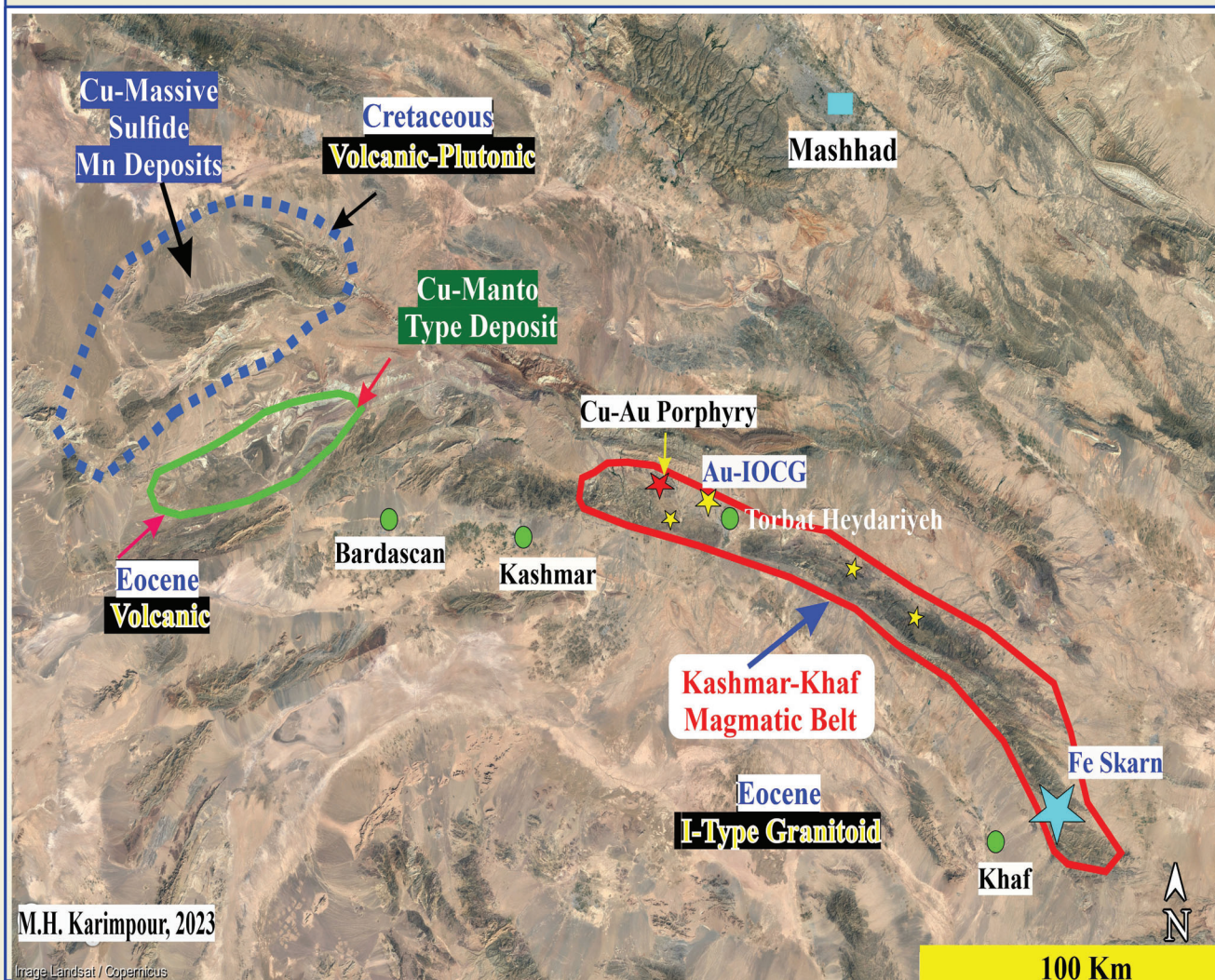


زمین شناسی اقتصادی





صاحب امتیاز

دانشگاه فردوسی مشهد

سر دبیر و مدیر مسئول

دکتر محمد حسن کریم پور، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

karimpur@um.ac.ir

هیأت تحریریه

دکتر محمد حسن کریم پور، 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 لشکری پور، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر عباس مرادیان، استاد (دانشگاه شهید باهنر کرمان)

دکتر سیدرضا موسوی حرمی، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر سید احمد مظاهری، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر مجید قادری، استاد (دانشگاه تربیت مدرس تهران)

دکتر فرهاد بوذری، دانشیار پژوهشی (دانشگاه بریتیش کلمبیا)

دکتر امیر مرتضی عظیم زاده، پژوهشگر ارشد (دانشگاه تکنولوژی لولنو)

کارشناس اجرایی

سارا حبیبی (دانشگاه فردوسی مشهد)

مدیر اجرایی

دکتر آزاده ملکزاده شفاوردی (دانشگاه فردوسی مشهد)

ویراستار فارسی

سارا حبیبی (دانشگاه فردوسی مشهد)

صفحه آرا

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 زمین شناسی

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



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 آلایژ (برنز) توسط ایرانی‌ها اختراع شد. بنابراین، ایران در زمینه کشف مواد معدنی، مهد دانایی، استعداد، توانمندی و تلاش بوده و انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران با توجه به توانایی بسیار ارزشمند و بالای کشور در خصوص مواد معدنی، تلاش خواهد کرد تا از طریق آموزش، پژوهش‌ها و اصلاحات قانونی، بهترین جایگاه در کشف ذخایر معدنی را برای کشور مهیا سازد.

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

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

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

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

۴) برنامه‌ریزی برای برگزاری کارگاه‌های آموزشی و تخصصی.

- ۱ کانه‌زایی فلزهای پایه اپی ترمال نوع سولفیداسیون حدواسط در کانسار کورچشمه (جنوب غرب تاکستان): شواهد زمین‌شناسی، کانه‌زایی و زمین‌شیمی
سپیده خان‌احمدلو، حسین کوهستانی، میر علی اصغر مختاری، ناهید رحمتی
- ۳۵ عوامل مهم و تأثیرگذار در کله‌زایی و تغییرات عیاری کانسارهای مس ماتتوبا تگاهی ویژه به مجموعه معادن مس نسیم، مس سرخ و مس زرمهر
علی شیخی، محمدحسن کریم‌پور، علی اصغر سپاهی گرو، بهنام رحیمی
- ۶۱ پتروژنز گارنت - ملانیت‌ها در مونزودیوریت‌های جنوب غرب جندق (شمال غرب خرد قاره شرق - ایران مرکزی)
احمد جمشیدزایی، خدیجه خلیلی، قدرت ترابی
- ۹۵ مدل تشکیل باریت کم‌شجه در نهشته‌های کربناته تریاس، شمال شرق اصفهان، ایران مرکزی: شواهدی از کانی‌شناسی، ایزوتوپ‌های پایدار و میان‌بارهای سیال
نکیسا طیبی، زهرا اعلمی‌نیا، علی بهرامی
- ۱۳۵ زمین‌شیمی و کانی‌شناسی زغال‌های ماستریشین از حوضه‌های آنامبرا و گنگولای نیجریه: کاربردهایی برای کیفیت زغال، ظرفیت منابع و ویژگی‌های تجمعی
آیولا یوسف جیموه، مریم بلجی، جیموه اجدی، شکیرات مصطفی امینو، متیو آلدودون اکینپلو
- ۱۶۳ تکامل فیزیکوشیمیایی سیال گرمایی در سامانه مس پورفیری کوه اسفند، جنوب جیرفت، استان کرمان
افسانه سلطانی، علیرضا زراسوندی، نادر تقی‌پور، محسن رضایی، عادل ساکی، مرتضی سجادیان، غزال زراسوندی



RESEARCH ARTICLE

10.22067/econg.2024.1087



Intermediate-sulfidation epithermal base metal mineralization in the Kourcheshmeh deposit (SW Takestan): Constraints on geology, mineralization, and geochemistry

Sepideh Khanahmadlou¹, Hossein Kouhestani^{2*} , Mir Ali Asghar Mokhtari³ , Nahid Rahmati⁴¹ M.Sc., Department of Geology, University of Zanjan, Zanjan, Iran² Associate Professor, Department of Geology, University of Zanjan, Zanjan, Iran³ Associate Professor, Department of Geology, University of Zanjan, Zanjan, Iran⁴ M.Sc., Department of Geology, University of Zanjan, Zanjan, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 25 September 2023

Revised: 28 January 2024

Accepted: 30 January 2024

Keywords

Base metal mineralization
intermediate-sulfidation
epithermal
Kourcheshmeh
Takestan
Mardabad-Bouinzahra

*Corresponding author

Hossein Kouhestani

✉ kouhestani@znu.ac.ir

ABSTRACT

Kourcheshmeh Pb-Zn-Cu deposit is located 40 km southwest of Takestan (Qazvin province) and west of the Mardabad-Bouinzahra volcanic belt. The mineralization occurred as Pb-Zn-Cu-bearing quartz veins hosted by early-middle Eocene tuff and lava strata and show a close spatial relationship with the middle Eocene pyroxene quartz monzodiorite body. The main ore vein ranges from 70 to 200 meters long, and 0.5 to 2 meters thick. Pyrite, chalcopyrite, galena, sphalerite, and tennantite-tetrahedrite, accompanied by minor pyrolusite and psilomelane, are the main ore minerals; quartz, calcite, siderite, barite, and sericite-illite are gangue minerals. Goethite, cerussite, smithsonite, malachite, and covellite are formed by supergene processes. The ore minerals formed as disseminated, vein-veinlets, brecciated, comb, crustiform, colloform, plumose, and vug infill textures. Six stages of mineralization can be distinguished at Kourcheshmeh, where Pb-Zn-Cu mineralization occurred as quartz-pyrite-chalcopyrite-galena-sphalerite $\pm$ tennantite-tetrahedrite veins and breccias in the second stage. Wall-rock alteration comprises silicification, intermediate argillic, carbonate, and propylitic alteration. Chondrite-normalized trace elements and REE patterns of ore samples, pyroxene quartz monzodiorite body, and fresh host acidic crystal tuff are comparable. This specifies that alteration and leaching of elements from the host volcanic rocks are involved in mineralization. Features of the Kourcheshmeh Pb-Zn-Cu deposit are similar to the intermediate-sulfidation type of epithermal deposits.

