایندهای سوپرژن و هوازگی سبب تبدیل پیریت و کالکوپیریت به گوتیت، کالکوسیت، کولین، مالاکیت و آزوریت شده‌اند. اسپیکیولاریت به صورت بلورهای تیغه‌ای در رگچه‌ها دیده می‌شود. رگچه‌های از سیلیس و کلسیت نیز وجود دارند. هماتیت هم حاصل تجزیه یا مارتیتی‌شدن مگنتیت است که به خوبی در بیشتر مقاطع نازک صیقلی دیده می‌شود. در بررسی‌های صحرایی لیمونیت و گوتیت به خوبی دیده می‌شدند که در پی دگرسانی بالای منطقه تشکیل شده‌اند. بلورهای پیریت به صورت اولیه و شکل‌دار در خمیرهٔ سنگ‌های آتشفشانی دیده می‌شوند و در برخی مقاطع به اکسیدهای آهن مانند گوتیت تبدیل شده‌اند.

بررسی‌های سنگ‌نگاری

در شمال و خاور شهر زنجان سنگ‌های آتشفشانی ائوسن شامل گدازه بازالتی، آندزیت‌بازالتی، آندزیت، تراکی‌آندزیت و داسیت همراه با سنگ‌های آذرآواری شامل توف و برش آتشفشانی رخنمون دارند. سنگ‌های آذرین درونی ائوسن پایانی شامل مونزونیت، کوارتز مونزونیت، کوارتز مونزودیوریت و مونزودیوریت درون مجموعه آتشفشانی - آذرآواری ائوسن که قدیمی‌ترین سنگ‌های دارای رخنمون در منطقه هستند، نفوذ کرده‌اند. بر پایه بررسی‌های سنگ‌نگاری و نمودارهای رده‌بندی، واحدهای آتشفشانی منطقه شامل بازالت، آندزیت‌بازالتی، آندزیت و تراکی‌بازالت است و سنگ‌های آذرین درونی شامل مونزودیوریت و بیشتر کوارتز مونزودیوریت هستند.

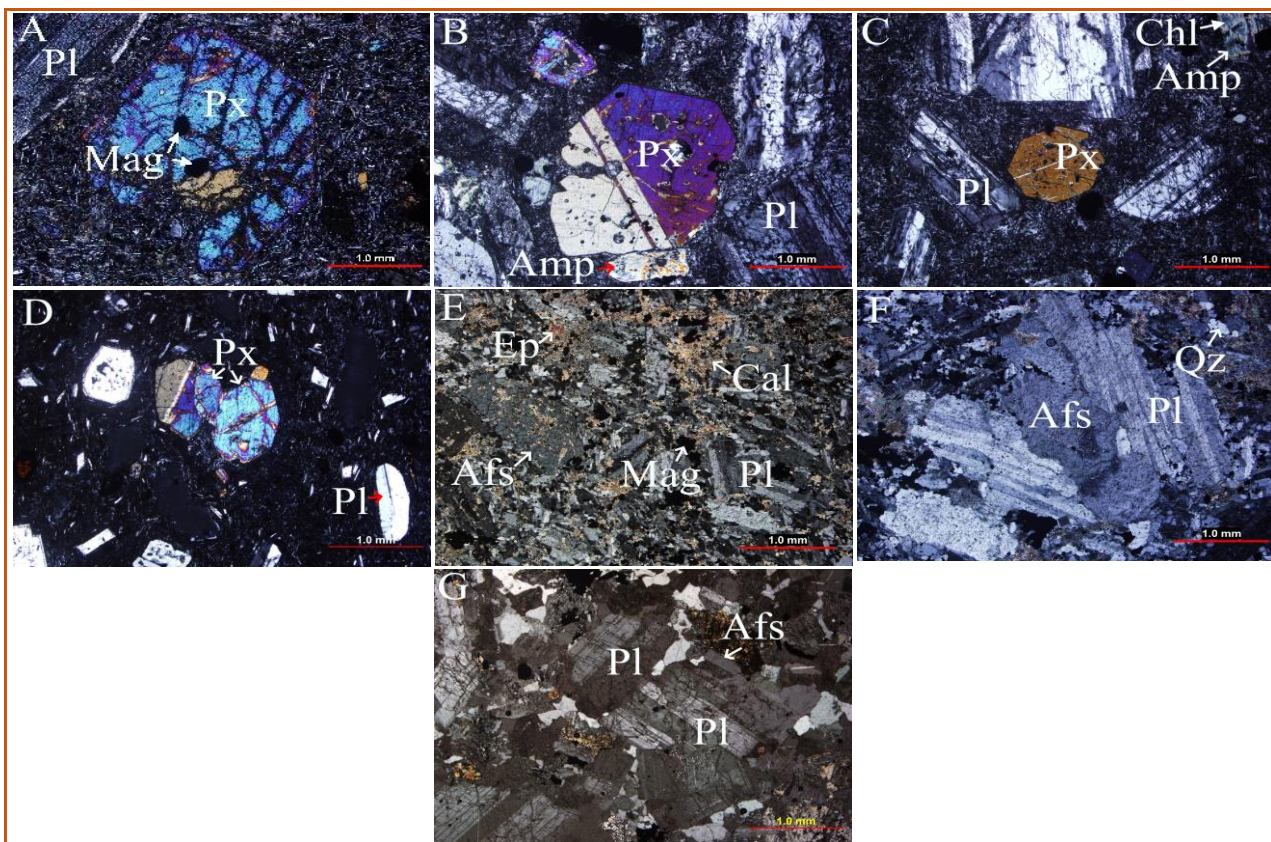
سنگ‌های آتشفشانی

سنگ‌های آتشفشانی مانند بازالت بیشتر بافت پورفیری و پورفیری- میکرولیتی دارند و بلورهای درشت پلاژیوکلاز و پیروکسن آنها در یک زمینه دانه‌ریز تا میکرولیتی جای دارند (شکل ۴-۱A). میکرولیت‌های پلاژیوکلاز آرایش تصادفی دارند و جهت‌یافتگی نشان نمی‌دهند. کانی‌های سازنده این سنگ‌ها بیشتر پلاژیوکلاز و پیروکسن هستند. فراوانی پلاژیوکلاز بسیار بیشتر از پیروکسن است. بلورهای درشت پلاژیوکلاز ماکل تکراری دارند. برخی بلورهای پلاژیوکلاز منطقه‌بندی نشان می‌دهند و بیشینه اندازه آنها ۳ تا ۳/۵ میلی‌متر است. بیشتر بلورهای درشت پیروکسن نیمه‌شکل‌دار و گاه هشت‌گوش هستند. بیشینه اندازه پیروکسن‌ها تا ۱/۵ میلی‌متر می‌رسد. با توجه به داده‌های XRD پلاژیوکلازها از نوع لابرادور هستند. بافت‌های گلوپورفیری و ویتروفریک نیز در برخی مقاطع دیده می‌شوند. سنگ‌های آندزیت‌بازالتی بافت پورفیری و گلوپورفیری دارند و بلورهای درشت پلاژیوکلاز و پیروکسن در یک زمینه دانه‌ریز جای گرفته‌اند (شکل ۴-۱B). بافت گلوپورفیری حاصل تبلور هم‌زمان^۸ پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در یک خمیره ریزبلور است که به پیدایش تجمعات خوشه‌ای از بلورها در بافت سنگ می‌انجامد. پلاژیوکلاز و پیروکسن کانی‌های اصلی این سنگ‌ها هستند و

به‌صورت ریزبلور تا درشت‌بلور دیده می‌شوند. فراوانی پلاژیوکلاز سنگ نسبت به پیروکسن بیشتر است و اندازه بلورهای پلاژیوکلاز در مقایسه با پیروکسن‌ها بزرگ‌تر است. ماکل تکراری در بلورهای درشت پلاژیوکلاز دیده می‌شود. بیشینه اندازه بلورهای پلاژیوکلاز تا ۲/۵ میلی‌متر است و گاهی منطقه‌بندی دارند. بلورهای درشت پیروکسن سنگ بیشتر نیمه‌شکل‌دار و گاهی به‌صورت هشت‌گوش هستند. بیشینه اندازه پیروکسن‌ها تا ۱ میلی‌متر است و گاه ماکل تیغه‌ای دارند. بیشتر این تیغه‌ها در پی رخداد فرایند اکسولوشن هنگام سرد شدن آرام در دماهای زیر ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد پدید آمده‌اند. بلورهای آمفیبول سنگ با بیشینه اندازه ۱ میلی‌متر بیشتر به‌صورت نیمه‌شکل‌دار هستند و تا اندازه‌ای به کلریت دگرسان شده‌اند. سنگ‌های آندزیتی بافت‌های پورفیری و گلوپورفیری دارند و بلورهای درشت پلاژیوکلاز، آمفیبول و پیروکسن در یک زمینه دانه‌ریز واقع هستند. بافت گلوپورفیری پیامد تجمع بلورهای درشت پلاژیوکلاز و پیروکسن در یک خمیره دانه‌ریز است (شکل ۴-۱C). پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی در سنگ است و بیشتر به‌صورت نیمه‌شکل‌دار است. بلورهای درشت پلاژیوکلازها منطقه‌بندی و ماکل‌های تکراری دارند و بیشینه اندازه آنها تا ۲/۵ میلی‌متر می‌رسد. بلورهای درشت پیروکسن به‌صورت هشت‌گوش هستند. بیشینه اندازه پیروکسن‌ها تا ۱ میلی‌متر است. آمفیبول بیشتر به‌صورت نیمه‌شکل‌دار و با بیشینه اندازه ۱/۵ میلی‌متر است. بافت غالب در تراکی‌آندزیت‌ها بافت پورفیری است و بلورهای پیروکسن و پلاژیوکلاز در یک زمینه دانه‌ریز از پلاژیوکلازهای خردشده جای گرفته‌اند (شکل ۴-۱D). پیروکسن‌ها ماکل تیغه‌ای دارند. درشت بلورهای پیروکسن و پلاژیوکلاز نزدیک به ۲۵ درصد حجمی سنگ و ۷۵ درصد حجمی بجامانده را زمینه سنگ در بر گرفته است. تراکی‌داسیت بلورهای پلاژیوکلاز (بیش از ۳۰ درصد حجمی سنگ) دگرسان دارند که با سریسیت، کلریت و کلسیت جایگزین شده‌اند (شکل ۴-۱E). مقادیری آلکالی‌فلدسپار (سانیدین) با ماکل کارلسباد در سنگ یافت می‌شود. اکسیدهای آهن به فراوانی در خمیره سنگ دیده می‌شوند. بافت سنگ بیشتر پورفیری و پویی‌کیلیتیک است. نزدیک به ۷۰ درصد سنگ‌های آتشفشانی بررسی‌شده دارای بافت

⁸ co-crystallization

پورفیری و گلومروپورفیری، ۲۰ درصد بافت پورفیری- میکروولیتی و نزدیک به ۱۰ درصد بافت ویتروفریک دارند.



شکل ۴. تصویرهای میکروسکوپی از سنگ‌های گرانیتیویدی و آتشفشانی بررسی شده (در XPL). **A** بافت پورفیری و پورفیری میکروولیتی در بازالت؛ **B** آندزیت بازالتی با بافت پورفیری و کومولوپورفیری؛ **C** آندزیت با بافت پورفیری و گلومروپورفیری؛ **D** تراکی آندزیت با بافت پورفیری؛ **E** داسیت با بافت پورفیری؛ **F** مونزودیوریت با بافت دانه‌ای؛ **G** کوارتز مونزودیوریت با بافت دانه‌ای (نماد اختصاری کانی‌ها از وار (Whitney and Evans, 2010) برگرفته شده‌اند).

Figure 4. Microscopic images of the studied granitoid and volcanic rocks (XPL light). **A**) porphyritic and microlithic porphyry textures in basalt; **B**) basaltic andesite with porphyritic and glomeroporphyritic textures; **C**) andesite with porphyritic and glomeroporphyritic textures; **D**) trachyandesite with porphyritic texture; **E**) dacite with porphyritic texture; **F**) monzodiorite with granular texture; **G**) quartz monzodiorite with a granular texture. Abbreviations from Whitney and Evans (2010)

سنگ‌های آذرین درونی

مونزودیوریت مانند سنگ‌های آذرین درونی بافت دانه‌ای دارد و کانی‌های اصلی سازنده آن شامل پلاژیوکلاز و آلکالی‌فلدسپار هستند (شکل ۴-۴). پلاژیوکلاز بیشتر بی‌شکل و گاه نیمه‌شکل‌دار است. میانگین اندازه بلورها در این سنگ‌ها نزدیک به ۳ میلیمتر است. کوارتز مونزودیوریت‌ها با فراوانی بیشتر در بررسی‌های سنگ‌نگاری بافت دانه‌ای دارد (شکل ۴-۴) و کانی‌های اولیه در این سنگ‌ها شامل کوارتز، پلاژیوکلاز و آلکالی‌فلدسپار هستند. فراوانی پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها نسبت به آلکالی‌فلدسپار

بیشتر است و بلورهای پلاژیوکلاز بافت آلبت-کارلسباد از خود نشان می‌دهند.

یافته‌های سنگ‌نگاری نشان‌دهنده تنوع در ترکیب و بافت سنگ‌های آتشفشانی و آذرین درونی منطقه بررسی شده است. این تنوع می‌تواند پیامد عوامل مختلفی مانند تغییرات در ترکیب ماگمای اولیه، درجات مختلف جدایش بلوری ماگمایی، آمیختگی ماگماها با ترکیبات متفاوت، تغییرات در شرایط فیزیکی (دما، فشار، میزان آب) در هنگام تبلور و تاثیر سیالات گرمایی پس از تبلور باشد. برای تفسیر دقیق‌تر این یافته‌ها و پیشنهاد الگوی

نمونه برداری ارائه دادند. نتایج تحلیلی حاصل از نمونه‌های تکراری در محدوده‌های قابل قبول جای گرفت. این تکرارها شامل تجزیه یک نمونه در چندین نوبت (دست کم ۳ تا ۵ بار) و در نقاط مختلف (در صورت امکان برای XRF) یا آماده سازی و تجزیه دوباره نمونه (در صورت امکان برای ICP-MS) است. در تجزیه‌های ICP-MS که توسط شرکت زرآما انجام شده است، کالیبراسیون دستگاه با استفاده از محلول‌های استاندارد چند عنصری^{۱۱} با غلظت‌های مشخص و تهیه شده از مواد اولیه با خلوص بالا و همچنین،^{۱۲} CRMs مناسب برای نمونه‌های زمین‌شناسی (مانند سری AGV، BHVO، GSP از USGS یا دیگر CRMs معدنی) انجام شده است. در تجزیه‌های XRF نیز، کالیبراسیون با کمک CRMs جامد که معرف ماتریس نمونه‌های مورد تجزیه هستند، انجام شده است. این CRMs، که به طور ویژه برای کاربردهای زمین‌شناسی و معدنی طراحی شده‌اند (مانند CRMs شرکت Wits CRM یا^{۱۳} ARMI) برای تصحیح اثر ماتریس و تضمین دقت نتایج تجزیه عنصرهای اصلی و فرعی به کار می‌روند.

¹¹ Multi-element Standard Solutions

¹² Certified Reference Materials

¹³ Analytical Reference Materials International

زمین‌ساختی جامع، از داده‌های زمین‌شیمیایی مکمل (شامل داده‌های عنصرهای اصلی، فرعی و کمیاب) بهره گرفته شد. ترکیب شیمیایی کانی‌ها و سنگ‌ها می‌تواند اطلاعات ارزشمندی درباره خاستگاه ماگما، فرایندهای ماگمایی و محیط زمین‌ساختی پیدایش آنها ارائه دهد.

بحث

زمین‌شیمی و محیط زمین‌ساختی

برای بررسی‌های زمین‌شیمیایی، شمار ۱۴ نمونه از سنگ‌های آذرین منطقه بررسی شده بر پایه کمترین دگرسانی برای تجزیه سنگ کل به روش‌های دستگاهی XRF و ICP-MS (جدول ۱) به شرکت زرآما در تهران و برای شناسایی کانی‌ها نیز ۸ نمونه با دستگاه XRD به دانشگاه لرستان فرستاده شدند (جدول ۲). در این پژوهش، تضمین کیفیت خاک (QA^۹) و کنترل کیفیت (QC^{۱۰}) با استفاده از نمونه‌های تکراری انجام شد. برای ارزیابی تکرارپذیری نتایج، نمونه‌های میدانی همزمان از یک مکان و به شیوه‌ای یکسان گردآوری شدند. سپس نمونه‌های میدانی تکراری تجزیه شیمیایی و اطلاعاتی درباره تکرارپذیری

⁹ quality assurance

¹⁰ quality control

جدول ۱. داده‌های به دست آمده از تجزیه زمین‌شیمیایی سنگ کل سنگ‌های آتشفشانی و آذرین درونی منطقه چوره ناب (عنصرهای اصلی بر پایه درصدوزنی، عنصرهای فرعی و خاکی کمیاب بر پایه پی‌پی‌ام).

Table 1. The whole-rock geochemical data for the volcanic and intrusive rocks from the Chore Nab region (major elements in weight percent, minor and rare earth elements in ppm).

Samples No	CH-82	CH-48	CH-41	CH-40	CH-98	CH-54	CH-52
Rock Type	Monzodiorite	Basalt		Quartz Monzodiorite	Andesite to Basaltic andesite		
SiO ₂	51.94	56.39	57.26	57.69	51.38	57.65	57.81
TiO ₂	0.86	0.64	0.75	0.76	1.01	0.77	0.76
Al ₂ O ₃	15.16	14.8	15.28	17.58	11.74	16.02	16.06
Fe ₂ O ₃	13.95	9.99	6.31	6.32	24.56	7.4	7.4
MnO	0.2	0.36	0.28	0.14	0.17	0.19	0.15
MgO	7.04	0.47	3.39	2.63	3.06	3.47	3.43
CaO	3.84	15.39	5.7	6.46	10.04	6.32	6.59
Na ₂ O	5.21	0.09	5.92	3.76	1.92	2.88	2.98

جدول ۱. ادامه.

Table 1. Continued.

Samples No	CH-82	CH-48	CH-41	CH-40	CH-98	CH-54	CH-52
Rock Type	Monzodiorite	Basalt		Quartz Monzodiorite	Andesite to Basaltic andesite		
K ₂ O	0.61	<	0.27	3.08	2.13	3.15	3.04
P ₂ O ₅	0.06	0.24	0.26	0.42	3.13	0.28	0.3
LOI	1.04	1.53	4.54	1.09	3.19	1.81	1.42
Total	99.91	99.9	99.96	99.93	99.46	99.94	99.94
Zr	6	62	66	29	99	138	131
Nb	6.9	4	6.6	8.3	5.7	7.9	8.6
Y	7.8	13.7	16.6	19	137.6	20.7	20.7
Ti	5452	4072	4869	4762	6641	5081	5013
Co	15.7	4	10.1	13.2	27.5	19.3	18.6
Th	5	5	5	5	5	5	<5
Ba	149	19	99	663	383	649	611
Rb	17	8	11	68	66	85	87
Tm	0.3	0.3	0.3	0.3	2.3	0.4	0.4
Lu	0.4	0.3	0.3	0.4	1.8	0.4	0.4
Ta	0.4	0.1	0.1<	0.3	0.2	0.2	0.4
La	11	13	14	18	231	22	21
Ce	13	25	33	34	453	44	42
Sr	226	816	249	417	414	318	339
Sm	0.65	2.84	3.3	4.13	46.35	4.23	4.33
Hf	1.34	2.43	2.51	1.88	3.16	3.89	3.86
P	63	894	839	1461	13337	1013	1019
Mn	1332	2282	1844	938	1180	1234	1022
Tb	0.2	0.5	0.6	0.7	6	0.7	0.7
Yb	2.5	2.3	2.1	2.3	12.8	2.7	2.7
Pr	2.01	3.73	4.95	4.87	62.79	5.32	5.53
Nd	6.8	15.3	19	19.6	263.3	20.9	22.1
Eu	0.58	1	0.85	1.39	4.03	1.23	1.28
Gd	1.69	3.28	3.62	4.09	33.61	4.21	4.27
Dy	2.47	4.08	4.73	4.83	28.73	5.07	5.06
Er	1.08	1.55	1.92	2.24	16.43	2.31	2.37
V	137	239	178	132	402	167	162
Ni	12	8	12	10	28	18	14
Sm	0.65	2.84	3.3	4.13	46.35	4.23	4.33
Eu	0.58	1	0.85	1.39	4.03	1.23	1.28
Gd	1.69	3.28	3.62	4.09	33.61	4.21	4.27
Sm*	1.6	7	8.13	10.17	114.16	10.42	10.67
Eu*	3.79	6.54	5.56	9.08	26.34	8.04	8.37
Gd*	3.11	6.03	6.65	7.52	61.78	7.74	7.85
Eu/Eu*	1.21	0.94	0.76	1.04	0.48	0.92	0.94

$$Sm^* = \sqrt{Nd_N \cdot Gd_N}; Eu^* = \sqrt{Sm_N \cdot Gd_N}; Gd^* = \sqrt{Sm_N \cdot Tb_N}; Eu/Eu^* = Eu_N / \sqrt{(Sm_N \cdot Gd_N)}$$

جدول ۱. ادامه.

Table 1. Continued.

