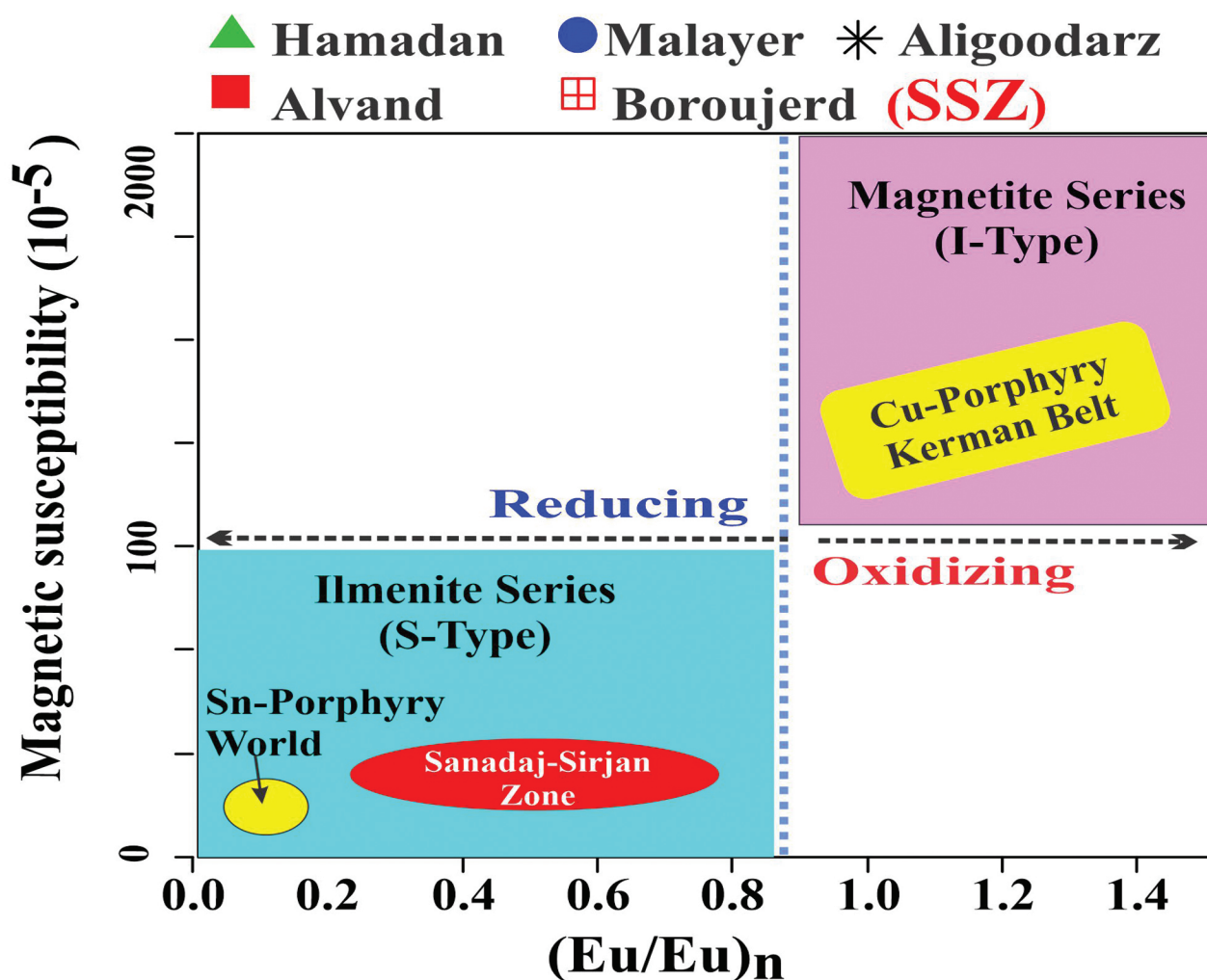


زمین شناسی اقتصادی





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 سفارودی (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

کریم پور، محمد حسن

استاد

زمین شناسی اقتصادی

(دانشگاه فردوسی مشهد)

بنیادی، زهرا

استادیار

زمین شناسی اقتصادی

دانشگاه بین المللی امام خمینی (ره)

سلیمانی منفرد، مهرداد

دانشیار

اکتشاف معدن

دانشگاه صنعتی شاهرود

کوهستانی، حسین

دانشیار

زمین شناسی اقتصادی

دانشگاه زنجان

حیدریان شهری، محمدرضا

استاد

ژئوفیزیک

دانشگاه فردوسی مشهد

صمدی، رامین

استادیار

پترولوژی

دانشگاه آزاد اسلامی واحد مشهد

محمدی، سید سعید

استاد

پترولوژی

دانشگاه بیرجند

رضایی، محسن

استادیار

زمین شناسی اقتصادی

دانشگاه شهید چمران اهواز

طالع فاضل، ابراهیم

استادیار

زمین شناسی اقتصادی

دانشگاه بوعلی سینا

ملکزاده شفاوردی، آزاده

استاد

زمین شناسی اقتصادی

دانشگاه فردوسی مشهد

زیرجانی زاده، صدیقه

استادیار

زمین شناسی اقتصادی

دانشگاه گناباد

عظیم زاده، امیر مرتضی

پژوهشگر ارشد

زمین شناسی اقتصادی

دانشگاه تکنولوژی لولئو

نوروزی، غلامرضا

استادیار

ژئوفیزیک

دانشگاه بیرجند

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 امریکا، 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 امریکا 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، امریکا 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.

- ویژگی‌های کانی‌شناسی، بافتی و میان‌بارهای سیال در زون سیلیسی مید، شمال پاریز، کمربند مس
 کرمان: بررسی ارتباط زایشی با سامانه‌های پورفیری ۶۶۷
 زینب رضانی، سعید علیرضایی و مرتضی عین‌علی
- بررسی منشأ پرتوزایی گامای طبیعی ناشی از ^{238}U ، ^{232}Th و ^{40}K در معدن فیروزه نیشابور و آثار زیست‌محیطی آن ۶۹۷
 علیرضا مظلومی بجستانی و اکرم فهیم
- کانی‌شناسی، زمین‌شیمی، محیط زمین‌ساختی و منشأ گرانودیوریت‌های شرق بیدشک (پهنه ماگمایی ارومیه- دختر) ۷۱۹
 ایمان رحمانی مقدم، سید محسن طباطبایی منش، نرگس شیردشت‌زاده و الهام امانی
- زمین‌شیمی مجموعه ماگمایی شمال غرب ساوه (استان مرکزی) ۷۴۱
 محمدرضا امامی میبدی، ناهید ناصری، رضا زارعی سهامیه، خدیجه مؤمنی ظفرآباد و احمد احمدی خلجی
- تحلیل داده‌های مغناطیس‌سنجی و ژئوالکتریک بر اساس شواهد زمین‌شناسی و کانی‌شناسی در اکتشاف
 کرومیت‌های انبانی، افیولیت خوی شمال غرب ایران ۷۶۷
 بهنام مهدیخانی و علی امامعلی‌پور
- زمین‌شیمی، ایزوتوپ‌های S و Sr، و منشأ کانسار باریت شاه‌نشین، شمال غرب استان کردستان، ایران ۷۸۹
 هادی امین رسولی، مهدی مرادی و زهرا سادات بالش‌آبادی



RESEARCH ARTICLE

doi 10.22067/ECONG.2021.51673.84923



The mineralogy, texture and fluid inclusion characteristics of Meideh silicic zone, north Pariz, Kerman copper belt; investigation of genetic relations with porphyry systems

Zeinab Ramezani¹, Saeed Alirezaei^{2*}, Morteza Einali³

¹ M.Sc., Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

² Associate Professor, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

³ Ph.D., Parsolang Engineering Consulting Co., Tehran, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 03 January 2020
Revised: 22 June 2021
Accepted: 22 June 2021

Keywords

lithocap
Meideh silicic zone
porphyry copper
fluid inclusion
epithermal
Kerman magmatic belt

*Corresponding author

Saeed Alirezaei
✉ s-alirezaei@sbu.ac.ir

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

The widespread Cenozoic magmatic assemblages in Iran host a variety of ore deposits including porphyry Cu-Mo-Au, skarn type ores, and epithermal base and precious metals deposits. Silicic zones of variable sizes are common in the Kerman belt in the southern section of the Urumieh-Dokhtar arc, and some might be representing the upper parts of porphyry copper systems known as lithocap. To investigate this potential relation, a silicic zone in Meideh, north Pariz, is studied. The silicic zone lies in an area with several known porphyry copper deposits (PCD) including Sarcheshmeh, Nochun, Seridun, Sarkooh, and Bagh-Khoshk. For comparison, silica ledges and veins in Seridun and a mineralized silica vein system to the east of the Sarcheshmeh mine are also studied.

Materials and methods

The study is based on field studies and investigation of textures and structures, and sampling for mineralogy (microscopic and X-ray diffraction analysis), and fluid inclusions. The XRD analyses were accomplished in the Iranian Mines and Mining Industries Development and Renovation Organization (IMIDRO) and Kansaran Binaloud Co, Tehran. The fluid inclusion studies were performed in the Iranian Mineral Processing Research Center (IMPRC) using a Linkam THMS600 equipped with a Zeiss microscope.

How to cite this article

Ramezani, Z., Alirezaei, S. and Einali, M., 2021. The mineralogy, texture and fluid inclusion characteristics of Meideh silicic zone, north Pariz, Kerman copper belt; investigation of genetic relations with porphyry systems. *Journal of Economic Geology*, 13(4): 667–695. (in Persian with English abstract) <https://dx.doi.org/10.22067/ECONG.2021.51673.84923>



©2021 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.

Results

The silicic zone in Meideh is developed in andesitic lava flows and pyroclastic materials, and covers an area of $\sim 1 \text{ km}^2$. Silica occurs in white to grey colors and in massive, brecciated and locally vuggy textures; the grain sizes range between 0.01mm to 1mm. The silica is locally associated by minor sulfides (pyrite and locally chalcopyrite) carbonates, and clay minerals.

The silicic zone grades outward into a silicic-argillic halo and into the host volcanic rocks with propylitic alteration. Chemical analysis of samples from the zone indicated enrichments in Cu, Mo, Ag, As, Bi and Au relative to the average composition of intermediate-mafic volcanic rocks in the Kerman belt. Small outcrops of a quartz-tourmaline rock occur in the southeast of the silicic zone.

In Seridun, silica ledges and veins occur in the periphery and in the upper parts of a porphyry copper deposit developed in Miocene shallow intrusive bodies and older volcanic rocks. In east of Sarcheshmeh, several N-S striking silica veins locally containing pyrite, chalcopyrite, malachite, and Fe-oxides/hydroxides occur in Cenozoic volcanic and intrusive host rocks. In both areas, the silicic zones are products of pervasive silicic alteration, and occur in massive, breccia, and vuggy textures. Vuggy texture is well developed in Seridun. XRD analysis of representative samples from Meideh indicated the occurrence of kaolinite and illite, in addition to quartz. Minerals characteristic of advanced argillic alteration (i.e. alunite, pyrophyllite, diaspore and andalusite) are missing. The minerals, however, were identified in Seridun.

Fluid inclusions in quartz from all three areas are dominated by two-phase liquid-vapor. Homogenization temperature (T_H) varies between 140-263 °C (average: 202 °C) for Meideh, 195-320 °C (average: 247 °C) for Seridun, and 140-264 °C (average: 177 °C) for east of Sarcheshmeh. Salinities vary between 0.18-5.71 (average: 1.62), 1.22-4.18 (average: 2.27), and 0.7-3.39 (average: 1.57) wt.% NaCl eq., respectively. The quartz-tourmaline rock from Meideh is distinguished by the occurrence of liquid-vapor-halite±hematite and liquid-vapor-opaque inclusions, in addition to liquid-vapor inclusions. The T_H and salinity for the liquid-vapor inclusions, homogenizing to liquid, varies, respectively, between 202-269 °C (average: 231 °C) and 3.71-7.16 (average: 5.43) wt.% NaCl eq. The T_H

and salinity for the halite bearing inclusions, homogenized by halite dissolution, varies between 240-480 °C (average: 345 °C) and 33.40-56.90 (average: 42.80) wt.% NaCl eq.

Discussion

The textures, structure, and spatial relations with the host volcanic rocks suggest that the Meideh silicic zone developed as a result of pervasive silicic alteration, rather than open space filling. Textures indicative of open space filling, including crustification and symmetric banding, are absent in Meideh. The silicic ledges in Seridun, and the N-S striking silicic zones in east of Sarcheshmeh, are the products of pervasive silicic alteration of the host volcanic and intrusive rocks.

The XRD analysis of representative samples from Meideh indicated the occurrence of kaolinite and illite, in addition to quartz. Minerals characteristic of advanced argillic alteration (i.e. alunite, pyrophyllite, diaspore and andalusite) are missing. The minerals, however, were identified in Seridun. Fluid inclusions in quartz from the three silicic zones are dominated by two-phase liquid-dominant L-V inclusions. No distinction in salinity can be made between the three zones; Seridun, however, is distinguished by higher homogenization temperature. The local quartz-tourmaline zones in Meideh developed from distinctly higher temperature and salinity fluids (240-480 °C and 33.9-64 wt.% NaCl eq., respectively). A comparison of fluid inclusion data with several epithermal base and precious metals systems in the Urumieh-Dokhtar arc and elsewhere in Iran suggest that no meaningful distinction can be made between barren (i.e. Meideh, at current exposure level) and productive epithermal systems. Our data indicate that the silicic zone in Meideh cannot be considered as a porphyry-related lithocap at current exposure. The quartz-tourmaline rock developed from fluids of higher salinity and temperature suggests a link with magmatic-hydrothermal systems and warrants further investigation.

Acknowledgements

We would like to thank Mr. Afrouz for introducing the area, help with field works, and discussions. We are grateful to Mr. Imani from Parsolang for his help with field works and discussions, and to Ms. Aghajani from Iranian Mineral Processing Research

Center for her invaluable help with the fluid inclusion studies. Dr. Ashrafpour kindly provided us with geological maps and chemical analysis of samples from the Meideh silicic zone. The study was

supported by the Iranian Mines and Mining Industries Development and Renovation Organization (IMIDRO) and a Shahid Beheshti University grant to S.A.



ویژگی‌های کانی‌شناسی، بافتی و میان‌بارهای سیال در زون سیلیسی میده، شمال پاریز، کمر بند مس کرمان: بررسی ارتباط زایشی با سامانه‌های پورفیری

زینب رمضانی^۱، سعید علیرضایی^{۲*}، مرتضی عین‌علی^۳

^۱ کارشناس ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

^۲ دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

^۳ دکتری، شرکت فنی مهندسی پارس اولنگ، تهران، ایران

چکیده

اطلاعات مقاله

زون‌های سیلیسی با ابعاد متفاوت در کمر بند ماگمایی کرمان وجود دارد که ممکن است برخی نشان‌دهنده لیتوکپ در سامانه‌های مس پورفیری باشد. برای بررسی این پتانسیل، یک زون سیلیسی در سنگ‌های آندزیتی-بازالتی در منطقه میده در شمال پاریز و برای مقایسه، زون‌های سیلیسی در حاشیه سامانه مس پورفیری سریدون و یک سامانه رگه در شرق سرچشمه بررسی شده است. زون سیلیسی میده بافت‌های توده‌ای، برشی و به طور محلی حفره‌ای دارد و با هاله‌ای از دگرسانی سیلیسی-رسی فراگرفته شده است. رخنمون‌های کوچک و پراکنده کوارتز-تورمالین نیز وجود دارد. هاله سیلیسی-رسی علاوه بر کوارتز حاوی کائولینیت و ایلیت است. زون‌های سیلیسی در سریدون و شرق سرچشمه، بافت غالب توده‌ای و برشی دارند. در سریدون بافت حفره‌ای نیز توسعه یافته است. میان‌بارهای سیال در میده، سریدون و شرق سرچشمه اغلب دوفازی مایع-بخار غنی از مایع است. میانگین دمای همگن شدن به ترتیب ۲۴۷، ۲۰۲ و ۱۷۷ درجه سانتی‌گراد و میانگین شوری ۱/۶۲، ۲/۲۷ و ۱/۵۷ درصد وزنی معادل نمک طعام است. سنگ کوارتز-تورمالینی حاوی میان‌بارهای چندفازی نیز است. میانگین دمای همگن شدن و شوری برای میان‌بارهای دوفازی به ترتیب ۲۳۱ درجه سانتی‌گراد و ۵/۴۳ درصد وزنی معادل نمک طعام و برای میان‌بارهای حالت دار ۳۸۲ درجه سانتی‌گراد و ۴۷ درصد وزنی معادل نمک طعام است. با توجه به شواهد بافتی و کانی‌شناسی، زون سیلیسی میده در تراز کنونی نمی‌تواند بیانگر لیتوکپ مرتبط با سامانه پورفیری باشد. رخداد کوارتز-تورمالین می‌تواند نشان‌دهنده ارتباط با سامانه‌های ماگمایی باشد؛ اما این رخداد محلی است و نمی‌توان آن را تعمیم داد.

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۱۰/۱۳
تاریخ بازنگری: ۱۴۰۰/۰۴/۰۱
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۴/۰۱

واژه‌های کلیدی

زون سیلیسی میده
اپی ترمال
مس پورفیری
میان‌بار سیال
تورمالین
کمر بند ماگمایی کرمان

*نویسنده مسئول

سعید علیرضایی
s-alirezaei@sbu.ac.ir ✉

استناد به این مقاله

رمضانی، زینب؛ علیرضایی، سعید و عین‌علی، مرتضی، ۱۴۰۰. ویژگی‌های کانی‌شناسی، بافتی و میان‌بارهای سیال در زون سیلیسی میده، شمال پاریز، کمر بند مس کرمان: بررسی ارتباط زایشی با سامانه‌های پورفیری. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۳(۴): ۶۶۷-۶۹۵. <https://dx.doi.org/10.22067/ECONG.2021.51673.84923>

مقدمه

سامانه‌های مس پورفیری به عنوان حجم بزرگی از سنگ‌های دگرسان‌شده و کانه‌دار تعریف شده‌اند که همبستگی مکانی با استوک‌ها و دایک‌های فلسیک-متوسط پورفیری دارند و ممکن است افزون بر کانی‌سازی نوع پورفیری، حاوی کانی‌سازی فلزهای پایه و گران‌بهای نوع اسکارن و نیز اپی‌ترمال سولفیداسیون بالا و متوسط باشند (Sillitoe, 2010). جایگاه اصلی این ذخایر، کمان‌های ماگمایی قاره‌ای و اقیانوسی مرتبط با فرورانش و برخورد است.

ایران با توجه به گسترش چشمگیر مجموعه‌های ماگمایی سنوزوئیک، توانایی بالایی برای ذخایر مس پورفیری دارد. بیشتر کانسارهای مس پورفیری شناخته‌شده در ایران، در بخش جنوبی کمان ماگمایی ارومیه-دختر موسوم به کمربند مس کرمان و نیز در بخش شمالی آن در شمال غرب ایران قرار دارند (شکل ۱-۱). در ایران و نیز در مقیاس جهانی، بیشتر ذخایر پورفیری که در سطح زمین رخمون داشته‌اند، شناسایی و اکتشاف شده‌اند و بسیاری هم در دست بهره‌برداری هستند. هدف‌های اکتشافی آینده شامل آن دسته از ذخایری است که هنوز تظاهر آشکاری در سطح ندارند یا پس از ظاهر شدن در سطح توسط نهشته‌های جوان‌تر پوشیده شده‌اند. در آن دسته از سامانه‌های مس پورفیری که دستخوش فرسایش چندانی نشده‌اند، زون کانسنگ در زیر پوششی از سنگ‌های دگرسان‌شده قرار دارد. بخش روپوش یا رویی کانسارهای مس پورفیری که منطقه‌ای گسترده از دگرسانی آرژلیک پیشرفته و سیلیس بازماندی است، اغلب با عنوان لیتوکپ شناخته می‌شود. زون‌های سیلیسی که ممکن است برخی از آنها لیتوکپ باشند، در کمربند مس کرمان و نیز در بخش‌های شمالی و میانی کمان ارومیه-دختر (Taghipour and Makizadeh, 2009) وجود دارد؛ اما تاکنون به این زون‌ها و ارتباط احتمالی آنها با کانسارهای مس پورفیری توجه چندانی نشده است.

در این پژوهش، یک زون سیلیسی در منطقه میده در ناحیه پاریز مورد بررسی قرار گرفته است. این محدوده در فاصله نزدیکی از

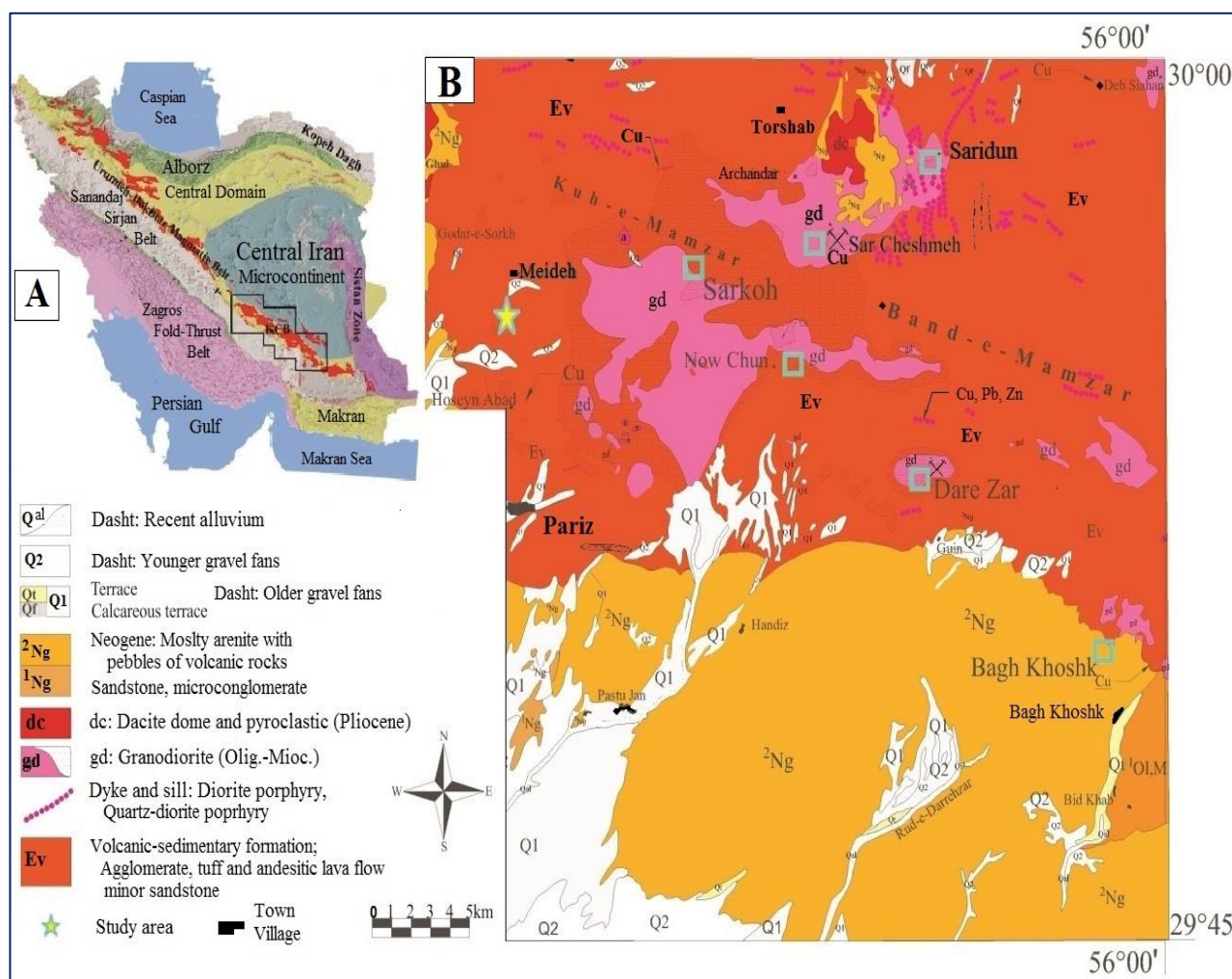
معادن مس سرچشمه و دره‌زار و چند ذخیره مس پورفیری دیگر مانند سریدون، سرکوه، نوچون و باغ خشک واقع شده است (شکل ۱-۱). زون سیلیسی میده با وسعت حدود یک کیلومتر مربع در فاصله ۹ کیلومتری شمال شهرستان پاریز و حدود ۱۳ کیلومتری غرب-جنوب غرب معدن مس سرچشمه قرار دارد. هدف از این پژوهش، شناسایی ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و شرایط تشکیل این زون سیلیسی و ارتباط زایشی احتمالی آن با یک سامانه مس پورفیری است. برای مقایسه و شناخت بهتر، یک سامانه رگه‌ای در شرق سرچشمه و زون‌های سیلیسی مرتبط با سامانه پورفیری سریدون در ۵ کیلومتری شرق-شمال شرق سرچشمه نیز بررسی شده است. کانسار سریدون حاوی زون‌های سیلیسی قابل مقایسه با پشته‌های سیلیسی و دگرسانی آرژلیک پیشرفته در ترازهای ارتفاعی بالاست که نشان می‌دهد این کانسار چندان دستخوش فرسایش نشده است (Kazemi Mehrnia et al., 2011).

روش پژوهش

روابط صحرایی، ساخت و بافت و کانی‌شناسی زون‌های سیلیسی میده، سریدون و شرق سرچشمه با مشاهدات میدانی و برداشت نمونه‌های معرف بررسی شده است. با توجه به نتایج بررسی‌های ماکروسکوپی و میکروسکوپی، نمونه‌هایی از هر سه منطقه برای بررسی میان‌بار سیال و آنالیز پراش پرتو ایکس انتخاب شد. بررسی میان‌بارهای سیال در مرکز تحقیقات فراوری مواد معدنی ایران با استفاده از صفحه گرم-و سرد-شونده ساخت شرکت Linkam مدل THMS600 و میکروسکوپ ZEISS صورت گرفت. تنظیم صفحه در آزمایش‌های گرمایش و سرمایش با استفاده از استانداردهای سزیم نترات با نقطه ذوب ۴۱۴ درجه و دقت ± 0.6 درجه و آن-هگزان^۱ با نقطه ذوب ۹۴/۳- درجه و دقت ± 0.2 درجه سانتی‌گراد انجام شد. آنالیزهای پراش پرتو ایکس در آزمایشگاه کانی‌شناسی سازمان توسعه و فراوری مواد معدنی ایران (ایمیدرو) انجام شد. برای تعیین نوع کانی‌های رسی، سه نمونه

کرده‌اند. در این پژوهش، ۳ نمونه از نتایج آنالیز پراش پرتو ایکس و ۸ نمونه از نتایج آنالیز شیمیایی زون سیلیسی میده استفاده شده است.

توسط آزمایشگاه کانساران بینالود آنالیز شد. اشرف‌پور و حقیقی (Ashrafpour and Haghighi, 2012) در اکتشاف مقدماتی ناحیه پاریز، منطقه میده را به عنوان یک زون امیدبخش معرفی



شکل ۱. A: نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده ایران با نمایش بخش‌های مختلف آن. کمان ماگمایی سنوزوئیک ارومیه-دختر با رنگ قرمز دیده می‌شود. بخش جنوبی این کمان با عنوان کمربند مس کرمان، میزبان اصلی ذخایر مس پورفیری است (برگرفته از علی‌محمدی و همکاران (Alimohammadi et al., 2015)) و **B:** نقشه زمین‌شناسی پاریز، بازسازی شده از دیمیتریویچ و همکاران (Dimitrijevic et al., 1973). موقعیت زون سیلیسی میده (نشانه ستاره) سامانه رگه‌ای شرق سرچشمه و چند کانسار مس پورفیری (نشانه مربع) نشان داده شده است.

Fig. 1. A: Simplified geological map of Iran showing various geological divisions. The Cenozoic Urumieh-Dokhtar arc is shown in red. The southern section of the arc, known as Kerman copper belt, is a major host to porphyry copper deposits (after Alimohammadi et al., 2015), and **B:** The geological map of the Pariz area (redrafted after Dimitrijevic et al., 1973). The location of the Meideh silicic zone (asterisk), the vein systems in east of Sarcheshmeh, and several porphyry copper deposits (square) are indicated.

زایشی با توده‌های نفوذی نوع کوه‌پنج دارند.

زمین‌شناسی ناحیه پاریز - سرچشمه

مناطق مورد بررسی در ناحیه پاریز - سرچشمه در بخش شمالی برگه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ پاریز (Dimitrijevic et al., 1973) قرار دارند (شکل ۱). این ناحیه به طور عمده از مجموعه‌های آتشفشانی - رسوبی ائوسن، توده‌های نفوذی الیگوسن - میوسن و سنگ‌های رسوبی و آتشفشان‌زاد نئوژن پوشیده شده است. در ادامه، واحدهای سنگی رخنمون یافته در این ناحیه به طور خلاصه توصیف شده است.

مجموعه آتشفشانی - رسوبی ائوسن

مجموعه آتشفشانی - رسوبی ائوسن (Ev) گسترش زیادی در ناحیه پاریز دارد (شکل ۲-۱) و شامل انواع توف، آگلومرا و روانه‌های گدازه همراه با سنگ‌های رسوبی است. بخش شمال شرقی برگه، شامل آذرآواری‌ها و روانه‌های گدازه مربوط به بخش بالایی این مجموعه است. گدازه‌ها شامل پیروکسن - تراکی آندزیت، پیروکسن - آندزیت و تراکی‌بازالت است که تحت تأثیر دگرسانی پروپیلیتیک، آرژیلیک، سریسیتی و نیز سیلیسی با شدت‌های متفاوت قرار گرفته‌اند. بخش جنوبی بیشتر شامل گدازه‌های آندزیتی است که به قسمت‌های میانی مجموعه ائوسن تعلق دارند. سنگ‌های رسوبی شامل ماسه‌سنگ و به طور فرعی سنگ آهک است (Dimitrijevic et al., 1973).

توده‌های نفوذی

توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی با بافت گرانولار و قابل مقایسه با گرانیتوئیدهای نوع جبال بارز در شمال - شمال شرق برگه پاریز وجود دارد (شکل ۱-۲). توده‌های نفوذی در جنوب کوه ممزار و بند ممزار ترکیبی متغیر از گرانیت تا تونالیت، گرانودیوریت، مونزونیت و دیوریت دارند (Dimitrijevic et al., 1973; Nazarinia et al., 2019). این توده‌های نفوذی و مجموعه‌های

نمونه‌برداری برای آنالیز شیمیایی بیشتر بر نقاطی متمرکز بوده که آثار کانی‌سازی مانند کانی‌های سولفیدی (به طور عمده پیریت) یا فراورده‌های اکسایش آنها مانند اکسید - هیدروکسید آهن یا بافت برشی وجود داشته است. نمونه‌برداری به صورت لب‌پری chip sampling بوده و آنالیزهای شیمیایی با روش ICP-OES در آزمایشگاه کانسانان پینالود انجام شده است.

زمین‌شناسی

کمر بند ماگمایی کرمان با مجموعه‌های آتشفشانی، آتشفشانی - رسوبی و توده‌های نفوذی عمیق تا نیمه عمیق با گرایش چیره کالک آلکالین مشخص می‌شود. فعالیت ماگمایی در کمر بند کرمان در کرتاسه بالایی آغاز شده که به ظهور کمپلکس آتشفشانی - رسوبی بحر آسمان منجر شده است (Hosseini et al., 2017). پس از یک دوره نبود فعالیت‌های آذرین در پالئوسن، تکاپوهای دوره‌ای آتشفشانی در ائوسن تا الیگوسن به تشکیل کمپلکس‌های رازک و هزار منجر شده است (Dimitrijevic, 1973; Stöcklin, 1974; Farhoudi, 1978; Hassanzadeh, 1993; Shahabpour, 2005). فعالیت‌های آتشفشانی به طور متناوب تا پلیوسن و کواترنری ادامه داشته که با خروج گدازه‌های بازیک شوشونیتی مشخص می‌شود (Atapour, 2007).

توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی کمر بند ماگمایی کرمان به دو گروه اصلی با نام‌های نوع جبال بارز و نوع کوه‌پنج تفکیک شده‌اند (Dimitrijevic et al., 1973; Shafiei et al., 2009). توده‌های نفوذی نوع جبال بارز، اغلب به صورت مجموعه‌های بزرگ و با بافت گرانولار دیده می‌شوند. زمان جایگزینی و تبلور آنها الیگوسن بالایی - میوسن پیشین است (Chiu et al., 2013; Hosseini et al., 2017). توده‌های نفوذی نوع کوه‌پنج اغلب استوک‌مانند با دیواره‌های پرشیب و دارای بافت پورفیری هستند. زمان جایگزینی و تبلور این توده‌ها اغلب میوسن میانی - بالایی است (Hassanzadeh, 1993; McInnes et al., 2005). بیشتر ذخایر مس پورفیری شناخته شده در کمر بند کرمان، همبستگی

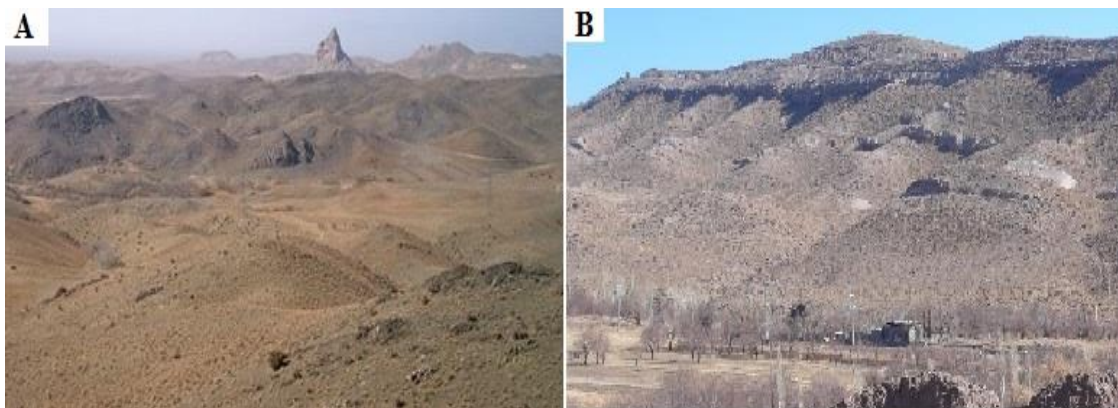
بخش بالایی، کنگلومرا با قلوها و بلوک‌هایی از داسیت است (Dimitrijevic et al., 1973).

واحد آتشفشان‌زاد نتوژن با دو آتشفشان چینه‌ای کوه غول در شمال غرب میده و کوه امیرالمؤمنین در شمال سرچشمه (واحد dc در شکل ۱-B) معرفی می‌شود. هر دو آتشفشان، مخروط آذرآواری دارند که از آگلومراهای چینه‌ای تشکیل شده است. در آتشفشان سرچشمه، بخش مرکزی مخروط نیز حفظ شده که متشکل از برش و ایگنبریت است. هر دو مجموعه آتشفشانی، بیشتر شامل هورنبلند-یوتیت داسیت، داسیتوئید با فنوکریست‌های کوارتز و فونوآندزیت‌های کریپتومرفیک است (Dimitrijevic et al., 1973). رسوبات کواترنری گسترش زیادی در نیمه جنوبی برکه پاریز دارند و محدوده‌های وسیعی از کوهپایه‌ها و دشت‌ها را می‌پوشانند.

آتشفشانی ائوسن توسط توده‌های نیمه‌عمیق میوسن با بافت پورفیری و ترکیبی متغیر از گرانودیوریت تا کوارتزدیوریت و کوارتزموزنویت قطع شده‌اند. کانی‌سازی مس $\pm$ مولیبدن $\pm$ طلای نوع پورفیری در ناحیه پاریز که با کانسارهای سرچشمه، نوچون، دره‌زار، باغ خشک و سریدون معرفی می‌شود، با همین توده‌های نفوذی میوسن مرتبط است (Shafiei et al., 2009; Einali et al., 2015).

واحدهای رسوبی و آتشفشان‌زاد نتوژن

دو عضو رسوبی که توسط دگرشیبی از هم جدا شده‌اند، در توالی نتوژن شناخته شده است. عضو پایینی، بیشتر از ماسه‌سنگ، مارن و میان‌لایه‌های ژپس و هالیت تشکیل شده است (شکل ۲-B). عضو بالایی شامل رسوبات سست با جورشدگی ضعیف و لایه‌بندی نامنظم است. بخش پایینی این عضو، کنگلومرا و ماسه‌سنگ و



شکل ۲. A: رخنمون گدازه‌ها و مواد آذرآواری با ترکیب متوسط تا مافیک در شمال غرب میده، نگاه به سوی جنوب غرب و B: نمایی از نهشته‌های رسوبی نتوژن در شرق پاریز شامل ماسه سنگ، کنگلومرا و مارن که توسط کنگلومرا پوشیده شده است (دید به سوی جنوب شرق).

Fig. 2. A: A view of the intermediate-mafic lava flows and pyroclastic materials northwest of Meideh; looking southwest, and B: Outcrop of Neogene sediments in east of Pariz consisting of sandstone, conglomerate, and marl covered by conglomerate (looking southeast).

وسعت نزدیک به یک کیلومتر مربع را می‌پوشاند (شکل ۳). بخش‌های سیلیسی فرعی در اطراف زون اصلی وجود دارد. سنگ میزبان زون سیلیسی میده، روانه‌های گدازه آندزیتی و

زمین‌شناسی زون‌های سیلیسی

زون سیلیسی میده به صورت یک توده سیلیس کم‌ویش پیوسته با دو برجستگی در بخش میانی خودنمایی می‌کند و محدوده‌ای با

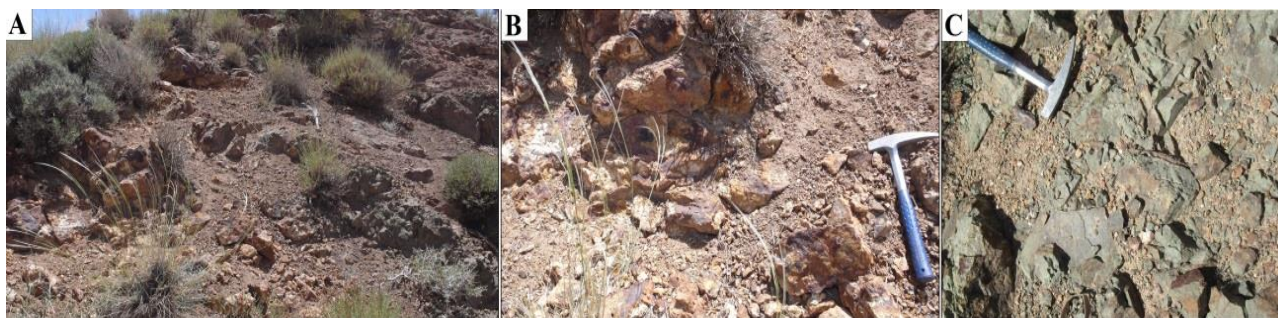
C). دگرسانی پروپلیتی در میده به طور عمده با کانی‌های کلریت و کمتر از آن کلسیت مشخص می‌شود که به طور بخشی تا کامل جانشین کانی‌های مافیک و پلاژیوکلاز شده‌اند. اندکی اپیدوت نیز به طور محلی وجود دارد (Ramezani, 1995).

آندزیت‌بازالتی و سنگ‌های آذرآواری شامل توف سنگی و توف بلورین سنگی است. این زون توسط هاله‌ای از دگرسانی سیلیسی-رسی با ضخامت متغیری بین ۱ تا ۱۰ متر و آغستگی به اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن احاطه شده است که به تدریج به سنگ میزبان آندزیتی با دگرسانی پروپلیتی می‌رسد (شکل ۴-A، B و



شکل ۳. نمایی از زون سیلیسی میده (دید به سوی جنوب-جنوب شرق)

Fig. 3. A view of the Meideh silicic zone (looking south-southwest)



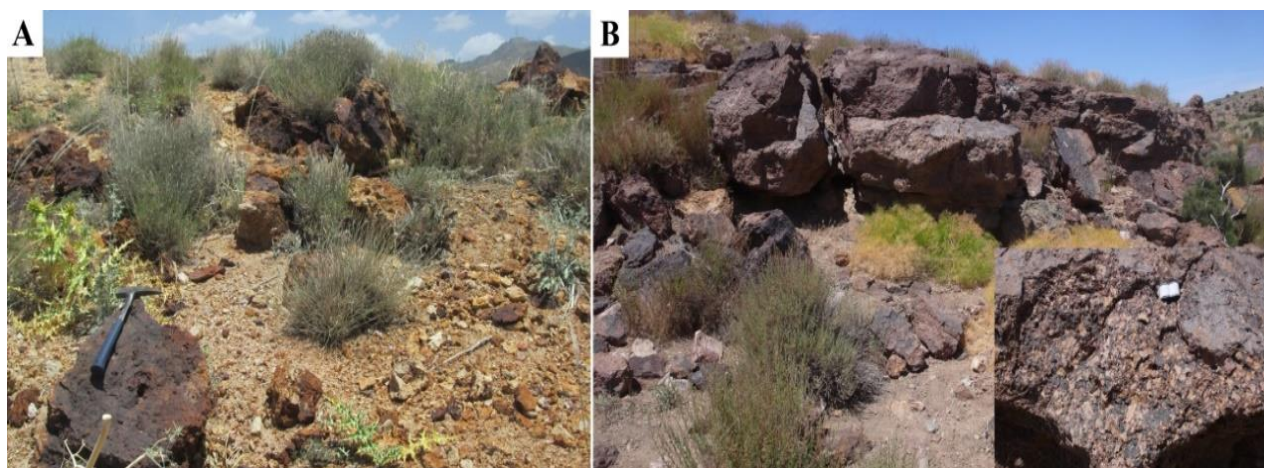
شکل ۴. A: نمایی از هاله دگرسانی سیلیسی-رسی در زون سیلیسی میده که به آندزیت میزبان با دگرسانی پروپلیتی می‌رسد، B: نمای نزدیکی از هاله دگرسانی سیلیسی-رسی با اکسید-هیدروکسید آهن و C: نمای نزدیکی از سنگ میزبان آندزیتی با دگرسانی پروپلیتی (به طور عمده کلریتی)

Fig. 4. A: A view of silicic-argillic halo in the Meideh silicic zone grading outward to andesitic host rock with propylitic alteration, B: A closer view of the silicic-argillic halo with Fe-oxides/hydroxides, and C: A closer view of the andesitic host rock with propylitic alteration

سنگ در واقع شامل قطعه‌های واریزه در حد گراول و قلوه است که در نتیجه چرخش آب‌های زیرزمینی غنی از املاح (به ویژه ترکیبات آهن) سیمانی شده است. این برش‌ها گاه بیانگر دهانه چشمه‌ها هستند. این نوع برش در بسیاری جاها در کمربند کرمان، به ویژه در حاشیه سامانه‌های پورفیری که غنی از پیریت هستند یا سنگ‌های میزبان آنها مافیک است، وجود دارد.

به طور محلی اکسید-هیدروکسید آهن به حدی زیاد می‌شود که سنگ چهره گوسن به خود می‌گیرد. این مناطق غنی از اکسید-هیدروکسید آهن از چند متر مربع تا ۵۰ متر مربع وسعت دارند (شکل ۵-۵). در بخش جنوب شرقی زون سیلیسی، چند رخنمون کوچک و پراکنده از کوارتز-تورمالین وجود دارد.

به سوی شمال غرب و در دامنه برجستگی‌های سیلیسی، نوعی برش با سیمان اکسید-هیدروکسید آهن دیده می‌شود (شکل ۵-۵). این



شکل ۵. A: رخنمون گوسن در حاشیه هاله سیلیسی-رسی زون سیلیسی میده و B: رخنمون برش کواترنری در حاشیه شمال غربی زون سیلیسی میده که توسط اکسید-هیدروکسید آهن سیمانی شده است. شکل داخل، نمای نزدیکی از این سنگ است که بافت آن را نشان می‌دهد.

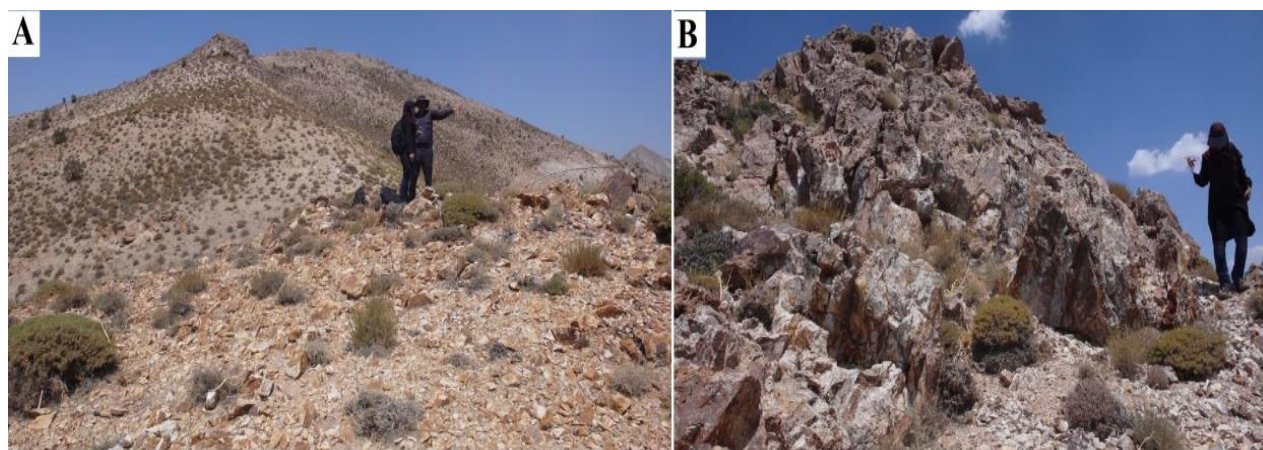
Fig. 5. A: Outcrop of gossan in the silicic-argillic halo in the Meideh silicic zone, and B: Outcrop of the Quaternary breccia consisting of debris of altered volcanic rocks cemented by Fe-oxide/hydroxide in the northwest margin of the Meideh silicic zone. The inset shows a close-up of the breccia.

اکسید-هیدروکسید آهن متداول است و به طور محلی، بخش‌های غنی از این مواد وجود دارد (شکل ۶-۵). وجود پیریت و نیز حضور سودومرف‌های هماتیت در قالب پیریت نشان می‌دهد که اکسید-هیدروکسید آهن در بخش‌های سطحی زون‌های سیلیسی در سریدون، محصول اکسایش پیریت است. زون‌های سیلیسی و سیلیسی-رسی در سریدون با سنگ‌های آتشفشانی با دگرسانی پروپیلیتی احاطه شده‌اند (Kazemi Mehrnia et al., 2011). در بررسی‌های میدانی، بررسی نمونه‌های دستی و بررسی‌های

رگه‌ها و پشته‌های سیلیس با ضخامت متغیر از دو متر تا بیش از پنجاه متر و طول متغیر از ۵۰ متر تا بیش از ۵۰۰ متر در راستای شمالی-جنوبی تا شمال شرقی-جنوب غربی در سریدون وجود دارد (شکل ۶-۵ و A). سنگ میزبان، یک توده نفوذی نیمه عمیق توانایی تا گرانودیوریتی می‌وسن با بافت پورفیری است که در سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی اتوسن نفوذ کرده است. توده‌های سیلیس به طور عمده شامل کوارتز ریز-تا متوسط-بلور هستند و به ویژه به سمت حاشیه با کانی‌های رسی همراهی می‌شوند.

(et al., 2011). این پژوهشگران به حضور محلی ژاروسیت، همراه با اکسید-هیدروکسید آهن اشاره کرده‌اند. بررسی‌های XRD حضور آلونیت را در سریدون نشان‌داده که در ادامه به آن اشاره شده است.

میکروسکوپی، کانی سولفاتی مانند ژپس (انیدریت) همراه با اکسید-هیدروکسید آهن مشاهده نشد. احتمال رخداد سوپرژن این کانی‌ها در بخش‌های سیلیسی کم است. رخداد این کانی‌ها در پژوهش‌های قبلی نیز گزارش نشده است (Kazemi Mehrnia



شکل ۶. A: نمایی از توده تونالیت پورفیری سریدون با دگرسانی سیلیسی و سریستی/رسی. اکسید-هیدروکسید آهن در بخش جلویی ناشی از اکسایش پیریت است (دید به سوی شمال) و **B:** نمایی از یک پشته سیلیسی با بافت توده‌ای و برشی که در تونالیت پورفیری سریدون توسعه یافته است.

Fig. 6. A: Outcrop of the Seridun tonalite porphyry with sericitic/argillic and silicic alteration. Fe oxides/hydroxides staining in front are products of oxidation of pyrite, and B: Outcrop of a silica ledge with massive and brecciated texture developed in the Seridun porphyritic tonalite.

نمونه‌های دستی قابل تشخیص است. واکنش‌های مربوط به اکسایش و تجزیه کانی‌های سولفیدی و تشکیل کانی‌های اکسیدی در کتاب‌های درسی زمین‌شناسی اقتصادی بحث شده است (Shahabpour, 2015; Guilbert and Park, 2016). با توجه به اینکه اکسایش کالکوپیریت فرایندی برون‌زاد است، تشکیل ملاکیت ارتباط چندانی با فرایندهای دگرسانی درون‌زاد (هیپوژن) ندارد. جایی که کالکوپیریت فراوان است (به ویژه همراه با پیریت)، اکسایش این کانی‌های سولفیدی می‌تواند با ایجاد آب‌های اسیدسولفوریکی، شست‌وشوی مس و دگرسانی رسی سوپرژن همراه باشد. رگه‌های شرق سرچشمه، ساخت لویایی یا باز و بسته دارند و تغییر ضخامت زیادی به نمایش می‌گذارند. ساخت لویایی

در شرق معدن سرچشمه و جنوب شرق ذخیره مس پورفیری سریدون، چند سامانه رگه‌مانند با روند چیره شمالی-جنوبی و طول بین ۱۰۰ متر تا بیش از ۱۰۰۰ متر و پهنای کمتر از یک متر تا پنج متر وجود دارد (شکل ۱). این رگه‌ها در واقع زون‌های سیلیسی خطی هستند که در امتداد شکستگی‌ها و گسل‌ها در سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی ایجاد شده‌اند. سنگ‌های سیلیسی شده به صورت برجسته‌تر نسبت به زمین‌های اطراف دیده می‌شوند (شکل ۷). از نظر کانی‌شناسی، این رگه‌ها به طور عمده شامل کوارتز ریزدانه همراه با مقادیر کمتری کانی‌های رسی، کربنات و کانی‌های سولفیدی به ویژه پیریت هستند. به طور محلی ملاکیت دیده می‌شود که محصول اکسایش کالکوپیریت است. بقایای کالکوپیریت در بعضی

سنگ‌های میزبان نیز می‌تواند سبب تفاوت ضخامت در هاله‌های دگرسانی - کانی‌سازی شود. گسل‌های عرضی به طور محلی سبب جابه‌جایی رگه‌ها شده است.

در ذخایر رگه‌ای متداول است و دلیل اصلی آن بازشدگی متفاوت در امتداد شکستگی‌ها و گسل‌هایی است که سیال‌ها در آنها چرخش و کانی‌سازی کرده‌اند. پیشرفت متفاوت جبهه جانشینی در



شکل ۷. نمایی از یک رگه سیلیس حاوی اکسید-هیدروکسید آهن و اندکی مالاکیت در شرق سرچشمه. ساخت لوبیایی در این بخش از رگه قابل تشخیص است. شکل داخل، نمای نزدیکی از رگه را در بخش میانی و پهن آن نشان می‌دهد که به دو طرف جمع می‌شود (دید به سوی شمال غرب).

Fig. 7. A silica vein containing abundant Fe oxide/hydroxide and minor malachite in east of Sarcheshmeh. The pinch and swell structure is evident in this part of the vein. The inset shows a close-up of the central and wider part of the vein, pinching on both sides (looking northwest).

کانی‌شناسی و بافت سنگ در زون‌های سیلیسی

کانی‌شناسی و بافت سنگ در زون‌های سیلیسی میده، سریدون و سرچشمه با بررسی رخنمون‌های طبیعی، نمونه‌های دستی و مقاطع میکروسکوپی مطالعه شده است. در مقیاس ماکروسکوپی، عوارض مختلف در سطوح برش خورده نمونه‌ها بررسی و سپس نمونه‌های معرف برای شناسایی ویژگی‌های میکروسکوپی انتخاب شد. در زیر، ویژگی‌های ساختی، بافتی و کانی‌شناسی این سه زون توصیف شده است.

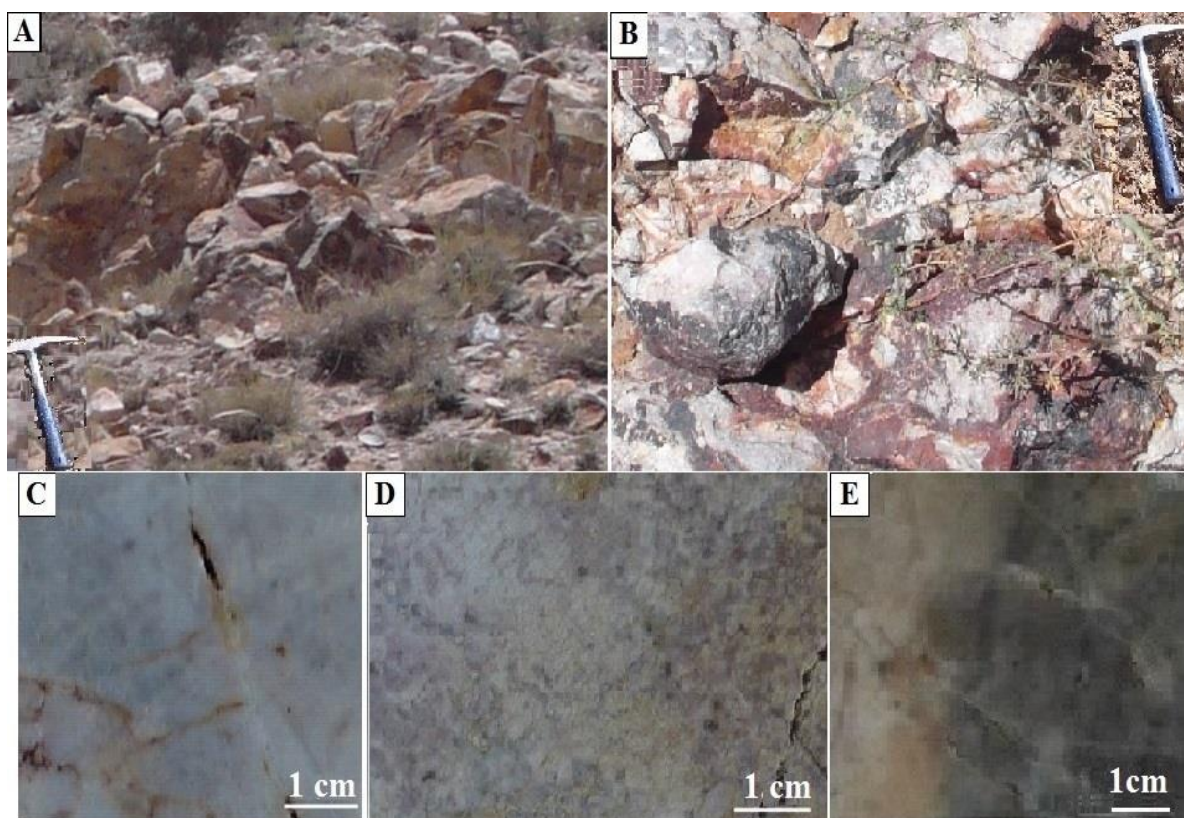
چنان‌که پیش از این توصیف شد، زون سیلیسی میده به صورت توده‌ای کم‌وبیش پیوسته سیلیسی در سنگ‌های آتشفشانی توسعه یافته است (شکل ۳). با توجه به همبری زون سیلیسی با سنگ‌های آتشفشانی میزبان و افزایش ضخامت به سمت مرکز، به نظر می‌رسد که این زون ساخت پشته‌ای دارد. کوارتز ریز تا

درشت‌بلور، بیش از ۹۵ درصد ترکیب کانی‌شناسی را تشکیل می‌دهد. بافت اصلی در زون سیلیسی میده، بافت توده‌ای است (شکل ۸-۸A). این بافت با کوارتز ریز تا درشت‌بلور بی‌وجه تا نیمه‌وجه‌دار و به رنگ‌های خاکستری تیره تا خاکستری روشن و شیری رنگ مشخص می‌شود. شکستگی‌ها و درزه‌های فراوانی در سنگ سیلیسی وجود دارد و بافت برشی نیز پدید آمده است (شکل ۸-۸B). مرز بین کوارتز خاکستری تا روشن و شیری رنگ تدریجی است و توزیع این سه نوع سیلیس از نظم خاصی پیروی نمی‌کند (شکل ۸-۸C، D و E). تفاوت رنگ، ناشی از بافت (دانه‌بندی) متفاوت و تجدید تبلور در اثر واکنش سیلیس با سیال‌های بعدی است. فراوانی میان‌بارهای سیال نیز می‌تواند سبب تیرگی سیلیس شود (Cairncross and Bahmann, 2006; Lambrecht and Diamond, 2014). به طور محلی کوارتز با

کالکوپیریت را از این منطقه گزارش کرده‌اند. در شرق-جنوب شرق زون سیلیسی، رخنمون‌های محدودی از سنگ کوارتز-تورمالین با بافت توده‌ای و برشی وجود دارد. پیریت و روتیل به عنوان کانی‌های همراه دیده می‌شود. **شکل ۹-۱**A، نمایی از رخنمون و **شکل ۹-۲**B، تصویر نمونه دستی برش خورده از این سنگ را نشان می‌دهد. **شکل ۹-۳**C و D نشان‌دهنده تصویرهای میکروسکوپی از این سنگ است.

بافت حفره‌ای مشاهده می‌شود. حفره‌های مکعبی نیز وجود دارد که به نظر می‌رسد قالب بلورهای پیریت است که دستخوش اکسایش و تجزیه شده‌اند.

کانی‌های فرعی شامل سریسیت، مگنتیت، روتیل، کربنات و پیریت است. پیریت در بخش‌های سطحی به اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن اکسید شده است. به طور محلی لکه‌های مالاکیت وجود دارد که به نظر می‌رسد محصول اکسایش کالکوپیریت است. اشرف‌پور و همکاران (Ashrafpour and Haghighi, 2012) وجود

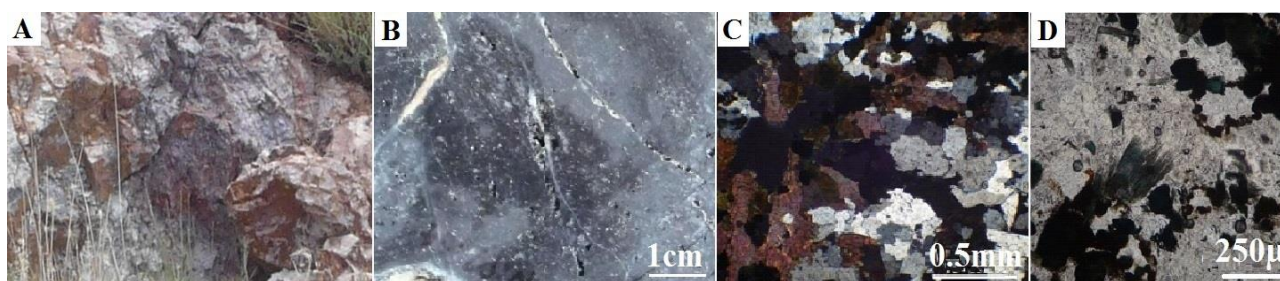


شکل ۸. تصویرهای رخنمون طبیعی و نمونه دستی از زون سیلیسی میده. A و B: به ترتیب نمایی از رخنمون سیلیس توده‌ای و برشی، C: نمونه دستی از سنگ سیلیسی با بافت توده‌ای در زون سیلیسی میده، D و E: نمونه دستی نشان‌دهنده تنوع رنگ در سنگ‌های سیلیسی است. آغشتگی به اکسید-هیدروکسید آهن در سطح هوازده سنگ و در امتداد درزه‌ها دیده می‌شود.

Fig. 8. Photographs of natural outcrops and hand specimens from the Meide silicic zone. A and B: Outcrops of massive and breccia textures, respectively, C: Hand specimen showing the massive and brecciated texture in the Meideh silicic zone, D and E: Hand specimens showing variations of color in the silicic rocks. Fe-oxide/hydroxide staining occurs on weathered surface and across fractures.

قابل تشخیص است. رگه‌های کوارتز شرق سرچشمه در واقع زون‌های سیلیسی خطی هستند که در امتداد شکستگی‌ها و گسل‌ها در سنگ‌های میزبان آتشفشانی توسعه یافته‌اند. این زون‌ها به طور عمده شامل کوارتز همراه با اندکی کانی‌های کربناتی و رسی/سریست هستند. فنوکریست‌ها و زمینه سنگ‌ها به طور فراگیر سیلیسی شده است و فقط قالب فنوکریست‌ها و بقایای بافت پورفیریک اولیه قابل تشخیص است.

زون‌های سیلیسی در سریدون به صورت پشته‌ها و رگه‌های برجسته سیلیس با بافت غالب توده‌ای (شکل ۶-۲B)، برشی و حفره‌ای (شکل ۱۰-۲A و B) دیده می‌شوند. این زون‌ها محصول دگرسانی سیلیسی شدید سنگ‌های آذرین محل هستند. بقایای بافت پورفیریک سنگ اولیه که با قالب پلاژیوکلازهای سیلیسی و رسی‌شده خودنمایی می‌کند، به سمت حاشیه این توده‌ها به خوبی دیده می‌شود (شکل ۱۰-۲C). با افزایش فاصله از زون‌های سیلیسی، دگرسانی‌های کربناتی، سریستی، رسی، کلریتی و اپیدوتی در سنگ‌های میزبان



شکل ۹. A و B: به ترتیب نمای رخمون و تصویر نمونه دستی برش‌خورده از سنگ کوارتز-تورمالینی در زون سیلیسی میده. تورمالین به رنگ خاکستری تیره دیده می‌شود. پهنای تصویر A نزدیک یک متر است. آغستگی سطحی به اکسید-هیدروکسید آهن وجود دارد، C: تصویر میکروسکوپی از این سنگ که همراهی کوارتز (خاکستری روشن) و تورمالین (قهوه‌ای) را نشان می‌دهد (نور نفوذی XPL) و D: هم‌رشدی کوارتز (خاکستری روشن) و بلورهای شعاعی تورمالین (سبزنگ)، (نور نفوذی PPL)

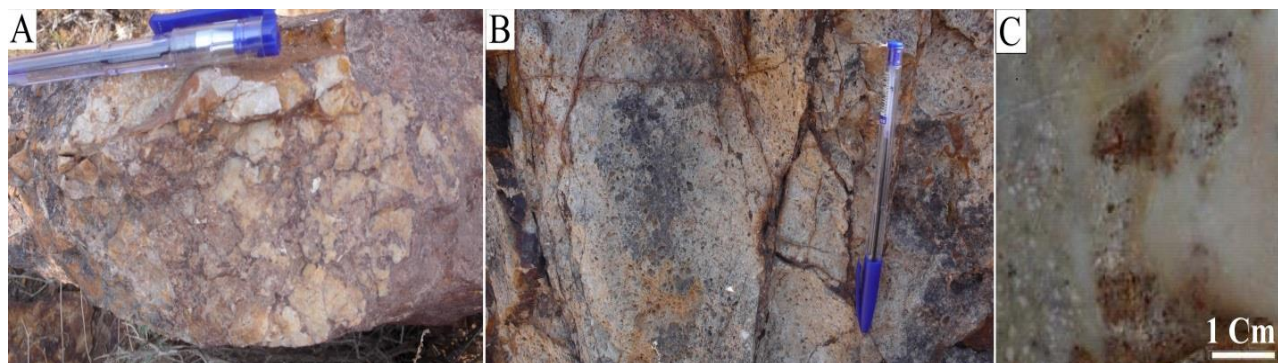
Fig. 9. A and B: A view of the outcrop and cut surface of a hand specimen, respectively, from the quartz (light grey) - tourmaline (dark grey) rock in the Meideh silicic zone. The width of the picture in A is ~1 m. Fe-oxide/hydroxide staining can be distinguished, C: Microphotograph of the rock showing the coexistence of quartz (light grey) and tourmaline (brown); transmitting light, XPL, and D: Microphotograph showing the intergrowth of quartz and radial tourmaline crystals (green); transmitting light; PPL.

نمونه مربوط به زون سیلیسی شرق سرچشمه از نظر کانی‌شناسی قابل مقایسه با زون سیلیسی میده است (جدول ۱). کاظمی مهرنیا و همکاران (Kazemi Mehrnia et al., 2011) با بررسی‌های کانی‌شناسی و آنالیز XRD نمونه‌های فراوان از پشته‌های سیلیسی سریدون، مجموعه کانیایی آلونیت (ناتروآلونیت)، پیروفیلیت، دیکیت، دیاسپور، کراندوم، آدولاریا، کائولینیت و ایلیت را گزارش کرده‌اند که رخداد دگرسانی آرژیلیک پیشرفته را پیشنهاد

آنالیز پراش پرتو ایکس

نتایج آنالیز XRD نمونه زون سیلیسی میده، نشان‌دهنده حضور کانی‌های مسکویت، ایلیت، آاناتاز، کلریت، گوتیت و ژاروسیت است. پیروفیلیت از کانی‌های شاخص دگرسانی آرژیلیک پیشرفته، تنها در نمونه NP-5 گزارش شده است. کائولینیت نیز به صورت فرعی در یک نمونه وجود دارد. آنالیز XRD نمونه کوارتز-تورمالینی میده، تورمالین را از نوع دراویت نشان می‌دهد.

می‌کند. کانی‌های فرعی شامل ژاروسیت، گوتیت و همتایت در پیریت است. در این پژوهش تنها یک نمونه از سریدون آنالیز شد بیشتر نمونه‌ها وجود دارد که به طور عمده محصول اکسایش که حضور آلونیت را نشان می‌دهد.



شکل ۱۰. A: بافت برشی در تخته سنگی از یک پشته سیلیسی در سریدون که شامل قطعه‌های سنگ به شدت سیلیسی است که توسط سیلیس نسل دوم سیمانی شده است، B: بافت حفره‌ای در رخنمونی از یک پشته سیلیسی در سریدون و C: تصویر نمونه دستی برش خورده نمونه‌ای از حاشیه یک پشته سیلیسی در سریدون. قالب فینو کریست‌های پلاژیوکلاز سیلیسی شده و بافت پورفیریک سنگ اولیه قابل تشخیص است.

Fig. 10. A: Breccia texture in a boulder from a silica ledge in Seridun consisting of fragments of silicified rock cemented by a second generation of silica, B: Vuggy texture visible in an outcrop of a silica ledge in Seridun, and C: Photomicrograph of a sample from the margin of a silica ledge in Seridun. Silicified plagioclase casts and the porphyritic texture of the original rock can be distinguished

جدول ۱. نتایج آنالیز پراش پرتو ایکس XRD نمونه‌های معرف از زون‌های سیلیسی میده، سریدون و شرق سرچشمه

Table 1. XRD Analysis of representative samples from Meideh, Seridun and east of Sarcheshmeh silicic zone

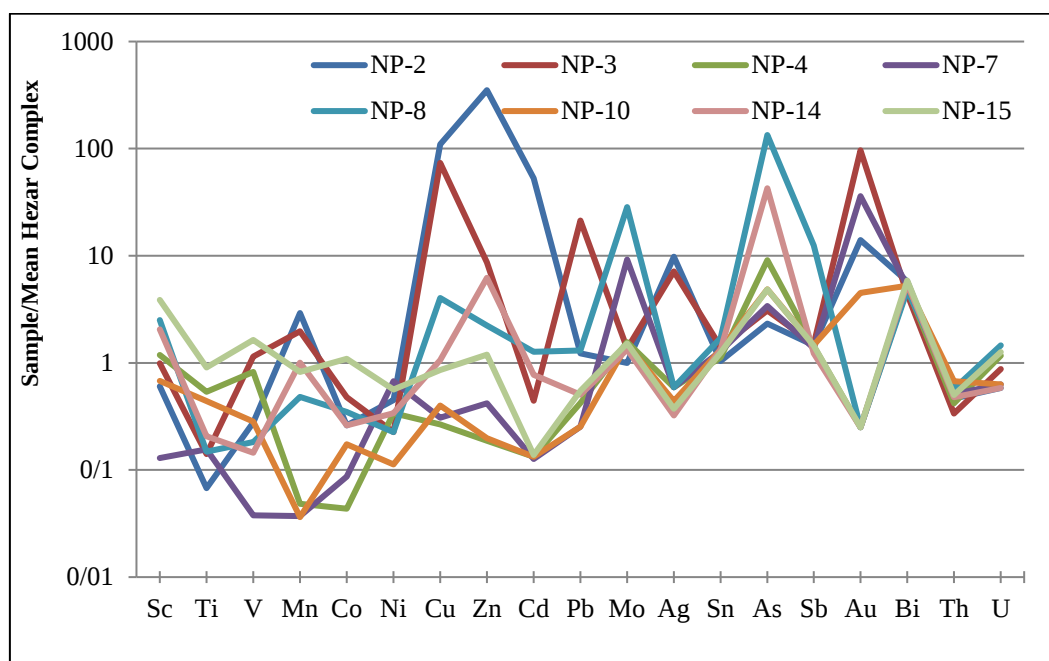
Sample code	Minerals	Silicic zone
NP-5*	Quartz, Pyrophyllite, Muscovite, Illite, Anatase	Meideh
NP-6*	Quartz, Illite	Meideh
NP-13*	Quartz, Muscovite, Illite, Jarosite, Anatase	Meideh
N.PZ.03	Quartz (low), Tourmaline (Dravite)	Meideh
N.PZ.15	Quartz, Muscovite, Goethite	Meideh
N.PZ.17	Quartz, Muscovite, Jarosite, Illite	Meideh
N.PZ.20	Chlorite, Mica, illite	Meideh
PZ.005	Mica, illite, Kaolinite	Meideh
SAC-E-03	Quartz, Muscovite, Jarosite (syn), Illite	E. Sarcheshmeh
Se.13	Quartz, Albite, Calc, Muscov, Orthoclase, Alunite, Illite	Seridun

*Ashrafpour and Haghighi, 2012

شیمی زون سیلیسی میده

توزیع عناصر کانسنگ‌ساز در زون سیلیسی میده که نسبت به میانگین ترکیب سنگ‌های آتشفشانی کمپلکس هزار بهنجار شده است (شکل ۱۱)، نشان‌دهنده تهی‌شدگی آشکار نسبت به فلزهای اسکاندیوم، وانادیوم، منگنز، کبالت و نیکل است. این فلزها در سنگ‌های آتشفشانی به طور عمده در سیلیکات‌های مافیک حمل

می‌شوند. سیلیسی شدن شدید در میده با تجزیه و نابودی کانی‌های سیلیکاتی و تهی‌شدگی بسیاری از عناصر همراه بوده است. غنی‌شدگی نسبی مس، روی، مولیبدن، نقره، طلا، آرسنیک و بیسموت در برخی نمونه‌ها دیده می‌شود. غنی‌شدگی به ویژه برای طلا، آرسنیک و بیسموت چشمگیر است و در بیشتر نمونه‌ها رخ داده است.



شکل ۱۱. فراوانی برخی عناصر کانسنگ‌ساز و عناصر ردیاب در نمونه‌هایی از زون سیلیسی میده، بهنجار شده نسبت به میانگین ترکیب سنگ‌های آتشفشانی کمپلکس هزار در کمربند کرمان (داده‌های شیمیایی میده از اشرف‌پور و حقیقی (Ashrafpour and Haghighi, 2012)، داده‌های کمپلکس هزار از نوری‌زاده و همکاران (Noorizadeh et.al., 2018))

Fig. 11. The abundances of certain ore and pathfinder elements in samples from Meideh silicic zone, normalized to average composition of volcanic rocks from Oligocene Hezar complex, Kerman belt (The Meideh chemical data are from Ashrafpour and Haghighi (2012); the Hezar complex data from Noorizadeh et.al. (2018))

میان‌بار سیال

برای بررسی میان‌بارهای سیال، پنج نمونه از زون سیلیسی میده، یک نمونه از سریدون و یک نمونه از شرق سرچشمه انتخاب و مقاطع دوبر صیقل با ضخامت ۱۰۰ میکرون تهیه شد. دو نمونه از میده، بدون میان‌بارهای بزرگ‌تر از ۴ میکرون برای اندازه‌گیری

بود. تعداد ۴۲ اندازه‌گیری روی سه نمونه میده و ۳۳ اندازه‌گیری روی دو نمونه سریدون و شرق سرچشمه انجام شد که از این میان، برای ۲۳ میان‌بار از نمونه‌های میده و ۲۹ میان‌بار از نمونه‌های سریدون و شرق سرچشمه، دمای همگن شدن، نقطه اوتکتیک و شوری به دست آمد (جدول ۲).

جدول ۲. داده‌های میان‌بار سیال برای زون‌های سیلیسی میده، سریدون و شرق سرچشمه

Table 2. Fluid inclusion data for Meideh, Seridun and east of Sarcheshmeh silicic zones

Sample code	Series	Size (μm)	Type	T_e (°C)	T_{mice} (°C)	T_m Halite	wt.% NaCl	T_{Hv-1} (°C)
PZ-.04	1	7	L+V	-26 to -31 °C	-4		6.45	204
	2	17	L+V		-4.5		7.16	224
	8	8	L+V		-4.2		6.74	225
	4	9	L+V		-2.6		4.34	245
	5	6	L+V		-2.2		3.71	237
	6	9	L+V		-2.5		4.18	230
	7	9	L+V+S?		-5		7.86	215
	3	6	L+V+S?		-4.2		6.74	225
	9	12	L+V					230
	10	6	L+V					238
	11	7	L+V					245
	12	8	L+V					229
	13	7	L+V+S?	nd	nd			224
	14	7	L+V+S?					205
	15	9	L+V+S?					202
	16	7	L+V					209
	17	7	L+V					269
	18	6	L+V					202
	19	6	L+V					250
	20	9	L+V+Ha+S (Hemat.?)			530	64	190
	21	6	L+V+Ha			240	33.39	190
	22	7	L+V+Ha			272	35.25	170
	23	10	L+V+Ha			389	45.51	203
	24	10	L+V+Ha			480	56.93	383
N.PZ 002	1	6	L+V	-21 to -30 °C	-0.3		0.53	184
	2	4	L+V		-2		3.39	145
	3	7	L+V		-2.5		4.18	165
	4	8	L+V		-0.1		0.18	170
	5	5	L+V		-0.3		0.53	176
	6	5	L+V		-0.3		0.53	220
	7	8	L+V		-0.3		0.53	170
	8	5	L+V		-0.3		0.53	170
	9	5	L+V		-0.3		0.53	195
	10	7	L+V		-3.5		5.71	155
	11	5	L+V		-0.6		1.05	185
	12	5	L+V		-3		4.96	202
	13	4	L+V		-1.5		2.57	193
	14	4	L+V	nd	nd			185
	15	6	L+V					140
	16	4	L+V					150
N.PZ.15	1	4	L+V		-0.2		0.35	224
	2	5	L+V		-0.2		0.35	263

ادامه جدول ۲. داده‌های میان‌بار سیال برای زون‌های سیلیسی میده، سریدون و شرق سرچشمه

Table 2 (Continued). Fluid inclusion data for Meideh, Seridun and east of Sarcheshmeh silicic zones

Sample code	Series	Size (μm)	Type	T_e (°C)	$T_{m\text{ ice}}$ (°C)	T_m Halite	wt.% NaCl	T_{Hv-1} (°C)
SAC-E-02	1	10	L+V	-21 to -30 °C	-0.4		0.7	165
	2	12	L+V		-1.4		2.41	170
	3	6	L+V		-1		1.74	167
	4	5	L+V		-0.6		1.05	185
	5	5	L+V		-0.5		0.88	169
	6	8	L+V		-0.6		1.05	175
	7	7	L+V		-0.5		0.88	170
	8	10	L+V		-2		3.39	178
	9	15	L+V		-0.8		1.39	167
	10	7	L+V		-0.8		1.39	170
	11	17	L+V		-0.8		1.39	161
	12	9	L+V		-1		1.74	175
	13	18	L+V		-0.8		1.39	175
	14	6	L+V		-1		1.74	160
	15	15	L+V		-0.9		1.57	237
	16	12	L+V		-0.8		1.39	140
	17	10	L+V		-1		1.74	169
	18	9	L+V		-1		1.74	168
	19	9	L+V		-0.6		1.05	159
	20	6	L+V		-0.6		1.05	170
	21	7	L+V		-0.8		1.39	264
	22	7	L+V		-2		3.39	160
	23	20	L+V		-1		1.74	209
Se-05	1	8	L+V	nd	nd			250
	2	8	L+V					200
	3	5	L+V					320
	4	6	L+V					300
	5	12	L+V		-0.7		1.22	203
	6	10	L+V		-1		1.74	203
	7	12	L+V		-1.1		1.9	195
	8	10	L+V		-2.5		4.18	305
	9	15	L+V		-2		3.39	293
	10	5	L+V		-0.7		1.22	202

nd: not detected; T_m Halite: melting temperature for halite; T_e : Eutectic temperature; $T_{m\text{ Ice}}$: Ice melting temper

پتروگرافی میان‌بارهای سیال

(Kerkhof and Hein, 2001). در نمونه‌های مربوط به هر سه زون

سیلیسی، میان‌بارها به شکل‌های کروی، بیضوی، کشیده یا میله‌ای و نامنظم وجود داشت (شکل ۱۲). در نمونه تورمالینی میده، شکل

میان‌بارهای سیال را می‌توان بر اساس اندازه، شکل، رنگ، ضریب شکست و فازهای موجود در دمای اتاق توصیف کرد (Van den

بلور نگاتیو نیز مشاهده شد. ابعاد میان‌بارها از کمتر از ۴ میکرون تا ۲۰ میکرون بود. میان‌بارهای بزرگ‌تر از ۱۰ میکرون بیشتر در نمونه تورمالینی میده وجود داشت. اندازه‌گیری روی میان‌بارهای بزرگ‌تر از ۴ میکرون انجام شد. میان‌بارهای اولیه و ثانویه، برابر با توصیف رودر (Roedder, 1984) شناسایی شد و اندازه‌گیری تنها روی میان‌بارهای اولیه انجام شد. میان‌بارهای ثانویه، اغلب بسیار ریز (کوچک‌تر از ۵ میکرون) بودند (شکل ۱۲-B). در پتروگرافی میان‌بارهای سیال به پدیده باریک‌شدگی توجه و از دماسنجی این نوع میان‌بارها صرف‌نظر شد. میان‌بارهای سیال بر اساس فازهای موجود و نسبت فازها دسته‌بندی شدند. در نمونه‌های مورد بررسی، دانه‌های کوارتز اغلب بی‌وجه (انهدرال)، نامنظم و ریزدانه هستند. از سوی دیگر، رخداد تجدید تبلور در مقیاس‌های مختلف نیز به پیچیدگی تشخیص میان‌بارها و دسته‌بندی آنها بر اساس اجتماع یا همپندگی می‌افزاید.

بر اساس فازهای موجود در دمای اتاق، سه نوع میان‌بار سیال مشاهده شد:

A: میان‌بار دو فاز غنی از مایع، متشکل از مایع آبگین (L) + حباب بخار (V) (شکل ۱۲-A و B). این نوع میان‌بار در همه نمونه‌ها شناخته شد.

B: میان‌بار چند فاز متشکل از مایع آبگین + حباب بخار $\pm$ هالیت $\pm$ فاز جامد (LVHaS) (شکل ۱۲-C و D). این نوع میان‌بارها فقط در نمونه کوارتز-تورمالینی میده دیده شد.

C: میان‌بارهای غنی از بخار.