How to cite this article

Khanahmadlou, S., Kouhestani, H., Mokhtari, M.A.A. and Rahmati, N., 2024. Intermediate-sulfidation epithermal base metal mineralization in the Kourcheshmeh deposit (SW Takestan): Constraints on geology, mineralization, and geochemistry. *Journal of Economic Geology*, 16(2): 1–34. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2024.1087>



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

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

The Urumieh-Dokhtar magmatic arc is a significant metalliferous province in Iran that hosts numerous Cu-Mo (Au) porphyry deposits (i.e., Sar Cheshmeh, Meiduk, Darreh-Zar, Chah-Firouzeh, Sarkuh, Iju, Aliabad, Kahang, and Dalli; [McInnes et al., 2003](#); [Zarasyvandi et al., 2005](#); [Taghipour et al., 2008](#); [Ayati et al., 2013](#); [Mirnejad et al., 2013](#); [Aghazadeh et al., 2015](#); [Alirezaei et al., 2017](#); [Mohammaddoost et al., 2017](#); [Golestani et al., 2018](#); [Aliyari et al., 2020](#); [Shafiei Bafti et al., 2022](#); [Mohammaddoost et al., 2023](#)) and epithermal precious and base metal (e.g., Sari Gunay, Touzlar, Chah Zard, Ay Qalasi, Milajer, Chah-Mesi, and Govin; [Richards et al., 2006](#); [Kouhestani et al., 2012](#); [Heidari et al., 2015](#); [Kouhestani et al., 2015](#); [Mohammadi Niaei et al., 2015](#); [Kouhestani et al., 2017](#); [Alipour-Asll, 2019](#); [Zamanian et al., 2020](#); [Altenberger et al., 2022](#)) deposits. The Mardabad-Bouinzahra volcanic belt is located on the northern margin of the Urumieh-Dokhtar magmatic arc. This volcanic belt hosts several Manto-type Cu, and epithermal Au and Pb-Zn-Cu polymetallic deposits/occurrences like as Atash-Anbar, Lak, Deh-Bala, Ipak, Kuh-e Jarou, Rudak, Ghomoshlou, Ghomoshdash, Qezel-Ahmad, Bidestan, Afshar-Abad, Boujafar, Guilan-Darreh, Ramand, Hajib, Chalambar, and Kourcheshmeh ([Habibi, 2007](#); [Goodarzi, 2012](#); [Ebrahimi, 2016](#); [Yousefi et al., 2017](#); [Tale Fazel et al., 2022a](#); [Tale Fazel et al., 2022b](#); [Khanahmadlou, 2023](#)). Eocene volcanic and volcanoclastic rocks generally host these deposits and are temporally/spatially associated with middle Eocene intrusions ([Kazemi et al., 2022](#)).

Kourcheshmeh Pb-Zn-Cu deposit is 40 km southwest of Takestan, Qazvin province, and part of the Mardabad-Bouinzahra volcanic belt. Despite the presence of ancient and new mining activities in the Kourcheshmeh area, no comprehensive studies have been conducted on the geology, mineralogy, geochemistry, and genesis of the Kourcheshmeh deposit. In this contribution, we investigate the detailed geology, mineralogy, structure and texture, geochemistry, and alteration styles of the Kourcheshmeh deposit to constrain its ore genesis and mineralization evolution. These outcomes might be useful for the regional exploration of epithermal

base and precious metal deposits in the Mardabad-Bouinzahra volcanic belt and other parts of the Urumieh-Dokhtar magmatic arc.

Materials and Methods

During the fieldwork conducted on the Kourcheshmeh deposit, the following activities were carried out:

- Preparation of a geological map, scale 1:5000, of the Kourcheshmeh deposit.
- Collect approximately fifty samples from rock units, ore veins, and breccias.
- Examination of seven thin sections and eighteen polished thin sections using a transmitted and reflected polarized light microscope in the University of Zanjan, Zanjan, Iran, laboratory.
- Analysis of the chemical composition of ore samples (n = 28) and fresh and barren host rocks (n = 2) at the Zarazma Analytical Laboratories, Tehran, Iran, using XRF and ICP-MS methods.

Results and Discussion

The rock units outcropped in the Kourcheshmeh deposit comprise the Fajan Formation (conglomerate), Zyarat Formation (nummulitic limestone), Eocene volcanic (basalt, andesitic basalt, basaltic andesite, and megaporphyritic andesite) and volcanoclastic (intermediate crystal lithic tuff, and acidic crystal to lithic crystal tuff) strata, and Eocene-Oligocene (dacite, rhyodacite, rhyolite, and acidic tuff) sequence. The intrusive rock in the Kourcheshmeh area includes the middle Eocene ([Kazemi et al., 2022](#)) pyroxene quartz monzodiorite that cut the Eocene volcanic sequences. Mineralization at Kourcheshmeh occurred as Pb-Zn-Cu-bearing quartz veins within the Eocene tuff and lava sequence and is covered by a 3 m thickness of intermediate argillic alteration. The main ore vein has an N100E/70-80NE trend, 70 to 200 meters long, and 0.5 to 2 meters thick. Hydrothermal alteration includes silicification, intermediate argillic, carbonate, and propylitic alteration; the first three are directly linked to base metal mineralization. Pyrite, chalcopyrite, galena, sphalerite, tennantite-tetrahedrite, minor pyrolusite, and psilomelane, are the main ore minerals at Kourcheshmeh. Quartz, calcite, siderite, barite, and sericite-illite are gangue minerals. Goethite, cerussite, smithsonite, malachite, and covellite are formed by supergene processes. The

ore minerals formed as disseminated, vein-veinlets, brecciated, comb, crustiform, colloform, plumose, and vug-infill textures. The mineralization processes at the Kourcheshmeh deposit can be divided into six stages, as follows:

Stage 1: Silicification of host rocks with negligible disseminated pyrite.

Stage 2: Quartz vein-veinlets and breccias that comprise mutable volumes of disseminated pyrite, chalcopyrite, galena, sphalerite, and minor tennantite-tetrahedrite. This stage is where Pb-Zn-Cu mineralization occurs.

Stage 3: Barite vein-veinlets.

Stage 4: Carbonate (calcite and siderite) and minor manganese ores (psilomelane, pyrolusite, braunite) as veinlets and vug-infill.

Stage 5: Barren post-ore stage represented by calcite vein-veinlets.

Stage 6: Supergene processes

The Chondrite-normalized trace elements and REE patterns of ore samples, pyroxene quartz monzodiorite body, and fresh host acidic crystal tuff are comparable and show that host rocks are possibly engaged in mineralization. These patterns are almost similar for different ore samples, which can indicate the same mineralization system formed them. Characteristics of the Kourcheshmeh Pb-Zn-Cu deposit are similar to the intermediate-sulfidation type of epithermal deposits.



کانه‌زایی فلزهای پایه اپی‌ترمال نوع سولفیداسیون حدواسط در کانسار کورچشمه (جنوب غرب تاجیکستان): شواهد زمین‌شناسی، کانه‌زایی و زمین‌شیمی

سپیده خان‌احمدلو^۱، حسین کوهستانی^{۲*}، میر علی اصغر مختاری^۳، ناهید رحمتی^۴

^۱ کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

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

^۳ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

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

چکیده

اطلاعات مقاله

کانسار سرب-روی-مس کورچشمه در فاصله ۴۰ کیلومتری جنوب غرب تاجیکستان (استان قزوین) و غرب کمربند آتشفشانی مردآباد-بوئین‌زهر واقع شده است. کانه‌زایی به صورت رگه‌های سیلیسی سرب-روی-مس دار با میزبان توالی توف و گدازه ائوسن زیرین-میانی رخ داده و دارای ارتباط فضایی با توده پیروکسن کوارتز مونزودیوریتی ائوسن میانی است. رگه اصلی کانه‌دار از ۷۰ تا ۲۰۰ متر درازا و ۵/۰ تا ۲ متر ضخامت دارد. پیریت، کالکوپیریت، گالن، اسفالریت و تنانتیت-تتراهدريت همراه با اندکی پیرولوسیت و پسیلوملان مواد معدنی و کوارتز، کلسیت، سیدریت، باریت و سرپیسیت-ایلیت مواد باطله هستند. گوتیت، سروریت، اسمیت‌زونیت، مالاکیت و کوولیت در اثر فرایندهای برون‌زاد تشکیل شده‌اند. انواع بافت کانسنگ شامل دانه پراکنده، رگه-رگچه‌ای، پرشی، شانه‌ای، پوسته‌ای، کاکلی، گل‌کلی، پرماند، بازماندی، پُرکننده فضای خالی و جانشینی است. شش مرحله کانه‌زایی در کورچشمه قابل تفکیک است که کانه‌زایی فلزهای پایه به صورت رگه‌ها و برش‌های کوارتز-پیریت-کالکوپیریت-گالن-اسفالریت $\pm$ تنانتیت-تتراهدريت در مرحله دوم رخ داده است. دگرسانی گرمابی شامل دگرسانی‌های سیلیسی، آرژلیک حدواسط، کربناتی و پروپیلیتیک است. الگوی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت برای نمونه‌های کانه‌دار، توده پیروکسن کوارتز مونزودیوریتی و توف بلورین اسیدی میزبان، مشابه است. این امر بیانگر نقش دگرسانی و شسته‌شدن عناصر از سنگ‌های میزبان آتشفشانی در تشکیل کانه‌زایی است. ویژگی‌های کانه‌زایی در کانسار سرب-روی-مس کورچشمه با کانسارهای اپی‌ترمال نوع سولفیداسیون حدواسط قابل مقایسه است.