Samples No	CH-53	CH-43	CH-74	CH-51	CH-72	CH-71	CH-70
Rock Type	Andesite to Basaltic andesite		Quartz- Monzodiorite			Trachy andesite	
SiO ₂	58.4	58.73	58.72	60.2	61.16	62.11	64.25
TiO ₂	0.75	0.74	0.74	0.95	0.94	0.91	0.6
Al ₂ O ₃	15.86	15.99	14.94	15.48	15.15	14.97	15.73
Fe ₂ O ₃	7.23	6.89	7.11	6.55	6.29	6.61	4.57
MnO	0.15	0.12	0.39	0.42	0.19	0.22	0.05
MgO	3.44	3.44	2.83	2.24	2.52	2.11	1.24
CaO	6.44	5.38	5.11	5.18	5.16	4.36	4.12
Na ₂ O	3.01	3.49	2.7	2.32	3.12	3.03	4.06
K ₂ O	3.19	3.37	3.26	3.72	3.93	3.85	3.21
P ₂ O ₅	0.27	0.27	0.32	0.33	0.36	0.32	0.32
LOI	1.19	1.52	3.82	2.47	1.09	1.42	1.72
Total	99.93	99.94	99.94	99.86	99.91	99.91	99.87
Zr	139	117	11	9	11	11	137
Nb	7.4	7.5	8.2	9.3	8.4	8.6	9.5
Y	20.8	19.4	39.1	32.1	30.1	27.8	10
Ti	4925	4852	4798	5581	6194	5148	4008
Co	18.7	18.5	10.3	7.9	9.8	12.2	9
Th	5	5	5	5	5	<5	5
Ba	631	640	784	1384	864	917	805
Rb	85	74	65	74	70	86	61
Tm	0.4	0.4	0.8	0.6	0.5	0.6	0.2
Lu	0.4	0.4	0.8	0.6	0.5	0.6	0.3
Ta	0.3	0.3	0.2	0.3	0.4	0.2	0.4
La	22	20	25	25	23	26	39
Ce	44	40	51	49	49	49	66
Sr	335	320	262	330	275	309	545
Sm	4.1	4.06	7.56	6.88	5.23	5.62	3.81
Hf	3.84	3.6	1.51	1.57	1.51	1.62	3.78
P	1005	878	1099	1309	1410	1217	1149
Mn	997	812	2634	2721	1329	1488	373
Tb	0.7	0.7	1.3	1	0.9	1	0.4
Yb	2.7	2.5	4.5	3.5	3.3	3.2	1.2
Pr	5.2	5.1	7.51	7.3	5.93	6.74	6.76
Nd	21	20.1	33.4	31.7	24.7	27.5	24.8
Eu	1.32	1.13	1.66	2	1.45	1.55	1.26
Gd	4.26	4.1	6.71	5.94	4.9	5.38	3.4
Dy	5.01	4.84	8.65	7.03	6.11	6.56	3.31
Er	2.22	2.08	4.67	3.67	3.01	3.15	1.13
V	159	162	92	88	113	104	57
Ni	15	12	7	8	8	9	11

جدول ۱. ادامه.

Table 1. Continued.

Samples No	CH-53	CH-43	CH-74	CH-51	CH-72	CH-71	CH-70
Rock Type	Andesite to Basaltic andesite		Quartz- Monzodiorite			Trachy andesite	
Sm	4.1	4.06	7.56	6.88	5.23	5.62	3.81
Eu	1.32	1.13	1.66	2	1.45	1.55	1.26
Gd	4.26	4.1	6.71	5.94	4.9	5.38	3.4
Sm*	10.1	10	18.62	16.95	12.88	13.84	9.39
Eu*	8.63	7.39	10.85	13.07	9.48	10.13	8.24
Gd*	7.83	7.54	12.33	10.92	9.01	9.89	6.25
Eu/Eu*	0.98	0.85	0.8	1	0.93	0.91	1.07

$$Sm^* = \sqrt{Nd_N} \cdot \sqrt{Gd_N}; Eu^* = \sqrt{Sm_N} \cdot \sqrt{Gd_N}; Gd^* = \sqrt{Sm_N} \cdot \sqrt{Tb_N}; Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N \times Gd_N)$$

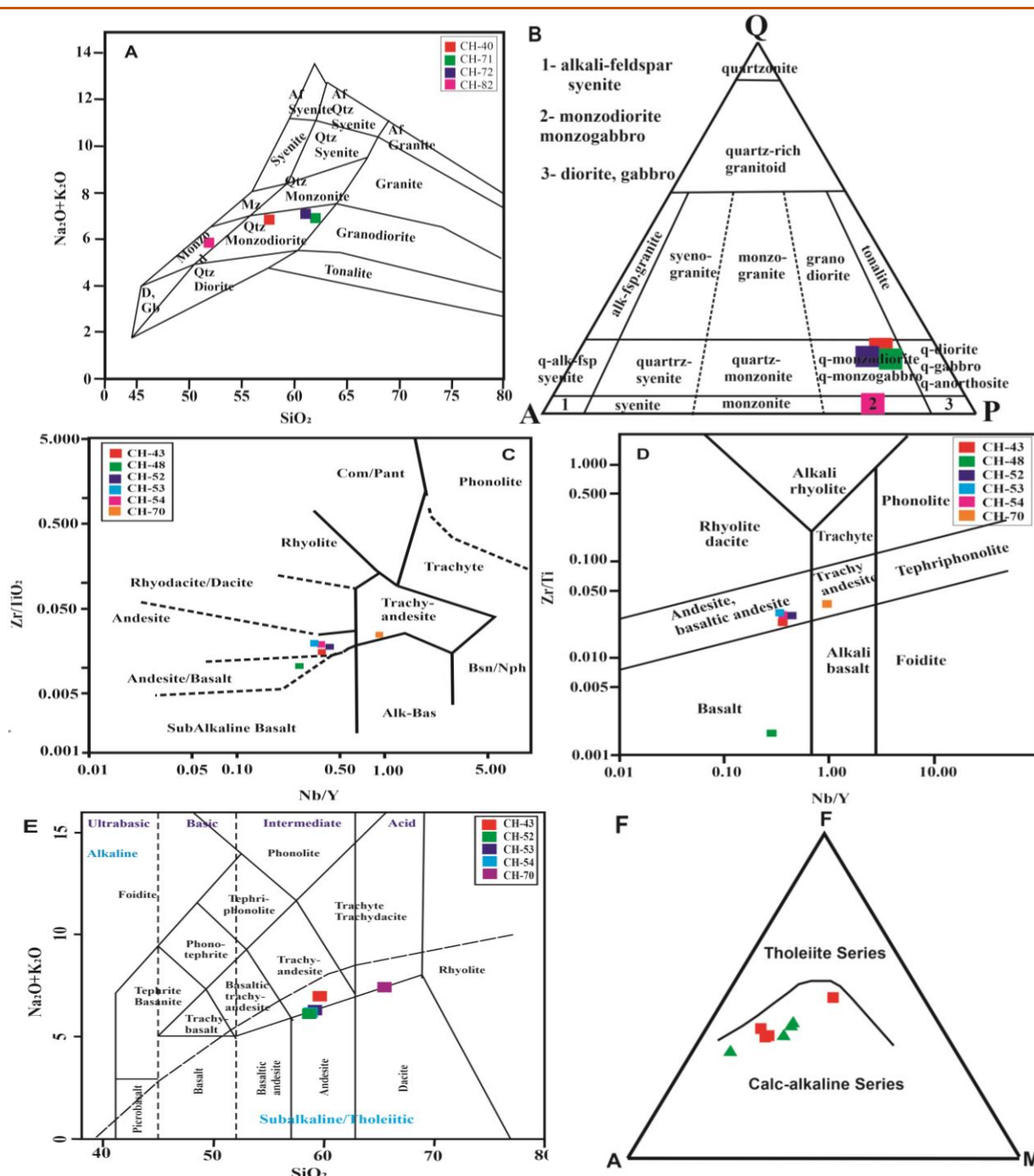
جدول ۲. فازهای شناسایی شده در نمونه‌ها بر پایه داده‌های XRD.

Table 2. Phases identified in the samples based on XRD data.

Sample Number	Ch-72	Ch-76	Ch-82	Ch-41	Ch-44	Ch-52	Ch-54	Ch-70
Rock Name	Quartz MonzoDiorite	Quartz Monzonite	MonzoDiorite	Basalt	Basalt	Andesite	Andesite Andesite-basalt	Trachy-andesite
Texture	Granular	Granular	Granular	Porphyry Glomero Porphyry	Porphyry Glomero Porphyry	Porphyry	Porphyry	Porphyry Microlithic Porphyry
Major minerals	Quartz, Oligoclase	Quartz, Oligoclase	Oligoclase	Anorthite Diopside	Sanidine Anorthite Diopside	Diopside Actinolite	Diopside Sanidine	Anorthite Sanidine Enstatite
Minor minerals	-	-	-	Olivine Biotite	Biotite	Laurelite	-	Cristobalite
Alteration Minerals	Calcite Muscovite	Epidote Chlorite Muscovite Dolomite	Epidote Chlorite Calcite Sericite	Epidote Chlorite Calcite Muscovite	-	-	-	-
Fe-Ore	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite	Magnetite

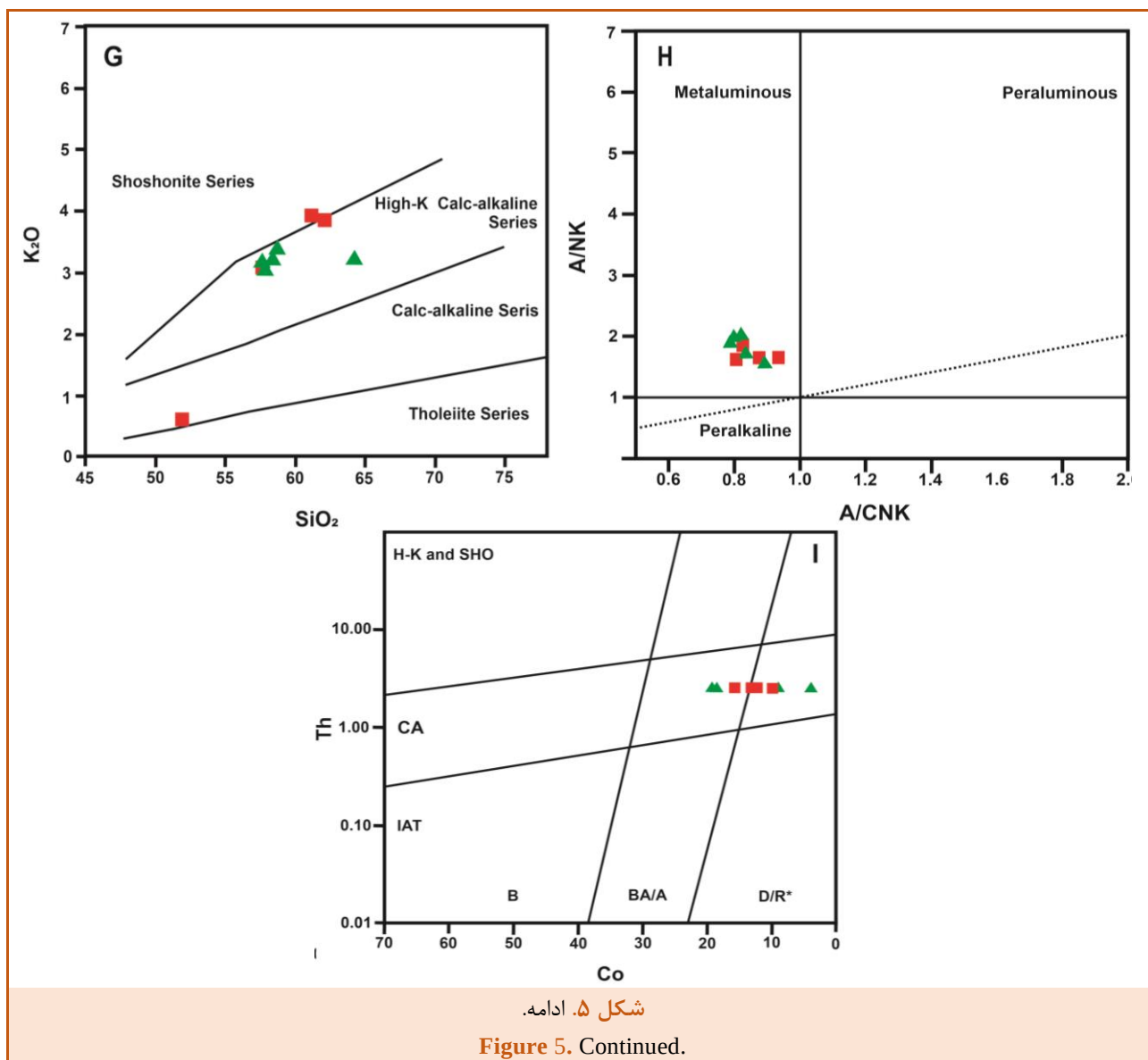
برابر Na_2O+K_2O (Le Bas et al., 1986) بهره گرفته شد که نمونه‌ها در محدوده داسیت تا تراکی داسیت و آندزیت- تراکی آندزیت جای گرفتند (شکل ۵-E). در نمودار سه تایی AFM همه نمونه‌ها در محدوده کالک آلکالن (شکل ۵-F) و در نمودار SiO_2 در برابر K_2O نیز نمونه‌ها در محدوده کالک آلکالن پتاسیم بالا جای گرفتند (شکل ۵-G). بر پایه نمودار A/CNK در برابر A/NK، همه نمونه‌ها در گستره متالومین جای گرفتند (شکل ۵-H). بر پایه نمودار Co در برابر Th نیز همه نمونه‌های بررسی شده در گستره کالک آلکالن جای گرفتند (شکل ۵-I).

سنگ‌های آذرین درونی بررسی شده در نمودارهای SiO_2 در برابر Na_2O+K_2O (Middlemost, 1994) و QAP (Streckeisen, 1974) در محدوده کوارتز مونزودیوریت و مونزودیوریت (شکل‌های ۵-B و ۵-A)، و سنگ‌های آتشفشانی در نمودار Nb/Y در برابر Zr/TiO_2 (Winchester and Floyd, 1977) در محدوده آندزیت- بازالت، آندزیت و تراکی آندزیت (شکل ۵-C) و در نمودار Nb/Y در برابر Zr/Ti (Pearce, 1996) در محدوده آندزیت، آندزیت- بازالت، تراکی آندزیت و بازالت جای گرفته‌اند (شکل ۵-D). برای نامگذاری سنگ‌های آتشفشانی منطقه چوره‌ناب همچنین، از نمودار SiO_2 در



شکل ۵. بررسی زمین‌شیمیایی نمونه‌های چورناب در (A) نمودار SiO₂ در برابر Na₂O+K₂O (Middlemost, 1994); (B) نمودار QAP (Streckeisen, 1974); (C) نمودار Nb/Y در برابر Zr/TiO₂ (Winchester and Floyd, 1977); (D) نمودار Nb/Y در برابر Zr/Ti (Pearce, 1996); (E) نمودار SiO₂ در برابر Na₂O+K₂O (Le Bas et al., 1986); (F) نمودار سه‌تایی AFM (Irvine and Baragar, 1971); (G) نمودار SiO₂ در برابر K₂O (Peccerillo and Taylor, 1976); (H) نمودار A/CNK در برابر A/NK (Shand, 1943); (I) نمودار Co در برابر Th (Hastie et al., 2007).

Figure 5. Geochemical studies of Chore Nab samples. **A)** diagram of SiO₂ versus Na₂O + K₂O (Middlemost, 1994); **B)** QAP diagram (Streckeisen, 1974); **C)** diagram of Nb/Y versus Zr/TiO₂ (Winchester and Floyd, 1977); **D)** diagram of Nb/Y versus Zr/Ti (Pearce, 1996); **E)** diagram of SiO₂ versus Na₂O + K₂O (Le Bas et al., 1986); **F)** AFM triangle diagram (Irvine and Baragar, 1971); **G)** SiO₂ versus K₂O diagram (Peccerillo and Taylor, 1976); **H)** A/CNK versus A/NK diagram (Shand, 1943); **I)** Co versus Th diagram (Hastie et al., 2007).



شکل ۵. ادامه.

Figure 5. Continued.

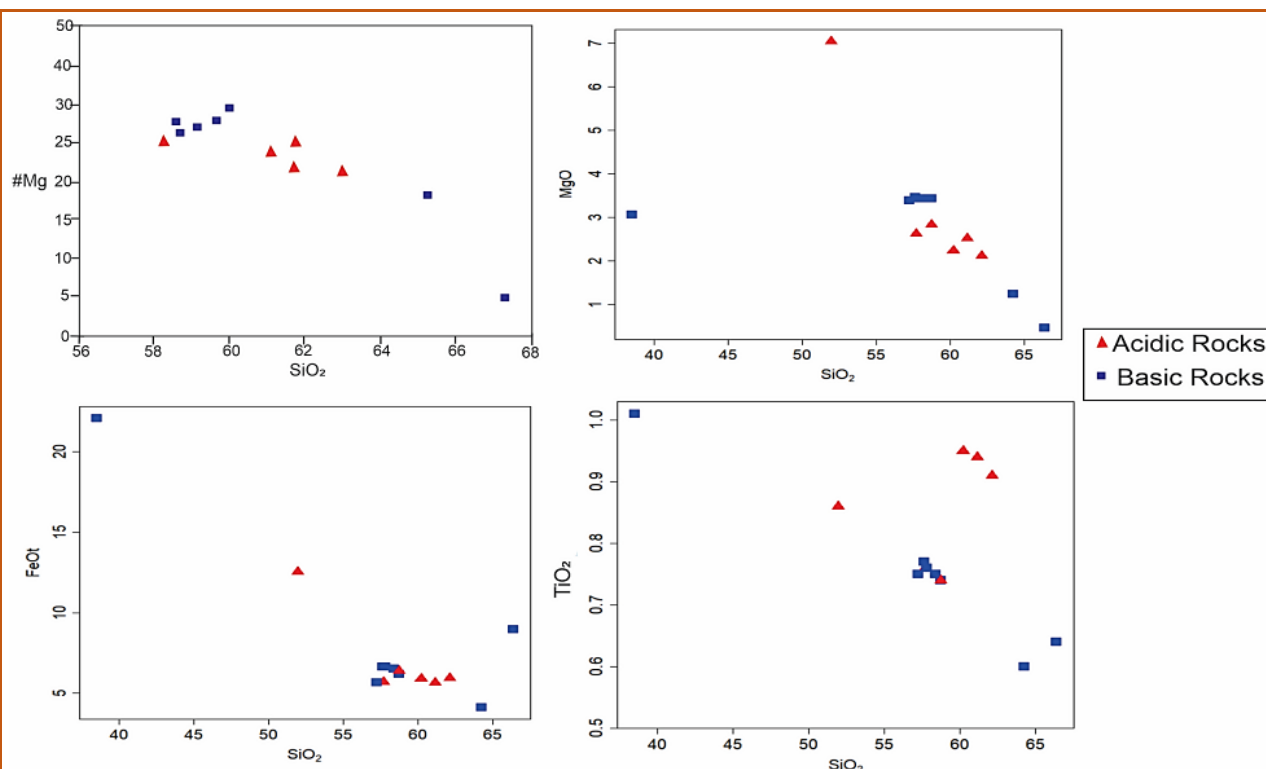
بررسی تغییرات عناصرها

برابر SiO_2 نشان می‌دهند، ابزاری برای بررسی تغییرات ترکیبی در طول تفریق ماگمایی هستند. بر پایه نمودارهای هارکر در شکل ۶، پراکندگی نقاط در برخی نمودارها ($\text{Mg\#}$ در برابر SiO_2) می‌تواند پیامد رخداد فرایندهای دیگری بجز پدیده تبلوربخشی در ماگمای سازنده سنگ‌ها باشد. به احتمال بسیار بالا، آرایش پوسته‌ای توجیه خوبی برای این پدیده است (Ghasemi Siani and Ebrahimifard, 2023). افزایش میزان منیزیم (MgO)، اکسید آهن کل (FeOt) و اکسید تیتانیم (TiO_2) نسبت به سیلیس (SiO_2) در نمودارهای هارکر و کاهش شاخص منیزیم

برای پی بردن به سرشت برخی فرایندهای موثر در تحول ماگما مانند تبلور تفریقی، می‌توان از نمودارهای دوتایی تغییرات اکسید-اکسید، اکسید-عنصر و یا عنصر-عنصر هارکر (Harker, 1909) استفاده کرد. به‌طور کلی روندهایی که دارای ارتباط خطی مثبت یا منفی هستند تحت کنترل تبلوربخشی، آمیختگی ماگمایی و یا آرایش هستند، اما پراکندگی‌ها می‌تواند در اثر تحولاتی از نوع آرایش ماگما با پوسته بالایی، دگرسانی و یا تمرکزهای بلوری ایجاد شود (Willson, 2007). نمودارهای هارکر، که اکسیدهای مختلف را در

چشمگیری از Mg و Fe را در ساختار خود جای دهند. اکسیدهای آهن و تیتانیوم مانند مگنتیت و ایلمنیت با افزایش FeO و TiO_2 می‌توانند در طول تبلور ماگما تشکیل شوند. به‌طور خلاصه، تغییرات دیده شده در نمودارهای هارکر نشان‌دهنده تبلور جدایش کانی‌های غنی از Mg، Fe و Ti، مانند پیروکسن و اکسیدهای آهن-تیتانیوم، در یک ماگمای در حال تفریق است.

(#Mg) نسبت به سیلیس در همین نمودارها، نشان‌دهنده تبلور کانی‌های غنی از این عناصر در یک ماگمای در حال تغییر است. تبلور تفریقی فرایندی که در آن کانی‌های اولیه از ماگما جدا شده و ته‌نشین می‌شوند، باعث تغییر در ترکیب ماگمای باقی‌مانده می‌شود. کاهش شاخص منیزیم (#Mg) نشان می‌دهد ماگما در حال غنی شدن از آهن است. پیروکسن به‌ویژه کلینوپيروکسن و ارتوپيروکسن می‌توانند مقادیر



شکل ۶. نمودارهای هارکر برای اکسیدهای عنصرهای اصلی سنگ‌های آتشفشانی و آذرین درونی منطقه چوره‌ناب. مقدار همه اکسیدها بر پایه درصدوزنی (Wt%) است.

Figure 6. Harker diagram for major oxide elements of volcanic and intrusive rocks in the Chore Nab area. Amount of all oxides is in weight percent (wt%).