در میان‌بارهای نوع A حباب بخار بین ۲۰ تا ۳۰ درصد حجم میان‌بار را فراگرفته است. این میان‌بارها بیشترین فراوانی را داشتند و به شکل‌های نامنظم، کروی، بیضی و کشیده دیده می‌شدند. در این نوع میان‌بارها، با افزایش دما همگن‌شدن به فاز مایع رخ می‌داد. میان‌بارهای نوع B در دمای اتاق به سه گروه تقسیم می‌شوند:

(۱) B1: میان‌بارهای سه فاز متشکل از مایع آبگین + حباب بخار + هالیت (LVHa).

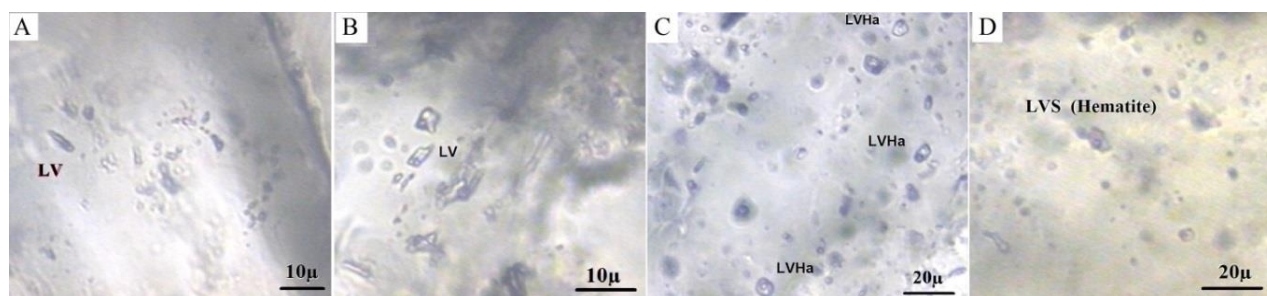
(۲) B2: میان‌بارهای سه فاز متشکل از مایع آبگین + حباب بخار

+ فاز جامد (LVS). فاز جامد، هماتیت یا فاز کانی ناشناخته بود. (۳) B3: میان‌بارهای چهار فاز متشکل از مایع آبگین + حباب بخار + هالیت + فاز جامد (LVHaS). این نوع میان‌بار در مقایسه با نوع B2 بسیار کمتر بود.

میان‌بارهای سه فاز و چهار فاز به شکل‌های چند وجهی منظم (شکل بلوری منفی)، نامنظم و کشیده مشاهده می‌شد. هالیت از مورفولوژی و فاز جامد هماتیت از رنگ قرمز تیره آن شناسایی شد. فاز کانی دیگری به همراه فاز نمک در چند میان‌بار مشاهده شد. این فاز تا بیشینه دمای مورد استفاده (نزدیک به ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد) همگن نشد. در میان‌بارهای حاوی هالیت، ذوب هالیت بالاتر از دمای ناپدیدشدن حباب بخار رخ داد. شوری سیال در این میان‌بارها بر اساس معادله محاسبه شوری سیال فراشیع از هالیت به هنگام به دام افتادن محاسبه شده است (Lecumberri-Sanchez et al., 2012). میان‌بارهای چند فاز تنها در نمونه N.Pz.04 که شامل کوارتز-تورمالین است، مشاهده شد. میان‌بارهای نوع C غنی از بخار هستند.

میکروترمومتری میان‌بارهای سیال

برای دو نمونه Pz-002 و N-Pz.15 از زون سیلیسی میده، دمای همگن‌شدن و شوری برای میان‌بارهای نوع A که به فاز مایع همگن شدند، به ترتیب بین ۱۴۰ تا ۲۶۳ (میانگین ۱۷۵/۳۰) درجه سانتی‌گراد و ۰/۱۸ تا ۵/۷۱ (میانگین ۱/۹۴) درصد وزنی معادل نمک طعام به دست آمد. میان‌بارهای نوع C اغلب بسیار کوچک (کوچک‌تر از ۵ میکرون) بودند. اندازه‌گیری میکروترمومتری روی آنها انجام نشد. در نمونه کوارتز-تورمالین، N.Pz.04، هر سه نوع میان‌بار A، B و C تشخیص داده شد. دمای همگن‌شدن برای میان‌بارهای نوع A، ۲۰۲ تا ۲۶۹ (میانگین ۲۳۱) درجه سانتی‌گراد و شوری سیال، ۳/۷۱ تا ۶/۵ (میانگین ۵/۴۳) درصد وزنی معادل نمک طعام به دست آمد. تعداد ۱۰ اندازه‌گیری بر روی میان‌بارهای نوع B انجام شد (جدول ۳).



شکل ۱۲. A و B: میان‌بارهای سیال دوفازی حاوی مایع آبگین (L) و حباب بخار (V)، به ترتیب در نمونه Se.05 از سریدون و نمونه SAC-E-02 از شرق سرچشمه، C و D: میان‌بارهای سه فازی در نمونه N.PZ.04 از زون سیلیسی میده، به ترتیب شامل LVHa (مایع آبگین + حباب بخار + هالیت) و LVS (مایع آبگین + حباب بخار + فاز جامد)

Fig. 12. A and B: Two-phase, liquid (L) + vapor (V) fluid inclusions in the samples SAC-E-02 from east of Sarcheshmeh and Se.05 from Seridun, respectively, C and D: Polyphase fluid inclusions in the sample N.PZ.04 from Meideh silicic zone consisting of LVHa (liquid+vapor+halite) and LVS (liquid+vapor+solid) inclusions, respectively

جدول ۳. خلاصه داده‌های میکروترموتری برای زون‌های سیلیسی میده (N.PZ.15, NPZ.04, PZ.002)، سریدون (Se-05) و شرق سرچشمه (SAC-E-02)

Table 3. Summary of microthermometric data for Meideh (PZ.002, NPZ.15, NPZ.04), east of Sarcheshmeh (SAC-E-02) and Seridun (Se-05) silicic zones

Sample code (Inclusion type)	Phases present (n)	Homog. T. °C Range (mean)	Salin., wt.% NaCl eq. Range (mean)	Eutectic T. (°C)
PZ.002 (A)	L+V (16)	140-220 (175)	0.18-5.71 (1.94)	-21 to -30
N.PZ.15 (A)	L+V (2)	224-263 (243)	0.35	nd
N.PZ.04 (A)	L+V (14)	202-269 (231)	3.71-7.16 (5.43)	-26 to -31
N.PZ.04 (B1)	L+V+Ha (4)	240-480 (345)	6.7-7.9 (7.3)	-26 to -31°
N.PZ.04 (B2)	L+V+S (5)	202-225 (214.2)	33.4-56.9 (42.77)	—
N.PZ.04 (B3)	L+V+Ha+S (1)	530	64	—
SAC-E-02 (A)	L+V (23)	140-264 (177)	0.7-3.39 (1.57)	-21 to -30
Se-05 (A)	Seridun (10)	195-320 (247)	1.22-4.18 (2.28)	nd

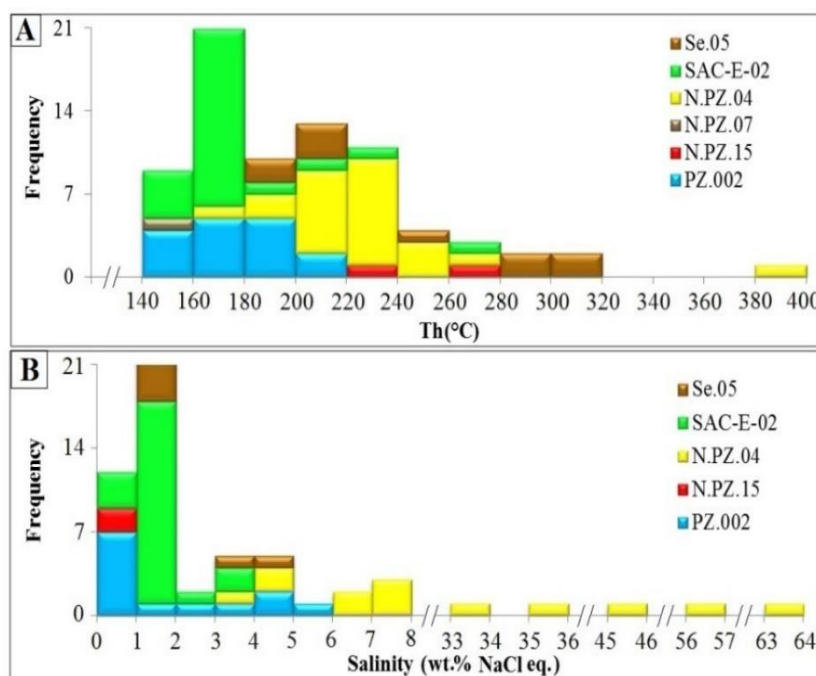
L: liquid; V: vapor; Ha: halite; S: solid phase (unknown); nd= not detected; (n): number of analyses

همگن شدن (بر اساس ناپدید شدن بخار) بین ۲۰۲ تا ۲۲۵ (میانگین ۲۱۴) درجه سانتی گراد به دست آمد. شوری سیال برای دو میان‌بار اندازه‌گیری شد که ۶/۷۴ و ۷/۸۶ درصد وزنی معادل نمک طعام است. برای تنها میان‌بار اندازه‌گیری شده نوع B3، دمای

برای میان‌بارهای نوع B1، دمای همگن شدن نهایی بین ۲۴۰ تا ۴۸۰ (میانگین ۳۴۵) درجه سانتی گراد و شوری (بر اساس دمای ذوب هالیت) بین ۳۳/۴۰ تا ۵۶/۹۰ (میانگین ۴۲/۸۰) درصد وزنی معادل نمک طعام محاسبه شد. برای میان‌بارهای نوع B2، دمای

سیال با استفاده از نرم‌افزار HokieFlincs_H2O-NaCl (Steele-MacInnis et al., 2011) و معادله لکومبری سانچز و همکاران (Lecumberri-Sanchez et al., 2012) به دست آمده است که هماهنگی خوبی با هم دارند. شکل ۱۳-B، نمودار هیستوگرام شوری برای نمونه‌های مختلف را نشان می‌دهد. شوری مایع اشباع از حالت در یک دمای خاص، تابع فشار است. با توجه به قانون تعادل فازها، چنانچه فاز بخار وجود نداشته باشد، شوری سیال نامعلوم است. از این‌رو، روش معمول محاسبه شوری بر اساس ذوب‌هالت درست نیست؛ زیرا حالت در شرایط نبود فاز بخار حل شده است. بیشتر معادله‌هایی که شوری را با دمای انحلال‌هالت پیوند می‌دهند، فقط برای شرایط اشباع از بخار درست هستند (Lecumberri-Sanchez et al., 2012). دمای اوتکتیک برای میان‌بارهای نوع A بین ۲۱- تا ۳۱- به دست آمد (جدول ۲) که نشان می‌دهد مقداری کاتیون دوظرفیتی (کلسیم، منیزیم) نیز در سیال حمل شده است.

همگن‌شدن و شوری (بر اساس ذوب‌هالت) به ترتیب ۵۳۰ درجه سانتی‌گراد و ۶۴ درصد وزنی معادل نمک طعام به دست آمد. دمای همگن‌شدن برای میان‌بارهای سیال نوع A در نمونه سریدون، ۱۹۵ تا ۳۲۰ (میانگین ۲۴۷) درجه سانتی‌گراد و شوری سیال بین ۱/۲۲ تا ۴/۱۸ (میانگین ۲/۲۸) درصد وزنی معادل نمک طعام به دست آمد. برای نمونه شرق سرچشمه، دمای همگن‌شدن بین ۱۴۰ تا ۲۶۴ (میانگین ۱۷۷) درجه سانتی‌گراد و شوری بین ۱/۱ تا ۳/۳۹ (میانگین ۱/۵۷) درصد وزنی معادل نمک طعام به دست آمد. با توجه به هیستوگرام دمای همگن‌شدن (شکل ۱۳-A)، بیشتر داده‌های سریدون در بازه دمای ۲۰۰ تا ۳۲۰ درجه سانتی‌گراد (میانگین ۲۴۷ درجه سانتی‌گراد) و بیشتر داده‌های شرق سرچشمه در بازه ۱۶۰ تا ۱۸۰ درجه سانتی‌گراد (میانگین ۱۷۶ درجه سانتی‌گراد) قرار می‌گیرد. شوری میان‌بارهای دو فازی، با استفاده از معادله‌ی بودنار (Bodnar, 1993) محاسبه شده است. برای میان‌بارهای حاوی حالت که با ذوب‌هالت همگن شدند، شوری



شکل ۱۳. A و B: به ترتیب هیستوگرام دمای همگن‌شدن و شوری برای نمونه‌های زون‌های سیلیسی میده، سریدون و شرق سرچشمه

Fig. 13. A and B: Histograms for homogenization temperature and salinity, respectively, for samples from Meideh, Seridun and east of Sarcheshmeh silicic zones

بحث

ویژگی‌های کانی‌شناسی، بافتی و ساختی

ویژگی‌های کانی‌شناسی، بافتی و ساختی و ارتباط با سنگ‌های میزبان نشان می‌دهد که زون سیلیسی میده در شمال پاریز محصول دگرسانی سیلیسی پیشرفته سنگ‌های میزبان آتشفشانی است. بافت‌های شاخص در این زون سیلیسی شامل توده‌ای و برشی است؛ به طور محلی بافت حفره‌ای نیز دیده می‌شود. بافت‌های ناشی از پرکردن فضاهای خالی مانند نواربندی و شانه‌ای فقط به طور محلی در بخش‌های برشی توسعه یافته است. زون سیلیسی به سمت حاشیه به دگرسانی‌های سیلیسی-رسی، رسی و پروپیلیتی می‌رسد.

نتایج آنالیز پراش پرتو ایکس، نمونه‌های معرف از این زون سیلیسی، همراهی کانی‌های مسکویت، ایلیت، آنازاس، کلریت، گوتیت و ژاروسیت را نشان می‌دهد که به نظر می‌رسد دو کانی آخر محصول اکسایش پیریت است. آلونیت از کانی‌های شاخص دگرسانی آرژیلیک پیشرفته، در مقاطع میکروسکوپی و در آنالیز پراش پرتو ایکس شناسایی نشد. پیروفیلیت و کائولینیت به عنوان فازهای کانی فرعی تنها در یک نمونه شناخته شد. با توجه به این مجموعه کانی و بافت‌ها، زون سیلیسی میده نشان‌دهنده دگرسانی آرژیلیک پیشرفته نیست.

زون‌های سیلیسی پشته‌ای و رگه‌مانند در سریدون که به سمت حاشیه خود به زون‌های سیلیسی-رسی می‌رسند، با بافت‌های توده‌ای، برشی و حفره‌ای مشخص می‌شوند و محصول دگرسانی سیلیسی فراگیر سنگ‌های آذرین محل هستند. به طور محلی اکسید/هیدروکسید آهن فراوان است و آثار کانی‌سازی مس با رخنمون‌های محدود و پراکنده مالاکیت و اندکی آزوریت دیده می‌شود. بررسی‌های کانی‌شناسی و آنالیز XRD نمونه‌های معرف از زون‌های سیلیسی در سریدون، نشان‌دهنده یک مجموعه کانی‌شناسی شاخص دگرسانی آرژیلیک پیشرفته است (Kazemi, 2011). این پژوهشگران اشاره می‌کنند که دگرسانی آرژیلیک پیشرفته در سریدون، در ترازهای ارتفاعی بالا

دیده می‌شود و به صورت پوششی پیوسته وجود ندارد. نتیجه آنالیز تنها نمونه از سریدون در این پژوهش، حضور آلونیت را نشان می‌دهد؛ اما با توجه به وجود کلسیت در همین نمونه، نمی‌توان در مورد ماهیت آن به آسانی قضاوت کرد. رخداد آلونیت سوپرژن، به ویژه جاهایی که پیریت فراوان است، پدیده‌ای شناخته شده است (Ohmoto and Goldhaber, 1997). در مورد سریدون به نتایج پژوهش کاظمی مهرنیا و همکاران (Kazemi Mehrnia et al., 2011) استناد می‌شود که نمونه‌های فراوانی را آنالیز کرده‌اند. زون‌های سیلیسی رگه‌مانند در شرق سرچشمه با بافت‌های توده‌ای، برشی و به طور محلی نواری، همراه با کانی‌سازی پراکنده مس مشخص می‌شوند و بیشتر محصول جاننشینی سنگ‌های آذرین میزبان هستند تا پرکردن فضاهای خالی.

دگرسانی پروپیلیتی در اطراف هر سه زون سیلیسی میده، سریدون و شرق سرچشمه مشاهده می‌شود. این دگرسانی که با حضور کانی‌های کلریت، کربنات (به ویژه کلسیت) و به طور محلی اپیدوت مشخص می‌شود، گسترش زیادی در ناحیه پاریز دارد. در زون سیلیسی میده می‌توان مشاهده کرد که به سمت حاشیه، دگرسانی پروپیلیتی در سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی تحت تأثیر دگرسانی‌های رسی و سیلیسی قرار گرفته است که نشانگر رخداد دگرسانی پروپیلیتی پیش از دو دگرسانی دیگر است. دگرسانی پروپیلیتی از دگرسانی‌های متداول در مجموعه‌های آتشفشانی-نفوذی است (Taylor, 1997; Hedenquist et al., 2000; Bove et al., 2004). بویی و همکاران (Bove et al., 2004) دگرسانی گسترده پروپیلیتی در ناحیه انیماس ریور، سن خوان کانتی، کلرادو را به عنوان دگرسانی زمینه یا ناحیه‌ای معرفی می‌کنند و بر نقش آب‌های جوی در این دگرسانی تأکید دارند. این دگرسانی توسط سیال‌هایی با pH متوسط تا بالا با منشأ جوی رخ داده است. اخپایی و همکاران (Akhiaei et al., 2015) دگرسانی گسترده پروپیلیتی را به عنوان دگرسانی زمینه در بخش میانی کمربند آتشفشانی-نفوذی تروود-چاه شیرین در شمال ایران مرکزی به تصویر کشیده‌اند.

میان‌بارهای سیال

نمونه‌های معرف از زون‌های سیلیسی میده، سریدون و شرق سرچشمه با چیرگی میان‌بارهای سیال دو فازی مایع آبگین-بخار با چیرگی مایع مشخص می‌شوند. میان‌بارهای دو فازی مایع آبگین-بخار با چیرگی بخار اندازه و فراوانی کمتری دارند. با توجه به محیط زمین‌شناسی، ویژگی‌های بافتی-کانی‌شناسی و دمای همگن شدن و داده‌های میان‌بار سیال، هر سه زون را می‌توان در گروه سامانه‌های اپی‌ترمال در نظر گرفت. نمونه‌های کوارتز-تورمالین در زون سیلیسی میده، علاوه بر میان‌بارهای دو فازی حاوی میان‌بارهای چند فازی مایع آبگین-بخار-هالیت-فاز جامد فلزی نیز هستند که با دمای همگن شدن و شوری بسیار بالاتری مشخص می‌شوند.

در بررسی‌های میکروترمومتری در سامانه‌های اپی‌ترمال، توجه به این واقعیت مهم است که در بیشتر این سامانه‌ها شواهد تجدید تبلور از سیلیس آمورف و ریزبلور (کالسدون، اپال و کوارتز ریزبلور) به کوارتز درشت‌بلورتر وجود دارد که ناشی از واکنش سیلیس نسل‌های پیشین با سیال‌های بعدی است؛ از این‌رو میان‌بارهای سیال در این سامانه‌ها الزاماً بیانگر همان سیالی نیست که کانسنگ را تشکیل داده است (Bodnar et al., 1985; Naden et al., 2003; Bodnar et al., 2014; Moncada et al., 2012). بسیاری از میان‌بارهای سیالی که از سامانه‌های اپی‌ترمال گزارش شده‌اند، ثانوی هستند؛ با این حال، با توجه به فرایند طولانی و پیچیده کانی‌سازی تصور می‌شود که این میان‌بارها همچنان می‌توانند به نوعی بیانگر شرایط سیال در زمان کانی‌سازی باشند (Bodnar et al., 2014).

فاز جامد مات در میان‌بارهای سیال نمونه کوارتز-تورمالین در زون سیلیسی میده تا دمای نزدیک به ۶۰۰ درجه به طور کامل ذوب‌نشده که این می‌تواند ناشی از نشر یا پخش باشد که ممکن است از طریق مرز دانه‌ها و نواقص بلوری یا شبکه‌ای رخ دهد. این پدیده در مورد عناصر با شعاع یونی یا مولکولی کوچک مانند H_2 و He مؤثر است و احتمال رخداد آن در کانی‌هایی با ساختار

شبکه‌ای باز و قابلیت پخش یونی بالا مانند کوارتز زیاد است (Wilkinson, 2001). پدیده پخش می‌تواند به خروج بعضی از اجزای سیال و تغییر در ویژگی‌های فیزیکی-شیمیایی آن منجر شود. با توجه به شوری و دمای نسبتاً بالای سیال، احتمال انتقال یون‌های فلزی و تشکیل فازهای کانی با سرد شدن سیال وجود داشته است (Bodnar et al., 2014). از این‌رو، به نظر می‌رسد رخداد نشر پاسخی مناسب برای عدم ذوب فاز جامد مات است.

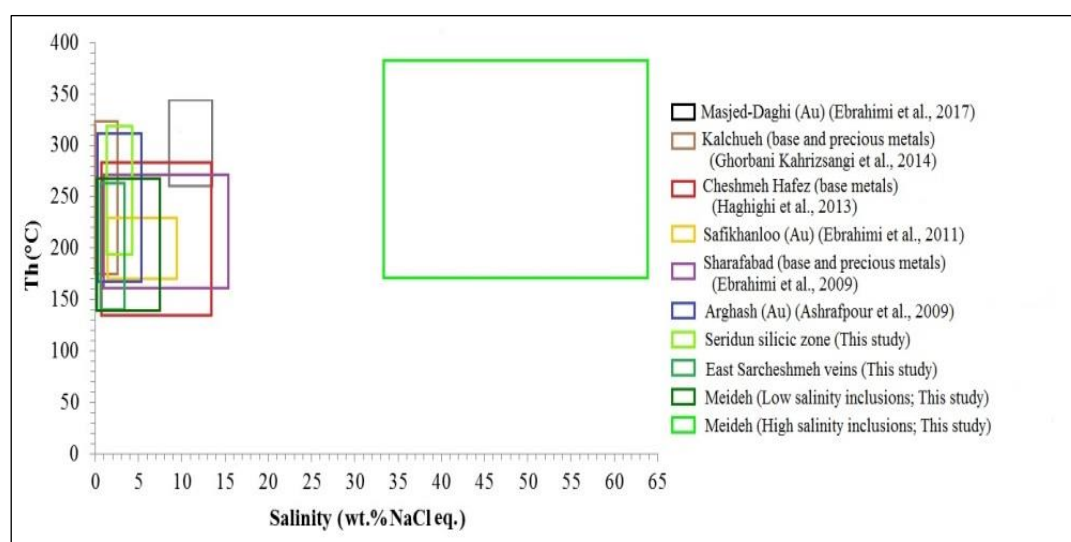
دمای همگن شدن و شوری سیال در نمونه‌های معرف از زون‌های سیلیسی میده، سریدون و شرق سرچشمه و نیز چند ذخیره اپی‌ترمال در شکل ۱۴ نشان‌داده شده است. دمای همگن شدن برای نمونه معرف از سریدون، در مقایسه با زون‌های سیلیسی شرق سرچشمه و میده، به طور واضحی بالاتر است؛ اگرچه شوری سیال به نسبت پایین و قابل مقایسه با دو زون دیگر است (صرف‌نظر از انباشت‌های کوچک و پراکنده کوارتز-تورمالین در میده). با توجه به رخداد دگرسانی آرژلیک پیشرفته، دمای همگنی به نسبت بالا و شوری پایین سیال در سریدون، می‌توان سیال را حاصل از چگالش بخارهای اسیدی دانست که ضمن رخداد مکرر جوشش و تفکیک سیال در ترازهای پایین‌تر آزاد شده است. در این حالت، امکان آمیختگی بخارهای داغ اسیدی با آب جوی (زیرزمینی) و اسیدی شدن این آب نیز وجود دارد. این پدیده پاسخ‌گوی دگرسانی آرژلیک پیشرفته گسترده در سریدون است (Kazemi, 2010; Mehrnia, 2010).

رخداد جوشش در زون سیلیسی میده، با همراهی میان‌بارهای غنی از مایع و غنی از بخار و نیز بافت برشی تأیید می‌شود. جدایش یا تفکیک فاز سیال آب‌گونه به دو فاز مایع و بخار که ضمن جوشش رخ می‌دهد، می‌تواند سبب افزایش شوری در فاز مایع نسبت به سیال اولیه (پیش از جوشش) شود؛ زیرا فاز بخار اغلب فقیر از نمک‌های محلول است (Wilkinson, 2001; Bodnar et al., 2014). دامنه نسبتاً وسیع شوری سیال در نمونه‌های میده (۰/۳۵ تا ۵/۷۱ درصد وزنی معادل نمک طعام) را می‌توان به نسبت‌های

آتشفشانی سنوزوئیک ایران (شکل ۱۴) و جاهای دیگر (Wilkinson, 2001; Bodnar et al., 2014) هم‌پوشانی دارد. شوری بالاتر سیال در ذخایری مانند چشمه‌حافظ و شرف‌آباد می‌تواند هماهنگی با محتوای فلز پایه نسبتاً بالا در این ذخایر در مقایسه با ذخایر زگلیک، صفی‌خانلو و کالچوه باشد. ذخیره مسجداغی یک سامانه اپی‌ترمال سولفیداسیون بالا و هم‌بسته با یک سامانه مس-طلای پورفیری است (Ebrahimi et al., 2017).

متفاوت بخار به مایع نسبت‌داد. علاوه بر جوشش، هم‌آمیزی سیال نیز می‌تواند سبب شوری متغیر سیال شود. رخداد این دو پدیده، در سامانه‌های اپی‌ترمال که در عمق کمی از سطح زمین پدید می‌آیند، متداول است (Hedenquist and Taran, 2013; Bodnar et al., 2014).

دامنه دما و شوری سیال در زون‌های سیلیسی مورد بررسی، به استثنای نمونه کوارتز-تورمالین میده، تا حد زیادی با محدوده‌های دما-شوری در ذخایر اپی‌ترمال شناخته‌شده در سنگ‌های



شکل ۱۴. نمایش محدوده دمای همگن‌شدن و شوری برای زون‌های سیلیسی میده، شرق سرچشمه و سریدون. داده‌های میان‌بار سیال چند ذخیره اپی‌ترمال از ایران برای مقایسه نشان داده شده است.

Fig. 14. Plots of homogenization temperature and salinity for Meideh, east of Sarcheshmeh, and Seridun silicic zones. Data from several epithermal systems from Iran are shown for comparison.

پروپیلیتیک و آرژیلیک برخی از کانسارهای مس پورفیری گزارش شده است (Ayuso et al., 2010; Bakshieev et al., 2012). تورمالین در ذخایر مس پورفیری به سری oxydravite-povondraite تعلق دارد (Bakshieev et al., 2012). در سنگ کوارتز-تورمالینی زون سیلیسی میده، روتیل نیز وجود دارد. رخداد این کانی در ذخایر گرمابی نشان‌دهنده فوگاسیته اکسیژن نسبتاً بالاست (Sun et al., 2015).

میان‌بارهای سیال در نمونه‌های کوارتز-تورمالین زون سیلیسی میده از نظر فازها، دمای همگن‌شدن و شوری متفاوت از سایر نمونه‌ها هستند. حضور تورمالین در این زون سیلیسی و شوری نسبتاً بالای سیال که با وجود کانی‌هالیت به عنوان فاز جامد در میان‌بارهای سیال مشخص می‌شود، می‌تواند بیانگر مشارکت یک سیال گرمابی ماگمایی در تشکیل زون‌های کوچک و پراکنده کوارتز-تورمالین باشد. تورمالین از زون‌های دگرسانی فلیک،

نتیجه‌گیری

مقایسه مناطق مورد بررسی با لیتوکپ‌های مرتبط با سامانه‌های پورفیری نشان‌دهنده برخی شباهت‌ها و تفاوت‌هاست. لیتوکپ‌های همراه با سامانه‌های پورفیری با دگرسانی آرژلیک پیشرفته مشخص می‌شوند (Chang et al., 2011; Hedenquist and Taran 2013). این نوع دگرسانی فقط در سریدون رخ داده است که همراهی نزدیکی با یک سامانه مس پورفیری دارد. زون سیلیسی میده ساخت پشته‌ای دارد. در میده، سیلیس بازمانده که با بافت حفره‌ای مشخص می‌شود و گسترش زیادی در لیتوکپ‌ها دارد، دیده نمی‌شود. بافت غالب در زون سیلیسی میده، توده‌ای و برشی است. به نظر می‌رسد که شکستگی‌ها و گسل‌ها به عنوان مجراهای صعود سیال عمل کرده‌اند؛ به این صورت که سیال تا تراز بالا آمده، سپس به طور جانبی در سنگ میزبان آندزیتی پخش شده است. زون سیلیسی میده مانند بسیاری از زون‌های سیلیسی مشابه، محصول ورود سیال‌های اشباع از سیلیس به آب‌های زیرزمینی است. سیلیس مورد نیاز می‌تواند از شست‌وشوی سیلیس در زون‌های دگرسانی اسید-سولفات فراهم شده باشد (Corbett, 2009; Sillitoe, 2015). در تراز رخنمون کنونی چنین دگرسانی دیده نمی‌شود. شست‌وشوی اسیدی ممکن است در ترازهای پایین‌تر رخ داده باشد.

زون سیلیسی میده، در تراز رخنمون کنونی خود، بیانگر یک لیتوکپ مرتبط با سامانه پورفیری نیست؛ اما رخداد محلی کوارتز-تورمالین که از سیال‌هایی با دما و شوری بالا تشکیل شده است، می‌تواند نشان‌دهنده مشارکت یک مؤلفه سیال ماگمایی باشد و این اهمیت زون سیلیسی را به عنوان راهنمای یک زون بارور در عمق

افزایش می‌دهد. ممکن است با افزایش عمق شواهد بیشتری از مشارکت این سیال را شاهد باشیم. با توجه به فازهای مختلف ماگماتیزم در ناحیه پاریز و بالابودن گرادیان حرارتی برای دوره طولانی، رخداد زون‌های محلی با ویژگی‌های سیال متفاوت، مانند آنچه که با رخداد کوارتز-تورمالین در میده معرفی می‌شود، دور از انتظار نیست.

غنی‌شدگی مس، طلا و همین‌طور آرسنیک و بیسموت که ردیاب طلا هستند (شکل ۱۱)، اهمیت اکتشافی این زون را افزایش می‌دهد. روش‌های اکتشاف ژئوفیزیکی برای آگاهی از گسترش قائم این زون، شناسایی ساختارهای تغذیه‌کننده و مناطق سولفیدی احتمالی که ممکن است حاوی کانی‌سازی رگه‌ای باشند و سپس حفاری (در صورت امیدبخش بودن نتایج) اطلاعات بیشتری در اختیار خواهد گذاشت.

قدردانی

از مهندس افروز که محدوده را برای مطالعه پیشنهاد کردند و امکان بازدید اولیه را فراهم ساختند، از مهندس ایمانی از شرکت پارس اولنگ که سامانه رگه‌ای شرق سرچشمه را معرفی کردند و راهنمای بازدید صحرایی بودند، از مهندس آقاجانی از مرکز تحقیقات و کاربرد مواد معدنی که با دقت و شکیبایی، میان‌بارهای سیال را مطالعه کردند و از دکتر اشرف‌پور که داده‌های اکتشافی ناحیه پاریز را در اختیار گذاشتند، قدردانی می‌شود.

این پژوهش با حمایت مالی سازمان توسعه و نوسازی معادن و صنایع معدنی ایران و اعتبار پژوهشی دانشگاه شهید بهشتی انجام شده است.

References

- Akhiaei, M., Kharqani, M., Rahimi, M. and Sereshki, F., 2015. Hydrothermal alteration zones in Torud-Chahshirin belt, using various processing techniques of Aster images. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, 24(94): 107–116. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22071/gsj.2015.43263>
- Alimohammadi, M., Alirezaei, S. and Kontak, D.J., 2015. Application of ASTER data for exploration of porphyry copper deposits: A case study of Daraloo–Sarmeshk area, southern part of the Kerman copper belt, Iran. *Ore Geology Reviews*, 70(4): 290–304. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.04.010>
- Ashrafpour, E., Alirezaei, S. and Ansdell, K.M., 2009. Ore geology and fluid inclusion studies of Arghash gold prospect, southwest Neishabour, NE Iran. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, 71(18): 129–136. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22071/gsj.2010.57001>
- Ashrafpour, E. and Haghighi, E., 2012. Report on the geology and mineralization in north Pariz prospecting area, Sirjan, Kerman province. Pariz steel co., Kerman, 85 pp.
- Atapour, H., 2007. Geochemical evolution and metallogeny of potassic igneous rocks in Dehaj-Sardoieh, Kerman Province, with emphasis on specific elements. Unpublished Ph.D. Thesis, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran, 280 pp. (in Persian with English abstract)
- Ayuso, R.A., Barton, M.D., Blakely, R.J., Bodnar, R.J., Dilles, J.H., Gray, Floyd, Graybeal, F.T., Mars, J.C., McPhee, D.K., Seal, R.R., Taylor, R.D. and Vikre, P.G., 2010. In: D.A. John (Editor) *Porphyry copper deposit model: Chapter B in mineral deposit models for resource assessment: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010–5070–B*, Denver, 169 pp. <https://doi.org/10.3133/sir20105070B>
- Bakshiev, I.A., Prokof'ev, V.Y., Zarskiy, G.P., Chitalin, A.F., Yapaskurt, V., Nikolaev, Y.N., Tikhomirov, P.L., Nagornaya, E.V., Rogacheva, L.I., Gorelikova, N.V. and Kononov, O.V., 2012. Tourmaline as prospecting guide for the porphyry-style deposits. *European Journal of Mineralogy*, 24(6): 957–979. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2012/0024-2241>
- Bodnar, R.J., 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O–NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57(3): 683–684. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(93\)90378-A](https://doi.org/10.1016/0016-7037(93)90378-A)
- Bodnar, R.J., Lecumberri-Sanchez P., Moncada, D. and Steele-MacInnis M., 2014. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. In: H.D. Holland and K.K. Turekian (Editors), *Treatise on Geochemistry*. Oxford: Elsevier, pp. 119–142. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.01105-0>
- Bodnar, R.J., Reynolds, T.J. and Kuehn C.A., 1985. Fluid-inclusion systematics in epithermal systems. In: B.R. Berger and P.M. Bethke (Editors), *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems. Reviews in Economic Geology*, pp. 73–97. <https://doi.org/10.5382/Rev.02.05>
- Bove, D.J., Mast, M.A., Dalton, J.B., Wright, W.G. and Yager, D.B., 2004. Major Styles of Mineralization and Hydrothermal Alteration and Related Solid- and Aqueous-Phase Geochemical Signatures. In: S.E. Church, P. von Guerard and S.E. Finger (Editors), *Integrated Investigations of Environmental Effects of Historical Mining in the Animas River Watershed, San Juan County, Colorado*. U.S. Geological Survey, Professional Paper 1651, pp. 165–230. Retrieved June 05, 2021 from https://pubs.usgs.gov/pp/1651/downloads/Vol1_combinedChapters/vol1_chapE3.pdf
- Cairncross, B. and Bahmann U., 2006. Minerals from the Goboboseb Mountains: Brandberg Region, Namibia. *Rocks & Minerals*, 81(6): 442–457. <https://doi.org/10.3200/RMIN.81.6.442-457>
- Chang, Z., Hedenquist, J.W., White, N.C., Cooke, D.R., Roach, M., Deyell, C.L., Garcia, J., Jr., Gemmell, J.B., McKnight, S. and Cuisson, L., 2011. Exploration tools for linked porphyry and epithermal deposits: Example from the Mankayan intrusion-centered Cu-Au district, Luzon, Philippines. *Economic Geology*, 106(8): 1365–1398. <https://doi.org/10.2113/econgeo.106.8.1365>
- Chiu, H.-Y., Chung, S.L., Zarinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Khatib, M.M. and Iizuka, Y., 2013. Zircon U–Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan

- subduction and Zagros orogeny. *Lithos*, 162–63: 70–87.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.01.006>
- Corbett, G.J., 2009. Anatomy of porphyry-related Au-Cu-Ag-Mo mineralised systems: Some exploration implications. In: K. Camuti and D. Young (Editors) *Northern Queensland Exploration and Mining 2009 and North Queensland Seismic and MT Workshop Extended Abstracts*. Australian Institute of Geoscientists (AIG) Bulletin 49, pp. 33–46. Retrieved Jan. 12, 2021 from
<https://www.aig.org.au/publication-shop/digital-aig-bulletin-no-49-northern-queensland-exploration-mining-2009/>
- Dimitrijevic, M.D., 1973. Geology of the Kerman region. Geological Survey of Iran, Tehran, Report Yu/52, 334 pp.
- Dimitrijevic, M.D., Dimitrijevic, M.N., Djordjevic, M. and Voluvic, D., 1973. Geological map of Pariz, No. 7149, scale 1:100,000. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Ebrahimi, S., Alirezaei S. and Pan, Y., 2011. Geological setting, alteration, and fluid inclusion characteristics of Zaglic and Safikhloo epithermal gold prospects, NW Iran. In: A.N., Sial, J.S., Bettencourt, C.P. De Campos and V.P. Ferreira (Editors), *Granite-Related Ore Deposits*. Geological Society, London, pp. 133–147.
<https://doi.org/10.1144/SP350.8>
- Ebrahimi, S., Alirezaei, S., Pan, Y. and Mohammadi, B., 2017. Geology, mineralogy and ore fluid characteristics of the Masjed Daghi 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., Alirezaei, S. and Mehrparto, M., 2009. Mineralogy and fluid inclusion studies of Sharafabad epithermal gold deposit, northwest Iran. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, 71(18): 149–154. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22071/gsj.2010.57004>
- Einali, M., Alirezaei, S., Bakker, R.J. and Mohammadzadeh, Z., 2015. Laser Raman Microspectroscopy of fluid inclusions and evolution of ore fluids in Baghkhoshk porphyry copper system, southern Urumieh- Dokhtar magmatic belt. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, 97(25): 21–36. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22071/gsj.2015.41349>
- Farhoudi, G., 1978. A comparison of Zagros geology to island arcs. *The Journal of Geology*, 86(3): 323–334.
<https://doi.org/10.1086/649694>
- Ghorbani Kahrizsangi, M., Alirezaei, S. and Asadi Harooni, H., 2014. Physicochemical characteristics, sulfur isotope ratio, and source of ore fluids in Kalchueh Cu-Au deposit, Central Iran. *Researches in Earth Sciences*, 18(2): 75–96. (in Persian with English abstract) Retrieved Oct. 12, 2020 from
http://esrj.sbu.ac.ir/article_95295.html
- Guilbert, J.M. and Park, C.F. (Translated by Alirezaei S.), 2016. *The Geology of Ore Deposits*, Amirkabir Publisher, Tehran, 983 pp.
- Haghighi, E., Alirezaei, S. and Ashrafpour, E., 2013. Mineralization, alteration, and ore fluid characteristics in the Cheshmeh Hafez base and precious metals deposits, Torud-Chahshirin belt, North-Central Iran. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, 88(22): 99–110. (in Persian with English abstract)
<http://dx.doi.org/10.22071/gsj.2013.53682>
- Hassanzadeh, J., 1993. Metallogenic and tectono-magmatic events in the SE Sector of the Cenozoic active continental margin of Iran (Shahr-e-Babak area, Kerman province). Unpublished Ph.D. Thesis, University of California, Los Angeles, U.S.A, 204 pp.
- Hedenquist, J.W., Arribas, A. and Gozales-Urien, E., 2000. Exploration for epithermal gold deposits. In: S.G. Hagemann and P.E. Brown (Editors), *Reviews in Economic Geology*. Society of Economic Geologists, Special Publication 13, Littleton, pp. 245–277.
<https://doi.org/10.5382/Rev.13.07>
- Hedenquist, J.W. and Taran, Y., 2013. Modeling the formation of advanced argillic lithocaps: volcanic vapor condensation above porphyry intrusions. *Economic Geology*, 108(7): 1523–1540.
<https://doi.org/10.2113/econgeo.108.7.1523>
- Hosseini, M.R., Hassanzadeh, J., Alirezaei, S., Sun, W. and Li, C.Y., 2017. Age revision of the Neotethyan arc migration into the southeast Urumieh-Dokhtar belt of Iran: Geochemistry and U–Pb zircon geochronology. *Lithos*, 284–285(1): 296–309.

- <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.03.012>
- Kazemi Mehrnia, A., 2010. Characteristics of the leached cap and evolution of the supergene-enriched blanket in the NW Kerman belt porphyry Cu-Mo deposits. Unpublished Ph.D. thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran, 310 pp. (in Persian with English abstract)
- Kazemi Mehrnia, A., Rasa, A., Alirezaei, S., Asadi Haroni, H. and Karami, J., 2011. Alteration mapping in Seridun porphyry copper deposit using infrared spectrometry (PIMA), ASTER satellite images and XRD. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, 79(20): 3–12. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22071/gsj.2018.54987>
- Lambrecht, G. and Diamond, L.W., 2014. Morphological ripening of fluid inclusions and coupled zone-refining in quartz crystals revealed by cathodoluminescence imaging: Implications for CL-petrography, fluid inclusion analysis and trace-element geothermometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 141(15): 381–406.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2014.06.036>
- 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(1): 14–22.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.05.044>
- McInnes, I.A., Evans, N.J., Fu, F.Q. and Garwin, S., 2005. Application of thermochronology to hydrothermal ore deposits. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58(1): 467–498.
<https://doi.org/10.2138/rmg.2005.58.18>
- Moncada, D., Mutchler, S., Nieto, A., Reynolds, T.J., Rimstidt, J.D. and Bodnar, R.J., 2012. Mineral textures and fluid inclusion petrography of the epithermal Ag–Au deposits at Guanajuato, Mexico: Application to exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, 114: 20–35.
<https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2011.12.001>
- Naden, J., Kilias, S.P., Leng, M.J., Cheliotis, I. and Shepherd, T.J., 2003. Do fluid inclusions preserve $\delta^{18}\text{O}$ values of hydrothermal fluids in epithermal systems over geological time? Evidence from paleo- and modern geothermal systems, Milos Island, Aegean Sea. *Chemical Geology*, 197(1–4): 143–159.
[https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00289-9](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00289-9)
- Nazarinia, A., Mortazavi M., Arvin, M. and Poosti, M., 2019. Thermobarometry of Mamzar granitoid body and its tectonomagmatic implication. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 27(1): 122–134. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.29252/ijcm.27.1.123>
- Noorizadeh, M., Moradian, A., Ahmadipour, H., Ghassemi, M.R. and Santos, J.F., 2018. Petrology, geochemistry and tectonomagmatic evolution of Hezar igneous complex (Rayen-South of Kerman-Iran): the first description of an arc remnant of the Neotethyan subduction zone. *Journal of Sciences Islamic Republic of Iran*, 29(4): 341–359.
<https://doi.org/10.22059/jsciences.2018.67446>
- Ohmoto, H. and Goldhaber, M.B., 1997. Sulfur and Carbon Isotopes. In: H.L. Barnes (Editor), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, John Wiley and Sons, New York, pp. 517–611.
- Ramezani, Z., 1995. The Meideh silicic zone in Meideh area, north Pariz, Kerman: Mineralogy and conditions of formation. Unpublished M.Sc. Thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran, 203 pp. (in Persian with English abstract)
- Roedder, E., 1984. Fluid Inclusions. *Reviews in Mineralogy*, vol. 12, Mineralogical Society of America, 646 pp.
- Shafiei, B., Haschke, M. and Shahabpour, J., 2009. Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, southeastern Iran. *Mineralium Deposita*, 44(3): 265–283.
<https://doi.org/10.1007/S00126-008-0216-0>
- Shahabpour, J., 2005. Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian Earth Sciences*, 24(4): 405–417.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2003.11.007>
- Shahabpour, J., 2015. *Economic Geology*. Shahid Bahonar University Press, Kerman, Iran, 548 pp. (in Persian)
- Sillitoe, R.H., 2010. Porphyry Copper Systems. *Economic Geology*, 105(1): 3–41.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3>
- Sillitoe, R.H., 2015. Epithermal paleosurfaces. *Mineralium Deposita*, 50(7): 767–793.
<https://doi.org/10.1007/s00126-015-0614-z>
- Steele-MacInnis, M., Bodnar, R.J. and Naden, J., 2011. Numerical model to determine the composition of H₂O–NaCl–CaCl₂ fluid inclusions

- based on microthermometric and microanalytical data, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(1): 21–40.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.10.002>
- Stöcklin, J., 1974. Possible ancient continental margins in Iran, In: C.A. Burk and C.L. Drake (Editors), *The Geology of Continental Margins*. Springer, Berlin, pp. 837–887.
https://doi.org/10.1007/978-3-662-01141-6_64
- Sun, W., Huang, R.F., Li, H., Hu, Y., Zhang, C., Sun, S., Zhang, L., Ding, X., Li, C., Zartman, R.E. and Ling, M., 2015. Porphyry deposits and oxidized magmas. *Ore Geology Reviews*, 65(1): 97–131.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.09.004>
- Taghipour, B. and Makizadeh, M.A., 2009. The origin of hydrothermal alterations using stable isotopes in Takestan area (Lower Taron). *Journal of Economic Geology*, 1(1): 101–115. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/ECONG.V1I1.3683>
- Taylor, H.P., 1997. Oxygen and Hydrogen Isotope Relationships in Hydrothermal Mineral Deposits. In: H.L. Barnes (Editor), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. John Wiley & Sons, New York, NY, pp. 229–302.
- Van den Kerkhof, A.M. and Hein, U.F., 2001. Fluid inclusion petrography. *Lithos*, 55(1–4): 27–47.
[https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00037-2](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00037-2)
- 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.2021.69283.1010



Investigation of the Source of ^{238}U , ^{232}Th and ^{40}K Radiation of in the Neyshabour Turquoise Mine and its Environmental Impacts

Alireza Mazloumi Bajestani^{1*}, Akram Fahim²

¹ Assistant professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Payame Noor University, Tehran, Iran

² M.Sc., Department of Geology, Faculty of Sciences, Payame Noor University, Tehran, Iran

ARTICLE INFO

EXTENDED ABSTRACT

Article History

Received: 09 March 2021

Revised: 10 May 2021

Accepted: 24 May 2021

Keywords

Turquoise
Neyshabour
Environmental Impacts
Radioactivity

Introduction

The Neyshabour Turquoise Mine is located at 55 km North West of Neyshabour in latitude of E58°, 23" and longitude of N36°, 23". This area is situated at the Cenozoic continental magmatic arc in the north of Sabzevar ophiolite sequence and extends to Binalood Mountains (Spies et al., 1983; Karimpour and Malekzadeh Shafaroudi, 2013). Rock units consist of Eocene intermediate volcanic and intrusive bodies and breccia's which are the country rock of ore deposits in the Firouzeh area (Mohammad Nejad et al., 2011a). The Turquoise Mine was suggested as the first Iron Oxide Cu-Au-U-LREE mineralized system in Iran (Karimpour et al., 2012). The turquoise was formed on the oxidation zone of this deposit. The mining procedure operates as underground mining and mine wastes that were recycled for extraction of turquoise were released in the vicinity of the mine area and the surrounding Madan village. High radiometric anomaly of Uranium and Thorium has been reported in the Firouzeh area (Karimpour and Malekzadeh Shafaroudi, 2013). The aim of this study is to study the gamma radioactivity of ^{238}U , ^{232}Th , and ^{40}K in different parts of this area (tunnels, rock units, mine waste, habitations and water resources) and to determine the origin of gamma radioactivity by gamma spectroscopy implement via portable gamma scintillation system (MCA) with sodium iodide NaI (Tl) detector.

*Corresponding author

Alireza Mazloumi Bajestani

✉ alr.mazloumi@pnu.ac.ir

How to cite this article

Mazloumi Bajestani, A. and Fahim, F., 2021. Investigation of the Source of ^{238}U , ^{232}Th and ^{40}K Radiation of in the Neyshabour Turquoise Mine and its Environmental Impacts. Journal of Economic Geology, 13(4): 697–718. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/ECONG.2021.69283.1010>



©2021 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.

Results

The total average natural gamma radioactivity in the mine tunnels was measured to be 98.31 cps. The average gamma radioactivity associated with ^{238}U in the tunnels was 5.2 cps. The average gamma radioactivity associated with ^{232}Th (1.4 cps) in all samples from the tunnels is less than ^{238}U . Highest natural gamma radioactivity associated with ^{40}K was measured in the mine tunnels. Trachyte rock units and the Limonitic soils had the maximum natural total gamma radioactivity and andesite unit shows the least values. The high concentration of these elements in limonitic soils was formed by adsorption of radioactive cations by Fe Oxides. The lowest gamma radioactivity was determined in andesite rock units, coarse grain alluvium and coarse grain soils. Mine wastes from the turquoise mine are explored again by villagers and this might cause exposure to additional dose in this way. The average total gamma radioactivity is 75.26 cps in mine wastes. The highest and lowest gamma radioactivity in the mine waste was associated with ^{40}K and ^{232}Th , respectively. There is a high gamma radioactivity in homes that have been made by local raw materials. Average total gamma radioactivity in rural houses is 83.73 cps. The maximum and minimum total gamma radioactivity was associated with ^{40}K and ^{232}Th , respectively. There is high natural gamma radioactivity in mine drainage waters and springs that which occur on marl unit. The mine tunnels had the most gamma radioactivity and stream sediments show the lowest gamma radioactivity in different samples in the area. ^{238}U , ^{232}Th and ^{40}K radio activities have strong positive relationships and they probably have a similar source. ^{40}K has the most gamma radioactivity in this region. Therefore, trachytic rocks are the source of natural gamma radioactivity in the studied area.

Based on mineralogical studies on Neyshabour turquoise mine (Mansouri Gandomani et al., 2020), there are no radioactive elements in Turquoise mineral. There are not reliable statistics on occupational diseases and cancer among miners because these patients are sent to Mashhad hospitals or migrate from this area. However, the number of people infected by lung disease such as pneumoconiosis and silicosis is growing and many pensioners and old miners are suffering from different forms of cancer such as cancer of digestive and respiratory systems. The average number of victims of cancer in the Madan village (next to the turquoise mine) is more than other habitants in the Neyshabour area. Although development of cancer is related to several factors, but exposure to radioactivity in job conditions, geological features, presence of radiogenic radon gas in water and air of the area, and presence of ^{238}U , ^{232}Th and ^{40}K in geological formations in the region suggest that radioactive emissions could be considered as the key factors contributing to cancer in this region.

Discussion

The average level of natural total gamma radioactivity associated with ^{238}U , ^{232}Th and ^{40}K in the Neyshabour turquoise mine area was 87.78 cps. Mine tunnels, houses, mine wastes and geological outcrop have the highest natural total gamma radioactivity, respectively. Trachyte rocks unit has the highest natural gamma radioactivity and andesite coarse-grained clastic sediments display the lowest values. ^{40}K has the most total gamma radioactivity in the study area. Trachytic rocks are the source of natural gamma radioactivity in this region. The radioactivity of ^{238}U , ^{232}Th and ^{40}K in geological formations can be considered as a main factor contributing to cancer.



بررسی منشأ پرتوزایی گامای طبیعی ناشی از ^{238}U ، ^{232}Th و ^{40}K در معدن فیروزه نیشابور و آثار زیست محیطی آن

علیرضا مظلومی بجستانی^{۱*}، اکرم فهیم^۲

^۱ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

^۲ کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

چکیده

اطلاعات مقاله

معدن فیروزه نیشابور در استان خراسان رضوی و ۵۵ کیلومتری شمال غرب نیشابور قرار دارد. این معدن به عنوان کانسار بزرگ مس-طلای همراه با اکسیدهای آهن از نوع مس-طلا-اورانیوم-عناصر نادر خاکی معرفی شده است. تشکیل فیروزه مربوط به زون سوپرژن معدن بوده و تا عمق حدود ۸۰ متری مشاهده شده است. واحدهای سنگی منطقه شامل سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی حدواسط است که تحت دگرسانی قرار گرفته‌اند. ارزیابی‌های زمین‌شیمیایی، وجود عناصر پرتوزا را در منطقه نشان داده است. برای تعیین منشأ و مخاطرات زیست محیطی مربوطه، پرتوزایی گاما و آلفای حاصل از ^{238}U ، ^{232}Th و ^{40}K در ۶۹ نقطه معدن و نواحی مجاور آن تعیین شد. بیشترین پرتوزایی گامای مرتبط با عناصر ^{238}U ، ^{232}Th و ^{40}K در انتهای تونل اصلی و منطبق بر واحد سنگی تراکیت است. بیشترین پرتوزایی گاما به ترتیب در تونل‌های معدن، منازل مسکونی، باطله‌های معدنی، تشکیلات زمین‌شناسی و منابع آبی اندازه‌گیری شد. بالاترین پرتوزایی گاما در منطقه مورد بررسی از پتاسیم (^{40}K) نشأت گرفته است. سنگ‌های تراکیتی، بالاترین پرتوزایی طبیعی گامای کل را دارند و به عنوان منشأ اصلی پرتوزایی منطقه معرفی می‌شوند. بیماری‌های پنومو کونیوزیس و سیلیکوسیس در معدن کاران قدیمی گزارش شده است. در بین افراد بازنشسته سرطان‌های دستگاه گوارش و ریه فراوانی بیشتری دارد.

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۱۲/۱۹

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۰/۰۲/۲۰

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۳/۰۳

واژه‌های کلیدی

فیروزه

نیشابور

مخاطرات زیست محیطی

پرتوزایی

نویسنده مسئول

علیرضا مظلومی بجستانی

alr.mazloumi@pnu.ac.ir ✉

استناد به این مقاله

مظلومی بجستانی، علیرضا و فهیم، اکرم، ۱۴۰۰. بررسی منشأ پرتوزایی گامای طبیعی ناشی از ^{238}U ، ^{232}Th و ^{40}K در معدن فیروزه نیشابور و آثار زیست محیطی آن. <https://doi.org/10.22067/ECONG.2021.69283.1010> . ۷۱۸-۶۹۷. ۱۳(۴): ۶۹۷-۷۱۸

مقدمه

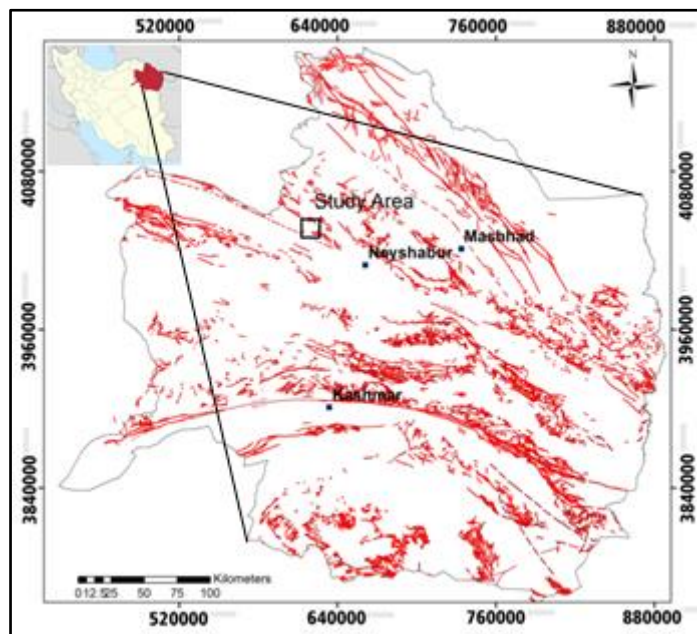
مواد پرتوزا یکی از انواع آلاینده‌های محیط زیست هستند که امروزه با توجه به مخاطرات همراه با آنها مورد توجه قرار گرفته‌اند. این عناصر در بعضی سایت‌های معدنی به عنوان عناصر فرعی یا همراه با باطله‌ها بوده و ممکن است با گذشت زمان پرتوزایی حاصل از آنها برای کارگران شاغل در معدن خطراتی به دنبال داشته باشد (Bunzl et al., 1994; Awudu et al., 2010; Wang et al., 2015; Mekongtso et al., 2016; Nguelem et al., 2016; Louw, 2020). پرتوزایی ناشی از این هسته‌های طبیعی می‌تواند در زمان کوتاه و یا دراز مدت باعث ایجاد انواع بیماری‌ها و سرطان‌ها شود (Ibrahim, 1999; Abdi et al., 2008; Dragovic' et al., 2010; Lottermoser, 2010; Zytoon et al., 2014; Papadopoulos et al., 2014; La Verde et al., 2020). معدن فیروزه نیشابور در ۵۵ کیلومتری شمال غرب شهر نیشابور در مختصات طول جغرافیایی 36° و $30'$ شمالی قرار دارد (شکل ۱). نخستین بار در سال ۲۰۱۱ معدن فیروزه نیشابور به عنوان کانسار بزرگ مس - طلای همراه با اکسیدهای آهن از نوع مس - طلا - اورانیوم - عناصر نادر خاکی معرفی شده است (Karimpour et al., 2012).

به دلیل اهمیت وجود یکی از مرغوب‌ترین انواع فیروزه دنیا در این معدن، همه توجه‌ها به سوی این کانی معطوف بوده و به کانی‌زایی فلزی در آن توجهی نشده است. تشکیل فیروزه از لحاظ فرایندهای زمین‌شناسی بسیار پیچیده بوده و نیازمند شرایط بسیار خاص زمین‌شناسی است (Ray et al., 2006).

این منطقه در شمال شرقی نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سلطان‌آباد (Akrami and Askari, 2000) قرار گرفته است. بررسی‌های دورسنجی و بارزسازی زون‌های دگرسانی توسط ملکزاده شفارودی و کریم‌پور (Malekzadeh Shafaroudi and Karimpour, 2010) انجام شده است. اکتشافات زمین‌شیمیایی بر اساس زمین‌شیمی رسوبات رودخانه‌ای در نواحی اطراف معدن

فیروزه انجام شده و آنومالی‌های مربوطه تعیین شده‌اند (Esfandiarpour et al., 2011a; Esfandiarpour et al., 2011b; Mohammad Nejad et al., 2011a; Mohammad Nejad et al., 2011b). کریم‌پور و ملکزاده شفارودی (Karimpour and Malekzadeh Shafaroudi, 2013) ناهنجاری‌های اورانیوم و توریم در منطقه را گزارش کرده‌اند. بررسی‌های زمین‌شناسی، دگرسانی، کانی‌سازی، زمین‌شیمی، زمین‌شناسی فیزیکی و سیالات درگیر در معدن فیروزه نیشابور نشان‌دهنده حضور کانی‌سازی بزرگی از نوع اکسید آهن مس - طلا - اورانیوم - عناصر نادر خاکی سبک، مشابه با بخش هماتیت - غالب کانسار اکسید آهن و مس المپیک‌دم است (Ghiasvand et al., 2019). عملیات معدن‌کاری در معدن فیروزه نیشابور به صورت زیرزمینی بوده و باطله‌های حاصل از معدن‌کاری که دوباره برای بازیافت فیروزه مورد کاوش قرار می‌گیرد، در مجاورت معدن، محوطه روستاهای مجاور و آبراهه‌ها رها می‌شوند. پژوهش‌هایی درباره پرتوزایی رادون (^{222}Rn) در آب و هوای معدن انجام شده؛ اما در مورد منشأ این پرتوزایی بحث نشده است (Binesh and Mowlavi, 2010; Mowlavi and Binesh, 2012; Mohammad Jafari et al., 2020).

در پژوهش دیگری بیماری‌های ریوی شغلی در کارگران معدن فیروزه نیشابور بررسی شده و به مواردی از نارسایی‌ها و بیماری‌های شغلی اشاره شده است (Majdy et al., 2009). این پژوهش در قالب پایان‌نامه دوره کارشناسی‌ارشد (Fahim, 2015; Mazloumi Bajestani and Fahim, 2016) انجام شده است و پرتوزایی حاصل از ^{238}U ، ^{232}Th و ^{40}K در بخش‌های مختلف منطقه معدنی (واحدهای سنگی، باطله‌ها، آب‌های سطحی و زیرزمینی و هوای بخش‌های مختلف معدنی و مسکونی) اندازه‌گیری شده و منشأ پرتوزایی و سهم هریک از بخش‌های ذکر شده در پرتوزایی کلی منطقه تعیین شده است.



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی منطقه مورد بررسی در شمال غربی شهر نیشابور
Fig. 1. Location of study area at north west of Neyshabour city

روش مطالعه

نحوه نمونه برداری، اندازه گیری و محاسبه پرتوهای طبیعی توسط آژانس بین المللی انرژی اتمی (International Atomic Energy Agency, 2002; International Atomic Energy Agency, 2003)، سازمان همکاری اقتصادی و توسعه (Organization for Economic Co-operation and Development, 2014) و سایر منابع (Delacroix et al., 2002; Ray et al., 2006) بیان شده است. برای اندازه گیری پرتو گاما، از دستگاه گاماسنج سوسوزن MAC، متعلق به آزمایشگاه تحقیقات زمین شناسی زیست محیطی دانشگاه پیام نور مشهد استفاده شد. این سامانه طیف سنجی، شامل یک MCA دو هزار کانالی قابل افزایش تا ۴۰۰۰ کانال، ولتاژهای از صفر تا ۱۰۰۰ ولت و قابل افزایش تا ۲۰۰۰ ولت، پری آمپلی فایر و آمپلی فایر داخلی است و توسط پورت سریال به کامپیوتر شخصی قابل حمل متصل می شود. در این دستگاه از آشکارسازهایی استفاده شده که خروجی آنها متناسب با مقدار انرژی به جای مانده پرتوی ورودی

است. در هنگام اندازه گیری پرتو گاما، آشکارساز بر روی سه پایه مستقر شده و نمونه برداری در ارتفاع یک متر از سطح زمین انجام شد. ولتاژ دستگاه ۱۰۰۰ ولت و مدت زمان انتخاب شده برای ثبت پرتو گاما در هر نقطه ۲۰ دقیقه در نظر گرفته شد. پرتو سنجی گاما به صورت تصادفی در ۶۹ نقطه شامل ۲۰ نقطه زیر سطحی در تونل اصلی و فرعی معدن و ۴۹ نقطه در سطح زمین (آبراهه ها، قنات ها، رخنمون واحدهای سنگی، باطله ها و منازل روستای معدن بالا و معدن پایین) انجام شد. طیف به دست آمده از آشکارساز، به کمک نرم افزار NT MCA (نرم افزار اختصاصی دستگاه) تجزیه و تحلیل شد و تعداد پرتو گامای نشر یافته از عناصر اورانیوم (^{238}U)، توریم (^{232}Th) و پتاسیم (^{40}K) برای هر نقطه تعیین شد.

بحث

زمین شناسی و کانی سازی

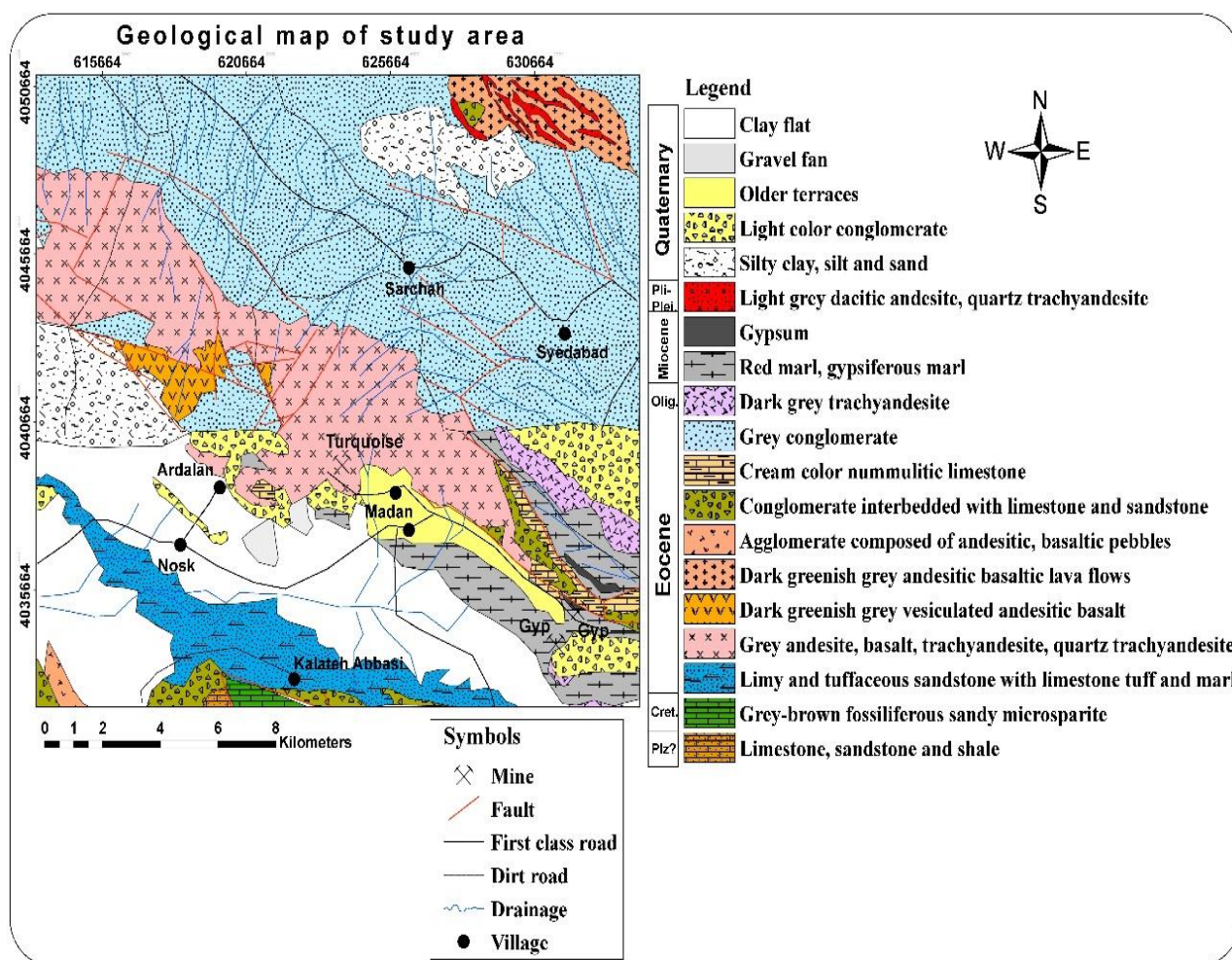
معدن فیروزه نیشابور در شمال شرقی نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰

بخش‌های شمال شرقی و شرقی معدن گزارش شده است که در سنگ‌های آتشفشانی نفوذ کرده‌اند. این واحدها در واقع رخنمون‌هایی از توده‌های نفوذی نیمه عمیق و خاستگاه کانی‌سازی بزرگ منطقه هستند (Karimpour and Malekzadeh, 2013b). برش گسلی و گرمایی نیز به وفور در منطقه مشاهده می‌شود. برش گرمایی نوعی از کانی‌سازی منطقه بوده و بخشی از کانی‌های سولفیدی و اکسیدی را به همراه دارد (Esfandiarpour et al., 2011a, Esfandiarpour et al., 2011b). به طور کلی می‌توان سنگ‌های منطقه معدن را به سه بخش تقسیم کرد (Karimpour et al., 2012): بخش زیرین که خود از پایین به بالا شامل ریوتراکیت، کوآرتز تراکیت و کراتوفیر است. این سنگ‌ها از لحاظ درصد اکسیدفسفر (P_2O_5)، کمتر از یک درصد بوده و از نظر فیروزه جالب توجه نیست. واحد میانی که به شدت تحت تأثیر فرسایش هیدروترمال قرار گرفته و دارای آلونیت فراوان و فیروزه کم به شکل دانه‌های پراکنده و رگچه است. واحد بالایی شامل تراکیت است و به شدت برشی، سیلیسی و کائولینیزه شده که دارای پیریت ثانویه فراوان به صورت دانه و رگچه با مقدار کمی کالکوپیریت است. مقدار P_2O_5 در این واحد بین ۱ تا ۳ درصد است. بیشترین ذخیره فیروزه استخراج شده از این واحد بوده و محل تجمع فیروزه بیشتر در محل برخورد گسل‌های اصلی و فرعی در بخش‌های خرد شده و به شدت برشی شده، قرار دارد (Eslami et al., 2012). دگرسانی وسیعی واحدهای آتشفشانی و نفوذی منطقه را تحت تأثیر قرار داده و شامل زون‌های اصلی سیلیسی، آرژیلیک، کربناتی و پروپلیتیک است. زون سیلیسی و آرژیلیک به ترتیب دگرسانی‌های اصلی منطقه هستند. کانی‌سازی فلزی به شکل‌های افشان، استوک‌ورک و برش هیدروترمالی دیده می‌شود. کانی‌های اولیه شامل پیریت، مگنتیت، اسپیکولاریت، کالکوپیریت و بورنیت است. کانی‌های ثانویه شامل فیروزه، کالکوزیت، کوولیت و اکسیدهای آهن است (Karimpour et al., 2012). زون گوسان وسیعی در منطقه دیده می‌شود که بیانگر اکسایش شدید کانی‌های سولفیدی

سلطان‌آباد (Akrami and Askari, 2000) و جنوب شرقی نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ مشکان (Amini and Khannazar, 2000) واقع شده است (شکل ۲). این معدن در کمان ماگمایی قاره‌ای سنوزوئیک شمال منطقه افیولیتی سبزوار که روند شمال غربی - جنوب شرقی دارد، قرار گرفته است. نوار مزبور اغلب ماهیت آهکی - قلیایی داشته و سن آن از جنوب به شمال از ائوسن تا پلیستوسن تغییر می‌کند. عرض این نوار از ۱۰۰ تا ۱۵۰ کیلومتر از شمال سبزوار تا جنوب قوچان ادامه داشته و طول آن نیز حدود ۲۰۰ کیلومتر از فرومد تا نیشابور است و آن را دنباله رشته کوه‌های بینالود دانسته‌اند (Bauman et al., 1983; Spies et al., 1983; Karimpour, 2013 and Malekzadeh Shafaroudi, 2013). در نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سلطان‌آباد و مشکان نیز این منطقه بخشی از واحد ساختاری بینالود در نظر گرفته شده است (Akrami and Askari, 2000, Amini and Khannazar, 2000). در پژوهش دیگری این نوار، زون تبدیلی مشکان نام‌گذاری شده است که سرگذشت زمین‌ساختی متفاوتی نسبت به زون‌های مجاور خود دارد (Shabanian et al., 2009). بر اساس رخنمون‌های موجود در راستای گسل‌های رانده و رورانده، پی - سنگ این منطقه شامل رسوبات پالئوزوئیک است که بیشتر در نواحی جنوبی مشاهده می‌شود. آهک‌های فسیل دار کرتاسه، ماسه سنگ‌های توفی - آهکی و مارن اوایل ائوسن نیز از رسوبات قدیمی منطقه هستند. واحدهای سنگی محدوده معدن فیروزه را به سه بخش واحدهای آتشفشانی، توده‌های نفوذی نیمه عمیق و انواع برش تقسیم کرده‌اند (Mohammad Nejad et al., 2011a). سنگ‌های آتشفشانی بخش زیادی از منطقه را به خود اختصاص داده‌اند و بر اساس نقشه زمین‌شناسی سلطان‌آباد، سن نسبی آنها ائوسن است. این واحدها شامل تراکیت، آندزیت، لاتیت و برش آتشفشانی است (Karimpour and Malekzadeh, 2013). در نقشه زمین‌شناسی سلطان‌آباد سنگ‌های نفوذی گزارش نشده است؛ اما رخنمون‌هایی از توده‌های نفوذی نیمه عمیق حدواسط با بافت پورفیری در

بسیار خاص زمین‌شناسی است. برای تشکیل فیروزه سنگ‌های غنی از فلدسپات و آپاتیت (فلورو آپاتیت) و حضور کانی‌های سولفور (کالکوپیریت و پیریت) ضروری است.

است. ضخامت زون اکسیدان بیش از ۸۰ متر برآورد شده و تا همین عمق، کانی‌سازی فیروزه هم ادامه دارد. تشکیل فیروزه از لحاظ فرایندهای زمین‌شناسی بسیار پیچیده بوده و نیازمند شرایط



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی محدوده معدن فیروزه نیشاپور (Akrami and Askari, 2000; Malekzadeh Shafaroudi et al., 2010)

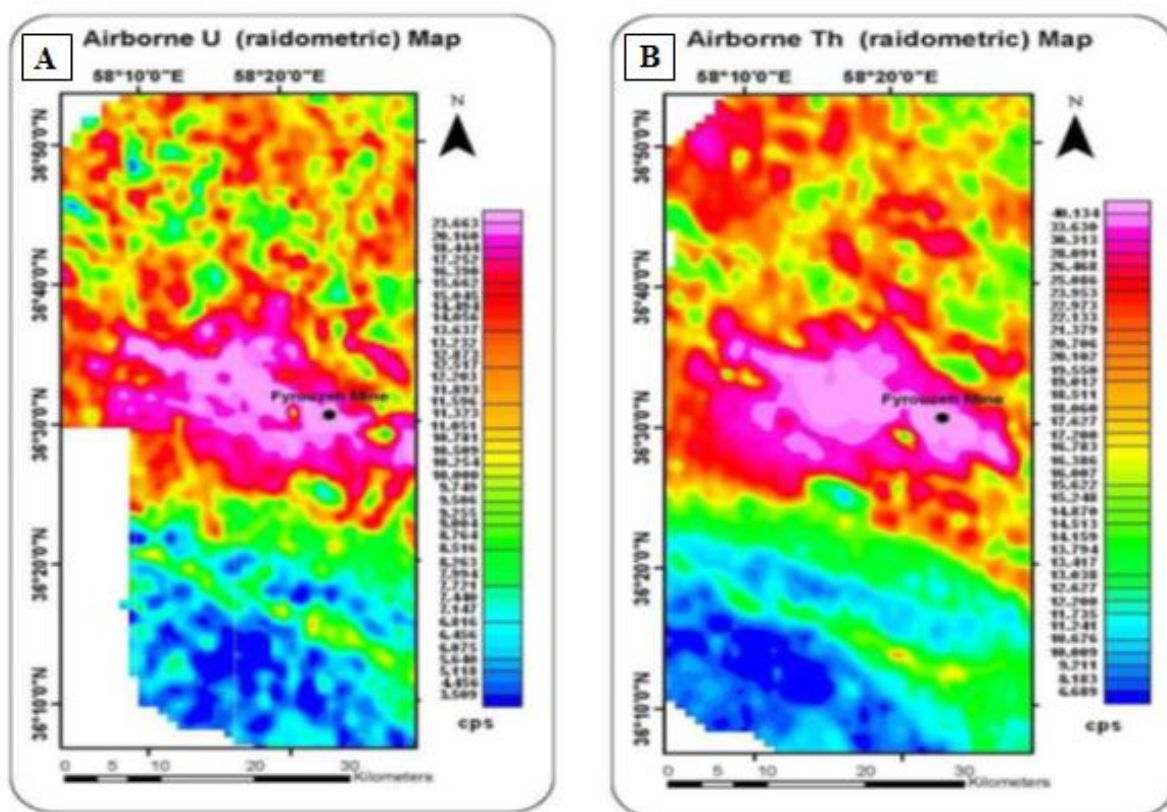
Fig. 2. Geological map of Nishapur Turquoise Mine area (Akrami and Askari, 2000; Malekzadeh Shafaroudi et al., 2010)

مشخصی بین دگرسانی کائولینیتی شدن و تشکیل فیروزه (Cu) وجود دارد. به این صورت که اسیدسولفوریک حاصل از تجزیه پیریت و کالکوپیریت که حاوی مقداری مس است، در اثر برخورد با آپاتیت‌های موجود در

کانی فیروزه در نتیجه عملکرد فرایندهای زمین‌شیمیایی زون اکسیدان کانسارهای مس که در شرایط خاص زمین‌شناسی قراردادشته باشند، تشکیل می‌شود. برای تشکیل فیروزه باید هم‌زمان چندین مرحله دگرسانی انجام‌شود. از لحاظ کانی‌زایی، ارتباط

بررسی‌های زمین‌شیمیایی در ناحیه معدنی، ناهنجاری‌های عناصر مس، طلا، روی، آرسنیک، مولیبدن، کبالت، اورانیوم، عناصر نادر خاکی سبک، نیویوم و توریم را نشان می‌دهد. نتایج بررسی‌های ژئوفیزیک هوایی نیز ناهنجاری بالای مغناطیسی و رادیومتری (اورانیوم و توریم) را در کمربند آتشفشانی ائوسن میزبان معدن مشخص کرده است (شکل ۳-A و B) (Karimpour et al., 2012).

سنگ، تولید اسیدفسفریک و اسیدفلوئوریدریک کرده، اسیدفلوئوریدریک به دست آمده، باعث تجزیه فلدسپات‌های موجود شده و تولید Al_2O_3 می‌کند. در اثر انحلال Al_2O_3 در اسیدسولفوریک که حاوی مقداری سولفات مس و اسیدفسفریک است، محلول‌های حاوی فیروزه به دست می‌آید که در داخل حفره‌ها و شکاف‌های سطح مشترک بین سنگ رسوب کرده و یا جانشین فلدسپات‌ها می‌شود.



شکل ۳. نقشه رادیومتری A: اورانیوم و B: توریم در منطقه شمال غرب نیشابور (Karimpour et al., 2012)

Fig. 3. Radiometric maps of A: Uranium and B: thorium on northwest of Nyshabour area (Karimpour et al., 2012)

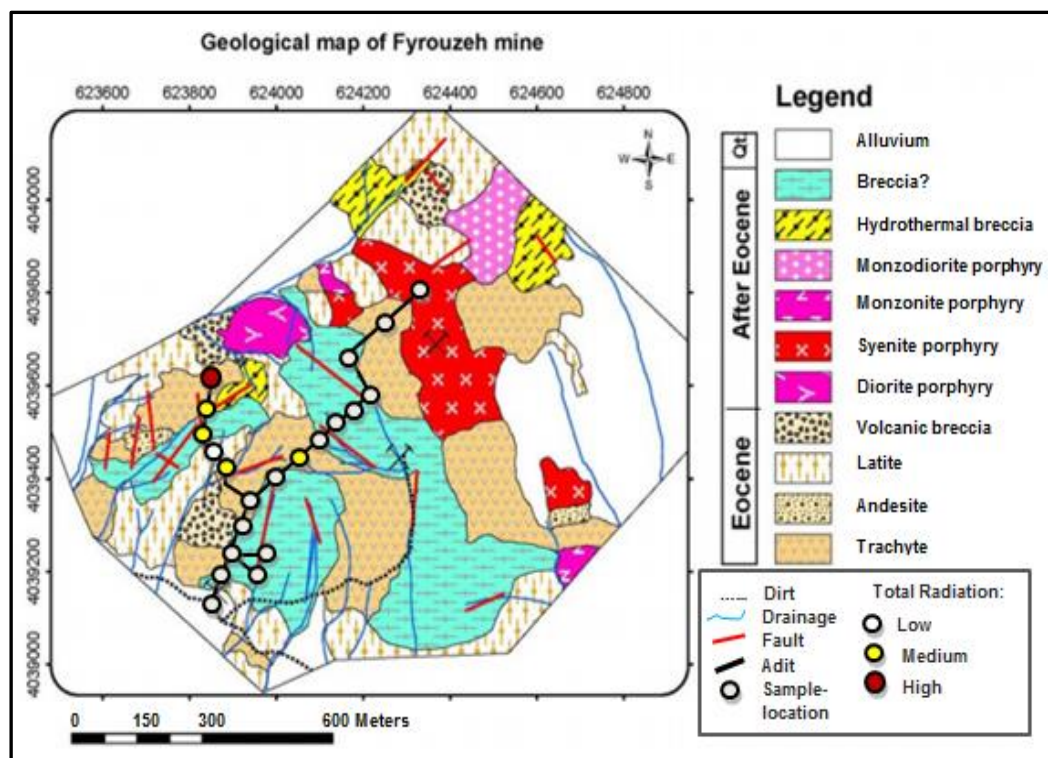
به غلظت عناصر پرتوزا در سنگ‌های منطقه بستگی دارد (Henriksen, 2013; Alomari et al., 2020). دو ناهنجاری بزرگ اورانیوم در شرق و غرب تونل اصلی معدن فیروزه معرفی شده است (Karimpour et al., 2012). همچنین در

پرتوزایی گاما در نمونه‌های زیر سطحی

پرتوهای گاما به علت قدرت نفوذ و برد بیشتر در هوا، مهم‌ترین نقش را در پرتوگیری خارجی انسان ایفا می‌کنند. میزان گامای حاصل از منابع زمینی بر حسب ساختار زمین‌شناسی متفاوت بوده و

برخی چاهک‌های حفر شده در این مناطق، کانی‌های اورانیوم گزارش شده است (Karimpour and Malekzadeh, 2013). لذا در ۲۰ نقطه داخل تونل‌های اصلی و فرعی معدن پرتوسنجی گاما انجام شد (شکل ۴ و جدول ۱).

