

زمین شناسی اقتصادی

HYBRID NIMH BATTERY

Lanthanum
Neodymium
Cerium

GLASS & MIRRORS

Cerium

LCD SCREEN

Europium
Yttrium
Cerium

HEADLIGHT GLASS

Neodymium



25 + ELECTRIC MOTORS

Neodymium magnets

ELECTRIC MOTORS

Neodymium magnets

COMPONENTS SENSORS

Yttrium



صاحب امتیاز

دانشگاه فردوسی مشهد

سر دبیر و مدیر مسئول

دکتر محمد حسن کریم‌پور، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

karimpur@um.ac.ir

هیأت تحریریه

دکتر محمد حسن کریم‌پور، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر چارلز استرن، استاد (دانشگاه کلرادو امریکا)

دکتر محمد حسین آدابی، استاد (دانشگاه شهید بهشتی)

دکتر ابراهیم راستاد، استاد (دانشگاه تربیت مدرس تهران)

دکتر غلامرضا لشکری‌پور، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر عباس مرادیان، استاد (دانشگاه شهید باهنر کرمان)

دکتر سیدرضا موسوی حرمی، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر سیداحمد مظاهری، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر مجید قادری، استاد (دانشگاه تربیت مدرس تهران)

کارشناس اجرایی

سارا حبیبی (دانشگاه فردوسی مشهد)

مدیر اجرایی

دکتر آزاده ملک‌زاده شفاوردی (دانشگاه فردوسی مشهد)

ویراستار فارسی

سارا حبیبی (دانشگاه فردوسی مشهد)

ویراستار انگلیسی

دکتر علی پیروی (مرکز ویراستاری دانشگاه فردوسی مشهد)

صفحه‌آرا

سارا حبیبی (دانشگاه فردوسی مشهد)

اطلاعات نشریه

شاپا چاپی: ۷۳۰۶-۲۰۰۸

شاپا الکترونیکی: ۵۸۶۵-۲۴۲۳

دوره انتشار: فصلنامه

پروانه انتشار

(وزارت فرهنگ و ارشاد اسلامی)

۱۳۸۸/۰۹/۰۲ - ۲۱۱۲۴

اعتبار علمی - پژوهشی

(کمیسیون بررسی نشریات علمی کشور)

۱۳۸۹/۰۵/۰۹ - ۴۱۴۳

تماس با نشریه

آدرس پستی: ایران، مشهد، میدان آزادی، پردیس

دانشگاه فردوسی، دانشکده علوم، نشریه زمین‌شناسی

اقتصادی

کد پستی: ۹۱۷۷۹۴۸۹۷۳

پست الکترونیکی: econg@um.ac.ir

وبسایت: <https://econg.um.ac.ir>

تلفن: ۳۸۸۰۴۰۵۰ (۵۱) ۰۹۸

نمابر: ۳۸۸۰۷۳۵۲ (۵۱) ۰۹۸

نشریه زمین‌شناسی اقتصادی به صورت فصلنامه، در زمینه زمین‌شناسی اقتصادی و علوم وابسته، به زبان فارسی و با چکیده مبسوط انگلیسی منتشر می‌شود.

اهداف

- نشر مقاله‌های علمی
- گسترش پژوهش و ارتقای دانش زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی
- نشر آخرین دستاوردهای علمی پژوهشگران دانشگاه‌ها و مؤسسه‌های علمی در زمینه زمین‌شناسی اقتصادی و علوم مرتبط با آن

زمینه‌های موضوعی

- زمین‌شناسی اقتصادی
- اکتشافات ژئوشیمیایی
- اکتشافات ژئوفیزیکی
- سنجش از دور و اکتشاف منابع معدنی
- زمین‌شناسی محیط زیست

بانک‌ها و نمایه‌نامه‌ها



ابراهیمی، محمد

دانشیار

پترولوژی

دانشگاه زنجان

سپاهی گرو، علی اصغر

استاد

پترولوژی

دانشگاه بوعلی سینا

محمدی، سید سعید

استاد

پترولوژی

دانشگاه بیرجند

اعلمی نیا، زهرا

دانشیار

زمین شناسی اقتصادی

دانشگاه اصفهان

شیردشت زاده، نرگس

استادیار

پترولوژی

دانشگاه تربیت مدرس

مختاری، میر علی اصغر

دانشیار

پترولوژی

دانشگاه زنجان

بنیادی، زهرا

استادیار

زمین شناسی اقتصادی

دانشگاه بین المللی امام خمینی (ره)

طالع فاضل، ابراهیم

استادیار

زمین شناسی اقتصادی

دانشگاه بوعلی سینا

معانی جو، محمد

استاد

زمین شناسی اقتصادی

دانشگاه بوعلی سینا

جمالی، حمایت

استادیار

زمین شناسی اقتصادی

دانشگاه اصفهان

کریم پور، محمدحسن

استاد

زمین شناسی اقتصادی

(دانشگاه فردوسی مشهد)

ملکزاده شفارودی، آزاده

استاد

زمین شناسی اقتصادی

دانشگاه فردوسی مشهد

زراسوندی، علیرضا

استاد

زمین شناسی اقتصادی

دانشگاه شهید چمران اهواز

کوهستانی، حسین

دانشیار

زمین شناسی اقتصادی

دانشگاه زنجان

نباتیان، قاسم

دانشیار

زمین شناسی اقتصادی

دانشگاه زنجان

با سلام

مواد معدنی در ادوار گذشته همواره نقشی مهم و اساسی در زندگی انسان ایفا کرده است. میزان و نوع استفاده از مواد معدنی در تقسیمات زمانی، رابطه‌ای مستقیم با دانایی انسان‌ها داشته است. امروزه مواد معدنی و معادن، جایگاه ویژه‌ای در اشتغال، اقتصاد، صنعت و استقلال کشورها دارند. پایدارترین اشتغال و درآمد مربوط به بخش معدن است. برای مثال، معدن مس پورفیری بینگام واقع در ایالت یوتای آمریکا، از ۱۰۴ سال قبل تاکنون در حال بهره‌برداری است و حدود چهار نسل در این معدن شاغل بوده‌اند. معدن یادشده نقشی مهم در تولید مس و اقتصاد آمریکا در طول تمامی این سال‌ها داشته است. کشورهای توسعه‌یافته، برنامه‌های ویژه و توجه جدی به اکتشاف و استخراج مواد معدنی دارند؛ از جمله می‌توان کشورهای استرالیا، کانادا، آمریکا و چین را نام برد.

زمین‌شناسان اقتصادی و رشته‌های مرتبط، مسئولیت شناسایی، اکتشاف و مدیریت ذخایر معدنی را در کشورهای توسعه‌یافته برعهده دارند. موفقیت در کشف ذخایر معدنی، مرهون زمین‌شناسان اقتصادی باتجربه، کارآمد، ماهر و برخوردار از آخرین یافته‌های دانش زمین‌شناسی اقتصادی است. با نگاهی به گذشته، می‌توان دریافت که ایرانی‌ها در کشف و ذوب فلزات، دارای تاریخچه درخشان و با قدمت چندین هزار ساله‌اند. نخستین آلیاژ (برنز) توسط ایرانی‌ها اختراع شد. بنابراین، ایران در زمینه کشف مواد معدنی، مهد دانایی، استعداد، توانمندی و تلاش بوده و انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران با توجه به توانایی بسیار ارزشمند و بالای کشور در خصوص مواد معدنی، تلاش خواهد کرد تا از طریق آموزش، پژوهش‌ها و اصلاحات قانونی، بهترین جایگاه در کشف ذخایر معدنی را برای کشور مهیا سازد.

انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران مصمم است با همدلی و تلاش اساتید، پژوهشگران، دانشجویان و دستگاه‌های اجرایی مرتبط با برنامه‌ریزی، گام‌های مهمی در راستای تحقق جایگاه مناسب اکتشاف ذخایر معدنی در کشور را فراهم کند. موارد زیر در دستور کار انجمن قرار گرفته است:

- ۱) هدفمند کردن تحقیقات و پژوهش‌ها در زمین‌شناسی اقتصادی (اکتشافات ذخایر معدنی). با توجه به توانایی و شرایط زمین‌شناسی و اولویت‌های تحقیقاتی- اکتشافی در خصوص اکتشاف ذخایر معدنی در مناطق مختلف کشور، این امر با مشارکت اساتید، پژوهشگران و دستگاه‌های اجرایی محقق خواهد شد. اساتید، پژوهشگران، دانشجویان دکتری و کارشناسی ارشد دانشگاه‌ها و مراکز تحقیقاتی، مجری طرح‌های مزبور خواهند شد. در خصوص تعیین اولویت‌ها، مؤلفه‌های متعددی مورد توجه قرار خواهد گرفت: ۱- تأمین مواد اولیه برای توسعه صنعت کشور، ۲- توسعه اشتغال در مناطق کم‌برخوردار با کشف ذخایر معدنی، ۳- تأمین مواد اولیه برای مصالح سبک و عایق‌های حرارتی با توجه به افزایش نرخ انرژی، ۴- افزایش سهم صادرات مواد معدنی با تأکید بر ارزش افزوده، ۵- توجه جدی به مسایل زیست‌محیطی اکتشاف و استخراج معادن، ۶- نوآوری در دانش و فناوری اکتشاف، ۷- اکتشاف مواد راهبردی و ۸- سایر مؤلفه‌ها.

۲) رصد کردن آموزش و تحقیقات زمین‌شناسی اقتصادی در کشورهای توسعه‌یافته و بومی‌سازی و به‌روز رسانی آموزش و پژوهش زمین‌شناسی اقتصادی در ایران.

۳) خوشبختانه نشریه زمین‌شناسی اقتصادی با کسب مجوز علمی-پژوهشی، زمینه چاپ تحقیقات و پژوهش‌های زمین‌شناسی اقتصادی در کشور را فراهم کرده است. با عنایت به این مهم که نشریه زمین‌شناسی اقتصادی، نمادی از متخصصان زمین‌شناسی اقتصادی ایران است؛ لذا از تمامی اساتید، پژوهشگران و دانشجویان دکتری درخواست می‌شود بهترین مقاله‌های علمی-پژوهشی خود را برای چاپ در این مجله ارسال نمایند.

۴) برنامه‌ریزی برای برگزاری کارگاه‌های آموزشی و تخصصی.

- ۱ زمین‌شناسی، زمین‌شیمی، میان‌بارهای سیال و منشأ کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت عربشاه، جنوب‌خاور تکاب
میر علی اصغر مختاری، حسین کوهستانی، سهیلا آقاچانی مرسا
- ۳۱ منشأ کانسنگ‌های مگنتیت و آپاتیت در کانسار مگنتیت-آپاتیت اسفوردی، شمال شرق بافق، جنوب یزد: شواهدی از کانی‌شناسی، زمین‌شیمی، ریزدماسنجی، ایزوتوپ‌های پایدار O-H و ایزوتوپ‌های ناپایدار U-Pb و Nd-Sm
کیامرث حسینی، محمدعلی رجب زاده
- ۸۹ بررسی نقش سولفیداسیون سنگ‌های کربناته آهن‌دار در افزایش عیار طلای کانسار زرشوران (شمال تکاب)، ناحیه فلززایی تکاب-انگوران
شراره حشمت‌نیا، ابراهیم طالع فاضل، عباس اروجی
- ۱۱۵ سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی گرانیتوئیدهای نوع I حرارت بالا در منطقه نوشا، استان مازندران
فریاد حکیمی بندپون، سعید تاکی، محمد مدرس‌نیا
- ۱۴۹ بررسی شرایط فیزیکوشیمیایی توده نفوذی مولد کانسار مس-طلای پورفیری-آپی ترمال مسجدداغی با استفاده از ترکیب شیمیایی بیوتیت
شهره حسن‌پور، زهره رهنما، سوسن ابراهیمی
- ۱۷۵ شیمی کانی‌ها، دما-فشارسنجی، زمین‌شیمی و جایگاه زمین‌ساختی گدازه‌های آندزیتی ترشیری منطقه شورستان (غرب سرپیشه)، خراسان جنوبی
سید سعید محمدی، سون‌لین چانگ، ملیحه نخعی، آرش اسلامی پناه



RESEARCH ARTICLE

doi 10.22067/ECONG.2021.69859.1015



Geology, geochemistry, fluid inclusion and genesis of the Arabshah magnetite-apatite mineralization, SE Takab

Mir Ali Asghar Mokhtari ^{1*} , Hossein Kouhestani ² , Soheila Aghajani Marsa ³

¹ Associate Profesor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Zanjan, Zanjan, Iran

² Associate Profesor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Zanjan, Zanjan, Iran

³ M.Sc., Mineralogy Lab., Iran Mineral Processing Research Center (IMPRC), Tehran, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 15 April 2021
Revised: 20 September 2021
Accepted: 26 September 2021

Keywords

Magnetite-apatite mineralization
Rare earth elements
Kiruna-type
Arabshah
Takab

*Corresponding author

Mir Ali Asghar Mokhtari
✉ amokhtari@znu.ac.ir

ABSTRACT

The Arabshah Fe mineralization is the only known magnetite-apatite mineralization at the Takab–Takht-e-Soleyman–Angouran subzone in southeast of Takab. The oldest rock units in the mineralization area include sedimentary succession of the Qom Formation that was intruded by the Pliocene Ayoub Ansar volcanic dome. Magnetite-apatite mineralization at the Arabshah occurs as vein-veinlets with E-W stright within the Ayoub Ansar dacitic dome. Brecciated zones containing narrow magnetite vein- veinlets occur at footwall and hanging wall of the main vein. Hydrothermal alterations include sodic-calcic, silicification and argillic. Magnetite is the only ore mineral in this mineralization which is accompanied with apatite, clinopyroxene, albite and quartz as gangue minerals. Mineralization textures in the Arabshah deposit include vein-veinlet, brecciated, disseminated, and replacement. REEs concentration within apatite crystals are more than 1%, and demonstrate LREE enrichment with high LREE/HREE ratio and distinctive negative Eu anomalies which is indicative for Kiruna- type iron ores. The result of fluid inclusion studies indicates the presence of two-phase and poly-phase inclusions include LV, VL, LVH, LVS and LVHS fluid inclusions with homogenization between 230-550 °C. The salinity of halite bearing poly-phase fluid vary between 35-60 wt.% NaCl equiv. Fluid inclusion data indicates that Arabshah magnetite-apatite mineralization originated from magmatic fluids. Evidences like mineral assemblages, hydrothermal alteration, ore structure and textures, geochemical characteristics and fluid inclusion data, indicate that the Arabshah magnetite-apatite mineralization can be classified as Kiruna-type iron ores.

How to cite this article

Mokhtari, M.A.A., Kouhestani, H. and Aghajani Marsa, S., 2022. Geology, geochemistry, fluid inclusion and genesis of the Arabshah magnetite-apatite mineralization, SE Takab. *Journal of Economic Geology*, 14(4): 1–29. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/ECONG.2021.69859.1015>



©2022 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

Iron oxide-apatite deposits (IOA) are considered to be Kiruna-type iron ores which have formed between Proterozoic to Tertiary eras in different parts of the world. Apatite occurs as a major constituent of these deposits which is accompanied by magnetite and some actinolite. Higher concentration of REEs is one of the important features of these deposits (Frietsch and Perdahl, 1995). The Arabshah Fe mineralization is the only known magnetite-apatite mineralization at the Takab–Takht-e-Soleyman–Angouran subzone within the Sanandaj-Sirjan zone which is located about 15 km southeast of Takab. During the past years, some exploration works were done on the Arabshah Fe mineralization, but its geological characteristics, mineralogy, texture, geochemistry, characteristics of mineralized fluids and genesis have not been studied yet. Recognition of characteristics of the Arabshah magnetite-apatite deposit as the first explored deposit of the Kiruna type mineralization in the Takab area is useful for exploration of this type of mineralization in NW Iran.

Materials and methods

This research study can be divided into two parts including field and laboratory studies. Field work includes recognition of different lithological units and ore veins along with sampling for laboratory studies. During field work, 34 samples were selected for petrographical, mineralogical and analytical studies. 10 thin sections and 5 thin-polished sections were used for petrographical and mineralogical studies. For geochemical studies, 6 samples from ore vein were analyzed by ICP–MS methods at the Geological Research Center, Karaj, Iran. Microthermometric measurements were performed on 2 samples using a Linkam THMS-600 heating–freezing stage attached to a ZEISS microscope in the fluid inclusion laboratory of the Iran Minerals Processing Research Center.

Results

The oldest rock units in the Arabshah area include Oligo-Miocene sedimentary succession of the Qom Formation that was intruded by the E–W-trending Pliocene Ayoub Ansar volcanic dome. Based on petrographic studies, the Ayoub Ansar volcanic dome has porphyritic, felsophyric and

glomeroporphyritic textures and it is composed of plagioclase, amphibole and some quartz and K-feldspar phenocrysts set in a quartz-felspathic groundmass, and it is compositionally classified as dacite-rhyodacite. These rocks have medium-K calc-alkaline affinity and are classified as metaluminous I-type granitoids. They have been formed in an active continental margin to post-collisional tectonic setting and demonstrate geochemical characteristics similar to high silica adakites (Sabzi et al., 2018).

Fe mineralization at the Arabshah mineralization occurs as vein-veinlets of magnetite-apatite within the Ayoub Ansar dacitic dome. Brecciated zones occur at footwall and hanging wall of the main vein. The ore vein has east–west trend and crops out in 50 m length and maximum 1 m width. Coarse-grained euhedral apatite crystals are mainly present at the margins of the main vein. Hydrothermal alterations around the mineralized veins include sodic-calcic, silicification and argillic alterations. Mineralogically, the ore minerals include magnetite along with apatite, clinopyroxene, albite and quartz as gangue minerals. Goethite was formed during supergene alteration. Mineralization textures in the Arabshah deposit include vein-veinlet, brecciated, disseminated, and replacement form. Apatite crystals have high concentrations of REEs (about 1%). Condrite-normalized REE patterns for apatite crystals, magnetite-apatite ores and magnetite ore without or with minor apatite demonstrate LREE enrichment with high LREE/HREE ratio and distinctive negative Eu anomalies.

Based on phase relationships at room temperature, three types of fluid inclusion including two-phase (LV and VL), three-phase (LVH and LVS) and polyphase (LVHS) are present within the apatite crystals at the Arabshah mineralization. Microthermometric measurements indicate that LV and VL fluid inclusions have homogenized between 253–550 °C and 363–490 °C, respectively. Three-phase LVH fluid inclusions have been homogenized between 278–508 °C and have salinities between 35–59.8 wt.% NaCl equiv. Three-phase LVS fluid inclusions have been homogenized between 240–520 °C. Polyphase LVHS fluid inclusions have been homogenized between 230–520 °C and have salinities between 36–59 wt.% NaCl equiv.

Discussion

Similar REE patterns of apatite crystals and

mineralized samples with samples from host dacitic dome demonstrate a genetic link between magnetite-apatite mineralization and dacites. Furthermore, REE patterns of the Arabshah mineralization is similar to other iron oxide-apatite deposits from the Taron–Hashtjin metallogenic belt (Mokhtari et al., 2018), and those of Central Iranian iron ores (Mokhtari et al., 2013). Moreover, REE patterns of the Arabshah deposit are similar to REE patterns of the Kiruna-type iron ores (Frietsch and Perdahl, 1995). Fluid inclusion data indicates that Arabshah magnetite-apatite mineralization originated from magmatic fluids. Positive correlations between salinity and homogenization temperatures indicate that mineralization at the Arabshah deposit involved

mixing of magmatic fluids and a dilute and cooler meteoric fluid.

Totally, based on mineral assemblages, hydrothermal alteration, textures, geochemical characteristics and fluid inclusion data, the Arabshah magnetite-apatite mineralization can be classified to be of the Kiruna-type iron ores.

Acknowledgment

This research study was made possible by a grant from the office of vice-chancellor of research and technology, University of Zanjan. We hereby acknowledge their generous support. The Journal of Economic Geology reviewers and editor are also thanked for their constructive comments.



زمین‌شناسی، زمین‌شیمی، میان‌بارهای سیال و منشأ کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت عربشاه، جنوب‌خاور تکاب

میر علی اصغر مختاری^{۱*}، حسین کوهستانی^۲، سهیلا آقاجانی مرسا^۳

^۱ دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

^۲ دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

^۳ کارشناسی ارشد، آزمایشگاه کانی‌شناسی، مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران، تهران، ایران

اطلاعات مقاله

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۱/۲۶

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۰/۰۶/۲۹

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۷/۰۴

چکیده

کانه‌زایی آهن عربشاه تنها کانه‌زایی شناخته‌شده از نوع مگنتیت-آپاتیت در زیرپهنه تکاب-تخت‌سلیمان-انگوران، در جنوب‌خاور شهر تکاب است. قدیمی‌ترین واحد سنگی در منطقه کانه‌زایی عبارت است از توالی رسوبی معادل سازند قم که گنبد داسیتی ایوب انصار به سن پلیوسن به داخل آن نفوذ کرده است. کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت عربشاه به صورت رگه-رگچه‌ای با راستای خاوری-باختری در داخل گنبد داسیتی رخنمون دارد. پهنه برشی حاوی رگه-رگچه‌های باریک مگنتیتی در کمربالین و کمربالای رگه اصلی مشاهده می‌شود. دگرسانی‌های موجود شامل انواع سدیک-کلسیک، سیلیسی و آرژیلیک است. مگنتیت تنها کانه موجود در کانه‌زایی است که با کانی‌های باطله آپاتیت، کلینوپروکسن، آلپیت و کوارتز همراهی می‌شود. ساخت و بافت‌های موجود شامل رگه-رگچه‌ای، برشی، دانه‌پراکنده و جانشینی هستند. محتوای مجموع عناصر کمیاب خاکی در بلورهای آپاتیت بیش از یک درصد بوده و یک الگوی پرشیب غنی از عناصر کمیاب خاکی سبک با نسبت بالای LREE/HREE به همراه آنومالی منفی Eu را نشان می‌دهند که از ویژگی‌های کانسارهای آهن نوع کایروناست. داده‌های به دست آمده از بررسی میان‌بارهای سیال بیانگر حضور میان‌بارهای دوفازی و چندفازی نوع LV، VL، LVS، LVH و LVHS با دمای همگن شدن بین ۲۳۰ تا ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد است. شوری میان‌بارهای چندفازی حاوی هالیت بین ۳۵ تا ۶۰ درصد وزنی معادل نمک طعام متغیر است. داده‌های میان‌بارهای سیال بیانگر سیال ماگمایی برای تشکیل کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت عربشاه هستند. شواهدی نظیر مجموعه کانی‌شناسی، دگرسانی سنگ دیواره، ساخت و بافت ماده معدنی، زمین‌شیمی و داده‌های میان‌بارهای سیال نشان می‌دهد که کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت عربشاه در دسته کانسارهای آهن نوع کایرونا قرار می‌گیرد.

واژه‌های کلیدی

کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت

عناصر کمیاب خاکی

نوع کایرونا

عربشاه

تکاب

نویسنده مسئول

میر علی اصغر مختاری

amokhtari@znu.ac.ir ✉

استناد به این مقاله

مختاری، میر علی اصغر؛ کوهستانی، حسین و آقاجانی مرسا، سهیلا، ۱۴۰۱. زمین‌شناسی، زمین‌شیمی، میان‌بارهای سیال و منشأ کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت عربشاه،

جنوب‌خاور تکاب. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۴(۴): ۱-۲۹. <https://doi.org/10.22067/ECONG.2021.69859.1015>

مقدمه

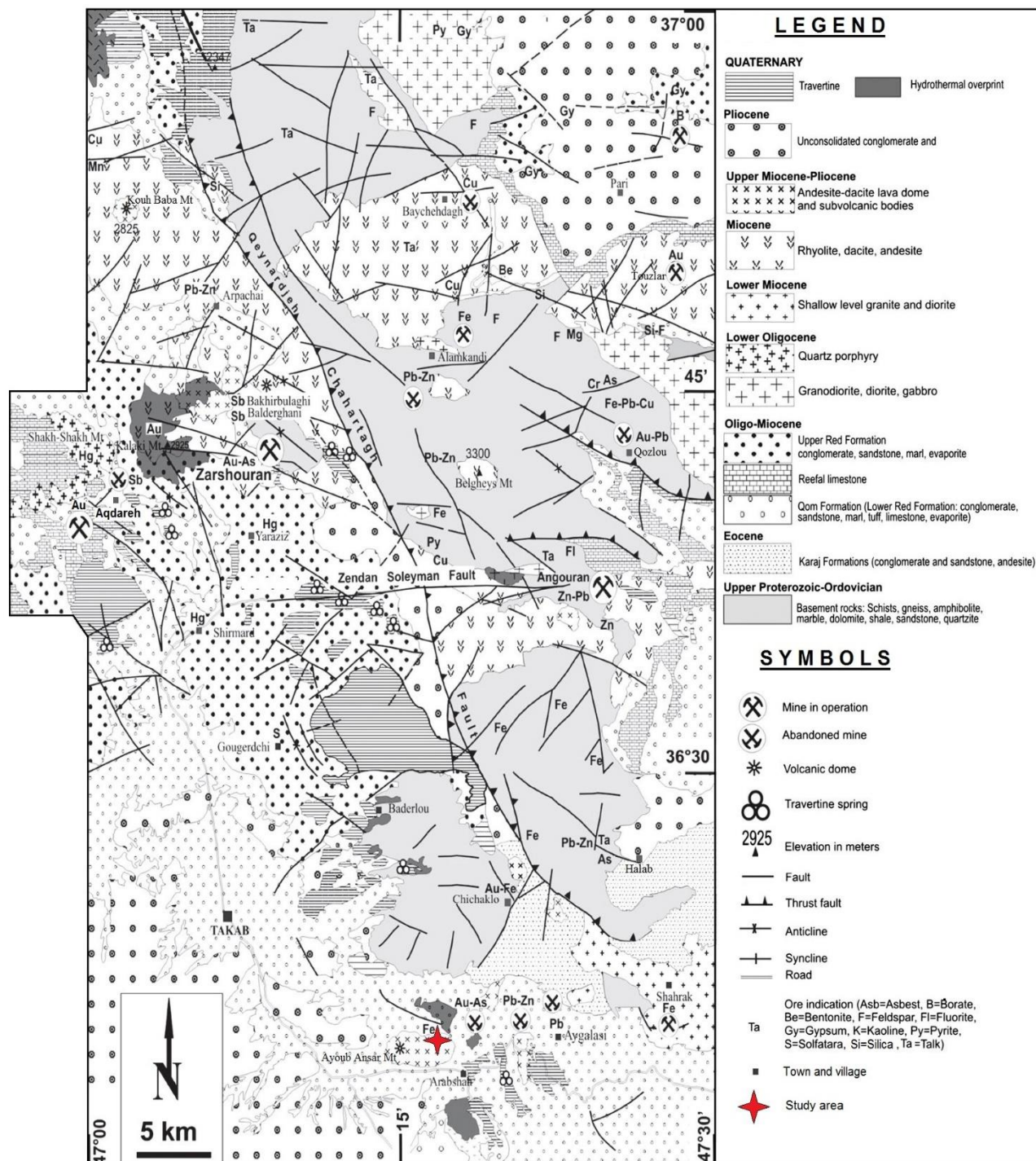
کانسارهای اکسید آهن-آپاتیت معرف کانسارهای آهن نوع کایرونا هستند که از پروتوزوئیک تا ترشیری در مناطق مختلف جهان تشکیل شده‌اند و به طور معمول در ارتباط با سنگ‌های آتشفشانی کالک‌آلکال هستند (Hitzman et al., 1992; Hitzman, 2000). آپاتیت از اجزاء اصلی تشکیل‌دهنده این کانسارهاست که با مگنتیت و مقادیر مختلفی اکتینولیت همراه است. با وجود بررسی‌های فراوان بر روی این کانسارها، در مورد منشأ آنها اختلاف نظر وجود دارد. اغلب پژوهشگران از منشأ ماگمایی آنها و جایگزینی ماگمای غنی از مواد فرار و نهشته‌شدن مواد معدنی از سیال باقی‌مانده حمایت کرده و فرایند عدم امتزاج سیال‌ها را به عنوان منشأ این کانسارها در نظر گرفته‌اند (Hitzman et al., 1992; Hitzman, 2000). برخی دیگر از پژوهش‌ها، الگوی جانشینی متاسوماتیک توسط سیالات گرمابی غنی از آهن با شوری بالا و همچنین الگوی سیال ماگمایی را برای تشکیل توده‌های معدنی اکسید آهن-آپاتیت نوع کایرونا معرفی کرده‌اند (Hildebrand, 1986; Gleason et al., 2000; Boomeri, 2013; Nabatian et al., 2014). یکی از ویژگی‌های این گروه کانه‌زایی‌ها، تمرکزهای بالای عناصر کمیاب خاکی در آنهاست (Frietsch and Perdahl, 1995; Harlov et al., 2016).

کانه‌زایی‌های متعددی از اکسید آهن-آپاتیت در پهنه ایران مرکزی (مانند چغارت، چادرملو، میشدوان، چاه‌گز و لکه‌سیاه) و کمربند ماگمایی-متالوژنی طارم-هشتجین (مانند سرخه دیزج، مروارید، ذاکر و گلستان‌آباد) تشکیل شده است که توسط پژوهشگران مختلفی مورد بررسی قرار گرفته‌اند (Forster and Jafarzadeh, 1994; Jami et al., 2007; Torab and Lehman, 2008; Bonyadi et al., 2011; Nabatian, 2012; Mokhtari et al., 2013; Boomeri, 2013; Nabatian et al., 2014; Heidarian et al., 2017; Majidi et al., 2017).

بررسی‌های انجام‌شده نشان‌دهنده است که عناصر کمیاب خاکی به عنوان یکی از شاخص‌ترین عناصر همراه در کانه‌زایی‌های اکسید آهن-آپاتیت مناطق یادشده حضور دارند (Nabatian, 2012; Mokhtari et al., 2013; Boomeri, 2013; Nabatian et al., 2014; Heidarian et al., 2017; Majidi et al., 2017).

Boomeri, 2013; Nabatian and Ghaderi, 2014; Mokhtari, 2015; Mokhtari et al., 2018).

کانه‌زایی آهن عربشاه تنها کانه‌زایی شناخته‌شده از نوع مگنتیت-آپاتیت در زیرپهنه تکاب-تخت‌سلیمان-انگوران است که در فاصله حدود ۱۵ کیلومتری جنوب‌خاور شهر تکاب و در حد فاصل روستاهای عربشاه، دورباش و سیل در داخل گنبد آتشفشانی ایوب انصار رخمون دارد (شکل ۱). از دیدگاه فلزایی، منطقه تکاب-تخت‌سلیمان-انگوران یکی از ایالت‌های فلزایی مهم در ایران محسوب می‌شود. کانسارهای طلا آرسنیک زرشوران (Daliran et al., 2003; Daliran et al., 2013; Mehrabi et al., 1999; Asadi et al., 1999)، طلا آنتیموان آق‌دره (Daliran 2008, Daliran et al., 2013)، طلای توزلار (Heidari et al., 2015) و طلا-آرسنیک عربشاه (Najafzadeh et al., 2017)، همراه با کانسار روی-سرب انگوران (Daliran et al., 2013; Gilg et al., 2006; Boni et al., 2007) در این منطقه قرار دارند (شکل ۱). از دیگر کانسارها و نشلنه‌های معدنی موجود در این منطقه می‌توان به سرب-روی-نقره آی‌قلعه‌سی (Mohammadi Niaei et al., 2015)، روی-سرب-نقره حلب (Karami et al., 2021)، طلا-سرب قوزلو (Daliran, 2008; Daliran et al., 2013)، سرب-روی (طلا-آهن) چیچکلو (Daliran et al., 2013)، آنتیموان آق‌دره بالا، بلدرقانی و پخیربولاچی (Daliran et al., 2013)، جیوه شیرمرد، یار عزیز و کوه شاخ‌شاخ (Daliran et al., 2013)، کانسارهای آهن آتشفشانی رسوبی دگرگون‌شده گورگور (Mohammadi et al., 2014)، میانج (Pourmohamad et al., 2019) و حلب (Tofigi et al., 2019)، کانسارهای آهن اسکارنی شهرک (Maanijou and Khodaie, 2018) و علم‌کندی (Nouri et al., 2021) و کانسار مس بایچه‌باغ (Lotfi and Karimi, 2004) اشاره کرد (شکل ۱).



شکل ۱. نقشه زمین شناسی ساده شده منطقه تکاب- تخت سلیمان- انگوران همراه با موقعیت ذخایر و اندیس های معدنی (Daliran et al., 2013). موقعیت کانه زایی مگنتیت- آپاتیت عربشاه در بخش جنوبی نقشه نشان داده شده است.

Fig. 1. Simplified geological map of the Takab-Takht-e-Soleiman-Angouran region showing location of ore deosits and occurrences (Daliran et al., 2013). Location of the Arabshah magnetite- apatite mineralization indicated on the southern part of the map.

در سال های اخیر، بررسی های اکتشافی شامل بررسی های ژئوفیزیکی و حفر ترانشه های اکتشافی بر روی کانه زایی مگنتیت-آپاتیت عربشاه انجام شده است؛ اما بررسی پژوهشی دقیقی بر روی آن انجام نشده است. این کانه زایی برای نخستین بار در این بخش از ایران معرفی شده است و بررسی شرایط تشکیل آن می تواند برای شناسایی کانه زایی های مشابه در این بخش از ایران مفید واقع شود. بر این اساس، در این پژوهش، ویژگی های زمین شناسی، کانه زایی، زمین شیمی، ویژگی های میان بارهای سیال بر روی کانه زایی مگنتیت-آپاتیت عربشاه مورد بررسی قرار گرفته و نوع آن مشخص شده است. شناخت ویژگی های کانسار مگنتیت-آپاتیت عربشاه به عنوان اولین کانی سازی کشف شده نوع کاپرونا در منطقه تکاب، می تواند برای اکتشاف این نوع کانه زایی ها در شمال باختر ایران مفید باشد.

روش مطالعه

این پژوهش با انجام بازدیدهای صحرایی طی نوبت های متوالی و متناسب با کانه زایی، شروع و طی آن مشخصات و پدیده های زمین شناسی مرتبط با موضوع مورد پژوهش ثبت شد. همچنین از بخش های مختلف کانه زایی، برای بررسی های آزمایشگاهی نمونه برداری شد. از نمونه های برداشت شده، تعداد ۱۰ مقطع نازک و ۱۵ مقطع نازک-صیقلی تهیه و از آنها برای بررسی های سنگ شناسی و کانه نگاری استفاده شد. پس از بررسی های میکروسکوپی، تعداد ۲ نمونه برای بررسی میان بارهای سیال در بلورهای آپاتیت انتخاب شد. اندازه گیری های ریزدماسنجی با استفاده از دستگاه میان بار سیال مدل Linkam THMS-600 متصل به میکروسکوپ ZEISS و مجهز به کنترل کننده حرارتی TP94 و سرد کننده LNP در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران در کرج انجام شده است. دامنه حرارتی دستگاه، ۱۹۶- تا ۶۰۰+ درجه سانتی گراد است. تنظیم دستگاه در مرحله گرمایش با دقت ± 0.6 درجه است که با نیترا سزیم با نقطه ذوب ۴۱۴ درجه سانتی گراد و در مرحله سرمایش با دقت ± 0.2 درجه سانتی گراد و

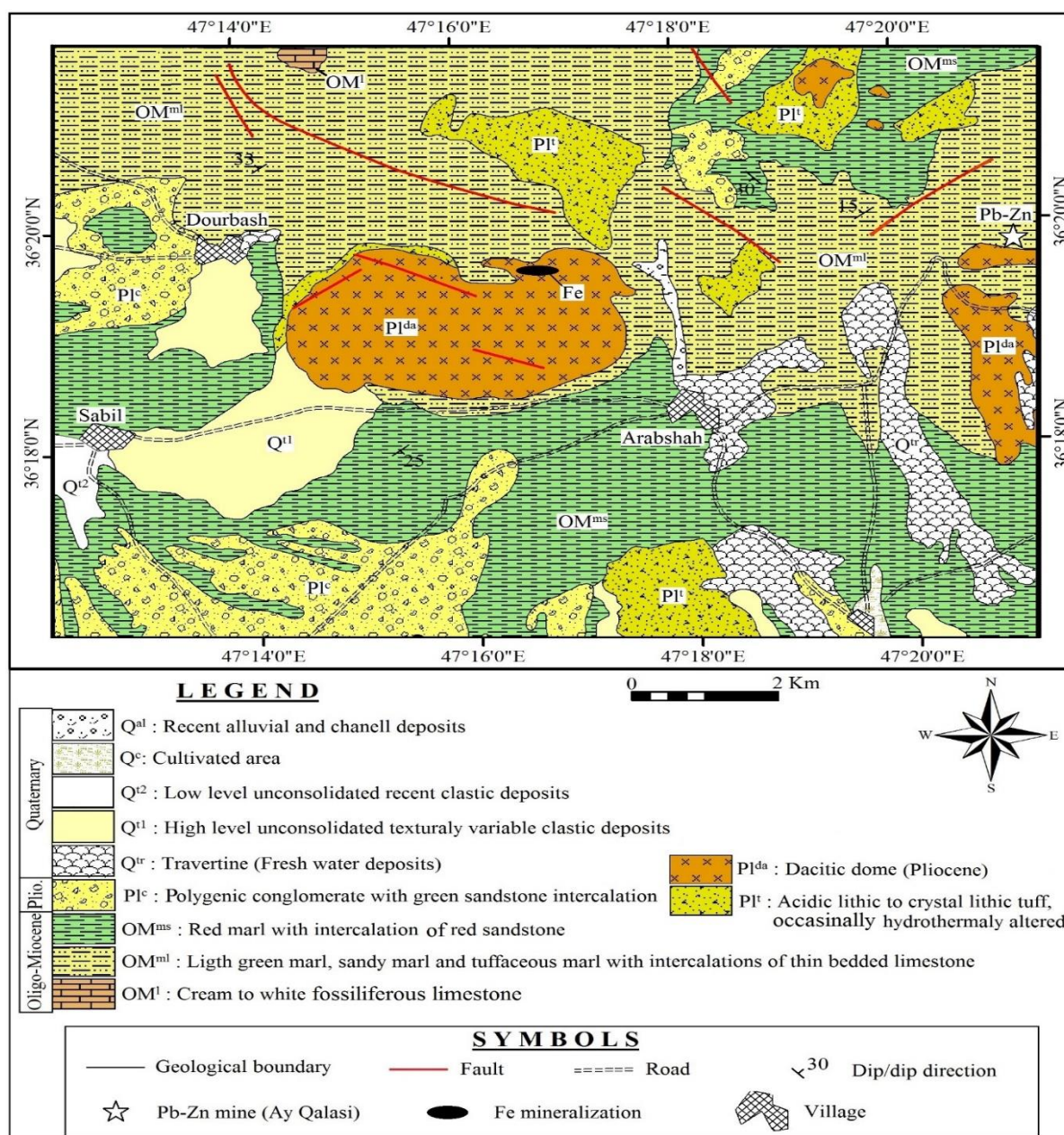
با ماده استاندارد آن هگزان با نقطه ذوب ۹۴/۳- درجه سانتی گراد انجام شد. محاسبه شوری در میان بارهای حاوی فاز جامد هالیت با استفاده از دمای انحلال هالیت (Sterner et al., 1988; Lecumberri-Sanchez et al., 2012) و برنامه HOKIEFLINCS_H₂O-NaCl ارائه شده در محیط Excel (Steele-MacInnis et al., 2012) انجام و به صورت معادل وزنی نمک طعام (wt. % NaCl equiv.) محاسبه شد. همچنین، برای انجام بررسی های زمین شیمیایی، تعداد ۶ نمونه از بخش های کانه دار انتخاب شد. برای این منظور، ابتدا نمونه ها توسط خردکننده فولادی تا اندازه حدود ۵ مش (۴ میلی متر) خرد شده و سپس با استفاده از آگات به مدت ۲ دقیقه تا اندازه حدود ۲۰۰ مش (۷۴ میکرون) پودر شدند. پس از آماده سازی، میزان ۲۰ گرم از پودر نمونه ها برای تعیین میزان عناصر کمیاب و کمیاب خاکی به روش ICP-MS به آزمایشگاه های مرکز پژوهش های کاربردی علوم زمین کرج، ارسال شد و مورد تجزیه قرار گرفت. برای تعیین میزان عناصر کمیاب خاکی، حدود ۰/۲ گرم از هر نمونه در لیتیم متابورات / تتراپورات ذوب و سپس در اسید نیتریک حل شد.

زمین شناسی

در تقسیم بندی پهنه های زمین ساختی-رسوبی ایران، محدوده مورد بررسی در محل تلاقی پهنه های ساختمانی ایران مرکزی و سنندج-سیرجان قرار گرفته است و با واحدهای زمین شناسی ایران مرکزی (واحدهای الیگومیوسن معادل سازند قم) تناسب بیشتری نشان می دهد؛ اما وجود مجموعه های دگرگونی مشابه با پهنه سنندج-سیرجان در بخش شمال منطقه مورد بررسی (انواع سنگ های دگرگونی نظیر آمفیبولیت، شایست و مرمر) باعث شده است تا بسیاری از پژوهشگران، این منطقه را بخشی از پهنه سنندج-سیرجان قلمداد کنند. این منطقه بخش کوچکی از نقشه زمین شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ تکاب (Fonoudi and Hariri, 2000) را در قسمت های میانی آن تشکیل می دهد.

قدیمی‌ترین سنگ‌های رخنمون‌یافته در منطقه مورد بررسی عبارت از توالی رسوبی شامل سنگ آهک (OM^l واحد OM^l)، توالی مارن، مارن ماسه‌ای و توفی با میان‌لایه‌های سنگ آهک نازک‌لایه (واحد OM^{ml}) به همراه مارن‌های قرمز رنگ با میان‌لایه‌های ماسه‌سنگ قرمز (واحد OM^{ms}) مربوط به الیگومیوسن و معادل سازند قم است (شکل ۲).

قدیمی‌ترین سنگ‌های رخنمون‌یافته در منطقه مورد بررسی عبارت از توالی رسوبی شامل سنگ آهک (OM^l واحد OM^l)، توالی مارن، مارن ماسه‌ای و توفی با میان‌لایه‌های سنگ آهک نازک‌لایه (واحد OM^{ml}) به همراه مارن‌های قرمز رنگ با میان‌لایه‌های ماسه‌سنگ قرمز (واحد OM^{ms}) مربوط به الیگومیوسن و معادل سازند قم است (شکل ۲).

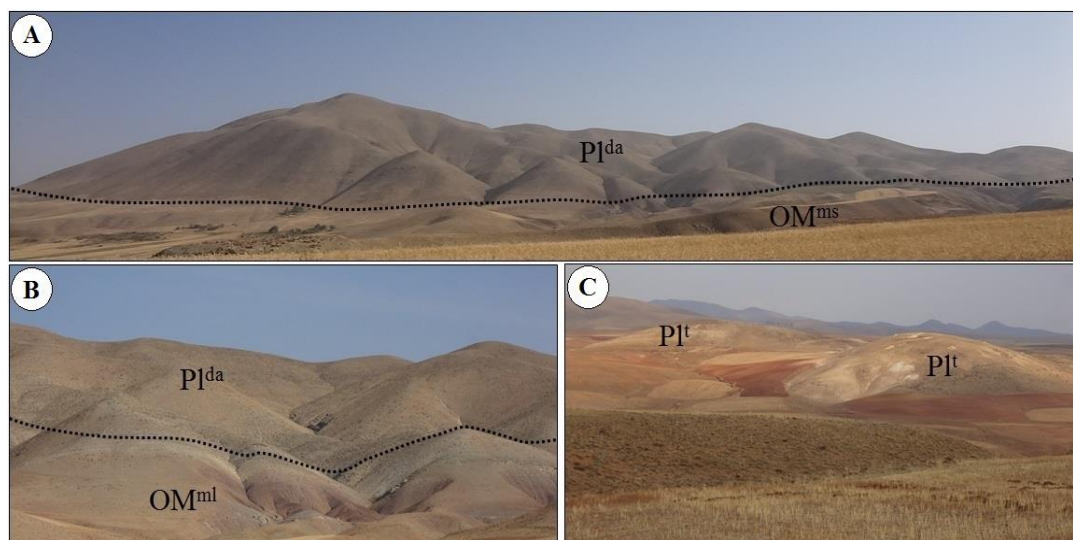


شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی کانه‌زایی آهن عربشاه برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ تکاب با کمی تغییرات از فنودی و حریری (Fonoudi and Hariri, 2000)

Fig. 2. Geological map of the Arabshah Fe mineralization based on Takab 1:100000 geologic map. Modified after Fonoudi and Hariri (2000)

گنبد آتشفشانی داسیتی ایوب انصار، میزبان کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت مورد بررسی است. بخش‌های مختلف گنبد آتشفشانی ایوب انصار در نمونه دستی و در مقیاس رخنمون دارای بافت‌های حفره‌ای و پورفیریتیک بوده و متشکل از درشت‌بلورهای کوارتز، فلدسپار و ورقه‌هایی از بیوتیت در زمینه دانه‌ریز هستند. ظاهر سنگ‌های مورد نظر، اغلب یکدست و بدون حفره است؛ اما در بعضی نقاط دارای سطوح حفره‌دار هستند. شکل حفره‌ها تقریباً کروی است؛ اما گاهی اوقات نیز به دلیل جریان گدازه در حال انجماد، شکل‌های کشیده به خود گرفته و به صورت بیضوی‌های نامنظم درآمده و منظره‌ای حفره‌حفره به سنگ داده است. در بخش‌های شمال، شمال‌خاور و جنوب گنبد داسیتی ایوب انصار، رخنمون‌هایی از توالی توف سنگی تا توف بلورین سنگی (واحد PI^t) مشاهده می‌شود که با درجه‌های متغیری متحمل دگرسانی آرژیلیکی شده و با رنگ سفید و زرد از دور خودنمایی می‌کند (شکل ۳-C).

بخش عمده منطقه توسط توالی رسوبی مزبور پوشیده شده و به شکل تپه‌ماهوری و ریخت‌شناسی ملایم رخنمون دارد. گنبد‌های آتشفشانی اسیدی (مانند گنبد آتشفشانی ایوب انصار؛ PI^{da})، واحدهای سنگی رسوبی الیگومیوسن را قطع کرده‌اند (شکل ۳-A). این گنبد‌ها در ادامه تکوین فاز ماگمایی میوسن زیرین، به صورت توده‌های نیمه عمیق فلسیک در ۱۰ تا ۱۲ (میانگین ۱۱) میلیون سال قبل پدید آمده‌اند (Heidari et al., 2017). گنبد آتشفشانی ایوب انصار با راستای تقریبی خاوری-باختری در طول حدود ۴/۵ کیلومتر و پهنای ۲/۵ کیلومتر رخنمون دارد (شکل ۲ و شکل ۳-A). در محل تماس گنبد داسیتی با توالی رسوبی میزبان الیگومیوسن، حالت پخته‌شدن در سنگ‌های میزبان مشاهده می‌شود که با رنگ زرد آجری از دور مشخص می‌شود (شکل ۳-B). همچنین، در نتیجه حرکت گدازه در دامنه‌های گنبد بر روی واحد مارنی-ماسه‌سنگی الیگومیوسن، قطعه‌هایی از این سنگ‌ها در داخل گدازه‌ها به دام افتاده و منظره برشی را به وجود آورده‌اند.



شکل ۳. تصویرهایی از واحدهای سنگی منطقه کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت عربشاه. A: دورنمایی از گنبد آتشفشانی ایوب انصار (دید به سمت شمال‌خاور)، B: نمایی از دگرگونی مجاورتی توالی رسوبی الیگومیوسن با رنگ زرد در محل تماس با گنبد آتشفشانی ایوب انصار (دید به سمت شمال‌خاور) و C: نمایی از توالی توفی پلیوسن که متحمل دگرسانی آرژیلی شده است (دید به سمت شمال‌خاور).

Fig. 3. Field photos from the geological units in the Arabshah magnetite-apatite mineralization area. A: View from the Ayoub Ansar volcanic dome (looking to the northeast), B: A view from contact metamorphism of Oligo-Miocene sedimentary alternation with yellowish colour in contact with Ayoub Ansar volcanic dome (looking to the northeast), and C: View from the Pliocene tuffs which argillic alteration (looking to the northeast).

سنگ‌هاست که به صورت بلورهای ورقه‌ای کوچک حضور دارد. این کانی در برخی موارد، حاشیه‌های اوپاسیته‌شده نشان می‌دهد. دیگر کانی‌های فرعی سنگ شامل کانی‌های کدر، زیرکن، آپاتیت و اسفن هستند. در برخی نمونه‌ها، بیگانه‌سنگ‌هایی با بافت تمام دانه‌ای ریزبلور به شکل‌های گردشده مشاهده می‌شود که متشکل از کانی‌های مافیک از جمله بیوتیت‌های با حاشیه اوپاسیته و آمفیبول بوده و متحمل فروپاشی شده و توسط کانی‌های کدر و کلریت جانشین شده است (شکل ۴-۴). همچنین، پلاژیوکلازهای نسبتاً درشت در این بیگانه‌سنگ‌ها حضور دارند.

بر اساس شواهد زمین‌شیمیایی، گنبد آتشفشانی ایوب انصار، ترکیب داسیتی-ریوداسیتی داشته و دارای ماهیت کالک‌آلکانل پتاسیم متوسط است (Sabzi et al., 2018). این سنگ‌ها از لحاظ درجه اشباع از آلومینیم، مت‌آلومین با گرایش به سمت پرآلومین بوده و در زمره گرانیتوئیدهای نوع I طبقه‌بندی می‌شوند (Sabzi et al., 2018). بر اساس نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی، گنبد داسیتی ایوب انصار در محیط‌های کمان قاره‌ای و هم‌زمان با برخورد تا پس از برخورد تشکیل شده است و ویژگی‌های زمین‌شیمیایی مشابه با آدایت‌های غنی از سیلیس را نشان می‌دهد (Sabzi et al., 2018).

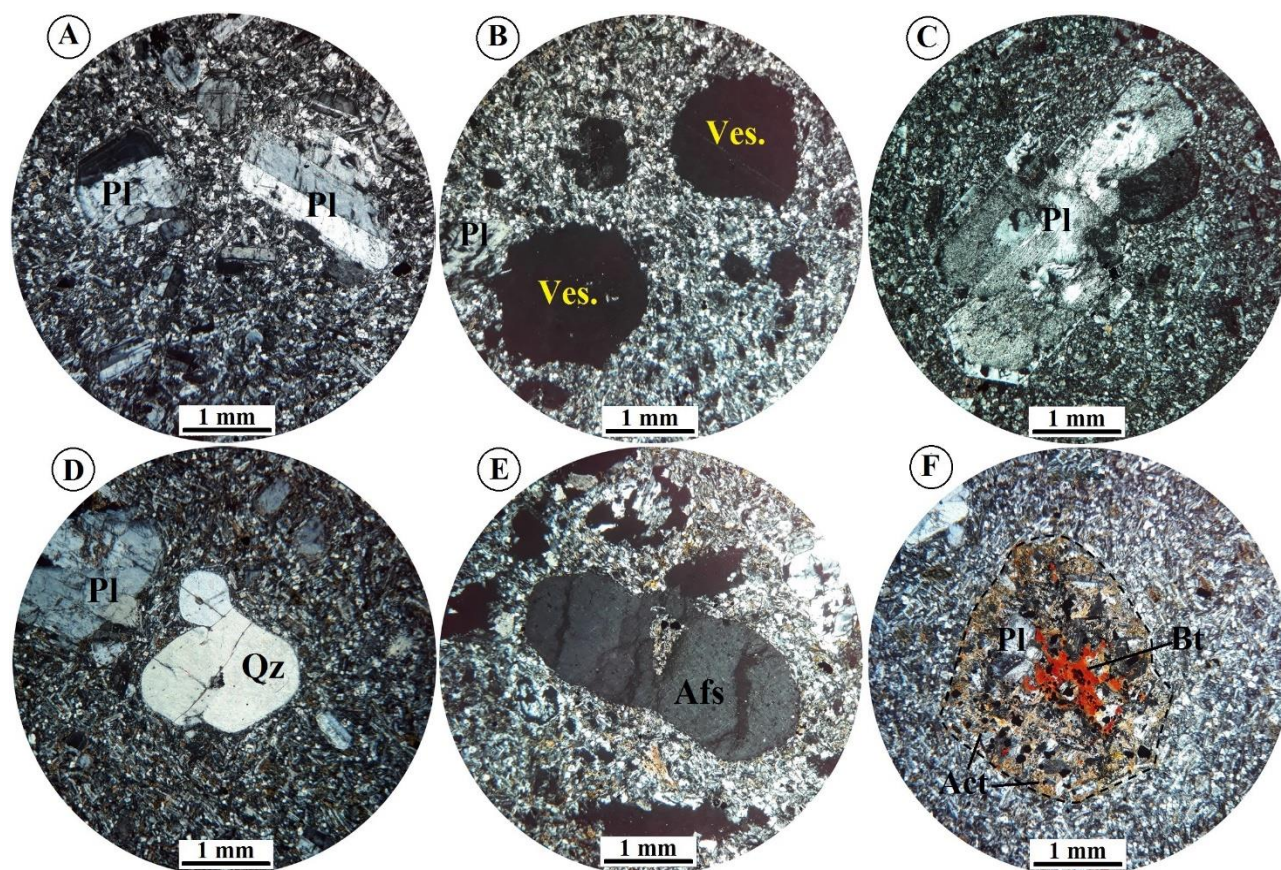
کانه‌زایی

کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت عربشاه به صورت رگه-رگچه‌ای با راستای تقریبی خاوری-باختری و به ضخامت بیشینه یک متر و طول رخنمون حدود ۵۰ متر در داخل گنبد آتشفشانی ایوب انصار قابل مشاهده است (شکل ۵-۴). این رگه، رخنمون ضعیفی در سطح زمین داشته و توسط عملیات حفر ترانشه توسط بخش خصوصی، رگه کانه‌دار آن آشکار شده است. بررسی‌های ژئوفیزیکی در این منطقه به شناسایی آنومالی‌های مغناطیسی قابل توجهی منجر شده است که باید عملیات حفاری عمقی به روش مغزه‌گیری بر روی آن انجام شود. ویژگی بارز رگه کانه‌دار رخنمون‌یافته، همراهی بلورهای شکل‌دار آپاتیت در ابعاد تا یک

در بخش‌های با شدت دگرسانی بیشتر، توالی توفی مزبور به عنوان خاک صنعتی مورد بهره‌برداری قرار گرفته است. در بخش‌های باختری و جنوب‌باختری منطقه، کنگلومرای پلی‌ژنتیک حاوی میان‌لایه‌های ماسه‌سنگ مربوط به پلیوسن (واحد PI^c) بر روی توالی رسوبی الیگومیوسن قابل مشاهده هستند. رسوبات تراس‌های آبرفتی عهد حاضر نیز در بخش‌های باختری منطقه گسترش دارند. نتیجه بررسی‌های سنگ‌شناسی نمونه‌های برداشت‌شده از گنبد آتشفشانی ایوب انصار بیانگر ترکیب داسیتی-ریوداسیتی با بافت‌های پورفیری، فلسوفیری و گلوپورفیری در این سنگ‌هاست (شکل ۴-۴). درشت‌بلورها شامل پلاژیوکلاز، آمفیبول و به مقدار کمتری کوارتز و فلدسپات آلکانل هستند که در زمینه‌ای نسبتاً دانه‌ریز متشکل از کوارتز، پلاژیوکلاز، کانی‌های کدر، فلدسپات آلکانل و آمفیبول‌های اکتینولیتی‌شده ریز قرار گرفته‌اند. گاهی اوقات بافت‌های بادامکی و حفره‌ای نیز مشاهده می‌شوند (شکل ۴-۴). درشت‌بلور غالب این سنگ‌ها عبارت از بلورهای پلاژیوکلاز شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار است. برخی بلورهای پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی هستند. بلورهای پلاژیوکلاز مربوط به دو نسل مختلف هستند: ۱- بلورهای درشت پلاژیوکلاز حاوی شواهد غیرتعدادلی نظیر بافت غربالی (شکل ۴-۴)، خوردگی حاشیه بلورها، منطقه‌بندی و دگرسانی که مربوط به نسل اول هستند؛ ۲- بلورهای پلاژیوکلاز کوچک‌تر که کاملاً سالم بوده و مربوط به نسل دوم هستند. کانی شاخص بعدی در گدازه‌های داسیتی-ریوداسیتی مورد بررسی، کوارتزهای گردشده گاه با خاموشی موجی، حاشیه‌های واکنشی و دندانه‌دار و گاه خلیجی شده است (شکل ۴-۴). درشت‌بلور دیگر این سنگ‌ها، هورنبلند است که شکل‌های کشیده و باریک و گاه حاشیه‌های اوپاسیته‌داشته و متحمل دگرسانی اکتینولیتی و کلریتی شده‌اند. بلورهای فلدسپات آلکانل در اندازه‌های متفاوت درشت و کوچک تا حدود ۲ میلی‌متر، به صورت نیمه‌شکل‌دار تا کاملاً گردشده با حاشیه‌های واکنشی و به مقدار خیلی کم در زمینه سنگ پراکنده هستند (شکل ۴-۴). بیوتیت شاخص‌ترین کانی فرعی این

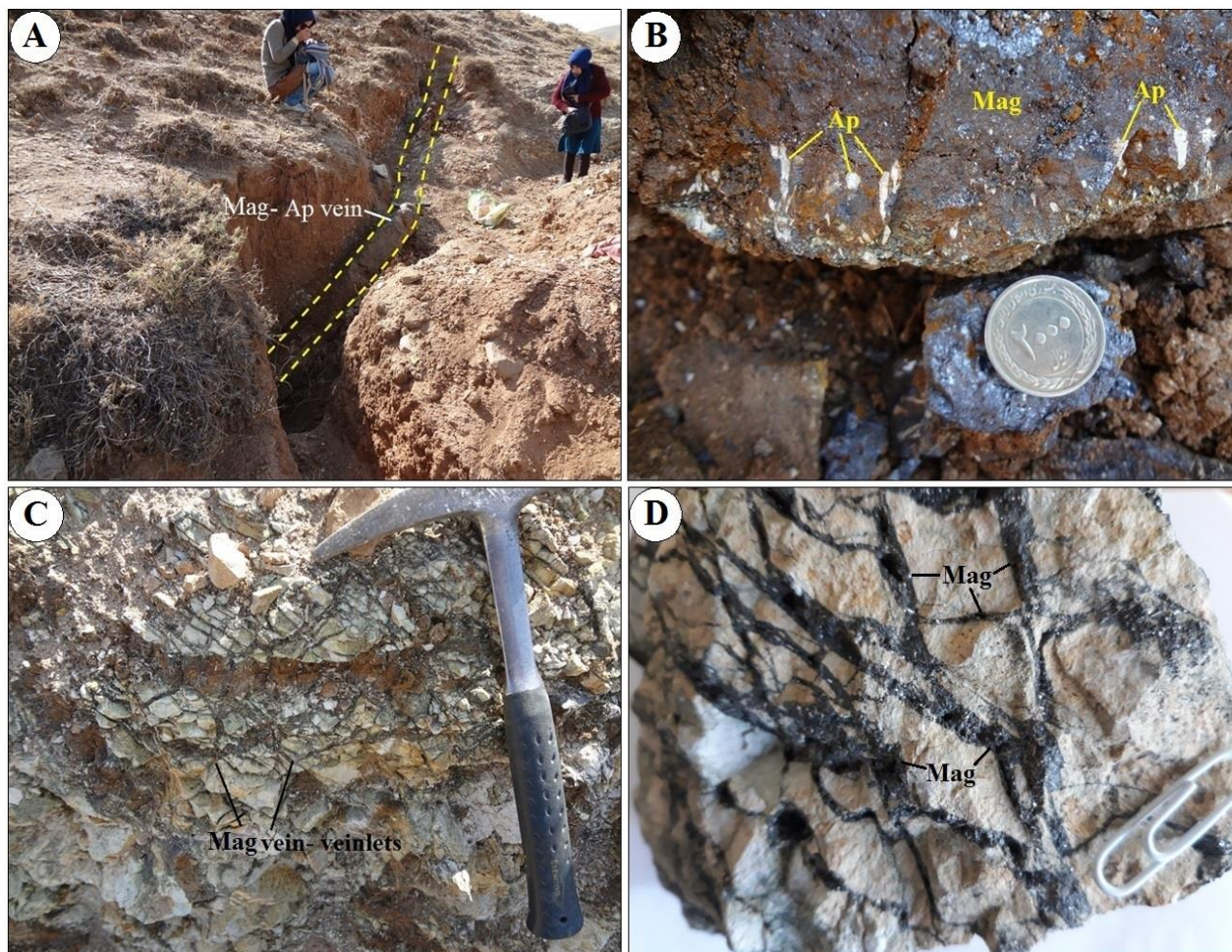
دو سمت کمر بالا و کمر پایین تا یک متر می‌رسد. کانه اصلی در این کانه‌زایی مگنتیت است که با مقادیر متغیری از بلورهای آپاتیت همراهی می‌شود.

سانتی‌متر به ویژه در بخش‌های حاشیه‌ای رگه است (شکل ۵-۵-B). در کمر پایین و کمر بالای رگه اصلی، رگه-رگه‌های باریک مگنتیتی (ضخامت کمتر از یک سانتی‌متر) در داخل پهنه برشی قابل مشاهده است (شکل ۵-۵-C و D). ضخامت پهنه برشی در هر



شکل ۴. تصویرهای میکروسکوپی (نور عبوری پلاریزه متقاطع، XPL) از گنبد داسیتی ایوب انصار در منطقه کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت عربشاه. A: بافت پورفیری در گنبد داسیتی ایوب انصار، B: بافت حفره‌ای در گنبد داسیتی ایوب انصار، C: درشت‌بلور پلاژیوکلاز با بافت غربالی در گنبد داسیتی ایوب انصار، D: درشت‌بلور گرد شده کوارتز به همراه درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در زمینه دانه‌ریز در گنبد داسیتی ایوب انصار، E: درشت‌بلور گرد شده آلکالی فلدسپار در زمینه دانه‌ریز حاوی بلورهای منشوری هورنبلند و کوارتز در گنبد داسیتی ایوب انصار و F: آنکلاو با بافت تمام دانه‌ای ریزبلور متشکل از پلاژیوکلاز، اکتینولیت و بیوتیت در گنبد داسیتی ایوب انصار. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Afs: آلکالی فلدسپار، Bt: بیوتیت، Pl: پلاژیوکلاز، Qz: کوارتز، Ves: حفره).

Fig. 4. Photomicrographs (transmitted light, XPL) of Ayoub Ansar dacitic dome in the Arabshah magnetite-apatite mineralization area. A: Prophiritic texture in Ayoub Ansar dacitic dome, B: Vesicular texture in Ayoub Ansar dacitic dome, C: Plagioclase phenocryst with sieve texture in Ayoub Ansar dacitic dome, D: Rounded quartz phenocryst along with plagioclase phenocrysts within fine grained matrix in Ayoub Ansar dacitic dome, E: Rounded quartz phenocryst within fine grained matrix composed of prismatic hornblende and quartz in Ayoub Ansar dacitic dome, and F: Micro-granular enclave composed of plagioclase, actinolite and biotite in Ayoub Ansar dacitic dome. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Afs: alaski feldspar, Bt: biotite, Pl: plagioclase, Qz: quartz, Ves: vesicul).



شکل ۵. تصویرهایی از کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت عربشاه. A: نمایی از رگه مگنتیت-آپاتیت (دید به سمت باختر)، B: نمایی نزدیک از بلورهای درشت و شکل‌دار آپاتیت در حاشیه رگه مگنتیت-آپاتیت، C: رگه-رگچه‌های مگنتیت در کمربالای پرشی‌شده رگه مگنتیت-آپاتیت و D: نمایی نزدیک‌تر از رگه-رگچه‌های مگنتیت کمربالای رگه مگنتیت-آپاتیت با ساختار پرشی. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Ap: آپاتیت، Mag: مگنتیت).

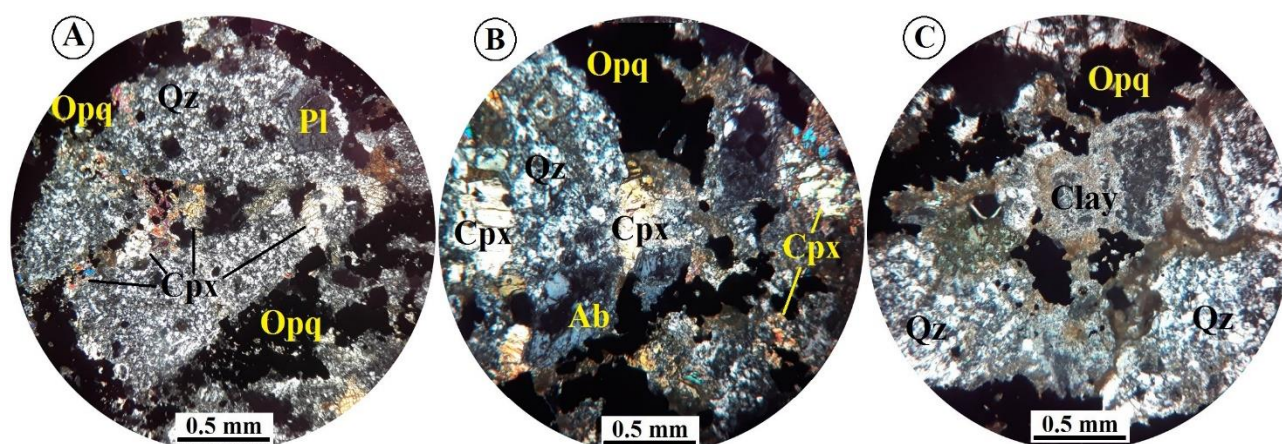
Fig. 5. Photos from the Arabshah magnetite-apatite mineralization. A: View from the magnetite-apatite vein (looking to the west), B: Coarse-grained euhedral apatite crystals at the margin of magnetite atite vein, C: Magnetite vein-veinlets in the brecciated hanging wall of magnetite-apatite vein, and D: Close view from the magnetite vein-veinlets in the hanging wall of magnetite-apatite vein with brecciated texture. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ap: apatite, Mag: magnetite).

مگنتیت-آپاتیت است (شکل ۶-۱). دگرسانی سیلیسی در منطقه مورد بررسی به صورت سیلیسی‌شدن سنگ میزبان حاشیه رگه مشاهده می‌شود (شکل ۶-۱ و B). دگرسانی آرژیلیکی به سمت بیرون رگه، به صورت هاله‌ای در اطراف دگرسانی‌های سدیک-کلسیک و سیلیسی و رگه-رگچه‌های کانه‌دار مشاهده می‌شود

بر اساس بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی انجام‌شده، دگرسانی‌های گرمابی موجود در کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت عربشاه شامل دگرسانی‌های سدیک-کلسیک، سیلیسی و آرژیلیکی است. دگرسانی سدیک-کلسیک عبارت از تشکیل بلورهای پیروکسن و آلپیت در حاشیه رگه-رگچه‌های کانه‌زایی

گنبد داسیتی ایوب انصار قابل مشاهده است که به عنوان خاک صنعتی در برخی نقاط بهره‌برداری شده است (شکل ۳-۳).

(شکل ۶-۳). در مقیاس صحرایی، این دگرسانی با رنگ سفید در حاشیه رگه مگنتیت-آپاتیت به سادگی قابل تشخیص است. علاوه بر این، دگرسانی آرژیلیکی گسترده‌ای در واحد توفی اطراف



شکل ۶. تصویرهای میکروسکوپی (نور عبوری پلاریزه متقاطع، XPL) از دگرسانی‌های گرمایی در کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت عربشاه. A و B: دگرسانی سیلیسی و سدیک-کلسیک حاشیه رگچه‌های مگنتیت-آپاتیت و C: دگرسانی‌های سیلیسی و آرژیلی حاشیه رگچه‌های مگنتیت-آپاتیت. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Ab: آلبیت، Clay: کانی رسی، Cpx: کلینوپروکسن، Opq: کانی کدر، Pl: پلاژیوکلاز، Qz: کوارتز).

Fig. 6. Photomicrographs (transmitted light, XPL) from the hydrothermal alterations in the Arabshah magnetite-apatite mineralization. A: Sodic-calcic alteration around the magnetite-apatite veinlet, B: Silicic and sodic-calcic alterations around the magnetite-apatite veinlet, and C: Silicic and argillic alterations around the magnetite-apatite veinlet. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ab: albite, Clay: clay minerals, Cpx: clinopyroxene, Opq: opaque minerals, Pl: plagioclase, Qz: quartz).

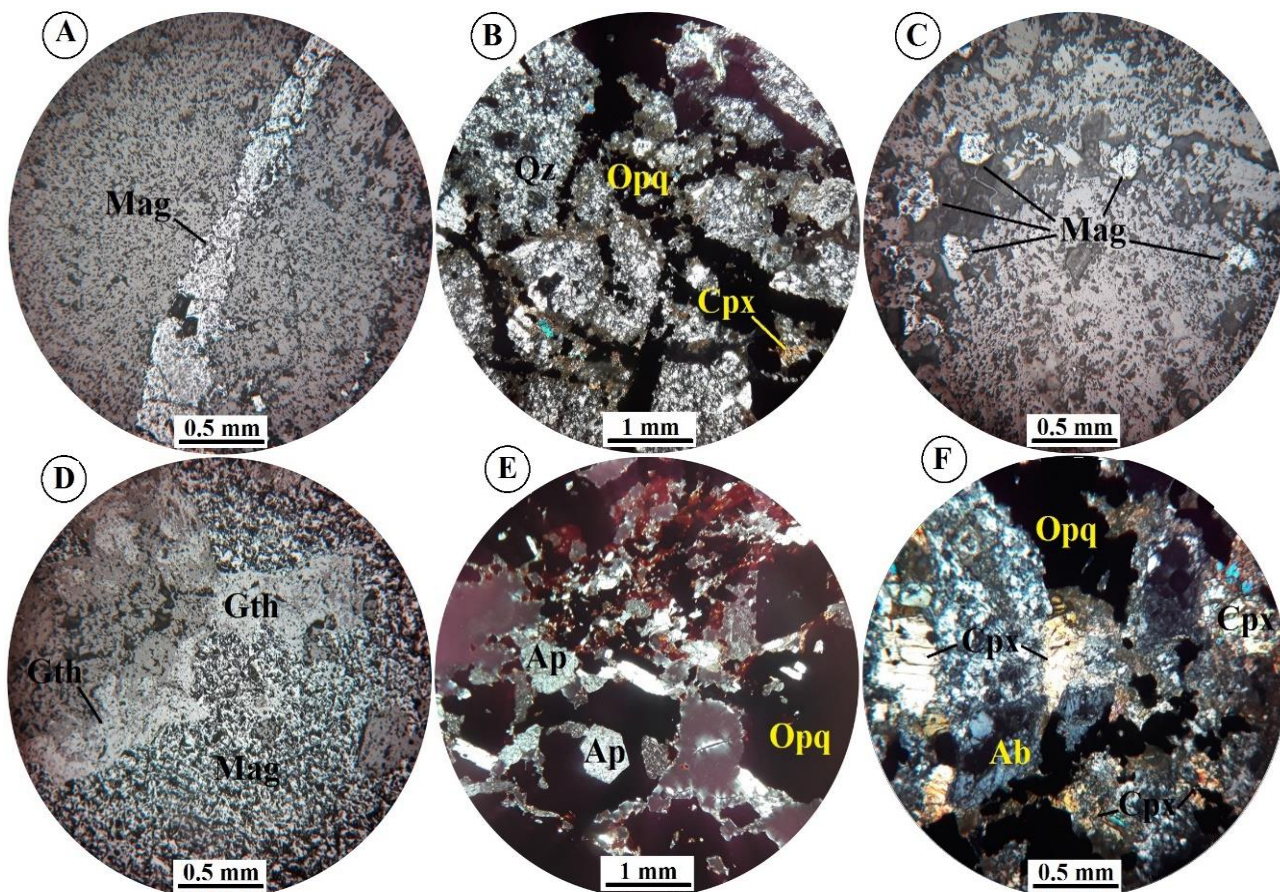
حاشیه بلور و شکستگی‌ها به گوتیت تبدیل شده است (شکل ۷-۷). آپاتیت شاخص‌ترین کانی همراه با کانه‌زایی مگنتیت در کانه‌زایی عربشاه است که به صورت بلورهای درشت شکل‌دار تا ریز نیمه‌شکل‌دار در متن مگنتیت و به ویژه در بخش حاشیه‌ای رگه مشاهده می‌شود (شکل ۵-۵ و شکل ۷-۷). از نظر رنگی، بلورهای آپاتیت به رنگ سفید قابل مشاهده هستند. بلورهای شکل‌دار آپاتیت با بافت دانه‌پراکنده در متن مگنتیت حضور دارند. کلینوپروکسن دیگر کانی شاخص همراه با کانه‌زایی اکسید آهن-آپاتیت در این منطقه است که به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در حاشیه رگه-رگچه‌های مگنتیت مشاهده می‌شود

بحث و بررسی

کانی‌شناسی و ساخت و بافت کانستگ

بر اساس بررسی‌های کانه‌نگاری، مگنتیت تنها کانه موجود در کانه‌زایی عربشاه است که با کانی‌های باطله آپاتیت، کلینوپروکسن، آلبیت و کوارتز همراهی می‌شود. گوتیت در نتیجه فرایندهای برون‌زاد تشکیل شده است. مگنتیت به صورت بلورهای شکل‌دار تا بدون شکل با بافت‌های توده‌ای (شکل ۵-۵)، رگه-رگچه‌ای (شکل ۵-۵، شکل ۶-۶ و شکل ۷-۷)، برشی (شکل ۵-۵ و D و شکل ۷-۷) و دانه‌پراکنده (شکل ۷-۷) حضور دارد. برخی بلورهای مگنتیت در نتیجه فرایند برون‌زاد از

(شکل ۶-A و B و شکل ۷-F). کوارتز اغلب به صورت بلورهای ریز در سنگ‌های میزبان اطراف رگه-رگچه‌های مگنتیت- (شکل ۶-A و B).



شکل ۷. تصویرهای میکروسکوپی از بافت‌ها و کانی‌های موجود در کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت عربشاه. A: رگچه مگنتیت در متن سنگ میزبان (نور بازتابی PPL)، B: بافت برشی حاوی قطعه‌های سنگ میزبان سیلیسی شده و رگچه‌های مگنتیت (نور عبوری XPL)، C: مگنتیت به صورت دانه پراکنده در مسیر شکستگی سنگ میزبان (نور بازتابی PPL)، D: دگرسانی برون‌زاد مگنتیت به گوتیت در مسیر شکستگی (نور بازتابی PPL)، E: بلورهای درشت و شکل‌دار آپاتیت در داخل مگنتیت (نور عبوری XPL) و F: بلورهای کلینوپیروکسن و آل‌بیت تشکیل شده در حاشیه رگچه‌های مگنتیت (نور عبوری XPL). علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Ab: آل‌بیت، Ap: آپاتیت، Cpx: کلینوپیروکسن، Gth: گوتیت، Mag: مگنتیت، Opq: کانی کدر، Qz: کوارتز).

Fig. 7. Photomicrographs from textures and minerals of the Arabshah magnetite-apatite mineralization. A: Magnetite veinlet within host rock (PPL reflected light), B: Brecciated texture containing silicified host rock clasts and magnetite veinlets (XPL transmitted light), C: Disseminated magnetite crystals along the fracture of host rock (PPL reflected light), D: Supergene alteration of magnetite to goethite along the fracture (PPL reflected light), E: Coarse-grained euhedral apatite crystals within the magnetite (XPL transmitted light), and F: Clinopyroxene and albite around the magnetite veinlets (XPL transmitted light). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ab: Albite, Ap: apatite, Cpx: clinopyroxene, Gth: goethite, Mag: magnetite, Opq: opaque mineral, Qz: quartz).

است.

زمین‌شیمی عناصر کمیاب خاکی در پهنه‌های کانه‌دار

در این بخش، الگوی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت عربشاه مورد بررسی قرار گرفته است. این بررسی‌ها بر اساس نتایج آنالیز شیمیایی ۶ نمونه، شامل دو نمونه کانسنگ مگنتیت بدون آپاتیت یا با مقادیر ناچیز آپاتیت، دو نمونه از کانسنگ مگنتیت-آپاتیت و دو نمونه از بلورهای آپاتیت تفکیک‌شده از کانسنگ مگنتیت-آپاتیت است که به روش ICP-MS در آزمایشگاه مرکز پژوهش‌های کاربردی علوم تجزیه شده‌اند (جدول ۱). همچنین از میانگین نتایج آنالیزهای مربوط به گنبد داسیتی ایوب انصار (Sabzi et al., 2018) برای مقایسه استفاده شده است. الگوی عناصر کمیاب خاکی برای نمونه‌های پهنه‌های کانه‌دار مختلف نسبت به کندریت (McDonough and Sun, 1995) به‌نچار شده‌اند (شکل ۹).

با توجه به شکل ۹، همه نمونه‌ها یک الگوی پرشیب غنی از عناصر کمیاب خاکی سبک با نسبت بالای LREE/HREE را به همراه آنومالی منفی Eu نشان می‌دهند. تفاوت این نمونه‌ها در مقدار غنی‌شدگی از عناصر کمیاب خاکی است که نمونه‌های آپاتیت، تمرکز بالاتر و نمونه‌های کانسنگ مگنتیت بدون آپاتیت یا با مقادیر جزئی آپاتیت، تمرکز پایین این عناصر را نشان می‌دهند (شکل ۹). الگوی غنی از LREE با نسبت بالای LREE/HREE همراه با آنومالی منفی Eu از ویژگی‌های کانسارهای آهن نوع کایروناست (Frietsch and Perdahl, 1995). الگوی عناصر کمیاب خاکی میانگین گنبد داسیتی ایوب انصار برای مقایسه با الگوی عناصر کمیاب بخش‌های مختلف کانه‌زایی این کانسار در شکل ۹ نشان داده شده است. گنبد داسیتی ایوب انصار دارای یک الگوی غنی از LREE با نسبت متوسط LREE/HREE و بدون آنومالی منفی Eu است. نبود آنومالی منفی Eu در داسیت را می‌توان در ارتباط با عدم تفریق پلاژیوکلاز و تمرکز این کانی در سنگ در نظر گرفت؛ در حالی که آنومالی منفی شاخص Eu در

نتیجه بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی بیانگر آن است که ساخت و بافت‌های موجود در کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت عربشاه شامل رگه-رگچه‌ای، توده‌ای، پرشی، دانه پراکنده و جانشینی است. بافت‌های رگه-رگچه‌ای و پرشی، شاخص‌ترین بافت‌ها در منطقه هستند. بافت پرشی محصول فشار هیدرواستاتیک سیالات گرمایی کانه‌ساز است که به شکستگی و پرشی شدن سنگ میزبان داسیتی منجر شده و کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت در داخل این شکستگی‌ها نهشته شده است. بافت دانه پراکنده حاصل حضور آپاتیت در متن مگنتیت است. همچنین، بلورهای مجزای مگنتیت در مسیر شکستگی‌ها به صورت دانه پراکنده تشکیل شده است. گویت حاصل از فرایندهای برون‌زاد در مسیر شکستگی‌های مگنتیت بوده و بافت جانشینی را به وجود آورده است.

مراحل کانه‌زایی و توالی هم‌رزادی

شواهد متعددی برای ترسیم توالی هم‌رزادی در کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت عربشاه مدنظر قرار گرفته است که مهم‌ترین آنها عبارتند از: ۱- حضور بلورهای شکل‌دار آپاتیت در متن مگنتیت و همچنین تمرکز بلورهای آپاتیت در حاشیه رگه‌های مگنتیت بیانگر تبلور زودتر تا هم‌زمان آپاتیت با مگنتیت است؛ ۲- حضور کلینوپیروکسن در حاشیه رگه-رگچه‌های مگنتیت بیانگر تبلور این کانی قبل از مگنتیت است؛ ۳- کوارتز موجود در سنگ میزبان سیلیسی‌شده حاشیه رگه-رگچه‌های مگنتیت-آپاتیت و کلینوپیروکسن‌ها نشان‌دهنده تشکیل کوارتز قبل از کانی‌های مزبور است و ۴- کانی‌های رسی اغلب در نتیجه عملکرد سیالات دما پایین و دگرسانی فلدسپارها در حاشیه رگه-رگچه‌های کانه‌زایی و همچنین در سنگ‌های توفی اطراف گنبد داسیتی ایوب انصار تشکیل شده‌اند. لازم به ذکر است که بخشی از کانی‌های رسی نیز در نتیجه فرایندهای برون‌زاد تشکیل شده است. ۵- در مرحله دگرسانی برون‌زاد، مگنتیت توسط گویت جانشین شده است. بر این اساس، توالی هم‌رزادی کانی‌ها و کانه‌های موجود در کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت عربشاه در شکل ۸ نشان داده شده

کمیاب خاکی در نمونه‌های آنالیزشده از بخش‌های مختلف کانه‌زایی در کانه‌زایی عربشاه بالا بوده و در نمونه‌های آپاتیت بیش از یک درصد است. مجموع عناصر کمیاب خاکی در نمونه‌های مگنتیت-آپاتیت و کانسنگ مگنتیت بدون آپاتیت یا با مقادیر جزئی آپاتیت نیز به ترتیب ۰/۱۶ تا ۰/۱۸ درصد و ۲۸۱ تا ۴۱۲ گرم در تن است (جدول ۱).

نمونه‌های کانه‌زایی می‌تواند در ارتباط با تفریق پلاژیوکلاز از ماگمای مولد سیالات گرمایی سازنده کانه‌زایی باشد. به طور کلی می‌توان گفت که گنبد داسیتی ایوب انصار و مجموعه نمونه‌های کانه‌زایی الگوی تقریباً مشابهی را هم به نمایش می‌گذارند (شکل ۹) که می‌تواند بیانگر ارتباط زایشی کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت عربشاه با گنبد داسیتی ایوب انصار باشد.

چنان‌که در جدول ۱ مشاهده می‌شود، تمرکز مجموع عناصر

		Mineralization stage	Supergene
Minerals	Magnetite	████████████████████	
	Apatite	████████████████	
	Clinopyroxene	████████████████	
	Albite	████████████████	
	Quartz	████████████████	
	Clay mineral	████████████	████████████
	Goethite		████████████
Alteration	Silicification	████████████████	
	Sodic-calcic	████████████████	
	Argillic	████████████	████████████
Texture	Vein-veinlet	████████████████████	
	Massive	████████████████	
	Brecciated	████████████████	
	Disseminated	████████████████	
	Replacement		████████████

شکل ۸. توالی همبرزادی کانه‌ها و کانی‌های باطله در کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت عربشاه

Fig. 8. Paragenetic sequence of ore and gangue minerals in the Arabshah magnetite-apatite mineralization

حضور دارند؛ اما شکل‌های منفی بلور (Shepherd et al., 1985)، در میان‌بارهای سیال بررسی شده، متداول‌تر است. اندازه

میان‌بارهای سیال قابل بررسی در نمونه‌های مطالعه‌شده بین ۵ تا ۱۷ میکرون متغیر است.

میان‌بارهای سیال

سنگ‌نگاری

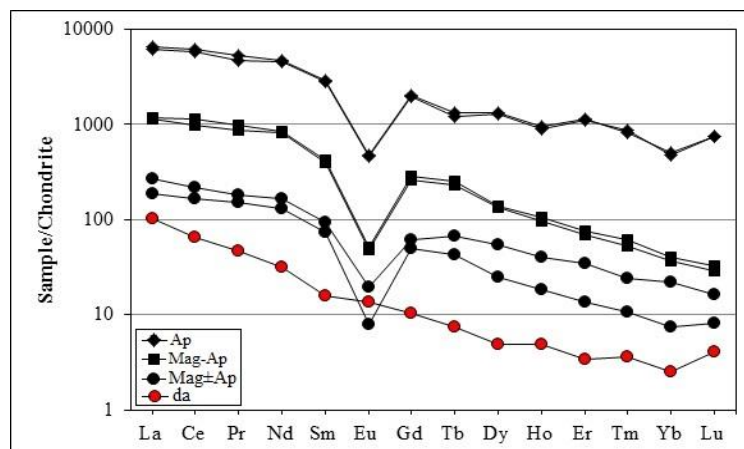
میان‌بارهای سیال موجود در نمونه‌های کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت عربشاه به سه شکل اولیه، ثانویه و ثانویه کاذب (Roedder, 1984) مشاهده می‌شوند. میان‌بارهای موجود به شکل‌های متنوع

جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی برای نمونه‌های کانه‌دار کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت عربشاه. داده‌ها بر حسب گرم در تن (ppm) هستند.

Table 1. Geochemical data of trace and rare earth elements for ore samples of the Arabshah magnetite-apatite mineralization. Data in ppm.

S.N. S. Type	Ar.1 Mag-Ap	Ar.2 Mag-Ap	Ar.3 Mag±Ap	Ar.4 Mag±Ap	Ar.5 Ap	Ar.6 Ap	Average da
Ba	4	4.5	10	7	<1	<1	868.1
Co	24.3	23.7	26.2	23.7	3.7	3.5	3.6
Cr	14	14.1	16	15	17	13	47.9
Cu	18	19.4	14	24	42	16	3.4
Fe	62.2 (%)	61.3 (%)	67.3 (%)	64.6 (%)	5426	6512	14931.7
Hf	0.5	0.6	0.1	0.4	1.7	1.9	1.7
Nb	7.2	6.8	4.0	3.6	7.4	8.7	11.7
Ni	32	31	39	41	7	6	7.1
P	7862	8264	684	847	>3 (%)	>3 (%)	554.6
Pb	8	9	4	5	14	18	114
Sc	1.4	1.3	1.1	1.2	1.5	1.6	8.3
Sr	54.2	65.4	5.4	6.7	156.2	150.4	442.4
Ta	0.5	0.4	0.1	0.2	0.7	0.6	0.7
Th	30.5	28.4	6	8.4	36.7	24.3	4.7
Ti	4628	4432	8864	8407	12	26	2192.4
U	1.2	1.8	0.3	0.7	13.4	12.1	1.2
V	1284	1178	2814	2346	46	92	30.5
Y	114.7	134.6	27.7	68.2	1423.2	1457.1	7.1
Zn	132	124	172	146	18	14	551.3
Zr	11.2	12.4	3.1	8.7	18	21	66.1
La	267.7	281.4	44.1	64	1468	1542	24.4
Ce	606.1	710.2	102.8	132	3594	3779	39.5
Pr	80	91.2	14.1	16.7	441.2	487.6	4.3
Nd	372.4	391.2	59	76.4	2118.2	2138.4	14.6
Sm	59.4	62.8	10.9	13.7	423.6	434.2	2.3
Eu	2.7	2.9	0.4	1.1	26.4	27.2	0.8
Gd	51.9	57.2	9.8	12.4	396.2	402.1	2.1
Tb	8.4	9.1	1.5	2.4	44.2	48.4	0.3
Dy	33.3	34.2	6.2	13.2	316.4	328.2	1.2
Ho	5.3	5.8	1	2.2	48.4	52.1	0.3
Er	11.2	12.1	2.1	5.6	176.4	182	0.6
Tm	1.3	1.5	0.3	0.6	21.2	20.4	0.1
Yb	5.9	6.4	1.2	3.6	76.4	82.7	0.4
Lu	0.7	0.8	0.2	0.4	18.2	18.6	0.1
REEt	1621.1	1801.4	281.3	412.5	10592.0	11000.0	97.9

Mag-Ap: Apatite-bearing magnetite ore, Mag±Ap: Magnetite ore without or with minore apatite, Ap: Apatite crystals with minor magnetite accumulation, da: Ayoub Ansar dacitic dome.



شکل ۹. الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت (McDonough and Sun, 1995) برای نمونه‌های کانه‌دار کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت عربشاه

Fig. 9. Chondrite-normalized (McDonough and Sun, 1995) REE patterns for mineralized samples of the Arabshah magnetite-apatite mineralization.

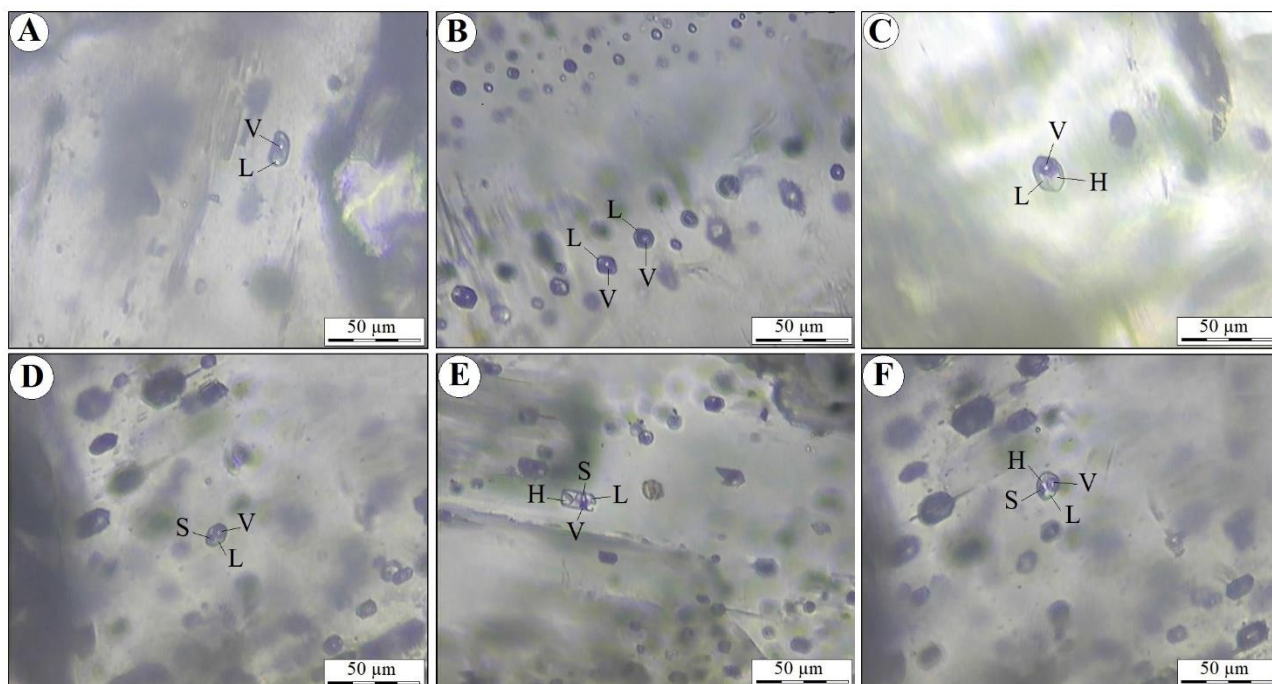
کمتری در کانه‌زایی عربشاه برخوردار هستند. در مرحله سرمایش (تا دمای کمتر از ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد)، در هیچ‌یک از میان‌بارهای سیال دو فازی، کلاتریت تشکیل نشد که این امر بیانگر نبود فاز کربنیک در سیال است.

۲) میان‌بارهای سیال سه‌فازی: این میان‌بارهای سیال در دمای اتاق دارای فازهای مایع، بخار و یک فاز جامد بوده و بر اساس نوع فاز جامد به دو زیرگروه دارای هالیت (LVH) و دارای کانی کدر (LVS) قابل تفکیک هستند (شکل ۱۰- C و D). حجم فاز بخار و بلور هالیت در میان‌بارهای نوع LVH در مجموع کمتر از ۵۰ درصد حجم کل سیال را شامل می‌شود. اندازه کانی‌های کدر در میان‌بارهای نوع LVS بسیار ریز (معمولاً کمتر از ۰/۵ میکرون) بوده و تشخیص نوع کانی کدر مقدور نیست.

۳) میان‌بارهای سیال چندفازی (LVHS): این میان‌بارهای سیال در دمای اتاق دارای فازهای مایع، بخار، هالیت و یک فاز جامد (کانی‌های کدر $\pm$ سیلوت) هستند. حجم فاز بخار و فازهای جامد در میان‌بارهای نوع LVHS در مجموع حدود ۴۰ درصد حجم کل سیال را شامل می‌شود (شکل ۱۰- E و F).

بر اساس ویژگی‌های سنگ‌نگاری در دمای اتاق (۲۵ درجه سانتی‌گراد) و با توجه به معیارهای ارائه‌شده توسط رودر (Roedder, 1984)، میان‌بارهای سیال اولیه موجود در کانی آپاتیت در کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت عربشاه شامل انواع زیر هستند:

۱) میان‌بارهای آبگین دو فازی: این میان‌بارهای سیال در دمای اتاق (۲۵ درجه سانتی‌گراد) دارای فازهای مایع و بخار و بدون فاز جامد (کانی‌های نوزاد) بوده و بر اساس نسبت فاز مایع به بخار به دو زیرگروه غنی از مایع (LV) و غنی از بخار (VL) قابل تفکیک هستند. میان‌بارهای نوع LV فراوان‌ترین میان‌بارهای دو فازی در کانه‌زایی عربشاه هستند. این میان‌بارها غنی از فاز مایع بوده و در بیشتر آنها، فاز مایع بیش از ۹۰ درصد و فاز بخار کمتر از ۱۰ درصد حجم کل سیال را تشکیل داده‌اند (شکل ۱۰- A). میان‌بارهای نوع LV به صورت مجزا و یا مجموعه سیال در کانی آپاتیت حضور داشته و در مرحله گرمایش به فاز مایع همگن می‌شوند. حجم فاز بخار در میان‌بارهای نوع VL معمولاً بیش از ۸۵ درصد است (شکل ۱۰- B). این میان‌بارها در مرحله گرمایش به فاز بخار همگن می‌شوند. میان‌بارهای نوع VL از فراوانی



شکل ۱۰. تصاویرهای میکروسکوپی (نور پلاریزه صفحه‌ای، PPL) انواع میان‌بارهای سیال اولیه در کانی آپاتیت در کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت عربشاه. A: میان‌بار سیال دوفازی نوع LV، B: میان‌بارهای سیال دوفازی نوع LV و VL، C: میان‌بار سیال سه‌فازی نوع LVH، D: میان‌بار سیال سه‌فازی نوع LVS، E و F: میان‌بارهای سیال چندفازی نوع LVHS. (H: هالایت، L: مایع، S: کانی کدر، V: بخار)

Fig. 10. Microphotographs (plane polarized light; PPL) from the primary fluid inclusions within the apatite from the Arabshah magnetite-apatite mineralization, A: LV two-phase fluid inclusion, B: LV and VL two-phase fluid inclusions, C: LVH three-phase fluid inclusion, D: LVS three-phase fluid inclusion, E and F: LVHS polyphase fluid inclusions (H: halaite, L: liquid, S: opaque mineral, V: vapor)

(Buchanan et al., 1981) بوده است.

بررسی‌های ریزدماسنجی

داده‌های ریزدماسنجی بررسی شده بر روی میان‌بارهای سیال اولیه (۵۰ عدد) موجود در کانی آپاتیت در کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت عربشاه در **جدول ۲** خلاصه و در **شکل ۱۱** نشان داده شده است. در بررسی‌های ریزدماسنجی، دماهای اولین نقطه ذوب یخ (T_e) و ذوب آخرین قطعه یخ (T_{m-ice}) در هیچ‌یک از میان‌بارهای سیال قابل اندازه‌گیری نبود. از این رو، مقدار شوری آنها تنها برای میان‌بارهای سیال حاوی فاز هالیت (میان‌بارهای نوع LVH و LVHS) محاسبه شده است. تمامی میان‌بارهای سیال نوع LV با درجه‌های پُرشدگی نسبتاً ثابتی به فاز مایع همگن می‌شوند که نشان می‌دهد سیال اولیه موجود در میان‌بارها، یک سیال همگن

دمای همگن شدن نهایی ($T_{h(total)}$) میان‌بارهای سیال دوفازی نوع LV بین ۲۵۳ تا ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد (میانگین ۳۷۱ درجه سانتی‌گراد) و میان‌بارهای سیال نوع VL بین ۳۶۳ تا ۴۹۰ درجه سانتی‌گراد (میانگین ۴۳۳ درجه سانتی‌گراد) متغیر است (**جدول ۲** و **شکل ۱۱-آ**). در میان‌بارهای سیال سه‌فازی نوع LVH، هالیت در دماهای بین ۲۵۵ تا ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد (میانگین ۳۴۵ درجه سانتی‌گراد) ذوب می‌شود (**جدول ۲** و **شکل ۱۱-ب**). این دماها بیانگر شوری بین ۳۵ تا ۵۹/۸ درصد وزنی معادل نمک طعام است (**جدول ۲** و **شکل ۱۱-ج**). محدوده دمای همگن شدن نهایی در این میان‌بارهای سیال بین ۲۷۸ تا ۵۰۸ درجه سانتی‌گراد (میانگین

تا ۱۸ درصد وزنی نمک طعام)، خانیلق (۲۵۳ تا ۵۲۱ درجه سانتی‌گراد و شوری ۵۷/۷ تا ۶۱/۷ درصد وزنی نمک طعام)، چغارت (۳۷۰ تا ۳۸۵ درجه سانتی‌گراد و شوری ۲۰ تا ۳۹ درصد وزنی نمک طعام) و چادرملو (۳۳۳ تا ۴۵۲ درجه سانتی‌گراد و شوری ۴۰ تا ۵۶ درصد وزنی نمک طعام) نشان می‌دهد (Asadi and Khorshidian, 2013; Nabatian et al., 2014; Malekzadeh Shafaroudi and Karimpour, 2015; Asadi et al., 2019).

روند تحول سیال کانه‌ساز در کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت عربشاه بر اساس نمودار تغییرات دمای همگن‌شدن در برابر شوری در میان‌بارهای سیال نوع LVH و LVHS در شکل ۱۲ نشان داده شده است. بر اساس این شکل، تحول سیال کانه‌ساز در این کانه‌زایی با فرایندهای اختلاط هم‌دما و رقیق‌شدگی سیالات (Wilkinson, 2001) مطابقت دارد که در این بین، فرایند دوم (رقیق‌شدگی سیال) نقش مهم‌تری داشته است. به طور کلی می‌توان گفت که سیال کانه‌ساز در کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت عربشاه اغلب دارای منشأ ماگمایی بوده که در ادامه در اثر اختلاط با سیالات جوی رقیق شده است.

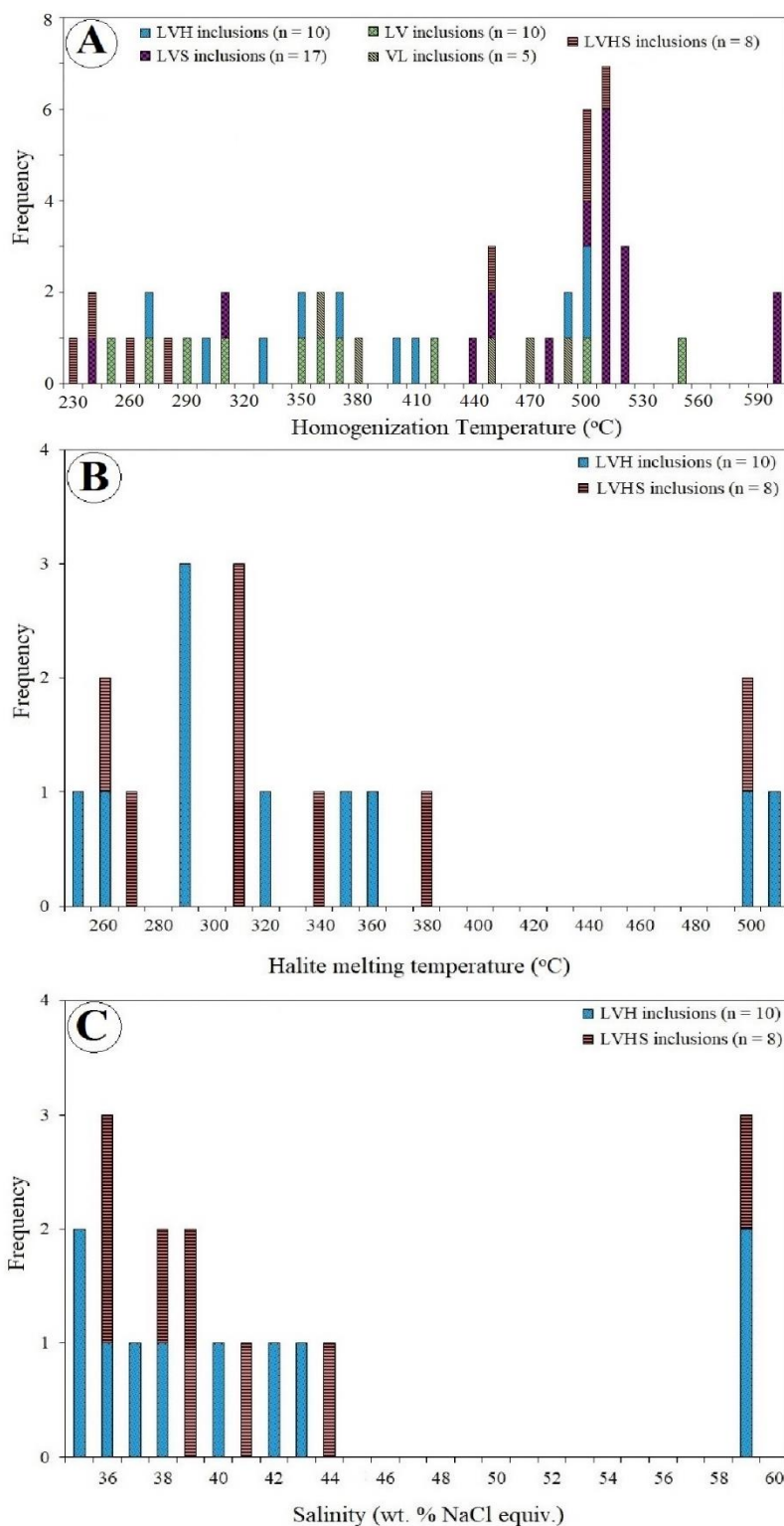
۳۹۵ درجه سانتی‌گراد) تغییر می‌کند (جدول ۲ و شکل ۱۱-A). دمای همگن‌شدن نهایی در میان‌بارهای سیال سه‌فازی نوع LVS بین ۲۴۰ تا ۵۲۰ درجه سانتی‌گراد (میانگین ۴۸۷ درجه سانتی‌گراد) متغیر است (جدول ۲ و شکل ۱۱-A). دمای ذوب هالیت در میان‌بارهای سیال چندفازی نوع LVHS، بین ۲۶۰ تا ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد (میانگین ۳۴۰ درجه سانتی‌گراد) تغییر می‌کند (جدول ۲ و شکل ۱۱-B). بر این اساس، میزان شوری در این میان‌بارهای سیال بین ۳۶ تا ۵۹ درصد وزنی معادل نمک طعام است (جدول ۲ و شکل ۱۱-C). دمای همگن‌شدن نهایی در این میان‌بارهای سیال بین ۲۳۰ تا ۵۲۰ درجه سانتی‌گراد (میانگین ۳۷۵ درجه سانتی‌گراد) تغییر می‌کند (جدول ۲ و شکل ۱۱-A). داده‌های به دست آمده از دمای همگن‌شدن و شوری میان‌بارهای سیال حاوی فاز هالیت در کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت عربشاه همخوانی زیادی با داده‌های میان‌بارهای سیال کانسارهای آهن مروارید (۲۱۲ تا ۵۶۰ درجه سانتی‌گراد و شوری ۸/۸ تا ۱۶/۵ درصد وزنی نمک طعام)، ذاکر (۲۰۰ تا ۴۱۶ درجه سانتی‌گراد و شوری ۱۳/۷ تا ۲۲/۱ درصد وزنی نمک طعام)، علی‌آباد (۲۱۰ تا ۴۹۹ درجه سانتی‌گراد و شوری ۱۱

جدول ۲. خلاصه داده‌های ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال اولیه موجود در کانی آپاتیت در کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت عربشاه

Table 2. Summary of microthermometric data of primary fluid inclusions within the apatite crystals in the Arabshah magnetite-apatite mineralization

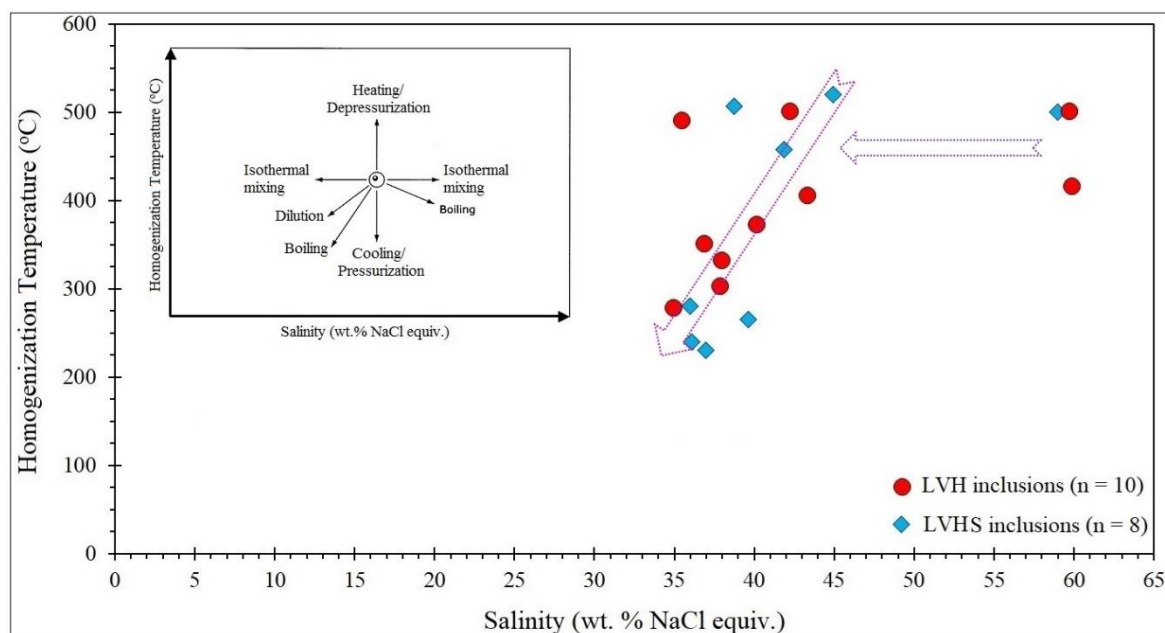
Incl. type	Size (μm)	T _e (°C)	T _{m-ice} (°C)	T _{m-h} (°C)	T _h (°C)	Salinity (wt. % NaCl equiv.)	Density (g/cm ³)
LV (n=10)	7-15	-	-	-	253-550 (371) ¹	-	-
VL (n=5)	8-10	-	-	-	363-490 (433)	-	-
LVH (n=10)	8-12	-	-	255-500 (345)	278-508 (395)	35-59.8 (42.9)	0.87-1.2
LVS (n=17)	5-12	-	-	-	240-520 (487)	-	-
LVHS (n=8)	8-17	-	-	260-500 (340)	230-520 (375)	36-59 (42.4)	0.89-1.2

¹ داده‌ها محدوده اندازه‌گیری شده را نشان داده و اعداد داخل پرانتز، عدد میانگین است. T_e: اولین نقطه ذوب یخ، T_{m-ice}: ذوب آخرین قطعه یخ، T_{m-h}: دمای ذوب هالیت، T_h: دمای همگن‌شدن



شکل ۱۱. نمودار فراوانی برای میان‌بارهای سیال اولیه در کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت عربشاه. A: دمای همگن شدن، B: دمای ذوب هالیت و C: شوری

Fig. 11. Frequency histograms for primary fluid inclusions in the Arabshah magnetite-apatite mineralization. A: homogenization temperature, B: halite melting temperature, and C: salinity



شکل ۱۲. نمودار دوتایی دمای همگن شدن در مقابل شوری برای داده‌های میان‌بارهای سیال نوع LVH و LVHS در کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت عربشاه. روندهای موجود نشان‌دهنده فرایندهای اختلاط هم‌دم و رقیق‌شدگی حین تحول سیال کانه‌ساز هستند. نمودار شماتیک داخلی بیانگر روندهای معمول میان‌بارهای سیال طی فرایندهای مختلف تحول سیال (Wilkinson, 2001) است.

Fig. 12. T_h vs. salinity diagram for LVH and LVHS fluid inclusion data in the Arabshah magnetite-apatite mineralization. The trends of fluids indicative for isothermal mixing and dilution of fluids during the evolution of mineralized fluids. Internal schematic diagram indicative for common trends of fluid inclusions during the different processes of fluid evolution (Wilkinson, 2001).

نوع کانه‌زایی

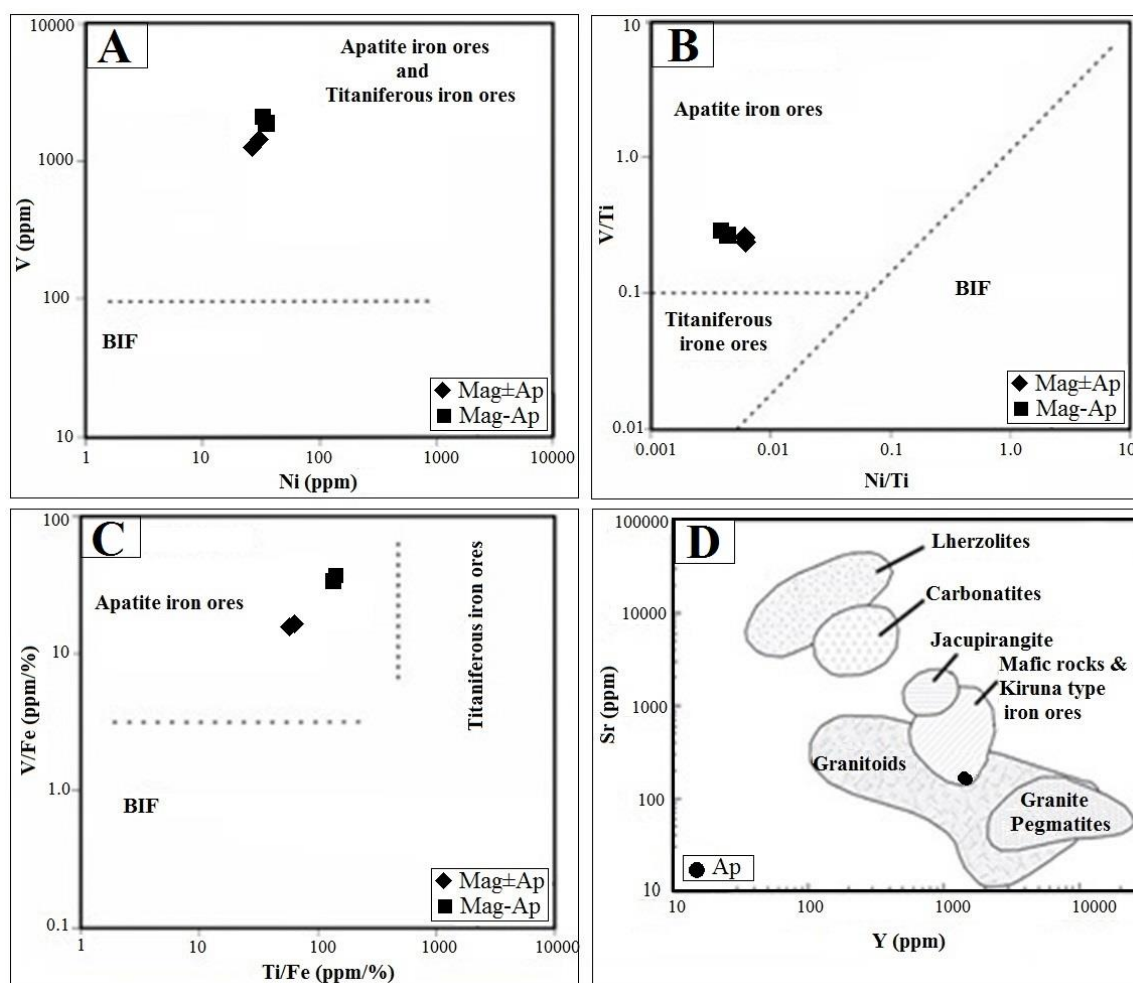
لوبرگ و هورندال (Loberg and Horndal, 1983) با استفاده از مقادیر Fe، Ni، V و Ti به رده‌بندی انواع کانسارهای آهن پرداخته‌اند. با استفاده از تغییرات V در مقابل Ni می‌توان کانسارهای آهن آپاتیتی و تیتانیم‌دار را از کانسارهای آهن رسوبی جدا کرد. همچنین، از تغییرات نسبت V/Ti به Ni/Ti می‌توان کانسارهای آهن-آپاتیت را از کانسار آهن تیتان‌دار و کانسار آهن نواری شناسایی کرد. در نمونه‌های آنالیزشده از منطقه مورد بررسی، دو نمونه از کانسنگ مگنتیتی بدون آپاتیت یا حاوی مقادیر جزئی آپاتیت در همراهی با دو نمونه کانسنگ مگنتیت-آپاتیت مورد آنالیز قرار گرفته است (جدول ۱). بر اساس مقادیر Ni، V، Ti و Co موجود در این نمونه‌ها، کانه‌زایی مگنتیت-

آپاتیت عربشاه در محدوده کانسارهای آهن آپاتیت‌دار قرار می‌گیرد (شکل ۱۳-A، B و C). در نمودار Y در مقابل Sr (Belousova et al., 2002) نیز دو نمونه برداشت‌شده از آپاتیت‌های موجود در کانه‌زایی عربشاه در قلمرو سنگ‌های مافیک و کانسارهای آهن نوع کایرونا واقع می‌شوند (شکل ۱۳-D).

مقایسه الگوی توزیع عناصر کمیاب خاکی در کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت عربشاه با دیگر کانسارهای آهن-آپاتیت در منطقه زنجان (Nabatian and Ghaderi, 2014; Mokhtari et al., 2018; Kordian et al., 2020) و ایران مرکزی (Mokhtari et al., 2015; Mokhtari, 2013) بیانگر شباهت کامل آنها با یکدیگر است (شکل ۱۴-A، B، C، D و E). از طرف دیگر، مقایسه

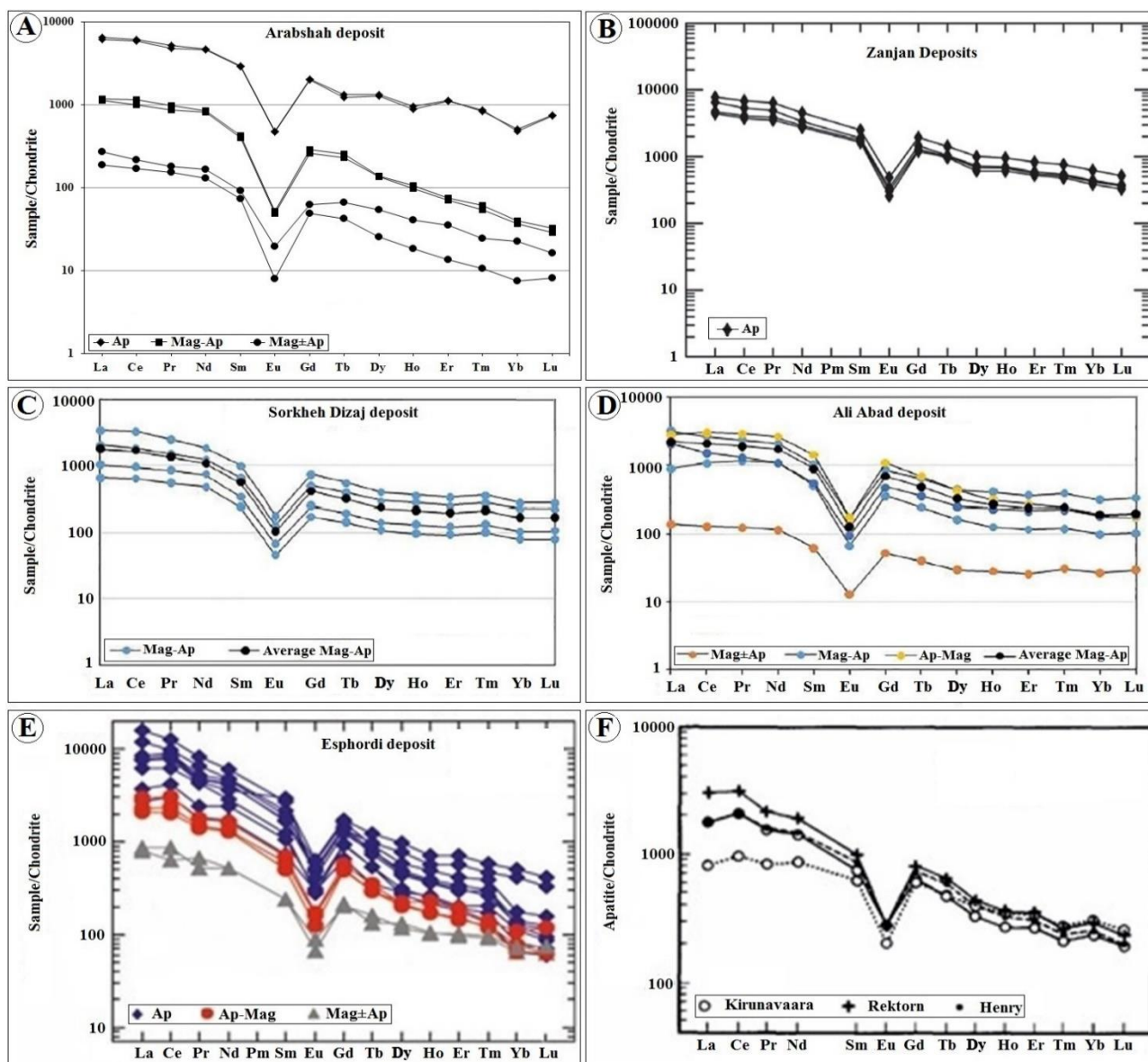
ویژگی های زمین شناسی، کانی شناسی و زمین شیمیایی در کانه زایی مگنتیت-آپاتیت عربشاه، می توان این کانه زایی را در زمره کانسارهای آهن ماگمایی و زیرمجموعه کانسارهای آهن حاوی آپاتیت-عناصر کمیاب خاکی در نظر گرفت.