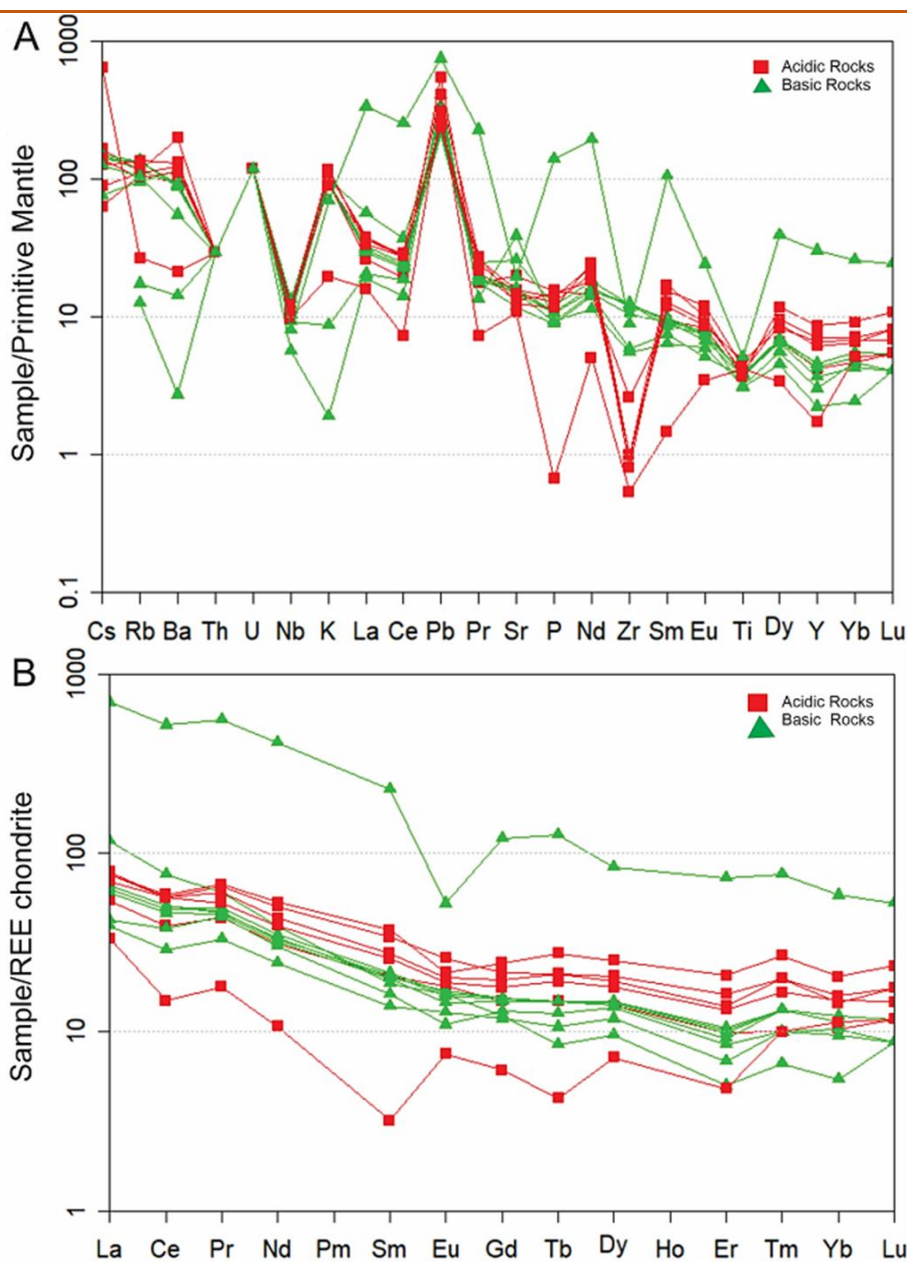
پیدایش سنگ‌ها در مناطق فرورانش عاملی است که باعث تهی‌شدگی از LREE می‌شود (Wehrmann et al., 2014). ویژگی بارز نمودار عنکبوتی، آنومالی مثبت Pb در همه نمونه هاست (شکل A-۷) که می‌تواند نشان‌دهنده تأثیر مواد پوسته قاره‌ای در پیدایش ماگمای مولد سنگ‌های منطقه باشد (Kamber et al., 2002). همراه بودن آنومالی مثبت Pb و آنومالی منفی Nb نشانه

بررسی نمودارهای عنکبوتی

نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشتۀ اولیه (شکل A-۷) که شیب منفی آن نشان‌دهنده غنی‌شدگی عنصرهای LILE نسبت به عنصرهای HFSE است، نشان‌دهنده تهی‌شدگی سنگ‌های منطقه از عنصرهای با شدت میدانی بالا (HFSE) مانند Zr، Ti و Yb است (Sun and McDonough, 1989, Asiabanha et al., 2012).

گرانیتوئیدی (میانگین Eu/Eu^* : ۰/۹۸) و در سنگ‌های آتشفشانی (میانگین Eu/Eu^* : ۰/۸۷) موید آنومالی ضعیف در این سنگ‌ها است. غنی‌شدگی بالای عنصرهای خاکی کمیاب سبک می‌تواند پیامد درجه کم ذوب‌بخشی و کم بودن عنصرهای خاکی کمیاب سنگین در ارتباط با حضور گارنت در ناحیه ذوب باشد (Wilson, 1989; Wright and McCurry, 1997). فراوانی LREE با پیشرفت روند تفریق افزایش پیدا می‌کند. این افزایش به این دلیل است که LREE نسبت به فازهای بلوری اصلی (کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و آمفیبول) ناسازگارتر است و در نتیجه به‌طور فزاینده‌ای در مذاب‌های تحول یافته متمرکز می‌شوند. دیگر توده‌های گرانیتوئیدی منطقه طارم نیز الگوی عنصرهای خاکی کمیاب مشابهی را نشان می‌دهند (Nabatian et al., 2014). به‌طور کلی می‌توان گفت که ماگمای اولیه سنگ‌های بررسی‌شده در محیطی فروروانشی و از یک گوشته متاسوماتیسم شده به وجود آمده و در ادامه، احتمالاً با مواد پوسته‌ای آرایش یافته است. یکی از شواهد آرایش پوسته‌ای یا مشارکت پوسته و مواد پوسته‌ای در پیدایش این سنگ‌ها بی‌هنجاری مثبت Pb است. برای تفاسیر ژئودینامیکی قابل اتکاتر، انجام تجزیه‌های ایزوتوپی $Sr-Nd-Pb$ برای پژوهش‌های آتی پیشنهاد می‌شود. بیشتر کانسارهای آهن تیپ آپاتیت-مگنتیت در نمودارهای عنکبوتی عنصرهای بهنجار شده نسبت به کندریت (شکل B-۷)، دارای بی‌هنجاری منفی از عنصر Eu می‌باشند. بنا به نظر (Parak, 1975)، تهی‌شدگی عنصر Eu، ثانویه بوده که تحت تأثیر فرایندهای دگرسانی گرمابی ایجاد می‌شود و به نظر (Frietsch and Perdahl, 1995) تهی‌شدگی عنصر Eu در این کانسارها، در اثر تبلوربخشی فلدسپار از ماگماهای مرتبط، در نزدیک سطح و یا این که در اثر اکسیده بودن محیط (به‌علت وجود مگنتیت و هماتیت) است. تحت شرایط فوگاسیته کم اکسیژن، Eu^{2+} توسط Ca^{2+} در ساختارهای پلاژیوکلاز یا مگنتیت جانشین می‌شود. این درجه بالای تفریق Eu، آن را از دیگر عنصرهای REE تفکیک می‌کند (Imchen et al., 2015).

ماگماهای کمان‌های آتشفشانی و ماگماهای متأثر از مواد پوسته قاره‌ای است (Hofmann, 1986). بر پایه نسبت‌های زمین‌شیمیایی Nb/La و Ti/V به‌دست‌آمده برای نمونه‌های بررسی‌شده، نسبت Nb/La در محدوده ۰/۲۴ تا ۰/۴۷ جای گرفته که این موضوع نشان‌دهنده تأثیر قوی فرایندهای فروروانش و آرایش پوسته‌ای در خاستگاه ماگمای این سنگ‌ها است. (Hofmann, 1986) نسبت Ti/V نوسان چشمگیری بین ۲۷/۲۴ تا ۷۰/۳ نشان می‌دهد می‌تواند نشان‌دهنده شرایط اکسیداسیون مختلف (Shervais et al., 1988) و تأثیر متاسوماتیسم گوشته باشد. تغییرات زیاد غلظت تیتانیم (۴۰۰۸ تا ۵۵۸۱ ppm) در نمونه‌ها ممکن است پیامد چندین عامل باشد: دگرسانی گرمابی: اگرچه تیتانیم عموماً در طی دگرسانی پایدار در نظر گرفته می‌شود، اما در سیستم‌های بسیار اسیدی می‌تواند تحرک نشان دهد (Bau et al., 1996). تفریق معدنی: جدایش کانی‌های حاوی تیتانیم مانند ایلمنیت یا اسفن می‌تواند باعث تغییرات غلظت این عنصر شود (Rollinson, 1993; Gorton and Schandl, 2000; Wilson, 2007). تفاوت در خاستگاه اولیه ماگما: تغییرات در ترکیب گوشته خاستگاه نیز می‌تواند موجب این نوسانات باشد. با توجه به شواهد موجود، به نظر می‌رسد سهم غالب در پیدایش این سنگ‌ها مربوط به آرایش پوسته‌ای است، هرچند نمی‌توان سهم فرعی گوشته متاسوماتیسم شده را نادیده گرفت. به اعتقاد (Kuster and Harms, 1998)، غنی‌شدگی از LILE و LREE نشان‌دهنده نقش سیالات آزاد شده از لیتوسفر فروزانده در غنی‌سازی این عنصرها در ماگماست. ناهنجاری‌های منفی Ti و Nb به عوامل گوناگونی مانند ماگماتیسیم مرتبط با فرایند فروروانش (Aldanmaz et al., 2002) و شرکت پوسته در فرایندهای ماگمایی (Kuster and Harms, 1998) نسبت داده می‌شود. نمونه‌های بررسی‌شده الگویی غنی از عنصرهای LREE نسبت به HREE را با نسبت بالای LREE/HREE و آنومالی منفی ضعیف Eu نشان می‌دهند (شکل B-۷). آنومالی Eu در نمونه‌های



شکل ۷. A) نمودار عنکبوتی چندعنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989). B) الگوی عنصرهای خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به ترکیب کندریت (Nakamura, 1974) در سنگهای آتشفشانی و آذرین درونی منطقه چوره ناب.

Figure 7. A) Primitive mantle-normalized multi-element spider diagram (Sun and McDonough, 1989); B) Chondrite-normalized REE patterns (Nakamura, 1974) in the volcanic and intrusive rocks of the Chore Nab area.

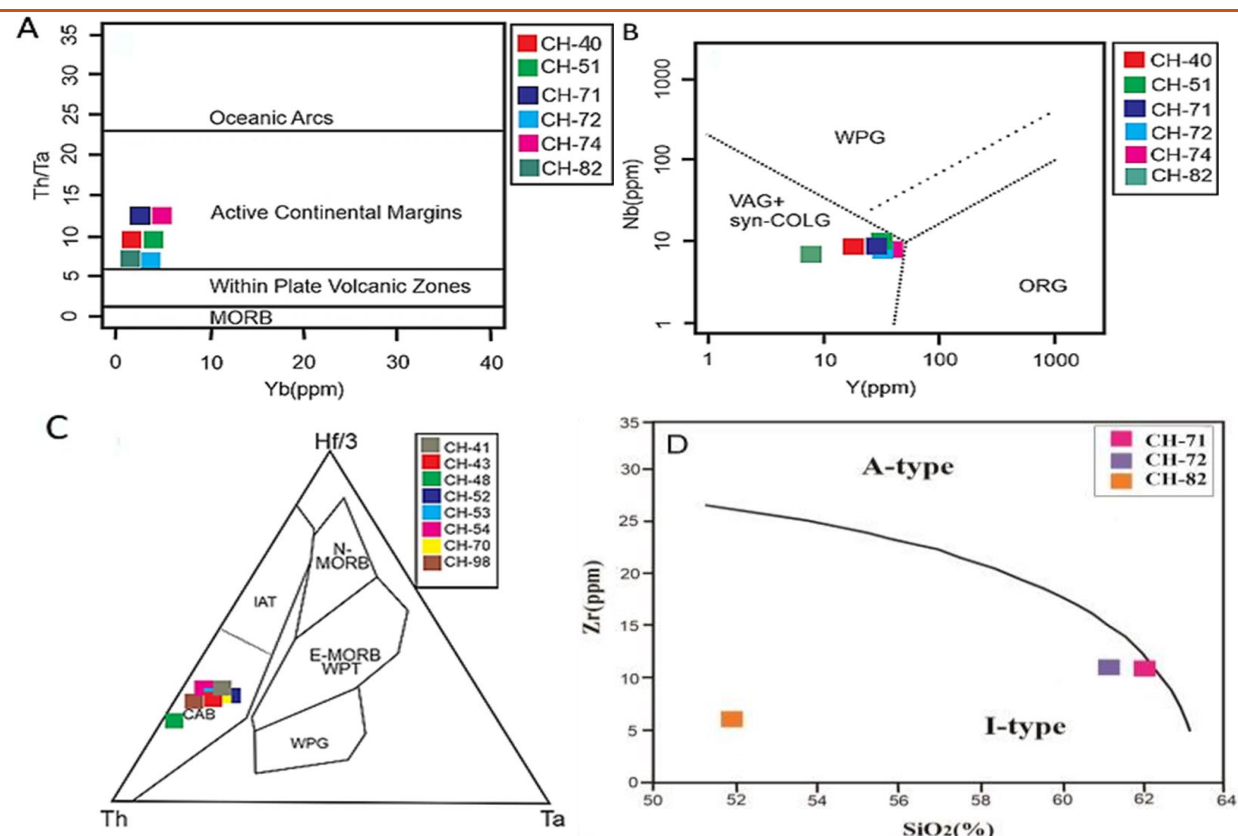
جایگاه زمین‌ساختی

در نمودار Yb در برابر Th/Ta، توده‌های آذرین درونی در محدوده سنگ‌های آذرین حاشیه فعال قاره‌ای جای گرفتند (شکل ۸-۱). در نمودار Y در برابر Nb، توده‌های آذرین درونی بررسی‌شده در محدوده گرانیتوئیدهای مرتبط با کمان‌های آتشفشانی همزمان با

برخورد جای گرفتند (شکل ۸-۲). در نمودار سه‌تایی Th-Hf/3-Ta سنگ‌های آتشفشانی بررسی‌شده در محدوده بازالت‌های مرتبط با کمان‌های قاره‌ای جای گرفتند (شکل ۸-۳). برای تمایز گرانیتوئیدهای نوع I و A از نمودار SiO₂ در برابر Zr استفاده شد. بر پایه این نمودار همه نمونه‌های بررسی‌شده در گستره نوع I جای

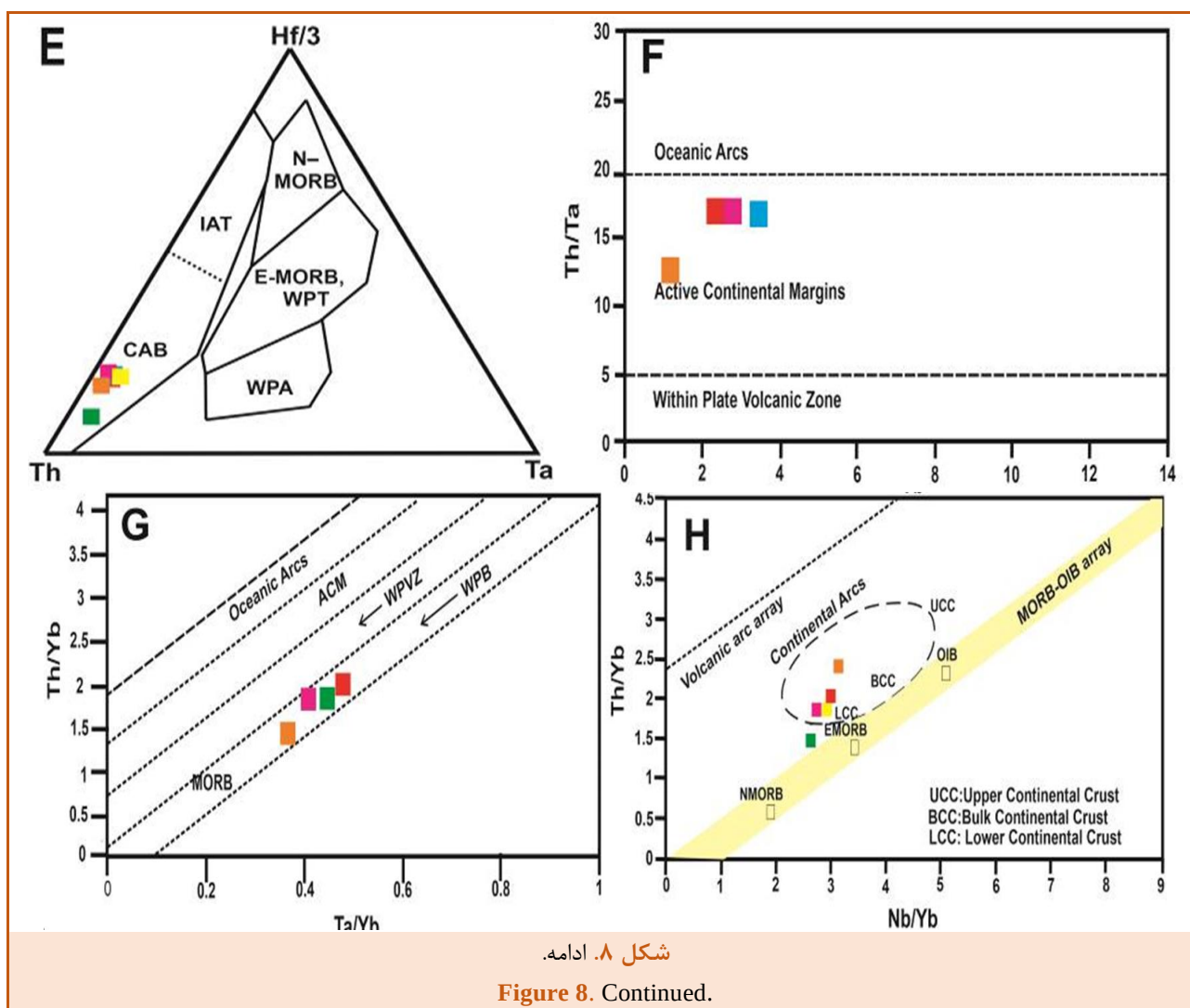
می‌یابد. از این‌رو، این سنگ‌ها به سوی قطب Th و دور از قطب Ta جای می‌گیرند. در نمودار Yb در برابر Th/Ta نیز نمونه‌ها در محدوده حاشیه قاره‌ای فعال جای گرفتند (شکل F-۸). در نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb نمونه‌های بررسی‌شده در محدوده بازالت‌های درون‌صفحه‌ای (WPB) جای گرفتند (شکل G-۸) و در نمودار Nb/Yb در برابر Th/Yb که می‌تواند نسبت ورود مواد پوسته به ورود مواد مرتبط با فرورانش را در سیستم‌های ماگمایی نشان دهد، نمونه‌ها در محیط کمان‌های قاره‌ای جای گرفتند (شکل H-۸).

گرفتند (شکل D-۵). برای تعیین موقعیت زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی منطقه چوره‌ناب نیز نمودارهای گوناگونی به کار گرفته شد. در نمودار سه‌تایی Hf/3-Th-Ta، نمونه‌های بررسی‌شده در محدوده سنگ‌های کالک‌آلکال پهنه‌های کم‌انرژی جای گرفتند (شکل E-۸). از این نمودار برای شناسایی سنگ‌های مافیک و حدواسط گوناگون در پهنه‌های آتشفشانی استفاده می‌شود. در پهنه‌های کمان آتشفشانی، متاسوماتیسم گوشت‌ای در پی پدیده فرورانش رخ می‌دهد و مقدار Th در گوشت‌ها و ماگمای پدیدآمده افزایش



شکل ۸. جایگاه زمین‌ساختی نمونه‌های بررسی‌شده در منطقه چوره‌ناب. (A) نمودار Yb در برابر Th/Ta (Schandl and Gorton, 2002); (B) نمودار Y در برابر Nb (Pearce et al., 1996); (C) نمودار سه‌تایی Th-Hf/3-Ta (Wood, 1980); (D) نمودار SiO₂ در برابر Zr (Collins et al., 1982); (E) نمودار سه‌تایی Th-Hf/3-Ta (Wood, 1980); (F) نمودار Yb در برابر Th/Ta (Gorton and Schandl, 2000); (G) نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb (Schandl and Gorton, 2002); (H) نمودار Nb/Yb در برابر Th/Yb (Pearce, 2008).

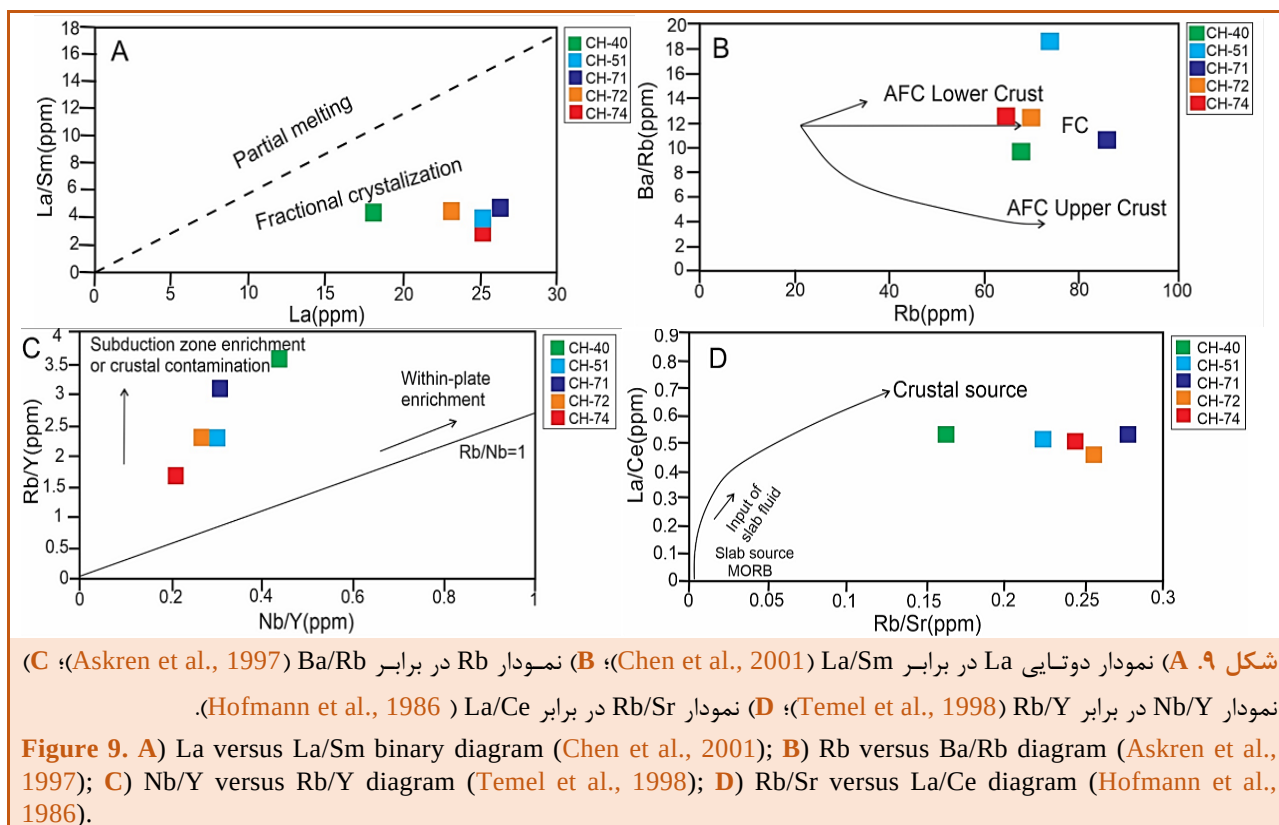
Figure 8. The tectonic position of the studied samples in the Chore Nab region. (A) Th/Ta versus Yb diagrams (Schandl and Gorton, 2002); (B) Nb versus Y diagrams (Pearce et al., 1996); (C) Th-Hf-Ta triangle diagram (Wood, 1980); (D) SiO₂ versus Zr diagram (Collins et al., 1982); (E) Th-Hf/3-Ta ternary diagram (Wood, 1980); (F) Yb versus Th/Ta diagram (Gorton and Schandl, 2000); (G) Ta/Yb versus Th/Yb diagram (Schandl and Gorton, 2002); (H) Nb/Yb versus Th/Yb (Pearce, 2008).