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۷/۰۳

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۲/۱۱/۰۸

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۱۱/۱۰

واژه‌های کلیدی

کانه‌زایی فلزهای پایه
اپی‌ترمال حدواسط
کورچشمه
تاجیکستان
مردآباد-بوئین‌زهر

نویسنده مسئول

حسین کوهستانی

kouhestani@znu.ac.ir ✉

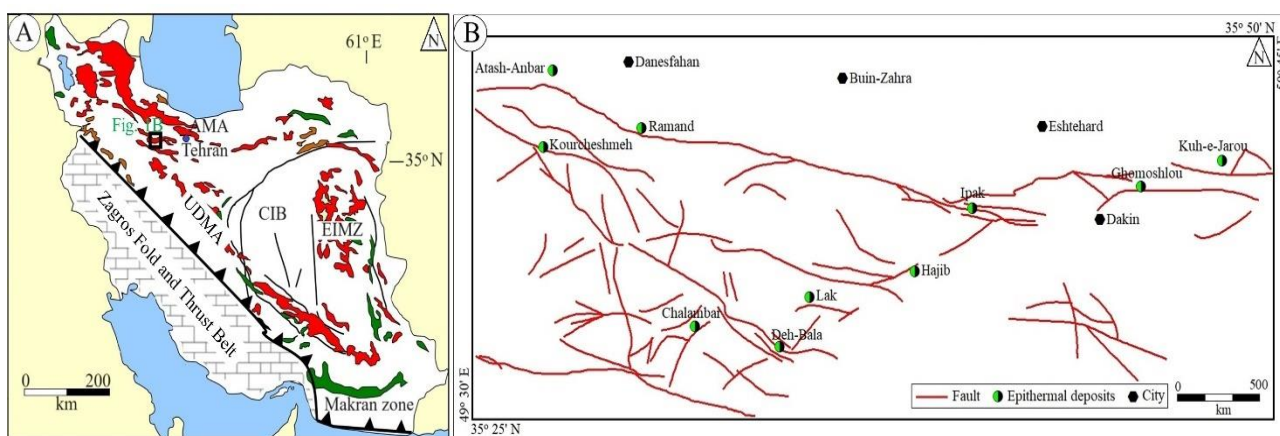
استناد به این مقاله

خان‌احمدلو، سپیده؛ کوهستانی، حسین؛ مختاری، میر علی اصغر و رحمتی، ناهید، ۱۴۰۳. کانه‌زایی فلزهای پایه اپی‌ترمال نوع سولفیداسیون حدواسط در کانسار کورچشمه (جنوب غرب تاجیکستان): شواهد زمین‌شناسی، کانه‌زایی و زمین‌شیمی. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۶(۲): ۱-۳۴. <https://doi.org/10.22067/econg.2024.1087>

مقدمه

کمان ماگمایی ارومیه- دختر میزبانی مهم برای کان‌زایی‌های فلزی در ایران است. این کمان ماگمایی میزبان اصلی ذخایر مس-مولیبدن (طلا) پورفیری مانند کانسارهای سرچشمه، میدوک، دره‌زار، چاه‌فیروزه، سرکوه، ایجو، علی‌آباد، کهنک و دالی (McInnes et al., 2003; Zarasvandi et al., 2005; Taghipour et al., 2008; Ayati et al., 2013; Mirnejad et al., 2013; Aghazadeh et al., 2015; Alirezaei et al., 2017; Mohammaddoost et al., 2017; Golestani et al., 2018; Aliyari et al., 2020; Shafiei Bafti et al., 2022; Mohammaddoost et al., 2023) و اپی‌ترمال مانند کانسارهای ساری‌گونی، توزلار، چاه‌زرد، آی‌قلعه‌سی، میل‌جرد، چاه‌مسی و

گووین (Richards et al., 2006; Kouhestani et al., 2012; Kouhestani et al., 2015; Heidari et al., 2015; Mohammadi Niaei et al., 2015; Kouhestani et al., 2017; Alipour-Asll, 2019; Zamanian et al., 2020; Altenberger et al., 2022) است. کمر بند آتشفشانی مردآباد- بوئین‌زهره بخشی از کمان ماگمایی ارومیه- دختر است (شکل ۱- A). این کمر بند آتشفشانی میزبان کان‌زایی‌های مس، سرب، روی و طلا مانند لک، ده‌بالا، ایپک، کوه جارو، رودک، گوموشلو، گوموش‌داش، قزل‌چشمه، بیدستان، افشارآباد، بوجعفر، گیلان‌دره، آتش‌انبار، رامند و کورچشمه است (شکل ۱- B) (Habibi, 2007; Goodarzi, 2012; Ebrahimi, 2016; Yousefi et al., 2017; Tale Fazel et al., 2022a; Tale Fazel et al., 2022b; Tale Fazel et al., 2023).



شکل ۱. A: زون‌های ساختاری مهم ایران و موقعیت کمر بند آتشفشانی مردآباد- بوئین‌زهره بر روی کمان ماگمایی ارومیه- دختر (با تغییرات از علوی (Alavi, 1991) و آق‌نابتی (Aghanabati, 2004)) و **B:** موقعیت کانسار کورچشمه و دیگر کانسارهای اپی‌ترمال در کمر بند آتشفشانی مردآباد- بوئین‌زهره (با تغییرات از نوگل سادات و هوشمندزاده (Nogole-Sadat and Houshmandzadeh, 1984)). (AMA: کمان ماگمایی البرز، EIMZ: زون ماگمایی شرق ایران، UDMA: کمان ماگمایی ارومیه- دختر)

Fig. 1. A: Major structural zones of Iran, showing the location of the Mardabad-Bouinzahra volcanic belt within the Urumieh-Dokhtar magmatic arc (after Alavi, 1991; Aghanabati, 2004), and B: Location of the Kourcheshmeh deposit and other deposits within the Mardabad-Bouinzahra volcanic belt (modified after Nogole-Sadat and Houshmandzadeh, 1984). (AMA: Alborz Magmatic Arc, EIMZ: East Iranian Magmatic Zone, UDMA: Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc)

مس کورچشمه (با مختصات $35^{\circ} 42' 44''$ عرض شمالی و $49^{\circ} 34' 38''$ طول شرقی) یکی از کان‌زایی‌های موجود در کمر بند آتشفشانی مردآباد- بوئین‌زهره است که آثار فعالیت‌های

این کان‌زایی‌ها اغلب در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن رخ داده و ارتباط مکانی و زمانی نزدیکی با توده‌های نفوذی ائوسن میانی نشان می‌دهند (Kazemi et al., 2022). کانسار سرب- روی-

استخراجی و اکتشافی قدیمی در آن دیده شده و در حال حاضر توسط بخش خصوصی در دست اکتشاف است. با این وجود، تاکنون پژوهش علمی دقیقی بر روی این کانسار انجام نشده است. در این پژوهش، ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانه‌زایی، دگرسانی و زمین‌شیمی در کانسار کورچشمه مورد بررسی قرار گرفته و نوع کانه‌زایی آن تعیین شده است. بررسی دقیق این نوع کانه‌زایی‌ها می‌تواند عوامل کلیدی توزیع مکانی برای اکتشاف کانه‌زایی‌های مشابه را معرفی کرده است و به عنوان الگوی اکتشافی در کمربند آتشفشانی مردآباد- بوئین‌زهرها و دیگر بخش‌های کمان ماگمایی ارومیه- دختر مورد استفاده قرار گیرد.