برخی چاهک‌های حفر شده در این مناطق، کانی‌های اورانیوم گزارش شده است (Karimpour and Malekzadeh, 2013).



شکل ۴. نقشه زمین‌شناسی محدوده معدن فیروزه نیشابور (Karimpour et al., 2012) و موقعیت ایستگاه‌های پرتوسنجی در تونل‌های استخراجی

Fig. 4. Geological map of Neishabour turquoise mine (Karimpour et al., 2012) and location of radiometric stations on adit

۵-۲). میانگین گامای گسیل یافته از تورنیوم (^{232}Th) در این نمونه‌ها ۱/۴cps است. بیشترین مقدار پرتوی گامای اندازه‌گیری شده مرتبط با تورنیوم، ۳/۱cps و کمترین مقدار ۱/۱cps است. بیشترین پرتوایی مرتبط با تورنیوم نیز در انتهای تونل اصلی قرار دارد که در واحد سنگی تراکیت حفر شده است. کمترین پرتوایی نیز در واحد آندزیت است. در خاک‌های اکسید شده و زون‌های به شدت برشی و خرد شده تونل‌ها نیز پرتوایی مربوط به تورنیوم (^{232}Th) پایین است (جدول ۱ و شکل ۵-۲). پرتوایی تورنیوم در همه نمونه‌ها کمتر از اورانیوم است. اورانیوم در شرایط

زمین‌شناسی واحدهای سنگی در تونل‌ها بر اساس گزارش‌ها و نقشه‌های موجود در دفتر فنی معدن (Mafi and Naseriyan, 2008) مدنظر قرار گرفت. متوسط گامای گسیل یافته از اورانیوم (^{238}U) در نمونه‌ها ۵/۲cps است. بیشترین مقدار پرتوی گامای اندازه‌گیری شده مرتبط با اورانیوم، ۱۳/۲cps و کمترین مقدار ۲/۷cps است. بیشترین پرتوایی مرتبط با اورانیوم در انتهای تونل اصلی قرار دارد که در واحد سنگی تراکیت حفر شده است. کمترین پرتوایی مربوط به واحد آندزیت است. در برخی نمونه‌ها پرتوایی واحد آندزیت در حد متوسط است (جدول ۱ و شکل

اکسیدان، عنصری متحرک است و از توریم که ترکیبات آن در آب نامحلول است، جدا می‌شود (Far, 1986). بنابراین، احتمالاً توریم (^{232}Th) به دلیل نامحلول بودن توسط آب‌های هیدروترمال به مقدار بسیار کمتری به واحدهای سنگی انتقال یافته است.

جدول ۱. پرتوزایی گاما مرتبط با ^{238}U , ^{232}Th و ^{40}K در واحدهای سنگی تونل‌های معدن فیروزه نیشابور

Table 1. Gama radioactivity of ^{238}U , ^{232}Th , and ^{40}K at rocks units of tunnels on Nyshabour Turquoise Mine

Sample. No.	Local Situation	Rock type	^{238}U (CPS)	^{232}Th (CPS)	^{40}K (CPS)
10	Entrance of Main Tunnel (near the turquoise store)	Andesite	4.784	1.367	15.43
11	Main Tunnel (15 m. after entrance)	Trachyte- Andesite	4.596	1.367	14.83
12	First Intersection	Breccia	4.781	1.367	15.437
13	Stair Position	Andesite	4.932	1.409	15.914
14	First Shaft Position	Andesite	4.780	1.367	15.437
15	Main Tunnel (30 m. after entrance)	Andesite	4.780	1.368	15.450
67	Main Tunnel (173 m.) near intersection	Trachyte	8.773	1.925	9.171
68	36 m. after Second Shaft (end of tunnel No. 225)	Trachyte	13.287	3.090	16.933
23	Stair of T23 (Depth of 7.5 m.)	Trachyte- Andesite	4.583	1.101	12.855
24	Stair of T25 (Depth of 15 m.)	Trachyte	4.376	1.096	12.791
25	Depth of 20m. of water well	Breccia	4.172	1.105	12.898
26	Depth of 40m. of water well	Andesite	4.158	1.101	12.855
27	58m. after Tunnel.No.15	Andesite	2.702	1.234	4.454
28	Main Tunnel (36 m. after T.15) T18,	Andesite+ Fe- Oxides	2.720	1.234	4.572
29	Main Tunnel, near second Shaft	Breccia+ Soil	2.728	1.235	4.458
64	Main Tunnel (40m. after entrance)	Andesite+ Soil+Evaporites+ Salt	4. 611	1.448	4.255
65	Main Tunnel (83m. after entrance)	Andesite+ Soil+Evaporites + Salt	6.372	1.428	5.598
66	Main Tunnel (143m. after entrance)	Porphyritic Andesite	7.854	1.933	8.886
19	Inside of above Tunnel	Breccia	4.784	1.367	15.437
22	Entrance of Zak Tunnel	Porphyritic Syenite	4.158	1.101	12.855

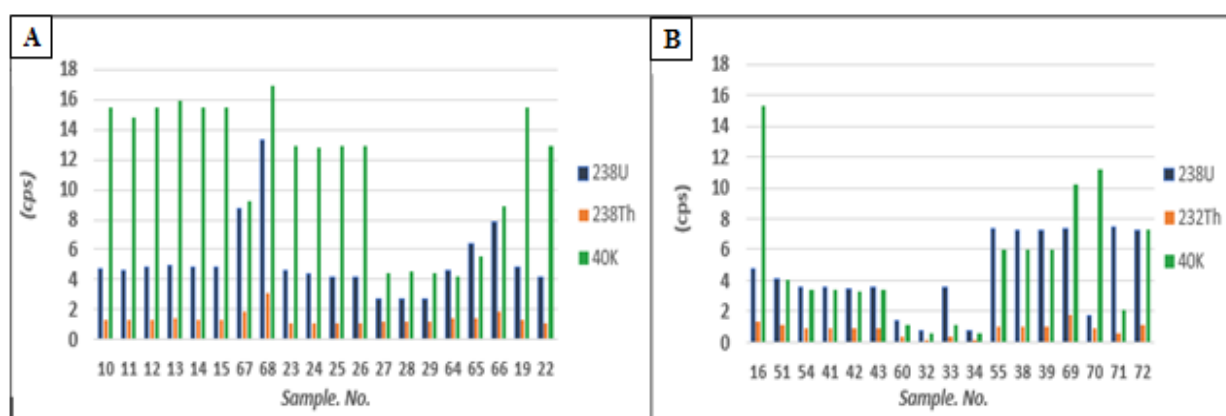
کانی‌های واجد عناصر پرتوزا گزارش نشده است. تونل‌های معدن بیشترین حجم تردد و پرتوزایی را به خود اختصاص می‌دهد. بر اساس نقشه زمین‌شناسی تونل‌ها (Mafi and Naseriyan, 2008) نقاط منطبق بر واحد تراکیت، تراکی آندزیت و زون‌های خرد شده برشی پرتوزایی بالاتری دارند.

پرتوزایی گاما در رخنمون‌های سطحی

در ۱۷ نقطه پراکنده از رخنمون واحدهای سنگی منطقه پرتوسنجی گاما انجام شد. هدف این پژوهش، بررسی پرتوزایی کلی در منطقه بود؛ لذا ایستگاه‌های پرتوسنجی به صورت پراکنده انتخاب شد و اولییتی به نواحی خاص نظیر زون‌های کانی‌سازی داده نشد. متوسط پرتوزایی گاما مرتبط با ^{238}U در این بخش ۴/۴cps است. بیشترین و کمترین مقادیر پرتوزایی به ترتیب ۷/۵ cps و ۰/۷cps است که مربوط به خاک‌های لیمونیتی شده اطراف دهانه تونل اصلی و واحد آبرفتی پوشاننده آندزیت است (جدول ۲ و شکل ۵-B). همانند تونل اصلی پرتوزایی مرتبط با توریم (^{232}Th) در رخنمون‌های سطحی نیز پایین‌تر است. متوسط پرتوزایی توریم در این نمونه‌ها ۰/۹ cps است.

در تونل‌های معدن فیروزه بیشترین پرتوزایی در ارتباط با پتاسیم (^{40}K) است. میانگین گامای گسیل‌یافته از پتاسیم (^{40}K) در نمونه‌های تونل‌ها ۱۱/۵cps است. بیشترین مقدار پرتوی گامای اندازه‌گیری شده مرتبط با پتاسیم ۱۶/۹۳cps و کمترین مقدار ۴/۳ است (جدول ۱ و شکل ۵-A). بیشترین پرتوزایی مرتبط با پتاسیم (^{40}K) نیز در انتهای تونل اصلی قرار دارد که در واحد سنگی تراکیت حفر شده است. همچنین در آندزیت و آندزیت پورفیری نیز، پرتوزایی ناشی از ^{40}K نسبتاً بالاست. خاک غنی از اکسید آهن (لیمونیت) و واحد بازالتی پرتوزایی کمتری دارند. مقادیر پرتوزایی پتاسیم (^{40}K) اندازه‌گیری شده در تونل‌های معدن به مراتب بیشتر از پرتوزایی پتاسیم (^{40}K) از سنگ‌های مشابه در محدوده معدن است. واحدهای سنگی معدن فیروزه دگرسانی-گرمابی شدیدی را متحمل شده‌اند و احتمالاً بالا بودن پرتوزایی پتاسیم (^{40}K) در واحدهای سنگی معدن در ارتباط با حضور هاله‌های دگرسانی گرمابی در نقاط مزبور است.

با توجه به اینکه پرتوسنجی در کف تونل‌های معدن انجام شد و در مکان‌های مزبور رخنمون فیروزه موجود نبود، ارتباطی بین انواع فیروزه و پرتوزایی مشاهده نشد. در بررسی‌های کانی‌شناسی فیروزه نیشابور (Mansouri Gandomani et al., 2020)،



شکل ۵. A: نمودار پرتوزایی گاما مرتبط با ^{238}U , ^{232}Th و ^{40}K در نمونه‌های تونل‌های معدن فیروزه نیشابور و B: نمودار پرتوزایی گامای مرتبط با ^{238}U , ^{232}Th و ^{40}K در رخنمون واحدهای زمین‌شناسی منطقه معدن فیروزه نیشابور

Fig. 5. A: Gamma radioactivity diagram associated with ^{238}U , ^{232}Th , ^{40}K at tunnels on Nyshabour Turquoise mine, and B: Gamma radioactivity diagram associated with ^{238}U , ^{232}Th , ^{40}K at geological units on Nyshabour Turquoise mine area

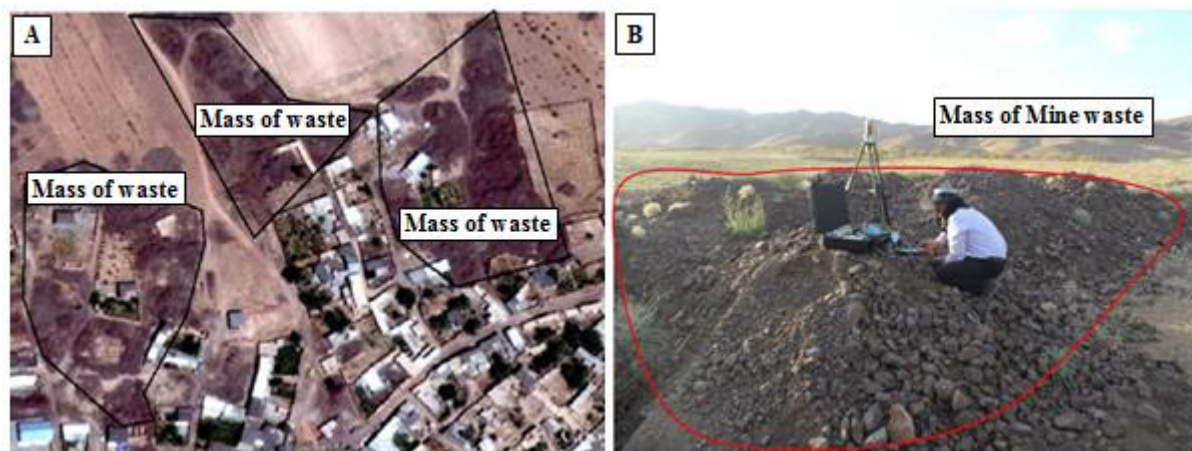
معدن فیروزه و بر روی آبرفتی بنا شده که میزان پرتوزایی آن کمتر از سنگ‌های معدن است. اما انتقال این باطله‌ها به داخل روستا و رهاسازی آن باعث بالارفتن پرتوزایی گاما در منطقه می‌شود. از آنجایی که سنگ‌های تراکیتی میزان فیروزه، بالاترین پرتوزایی را به خود اختصاص داده‌اند، احتمالاً این باطله‌ها نیز می‌توانند به عنوان منشأ ثانویه پرتوزایی، سلامت اهالی روستا را تهدید کنند. لذا پرتوزایی این باطله‌ها نیز مورد بررسی قرار گرفت. متوسط پرتوزایی مرتبط با ^{238}U در باطله‌ها $5/00\text{ cps}$ است. بیشترین پرتوزایی ($6/00\text{ cps}$) در باطله‌های محوطه روستای معدن بالا اندازه‌گیری شد. کمترین مقدار پرتوزایی ($3/2\text{ cps}$) نیز در باطله‌های معدن دوم و معدن زاک به دست آمد. همانند سایر بخش‌ها، پرتوزایی مرتبط با توریم (^{232}Th) در باطله‌ها نیز پایین است (شکل ۷-A و جدول ۲). متوسط پرتوزایی $1/00\text{ cps}$ و بیشترین و کمترین مقادیر به ترتیب $1/500\text{ cps}$ و $0/8\text{ cps}$ است که در محوطه روستای معدن پایین و نواحی معدن دوم و معدن زاک قرار دارند.

میانگین پرتوزایی پتاسیم (^{40}K) در این بخش $4/2\text{ cps}$ است. بالاترین مقدار پرتوزایی در باطله‌های محوطه روستای معدن پایین اندازه‌گیری شد. کمترین مقدار پرتوزایی مربوط به باطله‌های معدن زاک و معدن دوم است. بیشترین مقدار پرتوزایی کل مربوط به باطله‌های روستای معدن بالا با پرتوزایی ($150/422\text{ cps}$) است. کمترین مقدار پرتوزایی گامای کل ($33/048\text{ cps}$) در باطله‌های مجاور درب تونل ۲ اندازه‌گیری شد. متوسط پرتوزایی گاما در باطله‌های منطقه ($75/62\text{ cps}$) است. مقدار پرتوزایی توریم (^{232}Th) در همه نمونه کمتر از اورانیوم و پتاسیم است؛ اما مقدار پرتوزایی پتاسیم متغیر است. با توجه به این که باطله‌ها از نقاط مختلفی به روستا حمل می‌شوند و دارای جنس‌های مختلف هستند، پرتوزایی مواد تشکیل‌دهنده آن نیز متفاوت است (شکل ۷-A و جدول ۲).

بیشترین مقادیر مربوط به رخنمون‌های تراکیت ($1/8\text{ cps}$) و کمترین آنها در آبرفت‌های درشت‌دانه ($0/2\text{ cps}$) اندازه‌گیری شد. در خاک‌های غنی از اکسید آهن نواحی مختلف، آبرفت ریز دانه غنی از رس و رخنمون‌های تراکیت و مارن پرتوزایی بالاتر است. میانگین پرتوزایی پتاسیم (^{40}K) در این بخش $5/00\text{ cps}$ است. بیشترین میزان پرتوزایی در رسوبات عهد حاضر منطقه ورودی اصلی معدن (احتمالاً دارای آغشتگی به باطله‌های استخراجی از تونل‌ها) اندازه‌گیری شد. کمترین مقدار مربوط به واحد آندزیت است. در خاک‌های لیمونیتی، تراس‌های آبرفتی قدیمی اطراف روستا و واحد بازالت نیز پرتوزایی مرتبط با پتاسیم (^{40}K) پایین است (جدول ۲ و شکل ۵-B). پرتوزایی گامای کل در یکی از آبراهه‌ها نیز نسبتاً بالا و به عنوان نقطه داغ محسوب می‌شود. در واحدهای سنگی شمال‌شرقی معدن، زون گوسان عملکرد شدیدی داشته و اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن جاذب کاتیون‌های پرتوزا، طی فرسایش فیزیکی و شیمیایی در مسیر آبراهه بر جای مانده است. همچنین مقادیری از باطله‌های استخراجی نیز طی فرایندهای فرسایشی در این آبراهه پراکنده شده‌اند. سایر آبراهه‌های بررسی شده در زمین‌های آبرفتی واقع شده است و پرتوزایی اندکی دارند (جدول ۲).

پرتوزایی در باطله‌های معدنی

باطله استخراجی معدن حاوی مقادیر اندکی فیروزه است. اهالی روستای معدن فیروزه برای جستجوی باقی‌مانده فیروزه، این باطله‌ها را خریداری و به نزدیک منازل خود انتقال می‌دهند (شکل ۶-A). بنابراین روزانه افراد زیادی که به طور مستقیم به عنوان شاغل معدن محسوب نمی‌شوند در این باطله‌ها مشغول کاوش فیروزه هستند. پس از کاوش و تفکیک فیروزه موجود در این باطله‌ها، باقی‌مانده سنگ‌ها به حال خود رها می‌شوند (شکل ۶-B). در محوطه روستاهای معدن بالا و پایین، دپوهای فراوان و متعددی از این باطله‌ها پراکنده شده است. روستای معدن در دشت



شکل ۶. A: موقعیت باطله‌های معدنی در محوطه روستای معدن بر روی تصویر هوایی و B: یکی از دیوهای باطله در روستای معدن

Fig. 6. A: Location of mine wastes at Madan Villages in Google earth image, and B: A mass of mine waste in the area of Madan village

است. شالوده این منازل آبرفت حاوی مارن است. ویژگی جذب سطحی رس و اکسیدهای آهن موجود در آبرفت و مارن، باعث تجمع اورانیوم، توریم و پتاسیم شده و استفاده از آنها به عنوان مصالح ساختمانی باعث تشدید پرتوزایی توریم در منازل مسکونی روستا شده است.

پرتوزایی در منابع آبی

دو روستای معدن بالا و معدن پایین در جنوب معدن فیروزه قرار گرفته و تمام کارکنان معدن، ساکنان این روستاها هستند. آب آشامیدنی و کشاورزی دو روستا از زه کش تونل‌های معدن، دو رشته قنات و چند رشته چشمه تأمین می‌شود. در این آب‌ها پرتوزایی آلفای مرتبط با ^{222}Rn که خود حاصل واپاشی ^{238}U

است، گزارش شده است (Binesh and Mowlavi, 2010; Mowlavi and Binesh, 2012; Fahim, 2015; Mazloumi Bajestani and Fahim, 2016). همچنین

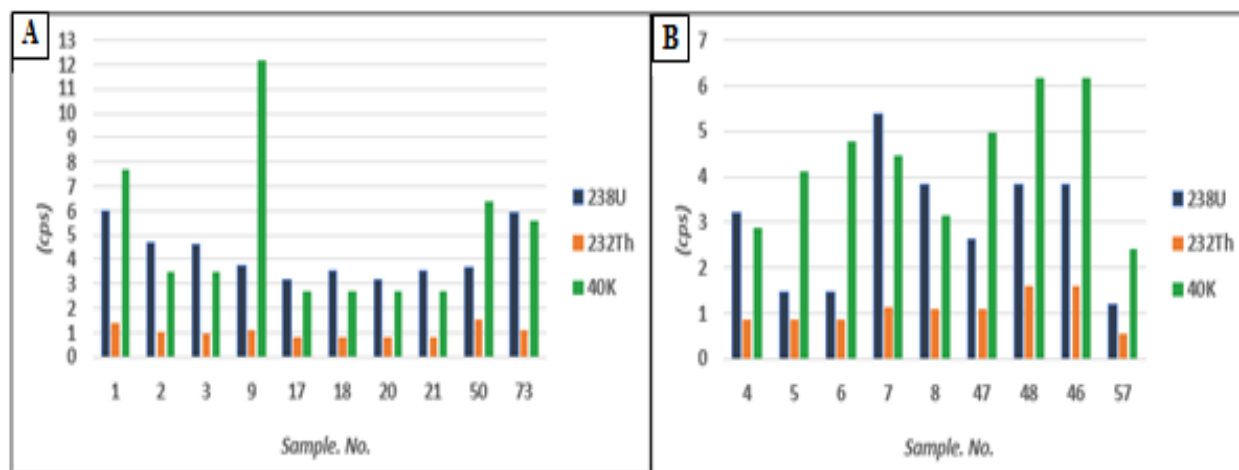
دیوهای باطله با آزادسازی عناصر زیان‌آور و سمی به درون سامانه آب‌شناختی منطقه می‌تواند آثار نامطلوبی بر محیط زیست ناحیه داشته باشد. به این منظور، در منابع مختلف آب منطقه نیز پرتوسنجی گاما انجام شد (شکل ۸-A و B). بیشترین پرتوزایی

پرتوزایی در منازل مسکونی

چنان که مشخص شد در آبرفت‌های ریزدانه غنی از رس، واحدهای مارنی و تراکیت‌ها پرتوزایی بالاتر است. ساکنان روستای معدن از این مواد به عنوان مصالح ساختمانی در ساخت و سازها استفاده می‌کنند. با توجه به اینکه بافت منازل و اماکن عمومی در روستا اغلب سنتی و بر پایه مصالح خاک رس و سنگ محلی ساخته شده است، این احتمال وجود دارد که مکان‌های مسکونی نیز به عنوان منشأ ثانویه پرتوزایی، سلامت اهالی روستا را تهدید کند. لذا عملیات پرتوسنجی در ۹ باب از این فضاها انجام شد (جدول ۲). متوسط پرتوزایی گامای مرتبط با ^{238}U در اماکن مسکونی نسبتاً بالا $3/00 \text{ cps}$ است. بیشترین مقادیر در موقعیت‌های ۷ و ۸ مشاهده شد. موقعیت ۷، منزل مسکونی و جنس کف و دیواره، خاک رس و گچ و موقعیت ۸، انبار علوفه ساخته شده با خاک رس است. پرتوزایی گامای مرتبط با ^{232}Th در موقعیت‌های ۴۶ و ۴۸ بیش از متوسط ^{232}Th است (شکل ۷-B و جدول ۲). پرتوزایی گامای مرتبط با ^{40}K در موقعیت ۴۶ و ۴۸ نیز بالاست. موقعیت ۴۸، منزل مسکونی و جنس دیواره و کف از خاک رس و گچ و موقعیت ۴۶، انبار منزل مسکونی ساخته شده با خاک رس

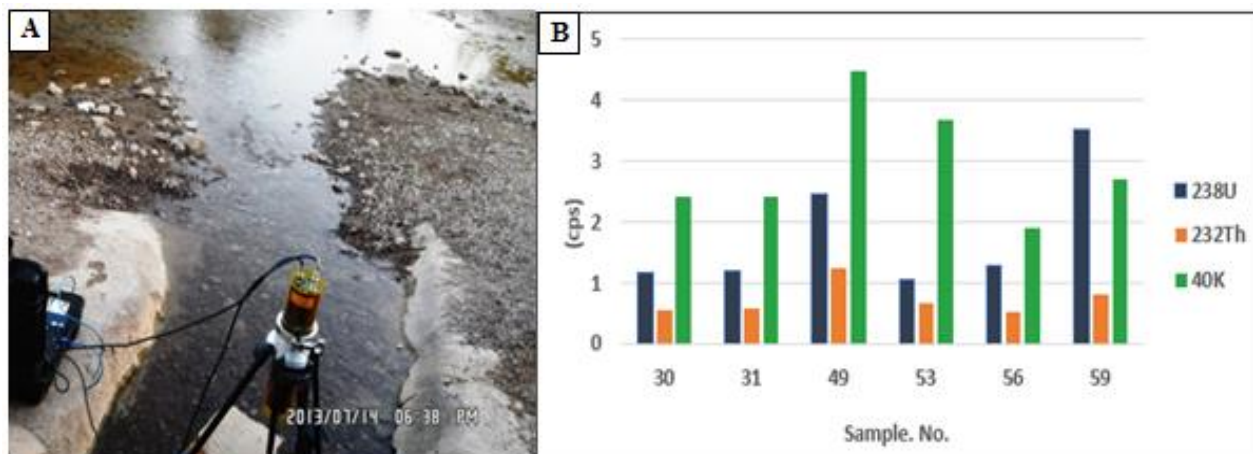
معدن پایین مشاهده شد (شکل ۸ و جدول ۲). این چشمه در واحد مارن قرار دارد و احتمالاً منشأ پرتوزایی مرتبط با پتاسیم واحد سنگی مزبور است.

گامای مرتبط با اورانیوم (^{238}U) در قنات روستای معدن بالا مشاهده شد. پرتوزایی گامای مرتبط با توریم (^{232}Th) در تمام منابع آبی نسبتاً پایین است؛ اما پرتوزایی گامای مرتبط با پتاسیم (^{40}K) نسبتاً بالاست. بیشترین مقدار پرتوزایی در چشمه روستای



شکل ۷. A: نمودار پرتوزایی گامای مرتبط با ^{238}U , ^{232}Th و ^{40}K در باطله‌های معدنی منطقه معدن فیروزه نیشابور و B: نمودار پرتوزایی گامای مرتبط با ^{238}U , ^{232}Th و ^{40}K در اماکن مسکونی و عمومی روستای معدن

Fig. 7. A: Gamma radioactivity diagram associated with ^{238}U , ^{232}Th , ^{40}K at mine wastes on Nyshabour Turquoise mine area, and B: Gamma radioactivity diagram associated with ^{238}U , ^{232}Th , ^{40}K of houses at Madan village



شکل ۸. A: پرتوسنجی گامای مرتبط با ^{238}U , ^{232}Th و ^{40}K در یکی از قنات‌های منطقه معدن فیروزه نیشابور و B: نمودار پرتوزایی گامای مرتبط با ^{238}U , ^{232}Th و ^{40}K در منابع آبی منطقه معدن فیروزه نیشابور

Fig. 8. A: Gamma spectroscopy of ^{238}U , ^{232}Th , ^{40}K at a Qanat on Nyshabour Turquoise mine area, and B: Gamma radioactivity diagram associated with ^{238}U , ^{232}Th , ^{40}K at water resources of Nyshabour Turquoise mine area

جدول ۲. پرتوزایی گامای مرتبط با ^{238}U ، ^{232}Th و ^{40}K در نمونه‌های سطحی، منازل مسکونی و منابع آب منطقه معدن فیروزه نیشابور

Table 2. Gama radioactivity of ^{238}U ، ^{232}Th and ^{40}K in ground sample, habitation and water resources of Nyshabour Turquoise Mine area

Sample No.	Location		Rock type or type of Samples	^{238}U (CPS)	^{232}Th (CPS)	^{40}K (CPS)
	X	Y				
16	623842	4039126	Corse grain sediments	4.75	1.3596	15.348
51	626829	4038456	Basalt- Andesite	4.124	1.0926	4.0488
54	623913	4038640	soil (Fe Oxide Rich)	3.570	0.8908	3.365
41	624520	4038624	Trachyte- Andesite	3.56	0.8894	3.3594
42	624555	4038607	Andesite (Mt. Content)	3.49	0.8712	3.291
43	625114	4038448	Soil	3.57	0.8908	3.365
60	634807	4034202	Gypsum, Halite	1.36	0.317	1.0726
32	623574	4039305	Andesite	0.714	0.1664	0.5629
33	624555	4038607	Basalt- Andesite	3.612	0.317	1.0726
34	623548	4039264	Alluvium	0.718	0.1672	0.5657
55	624699	4038730	Marl	7.325	1.0333	6.005
38	623772	4038916	Trachyte	7.232	1.0333	6.005
39	624303	4038546	soil (Fe Oxide Rich)	7.220	1.0316	5.995
69	623871	4039161	Trachyte	7.303	1.7569	10.214
70	623534	4039252	Trachyte	1.68	0.9083	11.199
71	624978	4038449	Limonite	7.51	0.6042	2.0958
72	624751	4038701	Marl, Sand Dune	7.188	1.1422	7.3188
37	636373	4039257	Stream Sediment	1.325	0.6348	2.6989
40	624266	4038638	Stream Sediment	1.188	0.5692	2.42
44	626789	4038435	Stream Sediment	1.391	0.6318	2.6864
52	626546	4038580	Stream Sediment	1.147	0.4709	1.7998
58	626054	4038696	Stream Sediment	3.605	0.9883	3.785
1	625736	4038629	Mining Waste (Rock)	5.99	1.3967	7.7
2	625694	4038629	Mining Waste (Rock)	4.673	0.9987	3.51
3	625289	4038389	Mining Waste (Rock)	4.607	0.992	3.50

ادامه جدول ۲. پرتوزایی گامای مرتبط با ^{238}U ، ^{232}Th و ^{40}K در نمونه‌های سطحی، منازل مسکونی و منابع آب منطقه معدن فیروزه نیشابور

Table 2 (Continued). Gama radioactivity of ^{238}U , ^{232}Th and ^{40}K in ground sample, habitation and water resources of Nyshabour Turquoise Mine area

Sample No.	Location		Rock type or type of Samples	^{238}U (CPS)	^{232}Th (CPS)	^{40}K (CPS)
	X	Y				
9	626350	4038694	Mining Waste (Rock)	3.7671	1.0768	12.15
17	623833	4039123	Mining Waste (Rock)	3.191	0.8083	2.70
18	624296	4039453	Mining Waste (Rock)	3.5	0.8056	2.69
20	624377	4039315	Mining Waste (Rock)	3.162	0.8077	2.69
21	624564	4039663	Mining Waste (Rock)	3.5162	0.8077	2.69
50	626974	4037895	Mining Waste (Rock)	3.6558	1.5058	6.38
73	626202	4037368	Mining Waste (Rock)	5.8842	1.125	5.62
30	623863	4039149	Water (Mine Drainage)	1.1775	0.564	2.398
31	623906	4039199	Drinking water	1.1883	0.5692	2.42
49	626727	4037738	Water (Spring)	2.443	1.2422	4.4845
53	625559	4038349	Water (Aqueduct)	1.0481	0.6747	3.6855
56	626801	4038693	Water (Aqueduct)	1.2842	0.535	1.8842
59	625869	4037177	Water (Aqueduct)	3.5192	0.8083	2.7017
4	636000	4038434	Mosque (Alluvium)	3.1975	0.851	2.86
5	625887	4038188	House (Clay materials)	1.462	0.866	4.11
6	625951	4038232	House (Clay materials)	1.456	0.868	4.78
7	625906	4038472	House (Clay materials)	5.3907	1.12	4.469
8	625908	4038472	House (Clay materials)	3.8273	1.094	3.135
47	626275	4038748	House (Clay materials)	2.6158	1.085	4.962
48	626524	4037664	House (Clay materials)	3.8342	1.592	6.185
46	626335	4037488	House (Clay materials)	3.8342	1.602	6.181
57	626001	4038393	Mosque (Alluvium)	1.1864	0.568	2.412

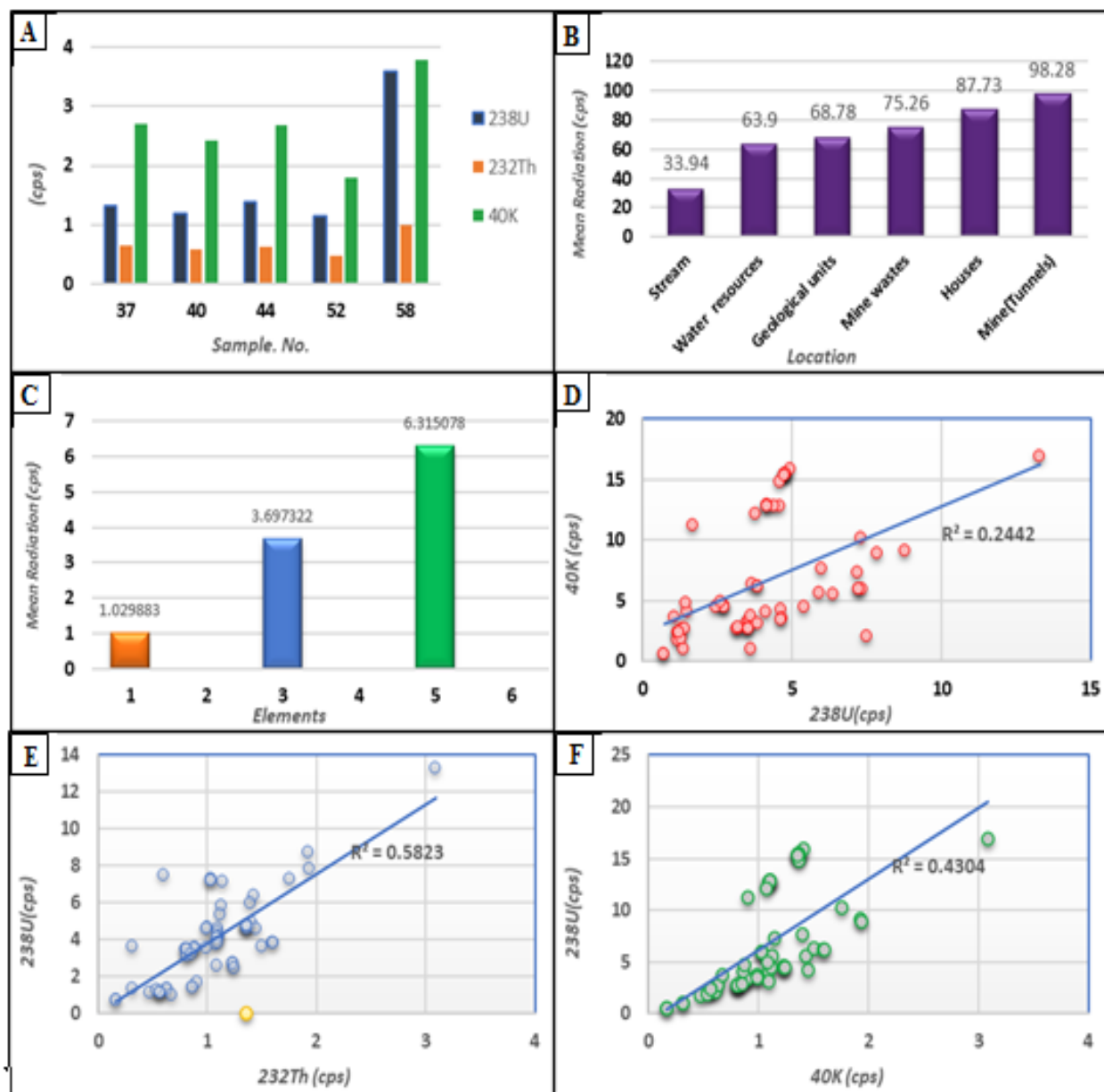
پرتوزایی گامای کل در منطقه معدن فیروزه

برای محاسبه پرتوزایی گامای کل، اطلاعات ۶۹ نمونه مورد استفاده قرار گرفت. میانگین پرتوزایی گامای کل مرتبط با سه عنصر ^{238}U ، ^{232}Th و ^{40}K در منطقه معدن فیروزه ۷۶/۷۸ cps است. بیشترین میانگین پرتوزایی گامای کل مربوط به تونل‌های معدن (۹۸/۲۸۳ cps) و کمترین مقدار مربوط به آبراهه‌های منطقه (cps) ۳۳/۹۴ است (شکل ۹-A و B). عنصر پتاسیم (^{40}K) حدود ۷۵/۲۵ درصد از کل پرتوزایی طبیعی گاما را به خود اختصاص داده است (شکل ۹-C). عناصر اورانیوم (^{238}U) و توریم (^{232}Th) به ترتیب در ۳۳/۵ و ۹/۲۵ درصد از کل پرتوزایی گامای طبیعی منطقه سهم هستند. پرتوزایی گامای کل در تونل‌های معدن معادل ۲۳ درصد، منازل و فضاهای پوشیده ۲۰/۷۵ درصد، باطله‌های معدنی رها شده ۱۸ درصد، رخنمون واحدهای زمین‌شناسی ۱۶ درصد، آب‌های سطحی و زیرزمینی ۱۴/۲۵ درصد و رسوبات آبراهه‌ای ۸ درصد از کل پرتوزایی گامای طبیعی اندازه‌گیری شده در منطقه را به خود اختصاص داده‌اند. بیشترین پرتوزایی گامای کل اندازه‌گیری شده در انتهای تونل اصلی معدن (۳۴۴/۷۴ cps) و کمترین گامای کل مربوط به نقطه‌ای در روستای معدن‌پایین (۱۰/۱۰ cps) است. در بین واحدهای سنگ‌شناسی منطقه بیشترین پرتوزایی گامای کل در واحد سنگی تراکیت ثبت شد. بنابراین می‌توان سنگ‌های تراکیتی را مهم‌ترین منشأ پرتوزایی طبیعی منطقه دانست. همبستگی مثبت و مشخصی بین پرتوزایی عناصر مورد نظر در این پژوهش مشاهده شد (شکل ۹-D، E و F). لذا می‌توان منشأ واحدی برای آنها در نظر گرفت.

مخاطرات زیست محیطی

عبور پرتوهای یونی از بافت‌های بیولوژیکی باعث آسیب رساندن به آنها می‌شود؛ اما علائم آسیب ممکن است تا مدت‌ها بروز نکند. شیوع و شدت بیماری‌های ریوی بین معدن‌کاران به عامل‌های مختلفی از جمله نوع کار، میزان مواجهه با گرد و غبار، مدت مواجهه، بیماری‌های زمینه‌ای کارگران، عوامل محیطی و سبک

زندگی بستگی دارد (Selinus et al., 2005). نتایج بررسی در معدن کاران فیروزه نشان می‌دهد که هرچند شاغلان معدن به صورت طولانی مدت در معرض گرد و غبار سیلیس هستند؛ ولی شایع‌ترین بیماری‌های ریوی مرتبط با شغل در بین کارگران معدن، بیماری‌های انسدادی ریوی (آسم، برونشیت و ...) است. بیماری سیلیکوسیس در معدن کاران فعلی شیوع ندارد؛ اما عمده مبتلایان در شاغلان بازنشسته با میانگین سابقه کاری حدود ۳۰ سال است. شایع‌ترین علایم بالینی در شاغلان به ترتیب تنگی نفس فعالیت، سرفه، خلط و سپس ویز در سمع ریه است که می‌تواند شاهدهی بر شیوع بیشتر بیماری‌های انسدادی ریوی باشد (Majdy et al., 2009). در معدن فیروزه بررسی‌های دزیمتری صورت‌نگرفته و دوز مؤثر دریافتی ساکنان منطقه تعیین نشده است. علاوه بر این، آمار دقیقی از مبتلایان به سرطان در دست نیست؛ زیرا بیماران مبتلا به مشهد ارجاع داده می‌شوند. با توجه به آمار موجود تعداد مبتلایان به سرطان‌های دستگاه گوارش خیلی بالاتر از سایر سرطان‌ها ثبت شده است و پس از آن، سرطان دستگاه تنفس از نسبت بالایی برخوردار است. متوسط تعداد فوت‌شدگان سرطانی در روستای فیروزه بیش از متوسط روستاهای شهرستان نیشابور است. در ایجاد سرطان عوامل مختلفی تأثیر دارد؛ اما با توجه به ویژگی‌های زمین‌شناسی منطقه، وجود ^{238}U ، ^{232}Th و ^{40}K در سازندهای زمین‌شناسی منطقه و گزارش حضور گاز رادون در آب و هوای منطقه (Binesh and Mowlavi, 2010; Mohammad Jafari et al., 2020)، پرتوزایی ناشی از آنها را می‌توان عامل مؤثر در ابتلا به سرطان دانست. پرتوزایی گامای کل در تونل‌های معدن بیش از سایر نقاط است. مناطق منطبق بر واحد تراکیت، تراکی آندزیت و زون‌های خرد شده گسلی، پرتوزایی بیشتری دارند. در بین مناطقی که مورد پرتوسنجی قرار گرفتند، چاه دوم تونل اصلی و نواحی مجاور آن، پرتوزایی بالاتری دارند. لذا شایسته است برای کارکنانی که مدت زمان بیشتری در تونل‌ها تردد و توقف دارند تمهیدات بهداشتی نظیر اسفاده از دزیمتر در نظر گرفته شود.



شکل ۹. A: پرتوسنجی گامای مرتبط با ^{238}U , ^{232}Th و ^{40}K در رسوبات آبراهه‌ای منطقه معدن فیروزه نیشابور، B: میانگین پرتوزایی گامای کل ناشی از ^{238}U , ^{232}Th و ^{40}K در بخش‌های مختلف معدن فیروزه نیشابور، C: سهم هریک از عناصر مورد بررسی در پرتوزایی گامای کل منطقه معدن فیروزه نیشابور، D: همبستگی بین پرتوزایی گامای کل ^{238}U با ^{40}K در منطقه معدن فیروزه نیشابور، E: همبستگی بین پرتوزایی گامای کل ^{238}U با ^{232}Th در منطقه معدن فیروزه نیشابور و F: همبستگی بین پرتوزایی گامای کل ^{232}Th با ^{40}K در منطقه معدن فیروزه نیشابور

Fig. 9. A: Gamma radioactivity diagram associated with ^{238}U , ^{232}Th , ^{40}K at stream sediments of Nyshabour Turquoise mine area, B: Mean of total gamma radioactivity associated with the ^{238}U , ^{232}Th , and ^{40}K on different parts of study area, C: The share of each of these elements at total radioactivity on Neyshabur Turquoise Mine area, D: Correlation charts of total gamma radioactivity between ^{238}U with ^{40}K on Neyshabur Turquoise Mine area, E: Correlation charts of total gamma radioactivity between ^{238}U with ^{232}Th on Neyshabur Turquoise Mine area, and F: Correlation charts of total gamma radioactivity between ^{232}Th with ^{40}K on Neyshabur Turquoise Mine area

نتیجه گیری

در این پژوهش، پرتوزایی گاما و آلفای حاصل از ^{238}U ، ^{232}Th و ^{40}K در منطقه معدن فیروزه نیشابور مورد بررسی قرار گرفت. پرتوزایی گاما در این منطقه نسبتاً بالاست و در دراز مدت برای سلامت ساکنان منطقه خطرناک است. بیشترین پرتوزایی گاما مربوط به واحد سنگی تراکیت است. بیشترین پرتوهای گامای دریافتی کارگران و ساکنان منطقه به ترتیب در تونل های معدن، منازل ساخته شده با مصالح ساختمانی محلی، باطله های معدنی و تشکیلات زمین شناسی تعیین شد. در بین عناصر پرتوزای بررسی شده، پتاسیم (^{40}K) با ۵۷/۲۵ درصد، بیشترین سهم را در گسیل پرتوهای گامای کل دارد. اورانیوم (^{238}U) با ۳۳/۵ درصد و تورיום (^{232}Th) با ۹/۲۵ درصد در درجه های بعدی اهمیت قرار دارند. در بین واحدهای سنگ شناسی منطقه بالاترین پرتوزایی گامای کل مربوط به واحد سنگی تراکیت است. کمترین پرتوزایی در آندزیت ها و آبرفت های درشت دانه مشاهده شد.

بنابراین می توان سنگ های تراکیتی را مهم ترین منشأ پرتوزایی طبیعی منطقه دانست. همبستگی مثبت و مشخصی بین پرتوزایی عناصر ^{238}U ، ^{232}Th و ^{40}K مشاهده می شود و منشأ واحدی نیز دارند. بیماری های شغلی نظیر سیلیکوزیس و انواع سرطان ها در افراد بازنشسته و سال خورده فراوانی بیشتری دارد. تعداد مبتلایان به سرطان های دستگاه گوارش و دستگاه تنفس از مقدار نسبتاً بالایی برخوردار هستند. متوسط تعداد فوت شدگان سرطانی در روستای فیروزه بیش از متوسط روستاهای شهرستان نیشابور است. در ایجاد سرطان عوامل مختلفی تأثیر دارد؛ اما پرتوزایی طبیعی منطقه را نیز می توان عاملی مؤثر در ابتلا به سرطان دانست. استفاده کنترل شده از مصالح ساختمانی محلی، دور کردن باطله های معدنی کاوش شده از محوطه روستا، تهویه کافی در تونل های معدن و استفاده کارگران معدن از دزیمتر از جمله راه های کاهش خطرهای مرتبط با پرتوزایی گاما در منطقه معدنی است.

References

- Abdi, M.R., Kamali, M. and Vaezifar, S., 2008. Distribution of radioactive pollution of ^{238}U , ^{232}Th , ^{40}K and ^{137}Cs in northwestern coasts of Persian Gulf, Iran. *Marine Pollution Bulletin*, 56(4): 751–757. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2007.12.010>
- Akrami, M. and Askari, A., 2000. Geological map of Soltan abad, Scale 1/100000. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Alomari, A.H., Saleh, M.A., Hashim, S., Alsayaheen, A., Abdeldin I. and Abukashabeh, A., 2020. ^{238}U and ^{232}Th isotopes in groundwater of Jordan: Geological influence, water chemistry, and health impact. *Radiation Physics and Chemistry*, 170: 108660. <https://doi.org/10.1016/j.radphyschem.2019.108660>
- Amini, B. and Kannazar, N., 2000. Geological map of Shamkan Scale 1/100000. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Awudu, A.R., Darko, E.O., Schandor, F.C., Hayford, E.K., Abekoe, M.K. and Ofori-Danson, P.K., 2010. Determination of Activity Concentration Levels of ^{238}U , ^{232}Th , and ^{40}K in Drinking Water in a Gold Mine in Ghana. *Health Physics*, 99(2): 149–153. <https://doi.org/10.1097/HP.0b013e3181d580ae>
- Bauman, A., Spies, O. and Lensch, G., 1983. Strontium isotopic composition of post-ophiolitic tertiary volcanics between Kashmar, Sabzevar and Quchan NE Iran, In: Geodynamic project (geotraverse) in Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran, report No. 51, pp. 267–276.
- Binesh, A. and Mowlavi, A., 2010. Radon Concentration Measurement in the Some Water and Air of Mine in Nyshabour Region at Iran. *Archives of Applied Science Research*, 2(1): 143–146. Retrieved may 08, 2021 from <https://www.scholarsresearchlibrary.com/articles/radon-concentration-measurement-in-the-some-water-and-air-of-mine-in-nishabour-region-at-iran.pdf>
- Bunzl, K., Kretner, R., Szeles, M. and Winkler, R., 1994. Transect survey of ^{238}U , ^{228}Ra , ^{226}Ra , ^{210}Pb , ^{137}Cs and ^{40}K in an agricultural soil near an exhaust ventilating shaft of a uranium mine. *The Science of the Total Environment*, 149(3): 225–232. [https://doi.org/10.1016/0048-9697\(94\)90181-3](https://doi.org/10.1016/0048-9697(94)90181-3)
- Delacroix, D., Guerre, J.P., Leblanc, P. and Hickman, C., 2002. Radionuclide and Radiation Protection Data Handbook 2002. Radiation Protection Dosimetry, 98(1): 1–168. <https://doi.org/10.1093/oxfordjournals.rpd.a006705>
- Dragovic, S., Mihailovic, N. and Gajic, B., 2010. Quantification of transfer of ^{238}U , ^{226}Ra , ^{232}Th , ^{40}K and ^{137}Cs in mosses of a semi-natural ecosystem. *Journal of Environmental Radioactivity*, 101(2): 159–164. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2009.09.011>
- Esfandiyarpour, A., Malekzadeh Shafaroudi, A. and Haydariyan Shahri, M.R., 2011a. Mineralization and geochemical exploration (Stream sediment) on second tunnel prospect area at Nyshabour Turquoise mine. Second conference of Iranian Society of Economic Geology, Lorestan University, Khorram abad, Iran. (in Persian with English abstract) Retrieved may 08, 2021 from <https://www.sid.ir/fa/journal/ViewPaper.aspx?ID=201112>
- Esfandiyarpour, A., Malekzadeh Shafaroudi A., Haydariyan Shahri, M.R., 2011b. Petrography, Altration and magnetic susceptibility of igneous units on Turquoise mine (Second tunnel prospect area) northwest of Nyshabour. Second conference of Iranian Society of Economic Geology, Lorestan University, Khorram abad, Iran, (in Persian with English abstract), Retrieved April 22, 2021 from <https://www.sid.ir/Fa/Journal/ViewPaper.aspx?ID=201111>
- Eslami, S., Rahimi, B. and Malekzadeh Shafaroodi, A., 2012. Linements mapping of Fyrouzeh mining area of Neyshabour using satellite imagery and their relation to mineralization. 4th conference of Iranian society of Economic Geology, Birjand University, Birjand, Iran. (in Persian with English abstract) Retrieved April 22, 2021 from <https://www.sid.ir/fa/seminar/ViewPaper.aspx?ID=60035>
- Fahim, A., 2015. Distribution of radioactive elements of ^{238}U , ^{232}Th , ^{40}K and ^{222}Rn on Nyshabur Turquoise Mine and its environmental Impacts. M.Sc. Thesies, Payame Noor University of Mashhad, Mashhad, Iran, 175 pp. (in Persian with English abstract)

- Far, G., (translated by Valizadeh, M.V., Ghasemi, H., Naraghi, N. and Sadeghian, M.) 1986. Principles of Isotope geology. Shahrood University press, Shahrood, 836 pp. (in Persian)
- Ghiasvand, A., Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A. and Haidarian Shahri, M.R., 2019. Alteration, mineralization, geochemistry and fluid inclusion study of the Firouzeh mine, NW Neyshabour. *Journal of Economic Geology*, 10(2): 325–354. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/ECONG.V10I2.62579>
- Henriksen, T., 2013. Radiation and Health. Taylor & Francis, New York. 301 pp.
- Ibrahim, N., 1999. Natural activities of ^{238}U , ^{232}Th and ^{40}K in building materials. *Journal of Environmental Radioactivity*, 43(3): 255–258.
[https://doi.org/10.1016/S0265-931X\(98\)00033-2](https://doi.org/10.1016/S0265-931X(98)00033-2)
- International Atomic Energy Agency (IAEA), 2002. Protection of the Environment from Ionising Radiation. International Atomic Energy Agency, Austria. 432 pp. Retrieved April 22, 2021 from <https://www.iaea.org/publications/6862/protection-of-the-environment-from-ionising-radiation>
- International Atomic Energy Agency (IAEA), 2003. Guidelines for Radioelement Mapping Using Gamma ray Spectrometry Data. International Atomic Energy Agency, Austria. 173 pp. Retrieved April 22, 2021 from https://www-pub.iaea.org/mtcd/publications/pdf/te_1363_web.pdf
- 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.pdf>
- Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Esphandiarpour, A. and Mohammad Nejad H., 2012. Neyshabour turquoise mine: the first Iron Oxide Cu-Au-U-LREE (IOCG) mineralized system in Iran. *Journal of Economic Geology*, 2(3): 193–216. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/ECONG.V3I2.11420>
- La Verde, G., Raulo, A., Avino, V.D., Roca, V. and Pugliese M., 2020. Radioactivity content in natural stones used as building materials in Puglia region analysed by high resolution gamma-ray spectroscopy: Preliminary results. *Construction and Building Materials* 239: 117668.
<https://doi.org/10.1016/j.conbuildmat.2019.117668>
- Lottermoser, B.G., 2010. Mine Wastes, characterization, Treatment, Environmental Impacts. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 304 pp.
- Louw, I., 2020. Potential radiological impact of the phosphate industry in South Africa on the public and the environment. *Journal of Environmental Radioactivity* 217: 106214.
<https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2020.106214>
- Mafi, A. and Naserian, Z., 2007. Characteristics of Neyshabour Turquoise mine, unpublished report of Neyshabour Firoozeh Rural Cooperative, Neyshabour, Iran 16 pp.
- Majdy, M.R., Rafii Manesh, A., Ehteshamfar, M., Fahoul, M.J. and Masoudi, S., 2009. An Investigation of Occupational lung diseases in Nyshabour Turquoise miners. *Iran Occupational Health Journal*, 6(2): 31–38. (in Persian with English abstract) Retrieved may 08, 2021 from <http://ioh.iums.ac.ir/article-1-176-fa.pdf>
- Malekzadeh Shafaroudi, A. and Karimpour, M.H., 2010. Enhancing of alteration zones in northwestern Nyshabour by using Spectral Angle Mapper method in ASTER image processing. First conference of Iranian Society of Economic Geology, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran. (in Persian with English abstract) etrieved may 08, 2021 from <https://profdoc.um.ac.ir/articles/a/1017232.pdf>
- Mansouri Gandomani E., Rashidnejad-Omran N., Emamjomeh A., Vignola P., Hashemzadeh T., 2020. Electron microprobe study of turquoise-group solid solutions in the Neyshabour and Meydook mines. northeast and southern Iran. *The Canadian Mineralogist*, 58(1): 71–83.
<https://doi.org/10.3749/canmin.1900004>
- Mazloumi Bajestani, A.R. and Fahim, A., 2016. Investigation of Source of Radiation of ^{238}U , ^{232}Th and ^{40}K on Neyshabur Turquoise Mine and its environmental impacts. 8th conference of Iranian society of Economic Geology, Zanjan University, Zanjan, Iran. (in Persian with English abstract)

- Mekongtso Nguelem, E.J., Moyo Ndontchueng, M., Motapon, O., 2016. Determination of ^{226}Ra , ^{232}Th , ^{40}K , ^{235}U and ^{238}U activity concentration and public dose assessment in soil samples from bauxite core deposits in Western Cameroon. SpringerPlus, 5: 1253. <https://doi.org/10.1186/s40064-016-2895-9>
- Mohammad Jafari, F., Kardani, H. and Bahmani, J., 2020. Concentration and Annual Effective Dose of Radon in the Neyshabur Turquoise Mine. Iran South Medicine Journal; 23(1): 48–55. (in Persian with English abstract) Retrieved may 08, 2021 from <https://ismj.bpums.ac.ir/article-1-1242-en.pdf>
- Mohammad Nejad, H., Karimpour, M.H. and Malekzadeh Shafaroudi, A., 2011a. Mineralization and geochemical exploration (Stream sediment) on Neyshabour Turquoise mine (Zak tunnel prospect area). Second conference of Iranian Society of Economic Geology, Lorestan University, Khorram abad, Iran. (in Persian with English abstract) Retrieved may 08, 2021 from <https://profdoc.um.ac.ir/paper-abstract-1022656.html>
- Mohammad Nejad, H., Karimpour, M.H. and Malekzadeh Shafaroudi, A., 2011b. Geology, Alteration and magnetic susceptibility of intrusive bodies of Neyshabour Turquoise mine (Zak tunnel prospect area). Second conference of Iranian Society of Economic Geology, Lorestan University, Khorram abad, Iran. (in Persian with English abstract) Retrieved may 08, 2021 from <https://profdoc.um.ac.ir/paper-abstract-1022657.html>
- Mowlavi, A. and Binesh, A., 2012. Effective dose rate evaluation from radon in the air and water samples of Neyshabur turquoise mine. Elixir Pollution 52: 11488–11489. Retrieved may 08, 2021 from [https://www.elixirpublishers.com/articles/1352982356_52%20\(2012\)%2011488-11489.pdf](https://www.elixirpublishers.com/articles/1352982356_52%20(2012)%2011488-11489.pdf)
- Nguelem, E.J.M., Ndontchueng, M.M., Motapon, O., Darko, E.O. and Simo, A., 2016. Determination of ^{226}Ra , ^{232}Th , ^{40}K and ^{235}U in soil samples from bauxite core deposits in western Cameroon. Radioprotection, 51(3): 199–205. <https://doi.org/10.1051/radiopro/2016029>
- Organization for Economic Co-operation and Development (OECD), 2014. Managing Environmental and Health Impacts of Uranium Mining. Nuclear Energy Agency, Organization for Economic Co-operation and Development, Paris, 139 pp. <https://doi.org/10.1787/9789264216044-en>
- Papadopoulos, A., Christofides, G., Koroneos, A., Papastefanou, C. and Stoulos, S., 2014. Distribution of ^{238}U , ^{232}Th and ^{40}K in plutonic rocks of Greece, Chemie der Erde, 74(4): 749–764. <https://doi.org/10.1016/J.CHEMER.2014.04.009>
- Ray, L., Frost, B., Jagannadha, R., Wayde, N., Martens, W.N. and Weier, M., 2006. The molecular structure of the phosphate mineral turquoise—a Raman spectroscopic study. Journal of Molecular Structure, 788(1–3): 224–231. <https://doi.org/10.1016/j.molstruc.2005.12.003>
- Selinus, O., Alloway, B.J., Centeno, J.A., Finkelman, R.B., Fuge, R., Lindh, U. and Smedley, P., 2005. Essentials of Medical Geology. Elsevier Academic Press, USA, 812 pp.
- Shabanian, E., Bellier, O., Siame, L., Arnaud, N., Abbassi, M.R., and Cocheme', J.J., 2009. New tectonic configuration in NE Iran: Active strike-slip faulting between the Kopeh Dagh and Binalud mountains. Tectonics, 28(5): 1–29. <https://doi.org/10.1029/2008TC002444>
- Spies, O., Lensch, G. and Mihem, A., 1983. Geochemistry of the postophiolitic Tertiary volcanism between Sabzevar and Quchan (NE Iran). In: Geodynamic project (geotraverse) in Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran, report No. 51, PP. 246–247.
- Wang, X., Feng, Q., Sun, R. and Liu, G., 2015. Radioactivity of Natural Nuclides (^{40}K , ^{238}U , ^{232}Th , ^{226}Ra) in Coals from Eastern Yunnan, China. Minerals, 5(4): 637–646. <https://doi.org/10.3390/min5040513>
- Zytoon, M.A., Aburas, H.M. and Abdulsalam, M.I., 2014. Determination of ^{40}K , ^{232}Th and ^{238}U activity concentrations in ambient $\text{PM}_{2.5}$ aerosols and the associated inhalation effective dose to the public in Jeddah City, Saudi Arabia. Journal of Environmental Radioactivity, 129: 48–156. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2014.01.003>



RESEARCH ARTICLE

doi 10.22067/ECONG.2021.52036.87968



Mineralogy, geochemistry, tectonic environment and origin of granodiorite in the east of Bideshk (Urumieh-Dokhtar magmatic zone)

Iman Rahmani Moghaddam¹, Seyed Mohsen Tabatabaei Manesh^{2*}, Nargess Shirdashtzadeh³ , Elham Amani⁴

¹ Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

² Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

³ Postdoc Researcher, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

⁴ M.Sc., Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

ARTICLE INFO

EXTENDED ABSTRACT

Article History

Received: 28 July 2020
Revised: 10 March 2021
Accepted: 17 April 2021

Keywords

I-Type granitoid
Granodiorite
Geochemistry
Bideshk
Urumieh-Dokhtar

*Corresponding author

Seyed Mohsen Tabatabaei Manesh
✉ tabataba@sci.ui.ac.ir

Introduction

Granitoids are one of the most abundant and common igneous rocks in the continental crust and they formed the world's largest batholiths. They are widely distributed in Precambrian to Cenozoic orogenic belts (e.g., Raymond, 2002), but some are formed in non-orogenic zones (Blatt et al., 2006). Because much of the continental crusts in orogenic belts are composed of granitoids, they are of particular importance in explaining the petrologic processes in orogenic belts.

Cenozoic magmatism of Urmieh-Dokhtar magmatic arc is intruded by Oligo-Miocene plutonic rocks in some regions (Arvin et al., 2004). An outcrop of Oligo-Miocene granites is found in Zafarghand area in the southeast of Ardestan in Isfahan Province. Sarjoughian et al. (2018), Aminoroayaei Yamini et al. (2017), Sadeghian and Ghaffary (2011), Khalatbari Jafari et al. (2016), and Ghalamghash et al. (2019) suggested that this magmatism is a result of lower crust melting during mantle wedge metasomatism, occurred by Neo-Tethys subduction.

This study aims to investigate the Oligo-Miocene granodiorites of East Bideshk, which is exposed in the central part of the Urumieh-Dokhtar magmatic arc in the northeast of Isfahan city. Despite the tectonomagmatic importance of this pluton in completing the geological history of Urumieh-Dokhtar magmatic arc, there are no comprehensive petrological studies performed on Bideshk granitoid. Thus, this study considered the mineralogy, geochemistry, tectonic environment, and origin of this granodiorite.

How to cite this article

Rahmani Moghaddam, I., Tabatabaei Manesh, S.M., Shirdashtzadeh, N. and Amani, E., 2021. Mineralogy, geochemistry, tectonic environment and origin of granodiorite in the east of Bideshk (Urumieh-Dokhtar magmatic zone). *Journal of Economic Geology*, 13(4): 719–740. (in Persian with English abstract) <https://dx.doi.org/10.22067/ECONG.2021.52036.87968>



©2021 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.

Materials and methods

Microprobe analysis of the minerals was performed using a CAMECA SX 100 model with 15 kV accelerator voltage and 20 nA current at Stuttgart University, Germany. The Minpet software was also used to calculate the structural formula of the minerals and plot the diagrams. Intact and less altered rock samples are selected for geochemical analysis of major, trace, and rare earth elements by ICP-MS and ICP-OES methods in the geochemical laboratory of ALS Chemex in Ireland. The LOI values are also obtained by the gravimetric method. Fe^{2+} and Fe^{3+} are calculated based on the method by [Middlemost \(1989\)](#). Abbreviations for minerals are from [Whitney and Evans \(2010\)](#).

Results and discussion

The Eocene Granodiorite - diorite rocks outcrop in the east of Bideshk area, in the northeast of Isfahan, and along the Urumieh-Dokhtar magmatic zone. According to lithological studies, they are mainly composed of granodiorite with predominant texture are granular, granophyre, and porphyroid.

The major minerals are plagioclase, quartz, K-feldspar, hornblende, and biotite. Accessory minerals include magnetite, and apatite. Calcite and chlorite are the secondary minerals. Embayed plagioclases and quartz with rounded margins and

plagioclases with oscillatory zoning, sieved texture, and dusty rims show non-equilibrium conditions during magma mixing. The composition of calcic amphiboles in these rocks is actinolite- tremolite, hornblende, and magnesio- hornblende. Plagioclases in the rocks of the east of Bideshk are andesine to labradorite in composition, and some show oscillatory zoning. Thermobarometry results indicate pressure, temperature, and crystallization depth decrease from the core (average $\sim 3.01\text{-}3.63$ kb, $685\text{-}732^\circ\text{C}$) of hornblende crystals. Geochemical investigations show that this granitoid is metaluminous, calc-alkaline, and I-type. The primitive mantle and the chondrite- normalized patterns of Bideshk whole-rock samples show enrichment of [LREE](#) against [HREE](#). It is in accordance with magmatism in a subduction zone. Geochemical diagrams and variation in Rb content relative to Nb can also indicate a subduction-related magma source and mantle wedge metasomatism in the east of Bideshk, during Neo-Tethys subduction beneath central Iran.

Acknowledgments

The authors appreciate University of Isfahan for providing academic facilities.



کانی‌شناسی، زمین‌شیمی، محیط زمین‌ساختی و منشأ گرانودیوریت‌های شرق بیدشک (پهنه ماگمایی ارومیه-دختر)

ایمان رحمانی مقدم^۱، سید محسن طباطبایی منش^{۲*}، نرگس شیردشت‌زاده^۳، الهام امانی^۴

^۱ دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

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

^۳ پژوهشگر پسادکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

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

چکیده

اطلاعات مقاله

گرانودیوریت-دیوریت شرق بیدشک با سن میوسن در شمال شرق اصفهان و در امتداد پهنه ماگمایی ارومیه دختر رخنمون دارند. بر اساس بررسی‌های کانی‌شناسی، پلاژیوکلاز، کوارتز، پتاسیم فلدسپار، هورنبلند و بیوتیت از کانی‌های اصلی، مگنتیت و آپاتیت از کانی‌های فرعی و کلسیت و کلریت از کانی‌های ثانویه سازنده این سنگ‌ها هستند. بافت غالب این سنگ‌ها گرانوفیری و پورفیری با زمینه دانه‌ریز است. حضور پلاژیوکلازهایی با زونینگ نوسانی، بافت غربالی و حاشیه غبارآلود نشان‌دهنده نبود شرایط تعادل هنگام تبلور ماگمایی هستند. ترکیب آمفیبول‌ها در محدوده آمفیبول‌های کلسیک قرار گرفته است و از نوع ترمولیت-اکتینولیت و مگنزیوهورنبلند هستند. فنوکریست پلاژیوکلاز ترکیب آندزین تا لابرادوریت دارد؛ اما پلاژیوکلازهای سدیک‌تر با ترکیب الیگوکلاز نیز در این سنگ‌ها دیده می‌شوند. با استفاده از فشارسنجی و دماسنجی هورنبلند، تشکیل این کانی در سنگ‌های نیمه‌نفوذی منطقه بین ۳/۰۱ تا ۳/۶۳ کیلوپار و دمای ۶۸۵ تا ۷۳۲ درجه سانتی‌گراد برای مگنزیوهورنبلند روی داده است. بررسی‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند که این توده گرانودیوریتی، متاآلومینوس، کالک‌آلکالن و از نوع I است و در محیط‌های فروانش و کمان‌های آتشفشانی مرتبط با قاره تشکیل شده است. الگوی بهنجار شده عناصر کمیاب و خاکی کمیاب سنگ‌های نفوذی این منطقه نسبت به ترکیب گوشته اولیه و کندریت، بیانگر غنی‌شدگی $LREE$ نسبت به $HREE$ است. نمودارهای زمین‌شیمیایی نیز نشان می‌دهند پیدایش ماگمای اولیه گرانودیوریت شرق بیدشک با منطقه فروانش مرتبط بوده است. همچنین، تنوع در مقدار Rb نسبت به Nb در گرانیتوئیدهای شرق بیدشک می‌تواند نشان‌دهنده غنی‌شدگی ماگمای اولیه سازنده این سنگ‌ها تحت تأثیر مذاب‌های حاصل از رویداد متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای در اثر فروانش ثوتیس باشد.

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۵/۰۷

تاریخ بازنگری: ۱۳۹۹/۱۲/۲۰

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۱/۲۸

واژه‌های کلیدی

گرانیتوئید نوع I

گرانودیوریت

زمین‌شیمی

بیدشک

ارومیه-دختر

نویسنده مسئول

سید محسن طباطبایی منش

tabataba@sci.ui.ac.ir

استناد به این مقاله

رحمانی مقدم، ایمان؛ طباطبایی منش، سید محسن؛ شیردشت‌زاده، نرگس و امانی، الهام، ۱۴۰۰. کانی‌شناسی، زمین‌شیمی، محیط زمین‌ساختی و منشأ گرانودیوریت‌های شرق بیدشک (پهنه ماگمایی ارومیه-دختر). زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۳(۴): ۷۴۰-۷۱۹. <https://dx.doi.org/10.22067/ECONG.2021.52036.87968>

مقدمه

گرانیتوئیدها از فراوان‌ترین و معمول‌ترین سنگ‌های آذرین پوسته قاره‌ای زمین هستند؛ به طوری که بزرگ‌ترین باتولیت‌های جهان توسط همین سنگ‌ها تشکیل می‌شوند. سنگ‌های گرانیتوئیدی در همه قاره‌ها به طور وسیع در طبقات سنگی سپر پراکامبرین و کمربندهای کوه‌زایی پالتوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک توزیع شده‌اند (Raymond, 2002) و تنها برخی از آنها به عنوان گرانیتوئیدهای غیرکوه‌زایی در پهنه‌های فرورانش واقع شده‌اند (Blatt et al., 2006). در پهنه آتشفشانی-ساختاری ارومیه-دختر هم‌زمان یا پس از کوه‌زایی آلپ میانی و پایانی، ماگماتیسم عظیم و مهمی طی دوران سنوزوئیک به وقوع پیوسته است که آثار آن در همه نقاط ایران به جز زاگرس و کپه‌داغ دیده می‌شود. از این‌رو، سنگ‌های آتشفشانی-پیروکلاستیک با ترکیب بازیک تا اسیدی، از کرتاسه بالایی تا عهد حاضر، حجم وسیعی از رخنمون‌ها را تشکیل می‌دهند؛ اما پس از اتوسن (الیگوسن-میوسن)، در پی رخداد پلوتونیسم این سنگ‌ها مورد هجوم توده‌های نفوذی اغلب گرانیتوئیدی قرار گرفته‌اند (Arvin et al., 2004). بخشی از این گرانیتوئیدهای الیگوسن-میوسن در منطقه مورد بررسی در این پژوهش قرار دارند. این منطقه در ۶ کیلومتری شرق روستای بیدشک (در ۹۵ کیلومتری شمال‌شرق اصفهان)، در محدوده نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اردستان (Radfar et al., 1999) و در پهنه ماگمایی ارومیه-دختر واقع شده است (شکل ۱). این فعالیت ماگمایی به شکل‌های آذرین بیرونی و درونی بوده است و مربوط به جریان حرارتی مهمی است که در پی فازهای فشارشی و همسان با فاز کششی، ایران‌زمین را تحت تأثیر قرار داده است (Moinevaziri, 1996). از پژوهش‌های زمین‌شناسی که تاکنون روی گرانیتوئیدهای این بخش از پهنه ارومیه-دختر انجام شده است، می‌توان به صادقیان و غفاری (Sadeghian and Ghaffary, 2011)، خلعتبری جعفری و همکاران (Khalatbari Jafari et al., 2016)، امین‌الرعیایی و یمینی و همکاران (Aminoroayaei Yamini et al., 2017)،

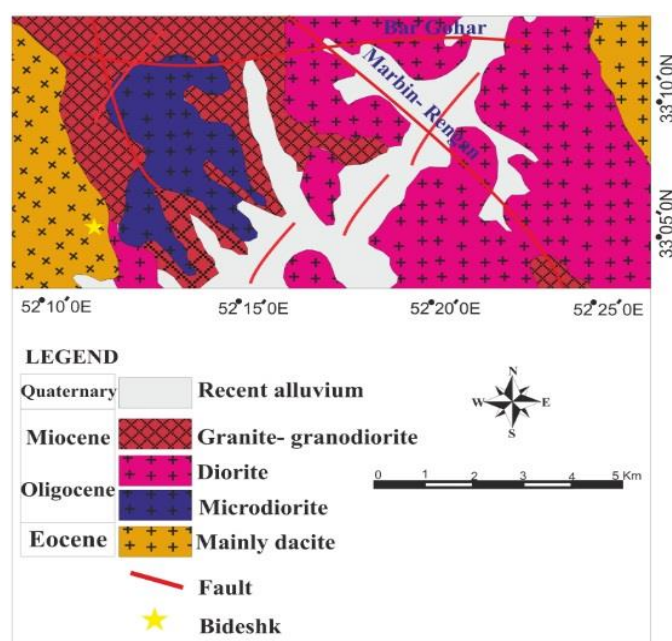
سرجوقیان و همکاران (Sarjoughian et al., 2018) و قلمقاش و همکاران (Ghalamghash et al., 2019) اشاره کرد. بر اساس نتایج بررسی‌ها بر روی توده گرانیتوئیدی جنوب ظفرقند (در ۱۳ کیلومتری بیدشک و جنوب شرقی اردستان)، ذوب ورقه آقیانوسی نئوتتیس، گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده روی آن و تا حدودی پوسته زیرین و همچنین تبلور تفریقی ماگمای تولیدشده در تشکیل این توده دخیل بوده است. از آنجایی که تاکنون پژوهش پترولوژی جامعی روی گرانیتوئیدهای منطقه بیدشک انجام نشده است و با توجه به نفوذ گرانیت‌های الیگوسن-میوسن شرق بیدشک در سنگ‌های آتشفشانی اتوسن پهنه ارومیه-دختر، این پژوهش در تعیین محیط زمین‌پویایی تشکیل سنگ‌های منطقه و در نهایت وقایع تکتونوماگمایی مرتبط با این پهنه ماگمایی اهمیت بالایی دارد. از این‌رو، برای تکمیل الگوی زمین‌شناسی این پهنه ماگمایی، در این پژوهش با به کاربردن داده‌های زمین‌شیمیایی به بررسی کانی‌شناسی، زمین‌شیمی، محیط زمین‌ساختی و منشأ گرانودیوریت‌های شرق بیدشک در بخش میانی پهنه ارومیه-دختر پرداخته می‌شود.

زمین‌شناسی منطقه

در شرق روستای بیدشک و به ویژه در اطراف گسل ماربین-رنگان در نیمه جنوب شرقی ورقه اردستان، برون‌زدهایی از گرانیتوئید دیده می‌شوند. مختصات جغرافیایی این منطقه در طول جغرافیایی شرقی $52^{\circ}14'20''/5$ تا $52^{\circ}14'34''/3$ و عرض جغرافیایی شمالی $33^{\circ}15'5''/5$ تا $33^{\circ}30'3''/3$ قرار دارد و بر اساس تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری ایران در پهنه ماگمایی ارومیه-دختر واقع شده است. پهنه آتشفشانی-ساختاری ارومیه-دختر پهنایی در حدود ۱۵۰ کیلومتر و درازایی بیش از ۱۷۰۰ کیلومتر دارد. به دنبال فاز فشاری کرتاسه پایانی که با دگرگونی، چین‌خوردگی، بالاآمدگی و جابه‌جایی افولیت‌ها همراه بوده است، فاز کششی مهمی در ایران به جز زاگرس و کپه‌داغ حاکم شده و نتیجه آن ولکانیسم شدید اتوسن در پهنه ارومیه-دختر بوده

بر اساس نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اردستان (Radfar et al., 1999)، گرانودیوریت مورد بررسی در منطقه بیدشک بین افق های روشن داسیتی بیوتیت دار دیده می شود. شکستگی اصلی در منطقه شامل گسل بر گوهر است که با امتداد شرقی- غربی از شمال منطقه مورد بررسی عبور می کند (شکل ۱). همچنین، گسل دیگری به نام ماربین- رنگان با امتداد شمال غرب- جنوب شرق در شرق منطقه امتداد می یابد (شکل ۱). گسل های دیگری نیز در منطقه زفره و در حاشیه توده نفوذی مشاهده می شوند که به احتمال زیاد عملکردی جدا از سامانه زمین ساختی منطقه دارند و در اثر افزایش فشار حاصل از نفوذ توده یاد شده به وجود آمده اند (Aminoroayaei et al., 2016).

است (Moinevaziri, 1996). به باور پژوهشگرانی مانند محجل و همکاران (Mohajjel et al., 2003)، فعالیت ماگمایی در پهنه ماگمایی ارومیه- دختر در ائوسن آغاز و تا پلیوسن ادامه داشته است و در ائوسن میانی به اوج رسیده است. به باور دیگر پژوهشگران (Ahmadian et al., 2009; Verdel et al., 2011; Ghorbani and Bezenjani, 2011; Chiu et al., 2013; Yeganehfar et al., 2013; Ghorbani et al., 2014; Ghadirpour et al., 2018)، اوج ماگماتیسم در پهنه ماگمایی ارومیه- دختر در ائوسن رخ داده است؛ اما بیشتر یافته های اخیر در بخش مرکزی پهنه ماگمایی ارومیه- دختر رکوردی نسبتاً مستمر از سنگ های آتشفشانی بازیک تا حدواسط را از زمان ائوسن تا الیگو- میوسن ثبت کرده اند.



شکل ۱. نقشه زمین شناسی بیدشک، شمال شرق اصفهان بر اساس نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اردستان (Radfar et al., 1999)

Fig. 1. Geological map of Bideshk, northeast of Isfahan, based on Geological Map 1: 100000 Ardestan (Radfar et al., 1999)

روش مطالعه

برداشت و از آنها مقطع نازک تهیه شد. آنالیز نقطه ای کانی ها با استفاده از دستگاه CAMECA مدل SX 100 با ولتاژ شتاب دهنده

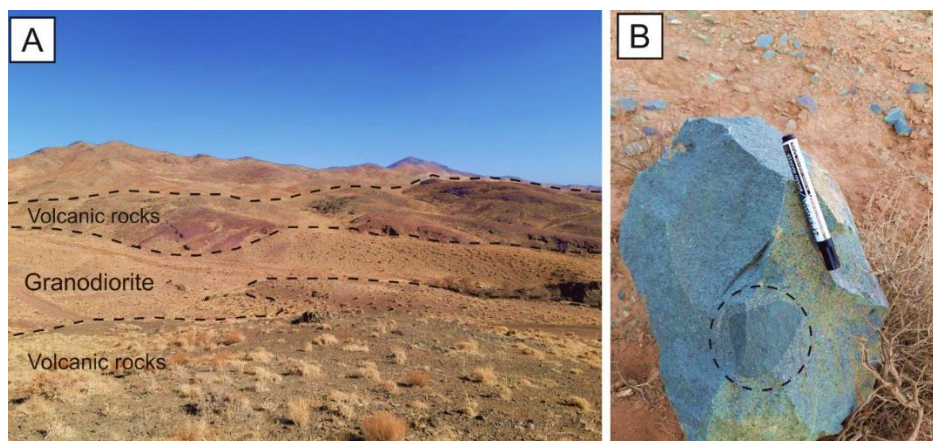
در باز دیده های صحرایی، تعداد ۸۰ نمونه سنگ به صورت منظم

گرانودیوریتی مشاهده می‌شود. این توده به طول ۴ کیلومتر و عرض ۱ کیلومتر با روند شمالی- جنوبی در میان سنگ‌های آتشفشانی ائوسن رخمون پیدا کرده است (شکل ۲-۲A). گرانودیوریت در نمونه دستی رنگ خاکستری تا سفید مایل به سبز نشان می‌دهد و کانی‌های پلاژیوکلاز، پتاسیم فلدسپار، کوارتز و کانی‌های مافیک مانند هورنبلند در آنها قابل تشخیص هستند. این سنگ‌ها به ندرت انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در ابعاد چند سانتی‌متر به رنگ خاکستری تیره و شکل‌های بیضوی تا مدور دارند (شکل ۲-۲B). ترکیب انکلاوها تقریباً با ترکیب سنگ میزبان خود همسان است؛ ولی دارای کانی‌های فرومنیزین (آمفیبول و بیوتیت) به میزان فراوان‌تر و کوارتز و پتاسیم فلدسپار کمتری هستند. عمده‌ترین کانی‌های این سنگ‌ها را پلاژیوکلاز و کانی‌های فرومنیزین تشکیل می‌دهد.

۱۵kV و جریان ۲۰nA در دانشگاه اشتوتگارت آلمان انجام شده است. همچنین، برای محاسبه فرمول ساختاری کانی‌ها و ترسیم نمودارها از نرم‌افزار Minpet استفاده شد. آنالیز ۶ نمونه سالم و کمتر دگرسان شده برای بررسی‌های زمین‌شیمیایی و تعیین عناصر اصلی، کمیاب و خاکی نادر در آزمایشگاه ALS Chemex ایرلند با روش ICP-MS و ICP-OES انجام شده است. مقدار LOI نیز با روش ترموگراویمتری به دست آمده است. برای تفکیک آهن ۲ و ۳ موجود در گرانتیوئیدها از روش میدلموست (Middlemost, 1989) استفاده شد. علائم اختصاری کانی‌ها در جدول‌ها و شکل‌های میکروسکوپی از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است.