الگوی توزیع عناصر کمیاب خاکی کانه زایی اکسید آهن-آپاتیت عربشاه با الگوی کانسارهای آهن نوع کایرونا در دیگر نقاط جهان نظیر کانسارهای کایرونا (Frietsch and Perdahl, 1995)، شباهت بین آنها را نشان می دهد (شکل ۱۴-F). بر اساس تقسیم بندی دیل (Dill, 2010) و با در نظر گرفتن



شکل ۱۳. موقعیت نمونه های کانسنگ مگنتیت-آپاتیت و کانسنگ مگنتیت بدون آپاتیت یا حاوی مقادیر جزئی آپاتیت در کانه زایی مگنتیت-آپاتیت عربشاه بر روی نمودارهای لوبرگ و هورندال (Loberg and Horndahl, 1983). A: نمودار V در مقابل Ni، B: نمودار Ni/Ti در مقابل V/Ti، C: نمودار Ti/Fe در مقابل V/Fe و D: موقعیت نمونه های آپاتیت کانه زایی مگنتیت-آپاتیت عربشاه بر روی نمودار Y در مقابل Sr (Belousova et al., 2002)

Fig. 13. Location of magnetite-apatite and magnetite without or with negligible apatite samples from the Arabshah magnetite-apatite mineralization on Loberg and Hron Dahl (1983) diagrams. A: V vs. Ni diagram, B: Ni/Ti vs. V/Ti diagram, C: Ti/Fe vs. V/Fe diagram, and D: Location of apatite samples of the Arabshah magnetite-apatite mineralization on Y vs. Sr diagram (Belousova et al., 2002)



شکل ۱۴. A: الگوی عناصر کمیاب خاکی در نمونه‌های کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت عربشاه، B: الگوی عناصر کمیاب خاکی در آپاتیت‌های کانسارهای اکسید آهن-آپاتیت منطقه زنجان (Nabatian et al., 2012)، C: الگوی عناصر کمیاب خاکی در کانسار اکسید آهن-آپاتیت سرخه دیزج (Mokhtari et al., 2018)، D: الگوی عناصر کمیاب خاکی در کانسار اکسید آهن-آپاتیت علی‌آباد (Mokhtari et al., 2018)، E: الگوی عناصر کمیاب خاکی در کانسار اکسید آهن-آپاتیت اسفوردی در ایران مرکزی (Mokhtari et al., 2013) و F: الگوی عناصر کمیاب خاکی در کانسارهای آهن نوع کایرونا (Frietsch and Perdahl, 1995)

Fig. 14. A: Chondrite-normalized REE patterns of the Arabshah magnetite-apatite mineralization samples, B: Chondrite-normalized REE patterns in apatites of the iron oxide-apatite deposits from the Zanzan district (Nabatian et al., 2012), C: Chondrite-normalized REE patterns in samples of the Sorkheh Dizaj iron oxide-apatite deposit (Mokhtari et al., 2018), D: Chondrite-normalized REE patterns in samples of the Ali Abad iron oxide-apatite deposit (Mokhtari et al., 2018), E: Chondrite-normalized REE patterns in samples of the Esphordi iron oxide-apatite deposit, Central Iran (Mokhtari et al., 2013), and F: Chondrite-normalized REE patterns in samples of the Kiruna-type iron deposits (Frietsch and Perdahl, 1995)

نتیجه‌گیری

کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت عربشاه در زیرپهنه تکاب-تخت‌سلیمان-انگوران به صورت رگه-رگچه‌ای در داخل گنبد داسیتی ایوب انصار به سن پلیوسن تشکیل شده است. کانه اصلی در این کانه‌زایی، مگنتیت است که با مقادیر متغیری از بلورهای آپاتیت و کلینوپیروکسن و آلپیت همراهی می‌شود. ویژگی بارز کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت عربشاه، تمرکز بالای عناصر کمیاب خاکی بوده و محتوای مجموع عناصر کمیاب خاکی در بلورهای آپاتیت بیش از یک درصد است. بلورهای آپاتیت موجود در این کانه‌زایی یک الگوی پرشیب غنی از عناصر کمیاب خاکی سبک با نسبت بالای LREE/HREE را به همراه آنومالی منفی Eu نشان می‌دهند که از ویژگی‌های کانسارهای آهن نوع کایروناست. مقایسه الگوی توزیع عناصر کمیاب خاکی در کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت عربشاه با دیگر کانسارهای آهن-آپاتیت منطقه زنجان، کانسارهای آهن-فسفات ایران مرکزی و کانسارهای آهن نوع کایرونا در نقاط مختلف جهان، شباهت بین آنها را نشان می‌دهد. داده‌های به دست آمده از بررسی میان‌بارهای سیال نشان می‌دهد که کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت عربشاه از سیالات ماگمایی منشأگرفته است. بر اساس این داده‌ها، تحول سیال کانه‌ساز در این کانه‌زایی با فرایندهای اختلاط هم‌دما و رقیق‌شدگی سیالات مطابقت داشته و نشان‌دهنده اختلاط سیالات ماگمایی و جوی است. داده‌های به دست آمده از دمای همگن‌شدن و شوری میان‌بارهای سیال در کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت عربشاه همخوانی

زیادی با داده‌های میان‌بارهای سیال کانسارهای آهن نوع کایرونا در دیگر نقاط ایران نشان می‌دهد.

به طور کلی، شواهدی از قبیل مجموعه کانی‌شناسی، ساخت و بافت ماده معدنی، دگرسانی سنگ دیواره و زمین‌شیمی در کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت عربشاه نشان می‌دهد که این کانه‌زایی را می‌توان در دسته کانسارهای آهن نوع کایرونا تقسیم‌بندی کرد. با توجه به سن سنگ میزبان، کانه‌زایی عربشاه جوان‌ترین کانه‌زایی آهن شناخته‌شده از نوع کایرونا در ایران است. بر این اساس، تعمیم شواهد به دست آمده از این بررسی‌ها به مناطق مشابه در زیرپهنه تکاب-تخت‌سلیمان-انگوران و گنبدهای داسیتی جوان می‌تواند کاربرد فراوانی در شناسایی و اکتشاف کانسارهای نوع کایرونا در این دوره زمانی داشته باشد.

تعارض منافع

هیچ‌گونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده است.

قدردانی

نویسندگان از حمایت‌های مالی دانشگاه زنجان برای انجام این پژوهش تشکر می‌نمایند. همچنین نویسندگان بر خود لازم می‌دانند از سردبیر و داوران نشریه زمین‌شناسی اقتصادی به خاطر راهنمایی‌های علمی که به غنای بیشتر این مقاله منجر شده است، تشکر نمایند.

References

- Asadi, S. and Khorshidian, F., 2013. Fluid inclusion microtometry and geochemistry of the Chadormalou deposit, evidences from IOCG mineralization in Bafq mining district. 17th Symposium of Geological Society of Iran, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran. (in Persian with English abstract)
- Asadi, S., Manouchehry Nya, M. and Hassannezhad, A.A., 2019. Origin of Choghart iron ore deposit, Central Iran: Application of the geochemistry of fluid inclusion. *Journal of Advanced Applied Geology*, 17(3): 59–71. (in Persian with English abstract)
<http://dx.doi.org/10.22055/aag.2019.28137.1918>
- Asadi, H.H., Voncken, J.H.L., Kühnel, R.A. and Hale, M., 1999. Invisible gold at Zarshuran, Iran. *Economic Geology*, 94(8): 1367–1374.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.94.8.1367>
- 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>
- Boni, M., Gilg, H.A., Balassone, G., Schneider, J., Allen, C.R. and Moore, F., 2007. Hypogene Zn carbonate ores in the Angouran deposit, NW Iran. *Mineralium Deposita*, 42: 799–820.
<https://doi.org/10.1007/s00126-007-0144-4>
- Bonyadi, Z., Davidson, G.J., Mehrabi, B., Meffre, S. and Ghazban, F., 2011. Significance of apatite REE depletion and monazite inclusions in the brecciated Se–Chahun iron oxide–apatite deposit, Bafq district, Iran: Insights from paragenesis and geochemistry. *Chemical Geology*, 281(3–4): 253–269.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.12.013>
- Boomeri, M., 2013. Rare earth minerals in Esfordi magnetite-apatite deposit, Bafq district. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences* 22(85): 71–82. (in Persian with English abstract)
<http://dx.doi.org/10.22071/gsj.2012.54023>
- Buchanan, L.J., De Vivo, B., Kramer, A.K. and Lima, A., 1981. Fluid inclusion study of the Fiumarella barite deposit (Catanzaro, south Italy). *Mineralium Deposita*, 16: 215–226.
<https://doi.org/10.1007/BF00202736>
- Daliran, F., 2008. The carbonate rock-hosted epithermal gold deposit of Agdarreh, Takab geothermal field, NW Iran, hydrothermal alteration and mineralization. *Mineralium Deposita*, 43: 383–404.
<https://doi.org/10.1007/s00126-007-0167-x>
- Daliran, F., Hofstra, A.H., Walther, J. and Stüben, D., 2003. Aghdarreh and Zarshuran SRHDG deposits, Takab region, NW Iran. GSA Annual Meeting, Abstract with Programs, Session 63–8. Retrieved November 2 –5, 2003 from
https://www.agw.kit.edu/english/1427_1506.php
- Daliran, F., Pride, K., Walther, W., Berner, Z.A. and Bakker, R.J., 2013. The Angouran Zn (Pb) deposit, NW Iran: evidence for a two stage, hypogene zinc sulfide–zinc carbonate mineralization. *Ore Geology Reviews*, 53: 373–402.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.02.002>
- Dill, H.G., 2010. The chessboard classification scheme of mineral deposits: Mineralogy and geology from aluminum to zirconium. *Earth-Science Reviews* 100(1–4): 1–420.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.10.011>
- Fonoudi, M. and Hariri, A., 2000. Geological map of Takab, scale 1:100000. Geological Survey of Iran.
- Forster, H. and Jafarzadeh, A., 1994. The Bafq mining district in central Iran: a high mineralized infra-Cambrian volcanic field. *Economic Geology*, 89(8): 1697–1721.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.89.8.1697>
- 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)
- Gilg, H.A., Boni, M., Balassone, G., Allen, C.R., Banks, D. and Moore, F., 2006. Marble-hosted sulphide ores in the Angouran Zn-(Pb-Ag) deposit, NW Iran: interaction of sedimentary brines with a metamorphic core complex. *Mineralium Deposita* 41: 1–16.
<https://doi.org/10.1007/s00126-005-0035-5>
- Gleason, J.D., Marikos, M.A., Barton, M.D. and Johnson, D.A., 2000. Neodymium isotope study of rare earth element sources and mobility in hydrothermal Fe oxide (Fe-P-REE) system. *Geochemical et Cosmochemica Acta* 64(6): 1059–1068.
[https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00325-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00325-7)
- Harlov, D., Meighan, C.G., Kerr, I.D. and Samson, R.

- I.M., 2016. Mineralogy, chemistry, and fluid-aided evolution of the Pea Ridge Fe-oxide-REE deposit, southeast Missouri, USA. *Economic Geology*, 11(8): 1963.
<http://dx.doi.org/10.2113/econgeo.111.8.1963>
- Heidari, S.M., Daliran, F., Paquette, J.L. and Gasquet, D., 2015. Geology, timing, and genesis of the high sulfidation Au (-Cu) deposit of Touzlar, NW Iran. *Ore Geology Reviews*, 65: 460–486.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.05.013>
- Heidari, S.M., Ghaderi, M., Kouhestani, H., 2017. Sediment-hosted epithermal gold mineralization at Arabshah, SE Takab, NW Iran. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences* 27(105): 233–244. (in Persian with English abstract)
<http://doi.org/10.22071/gsj.2017.53971>
- Heidarian, H., Alirezaie, S. and Lenta, D.R., 2017. Chadormalu Kiruna-type magnetite-apatite deposit, Bafq district, Iran: Insights into hydrothermal alteration and petrogenesis from geochemical, fluid inclusion, and sulfur isotope data. *Ore Geology Reviews*, 83: 43–62.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.11.031>
- Hildebrand, R.S., 1986. Kiruna- type deposit: their origin and relationship to inter mediate subvolcanic plutons in the Great Bear magmatic zone, Northwest Canada. *Economic Geology* 81(3): 640–659.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.81.3.640>
- Hitzman, M.W., 2000. Iron oxide-Cu-Au deposits: What, where, when and why? In: Porter, T.M., (Editor), *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective*, 1. Australian Mineral Foundation, Adelaide, pp. 9–25. Retrieved December 3-5, 2000 from https://books.google.com/books/about/Hydrothermal_Iron_Oxide_Copper_gold_Rela.html?id=NXPxAAAAMAAJ
- Hitzman, M.W., Oreskes, N. and Einaudi, M.T., 1992. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-LREE) deposits. *Precambrian Research*, 58(1): 241–287.
[https://doi.org/10.1016/0301-9268\(92\)90121-4](https://doi.org/10.1016/0301-9268(92)90121-4)
- Jami, M., Dunlop, A.C. and Cohen, D.R., 2007. Fluid inclusion and stable isotope study of the Esfordi apatite- magnetite deposit, Central Iran. *Economy Geology*, 102(6): 1111–1128.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.102.6.1111>
- Karami, F., Kouhestani, H., Mokhtari, M.A.A. and Azimzadeh, A.M., 2021. The Halab deposit, SW Zanjan: Volcanogenic massive sulfide Zn–Pb (Ag) mineralization, Takab–Takht-e-Soleyman–Angouran metallogenic district. *Journal of Economic Geology*, 13(1): 165–192. (in Persian with English abstract)
<https://dx.doi.org/10.22067/econg.v13i1.76448>
- Kordian, Sh., Mokhtari, M.A.A., Kouhestani, H. and Veisheh, S., 2020. Geology, mineralogy, structure and texture, geochemistry and genesis of the Golestan Abad iron oxide- apatite deposit (East of Zanjan). *Journal of Economic Geology*, 12(3): 299–325. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/econg.v12i3.79628>
- Lecumberri-Sanchez, P., Steele-Macinnis, M. and Bodnar, R.J., 2012. A numerical model to estimate trapping conditions of fluid inclusions that homogenize by halite disappearance. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 92: 14–22.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.05.044>
- Loberg, B.E.H. and Horndal, A.K., 1983. Ferride geochemistry of Swidish Precambrian iron ores. *Mineralium Deposita*, 18(3): 487–504. Retrieved June 15, 2021 from <https://link.springer.com/article/10.1007/BF00204493>
- Lotfi, M. and Karimi, M., 2004. Mineralogy and ore genesis of Bayche Bagh five elements (Ag-Ni-Co-As-Bi) vein deposit (NW Zanjan, Iran). *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, 12(53): 40–55. (in Persian with English abstract)
- Maanijou, M. and Khodaie, L., 2018. Mineralogy and electron microprobe studies of magnetite in the Sarab-3 iron Ore deposit, southwest of the Shahrak mining region (East Takab). *Journal of Economic Geology*, 10(1): 267–293. (in Persian with extended English abstract)
<https://doi.org/10.22067/econg.v10i1.56522>
- Majidi, S.A., Lotfi, M., Emami, M.H. and Nezafati, N., 2017- The genesis of iron oxide-apatite (IOA) deposits: evidence from the geochemistry of apatite in Bafq-Saghand district, Central Iran. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, 27(105): 233–244. (in Persian with English abstract)
<http://dx.doi.org/10.22071/gsj.2017.54185>
- Malekzadeh Shafaroudi, A. and Karimpour, M.H., 2015. Mineralization and fluid inclusion studies of the Khanlogh iron oxide- apatite deposit, notheast Iran. *Advanced Applied Geology*, 17(3): 59-71. (in Persian with English abstract)
<http://dx.doi.org/10.22055/aag.2015.11825>

- McDonough, W.F. and Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3-4): 223–253.
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Mehrabi, B., Yardley, B.W.D. and Cam, J.R., 1999. Sediment-hosted disseminated gold mineralization at Zarshuran, NW Iran. *Mineralium Deposita*, 34: 673–696.
<https://doi.org/10.1007/s001260050227>
- Mohammadi, Z., Ebrahimi, M. and Kouhestani, H., 2014. The Goorgoor Fe occurrence, NE of Takab: A metamorphosed volcano-sedimentary mineralization in the Sanandaj–Sirjan zone. *Advanced Applied Geology*, 4(13): 20–32. (in Persian with English abstract). Retrieved June 15, 2021 from
https://aag.scu.ac.ir/article_10913.html
- Mohammadi Niaei, R., Daliran, F., Nezafati, N., Ghorbani, M., Sheikh Zakariaei, J. and Kouhestani, H., 2015. The Ay Qalasi deposit: An epithermal Pb–Zn (Ag) mineralization in the Urumieh-Dokhtar Volcanic Belt of northwestern Iran. *Neues Jahrbuch für Mineralogie – Abhandlungen (Journal of Mineralogy and Geochemistry)*, 192(3): 263–274.
<https://doi.org/10.1127/njma/2015/0284>
- Mokhtari, M.A.A., 2015. Posht-e-Badam metallogenic block (Central Iran): a suitable zone for REE mineralization. *Central European Geology*, 58(3): 199–216.
<https://doi.org/10.1556/24.58.2015.3.1>
- Mokhtari, M.A.A., Hossein Zadeh, Gh. and Emami, M.H., 2013. Genesis of iron-apatite ores in Posht-e-Badam Block (Central Iran) using REE geochemistry. *Journal of Earth System Science*, 122(3): 795–807.
<https://doi.org/10.1007/s12040-013-0313-z>
- Mokhtari, M.A.A., Sadeghi, M. and Nabatian, Gh., 2018. Geochemistry and potential resource of rare earth element in the IOA deposits of Tarom area, NW Iran. *Ore Geology Reviews*, 92: 529–541.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.12.006>
- Nabatian, Gh., 2012. *Geology, Geochemistry and Evolution of Iron Oxide-apatite Deposits in the Tarom Volcano-plutonic Belt, Western Alborz*. Unpublished PhD Thesis, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran, 375 pp. (in Persian with English abstract) Retrieved September 18, 2012 from
https://parseh.modares.ac.ir/thesis.php?id=203238&sid=1&slc_lang=en
- Nabatian, Gh. and Ghaderi, M., 2014. Mineralogy and geochemistry of the rare earth elements in iron oxide-apatite deposits of the Zanjan region. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, 24(93): 157–170. (in Persian with English abstract)
<http://dx.doi.org/10.22071/gsj.2014.43556>
- Nabatian, Gh., Ghaderi, M., Corfu, F., Neubauer, F., Bernroider, M., Prokofiev, V. and Honarmand, M., 2014. 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, Gh., 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>
- Najafzadeh, M., Ebrahimi, M., Mokhtari, M.A.A. and Kouhestani, H., 2017. The Arabshah occurrence: An epithermal Au-As-Sb Carlin type mineralization in the Takab-Angouran-Takht-e-Soleyman metallogenic zone, western Azerbaijan. *Advanced Applied Geology*, 6(4): 62–77. (in Persian with English abstract)
<http://doi.org/10.22055/aag.2016.12709>
- Nouri, F., Mokhtari, M.A.A., Izadyar, J. and Kouhestani, H., 2021. Geochemistry and petrogenesis of the Alamkandi granitoid body and Fe skarn (west of Mahneshan, Zanjan province). *Journal of Economic Geology*, 13(3): 507–536. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/ECONG.V13I3.86285>
- Pourmohamad, F., Kouhestani, H., Azimzadeh, A.M., Nabatian, Gh. and Mokhtari, M.A.A., 2019. Mianaj iron occurrence, southwest of Zanjan: Metamorphosed and deformed volcano-sedimentary type of mineralization in Sanandaj–Sirjan zone. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, 28(111): 161–174. (in Persian with English abstract)
<http://doi.org/10.22071/gsj.2017.84283.1099>
- Roedder, E., 1984. Fluid inclusions. *Mineralogical Society of America, Virginia*, 646 pp.
- Sabzi, Z., Mokhtari, M.A.A. and Ebrahimi, M., 2018. Petrology and geochemistry of Ayoub Ansar

- volcanic dome, southeast Takab. *Researches in Earth Sciences*, 9(1): 103–117. (in Persian with English abstract) Retrieved June 15, 2021 from https://esrj.sbu.ac.ir/article_96554.html?lang=en
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H. and Alderton, D.H.M., 1985. A practical guide to fluid inclusion studies. Blackie, Glasgow, 239 pp.
<http://doi.org/10.1180/minmag.1986.050.356.32>
- Steele-MacInnis, M., Lecumberri-Sanchez, P. and Bodnar, R.J., 2012. HOKIEFLINCS-H₂O-NaCl: A Microsoft Excel spreadsheet for interpreting microthermometric data from fluid inclusions based on the PVTX properties of H₂O-NaCl. *Computers and Geosciences*, 49: 334–337.
<https://doi.org/10.1016/j.cageo.2012.01.022>
- Sterner, S.M., Hall, D.L. and Bodnar, R.J., 1988. Synthetic fluid inclusions. V. Solubility relations in the system NaCl-KCl-H₂O under vapor-saturated conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52, 989–1005.
[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(88\)90254-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(88)90254-2)
- Tofigi, F., Mokhtari, M.A.A., Izadyar, J. and Kouhestani, H., 2019. Geology and genesis of Halab 2 Fe occurrence in Takab-Takht-e-Soleiman-Anguoran metallogenic zone. *Advanced Applied Geology*, 8(1): 44–59. (in Persian with English abstract)
<http://doi.org/10.22055/aag.2018.22926.1747>
- Torab, F.M. and Lehmann, B., 2008. Magnetite-apatite deposits of the Bafq district, Central Iran: apatite geochemistry and monazite geochronology. *Mineralogical Magazine*, 71(3): 347–363.
<https://doi.org/10.1180/minmag.2007.071.3.347>
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1):185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Wilkinson, J.J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55(1–4): 229–272.
[https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00047-5](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00047-5)



RESEARCH ARTICLE

doi 10.22067/ECONG.2022.76456.1045



Origin of magnetite and apatite ores in the Esfordi magnetite-apatite ore deposit NE of Bafq, south Yazd: insights from mineralogy, geochemistry, microthermometry, O-H stable and U-Pb and Nd-Sm non-stable isotopes

Kiamars Hosseini ¹ , Mohammad Ali Rajabzadeh ^{2*}

¹ Ph.D. student, Department. of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

² Professor, Department of Earth Sciences, School of Science, Shiraz University, Shiraz, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 19 May 2022
Revised: 27 November 2022
Accepted: 30 November 2022

Keywords

Mineralogy
Geochemistry
Stable and non-stable isotopes
Esfordi ore deposit
Bafq

*Corresponding author

Mohammad Ali Rajabzadeh
✉ mrajabzadeh@shirazu.ac.ir

ABSTRACT

Petrographic and mineralogical data indicate the widespread presence of five generations of apatite, two generations of monazite with minor xenotime in the Esfordi deposit. The O-H isotopic studies on the 1st- and 2nd-generations of apatites and massive fine-grained and vein-type apatites as well as their Sr and Mn contents, showed that the source of phosphorous was the sedimentary phosphorites. The ratio of ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd vs ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd and εNd vs P₂O₅, and the difference of Nd isotopic ratios in the massive fine-grained and vein-type apatites indicate that they are not reproductively related to the host rhyolite and diorite. The similarity of ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd vs ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd and εNd vs P₂O₅ in the 1st- and 2nd-generations of apatite and the host rocks indicated that recrystallization of the apatites occurred during the magmatic and hydrothermal fluids circulation which were derived from the felsic to intermediate subvolcanic rocks. Difference in the age of the 2nd-generation apatites and the paragenetic- monazites (²³⁸U/²⁰⁶Pb and ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb dating), the crystalline apatites and magnetite, the ilmenite exclusions in the magnetites, the dissolution evidences of different apatites and monazites generations, the content of Ti vs V, Al+Mn vs Ti+V and Mg+Al+Si vs Ti, and the O-H isotopes of the magnetite-apatite ores, all indicate the mixing of high-temperature magmatic and hydrothermal fluids rich in REE, P with Ca ±Fe evaporitic brines in different time periods, which caused a polygenic origin for the Esfordi deposit.

How to cite this article

Hosseini, K. and Rajabzadeh, M.A., 2022. Origin of magnetite and apatite ores in the Esfordi magnetite-apatite ore deposit NE of Bafq, south Yazd: insights from mineralogy, geochemistry, microthermometry, O-H stable and U-Pb and Nd-Sm non-stable isotopes. *Journal of Economic Geology*, 14(4): 31–88. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/ECONG.2022.76456.1045>



©2022 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

The origin of the magnetite-apatite ore deposits in the Bafq mining district has been explained by a variety of mineralization models, including: a) metasomatic-hydrothermal (IOCG) related to Kiruna-type iron ore deposits (Mehrabi et al., 2019; Ziapour et al., 2021), b) orthomagmatic Kiruna-type (Mehdipour Ghazi et al., 2020; Vesali et al., 2021), and c) Ediacarian-paleoglacial BIF (Aftabi et al., 2021). This study combines evidence from mineralogy, geochemistry, stable isotopes, and apatite and magnetite ores from the Esfordi ore deposit to investigate the origin of mineralizing fluids for the first time. The results of this research could be used to explain the mineralization mechanisms of magnetite-apatite ore deposits in the Bafq mining district.

Materials and methods

Twenty samples of crystalline apatite of the first and second generations, twenty-two samples of massive fine grained apatite ore, and twenty-three magnetite-apatite samples were collected from different ores sections. Petrographic and mineralogical studies were carried out on 47 microscopic thin sections. Scanning Electron Microscopy (SEM) (18 samples) and XRD analyses (7 samples) were used to analyze the representative samples. ICP-OES and ICP-MS techniques were used at the Iranian Mineral Processing Research Center to analyze representative samples from apatite ores (12 samples), magnetite ores (12 samples), hematite ores (2 samples), jaspilite (10 samples), rhyolite (6 samples), rhyolitic tuff (5 samples), and metasomatized host rocks (5 samples). Fluid inclusion investigations on Twelve apatite crystals were conducted at Tehran's Zaminriz Kavan Research Company and the Geological Survey of Iran. Six samples of apatite ore were submitted to Hungaria laboratory for O-H isotopic analysis, and three samples were sent to Queensland University in Australia for Nd-Sm isotope analysis in order to conduct the isotopic analysis. Laser Ablation Coupled Plasma Mass Spectrometry was also used at Tasmania University in Australia to analyze four samples of apatite ores.

Results

This research reveals the Esfordi apatite ores are

derived from the sedimentary phosphorites. The O-H isotopic data and the Sr and Mn content of the first and second generations as well as the massive fine-grained apatites, display the role of evaporitic brines in their formation. According to the contents of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ and ϵNd vs P_2O_5 , as well as the variety in Nd isotopic ratios, the massive fine grained apatites, which forms the majority of the apatite mineralization (>95%), lacks a clear genetic relationship in terms of provenance with the rhyolitic, dioritic, and microdioritic host rocks. The similarity of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ and ϵNd vs P_2O_5 in the first and second generations of apatites and the host rocks demonstrated that the recrystallization of apatite rocks occurred under the influence of magmatic and hydrothermal fluids originating from the felsic to intermediate subvolcanic rocks in the area, which resulted in an increase in ϵNd values.

The differences in age between the second-generation apatite and the paragenetically related monazites, using $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dating methods, besides dissolution evidence in different generations of apatites and monazites, Ti vs V, Al+Mn vs Ti+V and O-H isotopes of the magnetite-apatite ores, indicated the role of high temperature magmatic and hydrothermal fluids along with evaporitic brines in mineralization in different time spans. This processes lead to a diversity of mineralization and a polygenic origin for the Esfordi apatite-magnetite ore deposit.

Discussion

The Esfordi ore deposit contains three different forms of apatites mineralization, including vein-type, fine grained massive and disseminated ores according to field observations. There were five generations of apatite, according to petrographic data. Numerous rare earth element minerals, including alanite, parisite-synchysite, bastenasite, and britolite, as well as two generations of monazite and one generation of limited xenotime, were identified in the Esfordi ore deposit according to investigations on the first and second generation apatites. Stable H-O and radiogenic Nd-Sm isotopic studies on the first and second generation apatites and massive fine grained apatite ores along with the similarity between ϵNd contents in apatite and phosphorites in Soltanieh Formation and phosphorite nodules of the Eastern European platform (Ediacarne

and Lower Cambrian deposits) as well as Lower Cambrian sedimentary phosphate deposits in Siberia, Western Mongolia, Baltic, South Kazakhstan, South China, Australia, West Newfoundland, North Greenland and East Greenland confirms that the investigated apatites were formed from leaching of old or contemporaneous sedimentary phosphorites of Soltanieh Formation while magmatic and hydrothermal fluids originated from granitoid masses circulated in massive fine grained apatite ores. By the way, these crystalline apatites have been enriched in ϵNd content under the influence of magmatic and hydrothermal fluids originated from deep to sub-volcanic felsic and intermediate intrusions in this region.

Investigation using the radiometric dating methods ($^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) on the second-generation apatite and the paragenetically related monazites showed that these minerals were formed between 494-528 Ma and 514-556 Ma, respectively. Some monazites are older than apatites (approximately 28 Ma), which indicates that they were formed before apatite ore and it has been affected by hydrothermal fluids in the structure of apatite. The dating, for a limited number of monazites, indicates a time span

between 23 to 33 and a time span of 104 to 153 Ma. The age differences between the apatite and monazite inclusions can be due, not only, to late alteration of deep to sub-volcanic bodies originated hydrothermal fluids, but also, to separation of U-Pb from this system or the formation of young monazites during orogenesis in different time spans. The presence of recrystallized apatite and magnetite, zoning and dissolution evidence in some monazites, dendritic texture in actinolite, ilmenite exsolutions and stable isotopes of magnetite and apatite ores indicates the mixing of magmatic and high temperature hydrothermal fluids with evaporitic brines enriched in REE, P, Ca $\pm$ Fe resulting in a diversity of processes involved in formation of the Esfordi ore deposit.

Acknowledgements

The authors appreciate Shiraz University Research Council for support of this work. The Director General and personal of the Esfordi Mine Company are acknowledged for their assistance in the field works.



منشأ کانسنگ‌های مگنتیت و آپاتیت در کانسار مگنتیت-آپاتیت اسفوردی، شمال شرق بافق، جنوب یزد: شواهدی از کانی‌شناسی، زمین‌شیمی، ریزدماسنجی، ایزوتوپ‌های پایدار O-H و ایزوتوپ‌های ناپایدار U-Pb و Nd-Sm

کیامرث حسینی^۱، محمدعلی رجب زاده^{۲*}

^۱ دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

^۲ استاد، بخش علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران

چکیده	اطلاعات مقاله
داده‌های سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی بیانگر حضور پنج نسل آپاتیت و دو نسل موناژیت به صورت گسترده و زئوتیم به صورت محدود در کانسار اسفوردی است. ایزوتوپ‌های پایدار O-H و محتوای Sr و Mn در آپاتیت‌های نسل اول و دوم و آپاتیت‌های ریز بلور توده‌ای و رگه‌ای، منشأ فسفر در آپاتیت‌های اسفوردی را در زمره فسفریت‌های رسوبی قرار می‌دهند. نسبت مقادیر $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ به $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ و ϵNd به میزان P_2O_5 و تفاوت در نسبت ایزوتوپی Nd در آپاتیت‌های ریز بلور توده‌ای و رگه‌ای، بیانگر عدم ارتباط زایشی آنها با سنگ‌های ریولیتی، دیوریتی و میکرودیوریتی می‌زبان است. شباهت نسبت $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ به $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ و ϵNd به میزان P_2O_5 در آپاتیت‌های بلورین نسل اول و دوم به نسبت‌های مشابه آنها در سنگ‌های میزبان، ناشی از تبلور مجدد کانسنگ فسفات، تحت تأثیر سیال‌های ماگمایی و گرمایی با منشأ توده‌های نفوذی نیمه عمیق فلسیک تا حدواسط و بالا رفتن مقادیر ϵNd آنهاست. تفاوت سنی آپاتیت‌های نسل دوم و موناژیت‌های مرتبط با آن (سن سنجی به روش $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ و $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$)، وجود آپاتیت و مگنتیت بلورین و بافت برون‌رستی ایلمنیت در کانی مگنتیت، وجود شواهد انحلالی در نسل‌های مختلف آپاتیت و موناژیت، نسبت‌های Ti در مقابل V، Al+Mn در مقابل Ti+V و Mg+Al+Si در مقابل Ti و داده‌های ایزوتوپ‌های پایدار O-H بر روی کانسنگ آپاتیت و مگنتیت، بیانگر اختلاط سیالات ماگمایی و گرمایی دما بالا با شورابه‌های تبخیری غنی از Ca، REE، P، $\pm\text{Fe}$ در بازه‌های زمانی مختلفی است که سبب منشأ چندزادی در کانسار اسفوردی شده است.	تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۲/۲۹ تاریخ بازنگری: ۱۴۰۱/۰۹/۰۶ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۹/۰۹
	واژه‌های کلیدی کانی‌شناسی زمین‌شیمی ایزوتوپ‌های پایدار و ناپایدار کانسار اسفوردی باقی
	نویسنده مسئول محمدعلی رجب‌زاده mrajabzadeh@shirazu.ac.ir ✉

استناد به این مقاله

حسینی، کیامرث و رجب‌زاده، محمدعلی، ۱۴۰۱. منشأ کانسنگ‌های مگنتیت و آپاتیت در کانسار مگنتیت-آپاتیت اسفوردی، شمال شرق بافق، جنوب یزد: شواهدی از کانی‌شناسی، زمین‌شیمی، ریزدماسنجی، ایزوتوپ‌های پایدار O-H و ایزوتوپ‌های ناپایدار U-Pb و Nd-Sm. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۴(۴): ۳۱-۸۸
<https://doi.org/10.22067/ECONG.2022.76456.1045>

مقدمه

بر خلاف تاریخچه‌ای طولانی از بررسی‌ها و بحث‌های علمی گسترده، منشأ کانسارهای مگنتیت-آپاتیت $REE\pm$ در گستره معدنی بافق در ایران مرکزی هنوز مبهم است. در مورد منشأ کانسارهای مگنتیت-آپاتیت منطقه بافق، الگوهای کانی‌زایی گوناگونی ارائه شده که بحث‌برانگیز بوده و موجب سردرگمی پژوهشگران شده است. این نظریه‌ها شامل الگوی سیال امتزاج‌ناپذیر و متاسوماتیک قلیایی به درجه‌های مختلف تحت تأثیر سیالات گرمابی (Mokhtari et al., 2013)، الگوی IOCG متاسوماتیک-گرمابی مرتبط با فلسیک‌های کامبرین نوع کایرونا (Torab and Lehmann, 2007; Daliran et al., 2010; Bonyadi et al., 2011; Stosch et al., 2011; Dehghanzadeh bafghi et al., 2017; Heidarian et al., 2019; Mehrabi et al., 2018)، الگوی IOA ماگمایی (ارتوماگمایی) نوع کایرونا (Jami et al., 2007; Mehdi pour et al., 2019; Troll et al., 2019; Mehdi pour et al., 2020; Majidi et al., 2021)، اختلاط سیالات ماگمایی-گرمابی و کانی‌زایی اسکارن نوع کایرونا (Taghipour et al., 2013) و الگوی BIF نوع یخچال‌زاد ادیاکارن (Mohseni and Aftabi, 2015; Aftabi et al., 2021) هستند. اغلب پژوهشگران الگوی ماگمایی-گرمابی IOCG (جاننشینی کانی‌های سنگ میزبان با کانی‌زایی آپاتیت-مگنتیت توسط سیالات غنی از فلزهای درجه حرارت کم تا متوسط، $400 \leq$ درجه سانتی‌گراد) یا ارتوماگمایی IOA و سیالات ماگمایی درجه حرارت بالا، $800 \geq$ درجه سانتی‌گراد (کانسارهای نوع کایرونا و ال‌لاکو) (Mehdi pour Ghazi et al., 2019; Troll et al., 2019; Bonyadi and Sadeghi, 2020; Majidi et al., 2021; Ziapour et al., 2021; Vesali et al., 2021) را برای کانسارهای مگنتیت-آپاتیت در گستره معدنی بافق پیشنهاد کرده‌اند. ترو و همکاران (Troll et al., 2019) و مجیدی و همکاران (Majidi et al., 2021) دمای تبلور مگنتیت را در سنگ میزبان ریولیتی حدود 1000 درجه سانتی‌گراد تخمین زده‌اند. بر اساس بررسی‌های ایزوتوپ اکسیژن بر روی مگنتیت

توسط پیترز و همکاران (Peters et al., 2020)، مگنتیت در کانسارهای آهن ایران مرکزی در اثر اندرکنش سیالات ماگمایی درجه حرارت بالا با سنگ‌های تبخیری در گستره معدنی بافق تشکیل شده است. بررسی‌های کانی‌شناسی، بافتی، زمین‌شیمیایی عناصر کمیاب و ایزوتوپ اکسیژن بر روی مگنتیت‌های کانسارهای چغارت، سه‌چاهون و چادرملو نشان‌دهنده سه نسل مگنتیت اولیه ماگمایی توده‌ای، مگنتیت گرمابی درجه حرارت بالا و رگه‌های مگنتیت شبیه کف^۱ در مگنتیت توده‌ای نسل اول است و آلودگی سنگ‌های ماگمایی با واحدهای تبخیری و فسفردار پوسته‌ای نقشی مهم در تشکیل مذاب غیرقابل امتزاج غنی از آهن داشته است (Mehdi pour Ghazi et al., 2019). همچنین بر اساس بررسی‌های ضیاپور و همکاران (Ziapour et al., 2021)، سه نسل مگنتیت توسط سیال ماگمایی-گرمابی غنی از آهن در کانسار چاه‌گر IOA نوع کایرونا شناسایی شده است. مقادیر $\delta^{18}O$ در مگنتیت‌های ماگمایی-گرمابی دما بالای نسل اول نشان‌دهنده یک منشأ سیلیکات ماگمایی و مقادیر $\delta^{34}S$ در پیریت‌های هم‌بافت با مگنتیت‌های نسل اول بیانگر منشأ سولفور تبخیری و آلودگی ماگما با سنگ‌های تبخیری سازند اسفوردی است. بر اساس پژوهش محسنی و آفتابی (Mohseni and Aftabi, 2015) و آفتابی و همکاران (Aftabi et al., 2021)، مگنتیت در حال تعادل با آب دریاها و کانسارهای جهانی BIFs بوده و در محدوده دمایی 280 تا 400 درجه سانتی‌گراد تشکیل شده است. در این پژوهش، برای نخستین بار با تلفیق شواهد سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و ایزوتوپ‌های پایدار و ناپایدار بر روی کانسنگ آپاتیت در کانسار مگنتیت-آپاتیت اسفوردی، منشأ سیالات کانه‌زا و کانه‌زایی در سنگ میزبان و کانسنگ بررسی شده است. نتایج این پژوهش می‌تواند در تبیین الگوهای کانه‌زایی کانسارهای مگنتیت-آپاتیت در گستره معدنی بافق مؤثر باشد.

زمین‌شناسی ناحیه‌ای

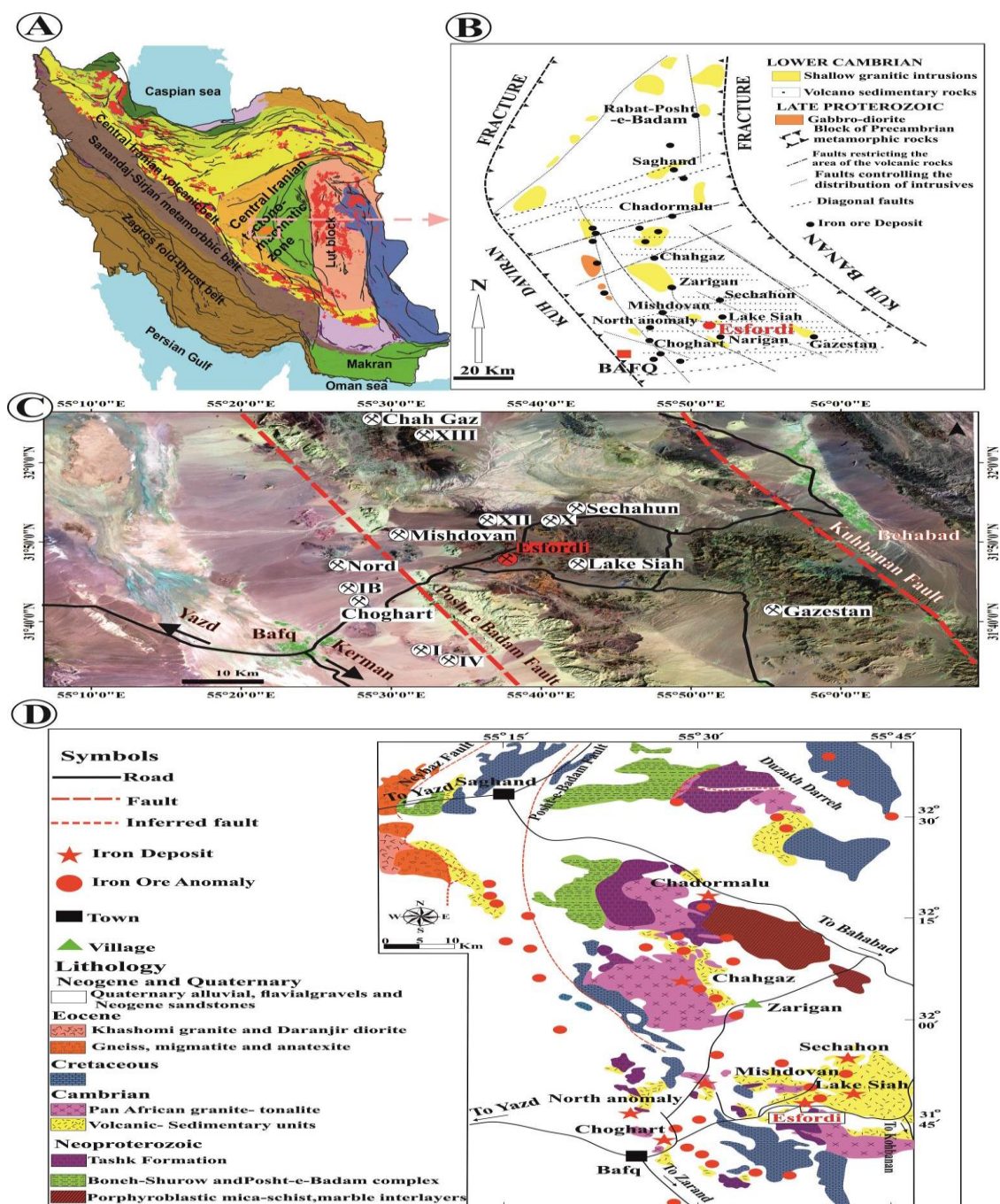
گستره معدنی بافق در بخش جنوبی پهنه زمین‌ساختی کرمان-کاشمر به شکل کمائی محصور بین سامانه‌های گسل‌های کوه

بنان- کلمرد- ازبک کوه- مهدی آباد در شرق و داوران- پشت بادام- نایینی- گرو در غرب قرار گرفته است. این گستره معدنی دربردارنده کانسارهای آهن-آپاتیت-منگنز، سرب-روی و اورانیوم-توریوم-عناصر کمیاب خاکی متعددی است (شکل ۱-A، B، C و D). میانگین عیار آهن در این کانسارها ۵۰ درصد و فسفر ۰/۰۱ تا ۷/۸ درصد وزنی است (NISCO, 1980). سنگ میزبان این کانسارها را توالی رسوبی-آتشفشانی فلسیک نوپروتروزوئیک-کامبرین زیرین سازند اسفوردی (ساغند) تشکیل می‌دهد و کانه‌زایی، مرتبط با بخش ۴ سازند ساغند است (Samani, 1998). سازند اسفوردی با ضخامتی حدود ۸۰۰ متر از قاعده به طرف بالا از ماسه‌سنگ چرتی، سنگ آهک دولومیتی، گنبد‌های ریولیتی-ریوداستیتی نزدیک به منشأ با کانه‌زایی آهن-فسفر، توف‌های ریولیتی-ریوداستیتی و بازالت‌های اسپیلیتی با کانه‌زایی آهن-فسفر نواری، دولومیت چرت‌دار، ژاسپیلیت، کلاهک‌های کربناته و شیل‌های سیاه رنگ به همراه دولومیت‌های چرتی میزبان کانسارهای سدکس سرب-روی دور از منشأ تشکیل شده است (Mohseni and Aftabi, 2015). توده‌های گرانیتوئیدی تا گابرو-دیوریتی کامبرین و دایک‌های دیابازی تا لامپروفیری تأخیری، توالی آتشفشانی-رسوبی اسفوردی را قطع کرده‌اند (Mohseni and Aftabi, 2015). ماده معدنی مگنتیت-آپاتیت در گستره معدنی بافق اغلب همراه گنبد‌های ریولیتی-ریوداستیتی و توالی آذرآواری زیردریایی سازند اسفوردی (معادل سری ریزو) یافت می‌شود. کانه‌زایی آهن-فسفر همراه با نفوذ توانالیت‌ها و لوکوگرانیت‌های نوع زیرگان-ناریگان انجام نشده است (Stosch et al., 2011; Mohseni and Aftabi, 2015). ریولیت‌های میزبان این کانسارها، دگرسانی‌های گرمایی زیردریایی را با تشکیل آل‌بیت، اکینولیت، کلریت، سیرسیت، تورمالین و کربنات‌ها تحمل کرده‌اند (Aftabi et al., 2021). برای توضیح تشکیل کانسارهای مگنتیت-هماتیت-آپاتیت گستره معدنی بافق، محیط کافت‌های ولکانوژنیک آلکالن داخل قاره‌ای نوپروتروزوئیک-کامبرین زیرین (Samani, 1988; Moore)

بنان- کلمرد- ازبک کوه- مهدی آباد در شرق و داوران- پشت بادام- نایینی- گرو در غرب قرار گرفته است. این گستره معدنی دربردارنده کانسارهای آهن-آپاتیت-منگنز، سرب-روی و اورانیوم-توریوم-عناصر کمیاب خاکی متعددی است (شکل ۱-A، B، C و D). میانگین عیار آهن در این کانسارها ۵۰ درصد و فسفر ۰/۰۱ تا ۷/۸ درصد وزنی است (NISCO, 1980). سنگ میزبان این کانسارها را توالی رسوبی-آتشفشانی فلسیک نوپروتروزوئیک-کامبرین زیرین سازند اسفوردی (ساغند) تشکیل می‌دهد و کانه‌زایی، مرتبط با بخش ۴ سازند ساغند است (Samani, 1998). سازند اسفوردی با ضخامتی حدود ۸۰۰ متر از قاعده به طرف بالا از ماسه‌سنگ چرتی، سنگ آهک دولومیتی، گنبد‌های ریولیتی-ریوداستیتی نزدیک به منشأ با کانه‌زایی آهن-فسفر، توف‌های ریولیتی-ریوداستیتی و بازالت‌های اسپیلیتی با کانه‌زایی آهن-فسفر نواری، دولومیت چرت‌دار، ژاسپیلیت، کلاهک‌های کربناته و شیل‌های سیاه رنگ به همراه دولومیت‌های چرتی میزبان کانسارهای سدکس سرب-روی دور از منشأ تشکیل شده است (Mohseni and Aftabi, 2015). توده‌های گرانیتوئیدی تا گابرو-دیوریتی کامبرین و دایک‌های دیابازی تا لامپروفیری تأخیری، توالی آتشفشانی-رسوبی اسفوردی را قطع کرده‌اند (Mohseni and Aftabi, 2015). ماده معدنی مگنتیت-آپاتیت در گستره معدنی بافق اغلب همراه گنبد‌های ریولیتی-ریوداستیتی و توالی آذرآواری زیردریایی سازند اسفوردی (معادل سری ریزو) یافت می‌شود. کانه‌زایی آهن-فسفر همراه با نفوذ توانالیت‌ها و لوکوگرانیت‌های نوع زیرگان-ناریگان انجام نشده است (Stosch et al., 2011; Mohseni and Aftabi, 2015). ریولیت‌های میزبان این کانسارها، دگرسانی‌های گرمایی زیردریایی را با تشکیل آل‌بیت، اکینولیت، کلریت، سیرسیت، تورمالین و کربنات‌ها تحمل کرده‌اند (Aftabi et al., 2021). برای توضیح تشکیل کانسارهای مگنتیت-هماتیت-آپاتیت گستره معدنی بافق، محیط کافت‌های ولکانوژنیک آلکالن داخل قاره‌ای نوپروتروزوئیک-کامبرین زیرین (Samani, 1988; Moore)

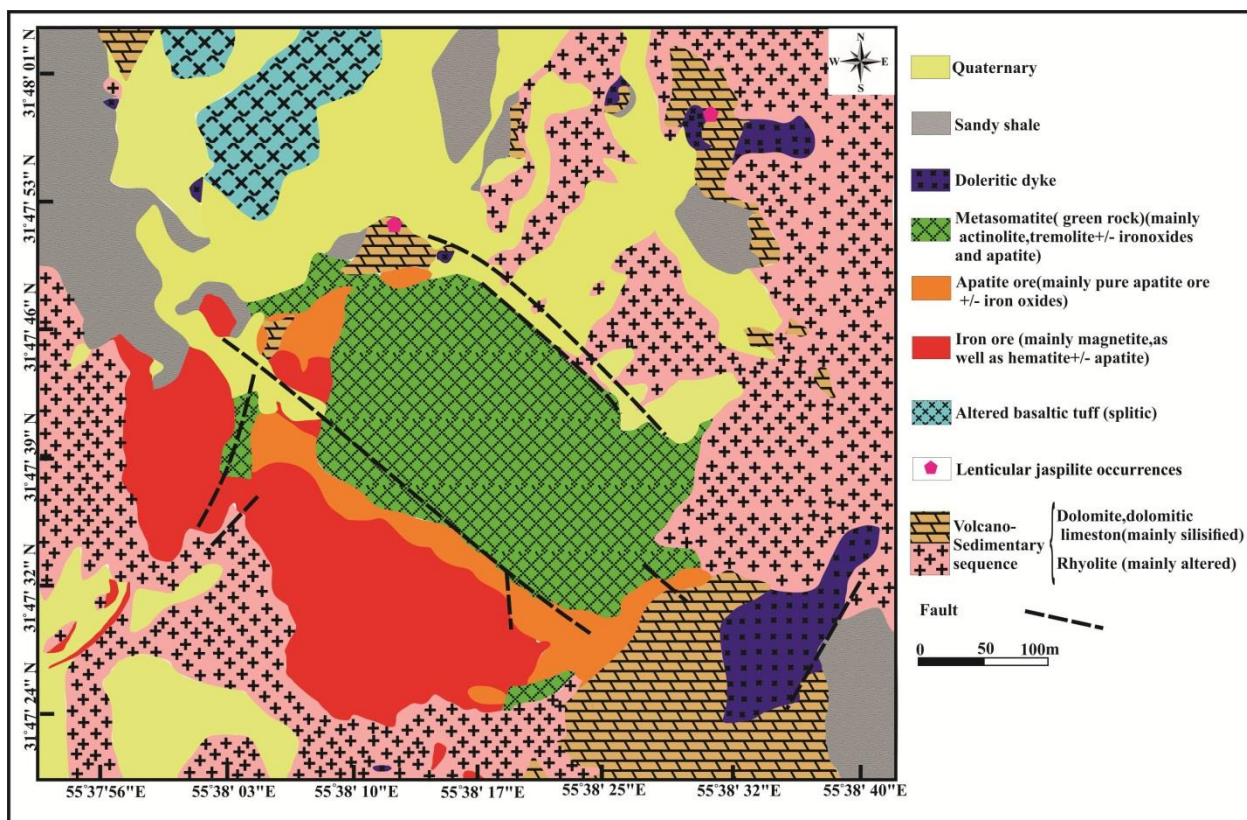
زمین‌شناسی محدوده کانسار

محدوده معدنی کانسار اسفوردی در ۲۶ کیلومتری شمال شرق شهر بافق، در طول جغرافیایی $55^{\circ}38'6''$ شرقی و عرض جغرافیایی $31^{\circ}48'18''$ شمالی واقع شده است (شکل ۲). ذخیره این کانسار ۱۷ میلیون تن با متوسط عیار ۲۵ درصد آهن و ۱۳/۹ درصد فسفر است (NISCO, 1980; Torab, 2010). این منطقه به صورت یکی از بالاآمدگی‌های قدیمی در قسمتی از واحد ساختاری ایران مرکزی و بلوک پشت‌بادام رخنمون یافته است. گنایس زمان آباد با سن پرکامبرین، قدیمی‌ترین واحد سنگی بلوک پشت‌بادام را تشکیل می‌دهد. پس از آن، سازند تاشک با دگرگونی نسبتاً ضعیف (رخساره دگرگونی شیت سبز) متشکل از سنگ‌های اسلیتی، ماسه‌سنگ‌های کوارتزی، سنگ‌های آتشفشانی اسیدی، آمفیبولیت و شیت سبز قرار دارد که در جنوب کانسار اسفوردی برون‌زد دارد (Haghipour, 1974). روی سازند تاشک نهشته‌های اینفراکامبرین معادل سری ریزو قرار می‌گیرد (Samani, 1998). سری ریزو در منطقه مورد بررسی به وسیله برومندی (Borumandi, 1973) به نام سازند اسفوردی نام‌گذاری شده است که به صورت دگرشیب بر روی سازند تاشک قرار می‌گیرد و میزبان کانسار مگنتیت-آپاتیت اسفوردی است و در مناطق وسیعی از ایران مرکزی برون‌زد دارد.



شکل ۱. A، B و C: پراکنندگی کانسارهای مگنتیت-آپاتیت در کمربند آتشفشانی نفوذی کاشمر-کرمان (با تغییرات از حق‌پور و پلیسیه (Haghipour and Pelissier, 1977)، رمضانی و تاکر (Ramezani and Tucker, 2003) و میرزابابایی و همکاران (Mirzababaei et al., 2021) و D: نقشه زمین‌شناسی بافق-ساغند (با تغییرات از حق‌پور و پلیسیه (Haghipour and Pelissier, 1977) و رمضانی و تاکر (Ramezani and Tucker, 2003))

Fig. 1. A, B, and C: Distribution of magnetite-apatite ore deposits in the Kashmar-Kerman volcanic-plutonic belt (modified after Haghipour and Pelissier, 1977; Ramezani and Tucker, 2003; Mirzababaei et al., 2021), and D: Geological map of the bafq-Saghand (modified after Haghipour and Pelissier, 1977; Ramezani and Tucker, 2003).



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰ ساده شده کانسار اسفوردی (با تغییرات از شرکت تهیه و تولید مواد معدنی ایران (Iran Minerals Production and Supply Co (Impasco), 2012

Fig. 2. Simplified 1:1,000 geologic map of the Esfordi ore deposit (modified after Iran Minerals Production and Supply Co (Impasco), 2012)

2015). داده‌های سنگ‌نگاری و تجزیه کانی‌شناختی به روش XRD بر روی نمونه برداشت‌شده از پهنه‌های دگرسانی نشان می‌دهند که با وجود تنوع بافتی، شیمیایی و کانی‌شناسی در دگرسانی‌های سنگ میزبان، می‌توان آنها را در چهار گروه دگرسانی پتاسیمی، دگرسانی آمفیبولی، دگرسانی تالک-کلریت-اپیدوت-کربناتی و دگرسانی سیلیسی طبقه‌بندی کرد (Rajabzadeh et al., 2015).

از نظر چینه‌شناسی، کانسنگ آهن به همراه آپاتیت در قسمت زیرین و سنگ‌های آتشفشانی به شدت دگرسان‌شده سبز رنگ در قسمت بالایی قرار دارند. بخش آپاتیته که بخش اصلی کانسنگ فسفات اسفوردی محسوب می‌شود، در مجاورت عدسی‌های آهن

مشاهدات صحرایی و بررسی‌های کانی‌شناسی نشان‌دهنده دگرسانی شدید سنگ‌های آتشفشانی میزبان توده آذرین نفوذی مرتبط با مواد معدنی کانسار اسفوردی در نتیجه صعود سیال‌های گرمایی است. وسعت دگرسانی گرمایی در اطراف رگه‌های معدنی به چندین متر می‌رسد؛ اما به علت فعالیت زمین‌ساختی شدید در منطقه و به هم ریختگی پهنه‌های دگرسانی، تفکیک دقیق آنها در مجاورت توده‌های معدنی دشوار است. با این وجود، با توجه به اهمیت شناخت محصولات و فرایندهای دگرسانی همراه با کانه‌زایی به عنوان اساس شناخت فرایندهای ایجاد کانسار، به تفکیک دگرسانی‌ها بر اساس ویژگی‌های کانی‌شناسی در بخش‌های مختلف پرداخته شده است (Rajabzadeh et al.,

تشکیل شده است و با دور شدن از عدسی‌های آهن، علاوه بر کاهش شدت دگرسانی پتاسیک و افزایش دگرسانی سدیک-کلسیک، از تعداد و ضخامت رگه آپاتیتی نیز کاسته می‌شود (Jami et al., 2007).

روش مطالعه

در این پژوهش، پس از بررسی‌های صحرایی در امتداد پیمایش‌های هدفمند، تعداد ۲۰ نمونه بلور آپاتیت نسل اول و دوم، ۲۲ نمونه کانسنگ آپاتیت توده‌ای ریز بلور و ۲۳ نمونه مگنتیت-آپاتیت از بخش‌های مختلف کانه‌دار برداشت شد. بررسی‌های سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی با استفاده از روش‌های میکروسکوپی نور انعکاسی و انعکاسی بر روی ۴۷ مقطع میکروسکوپی انجام شد و پس از انتخاب نمونه‌های شاخص و آماده‌سازی آنها، تعداد ۱۸ نمونه با استفاده از میکروسکوپ الکترونی روبشی^۳ الگوی Leo1450 vp و ۷ نمونه به روش پراش پرتو ایکس^۴ الگوی Philips-Xpert pro مجهز به لامپ کبالت و لامپ مس برای تکمیل بررسی‌های کانی‌شناسی در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران مورد بررسی قرار گرفتند. برای انجام بررسی‌های زمین‌شیمی، تعداد ۱۲ نمونه آپاتیت، ۱۲ نمونه کانسنگ مگنتیت، ۲ نمونه کانسنگ هماتیت، ۱۰ نمونه ژاسپیت و ۶ نمونه ریولیت، ۵ نمونه توف‌های ریولیتی و ۵ نمونه متاسوماتیت‌های میزبان کانسار به روش ICP-MS و ICP-OES در مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی^۵ ایران مورد آنالیز قرار گرفت. همچنین پس از انجام بررسی‌های سنگ‌نگاری میان‌بارهای سیال بر روی تعداد ۱۲ مقطع دوبرصیقل از نمونه‌های حاوی بلورهای آپاتیت در شرکت زمین ریزکاوان و انجام بررسی‌های ریز دماسنجی بر روی آپاتیت‌های نسل دوم در سازمان زمین‌شناسی، برای انجام بررسی‌های ایزوتوپ‌های پایدار O-H، تعداد ۶ نمونه آپاتیت نسل اول و دوم و آپاتیت‌های توده‌ای ریز بلور در آزمایشگاه هانگاریا در کشور مجارستان و تعداد ۳ نمونه آپاتیت به روش Nd-Sm در دانشگاه کوئینزلند استرالیا مورد آنالیز قرار گرفتند. همچنین ۴ نمونه آپاتیت نسل دوم به روش

سنگ‌نگاری کانسنگ

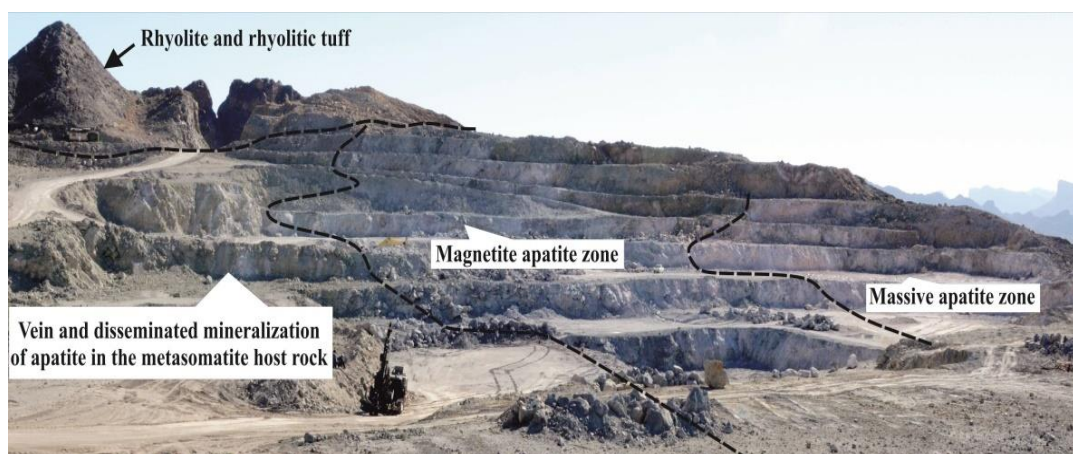
آپاتیت

مشاهدات صحرایی نشان می‌دهند که کانی‌زایی آپاتیت در کانسار اسفوردی در سه بخش و حالت متفاوت رخ داده است (شکل ۳). بخش ۱، شامل کانی‌زایی آپاتیت است که به صورت رگه‌ای درون متاسوماتیت‌های سبز غنی از اکتینولیت و زون‌های کانی‌زایی آهن، در مجاورت توف‌های ریولیتی رخ داده است (شکل ۴-A، B، C و D). بخش ۲، دربرگیرنده کانی‌زایی آپاتیت توده‌ای ریز بلور در مجاورت سنگ‌های ریولیتی و متاسوماتیت‌های سبز غنی از اکتینولیت به شدت دگرسان‌شده و در درون توده‌های آهن‌دار برشی شده رخ داده است و زون پرعیار کانی‌زایی آپاتیت را تشکیل می‌دهد (شکل ۴-E، F و G). بخش ۳، کانه‌زایی بلورهای آپاتیت به صورت انتشاری و به صورت درهم‌رشدی با مگنتیت و هماتیت و همچنین در درون سنگ‌های سبز دگرسان‌شده و آپاتیت‌های توده‌ای ریز بلور تشکیل شده است. آپاتیت در این بخش در اثر فعالیت زمین‌ساختی اغلب به حالت خرد شده یا با همراهی شکستگی‌های ریز در ساختار، حضور دارد (شکل ۴-H تا M). این آپاتیت‌ها، به صورت بلورهای منوپیرامیدال (تک‌سر) دیده می‌شوند (شکل ۴-N و O).

بررسی‌های ماکروسکوپی و سنگ‌نگاری مقاطع نازک نشان‌دهنده ۵ نسل کانی آپاتیت هستند (شکل ۴-H تا O و شکل ۵-A تا I). آپاتیت نسل اول در بخش‌های کانی‌زایی آهن و آپاتیت‌های توده‌ای به صورت انتشاری و رگچه‌های کوچک یافت می‌شود و همبستگی نزدیکی با توده‌های آهن‌دار دارد. این نسل آپاتیت، به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار با سطح صاف و به رنگ زرد نارنجی تا قهوه‌ای و به ندرت بی‌رنگ است. اندازه بلورهای این نسل آپاتیت از ۱ میلی‌متر تا ۲ سانتی‌متر و در بعضی از موارد نادر تا

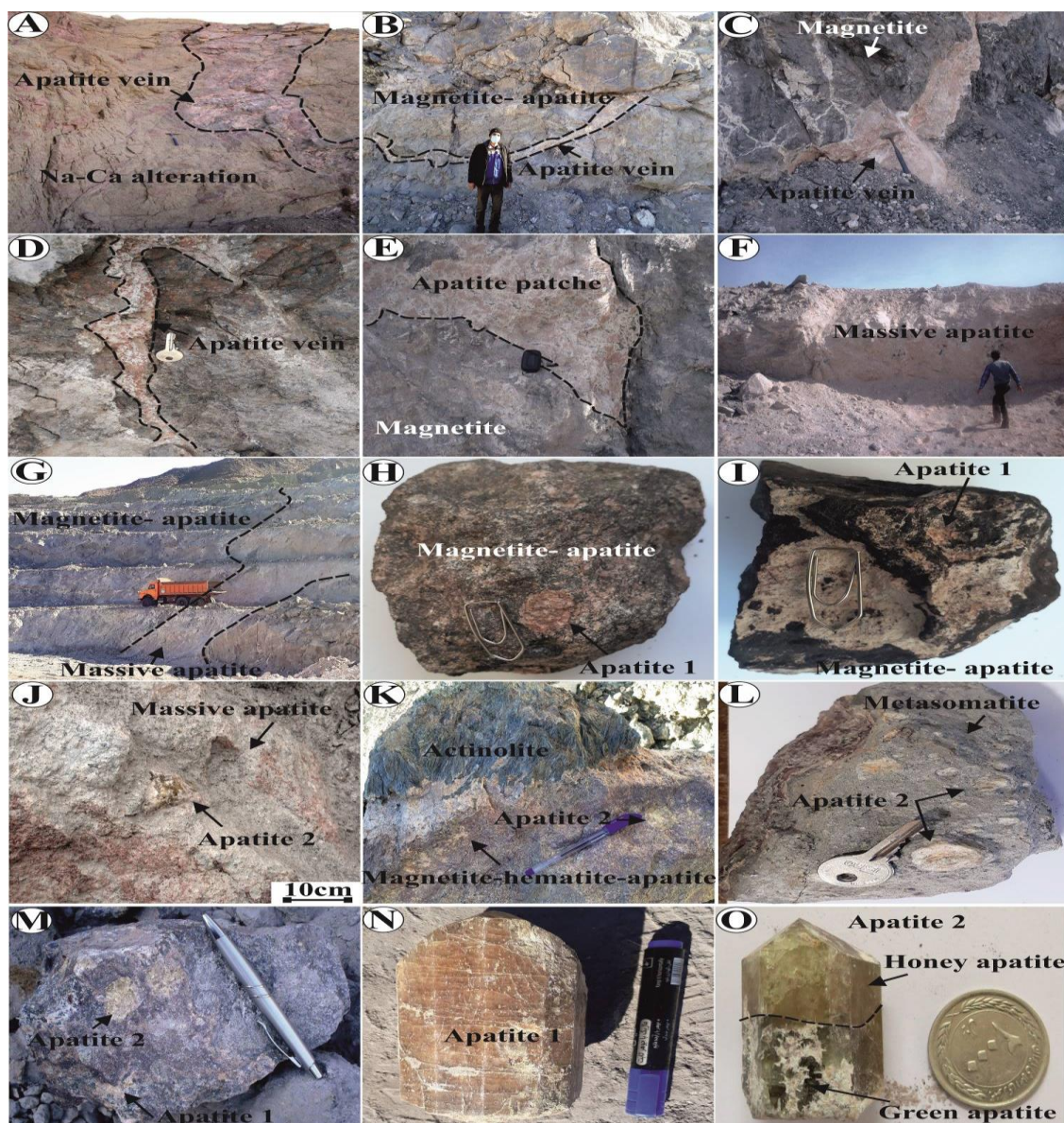
اول به نسل دوم و سپس به نسل سوم را مشاهده کرد. در مشاهدات صحرایی مشخص می‌شود که در مناطق برشی شده در اثر واکنش سیالات گرمابی با سنگ میزبان، آپاتیت نسل اول و دوم حل شده و سپس ته‌نشست آپاتیت نسل سوم صورت گرفته است (Jami et al., 2007; Rajabzadeh et al., 2015; Hosseini and Rajabzadeh, 2021). این پدیده به صورت وجود آثار انحلالی و جریان سیال گرمابی قابل مشاهده است. این نسل آپاتیت در هر سه بخش کانی‌زایی حضور دارد، اما در بخش شماره ۲ و ۳ که بیشتر دچار پدیده برشی شدن است، تمرکز بیشتری دارد (شکل ۵- D و E). آپاتیت نسل چهارم اغلب حالت ژله مانند داشته و از انحلال آپاتیت‌های نسل اول تا سوم و تبلور مجدد آن بر روی همان آپاتیت‌ها در مرحله تأخیری شکل گرفته است این نسل آپاتیت اغلب در ارتباط با آپاتیت‌های نسل اول مرتبط با زون‌های کانی‌زایی آهن است (شکل ۵- F و G). آپاتیت‌های نسل پنجم نیز تحت تأثیر فاز تأخیری دگرسانی کربناتی ± کوارتز ایجاد شده است. کوارتز، کلسیت، کلریت، آمفیبول و آهن همراه با این کانی‌زایی دیده می‌شود. این نسل آپاتیت در زون‌های برشی مرتبط با کانی‌زایی آهن و زون‌های کانی‌زایی آپاتیت مرتبط با سنگ‌های دگرسان شده دارای بیشترین گسترش است (شکل ۵- H و I).

۱۰ سانتی‌متر تغییر می‌کند و تجمع بلورهای آن اغلب بر روی سطح حفره‌ها و شکستگی‌ها و به خصوص در توده‌های آهن‌دار دیده می‌شود (شکل ۴- H، I و N و شکل ۵- A). آپاتیت نسل دوم اغلب به صورت آپاتیت‌های توده‌ای ریز بلور به ابعاد چند متر و به میزان کمتر به شکل کانی‌های بلورین ۴ میلی‌متر تا ۱۰ سانتی‌متر در مجاورت توده آهن‌دار و سنگ‌های آتشفشانی دگرسان شده و در مجاورت سنگ‌های ریولیتی دیده می‌شود. از ویژگی‌های مهم آن، برشی شدن گسترده و همراهی با کانی‌های آبداری مانند اکینولیت است. این نسل آپاتیت، نوع غالب آپاتیت در زون‌های آپاتیته کانسار اسفوردی است. رنگ ارغوانی آن نیز ناشی از وجود هماتیت به صورت میان‌بار در درون شبکه آن است. اما بلورهای خالص آن به رنگ عسلی تا سبز روشن دیده می‌شوند و به صورت درهم‌رشدی با آپاتیت نسل اول حضور دارند (شکل ۴- A تا J، M و O و شکل ۵- B و C). آپاتیت نسل سوم در ارتباط با مناطق برشی شده به صورت بلورهای نیمه خودشکل تا بی‌شکل ریزدانه به رنگ کرم تا قهوه‌ای به همراه کلسیت، هماتیت و کلریت دیده می‌شود و به صورت خمیره‌ای، آپاتیت‌های نسل اول و دوم را در برمی‌گیرد. با حرکت به سوی مناطق برشی شده و محل‌های عبور سیال، می‌توان تبدیل تدریجی از آپاتیت‌های نسل



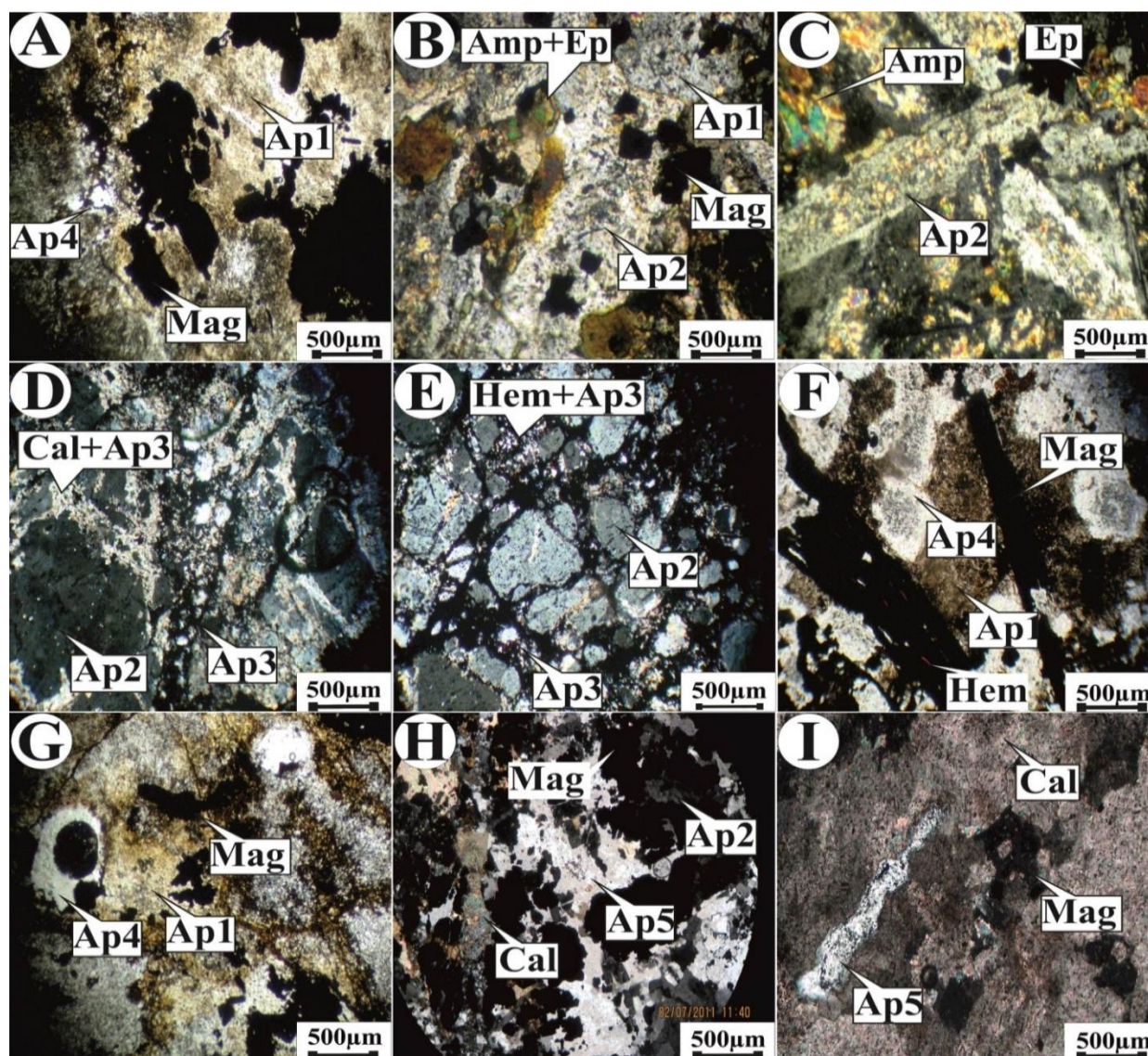
شکل ۳. زون‌های مختلف کانی‌زایی در کانسار مگنتیت-آپاتیت اسفوردی، دید به سمت جنوب شرق

Fig. 3. Different mineralization zones in the Esfordi magnetite-apatite ore deposit, view to the southeast



شکل ۴. انواع مختلف کانی‌زایی آپاتیت در کانسار اسفوردی. A, B, C و D: کانی‌زایی رگه‌ای، E: قطعه‌های کوچک آپاتیت مرتبط با کانسنگ مگنتیت، F و G: کانی‌زایی توده‌ای آپاتیت ریز بلور، H و I: کانی‌زایی آپاتیت‌های نسل اول مرتبط با مگنتیت، J: کانی‌زایی انتشاری بلورهای آپاتیت نسل دوم مرتبط با آپاتیت‌های توده‌ای ریز بلور، K و L: کانی‌زایی انتشاری آپاتیت نسل دوم مرتبط با متاسوماتیت‌های میزبان، M: در هم رشدی آپاتیت‌های نسل اول و دوم مرتبط با کانسنگ مگنتیت و N و O: بلورهای بی‌پیرامیدال آپاتیت نسل اول و دوم در زون‌های آپاتیت ریز بلور و سنگ‌های متاسوماتیسم میزبان

Fig. 4. Different types of apatite mineralization in the Esfordi ore deposit. A, B, C and D: vein-type mineralization, E: apatite patches associated with magnetite ore, F and G: massive fine grained apatite mineralization, H and I: mineralization of the first-generation apatites associated with magnetite, J: disseminated mineralization of the second generation crystalline apatite in relationship with the massive fine grained apatite, K and L: disseminated mineralization of the second generation apatite in relationship with the host metasomatite, M: a intergrowit of first and second generation apatites associated with magnetite ore, and N and O: bipyramidal first and second generation crystalline apatite within the massive fine grained apatite zones and the metasomatitized host rock



شکل ۵. نسل‌های مختلف کانی‌زایی آپاتیت در کانسار اسفوردی. A: کانی‌زایی انتشاری آپاتیت نسل اول مرتبط با زون‌های کانی‌زایی مگنتیت (XPL)، B و C: آپاتیت‌های نسل دوم مرتبط با متاسوماتیت‌های میزبان (XPL)، D و E: آپاتیت‌های نسل سوم مرتبط با زون‌های برشی (XPL)، F و G: آپاتیت‌های ژله‌ای نسل چهارم بر روی آپاتیت‌های نسل اول (XPL) و H و I: آپاتیت‌های نسل پنجم مرتبط با زون‌های رگه‌ای تاخیری کربناتی ± کوارتز (XPL). علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Amp: آمفیبول، Ap1: آپاتیت نسل اول، Ap2: آپاتیت نسل دوم، Ap3: آپاتیت نسل سوم، Ap4: آپاتیت نسل چهارم، Ap5: آپاتیت نسل پنجم، Cal: کلسیت، Ep: اپیدوت، Hem: هماتیت، Mag: مگنتیت).

Fig. 5. Different generations of the apatites in the Esfordi ore deposit. A: disseminated mineralization of the first generation apatite associated with magnetite mineralization zones (XPL), B and C: second generation apatite associated with the host metasomatite (XPL), D and E: third generation apatites associated with brecciated zones (XPL), F and G: fourth generation jelly apatites on the first generation apatite, and H and I: fifth generation of apatites in the late carbonate $\pm$ quartz vein zones (XPL). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Amp: amphibole, Ap1: first generation apatite, Ap2: second generation apatite, Ap3: third generation apatite, Ap4: fourth generation apatite, Ap5: Fifth generation apatite; Cal: calcite, Ep: epidote, Hem: hematite, Mag: magnetite).

کانی‌های کمیاب نادر خاکی

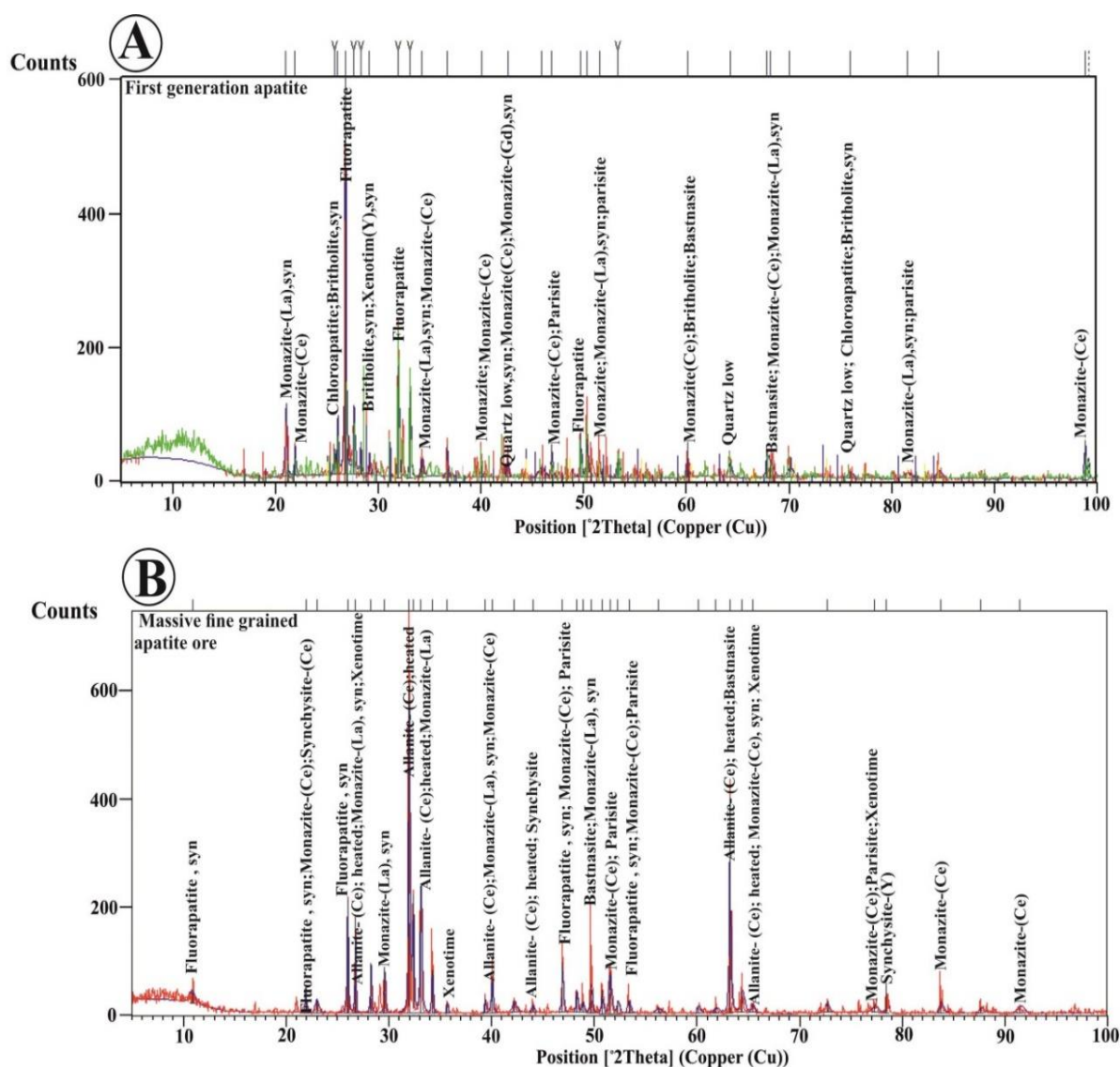
از کانی‌های عناصر کمیاب خاکی، مونازیت و زنونیم در زیر میکروسکوپ الکترونی قابل شناسایی هستند. همچنین تجزیه نیمه کمی به روش پراش پرتو ایکس بر روی آپاتیت‌های نسل اول مرتبط با بخش ۳ (آپاتیت انتشاری مرتبط با زون‌های کانی‌زایی مگنتیت)، آپاتیت‌های نسل دوم مرتبط با بخش ۱، ۲ و ۳ (زون‌های کانی‌زایی رگه‌ای، توده‌ای و انتشاری) و آپاتیت‌های توده‌ای ریزبلور که بیشترین حجم کانی‌زایی فسفات را تشکیل می‌دهند، نشان می‌دهد که علاوه بر کانی‌های یاد شده، کانی‌های آلانیت، پاریزیت-سینیزیت، باستانسیت و بریتولیت نیز تشکیل شده‌اند که حاکی از تنوع گسترده کانی‌های عناصر کمیاب خاکی در کانسار اسفوردی است. بومری (Boomeri, 2012) نیز با استفاده از طیف‌های تجزیه کیفی کانی‌های نادر خاکی به وسیله میکروپروب الکترونی حضور فازهای سیلیکاتی (گروه بریتولیت)، فسفاتی (مونازیت) و فازهای کربناتی (پاریزیت-سینیزیت) را به اثبات رسانده است. کانی مونازیت اغلب به صورت مونازیت سریم‌دار، مونازیت لانتانیم‌دار و مونازیت‌های گادولینیوم‌دار و نئودیمیم‌دار حضور دارد. کانی آلانیت نیز به صورت فازهای سریم‌دار و لانتانیم‌دار و کانی سینیزیت نیز به صورت سینیزیت ایتیم‌دار و سینیزیت سریم‌دار مشاهده شده‌اند (شکل ۶-A و B).

بررسی‌های کانی‌شناسی کانی‌های عناصر کمیاب خاکی توسط میکروسکوپ الکترونی روبشی بر روی بلورهای آپاتیت‌های نسل اول و دوم مرتبط با زون‌های کانی‌زایی آهن و بلورهای آپاتیت‌های نسل دوم مرتبط با زون‌های توده‌ای فسفات و متاسوماتیت‌های سبز کانسار اسفوردی بیانگر حضور کانی مونازیت به صورت گسترده و زنونیم به صورت محدود است (شکل ۷-A تا L و شکل ۸-A تا L). کانی مونازیت به صورت مونازیت‌های نسل اول و دوم مشاهده می‌شود. این کانی به همراه زنونیم به صورت میان‌بار منفرد در سطح بلورهای آپاتیت نسل اول و دوم و آپاتیت‌های توده‌ای در امتداد شکستگی‌ها و همراه با کانی مونازیت قرار دارد. مونازیت‌های میان‌بار به صورت خودشکل (شکل ۷-D و شکل ۸-

L) تا نیمه خودشکل بوده و اندازه آنها بین ۲-۲۰ μm متغیر است. کانی زنونیم به صورت بلورهای خودشکل تا نیمه خودشکل همراه با کانی مونازیت و همچنین به صورت میان‌بارهای منفرد دیده می‌شود. اندازه آنها بین ۱۰-۲۰ μm متغیر است و به دلیل بالا بودن غلظت عناصر کمیاب خاکی سنگین، رنگ تیره‌تری را نشان می‌دهد (شکل ۷-I و شکل ۸-A، B، C، I، J و L). این کانی‌ها بیشتر به صورت مجتمع و معدود در درون بلورهای آپاتیت‌های نسل دوم دیده می‌شوند. قرارگیری آنها در محل سطوح شکستگی‌های بلور آپاتیت میزبان و همچنین وجود شواهد انحلالی در سطح کانی‌های مونازیت نشان‌دهنده نقش سیال گرمابی و تشکیل آنها در اثر فرایندهای تأخیری است. پژوهش تاونسند و همکاران (Townsend et al., 2001) نشان می‌دهد که فرایند تبلور مجدد در طول دگرسانی گرمابی موجب ایجاد منطقه‌بندی در کانی مونازیت می‌شود. برخی از کانی‌های مونازیت نسل اول و دوم مرتبط با بلورهای آپاتیت نسل اول و دوم اسفوردی به صورت ضعیف دارای منطقه‌بندی هستند (شکل ۷-A، D، E و J) که نشان‌دهنده تبلور مجدد آنها در طی فرایند دگرسانی گرمابی و نیز تأخیری بودن آنها نسبت به سایر مونازیت‌هاست. تفاوت در غلظت REE با تغییرات دوره‌ای در ترکیب سیال تشکیل‌دهنده مونازیت و نیز الگوی ناهمگن با فازهای تاریک و روشن در برخی آپاتیت‌های کانسار اسفوردی با نظریه دوم سازگاری بیشتری دارد. تفاوت اصلی میان دو فاز تاریک و روشن (شکل ۷-A و G و شکل ۸-E و J) در آپاتیت می‌تواند با غلظت‌های متفاوتی از REE و برخی عناصر دارای تمرکز پایین مثل Si، Cl و F در ارتباط باشد (Harlov et al., 2002; Harlov et al., 2005; Torab, 2008; Heidarian et al., 2016; Heidarian et al., 2017). همچنین، حضور میان‌بارهای فراوان مونازیت در نواحی تاریک (فقر از REE) بیانگر یک فرایند توزیع مجدد REE است که به صورت تهی‌شدگی آپاتیت و هسته‌سازی هم‌زمان بلورهای مونازیت عمل کرده است (Torab, 2008). تشکیل میان‌بارها به میزان واکنش‌پذیری آپاتیت با سیال

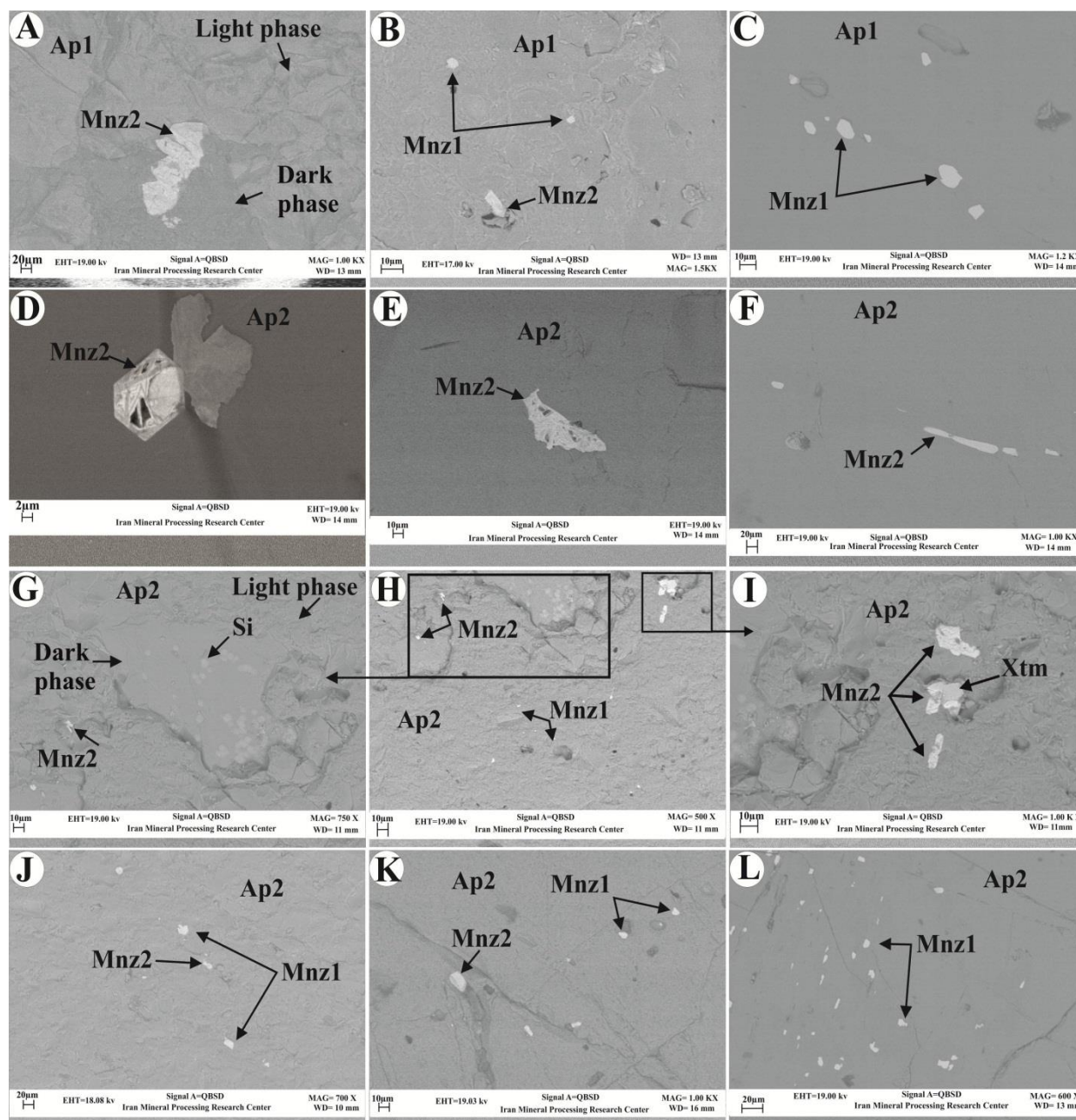
و رسوب گذاری مجدد، توضیحی قابل قبول برای رشد میان‌بارهای مونازیت در کانی آپاتیت است. تشکیل کانی‌های مونازیت نتیجه فعالیت یک سیال فوق اشباع محلی است که موجب هسته‌زایی آنها در امتداد شکستگی‌ها و مرز دانه‌ای آپاتیت شده است (Harlov and Förster, 2003).

گرمایی و فراوانی عناصر (Y+REE) در آپاتیت بستگی دارد. وجود دگرسانی گسترده پتاسیمی و سدیمی در کانسار اسفوردی (Rajabzadeh et al., 2015) نشان می‌دهد که سیال گرمایی در گیر در کانی‌زایی، غنی از K-Na-Fe بوده است. بر اساس پژوهش هارلو و فورستر (Harlov and Förster, 2003)، انحلال



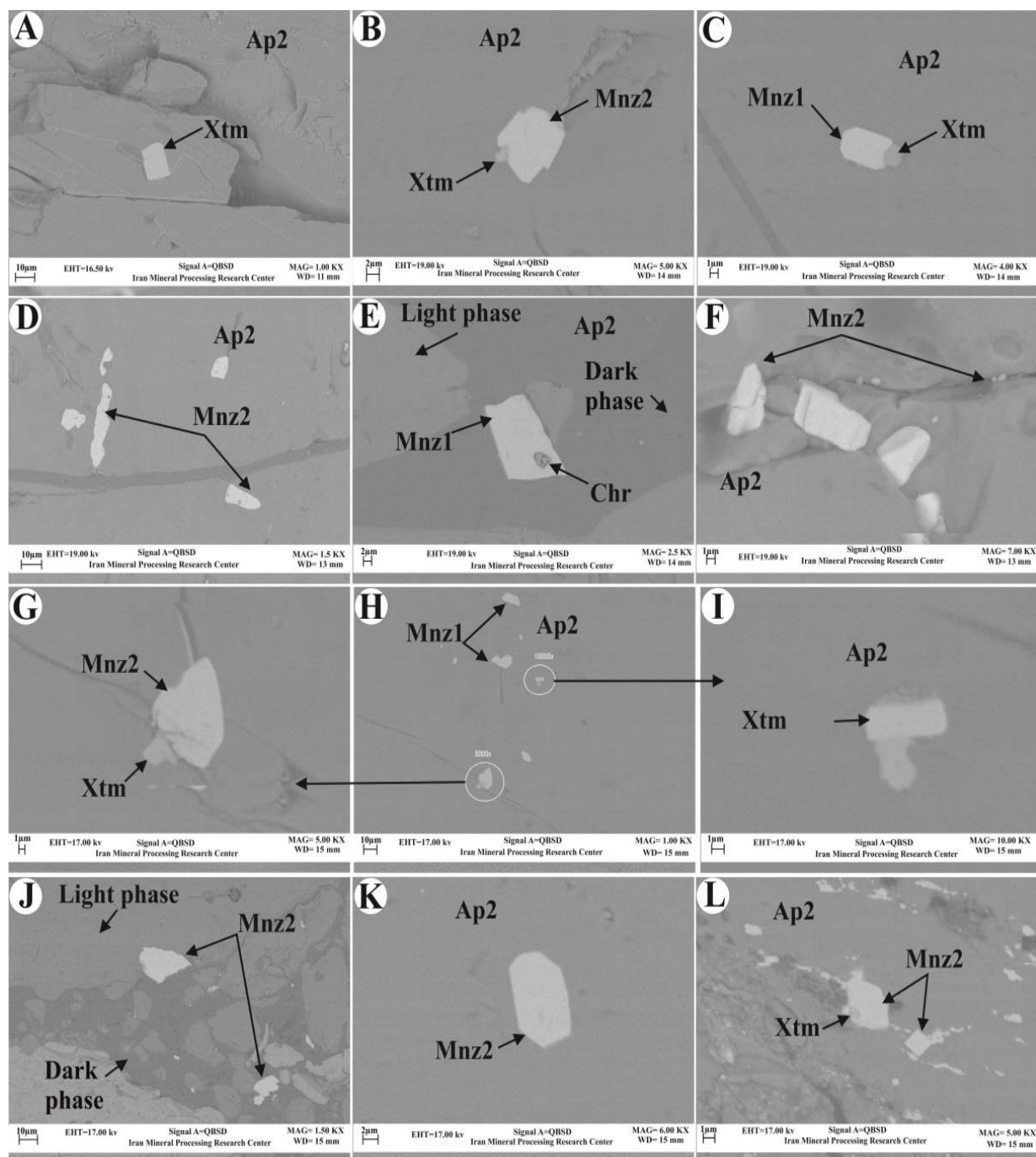
شکل ۶. A و B: نمونه‌ای منتخب از نمودارهای پراش پرتو ایکس مربوط به بلورهای آپاتیت نسل اول و کانسنگ آپاتیت توده‌ای ریز بلور در کانسار مگنتیت-آپاتیت اسفوردی

Fig. 6. A and B: Selected XRD patterns of the first-generation of crystalline apatite and massive fine grained apatite ore in the Esfordi magnetite apatite ore deposit



شکل ۷. تصویرهای تهیه شده به وسیله میکروسکوپ الکترونی از بلورهای آپاتیت‌های نسل اول و دوم در کانسار اسفوردی. A، B و C: آپاتیت‌های نسل اول و D تا L آپاتیت نسل دوم، فازهای تاریک و روشن مرتبط با میان‌بارهای موناژیت و زنوتیم و تهی شده از (REE+Y) و Si. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است: Ap1: آپاتیت نسل اول، Ap2: آپاتیت نسل دوم، Mnz1: موناژیت نسل اول، Mnz2: موناژیت نسل دوم، Xtm: زنوتیم، Si: سیلیس).

Fig. 7. Electron microscope photographs of the first and the second generations of crystalline apatite in the Esfordi ore deposit. A to C: the first-generation apatites and D to L: the second-generation apatites. Dark and light phases are associated with monazite and xenotime inclusions indicating depletion in (REE+Y) and Si. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ap1: first generation apatite, Ap2: second generation apatite, Mnz1: first generation monazite, Mnz2: second generation monazite, Xtm: xenotime, Si: silica).



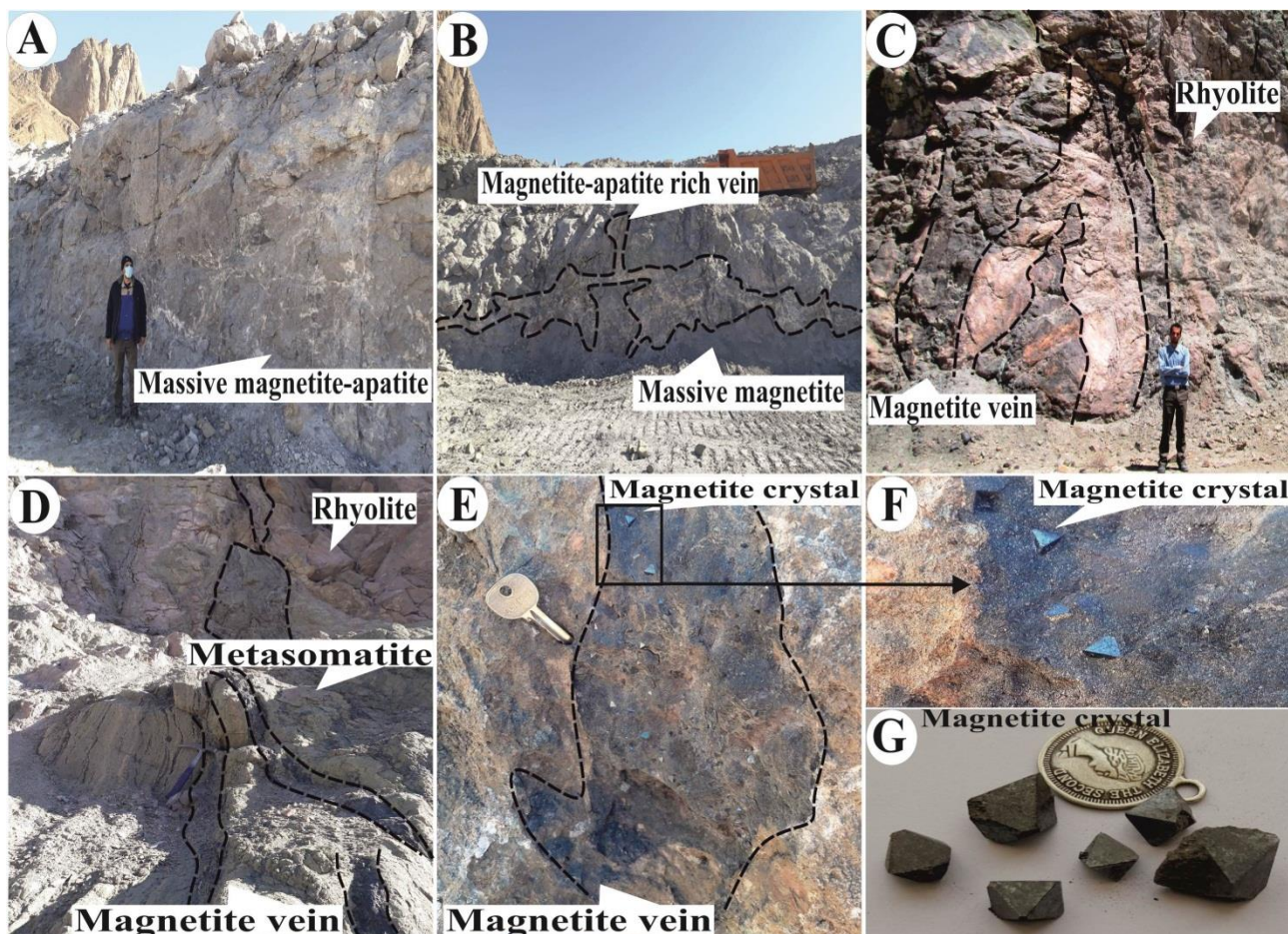
شکل ۸. تصویرهای تهیه شده به وسیله میکروسکوپ الکترونی از بلورهای آپاتیت نسل دوم در کانسار اسفوردی. A تا L: آپاتیت نسل دوم، فازهای تاریک و روشن مرتبط با میان‌بارهای مونازیت و زنوتیم و تهی شده از (REE+Y) و Si. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Ap2: آپاتیت نسل دوم، Mnz1: مونازیت نسل اول، Mnz2: مونازیت نسل دوم، Xtm: زنوتیم، Chr: کرومیت).

Fig. 8. Electron microscope photographs of the second generation of crystalline apatite in the Esfordi ore deposit. A to L: thesecond-generation apatites, Dark and light phase are associated with monazite and xenotime inclusions indicating depletion in (REE+Y) and Si. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ap2: second generation apatite, Mnz1: first generation monazite, Mnz2: second generation monazite, Xtm: xenotime, Chr: chromite).

مگنتیت

رگه‌های مگنتیتی، بلورهای درشت مگنتیت مشاهده می‌شوند

کانی مگنتیت به دو صورت توده‌ای و رگه‌ای است. در برخی از (شکل ۹- A تا G).



شکل ۹. انواع مختلف کانی‌زایی مگنتیت در کانسار اسفوردی. A و B: کانی‌زایی توده‌ای مگنتیت، C تا G: کانی‌زایی رگه‌ای مگنتیت و بلورهای مگنتیت مرتبط با کانی‌زایی رگه‌ای

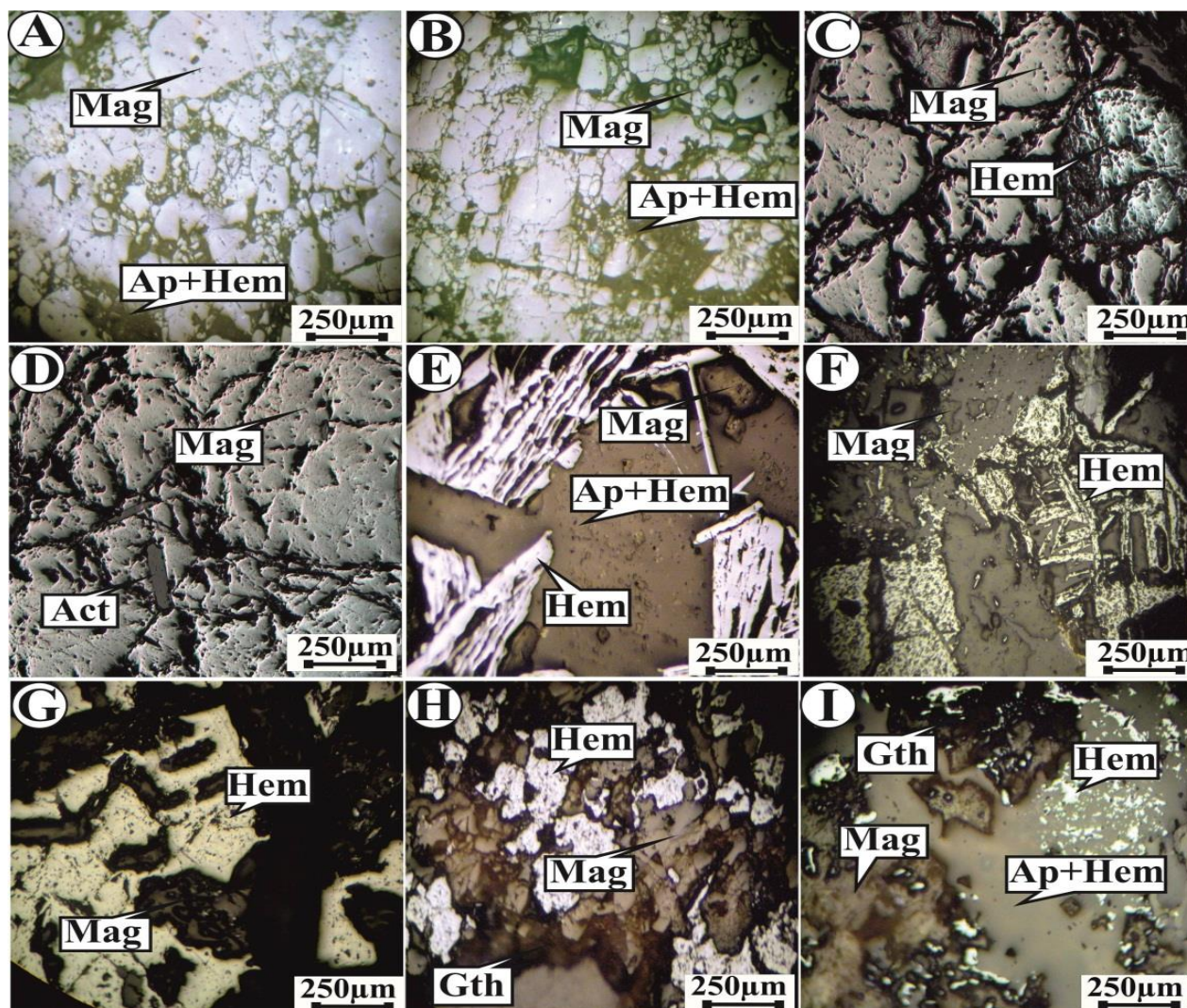
Fig. 9. Different magnetite mineralizations in the Esfordi ore deposit. A and B: massive magnetite mineralization, C to G: vein-type magnetite mineralization and magnetite crystals associated with the vein type mineralization

گرفته‌اند. در نقاطی که شدت دگرسانی بیشتر است، هماتیت به گوتیت تبدیل شده است (شکل ۱۰- H و I). علاوه بر این، با استفاده از تجزیه نیمه کمی به روش پراش پرتو ایکس (شکل ۱۱) و بررسی‌های میکروسکوپ الکترونی روبشی و طیف EDX حاصل از SEM (شکل ۱۲- A تا F و شکل ۱۳- A تا F) بر روی

کانسنگ مگنتیت دارای دو بافت مشخص است. در گروه اول، بافت دانه‌ای بوده و مگنتیت به صورت بلورهای خودشکل تا نیمه خودشکل دیده می‌شود (شکل ۱۰- A و B) و گروه دوم دارای مگنتیت‌های بی‌شکل هستند (شکل ۱۰- C تا I). مگنتیت‌های متعلق به هر دو گروه، به درجاتی تحت تأثیر پدیده مارتیتی شدن قرار

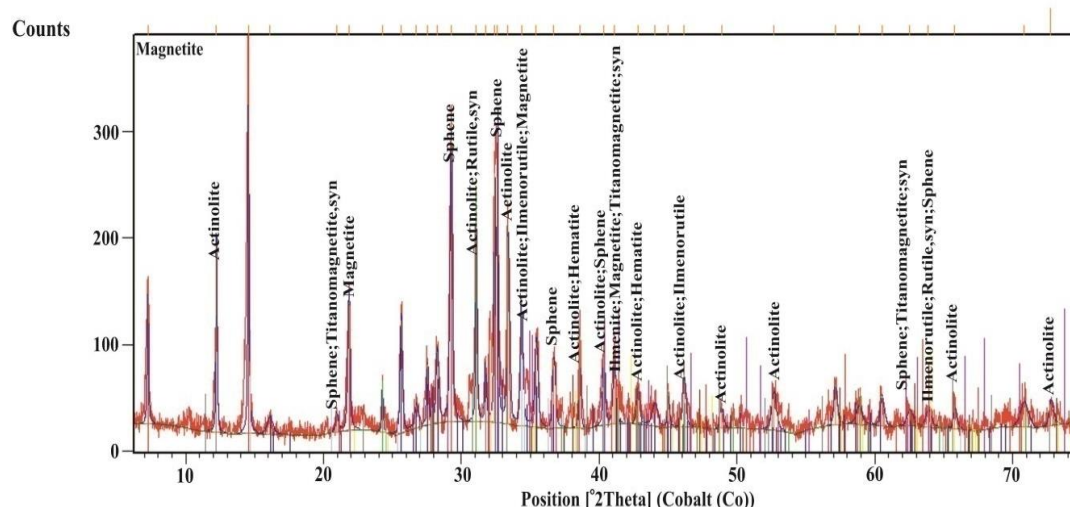
گسترده و ایلمنیت‌های (FeTiO_3) تیغه‌ای و بی‌شکل تا نیمه‌شکل دار به اثبات رسیده است.

کانسنگ مگنتیت-آپاتیت و مگنتیت، حضور کانی‌های روتیل (TiO_2)، تیتانیت (CaTiSiO_5)، تیتانومگنتیت ($[(\text{Fe}_2+(\text{Fe}_3+\text{Ti})_2\text{O}_4)]$)، مونازیت، زنونیم، سیلیس به صورت



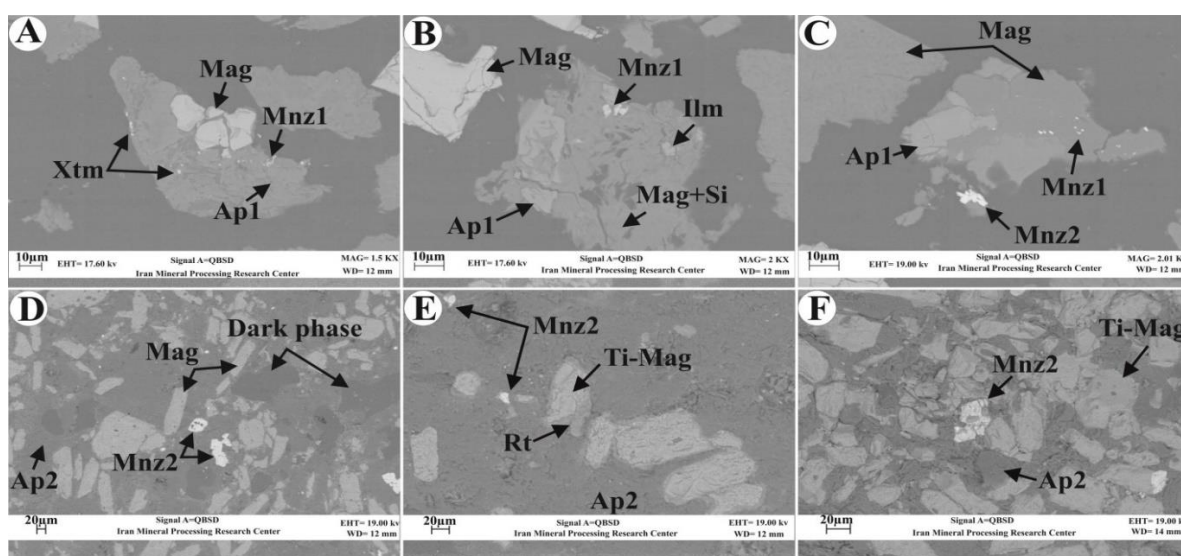
شکل ۱۰. تصویرهای میکروسکوپی تهیه شده از کانسنگ مگنتیت در کانسار مگنتیت-آپاتیت اسفوردی. A و B: بافت دانه‌ای در کانسنگ مگنتیت و حضور سیمان‌های آپاتیتی و کلسیتی در زمینه مگنتیت، C و D: بافت توده‌ای در کانسنگ مگنتیت، E تا G: ماریتی شدن مگنتیت و وجود تیغه‌های هماتی بر سطح کانی مگنتیت و H و I: ماریتی شدن مگنتیت و گویتی شدن هماتیت. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Act: اکتینولیت، Ap: آپاتیت، Gth: گویت، Hem: هماتیت، Mag: مگنتیت).

Fig. 10. Microscopic images prepared from the magnetite ores in the Esfordi magnetite-apatite ore deposit. A and B: granular texture in the magnetite ores and the presence of apatite and calcite cements in the field of magnetite, C and D: Massive texture in magnetite ore, E to G: magnetite martitization showing the presence of hematite blades on the surface of magnetite, and H and I: magnetite martitization and hematite goethitization. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Act: Actinolite, Ap: apatite, Gth: Goethite, Hem: Hematite, Mag: Magnetite).



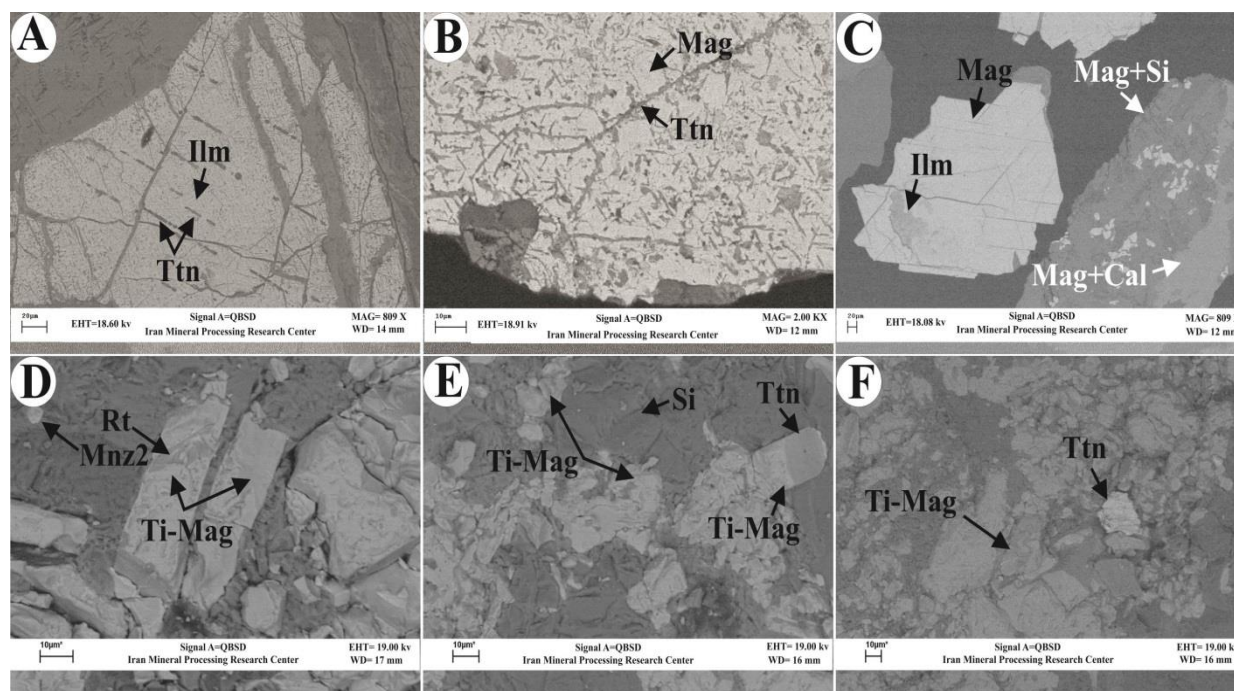
شکل ۱۱. نمونه‌ای منتخب از نمودارهای پراش پرتو ایکس مربوط به کانسنگ مگنتیت در کانسار اسفوردی

Fig. 11. Selected XRD patterns of magnetite ores in the Esfordi ore deposit



شکل ۱۲. A تا F: تصاویرهای تهیه‌شده به وسیله میکروسکوپ الکترونی از کانسنگ مگنتیت مرتبط با بلورهای آپاتیت نسل اول و دوم و حضور کانی‌های مونازیت، زنوتیم، ایلمنیت، تیتانومگنتیت، روتیل و سیلیس به صورت منفرد و در امتداد شکستگی‌ها، در کانسار مگنتیت-آپاتیت اسفوردی. در تصویر E، تیتانومگنتیت از حاشیه به روتیل تبدیل شده است. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Ap1: آپاتیت نسل اول، Ap2: آپاتیت نسل دوم، Ilm: ایلمنیت، Mag: مگنتیت، Mnz1: مونازیت نسل اول، Mnz2: مونازیت نسل دوم، Rt: روتیل، Si: سیلیس، Ti-Mag: تیتانومگنتیت، Xtm: زنوتیم).

Fig. 12. A to F: Electron microscopic images of magnetite-apatite ores Associated with first and second generation of crystalline apatite and the presence of monazite, xenotime, ilmenite, titanomagnetite, rutile and silica minerals individually and along fractures, in the Esfordi ore deposit. In image E, titanomagnetite has changed to rutile from the edge. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ap1: first generation apatite, Ap2: second generation apatite, Ilm: Ilmenite, Mag: Magnetite, Mnz1: first generation monazite, Mnz2: second generation monazite, Rt: Rutile, Si: silica, Ti-Mag: Titanomagnetite, Xtm: xenotime).



شکل ۱۳. تصویرهای تهیه شده به وسیله میکروسکوپ الکترونی از کانسنگ مگنتیت در کانسار مگنتیت-آپاتیت اسفوردی. A و B: حضور تیغه‌های ایلمنیت و تیتانیت در سطح کانی مگنتیت، C: ایلمنیت‌های بی‌شکل بر روی سطوح متخلخل مگنتیت و D تا F: تبدیل شدن تیتانومگنتیت از حاشیه به روتیل و تیتانیت و حضور ادخال‌های منفرد تیتانیت در کانی مگنتیت. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Cal: کلسیت، Ilm: ایلمنیت، Mnz₂: مونازیت نسل دوم، Mag: مگنتیت، Rt: روتیل، Si: سیلیس، Ti-Mag: تیتانومگنتیت، Ttn: تیتانیت).

Fig. 13. Electron microscopic images of magnetite ore in Esfordi magnetite-apatite ore deposit. A and B: the presence of ilmenite and titanite blades on the surface of the magnetite mineral, C: amorphous ilmenites on the porous surface of the magnetite, and D to F: the transformation of titanomagnetite from the margin to rutile and titanite and the presence of individual inclusions of titanite in the magnetite mineral. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Cal: Calcite, Ilm: Ilmenite, Mnz₂: second generation monazite, Mag: Magnetite, Rt: Rutile, Si: silica, Ti-Mag: Titanomagnetite, Ttn: Titanite).

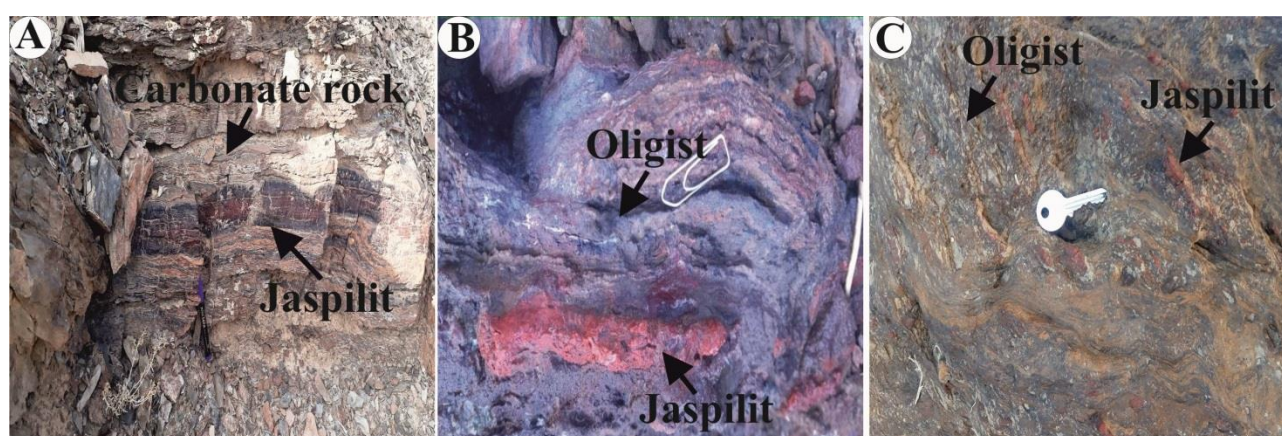
در آن، عناصر کمیاب خاکی می‌تواند جانشین کلسیم در ساختار کانی شوند. تیتانیت اغلب به صورت کانی ثانویه تشکیل شده و محصول دگرسانی کانی ایلمنیت و تیتانومگنتیت است. علاوه بر تیغه‌های ایلمنیتی، ایلمنیت‌های بی‌شکل به همراه کانی‌های اسفن، روتیل و تیتانومگنتیت، حفره‌ها و یا شکاف‌های قبلی درون مگنتیت را پر کرده‌اند و یا به صورت درهم‌رشدی و تجمعاتی بی‌شکل در فضای بین قطعه‌های مگنتیت برشی شده، تشکیل شده‌اند.

تیغه‌های ایلمنیتی اغلب خرد شده و در امتداد شکستگی‌ها و اطراف، توسط تیتانیت و روتیل جانشین شده است. در برخی نقاط نیز، تیتانومگنتیت از حاشیه به روتیل و تیتانیت تبدیل شده است (شکل ۱۲-E و شکل ۱۳-D و E). تیغه‌های ایلمنیتی به طور عمده در بخش مرکزی دانه‌های مگنتیت گسترش یافته است و قبل از رسیدن به حاشیه بلوری ناپدید می‌شوند (شکل ۱۳-A و B). تیتانیت با توجه به فراوانی که در کانسنگ مگنتیت دارد، یکی از کانی‌های اصلی حاوی تیتانیوم و عناصر کمیاب خاکی است که

ژاسپیلیت

در محدوده کانسار اسفوردی، کلاهی‌های کربناتی شامل دولومیت به همراه توالی از سنگ‌های رسوبی توریدیتی (گری وک)، ماسه‌سنگ، سیلتستون و ماده‌ی معدنی مگنتیت-هماتیت-ژاسپیروئید به صورت آهن نواری مشاهده می‌شوند. در برخی نقاط، این توالی‌های رسوبی تحت تأثیر زمین‌ساخت منطقه دچار چین‌خوردگی، گسلش و برشی شده است (شکل ۱۴- A تا

C) و فازهای گرمابی بعدی سبب کانی‌زایی هماتیت، باریت و به صورت ناچیز موناژیت در امتداد سطوح شکستگی شده است (شکل ۱۵- A تا D). حضور بافت‌های انتشاری، نواری و توده‌ای مگنتیت بیانگر ته‌نشست آهن به شکل ژل‌های اولیه هیدرومگنتیت و فری‌هیدرات است. لایه‌بندی متناوب اکسیدی سیلیکاتی در ژاسپلیت‌ها بیانگر غلظت بالای محلول‌های گرمابی است که گاهی غنی از آهن و گاهی غنی از سیلیس و بدون تیتانومگنتیت است.