روش مطالعه

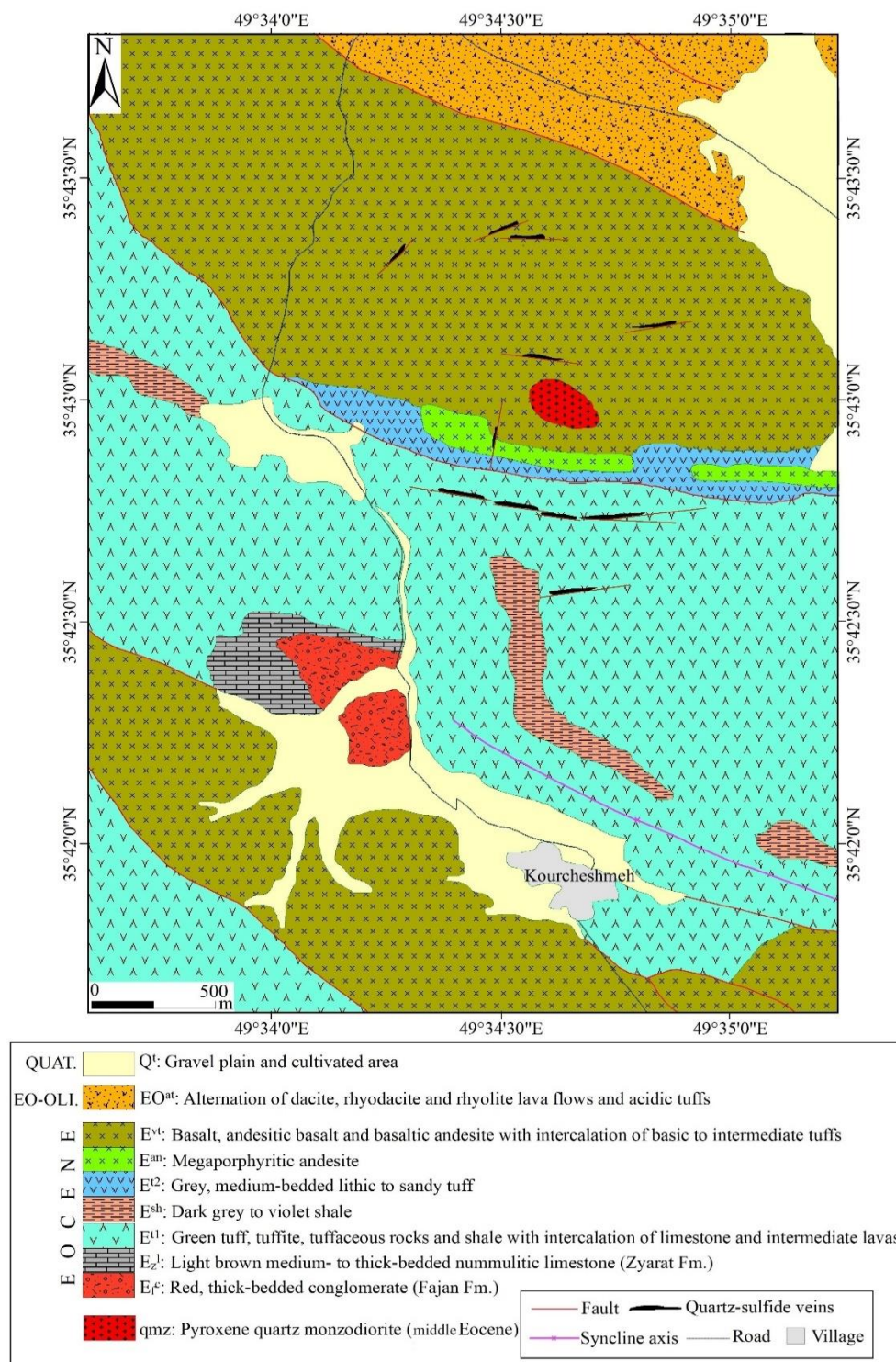
این پژوهش شامل دو بخش بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی است. در بررسی‌های صحرایی، برای تهیه نقشه زمین‌شناسی مقیاس ۱:۵۰۰۰ منطقه و چگونگی ارتباط رگه‌های کانه‌دار با سنگ‌های میزبان، تعداد ۵۰ نمونه برای بررسی‌های آزمایشگاهی برداشت شد. از این بین، تعداد ۷ عدد مقطع نازک و ۱۸ مقطع نازک- صیقلی برای بررسی‌های سنگ‌شناسی، کانه‌نگاری و ساخت و بافت، تهیه و بررسی شد. در مرحله بعد، بر اساس بررسی‌های سنگ‌شناسی و کانه‌نگاری، تعداد ۱۰ نمونه از بخش‌های کانه‌دار و سنگ‌های میزبان سالم و دگرسان‌شده، انتخاب و برای تعیین مقدار عناصر کمیاب و کمیاب خاکی به روش ICP-MS تجزیه شدند. برای بررسی ضرایب همبستگی عناصر در بخش‌های کانه‌دار، علاوه بر ۱۰ نمونه اشاره شده، تعداد ۲۰ نمونه دیگر از رگه‌های کانه‌دار به صورت تکه‌های خرده‌سنگی برداشت و به روش‌های ICP-MS (۱۰ نمونه) و XRF (۱۰ نمونه) تجزیه شدند. تمامی تجزیه‌های شیمیایی در آزمایشگاه شرکت زرآرما در تهران انجام شده است. برای این منظور، ابتدا نمونه‌ها توسط خردکننده فولادی تا ابعاد حدود ۵ مش (۴ میلی‌متر) خردایش شده و سپس توسط آسیاب آگات به مدت ۲ دقیقه تا ابعاد حدود ۲۰۰ مش (۷۴ میکرون) پودر شدند. پس از آماده‌سازی، میزان ۲۰ گرم از پودر نمونه‌ها انتخاب

و تجزیه شد. مقدار LOI نمونه‌ها با نگهداری پودر سنگ‌ها در دمای ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد به مدت ۲ ساعت به دست آمد. برای تعیین میزان عناصر کمیاب و کمیاب خاکی توسط دستگاه ICP-MS، حدود ۰/۲ گرم از هر نمونه به روش چند اسید و با استفاده از ماکروویو هضم شد. میزان دقت برای عناصر کمیاب و کمیاب خاکی بین ۰/۱ تا ۱ گرم در تن بوده است. برای تعیین میزان فلزهای پایه، به صورت جداگانه حدود ۰/۵ گرم از هر نمونه در تیزاب سلطانی داغ (۹۵ درجه سانتی‌گراد) حل شد.

زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی منطقه کورچشمه

منطقه مورد بررسی از نظر ساختاری- زمین‌شناسی ایران در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دانسفهان (خیارچ) (Eghlimi and Mosavvari, 2000) واقع شده است. با توجه به نقشه زمین‌شناسی مقیاس ۱:۵۰۰۰ تهیه شده از منطقه کورچشمه، واحدهای سنگی موجود در این منطقه شامل واحدهای رسوبی، آذرآواری و آتشفشانی ائوسن و ائوسن- الیگوسن هستند (شکل ۲). رخنمون کوچکی از توده نفوذی با ترکیب پیروکسن کوارتز مونوزودیوریتی نیز در منطقه دیده می‌شود که مجموعه‌های سنگی ائوسن را قطع کرده است. با توجه به پژوهش کاظمی و همکاران (Kazemi et al., 2022)، سن این توده‌ها ائوسن میانی است. زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی این واحدها از قدیم به جدید به شرح زیر است:

سازند فجن (واحد E_f^c) در منطقه کورچشمه رخنمون محدودی داشته و شامل کنگلومرای قرمز رنگ ضخیم لایه و چند منشائی با سیمان ماسه‌ای است که قلوه‌های آن بیشتر از جنس واحدهای سنگی کرتاسه (قطعه‌های آهکی، ماسه‌سنگی، کوارتزی و آتشفشانی) است. سازند زیارت (واحد E_z^1) به سن ائوسن زیرین (Eghlimi and Mosavvari, 2000)، شامل سنگ آهک‌های قهوه‌ای مایل به زرد به ضخامت تا ۳ متر است که به صورت هم‌شیب لایه‌های کنگلومرای سازند فجن را پوشانده و خود توسط لایه‌های توفی سبز رنگ واحد E_t^1 پوشیده شده است.



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی کانسار سرب-روی-مس کورچشمه (برای بارز شدن موقعیت توده پیروکسن کوارتز مونزودیوریتی، ابعاد آن بزرگ‌نمایی شده است).

Fig. 2. Simplified geologic map of the Kourcheshmeh Pb-Zn-Cu deposit (The dimension of the pyroxene quartz monzodiorite body was exaggerated to better show its position).

واحد E^{t1} شامل تناوب لایه‌های توفی و توفیت سبز رنگ و شیل با میان‌لایه‌هایی از گدازه‌های حدواسط و سنگ‌های آهکی است (شکل ۳-۳). لایه‌های شیلی، نازک‌لایه و به رنگ خاکستری تیره تا بنفش هستند. در برخی از بخش‌ها، ضخامت لایه‌های شیلی مزبور زیاد است و به عنوان واحد E^{sh} تفکیک شده‌اند. میان‌لایه‌های آهکی دارای نومولیت (اوسن پائینی-میانی) هستند. واحد E^{t1} به صورت هم‌شیب بر روی سازند زیارت واقع شده و خود به صورت هم‌شیب توسط واحد E^{vt} پوشیده می‌شود. بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی، لایه‌های توفی از نوع توف بلورین تا توف سنگی بلورین اسیدی با بافت پورفیرو کلاستیک هستند. این سنگ‌ها از کوارتز، پلاژیو کلاز، آلکالی فلدسپار، کانی‌های مافیک جانشین شده با کلسیت و بیوتیت‌های کلریتی شده همراه با اندکی قطعه‌های سنگی در سیمانی از کلسیت تشکیل شده‌اند (شکل ۴-۳). قطعه‌های سنگی به تعداد محدود و ابعاد کمتر از ۵/۰ میلی‌متر حضور دارند. این قطعه‌ها اغلب از جنس توف‌های ریزبلور و گاه گدازه‌ای نیمه‌گرد شده تا زاویه‌دار هستند. واحد E^{t2} از تناوب لایه‌های توفی با ترکیب توف سنگی تا توف ماسه‌ای به رنگ خاکستری تشکیل شده و دارای روند کلی شرقی-غربی با شیب حدود ۵۰ درجه به سمت شمال است. این لایه‌ها از سمت جنوب با مرز گسله در مجاورت با واحد E^{t1} قرار گرفته و به سمت شمال با مرز هم‌شیب توسط واحدهای گدازه‌ای و آذرآوری E^{vt} پوشیده می‌شوند (شکل ۳-۳). واحد E^{an} شامل گدازه‌های آندزیتی با بافت مگاپورفیری است که در بخش مرکزی منطقه با روند شرقی-غربی داخل واحد توفی E^{t2} و مرز بین واحدهای E^{t2} و E^{vt} رخمون دارد (شکل ۳-۳). ضخامت این گدازه‌ها بین ۱۰۰ تا ۱۵۰ متر متغیر است. بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی، گدازه‌های آندزیتی دارای درشت‌بلورهای پلاژیو کلاز و کانی‌های مافیک جانشین شده توسط کلریت هستند. تعدادی حفره پر شده توسط کوارتز و کلریت در این گدازه‌ها دیده می‌شود که به تشکیل بافت بادامکی منجر شده است (شکل ۴-۳). واحد E^{vt} از گدازه‌های آندزیت بازالتی، بازالت آندزیتی و بازالت