سنگ‌شناسی

در شرق روستای بیدشک رخمونی از یک توده نیمه نفوذی



شکل ۲. A: رخمونی از گرانودیوریت درون سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در منطقه شرق بیدشک (دید به سمت شمال غرب) و B: حضور انکلاو در گرانودیوریت

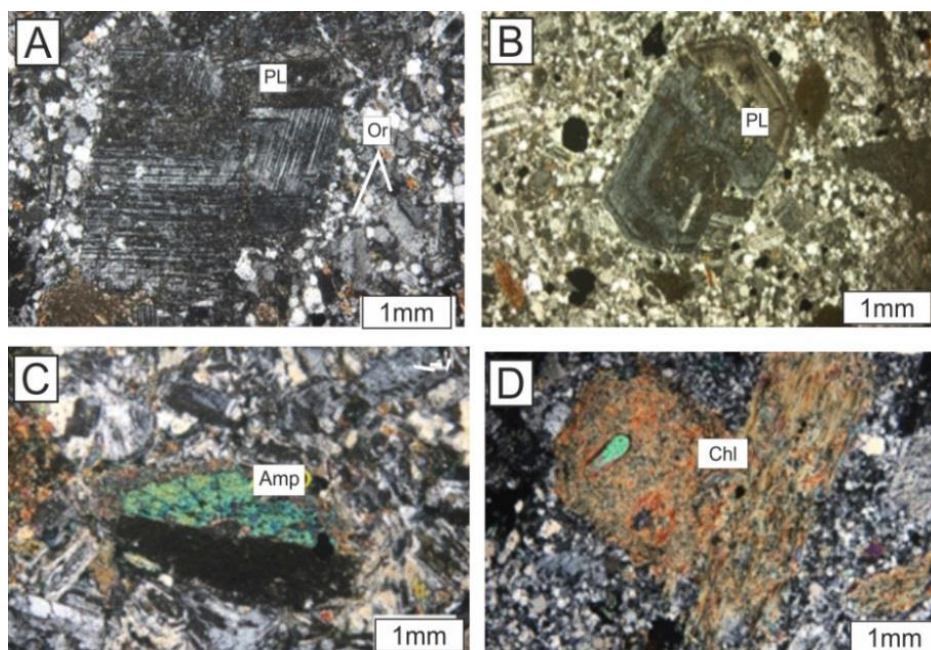
Fig. 2. A: An outcrop of granodiorite in Eocene volcanics rocks in the east of Bideshk (northwest view), and B: Presence of an enclave in the granodiorite

این توده شامل پلاژیوکلاز با ماکل پلی سنتتیک و ساختار منطقه‌ای، درشت‌بلورهای آمفیبول، پتاسیم فلدسپار و کوارتز اغلب با خاموشی مویی هستند که در زمینه‌ای دانه‌ریزتر از همین کانی‌ها

وجود بافت پورفیری در گرانودیوریت‌ها (شکل ۳) بیانگر سردشدن آنها از اعماق زیاد تا کم و نیمه‌نفوذی تا نفوذی بودن توده است. در مقیاس میکروسکوپی (شکل ۳)، کانی‌های اصلی

شده‌اند (شکل ۳-۳D). کوارتزها با فراوانی ۲۰ تا ۳۰ درصد حجمی، بیشتر به صورت دانه‌های بی‌شکل و ریز فضای بین بلورهای دیگر را پر می‌کنند؛ اما گاه شماری از آنها به صورت فنو کریست یافت می‌شوند. ارتو کلاز به صورت ریز بلورهای زمینه به طور متوسط ۵ تا ۱۰ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهد (شکل ۳-۳A). آپاتیت که تقریباً در همه سنگ‌های آذرین از بازیک تا اسیدی دیده می‌شود، از کانی‌های فرعی گرانودیوریت‌های این منطقه است. این کانی در اغلب موارد به شکل سوزنی در پلاژیو کلازها دیده می‌شود. مگنتیت کانی کدر این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهد که به دو صورت اولیه و ثانویه دیده می‌شوند. کانی‌های کدر اولیه به صورت بلورهای کاملاً خود شکل در هنگام سرد شدن ماگما پدید آمده‌اند. کانی‌های کدر ثانویه به صورت بی‌شکل و بیشتر در اثر دگرسانی، در اطراف کانی‌های فرومینیزین تجمع کرده‌اند.

قرار گرفته‌اند. کانی‌های فرعی این سنگ‌ها کلسیت، کلریت، کانی کدر و آپاتیت است. فنو کریست‌های پلاژیو کلاز با فراوانی ۳۰ تا ۴۰ درصد حجمی، فراوان‌ترین فنو کریست سازنده گرانودیوریت‌ها به شمار می‌آیند. این کانی به صورت بلورهای شکل دار تا نیمه‌شکل دار و با ماکل‌های پلی‌سنتیک، دوتایی و شطرنجی (شکل ۳-۳A) و منطقه‌بندی نوسانی (شکل ۳-۳B) دیده می‌شود. آمفیبول با درصد حجمی ۱۵ تا ۲۰ درصد، سهم عمده‌ای در میان کانی‌های گرانودیوریت دارد. آمفیبول‌ها از نوع هورنبلند سبز در اندازه‌های کوچک تا متوسط اغلب به صورت نیمه‌شکل دار تا بی‌شکل با حاشیه‌های نامنظم و گاهی با ماکل دوتایی و گاه به صورت بلورهایی با حاشیه‌های ناپایدار دیده می‌شوند. البته برخی از آنها در اثر دگرسانی از اطراف به ترمولیت-اکتینولیت (شکل ۳-۳C) و در برخی بخش‌ها به کلریت همراه با اکسید آهن تبدیل



شکل ۳. تصویرهای میکروسکوپی (در XPL) از گرانودیوریت بیدشک A: ماکل شطرنجی در پلاژیو کلاز، B: منطقه‌بندی نوسانی در پلاژیو کلاز، C: هورنبلندهای سبز خود شکل با حاشیه ناپایدار و D: کلریت‌های حاصل از دگرسانی آمفیبول. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (PL: پلاژیو کلاز، Amp: آمفیبول، Chl: کلریت، Or: ارتو کلاز).

Fig. 3. Photomicrograph (in XPL) of Bideshk granodiorite A: Chessboard twinning in plagioclase, B: Oscillatory zoning in plagioclase, C: Green and euhedral hornblende with altered rims, and D: Chlorite formed by amphibole alteration. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (PL: plagioclase, Amp: Amphibole, Chl: Chlorite, Or: Orthoclase).

شیمی کانی‌ها

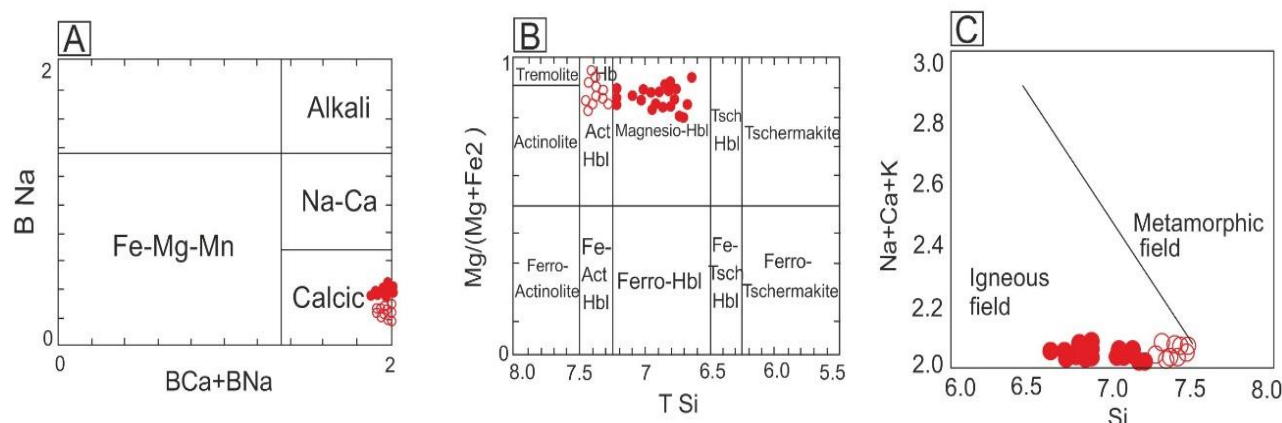
(A) هستند و در محدوده ترکیبی ترمولیت - اکتینولیت هورنبلند (بخش حاشیه بلورها) و مگنزیتو هورنبلند (بخش مرکزی بلورها) قرار می‌گیرند (شکل ۴-۲). همچنین، نمودار $Ca+Na+K$ در برابر Si نشان‌دهنده خاستگاه آذرین آمفیبول‌های گرانودیوریت شرق بیدشک است (شکل ۴-۳).

الف) آمفیبول: آمفیبول مهم‌ترین کانی مافیک سازنده گرانودیوریت شرق بیدشک است. در این مقاله، تنها داده‌های به دست آمده از تجزیه ۱۰ نقطه آمفیبول از ۵۰ نمونه آنالیز شده به عنوان نمونه شاهد در جدول ۱ آمده است. آمفیبول‌های موجود در گرانودیوریت‌های منطقه از نوع آمفیبول‌های کلسیک (شکل ۴-۴)

جدول ۱. نتایج آنالیز الکترون میکروپروب (بر پایه درصد وزنی) و محاسبه فرمول ساختاری بر اساس ۲۳ اتم اکسیژن (بر پایه a.p.f.u.) برای آمفیبول‌های گرانودیوریت شرق بیدشک

Table 1. Electron microprobe analyses (in weight percent) and calculated structural formula based on 23 oxygens (in a.p.f.u.) for amphiboles in granodiorite of east Bideshk

Point No.	103C	115C	122C	125C	127C	109R	185R	167R	191R	201R	194R	113R
SiO ₂	51.05	52.61	50.98	52.47	52.75	47.22	47.66	50.56	47.91	46.9	47.78	47.47
TiO ₂	0.67	0.41	0.57	0.47	0.43	1.08	1.05	0.43	0.95	1.24	0.99	1.01
Al ₂ O ₃	3.93	2.89	3.79	3.04	2.40	7.18	6.74	3.28	6.83	7.29	6.81	7.03
FeO	11.56	11.26	11.46	11.00	10.65	14.48	14.53	13.51	15.01	15.31	14.17	15.17
MnO	0.25	0.28	0.32	0.23	0.22	0.36	0.43	0.36	0.47	0.44	0.48	0.43
MgO	17.22	17.51	16.9	17.32	17.78	14.65	14.63	15.00	14.52	14.89	14.88	14.37
CaO	11.08	11.35	11.65	11.59	11.30	10.62	10.61	11.58	10.11	10.46	10.34	10.27
Na ₂ O	1.41	1.03	1.1	0.90	0.86	1.85	1.44	0.87	1.34	1.47	1.84	1.37
K ₂ O	0.25	0.20	0.26	0.27	0.24	0.31	0.25	0.37	0.22	0.32	0.24	0.30
Total	97.41	97.54	97.03	97.29	96.63	97.74	97.33	95.95	97.35	98.33	97.53	97.41
Si	7.24	7.43	7.29	7.45	7.50	6.77	6.83	7.41	6.83	6.64	6.83	6.78
Ti	0.07	0.04	0.06	0.05	0.05	0.12	0.12	0.05	0.10	0.13	0.11	0.11
Al ^{IV}	0.66	0.48	0.64	0.51	0.40	1.21	1.14	0.57	1.15	1.22	1.15	1.18
Al ^{VI}	0.03	0.03	0.02	0.04	0.02	0.09	0.09	0.04	0.11	0.04	0.10	0.10
Fe ²⁺	0.44	0.50	0.63	0.63	0.47	0.54	0.47	1.09	0.28	0.21	0.42	0.36
Fe ³⁺	0.82	0.74	0.67	0.63	0.70	1.17	1.24	0.55	1.48	1.46	1.24	1.42
Mn	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.05	0.04	0.06	0.05	0.06	0.05
Mg	3.64	3.69	3.60	3.66	3.77	3.13	3.13	3.28	3.08	3.14	3.17	3.06
Ca	1.68	1.72	1.79	1.76	1.72	1.63	1.63	1.82	1.54	1.59	1.58	1.57
Na	0.32	0.28	0.22	0.24	0.24	0.37	0.37	0.18	0.37	0.40	0.42	0.38
K	0.05	0.04	0.05	0.05	0.04	0.06	0.05	0.07	0.04	0.06	0.04	0.06
Cations	15.12	15.03	15.14	15.06	15.00	15.2	15.07	15.13	14.95	15.05	15.14	15.01



شکل ۴. A: ترکیب نمونه های آمفیبول گرانودیوریت بیدشک در A: نمودار رده بندی آمفیبول ها (Leake et al., 2004)، B: نمودار رده بندی آمفیبول های کلسیک (Leake et al., 2004) و C: نمودار تفکیک آمفیبول های دگرگونی و آذرین (Giret et al., 1980). دایره های توپر مربوط به هسته و دایره های توخالی مربوط به حاشیه آمفیبول هاست.

Fig. 4. Composition of amphiboles in Bideshk granodiorite on A: classification diagram of amphiboles (Leake et al., 2004), B: Classification of calcic amphiboles (Leake et al., 2004), and C: Discrimination diagram for igneous and metamorphic amphiboles (Giret et al., 1980). The solid circles are related to the core and the hollow circles show the margin of the amphiboles.

درصد وزنی دارای ترکیب بازیک تا اسیدی هستند. در نمودار TAS (شکل ۶-۱) به طور غالب توده ترکیب گرانودیوریت (-دیوریت) نشان می دهد. هرچند گاه ترکیب یکی از نمونه ها تا مرز دیوریت- گابرو نیز می رسد؛ اما در این مقاله، به طور کلی نام توده به اختصار و بر اساس ترکیب غالب آن، به نام گرانودیوریت معرفی شده است. همچنین، نوع ماگما در محدوده ساب آلكالن قرار می گیرد. همچنین، در نمودار AFM، همه نمونه ها از روند کالک آلكالن پیروی کرده اند (شکل ۶-۲).

بررسی شاخص اشباع از آلومین و جایگاه زمین ساختی گرانودیوریت های شرق بیدشک

بر اساس شکل ۷-۱ و B، همه نمونه های مورد بررسی دارای نسبت $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ کمتر از یک ($ASI < 1$) هستند و در محدوده سنگ های متاآلومین و گرانیت های نوع I قرار گرفته اند. بر اساس جایگاه تکتونوماگمایی، گرانیت ها در محدوده گرانیت های کمان آتشفشانی و یا هم زمان با برخورد قرار می گیرند (شکل ۷-۲ و D).

ب) فلدسپار: نتایج میکروپروب ۱۰ نقطه پلاژیوکلاز از ۵۰ مورد آنالیز انجام شده روی این کانی به عنوان نمونه در سنگ های گرانودیوریتی شرق بیدشک به همراه فرمول ساختاری آن در جدول ۲ آمده است. بر پایه نمودار رده بندی فلدسپارها (شکل ۵)، فنوکریست پلاژیوکلاز ترکیب آنندزین تا لابرادوریت دارد؛ اما شماری از آنها در محدوده الیگوکلاز واقع شده اند (شکل ۵-۱). زونینگ نوسانی یکی دیگر از ویژگی های این پلاژیوکلازهاست (شکل ۵-۲).

زمین شیمی

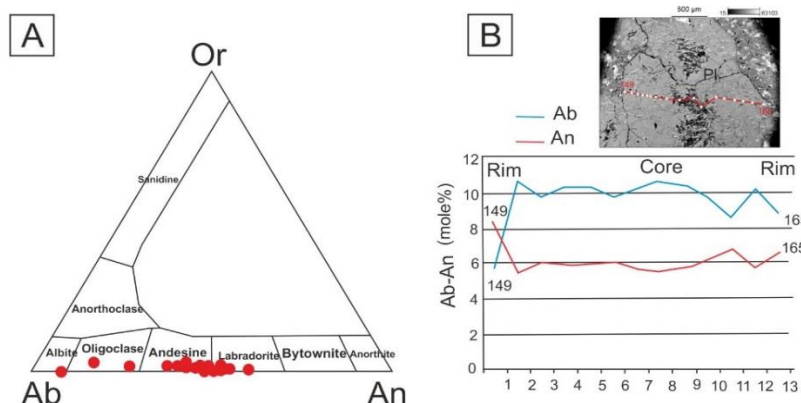
مقادیر اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب گرانودیوریت های شرق بیدشک در جدول ۳ آمده است. برای تعیین محیط زمین پویایی تشکیل این سنگ ها و در نهایت پهنه ارومیه- دختر، در این بخش ابتدا نام دقیق سنگ ها و ماهیت ماگمای مولد آنها تعیین می شود. سپس جایگاه زمین ساختی و پتروژنز آنها بر پایه نمودارهای زمین شیمیایی مربوطه تعیین می شود.

بر اساس این داده ها، این سنگ ها با SiO_2 برابر با ۵۴/۴ تا ۶۵/۸

جدول ۲. نتایج آنالیز الکترون میکروپروب (بر پایه درصد وزنی) و محاسبه فرمول ساختاری بر اساس ۸ اتم اکسیژن (بر پایه a.p.f.u.) برای پلاژیوکلازهای گرانودیوریت شرق بیدشک

Table 2. Electron microprobe analyses (in weight percent) and calculated structural formula based on 8 oxygens (in a.p.f.u.) for plagioclase in granodiorite of east Bideshk

Point No.	149	150	151	152	153	154	155	156	157	158
SiO₂	61.13	54.85	55.82	55.59	55.69	55.98	56.23	58.06	54.98	55.42
TiO₂	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
Al₂O₃	23.58	27.55	26.92	27.26	27.06	26.92	26.63	25.48	27.27	26.97
FeO	0.18	0.24	0.17	0.27	0.23	0.22	0.23	0.29	0.27	0.22
MnO	0.04	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
MgO	0.04	0.04	0.00	0.00	0.03	0.02	0.03	0.01	0.02	0.01
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03
CaO	5.77	10.72	9.96	10.36	10.38	9.83	10.03	8.63	10.71	11.39
Na₂O	8.25	5.53	6.06	5.85	5.96	6.05	6.13	6.74	5.56	5.67
K₂O	0.47	0.17	0.23	0.21	0.25	0.21	0.17	0.24	0.18	0.21
Total	99.48	99.10	99.21	99.54	99.63	99.23	99.49	99.45	99.02	99.92
Si	2.74	2.50	2.54	2.52	2.52	2.54	2.51	2.55	2.51	2.50
Al	1.24	1.48	1.44	1.46	1.44	1.44	1.44	1.42	1.47	1.46
Fe²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.28	0.52	0.49	0.50	0.50	0.48	0.00	0.00	0.52	0.00
Na	0.72	0.49	0.53	0.51	0.52	0.53	0.55	0.49	0.49	0.55
K	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.50	0.54	0.01	0.49
Cations	5.01	5.01	5.02	5.01	5.02	5.01	5.02	5.02	5.01	5.02
Ab	70.20	47.80	51.70	50.00	50.30	52.10	46.80	52.00	48.00	46.70
An	27.20	51.20	47.00	48.90	48.40	46.80	52.00	47.10	51.00	52.30
Or	2.60	1.00	1.30	1.20	1.30	1.20	1.10	1.00	1.00	1.00



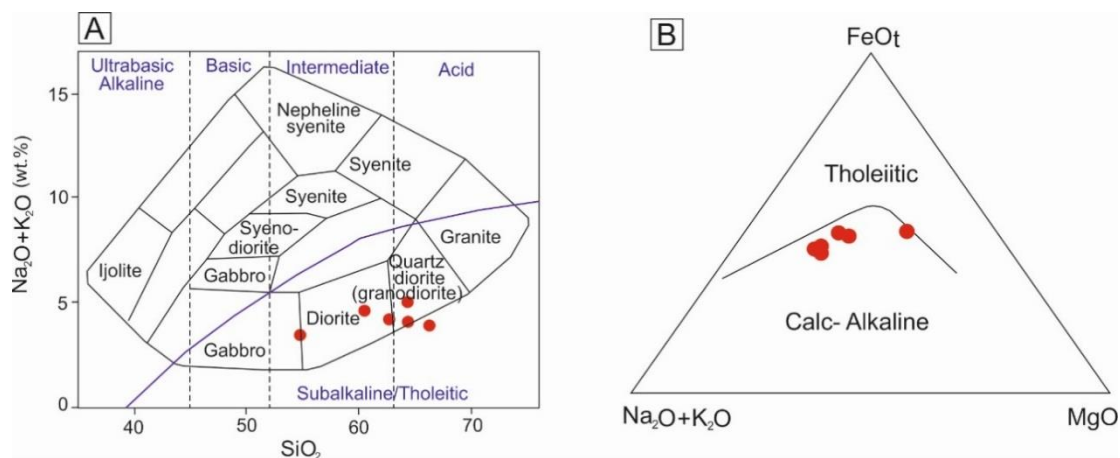
شکل ۵. پلاژیو کلازهای گرانودیوریت بیدشک در A: نمودار رده بندی An-Ab-Or (Deer et al., 1992) و B: پروفیل تغییرات ترکیبی بلور پلاژیو کلاز به صورت حاشیه-مرکز-حاشیه

Fig. 5. Plagioclases of Bideshk granodiorite in A: Or-Ab-An classification diagram (Deer et al., 1992), and B: Rim-core-rim compositional profile of a plagioclase crystal

جدول ۳. داده های عناصر اصلی (بر پایه درصد وزنی)، کمیاب و خاکی نادر (بر پایه ppm) برای سنگ های آذرین شرق بیدشک

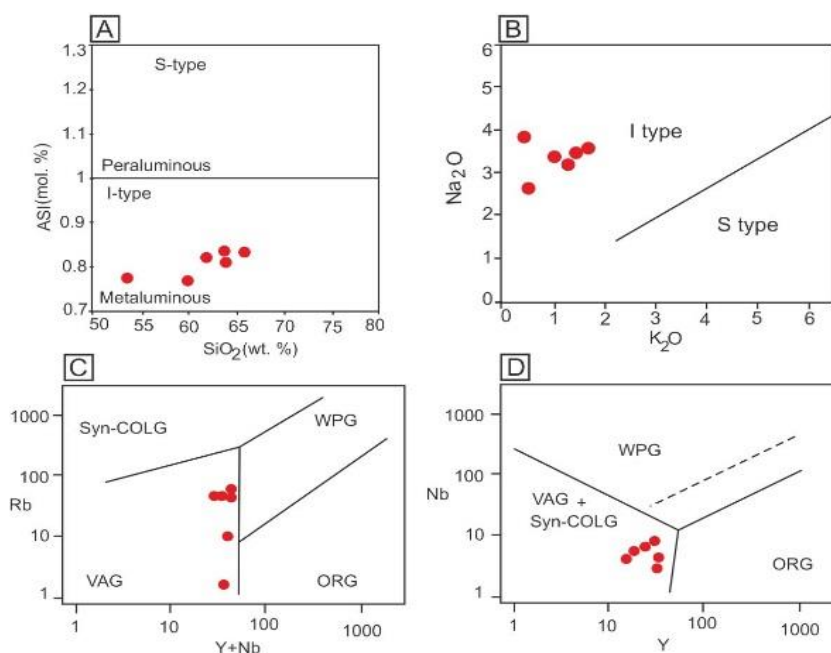
Table 3. Major (in weight percent), trace and rare earth (in ppm) elements data for igneous rocks of east Bideshk

Sample No.	z2	z22	z35	z66	z8	z52	Sample No.	z2	z22	z35	z66	z8	z52
SiO ₂	62.8	65.8	64.3	64.00	54.4	60.4	Ga	16.1	14.4	15.7	15.9	15.1	16.4
TiO ₂	0.55	0.46	0.6	0.58	0.84	0.65	V	112	84	105	110	224	192
Al ₂ O ₃	18.85	15.85	16.2	16.05	16.85	16.35	Cr	10	10	20	10	120	10
Fe ₂ O ₃ *	4.89	4.61	6.01	6.19	8.8	7.24	Hf	3.7	3.00	3.3	3.5	2.5	2.8
Fe ₂ O ₃ (cal)	1.83	1.73	2.25	2.93	3.3	2.72	Cs	0.13	0.52	0.51	0.51	0.27	1.19
FeO(cal)	2.75	2.59	3.38	2.93	4.95	4.07	Ta	0.4	0.5	0.4	0.5	0.4	0.4
MnO	0.07	0.05	0.06	0.13	0.11	0.08	La	11.4	11.00	15.2	18.7	11.9	6.8
MgO	1.96	1.91	2.3	2.32	5.64	3.24	Ce	24.5	21.5	44.9	35.4	24.5	14.7
CaO	6.78	5.35	5.56	5.26	7.7	5.83	Pr	3.11	2.62	4.68	4.02	3.16	1.89
Na ₂ O	3.93	3.05	3.21	3.62	2.67	3.39	Nd	13	11.3	16.5	15.5	12.9	8.6
K ₂ O	0.32	1.15	1.00	1.74	0.47	1.47	Sm	3.03	3.13	3.15	3.24	3.2	2.72
P ₂ O ₅	0.18	0.13	0.22	0.19	0.15	0.13	Eu	0.83	0.84	1.04	1.02	1.13	0.85
LOI	0.67	2.01	2.28	1.32	2.37	2.33	Gd	3.32	2.81	2.84	3.42	3.67	3.15
Total	98.01	98.89	101.76	101.44	100.00	101.12	Tb	0.48	0.44	0.48	0.60	0.60	0.61
Ba	106	244	174.5	434	114	225	Dy	3.34	3.09	3.13	3.34	4.08	3.81
Rb	14.2	37.5	38.5	46.1	10.6	45.1	Ho	0.66	0.56	0.64	0.72	0.58	0.81
Sr	393	312	379	282	393	363	Er	1.85	1.87	1.98	2.11	2.38	2.35
Y	18.9	16.6	18.7	21.00	22.4	24.1	Tm	0.26	0.30	0.30	0.36	0.34	0.36
Zr	121	104	103	111	78	101	Yb	2.02	2.01	1.94	2.56	2.42	2.68
Nb	6.3	5.5	5.6	6.8	4.9	4.4	Lu	0.34	0.34	0.31	0.35	0.35	0.40
Th	5.56	6.06	4.92	6.43	1.98	4.88	Eu/Eu*	0.8	0.9	1.1	0.9	1.0	0.9



شکل ۶. ترکیب گرانودیوریت‌های شرق بیدشک در A: نمودار SiO_2 در برابر $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (Cox et al., 1979) و B: نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971)

Fig. 6. Composition of granodiorite in the east of Bideshk on A: $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2 diagram (Cox et al., 1979), and B: AFM diagram (Irvine and Baragar, 1971)

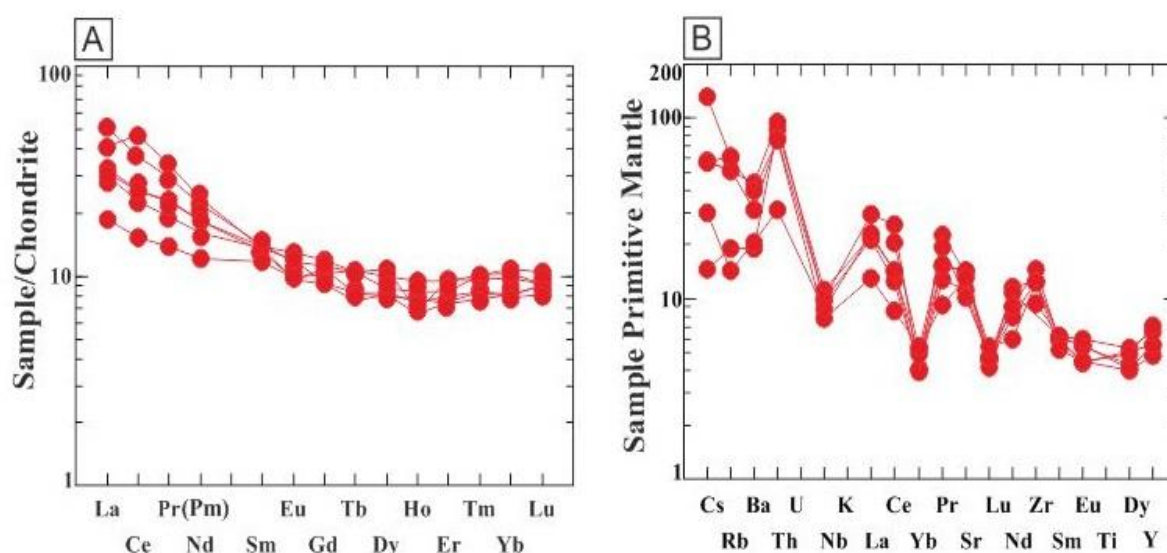


شکل ۷. ترکیب گرانودیوریت‌های شرق بیدشک در A: نمودار ASI (بر پایه درصد وزنی) (Frost and Frost, 2008)، B: نمودار Na_2O در برابر K_2O (بر پایه درصد وزنی) (Chappell and White, 2001)، C: نمودار Rb در برابر $\text{Y}+\text{Nb}$ (بر پایه ppm) (Pearce et al., 1984) و D: نمودار Nb در برابر Y (بر پایه ppm) (Pearce et al., 1984): VAG: گرانیت‌های کمان آتشفشانی، Syn-COLG: گرانیت‌های هم‌زمان با برخورد، WPG: گرانیت‌های درون صفحه‌ای، ORG: گرانیت‌های پشته اقیانوسی

Fig. 7. Composition of granodiorite in the east of Bideshk on A: ASI vs. SiO_2 (in wt.%) diagram (Frost and Frost, 2008), B: Na_2O vs. K_2O (in wt.%) diagram (Chappell and White, 2001), C: Rb vs. $\text{Y}+\text{Nb}$ (in ppm) diagram (Pearce et al., 1984), and D: Nb vs. Y (in ppm) diagram (Pearce et al., 1984) (VAG: Volcanic arc granite, Syn-COLG: Syn-collisional granite, WPG: Within-plate granite, ORG: Oceanic ridge granite)

تحت تأثیر دگرسانی قرار گرفتن نمونه‌هاست (شکل ۸- B). چنان‌که در شکل ۸- A دیده می‌شود، غنی‌شدگی عناصر LREE نسبت به MREE³ و HREE حضور کانی‌های غنی از LREE (مانند پلاژیوکلاز، زیرکن، اسفن، آپاتیت) در مذاب سازنده سنگ و مشارکت نداشتن کانی‌های غنی از HREE (مانند گارنت) در ترکیب سنگ و به عبارتی جدایش و به‌جا ماندن آنها به صورت تفاله در سنگ منشأ (Rollinson, 1993; Hönig et al., 2014) است.

الگوی بهنجار شده سنگ‌های گرانودیوریتی این منطقه نسبت به ترکیب پیشنهادی سان (Sun, 1982) برای ترکیب کندریت بیانگر غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE است (شکل ۸). Sr و K در نمونه‌های مورد بررسی غنی‌شدگی نشان می‌دهند که با حضور فراوان پلاژیوکلاز و ارتوکلاز در این سنگ‌ها مطابقت دارد. غنی‌شدگی این عناصر بیانگر نبود تفریق پلاژیوکلاز یا حضور آن در فازهای باقی‌مانده در منشأ است (Jahangiri, 2007). پراکندگی میزان Rb و Ba و K به علت تحرک بالا و



شکل ۸. الگوی بهنجار شده عناصر REE و عناصر کمیاب گرانودیوریت شرق بیدشک نسبت به A: ترکیب کندریت (Sun, 1982) و B: ترکیب گوشته اولیه (Sun, 1982)

Fig. 8. Chondrite and primitive mantle normalized REE and trace element patterns for granodiorite of eastern Bideshk A: Chondrite composition (Sun, 1982), and B: Primary mantle composition (Sun, 1982)

جدایش بلوری آمفیبول و پلاژیوکلاز (Tankut et al., 1998) است. این غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE در بهنجارسازی نسبت به کندریت شاخص‌تر است (شکل ۸- A). الگوی نسبتاً مقعر MREE نیز با تفریق آمفیبول همخوانی دارد؛ زیرا تفریق این کانی نسبت La/Yb در مذاب را افزایش و MREE را کاهش می‌دهد؛ اما عدم تفریق آمفیبول موجب ایجاد الگوی محدب MREE

بر اساس رایت و مک‌کوری (Wright and McCurry, 1997)، آنومالی منفی در Yb نیز پیامد حضور گارنت در ناحیه خاستگاه و به‌جاماندن این عنصر در این کانی است. به عبارت دیگر، غنی‌شدگی عناصر LREE نسبت به HREE پیامد تفریق کانی گارنت در محل خاستگاه به علت درجه کم ذوب‌بخشی و آرایش ماگما به مواد پوسته‌ای (Almeida et al., 2007)، تبلور و

بحث

الف) دماسنجی و فشارسنجی

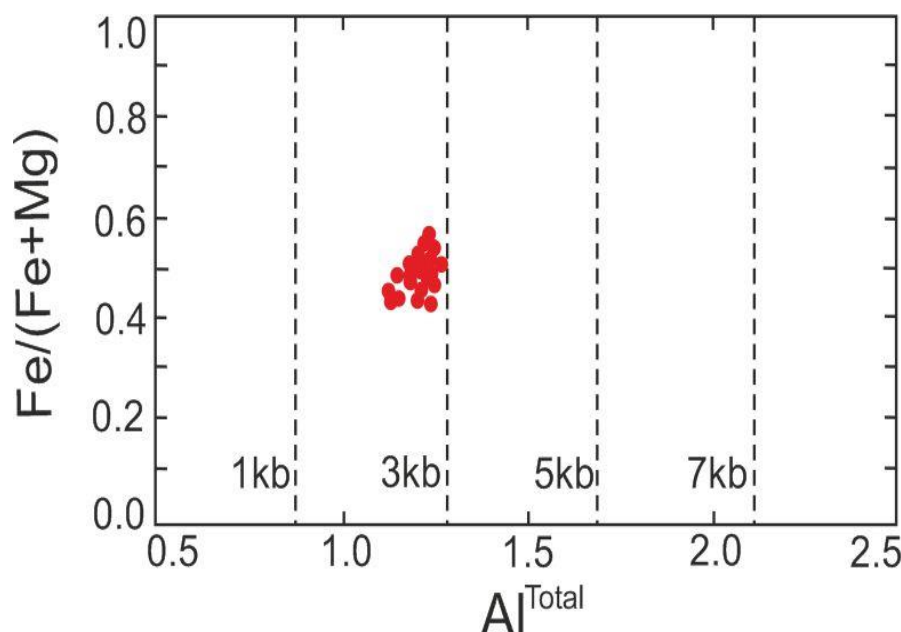
برای تخمین فشار و دمای حاکم در زمان تبلور سنگ‌های این منطقه، بر پایه نتایج آنالیز نقطه‌ای آمفیبول‌های گرانودیوریت و Al^{Total} آنها از روش فشارسنجی اشمیت (Schmidt, 1992) (P) $Al^{Total} = -3.01 + 4.76 (\pm 0.6 \text{ kb})$ و دماسنجی آتن (Otten, 1984) $(T < 970^\circ\text{C}: T(^{\circ}\text{C}) = 1.204 * (Ti/23O) + 545)$ استفاده شد. بر این اساس، بخش مرکزی بلورهای آمفیبول (که دچار دگرسانی نشده‌اند) در فشار تقریبی ۳/۰ تا ۳/۶ کیلوبار، عمق ۱۴/۷ تا ۱۵/۱ کیلومتر و دمای ۶۸۵ تا ۷۳۲ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهد (جدول ۴). البته این دماها دمای پیدایش مذاب اولیه نیست؛ بلکه دمای توقف تبادل و تعادل نهایی (دمای بسته‌شدن) توده در پوسته بالایی است. نمودار Al^{Total} در برابر $Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg$ نیز فشار را در محدوده ۲ تا ۳ کیلوبار (میانگین ~ ۲/۵ کیلوبار) نشان می‌دهد (شکل ۹).

می‌شود (Altherr et al., 2000). بر اساس ژائو و ژائو (Zhao and Zhao, 2007)، الگوی نسبتاً مسطح در HREE نمونه‌ها نیز می‌تواند جدایش آمفیبول هنگام فرایند ذوب بخشی را نشان دهد. آنومالی Eu به وسیله فلدسپارها به ویژه در مذاب‌های فلسیک کنترل می‌شود. عنصر Eu^{2+} در پلاژیوکلازها سازگار است؛ به گونه‌ای که جدایش این کانی از مذاب (در پی فرایند جدایش بلورین) موجب پیدایش آنومالی منفی Eu در مذاب و مقدار Eu/Eu^* کمتر از یک می‌شود؛ در حالی که جدایش بلورین کانی‌هایی مانند هورنبلند، اسفن و گارنت موجب آنومالی مثبت Eu در مذاب و مقدار Eu/Eu^* بیشتر از یک می‌شود. از این رو، بر اساس تانکوت و همکاران (Tankut et al., 1998) و با توجه به تغییرات محدود مقادیر Eu/Eu^* به دست آمده (۰/۸ تا ۱/۱؛ جدول ۳) و شکل ۸-A، آنومالی Eu کمتر از یک (میانگین ۰/۹) و الگوی REE در گرانیتوئیدهای بیدشک نشان‌دهنده نقش تفریق و تبلور پلاژیوکلاز و آمفیبول در هنگام انجماد مذاب است.

جدول ۴. نتایج ترموبارومتري آمفیبول‌های شرق بیدشک بر مبنای فرمول‌های آتن (Otten, 1984) و اشمیت (Schmidt, 1992)

Table 4. Thermobarometry of amphiboles of east Bideshk based on formula by Otten (Otten, 1984) and Schmidt (Schmidt, 1992)

Amphibole	Schmidt (1992)	Otten (1984)	
No	P(kb)	T°C	Depth(km)
1	3.63	696.1	15.06
2	3.42	695.1	14.95
3	3.32	698.8	14.90
4	3.28	685.2	14.88
5	3.36	694.9	14.92
6	3.17	687.3	14.83
7	3.25	732.9	14.87
8	3.01	710.2	14.75
9	3.43	722.3	14.96



شکل ۹. نمودار فشارسنجی آمفیبول‌های شرق بیدشک (Schmidt, 1992)

Fig. 9. A: Amphibole barometry diagram of east of Bideshk (Schmidt, 1992)

شیمی کانی آمفیبول‌ها در شناخت شیمی سنگ میزبان اهمیت فراوانی دارد؛ زیرا شیمی کانی آمفیبول توسط ترکیب فاز سیال کنترل می‌شود (Offler, 1984). افزون بر حضور انکلاوهای میکروگرانولار مافیک، نبود کانی‌های دگرگونی، سیلیکات‌های آلومین و پیدایش آمفیبول‌های کلسیک در این سنگ‌ها نشان می‌دهد که این سنگ‌ها از گرانیتوئیدهای نوع I است (Stein and Dietl, 2001).

بر اساس نمودارهای بهنجار شده به ترکیب کندریت و گوشته اولیه (شکل ۸)، گرانیتوئیدهای بیدشک دارای غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE هستند و این ویژگی از ویژگی ماگماهای کالک‌آلکان (Machado et al., 2005) و پهنه‌های فروانش است (Fitton et al., 1988). این ویژگی می‌تواند از عواملی همچون کاهش ذوب‌بخشی و مشتق شدن سنگ‌ها از کمان مرتبط با گوشته متاسوماتیزه ناشی شده باشد (Green, 2006). از سوی دیگر، در نمودار بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه (شکل ۸-B)،

ب) خاستگاه ماگمای سازنده سنگ‌های گرانودیوریتی شرق بیدشک

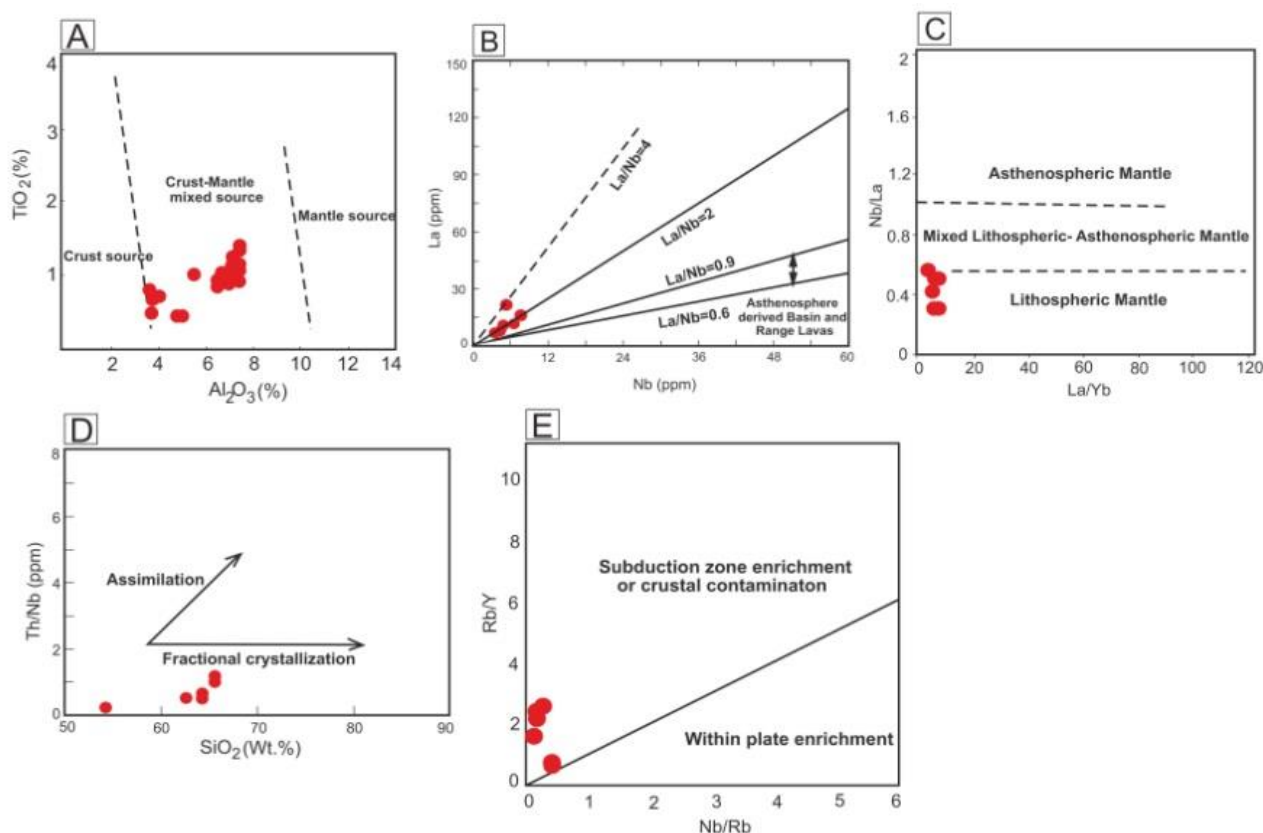
گرانودیوریت‌ها دارای ترکیب گسترده و خاستگاه‌های گوناگون از جمله ذوب‌بخشی پوسته قاره‌ای، ذوب‌بخشی گوشته، اختلاط ماگمایی (ترکیبی از مذاب‌های پوسته و گوشته)، آناکسی سنگ‌های پیشین و یا مخلوطی از این فرایندها هستند (Frost et al., 2001). در بررسی‌های کمپ و همکاران (Kemp et al., 2009)، گرانیت‌های کالک‌آلکان مرتبط با کمان‌های آتشفشانی، گرانیت‌های هیبرید کمان قاره‌ای در نظر گرفته شده‌اند که دو مؤلفه پوسته‌ای و گوشته‌ای در تشکیل آن دخیل هستند. اختلاط منابع بازالتی زیر ورقه‌ای با اجزای پوسته‌ای موجود در جایگاه‌های تولید این سنگ‌ها از بارزترین ویژگی‌های سنگ‌های گرانیتوئیدی است (Aydogan et al., 2008). از دیرباز، کاربرد شیمی کانی‌ها و سنگ کل، برای بررسی خاستگاه مذاب سازنده آنها روش متداولی بوده است. برای نمونه، از دیدگاه کانی‌شناسی، بررسی

نمودار Th/Nb در برابر SiO_2 سنگ‌های گرانودیوریتی روند تبلور تفریقی را نشان می‌دهند (شکل ۱۰-D). برای بررسی رخداد غنی‌شدگی در منشأ نمونه‌ها، از نمودار Rb/Y در برابر Nb/Rb استفاده شد. بر اساس نمودار پیشنهادی تمل و گندگدو (Temel and Gondogdu 1998)، این گرانودیوریت‌ها شواهد غنی‌شدگی در منطقه فرورانش را نشان می‌دهند (شکل ۱۰-E).

ج) تعیین موقعیت زمین‌ساختی و فوگاسیته اکسیژن بر پایه شیمی آمفیبول

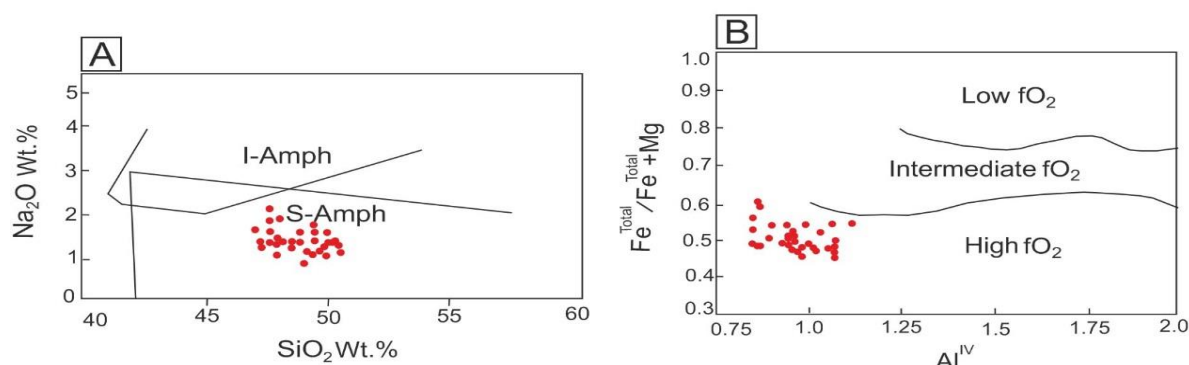
مقدار Al^{IV} در آمفیبول‌ها که کمتر از ۱/۵ است (جدول ۱) نشان می‌دهد، این آمفیبول‌ها در حاشیه فعال قاره‌ای و در فشار کمتر از ۵ کیلو بار تشکیل شده است (Miyashiro, 1994; Vyhnalet al., 1991). از ویژگی زمین‌شیمیایی آمفیبول‌ها که بیشتر بر پایه بررسی زینولیت‌های گوشته‌ای حاصل شده، برای مقایسه ویژگی‌های محیط‌های تکتونوماگمایی مختلف استفاده می‌شود (Coltorti et al., 2007). آمفیبول‌های وابسته به فرورانش TiO_2 و Na_2O کمتری نسبت به انواع آمفیبول‌های میان صفحه‌ای^۴ دارند. بر اساس نمودار تفکیک‌کننده، آمفیبول‌های این منطقه در گستره آمفیبول‌های سوپراسابداکشن^۵ قرار می‌گیرند (شکل ۱۱-A). فوگاسیته اکسیژن از عامل‌های مهم و تأثیرگذار در مجموعه کانی‌های یک سنگ است. مقدار فوگاسیته یک ماگما به محیط زمین‌ساختی تشکیل ماگما بستگی دارد. به باور اوارت (Ewart, 1979)، ماگماهایی که در مرز ورقه‌های هم‌گرا تشکیل می‌شوند، فوگاسیته اکسیژن بالایی دارند. بر اساس نمودار اندرسون و اسمیت (Anderson and Smith, 1995)، مگنزیوهورنبلندهای گرانودیوریت شرق بیدشک در گستره اکسیژن بالا قرار گرفتند (شکل ۱۱-B). نتایج آنالیز میکروپروب آمفیبول‌ها (جدول ۱) بیانگر وجود آمفیبول‌های غنی از منیزیم در گرانودیوریت‌هاست و نشان می‌دهد ماگمای سازنده آنها اکسایشی و محصول ماگماتیسم در پهنه فرورانش بوده است.

تهی‌شدگی Nb با تفریق فازهای تیتانیوم‌دار مانند تیتانیت، تیتانومگنتیت و غیره اثبات می‌شود (Wilson, 1989). متوسط ترکیب پوسته قاره‌ای از Nb تهی‌شده است؛ لذا هر ماگمای آلاینش‌یافته با مواد پوسته‌ای، تهی‌شدگی Nb نشان می‌دهد (Nagudi et al., 2003) و این ویژگی نشان‌دهنده نقش پوسته در خاستگاه این سنگ‌ها (Reichew et al., 2005) و پیدایش آنها در محیط وابسته به پهنه فرورانش و تأثیر فرورانش بر منابع گوشته‌ای را نشان می‌دهد (Soesoo, 2000). غنی‌شدگی از Th در نمودارهای عنکبوتی، نشانه نقش رسوبات پلاژیک و یا پوسته اقیانوسی دگرسان‌شده در خاستگاه ذوب است (Fan et al., 2003). افزون بر این، در نمودار TiO_2 در برابر Al_2O_3 ، بیشتر نمونه‌های آمفیبول در میدان آمفیبول‌های با منشأ پوسته-گوشته قرار می‌گیرند (شکل ۱۰-A). بر اساس نظر کاسترو (Castro, 2013)، این ویژگی نشان‌دهنده این است که در اثر فرورانش نتوتیس به زیر ایران مرکزی سیالات آزادشده از ورقه فرورونده، گوه گوشته‌ای را ذوب کرده و سپس در اثر حرکت رو به بالای مذاب حاصل، سنگ‌های پوسته در این مذاب هضم شده‌اند و از این‌رو، نمونه‌ها منشأ پوسته-گوشته نشان می‌دهند. در مواردی که سنگ‌های گرانودیوریتی غنی از هورنبلند تحت‌تأثیر آلاینش و یا اختلاط قرار گرفته باشند در پلاژیوکلازها منطقه‌بندی نوسانی بیشتر از منطقه‌بندی عادی مشاهده می‌شود (Shelley, 1993) (شکل ۳-B و شکل ۵-B). از دیدگاه ترکیب شیمیایی سنگ کل، نسبت La/Nb در ماگماهای مشتق‌شده از گوشته استنوسفری حدود ۰/۶ تا ۰/۹ است؛ اما این نسبت در ماگماهای وابسته به گوشته لیتوسفری، بیشتر از ۲ است (شکل ۱۰-B) (DePaolo and Daley, 2000). نسبت La/Nb (۲/۱۷)، جدول ۳) در گرانودیوریت‌های شرق بیدشک بیانگر خاستگاه لیتوسفری ماگمای مولد این سنگ‌هاست. همچنین، بر اساس نمودار La/Yb در برابر Na/La که محدوده گوشته لیتوسفری و استنوسفری را از یکدیگر متمایز می‌کند، منشأ مذاب پدیدآورنده گرانودیوریت‌های بیدشک، گوشته لیتوسفری تعیین شد (شکل ۱۰-C). بر اساس



شکل ۱۰. A: نمودار TiO_2 در برابر Al_2O_3 بر اساس ترکیب آمفیبول‌های بیدشک (Jiang and An, 1984)، B: نمودار La در برابر Nb (DePaolo and Daley, 2000)، C: نمودار Nb/La در برابر La/Yb (Moharami et al., 2014)، D: نمودار Th/Nb در برابر SiO_2 (Sarrionandia et al., 2012) و E: نمودار Rb/Y در برابر Nb/Rb (Temel and Gondogdu, 1998)

Fig. 10. A: TiO_2 versus Al_2O_3 diagram based on amphiboles composition of Bideshk (Jiang and An, 1984), B: La versus Nb diagram (DePaolo and Daley, 2000), C: Nb/La versus La/Yb diagram (Moharami et al., 2014), D: Th/Nb versus SiO_2 diagram (Sarrionandia et al., 2012), and E: Rb/Y versus Nb/Rb diagram (Temel and Gondogdu, 1998)



شکل ۱۱. ترکیب آمفیبول در A: نمودار Na_2O در برابر SiO_2 (بر پایه درصد وزنی) (Coltorti et al., 2007) و B: نمودار $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ در برابر Al^{IV} (بر پایه a.p.f.u.) برای تعیین فوگاسیته اکسیژن (Anderson and Smith, 1995)

Fig. 11. Amphibole composition on A: Na_2O vs. SiO_2 (in wt.%) diagram (Coltorti et al., 2007), and B: $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ vs. Al^{IV} (in a.p.f.u.) diagram for determination of oxygen fugacity (Anderson and Smith, 1995)

نتیجه گیری

سنگ های گرانیتوئیدی شرق بیدشک از نوع گرانودیوریت-دیوریت (یک نمونه گابرو است) هستند و بافت های گرانوفیری و پورفیری بافت های غالب در این سنگ ها به شمار می روند. کانی های پلاژیوکلاز، آمفیبول، کوارتز و پتاسیم فلدسپار کانی های اصلی و آپاتیت، کلریت و کانی کدر از کانی های فرعی این سنگ ها هستند. ویژگی های صحرایی (حضور انکلاوهای میکروگرانولار مافیک)، پتروگرافی (زونینگ نوسانی و حاشیه خورده شده پلاژیوکلازها، آمفیبول ها) و نمودارهای زمین شیمیایی نشان می دهند که ماگمای حاصل از متاسوماتیسم گوشته ای پس از صعود و نفوذ در پوسته قاره ای، دچار آلاش شده است. دما، فشار و عمق به دست آمده برای تبلور آمفیبول و فلدسپار گویای جای گیری مذاب و تبلور این دو کانی در پوسته بالایی هستند. شواهد پتروگرافی مانند حضور انکلاوهای میکروگرانولار مافیک، حضور هورنبلند، نبود کانی های دگرگونی، سیلیکات های آلومین و فوگاسیت بالایی اکسیژن توده نیمه نفوذی در این سنگ ها نشان دهنده I-Type بودن این توده و همچنین، ارتباط آن با محیط های فروراننش است. الگوی پراکندگی عناصر خاکی

کمیاب روی نمودارهای عنکبوتی، گواه غنی شدگی گرانیتوئیدها از عناصر خاکی کمیاب سبک نسبت به عناصر خاکی کمیاب سنگین است. بالا بودن نسبت های LREE/HREE را می توان از ویژگی های مناطق فروراننش به شمار آورد. بالا بودن نسبت La/Ta ، Ba/La ، Ba/Ta و پایین بودن مقدار TiO_2 در سنگ های گرانودیوریتی منطقه از ویژگی های آشکار مناطق کمان به شمار می رود. با استفاده از داده های زمین شیمیایی می توان سنگ منشأ مذاب اولیه سازنده گرانودیوریت های شرق بیدشک را بخش گوشته لیتوسفری بالایی در نظر گرفت. با توجه به اینکه سنگ های مورد بررسی از نوع کوهزایی و محیط زمین ساختمانی آنها کمان های ماگمایی است و همچنین به دلیل قرار گرفتن آنها در نوار ماگمایی ارومیه-دختر، به نظر می رسد، ماگماتیسیم الیگومیوسن در این منطقه و تشکیل این سنگ ها با فروراننش پوسته اقیانوسی نئوتیس به زیر صفحه ایران مرکزی در ارتباط بوده است.

قدردانی

نویسندگان مقاله از حمایت های معاونت تحقیقات و فناوری دانشگاه اصفهان تشکر می کنند.

1. Light Rare Earth Elements
2. Heavy Rare Earth Elements
3. Middle Rare Earth Elements
4. Intraoceanic amphibole
5. Suprasubduction amphibole

References

- Ahmadian, J., Hasckke, M., Mc Donald, I., Regelous, M., Ghorbani, M.R., Hashem Emami, M. and Murata, M., 2009. High magmatic flux during Alpine-Himalayan collision: constraints from the Kal-e-Kafi complex, central Iran. *Geological Society of America*, 121(5–6): 857–868.
<https://doi.org/10.1130/B26279.1>
- Almeida, M.E., Macambira, M.J. and Oliveira, E.C., 2007. Geochemistry and zircon geochronology of the I-type high-K calc-alkaline and S-type granitoid rocks from southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97–1.96 Ga) in central portion of Guyana Shield. *Precambrian Research*, 155(1–2): 69–97.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.01.004>
- Altherr, R., Holl, A., Hegner, E., Langer, C. and Kreuzer, H., 2000. High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos*, 50(1–3): 51–73.
[https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(99\)00052-3](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(99)00052-3)
- Aminoroayaei Yamini, M., Tutti, F., Aminoroayaei Yamini, M.R. and Ahmadian, J., 2016. Plagioclase as evidence of magmatic evolution in the Zafarqand porphyry copper deposit, NE Isfahan. *Economic Geology*, 10(1): 103–85. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/econg.v10i1.49039>
- Aminoroayaei Yamini, M., Tutti, F., Haschke, M., Ahmadian, J. and Murata, M., 2017. Synorogenic copper mineralization during the Alpine–Himalayan orogeny in the Zafarghand copper exploration district, Central Iran: petrography, geochemistry and alteration thermometry. *Geological Journal*, 52(2): 263–281.
<https://doi.org/10.1002/gj.2755>
- Anderson, J. L. and Smith, D.R., 1995. The effects of temperature and fO₂ on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, 80(5–6): 549–559.
<https://doi.org/10.2138/am-1995-5-614>
- Arvin, M., Dargahi, S. and Babaei, A.A., 2004. Mafic microgranular enclave swarms in the Chenar granitoid stock, NW of Kerman, Iran: evidence for magma mingling. *Journal of Asian Earth Sciences*, 24(1): 105–113.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2003.09.004>
- Aydogan, M.S., Coban, H., Bozcu, M. and Akıncı, Ö., 2008. Geochemical and mantle-like isotopic (Nd, Sr) composition of the Baklan Granite from the Muratdağı Region (Banaz, Uşak), western Turkey: Implications for input of juvenile magmas in the source domains of western Anatolia Eocene–Miocene granites. *Journal of Asian Earth Sciences*, 33(3–4): 155–176.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2006.10.007>
- Blatt, H., Tracy, R. and Owens, B., 2006. *Petrology igneous, sedimentary, and metamorphic*. W.H. Freeman and Company, USA, 529 pp.
- Castro, A., 2013. Tonalite –granodiorite suites as cotectic systems: A review of experimental studies with applications to granitoid petrogenesis. *Earth-Science Reviews*, 124: 68–95.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.05.006>
- Chappell, B.W. and White, A.J., 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4): 489–499.
<https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00882.x>
- Chiu, H.Y., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Khatib, M.M. and Iizuka, Y., 2013. Zircon U–Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny. *Lithos*, 162: 70–87.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.01.006>
- Coltorti, M., Bonadiman, C., Faccini, B., Grégoire, M., O'Reilly, S.Y. and Powell, W., 2007. Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle. *Lithos*, 99(1–2): 68–84.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.05.009>
- Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhurst, R.J., 1979. *The interpretation of igneous rocks*. George Allen and Unwin, London, 450 pp.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and J., Zussman, 1992. *An Introduction to the Rock forming Minerals*, Second Longman Editions, Longman, London, 696 pp.
- DePaolo, D.J. and Daley, E.E., 2000. Neodymium isotopes in basalts of the southwest basin and range and lithospheric thinning during continental extension. *Chemical Geology*, 169(1–2): 157–185.
[https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00261-8](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00261-8)
- Ewart, A., 1979. A review of the mineralogy and

- chemistry of Tertiary-Recent dacitic, latitic, rhyolitic, and related salic volcanic rocks. In: F. Barker (Editor), *Developments in petrology*. Elsevier, Amsterdam, pp. 13–121. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-41765-7.50007-1>
- Fan, W.M., Guo, F., Wang, Y.J. and Lin, G., 2003. Late Mesozoic calc alkaline volcanism of extension in the northern Da Hinggan Mountains, northeastern 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)
- Fitton, J.G., James, D., Kempton, P.D., Ormerod, D. S. and Leeman, W.P., 1988. The role of lithospheric mantle in the generation of late Cenozoic basic magmas in the western United States. *Journal of Petrology*, 24(1): 331–349. https://doi.org/10.1093/petrology/Special_Volume.1.331
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J. and Frost, C.D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42(11): 2033–2048. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>
- Frost, B.R. and Frost, C.D., 2008. A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. *Journal of Petrology*, 49(11): 1955–1969. <https://doi.org/10.1093/petrology/egn054>
- Ghadirpour, M., Ahmadian, J., Sherafat, S. and Mackizadeh, M.A., 2018. Petrogenesis of Tarq-Mazdeh volcanic rocks based on clinopyroxene chemistry (South of Natanz, Urumieh Dokhtar volcanic belt). *Journal of Economic Geology*, 11(2): 305–320. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.v11i2.63479>
- Ghalamghash, J., Schmitt, A.K. and Chaharlang, R., 2019. Age and compositional evolution of Sahand volcano in the context of post-collisional magmatism in northwestern Iran: Evidence for time-transgressive magmatism away from the collisional suture. *Lithos*, 344: 265–279. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.06.031>
- Ghorbani, M.R. and Bezenjani, R.N., 2011. Slab partial melts from the metasomatizing agent to adakite, Tafresh Eocene volcanic rocks, Iran. *Island Arc*, 20(2): 188–202. <https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2010.00757.x>
- Ghorbani, M.R., Graham, I.T. and Ghaderi, M., 2014. Oligocene–Miocene geodynamic evolution of the central part of Urumieh-Dokhtar Arc of Iran. *International Geology Review*, 56(8): 1039–1050. <https://doi.org/10.1080/00206814.2014.919615>
- Giret, A., Bonin, B. and Leger, J.M., 1980. Amphibole compositional trends in oversaturated and undersaturated alkaline plutonic ring-composition. *The Canadian Mineralogist*, 18(4): 481–495. Retrieved March 02, 2019 from <https://pubs.geoscienceworld.org/canmin/article-abstract/18/4/481/11440/Amphibole-compositional-trends-in-oversaturated>
- Green, N.L., 2006. Influence of slab thermal structure on basalt source regions and melting conditions: REE and HFSE constraints from the Garibaldi volcanic belt, northern Cascadia subduction system. *Lithos*, 87(1–2): 23–49. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.05.003>
- Hönig, S., Čopjaková, R., Škoda, R., Novák, M., Dolejš, D., Leichmann, J. and Galiová, M.V., 2014. Garnet as a major carrier of the Y and REE in the granitic rocks: An example from the layered anorogenic granite in the Brno Batholith, Czech Republic. *American Mineralogist*, 99(10): 1922–1941. <https://doi.org/10.2138/am-2014-4728>
- Irvine, T.N.J. and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5): 523–548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- Jahangiri, A., 2007. Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: geochemical and geodynamic implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, 30(3–4): 433–447. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2006.11.008>
- Jiang, C.Y. and An, S.Y., 1984. On chemical characteristics of Calcic amphiboles from igneous rocks and their petrogenesis significance. *Acta Mineralogy Sinica*, 33(1): 1–9. (in Chinese with English abstract) Retrieved February 12, 2016 from https://www.researchgate.net/post/Crustal_amphiboles_or_Mantle_amphiboles
- Kemp, A.I.S., Hawkesworth, C.J., Collins, W.J., Gray, C.M. and Blevin, P.L. 2009. Isotopic evidence for rapid continental growth in an extensional accretionary orogen: the Tasmanides, eastern Australia. *Earth and Planetary Science Letters*, 284(3–4): 455–466.

- <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.05.011>
- Khalatbari Jafari, M., Akbari, M. and Ghalamghash, J. 2016. Geology, Petrology and Tectonomagmatic Evolution of the Eocene Volcanic Rocks in Aq Dag Area, NE Abhar. *Kharazmi Journal of Earth Sciences*, 2(1): 33–60. <https://doi.org/10.29252/gnf.2.1.33>
- Leake, B.E., Woolley A.R., Birch W.D., Burke E.A., Ferraris G., Grice J.D. and Stephenson N.C., 2004. Nomenclature of amphiboles: additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature. *Mineralogical Magazine*, 34(6): 209–215. <https://doi.org/10.1180/0026461046810182>
- Machado, A., Lima, E.F., Chemale Jr, F., Morata, D., Oteiza, O., Almeida, D.P.M. and Urrutia, J.L., 2005. Geochemistry constraints of Mesozoic-Cenozoic calc-alkaline magmatism in the South Shetland arc, Antarctica. *Journal of South American Earth Sciences*, 18(3–4): 407–425. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2004.11.011>
- Middlemost, E.A., 1989. Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. *Chemical Geology*, 77(1): 19–26. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(89\)90011-9](https://doi.org/10.1016/0009-2541(89)90011-9)
- Miyashiro, A., 1994. *Metamorphic petrology*. CRC Press, London, 399 pp.
- Moinevaziri, H., 1996. *A Discourse on Magmatism in Iran*. Tarbiat Moallem University Press, Tehran, 440 pp. (in Persian)
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L. and Sahandi, M.R., 2003. Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(4): 397–412. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(02\)00035-4](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(02)00035-4)
- Moharami, F., Azadi, I., Mirmohamadi, M., Mehdipour Ghazi, J. and Rahgoshay, M., 2014. Petrological and Geodynamical Constraints of Chaldoran Basaltic Rocks, NW Iran: Evidence from Geochemical characteristics. *Iranian Journal of Earth Sciences*, 6(1): 31–43. Retrieved February 20, 2021 from http://ijes.mshdiau.ac.ir/article_522915.html
- Nagudi, B., Koeberl, C. and Kurat, G., 2003. Petrography and geochemistry of the Singo granite, Uganda, and implications for its origin. *Journal of African Earth Sciences*, 36(1–2): 73–87. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(03\)00014-9](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(03)00014-9)
- Offler, R., 1984. Subcalcic, Fe-rich amphiboles in meta-dolerites, Glenrock Station, NSW, Australia. *Mineralogical Magazine*, 48(346): 47–52. <https://doi.org/10.1180/minmag.1984.048.346.07>
- Otten, M.T., 1984. The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86(2): 189–199. <https://doi.org/10.1007/BF00381846>
- Pearce, J.A., Harris, N.B. 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>
- Radfar, J., Alai Mahabadi, S. and Emami, E., 1999. *Geology map Ardestan, scale 1: 100,000*. Geological Survey of Iran (in Persian).
- Raymond, L.A., 2002. *The study of igneous sedimentary and metamorphic rocks*. Petrology McGraw-Hill, Boston, 720 pp.
- Reichew, M.K., Saundres, A.D., White, R.V. and Ukhamedov, A.I., 2005. Geochemistry and Petrogenesis of Basalts from the west Siberian Basin, an extension of the Permo-Triassic Siberian Traps, Russia. *Lithos*, 79(3–4): 425–452. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.09.011>
- Rollinson, H., 1993. *Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation*, Longman Group UK Ltd., London, United Kingdom, 352 pp.
- Sadeghian, M. and Ghaffary, M., 2011. The petrogenesis of Zafarghand granitoid pluton (SE of Ardestan). *Iranian Journal of Petrology*, 36(4): 47–70. Retrieved February 20, 2021 from https://ijp.ui.ac.ir/article_16071.html
- Sarjoughian, F., Lentz, D., Kananian, A., Ao, S. and Xiao, W., 2018. Geochemical and isotopic constraints on the role of juvenile crust and magma mixing in the UDMA magmatism, Iran: evidence from mafic microgranular enclaves and cogenetic granitoids in the Zafarghand igneous complex. *International Journal of Earth Sciences*, 107(3): 1127–1151. <https://doi.org/10.1007/s00531-017-1548-8>
- Sarrionandia, F., Sánchez, M.C., Eguiluz, L., Ábalos, B., Rodríguez, J., Pin, C. and Ibarguchi, J.G., 2012. Cambrian rift-related magmatism in the Ossa-Morena Zone (Iberian Massif):

- Geochemical and geophysical evidence of Gondwana break-up. *Tectonophysics*, 570(4): 135–150.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.07.023>
- Schmidt, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110(2–3): 304–310.
<https://doi.org/10.1007/BF00310745>
- Shelley, D., 1993. *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. Chapman and Hall, London, 445 pp.
- Soesoo, A., 2000. Fractional crystallization of mantle-derived melts as a mechanism for some I-type granite petrogenesis: an example from Lachlan Fold Belt, Australia. *Journal of the Geological Society*, 157(1): 135–149.
<https://doi.org/10.1144/jgs.157.1.135>
- Stein, E. and Dietl, C., 2001. Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of the Odenwald. *Mineralogy and Petrology*, 72(1–3): 185–207.
<https://doi.org/10.1007/s007100170033>
- Sun, S.S., 1982. Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 46(1): 179–192.
[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(82\)90245-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(82)90245-9)
- Tankut, A., Dilek, Y. and Önen, P., 1998. Petrology and geochemistry of the Neo-Tethyan volcanism as revealed in the Ankara melange, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85(1–4): 265–284.
[https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(98\)00059-6](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(98)00059-6)
- Temel, A., Gondogdu, M.N. and Gourgau, A., 1998. Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85(1–4): 327–354.
[https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(98\)00062-6](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(98)00062-6)
- Verdel, C., Wernicke, B.P., Hassanzadeh, J. and Guest, B., 2011. A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. *Tectonics*, 30(3): 213–235.
<https://doi.org/10.1029/2010TC002809>
- Vyhnal, C.R., McSween, H.Y. and Speer, J.A., 1991. Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability. *American Mineralogist*, 76(1–2): 176–188. Retrieved February 01, 1991 from <https://pubs.geoscienceworld.org/msa/ammin/article-abstract/76/1-2/176/42488/Hornblende-chemistry-in-southern-Appalachian?redirectedFrom=fulltext>
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviation 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. In: S. Mills and R. Mitchell (Editores), *Mineralogical magazine*. Cambridge University Press, London, pp. 466–515.
<https://doi.org/10.1180/minmag.1989.053.372.15>
- Wright, J.B. and McCurry, P., 1997. Geochemistry of calc-alkaline volcanic in northwestern Nigeria and a possible Pan-African suture zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 37(5): 90–96.
[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(77\)90149-2](https://doi.org/10.1016/0012-821X(77)90149-2)
- Yeganehfar, H., Ghorbani, M.R., Shinjo, R. and Ghaderi, M., 2013. Magmatic and geodynamic evolution of Urumieh–Dokhtar basic volcanism, Central Iran: major, trace element, isotopic, and geochronologic implications. *International Geology Review*, 55(6): 767–786.
<https://doi.org/10.1080/00206814.2012.752554>
- Zhao, J.H. and Zhou, M.F., 2007. Neoproterozoic adakitic plutons and arc magmatism along the western margin of the Yangtze Block, South China. *The Journal of Geology*, 115(6): 675–689.
<https://doi.org/10.1086/521610>



RESEARCH ARTICLE

doi 10.22067/ECONG.2021.68690.1006



Geochemistry of northwestern Saveh magmatic complex (Markazi province)

Mohammad Reza Emami Meybodi¹, Nahid Naseri^{2*}, Reza Zarei Sahamieh³, Khadijeh Momeni Zafarabad⁴, Ahmad Ahmadi Khalaji⁵

¹ Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran

² Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran

³ Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran

⁴ M.Sc., Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran

⁵ Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 02 February 2021

Revised: 14 June 2021

Accepted: 26 June 2021

Keywords

Normal arc magmatism

Barren magma

Fractional crystallization

NW Saveh magmatic complex

*Corresponding author

Nahid Naseri

✉ naseri.na@fc.lu.ac.ir

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

Considering the wide extent of the Urumieh-Dokhtar magmatic arc and the presence of many intrusive and volcanic rocks in this belt, an important question from scientific and exploration points of view is “Why are some plutons productive whereas others are sub-productive and/or barren?” Barren and productive magmatic systems related to calc-alkaline arc magmatism are identified as normal or non-adakitic (low $Sr/Y < 20$) and adakitic (high $Sr/Y > 20$) magmas, respectively. Barren magmas are non-mineralized and have a low Sr/Y ratio, while high Sr/Y magmas are responsible for Cu-mineralization and are known as productive magmas that occur in all major orogenic belts worldwide (Cooke et al., 2005). Understanding their origin and petrogenesis is of critical importance to decipher their long-term growth and stabilization of the continental crust, and formation of economically valuable ore deposits (Monecke et al., 2018). Barren granitoid magmas typically form in pre-collisional subduction zone environments (Shahabpour, 1992), which is confirmed by the results obtained in this study. Magmatism in this region began in the Early Eocene and continued until the Pliocene. The volcanic and intrusive barren-type rocks (Eocene) that formed in a subduction-related tectonic setting are characterized by calc-alkaline and tholeiitic geochemical signature (Shahabpour, 2005). The northwest of Saveh magmatic complex is situated at the central part of the Urumieh-Dokhtar magmatic belt. The volcanic rocks of northwest of Saveh are crosscut by Late Eocene-Early Oligocene granitoids that are exposed over an area of about 100 km².

How to cite this article

Emami Meybodi, M.R., Naseri, N., Zarei Sahamieh, R., Momeni Zafarabad, Kh. and Ahmadi Khalaji, A., 2021. Geochemistry of northwestern Saveh magmatic complex (Markazi province). *Journal of Economic Geology*, 13(4): 741–765. (in Persian with English abstract) <https://dx.doi.org/10.22067/ECONG.2021.68690.1006>



©2021 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.

Materials and methods

Approximately 70 samples were intrusively collected from Mount Shahpasand and Neivesht volcanic rocks. Subsequently, 9 granitoid rocks and 7 volcanic rocks that showed the least amount of alteration were selected for whole-rock geochemical analysis. The main elements analysis was performed by X-ray fluorescence method using Optima 100V device and the analysis of rare earth elements was performed using Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry method and with ICP NeXION 300 device in the Lab West Laboratory of Australia.

Results

The northwest of the Saveh magmatic complex is situated at the central part of the Urumieh-Dokhtar magmatic belt. The volcanic rocks of this area are crosscut by the Late Eocene-Oligocene granitoids. Whole-rock geochemistry shows that the studied igneous rocks with low to medium potassium calc-alkaline geochemical signatures have strong depletion in Nb and Ti and enrichment in LREE and LILE, which imply formation during normal arc magmatism. Sr/La and La/Yb trace element ratios show that all samples have evidence for slab fluid metasomatism and a mantle source affected by metasomatism. La/Nb and La/Ba ratios also confirms a subduction-modified lithosphere mantle source for the magmatic rocks in the northwest of Saveh. Geochemical evidence shows that these rocks are barren-type igneous rocks that have the same origin and differential crystallization is the dominant process in their petrogenesis. Barren magmatism in the northwest of Saveh is likely a result of partial melting of juvenile lower crust caused by subduction of the Neo-Tethys oceanic lithosphere, whereas productive adakitic rocks within the Urumieh-Dokhtar magmatic belt have formed by partial melting of thickened lower crust.

Discussion

Granitoids have gabbrodiortite-diorite, Quartz monzonite, granodiorite and granite composition, while volcanic rocks are petrologically classified as basaltic andesite, andesite and dacite-trachydacite. Geochemical studies of whole rocks indicate that they have strong depletions in HFSE (Nb, Ti, Zr) and enrichments in light rare earth elements and large ion lithophile elements compared to N-MORB. Geochemical signature of the igneous rocks in northwest of Saveh (low Sr/Y ratio of almost <30) and their negative Eu anomalies ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.62\text{--}1.05$) suggest generation in a subduction zone and pre-collisional setting. However, productive rocks elsewhere within the Urumieh-Dokhtar magmatic belt exhibit adakite-like calc-alkaline magmatic characteristics (high Sr and Sr/Y, but low Y). Signature of this magmatic complex is consistent with other barren-type magmas through the Urumieh-Dokhtar magmatic belt. The low ratios of $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$ and $(\text{Dy}/\text{Yb})_{\text{N}}$ (0.50–1.18 and 0.91–1.35, respectively) are similar to those from barren-type of granitoids. Examination of the studied samples on a Y versus MnO diagram ([Baldwin and Pearce, 1982](#)) shows that the samples have characteristics of barren-type igneous rocks. [Haschke and Pearce \(2006\)](#) suggested that a high Y content in barren magmas may record the participation of anhydrous phases during the early stages of magma genesis and so account for lack of associated mineralization. However, it may be possible that partial melting of the source is superficial, in agreement with a moderate pre-collisional crustal thickness of 35–45 km. Low Sr/Y (< 30) ratios measured in the Eocene–Oligocene northwest of Saveh igneous rocks suggest generation via island-arc magmatism, while a Sr/Y ratio of > 56 for productive rocks implies garnet, hornblende, and clinopyroxene minerals in the source, leading to enrichment of LREE/HREE ([Castillo, 2012](#)).



زمین‌شیمی مجموعه ماگمایی شمال غرب ساوه (استان مرکزی)

محمدرضا امامی میبدی^۱، ناهید ناصری^{۲*}، رضا زارعی سهامیه^۳، خدیجه مؤمنی ظفرآباد^۴، احمد احمدی خلجی^۵^۱ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران^۲ دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران^۳ استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران^۴ کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران^۵ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

چکیده

اطلاعات مقاله

مجموعه ماگمایی شمال غرب ساوه، واقع در قسمت مرکزی کمربند ماگمایی ارومیه-دختر، شامل انبوهی از سنگ‌های آتشفشانی است که توسط گرانیتوئیدهای اواخر ائوسن-الگوسن پیشین قطع شده‌اند. از نظر پترولوژیکی، گرانیتوئیدها دارای ترکیب گابرو دیوریت-دیوریت، کوآرتز مونزونیت، گرانودیوریت و گرانیت هستند؛ در حالی که سنگ‌های آتشفشانی به آندزیت بازالت، آندزیت و داسیت-تراکی داسیت طبقه‌بندی می‌شوند. بررسی‌های زمین‌شیمی سنگ کل در سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی مورد بررسی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها دارای تهی‌شدگی شدید از عناصر HFSE (Nb، Zr و Ti) با $(La/Sm)_N = 0.44-1.18$ و $0.91-1.35$ و $(Dy/Yb)_N$ و غنی‌شدگی در LREE و LILE هستند که بیانگر تشکیل در طول ماگماتیسم کمان نرمال و محیط قبل از برخورد است. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های آذرین مورد بررسی (نسبت کم Sr/Y (کمتر از ۳۰)، ناهنجاری‌های منفی Eu ($Eu/Eu^* = 0.62-1.05$))، تولید در یک منطقه فروران‌ش را نشان می‌دهد. ویژگی‌های این مجموعه ماگمایی با دیگر ماگماهای نوع عقیم کمربند ارومیه-دختر مطابقت دارد. یک مدل زمین‌شیمیایی، پترولوژیکی و زمین‌ساختی یکپارچه نشان می‌دهد که ماگماتیسم مجموعه آذرین شمال غرب ساوه احتمالاً با ذوب‌بخشی پوسته زیرین جوان (آمفیولیت) ناشی از فروران‌ش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس همراه است؛ در حالی که سنگ‌های آداکیتی مولد در کمربند ارومیه-دختر از ذوب‌بخشی پوسته زیرین ضخیم (گارنت-آمفیولیت) تشکیل شده‌اند.

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۱۱/۱۴

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۰/۰۳/۲۴

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۴/۰۵

واژه‌های کلیدی

ماگماتیسم کمان نرمال

ماگمای عقیم

تبلور تفریقی

مجموعه ماگمایی شمال غرب ساوه

نویسنده مسئول

ناهید ناصری

naseri.na@fc.lu.ac.ir ✉

استناد به این مقاله

امامی میبدی، محمدرضا؛ ناصری، ناهید؛ زارعی سهامیه، رضا؛ مؤمنی ظفرآباد، خدیجه و احمدی خلجی، احمد، ۱۴۰۰. زمین‌شیمی مجموعه ماگمایی شمال غرب ساوه (استان مرکزی). زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۳(۴): ۷۴۱-۷۶۵. <https://dx.doi.org/10.22067/ECONG.2021.68690.1006>

مقدمه

کمان ماگمایی ارومیه- دختر به عنوان یکی از مناطق عمده حاوی مس در جهان در نظر گرفته می شود که دارای توانایی بالایی برای وقوع ذخایر پورفیری $Cu \pm Mo \pm Au$ است (Shafiei et al., 2009; Richards et al., 2012; Zarasvandi et al., 2013; Asadi et al., 2014; Zarasvandi et al., 2015). با توجه به گستردگی ارومیه- دختر و وجود تعداد زیادی توده های نفوذی و آتشفشانی در این کمربند، سؤال مهم از دیدگاه علمی و اکتشافی این است که چرا بعضی از توده ها مولد^۱ هستند؛ در حالی که برخی دیگر نیمه مولد^۲ و یا عقیم^۳ هستند؟ سیستم های ماگمایی عقیم و مولد به ماگماتیسم کمان کالک آلکال وابسته هستند و به ترتیب با عنوان ماگمای نرمال یا غیر آداکیتی ($Sr/Y < 20$) و ماگمای آداکیتی ($Sr/Y > 20$) مشخص می شوند (Sillitoe, 1997; Wilkinson, 2013). ماگماهای عقیم بدون کانی سازی بوده و از نسبت Sr/Y پایینی (کمتر از ۲۰) برخوردار هستند؛ در حالی که ماگماهای دارای Sr/Y بالا (بیشتر از ۲۰) مسئول کانی سازی مس هستند و به عنوان ماگمای مولد شناخته می شوند. به عبارت دیگر، ماگمای مولد یک نوع ماگمای آداکیتی است که توان کانه زایی دارد و در همه کمربند های کوهزایی عمده در سراسر جهان وجود دارند (Sillitoe, 1997; Cooke et al., 2005; Richards, 2009; Li et al., 2011; Wilkinson, 2013). درک منشأ و پتروژنز آنها برای رمزگشایی از تشکیل طولانی مدت و تثبیت پوسته قاره ای و تشکیل ذخایر معدنی (مانند مس پورفیری) با ارزش اقتصادی از اهمیت اساسی برخوردار است (Monecke et al., 2018; Palin and Spencer, 2018). ماگماهای گرانیتوئیدی عقیم ارومیه- دختر به طور معمول در محیط های فرورانش قبل از برخورد ایجاد می شوند (Shahabpour, 1992; Nouri et al., 2018; Kazemi et al., 2019; Raeisi et al., 2020) که به وسیله نتایج این پژوهش تأیید می شود. ماگماهای گرانیتوئیدی مولد معمولاً در جایگاه های زمین ساختی پس از برخورد تشکیل می شوند (Asadi et al., 2014; Li et al., 2011).