عمودی داده‌ها به‌خوبی دیده می‌شود. از این‌رو، سنگ‌های گرانیتوئیدی بررسی‌شده ویژگی‌های غنی‌شدگی با سیالات فروانشی یا آرایش با مواد پوسته‌ای را نشان می‌دهند. همچنین، نمودار Rb/Sr در برابر La/Ce (شکل ۹-D) نقش آرایش پوسته‌ای را در پیدایش سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه چوره‌ناب نشان می‌دهد. از این‌رو می‌توان گفت فرایند اصلی در تحول ماگمای اولیه سازنده سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه چوره‌ناب، تبلور بخشی از ماگمای اولیه گوشته‌ای (با مقداری آرایش با پوسته قاره‌ای) یا ذوب بخشی خاستگاه گوشته‌ای اسپینل لرزولیتی بوده است.

تحولات ماگمایی

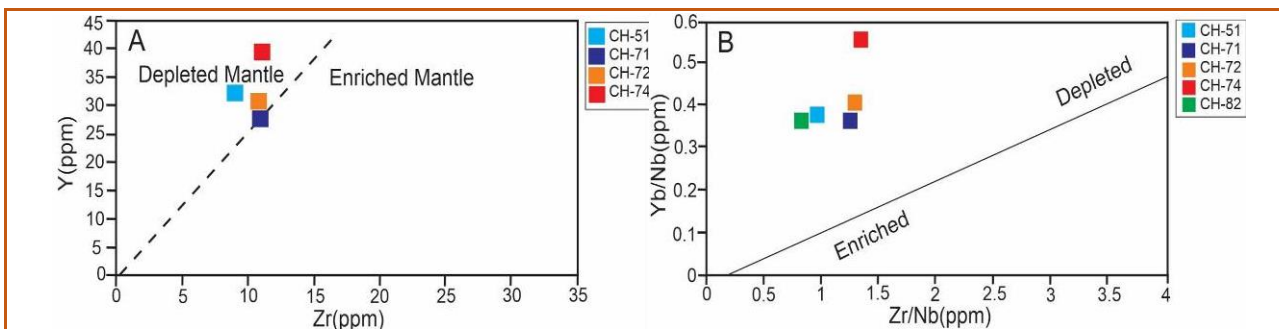
برای تفکیک فرایندهای تبلور بخشی و ذوب بخشی، نمودار دوتایی La در برابر La/Sm (شکل ۹-A) به کار برده شد. بر پایه این نمودار، سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه چوره‌ناب تحت‌تأثیر درجات مختلف ذوب بخشی پدید آمده‌اند و تا اندازه‌ای دچار فرایند تبلور بخشی شده‌اند. برای بررسی فرایند AFC نمودار Rb در برابر Ba/Rb (شکل ۹-B) به کار گرفته شد. همان‌گونه که در این نمودار دیده می‌شود، سنگ‌های گرانیتوئیدی چوره‌ناب، تبلور بخشی در پوسته کمی را نشان می‌دهند. در نمودار Nb/Y در برابر Rb/Y (شکل ۹-C) روند



شکل ۹. A) نمودار دوتایی La در برابر La/Sm (Chen et al., 2001); B) نمودار Rb در برابر Ba/Rb (Askren et al., 1997); C) نمودار Nb/Y در برابر Rb/Y (Temel et al., 1998); D) نمودار Rb/Sr در برابر La/Ce (Hofmann et al., 1986).
 Figure 9. A) La versus La/Sm binary diagram (Chen et al., 2001); B) Rb versus Ba/Rb diagram (Askren et al., 1997); C) Nb/Y versus Rb/Y diagram (Temel et al., 1998); D) Rb/Sr versus La/Ce diagram (Hofmann et al., 1986).

شکل ۱۰-B)، بیشتر نمونه‌ها در محدوده مذاب‌های حاصل از ذوب‌بخشی گوشته تهی شده جای گرفتند.

در نمودارهای تمایز خاستگاه تهی شده یا غنی شده Zr در برابر Y (شکل ۱۰-A) و Zr/Nb در برابر Yb/Nb



شکل ۱۰. A) نمودار Zr در برابر Y (Sun and McDonough, 1989) برای تفکیک خاستگاه گوشته غنی شده و تهی شده سازنده سنگ‌های گرانیتویدی چوره‌ناب؛ B) نمودار Zr/Nb در برابر Yb/Nb (Wilson, 2007) برپایه عنصرهای فرعی، برای تعیین خاستگاه ماگمای سازنده سنگ‌های گرانیتویدی.

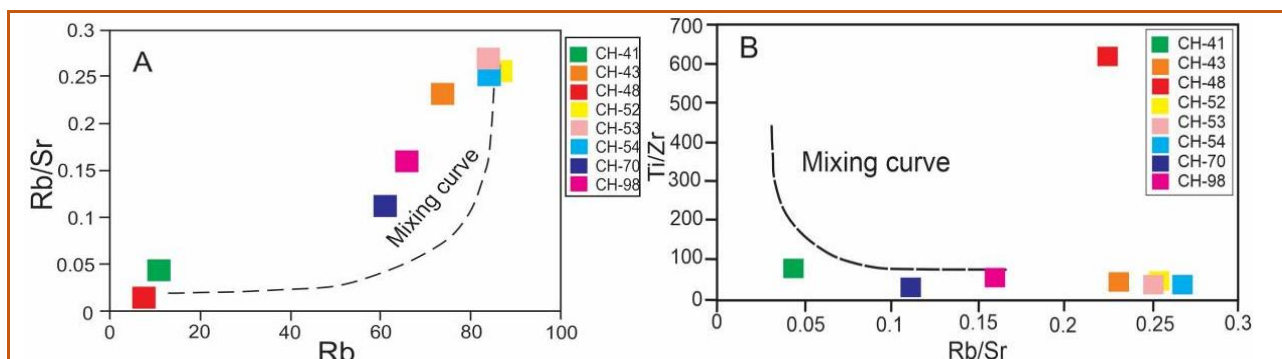
Figure 10. A) Zr versus Y diagram (Sun and McDonough, 1989) to distinguish the origin of enriched and depleted mantles that formed the granitoid rocks of Chore Nab; B) Zr/Nb versus Yb/Nb diagram (Wilson, 2007) based on secondary elements to determine the origin of the magma forming the granitoid rocks of the Chore Nab.

و ۱۱-B)، روند نمونه‌ها همانند منحنی‌های آمیختگی است که این ویژگی نشان‌دهنده پدیده آمیختگی ماگمایی است. از این‌رو، ماگمای مادر سنگ‌های آتشفشانی منطقه چوره‌ناب چه‌بسا از ذوب‌بخشی خاستگاه گوشته‌ای پدید

درباره سنگ‌های آتشفشانی، افزون‌بر جدایش بلوری، در هنگام پیدایش ماگما پدیده آمیختگی نیز می‌تواند تأثیرات مهمی در سرنوشت ماگما داشته باشد. در نمودارهای Rb در برابر Rb/Sr و Rb/Sr در برابر Ti/Zr (شکل‌های ۱۱-A

رخداد فرایندهای جدایش بلوری، آرایش و همضم، پیدایش سنگ‌های گوناگون منطقه را به دنبال داشته است.

آمده است که با توجه به آمیختگی با ماگمای بازالتی در هنگام صعود و جایگیری در آشیانه ماگمایی به هنگام

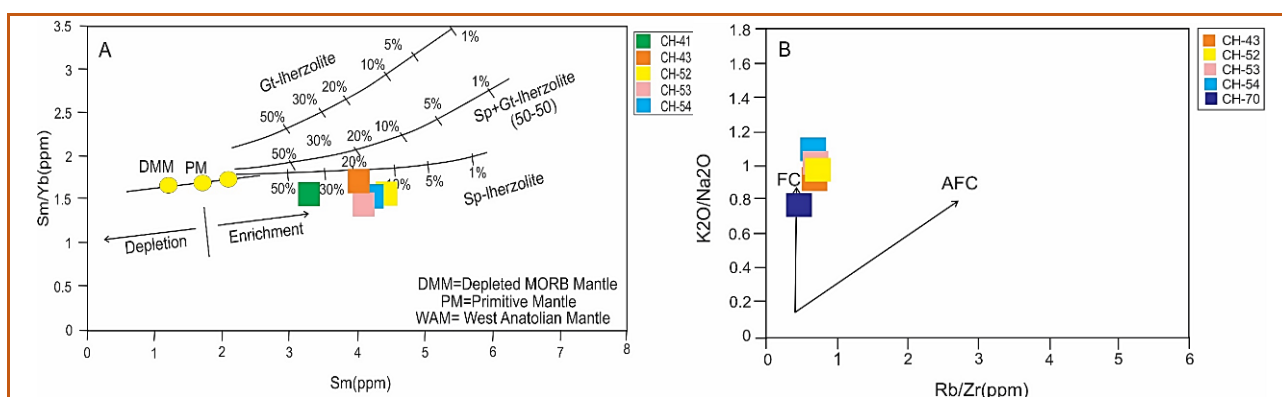


شکل ۱۱. بررسی آمیختگی در سنگ‌های آتشفشانی منطقه چوره‌ناب، (A) نمودار Rb در برابر Rb/Sr (Kaygusuz et al., 2018)؛ (B) نمودار Rb/Sr در برابر Ti/Zr (Kaygusuz et al., 2018) (مقدار همه عناصرها بر پایه قسمت در میلیون (ppm) است).

Figure 11. Determination of magmatic mixing in the volcanic rocks in the Chore Nab area; **A)** Rb versus Rb/Sr diagram (Kaygusuz et al., 2018); **B)** Rb/Sr versus Ti/Zr diagram (Kaygusuz et al., 2018) (elemental contents are in part per million (ppm)).

تهی شده مورب و خاستگاه تهی نشده (یا WAM که نماینده گوشت زبرقاره‌ای است) است. بر پایه این نمودار، خاستگاه نمونه‌های آتشفشانی منطقه چوره‌ناب، گوشت کمتر غنی شده اسپینل لرزولیتی با درجه ذوب بخشی بیشتر (۱۰ تا ۴۰ درصد) است. افزایش درجه ذوب بخشی به تهی شدن بیشتر خاستگاه گوشته‌ای می‌انجامد (Pearce and Peate, 1995).

در نمودار پیشنهادی اسپرانکا و همکاران (Esperanca et al., 1992)، نمونه‌های بررسی شده از روند تبلور بخشی ماگما پیروی می‌کنند و روند تبلور و آرایش ماگمایی را نشان نمی‌دهند (شکل ۱۱-B). برای بررسی ویژگی‌های خاستگاه گوشته‌ای و درجه ذوب بخشی (شکل ۱۲-A) از نمودار تغییرات Sm در برابر Sm/Yb بهره گرفته شد. این نمودار بر پایه خاستگاه گوشته‌ای

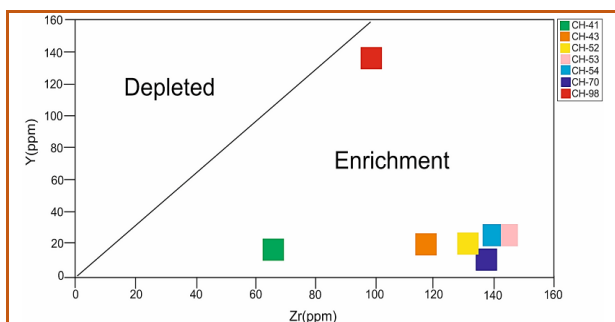


شکل ۱۲. A) نمودار Sm در برابر Sm/Yb برای الگوسازی ذوب بخشی بر پایه ترکیب‌های گوناگون گوشته‌ای (Aldanmaz et al., 2002)؛ B) نمودار Rb/Zr در برابر K₂O/Na₂O (Esperanca et al., 1992).

Figure 12. A) Partial melting modeling based on Sm/Yb versus Sm variation (Aldanmaz et al., 2002); B) Rb/Zr versus K₂O / Na₂O diagram (Esperanca et al., 1992).

(Esperanca et al., 1992)، نمونه‌های بررسی شده از روند

در دیگر نمودار پیشنهادی اسپرانکا و همکاران



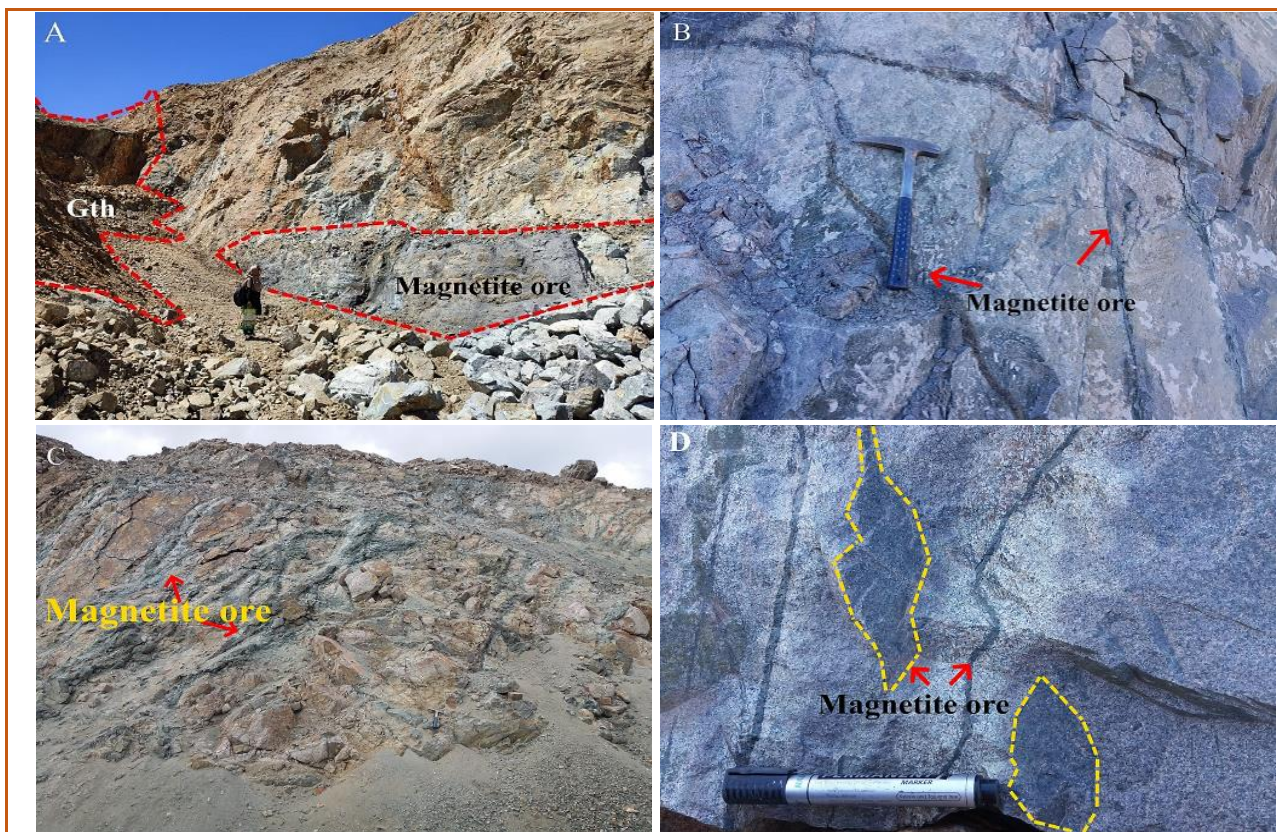
شکل ۱۳. نمودار Zr در برابر Y برای شناسایی وابستگی به گوشته غنی‌شده و تهی‌شده (Abu-Hamattah, 2005).

Figure 13. Zr versus Y diagram for identifying the dependence on enriched and depleted mantle (Abu-Hamattah, 2005).

تبلور بخشی ماگما پیروی می‌کنند و روند تبلور و آرایش ماگمایی از خود نشان نمی‌دهند (شکل ۱۲-B). در نمودار Zr در برابر Y نیز سنگ‌های منطقه در محدوده گوشته غنی‌شده جای گرفتند (شکل ۱۳).

کانی‌سازی و ساختار کانسنگ

کانه‌زایی اکسید آهن-آپاتیت در کانسار چوره‌ناب به صورت عدسی، رگه-رگچه‌های اکسید آهن-آپاتیت و گاه به شکل بافت شبکه‌ای درون توده‌های آذرین درونی و به مقدار کم، درون سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن متمرکز شده است (شکل‌های ۱۴-A، ۱۴-B، ۱۴-C و ۱۴-D).



شکل ۱۴. A) نمایی از عدسی مگنتیت درون سنگ‌های گرانیتوئیدی که بخشی از آن در زیر واریزه‌ها پنهان شده است. بخش‌های کانهدار گوتیتی نیز در سمت چپ تصویر دیده می‌شوند (دید رو به شمال)؛ B) نمایی نزدیک از رگه-رگچه‌های کانه‌زایی آهن (مگنتیت) به صورت داربستی در سنگ‌های گرانیتوئیدی؛ C) نمایی از رگچه‌های داربستی اکسید آهن در دیواره حفاری‌های معدنی؛ D) نمایی از رگچه‌ها و عدسی‌های مگنتیت که سنگ‌های گرانیتوئیدی را قطع کرده‌اند.

Figure 14. A) A view of the magnetite lens inside the granitoid rocks, part of which is hidden under the debris. Goethitic mineralization parts can also be seen on the left side of the picture (northward view); B) A close-up view of the stockwork veins and veinlets of magnetite within the granitoid rocks; C) A view of the stockwork veins and veinlets of magnetite on the wall of mineral excavations; D) A view of magnetite veins and lenses that cut through the granitoid rocks.

شکستگی بلورهای آپاتیت در مقیاس نمونه دستی شده‌اند. گسل‌های درون منطقه از نوع راندگی هستند (Toori and Seyitoglu, 2014) و شکستگی‌هایی را در لایه‌های زمین‌شناسی پدید آورده‌اند. گسل زنجانرود همزمان با زمین‌ساخت است و گمان می‌رود پیامد فشارهای ساختاری در پوسته زمین و فعالیت‌های زمین‌شناختی در طول زمان باشد. از آنجایی که این گسل لایه‌های ائوسن (E) را قطع کرده است، پس فعالیت اصلی این گسل دست‌کم به دوره ائوسن بر می‌گردد. به گفته دیگر، گسل همزمان با رسوب‌گذاری لایه‌های ائوسن فعال بوده است (سین زمین‌ساخت) و از آنجایی که گسل لایه‌های جوان‌تر مانند رسوبات کواترنری (Q) را نیز تحت‌تأثیر قرار داده است، چه‌بسا فعالیت گسل در دوره‌های پس از ائوسن و الیگوسن نیز ادامه داشته است (پس‌زمین‌ساخت). شکل ۱۶ مقطع ساختاری گسل‌های اصلی در منطقه بررسی‌شده را نشان می‌دهد. بر پایه بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی انجام‌شده، دگرسانی‌های گرمابی درون کانسار اکسید آهن-آپاتیت چوره‌ناب شامل دگرسانی‌های سیلیسی، کلسیتی، اپیدوتی، کلریتی و سربستی هستند. گاه اکتینولیتی شدن نیز به علت دگرسانی کانی‌های مافیک مانند پیروکسن‌ها رخ داده است. دگرسانی سیلیسی در منطقه بررسی‌شده به صورت سیلیسی شدن سنگ میزبان و رگه-رگچه‌های سیلیسی تأخیری قطع‌کننده مراحل پیشین کانه‌زایی دیده می‌شود.