شکل ۱۴. A تا C: ژاسپلیت‌های در محدوده کانسار اسفوردی و وجود اولیژیست در امتداد ساختارهای برشی و نفوذپذیر

Fig. 14. A to C: Jaspilites from the Esfordi deposit area and the presence of oligist along the permeable and shear structures

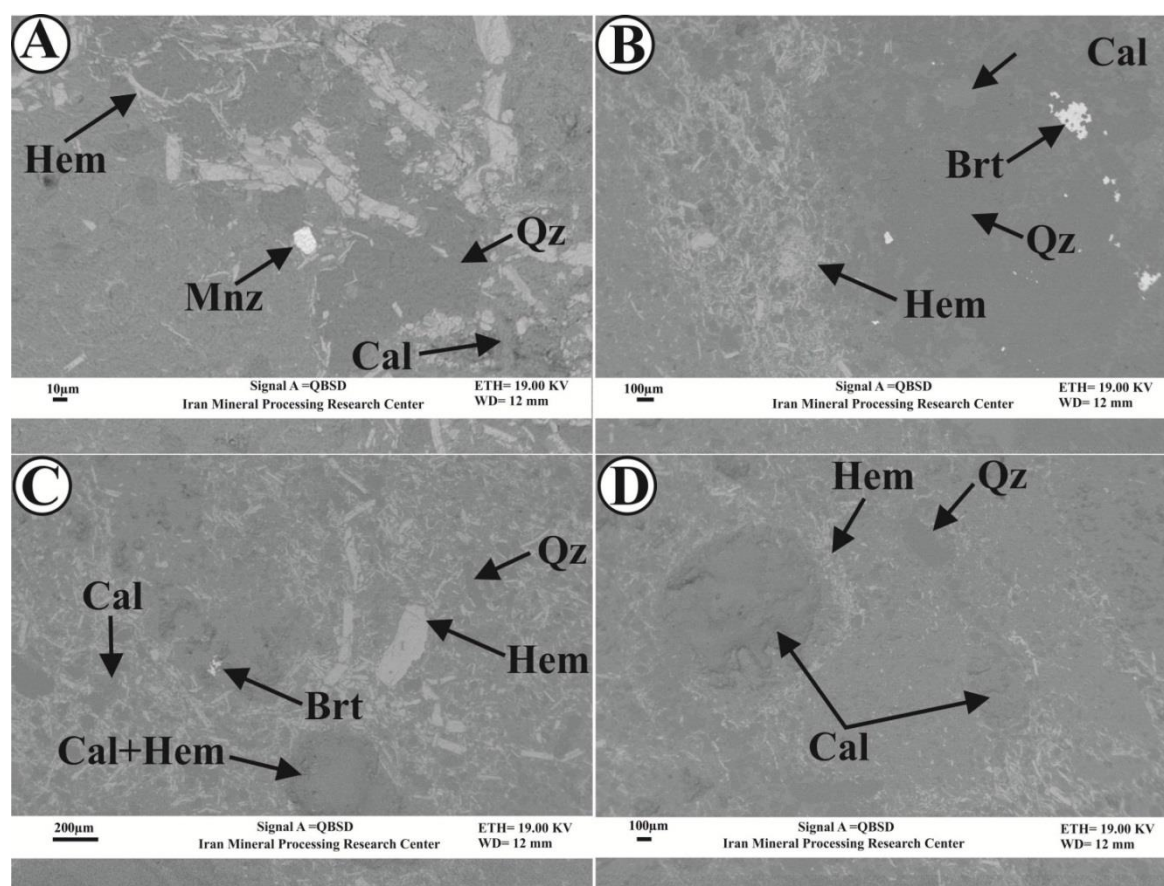
زمین‌شیمی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی

نتایج شیمیایی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در نمونه‌های کانسنگ هماتیتی، کانسنگ مگنتیتی، بلورهای آپاتیت نسل اول مرتبط با مگنتیت، بلورهای آپاتیت خالص نسل دوم، آپاتیت‌های توده‌ای ریزبلور، آپاتیت‌های رگه‌ای، سنگ‌های ریولیتی، توف‌های ریولیتی و متاسوماتیت‌های سبز میزبان (غنی از اکتینولیت) کانه‌زایی شده و همچنین ژاسپلیت‌های محدوده کانسار اسفوردی و نهشته‌های فسفات‌های رسوبی کامبرین زیرین در زون گرگان-رشت (Abedini and Calagari, 2017) به روش ICP-OES, ICP-MS و LA-ICP-MS در جدول‌های ۱، ۲، ۳، ۴ و ۵ نشان داده شده است. الگوی نمودارهای عنکبوتی توزیع

عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت در کلیه نمونه‌های مربوط به محدوده کانسار اسفوردی دارای شیب منفی ($LREE/HREE > 1$) بوده و نشان‌دهنده غنی‌شدگی در LREE هستند که ویژگی کانسارهای مگنتیت-آپاتیت نوع کایروناس (شکل ۱۶- A و B) (Edfelt, 2007). شیب منفی نمودار و بی‌هنجاری منفی کوچک Eu در کلیه نمونه‌ها، شباهت به آپاتیت‌های موجود در گرانیت‌های نوع I را به نمایش می‌گذارد (Hsieh et al., 2008)؛ در حالی که در ژاسپلیت‌های محدوده کانسار اسفوردی و سنگ‌های فسفات کامبرین زیرین در زون گرگان-رشت، آنومالی ضعیف و منفی Ce و آنومالی مثبت Eu دیده می‌شود (شکل ۱۶- C). بی‌هنجاری منفی Ce در نمونه‌های

است (Mohseni, 2007; Mohseni and Aftabi, 2015; Aftabi et al., 2021). الگوی عناصر کمیاب خاکی در ژاسپلیت‌های محدوده اسفوردی شباهت زیادی به آهن‌های کرم‌سستج، تنگ‌زاغ در ناحیه لارستان و جنوب هرمزگان (Nokhbatolfoghahai et al., 2014) و آهن‌های رسوبی نوع راپیتان نشان می‌دهد (Talaie Hassanlouei and Rajabzadeh, 2019).

ژاسپیلیتی می‌تواند ناشی از ویژگی‌های زمین‌شیمی REE ها در آب دریا و نبود اکسیژن در اقیانوس‌های قدیمی در طول تشکیل آهن نواری از یک سو (Danielson et al., 1992; Bau and Dulski, 1996) و اکسید شدن Ce^{3+} به Ce^{4+} و اضافه شدن آن به پوسته فرومگنتز (Cox et al., 1979; Elderfield et al., 1981; Spry et al., 2000) از سوی دیگر باشد؛ در حالی که آنومالی مثبت Eu ناشی از جانشینی این عنصر به جای کلسیم در سنگ‌های کربناتی است که از شاخص‌های محیط‌های رسوبی



شکل ۱۵. A تا D: تصاویرهای تهیه‌شده به وسیله میکروسکوپ الکترونی از ژاسپلیت‌های محدوده کانسار اسفوردی و حضور کانی‌های هماتیت، باریت و مونازیت در امتداد ساختارهای برشی که بیانگر نقش سیالات گرمابی در تشکیل آنهاست. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Brt: باریت، Cal: کلسیت، Hem: هماتیت، Mnz: مونازیت، Qz: کوآرتز).

Fig. 15. A to D: Electron microscopic images of Jaspilites in the Esfordi ore deposit area indicating the presence of hematite, barite and monazite minerals along the shear structures which indicates the role of hydrothermal fluids in their formation. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Brt: barite, Cal: Calcite, Hem: Hematite, Mnz: monazite, Qz: Quartz).

جدول ۱. نتایج تجزیه عناصر کمیاب خاکی در متاسوماتیت‌ها و ریولیت‌های میزبان کانسار اسفوردی. مقادیر بر حسب ppm هستند.

Table 1. Rare earth element analytical results of the metasomatite and rhyolite hosts in the Esfordi ore deposit. The values are in ppm.

Code	KZ1	KZ2	KZ3	KZ4	KZ5	KZ6	KZ7	KZ8
Metasomatite						Rhyolite		
Rare earth element								
Long.	55°38'14"	55°38'10"	55°38'06"	55°38'12"	55°38'17"	55°38'11"	55°38'16"	55°38'01"
Lat.	31°47'42"	31°47'37"	31°47'33"	31°47'39"	31°47'34"	31°47'29"	31°47'30"	31°47'32"
La	672.29	2079.25	138.50	81.00	30.54	135.22	16.40	18.00
Ce	1173.84	2186.99	264.02	147.92	73.04	240.71	16.24	32.23
Pr	125.70	267.14	31.01	11.66	6.26	14.14	1.93	2.23
Nd	661.05	79.09	112.52	65.66	37.21	72.57	10.04	11.54
Sm	90.43	17.56	30.29	19.09	11.01	15.27	2.76	2.75
Eu	9.80	2.05	3.34	1.99	1.54	2.08	0.75	0.65
Gd	45.21	16.08	17.67	11.44	5.64	8.28	1.50	1.34
Tb	5.64	1.71	2.73	1.81	0.85	1.04	0.22	0.17
Dy	29.31	10.45	17.03	11.35	5.12	5.54	1.20	0.92
Ho	5.85	2.25	3.67	2.43	1.08	1.11	<1	<1
Er	16.10	6.75	10.84	7.29	3.27	3.03	0.62	0.48
Tm	1.65	1.30	1.60	1.09	1.80	<1	<1	<1
Yb	18.96	10.52	17.19	11.47	6.09	3.49	0.93	0.74
Lu	1.26	0.82	1.31	0.87	0.47	0.23	0.10	0.10
Y	260	99	135	105	39	46	8	7
(La/Yb)n	23.91	133.26	5.43	4.76	3.38	26.15	11.84	16.32
(La/Sm)n	4.68	74.50	2.88	2.67	1.74	5.57	3.74	4.11
(La/Gd)n	0.71	0.09	0.84	1.54	2.88	2.76	6.23	7.16
(Ce/Yb)n	16.02	53.78	3.97	3.33	3.10	17.86	4.50	11.21
(Ce/Sm)n	3.13	30.06	2.10	1.87	1.60	3.80	1.42	2.83
(Gd/Yb)n	5.62	2.60	2.79	2.62	3.37	5.04	4.42	5.68
(Eu/Yb)n	1.47	0.55	0.55	0.49	0.72	1.70	2.29	2.47
Ce/Ce*	0.97	0.71	0.97	1.6	1.27	1.32	0.70	1.22
Eu/Eu*	0.47	0.37	0.44	0.41	0.60	0.57	1.13	1.03
Sum_REE	2857.08	4681.94	651.72	375.07	183.93	502.72	52.68	71.17

جدول ۲. نتایج تجزیه عناصر کمیاب خاکی در ریولیت‌ها و توف‌های ریولیتی میزبان کانسار اسفوردی. مقادیر بر حسب ppm هستند.

Table 2. Rare earth element analytical results in the rhyolite and rhyolitic tuff host of the Esfordi ore deposit. The values are in ppm.

Code	KZ9	KZ10	KZ11	KZ12	KZ13	KZ14	KZ15	KZ16
Rhyolite				Rhyolitic tuff				
Rare earth element								
Long.	55°38'31"	55°37'55"	55°37'56"	55°38'02"	55°37'53"	55°38'02"	55°37'54"	55°37'33"
Lat.	31°47'36"	31°47'38"	31°47'30"	31°47'59"	31°47'58"	31°48'13"	31°48'09"	31°47'49"
La	20.09	24.64	8.55	12.23	43.69	9.31	11.26	11.75
Ce	40.32	42.70	7.99	13.83	147.14	1.33	12.41	13.87
Pr	2.48	2.88	0.79	1.41	1.70	1.01	1.25	1.31
Nd	11.60	14.57	4.12	7.43	7.96	5.21	6.42	6.66
Sm	2.62	3.19	0.98	1.90	2.01	1.32	1.57	1.60
Eu	0.53	0.47	0.29	0.41	0.44	0.27	0.29	0.30
Gd	1.33	1.56	0.53	1.12	1.02	0.73	0.90	0.79
Tb	0.17	0.19	0.07	0.18	0.24	0.11	0.15	0.11
Dy	0.92	1.10	0.35	1.22	0.84	0.75	0.99	0.78
Ho	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Er	0.51	0.80	0.19	1.04	0.73	0.62	0.88	0.73
Tm	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Yb	0.67	1.71	0.26	2.25	1.70	1.34	2.08	1.81
Lu	0.10	0.15	NA	0.19	0.19	0.12	0.17	0.16
Y	8	13	3	15	11	10	14	10
(La/Yb)n	20.10	9.72	21.84	3.66	17.29	4.69	3.64	4.37
(La/Sm)n	4.83	4.86	5.47	4.04	13.66	4.42	4.49	4.63
(La/Gd)n	6.04	9.38	53.27	8.52	21.78	12.92	8.81	7.63
(Ce/Yb)n	15.47	6.46	7.83	1.59	22.35	2.00	1.54	1.98
(Ce/Sm)n	3.72	3.23	1.96	1.75	17.65	1.88	1.90	2.10
(Gd/Yb)n	5.13	4.01	5.11	1.83	2.77	2.13	1.80	2.19
(Eu/Yb)n	2.22	0.78	3.11	0.52	0.74	0.57	0.40	0.47
Ce/Ce*	1.37	1.22	0.74	0.80	4.11	0.81	0.80	0.85
Eu/Eu*	0.86	0.65	1.22	0.86	0.94	0.83	0.76	0.81
Sum_REE	81.35	93.95	24.12	43.20	207.65	31.11	38.37	39.86

جدول ۳. نتایج تجزیه عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی به روش ICP-MS بر روی کانسنگ مگنتیت و هماتیت در کانسار اسفوردی. مقادیر بر حسب ppm هستند.

Table 3. Major, minor and rare earth elements analysis using ICP-MS method on magnetite and hematite ores in the Esfordi ore deposit. The values are in ppm.

Code	ES6	ES6	ES8	ES9	ES10
	Magnetite		Hematite		
Long.	55°38'80"	55°38'08"	55°38'10"	55°38'13"	55°38'40"
Lat.	31°47'35"	31°47'37"	31°47'35"	31°47'33"	31°47'38"
Major and minor element					
Al	1360	2180	909	967	8160
Si	21000	19000	23100	22800	13000
Mg	5010	3050	6010	6460	6620
Mn	458	444	218	210	80
Cr	< 2	26	1.5	2	< 2
Ni	64	180	192	186	25
Ti	2540	4180	3360	3370	5060
V	708	2590	2010	2040	757
Rare earth elements					
La	148	20.6	58.8	65.5	133
Ce	370	38.2	131	147	405
Pr	14.8	4.45	15.5	17.3	24.8
Nd	57.8	15.7	54.4	60.4	111
Sm	9.36	2.55	8.19	9.19	24.1
Eu	0.74	0.27	0.76	0.89	2.71
Gd	8.24	2.36	7.39	8.54	21.2
Tb	0.79	0.39	1.11	1.22	2.59
Dy	2.92	2.13	5.82	6.45	11.7
Ho	0.6	0.43	1.13	1.29	2.12
Er	1.04	1.26	3.16	3.47	5.31
Tm	0.15	0.18	0.46	0.49	0.87
Yb	0.67	1.08	2.59	2.94	5.29
Lu	0.13	0.17	0.19	0.73	0.12
Y	30.9	12.3	28.5	31.1	78.8
(La/Yb)n	148.93	12.86	15.31	15.02	16.95
(La/Sm)n	9.95	5.08	4.52	4.48	3.47
(La/Gd)n	15.01	7.29	6.65	6.41	5.24
(Ce/Yb)n	142.84	9.15	13.08	12.93	19.8
(Ce/Sm)n	9.54	3.62	3.86	3.86	4.06
(Gd/Yb)n	9.91	1.76	2.30	2.34	3.23
(Eu/Yb)n	3.14	0.71	0.83	0.86	1.46
Ce/Ce*	1.90	0.96	1.04	1.05	1.7
Eu/Eu*	0.26	0.34	0.3	0.31	0.37
Sum_REE	615.11	89.6	290.31	324.68	749.69

جدول ۴. نتایج تجزیه عناصر کمیاب خاکی به روش ICP-MS بر روی بلورهای آپاتیت نسل اول مرتبط با کانسنگ مگنتیت و بلورهای آپاتیت نسل دوم در کانسار اسفوردی. مقادیر بر حسب ppm هستند.

Table 4. Rare earth elements analysis using ICP-MS method on first generation of crystalline apatite associated with magnetite ores and second generation of crystalline apatite in the Esfordi ore deposit. The values are in ppm.

Code	KH-1	KH-2	KH-3	KH-4	KH-5	KH-6	KH7	KH8
First generation of crystalline apatite associated with magnetite								Apatite 2
Long.	55°38'06"	55°38'08"	55°38'07"	55°38'10"	55°38'07"	55°38'70"	55°44'29"	55°38'09"
Lat.	31°47'33"	31°47'34"	31°47'32"	31°47'40"	31°47'37"	31°47'38"	31°47'42"	31°47'41"
Major and minor elements								
Mn	358.80	435.6	327.6	222	418.8	195	161	421
Sr	166	126	106	130	150	388	451	211.2
U	2.51	1.91	1.76	1.53	3.39	15.1	26.4	10
Th	50.80	34.62	27.55	29.03	48.81	79.1	55.4	74
Rare earth element								
La	1087.33	915.12	471.22	848.8	1383.3	3650.0	2970	4420.0
Ce	1687.89	1509.7	755.13	1352.3	2501	6630	4600	6920
Pr	175.81	168.01	82.83	152.96	282.27	449.00	318.00	495.00
Nd	903.70	915.06	440.08	840.37	1530.9	1670.00	1120.0	1750.00
Sm	113.93	133.23	59.78	122.19	332.30	196.00	126.00	186.00
Eu	9.85	10.55	5.18	8.10	15.89	18.10	13.20	19.90
Gd	47.30	71.52	25.28	48.80	139.48	197.00	125.00	180.00
Tb	4.43	6.26	2.41	4.22	8.56	24.80	14.40	22.20
Dy	16.87	27.61	9.09	14.24	33.54	122.00	64.80	180.00
Ho	2.59	4.76	1.43	1.96	5.49	26.10	12.40	22.80
Er	6.05	12.13	3.09	4.22	13.27	67.60	30.50	60.10
Tm	NA	1.41	NA	NA	1.46	10.20	4.17	8.85
Yb	5.43	12.79	2.71	3.30	13.00	50.00	19.90	42.80
Lu	0.35	0.83	0.17	0.21	0.84	4.12	3.63	5.00
Y	125	248	62	98	234	1810	767	33.8
(La/Yb)n	134.94	48.25	117.19	173.66	71.74	49.22	100.62	69.62
(La/Sm)n	6.00	4.32	4.96	4.37	2.62	11.71	14.83	14.95
(La/Gd)n	19.21	10.69	15.57	14.53	8.29	15.48	19.85	20.52
(Ce/Yb)n	80.37	30.54	72.05	106.16	49.76	34.30	59.79	41.82
(Ce/Sm)n	3.58	2.73	3.05	2.67	1.82	8.16	8.81	8.98
(Gd/Yb)n	8.71	5.59	9.33	14.81	10.73	3.94	6.28	4.21
(Eu/Yb)n	5.15	2.35	5.43	6.99	3.47	1.03	1.89	1.32
Ce/Ce*	0.93	0.93	0.92	0.90	0.96	1.25	1.14	1.13
Eu/Eu*	0.41	0.33	0.41	0.32	0.23	0.28	0.32	0.33
ΣREE	4061.51	3789	1858.4	3401.7	6261.3	13114.9	9422	14312.6

جدول ۵. داده‌های تجزیه به روش LA-ICP-MS و ICP-MS در بلورهای آپاتیت‌های نسل دوم، آپاتیت‌های توده‌ای ریز بلور و رگه‌ای و زون‌های غنی از آپاتیت در کانسار اسفوردی. مقادیر بر حسب ppm هستند.

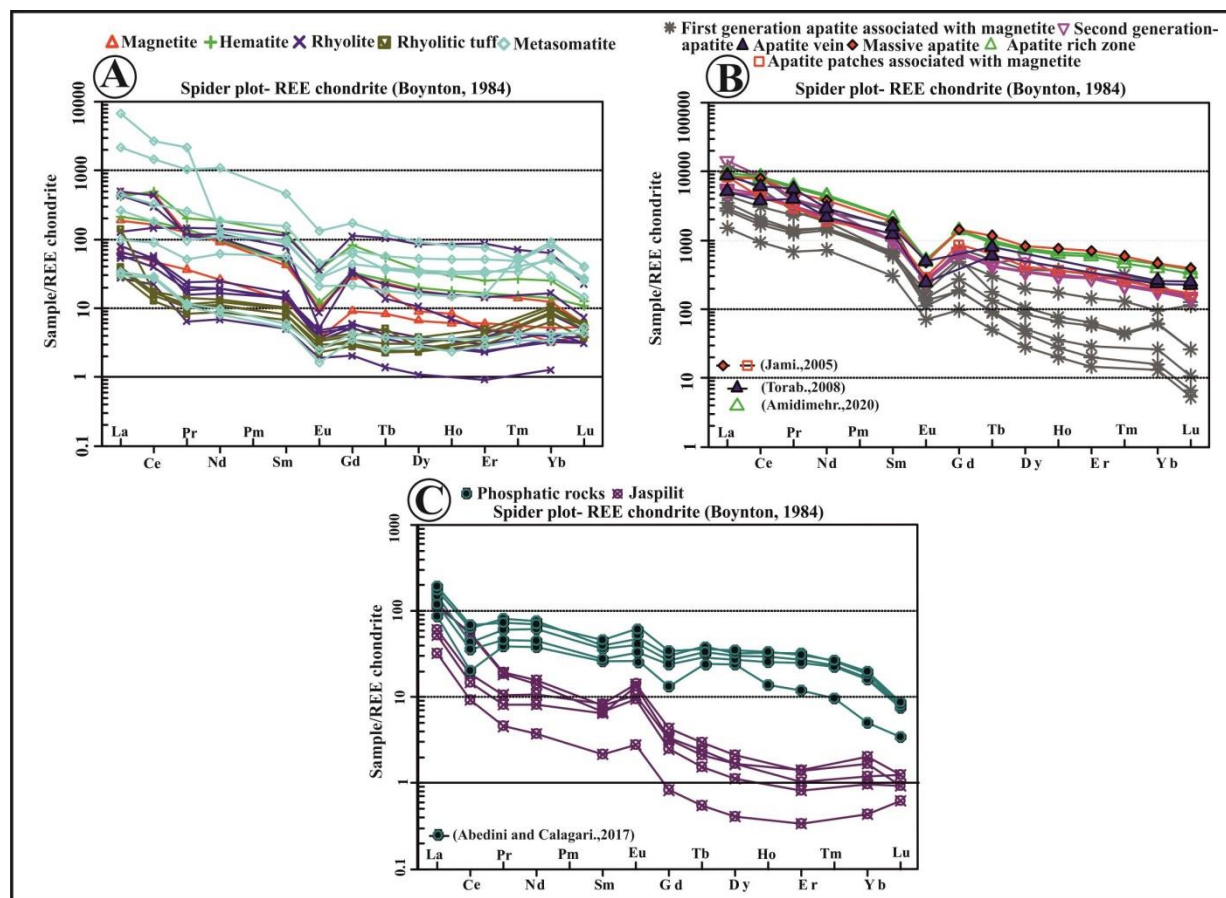
Table 5. LA-ICP-MS and ICP-MS analysis data of the second generation of crystalline apatite, massive fine grained and vein apatite and apatite rich zone in the Esfordi ore deposit. The values are in ppm.

Code	KH-9	KH-10	KH-11	KH-12	BE-5	BE-6	BH12.65	108	B39S2	B30S3
Second generation of crystalline apatite					Apatite rich zone		Massive apatite	Apatite patches	Apatite vein	
LA-ICP-MS					ICP-MS					
Long.	55°38'13"	55°38'05"	55°38'05"	55°38'14"	(Amidimehr, 2020)		(Jami, 2005)		(Torab, 2008)	
Lat.	31°47'36"	31°47'42"	31°47'39"	31°47'34"						
Major and minor elements										
Mn	211	100	300	140	200	600	700	600	700	290
Sr	217	183	183	209	327.6	326.9	367.9	381.3	224	383
U	7	6	6	6	22.4	12.1	14.87	8.84	<5.2	20.1
Th	51	51	52	54	96.6	90.5	97.3	51.8	88.5	56.5
Rare earth element										
La	1582.2	1738.1	1745.7	1595.9	2689.3	2973.4	2551.6	2582.4	1600	2700
Ce	3547.6	3818.4	3821.1	3622.7	6408.1	6889.5	6477.6	3469.7	3050	4940
Pr	371.08	383.10	390.16	374.05	711.67	754.48	599.5	363.7	491	689
Nd	1292.8	1334.9	1331.0	1296.9	2601	2729.5	2282.2	1148.1	1300	1760
Sm	192.21	194.37	197.42	191.53	407.58	411.1	362	243.7	238	307
Eu	19.41	18.68	19.03	19.38	36.05	38.36	35.1	21.7	18.1	36.6
Gd	163.60	163.05	164.86	164.60	356.6	367.16	370	223.6	NA	NA
Tb	20.05	19.77	20.01	19.94	43.78	47.09	55.9	30.2	28.5	38
Dy	114.51	111.23	111.32	112.38	230.34	247.79	264.2	134.7	NA	NA
Ho	22.15	21.45	21.69	22.18	44.8	48.62	55.2	26.4	NA	NA
Er	60.34	58.37	58.48	58.97	122.6	132.96	148.9	69.4	NA	NA
Tm	7.31	6.93	7.13	7.05	14.95	16.88	19.2	8.4	NA	NA
Yb	40.13	37.25	37.82	39.49	82.25	93.74	97.8	42.8	49.3	54.7
Lu	4.75	4.64	4.52	4.65	10.59	12.05	12.6	5.4	7.34	8.08
Y	686.4	656	658.2	676.4	1336.3	1412.9	NA	NA	NA	NA
(La/Yb)n	26.58	31.46	31.12	27.25	22.04	21.39	17.59	40.68	21.88	33.28
(La/Sm)n	5.18	5.63	5.56	5.24	4.15	4.55	4.43	6.67	4.23	5.53
(La/Gd)n	8.08	8.91	8.85	8.10	6.30	6.77	5.76	9.65	NA	NA
(Ce/Yb)n	22.87	26.52	26.13	23.73	20.15	19.01	17.13	20.97	16	23.36
(Ce/Sm)n	4.45	4.74	4.67	4.56	3.79	4.04	4.32	3.44	3.09	3.88
(Gd/Yb)n	4.08	4.38	4.36	4.17	3.50	3.16	3.05	4.22	NA	NA
(Eu/Yb)n	1.38	1.43	1.43	1.40	1.25	1.16	1.02	1.44	1.04	1.90
Ce/Ce*	1.11	1.13	1.11	1.13	1.11	1.11	1.26	0.86	0.83	0.87
Eu/Eu*	0.33	0.32	0.32	0.33	0.29	0.3	0.29	0.28	NA	NA
ΣREE	7438.2	7910.4	7930.3	7529.8	13759.6	14762.6	13331.8	8370.2	6782.2	10533.4

جدول ۶. نتایج تجزیه عناصر کمیاب خاکی در ژاسپیلیت‌های کانسار اسفوردی و سنگ‌های فسفات‌ه کامبرین زیرین در زون گرگان-رشت به روش ICP-MS. مقادیر بر حسب ppm هستند.

Table 6. Rare earth element analytical results by ICP-MS method on the Jaspilites of Esfordi ore deposit and lower Cambrian phosphatic rocks in the Gorgan-Rasht Zone. The values are in ppm.

Code	ES1	ES2	ES3	ES4	ES5	R-1	R-2	R-3	R-4	R-5
Jaspilites					Lower combereain phosphate rock					
Rare earth element										
Long.	55°38'13"	55°38'29"	55°42'36"	55°41'47"	55°40'05"	(Abedini and Calagari, 2017)				
Lat.	31°48'48"	31°49'02"	31°48'26"	31°48'59"	31°47'58"					
La	35.72	10.04	18.66	16.28	37.45	26.8	46.2	37.2	54.2	59.9
Ce	44.94	7.52	15.19	12.03	43.46	16.4	35.3	29.1	51.6	55.2
Pr	2.38	0.56	1.29	0.99	2.25	4.74	7.38	5.68	9.88	8.88
Nd	9.38	2.25	6.42	4.91	8.48	22.9	36.8	27.2	45.7	42.3
Sm	1.57	0.42	1.63	1.26	1.31	5.07	7.12	5.42	7.75	9.01
Eu	0.77	0.21	1.05	0.97	0.69	1.11	2.04	1.65	2.62	3.05
Gd	0.83	0.21	1.12	0.88	0.64	3.47	6.85	6.15	7.88	8.97
Tb	0.10	0.03	0.14	0.11	0.07	5.12	8.22	8.03	9.49	8.43
Dy	0.53	0.13	0.68	0.54	0.36	7.74	9.78	8.77	10.47	11.33
Ho	<1	<1	<1	<1	<1	0.99	2.12	1.85	2.37	2.39
Er	0.29	0.07	0.29	0.22	0.17	2.51	5.71	5.23	6.75	6.47
Tm	<1	<1	<1	<1	<1	0.31	0.76	0.73	0.85	0.86
Yb	0.43	0.09	0.35	0.25	0.20	1.05	3.52	3.33	3.92	4.17
Lu	0.04	0.02	0.03	0.04	0.03	0.11	0.25	0.24	0.26	0.28
Y	4	1	6	5	3	26.8	56.3	50.9	75.3	70.2
(La/Yb)n	56.46	75.04	35.66	44	124.19	17.21	8.85	7.53	9.32	9.68
(La/Sm)n	14.33	15.1	7.21	8.1	17.99	3.33	4.08	4.32	4.4	4.18
(La/Gd)n	36.01	39.04	13.90	15.49	48.72	6.45	5.63	5.05	5.75	5.58
(Ce/Yb)n	27.25	21.55	11.14	12.48	55.29	4.04	2.59	2.26	3.4	3.42
(Ce/Sm)n	6.91	4.34	2.25	2.3	8.01	0.78	1.2	1.3	1.61	1.48
(Gd/Yb)n	1.57	1.93	2.56	2.85	2.56	2.67	1.57	1.49	1.62	1.74
(Eu/Yb)n	5.15	6.46	8.44	11.02	9.7	3.01	1.65	1.41	1.9	2.08
Ce/Ce*	1.17	0.77	0.74	0.72	1.14	0.35	0.46	0.48	0.54	0.58
Eu/Eu*	2.07	2.09	2.37	2.8	2.31	0.81	0.81	0.81	0.81	0.81
ΣREE	96.99	21.55	46.85	38.48	95.13	98	172	141	214	221



شکل ۱۶. A: الگوی بهنجار شده توزیع عناصر کمیاب خاکی در مگنتیت، هماتیت، ریولیت و متاسوماتیت‌های کانسار اسفوردی نسبت به کندریت، B: الگوی بهنجار شده توزیع عناصر کمیاب خاکی در بلورهای آپاتیت‌های نسل اول مرتبط با کانسنگ مگنتیت، بلورهای آپاتیت‌های نسل دوم، آپاتیت‌های توده‌ای ریز بلور و رگه‌ای، زون‌های غنی از آپاتیت و قطعه‌های کوچک آپاتیت مرتبط با کانسنگ مگنتیت در کانسار اسفوردی نسبت به کندریت و C: الگوی بهنجار شده توزیع عناصر کمیاب خاکی در ژاسپلایت‌های محدوده کانسار اسفوردی و سنگ‌های فسفات کامبرین زیرین در زون گرگان-رشت (داده‌های کندریت از بونتون (Boynton, 1985))

Fig. 16. A: Chondrite-normalized REE distribution patterns in magnetite, hematite, rhyolite, and metasomatites in the Esfordi ore deposit, B: Chondrite-normalized REE distribution patterns in the first generation of crystalline apatite associated with magnetite, the second generation of crystalline apatite, massive fine grained and vein apatites, apatite rich zone and apatite patches associated with magnetite ore in the Esfordi ore deposit, and C: Chondrite-normalized REE distribution patterns in jaspilite close to the Esfordi ore deposit and lower Cambrian phosphatic rocks in the Gorgan-Rasht Zone (Chondrite REE values from Boynton, 1985)

بی‌هنجاری منفی Ce و آنومالی مثبت Eu در سنگ‌های فسفات کامبرین زیرین، ناشی از شرایط رودکس سیالات دیاژنتیکی و اختلاط آب‌های بدون اکسیژن غنی از مواد آلی با آب‌های جوی در طول تشکیل کانسنگ فسفات رسوبی است (Abedini and Calagari, 2017). الگوی توزیع عناصر REE در سنگ‌های فسفات رسوبی می‌تواند به عنوان شاخصی مهم برای تعیین شرایط رسوب گذاری و ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی محیط‌های دیاژنتیکی استفاده شود (Zhu et al., 2014; Xin et al., 2016; Khan)

در طول تشکیل کانسنگ فسفات رسوبی است (Abedini and

مستقیم دارد (Witford et al., 1980). بیشترین درجه تفکیک در کل عناصر کمیاب خاکی در نمونه کانسنگ مگنتیتی $((La/Yb)n=12/148-86/93)$ و سپس در نمونه ریولیتی و توف‌های ریولیتی $((La/Yb)n=3/64-26/15)$ و نمونه متاسوماتیت‌های سبز غنی از اکتینولیت $((La/Yb)n=3/3-23/91)$ دیده می‌شود؛ در حالی که کمترین درجه تفکیک در کانسنگ هماتیتهای مشاهده می‌شود $((La/Yb)n=15/02-16/95)$. در نمونه‌های تجزیه شده، درجه تفکیک در عناصر کمیاب خاکی سبک $((La/Sm)n=1/74-14/95)$ بیشتر از عناصر کمیاب خاکی سنگین $((Gd/Yb)n=1/76-10/73)$ است.

بیشترین درجه تفکیک در عناصر کمیاب خاکی سبک متعلق به نمونه‌های آپاتیت $((La/Sm)n=2/62-14/95)$ ، توف‌های ریولیتی $((La/Sm)n=3/13-74/66)$ و مگنتیت $((La/Sm)n=4/25)$ و کمترین درجه تفکیک در این عناصر متعلق به سنگ میزبان ریولیتی $((La/Sm)n=3/74-5/57)$ و متاسوماتیت‌های غنی از اکتینولیت $((La/Sm)n=1/74-4/86)$ است. بیشترین درجه تفکیک در عناصر کمیاب خاکی سنگین نیز متعلق به نمونه‌های کانسنگ مگنتیتی $((Gd/Yb)n=1/76-9/91)$ و ریولیت $((Gd/Yb)n=4/01-5/68)$ و کمترین آن مربوط به سنگ‌های متاسوماتیت میزبان غنی از اکتینولیت است $((Gd/Yb)n=2/6)$ (جدول‌های ۱، ۲، ۳ و ۴). کلیه نمونه‌های تجزیه شده به جز ژاسپلیت‌های محدوده کانسار اسفوردی، یک بی‌هنجاری منفی واضح در Eu را نشان می‌دهند. این بی‌هنجاری به همراه غنی‌شدگی از LREE از ویژگی‌های آپاتیت‌های موجود در کانسنگ‌های آهن نوع کایروناس (Jinjie et al., 2007). وجود این بی‌هنجاری منفی می‌تواند نشان‌دهنده منشأ گرفتن سنگ‌های مورد بررسی از یک منبع محتوی پلاژیوکلاز نیز باشد (Andreoli et al., 1994). به نظر فریتش و پردال (Frietsch and Perdahl, 1995)، تهی‌شدگی Eu در کانسارهای نوع کایرونا می‌تواند ناشی از تبلور پلاژیوکلازها و جدایش تفریقی آنها از ماگمای مادر در نزدیکی سطح و یا اینکه در اثر اکسید شدن محیط (به دلیل وجود

et al., 2016). پژوهش‌ها بر روی رسوبات فسفات‌های قدیمی نشان‌داد که الگوهای توزیع عناصر REE نرمال‌شده به شیل‌های پسا آرکن استرالیا^۷ در سنگ‌های فسفات را می‌توان به دو گروه مجزا طبقه‌بندی کرد: ۱) شبیه آب دریا و ۱۲) کلاه شکل (Jiang et al., 2007; Pi et al., 2013; Zhu et al., 2014; Xin et al., 2016). الگوی REE های کلاه‌شکل که گاهی اوقات توزیع REE های شبیه زنگوله نامیده می‌شود، با غنی‌سازی MREE و تهی‌شدگی HREE مشخص می‌شود؛ در حالی که الگوی REE های شبیه آب دریا^۸، با غنی‌سازی HREEs و ناهنجاری‌های Ce منفی مشخص می‌شود (Bau and Dulski, 1996; Zhu et al., 2014). بنابراین، الگوی کلاه شکل^۹ REE ها و ناهنجاری منفی Ce در نمونه‌های ژاسپلیت محدوده کانسار اسفوردی و سنگ‌های فسفات کامبرین زیرین در زون گرگان-رشت (شکل ۱۶-C) می‌تواند ناشی از جذب ترجیحی MREE ها در طول مواجهه طولانی مدت با آب دریا باشد (Abedini and Calagari, 2017).

میزان غنی‌شدگی REE موجود در آپاتیت، مگنتیت، هماتیت و سنگ‌های میزبان کانسار اسفوردی متفاوت بوده و بیشترین میزان تمرکز REE در آپاتیت و کمترین تمرکز در سنگ‌های میزبان مشاهده شده است. همچنین بیشترین فروانی REE در آپاتیت‌ها مربوط به عناصر کمیاب خاکی سبک (از جمله Ce, La و Nd) است و میزان غنی‌شدگی آپاتیت، مگنتیت، هماتیت و سنگ درون‌گیر در عناصر کمیاب خاکی سبک بیشتر از عناصر کمیاب سنگین است و الگوی پراکندگی مشابهی دارند. از آنجایی که LREE ها بیشتر در شرایط اکسیدان جذب اکسیدهای فلزی مانند هماتیت می‌شوند، می‌توان چنین شرایطی را در غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE مؤثر دانست (Koeppenkastrup and De Carlo, 1993; White, 2000; Coppin et al., 2002). سری‌های ماگماتیک آلکالن نسبت به عناصر کمیاب خاکی به ویژه عناصر کمیاب خاکی سبک غنی‌شدگی شدیدی نشان می‌دهند که این غنی‌شدگی با شدت آلکالینیتی محیط نسبتی

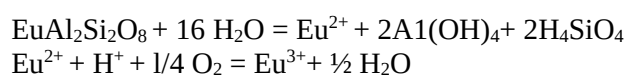
مقایسه مجموع مقادیر عناصر کمیاب خاکی در نهشته‌های فسفات‌های رسوبی کامبرین زیرین در زون گرگان-رشت (Abedini and Calagari, 2017)، افق‌های فسفریتی زاگرس به سن ائوسن-الیگوسن (Zarasvandi et al., 2021) و ذخایر فسفریتی پالئوزن در شمال غربی عربستان (Ahmed et al., 2022) با مقادیر عناصر کمیاب خاکی در کانسنگ آپاتیتی در کانسار اسفوردی، چغارت و گزستان (Sepehrirad and Alirezaei, 2020; Hosseini and Rajabzadeh, 2021; Hosseini et al., 2022) نشان می‌دهد که ذخایر آپاتیت به خودی خود حاوی مقادیر بالای عناصر کمیاب خاکی نیستند و آپاتیت‌های بلوک پشت‌بادام تحت تأثیر سیالات گرمابی ناشی از توده‌های نفوذی، در مقادیر عناصر کمیاب خاکی دچار غنی‌شدگی شده‌اند.

منشأ کانسنگ مگنتیت با استفاده از زمین‌شیمی عناصر اصلی و کمیاب

نتایج شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب معمولی کانسنگ مگنتیت و ژاسپلیت‌های محدوده کانسار به روش‌های ICP-MS و ICP-OES در جدول‌های ۳، ۷ و ۸ نشان داده شده است.

مگنتیت می‌تواند میزبان بسیاری از عناصر کمیاب (به عنوان مثال Ga, Sn, Co, Ni, V, Ti, Cr, Zn, Cu, Mn, Mg, Al, Ca) در مکان‌های هشت وجهی و چهاروجهی با ساختاری از نوع یک اسپینل مکعبی معکوس باشد (Dupuis and Beaudoin, 2011; Nadoll et al., 2012; Nadoll et al., 2015; Deditius et al., 2018). بسیاری از بررسی‌ها نشان داده‌اند که ترکیبات عناصر کمیاب همراه با مگنتیت می‌تواند دما، فوگاسیته اکسیژن (fO_2)، فعل و انفعالات سیال و سنگ، فوگاسیته گوگرد (fS_2) و ترکیبات سیال را در طول تبلور مگنتیت منعکس کند (Dare et al., 2012; Nadoll et al., 2012; Dare et al., 2014; Nadoll et al., 2014; Nadoll et al., 2015; Knipping et al., 2015; Huang et al., 2019a; Huang et al., 2019b; Salazar et al., 2019; Sun et al., 2019).

مگنتیت و هماتیت) باشد. Eu موجود در ساختار پلاژیوکلاز و فلدسپات قلیایی در محیط‌های گرمابی به صورت Eu^{+2} آزاد می‌شود و در شرایط اکسید، فشار و دمای پایین به حالت سه ظرفیتی طبق واکنش زیر اکسید می‌شود (Sverjensky, 1984):



بر اساس نظر پاراک (Parak, 1975)، تهی‌شدگی عنصر Eu ثانویه بوده و تحت تأثیر فرایندهای دگرسانی گرمابی ایجاد می‌شود. طی این فرایند، کانی‌های سنگ مادر تخریب شده و عناصر کمیاب خاکی به شکل یون‌های کمپلکس از محیط خارج می‌شوند. شباهت قابل توجه بین الگوی REE کانسنگ مگنتیتی با سنگ‌های در برگیرنده، نشان‌دهنده منشأ مشترک آنهاست. به منظور تعیین اندازه آنومالی Eu از مؤلفه $(Eu/Eu^*)_N$ استفاده شده است. در این خصوص، نمونه‌های متاسوماتیت‌های سبز غنی از اکینولیت بیشترین میزان $(Eu/Eu^*)_N$ را نشان می‌دهد. از ویژگی‌های دیگر نمودارهای رسم شده، وجود آنومالی مثبت و ضعیف Ce در تمامی نمونه‌هاست ($Ce/Ce^* = 0.7-4/11$). این امر در کنار وجود بی‌هنجاری منفی Eu، حاکی از نقش سیالات ماگمایی و گرمابی و نقش برهم‌کنش سیال و سنگ در بازه زمانی مختلف در تشکیل این سنگ‌هاست.

به نظر وایتفورد و همکاران (Witford et al., 1980)، در سنگ‌های آذرینی که تحت تأثیر دگرسانی گرمابی و دگرگونی قرار گرفته‌اند، دگرسانی گرمابی تأثیر به سزایی بر توزیع عناصر REE دارد و با افزایش نسبت سیال به سنگ و شدت دگرسانی، انحلال‌پذیری این عناصر افزایش می‌یابد. این انحلال‌پذیری باعث افزایش یا کاهش میزان REE در سامانه کانیایی می‌شود. علاوه بر تأثیر سیال گرمابی و دگرسانی، دگرگونی درجه‌های بالا و فرایند دیاژنز نیز بر توزیع و انحلال REE تأثیر مهمی دارند (Lottermoser, 1992). بنابراین فرایندهای دگرسانی، متاسوماتیسم و دگرگونی که در کانسار اسفوردی به وقوع پیوسته، باعث تحرک و مهاجرت REE از سنگ‌ها شده‌اند.

جدول ۷. نتایج تجزیه عناصر اصلی و کمیاب در کانسنگ مگنتیت در کانسار اسفوردی به روش ICP-OES. مقادیر بر حسب ppm هستند.

Table 7. Results of major and minor element analysis by ICP-OES method on magnetite ores in the Esfordi ore deposit. The values are in ppm.

Code	RH7	RH10	RH11	RH12	RH13	RH14	RH15	RH16	RH17
Major and minor elements									
Long	55°38'02	55°38'06	55°38'04	55°38'16	55°38'10	55°38'13	55°38'00	55°38'09	55°38'07
	"	"	"	"	"	"	"	"	"
Lat.	31°47'39	31°47'33	31°47'43	31°47'35	31°47'40	31°47'31	41°47'41	31°47'41	31°47'36
	"	"	"	"	"	"	"	"	"
Al	2800	800	500	6000	600	100	500	300	100
Si	14200	11500	18300	21000	13000	12500	23000	11100	15400
Ti	600	2300	3900	800	4400	800	2500	1400	1400
Fe	217583	235679	237964	231863	233012	181834	187603	221084	227610
K	7600	1100	1700	7900	1500	1400	1400	1100	1000
Ca	22100	10300	10400	29500	16300	10200	11600	6200	9900
Mg	4500	600	1300	4400	900	2000	4200	900	1400
Mn	1624.7	97.9	216.7	640.2	151.8	320.1	205.7	177.1	279.4
Na	2600	1600	2400	1900	1800	1500	2300	2000	1400
P	800	3400	44200	3200	36000	102700	65900	106800	96300
S	2700	300	600	2600	400	500	800	600	500
Ag	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
As	41	23	42	42	35	92	82	98	78
Ba	963	6	3	1151	5	9	4	5	5
Be	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Bi	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Cd	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Co	31	7	8	31	8	3	6	3	3
Cr	27	17	26	30	20	23	41	21	26
Cu	52	7	11	32	13	15	19	9	14
Hg	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Li	10	2	3	10	3	2	2	2	2
Mo	48	4	2	86	2	4	3	2	4
Ni	40.7	100.1	61.6	31.9	62.7	27.5	38.5	23.1	28.6
Pb	28	38	107	159	158	186	146	47	43
Sb	12	4	12	8	6	2	3	4	1
Sn	44	11	12	57	14	11	12	12	13
Sr	113	8	21	136	31	31	35	17	20
V	39	1028	1397	53	1553	244	654	384	398
W	10	2	3	9	2	3	4	4	3
Y	1	1	1	1	1	3	1	3	7
Yb	3	7	8	3	9	2	4	2	3
Zn	13	5	4	8	4	2	4	2	3
Zr	32	13	13	36	13	2	7	6	3

جدول ۸. نتایج تجزیه عناصر اصلی و کمیاب در ژاسپلیت‌های کانسار اسفوردی به روش ICP-OES. مقادیر بر حسب ppm هستند.

Table 8. Results of major and minor elements analysis by ICP-OES method in the jaspilite of the Esfordi ore deposit. The values are in ppm.

Code	Zab6	Zab7	Zab8	Zab9	Zab10
Major and minor element					
Long.	55°38'48"	55°39'06"	55°39'16"	55°39'21"	55°39'18"
Lat.	31°48'01"	31°47'40"	31°48'16"	31°47'64"	31°47'57"
Al	588	418	1190	585	400
Si	375000	320000	285000	310000	345000
Ti	41	37	60	41	28
Fe	102423	44229	139729	145934	96798
K	1392	729	1602	662	543
Ca	44883.3	34621.4	20427	13645.5	70766.3
Mg	26806	5278	5279	3088	24437
Mn	3247.2	1816.8	2277.6	2230.8	3712.8
Na	1122	872	742	697	1217
P	158	139	579	605	160
S	518	1047	1310	480	1375
Ag	<1	<1	<1	<1	<1
As	19	9	5	6	17
Ba	83	283	160	122	126
Be	<1	<1	<1	<1	<1
Bi	<10	<10	<10	<10	<10
Cd	2	2	1	0	3
Co	7	4	6	5	6
Cr	7	6	16	12	7
Cu	13	10	29	24	18
Hg	1	0	2	3	3
Li	2	3	6	2	3
Mo	11	6	11	10	10
Ni	29	24	37	26	23
Pb	17	83	69	20	36
Sb	4	1	4	8	4
Sn	12	5	12	12	14
Sr	18	135	64	55	38
V	12	9	24	23	10
W	7	5	8	6	11
Y	2	1	3	4	2
Yb	1	1	2	2	1
Zn	77	208	337	66	389
Zr	7	2	7	11	4

کانسارهای ماگمایی قرار می‌گیرند و تعداد معدودی در نزدیک محدوده کانسارهای گرمایی هستند. همچنین بر اساس نسبت Ti در مقابل Ni/Cr (Dare et al., 2014) نیز نمونه‌های کانسنگ مگنتیت و هماتیت در محدوده کانسارهای ماگمایی و گرمایی قرار می‌گیرند که نشان می‌دهند مگنتیت‌های گرمایی با مگنتیت‌های ماگمایی وراثت بافتی و زمین‌شیمیایی مشابه دارند (شکل ۱۷-C و D).

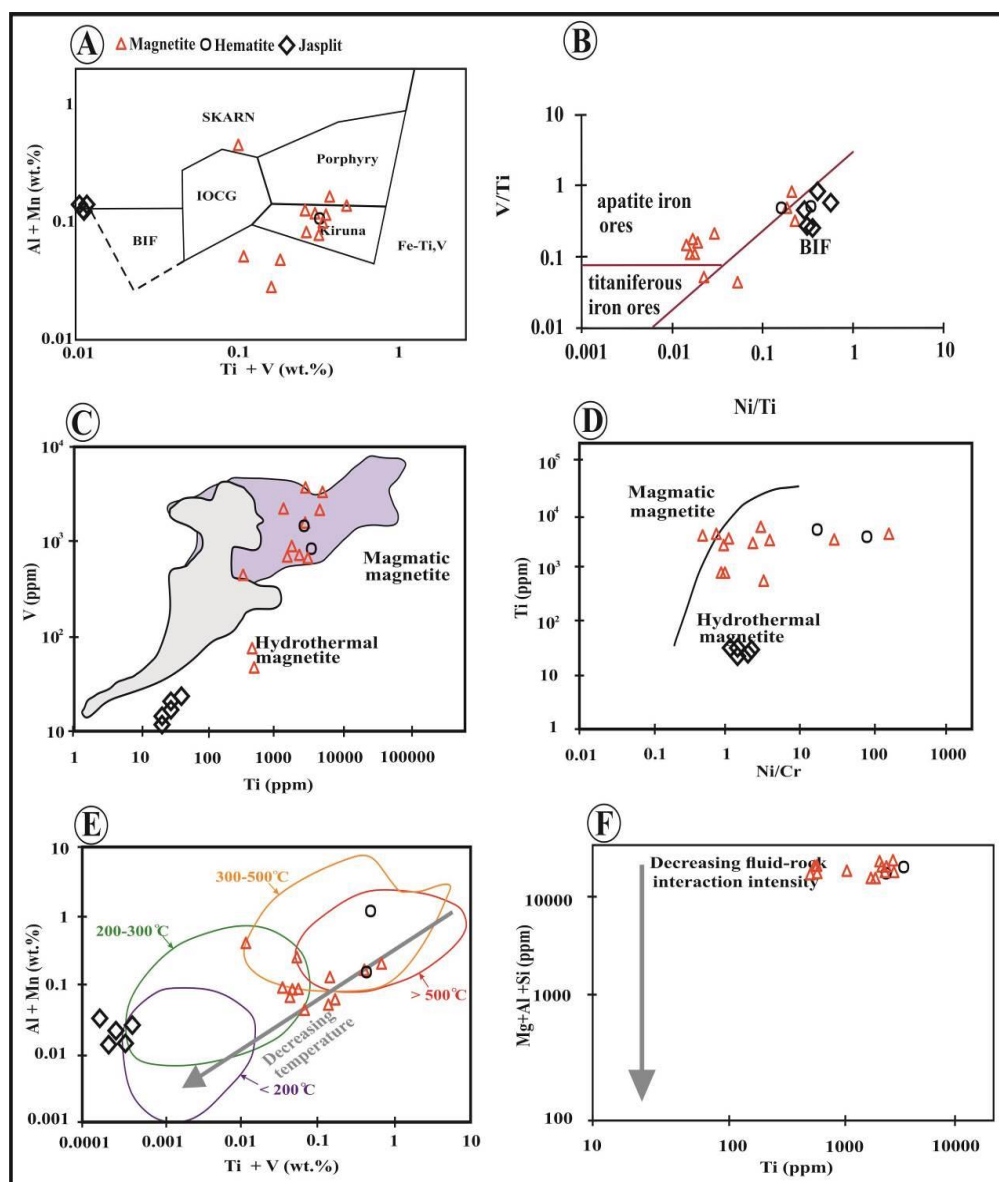
انحلال-رسوب مجدد تحت تأثیر دما، فشار، pH و fO_2 ، با انحلال مگنتیت اولیه و ته‌نشست انواع مگنتیت‌های ثانویه در نزدیکی جبهه واکنش همراه است. در طی این فرایند، عناصری مانند Al ، Si ، Ca ، Mg ، Ti و V از مگنتیت اولیه شسته می‌شوند. ترسیم مگنتیت و هماتیت اسفوردی در نمودار $(Al+Mn)$ در مقابل $(Ti+V)$ ، دمای تشکیل بیشتر مگنتیت و هماتیت‌ها را در محدوده ۳۰۰ تا ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد نشان می‌دهد. تعداد محدودی نیز در بازه ۲۰۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد نشان می‌دهد (شکل ۱۷-E).

فعالیت سیال و سنگ می‌تواند سبب غنی‌شدگی مگنتیت‌های گرمایی در مقادیر Al ، Mg ، Mn و Si شود (Carew, 2004; Nadoll et al., 2014; Deditius et al., 2018). این عناصر رفتار مشابهی در هنگام تشکیل مگنتیت دارند. بنابراین، مقدار $(Mg+Al+Si)$ در مقابل Ti می‌تواند شدت برهم‌کنش‌های سیال و سنگ را منعکس کند (Hu et al., 2014). در مگنتیت و هماتیت اسفوردی، افزایش $(Mg+Al+Si)/Ti$ شدت بالای برهم‌کنش سیال و سنگ را منعکس می‌کند. کاهش مقدار $(Mn+Mg)/(Si+Al)$ و افزایش محتوای $(Mn+Mg)$ در مگنتیت نشان‌دهنده برهم‌کنش ضعیف‌تر سیال و سنگ است (Hu et al., 2014). برای مگنتیت و هماتیت اسفوردی محتوای نسبتاً کم $(Mn+Mg)$ و مقدار بالای $(Si+Al)/(Mn+Mg)$ ، نشان‌دهنده برهم‌کنش‌های شدید سیال-سنگ است (شکل ۱۷-F). زمین‌شیمی ژاسپلیت‌ها بیانگر مقادیر بالای آهن و سیلیس و مقادیر پایین آلومینیم، کرم، کبالت، نیکل، و انادیوم و تیتانیوم است که با ویژگی‌های زمین‌شیمیایی کانسارهای آهن نواری همخوانی دارد و آنها را از نوع ماگمایی متمایز می‌سازد.

نمودارهای متمایزکننده زیادی برای تشخیص پیدایش مگنتیت و انواع کانی‌زایی ارائه شده‌اند (Beaudoin et al., 2007; Dupuis and Beaudoin, 2011; Dare et al., 2012; Nadoll et al., 2012; Dare et al., 2014; Nadoll et al., 2014; Zhao et al., 2018). دوپوئیس و بودوین (Dupuis and Beaudoin, 2011) و نادول (Nadoll et al., 2014)، نمودارهای $(Ca+Al+Mn)$ در مقابل $(Ti+V)$ ، $(Al+Mn)$ در مقابل $(Ti+V)$ و (V/Ti) در مقابل (Ni/Ti) را برای تشخیص انواع مختلف کانسارها پیشنهاد کرده‌اند (شکل ۱۷-A و B). بیشتر نمونه‌های کانسنگ مگنتیت و هماتیت کانسار اسفوردی در محدوده کانسارهای نوع کایرونا و کانسنگ مگنتیت-آپاتیت قرار دارند و تعداد محدودی در محدوده کانسارهای نوع پورفیری و اسکارن و در مرز با کانسارهای نوع BIF قرار می‌گیرند که نشان‌دهنده نقش برهم‌کنش سیالات ماگمایی و گرمایی در تشکیل این ذخایر است (شکل ۱۷-A و B). ترسیم برخی از نمونه‌های مگنتیت در محدوده اسکارن ناشی از پایین بودن محتوای $(Ti+V)$ در کانسنگ مگنتیت تحت تأثیر دمای پایین تا متوسط سیال و فوگاسیته بالای اکسیژن است (Tian et al., 2021)؛ در حالی که نمونه‌های ژاسپلیت مقادیر $(Ti+V)$ پایین داشته و در محدوده نوع BIF قرار می‌گیرند.

رفتار عناصر نیکل و کروم در مگنتیت ماگمایی بسیار متفاوت از مگنتیت گرمایی است. به عنوان مثال، مگنتیت ماگمایی و گرمایی نسبت نیکل به کروم به ترتیب کمتر از ۱ و بیشتر از ۱ دارند (Dare et al., 2014) و از نسبت‌های Ti و V می‌توان برای تمایز مگنتیت‌های ماگمایی و گرمایی استفاده کرد (Knipping et al., 2015; Nadoll et al., 2015; Guo et al., 2020).

ون و همکاران (Wen et al., 2017)، نمودار تمایز (V/Ti) در مقابل Fe را پیشنهاد کرده‌اند. با این حال، ترکیب مگنتیت ماگمایی ممکن است به طور قابل توجهی توسط فرایند انتشار حالت جامد، مانند تبادل زمین‌شیمیایی بین دانه‌ای با ایلمنیت و سیلیکات‌های اطراف، کانی برون رستی و اکسی برون رستی ایلمنیت^{۱۰} تکامل یابد (Wu et al., 2019). در کانسار اسفوردی با استفاده از نسبت Ti به V عمده نمونه‌های مگنتیت و هماتیت در محدوده



شکل ۱۷. تعیین منشأ کانسنگ مگنتیت و هماتیت در کانسار مگنتیت-آپاتیت اسفوردی با استفاده از A: نمودارهای (Al+Mn) در مقابل (Ti+V) بر گرفته از نادول و همکاران (Nadoll et al., 2014) و ددیتوس و همکاران (Deditius et al., 2018)، B: V/Ti در مقابل Ni/Ti بر گرفته از نیستروم و هنریکز (Nystrom and Henriquez, 1994)، C: نمودارهای Ti در مقابل V بر گرفته از نادول و همکاران (Nadoll et al., 2015) و نیپینگ و همکاران (Knipping et al., 2015)، D: نمودارهای Ti در مقابل Ni/Cr بر گرفته از در و همکاران (Dare et al., 2014)، E: نمودارهای تمایز (Al+Mn) در مقابل (Ti+V) بر گرفته از نادول و همکاران (Nadoll et al., 2014) و F: (Mg+Al+Si) در مقابل Ti بر گرفته از هو و همکاران (Hu et al., 2014)

Fig. 17. Determining the origin of magnetite and hematite ore in the esfordi magnetite-apatite deposit using A: (Al+Mn) vs. (Ti+V) discrimination diagrams (after Nadoll et al., 2014; Deditius et al., 2018), B: V/Ti vs Ni/Ti discrimination diagrams (modified after Nystrom and Henriquez, 1994), C: Ti vs. V discrimination diagrams (after Nadoll et al., 2015; Knipping et al., 2015), D: Ti vs. Ni/Cr (modified after Dare et al., 2014), E: (Al+Mn) vs. (Ti+V) Discrimination diagrams (Nadoll et al., 2014), and F: (Mg+Al+Si) vs. Ti discrimination diagram (modified after Hu et al., 2014)

سنگ‌نگاری میان‌بارهای سیال

بررسی‌های سنگ‌نگاری میان‌بارهای سیال بر روی بلورهای آپاتیت نسل دوم انجام شد. اغلب میان‌بارهای سیال اولیه در بلورهای آپاتیت نسل دوم، از نظر شکل به صورت گرد تا بی‌شکل، میله‌ای و مربعی هستند. اندازه اغلب آنها از ۱۳ تا ۱۶۵ میکرون متغیر است. این میان‌بارها، تک‌فازی، دوفازی و سه‌فازی دو مایعی هستند که می‌توان آنها را بر اساس نوع و درصد فازهای موجود در ۱۰ گروه به شرح زیر تفکیک کرد (شکل ۱۸، شکل ۱۹ و شکل ۲۰):

میان‌بارهای نوع A: سه‌فازی مایع-بخار-جامد ($L+V+S$) (فاز جامد: هالیت $\pm$ کانی کدر) (شکل ۱۸-A تا N).

میان‌بارهای نوع B: سه‌فازی-دو مایعی حاوی CO_2 -بخار-جامد (L_1L_2+V+S) (همراه با تشکیل کلاتریت) و میان‌بارهای دو مایعی حاوی CO_2 و فاز جامد (L_1L_2+Op). در این نوع از میان‌بارهای سیال، فازهای مایع حاوی CO_2+H_2O حضور دارند و حضور اندک CO_2 در آب باعث می‌شود که در طی فرایند انجماد و اندازه‌گیری CO_2 ، $Tm-ice$ به صورت تشکیل کلاتریت دیده شده و باعث اندازه‌گیری مقادیر مثبت برای Tm شود (شکل ۱۸-O و P).

میان‌بارهای نوع C: دوفازی مایع-بخار غنی از مایع ($L+V$) (شکل ۱۹-A تا J).

میان‌بارهای نوع D: دوفازی بخار-مایع غنی از بخار ($V+L$) (شکل ۱۹-K تا P).

میان‌بارهای نوع E: دوفازی مایع-جامد غنی از مایع ($L+S(H)$) (Hosseini and Rajabzadeh, 2021).

میان‌بارهای نوع F: دوفازی مایع و جامد (کدر) غنی از مایع ($L+S(OP)$) (شکل ۱۸-M).

میان‌بارهای نوع G: تک‌فازی مایع (L) که به صورت منفرد و دنباله‌دار (میان‌بارهای تک‌فازی مایع دنباله‌دار در امتداد سطوح رشد بلور حضور دارند) (شکل ۲۰-A، B، C، G و H).

میان‌بارهای نوع H: تک‌فازی بخار (V) که به دو صورت منفرد

و دنباله جوشش حضور دارد و بیانگر دمای بالای سیال است (شکل ۲۰-D تا I). در دنباله جوشش، میان‌بارهای غنی از بخار با انواع غنی از مایع که در امتداد شکستگی ترمیم شده‌اند، به صورت میان‌بار ثانویه کاذب یا ثانویه شکل می‌گیرند.

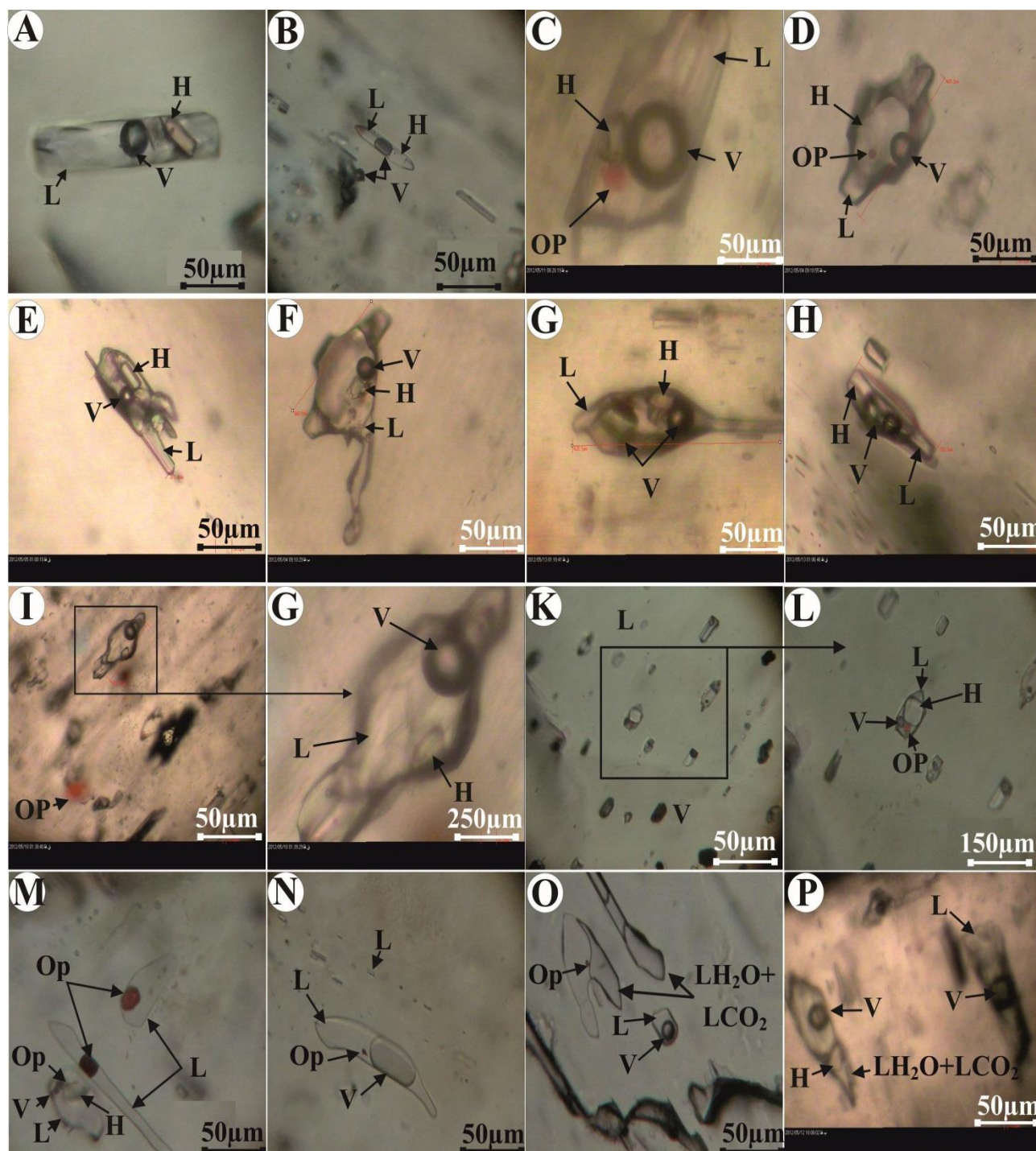
میان‌بارهای نوع I: تک‌فازی جامد (Op) به صورت میان‌بارهای منفرد هماتیت دیده می‌شود (شکل ۲۰-I).

میان‌بارهای نوع J: میان‌بارهای مذاب^{۱۱} متشکل از شیشه-هماتیت، شیشه-هالیت و شیشه-بخار (Hosseini and Rajabzadeh, 2021).

میان‌بارهای نوع B و C فراوان‌ترین میان‌بارها در آپاتیت‌های کانسار اسفوردی هستند و میان‌بارهای سیال گروه‌های A تا D مورد بررسی ریزدماسنجی قرار گرفتند (Hosseini and Rajabzadeh, 2021).

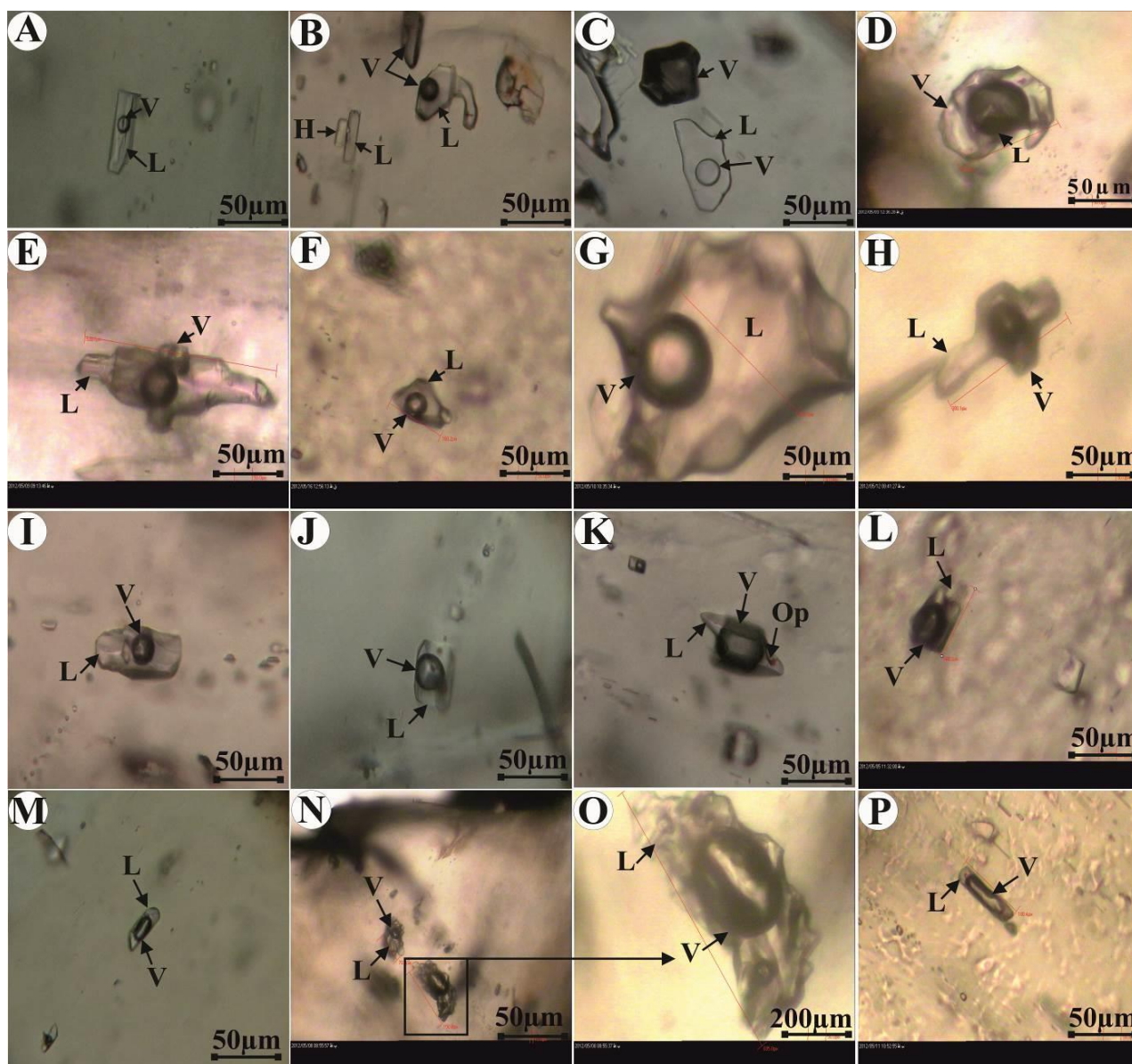
بررسی‌های ریزدماسنجی و زمین‌شیمی ایزوتوپ‌های پایدار و ناپایدار

بررسی‌های ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال در بلورهای آپاتیت نسل دوم نشان می‌دهد که میان‌بارهای سیال در محدوده سیالات گرمایی و ماگمایی قرار دارند و فرایند اختلاط سیالات و کاهش درجه حرارت، عامل مهم کانی‌زایی است (Hosseini and Rajabzadeh, 2021). شواهدی نظیر وجود دو محدوده شوری و چگالی، دمای همگن‌شدن و نیز میان‌بارهای غنی از فاز مایع و میان‌بارهای مذاب (متشکل از شیشه-هماتیت، شیشه-هالیت و شیشه-بخار آب) و عمق به دام افتادگی میان‌بارهای سیال در ۱۰۰ تا ۱۷۰۰ متری عمق زمین و سه بازه دمایی بین ۱۴۶ تا ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد برای میان‌بارهای دوفازی و ۳۷۸ تا ۴۸۶ درجه سانتی‌گراد برای میان‌بارهای سه‌فازی و بازه دمایی ۶۸۴ تا ۸۶۵ برای میان‌بارهای مذاب، این کانسار را در زمره کانسارهای میان‌دمایی (اپی‌ترمال) قرار می‌دهد (Hosseini and Rajabzadeh, 2021).



شکل ۱۸. میان‌بارهای سیال در بلورهای آپاتیت‌های نسل دوم کانسار اسفوردی. A تا N: میان‌بارهای سه‌فازی و O و P: میان‌بارهای سه‌فازی-دومایعی حاوی CO₂-بخار-جامد (L₁L₂+V+S) (همراه با تشکیل کلتریت) و میان‌بارهای دومایعی حاوی CO₂ و فاز جامد (L₁L₂+Op) -دومایعی

Fig. 18. Fluid inclusions of the second generation of crystalline apatite in the Esfordi ore deposit. A to N: three-phase inclusions, and O and P: three-phase inclusions-two-liquid containing CO₂-vapor –solid (L₁L₂+V+S) (and formation of clathrites) and double- liquid inclusions containing CO₂ and solid phase (L₁L₂+Op)

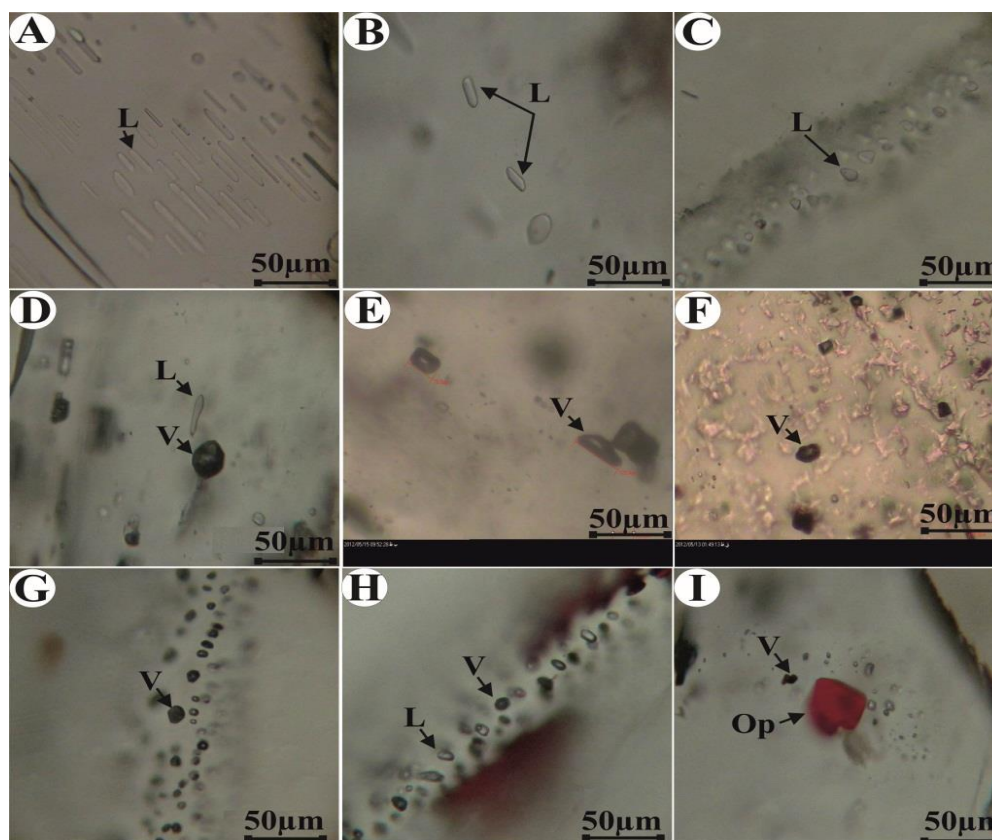


شکل ۱۹. میان‌بارهای سیال در بلورهای آپاتیت‌های نسل دوم کانسار اسفوردی. A تا J: میان‌بارهای دوفازی غنی از مایع (LV) و K تا P: میان‌بارهای دوفازی غنی از گاز (VL)

Fig. 19. Fluid inclusions of the second generation of crystalline apatite in the Esfordi ore deposit, A to J: Liquid-rich two-phase inclusions (LV), and K to P: vapor-rich two-phase liquid inclusions (VL)

میزبان کانسار و آپاتیت‌های توده‌ای ریز بلور (نسل دوم در افق ۲) کانسار مگنتیت-آپاتیت اسفوردی اندازه‌گیری شده است (جدول‌های ۹ و ۱۰).

برای شناسایی دقیق‌تر سرشت سیال کانه‌ساز و خاستگاه آپاتیت، ایزوتوپ‌های پایدار O-H و ایزوتوپ‌های ناپایدار Nd-Sm در بلورهای آپاتیت نسل اول مرتبط با کانسنگ مگنتیت و بلورهای آپاتیت نسل دوم مرتبط با متاسوماتیت‌های سبز غنی از اکینولیت



شکل ۲۰. میان‌بارهای سیال در بلورهای آپاتیت‌های نسل دوم کانسار اسفوردی. A تا D: میان‌بارهای تک‌فازی مایع به صورت منفرد و دنباله‌ای، E و F: میان‌بارهای تک‌فازی گازی، G و H: یک دنباله جوشش متشکل از میان‌بارهای تک‌فازی مایع و تک‌فازی گازی و I: میان‌بارهای تک‌فازی جامد (Op)

Fig. 20. Fluid inclusions of the second generation of crystalline apatite in the Esfordi ore deposit. A to D: One-phase liquid inclusions individually and sequentially; E to F: One-phase vapor inclusions, G and H: A boiling sequence consisting of one-phase liquid inclusions and one-phase vapor inclusions short cuts, and I: One-phase solid inclusions (Op)

لحاظ منشأ، در محدوده فسفریت‌های رسوبی قرار می‌گیرند (شکل ۲۲-A). از طرفی بررسی‌های ایزوتوپی O-H انجام شده بر روی مگنتیت‌های این کانسار و سایر کانسارهای گستره معدنی بافق (Moore and Modabberi, 2003; Troll et al., 2019; Ghazi et al., 2019; Peters et al., 2020; Majidi et al., 2020; Mehdi pour Ziapour et al., 2021) و بررسی‌های ایزوتوپی O-H بر روی اکتینولیت‌های کانسار چغارت (Khoshnoodi et al., 2022) و سه‌چاهون (Mirzababaei et al., 2021)، وجود بافت برون رستی^{۱۲} ایلمنیت در کانی مگنتیت،

به منظور شناخت منشأ سیال کانه‌زا در بلورهای آپاتیت نسل اول، بلورهای آپاتیت نسل دوم و آپاتیت‌های توده‌ای ریز بلور در کانسار اسفوردی، از نمودار $\delta^{18}\text{O}$ در مقابل δD استفاده شد (Huang et al., 2016). در این نمودار سیال‌های مرتبط با میان‌بارهای نمونه‌های آپاتیت کانسار اسفوردی در محدوده آب‌های جوی قرار می‌گیرند و بیانگر نقش شورابه‌های تبخیری و برهم کنش سیال و سنگ در تشکیل کانسار اسفوردی است (شکل ۲۱-A و B). همچنین با پیاده کردن مقادیر استرانسیم در مقابل منگنز بر روی نمودار هوگارت (Horgarth, 1989)، آپاتیت‌های اسفوردی به

(۱۸۰ تا ۲۵۰ درجه سانتی گراد) آخرین مرحله کانی‌زایی است (Bonyadi and Sadeghi, 2020).

همچنین پراکندگی مقادیر $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ نسبت به $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ نشان می‌دهد که نمونه‌های آپاتیت بلورین نسل اول و دوم از نظر ترکیب ایزوتوپی با آنالیزهای ایزوتوپی انجام‌شده بر روی سنگ میزبان ریولیتی-ریوداسیتی، دیوریت‌ها و میکرودیوریت‌ها مشابه است؛ در حالی که آپاتیت‌های توده‌ای ریز بلور و رگه‌ای و قطعه‌های کوچک آپاتیتی در کانسنگ مگنتیت که حجم عمده ذخیره آپاتیت (بیش از ۹۵ درصد حجم آپاتیت) کانسار را تشکیل می‌دهند، از نظر ترکیب ایزوتوپی با سنگ میزبان بسیار متفاوت است (شکل ۲۲-B). با فرض در نظر گرفتن سن یکسان برای نمونه‌ها، پراکندگی موجود تنها می‌تواند ناشی از نسبت ایزوتوپی اولیه Nd متفاوت برای سنگ‌های یاد شده در اثر ناهمجنسی و عدم ارتباط زایشی آنها باشد. محاسبه مقدار ϵNd نشان می‌دهد که ریولیت‌ها-ریوداسیت‌ها و دیوریت‌ها و میکرودیوریت‌های میزبان، آپاتیت‌های بلورین نسل اول همراه با کانسنگ مگنتیتی و آپاتیت‌های بلورین نسل دوم مرتبط با متاسوماتیت‌های سبز کانسار اسفوردی دارای ϵNd مثبت؛ ولی آپاتیت‌های توده‌ای ریز بلور و رگه‌ای دارای ϵNd منفی هستند.

وجود بلورهای چهاروجهی و هشت‌وجهی مگنتیت در زون‌های کانی‌زایی رگه‌ای مگنتیت، گسترش بلورهای آپاتیت تک‌سر در زون‌های مختلف کانی‌زایی، وجود اکتینولیت‌های سوزنی و تبدیل شدن حاشیه‌های ایلمنیت و تیتانومگنتیت به تیتانیت و مقادیر ناچیز اورانیوم و مقادیر Th بین ۰/۱ تا ۰/۵ درصد وزنی در آپاتیت‌ها و موناژیت‌ها (Schandl and Gorton, 2004; Hosseini and Rajabzadeh, 2021) نشان‌دهنده منشأ سیالات ماگمایی و گرمایی دما بالا در تشکیل کانسار اسفوردی است. اختلاط سیال‌های ماگمایی و گرمایی دما بالا با شورابه‌های تبخیری سبب کانی‌زایی و دگرسانی در کانسار اسفوردی شده است. بنا به نظر بنیادی و صادقی (Bonyadi and Sadeghi, 2020)، عبور شوراب‌های اکسیدی داغ غنی از REE ، P، Ca $\pm$ Fe در سنگ میزبان، باعث دگرسانی ضعیف سدیک ($>170^\circ\text{C}$ درجه سانتی گراد) و سدیک-کلسیک ($>280^\circ\text{C}$ درجه سانتی گراد) شده که به ترتیب با ته‌نشست گسترده مگنتیت-آلیت، مگنتیت-اسکاپولیت عیار پایین و مگنتیت-اکتینولیت عیار بالا همراه بوده است. در مرحله انتهایی دگرسانی سدیک-کلسیک، مگنتیت-آپاتیت (280°C تا 425°C درجه سانتی گراد) تشکیل شده است. دگرسانی پتاسیک بعد از دو فاز کانی‌زایی ذکرشده (280°C - 200°C درجه سانتی گراد) و سپس تجمع سیریسیت، کلریت و اپیدوت توسط سیالات دما پایین

جدول ۹. نتایج ایزوتوپ‌های پایدار O-H بر روی بلورهای آپاتیت نسل اول و دوم و آپاتیت‌های توده‌ای ریز بلور کانسار مگنتیت-آپاتیت اسفوردی

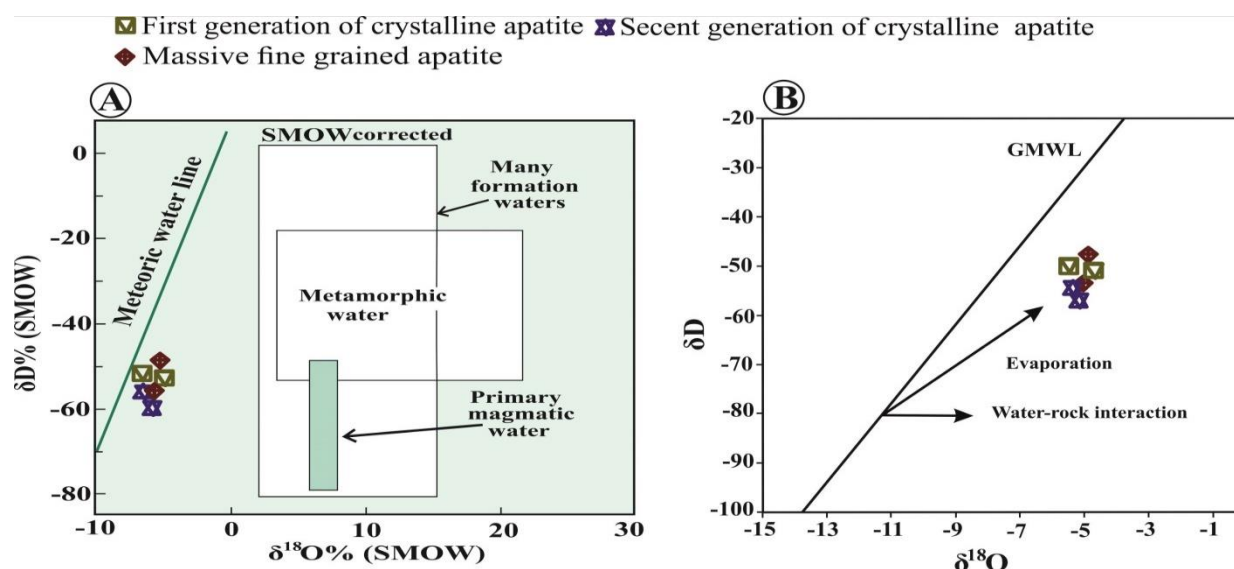
Table 9. Oxygen and hydrogen stable isotopic values of the first and the second generation of crystalline apatite and massive fine grained apatite from the Esfordi magnetite-apatite ore deposit

Sample	Lang.	Lat.	Mineral type	H ₂ O (ppm)	δD	$\delta^{18}\text{O}$
KH-4	55°38'06"	31°47'33"	First generation of crystalline apatite	374	-48.2	-4.8
KH-5	55°38'10"	31°47'40"		234	-48.7	-4.1
KH-9	55°38'09"	31°47'41"		166	-57.7	-5.5
KH-10	55°38'13"	31°47'36"	Second generation of crystalline apatite	135	-62.5	-5.5
KH-11	55°38'05"	31°47'42"		289	-56.4	-5.8
KH-12	55°38'14"	31°47'34"		437	-49.3	-6.2
			massive fine grained apatite			

جدول ۱۰. نتایج تجزیه ایزوتوپ‌های Sm و Nd بر روی بلورهای آپاتیت نسل اول و دوم و آپاتیت‌های توده‌ای ریزبلور، آپاتیت‌های رگه‌ای، مگنتیت-آپاتیت و سنگ میزبان کانسار مگنتیت-آپاتیت اسفوردی، آپاتیت‌های توده‌ای ریزبلور و رگه‌ای کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت، دیوریت‌های کانسار چادرملو، فسفریت‌های سازند سلطانیه و نودول‌های فسفریتی سکوی اروپای شرقی

Table 10. Sm and Nd isotopes of the first and the second generations of crystalline apatite and massive fine grained and apatite, vein-type apatite, magnetite-apatite, and the host rocks of the Esfordi magnetite-apatite ore deposit, Massive fine grained and vein apatites of Magnetite-apatite Chaghart deposit, diorites of Chadormalu deposit, phosphorites of the Soltanieh Formation and phosphorite nodules from the East European Platform

Sample	Long.	Lat.	Rock type	Nd	Sm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	Epsilon Nd	P ₂ O ₅
Mineral separates										
KH-4	55°38'06"	31°47'33"	Apatite1	3160	440	0.0841	0.512538	0.000006	5.54	27
KH-9	55°38'09"	31°47'41"	Apatite2	3075	433	0.0850	0.512265	0.000005	0.15	34
KH-12	55°38'14"	31°47'34"	Massive fine grained apatite	3105	428	0.15	0.512113	0.000005	-7.15	29
Whole rock (Hosseini et al., 2022)										
Fs1-Ch	Choghart	Massive Apatite1		2951.5	389.2	0.143254	0.512169	6	-5.53	11.4
Fs2-Ch	Choghart	Apatite1 vien		3032.3	401.1	0.163731	0.512221	4	-6.08	16.6
Whole rock (Torab, 2008)										
ES7	Esfordi	Rhyolite		22.93	3.642	0.09600	0.512352	3	1.18	0.5
B56-S1	Esfordi	Micro-diorite		73.33	13.91	0.11465	0.52387	4	0.61	1
B66-S2	Esfordi	Doleritic dyke		331.8	59.62	0.10859	0.512299	4	-0.70	7
ES-12	Esfordi	Magnetite-apatite		496.7	115.0	0.13994	0.512362	4	-1.58	21
B65-S2	Esfordi	Apatite vein		1380	381.2	0.16689	0.512266	6	-5.26	28
CH3	Choghart	Magnetite-apatite		892.2	174.4	0.11814	0.512258	3	-2.14	22
CH4	Choghart	Rhyolite		40.64	6.986	0.10391	0.512380	3	1.18	0.05
MA2	Chadormalu	Diorite		50.39	13.33	0.16223	0.512724	5	4	1
(Felitsyn and Gubanov, 2002)										
SP-1	Biogenic Phosphorite	Soltanieh Fm.		352.7	71.02	0.12187	0.512024	11	-6.90	15
Whole rock of phosphorite nodules from the East European Platform (Felitsyn and Bogomolov, 2020)										
Ediacaran										
Pod-13	outer edge of phosphate concretion	Nagoryany Fm		406.2	155.2	0.2317	0.512102 ± 12		-12.9	
Pod-13	internal part of phosphate concretion	Nagoryany Fm		313.0	111.9	0.2108	0.512089 ± 14		-12.3	
GY-15Ph	phosphate cement in siltstone	Nepeitsyno Fm		144.9	88.73	0.3699	0.512458 ± 7		-15.0	
Lower Cambrian										
GY-322Ph	phosphate microconcretions	Lezha Fm		343.9	103.8	0.1824	0.512101 ± 10		-9.5	



شکل ۲۱. A و B: نمودار تغییرات δ¹⁸O در مقابل δD در کانسنگ بلورهای آپاتیت نسل اول و دوم و آپاتیت‌های توده‌ای ریز بلور در کانسار مگنتیت-آپاتیت اسفوردی (Huang et al., 2016)

Fig. 21. A and B: δ¹⁸O vs δD variations of the first and the second generation of crystalline apatite and massive fine grained apatite from the Esfordi magnetite-apatite ore deposit (Huang et al., 2016)

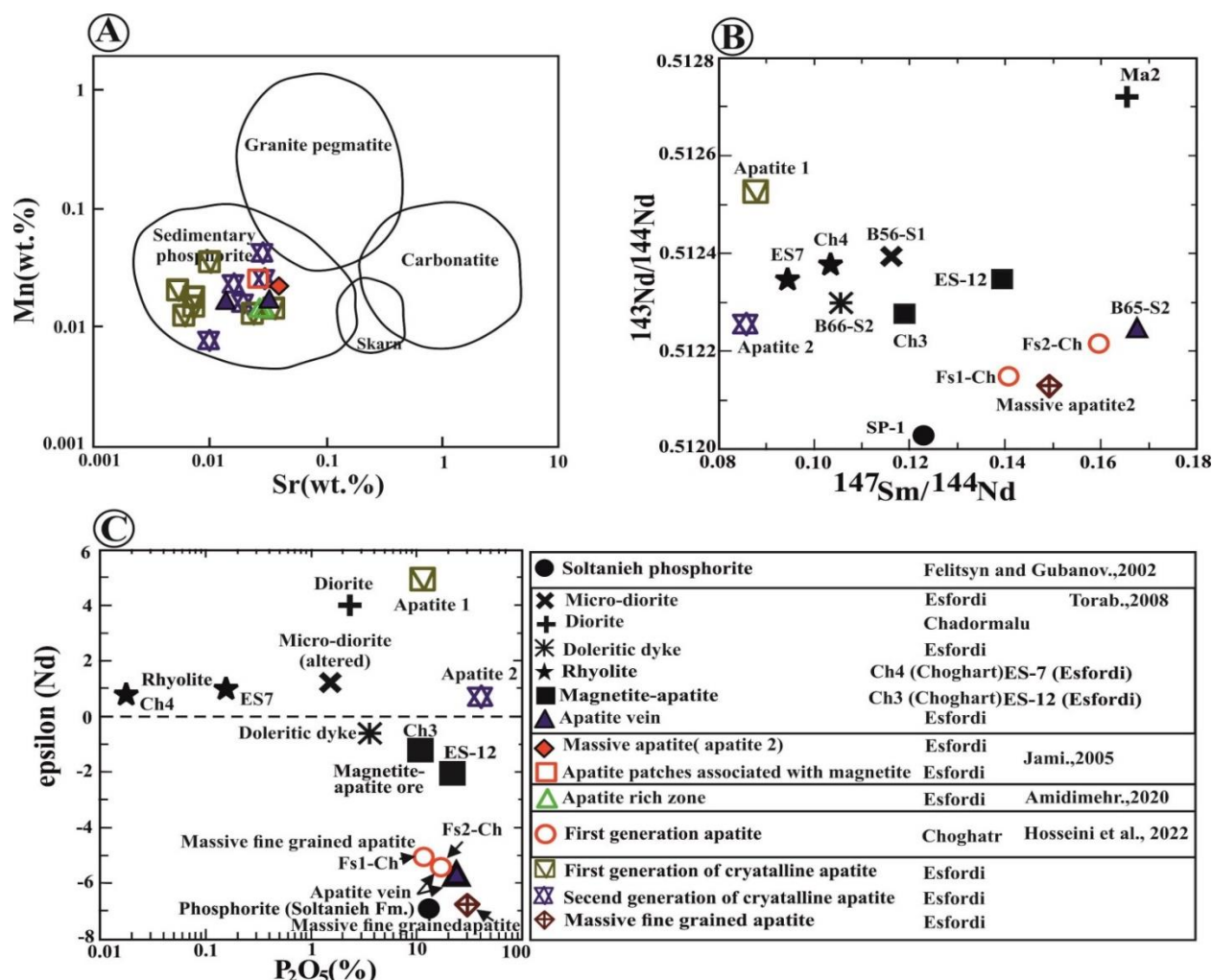
فسفات‌ها یا هم‌عصر و یا واحدهای تبخیری و فسفردار پوسته‌ای باشد (Mehdipour Ghazi et al., 2019; Bonyadi and Sadeghi, 2020). همچنین مقادیر مثبت εNd، آپاتیت‌های بلورین نسل اول و دوم کانسار اسفوردی ناشی از تبلور مجدد کانی‌های فسفات‌ها تحت تأثیر سیالات گرمابی و ماگمایی دما بالا ناشی از توده‌های نفوذی و مذاب مگنتیتی است.

بررسی‌های سن‌سنجی به روش ²³⁸U/²⁰⁶Pb و ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb بر روی بلورهای آپاتیت نسل دوم و موناژیت‌های داخل آنها، بازه سنی ۴۹۴ تا ۵۲۸ میلیون سال را برای آپاتیت‌ها و بازه سنی ۵۱۴ تا ۵۵۶ میلیون سال را برای موناژیت‌ها نشان می‌دهد (متوسط سن برای کل آپاتیت‌ها و موناژیت‌ها ۵۲۲/۶±۹/۹ میلیون سال است). تعداد معدودی از موناژیت‌ها بازه سنی بیشتری نسبت به آپاتیت‌ها (حدود ۲۸ میلیون سال) دارند که نشان‌دهنده تشکیل آنها قبل از کانسنگ آپاتیت است که تحت تأثیر سیالات گرمابی در ساختار آپاتیت قرار گرفته‌اند؛ اما از تعداد معدودی از موناژیت‌ها نیز بازه ۱۰۴ تا ۱۵۳ و ۲۳ تا ۳۳ میلیون سال به دست آمد که می‌تواند

بنا بر نمودار نسبت εNd به P₂O₅ (شکل ۲۲-C)، هیچ ارتباط زایشی مشخصی از نظر خاستگاه بین کانسنگ آپاتیت‌های توده‌ای ریز بلور و رگه‌ای با سنگ‌های ریولیتی، میکرودیوریت‌ها و دیوریت‌ها میزبان وجود ندارد. برعکس، تشابه نزدیک میزان εNd در آپاتیت‌های توده‌ای ریز بلور و رگه‌ای با فسفریت سازند سلطانیه در ایران و نودول‌های فسفریتی سکوی اروپای شرقی (نهشته‌های ادیپاکارن و نهشته‌های کامبرین زیرین) (جدول ۱۰) و همچنین نهشته‌های فسفریتی کامبرین زیرین در کشورهای سبیری، مغولستان غربی، بالتیک، جنوب قزاقستان، جنوب چین، استرالیا، نیوفاندلند غربی و گرینلند شمالی و شرقی، (جدول ۱۱)، می‌تواند بیانگر منشأ احتمالی فسفر برای آپاتیت‌های کانسار اسفوردی از سنگ‌های کربناته فسفردار سازند سلطانیه، نهشته‌های ادیپاکارن (سری کوشک، سری ریزو (شرق یزد و ایران مرکزی) و سازند اسفوردی (نواحی چاه‌گز و چاه‌میر در ایران مرکزی)) (Stocklin, 1968; Hahn and Pflug, 1980; Hamdi, 1995; Vickers-Rich et al., 2018; Vaziri et al., 2018)، نهشته‌های قدیمی

سیال پساکانسنگی ناشی از دو رویداد مرتبط با ماگماتیسم کششی سینیتی اوایل دوره سیلورین در ۴۲۰-۴۴۰ Ma و ماگماتیسم برخوردی گرانی-تونالیتی اواخر تریاس در ۲۱۰-۲۲۰ سال پیش باشد (Nayebi, et al., 2021).

نشان‌دهنده بازنشانی جزئی U-Pb و یا تشکیل موناژیت‌های جوان در بازه‌های زمانی متفاوت تحت تأثیر سیالات گرمایی باشد (جدول ۱۲ و شکل ۲۳). جدایش و بازنشانی جزئی U-Pb از سامانه و یا تشکیل موناژیت‌های جوان ممکن است تحت تأثیر سیال گرمایی و



شکل ۲۲. A: تعیین خاستگاه بلورهای آپاتیت نسل اول و دوم و آپاتیت‌های توده‌ای ریز بلور، آپاتیت‌های رگه‌ای و کانسنگ مگنتیت-آپاتیت در کانسار مگنتیت-آپاتیت اسفوردی، با استفاده از نمودار Mn و Sr (نمودار مرجع از هوگارت (Horgarth, 1989))، B: نمودار تغییرات $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ نسبت به $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ و C: نمودار تغییرات ϵNd نسبت به محتوای P_2O_5 کانسنگ مگنتیت-آپاتیت، بلورهای آپاتیت نسل اول و دوم، آپاتیت‌های توده‌ای ریز بلور، آپاتیت‌های رگه‌ای و سنگ‌های میزبان کانسار مگنتیت-آپاتیت اسفوردی، چغارت، چادرملو و فسفریت‌های سازند سلطانیه

Fig. 22. A: identification of the origin of the first and the second generation of crystalline apatite, and massive fine grained apatites, apatite vein and magnetite-apatite ore in the Esfordi magnetite-apatite ore deposit, using Mn and Sr discrimination diagram (discrimination diagram of Horgarth, 1989), B: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ variation diagram, and C: diagram of ϵNd relative to P_2O_5 content of the magnetite-apatite ore, first and second generations of crystalline apatite, massive fine grained apatite, vein-type apatite and the host rocks of the magnetite-apatite ore deposit are Esfordi, Choghart, Chadormalu and phosphorites of the Soltanieh Formation

جدول ۱۱. داده‌های ایزوتوپی Sm-Nd برای آپاتیت فسیلی از انواع توالی‌های مرجع کامبرین زیرین در سیبری، مغولستان غربی، بالتیک، جنوب قزاقستان، استرالیا، جنوب چین، نیوفاندلند غربی، گرینلند شمالی و گرینلند شرقی

Table 11. Sm-Nd isotopic data for fossil apatite from a variety of early Cambrian reference successions in Siberia, Western Mongolia, Baltic, South Kazakhstan, South China, Australia, West Newfoundland, North Greenland and East Greenland

Material	Formation	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ $\pm 2\sigma$ measured	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ initial	ϵNd
Siberia							
Aldanella sp.	Krasnyi Porog Fm	88.41	427.3	0.12547	0.512033 $\pm$ 21	0.511585	-6.5
Aldanella sp.	Emyaksa Fm	32.07	170.7	0.11392	0.512280 $\pm$ 13	0.511873	-1.5
Aldanella sp.	Emyaksa Fm	70.68	364.5	0.11759	0.512057 $\pm$ 23	0.511637	-6.1
Aldanella sp.	Tyuser Fm	120.1	546.1	0.13331	0.512101 $\pm$ 22	0.511625	-6.1
Aldanella sp.	Emyaksa Fm	37.61	188.9	0.12071	0.512092 $\pm$ 17	0.511661	-5.6
Western Mongolia							
Watsonella sp.	Bayan Gol Fm	16.53	63.21	0.13812	0.512267 $\pm$ 16	0.511774	-2.9
Anabarites sp.	Bayan Gol Fm	8.855	38.93	0.13794	0.512259 $\pm$ 18	0.511766	-3.5
Anabarites sp.	Bayan Gol Fm	29.24	146.2	0.13124	0.512178 $\pm$ 21	0.511709	-4.1
Barskovia sp.	Bayan Gol Fm	15.95	67.23	0.13654	0.512287 $\pm$ 21	0.511799	-2.9
Baltica							
Phosphate concretion	Lezha Fm	95.4	542	0.12308	0.511915 $\pm$ 9	0.511576	-9.1
Phosphate concretion	Lezha Fm	108.4	606	0.13377	0.511985 $\pm$ 4	0.511554	-8.6
Phosphate concretion	Mazowsze Fm	169.8	450.2	0.22879	0.512410 $\pm$ 14	0.512002	-7.6
Southern Kazakhstan (Maly Karatau)							
Pellet phosphorite	Chulaktau Fm	10.12	50.10	0.12224	0.512014 $\pm$ 9	0.511582	-7.0
Pellet phosphorite	Chulaktau Fm	10.45	51.53	0.12270	0.512009 $\pm$ 14	0.511575	-7.2
Australia							
Micrina sp.	Wilkawillina Fm	24.56	94.42	0.15719	0.511804 $\pm$ 14	0.511243	-13.6
Micrina sp.	Wilkawillina Fm	53.84	177.9	0.18283	0.511983 $\pm$ 9	0.511330	-11.8
Southern China							
Hyolithes sp.	Yuhucun Fm	29.97	157.6	0.11065	0.511786 $\pm$ 13	0.511391	-10.7
Oelandiella sp.	Yuhucun Fm	24.79	137.7	0.10883	0.511732 $\pm$ 24	0.511343	-11.6
Western Newfoundland							
Yochelcionella sp.	Forteau Fm	105.9	375.3	0.17085	0.511744 $\pm$ 9	0.511134	-15.7
Hyolithes sp.	Forteau Fm	75.99	310.3	0.14814	0.511687 $\pm$ 12	0.511158	-15.3
Northern Greenland							
Biogenic phosphate, brachiopods	Aftenstjernesø Fm	60.1	455.0	0.07986	0.511724 $\pm$ 11	0.511439	-9.9
Biogenic phosphate, brachiopods	Aftenstjernesø Fm	26.35	134.4	0.11859	0.511805 $\pm$ 12	0.511382	-22.4
Eastern Greenland							
Discinella micans	Ella Island Fm	194.7	934.1	0.12612	0.511248 $\pm$ 16	0.510798	-26.2
Eoobolus prisca	Bastion Fm	261.1	857.9	0.18412	0.511808 $\pm$ 7	0.511151	-15.4

جدول ۱۲. نتایج سن‌سنجی به روش U-Pb بر روی آپاتیت‌های نسل دوم و مونازیت‌های (از نظر پاراژنتیکی) مرتبط با آپاتیت‌های نسل دوم در کانسار مگنتیت-آپاتیت اسفوردی

Table 12. U-Pb dating results on the second generation apatites and monazites paragenetically associated with the second generation apatites of the Esfordi magnetite-apatite ore deposit

Sample code	$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	± 1 ster	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	± 1 RSE %	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	± 1 RSE %	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	± 1 RSE %	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$\pm \text{std err}$
Second generation apatites										
KH-9	494	11	0.0809	2.2	0.0464	1.6	0.0702	4.0	12.36	0.27
KH-10	507	11	0.0826	2.2	0.0477	1.5	0.0644	4.7	12.11	0.27
KH11	516	11	0.0841	2.2	0.0492	1.5	0.0647	4.2	11.89	0.27
KH-12	528	11	0.0861	2.1	0.0471	1.6	0.0648	3.8	11.61	0.25
Monazite										
KH-9	104	16	0.0219	14.0	0.0068	5.4	0.2543	16.9	45.61	6.39
	144	28	0.0311	10.5	0.0078	3.6	0.2692	34.8	32.16	3.39
	153	13	0.0265	7.9	0.0066	3.2	0.1206	22.4	37.81	2.98
	514	15	0.0832	3.0	0.0259	4.8	0.0594	5.2	12.02	0.35
	517	12	0.0842	2.4	0.0346	3.6	0.0643	4.0	11.87	0.29
KH-10	522	13	0.0855	2.6	0.0259	1.6	0.0691	4.9	11.69	0.30
	523	13	0.0846	2.5	0.0284	6.9	0.0576	5.1	11.83	0.29
	525	14	0.0847	2.8	0.0268	4.9	0.0570	5.7	11.81	0.33
	527	14	0.0852	2.7	0.0256	5.0	0.0586	5.9	11.73	0.32
	529	15	0.0863	3.0	0.0237	2.8	0.0652	5.8	11.59	0.34
KH11	544	14	0.0890	2.7	0.0280	1.8	0.0667	4.5	11.24	0.30
	550	20	0.0890	3.7	0.0291	2.2	0.0590	6.0	11.23	0.42
	556	17	0.0896	3.1	0.0270	2.6	0.0551	6.4	11.16	0.34
KH-12	23	1	0.0036	2.3	0.0011	2.1	0.0473	1.2	277.87	6.51
	33	1	0.0051	3.2	0.0018	2.5	0.0462	0.9	194.99	6.33

ادامه جدول ۱۲. نتایج سن سنجی به روش U-Pb بر روی آپاتیت‌های نسل دوم و مونازیت‌های (از نظر پاراژنتیکی) مرتبط با آپاتیت‌های نسل دوم در کانسار مگنتیت-آپاتیت اسفوردی

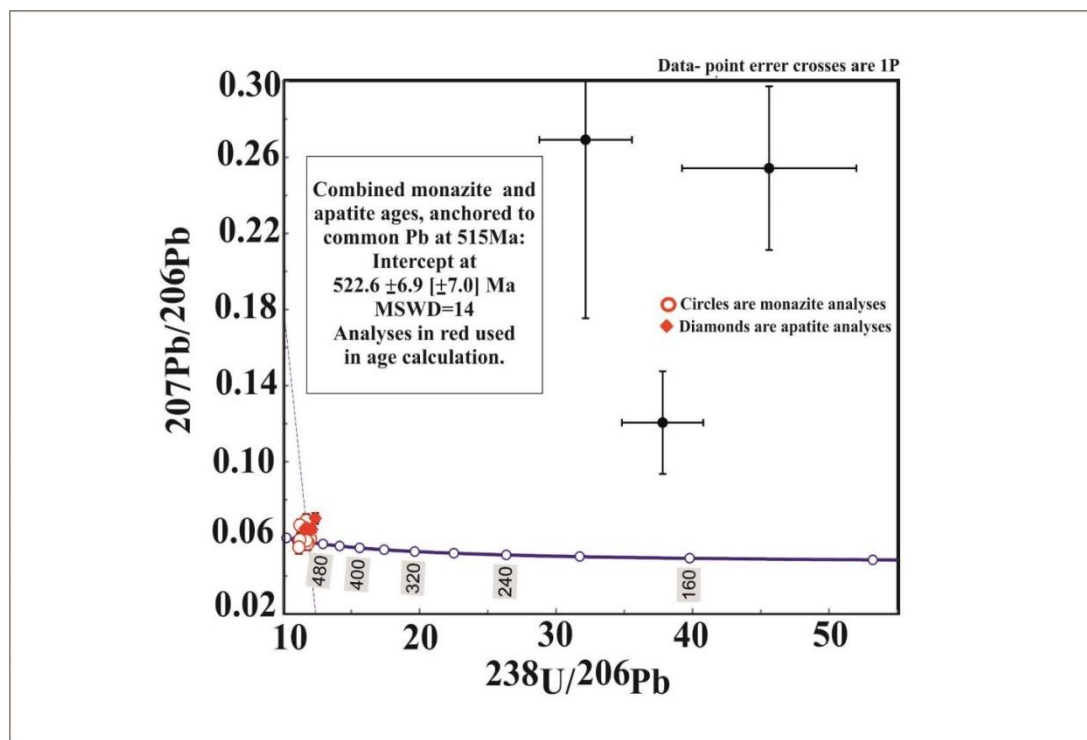
Table 12 (Continued). U-Pb dating results on the second generation apatites and monazites paragenetically associated with the second generation apatites of the Esfordi magnetite-apatite ore deposit

Sample code	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	± 1 std err	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	± 1 ster	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	± 1 ster	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	± 1 ster	common Pb at age of zirc
Second generation apatites									
KH-9	0.0702	0.0028	502	11	916	15	935	83	0.870
KH-10	0.0644	0.0031	511	11	942	14	756	100	0.871
KH11	0.0647	0.0027	521	12	972	15	764	88	0.871
KH-12	0.0648	0.0024	532	11	931	15	769	79	0.872
Monazite									
KH-9	0.2543	0.0430	140	20	136	7	3212	267	0.845
	0.2692	0.0937	197	21	158	6	3301	546	0.849
	0.1206	0.0270	168	13	133	4	1965	399	0.847
	0.0594	0.0031	515	15	518	25	581	114	0.871
	0.0643	0.0026	521	13	688	25	751	84	0.871
KH-10	0.0691	0.0034	529	14	517	8	902	100	0.872
	0.0576	0.0029	523	13	566	39	516	112	0.871
	0.0570	0.0033	524	15	534	26	490	126	0.872
	0.0586	0.0034	527	14	512	25	551	128	0.872
	0.0652	0.0038	533	16	473	13	780	122	0.872
KH11	0.0667	0.0030	549	15	558	10	827	94	0.873
	0.0590	0.0035	550	21	580	13	566	130	0.873
	0.0551	0.0035	553	17	538	14	417	143	0.874
KH-12	0.0473	0.0006	23	1	23	0	63	28	0.837
	0.0462	0.0004	33	1	36	1	6	21	0.838

ادامه جدول ۱۲. نتایج سن سنجی به روش U-Pb بر روی آپاتیت‌های نسل دوم و مونازیت‌های (از نظر پاراژنتیکی) مرتبط با آپاتیت‌های نسل دوم در کانسار مگنتیت-آپاتیت اسفوردی

Table 12 (Continued). U-Pb dating results on the second generation apatites and monazites paragenetically associated with the second generation apatites of the Esfordi magnetite-apatite ore deposit

Sample code	spot size (μm)	Repetition rate Hz	Fluence (Jcm-2)	²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb	²⁰⁸ Pb	²³² Th	²³⁸ U
Second generation apatites									
KH-9	29	5	2	<0.0074	0	0	1	51	7
KH-10	29	5	2	<0.0056	0	0	1	51	6
KH11	29	5	2	<0.0059	0	0	1	52	6
KH-12	29	5	2	<0.0072	0	0	1	54	6
Monazite									
KH-9	9	5	2	<0.436	2	0	15	2583	85
	9	5	2	<0.2998	1	0	8	1156	24
	9	5	2	<0.3147	2	0	18	2933	85
	9	5	2	<0.436	12	1	110	3930	136
	9	5	2	<0.436	21	1	16	460	243
KH-10	9	5	2	<0.436	22	2	136	5202	267
	9	5	2	<0.436	17	1	32	1077	199
	9	5	2	<0.436	14	1	107	3759	156
	9	5	2	<0.436	12	1	111	4012	132
	9	5	2	<0.436	12	1	19	720	137
KH11	9	5	2	<0.436	18	1	100	3740	201
	9	5	2	<0.436	8	1	26	885	96
	9	5	2	<0.436	11	1	63	2401	124
KH-12	9	5	2	<0.436	954	47	640	617002	267003
	9	5	2	<0.436	3785	177	1760	512115	347931



شکل ۲۳. نمودار کنکوردیا برای بلورهای آپاتیت نسل دوم و مونازیت‌های مرتبط با آپاتیت‌های نسل دوم، سن‌سنجی شده به روش U-Pb در کانسار مگنتیت-آپاتیت اسفوردی

Fig. 23. Concordia plot for U-Pb ages of second generation of crystalline apatite and monazites paragenetically associated with the second generation apatites in the Esfordi magnetite-apatite ore deposit

نتیجه‌گیری

گرمایی است. الگوی نمودارهای عنکبوتی توزیع عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت در کلیه نمونه‌های آپاتیت، مگنتیت، هماتیت و سنگ میزبان کانسار، دارای شیب منفی بوده و نشان‌دهنده غنی‌شدگی در LREE نسبت به HREEs و بیانگر هم‌منشأ بودن در مقادیر عناصر کمیاب خاکی است. اما مقایسه الگوی نمودار عنکبوتی این عناصر با الگوی نمودارهای عنکبوتی ژاسپلیت‌های محدوده کانسار اسفوردی و سنگ‌های فسفات‌ه کامبرین زیرین در زون گرگان-رشت بیانگر وجود بی‌هنجاری مثبت Eu در این نمونه‌ها و پیشنهادکننده منشأ غیر یکسان برای این دو نوع کانی‌زایی است.

بر اساس بررسی‌های ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال بر روی بلورهای آپاتیت نسل دوم مرتبط با کانسنگ توده‌ای آپاتیت ریز

شواهد صحرایی بیانگر وجود سه نوع کانی‌زایی آپاتیت به صورت رگه‌ای، توده‌ای و انتشاری در کانسار اسفوردی است. داده‌های سنگ‌نگاری نشان‌دهنده حضور پنج نسل آپاتیت در این کانسار است. بررسی‌های کانی‌شناسی بر روی بلورهای آپاتیت‌های نسل اول و دوم بیانگر حضور گسترده دو نسل مونازیت و یک نسل زنوتیم به صورت محدود به همراه آلانیت، پاریزیت-سیتریزیت، باستناسیت و بریتولیت است که حاکی از تنوع گسترده کانی‌های عناصر کمیاب خاکی در کانسنگ مگنتیت-آپاتیت کانسار اسفوردی است. حضور مونازیت و زنوتیم در کانسنگ آپاتیت اسفوردی و وجود منطقه‌بندی در برخی از کانی‌های مونازیت و زنوتیم نشان‌دهنده تبلور مجدد آنها در طی فرایند دگرسانی

میزبان کانسار است. شباهت میزان ϵNd در کانسنگ آپاتیت‌های توده‌ای ریزبلور، رگه‌ای و قطعه‌های کوچک آپاتیتی مرتبط با کانسنگ مگنتیت در کانسار اسفوردی با فسفریت‌های سازند سلطانیه و نودول‌های فسفریتی سکوی اروپای شرقی (نهشته‌های ادیاکارن و کامبرین زیرین) و همچنین نهشته‌های رسوبی آپاتیت‌های رسوبی کامبرین زیرین در سیبری، مغولستان غربی، بالتیک، جنوب قزاقستان، جنوب چین، استرالیا، نیوفاندلند غربی و گرینلند شمالی و گرینلند شرقی بیانگر این است که این آپاتیت‌ها، از شسته‌شدن فسفریت‌های رسوبی قدیمی یا هم‌عصر سنگ‌های کربناته سلطانیه، نهشته‌های ادیاکارن یا واحدهای تبخیری و فسفردار پوسته‌ای در ایران مرکزی توسط سیالات ماگمایی و گرمایی ناشی از نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی شکل گرفته‌اند که بعداً تحت‌تأثیر سیال‌های ماگمایی و گرمایی ناشی از توده‌های نفوذی‌های عمیق و نیمه عمیق فلسیک و حدواسط منطقه، دچار تبلور مجدد شده و از نظر مقادیر ϵNd و REEs دچار غنی‌شدگی شده‌اند.

بررسی‌های سن‌سنجی به روش $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ و $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ بازه سنی ۴۹۴ تا ۵۲۸ میلیون سال را برای آپاتیت‌ها و بازه سنی ۵۱۴ تا ۵۵۶ میلیون سال را برای موناژیت‌ها نشان می‌دهند. تعداد معدودی از موناژیت‌ها بازه سنی بیشتری نسبت به آپاتیت‌ها (حدود ۲۸ میلیون سال) دارند که نشان‌دهنده تشکیل آنها قبل از کانسنگ آپاتیت است که تحت‌تأثیر سیالات گرمایی در ساختار آپاتیت قرار گرفته‌اند. تعداد معدودی از موناژیت‌ها نیز بازه ۲۳ تا ۳۳ و ۱۰۴ تا ۱۵۳ میلیون سال را نشان می‌دهند. این تفاوت سنی می‌تواند ناشی از جدایش و بازنشانی U-Pb از سامانه یا تشکیل موناژیت‌های جدید، تحت‌تأثیر سیالات گرمایی ناشی از فازهای کوه‌زایی مرتبط با ماگماتیسم کششی سینیتی اوایل دوره سیلورین در ۴۴۰-۴۲۰ و ماگماتیسم برخوردی گرانیتی-توالیتی اواخر تریاس در ۲۱۰-۲۲۰ سال پیش باشد که سبب تشکیل میان‌بارهای موناژیت در امتداد شکستگی‌ها و میان‌بارهایی منفرد در سطح کانی آپاتیت است. بنابراین، فعالیت سیال‌های ماگمایی و گرمایی دما بالا

بلور، دمای تشکیل کانه‌زایی در محدوده سیال‌های ماگمایی و گرمایی قرار می‌گیرند و می‌توان فرایند اختلاط سیالات ماگمایی و گرمایی با آب‌های سطحی به همراه کاهش درجه حرارت را در کانی‌زایی آپاتیت مهم دانست. شوری کم تا متوسط اغلب میان‌بارهای سیال، دمای همگن‌شدن، حضور میان‌بارهای غنی از فاز مایع و میان‌بارهای مذاب (متشکل از شیشه-هماتیت، شیشه-هالیت و شیشه-بخار) و نیز عمق به دام‌افتادگی سیال در ۱۰۰ تا ۱۷۰۰ متری عمق زمین، محدوده دمایی ۱۴۶ تا ۴۸۶ درجه سانتی‌گراد برای میان‌بارهای دوفازی و سه‌فازی و وجود دنباله جوشش کانسار اسفوردی را در زمره کانسارهای اپی‌ترمال قرار می‌دهد. به علاوه، بررسی‌های ایزوتوپ‌های O-H بر روی این میان‌بارهای سیال در بلورهای آپاتیت نسل اول و دوم و آپاتیت‌های توده‌ای و همچنین پایین بودن میزان استرانسیوم ($\text{SrO} < 0.2 \text{ wt.}\%$) و منگنز در بلورهای آپاتیت نسل اول و دوم و آپاتیت‌های توده‌ای ریز بلور و رگه‌ای، آپاتیت اسفوردی را به لحاظ منشأ در ردیف فسفریت‌های رسوبی قرار می‌دهد و نقش شوراب‌های تبخیری را در تشکیل این آپاتیت‌ها تأیید می‌کند. همچنین، مقادیر $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ نسبت به $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ در بلورهای آپاتیت نسل اول و دوم با ترکیب ایزوتوپی سنگ میزبان ریولیتی-ریوداسیتی و دیوریت‌ها و میکرودیوریت‌ها مشابه است؛ اما آپاتیت‌های توده‌ای ریزبلور و رگه‌ای که بیشترین حجم کانی‌زایی آپاتیت را تشکیل می‌دهند، بسیار متفاوت هستند. این مسئله ناشی از نسبت‌های متفاوت ایزوتوپی Nd اولیه برای سنگ‌های یاد شده در اثر عدم ارتباط زایشی آنهاست. ریولیت‌ها، دیوریت‌ها و میکرودیوریت‌های میزبان، بلورهای آپاتیت نسل اول مرتبط با کانسنگ مگنتیت و بلورهای آپاتیت نسل دوم مرتبط با متاسوماتیت‌های سبز غنی از اکینولیت در کانسار اسفوردی دارای مقدار ϵNd مثبت؛ ولی آپاتیت‌های توده‌ای ریزبلور و رگه‌ای که حجم عمده کانی‌زایی آپاتیت را تشکیل می‌دهند، دارای ϵNd منفی هستند. نسبت ϵNd به میزان P_2O_5 نشان‌دهنده عدم ارتباط زایشی مشخص از نظر خاستگاه با سنگ‌های ریولیتی و دیوریت‌ها و میکرودیوریت‌های

و اختلاط آن با شورابه‌های غنی از REE ، P ، Ca $\pm$ Fe تغییر ماهیت شیمی سیال در مراحل مختلف دگرسانی و کانی‌زایی، نقش اساسی در منشأ چندزادی کانسار اسفوردی دارند. وجود آپاتیت‌های بلورین در زون‌های مختلف کانی‌زایی، وجود برون رست‌های ایلمنیت، تبدیل‌شدگی ایلمنیت و تیتانومگنتیت از حاشیه‌ها به روتیل و تیتانیت، وجود بلورهای مگنتیت به صورت چهاروجهی و هشت‌وجهی، وجود بافت دندریتی اکتینولیت در متاسوماتیت‌های سبز و بررسی‌های ایزوتوپ‌های پایدار O-H بر روی کانسنگ مگنتیت، از شواهد دیگر تنوع فرایندهای دخیل در تشکیل کانسار اسفوردی است. بنابراین، بخش‌های مختلف این

کانسار از نظر زایش با یکدیگر متفاوت هستند.