همراه با توف‌های بلورین سنگی حدواسط تشکیل شده است و ضخامتی تا ۵۰۰ متر دارد. این واحد به صورت پیوسته بر روی واحدهای E^{t2} و E^{an} واقع شده است و خود به صورت هم‌شیب توسط واحد EO^{at} پوشیده می‌شود (شکل ۳-۳). مرز بین این واحد سنگی با واحد E^{t1} اغلب گسله است (شکل ۳-۳). بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی، گدازه‌های آندزیت بازالتی دارای بافت پورفیری و میکروولیتی حاوی درشت‌بلورهای پلاژیو کلاز و کلینوپیروکسن در زمینه‌ای متشکل از میکروولیت‌های پلاژیو کلاز با جهت‌یابی مشخص و بلورهای کوچک کلینوپیروکسن هستند (شکل ۴-۳). گدازه‌های بازالت آندزیتی دارای بافت‌های پورفیری و بادامکی شامل درشت‌بلورهای پلاژیو کلاز، کلینوپیروکسن و هورنبلند هستند (شکل ۴-۳). گدازه‌های بازالتی، بافت‌های پورفیری، گلوئوموفیری، اینترگرانولار و افیتیک داشته و از درشت‌بلورهای پلاژیو کلاز و کلینوپیروکسن تشکیل شده‌اند (شکل ۴-۳). توف‌های بلورین سنگی حدواسط دارای بافت پورفیرو کلاستیک شامل قطعه‌های سنگی (گدازه‌ای و توفی)، پلاژیو کلاز و کانی‌های مافیک جانشین شده توسط کلسیت و کلریت هستند (شکل ۴-۳). قطعه‌های سنگی، نیمه‌گرد تا زاویه‌دار بوده و ابعادی تا ۵ میلی‌متر دارند.

واحد EO^{at} از نهشته‌های اسیدی با ضخامت حدود ۴۰۰ متر تشکیل شده و شامل گدازه‌های ریوداسیتی، ریولیتی، ایگنمبریتی و توف اسیدی با رنگ روشن است. واحد EO^{at} به صورت هم‌شیب بر روی واحد E^{vt} قرار گرفته است (شکل ۳-۳). توده نفوذی (واحد qmz) به صورت یک رخمون کوچک با ابعاد ۳۰ در ۵۰ متر و ریخت‌شناسی هموار در بخش‌های مرکزی منطقه کورچشمه و در داخل گدازه‌های آندزیت بازالتی و بازالت آندزیتی واحد E^{vt} قابل مشاهده است (شکل ۳-۳). بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی، این توده ترکیب پیروکسن کوارتز مونوزودیوریتی داشته و دارای بافت گرانولار و گاهی پورفیروئیدی متشکل از درشت‌بلورهای پلاژیو کلاز (حدود ۵۰ درصد)، کوارتز (حدود ۱۰ درصد)، کلینوپیروکسن (حدود ۲۰ درصد) و آلکالی فلدسپار

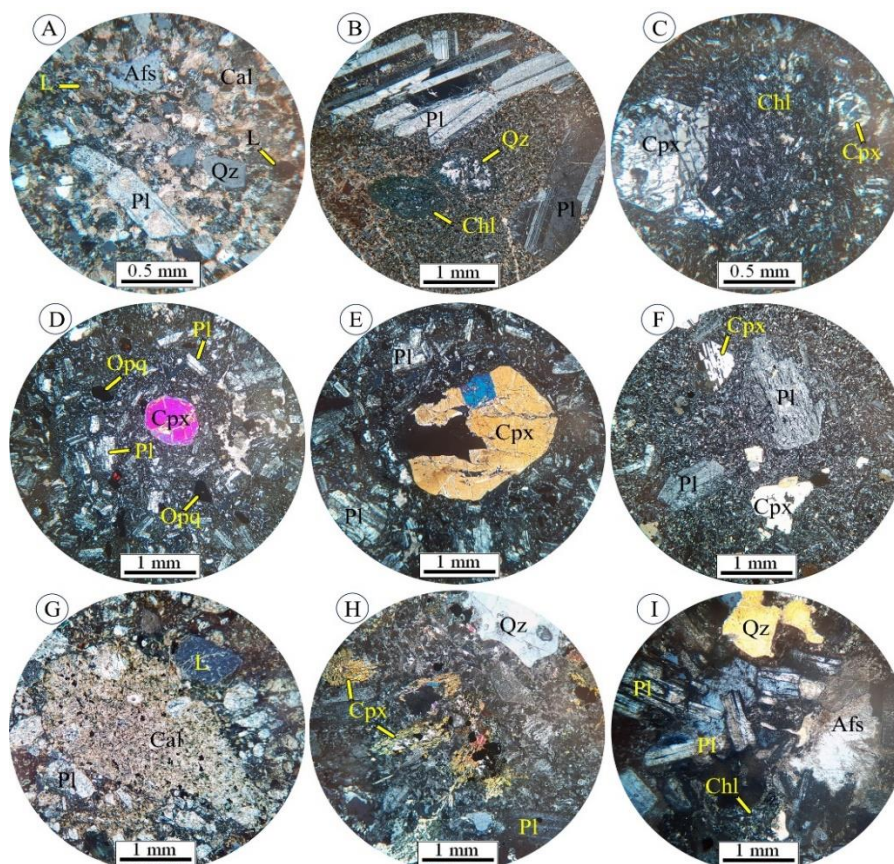
میانی - پایانی مرتبط می‌دانند. گسل‌های شمال‌غربی - جنوب‌شرقی، گسل‌های اصلی منطقه هستند. این گسل‌ها شیب ۶۵ تا ۸۰ درجه به سمت شمال‌شرق داشته و سبب پیدایش گسل‌هایی با دو حرکت افقی چپ‌گرد (N130) و راست‌گرد (N45) شده‌اند. شاخص‌ترین گسل در منطقه کورچشمه، گسل عادی موجود در منطقه کانه‌زایی با روند N100E و شیب ۷۰ تا ۸۰ درجه به سمت شمال‌شرق است.

(حدود ۱۰ درصد) است (شکل ۴-H و I). کانی‌های رسی، کانی‌های کدر و کلریت به عنوان کانی‌های ثانویه در این توده حضور دارند. روند کلی ساختارها و گسل‌ها در منطقه کورچشمه شمال‌غربی - جنوب‌شرقی است. چین‌خوردگی‌ها اغلب از نوع باز و ملایم و یا پلانژدار هستند. اقلیمی و مصوری (Eghlimi and Mosavvari, 2000) تشکیل این چین‌ها را به فازهای دگرشکلی پیرنه در ائوسن



شکل ۳. A: نمایی از تناوب لایه‌های توفی، توفیت و شیل (واحد E^{t1}) که توسط گدازه‌های حدواسط تا بازیک و توف‌های حدواسط (واحد E^{vt}) پوشیده شده است (دید به سمت جنوب‌غرب)، **B:** نمایی از تناوب لایه‌های توفی، توفیت و شیل (واحد E^{t1})، توف سنگی و توف ماسه‌ای (واحد E^{t2}) و گدازه‌های آندزیتی (واحد E^{an}) (دید به سمت شمال‌شرق) و **C:** نمایی از موقعیت توده پیروکسن کوارتز مونزودیوریتی (qzm) داخل گدازه‌های حدواسط تا بازیک و توف‌های حدواسط (واحد E^{vt}) (دید به سمت شمال)

Fig. 3. A: A view of the alternation of the tuff, tuffite, and shale layers (E^{t1} unit) covered by the basic to acidic lavas and intermediate tuffs (E^{vt} unit), looking southwest, **B:** A view of alternation of the tuff, tuffite, and shale layers (E^{t1} unit), lithic tuff and sandy tuff (E^{t2} unit), and andesite lavas (E^{an} unit), looking northeast, and **C:** A view of the location of the pyroxene quartz monzodiorite intrusion (qzm) within the basic to acidic lavas and intermediate tuffs (E^{vt} unit), looking to the north



شکل ۴. تصویرهای میکروسکوپی (نور عبوری پلاریزه متقاطع، XPL) از کانی‌شناسی و بافت واحدهای سنگی در کانسار کورچشمه. A: بلورهای شکسته و زاویه‌دار پلاژیوکلاز، کوارتز و آلکالی‌فلدسپار در متنی از کلسیت در واحد توف بلورین تا توف سنگی بلورین اسیدی، B: درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز همراه با حفره‌های پر شده توسط کلریت و کوارتز و تشکیل بافت بادامکی در گدازه‌های آندزیتی، C: درشت‌بلور کلینوپروکسن کلریتی شده در زمینه دانه‌ریز در گدازه‌های آندزیت بازالتی، D و E: بافت پورفیری متشکل از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپروکسن در زمینه دانه‌ریز در گدازه‌های بازالت آندزیتی، F: بافت پورفیری متشکل از درشت‌بلورهای کلینوپروکسن و پلاژیوکلاز در زمینه دانه‌ریز در گدازه‌های بازالتی، G: قطعه‌های گدازه‌ای همراه با درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در زمینه دانه‌ریز و کلسیتی در توف‌های بلورین سنگی حدواسط، H: درشت‌بلورهای کلینوپروکسن کلریتی شده در توده پیروکسن کوارتز مونزودیوریت و I: درشت‌بلورهای کوارتز، آلکالی‌فلدسپار و پلاژیوکلاز در توده پیروکسن کوارتز مونزودیوریت. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است. Afs: آلکالی‌فلدسپار، Cal: کلسیت، Chl: کلریت، Cpx: کلینوپروکسن، L: قطعه‌های سنگی، Opq: کانی کدر، Pl: پلاژیوکلاز، Qz: کوارتز.