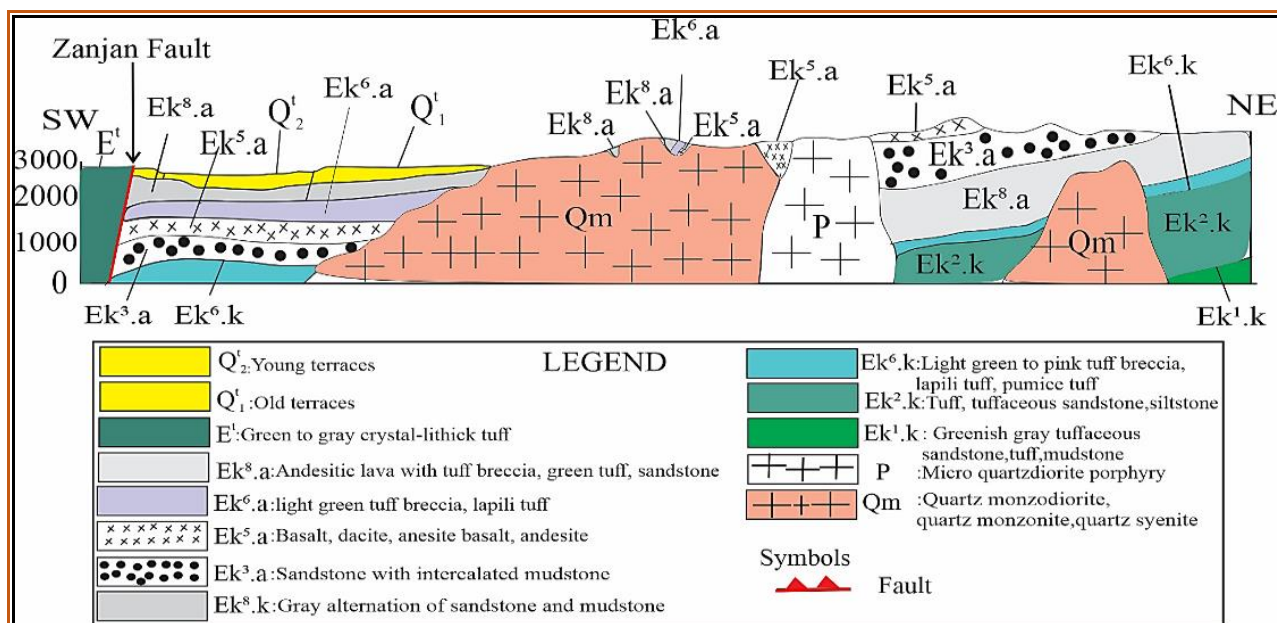
مگنتیت شاید در پی جانمایی کانی‌های دیگر در مراحل پس‌کانه‌زایی (برای نمونه، در هنگام دگرسانی گرمابی) پدید آمده باشد. در این فرایند، محلول‌های غنی از آهن از راه درزها و شکستگی‌ها در سنگ حرکت می‌کنند و با کانی‌های موجود واکنش می‌دهند. این واکنش‌ها به پیدایش مگنتیت و حذف کانی‌های اولیه می‌انجامند. در این حالت، مگنتیت شاید شکل و ساختار کانی‌های جانشین‌شده را حفظ کند و بافت شبکه‌ای پدید آورد. درازای رخنمون رگه‌ها و عدسی‌های کانه‌زایی نزدیک به ۱۰ تا ۲۰۰ متر و ستبرای آنها ۰/۵ تا ۱۵ متر است (Geravandi et al., 2022). روند رگه‌ها و عدسی‌ها کمابیش خاوری-باختری است (N53E) و شیب آنها نزدیک به قائم (۸۰ تا ۸۵ درجه) است (Ghasemi Siani et al., 2024).

کانه اصلی در این کانه‌زایی مگنتیت است که با مقدارهای متغیری از بلورهای آپاتیت، اکتینولیت، کلریت و کانی‌های سولفیدی (بیشتر از نوع پیریت، کالکوپیریت و کالکوسیت) همراهی می‌شود. بلورهای آپاتیت هم به صورت هم‌رشد با مگنتیت دیده می‌شوند (شکل‌های A-۱۵ و B-۱۵). رگچه‌های پیریت و اکتینولیت نیز سنگ‌های گرانیتویدی را قطع کرده‌اند (شکل C-۱۵). کانه‌زایی اکسید آهن-آپاتیت بیشتر توسط ساختارهای گسلی کنترل می‌شود. گسل‌ها پس از کانه‌زایی موجب جابه‌جایی رگه‌ها و عدسی‌های کانه‌زایی و همچنین،



شکل ۱۵. A) بلورهای درشت آپاتیت در زمینه مگنتیت؛ B) تصویر نمونه دستی از قطع‌شدگی کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت توسط رگچه‌های مگنتیت، C) رگچه‌های نازک پیریت و رگچه اکتینولیتی در سنگ‌های گرانیتویدی.

Figure 15. A) Coarse crystals of apatite in the magnetite context; B) A hand photo showing veinlets of magnetite cutting the magnetite-apatite mineralization; C) Thin pyrite and actinolite veins in the granitoid rocks.



شکل ۱۶. برش عرضی از واحدهای ساختاری منطقه چوره‌ناب که توسط گسل‌های رانده قطع شده‌اند.

Figure 16. Cross-section of the structural units of the Chore Nab region cut by thrust faults.

کانه نگاری، ساخت و بافت کانسنگ

بر پایه بررسی‌های کانه‌نگاری، کانه‌های درون کانسار چوره‌ناب شامل مگنتیت، پیریت و کالکوپیریت همراه با کانیهای باطله مانند آپاتیت، اکتینولیت، کلریت، کلینوپیروکسن، کوارتز، اپیدوت و کلسیت هستند. هماتیت، گوتیت و کوولیت به ترتیب در پی دگرسانی کانی‌های مگنتیت، پیریت و کالکوپیریت پدید آمده‌اند. مگنتیت کانه اصلی کانسار است و به صورت بلورهای شکل‌دار تا بی‌شکل با بافت‌های رگه‌ای یا رگچه‌ای (شکل‌های A-۱۷ و B-۱۷)، توده‌ای (شکل C-۱۷)، دانه‌پراکنده (شکل D-۱۷) و اکسلوشن (شکل H-۱۷) دیده می‌شود. بر پایه روش نقطه‌شماری، شکل A-۱۷ از ۵۵ درصد حجمی اکتینولیت، ۱۵ درصد حجمی هماتیت و ۳۰ درصد حجمی مگنتیت ساخته شده است. درصد حجمی کانی‌های سازنده شکل B-۱۷ شامل ۷۵ درصد حجمی اکتینولیت و ۲۵ درصد حجمی مگنتیت است. در شکل C-۱۷ نیز مگنتیت ۷۰ درصد حجمی، هماتیت ۲۰ درصد حجمی و ۱۰ درصد حجمی را دیگر کانی‌ها تشکیل داده‌اند. شکل D-۱۷ شامل ۳۰ درصد حجمی هماتیت و مگنتیت و ۷۰ درصد حجمی

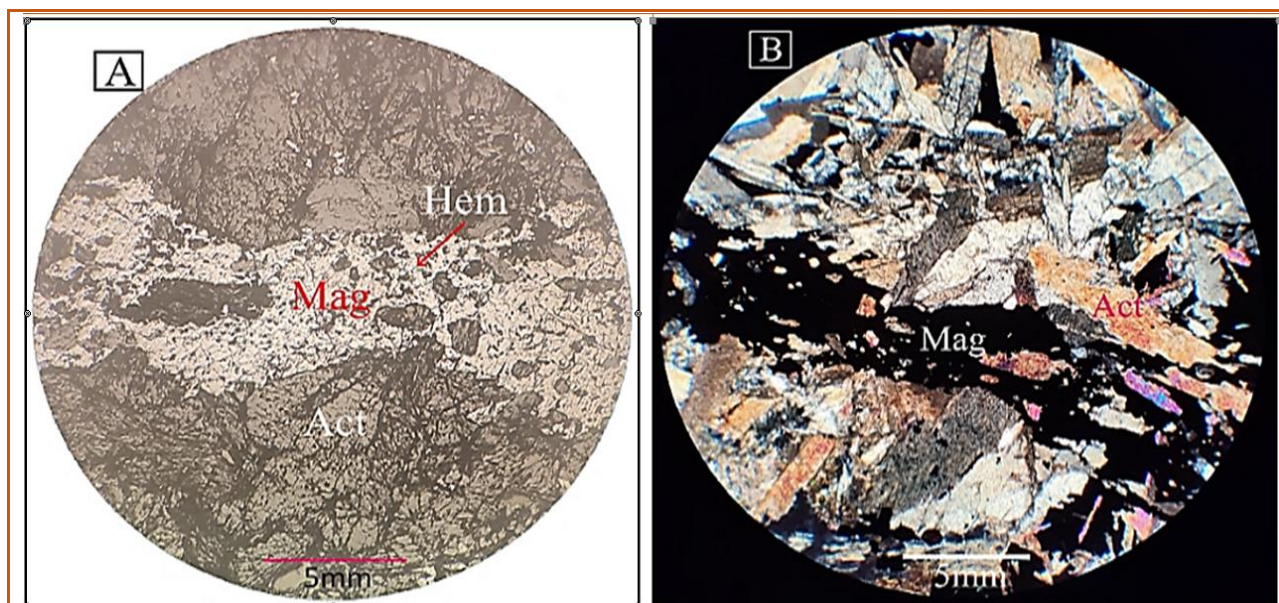
کانی‌های باطله است. ۲۵ درصد حجمی شکل G-۱۷ از آپاتیت، ۶۵ درصد حجمی آن را مگنتیت و ۱۰ درصد حجمی را فضاهای خالی و حفره‌ها تشکیل داده‌اند. بافت بازماندی (شکل‌های E-۱۷ و L-۱۷)، و برشی (شکل F-۱۷) نیز مانند بافت‌های دیده شده در این کانه‌زایی هستند. مگنتیت بیشتر به صورت پراکنده فضای میان بلورهای آپاتیت (شکل G-۱۷) و گاه اکتینولیت (شکل I-۱۷) دیده می‌شود. بر پایه شواهد میکروسکوپی و صحرایی دو نسل مگنتیت شناسایی شد که شامل مگنتیت نسل نخست با بافت‌های توده‌ای و دانه‌پراکنده و مگنتیت نسل دوم به صورت پراکنده فضای میان آپاتیت‌ها هستند. برخی بلورهای مگنتیت از حاشیه بلور و در راستای شکستگی‌ها و رخ‌ها مارتیتی شده و با هماتیت جایگزین شده‌اند (شکل‌های D-۱۷ و J-۱۷). کانی‌های سولفیدی مانند پیریت و کالکوپیریت به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بیشتر به صورت رگچه‌ای کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت را قطع کرده‌اند (شکل K-۱۷). در تصویرهای SEM کانی‌های پیریت و کالکوپیریت در رگچه‌های سیلیسی و کلسیتی دیده می‌شوند. دگرسانی پیریت به گوتیت در برخی بلورها

دیده می‌شود که گاه به‌طور کامل گوشت جانشین پیریت شده است. تصویرهای SEM نیز به‌خوبی نشان‌دهنده این فرایند هستند (شکل ۱۷-M). کالکوپیریت با فراوانی کمتر نسبت به پیریت، به‌صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل درون شکستگی‌های کانسنگ اکسید آهن-آپاتیت یافت می‌شود. کالکوپیریت معمولاً از حاشیه به کوولیت دگرسان شده است (شکل ۱۷-N). جایگزینی کالکوپیریت با کوولیت در دمای زیر 300°C و در شرایط $f\text{O}_2$ بالا رخ داده است. در پی دگرسانی برونزاد، مگنتیت با گوشت جایگزین شده است. آپاتیت شاخص‌ترین کانی همراه با کانه‌زایی مگنتیت در کانسار چوره‌ناب است که به‌صورت بلورهای درشت شکل‌دار تا ریز نیمه‌شکل‌دار به‌صورت منشورهای با قاعده شش‌وجهی دیده می‌شود. شواهد صحرایی و میکروسکوپی نشان‌دهنده آنست که آپاتیت مربوط به ۳ نسل مختلف است: ۱) بلورهای درشت و شکل‌دار آپاتیت (نسل I) که همراه مگنتیت هستند؛ ۲) بلورهای ریز آپاتیت که به‌صورت سیمان فضای میان برش‌های مگنتیتی را پر کرده‌اند؛ ۳) آپاتیت نسل سوم که به‌صورت رگچه‌ای در همراهی با اکتینولیت، مراحل پیشین را قطع کرده‌اند. به‌دنبال تنش‌های زمین‌ساختی، بلورهای درشت آپاتیت دچار شکستگی شده‌اند. اکتینولیت فراوان‌ترین کانی سیلیکاته‌آبدار همراه با کانه‌زایی اکسید آهن-آپاتیت در این منطقه است که به‌صورت بلورهای منشوری تا سوزنی درشت شکل‌دار تا ریز نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شود. شواهد صحرایی و میکروسکوپی نشان‌دهنده آنست که اکتینولیت مربوط به ۲ نسل مختلف است: ۱) بلورهای درشت و شکل‌دار اکتینولیت حاصل از دگرسانی کلینوپیروکسن که فضای میان آنها را مگنتیت پر کرده است؛ ۲) بلورهای درشت و شکل‌دار و سوزنی اکتینولیت که به‌صورت رگچه‌ای در همراهی با آپاتیت، مراحل پیشین را قطع کرده‌اند. همچنین، تناوب باندها و نوارهای اکتینولیت-آپاتیت و مگنتیت باعث پیدایش بافت نواری در این کانه‌زایی شده است. درازای بلورهای اکتینولیت گاه به ۵ سانتیمتر می‌رسد. در زیر میکروسکوپ، بلورهای اکتینولیت

به‌صورت سوزنی و رشته‌ای دیده می‌شود و گاه درون آنها بقایایی از کلینوپیروکسن دیده می‌شود. بلورهای درشت آپاتیت میانبارهای ریز فراوانی دارند که بر پایه بررسی‌های SEM، این کانی‌ها از نوع کانی‌های عنصرهای خاکی کمیاب مانند مونازیت هستند. رگچه‌های تأخیری کوارتز در برخی بخش‌ها مراحل پیشین کانه‌زایی را قطع کرده‌اند. کلسیت نیز به‌صورت رگچه‌های تأخیری مراحل پیشین کانه‌زایی را قطع کرده است. نتیجه بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی نشان‌دهنده آنست که ساخت و بافت‌های درون کانسار چوره‌ناب شامل رگه-رگچه‌ای، نواری، توده‌ای، برشی، دانه‌پراکنده و پرکننده فضاهای خالی است. بافت‌های توده‌ای و رگه-رگچه‌ای شاخص‌ترین بافت‌ها در این کانه‌زایی هستند. همچنین، رگه-رگچه‌های تأخیری اکتینولیت-آپاتیت، کانی‌های سولفیدی، کوارتز و کلسیت، کانه‌زایی آهن-آپاتیت اولیه را قطع کرده‌اند. بافت نواری حاصل تناوب باندهای غنی از مگنتیت-آپاتیت و آپاتیت-اکتینولیت در این کانه‌زایی است. در پی تنش‌های مربوط به سیالات گرمابی و همچنین، زمین‌ساختی، توده معدنی اولیه دچار برشی‌شدن شده و بافت برشی را پدید آورده است. کانی‌های پدیدآمده در مراحل آغازین کانه‌زایی با کانی‌های دما کمتر در مراحل پایانی کانه‌زایی یا مرحله برونزاد جانشین شده‌اند. از این کانی‌ها می‌توان جانیشینی کلینوپیروکسن با اکتینولیت، پیریت با گوشت و پیریت و کالکوپیریت با کوولیت را نام برد. بقایایی از کانی‌های اولیه درون کانی‌های ثانویه دیده می‌شوند که به پیدایش بافت بازماندی انجامیده است. گوشت حاصل از فرایندهای برونزاد در مسیر شکستگی‌ها و حفره‌ها متمرکز شده و بافت پرکننده فضاهای خالی را پدید آورده است. پیریت و کالکوپیریت فراوان‌ترین کانی‌های سولفیدی پدیدآمده در کانسنگ هستند. بر پایه بررسی‌های کانه‌نگاری انجام‌شده، دو نسل از این کانی شناسایی شده است. در نسل نخست پیریت به‌صورت بلورهای بی‌شکل و نیمه‌شکل‌دار است که همراه با مگنتیت در کانسنگ دیده شده است. نبود شکل‌های

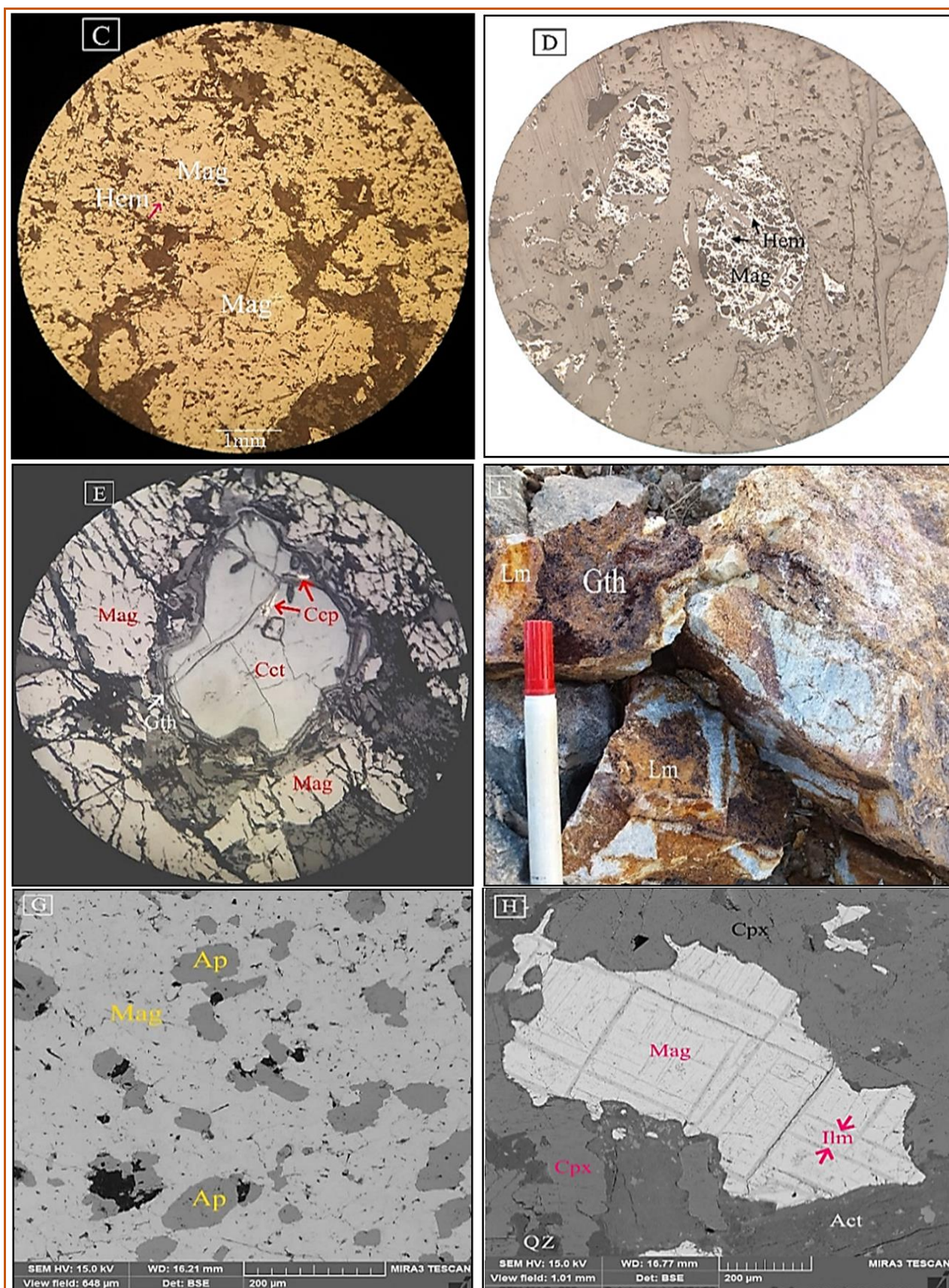
از حاشیه بلورها آغاز و تا درون بلورها توسعه یافته است. پیریت‌های نسل دوم، در فاز تأخیری سولفیدی پدید آمده‌اند. این نسل بیشتر شکل‌دار است و نسبت به نسل نخست سالم‌تر است و به مقدار کمتر با گوتیت جانشین شده است.

بلورین مشخص در کانی پیریت و ارتباط بافتی آن با مگنتیت، دلالت بر رشد همزمان آنها دارد. پیریت نسل نخست پیش از مگنتیت پدید آمده است و همزمان با پیدایش آن نیز ادامه داشته است. پیریت‌های نسل اول بیشتر به کانی گوتیت تبدیل شده‌اند. این بافت جانشینی



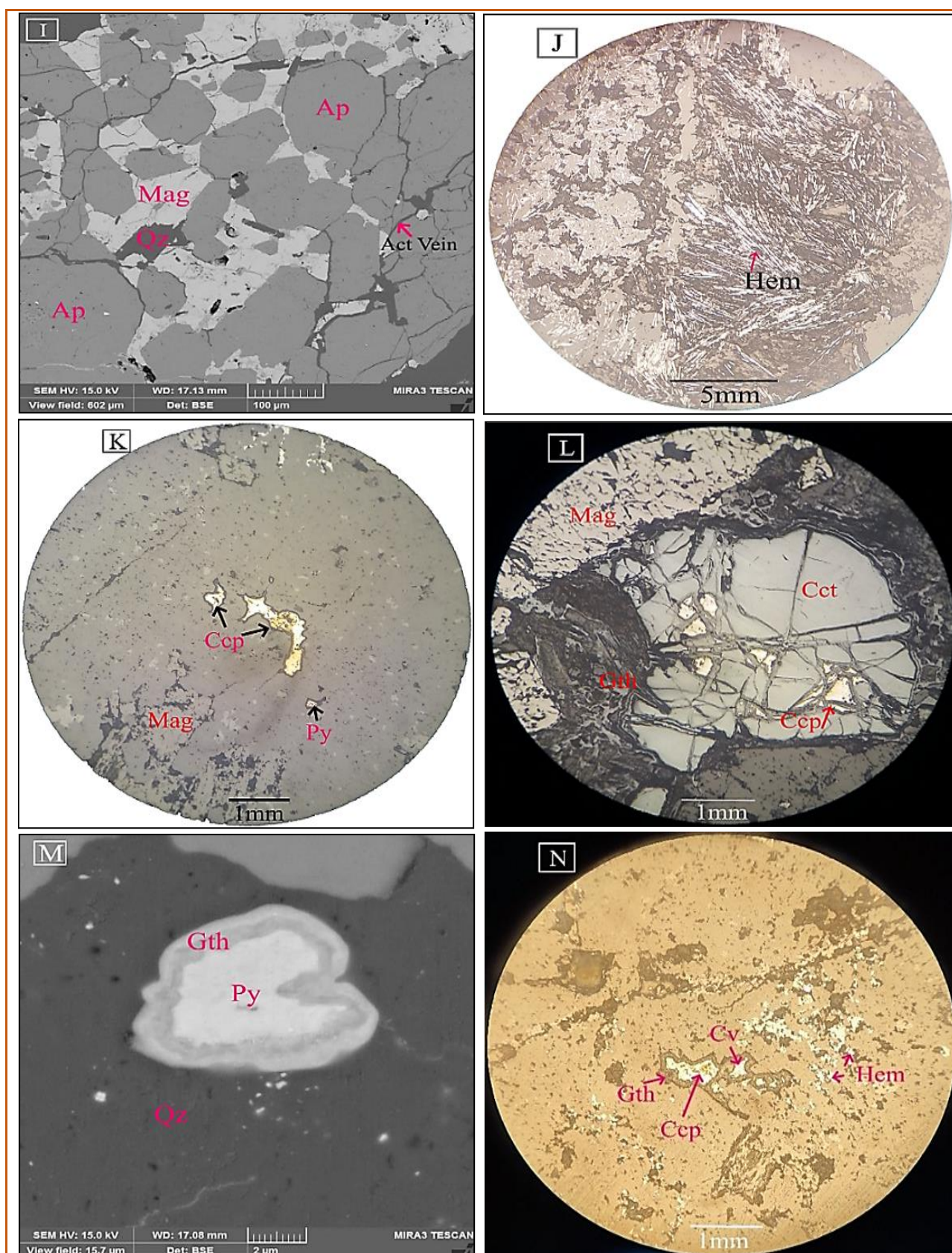
شکل ۱۷. A) مگنتیت با بافت رگچه‌ای یا نواری که مارتیتی شده و با هماتیت جایگزین شده است؛ **B)** مگنتیت با بافت رگچه‌ای که اکتینولیت‌ها را قطع کرده است؛ **C)** مگنتیت با بافت توده‌ای که در برخی بخش‌ها با هماتیت جایگزین شده است؛ **D)** مگنتیت با بافت دانه‌پراکنده که بخش بزرگی از آن مارتیتی شده و با هماتیت جایگزین شده است؛ **E)** بافت بازمانده‌ای که در آن کالکوپیریت بیشتر با کالکوسیت جایگزین شده است و گوتیت به صورت رگچه‌ای در اطراف کالکوسیت پدید آمده است؛ **F)** برشی شدن سنگ میزبان همراه با گوتیت و لیمونیت؛ **G)** مگنتیت به صورت پرکننده فضای میان بلورهای نیمه‌شکل‌دار آپاتیت؛ **H)** وجود بافت اکسلوشن حاصل از جدایش تیغه‌های نازک ایلمنیت از مگنتیت؛ **I)** بلورهای درشت نیمه‌شکل‌دار آپاتیت (نسل دوم) در مگنتیت (نسل ۱) در همراهی با رگچه‌های اکتینولیت؛ **J)** بلورهای تیغه‌ای هماتیت (اسپیکولاریت)؛ **K)** تبدیل پیریت و کالکوپیریت از حاشیه به گوتیت؛ **L)** بافت بازمانده‌ای که در آن کالکوپیریت بیشتر با کالکوسیت جایگزین شده و کالکوسیت از حاشیه جای خود را به گوتیت داده است؛ **M)** تصویر SEM از رگچه سیلیسی پیریت‌دار که از حاشیه با گوتیت جایگزین شده است؛ **N)** مگنتیت دانه‌پراکنده که کاملاً با هماتیت جایگزین شده و کالکوپیریت که از حاشیه جای خود را به کوولیت و گوتیت داده است.