تعارض منافع

هیچ‌گونه تعارض منافع توسط نویسندگان بیان نشده است.

قدردانی

نویسندگان مقاله بر خود لازم می‌دانند از حمایت مدیریت و کارکنان معدن فسفات اسفوردی و معاونت پژوهشی دانشگاه شیراز که در انجام این پژوهش ما را یاری نموده‌اند، صمیمانه تشکر و قدردانی نمایند.

1. Foam-like magnetite
2. Zipper basinal rift zones
3. Scanning Electron Microscope
4. X-Ray Diffraction
5. Iran Mineral Processing Research Center
6. Laser Ablation- Inductively Coupled Plasma- Mass Spectrometry
7. Post Archean Australian Shale (PAAS)
8. Seawater-like
9. hat-shaped
10. Mineral exsolution, and oxyexsolution of ilmenite
11. Melt inclusion
12. Exsolution texture

References

- Abedini, A. and Calagari, A.A., 2017. REEs geochemical characteristics of lower Cambrian phosphatic rocks in the Gorgan-Rasht Zone, northern Iran: Implications for diagenetic effects and depositional conditions. *Journal of African Earth Sciences*, 135: 115–124.
<https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.08.018>
- Aftabi, A., Atapour, H., Mohseni, S. and Babaki, A., 2021. Geochemical discrimination among different types of banded iron formations (BIFs): A comparative review. *Ore Geology Reviews*, 136: 104244.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104244>
- Aftabi, A. and Mohseni, S., 2020. Combined igneous and hydrothermal source for the Kiruna-type Bafq magnetite-apatite deposits in Central Iran; trace element and oxygen isotope studies of magnetite by Mehdipour Ghazi et al (2019), (*Ore Geology Reviews* 105: 590–604). *Ore Geology Reviews*, 125: 103113.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103113>
- Ahmed, A.H., Aseri, A.A. and Ali, K.A., 2022. Geological and geochemical evaluation of phosphorite deposits in northwestern Saudi Arabia as a possible source of trace and rare-earth elements. *Ore Geology Reviews*, 144: 104854.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.104854>
- Amidimehr, E., 2020. Mineralogy, geochemistry and mineralization of rare earth elements in metasomatites from the Esfordi region, Northeast of Bafq. M.Sc. Thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran, 244 pp.
- Andreoli, M.A.G., Smith, C.B., Watkeys, M., Moore, J.M., Ashwal, L.D. and Hart, R.J., 1994. The geology of the Steenkampskraal monazite deposit, South Africa: Implications for REE-Th-Cu mineralization in charnockitegranulite terranes. *Economic Geology*, 89(5): 994–1016.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.89.5.994>
- Atapour, H. and Aftabi, A., 2020. Comment on “Two-tiered magmatic-hydrothermal and skarn origin of magnetite from Gol-e-Gohar iron ore deposit of SE Iran: In situ LA-ICP-MS analyses. *Ore Geology Reviews*, 127: 102942.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.102942>
- Bau, M. and Dulski, P., 1996. Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa. *Precambrian Research*, 79(1–2): 37–55.
[https://doi.org/10.1016/0301-9268\(95\)00087-9](https://doi.org/10.1016/0301-9268(95)00087-9)
- Beaudoin, G., Dupuis, C., Gosselin, P. and Jebrak, M., 2007. Mineral chemistry of ironoxides: application to mineral exploration. Ninth Biennial SGA meeting, SGA, Dublin, Retrieved November 22, 2022 from https://www.researchgate.net/publication/264416738_Mineral_chemistry_of_iron_oxides_application_to_mineral_exploration/stats
- Bonyadi, Z., Davidson, G.J., Mehrabi, B., Meffre, S. and Ghazban, F., 2011. Significance of apatite REE depletion and monazite inclusions in the brecciated Se–Chahun iron oxide–apatite deposit, Bafq district, Iran: insights from paragenesis and geochemistry. *Chemical Geology*, 281(3–4): 253–269.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.12.013>
- Bonyadi, Z. and Sadeghi, R., 2020. Hydrothermal alteration associated with magnetite mineralization in the Bafq iron deposits, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 189: 104152.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2019.104152>
- Boomeri, M., 2012. Rare earth minerals in Esfordi magnetite-apatite ore deposit, Bafq district. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 22(85): 71–82.
<https://doi.org/10.22071/GSJ.2012.54023>
- Borumandi, H., 1973. Petrographische and Lagerstättenkundliche untersuchungen der Esfordi–formation zwischen Mishdowan and Kushk bie bafgh central Iran. Ph.D. Thesis, Aachen University, Aachen, Germany, 174 pp.
- Boynton, W.V., 1985. Chapter 3, Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies, In: P. Henderson (Editor), *Rare Earth Element Geochemistry, Developments in Geochemistry*, Elsevier, Amsterdam. pp. 115–1522.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>
- Carew, M.J., 2004. Controls on Cu–Au mineralisation and Fe oxide metasomatism in the Eastern Fold Belt, NW Queensland, Australia. Ph.D. Thesis, James Cook University, Australia, 27 pp.
- Coppin, F., Berger, G., Castet, S. and Loubet, M., 2002. Sorption of lanthanides on smectite and kaolinite. *Chemical Geology*, 182(1): 57–68.
[https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00283-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00283-2)
- Cox, K.J., Bell, J.D. and Pankhurst, R.J., 1979. The

- interpretation of igneous rocks. G. Allen and Unwin, London, 464 pp.
<http://dx.doi.org/10.1007/978-94-017-3373-1>
- Daliran, F., Stosch, H.G., Williams, P., Jamali, H., Dorri, M.B., Corriveau, L. and Mumin, A.H. 2010. Early Cambrian iron oxide-apatite-REE (U) deposits of the Bafq district, east-central Iran. In: L. Corriveau and H. Mumin (Editors), Exploring for Iron oxide copper-gold deposits: Canada and Global analogues. Geological Association of Canada, Canada, pp. 143–155. Retrieved May 6, 2018 from <https://www.researchgate.net/publication/309630265>
- Danielson, A., Moller, P. and Dulski, P., 1992. The europium anomalies in banded iron formations and the thermal history of the oceanic crust. *Chemical Geology*, 97(1–2): 89–100.
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(92\)90137-T](https://doi.org/10.1016/0009-2541(92)90137-T)
- Dare, S.A., Barnes, S.J. and Beaudoin, G., 2012. Variation in trace element content of magnetite crystallized from a fractionating sulfide liquid, Sudbury, Canada: Implications for provenance discrimination. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 88: 27–50.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.04.032>
- Dare, S.A., Barnes, S.J., Beaudoin, G., M'eric, J., Boutroy, E. and Potvin-Doucet, C., 2014. Trace elements in magnetite as petrogenetic indicators. *Mineralium Deposita*, 49: 785–796.
<https://doi.org/10.1007/s00126-014-0529-0>
- 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: 46.
<https://doi.org/10.1007/s00410-018-1474-1>
- Dehghanzadeh bafghi, A.A., Kohsary, A.H., Torab, F.M. and Mojtahedzadeh, H., 2017. Identifying rare earth elements and thorium and uranium in iron oxide-apatite deposit of Gazestan Bafgh, southeast of Iran. *Journal of Mining Science*, 53(1): 161–175.
<https://doi.org/10.1134/S1062739117011982>
- 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>
- Edfelt, A., 2007. The Tjarrojakka Apatite-Iron and Cu (-Au) deposits, Northern Sweden, Division of Ore Geology and Applied Geophysics. Ph.D. Thesis, Lulea University of Technology, Lulea, Sweden, 230 pp.
- Elderfield, H., Hawkesworth, C.J., Greaves, M.J. and Calvert, S.E., 1981. Rare earth element geochemistry of oceanic ferromanganese nodules and associated sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45(4): 513–528.
[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(81\)90184-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(81)90184-8)
- Felitsyn, S.B. and Bogomolov, E.S., 2020. Nd isotope composition of the Ediacaran and earliest Cambrian phosphorite nodules and Fe sulphide from the East European Platform. *Geological Magazine*, 157(12): 2081–2088.
<https://doi.org/10.1017/S0016756820000497>
- Felitsyn, S.B. and Gubanov, A.P., 2002. Nd isotope composition of early Cambrian discrete basins. *Geological Magazine*, 139(2): 159–169.
<https://doi.org/10.1017/S0016756801006252>
- Frietsch, R. and Perdahl, J.A., 1995. Rare earth elements in apatite and magnetite in kiruna-type iron ores and some other iron ore type. *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)
- Guo, J.H., Leng, C.B., Zhang, X.C., Zafar, T., Chen, W.T., Zhang, W., Tian, Z.D., Tian, F. and Lai, C.K., 2020. Textural and chemical variations of magnetite from porphyry Cu-Au and Cu skarn deposits in the Zhongdian region, northwestern Yunnan, SW China. *Ore Geology Reviews*, 116: 103245.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103245>
- Haghipour, A., 1974. Petrology and tectonic activity of the pre-cambrian sediments of Biabanak and Bafq regions of Central Iran, Geological Survey of Iran., Tehran, Report 34, 403 pp.
- Haghipour, A. and Pelissier, G., 1977. Geological map of the Biabanak-Bafq area. Geological survey of Iran.
- Hahn, G. and Pflug, H.D., 1980. Ein neuer Medusen-Fund aus dem Jung-Präkambrium von zentral-Iran. *Senckenbergiana Lethaea*, 60: 44–61. Retrieved November 22, 2022 from <http://pascal-francis.inist.fr/vibad/index.php?action=getRecordDetail&idt=PASCALGEODEBRGM8120100385>
- Hamdi, B., 1995. Precambrian-cambrian deposits in Iran. In: A. Hushmandzadeh (Editor), *Treatise of*

- the Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, pp. 1–535. Retrieved November 29, 2022 from https://www.researchgate.net/publication/313077106_Precambrian-Cambrian_deposits_in_Iran/stats
- Harlov, D.E., Anderson, U.B., Forster, H.J., Nystrom, J.O., Dulski, P. and Broman, C., 2002. Apatite–monazite relations in the kiirunavaara magnetite–apatite ore, northern Sweden. *Chemical Geology*, 191(1–3): 47–72. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00148-1](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00148-1)
- Harlov, D.E. and Förster, H.J., 2003. Fluid-induced nucleation of (Y+REE)-phosphate minerals within apatite: Nature and experiment. Part II, Fluorapatite. *American Mineralogist*, 88(8–9): 1209–1229. <https://doi.org/10.2138/am-2003-8-905>
- Harlov, D.E., Wirth, R. and Forster, H.J., 2005. An experimental study of dissolution-precipitation in fluorapatite: fluid infiltration and the formation of monazite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 150(3): 268–286. <https://doi.org/10.1007/s00410-005-0017-8>
- Heidarian, H., 2013. Investigation of genetic relations between mineralization, host rock and metasomatic alterations in Chadormalu iron deposit, Central Iran. M.Sc. Thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran, 219 pp. (in Persian with English abstract)
- Heidarian, H., Alirezaei, S. and Lentz, D., 2017. Chadormalu Kiruna-type magnetite–apatite deposit, Bafq district, Iran: Insights in to hydrothermal alteration and petrogenesis from geochemical, fluid inclusion and sulfur isotope data. *Ore Geology Reviews*, 83: 43–62. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.11.031>
- Heidarian, H., Lentz, D.R., Alirezaei, S., McFarlane, C.R. and Peighambari, S., 2018. Multiple stage ore formation in the Chadormalu Iron Deposit, Bafq Metallogenic Province, Central Iran: Evidence from BSE imaging and apatite EPMA and LA-ICP-MS U-Pb geochronology. *Minerals*, 8(3): 87. <https://doi.org/10.3390/min8030087>
- Heidarian, H., Lentz, D., Alirezaei, S., Peighambari, S. and Hall, D., 2016. Using the chemical analysis of magnetite to constrain various stages in the formation and genesis of the Kiruna-type chadormalu magnetite-apatite deposit, Bafq district, Central Iran. *Mineralogy and Petrology*, 110(6): 927–942. <https://doi.org/10.1007/s00710-016-0440-8>
- Horgarth, D.D., 1989. Pyrochlore, apatite and amphibole: distinctive minerals in carbonatite. In: K. Bell (Editor), *Carbonatites: genesis and evolution*. Unwin Hyman, London, pp. 105–148. Retrieved April 18, 2016 from <https://cir.nii.ac.jp/crid/1573387449734192640>
- Hosseini, K. and Rajabzadeh, M.A., 2021. Mineralogy, Geochemistry, and Fluid Inclusion Microthermometry of Apatite and Rare Earth Element Minerals in the Esfordi Deposit, NE of Bafq, Yazd Province, *Journal of Economic Geology*, 13(1): 57–84. (in Persian with English abstract) <https://dx.doi.org/10.22067/econg.v13i1.84702>
- Hosseini, K., Shahpasandzadeh, M. and Moradian Bafghi, M.H., 2022. Origin of Mineralizing Fluids in the Choghart Magnetite-Apatite Deposit, NE of Bafq: Evidence from Mineralogy, Geochemistry, Microthermometry, Stable (O-H and O-C) and Unstable Isotopes (U-Pb and Nd-Sm). *Journal of Economic Geology*, 14(1): 109–155. (in Persian with English abstract) <https://dx.doi.org/10.22067/ECONG.2021.67972.1004>
- Hsieh, P.S., Chen, C.H., Yang, H.J. and Lee, C.Y., 2008. Petrogenesis of the Nanling Mountains granites from South China: Constraints from systematic apatite geochemistry and whole-rock geochemical and Sr–Nd isotope compositions. *Journal of Asian Earth Sciences*, 33(5–6): 428–451. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2008.02.002>
- Hu, H., Li, J.W., Lentz, D., Ren, Z., Zhao, X.F., Deng, X.D. and Hall, D., 2014. Dissolution-precipitation process of magnetite from the Chengchao iron deposit: Insights into ore genesis and implication for in-situ chemical analysis of magnetite. *Ore Geology Reviews*, 57: 393–405. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.07.008>
- Huang, X.W., Boutroy, E., Makvandi, S., Beaudoin, G., Corriveau, L. and De Toni, A.F., 2019a. Trace element composition of iron oxides from IOCG and IOA deposits: Relationship to hydrothermal alteration and deposit subtypes. *Mineralium Deposita*, 54: 525–552. <https://doi.org/10.1007/s00126-018-0825-1>
- Huang, S., Song, Y., Houb, Z. and Xue, C., 2016. Chemical and stable isotopic (B, H, and O) compositions of tourmaline in the Maocaoping

- vein-type Cu deposit, western Yunnan, China: constraints on fluid source and evolution. *Chemical Geology*, 439: 173–188. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.06.031>
- Huang, X.W., Sappin, A.A., Boutroy, E., Beaudoin, G. and Makvandi, S., 2019b. Trace Element Composition of Igneous and Hydrothermal Magnetite from Porphyry Deposits: Relationship to Deposit Subtypes and Magmatic Affinity. *Economic Geology*, 114(5): 917–952. <https://doi.org/10.5382/econgeo.4648>
- Impasco (Iran Minerals Production and Supply Company), 2012. Geological map report 1:1,000 of Esfordi iron-apatite mine. Esfordi Phosphate Mine of Bafq, Yazd, Report 7, 136 pp.
- Jami, M., 2005. Geology, geochemistry and evolution of the Esfordi phosphate- Iron deposit, Bafq area, Central Iran. Ph.D. Thesis, The University of New South Wales, Kensington, Australia, 220 pp.
- Jami, M., Dunlop, A.C. and Cohen, D.R., 2007. Fluid inclusion and stable isotope study of the Esfordi apatite-magnetite deposit, Central Iran. *Economic Geology*, 102(6): 1111–1128. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.102.6.1111>
- Jiang, S.Y., Zhao, H.X., Chen, Y.Q., Yang, T., Yang, J.H. and Ling, H.F., 2007. Trace and rare earth element geochemistry of phosphate nodules from the lower Cambrian black shale sequence in the Mufu Mountain of Nanjing, Jiangsu province, China. *Chemical Geology*, 244(3–4): 584–604. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.07.010>
- Jinjie, Y.U., Qi, Z., Jingwen, M. and Shenghao, Y., 2007. Geochemistry of Apatite from the Apatite-rich Iron Deposits in the Ningwu Region, East Central China. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 81(4): 637–648. <https://doi.org/10.1111/j.1755-6724.2007.tb00987.x>
- Khan, S.A., Khan, K.F. and Dar, S.A., 2016. REE geochemistry of Early Cambrian phosphorites of Masrana and Kimoi blocks, Uttarakhand, India. *Arabian Journal of Geosciences*, 9(6): 1–10. <https://doi.org/10.1007/s12517-016-2477-8>
- Khoshnoodi, K., Yazdi, M., Ghannadi-Maragheh, M., Ziapour, S., Deymar, S., and Behzadi, M. 2022. Formation and evolution of Th–REE mineralizing fluids at the Kiruna-type Choghart iron oxide–apatite deposit, Central Iran: Insights from fluid inclusions and H–C–O isotopes. *Geological Journal*, 57(6): 1–16. <https://doi.org/10.1002/gj.4399>
- Knipping, J.L., Bilenker, L.D., Simon, A.C., Reich, M., Barra, F., Deditius, A.P., Wälle, M., Heinrich, C.A., Holtz, F. and Munizaga, R., 2015. Trace elements in magnetite from massive iron oxide-apatite deposits indicate a combined formation by igneous and magmatic-hydrothermal processes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 171: 15–38. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.08.010>
- Koeppenkastrup, D. and De Carlo, E.H., 1993. Uptake of rare earth elements from solution by metal oxides. *Environmental and Science Technology*, 27(9): 1796–1802. <https://doi.org/10.1021/es00046a006>
- Lottermoser, B.G., 1992. Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes. *Ore Geology Review*, 7(1): 25–41. [https://doi.org/10.1016/0169-1368\(92\)90017-F](https://doi.org/10.1016/0169-1368(92)90017-F)
- Majidi, S.A., Omrani, J., Troll, V.R., Weis, F.A., Houshmandzadeh, A., Ashouri, E. and Chung, S.L., 2021. Employing geochemistry and geochronology to unravel genesis and tectonic setting of iron oxide-apatite deposits of the Bafq-Saghand metallogenic belt, Central Iran. *International Journal of Earth Sciences*, 110: 127–164. <https://doi.org/10.1007/s00531-020-01942-5>
- Mehdipour Ghazi, J., Harris, G., Rahgoushay, M. and Maozzen, M., 2019. Combined igneous and hydrothermal source for the Kiruna-type Bafq magnetite-apatite deposits in Central Iran; trace element and oxygen isotope studies of magnetite. *Ore Geology Reviews*, 105: 590–604. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.01.006>
- Mehdipour Ghazi, J., Moazzen, M., Rahgoushay, M. and Wilde, S.A., 2020. Zircon U–Pb–Hf isotopes and whole rock geochemistry of magmatic rocks from the Posht-e-Badam Block: A key to tectonomagmatic evolution of Central Iran. *Gondwana Research*, 87: 162–187. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.06.010>
- Mehrabi, B., Karimishahrakia, B., Banks, D., Boyce, A. and Yardley, B.W.D., 2019. Hydrothermal iron oxide–Cu–Au (IOCG) mineralization at the Jalal-Abad deposit, northwestern Zarand, Iran. *Ore Geology Reviews*, 106: 300–317. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.01.019>

- Mirzababaei, G., Yazdi, M., Behzadi, M. and Rezvanianzadeh, M.R., 2021. REE-Th mineralization in the Se-Chahun magnetite-apatite ore deposit, central Iran: Interplay of magmatic and metasomatic processes. *Ore Geology Reviews*, 139(Part A): 104426. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104426>
- Mohseni, S., 2007. Investigation on the Rapitan banded iron formation and mineralization in Central Iranian iron ore field. M.Sc. Thesis, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran, 284 pp.
- Mohseni, S. and Aftabi, A., 2015. Structural, textural, geochemical and isotopic signatures of synglaciogenic Neoproterozoic banded iron formations (BIFs) at Bafq mining district (BMD), Central Iran: The possible Ediacaran missing link of BIFs in Tethyan metallogeny. *Ore Geology Reviews*, 71: 215–236. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.05.018>
- Mokhtari, M.A.A., Zadeh, G.H. and Emami, M.H., 2013. Genesis of iron-apatite ores in Posht-e-Badam Block (central Iran) using REE geochemistry. *Journal of Earth System Science*, 122(3): 795–807. <https://doi.org/10.1007/s12040-013-0313-z>
- Moore, F. and Modabberi, S., 2003. Origin of Choghart iron oxide deposit, Bafq mining district, Central Iran: new isotopic and geochemical evidence. *Journal of Sciences Islamic Republic of Iran*, 14(3): 259–270. Retrieved November 22, 2022 from https://jsciences.ut.ac.ir/article_31711_f5e4a09abf89977c835e8021acc6ac53.pdf
- 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>
- Nadoll, P., Mauk, J.L., Hayes, T.S., Koenig, A.E. and Box, S.E., 2012. Geochemistry of magnetite from hydrothermal ore deposits and host rocks of the mesoproterozoic belt supergroup, United States. *Economic Geology*, 107: 1275–1292. <https://doi.org/10.2113/econgeo.107.6.1275>
- Nadoll, P., Mauk, J.L., Leveille, R.A. and Koenig, A.E., 2015. Geochemistry of magnetite from porphyry Cu and skarn deposits in the southwestern United States. *Mineralium Deposita*, 50: 493–515. <https://doi.org/10.1007/s00126-014-0539-y>
- Nayebi, N., Esmaily, D., Chew, D.M., Lehmann, B. and Modabberia, S., 2021. Geochronological and geochemical evidence for multi-stage apatite in the Bafq iron metallogenic belt (Central Iran), with implications for the Chadormalu iron-apatite deposit. *Ore Geology Reviews*, 132: 104054. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104054>
- NISCO, 1980. Result of Search and Valuation Works at Magnetic Anomalies of the Bafq Iron Ore Region during 1976-1979. Unpublished Report, National Iranian Steel Corporation, 260 pp.
- Nokhbatolfoghahai, A., Nezafati, N., Ghorbani, M. and Etemadi, B., 2014. New discoveries on the significant role of hydrothermal activities in iron deposits of Karmostaj, Paskhand, and Tang-e-Zagh salt domes within Larestan and Hormozgan Province, southern Iran. 33rd National Geosciences Symposium (Geological Survey of Iran), Tehran, Iran. Retrieved February 22, 2015 from https://www.academia.edu/30413767/New_discoveries_on_the_significant_role_of_hydrothermal_activities_in_the_iron_deposition_at_the_Karmostaj_Paskhand_and_Tang_e_Zagh_salt_domes_within_Larestan_region_and_Hormozgan_province_southern_Iran_in_Persian_with_an_English_abstract_
- Nystrom, J.O. and Henriquez, F., 1994. Magmatic Features of Iron Ores of the Kiruna Type in Chile and Sweden: Ore Textures and Magnetite Geochemistry. *Economic Geology*, 89(4): 820–839. <http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.89.4.820>
- 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>
- Peters, S.T., Alibabaei, N., Pack, A., McKibbin, S.J., Raeisi, D., Nayebi, N. and Lehmann, B., 2020. Triple oxygen isotope variations in magnetite from iron-oxide deposits, central Iran, record magmatic fluid interaction with evaporite and carbonate host rocks. *Geology*, 48(3): 211–215. <https://doi.org/10.1130/G46981.1>
- Pi, D.H., Liu, C.Q., Shields-Zhou, G.A. and Jiang, S.Y., 2013. Trace and rare earth element geochemistry of black shale and kerogen in the early Cambrian Niutitang Formation in Guizhou province, South China: Constraints for redox

- environments and origin of metal enrichments. *Precambrian Research*, 225: 218–229. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.07.004>
- Rajabzadeh, M.A., Hoseini, K. and Moosavinasab, Z., 2015. Mineralogical and geochemical studies on apatites and phosphate host rocks of Esfordi deposit, Yazd province, to determine the origin and geological setting of the apatite, *Journal of Economic Geology*, 6(2): 331–353. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/ECONG.V6I2.20956>
- Ramezani, J. and Tucker, R.D., 2003. The Saghand region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. *American Journal of Science*, 303(7): 622–665. <https://doi.org/10.2475/ajs.303.7.622>
- Salazar, E., Barra, F., Reich, M., Simon, A., Leisen, M., Palma, G., Romero, R. and Rojo, M., 2019. Trace element geochemistry of magnetite from the Cerro Negro Norte ironoxide-apatite deposit, northern Chile. *Mineralium Deposita*, 55: 409–428. <https://doi.org/10.1007/s00126-019-00879-3>
- Samani, B.A., 1988. Metallogeny of the Precambrian in Iran. *Precambrian Research*, 39(1–2): 85–106. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(88\)90053-8](https://doi.org/10.1016/0301-9268(88)90053-8)
- Samani, B.A., 1998. Percambrian metallogenic in central Iran. *Scientific Bulletin of the Atomic Energy Organization of Iran*, 17: 1–16. Retrieved May 18, 2017 from https://www.researchgate.net/publication/287111985_Precambrian_metallogeny_in_Central_Iran
- Schandl, E.S. and Gorton, M.P., 2004. A textural and geochemical guide to the identification of hydrothermal monazite: Criteria for selection of samples for dating epigenetic hydrothermal ore deposits. *Economic Geology*, 99(5): 1027–1035. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.99.5.1027>
- Sepehrirad, R. and Alirezai, S., 2020. Apatite geochemistry and development of REE minerals related to coupled dissolution-reprecipitation process in the Gazestan deposit, Central Iran. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 29(115): 247–258. <http://dx.doi.org/10.22071/gsj.2019.155886.1568>
- Sepidbar, F., Shafaii Moghadam, H., Li, C., Stern, R.J., Jiantang, P. and Vesali, Y., 2020. Cadomian Magmatic Rocks from Zarand (SE Iran) Formed in a Retro-Arc Basin. *Lithos*, 366–367: 105569. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105569>
- Spry, P.G., Peter, J.M. and Slack, J.F., 2000. Meta-exhalites as exploration guides to ore. In: P.G. Spry, B. Marshall and F.M. Vokes (Editors), *Metamorphosed and metamorphic ore deposits. Reviews in Economic Geology*, pp. 163–201. Retrieved November 22, 2022 from <https://dr.lib.iastate.edu/server/api/core/bitstreams/611d5b7b-e943-4d5c-8df3-fe1b4096bfe1/content>
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran, A review. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 52(7): 1229–1258. <https://doi.org/10.1306/5D25C4A5-16C1-11D7-8645000102C1865D>
- Stosch, H.G., Romer, R.L., Daliran, F. and Rhede, D., 2011. Uranium–lead ages of apatite from iron oxide ores of the Bafq District, East-Central Iran. *Mineralium Deposita*, 46(1): 9–21. <https://doi.org/10.1007/s00126-010-0309-4>
- Sun, W., Yuan, F., Jowitt, S.M., Zhou, T., Liu, G., Li, X., Wang, F. and Troll, V.R., 2019. In situ LA-ICP-MS trace element analyses of magnetite: genetic implications for the Zhonggu ore field, Ningwu volcanic basin, Anhui Province, China. *Mineralium Deposita*, 54: 1243–1264. <https://doi.org/10.1007/s00126-019-00872-w>
- Sverjensky, D.A., 1984. Europium redox equilibria in aqueous solution. *Earth and Planetary Science Letters*, 67(1): 70–78. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(84\)90039-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(84)90039-6)
- Taghipour, S., Kananian, A. and Somarin, A.K., 2013. Mineral chemistry and alteration parageneses of the Chogart iron oxide-apatite occurrence, Bafq district, Central Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, pp. 221–240. Retrieved November 22, 2022 from https://www.schweizerbart.de/papers/njgpa/detail/269/80480/Mineral_chemistry_and_alteration_parageneses_of_the_Chogart_iron_oxide_apatite_occurrence_Bafq_district_Central_Iran
- Talaei Hassanlouei, B. and Rajabzadeh, M.A., 2019. Iron ore deposits associated with Hormuz evaporitic series in Hormuz and Pohl salt diapirs, Hormuzgan province, southern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 172: 30–55. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2018.08.024>
- Tian, J., Zhang, Y., Gong, L., Francisco, D. and

- Berador, A., 2021. Genesis, geochemical evolution and metallogenic implications of magnetite: perspective from the giant Cretaceous Atlas porphyry Cu-Au deposit (Cebu, Philippines). *Ore Geology Reviews*, 133: 104084. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104084>
- Torab, F.M., 2008. Geochemistry and Metallogeny of Magnetite-Apatite Deposits of the Bafq Mining District, Central Iran. Ph.D. Thesis, Clausthal University of Technology, Zellerfeld, Germany, 144 pp.
- Torab, F.M., 2010. Geochemistry and radioisotope studies to determine source of apatite in the Bafq iron-apatite deposits. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 18(3): 409–418. (in Persian with English abstract). Retrieved November 22, 2022 from <https://ijcm.ir/article-1-509-fa.html>
- Torab, F.M. and Lehmann, B., 2007. Magnetite-apatite deposits of the Bafq district, Central Iran: apatite geochemistry and monazite geochronology. *Mineralogical Magazine*, 71(3): 347–363. <https://doi.org/10.1180/minmag.2007.071.3.347>
- Townsend, K.J., Miller, C.F., Andrea, J.L.D., Ayers, J.C., Harrison, T.M. and Coath, C.D., 2001. Low temperature replacement of monazite paragenesis in the Ireteba granite, southern Nevada, Geochronological implication. *Chemical Geology*, 172(1–2): 95–112. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00238-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00238-2)
- Troll, V.R., Weis, F.A., Jonsson, E., Andersson, U.B., Majidi, S.A., Högdahl, K., Harris, C., Millet, M.A., Chinnasamy, S.S., Kooijman, E. and Nilsson, K.P., 2019. Global Fe–O isotope correlation reveals magmatic origin of Kiruna-type apatite-iron-oxide ores. *Nature communications*, 10(1): 1–12. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-09244-4>
- Vaziri, S.H., Majidifard, M.R. and Laflamme, M., 2018. Diverse Assemblage of Ediacaran fossils from Central Iran. *Scientific Reports*, 8:5060. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-23442-y>
- Vesali, Y., Sepidbar, F., Palin, R.M. and Chiaradia, M., 2021. Crustal architecture studies in the Iranian Cadomian arc: Insights into source, timing and metallogeny. *Ore Geology Reviews*, 136: 104280. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104280>
- Vickers-Rich, P., Soleimani, S., Farjandi, F., Zand, M., Linnemann, U., Hofmann, M., Wilson, S.A., Cas, R. and Rich, T.H., 2018. A preliminary report on new Ediacaran fossils from Iran. *Alcheringa: An Australasian Journal of Palaeontology*, 42(2): 230–243. <https://doi.org/10.1080/03115518.2017.1384061>
- Wen, G., Bi, S.J. and Li, J.W., 2017. Role of evaporitic sulfates in iron skarn mineralization: a fluid inclusion and sulfur isotope study from the Xishimen deposit, Handan-Xingtai district, North China Craton. *Mineralium Deposita*, 52: 495–514. <https://doi.org/10.1007/s00126-016-0674-8>
- White, R.A., 2000. Behavior of the rare earth elements in ochreous mine drainage: a elaborately and field study. Ph.D. Thesis, University of Wales, Cardiff, UK, 210 pp.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Witford, D.J., Korsch, M.J., Porritt, P.M. and Craven, S.J., 1980. Rare earth element mobility around the volcanogenic polymetallic massive sulfide deposit at Que river, Tasmania Australia. *Chemical Geology*, 68(1–2): 105–119. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(88\)90090-3](https://doi.org/10.1016/0009-2541(88)90090-3)
- Wu, C., Chen, H., Hong, W., Li, D., Liang, P., Fang, J., Zhang, L. and Lai, C., 2019. Magnetite chemistry and implications for the magmatic-hydrothermal ore-forming process: An example from the Devonian Yuleken porphyry Cu system, NW China. *Chemical Geology*, 522: 1–15. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.04.022>
- Xin, H., Jiang, S., Yang, J., Wu, H. and Pi, D., 2016. Rare earth element geochemistry of phosphatic rocks in Neoproterozoic Ediacaran Doushantuo Formation in hushan section from the Yangtze Gorges area, South China. *Journal of Earth Science*, 27(2): 204–210. <https://doi.org/10.1007/s12583-015-0653-5>
- Zarasvandi, A., Fereydouni, Z., Alizadeh, B. and Soleimani, B., 2021. Trace Elements Geochemistry in the Zagros Phosphorite Horizon: New Approach on Deposition and Genesis. *Journal of Economic Geology*, 13(2): 353–386. (in Persian with English abstract) <https://dx.doi.org/10.22067/econg.v13i2.88181>

- Zhao, L., Chen, H., Zhang, L., Li, D., Zhang, W., Wang, C., Yang, J. and Yan, X., 2018. Magnetite geochemistry of the Heijianshan Fe–Cu (–Au) deposit in Eastern Tianshan: Metallogenic implications for submarine volcanic-hosted Fe–Cu deposits in NW China. *Ore Geology Reviews*, 100: 422–440.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.07.022>
- Zhu, B., Jiang, S.Y., Yang, J.H., Pi, D., Ling, H.F. and Chen, Y.Q., 2014. Rare earth element and SrNd isotope geochemistry of phosphate nodules from the lower Cambrian Niutitang Formation, NW Hunan Province, South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 398: 132–143.
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.10.002>
- Ziapour, S., Esmaeily, D., Khoshnoodi, Kh., Niroomand, Sh. and Simon, A.C., 2021. Mineralogy, geochemistry, and genesis of the Chahgaz (XIVA Anomaly) Kiruna-type iron oxide-apatite (IOA) deposit, Bafq district, Central Iran. *Ore Geology Reviews*, 128.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103924>



RESEARCH ARTICLE

doi 10.22067/ECONG.2022.75417.1042



The role of sulfidation of Fe-carbonate rocks in increasing gold contents at the Zarshuran deposit (northern Takab), Takab-Angouran metallogenic district

Sharareh Heshmatnia¹, Ebrahim Tale Fazel^{2*} , Abbas Oroji³

¹ M.Sc., Department of Geology, Faculty of Science, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

² Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

³ Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Science, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 19 February 2022

Revised: 21 August 2022

Accepted: 28 August 2022

Keywords

Pyrite
Disseminated gold
Sulfidation process
Fe-carbonate
Zarshuran

*Corresponding author

Ebrahim Tale Fazel

✉ e.talefazel@basu.ac.ir

ABSTRACT

Iron and arsenic sulfides are considered as the most important gold hosts in the sediment-hosted disseminated invisible gold deposits. The Zarshuran gold deposit (155 tons Au with average grade of 2.63 g/t) is formed in the Lower Cambrian black shale and siltstone (Zarshuran unit) and Fe-rich carbonates (Chaldagh unit) host rocks. As-sulfide (e.g., realgar and orpiment) and arsenian pyrites are the most important host minerals of gold in this deposit. Based on EPMA data, pyrite with As content below the detection limit to 3.99 wt% occurs in six different types, respectively, Py0 (gold content of 0.01 ppm), Py1 (gold content of 0.02 ppm), Py2 (gold content of 0.03 ppm), Py3 (gold content of 0.02 ppm), Py4 (gold content of 0.04 ppm), and Py5 (gold content of 0.01 ppm). According to the evidences, gold can be present as participating in chemical bounded (Au^+ and Au^{+3}) or nanoparticle inclusions (Au^0). The weak geochemical correlation ($R^2 = -0.6$) between As and S elements in pyrites indicates that there is pyrite with a complex composition $[\text{Fe}(\text{S},\text{As})_2\text{Au}_2\text{S}^0]$, which As^- has replaced S^{2-} . Mineralogy and the abundance of Fe and S in the rock units suggest that gold mineralization in the Zarshuran deposit is well occurs in response to sulfidation process. Sulfidation occurs when H_2S -rich ore-forming fluids react with Fe-bearing carbonate host rock to form pyrite, marcasite, and pyrrhotite minerals.

How to cite this article

Heshmatnia, Sh., Tale Fazel, E. and Oroji, A., 2022. The role of sulfidation of Fe-carbonate rocks in increasing gold contents at the Zarshuran deposit (northern Takab), Takab-Angouran metallogenic district. *Journal of Economic Geology*, 14(4): 89–114. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/ECONG.2022.75417.1042>



©2022 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

Sediment-hosted disseminated gold deposits with high gold grade (> 1000 g/t) are known to contain gold as participating in chemical bounded (Au^+ and Au^{+3}) or nanoparticle inclusions (Au^0) in the pyrite composition (Deditius et al., 2014). The Zarshuran gold deposit (155 t @ 2.63 g/t Au; Madan-Zamin Company, 2020) is situated 35 km north of Takab in the Takab-Angouran metallogenic district, NW Iran. According to Mehrabi et al. (1999) and Asadi et al. (2000), gold mineralization in the Zarshuran deposit is in many respects like the Carlin-style and Carlin-like gold deposits, respectively. Gold substitution has been reported to be below detection limit to a maximum of 0.64 wt.% and 3 wt.% in arsenian pyrite and arsenopyrite lattice, respectively (Voute et al., 2019). Here, we examine the relationship between geochemistry and textures of pyrite, with a view to constraining the mechanism of gold precipitation. We use electron probe microanalysis (EPMA) to study the composition of different pyrite types. The results show that distribution of ferrous iron (Fe^{2+}) is controlled by the initial diagenesis of Fe-C-S systems.

Materials and methods

During field studies, mineralization outcrops and their associated host rocks were identified. After preparing thin and thin-polished sections, mineralogical studies were carried out by transmitted and reflected polarizing ZIESS Axioplan2 microscope. To identify and classify different pyrite types and investigate the possibility of presence of gold and trace minerals, eight thin-polished sections were prepared, and carbon coated. This study was carried out by scanning electron microscope (SEM) with EVO MA15 model in the Central Laboratory of Kharazmi University (Tehran, Iran). Then, to achieve the chemical composition of different types of pyrite, 104 points were examined by EPMA (model JEOL JXA-8530F) in the Laboratory of Geo Forschungs Zentrum (GFZ). Spot analysis was performed with a voltage of 20 kV, electron beam current of 10 nA, X-ray diameter of 2 μ and radiation time of 5 to 20 seconds. The standard examples used to calibrate the various elements in this experiment were as follows: FeS_2 (for Fe and S), CoAsS (for As and Co), and free gold (for Au). The detection limits of the elements are Fe (300 ppm), As (200 ppm), S (300 ppm) and Au (200 ppm). To identify rare minerals such as mackinawite (Fe_9S_8), HR microscopic

confocal Raman technique was used in the Central Laboratory of Shiraz University (Shiraz, Iran). The experiment was performed with an X50 laser, a wavelength of 785 nm with a power of 100 mw and a radiation time of 20s.

Results and discussion

Based on SEM and optical-microscopic studies, six types of pyrite have been identified in the Zarshuran deposit. They are (1) framboidal pyrite (Py0) (avg. = 30 μm in diameter), (2) fine-grained disseminated pyrite (Py1) (< 20 μm in diameter), (3) coarse-grained euhedral pyrite (Py2) (avg. = 100 μm in diameter), (4) porous/sponge pyrite (Py3) (avg. = 300 μm in diameter), (5) colloform pyrite (Py4) (avg. = 550 μm in diameter), (6) vein pyrites (Py5) (avg. = 55 μm in thickness). Decalcification and sulfidation of host rocks are two important mechanisms in genesis of sediment-hosted gold deposits, and the importance of sulfidation depends on the reactivity of Fe^{2+} and H_2S rocks (Voute et al., 2019). The interaction of H_2S -rich hydrothermal fluids with reactive iron originating from the host rocks (Cail and Cline, 2001) or through hydrothermal fluids added to the environment (Reich et al., 2005) which results in formation of Au(-As)-rich pyrite. Arsenic in pyrite can occur in various oxidation states that correspond to different crystallographic sites in the lattice and different substitution mechanisms. As^- substitution for S^{2-} is found in reducing conditions and often in sediment-hosted gold deposits; while As cations (As^{2+} , As^{3+} , As^{5+}) replace Fe^{2+} under oxidation conditions (Reich et al., 2005; Deditius et al., 2014). The diagram of arsenic versus sulfur in the Zarshuran deposit shows that the concentration of As in the formed pyrites is strongly related to the decrease in concentration of S. Based on this, it can be concluded that As replaces S in the pyrite structure and in the form of As^- ; Moreover, As species are common in pyrites of gold deposits with sedimentary host rocks. In the Zarshuran deposit the occurrence of gold in As-Hg-Sb sulfides in late drusy quartz veins (Daliran et al., 2018) is more important than the presence of gold in various pyrites. Finally, all evidence suggest that gold mineralization in the Zarshuran deposit occurs well in response to sulfidation process of Fe-bearing carbonate rocks. The correlation between gold content and degree of sulfidation in the Zarshuran deposit indicates that sulfidation process is a much more important mechanism to gold precipitation relative to addition of pyrite (pyritization).



بررسی نقش سولفیداسیون سنگ‌های کربناته آهن‌دار در افزایش عیار طلای کانسار زرشوران (شمال تکاب)، ناحیه فلززایی تکاب- انگوران

شراره حشمت‌نیا^۱، ابراهیم طالع فاضل^{۲*}، عباس اروجی^۳

^۱ کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

^۲ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

^۳ دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

چکیده	اطلاعات مقاله
سولفیدهای آهن و آرسنیک به عنوان مهم‌ترین میزبان طلا در ذخایر طلای افشان نامرئی با سنگ میزبان رسوبی محسوب می‌شوند. کانسار طلای زرشوران (ذخیره قطعی ۱۵۵ تن طلا و عیار متوسط ۲/۶۳ گرم در تن)، در میزبان شیل و سیلتستون سیاه (واحد زرشوران) و کربنات‌های آهن‌دار (واحد چالداغ) به سن کامبرین زیرین شکل گرفته است. کانه‌های سولفید آرسنیک (نظیر رآلگار و اریمنت) و پیریت‌های آرسنیک‌دار مهم‌ترین میزبان طلا در این کانسار هستند. بر اساس شواهد تجزیه ریز کاوالکترونی، پیریت با محتوای آرسنیک زیر حد تشخیص تا ۳/۹۹ درصد وزنی در شش نوع مختلف به‌ترتیب شامل Py0 (محتوای طلا ۰/۰۱ ppm)، Py1 (محتوای طلا ۰/۰۲ ppm)، Py2 (محتوای طلا ۰/۰۳ ppm)، Py3 (محتوای طلا ۰/۰۲ ppm)، Py4 (محتوای طلا ۰/۰۴ ppm) و Py5 (محتوای طلا ۰/۰۱ ppm) شناسایی شد. طبق نتایج به دست آمده، طلا اغلب به صورت مشارکت شیمیایی در شبکه کانی (Au ¹⁺ یا Au ³⁺) یا ادخال‌های نانوذرآزاد (Au ⁰) حضور دارد. همبستگی زمین‌شیمیایی ضعیف میان عناصر S و As ($R^2 = -0.6$) در پیریت‌ها نشان می‌دهد که پیریت با ترکیب پیچیده [Fe(S,As) ₂ Au ₂ S ⁰] وجود دارد که در آن As ⁻ جانشین S ²⁻ شده است. بررسی‌های کانی‌شناسی و فراوانی آهن و گوگرد در واحدهای سنگی کانسار زرشوران نشان می‌دهد که رخداد طلا اغلب با فرایند سولفیداسیون همراه است. سولفیداسیون زمانی رخ می‌دهد که سیالات کانه‌ساز غنی از H ₂ S با سنگ میزبان کربناتی آهن‌دار واکنش داده و کانه‌های پیریت، مارکاسیت یا پروتیت را تشکیل دهد.	تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۱۱/۳۰ تاریخ بازنگری: ۱۴۰۱/۰۵/۳۰ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۶/۰۶
	واژه‌های کلیدی پیریت طلای افشان فرایند سولفیداسیون کربنات آهن‌دار زرشوران
	نویسنده مسئول ابراهیم طالع فاضل e.talefazel@basu.ac.ir ✉

استناد به این مقاله

حشمت‌نیا، شراره؛ طالع فاضل، ابراهیم و اروجی، عباس، ۱۴۰۱. بررسی نقش سولفیداسیون سنگ‌های کربناته آهن‌دار در افزایش عیار طلای کانسار زرشوران (شمال تکاب)، ناحیه فلززایی تکاب- انگوران. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۴(۴): ۸۹-۱۱۴. <https://doi.org/10.22067/ECONG.2022.75417.1042>

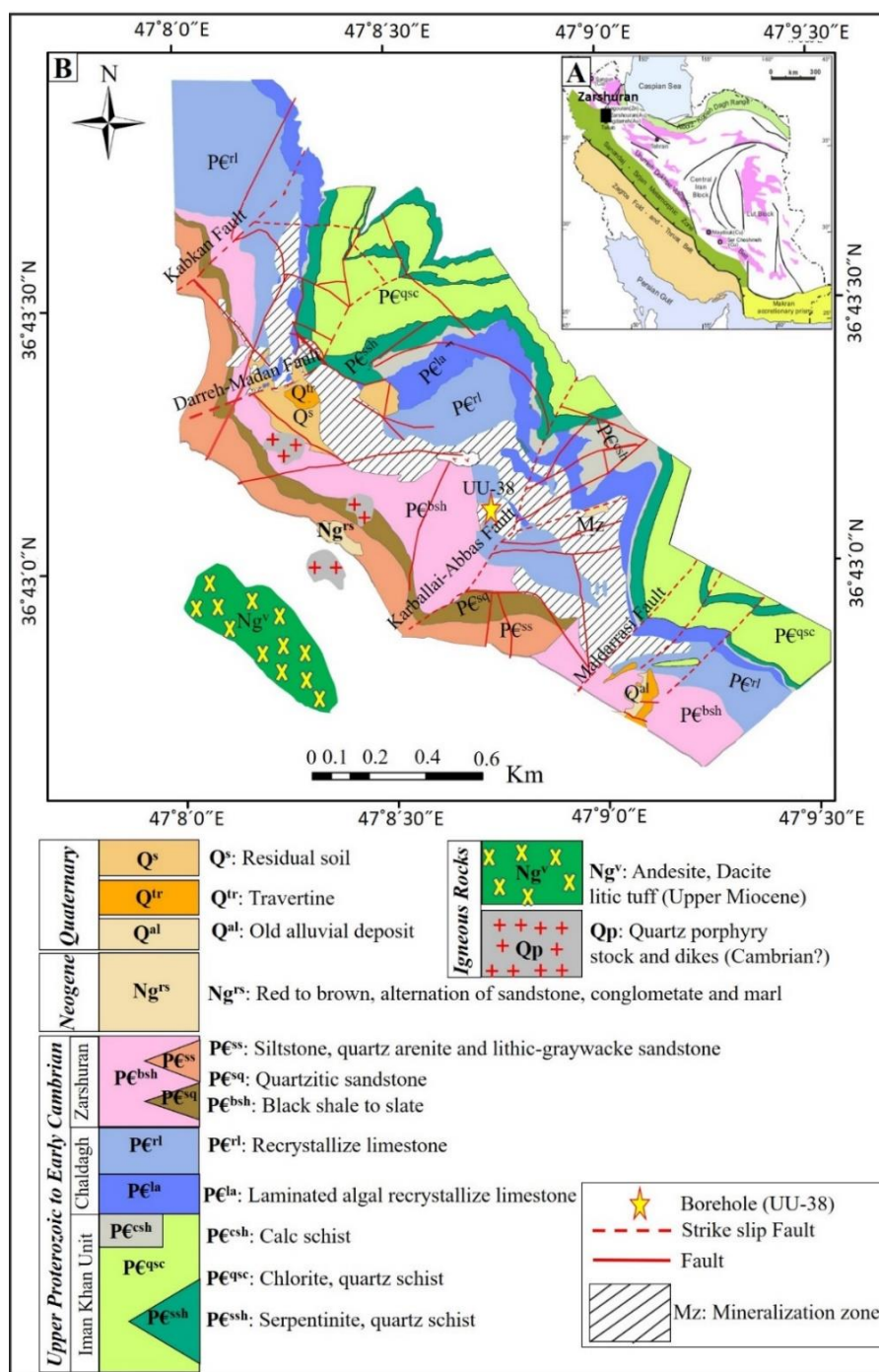
مقدمه

سولفیدهای آهن نظیر پیریت، پروتیت، کالکوپیریت و آرسنوپیریت به عنوان مهم‌ترین میزبان طلا در کانسارهای مختلف هستند (Voute et al., 2019). در این میان، کانسارهای طلا با سنگ میزبان رسوبی نظیر ذخایر طلای نوع کارلین یا تورییدیتی با مقادیر بالایی از طلا (بیش از ۱۰۰۰ گرم در تن) در ترکیب پیریت شناخته می‌شوند که طلا می‌تواند به صورت مشارکت در ترکیب شیمیایی یا ادخال‌های نانوذرات حضور داشته باشد (Palenik et al., 2004; Deditius et al., 2014). این ذخایر به طور عمده در میزبان سنگ‌های کربناتی آهن‌دار تشکیل می‌شوند و پیریت‌های طلا‌دار به صورت افشان، پرحفره یا رشد منطقه‌بندی بر روی پیریت‌های فقیر از طلای قدیمی شکل می‌گیرند (Cline et al., 2005). طبق جدیدترین تخمین ذخیره انجام‌شده در کانسار زرشوران، عیار متوسط ۲/۶۳ گرم در تن و محتوای طلای ۱۵۵ تن گزارش شده است (Madan-Zamin Company, 2020). بر اساس پژوهش مهرابی و همکاران (Mehrabi et al., 1999) و اسدی و همکاران (Asadi et al., 2000)، کانه‌زایی طلا در کانسار زرشوران از جنبه‌های مختلفی مشابه ذخایر طلای نوع کارلین^۱ و یا شبه کارلین^۲، قلمداد شده است. کانه‌های سولفیدی آهن نظیر پیریت، میزبان مناسبی برای تمرکز عناصر گران‌بهای مانند طلاست که از جنبه‌های علمی و اکتشافی دارای اهمیت فراوانی هستند. جایگزینی طلا به صورت کمیاب تا بیشینه ۰/۶۴ درصد وزنی در شبکه پیریت آرسنیک‌دار و ۳ درصد وزنی در شبکه آرسنوپیریت گزارش شده است (Voute et al., 2019). این پژوهش، به منظور تفکیک و شناسایی دقیق انواع مختلف پیریت و بررسی رابطه بین سولفیداسیون آهن احیایی و کانه‌زایی طلای افشان در کانسار زرشوران انجام شده است. نتایج پژوهش نشان می‌دهد که توزیع آهن احیایی توسط دیاژنز اولیه Fe-C-S کنترل شده است. انجام این پژوهش علاوه بر جنبه‌های علمی، نقشی مهم در شناسایی پهنه‌های سولفیداسیون و رابطه آن با شکل‌گیری طلای افشان و ردیابی ذخایر مشابه در ناحیه تکاب-انگوران خواهد داشت.

زمین‌شناسی منطقه زرشوران

کانسار طلای زرشوران در فاصله ۳۵ کیلومتری شمال شهرستان تکاب

در محدوده‌ای به وسعت ۳۷ کیلومتر مربع و در فاصله ۷ کیلومتری روستای زرشوران واقع شده است. این منطقه از نظر تقسیمات ساختمانی زمین‌شناسی ایران، در پهنه سهندج-سیرجان (Alavi, 2004) قرار می‌گیرد (شکل ۱- A). قدیمی‌ترین واحد سنگی منطقه با عنوان واحد ایمان‌خان به سن پروتروزوئیک بالایی شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی با ترکیب آمفیول-اپیدوت شیست، سرپانتین شیست، سرسیت-کلریت شیست، کوارتز-میکاشیست و کالک‌شیست است. این واحد سنگی سنگ بستر منطقه زرشوران را تشکیل می‌دهد. پس از آن، واحد کربناتی چالداغ به سن کامبرین زیرین متشکل از آهک نازک‌لایه تبلور مجدد یافته با یک ناپوستگی بر روی سنگ بستر دگرگونی تشکیل شده است. واحد سنگی زرشوران متشکل از شیل، سیلتستون و ماسه‌سنگ با مرز مشخص بر روی واحد آهکی چالداغ قرار گرفته است. واحدهای کربناتی چالداغ و شیلی زرشوران به عنوان سنگ‌های میزبان اصلی کانسار زرشوران محسوب می‌شوند (شکل ۱- B). پس از یک وقفه چینه‌شناسی عظیم به دلیل بسته‌شدن اقیانوس پروتوتتیس و خروج سنگ‌های منطقه از آب طی اردوئین تا الیگوسن (Hajialioghli et al., 2011)، پیشروی دریای الیگوموسن موجب نهشت کنگلومرای بنفش، شیل‌های میکادار و ماسه‌سنگ‌های آهکی نوژن معادل سازند قم بر روی واحدهای قدیمی‌تر شده است. نهشته‌های آواری معادل سازند قرمز بالایی، متشکل از تناوب‌های ماسه‌سنگ‌های آهکی قرمز، رس، مارن و کنگلومرا، جدیدترین واحد رسوبی دریایی منطقه را تشکیل می‌دهد و گدازه‌های آتشفشانی جوان از جنس آندزیت تا تراکی آندزیت با شیب ملایمی بر روی سازند قرمز بالایی قرار می‌گیرند. در نهایت عملکرد چشمه‌های آب گرم تراورتن‌ساز در برخی از مناطق رخنمون‌هایی را تشکیل داده‌اند که نشان‌دهنده فعالیت گرمابی کواترنری در منطقه هستند (Daliran, 2008). در منطقه مورد بررسی، توده‌های نفوذی نیمه عمیق در قالب استوک و دایک با جنس کوارتز پورفیری نفوذ کرده است که در نقشه‌های زمین‌شناسی محلی (Samimi, 1992)، این واحدها را معادل گرانتیت دوران با سن کامبرین زیرین در نظر می‌گیرند.



شکل ۱. A: نقشه ساختاری ایران و موقعیت کانسار زرشوران، B: نقشه زمین‌شناسی کانسار زرشوران (با تغییرات از شرکت مهندسی مشاور کاوشگران Kavoshgaran Consulting Engineers, 2013) و موقعیت گسل‌های مختلف. طبق نقشه، پهنه کانه‌زایی (Mz) بین واحدهای چالداغ و زرشوران شکل گرفته است.

Fig. 1. A: Structural map of Iran and location of the Zarshuran deposit, B: Geological map of the Zarshuran deposit (modified after Kavoshgaran Consulting Engineers, 2013) and location of various faults. Based on map, the mineralization zone (Mz) were formed between Chaldagh and Zarshuran units.

علاوه بر ترکیب سنگ میزبان، سامانه شکستگی و گسلش منطقه تکاب از مهم‌ترین عوامل مؤثر در کانه‌زایی به شمار می‌رود. طبق شواهد، حرکت برشی راست‌الغز پهنه گسلی تکاب باعث تشکیل ساختارهای کششی و فشارشی در منطقه مورد بررسی شده است (Alipour et al., 2020). یکی از ساختارهای مهم تشکیل شده در این پهنه، تاقدیس ایمان‌خان است که میزبان کانسار طلای زرشوران است. بنابراین، شکستگی‌های مرتبط با این ساختار چین‌خورده نقش مهمی در هدایت سیالات گرمایی به بخش‌های کانه‌سازی داشته‌اند. سامانه شکستگی‌های کانسار طلای زرشوران، اغلب از نوع شکستگی‌های طولی و عرضی هستند. شکستگی‌های طولی تشکیل شده بر روی این تاقدیس دارای روند شمال‌غربی-جنوب‌شرقی و همچنین روند شکستگی‌های عرضی شکل گرفته دارای روند شمال‌شرقی-جنوب‌غربی است (Alipour et al., 2020). بنابراین، چهار گسل اصلی موجود در امتداد دره‌های کبکان، دره معدن، کربلایی عباس و مالدرسی جزو شکستگی‌های عرضی با روند شمال‌شرقی-جنوب‌غربی در تاقدیس ایمان‌خان هستند که در رخداد کانه‌زایی نقش به سزایی داشته‌اند (شکل ۱-B).

روش مطالعه

طی بررسی‌های صحرایی، رخنمون‌های کانه‌زایی شناسایی و چگونگی ارتباط آنها با سنگ میزبان مشخص شده است. برای شناسایی و تفکیک انواع مختلف پیریت و احتمال حضور کانی‌های کمیاب و طلا، تعداد ۸ مقطع نازک-صیقلی پس از انجام اندود کربنی، توسط میکروسکوپ الکترونی روبشی^۳ مدل EVO MA15 در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه خوارزمی، مورد بررسی قرار گرفت. پس از آن، برای دستیابی به ترکیب شیمیایی انواع مختلف پیریت، تعداد ۱۰۴ نقطه توسط دستگاه تجزیه ریزکاو الکترونی^۴ مدل JEOL JXA-8530F در آزمایشگاه مرکز تحقیقات علوم زمین آلمان^۵، آزمایش شدند. تجزیه نقطه‌ای با ولتاژ ۲۰ کیلوولت، جریان پرتو الکترونی ۱۰ نانوآمپر، قطر پرتو ایکس ۲ میکرون و زمان تابش ۵ تا ۲۰ ثانیه، انجام شد. حد تشخیص عناصر عبارتند از: (ppm) ۳۰۰ Fe، ۲۰۰ As، ۳۰۰ S و ۲۰۰ Au. به منظور شناسایی فازهای سولفیدی کمیاب نظیر ماکیناویت (Fe₉S₈) از دستگاه رامان کانفو کال میکروسکوپی مدل Lab Ram HR ساخت شرکت

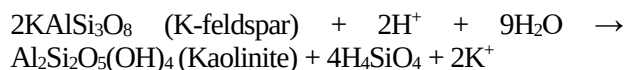
Horiba ژاپن در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه شیراز استفاده شده است. این آزمایش با لیزر ۵۰X، طول موج ۷۸۵ نانومتر با توان ۱۰۰ میلی‌وات و زمان تابش ۲۰ ثانیه انجام شد. برای بررسی ویژگی‌های زمین‌شیمی سنگ کل و بررسی سازوکار سولفیداسیون در رخداد کانه‌زایی، تعداد ۱۴۷ نمونه سنگی از گمانه شماره UU-38 (عمق ۵ تا ۱۹۲ متر) با همکاری شرکت مهندسین مشاور کاوشگران برداشت شده و توسط روش تجزیه شیمیایی ICP-OES با دقت ۱ گرم در تن (برای عناصر آهن، آلومینیم و گوگرد) و ۰/۰۱ گرم در تن (برای طلا) در آزمایشگاه زرشورا (تهران) مورد تجزیه قرار گرفته است. برای تخریب نمونه، مقدار ۰/۵ گرم پودر سنگ توسط اسیدهای HNO₃ (۵ ml) و HF (۱۵ ml) حل شده و پس از حرارت دادن (دمای ۲۵۰ تا ۲۹۰ درجه سانتی‌گراد)، توسط دستگاه بادشده مورد آزمایش قرار گرفتند. خطای تجزیه در این روش کمتر از ۱۰ گرم در تن است. این نمونه‌ها به صورت متر به متر برداشت شده و موقعیت گمانه در نقشه زمین‌شناسی شکل ۱ نشان داده شده است.

کانه‌زایی و دگرسانی

کانه‌زایی با وسعت تقریبی ۵ کیلومتر مربع در سنگ‌های رسوبی پرکامبرین شامل شیل سیاه و سیلتستون واحد زرشوران، بخش بالایی سنگ آهک چالداغ و ژاسپرئیدها، با روند شمال-شمال‌شرقی شکل گرفته است (شکل ۱-B). اطلاعات سن‌سنجی با استفاده از روش‌های Ar/Ar و K/Ar بر روی دگرسانی آرژلیک و سنگ‌های آتشفشانی منطقه نشان می‌دهد که کانه‌زایی در کانسار زرشوران در ۰/۴ ± ۱۴/۲ میلیون سال هم‌زمان با فعالیت آتشفشانی میوسن (۲/۹ ± ۱۳/۷ میلیون سال)، شکل گرفته است (Mehrabi et al., 1999; Daliran, 2008). بخش بالایی سنگ آهک چالداغ در اثر عملکرد سیال گرمایی اسیدی به یک سنگ آهک پودری بسیار متخلخل تبدیل شده است که در واقع یک آهک دولومیتی آهن‌دار محسوب می‌شود (شکل ۲-A). کانه‌زایی با ژئومتری افشان (دانه‌پراکنده)، رگه-رگچه‌ای، پرکننده فضای خالی و برشی با کانه‌های فلزی پیریت، آرسنوپیریت، کالکوپیریت، سولفیدهای آرسنیک (رآلگار و اورپیمنت)، اسفالریت، مگنتیت، پروتیت، سینابر و گالن همراه است. کانی‌های باطله نیز شامل

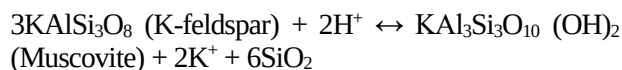
نتیجه تسریع تهنشست فلزات کانسار ساز می‌شود.

واکنش (۲):



دگرسانی سریستی: این دگرسانی حاصل خروج عناصری نظیر سدیم، کلسیم و منیزیم از سنگ‌های آلومینوسیلیکاتی و ورود پتاسیم و یا به کار گرفته شدن پتاسیم مربوط به فلدسپات‌های موجود در سنگ برای تشکیل میکای دانه ریز و گاه فیبری (سریست) اتفاق می‌افتد. یک منبع مهم K^+ ، فرایند کلریتی شدن بیوتیت‌هاست (Zhou and Wang, 2003). مجموعه کانی‌های موجود در این دگرسانی، سریست، کوآرتز و پیریت هستند. این دگرسانی در اغلب سنگ‌های منطقه مشاهده می‌شود (شکل ۳-C). بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی در منطقه زرشوران، کانی‌شناسی اصلی در این زون شامل سریست بوده که اغلب از دگرسانی پلاژیو کلاز به وجود آمده است. تشکیل سریست طبق واکنش (۳) شکل گرفته است:

واکنش (۳):

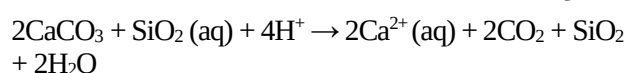


دگرسانی کربنات‌زدایی: نوع دیگر دگرسانی‌های موجود در منطقه زرشوران، دگرسانی کربنات‌زدایی است که به طور وسیع در منطقه قابل مشاهده است (شکل ۳-D). این دگرسانی در اثر عملکرد محلول‌های حاوی کربنات یا H_2CO_3 و واکنش آن با سنگ‌های دربرگیرنده تشکیل می‌شود. دگرسانی کربنات‌زدایی در اغلب سنگ‌های رسوبی کربناته رایج است؛ زیرا محلول‌های موجود در منطقه در اثر حل کردن کربنات و سپس تغییر pH درون سنگ‌های غیر کربناته باعث تشکیل کلسیت‌های ثانویه می‌شوند. فرایند کربنات‌زدایی اغلب در امتداد درزه‌ها و شکستگی‌ها رخ داده است. دگرسانی کربنات‌زدایی در کل منطقه زرشوران به عنوان یکی از شاخص‌های کلیدی برای رخداد کانه‌زایی و افزایش عیار ذخیره شناخته می‌شود. پس از رخداد کربنات‌زدایی، یون Fe^{2+} آزاد شده و با H_2S محیط واکنش می‌دهد و به تشکیل پیریت، تحت فرایند پیریتی شدن منجر می‌شود.

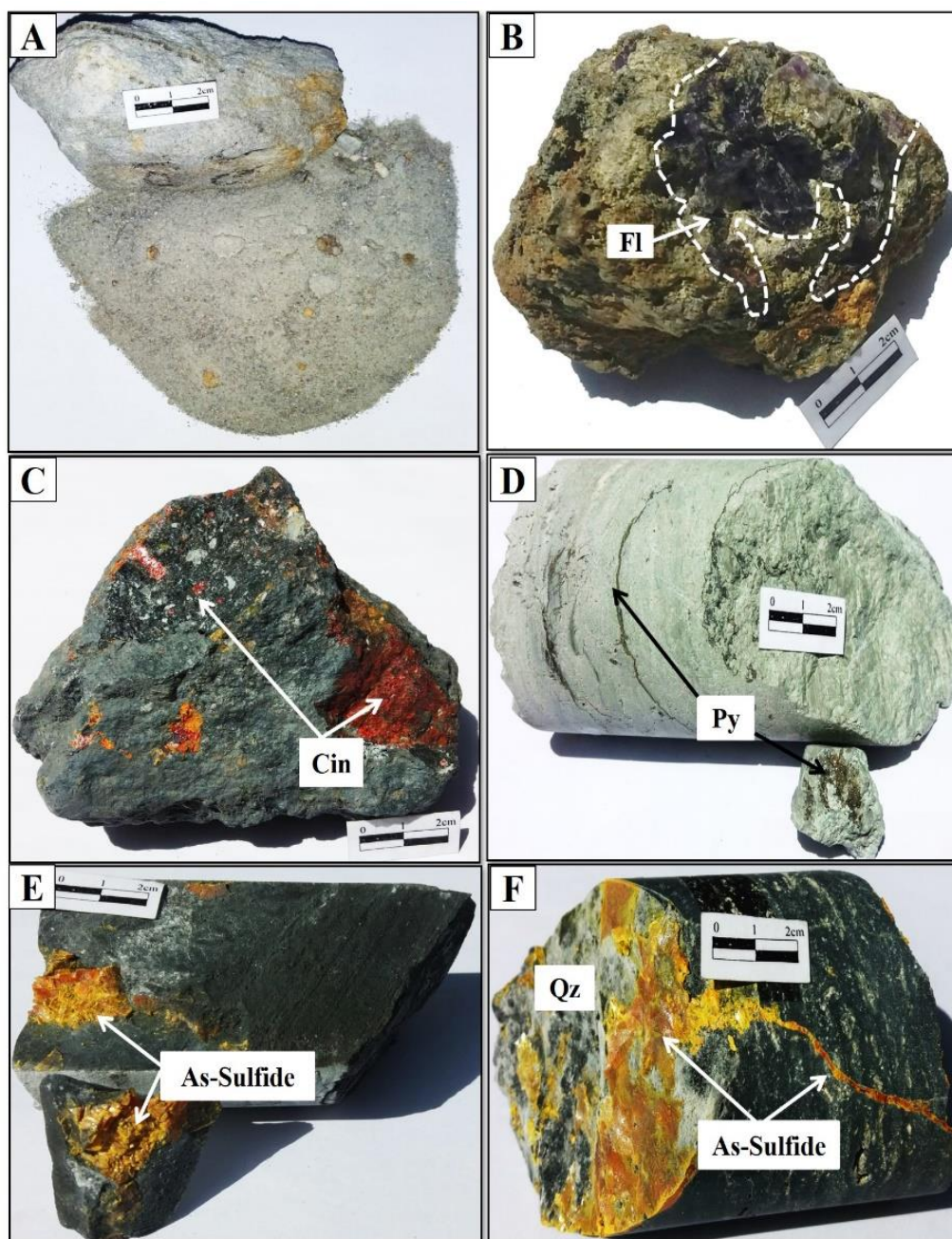
کوآرتز، باریت، فلوریت، کلسیت، دولومیت، مسکویت/ایلیت و آلونیت هستند (شکل ۲-B تا E). کانه‌زایی رگه-رگچه‌ای که رخداد طلا را به صورت ذرات آزاد (ابعاد ۵ تا ۳۰ میکرون) دارد (Karimi, 1993)، به ویژه همراه سولفیدهای آرسنیک (نظیر اورپیمنت و رآلگار)، سینابر و اسفالریت گل کلمی شکل گرفته است (شکل ۲-F). علاوه بر این، بخشی از کانه‌زایی پیریت و پیریت آرسنیک‌دار نیز در سنگ میزبان کربناته واحد چالداغ تشکیل شده است که اغلب با حضور طلا در ترکیب شیمیایی شناخته می‌شود (شکل ۲-D). انواع مختلفی از دگرسانی‌های گرمایی شامل، دگرسانی‌های سیلیسی، آرژلیک (کائولینیتی)، سریستی و کربنات‌زدایی در کانسار زرشوران مشاهده شده است.

دگرسانی سیلیسی: گسترده‌ترین دگرسانی گرمایی مرتبط با کانه‌زایی است که به تشکیل توده‌های ژاسپروئیدی در کانسار زرشوران منجر شده است. این دگرسانی ناشی از انحلال سنگ آهک چالداغ توسط محلول‌های اسیدی است که با حضور سیلیس جانشینی یا ژاسپروئیدی به صورت پرکننده فضای خالی همراه کانه‌زایی سولفیدی شناخته می‌شود (شکل ۳-A). دگرسانی سیلیسی به خصوص در زون کانی‌سازی واحدهای شیلی و آهکی زرشوران حائز اهمیت است (Mehrabi et al., 1999). این دگرسانی طی واکنش (۱) رخ داده است:

واکنش (۱):

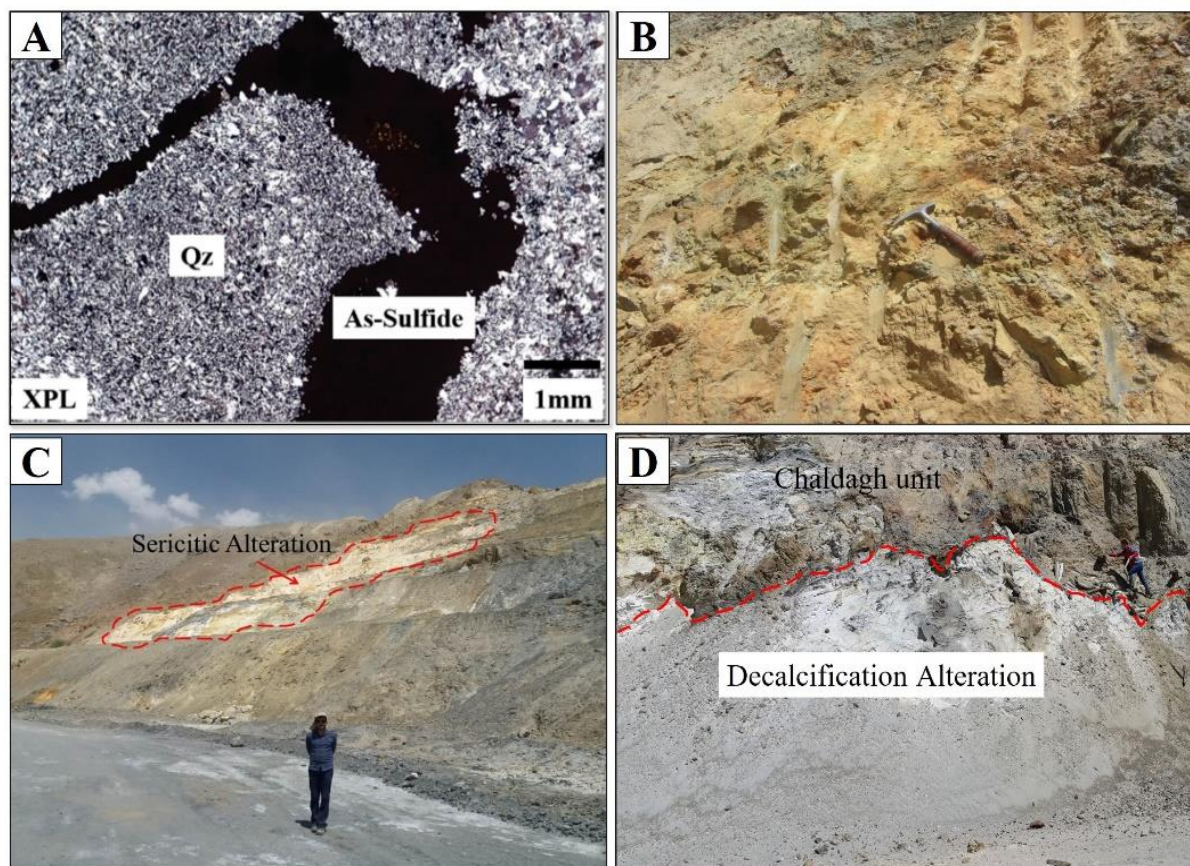


دگرسانی آرژلیک: این دگرسانی در شرایط اسیدی به نسبت بالا و حضور حجم زیادی از آب در محیط تشکیل می‌شود (Pirajno, 2009). دگرسانی آرژلیک در منطقه زرشوران اغلب در قسمت‌های سطحی سنگ‌های دربرگیرنده و بخش بیرونی کانسار مشاهده شده و باعث ایجاد رنگ سفید در سنگ‌های دیواره شده است (شکل ۳-B). کانی‌های رسی از جمله کائولینیت در شرایط کم دما (کمتر از ۳۵۰ درجه) و اسیدیته زیاد، در نتیجه هیدرولیز شدید سیلیکات آلومینیم‌دار تشکیل می‌شوند (Pirajno, 2009). چنان‌که در واکنش (۲) مشاهده می‌شود، تشکیل کائولینیت موجب کاهش H^+ و افزایش pH و در



شکل ۲. تصویرهای نمونه دستی از واحدهای سنگی میزبان و رخداد کانه‌زایی در کانسار زرشوران. A: آهک‌های پودری کانسار زرشوران، B: باطله فلوریت بنفش، C: بلورهای قرمز سینابر با میزبان سیلستون سیاه، D: رگه-رگچه‌های پیریت در میزبان آهک چالداغ، E: سولفیدهای آرسنیک در شیل سیاه زرشوران، F: رگه-رگچه‌های سولفید آرسنیک با میزبان سیلستون. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (As-Sulfide: سولفید آرسنیک، Cin: سینابر، Fl: فلوریت، Py: پیریت، Qz: کوارتز).

Fig. 2. Photographs of hand samples of host rock and mineralization in the Zarshuran deposit. A: Powdered limestone from the Zarshuran deposit, B: Purple fluorite gangue, C: Cinnabar red crystals within black siltstone, D: Pyrite veins within Chaldagh limestone, E: As-sulfide within the Zarshuran black shale, and F: As-sulfide veins within siltstone. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (As-Sulfide: Arsenic sulfide, Cin: Cinnabar, Fl: Fluorite, Py: Pyrite, Qz: Quartz).



شکل ۳. تصویرهای معرف از دگرسانی‌های گرمایی مختلف کانسار زرشوران. A: تصویر میکروسکوپی نور عبوری متقاطع (XPL) از رخداد دگرسانی سیلیسی همراه با رگه‌های سولفید آرسنیک، B: رخمون صحرایی از دگرسانی آرژلیک، C: رخمون صحرایی از دگرسانی سریستی (دید به سمت شمال) و D: رخمون صحرایی از دگرسانی کربنات‌زدایی (دید به سمت جنوب غرب). علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (As-Sulfide: سولفید آرسنیک، Qz: کوارتز).

Fig. 3. Representative figures from various hydrothermal alterations at the Zarshuran deposit. A: Photomicrographs (transmitted cross polarized light, XPL) of silicification with As-sulfide veins, B: Outcrops of argillic alteration (looking to northeast), C: Outcrops of sericitic alteration (looking to north), and D: Outcrops of decalcification alteration (looking to southwest). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (As-Sulfide: Arsenic sulfide, Qz: Quartz).

کانی‌شناسی و شیمی پیریت

کانه‌های فلزی اصلی مشاهده شده در کانسار زرشوران شامل پیریت، سولفیدهای آرسنیک، آرسنوپیریت، اسفالریت، مگنتیت، کالکوپیریت، پیرویت و ماکیناویت هستند. ویژگی‌های این کانی‌ها در ادامه شرح داده شده است:

پیریت: طبق بررسی‌های سنگ‌نگاری، پیریت مهم‌ترین کانه سولفیدی در کانسار زرشوران است که در شش نوع مختلف با ویژگی‌های

سنگ‌نگاری و بافتی مشخص قابل تشخیص است (Heshmatnia, 2021).

(۱) پیریت‌های فراموئیدال Py0 (ابعاد ۱۰ تا ۶۰ میکرون): نخستین نوع از پیریت‌های موجود در منطقه به صورت تجمع‌های تمشکی شکل با ابعاد ۱۰ تا ۶۰ میکرون در میزبان دولومیت آهن‌دار واحد کربناتی چالداغ (شکل ۴-۱)؛

(۲) پیریت‌های افشان: دومین نوع از پیریت‌ها به صورت دانه پراکنده یا

۴) پیریت‌های کلوفرمی Py4: این نسل از پیریت در میزان کلسیت و دولومیت و با ابعاد ۳۰۰ تا ۸۰۰ میکرون (متوسط ۵۵۰ میکرون) در آهک چالداغ تشکیل شده است (شکل ۴-د)؛

۵) پیریت‌های رگه‌ای Py5: به صورت رگه‌ای بوده و ابعاد بلورهای پیریت از ۱۰ تا ۱۰۰ میکرون (متوسط ۵۵ میکرون) متغیر است (شکل ۴-ه). مشخصات این پیریت‌ها به طور خلاصه در جدول ۱ ارائه شده است.

افشان مرتبط با مرحله گرمایی اولیه در میزان کوارتز و کربنات‌های آهن‌دار (کلسیت و دولومیت) در میزان کربناتی چالداغ، مشاهده شده است. این دسته از پیریت‌ها با دو شکل متفاوت شامل: الف) دانه ریز بی‌شکل Py1 (ابعاد کوچک‌تر از ۲۰ میکرون) و ب) دانه درشت خودشکل Py2 (ابعاد ۵۰ تا ۱۵۰ میکرون) (شکل ۴-ب) وجود دارد؛

۳) پیریت‌های اسفنجی Py3: نوع دیگری از پیریت‌ها به صورت بی‌شکل و سطح پرحفره و ابعاد ۲۰۰ تا ۵۰۰ میکرون (متوسط ۳۰۰ میکرون) (شکل ۴-ج)؛

جدول ۱. سنگ‌نگاری و ویژگی‌های بافتی انواع مختلف پیریت در کانسار طلای زرشوران (Heshmatnia, 2021; Tale Fazel, 2022)

Table 1. Petrographic and textural characteristics of different pyrite types at the Zarshuran deposit (Heshmatnia, 2021; Tale Fazel, 2022)

Environment	Mineralization stage	Symbols	Texture	Size range (μm)	Figure
Sedimentary	Early	Py0	Framboidal	10–60	Fig. 4A
		Py1	Fine-grained disseminated	<20	Fig. 4B
		Py2	Coarse-grained disseminated	50–150	Fig. 4B
Hydrothermal	Middle	Py3	Porous	200–500	Fig. 4C
		Py4	Colloform	300–800	Fig. 4D
	Late	Py5	Vein-type	10–100	Fig. 4E

(متوسط ۳۰/۰ درصد وزنی) است. پیریت افشان دانه درشت (Py2)، در تعداد ۲۴ نقطه دارای آهن به میزان ۴۳/۳۴ تا ۴۷/۱۵ (متوسط ۴۵/۹۶ درصد وزنی)، گوگرد به میزان ۵۱/۰۸ تا ۵۴/۴۵ (متوسط ۵۳/۲۷ درصد وزنی) و آرسنیک (متوسط ۵۳/۰ درصد وزنی) است. پیریت اسفنجی یا حفره‌دار (Py3)، در تعداد ۲۰ نقطه دارای آهن به میزان ۴۳/۷۶ تا ۴۶/۷۱ (متوسط ۴۵/۷۸ درصد وزنی)، گوگرد به میزان ۵۱/۸۶ تا ۵۴/۲۱ (متوسط ۵۳/۲۷ درصد وزنی) و آرسنیک (متوسط ۰/۱ درصد وزنی) است. پیریت گل‌کلی (Py4)، در تعداد ۱۷ نقطه دارای آهن به میزان

بر اساس نتایج تجزیه ریز کاواکترونی از انواع مختلف پیریت در کانسار زرشوران (جدول ۲) نتایج زیر به دست آمده است:

پیریت فرامبوئیدال (Py0)، در تعداد ۸ نقطه دارای آهن به میزان ۴۵/۰۱ تا ۴۶/۱۰ (متوسط ۴۵/۴۷ درصد وزنی)، گوگرد به میزان ۵۲/۳۹ تا ۵۴/۰۴ (متوسط ۵۳/۱۱ درصد وزنی) و آرسنیک (متوسط ۰/۱۶ درصد وزنی) است. پیریت افشان دانه ریز (Py1)، در تعداد ۲۲ نقطه دارای آهن به میزان ۴۳/۷۵ تا ۴۶/۷۶ (متوسط ۴۵/۶۴ درصد وزنی)، گوگرد به میزان ۵۰/۴۶ تا ۵۳/۷۴ (متوسط ۵۳/۲۱ درصد وزنی) و آرسنیک

آهن به میزان ۴۵/۸۲ تا ۴۷/۵۱ (متوسط ۴۶/۶۱ درصد وزنی)، گوگرد ۵۱/۳۷ تا ۵۳/۳۶ (متوسط ۵۲/۰۶ درصد وزنی) و آرسنیک ۰/۰۶ درصد وزنی) است. پیریت رگه‌ای (Py5)، در تعداد ۱۳ نقطه دارای (متوسط ۰/۴۸ درصد وزنی) است (جدول ۲).

جدول ۲. نتایج تجزیه ریز کالکتریونی (EPMA) عناصر اصلی و کمیاب در انواع مختلف پیریت کانسار زرشوران (Heshmatnia, 2021; Tale Fazel, 2022)

Table 2. EPMA results of major and trace elements in pyrite types of the Zarshuran deposit (Heshmatnia, 2021; Tale Fazel, 2022).

Elements	Unit	Py0 (n=8)	Py1 (n=22)	Py2 (n=24)	Py3 (n=20)	Py4 (n=17)	Py5 (n=13)
Fe (average)	wt. %	45.01–46.10 (45.47)	43.75–46.76 (45.64)	43.34–47.15 (45.96)	43.76–46.71 (45.78)	45.79–47.68 (47.08)	45.82–47.51 (46.61)
S (average)	wt. %	52.39–54.04 (53.11)	50.46–53.74 (53.21)	51.08–54.45 (53.27)	51.86–54.21 (53.27)	51.37–53.36 (52.06)	50.94–53.67 (52.73)
As (average)	wt. %	bdl–0.49 (0.16)	bdl–3.99 (0.30)	0.01–3.65 (0.53)	0.01–0.86 (0.10)	bdl–0.21 (0.06)	bdl–3.13 (0.48)
Au (average)	ppm	bdl–0.03 (0.01)	bdl–0.04 (0.02)	bdl–0.05 (0.03)	bdl–0.03 (0.02)	bdl–0.06 (0.04)	bdl–0.03 (0.01)

bdl= below detection limit, n= point of analysis.

آرسنیک در زمینه کانی‌های باطله کوارتز و دولومیت رخ داده است (شکل ۴-I).

مگنتیت: از کانه‌های اکسیدی با ابعاد ۲۰ تا ۱۰۰ میکرون به صورت بلورهای خودشکل تا بی‌شکل در مقاطع میکروسکوپی به صورت هم‌رشد با پیریت‌های افشان دانه درشت (Py2) در زمینه کربناتی مشاهده شد (شکل ۴-J).

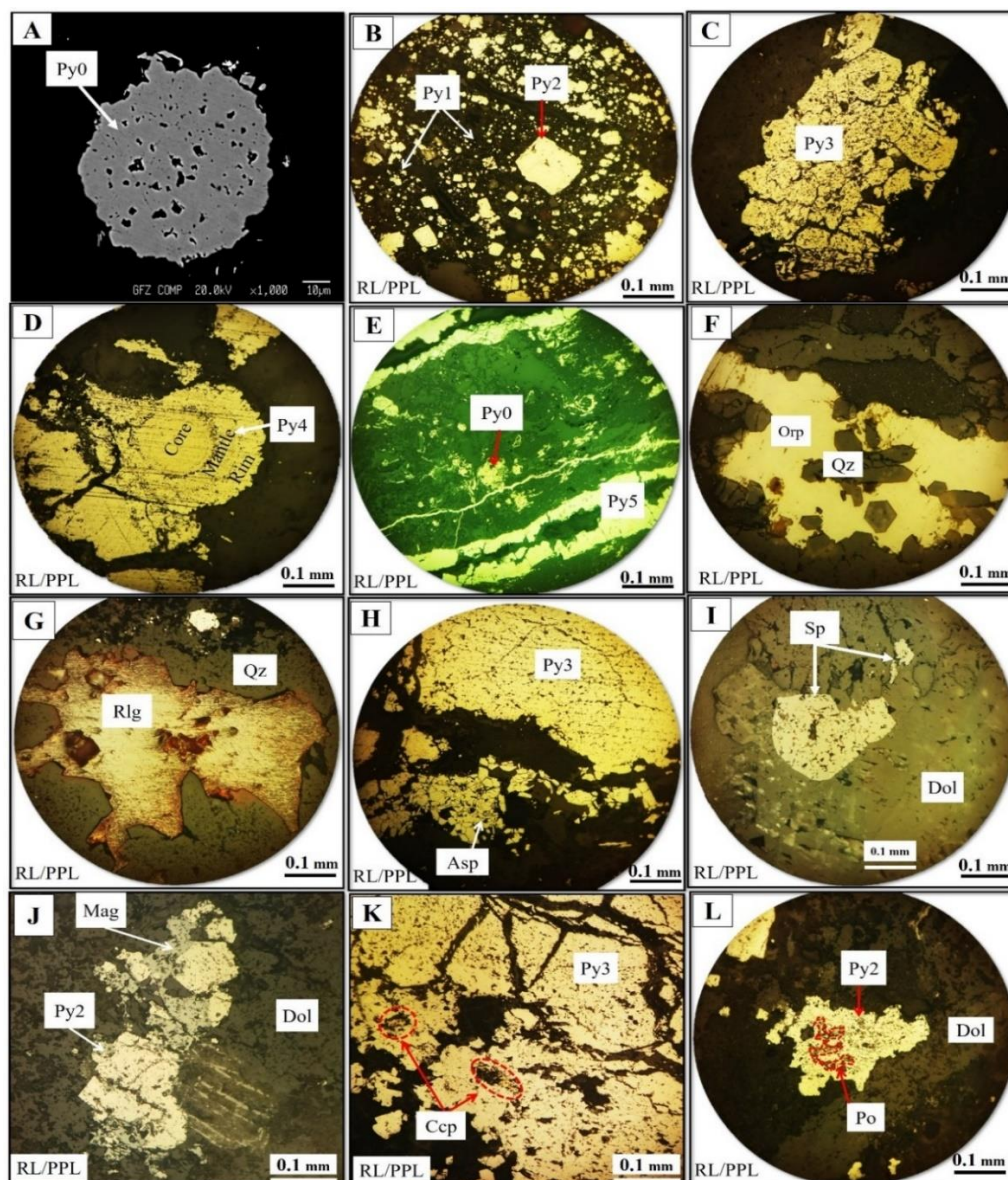
کالکوپیریت: به عنوان کانه سولفیدی فرعی در بررسی‌های میکروسکوپی به مقدار خیلی کم و به صورت ادخال‌های ریز و بی‌شکل (۲۰ تا ۵۰ میکرون) در میزبان پیریت‌های اسفنجی (Py3) رخ داده است (شکل ۴-K).

پیروتیت: فراوانی پیروتیت در مقاطع، بسیار ناچیز است و ابعاد آن کمتر از ۴۰ میکرون و به صورت ادخال‌های بی‌شکل درون پیریت‌های افشان دانه درشت (Py2) وجود دارد (شکل ۴-L).

اورپیمنت و رآلگار: بعد از پیریت، فراوان‌ترین کانه سولفیدی در زرشوران، اورپیمنت است و اغلب رآلگار به صورت بلورهای بی‌شکل همراه با اورپیمنت تشکیل می‌شود. این کانه‌ها در نمونه دستی به رنگ نارنجی تا زرد در سنگ میزبان شیل سیاه و کربناته مشاهده شده‌اند. در بررسی‌های میکروسکوپی این کانه‌ها دارای بافت رگه‌ای، پرکننده فضای خالی و دانه‌پراکنده همراه با کانی‌های باطله کوارتز، کلسیت و دولومیت هستند (شکل ۴-F و G).

آرسنوپیریت: این کانه اغلب با رنگ بازتابی سفید روشن به صورت مجموعه‌ای از بلورهای نیزه‌ای شکل یا سوزنی (ابعاد کمتر از ۲۵ میکرون) همراه با پیریت‌های اسفنجی (Py3) مشاهده می‌شود (شکل ۴-H).

اسفالریت: با ابعاد ۹۰ تا ۶۰۰ میکرون به صورت بی‌شکل مشاهده می‌شود که همراه با سولفیدهای دیگر نظیر پیریت و سولفیدهای

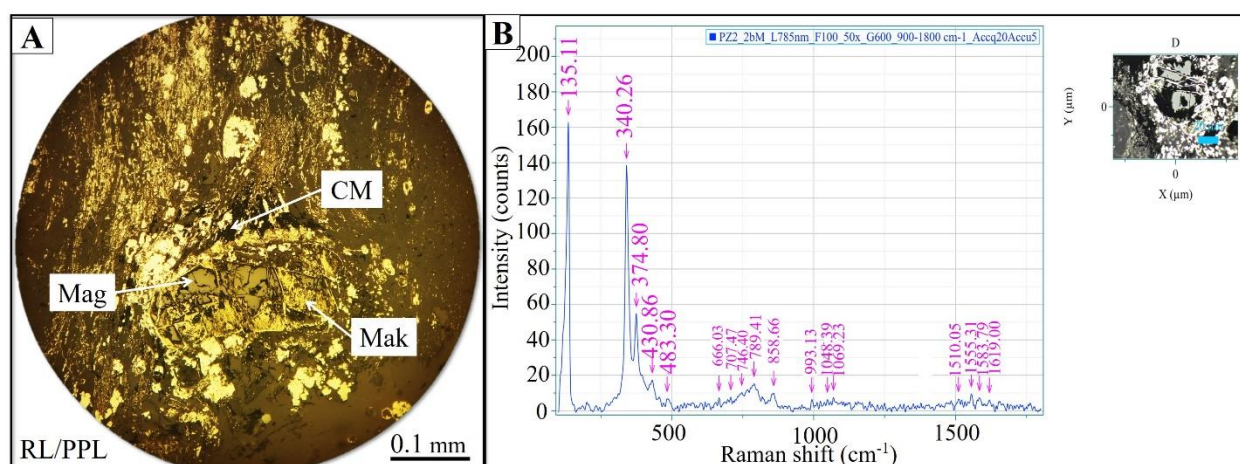


شکل ۴. تصویرهای میکروسکوپی (نور بازتابی عادی، PPL) و الکترونی روبشی از کانه‌های مختلف در کانسار زرشوران. A: تصویر BSE از پیریت فرامبوئیدال (Py0)، B: پیریت‌های افشان دانه‌ریز (Py1) همراه با پیریت‌های افشان دانه‌درشت (Py2)، C: پیریت اسفنجی (Py3)، D: پیریت گل کلمی (Py4)، E: پیریت رگه‌ای (Py5) همراه با پیریت فرامبوئیدال (Py0)، F: اورپیمنت، G: رآلگار با کوارتز، H: آرسنوپیریت همراه با پیریت اسفنجی، I: اسفالریت با دولومیت، J: هم‌رشدی مگنتیت با پیریت‌های افشان دانه‌درشت، K: ادخال‌های کالکوپیریت در پیریت اسفنجی و L: ادخال‌های پیروتیت در پیریت افشان دانه‌درشت. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Asp: آرسنوپیریت، Ccp: چالکوپیریت، Dol: دولومیت، Mag: مگنتیت، Orp: اورپیمنت، Po: پیروتیت، Py: پیریت، Qz: کوارتز، Rlg: رآلگار، Sp: اسفالریت).

Fig. 4. Photomicrographs (reflected polarized light, PPL) and BSE images of various minerals in the Zarshuran deposit. A: BSE images of framboidal pyrite (Py0), B: fine-grained disseminated pyrites (Py1) with coarse-grained disseminated pyrites (Py2), C: sponge or porous pyrite (Py3), D: colloform pyrite (Py4), E: vein-type pyrite (Py5) with framboidal pyrite (Py0), F: orpiment, G: realgar with quartz, H: arsenopyrite with porous pyrite, I: sphalerite with dolomite, J: intergrowth of magnetite with coarse-grained pyrite, K: chalcopyrite inclusions in porous pyrite, and L: pyrrhotite inclusions in coarse-grained disseminated pyrite. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Asp: Arsenopyrite, Ccp: Chalcopyrite, Dol: Dolomite, Mag: Magnetite, Orp: Orpiment, Po: Pyrrhotite, Py: Pyrite, Qz: Quartz, Rlg: Realgar, Sp: Sphalerite).

برای شناخت دقیق ماکیناویت از طیف رامان استفاده شد که قله‌های اصلی ماکیناویت در طیف‌های $135/11\text{ cm}^{-1}$ و $340/26\text{ cm}^{-1}$ مورد شناسایی قرار گرفت (شکل ۵-B).

ماکیناویت (Fe_9S_8): با شکل و ظاهر خورده شده، رنگ بازتابی زرد کم رنگ، ناهمسان‌گردی ضعیف در ابعاد متوسط ۲۰۰ میکرون، همراه با مواد آلی کربن‌دار، مگنتیت و پیریت تشخیص داده شد (شکل ۵-A).



شکل ۵. A: تصویر میکروسکوپی (نور بازتابی عادی، PPL) از ماکیناویت همراه با مواد آلی و مگنتیت در کانسار زرشوران و **B:** الگوی طیف‌سنجی لیزر رامان از ماکیناویت. علامت اختصاری کانی‌ها از ویتی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است **CM:** ماده آلی کربن‌دار، **Mak:** ماکیناویت، **Mag:** مگنتیت.

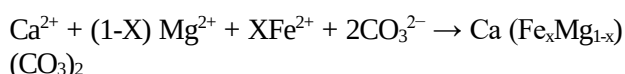
Fig. 5. A: Photomicrographs (reflected polarized light, PPL) of mackinawite with carbonaceous material and magnetite in the Zarshuran deposit, and **B:** Raman laser spectroscopy pattern from mackinawite. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (CM: Carbonaceous material, Mak: Mackinawite, Mag: Magnetite).

توالی هم‌بrazی

رسوبی با دمای کمتر از ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد از طریق انتقال فازهای نیمه پایدار مونوسولفید اولیه (FeS^0) نظیر ماکیناویت (Fe_9S_8) (شکل ۵) شکل گرفته‌اند.

(۲) مرحله دیاژنتیک: طی این مرحله با عمیق شدن حوضه رسوبی و فعل و انفعالات شیمیایی گسترده، آهن فرو (Fe^{2+}) با واحدهای کربناتی چالداغ واکنش داده و کربنات‌های آهن‌دار (نظیر دولومیت آهن‌دار، شکل ۶-C) طبق واکنش (۴) شکل گرفته‌اند. مواد آلی نیز در این مرحله وجود دارد (شکل ۷).

واکنش (۴):



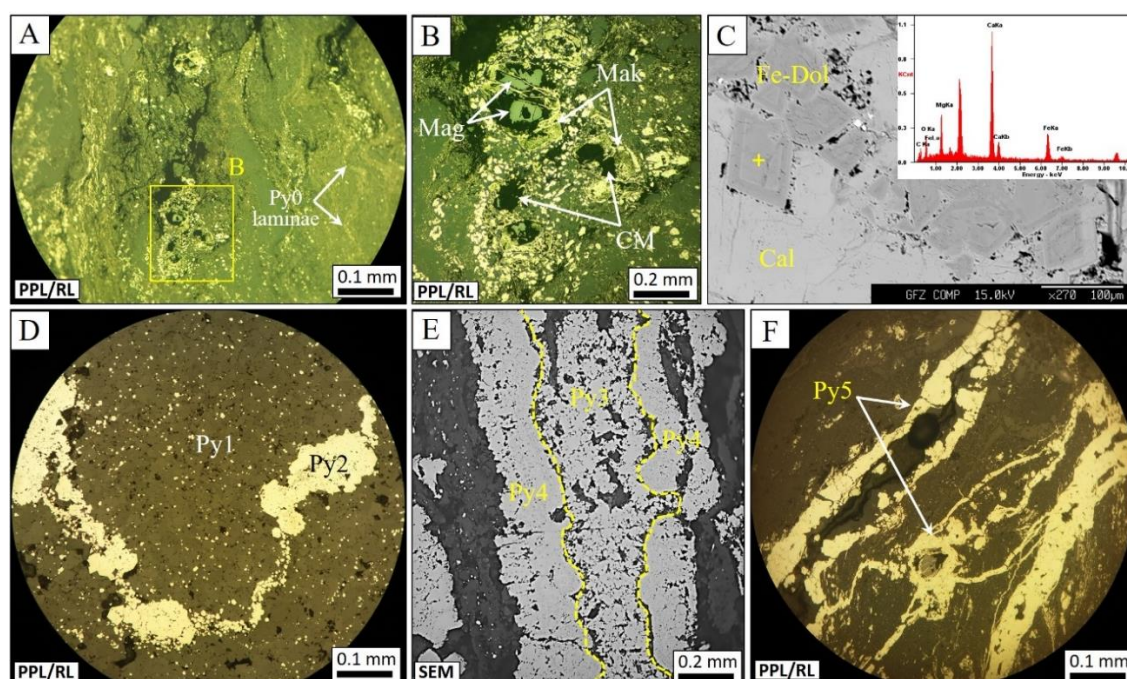
(۳) مرحله گرمایی: بر اساس روابط بافتی و معیارهای کانه‌زایی، مرحله

طبق شواهد صحرایی و آزمایشگاهی، مراحل تکوین کانه‌زایی و تشکیل کانسار زرشوران را می‌توان به چهار مرحله به شرح زیر معرفی کرد. تصویرهای کانه‌زایی مراحل مختلف به همراه توالی هم‌بrazی به ترتیب در شکل ۶ و شکل ۷ نمایش داده شده است:

(۱) مرحله هم‌زمان با رسوب‌گذاری: طی این مرحله پیریت‌های فرامبوئیدال (Py^0) هم‌راستا با ساختار لامینه‌ای سنگ میزبان اغلب به همراه ماکیناویت، مگنتیت و مواد آلی تشکیل شده‌اند (شکل ۶-A و B). بر اساس نتایج تجزیه ریز کاوالکترونی، طلا با محتوای ناچیز (متوسط ۰/۰۱ درصد وزنی) به صورت محلول جامد (Au^+) در شبکه پیریت‌های فرامبوئیدال تشکیل شده است. در این مرحله، پیریت‌های رسوبی تشکیل شده در اثر فعالیت باکتری‌های بی‌هوازی به طور مستقیم در حوضه

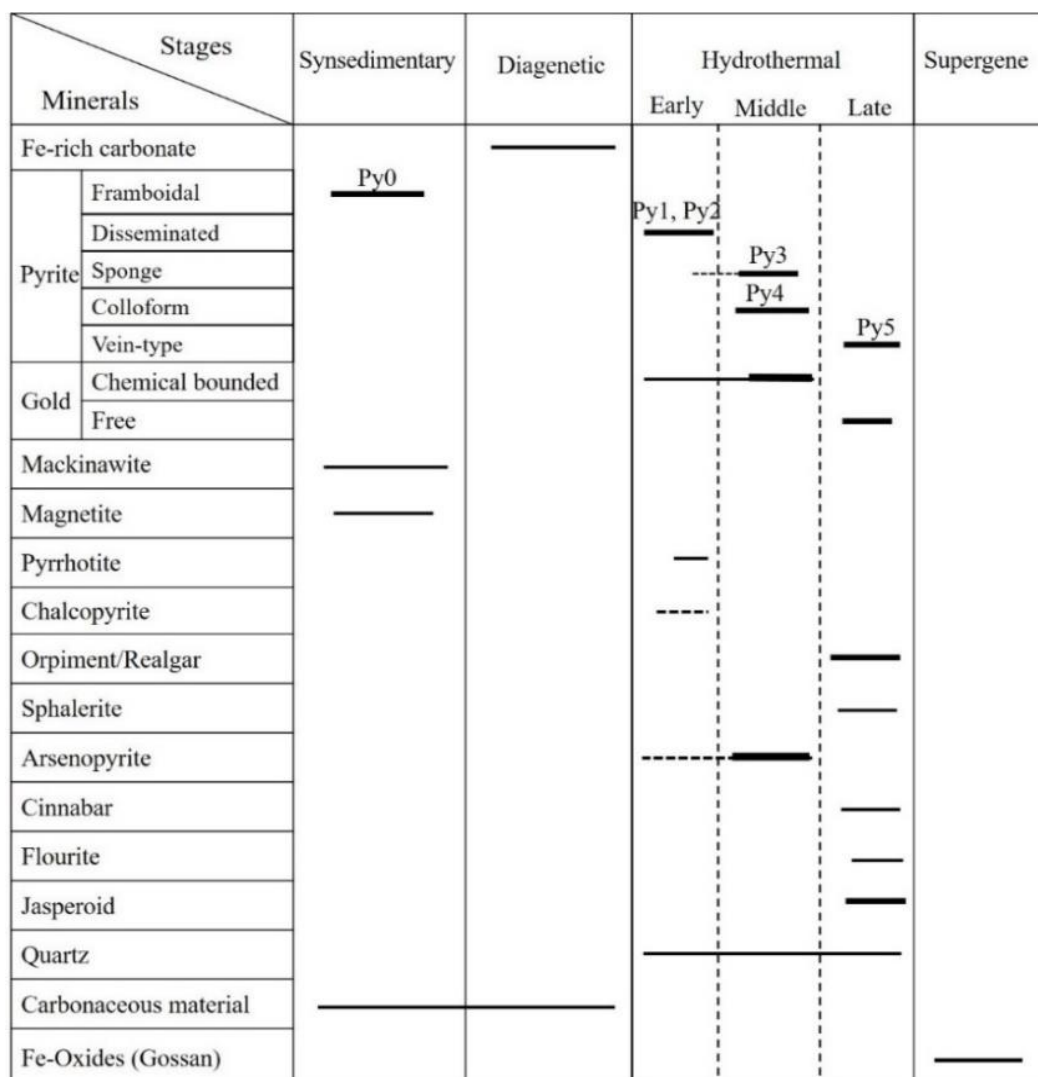
Au^+) در شبکه پیریت‌ها شده است (شکل ۷). در این مرحله پیریت‌های اسفنجی توسط پیریت‌های گل کلمی در بر گرفته شده‌اند (شکل ۶-۲).
ج) گرمایی تأخیری: این مرحله شامل کانه‌زایی پیریت‌های رگه‌ای (Py5) (شکل ۶-۳) همراه رگه‌های اورپیمنت-رآلگار، اسفالریت، سینابر، فلوریت و ژاسپروئید است. در این مرحله، نانوذرات طلای آزاد (Au^0) همراه با سولفیدهای آرسنیک و اسفالریت تشکیل شده است. همچنین ژاسپروئید، کوارتز و دولومیت به صورت رگه-رگچه‌ای و پرکننده فضای خالی در این مرحله ته‌نشین شده‌اند (شکل ۷).
د) مرحله سوپرژن: این مرحله شامل اکسید و هیدروکسیدهای آهن نظیر هماتیت و گوتیت بوده که پهنه گوسان نام دارد (شکل ۷).

گرمایی به سه مرحله زیر تقسیم می‌شود:
الف) گرمایی اولیه: کانی‌های غالب در این مرحله شامل پیریت‌های افشان (Py1 و Py2)، آرسنوپیریت، کالکوپیریت، پروتیت و کوارتز هستند (شکل ۷). طبق شواهد سنگ‌نگاری، پیریت‌های افشان دانه درشت از تجمع پیریت‌های افشان دانه ریز شکل گرفته‌اند (شکل ۶-۴).
ب) گرمایی میانی: این مرحله، اصلی‌ترین مرحله کانه‌زایی است و شامل کانه‌زایی پیریت‌های گل کلمی (Py4)، آرسنوپیریت، پیریت‌های اسفنجی (Py3) و کوارتز است. در مرحله گرمایی به دلیل حضور گونه‌های مختلف آرسنیک (As^- ، As^{2+} و As^{3+}) در سیال به عنوان عنصر جاذب طلا موجب تشکیل بخش عمده‌ای از Au به صورت‌های محلول جامد



شکل ۶. تصاویرهای میکروسکوپی (نور بازتابی عادی، PPL) و الکترونی روبشی از مراحل مختلف کانه‌زایی در کانسار زرشوران. A و B: لامینه‌های فرامبوئیدال پیریت (Py0) همراه گرهک‌های ماکیناویت، مگنتیت و ماده آلی، C: تصویر BSE از دولومیت‌های آهن‌دار همراه الگوی EDS، D: پیریت‌های افشان ریزبلور (Py1) که از تجمع آنها پیریت‌های افشان درشت‌بلور (Py2) شکل گرفته‌اند، E: تصویر BSE از پیریت‌های اسفنجی (Py3) که توسط پیریت‌های گل کلمی (Py4) در بر گرفته شده است و F: پیریت‌های رگه‌ای مرحله آخر (Py5). علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Cal: کلسیت، CM: کربن‌دار، Dol: دولومیت، Mak: ماکیناویت، Mag: مگنتیت).

Fig. 6. Photomicrographs (reflected polarized light, PPL) and BSE images of various mineral stages in the Zarshuran deposit. A and B: lamination of framboidal pyrite (Py0) associated with nodular mackinawite, magnetite, and carbonaceous material, C: BSE images of Fe-dolomite with EDS pattern, D: fine-grained disseminated pyrite (Py1) which from their aggregations the coarse-grained disseminated pyrite (Py2) were formed, E: BSE images from sponge pyrite (Py3) which enclosed by colloform pyrite (Py4), F: vein-type late stage pyrite (Py5). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Cal: Calcite, CM: Carbonaceous material, Dol: Dolomite, Mak: Mackinawite, Mag: Magnetite).



شکل ۷. توالی هم‌پزایی کانسار طلای زرشوران. ضخامت خطوط، نشان‌دهنده فراوانی کانی‌ها در هر مرحله است.

Fig. 7. Paragenetic sequence of minerals in the Zarshuran gold deposit. The thickness of the lines indicates the abundance of minerals in each stage.

بحث

عوامل مؤثر در ته‌نشست طلا

کلنه‌های سولفید آرسنیک و پیریت آرسنیک‌دار گزارش شده‌اند (Bagby and Berger, 1985). فرض می‌شود که کانه‌زایی دانه‌پراکنده اولیه طلا در پاسخ به سولفیدی‌شدن آهن احیایی (Fe^{2+}) در پیریت رخ می‌دهد. بررسی‌های تجربی، سولفور را به عنوان یک لیگاند کمپلکس طلا مشخص می‌کند (Shenberger and Barnes, 1989) و تجزیه ترکیب گازهای سیالات در گیر حضور لیگاند H_2S را در محلول‌های طلا‌دار تأیید کرده‌اند (Hofstra et al., 1991). ته‌نشست طلا از چنین

پیریت مهم‌ترین کانی میزبان طلا در کانسارهای طلا با میزان رسوبی است (Deditius et al., 2014) و طی تعامل سیالات گرمایی حاوی H_2S با واحدهای آهن‌دار نظیر کربنات‌های آهن‌دار در سنگ میزبان شکل می‌گیرد. ذخایر طلای افشان با سنگ میزبان رسوبی، از نظر اقتصادی دارای اهمیت بالایی هستند و به عنوان ذخایر طلای نامرئی در ساختمان

مقایسه عملکرد فرایندهای سولفیداسیون و پیریتی‌شدن در کانسار زرشوران

اطلاعات مربوط به رابطه بین پیریت و طلا در کانسار زرشوران را می‌توان از محتوای آهن و سولفور نمونه‌های سنگ کل به دست آورد (جدول ۳). در این مقایسه، محتوای Fe و S نسبت به محتوای Al نرمال شده‌اند (Hofstra and Cline, 2000). در شکل ۹، نمودار Fe/Al در مقابل S/Al برای نمونه‌های عیار بالای طلا (بیش از ۱ گرم در تن) و برای نمونه‌های عیار پایین طلا (کمتر از ۱ گرم در تن) نشان داده شده است. چنان که مشاهده می‌شود، افزایش عیار طلا (مثلث‌های قرمز) در این کانسار بیش از آنکه با افزایش میزان پیریت یا دگرسانی پیریتی‌شدن (دایره‌های زرد) همراه باشد، با افزایش محتوای سولفور یا فرایند سولفیداسیون منطبق است. (شکل ۹). این بدین معنی است که احتمال حضور طلا در این کانسار همراه سایر سولفیدها (نظیر سولفیدهای آرسنیک-جیوه-آنتیموان در رگه‌های تأخیری) می‌تواند اهمیت بیشتری نسبت به وجود پیریت‌های مختلف داشته باشد. بنابراین، به نظر می‌رسد در کانسار زرشوران فرایند سولفیداسیون در افزایش عیار ذخیره و رخداد کانه‌زایی نقش مؤثری داشته است. از این نظر، یکی از اختلاف‌های اصلی کانسار زرشوران با دیگر ذخایر طلای نوع کارلین همین موضوع است که موجب می‌شود کانسار زرشوران ویژگی‌های اصلی ذخایر کارلین را نشان ندهد.

محاسبه درجه سولفیداسیون

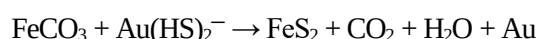
کنترل و همکاران (Kettler et al., 1990) درجه سولفیداسیون را توسط معادله DOS به صورت زیر تعریف کرده‌اند:

$$DOS = (S \text{ wt.}\%) / 1.15 * (Fe \text{ wt.}\%)$$

در معادله DOS، ضریب ۱/۱۵ با نسبت جرم Fe/S در پیریت برابر است؛ بنابراین محتوای گوگرد به اندازه‌ای باشد که بتواند همه آهن موجود در سنگ را به پیریت تبدیل کند. مقادیر آهن و سولفور سنگ کل به طور معرف از گمانه UU-38 در کانسار زرشوران در جدول ۳ آورده شده است. شکل ۱۰-A ارتباط میان محتوای طلا با درجه سولفیداسیون کانسار زرشوران را نشان می‌دهد. چنان که در این شکل مشاهده می‌شود

محلول‌هایی می‌تواند تحت تأثیر فرایندهایی نظیر اکسایش سیال (Shenberger and Barnes, 1989)، جوشش (به احتمال با ته‌نشست هم‌زمان سولفیدهای فلزهای پایه) یا سولفیداسیون آهن احیا (Hofstra et al., 1991)، قرار گیرد که فعالیت گونه‌های سولفوری را کاهش می‌دهند. اهمیت سولفیداسیون در ته‌نشینی Au به واکنش‌پذیری یون Fe^{2+} سنگ میزبان و H_2S سیال گرمایی وابسته است. برخی پژوهشگران شکل‌گیری دولومیت آهن‌دار را به فرایندهای اپی‌ژنتیک یا تدفین با دماهای نزدیک به ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد نسبت داده‌اند (Wong and Oldershaw, 1981). همچنین، دولومیت‌های آهن‌دار در سطوح نزدیک به سطح تشکیل شده و تا اعماق به شکل‌گیری خود ادامه می‌دهند (Dickson and Coleman, 1980). سولفیداسیون زمانی رخ می‌دهد که سیال گرمایی غنی از سولفید با سنگ میزبان آهن‌دار واکنش داده و کانه‌های پیریت، مارکاسیت یا پیروتیت را تشکیل دهد (Kettler et al., 1990). نهشت سولفیدهای آهن باعث کاهش فعالیت سولفیدهای محلول و ناپایداری کمپلکس‌های پی‌سولفیدی در سیال گرمایی شده و در نهایت سبب ته‌نشست طلا طبق واکنش ۵ می‌شود.

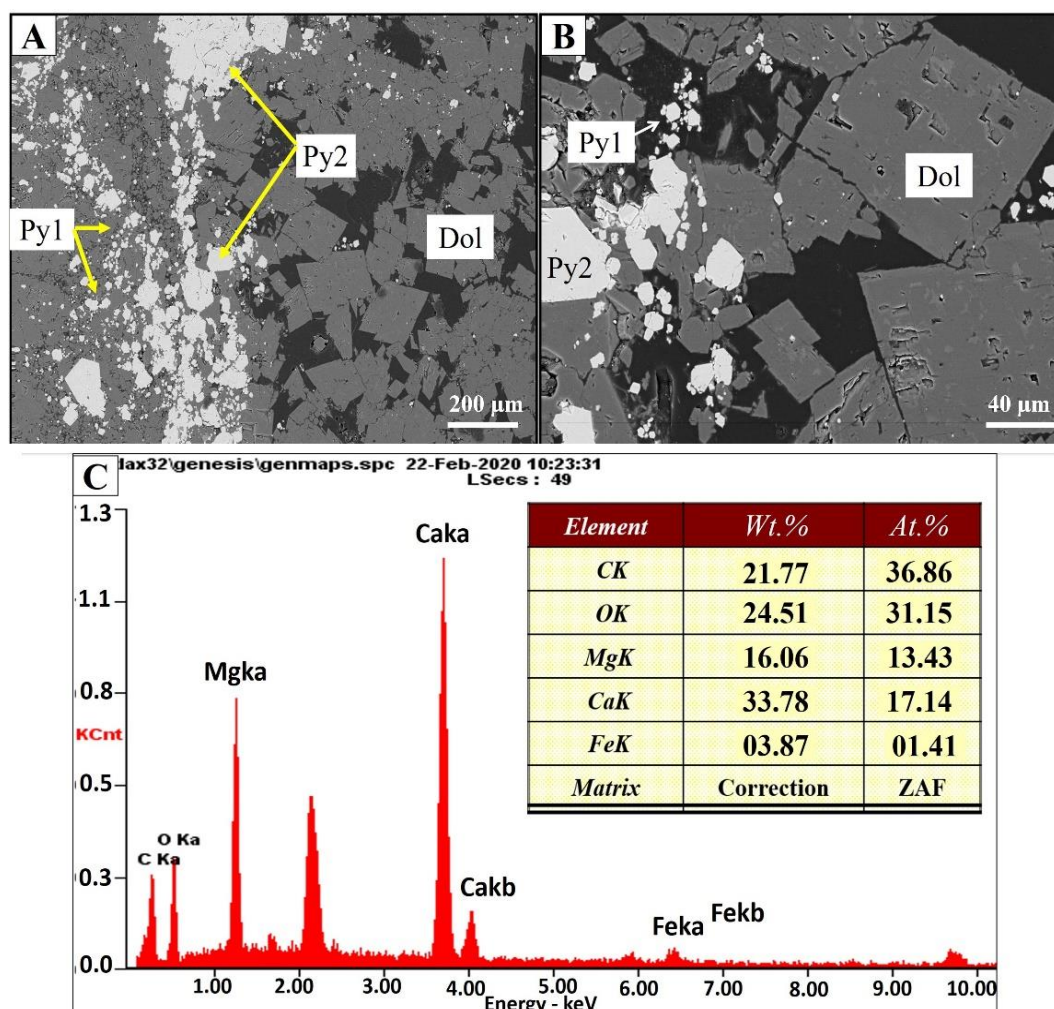
واکنش (۵):



بررسی‌های کانی‌شناسی و فراوانی عناصر آهن و گوگرد در کلیه سنگ‌های کانسار زرشوران نشان می‌دهد که کانه‌زایی فلزهای گران‌بها با سولفیداسیون همراه بوده است. کربنات‌های آهن‌دار محصولات رایج دیاژنز در رسوبات غنی از مواد آلی هستند؛ اما وقوع آنها به اختلاط جانبی محیط‌های دیاژنتیکی کربناتی غنی از کربن و متان نیاز دارد (Maynard, 1982). با توجه به این موضوع، احتمال بالایی وجود دارد که پیریت‌های افشان (Py1 و Py2) در کانسار زرشوران توسط سولفیداسیون کربنات‌های آهن‌دار شکل گرفته باشند (شکل ۸-A و B). به طور کلی، در کانسار زرشوران، سنگ‌های رسوبی حاوی کانه‌زایی، دارای آهن بیشتری نسبت به سنگ‌های رسوبی بدون کانه‌زایی هستند و الگوهای آشکار ساز EDS انجام شده بر روی نمونه‌های کانه‌زایی نشان می‌دهد که دولومیت‌های موجود در این منطقه دارای محتوایی از آهن (تا ۱/۵ درصد وزنی) هستند (شکل ۸-C).

زرشوران، مقادیر بالای طلای آزاد (Au^0) همراه با رگه‌های تأخیری اورپیمت-رآلگار و اسفالریت گل کلمی گزارش شده است (Daliran et al., 2018). این شواهد نشان می‌دهد که در کانسار زرشوران، سولفیداسیون سنگ‌های میزبان نقش اصلی در کانه‌زایی طلا دارد. در این میان، پیریت‌های گل کلمی (Py4) مرتبط با مرحله گرمایی اصلی، بیشترین محتوای طلا (بیشینه ۰/۰۶ گرم در تن) را دارند (شکل ۱۰-B).

همبستگی معناداری بین محتوای طلا و درجه سولفیداسیون وجود دارد و با افزایش مقدار DOS ($\text{DOS} > 1$)، عیار طلا نیز افزایش می‌یابد. چنان که در شکل ۹ نیز مشاهده شد، سولفور به محیط اضافه شده و فرایند سولفیداسیون رخ داده است. به همین دلیل، پیریت‌های کانسار زرشوران اغلب از محتوای طلای بالایی برخوردار نیستند و طلا همراه آرسنیک به صورت محلول جامد (Au^+) در شبکه پیریت وارد شده است. در کانسار



شکل ۸. A و B: تصاویرهای میکروسکوپ الکترونی روبشی از دولومیت‌های آهن‌دار همراه با پیریت‌های افشان دانه‌ریز (Py1) و دانه‌درشت (Py2) در کانسار طلای زرشوران و C: الگوی آشکارساز EDS از دولومیت‌های کانسار زرشوران که محتوای آهن تا ۴ درصد وزنی را در ترکیب آنها نشان می‌دهد. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Dol: دولومیت، Py: پیریت).

Fig. 8. A and B: BSE images of Fe-dolomites with fine-grained pyrite (Py1) and coarse-grained pyrite (Py2) in Zarshuran gold deposit, and C: EDS pattern of dolomites shows Fe content about 4 wt.% in their composition. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Dol: Dolomite, Py: Pyrite).

جدول ۳. داده‌های سنگ کل معرف از گمانه UU-38 (موقعیت در شکل ۱) در کانسار زرشوران. غلظت‌ها بر حسب ppm است.