Fig. 4. Photomicrographs (transmitted cross-polarized light, XPL) of mineralogy and texture of the rock units in the Kourcheshmeh deposit. A: Fractured and angular crystals of plagioclase, quartz, and alkali feldspar within the calcite matrix in the acidic crystal tuff to lithic crystal tuff unit, B: Plagioclase phenocrysts along with vugs infilled by chlorite and quartz form an amygdaloidal texture in the andesite lavas, C: Chloritized clinopyroxene phenocryst within the fine-grained matrix in the basaltic andesite lavas, D and E: Porphyry texture comprises plagioclase and clinopyroxene phenocrysts within the fine-grained matrix in the andesitic basalt lavas, F: Porphyry texture composed of clinopyroxene and plagioclase phenocrysts within the fine-grained matrix in the basalt lavas, G: Lava fragments along with plagioclase phenocrysts within the calcitic and fine-grained matrix in the intermediate crystal lithic tuffs, H: Chloritized clinopyroxene phenocryst within the pyroxene quartz monzodiorite body, and I: Quartz, alkali feldspar, and plagioclase phenocrysts within the pyroxene quartz monzodiorite body. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Afs: alkali feldspar, Cal: calcite, Chl: chlorite, Cpx: clinopyroxene, L: rock fragments, Opq: opaque mineral, Pl: plagioclase, Qz: quartz).

کانه‌زایی و دگرسانی

بر اساس مشاهدات صحرایی، کانه‌زایی در کانسار کورچشمه به صورت رگه‌های سیلیسی حاوی سرب، روی و مس درون توالی توفی - گدازه‌ای ائوسن زیرین - میانی رخ داده است (شکل ۵-۵A). رگه اصلی کانهدار دارای روند N100E/70-80NE بوده و از ۷۰ تا ۲۰۰ متر (به طور ناپیوسته تا ۷۵۰ متر) درازا و ۰/۵ تا ۲ متر پهنا دارد. آثار معدن کاری قدیمی در قالب چند ترانشه استخراجی کوچک در بخش‌های مختلف رگه اصلی دیده شده و گاه انباشت‌های کوچکی از ماده معدنی در کنار آنها قابل مشاهده است. علاوه بر رگه اصلی، رگه‌های فرعی دیگری در بخش‌های مختلف منطقه با طول‌های کوچک‌تر و پهنای کمتر وجود دارد. دگرسانی آرژلیک حدواسط با بیشینه ضخامت ۳ متر، اطراف رگه کانهدار اصلی را دربر می‌گیرد (شکل ۵-۵A). ساخت و بافت ماده معدنی در مقیاس رخنمون بیشتر از نوع رگه - رگچه‌ای، قشرگون، برشی، دانه‌پراکنده و پرکننده فضاهای خالی است (شکل ۵-۵B تا E). بلورهای گالن و کالکوپریت اغلب به صورت دانه‌پراکنده درون رگه‌های کانهدار و کانی‌های برون‌زاد روی و سرب (اسمیت‌زونیت و سروزیت) و مس (مالاکیت) به صورت پرکننده فضاهای خالی مشاهده می‌شوند. عیار نمونه‌های برداشت شده از رگه‌های کانهدار تا ۷ درصد مجموع سرب و روی، ۲ درصد مس و به ترتیب تا حدود ۷ و ۱۳۵ گرم در تن طلا و نقره را مشخص کرده است (شرکت نهادهین صنعت الوند، داده‌های منتشر نشده).

بر اساس نتایج بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی، دگرسانی گرمابی در کانسار کورچشمه شامل دگرسانی‌های سیلیسی، آرژلیک حدواسط، کربناتی و پروپیلیتیک است. دگرسانی سیلیسی، به صورت رگه - رگچه‌ای و یا سیمان گرمابی برش‌ها رخ داده (شکل ۶-۵A و B) و منطبق بر بخش‌های کانهدار است. ضخامت رگه‌های کوارتزی بیشینه تا ۵ سانتی‌متر است. دگرسانی آرژلیک حدواسط با بیشینه ضخامت ۳ متر، اطراف رگه‌های کوارتزی کانهدار را در بر گرفته است (شکل ۵-۵A). این دگرسانی

اغلب توسط شکستگی‌ها کنترل شده و در مقیاس رخنمون سبب تغییر رنگ سنگ‌ها به سفید تا زرد شده است. در مقاطع میکروسکوپی، دگرسانی آرژلیک حدواسط به صورت جانشینی پلاژیوکلاز توسط مجموعه ایلیت و سریسیت (شناسایی توسط آنالیز XRD) همراه با مقادیر اندکی کوارتز و کلسیت مشخص می‌شود (شکل ۶-۵C و D). دگرسانی کربناتی در کانسار کورچشمه به دو نوع قابل تفکیک است. نوع اول شامل کلسیت و گاهی سیدریت است که در همراهی با کوارتز در سیمان گرمابی برش‌ها دیده شده است و ارتباط نزدیکی با بخش‌های سیلیسی کانهدار دارد (شکل ۶-۵E). دگرسانی کربناتی نوع دوم شامل کلسیت با بافت‌های رگه - رگچه‌ای و پرکننده فضاهای خالی است (شکل ۶-۵F و G). رگه - رگچه‌های کلسیتی معمولاً رگچه‌های کوارتزی کانهدار را قطع کرده‌اند که این امر بیانگر تشکیل این رگه و رگچه‌ها در مراحل پایانی دگرسانی است. دگرسانی پروپیلیتیک اغلب درون واحدهای گدازه‌ای گسترش دارد. این دگرسانی اغلب با جانشینی کانی‌های پلاژیوکلاز، آمفیبول و پیروکسن توسط مجموعه کلریت - سریسیت و کربنات مشخص می‌شود (شکل ۶-۵H و I). طی این دگرسانی، کوارتز به میزان کم در زمینه سنگ تشکیل شده است.

کانی‌شناسی و ساخت و بافت کانسنگ

پیریت، کالکوپریت، گالن، اسفالریت و تنانتیت - تتراهدريت همراه با اندکی پیرولوسیت و پسیلوملان کانی‌شناسی ماده معدنی در کانسار کورچشمه هستند. کوارتز، کلسیت، سیدریت، باریت و سریسیت - ایلیت مواد باطله هستند. گوتیت، سروزیت، اسمیت‌زونیت، مالاکیت و کوولیت در اثر فرایندهای برون‌زاد تشکیل شده‌اند. انواع بافت کانسنگ شامل دانه‌پراکنده، رگه - رگچه‌ای، برشی، شانه‌ای، پوسته‌ای (قشرگون)، کاکلی، گل کلمی، پرماند، بازماندی، پرکننده فضای خالی و جانشینی است.