(2016). در اولین مورد، گوه گشته آستنسفری متاسوماتیزه شده توسط فرورانش لیتوسفر دهیدراته می تواند با صفحه پوشاننده تعامل داشته باشد و ماگمای کمان جوان را تشکیل دهد که به پوسته مافیک پایینی اضافه می شوند (Li et al., 2011). در مقابل، گرانیتوئید های مولد با ویژگی های زمین شیمیایی کالک آلکال پتاسیم بالا تا شوشونیتی (Roberts and Clemens, 1993) ممکن است از طریق تعادل مجدد حرارتی، اختلاط یا هضم و تبلور تفریقی^۴ گوه گشته و پوسته در شرایط زمین ساختی پس از برخورد تشکیل شوند (Roberts and Clemens, 1993; Sisson et al., 2005). چندین کمربند گرانیتوئیدی مولد فانروزوئیک بزرگ با انباشته های مس پورفیری در طی مراحل مختلف کوهزایی برخوردی با فرایندهای ذوب بخشی، هضم و تبلور تفریقی (Hildreth et al., 1991) مانند شرق چین (Yang et al., 2013)، تبت (Hou et al., 2011) و ایران (Shafiei et al., 2012; Richards et al., 2009) تشکیل شده اند. هدف اصلی این پژوهش، ارزیابی معیارهای زمین شیمیایی است که به وسیله آنها می توان مولد یا عقیم بودن سنگ های آذرین مجموعه ماگمایی شمال غرب ساوه را تشخیص داد.

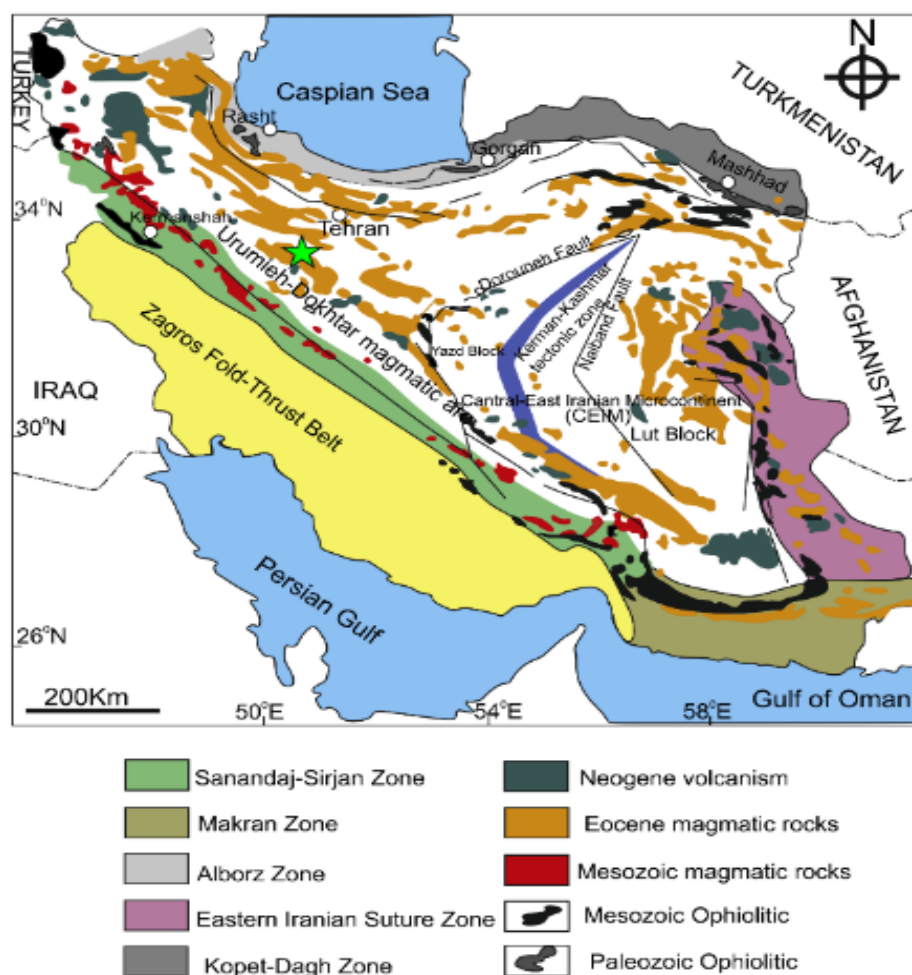
زمین شناسی منطقه

مجموعه ماگمایی شمال غرب ساوه در بخش مرکزی کمربند ماگمایی ارومیه- دختر واقع شده است (شکل ۱). این کمربند بیشتر حاوی سنگ های آتشفشانی کالک آلکال و معادل درونی آنهاست که در سنگ های پلوتونیک مافیک- فلسیک در طول ائوسن- الیگوسن نفوذ کرده است و توسط ولکانیک های میوسن پسین- کواترنر پوشانده شده است (Berberian and King, 1981). این سنگ ها در اثر فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتیس به زیر میکرو قاره ایران مرکزی در طی کوهزایی آلپ ایجاد شده اند (Berberian and King, 1981).

سنگ های آتشفشانی ائوسن دارای ویژگی های کمان ماگمایی نرمال هستند؛ در حالی که سنگ های آتشفشانی جوان تر ویژگی

صفحه فرورونده^۵ و تعادل مجدد حرارتی در یک محیط زمین‌ساختی پس از برخورد همراه باشند.

آداکتی دارند (Omrani et al., 2008; Shafiei et al., 2009; Ebrahimi et al., 2019) که تصور می‌شود با شکسته شدن



شکل ۱. پهنه‌های ساختاری ایران (Shafaii Moghadam et al., 2016) و موقعیت منطقه مورد بررسی بر روی کمربند ارومیه-دختر (ستاره سبز رنگ)

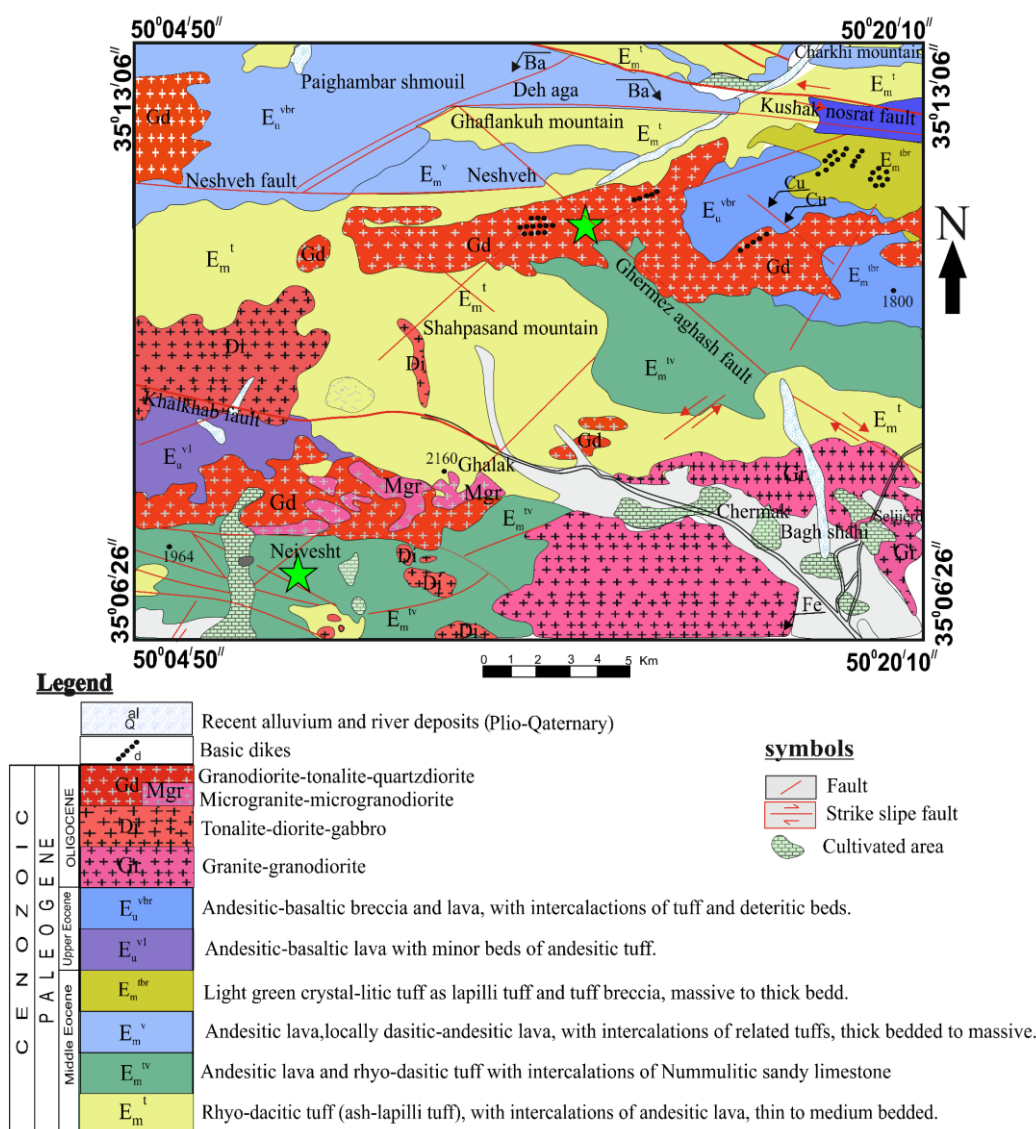
Fig. 1. Main structural units of Iran (Shafaii Moghadam et al., 2016) and location of the study area on the Urumieh-Dokhtar magmatic belt (green star)

تا باروتونین، فرو افتادگی (گرابن) رخ داده است. واحدهای رسوبی نوژن و کوآترنری نیز در منطقه گسترش چشمگیری دارند (Helmi, 1991). ماگماتیسم در این منطقه از اوایل دوره ائوسن آغاز شد و تا زمان پلیوسن ادامه داشت. سنگ‌های آتشفشانی و

در اواخر کرتاسه تحت تأثیر جنبش‌های فشارشی فاز لارامید، دریا پس‌روی کرده؛ به طوری که در پالئوسن هیچ گونه رسوب دریایی در منطقه تشکیل نشده است. به دنبال این فاز در طول پالئوژن، فعالیت ماگمایی شدیدی بر منطقه حکم‌فرما بوده و تنها در لوتسین

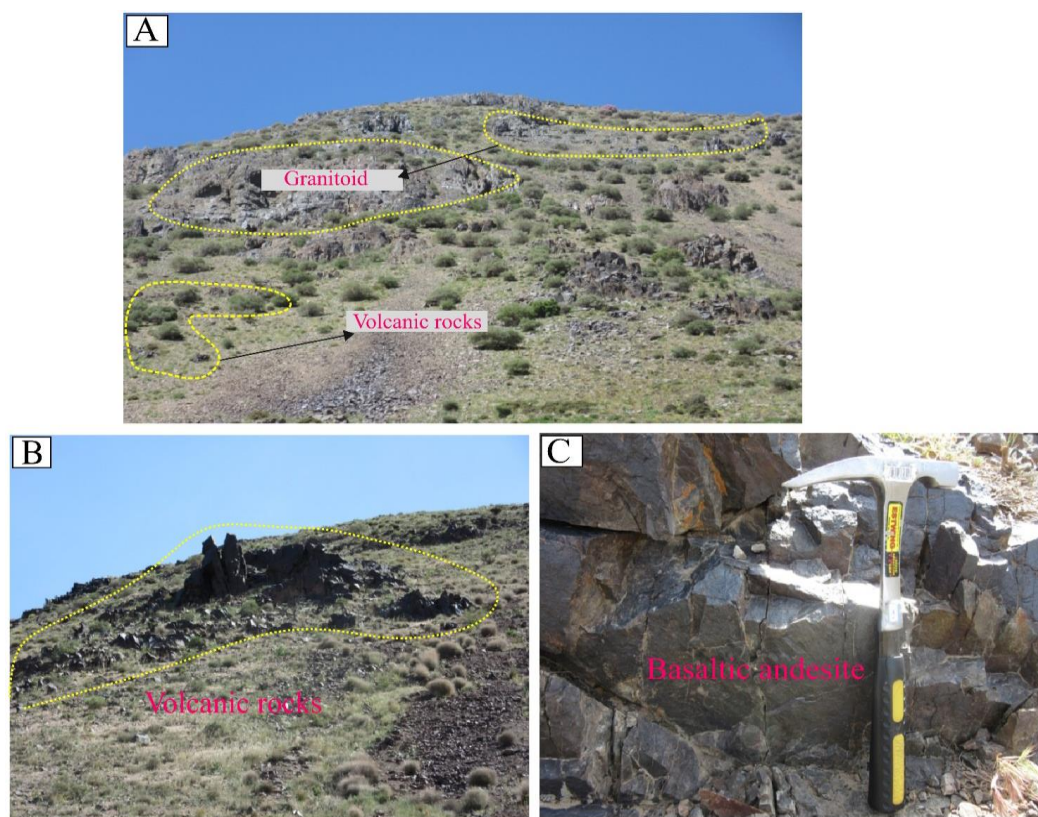
نفوذی (ائوسن) نوع عقیم که در محیط زمین ساختی وابسته به فرورانش ایجاد می شوند، با ویژگی زمین شیمیایی کالک آلکالن و تولیتی مشخص می شوند (Shahabpour, 2005). قدیمی ترین سنگ های منطقه شامل سنگ های رسوبی کرتاسه بالایی با لایه های سنگ مرمر، ماسه سنگ و سنگ آهک هستند که توسط سنگ های آتشفشانی ائوسن پوشیده شده اند (Ghalamghash, 1998). شواهد صحرایی بیانگر آن است که سنگ های آتشفشانی شمال غرب ساوه توسط گرانیتوئیدهای اواخر ائوسن - الیگوسن پیشین که در مساحتی حدود ۱۰۰ کیلومتر مربع در معرض دید قرار می گیرند، قطع شده اند (شکل ۲ و شکل ۳- A، B و C) که بیانگر جوان تر بودن سنگ های گرانیتوئیدی نسبت به سنگ های آتشفشانی است.

شکل ۲. نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه شمال غرب ساوه (Ghalamghash, 1998). مناطق مورد بررسی با ستاره های سبز رنگ مشخص شده اند.



شکل ۲. نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه شمال غرب ساوه (Ghalamghash, 1998). مناطق مورد بررسی با ستاره های سبز رنگ مشخص شده اند.

Fig. 2. Geological map of the northwestern region of Saveh (scale 1: 100000, (Ghalamghash, 1998)). The study areas are marked with green stars.



شکل ۳. A و B: تصاویر صحرایی از بیرون‌زدگی سنگ‌های آتشفشانی و گرانیتوئیدی در شمال غرب ساوه (نگاه به سمت شمال) و C: نمایی نزدیک از سنگ‌های آتشفشانی

Fig. 3. A and B: Outcrop and field photographs of volcanic and granitoid rocks in the NW Saveh (view to the north), and C: A close view of the volcanic rocks

روش مطالعه

تقریباً ۷۰ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی منطقه نیوشت و سنگ‌های نفوذی شمال کوه شاه‌پسند جمع‌آوری شد. از این تعداد، ۹ نمونه سنگ گرانیتوئید و ۷ نمونه سنگ آتشفشانی که کمترین دگرسانی را نشان دادند، برای تجزیه و تحلیل زمین‌شیمیایی سنگ کل انتخاب شدند. عناصر اصلی به روش **فلوئورسانس پرتو ایکس**^۶ و با استفاده از دستگاه Optima 100V و آنالیز عناصر کمیاب و نادر خاکی با استفاده از روش **پلاسمای جفت‌شده القایی طیف‌سنجی**^۷ از طریق ذوب به کمک لیتیوم متابورات/ تترابورات و هضم در اسید نیتریک رقیق‌شده و با دستگاه ICP مدل NeXION 300 در آزمایشگاه Lab west استرالیا انجام شده است.

پتروگرافی

سنگ‌های آذرین درونی

گرانیتوئیدهای شمال غرب ساوه در ولکانیک‌های ائوسن و سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی رخنمون دارند (شکل ۳-A) و بر اساس بررسی‌های پتروگرافی این سنگ‌ها شامل گابرو دیوریت- دیوریت، کوارتز مونزونیت، گرانودیوریت و گرانیت هستند. به طور کلی، گرانیتوئیدهای مورد بررسی دارای بافت گرانولار و پوئی کلیتیک (شکل ۴-A و B) با پلاژیوکلاز (۴۰ تا ۴۵ درصد حجمی)، پتاسیم فلدسپار (۱۵ تا ۲۰ درصد حجمی)، کوارتز (۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی)، بیوتیت (۷ تا ۱۰ درصد حجمی) و آمفیبول (حدود ۵ درصد حجمی) به عنوان کانی‌های اصلی و مگنتیت،

ادخال‌هایی از کانی آپاتیت سوزنی شکل هستند و کلینوپروکسن‌ها و هورنبلندها تا حدودی دگرسان شده‌اند (شکل ۴-F). داسیت‌ها با پلاژیوکلازهای خودشکل تا نیمه‌شکل دار، کوارتز، بیوتیت‌های سبز و قهوه‌ای رنگ در یک زمینه شیشه‌ای مشخص می‌شوند (شکل ۴-G). کلریت و اپیدوت از جمله کانی‌هایی ثانویه در این سنگ‌هاست.

زمین‌شیمی

خلاصه‌ای از داده‌های عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی سنگ‌های آتشفشانی (منطقه نیوشت) و نفوذی (منطقه شمال کوه شاه‌پسند) شمال غرب ساوه در جدول ۱ و جدول ۲ آمده است.

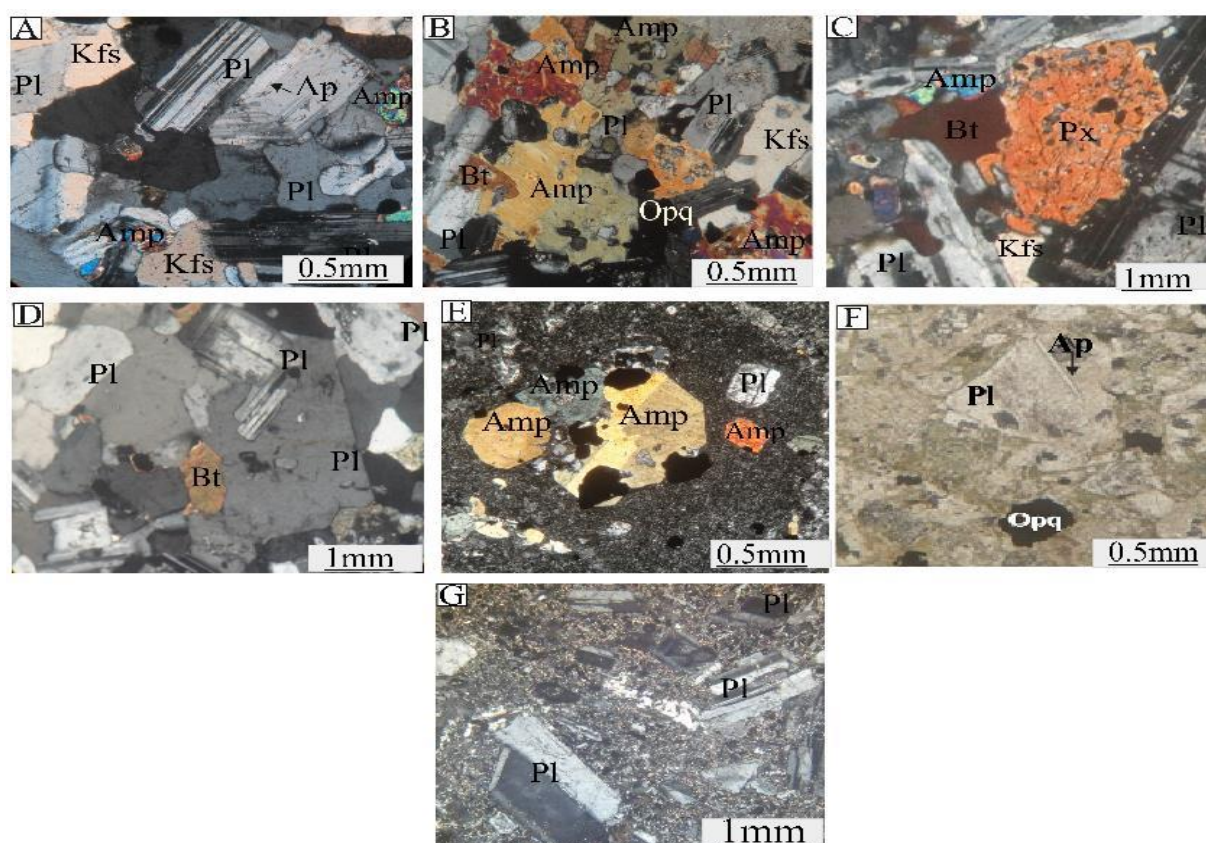
در نمودار سه تایی An-Ab-Or (O'Connor, 1965) سنگ‌های آتشفشانی شمال غرب ساوه اغلب در محدوده داسیت-ریوداسیت و سنگ‌های نفوذی این منطقه در قلمرو سنگ‌های تونالیتی قرار می‌گیرند (شکل ۵-A). بر اساس نمودار مجموع آلکالی در مقابل سیلیس (Middlemost, 1994) سنگ‌های آتشفشانی در محدوده آندزیت بازالت، آندزیت، داسیت-تراکی داسیت، ریولیت و سنگ‌های نفوذی در محدوده گابرو دیوریت، دیوریت، کوارتز مونزونیت، گرانودیوریت و گرانیت واقع می‌شوند (شکل ۵-B). نمودار Zr/TiO_2 در مقابل SiO_2 (Winchester and Floyd, 1977) محدوده سنگ‌های آندزیتی، داسیت-ریوداسیتی را برای سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی نشان می‌دهد (شکل ۵-C). گرانیتوئیدهای مورد بررسی دارای SiO_2 (۴۵/۲۸ تا ۷۳/۵۲ درصد وزنی)، Al_2O_3 (۱۴/۰۸ تا ۱۸/۶۶ درصد وزنی) K_2O (۰/۵۹ تا ۲/۶۹ درصد وزنی) و نسبت‌های K_2O/Na_2O (۰/۰۹ تا ۰/۷۸ درصد وزنی) هستند. سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی نیز دارای محتوای SiO_2 (۵۱/۹۴ تا ۷۰/۴۴ درصد وزنی)، Al_2O_3 (۱۳/۲۹ تا ۱۹/۲۵ درصد وزنی)، K_2O (۰/۶۹ تا ۲/۷۶ درصد وزنی) و نسبت K_2O/Na_2O (۰/۱۱ تا ۰/۵۰ درصد وزنی) هستند. محتوای متغیر K_2O در سنگ‌های آذرین مورد بررسی باعث قرارگیری این نمونه‌ها بین محدوده

ایلمنیت، زیرکن، آپاتیت و تیتانیت به عنوان کانی‌های فرعی هستند. پلاژیوکلازها (بر اساس زاویه خاموشی الیگوکلاز، آندزین و لابرادوریت) خودشکل و دارای ماکل پلی‌سنتتیک هستند و در برخی موارد دگرسانی سریسیتی را نشان می‌دهند. گاهی بلورهای بی‌شکل آمفیبول (هورنبلند) پلاژیوکلازهای کوچک‌تر را به صورت ادخال در خود نگه می‌دارند (شکل ۴-B). کوارتز در فضای بین بلورها و در حاشیه پلاژیوکلازها متبلور شده است. مقدار کلینوپروکسن‌ها (اوژیت) در گابرو دیوریت-دیوریت بیشتر بوده؛ اما در گرانودیوریت و گرانیت کمیاب است (شکل ۴-C).

سنگ‌های آذرین بیرونی

ترکیبات آتشفشانی شمال غرب ساوه شامل سنگ‌های حدواسط تا اسیدی هستند که از نظر پتروگرافی به آندزیت، آندزیت بازالت و گدازه‌های ریوداسیت-داسیت تقسیم می‌شوند. به طور کلی، سنگ‌های آتشفشانی دارای فنوکریست‌های خودشکل تا بی‌شکل پلاژیوکلاز (۳۰ تا ۴۰ درصد حجمی)، پتاسیم فلدسپار (۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی)، کوارتز (۵ تا ۱۵ درصد حجمی)، آمفیبول (۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی) و بیوتیت (۴ تا ۵ درصد حجمی) هستند. در هر دو گروه نمونه‌های آتشفشانی و نفوذی، دو نسل از پلاژیوکلاز دیده می‌شود که نسل اول به صورت بلورهای خودشکل و نسل دوم به صورت بلورهای بی‌شکل هستند (شکل ۴-D). مگنتیت، ایلمنیت، زیرکن، آپاتیت به عنوان کانی‌های فرعی در سنگ‌های آتشفشانی وجود دارند. در آندزیت‌ها معمولاً یک بافت پورفیری با فنوکریست فلدسپار، بیوتیت و آمفیبول مشاهده می‌شود (شکل ۴-E). آندزیت‌ها دارای زمینه‌ای شیشه‌ای هستند و درشت‌بلورهای آمفیبول معمولاً به صورت بلورهای خودشکل تا نیمه‌شکل دار با ماکل دوتایی در این سنگ‌ها قابل مشاهده هستند (شکل ۴-E). فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در برخی موارد دچار دگرسانی سریسیتی شده‌اند. آندزیت بازالت‌ها نیز دارای بافت پورفیری هستند و به طور کلی شامل فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با

کالک آلکالن پتاسیم کم تا متوسط می‌شود (به استثنای نمونه کوارتز مونزونیته که احتمالاً به علت آرایش پوسته‌ای در محدوده اولتراپتاسیک قرار می‌گیرد) (شکل ۵-د). نسبت‌های اشباع از آلومین A/NK و A/CNK (جدول ۱ و جدول ۲)، ویژگی متآلومین را برای سنگ‌های آذرین مورد بررسی نشان می‌دهد.



شکل ۴: تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های گرانیتوئیدی و آتشفشانی مجموعه ماگمایی شمال غرب ساوه. A: بافت گرانولار و وجود کانی آپاتیت به صورت ادخال در پلاژیوکلاز در نمونه گرانیتی (نور XPL)، B: ادخال پلاژیوکلاز در بلورهای آمفیبول به صورت پوئی کلیتیک در نمونه گرانودیوریتی (نور XPL)، C: حضور پیروکسن و بیوتیت و آمفیبول در نمونه دیوریتی (نور XPL)، D: وجود دو نسل از پلاژیوکلاز در نمونه گرانودیوریتی (نور XPL)، E: درشت بلور آمفیبول با ماکل دوتایی با زمینه شیشه‌ای در نمونه آندزیتی (نور XPL)، F: حضور کانی آپاتیت سوزنی شکل در درشت بلور پلاژیوکلاز در نمونه آندزیت بازالتی (نور PPL) و G: پلاژیوکلازهای خودشکل تا نیمه شکل‌دار در نمونه داسیتی (نور XPL). علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است: Pl: پلاژیوکلاز، Amp: آمفیبول، Kfs: پتاسیم فلدسپار، Bt: بیوتیت، Ap: آپاتیت، Px: پیروکسن، Opq: کانی‌های کدر).

Fig. 4. Microscopic images from volcanic and granitoid rocks of NW Saveh. A: Granular texture and presence of apatite mineral in plagioclase as a inclusion in granite sample (XPL light), B: Inclusions of plagioclase in amphibole crystals in granodiorite sample as a poikilitic texture (XPL light), C: Presence of pyroxene, biotite and amphibole in diorite sample (XPL light), D: Existence of two generations of plagioclase in granodiorite sample (XPL light), E: Amphibole phenocrysts with twinning in a glassy background in the andesitic sample (XPL light), F: Presence of needle apatite mineral in the plagioclase crystals in basaltic andesite sample (PPL light), and G: Euhedral to subhedral plagioclase in the dacite sample (XPL light). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Pl: Plagioclase, Amp: Amphibole, Kfs: K-feldspar, Bt: Biotite, Ap: Apatite, Px: Pyroxene, Opq: Opaque).

جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های نفوذی شمال غرب ساوه (شمال کوه شاه‌پسند)، اکسیدهای عناصر اصلی (به وسیله XRF، بر حسب wt.%) و عناصر کمیاب (به وسیله ICP-MS، بر حسب ppm)

Table 1. Chemical analyses of plutonic rocks of the NW Saveh (north of Shahpasand mountain), Major elements (by XRF, wt.%) and trace element (by ICP-MS, ppm)

Samples	Kh4	Kh5	Kh10	Kh32	Kh33	Kh62	Kh8	Kh68	Kh71
Rock	Granodiorite			Diorite		Qtz	Gabbrodiorite		Granit
Major element (wt.%)									
SiO ₂	64.14	62.79	66.65	55.87	55.49	60.59	52.28	53.93	73.45
TiO ₂	0.64	0.69	0.89	0.75	0.70	0.70	0.81	1.15	0.39
Al ₂ O ₃	15.40	15.97	18.66	17.54	17.52	15.68	18.08	16.50	14.08
FeOt	4.65	4.74	0.57	6.52	5.92	4.21	7.17	7.46	0.76
MnO	0.15	0.15	0.03	0.22	0.14	0.19	0.24	0.25	0.04
MgO	2.24	2.26	0.60	3.80	3.77	3.71	4.65	3.54	0.69
CaO	4.67	4.95	4.42	7.16	7.26	2.73	8.49	8.26	2.07
Na ₂ O	3.30	3.37	6.21	3.14	4.49	2.20	3.35	3.59	6.34
K ₂ O	2.07	2.13	0.68	1.41	1.01	6.65	1.06	0.99	0.59
P ₂ O ₅	0.16	0.19	0.02	0.17	0.17	0.21	0.14	0.13	0.06
LOI	2.43	2.26	1.27	2.31	2.08	1.89	1.99	2.88	1.47
Total	99.85	99.50	100.0	98.89	98.55	98.76	98.26	98.68	99.94
K ₂ O/Na ₂	0.63	0.63	0.11	0.45	0.22	3.02	0.32	0.28	0.09
A/NK	6.74	6.87	3.68	7.00	4.91	13.78	6.46	5.59	2.81
A/CNK	0.73	0.73	0.59	0.70	0.58	1.17	0.64	0.57	0.50
Trace element (ppm)									
Ba	100.00	3210.	615.0	276.0	103.0	534.00	125.00	175.00	398.00
Rb	18.30	181.0	74.30	28.80	19.60	58.30	15.00	17.30	32.20
Sr	217.00	112.0	388.0	401.0	380.0	264.00	255.00	374.00	401.00
Y	10.90	16.70	23.20	16.00	28.30	26.20	43.00	9.00	14.80
Cs	0.30	1.80	3.40	2.00	1.40	1.30	0.30	0.30	1.50
Ta	0.17	0.75	0.47	0.18	0.47	0.50	0.55	0.22	0.26
Hf	0.97	2.73	0.29	0.38	0.85	3.57	0.46	0.28	0.27
Pb	9.40	14.70	12.00	12.70	2.30	8.70	2.00	7.30	7.60
U	0.16	1.64	1.28	0.45	0.86	1.17	0.99	0.74	0.98
Th	0.37	5.86	5.67	1.30	4.53	4.04	7.43	1.12	2.47
Zr	23.00	107.0	5.00	8.00	17.00	132.00	8.00	6.00	6.00
Nb	3.50	13.40	8.10	4.00	6.70	9.10	9.00	4.20	4.80
Ni	18.00	45.00	16.00	57.00	15.00	10.00	14.00	14.00	10.00
Cr	51	87	71	76	104	50	124	75	85
La	3.40	18.30	18.90	10.80	15.60	19.00	20.60	6.26	10.00
Ce	9.29	38.60	36.30	20.60	43.70	37.90	45.60	15.80	20.20
Pr	1.15	4.40	4.40	2.67	6.01	4.84	5.83	1.74	2.54
Nd	5.58	17.10	18.10	11.60	24.00	20.50	24.80	7.39	10.80
Sm	1.58	3.64	4.23	3.02	5.55	4.97	6.38	1.77	2.68
Eu	0.47	1.10	1.07	0.94	1.57	1.28	1.23	0.51	0.77
Gd	1.47	3.86	4.01	2.80	4.51	4.58	5.76	1.54	2.47
Tb	0.34	0.53	0.72	0.57	0.93	0.88	1.26	0.30	0.46
Dy	2.11	3.15	4.33	3.47	5.74	5.38	7.81	1.81	2.81
Ho	0.46	0.65	0.91	0.73	1.19	1.11	1.67	0.38	0.58
Er	1.31	1.87	2.66	2.18	3.56	3.23	4.96	1.07	1.67

Note: Qtz mz: Quartz monzonite

ادامه جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های نفوذی شمال غرب ساوه (شمال کوه شاه‌پسند)، اکسیدهای عناصر اصلی (به وسیله XRF، بر حسب wt.% و عناصر کمیاب (به وسیله ICP-MS، بر حسب ppm)

Table 1 (Continued). Chemical analyses of plutonic rocks of the NW Saveh (north of Shahpasand mountain), Major elements (by XRF, wt.%) and trace element (by ICP-MS, ppm)

Samples	Kh4	Kh5	Kh10	Kh32	Kh33	Kh62	Kh8	Kh68	Kh71
Rock	Granodiorite			Diorite		Qtz mz	Gabbrodiorite		Granite
Trace element (ppm)									
Tm	0.19	0.27	0.39	0.32	0.52	0.46	0.71	0.15	0.24
Yb	1.10	1.76	2.49	1.95	3.12	2.86	4.44	0.90	1.49
Lu	0.15	0.24	0.36	0.29	0.43	0.42	0.61	0.13	0.22
Eu/Eu*	0.95	0.90	0.80	0.99	0.96	0.82	0.62	0.95	0.92
(La/Yb) _N	2.07	6.95	5.08	3.70	3.34	4.44	3.10	4.65	4.49
Sr/Y	19.91	6.71	16.72	25.06	13.43	10.08	5.93	41.56	27.09
(La/Sm) _N	0.50	1.18	1.05	0.84	0.66	0.89	0.76	0.83	0.87
(Ce/Yb) _N	2.15	5.58	3.71	2.69	3.56	3.37	2.61	4.46	3.45
(Dy/Yb) _N	1.23	1.15	1.12	1.14	1.18	1.21	1.13	1.29	1.21

Note: Qtz mz: Quartz monzonite

جدول ۲. نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی شمال غرب ساوه (نیوشت)، اکسیدهای عناصر اصلی (به وسیله XRF، بر حسب wt.% و عناصر کمیاب (به وسیله ICP-MS، بر حسب ppm)

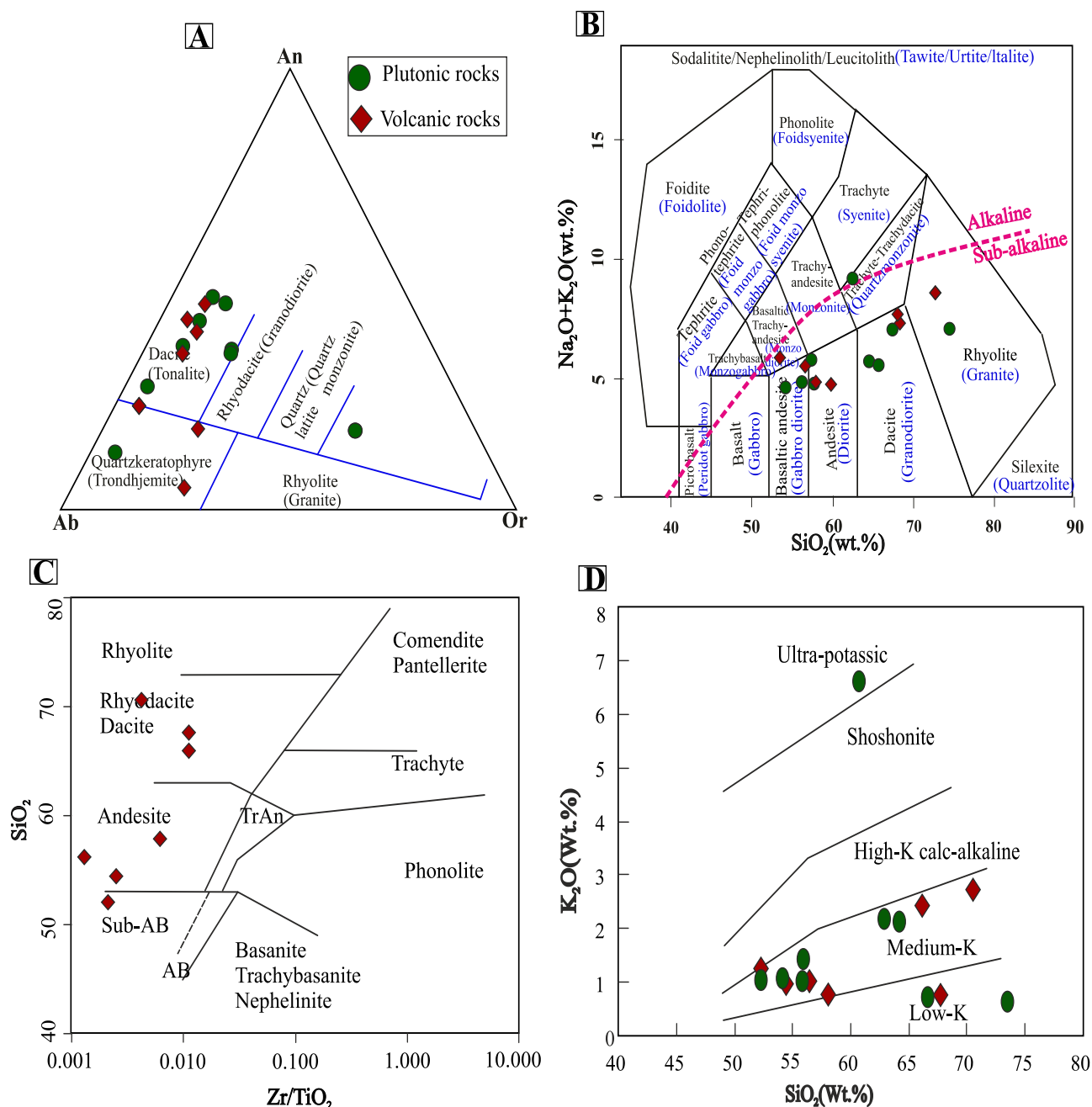
Table 2. Chemical analyses of volcanic rocks of the NW Saveh (Neivesht), Major elements (by XRF, wt.%) and trace element (by ICP-MS, ppm)

Samples	N31	N67	N78	N77	N76	N14	N98
Rock	Basaltic andesite	Andesite		Dacite		Rhyolite	
Major element (wt.%)							
SiO ₂	51.94	54.27	56.26	57.83	65.93	67.61	70.44
TiO ₂	0.79	1.16	0.77	0.86	0.64	0.94	0.4
Al ₂ O ₃	19.29	19.16	18.21	16.88	15.28	18.71	13.25
FeOt	6.89	8.04	6.44	6.36	3.17	0.46	0.91
MnO	0.2	0.28	0.22	0.08	0.23	0.02	0.06
MgO	4.56	3.53	3.02	2.78	1.32	0.35	0.17
CaO	7.54	6.86	7.15	6.93	2.7	3.56	3.12
Na ₂ O	4.41	4.23	3.62	3.84	4.97	6.48	5.54
K ₂ O	1.25	0.99	1.01	0.69	2.43	0.7	2.76
P ₂ O ₅	0.12	0.12	0.31	0.23	0.17	0.02	0.08
LOI	1.27	0.88	1.2	1.76	1.72	0.94	2.82
Total	98.26	99.52	98.21	98.24	98.56	99.79	99.55
K ₂ O/Na ₂ O	0.28	0.23	0.28	0.18	0.49	0.11	0.50
A/NK	5.62	4.82	6.04	5.09	5.50	3.59	5.15
A/CNK	0.63	0.57	0.68	0.62	0.64	0.60	0.49

ادامه جدول ۲. نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی شمال غرب ساوه (نیوشت)، اکسیدهای عناصر اصلی (به وسیله XRF، بر حسب wt.%) و عناصر کمیاب (به وسیله ICP-MS، بر حسب ppm)

Table 2 (Continued). Chemical analyses of volcanic rocks of the NW Saveh (Neivesht), Major elements (by XRF, wt.%) and trace element (by ICP-MS, ppm)

Samples	N31	N67	N78	N77	N76	N14	N98
Rock	Basaltic andesite		Andesite		Dacite		Rhyolite
Trace element (ppm)							
Ba	158	159	219	123	763	542	97.1
Rb	28.8	16.9	15.1	14.3	46.5	19.9	57.8
Sr	305	218	271	352	255	82.1	422
Y	13.3	13.1	14.4	17.3	25.2	23.9	27.4
Cs	1.6	0.2	0.5	1	0.2	1.2	0.2
Ta	0.1	0.17	0.25	0.3	0.43	0.33	0.47
Hf	0.75	1.04	0.49	1.57	2.49	2.73	0.82
Pb	4.2	16	4.8	5.5	6.3	1.1	2.2
U	0.08	0.23	0.33	0.52	0.66	0.86	1.04
Th	0.24	0.4	1.4	1.72	2.83	3.52	4.27
Zr	17	29	10	53	72	106	17
Nb	2.4	3.5	4.4	5.7	7.6	5.9	6.9
Ni	24	16	15	15	12	12	13
Cr	28	15	13	13	16	18	14
La	5	3.62	9.27	5.78	23.7	13.7	14.2
Ce	12	10.1	20.2	14.1	50.4	25.8	39.5
Pr	1.47	1.28	2.48	1.73	6.34	3.06	5.61
Nd	6.84	6.2	11.1	8.11	26.3	12.5	23.3
Sm	1.93	1.91	2.7	2.54	6.05	2.9	5.4
Eu	0.59	0.62	0.86	0.81	1.57	0.8	1.44
Gd	1.84	1.79	2.37	2.45	5.43	2.89	4.34
Tb	0.4	0.43	0.45	0.59	0.93	0.9	0.58
Dy	2.49	2.7	2.74	3.7	5.45	3.79	5.45
Ho	0.52	0.58	0.58	0.78	1.07	1.15	0.86
Er	1.52	1.66	1.69	2.24	2.94	2.67	3.37
Tm	0.21	0.23	0.25	0.3	0.41	0.48	0.41
Yb	1.29	1.38	1.49	1.81	2.58	2.66	2.83
Lu	0.17	0.19	0.22	0.23	0.36	0.39	0.38
Eu/Eu*	0.96	1.03	1.05	1.00	0.84	0.85	0.91
(La/Yb) _N	2.59	1.75	4.16	2.14	6.14	3.44	3.36
Sr/Y	22.93	16.64	18.82	20.35	10.12	3.44	15.40
(La/Sm) _N	0.61	0.44	0.80	0.53	0.92	1.11	0.62
(Ce/Yb) _N	2.37	1.86	3.45	1.98	4.97	2.47	3.55
(Dy/Yb) _N	1.24	1.25	1.18	1.31	1.35	0.91	1.24

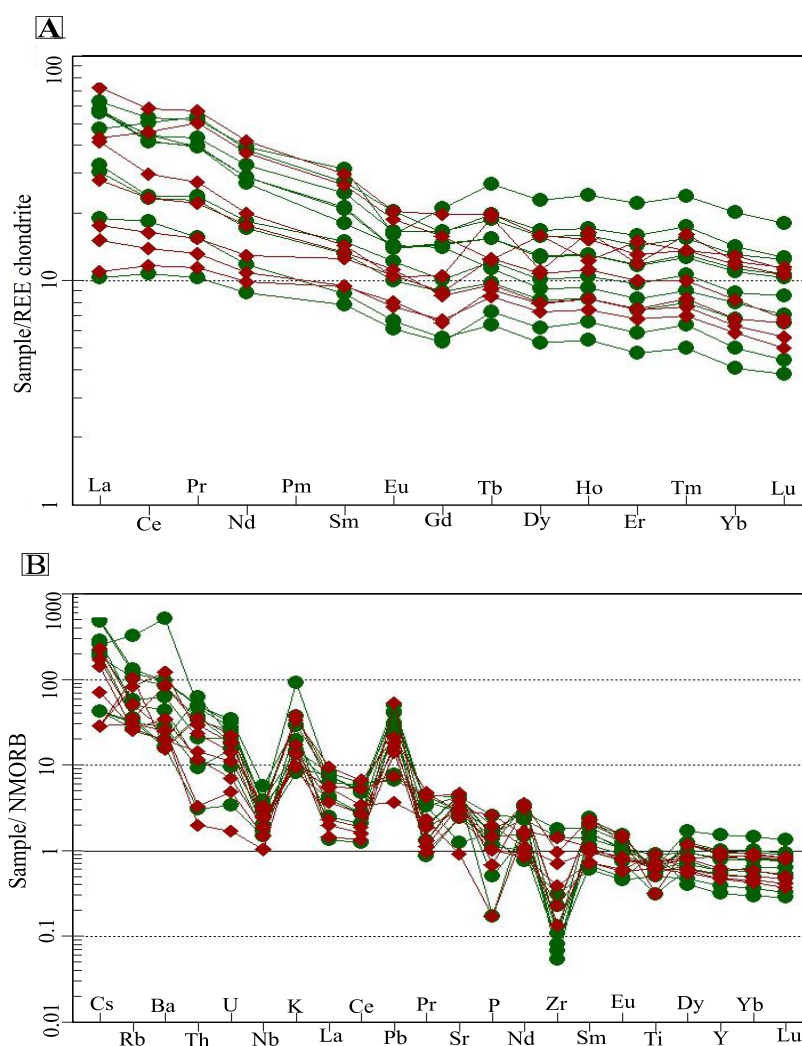


شکل ۵. نمودارهای طبقه‌بندی برای سنگ‌های ماگمایی شمال غرب ساوه. A: نمودار سه تایی An-Ab-Or (O'Connor, 1965)، B: نمودار مجموع آلکالی در مقابل سیلیس (Middlemost, 1994) برای سنگ‌های آتشفشانی و گرانیتوئیدی، C: نمودار Zr/TiO_2 در مقابل SiO_2 (Winchester and Floyd, 1977) برای سنگ‌های آتشفشانی و گرانیتوئیدی، D: نمودار K_2O در مقابل SiO_2 که جداکننده محدوده کالک آلکالین پتاسیم پایین، متوسط، بالا، شوشونیتی و اولتراپتاسیک است (Peccerillo and Taylor, 1975)

Fig. 5. Discrimination diagrams for the NW Saveh magmatic rocks. A: An-Ab-Or (O'Connor, 1965), B: $Na_2O + K_2O$ versus SiO_2 (Middlemost, 1994) for volcanics and granitoids, C: Zr/TiO_2 versus SiO_2 (Winchester and Floyd, 1977) for volcanic rocks, and D: K_2O versus SiO_2 diagram with field boundaries between Low-K medium-K, high-K and shoshonitic series according to Peccerillo and Taylor (1975)

MORB غنی‌شدگی در U ، Th ، Ba ، Rb و K و تهی‌شدگی در Nb ، Ti و P مشاهده می‌شود (شکل ۶-ب). فرایند ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی شمال غرب ساوه الگوهای LREE را با $(La/Yb)_N = 1.75-6.14$ و ناهنجاری‌های منفی تا کمی مثبت Eu ($Eu/Eu^* = 0.62-1.05$) نشان می‌دهد (شکل ۶-ا).

الگوهای REE بهنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974) و N-MORB (Sun and McDonough, 1989) برای سنگ‌های آذرین نفوذی مورد بررسی، غنی‌شدگی در REE‌های سبک را در مقایسه با HREE ($(La/Yb)_N = 2.07-6.95$) و ناهنجاری‌های منفی Eu ($Eu/Eu^* = 0.80-0.99$) را نشان می‌دهد (شکل ۶-ا). در نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به N-



شکل ۶. A: نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974) و B: نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به NMORB (Sun and McDonough, 1989) برای سنگ‌های ماگمایی شمال غرب ساوه

Fig. 6. A: Chondrite-normalized rare earth element (Nakamura, 1974) and B: NMORB-normalized trace element patterns (Sun and McDonough, 1989) for the northwest of Saveh magmatic rocks

بحث

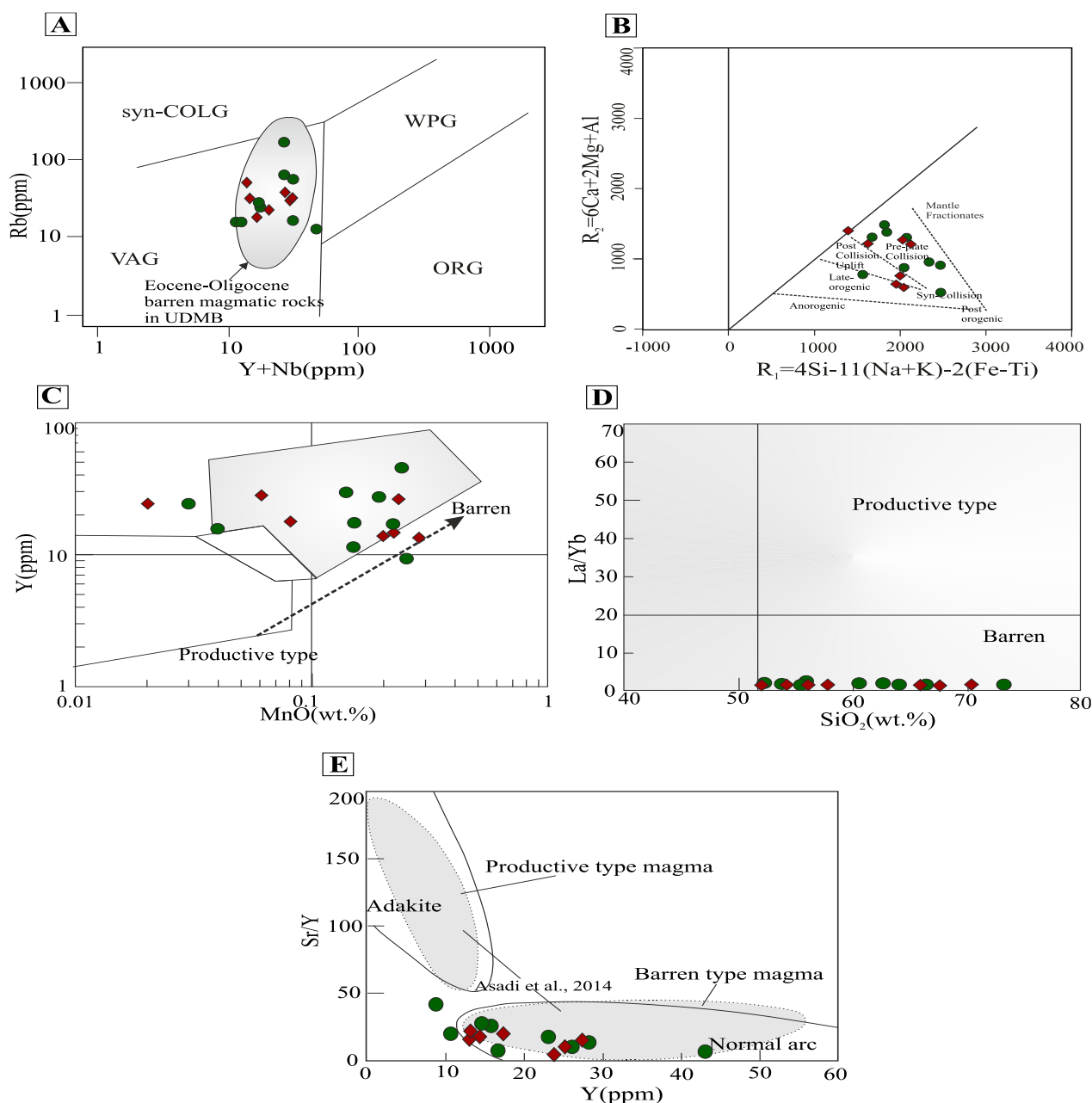
ماهیت ماگماتیسیم عقیم و مولد در منطقه مورد بررسی

تهی شدگی سنگ‌های گرانیتوئیدی و آتشفشانی در Nb - Ti و غنی شدگی در Ba، Th، Rb، U، Pb و K شبیه به سنگ‌های کمان ماگمایی (با ماهیت کالک آلکالن) است. بنابراین مقادیر HFSE و غنی شدگی LILEs در سنگ‌های مورد بررسی مشابه ماگماهای نوع عقیم در ارومیه- دختر است (Asadi et al., 2014; Nouri et al., 2018; Kazemi et al., 2019; Raeisi et al., 2020). سنگ‌های هم‌زمان تا پس از برخورد به وسیله تهی شدگی در HFSE و غنی شدگی در LILE مشخص می‌شوند (Pearce et al., 1984). نمودار Rb در برابر Y + Nb (Pearce et al., 1984) نشان می‌دهد که همه سنگ‌ها متعلق به محدوده گرانیت‌های کمان آتشفشانی^۸ هستند که قرارگیری در محدوده مربوط به سنگ‌های آذرین عقیم را نیز نشان می‌دهد (شکل ۷-۱). بر اساس نمودار $R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ در مقابل $R2 = 5Ca + 2Mg + Al$ (شکل ۷-۲) (De la Roche et al., 1980)، تمامی سنگ‌های پلوتونیک و آتشفشانی مورد بررسی بدون توجه به عقیم یا مولد بودن آنها تشکیل در یک محیط فرورانس و قبل از برخورد را نشان می‌دهند (شکل ۷-۳). بررسی نمونه‌های مورد بررسی بر روی نمودار Y در مقابل MnO (Baldwin and Pearce, 1982) نشان می‌دهد که نمونه‌های مورد نظر دارای ویژگی سنگ‌های نوع عقیم هستند (شکل ۷-۴). نمودار La/Yb در مقابل SiO₂ نیز تأیید کننده ویژگی نوع عقیم بودن سنگ‌های مورد بررسی است (Richards et al., 2012) (شکل ۷-۵). نسبت‌های کم La/Yb (کمتر از ۱۰) بر ماگماتیسیم نوع عقیم جزایر کمانی دلالت دارد (Richards et al., 2012). مقدار Y در سنگ‌های مورد بررسی نسبتاً بالا و نسبت‌های Sr/Y در سنگ‌های آذرین شمال غرب ساوه کمتر از ۳۰ است ($Sr/Y < 30$)؛ در حالی که این نسبت برای سنگ‌های نوع مولد حاوی کانی‌های گارنت، هورنبلند و کلینوپیروکسن در

منشأ بیشتر از ۵۶ است ($Sr/Y > 56$) و به غنی شدگی LREE/HREE منجر می‌شود (Castillo, 2012). هاسچک و پیرس (Haschke and Pearce, 2006) اظهار داشتند که مقدار زیاد Y در ماگماهای عقیم ممکن است مشارکت در مراحل بدون آب را در مراحل اولیه پیدایش ماگما نشان دهد و باعث کمبود کانی‌سازی مرتبط می‌شود. بنابراین ممکن است ذوب بخشی منشأ با ضخامت متوسط پوسته‌ای قبل از برخورد (ضخامت ۳۵ تا ۴۵ کیلومتر) سازگار باشد. مقادیر متغیر Y، Sr (82.1-422 ppm)، Yb (0.9-3.12 ppm) و نسبت پایین Sr/Y (9-28.3 ppm) نشان می‌دهد که سنگ‌های ماگمایی شمال غرب ساوه متفاوت با آداکیت (Sr/Y و Sr بالا؛ اما Y کم) هستند و ویژگی زمین‌شیمیایی ماگمای غیرآداکیتی را نشان می‌دهد (شکل ۷-۶). به طور کلی، گرانیتوئیدهای مولد ارومیه- دختر مانند هفت چشمه (Hassanpour and Moazzen, 2017)، سرچشمه، دره زر، باغ کوشک، سونگون و کهنک (Aghazadeh et al., 2015)، علی‌آباد و دره زرشک (Zarasvandi et al., 2007)، دالی (Ayati et al., 2013) مقدار نیکل (9-31 ppm) و کروم (14-36 ppm) پایین تری را نسبت به گرانیتوئیدهای عقیم ($Ni = 11-73$ ppm؛ $Cr = 21-81$ ppm) نشان می‌دهند (Asadi et al., 2014). گرانیتوئیدهای منطقه مورد بررسی حاوی مقادیر Cr بالاتر (50-124 ppm) نسبت به گرانیتوئیدهای مولد در ارومیه- دختر هستند، بنابراین از این لحاظ مشابه گرانیتوئیدهای عقیم هستند.

منشأ و پتروژنز سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی

برای تعیین نوع گرانیتوئید می‌توان از محتوای P₂O₅ و تغییر آن با SiO₂ یک ماگما استفاده کرد (Chappell and White, 2001). محتوای P₂O₅ سنگ‌های آذرین شمال غرب ساوه از ۰/۰۲ تا ۰/۳۱ درصد متغیر است و با افزایش SiO₂ مقدار آن کاهش می‌یابد (جدول ۱ و شکل ۸-۱).



شکل ۷. نمودارهای زمین شیمیایی شناخت عقیم- مولد بودن سنگ‌های ماگمایی در شمال غرب ساوه A: نمودار Rb در مقابل Y+Nb (Pearce et al., 1984), B: نمودار $R_1[4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)]$ در مقابل $R_2[5Ca + 2Mg + Al]$ (De la Roche et al., 1980), C: نمودار MnO در مقابل Y (Baldwin and Pearce, 1982), D: نمودار La/Yb در مقابل SiO_2 (Richards et al., 2012), و E: نمودار Sr/Y در مقابل Y (Defant and Drummond, 1990). نمودار زمین شیمیایی تفاوت بین پورفیری‌های مولد و سنگ‌های آذرین عقیم را نشان می‌دهد.

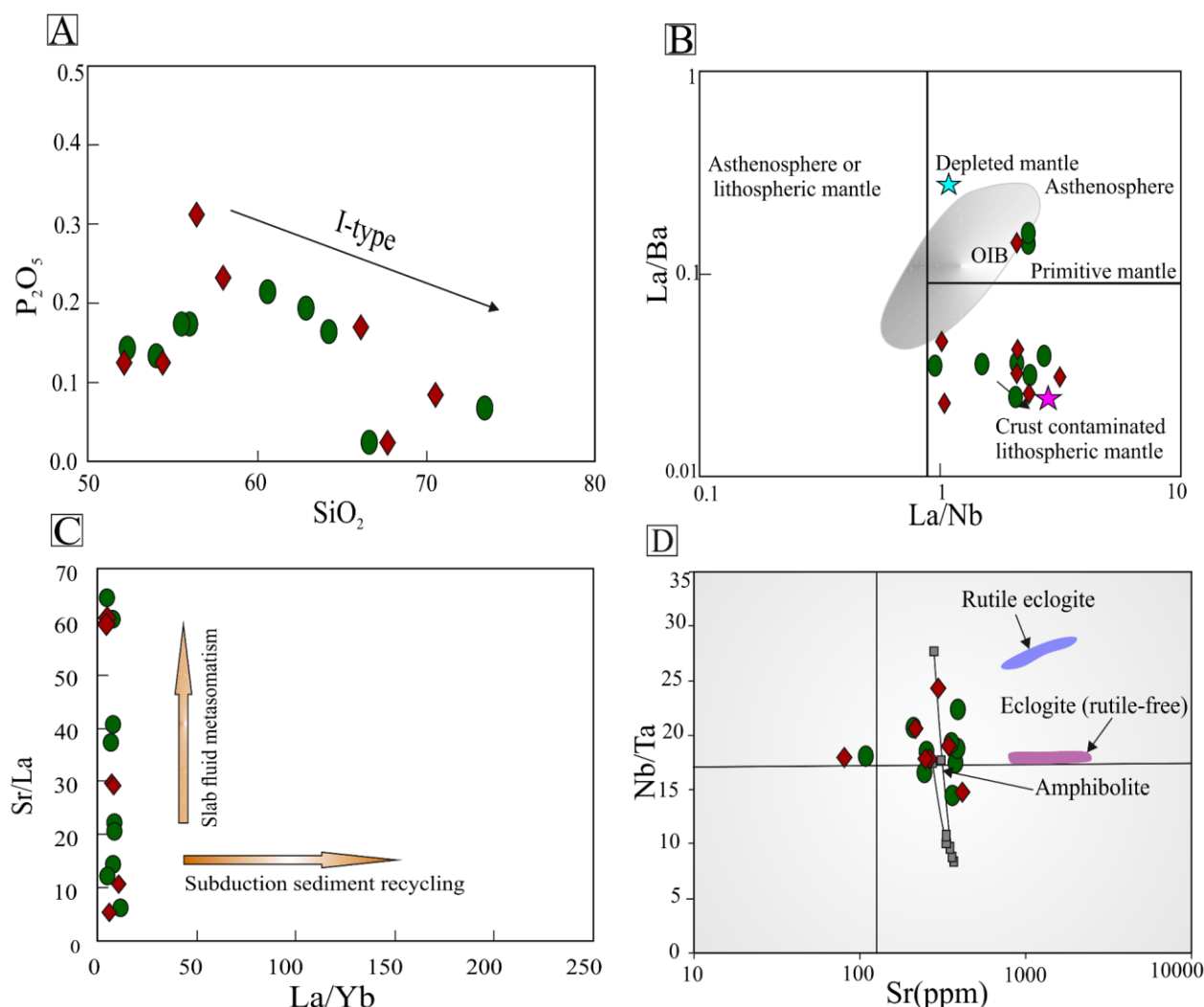
Fig. 7. Geochemical identification plots of the barren to productive in the northwest of Saveh magmatic rocks A: Rb diagram versus Y + Nb (Pearce et al., 1984), B: $R_1[4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)]$ versus $R_2[5Ca + 2Mg + Al]$ diagram (De la Roche et al., 1980), C: Plots of MnO versus Y (Baldwin and Pearce, 1982), D: La/Yb versus SiO_2 (Richards et al., 2012), and E: Sr/Y versus Y diagram (Defant and Drummond, 1990). Geochemical plots illustrating differences between the productive porphyries and barren igneous rocks.

ویژگی‌های گرانیتوئیدهای نوع عقیم سازگار است. بر اساس نمودار شکل ۸-D (Foley et al., 2002)، اغلب سنگ‌های مورد بررسی دارای روندی منطبق بر منحنی آمفیولیت هستند و نشان می‌دهد که این نمونه‌ها احتمالاً از ذوب بخشی آمفیولیت مشتق شده‌اند. این ویژگی زمین‌شیمیایی نشان می‌دهد که آمفیول در هنگام ذوب بخشی نقش مؤثرتری نسبت به گارنت داشته است (Yang et al., 2008).

برای محدود کردن منشأ سنگ‌های آذرین مورد بررسی، از روش مدل‌سازی زمین‌شیمیایی دورموند (Drummond et al., 1996) استفاده شده است که تغییرات $(La/Yb)_N$ و $(Yb)_N$ را در نظر می‌گیرد (شکل ۹-A). بررسی این مدل‌سازی زمین‌شیمیایی و همچنین ویژگی‌های شکل ۸-D نشان می‌دهد که ذوب یک منشأ آمفیولیت متبازالتی بدون گارنت می‌تواند عامل تشکیل این سنگ‌ها باشد. رودنیک و گائو (Rudnick and Gao, 2003) محاسبه کردند که میانگین $(La/Yb)_N$ پوسته قاره‌ای پایینی حدود ۵/۳ است که به طور قابل توجهی بالاتر از میانگین MORB (تقریباً ۰/۸) است (Sun and McDonough, 1989). در نتیجه ماگماهای آداکتی نوع مولد که در نتیجه ذوب بخشی پوسته قاره زیرین ضخیم شده و در حضور گارنت تولید می‌شوند، باید دارای مقادیر $(La/Yb)_N$ بالاتر از ماگمای‌های مشتق شده از اسلب باشند. ترکیبات سنگ‌های گرانیتوئیدی نیز مشابه سنگ‌های آتشفشانی این منطقه تنوع گسترده‌ای از ترکیبات گابروپوریت تا گرانیت را دارا هستند. این سنگ‌ها اغلب ترکیب حدواسط دارند (بیشتر نمونه‌ها با مقدار سیلیس ۶۲ تا ۶۶ درصد وزنی مشخص می‌شوند؛ جدول ۱) و مشخصات کمان نرمال با میانگین نسبت $Sr/Y < 30$ و $La/Yb < 10$ را نشان می‌دهند که بیانگر تشکیل در کمان جزایر کمانی است (شکل ۹-B).

به طور کلی پیشنهاد شده است که گرانیت‌های نوع عقیم به طور معمول در چنین محیط‌های کمانی تشکیل می‌شوند (Richards et al., 2012).

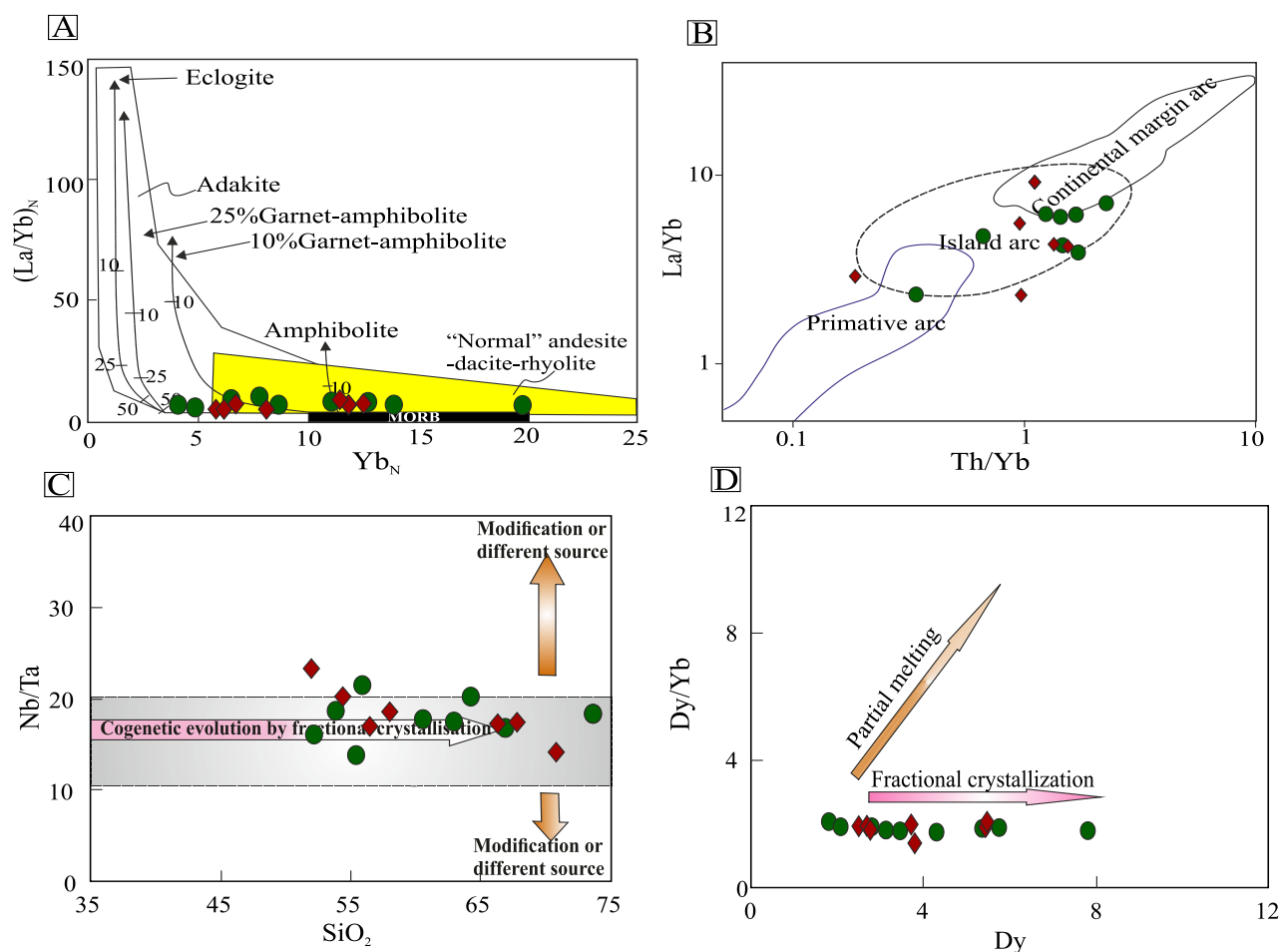
علاوه بر این، نسبت‌های Rb/Sr تا ۰/۷ (در نمونه‌های مورد بررسی ۰/۸ تا ۰/۲۴) مشابه گرانیت‌های نوع I است (Chappell and White, 2001). طبیعت متاآلمین و وجود هورنبلند در سنگ‌های مورد بررسی و همچنین نبود کانی‌های آلومین دار مانند مسکویت، کردیریت، تورمالین، آندالوزیت و گارنت از ویژگی‌های گرانیتوئیدهای نوع I است (Chappell and White, 2001) و می‌تواند تأیید کننده نوع I بودن گرانیتوئیدهای مورد بررسی باشد. سنگ‌های آتشفشانی دارای نسبت‌های La/Nb (۱/۰۱ تا ۳/۱۲) نسبتاً بالا و La/Ba (۰/۰۲ تا ۰/۱۵) و سنگ‌های نفوذی نیز نسبت La/Nb (۰/۹۷ تا ۲/۷۰) نسبتاً بالا و La/Ba بین ۰/۰۱ تا ۰/۱۵ دارند که با ویژگی‌های منشأ گوشته لیتوسفر قاره‌ای متاسوماتیسم شده مطابقت دارد (Saunders et al., 1992) (شکل ۸-B). برای شناسایی نقش مایعات مربوط به اسلب همراه با روند غنی‌شدگی از نمودار تغییر نسبت عناصر کمیاب Sr/La در مقابل La/Yb (شکل ۸-C) (Saunders et al., 1992) استفاده شد که همه نمونه‌های گرانیتوئیدی و آتشفشانی شواهدی از متاسوماتیسم ورقه را نشان می‌دهند و بیان کننده یک منشأ گوشته‌ای متأثر از متاسوماتیسم است. به عبارت دیگر، بیانگر آن است که درگیری سیالات حاصل از اسلب نقشی مهم در پتروژنز این سنگ‌ها دارد. نسبت $(La/Sm)_N$ و $(Dy/Yb)_N$ می‌تواند کانی‌شناسی منشأ یک ماگما را مشخص سازد. همان‌طور که توسط ریچارد و همکاران (Richards et al., 2012) نشان داده شده است، نسبت‌های نسبتاً بالای $(La/Sm)_N = 4.6-6.6$ و $(Dy/Yb)_N = 1-2.1$ گرانیتوئیدهای نوع مولد غنی‌شدگی در منشأ مذاب و مشارکت آمفیول با مقادیر جزئی گارنت را به عنوان فاز باقی‌مانده نشان می‌دهد؛ در حالی که نسبت‌های کم $(La/Sm)_N = 1.1-2.2$ و $(Dy/Yb)_N = 0.8-1.1$ یک منشأ مذاب کمتر غنی‌شده را با دخالت مقدار کمی آمفیول یا بدون آمفیول در ماگمای نوع عقیم پیشنهاد می‌دهند (Richards et al., 2012). نسبت‌های $(La/Sm)_N$ و $(Dy/Yb)_N$ در سنگ‌های آذرین شمال غرب ساوه نسبتاً پایین است (به ترتیب از ۰/۵۰ تا ۱/۱۸ و ۰/۹۱ تا ۱/۳۵) و با



شکل ۸. A: نمودار P_2O_5 در مقابل SiO_2 (Chappell and White, 2001)، B: نمودار La/Ba در مقابل La/Nb و C: نمودارهای Sr/La در مقابل La/Yb (Saunders et al., 1992)، و D: نمودار Nb/Ta در مقابل Sr (Foley et al., 2002) برای سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی شمال غرب ساوه

تکامل این سنگ‌ها از طریق فرایند تبلور تفریقی است (Gounti'e Dedzo et al., 2020). علاوه بر این مقایسه Dy/Yb در برابر Dy (Guo et al., 2007) نشان می‌دهد که تکامل سنگ‌های آذرین منطقه مورد بررسی احتمالاً به دلیل فرایند تبلور تفریقی باشد (شکل ۹-D).

نمودار Nb/Ta در مقابل SiO_2 (شکل ۹-C) نشان می‌دهد که تبلور تفریقی فرایند اصلی تنوع و تمایز این سنگ‌ها در مقایسه با آلایش پوسته‌ای است که نقش محدودی بازی می‌کند. حتی نسبت‌های کم ($Nb/Ta = 10-20$) بیانگر یک رابطه ژنتیکی مشترک بین نمونه‌های ولکانیکی و پلوتونیک مورد بررسی و



شکل ۹. A: نمودار مدل سازی ذوب بهنجار شده نسبت به کندریت $(La/Yb)_N$ در مقابل $(Yb)_N$ (Drummond et al., 1996) به عنوان سنگ منشأ برای مدل سازی REE در شرایط آمفیبولیت و اکلوژیت، با محتوای گارنت متفاوت استفاده می شود، **B:** نمودار La/Yb در مقابل Th/Yb (Condie, 1989)، **C:** نمودار Nb/Ta در برابر SiO_2 (Gounti'e Dedzo et al., 2020) و **D:** Dy/Yb در مقابل Dy (Guo et al., 2007) برای سنگ های نفوذی و آتشفشانی شمال غرب ساوه

Fig. 9. A: Diagram of batch-melting modeling of chondrite-normalized $(La/Yb)_N$ ratios versus $(Yb)_N$ (Drummond et al., 1996) is used as the source rock for the REE modeling under amphibolite and eclogite conditions, with varying garnet contents, B: La/Yb versus Th/Yb diagram (Condie, 1989), C: Nb/Ta versus SiO_2 diagram (Gounti'e Dedzo et al., 2020), and D: Dy/Yb versus Dy (Guo et al., 2007) for the volcanic and plutonic rocks from the northwest of Saveh

بررسی مفاهیم زمین پویایی برای تکامل ماگماتیسم منطقه مورد بررسی

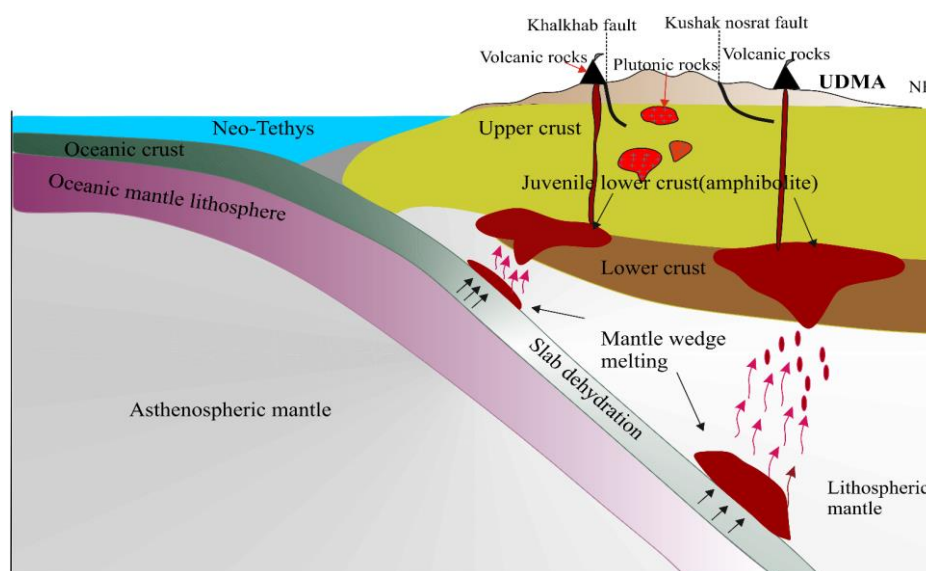
فرایندهای متعددی برای تشکیل سنگ های آذرین در جایگاه های زمین ساختی برخوردی پیشنهاد شده است از جمله (۱) ذوب بخشی پوسته قاره ای (Roberts and Clemens, 1993; White et

al., 2017) یا پوسته اقیانوسی فرورانده شده (به عنوان مثال در آداکیت ها) (Defant and Drummond, 1990; Palin et al., 2016)، (۲) تبلور تفریقی سنگ های بازالتی یا دیوریتی (Macpherson et al., 2006)، (۳) اختلاط بین ماگمای مافیک و فلسیک و (۴) هضم سنگ های پوسته ای در مذاب مشتق شده از

مایعات مافیک به وسیله فرایند تبلور تفریقی به ترکیبات حدواسط و فلسیک بیشتری تبدیل می‌شوند (Straub and Zellmer, 2012).

یک مدل تکتونوماگمایی شماتیک برای منشأ ماگماتیسیم منطقه مورد بررسی در شکل ۱۰ با الهام از طرح پیشنهادی وردل و همکاران (Verdel et al., 2011) و اسدی و همکاران (Asadi et al., 2014) پیشنهاد شده است.

گوشته (Davidson and Tepley, 1997). اعتقاد بر این است که ذوب پوسته مافیک پایینی ضخیم جوان و یا تبلور تفریقی ماگما بازالتی آبدار عامل کلیدی در پیدایش انواع ماگماهای مولد است (Bissig et al., 2003; Hollings et al., 2005); در حالی که ذوب بخشی پوسته نازک مافیک جوان برای تولید انواع عقیم در نظر گرفته شده است (Asadi et al., 2014). ماگماهای آتشفشانی کمان نرمال به وسیله تخریب رسوبات فروزانده که باعث ذوب بخشی گوه گوشته‌ای می‌شود، تولید می‌شوند و این



شکل ۱۰. تصویر شماتیک تکامل زمین‌ساختی فروانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر صفحه ایران و توسعه سنگ‌های ماگمایی شمال غرب ساوه در ارومیه-دختر (برگرفته از وردل و همکاران (Verdel et al., 2011) و اسدی و همکاران (Asadi et al., 2014). در مرحله اول، ذوب بخشی گوه گوشته‌ای متاسوماتیز شده باعث ایجاد پوسته مافیک زیرین جوان می‌شود. در مرحله بعد، بالا آمدگی و به دام افتادن ماگمای مافیک گوشته‌ای و ذوب بخشی پوسته زیرین جوان، باعث ایجاد سنگ‌های آذرین مورد نظر می‌شود (UDMA: کمان ماگمایی ارومیه-دختر).

Fig. 10. Schematic illustration showing the tectonic evolution of subduction of Neo-Tethys oceanic lithosphere below the Iranian plate and the development of the northwest of Saveh magmatic rocks in Urmia Dokhtar (taken from Verdel et al., 2011 and Asadi et al., 2014). In the first stage, partial melting of the metasomatized wedge creates a juvenile mafic lower crust. In the next step, underplating the mantle mafic magma and partial melting of juvenile mafic lower crust, creates the desired igneous rocks (UDMA: Urumieh-Dokhtar magmatic arc).