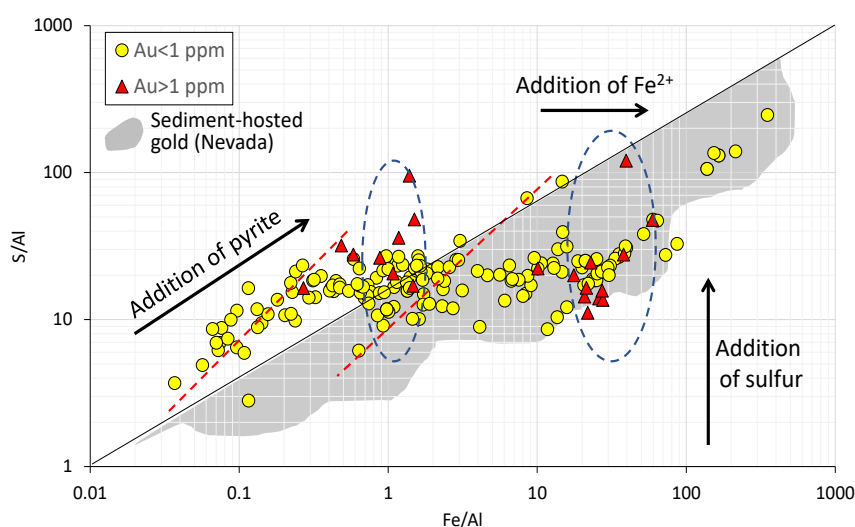
Table 3. Representative whole rock data from UU-38 drill hole (location in Fig. 1) in Zarshuran deposit. Based on ppm.

no	Elements				no.	Elements				no.	Elements			
.	Fe	Al	S	Au		Fe	Al	S	Au		Fe	Al	S	Au
1	19701	1181	1290	0.078	38	30872	2057	17176	0.005	75	13302	986	5966	0.489
2	23382	1207	1693	0.217	39	14555	1334	208	0.008	76	11230	504	322	0.971
3	17796	1262	871	0.037	40	30385	2223	400	0.005	77	6845	247	144	1.534
4	16236	843	703	0.051	41	19779	3329	360	0.005	78	3687	179	193	1.097
5	24064	1541	664	0.046	42	22265	4528	256	0.009	79	3942	231	148	0.764
6	22045	851	821	0.051	43	16460	1853	246	0.027	80	6300	131	196	1.621
7	16857	1781	252	0.112	44	21720	1537	451	0.011	81	3063	171	227	0.775
8	23436	2667	203	0.108	45	17201	1746	414	0.011	82	4442	266	181	0.936
9	29793	8053	297	0.13	46	20434	1736	229	0.026	83	9837	308	149	1.385
10	22432	3229	239	0.142	47	53343	3306	7695	0.146	84	16125	169	234	2.016
11	16028	2158	181	0.104	48	8505	776	173	0.022	85	2209	116	249	0.177
12	16038	2589	187	0.144	49	8577	502	213	0.031	86	3205	141	362	0.168
13	14252	2197	211	0.148	50	17160	635	1005	0.005	87	9024	250	294	1.287
14	20642	2965	208	0.218	51	21401	1230	581	0.044	88	9271	352	309	1.455
15	21228	1980	401	0.077	52	9589	443	408	0.049	89	7538	341	340	0.955
16	24760	1606	364	0.052	53	11640	1148	1667	0.087	90	3520	165	273	0.399
17	31538	1348	8752	0.015	54	12479	516	581	0.062	91	8919	333	391	0.67
18	20971	1280	529	0.005	55	23126	586	8671	0.005	92	2374	102	167	0.123
19	26011	2911	11967	0.261	56	11771	488	6219	0.011	93	3967	170	264	0.141
20	63118	2782	55669	0.075	57	12408	496	9303	0.013	94	1307	102	193	0.063
21	18269	736	872	0.013	58	8394	360	417	0.013	95	2203	140	188	0.078
22	7053	356	126	0.005	59	9685	358	347	0.012	96	48649	357	54760	0.017
23	9719	546	121	0.005	60	12941	783	370	0.032	97	1947	182	154	0.155
24	14238	1236	119	0.011	61	9143	603	525	0.413	98	2970	253	247	0.321
25	14879	699	167	0.013	62	4387	217	1216	0.118	99	25300	291	4273	0.02
26	8641	468	146	0.022	63	10286	656	356	0.195	100	26317	392	3348	0.011
27	7582	832	769	0.026	64	7421	608	662	0.067	101	2425	188	139	0.203
28	10243	596	434	0.03	65	5562	253	461	0.023	102	4884	279	173	0.398
29	7639	417	186	0.005	66	23179	958	10183	0.067	103	2388	193	444	0.196
30	6023	233	136	0.005	67	15035	635	794	0.134	104	2939	246	668	0.276
31	8757	469	149	0.018	68	12301	718	6520	0.036	105	1621	263	167	0.148
32	25303	2929	194	0.226	69	10578	532	4595	0.031	106	2874	175	243	0.232
33	9358	659	214	0.041	70	13781	687	3182	0.082	107	12711	404	6379	0.451
34	15926	1030	783	0.024	71	8166	366	3688	0.07	108	6181	235	2243	0.126
35	9576	948	1530	0.058	72	14160	661	2622	0.079	109	7687	452	11718	2.171
36	20021	2003	176	0.054	73	4374	234	1761	0.074	110	5715	410	8494	1.97
37	18072	1103	127	0.013	74	4094	223	1490	0.103	111	6515	453	9674	1.472

ادامه جدول ۳. داده‌های سنگ کل معرف از گمانه UU-38 (موقعیت در شکل ۱) در کانسار زرشوران. غلظت‌ها بر حسب ppm است.

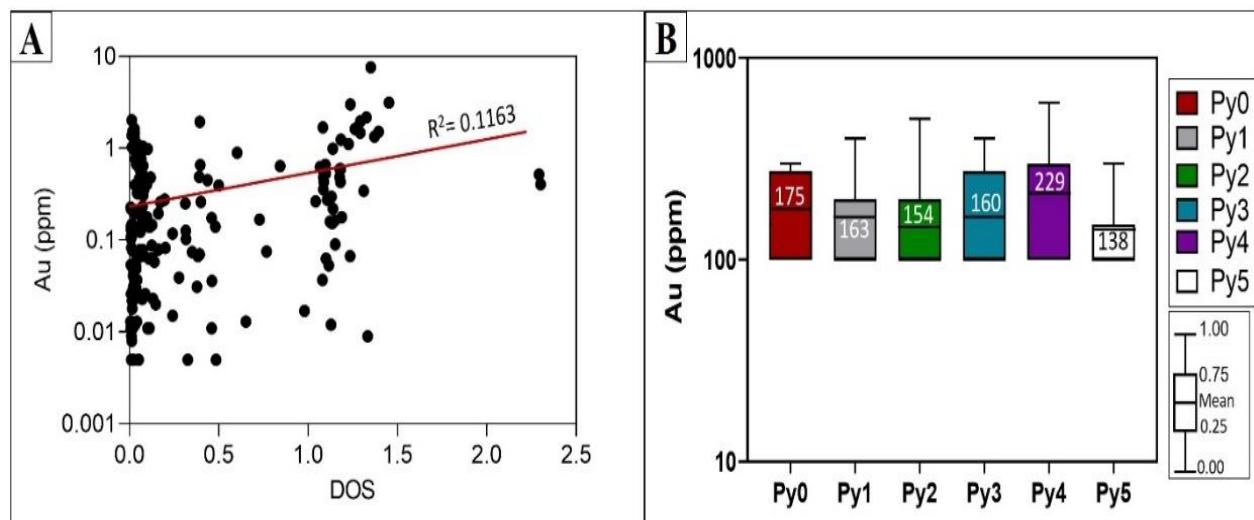
Table 3 (Continued). Representative whole rock data from UU-38 drill hole (location in Fig. 1) in Zarshuran deposit. Based on ppm.

no.	Elements				no.	Elements				no.	Elements			
	Fe	Al	S	Au		Fe	Al	S	Au		Fe	Al	S	Au
112	12841	861	1489	0.011	124	10551	350	4812	0.656	136	1397	162	1898	0.594
113	3855	210	500	0.139	125	8291	385	597	0.44	137	3884	141	10236	0.519
114	7899	542	394	0.325	126	4014	179	269	0.588	138	6031	184	15957	0.406
115	8310	402	731	0.309	127	1355	107	184	0.479	139	4548	227	6189	1.243
116	8782	575	374	0.745	128	31910	666	39791	0.484	140	6809	432	9881	1.618
117	13720	615	6203	1.94	129	4801	312	293	0.192	141	25629	1049	39802	7.61
118	9773	542	617	0.467	130	4386	172	490	0.406	142	30225	1089	42971	3.008
119	11463	607	4127	0.251	131	7914	701	706	0.508	143	69225	574	97574	1.112
120	13646	583	155	0.083	132	8269	326	521	0.871	144	13146	798	21954	3.144
121	2558	909	105	0.026	133	5039	221	476	0.355	145	4823	354	7730	1.517
122	7666	467	126	1.031	134	12712	492	12327	0.641	146	5264	472	8296	1.341
123	5615	356	144	0.023	135	33429	701	41624	1.685	147	2141	206	2801	0.991



شکل ۹. نمودار دوتایی S/Al در مقابل Fe/Al به منظور مقایسه فرایندهای سولفیداسیون و پیریتی شدن در نمونه‌های سنگ کل گمانه UU-38 از کانسار زرشوران و مقایسه آن با داده‌های به دست آمده از ذخایر طلا با میزان رسوبی در نوادا (امریکا) (Ye et al., 2003). چنان‌که مشاهده می‌شود، افزایش عیار طلا (مثلث قرمز) منطبق با افزایش سولفور (فرایند سولفیداسیون) در محیط است و اضافه شدن پیریت به محیط (پیریتی شدن) عیارهای پایین‌تری از طلا (کمتر از ۱ گرم در تن) را موجب می‌شود. در این نمودار، Fe و S نسبت به Al نرمال شده‌اند. نمودار پایه از کسler و همکاران (Kesler et al., 2003) اقتباس شده است.

Fig. 9. Binary diagram of S/Al vs. Fe/Al to compare the processes of sulfidation and pyritization in UU-38 drill hole of the whole rock samples from Zarshuran deposit and comparison with data from the sediment-hosted gold deposit in Nevada (America) (Ye et al., 2003). Based on, the increase of gold grade (red triangle) corresponds to the increase in sulfur (sulfidation process) in the environment, and the addition of pyrite to the environment (pyritization) causes lower grades of gold (< 1 ppm). Note: Fe and S are normalized to Al. The base diagram from Kesler et al (2003).



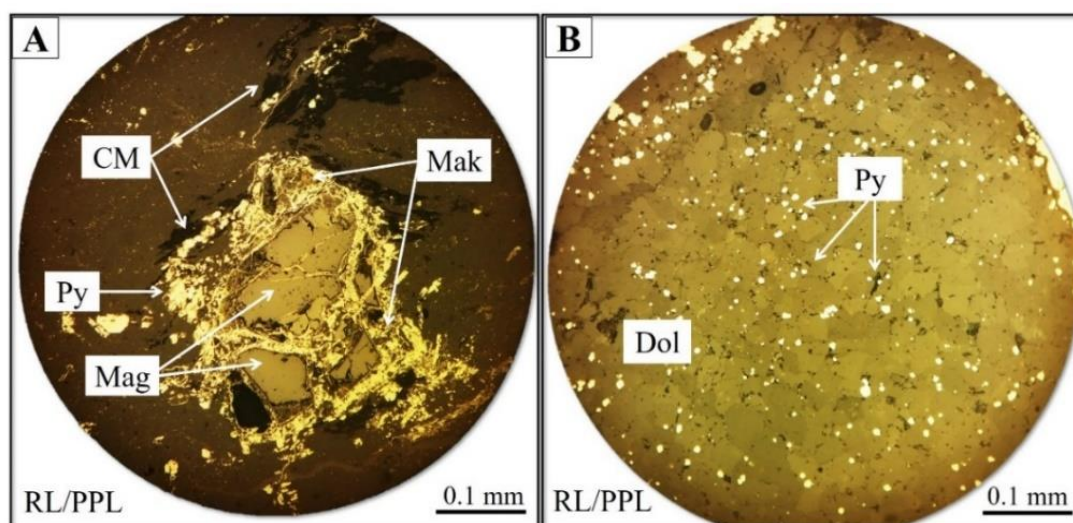
شکل ۱۰. A: نمودار دوتایی بین محتوای طلا و درجه سولفیداسیون یا DOS در نمونه‌های سنگ کل کانسار زرشوران و B: نمودار جعبه‌ای تغییرات عیار طلا در انواع مختلف پیریت توسط روش تجزیه نقطه‌ای

Fig. 10. A: Binary diagram between gold content and degree of sulfidation (DOS) in whole rock samples of Zarshuran deposit, and B: Box diagram of gold grade changes in different pyrite types by microprobe analysis

می‌شود. آهن واکنش‌پذیر در اکسیدهای آهن، هیدروکسیدهای آهن، رس و به ویژه کربنات‌های غنی از آهن (نظیر آنکرایت، سیدریت و دولومیت آهن‌دار) وجود دارد (Hofstra et al., 1991). کربنات‌زدایی یا سولفیداسیون سنگ میزبان (سولفیدزدایی سیال) یکی از مهم‌ترین فرایندهای اصلی شکل‌گیری کانسنگ در ذخایر طلا با میزبان رسوبی است. پیریت می‌تواند به طور مستقیم از طریق انتقال فازهای نیمه پایدار مونوسولفید آهن (نظیر FeS آمورف، ماکیناویت و پیروتیت) توسط فرایندهای مختلف (نظیر خروج H_2S و از دست دادن آهن)، شکل گیرد (شکل ۱۱-A). در مقابل، پیریت حاصل از جانشینی کربنات‌ها می‌تواند به طور مستقیم بر روی سطح کانی جانشین شده بدون حضور فازهای نیمه پایدار اولیه تشکیل شود (Qian et al., 2010) (شکل ۱۱-B). طبق این بررسی‌ها، در نتیجه تجزیه ترکیب‌های اکسیژن‌دار (نظیر مگنتیت) مقادیری آهن دوظرفیتی در محیط آزاد شده و با توجه به احیای مواد آلی در محیط و آزاد شدن S^{2-} و H_2S از این فرایند، به سرعت آهن با گوگرد محیط وارد واکنش شده و اولین فراورده‌های سولفیدی آهن‌دار آمورف نظیر ماکیناویت (Fe_9S_8) ایجاد می‌شود (شکل ۱۱-A).

دیاژنز سامانه Fe-C-S و تشکیل ذخیره

کربنات آهن‌دار می‌تواند یکی از محصولات دیاژنز در سنگ‌های رسوبی کربن‌دار باشد (Berner, 1981). کربنات آهن‌دار دیاژنتیکی در سه منطقه شکل می‌گیرد: ۱) محیط‌های حاوی متان که در آن سولفات آبگین تخلیه می‌شود، ۲) در محیط‌های اکسیده به وسیله اکسایش یا کربوکسیل‌زدایی حرارتی ماده آلی و ۳) محیط‌های آتشفشانی که در آن CO_2 از یک ماگمای سازنده به دریاچه‌های دهانه آتشفشان وارد می‌شود (Giggenbach, 1990). ماده آلی نیز یک مخزن برای سولفور گرمایی است و می‌تواند یک کنترل بر روی ته‌نشست Au را اعمال کند (Kettler et al., 1990)؛ اما فراوانی بالای Fe در محیط باعث می‌شود که ماده آلی به صورت یک مخزن مهم برای H_2S عمل کند. ظرفیت محیط برای مصرف H_2S ، ناپایداری کمپلکس‌های $Au(HS)_2^-$ و ته‌نشست Au توسط مقدار Fe غیرسولفیدی موجود در سنگ کنترل می‌شود. تعامل سیال گرمایی غنی از H_2S با آهن واکنش‌پذیر که از سنگ میزبان (Cail and Cline, 2001) یا سیال گرمایی اضافه شده (Kesler et al., 2003) منشأ می‌گیرد، به تشکیل پیریت غنی از Au و As منجر



شکل ۱۱. تصویرهای میکروسکوپی (نور بازتابی عادی، PPL) از شکل‌گیری پیریت‌ها در کانسار زرشوران. A: تشکیل پیریت از طریق انتقال فازهای مونوسولفید آهن نظیر ماکیناویت و B: تشکیل پیریت‌های افشان دانه‌ریز در میان دولومیت‌های آهن‌دار بدون حضور مونوسولفیدهای آهن. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (CM: مواد آلی کربن‌دار، Dol: دولومیت، Mak: ماکیناویت، Py: پیریت، Mag: مگنتیت).

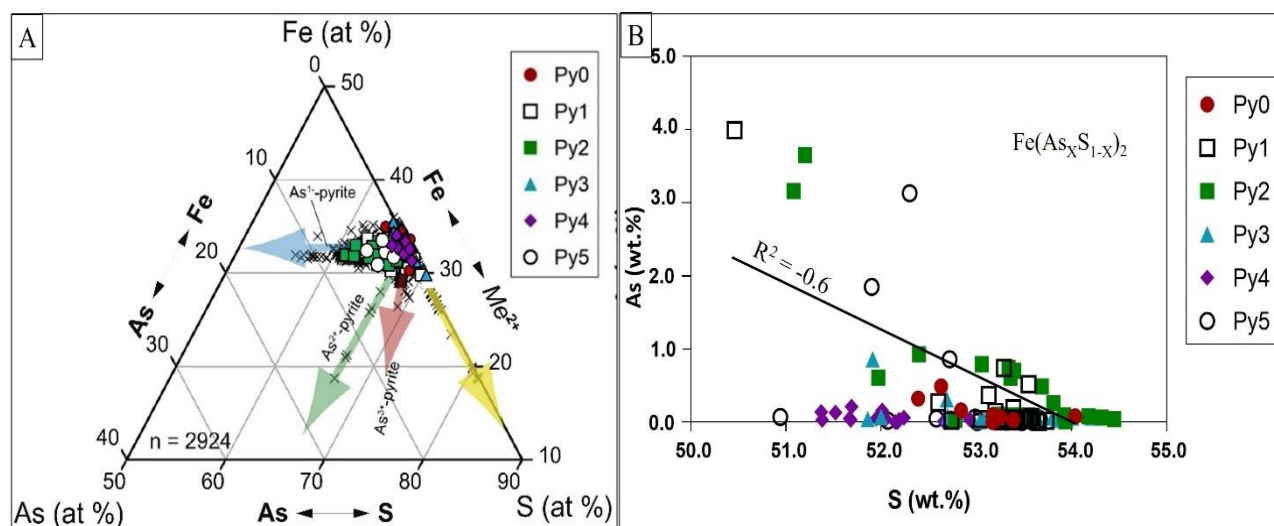
Fig. 11. Photomicrographs (reflected polarized light, PPL) of pyrite formation in the Zarshuran deposit. A: Pyrite formation through conversion of Fe-monosulfide phases such as Mackinawite, and B: The formation of fine-grained disseminated pyrite in Fe-rich dolomites without Fe-monosulfides. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (CM: Carbonaceous materials, Dol: Dolomite, Mak: Mackinawite, Py: Pyrite, Mag: Magnetite).

می‌شود و در نتیجه به صورت As^- است که گونه‌های As رایج در پیریت‌های کانسارهای طلا با میزان رسوبی هستند (Simon et al., 2005; Reich et al., 1999). سایر گونه‌های اکسیده مانند As^{2+} یا As^{3+} باید جانشین آهن شوند. این مشاهده با یافته‌های موجود در پیریت‌های آرسنیک‌دار طبیعی و آزمایشگاهی مطابقت دارد (Deditius et al., 2014). در طبیعت، رخداد گونه‌های مختلف As در پیریت گرمایی را می‌توان به تغییرات فوگاسیته اکسیژن نسبت داد. تحت شرایط اکسیدی، اغلب برای سامانه‌های سولفیداسیون بالا، کاتیون As^{2+} ، As^{3+} گونه غالب در پیریت آرسنیک‌دار است (Qian et al., 2010; Deditius et al., 2014)؛ در حالی که جایگزینی آنیون As^- در محیط‌های احیایی اغلب شبیه کانسارهای طلا با میزان رسوبی است. رفتار مشابه اتصال As به پیریت در طول جانشینی آزمایشگاهی کربنات و پیریت از ذخایر طلا با میزان رسوبی، این ایده کلی را تأیید می‌کند که پیریت آرسنیک‌دار مرحله کانه‌زایی از جانشینی کربنات‌های آهن‌دار

پیریت مرحله کانه‌زایی در ذخایر طلا با میزان رسوبی، دارای غلظت بالایی از آرسنیک است (بیشینه تا ۱۹ درصد وزنی) که رخداد طلا را کنترل می‌کند (Deditius et al., 2014). آرسنیک در پیریت می‌تواند در حالت‌های مختلف اکسایش رخ دهد که متناظر با جایگاه‌های مختلف بلورشناسی در شبکه و سازوکارهای مختلف جانشینی است: جانشینی As^- برای S^{2-} در شرایط احیایی و اغلب در ذخایر طلا با میزان رسوبی یافت می‌شود؛ در حالی که کاتیون‌های As^{2+} ، As^{3+} ، As^{5+} جانشین Fe^{2+} در شرایط اکسایش می‌شود (Reich et al., 2005). بر این اساس، طبق نمودار سه‌تایی Fe-As-S بر حسب درصد اتمی (شکل ۱۲-۱۱)، آرسنیک در ترکیب پیریت‌های مختلف کانسار زرشوران منطبق با آنیون As^- یا شرایط احیایی است. همچنین، نمودار دوتایی آرسنیک در مقابل گوگرد (شکل ۱۲-۱۱) نشان می‌دهد که غلظت As در پیریت‌های شکل گرفته، به شدت با کاهش غلظت گوگرد مرتبط است. از این همبستگی می‌توان نتیجه گرفت که As جایگزین S در ساختار پیریت

می‌شود گونه‌های As^{3+} به صورت $As^{3+}(OH)_3$ یا به صورت کمپلکس‌های سه ظرفیتی در حضور H_2S و pH پایین به As^- تبدیل شده و در ساختمان پیریت جانشین شوند.

موجود در سنگ‌های میزان رسوبی به دست می‌آید. تشکیل پیریت آرسنیک‌دار (هم‌زمان با غنی‌سازی Au) در محیط‌های کم دما اغلب مرتبط با فرایندهای سطحی است (Qian et al., 2010) که موجب

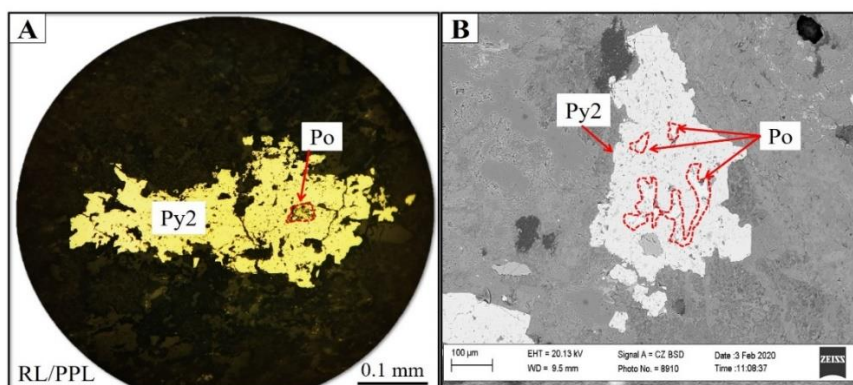


شکل ۱۲. A: نمودار سه‌تایی Fe-As-S (Deditius et al., 2014) که در آن روند پراکندگی پیریت‌های کانسار زرشوران (در راستای آرسنیک احیا) را در مقایسه با دیگر پیریت‌های ذخایر کارلین (علامت ضربدر) نشان می‌دهد (فلش زرد رنگ جانشینی فلزهای دوظرفیتی در آهن را نشان می‌دهد) و B: همبستگی منفی بین عناصر As و S در پیریت‌های مختلف کانسار زرشوران را نشان می‌دهد که ترکیب پیریت به صورت $Fe(As_xS_{1-x})_2$ بوده که در آن As^- جانشین گوگرد شده است.

Fig. 12. A: Fe-As-S ternary diagram (Deditius et al., 2014) from distribution of various pyrites of the Zarshuran deposit (reduced As^- species) compared to other pyrites of Carlin deposits (cross sign) (yellow arrow shows divalent metals Me^{2+} for Fe), and B: The negative correlation between As and S elements in different pyrites of the Zarshuran deposit indicates that the pyrite composition is $Fe(As_xS_{1-x})_2$ in which As^- is substituted in sulfur.

می‌شود. در مورد جانشینی کربنات آهن‌دار، آزادسازی محلی Fe در هنگام انحلال کربنات (و علاوه بر آن ته‌نشینی سولفیدهای تأخیری) به شرایط دور از تعادل منجر می‌شود که در آن پیرویت ممکن است به عنوان فاز نیمه پایدار تشکیل شود. با افزایش زمان واکنش، سامانه متعادل می‌شود و پیریت به صورت فاز پایدار سولفید شکل می‌گیرد. با این وجود، تبدیل پیرویت به پیریت، پیچیده است و بقایای پیرویت می‌تواند به صورت اذخال‌هایی در پیریت مشاهده شود که ویژگی آن بافت‌های رورشدی و درهم‌رشدی است (شکل ۱۳-A و B).

طبق پژوهش‌های چیان و همکاران (Qian et al., 2010) تشکیل فازهای سولفیدی را می‌توان با دو اثر مختلف توضیح داد: ۱) تکامل ترکیبی سامانه تحت شرایط تعادلی یا ۲) تشکیل پیرویت نیمه پایدار در شرایط عدم تعادل. در حالت اول، فازهای کانیاپی مختلف (نظیر پیریت، پیرویت و مگنتیت) به طور مستقیم از پایداری ترمودینامیکی فازهای آهن‌دار در فوگاسیته پایین اکسیژن و کاهش فوگاسیته H_2S ناشی می‌شوند. در حالت دوم، پیریت اغلب از فاز سولفیدی اولیه از طریق مسیرهای مختلفی نظیر پلی‌سولفید شدن، از دست دادن آهن یا فرایند سولفیداسیون تشکیل



شکل ۱۳. A: تصویر میکروسکوپ (نور بازتابی عادی، PPL) از پیریت درشت بلور (Py2) و B: تصویر میکروسکوپ الکترونی روبشی از ادخال پیروتیت در پیریت‌های افشان دانه‌درشت (Py2) کانسار زرشوران. علامت اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Po: پیروتیت، Py: پیریت).

Fig. 13. A: Photomicrographs (reflected polarized light, PPL) of the coarse-grain pyrite, and B: BSE images of pyrrhotite inclusions in coarse-grained disseminated pyrite (Py2) of the Zarshuran deposit. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Po: Pyrrhotite, Py: Pyrite).

نتیجه‌گیری

اسفالریت گل کلمی گویای نقش مهم رخداد فرایند سولفیداسیون سنگ میزبان در کانه‌زایی طلاست. همچنین، وجود همبستگی عیار طلا و درجه سولفیداسیون بیانگر آن است که فرایند سولفیداسیون، مهم‌ترین سازوکار ته‌نشست طلا در کانسار زرشوران بوده و در مقایسه با دگرسانی پیریتی شدن به مراتب نقش مؤثرتری داشته است.

تعارض منافع

هیچ‌گونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده است.

قدردانی

از همکاری صمیمانه مدیریت معدن طلاي زرشوران، به ویژه آقای مهندس رشیدنیا به دلیل راهنمایی‌های مفیدشان تشکر می‌شود. همچنین از سردبیر و داوران محترم نشریه زمین‌شناسی اقتصادی برای ارائه نظرهای مفید و سازنده صمیمانه قدردانی می‌شود.

در کانسار زرشوران کانه‌های سولفیدی مختلفی نظیر پیریت آرسنیک‌دار، اورپیمت-رآلگار، آرسنوپیریت، اسفالریت، مگنتیت، کالکوپیریت، پیروتیت و ماکیناویت وجود دارد. در این کانسار، پیریت آرسنیک‌دار یکی از کانه‌های اصلی میزبان طلاست که از تعامل سیال گرمابی غنی از H_2S با دولومیت‌های آهن‌دار سنگ میزبان شکل گرفته است. حضور طلاي نامرئی در ساختمان پیریت‌های آرسنیک‌دار کانسار زرشوران بیانگر آن است که سیال کانه‌ساز اولیه در هنگام تشکیل تحت اشباع از طلاي آزاد (Au^0) بوده است. در صورتی که اشباع طلا برای تشکیل کانسار مورد نیاز باشد، تنها مقادیر طلاي بیش از حد حلالیت طلا ته‌نشین شده و بخش عمده‌ای از طلاي محلول (Au^+) به طور بالقوه در ترکیب سیال اولیه باقی می‌ماند. از سوی دیگر، ته‌نشینی طلا از سیال تحت اشباع به انتقال مقدار زیادی از طلا از ترکیب سیال به ساختمان پیریت آرسنیک‌دار منجر خواهد شد. در کانسار زرشوران، مقادیر بالای طلاي آزاد (Au^0) همراه با رگه‌های تأخیری اورپیمت-رآلگار و

1. Carlin-style
2. Carlin-like
3. Scanning Electron Microscopy (SEM)
4. Electron Probe Micro-Analysis (EPMA)
5. Geo Forschungs Zentrum (GFZ)

References

- Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros Fold-Thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal of Science*, 304(1): 1–20. <https://doi.org/10.2475/ajs.304.1.1>
- Alipour, R., Tale Fazel, E. and Farhani Moghadam, M., 2020. The role of right-lateral shear zone and fractures related to folding in development of Zarshuran gold deposit, Takht-e-Soleyman complex, northern Takab. *Journal of Economic Geology*, 12(2): 131–155. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.v12i2.75702>
- Asadi, H.H., Voncken, J.H.L., Kühnel, R.A. and Hale, M., 2000. Petrography, mineralogy and geochemistry of the Zarshuran Carlin-like gold deposit, northwest Iran. *Mineralium Deposita*, 35(7): 656–671. <https://doi.org/10.1007/s001260050269>
- Bagby, W.E. and Berger, B.R., 1985. Geologic characteristics of sediment-hosted, disseminated precious-metal deposits in the western United States. In: B.R. Berger and P.M. Bethke (Editors), *Geology and Geochemistry of Epithermal systems*. Society of Economic Geology, Reviews in Economic Geology, pp. 169–202. <https://doi.org/10.5382/Rev.02.08>
- Berner, R.A., 1981. A new geochemical classification of sedimentary environments. *Journal of Sedimentary Research*, 51(2): 359–365. <https://doi.org/10.1306/212F7C7F-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Cail, T.L. and Cline, J., 2001. Alteration associated with gold deposition at the Gatchell Carlin-type gold deposit, north-central Nevada. *Economic Geology*, 96(6): 1343–1361. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.96.6.1343>
- Cline, J.S., Hofstra, A.H., Muntean, J.L., Tosdal, R.M. and Hickey, K.A., 2005. Carlin-type gold deposits in Nevada: Critical geologic characteristics and viable models. In: J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb and J.P. Richards (Editors), *Economic Geology 100th anniversary volume*. Society of Economic Geologist, Littleton, CO, pp. 451–484. <https://doi.org/10.5382/av100.15>
- Daliran, F., 2008. The carbonate rock-hosted epithermal gold deposit of Agdarreh, Takab geothermal field, NW Iran hydrothermal alteration and mineralization. *Mineralium Deposita*, 43(4): 383–404. <https://doi.org/10.1007/s00126-007-0167-x>
- Daliran, F., Hofstra, A., Walther, J. and Topa, D., 2018. Ore Genesis Constraints on the Agdarreh and Zarshuran Carlin-Style Gold Deposits in the Takab Region of Northwestern Iran. In: J.L. Muntean (Editor), *Diversity of Carlin-Style Gold Deposits*. Society of Economic Geology, Reviews in Economic Geology, pp. 299–333. <https://doi.org/10.5382/rev.20.09>
- Deditius, A.P., Rich, M., Kesler, S.E., Utsunomiya, S., Chrysoulis, S. L., Walshe, J. and Ewing, R.C., 2014. The coupled geochemistry of Au and As in pyrite from hydrothermal ore deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 140: 644–670. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2014.05.045>
- Dickson, J. and Coleman, M.L., 1980. Changes in carbon and oxygen isotope composition during limestone diagenesis. *Sedimentology*, 27(1): 107–118. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1980.tb01161.x>
- Giggenbach, W.F., 1990. Water and gas chemistry of Lake Nyos and its bearing on the eruptive process. *Journal of Volcanology and Geothermal Resource*, 42(4): 337–362. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(90\)90031-A](https://doi.org/10.1016/0377-0273(90)90031-A)
- Hajialioghli, R., Moazzen, M., Jahangiri, A., Oberhansli, R., Mocek, B. and Altenberger, U., 2011. Petrogenesis and tectonic evolution of metaluminous sub-alkaline granitoids from the Takab Complex, NW Iran. *Geological Magazine* 148(2): 250–268. <https://doi.org/10.1017/S0016756810000683>
- Heshmatnia, Sh., 2021. Classification, chemical composition and sulfur stable isotope constraints of pyrites from the Zarshuran deposit (north Takab) with special reference to gold formation mechanism. M.Sc. Thesis, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran, 178 pp. (in Persian with English abstract)
- Hofstra, A.H. and Cline, J.S., 2000. Characteristics and models for Carlin-type gold deposits. In: S.G. Hagemann and P.E. Brown (Editors), *Gold in 2000*. Reviews in Economic Geology, pp. 163–220. <https://doi.org/10.5382/Rev.13.05>
- Hofstra, A.H., Leventhal, J.S., Northrop, H.R., Landis, G.P., Rye, R.O., Birak, D.J. and Dalh, A.R., 1991. Genesis of sediment-hosted disseminated gold deposits by fluid mixing and sulfidation: Chemical reaction path modeling of ore-depositional processes documented in the Jerritt Canyon district, Nevada. *Geology*, 19(1): 36–40.

- [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1991\)019<0036:GOSHDG>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<0036:GOSHDG>2.3.CO;2)
- Karimi, M., 1993. Petrographic-mineralogical studies and the genesis of the Au-As ore at Zarshuran, Takab. M.Sc. Thesis, Tarbiat Moallem University, Tehran, Iran, 264 pp. (in Persian with English abstract)
- Kavoshgaran, Consulting Engineers., 2013. Prospecting and exploration preliminary study of the peripheral Zarshuran gold mine. Iranian Mines and Mineral Industries Development and Renovation Organization, Tehran, Report no. 98901, 499 pp. (in Persian)
- Kesler, S.E., Fortuna, J., Ye, Z., Alt, J.C., Core, D.P., Zohar, P., Borhauer, J. and Chrysosoulis, S.L., 2003. Evaluation of the role of sulfidation in deposition of gold, Screamer section of the Betze-Post Carlin-type deposit, Nevada. *Economic Geology*, 98(6): 1137–1157. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.98.6.1137>
- Kettler, R.M., Waldo, G.S., Penner-Hahn, J.E., Meyers, P.A. and Kesler, S.E., 1990. Sulfidation of organic matter associated with gold mineralization, Moore orebody, Pueblo Viejo, Dominican Republic. *Applied Geochemistry*, 5(1–2): 237–248. [https://doi.org/10.1016/0883-2927\(90\)90051-6](https://doi.org/10.1016/0883-2927(90)90051-6)
- Madan-Zamin Company, 2020. Modeling and updating report of rock estimation at the Zarshuran mine. Iranian Mines and Mineral Industries Development and Renovation Organization, Tehran, Report no. MO-9812-04, 35 pp. (in Persian)
- Maynard, J.B., 1982. Extension of Berner's "New geochemical classification of sedimentary environments" to ancient sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52(4): 1325–1331. <https://doi.org/10.1306/212F812F-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Mehrabi, B., Yardley, B.W.D. and Cann, J.R., 1999. Sediment-hosted disseminated gold mineralization at Zarshuran, NW Iran. *Mineralium Deposita*, 34(7): 673–696. <https://doi.org/10.1007/s001260050227>
- Palenik, C.S., Utsunomiya, S., Reich, M., Kesler, S.E., Wang, L. and Ewing, R.C., 2004. "Invisible" gold revealed: Direct imaging of gold nanoparticles in a Carlin-type deposit. *American Mineralogist*, 89(10): 1359–1366. <https://doi.org/10.2138/am-2004-1002>
- Pirajno, F., 2009. *Hydrothermal processes and mineral systems*. Springer, London, 1273 pp.
- Qian, G., Brugger, J., Skinner, W.M., Chen, G. and Pring, A., 2010. An experimental study of the mechanism of the replacement of magnetite by pyrite up to 300°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74(19): 5610–5630. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.06.035>
- Reich, M., Kesler, S.E., Utsunomiya, S., Palenik, C.S., Chrysosoulis, S.L. and Ewing, R.C., 2005. Solubility of gold in arsenian pyrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(11): 2781–2796. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.01.011>
- Samimi, M., 1992. Recognizance and preliminary exploration in the Zarshuran. Kavoshgaran Consulting Engineers, Tehran, 220 pp. (in Persian)
- Shenberger, D.M. and Barnes, H.E., 1989. Gold solubility in aqueous sulfide solutions from 150 to 350 °C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(2): 269–278. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(89\)90379-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(89)90379-7)
- Simon, G., Kesler, S.E. and Chrysosoulis, S., 1999. Geochemistry and textures of gold-bearing arsenian pyrite, Twin Creek, Nevada: implication for deposition of gold in Carlin-type deposits. *Economic Geology*, 94(3): 405–422. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.94.3.405>
- Tale Fazel, E., 2022. Major and trace elements geochemistry of pyrite: Implications for exploration of invisible gold deposits in the Takab-Angouran district, NW Iran. *Kharazmi Journal of Earth Sciences*, 7(2): 57–69. (in Persian with English abstract) Retrieved July 20, 2022 from <https://gnf.khu.ac.ir/article-1-2800-fa.html>
- Voute, F., Steffen, H., Noreen, E. and Carlos, V., 2019. Sulfur isotopes, trace element, and textural analyses of pyrite, arsenopyrite and base metal sulfides associated with gold mineralization in the Patay-Parcoy district, Peru: implication for paragenesis, fluid source, and gold deposition mechanisms. *Mineralium Deposita*, 21(7): 1–24. <https://doi.org/10.1007/s00126-018-0857-6>
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for Names of Rock-Forming Minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Wong, P.K. and Oldershaw, A., 1981. Burial cementation in the Devonian Kaybob Reef Complex, Alberta, Canada. *Journal of Sedimentary Research*, 51(2): 507–520. <https://doi.org/10.1306/212F7CC5-2B24-11D7-8648000102C1865D>

- Ye, Z., Kesler, S.E., Essene, E.J., Zohar, P.B. and Borhauer, J.L., 2003. Relation of Carlin-type gold mineralization to lithology, structure and alteration: Screamer zone, Betze-Post deposit, Nevada. *Mineralium Deposita*, 38(1): 22–38.
<https://doi.org/10.1007/s00126-002-0265-8>
- Zhou, Y.J. and Wang, K., 2003. Gold in the Jinya Carlin-type Deposit: Characterization and Implications. *Journal of Minerals and Materials Characterization and Engineering*, 2(2): 83–100.
<https://doi.org/10.4236/jmmce.2003.22008>



RESEARCH ARTICLE

doi 10.22067/ECONG.2023.79859.1060



Petrology and geochemistry of high temperature I type granitoids in Nusha region, Mazandaran province

Farbood Hakimi Bandboon¹ , Saeed Taki^{2*} , Mohamad Modarresnia³

¹ Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Lahijan Branch, Islamic Azad University, Lahijan, Iran

² Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Lahijan Branch, Islamic Azad University, Lahijan, Iran

³ Assistant Professor, Faculty of Basic Sciences, Rasht Branch, Islamic Azad University, Rasht, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 09 December 2022
Revised: 21 January 2023
Accepted: 21 January 2023

Keywords

granitoid
Nusha
high temperature I type granites
Central Alborz
active continental margin

*Corresponding author

Saeed Taki
✉ taki@liau.ac.ir

ABSTRACT

The study area is located about 30 km south of Ramsar, in the central Alborz zone. In addition to the Nusha granitoids (with an age of about 56 million years), the outcrops in this area, mainly include Paleozoic and Mesozoic rock units. Petrographically, the Nusha granitoids have diorite, syenite, monzonite, monzodiorite, granodiorite and quartz monzonite compositions. Moreover, mineralogically, feldspar is the principal mineral, and the texture superiority in them belongs to the granular type. In terms of magmatic series these rocks are metaluminous and range from high K calcalkaline to shoshonitic. The geochemical characteristics of the major and rare elements, as well as the petrographic ones indicate that these granitoids are I type granites, and at the same time they belong to high temperature ones based on the behavior of Ba, Ce and Y elements. Enrichment in LILE and LREE and low concentrations of heavy rare earth elements HREE and high field strength elements HFSE, together with Nb and Ti negative anomaly in the spider diagrams are signs of magmas related to the subduction zone. The high temperature nature and characteristics such as Y/Nb, Rb/Sr and Rb/Ba ratios show that the Nusha granitoids have the geochemical properties of both crustal and mantle origin materials with different ratios. Based on tectonomagmatic discrimination diagrams and trace element compositions, these granitoids belong to an active continental margin environment. The parental magma has originated from melting of an enriched mantle source and contaminated with continental crust during ascent.

How to cite this article

Hakimi Bandboon, F., Taki, S. and Modarresnia, M., 2022. Petrology and geochemistry of high temperature I type granitoids in Nusha region, Mazandaran province. *Journal of Economic Geology*, 14(4): 115–148. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/ECONG.2023.79859.1060>



©2023 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

The study area is part of the Alborz-Azerbaijan magmatic belt. Many of the intrusive masses present in this area are high potassium calc-alkaline to shoshonite and are of I type granitoids (Aghazadeh, 2009; Aghazadeh et al., 2013; Nabatian et al., 2014; Taki, 2011). In this research study, we seek to determine the nature of the granitoids of the Nusha region by using geochemical characteristics and determine their origin and tectonomagmatic setting. Exposed rock units in the study area, in addition to intrusive igneous rocks, include sedimentary carbonate and detrital rocks belonging to the Mobarak (Carboniferous), Dorood (Lower Permian), Ruteh (Upper Permian), Nesen (Upper Permian), Elika (Lower-Middle Triassic), Shemshak (Upper Triassic-Lower Jurassic) Formations and Cretaceous sedimentary and volcanic rocks. In this area, the granitoid intrusive masses have northwest-southeast trends and have intruded during the Eocene (56 ± 2 million years ago) (Axen et al., 2001). The outcrop of the Nusha granitoids starts from the western slope of Sehezar Valley and extends north-westward to the south-west of Nusha. The granitoid unit is separated into two masses by a dextral fault. The southern border of this mass is completely faulted. This has resulted that the Upper Paleozoic assemblage has been thrust onto the granitoids. Its northern border is also mainly faulted. The only normal contact present in the western part with Lower and Middle Jurassic sediments.

Research method

After sampling of intrusive rocks and petrographic studies of the study area, 10 samples of rocks related to intrusive masses were sent to the Zarazma company in Iran for chemical analysis and 7 samples were sent to the Actlabs company in Canada. In the laboratory of these companies, the ICP-OES method is used to measure the major elements and some minor elements, and the ICP-MS method is used to evaluate the abundance of rare and trace elements. In this research study, since iron is reported unseparated, the Irvine and Baragar method (1971) was used to calculate divalent and trivalent iron.

Results and discussion

The granitoids of the study area are petrographically

composed of diorite, syenite, monzonite monzodiorite, granodiorite and quartz monzonite. Mineralogically, feldspar is the principal mineral and the granular is superior texture. Based on several geochemical characteristics such as aluminum saturation [the molar ($\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$) or ASI] and agapaitic [$\text{A.I.}=\text{molar}(\text{Na}+\text{K})/\text{Al}$] indices, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ ratio, range of SiO_2 content, Na_2O weight percentages in acidic terms, average values of Na_2O , Zr, Y, Ce and Rb/Sr, and diagrams of ANK-ACNK, normative corundum and P_2O_5 versus Rb, (A/CNK- $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}$), Th-Rb and $\text{P}_2\text{O}_5\text{-SiO}_2$ as well as petrographic features like, petrographical composition ranges and the nature of enclaves and ferromagnesian minerals in the studied samples all confirm the I type nature of the Nusha granitoids. At the same time, the variations of Ba, Ce and Y elements in the Nusha granitoids are such that they first increase and then decrease with increase of silica content. Thus, they are high temperature I type granite and must have been originated from the melting of mafic rocks of crust or evolved mantle. These rocks have high K calc-alkaline to shoshonite magmatic series nature. REE patterns of all the studied samples are parallel and similar (so they have a common origin) and relatively highly enriched (than primitive mantle) and have no Eu anomaly (due to the participation of feldspar in the magma during partial melting of the source rock or lack of differentiation of this mineral during the fractional crystallization of the parental magma). Like many other active continental margin calc-alkaline rocks, these rocks have negative slope on the LREE side and are flat on the HREE side. Enrichment in LILE and LREE and low concentration of HREE and HFSE, along with negative anomaly of Nb and Ti in the spider diagrams are indicators of magmas related to the subduction zone. The very distinct Nb-Ta trough in the arc systems spider diagrams is due to crustal contamination or retention of these elements in the source during partial melting. Positive Pb-K anomalies and overall enrichment of LILE are also indicators of crustal contamination. The extreme U and Th enrichment in the spider diagrams indicate addition of pelagic sediments or altered oceanic crust in the melting process. The high Th/Ta and relatively low Nb/Th ratios indicate formation of magma in an arc environment, and the tectonomagmatic discrimination diagrams show continental arc one as well and according to

their age, like many Cenozoic igneous rocks in the Alborz, Western Alborz-Azerbaijan and South Caucasus must have resulted from subduction of the Neotethys oceanic crust. In the Nb versus Rb/Zr diagram, the Nusha granitoids are in the range of normal to mature continental arcs. On the Sm/Yb-La/Sm and Rb-Sr diagrams, the continental crust is about 45 km and shows enriched mantle at the parental magma generation source. The wide range of variations in Y/Nb ratios indicates that the study

area granitoids have the geochemical characteristics of both crustal and mantle origin materials. According to the Rb/Sr versus Rb/Ba diagram, the mantle to crust materials ratios are between 20 and 50%. The low Tb/Yb ratio and the multiple concentration of rare earth elements compared to the primitive mantle in the Nusha granitoids indicate a mantle source with the composition of spinel bearing peridotite without garnet origin.



سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی گرانیتوئیدهای نوع I حرارت بالا در منطقه نوشا، استان مازندران

فرهود حکیمی بندبون^۱، سعید تاکی^{۲*}، محمد مدرس‌نیا^۳^۱ دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، واحد لاهیجان، دانشگاه آزاد اسلامی، لاهیجان، ایران^۲ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، واحد لاهیجان، دانشگاه آزاد اسلامی، لاهیجان، ایران^۳ استادیار، دانشکده علوم پایه، واحد رشت، دانشگاه آزاد اسلامی، رشت، ایران

چکیده	اطلاعات مقاله
منطقه مورد بررسی در حدود ۳۰ کیلومتری جنوب رامسر، در زون البرز مرکزی واقع شده است. علاوه بر گرانیتوئیدهای نوشا (با سن حدود ۵۶ میلیون سال)، رخنمون‌های موجود در این منطقه اغلب شامل واحدهای سنگی پالئوزوئیک و مزوزوئیک هستند. گرانیتوئیدهای نوشا از نظر سنگ‌شناسی ترکیب‌های دیوریت، سینیت، مونزونیت، مونزودیوریت، گرانودیوریت و کوآرتز مونزونیت را دارا هستند و از نظر ترکیب کانی‌شناسی فلدسپات کانی اصلی است و برتری بافت در آنها متعلق به نوع دانه‌ای است. این سنگ‌ها از نظر سری ماگمایی کالک‌آلکال پتاسیم بالا تا شوشونیتی بوده و متآلومین هستند. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب و همچنین ویژگی‌های سنگ‌نگاری حکایت از آن دارند که این گرانیتوئیدها در زمره گرانیت‌های نوع I و در عین حال بر اساس رفتار عناصر Ba، Ce و Y به انواع حرارت بالا تعلق دارند. غنی‌شدگی در عناصر سنگ‌دوست بزرگ یون ^۱ و عناصر نادر خاکی سبک ^۲ و تمرکز پایین عناصر نادر خاکی سنگین ^۳ و عناصر با شدت میدان بالا ^۴ به همراه بی‌هنجاری منفی Nb و Ti در نمودارهای عنکبوتی، نشانه ماگماهای وابسته به پهنه فروانش است. ماهیت I حرارت بالا و نیز ویژگی‌هایی نظیر نسبت‌های Y/Nb، Rb/Sr و Rb/Ba نشان می‌دهد که گرانیتوئیدهای نوشا خواص زمین‌شیمیایی هر دو مواد منشأ پوسته‌ای و گوشته‌ای را با نسبت‌های متفاوتی دارا هستند. بر مبنای نمودارهای متمایزکننده جایگاه تکتونوماگمایی و نیز ترکیب عناصر کمیاب، این گرانیتوئیدها متعلق به یک محیط حاشیه فعال قاره‌ای هستند. ماگمای مادر از ذوب یک منشأ گوشته غنی‌شده، حاصل شده و حین صعود با پوسته قاره‌ای آلاش یافته است.	تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۹/۱۸ تاریخ بازنگری: ۱۴۰۱/۱۱/۰۱ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۱۱/۰۱
	واژه‌های کلیدی گرانیتوئید نوشا گرانیت‌های نوع I حرارت بالای آهن البرز مرکزی حاشیه فعال قاره
	نویسنده مسئول سعید تاکی taki@liau.ac.ir ✉

استناد به این مقاله

حکیمی بندبون، فرهود؛ تاکی، سعید و مدرس‌نیا، محمد، ۱۴۰۱. سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی گرانیتوئیدهای نوع I حرارت بالا در منطقه نوشا، استان مازندران.

زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۴(۴): ۱۱۵-۱۴۸. <https://doi.org/10.22067/ECONG.2023.79859.1060>

مقدمه

برخلاف بازالت‌ها، ماگماهای گرانیتوئیدی از نظر منشأ متنوع هستند و افزون بر تفریق ماگمای مافیک ساب‌آلکالن می‌توانند از ذوب‌بخشی پوسته اقیانوسی هیدراته و ذوب‌بخشی سنگ‌های پوسته قاره‌ای در شرایط فشار و حرارت بالای رخساره دگرگونی آمفیبولیت و گرانولیت نیز ایجاد شوند (Pitcher, 1982). چاپل و وایت (Chappell and White, 1974) با بررسی باتولیت‌های موجود در کمربند چین‌خورده لاچلان شرق استرالیا دریافتند که توده‌های گرانیتوئیدی این منطقه از نظر شیمیایی، کانی‌شناسی و ویژگی‌های صحرایی، دو نوع کاملاً متفاوت هستند. آنها ویژگی‌های متفاوت گرانیتوئیدها را به تفاوت در مواد منشأ (آذرین و رسوبی) نسبت دادند و گرانیت‌های نوع I و S را برای نخستین بار معرفی کردند.

چاپل و همکاران (Chappell et al., 1998) گرانیت‌های I را به دو نوع حرارت بالا و حرارت پایین نیز تقسیم کردند. انواع حرارت بالا از ذوب سنگ‌های مافیک و حرارت پایین از ذوب کوارتز دیوریت یا سنگ‌های مشابه حاصل می‌شوند. گرانیت‌های نوع I دمای بالا، محصولات ذوب‌بخشی پوسته مافیک اولیه یا گواشته تحول‌یافته هستند و آنها را باید نماینده موادی که به تازگی به پوسته اضافه شده‌اند، در نظر گرفت. ترکیب مشخص گرانیت‌های این خانواده در کمربند چین‌خورده کوردیلر، پیچر (Pitcher, 1982) را وادار به نام‌گذاری آنها تحت عنوان نوع I کوردیلر کرده است (Chappell et al., 1998; Chappell and White, 2001).

منطقه مورد بررسی از لحاظ ساختاری در زون البرز مرکزی (Alavi, 1996) قرار دارد و بخشی از کمربند ماگمایی البرز-آذربایجان (Nabavi, 1976) نیز محسوب می‌شود (شکل ۱). رشته‌کوه البرز متأثر از کوه‌زایی آلپ-همالیا بوده و به موازات حاشیه جنوبی دریای خزر است و دارای روند عمومی شمال‌غرب-جنوب‌شرق است. در پهنه البرز فعالیت آذرین همانند بسیاری از مناطق دیگر سرزمین ایران در زمان‌های پالئوزوئیک، مزوزوئیک و

سنوزوئیک به شکل‌های گوناگونی رخ داده است. با وجود این ماگماتیسیم ترشیری در البرز به شدت ایران مرکزی و شرق ایران نبوده است؛ ولی نسبت به دیگر زمان‌ها در البرز بسیار چشمگیر است. فعالیت آذرین در البرز غربی از زمان کرتاسه پسین شدت گرفته و تا کواترنر ادامه داشته است (Alavi, 1996)؛ ولی در چهار بازه زمانی کرتاسه پسین، ائوسن، میوسن و کواترنر تمرکز بیشتری دارد (Azizi and Tsuboi, 2021). ماگماتیسیم ترشیری در البرز به دو شکل الف) سنگ‌های آتشفشانی و دایک‌ها و سیل‌های همراه و ب) توده‌های پلوتونیک دیده می‌شوند. از لحاظ جغرافیایی این منطقه در حدود ۳۰ کیلومتری جنوب شهر رامسر بین طول‌های جغرافیایی ۳۶° ۵۰' تا ۴۰° ۵۰' شرقی و عرض‌های ۳۲° ۳۶' تا ۳۷° ۳۶' شمالی و در بخش شرقی چهارگوش ۱:۲۵۰۰۰۰ و ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ رشت (Annells et al., 1975) قرار دارد. رامسر واقع شده است (شکل ۱). همانند بسیاری از بخش‌های پهنه البرز-آذربایجان، در این منطقه نیز در پی رویداد کوه‌زایی آلپی، سنگ‌های آذرین بیرونی، نیمه عمیق و درونی گوناگونی از پالئوسن تا الیگوسن پدید آمده است. بسیاری از توده‌های نفوذی موجود در این پهنه ماهیت کالک‌آلکالن پتاسیم بالا تا شوشونیتی داشته و از نوع گرانیتوئیدهای I هستند (Foley and Peccerillo, 1992; Turner et al., 1996; Aghazadeh, 2009; Mokhtari et al., 2010; Taki, 2011; Aghazadeh et al., 2013; Nabatian et al., 2014; Bahajroy et al., 2022; Arjmandzadeh, et al., 2022). با توجه به گسترش توده‌های نفوذی در البرز و همراهی آنها با کانی‌زایی، بررسی گرانیتوئیدهای این بخش از ایران می‌تواند در شناخت فرایندهای زمین‌شناسی و درک بهتر فرایندهای پترولوژیکی سنوزوئیک و تحولات پس از پلوتونیسیم مؤثر باشد. در این پژوهش، به دنبال آن هستیم که با استفاده از ویژگی‌های زمین‌شیمیایی ماهیت گرانیتوئیدهای منطقه نوشا را مشخص کرده و بر اساس آنها منشأ و جایگاه تکتونوماگمایی را مشخص کنیم.



Fig. 1. The geological map of the Nusha area (Baharfiruzi and Shafei, 2003) and its location (red square) on structural subdivision of Iran (Alborz -Azerbaijan) (Alavi, 1996).

روش مطالعه

پس از نمونه‌برداری از سنگ‌های نفوذی و بررسی‌های سنگ‌نگاری، برای بررسی ویژگی‌های شیمیایی آنها تعداد ۱۲ نمونه برای تجزیه شیمیایی به شرکت زرآزما در ایران (جدول ۱) و همچنین تعداد ۵ نمونه به شرکت Actlabs در کانادا (جدول ۲) فرستاده شد. در آزمایشگاه این شرکت‌ها برای اندازه‌گیری عناصر اصلی و بعضی عناصر فرعی از روش ICP-OES و برای تشخیص فراوانی عناصر کمیاب از روش ICP-MS استفاده شد (جدول ۱ و جدول ۲). نتایج به دست آمده از این داده‌های زمین‌شیمیایی، پس از انجام اصلاحات لازم (به صد رساندن مجموع مقادیر اکسیدهای اصلی، تصحیح آهن که در ادامه به آن اشاره شده و ...)، با استفاده از نرم‌افزار Minpet نمودارهای لازم، ترسیم شدند و مورد پردازش و تحلیل قرار گرفتند. در این پژوهش به جهت اینکه آهن به صورت تفکیک‌نشده گزارش شده است، برای محاسبه آهن دو ظرفیتی و سه ظرفیتی از روش ایروین و باراگار (Irvine and Baragar, 1971) استفاده شد.

زمین‌شناسی محدوده مورد بررسی

واحدهای سنگی رخنمون‌یافته در منطقه مورد بررسی علاوه بر سنگ‌های آذرین نفوذی، شامل سنگ‌های رسوبی کربناته و تخریبی متعلق به سازندهای مبارک (کربونیفر زیرین)، درود (پرمین زیرین)، روته (پرمین بالایی)، نسن (پرمین بالایی)، الیکا (تریاس زیرین - میانی)، شمشک (تریاس بالایی - ژوراسیک زیرین) و سنگ‌های رسوبی و آتشفشانی کرتاسه هستند (شکل ۱ و شکل ۲-A، B و C). سازند مبارک ($C_{m}^{l, ml}$) در محدوده ورقه رامسر دارای گسترش قابل توجهی است و مجموعه‌ای از سنگ‌های آهکی خاکستری تیره تا سیاه رنگ بودار و بخش‌های آهک مارنی و شیل‌های سیاه رنگی روی آنها تشکیل شده است که همگی متعلق به ویزن هستند (Baharfiruzi and Shafei, 2003).

در تاقدیس سه هزار و منطقه دو هزار این مترادف بر روی سنگ‌های

آتشفشانی متعلق به سیلورین دیده می‌شود و روی آنها به طور عمده توسط واحدهای آواری و کربناته متعلق به پرمین زیرین با ناپوستگی موازی پوشیده شده است (Baharfiruzi and Shafei, 2003). سازند روته ($Pr^{l, ml}$) در محدوده ورقه رامسر به صورت یک نوار شرقی - غربی (در جنوب محدوده) از شمال کوه خشچال تا دره سه‌هزار گسترش دارد و از سنگ‌های آهکی چرت‌دار و تناوبی از سنگ آهک، آهک مارنی و مقداری میان‌لایه‌های شیلی تشکیل شده است. سازند الیکا (Re^{dl}) در محدوده ورقه رامسر دارای گسترش قابل توجهی است و از دولومیت و دولومیت‌های آهکی ضخیم‌لایه تا توده‌ای به ضخامت حدود ۳۰۰ متر تشکیل شده است (Baharfiruzi and Shafei, 2003). واحد ($R_3J_2^{s, sh}$) با سن تریاس بالایی - ژوراسیک میانی هم‌ارز سازند شمشک است و در بخش‌های بالایی دارای توالی سنگ‌شناسی ماسه‌سنگ، شیل و سیلت‌سنگ، همراه با میان‌لایه‌های سنگ جوش و عدسی‌ها و افق‌های نازک زغال‌سنگی است و دارای گسترش قابل توجهی در سرتاسر محدوده ورقه از شمالی‌ترین بخش کوهستانی تا بلندترین نقطه ارتفاعی منطقه (قله سیالان) است (Baharfiruzi and Shafei, 2003). توده‌های نفوذی در این ناحیه توسط شکستگی‌های پس از کرتاسه شکل داده شده‌اند (Annells et al., 1975). در ورقه رامسر توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی بزرگ به دو دسته قابل تقسیم هستند، بخشی از این سنگ‌ها دارای روند شمال غربی - جنوب شرقی بوده و در زمان ائوسن (56 ± 2 میلیون سال پیش) نفوذ کرده‌اند (گرانیتوئیدهای نوع نوشا) (Axen et al., 2001)، بخشی دیگر دارای روند شمالی - جنوبی هستند و در حدود $6/8 \pm 0/1$ میلیون سال پیش نفوذ کرده‌اند (گرانیتوئیدهای نوع آروند) (Axen et al., 2001). رخنمون گرانیتوئیدهای نوع نوشا (gd^n) از دامنه غربی دره سه هزار آغاز می‌شود و به سمت شمال غربی تا جنوب غربی نوشا گسترش دارند. این واحد توسط یک گسل راست‌الغز راست‌بر به صورت دو توده جدا از هم درآمده است. مرز جنوبی این توده به طور کامل گسله است و در اثر آن مجموعه

پالئوزوئیک بالایی بر روی گرانیت‌ها رانده شده‌اند. مرز شمالی آن نیز اغلب گسله است. تنها همبری عادی آن در بخش شرقی با رسوبات ژوراسیک زیرین و میانی است. آنلز و همکاران (Annells et al., 1975) با عادی در نظر گرفتن مرز این توده گرانیتی با سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه در جنوب غربی نوشا، سن بعد از کرتاسه برای آن قائل هستند. این توده گرانیتوئیدی از دیدگاه سنگ‌شناسی، موقعیت مکانی و روند جای گیری در ارتباط نزدیک با توده گرانیتی اکاپل است (Axen et al., 2001).

جدول ۱. نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل نمونه‌های منطقه نوشا توسط شرکت زرازما در ایران (که در آن مقادیر اکسیدهای اصلی بر حسب درصد و عناصر کمیاب بر حسب ppm است).

Table 1. Whole rock chemical analysis results of the Nusha area samples by Zarazma company in Iran (in which major oxides are in wt.% and trace elements are in ppm).

No.	3	4	5	7	12	15
Rock type	Quartz Monzonite	Diorite	Monzodiorite	Quartz Monzonite	Granodiorite	Syenite
Long.	50° 41' 38" E	50° 41' 38" E	50° 41' 36" E	50° 41' 27" E	50° 41' 22" E	50° 41' 18" E
Lat.	36° 36' 32" N	36° 36' 32" N	36° 36' 31" N	36° 36' 29" N	36° 36' 29" N	36° 36' 27" N
SiO ₂	68.23	60.99	55.9	63.17	64.39	55.55
TiO ₂	0.28	0.93	0.65	0.54	0.53	0.86
Al ₂ O ₃	15.05	15.94	19.28	17.12	16.22	18.71
Fe ₂ O _{3T}	2.75	6.2	6.11	4.8	5.57	7.31
MnO	0.06	0.15	0.13	0.16	0.17	0.2
MgO	0.56	1.88	2.8	1.09	1.02	1.06
CaO	1.96	4.93	6.33	3.21	4.06	3.81
Na ₂ O	3.98	3.45	4.11	4.37	3.6	3.57
K ₂ O	5.32	2.81	2.26	4.18	2.79	7.23
P ₂ O ₅	0.06	0.28	0.36	0.17	0.24	0.2
LOI	1.64	2.37	2.01	1.1	1.28	1.32
Total	99.89	99.93	99.94	99.91	99.87	99.82
Co	2.4	6.8	15.6	7	3.9	10
Sc	2.7	14.2	5.1	4.3	8.1	3.4
V	18	46	80	38	10	40
Cu	24	12	26	15	14	15
Pb	4	3	5	7	4	9
Zn	29	68	50	64	73	79
Sn	3.9	4.8	3.6	5	2.8	4.3
W	3.1	1	1	2	1.2	1
Mo	1	0.1	0.1	1	0.1	2
As	7.5	7.3	5.5	6.5	8.6	6.9
Rb	257	107	85	152	62	252
Sr	191	238	491	248	277	447
Cs	2.5	0.6	0.5	2.1	1.2	15.6
Ba	399	584	626	702	550	730
Be	3.2	1.4	1.3	1.7	1.5	1.3
Ta	1.75	0.82	0.44	1.59	0.78	3.32

ادامه جدول ۱. نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل نمونه‌های منطقه نوشا توسط شرکت زرآزما در ایران (که در آن مقادیر اکسیدهای اصلی بر حسب درصد و عناصر کمیاب بر حسب ppm است).

Table 1 (Continued). Whole rock chemical analysis results of the Nusha area samples by Zarazma company in Iran (in which major oxides are in wt.% and trace elements are in ppm).

No.	3	4	5	7	12	15
Rock type	Quartz Monzonite	Diorite	Monzodiorite	Quartz Monzonite	Granodiorite	Syenite
Long.	50° 41' 38" E	50° 41' 38" E	50° 41' 36" E	50° 41' 27" E	50° 41' 22" E	50° 41' 18" E
Lat.	36° 36' 32" N	36° 36' 32" N	36° 36' 31" N	36° 36' 29" N	36° 36' 29" N	36° 36' 27" N
Nb	21.3	13.7	10.8	26	10.2	78.3
Hf	2.48	2.45	1.12	1.52	1.6	7.98
Zr	29	31	6	11	16	221
Y	21.1	26.6	10.9	19.2	26.7	18.9
Th	24.9	10.89	9.29	13.98	10.37	8.07
U	3	1.1	1.2	2.7	0.9	1
Sb	0.5	0.5	0.5	0.5	6	5
Bi	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Ag	0.2	0.2	0.1	0.2	0.3	0.7
In	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
La	41	28	21	30	22	53
Ce	71	54	34	53	46	107
Pr	8.82	7.68	6.49	8.06	7.59	10.73
Nd	31.3	31.2	23.5	28.8	31.3	39.9
Sm	6.1	7.62	5.77	6.42	7.51	8.36
Eu	1.43	2.32	2.3	2.14	2.24	2.57
Gd	4.35	4.5	3.25	3.97	4.48	5.55
Tb	0.73	0.85	0.49	0.66	0.88	0.91
Dy	3.39	3.96	2.28	3.19	3.76	3.34
Er	2.52	2.9	1.68	2.33	2.8	2.37
Tm	0.41	0.4	0.2	0.36	0.37	0.29
Yb	2.1	2.2	1.1	2	2.1	1.8
Lu	0.5	0.44	0.31	0.48	0.42	0.41

ادامه جدول ۱. نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل نمونه‌های منطقه نوشا توسط شرکت زرآزما در ایران (که در آن مقادیر اکسیدهای اصلی بر حسب درصد و عناصر کمیاب بر حسب ppm است).

Table 1 (Continued). Whole rock chemical analysis results of the Nusha area samples by Zarazma company in Iran (in which major oxides are in wt.% and trace elements are in ppm).

No.	16	18	22	27	30	31
Rock type	Monzonite	Monzonite	Quartz Monzonite	Diorite	Quartz Monzonite	Quartz Monzonite
Long.	50° 41' 16" E	50° 41' 11" E	50° 41' 1" E	50° 40' 32" E	50° 40' 20" E	50° 40' 20" E
Lat.	36° 36' 27" N	36° 36' 26" N	36° 36' 12" N	36° 35' 50" N	36° 35' 50" N	36° 35' 50" N
SiO₂	61.87	60.33	68.69	57.7	65.63	70.05
TiO₂	0.68	0.71	0.36	0.5	0.51	0.31
Al₂O₃	16.91	17.18	14.99	16.23	16.6	14.74
Fe₂O_{3T}	5.58	5.76	3.23	8.93	3.72	2.71
MnO	0.13	0.22	0.06	0.15	0.09	0.07
MgO	1.57	2.05	0.67	0.15	1.02	0.51
CaO	3.69	4.46	1.92	12.19	2.04	1.74
Na₂O	4.22	3.88	4.14	1.3	4.63	3.49
K₂O	3.36	3.79	4.92	1.16	4.63	5.41
P₂O₅	0.25	0.16	0.11	0.14	0.13	0.08
LOI	1.63	1.3	0.87	1.32	0.87	0.83
Total	99.89	99.84	99.96	99.77	99.87	99.94
Co	10.2	13	4.3	3.9	5.7	4.3
Sc	6.5	8.2	3.2	4.4	5.8	3.1
V	54	78	24	90	38	22
Cu	15	32	14	18	11	63
Pb	11	43	7	9	6	13
Zn	49	133	23	24	68	65
Sn	5.5	4.6	4.1	3.3	1.7	3.8
W	1.7	1.9	1.1	1.2	1	1.3
Mo	0.1	0.1	1	0.1	0.1	0.1
As	7.6	8.1	7.7	6.1	9.4	9.4
Rb	130	125	196	22	85	193
Sr	333	350	160	1401	307	228
Cs	2.1	1.6	3	0.5	1	2.5
Ba	381	632	415	114	671	544

ادامه جدول ۱. نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل نمونه‌های منطقه نوشا توسط شرکت زرآزما در ایران (که در آن مقادیر اکسیدهای اصلی بر حسب درصد و عناصر کمیاب بر حسب ppm است).

Table 1 (Continued). Whole rock chemical analysis results of the Nusha area samples by Zarazma company in Iran (in which major oxides are in wt.% and trace elements are in ppm).

No.	16	18	22	27	30	31
Rock type	Monzonite	Monzonite	Quartz Monzonite	Diorite	Quartz Monzonite	Quartz Monzonite
Long.	50° 41' 16" E	50° 41' 11" E	50° 41' 1" E	50° 40' 32" E	50° 40' 20" E	50° 40' 20" E
Lat.	36° 36' 27" N	36° 36' 26" N	36° 36' 12" N	36° 35' 50" N	36° 35' 50" N	36° 35' 50" N
Be	2.2	1.7	3.3	1.7	2.4	1.8
Ta	1.6	1.29	0.79	0.91	1.05	1.5
Nb	26.2	22.9	19.1	15.7	16.6	21.5
Hf	1.28	1.33	1.6	1.34	1.19	1.3
Zr	10	13	17	16	12	8
Y	23.2	19.4	21.9	20	25.1	17.6
Th	17.46	13.86	21.24	10.12	14.41	15.89
U	3.3	2.1	4.8	1.9	2.6	3.2
Sb	0.5	4.8	1.2	1.4	1.5	3.5
Bi	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Ag	0.1	0.2	0.1	0.2	0.1	0.1
In	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
La	47	31	32	23	41	24
Ce	80	51	58	40	71	40
Pr	10.54	7.1	7.09	5.96	6.1	6.47
Nd	40.5	25.8	24	20.7	21.6	24.1
Sm	7.86	5.75	5.09	3.96	4.87	5.34
Eu	1.82	1.83	1.13	1.39	1.27	1.77
Gd	5.65	3.33	3.29	2.96	3.18	3.19
Tb	0.92	0.54	0.56	0.44	0.49	0.56
Dy	4.01	2.5	2.74	2.33	2.33	2.55
Er	2.98	1.97	2.29	1.7	1.76	1.88
Tm	0.4	0.29	0.36	0.26	0.24	0.31
Yb	2.2	1.9	2.3	2.2	2.5	1.8
Lu	0.54	0.35	0.48	0.32	0.33	0.38

جدول ۲. نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل نمونه‌های منطقه نوشا توسط Actlabs در کانادا (که در آن مقادیر اکسیدهای اصلی بر حسب درصد و عناصر کمیاب بر حسب ppm است).

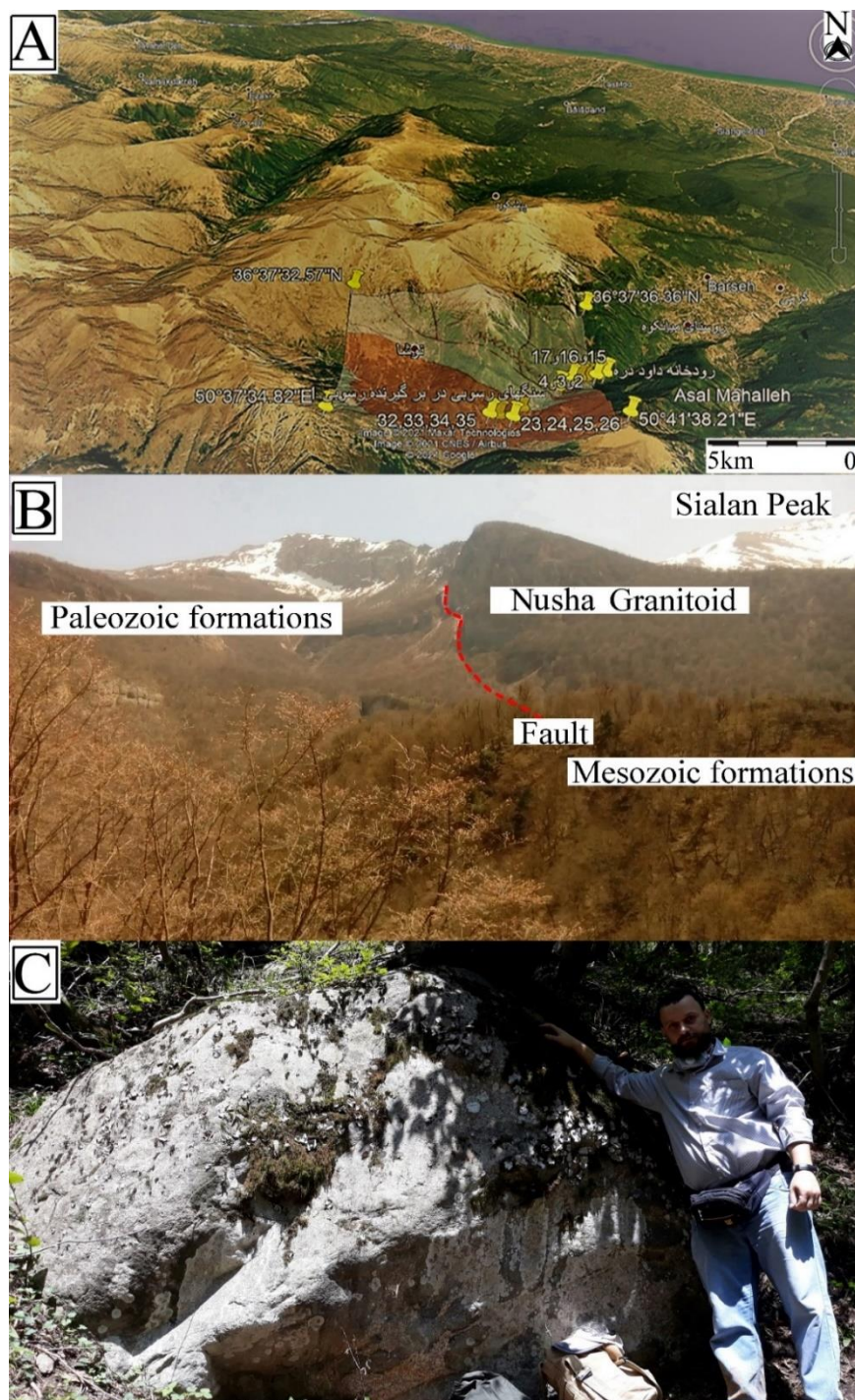
Table 2 (Continued). Whole rock chemical analysis results of the Nusha area samples by Actlabs in Canada (in which major oxides are in wt.% and trace elements are in ppm).

No.	23(H2)	24(H6)	25(H11)	26(H12)	34(H9)
Rock type	Quartz Monzonite	Quartz Monzonite	Quartz Monzonite	Monzonite	Syenite
Long.	50° 40' 93" E	50° 40' 82" E	50° 40' 69" E	50° 40' 51" E	50° 38' 59" E
Lat.	36° 36' 9" N	36° 36' 2" N	36° 35' 50" N	36° 35' 50" N	36° 35' 49" N
SiO₂	64.5	63.61	68.93	61.78	60.51
TiO₂	0.582	1.124	0.394	0.757	0.762
Al₂O₃	16.87	16.19	14.62	17.24	6.08
Fe₂O_{3T}	4.34	5.42	3.2	5.7	4.24
MnO	0.115	0.07	0.072	0.131	0.081
MgO	0.86	1.57	0.78	1.53	1.61
CaO	2.68	3.53	2.03	3.91	4.33
Na₂O	4.63	3.8	4	4.66	3.68
K₂O	4.65	3.6	4.65	3.56	7.29
P₂O₅	0.18	0.29	0.1	0.21	0.23
LOI	0.93	1.03	0.69	1.12	1.78
Total	100.3	100.2	99.47	100.6	100.6
Co	6	12	6	9	17
Sc	5	9	4	8	7
V	24	96	34	70	52
Cu	30	60	30	20	120
Pb	10	7	7	10	33
Zn	60	60	30	80	90
Sn	2	2	2	2	2
W	2	1	1	1	3
Mo	2	2	2	2	4
As	5	5	5	5	6
Rb	95	120	186	89	155
Sr	286	393	220	396	319
Cs	1	2.7	2.3	1	1.9
Ba	904	427	504	740	1225
Be	2	3	4	3	2

ادامه جدول ۲. نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل نمونه‌های منطقه نوشا توسط Actlabs در کانادا (که در آن مقادیر اکسیدهای اصلی بر حسب درصد و عناصر کمیاب بر حسب ppm است).

Table 2 (Continued). Whole rock chemical analysis results of the Nusha area samples by Actlabs in Canada (in which major oxides are in wt.% and trace elements are in ppm).

No.	23(H2)	24(H6)	25(H11)	26(H12)	34(H9)
Rock type	Quartz Monzonite	Quartz Monzonite	Quartz Monzonite	Monzonite	Syenite
Long.	50° 40' 93" E	50° 40' 82" E	50° 40' 69" E	50° 40' 51" E	50° 38' 59" E
Lat.	36° 36' 9" N	36° 36' 2" N	36° 35' 50" N	36° 35' 50" N	36° 35' 49" N
Ta	2.5	3.7	4.3	2.4	2.8
Nb	27	37	34	31	38
Hf	5.1	3.9	4.1	6.2	7.3
Zr	262	137	175	303	366
Y	21	23	24	28	319
Th	15.8	20.8	26.7	15.5	12.3
U	3.1	5.5	6.1	3.7	3.6
Sb	0.5	0.5	0.5	0.5	1.5
Bi	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4
Ag	0.5	0.5	0.5	0.5	0.7
In	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2
La	41.2	44.6	43.5	40	36.1
Ce	71.3	81.3	75.6	75.6	68.9
Pr	6.88	8.33	7.09	7.92	7.16
Nd	24.7	29.9	23.5	29.8	25.4
Sm	4.4	5.4	4.1	5.9	4.7
Eu	1.59	1.41	0.82	1.46	1.36
Gd	3.8	5	3.5	4.8	4.1
Tb	0.6	0.7	0.5	0.8	0.6
Dy	3.5	4.3	3.3	4.4	3.8
Er	2	2.3	2.1	2.6	2.5
Tm	0.31	0.33	0.34	0.41	0.36
Yb	2.3	2.4	2.4	2.8	2.4
Lu	0.36	0.38	0.41	0.46	0.42



شکل ۲. A: تصویر ماهواره‌ای منطقه نوشا و مکان‌های نمونه‌برداری، B: دورنمایی از سازندهای برون‌زد یافته در بخش شرقی منطقه مورد بررسی (دید به سمت جنوب) و C: رخمون توده نفوذی گرانیتوئید نوشا (کوارتز مونزونیت) حدود ۳ کیلومتری شرق روستای نوشا

Fig. 2. A: The Nusha area satellite image and sampling locations, B: A perspective of the Formations outcrops in the eastern part of the study area (view to the south), and C: Nusha granitoid intrusive mass outcrop (quartz monzonite) about 3 km east of Nusha village

سنگ نگاری

گرانیتوئیدهای منطقه مورد بررسی از نظر سنگ شناسی ترکیب دیوریت، سینیت، مونزونیت، مونزودیوریت، گرانودیوریت و کوارتز مونزونیت را دارند.

دیوریت: بافت دیوریت ها معمولاً دانه ای بی شکل نسبتاً ریز تا نسبتاً دانه درشت است (شکل ۳-۳A) و قسمت اعظم سنگ از پلاژیو کلاز (حدود ۷۰ درصد) تشکیل شده است. پلاژیو کلازها به مقدار کمی سوسوریتی یا اپیدوتی شده اند و بر اساس زاویه خاموشی، ترکیب آنها آندزین است. بیوتیت ها نیز در حدود ۲۰ درصد حجم سنگ را به خود اختصاص می دهند و معمولاً کمی به کلریت و کانی های کدر دگرسان شده اند. بقیه سنگ از کوارتز (حدود ۳ درصد که فضای بین بقیه کانی ها را پر کرده است)، ارتو کلاز (حدود ۵ درصد که اندکی به کائولینیت دگرسان شده است) و کانی کدر (۲ درصد) تشکیل شده است.

سینیت: بافت های موجود در نمونه های مختلف سینیت ها شامل دانه ای بی شکل و دانه ای نیمه خود شکل متوسط تا نسبتاً دانه درشت و تراکیتوئید است (شکل ۳-۳B و C). غالب حجم سینیت ها از ارتو کلازها (حدود ۸۰ درصد) تشکیل شده اند. ارتو کلازها در نمونه های مختلف سینیت ها با ابعاد، شکل، دگرسانی و وضعیت های متفاوتی ظاهر می شوند؛ به طوری که در بعضی سینیت ها توفال های ارتو کلاز به صورت موازی یا نیمه موازی (بافت تراکیتوئید) قرار می گیرند (شکل ۳-۳B). در نمونه هایی که بافت آنها دانه ای است، ارتو کلازها معمولاً بی شکل هستند. پرتیتی زاسیون نیز در ارتو کلازهای بعضی از نمونه ها دیده می شود. در سینیت ها کانی های آهن و منیزیم دار مختلفی نظیر هورنبلند سبز، هورنبلند قهوه ای (در مجموع ۴ تا ۸ درصد)، کلینوپیروکسن (سالیته) (حدود ۴ درصد) و بیوتیت (بیشینه حدود ۲ درصد) نیز وجود دارد که گاهی به صورت انفرادی و گاهی با هم در نمونه ها ظاهر می شوند. بیوتیت ها نیز در نمونه های مختلف سینیت ها دیده می شوند؛ با وجود این، مقدار آنها در انواعی که بافت تراکیتوئید دارند، بسیار کم است و معمولاً کانی های دیگر (کانی های کدر،

آپاتیت، زیرکن و روتیل) را در بر می گیرند. در داخل سینیت ها مقداری پلاژیو کلاز نیز دیده می شود. از لحاظ حجمی پلاژیو کلازها تا حدود ۶ درصد حجم سنگ را به خود اختصاص می دهند. پلاژیو کلازها نسبت به ارتو کلازها دگرسانی کمتری نشان می دهند. بر اساس زاویه خاموشی ترکیب پلاژیو کلازها، آندزین است. کوارتز نیز به مقدار نسبتاً کمی در بعضی سینیت ها دیده می شود. مقدار این کانی بیشینه به حدود ۳ درصد می رسد. کانی های فرعی که در سینیت ها دیده می شوند، اغلب شامل زیرکن، مگنتیت آپاتیت و روتیل هستند. مقدار این کانی ها بیشینه حدود ۱ درصد است.

مونزونیت: بافت های موجود در نمونه های مختلف مونزونیت ها شامل دانه ای بی شکل و دانه ای نیمه خود شکل دانه متوسط تا نسبتاً دانه درشت است (شکل ۳-۳D). بعضی نمونه ها حاوی آنکلاو (میکرومونزونیت) هستند. کانی های اصلی شامل ارتو کلاز و پلاژیو کلاز (آندزین) است که هر کدام حدود ۳۵ درصد حجم سنگ را به خود اختصاص می دهند. پرتیتی شدن و کائولینیتی شدن مختصر در بعضی از ارتو کلازها و سریستی شدن اندک در برخی از پلاژیو کلازها نیز دیده می شود. مهم ترین کانی آهن و منیزیم دار مونزونیت ها، هورنبلند سبز است و حدود ۱۵ درصد حجم سنگ را به خود اختصاص می دهند. بیوتیت نیز همانند هورنبلند سبز در تمامی نمونه های مونزونیت ها دیده می شود؛ به طوری که حدود ۱۰ درصد حجم سنگ را به خود تشکیل می دهند. کانی های فرعی کمیابی که در مونزونیت ها دیده می شوند، اغلب شامل کوارتز، زیرکن، مگنتیت و آپاتیت هستند. مقدار این کانی ها بیشینه به حدود ۵ درصد می رسد.

مونزودیوریت: بافت های مونزودیوریت ها معمولاً دانه ای بی شکل دانه متوسط است (شکل ۳-۳E). آن دسته از نمونه هایی که در مجاورت زون های گسلی قرار گرفته اند، برشی شده و متحمل اپیدوتی شدن و کلریتی شدن نسبتاً شدیدی شده اند. حدود ۶۰ درصد حجم سنگ از پلاژیو کلاز تشکیل شده است. پلاژیو کلازها ماکل پلی سنتتیک دارند و ترکیب آنها با توجه به زاویه خاموشی

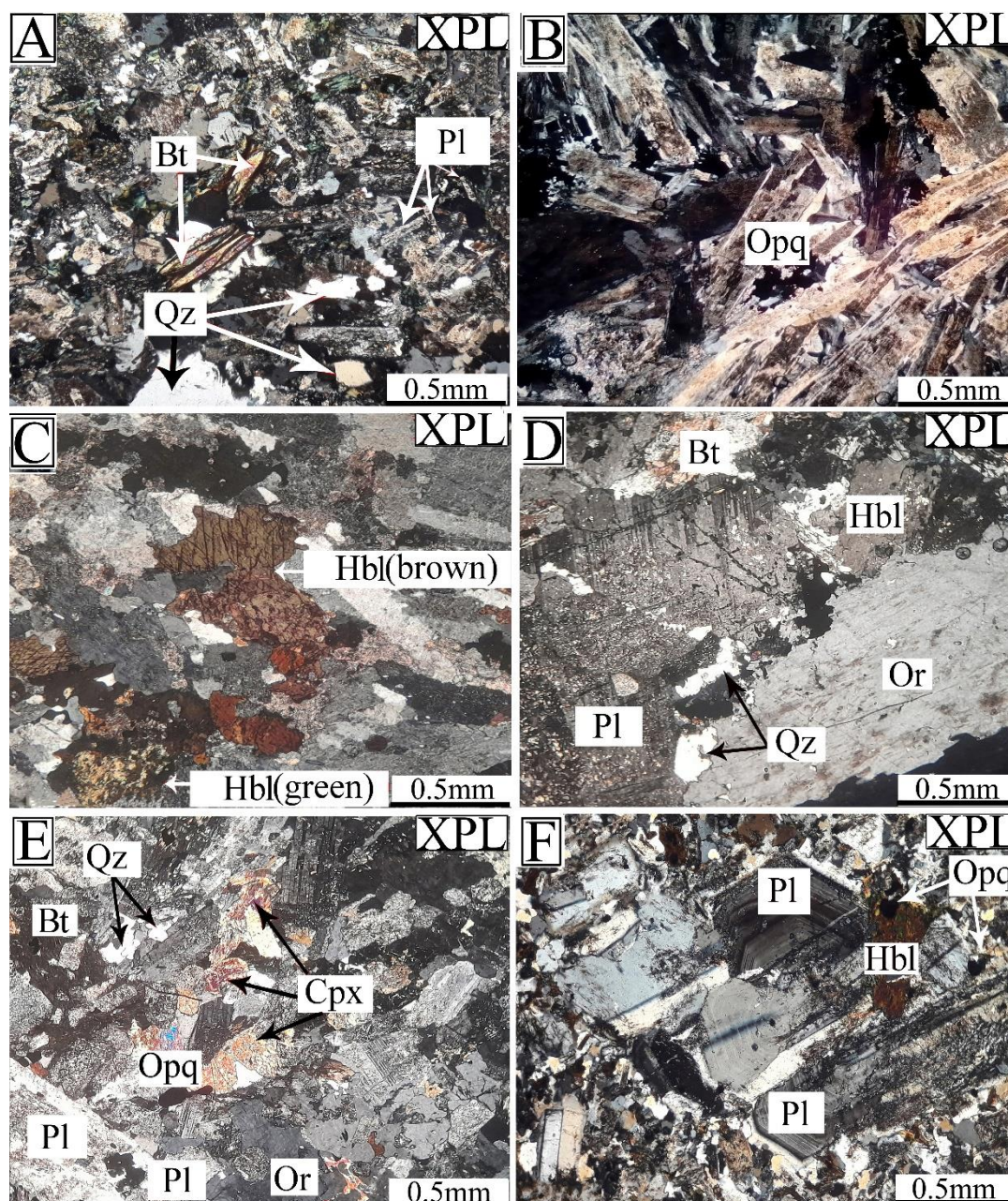
آندزین است. ارتوکلازها حدود ۲۰ درصد حجم سنگ را به خود اختصاص می‌دهند. پرتیتی‌شدن و کائولینیتی‌شدن مختصر نیز در بعضی از آنها دیده می‌شود. حدود ۱۰ درصد سنگ نیز از کلینوپیروکسن (اوژیت) تشکیل شده است. بیوتیت (حدود ۷ درصد) و کوارتز (حدود ۳ درصد که معمولاً فضای بین بقیه کانی‌ها را پر کرده و گاهی دارای خاموشی موجی است) نیز در داخل سنگ دیده می‌شود.

گرانودیوریت: بافت گرانودیوریت‌ها پورفیروئید بوده و در آن بلورهای درشت پلاژیوکلاز و هورنبلند سبز در زمینه نسبتاً دانه ریز کوارتز، پلاژیوکلاز، هورنبلند سبز، ارتوکلاز و کانی‌های کدر وجود دارند (شکل ۳-F). کانی‌های سازنده شامل: پلاژیوکلاز (حدود ۶۵ درصد) دارای ماکل‌های پلی‌سنتتیک و منطقه‌بندی هم‌مرکز (که تأییدکننده تبلور سریع و عمق کم توده) و دارای ترکیب الیگوکلاز (بر اساس زاویه خاموشی)، کوارتز (حدود ۱۵ درصد که اغلب فضای بین بقیه کانی‌ها را پر می‌کند)، ارتوکلاز (حدود ۸ درصد) (گاهی دارای پدیده پرتیتی‌شدن)، هورنبلند قهوه‌ای (حدود ۱۰ درصد) و کانی‌های کدر (۲ درصد) است. بافت پرتیتی در ارتوکلاز بیانگر عمق و دمای کم پیدایش ماگمای آن است (Shelly, 1992) و اصولاً یک بافت جدایشی است که در شرایط جامد و با کاهش دما به زیر منحنی انجماد در کانی ارتوکلاز تشکیل می‌شود. به اعتقاد برخی از پژوهشگران نظیر بلت و همکاران (Blatt et al., 2006)، این بافت شامل حضور فقط فلدسپات قلیایی روی لیکیدوس است. در خلال سرد شدن بعدی سنگ تنها فلدسپات موجود در آن به صورت هم‌رشدی تیغه‌ای شکل (پرتیت) متشکل از تیغه‌های مجزای سرشار از پتاسیم و سرشار از سدیم تفکیک می‌شود. این فرایند که تبلور هیپرسالووس نامیده می‌شود، ویژگی سنگ‌زائی مهمی مبنی بر فشار کل یا فشار آب نسبتاً پایین (یعنی عمق کم توده) حین تبلور این ماگماهاست.

کوارتز مونزونیت: این سنگ‌ها دارای بافت دانه‌ای متوسط تا نسبتاً دانه‌درشت هستند (شکل ۴). ارتوکلازها گاهی پلاژیوکلازها را در برمی‌گیرند (بافت مونزونیتی) (شکل ۴-A). رورشدی

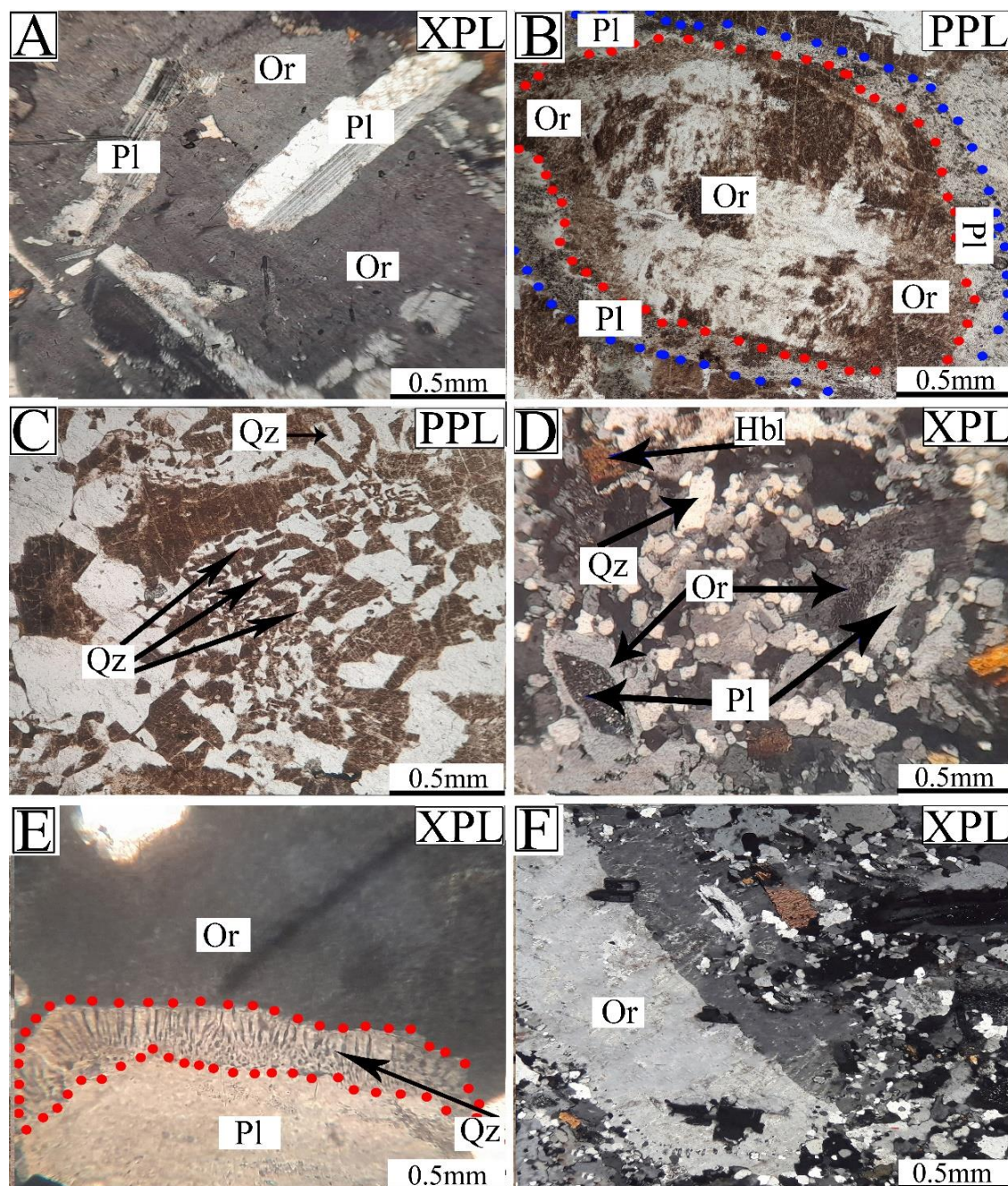
پلاژیوکلاز بر روی ارتوکلاز (بافت راپاکیوی) (شکل ۴-B) و هم‌رشدی ارتوز و کوارتز به صورت بافت ریزگرافیکی (شکل ۴-C)، رورشدی ارتوکلاز بر روی پلاژیوکلاز (شکل ۴-D)، هم‌رشدی پلاژیوکلاز و کوارتز (میرمیکیتی) (شکل ۴-E) و پرفیری با خمیره نسبتاً دانه ریز (شکل ۴-F) از جمله بافت‌های دیگری هستند که در بعضی از نمونه‌ها مشاهده می‌شوند. بافت گرافیکی معمولاً به عنوان معرف تبلور هم‌زمان کوارتز و آلکالی فلدسپار از یک مایع فروتافته در اعماق کم تبلور توده در نظر گرفته می‌شود (Clarke, 1992). به عقیده شلی (Shelly, 1992)، پیدایش بافت گرافیکی در نقطه اوتکتیک در نتیجه فشار بخار آب بالا به هنگام تبلور ایجاد می‌شود. از لحاظ حجمی ارتوکلاز حدود ۳۰ تا ۴۰ درصد حجم سنگ را به خود اختصاص می‌دهد. پلاژیوکلازهای موجود در کوارتز مونزونیت‌ها از لحاظ حجمی تفاوت چندانی با ارتوکلازهای سنگ ندارند و در نمونه‌های مختلف مجموع درصد حجمی آنها بین ۳۰ تا ۴۰ درصد است. وجود ماکل‌های پلی‌سنتتیک (آلیتی) و گاهی آلیتی - کارلسباد به ندرت منطقه‌بندی از دیگر ویژگی‌های این کانی‌هاست. بر اساس زوایای خاموشی اندازه‌گیری شده، ترکیب غالب آنها الیگوکلاز تا آندزین است. در نمونه‌های مختلف کوارتز مونزونیت‌ها گاهی رورشدی‌های بین پلاژیوکلاز و ارتوکلاز (به صورت بافت‌های مونزونیتی، راپاکیوی و آنتی‌راپاکیوی) (شکل ۴-A، B و D) یا هم‌رشدی پلاژیوکلاز و کوارتز (میرمیکیتی) (شکل ۴-E) مشاهده می‌شود.

در تمامی نمونه‌های کوارتز مونزونیت‌ها، کوارتز در ابعاد کوچک‌تر و میزان کمتر (بین ۷ تا ۱۵ درصد) نسبت به فلدسپات‌های سنگ دیده می‌شود. این کانی بیشتر فضای بین فلدسپات‌ها را پر می‌کند؛ ولی گاهی علاوه بر رورشدی، به صورت هم‌رشدی با آنها نیز دیده می‌شود (بافت‌های ریزگرافیکی و میرمیکیتی) (شکل ۴-C و E). به عقیده ورن (Vernon, 2004)، بافت میرمیکیتی به طور اساسی در اثر واکنش‌های حالت جامد همراه با دگرشکلی ایجاد می‌شود.



شکل ۳. تصویرهای میکروسکوپی A: دیوریت با بافت دانه‌ای بی‌شکل نسبتاً دانه ریز، B و C: سینیت به ترتیب دارای بافت‌های تراکتیوئید و دانه‌ای بی‌شکل، D: مونزونیت با بافت دانه‌ای بی‌شکل نسبتاً دانه درشت، E: مونزودیوریت با بافت دانه‌ای بی‌شکل دانه متوسط و F: گرانودیوریت با بافت پورفیروئید مربوط به منطقه نوشا. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Pl: پلاژیوکلاز، Or: ارتوکلاز، Qz: کوارتز، Hbl: هورنبلند، Opq: کانی کدر، Bt: بیوتیت، Cpx: کلینوپیروکسن).

Fig. 3. Microscopic images of: A: Diorite with relatively fine-grained anhedral granular texture, B and C: Syenite with trachtyoid and anhedral granular textures respectively, D: Monzonite with relatively coarse-grained anhedral granular texture, E: Monzodiorite with medium grained anhedral granular texture and F: Granodiorite with porphyroid texture, from Nusha area. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Pl: Plagioclase, Or: Orthoclase, Qz: Quartz, Hbl: Hornblende Opq: Opaque, Bt: Biotite, Cpx: Clinopyroxene).



شکل ۴. تصویرهای میکروسکوپی کوارتز مونزونیت دارای بافت‌های A: بافت مونزونیتی، B: راپاکیوی، C: ریزگرافیکی، D: آنتی‌راپاکیوی، E: میرمکیتی و F: پورفیری با خمیره نسبتاً دانه ریز (درشت بلورهای ارتوکلاز پرتیتی در خمیره پلاژیوکلاز، کوارتز و کانی‌های دیگر)، مربوط به منطقه نوشا. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Pl: پلاژیوکلاز، Or: ارتوکلاز، Qz: کوارتز، Hbl: هورنبلند).

Fig. 4. Microscopic images of quartz monzonite with textures of A: monzonitic texture, B: rapakivi, C: micrographic, D: anti-rapakivi, E: myrmekitic, and F: porphyry with relatively fine-grained mesostasis (perthitic orthoclase phenocrysts in a groundmass composed of plagioclase, quartz and other minerals) from Nusha area. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Pl: Plagioclase, Or: Orthoclase, Qz: Quartz, Hbl: Hornblende).

(۲/۷۱ تا ۸/۹۳)، MgO (۰/۱ تا ۲/۸)، CaO (۰/۱ تا ۱۲/۱۹)، Na_2O (۱/۳ تا ۶/۵۲)، K_2O (۱/۱۶ تا ۷/۲۹)، TiO_2 (۰/۰۵۹ تا ۱/۱۲۴)، P_2O_5 (۰/۰۶ تا ۰/۳۶) و MnO (۰/۰۶ تا ۰/۲۲) (جدول ۱ و جدول ۲) و در نمودار طبقه‌بندی شیمیایی آلکالی-سیلیس (TAS) (Middlemost, 1987) در محدوده‌های دیوریت، سینیت، مونزونیت، مونزودیوریت، کوارتز مونزونیت و گرانودیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۵-A). از لحاظ سری ماگمایی این سنگ‌ها کالک آلکالن پتاسیم بالا (تا شوشونیتی) بوده و متاآلومین هستند (شکل ۵-B، C و D).

ویژگی‌های زمین‌شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب حکایت از آن دارند که توده گرانیتوئیدی نوشا طبق تقسیم‌بندی چاپل و وایت (Chappell and White, 1974)، در زمره گرانیت‌های نوع I قرار می‌گیرند؛ به طوری که نسبت مولی $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ (Clarke, 1981) یا شاخص اشباع از آلومینیم (ASI) (Shand, 1950) در آنها کمتر از یک بوده و بر اساس نمودار (ANK-ACNK)، (Maniar and Piccoli, 1989) همگی متاآلومین هستند (شکل ۵-D). میزان کرنندوم نرماتیو در گرانیتوئیدهای منطقه مورد بررسی (همانند گرانیت‌های نوع I) کمتر از ۱ درصد است و بر روی نمودار کرنندوم نرماتیو در مقابل Rb (شکل ۶-A و B) (Pearce et al., 1984) در امتداد گرانیت‌های I کمربند چین‌خورده استرالیا قرار می‌گیرند و در عین حال در نمودار A/CNK- (Fe_2O_3+FeO) (Pearce et al., 1984) (شکل ۶-C) نیز در محدوده نوع I واقع می‌شوند. نسبت K_2O/Na_2O در گرانیتوئیدهای نوشا پایین است؛ به گونه‌ای که نمونه‌ها در نمودار Na_2O-K_2O (Chappell and White, 1974) در قلمرو I واقع شده‌اند (شکل ۶-D).

حدود تغییرات محتوای SiO_2 (۵۵/۵۵ تا ۷۰/۰۵)، درصد وزنی Na_2O در سنگ‌های اسیدی (که بیش از ۶۵ درصد SiO_2 دارند)

نظریه‌های موجود درباره تشکیل این بافت را می‌توان به هفت گروه به شرح زیر دسته‌بندی کرد (Yuguchi et al., 2008):

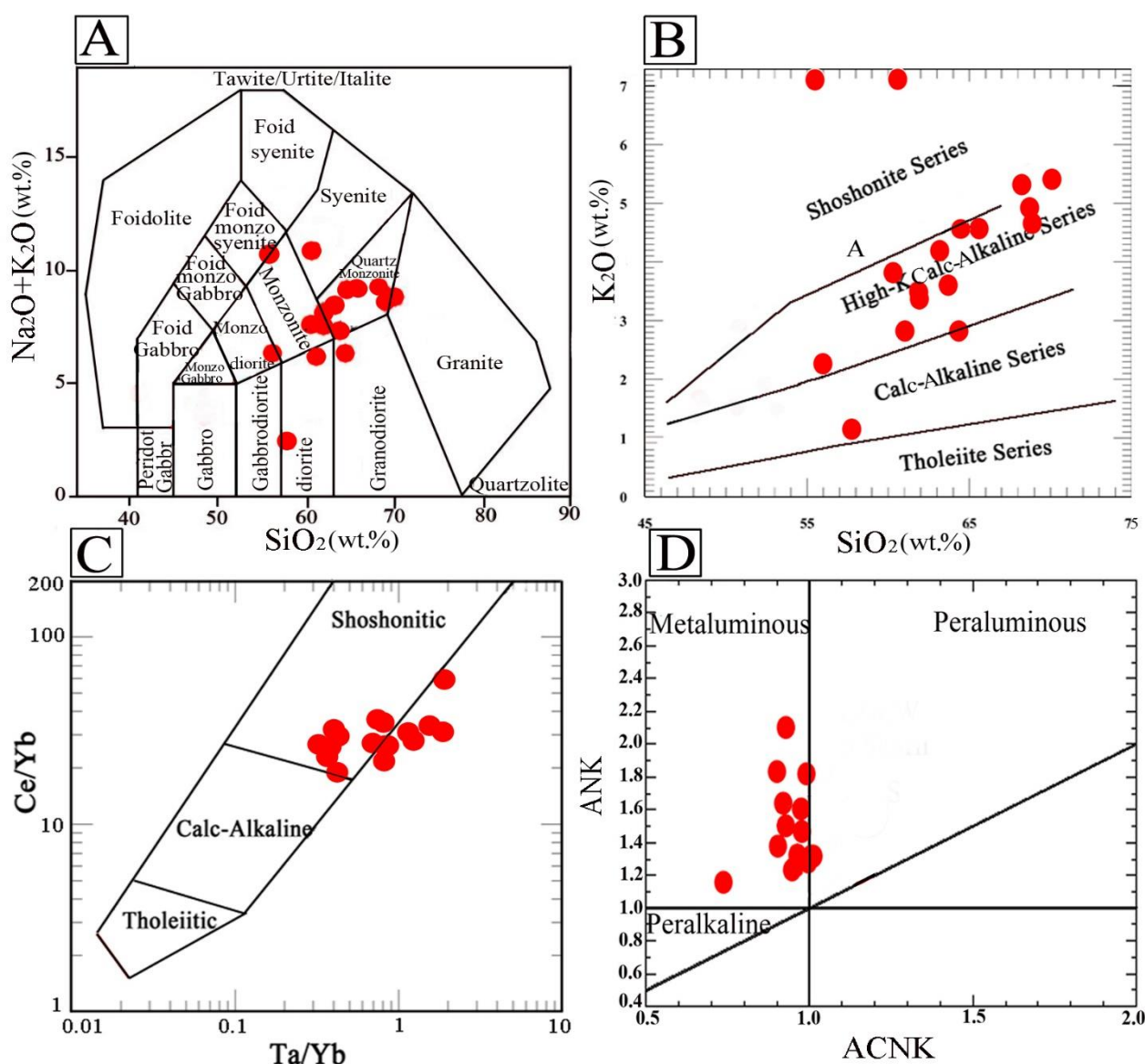
- (۱) تبلور مستقیم یا هم‌زمان کوارتز و پلاژیوکلاز،
 - (۲) جایگزینی فلدسپار پتاسیم با پلاژیوکلاز،
 - (۳) جایگزینی متاسوماتیکی پلاژیوکلاز با فلدسپار پتاسیم،
 - (۴) جدایش در حالت جامد،
 - (۵) مشارکت کوارتز در حال تبلور مجدد در آلایت در حال رشد جداشده از فلدسپار پتاسیم،
 - (۶) دگرشکلی و
 - (۷) ترکیبی از دو یا چند فرایند یاد شده (به طور مثال مشارکت جانشینی دگرتهادی و جدایش به طور هم‌زمان و یا مشارکت دگرشکلی و جایگزینی دگرتهادی با هم).
- در بیشتر نمونه‌های کوارتز مونزونیت‌ها بیوتیت (تا حدود ۱۵ درصد) (گاهی دارای ادخال‌های زیرکن، آپاتیت و اسفن با هاله پلی کروئیک)، هورنبلند (از نوع هورنبلند قهوه‌ای و سبز) (بیشینه تا ۱۰ درصد) و کلینوپیروکسن (اورژیت) (بیشینه تا ۵ درصد) و کانی‌های فرعی شامل کانی کدر، زیرکن، آپاتیت و اسفن (بیشینه تا ۱ درصد) نیز مشاهده می‌شوند.
- در مجموع، چنان که در جزئیات سنگ‌نگاری آورده شد، از حیث سنگ‌نگاری، گرانیتوئیدهای نوشا در زمره گرانیتوئیدهای نوع I قرار می‌گیرند، چنان که دامنه ترکیبی سنگ‌شناسی سنگ‌های نفوذی در منطقه نوشا شامل دیوریت تا کوارتز مونزونیت بوده و در ترکیب گرانیتوئیدها کانی‌های هورنبلند، بیوتیت، پیروکسن، اسفن، مگنتیت نیز مشاهده می‌شود. آنکلاوهای موجود در نمونه‌های مورد بررسی اغلب از جنس دیوریت و میکرومونزونیت هستند.

زمین‌شیمی

بر اساس داده‌های به دست آمده از تجزیه شیمیایی، محتوای اکسید عناصر اصلی نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقه نوشا به قرار زیر است: SiO_2 (۵۵/۵۵ تا ۷۰/۰۵)، Al_2O_3 (۱۴/۷۴ تا ۱۹/۲۸)، Fe_2O_{3T}

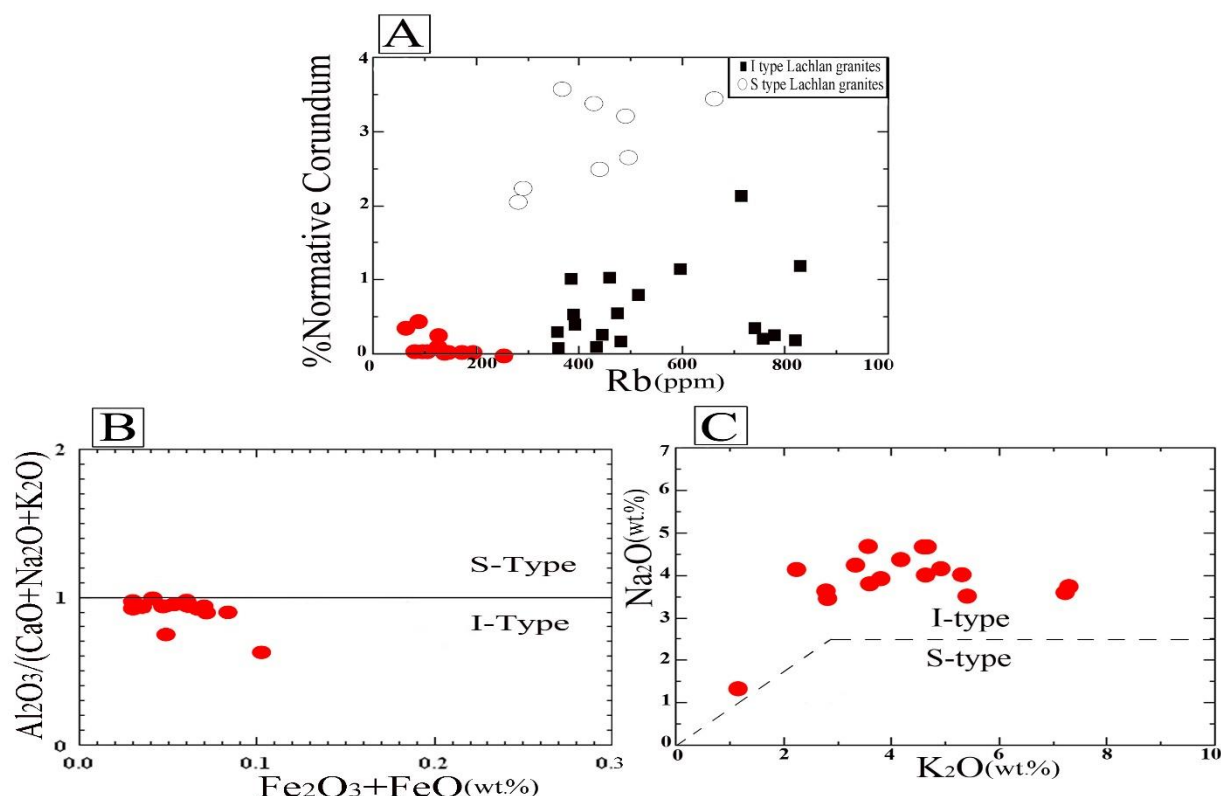
و (B) حکایت از آن دارد که این سنگ‌ها در محدوده غیر A واقع می‌شوند. بر اساس نسبت Rb/Sr، شاخص آگپائیتی [A.I.=molar (Na+K)/Al] (جدول ۳) و همچنین نمودارهای متمایز کننده گرانیت‌ها (P₂O₅-SiO₂ و Th-Rb) (شکل B-۷) و (C) گرانیتوئیدهای نوشا با گرانیت‌های نوع I مطابقت دارند.

(بین ۳/۴۹ و ۴/۶۳) و میانگین مقادیر Na₂O، Zr، Y و Ce (جدول ۱ و جدول ۲)، نشان می‌دهد که گرانیتوئیدهای نوشا به گرانیت‌های I شباهت دارند (جدول ۳). داده‌های شیمیایی نمونه‌های منطقه مورد بررسی نیز بر روی نمودارهای متمایز کننده گرانیت‌ها (Collins et al., 1982; Whalen et al., 1987) (شکل A-۷)



شکل ۵. موقعیت گرانیتوئیدهای منطقه نوشا بر روی نمودارهای A: قلیایی کل - سیلیس (Middlemost, 1987)، B: K₂O در مقابل SiO₂ (Peccerillo and Taylor, 1976)، C: Ce/Yb در مقابل Ta/Yb (Pearce, 1982) و D: ANK-ACNK (Maniar and Piccoli, 1989)

Fig. 5. The positions of Nusha area granitoids on diagrams of A: total alkali-silica (Middlemost, 1987), B: K₂O vs. SiO₂ (Peccerillo and Taylor, 1976), C: Ce/Yb vs. Ta/Yb (Pearce, 1982), and D: ANK-ACNK (Maniar and Piccoli, 1989)



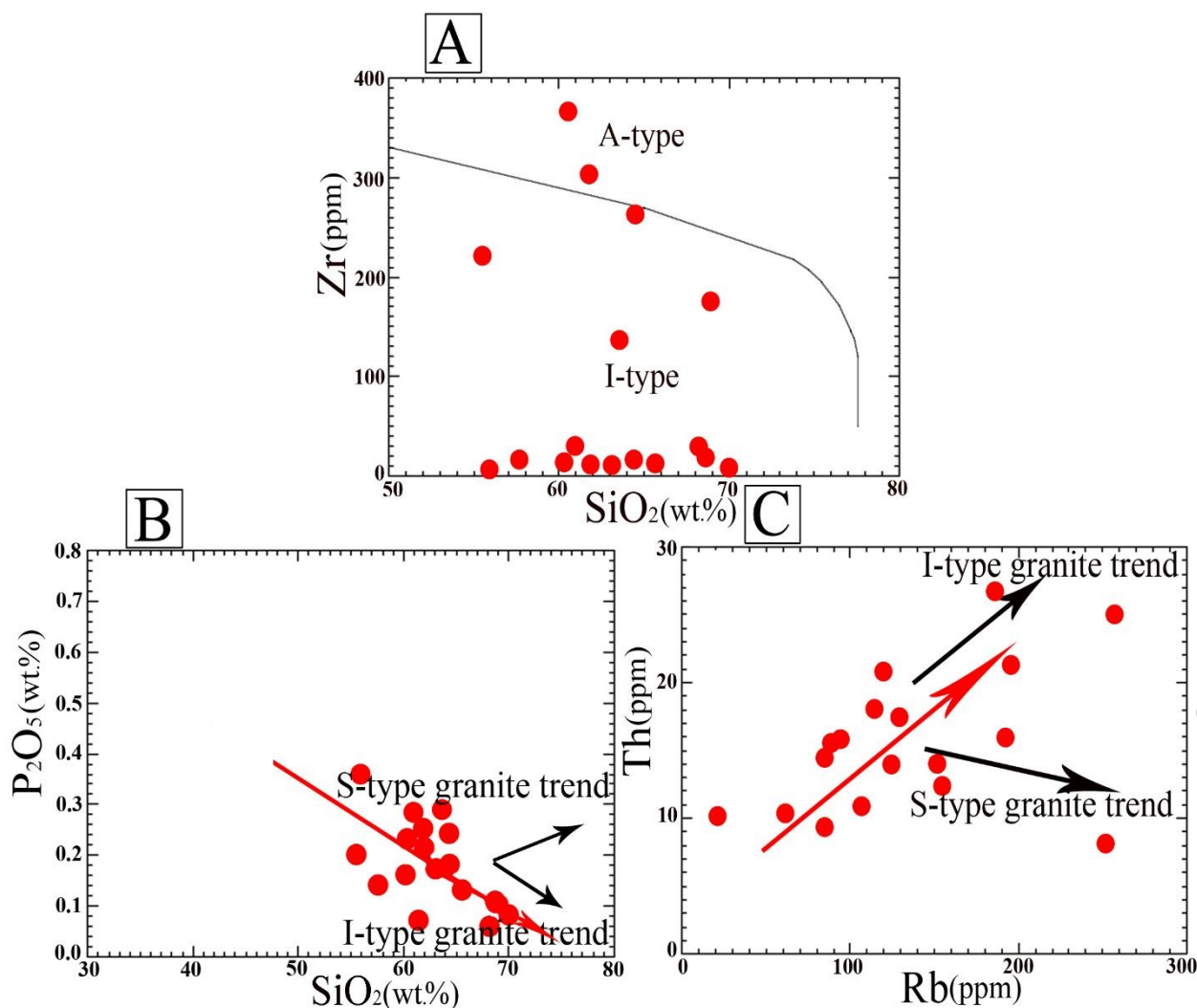
شکل ۶. A: داده‌های مربوط به گرانیتوئیدهای نوشا بر روی نمودار درصد کربندوم نورماتیو در مقابل Rb (Pearce et al., 1984)، چنان که مشاهده می‌شود داده‌ها در امتداد گرانیت‌های نوع I (مربع‌های توپر) کمر بند لاجلان استرالیا قرار می‌گیرند، B و C: به ترتیب نمودارهای ACNK- $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}$ (Pearce et al., 1984) و Na_2O در برابر K_2O (Chappell and White, 1974) برای تفکیک گرانیت‌های نوع S و I از یکدیگر. چنان که مشاهده می‌شود گرانیتوئیدهای منطقه نوشا در محدوده I واقع می‌شوند.

Fig. 6. A: Nusha granitoids data on normative corundum percentage and P_2O_5 versus Rb diagrams respectively (Pearce et al., 1984), as can be seen are placed along the I type granites (filled squares) in the Lachlan Folded belt of Australia. B and C: ACNK- $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}$ (Pearce et al., 1984) and Na_2O against K_2O diagrams (Chappell and White, 1974) to discriminate S and I type granites, respectively. As can be seen, the granitoids of the Nusha area are located in the I field.

جدول ۳. مقایسه میانگین ترکیب‌های عنصری انواع مختلف گرانیت‌ها (Whalen et al., 1987) با گرانیتوئیدهای منطقه نوشا

Table 3. Comparison of the average elemental compositions of different types of granites (Whalen et al., 1987) with granitoids of Nusha region ones

A.I.	Rb/Sr	Ce	Y	Zr	Na ₂ O	Element/Ratio
Granite type						
0.62	0.61	64	28	151	3.13	I
0.59	1.81	64	32	165	2.41	S
0.52	0.06	16	22	108	3.97	M
0.95	3.52	137	75	528	4.07	A
0.33	0.27	61.01	21.10	98.9	3.58	Nusha



شکل ۷. موقعیت گرانیتوئیدهای منطقه نوشا بر روی نمودارهای A: Zr-SiO₂ (Collins et al., 1982) که در آن داده‌ها اغلب در محدوده I قرار می‌گیرند، B: P₂O₅-SiO₂ و C: Th-Rb که در آن داده‌های منطقه نوشا از روند گرانیت‌های نوع I پیشنهاد شده توسط چاپل و وایت (Chappell and White, 1992) پیروی می‌کنند.