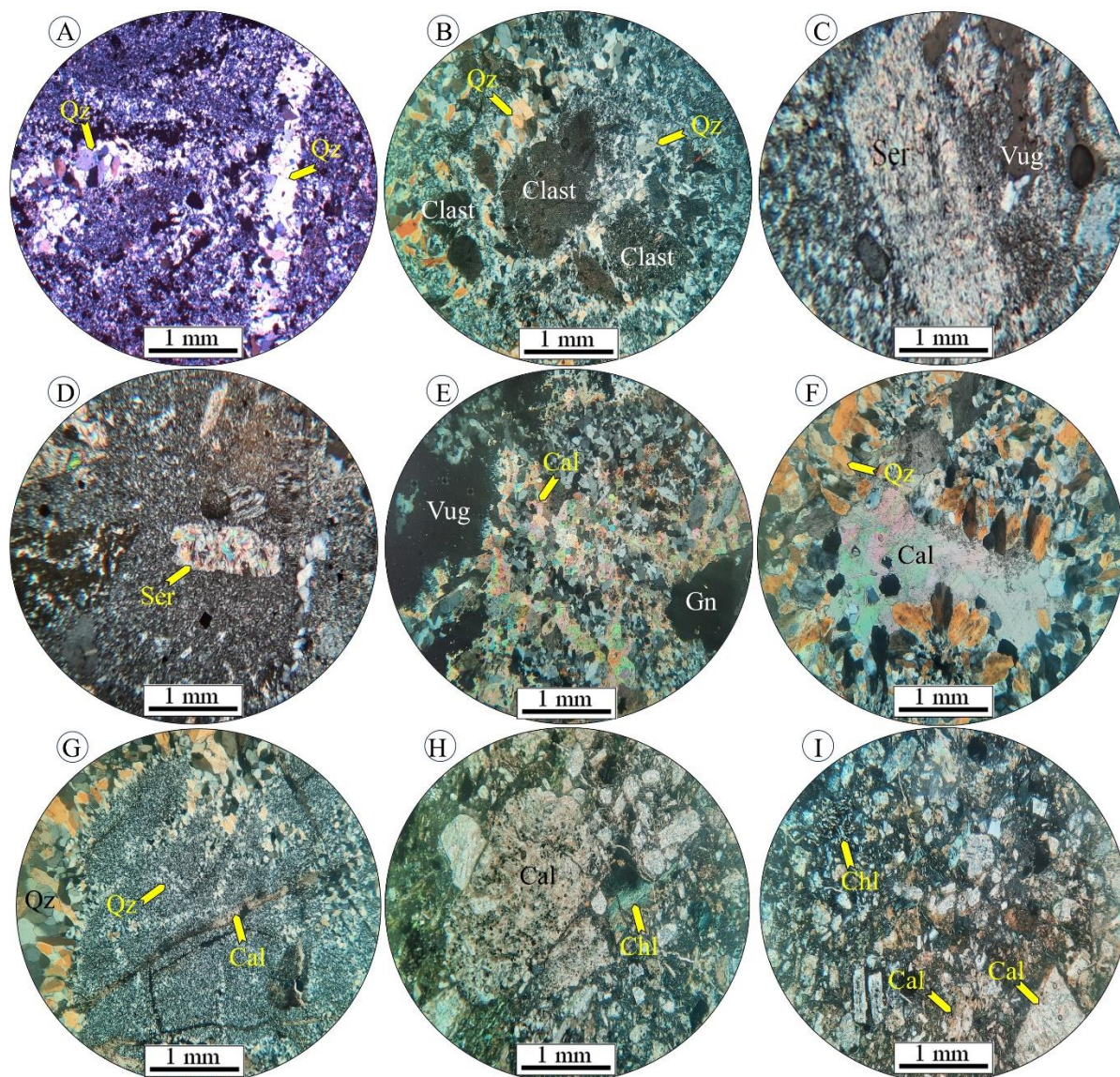
پیریت: پیریت معمولاً به صورت بلورهای ریز تا متوسط و گاه درشت‌بلور بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار در بخش‌های کانهدار دیده

شده و اغلب به گوتیت دگرسان شده است (شکل ۷-۱). در برخی از نمونه‌ها، ادخال‌هایی از پیریت درون کالکوپیریت دیده می‌شود (شکل ۷-۲). در برخی موارد، پیریت با کالکوپیریت هم‌رشدی نشان می‌دهد.



شکل ۵. تصویرهای صحرایی و نمونه دستی از رگه کانه‌دار در کانسار کورچشمه. A: نمای از رگه کانه‌دار اصلی در کانسار کورچشمه که توالی توفی-گدازه‌ای اتوسن میزبان خود را قطع کرده و توسط هاله‌ای از دگرسانی آرژیلیک حدواسط (Int. Arg. Alt.) دربرگرفته شده است (دید به سمت شرق)، B: بافت برشی کانسنگ با سیمان سیلیسی-سولفیدی در مقیاس نمونه دستی، C: بافت قشرگون کانسنگ شامل تناوب بخش‌های سیلیسی، باریتی و کربناتی در مقیاس نمونه دستی، D و E: نماهایی از کانه‌زایی گالن (D و E) و اسمیت‌زونیت (E) در مقیاس نمونه دستی. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Car: کربنات، Brt: باریت، Gn: گالن، Lith: قطعه سنگی، Qz: کوآرتز، Smt: اسمیت‌زونیت).

Fig. 5. Field and hand specimen photographs of the mineralized vein in the Kourcheshmeh deposit. A: A view of the main ore vein that cut its host Eocene tuff-lava sequence and is covered by intermediate argillic alteration (Int. Arg. Alt.) halo, looking to the east, B: View of breccia texture with silica-sulfide cement of the ore in hand specimen, C: View of crustiform texture of the ore comprised of silica, barite, and carbonate parts in hand specimen, D and E: Views of galena (D and E) and smithsonite (E) mineralization in hand specimen. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Car: carbonate, Brt: barite, Gn: galena, Lith: rock fragment, Qz: quartz, Smt: smithsonite).



شکل ۶. تصویرهای میکروسکوپی (نور عبوری پلاریزه متقاطع، XPL) از انواع دگرسانی‌ها در کانسار کورچشمه. A و B: دگرسانی سیلیسی به صورت رگه-رگچه‌های کوارتزی (A) و سیمان گرمایی برش‌ها (B)، C و D: دگرسانی آرژیلیک حدواسط به صورت تبدیل پلاژیو کلاز به مجموعه سریست-ایلیت درون واحدهای گدازه‌ای، E تا G: دگرسانی کربناتی به صورت سیمان کلسیتی-کوارتزی برش‌های گرمایی (E)، بافت پرکننده (F) و رگچه‌های کلسیتی تأخیری (G)، H و I: تبدیل پلاژیو کلاز و کانی‌های مافیک به کلسیت و کلریت در دگرسانی پروپلیتیک درون واحدهای گدازه‌ای. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است. (Cal: کلسیت، Chl: کلریت، Gn: گالن، Qz: کوارتز، Ser: سریست، Vug: فضای خالی).

Fig. 6. Photomicrographs (transmitted cross-polarized light, XPL) of hydrothermal alteration types in the Kourcheshmeh deposit. A and B: Silica alteration as vein-veinlets (A) and hydrothermal breccia cement (B), C and D: Intermediate argillic alteration as alteration of plagioclase to sericite-illite in the lava units, E–G: Carbonate alteration as calcite-quartz hydrothermal breccia cement (E), vug infill (F) and late calcite veinlets (G), H and I: Alteration of plagioclase and mafic minerals to calcite and chlorite in the propylitic alteration in the lava units. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Cal: calcite, Chl: chlorite, Gn: galena, Qz: quartz, Ser: sericite, Vug: open space).

گوتیت: گوتیت محصول دگرسانی پیریت و کالکوپیریت است (شکل ۷-A تا C).

مالاکیت: مالاکیت معمولاً در بخش‌های سطحی دیده شده و بافت پرکننده فضای خالی نشان می‌دهد.

کانی‌های باطله: کوارتز مهم‌ترین کانی باطله در کانسار کورچشمه است که به صورت بلورهای ریز تا درشت بی‌شکل تا شکل‌دار (اندازه کمتر از ۲۰۰ میکرون تا ۱ سانتی‌متر) و یا توده‌ای در رگه‌های سیلیسی دیده می‌شود. کوارتزها اغلب بافت شانه‌ای و پُرکننده فضای خالی نشان می‌دهند (شکل ۸-A). در برخی از بخش‌ها، کوارتزها دارای بافت‌های کاکلی، پوسته‌ای، گل‌کلمی و پُرمانند هستند (شکل ۸-B تا E). باریت اغلب به صورت بلورهای رشته‌ای و شعاعی شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در مقاطع میکروسکوپی دیده شده و ابعاد طولی بلورهای آن گاه تا یک سانتی‌متر نیز می‌رسد (شکل ۸-F و G). کلسیت معمولاً بافت‌های رگچه‌ای و پُرکننده فضاهای خالی را نشان می‌دهد (شکل ۶-E و F و شکل ۸-F تا I). سیدریت در همراهی با کلسیت و با بافت پرکننده فضاهای خالی در مقاطع میکروسکوپی قابل مشاهده است (شکل ۸-H و I). سیریسیت-ایلیت به صورت بلورهای ریز (اندازه بین ۵ تا ۵۰ میکرون) در مقاطع نازک میکروسکوپی دیده می‌شوند (شکل ۶-C و D).

مراحل کانه‌زایی و توالی هم‌یافتی

بر مبنای ترکیب کانی‌شناسی، ساخت و بافت و ارتباط قطع‌کنندگی رگه و رگچه‌ها، کانه‌زایی در کانسار کورچشمه به شش مرحله قابل تفکیک است. مرحله اول با دگرسانی سیلیسی‌شدن (کوارتزهای ریزبلور) سنگ‌های میزبان مشخص می‌شود. پیریت تنها کانی سولفیدی این مرحله است که بیشتر به صورت بلورهای ریز و بی‌شکل (اغلب اکسیده) با بافت دانه‌پراکنده در متن سیلیسی‌شده سنگ دیده می‌شود (شکل ۹-A و B). مرحله دوم با حضور رگه-رگچه‌ها (تا ۳۰ سانتی‌متر) و برش‌های گرمایی با سیمان کوارتز-سولفیدی (پیریت، کالکوپیریت، گالن، اسفالریت و مقادیر اندکی تنانتیت-تتراهدريت) مشخص می‌شود.