بازالتی به وسیله ذوب بخشی گوشته متاسوماتیزه هیدراته یا ذوب گوه گوشته‌ای تولید کند که ممکن است در قاعده پوسته پایینی

لی و همکاران (Lee et al., 2011) پیشنهاد کرده‌اند که در طول فروانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس می‌تواند مقدار زیادی ماگمای

جمع شده و باعث ضخیم شدن پوسته مافیک جوان شود. این فرایند همراه با هضم و تبلور تفریقی مذاب گوشته‌ای ممکن است مسئول تشکیل و تکامل گرانیتوئیدهای نوع عقیم در هنگام فروورانش فعال در ائوسن-الیگوسن باشد (شکل ۱۰). بنابراین، پیشنهاد می‌شود که مجموعه ماگمایی شمال غرب ساوه احتمالاً به وسیله ذوب بخشی پوسته پایینی جوان تولید شده است (شکل ۱۰). پژوهش‌های قبلی (Asadi et al., 2014) تأیید می‌کنند که ذوب بخشی پوسته مافیک پایینی جوان باعث ایجاد سنگ‌های ماگمایی با ویژگی کمان جزیره‌ای می‌شود. محدود شدن توده نفوذی مورد بررسی به گسل‌های کوشک نصرت و خلخاب در شمال و جنوب این منطقه می‌تواند دلیل جایگزینی این توده در یک محیط کششی ایجاد شده به وسیله حرکت چپ‌لغز این گسل‌ها باشد (با توجه به نقشه زمین‌شناسی شکل ۲ و شکل ۱۰).

نتیجه‌گیری

سنگ‌های آذرین شمال غرب ساوه در قسمت مرکزی کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر واقع شده‌اند. سنگ‌های آتشفشانی این منطقه توسط گرانیتوئیدهای اواخر ائوسن-الیگوسن قطع شده‌اند.

زمین شیمی سنگ کل نشان می‌دهد که سنگ‌های آذرین مورد بررسی با ویژگی زمین‌شیمیایی کالک آلکالن پتاسیم کم تا متوسط دارای تهی‌شدگی شدید Nb و Ti و غنی‌شدگی در LREE و LILE‌ها هستند که به معنای تشکیل در طول ماگماتیسیم کمان نرمال است. نسبت‌های عناصر کیماب Sr/La و La/Yb نشان می‌دهند که همه نمونه‌های مورد بررسی شواهدی برای متاسوماتیسیم ورقه را نشان می‌دهند و بیان‌کننده یک منشأ گوشته‌ای متأثر از متاسوماتیسیم است. نسبت‌های La/Nb و La/Ba نیز یک منشأ گوشته لیتوسفری متاسوماتیسیم شده را برای سنگ‌های ماگمایی شمال غرب ساوه تأیید می‌کند. شواهد زمین‌شیمیایی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها از نوع سنگ‌های آذرین عقیم بوده که دارای منشأ واحدی هستند و تبلور تفریقی فرایند غالب در تکامل آنهاست. ماگماتیسیم عقیم شمال غرب ساوه احتمالاً نتیجه ذوب بخشی پوسته زیرین جوان (آمفیولیت) در نتیجه فروورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس است؛ در حالی که سنگ‌های آداکتی مولد در ارومیه- دختر در نتیجه ذوب بخشی پوسته زیرین ضخیم، تشکیل شده‌اند.

1. Productive
2. Sub-productive
3. Barren
4. Assimilation and Fractional Crystallization
5. slab break-off
6. X-ray Fluorescence (XRF)
7. Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (ICP-MS)
8. Volcanic arc granite

References

- Aghazadeh, M., Hou, Z., Badrzadeh, Z. and Zhou, L., 2015. Temporal-spatial distribution and tectonic setting of porphyry copper deposits in Iran: constraints from zircon U-Pb and molybdenite Re-Os geochronology. *Ore Geology Reviews*, 70(14): 385–406. <http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.03.003>
- Asadi, S., Moore, F. and Zarasvandi, A., 2014. Discriminating productive and barren porphyry copper deposits in the southeastern part of the central Iranian volcano-plutonic belt, Kerman region, Iran: A review. *Earth-Science Reviews*, 138(24): 25–4. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.08.001>
- Ayati, F., Yavuz, F., Asadi, H.H., Richards, J.P. and Jourdan, F., 2013. Petrology and geochemistry of calc-alkaline volcanic and subvolcanic rocks, Dalli porphyry copper-gold deposit, Markazi Province, Iran. *International Geology Review*, 55(2): 158–184. <https://doi.org/10.1080/00206814.2012.689640>
- Baldwin, J.A. and Pearce, J.A., 1982. Discrimination of productive and nonproductive porphyritic intrusions in the Chilean Andes. *Economic Geology*, 77(3): 664–674. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.77.3.664>
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(2): 210–265. <https://doi.org/10.1139/e81-019>
- Bissig, T., Clark, A.H., Lee, J.K.W. and Quadri, A.V., 2003. Petrogenetic and metallogenetic responses to Miocene slab flattening: New constraints from the El Indio-Pascua Au-Ag-Cu belt. *Mineralium Deposita*, 38(7): 844–862. <https://doi.org/10.1007/s00126-003-0375-y>
- Castillo, P.R., 2012. Adakite petrogenesis. *Lithos*, 135(4): 304–316. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.09.013>
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4): 489–499. <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00882.x>
- Condie, K.C., 1989. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean Proterozoic boundary: identification and significance. *Lithos*, 23(2): 1–18. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(89\)90020-0](https://doi.org/10.1016/0024-4937(89)90020-0)
- Cooke, D.R., Hollings, P. and Walshe, J.L., 2005. Giant porphyry deposits: Characteristics, distribution, and tectonic controls. *Economic Geology*, 100(5): 801–818. <http://doi.org/10.2113/gsecongeo.100.5.801>
- Davidson, J.P. and Tepley, F.J.I., 1997. Recharge in volcanic systems; evidence from isotope profiles of phenocrysts. *Science*, 275(5301): 826–829. <https://doi.org/10.1126/science.275.5301.826>
- De la Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. and Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1, R2-diagrams and major element analysis—its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29(2): 183–210. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(80\)90020-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(80)90020-0)
- Defant, M.J. and Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347 (6294): 662–665. <https://doi.org/10.1038/347662a0>
- Drummond, M.S., Defant, M.J. and Kepezhinskas, P.K., 1996. Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh*, 87(1–2): 205–215. <https://doi.org/10.1017/S0263593300006611>
- Ebrahimi, M. and Rafiei, M., 2019. Lithography and geochemistry of volcanic rocks north of Zavieh, southwest of Karaj. *Journal of Earth Sciences*, 27(107): 74–63. <https://dx.doi.org/10.22071/gsj.2018.63757>
- Foley, S., Tiepolo, M. and Riccardo, V., 2002. Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones. *Nature*, 417 (6891): 837–840. <https://doi.org/10.1038/nature00799>
- Ghahraman, J., 1998. Description of the geological map of Saveh, 1: 100000. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran.
- Gounti'e Dedzo, M., Asaah, A.N.E., Martial Fozing, E., Chako-Tchamab'e, B., Tefogoum Zangmo, G., Dagwai, N., Tchokona Seuwei, D., Kamgang, P., Aka, F.T. and Ohba, T., 2020. Petrology and geochemistry of lavas from Gawar, Minawao and Zamay volcanoes of the northern segment of the

- Cameroon volcanic line (Central Africa): Constraints on mantle source and geochemical evolution. *Geochemistry*, 80(4): 31–41. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2020.125663>
- Guo, Z., Wilson, M. and Liu, J., 2007. Post-collisional adakites in south Tibet Products of partial: Melting of subduction-modified lower crust. *Lithos*, 96(9): 205–224. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.09.011>
- Haschke, M. and Pearce, J.A., 2006. Geology, Lithochemical exploration tools revisited: MnO and REE. Specialty Meeting, Geological Society of America, Mendoza, Argentina.
- Hassanpour, S. and Moazzen, M., 2017. Geochronological constraints on the Haftcheshmeh porphyry Cu-Mo-Au ore deposit, Central Qaradagh Batholith, Arasbaran Metallogenic Belt, Northwest Iran. *Acta Geologica Sinica*, 91(6): 2109–2125. <https://doi.org/10.1111/1755-6724.13452>
- Helmi, F., 1991. Petrology and Geochemistry of Igneous Rocks in Neivesht Region, Northwest of Saveh. M.Sc. Thesis, University of Tehran, Tehran, Iran, 189 pp.
- Hildreth, W., Halliday, A.N. and Christiansen, R.L., 1991. Isotopic and chemical evidence concerning the genesis and contamination of basaltic and rhyolitic magma beneath the Yellowstone Plateau Volcanic Field. *Journal of Petrology*, 32(1): 63–138. <https://doi.org/10.1093/petrology/32.1.63>
- Hollings, P., Cooke, D. and Clark, A., 2005. Regional geochemistry of Tertiary igneous rocks in central Chile: Implications for the geodynamic environment of giant porphyry copper and epithermal gold mineralization. *Economic Geology*, 100(5): 887–904. <http://dx.doi.org/10.2113/100.5.887>
- Hou, Z.Q., Zhang, H., Pan, X. and Yang, Z., 2011. Porphyry Cu (–Mo–Au) deposits related to melting of thickened mafic lower crust: Examples from the eastern Tethyan metallogenic domain. *Ore Geology Reviews*, 39(4): 21–45. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2010.09.002>
- Kazemi, K., Kananian, A., Xiao, Y. and Sarjoughian, F., 2019. Petrogenesis of middle-Eocene granitoids and their mafic microgranular enclaves in Central Urmia-Dokhtar Magmatic Arc (Iran): Evidence for interaction between felsic and mafic magmas. *Geoscience Frontiers*, 10(2): 705–723. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.006>
- Lee, C.T.A., Luf, P. and Chin, E.J., 2011. Building and destroying continental mantle. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 39(10): 59–90. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-040610-133505>
- Li, G.M., Cao, M.J., Qin, K.Z., Hollings, P., Evans, N.J. and Seitmuratova, E.Y., 2016. Petrogenesis of ore-forming and pre/post-ore granitoids from the Kounrad, Borly and Sayak porphyry/skarn Cu deposits, Central Kazakhstan. *Gondwana Research*, 37(26): 408–425. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.10.005>
- Li, J.X., Qin, K.Z., Li, G.M., Xiao, B., Chen, L. and Zhao, J.X., 2011. Post-collisional ore-bearing adakitic porphyries from Gangdese porphyry copper belt, southern Tibet: melting of thickened juvenile arc lower crust. *Lithos*, 126(1): 265–277. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.07.018>
- Macpherson, C.G., Dreher, S.T. and Thirlwall, M.F., 2006. Adakites without slab melting: High pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines. *Earth and Planetary Science Letters*, 243(3–4): 581–593. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.12.034>
- Middlemost, E.A.K., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37(3–4): 215–224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
- Monecke, T., Monecke, J., Reynolds, T.J., Tsuruoka, S., Bennett, M.M., Skewes, W.B. and Palin, R.M., 2018. Quartz solubility in the H₂O–NaCl system: A framework for understanding Monecke ein formation in porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 113(5): 1007–1046. <https://doi.org/10.5382/econgeo.2018.4580>
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous ordinary Chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38 (5): 757–775. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(74\)90149-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(74)90149-5)
- Nouri, F., Azizi, H., Stern, R.J., Asahara, Y., Khodaparast, S., Madanipour, S. and Yamamoto, K., 2018. Zircon U-Pb dating, geochemistry and evolution of the Late Eocene Saveh magmatic complex, central Iran: Partial melts of sub-continental lithospheric mantle and magmatic differentiation. *Lithos*, 314–315(20): 274–292. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.06.013>

- O'Connor, J.T., 1965. A classification of quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. In: T.B. Nolan (Editor), Geological Survey research 525-B. United State Geological Survey Professional Paper, Washington, PP. 79–84.
- Omran, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. and Jolivet, L., 2008. Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos*, 106(3–4): 380–398.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.09.008>
- Palin, R.M. and Spencer, C.J., 2018. Secular change in earth processes: preface. *Geoscience Frontiers*, 9(4): 965–966.
<https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.05.001>
- Palin, R.M., White, R.W. and Green, E.C., 2016. Partial melting of metabasic rocks and the generation of tonalitic–trondhjemitic–granodioritic (TTG) crust in the Archaean: Constraints from phase equilibrium modelling. *Precambrian Research*, 287(3): 73–90.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.11.001>
- 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>
- Peccerillo, A. and Taylor, S., 1975. Geochemistry of Upper Cretaceous volcanic rocks from the Pontic chain, Northern Turkey. *Bulletin Volcanologique*, 39(2): 557–569.
<https://doi.org/10.1007/BF02596976>
- Raeisi, D., Mirnejad, H., McFarlane, C., Sheibi, M. and Babazadeh, S., 2020. Geochemistry and zircon U-Pb geochronology of Miocene plutons in the Urumieh-Dokhtar magmatic arc, east Tafresh, Central Iran. *International Geology Review*, 62(13–14): 1815–1827.
<https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1600436>
- Richards, J.R., 2009. Post-subduction porphyry Cu–Au and epithermal Au deposits: products of remelting of subduction-modified lithosphere. *Geology*, 37(3): 247–250.
<https://doi.org/10.1130/G25451A.1>
- Richards, J.P., Spell, T., Rameh, E., Razique, A. and Fletcher, T., 2012. High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu ± Mo ± Au potential: examples from the Tethyan arcs of Central and Eastern Iran and Western Pakistan. *Economic Geology*, 107(2): 295–332.
<http://dx.doi.org/10.2113/econgeo.107.2.295>
- Roberts, M.P. and Clemens, J.D., 1993. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology*, 21(9): 825–828.
[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1993\)021<0825:OOHPTA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021<0825:OOHPTA>2.3.CO;2)
- Rudnick, R.L. and Gao, S., 2003. Composition of the continental crust. In: D.H. Heinrich and K.K. Turekian (Editors), *Treatise on Geochemistry*. Elsevier, USA, pp. 1–64.
<https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03016-4>
- Saunders, A.D., Storey, M., Kent, R.W. and Norry, M.J., 1992. Consequences of plume lithosphere interactions. In: B. C. Storey, T. Alabaster and R. J. Pankhurst (Editors), *Magmatism and the Cause of Continental Breakup*. Geological Society of Special Publication, London, pp. 41–60.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1992.068.01.04>
- Shafaii Moghadam, H., Rossetti, F., Lucci, F., Chiaradia, M., Gerdes, A., Lopez Martinez, M., Ghorbani, G. and Nasrabad, M., 2016. The calc-alkaline and adakitic volcanism of the Sabzevar structural zone (NE Iran): implications for the Eocene magmatic flare-up in Central Iran. *Lithos*, 248–251(36): 517–535.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2016.01.019>
- Shafiei, B., Haschke, M. and Shahabpour, J., 2009. Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, Southeastern Iran. *Mineralium Deposita*, 44(8): 265–283.
<https://doi.org/10.1007/s00126-008-0216-0>
- Shahabpour, J., 1992. Unroofing fragmentites as a reconnaissance exploration tool in the central Iranian porphyry copper belt. *Economic Geology*, 87 (6): 1599–1606.
<http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.87.6.1599>
- Shahabpour, J., 2005. Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian Earth Sciences*, 24(4): 405–417.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2003.11.007>
- Sillitoe, R.H., 1997. Characteristic and controls of the largest porphyry copper–gold and epithermal gold deposits in the circum-Pacific region. *Australian Journal of Earth Sciences*, 44(3): 373–388.

- <https://doi.org/10.1080/08120099708728318>
- Sisson, T.W., Ratajeski, K., Hankins, W.B. and Glazner, A.F., 2005. Voluminous granitic magmas from common basaltic sources. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 148(6): 635–661. <https://doi.org/10.1007/s00410-004-0632-9>
- Straub, S.M. and Zellmer, G.F., 2012. Volcanic arcs as archives of plate tectonic change. *Gondwana Research*, 21(2–3): 495–516. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.10.006>
- Sun, S.S. and McDonough, W.S., 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, pp. 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Verdel, C., Wernicke, B.P., Hassanzadeh, J. and Guest, B., 2011. A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. *Tectonics*, 30(3): 1–20. <https://doi.org/10.1029/2010TC002809>
- White, R.W., Palin, R.M. and Green, E.C., 2017. High-grade metamorphism and partial melting in Archean composite grey gneiss complexes. *Journal of Metamorphic Geology*, 35(1): 181–195. <https://doi.org/10.1111/jmg.12227>
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 158–187. <http://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Wilkinson, J.J., 2013. Triggers for the formation of porphyry ore deposits in magmatic arcs. *Nature Geoscience*, 6(1038): 917–925. <https://doi.org/10.1038/ngeo1940>
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20 (27): 325–343. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)
- Yang, J.H., Wu, F.Y., Wilde, S.A. and Zhao, G.C., 2008. Petrogenesis and geodynamics of Late Archean magmatism in eastern Hebei, eastern North China Craton: geochronological, geochemical and Nd–Hf isotopic evidence. *Precambrian Research*, 167(1–2): 125–149. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2008.07.004>
- Yang, Y.F., Chen, Y.J., Li, N., Mi, M., Xu, Y.L., Li, F.L. and Wan, S.Q., 2013. Fluid inclusion and isotope geochemistry of the Qian’echong giant porphyry Mo deposit, Dabie Shan, China: a case of NaCl-poor, CO₂-rich fluid systems. *Journal of Geochemical Exploration*, 124 (1): 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2012.06.019>
- Zarasvandi, A., Liaghat, S., Lentz, D. and Hossaini, M., 2013. Characteristics of mineralizing fluids of the Darreh-Zerreshk and Ali-Abad porphyry copper deposits, Central Iran, determined by fluid inclusion microthermometry. *Resource Geology*, 63(2): 188–209. <https://doi.org/10.1111/rge.12004>
- Zarasvandi, A., Liaghat, S., Zentilli, M. and Reynolds, P.H., 2007. 40Ar/39Ar geochronology of alteration and petrogenesis of porphyry copper-related granitoids in the DarrehZerreshk and Ali-Abad area, Central Iran. *Exploration and Mining Geology*, 16(1–2): 11–24. <https://doi.org/10.2113/gsemg.16.1-2.11>
- Zarasvandi, A., Rezaei, M., Sadeghi, M., Lentz, D.R., Adelpour, M. and Pourkaseb, H., 2015. Rare earth element signatures of economic and sub-economic porphyry copper systems in Urumieh–Dokhtar magmatic arc (UDMA), Iran. *Ore Geology Reviews*, 70(24): 407–423. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.01.010>



RESEARCH ARTICLE

doi 10.22067/ECONG.2021.51605.84028



Interpretation of magnetic and geoelectrical data based on geological and mineralogical evidence in the podiform chromite prospecting, Khoy ophiolite, Northwest Iran

Behnam Mehdikhani¹, Ali Imamalipour^{2*} ¹ Ph.D. Student, Department of Mining Engineering, Faculty of Engineering, Urmia University, Urmia, Iran² Associate Professor, Department of Mining Engineering, Faculty of Engineering, Urmia University, Urmia, Iran

ARTICLE INFO

EXTENDED ABSTRACT

Article History

Received: 01 November 2019
 Revised: 26 April 2021
 Accepted: 27 April 2021

Keywords

Ophiolite
 podiform chromite
 Prospecting
 Resistivity
 Induced polarization
 Magnetometry

*Corresponding author

Ali Imamalipour

✉ a.imamalipour@urmia.ac.ir

Introduction

Podiform chromite deposits are small magmatic chromite bodies formed in the lower section of an ophiolite complex. The Khoy ophiolite covers an extensive area in the northwest of Iran along the Iran-Turkey border. In this research study 1200 magnetometry data and geoelectric studies along 5 profiles were designed for prospecting chromite lenses. Mineralogical and geological studies have shown that pyrite, magnetite and other metallic sulfides are formed during the serpentinization process in the fractures of chromite lenses. The amount of released magnetite in the chromitites is less than the amount released in the harzburgite and dunites. Therefore, the number of magnetic anomalies created are less than those generated by bedrocks (Imamalipour, 2009). These metal sulfides increase the chargeability of positive anomalies in the cross-sections. Resistivity also shows a significant reduction compared to the bedrocks due to the metallic properties of chromite lenses.

Materials and methods

In this research study, geological methods were used to interpret geophysical data in the Khoy ophiolite. Geological surveys at a scale of 1:20000 were implemented in an area of about 70 km². 1200 magnetic points and resistivity and induced polarization along 5 profiles with a geological map and mineralogical studies were used. Magnetometric data at the 5*10m grid and Ip-Rs data with 10 m interval electrode spacing were collected.

How to cite this article

Mehdikhani, B. and Imamalipour, A., 2021. Interpretation of magnetic and geoelectrical data based on geological and mineralogical evidence in the podiform chromite prospecting, Khoy ophiolite, Northwest Iran. *Journal of Economic Geology*, 13(4): 767–787. (in Persian with English abstract) <https://dx.doi.org/10.22067/ECONG.2021.51605.84028>



©2021 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.

For the inversion modeling of Ip-Rs data, Res2d inv software was used and geological and mineralogical data were integrated with magnetometric results.

Discussion

Exploration of podiform chromite deposits has been a challenge due to their unpredictable occurrence, small size of most orebodies, and intensive tectonic dislocations (Mosier et al., 2012). Moreover, the absence of primary geochemical halos and associated alteration are issues that lead to difficulties in prospecting for podiform chromites. Chromite is an accessory mineral associated with the harzburgite host rock. The results of geophysical studies show that chromite lenses have lower magnetization than gabbro and higher magnetization than harzburgite (Fraseri et al., 1995). The reason is the mineralogical conditions of chromite lenses and their host rocks. Mineralogical study showed that some chromite lenses have fractures that are filled with silicate secondary minerals (serpentine). Chromite and serpentine are the main minerals, and hematite and magnetite are minor minerals in the chromite orebodies. Although these minerals have been altered and have mostly been converted to serpentine, the earliest composition is likely to be olivine. Dunite and harzburgites are chromite lenses host rock and are mainly serpentinized and contain fine magnetite particles, which can cause positive magnetic anomaly (Imamali pour, 2009, Masoudi and Imamali pour, 2019). These small metallic minerals cause high induced polarization and the embedded rocks show a higher degree of charge. Because of the metallic nature of chromite lenses, the resistivity has a much lower value. Therefore, using resistivity,

induced polarization, and magnetic geophysical methods, chromite lenses can be separated from harzburgite host rocks.

Results

In this study, geophysical resistivity and inductive polarization method with magnetometry, which is one of the most important methods for the exploration of subsurface deposits in the Khoy ophiolitic zone, have been used. As a result, it was found that podiform chromite does not show much difference in the magnitude of the magnetic field. Therefore, this method cannot alone be used to explore chromite deposits. However, the IP-Rs method can be used as a practical method for exploration of these reserves. Chromite lenses have low resistivity values of about 400 to 600 ohm-m. The amount of induced polarization is also much lower than its host rock, with values of 3 to 6 mv/v. Therefore, these properties can be used for chromite exploration at a much lower cost than gravimetric and electromagnetic methods. The reason for these values can also be found in the mineralogy of the chromite lenses. During the serpentinization process of harzburgite and dunite, magnetite minerals, chalcopyrite, and some metallic elements are released. Released magnetite increases the magnetic properties of chromite. However, this increase is less than the magnetism of the host rock. The released metallic elements such as chalcopyrite with serpentine also increase the changeability of the host rocks and chromite lenses with low induction polarization and much lower resistivity could be identified.



تحلیل داده‌های مغناطیس‌سنجی و ژئوالکتریک بر اساس شواهد زمین‌شناسی و کانی‌شناسی در اکتشاف کرومیت‌های انبانی، افیولیت خوی شمال غرب ایران

بهنام مهدیخانی^۱، علی امامعلی‌پور^{۲*} 

^۱ دانشجوی دکتری، گروه معدن، دانشکده فنی مهندسی، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

^۲ دانشیار، گروه معدن، دانشکده فنی مهندسی، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

چکیده

اطلاعات مقاله

در این پژوهش، برای پی‌جویی زیرسطحی عدسی‌های کرومیتی، از روش‌های مغناطیس‌سنجی، مقاومت ویژه و قطبش القایی در پهنه‌های کرومیت‌دار زون افیولیتی خوی استفاده شد. سنگ درون‌گیر توده‌های کرومیت سرپانتینیت است که هر دو جابه‌جایی زمین‌ساختی شدیدی را متحمل شده‌اند. بررسی‌های کانی‌شناسی نشان‌داد که طی فرایند سرپانتینیت‌شدن، کانی‌های مگنتیت، پیریت و سایر سولفیدهای فلزی در داخل شکستگی‌های توده‌های کرومیتی تشکیل شده‌اند. میزان بارپذیری‌های متفاوتی در مقاطع ژئوفیزیکی به دست آمد؛ اما این پژوهش نشان‌داد که بررسی‌های مغناطیس‌سنجی به تنهایی قادر به تمایز کامل توده‌های کرومیتی نیست. انتظار می‌رود میزان مقاومت ویژه به دلیل ویژگی فلزی کانسنگ کاهش یابد؛ ولی جابه‌جایی‌های زمین‌ساختی شدید بر روی توده‌های کرومیتی تأثیر متفاوتی گذاشته که با میزان مقاومت ویژه‌های متغیر خود را در مقاطع نشان می‌دهند. مقادیر قطبش القایی و مقاومت ویژه از سنگ میزبان سرپانتینیتی به سمت توده‌های کرومیتی دارای روندی کاهشی است؛ به طوری که مقادیر قطبش القایی در سرپانتینیت میزبان در دامنه ۱۵ تا ۲۲ میلی‌ولت بر ولت و در مورد توده‌های کرومیتی در دامنه ۳ تا ۶ میلی‌ولت بر ولت تغییر می‌کند. مقادیر مقاومت ویژه نیز در سنگ میزبان در دامنه ۲۵۰۰ تا ۴۰۰۰ اهم متر و بر روی توده‌های کرومیتی در دامنه ۴۰۰ تا ۶۰۰ اهم متر تغییر می‌کند. به عنوان یک نتیجه می‌توان گفت که تلفیق دو مقطع مقاومت ویژه و قطبش القایی با لحاظ ساختار زمین‌شناسی توده کانساری، ترکیب کانی‌شناسی و پتروفیزیکی می‌تواند کارایی خوبی در اکتشاف توده‌های کرومیت‌دار زیرسطحی داشته باشد.

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۸/۱۰

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۰/۰۲/۰۶

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۲/۰۷

واژه‌های کلیدی

افیولیت

کرومیت انبانی

پی‌جویی

مقاومت ویژه

قطبش القایی

مغناطیس‌سنجی

نویسنده مسئول

علی امامعلی‌پور

a.imamalipour@urmia.ac.ir 

استناد به این مقاله

مهدیخانی، مهدی؛ امامعلی‌پور، علی، ۱۴۰۰. تحلیل داده‌های مغناطیس‌سنجی و ژئوالکتریک بر اساس شواهد زمین‌شناسی و کانی‌شناسی در اکتشاف کرومیت‌های انبانی، افیولیت خوی شمال غرب ایران. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۳(۴): ۷۸۷-۷۶۷. <https://dx.doi.org/10.22067/ECONG.2021.51605.84028>

مقدمه

پهنه افیولیتی خوی، یکی از بزرگ‌ترین مجموعه‌های افیولیتی ایران است که در شمال‌باختر ایران واقع شده است. این پهنه افیولیتی از کوه‌های آتاتولی در ترکیه به سمت شرق گسترش می‌یابد و ناحیه گسترده‌ای را در طرفین مرز مشترک ایران و ترکیه به خود اختصاص می‌دهد. افیولیت‌ها بقایای پوسته‌های اقیانوسی قدیمی هستند که از سنگ‌های مختلف اولترامافیکی (به طور عمده هارزبورژیت و دونیت)، گابرو، دایک‌های صفحه‌ای، بازالت‌های بالشی و سنگ‌های رسوبی پلاژیک تشکیل شده‌اند. از نظر کانی‌سازی، سنگ‌های اولترامافیکی میزبان کانسنگ‌های کرومیتی هستند که به ذخایر کرومیت انبانی (پادیفرم) معروفند (Zhou and Robinson, 1997; Imamali pour, 2009; Imamali pour, 2001). تاکنون چندین رخنمون کرومیتی شامل کانسار و اندیس معدنی در پهنه افیولیتی خوی شناسایی شده است. رخنمون‌های شناخته شده کرومیت که به شکل عدسی و رگه‌های نامنظم درون سنگ‌های اولترامافیکی جای دارند، همگی به صورت قطع‌کننده و ناهم‌شیب نسبت به هارزبورژیت میزبان هستند. به طور معمول، توده‌های کرومیتی را پوششی از دونیت در بر گرفته است و بخش دونیتی حدفاصل کرومیت‌ها و هارزبورژیت میزبان هستند. وجود غلاف دونیتی با ضخامت‌های متغیر از ویژگی‌های مشترک همه توده‌های کرومیتی ناحیه است (Arai and Yurimoto, 1995; Zhou and Robinson, 1997; Khalatbari-Jafari et al., 2004; Masoudi and Imamali pour, 2019). همبری بین دونیت و هارزبورژیت میزبان به علت سرپانتینی شدن شدید و نیز جابه‌جایی زمین‌ساختی کاملاً مشخص نیست. محیط زمین‌شناسی توده‌های کرومیت انبانی و نیز سازوکار تبلور کرومیت‌ها هنوز جای بحث دارد؛ اما در حال حاضر، مناطق جزایر کمانی و پشت کمانی و پشته‌های گسترشی با سرعت کم دو جایگاه زمین‌ساختی پذیرفته شده برای تشکیل کرومیت‌های انبانی هستند (Arai and Yurimoto, 1995; Zhou et al., 1996; Imamali pour, 2001; Imamali pour, 2009). اعتقاد بر آن است که ترکیب شیمیایی بلورهای کرومیت

در نهشته‌های کرومیتی می‌تواند شاخصی از انواع مختلف ماگماها باشد (Melcher et al., 1997; Imamali pour, 2009). کرومیت‌های مناطق نخست از نوع کروم بالا و کرومیت‌های پشت کمانی از نوع آلومینیم-بالا هستند. کرومیت‌های کروم بالا از ماگماهای بونیتی متبلور می‌شوند؛ در حالی که انواع آلومینیم بالا از ماگماهای تولیتی نوع MORB تبلور می‌یابند. در هر دو محیط، تشکیل کرومیت حاصل واکنش گوشته بالایی با ماگمایی است که از میان آن به سمت بالا صعود می‌کند (Arai and Yurimoto, 1995; Zhou et al., 1996; Imamali pour, 2001; Uysal et al., 2005; Imamali pour, 2009).

نتایج پژوهش‌های متعددی که در ذخایر کرومیتی سایر نقاط جهان انجام شده است، نشان می‌دهد که نمی‌توان یک مدل اکتشافی واحد برای ذخایر کرومیتی ارائه داد. پی‌جویی و اکتشاف کانسارهای کرومیت انبانی به دلیل رخداد غیر قابل پیش‌بینی، ابعاد کوچک توده‌های معدنی و وجود جابه‌جایی‌های زمین‌ساختی شدید همواره چالش برانگیز بوده است (Mosier et al., 2012). همچنین، نبود هاله‌های دگرسانی و زمین‌شیمیایی اولیه، عملیات پی‌جویی و اکتشاف این ذخایر به روش‌های زمین‌شیمیایی را دشوار می‌کند (Masoudi and Imamali pour, 2019). با توجه به اینکه کانسنگ‌های کرومیت انبانی به صورت عدسی و رگه در داخل سنگ میزبان هارزبورژیت و دونیت تشکیل می‌شوند؛ لذا بیشترین تلاش در مراحل اولیه پی‌جویی این ذخایر، استفاده از روش‌های زمین‌شناسی و دورسنجی در تفکیک این واحدهای سنگی است. در مراحل بعد، با مشخص شدن رخنمون و اثرهای کانی‌زایی، می‌توان با استفاده از روش‌های ژئوفیزیکی به بررسی میزان گسترش عمقی و جانبی زون کانندار پرداخت (Rajabzadeh and Al Sadi, 2015). روش‌های مغناطیس‌سنجی، مقاومت ویژه و قطبش القایی از پرکاربردترین روش‌های ژئوفیزیکی هستند که در اکتشاف بیشتر کانسارهای فلزی مورد استفاده قرار می‌گیرند.

در پهنه افیولیتی خوی، بیشترین رخمون‌های کرومیتی در منطقه کوچوک شناسایی شده است و در حال حاضر، برخی از آنها معدن‌کاری می‌شود (Masoudi and Imamalipour, 2019). با توجه به وجود رخمون‌هایی از توده‌های معدنی بکر و کار نشده و نیز برخی کارگاه‌های استخراجی، محدوده معدنی کوچوک منطقه مناسبی برای انجام پژوهش‌های ژئوفیزیکی است. در این پژوهش، ابتدا بررسی‌های ژئوفیزیکی بر روی رخمون‌ها و سینه‌کارهای موجود در منطقه انجام شده است و سپس مدل‌سازی‌های انجام شده با استفاده از ویژگی‌های پتروفیزیکی و کانی‌شناسی مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته است. با وجود توانایی بالایی که زون افیولیتی خوی از نظر ذخایر کرومیتی دارد، تاکنون بررسی‌های ژئوفیزیکی در این منطقه صورت نگرفته است. انجام پژوهش‌های ژئوفیزیکی در این محدوده می‌تواند در توسعه این روش‌ها برای اکتشاف کانسارهای کرومیت انبانی در پهنه‌های افیولیتی کمک کند و نیز مسیری برای اکتشاف ذخایر کرومیتی جدید در این ناحیه باشد.

زمین‌شناسی کانسار

پیش از این نقشه زمین‌شناسی در مقیاس ۱:۲۰۰۰۰ ناحیه کوچوک و نیز نقشه زمین‌شناسی بزرگ مقیاس محدوده کانسار در مقیاس ۱:۱۰۰۰ تهیه شده است؛ لذا اطلاعات زمین‌شناسی کاملی از این محدوده در دست است. واحدهای سنگی موجود در ناحیه مورد بررسی، شامل واحد سنگی اولترامافیک (واحد UbSr)، بازالت بالشی (واحد Kvb)، گابرو-دیوریت (واحد dg)، کرومیتیت (واحد Cr)، آمیزه افیولیتی (واحد Cm)، آهک‌های بلورین (واحد Lm)، ماسه‌سنگ، کنگلومرا، شیل، سنگ آهک (واحد PE cls)، میکرومونزونیت کوارتزار-میکروگرانودیوریت پورفیری (واحد Plm) و لیستونیت (واحد L) هستند (شکل ۱).

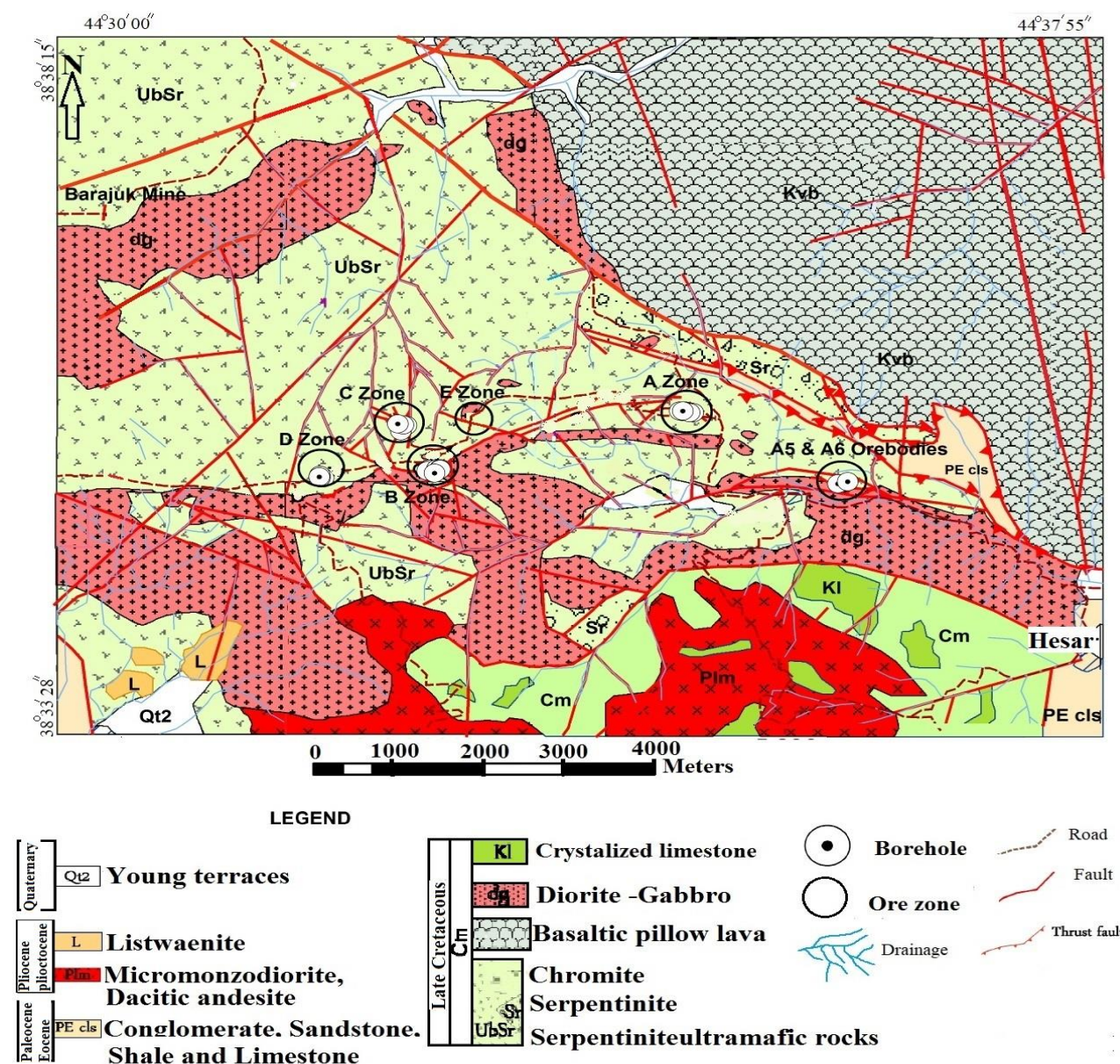
واحدهای سنگی اولترامافیک (UbSr)، گسترش زیادی در ناحیه مورد بررسی دارند و اصلی‌ترین رخمون واحد سنگی به شمار می‌روند. اولترامافیک‌های این ناحیه از هارزبورژیت‌های

سرپانتینی شده، سرپانتینیت و مقدار کمی دونیت تشکیل شده است. شدت سرپانتینی شدن بسیار زیاد است و لذا سنگ اولیه کاملاً سالم (هارزبورژیت-دونیت) به ندرت یافت می‌شود. در امتداد روندهای زمین‌ساختی این سنگ‌ها به کلی به سرپانتینیت (واحد Sr) تبدیل شده‌اند. دایک‌های رودنگیتی سنگ‌های اولترامافیکی را قطع می‌کنند. سنگ‌های آتشفشانی از نوع بازالت بالشی (واحد Kvb) بخشی از توالی مجموعه افیولیتی خوی است که رخمون قابل توجهی در این ناحیه دارند. این سنگ‌ها گاه با آهک پلاژیک صورتی رنگ و شیل همراه هستند. واحد سنگی dg بیشتر از گابرو تشکیل شده است و به صورت استوک نفوذی و دایک سنگ‌های اولترامافیکی را قطع می‌کند. روند کلی گسترش این واحد سنگی خاوری-باختری است. جایی که این سنگ‌ها به شکل دایک نمایان هستند، بافت پورفیری و ریزبلور دارند (Zaeimnia, et al., 2017). واحد آمیزه افیولیتی (واحد Cm)، شامل سرپانتینیت، سنگ‌های اولترامافیک، توده‌ها نفوذی گابرو-دیوریت به همراه سنگ‌های دگرگونی از نوع شیست و آهک‌های بلورین در بخش‌هایی از ناحیه رخمون دارد. واحد PE cls شامل کنگلومرا و ماسه‌سنگ همراه با میان‌لایه‌های شیل و عدسی‌های متعدد سنگ آهک نومولیت‌دار است. همبری آن از سمت شمال و جنوب زمین‌ساختی است. واحد Plm شامل سنگ‌ها آذرین نفوذی نیمه‌عمیق از نوع میکرومونزودیوریت کوارتزار و در برخی موارد داسیتیک-آندزیت پورفیری است که به صورت گنبد و استوک مجموعه افیولیتی و نهشته‌ها پالئوسن-ائوسن را قطع کرده است. سن واحدهای ذکر شده در نقشه زمین‌شناسی (۱:۱۰۰۰۰۰) ورقه خوی، پلوسن در نظر گرفته شده است (Radfar and Amini, 2009).

توده‌های کرومیتی به صورت عدسی و رگه‌مانند درون سرپانتینیت جای دارند. جابه‌جایی زمین‌ساختی وسیعی هم در توده‌های کرومیت و هم در سنگ درون‌گیر روی داده است. در ناحیه معدنی کوچوک که به عنوان ناحیه مناسب برای انجام بررسی‌های ژئوفیزیکی انتخاب شد. تعداد پنج پهنه کرومیت‌دار به نام‌های A،

اینجا خاطر نشان می‌شود که با توجه به ابعاد کوچک توده‌های کرومیتی، این توده‌ها در نقشه با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰ قابل پیاده کردن و نمایش نیستند؛ اما در نقشه بزرگ مقیاس (۱:۱۰۰۰) به خوبی تفکیک شده‌اند. این نقشه در این مقاله نیامده است.

B, C, D و E و تعداد ۱۳ اندیس کرومیتی شناسایی شده است. موقعیت این پهنه‌های کرومیت‌دار در شکل ۲ نشان داده شده است (Masoudi and Imamalipour, 2019). در این پهنه‌ها به ترتیب تعداد ۲، ۳، ۴، ۴، ۴ و ۲ توده معدنی کرومیتی وجود دارند. در



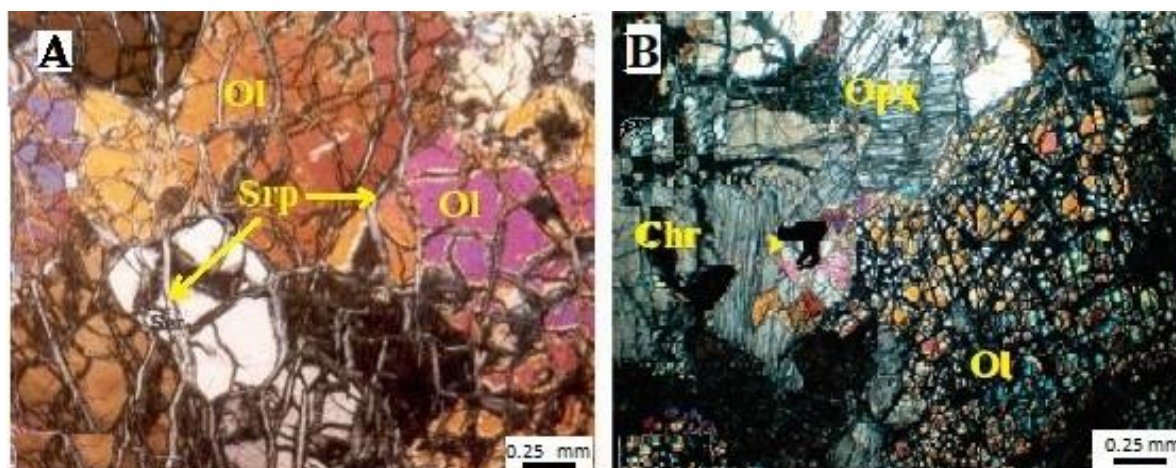
شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی (در مقیاس ۱:۲۰۰۰۰) ناحیه کوچوک، بخشی از افیولیت خوی (باختر شهر خوی) و موقعیت پهنه‌های کرومیت‌دار بر روی آن (Masoudi and Imamalipour, 2019)

Fig. 1. Geology map (1:20000) of Kochuk area, part of Khoy ophiolite (west of the Khoy city) and location of chromite bearing zones (Masoudi and Imamalipour, 2019)

کانی‌شناسی

هارزبورژیت و دونیت (که به شدت سرپانتینی شده‌اند)، سرپانتینیت و کرومیتیت سنگ‌های اصلی مرتبط با توده‌های کرومیتی این محدوده هستند. وجود دونیت در میان هارزبورژیت می‌تواند یکی از معیارهای مهم زمین‌شناسی در پی‌جویی پهنه‌های حاوی کانی‌سازی کرومیت باشد، به ویژه آنجا که کانه کرومیت در دونیت به صورت پراکنده و یا بافت افشان حضور داشته باشد. در چنین مواقعی می‌توان وجود یک توده کرومیت را در عمق انتظار داشت. از آنجا که سنگ‌های اولترامافیک (هارزبورژیت و دونیت) بیشتر مجموعه‌های افیولیتی آلپی به ویژه ناحیه مورد بررسی، به شدت سرپانتینی شده و گاه به طور کلی به سرپانتینیت تبدیل شده‌اند؛ از این رو بازشناسی دونیت از هارزبورژیت در نمونه‌های دستی کار ساده‌ای نخواهد بود و نیازمند بررسی‌های پتروگرافی و کانی‌شناسی است (Imamalipour, 2009).

رخدادهای کرومیتی این ناحیه همراه با پوشش دونیتی و سنگ میزبان هارزبورژیتی خود، تحت تأثیر فرایند سرپانتینی‌شدن قرار گرفته‌اند (شکل ۲-۱). از نظر کانی‌شناسی، هارزبورژیت‌های میزبان از کانی‌های الیوین (به طور عمده سرپانتینی‌شده)، ارتوپروکسن و مقدار اندکی کلینوپروکسن و کرومیت تشکیل شده‌اند (شکل ۲-۲). ابعاد بلورهای پروکسن و الیوین تا سه میلی‌متر می‌رسند. رشته‌های نازک سرپانتین در بیشتر مقاطع میکروسکوپی به چشم می‌خورد. در برخی مقاطع کانی‌های سیلیکاته کاملاً به سرپانتین تبدیل شده‌اند و کانی کرومیت به صورت کانی فرعی در آنها حضور دارد. در برخی نمونه‌ها بلورهای ارتوپروکسن در زمینه‌ای از الیوین و سرپانتین با شکستگی‌های نامنظم قرار دارند و تشکیل بافت پورفیروبلاست را می‌دهند. کانی‌های الیوین موجود در غلاف دونیتی نیز در بیشتر مواقع به سرپانتین تبدیل شده‌اند.



شکل ۲. تصاویر میکروسکوپی نمونه‌های کانسنگ کرومیت کوچوک (غرب شهر خوی) در نور عبوری (XPL)، A: پوشش دونیتی یک توده کرومیتی از ناحیه کوچوک، ریزدرزه‌های موجود در دانه‌های الیوین توسط سرپانتین به صورت ساخت مش پر شده‌اند، و B: هارزبورژیت مجاور یک توده کرومیتی، الیوین به دلیل سرپانتینی‌شدن بافت غربالی نشان می‌دهد و کرومیت به صورت کانی فرعی در آن وجود دارد. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Ol:الیوین، Chr:کرومیت، OPX: ارتوپروکسن، Srp:سرپانتین).

Fig. 2. Kochuk chromite ore samples (west of Khoy city) in transmitted-light microphotographs (XPL), A: a dunitic envelope of a chromite ore body from Kochuk area, the microfractures in olivine grains have been filled by serpentine as mesh structure, and B: harzburgite adjacent a chromite ore body, olivine shows mesh texture due to serpentinization and chromite are seen as a minor mineral. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ol:olivine, Chr:chromite, Opx:orthopyroxene, Srp:serpentine).

فرایند سرپانتینی شدن که حاصل دگرگونی ناحیه‌ای یا دینامیکی است، در دمای کمتر از ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد در بیشتر توده‌های کرومیتی آلباژ طبیعی Ni-Fe تشکیل می‌شود. بررسی‌های کانی‌شناسی گویای چنین واکنش‌هایی در پیدایش فازهای گوناگون ثانویه همراه با زمینه سرپانتینی کرومیت‌هاست؛ ولی تبیین شرایط اکسایش و احیا، پیدایش و پایداری چنین واکنش‌هایی دشوار است.

میزان آنومالی ژئوفیزیکی بسته به میزان اختلاف سیگنال در کرومیت و سنگ دربرگیرنده متفاوت است. دانسته، اولین و مهم‌ترین مؤلفه‌ای است که در مرحله اول برای تفکیک بین کرومیت‌ها و اولترامافیک‌ها می‌توان استفاده کرد. گاهی اوقات اختلاف بین ویژگی فیزیکی کرومیت و سنگ درون‌گیر بسیار کم است که در این صورت هیچ آنومالی ژئوفیزیکی به دست نخواهد آمد. بررسی‌های ژئوفیزیکی شامل گرانی‌سنجی، مغناطیس‌سنجی و قطبش القایی می‌توانند نتایج بسیار مثبتی از تفکیک رگه‌ها و بخش‌ها کانی‌زایی شده نسبت به سنگ درون‌گیر آن داشته باشند. برداشت‌های مغناطیسی به دلیل وجود برخی از کانی‌های مگنتیتی می‌تواند در به دست آوردن یک لایه اطلاعاتی در تلفیق و تفسیر نتایج کمک کند. ویژگی مغناطیسی هر سنگ از جمله کرومیت در مرحله اول به مقدار مگنتیت همراه با آن بستگی دارد. از نظر ژنتیکی رابطه نزدیکی بین کرومیت و مگنتیت وجود دارد؛ اما ترکیب متبلور شده اولیه مگنتیت نشان‌دهنده این مطلب است که مگنتیت به همراه گابرو در بالا و کرومیت همراه با دونیت در بخش اولترامافیکی قرار می‌گیرند. بنابراین تفاوت اولیه در مغناطیسی شدن قابل توجه است. کرومیت واقع در ناحیه بالایی یک توده سنگ قلیایی، ویژگی مغناطیسی بیشتری از سنگ کرومیت واقع در ناحیه لایه‌های پایینی دارد. شکل دیگر استفاده از ویژگی مغناطیسی در صورتی است که توده کرومیتی دارای ویژگی مغناطیسی بالا؛ ولی سنگ مادر دارای ویژگی مغناطیسی کم باشد (Fraser et al., 1995).

سطح برخی از بلورهای کرومیتی دارای شکستگی‌هایی است که با کانی‌های ثانوی سیلیکاته (سرپانتین) پر شده است. این بافت محصول فراهم آمدگی بلورهای کم و بیش درشت کرومیت است که مقادیر کمی کانی‌های سیلیکاتی و غیر سیلیکاتی (همچون مگنتیت، هماطیت، پیریت، کالکوپیریت، پنتلاندیت و لینه‌ایت) را نیز در خود جای داده است. کرومیت و سرپانتین کانی‌های اصلی، و هماطیت و مگنتیت کانی‌های فرعی در کانسنگ‌های کرومیتی هستند. در کانسنگ‌های افشان، ابعاد دانه‌های کم و بیش وجه‌دار، که بیشتر آنها کناره‌های گرد شده دارند، بین ۲۰۰ تا ۴۰۰ میکرون است. این کانی‌ها دگرسان شده و بیشترشان به سرپانتین تبدیل شده‌اند؛ ولی ترکیب نخستین آنها به احتمال زیاد الیون بوده است. فراوانی این کانی‌ها درون برخی از دانه‌های کرومیت آنچنان بالاست که حالت حفره‌مانند به سطح آنها داده‌اند. افزون بر کانی‌های اصلی یادشده، بر اساس آنالیزهای میکروپروب عناصر Ni, Fe, Gd, Ce, La, Ir, Ru, Zn, Co, Cu و S در قالب سولفیدهای فلزهای پایه (پنتلاندیت، کالکوپیریت، پیریت، پیرویت، براویت، میلریت و لینه‌ایت) نیز تشکیل شده‌اند. بررسی‌های کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی بسیار زیادی توسط پژوهشگران دیگر در این منطقه انجام شده است (Imamali pour, 2009). دونیت و هارزبورژیت‌های میزبان توده‌های کرومیتی، اغلب سرپانتینی شده و دارای ذرات بسیار ریز مگنتیت نیز هستند. کرومیت‌ها اغلب به شکل عدسی هستند؛ ولی در اطراف به صورت رگچه، دانه‌های پراکنده و یا به صورت منسجم یافت می‌شوند. اسپینل‌های کرومیت اغلب به صورت منیزیم‌دار یا آهن‌دار تشکیل می‌شوند. در برخی از کرومیت‌ها، کانی مگنتیت ثانویه نیز در درون کرومیت تشکیل شده است. این مگنتیت ثانویه در سرپانتین و کرومیت نیز وجود دارد.

ویژگی‌های پتروفیزیکی اولترامافیک‌ها

ویژگی‌های پتروفیزیکی اولترامافیک‌ها تا حد زیادی بستگی به درجه سرپانتینی شدن و شرایط فیزیکی و مکانیکی آن دارد. در

است. این نقشه در این پژوهش مورد استفاده قرار گرفت. پهنه کرومیت‌دار D به عنوان پهنه آزمایشی مورد برداشت قرار گرفت. در همین راستا، بر روی پهنه کرومیت‌دار D، ۴ پروفیل مقاومت ویژه و قطبش القایی به همراه ۱۲۰۰ نقطه مغناطیس‌سنجی برداشت شد تا به طور هم‌زمان اثر توده‌های کرومیتی بر روی داده‌های ژئوالکتریک نیز بررسی شود. برای بررسی‌های بیشتر بر روی پهنه‌های کرومیت‌دار B و C و A نیز ۸ پروفیل به طول تقریبی ۲۲۰ متر و در مجموع ۱۳ پروفیل با فاصله‌های الکترودی ۱۰ متر و با آرایه دوقطبی-دوقطبی در حوضه زمانی برداشت شد. در شکل ۳، ساختار زمین‌ساختی برخی از توده‌های کرومیتی در سنگ میزبان هارزبورژیتی نشان‌دهنده شده است. چنان‌که مشاهده می‌شود، مرز بین توده‌های عدسی‌شکل کرومیتی با سنگ درون‌گیر در بیشتر موارد تند و ناگهانی است که دلیل آن هم به شرایط زمین‌ساختی بعد از تشکیل کرومیت‌ها باز می‌گردد (شکل ۳-A و B و D). این به هم ریختگی و پیچیدگی توده‌های کرومیتی در میان دونیت‌ها و هارزبورژیت‌ها به یقین بر روی داده‌های ژئوفیزیکی و تفسیر مقاطع آنها اثرگذار است. از دیگر نشانه‌ها و ویژگی‌های تشکیل کرومیت بر روی زمین، نبود پوشش گیاهی است که می‌تواند به عنوان معیار شناسایی پهنه‌های کانهدار مورد استفاده قرار گیرد (شکل ۳-C).

بررسی‌های ژئوفیزیکی

روش‌های مقاومت ویژه و قطبش القایی که به اختصار RS و IP نیز نامیده می‌شوند، از انواع کاوش‌های الکتریکی بوده که مانند سایر روش‌های ژئوفیزیکی با آشکارسازی اثرهای سطحی حاصل از عبور جریان در زمین انجام می‌شوند. در برداشت‌های صحرایی با تزریق جریان الکتریکی به زمین، مقدار اختلاف پتانسیل بین دو نقطه اندازه‌گیری می‌شود. روش قطبش القایی نیز از عکس‌العمل خازنی زمین که اغلب برای کشف زون‌های حاوی کانی‌های فلزی در سنگ میزبان و همچنین کشف کانی‌های رسی است، استفاده می‌کند. به طور معمول از دو آرایه قطبی-دوقطبی و دوقطبی-

ذخایر کرومیت منطقه همانند کرومیت‌های انبانی در جهان، در بخش‌های بالایی هارزبورژیت و در هاله‌ای از دونیت تشکیل یافته‌اند. دونیت و هارزبورژیت‌ها اغلب سرپانتینی شده و دارای ذره‌های بسیار ریز مگنتیت نیز هستند. کرومیت‌ها اغلب به شکل عدسی بوده؛ ولی در اطراف به صورت رگچه، دانه‌های پراکنده و یا به صورت منسجم یافت می‌شوند. اسپینل‌های کرومیت اغلب به صورت منیزیم‌دار یا آهن‌دار تشکیل می‌شوند. در برخی از کرومیت‌ها کانی مگنتیت ثانویه نیز در درون کرومیت تشکیل یافته است. این مگنتیت ثانویه در سرپانتین و کرومیت نیز وجود دارد (Fraseri et al., 1995). شرایط کاربردی روش مغناطیسی در اکتشاف توده‌های کرومیت زمانی مشکل می‌شود که اختلاف شدید ویژگی مغناطیسی در سنگ‌های مادر وجود داشته باشد که در این صورت جداسازی آنومالی‌های به دست آمده و ارتباط دادن آنها با توده معدنی مشکل است (Fraseri et al., 1995). در این روش علاوه بر دستیابی مستقیم به ماده معدنی، می‌توان وضعیت زمین‌ساختی منطقه را نیز روشن کرد و به طور غیرمستقیم توده معدنی را اکتشاف کرد. در پیمایش مغناطیسی باید با فاصله‌های کوتاه (تقریباً ۱۰ متر)، منطقه شبکه‌بندی شود و در صورتی که آنومالی مشاهده شود، فاصله باز هم کمتر انتخاب شود. این روش در سال‌های گذشته در مناطق فاریاب، اسفندقه و برخی مناطق در سبزوار (سفید میدان) مورد استفاده قرار گرفته است. با توجه به بررسی‌های کانی‌شناسی انجام‌شده بر روی سنگ درون‌گیر و کانسنگ کرومیتی منطقه که در ادامه آورده شده است، می‌توان انتظار داشت که اختلاف قابل‌ثبتي در میزان شدت میدان مغناطیسی آنها وجود داشته است و در نتیجه می‌توان از روش مغناطیس‌سنجی برای اکتشاف این ماده معدنی استفاده کرد.

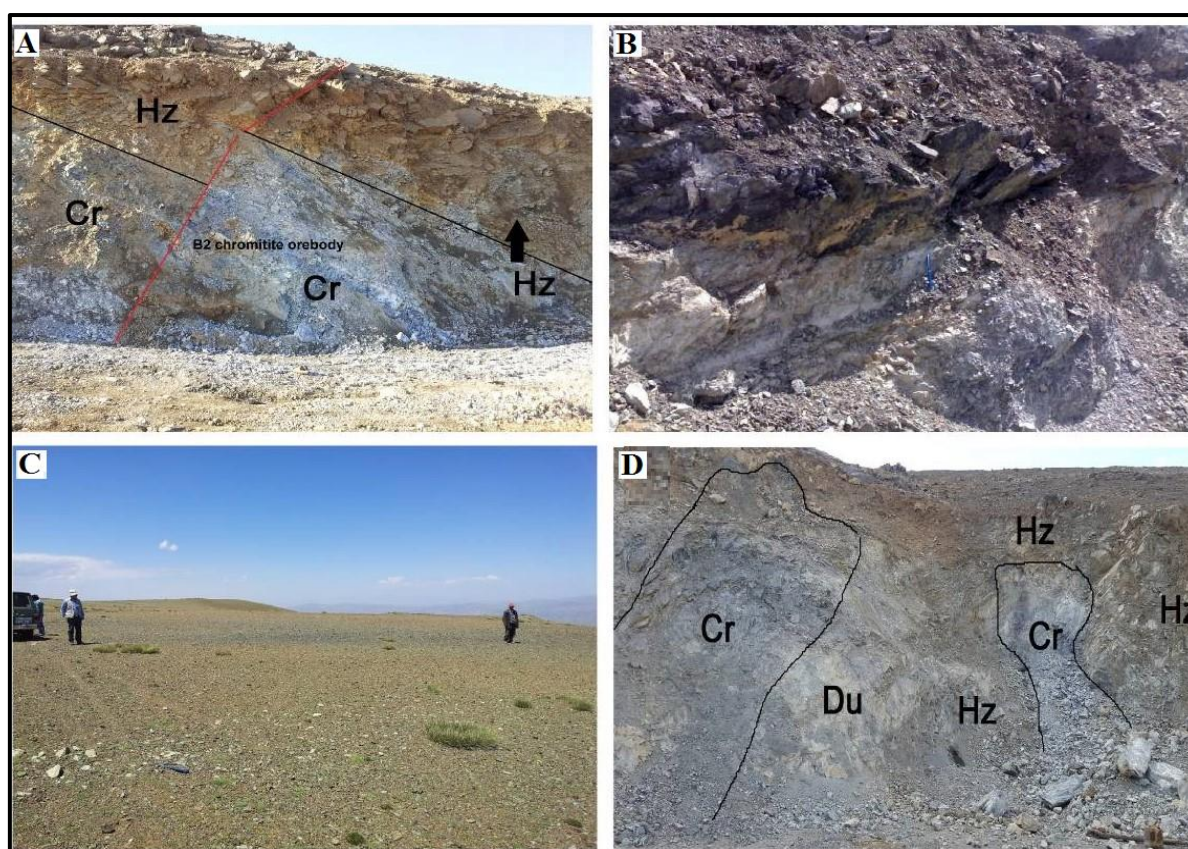
روش پژوهش

طی عملیات اکتشافی در سال‌های قبل، موقعیت عدسی و رگه‌های کرومیتی در محدوده معدنی مشخص شده و پراکندگی آنها در نقشه زمین‌شناسی بزرگ مقیاس (۱:۱۰۰۰) به دقت تفکیک شده

مقایسه‌ای منحنی‌های اصلی قابل تفسیر نیست. به همین دلیل، تفسیر داده‌های به دست آمده با استفاده از روش‌های مستقیم چندان قابل اعتماد نیستند. در حال حاضر، به کارگیری روش‌های مختلف مدل‌سازی معکوس در تسهیل تعبیر و تفسیر داده‌های ژئوفیزیکی امری متداول شده است (Meju, 1995; Loke and Barker, 1995).

دوقطبی برای برداشت شبه مقاطع استفاده می‌شود که در این پژوهش از هر دو آرایه برای برداشت‌ها استفاده شده است (Loke and Barker, 1995; Meju, 1995; Szalai and Szarka, 2008).

داده‌هایی که در خلال برداشت صحرائی ثبت می‌شوند، اغلب پراکنده و حاوی اشتباه‌هایی از انواع گوناگون هستند. در ضمن به دلیل لایه‌های مختلف تشکیل‌دهنده زمین، استفاده از روش‌های



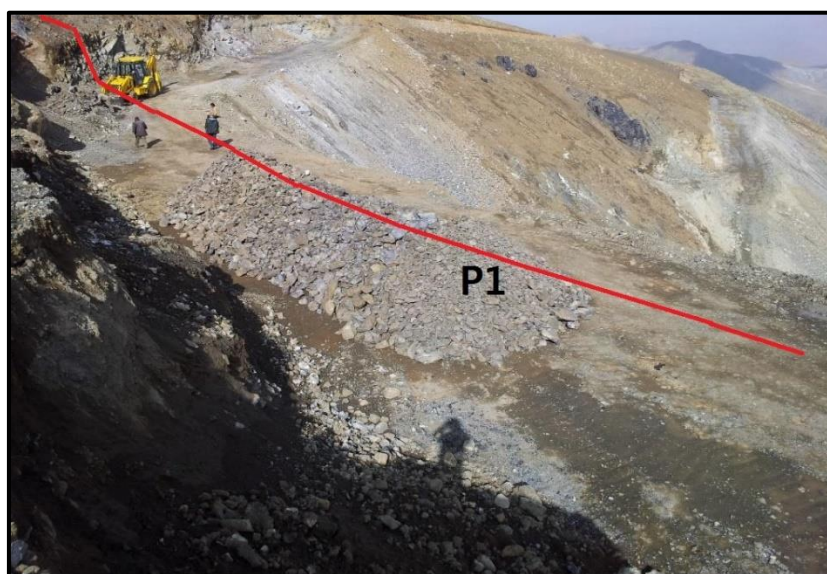
شکل ۳. A: ساختار توده معدنی کرومیت کوچوک (ناحیه خوی) در سنگ میزبان هارزبورژیتی (دید به سمت جنوب)، B: همبندی ناگهانی توده معدنی کرومیتی با سنگ درون گیر، C: رخنمون دونیت کرومیت‌دار و نبود پوشش گیاهی در پهنه کرومیت‌دار (دید به غرب) و D: پوشش دونیتی و دونیت‌های هارزبورژیتی پیرامون توده کرومیتی. علائم اختصاصی کانی‌ها بر اساس ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Cr: کرومیت، Hz: هارزبورژیت سرپانتینی شده، Du: دونیت).

Fig. 3. A: Structure of the Kochuk chromite ore body (Khoi area) within serpentinized harzburgite (view to south), B: sharp contact between chromite ore body and host rock, C: outcrop of chromite bearing dunite and lack of vegetable cover in the chromite bearing zone; From Kochuk chromite ore field in the Khoi ophiolite, and D: dunite and harzburgite envelope around chromite ore body. Symbols from Whitney and Evans (2010) (Cr: chromite, Hz: Serpentinized harzburgite, Du: dunite).

در تئوری مدل‌سازی معکوس بهینه، هدف تنها کمینه کردن اختلاف بین داده‌های صحرایی و پاسخ مدل نیست؛ بلکه هدف، رسیدن به یک مقدار مجاز انحراف از مدل و برازش مدل بهینه تحت شرایط به حداقل رساندن اختلاف بین داده‌های اندازه‌گیری شده و پاسخ مدل است. لذا در تفسیر داده‌های برداشت شده از روش مدل‌سازی معکوس و مدل‌سازی معکوس بهینه استفاده شد. برای این منظور از نرم‌افزارهای مختلفی استفاده می‌شود که از معمول‌ترین آنها نرم‌افزار Res2Dinv است.

در حال حاضر، پهنه کرومیت‌دار B در حال معدن‌کاری بوده و رخنمون‌های کرومیتی بر روی آن قابل مشاهده است. لذا مدل‌سازی و تفسیر نتایج این پروفیل می‌تواند معیار بسیار خوبی برای تفسیر پروفیل‌های بعدی باشد. میانگین مقاومت ویژه در پروفیل P1 برابر

با ۸۵۰ اهم متر و میانگین مقادیر بارپذیری ۵۱ میلی‌ثانیه است. در این پروفیل توده‌های کرومیت در نقاط ۸۰ تا ۹۰ متری، ۱۰۰ تا ۱۱۰ و نقطه ۱۳۰ متری برون‌زد دارند. با وجود پله‌های استخراجی با ارتفاع زیاد، گسترش عمقی توده کرومیتی قابل مشاهده بوده و این امر در مدل‌های ژئوفیزیکی نیز به وضوح دیده می‌شود. میزان مقاومت ویژه بر روی عدسی‌های کرومیتی تا ۲۰۰۰ اهم متر و میزان قطبش القایی نیز تا حدود ۲۰ میلی‌ثانیه افزایش دارد که البته نسبت به سنگ درون‌گیر همچنان میزان بسیار پایینی است. این مسئله با توضیح‌های ارائه‌شده در بخش کانی‌شناسی چندان هم دور از انتظار نیست. محل رخنمون‌ها و همچنین مقاطع مدل‌سازی معکوس به دست آمده از این پروفیل‌ها در **شکل ۴** و **شکل ۵** نشان داده شده است.



شکل ۴. موقعیت پروفیل ژئوفیزیکی P1 بر روی زون کانه‌دار B در کانسار کرومیت کوچوک (ناحیه خوی)

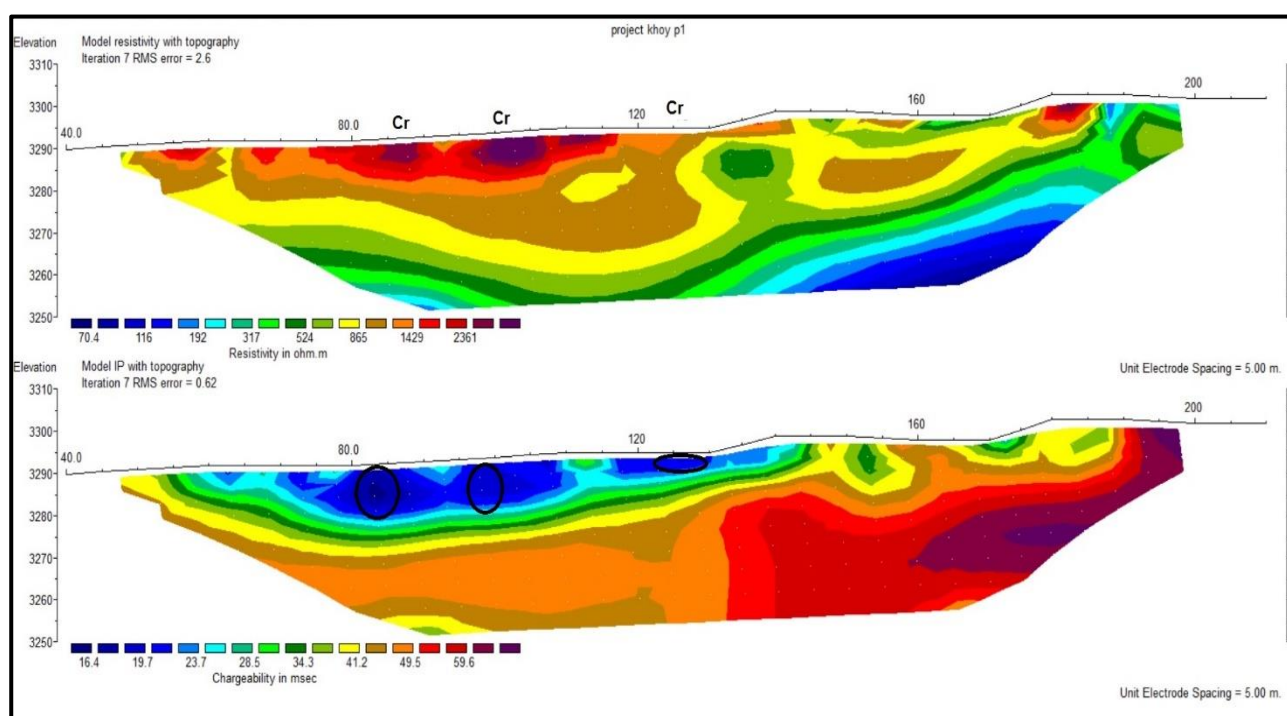
Fig. 4. P1 geophysical profile position on B mineralized zone of Kochuk chromite deposit (Khoy area)

برای بررسی‌های بیشتر دو پروفیل دیگر نیز بر روی این زون برداشت شد. در این پروفیل‌ها نیز مقادیر بارپذیری ۲۰ میلی‌ثانیه و مقاومت ویژه ۱۵۰۰ تا ۲۰۰۰ اهم متر به عنوان نقطه هدف در نظر گرفته شد. توده کرومیتی مورد هدف در ابتدای پروفیل P13

دارای گسترش عمقی بیشتری بوده و لذا با توجه به رخنمونی که در سطح نیز دارد، به نظر می‌رسد از ذخیره قابل توجهی برخوردار بوده و قابل برنامه‌ریزی و استخراج باشد (**شکل ۶-۱**). میانگین مقادیر مقاومت ویژه ۶۵۰ اهم متر و بارپذیری ۵۵ میلی‌ثانیه است

کرومیتی بر روی شکل‌ها با علامت بیضی نشان داده شده است. این رخنمون‌ها انطباق بسیار خوبی با مدل‌های به دست آمده، نشان می‌دهند

که مقدار بارپذیری بسیار بالاست. در مقطع پروفیلی P16 نیز دو عدسی کرومیتی با همین ویژگی‌ها دیده می‌شود که البته از لحاظ عمقی گسترش کمتری دارند (شکل ۶-B). رخنمون عدسی‌های

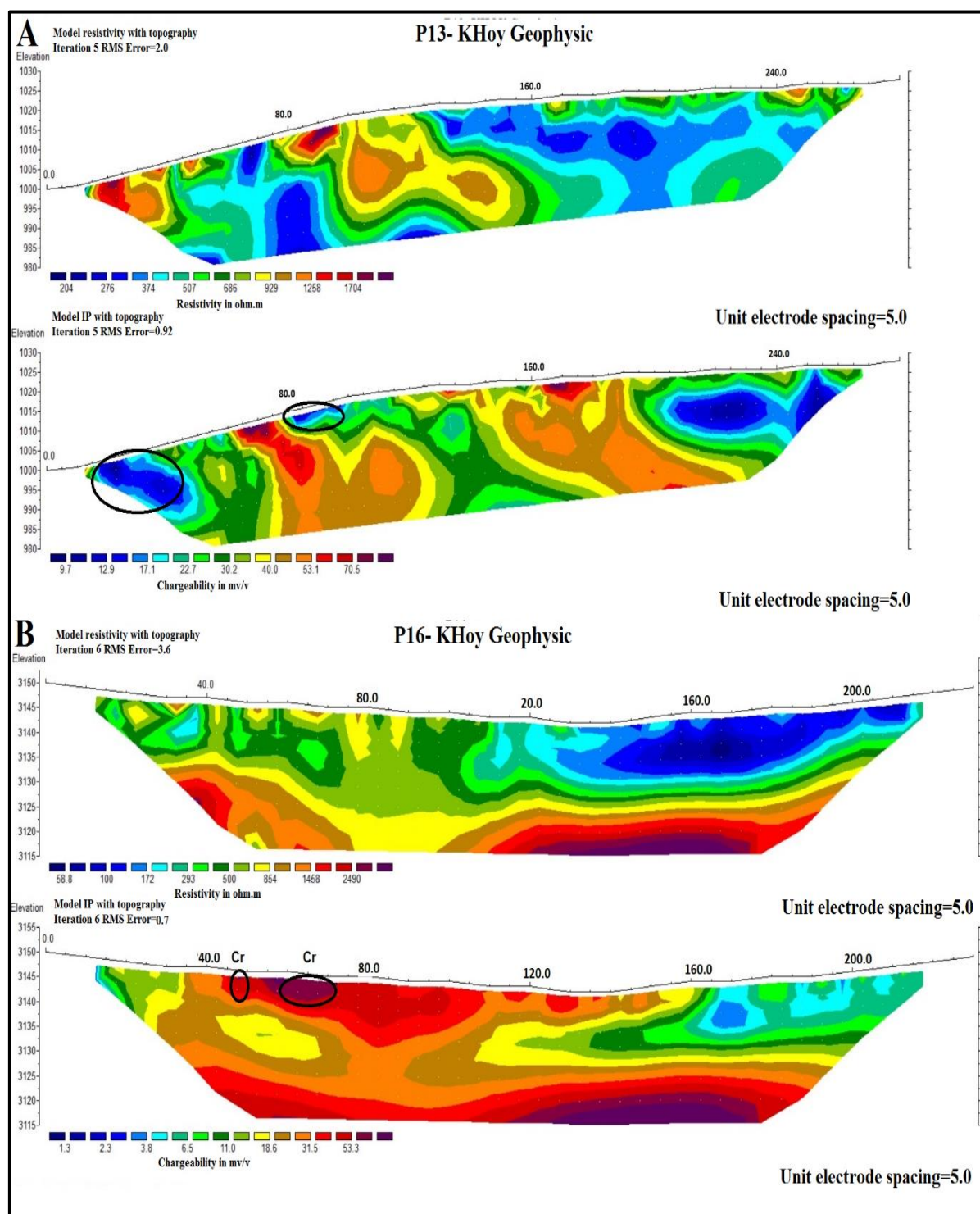


شکل ۵. مقطع مدل‌سازی معکوس پروفیل P1 بر روی زون کانه‌دار B در کانسار کرومیت کوچوک (ناحیه خوی)

Fig. 5. Inverse modeling cross-section of profile P1 on the B mineralized zone of Kochuk chromite deposit (Khoy area)

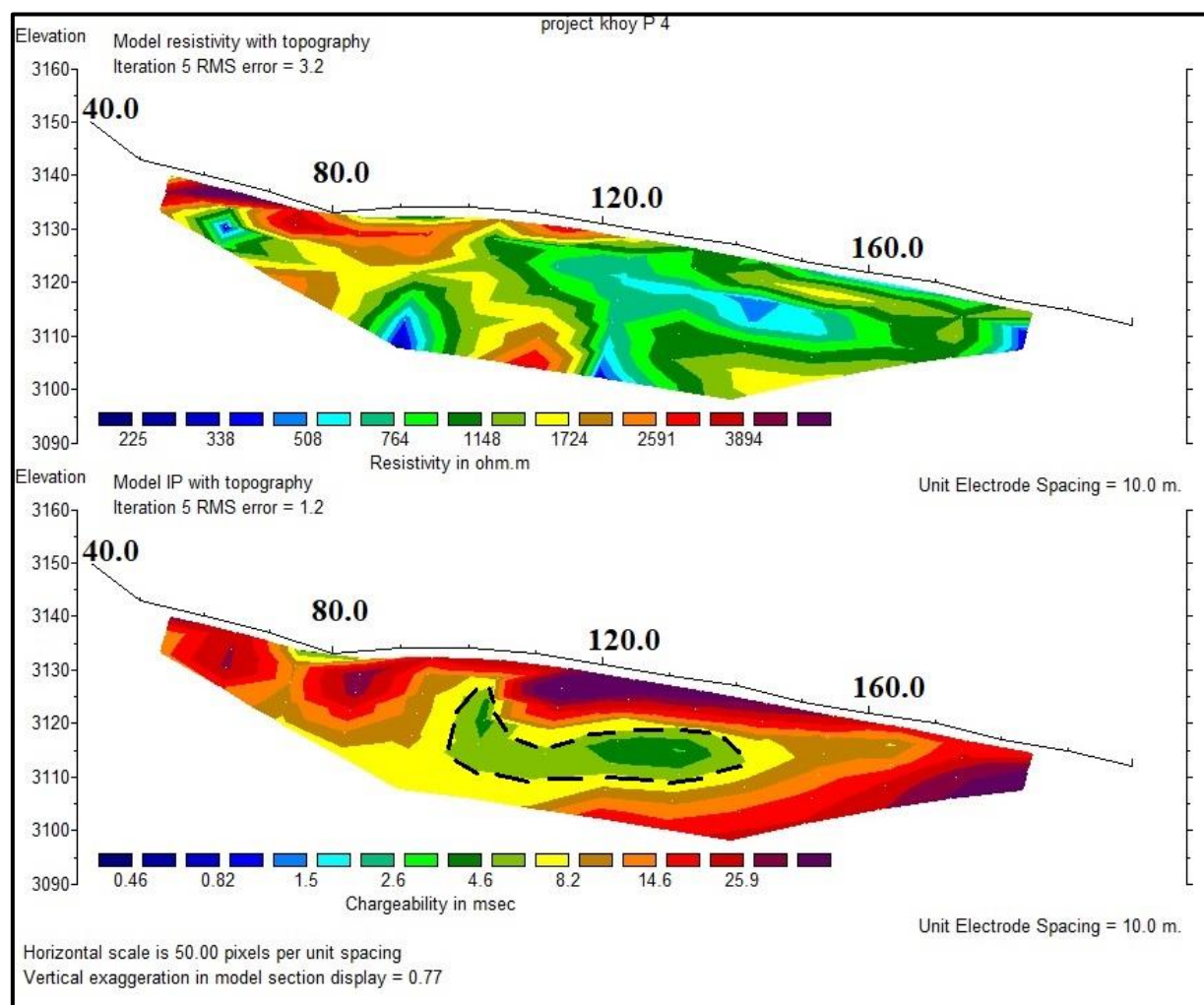
و B). چنان‌که در این مقاطع دیده می‌شود، هرچه به سمت تراز ارتفاعی بالاتر پیش می‌رویم، با توجه به میزان فرسایش موجود در منطقه، میزان گسترش عمقی توده‌های کرومیتی نیز تغییر یافته و اغلب کاهش می‌یابد. در این مقاطع نیز عدسی‌های کرومیتی که اغلب رخنمون دارند، منطبق بر مقادیر بالای مقاومت ویژه و قطبش القایی هستند. بررسی وضعیت ساختاری توده‌های کرومیتی و مقادیر قرائت شده از مقاومت ویژه نشان‌دار که هرچه میزان درزه و شکستگی توده کرومیتی در اثر شرایط زمین‌ساختی و جابه‌جایی‌های متعدد افزایش می‌یابد، میزان مقاومت ویژه به دست آمده در مقاطع نیز افزایش خواهد یافت.