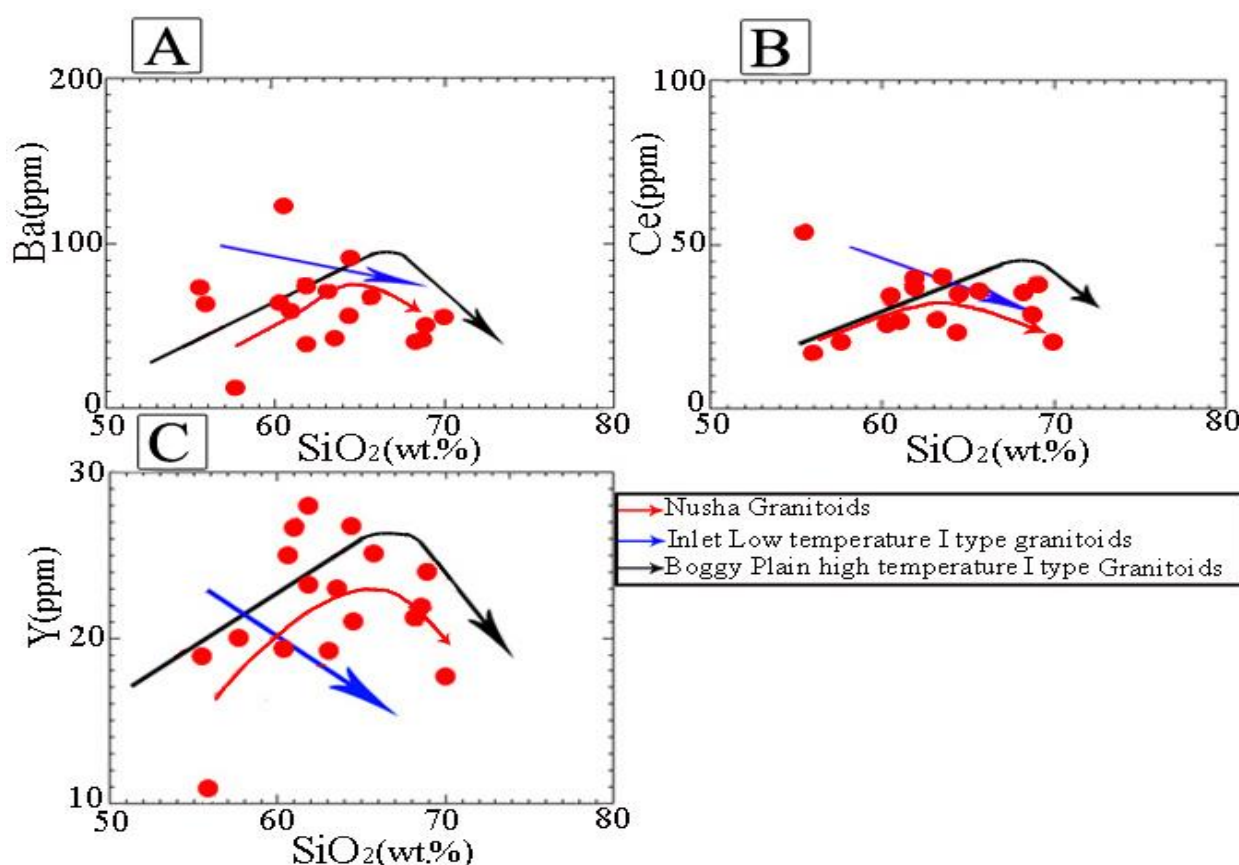
Fig. 7. The positions of Nusha region granitoids on the diagrams of A: Zr-SiO₂ (Collins et al., 1982), in which most data are located in the I field, B: P₂O₅-SiO₂, and C: Th-Rb, in which Nusha region data follow the trend of I type granites proposed by Chappell and White (1992).

مقایسه الگوهای REE به دست آمده از گرانیتوئیدهای منطقه نوشا که به مقادیر کندریت ارائه شده توسط تیلور و مک‌لن (Taylor and McLennan, 1985) عادی‌سازی شده‌اند (شکل ۹-A و B)، نشان می‌دهد که همه نمونه‌ها دارای الگوی موازی و مشابهی بوده (بنابراین دارای منشأ مشترک هستند) و غنی‌شدگی نسبتاً

تغییرات عناصر Ba، Ce و Y در گرانیتوئیدهای نوشا به نحوی است که با افزایش میزان سیلیس، ابتدا افزایش و سپس کاهش می‌یابند؛ بنابراین از نوع I دمای بالا هستند (شکل ۸-A، B و C) و باید از ذوب سنگ‌های مافیک پوسته یا گوشته تحول‌یافته تشکیل شده باشند.

منشأ) باشد؛ زیرا که ضریب توزیع خاک‌های نادر از La تا Lu افزایش چشمگیری را در تمام مذاب‌ها نشان می‌دهند (McDonough and Sun, 1995). از آنجایی که غلظت این عناصر در سنگ‌های نفوذی منطقه چندین برابر مقادیر کندریت است و از طرفی شیب الگوها در سمت HREE افقی است؛ بنابراین حضور گارنت در سنگ منشأ بعید است؛ زیرا ضریب توزیع این عناصر برای گارنت (به خصوص HREE ها) بسیار بالاتر از یک بوده و در عین حال افزایش این ضریب توزیع از La تا Lu به صورت یکنواخت و خطی است (Rollinson, 1993).

بالایی نسبت به کندریت دارند و بدون آنومالی Eu هستند. آنومالی Eu می‌تواند به علت مشارکت فلدسپات در ماگمای تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها به هنگام ذوب‌بخشی سنگ مادر یا عدم تفریق این کانی به هنگام تبلوربخشی ماگمای تشکیل‌دهنده آنها باشد. شیب الگوها در سمت LREE منفی و در سمت HREE افقی است. به گفته وینتر (Winter, 2001)، این ویژگی سنگ‌های کالک‌آلکالن مناطق فروانش حاشیه قاره‌هاست. بنا به عقیده ویلسون (Wilson, 1989) و رولینسون (Rollinson, 1993)، تفریق LREE از HREE به صورت غنی‌شدگی LREE می‌تواند به دلیل تعادل مذاب با گارنت (به عنوان یک فاز تفاله‌ای در سنگ

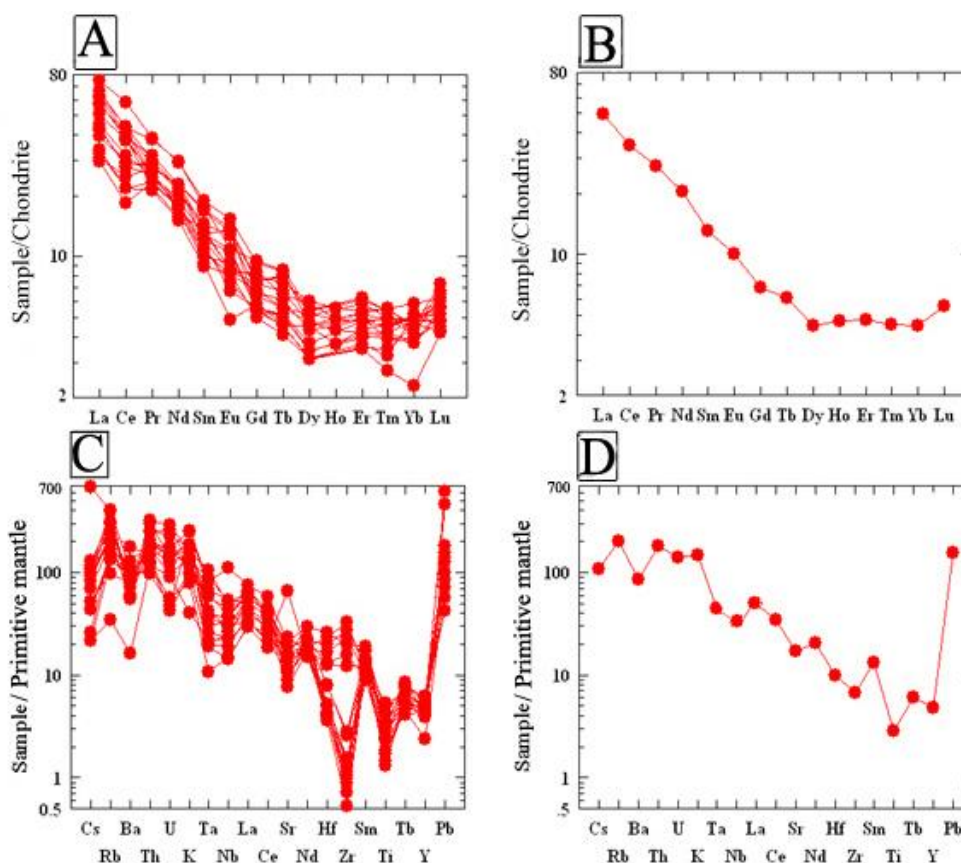


شکل ۸. نمودارهای تغییرات A: Ba، B: Ce و C: Y در برابر SiO_2 که بیانگر تطابق روند داده‌های گرانیتوئیدهای نوشا با گرانیت‌های نوع I دمای بالا مربوط به توده‌های Boggy plain از کمربند چین‌خورده لاجلان استرالیا (Chappell et al., 1998) هستند.

Fig. 8. Variation diagrams of A: Ba, B: Ce, and C: Y versus SiO_2 , which indicate the correlation between Nusha granitoids data trends and the high temperature I type granites from Boggy plain bodies in Lachlan Folded belt of Australia (Chappell et al., 1998).

Nb و Y آنومالی منفی بارز و U، Hf، La آنومالی منفی اندک دارند؛ در حالی که عناصر Rb، Th، K، Nd، Tb و Pb و Sm آنومالی مثبت دارند (شکل ۹-C و D).

نمودارهای عنکبوتی به دست آمده از بهنجارسازی میزان عناصر کمیاب نمونه‌های منطقه نوشا به گوشته اولیه بر اساس داده‌های (McDonough et al., 1992) نیز نشان می‌دهد که تقریباً همه عناصر نسبت به گوشته اولیه غنی شده‌اند. Ba، Ta، Zr، Sr، Ti،



شکل ۹. A و B: به ترتیب الگوها و میانگین الگوهای عناصر نادر خاکی عادی‌سازی شده به کندریت بر اساس داده‌های تیلور و مک‌لنن (Taylor and McLennan, 1985)، C و D: به ترتیب نمودارها و میانگین نمودارهای عنکبوتی گرانیتوئیدهای منطقه نوشا که به مقادیر گوشته اولیه ارائه شده توسط مک‌دوناف و همکاران (McDonough et al., 1992) عادی‌سازی شده‌اند.

Fig. 9. A and B: Rare earth elements patterns and the average REE pattern normalized to chondrite values provided by Taylor and McLennan (1985) respectively, C and D: spider diagrams and the average spider diagram of Nusha region granitoids normalized to primitive mantle values provided by McDonough et al. (1992) respectively.

(1997). آنومالی منفی Ti خاص مناطق فرورانش (Pearce, 1982) است. افت (گودی) بسیار مشخص Nb-Ta در نمودارهای عنکبوتی سامانه‌های کمانی به دلیل ابقای این عناصر در منشأ به هنگام ذوب بخشی یا آلاش پوسته‌ای است. به عقیده ایلنیک

این مشخصات می‌تواند نشان‌دهنده دلایل زیر باشد: Ti با مگنتیت سازگاری داشته و معمولاً در کانی‌های تیتاندار و آمفیبول در پوسته فرورانده شده باقی می‌ماند و مانع از ورود آن به مذاب و فرایندهای بعدی پوسته‌سازی می‌شود (Hofmann, 1997).

(شکل ۹) دیده می‌شود، بر روی نمودارهای متمایز کننده جایگاه تکتونوماگمایی نیز در محدوده کمان قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۱۰). مشارکت مؤلفه‌های فرورانس در منشأ ماگمای تشکیل دهنده گرانیتوئیدهای منطقه نوشا از نسبت بالای Th/Yb استنتاج می‌شود، با این وجود، این نسبت می‌تواند با دخالت پوسته قاره‌ای از طریق وقوع فرایند AFC در ماگمای صعودکننده نیز ایجاد شود. نمونه‌های مورد بررسی در نمودار در محدوده بیرون از آرایه گوشته‌ای با نسبت بالاتر Th/Yb قرار دارند (شکل ۱۱). این جابه‌جایی موازی با روند زمین‌شیمیایی غنی‌شدگی پهنه فرورانس یا غنی‌شدگی توسط پوسته قاره‌ای است. با این حال، نسبت بالاتر Th/Yb در توده‌های مورد بررسی نسبت به میانگین پوسته قاره‌ای، بر این امر دلالت دارد که غنی‌شدگی توسط فرایندهای فرورانس نقش به سزایی در منشأ ماگمای اولیه داشته است؛ زیرا در صورتی که عامل غنی‌شدگی تنها پوسته قاره‌ای بود، نمونه‌ها باید در جایگاه میان گوشته غنی‌شده و میانگین پوسته قاره‌ای قرار می‌گرفتند.

نسبت‌های پایین Th/Ta (نزدیک به ۲/۱) نشان‌دهنده پیدایش ماگما در محیط‌های تکتونوماگمایی کششی و نسبت بالا بیانگر ایجاد ماگما در مرزهای هم‌گرا و پهنه‌های فرورانس است (Tankut et al., 1998). این نسبت در گرانیتوئیدهای نوشا از ۲/۴۳ تا ۲۶/۸۸ تغییر می‌کند و میانگین آن ۸/۳۱ است. بنابراین بیانگر پهنه فرورانس است. از نسبت Nb/Th نیز می‌توان به عنوان معیاری برای تفکیک نفوذی‌های وابسته به کمان آتشفشانی هم استفاده کرد. در این نوع توده‌های نفوذی مقدار Nb/Th در سنگ‌های کالک‌آلکان کمتری کمتر از ۳ است (Whalen et al., 2006). میانگین نسبت Nb/Th در گرانیتوئیدهای منطقه مورد بررسی ۲/۹۷ است و این نیز تأیید دیگری بر محیط کمایی آنهاست.

میزان بلوغ کمان‌های آتشفشانی را می‌توان با به کارگیری نمودار Nb در مقابل نسبت Rb/Zr به دست آورد (Brown et al., 1984) (شکل ۱۲-A). بر اساس نمودار یادشده گرانیتوئیدهای

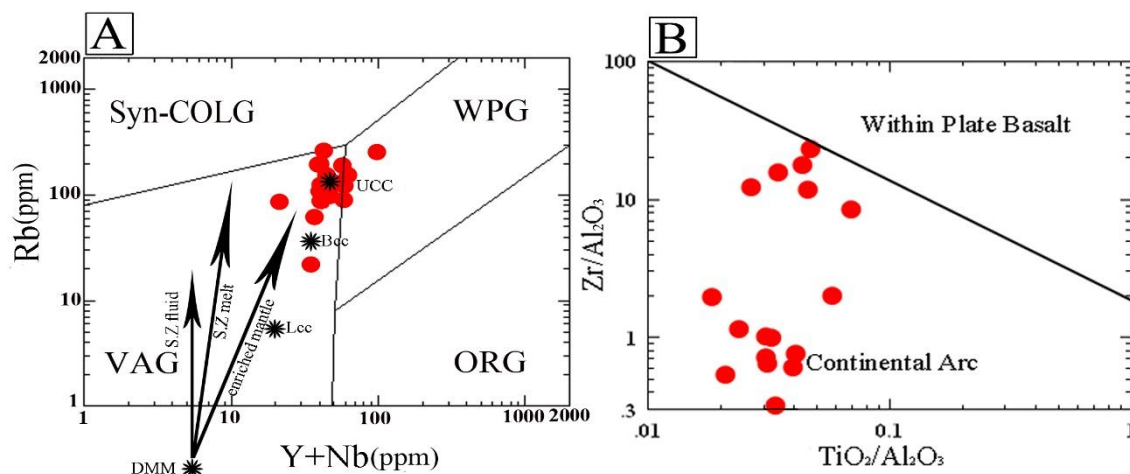
(Ilnicki, 2010)، تهی‌شدگی از Ta-Nb از ویژگی‌های آلایش پوسته‌ای است. فن و همکاران (Fan et al., 2003)، اشاره کرده‌اند که غنی‌شدگی شدید از U و Th در نمودارهای عنکبوتی بیانگر اضافه‌شدن رسوبات پلاژیک یا اضافه‌شدن پوسته اقیانوسی دگرسان در فرایند ذوب‌شدگی است. به عقیده واتسون (Watson, 1982) هنگام آغشتگی بازالت با پوسته قاره‌ای حتی در صورتی که بقیه عناصر بدون تغییر باقی بمانند، مقدار قابل توجهی پتاسیم به درون ماگمای بازالتی راه می‌یابد. آنومالی مثبت Pb، K و به طور کلی، غنی‌شدگی از عناصر LIL به آلودگی پوسته‌ای ماگماها نسبت داده می‌شود (Taylor and McLennan, 1985; Hofmann, 1997; Roy et al., 2002; Girardi et al., 2012). از طرفی عناصر LIL در پوسته قاره‌ای متمرکز هستند و غلظت بالای آنها در سنگ‌های منطقه می‌تواند نشان‌دهنده آلایش پوسته‌ای ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های منطقه باشد (Rollinson, 1993). به عقیده بسیاری از پژوهشگران غنی‌شدگی در LILE و LREE و تمرکز پایین HREE و HFSE به همراه بی‌هنجاری منفی Nb و Ti، نشانه ماگماهای وابسته به پهنه فرورانس است (Gass et al., 1984; Wilson, 1989; Foley and Wheler, 1990; Pearce and Parkinson, 1993; Wang et al., 2004). به عقیده تیلور و مک‌لنن (Taylor and McLennan, 1985) و هافمن (Hofmann, 1997) آنومالی مثبت Pb و آنومالی منفی Ta-Nb از ویژگی‌های پوسته قاره‌ای است.

جایگاه تکتونوماگمایی و پتروژنز

ویژگی‌های زمین‌شیمیایی بسیاری بیانگر آن است که گرانیتوئیدهای منطقه نوشا به یک محیط کمان از نوع حاشیه فعال قاره تعلق دارند؛ به گونه‌ای که علاوه بر نمودارهای عنکبوتی و الگوهای عناصر نادر خاکی (شکل ۹) که در آنها به وضوح آنومالی منفی Ta-Nb، غنی‌شدگی از لحاظ LILEs (نظیر Cs، Rb، Th، U و K) و LREEs (Pearce and Peate, 1995)

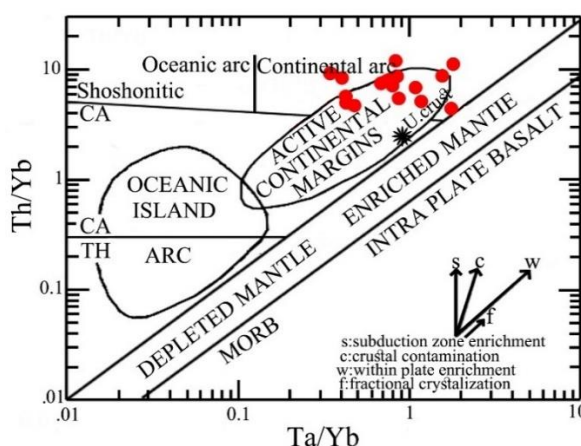
قاره‌ای ضخامت حدود ۴۵ کیلومتر و گوشته‌ای غنی شده را در محل تشکیل ماگمای مادر نشان می‌دهد (شکل ۱۲-B و C).

نوشا در محدوده کمان‌های قاره‌ای عادی تا بالغ قرار می‌گیرند و در نمودارهای Sm/Yb در مقابل La/Sm (Kay and Mpodozis, 2002) Rb-Sr و (Condie, 1989) نیز پوسته



شکل ۱۰. داده‌های مربوط به گرانیتوئیدهای منطقه نوشا بر روی نمودارهای متمایز کننده تکتونوماگمایی A: پیرس و همکاران (Pearce et al., 1984) و B: مولر و گراو (Muller and Groves, 1997). چنان که مشاهده می‌شود داده‌های منطقه مورد بررسی در قلمرو کمان‌های نوع قاره‌ای واقع می‌شوند. S.Z: منطقه فرورانش، Lcc: ترکیب پوسته زیرین، Bcc: کل ترکیب پوسته، UCC: ترکیب پوسته بالایی

Fig. 10. Study area granitoids data on the tectonomagmatic discrimination diagrams of A: Pearce et al. (1984), and B: (Muller and Groves (1997). As can be seen, the Nusha area data are located in the field of continental arcs. S.z: Subduction Zone, Lcc: Lower crust composition, Bcc: Bulk crust composition, UCC: Upper Crust Composition

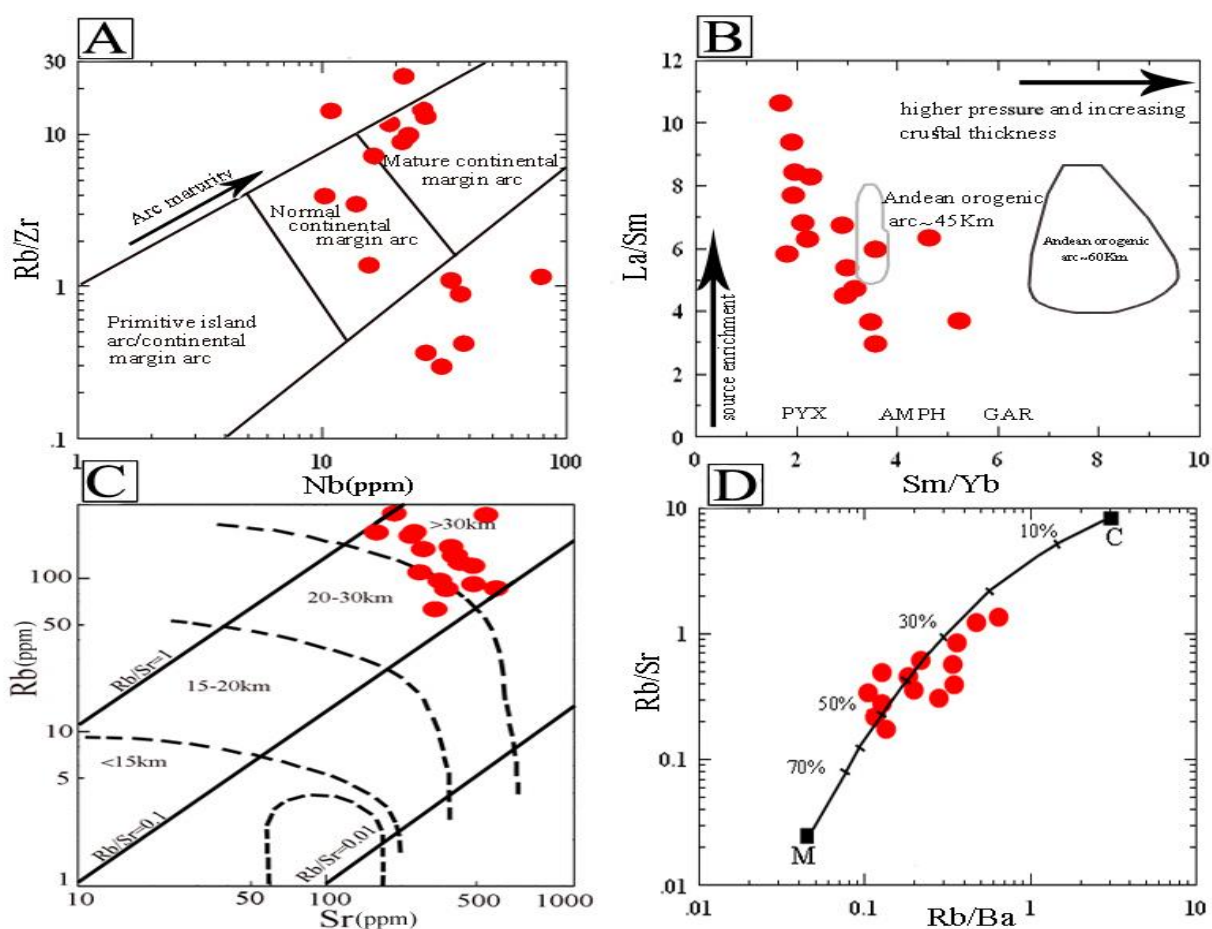


شکل ۱۱. نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb که در آن نمونه‌های منطقه نوشا در ناحیه کمان قاره‌ای و در بیرون از آرایه گوشته‌ای جای گرفته‌اند. نمودار و موقعیت عضوهای گوشته‌ای و پوسته‌ای از پیرس (Pearce, 2008) و پیرس و پیت (Pearce and Peate, 1995) و متوسط پوسته بالایی از سان و مک‌دوناف (Sun and McDonough, 1989) است.

Fig. 11. Th/Yb versus Ta/Yb diagram in which the Nusha area samples are located in the continental arc field and outside of the mantle array. The diagram and positions of mantle and crustal members are from Pearce and Peate (1995); Pearce (2008) and the average upper crust is from Sun and McDonough (1989).

در مقابل Rb/Ba (Koprubasi and Aldanmaz, 2004) (شکل ۱۲- D)، نمونه‌های مورد بررسی آرایه‌ای خطی با شیب مثبت به خود می‌گیرند؛ به نحوی که حکایت از اختلاط بین ماگمای مافیک مشتق‌شده از گوشته و مذاب فلسیک اشتقاق‌یافته از پوسته (و یا آلایش ماگمای مافیک با اجزای پوسته‌ای) دارند. نسبت مواد گوشته به پوسته تقریباً بین ۲۰ و ۵۰ درصد است.

در سنگ‌های منشأ گوشته‌ای نسبت‌های Y/Nb کوچک‌تر از ۱/۲ است؛ در حالی که نسبت‌های بزرگ‌تر از ۱/۲ مشخص‌کننده مواد با منشأ پوسته‌ای هستند (Eby, 1990; Eby, 1992). در گرانیتوئیدهای نوشا این نسبت از ۲/۲۴ تا ۲/۶۱ تغییر می‌کند؛ بنابراین ویژگی‌های زمین‌شیمیایی هر دو مواد منشأ پوسته‌ای و گوشته‌ای را با نسبت‌های متفاوتی دارا هستند. در نمودار Rb/Sr

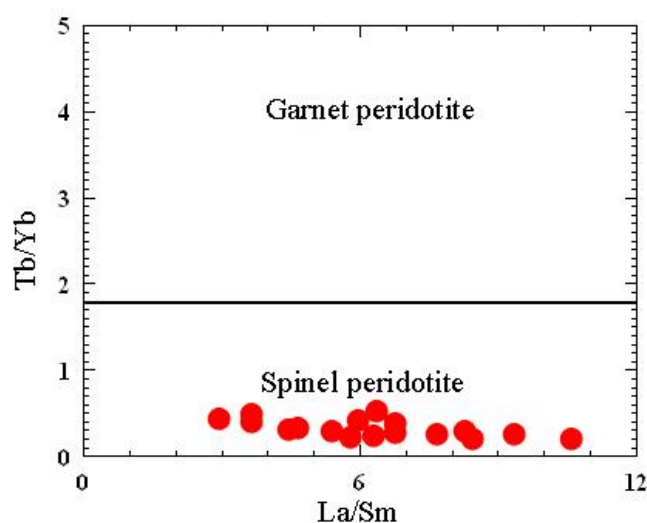


شکل ۱۲. موقعیت گرانیتوئیدهای نوشا بر روی نمودارهای A: میزان بلوغ کمان‌های آتشفشانی بر اساس Nb در مقابل نسبت Rb/Zr (Brown et al., 1984)، B: ضخامت پوسته‌ی قاره‌ای در محیط‌های حاشیه فعال قاره‌ها با استفاده از Sm/Yb در مقابل La/Sm (Kay and Mpodozis, 2002)، C: Rb-Sr (Condie, 1989) و D: Rb/Sr در مقابل Rb/Ba (Koprubasi and Aldanmaz, 2004) برای ارزیابی میزان مشارکت مذاب‌های فلسیک مشتق‌شده از پوسته (C) و مافیک مشتق‌شده از گوشته (M)

Fig. 12. The position of Nusha granitoids on diagrams of A: the volcanic arcs maturity rate based on Nb versus Rb/Zr ratio (Brown et al., 1984), B: continental crust thicknesses in active continental margin environments using Sm/Yb vs. La/Sm (Kay and Mpodozis, 2002), C: Rb-Sr (Condie, 1989), and D: Rb/Sr vs. Rb/Ba (Koprubasi and Aldanmaz, 2004) to evaluate the contribution of felsic melts derived from the crust (C) and mafic melts derived from the mantle (M)

گوشته‌ای با ترکیب پریدوتیت بدون گارنت؛ ولی حاوی اسپینل نشأت گرفته‌اند. غلظت چند برابری عناصر نادر خاکی نسبت به کندریت (شکل ۹-A و B) نیز تأییدکننده نبود گارنت در منشأ گوشته‌ای است.

مرز جدایش بین محدوده سنگ منشأ گارنت‌دار از محیط گوشته بدون گارنت و دارای اسپینل با معیار Tb/Yb حدود $1/8$ مشخص شده است (Wang et al., 2008). این نسبت در گرانیتوئیدهای نوشا بین $0/196$ و $0/505$ است (شکل ۱۳). بنابراین مذاب مافیک تشکیل‌دهنده گرانیتوئیدهای نوشا از یک منبع



شکل ۱۳. موقعیت داده‌های گرانیتوئیدهای نوشا بر روی نمودار Tb/Yb در مقابل La/Sm (Wang et al., 2002) نشان‌دهنده منشأ گوشته‌ای با ترکیب پریدوتیت اسپینل‌دار است.

Fig. 13. Data position of Nusha granitoids on Tb/Yb versus La/Sm diagram (Wang et al., 2002) indicate a mantle source rock with spinel peridotite composition.

بحث

به عقیده بسیاری از پژوهشگران بیشتر سنگ‌های ماگمایی کالک‌آلکال پتاسیم بالا و شوشونیتی در کمان‌های ماگمایی و پهنه‌های زمین‌ساختی پس از برخورد پدید می‌آیند (Wilson, 1989; Foley and Peccerillo, 1992; Rollinson, 1993; Turner et al., 1996; Winter, 2001). به ندرت در محیط‌های درون ورقه‌ای دیده شده‌اند (Muller and Groves, 1997; Bonin, 2004). وجود ویژگی‌هایی نظیر غنی‌شدگی در LILE و LREE و تمرکز پایین عناصر نادر خاکی سنگین و عناصر با شدت میدان بالا به همراه بی‌هنجاری منفی Ta, Nb و Ti، نشانه ماگماهای وابسته به پهنه فروانش است (Gass et al., 1992).

1984; Wilson, 1989; Foley and Wheler, 1990; Pearce and Parkinson, 1993; Wang et al., 2004). به علاوه نسبت‌های بالای Th/Ta (Tankut et al., 1998) و پایین Nb/Th (Whalen et al., 2006) و نمودارهای متمایزکننده تکتونوماگمایی متعدد نیز بیانگر یک موقعیت فروانش از نوع حاشیه فعال قاره هستند. وجود نشانه‌های زمین‌شیمیایی نظیر آنومالی مثبت K, Pb و غنی‌شدگی از عناصر LILE نشان‌دهنده آلودگی ماگماها با پوسته‌ی قاره‌ای است (Taylor and McLennan, 1985; Hofmann, 1997; Roy et al., 2002; Eby, 1990; Eby, 1992). دامنه گسترده تغییرات نسبت‌های Y/Nb (Eby, 1990; Eby, 1992) در گرانیتوئیدهای نوشا نیز تأییدکننده ویژگی‌های

اصلی این سنگ‌ها اغلب دانه‌ای (و به ندرت پورفیروئید) است؛ ولی گاهی بافت‌های راپاکیوی، آنتی‌راپاکیوی، ریزگرافیکی، میرمیکتی، پرتیتی و تراکیتوئید نیز در آنها دیده می‌شود. از لحاظ سری ماگمایی این سنگ‌ها کالک‌آلکالن پتاسیم بالا (تا شوشونیتی) بوده و متآلومین هستند.

بر اساس ویژگی‌های شیمیایی متعدد عناصر اصلی، کمیاب و همچنین سنگ‌نگاری در زمره گرانیتوئیدهای نوع I قرار می‌گیرند. تغییرات عناصر Ba، Ce و Y به نحوی است که با افزایش میزان سیلیس ابتدا افزایش و سپس کاهش می‌یابند؛ بنابراین از نوع I دمای بالا هستند.

مقایسه الگوهای REE نشان می‌دهد که همه نمونه‌ها دارای الگوی مشابهی بوده (بنابراین دارای منشأ مشترک هستند) و بدون آنومالی Eu هستند.

آنومالی‌های مختلف موجود در نمودارهای عنکبوتی (بهنجارسازی به گوشته اولیه) حکایت از وابستگی به پهنه فرورانش و آرایش پوسته‌ای ماگمای تشکیل‌دهنده سنگ‌های منطقه دارد.

نسبت‌های Th/Ta و Nb/Th به ترتیب ۲۶/۸۸-۲/۴۳ (با میانگین ۸/۳۱) و کمتر از ۳ (با میانگین ۲/۹۷) هستند؛ بنابراین بیانگر پهنه فرورانش است.

بر اساس نمودار Nb در مقابل نسبت Rb/Zr در زمره گرانیتوئیدهای کمان‌های قاره‌ای عادی تا بالغ قرار می‌گیرند.

بر مبنای نمودارهای Sm/Yb در مقابل La/Sm و Rb-Sr ضخامت پوسته‌ی قاره‌ای حدود ۴۵ کیلومتر و منشأ گوشته غنی‌شده را در محل تشکیل ماگمای مادر نشان می‌دهد.

تعارض منافع

هیچ گونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده است.

1. LILE
2. LREE
3. HREE
4. HFSE

زمین‌شیمیایی هر دو مواد منشأ پوسته‌ای و گوشته‌ای با نسبت‌های متفاوتی است. درجه متوسط بلوغ کمان قاره‌ای به همراه ضخامت نسبتاً بالای پوسته قاره‌ای نیز نقش کمک‌کننده‌ای در فرایند آرایش ماگما با پوسته قاره‌ای دارد. نمودار Rb/Sr در مقابل Rb/Ba (Koprubasi and Aldanmaz, 2004) نشان از اختلاط بین ماگمای مافیک مشتق‌شده از گوشته و مذاب فلسیک اشتقاق یافته از پوسته (و یا آرایش ماگمای مافیک با اجزای پوسته‌ای) با نسبت مواد گوشته به پوسته تقریباً بین ۲۰ و ۵۰ درصد دارد.

لذا داده‌های زمین‌شیمیایی سنگ کل منطقه مورد بررسی بیانگر آن است که ماگمای تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها از لحاظ جایگاه تکتونوماگمایی متعلق به یک محیط کمان از نوع حاشیه فعال قاره بوده و با توجه به سن آنها باید از فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتیس حاصل شده باشند. همانند کمان‌های ماگمایی، شکل‌گیری ماگما در این محیط‌ها نیز ناشی از ورود سیالات حاصل از آب‌زدایی ورقه اقیانوسی فرورونده و ذوب گوه گوشته‌ای متاسوماتیزه روی آن است (Teimouri, 2011). ماگما حین صعود از میان لیتوسفر قاره‌ای متحمل آرایش شده و بعضی از ویژگی‌های شیمیایی آن به ماگما منتقل شده است. این ویژگی‌ها در بسیاری از سنگ‌های آذرین سنوزوئیک در پهنه‌های البرز، البرز غربی- آذربایجان و قفقاز جنوبی نیز دیده می‌شود (Robertson, 2002; Golonka, 2004; Masson et al., 2006; Conticelli et al., 2009; Aghazadeh et al., 2010, Aghazadeh et al., 2011; Aghazadeh and Badrzadeh, 2015; Castro et al., 2013).

نتیجه‌گیری

بر اساس جمع‌بندی اطلاعات به دست آمده از بررسی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و داده‌های زمین‌شیمیایی، در مورد گرانیتوئیدهای نوشا نتایج زیر به دست آمد:

از نظر سنگ‌شناسی ترکیب دیوریت، سینیت، مونزونیت، مونزودیوریت، گرانودیوریت و کوآرتز مونزونیت را دارند. بافت

References

- Aghazadeh, M., 2009. Petrology and Geochemistry of Anzan, Khankandi and Shaivar Dagh granitoids (North and East of Ahar, Eastern Azerbaijan) with references to associated mineralization. Unpublished Ph.D Thesis, Tarbiat Moddares University, Tehran, Iran, 470 pp.
- Aghazadeh, M. and Badrzadeh, Z., 2015. Petrology and petrogenesis of alkaline and calc-alkaline lamprophyres in the NW Iran. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, 24(94): 87–102. (in persion with English abstract) <https://doi.org/10.22071/gsj.2015.42745>
- 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>
- Aghazadeh, M., Castro, A., Rashidnejad Omran, N., Emami, M.H., Moinvaziri, H. and Badrzadeh, Z., 2010. The gabbro (shoshonitic)–monzonite–granodiorite association of Khankandi pluton, Alborz Mountains, NW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 38(5): 199–219. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.01.002>
- Aghazadeh, M., Hou, Z. and Badrzadeh, Z., 2013. Bondar-e-Honza: An Oldest and Special Porphyry Copper (Molybdenum) Deposit in the Kerman Porphyry Copper Belt, Iran. *Mineral Deposit Research for a High-tech World*, 12th SGA Biennial Meeting, Uppsala, Sweden, 3(2013): 1412–1415. Retrieved January 21, 2023 from https://www.academia.edu/4740224/Bondar_e_Honza_An_oldest_and_special_porphyry_copper_molybdenum_deposit_in_the_Kerman_porphyry_copper_belt_Iran
- Alavi, M., 1996. Tectonostratigraphy synthesis and structural style of the Alborz Mountain system in northern Iran. *Journal of Geodynamics*, 21(1): 1–33. [https://doi.org/10.1016/0264-3707\(95\)00009-7](https://doi.org/10.1016/0264-3707(95)00009-7)
- Anells, R.N., Arthurton, R.S., Bazely, R.A. and Davies, R.G., 1975. Explanatory text of the Qazvin and Rasht quadrangle map 1:250000, Geological Survey of Iran. Report, Nos. E3, E4, 94 pp.
- Arjmandzadeh, R., Almasi, A., Nabatian, G., Li, Q., Nourian, S. and Jafarie, T., 2022. Zircon U–Pb dating, geochemistry, and geology of Shotorsang hypabyssal granitoids, southern Quchan (northeast of Iran). *Petrological Journal*, 13(3): 105–130. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22108/ijp.2022.132228.1263>
- Axen, G.J.P.S., Lam, M., Grove, D.F., Stockli, J. and Hassanzadeh, J., 2001. Exhumation of the west–central Alborz Mountains, Iran, Caspian subsidence, and collision–related tectonics. *Geology*, 29(6): 559–562. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<0559:EOTWCA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0559:EOTWCA>2.0.CO;2)
- Azizi, H. and Tsuboi, M., 2021. The Van Microplate: A New Microcontinent at the Junction of Iran, Turkey, and Armenia. *Frontiers in Earth Science*. 8: 1–15. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.574385>
- Bahajroy, M., Taki, S., Moazzen, M. and Ganji, A., 2022. Whole rock and mineral chemistry of intermediate intrusive rocks in the northern side of Shahroud River near Zardkooh in Guilan province (Iran). *Petrological Journal*, 13(3): 1–32. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22108/ijp.2022.132420.1267>
- Baharfiruzi, K. and Shafei, A., 2003. Geological 1:100000 scale map and report of Javaherdeh. Geological Survey of Iran, Iran.
- Blatt, H., Tracy, R.J. and Owens, B.E., 2006. *Petrology: Igneous, Sedimentary and Metamorphic*. Freeman and Company 530 pp. Retrieved November 20, 2022 from <https://books.google.com/books/about/Petrology.html?id=lha3FmesddoC>
- Bonin, B., 2004. Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review. *Lithos*, 78(1–2): 1–24. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.042>
- Brown, G.C., Thorpe, R.S. and Webb, P.C., 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contracting arcs and comments on magma sources. *Journal of the Geological Society*, 141(3): 413–426. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.141.3.0413>
- 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*, 180–181:

- 109–127.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2013.08.003>
- Chappell, B.W., Bryant, C.J., Wyborn, D. and White, A.J.R., 1998. High and Low Temperature I-type Granites. *Resource Geology*, 48(4): 225–235.
<https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.1998.tb00020.x>
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 6(8): 173–174. Retrieved January 21, 2023 from <https://typeset.io/papers/two-contrasting-granite-types-2nfxi6nmc>
- Chappell, B.W. and White, A.G.R., 1992. I and S type granites in the Lachlan fold belt. *Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh*, 83(1–2): 1–26.
<https://doi.org/10.1017/S0263593300007720>
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 2001. Two contrasting granite types: 25years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4): 489–499.
<https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00882.x>
- Clarke, D.B., 1981. Peraluminous granites. *The Canadian Mineralogist*, 19(1) :1–2. Retrieved January 21, 2023 from <https://pubs.geoscienceworld.org/canmin/article-abstract/19/1/1/267046/Symposium-ProceedingsTHE-CANADIAN-MINERALOGIST>
- Clarke, D.B., 1992. *Granitoid rocks*. Chapman & Hall, London, 283 pp.
- 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 south-eastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80(2): 189–200.
<https://doi.org/10.1007/BF00374895>
- Condie, K.C., 1989. *Plate Tectonic and crustal evolution*. Pergamon press, Oxford, New York, Beijing, Frankfurt, Sao Paulo, Sydney, Tokyo, Toronto, 476 pp.
- Conticelli, S., Guarnieri, L., Farinelli, A., Mattei, M., Vanzinelli, R., Bianchini, G., Boari, E., Tommasini, S., Tiepolo, M., Prelevic, D. and Ven-Turelli, G., 2009. Trace elements and Sr–Nd–Pb isotopes of K-rich, shoshonitic, and calc-alkaline magmatism of the Western Mediterranean Region: genesis of ultrapotassic to calc-alkaline magmatic associations in a post-collisional geodynamic setting. *Lithos*, 107(1–2): 68–92.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.07.016>
- Eby, G.N., 1990. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, 26(1–2): 115–134.
[https://doi.org/10.1016/0024-4937\(90\)90043-Z](https://doi.org/10.1016/0024-4937(90)90043-Z)
- Eby, G.N., 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20(7): 641–644.
[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0641:CSOTAT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0641:CSOTAT>2.3.CO;2)
- Fan, W.M., Gue, F., Wang, Y.J. and Lin, G., 2003. Late Mesozoic calc-alkaline volcanism of orogenic extension in the northern Da Hinggan mountains, northern China. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 121(1–2): 115–135.
[https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(02\)00415-8](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(02)00415-8)
- Foley, S. and Peccerillo, A., 1992. Potassic and ultrapotassic magmas and their origin. *Lithos*, 28(3–6): 181–185.
[https://doi.org/10.1016/0024-4937\(92\)90005-J](https://doi.org/10.1016/0024-4937(92)90005-J)
- Foley, S.F. and Wheller, G.E., 1990. Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanics and continental potassic igneous rocks: the role of residual titanites. *Chemical Geology*, 85(1–2): 1–18.
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(90\)90120-V](https://doi.org/10.1016/0009-2541(90)90120-V)
- Gass, I.G., Lippard, S.J. and Shelton, A.W., 1984. *Ophiolites and Oceanic Lithosphere*. Geological Society Special Publication, London, UK, 413 pp.
- Girardi, J.D., Patchett, P.J., Ducea, M.N., Gehrels, G.E. and Cecil, M.R., 2012. Elemental and isotopic evidence for granitoid genesis from deep-seated sources in the Coast Mountains batholith, British Columbia. *Journal of Petrology*, 53(7): 1505–1536.
<https://doi.org/10.1093/petrology/egs024>
- Golonka, J., 2004. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics*, 381(1–4): 235–273.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2002.06.004>
- Hofmann, A.W., 1997. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*, 385(6613): 219–229.
<https://doi.org/10.1038/385219a0>
- Ilnicki, S., 2010. Petrogenesis of continental mafic dykes from the Izere complex Krakonosze-Izra

- Block (West Sudetes, SW Poland). *International Journal of Earth Sciences*, 99(4): 745–773. <https://doi.org/10.1007/s00531-009-0433-5>
- Irvine, T. and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the Chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of earth Science Letters*, 8(5): 523–548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- Kay, S.M. and Mpodozis, C., 2002. Magmatism as a probe to Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1): 39–57. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00005-6](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00005-6)
- Koprubasi, N. and Aldanmaz, E., 2004. Geochemical constraints on the petrogenesis of Cenozoic I-type granitoids in Northwest Anatolia, Turkey: evidence for magma generation by lithospheric delamination in a post-collisional setting. *International Geology Review*, 46(8): 705–729. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.46.8.705>
- 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<0635:TDOG>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101<0635:TDOG>2.3.CO;2)
- Masson, F., Djamour, Y., Van Gorp, S., Chery, J., Tatar, M., Tavakoli, F., Nankali, H. and Vernant, P., 2006. Extension in NW Iran driven by the motion of the South Caspian Basin. *Earth and Planetary Science Letters*, 252(1–2): 180–188. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.09.038>
- McDonough, W.F. and Sun, S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3–4): 223–253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- McDonough, W.F., Sun, S., Ringwood, A.E., Jagoutz, E. and Hofmann, A.W., 1992. Potassium, Rubidium, and Cesium in the Earth and Moon and the evolution of the earth's mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(3): 1001–1012. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90043-I](https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90043-I)
- Middlemost, E.A.K., 1987. *Magmas and Magmatic Rocks, An Introduction to Igneous Petrology*, Longman Group Ltd., London, New York, 266 pp.
- Mokhtari, M.A.A., Moinvaziri, H., Ghorbani, M.R. and Mehrpartou, M., 2010. Petrology and petrogenesis of Kamtal intrusion, Eastern Azarbaijan, NW Iran. *Central European Geology*, 53(1): 79–96. <https://doi.org/10.1556/ceugeol.53.2010.1.5>
- Muller, D. and Groves, D.I., 1997. Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization. Springer Verlag, 242 pp. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-92979-8>
- Nabatian, G., Ghaderi, M., Neubauer, F., Honarmand, H., Liu, X., Dong, Y., Jiang, S.H.Y., Quad, A., Bernroider, M., 2014. Petrogenesis of Tarom high-potassic granitoids in the Alborz–Azarbaijan belt, Iran: Geochemical, U–Pb zircon and Sr–Nd–Pb isotopic constraints. *Lithos*, 184–187: 324–345. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.11.002>
- Nabavi, M.H., 1976. *An Introduction to the Geology of Iran*. Geological Survey of Iran, Tehran, 109 pp. (in Persian)
- Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: R.S. Thorpe (Editor), *Orogenic andesites and related rocks*. John Wiley and Sons, U.K., pp. 528–548. Retrieved January 21, 2023 from <https://orca.cardiff.ac.uk/id/eprint/8625>
- Pearce, J.A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100(1–4): 14–48. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956–983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- Pearce, J.A. and Parkinson, I.J., 1993. Trace element models for mantle melting: Application to volcanic arc petrogenesis, in *Magmatic Processes and Plate Tectonics*. In: H.M. Prichard, T. Alabaster, N.B.W. Harris and C.R. Neary (Editors), Geological Society Special Publication, 76(1): 373–403. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1993.076.01.19>
- 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(1): 251–285. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.23.050195.001343>
- Peccerillo, R. and Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions*

- to Mineral and Petrology, 58(1): 63–81.
<http://dx.doi.org/10.1007/BF00384745>
- Pitcher, W.S., 1982. Granite type and tectonic environment. In: K.J. Hsu (Editor), Mountain building processes, Academic press. London, pp. 19–40. Retrieved January 21, 2023 from <https://pascal-francis.inist.fr/vibad/index.php?action=getRecordDetail&idt=9679477>
- Robertson, A.H.F., 2002. Overview of genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region. Lithos, 65(1–2): 1–67.
[https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(02\)00160-3](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00160-3)
- Rollinson, H.R., 1993. Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. John Wiley and Sons, 325 pp.
<https://doi.org/10.4324/9781315845548>
- Roy, A., Sarkar, A., Jeyakumar, S., Aggerawal, K. and Ebihara, M., 2002. Sm-Nd age and mantle source characteristics of The Dhanjori volcanic rocks, Eastern India. Geochemical Journal, 36(5): 503–518.
<https://doi.org/10.2343/geochemj.36.503>
- Shand, S.J., 1950. Eruptive rocks their genesis, composition, classification and their relation to ore deposit. Thomas Murby and Co, London, 488 pp. Retrieved January 21, 2023 from <https://www.indianculture.gov.in/rarebooks/eruptive-rocks-their-genesis-composition-classification-and-their-relation-ore-deposits>
- Shelly, D., 1992. Igneous and metamorphic rocks under the microscope. Chapman and Hall, London, UK, 445 pp.
<https://doi.org/10.1180/minmag.1993.057.388.25>
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders and M.J. Norry (Editors), Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society, London, Special Publications, 42(1): 313–345.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Taki, S., 2011. Intrusives around Pirkoo village in western Alborz: an example of magmatic differentiation via fractional crystallization. Journal of Earth and Resources, 4(3): 11–19. Retrieved November 20, 2022 from <https://www.sid.ir/paper/164348/en>
- Tankut, A., Wilson, M. and Yihunie, T., 1998. Geochemistry and tectonic setting of Tertiary volcanism in the Guvem area, Anatolia, Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 85(1–4): 285–301.
[https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(98\)00060-2](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(98)00060-2)
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1985. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 312 pp. <https://doi.org/10.1002/gj.3350210116>
- Teimouri, S.S., 2011. Petrology and volcanic facies analysis in south of Jirandeh, East of Lushan, Northwest of Qazvin. Ph.D. Thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran, 174 pp.
- Turner, S., Hawkesworth, C., Gallagher, K., Stewart, K., Peate, D. and Mantovani, M., 1996. Mantle plumes, flood basalts, and thermal models for melt generation beneath continents: assessment of a conductive heating model and application to the Parana. Journal of Geophysical Research, 101(B5): 11503–11518.
<https://doi.org/10.1029/96JB00430>
- Vernon, R.H., 2004. A Practical Guide to Rock Microstructure. Cambridge University Press, Cambridge, 594 pp.
<https://doi.org/10.1017/CBO9780511807206>
- Wang, K., Plank, T., Walker, J.D. and Smith, E.I., 2002. A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 107(B1): ECV5-1–ECV5-21.
<https://doi.org/10.1029/2001JB000209>
- Wang, K.L., Chung, A.S.L., Oreilly, S.Y., Sun, S.S., Shinjo, R. and Chen, C.H., 2004. Geochemical Constraints for the Genesis of Post-Collisional Magmatism and the Geodynamic Evolution of the Northern Taiwan Region. Journal of Petrology, 45(5): 975–1011.
<https://doi.org/10.1093/petrology/egh001>
- Wang, J.S., Li, Y., Wang, L., Cao, Z.G., Zhang, Y. X. and Li, Z. F., 2008. Analysis of the formation mechanism of Xiamen Subsea tunnel fault. In: M. Cai and J. Wang (Editors), Boundaries of Rock Mechanics: Recent Advances and Challenges for the 21st Century. Taylor & Francis Group, London, pp. 533–537. Retrieved November 20, 2022 from <https://www.taylorfrancis.com/chapters/edit/10.1201/9780203883204-107/analysis-formation-mechanism-xiamen-subsea-tunnel-fault-wang-li-wang-cao-zhang-li>

- Watson, E. B., 1982. Melt infiltration and magma evolution. *Geology*, 10 (5): 236–240.
[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1982\)10<236:MIAME>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1982)10<236:MIAME>2.0.CO;2)
- Whalen, J.D., Currie, K.L. and Chappell, E.W., 1987. A-type Granites: Geochemical Characteristics, Discrimination and Petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(4): 407–419.
<https://doi.org/10.1007/BF00402202>
- Whalen, J.B., McNicoll, V., Staal, C.R., Lissenberg, J., Longstaffe, F.J., Jenner, G.A. and Breeman, O.B., 2006. Spatial, temporal and geochemical characteristics of Silurian collision-zone magmatism. Newfoundland Appalachians: An example of a rapidly evolving magmatic system related to slab break-off. *Lithos*, 89(3–4): 377–404.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.12.011>
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187.
<https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman, London, 466 pp.
- Winter, J.D., 2001. *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. New Jersey Prentice Hall, 697 pp.
- Yuguchi, T. and Nishiyama T., 2008. The mechanism of myrmekite formation deduced from steady diffusion modeling based on petrography: Case study of the Okueyama granitic body, Kyushu, Japan. *Lithos*, 106(3–4): 237–260.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.07.017>



RESEARCH ARTICLE

doi 10.22067/econg.2023.79377.1056



Determination of physicochemical conditions of causative intrusion in the Masjeddaghi Cu-Au porphyry-epithermal deposit: constraints on chemical composition of biotite

Shohreh Hassanpour^{1*}, Zohreh Rahnama², Susan Ebrahimi³¹ Associate Professor, Department of Geology, Payame Noor University, Tehran, Iran² Ph.D., Department of Earth Sciences, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran³ Assistant Professor, Department of Mineral Exploration, Faculty of Mining Engineering, Petroleum and Geophysics, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 06 November 2022

Revised: 29 January 2023

Accepted: 29 January 2023

Keywords

Biotite

Physicochemical condition

Copper-Gold porphyry

Masjeddaghi

Iran

*Corresponding author

Shohreh Hassanpour

✉ hassanpour@pnu.ac.ir

ABSTRACT

The Masjeddaghi porphyry-epithermal Cu-Au deposit has located in the western part of the Alborz-Azarbaijan zone; in the south margin of Lesser Caucasus. The Eocene porphyritic quartz diorite intrusion has intruded into the andesite volcanic rocks and formed the main host rock of Cu-Au mineralization. Hydrothermal alteration types consisted dominantly of potassic, phyllic, argillic, and propylitic, and local silicification around the veins. Electron microprobe studies indicated that the Masjeddaghi biotites has been located in the phlogopite field and fall into the field of re-equilibrated primary biotite. Moreover, these biotites indicate the tectonomagmatic setting and magma characteristics related to calc-alkaline granitoids which were originated from mantle sources. The temperature of biotites from Masjeddaghi indicated a range between 417 °C -641°C. The conditions of oxygen fugacity in the magmatic biotites are in the range of hematite-magnetite (HM) and nickel-nickel oxide (NNO), which indicate high oxygen fugacity of the magma in this ore deposit. In the Masjeddaghi biotites, there is no linear/parallel trend between halogen fugacity, $\log (f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HF}})$, $\log (f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HCl}})$ and $\log (f_{\text{HF}}/f_{\text{HCl}})$ lines. Therefore, it is possible that biotites have not formed under the same conditions and were in equilibrium in a wide range of temperatures and compositions with hydrothermal fluids.

How to cite this article

Hassanpour, S., Rahnama, Z. and Ebrahimi, S., 2022. Determination of physicochemical conditions of causative intrusion in the Masjeddaghi Cu-Au porphyry-epithermal deposit: constraints on chemical composition of biotite. *Journal of Economic Geology*, 14(4): 149–174. (in Persian with English abstract)

<https://doi.org/10.22067/econg.2023.79377.1056>



©2023 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

The Masjeddaghi porphyry-epithermal Cu-Au deposit is located in the margin of the Arasbaran Belt, in the Alborz-Azarbaijan structural zone in the NW of Iran. The host rock of mineralization is diorite porphyry, which has been intruded into the andesitic volcanic rocks. Paleocene andesitic and lavas crop out in the southeastern and eastern parts of the area. Paleocene andesitic rocks, including lavas, dikes, pyroclastic, and epiclastic rocks overlying on the Permian-Triassic rocks. The mineralized host rocks composed of the dioritic stocks that have formed the main mass of Masjeddaghi and is dated at 54 Ma (Hassanpour and Alirezaei, 2017). The Middle Eocene diorite porphyry includes granular to porphyry texture and with some dikes extending with east - west trend in the northern and eastern parts of the Masjeddaghi district. It is called the main Masjeddaghi Porphyry. This magmatic sequence and associated Cu-Mo-Au mineralization and alterations have been dated at about 54 Ma (Hassanpour and Alirezaei, 2017).

The hydrothermal alteration types consist dominantly of potassic, phyllic, argillic, propylitic and locally of silicification around the veins (Ebrahimi et al., 2021; Hassanpour and Alirezaei, 2017; Ebrahimi et al., 2017). The chemical composition of biotite is sensitive to chemical and physical factors which are related to magmatic and hydrothermal activities such as halogens (e.g., F and Cl) and metals compositions, elemental distributions, water concentrations, temperature and pressure. Geological and geochemical features of porphyry-epithermal Cu-Au Masjeddaghi ore deposit have been studied in detail by Ebrahimi et al., 2021; Hassanpour and Alirezaei, 2017; Ebrahimi et al., 2017. In this research study we attempt to characterize the physicochemical attributes of causative magma in the Masjeddaghi porphyry ore deposit, by using biotite mineral chemistry.

Material and methods

All samples are from the least altered diorite intrusion and from potassic alteration zone were collected from the surface and drill cores (up to

700m) in the Masjeddaghi area. More than 150 thin and thin-polished sections were studied and subsequently, four samples were selected for EMPA (Electron Micro-Probe Analyses) analysis. Twenty-six points of biotite grains were selected and analyzed by using a Cameca SX-100 instrument in czechoslovakia (central European laboratory). The analyses were conducted with 15 kV accelerating voltage and 10 nA beam current. The results were processed by using the MICA⁺ software. (Yavuz, 2003).

Results

On the basis of petrographic studies, diorite porphyry consists of plagioclase, hornblende, biotite and quartz minerals. Biotite phynocrysts are within fine grained matrix and biotite chemistry can be used as an important indicator to evaluate magma crystallization condition (Selby and Nesbitt, 2000). Three kinds of biotites have been recognized in the samples: magmatic, re-equilibrated and hydrothermal type. On the basis of Mg, (Mn+Fe²⁺) vs. (Al^{VI}+Fe³⁺+Ti), Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg) vs. Al^{IV} and (Mg-Li) vs. Fe_T + Mn + Ti-Al^{VI}) diagrams all plotted in the phlogopite field. The samples in the MgO-10×(TiO₂)-(FeO+MnO) diagram fall into the field of re-equilibrated primary biotite (Nachit et al., 2005). The temperature of biotites in diorite samples varies between 417-522 °C (Bean, 1974) and 516-641 °C (Henry et al., 2005).

Discussion

Biotites in the Masjeddaghi Cu-Au porphyries are mainly Plogopite and are dominantly from the samples taken from potassic alteration zone and situated in the re-equilibrated biotites field. The ore deposit tectonically is related to the calc-alkaline magma. Generally, biotites are calc-alkaline, with high content of MgO and reduced Al₂O₃ which refers to Al and Mg replacements in an octahedral setting. This ore deposit has a Magnesium rich calc-alkaline magma. The oxygen fugacity of biotites is in the range of hematite-magnetite (HM) and nickel-nickel oxide (NNO), which indicates high oxygen fugacity of the magma in this ore deposit. In the Masjeddaghi biotites, there is no linear/parallel trend between halogen fugacity and log (fH₂O/fHF), log

(f_{H_2O}/f_{HCl}) and $\log (f_{HF}/f_{HCl})$ lines. Therefore, it is possible that biotites have not formed under the same conditions and were in equilibrium in a wide range of temperatures and compositions with hydrothermal fluids. Halogen ratios of the

Masjeddaghi biotites with other porphyry deposits in the world show similarity with Bingham and Santa Rita ore deposits. Moreover, these biotites indicate the calc-alkaline signature and mantle source for the magma.



بررسی شرایط فیزیکوشیمیایی توده نفوذی مولد کانسار مس - طلای پورفیری - اپی ترمال مسجدداغی با استفاده از ترکیب شیمیایی بیوتیت

شهره حسن پور^{۱*} ID، زهره رهنما^۲ ID، سوسن ابراهیمی^۳ ID

^۱ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

^۲ دکتری، گروه علوم زمین، واحد علوم و تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

^۳ استادیار، گروه اکتشاف معدن، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

چکیده	اطلاعات مقاله
کانسار مس - طلای پورفیری - اپی ترمال مسجدداغی در انتهای غربی زون ساختاری البرز - آذربایجان، در حاشیه جنوبی پهنه قفقاز کوچک جای گرفته است. توده دیوریت پورفیری ائوسن که به درون سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی نفوذ کرده است، به رخداد کانه‌زایی رگه‌ای کوارتز - طلا دار که با دگرسانی‌های پتاسیک، فلیک، آرژلیک و پروپلیتیک همراه است، منجر شده است. بررسی‌های ریزکاو الکترونی نشان می‌دهد که بیوتیت‌های موجود در زون پتاسیک مسجدداغی در رده فلوگوپیت قرار داشته و در گروه بیوتیت‌های تعادل مجدد یافته ^۱ (متعلق به گروه بیوتیت‌های ماگمایی) جای گرفته‌اند. جایگاه تکتونوماگمایی و ماهیت ماگمایی توده‌های نفوذی این کانسار در ارتباط با گرانیوئیدهای کالک‌آلکال است که از گوشته منشأ گرفته‌اند. دماسنجی بیوتیت در کانسار مسجدداغی دمایی بین ۴۱۷ تا ۶۴۱ درجه سانتی گراد را نشان می‌دهد. شرایط فوگاسیته اکسیژن در بیوتیت‌های ماگمایی در محدوده بافر هماتیت - مگنتیت و نیکل - اکسید نیکل قرار گرفته‌اند که نشان‌دهنده بالا بودن فوگاسیته اکسیژن ماگما در این کانسار است. در بیوتیت‌های مسجدداغی بین فوگاسیته هالوژن و خطوط $\log (fH_2O/fHF)$ ، $\log (fH_2O/fHCl)$ و $\log (fHF/fHCl)$ روند خطی / موازی مشاهده نمی‌شود؛ بنابراین ممکن است، بیوتیت‌ها تحت شرایط یکسانی تشکیل نشده باشند و در طیف وسیعی از دما و ترکیب با سیالات گرمایی در تعادل مداوم بوده باشند. مقایسه هالوژن‌های کانسار مسجدداغی با سایر کانسارهای پورفیری در دنیا، تشابه را با کانسارهای بینگهام و سانتارینا نشان می‌دهد.	تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۸/۱۵ تاریخ بازنگری: ۱۴۰۱/۱۱/۰۹ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۱۱/۰۹
	واژه‌های کلیدی بیوتیت شرایط فیزیکوشیمیایی مس - طلای پورفیری مسجدداغی ایران
	نویسنده مسئول شهره حسن پور hassanpour@pnu.ac.ir ✉

استناد به این مقاله

حسن پور، شهره؛ رهنما، زهره و ابراهیمی، سوسن، ۱۴۰۱. بررسی شرایط فیزیکوشیمیایی توده نفوذی مولد کانسار مس - طلای پورفیری - اپی ترمال مسجدداغی با

استفاده از ترکیب شیمیایی بیوتیت. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۴(۴): ۱۴۹-۱۷۴. <https://doi.org/10.22067/econg.2023.79377.1056>

مقدمه

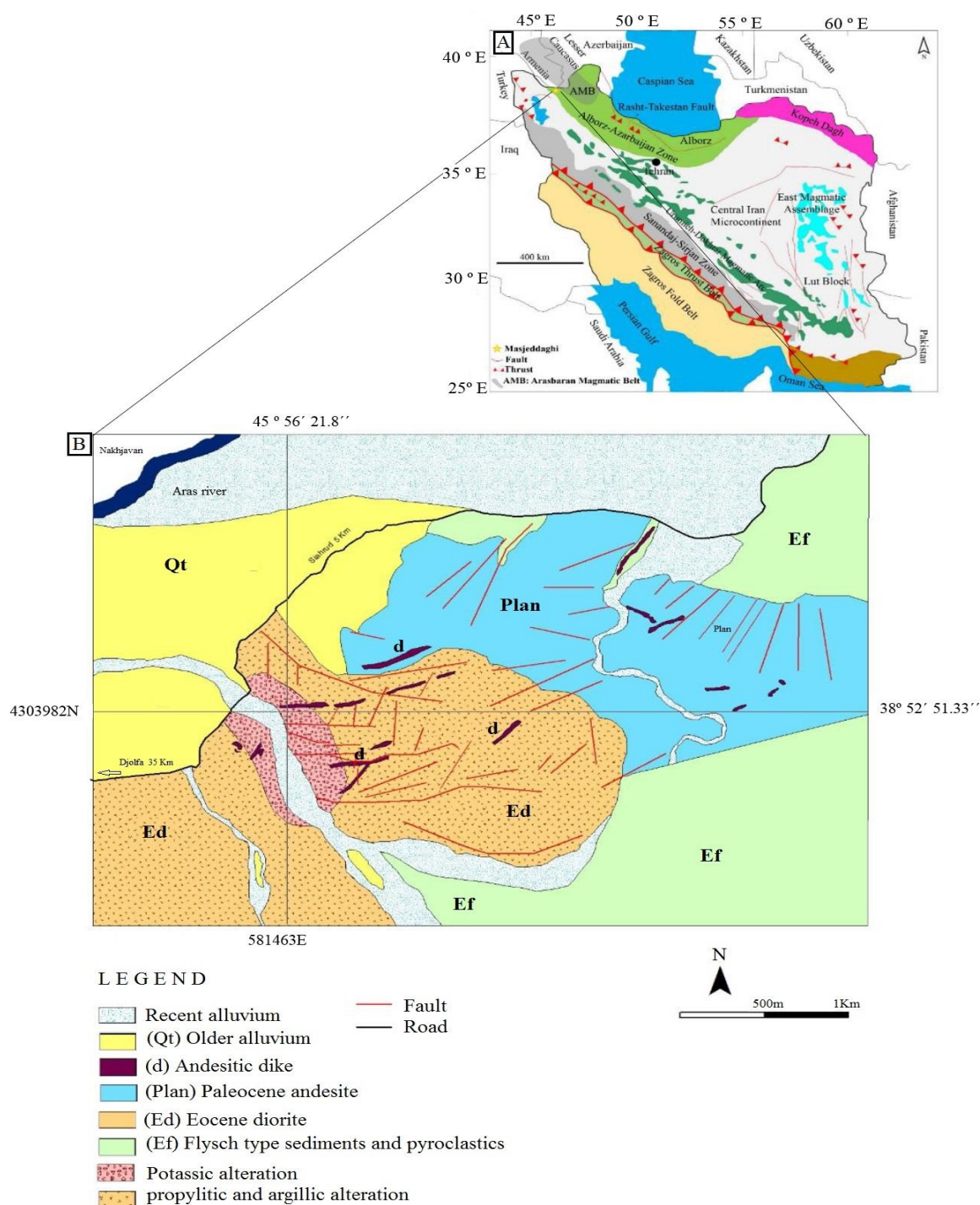
بررسی‌های ترکیب شیمیایی کانی‌های سنگ‌ساز آذرین که با ماگما در حال تعادل هستند، یکی از راه کارهای مهم برای دست یافتن به شرایط فیزیکوشیمیایی و تحولات ماگمایی است که فرایندهای کانی‌زایی در آن رخ داده است (Bineli Betsi and Lentz, 2012; Afshooni et al., 2013; Taghavi et al., 2022). بیوتیت کانی فرومنیزین است که در انواع متفاوت سنگ‌ها حضور دارد و می‌تواند ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی ماگما را در وقایع سنگ‌شناسی و فلززایی ثبت کند (Yavuz, 2003; Afshooni et al., 2013). اطلاعات به دست آمده از شیمی کانی بیوتیت می‌تواند برای تخمین دما، فشار و فوگاسیته اکسیژن ماگمای مولد، همچنین برای تعیین جایگاه ساختمانی و طبقه‌بندی گرانیتوئیدها استفاده شود. همچنین بررسی‌های بسیاری بر روی هالوژن‌های موجود در بیوتیت (به ویژه F و Cl) برای شناسایی عوامل فیزیکوشیمیایی حاکم بر سامانه ماگمایی-گرماپی انجام شده است. این بررسی‌ها می‌تواند در فهم رفتار فلزها در طول فرایندهای انتقال و ته‌نشست، طبقه‌بندی سری‌های ماگمایی، تمایز بین توده‌های بارور و نابارور، بررسی ویژگی‌های سیالات کانه‌ساز و تکامل آنها در طول فرایندهای کانی‌ساز و برآورد زمان اشباع مواد فرار و ترکیب آنها با فلزها در نحوه نهشت کانی‌سازی در کانسارهای پورفیری کمک شایانی کند (Munoz, 1984; Selby and Nesbitt, 2000; Afshooni et al., 2013; Moshefi et al., 2018).

بررسی‌های بسیار خوبی برای بررسی شرایط فیزیکوشیمیایی ماگما و نقش کانی‌های سنگ‌ساز در رخداد سیال کانه‌ساز در سال‌های اخیر انجام شده است که می‌توان به بررسی ترکیب بیوتیت و زمین‌شیمی مرتبط با سامانه‌های پورفیری قسمت میانی کمربند ارومیه-دختر (Taghavi et al., 2022)، بررسی شرایط فیزیکوشیمیایی کانی بیوتیت در منطقه گیسور (Pourmohammad et al., 2020)، بررسی‌های ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی بیوتیت در کانسار مس پورفیری چاه فیروزه

(Heidari et al., 2019) و بررسی‌های تکامل ماگمایی-گرماپی با استفاده از کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز در کانسار پورفیری دالی (Pourkaseb et al., 2017) اشاره کرد. کانسار مسجدداغی دارای ذخیره قطعی ۸۳ میلیون تن با عیار ۰/۴۶ درصد مس و ۸۰۰۰۰ تن طلا با عیار متوسط ۱ ppm است (Hassanpour and Alirezai, 2017). بررسی‌های بسیاری بر روی کانسار مسجدداغی با رویکرد شناخت محتوای فلزی، دگرسانی و سن‌سنجی (Hassanpour and Alirezai, 2017)، ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و دگرسانی (Imamalipour et al., 2011)، زمین‌شناسی، دگرسانی، کانی‌شناسی و میان‌بارهای سیال (Ebrahimi et al., 2021; Ebrahimi et al., 2017) انجام شده است؛ اما تاکنون ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی این کانسار بر اساس شیمی کانی‌هایی نظیر بیوتیت و یا آمفیبول بررسی نشده است. این پژوهش با استفاده از تجزیه ریز کاو الکترونی، به بررسی شیمی کانی بیوتیت برای تعیین شاخص‌های ماگمای مولد کانسارساز نظیر تعیین دمای بیوتیت، نوع بیوتیت تشکیل دهنده، فوگاسیته اکسیژن و هالوژن‌ها، همچنین شرایط تکتونوماگمایی در ذخیره مسجدداغی پرداخته است. نتایج این پژوهش‌ها می‌تواند در تعیین دما، جایگاه زمین‌ساختی و حالت اکسایش که با فوگاسیته اکسیژن و هالوژن‌ها مشخص می‌شود، مورد استفاده قرار گیرد.

زمین‌شناسی منطقه مسجدداغی

منطقه مسجدداغی در انتهای غربی زون ساختمانی البرز-آذربایجان قرار دارد و از نظر فلززایی در حاشیه جنوبی پهنه قفقاز کوچک جای گرفته است. این منطقه در حاشیه پهنه فلززایی ارسباران قرار گرفته که از دید تکامل زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی، ماگماتسم، سن و ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و ... متفاوت از زون‌های ارسباران و ارومیه-دختر است (Hassanpour and Alirezai, 2017) (شکل ۱-ا). واحدهای مختلف سنگی و دگرسانی‌های مرتبط با کانی‌سازی در نقشه ۱:۱۰۰۰ مسجدداغی مشخص شده است (شکل ۱-ب).



شکل ۱. A: کمربند مس پورفیری ارسباران- قفقاز کوچک بر روی نقشه زمین شناسی ایران (برگرفته از نبوی (Nabavi, 1976)) که موقعیت کانسار مسجدداغی بر روی آن مشخص شده است و B: نقشه زمین شناسی محدوده مسجدداغی در مقیاس ۱:۱۰۰۰ (Hassanpour and Alirezaei, 2017)

Fig. 1. A: Arsabaran- Caucasus porphyry copper belt on the geology map of Iran (after Nabavi, 1976), which the Masjeddaghi deposit is shown, and B: Geological map of the Masjeddaghi area in 1:1000 scale (Hassanpour and Alirezaei, 2017)

قدیمی ترین واحدهای سنگ شناختی این منطقه، شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های فلیش گونه و آهکی ائوسن زیرین است که در حوضه رسوبی مزوزوئیک- سنوزوئیک تشکیل شده است. سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی ائوسن میانی تا بالایی این مجموعه آواری- شیمیایی را پوشانده و توده نفوذی دیوریتی ائوسن به صورت استوک‌های تیره رنگ با بافت پورفیری به داخل واحدهای فیلیدی و آندزیتی نفوذ کرده است (Hassanpour and Alirezaei, 2017).

تاکنون بررسی‌های کاملی بر روی دگرسانی‌های منطقه و خاستگاه کانسار مسجدداغی انجام شده است. بر اساس بررسی‌های انجام شده، این دگرسانی‌ها شامل پتاسیک، فلیک، آرژلیک پیشرفته و متوسط، پروپلیتیک و سیلیسی هستند (Hassanpour and Alirezaei, 2017; Ebrahimi et al., 2017; Ebrahimi et al., 2021). قسمت مرکزی این مجموعه، معرف دگرسانی پتاسیک است و کانی‌های ارتوکلاز و بیوتیت ثانویه، کانی‌های اصلی این پهنه به شمار می‌روند. دگرسانی پتاسیک در اطراف دره آراپاجایی دارای دو رخنمون مهم و با کانی‌سازی مس استوک ورک همراه است. این دگرسانی با حضور آلکالی فلدسپار ثانویه به صورت بلورهای خود شکل یا توده‌های بی‌شکل در امتداد درزه‌ها و نیز جایگزینی در حاشیه پلاژیوکلازها و بیوتیت ثانویه به صورت رگچه‌ای، تیغه‌ای و ورقه‌ای شکل همراه با کانی‌های کدر و رگچه‌های مگنتیت قابل شناسایی است. حفاری‌های انجام شده توسط شرکت ملی مس ایران نشان می‌دهد که این دگرسانی تا عمق بیش از ۷۰۰ متری در درون توده دیوریت پورفیری ادامه دارد. دگرسانی فلیک با گسترش نسبتاً زیاد در منطقه و منطبق بر واحد آندزیت تا تراکی آندزیت است. این دگرسانی در حاشیه رودخانه آراپاجایی به صورت هاله‌ای اطراف دگرسانی پتاسیک را فراگرفته است. رگه‌های کوارتزی و استوک ورک‌ها در داخل این پهنه تشکیل شده‌اند. علاوه بر پیریت، اندکی کالکوپریت نیز همراه این دگرسانی دیده می‌شود. دگرسانی آرژلیک پیشرفته با گسترش محدود در مجاورت رگه‌های سیلیسی ایجاد شده و نتایج

طیف سنج پرتو ایکس^۲ نشان می‌دهد که این دگرسانی از کانی‌های تشکیل دهنده شامل کوارتز، کائولینیت، آلونیت، باریت و تورمالین تشکیل شده است (Imamalipour et al., 2011). دگرسانی آرژلیک متوسط با گسترش نسبتاً زیادی در نواحی شرقی و غربی منطقه کانی‌سازی حضور دارد و حاوی کائولینیت، ایلیت، کوارتز و کربنات است. دگرسانی پروپلیتیک اغلب به صورت هاله‌ای در حاشیه شرقی و در ارتفاعات و منطبق بر واحد توف آندزیت تا تراکی آندزیت مشاهده می‌شود. دگرسانی سیلیسی یکی دیگر از دگرسانی‌های محدوده مسجدداغی بوده و به صورت سیلیس بازماندی یا کوارتز حفره‌ای، اضافه شدن سیلیس و رگچه‌های نامنظم استوک ورک همراه با کانی‌سازی مس و دگرسانی پتاسیک دیده می‌شود.

دو نوع کانه‌زایی در منطقه دیده می‌شود که شامل کانه‌زایی‌های مس- طلای پورفیری (تا عمق ۷۰۰ متری) و طلای اپی ترمال (تا عمق ۱۲۰ متری) است. میزبان کانه‌زایی مس- طلای پورفیری، توده‌های نفوذی با ترکیب دیوریتی است که رخنمون سطحی اندکی دارد؛ اما حفاری‌های انجام شده، نشان‌دهنده گسترش توده یادشده در عمق (تا عمق ۷۰۰ متری) است. کانی‌شناسی بخش پورفیری شامل پیریت، کالکوپریت، بورنیت و مگنتیت همراه با مقادیر بسیار اندکی مولیبدنیت است که دگرسانی پتاسیک و فلیک را همراهی می‌کند. کانه‌زایی به صورت رگه و رگچه‌هایی بسیار باریک است که متقارن نبوده و نشان‌دهنده رفتار شکل‌پذیر سنگ‌ها حین کانه‌زایی هستند (NICICO, 2006).

میزان طلا در این زون اغلب پایین‌تر از بخش سامانه اپی ترمال بالایی بوده (میانگین ۱ ppm) و به عنوان محصول جانبی این نوع کانی‌زایی رخ داده است (Hassanpour and Alirezaei, 2017). به طور کلی، افزایش عیار طلا در قسمت‌های بالایی سامانه پورفیری مسجدداغی حاصل هم‌پوشانی کانه‌زایی اپی ترمال در محدوده این کانسار است (Hassanpour and Alirezaei, 2017).

روش مطالعه

پس از بررسی‌های سنگ‌نگاری از واحد دیوریت پورفیری کانسار مسجدداغی، کانی بیوتیت انتخاب و علامت‌گذاری شد. برای انجام تجزیه ریزکاو الکترونی، تعداد چهار مقطع انتخاب و با استفاده از دستگاه مدل Cameca SX-100 در آزمایشگاه اروپای مرکزی (کشور چک) مورد بررسی قرار گرفت. ۲۶ نقطه از نمونه‌های حاوی بیوتیت برای عناصر اصلی، فرعی و هالوژن‌ها (F و Cl) مورد تجزیه قرار گرفتند. اندازه‌گیری‌ها تحت شرایط ولتاژ

شتاب‌دهنده ۱۵ کیلووات، باریکه جریان ۱۰ نانوآمپر و زمان شمارش بیشینه ۲۰ تا ۴۰ ثانیه برای عناصر Fe، Na، F، Cl و باریکه جریان ۲۰ نانوآمپر و زمان شمارش بیشینه ۱۰ ثانیه برای عناصر Ca، K، Si، Al، Mg، Ba، Mn، Cr و Ti انجام شد. نتایج به دست آمده از تجزیه ریزکاو الکترونی بیوتیت‌های کانسار مسجدداغی در جدول ۱ خلاصه شده است. فرمول ساختاری بیوتیت نیز بر اساس تعداد ۲۲ اتم اکسیژن با نرم‌افزار MICA⁺ محاسبه شده‌اند.

جدول ۱. ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های تعادل مجدد یافته کانسار مسجدداغی

Table 1. Chemical composition of re-equilibrated biotites from the Masjeddaghi deposit

Sample	M1	M2	M3	M4	M5	M6	M7	M8	M9	M10	M11	M12	M13
SiO ₂	37.99	43.07	42.12	40.2	39	38.1	41.5	41.9	42	37.7	38.3	37.95	38.1
TiO ₂	3.74	2.26	2.28	3.32	2.34	4.32	2.5	3.08	2.37	4.45	4.07	4.11	4.33
Al ₂ O ₃	13.67	11.18	11.58	13.4	11.3	14.3	11.6	12	11.4	14.1	13.5	14.05	13.1
FeO	12.1	8.71	9.07	12.2	9.9	9.39	9.5	10.1	9.21	12.4	12.4	12.8	12.5
MnO	0.34	0.27	0.24	0.25	0.23	0.14	0.24	0.28	0.21	0.33	0.38	0.12	0.09
MgO	17.58	21.99	20.56	18.1	17	19	20.6	20.6	20	17.1	17.5	16.91	17.2
CaO	bdl	bdl	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	bdl	0.01	bdl	0.01	0.01
Na ₂ O	0.36	0.11	0.18	0.22	0.2	0.34	0.17	0.23	0.16	0.43	0.26	0.49	0.32
K ₂ O	9.18	9.06	8.73	9.54	8.24	9.36	9.32	8.97	8.35	9.05	9.25	8.65	9.21
Cr ₂ O ₃	0.01	bdl	0.01	0.05	0.48	0.01	0.01	0.01	0.07	0.05	0.02	0.04	0.3
F	1.18	1.79	1.62	0.63	1.66	0.76	1.56	1.68	1.54	1.17	1.18	0.49	1.52
Cl	0.25	0.16	0.18	0.25	0.19	0.24	0.18	0.21	0.12	0.22	0.22	0.23	0.24
TOTAL	96.4	98.6	96.59	98.2	90.6	95.9	97.2	99.2	95.5	97	97	95.85	96.9
Si	2.81	3.05	3.04	2.89	3.04	2.78	3	2.97	3.06	2.78	2.82	2.8	2.82
Al(IV)	1.19	1	1	1.11	1	1.22	1	1.01	1	1.22	1.17	1.2	1.15
Al(VI)	0.01	bdl	0.03	0.03	0.07	0.01	bdl	bdl	0.04	bdl	bdl	0.03	bdl
Ti	0.21	0.12	0.12	0.18	0.14	0.24	0.14	0.16	0.13	0.25	0.23	0.23	0.24
Fe ³⁺	0.4	0.21	0.15	0.25	0.02	0.42	0.19	0.31	0.15	0.46	0.43	0.43	0.42

ادامه جدول ۱. ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های تعادل مجدد یافته کانسار مسجدداغی

Table 1 (Continued). Chemical composition of re-equilibrated biotites from the Masjeddaghi deposit

Sample	M1	M2	M3	M4	M5	M6	M7	M8	M9	M10	M11	M12	M13
Fe ²⁺	0.35	0.3	0.4	0.48	0.62	0.15	0.39	0.29	0.41	0.31	0.33	0.36	0.35
Fe ³⁺ (T)	bdl	0.02	bdl	bdl	bdl	bdl	0.01	0.02	bdl	bdl	0.01	bdl	0.04
Fe ³⁺ (M)	0.4	0.19	0.15	0.25	0.02	0.42	0.17	0.29	0.15	0.46	0.42	0.43	0.39
Mn	0.02	0.05	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01
Mg	1.94	2.32	2.21	1.94	1.97	2.07	2.22	2.18	2.17	1.87	1.92	1.86	1.9
Ca	bdl	bdl	0.001	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.001	bdl
Na	0.05	0.02	0.03	0.03	0.03	0.05	0.02	0.03	0.02	0.06	0.04	0.07	0.05
K	0.87	0.82	0.8	0.88	0.82	0.87	0.86	0.81	0.78	0.85	0.87	0.82	0.87
OH	1.69	1.58	1.61	1.83	1.57	1.79	1.62	1.6	1.63	1.7	1.7	1.86	1.61
F	0.28	0.4	0.37	0.14	0.41	0.18	0.36	0.38	0.36	0.27	0.28	0.11	0.36
Cl	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03
I-site	0.92	0.83	0.83	0.91	0.85	0.92	0.89	0.84	0.8	0.91	0.91	0.89	0.92
M-site	3.13	3.35	3.3	3.19	3.13	3.11	3.27	3.29	3.29	3.1	3.13	3.11	3.1
IMTA-sites	10.04	10.18	10.13	10.1	9.98	10	10.2	10.1	10.1	10	10	10	10
Mgli	1.74	1.92	1.85	1.65	1.72	1.87	1.87	1.83	1.81	1.68	1.71	1.66	1.69
Feal	0.97	0.65	0.66	0.9	0.72	0.81	0.73	0.78	0.67	1.03	1.01	1	1.02
I.E.	0.28	0.19	0.2	0.28	0.25	0.22	0.21	0.22	0.21	0.3	0.29	0.3	0.29
Mg#	0.72	0.89	0.8	0.73	0.75	0.78	0.79	0.78	0.8	0.71	0.72	0.7	0.71
XPh	0.62	0.69	0.67	0.61	0.63	0.67	0.67	0.66	0.66	0.61	0.61	0.6	0.6
XAn	0.11	0.09	0.12	0.15	0.2	0.05	0.12	0.09	0.13	0.01	0.11	0.12	0.11
XPdo	0.19	0.18	0.19	0.17	0.1	0.2	0.16	0.2	0.16	0.21	0.21	0.2	0.21
XMn	0.01	0.01	0.004	0.01	0.01	bdl	bdl	0.01	bdl	0.01	0.01	0.002	bdl
XAl	0.002	bdl	0.01	0.01	0.02	bdl	bdl	bdl	0.01	bdl	bdl	0.01	bdl
XTi	0.07	0.04	0.04	0.06	0.04	0.08	0.04	0.05	0.04	0.08	0.07	0.07	0.08
XMg	0.62	0.67	0.67	0.61	0.63	0.67	0.67	0.66	0.66	0.61	0.61	0.6	0.6
XSid	0.14	bdl	bdl	0.1	0.07	0.14	bdl	0.01	bdl	0.16	0.13	0.16	0.12
XAnn	0.24	0.31	0.33	0.29	0.35	0.19	0.33	0.33	0.34	0.23	0.26	0.24	0.27
XFe	0.28	0.18	0.21	0.28	0.27	0.22	0.21	0.22	0.22	0.29	0.28	0.31	0.29
XPhl	0.72	0.82	0.8	0.73	0.75	0.78	0.79	0.78	0.8	0.71	0.72	0.7	0.71
A(an)	0.001	0.001	0.002	bdl	0.01	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.002	bdl
XMg*	0.69	0.81	0.78	0.7	0.71	0.73	0.78	0.76	0.77	0.67	0.68	0.66	0.67
A(ph)	0.24	0.33	0.3	0.23	0.25	0.3	0.31	0.29	0.29	0.22	0.23	0.21	0.22
X(OH)	0.85	0.79	0.8	0.91	0.78	0.9	0.81	0.8	0.82	0.85	0.85	0.93	0.81
X(F)	0.14	0.2	0.19	0.07	0.2	0.09	0.18	0.19	0.18	0.14	0.14	0.06	0.18
X(Cl)	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
Fe/(Fe+Mg)	0.28	0.18	0.2	0.28	0.25	0.22	0.21	0.22	0.21	0.29	0.28	0.3	0.29
Fe ²⁺ /Fe ²⁺ +Fe ³⁺	0.47	0.59	0.73	0.66	0.97	0.26	0.67	0.48	0.74	0.4	0.43	0.46	0.46
Fe/Mg+Fe	0.15	0.12	0.15	0.2	0.24	0.07	0.15	0.12	0.16	0.14	0.15	0.16	0.16

ادامه جدول ۱. ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های تعادل مجدد یافته کانسار مسجداغی

Table 1 (Continued). Chemical composition of re-equilibrated biotites from the Masjeddaghi deposit

Sample	M1	M2	M3	M4	M5	M6	M7	M8	M9	M10	M11	M12	M13
Al/(Al+Si)	0.42	0.31	0.32	0.39	0.34	0.44	0.33	0.34	0.32	0.44	0.41	0.44	0.41
Mn/(Mn+Fe)	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.01	0.01
Phlogopite	24.85	44.55	53.14	43.5	59.3	19	51.7	29.3	49.7	12.9	16.1	15.9	14.7
Ti-phlogopite	20.82	12.02	12.38	18	13.7	23.8	13.6	16.4	13	24.6	22.5	22.8	24.1
Ferri-eastonite	39.59	21.12	15.03	25.1	2.13	42.4	18.7	31.1	14.8	46	43.3	42.7	42.3
Muscovite	6.6	5.59	2.5	4.18	0.36	7.07	4.46	7.54	2.46	7.71	8.63	7.12	10.6
Eastonite	bdl	bdl	bdl	bdl	9.43	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Talc	8.14	16.72	16.95	9.27	15.1	7.79	11.5	15.6	20.2	8.76	9.43	11.4	8.29
F/(F+OH)	0.14	0.2	0.19	0.07	0.21	0.09	0.18	0.19	0.18	0.14	0.14	0.06	0.18
Cl/(Cl+OH)	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02
IV(F)	1.86	1.77	1.8	2.17	1.69	2.13	1.82	1.77	1.81	1.84	1.85	2.25	1.71
IV(Cl)	-4.48	-4.42	-4.44	-4.4	-4.4	-4.5	-4.5	-4.5	-4.3	-4.4	-4.4	-4.4	-4.5
IV(F/Cl)	6.34	6.2	6.24	6.58	6.13	6.65	6.26	6.25	6.05	6.23	6.25	6.61	6.16
logXCl/XOH	-1.73	-1.92	-1.86	-1.8	-1.8	-1.8	-1.9	-1.8	-2	-1.8	-1.8	-1.8	-1.7
logXF/XOH	-0.79	-0.6	-0.64	-1.1	-0.6	-1	-0.7	-0.6	-0.7	-0.8	-0.8	-1.2	-0.7
logXF/XCl	0.95	1.32	1.23	0.67	1.21	0.77	1.21	1.17	1.38	1	1	0.6	1.07
log XMg/XFe	0.35	0.58	0.51	0.33	0.38	0.48	0.51	0.48	0.49	0.32	0.33	0.29	0.32
logf(H ₂ O)/(HF)fluid	4.78	4.67	4.69	5.08	4.58	5.06	4.71	4.66	4.7	4.76	4.77	5.17	4.62
logf(H ₂ O)/f(HCl)fluid	4.15	4.38	4.31	4.19	4.22	4.23	4.32	4.24	4.49	4.2	4.2	4.21	4.14
logf(HF)/f(HCl)fluid	-1.42	-1.18	-1.24	-1.7	-1.2	-1.7	-1.3	-1.3	-1.1	-1.3	-1.4	-1.7	-1.3
logf(H ₂ O)/f(HF)	4.31	4.22	4.24	4.62	4.14	4.58	4.27	4.22	4.28	4.29	4.3	4.7	4.16
logf(H ₂ O)/f(HCl)	1.53	1.58	1.56	1.6	1.57	1.49	1.56	1.53	1.76	1.62	1.61	1.65	1.56
logf(HF)/f(HCl)	2.78	2.64	2.68	3.02	2.57	3.09	2.71	2.69	2.5	2.67	2.69	3.05	2.6
T ⁺ Beane, 1974	481	590	561	463	495	553	566	538	543	458	466	449	457
T ⁺ Henry et al., 2005	618	540	539	587	542	656	560	589	544	626	628	626	637
SiO ₂	37	38.04	37.95	39	39	40.2	37.9	39.2	36.5	36	37.1	38	36
TiO ₂	4.05	2.14	4.04	3.19	2.44	2.47	2.8	3.03	2.45	2.46	3.52	3.15	3.13
Al ₂ O ₃	14.2	12.02	13.61	14	12	13	14.4	13.3	13.6	14.1	13.1	14	13
FeO	12.9	13.59	13.57	12.4	10.6	11	12.6	11.7	11.9	12.6	11.5	13	12.2
MnO	0.18	0.08	0.23	0.07	0.09	0.16	0.14	0.14	0.21	0.17	0.19	0.28	0.43
MgO	16.8	19.21	16.57	20.1	18.1	19.5	18.1	18.7	20.9	21.6	18	17.1	20.1
CaO	0.01	0.03	0.02	0.05	0.07	0.11	0.03	0.01	0.3	0.16	0.02	0.03	0.01
Na ₂ O	0.33	0.25	0.47	0.43	0.14	0.21	0.17	0.15	0.15	0.11	0.28	0.13	0.13
K ₂ O	9.03	9.42	8.76	9.66	9.06	8.95	9.12	9.04	4.96	4.67	9.58	8.65	9.24
Cr ₂ O ₃	0.02	0.12	0.01	0.16	0.03	0.03	0.09	0.01	0.01	0.02	0.06	0.05	0.06
F	0.47	0.74	0.36	1.21	0.54	0.88	0.64	0.85	0.69	0.72	0.48	0.73	0.69
Cl	0.25	0.27	0.29	0.25	0.15	0.29	0.26	0.24	0.22	0.21	0.27	0.24	0.18
TOTAL	95.3	95.91	95.88	95.7	92.2	96.8	96.2	96.3	91.9	92.8	94	95.3	95.2
Si	2.76	2.85	2.81	2.77	2.96	2.92	2.79	2.87	2.76	2.7	2.8	2.83	2.71
Al(IV)	1.24	1.06	1.19	1.17	1.04	1.09	1.21	1.13	1.21	1.24	1.16	1.17	1.16
Al(VI)	0.02	bdl	0.003	bdl	0.04	0.03	0.05	0.02	bdl	bdl	bdl	0.06	bdl
Ti	0.23	0.12	0.23	0.17	0.14	0.14	0.16	0.17	0.14	0.14	0.2	0.18	0.18

ادامه جدول ۱. ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های تعادل مجدد یافته کانسار مسجدداغی

Table 1 (Continued). Chemical composition of re-equilibrated biotites from the Masjeddaghi deposit

Sample	M1	M2	M3	M4	M5	M6	M7	M8	M9	M10	M11	M12	M13
Fe ³⁺	0.47	0.45	0.43	0.49	0.13	0.27	0.41	0.36	bdl	bdl	0.4	0.4	bdl
Fe ²⁺	0.34	0.4	0.42	0.24	0.55	0.4	0.37	0.35	0.75	0.79	0.33	0.41	0.77
Fe ³⁺ (T)	bdl	0.09	bdl	0.05	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.04	bdl	bdl
Fe ³⁺ (M)	0.45	0.36	0.43	0.44	0.13	0.27	0.41	0.36	bdl	bdl	0.36	0.4	bdl
Mn	0.01	0.01	0.01	bdl	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03
Mg	1.87	2.14	1.83	2.13	2.04	2.11	1.99	2.05	2.36	2.41	2.03	1.9	2.25
Ca	bdl	0.002	0.002	bdl	0.01	0.01	bdl	bdl	0.02	0.01	bdl	bdl	bdl
Na	0.05	0.04	0.07	0.06	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02	0.02
K	0.86	0.9	0.83	0.88	0.88	0.83	0.86	0.85	0.48	0.45	0.92	0.82	0.87
OH	1.86	1.79	1.88	1.7	1.85	1.76	1.82	1.77	1.81	1.8	1.85	1.8	1.81
F	0.11	0.18	0.1	0.27	0.13	0.2	0.15	0.2	0.17	0.17	0.12	0.17	0.16
Cl	0.03	0.03	0.04	0.03	0.02	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.02
I-site	0.91	0.94	0.9	1	0.9	0.87	0.88	0.87	0.52	0.48	1	0.84	0.91
M-site	3.09	3.24	3.12	3.23	3.16	3.24	3.16	3.2	3.4	3.47	3.1	3.16	3.34
IMTA-sites	10	10.17	10.01	10.2	10.1	10.11	10.1	10.1	9.89	9.89	10.1	10	10.1
Mgli	1.71	1.94	1.63	1.89	1.79	1.82	1.8	1.8	2.21	2.3	1.86	1.69	2.13
Feal	1.03	0.98	1.08	0.91	0.78	0.78	0.89	0.87	0.9	0.94	0.94	0.94	0.97
IE.	0.31	0.29	0.32	0.26	0.25	0.24	0.28	0.26	0.25	0.25	0.27	0.3	0.26
Mg#	0.7	0.72	0.69	0.74	0.75	0.76	0.72	0.74	0.76	0.75	0.74	0.7	0.75
XPh	0.6	0.64	0.59	0.65	0.65	0.65	0.63	0.64	0.69	0.7	0.65	0.6	0.67
XAn	0.11	0.12	0.13	0.07	0.17	0.12	0.12	0.11	0.22	0.23	0.11	0.13	0.23
XPdo	0.2	0.2	0.2	0.22	0.12	0.17	0.19	0.19	0.04	0.03	0.18	0.19	0.04
XMn	bdl	0.002	0.01	bdl	bdl	0.003	bdl	bdl	0.004	bdl	bdl	0.01	0.01
XAl	0.01	bdl	0.001	bdl	0.01	0.01	0.02	0.01	bdl	bdl	bdl	0.02	bdl
XTi	0.07	0.04	0.07	0.05	0.04	0.04	0.05	0.05	0.04	0.04	0.06	0.07	0.05
XMg	0.6	0.64	0.59	0.65	0.65	0.65	0.63	0.64	0.69	0.7	0.65	0.6	0.67
XSid	0.18	0.06	0.15	0.13	0.05	0.08	0.17	0.1	0.13	0.14	0.12	0.16	0.12
XAnn	0.22	0.29	0.26	0.22	0.3	0.27	0.21	0.26	0.18	0.16	0.23	0.24	0.2
XFe	0.31	0.28	0.32	0.26	0.26	0.25	0.29	0.26	0.24	0.25	0.26	0.31	0.25
XPhl	0.7	0.72	0.69	0.74	0.75	0.78	0.72	0.74	0.76	0.75	0.74	0.7	0.75
A(an)	bdl	0.002	0.002	bdl	0.01	0.002	bdl	bdl	0.01	0.01	bdl	bdl	0.01
XMg*	0.66	0.71	0.65	0.72	0.73	0.74	0.69	0.72	0.73	0.73	0.77	0.66	0.71
A(ph)	0.22	0.27	0.2	0.27	0.27	0.28	0.25	0.26	0.33	0.34	0.27	0.22	0.31
X(OH)	0.93	0.9	0.94	0.85	0.93	0.88	0.91	0.89	0.9	0.9	0.93	0.9	0.91
X(F)	0.06	0.09	0.04	0.12	0.07	0.1	0.08	0.1	0.08	0.06	0.06	0.09	0.08
X(Cl)	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01
Fe/(Fe+Mg)	0.3	0.28	0.32	0.26	0.25	0.24	0.28	0.26	0.24	0.25	0.26	0.3	0.25
Fe ²⁺ /Fe ²⁺ +Fe ³⁺	0.42	0.47	0.5	0.33	0.81	0.6	0.48	0.49	1	1	0.45	0.51	1
Fe/Mg+Fe	0.15	0.16	0.19	0.1	0.21	0.16	0.16	0.15	0.24	0.25	0.14	0.18	0.25
Al/(Al+Si)	0.45	0.37	0.42	0.42	0.36	0.38	0.45	0.4	0.44	0.46	0.42	0.44	0.43

ادامه جدول ۱. ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های تعادل مجدد یافته کانسار مسجدداغی

Table 1 (Continued). Chemical composition of re-equilibrated biotites from the Masjeddaghi deposit

Sample	M1	M2	M3	M4	M5	M6	M7	M8	M9	M10	M11	M12	M13
Mn/(Mn+Fe)	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.04
Phlogopite	13.7	19.51	17.7	6	61.4	42.06	25.6	27.7	38.41	33.6	26.3	20.3	72.5
Ti-phlogopite	22.7	12.04	22.53	17.1	13.9	13.49	15.5	16.7	13.91	13.9	20	17.6	17.7
Ferri-eastonite	46.6	45.25	42.47	49.2	12.9	26.7	40.6	36.3	bdl	bdl	39.9	39.7	bdl
Muscovite	7.77	17	7.08	13.5	2.16	4.45	6.77	6.05	bdl	bdl	10.4	6.62	bdl
Eastonite	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.07	0.14	bdl	bdl	0.33
Talc	9.16	6.23	10.22	6.08	9.6	13.23	11.6	13.3	47.62	52.5	3.41	15.8	9.45
F/(F+OH)	0.06	0.09	0.04	0.14	0.01	0.1	0.08	0.1	0.08	0.09	0.06	0.09	0.08
Cl/(Cl+OH)	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01
IV(F)	2.27	2.12	2.38	1.9	2.28	2.06	2.16	2.05	2.19	2.18	2.31	2.06	2.18
IV(Cl)	-4.41	-4.53	-4.43	-4.5	-4.3	-4.57	-4.5	-4.5	-4.54	-4.5	-4.5	-4.39	-4.4
IV(F/Cl)	6.68	6.66	6.81	6.41	6.55	6.63	6.63	6.52	6.73	6.7	6.84	6.46	6.59
logXCl/XOH	-1.77	-1.72	-1.71	-1.8	-2	-1.69	-1.8	-1.8	-1.81	-1.8	-1.7	-1.77	-1.9
logXF/XOH	-1.22	-1.01	-1.35	-0.8	-1.2	-0.94	-1.1	-1	-1.04	-1	-1.2	-1.02	-1
logXF/XCl	0.55	0.71	0.37	0.96	0.83	0.75	0.66	0.82	0.77	0.81	0.52	0.75	0.86
log XMg/XFe	0.3	0.35	0.27	0.4	0.4	0.42	0.33	0.38	0.46	0.45	0.39	0.28	0.42
logf(H ₂ O)/f(HF)fluid	5.19	5.03	5.29	4.82	5.18	4.97	5.08	4.97	5.12	5.11	5.23	4.98	5.1
logf(H ₂ O)/f(HCl)fluid	4.18	4.15	4.11	4.19	4.42	4.13	4.17	4.2	4.27	4.3	4.16	4.18	4.35
logf(HF)/f(HCl)fluid	-1.79	-1.7	-1.94	-1.5	-1.6	-1.67	-1.7	-1.6	-1.74	-1.7	-1.9	-1.57	-1.6
logf(H ₂ O)/f(HF)	4.72	4.57	4.83	4.35	4.72	4.51	4.61	4.5	4.64	4.62	4.76	4.51	4.63
logf(H ₂ O)/f(HCl)	1.6	1.47	1.57	1.49	1.73	1.43	1.53	1.54	1.47	1.48	1.47	1.61	1.59
logf(HF)/f(HCl)	3.12	3.1	3.26	2.85	3	3.07	3.07	2.97	3.18	3.14	3.29	2.9	3.03
T ⁺ Beane, 1974	457	514	436	522	521	525	489	507	443	420	520	451	417
T ⁺ Henry et al., 2005	627	516	641	593	552	546	565	585	574	574	621	580	610

بحث و بررسی

سنگ‌نگاری کانی بیوتیت

کانسار پورفیری مسجدداغی در ارتباط با چند استوک نیمه عمیق با جنس دیوریت پورفیری شکل گرفته که دارای رخنمون‌های

سطحی بسیار محدود (۱۰۰ متر مربع) است. بررسی‌های سنگ‌نگاری بیش از ۱۵۰ مقطع نازک و نازک- صیقلی از نمونه‌های سطحی و عمقی این توده و نواحی دگرسان‌شده جهت تعیین نوع بیوتیت و انتخاب نمونه مناسب برای بررسی‌های ریزکاو

الکترونی صورت گرفته است. در بررسی‌های سنگ‌نگاری، بافت سنگ ریزدانه‌ای تا پورفیری بوده که از خمیره‌ای حاوی ریزبلورهای فلدسپار، کوارتز و بیوتیت و درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، بیوتیت و آمفیبول تشکیل شده است. پلاژیوکلاز با بیش از ۴۰ درصد حجمی فراوان‌ترین کانی سیلیکاته است که در مواردی از حاشیه و مرکز به آلکالی فلدسپار، بیوتیت ثانویه، سریسیت و کانی‌های رسی تجزیه شده است. آمفیبول با رنگ سبز با فراوانی حدود ۱۰ درصد حجمی یکی از کانی‌های تیره را تشکیل داده است که در مواردی به بیوتیت ثانویه تجزیه شده است. کوارتز با فراوانی ۵ تا ۱۰ درصد حجمی به صورت کانی‌های بی شکل و کوچک‌تر از ۳۰۰ میکرون در زمینه سنگ پراکنده است. بیوتیت با رنگ قهوه‌ای با فراوانی ۱۵ تا ۲۰ درصد حجمی به صورت کانی‌های اولیه و ثانویه در سنگ مشاهده می‌شود.

بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری انجام شده بر روی کانی‌های بیوتیت، این کانی به انواع ماگمایی، تعادل مجدد یافته و گرمابی (ثانویه) تقسیم می‌شود (Nachit et al., 2005; Moshefi et al., 2018). اصطلاح ماگمایی به بیوتیت‌هایی اطلاق می‌شود که به طور مستقیم از یک مذاب سیلیکاته متبلور شده‌اند (Selby and Nesbitt, 2000) و به دو زیر گروه تقسیم می‌شوند:

۱) بیوتیت‌هایی با کمترین میزان دگرسانی که خارج از پهنه دگرسانی هستند.

۲) بیوتیت‌های ماگمایی دگرسان شده همراه با دگرسانی‌های پتاسیک، فلیک و پروپلیتیک (Selby and Nesbitt, 2000). اصطلاح تعادل یافته بیانگر بیوتیت‌هایی است که در طول سرد شدن ساب سالدوس دوباره تعادل پیدا کرده و از بیوتیت‌های ماگمایی نشأت گرفته‌اند (Parsapoor et al., 2015). بیوتیت گرمابی یا ثانویه مربوط به بیوتیت‌هایی است که حاصل فرایند دگرسانی است که ویژگی‌های بافتی و سنگ‌نگاری متفاوتی از بیوتیت‌های ماگمایی دارند (Selby and Nesbitt, 2000).

بر اساس بررسی‌های انجام شده بر روی واحد دیوریت پورفیری

سالم (با تعداد بسیار محدود) و دگرسان کانسار مسجدداغی، بیوتیت‌های موجود در سنگ از نوع ماگمایی، تعادل مجدد یافته و گرمابی یا ثانویه هستند (شکل ۲-۲، A، B و C). بیوتیت‌های تعادل مجدد یافته منشأ ماگمایی داشته و در پهنه دگرسانی پتاسیک به صورت دانه‌های بی شکل تا نیمه شکل دار بوده که در مواردی به بیوتیت‌های گرمابی ریزدانه تبدیل شده‌اند (شکل ۲-۲، A). غالب بیوتیت‌های موجود در نمونه‌های مسجدداغی از نوع تعادل مجدد یافته و گرمابی هستند (شکل ۲-۲، B) که بر اساس نمودار (MgO- $(\text{FeO}+\text{MnO})-10\times\text{TiO}_2$) (Nachit et al., 2005)، نمونه‌های آنالیز شده بیوتیت‌های مسجدداغی در محدوده بیوتیت‌های تعادل مجدد یافته قرار گرفته است (شکل ۳).

شیمی کانی بیوتیت

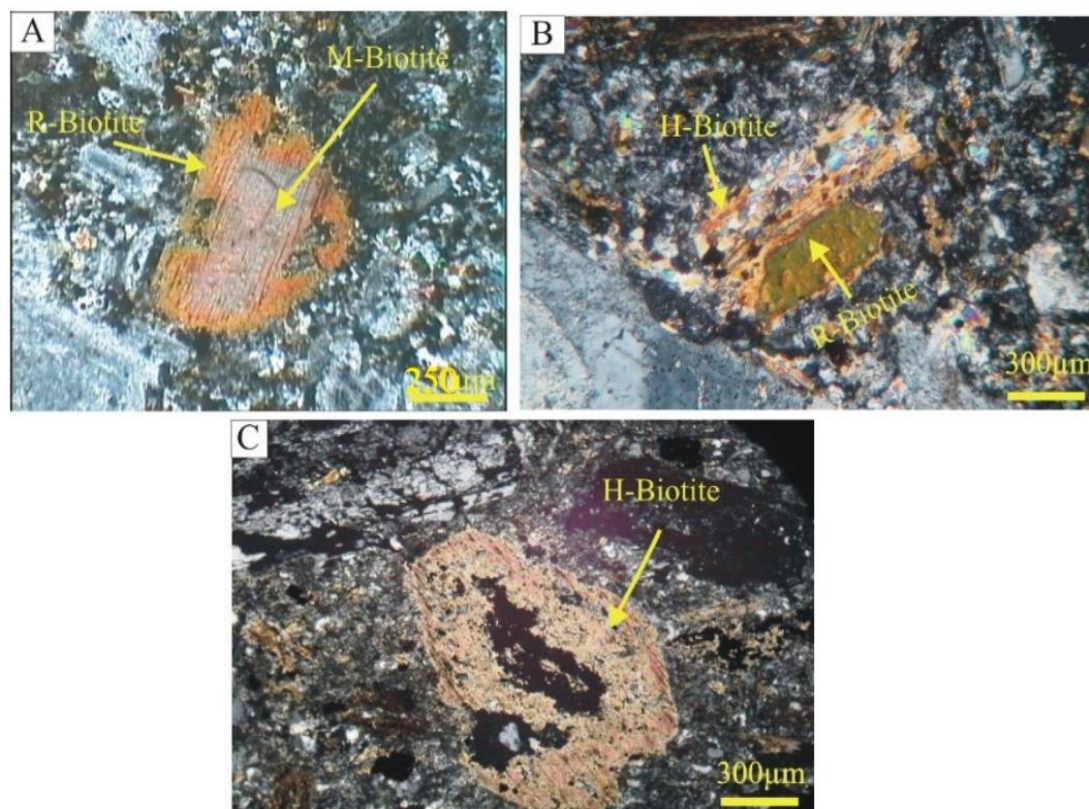
کانی بیوتیت به دلیل حضور گسترده در سنگ‌های مرتبط با محیط‌های زمین‌ساختی ماگمایی، دگرگونی و گرمابی برای بررسی‌های فلززایی بسیار مفید است (Nachit et al., 2005). با مطالعه بر روی این کانی می‌توان مؤلفه‌های مهمی مانند fO_2 ، HCl ، H_2O و HF در محلول‌های ماگمایی/گرمابی را بررسی کرد (Abdel-Rahman, 1994; Selby and Nesbitt, 2000; Nachit et al., 2005). بیوتیت جزو گروه میکاها و با فرمول کلی $\text{T}_2\text{M}_{4-6}\text{X}_8\text{O}_{20}(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})_4$ است که به دلیل ساختار بلوری پیچیده می‌تواند تعداد زیادی عناصر با اندازه و بار یونی مختلف را در خود جای دهد.

طبقه‌بندی بیوتیت‌ها

به طور معمول بیوتیت را می‌توان به عنوان سری محلول جامد بین چهار عضو از میکاهای Fe-Mg و Fe-Mg-AlSi_3 ، میکاهای $\text{AlSi}_3\text{Al}_2\text{Si}_2$ در نظر گرفت. میکاهای $\text{Fe-Mg-AlSi}_3\text{Al}_2\text{Si}_2$ شامل سیدروفیلیت $\text{KFe}_2\text{Al}(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10})(\text{OH})_2$ و ایستونیت $\text{KMg}_2\text{Al}(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10})(\text{OH})_2$ است و میکاهای Fe-Mg-AlSi_3 شامل آنیت $\text{KFe}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ و فلوگوپیت

هستند. روش‌های مختلفی برای طبقه‌بندی و نام‌گذاری میکاها ارائه شده است که اغلب بر مبنای جابه‌جایی Fe^{2+} و Mg تعریف شده‌اند.

$\text{KMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ هستند (Rieder et al., 1998). این اعضای چهارگانه در محورهای جانشینی عمودی و افقی، به صورت تبادل Mg-Fe و تبادل Si=Al^{IV} (Mg, Fe) در ارتباط



شکل ۲. تصویرهای سنگ‌نگاری انواع بیوتیت در واحد دیوریت پورفیری دارای دگرسانی پتاسیک در کانسار مسجدداغی، A: بیوتیت ماگمایی که در حال تبدیل به بیوتیت تعادل مجدد یافته است، B: بیوتیت تعادل مجدد یافته در حال تبدیل شدن به بیوتیت گرمایی و C: تبدیل آمفیبول به بیوتیت گرمایی (M-Biotite: بیوتیت ماگمایی، R-Biotite: بیوتیت تعادل یافته، H-Biotite: بیوتیت گرمایی (ثانویه))

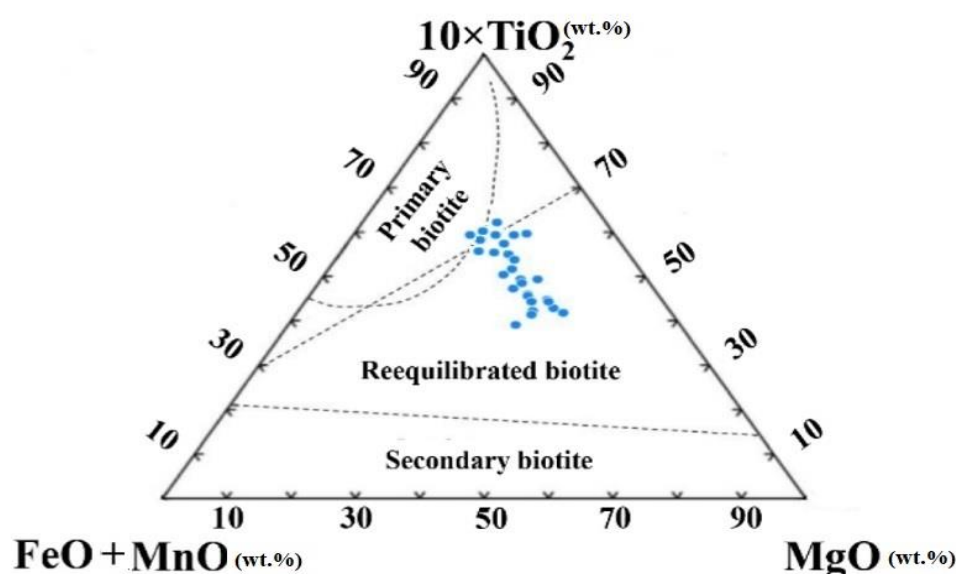
Fig. 2. Photomicrographs of different biotite in the diorite porphyry from potassic alteration of the Masjeddaghi deposit, A: Magmatic biotite converting to re-equilibrated biotite, B: Re-equilibrated biotite converting to the hydrothermal biotite, and C: Amphibolite altered to hydrothermal biotite. (M-Biotite: Magmatic biotite, R-Biotite: Re-equilibrated Biotite, H-Biotite: Hydrothermal Biotite)

برای طبقه‌بندی میکاها بر اساس اشغال موقعیت هشت وجهی طراحی شده است (Tischendorf et al., 1997)، بیوتیت‌های منطقه مسجدداغی در محدوده بیوتیت منیزیم‌دار و فلوگوپیت جای گرفته‌اند (شکل ۴-B). روش مهم دیگر برای طبقه‌بندی میکاها،

میکاها بر اساس مقادیر Al^{IV} و $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ دسته‌بندی می‌شوند. بر اساس این طبقه‌بندی، بیوتیت‌های کانسار مسجدداغی در محدوده ترکیب ایده‌آل فلوگوپیت قرار می‌گیرند (شکل ۴-A). نمودار (Mg-Li) در مقابل ($\text{Fe}_T + \text{Mn} + \text{Ti-Al}^{\text{VI}}$) که

انواع بیوتیت‌ها پیشنهاد شده است (Nachit et al., 2005) که در این نمودار، همه بیوتیت‌های مورد بررسی مسجدداغی در دامنه تعادل مجدد یافته قرار گرفته‌اند و احتمالاً این بیوتیت‌ها در زمان تشکیل زون دگرسانی پتاسیک تشکیل شده‌اند (شکل ۴-D).

نمودار سه تایی Mg ، $(Mn+Fe^{2+})$ و $(Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti)$ است (Foster, 1960) که بیوتیت‌های کانسار مسجدداغی در محدوده بیوتیت منزیم‌دار و فلوگوپیت جای گرفته‌اند (شکل ۴-C). نمودار سه تایی $MgO-10 \times (TiO_2)-(FeO+MnO)$ برای تشخیص



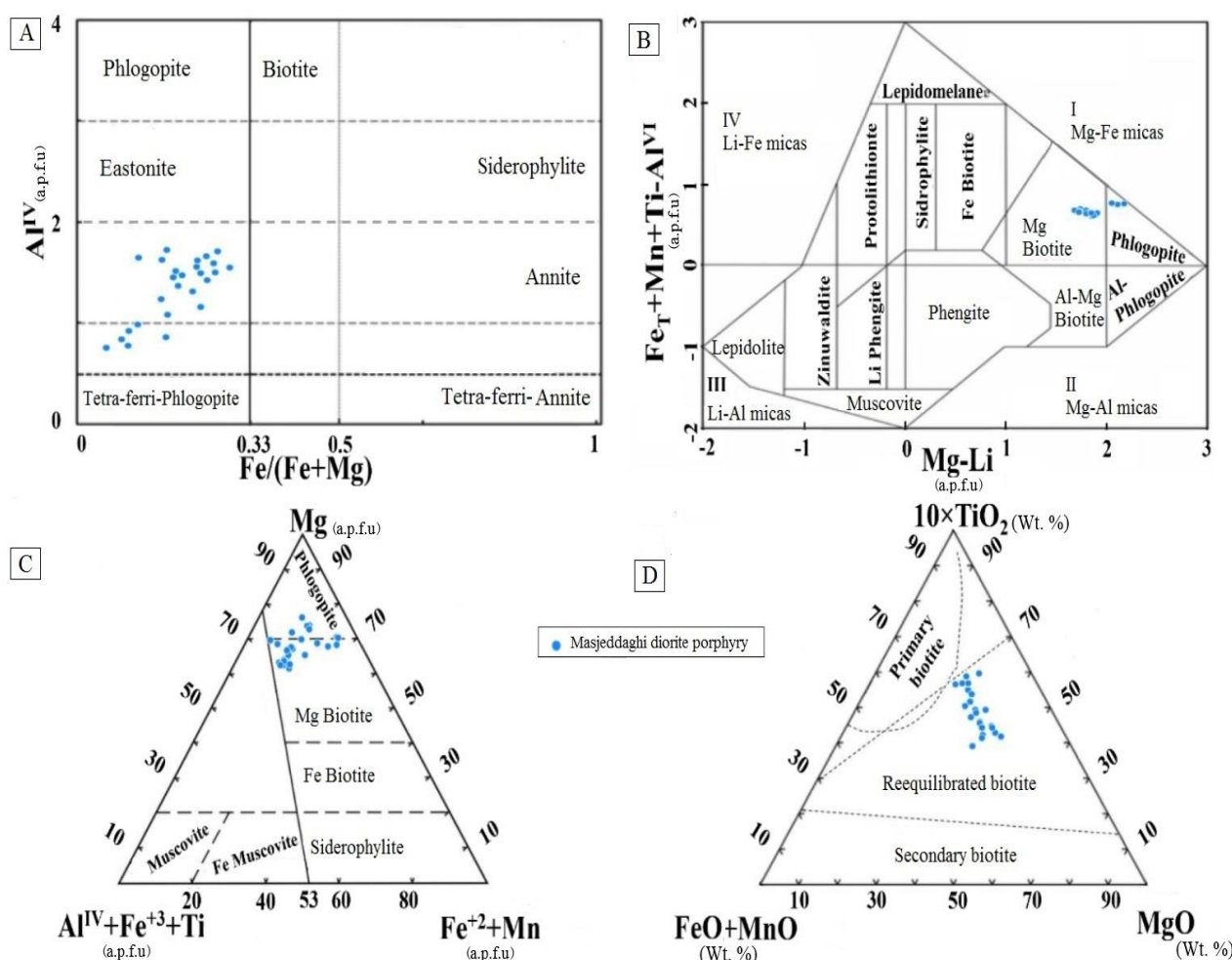
شکل ۳. نمودار $MgO-(FeO+MnO)-10 \times TiO_2$ (Nachit et al., 2005)، تمام نمونه‌های مسجدداغی در محدوده بیوتیت‌های تعادل مجدد یافته قرار دارند.

Fig. 3. $MgO-(FeO+MnO)-10 \times TiO_2$ diagram (Nachit et al., 2005), all samples from Masjeddaghi plotted in the re-equilibrated area.

سنگ‌های توده دیوریت پورفیری مسجدداغی را در مناطق فرورانش کمان آتشفشانی نشان می‌دهند، همخوانی دارد (Hassanpour and Alirezaei, 2017). برای تعیین منبع ماگمای مادر از نمودار $FeO/FeO+MgO$ در مقابل MgO استفاده شد. سه منبع پوسته، گوشته و ماگمای حاصل از مخلوط گوشته و پوسته در این نمودار نشان داده شده است. بیشتر بیوتیت‌های کانسار مسجدداغی در محدوده گوشته قرار گرفته‌اند و تعداد کمی از نمونه‌ها در مرز بین گوشته و گوشته-پوسته پراکنده شده‌اند (شکل ۵-B).