Figure 17. A) Magnetite with a vein texture or band that has been martitized and turned into hematite; **B)** Magnetite with a veinlet texture that has cut through actinolite; **C)** Magnetite with a mass texture that has been changed into hematite in some areas; **D)** Magnetite with a disseminated texture, most of which is martitized and turned into hematite; **E)** relict texture in which chalcopyrite is primarily chalcocite, which has been altered, and goethite forms as veinlets around chalcocite; **F)** Berriciation of the host rock with goethite and limonite; **G)** Magnetite filling the space between semi-shaped apatite crystals; **H)** The existence of an exclusion texture resulting from the growth of thin ilmenite blades on magnetite; **I)** Coarse, subhedral crystals of apatite (second generation) present in magnetite (first generation) along with actinolite veinlets; **J)** Bladed crystals of specularite; **K)** Altration of pyrite and chalcopyrite from the margin into goethite; **L)** Relict texture in which chalcopyrite is mainly turned into chalcocite, and chalcocite from the margin has changed into goethite; **M)** SEM image of pyrite ore that has changed from the margin into goethite; **N)** Disseminated magnetite which has completely changed into hematite, and chalcopyrite has altered from the margin to covellite and goethite.



شکل ۱۷. ادامه.

Figure 17. Continued.



شکل ۱۷. ادامه.

Figure 17. Continued.

مراحل کانه‌زایی و توالی پاراژنزی

با توجه به مشاهدات صحرایی و بررسی‌های آزمایشگاهی در معدن آهن چورناب و به‌ویژه تصویرهای میکروسکوپی SEM توالی پاراژنزی برای نسل‌های مختلف کانی‌های درون این معدن رسم شده است. مهم‌ترین نتایج به دست آمده عبارتند از:

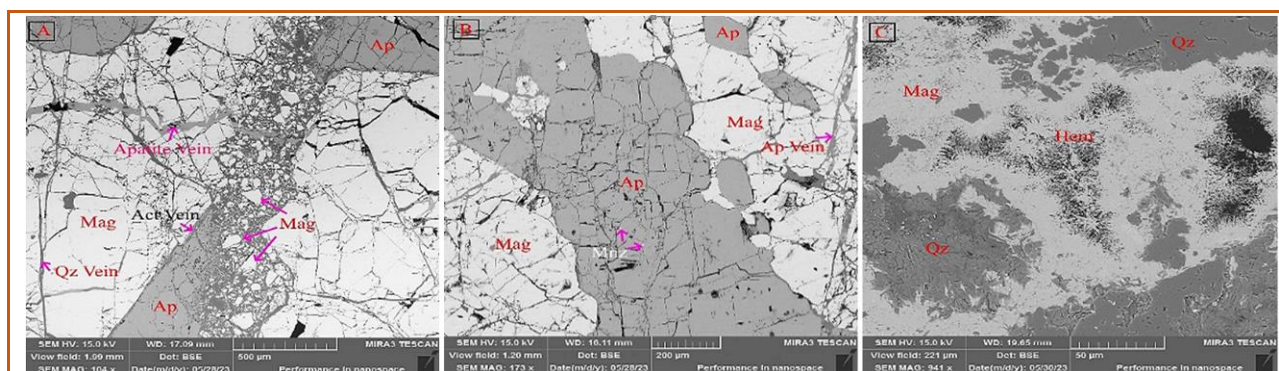
- (۱) همراهی مگنتیت و آپاتیت (نسل نخست) که نشان‌دهنده پیدایش همزمان آن‌هاست.
- (۲) حضور آپاتیت در زمینه قطعات مگنتیت نشان‌دهنده پیدایش این نسل از آپاتیت (نسل دوم) پس از مگنتیت است.
- (۳) حضور کانی کمیاب مونازیت به دو شکل که نوع نخست به شکل میانبار در آپاتیت نسل نخست و دوم و نوع دیگر به‌صورت تأخیری در رگه-رگچه‌های کربناتی پدید آمده است و نتایج میکروسکوپ الکترونی روبشی نشان‌دهنده این ویژگی هستند.
- (۴) کانی‌های سولفیدی (پیریت و کالکوپیریت) به‌صورت

- دانه‌پراکنده در زمینه کانسنگ مگنتیت حضور دارند و همچنین، به‌صورت رگچه‌ای آن را قطع کرده‌اند. بر این پایه، کانه‌زایی سولفیدی را می‌توان پس از کانه‌زایی مگنتیت دانست.
- (۵) برخی رگچه‌های مگنتیت اکتینولیت‌ها را قطع کرده‌اند (اکتینولیت نسل ۱).
- (۶) پیروکسن در مراحل پس‌رونده کانه‌زایی با اکتینولیت جانشین شده است.
- (۷) رگه-رگچه‌های سیلیسی و کلسیتی در مراحل پایانی کانه‌زایی، مراحل پیشین کانه‌زایی را قطع کرده‌اند.
- (۸) در مرحله دگرسانی برونزاد، مگنتیت با هماتیت، پیریت با گوتیت و کالکوپیریت با کالکوسیت و کوولیت جانشین شده‌اند.
- بر پایه آنچه گفته شد، توالی پاراژنتیک کانی‌ها و کانه‌های درون معدن آهن چورناب در شکل‌های ۱۸ و ۱۹ نشان داده شده است.

		Stage1	Stage2	Stage3	Supergene
Minerals	Magnetite(I)	=====			
	Apatite(I)	=====			
	Actinolite(I)	=====			
	Magnetite(II)		=====		
	Apatite(II)		=====		
	Actinolite(II)		=====		
	Monazite (I)	=====			
	Monazite (II)		=====		
	Pyrite	=====		=====	
	Chalcopyrite		=====		
	Covellite				=====
	Chalcocite				=====
	Quartz	=====		=====	
	Calcite			=====	
	Epidote		=====	=====	
	Chlorite		=====	=====	
	Sericite		=====	=====	
	Specularite		=====		
	Goethite				=====
	Quartz				=====

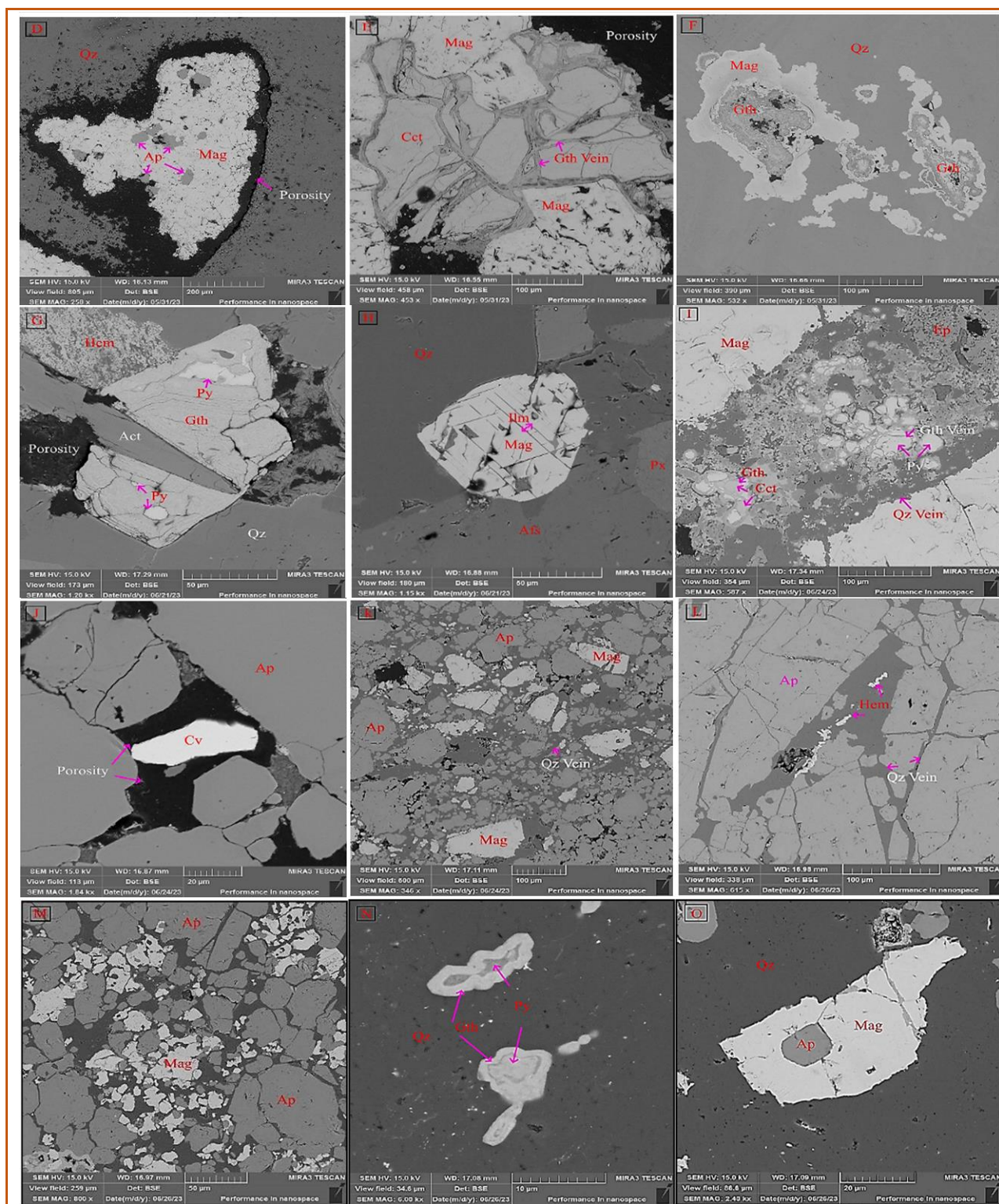
شکل ۱۸. توالی پاراژنزی کانی‌ها در منطقه چورناب.

Figure 18. Paragenetic sequence of minerals in the Chore Nab area.



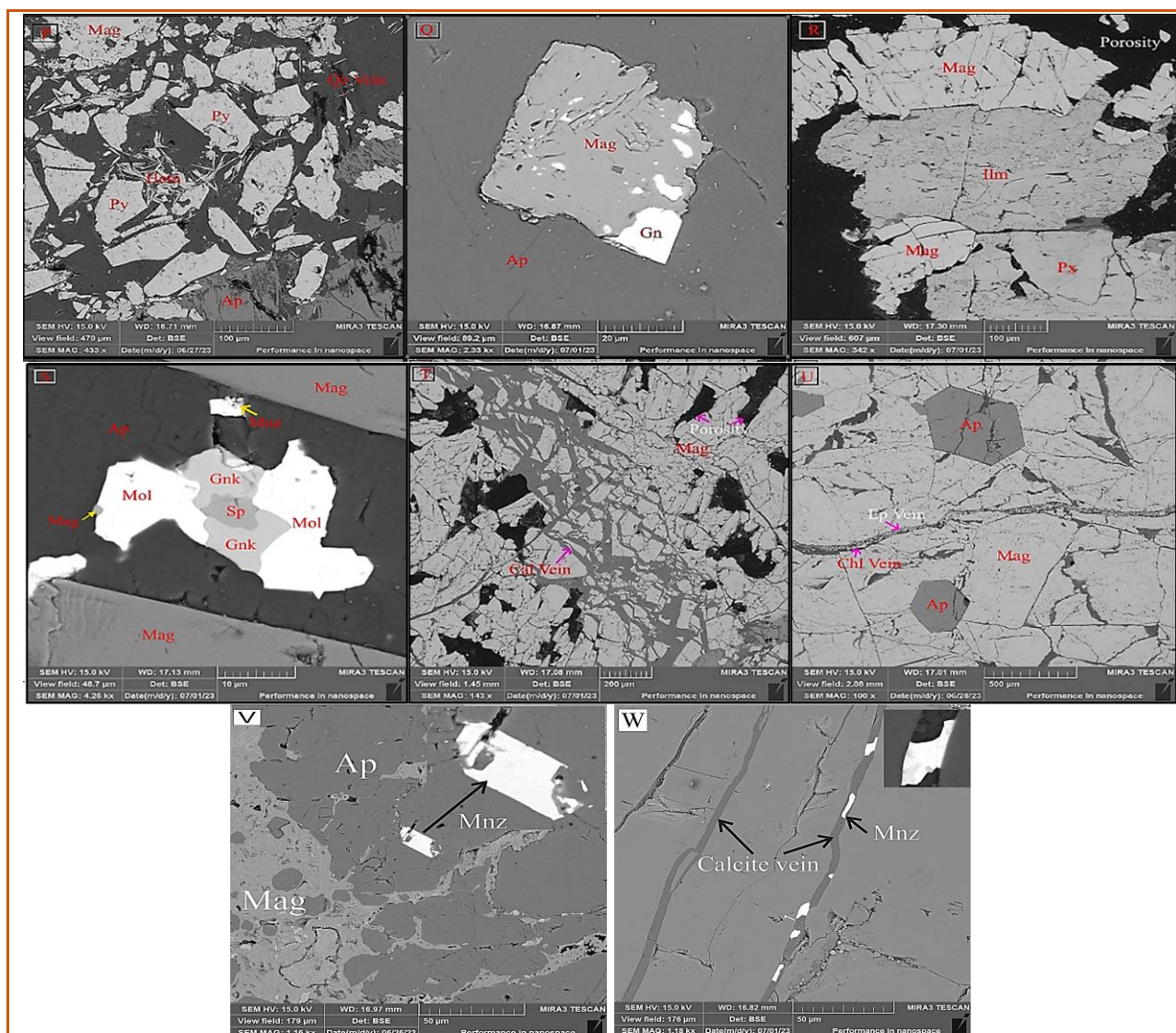
شکل ۱۹. A) رگچه آپاتیت-اکتینولیت (نسل III) حاوی مگنتیت (نسل II) که مگنتیت‌های توده‌ای نسل I را قطع کرده است، رگچه آپاتیت، رگچه‌های داربستی سیلیسی را نیز قطع کرده است؛ **B)** آپاتیت‌های بی‌شکل و نیمه‌شکل‌دار (نسل II) و رگچه‌های آپاتیت (نسل III) که مگنتیت‌های توده‌ای (نسل I) را قطع کرده‌اند، آپاتیت‌ها کانی‌های کمیاب مونازیت دارند؛ **C)** تصویر بلورهای هماتیت ورقه‌ای (اسپیکولاریت) درون رگچه کوارتز؛ **D)** وجود مگنتیت (نسل II) در رگچه کوارتز که میانبارهایی از کانی آپاتیت (نسل I) است؛ **E)** تبدیل کالکوسیت به گوتیت در شکستگی‌ها و پیدایش بافت جعبه‌ای؛ **F)** مگنتیت‌های بی‌شکل دانه‌پراکنده در رگچه کوارتز که از مرکز به گوتیت با بافت کلوفرم تبدیل شده‌اند؛ **G)** بافت بازمانده: بلورهای پیریت در حفره‌های پر شده با سیلیس کاملاً با گوتیت جایگزین شده‌اند و با رگچه اکتینولیت قطع شده‌اند؛ **H)** اکسلوشن مگنتیت-ایلمنیت در فضای میان بلورهای کوارتز، آلکالی‌فلدسپار و پیروکسن؛ **I)** رگچه سیلیسی پیریت و کالکوسیت‌دار که با گوتیت جایگزین شده‌اند. رگچه سیلیسی مگنتیت‌های با بافت توده‌ای نسل I را قطع کرده است؛ **J)** تصویر کانی کوولیت در شکستگی‌های آپاتیت؛ **K)** همراهی بلورهای بی‌شکل و نیمه‌شکل‌دار مگنتیت و آپاتیت که توسط رگچه‌های سیلیسی قطع شده‌اند؛ **L)** رگچه‌های داربستی سیلیس حاوی اسپیکولاریت که آپاتیت‌های نسل اول را قطع کرده‌اند؛ **M)** همراهی مگنتیت‌های بی‌شکل و آپاتیت (نسل I)؛ **N)** بلورهای پراکنده پیریت در زمینه کوارتز که به گوتیت تبدیل شده‌اند؛ **O)** حضور مگنتیت-آپاتیت با کوارتز؛ **P)** رگچه سیلیسی پیریت‌داری که کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت را قطع کرده است؛ **Q)** همراهی مگنتیت و گالن در زمینه آپاتیت؛ **R)** حضور ایلمنیت میان بلورهای مگنتیت و پیروکسن؛ **S)** پارائز کانی‌های سولفیدی روی، مولیبدن و کادمیم درون آپاتیت؛ **T)** رگچه‌های کلسیتی مگنتیت‌های توده‌ای (نسل I) را قطع کرده‌اند؛ **U)** بلورهای شکل‌دار آپاتیت (نسل I) همراه با مگنتیت که توسط رگچه‌های کلریتی-اپیدوتی قطع شده‌اند؛ **V)** مونازیت نسل اول که به‌صورت میانبار درون آپاتیت جای گرفته است؛ **W)** مونازیت نسل دوم که درون رگچه‌های کربناتی تأخیری تشکیل شده است.

Figure 19. A) Apatite-actinolite veinlet (generation III) containing magnetite mineralization (generation II) that cuts through massive magnetites of generation I. The apatite veinlet also has cut the stockwork silica veinlets; **B)** Anhedral to subhedral Apatites (generation II) and apatite veinlets (generation III) that cut through massive magnetites (generation I), the apatites contain rare minerals, including monazite; **C)** The image of lamellar hematite crystals (specularite) inside the quartz vein; **D)** The presence of magnetite (generation II) in the quartz vein, which has inclusions of apatite mineral (generation I); **E)** Alteration of chalcocite into goethite alongside the fractures that has caused boxwork texture; **F)** Anhedral magnetite crystals in the quartz veinlet which have been changed from the center to goethite with a colloform texture; **G)** Relict texture: Pyrite crystals in a cavity filled with silics bearing sulides have been completely changed into goethite and has cut by actinolite veinlet; **H)** Magnetite-ilmenite exclusion in the space between quartz, alkali feldspar, and pyroxene crystals; **I)** Silicic veinlet containing pyrites and chalcocite which have been changed into goethite. The silica veinlet has cut massive (generation I); **J)** A photograph showing covellite inside the fractures of apatite; **K)** Anhedral and subhedral magnetite and apatite crystals which have been cut by silica veinlets; **L)** Specularite bearing stockwork veinlets of silica which have cut the apatites of the first generation; **M)** Anhedral magnetites and apatite crystals (generation I); **N)** Silicic bearing pyrite crystals changed into goethite; **O)** Magnetite-apatite bearing quartz veinlet; **P)** Pyrite bearing silica veinlet cutting magnetites and apatites mineralization; **Q)** Presence of magnetite and galena with apatite; **R)** Presence of ilmenite with magnetite and pyroxene crystals; **S)** Presence of zinc, molybdenum, and cadmium sulfide minerals in apatite; **T)** Calcite veinlets have cut through massive magnetite (generation I); **U)** Magnetite and euhedral crystals of apatite (generation I) in which have been cut by chlorite-epidote veinlets; **V)** First-generation monazite as inclusions inside apatite; **W)** Second-generation monazite formed in the late carbonate veinlets.



شکل ۱۹. ادامه.

Figure 19. Continued.