در پهنه کرومیت‌دار C، سینه‌کار بزرگی ایجاد شده و بخش‌های اصلی ماده معدنی قابل مشاهده است. بر همین اساس، پروفیل P4 در امتداد سینه‌کار و دو پروفیل P11 و P12 نیز تقریباً به موازات آن و در بخش جنوبی سینه‌کار طراحی و برداشت شد. میزان بارپذیری عدسی کرومیتی در این مقطع تقریباً ۳ میلی‌ثانیه و میزان مقاومت ویژه آن در حد ۵۰۰ اهم متر است. نقطه ۱۰۰ تا ۱۶۰ متری محل رخنمون‌های کرومیتی است که البته میزان گسترش آن توسط حفاری و پیشروی سینه‌کار که پس از برداشت‌های ژئوفیزیکی صورت گرفت، تأیید شد. در این شکل‌ها نیز نقاط احتمالی وجود عدسی‌های کرومیتی با بیضی بر روی نقشه‌ها و مقاطع مدل‌سازی شده نشان داده شده است (شکل ۷ و شکل ۸-A).



شکل ۶. A: مقطع مدل‌سازی معکوس پروفیل P13 و B: مقطع مدل‌سازی شده پروفیل P16 بر روی زون کانه‌دار B در کانسار کرومیت کوچوک (ناحیه خوی)

Fig. 6. A: Inverse modeling cross-section of profile P13, and B: Cross section of profile P16 on the B mineralized zone of Kochuk chromite deposit (Khoy area)



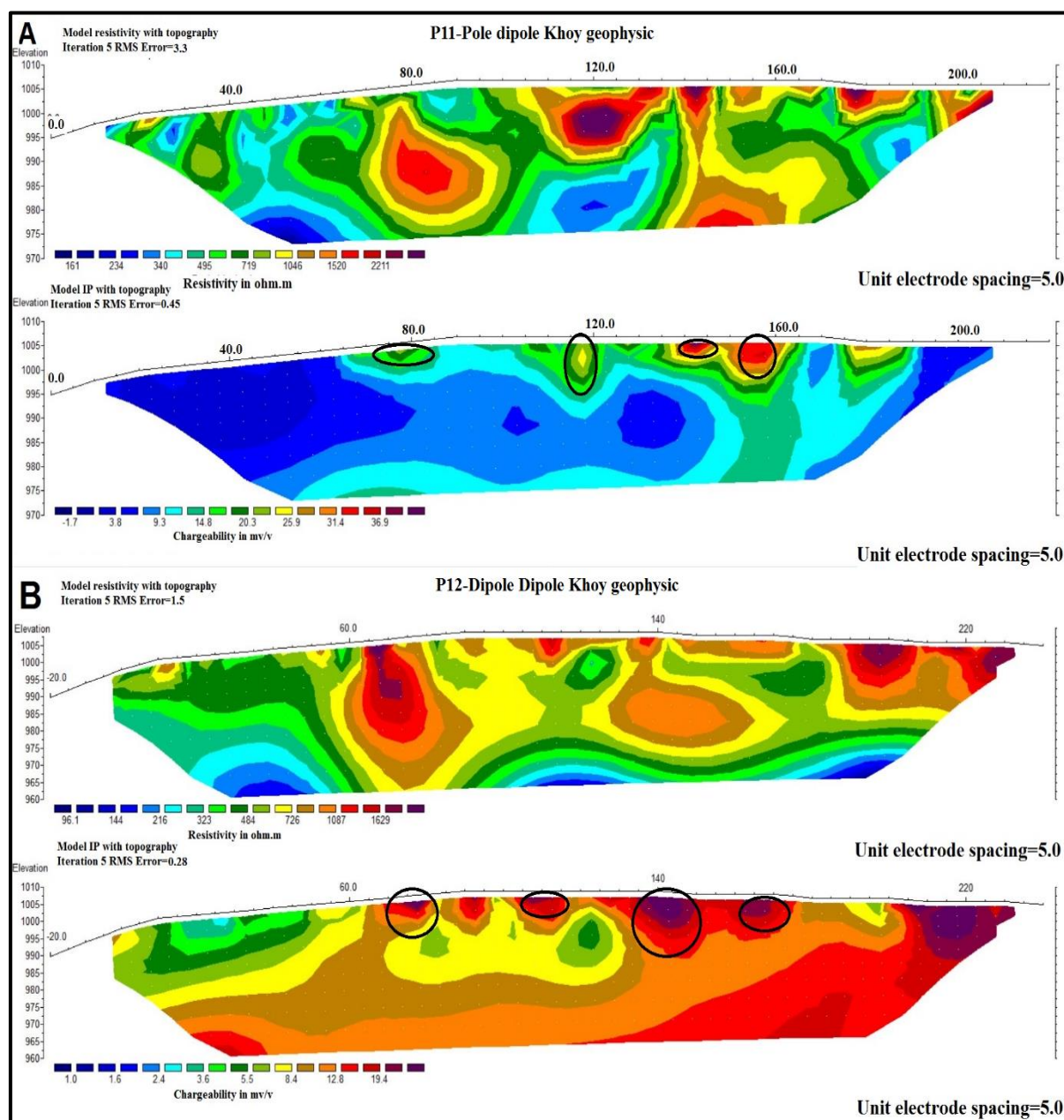
شکل ۷. مقطع مدل‌سازی معکوس پروفیل P4 بر روی زون کانه‌دار C در کانسار کرومیت کوچوک (ناحیه خوی)

Fig. 7. Inverse modeling cross section of profile P4 on the C mineralized zone of Kochuk chromite deposit (Khoy area)

کرومیتی نیز تقریباً ۳ میلی‌ثانیه بر ثانیه بوده و مقاومت ویژه آن ۵۰۰ اهم متر دارای اختلاف قابل ملاحظه‌ای نسبت به سنگ درون‌گیر است.

اندازه‌گیری‌های ژئوالکتریک و مدل‌سازی‌های انجام‌شده در این محدوده معدنی نشان‌داد که مقادیر بالای قطبش القایی منطبق بر سنگ درون‌گیر سرپانتینی هستند. توده‌های کرومیتی مقادیر قطبش القایی به مراتب کمتری را در مقایسه با سنگ درون‌گیر نشان می‌دهند. همچنین مقادیر مقاومت ویژه نیز بر روی سنگ درون‌گیر بسیار بالا بوده و تا ۳۰۰۰ اهم متر نیز می‌رسد (شکل ۹).

مقطع ژئوفیزیکی بعدی (پروفیل P5) بر روی پهنه کرومیت‌دار E برداشت‌شد. در نقطه ۱۳۰ متری رخنمونی از کرومیت دیده می‌شود. با توجه به توپوگرافی این محل به نظر می‌رسد که بخش‌های بالایی توده کرومیتی در نتیجه فرسایش از بین رفته و بخش پایین آن باقی‌مانده است. مدل‌سازی این پروفیل نشان می‌دهد که انتهای بخش باقی‌مانده توده کرومیتی در عمق ۱۰ متری زیر سطح زمین جای دارد. همچنین بر اساس داده‌های به دست آمده، به نظر نمی‌رسد که در اطراف این محل، توده کرومیت دیگری وجود داشته باشد. میزان قطبش القایی برای این توده



شکل ۸. A: مقطع مدل‌سازی معکوس پروفیل P11 و B: مقطع مدل‌سازی شده پروفیل P12 بر روی زون کانه‌دار C در کانسار کرومیت کوچوک (ناحیه خوی)

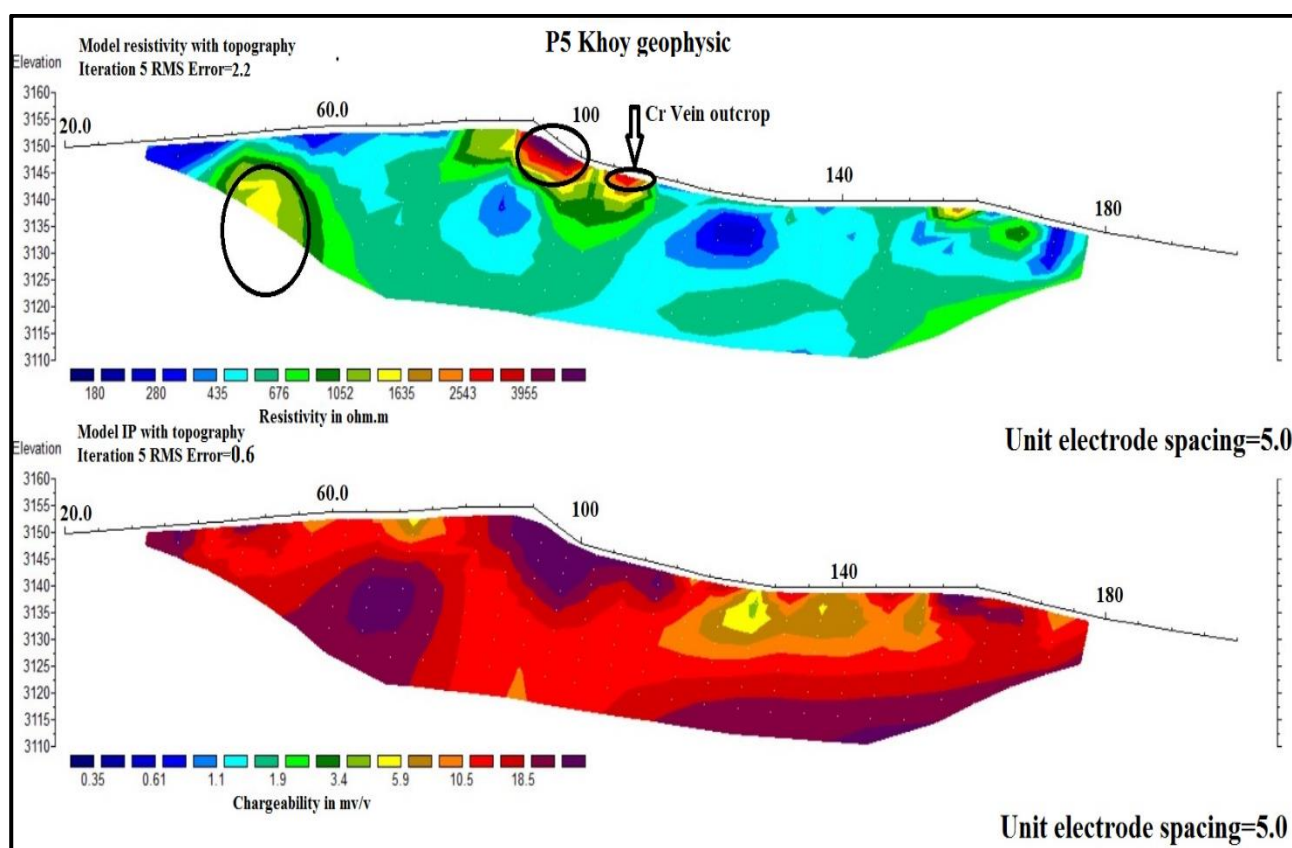
Fig. 8. A: Inverse modeling cross section of profile P11, and B: Cross section of profile P1 on the B zone of Kochuk chromite deposit (Khoy area)

برداشت‌شده، فاصله‌های شبکه برداشت ۱۰*۵ متری برای برداشت‌های مغناطیسی انتخاب شد. شدت میدان کل مغناطیسی

در ادامه بررسی‌ها، عملیات مغناطیس‌سنجی بر روی پهنه کرومیت‌دار D انجام شد. برای بالابردن دقت داده‌های

ادامه فراسو، فروسو و نظایر آنها معمولاً برای تعیین بی‌هنجاری‌های ناحیه‌ای و باقی‌مانده به کار گرفته می‌شوند. در ادامه، به کلیاتی از دو روش سیگنال تحلیلی و فیلتر برگردان به قطب پرداخته شده و سپس نقشه‌های هر کدام به همراه موقعیت توده‌های کرومیتی بر روی آنها آورده شده است.

زمین در محدوده مورد بررسی ۴۷۸۰۰ نانوتسلا و زاویه میل و انحراف آن به ترتیب ۵۷/۴۳ و ۵/۸۶ است. مهم‌ترین مرحله در تفسیر داده‌های میدان پتانسیل، جداسازی بی‌هنجاری‌های ناحیه‌ای از بی‌هنجاری‌های باقی‌مانده است که بسته به هدف مورد نظر از آنها استفاده می‌شود. برای این منظور، از فیلترهای مخصوصی استفاده می‌شود. فیلترهای معمول مانند روند سطحی، مشتقات،



شکل ۹. مقطع مدل‌سازی معکوس پروفیل P5 بر روی زون E در کانسار کرومیت کوچوک (ناحیه خوی)

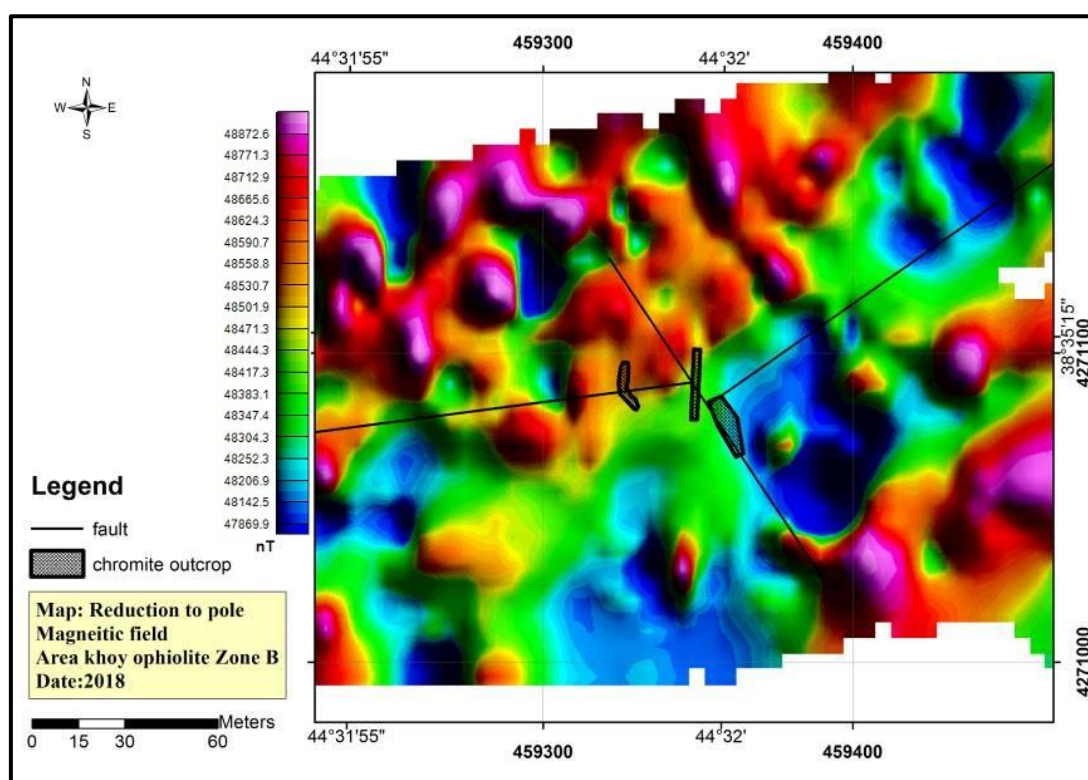
Fig. 9. Inverse modeling cross-section of profile P5 on the E zone of Kochuk chromite deposit (Khoy area)

مغناطیسی در قطب مغناطیسی زمین که در آن جهت میدان قائم است، اندازه‌گیری شده است. همچنین با اعمال این فیلتر مقادیر واقعی آنومالی‌ها در محل خود قرار می‌گیرد (Fatehi and Asadi Haroni, 2019).

با اعمال فیلتر برگردان به قطب، میدان مغناطیسی از یک عرض مغناطیسی که در آن بردار میدان زمین مایل و شیب‌دار است به قطب مغناطیسی یعنی جایی که میدان قائم است، منتقل می‌شود و در این صورت بی‌هنجاری‌های به وجود آمده بر روی منبع ایجادکننده آنها قرار می‌گیرند. در واقع، فرض می‌شود که میدان

چنان‌که مشاهده می‌شود، این توده بعد از اعمال فیلتر برگردان به قطب، بر روی مقادیر میانگین شدت میدان مغناطیسی قرار گرفته است. در نقشه سیگنال تحلیلی نیز توده‌های گابرویی با مقادیر مثبت بالاتری نشان داده شده‌اند (شکل ۱۱). در این نقشه نیز محل توده‌های کرومیتی بر روی مقادیر متوسط نقشه سیگنال تحلیلی قرار می‌گیرد.

تئوری روش سیگنال تحلیلی نیز بر اساس حذف نوفه با توجه به مشتق در جهت‌های مختلف بیان می‌شود؛ به این صورت که با گرفتن مشتق اثر روند منطقه‌ای از نوع درجه اول در سه بعد حذف می‌شود و اثر آنومالی‌های سطحی و غیر مرتبط با کانسار بسیار بهتر حذف می‌شوند. در شکل ۱۰، موقعیت توده‌های کرومیتی اکتشاف شده بر روی نقشه‌های برگردان به قطب آورده شده است.



شکل ۱۰. موقعیت توده‌های کرومیتی دارای رخنمون بر روی نقشه برگردان داده‌ها به قطب در کانسار کرومیت کوچوک (ناحیه خوی)

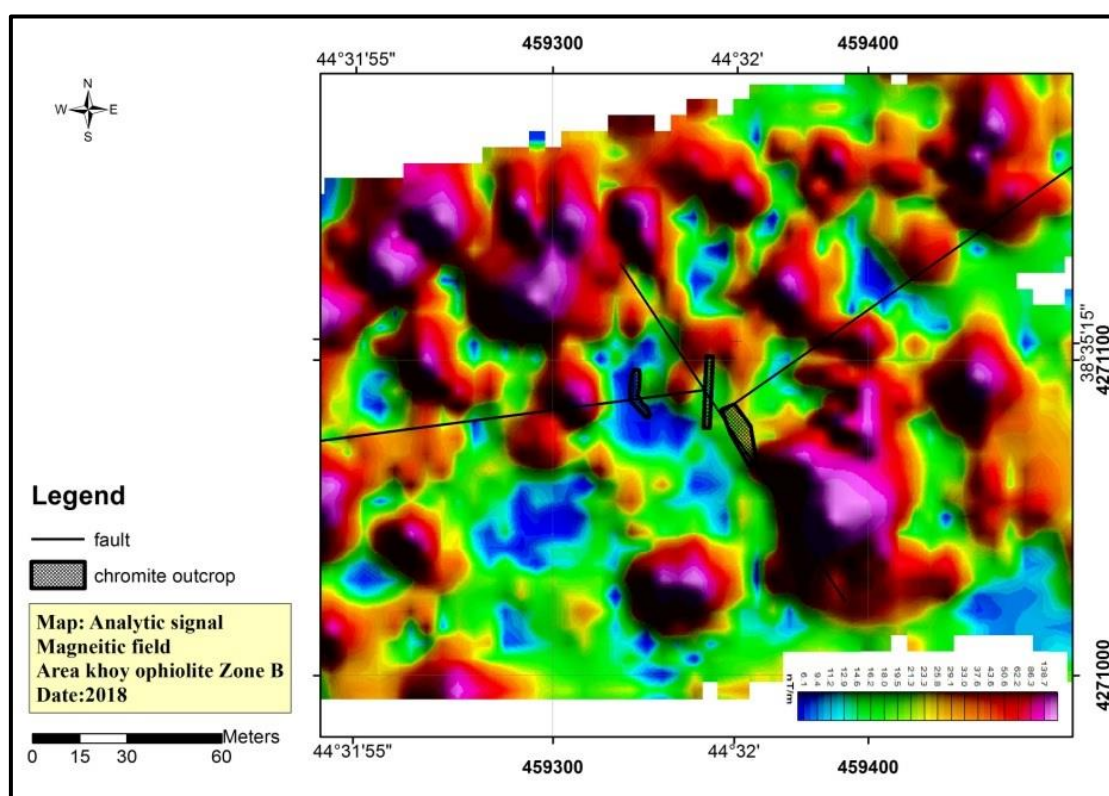
Fig. 10. Locations of chromite orebody outcrops on the Reduction to magnetic pole map of Kochuk chromite deposit (Khoy area)

کرومیتی زیرسطحی احتمالی را شناسایی کرد. اندازه‌گیری‌های مغناطیس‌سنجی نشان داد که مقادیر شدت میدان مغناطیسی در سرپانتینیت میزبان در حدود ۴۸۰۰۰ تا ۴۸۸۰۰ نانوتسلا متغیر است؛ ولی توده‌های کرومیتی تنها ۴۸۲۰۰ تا ۴۸۵۰۰ نانوتسلا را نشان می‌دهند. آنومالی مغناطیسی مقادیر قابل تفکیکی برای عدسی‌های

با پیاده کردن موقعیت توده‌های کرومیتی دارای رخنمون و اکتشاف شده بر روی نقشه‌های به دست آمده، نتیجه‌گیری می‌شود که اختلاف معناداری در میدان مغناطیسی بر روی توده‌های کرومیتی و سنگ‌های درون‌گیر اطراف آن وجود ندارد و از این‌رو، با استفاده از این نقشه‌ها به تنهایی نمی‌توان توده‌های

سرپانتینیت‌ها هستند. لذا بخش‌های با مقادیر متوسط شدت میدان مغناطیسی می‌تواند در این نقشه‌ها به عنوان مناطق هدف مورد بررسی قرار گیرند. در **جدول ۱**، به طور خلاصه ویژگی‌های ژئوفیزیکی به دست آمده از برداشت‌های انجام شده، نشان داده شده است.

کرومیتی نداشته و استفاده از این روش به تنهایی برای اکتشاف کانسنگ‌های کرومیتی چندان کارساز نخواهد بود، بلکه می‌تواند به عنوان محدودکننده بخش‌های مستعد در یک توالی افیولیتی مورد استفاده قرار گیرد. بدین صورت که مقادیر بسیار بالای قطب مثبت بیانگر لیتولوژی‌هایی شبیه گابرو و مقادیر منفی بیانگر



شکل ۱۱. موقعیت توده‌های کرومیتی دارای رخنمون بر روی نقشه سیگنال تحلیلی کانسار کرومیت کوچوک (ناحیه خوی)

Fig. 11. Locations of chromite orebody outcrops on the analytic signal magnetic map of Kochuk chromite deposit (Khoy area)

جدول ۱. مشخصات ژئوفیزیکی سنگ‌های اولترامافیک خوی کرومیت‌های خوی

Table 1. Geophysical properties of chromite and Khoy ultramafic rocks

Rock sample	Geophysical properties							
	Density Ton/m ³		Total magnetic field (nT)		Chargability mV/V		Resistivity Ohm-m	
	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max
Chromitite	2.58	4.4	48300	48500	3	6	400	600
Dunite-serpentinized Dunite	2.58	3.1	48000	48800	15	22	2500	4000

نتیجه‌گیری

نکته مهم در استفاده از روش‌های ژئوفیزیکی، شناخت روشی مناسب برای شناسایی و اکتشاف کانسار مورد نظر و تفسیر دقیق و تلفیق آن با اطلاعات زمین‌شناسی و زمین‌شیمیایی است. برای تفسیر مناسب، باید ابتدا مدل مفهومی درباره کانسار مورد بررسی و نحوه تغییرات ویژگی‌های فیزیکی در آن کانسار داشت. دانستن سنگ بستر و عمق تقریبی کانی‌زایی که باید بر اساس بررسی‌های زمین‌شناسی پیش‌بینی شوند، بسیار حائز اهمیت است. اکتشاف کانسارهای کرومیت انبانی با توجه به ماهیت آنها چه به روش‌های زمین‌شیمیایی و چه به روش‌های ژئوفیزیکی امری دشوار و چالش‌برانگیز است. در این پژوهش، از روش‌های ژئوفیزیکی مقاومت ویژه و قطبش القایی به همراه روش مغناطیس‌سنجی، که از مهم‌ترین روش‌های اکتشاف ذخایر زیر سطحی هستند، در منطقه معدنی کوچوک واقع در پهنه افیولیتی خوی استفاده شد. در نتیجه این بررسی‌ها، مشخص شد که انبان‌های کرومیتی اختلاف زیادی در شدت میدان مغناطیسی نسبت به سنگ درون‌گیر سرپانتینی خود نشان نمی‌دهند در نتیجه نمی‌توان از این روش به تنهایی برای اکتشاف ذخایر کرومیتی استفاده کرد؛ اما در این پژوهش مشخص شد که اختلاف قابل توجه و معناداری در مقادیر قطبش القایی و مقاومت ویژه بین توده‌های کرومیتی و سنگ درون‌گیر آنها وجود دارد.

برداشت‌های مقاومت ویژه و قطبش القایی در چهار پهنه کرومیت‌دار این ناحیه، نشان داد که مقادیر قطبش القایی سنگ‌های سرپانتینی میزان در دامنه ۱۵ تا ۲۲ میلی‌ولت بر ولت، و در مورد توده‌های کرومیتی در دامنه ۳ تا ۶ میلی‌ولت بر ولت تغییر می‌کند. همچنین مقادیر مقاومت ویژه در سنگ میزان در دامنه ۲۵۰۰ تا ۴۰۰۰ اهم متر و بر روی توده‌های کرومیتی در دامنه ۴۰۰ تا ۶۰۰ اهم متر تغییر می‌کند. در حالت کلی، مقادیر قطبش القایی و مقاومت ویژه از سنگ میزان سرپانتینی به توده‌های کرومیتی دارای روندی کاهشی است. این یک نتیجه‌گیری امیدبخش به شمار می‌رود؛ اما مشکل این است که کانسارهای کرومیت انبانی

دارای جابه‌جایی زمین‌ساختی شدید هستند و در مواردی دگرشکلی، گسیختگی توده معدنی و راندگی سرپانتینیت میزان به داخل آن و یا برعکس در پهنه‌های کرومیت‌دار به چشم می‌خورد. این ساختار خاص کانسارهای کرومیت انبانی می‌تواند در مقادیر اندازه‌گیری شده، تأثیر گذارد. از این رو، در تحلیل داده‌های قطبش القایی و مقاومت ویژه باید ضمن توجه به زمین‌شناسی ساختاری منطقه احتیاط کرد. این مورد را می‌توان در پهنه کرومیت‌دار B مشاهده کرد. در این پهنه، به دلیل راندگی‌های زمین‌ساختی سرپانتینیت به داخل توده کرومیتی و نیز شدت بالای سرپانتینه شدن سنگ‌ها، میزان بارپذیری بسیار بالا بوده و مقادیر اندازه‌گیری قطبش القایی تا ۲۰ میلی‌ولت بر ولت افزایش نشان می‌دهد.

مقاطع مدل‌سازی معکوس دو بعدی به دست آمده از برداشت‌های انجام‌شده، نشان می‌دهد تلفیق دو مقطع مقاومت ویژه و قطبش القایی با در نظر گرفتن اطلاعات به دست آمده از بررسی‌های زمین‌شناسی ساختاری، کانی‌شناسی و پتروفیزیکی می‌تواند کارایی بسیار خوبی در تفکیک و اکتشاف توده‌های کرومیت‌دار زیرسطحی داشته باشد. با توجه به هزینه این روش‌ها نسبت به روش‌هایی مانند گرانی‌سنجی، استفاده از آن برای اکتشاف کرومیت‌های انبانی توصیه می‌شود. در اینجا پیشنهاد می‌شود که بررسی‌های گرانی‌سنجی نیز در پهنه کرومیت‌دار انجام شود و نتیجه‌های آن با نتیجه‌های به دست آمده از روش‌های قطبش القایی و مقاومت ویژه مقایسه شود و یا اینکه نتیجه این سه روش با هم تلفیق شود. به نظر می‌رسد که تلفیق داده‌های هر سه روش بتواند توده‌های کرومیتی را با دقت بالاتری تفکیک کند.

قدردانی

از معاونت پژوهشی دانشگاه ارومیه و همچنین از شرکت زمین‌کاوان غرب، بهره‌بردار معادن کرومیت کوچک ۱ و ۲ به خاطر همکاری و مساعدت در انجام این پژوهش، تشکر و قدردانی می‌شود.

References

- Arai, S. and Yurimoto, H., 1995. Possible sub arc origin of podiform chromitites. *Island Arc*, 4(2): 104–111.
<https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.1995.tb00135.x>
- Fatehi, M. and Asadi Haroni, H., 2019. Geophysical signatures of the gold rich porphyry copper deposits: A case study at the Dalli Cu-Au porphyry deposit. *Journal of Economic Geology*, 10(2): 639–675. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/econg.v10i2.69539>
- Fraseri, A., Lubonja, L. and Alikaj, P., 1995. On the application of geophysics in the exploration for copper and chrome ores in Albania. *Geophysical prospecting*, 43(6): 743–757.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1995.tb00278.x>
- Imamalipour, A., 2001. Metallogeny of Khoy ophiolite with special regard to sulfide deposits associated with the volcanic rocks of Qezildash area. Doctoral dissertation, Ph.D. Thesis, University of Shahid Beheshti, Tehran, Iran, pp. 359. (in Persian)
- Imamalipour, A., 2009. Mineralogy of accessory and rare minerals associated with chromite deposits in the Khoy area. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 16(4): 559–570. (in Persian with English abstract) Retrived Mar 2, 2021 from <https://www.sid.ir/en/journal/ViewPaper.aspx?id=138277>
- Khalatbari-Jafari, M., Juteau, T., Bellon, H., Whitechurch, H., Cotten, J. and Emami, H., 2004. New geological, geochronological and geochemical investigations on the Khoy ophiolites and related formations, NW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23(4): 507–535.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2003.07.005>
- Loke, M.H. and Barker, R.D., 1995. Least-squares deconvolution of apparent resistivity pseudosections. *Geophysics*, 60(6): 1682–1690.
<https://doi.org/10.1190/1.1443900>
- Masoudi, J. and Imamalipour, A., 2019. Application of geological methods for prospecting of podiform chromite deposits in the Khoy ophiolite zone, Northwestern Iran. *Journal of Economic Geology*, 11(2): 285–303. (in Persian with English abstract)
<https://dx.doi.org/10.22067/ECONG.V11I2.70623>
- Meju, M.A., 1995. Simple effective resistivity-depth transformations for infield or real-time data processing. *Computers & Geosciences*, 21(8): 985–992.
[https://doi.org/10.1016/0098-3004\(95\)00035-7](https://doi.org/10.1016/0098-3004(95)00035-7)
- Melcher, F., Grum, W., Simon, G., Thalhammer, T. V. and Stumpfl, E.F., 1997. Petrogenesis of the ophiolitic giant chromite deposits of Kempirsai, Kazakhstan: a study of solid and fluid inclusions in chromite. *Journal of Petrology*, 38(10): 1419–1458.
<https://doi.org/10.1093/petroj/38.10.1419>
- Mosier, D.L., Singer, D.A., Moring, B.C. and Galloway, J.P., 2012. Podiform chromite deposits database and grade and tonnage models. USGS Scientific Investigations Report, 2012-5157, 45 pp. US Geological Survey. Retrived Mar 2, 2021 from <https://pubs.usgs.gov/sir/2012/5157>
- Radfar, J. and Amini, B., 2009. Geological map of Khoy 1:100000 series, sheet 4967. Geological Survey of Iran. Retrived Mar 2, 2021 from <https://gsi.ir/fa/map/7/%D8%AE%D9%88%D9%89>
- Rajabzadeh, M.A. and Al Sadi, F., 2015. Sulfide mineralization in ultramafic rocks of the Faryab ophiolite complex, southern Kerman. *Journal of Economic Geology*, 7(2): 259–276. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/econg.v7i2.35550>
- Szalai, S. and Szarka, L., 2008. On the classification of surface geoelectric arrays. *Geophysical Prospecting*, 56(2): 159–175.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.2007.00673.x>
- Uysal, I., Sadiklar, M.B., Tarkian, M., Karsli, O. and Aydin, F., 2005. Mineralogy and composition of the chromitites and their platinum-group minerals from Ortaca (Muğla-SW Turkey): evidence for ophiolitic chromitite genesis. *Mineralogy and Petrology*, 83(3–4): 219–242.
<https://doi.org/10.1007/s00710-004-0063-3>
- 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>
- Zaeimnia, F., Kananian, A., Arai, A., Mirmohammadi, M., Imamalipour, A., Zaki Khedr, M., Makoto Miura, M. and Abbou-Kebir,

- K., 2017. Mineral chemistry and petrogenesis of chromitites from the Khoy ophiolite complex, Northwestern Iran: Implications for aggregation of two ophiolites. *Island Arc*, 26(6): 1–15. <https://doi.org/10.1111/iar.12211>
- Zhou, M.F. and Robinson, P.T., 1997. Origin and tectonic environment of podiform chromite deposits. *Economic Geology*, 92(2): 259–262. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.92.2.259>
- Zhou, M.F., Robinson, P.T., Malpas, J. and Li, Z., 1996. Podiform chromitites in the Luobusa ophiolite (southern Tibet): implications for melt-rock interaction and chromite segregation in the upper mantle. *Journal of Petrology*, 37(1): 3–21. <https://doi.org/10.1093/petrology/37.1.3>



RESEARCH ARTICLE

doi 10.22067/ECONG.2021.51781.85753



Geochemistry, S and Sr isotopes and origin of the Shahneshin barite deposit, NW Kurdistan Province, Iran

Hadi Amin-Rasouli^{1*} , Mehdi Moradi², Zahra Sadat Baleshabadi³

¹ Assistant Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, University of Kurdistan, Sanandaj, Iran

² Ph.D. Student, Geological Survey of Iran West Territory, Sanandaj, Iran

³ M.Sc., Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, University of Kurdistan, Sanandaj, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 26 February 2020
Revised: 07 March 2021
Accepted: 17 April 2021

Keywords

Shahneshin
Barite
REEs
S isotope
Sr isotope

*Corresponding author

Hadi Amin-Rasouli
✉ h.aminrasouli@uok.ac.ir

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

The lenticular Shahneshin barite deposit (N: 35°39'36" and E: 46°36'11") is located 80 km northeast of Marivan, Kurdistan Province; north Sanandaj-Sirjan Zone (Stöcklin, 1968). The deposit consists of stratiform ore and stringer zone. The stringer zone has occurred with alteration sericite-quartz in the footwall dacitic unit (K^v) and evident in a series of vein-veinlets under stratiform ore. The stratiform ore has been located concurrently on the dacite unit and below the Sanandaj Shale unit (Hasankhanloo, 2015).

The study area mainly consists of Mesozoic succession dominated by the dacite tuff, andesitic-basaltic lava and pillow lava (K^v: the host rock), black slate and phyllite (K_s^s: Sanandaj Shale), dolomitic limestone with intercalation of sandstone (K^l), and black shale and slate (K^s: Sanandaj Shale). In this study, samples of the Shahneshin barite deposit have been analyzed for their ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr and δ³⁴S isotopes and trace elements (plus REE) geochemistry to assess the source of the deposit.

Materials and methods

Forty samples were collected from the Shahneshin barite deposit and country rocks. Polished blocks (6 samples) and thin sections (34 samples) were prepared for SEM images and petrographic examination at the University of Kurdistan. Trace elements (plus REE) were determined by ICP-MS in the Geological Survey center of Iran (Karaj).

How to cite this article

Amin-Rasouli, H., Moradi, M. and Baleshabadi, Z., 2021. Geochemistry, S and Sr isotopes and origin of the Shahneshin barite deposit, NW Kurdistan Province, Iran. *Journal of Economic Geology*, 13(4): 789–815. (in Persian with English abstract) <https://dx.doi.org/10.22067/ECONG.2021.51781.85753>



©2021 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.

The detection limits for elements are between 0.08-0.6 ppm. Three whole-rock samples for Sr and S isotopes were analyzed at the Department of Earth and Space Sciences of the University of Science and Technology of China.

Sulfur isotope analyses were measured by the use of a Delta V Plus Gas Isotope Ratio Mass Spectrometer. The analysis accuracy was determined to be $\pm 0.2\text{‰}$ (2σ) by using Canyon Diablo Troilite (CDT) as a standard ($^{34}\text{S}/^{32}\text{S}=0.0450045$). The strontium isotopic composition was completed on a Thermal Ionization Mass Spectrometry instrument by Phoenix. The measured strontium isotope normalized to $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$ and its NBS-987 standard was 0.7102477 ± 0.000014 (2σ).

Results

Strontium isotopes, sulfur isotopes, trace-element (plus REE) composition, fluid inclusion, and petrography of barites help to identify sources of mineral-forming components and environments of precipitation (Baïoumy, 2015). The Shahneshin barite deposit includes sulfate barium without valuable Pb and Zn elements. Barite crystals are mainly coarse ($>20\text{ }\mu\text{m}$) with euhedral, tabular, and bladed morphologies. Fluid inclusion microthermometry indicates that the barite formed from low salinity (2.0-8.5 wt.% NaCl eq.) fluids at low temperatures, between 115 to 215°C (Hasankhanloo, 2015).

Chondrite-normalized REE patterns for the barite samples reflect enrichment of the LREE/HREE ratios, as is shown by the high $(\text{Nd}/\text{Er})_{\text{CN}} > 11$ ratios. They also show $\text{Eu}/\text{Eu}^*_{\text{CN}}$ (0.5-7.0), $\text{Ce}/\text{Ce}^*_{\text{SN}}$ (0.1-1.16), $\text{La}/\text{Lu}^*_{\text{CN}} > 1$, and ratios of the Ce/La (mostly > 1), and Eu/Sm (0.1-2.83). The geochemistry of the barite samples represents variation in the abundance of trace elements and REE_{CN} patterns. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and S-isotopic values of Shahneshin barite samples are 0.70649-0.70651 and $\delta^{34}\text{S}=19.05\text{-}21.53\text{‰}$, respectively.

Discussion

Barite has very little Rb in its structure, and the isotopic composition of the original Sr is preserved

in it (Martin et al., 1995). The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values of the barite samples are consistent with $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.70649\text{-}0.70651$, which itself is higher than those for host volcanic rocks (0.704-0.705) but lower than that of the Cretaceous seawater (0.7075), the time of barites formation. We may conclude that strontium in the barites is a mixture of predominantly juvenile hydrothermal fluid of low Sr isotope and seawater that contains more radiogenic strontium. $\delta^{34}\text{S}$ ($=19.05\text{-}21.53\text{‰}$) of the samples indicate that much of the sulfur in barite was derived from seawater ($\delta^{34}\text{S}=20\text{-}22\text{‰}$).

Fluid inclusion salinities (Hasankhanloo, 2015), crystal sizes and morphology, abundance of sulfate mineral, lack of valuable Pb and Zn, distribution patterns of trace elements (plus REE) of barite reveal that mixture of magmatic fluid and seawater, with different ratios, were the source of the barite-forming fluid. That is supported by the $\delta^{34}\text{S}$ values, the location of samples on the Th-U diagram (seawater sources), variations in trace element (plus REEs), and Au anomaly (magmatic sources) in the samples. REEs, La enrichment, variations in abundance of trace elements, as well as $\delta^{34}\text{S}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotope values of the samples are consistent with the Kuroko massive sulfide-type (Marumo, 1989) and submarine hydrothermal volcanic model. In this model, barium has leached from the bedrocks by circulation of reduced hydrothermal fluid and transported along the syn-sedimentary normal faults to the sea-floor. Then, fluid is mixed with SO_4^{2-} of seawater and it causes the barite to precipitate. These barites have been formed in an open system, on or immediately below the sea-floor.

The Shahneshin barite deposit was, most probably, formed within caldera structures on top of the volcanic complexes in the late-stage of submarine volcanic activity with andesite-dacite in composition. It has occurred at continental margin tectonic setting between subduction zone and passive continental margin due to oblique collision along the Sanandaj-Sirjan Zone in the Late Cretaceous.



زمین‌شیمی، ایزوتوپ‌های S و Sr، و منشأ کانسار باریت شاه‌نشین، شمال غرب استان کردستان، ایران

هادی امین‌رسولی^{*۱} ID، مهدی مرادی^۲، زهرا سادات بالش‌آبادی^۳^۱ استادیار، گروه علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه کردستان، کردستان، ایران^۲ دانشجوی دکتری، مدیر سازمان زمین‌شناسی غرب کشور، سنندج، ایران^۳ کارشناسی ارشد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه کردستان، کردستان، ایران

اطلاعات مقاله

چکیده

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۱۲/۰۷

تاریخ بازنگری: ۱۳۹۹/۱۲/۱۷

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۱/۲۸

واژه‌های کلیدی

شاه‌نشین

باریت

عناصر نادر خاکی

ایزوتوپ گوگرد

ایزوتوپ استرانسیوم

نویسنده مسئول

هادی امین‌رسولی

h.aminrasouli@uok.ac.ir ✉

کانسار باریت شاه‌نشین (شمال‌شرق مریوان)، به گونه چینه‌سان و عدسی‌شکل، در میزبان سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه پسین جای دارد. باریت‌ها به طور عمده تک کانی، درشت بلور و به شکل‌های صفحه‌ای و تیغه‌ای هستند. مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ بین ۲۱/۵۳-۱۹/۰۵‰ باریت‌ها و مقایسه بین داده‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ نمونه‌های باریت (۰/۷۰۶۴۹ تا ۰/۷۰۶۵۱) با نسبت‌های آنها در آب دریای کرتاسه پسین (۰/۷۰۷۵) و سنگ‌های آتشفشانی میزبان (۰/۷۰۴ تا ۰/۷۰۵) بیانگر تشکیل کانسار شاه‌نشین توسط سیال‌های گرمابی زیردریایی است. این سیال دارای دو منشأ ماگمایی و آب دریاست. تغییر در نسبت اختلاط این دو سیال به تغییر در فراوانی عناصر جزئی، (۱۷۵-۳ ppm) REEs و نسبت‌های LREE/HREE منجر شده است. نزدیکی مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ نمونه‌های باریت و آب دریای مرتبط با آنها (۲۲-۲۰‰)، گویای مقدار کم گوگرد سیال ماگمایی، تشکیل باریت در جریان آزاد آب و شرایط اکسیدان بستر دریاست. داده‌های باریت شاه‌نشین همسان کانسار نوع فلسیک کوروکو، نهشته شده در حوضه حاشیه قاره‌ای بین پهنه فرورانش و حاشیه غیرفعال است.

استناد به این مقاله

امین‌رسولی، هادی؛ مرادی، مهدی و بالش‌آبادی، زهرا سادات، ۱۴۰۰. زمین‌شیمی، ایزوتوپ‌های S و Sr، و منشأ کانسار باریت شاه‌نشین، شمال غرب استان کردستان،

ایران. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۳(۴): ۷۸۹-۸۱۵. <https://dx.doi.org/10.22067/ECONG.2021.51781.85753>

مقدمه

باریت کانی مهمی، به ویژه، در صنعت نفت و گاز است. این کانی در موقعیت‌های زمین‌شناسی گوناگون و از سیال‌های با منشأ ماگمایی (Williams-Jones et al., 2000)، دگرگونی (Hanor, 2000)، گرمایی حوضه رسوبی (Kontak et al., 2006) و همچنین آب‌های اقیانوسی عهد حاضر (Ohmoto et al., 1983) و گذشته (Monnin and Cividini, 2006) تشکیل می‌شود. کانسار باریت در طبیعت به صورت رگه‌ای، لایه‌ای و بر جای مانده یافت می‌شود.

کانسار باریت شاه‌نشین به مختصات جغرافیایی $35^{\circ} 39' 36''$ عرض شمالی و $46^{\circ} 36' 11''$ طول شرقی، در بخش جانوره، شمال شرقی مریوان، جای دارد (شکل ۱-۱). این کانسار یکی از کانسارهای مهم باریت در ایران است. طول، عرض و ضخامت کانسار باریت شاه‌نشین به ترتیب ۳۱۰، ۳۵ و ۶۵ متر است. چگالی باریت این کانسار 4.2 g/cm^3 ، درجه خلوص آن بین ۹۱ تا ۹۸ درصد و به رنگ سفید شیری تا خاکستری دیده می‌شود. بهره‌برداری از معدن شاه‌نشین از سال ۱۳۸۴ آغاز شده و سالانه ۳۰ هزار تن باریت از این معدن استخراج می‌شود.

تاکنون حدود ۳۰۰ هزار تن باریت از این معدن برداشت شده است. میزان ذخیره احتمالی ثبت شده در گزارش معدنی حدود ۳ میلیون تن و میزان ذخیره قطعی معدن ۹۳۰ هزار تن است (Arjmandfar, 2017). پاراژنز کانی‌ها، میان‌بارهای سیال و موقعیت زمین‌ساختی این کانسار توسط حسنخانو (Hasankhanloo, 2015) مورد بررسی قرار گرفته است. بررسی عناصر جزئی، عناصر نادر خاکی^۱ و ایزوتوپ‌های استرانسیوم و گوگرد به طور قابل ملاحظه‌ای برای شناسایی منشأ و تفکیک باریت‌های گوناگون به کار می‌رود (Clark et al., 2004; Baoumy, 2015). در این پژوهش نیز سعی شده است تا با استفاده از این روش‌ها، زمین‌شیمی و منشأ کانسار باریت شاه‌نشین مورد بررسی قرار گیرد.

زمین‌شناسی

کانسار باریت شاه‌نشین در ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ باینجوب (Shahpasandzadeh and Gurabjairi, 2006) و در بخش شمالی پهنه سندیج- سیرجان (Stöcklin, 1968)، جای دارد (شکل ۱-۱). پهنه سندیج- سیرجان از جمله پهنه‌های ساختاری مهم برای رخداد کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد در ایران است (Mousivand et al., 2013). این پهنه با روند شمال غرب- جنوب شرق با پهنای ۱۵۰ تا ۲۵۰ کیلومتر و طول ۱۵۰۰ کیلومتر در بخش غربی صفحه ایران جای دارد (Aghanabati, 2004). پی‌سنگ این پهنه، کمپلکس پرکامبرین است و شامل دو بخش شمالی و جنوبی است. بخش جنوبی به طور عمده سنگ‌های دگرگونی تریاس میانی تا پایانی را در برمی‌گیرد. بخش شمالی شامل سنگ‌های آتشفشانی، توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی کرتاسه پسین، به همراه سنگ‌های دگرگونی رخساره شیست سبز و آمفیولیت ناشی از فروورانش نئوتیس به زیر صفحه ایران است (Mohajjel et al., 2003).

در منطقه شاه‌نشین، طاق‌دیس بزرگی با روند محوری و لایه‌بندی NNE-SSW و پلانژ رو به NNE دیده می‌شود. همچنین، در محدوده معدن، دو دسته گسل هم‌زمان با تشکیل چین (گسل‌های اصلی) و پس از تشکیل آن (جوان‌تر) دیده می‌شوند. گسل‌های اصلی منطقه با روند شمال، شمال غرب با حرکت معکوس و گسل‌های نرمال با روند شمال شرق و عمود بر محور چین هستند. دسته‌های گسلی جوان‌تر شامل گسل‌های نرمال با روند NNE-SSW (موازی محور چین) و اندکی مؤلفه راست‌بر و گسل‌های معکوس با روند WNW-ESE (عمود بر محور چین) و دارای مؤلفه چپ‌بر هستند (شکل ۱-۱). حرکت‌های زمین‌ساختی سبب راندگی‌های متعدد و ایجاد پهنه برشی به موازات گسل‌های امتداد لغز در منطقه شده‌اند (Hasankhanloo, 2015).

سنگ‌شناسی

سنگ‌های غالب در منطقه مورد بررسی متعلق به توالی‌های پلاتفرم

Helminthorhapse isp. و Spirorhapse isp.، ماسه‌سنگ، کنگلومرا و سنگ‌های آتشفشانی (واحد KP^f) و کنگلومرای درون‌سازندی، ماسه‌سنگ و سنگ‌های پیروکلاستی (واحد K^{co}) است. علاوه بر این واحدها، رسوبات آبرفتی عهد حاضر (واحد Q^{al}) دربردارنده قطعه‌هایی با اندازه‌های گوناگون حاصل از فرسایش و رسوب‌گذاری دوباره واحدهای کرتاسه در منطقه است.

کانی‌سازی باریت

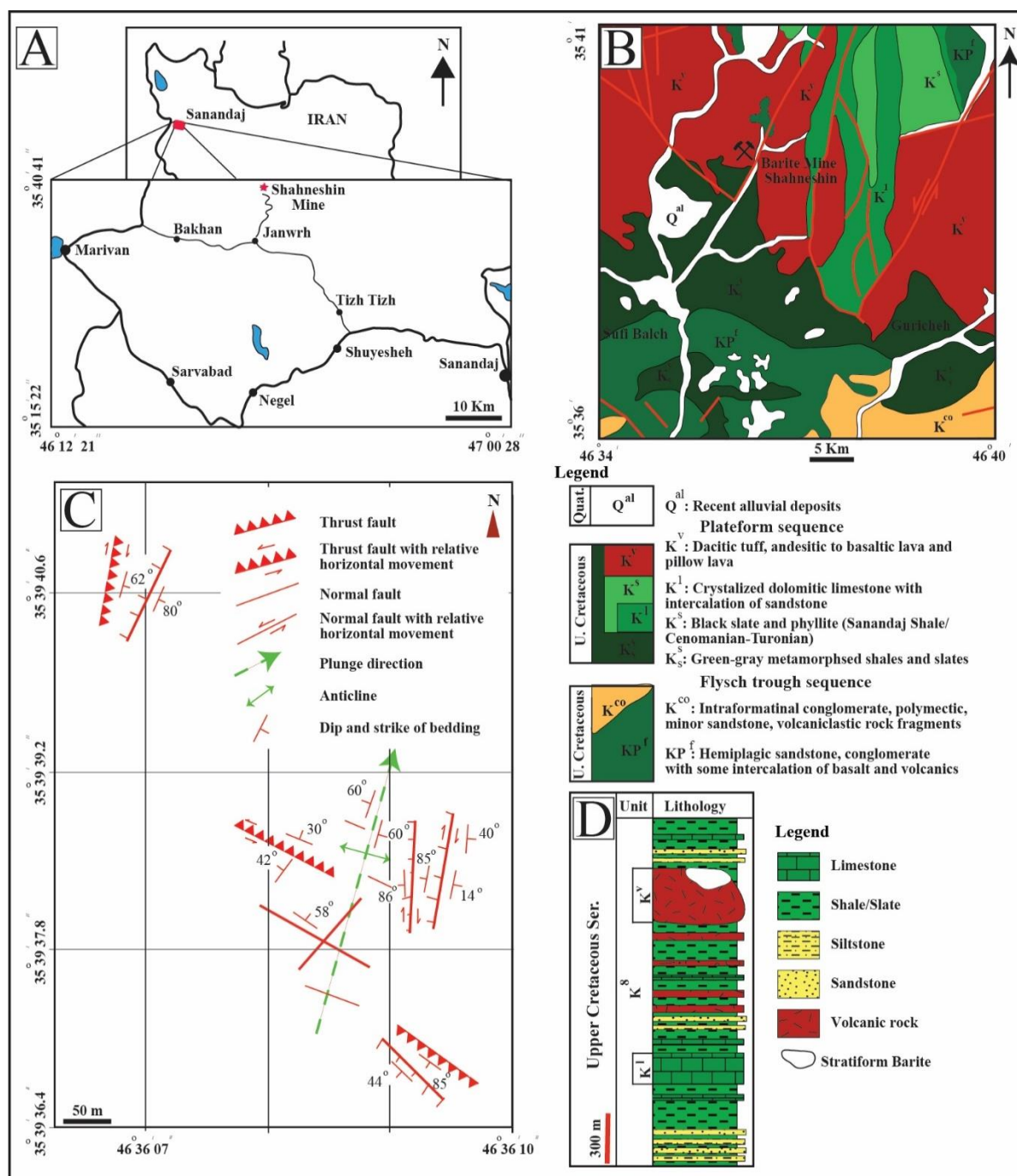
معدن باریت شاه‌نشین دربردارنده دو رخساره استرینگر، بر روی کمر پایین، و چینه‌سان، بر روی رخساره استرینگر و در زیر واحد شیل سندیج است (شکل ۲-۱ تا K). بخش استرینگر معدن باریت شاه‌نشین در گدازه‌های به شدت دگرسان داسیتی / واحد کمر پایین، تشکیل شده است. بخش بالایی واحد K^v ، به وسیله رگه و رگچه‌های متعددی قطع شده‌اند (Hasankhanloo, 2015). در این بخش کانی‌های باریت، کوارتز، سریسیت و پیریت قابل مشاهده است. هوازدگی کانه‌های سولفیدی و دگرسانی سبب شده است رخساره استرینگر به رنگ قهوه‌ای روشن دیده شود (شکل ۲-۲).

باریت کانی عمده تشکیل‌دهنده بخش چینه‌سان کانسار شاه‌نشین است. باریت‌های بخش چینه‌سان شاه‌نشین، فقیر از کانی‌های سولفیدی و بدون مقادیر اقتصادی عناصر Pb و Zn هستند. آنها به طور عمده درشت بلور ($< 20 \mu m$)، شکل دار به شکل صفحه‌ای و تیغه‌ای و به ندرت ریزبلور هستند (شکل ۳-۱ تا F). ریخت و اندازه بلورها اغلب به شرایط رشد بلورها از جمله دما، فشار، ترکیب سیال و سطوح رشد آنها بستگی دارد (Griffith and Paytan, 2012). میان‌بارهای سیال نشان می‌دهند که باریت‌ها از سیال با درجه شوری ۲ تا ۸/۵ درصد وزنی معادل NaCl و در بازه دمایی ۱۱۵ تا ۲۱۵ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده‌اند (Hasankhanloo, 2015).

و فلشیش سیستم کرتاسه (شکل ۱-۱) هستند (Shahpasandzadeh and Gurabjairi, 2006). توالی پلاتفرم، از قدیم به جدید، شامل واحدهای K^s ، K^l ، K^v و هستند. در منطقه مورد بررسی، فلیت و اسلیت‌های با رنگ سیاه-خاکستری تیره و جلای ابریشم، واحد K^s / کمر بالای کانسار و شیل و اسلیت خاکستری-سبز واحد K^s را می‌سازند. لایه‌های نازک کربناته تیره‌رنگ در بین این توالی رسوبی یافت می‌شود که دربردارنده فسیل‌های پلاژیک Globotruncana sp. و Globotruncana aff. elevata با سن سنومانین-تورونین (کرتاسه بالایی) و فسیل‌های بتتیک بخش‌های کم‌عمق رسوبی هستند که گویای تشکیل آنها از جریان‌های توریدیتی در پای شیب قاره است. واحد K^s به شدت چین‌خورده، رانده شده و برشی شده است. این واحد در اطراف شهر سندیج، رخنمون‌های گسترده‌تری دارد و شیل سندیج نامیده می‌شود. لایه‌های ضخیم تا متوسط سنگ‌های آهک دولومیتی خاکستری دارای گره‌های چرت و رگچه‌های کلسیتی، با لایه‌های نازک تا متوسط ماسه‌سنگ و توف خاکستری-سبز واحد K^l در مرکز تا شمال منطقه جای دارند (شکل ۱-۲).

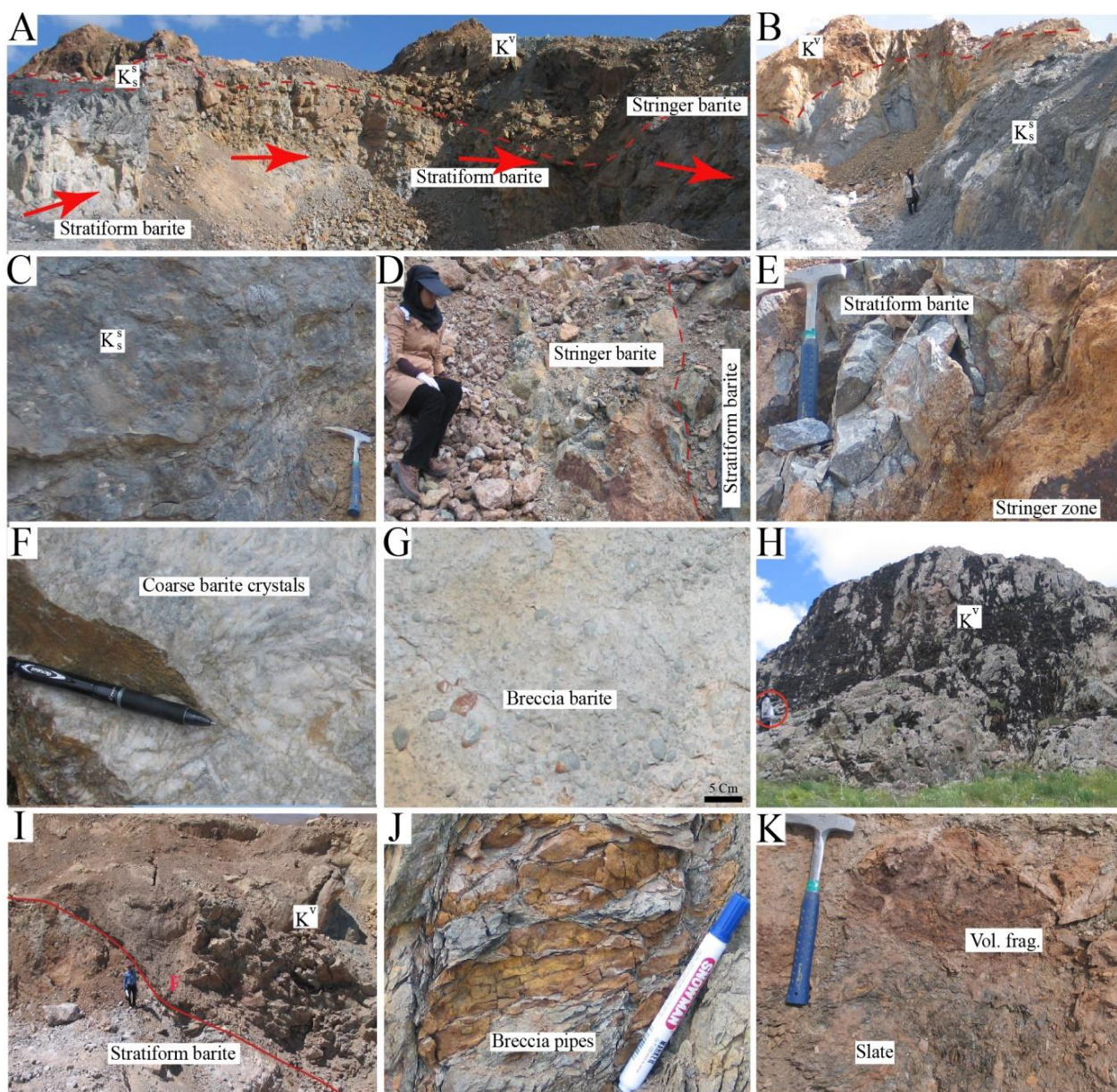
واحد K^v از شرق تا غرب نقشه دیده می‌شود. این واحد در برابر فرسایش مقاوم بوده و ریخت به نسبت خشن و صخره‌ساز در منطقه ساخته است. داسیت و آندزیت با بلورهای درشت پلاژیوکلاز همراه با گدازه‌های آندزیتی-بازالتی با ساخت بالشی، برش‌های آتشفشانی و توف، سنگ‌های این واحد را تشکیل داده‌اند. سنگ‌های داسیت دچار دگرسانی پروپلیتیک شده‌اند و کمر پایین و سنگ میزبان کانسار باریت شاه‌نشین هستند (شکل ۱-۳). واحد یادشده هم‌ارز کمان آتشفشانی کرتاسه است که در اثر فرورانش نئوتیس به زیر صفحه ایران تشکیل شده است (Mohajjel and Fergusson, 2014).

توالی فلشیش در منطقه شامل تناوب منظمی از رخساره‌های همی‌پلاژیک با اثرهای فسیلی Paleodictyon isp.



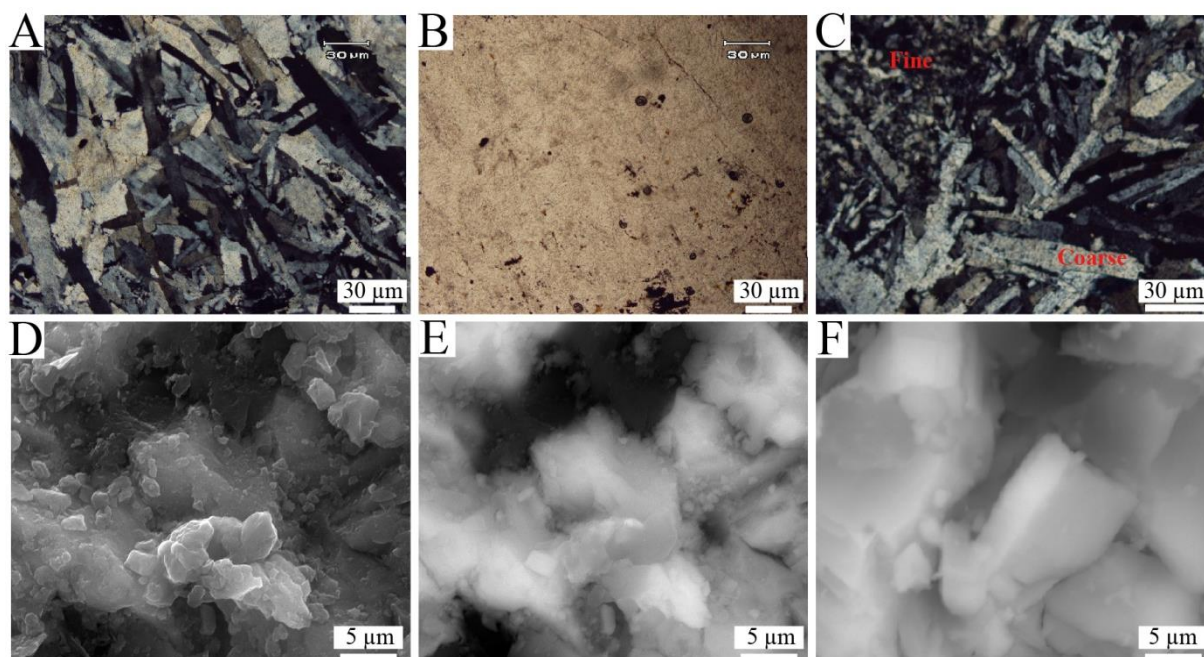
شکل ۱. A: موقعیت جغرافیایی معدن باریت شاه‌نشین (ستاره قرمز)، B: نقشه زمین‌شناسی محدوده کانسار شاه‌نشین بر پایه نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ باینجوب (Shahpasandzadeh and Gurabjairi, 2006)، C: نقشه معدن شاه‌نشین نشان‌دهنده ساختارهای اصلی و D: ستون سنگ-چینه‌نگاری واحدهای کرتاسه بالایی در منطقه مورد بررسی

Fig. 1. A: Map showing the location of the Shahneshin barite deposit (red star), B: Geological map of the study area based on Bayenjub map, scale 1:100,000 (Shahpasandzadeh and Gurabjairi, 2006), C: Map of Shahneshin mine showing main structural features, and D: Lithostratigraphic column of the Upper Cretaceous for the study area



شکل ۲. معدن باریت شاه‌نشین، A: در شکل واحدهای K^V ، K^S و باریت‌های چینه‌سان و استرینگر مشخص هستند. پیکان‌ها جهت اصلی نمونه‌برداری را نشان می‌دهند (دید رو به شرق)، B و C: واحد شیل سنندج / کمر بالای کانسار (K^S) از دور (B) و نزدیک (C)، دید رو به شمال شرق، D و E: رخساره استرینگر، از دور (D) و نزدیک (E)، دید رو به شمال شرق، F و G: نمای نزدیک از باریت‌های چینه‌سان (F) و باریت‌های برشی شده (G)، H: سنگ‌های آتشفشانی داسیتی کمر پایین کانسار، I: نمایی از گسل‌های منطقه، J: شکستگی در سنگ‌های ولکانیکی، برشی شدن آنها و ایجاد مسیر برای عبور سیال و K: نمایی از سنگ‌های اسلیت برشی شده با قطعه‌های بزرگ زاویه‌دار آذرآواری در آنها

Fig. 2. Shahneshin barite deposit, A: Figure shows K^V , K^S units, and stringer and stratiform barite deposit. Arrows indicate the main direction of sampling, view to the east, B and C: Sanandaj shale unit (K^S) in the hanging-wall of deposit from far (B) and close views (C), D and E: Stringer barite from far (D) and close views (E), view to the northeast, F and G: Close views of stratiform barite (F) and brecciated barite (G), H: Figure shows the footwall dacite, I: A view of fault in the district area, J: Fractures in volcanic rocks, their shear, and creating a path for fluid flow, and K: A view of brecciated slate with angular pyroclastic fragments



شکل ۳. باریت شاه‌نشین، بلورهای درشت، به طور عمده و ریز در تصویرهای میکروسکوپی (A تا C) و SEM (D تا F) دیده می‌شوند.

Fig. 3. Shahneshin barite samples showing coarse, mainly, and fine barite crystals in microscopic (A-C) and SEM (D-F) images.

روش مطالعه

نمونه‌برداری از معدن و سنگ‌های پیرامون کانسار شاه‌نشین طی ۳ مرحله بازدید صحرایی انجام و حدود ۴۰ نمونه از باریت و سنگ‌های کمر پایین و بالای معدن برداشت شدند. تجزیه عنصری نمونه‌ها به روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت‌شده القایی^۲ در سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران (کرج) با به کارگیری دستور کار بارت و همکاران (Barrat et al., 1996) انجام شدند. حدود آشکارسازی برای عناصر بین ۰/۸ ppm تا ۰/۶ است (جدول ۱). ایزوتوپ‌های Sr و S سه نمونه باریت در آزمایشگاه ایزوتوپی گروه علوم فضا و زمین دانشگاه علوم و تکنولوژی چین اندازه‌گیری شدند. برای تجزیه ایزوتوپ‌های گوگرد، طبق دستور کار گیزمان و همکاران (Giesemann et al., 1994)، نمونه‌ها آماده و با دستگاه گازی اسپکترومتر جرمی نسبت ایزوتوپی مدل Delta V Plus، تجزیه انجام شد.

بلورهای ریز باریت از واکنش سریع سیال داغ گرمابی با آب سرد دریا و از سیال کانه‌ساز با درجه فوق اشباع بالا تشکیل شده‌اند. اثر سیال گرمابی با دمای بالاتر بر روی بلورهای ریز به پدید آمدن بلورهای درشت منجر شده است (Ohmoto, 1996). واکنش یادشده به تغییر شیمی سیال میان‌بار منجر شده است. با توجه به حفظ بافت باریت‌ها، این تغییر ناشی از نشت میان‌بارها و یا پر شدن دوباره به وسیله سیال‌های جوان دگرگونی هستند.

حرکت‌های زمین‌ساختی در منطقه به جدا شدن دو اندیس کوچک باریت به طول‌های ۱۰ و ۱۵ متری در حدود ۹۰۰ متری جنوب سینه کار اصلی معدن منجر شده است. اندیس‌های یادشده مشابه با کانسنگ اصلی بر روی سنگ‌های آتشفشانی K^v و با مرز مشخص گسلی در زیر شیل‌های واحد K^s به گونه چینه‌سان، جای گرفته‌اند. با توجه به گسترش کم این معدن و گسل‌های تراستی منطقه احتمال جابه‌جایی بخشی دیگر از کانسار در منطقه به وسیله گسل‌ها وجود دارد.

جدول ۱. نتایج تجزیه ICP-MS نمونه‌های باریت معدن شاه‌نشین
Table 1. Results of ICP-MS analysis of the Shahneshin barite samples

Sam. no.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Ba ppm	3381	3135	5238	4315	6395	4057	2179	2826	3423
S	>10000	>10000	>10000	8530	>10000	4991	>10000	7192	2293
Ag	0.8	1.9	1.4	1.4	3.5	2.2	10.5	1.6	2.2
As	110	157	206	171	304	124	408	135	172
Cd	0.7	1.1	1.0	2.1	6.7	2.9	12.0	2.1	3.2
Co	13.7	14.4	7.3	5.1	4.4	1.1	6.6	1.2	4.4
Cr	85.1	90.2	72.6	89.1	6.3	5.1	4.2	5.7	4.9
Hf	8.3	11.6	5.5	3.2	6.1	1.4	3.6	2.1	2.8
Mn	210.9	256.9	69.2	62.5	47.4	3154.8	40.0	1393.4	618.5
Ni	38.9	42.0	21.9	16.8	10.3	5.7	31.2	3.1	9.8
P	496	380	72	138	278	124	285	1246	1372
Pb	53	75	51	222	379	176	626	111	119
Rb	120.1	38.3	115.6	326.9	450.2	648.1	1003.9	627.0	564.4
Sc	12.1	14.4	5.3	3.1	3.8	0.7	0.7	0.4	0.3
Sr	296	118	291	1014	1372	1950	2914	1878	1708
Th	19.1	26.4	12.8	8.9	12.8	2.6	7.8	4.1	6.4
U	3.9	5.6	2.9	1.3	2.7	1.5	2.0	1.7	1.5
Y	12	15	4	3	6	2	1	4	5
Zn	94	136	66	130	730	255	1334	108	416
Zr	111	161	45	29	56	3	5	< 1	2
La	23.4	31.1	9.6	3.8	1.8	2.5	1.4	6.6	5.7
Ce	48.0	68.8	17.5	6.6	3.9	2.8	7.1	11.3	16.4
Pr	3.5	5.7	2.2	3.1	2.1	2.0	< 0.5	2.8	2.3
Nd	20.8	26.6	6.1	1.3	3.1	< 0.6	< 0.6	< 0.6	0.9
Sm	3.0	3.6	1.6	1.3	1.5	1.3	0.8	1.7	0.6
Eu	0.6	0.6	0.3	0.3	0.5	0.8	0.3	1.6	1.7
Gd	3.1	3.9	1.6	1.1	1.8	< 0.5	1.0	0.6	1.1
Tb	0.5	0.8	0.3	0.2	0.3	0.1	0.1	< 0.1	0.1
Ho	0.2	0.3	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Dy	1.9	2.5	0.1	< 0.08	0.7	3.4	< 0.08	2.2	0.8
Er	1.2	1.6	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Tm	0.2	0.3	< 0.1	< 0.1	0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Lu	0.2	0.4	0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Yb	1.4	2.0	0.6	0.4	0.6	0.4	0.2	0.5	0.5
ΣREE	104.9	144.3	36	17	14.6	13.3	9.9	26.7	29
La/La* _{CN}	9.5	2.5	0.8	0.2	0.1	nd	nd	nd	0.4
La/Lu _{CN}	10.1	8.0	5.7	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Eu/Eu* _{CN}	0.7	0.5	0.7	1.0	1.1	nd	1.1	5.6	7.0
Ce/Ce* _{SN}	1.1	1.1	1.0	0.4	0.4	0.3	nd	0.6	1.0
Pr/Pr* _{SN}	0.7	0.8	1.3	5.8	3.4	nd	nd	nd	2.3
Gd/Gd* _{CN}	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	nd	1.2	nd	1.4
Ce/Yb _{CN}	6.9	7.0	5.6	3.5	1.2	1.3	9.1	5.0	7.2
Ce/Sm _{CN}	3.7	4.5	2.6	1.2	0.6	0.5	2.2	1.6	5.9
Nd/Er _{CN}	18.0	16.2	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Y/Ho	52.1	56.0	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ce/La	2.1	2.2	2.4	1.7	2.2	1.1	5.1	1.7	2.9
Eu/Sm	0.2	0.17	0.19	0.23	0.33	0.62	0.38	0.94	2.83
U/Th	0.20	0.21	0.23	0.15	0.21	0.58	0.26	0.41	0.23
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr								0.7065	
δ ³⁴ S‰								21.53	

ادامه جدول ۱. نتایج تجزیه ICP-MS نمونه‌های باریت معدن شاه‌نشین

Table 1 (Continued). Results of ICP-MS analysis of the Shahneshin barite samples

Sam. no.	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Ba ppm	3494	5600	3725	4401	2829	1543	3037	3487	3583
S	5262	2917	8503	7730	5935	>10000	>10000	1911	>10000
Ag	1.8	2.1	2.2	6.8	1.6	24.9	13.1	10.1	7.9
As	114	56	151	290	132	1178	657	384	632
Cd	3.7	2.3	3.0	12.1	1.2	21.1	21.2	5.9	18.9
Co	< 0.5	2.6	4.6	2.8	1.3	7.6	3.3	2.3	3.5
Cr	5.3	7.9	86.4	3.3	5.6	3.9	4.7	2.4	3.2
Hf	1.0	< 0.5	2.8	1.8	1.5	7.0	4.5	3.7	4.1
Mn	112.7	32.4	93.3	57.6	731.8	17.4	29.1	62.1	31.3
Ni	5.0	7.2	9.7	22.3	1.7	34.0	20.3	6.3	7.4
P	684	252	82	264	313	1115	41	413	196
Pb	327	568	537	675	121	1364	1531	1157	1223
Rb	555.3	236.3	566.5	311.4	445.7	588.9	335.2	456.7	408.1
Sc	0.4	0.3	2.1	0.4	0.3	0.3	0.4	0.2	0.3
Sr	1647	704	1673	927	1307	1717	974	1330	1186
Th	3.0	1.7	7.7	4.7	3.8	17.8	12.3	10.7	10.9
U	0.7	< 0.5	1.7	1.0	1.9	3.9	2.3	1.7	2.0
Y	2	1	2	1	1	3	< 0.4	1	1
Zn	422	441	452	1295	120	1684	2126	335	1319
Zr	< 1	< 1	21	< 1	< 1	2	1	< 1	2
La	2.3	1.2	1.4	1.1	2.3	1.8	1.0	2.8	1.6
Ce	6.2	5.0	4.0	2.2	< 0.6	2.2	3.3	3.9	2.2
Pr	< 0.5	< 0.5	0.9	< 0.5	4.6	4.2	< 0.5	1.4	1.8
Nd	< 0.6	< 0.6	< 0.6	< 0.6	< 0.6	< 0.6	0.9	< 0.6	0.8
Sm	1.0	0.8	1.0	0.8	0.7	1.4	0.6	1.0	0.9
Eu	0.6	0.4	0.1	0.3	0.8	0.5	0.1	0.4	0.9
Gd	< 0.5	< 0.5	0.9	< 0.5	< 0.5	1.6	0.9	0.9	1.0
Tb	< 0.1	< 0.1	0.1	0.1	< 0.1	0.3	0.3	0.2	0.2
Ho	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Dy	< 0.08	< 0.08	< 0.08	< 0.08	0.9	< 0.08	< 0.08	< 0.08	< 0.08
Er	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Tm	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Lu	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Yb	0.1	0.1	0.3	0.1	0.2	0.3	0.1	0.1	0.1
ΣREE	10.2	7.5	7.8	4.6	9.5	10.8	6.3	9.8	8.5
La/La*_{CN}	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0.1
La/Lu_{CN}	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Eu/Eu*_{CN}	nd	nd	0.5	nd	nd	1.1	0.6	1.3	3.3
Ce/Ce*_{SN}	nd	nd	0.8	nd	nd	0.1	nd	0.4	0.3
Pr/Pr*_{SN}	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	8.0
Gd/Gd*_{CN}	nd	nd	0.8	nd	nd	0.8	0.7	0.7	0.9
Ce/Yb_{CN}	8.5	8.1	2.7	4.3	nd	1.7	5.4	5.2	4.1
Ce/Sm_{CN}	1.5	1.5	0.9	0.7	nd	0.4	1.2	0.9	0.6
Nd/Er_{CN}	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Y/Ho	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ce/La	2.7	4.2	2.9	2.0	nd	1.2	3.3	1.4	1.4
Eu/Sm	0.6	0.5	0.1	0.38	1.14	0.36	0.17	0.4	1
U/Th	0.23	nd	0.22	0.21	0.50	0.22	0.19	0.16	0.18
⁸⁷Sr/⁸⁶Sr						0.7065			
δ³⁴S‰						20.62			

ادامه جدول ۱. نتایج تجزیه ICP-MS نمونه‌های باریت معدن شاهنشین

Table 1 (Continued). Results of ICP-MS analysis of the Shahneshin barite samples

Sam. no.	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Ba ppm	2073	8988	1883	8678	7524	2091	4184	3910	5945
S	>10000	4455	2262	950	1700	>10000	1280	1547	9605
Ag	16.3	0.2	< 0.1	0.87	1.03	23.0	23.4	6.3	1.5
As	842	29	16	151	24.22	628	538	160	150
Cd	14.8	< 0.1	< 0.1	6.02	0.12	77.5	9.2	2.6	0.7
Co	8.0	2.6	4.9	17.56	1.76	10.1	5.5	3.4	6.7
Cr	6.8	40.9	18.0	35.14	38.13	4.5	3.7	2.8	102.7
Hf	8.6	1.8	8.5	9.56	1.43	8.9	4.3	1.5	3.1
Mn	45.0	58.8	264.8	680	110	36.8	341.5	437.8	118.5
Ni	14.5	6.0	1.2	24.17	3.15	15.6	13.1	14.9	18.6
P	1068	209	260	479	169	714	442	905	137
Pb	1053	45	23	76.66	15.58	3907	1109	335	98
Rb	492.4	60.3	9.5	53.40	63.07	507.3	509.8	436.5	210.9
Sc	0.6	6.5	11.9	16.47	11.00	0.3	0.5	0.5	2.9
Sr	1429	180	27	158	189	1474	1472	1272	620
Th	22.7	10.5	29.6	28.87	7.50	26.8	14.2	5.4	12.1
U	4.6	0.9	3.9	4.67	0.58	4.8	2.5	0.9	1.6
Y	3	20	30	16.18	25.11	1	3	2	4
Zn	808	79	118	909	124	3715	532	221	94
Zr	5	179	194	60	171	4	3	1	34
La	2.8	25.5	45.3	15.10	24.56	2.4	2.5	2.5	5.6
Ce	9.4	45.4	79.9	33.39	43.29	5.8	2.5	4.2	10.1
Pr	2.7	1.2	5.6	2.24	1.23	3.6	2.7	0.7	1.6
Nd	< 0.6	17.3	25.6	17.40	14.10	< 0.6	< 0.6	< 0.6	2.0
Sm	1.2	3.3	5.8	3.03	2.82	1.1	0.6	0.8	0.8
Eu	0.9	0.6	1.2	0.84	0.59	0.6	0.7	1.1	0.2
Gd	2.0	2.3	4.2	3.33	2.07	1.8	1.2	0.5	1.2
Tb	0.5	0.2	0.6	0.59	0.10	0.5	0.2	< 0.1	0.2
Ho	< 0.1	0.5	0.5	0.16	0.27	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Dy	0.3	3.8	5.6	3.43	4.25	0.3	0.4	0.1	0.4
Er	< 0.5	1.5	2.1	1.31	1.28	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Tm	0.2	< 0.1	0.2	0.24	< 0.1	0.2	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Lu	0.1	0.1	0.2	0.18	< 0.1	0.2	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Yb	0.4	1.8	2.7	1.42	2.15	0.2	0.2	0.2	0.4
ΣREE	18.5	101.2	175.3	79.33	94.64	14.9	9.8	9.6	21.3
La/La*_{CN}	nd	-2.5	3.7	-5.03	-3.64	nd	nd	nd	0.6
La/Lu_{CN}	2.7	24.5	19.0	8.16	nd	1.3	nd	nd	nd
Eu/Eu*_{CN}	1.9	0.8	0.8	0.91	0.84	1.5	2.6	5.7	0.6
Ce/Ce*_{SN}	0.7	1.1	1.0	1.16	1.12	0.4	0.2	0.7	0.8
Pr/Pr*_{SN}	nd	0.3	0.7	0.54	0.29	nd	nd	nd	2.0
Gd/Gd*_{CN}	0.8	1.0	0.8	0.86	1.15	0.7	1.0	nd	1.0
Ce/Yb_{CN}	5.1	5.0	5.9	4.69	4.02	5.6	2.3	5.4	4.8
Ce/Sm_{CN}	1.9	3.3	3.2	2.57	3.58	1.3	0.9	1.2	2.9
Nd/Er_{CN}	nd	11.3	12.1	13.3	11.02	nd	nd	nd	nd
Y/Ho	nd	43.7	58.8	101	93	nd	nd	nd	nd
Ce/La	3.4	1.8	1.8	2.2	1.8	2.4	1.0	1.7	1.8
Eu/Sm	0.75	0.18	0.21	0.28	0.21	0.55	1.17	1.38	0.25
U/Th	0.20	0.09	0.13	0.16	0.08	0.18	0.18	0.17	0.13
⁸⁷Sr/⁸⁶Sr	0.7065								
δ³⁴S ‰	19.05								

La/La*_{CN}=[La/(3Pr-2Nd)]_{CN}; Eu/Eu*_{SN}=[2*Eu/(Sm+Gd)]_{SN}; Ce/Ce*_{SN}=[2Ce/(La+Pr)]_{SN}; Pr/Pr*_{SN}=[2Pr/(Ce+Nd)]_{SN}; Gd/Gd*_{CN}=[Gd/(0.32Sm+0.67Tb)]_{CN}; SN=Post Archean Australian Shale-normalized; CN=Chondrite-normalized; Cretaceous seawater with ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr= 0.7075 and δ³⁴S= 20- 22‰.