جایگاه تکتونوماگمایی

از ترکیب بیوتیت می‌توان برای تعیین جایگاه تکتونوماگمایی گرانیتوئیدها بهره برد (Parsapoor et al., 2015). نمودارهای سه گانه و دوگانه متفاوتی برای تمایز بیوتیت‌ها و جایگاه زمین‌ساختی آنها پیشنهاد شده است (Abdel-Rahman, 1994). در نمودار دو تایی $FeO-Al_2O_3$ سری ماگمایی گرانیتوئیدهای کانسار مسجدداغی در محدوده C قرار می‌گیرند که مربوط به جایگاه‌های مرتبط با فرورانش کالک آلکالن است (شکل ۵-A). این نمودار با نمودارهای $Rb/Y+Nb$ و Nb/Y که محیط



شکل ۴. رده‌بندی و تعیین ماهیت زمین‌شیمیایی بیوتیت در توده دیوریت پورفیری کانسار مسجدداغی، A: نمودار $Fe/(Fe+Mg)$ در مقابل Al^{IV} که نمونه‌ها در ناحیه فلوگوپیت قرار گرفته‌اند (Rieder et al., 1998)، B: نمودار $Mg-Li$ در مقابل $Fe_T+Mn+Ti-Al^{VI}$ که نمونه‌ها در ناحیه فلوگوپیت و بیوتیت‌های منیزم‌دار واقع شده‌اند (Tischendorf et al., 1997)، C: نمودار $Mg-(Al^{IV}+Fe^{3+}+Ti)-(Fe^{2+}+Mn)$ که نمونه‌ها در ناحیه فلوگوپیت و بیوتیت‌های منیزم‌دار واقع شده‌اند (Foster, 1960) و D: نمودار $10 \times TiO_2-FeO+MnO-MgO$ که نمونه‌ها در ناحیه بیوتیت‌های تعادل مجدد یافته قرار دارند (Nachit et al., 2005).

Fig. 4. Biotite chemistry composition of the Masjeddaghi deposit on the classification diagrams, A: $Fe/(Fe+Mg)$ versus Al^{IV} diagram that the samples is plotted in the phlogopite domain (Rieder et al., 1998), B: $Mg-Li$ versus $Fe_T+Mn+Ti-Al^{VI}$ diagram, samples plotted in the phlogopite and Mg-Biotite area (Tischendorf et al., 1997), C: $Mg-(Al^{IV}+Fe^{3+}+Ti)-(Fe^{2+}+Mn)$ diagram, samples situated in the phlogopite and Mg-Biotite area (Foster, 1960), and D: $10 \times TiO_2-FeO+MnO-MgO$ diagram which the samples located in the reequilibrated biotite (Nachit et al., 2005).

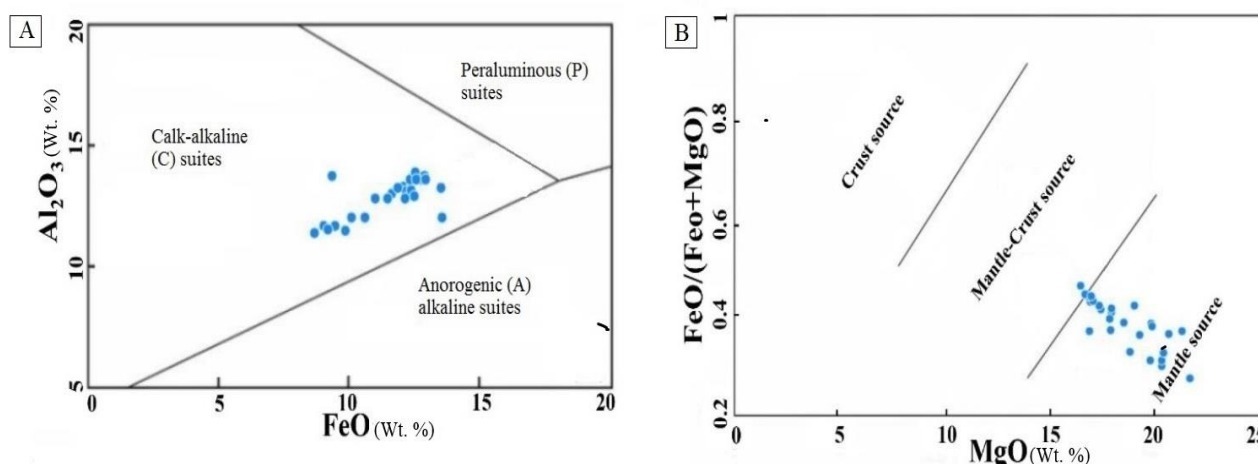
ترمومتری Ti در بیوتیت

فوکاسیته اکسیژن دارد؛ بنابراین، مقادیر Ti می‌تواند به عنوان یک شاخص مهم برای تعیین دمای ته‌نشست بیوتیت‌های ماگمایی و گرمایی استفاده شود (Henry et al., 2005). تمرکز Ti تابع

کانی بیوتیت یکی از مهم‌ترین میزبان‌های Ti در سنگ‌های آذرین است. محتوای Ti در بیوتیت حساسیت بالایی به تغییرات دما و

مقدار Ti در بیوتیت منجر می‌شود. در مقابل، افزایش فشار باعث کاهش قابل توجه Ti در ترکیب بیوتیت می‌شود.

چندین عامل از جمله تغییرات دما، فشار، شیمی تبلور بیوتیت و مجموعه کانی‌های همزیست آن است (Henry et al., 2005). به نظر می‌رسد، دما بیشترین تأثیر را داشته و افزایش دما به افزایش



شکل ۵. تعیین جایگاه تکتونوماگمایی توده دیوریت پورفیری مسجدداغی بر اساس شیمی بیوتیت (Abdel-Rahman, 1994). A: FeO vs. Al_2O_3 در مقابل که نمونه‌ها در محدوده فروانش کالک‌آلکالین قرار می‌گیرند، B: در نمودار $FeO/FeO+MgO$ در مقابل MgO بیشتر نمونه‌ها در محدوده گوشته قرار گرفته‌اند.

Fig. 5. Tectono-magmatic situation of the Masjeddaghi intrusion on the basis of biotite chemistry (Abdel-Rahman, 1994), A: FeO vs. Al_2O_3 diagram, biotite samples plotted in the calc-alkaline area, and B: FeO/ $FeO+MgO$ vs. MgO most samples plotted in the mantle source.

بررسی‌های میان‌بارهای سیال بر روی رگچه‌های کوارتزی زون پتاسیک که در بازه ۳۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد و شوری‌های ۳۰ تا ۷۰ درصد وزنی قرار دارند، تقریباً همخوانی دارند (Ebrahimi et al., 2021). دمای تشکیل کوارتز نسبت به بیوتیت از دامنه وسیع‌تری برخوردار است؛ بنابراین دمای به دست آمده از ترمومتری بیوتیت بالاتر از دمای به دست آمده از ترمومتری کوارتز خواهد بود.

تعیین فوگاسیته اکسیژن

فوگاسیته اکسیژن (fO_2) یکی از مؤلفه‌های مؤثر در کانه‌زایی است که تحولات کمپلکس‌های فلزی به آن بستگی دارد. به علاوه، fO_2 تأثیرات قابل توجهی بر روی تبلور کانی، تعادل فاز

دمای بیوتیت‌ها در مناطق کانی‌سازی در کانسارهای پورفیری بر اساس معادله تجربی Ti در بیوتیت محاسبه می‌شود (Henry et al., 2005):

$$T = \{[\ln(Ti) - a - c(X_{Mg})^3]/b\}^{0.333}$$

جایی که T دما به سانتی‌گراد، Ti به $Mg/(Mg + X_M)$ (apfu)، $a = -2.3594$ ، $b = 4.6482 \times 10^{-9}$ ، $c = -1.7283$ (Fe) هستند. این معادله در بازه $X_{Mg} = 0.275 - 1.000$ ، $Ti = 0.04 - 0.60$ و $T = 480 - 800^\circ C$ معتبر است. دمای محاسبه‌شده برای بیوتیت‌های توده دیوریت پورفیری در کانسار مسجدداغی در بازه ۴۱۷ تا ۵۲۲ درجه سانتی‌گراد (Beane, 1974) و در بازه ۵۱۶ تا ۶۴۱ درجه سانتی‌گراد قرار دارد (Henry et al., 2005) (جدول ۱). دمای به دست آمده از ترمومتری بیوتیت با دمای حاصل از

مسجدداغی در این نمودار با نمونه‌های دره زرشک مطابقت دارد که بیانگر فوگاسیته بالاتر اکسیژن است (Taghavi et al., 2022). در حالت‌های اکسایش متوسط تا بالا، سولفید به سولفات تبدیل می‌شود؛ بنابراین مس، طلا و مولیبدن در مذاب باقی مانده و شرایط برای کانه‌زایی این عناصر مناسب‌تر خواهد بود (Taghavi et al., 2022). تعدادی از نمونه‌ها پایین‌تر از FQM قرار دارند. از آنجا که چندین استوک پورفیری در مسجدداغی نفوذ کرده‌اند، ممکن است این نمونه‌ها مربوط به توده‌های نفوذی باشد که بدون کانی‌سازی بوده است.

فوگاسیته هالوژن‌های فلور و کلر در سیالات همراه

بیوتیت

فوگاسیته هالوژن‌ها در ماگماها یا سیالات، می‌تواند از طریق مقادیر F و Cl در بیوتیت که جایگاه هیدروکسیل را اشغال کرده‌اند تخمین زده شوند (Munoz, 1984; Zhang et al., 2016; Moshefi et al., 2018). تبادل یونی در جایگاه هیدروکسیل گسترده‌تر از جایگاه‌های هشت وجهی و چهار وجهی کانی بیوتیت است که این ویژگی باعث تسهیل رابطه تقسیم‌بندی F-Cl-OH میان بیوتیت و سیالات گرمایی وابسته خواهد شد (Selby and Nesbitt, 2000). فوگاسیته هالوژن یکی از مؤلفه‌های مفید برای درک بهتر نقش مواد فرار در سامانه‌های کانی‌ساز ماگمایی و گرمایی است (Munoz, 1984; Selby and Nesbitt, 2000). نسبت‌های فوگاسیته هالوژن توسط مونوز (Munoz, 1984) به دست آمده است که بر اساس ضرایب اصلاح شده برای تقسیم‌بندی F-Cl-OH بین بیوتیت و سیال گرمایی است:

(۱)

$$\text{Log}(f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HF}})^{\text{fluid}} = 1000/T(2.37 + 1.1(X_{\text{Mg}}^{\text{biotite}})) + 0.43 - \text{log}(X_{\text{F}}/X_{\text{OH}})^{\text{biotite}}$$

(۲)

$$\text{Log}(f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HCl}})^{\text{fluid}} = 1000/T(1.15 + 0.55(X_{\text{Mg}}^{\text{biotite}})) + 0.68 - \text{log}(X_{\text{Cl}}/X_{\text{OH}})^{\text{biotite}}$$

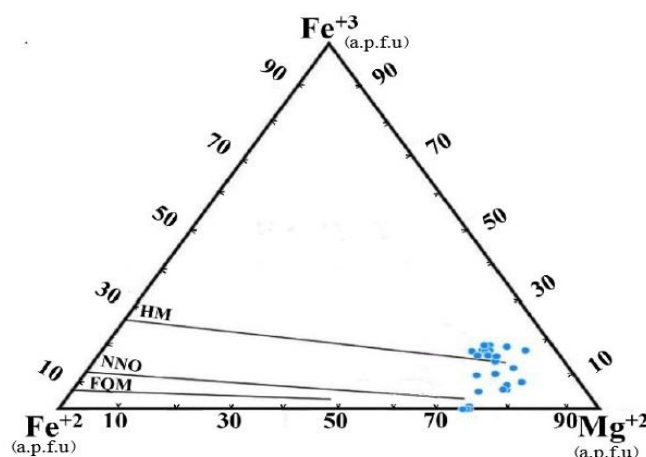
(۳)

$$\text{Log}(f_{\text{HF}}/f_{\text{HCl}})^{\text{fluid}} = -1000/T(1.22 + 1.65(X_{\text{Mg}}^{\text{biotite}})) + 0.25 + \text{log}(X_{\text{F}}/X_{\text{Cl}})^{\text{biotite}}$$

کانی، تقسیم‌بندی عناصر کمیاب (به ویژه برای عناصر با ظرفیت پذیری متغیر)، نفوذ و رفتار مکانیکی آنها در سامانه‌های زمین‌شناسی دارد (Parkinson and Arculus, 1999). عامل f_{O_2} در مقایسه با دیگر عوامل نظیر دما، فشار و ترکیبات، تغییر نسبی بیشتری دارد (Parkinson and Arculus, 1999). به این ترتیب، f_{O_2} بر پتانسیل کانی‌سازی و رفتار تقسیم‌بندی Au, Cu و Mo بین فازهای فرومنیزین و مذاب در طول تشکیل کانسارهای پورفیری تأثیر دارد (Zhang et al., 2016). پژوهش‌ها بر روی کانسارهای Cu (Mo-Au) پورفیری نشان می‌دهند که این کانسارها با ماگماهای اکسیده همراه هستند (Sillitoe, 2010; Sun et al., 2015). فوگاسیته اکسیژن می‌تواند حالت اکسایش یک سامانه را نشان دهد. در حقیقت فوگاسیته اکسیژن بالا که در محدوده بین نیکل - اکسید نیکل (Ni-NiO) و هماتیت - مگنتیت (HM) بافر باشد، نشان‌دهنده این است که کانسار دارای ماگماهای اکسیده است (Afshooni et al., 2013). در سامانه‌های طبیعی میزان فوگاسیته اکسیژن HM بافر اغلب خیلی بالاتر از شرایط اکسایش ماگماست (Sun et al., 2015). با این حال، اغلب سامانه‌های پورفیری به مقدار HM بافر در طول کانی‌سازی می‌رسند (Sun et al., 2015). همچنین فوگاسیته اکسیژن تحت تأثیر بافر Ni-NiO برای حالت اکسایش بسیاری از عناصر ضروری است (Sun et al., 2015). یکی از مهم‌ترین روش‌های تعیین فوگاسیته اکسیژن بر اساس شیمی بیوتیت، نمودار سه تایی Fe^{3+} - Fe^{2+} - Mg^{2+} است. این نمودار حالت فوگاسیته اکسیژن ماگمای مولد کانسارهای پورفیری را نشان می‌دهد (Dymek, 1983). بیوتیت‌های مسجدداغی در امتداد بافر FQM ترسیم شده‌اند و همراه با سرد شدن ماگما به سمت بالای بافر Ni-NiO تا HM افزایش پیدا کرده‌اند (شکل ۶). از آنجا که تغییر از محدوده بافر FMQ به سمت HM نشان‌دهنده افزایش فوگاسیته اکسیژن محیط است (Sun et al., 2015)، بنابراین موقعیت قرارگیری بیوتیت‌های مسجدداغی نشان‌دهنده فوگاسیته بالا در ماگمای کانسار را دارد. جایگاه نیمی از نمونه‌های بیوتیت

$\log (f\text{HF})$ و $\log (f\text{H}_2\text{O})/(f\text{HCl})$ ، $\log (f\text{H}_2\text{O})/(f\text{HF})$ جایگاه هیدروکسیل بیوتیت، $X_{\text{Mg}}^{\text{biotite}}$ نسبت منیزیم به مجموعه کاتیون‌ها در جایگاه هشت وجهی و دما به کلین است (Selby and Nesbitt, 2000). بر این اساس، نسبت‌های $\log$

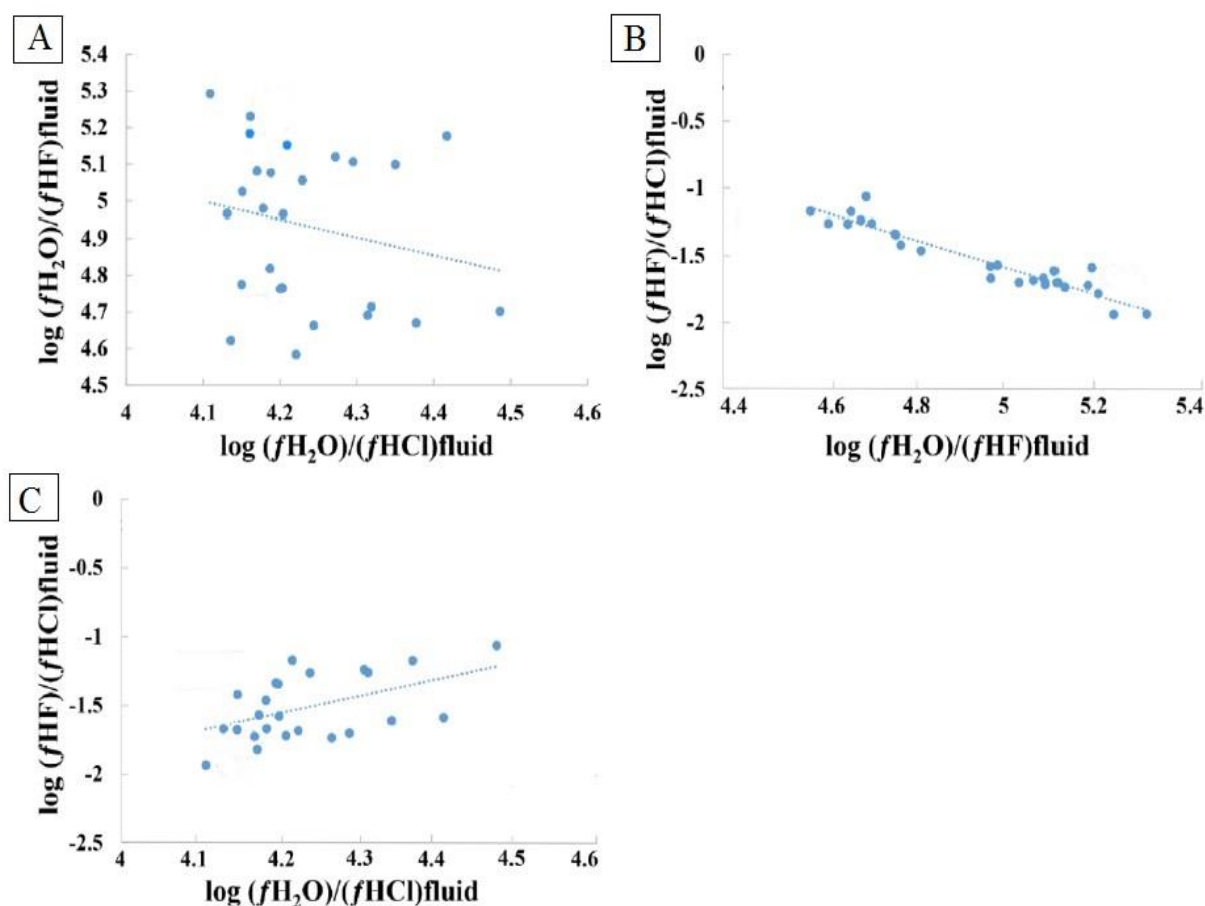
جایی که X_{OH} ، X_{Cl} ، X_{F} کسرهای مولی OH ، Cl ، F در جایگاه هیدروکسیل بیوتیت، $X_{\text{Mg}}^{\text{biotite}}$ نسبت منیزیم به مجموعه کاتیون‌ها در جایگاه هشت وجهی و دما به کلین است (Selby and Nesbitt, 2000). بر این اساس، نسبت‌های $\log$



شکل ۶. تعیین فوگاسیته اکسیژن توسط بیوتیت‌های توده دیوریت پورفیری در کانسار مسجدداغی با استفاده از نمودار سه تایی $\text{Fe}^{3+}\text{-Fe}^{2+}\text{-Mg}^{2+}$ خطوط شکل مرز بافرهای اکسید-احیا HM (هماتیت-مگنتیت)، NNO (نیکل-نیکل-اکسید)، QFM (فایالیت-مگنتیت-کوارتز) را نشان می‌دهند. **Fig. 6.** Masjeddaghi biotite composition on the $\text{Fe}^{3+}\text{-Fe}^{2+}\text{-Mg}^{2+}$ ternary diagram, HM (hematite-magnetite), NNO (nickel-nickel-oxide) and FMQ (phayalite-magnetite-quartz) buffers.

باشد (Loferski and Ayuso, 1995). بیوتیت‌ها در ذخایر مس پورفیری در مقایسه با بیوتیت‌ها در ذخایر مولیدن پورفیری، نسبت Cl/F بالاتری دارند؛ اما بررسی‌ها نشان می‌دهد که به صورت مشخص، ذخایر مس پورفیری در فوگاسیته اکسیژن بالا، اغلب در بافرهای (Ni-NiO) یا $(\text{Fe}_3\text{O}_4\text{-Fe}_2\text{O}_3)$ ، بیوتیت‌هایشان نسبت F/Cl بالاتری در مقایسه با بیوتیت‌ها در سامانه‌های مولیدن پورفیری نشان می‌دهند (Yavuz, 2003). با موارد اشاره شده در بالا، می‌توان نتیجه گرفت که احتمالاً در کانسار مسجدداغی، ماگما به دلیل بالا بودن فوگاسیته اکسیژن، نسبت F/Cl بالاتری داشته است. این موضوع با مشاهده مقادیر فراوان انیدریت و مگنتیت و در نتیجه، داشتن شرایط اکسیدان بالا در سامانه پورفیری مسجدداغی، قابل توجیه است.

در تمرکز $\log (f\text{H}_2\text{O}/f\text{HCl})$ و $\log (f\text{H}_2\text{O}/f\text{HF})$ در سیالات مرتبط با بیوتیت‌های توده دیوریت پورفیری مسجدداغی، حضور هالوژن‌ها از اهمیت خاصی برخوردار است (شکل ۷-A، B و C). طبق نظر یاوز (Yavuz, 2003)، عناصر سبک و هالوژن‌ها مثل فلور و کلر نقشی مهم در تعیین کانی‌ساز بودن ذخایر مس و مولیدن پورفیری بازی می‌کنند. وی مهم‌ترین عوامل تأثیرگذار در کانی‌سازی این سامانه‌ها را (۱) مقدار آب ماگما؛ (۲) ترکیب هالوژن‌ها شامل F/Cl و $\text{F}/\text{H}_2\text{O}$ ؛ (۳) عمق جایگزینی؛ (۴) مقدار فوگاسیته اکسیژن؛ (۵) زمان تبخیر اگزالات‌ها و بخارات و (۶) نسبت فلز در منبع و در ماگما برشمرده است. مقدار بالای فلور و نسبت F/Cl و $\text{F}/\text{H}_2\text{O}$ ماگماهای مولیدن پورفیری می‌تواند نتیجه فرایندهای اشباع‌شدگی از بخارات اولیه

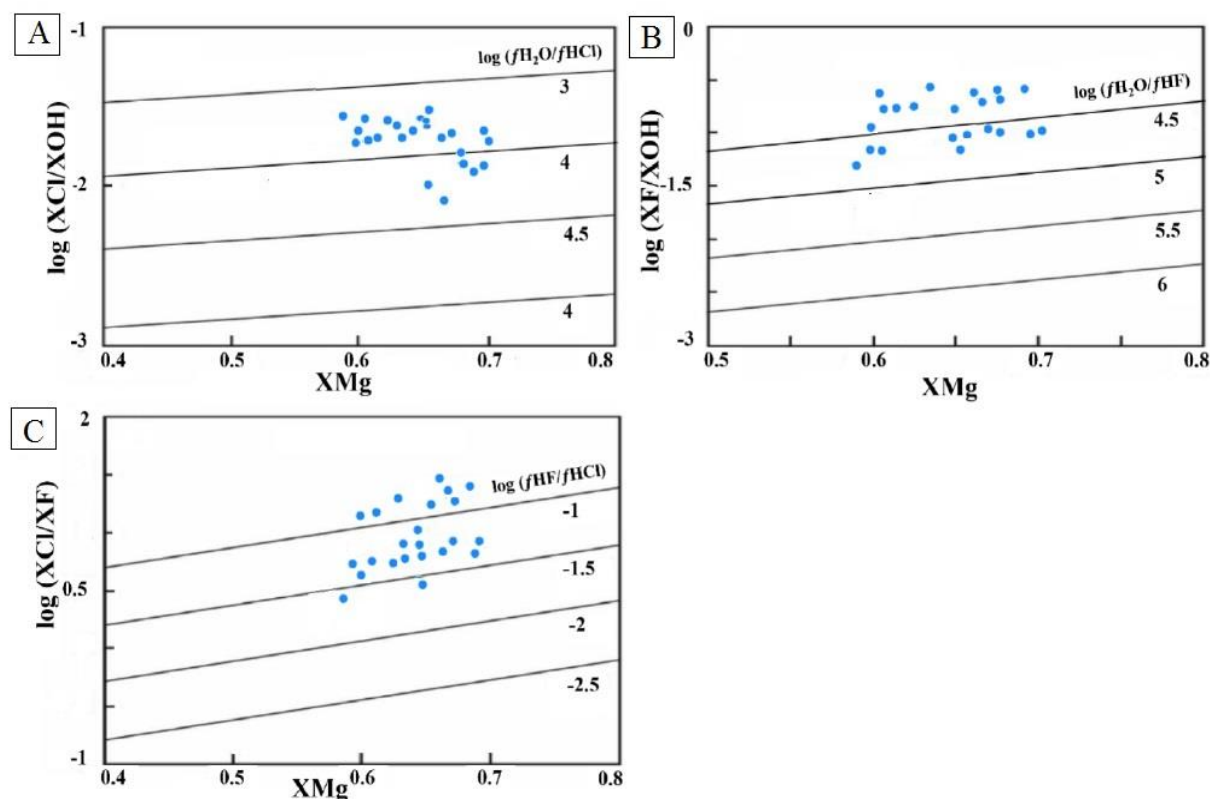


شکل ۷. نمودارهای فوگاسیته هالوژن در ترکیب بیوتیت‌های توده دیوریت پورفیری در کانسار مسجدداغی، A: $\log (fH_2O)/(fHCl)$ در مقابل $\log (fH_2O)/(fHF)$ ، B: $\log (fH_2O)/(fHF)$ در مقابل $\log (fHF)/(fHCl)$ و C: $\log (fH_2O)/(fHCl)$ در مقابل $\log (fHF)/(fHCl)$

Fig. 7. Halogen fugacity diagrams in the biotite composition of the diorite porphyry Masjeddaghi deposit, A: $\log (fH_2O)/(fHCl)$ vs. $\log (fH_2O)/(fHF)$, B: $\log (fH_2O)/(fHF)$ vs. $\log (fHF)/(fHCl)$, C: $\log (fH_2O)/(fHCl)$ vs. $\log (fHF)/(fHCl)$

نسبت‌های $\log (XCl/XOH)$ ، $\log (XF/XOH)$ و $\log (XCl/XF)$ به شدت به دما وابسته هستند (شکل ۸-A، B و C)؛ در حالی که دامنه روند داده‌ها اغلب تابع ترکیب بیوتیت و سیال همراه است (Boomeri et al., 2010). همچنین، نمودارهایی برای بررسی این نسبت‌ها در مقابل XMg برای کانی بیوتیت تحت شرایط یکسان نظیر دما، فشار و ترکیب سیال که روندهای تقریباً خطی را تشکیل می‌دهند، طراحی شده است (Zhu and

روندهای خطی بین فوگاسیته هالوژن‌ها و نسبت‌های $\log (fH_2O/fHF)$ ، $\log (fH_2O/fHCl)$ و $\log (fHF/fHCl)$ در بیوتیت‌های مسجدداغی مشاهده نمی‌شوند (شکل ۸-A، B و C) که احتمالاً این بیوتیت‌ها تحت شرایط یکسانی تشکیل نشده‌اند. بر این اساس می‌توان این گونه تفسیر کرد که احتمالاً بیوتیت‌ها با سیالات گرمابی در طیف وسیعی از دما و ترکیب تعادل مداوم داشته‌اند.



شکل ۸. A: Log (XCl/XOH) vs. XMg, B: Log (XF/XOH) vs. XMg, and C: Log (XCl/XF) vs. XMg, in the diagrams reference, lines log of ($fH_2O/fHCl$), $\log(fH_2O/fHF)$ and $\log(fHF/fHCl)$ determined on the 750 °C, (Zhang et al., 2016).

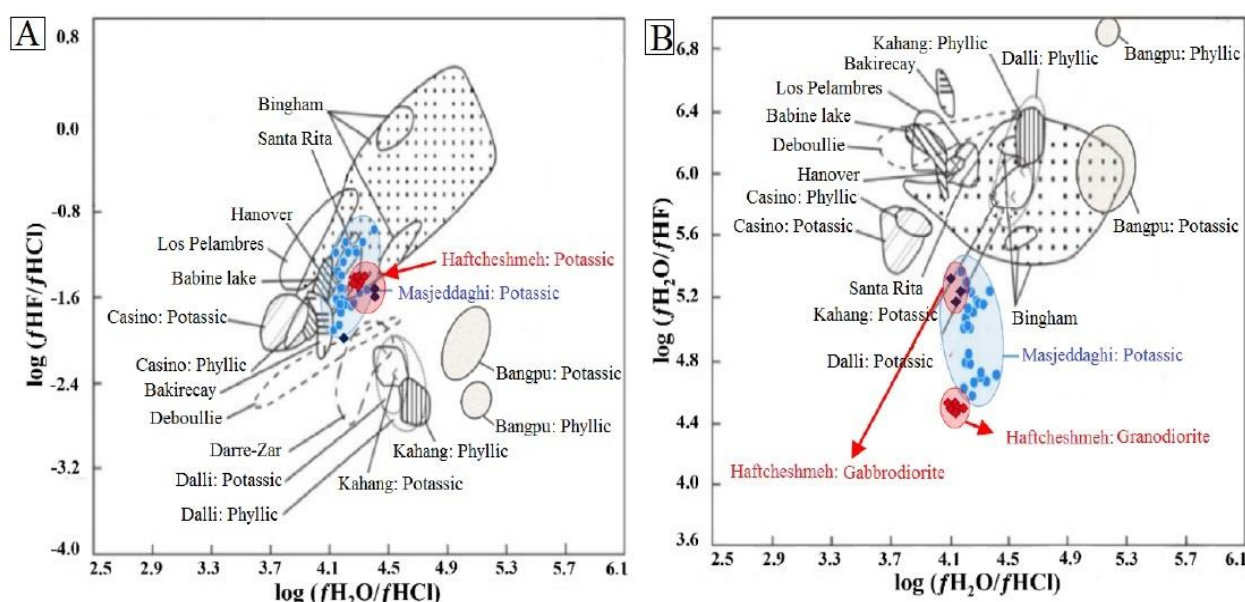
کانسار ماهرآباد (Siahcheshm et al., 2012)، کانسار کاهنگ (Parsapoor et al., 2013)، کانسار دره زار (Afshooni et al., 2015)، مقایسه شده‌اند (شکل ۸). عوامل مختلفی بر ترکیب سیالات مربوط با انواع کانسارهای پورفیری تأثیر می‌گذارند که مهم‌ترین آنها ترکیب منبع و ترکیب مواد فرار هستند (Afshooni et al., 2013). این عوامل تا حدی به جایگاه زمین‌ساختی، عمق جایگزینی، زمان خروج بخار و نسبت فلز در منبع بستگی دارد (Loferski and Ayuso, 1995; Afshooni et al., 2013). مقادیر $\log(fH_2O/fHCl)$ و $\log(fHF/fHCl)$ برای بیوتیت‌های پهنه پتاسیک مسجدداغی در محدوده کانسارهای

نسبت‌های فوگاسیته هالوژن سیالات گرمایی و مقایسه آنها با دیگر کانسارهای پورفیری

نسبت فوگاسیته هالوژن‌های سیالات گرمایی مسئول فرایندهای کانی‌سازی و دگرسانی در کانسار مورد بررسی است. این نسبت‌ها در سیالات مرتبط با دیگر کانسارهای پورفیری، به عنوان مثال با کانسار بینگهام (Parry et al., 1978)، کانسار سانتاریتا (Jacobs and Parry, 1979)، کانسار لاس پلامبرس، کانسار باین لیک و هانور (Jacobs and Parry, 1979)، کانسار دبولی (Loferski and Ayuso, 1995)، کانسار کازینو (Selby and Nesbitt, 2000)، کانسار سرچشمه (Boomeri et al., 2010)،

حالی که در مسجدداغی مقادیر فلئور بالاتری دارد که می تواند توجیه کننده مقادیر بالاتر مولیدن در این کانسار باشد (Boomeri et al., 2010; Afshooni et al., 2013). این شکل ها پیشنهاد می کنند که مقادیر منفی $\log(f\text{HF}/f\text{HCl})$ در کانسار مسجدداغی نشان دهنده آن است که سیالات تشکیل دهنده زون دگرسانی پتاسیک مس و طلا دار، دارای مقادیر بالاتر Cl هستند. کلرید یکی از مهم ترین لیگاندها در محلول های آبی هست که با فلزهای Cu و Au کمپلکس های قوی تشکیل می دهند.

بینگهام، سانتاریتا و باین لیک قرار گرفته اند (شکل ۹-۱). در این شکل کانسار مسجدداغی با سایر کانسارها مشابهت بیشتری دارد. در نمودار $\log(f\text{H}_2\text{O}/f\text{HCl})$ در مقابل $\log(f\text{H}_2\text{O}/f\text{HF})$ ، نسبت های فوگاسیته هالوژن بیوتیت های مسجدداغی با دیگر کانسارهای پورفیری هم پوشانی ندارند و از مقادیر کمتری از نسبت $f\text{H}_2\text{O}/f\text{HF}$ برخوردار است (شکل ۹-۲). به نظر می رسد، بیشتر مقادیر منفی $\log(f\text{HF}/f\text{HCl})$ در کانسارهای پورفیری حاکی از یک سامانه گرمایی نسبتاً غنی از Cl است؛ در



شکل ۹. مقایسه کانسار مسجدداغی با دیگر کانسارهای پورفیری ایران و جهان. A: $\log(f\text{H}_2\text{O}/f\text{HCl})$ در مقابل $\log(f\text{HF}/f\text{HCl})$ ، B: $\log(f\text{H}_2\text{O}/f\text{HF})$ در مقابل $\log(f\text{H}_2\text{O}/f\text{HCl})$. کانسارهای سانتاریتا، لاس پلامبرس، باکیرچای، هانور، بینگهام، باین لیک، کازینو و دبولی از سلبی و نسبیت (Selby and Nesbitt, 2000)، کانسار دالی از آیتی و همکاران (Ayati et al., 2008)، کانسار کهنک از افشونی و همکاران (Afshooni et al., 2013)، کانسار هفت چشمه از ظاهری و همکاران (Zaheri-Abdehvand et al., 2022)

Fig. 9. Comparison of the Masjeddaghi deposit and some porphyry deposits in the world, A: $\log(f\text{H}_2\text{O}/f\text{HCl})$ vs. $\log(f\text{HF}/f\text{HCl})$, and B: $\log(f\text{H}_2\text{O}/f\text{HF})$ vs. $\log(f\text{H}_2\text{O}/f\text{HCl})$, Santa Rita, Los Pelambres, Bakircay, Hanover, Bingham, Babine Lake, Casino and Deboullie (Selby and Nesbitt, 2000), Dalli (Ayati et al., 2008), Kahang (Afshooni et al., 2013), Haftcheshmeh (Zaheri-Abdehvand et al., 2022)

برداشت شده از نمونه های سنگی متعلق به محدوده دگرسانی پتاسیک، در رده بیوتیت های تعادل مجدد یافته (متعلق به گروه بیوتیت های ماگمایی) قرار می گیرند. جایگاه تکتونوماگمایی و

نتیجه گیری

بیوتیت های نمونه های مورد بررسی کانسار مس-طلائی پورفیری مسجدداغی در رده فلوگوپیت قرار می گیرند و بیشتر بیوتیت های

ماهیت ماگمایی توده‌های نفوذی این کانسار در ارتباط با گرانیتوئیدهای کالک‌آلکالن هستند. به طور کلی، بیوتیت‌های مربوط به سری‌های کالک‌آلکالن با افزایش MgO کاهش نسبی در مقدار Al_2O_3 نشان می‌دهند که نشان‌دهنده جایگزینی Mg و Al در جایگاه هشت وجهی بین بیوتیت‌هاست. با این تفاسیر بیوتیت‌های کانسار مسجدداغی، ماهیت ماگمایی کالک‌آلکالن غنی از منیزیم را نشان می‌دهند. همچنین نمونه‌های بیوتیت کانسار مسجدداغی در محدوده NNO و تعدادی هم در نزدیکی

محدوده HM قرار گرفته‌اند که هر دو محدوده بیانگر فوگاسیته بالای اکسیژن ماگمای مولد است و نشان‌دهنده آن است که در ارتباط با یک ماگمای کالک‌آلکالن هستند که از گوشته منشأ گرفته‌اند.

تعارض منافع

هیچ گونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده است.

1. re-equilibrated
2. XRD

References

- Abdel-Rahman, A.M., 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, 35 (2): 525–541. <http://doi.org/10.1093/PETROLOGY/35.2.525>
- Afshooni, S.Z., Mirnejad, H., Esmaily, D. and Haroni, H.A., 2013. Mineral chemistry of hydrothermal biotite from the Kahang porphyry copper deposit (NE Isfahan), Central Province of Iran. *Ore Geology Review* 54: 214–232. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.04.004>
- Ayati, F., Yavuz, F., Noghreyan, M., Asadi Haroni, H., Yavuz, R., 2008. Chemical characteristics and composition of hydrothermal biotite from the Dalli porphyry copper prospect, Arak, central province of Iran. *Mineral. Petrol* 94: 107–122. <https://doi.org/10.1007/s00710-008-0006-5>
- Beane, R.E., 1974. Biotite stability in the porphyry copper environment. *Economic Geology*, 69(2): 241–256. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.69.2.241>
- Bineli Betsi, T. and Lentz, D.R., 2012. Chemical composition of rock-forming minerals in granitoids associated with Au–Bi–Cu, Cu–Mo, and Au–Ag mineralization at the Freegold Mountain, Yukon, Canada: magmatic and hydrothermal fluid chemistry and petrogenetic implications. *International Geology Review*, 55(6): 657–691. <https://doi.org/10.1080/00206814.2012.731767>
- Boomeri, M., Nakashima, K. and Lentz, D.R., 2010. The Sarcheshmeh porphyry copper deposit, Kerman, Iran: A mineralogical analysis of the igneous rocks and alteration zones including halogen element systematics related to Cu mineralization processes. *Ore Geology Reviews*, 38(4): 367–38. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2010.09.001>
- Ebrahimi, S., Alirezaei, S., Pan, Y. and Mohammadi, B., 2017. Geology, mineralogy and ore fluid characteristics of the Masjeddaghi gold bearing veins system, NW Iran. *Journal of Economic Geology*, 9(2): 561–586 (in Persian with English abstract). <https://doi.org/10.22067/econg.v9i2.51493>
- Ebrahimi, S., Pan, Y. and Rezaeian, M., 2021. Origin and evolution of the Masjeddaghi Cu-Au-Mo porphyry and gold epithermal vein system, NW Iran: Constraints from fluid inclusions and sulfur isotope studies. *Mineralogy and Petrology*, 115: 643–66. <https://doi.org/10.1007/s00710-021-00761-z>
- Foster, M.D., 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. United States Geological Survey Professional Paper, 354(B–2):11–49. <https://pubs.usgs.gov/pp/0354b/report.pdf>
- Hassanpour, Sh. and Alirezaei, S., 2017. Eocene Masjed-Daghi porphyry Cu-Au deposit; an example of island arc porphyry type deposit in NW Iran. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 26(104): 43–58. (in Persian with English abstract). <https://doi.org/10.22071/gsj.2017.50166>
- Heidari, M., Zarasvandi, A., Rezaei, M., Raith, J. and Adel Saki, A., 2019. Physicochemical attributes of parental magma in collisional porphyry copper systems; using biotite chemistry, case study: Chahfiruzeh porphyry copper deposit. *Journal of Economic Geology*, 10(2): 561–586. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.v10i2.65652>
- Henry, D.J., Guidotti, C.V. and Thomson, J.A., 2005. The Ti-saturation surface for low-to medium pressure meta pelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti substitution mechanisms. *American Mineralogist*, 90(2–3): 316–328. <https://doi.org/10.2138/am.2005.1498>
- Imamalipour, A., Abdoli Eslami, H. and Hajalilou, B., 2011. Geochemistry of hydrothermal alterations associated with epithermal gold mineralization in Masjeddaghi area, east of Jolfa, NW Iran. *Journal of Economic Geology*, 2(2): 199–215. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/ECONG.V2I2.7851>
- Jacobs, D.C. and Parry, W.T., 1979. Geochemistry of biotite in the Santa Rita Porphyry copper deposit, New Mexico. *Economic Geology*, 74(4): 860–887. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.74.4.860>
- Loferski, P.J. and Ayuso, R.A., 1995. Petrography and mineral chemistry of the composite Deboullie pluton, northern Maine, USA: Implications for the genesis of Cu-Mo mineralization. *Chemical Geology*, 123(1–4): 89–105. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(95\)00040-S](https://doi.org/10.1016/0009-2541(95)00040-S)
- Moshefi, P., Hosseinzadeh, M.R., Moayyed, M. and Lentz, D.R., 2018. Comparative Study of Mineral Chemistry of Four Biotite Types as Geochemical Indicators of Mineralized and Barren Intrusions

- in the Sungun Porphyry Cu -Mo Deposit, Northwestern Iran. *Ore Geology Review*, 97: 1–20.
<http://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.05.003>
- Munoz, J.L., 1984. F-OH and Cl-OH exchange in micas with applications to hydrothermal ore deposits. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 13(1): 469–494.
<https://doi.org/10.1515/9781501508820-015>
- Nabavi, H., 1976. An introduction to the geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, 109 pp. (in Persian)
- Nachit, H., Ibhi, A.B., Abia, El-H., El Hassan, A. and Ben Ohoud, M., 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites, and neofomed biotites. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(16): 1415–1420.
<https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.09.002>
- NICICO (National Iranian copper industries Co.), 2006. Final geological studies on Masjeddaghi, Unpublished interior report.
- Parkinson, I.J. and Arculus, R.J., 1999. The redox state of subduction zones: insights from arc peridotites. *Chemical Geology*, 160(4): 409–423.
[https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00110-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00110-2)
- Parry, W.T., Ballantyne, G.H. and Wilson, J.C., 1978. Chemistry of biotite and apatite from a vesicular quartz latite porphyry plug at Bingham, Utah. *Economic Geology*, 73(7): 1308–1314.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.73.7.1308>
- Parsapoor, A., Khalili, M., Tepley, F. and Maghami, M., 2015. Mineral chemistry and isotopic composition of magmatic, reequilibrated and hydrothermal biotites from Darreh-Zar porphyry copper deposit, Kerman (Southeast of Iran). *Ore Geology Reviews*, 66: 200–218.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.10.015>
- Pourkaseb, H., Zarasvandi, A. and Saed, M., 2017. Magmatic-hydrothermal fluid evolution of the Dalli porphyry Cu-Au deposit; using Amphibole and Plagioclas mineral chemistry. *Journal of Economic Geology*, 93(1): 73–92.
<https://doi.org/10.22067/econg.v9i1.51704>
- Pourmohammad, A.S., Ahmadi Khalaji, A., Homam, M., Tahmasebi, Z. and Ebrahimi, M., 2020. Geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of Geysour granitoid, East Gonabad. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, 29(115): 137–150. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22071/gsj.2019.148243.1533>
- Rieder, M., Cavazzini, G., Yakonov, Y.D., Frank-Kanetskii, V.A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P.W., Müller, G., Neiva, A.M.R., Radoslovich, E.W., Robert, J.L., Sassi, F.P., Takeda, H., Weiss, Z. and Wones, D.R., 1998. Nomenclature of the micas. *Clays and Clay Minerals*, 36(3): 905–912.
<https://doi.org/10.1346/CCMN.1998.0460513>
- Selby, D. and Nesbitt, B.E., 2000. Chemical composition of biotite from Casino Porphyry Cu–Au–Mo mineralization, Yukon, Canada: evaluation of magmatic and hydrothermal fluid chemistry. *Chemical Geology*, 171(1–2): 77–93.
[https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00248-5](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00248-5)
- Siahcheshm, K., Calagari, A.A., Abedini, A. and Lentz, D.R., 2012. Halogen signatures of biotites from the Maher-Abad porphyry copper deposit, Iran: characterization of volatiles in syn-to post-magmatic hydrothermal fluids. *International Geology Review*, 54(12): 1353–1368.
<https://doi.org/10.1080/00206814.2011.639487>
- Sillitoe, R.H., 2010. Porphyry copper systems. *Economic Geology*, 105(1): 3–41.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3>
- Sun, W.D., Huang, R.F., Li, H., Hu, Y.B., Zhang, C.C., Sun, S.J., Zhang, L.P., Ding, X., Li, C.Y., Zartman R.E. and Ling M.X., 2015. Porphyry deposits and oxidized magmas. *Ore Geology Review*, 65(Part 1): 97–131.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.09.004>
- Taghavi, A., Maanijou, M., Lentz, D.R., Sepahi-Greow, A.A., Maruoka, T., Fujisaki, W. and Suzuki, K., 2022. Biotite compositions and geochemistry of porphyry-related systems from the central Urumieh Dokhtar Magmatic Belt, western Yazd, Iran: Insights into mineralization potential. *Lithos*, 412–413: 106593.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106593>
- Tischendorf, G., Gottesmann, B., Förster, H.J. and Trumbull, R.B., 1997. On Li-bearing micas: Estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation. *Mineralogical Magazine*, 61(409): 809–834.
<https://doi.org/10.1180/minmag.1997.061.409.05>
- Yavuz, F., 2003. Evaluating micas in petrologic and metallogenic aspect: I—definitions and structure of the computer program Mica+. *Computational Geosciences*, 29(10): 1203–1213.

- [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(03\)00142-0](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(03)00142-0)
Zaheri–Abdehvand, N., Hassanpour, S., Rassa, I. and Rajabpour, S., 2022. Silicates chemistry as indicators of physicochemical and geothermometry conditions on porphyry ore system: A case study of the Haftcheshmeh Cu–Mo deposit, NW Iran. *Ore Geology Reviews*, 142: 104716.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.104716>
- Zhang, W., Lentz, D.R., Thorne, K.G. and McFarlane, C., 2016. Geochemical characteristics of biotite from felsic intrusive rocks around the Sisson Brook W–Mo–Cu deposit, west central New Brunswick: An indicator of halogen and oxygen fugacity of magmatic systems. *Ore Geology Reviews*, 77: 82–96.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.02.004>
- Zhu, C. and Sverjensky, D.A., 1992. F–Cl–OH partitioning between biotite and apatite: *Geochemica Cosmochimica Acta*, 56(9): 3435–3467.
[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90390-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90390-5)



RESEARCH ARTICLE

doi 10.22067/econg.2023.80746.1065



Mineral chemistry, Thermobarometry, Geochemistry and tectonic setting of Tertiary andesitic lavas in the Shourestan area (west of Sarbisheh), Southern Khorasan

Seyyed Saeid Mohammadi ^{1*} , Sun-Lin Chung ² , Malihe Nakhaei ³ , Arash Islamipناه ⁴

¹ Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Birjand, Birjand, Iran; Professor, Earth Sciences Research Group, University of Birjand, Birjand, Iran

² Professor, Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, Taipei, Taiwan; Professor, Department of Geosciences, National Taiwan University, Taipei, Taiwan

³ Assistant Professor, Department of Mining Engineering, Faculty of Civil, Mining and Chemistry, Birjand University of Technology, Birjand, Iran

⁴ M.Sc., Department of Geology, Faculty of Science, University of Birjand, Birjand, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 23 January 2023
Revised: 28 February 2023
Accepted: 28 February 2023

Keywords

Pyroxene andesite
thermobarometry
spinel lherzolite
lithospheric mantle
Shourestan
active continental margin
Lut

*Corresponding author

Seyyed Saeid Mohammadi
✉ ssmohammadi@birjand.ac.ir

ABSTRACT

In the Shourestan area, 14 kilometers west of Sarbisheh city, in South Khorasan province, volcanic rocks with pyroxene-andesite composition belonging to Eocene-Oligocene are exposed. The constituent minerals of these rocks include plagioclase and pyroxene. The composition of plagioclases have range from Ab₃₂, An₆₈ to Ab₅₈, An₄₂ and are andesine-labradorite type. Clinopyroxene and orthopyroxene have diopside-like augite and enstatite composition, respectively. The crystallization temperature for clinopyroxene and orthopyroxene were about 1175 and 1200 °C respectively and the pressure (for both types) was 2 to 5 kb. The geochemical data of whole rocks show that the andesitic lavas of Shourestan have high potassium calc-alkaline nature and the amount of Mg# in them varies from 40.97 to 60.97, which indicates the role of mantle components in their formation. These rocks show signs of differentiation including LREE/HREE ((La/Yb)_N) between 9.95 to 12.42, LREE/MREE ((La/Sm)_N) between 3.53 to 6.55, MREE/HREE ((Sm/Yb)_N) between 1.89 to 2.99. High ratios of Zr/Nb (9.81-22.10), Th/Nb (0.68-1.79), Th/Ta (7.29-24), and Nb/Ta (9.69-15.66) along with the pattern of LIL elements, support the possibility of different degrees of crustal contamination-assimilation of magma during its ascent to the earth's surface. The studied rocks have low ratios of Ce/Y (2.44-3.48), (Tb/Yb)_N (1.17-1.39), Sm/Yb (1.92-2.78), and relatively flat MREE-HREE pattern that confirms the melting of the subcontinental lithospheric mantle in the field of spinel stability and at a depth of fewer than 75 kilometers.

How to cite this article

Mohammadi, S.S., Chung, S.L., Nakhaei, M. and Islamipناه, A., 2022. Mineral chemistry, Thermobarometry, Geochemistry and tectonic setting of Tertiary andesitic lavas in the Shourestan area (west of Sarbisheh), Southern Khorasan. *Journal of Economic Geology*, 14(4): 175–213. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2023.80746.1065>



©2023 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

Calc-alkaline magmas are commonly active in convergent plate margins and their petrogenesis is crucial for understanding the origin and evolution of the andesitic continental crust. The generation of calc-alkaline magmatic series in oceanic subduction zones has been primarily attributed to the partial melting of enriched mantle sources with the involvement of fluids and/or melts from the subducted oceanic lithosphere or the partial melting of metasomatized sub-continental lithospheric mantle that had been modified by previous plate subduction (Cheng et al., 2020). Andesite is the second most common volcanic rock type on earth and provides abundant information about the interaction between the mantle and crust in the subduction zones. However, the petrogenesis of subduction-related andesite is being debated, since andesite can form via different processes, such as (1) magma mixing between felsic and mafic/ultramafic melt; (2) fractional melting or assimilation fractional crystallization from basaltic composition; (3) partial melting of the hydrated mantle wedge peridotite (Li et al., 2013). Experimental investigation demonstrates that plagioclase and clinopyroxene composition can be used to estimate the P-T condition of volcanic rock crystallization. The chemical composition of pyroxene in volcanic rocks shows the nature of the host lava and is used to determine the magmatic series, tectonic environment, and origin of the igneous rock (Putirka, 2008).

In the Shourestan area, 14 kilometers west of Sarbisheh city in South Khorasan province, Eocene-Oligocene volcanic rocks with pyroxene-andesite composition are exposed. Based on the results of previous studies, the Tertiary lavas in the Sarbisheh area have calc-alkaline nature and are related to active continental margins (Mohammadi and Nakhaei, 2022). In this research, the chemical composition of minerals has been used to determine the nature of magma, tectonic setting and evaluation of the temperature and pressure conditions for the crystallization of andesitic lavas. Also, by using the geochemical data of the whole rock, the geochemical characteristics, tectonic setting, and origin of these rocks have been investigated.

Materials and Methods

Microprobe analysis of pyroxene and plagioclase minerals was done at the institute of Earth sciences in Academia Sinica, Taipei, Taiwan. A scanning electron microscope (JEOL SEM JSM-6360LV) was used to observe micro-scale texture. Identification of mineral phases was done by an energy dispersive spectrometer equipped with SEM, under the beam conditions of 15 kV, and 0.2 nA for the acceleration voltage, and beam current, respectively. Mineralogical investigation was carried out by an electron probe micro analyzer (JEOL EPMA JXA-8900R) equipped with four wave-length dispersive spectrometers. For geochemical investigations, 8 samples were analyzed in Acme laboratory in Canada by ICP method (for major elements) and ICP-MS (for trace and rare earth elements) and 3 samples in ZarAzma Company (Tehran, Iran) by alkaline melting method (for major elements) and ICP-MS (for trace and rare earth elements).

Results

The constituent minerals of these rocks include plagioclase and pyroxene. The composition of plagioclases changes from $Ab_{32}An_{68}$ to $Ab_{58}An_{42}$ and are andesine-labradorite type. Clinopyroxene and orthopyroxene have diopside-like augite and enstatite composition, respectively. The crystallization temperature for clinopyroxene and orthopyroxene were about 1175 and 1200 °C respectively and the pressure was 2 to 5 kb. The geochemical data of whole rocks show that the andesitic lavas of Shourestan have high potassium calc-alkaline nature and the amount of Mg# in them varies from 40.97 to 60.97, which indicates the role of mantle components in their formation. These rocks show signs of differentiation including LREE/HREE $((La/Yb)_N)$ from 9.95 to 12.42, LREE/MREE $((La/Sm)_N)$ from 3.53 to 6.55, MREE/HREE $((Sm/Yb)_N)$ from 1.89 to 2.99. High ratios of Zr/Nb (9.81-22.10), Th/Nb (0.68-1.79), Th/Ta (7.29-24), and Nb/Ta (9.69-15.66) along with the pattern of LIL elements, support the possibility of different degrees of crustal contamination-assimilation of magma during its ascent to the earth's surface. The studied rocks have low ratios of Ce/Y (2.44-3.48), $(Tb/Yb)_N$ (1.17-1.39), Sm/Yb (1.92-2.78), and relatively flat MREE-HREE pattern that confirms the melting of the subcontinental

lithospheric mantle in the field of spinel stability and at a depth of fewer than 75 kilometers.

Discussion

Petrographic studies show that the volcanic rocks of the Shourestan area have pyroxene-andesite composition. After plagioclase, pyroxene is the most abundant mineral in Shourestan andesitic lavas. The values of Mg# in clinopyroxene and orthopyroxene are 72-78 and 71-77, respectively. High values of Mg# in pyroxenes indicate the role of mantle components in the magma source. Based on the chemistry of clinopyroxene, andesitic lavas of the Shourestan area have sub-alkaline nature and are located in the field of volcanic arc basalts. The anorthite content of plagioclases in andesitic lavas of Shourestan (52-66%) and Mg# of clinopyroxenes (72-78) indicate the low amount of water during the formation of these minerals from primary magma. The formation temperature of investigated clinopyroxene and orthopyroxene was about 1200 °C and the calculated pressure at the time of their crystallization was determined 2 to 5 kb. The volcanic rocks of Shourestan were located in the range of andesite with high potassium calc-alkaline

nature. The amount of Mg# in these rocks varies from 40.97 to 60.97, which indicates the role of mantle components in their formation. The presence of negative Ti, Nb, and P anomalies in trace element diagrams of the studied samples, confirms the formation of these rocks in subduction zones. Relatively low values of Yb_N in the samples (8.42 to 10.05 ppm) indicate low amounts of garnet in the source. Geochemical characteristics of the Shourestan andesitic rocks such as K₂O/P₂O₅ ratio >2 along with high Al₂O₃ and Th enrichment can be related to crustal contamination or magma formation from a heterogeneous metasomatized mantle source. In addition, Th/Ta (7.29-24), Nb/Ta (9.69-15.66) and Ta/La (0.02-0.05) ratios also indicate different degrees of the crustal contamination-assimilation of magma during the ascent to the surface of the earth. Based on various element ratios, the Shourestan andesitic lavas originated from a subcontinental lithospheric mantle that evolved during subduction. The geochemical characteristics of the investigated rocks, such as the high ratio of LILE/HFSE and LREE/HREE, as well as the different tectonic discriminant diagrams, confirm active continental margin tectonic setting.



شیمی کانی‌ها، دما- فشارسنجی، زمین‌شیمی و جایگاه زمین‌ساختی گدازه‌های آندزیتی ترشیری منطقه شورستان (غرب سریشه)، خراسان جنوبی

سید سعید محمدی^{۱*}، سون لین چانگ^۲، ملیحه نخعی^۳، آرش اسلامی پناه^۴

^۱ استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران؛ استاد، گروه پژوهشی علوم زمین، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

^۲ استاد، انستیتو علوم زمین، آکادمیا سینیکا، تایپه، تایوان؛ استاد، دپارتمان علوم زمین، دانشگاه ملی تایوان، تایپه، تایوان

^۳ استادیار، گروه مهندسی معدن، دانشکده عمران، معدن و شیمی، دانشگاه صنعتی بیرجند، بیرجند، ایران

^۴ کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

اطلاعات مقاله	چکیده
تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۱۱/۰۳	در منطقه شورستان در ۱۴ کیلومتری غرب شهرستان سریشه در استان خراسان جنوبی، سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب پروکسن آندزیت متعلق به ائوسن-الیگوسن برون‌زد دارند. کانی‌های سازنده این سنگ‌ها شامل پلاژیو کلاز و پروکسن هستند. گستره ترکیبی پلاژیو کلازها بین Ab_{32} تا An_{68} ، An_{42} تغییر کرده و از نوع آندزین تا لابرادوریت هستند. کالینوپروکسن و ارتوپروکسن به ترتیب دارای ترکیب اوژیت متمایل به دیوپسید و انستاتیت هستند. دمای تشکیل کالینوپروکسن‌ها و ارتوپروکسن‌های مورد بررسی، به ترتیب حدود ۱۱۷۵ و ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار در زمان تبلور آنها (هر دو نوع) ۲ تا ۵ کیلو بار تعیین شد. داده‌های زمین‌شیمیایی سنگ کل نشان می‌دهد که گدازه‌های آندزیتی شورستان دارای ماهیت کالک‌آلکالن پتاسیم بالا بوده و میزان $Mg\#$ در آنها از ۴۰/۹۷ تا ۶۰/۹۷ متغیر است که بیانگر نقش اجزای گوشته در تشکیل آنهاست. این سنگ‌ها نشانه‌های تفریق شامل نسبت $LREE/HREE$ (La/Yb) _N بین ۹/۹۵ تا ۱۲/۴۲، $LREE/MREE$ (La/Sm) _N بین ۳/۵۳ تا ۶/۵۵ و نسبت $MREE/HREE$ (Sm/Yb) _N بین ۱/۸۹ تا ۲/۹۹ را نشان می‌دهند. نسبت‌های بالای Zr/Nb (۹/۲۲ تا ۸۱/۱۰)، Th/Nb (۰/۱ تا ۶۸/۷۹)، Th/Ta (۷ تا ۲۴/۲۹) و Nb/Ta (۹/۱۵ تا ۶۹/۶۶) همراه الگوی عناصر LIL، احتمال درجات مختلف آلودگی-هضم پوسته‌ای ماگما در هنگام صعود به سطح زمین را تقویت می‌کند. سنگ‌های بررسی شده دارای نسبت‌های پایین Ce/Y (۲/۳ تا ۴۴/۴۸)، $(Tb/Yb)_N$ (۱/۱ تا ۱۷/۳۹)، Sm/Yb (۱/۲ تا ۹۲/۷۸) و الگوی نسبتا تخت MREE-HREE هستند که ذوب گوشته لیتوسفری زیرقاره‌ای در قلمرو پایداری اسپینل و در عمق کمتر از ۷۵ کیلومتر را تأیید می‌کند.
واژه‌های کلیدی پروکسن آندزیت دما- فشارسنجی اسپینل لزوولیت گوشته لیتوسفری شورستان حاشیه فعال قاره‌ای لوت	
نویسنده مسئول سید سعید محمدی ssmohammadi@birjand.ac.ir	

استناد به این مقاله

محمدی، سید سعید؛ چانگ، سون لین؛ نخعی، ملیحه و اسلامی پناه، آرش، ۱۴۰۱. شیمی کانی‌ها، دما- فشارسنجی، زمین‌شیمی و جایگاه زمین‌ساختی گدازه‌های آندزیتی ترشیری منطقه شورستان (غرب سریشه)، خراسان جنوبی. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۴(۴): ۱۷۵-۲۱۳.

<https://doi.org/10.22067/econg.2023.80746.1065>

مقدمه

آندزیت از نظر فراوانی، دومین نوع سنگ آتشفشانی روی زمین است و اطلاعات زیادی را درباره برهم کنش بین گهشته و پوسته در مناطق فرورانش اثبات می کند (Grove and Kinzler, 1986). با این وجود، پتروژنز آندزیت های وابسته به فرورانش همچنان مورد بحث است (Reubi and Blundy, 2009; Li et al., 2013). زیرا آندزیت می تواند در اثر فرایندهای مختلف مانند: ۱- اختلاط ماگمایی بین مذاب های فلسیک و مافیک/ اولترامافیک (Streck et al., 2007; Reubi and Blundy, 2009; Li et al., 2013)؛ ۲- ذوب بخشی یا هضم تبلور تفریقی از ترکیب های بازیک (Tiepolo et al., 2011) و ۳- ذوب بخشی پریدوتیت گوه گهشته ای آبدار (Kelemen, 1995) پدید آید. آندزیت ها و مجموعه های آتشفشانی بازالت- داسیت- ریولیت همراه، اطلاعات ارزشمندی در مورد بازسازی زمین ساخت قدیمی و جغرافیای دیرینه در کوهزادهای قدیمی که مراحل دگرشکلی متعدد را تحمل کرده اند، ارائه می کند (Bailey, 1981).

منطقه شورستان در ۱۴ کیلومتری غرب سریش در استان خراسان جنوبی، بین طول های جغرافیایی $59^{\circ}37'$ تا $59^{\circ}42'$ شرقی و عرض های جغرافیایی $32^{\circ}30'$ تا $32^{\circ}33'$ قرار دارد. دسترسی به محدوده مورد بررسی از دو مسیر شامل جاده سریش-برکوه-شورستان و جاده بیرجند-مود-سه راهی پخت-گورید بالا-شورستان امکان پذیر است. این منطقه در نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سریش (Nazari and salamati, 1999) و از نظر تقسیم بندی ساختاری ایران در حاشیه شرقی بلوک لوت قرار دارد. در این محدوده، سنگ های گدازه ای و آذرآواری با گستره قابل ملاحظه ای رخنمون دارند. فعالیت ماگمایی در بلوک لوت در ژوراسیک میانی (۱۶۲ تا ۱۶۵ میلیون سال) شروع شده و در ترشیری به اوج خود رسیده است؛ به طوری که ضخامت واحدهای ترشیری به خصوص ائوسن به ۲۰۰۰ متر می رسد و در اثر فرورانش، پیش از برخورد صفحه های عربی و آسیا تشکیل شده است (Karimpour et al., 2011). منطقه مورد بررسی، بخشی

از قسمت شمالی زمین درز سیستان در شرق ایران است. زون جوش خورده سیستان به عنوان بقایایی از یک سنگ کره اقیانوسی است که بین بلوک افغان و پهنه لوت وجود داشته است. این باریکه اقیانوسی به عنوان یکی از سرشاخه های نئوتتیس مطرح بوده که در ۸۶ میلیون سال قبل تحت رژیم زمین ساختی فشارشی شروع به بسته شدن کرده و از ۵۶ میلیون سال قبل، این رژیم زمین ساختی فشارشی به رژیم کششی تغییر یافته است که سرانجام به بروز آتشفشان عظیم در شرق ایران منجر شده است (Tirrul et al., 1983). سنگ های آتشفشانی ترشیری در برخی مناطق اطراف سریش توسط پژوهشگران مختلف مورد بررسی قرار گرفته اند (Nazari, 2011; Mohammadi, 2012; Pang et al., 2013; Goodarzi et al., 2014; Chahkandinejad, 2015; Malekian Dastjerdi et al., 2017; Mohammadi et al., 2017; Islamipناه, 2018; Mohammadi et al., 2021; Mohammadi and Nakhaei, 2022). گدازه های آندزیتی منطقه شورستان تاکنون مورد بررسی دقیق کانی شناسی و پترولوژیکی قرار نگرفته است. هدف این پژوهش، بررسی شیمی کانی ها، سنگ نگاری، زمین شیمی و موقعیت تکتونوماگمایی تشکیل آنهاست که این امر به تکمیل نتایج حاصل از پژوهش های پیشین و همچنین، شناخت ماهیت ماگماتیسزم شرق ایران کمک خواهد کرد. در این پژوهش، از ترکیب شیمیایی کانی ها برای تعیین ماهیت ماگما، موقعیت زمین ساختی و ارزیابی شرایط دما و فشار تبلور گدازه های آندزیتی شورستان استفاده شده است. با استفاده از ترکیب شیمیایی کانی های پیروکسن و پلاژیوکلاز می توان به شرایط دما و فشار تشکیل سنگ ها و کانی های تشکیل دهنده آنها پی برد (France et al., 2010). پیروکسن یکی از کانی های سنگ ساز است که ترکیب شیمیایی آن در سنگ های آتشفشانی، ماهیت گدازه میزبان را نشان داده و با بررسی شیمی این کانی، می توان سری ماگمایی، محیط زمین ساختی و منشأ توده آذرین را تعیین کرد. علاوه بر این، با استفاده از ترکیب شیمیایی پیروکسن ها، تعیین دما و فشار تبلور در سنگ های آتشفشانی امکان پذیر است (Putirka, 2008)؛

محدوده مورد بررسی، تناوبی از توف های ماسه ای مارنی زرد مایل به سبز، به شدت برش خورده (شکل ۲-۲) و دگرسان وجود دارد. این واحد آذرآواری در افق های بالاتر به توف های سفید رنگ و داسیتی تبدیل می شود. بالاترین بخش این مجموعه آذرآواری، توف سنگی است که در زیر گدازه های آندزیتی جای گرفته است. عملکرد گسل ها در منطقه سبب خردشدگی توف ها و در برخی موارد دگرسانی آنها به کانی های رسی از جمله بنتونیت شده است (شکل ۲-۲). واحدهای گدازه ای (Eo^{ap}) با گسترش زیاد و ترکیب کلی آندزیتی به رنگ خاکستری روشن (شکل ۲-۲) و تیره به صورت توده های گنبدی شکل (شکل ۲-۲) و به هم پیوسته رخنمون دارد. این گدازه ها که دارای بافت پورفیری با زمینه ریزدانه و در برگیرنده درشت بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن هستند، در این پژوهش مورد بررسی قرار گرفته است. رخنمون های محدودی از کنگلومرا (Q^{coB}) در بخش های شمالی محدوده مورد بررسی وجود دارد که قطعه های تشکیل دهنده آن، اغلب از سنگ های آتشفشانی مانند آندزیت- بازالت هستند.

روش انجام پژوهش

برای انجام این پژوهش، پس از پیمایش های صحرایی و نمونه برداری، تعداد ۶۵ مقطع نازک تهیه و بررسی شد. برای بررسی شیمی کانی های پیروکسن و پلاژیوکلاز در گدازه های آندزیتی، مقاطع نازک صیقلی تهیه و سپس تجزیه ریزپردازشی الکترونی کانی ها در انستیتو علوم زمین آکادمی سینیکا در شهر تایپه کشور تایوان انجام شد. شناسایی فازهای کانی ها با کمک طیف سنج پراکنده انرژی (EDS: Oxford Instruments Ltd., Xmax-50 with INCA-350) مجهز به SEM تحت شرایط پرتو ۱۵ کیلوولت و ۰/۲ نانوآمپر انجام شد. تجزیه ریزپردازشی الکترونی کانی های پلاژیوکلاز (۵۳ نقطه) و پیروکسن (۲۸ نقطه) توسط دستگاه مدل JEOL EPMA JXA-8900R مجهز به چهار طیف سنج با طول موج انتشاری، با شتاب دهنده ای با ولتاژ ۱۵ کیلوولت و جریان پرتوی ۰/۲ نانوآمپر انجام شد.

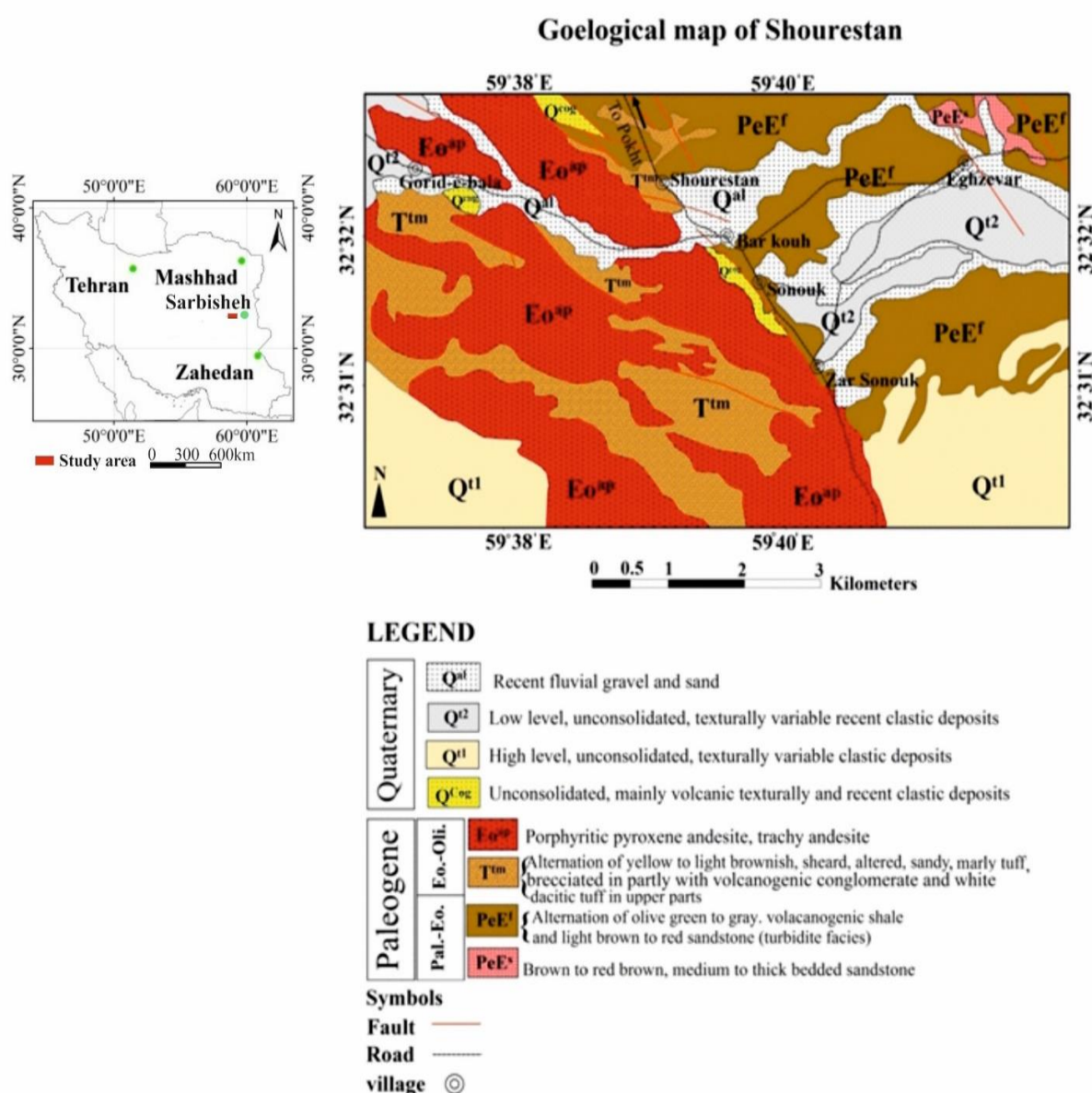
Ridolfi et al., 2010; Neave and Putirka, 2017; Cheng et al., 2020; Namnabat et al., 2021). در این پژوهش، علاوه بر بررسی ترکیب شیمیایی کانی ها، با بهره گیری از داده های زمین شیمیایی سنگ کل نیز به بررسی ماهیت ماگمای سازنده، جایگاه زمین ساختی و منشأ این سنگ ها پرداخته شده است.

زمین شناسی منطقه

بر اساس نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سریشه (Nazari and Salamati, 1999) و بررسی های صحرایی و آزمایشگاهی انجام شده در این پژوهش، واحدهای سنگی منطقه از قدیم به جدید شامل نهشته های توریدایتی سبز و خاکستری زیتونی، تناوب شیل های سبز تیره تا خاکستری و ماسه سنگ قهوه ای (پالئوسن)، توف های اسیدی (ائوسن)، پیروکسن آندزیت تا تراکی آندزیت (ائوسن- الیگوسن)، کنگلومرا (پلیوسن)، نهشته های آبرفتی و آواری و مخروط افکنه ها هستند (شکل ۱). بخش وسیعی از محدوده مورد بررسی در برگیرنده نهشته های توریدایتی نازک لایه سبز و خاکستری زیتونی رنگ است که از تناوب شیل های سبز تیره تا خاکستری مایل به سبز آتشفشانزادی و ماسه سنگ های متوسط تا ضخیم لایه با رنگ قهوه ای و قهوه ای مایل به سبز تشکیل شده است (PeE^f). بخش قابل توجهی از توریدایت های پالئوژن در منطقه مورد بررسی، در برگیرنده ماسه سنگ های قهوه ای (شکل ۲-۲) تا قهوه ای مایل به قرمز است (PeE^s) که از ماسه سنگ های بسیار دانه ریز تا دانه درشت متغیر است. سنگ های یاد شده به دلیل همسانی با نهشته های مشابه در مناطق مجاور در محدوده نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بیرجند (Ohanian and Tatavosian, 1978) به پالئوسن- ائوسن نسبت داده شده اند (Nazari and Salamati, 1999). در زمان ائوسن پایانی- الیگوسن، افزایش تکاپوهای آتشفشانی با رخساره هایی متناوب از سنگ های آذرآواری (Ttm) و گدازه شامل توف، آگلومرا، آندزیت و دیگر سنگ های وابسته در گستره وسیعی از محدوده مورد بررسی رخنمون یافته است (شکل ۲-۲). در بخش غربی

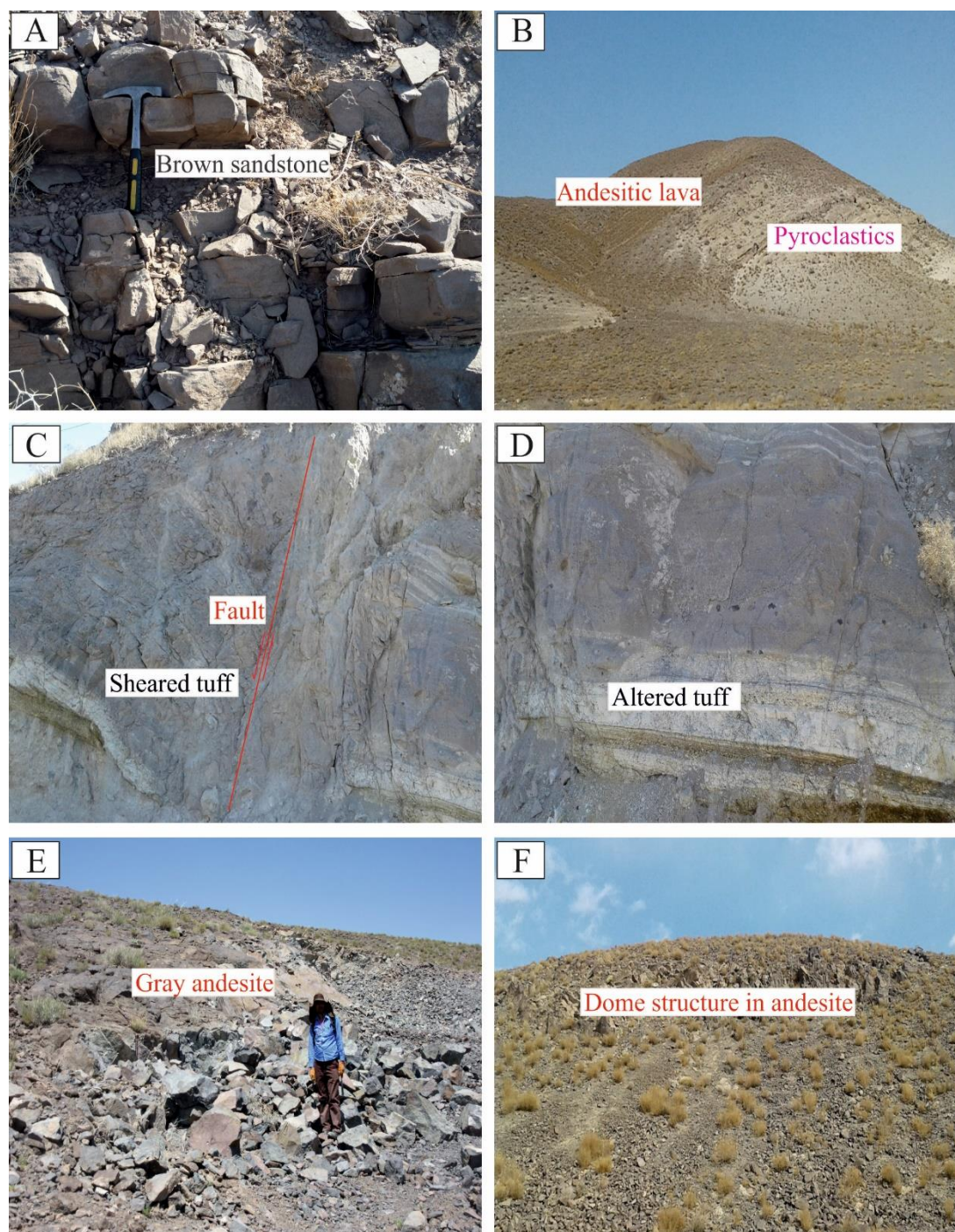
عناصر اصلی (کد AF-01) و ICP-MS (برای عناصر کمیاب و خاکی نادر) (کد MMS-01) تجزیه شدند. پس از آن، نمودارهای لازم با استفاده از نرم افزارهای Minpet، GCDkit و Corel Draw ترسیم شدند.

برای بررسی های زمین شیمیایی، تعداد ۸ نمونه مناسب در آزمایشگاه Acme کانادا به روش ICP (برای عناصر اصلی) و ICP-MS (برای عناصر کمیاب و خاکی نادر) و ۳ نمونه در شرکت زرآزما به روش ذوب قلیایی برای



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی و نقشه زمین شناسی منطقه شورستان با اصلاحات و ترسیم دوباره بر اساس نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سریش (Nazari and Salamati, 1999)

Fig. 1. Geographical location and geological map of the Shourestan area, modified and redrawn based on 1:100000 geological map of Sarbisheh (Nazari and Salamati, 1999)



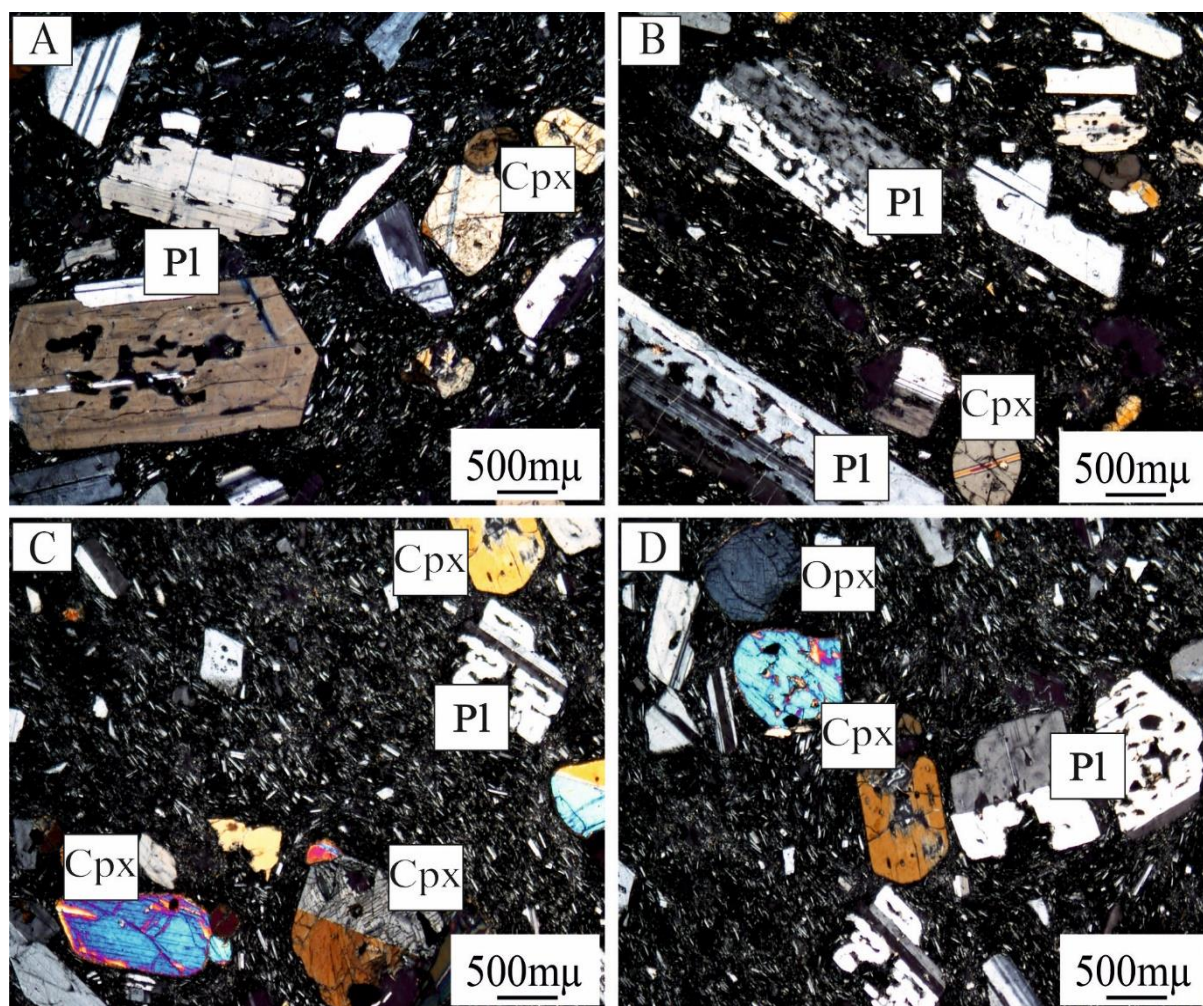
شکل ۲. تصویرهای صحرایی از واحدهای سنگی در منطقه شورستان A: ماسه سنگ قهوه ای، B: واحدهای آذرآواری در زیر گدازه ها (دید به شمال غرب)، C: توف های برش خورده (دید به جنوب غرب)، D: دگرسانی توف ها به بنتونیت (دید به جنوب غرب)، E: نمونه های تازه آندزیت به رنگ خاکستری (دید به شمال) و F: ساختار گنبدی آندزیت (دید به شمال)

Fig. 2. Field images of rock units in the Shourestan area. A: Brown sandstone, B: Pyroclastic units under the lavas (view to the northwest), C: Sheared tuffs (view to the southwest), D: Alteration of tuffs to bentonite (view to the southwest), E: Fresh samples of andesite in gray, and F: Dome structure of andesite (view to the north).

سنگ نگاری

سنگ های آتشفشانی بررسی شده دارای بافت پورفیری با زمینه میکرولیتی (شکل ۳-A تا D) و گاهی گلوپورفیری هستند. کانی های سازنده این سنگ ها شامل پلاژیو کلاز و پیروکسن هستند که به صورت فنو کریست و همچنین بلورهای ریز در زمینه سنگ حضور دارند. فنو کریست ها حدود ۴۰ تا ۵۰ درصد حجمی و زمینه

حدود ۵۰ تا ۶۰ درصد حجم سنگ را تشکیل داده است. پلاژیو کلاز فراوان ترین کانی موجود در آندزیت های شورستان است که فنو کریست های شکل دار، نیمه شکل دار و بی شکل آن (شکل ۳-A تا D) حدود ۲۵ تا ۳۵ درصد حجم سنگ را به خود اختصاص داده است.



شکل ۳. ویژگی های میکروسکوپی پیروکسن آندزیت های منطقه شورستان. A تا D: بافت پورفیری با زمینه میکرولیتی، A، B و D: حضور فنو کریست های پلاژیو کلاز دارای منطقه بندی و بافت غربالی، A تا D: حضور کلینوپیروکسن و D: ارتوپیروکسن. علائم اختصاری کانی ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Cpx: کلینوپیروکسن، Opx: ارتوپیروکسن، Pl: پلاژیو کلاز).

Fig. 3. Microscopic characteristics of pyroxene andesites in the Shourestan area. A to D: Porphyritic texture with microlitic groundmass, A, B and D: Plagioclase phenocrysts with zoning and sieve texture, A to D: Clinopyroxene, and D: Orthopyroxene. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Cpx: Clinopyroxene, Opx: Orthopyroxene, Pl: Plagioclase).

اندازه فنوکریست های پلاژیو کلاز از ۰/۳ تا ۴ میلی متر متغیر و ترکیب آنها بر مبنای زاویه خاموشی (۲۴ تا ۲۹ درجه)، آندزین تا لابرادوریت است. برخی فنوکریست های پلاژیو کلاز دارای منطقه بندی و بافت غربالی (شکل ۳-۳، A و B و D) بوده و گاهی در حاشیه آنها آثار خوردگی، گردشدگی و حاشیه واجذبی دیده می شود. کلینوپروکسن به صورت بلورهای نیمه شکل دار تا بی شکل (شکل ۳-۳، B، C و D) با حاشیه خلیجی (شکل ۳-۳، D) تا ۱۰ درصد حجم سنگ را تشکیل داده است. کلینوپروکسن در سنگ های آتشفشانی بررسی شده، انواع مختلفی از بافت های عدم تعادل شامل بلورهای گردشده (شکل ۳-۳، B) با حاشیه خلیجی (شکل ۳-۳، D) را نشان می دهد. فنوکریست های بی شکل ارتوپروکسن (شکل ۳-۳، D) به مقدار کم (حدود ۵ درصد حجمی) وجود دارد. کانی کدر و سائیدن، کانی های فرعی سنگ هستند. بر پایه ویژگی های بافتی و کانی شناسی، ترکیب سنگ های آتشفشانی منطقه شورستان، پروکسن آندزیت است. حضور درشت بلورهای شکل دار پلاژیو کلاز و پروکسن های نیمه شکل دار تا بی شکل در سنگ های بررسی شده، نشان می دهد که تبلور با پلاژیو کلازها شروع شده و سپس با تغییر شرایط، پروکسن ها متبلور شده اند.

شیمی کانی ها

پلاژیو کلاز

نتایج تجزیه ریزپردازشی الکترونی تعدادی از نقاط کانی پلاژیو کلاز به همراه محاسبه فرمول ساختاری آنها در جدول ۱ آورده شده است. گستره ترکیبی این کانی از $An_{68} Ab_{32}$ تا $An_{42} Ab_{58}$ تغییر می کند و از نوع آندزین تا لابرادوریت است (شکل ۴).

شیمی پروکسن

پروکسن پس از پلاژیو کلاز، فراوان ترین کانی در گدازه های آندزیتی شورستان است. نتایج تجزیه ریز کاو الکترونی نقاط برگزیده از پروکسن های مورد بررسی و محاسبه فرمول ساختاری آنها در جدول ۲ و جدول ۳ آمده است. مطابق این جدول ها،

ترکیب اعضای انتهایی کلینوپروکسن ها و ارتوپروکسن ها در آندزیت های شورستان به ترتیب برابر با $En_{42-46}Fs_{13-16}Wo_{41-43}$ و CaO و Al_2O_3 است. میزان تغییرات $En_{69-74}Fs_{23-28}Wo_{0-3}$ در کلینوپروکسن ها به ترتیب ۲/۷۳ تا ۳/۲۳ و ۱۹/۳۴ تا ۲۰/۴۲ درصد وزنی است که تغییرات اندکی را نشان می دهد. در نمودار $Q-J$ که بر اساس دو شاخص $Q = Ca + Mg + Fe^{+2}$ و $J = 2Na$ معرفی شده است (Morimoto et al., 1988)، پروکسن های مورد بررسی در محدوده پروکسن های کلسیم-منیزیم- آهن دار (Quad) قرار می گیرند (شکل ۵-۵، A و B). از این رو، برای شناسایی نوع پروکسن ها، از نمودار مثلثی Wo-En-Fs (Morimoto et al., 1988; Morimoto et al., 1989) استفاده شد. در این نمودار، کلینوپروکسن های مورد بررسی، ترکیب اوژیت متمایل به دیوپسید و ارتوپروکسن ها ترکیب انستاتیت را نشان می دهند (شکل ۵-۵، C و D). مقادیر $Mg\#$ ، $[Mg\# = 100Mg/(Mg+Fe)]$ در کلینوپروکسن و ارتوپروکسن های بررسی شده به ترتیب بین ۷۲ تا ۷۸ و ۷۱ تا ۷۷ متغیر است. مقادیر بالای $Mg\#$ در پروکسن ها بیانگر مشارکت اجزای گوشته در ناحیه منشأ ماگماست (Li et al., 2013). بررسی میزان MgO و FeO در برخی بلورهای کلینوپروکسن نشان دهنده تغییرات جزئی مقدار این عناصر در بلور (حاشیه-مرکز- حاشیه) و وجود منطقه بندی ترکیبی است (شکل ۶-۵، A و B) که می تواند به عنوان شواهد عدم تعادل در حین تبلور مطرح باشد (Yücel et al., 2014).

زمین شیمی

نتایج تجزیه شیمیایی نمونه های منطقه شورستان در جدول ۴ آمده است. میزان SiO_2 در این سنگ ها از ۵۷/۶۵ تا ۶۲/۴۱ درصد، Na_2O از ۳/۰۱ تا ۴/۰۱ درصد، K_2O از ۱/۹۳ تا ۳/۲۹ درصد، Fe_2O_3t از ۴/۲۶ تا ۶/۸۳ درصد، MgO از ۲/۲۶ تا ۳/۶۷ درصد، Al_2O_3 بین ۱۵/۴۵ تا ۱۶/۹۷ درصد، TiO_2 بین ۰/۶۲ تا ۰/۸۸ درصد، CaO بین ۴/۶۰ تا ۶/۶۷ درصد و P_2O_5 بین ۰/۲۷ تا ۰/۳۳ درصد متغیر است (جدول ۴).

جدول ۱. نتایج تجزیه ریز کاو الکترونی نقاط برگزیده از پلاژیوکلازها در گدازه های آندزیتی شورستان به همراه محاسبه فرمول ساختاری بر مبنای ۸ اتم اکسیژن

Table 1. EPMA results of representative plagioclases from the Shourestan andesitic lavas with structural formula recalculation based on 8 oxygen atoms.

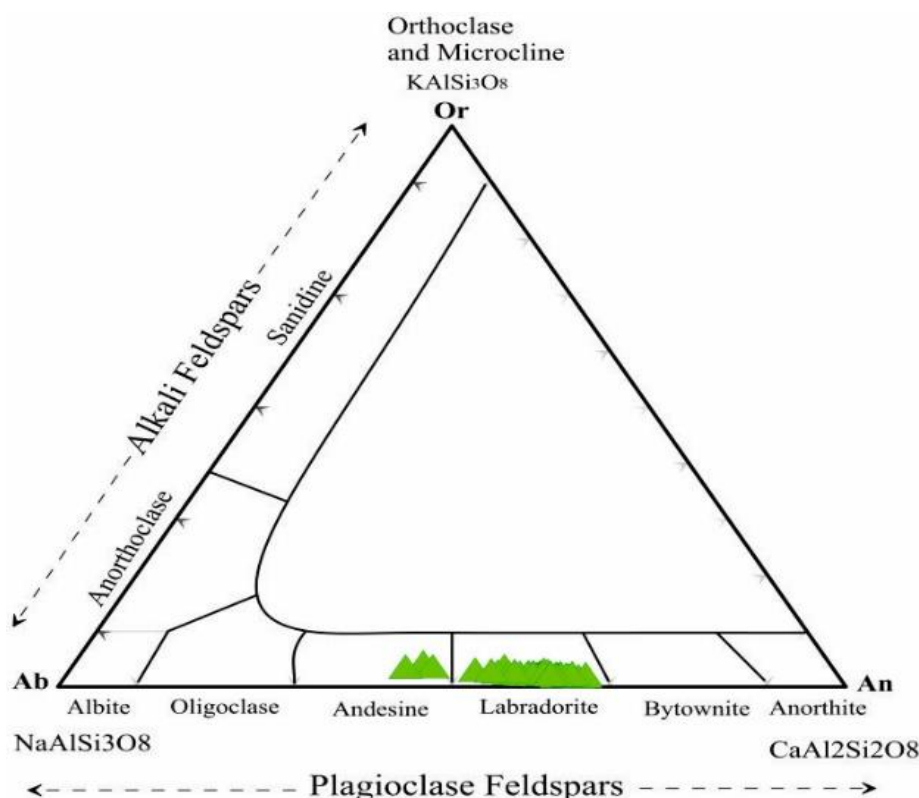
Sample	16-10-1	16-10-5	16-10-6	16-10-7	16-10-8	16-10-12	16-10-14	16-10-15	16-10-16
SiO₂	54.01	52.11	51.14	51.98	52.46	53.00	57.12	53.82	54.68
TiO₂	0.02	0.05	0.09	0.06	0.03	0.15	0.14	0.18	0.03
Al₂O₃	29.27	30.26	30.42	29.94	29.60	28.71	26.70	28.00	28.74
Cr₂O₃	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
FeO	0.41	0.30	0.33	0.26	0.27	0.71	0.87	1.25	0.28
MnO	0.00	0.00	0.04	0.05	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
MgO	0.05	0.07	0.15	0.06	0.06	0.06	0.03	0.33	0.08
CaO	12.01	12.66	13.15	12.73	12.07	11.34	8.57	11.14	10.46
Na₂O	4.44	4.02	3.70	3.70	4.29	5.01	5.51	4.67	5.12
K₂O	0.32	0.24	0.19	0.27	0.26	0.36	0.59	0.51	0.40
Total	100.53	99.71	99.20	99.05	99.04	99.32	99.53	99.95	99.79
Si	2.43	2.37	2.34	2.38	2.40	2.42	2.58	2.45	2.47
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Al	1.55	1.62	1.64	1.62	1.60	1.55	1.42	1.50	1.53
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe⁺⁺	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.03	0.05	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01
Ca	0.58	0.62	0.65	0.62	0.59	0.56	0.41	0.54	0.51
Na	0.39	0.35	0.33	0.33	0.38	0.44	0.48	0.41	0.45
K	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02
Total	4.99	5.00	5.00	4.98	5.00	5.03	4.97	5.01	5.00
X_{Ab}: Na/(Na+K+Ca)	0.39	0.36	0.33	0.34	0.39	0.44	0.52	0.42	0.46
X_{Or}: K/(Na+K+Ca)	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.04	0.03	0.02
X_{An}: Ca/(Na+K+Ca)	0.59	0.63	0.66	0.64	0.60	0.54	0.45	0.55	0.52

ادامه جدول ۱. نتایج تجزیه ریز کاو الکترونی نقاط برگزیده از پلاژیو کلازها در گدازه های آندزیتی شورستان به همراه محاسبه فرمول ساختاری بر

مبنای ۸ اتم اکسیژن

Table 1 (Continued). EPMA results of representative plagioclases from the Shourestan andesitic lavas with structural formula recalculation based on 8 oxygen atoms.

Sample	16-10-17	16-10-18	16-10-20	16-10-23	16-10-24	16-10-26	16-10-27	16-10-28	16-10-31
SiO ₂	53.16	52.43	53.79	53.33	52.19	55.61	51.16	52.05	51.84
TiO ₂	0.02	0.07	0.04	0.03	0.07	0.19	0.06	0.06	0.10
Al ₂ O ₃	29.79	29.62	28.60	29.51	30.38	26.97	30.52	29.95	30.65
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.01	0.00
FeO	0.26	0.34	0.33	0.27	0.29	0.94	0.33	0.34	0.41
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.03	0.00	0.00
MgO	0.06	0.03	0.09	0.07	0.06	0.03	0.03	0.10	0.05
CaO	12.21	12.07	11.23	12.04	12.45	9.48	13.15	12.54	12.69
Na ₂ O	4.28	4.35	4.89	4.48	4.12	5.79	3.84	3.97	3.94
K ₂ O	0.25	0.32	0.34	0.27	0.26	0.51	0.56	0.26	0.29
Total	100.03	99.22	99.31	99.99	99.81	99.61	99.39	99.27	99.97
Si	2.41	2.40	2.45	2.42	2.37	2.52	2.34	2.38	2.36
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Al	1.59	1.60	1.54	1.58	1.63	1.44	1.65	1.61	1.64
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ⁺⁺	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04	0.01	0.01	0.02
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Ca	0.59	0.59	0.55	0.58	0.61	0.46	0.65	0.61	0.62
Na	0.38	0.39	0.43	0.39	0.36	0.51	0.34	0.35	0.35
K	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02
Total	4.99	5.01	5.01	5.00	5.00	5.02	5.01	5.00	5.00
X _{Ab} : Na/(Na+K+Ca)	0.38	0.39	0.43	0.40	0.37	0.51	0.34	0.36	0.35
X _{Or} : K/(Na+K+Ca)	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02
X _{An} : Ca/(Na+K+Ca)	0.60	0.59	0.55	0.59	0.62	0.46	0.64	0.63	0.63



شکل ۴. ترکیب پلاژیو کلازهای بررسی شده منطقه شورستان در نمودار تقسیم بندی فلدسپارها (Deer et al., 1991)

Fig. 4. The composition of the investigated plagioclases of the Shourestan area in the classification diagram of feldspars (Deer et al., 1991)

بی هنجاری مثبت عناصر ناسازگار بزرگ یون برای عناصری مانند Cs، Rb، Th، U، K و بی هنجاری منفی عناصر Nb، Ti و Ta محدودی P دیده می شود (شکل ۸-A). میزان کل عناصر نادر خاکی در گدازه های شورستان ۱۲۶/۳۲ تا ۱۴۵/۰۱ ppm بوده و الگوی یکنواخت با غنی شدگی LREE نسبت به HREE نشان می دهند (شکل ۸-B). این سنگ ها نشانه های تفریق شامل نسبت LREE/HREE ((La/Yb)_N) بین ۹/۹۵ تا ۱۲/۴۲، LREE/MREE ((La/Sm)_N) بین ۳/۵۳ تا ۶/۵۵، نسبت MREE/HREE ((Sm/Yb)_N) بین ۱/۸۹ تا ۲/۹۹، ((Gd/Yb)_N) بین ۱/۴۴ تا ۱/۸۴ و Dy/Yb بین ۱/۵۶ تا ۲/۴۰ نشان می دهند که بیانگر غنی شدگی LREE است.

برای نام گذاری سنگ های آتشفشانی شورستان از نمودار مجموع آلکالن در مقابل سیلیس (Cox et al., 1979) استفاده شد. بر اساس این نمودار، نمونه ها در محدوده آندزیت قرار گرفتند (شکل ۷-A) که با نام گذاری این سنگ ها بر اساس سنگ نگاری مطابقت دارد. بر پایه نمودارهای ارائه شده توسط پکسریلو و تایلور (Peccerillo and Taylor, 1976) و لومتر (Le Maitre, 2002) نیز سنگ های آتشفشانی شورستان در محدوده آندزیت واقع شدند (شکل ۷-B). نمودارهای عناصر کمیاب بهنجارشده با گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) و عناصر خاکی نادر بهنجارشده با کندریت (Boynton, 1984) برای نمونه های منطقه شورستان به ترتیب در شکل ۸-A و B نشان داده شده است. در نمودار چند عنصری بهنجارشده با گوشته اولیه،

جدول ۲. نتایج تجزیه ریز کاو الکترونی کلینوپروکسن های مورد بررسی در گدازه های آندزیتی شورستان به همراه محاسبه فرمول ساختاری بر اساس ۶ اتم اکسیژن

Table 2. EPMA results of clinopyroxenes from the Shourestan andesitic lavas with structural formula recalculation based on 6 oxygen atoms

Sample	16-10-39	16-10-40	16-10-41	16-10-42	16-10-43	16-10-44	16-10-45	16-10-51	16-10-52
SiO ₂	51.26	51.56	52.27	51.49	51.56	50.19	51.70	50.81	51.05
TiO ₂	1.03	0.98	0.71	0.74	0.87	0.96	0.86	0.87	0.98
Al ₂ O ₃	2.99	2.77	2.73	2.93	2.88	3.72	2.93	2.97	2.78
Cr ₂ O ₃	0.06	0.00	0.00	0.04	0.00	0.05	0.03	0.03	0.00
FeO	8.38	7.77	9.04	8.64	9.78	8.93	7.90	7.85	7.97
MnO	0.20	0.18	0.26	0.11	0.19	0.22	0.18	0.14	0.18
MgO	15.54	15.42	15.03	15.15	14.02	15.28	15.37	16.02	15.95
CaO	19.79	20.34	19.58	19.91	19.34	19.56	20.34	20.17	19.85
Na ₂ O	0.29	0.30	0.37	0.32	0.42	0.44	0.33	0.32	0.30
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01
Total	99.53	99.32	99.99	99.34	99.10	99.34	99.68	99.20	99.07
Si	1.91	1.92	1.94	1.92	1.92	1.89	1.92	1.90	1.91
Ti	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03
Al	0.13	0.12	0.12	0.13	0.13	0.16	0.13	0.13	0.12
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.26	0.24	0.28	0.27	0.31	0.28	0.24	0.25	0.25
Mn	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Mg	0.85	0.86	0.83	0.84	0.78	0.85	0.85	0.89	0.89
Ca	0.79	0.81	0.78	0.80	0.78	0.78	0.81	0.81	0.79
Na	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Mg#: Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.77	0.78	0.75	0.76	0.72	0.75	0.78	0.78	0.78
Fe ²⁺ /(Fe ^{tot})	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
En	0.45	0.45	0.44	0.44	0.42	0.44	0.45	0.46	0.46
Fs	0.14	0.13	0.15	0.14	0.16	0.15	0.13	0.13	0.13
Wo	0.41	0.42	0.42	0.42	0.42	0.41	0.43	0.42	0.41
Jd	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02
Ac	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Aug	0.98	0.98	0.97	0.98	0.97	0.97	0.98	0.98	0.98
X _{PT}	37.94	38.13	38.38	38.02	37.85	37.09	38.14	37.83	37.93
Y _{PT}	-27.92	-28.23	-27.87	-27.90	-26.79	-27.47	-28.34	-28.34	-28.17
F1	-0.83	-0.83	-0.82	-0.82	-0.84	-0.82	-0.83	-0.81	-0.82
F2	-2.49	-2.48	-2.51	-2.46	-2.49	-2.45	-2.48	-2.44	-2.46

۱۵امه جدول ۲. نتایج تجزیه ریز کاو الکترونی کلینوپیروکسن های مورد بررسی در گدازه های آندزیتی شورستان به همراه محاسبه فرمول ساختاری بر

اساس ۶ اتم اکسیژن

Table 2 (Continued). EPMA results of clinopyroxenes from the Shourestan andesitic lavas with structural formula recalculation based on 6 oxygen atoms

Sample	16-10-54	16-10-55	16-10-56	16-10-57	16-10-58	16-10-59	16-10-60	16-10-61
SiO ₂	50.88	51.57	50.54	51.54	50.60	51.01	51.22	51.36
TiO ₂	1.03	0.94	0.84	0.96	0.99	1.02	0.98	0.99
Al ₂ O ₃	2.74	2.83	3.08	2.88	3.23	2.98	3.02	3.09
Cr ₂ O ₃	0.09	0.02	0.03	0.03	0.02	0.00	0.00	0.05
FeO	7.97	8.00	8.86	8.22	8.52	8.28	7.91	7.90
MnO	0.15	0.17	0.26	0.17	0.19	0.17	0.18	0.19
MgO	15.71	16.13	15.34	15.15	15.69	15.79	15.67	15.61
CaO	20.41	19.68	19.89	20.42	20.17	20.38	20.33	19.76
Na ₂ O	0.33	0.35	0.43	0.36	0.42	0.34	0.36	0.32
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Total	99.30	99.69	99.27	99.75	99.84	99.98	99.67	99.27
Si	1.90	1.91	1.89	1.91	1.88	1.89	1.90	1.91
Ti	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Al	0.12	0.12	0.14	0.13	0.14	0.13	0.13	0.14
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.25	0.25	0.28	0.26	0.27	0.26	0.25	0.25
Mn	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.85	0.87	0.85	0.81	0.86	0.84	0.85	0.85
Ca	0.82	0.78	0.80	0.81	0.80	0.81	0.81	0.79
Na	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Mg#: Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.78	0.78	0.76	0.77	0.77	0.77	0.78	0.78
Fe ²⁺ /(Fe ^{tot})	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
En	0.45	0.46	0.44	0.44	0.45	0.45	0.45	0.46
Fs	0.13	0.13	0.14	0.13	0.14	0.13	0.13	0.13
Wo	0.42	0.41	0.41	0.43	0.41	0.42	0.42	0.41
Jd	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02
Ac	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Aug	0.98	0.98	0.97	0.97	0.97	0.98	0.97	0.98
X _{PT}	38.03	38.11	37.63	38.16	37.75	38.10	37.97	37.77
Y _{PT}	-28.05	-28.46	-27.55	-28.01	-27.90	-28.11	-28.27	-28.21
F1	-0.83	-0.82	-0.82	-0.84	-0.83	-0.84	-0.83	-0.82
F2	-2.45	-2.45	-2.49	-2.45	-2.48	-2.46	-2.49	-2.45

جدول ۳. نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی ارتوپروکسن های مورد بررسی در گدازه های آندزیتی شورستان به همراه محاسبه فرمول ساختاری بر اساس ۶ اتم اکسیژن

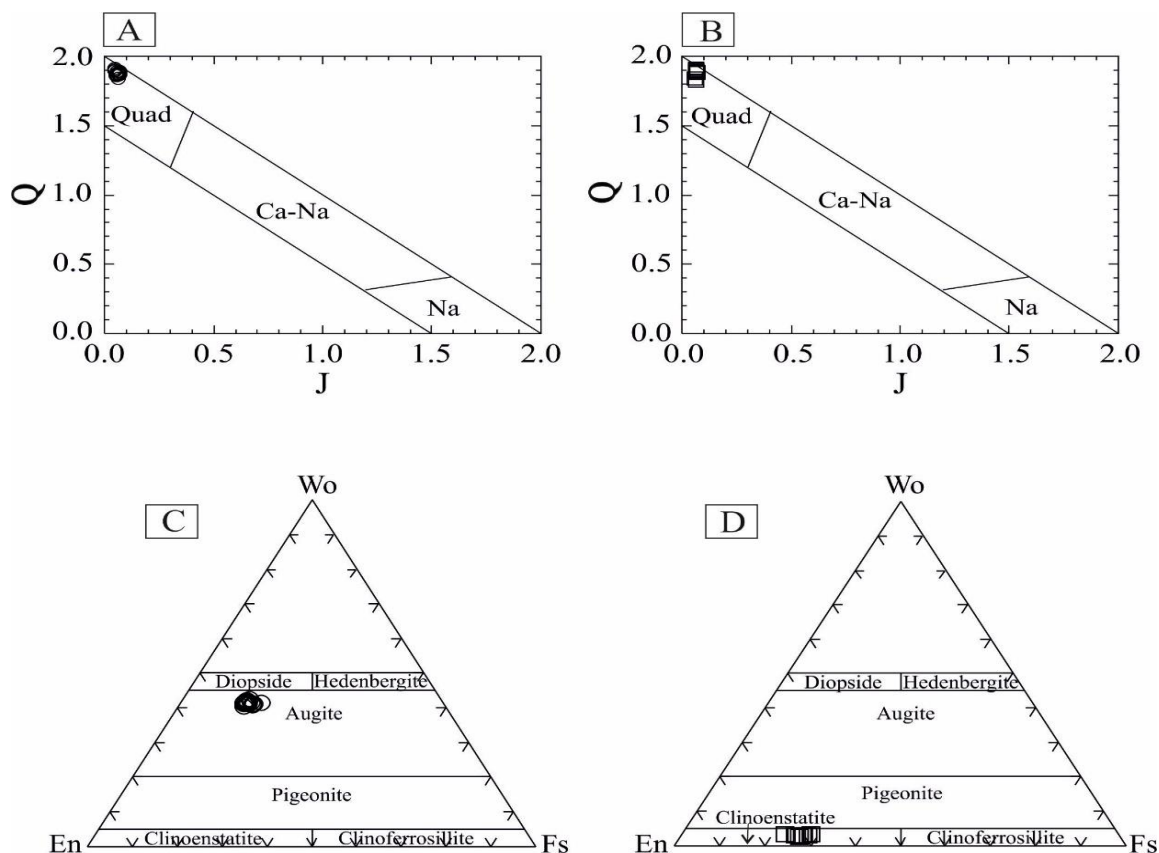
Table 3. EPMA results of orthopyroxenes from the Shourestan andesitic lavas with structural formula recalculation based on 6 oxygen atoms

Sample	16-10-86	16-10-87	16-10-88	16-10-89	16-10-90	16-10-91	16-10-92	16-10-93	16-10-94
SiO₂	52.44	53.08	53.24	52.76	53.38	52.37	52.02	51.76	52.77
TiO₂	0.39	0.37	0.38	0.41	0.47	0.41	0.37	0.43	0.34
Al₂O₃	2.42	1.59	1.53	1.64	1.80	3.03	1.26	1.66	1.65
Cr₂O₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	17.00	16.57	16.83	16.62	15.94	17.50	18.47	17.13	16.27
MnO	0.40	0.30	0.28	0.31	0.34	0.34	0.23	0.39	0.36
MgO	25.36	25.81	25.24	25.97	26.29	23.98	25.76	26.05	26.23
CaO	1.63	1.54	1.64	1.57	1.65	1.65	1.64	1.56	1.64
Na₂O	0.07	0.05	0.01	0.03	0.05	0.01	0.03	0.02	0.02
K₂O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.71	99.27	99.14	99.30	99.91	99.30	99.77	99.01	99.28
Si	1.92	1.94	1.95	1.93	1.94	1.93	1.92	1.91	1.93
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Al	0.10	0.07	0.07	0.07	0.08	0.13	0.05	0.07	0.07
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe²⁺	0.50	0.51	0.52	0.51	0.48	0.54	0.57	0.53	0.50
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	1.38	1.40	1.38	1.40	1.41	1.31	1.38	1.40	1.41
Ca	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.07	0.06	0.06	0.06
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Mg#: Mg/(Mg+Fe²⁺)	0.73	0.74	0.73	0.74	0.75	0.71	0.71	0.73	0.74
Fe²⁺/(Fe^{tot})	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
En	0.70	0.71	0.70	0.71	0.72	0.69	0.69	0.71	0.72
Fs	0.26	0.26	0.26	0.26	0.25	0.28	0.28	0.26	0.25
Wo	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
X_{PT}	36.85	37.42	37.51	37.37	37.49	36.36	37.79	37.11	37.35
Y_{PT}	-27.69	-28.05	-27.72	-27.99	-28.64	-26.98	-26.95	-27.48	-28.29

ادامه جدول ۳. نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی ارتوپروکسن های مورد بررسی در گدازه های آندزیتی شورستان به همراه محاسبه فرمول ساختاری بر اساس ۶ اتم اکسیژن

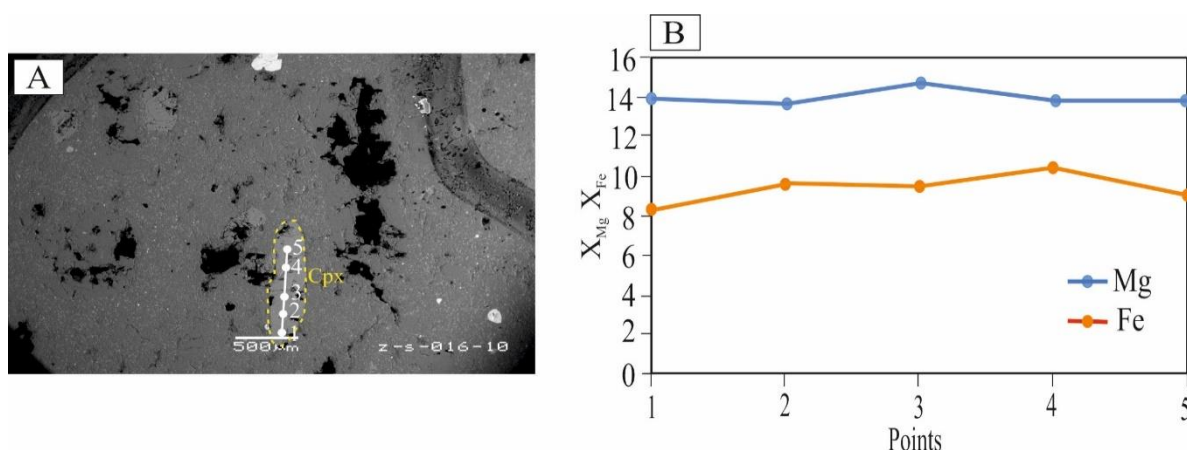
Table 3 (Continued). EPMA results of orthopyroxenes from the Shourestan andesitic lavas with structural formula recalculation based on 6 oxygen atoms

Sample	16-10-107	16-10-109
SiO ₂	53.98	52.67
TiO ₂	0.45	0.52
Al ₂ O ₃	1.62	3.86
Cr ₂ O ₃	0.00	0.09
FeO	14.74	16.35
MnO	0.24	0.25
MgO	27.00	25.30
CaO	1.70	1.33
Na ₂ O	0.06	0.03
K ₂ O	0.01	0.00
Total	99.80	100.40
Si	1.95	1.90
Ti	0.01	0.01
Al	0.07	0.16
Cr	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.45	0.49
Mn	0.01	0.01
Mg	1.44	1.36
Ca	0.07	0.05
Na	0.00	0.00
K	0.00	0.00
Total	4.00	4.00
Mg#: Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.77	0.73
Fe ²⁺ /(Fe ^{tot})	1.00	1.00
En	0.74	0.71
Fs	0.23	0.26
Wo	0.03	0.03
X _{PT}	37.64	36.05
Y _{PT}	-29.60	-28.32



شکل ۵. موقعیت کلینوپیروکسن ها (دایره) و ارتوپیروکسن های (مربع) گدازه های آندزیتی منطقه شورستان در A و B: نمودار Q-J (Morimoto et al., 1988; Morimoto et al., 1989) C و D: نمودار رده بندی پیروکسن ها (Morimoto et al., 1988; Morimoto et al., 1989)

Fig. 5. The position of clinopyroxenes and orthopyroxenes of the Shourestan andesitic lavas in A and B: Q-J diagram (Morimoto et al., 1988), C and D: Pyroxene classification diagram (Morimoto et al., 1988; Morimoto et al., 1989)



شکل ۶. A: تصویر BSE و B: تغییرات مقادیر Mg و Fe در کلینوپیروکسن موجود در آندزیت های منطقه شورستان
Fig. 6. A: BSE image, and B: Variation of Mg and Fe values in clinopyroxene of the Shourestan area andesites

جدول ۴. نتایج تجزیه زمین شیمیایی عناصر اصلی (درصد وزنی) و کمیاب (ppm) سنگ های آتشفشانی منطقه شورستان

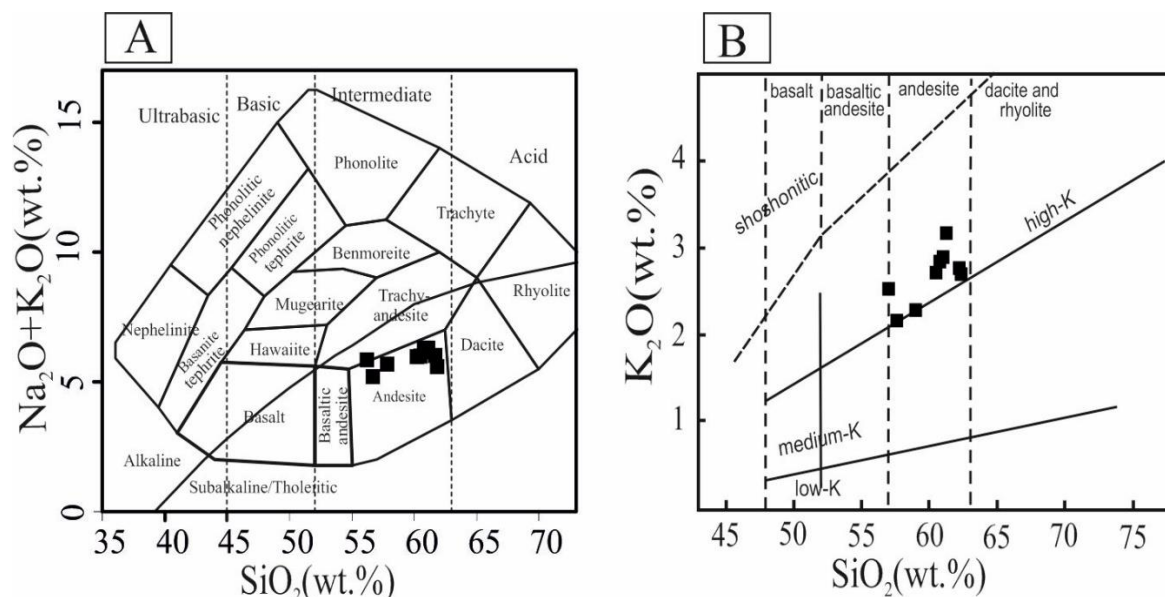
Table 4. Geochemical analyses of major (wt.%) and rare (ppm) elements for volcanic rocks of the Shourestan area

Sample No.	2	3	16	18	19	74
Rock type	Andesite	Andesite	Andesite	Andesite	Andesite	Andesite
Long.	59° 38' 08"	59° 37' 30"	59° 38' 17"	59° 38' 10"	59° 37' 57"	59° 39' 58"
Lat.	32° 32' 02"	32° 32' 22"	32° 31' 49"	32° 30' 43"	32° 31' 29"	32° 30' 30"
SiO ₂	61.91	61.67	62.19	62.40	62.36	62.14
TiO ₂	0.68	0.67	0.73	0.87	0.85	0.73
Al ₂ O ₃	16.38	16.18	15.58	15.48	15.45	15.55
Fe ₂ O _{3t}	4.41	4.48	4.77	4.75	4.73	4.87
MnO	0.18	0.17	0.18	0.18	0.18	0.18
MgO	2.98	2.95	3.38	3.67	3.61	3.2
CaO	4.8	4.77	4.91	5.01	4.89	4.94
Na ₂ O	3.28	3.43	3.37	3.09	3.01	3.46
K ₂ O	2.85	2.68	2.89	3.29	3.29	2.92
P ₂ O ₅	0.27	0.27	0.29	0.29	0.28	0.31
LOI	1.9	2.4	1.3	1.5	1.9	1.4
Sum	99.85	99.84	99.84	99.83	99.83	99.84
Ba(ppm)	533	508	474	537	596	486
Cs	4.1	4.4	4.6	4.5	4.9	4.7
Hf	4.5	4.1	4.4	4.5	4.4	4.6
Nb	9	9.4	10.6	11.3	11	10.7
Rb	94.1	96.3	94	106.1	108.5	90.8
Sr	355.5	3352.6	377.9	353.5	360.5	400.8
Ta	0.8	0.6	1	0.8	1	0.8
Th	14.6	14.4	14.3	14.1	14.3	13.8
Co	13.2	12.6	14.5	16	17.4	13.9
U	3.5	3.7	3.1	3	3.2	2.9
V	68	71	79	86	84	74
Zr	177	176.6	191	176.8	176.3	187.7
Y	17.3	17.4	17.4	18.8	18.1	18.3
La	30.5	30.7	31.5	30.5	31.1	31.7
Ce	55.2	51.9	56.1	53.9	55.7	55.5
Pr	5.64	5.57	5.87	5.96	5.92	5.88
Nd	20.3	21.2	20.9	21.7	20.3	21.5
Sm	3.7	3.77	3.8	4.15	3.74	3.76
Eu	0.92	0.97	0.97	0.94	0.95	0.89
Gd	3.57	3.53	3.51	3.72	3.79	3.46
Tb	0.55	0.52	0.56	0.56	0.54	0.52
Dy	3.29	3.06	3.47	3.32	3.45	3.29
Ho	0.69	0.66	0.69	0.66	0.62	0.62
Er	1.95	1.91	1.94	2.02	2.01	1.77
Tm	0.26	0.28	0.29	0.27	0.30	0.26
Yb	1.90	1.96	1.97	1.90	1.90	1.77
Lu	0.28	0.29	0.29	0.28	0.27	0.27
Mg#	57.24	56.61	58.40	60.49	60.19	56.55
(La/Yb) _N	10.82	10.56	11.18	10.82	11.85	12.14
Eu/Eu*	0.77	0.81	0.81	0.73	0.77	0.7

ادامه جدول ۴. نتایج تجزیه زمین شیمیایی عناصر اصلی (درصد وزنی) و کمیاب (ppm) سنگ های آتشفشانی منطقه شورستان

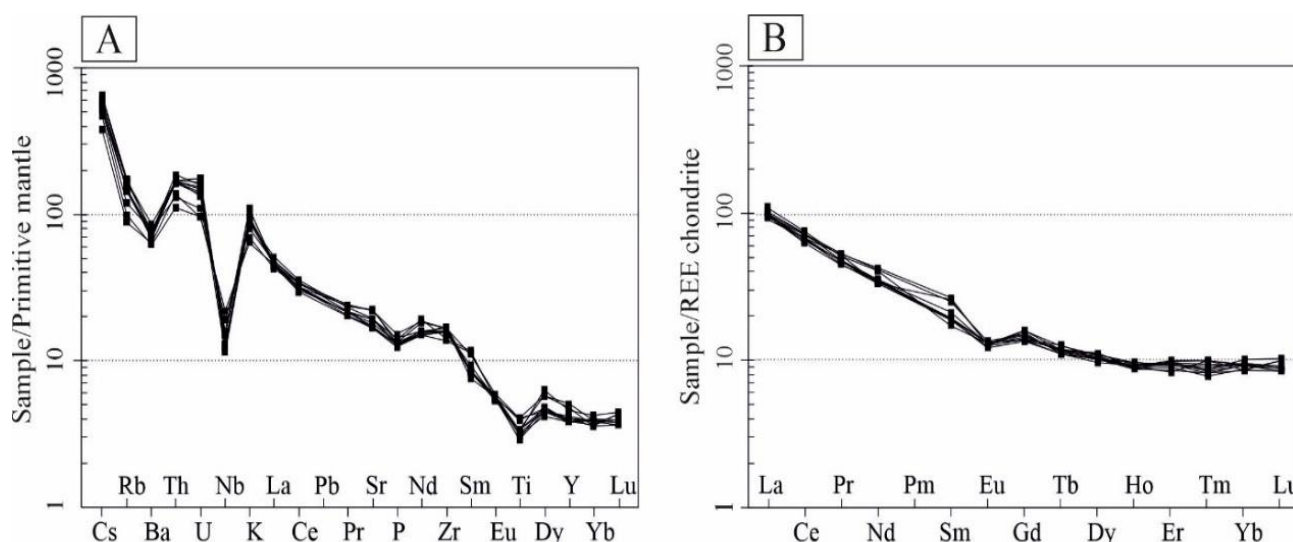
Table 4 (Continued) Geochemical analyses of major (wt.%) and rare (ppm) elements for volcanic rocks of the Shourestan area

Sample No.	10	16-10	M-020-74	M-020-75	M-020-76
Rock type	Trachy andesite	Trachy andesite	Andesite	Andesite	Andesite
Long.	59° 38' 42"	59° 38' 16"	59° 38' 19"	59° 37' 43"	59° 37' 39"
Lat.	32° 32' 04"	32° 32' 18"	32° 32' 14"	32° 32' 25"	32° 32' 24"
SiO ₂	57.65	59.34	58.46	62.41	62.28
TiO ₂	0.88	0.72	0.70	0.62	0.63
Al ₂ O ₃	16.97	16.39	16.84	16.16	16.40
Fe ₂ O _{3t}	6.83	6.24	6.45	4.26	4.36
MnO	0.2	0.08	0.09	0.08	0.09
MgO	2.93	2.37	2.26	3.36	3.39
CaO	6.14	6.67	6.66	4.60	4.76
Na ₂ O	3.84	4.01	3.80	3.13	3.34
K ₂ O	2.4	2.09	1.93	2.66	2.75
P ₂ O ₅	0.33	0.30	0.29	0.29	0.28
LOI	1.7	1.1	2.05	2.37	1.77
Sum	99.87	99.31	99.53	99.94	100.05
Ba(ppm)	544	432	444	529	498
Cs	4.1	3.7	3	5.2	4.5
Hf	4.5	3.7	4.74	4.84	4.8
Nb	13.5	13.8	15.6	8.8	8.1
Rb	75.9	63	56	111	93
Sr	461.3	461	472	407	406
Ta	1.2	1.01	1.61	0.76	0.76
Th	11.1	9.42	11.74	15.79	14.53
Co	17.8	19	18.5	15.3	15.1
U	2.3	2.04	2	3.3	2.8
V	144	153	155	81	83
Zr	185.5	158	153	187	179
Y	21.9	23	20.7	18.3	17.5
La	31.9	29.2	31	35	33
Ce	60.2	56.2	59	63	61
Pr	6.61	6.6	6.43	6.33	5.97
Nd	25	25.9	20.4	24.7	20.9
Sm	4.89	5.2	5.06	3.36	3.7
Eu	0.99	0.93	0.94	0.95	0.92
Gd	3.90	3.98	4.12	3.59	4.11
Tb	0.54	0.52	0.59	0.60	0.55
Dy	3.22	3.21	3.47	3.27	3.57
Ho	0.65	0.63	---	---	---
Er	2.08	2.04	2.02	1.72	1.87
Tm	0.32	0.32	0.28	0.32	0.25
Yb	1.76	1.93	2.10	1.90	1.80
Lu	0.32	0.28	0.33	0.27	0.32
Mg#	45.94	42.93	40.97	60.97	60.64
(La/Yb) _N	10.92	10.20	9.95	12.42	12.36
Eu/Eu*	0.87	0.75	0.63	0.84	0.72



شکل ۷. A: رده بندی سنگ های آتشفشانی منطقه شورستان بر اساس نمودار مجموع آلکان در مقابل سیلیس (Cox et al., 1979) و B: تعیین سری ماگمایی با استفاده از نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976; Le Maitre, 2002)

Fig. 7. A: classification of volcanic rocks of Shourestan area based on total alkalis versus SiO_2 (Cox et al., 1979), and B: Determining of magmatic series using K_2O versus SiO_2 diagram (Peccerillo and Taylor, 1976; Le Maitre, 2002)



شکل ۸. A: نمودار عناصر کمیاب بهنجار شده با گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) و B: الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده با کندریت (Boynton, 1984) برای گدازه های آندزیتی شورستان

Fig. 8. A: Primitive mantle-normalized trace elements diagram (Sun and McDonough, 1989), and B: Chondrite-normalized REE diagram (Boynton, 1984) for andesitic lavas of Shourestan

بحث

تعیین سری ماگمایی و محیط زمین ساختی

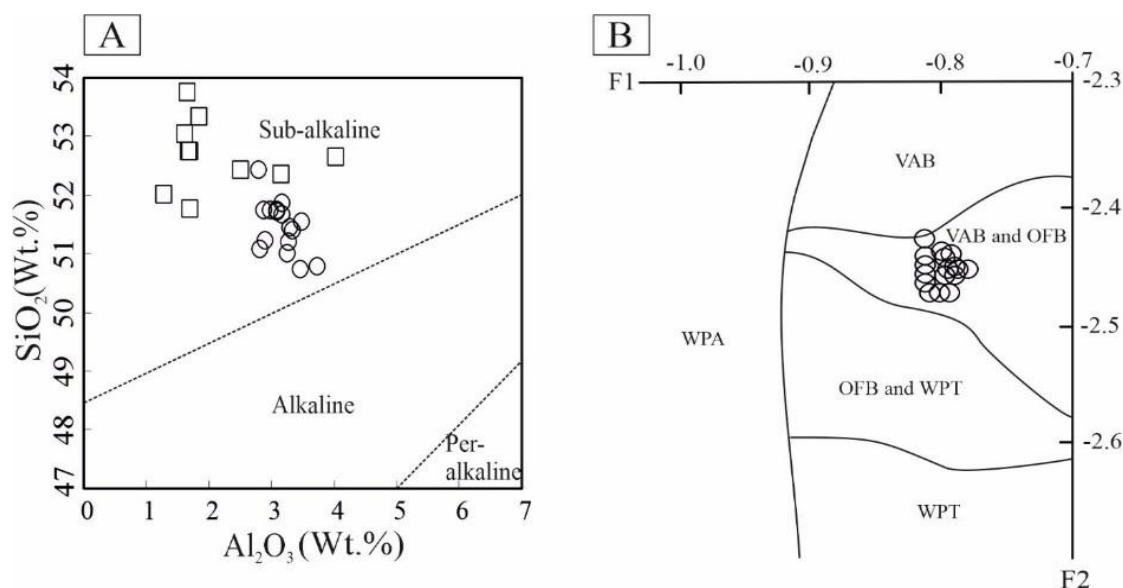
الف) بر اساس شیمی کانی پیروکسن

پیروکسن ها به ویژه کلینوپيروكسن ها می توانند همه عناصر موجود در ماگما را در خود جای دهند. بنابراین، ترکیب آنها می تواند بیانگر نوع ماگمایی باشد که این کانی ها از آن منشأ گرفته است. برای تعیین سری ماگمایی از نمودار SiO_2 در مقابل Al_2O_3 (Le Bas, 1962) استفاده شد که نمونه ها در این نمودار در محدوده ساب آلکالن واقع می شوند (شکل ۹-ا). ترکیب شیمیایی کلینوپيروكسن به عنوان معیاری مناسب برای تشخیص محیط تکتونوماگمایی سنگ های دربرگیرنده آن کاربرد دارد. نمودار F1-F2 برای تعیین محیط زمین ساختی مورد استفاده قرار می گیرد (Nisbet and Pearce, 1977). فرمول محاسبه F1 و F2 بر اساس

تجزیه ریز کاو الکترونی کانی کلینوپيروكسن، به صورت زیر است:

$$\begin{aligned} F1 &= 0.12\text{SiO}_2 - 0.0807\text{TiO}_2 + 0.026\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.012\text{FeO} \\ &- 0.026\text{MnO} + 0.0087\text{MgO} - 0.0128\text{CaO} - 0.419\text{Na}_2\text{O} \\ F2 &= -0.469\text{SiO}_2 - 0.0818\text{TiO}_2 + 0.0212\text{Al}_2\text{O}_3 - \\ &0.041\text{FeO} - 0.1435\text{MnO} - 0.029\text{MgO} + 0.085\text{CaO} + \\ &0.16\text{Na}_2\text{O} \end{aligned}$$

گدازه های آندزیتی منطقه شورستان در نمودار F1-F2 در محدوده مشترک بازالت های کمان آتشفشانی و بازالت های کف اقیانوس واقع شده اند (شکل ۹-ب) که با توجه به وضعیت زمین ساختی منطقه مورد بررسی و نتایج پژوهش های قبلی، محیط کمان آتشفشانی تأیید می شود.