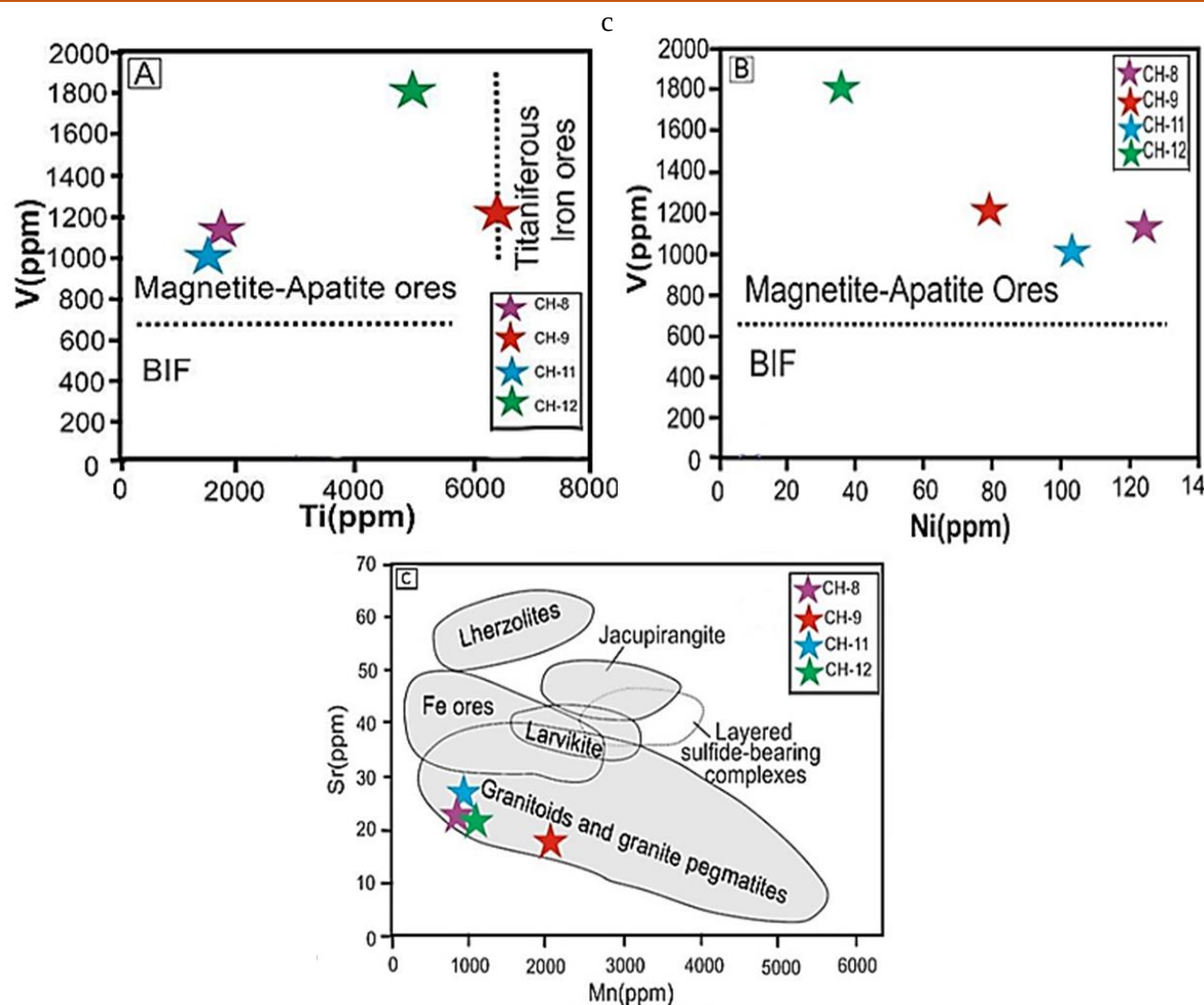
شکل ۱۹. ادامه.

Figure 19. Continued.

تجزیه شده از منطقه بررسی شده، پنج نمونه از کانسنگ مگنتیتی تجزیه شدند. بر پایه مقادیرهای Ti ، V ، Ni و Fe درون این نمونه‌ها، کانه‌زایی اکسید آهن-آپاتیت منطقه چوره‌ناب در محدوده کانسارهای آهن آپاتیت و کانسارهای آهن-تیتانیم‌دار قرار می‌گیرد (شکل‌های ۲۰- A و B). در نمودار Mn در برابر Sr نیز نسل‌های مختلف کانه‌های درون معدن چوره‌ناب در گستره سنگ‌های گرانیتوبیدی و پگماتیت‌های گرانیتی جای می‌گیرند (شکل ۲۰- C).

نوع کانه‌زایی

لوبرگ و هورندال (Loberg and Horndal, 1983) با استفاده از میزان Fe ، Ni ، V و Ti به رده‌بندی انواع کانسارهای آهن پرداخته‌اند. با استفاده از تغییرات V در برابر Ni کانسارهای آهن-آپاتیت و تیتانیم‌دار از کانسارهای رسوبی تفکیک می‌شوند. همچنین، با کمک تغییرات نسبت V/Ti به Ni/Ti می‌توان کانسارهای آهن-آپاتیت را از کانسارهای آهن تیتانیم‌دار و کانسارهای آهن نواری شناسایی کرد. در نمونه‌های



شکل ۲۰. ترکیب شیمیایی کانه‌های معدن چوره‌ناب روی نمودارهای لوبرگ و هورندال (Loberg and Horndahl, 1983). (A) نمودار Ti در برابر V؛ (B) نمودار Ni در برابر V؛ (C) نمودار Mn در برابر Sr (Belousova et al., 2002).

Figure 20. The composition of Chore Nab mine ores on Loberg and Horndahl diagrams (Loberg and Horndahl, 1983). **A)** Ti versus V diagram, **B)** Ni versus V diagram, **C)** Mn versus Sr diagram (Belousova et al., 2002).

برداشت

معدن آهن چوره‌ناب در پهنه البرز باختری-آذربایجان و زیرپهنه طارم جای دارد. در این منطقه سنگ‌های آذرین ائوسن رخمون گسترده‌ای دارند و با کانه‌زایی آهن همراه هستند. بر پایه بررسی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری صورت‌گرفته، سنگ‌های رخمون یافته در این منطقه شامل سه گروه سنگ‌های آتشفشانی، توده‌های آذرین درونی و رسوبات متعلق به دوران کواترنری هستند. واحدهای سنگی رخمون در منطقه بررسی‌شده از قدیم به جدید عبارتند از سنگ‌های آتشفشانی-آذرآواری

ائوسن شامل تراکی‌آندزیت، آندزیت همراه با ماسه‌سنگ و توف سبز در بخش زیرین (واحد $E_{k.a}^5$)، توف پامیسی به رنگ سفید تا صورتی (واحد $E_{k.a}^7$) و گدازه‌های آندزیتی همراه با توف برش، ماسه‌سنگ و گل‌سنگ (واحد $E_{k.a}^8$)، سنگ‌های گرانیتوئیدی ائوسن پایانی (با ترکیب سنگ‌شناسی کواتز موزودیوریت، کواتز موزونیت و کواتز سینیت) و نهشته‌های کواترنری (متشکل از پادگانه‌های آبرفتی قدیمی و پادگانه‌های آبرفتی جدید) هستند. با کمک بررسی‌های میکروسکوپی روی مقاطع نازک، کانی‌های اصلی سازنده سنگ‌های آتشفشانی، پلاژیوکلاز و پیروکسن و کانی‌های اصلی سازنده سنگ‌های

آذرین درونی، کوارتز، آلکالی‌فلدسپار و پلاژیوکلاز شناسایی شدند. کلسیت کانی حاصل از دگرسانی و آپاتیت و مونازیت کانی‌های فرعی واحدهای سنگی را تشکیل داده‌اند. بافت غالب سنگ‌های آتشفشانی پورفیری، پورفیری-میکرولیتی و گلومروپورفیری و بافت غالب سنگ‌های آذرین درونی دانه‌ای هستند. کانه‌زایی اکسید آهن-آپاتیت در معدن چوره‌ناب به صورت عدسی، رگه-رگچه‌های اکسید آهن-آپاتیت و گاه به شکل داریستی درون سنگ‌های آذرین درونی و به مقدار کم درون سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن متمرکز شده است. واحدهای سنگی منطقه سرشت کالک‌آلکانل پتاسیم بالا دارند و از نوع متآلومین هستند و گرانیتویدهای منطقه از نوع I هستند. توده‌های آذرین درونی در محیط تکتونوماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای و همزمان با برخورد پدید آمده‌اند و گرانیتویدهای منطقه به لحاظ جایگاه تکتونوماگمایی به کمان‌های متعلق آتشفشانی (VAG^{14}) هستند. توده‌های آتشفشانی نیز بیشتر در محیط تکتونوماگمایی کوهزایی جای گرفته‌اند و به کمان‌های قاره‌ای وابسته هستند. در نمودار SiO_2 در برابر Na_2O+K_2O سنگ‌های آذرین درونی بررسی شده در محدوده کوارتز مونزودیوریت و مونزودیوریت جای دارند. بر پایه نمودار SiO_2 در برابر Na_2O+K_2O نیز سنگ‌های آتشفشانی در محدوده‌های داسیت، تراکی داسیت، آندزیت و تراکی آندزیت قرار دارند. برای پی‌بردن به سرشت برخی فرایندهای موثر در تحول ماگما مانند تبلوربخشی، از نمودارهای هارکر بهره گرفته شد. بر پایه نمودارهای هارکر، پراکندگی نقاط در برخی نمودارها می‌تواند پیامد رخداد فرایندهای دیگری بجز پدیده تبلوربخشی باشد. به احتمال بسیار بالا، آرایش پوسته‌ای توجیه خوبی برای این پدیده است. ویژگی بارز نمودار عنکبوتی، آنومالی مثبت Pb در همه نمونه‌هاست که می‌تواند نشان‌دهنده تأثیر مواد پوسته قاره‌ای در پیدایش ماگمای مادر سنگ‌های بررسی شده باشد. همراه بودن آنومالی مثبت Pb و آنومالی منفی Nb و Ta نشانه ماگماهای کمان‌های آتشفشانی و

ماگماهای متأثر از مواد پوسته قاره‌ای است. ناهنجاری‌های منفی Ti و Nb به عوامل گوناگونی مانند ماگماتیسم مرتبط با فرایند فرورانش و شرکت پوسته در فرایندهای ماگمایی دانسته می‌شود. نمونه‌های بررسی شده الگویی غنی از عنصرهای LREE نسبت به HREE را با نسبت بالای LREE/HREE و آنومالی منفی بسیار ضعیف Eu نشان می‌دهند. آنومالی Eu در نمونه‌های گرانیتویدی (میانگین Eu/Eu^* : ۰/۹۸) و در سنگ‌های آتشفشانی (میانگین Eu/Eu^* : ۰/۸۷) گویای آنومالی ضعیف در این سنگ‌ها است. برای تفکیک فرایندهای تبلوربخشی و ذوب‌بخشی، نمودار دوتایی La در برابر La/Sm به کار برده شد. بر پایه این نمودار، سنگ‌های گرانیتویدی منطقه چوره‌ناب تحت تأثیر درجات مختلف ذوب‌بخشی پدید آمده‌اند و تا اندازه‌ای دچار فرایند تبلوربخشی شده‌اند. درباره سنگ‌های آتشفشانی، افزون بر جدایش بلوری، در هنگام پیدایش ماگما پدیده آمیختگی نیز می‌تواند تأثیرات مهمی در سرنوشت ماگما داشته باشد. در نمودارهای Rb در برابر Rb/Sr و Rb/Sr در برابر Ti/Zr نمونه‌ها روندی مشابه با منحنی‌های آمیختگی دارند که این ویژگی نشان دهنده پدیده آمیختگی ماگمایی است. در نتیجه ماگمای مادر سنگ‌های آتشفشانی منطقه چوره‌ناب احتمالاً از ذوب‌بخشی خاستگاه گوشته‌ای پدید آمده است که با توجه به آمیختگی با ماگمای بازالتی در هنگام صعود و جایگیری در آشیانه ماگمایی به هنگام رخداد فرایندهای جدایش بلوری، آرایش و هضم، انواع متفاوتی از سنگ‌های منطقه را به دنبال داشته است. برای بررسی ویژگی‌های خاستگاه گوشته‌ای و درجه ذوب‌بخشی از نمودار تغییرات Sm در برابر Sm/Yb استفاده شد. بر پایه این نمودار، نمونه‌های آتشفشانی منطقه چوره‌ناب از یک گوشته کمتر غنی شده اسپینل‌لرزلیتی با درجه ذوب‌بخشی ۱۰ تا ۴۰ درصد خاستگاه گرفته‌اند. افزایش درجه ذوب‌بخشی باعث تهی شدن بیشتر خاستگاه گوشته‌ای شده است. در نمودار Zr در برابر Y نیز سنگ‌های منطقه در محدوده گوشته غنی شده جای گرفتند. در نمودارهای Th/Ta در برابر Ta/Yb و Th/Ta در برابر Yb سنگ‌های آذرین درونی در محدوده

¹⁴ Volcanic Arc Granitoide

تعارض منافع: هیچ گونه تعارض منافعی وجود ندارد.

سپاس‌گزاری

نگارندگان مقاله از حمایت‌های معاونت‌های محترم پژوهشی دانشگاه لرستان و دانشگاه زنجان بسیار سپاس‌گزارند. همچنین، نگارندگان مقاله از توصیه‌های علمی سردبیر محترم و داورانی که با پیشنهادهای ارزشمند خود موجب غنای علمی این مقاله شدند، سپاس‌گزاری می‌کنند.

سنگ‌های آذرین حاشیه فعال قاره‌ای جای گرفتند و در نمودار Nb در برابر Y نیز سنگ‌های آذرین درونی بررسی شده در محدوده گرانیتوئیدهای مرتبط با کمان‌های آتشفشانی همزمان با برخورد جای گرفتند. بر پایه مقدار V، Ni، Ti و Fe درون نمونه‌ها، کانه‌زایی اکسید آهن-آپاتیت منطقه چوره‌ناب در محدوده کانسارهای آهن آپاتیت و کانسارهای آهن تیتانیوم‌دار و در نمودار Mn در برابر Sr نیز نسل‌های گوناگون کانه‌های درون معدن چوره‌ناب در گستره سنگ‌های گرانیتوئیدی و پگماتیت‌های گرانیتی جای دارند.

References

- Abu-Hamattah, Z.S.H. (2005) Geochemistry and petrogenesis of mafic magmatic rocks of the Jharol Belt, India: Geodynamic implication. *Journal of Asian Earth Sciences*, 25, 557-581. <http://www.doi.org/10.1016/j.jseae.2004.05.006>
- Aghajani, S., Emami, M.H., Lotfi, M., Gholizadeh, K., and Ghasemi Siani, M. (2016) Source of polymetal epithermal veins at Nikuyeh district (west of Qazvin) based on mineralogy, alteration and fluid inclusion studies. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 25, 157-168 (in Persian). <https://doi.org/10.22071/gsj.2016.40893>
- Aghajani, S., Ghasemi Siani, M., Emami, M.H., Lotfi, M., and Gholizadeh, K. (2020) Petrography, geochemistry, magmatic evolution and tectonomagmatic setting of igneous rocks associated with Nikuyeh epithermal mineralization (west of Qazvin). *Kharazmi Journal of Earth Sciences*, 6(1), 15-30 (in Persian). <https://doi.org/10.52547/gnf.6.1.1>
- Aghazadeh, M., Badrzadeh, Z., and Castro, A. (2015) Petrogenesis and U-Pb SHRIMP Dating of Tarom Plutons. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 24(95), 3-20 (in Persian). <https://dor.isc.ac/dor/20.1001.1.10237429.1394.24.95.4.0>
- Aghazadeh, M., Castro, A., Badrzadeh, Z., and Vogt, K. (2011) Post-collisional polycyclic plutonism from the Zagros hinterland: The Shaivar Dagh plutonic complex, Alborz belt, Iran. *Geological Magazine*, 148(5-6), 980-1008. <https://doi.org/10.1017/S0016756811000380>
- Aldanmaz, E. (2002) Mantle source characteristics of alkali basalts and basanites in an extensional intracontinental plate setting, western Anatolia, Turkey: Implications for multi-stage melting. *International Geology Review*, 44(5), 440-457. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.44.5.440>
- Amini, B., Amini Chahrogh, M.R., Hirayama, and Stocklin, G. (2013) Geological map of Tarom, scale 1:100,000. Organization of Geology and Mineral Exploration, Tehran, Iran.
- Arjmandzadeh, R., and Santos, J.F. (2014) Sr-Nd isotope geochemistry and tectonomagmatic setting of the Dehsalm Cu-Mo porphyry mineralizing intrusives from Lut Block, eastern Iran. *International Journal of Earth Sciences*, 103(1), 123-140. <https://doi.org/10.1007/s00531-013-0959-4>
- Asiabanha, A., and Foden, J. (2012) Post-collisional transition from an extensional volcano-sedimentary basin to a continental arc in the Alborz Ranges, N-Iran. *Lithos*, 148, 98-111. <http://www.doi.org/10.1016/j.lithos.2012.05.014>
- Askren, D.R., Roden, M.F., and Whitney, J.A. (1997) Petrogenesis of Tertiary andesite lava flows interlayered with large-volume felsic ash-flow tuffs of the western USA. *Journal of Petrology*, 38 (8), 1021-1046. <https://doi.org/10.1093/ptro/38.8.1021>
- Barton, M.D. (2014) Iron oxide (Cu-Au-REE-P-Ag-U-Co) systems. *Treatise on geochemistry*, 515-

541. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.01123-2>
- Bas, M.L., Maitre, R.L., Streckeisen, A., and Zanettin, B. (1986) IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3), 745-750.
- Batchelor, R.A., and Bowden, P. (1985) Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multi cationic parameters. *Chemical Geology*, 48(1-4), 43-55. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(85\)90034-8](https://doi.org/10.1016/0009-2541(85)90034-8)
- Bau, M., Koschinsky, A., Dulski, P., and Hein, J.R. (1996) Comparison of the partitioning behaviours of yttrium, rare earth elements, and titanium between hydrogenetic marine ferromanganese crusts and seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(10), 1709-1725. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(96\)00063-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(96)00063-4)
- Belousova, E., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., and Fisher, N.L. (2002) Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143(5):602–622. <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0364-7>
- Castro, A., Aghazadeh, M., Badrzadeh, Z., and Chichorro, M. (2013) Late Eocene–Oligocene post-collisional monzonitic intrusions from the Alborz magmatic belt, NW Iran. An example of monzonite magma generation from a metasomatized mantle source. *Lithos*, 180, 109-127. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.08.003>
- Chen, C.H., Chung, S.H., Hwang, H.H., Chen, C.H., and Chung, S.L. (2001) Petrology and geochemistry of Neogene continental basalts and related rocks in northern Taiwan (III): Alkali basalts and tholeiites from Shiting-Yinko area. *Western Pacific Earth Sciences*, 1(1), 19-46.
- Chen, W., Zhao, X.F., Li, X.C., and Zhou, M.F. (2019) An overview on the characteristics and origin of iron-oxide copper gold (IOCG) deposits in China. *Acta Petrologica Sinica*, 35(1), 99–118. <https://doi.org/10.18654/1000-0569/2019.01.07>
- Childress, T.M., Simon, A.C., Day, W.C., Lundstrom, C.C., and Bindeman, I.N. (2016) Iron and oxygen isotope signatures of the Pea Ridge and Pilot Knob magnetite-apatite deposits, southeast Missouri, USA. *Economic Geology*, 111(8), 2033–2044. <https://doi.org/10.2113/econgeo.111.8.2033>
- Collins, W.J., Beams, S.D., White, A.J.R., and Chappell, B.W. (1982) Nature and origin of A -type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80(2), 189–200. 450-462.
- Day, W.C., Slack, J.F., Ayuso, R.A., and Seeger, C.M. (2016) Regional geologic and petrologic framework for iron oxide $\pm$ apatite $\pm$ rare earth element and iron oxide copper-gold deposits of the Mesoproterozoic St. Francois Mountains terrane, southeast Missouri, USA. *Economic Geology*, 111(8), 1825–1858. <https://doi.org/10.2113/econgeo.111.8.1825>
- Deditius, A.P., Reich, M., Simon, A.C., Suvorova, A., Knipping, J., Roberts, M.P., Rubanov, S., Dodd, A., and Saunders, M. (2018) Nanogeochemistry of hydrothermal magnetite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 173, 1-20. <https://doi.org/10.1007/s00410-018-1474-1>
- DeMelo, G.H., Monteiro, L.V., Xavier, R.P., Moreto, C.P., Santiago, E.S., Dufrane, S.A., and Santos, A.F. (2017) Temporal evolution of the giant Salobo IOCG deposit, Carajás Province (Brazil): constraints from paragenesis of hydrothermal alteration and U-Pb geochronology. *Mineralium Deposita*, 52, 709–732. <https://doi.org/10.1007/s00126-016-0693-5>
- Dupuis, C., and 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>
- Ebrahimifard, H., Ghasemi Siani, M., Tabbakh Shabani, A.A., Nazarian, M., and Karimi Shahraki, B. (2022) Mineralogy and mineral chemistry of alteration zone in order to determine the tectonic settings and mineralization characteristics in the Choreh-Nab iron deposit (Western Alborz).