نتایج تجزیه، بر پایه استاندارد $^{34}\text{S}/^{32}\text{S} = 0.0450045$ از شهاب سنگ Canyon Diable و با دقت $2\sigma = \pm 0.2\%$ هستند. آماده سازی نمونه ها برای بررسی ایزوتوپ های استرانسیوم نیز با پیروی از دستور کار تاتکن و همکاران (Tütken et al., 2002) و با دستگاه طیف سنج جرمی یونی حرارتی^۳ مدل Phonix انجام شدند. نتایج نسبت به $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ بهنجار شده، استاندارد آن NBS-987 برابر 0.7102477 و میزان دقت داده ها $2\sigma = \pm 0.000014$ است. همچنین از نمونه ها مقطع نازک برای بررسی پتروگرافی (۳۴ نمونه) و قطعه های صیقلی (۶ نمونه) برای تصویر SEM در دانشگاه کردستان تهیه و انجام شد. تصاویر SEM از قطعه های صیقلی پس از تمیز کردن و پوشش با طلا توسط دستگاه FESEM از شرکت TSCAN با قدرت تفکیک $1/2 \text{ nm}$ ، بزرگ نمایی ۳۰۰ هزار برابر و اعمال ولتاژ ۳۰ kv تهیه شد.

ویژگی های زمین شیمیایی

باریت به دلیل مقاومت بالا و حلالیت پایین، ویژگی های زمین شیمیایی محیط تشکیل خود را حفظ می کند (Jamieson et al., 2016). تجزیه زمین شیمی عناصر و ترکیب ایزوتوپ های Sr و S کانسار باریت شاهنشین و برخی مؤلفه های آنها در جدول ۱ آمده است.

زمین شیمی عناصر

فراوانی و نسبت های عنصری در شناسایی ذخایر باریت با موقعیت های زمین ساختی مختلف دارای اهمیت بالایی هستند (Baïoumy, 2015). مقادیر U و Th نمونه های باریت شاهنشین، به ترتیب، $5/6 \text{ ppm}$ تا $4/5 \text{ ppm}$ و $29/6 \text{ ppm}$ تا $1/7 \text{ ppm}$ و نسبت U/Th آنها در بازه $0/08$ تا $0/58$ است. همچنین، داده های شیمیایی باریت ها ناهنجاری طلا با محتوای بین $1/78 \text{ ppm}$ تا $0/88 \text{ ppm}$ (Hasankhanloo, 2015) نشان می دهند و با فاصله از سنگ میزبان آتشفشانی به سوی کمر بالا، فراوانی عنصر Zr در نمونه های

باریت چینه سان، به تدریج افزایش می یابد.

بررسی REEs یکی از مهم ترین راه های شناسایی منشأ کانه زایی به ویژه برای کانسارهای باریت است (Guichard et al., 1979) و فراوانی و الگوی پراکندگی REEs در باریت ها به عنوان شاخص فیزیکوشیمیایی محیط رسوبی در سامانه های اخیر و گذشته زمین به کار گرفته شده است (Griffith and Paytan, 2012). مقادیر REEs_{CN} بهنجار شده به کندریت نمونه های باریت شاهنشین بین $4/6$ تا $175/3$ بوده و آنها غنی شدگی LREEs نسبت به HREEs ($\text{Nd}/\text{Er}_{\text{CN}} > 11$) نشان می دهند.

نسبت Eu/Sm به عنوان ردیاب فرایندهای گرمایی و ارزیابی نه نشین های آنها کاربرد دارد. سیال های گرمایی در مقایسه با آب دریا غنی شدگی Eu نسبت به Sm را نشان می دهند (Elderfield, 1988). نسبت Eu/Sm نمونه های باریت شاهنشین بین $0/1$ تا $2/83$ است. گیچارد و همکاران (Guichard et al., 1979) نسبت Ce/La را به عنوان شاخصی برای تمایز بین باریت های دریایی از غیر دریایی بیان داشتند. این نسبت در نمونه های مورد بررسی (به جز سه نمونه، یک نمونه $\text{Ce}/\text{La} = 0/99$) و دو نمونه دیگر با مقادیر $\text{Ce} < 0.05$ بزرگ تر از یک است. همچنین، نسبت Y/Ho در سیال های گرمایی زیر دریایی بین 25 تا 50 ، سولفیدهای چینه سان و کانسارهای توده ای بین 28 تا 75 ، آب اقیانوس های باز و حاشیه اقیانوسی بین 94 تا 108 ، نهشته های شیمیایی عاری از آلودگی قاره ای بین 44 تا 74 ، و سیال های گرمایی در ارتباط با حوضه های پشت کمانی و پشته های میان اقیانوسی بین 51 تا 160 هستند (Douville et al., 1999). نسبت Y/Ho نمونه های باریت شاهنشین بین $43/7$ تا 101 در تغییر است.

مقادیر $\text{Gd}/\text{Gd}^*_{\text{CN}}$ برای شناسایی سیال کانه ساز و سنگ های منشأ (Bau and Dulski, 1996)، $\text{La}/\text{La}^*_{\text{CN}}$ برای شناسایی منشأ سیال (Shields et al., 2004) و $\text{La}/\text{Lu}_{\text{CN}}$ برای شناسایی pH سیال به کار می رود. نمونه های باریت شاهنشین در بر دارنده مقادیر $\text{Gd}/\text{Gd}^*_{\text{CN}}$ بین $0/7$ تا $1/4$ ، $\text{La}/\text{La}^*_{\text{CN}}$ در حدود $5/03$ -

بحث

سولفات دومین آنیون فراوان در آب دریا (~ 2700 ppm) و منبع اولیه برای ته‌نشینی باریت‌های دریایی است (Griffith and Paytan, 2012). فراوانی سولفات در سیال‌های گرمابی ناچیز است (Jamieson et al., 2016). در شرایط احیایی، گوگرد به طور عمده به گونه H_2S یا سولفیدهای فلزی و در شرایط اکسایش به صورت کانی‌های انیدریت، سولستین و باریت وجود دارد (Hanor, 2000).

باریم به طور گسترده و به نسبت فراوان (435 ppm) در پوسته زمین پراکنده است (Haynes et al., 2016). فراوانی باریم در پوسته زمین در ارتباط با کانی‌های فلدسپار و در کانسارها ناشی از آب‌شویی باریم این کانی‌ها در سنگ‌های منشأ توسط سیال‌های گرمابی است (Stern et al., 2013). باریم در سیال‌های احیایی فقیر از سولفات محلول است (Eickmann et al., 2014). آب دریاها دارای مقدار باریم کم (0.1 ppm) (Jamieson et al., 2016)، در شرایط نرمال نسبت به باریت تحت اشباع است و ته‌نشینی باریت در دریاها هنگامی رخ می‌دهد که سیال غنی از Ba^{2+} با سیال غنی از SO_4^{2-} آب دریا مخلوط می‌شوند (Aloisi et al., 2004).

داده‌های میان‌بار سیال (Hasankhanloo, 2015) و اندازه و ریخت بلورها در باریت‌های چینه‌سان شاه‌نشین نشان‌دهنده کانسارهای گرمابی (Griffith and Paytan, 2012) نوع دومنشائی فلسیک کوروکو (Franklin et al., 2005) هستند. حضور محلی لایه‌های ظریف از کانی‌های رسی کائولینیت و سربست (Hasankhanloo, 2015) در مرز سنگ‌های آتشفشانی کمر پایین با توده معدنی نیز گویای نقش مهم فرایندهای گرمابی در ته‌نشینی باریت، در بستر دریا، و نوع کوروکو (Ohmoto, 1996) است.

عناصر جزئی و نادر خاکی

بر پایه مقادیر اورانیوم (0.54 تا 5.6 ppm)، نسبت‌های U/Th

تا $9/5$ و La/Lu_{CN} در بازه $1/3$ تا $24/5$ هستند (جدول ۱).

عناصر یورپیم و سربیم نسبت به شرایط اکسیداسیون و احیا حساس هستند. یورپیم در محیط‌های نزدیک سطح تغییرات ظرفیتی نشان می‌دهد و در شرایط احیایی Eu^{3+} به Eu^{2+} تبدیل می‌شود (Guichard et al., 1979). مقادیر Eu/Eu^*_{CN} نمونه‌های باریت شاه‌نشین در محدوده $0.7-5$ هستند. سربیم در شرایط اکسیدان از Ce^{3+} به Ce^{4+} تغییر می‌یابد و ناهنجاری نشان می‌دهند. مقادیر Ce/Ce^*_{SN} نمونه‌های باریت شاه‌نشین بین 0.1 تا $1/49$ تغییر می‌کند.

زمین‌شیمی ایزوتوپی

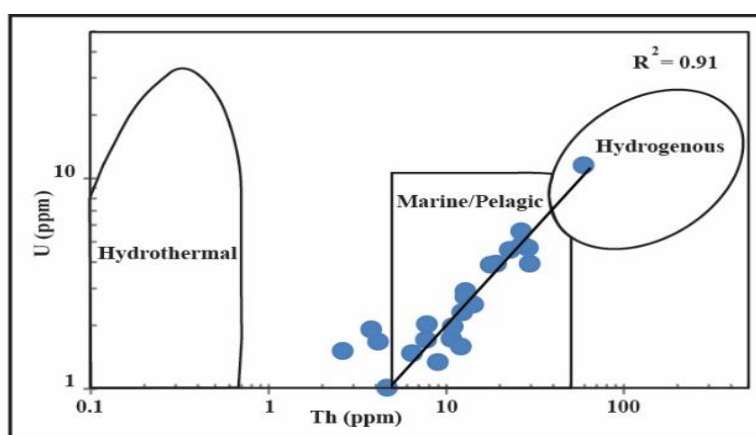
بررسی ایزوتوپ‌های پایدار برخی از عناصر شیمیایی به یکی از مهم‌ترین و قوی‌ترین ابزارهای زمین‌شیمیایی تبدیل شده است. تغییر در فراوانی نسی ایزوتوپ‌های پایدار یک عنصر ممکن است بیانگر شرایط تشکیل کانی‌های دربردارنده آنها باشد. ایزوتوپ‌های پایدار گوگرد و استرانسیوم برای شناسایی منشأ سیال، تغییرات در ترکیب سیال و سازوکارهای حمل و ته‌نشینی سیال کانه‌ساز باریت در موقعیت‌های مختلف به کار گرفته شده‌اند (Paytan et al., 2011; Baïoumy, 2015).

منشأ سولفات در باریت‌ها ممکن است آب دریا ($\delta^{34}S = 21\text{‰}$)، ماگما ($\delta^{34}S = 1-2\text{‰}$)، کانی‌های کلسیم سولفات، یون سولفات (Paytan et al., 2002) و یا اختلاطی با نسبت‌های مختلف از آنها باشند. مقدار ایزوتوپ $\delta^{34}S$ در نمونه‌های باریت شاه‌نشین بین $19/05$ تا $21/53\text{‰}$ است.

شناسایی موقعیت زمین‌ساختی سنگ‌های میزبان کانسارهای باریت (Clark et al., 2004)، و بازسازی ترکیب آب دریای هم‌زمان با ساخت کانی‌های باریت اغلب با استفاده از نسبت ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr$ آنها (Paytan et al., 1993) انجام می‌شود (Maynard et al., 1995). نمونه‌های باریت شاه‌نشین دارای نسبت $^{87}Sr/^{86}Sr$ برابر 0.70649 ، 0.70651 و 0.70651 هستند.

قرارگیری نمونه‌های باریت شاه‌نشین به طور عمده در محدوده آب‌های دریایی/پلاژیک در نمودار U-Th (Bonatti et al., 1976) و بالا بودن نسبت Th/U ($Th/U > 1$) (Goldberg et al., 1969) در آنها، به گمان قوی، نشان‌دهنده منشأ عمده سیال گرمابی از آب‌های دریایی داغ (Sánchez-España et al., 2000) است. همچنین قرار گرفتن برخی نمونه‌ها در خارج از بازه پلاژیک دریایی می‌تواند ناشی از مشارکت سیالی دیگر، سیال ماگمایی، در تشکیل کانی‌های باریت باشد (شکل ۴).

(۰/۰ تا ۰/۵۸)، مقادیر طلا (۰/۱-۸۸/۷۸ ppm) و دمای همگن‌سازی میان‌بارهای سیال (۱۱۵ تا ۲۱۵ درجه سانتی‌گراد) (Hasankhanloo, 2015) می‌توان بیان داشت که باریت‌های شاه‌نشین از سیال‌های گرمابی حرارت پایین ($< 250^\circ\text{C}$) درجه سانتی‌گراد (Herzig et al., 1993)، با pH اسیدی (۲۴/۵-۱/۳ La/Lu_{CN}) و در شرایط اکسیدان تشکیل شده‌اند. غلظت عناصر U و Th در باریت‌های دریایی، به ترتیب، در حدود ۲-۵ ppm و ۳۰ ppm (Church and Bernat, 1972) است.



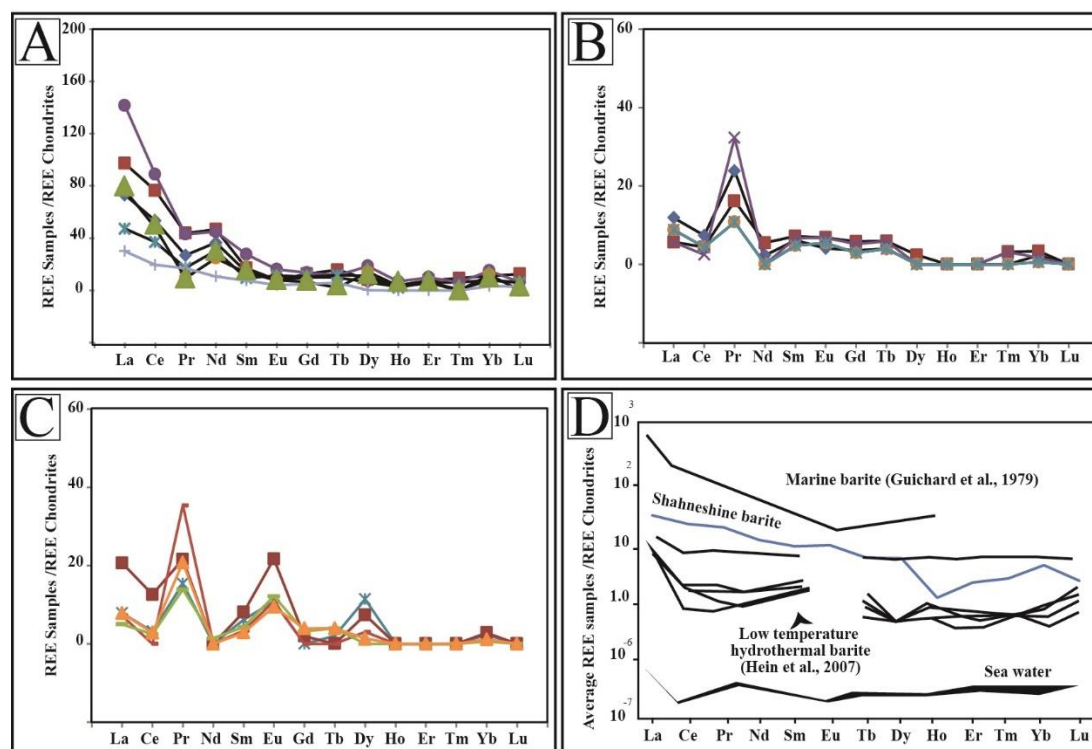
شکل ۴. نمونه‌های باریت شاه‌نشین در محدوده دریایی / پلاژیک در نمودار U-Th برگرفته از بوناتی و همکاران (Bonatti et al., 1976)

Fig. 4. Shahneshin barite samples fall in the marine/pelagic field on the U-Th diagram after Bonatti et al. (1976)

(> 11) در سه گروه جای دارند (شکل ۵-A، B و C). الگوی پراکندگی میانگین REE_{SCN} نمونه‌های باریت شاه‌نشین در محدوده داده‌های REE_{SCN} کانسارهای باریت گرمابی با دمای پایین و باریت‌های دریایی است (شکل ۵-D). باریت‌های با منشأ دریایی ۱۰ تا ۱۰۰ برابر غنی‌شدگی REEs را نسبت به باریت‌های گرمابی نشان می‌دهند (Guichard et al., 1979). به طور کلی، سیال‌های گرمابی حاصل از ماگما و یا از آب‌شویی سنگ‌ها دارای مقادیر کمی از REEs هستند. همچنین، در شرایط معمول رسوبات دریایی از LREEs تهی‌شدگی دارند؛ اما با ورود سیال‌های گرمابی نهشته‌ها از LREEs غنی‌شدگی نشان می‌دهند.

ناهنجاری مثبت فلزات Au (۰/۱-۸۸/۷۸ ppm) (Hasankhanloo, 2015) و As (۱۱۷۸-۱۶ ppm) در نمونه‌های باریت نشان‌دهنده مشارکت سیال ماگمایی در تشکیل کانسار است (Yang and Scott, 1996). تغییر فراوانی عنصر Zr، در باریت چینه‌سان، با دور شدن از سنگ میزبان آتشفشانی نیز ناشی از کاهش جریان سیال گرمابی به داخل دریا، کاهش دمای سیال و تغییر در نسبت سیال ماگمایی به آب دریاست (Lottermoser, 1992).

نمونه‌های باریت شاه‌نشین بر پایه تغییرات الگوی پراکندگی REE_{SCN} و غنی‌شدگی LREEs نسبت به HREEs (Nd/Er_{CN})



شکل ۵. A، B و C: الگوی متفاوت پراکندگی REE_{SCN} (Sun and McDonough, 1989) نمونه‌های باریت شاه‌نشین و D: الگوی پراکندگی میانگین REE_{SCN} نمونه‌های باریت و مقایسه آن با REE_{SCN} باریت‌های دریایی و گرمابی و آب دریای امروزی (Guichard et al., 1979; Hein et al., 2007)

Fig. 5. A, B and C: Variations in REE_{SCN} patterns (Sun and McDonough, 1989) in the Shahneshtin barite samples, and D: The distribution of average REE_{SCN} abundances in the studied barite samples compared with REE_{SCN} of marine and low temperature hydrothermal and modern seawater barites (Guichard et al., 1979 and Hein et al., 2007)

(Bau, 1991). مقادیر Gd/Gd^*_{CN} (۰/۷ تا ۱/۴) و Gd/Gd^*_{CN} (۱/۳ تا ۲۴/۵) La/Lu_{CN} نمونه‌های باریت شاه‌نشین نیز گویای تشکیل باریت‌ها از آب دریای داغ‌شده (Sánchez-España et al., 2000)، و آب‌شویی سنگ‌های مسیر به وسیله سیال اسیدی زیرسطحی است. گستردگی مقادیر La/La^*_{CN} نمونه‌ها نیز بیانگر تشکیل باریت‌ها از سیال‌های دریایی و ماگمایی با نسبت‌های متفاوت است. نسبت Ce/La بزرگ‌تر از ۱ در باریت‌های گرمابی گزارش شده است (Guichard et al., 1979).

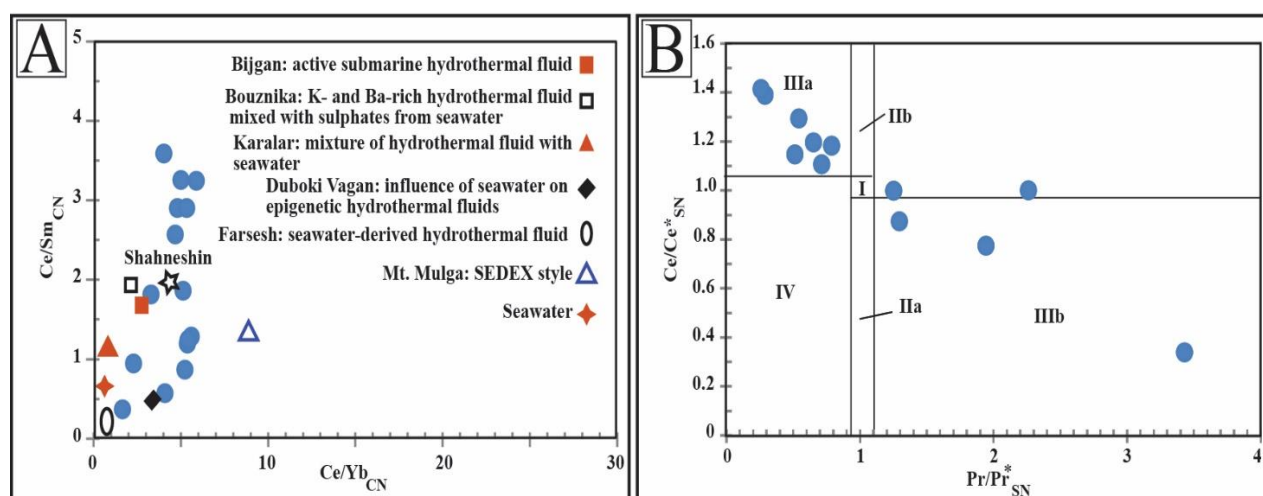
ناهنجاری مثبت Eu/Eu^* و غنی‌شدگی LREEs (Michard, 1989) مربوط به آب‌شویی Eu و دگرسانی عمیق کانی‌های غنی از Eu سنگ‌های منشأ همچون فلدسپارها به وسیله سیال‌های

مقایسه الگوی پراکندگی REE_{SCN} کانسارهای باریت در نمودار دوتایی Ce/Sm در مقابل Ce/Yb (شکل ۶-A)، نیز نشان می‌دهد مقادیر REEs کانسار شاه‌نشین خیلی نزدیک به مقادیر REEs باریت‌های گرمابی کانسارهای بیجگان و بزنیکا (Zarasvandi et al., 2014) و باریکا (Tajeddin et al., 2010) است.

مقادیر Gd/Gd^*_{CN} بزرگ‌تر از ۱ به طور معمول گویای تشکیل باریت‌ها از آب دریا (Ehya, 2012) و آب‌شویی سنگ‌های مسیر است. مقادیر ناهنجاری La/La^*_{CN} در باریت‌های آب دریا بیشتر از ۱ و در سیال‌های گرمابی کمتر از ۱ است (Shields et al., 2004). همچنین، نسبت‌های $La/Lu_{CN} > 1$ گویای شرایط اسیدی و $La/Lu_{CN} < 1$ نشان‌دهنده شرایط خنثی و قلیایی سیال است

ضریب همبستگی بین $\text{Ce}/\text{Ce}^*_{\text{SN}}$ و $\text{Pr}/\text{Pr}^*_{\text{SN}}$ می‌تواند در تعیین شرایط اکسایش- احیا مؤثر باشد (Bau and Dulski, 1996). بر پایه نمودار آنها، ناهنجاری‌های منفی Ce در رسوب‌ها گویای شرایط اکسیدان سیال کانه‌ساز است؛ اما نبود ناهنجاری منفی Ce نشان‌دهنده شرایط احیایی سیال نیست. داده‌های زمین‌شیمیایی نمونه‌های باریت شاه‌نشین، ۱۴ نمونه از ۲۷ نمونه در این نمودار در موقعیت‌های ناهنجاری مثبت واقعی Ce (IIIa) و ناهنجاری منفی واقعی Ce (IIIb) جای دارند (شکل ۶-B).

گرمابی (Koski and Hein, 2003)، اسیدی (Bau, 1991) و داغ (Kurian et al., 2008) در شرایط احیایی (Guichard et al., 1979) است. همچنین، نمونه‌های باریت با ناهنجاری منفی Eu و مقادیر بالای REEs (Guichard et al., 1979) گویای تنه‌نشینی باریت از سیال کانه‌ساز اکسیدان همسان با آب دریاست. مقادیر $\text{Ce}/\text{Ce}^*_{\text{SN}}$ بهنجار شده به شیل در نمونه‌های باریت بیانگر تشکیل آنها از سیال دریایی ($\text{Ce}/\text{Ce}^*_{\text{SN}} < 0.5$)، (Paropkari et al., 2010)، اختلاط آب دریا و سیال ماگمایی ($\text{Ce}/\text{Ce}^*_{\text{SN}} < 0.5$) و سیال ماگمایی ($\text{Ce}/\text{Ce}^*_{\text{SN}} > 1$) است (Bender et al., 1971).



شکل ۶. A: جایگاه باریت‌های شاه‌نشین (دایره‌های آبی جایگاه هر کدام از نمونه‌ها و ستاره میانگین نمونه‌ها را نشان می‌دهند) و مقایسه آن با کانسارهای باریت دریایی و گرمابی در نمودار $\text{Ce}/\text{Yb}_{\text{CN}}-\text{Ce}/\text{Sm}_{\text{CN}}$. جایگاه کانسارهای دیگر بر پایه پژوهش زراسوندی و همکاران (Zaravandi et al., 2014) است و B: نمونه‌های باریت شاه‌نشین در نمودار $\text{Ce}/\text{Ce}^*_{\text{SN}}$ در مقابل $\text{Pr}/\text{Pr}^*_{\text{SN}}$ برای تعیین ناهنجاری واقعی Ce (Bau and Dulski, 1996). محدوده‌های I: بدون ناهنجاری، IIa: ناهنجاری مثبت La باعث بروز ناهنجاری منفی Ce می‌شود، IIb: ناهنجاری منفی La سبب ناهنجاری مثبت Ce می‌شود، IIIa: ناهنجاری مثبت واقعی Ce، IIIb: ناهنجاری منفی واقعی Ce و IV: ناهنجاری مثبت La مانع بروز ناهنجاری مثبت Ce را نشان می‌دهند. نمونه‌های باریت شاه‌نشین در موقعیت‌های IIIa و IIIb جای دارند.

Fig. 6. A: Studied barite samples (blue circles and the star represent each of the samples and their average values, respectively) compared with marine and low-temperature hydrothermal barites in the $\text{Ce}/\text{Sm}_{\text{CN}}-\text{Ce}/\text{Yb}_{\text{CN}}$ diagram. The locations of the barite deposits, except Shahneshin, are based on data from Zaravandi et al. (2014), and B: Samples from the Shahneshin barite in a binary graph of $\text{Ce}/\text{Ce}^*_{\text{SN}}$ vs. $\text{Pr}/\text{Pr}^*_{\text{SN}}$ to determine true negative Ce anomalies (Bau and Dulski, 1996). Field I: no Ce and La anomalies; field IIa: positive La anomaly produces an apparent negative Ce anomaly; field IIb: a negative La anomaly causes an apparent positive Ce anomaly; field IIIa: real positive Ce anomaly; field IIIb: real negative Ce anomaly; field IV: positive La anomaly disguises a positive Ce anomaly. Shahneshin barite samples fall in the IIIa and IIIb fields.

نمونه‌های دیگر باریت شاه‌نشین به دلیل نداشتن مقادیر Ce/Ce^*_{SN} و یا Pr/Pr^*_{SN} در نمودار جای ندارند. نمونه‌های باریت با ناهنجاری منفی بارز Ce گویای مشارکت کم سیال ماگمایی در ساخت آنها بوده است و باریت از آب دریا ساخته شده است (Jewell and Stallard, 1991). بنابراین می‌توان گفت ته‌نشینی باریت‌های شاه‌نشین ناشی از اختلاط سیال‌های ماگمایی و آب دریا با درصدهای مختلف است و تغییر در نسبت مشارکت سیال‌های یادشده به تغییرات زمین‌شیمیایی باریت‌ها منجر شده است. الگوی پراکندگی نمونه‌ها در نمودار **شکل ۵** بیانگر این تغییرات است. قرارگیری نمونه‌های باریت شاه‌نشین در محدوده گسترده‌ای در نمودار Ce/Sm_{CN} در مقابل Ce/Yb_{CN} ، تغییرات فراوان نسبت‌های $(0.1-2/8)$ Eu/Sm ، Y/Ho ($43/101-7$) و ناهنجاری $(9/5)$ تا $(-5/0.3)$ La/La^*_{CN} که گویای اختلاط سیال گرمابی با آب دریا با نسبت‌های متفاوت هستند، بیانگر این موضوع است (**شکل ۶-۸**).

ایزوتوپ‌های گوگرد و استرانسیوم

باریت شاه‌نشین در بین نهشته‌های دریایی کرتاسه بالایی جای دارد

و مقدار ایزوتوپ گوگرد آب دریای کرتاسه بین $20-22\%$ است. نزدیکی مقادیر $\delta^{34}S$ نمونه‌های باریت شاه‌نشین ($-21/53$ - $19/05$) و آب دریای هم‌زمان با تشکیل آنها نشان می‌دهند که سیال ماگمایی دارای H_2S بسیار ناچیز، منشأ سولفات باریت به طور عمده از آب دریا (Maanijou et al., 2016) و به مقدار خیلی جزئی از اکسایش H_2S سیال گرمابی (Hannington and Scott, 1988) و ته‌نشینی باریت بلافاصله در بستر دریا (Hein, 2002) رخ داده است. ترکیب ایزوتوپی گوگرد باریت‌ها به دلیل جدایش بخشی پایین بین کانی‌های سولفات و سولفات محلول، به طور کلی شبیه ترکیب ایزوتوپ سولفات سیالی است ($\Delta > 4 \text{ ppm}$) که از آن ته‌نشینی می‌شوند (Griffith and Paytan, 2012; Seal et al., 2000). مقدار اختلاف ایزوتوپی $\delta^{34}S$ باریت-سیال، با به کارگیری دمای میان‌برهای سیال باریت‌های شاه‌نشین (115 تا 215 درجه سانتی‌گراد) در رابطه‌های باریت-سیال کانه‌ساز $SO_4^{2-}-H_2O$ (Kusakabe and Robinson, 1977) و بین باریت-سیال کانه‌ساز $SO_4^{2-}-H_2S$ (Ohmoto and Lasaga, 1982)، به ترتیب بین $0/24$ تا $0/33$ و کمتر از 1% را نشان می‌دهند (**جدول ۲**).

جدول ۲. مقادیر ایزوتوپ گوگرد نمونه‌های باریت شاه‌نشین (A)، مقادیر محاسبه‌شده $\delta^{34}S$ سیال‌های کانه‌ساز (B) $SO_4^{2-}-H_2O$ و (C) $SO_4^{2-}-H_2S$ و اختلاف میان نسبت ایزوتوپی باریت با سیال‌های کانه‌ساز B ($\Delta 1$) و C ($\Delta 2$)

Table 2. S isotopic values of the Shahneshin barite (A), calculated amounts $\delta^{34}S$ of the barite-forming fluids $SO_4^{2-}-H_2O$ (B) and $SO_4^{2-}-H_2S$ (C), and the difference between the isotopic ratio of barite with B ($\Delta 1$) and C ($\Delta 2$) ore-forming fluids

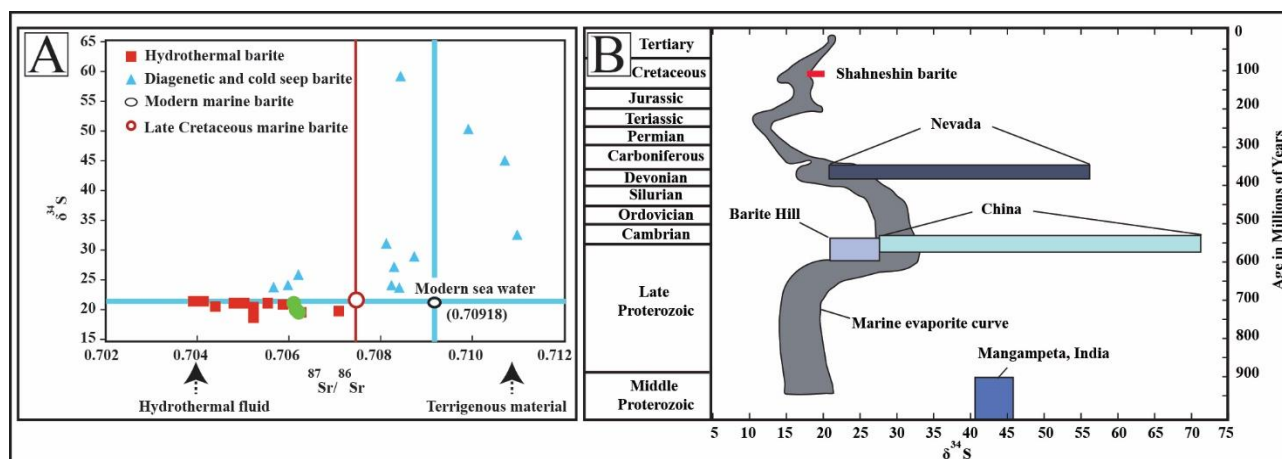
Sample No.	$\delta^{34}S$ vs CDT(‰) $2\sigma = \pm 0.02\%$ (A)	$SO_4^{2-}-H_2O$ $\delta^{34}S$ ‰ (B) $115 < T < 215^\circ C$	$\Delta 1 =$ A-B‰	$SO_4^{2-}-H_2S$ $\delta^{34}S$ ‰ (C) $115 < T < 215^\circ C$	$\Delta 2$ A-C‰
8	21.532	21.259 ± 0.096	0.27-0.33	21.200 ± 0.060	0.58-0.92
15	20.616	20.355 ± 0.092	0.26-0.32	20.298 ± 0.057	0.88-0.56
19	19.049	18.807 ± 0.085	0.24-0.29	18.755 ± 0.053	0.81-0.51

B is calculated based on $10^3 \ln a_{BaSO_4-H_2O} = 2.58 (10^6/T^2) - 4.8 \pm 0.4$ eq. after Kusakabe and Robinson (1977)
C is calculated based on $10^3 \ln a_{SO_4^{2-}-H_2O} = 6.46 (10^6/T^2) + 0.57$ eq. after Ohmoto and Lasaga (1982)

باشد (Monnin and Cividini, 2006). مقادیر ایزوتوپ‌های Sr نمونه‌های باریت شاه‌نشین (۰/۷۰۶۴۹ تا ۰/۷۰۶۵۱) از نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ سنگ‌های آذرین منطقه (۰/۷۰۴ تا ۰/۷۰۵) (Azizi et al., 2015) کمتر و از مقادیر آب دریای هم‌زمان با تشکیل آنها/کرتاسه پسین (۰/۷۰۷۵) بیشتر است. این ویژگی‌ها بیانگر مشارکت سیال ماگمایی در ساخت باریت شاه‌نشین است (Denison et al., 1994). بر پایه نسبت‌های ایزوتوپی Sr، در صورتی که منشأ Sr باریت‌ها فقط از این دو منبع (آب دریا و سیال ماگمایی) بوده باشد، می‌توان پیشنهاد کرد که ۳ نمونه باریت شاه‌نشین از سیالی با نسبت آب دریا به سیال ماگمایی ۳ به ۱ ساخته شده‌اند. ترسیم داده‌های نمونه‌ها در نمودار نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در برابر $\delta^{34}\text{S}$ (شکل A-۷) نشان‌دهنده منشأ آنها از اختلاط سیال‌های گرمابی و آب دریای کرتاسه پسین است. همچنین، نمونه‌ها در نمودار Age- $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ ، در محدوده نوع کانسارهای کوروکو با سن کرتاسه جای دارند (شکل B-۷).

یادآور می‌شود که باریت‌های بخش چینه‌سان شاه‌نشین فقیر از کانی‌های سولفیدی هستند و این سبب نبود جدایش ایزوتوپی بین کانی‌های سولفیدی و سولفاتی شده است. افزون بر این، تغییر ناچیز در $\delta^{34}\text{S}$ باریت شاه‌نشین به گمان قوی ناشی از جریان آزاد (Hein, 2002) و سریع سیال غنی از باریم به بستر دریا (Jewell, 2000)، فعالیت گنبد/پلوم گرمابی (Paytan et al., 2002) و تشکیل باریت در بستر اکسیدان دریاست. غلظت پایین سولفات در سیال‌های گرمابی در بسیاری از سامانه‌های گرمابی امروزی دیده می‌شوند (Reeves et al., 2011).

کانی‌های باریت دارای مقادیر ناچیزی Rb هستند (Hofmann and Baumann, 1984) و مقدار ^{87}Sr در آنها مربوط به زمان ته‌نشینی است. در نتیجه، نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در آنها ثابت باقی می‌ماند (Martin et al., 1995). استرانسیوم کاتیون محلول فراوان در سیال‌های دریایی و گرمابی است (Jamieson et al., 2016) و شباهت شیمیایی Ba و Sr سبب شده است که باریت تمایل بالایی برای مشارکت Sr در ساختمان بلوری خود داشته



شکل ۷. A: نمونه‌های باریت شاه‌نشین (دایره‌های سبز) در نمودار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $\delta^{34}\text{S}$ ، محل تقاطع خط‌های آبی و آبی-قرمز در نمودار به ترتیب نشان‌دهنده نسبت ایزوتوپ‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $\delta^{34}\text{S}$ آب دریای امروزی و کرتاسه پسین است (Paytan et al., 2002) و B: نمونه‌ها در نمودار Age- $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ (Claypool et al., 1980)

Fig. 7. A: Shahneshin barite samples (green circles) on the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $\delta^{34}\text{S}$ diagram (Paytan et al., 2002). The cross of the light blue lines and light blue-red lines designate modern seawater and the Late Cretaceous seawater isotopic composition of each element, respectively, and B: Data of samples in the $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ vs. Age graph (Claypool et al., 1980)

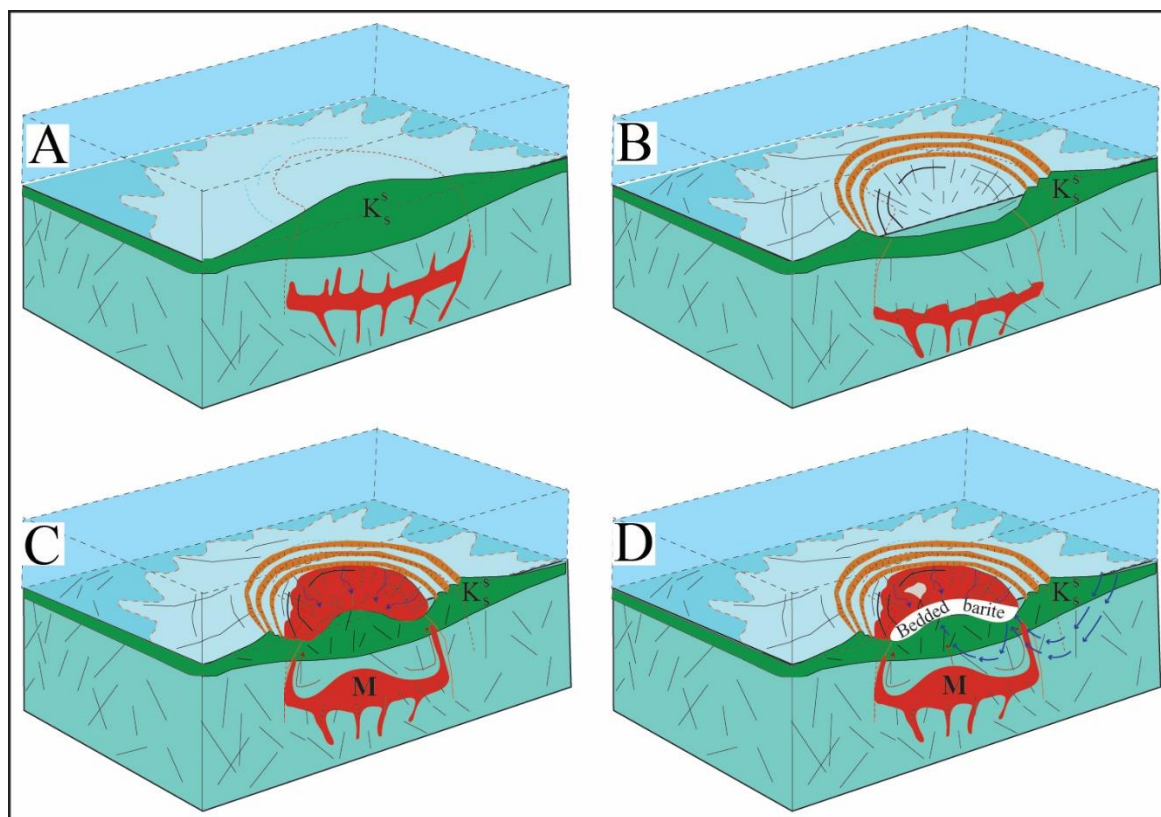
موقعیت و مدل زمین‌ساختی

در پایان پرمین، فرایندهای زمین‌ساختی کششی به پدید آمدن اقیانوس نئوتتیس در پهنه سنج-سیرجان منجر شد. گسترش این اقیانوس تا تریاس پسین-ژوراسیک ادامه داشته و پس از آن نیروهای فشارشی در منطقه به بسته شدن این اقیانوس (Sheikholeslami, 2015) و پدید آمدن کمان آتشفشانی کرتاسه انجامیده است (Azizi and Jahangiri, 2008). در کرتاسه پسین، فرورانش **مورب**^۴ در منطقه مورد بررسی (Molinaro et al., 2005) سبب پدید آمدن ریف‌ت در کمان آتشفشان زیر دریایی بر روی پی سنگ پوسته قاره‌ای جوان (De Ronde et al., 2003) شده است. گسترش این ریف‌ت به نازک‌شدگی پوسته (Brewer et al., 2004)، نشست منطقه و تشکیل حوضه حاشیه‌ی قاره‌ای (Maynard and Okita, 1991) بین منطقه فرورانش صفحه اقیانوسی و حاشیه غیرفعال (Maynard et al., 1995) منجر شده است. پس از آن، ایجاد شکستگی و فوران مواد پروکلاستیک (به احتمال فراوان) به تخلیه محفظه ماگمایی، فروپاشی ساختار آتشفشانی، تشکیل کالدرای و سنگ‌های برشی در منطقه منجر شده است (شکل ۲-B و شکل ۸-A). پر شدن مجدد آشیانه ماگمایی، مرحله فعالیت‌های آتشفشانی پس از ساخت کالدرای (Hannington et al., 2005)، از طریق شکستگی‌ها به بالا آمدن کالدرای (Fouquet et al., 2018) و پدید آمدن آتشفشان‌های فلسیک با ترکیب آندزیت-داسیت / واحد K^V وابسته به مراحل پایانی فعالیت‌های آتشفشانی زیر دریایی (Sato, 1977) در منطقه منجر شده است (شکل ۸-C). آتشفشان‌های فلسیک در بردارنده سیال فراوان هستند که در بخش بالایی آشیانه ماگمایی جمع می‌شوند. با کاهش حجم ماگما و فروپاشی کالدرای، سیال این آتشفشان‌ها در طول شکستگی‌ها آزاد شده (Urabe, 1987) و سبب پدید آمدن ترک و شکستگی‌های فراوان در سنگ‌ها، ایجاد معبرهای مهمی برای جریان و چرخش سیال و دگرسانی در سنگ‌ها شده‌اند (شکل ۲- D, E و J).

فروپاشی کالدرای به ساخت گودالی برای تخلیه سیال‌های گرمابی در منطقه منجر شده است. نفوذ و چرخش متناوب آب دریا از طریق شکاف‌ها و شکستگی‌ها در پی سنگ (Hanor, 2000) گرم و جوان ناحیه و واکنش آنها با سنگ‌های مسیر به آب‌شویی شدید عناصر آنها، افزایش خلل و فرج و تراوایی سنگ‌ها و پدید آمدن سیال‌های گرمابی اسیدی ($La/Lu_{CN} > 1$) غنی از عناصر فلزی و H_2S (Ohmoto, 1996) منجر شده است. سیال‌های احیایی توانایی انحلال مقادیر بالایی باریت و حمل آن را دارند (Hein et al., 2007). بنابر این، سیال یادشده در ضمن حرکت باریت سنگ‌های مسیر خود را آب‌شویی کرده و از طریق شکستگی‌ها وارد حوضه به نسبت محدود دریایی کرده‌اند (Hanor, 2000). این سیال با سیال‌های ماگمایی مخلوط شده و در محل ظهور گنبد گرمابی با آب دریای اکسیدان غنی از SO_4^{2-} برخورد کرده است. برخورد دو سیال به تشکیل باریت در بالای بستر دریا (Kusakabe et al., 1990) منجر شده و با ته‌نشینی آن، بخش چینه‌سان با بافت توده‌ای غنی از کانی باریت / (شکل ۸-D)، پدید آمده است (Pirajno, 1992). فراوانی کانی‌های سولفات از ویژگی کانسارهای سولفید توده‌ای نوع باریت کوروکو است (Marumo, 1989).

کانه‌زایی در پی سنگ آتشفشانی دارای بافت و ساخت رگه‌ای و برشی / رخساره استرینگر است. این رگه‌ها محل حرکت سیال‌های گرمابی تغذیه‌کننده بخش چینه‌سان کانسار بوده‌اند. به دلیل حفظ مقدار ایزوتوپ $\delta^{34}S$ آب دریاها در نمونه‌های باریت (Velasco et al., 1998) و دمای سیال (۲۱۵-۱۱۵ < ۱۱۰ درجه سانتی‌گراد) (Lever et al., 2013)، احیای سولفات سیال‌ها به گونه معدنی رخ داده است و میزان گوگرد سیال ماگمایی بسیار کم بوده است (Nakajima and Sasaki, 1985).

ناهنجاری طلا در کانسار باریت شاه‌نشین نشان‌دهنده مشارکت سیال ماگمایی در تشکیل سیال کانه‌ساز (Urabe, 1987)، عمق کم حوضه و شرایط اکسیدان ته‌نشینی آنهاست (Hannington et al., 1999).



شکل ۸. مدل شماتیک پیشنهادی برای تشکیل باریت در کانسار شاه‌نشین برگرفته از فوی کی و همکاران (Fouquet et al., 2018). مرحله A: ساخت پی سنگ آتشفشانی، تخلیه آشیانه ماگمایی و شروع ریزش، B: ایجاد شکستگی در پی سنگ و ریزش کالدر، C: پر شدن دوباره محفظه ماگمایی و بالا آمدن کالدر، D: مخلوط شدن سیال هیدروترمال غنی از باریم با آب دریا، سرد و غنی از SO_4^{2-} ، به ته‌نشینی سریع باریت در بستر آن منجر شده است.

Fig. 8. Proposed schematic model to explain the generation of Shahneshtine barite after Fouquet et al. (2018). A: lava flows forming the volcanic basement, the magma chamber empties and its summit starts to collapse, B: Formation of the caldera starts after collapse of the roof magma chamber, C: Refilling and ascent of the magma chamber at depth promote the uplift of the caldera, and D: Barium-rich hydrothermal fluid mixes with cold, SO_4^{2-} -rich seawater induces rapid precipitation of barite in the sea-floor.

شده‌اند. در بخش‌های بالایی کانسار، این فراوانی به بیشترین مقادیر خود در نمونه‌ها رسیده است. ویژگی‌های یادشده با مدل گرمابی آتشفشان زیر دریایی برای کانسارهای نوع سولفید توده‌ای کوروکو مرتبط با منطقه فرورانش جزایر کمانی یا زون گسترش پشت کمربندهای جزایر کمانی (Ohmoto, 1996) سازگار است. گسترش کم و سنگ میزبان ولکانیکی کانسار باریت شاه‌نشین، لزوم حوضه محدود با شرایط اکسیدان برای تشکیل

در مراحل آغازین تشکیل باریت، منشأ سیال کانه‌ساز بیشتر از ماگماست (Stix et al., 2003) و باریت‌ها دارای مقادیر پایینی از REEs هستند. همچنین، سرد شدن ماگما به کاهش مشارکت سیال ماگمایی، شکسته شدن بیشتر کالدر، توسعه گسل‌ها، برشی شدن، افزایش خلل و فرج سنگ‌ها، افزایش آب‌شویی، افزایش عمق چرخه‌های جریان آب دریا، افزایش درصد مشارکت آب دریا در سیال کانه‌ساز منجر شده و باریت‌ها از REEs غنی

باریت (Hanor, 2000)، نهشته شدن باریت‌های این کانسار را در حوضه کالدرا زیردریایی پشتیبانی می‌کنند. پژوهشگران زیادی به ارتباط ژنتیکی بین تشکیل کالدرا و کانی‌سازی کوروکو اشاره کرده‌اند و تشکیل این کانسار همسانی بالایی با کانسارهای باریت کالدرا زیردریایی Myojinsho (Fouquet et al., 2018) و Wainaleka در منطقه فیجی (Pirajno, 1992) دارد.

نتیجه‌گیری

کانسار چینه‌سان شاه‌نشین به طور عمده از باریت تشکیل شده است. موقعیت قرارگیری نمونه‌های باریت در نمودار Th در مقابل U و ناهنجارهای منفی Ce و Eu گویای مشارکت عمده آب دریا در سیال کانی‌ساز است. بودن ناهنجاری مثبت فلزهای Au و As نیز، بیانگر مشارکت سیال ماگمایی در ساخت کانسار است. همچنین تغییرات فراوانی (۸ تا ۱۷۵ REEs)، و عناصر جزئی نمونه‌ها نشان می‌دهند که سیال باریت‌ساز اختلاطی از سیال‌های ماگمایی و آب دریا با نسبت‌های متفاوت بوده است. باریت‌های دارای مقادیر پایین از REEs در مراحل آغازین که منشأ سیال کانه‌ساز بیشتر از ماگماست، تشکیل شده‌اند. به مرور زمان درصد نسبت آب دریا در سیال کانه‌ساز افزایش و باریت‌های غنی از REEs پدید

آمده‌اند.

نسبت ایزوتوپی Sr نمونه‌های باریت (۰/۷۰۶۴۹ تا ۰/۷۰۶۵۱) بین مقدار آب دریای کرتاسه پسین (۰/۷۰۷۵) و پی‌سنگ داسیتی (۰/۷۰۴ تا ۰/۷۰۵) است. مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ نمونه‌های باریت نزدیک و همسان با آب دریای هم‌زمان با تشکیل خود، گویای مقدار کم گوگرد سیال ماگمایی، ساخت باریت در جریان آزاد آب و شرایط اکسیدان بستر دریاست.

الگوی توزیع عناصر، ویژگی‌های میان‌بارهای سیال و همچنین مقادیر ایزوتوپ‌های $\delta^{34}\text{S}$ و $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ نمونه‌های باریت شاه‌نشین با مدل گرمایی آتشفشانی زیردریایی نوع سولفید توده‌ای کوروکو همخوانی دارند. این کانسارها ارتباط نزدیکی با آتشفشان‌های فلسیک وابسته به مراحل پایانی فعالیت‌های آتشفشانی زیردریایی با ترکیب آندزیت-داسیت نشان می‌دهند.

قدردانی

نکته‌های ارزنده سردبیر گرامی و داوران ارجمند در بهبود این مقاله، نقشی مهم داشتند. از این بزرگواران و کارشناس محترم نشریه زمین‌شناسی اقتصادی، بی‌نهایت سپاسگزاریم.

1. Rare earth elements (REEs)
2. ICP-MS
3. TIMS
4. Oblique

References

- Aghanabati, A., 2004. Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, 606 pp. (in Persian)
- Aloisi, G., Wallmann, K., Bollwerk, S.M., Derkachev, A., Bohrmann, G. and Suess, E., 2004. The effect of dissolved barium on biogeochemical processes at cold seeps. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(8): 1735–1748.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2003.10.010>
- Arjmandfar, J., 2017. Rationale, technical, and economic planning of Abdosamadi barite deposit. Central office of Kuhastan cooperative company, 1240, Sanandaj, Report, 380 pp. (in Persian)
- Azizi, H. and Jahangiri, A., 2008. Cretaceous subduction-related volcanism in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Journal of Geodynamics*, 45(4): 178–190.
<https://doi.org/10.1016/j.jog.2007.11.001>
- Azizi, H., Najari, M., Asahara, Y.J., Catlos, E., Shimizu, M. and Yamamoto, K., 2015. U-Pb zircon ages and geochemistry of Kangareh and Taghiabad mafic bodies in northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran: Evidence for intra-oceanic arc and back-arc tectonic regime in Late Jurassic. *Tectonophysics*, 660: 47–64.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.08.008>
- Baioumy, H.M., 2015. Rare earth elements, S and Sr isotopes and origin of barite from Bahariya Oasis, Egypt: Implication for the origin of host iron ores. *Journal of African Earth Sciences*, 106: 99–107.
<https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2015.03.016>
- Barrat, J.-A., Keller, F., Amossé, J., Taylor, R., Nesbitt, R. and Hirata, T., 1996. Determination of rare earth elements in sixteen silicate reference samples by ICP-MS after Tm addition and ion exchange separation. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 20(1): 133–139.
<https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1996.tb00177.x>
- Bau, M., 1991. Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium. *Chemical Geology*, 93(3/4): 219–230.
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(91\)90115-8](https://doi.org/10.1016/0009-2541(91)90115-8)
- 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): 37–55.
[https://doi.org/10.1016/0301-9268\(95\)00087-9](https://doi.org/10.1016/0301-9268(95)00087-9)
- Bender, M., Broecker, W., Gornitz, V., Miduel, U., Kay, R. and Sells, S., 1971. Geochemistry of three cores from the east Pacific rise. *Earth and Planetary Science Letters*, 12(4): 425–433.
[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(71\)90028-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(71)90028-8)
- Bonatti, E., Zerbi, M., Kay, R. and Rydell, H., 1976. Metalliferous deposits from the Apennine ophiolites: Mesozoic equivalents of modern deposits from spreading centers. *GSA Bulletin*, 87(1): 83–94.
[https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1976\)87<83:MDFTAO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1976)87<83:MDFTAO>2.0.CO;2)
- Brewer, T.S., Ahall, K.-L., Menuge, J.F., Storey, C.D. and Parrish, R.R., 2004. Mesoproterozoic bimodal volcanism in SW Norway, evidence for recurring pre-Sveconorwegian continental margin tectonism. *Precambrian Research*, 134(3–4): 249–273.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2004.06.003>
- Church, T.M. and Bernat, M., 1972. Thorium and uranium in marine barite. *Earth and Planetary Science Letters*, 14(1): 139–144.
[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(72\)90093-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(72)90093-3)
- Clark, S.H.B., Poole, F.G. and Wang, Z., 2004. Comparison of some sediment-hosted, stratiform barite deposits in China, the United States, and India. *Ore Geology Reviews*, 24(1–2): 85–101.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2003.08.009>
- Claypool, G.E., Holser, W.T., Kaplan, I.R., Sakai, H. and Zak, I., 1980. The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation. *Chemical Geology*, 28: 199–260.
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(80\)90047-9](https://doi.org/10.1016/0009-2541(80)90047-9)
- De Ronde, C., Faure, K., Bray, C.M., Chappell, D.A. and Wright, I.C., 2003. Hydrothermal fluids associated with seafloor mineralization at two southern Kermadec arc volcanoes, offshore New Zealand. *Mineralium Deposita*, 38: 217–233.
<https://doi.org/10.1007/s00126-002-0305-4>
- Denison, R.E., Koepnick, R.B., Burke, W.H., Hetherington, E.A. and Fletcher, A., 1994. Construction of the Mississippian, Pennsylvanian and Permian seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ curve. *Chemical Geology*, 112(1–2): 145–167.

- [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90111-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90111-2)
- Douville, E., Bienvenu, P., Charlou, J.I., Donval, J.P., Fouquet, Y., Appriou, P. and Gamo, T., 1999. Yttrium and rare earth elements in fluids from various deep-sea hydrothermal systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(5): 627–643.
- [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00024-1](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00024-1)
- Ehya, F., 2012. Rare earth element and stable isotope (O, S) geochemistry of barite from the Bijgan deposit, Markazi Province, Iran. *Mineralogy and Petrology*, 104: 81–93.
- <https://doi.org/10.1007/s00710-011-0172-8>
- Eickmann, B., Thorseth, I.H., Peters, M., Strauss, H., Bröcker, M. and Pedersen, R.B., 2014. Barite in hydrothermal environments as a recorder of sub-seafloor processes: A multiple isotope study from the Loki's Castle vent field. *Geobiology*, 12(4): 308–321.
- <https://doi.org/10.1111/gbi.12086>
- Elderfield, H., 1988. The oceanic chemistry of the rare earth elements. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 325(1583): 105–106.
- <https://doi.org/10.1098/rsta.1988.0046>
- Fouquet, Y., Pelleter, E., Konn, G., Chazot, G., Dupré, S., Alix, A.S., Chéron, S., Donval, J.P., Guyader, V., Etoubleau, J., Charlou, J.L., Labanieh, S. and Scalabrin, C., 2018. Volcanic and hydrothermal processes in submarine calderas: The Kulo Lasi example (SW Pacific). *Ore Geology Reviews*, 99: 314–343.
- <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.06.006>
- Franklin, J.M., Gibson, H.L., Jonasson, I.R. and Galley, A.G., 2005. Volcanogenic massive sulfide deposits. In: J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb, and J.P. Richards (Editors), *Economic Geology 100th anniversary Volume*. New Haven, CT, USA, pp. 523–560.
- <https://doi.org/10.5382/AV100.17>
- Giesemann, A., Jager, H.J., Norman, A.L., Krouse, H.P. and Brand, W.A., 1994. Online sulfur-isotope determination using an elemental analyzer coupled to a mass-spectrometer. *Analytical Chemistry*, 66: 2816–2819.
- <https://doi.org/10.1021/ac00090a005>
- Goldberg, E.D., Somayajulu, L.K., Galloway, J., Kaplan, I.R. and Faure, G., 1969. Differences between barites of marine and continental origins. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 33(2): 287–289.
- [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(69\)90145-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(69)90145-8)
- Griffith, E.M. and Paytan, A., 2012. Barite in the ocean-occurrence, geochemistry and palaeoceanographic applications. *Sedimentology*, 59(6): 1817–1835.
- <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2012.01327.x>
- Guichard, R., Church, T.M., Treuil, M. and Jaffrezic, H., 1979. Rare earths in barites: distribution and effects on aqueous partitioning. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43(7): 983–997.
- [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(79\)90088-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(79)90088-7)
- Hannington, M.D., de Ronde, C.E.J. and Petersen, S., 2005. Seafloor tectonics and submarine hydrothermal systems. In: J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb, and J.P. Richards (Editors), *Economic Geology 100th anniversary Volume*. New Haven, CT, USA, pp. 111–141.
- <https://doi.org/10.5382/AV100.06>
- Hannington, M.D., Poulsen, K.H., Thompson, J.F.H. and Sillitoe, R.H., 1999. Volcanogenic gold in the massive sulfide environment. *Reviews in Economic Geology*, 8: 325–356.
- <https://doi.org/10.5382/Rev.08.14>
- Hannington, M.D. and Scott, R., 1988. Mineralogy and geochemistry of hydrothermal silica-sulfide-sulfate spire in the caldera of Axial Seamount, Juan de Fuca Ridge. *The Canadian Mineralogist*, 26(3): 603–625. Retrieved March 06, 2021 from <https://pubs.geoscienceworld.org/canmin/article-abstract/26/3/603/12057/Mineralogy-and-geochemistry-of-a-hydrothermal?redirectedFrom=fulltext>
- Hanor, J.S., 2000. Barite- celestine geochemistry and environments of formation, in sulfate minerals-crystallography, geochemistry and environmental significance. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 140(1): 193–275.
- <https://doi.org/10.2138/rmg.2000.40.4>
- Hasankhanloo, S., 2015. Geology, mineralogy, deformation and genesis of Abdossamadi barite deposit in the late Cretaceous volcano-sedimentary sequence, northeast Marivan. M.Sc. Thesis, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran, 134 pp. (in Persian with English abstract)
- Haynes, W.M., Lide, D.R. and Bruno, T.J., 2016. Abundance of elements in Earth's crust and in

- the sea. CRC Handbook of Chemistry and Physics, pp. 14–17 Retrieved from 20 February 2020 from <https://www.amazon.com/CRC-Handbook-Chemistry-Physics-97th/dp/1498754287>
- Hein, J.R., 2002. Continental margin hydrothermal mineralization; Southern California Borderland. 32nd Underwater Mining Conference, Wellington, New Zealand.
- Hein, J.R., Zierenberg, R.A., Maynard, J.B. and Hannington, M.D., 2007. Barite-forming environments along a rifted continental margin, Southern California Borderland. Deep Sea Research Part II Topical Studies in Oceanography, 54(11): 1327–1349. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2007.04.011>
- Herzig, P.M., Hannington, M.D., Fouquet, Y., von Stackelberg, U. and Petersen, S., 1993. Gold-rich polymetallic sulfides from the Lau back arc and implications for the geochemistry of gold in sea-floor hydrothermal systems of the Southwest Pacific. Economic Geology, 88(8): 2182–2209. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.88.8.2182>
- Hofmann, R. and Baumann, A., 1984. Preliminary report on the Sr isotopic composition of hydrothermal vein barites in the Federal Republic of Germany. Mineralium Deposita, 19: 166–169. <https://doi.org/10.1007/BF00204681>
- Jamieson, J.W., Hannington, M.D., Tivey, M.K., Hansteen, T., Williamson, N.M., Steward, M., Fietzke, J., Butterfield, D., Frische, M., Allen, L., Cousens, B. and Langer, J., 2016. Precipitation and growth of barite within hydrothermal vent deposits from the Endeavour Segment, Juan de Fuca Ridge. Geochimica et Cosmochimica Acta, 173: 64–85. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.10.021>
- Jewell, P.W., 2000. Bedded barite in the geological record. In: C.R. Glenn, J. Lucas and L. Prevot (Editors), Marine authigenesis: from global to microbial. SEPM Society for Sedimentary Geology, Special Publication, USA, 66, pp. 147–161. <https://doi.org/10.2110/pec.00.66.0147>
- Jewell, P.W. and Stallard, R.F., 1991. Geochemistry and paleoceanographic setting of central Nevada bedded barites. The Journal of Geology, 99(2): 151–170. <https://doi.org/10.1086/629482>
- Kontak, D.J., Kyser, K., Gize, A. and Marshall, D., 2006. Structurally controlled vein barite mineralization in the Maritimes basin of eastern Canada: geological setting, stable isotopes, and fluid inclusions. Economic Geology, 101(2): 407–430. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.101.2.407>
- Koski, R.A. and Hein, J.R., 2003. Stratiform barite deposits in the Roberts Mountains Allochthon, Nevada: A review of potential analogs in modern sea-floor environments. In: J.D. Bliss, P.R. Moyle and K.R. Long (Editors), Contributions to Industrial-Minerals Research. U.S. Geology Survey Bulletin, USA, pp. 1–17. <https://doi.org/10.3133/b2209H>
- Kurian, S., Nath, B.N., Ramaswamy, V., Naman, D., Rao, G., Kamesh Raju, K.A., Selvaraj, K. and Chen, C.T.A., 2008. Possible, detrital, diagenetic and hydrothermal sources for Holocene sediments of the Andaman backarc basin. Marine Geology, 247(3–4): 178–193. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.09.006>
- Kusakabe, M. and Robinson, B.W., 1977. Oxygen and sulfur isotope equilibria in the BaSO₄-H₂SO₄-H₂O system from 110 to 350°C and applications. Geochim. Cosmochim. Acta, 41(8): 1033–1040. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(77\)90098-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(77)90098-9)
- Kusakabe, M., Mayeda, S. and Nakamura, E., 1990. S, O, and Sr isotope systematics of active vent materials from the Mariana backarc basin spreading-axis at 88°N. Earth and Planetary Science Letters, 100(1–3): 275–282. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(90\)90190-9](https://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90190-9)
- Lever, M.A., Rouxel, O., Alt, J.C., Shimizu, N., Ono, S., Coggon, R.M., Shanks, W.C., Lapham, L., Elvert, M., Prieto-Mollar, X., Hinrichs, K.U., Inagaki, F. and Teske, A., 2013. Evidence for microbial carbon and sulfur cycling in deeply buried ridge flank basalt. Science, 339(6125): 1305–1308. <https://doi.org/10.1126/science.1229240>
- Lottermoser, B.G., 1992. Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes. Ore Geology Reviews, 7(1): 25–41. [https://doi.org/10.1016/0169-1368\(92\)90017-F](https://doi.org/10.1016/0169-1368(92)90017-F)
- Maanijou, M., Vafaei Zad, M. and Aliani, F., 2016. Fluid inclusion and sulfur stable isotope evidence for the origin of the Ahangran Pb-Ag deposit. Journal of Economic Geology, 7(2):

- 343–367. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/econg.v7i2.25816>
- Martin, E.E., Macdougall, J.D., Herbert, T.D., Paytan, A. and Kastner, M., 1995. Strontium and neodymium isotopic analysis of marine barite separates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(7): 1353–1361.
[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00049-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00049-6)
- Marumo, K., 1989. The barite ore fields of Kuroko-type of Japan. In: M.K. de Brodtkorb (Editor), *Non-metaliferous stratabound ore fields*. Chapman and Hall, London, pp. 201–231. Retrieved July 10, 2018 from <https://www.barnesandnoble.com/w/nonmetalliferous-stratabound-ore-fields-md-de-rodtkorb/1117015388>
- Maynard, J.B., Morton, J., Valdes-Nodarse, E.L. and Diaz-Carmona, A., 1995. Sr isotopes of bedded barites; guide to distinguishing basins with Pb-Zn mineralization. *Economic Geology*, 90(7): 2058–2064.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.90.7.2058>
- Maynard, J.B. and Okita, P.M., 1991. Bedded barite deposits in the United States, Canada, Germany, and China; two major types based on tectonic setting. *Economic Geology*, 86(2): 364–376.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.86.2.364>
- Michard, A., 1989. Rare earth element systematics in hydrothermal fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(3): 745–750.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.90.7.2058>
- Mohajjel, M. and Fergusson, C.L., 2014. Jurassic to Cenozoic tectonics of the Zagros Orogen in northwestern Iran. *International Geology Review*, 56(3): 263–287.
<https://doi.org/10.1080/00206814.2013.853919>
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L. and Sahandi, R., 2003. Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(4): 397–412.
[https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(02\)00035-4](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(02)00035-4)
- Molinaro, M., Zeyen, H. and Laurencin, X., 2005. Lithospheric structure beneath the southeastern Zagros Mountains, Iran: recent slab break-off? *Terra Nova*, 17(1): 1–6.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2004.00575.x>
- Monnin, C. and Cividini, D., 2006. The saturation state of the world's ocean with respect to (Ba, Sr)SO₄ solid solution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(13): 3290–3298.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.04.002>
- Mousivand, F., Rastad, E., Emami, M.H. and Peter, J.M., 2013. Formation of Various Types of Volcanogenic Massive Sulfide (VMS) Deposits and Its Relationship With Tectono-Magmatic Evolution in the Sanandaj–Sirjan Zone. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, 23 (90): 11–20. (in Persian with English abstract)
<http://dx.doi.org/10.22071/gsj.2014.43901>
- Nakajima, T. and Sasaki, A., 1985. Sulfur isotopic ratio and pyrite/magnetite distribution in the Kuroko host rocks. *Mining Geology*, 35(4): 273–288.
<https://doi.org/10.11456/shigenchishitsu1951.35.273>
- Ohmoto, H., 1996. Formation of volcanogenic massive sulfide deposits: The Kuroko perspective. *Ore Geology Reviews*, 10(3–6): 135–177.
[https://doi.org/10.1016/0169-1368\(95\)00021-6](https://doi.org/10.1016/0169-1368(95)00021-6)
- Ohmoto, H. and Lasaga, A.C., 1982. Kinetics of reactions between aqueous sulfates and sulfides in hydrothermal systems *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 46(10): 1727–1745.
[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(82\)90113-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(82)90113-2)
- Ohmoto, H., Mizukami, M., Drummond, S.E., Eldridge, C.S., Pisutha-Arnond, V. and Barton, P.B.Jr., 1983. Chemical processes of Kuroko formation. In: H. Ohmoto and B.J. Skinner (Editors), *The Kuroko and related volcanogenic massive sulfide deposits*. Society of Economic Geologists, USA, 5, pp. 570–604.
<https://doi.org/10.5382/Mono.05.32>
- Paropkari, A.L., Ray, D., Balaram, V., Prakash, L.S., Mirza, I.H., Satyanarayana, M., Rao, T.G. and Kaisary, S., 2010. Formation of hydrothermal deposits at Kings Triple Junction, northern Lau back-arc basin, SW Pacific: the geochemical perspectives. *Journal of Asian Earth Science*, 38(3–4): 121–130.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2009.12.003>
- Paytan, A., Gray, E.T., Ma, A., Erhardt, A. and Faul, K., 2011. Application of sulphur isotopes for stratigraphic correlation. *Isotopes in Environmental and Health Studies*, 48(1): 195–206.
<https://doi.org/10.1080/10256016.2011.625423>
- Paytan, A., Kastner, M., Martin, E.E., Macdougall,

- <https://doi.org/10.1038/366445a0>
- Paytan, A., Mearon, S., Cobb, K. and Kastner, M., 2002. Origin of marine barite deposits: Sr and S isotope characterization. *Geology*, 30(8): 747–750.
[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<0747:OOMBDS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0747:OOMBDS>2.0.CO;2)
- Pirajno, F., 1992. *Hydrothermal Mineral Deposits: Principles and Fundamental Concepts for the Exploration Geologist*. Springer-Verlag, London, 709 pp.
<https://doi.org/10.1017/S0016756800020392>
- Reeves, E.P., Seewald, J.S., Saccocia, P., Bach, W., Craddock, P.R., Shanks, W.C., Sylva, S.P., Walsh, E., Pichler, T. and Rosner, M., 2011. Geochemistry of hydrothermal fluids from the PACMANUS, Northeast Pual and Vienna Woods hydrothermal fields, Manus Basin, Papua New Guinea. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(4): 1088–1123.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.11.008>
- Sánchez-España, F.J., Velasco, F. and Yusta, I., 2000. Hydrothermal alteration of felsic volcanic rocks associated with massive sulphide deposition in the northern Iberian Pyrite Belt (SW Spain). *Applied Geochemistry*, 15(9): 1265–1290.
[https://doi.org/10.1016/S0883-2927\(99\)00119-5](https://doi.org/10.1016/S0883-2927(99)00119-5)
- Sato, T., 1977. Kuroko deposits: their geology, geochemistry and origin. Geological Society, London, Special Publications, 7: 153–161.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1977.007.01.18>
- Seal, R.R., Alpers, C.N. and Rye, R.O., 2000. Stable isotope systematics of sulfate mineral. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 40(1): 541–602.
<https://doi.org/10.2138/rmg.2000.40.12>
- Shahpasandzadeh, M. and Gurabjairi, A., 2006. Geological map of Bayenjub, scale 1:100,000. Geological Survey of Iran.
- Sheikholeslami, M.R., 2015. Tectonstratigraphic units of southeastern part of the Sanandaj-Sirjan Zone. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, 24(95): 243–252. (in Persian with English abstract)
<http://dx.doi.org/10.22071/gsj.2015.42068>
- Shields, G., Kimura, H., Yang, J. and Gammon, P., 2004. Sulphur isotopic evolution of Neoproterozoic-Cambrian seawater: new francolite-bound sulphate $\delta^{34}\text{S}$ data and a critical appraisal of the existing record. *Chemical Geology*, 204(1–2): 163–182.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2003.12.001>
- Stern, R.J., Tamura, Y., Ishizuka, O., Shukano, H., Bloomer, S.H., Emb-ley, R.W., Leybourne, M., Kawabata, H., Nunokawa, A., Nichols, A.R.L., Kohut, E. and Pujana, I., 2013. Volcanoes of the Diamante cross-chain: Evidence for a mid-crustal felsic magma body beneath the southern Izu-Bonin-Mariana arc. *Geological Society London Special Publication*, 385(1): 235–255.
<https://doi.org/10.1144/SP385.6>
- Stix, J., Kennedy, B., Hannington, M., Gibson, H., Fiske, R., Mueller, W. and Franklin, J., 2003. Caldera-forming processes and the origin of submarine volcanogenic massive sulfide deposits. *Geology*, 31(4): 375–378.
[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2003\)031<0375:CFPATO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031<0375:CFPATO>2.0.CO;2)
- Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonic of Iran; a review. *AAPG Bulletin*, 52(7): 1229–1258.
<https://doi.org/10.1306/5D25C4A5-16C1-11D7-8645000102C1865D>
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematic of ocean basalts: implications for mantle composition and process. Geological Society, London, Special Publication, 42(1): 313–345.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Tajeddin, H., Rastad, E., Yaghubpur, A. and Mohajjel, M., 2010. Evolution trends in the formation of Barika gold-rich massive sulfide deposit, West of Sardasht, NW Sanandaj-Sirjan metamorphic zone, based on structure, texture and fluid inclusion studies. *Journal of Economic Geology*, 2(1): 97–121. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/econg.v2i1.3688>
- Tütken, T., Eisenhauer, A., Wiegand, B. and Hansen, B.T., 2002. Glacial interglacial cycles in Sr and Nd isotopic composition of Arctic marine sediments. Changes in sediment provenance triggered by Barents Sea ice sheet. *Marine Geology*, 182(3–4): 351–372.
[https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(01\)00248-1](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00248-1)
- Urabe, T., 1987. Kuroko deposit modeling based on a magmatic-hydrothermal theory. *Mining Geology*, 37(3): 159–176.
<https://doi.org/10.11456/shigenchishitsu1951.37>

159

Velasco, F., Sánchez-España, J., Boyce, A.J., Fallick, A.E., Sáez, R. and Almodóvar, G.R., 1998. A new sulphur isotopic study of some IPB deposits: evidence of a textural control on the sulphur isotope composition. *Mineralium Deposita*, 34: 4–18.

<https://doi.org/10.1007/s001260050182>

Williams-Jones, A.E., Samson, I.M. and Olivo, G.R., 2000. The genesis of hydrothermal fluorite-REE deposits in the Gallinas Mountains, New Mexico. *Economic Geology*, 95(2): 327–342.

<https://doi.org/10.2113/95.2.327>

Yang, K. and Scott, S.D., 1996. Possible contribution of a metal-rich magmatic fluid to a sea-floor hydrothermal system. *Nature*, 383: 420–423.

<https://doi.org/10.1038/383420a0>

Zarasvandi, A.R, Zaheri, N., Pourkaseb, H., Chrachi, A. and Bagheri, H., 2014. Geochemistry and fluid-inclusion microthermometry of the Farsesh barite deposit, Iran. *Geologos*, 20(3): 201–214.

<https://doi.org/10.2478/logos-2014-0015>

- 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 انتهایی 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 اندازه گیری 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 چپ چین شود.
- شماره گذاری فرمول، یک سطر بالاتر از فرمول قرار گیرد.

منابع

- منابع استفاده شده در مقاله، از منابعی باشند که به صورت کتاب، نشریه علمی، پایان نامه و ... بوده و قابل دسترسی توسط خواننده باشد. از منابع غیر قابل دسترسی و منابع غیر علمی مانند درسنامه، جزوه استفاده نشود.
- استناد به منبع در متن مقاله (استنادهای درون متنی) و همچنین منابع انتهایی مقاله (برون متنی) 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 مورد نیاز) 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 درون متنی و منابع برون متنی).
- اطلاعات کامل همه استنادهای درون متنی (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 برون متنی و استنادهای درون متنی 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 منبعی که نسخه آنلاین دارند، به صفحه انگلیسی سایت منبع مراجعه کنید.
- برای استناد به منبعی 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 هیئت‌داوران 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.
- پیشنهادهاى 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

The mineralogy, texture and fluid inclusion characteristics of Meideh silicic zone, north Pariz, Kerman copper belt; investigation of genetic relations with porphyry systems	667
Zeinab Ramezani, Saeed Alirezaei and Morteza Einali	
Investigation of the Source of ^{238}U, ^{232}Th and ^{40}K Radiation of in the Neyshabour Turquoise Mine and its Environmental Impacts	697
Alireza Mazloumi Bajestani and Akram Fahim	
Mineralogy, geochemistry, tectonic environment and origin of granodiorite in the east of Bideshk (Urumieh-Dokhtar magmatic zone)	719
Iman Rahmani Moghaddam, Seyed Mohsen Tabatabaei Manesh, Nargess Shirdashtzadeh and Elham Amani	
Geochemistry of northwestern Saveh magmatic complex (Markazi province)	741
Mohammad Reza Emami Meybodi, Nahid Naseri, Reza Zarei Sahamieh, Khadijeh Momeni Zafarabad and Ahmad Ahmadi Khalaji	
Interpretation of magnetic and geoelectrical data based on geological and mineralogical evidence in the podiform chromite prospecting, Khoy ophiolite, Northwest Iran	767
Behnam Mehdikhani and Ali Imamalipour	
Geochemistry, S and Sr isotopes and origin of the Shahneshin barite deposit, NW Kurdistan Province, Iran	789
Hadi Amin-Rasouli, Mehdi Moradi and Zahra Sadat Baleshabadi	

Scientific advisors of this issue

Azimzadeh, Amir Morteza

Senior Researcher
Economic Geology
Luleå University of Technology
(Luleå tekniska universitet)

Kouhestani, Hossein

Associate Professor
Economic Geology
University of Zanjan

Samadi, Ramin

Assistant Professor
Petrology
Mashhad Branch, Islamic Azad
University

Bonyadi, Zahra

Assistant Professor
Economic Geology
Imam Khomeini International
University (IKIU)

**Malekzadeh Shafaroudi,
Azadeh**

Professor
Economic Geology
Ferdowsi University of
Mashhad

Sepahi, Ali Asghar

Professor
Petrology
Bu-Ali Sina University

Ebrahimi, Mohammad

Associate Professor
Petrology
University of Zanjan

Mohmmadi, Seyed Saeid

Professor
Petrology
Birjand, Birjand

Soleimani Monfared, Mehrdad

Associate Professor
Mining Exploration
Shahrood University of Technology

**Haidarian Shahri, Mohammad
Reza**

Professor
Geophysics
Ferdowsi University of
Mashhad

Nowrouzi, Gholamreza

Assistant Professor
Geophysics
Birjand, Birjand

Tale Fazel, Ebrahim

Assistant Professor
Economic Geology
Bu-Ali Sina University

**Karimpour, Mohammad
Hassan**

Professor
Economic Geology
Ferdowsi University of
Mashhad

Rezaei, Mohsen

Assistant Professor
Economic Geology
Shahid Chamran University of
Ahvaz

Zirjanizadeh, Sedigheh

Assistant Professor
Economic Geology
University of Gonabad

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





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. 13, No. 4, 2021, Serial No. 31

CONTENTS

The mineralogy, texture and fluid inclusion characteristics of Meideh silicic zone, north Pariz, Kerman copper belt; investigation of genetic relations with porphyry systems Zeinab Ramezani, Saeed Alirezaei and Morteza Einali	667
Investigation of the Source of ^{238}U, ^{232}Th and ^{40}K Radiation of in the Neyshabour Turquoise Mine and its Environmental Impacts Alireza Mazloumi Bajestani and Akram Fahim	697
Mineralogy, geochemistry, tectonic environment and origin of granodiorite in the east of Bideshk (Urumieh-Dokhtar magmatic zone) Iman Rahmani Moghaddam, Seyed Mohsen Tabatabaei Manesh, Nargess Shirdashtzadeh and Elham Amani	719
Geochemistry of northwestern Saveh magmatic complex (Markazi province) Mohammad Reza Emami Meybodi, Nahid Naseri, Reza Zarei Sahamieh, Khadijeh Momeni Zafarabad and Ahmad Ahmadi Khalaji	741
Interpretation of magnetic and geoelectrical data based on geological and mineralogical evidence in the podiform chromite prospecting, Khoy ophiolite, Northwest Iran Behnam Mehdikhani and Ali Imamaliipour	767
Geochemistry, S and Sr isotopes and origin of the Shahneshin barite deposit, NW Kurdistan Province, Iran Hadi Amin-Rasouli, Mehdi Moradi and Zahra Sadat Baleshabadi	789