شکل ۹. A: موقعیت کلینوپيروكسن ها (دایره) و ارتوپيروكسن ها (مربع) در سنگ های آتشفشانی منطقه شورستان در نمودار SiO_2 در مقابل Al_2O_3 برای تعیین سری ماگمایی (Le Bas, 1962)، و B: تعیین محیط زمین ساختی گدازه های آندزیتی منطقه شورستان با استفاده از ترکیب کلینوپيروكسن در نمودار F1 در مقابل F2 (Nisbet and Pearce, 1977). OFB: بازالت های بستر اقیانوس؛ WPT: بازالت های میان صفحه ای؛ WPA: بازالت های آلکالن میان صفحه ای؛ VAB: بازالت های کمان آتشفشان

Fig. 9. A: The position of clinopyroxenes (circle) and orthopyroxenes (square) of the Shourestan volcanic rocks in SiO_2 versus Al_2O_3 to determine the magmatic series (Le Bas, 1962), and B: Determining the tectonic environment of andesitic lavas in the Shourestan area using clinopyroxene composition in the diagram of F1 versus F2 (Nisbet and Pearce, 1977). OFB: ocean floor basalt, WPT: within plate tholeiitic basalt, WPA: within plate alkaline basalt, VAB: volcanic arc basalt.

ب) بر اساس زمین شیمی سنگ کل

بر پایه نمودارهای ارائه شده توسط پکسریلو و تایلور (Peccerillo and Taylor, 1976) و لومتر (Le Maitre, 2002)، سنگ های آتشفشانی شورستان در محدوده سری ماگمایی کالک آلکالن پتاسیم بالا واقع شدند (شکل ۷-B). بررسی های تجربی نشان داده است که $Mg\#$ شاخص مفیدی برای شناخت منشأ پوسته ای یا گوشته ای گدازه هاست، به طوری که آندزیت با $Mg\#$ بیش از ۴۵ در مناطق فروران، در اثر ذوب بخشی گوشته متاسوماتیزه شده یا فرایندهای اختلاط و هضم به وجود می آید (Beier et al., 2017). میزان $Mg\#$ در آندزیت های شورستان از ۴۰/۹۷ تا ۶۰/۹۷ متغیر است که بیانگر نقش اجزای گوشته ای در تشکیل آنهاست. غنی شدگی Th و U احتمالاً به آلودگی پوسته ای یا ویژگی های منشأ وابسته است (Kuscu and Geneli, 2010). تهی شدگی Ba می تواند بیانگر تفریق فلدسپارها (Arslan and Aslan, 2006)، منشأ فروران (Foley and Wheller, 1990) و نقش پوسته قاره ای بالایی در فرایندهای ماگمایی (Kuscu and Geneli, 2010) باشد.

وجود بی هنجاری منفی Ti، Nb و P در روند تغییرات عناصر کمیاب نمونه های مورد بررسی، بیانگر تشکیل این سنگ ها در مناطق فروران است (Wilson, 2007; Zulkarnain, 2009). آنومالی منفی ضعیف Eu ($Eu/Eu^* = 0.63/0.84$) که در این سنگ ها دیده می شود، بیانگر جدایش پلاژیوکلاز و از ویژگی های گدازه های کالک آلکالن وابسته به فروران است (Yang and Li, 2008; Cai et al., 2020).

دما- فشارسنجی**الف) بر اساس ترکیب کلینوپروکسن و ارتوپروکسن**

برای بررسی دمای تشکیل پروکسن ها روش های مختلفی پیشنهاد شده است. در یکی از روش ها، تخمین دما بر اساس محاسبه دو شاخص XPT و YPT با کمک داده های آنالیز نقطه ای و بر مبنای روابط زیر انجام می شود (Soesoo, 1997):

$$XPT = 0.446 SiO_2 + 0.187 TiO_2 - 0.404 Al_2O_3 + 0.346 FeO^{(tot)} - 0.052 MnO + 0.309 MgO + 0.431 CaO - 0.446 Na_2O$$

$$YPT = -0.369 SiO_2 + 0.535 TiO_2 - 0.317 Al_2O_3 + 0.323 FeO^{(tot)} + 0.235 MnO - 0.516 MgO - 0.167 CaO - 0.153 Na_2O$$

بر اساس این روش، دمای تشکیل کلینوپروکسن ها و ارتوپروکسن های مورد بررسی به ترتیب حدود ۱۱۷۵ و ۱۲۰۰ درجه سانتی گراد تعیین شد (شکل ۱۰-A و B). استفاده از مقدار کلسیم در ارتوپروکسن یکی دیگر از روش های دماسنجی با بهره گیری از تک پروکسن است. در این روش، درجه حرارت تبلور ارتوپروکسن بر مبنای رابطه زیر به دست می آید:

$$T_{Ca \text{ in Opx}}(K) = 6425 + 26.4P / (-\ln Ca^{Opx} + 1.843)$$

در این رابطه، درجه حرارت بر حسب کلین و فشار بر حسب کیلوبار است. بر اساس نتایج به دست آمده، درجه حرارت تبلور ارتوپروکسن در گدازه های آندزیتی منطقه شورستان، در فشار ۱ و ۵ کیلوبار، به ترتیب ۱۱۱۴ و ۱۱۳۶ درجه سانتی گراد محاسبه شد که با نتایج به دست آمده از روش قبل مشابهت دارد. برای بررسی درستی نتایج، از دما- فشارسنج های دیگری نیز استفاده شد. با بهره گیری از نرم افزار SCG (Sayari and Sharifi, 2014)، دمای ۱۱۶۱ درجه سانتی گراد برای تبلور کلینوپروکسن به دست آمد. ارزیابی فشار حاکم در زمان تبلور پروکسن های بررسی شده، با بهره گیری از دو شاخص XPT و YPT (Soesoo, 1997) انجام شد. بر این اساس، فشار محاسبه شده برای تبلور کلینوپروکسن و ارتوپروکسن، ۲ تا ۵ کیلوبار تعیین شد (شکل ۱۰-C و D). با بهره گیری از نرم افزار SCG (Sayari and Sharifi, 2014) نیز فشار حاکم در زمان تبلور کلینوپروکسن، ۳/۲۷ کیلوبار تعیین شد که با اعداد به دست آمده از روش (Soesoo, 1997) مطابقت دارد.

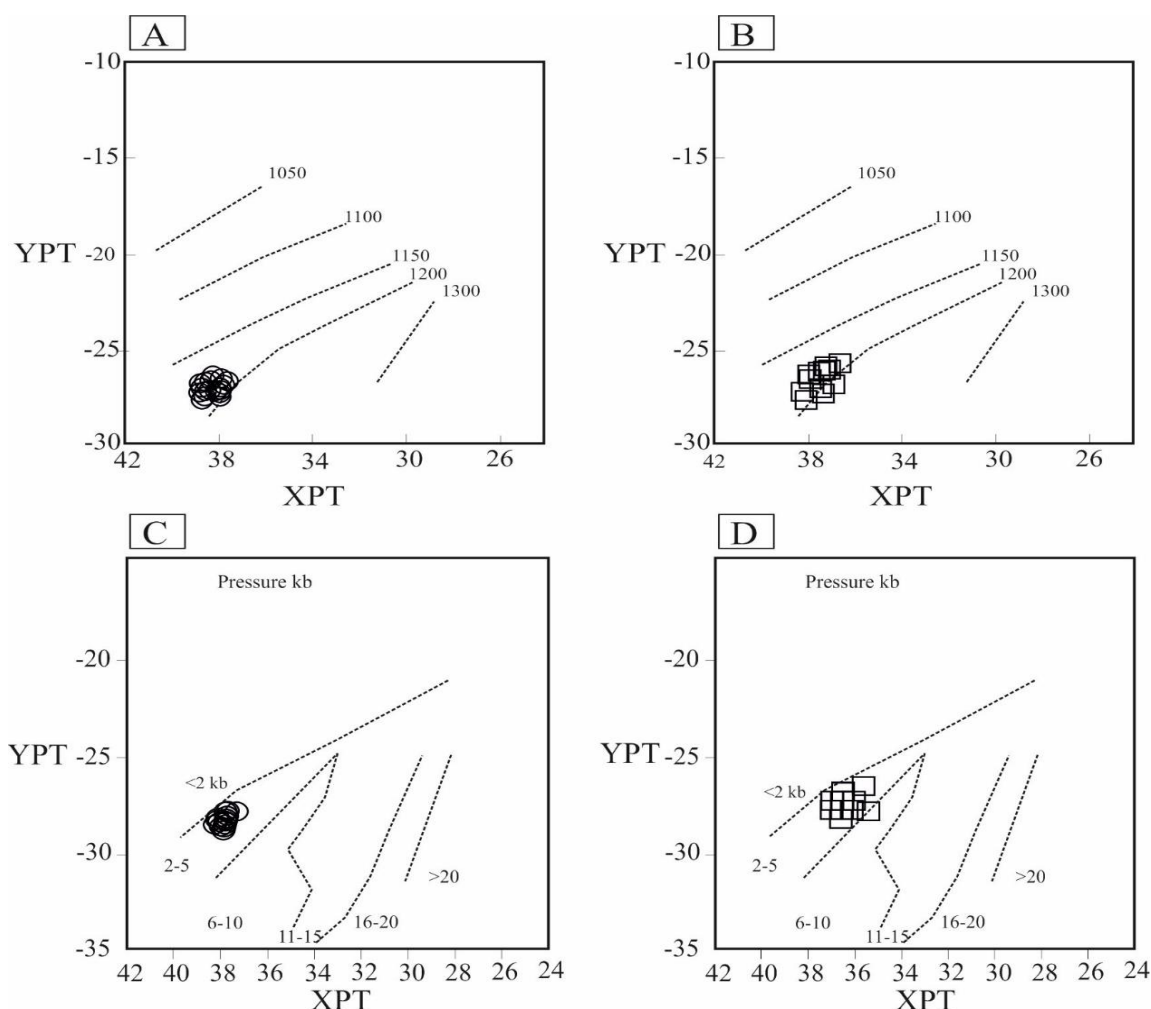
ب) دما- فشارسنجی پلاژیوکلاز

برای درک بهتر شرایط آشیانه ماگمایی در حین انجماد سنگ های

مذاب، ترکیب مذاب باید در تعادل با پلاژیوکلاز باشد (Zhao et al., 2021). برای بررسی تعادل پلاژیوکلاز با مذاب میزبان از برخی عوامل شیمیایی مربوط به کانی و مذاب استفاده می شود. ضریب توزیع آل بیت- آنورتیت (K_D) بین پلاژیوکلاز و مذاب که به صورت زیر تعریف شده است، می تواند به عنوان شاخصی از تعادل شیمیایی باشد (Putirka, 2008).

$$(K_D(\text{An-Ab}))^{\text{pl-liq}} = X_{\text{Ab}}^{\text{pl}} X_{\text{AlO1.5}}^{\text{liq}} X_{\text{CaO}}^{\text{liq}} / X_{\text{An}}^{\text{pl}} X_{\text{NaO0.5}}^{\text{liq}} X_{\text{SiO2}}^{\text{liq}}$$

آندزیتی شورستان و بررسی شرایط دما و فشار تبلور فنوکریست های پلاژیوکلاز، از دما- فشارسنج پلاژیوکلاز- مذاب استفاده شد. اولین زمین دماسنج پلاژیوکلاز- مایع توسط کودو و ویل (Kudo and Weill, 1970) ارائه شد. با توجه به اینکه پلاژیوکلاز کانی رایج در بسیاری از سنگ های آذرین است، از آن زمان، دماسنجی با کمک این کانی بسیار مورد توجه قرار گرفت (Putirka, 2008). برای استفاده از دما- فشارسنج پلاژیوکلاز-



شکل ۱۰. A و B: تعیین دما، C و D: تعیین فشار تبلور پیروکسن ها در گدازه های آندزیتی منطقه شورستان با استفاده از نمودار YPT در مقابل XPT (Soesoo, 1997) (دایره: کلینوپروکسن؛ مربع: ارتوپروکسن)

Fig. 10. A and B: Determining the temperature, C and D: Determining the pressure for crystallization of pyroxenes in andesitic lavas of the Shourestan area using YPT versus XPT (Soesoo, 1997) (circle: clinopyroxene; square: orthopyroxene)

می توان گفت که میزان فوگاسیته اکسیژن در هنگام تشکیل این کانی کم بوده است، زیرا در صورت بالابودن فوگاسیته اکسیژن، مقدار آنورتیت پلاژیوکلازها بالا (حدود ۸۸ درصد) است (Berndt et al., 2005).

برای تبلور آمفیبول در گدازه های آندزیتی- بازالتی کالک آلکالن، شرایط خاصی از نظر میزان آب در مذاب مورد نیاز است. در این ارتباط، درصدهای متفاوتی بین ۱/۵ تا ۳ درصد وزنی (Claesson and Meurer, 2004) و کمتر از حدود ۶ درصد وزنی (Anderson, 1980) ذکر شده است. محتوای آب به دست آمده در حین انجماد برای سنگ های بررسی شده با استفاده از معادله ۲۵b (Putirka, 2008) بین ۰/۶ تا ۱/۳ درصد وزنی تعیین شد (جدول ۵) که نشان دهنده مقدار کم آب ماگماست. این نتیجه با نبود آمفیبول در سنگ های بررسی شده مطابقت دارد. در نمودار تغییرات مقدار آنورتیت پلاژیوکلاز در مقابل $Mg\#$ کلینوپیروکسن ها (Kvassnes et al., 2004)، نمونه های بررسی شده در محدوده تفریق خشک قرار می گیرند (شکل ۱۲) که مقدار آب کم در ماگمای تشکیل دهنده را تأیید می کند.

ذوب گوشته و ویژگی های منشأ

نمودارهای عناصر خاکی نادر و نسبت های عناصر کمیاب ناسازگار برای درک شرایط ذوب گوشته بسیار مفید هستند (Teng and Santosh, 2015)؛ به نحوی که فراوانی نسبی آنها در مذاب های منشأ گرفته از گوشته بیانگر درجه ذوب بخشی و ماهیت فاز آلومینیم دار (اسپینل یا گارنت) در گوشته منشأ است (Manikyamba et al., 2015). پژوهش های مختلف پیشنهاد کرده اند که HREE به ویژه Yb با گارنت سازگار بوده و ضریب جدایش گارنت/ مذاب بالا دارد؛ در صورتی که (LREE) La، Sm و Gd (MREE) ناسازگار بوده و ضریب جدایش گارنت/ مذاب پایین دارند (Kelemen, 1990).

تعادل پلاژیوکلاز و مذاب به دما وابسته است. اگر دما بیشتر از ۱۰۵۰ درجه سانتی گراد باشد، مقدار $K_D(An-Ab)^{pl-liq}$ بین ۰/۰۱±۰/۱۱، بیانگر تعادل شیمیایی بلور و مذاب است؛ در صورتی که اگر نتایج دماسنجی پلاژیوکلاز، کمتر از ۱۰۵۰ درجه سانتی گراد را نشان داد، مقدار $K_D(An-Ab)^{pl-liq}$ بین ۰/۱±۰/۰۵، حالت تعادل را نشان می دهد (Putirka, 2008; Yücel et al., 2021; Zhao et al., 2014). میانگین K_D برای پلاژیوکلازهای مورد بررسی، حدود ۰/۲۳ است (جدول ۵) که بیانگر وجود تعادل شیمیایی بین بلورهای پلاژیوکلاز با مذاب در دمای بالاتر از ۱۰۵۰ درجه سانتی گراد است. نتایج محاسبه دما و فشار تبلور پلاژیوکلاز و همچنین محتوای آب برای سنگ های بررسی شده بر مبنای دما- فشارسنج پلاژیوکلاز- مذاب (Putirka, 2005; Putirka, 2008) در جدول ۵ و شکل ۱۱ آورده شده اند. در شکل ۱۱-A، نتایج دماسنجی بر مبنای تعادل پلاژیوکلاز- مذاب به روش پاتیرکا (Putirka, 2008) (با استفاده از معادله ۲۳) نشان داده شده است. دماهای به دست آمده در محدوده ۱۱۷۶ تا ۱۱۹۰ درجه سانتی گراد قرار دارند. نتایج فشارسنجی پلاژیوکلاز با بهره گیری از معادله a-۲۵ معرفی شده توسط پاتیرکا (Putirka, 2008) نیز در شکل ۱۱-B نشان داده شده است. بر اساس این محاسبات، بلورهای پلاژیوکلاز در محدوده فشار ۶/۶ تا ۸/۷ کیلو بار متبلور شده است. حضور بلورهای درشت پلاژیوکلاز در آندزیت های شورستان بیانگر این است که تبلور این کانی در اعماق نسبتاً زیاد و قبل از تبلور پیروکسن ها شروع شده است.

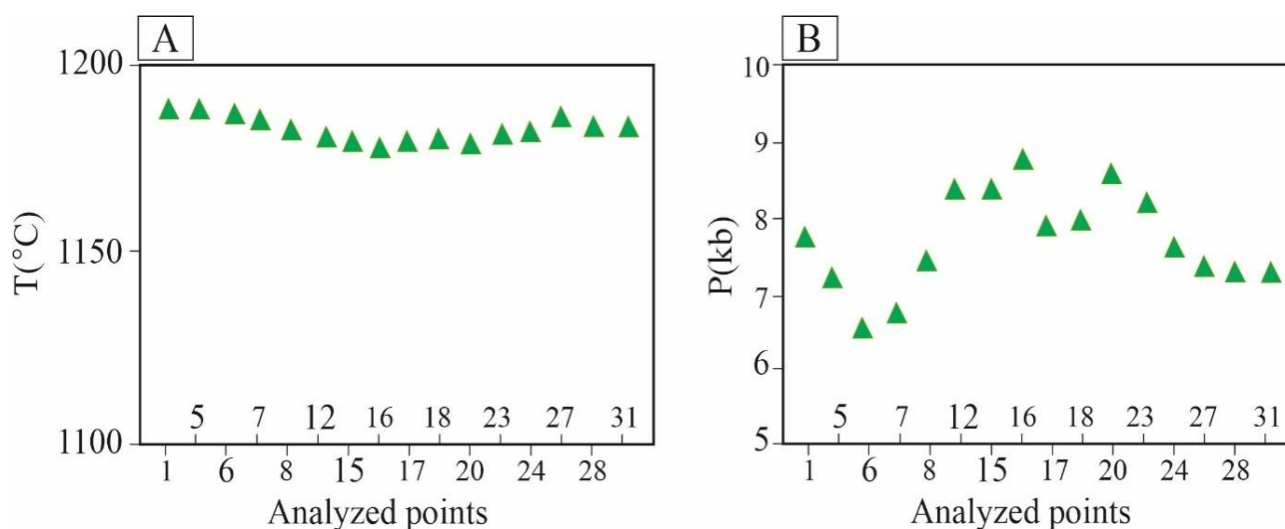
تعیین فوگاسیته اکسیژن و درصد تقریبی آب ماگما بر پایه ترکیب کانی های کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز

میزان آنورتیت موجود در پلاژیوکلازهای گدازه های آندزیتی شورستان (۵۲ تا ۶۶ درصد) و عدد منیزیم کلینوپیروکسن ها (۷۲ تا ۷۸)، بیانگر مقدار آب کم در هنگام تشکیل این کانی ها از ماگمای اولیه است (Piccardo and Gaurneri, 2011). با توجه به مقدار آنورتیت موجود در پلاژیوکلازها (۵۲ تا ۶۶ درصد)،

جدول ۵. نتایج محاسبات دما- فشارسنجی پلاژیوکلاز و محتوای آب برای آندزیت های منطقه شورستان بر مبنای دما- فشارسنج پلاژیوکلاز- مذاب (Putirka, 2005; Putirka, 2008)

Table 5. Results of thermobarometry calculations of plagioclase, and water content for the Shourestan area andesites based on plagioclase-liquid thermobarometr (Putirka, 2005; Putirka, 2008)

Analyzed point	Temperature (degrees Celsius) Based on equation23 (Putirka, 2008)	Pressure (kbar) Based on equation25a (Putirka, 2008)	Water content (weight percent) Based on equation25b (Putirka, 2008)	$K_D(\text{An-Ab})^{\text{pl-liq}}$
1	1184	7.8	0.8	0.22
5	1187	7.1	0.7	0.19
6	1189	6.6	0.7	0.16
7	1189	6.8	0.7	0.17
8	1184	7.6	0.7	0.21
12	1179	8.7	0.9	0.26
15	1170	8.4	1.3	0.38
16	1182	8.7	0.8	0.24
17	1176	8.7	1	0.29
18	1184	7.5	0.7	0.20
20	1184	7.7	0.7	0.21
23	1179	8.6	0.9	0.25
24	1183	7.8	0.8	0.22
27	1186	7.3	0.7	0.19
28	1191	7.2	1.3	0.36
31	1187	7.1	0.6	0.17

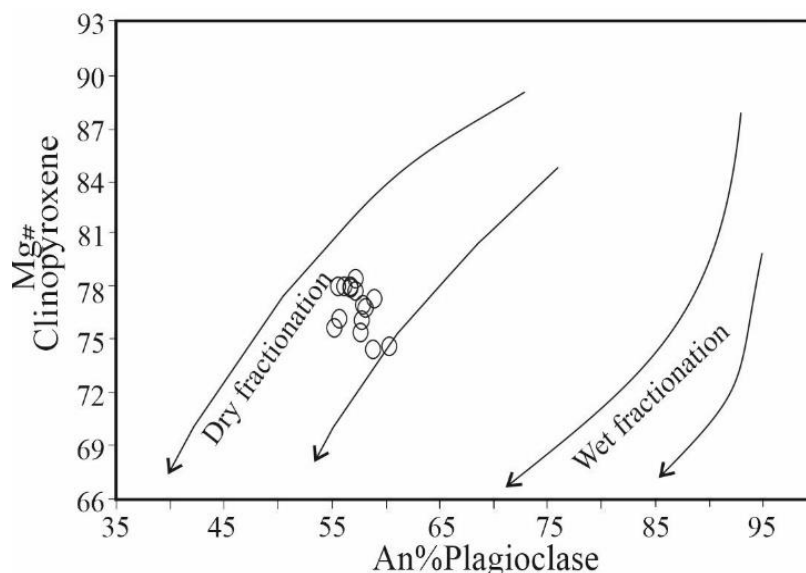


شکل ۱۱. A: نتایج دماسنجی و B: فشارسنجی پلاژیوکلاز در آندزیت های شورستان به روش پاتیرکا (Putirka, 2008)

Fig. 11. A: Results of thermometry, and B: barometry of plagioclase in andesites of Shourestan by the Putirkamethod (Putirka, 2008)

علاوه بر این، هنگامی که ذوب در محدوده پایداری گارنت رخ می دهد، La/Yb ، Sm/Yb ، Dy/Yb و Gd/Yb به شدت جدایش یافته هستند؛ در صورتی که در حین ذوب در محدوده اسپینل پریدوتیت، La/Yb جدایش ضعیف داشته و Sm/Yb تقریباً جدایش نیافته است (Davidson et al., 2013). نسبت بالای Dy/Yb (بیشتر از ۲/۵) به ذوب بخشی در محدوده پایداری گارنت نسبت داده می شود؛ در حالی که Dy/Yb کمتر از ۱/۵ در اثر ذوب در محدوده پایداری اسپینل ایجاد می شود (Yang et al., 2014). نسبت Dy/Yb در سنگ های بررسی شده (۲/۴۰-۱/۵۶) بیانگر این است که منشأ گوشته ای شواهدی از اسپینل و گارنت پریدوتیت نشان داده و مذاب والد در اثر ذوب بخشی محدوده تحولی اسپینل - گارنت پریدوتیت ایجاد شده است (شکل ۱۳-A). نسبت $(La/Yb)_n$ در گدازه های آندزیتی شورستان (۹/۹۵ تا ۱۲/۴۲)، کمتر از مقدار آن در منشأ گوشته ای گارنت دار

$(La/Yb)_n$ (بیشتر از ۲۰) (Kay, 2001) است. مقادیر نسبتاً پایین Yb_N در نمونه ها (۸/۴۲ تا ۱۰/۰۵ ppm) بیانگر مقادیر کم گارنت در منشأ است (Machado et al., 2005). بررسی نسبت های برخی عناصر کمیاب دیگر شامل $(Gd/Yb)_n$ (۴۴/۸۴-۱/۱) و $(La/Sm)_n$ (۵۳/۵۵-۶/۶) در سنگ های بررسی شده نیز بیانگر غنی شدگی LREE بیش از MREE است (Saccani, 2015) که با قلمرو ذوب در محدوده اسپینل لرزولیت به سمت گارنت مطابقت دارد. این نتیجه، در نمودار La/Yb در مقابل Dy/Yb (شکل ۱۳-A) و همچنین نمودار Sm در مقابل Sm/Yb (شکل ۱۳-B) (با درجه ذوب بخشی حدود ۳۰ درصد) تأیید می شود. فراوانی بیشتر LILE و LREE (شکل ۸-A و B) می تواند به تشکیل ماگمای سازنده این سنگ ها از یک منشأ گوشته ای که در اثر آلودگی پوسته ای دچار غنی شدگی شده است، نسبت داده شود (Dwivedi et al., 2022).

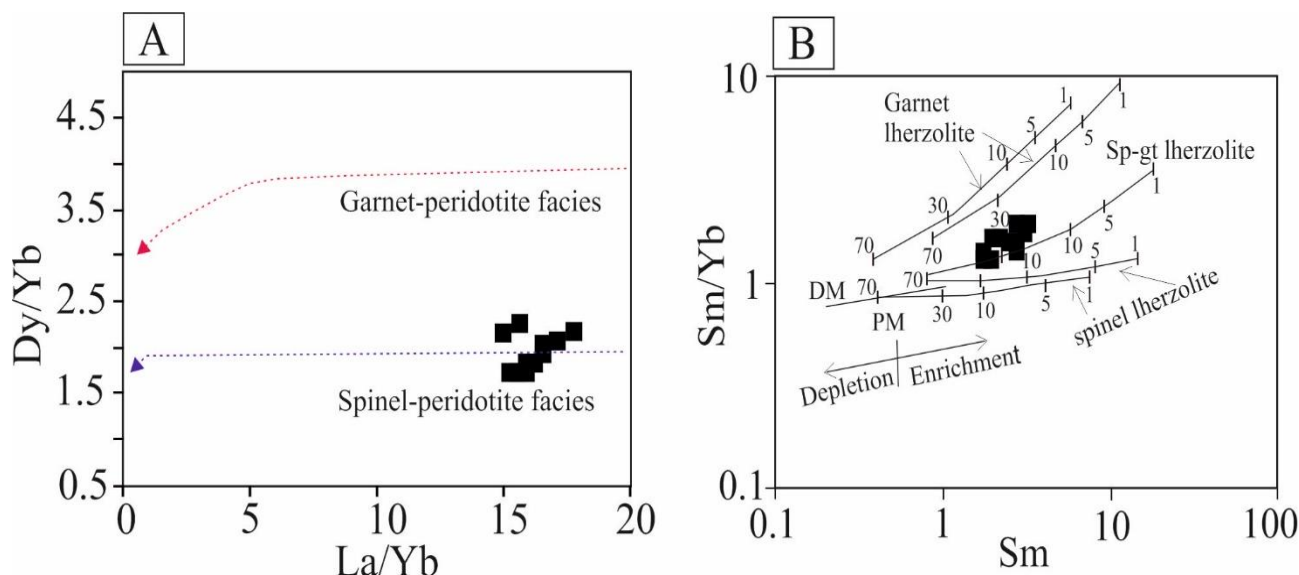


شکل ۱۲. نمودار تغییرات $Mg\#$ کلینوپیروکسن در مقابل درصد آنورتیت پلاژیوکلاز (Kvassnes et al., 2004) نشان دهنده تفریق خشک برای تشکیل سنگ های آندزیتی منطقه شورستان است.

Fig. 12. Diagram of variation of $Mg\#$ in clinopyroxene versus plagioclase $An\%$ (Kvassnes et al., 2004) show dry fractionation for genesis of the Shourestan area andesitic rocks.

نسبت Nb/La می تواند برای تفکیک منشأ گوشته لیتوسفری و آستوسفری مورد استفاده قرار گیرد (Morata et al., 2005). نسبت های پایین Nb/La در سنگ های آندزیتی شورستان (۰/۲۵ تا ۰/۵۰)، بیانگر منشأ گوشته لیتوسفری برای این سنگ هاست. علاوه بر این، مذاب های منشأ گرفته از گوشته آستوسفری عمیق به وسیله غنی شدگی شدید در LREE نسبت به HREE مشابه بازالت های جزایر اقیانوسی مشخص می شوند. الگوی REE سنگ های آندزیتی شورستان (شکل ۸-B) با منشأ گوشته آستوسفری عمیق مطابقت ندارد (Morata et al., 2005). به طور کلی، بر اساس نسبت های عنصری مختلف می توان ادعا کرد که گدازه های آندزیتی شورستان از یک گوشته لیتوسفری زیرقاره ای تحول یافته طی فرورانش منشأ گرفته است. نتایج بررسی های انجام شده درباره گدازه های آندزیتی گورید در مجاورت شرق منطقه مورد بررسی (Mohammadi and Nakhaei, 2022) و همچنین بررسی ماگماتیسیم ائوسن- الیگوسن شرق ایران (Omidianfar et al., 2022) همین منشأ را تأیید کرده است.

نسبت Nb/La می تواند برای تفکیک منشأ گوشته لیتوسفری و آستوسفری مورد استفاده قرار گیرد (Morata et al., 2005). نسبت های پایین Nb/La در سنگ های آندزیتی شورستان (۰/۲۵ تا ۰/۵۰)، بیانگر منشأ گوشته لیتوسفری برای این سنگ هاست. علاوه بر این، مذاب های منشأ گرفته از گوشته آستوسفری عمیق به وسیله غنی شدگی شدید در LREE نسبت به HREE مشابه بازالت های جزایر اقیانوسی مشخص می شوند. الگوی REE سنگ های آندزیتی شورستان (شکل ۸-B) با منشأ گوشته آستوسفری عمیق مطابقت ندارد (Morata et al., 2005).



شکل ۱۳. A: نمودار La/Yb در مقابل Dy/Yb (Yang et al., 2014) و B: نمودار Sm در مقابل Sm/Yb (Zhao and Zhou, 2007) برای گدازه های آندزیتی شورستان نشان دهنده ذوب در محدوده اسپینل- گارنت لروزیل است.

Fig. 13. A: La/Yb versus Dy/Yb (Yang et al., 2014), and B: Sm versus Sm/Yb (Zhao and Zhou, 2007) for andesitic lavas of the Shourestan, show melting in the spinel-garnet lherzolite field.

ذوب گوشته آبدار می تواند به تشکیل ماگماهای آندزیت بازالتی و آندزیت منجر شود (Grove et al., 2012). ویژگی های زمین شیمیایی آندزیت های شورستان از قبیل نسبت پایین Ta/La (۰/۰۲-۰/۰۵)، Yb/Th (۰/۰۱-۰/۰۲)، Nb/La (۰/۰۲-۰/۰۵) و (Tb/Yb)_N (۱/۱-۱۷/۳۹) و الگوی نسبتا تخت MREE-HREE

ذوب گوشته آبدار می تواند به تشکیل ماگماهای آندزیت بازالتی و آندزیت منجر شود (Grove et al., 2012). ویژگی های زمین شیمیایی آندزیت های شورستان از قبیل نسبت پایین Ta/La (۰/۰۲-۰/۰۵)، Yb/Th (۰/۰۱-۰/۰۲)، Nb/La (۰/۰۲-۰/۰۵) و (Tb/Yb)_N (۱/۱-۱۷/۳۹) و الگوی نسبتا تخت MREE-HREE

هستند (شکل ۸-B) که ذوب گوشته در قلمرو پایداری اسپینل را تأیید می کند (Adam et al., 2022). علاوه بر این، نسبت Sm/Yb در گدازه های آندزیتی شورستان بین ۱/۹۲ تا ۲/۷۸ است که بیانگر این است که ماگمای سازنده این سنگ ها در میدان پایداری اسپینل لرزولیت و در عمق کمتر از ۷۵ کیلومتر تشکیل شده است (Kay, 2001).

بررسی آرایش پوسته ای در گدازه های منطقه شورستان

آندزیت دومین نوع سنگ آتشفشانی روی زمین بوده و اطلاعات زیادی درباره برهم کنش بین گوشته و پوسته در مناطق فروانش اثبات می کند (Grove and Kinzler, 1986; Li et al., 2013). غیر یکنواختی ترکیبی در ماگمای منشأ گرفته از گوشته در اثر درجات مختلف آلودگی - هضم پوسته ای در حین صعود در پوسته قاره ای رخ می دهد (Song et al., 2008; Ghosh et al., 2019; Dwivedi et al., 2022). ویژگی های زمین شیمیایی سنگ های آندزیتی شورستان مانند نسبت K_2O/P_2O_5 بیشتر از ۲ (دامنه تغییرات از ۶/۵۶ تا ۱۱/۷۵) همراه با Al_2O_3 بالا (۱۶/۹۷-۱۵/۴۵) و غنی شدگی Th در نمودار چندعنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (شکل ۸-A) می تواند به درجات مختلف آلودگی پوسته ای یا تشکیل ماگما از یک منشأ گوشته ای متاسوماتیزه شده غیر یکنواخت مرتبط باشد. Ta و Th، Nb شاخص های زمین شیمیایی مناسبی برای درک ماهیت اجزای پوسته ای (هضم و آلودگی) در حین صعود ماگما (برهم کنش ماگما - پوسته) در مناطق فروانش هستند (Pearce, 2008). نسبت Nb/Th در سنگ های بررسی شده (۱/۴۶-۰/۵۶) کمتر از مقدار این نسبت در گوشته اولیه (۸) است. این ویژگی همراه با نسبت La/Nb (۱/۴-۹۹/۰۷)، نشان دهنده احتمال آلودگی پوسته ای ماگمای سازنده این سنگ ها در حین صعود آن به طرف سطح است (Song et al., 2001). علاوه بر این، نسبت های بالای Zr/Nb (۸۱/۱۰-۹/۲۲)، Th/Nb (۶۸/۷۹-۰/۱) همراه الگوی عناصر LIL و آنومالی منفی HFSE می تواند به وسیله آلودگی

پوسته ای توجیه شود (Dwivedi et al., 2022). برای شناخت بهتر رخداد آلودگی پوسته ای در ماگمای سازنده گدازه های آندزیتی شورستان، از نسبت های Nb/Yb در مقابل Th/Yb (Pearce, 2008) استفاده شد. نمونه های بررسی شده دارای نسبت Th/Yb بالا بوده و در نمودار یاد شده در نزدیکی محدوده کمان آتشفشانی با تأثیر برهم کنش پوسته ای در تشکیل ماگمای والد قرار گرفته اند (شکل ۱۴-A) که توسط نمودار Ce در مقابل Nd (Ahmad and Tarney, 1991) (شکل ۱۴-B) که در آن نمونه ها در امتداد خط AFC (هضم - تبلور بخشی) واقع شده اند، تأیید می شود. علاوه بر این، نسبت های Th/Ta (۷/۲۴-۲۹) و Nb/Ta (۶۹/۶۶-۹/۱۵) و Ta/La (۰/۰۲-۰/۰۵) نیز احتمال درجات مختلف آلودگی - هضم پوسته ای ماگما در هنگام مهاجرت به سطح زمین را نشان می دهد (Dwivedi et al., 2022).

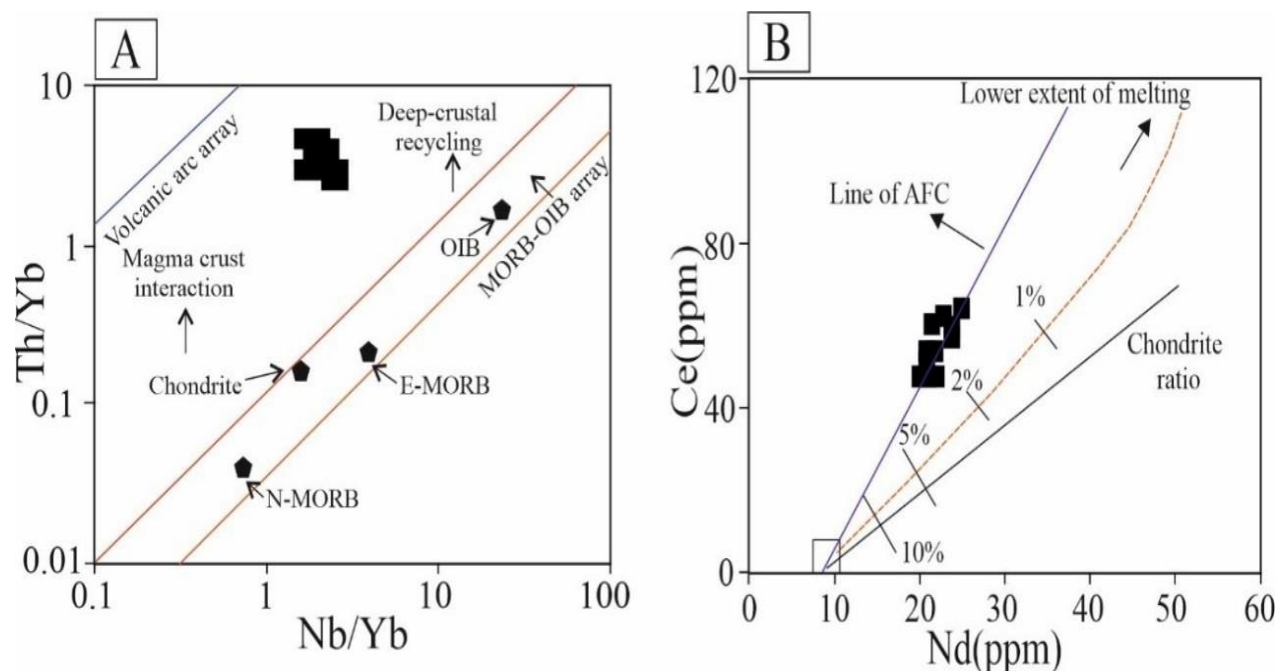
جایگاه زمین ساختی

بررسی ها درباره آندزیت ها نشان داده است که این سنگ در جایگاه های زمین ساختی مختلف تشکیل می شود (Liu et al., 2022).

با این وجود، آندزیت ها به سه دلیل به ندرت به عنوان شاخص برای شناخت محیط های زمین ساختی مختلف مورد توجه قرار می گیرند که عبارتند از: ۱- توجه به آندزیت های یافت شده در جاهایی غیر از مرزهای هم گرای صفحه ها؛ ۲- آندزیت ها بر خلاف بازال ها و گرانیت ها، پتروژنز پیچیده تر و منابع ماگمای متغیرتری دارند؛ ۳- بیشتر بررسی ها بر روی آندزیت های وابسته به فروانش متمرکز بوده است (Chen and Zhao, 2017; Liu et al., 2022). در دهه گذشته، برخی از پژوهش ها، آندزیت هایی را گزارش کرده اند که در جایگاه های زمین ساختی غیر از محیط های هم گرا تشکیل شده اند (Verma and Verma, 2013). پتروژنز آندزیت های وابسته به فروانش مورد بحث بوده و این سنگ می تواند در اثر فرایندهای مختلف مانند: ۱- اختلاط

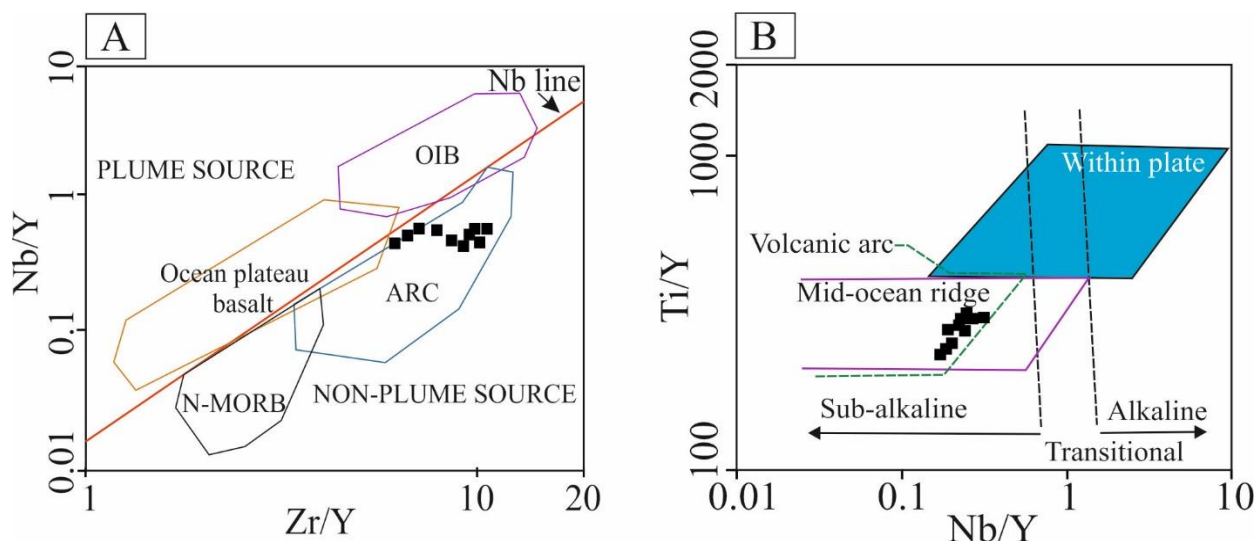
نمی گیرند، برای پی بردن به منشأ احتمالی مذاب و شناخت ویژگی های آن مناسب هستند (Pearce, 2008). برای تشخیص محیط زمین ساختی تشکیل آندزیت های کوهزایی با کمک داده های زمین شیمیایی، نمودارهای تمایز مختلف پیشنهاد شده است (Verma and Verma, 2013). در نمودار Zr/Y در مقابل Nb/Y (Condie, 2005)، سنگ های بررسی شده، در محدوده کمان آتشفشانی قرار می گیرند (شکل ۱۵-A). در مقابل Ti/Y (Pearce, 1982) نیز نشان دهنده جایگاه زمین ساختی کمان آتشفشانی و ماهیت ساب آکالن ماگماست (شکل ۱۵-B) که با نتایج به دست آمده از بررسی شیمی پیروکسن ها (شکل ۹-۱) و A و B (شکل ۷-B) همخوانی دارد.

ماگمایی بین مذاب های فلسیک و مافیک / اولترامافیک (Reubi and Blundy, 2009)؛ ۲- ذوب جزئی یا هضم، تبلور تفریقی (AFC) از ترکیبات بازیک (Tiepolo et al., 2011)؛ ۳- ذوب بخشی پریدوتیت گوه گوشته ای آبدار بالای صفحه فرورونده (Kelemen, 1995; Liu et al., 2022)؛ ۴- ذوب بخشی پوسته اقیانوسی در صفحه فرورانده شده (Carmichael, 2002)، به وجود آید. سیال حاصل آبزدایی کانی های آبدار (مانند آمفیبول ها و کلریت ها) نقش کلیدی در منشأ آندزیت های کمان که غنی شده در LREE و LILE و تهی شده در HFSE هستند، ایفا می کند (Chiaradia et al., 2011). به دلیل اینکه نسبت های HFSE در اثر دگرسانی تحت تأثیر قرار



شکل ۱۴. A: نمودار Nb/Yb در مقابل Th/Yb (Pearce, 2008) نشان دهنده قرارگیری نمونه ها در محدوده نزدیک به کمان آتشفشانی و برهم کنش ماگما- پوسته در حین تکامل ماگمای سازنده است و B: نمودار Ce در مقابل Nd (Ahmad and Tarney, 1991) و موقعیت نمونه های شورستان در امتداد خط AFC (هضم- تبلور بخشی)

Fig. 14. A: Nb/Yb versus Th/Yb diagram (Pearce, 2008) indicates the location of the samples close to the volcanic arc field, and magma-crust interaction during the evolution of the magma, and B: Nd versus Ce (Ahmad and Tarney, 1991) and position of Shourestan samples on AFC line (Assimilation-Fractional Crystallization).

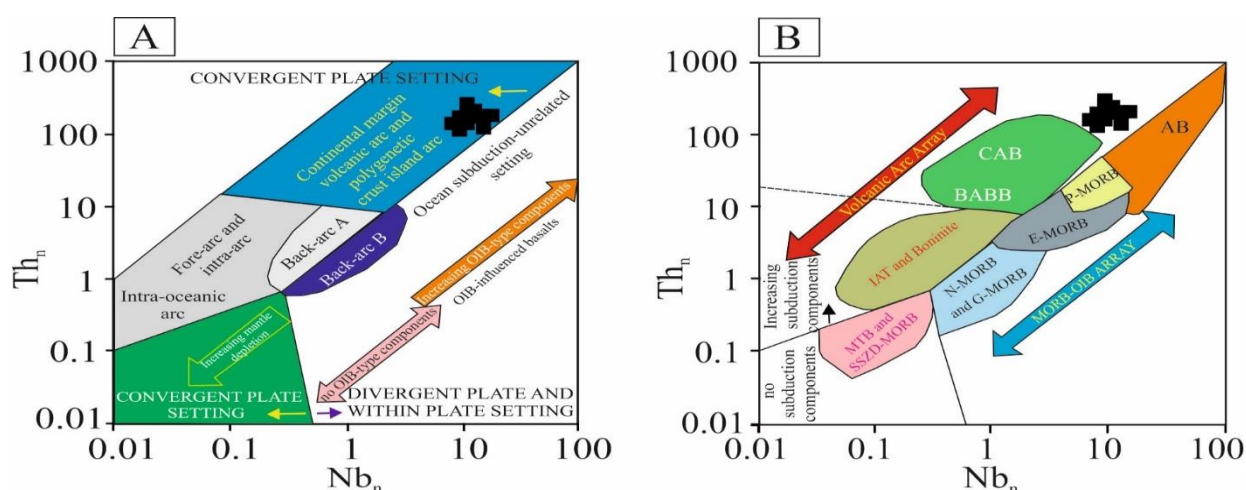


شکل ۱۵. A: نمودار Zr/Y در مقابل Nb/Y (Condie, 2005) و B: نمودار Nb/Y در مقابل Ti/Y (Pearce, 1982) و موقعیت سنگ های آندزیتی منطقه شورستان با ترکیب ساب آکالین در محدوده کمان آتشفشانی

Fig. 15. A: Zr/Y versus Nb/Y (Condie, 2005), and B: Nb/Y versus Ti/Y (Pearce, 1982) and position of the Shourestan area andesitic rocks with subalkaline composition in volcanic arc field

جایگاه صفحه های هم گرا و قلمرو کمان آتشفشانی حاشیه قاره جای می گیرند.

از نمودار Th_n در مقابل Nb_n (Saccani, 2015) نیز برای تعیین جایگاه زمین ساختی سنگ های آندزیتی شورستان استفاده شد. چنان که در شکل ۱۶-A و B مشاهده می شود، این سنگ ها در



شکل ۱۶. A و B: نمودار Th_n در مقابل Nb_n (Saccani, 2015) برای تمایز جایگاه های زمین ساختی مختلف سنگ های ماگمایی و موقعیت آندزیت های شورستان. بهنجارسازی مقادیر Th و Nb بر مبنای گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) انجام شده است.

Fig. 16. A and B: Th_n versus Nb_n (Saccani, 2015) to discrimination of different tectonic setting of magmatic rocks and position of the Shourestan andesites. Normalization of Th and Nb values done based on primitive mantle (Sun and McDonough, 1989).

به طور کلی، ویژگی های زمین شیمیایی سنگ های بررسی شده، مانند نسبت بالای LILE/HFSE و LREE/HREE که قبلاً به آن اشاره شد و همچنین نمودارهای مختلف تمایز زمین ساختی، بیانگر جایگاه حاشیه فعال قاره ای برای آنهاست (Castillo, 2006). متاسوماتیسم مرتبط با فروانش باعث غنی شدگی گوه گوشته ای از LILE و LREE و صعود ماگما از میان پوسته قاره ای، باعث رخداد آلودگی شده است.

بر اساس داده های زمین شیمیایی این پژوهش و نتایج پژوهش های قبلی درباره ماگماتیسیم شرق ایران، می توان چنین پیشنهاد کرد که فروانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتیس به زیر فلات ایران، سبب اضافه شدن سیالات/ مذاب های منشأ گرفته از اسلب به درون گوشته لیتوسفری زیر قاره ای شده است. در مرحله بعد، برگشت به عقب صفحه لیتوسفر اقیانوسی و بالا آمدگی آستوسفری به درون گوشته سبب نازک شدگی لیتوسفری، ذوب بخشی گوشته لیتوسفری زیر قاره ای متاسوماتیزه شده و ایجاد ماگماتیسیم وابسته به فروانش شده است. سپس، مذاب های منشأ گرفته از گوشته لیتوسفری زیر قاره ای در حین صعود با پوسته قاره ای دچار برهم کنش (فرایند هضم- تبلور بخشی؛ AFC) شده است.

نتیجه گیری

سنگ های آتشفشانی آندزیتی متعلق به ترشیری در منطقه شورستان در غرب سریش (خراسان جنوبی) با گسترش وسیع رخمون دارد. بافت غالب این سنگ ها، پورفیری با خمیره میکرولیتی و گاهی گلوپورفیری است. کانی های سازنده شامل پلاژیو کلاز و پیروکسن است که به صورت فنو کریست و همچنین بلورهای ریز در زمینه سنگ حضور دارند. فنو کریست های پلاژیو کلاز دارای منطقه بندی و بافت غربالی بوده و در برخی نمونه ها، آثار خوردگی، گردشدگی و حاشیه واجذبی دیده می شود که بیانگر عدم تعادل در حین انجماد ماگماست. با بهره گیری از دما- فشارسنج پلاژیو کلاز- مذاب، دمای به دست آمده برای تبلور پلاژیو کلازها در محدوده ۱۱۷۶ تا ۱۱۹۰ و فشار در زمان تبلور

آنها ۶/۶ تا ۸/۷ کیلو بار محاسبه شد. بر اساس نتایج تجزیه ریز کاو الکترونی، پیروکسن ها در رده پیروکسن های کلسیم- منیزیم- آهن دار قرار دارند. ترکیب شیمیایی پیروکسن بیانگر ماهیت ساب آکالین نمونه ها و جایگاه کمان آتشفشانی است. میزان آنورتیت موجود در پلاژیو کلازها (۵۲ تا ۶۶ درصد) و عدد منیزیم کلینوپیکروکسن ها (۷۲ تا ۷۸)، بیانگر فوگاسیته پایین اکسیژن و مقدار آب کم (تفریق خشک) در هنگام تشکیل این کانی است.

نمودار چند عنصری بهنجار شده با گوشته اولیه برای گدازه های آندزیتی کالک آکالین منطقه شورستان، بی هنجاری مثبت عناصر ناسازگار بزرگ یون برای عناصری مانند Cs, Rb, Th, U, K و بی هنجاری منفی عناصر Ti, Nb و Ta حدودی P را نشان می دهد. وجود بی هنجاری منفی Ti, Nb و P در روند تغییرات عناصر کمیاب نمونه های مورد بررسی، بیانگر تشکیل این سنگ ها در مناطق فروانش است. میزان کل عناصر نادر خاکی در گدازه های شورستان ۱۲۶/۳۲ تا ۱۴۵/۰۱ ppm بوده و الگوی یکنواخت با غنی شدگی LREE نسبت به HREE نشان می دهند. ویژگی های زمین شیمیایی سنگ های آندزیتی شورستان مانند نسبت K_2O/P_2O_5 بیشتر از ۲ (۶/۵۶ تا ۱۱/۷۵) همراه با Al_2O_3 بالا (۱۶/۹۷-۱۵/۴۵) و غنی شدگی Th می تواند به درجات مختلف آلودگی پوسته ای یا تشکیل ماگما از یک منشأ گوشته ای متاسوماتیزه شده مرتبط باشد. علاوه بر این، مقادیر پایین نسبت Nb/Th در سنگ های بررسی شده (۰/۵۶-۱/۴۶) نسبت به گوشته اولیه (۸) همراه با نسبت La/Nb (۹۹/۰۷-۱/۴)، احتمال رخداد آلودگی پوسته ای ماگمای سازنده این سنگ ها در حین صعود را تقویت می کند. نسبت $(La/Yb)_n$ در گدازه های آندزیتی شورستان بین ۹/۹۵ تا ۱۲/۴۲ متغیر است که کمتر از مقدار آن در منشأ گوشته ای گارنت دار (>20) است. همچنین، بررسی نسبت های برخی عناصر کمیاب دیگر شامل $(Gd/Yb)_n$ (۱/۱-۴۴/۸۴) و (La/Sm) (۵۳/۵۵-۶/۶) در سنگ های بررسی شده، بیانگر غنی شدگی LREE بیش از MREE است که با قلمرو ذوب در محدوده اسپینل، متمایل به گارنت لرزولیت مطابقت دارد.

همچنین نمودارهای مختلف تمایز زمین ساختی، بیانگر جایگاه حاشیه فعال قاره ای برای آنهاست.

تعارض منافع

هیچ گونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده است

ویژگی های زمین شیمیایی آندزیت های شورستان از قبیل نسبت پایین Ta/La ($0/0-02/05$)، Yb/Th ($0/0-12/20$)، Nb/La ($0/0-25/50$) و Nb/Zr ($0/0-04/10$) بیانگر ذوب آبدار گوشته لیتوسفری و نسبت بالای $LILE/HFSE$ ، $LREE/HREE$ و

References

- Adam, M.M.A., Lv, X., Fathy, D., Abdel Rahman, A.R.A., Ali, A.A., Mohammed, A.S., Farahat, E.S. and Sami, M., 2022. Petrogenesis and tectonic implications of Tonian island arc volcanic rocks from the Gabgaba Terrane in the Arabian-Nubian Shield (NE Sudan). *Journal of Asian Earth Sciences*, 223: 105006. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2021.105006>
- Ahmad, T. and Tarney, J., 1991. Geochemistry and petrogenesis of Garhwal volcanics: implications for evolution of the north India lithosphere. *Precambrian Research*, 50(1–2): 69–88. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(91\)90048-F](https://doi.org/10.1016/0301-9268(91)90048-F)
- Anderson, A.T., 1980. Significance of hornblende in calc-alkaline andesites and basalts. *American Mineralogist*, 65(9–10): 837–851. Retrieved February 28, 2023 from <https://pubs.geoscienceworld.org/msa/ammin/article-abstract/65/9-10/837/41189/Significance-of-hornblende-in-calc-alkaline?redirectedFrom=fulltext>
- Arslan, M. and Aslan, Z., 2006. Mineralogy, petrography and whole-rock geochemistry of the Tertiary granitic intrusions in the Eastern Pontides, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27(2): 177–193. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.03.002>
- Bailey, J.C., 1981. Geochemical criteria for a refined tectonic discrimination of orogenic andesites. *Chemical Geology*, 32(1–4): 139–154. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(81\)90135-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(81)90135-2)
- Beier, C., Haase, K.M., Brandl, P.A. and Krumm, S. K., 2017. Primitive andesites from the Taupo Volcanic Zone formed by magma mixing. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 172(5): 33. <https://doi.org/10.1007/s00410-017-1354-0>
- Berndt, J., Koepke, J. and Holtz, F., 2005. An experimental investigation of the influence of water and oxygen fugacity on differentiation of MORB at 200 MPa. *Journal of Petrology*, 46(1): 135–167. <https://doi.org/10.1093/petrology/egh066>
- Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies. In: P. Henderson (Editor), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, volume 2, pp.63–114. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>
- Cai, P.R., Wang, T., Wang, Z.Q., Li, L.M., Jia, J.L. and Wang, M.Q., 2020. Geochronology and geochemistry of late Paleozoic volcanic rocks from eastern Inner Mongolia, NE China: Implications for igneous petrogenesis, tectonic setting, and geodynamic evolution of the south-eastern Central Asian Orogenic Belt. *Lithos*, 362–363: 105480. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105480>
- Carmichael, I.S.E., 2002. The andesite aqueduct: perspectives on the evolution of intermediate magmatism in west-central (105–99° W) Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143: 641–663. <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0370-9>
- Castillo, P.R., 2006. An overview of adakite petrogenesis. *Chinese Science Bulletin*, 51: 257–268. <https://doi.org/10.1007/s11434-006-0257-7>
- Chahkandinejad, M., 2015. Petrology of Tertiary volcanic rocks in Asfich area (southwest of Sarbisheh) with emphasis on their economic potential. M.Sc. Thesis, University of Birjand, Birjand, Iran. 90 pp. (in Persian with English abstract)
- Chen, L. and Zhao, Z.F., 2017. Origin of continental arc andesites: The composition of source rocks is the key. *Journal of Asian Earth Sciences*, 145(Part 1): 217–232. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2017.04.012>
- Cheng, Zh., Guo, Zh., Dingwell, D.B., Li, X., Zhan, M., Liu, J., Zhao, W. and Lei, M., 2020. Geochemistry and petrogenesis of the post-collisional high-K calc-alkaline magmatic rocks in Tengchong, SE Tibet. *Journal of Asian Earth Sciences*, 193: 104309. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104309>
- Chiaradia, M., Müntener, O. and Beate, B., 2011. Enriched basaltic andesites from midcrustal fractional crystallization, recharge, and assimilation (Pilavo Volcano, Western Cordillera of Ecuador). *Journal of Petrology*, 52(6): 1107–1141. <https://doi.org/10.1093/petrology/egr020>
- Claeson, D.T. and Meurer, W.P., 2004. Fractional crystallization of hydrous basaltic “arc-type” magmas and the formation of amphibole-bearing gabbroic cumulates. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 147:

- 288–304.
<https://doi.org/10.1007/s00410-003-0536-0>
- Condie, K.C., 2005. TTG and adakites: are they both slab melts? *Lithos*, 80(1–4): 33–44.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2003.11.001>
- Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhurst, R.J., 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. George Allen and Unwin, London, 450 pp.
<https://doi.org/10.1007/978-94-017-3373-1>
- Davidson, J., Turner, S. and Plank, T., 2013. Dy/Dy*: Variations arising from mantle sources and petrogenetic processes. *Journal of Petrology*, 54(3): 525–537.
<https://doi.org/10.1093/petrology/egs076>
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1991. *An introduction to the rock forming minerals*. Longman Scientific and Technical, New York, 528 pp.
- Dwivedi, S.K., Jafri, S.H., Srinivasa Sarma, D., Tripathi, P., Parthasarathy, G. and Pandey, O.P., 2022. Mineral chemistry, geochemistry and geophysical investigations of Simlipal volcanics from Eoarchean Singhbhum Craton (Eastern India): Geodynamic implications of pervasive plume–lithosphere interaction. *International Journal of Earth Sciences*, 111: 1149–1184.
<https://doi.org/10.1007/s00531-022-02170-9>
- Erdmann, S., Martel, C., Pichavant, M. and Kushnir, A., 2014. Amphibole as an archivist of magmatic crystallization conditions: problems, potential, and implications for inferring magma storage prior to the paroxysmal 2010 eruption of Mount Merapi, Indonesia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 167: 1016.
<https://doi.org/10.1007/s00410-014-1016-4>
- Foley, S.F. and Wheller, G.E., 1990. Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanics and continental potassic igneous rocks: the role of residual titanites. *Chemical Geology*, 85(1–2): 1–18.
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(90\)90120-V](https://doi.org/10.1016/0009-2541(90)90120-V)
- France, L., Koepke, J., Ildefonse, B., Cichy, S. B. and Deschamps, F., 2010. Hydrous partial melting in the sheeted dike complex at fast spreading ridges: Experimental and natural observations. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160: 683–704.
<https://doi.org/10.1007/s00410-010-0502-6>
- Ghosh, R., Vermeesch, P., Gain, D. and Mondal, R., 2019. Genetic relationship among komatiites and associated basalts in the Badampahar greenstone belt (3.25–3.10 Ga), Singhbhum Craton, Eastern India. *Precambrian Research*, 327: 196–211.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.03.013>
- Goodarzi, M., Mohammadi, S.S. and Zarrinkoub, M.H., 2014. Petrography, geochemistry and tectonic setting of Salmabad Tertiary volcanic rocks, southeast of Sarbisheh, eastern Iran., *Journal of Economic Geology*, 6(2): 217–234. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/ECONG.V6I2.24938>
- Grove, T.L. and Kinzler, R.J., 1986. Petrogenesis of andesites. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14: 417–454.
<https://doi.org/10.1146/annurev.ea.14.050186.002221>
- Grove, T.L., Till, C.B. and Krawczynski, M.J., 2012. The role of H₂O in subduction zone magmatism. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 40: 413–439.
<https://doi.org/10.1146/annurev-earth-042711-105310>
- Islamipana, A., 2018. *Petrology of Tertiary volcanic rocks in Shourestan area (west of Sarbisheh), Southern Khorasan*. M.Sc. Thesis, University of Birjand, Birjand, Iran, 65 pp. (in Persian with English abstract)
- Karimpour, M.H., Stern, C.R., Farmer, L., Saadat, S., Malekezadeh, A., 2011. Review of age, Rb–Sr geochemistry and petrogenesis of Jurassic to Quaternary igneous rocks in Lut block, Eastern Iran. *Geopersia*, 1(1): 19–36.
<https://doi.org/10.22059/jgeope.2011.22162>
- Kay, S.M., 2001. Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust. *Geological Society of America Today*, 11(3): 4–9.
[https://doi.org/10.1130/1052-5173\(2001\)011<0004:CAODLT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/1052-5173(2001)011<0004:CAODLT>2.0.CO;2)
- Kelemen, P., 1990. Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic liquid I. Phase relations, the origin of calc-alkaline magma series, and the formation of discordant dunite. *Journal of Petrology*, 31(1): 51–98.
<https://doi.org/10.1093/petrology/31.1.51>
- Kelemen, P.B., 1995. Genesis of high Mg# andesites and the continental crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 120: 1–19.
<https://doi.org/10.1007/BF00311004>

- Kudo, A.M. and Weill, D.F., 1970. An igneous plagioclase thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 25: 52–65.
<https://doi.org/10.1007/BF00383062>
- Kuscu, G.G. and Geneli, F., 2010. Review of post-collisional volcanism in the central Anatolian volcanic province (Turkey), with special reference to the Tepekey volcanic complex. *International Journal of Earth Sciences*, 99: 593–621.
<https://doi.org/10.1007/s00531-008-0402-4>
- Kvassnes, A.J.S., Anita Hetland Strand, A.H., Moen-Eikeland, H. and Pedersen, R.B., 2004. The Lyngen Gabbro: the lower crust of an Ordovician Incipient Arc. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 148: 358–379.
<https://doi.org/10.1007/s00410-004-0609-8>
- Le Bas, M.J., 1962. The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *American Journal of Science*, 260(4): 267–288. Retrieved February 28, 2023 from <https://www.ajsonline.org/content/260/4/267>
- Le Maitre, R.W., 2002. *Igneous rocks: A classification and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences. Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*, Cambridge University Press, Cambridge, 236 pp.
- Li, X.W., Mo, X.X., Yu, X.H., Ding, Y., Huang, X.F., Wei, P. and He, W.Y., 2013. Petrology and geochemistry of the early Mesozoic pyroxene andesites in the Maixiu Area, West Qinling, China: Products of subduction or syn-collision? *Lithos*, 172–173: 158–174.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.04.010>
- Liu, X., Zhang, Q. and Zhang, Ch., 2022. Identification of the original tectonic setting for oceanic andesite using discrimination diagrams: An approach based on global geochemical data synthesis. *Journal of Earth Science*, 33(3): 696–705.
<https://doi.org/10.1007/s12583-021-1507-y>
- Machado, A., Chemale, Jr.F., Conceicao, R.V., Kawaskita, K., Morata, D., Oteiza, O. and Schmus, W.R.V., 2005. Modeling of subduction components in the genesis of the Meso-Cenozoic igneous rocks from the South Shetland Arc, Antarctica. *Lithos*, 82(3–4): 435–453.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.09.026>
- Malekian Dastjerdi, M., Mohammadi, S.S., Nakhaei, M. and Zarrinkoub, M.H., 2017. Geochemistry and tectonomagmatic setting of Tertiary volcanic rocks of the Kangan area, northeast of Sarbisheh, southern Khorasan. *Journal of Economic Geology*, 8(2): 553–568. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/econg.v8i2.54029>
- Manikyamba, C., Ray, J.S., Ganguli, S., Singh, M.R., Santosh, M., Saha, A. and Satyanarayanan, M., 2015. Boninitic metavolcanic rocks and island arc tholeiites from the older metamorphic group (OMG) of Singhbhum craton, eastern India: Geochemical evidence for Archean subduction process. *Precambrian Research*, 271: 138–159.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.09.028>
- Mohammadi, S.S. and Nakhaei, M., 2022. Geometric properties, petrography, geochemistry and tectonic setting of columnar andesites of Goorid quarry rubble mine, west of Sarbisheh city (South Khorasan). *Petrological Journal*, 13(3): 33–62.
<https://doi.org/10.22108/ijp.2022.133573.1277>
- Mohammadi, S.S., 2012. Geology and Petrology of Tertiary volcanic rocks of Sarbisheh perlite mine area (eastern Iran) and industrial applications. *Journal of Economic Geology*, 4(1): 59–76. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/ECONG.V4I1.13393>
- Mohammadi, S.S., Bayani, R., Nakhaei, M., Chung, S.L. and Zarrinkoub, M.H., 2017. Petrography, mineral chemistry, geochemistry and tectonic setting of Tertiary volcanic rocks in Shoushk area (east of Sarbisheh), Southern Khorasan. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 25(1): 167–186. (in Persian with English abstract) Retrieved January 20, 2023 from <http://ijcm.ir/article-1-50-fa.html>
- Mohammadi, S.S., Chung, S.L., Nakhaei, M. and Zarrinkoub, M.H., 2021. Thermobarometry and origin of andesitic lavas in Zoolesk area based on mineral chemistry (northeast of Sarbisheh, east of Iran). *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 29(2): 479–494.
<https://doi.org/10.52547/ijcm.29.2.479>
- Morata, D., Oliva, C., De La Cruz, R. and Suárez, M., 2005. The Bandurrias gabbro: Late Oligocene alkaline magmatism in the Patagonian Cordillera. *Journal of South American Earth Sciences*, 18(2): 147–162.
<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2004.09.001>

- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K. and Gottardi, G., 1989. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Journal*, 14(5): 198–221.
<https://doi.org/10.2465/minerj.14.198>
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K. and Gottardi, G., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Magazine*, 52(367): 535–550.
<https://doi.org/10.1180/minmag.1988.052.367.15>
- Namnabat, E., Ghorbani, M., Nakashima, K., Tabatabaei, S.H. and Tavakoli, N., 2021. Mineral chemistry and Petrology of the Andarian volcanic rocks: insight to the Ahar-Arasbaran magmatic zone, Northwestern Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 14: 1922.
<https://doi.org/10.1007/s12517-021-08246-1>
- Nazari, H. and Salamati, R., 1999. Geological map of Sarbisheh, scale 1:100000. Geological survey of Iran.
- Nazari, Z., 2011. Geology and Petrology of volcanic rocks in northwest of Sarbisheh (east of Iran). M.Sc. Thesis, University of Birjand, Birjand, Iran. 114 pp. (in Persian with English abstract)
- Neave, D.A. and Putirka, K.D., 2017. A new clinopyroxene-liquid barometer, and implications for magma storage pressures under Icelandic rift zones. *American Mineralogist*, 102: 777–794.
<https://doi.org/10.2138/am-2017-5968>
- Nisbet, E.G. and Pearce, J.A., 1977. Clinopyroxene composition of mafic lavas from different tectonic settings. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63(2): 149–160.
<http://dx.doi.org/10.1007/BF00398776>
- Ohanian, T. and Tatavosian, S., 1978. Geological map of Birjand, scale 1:100000. Geological survey of Iran.
- Omidianfar, S., Monsef, I., Rahgoshay, M., Shafaii Moghadam, H., Cousens, B., Ming Chen, M., Rajabpour, Sh. And Zheng, J., 2022. Neo-Tethyan subduction triggered Eocene–Oligocene magmatism in eastern Iran. *Geological Magazine*.
<https://doi.org/10.1017/S0016756822001066>
- 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*, 180–181: 234–251.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.05.009>
- Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: R.S. Thorpe (Editor), *Andesites: Orogenic andesites and related rocks*. John Wiley and Sons, Chichester, England, pp. 528–548. Retrieved January 20, 2023 from <https://www.researchgate.net/publication/304749002>
- Pearce, J.A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100(1–4): 14–48.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>
- Pearce, J.A., Baker, P.E., Harvey, P.K. and Luff, I.W., 1995. Geochemical Evidence for Subduction Fluxes, Mantle Melting and Fractional Crystallization Beneath the South Sandwich Island Arc. *Journal of Petrology*, 36 (4): 1073–1109.
<https://doi.org/10.1093/petrology/36.4.1073>
- 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>
- Piccardo, G. B. and Gaurnieri, L., 2011. Gabbro-norite cumulate from strongly depleted MORB in the Alpine-Apennine ophiolites. *Lithos*, 124(3–4): 200–213.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.01.017>
- Putirka, K.D., 2005. Igneous thermometers and barometers based on plagioclase+ liquid equilibria: Tests of some existing models and new calibrations. *American Mineralogist*, 90(2–3): 336–346.
<https://doi.org/10.2138/am.2005.1449>
- Putirka, K.D., 2008. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69(1): 61–120.
<https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.3>
- Reubi, O. and Blundy, J., 2009. A dearth of intermediate melts at subduction zone volcanoes and the petrogenesis of arc andesites. *Nature*, 461: 1269–1273.

- <https://doi.org/10.1038/nature08510>
- Ridolfi, F., Renzulli, A. and Puerini, M., 2010. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160: 45–66. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0465-7>
- Saccani, E., 2015. A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematic. *Geoscience Frontiers*, 6(4): 481–501. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2014.03.006>
- Sayari, M. and Sharifi, M., 2014. SCG: A computer application for single clinopyroxene geothermobarometry. *Italian Journal of Geosciences*, 133(2): 315–322. <https://doi.org/10.3301/IJG.2014.01>
- Soesoo, A., 1997. A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallization PT estimations. *Geological Society of Sweden (Geologiska Föreningen)*, 119(1): 55–60. <https://doi.org/10.1080/11035899709546454>
- Song, X.Y., Qi, H.W., Robinson, P.T., Zhou M.F., Cao, Z.M. and Chen, L.M., 2008. Melting of the subcontinental lithospheric mantle by the Emeishan mantle plume: evidence from the basal alkaline basalts in Dongchuan, Yunnan, Southwestern China. *Lithos*, 100(1–4): 93–111. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.023>
- Song, X.Y., Zhou, M.F., Hou, Z.Q., Cao, Z.M., Wang, Y.L. and Li, Y., 2001. Geochemical constraints on the Mantle source of the Upper Permian Emeishan Continental Flood Basalts, Southwestern China. *International Geology Review*, 43(3): 213–225. <https://doi.org/10.1080/00206810109465009>
- Streck, M.J., Leeman, W.P. and Chesley, J., 2007. High-magnesian andesite from Mount Shasta: a product of magma mixing and contamination, not a primitive mantle melt. *Geology*, 35(4): 351–354. <https://doi.org/10.1130/G23286A.1>
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematic of ocean basalts: implications for mantle composition and process. In: A.D. Saunders and M.J. Norry (Editors), *Magma-tism in the Ocean Basins*. Geological Society London Special Publications, 42(1): 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Teng, X. and Santosh, M., 2015. A long-lived magma chamber in the Paleoproterozoic North China Craton. Evidence from the Damiao gabbro-anorthosite suites. *Precambrian Research*, 256: 79–101. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.10.018>
- Tiepolo, M., Tribuzio, R. and Langone, A., 2011. High-Mg andesite petrogenesis by amphibole crystallization and ultramafic crust assimilation: evidence from Adamello Hornblendites (Central Alps, Italy). *Journal of Petrology*, 52(5): 1011–1045. <https://doi.org/10.1093/petrology/egr016>
- Tirrul, R., Bell, I.R., Griffis, R.J. and Camp, V.E., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 94(1): 134–156. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94<134:TSSZOE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<134:TSSZOE>2.0.CO;2)
- Verma, S.P. and Verma, S.K., 2013. First 15 probability-based multidimensional tectonic discrimination diagrams for intermediate magmas and their robustness against post emplacement compositional changes and petrogenetic processes. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 22(6): 931–995. <https://doi.org/10.3906/yer-1204-6>
- Whitney, D. and Evans, B.D., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Wilson, M., 2007. *Igneous Petrogenesis*. Springer Verlag, London, 466 pp.
- Yang, Q.Y., Santosh, M., Shen, J.F. and Li, S.R., 2014. Juvenile vs. recycled crust in NE China: Zircon U-Pb geochronology, Hf isotope and an integrated model for Mesozoic gold mineralization in the Jiadong Peninsula. *Gondwana Research*, 25(4): 1445–1468. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.06.003>
- Yang, W. and Li, Sh., 2008. Geochronology and geochemistry of the Mesozoic volcanic rocks in Western Liaoning: Implications for lithospheric thinning of the North China Craton. *Lithos*, 102(1–2): 88–117. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.09.018>
- Yücel, C., Arslan, M., Temizel, I. and Abdioğlu, E.,

2014. Volcanic facies and mineral chemistry of Tertiary volcanics in the northern part of the Eastern Pontides, northeast Turkey: implications for pre-eruptive crystallization conditions and magma chamber processes. *Mineralogy and Petrology*, 108: 439–467.
<https://doi.org/10.1007/s00710-013-0306-2>
- Zhao, J.J. and Zhou, M.F., 2007. Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzhihua district (Sichuan Province, SW China): implications for subduction-related metasomatism in the upper mantle. *Precambrian Research*, 152(1–2): 27–47.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2006.09.002>
- Zhao, X., Tian, L., Sun, J., Huang, P., Li, Y. and Gao, Y., 2021. Petrogenesis of volcanic rocks from Eastern Manus Basin: indications in mineralogy and geochemistry. *Journal of Oceanology and Limnology*, 39(1): 89–109.
<https://doi.org/10.1007/s00343-020-9308-1>
- Zulkarnain, I., 2009. Geochemical signature of Mesozoic volcanic and granitic rocks in Madina Regency area, North Sumatra, Indonesia, and its tectonic implication. *Jurnal Geologi Indonesia (The Indonesian Journal of Geology)*, 4(2): 117–131. Retrieved February 28, 2023 from <https://media.neliti.com/media/publications/66712-EN-geochemical-signature-of-mesozoic-volcan.pdf>

- مقاله‌ای که برای بررسی و چاپ به نشریه ارسال می‌شود، نباید قبلاً در نشریه داخلی و خارجی دیگری به چاپ رسیده باشد، همچنین هم‌زمان (تا اعلام نظر نهایی این نشریه) به نشریه‌های دیگر داخلی و یا خارجی ارسال نشود. چاپ خلاصه مقاله ارائه‌شده در کنفرانس‌ها، سمپوزیوم‌ها و سمینارهای داخلی و خارجی این محدودیت را ندارد.
- در مقاله‌هایی که از پایان‌نامه ارشد یا دکتری استخراج شده است، اسامی اساتید راهنما و مشاور ذکر شود.
- در صورتی که مقاله برگرفته از طرح پژوهشی مصوب دانشگاه یا طرح پژوهشی مراکز تحقیقاتی است، باید اسامی پژوهشگران و محل انجام پژوهش ذکر شود.
- نشریه در رد، قبول و ویراستاری مقاله آزاد است.
- دریافت مقاله فقط از طریق وب‌سایت نشریه زمین‌شناسی اقتصادی، به آدرس <https://econg.um.ac.ir> امکان‌پذیر است.
- مقاله‌ها توسط متخصصان موضوعی داوری می‌شوند و در صورت تصویب و پذیرش مقاله، در فهرست مقاله‌های آماده انتشار سایت نشریه قرار می‌گیرند و بعد از ویراستاری و صفحه‌آرایی به نوبت به شماره‌ای خاص اختصاص داده می‌شوند.
- داوری مقاله دوسو ناشناس است (در کلیه مراحل بررسی مقاله، داوران و نویسندگان از اسامی یکدیگر مطلع نخواهند شد).
- تکمیل و ارسال فرم تعهدنامه، تعارض منافع و مشخصات نویسندگان الزامی است (برای دریافت فرم‌ها به سایت نشریه، منوی نویسندگان و زیرمنوی فرم مراجعه شود).
- ایمیل نویسنده مسئول حتی‌الامکان، ایمیل سازمانی باشد.
- اطلاعات بیشتر و کامل‌تر را در سایت نشریه (منوی نویسندگان و زیرمنوی شرایط و ضوابط ارسال مقاله) مشاهده نمایید.

سیاست دسترسی آزاد

این نشریه تحت مجوز بین‌المللی Creative Commons Attribution (CC BY 4.0) است و به صورت دسترسی آزاد و بدون هزینه در دسترس خوانندگان و نویسندگان قرار می‌گیرد. تمام هزینه‌های نشریه توسط دانشگاه فردوسی مشهد تأمین می‌شود.

انواع مقاله قابل پذیرش

- مقاله پژوهشی
- مقاله مروری
- یادداشت پژوهشی
- نقد علمی

بخش‌های مقاله

مقاله شامل بخش‌های زیر باشد. اطلاعات کامل درباره هر بخش را در [راهنمای نگارش](#) (سایت نشریه، منوی نویسندگان و زیرمنوی [راهنما](#)) مشاهده نمایید.

- عنوان (فارسی و انگلیسی)
- نام نویسندگان و وابستگی سازمانی (فارسی و انگلیسی)
- چکیده (فارسی و انگلیسی)
- واژه‌های کلیدی (فارسی و انگلیسی)
- مقدمه
- روش مطالعه
- بحث و بررسی
- نتیجه‌گیری
- تعارض منافع
- قدردانی
- منابع

تدوین مقاله

در زیر خلاصه‌ای از راهنمای تدوین مقاله آورده می‌شود. اطلاعات کامل درباره نگارش مقاله را در [راهنمای نگارش](#) موجود در سایت نشریه (منوی نویسندگان و زیرمنوی [راهنما](#)) مشاهده نمایید.

- مقاله با نرم‌افزار WORD تایپ شود.
- متن مقاله به زبان فارسی باشد.
- مقاله دارای چکیده فارسی و چکیده مبسوط انگلیسی (طبق ساختار مشخص شده در [راهنمای نگارش](#)) باشد.
- نسخه اولیه به صورت تک ستونی تهیه شود.
- تعداد صفحه‌های مقاله از ۲۵ صفحه (شامل متن، شکل، جدول و منابع) تجاوز نکند.
- حاشیه صفحه‌ها از بالا ۳/۵، از پایین ۲/۵، از راست و چپ ۲ سانتی‌متر باشد. ساینز صفحه A4 و فاصله سطرها ۱/۵ (1.5 lines) تنظیم شود.
- اندازه و فونت قلم‌هایی که در نوشتن مقاله استفاده می‌شود را در فایل [راهنمای نگارش](#) موجود در سایت نشریه مشاهده نمایید.
- هنگام تنظیم مقاله از به کار بردن واژه لاتین که هم‌ارز فارسی دارد، خودداری شود.
- منابع انتهای مقاله با نیم سانتی‌متر فرورفتگی (Hanging) تنظیم شوند و از آوردن عدد و خط تیره در کنار منابع خودداری شود.
- تیترهای اصلی و فرعی شماره نداشته باشند.
- تمام عددها در متن مقاله، فارسی باشد و در صورت اعشاری بودن، ممیز به صورت (/) نوشته شود (عدد فقط در جدول و شکل به انگلیسی است).
- توضیح شکل (زیرنویس) و توضیح جدول (بالانویس) به دو زبان فارسی و انگلیسی باشد (در فارسی و انگلیسی مطابق هم باشند).
- در توضیح شکل و جدول به نام منطقه مورد بررسی اشاره شود.
- اطلاعات کامل را در [راهنمای نگارش](#) سایت نشریه مشاهده نمایید.

شکل

- شکلی که برای نشان دادن موقعیت جغرافیایی منطقه در ایران، استان و یا بخش کوچک‌تری نشان داده می‌شود، باید طول و عرض جغرافیایی، جهت شمال و مقیاس خطی داشته باشد و موقعیت (طول و عرض جغرافیایی) به درجه، دقیقه و ثانیه تنظیم شود.
- نقشه راهنما داشته باشد و در راهنما ترتیب سنی واحدهای سنگی از قدیم به جدید رعایت شود.
- به صورت رنگی و با کیفیت مناسب و مطلوب تهیه شود.
- کلمه، حرف، عدد و ... به کار رفته در داخل شکل، فقط به زبان انگلیسی باشد.
- علائم اختصاری شکل در زیرنویس آن شکل توضیح داده شوند (با ذکر منبع).
- اطلاعات کامل را در [راهنمای نگارش](#) سایت نشریه مشاهده نمایید.

جدول

- در نرم افزار WORD تایپ شود.
- جدول در صفحه عمودی تایپ شود (Portrait).
- موقعیت باید به درجه، دقیقه و ثانیه ذکر شود.
- کلمه و حرف به کار رفته در داخل جدول به زبان انگلیسی (با سایز ۱۰ و فونت Times New Roman) باشد و در صورت اعشاری بودن اعداد، ممیز به صورت نقطه (.) نوشته شود.
- جدول به دلیل انگلیسی بودن باید از چپ به راست تنظیم شود.
- فاقد خط‌های عمودی باشد.
- در توضیح جدول (بالانویس)، واحد اندازه‌گیری اکسیدهای اصلی و فرعی ذکر شود.
- ترتیب اکسیدهای اصلی، عناصر فرعی و عناصر نادر خاکی استفاده شده در جدول‌ها به ترتیب ظرفیت شیمیایی باشد.
- اطلاعات کامل را در [راهنمای نگارش](#) سایت نشریه مشاهده نمایید.

فرمول

- معادله و فرمول چپ‌چین شود.
- شماره‌گذاری فرمول، یک سطر بالاتر از فرمول قرار گیرد.

منابع

- منابع استفاده شده در مقاله، از منابعی باشند که به صورت کتاب، نشریه علمی، پایان‌نامه و ... بوده و قابل دسترسی توسط خواننده باشد. از منابع غیرقابل دسترسی و منابع غیرعلمی مانند درسنامه، جزوه استفاده نشود.
- استناد به منبع در متن مقاله (استنادهای درون‌متنی) و همچنین منابع انتهایی مقاله (برون‌متنی) باید به انگلیسی نوشته شوند (اگر در مقاله از منبع فارسی استفاده شده باشد، باید اطلاعات منبع به زبان انگلیسی برگردانده شود).
- اگر منبع مورد استفاده در مقاله، فارسی باشد؛ برای تبدیل اطلاعات کتابشناختی آن به انگلیسی، باید تمام اطلاعات آن (مانند نام نویسنده (نویسندگان)، عنوان منبع (نام نشریه، کتاب، گزارش) و سایر اطلاعات موردنیاز) از صفحه عنوان انگلیسی یا سایت اینترنتی منبع گرفته شود. از ترجمه شخصی اطلاعات منابع فارسی خودداری نمایید.
- سال‌های شمسی به میلادی تبدیل شوند (در استنادهای درون‌متنی و منابع برون‌متنی).
- اطلاعات کامل همه استنادهای درون‌متنی (طبق نمونه‌های ذکر شده) در انتهایی مقاله آورده شود. هر منبعی که در متن مقاله، شکل و جدول و توضیح آنها آمده باشد، اطلاعات کامل آن حتماً باید در انتهایی مقاله ذکر شود و همچنین هر منبعی که در انتهایی مقاله آمده باشد، باید در درون متن نیز به آن استناد شده باشد.
- نحوه نوشتن منابع برون‌متنی و استنادهای درون‌متنی در ادامه آمده است.
- اطلاعات کامل را در [راهنمای نگارش](#) سایت نشریه مشاهده نمایید.

ارجاع درون‌متنی (استناد درون‌متنی):

به دلیل این که منابع فارسی به کار رفته در مقاله باید به انگلیسی برگردانده شوند، لازم است ارجاع درون‌متنی منابع فارسی نیز به انگلیسی ذکر شوند. ارجاع در متن مقاله طبق موارد زیر باشد:

- ارجاع به منبعی با یک نویسنده: بین نام خانوادگی نویسنده و سال نشر ویرگول قرار می‌گیرد. مانند: (Sheikhi, 1995)
- ارجاع به منبعی با دو نویسنده: بین نام خانوادگی دو نویسنده کلمه and قرار می‌گیرد و بعد از ویرگول، سال نشر منبع ذکر می‌شود. مانند: (Salavati and Fahim Guilani, 2014)
- ارجاع به منبعی با بیش از دو نویسنده: بعد از نام خانوادگی نویسنده اول، عبارت et al. و سپس بعد از ویرگول سال نشر می‌آید. مانند: (Ghourchi et al., 2014)
- ارجاع به بیش از یک منبع: اگر بخواهیم در یک محل به چند منبع ارجاع دهیم، ارجاع مانند نمونه‌های بالا صورت می‌گیرد؛ با این تفاوت که همه داخل یک پرانتز قرار می‌گیرند و با نقطه ویرگول از هم جدا می‌شوند و ترتیب آوردن آنها بر اساس سال نشر از قدیم به جدید است. مانند: (Bardossy and Aleva, 1990; Arehart, 1996; Habibzadeh et al., 2014)
- هرگاه در متن، توضیح شکل و جدول (زیرنویس و بالانویس)، به طور مستقیم به منبع و نویسنده‌ای اشاره شود، باید ابتدا نام نویسنده منبع به فارسی و بعد در داخل پرانتز همراه با سال نشر به انگلیسی (سال میلادی) بیاید. مثال: کریم پور و همکاران (Karimpour et al., 2012)

ارجاع برون‌متنی (منابع انتهایی مقاله):

- منابع استفاده شده در کل مقاله فقط به زبان انگلیسی و سال میلادی باشد.
- برای استناد به مقاله‌های فارسی، از عنوان، نام نویسندگان و سایر اطلاعات کتابشناختی مورد نیاز در صفحه عنوان انگلیسی، چکیده انگلیسی و یا صفحه انگلیسی سایت منبع استفاده کنید و از ترجمه شخصی آن خودداری نمایید:
- برای استناد به منابعی که نسخه آنلاین دارند، به صفحه انگلیسی سایت منبع مراجعه کنید.
- برای استناد به منابعی که نسخه آنلاین ندارند، به صفحه عنوان انگلیسی و مشخصات انگلیسی پشت جلد مراجعه نمایید.
- برای استناد به آثار خارجی ترجمه شده به فارسی، نام نویسندگان فرنگی و عنوان انگلیسی یا عنوان اصلی اثر ذکر شود و سپس نام مترجم پس از عبارت (Translated by) بیاید و بعد سایر اطلاعات کتابشناختی منبع ترجمه شده به زبان انگلیسی آورده شود (لازم است محل نشر و ناشر کتاب یا اثر ترجمه شده بیاید و نه اثر اصلی).
- منابع بر اساس حروف الفبای نام نویسندگان آورده می‌شود.
- نام همه نویسندگان ذکر شود و از آوردن عبارت "et al." و others به جای آوردن نام سایر نویسندگان منبع، خودداری شود.
- نام منبع (نشریه، کتاب و ...) و ناشر مخفف نباشد و به طور کامل آورده شود.
- برای استناد به مقاله‌هایی که هنوز منتشر نشده‌اند، به جای سال نشر از in press استفاده شود.
- برای مقاله منتشر شده در نشریه، آوردن شماره نشریه (Issue) و شماره جلد الزامی است (طبق نمونه)، در صورتی که در اصل مقاله به شماره نشریه اشاره نشده است، می‌توان شماره را از سایت آن نشریه استخراج کرد.

- منابعی که در اصل به زبان فارسی و دارای چکیده انگلیسی هستند، بعد از برگرداندن به انگلیسی، با درج عبارت (in Persian with English abstract) در انتها مشخص شوند.
- منابعی که در اصل به زبان فارسی هستند و چکیده انگلیسی ندارند، بعد از برگرداندن به انگلیسی، با درج عبارت (in Persian) در انتها مشخص شوند.
- برای مقاله‌های منتشر شده که DOI دارند، آوردن DOI در پایان هر منبع الزامی است (DOI با آدرس دقیق ذکر شود).
مثال: <https://doi.org/10.22067/econg.v12i3.80951>
- برای سایر منابعی که از سایت‌های اینترنتی گرفته شده‌اند و DOI ندارند، آدرس صفحه اینترنتی را بیاورید. بدین صورت که مانند دیگر منابع همه اجزاء را با توجه به نوع منبع آورده و در پایان آدرس اینترنتی را بعد از تاریخ بازیابی بیاورید. تاریخ بازیابی را به شکل زیر بیاورید:

Retrieved September 26, 2018 from <http://.....>

Karimpour, M.H. and Malekzadeh Shafaroudi, A., 2013. Geochemistry of stream sediments, waters and Uranium and Thorium anomalies on Nyshabour turquoise mine and its environmental impacts in the lives of rural areas. Iranian Journal of Mineralogy and Crystallography, 21(1): 3–18. (in Persian with English abstract) Retrieved April 22, 2021 from <http://ijcm.ir/article-1-326-fa.html>

- اطلاعات هر منبع با توجه به نوع منبع، دقیقاً مانند **نمونه‌های زیر** نوشته شود. همه اجزاء مشخص شده در نمونه‌ها ذکر شوند. از آوردن اجزاء اضافی خودداری شود و اجزاء نیز در جای مشخص شده قرار گیرند. علائم نگارشی نیز دقیق و طبق فرمت باشد (به اجزاء، علائم نگارشی، فاصله و طرز قرار گرفتن هر جزء در نمونه‌ها توجه شود).

منابع برون متنی (با اطلاعات کامل) طبق نمونه‌های زیر تنظیم شوند:

برای نشان دادن بهتر، اجزاء و علائم نگارشی منابع با رنگ‌های متفاوت اعمال شده است.

مقاله منتشر شده در نشریه (Journal Article)

نویسنده (نویسندگان)، سال نشر، عنوان مقاله، نام نشریه، دوره نشریه (جلد)، شماره نشریه، شماره صفحه ابتدایی و انتهای مقاله در نشریه، DOI یا آدرس اینترنتی

توضیح: برای مقاله، آوردن شماره ابتدایی و انتهای مقاله در نشریه، شماره دوره و شماره نشریه (Issue) الزامی است. در صورتی که در اصل مقاله به شماره نشریه اشاره نشده است، می‌توان شماره را از سایت آن نشریه استخراج کرد.

Ghourchi, N., Karimpour, M.H., Farmer, G.L. and Stern, S., 2014. Geology, alteration, age dating and petrogenesis of intrusive bodies in Halak Abad prospect area, NE Iran. *Journal of Economic Geology*, 6(1): 23–48. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/ECONG.V6I1.23015>

مقاله ارائه شده در همایش (سمپوزیوم، کنگره، میتینگ و ... علمی) (Conference Article)

نویسنده (نویسندگان)، سال نشر، عنوان مقاله، نام همایش، محل برگزاری، نام شهر محل برگزاری، نام کشور محل برگزاری، DOI یا آدرس اینترنتی

Majidifar, M., Malekzadeh Shafaroudi, A. and Karimpour, M.H., 2013. Geology, mineralization and geochemistry of Koli prospect area, northeast of Ghaen, South Khorasan province. 5th Symposium of Iranian Society of Economic Geology, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran. Retrieved September 26, 2018 from https://www.researchgate.net/publication/273575902_Geology_mineralization_and_geochemistry_of_Koli_prospect_area_northeast_of_Ghaen_South_Khorasan_province

بخشی (فصلی) از کتاب، انتشارات ویژه (به طوری که هر بخش دارای نویسنده جداگانه باشد) (Book Section)

نویسنده (نویسندگان)، سال نشر، عنوان بخش (فصل) کتاب، ویراستار، عنوان کتاب، ناشر، محل نشر، شماره صفحه ابتدایی و انتهایی بخش کتاب، DOI یا آدرس اینترنتی

توضیح: در صورتی که یک ویراستار اصلی داشته باشد، به جای (Editors) از (Editor) استفاده می شود. در این قسمت ابتدا حرف اول نام کوچک ویراستاران و سپس نام خانوادگی می آید و صفحه نیز، صفحه ابتدایی و انتهایی بخش یا فصل کتاب مورد نیاز است.

Lentz, D.R., 1994. Exchange reactions in hydrothermally altered rocks: examples from biotite-bearing assemblages. In: D.R. Lentz (Editor), *Alteration and alteration processes associated with ore-forming systems*. Geological Association of Canada, Canada, pp. 69-99. https://doi.org/10.1007/3-540-27946-6_128

کتاب (Book)

نویسنده (نویسندگان)، سال نشر، عنوان کتاب، ناشر، محل نشر، شماره کل صفحه ها
توضیح: برای کتاب، آوردن شماره کل صفحه های کتاب الزامی است.

Bardossy, G. and Aleva, G.J.J., 1990. Lateritic bauxite. Elsevier, Amsterdam, 624 pp.

ترجمه کتاب (Book Translated)

نویسنده (نویسندگان)، مترجم (مترجمان)، سال نشر، عنوان کتاب، ناشر، محل نشر، شماره کل صفحه ها
توضیح: برای محل نشر و ناشر، باید اطلاعات ترجمه کتاب بیاید و نیازی به محل و ناشر اثر اصلی نیست.

Mason, B. and Moore, K.B. (translated by Moore, F. and Sharafi, A.A.), 2003. Principles of Geochemistry. Shiraz University Press, Shiraz, 566 pp.

پایان نامه (Thesis)

نویسنده، سال نشر، عنوان پایان نامه، درجه پایان نامه، نام دانشگاه، نام شهر، کشور، شماره کل صفحه ها
توضیح: برای رساله دکتری به جای M.Sc. از Ph.D. استفاده می شود.

Sheikhi, R., 1995. Study of economic geology of Shahrak fe deposit, east of Takab. M.Sc. Thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran, 161 pp.

کارگاه علمی (Workshop)

بر گزار کننده (بر گزار کنندگان)، سال برگزاری، عنوان، نام کارگاه، محل برگزاری، نام شهر محل برگزاری، نام کشور محل برگزاری،
تاریخ برگزاری، DOI یا آدرس اینترنتی

Calvin, W.M., Kratt, C. and Faulds, J.E., 2005. Infrared spectroscopy for drillhole lithology and mineralogy. Thirtieth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, California, United States (21 February 2005). Retrieved September 26, 2018 from <https://pangea.stanford.edu/ERE/pdf/IGAstandard/SGW/2005/calvin.pdf>

نقشه (Map)

نویسنده (نویسندگان)، سال نشر، عنوان نقشه، ناشر

توضیح: در صورت داشتن محل نشر، می توانید آن را بعد از ناشر بیاورید.

Karimpour, M.H., Ashouri, A. and Saadat, A., 2009. Geological map of Taherabad, scale 1:100,000. Geological Surver of Iran.

گزارش (Report)

نویسنده (نویسندگان)، سال نشر، عنوان گزارش، ناشر، محل نشر، شماره گزارش، شماره کل صفحه ها

Hirayama, K., Samimi, M., Zahedi, M. and Hushmandzadeh, A.M., 1966. Geology of Tarom district western part (Zanjan area, northwest Iran). Geological Survey of Iran, Tehran, Report 8, 40 pp.

منابع اینترنتی (Internet Resources)

هر منبع اینترنتی را با توجه به نوع منبع به شکل های ذکر شده قبل در آورده و در پایان، آدرس صفحه اینترنتی آن منبع بعد از تاریخ بازیابی آورده شود. مثال:
Retrieved September 26, 2018 from <https://.....>

این نشریه **عضو** کمیته بین‌المللی اخلاق در انتشار (COPE) است و از آیین‌نامه اجرایی قانون پیشگیری و مقابله با تقلب در آثار علمی پیروی می‌کند.

منشور اخلاق نشریه زمین‌شناسی اقتصادی، بر مبنای رهنمودهای ارائه‌شده توسط کمیته اخلاق انتشار (COPE) طراحی شده است و از کلیه کاربران انتظار می‌رود به اصول اخلاقی ذکر شده پایبند باشند. بدیهی است هرگونه سرقت علمی یا سایر رفتارهای غیر اخلاقی به حذف مقاله از فرایند داوری منجر خواهد شد. این منشور جهت تعیین وظایف و تعهدات نویسندگان، سردبیر، اعضای هیئت تحریریه و داوران تنظیم شده است.

انتشار و تألیف

- مقالات پژوهشی در فرایند داوری به‌وسیله هیئت داوران و کارشناسان علمی که از طرف سردبیر یا مدیر مسئول یا هر دو انتخاب می‌شوند، به‌صورت محرمانه و بی‌نام ارزیابی می‌شوند.
- ملاک ارزیابی مقالات بر اصالت، کیفیت علمی، صحت ارائه و اهمیت پرداختن صحیح به سبک نگارش فارسی است.
- بر اساس تصمیم داوران و کمیته تحریریه، مقالات پذیرفته، تجدیدنظر و یا رد می‌شوند.
- نسخه تجدیدنظر شده به کمیته تحریریه مربوطه ارائه و تصمیم‌گیری نهایی بر اساس تصمیم کمیته انجام می‌شود.
- مقالات رد شده در پایگاه اطلاعاتی نشریه نگهداری می‌شوند.
- پذیرش مقاله منوط به تأیید الزامات قانونی و تسلیم تعهدنامه نویسندگان (شامل پذیرفتن مسئولیت، کپی‌رایت و سرقت علمی) است و پس از آن به‌عنوان مقاله پذیرفته شده در فهرست مقالات پیش از انتشار قرار گرفته و به‌صورت آنلاین نمایش داده می‌شود.
- سرقت علمی به‌وسیله گروه تحقیق در دانشگاه و ارجاع متقابل آن، قبل از پذیرش مورد بررسی قرار می‌گیرد.

نویسندگان

- گواهی اصالت مقاله توسط نویسندگان در هنگام ارسال مقاله به صورت الکترونیکی تسلیم می‌شود، همچنین باید گواهی شود که مقاله ارسال‌شده در نشریه دیگری چاپ نشده است و یا در دست بررسی برای چاپ نیست.
- اصلاحات و دیدگاه‌های پیشنهادی کمیته داوران ظرف مدت ۳۰ روز از تاریخ ابلاغ، به مدیر مسئول نشریه ارجاع داده شود.
- تقدیر و تشکر و وابستگی سازمانی نویسندگان در مقاله آورده شود و هرگونه مغایرت منافع بین نویسندگان و یا سازمان‌ها ذکر شود.
- از گزارش خطا و اشتباه در آثار منتشرشده که به بهبود کیفیت مقالات کمک می‌کند، استقبال می‌شود.
- نویسندگان بعد از تکمیل فرایند ارزیابی مقاله، حق انصراف از چاپ را ندارند.

داوران

- رازداری و محرمانه‌بودن اطلاعات مقاله در همه زمینه‌ها رعایت شود. فرایند داوری مقالات به صورت مخفیانه و بی‌نام انجام می‌شود؛ درحالی که حفظ اصالت مقالات در اولویت قرار می‌گیرد.

- فرایند داوری باید در اسرع وقت انجام شود و دیدگاه‌های مربوط به اصالت مقاله، صرف نظر از پیشنهادها در مورد تجدیدنظر، رد و یا پذیرش مقاله، به سردبیر فرستاده شود.
- پیشنهاد‌های داوران در خصوص مقالات منتشر شده باید در قالب فرم‌های داوری و در بخش دیدگاه‌های مربوط به نویسنده و سردبیر، به آنها ارائه شود.
- سرقت علمی شامل هم‌پوشانی مقاله با دیگر مقالات چاپ شده، باید به اطلاع برسد؛ به طوری که هیئت تحریریه بتواند تصمیم نهایی را در مورد رد یا پذیرش مقاله اتخاذ کند.
- داوران باید از داوری مقالاتی که تضاد منافع دارند، امتناع کنند.

سردبیران

- همه سردبیران مسئول (سردبیر، مدیر مسئول و هیئت تحریریه) اختیار تام در رد یا قبول هر مقاله داشته و کیفیت کلی مقالات منتشر شده بر عهده آنهاست.
- سردبیران همیشه باید استراتژی‌هایی را به منظور بالا بردن کیفیت مقالات، پیشنهاد داده و اجرا کنند.
- صحت و سقم سابقه تحصیلی نویسنده قبل از بررسی مقاله باید ارزیابی شود.
- اصالت و کیفیت مقاله، صحت مطالب ارائه شده و مرتبط بودن با زمینه انتشارات باید تنها ویژگی برای پذیرفتن یا رد مقالات باشد.
- تصمیم نهایی نباید بدون ادله محکم لغو شود.
- ناشناس بودن هویت داوران و نویسندگان تا زمانی که تصمیمی در مورد مقاله اتخاذ نشده است، باید حفظ شود.
- ویراستاران راه حلی برای مسائل اخلاقی و مشکلاتی از قبیل تقابل نویسندگان در ارتباط با مقالات چاپ شده یا چاپ نشده آنها، پیدا کنند.
- رد مقالات بر اساس سوءظن امکان پذیر نیست.
- تضاد منافع میان اعضای هیئت تحریریه، نویسندگان و داوران باید به درستی و بر اساس دستورالعمل کمیته اخلاق نشر (COPE) حل و فصل شود.

بیانیه سرقت علمی آثار

- همه قوانین تعریف شده توسط کمیته اخلاق نشر (COPE) باید توسط اعضای هیئت تحریریه، داوران و نویسندگان اجرایی شود.
- مقاله در مرحله اول (فرایند بررسی سردبیر) می‌تواند از روند خارج شود؛ اما زمانی که در فرایند داوری قرار می‌گیرد، انصراف از روند داوری مشمول پرداخت جریمه به هیئت تحریریه است.
- هر تغییر عمده در مقاله پذیرفته شده با ارائه ادله قابل انجام است.
- همه اعضای هیئت تحریریه و نویسندگان، باید هر نوع اصلاحی را صادقانه و به طور کامل انجام دهند.
- اخلاق نشر باید در مقاله رعایت شود. سرقت علمی و یا ارائه داده‌های تقلبی موجب می‌شود که نویسندگان به عنوان ناقضان قوانین کمیته اخلاق نشر (COPE) تلقی شوند و نام آنها در فهرست سیاه این کمیته قرار گیرد که اتخاذ تصمیم بر عهده هیئت تحریریه است.

Contents

Geology, geochemistry, fluid inclusion and genesis of the Arabshah magnetite-apatite mineralization, SE Takab	1
Mir Ali Asghar Mokhtari, Hossein Kouhestani, Soheila Aghajani Marsa	
Origin of magnetite and apatite ores in the Esfordi magnetite-apatite ore deposit NE of Bafq, south Yazd: insights from mineralogy, geochemistry, microthermometry, O-H stable and U-Pb and Nd-Sm non-stable isotopes	31
Kiamars Hosseini, Mohammad Ali Rajabzadeh	
The role of sulfidation of Fe-carbonate rocks in increasing gold contents at the Zarshuran deposit (northern Takab), Takab-Angouran metallogenic district	89
Sharareh Heshmatnia, Ebrahim Tale Fazel, Abbas Oroji	
Petrology and geochemistry of high temperature I type granitoids in Nusha region, Mazandaran province	115
Farbood Hakimi Bandboon, Saeed Taki, Mohamad Modarresnia	
Determination of physicochemical conditions of causative intrusion in the Masjeddaghi Cu-Au porphyry-epithermal deposit: constraints on chemical composition of biotite	149
Shohreh Hassanpour, Zohreh Rahn timer, Susan Ebrahimi	
Mineral chemistry, Thermobarometry, Geochemistry and tectonic setting of Tertiary andesitic lavas in the Shourestan area (west of Sarbisheh), Southern Khorasan	175
Seyyed Saeid Mohammadi, Sun-Lin Chung, Malihe Nakhaei, Arash Islamipناه	

Scientific advisors of this issue

Alaminia, Zahra

Associate Professor
Economic Geology
University of Isfahan

Kouhestani, Hossein

Associate Professor
Economic Geology
University of Zanjan

Nabatian, Ghasem

Associate Professor
Economic Geology
University of Zanjan

Ebrahimi, Mohammad

Associate Professor
Petrology
University of Zanjan

Maanijou, Mohammad

Professor
Economic Geology
Bu-Ali Sina University

Sepahi, Ali Asghar

Professor
Petrology
Bu-Ali Sina University

Bonyadi, Zahra

Assistant Professor
Economic Geology
Imam Khomeini
University (IKIU)

International

Malekzadeh Shafaroudi, Azadeh

Professor
Economic Geology
Ferdowsi University of Mashhad

Shirdashtzadeh, Narges

Assistant Professor
Petrology
Tarbiat Modares University

Jamali, Hedayat

Assistant Professor
Economic Geology
University of Isfahan

Mohammadi, Seyed Saeid

Professor
Petrology
University of Birjand

Tale Fazel, Ebrahim

Assistant Professor
Economic Geology
Bu-Ali Sina University

Karimpour, Mohammad Hassan

Professor
Economic Geology
Ferdowsi University of Mashhad

Mokhtari, Mir Ali Asghar

Associate Professor
Petrology
University of Zanjan

Zarasvandi, Alireza

Professor
Economic Geology
Shahid Chamran University of
Ahvaz

Journal of Economic Geology as Quaterly in the field of economic geology and related sciences is published in Persian with English abstract.

Aims

- The publication of Scientific- Research papers;
- Development of research and promotion of knowledge geological and geochemical exploration;
- Dissemination of latest scientific achievements of universities and academic institutions.

Scope

- Economic Geology
- Geochemical Exploration
- Geophysical Exploration
- Remote Sensing and Mineral Exploration
- Environmental Geology
- Petrology
- Mining Engineering Sciences

Indexing and Abstracting

Scopus

GeoRef

DOAJ
DIRECTORY OF
OPEN ACCESS
JOURNALS

ULRICHSWEB™
GLOBAL SERIALS DIRECTORY

Google
Scholar

EBSCOhost

ISC
پایگاه استنادی علوم جهان اسلام

SID
پایگاه اطلاعات علمی
جهاد دانشگاهی

magirani





Journal Information

Print ISSN: 2008-7306

Online ISSN: 2423-5865

Publication: Quarterly

Publication authorization
(Ministry of Culture and Islamic
Guidance)

No. 21124, 23 November 2009

Scientific- Research grade
(Ministry of Science, Research and
Technology)

No. 4143, 31 July 2010

Contact Us

Mailing Address: Ferdowsi University of
Mashhad (FUM) campus, Azadi Sq.,
Mashhad, Khorasan Razavi, Iran

P.O. Box: 9177948973

Email: econg@um.ac.ir

Website: <https://econg.um.ac.ir>

Phone: +98 (51) 38804050

Fax: +98 (51) 38807352

Publisher

Ferdowsi University of Mashhad

Director-in-Charge

Editor-in-Chief

Mohammad Hassan Karimpour
Professor, Ferdowsi University of Mashhad
karimpur@um.ac.ir

Editorial Board

Dr. Mohammad Hassan Karimpour
(Prof., Ferdowsi University of Mashhad)

Dr. Charles R. Estern
(Prof., University of Colorado, U.S.A.)

Dr. Mohammad Hossein Adabi
(Prof., Shahid Beheshti University)

Dr. Ebrahim Rastad
(Associate Prof., Tarbiat Modares University)

Dr. Gholam Reza Lashkaripour
(Prof., Ferdowsi University of Mashhad)

Dr. Abbas Moradian
(Associate Prof., Shahid Bahonar University)

Dr. Seyed Reza Moussavi Harami
(Prof., Ferdowsi University of Mashhad)

Dr. Seyed Ahmad Mazaheri
(Prof., Ferdowsi University of Mashhad)

Dr. Majid Ghaderi
(Prof., Tarbiat Modares University)

Executive Director

Sara Habibi (Ferdowsi University of Mashhad)

Consultant

Dr. Azadeh Malekzadeh Shafaroudi (Ferdowsi
University of Mashhad)

Persian Editor

Sara Habibi (Ferdowsi University of Mashhad)

English Editor

Dr. Ali Peiravi (Ferdowsi University of Mashhad
Editorial Center)

Page Designer

Sara Habibi (Ferdowsi University of Mashhad)



ISSN (P): 2008-7306

ISSN (E): 2423-5865

JOURNAL OF ECONOMIC GEOLOGY

Vol. 14, No. 4, 2022, Serial No. 35

CONTENTS

- Geology, geochemistry, fluid inclusion and genesis of the Arabshah magnetite-apatite mineralization, SE Takab** 1
Mir Ali Asghar Mokhtari, Hossein Kouhestani, Soheila Aghajani Marsa
- Origin of magnetite and apatite ores in the Esfordi magnetite-apatite ore deposit NE of Bafq, south Yazd: insights from mineralogy, geochemistry, microthermometry, O-H stable and U-Pb and Nd-Sm non-stable isotopes** 31
Kiamars Hosseini, Mohammad Ali Rajabzadeh
- The role of sulfidation of Fe-carbonate rocks in increasing gold contents at the Zarshuran deposit (northern Takab), Takab-Angouran metallogenic district** 89
Sharareh Heshmatnia, Ebrahim Tale Fazel, Abbas Oroji
- Petrology and geochemistry of high temperature I type granitoids in Nusha region, Mazandaran province** 115
Farbood Hakimi Bandboon, Saeed Taki, Mohamad Modarresnia
- Determination of physicochemical conditions of causative intrusion in the Masjeddaghi Cu-Au porphyry-epithermal deposit: constraints on chemical composition of biotite** 149
Shohreh Hassanpour, Zohreh Rahnama, Susan Ebrahimi
- Mineral chemistry, Thermobarometry, Geochemistry and tectonic setting of Tertiary andesitic lavas in the Shourestan area (west of Sarbisheh), Southern Khorasan** 175
Seyyed Saeid Mohammadi, Sun-Lin Chung, Malihe Nakhaei, Arash Islamipناه