- Kharazmi Journal of Earth Sciences, 8(2), 164-211. <http://doi.org/10.22034/KJES.2023.8.2.106631>
- Ebrahimi, M., Goli, M., Esmaili, R., Nematolahi, M.J., and Farzadian, H. (2016) Placer iron mineralization in Zarnan, east of Zanjan. 8th National Conference of the Economic Geology Association of Iran, 1-7.
- Ebrahimi, M., Esmaili, R., and Nematolahi, M.J. (2017) Petrography of the intrusive rocks in the Zarnan region, east of Zanjan. 9th National Conference of the Economic Geology Association of Iran.
- Esmaili, M., Lotfi, M., and Nezafati, N. (2015) Fluid inclusion and stable isotope study of the Khalyfehlou copper deposit, Southeast Zanjan, Iran. Arabian Journal of Geosciences, 8(11), 9625-9633. <https://doi.org/10.1007/s12517-015-1907-3>
- Esperanca, S., Crisci, M., de Rosa, R., and Mazzuli, R. (1992) The role of the crust in the magmatic evolution of the island Lipari (Aeolian Islands, Italy). Contributions to Mineralogy and Petrology 112, 450-462. <https://doi.org/10.1007/BF00310777>
- Frietsch, R., and Perdahl, J.A. (1995) Rare earth elements in apatite and magnetite in Kiruna-type iron ores and some other iron ore types. Ore Geology Reviews, 9(6), 489-510. [https://doi.org/10.1016/0169-1368\(94\)00015-G](https://doi.org/10.1016/0169-1368(94)00015-G)
- Geravandi, E., Modabberi, S., Geravandi, P., Niroomand, S., and Rajabi, A. (2022) Geophysical Investigation of Magnetometry in Zarnan-Chorenab Zanjan Menitite Iron Deposit. Journal of Mineral Resources Engineering, 7(4), 19-38. <http://doi.org/10.30479/JMRE.2022.15699.1521>
- Ghasemi Siani, M.G., Tabbakh Shabani, A.A., Hanilci, N., Neubauer, F., Aysal, N., and Karimi Shahraki, B. (2024) Evidence of IOA-IOCG transition ore systems in the Tarom-Hashtjin metallogenic province, NW Iran. Turkish Journal of Earth Sciences, 33(3), 260-278. <https://doi.org/10.55730/1300-0985.1911>
- Ghasemi Siani, M., and Ebrahimifard, H. (2023) Geochemistry and petrogenesis of granitoid rocks in the Tarom-Hashtjin metallogenic province, western Alborz. Petrological Journal, 14(1), 139-194 (in Persian). <http://doi.org/10.22108/ijp.2022.132697.1269>
- Ghasemi Siani, M., Lentz, D. (2022) Lithogeochemistry of various hydrothermal alteration types associated with precious and base metal epithermal deposits in the Tarom-Hashtjin metallogenic province, NW Iran: Implications for regional exploration. Journal of Geochemical Exploration 232. 106903. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2021.106903>
- Ghasemi Siani, M.G., Lentz, D.R., and Nazarian, M. (2020) Geochemistry of igneous rocks associated with mineral deposits in the Tarom-Hashtjin metallogenic province, NW Iran: an analysis of the controls on epithermal and related porphyry-style mineralization. Ore Geology Reviews, 126, 103753. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103753>
- Ghasemi Siani, M., Mehrabi, B., and Azizi, H. (2017) Mineralogy, Geochemistry and Alteration of Ore Minerals in Glojeh Epithermal Veins, North of Zanjan. Iranian Journal of Geology, 11(42), 1-25 (in Persian).
- Ghasemi Siani, M., Mehrabi, B., Azizi, H., Wilkinson, C.M., and Ganerod, M. (2015) Geochemistry and geochronology of the volcano-plutonic rocks associated with the Glojeh epithermal gold mineralization, NW Iran. Open Geosciences, 7(1), 207-222. <https://doi.org/10.1515/geo-2015-0024>
- Ghasemi Siani, M. (2014) Timing and origin of epithermal veins and geochemical zoning in the Glojeh district, North of Zanjan, Iran, 178 p. Ph.D. Thesis, Kharazmi University, Tehran, Iran (in Persian).
- Gorton, M.P., and Schandl, E.S. (2000) From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. The Canadian Mineralogist, 38(5), 1065-1073.
- Groves, D.I., Bierlein, F.P., Meinert, L.D., and Hitzman, M.W. (2010) Iron oxide copper-gold (IOCG)

- deposits through Earth history: Implications for origin, lithospheric setting, and distinction from other epigenetic iron oxide deposits. *Economic Geology*, 105(3), 641–654. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.3.641>
- Harker, A. (1909) The natural history of igneous rocks. Macmillan.
- Harlov, D.E., Förster, H.J., and Nezilov, A.S. (2002) Metasomatic apatite: Composition, origin and implications for the genesis of ore deposits. *Mineralogy and Petrology*, 76(1-2), 1-27.
- Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A., and Mitchell, S.F. (2007) Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th–Co discrimination diagram. *Journal of Petrology*, 48(12), 2341–2357. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm062>
- Hirayama, K., Samimi, M., Zahedi, M., and Houshmand Zadeh A. (1966) Geology of the Tarom district, Western Part (Zanjan Area, Northwest Iran). Geological Survey of Iran, Rep. 8, 31 p.
- Hitzman, M.W., and Porter, T.M. (2000) Iron Oxide-Cu-Au deposits: What, where, when, and why. Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A Global Perspective. Australian Mineral Foundation, Adelaide, 1, 9-25
- Hofmann, A.W., Jochum, K.P., Seufert, M., and White, W.M. (1986) Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth and Planetary science letters*, 79 (1-2), 33-45. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(86\)90038-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(86)90038-5)
- Hosseinzadeh, M.R., Maghfouri, S., Moayyed, M., Lotfeghnia, M., and Hajalilo, B. (2015) Petrology, geochemistry and alteration at the polymetallic (Cu-Pb-Zn) vein and veinlet mineralization in the Lubin-Zardeg area, Northeast Zanjan. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 24, 41–52 (in Persian). <https://doi.org/10.22071/gsj.2015.41672>
- Hosseinzadeh, M.R., Moghfouri, M., Moayyed, M., and Rahmani, A. (2016) Khalifehlu deposit high-sulfidation epithermal Cu-Au mineralization in the Tarom magmatic zone, North Khoramdareh. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 25, 179–194 (in Persian). <https://doi.org/10.22071/gsj.2016.40910>
- Huang, X.W., and Beaudoin, G. (2019) Textures and chemical compositions of magnetite from iron oxide copper-gold (IOCG) and Kiruna-type iron oxide-apatite (IOA) deposits and their implications for ore genesis and magnetite classification schemes. *Economic Geology*, 114 (5), 953–979. <https://doi.org/10.5382/econgeo.4651>
- Imchen, W., Patil, S.K., Rino, V., Thong, G.T., Pongen, T., and Rao, B.V. (2015) Geochemistry, petrography and rock magnetism of the basalts of Phek district, Nagaland. *Current Science*, 2240-2249.
- Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A.F. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences*, 8(5), 523-548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- Jami, M., Dunlop, A.C., and Cohen, D.R. (2007) Fluid inclusion and stable isotope study of the esfordi apatite-magnetite deposit, Central Iran—A reply. *Economic Geology*, 104(1), 140-143. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.104.1.140>
- Kamber, B.S., Ewart, A., Collerson, K.D., Bruce, M.C., and McDonald, G.D. (2002) Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144, 38-56. <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0374-5>
- Kaygusuz, A., Yücel, C., Arslan, M., Sipahi, F., Temizel, İ., Çakmak, G., and Güloğlu, Z.S. (2018) Petrography, mineral chemistry and crystallization conditions of Tertiary plutonic rocks located to the north of Bayburt (Eastern Pontides, Turkey). *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 157, 75–102. <https://doi.org/10.19111/bulletinofmre.427829>
- Kerr, I.D. (1998) Mineralogy, chemistry and hydrothermal evolution of the Pea Ridge Fe-oxide-REE deposit, Missouri, USA. MSc thesis (unpubl), University of Windsor, Ontario, 112p.
- Khanmohammadi, N., Khakzad, A., and Izadyar, J. (2010) Mineralogical, Structural and Textural

- Studies and Genesis of Zaker Iron-Apatite Deposit (Northeast of Zanjan). *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 19(76), 119-176 (in Persian). <https://doi.org/10.22067/econg.v12i3.79628>
- Kordian, S., Mokhtari, M.A.A., Kouhestani, H., and Veisesh, S. (2020) Geology, mineralogy, structure and texture, geochemistry and genesis of the Golestan Abad iron oxideapatite deposit (East of Zanjan). *Journal of Economic Geology*, 12(3), 299-325 (in Persian). <https://doi.org/10.22067/ECONG.V12I3.79628>
- Kouhestani, H., and Mokhtari, M.A.A. (2019) Tashvir ore occurrence, NE Zanjan. Intermediate-sulfidation style of epithermal base metal (Ag) mineralization in the Tarom-Hashtjin zone. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 28, 97-108 (in Persian). <https://doi.org/10.22071/gsj.2018.91903.1193>
- Kouhestani, H., Mokhtari, M.A.A., Chang, Z., and Johnson, C.A. (2018) Intermediate sulfidation type base metal mineralization at Aliabad-Khanchy, Tarom-Hashtjin metallogenic belt, NW Iran. *Ore Geology Reviews*, 93, 1-18. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.12.012>
- Küster, D., and Harms, U. (1998) Post-collisional potassic granitoids from the southern and northwestern parts of the Late Neoproterozoic East African Orogen: A review. *Lithos* 45 (1-4): 177-195. [https://ui.adsabs.harvard.edu/link_gateway/1998Litho..45..177K/doi:10.1016/S0024-4937\(98\)00031-0](https://ui.adsabs.harvard.edu/link_gateway/1998Litho..45..177K/doi:10.1016/S0024-4937(98)00031-0)
- Leão-Santos, M., Moraes, R., Li, Y., Raposo, M.I., and Zuo, B. (2022) Hydrothermal Alteration Zones' Magnetic Susceptibility Footprints and 3D Model of Iron Oxide-Copper-Gold (IOCG) Mineralization, Carajás Mineral Province, Brazil. *Minerals*, 12(12), 1581. <https://doi.org/10.3390/min12121581>
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B. (1986) A Chemical Classification of Volcanic Rocks base in the total alkali-silica diagram. *Journal of petrology* 27, 745-750.
- Li, H., Zhang, Z., Liu, B., Jin, Y., and Santosh, M. (2023) The genetic link between iron oxideapatite and iron skarn mineralization in the Beizhan deposit, Western Tianshan, NW China: Evidence from magnetite and gangue mineral geochemistry. *Journal of Asian Earth Sciences*, 241, 105460. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2022.105460>
- Loberg, B.E.H., and Horndal, A.K. (1983) Ferride geochemistry of Swidish Precambrian iron ores. *Mineralium Deposita*, 18(3), 487-504. <https://doi.org/10.1007/BF00204493>
- Lottermoser, B.G. (1992) Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes. *Ore Geology Reviews*, 7, 25-41. [https://doi.org/10.1016/0169-1368\(92\)90017-F](https://doi.org/10.1016/0169-1368(92)90017-F)
- Macomber, M. M. (1984) World geodetic system 1984.
- Maniar, P.D., and Piccoli, P.M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101 (5), 635-643. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1989\)101%3C0635:TDOG%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101%3C0635:TDOG%3E2.3.CO;2)
- Mehrabi, B., Ghasemi Siani, M., Goldfarb, R., Azizi, H., Ganerod, M., and Marsh, E.E. (2016) Mineral assemblages, fluid evolution, and genesis of polymetallic epithermal veins, Glojeh district, NW Iran. *Ore Geology Reviews*, 78, 41-57. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.03.016>
- Mehrabi, B., Siani, M., and Azizi, H. (2014) The genesis of the epithermal gold mineralization at north of Glojeh veins, NW Iran. *International Journal of Sciences: Basic and Applied Research (IJSAR)*, 15(1), 479-497. <https://www.gssrr.org/JournalOfBasicAndApplied/article/view/2059>
- Middlemost, E.A. (1994) Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37 (3-4), 215-224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
- Mikaeili, K., Hosseinzadeh, M.R., Moayyed, M., and Maghfouri, S. (2018) The Shah-Ali-Beiglou Zn-Pb-Cu (-Ag) Deposit, Iran: An Example of Intermediate Sulfidation Epithermal Type Mineralization. *Minerals*, 8(4), 148. <https://doi.org/10.3390/min8040148>
- Mobashergermi, M., Aghazadeh, M., Kheirkhah, M., and Ahmadzadeh, G.R. (2018) Geochemistry and petrogenesis of cretaceous volcanic rocks from the south and south west of Germi city (North

- west of Iran). *Petrological Journal*, 9(1), 91-110 (in Persian). <https://doi.org/10.22108/ijp.2017.101362.1004>
- Moghaddasi, S.J., Ebrahimi, M., and Mohammadi, F. (2019) Mineralogy, geochemistry and genesis of Gozaldarreh iron skarn deposit, southeast Zanjan. *Journal of Economic Geology*, 11(1), 33-55 (in Persian with English abstract). <https://doi.org/10.22067/econg.v11i1.60810>
- Mokhtari, M.A.A., Kouhestani, H., and Gholizadeh, K. (2019) Mineral chemistry and formation conditions of calc-silicate minerals of Qozlou Fe skarn deposit, Zanjan Province, NW Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 12(21), 658. <https://doi.org/10.1007/s12517-019-4814-1>
- Mokhtari, M.A.A., Kouhestani, H., and Saeedi, A. (2016) Investigation on type and origin of copper mineralization at Aliabad Mousavi-Khanchy occurrence, East of Zanjan, using petrological, mineralogical and geochemical data. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 25, 259–270 (in Persian). <https://doi.org/10.22071/gsj.2016.40756>
- Moreto, C.P.N., Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Creaser, R.A., DuFrane, S.A., Tassinari, C.C.G., and Amaral, W.S. (2015) Neoproterozoic and Paleoproterozoic iron oxide-copper-gold events at the Sossego deposit, Carajás Province, Brazil: Re-Os and U-Pb geochronological evidence. *Economic Geology*, 110(3), 809-835. <https://doi.org/10.2113/econgeo.110.3.809>
- Nabatian, G., and Ghaderi, M. (2013) Oxygen isotope and fluid inclusion study of the Sorkhe-Dizaj iron oxide-apatite deposit, NW Iran. *International Geology Review*, 55(4), 397-410. <https://doi.org/10.1080/00206814.2012.713547>
- Nabatian, G., and Ghaderi, M. (2014) Mineralogy and geochemistry of rare earth elements in iron oxide-apatite deposits of the Zanjan region. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, 24(93), 157-170. <https://doi.org/10.22071/gsj.2014.43556>
- Nabatian, G., Ghaderi, M., Corfu, F., Neubauer, F., Bernroider, M., Prokofiev, V., and Honarmand, M. (2014b) Geology, alteration, age, and origin of iron oxide-apatite deposits in Upper Eocene quartz monzonite, Zanjan district, NW Iran. *Mineralium Deposita*, 49(2), 217-234. <https://doi.org/10.1007/s00126-013-0484-1>
- Nabatian, G., Ghaderi, M., Daliran, F., and Rashidnejad-Omran, N. (2012) Sorkhe-Dizaj Iron Oxide-Apatite Ore Deposit in the Cenozoic Alborz-Azarbaijan Magmatic Belt, NW Iran. *Resource Geology*, 63(1), 42-56. <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2012.00209.x>
- Nabatian, G., Ghaderi, M., Neubauer, F., Honarmand, M., Liu, X., Dong, Y., and Bernroider, M. (2014a) Petrogenesis of Tarom high-potassic granitoids in the Alborz-Azarbaijan belt, Iran: Geochemical, U-Pb zircon and Sr-Nd-Pb isotopic constraints. *Lithos*, 184, 324-345. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.11.002>
- Nabatian, G., Rastad, E., Neubauer, F., Honarmand, M., and Ghaderi, M. (2015) Iron and Fe-Mn mineralization in Iran: implications for Tethyan metallogeny. *Australian Journal of Earth Sciences*, 62(2), 211-241. <https://doi.org/10.1080/08120099.2015.1002001>
- Nabatian, G., Ghaderi, M., Rashid Nejad Omran, N., and Daliran, F. (2011) Sorkheh Dizaj apatite - iron oxide deposit as a Kiruna Type: mineralogy, texture and structure, alteration and comparative Studies. *The Iranian Society of crystallography and mineralogy*, 19(4), 665-686 (in Persian).
- Nadoll, P., Angerer, T., Mauk, J.L., French, D., and Walshe, J. (2014) The chemistry of hydrothermal magnetite: A review. *Ore Geology Reviews*, 61, 1-32. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.12.013>
- Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38(5), 757-775.
- Naranjo, J.A., Henríquez, F., and Nyström, J.O. (2010) Metasomatismo de contacto subvolcánico en el Complejo Volcánico El Lago, Andes centrales. *Andean Geology*, 37(1), 110-120.
- Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.Y., Chu, C.H., Lee, H.Y., and Lo, C.H. (2013) Eocene-Oligocene post-collisional magmatism in the Lut-Sistan

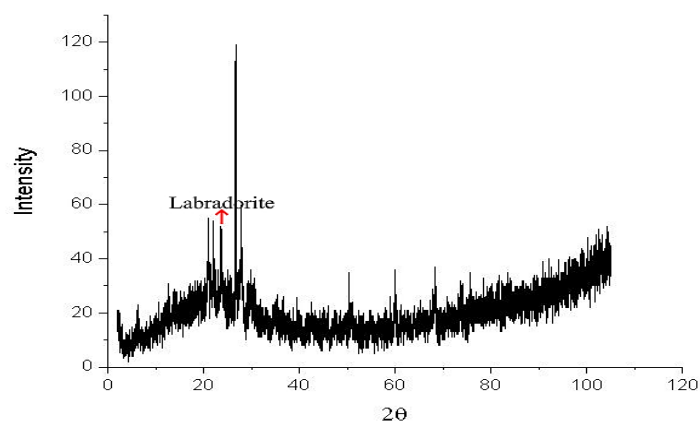
- region, eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications. *Lithos*, 180, 234-251. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.05.009>
- Parak, T. (1975) Kiruna iron ores are not" intrusive-magmatic ores of the Kiruna type. *Economic Geology*, 70(7), 1242-1258. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.70.7.1242>
- Pearce, J.A. (2008) Geochemical Fingerprinting of Oceanic Basalts with Applications to Ophiolite Classification and the Search for Archean Oceanic Crust. *Lithos*, 100, 14-48. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>
- Pearce, J.A., and Wyman, D.A. (1996) A user's guide to basalt discrimination diagrams. Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 12, 79-113.
- Pearce, J.A., and Peate, D.W. (1995) Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23, 251-286.
- Peccerillo, A., and Taylor, S.R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63-81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>
- Rollinson, H.R. (1993) Using geochemical data: evaluation. Presentation, Interpretation, 796, 317-343.
- Saeedi, A., Mokhtari, M.A.A., and Kouhestani, H. (2018) Petrology and geochemistry of intrusive rocks at Khanchay-Aliabad region (Tarom sub-zone, East of Zanzan). *Petrological Journal*, 33, 207-229 (in Persian). <https://doi.org/10.22108/ijp.2017.82000.0>
- Seyedqaraeini, A.A., Mokhtari, M.A.A., and Kouhestani, H. (2019) Petrology, geochemistry and tectonomagmatic setting of Zajkan granitoid, Tarom-Hashtjin sub-zone, West of Qazvin. *Petrological Journal*, 10(3), 79-100. <https://doi.org/10.22108/ijp.2020.118649.1147>
- Schandl, E.S., and Gorton, M.P. (2002) Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology*, 97(3), 629-642. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.97.3.629>
- Shafaiepour, N., Mokhtari, M.A.A., Kohestani, H., and Honarmand, M. (2020) Petrology and Geochemistry of the Qozlou Granitoid and Related Fe skarn (west Zanzan). *Journal of Economic Geology*, 12(1), 47-76 (in Persian with English abstract). <https://doi.org/10.22067/econg.v12i1.70568>
- Shand, S.J. (1943) Eruptive Rocks: Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore Deposits with a Chapter on Meteorites. John Wiley and Sons, New York, 120, 872. <https://doi.org/10.1038/120872a0>
- Shervais, J.W., Taylor, L.A., Lugmair, G.W., Clayton, R.N., Mayeda, T.K., and Korotev, R.L. (1988) Early Proterozoic oceanic crust and the evolution of subcontinental mantle: Eclogites and related rocks from southern Africa. *Geological Society of America Bulletin*, 100(3), 411-423. <https://doi.org/10.1130/0016-7606>
- Sillitoe, R. H. (2003) Iron oxide-copper-gold deposits: an Andean view. *Mineralium Deposita*, 38(7), 787-812.
- Skirrow, R.G. (2022) Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits—A review (part 1): Settings, mineralogy, ore geochemistry and classification. *Ore Geology Reviews*, 140, 104-569. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104569>
- Stocklin, J. (1969) 1:100,000 Geological map of Tarom. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Streckeisen, A. (1974). Classification and nomenclature of plutonic rocks recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. *Geologische Rundschau*, 63(2), 773-786.
- Sun, S.S., and McDonough, W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, Geological Society, London, Special

- Publications, 42(1), 313-345. <http://www.doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Temel, A., Gundogdu, M.N., and Gourgaud, A. (1998) Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85(1-4), 327-354. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(98\)00062-6](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(98)00062-6)
- Toori, M., and Seyitoglu, G. (2014) Neotectonics of the Zanzan-Kazvin area, Central Iran: Left lateral strike-slip induced restraining stepovers. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 23(3), 260-276. <https://doi.org/10.3906/yer-1307-11>
- Wehrmann, H., Hoernle, K., Jacques, G., Garbe-Schönberg, D., Schumann, K., Mahlke, J., and Lara, L. (2014) Sulphur and chlorine geochemistry of mafic to intermediate tephras from the Chilean Southern Volcanic Zone (33-43°S) compared with those from the Central American Volcanic Arc. *International Journal of Earth Sciences*, 103, 1945-1962. <http://www.doi.org/10.1007/s00531-014-1006-9>
- Whitney, D. L., and Evans., B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, 95(1), 185-187.
- Williams, P.J., Barton, M.D., Johnson, D.A., Fontbote, L., de Haller, A., Mark, G., and Oliver, N.H. (2005) Iron oxide copper-gold deposits: Geology, space-time distribution, and possible modes of origin. *Economic Geology*, 100(7), 1205-1261. <https://doi.org/10.5382/AV100.13>
- Wilson, M. (Ed.). (1989) *Igneous petrogenesis*. Dordrecht: Springer Netherlands.
- Wilson, M. (2007) *Igneous Petrogenesis*. 411p. Chapman and Hall, London.
- Winchester, J.A., and Floyd, P.A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)
- Wood, D.A. (1980) The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50(1), 11-30. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(80\)90116-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90116-8)
- Wright, J.B., and McCurry, P. (1997) Geochemistry of calc-alkaline volcanic in northwestern Nigeria, and a possible PAN-AFRICAN suture zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 37(1), 90-96. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(77\)90149-2](https://doi.org/10.1016/0012-821X(77)90149-2)
- Yasami, N., Ghaderi, M., Mokhtari, M.A.A., and Mousavi Motlagh, S.H. (2018) Petrogenesis of the two phases of intrusive rocks at Chodarchay, NW Iran: using trace and rare earth elements. *Arabian Journal of Geosciences*, 11(20), 1-13. <https://doi.org/10.1007/s12517-018-3942-3>



پیوست ۱. بافت گلومروپورفیری در یک نمونه بازالت.

Appendix 1. Glomeroporphyritic texture in a basalt sample.



پیوست ۲. طیف XRD بازالت.

Appendix 2. XRD Spectrum of Basalt.