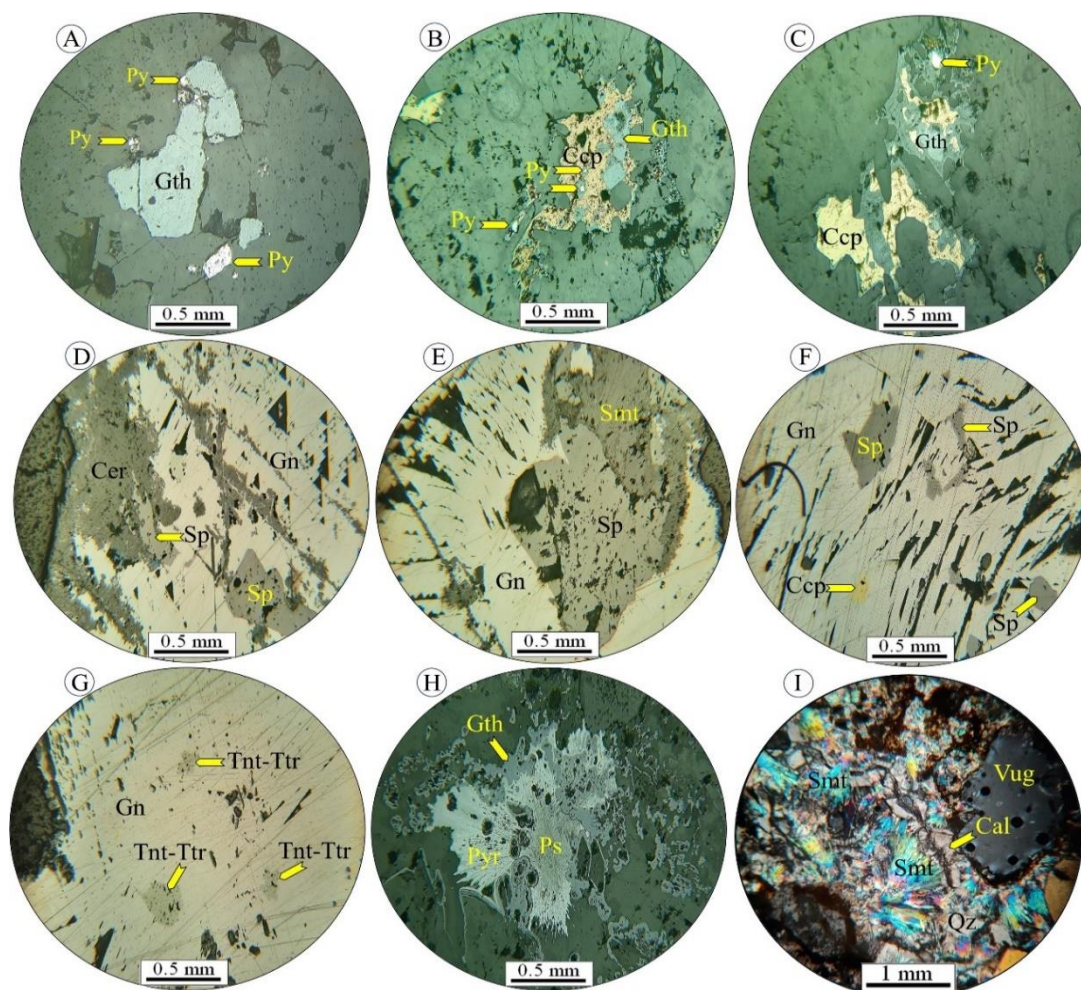
کالکوپیریت: کالکوپیریت معمولاً به صورت بلورهای ریز تا درشت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل در بخش‌های کانه‌دار حضور دارد. در بیشتر بخش‌ها، کالکوپیریت توسط گوتیت و گاه کوولیت جانشین شده و بافت بازماندی و گاهی اسکلتی نشان می‌دهد (شکل ۷-B و C).

گالن: گالن با فراوانی حدود ۲۰ درصد، اغلب به صورت بلورهای درشت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل با رخ‌های مثلثی در بخش‌های کانه‌دار دیده می‌شود. در بیشتر بخش‌های کانه‌دار، گالن توسط سروزیت جانشین شده است (شکل ۷-D و E). گالن اغلب با اسفالریت هم‌رشدی نشان می‌دهد (شکل ۷-D و E). در برخی از بخش‌ها، ادخال‌هایی از کالکوپیریت، اسفالریت و تنانتیت-تتراهدريت در میزبان گالن دیده می‌شود (شکل ۷-F و G). **اسفالریت:** اسفالریت با بازتاب داخلی عسلی رنگ (فقیر از آهن) و با فراوانی کمتر نسبت به گالن در بخش‌های کانه‌دار دیده می‌شود. این کانی اغلب به صورت بلورهای ریز تا متوسط بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار دیده شده و معمولاً با گالن هم‌رشدی دارد (شکل ۷-D و E). در اثر فرایندهای برون‌زاد، اسفالریت به اسمیت‌زونیت دگرسان شده است (شکل ۷-E).

تنانتیت-تتراهدريت: تنانتیت-تتراهدريت با فراوانی کم و به صورت ادخال‌های ریز بی‌شکل درون گالن حضور دارند (شکل ۷-G).

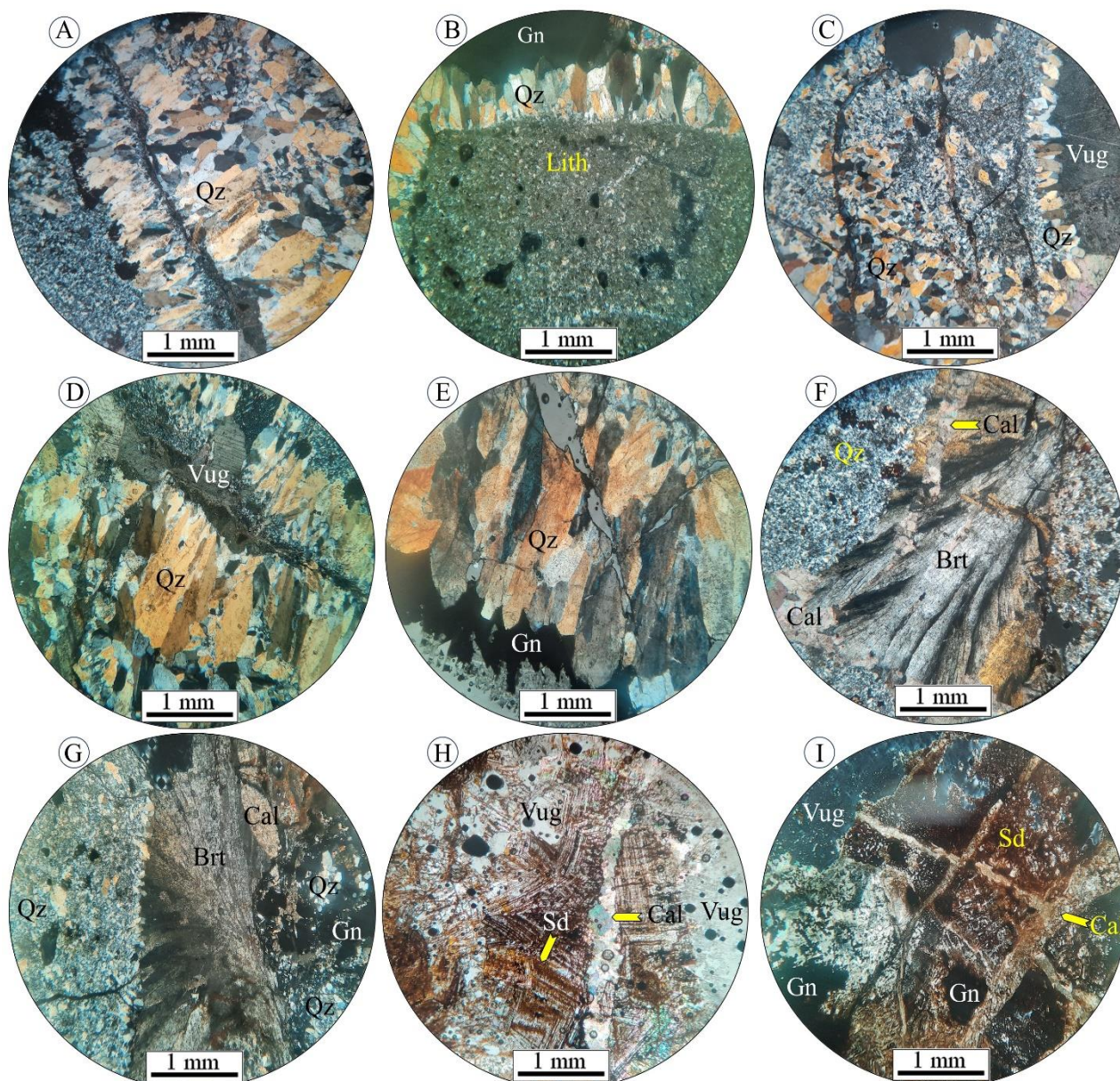
پیرولووسیت و پسیلوملان: پیرولووسیت و پسیلوملان با فراوانی محدود و به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار در رگه و رگچه‌های کربناته منگنزدار حضور دارند. این کانی‌ها معمولاً با یکدیگر هم‌رشدی داشته و ارتباط نزدیکی با گوتیت دارند (شکل ۷-H).

سروزیت و اسمیت‌زونیت: این کانی‌ها معمولاً در بخش‌های کم‌عمق رگه‌های کانه‌دار دیده می‌شوند و به ترتیب جانشین گالن و اسفالریت شده‌اند (شکل ۷-D و E). اسمیت‌زونیت اغلب به صورت بلورهای با ساختار رشته‌ای و شعاعی در مسیر شکستگی‌ها و حفره‌ها در بخش‌های هوازده سطحی دیده می‌شود (شکل ۷-I).



شکل ۷. تصویرهای میکروسکوپی (تصویر I در نور عبوری پلاریزه متقاطع، XPL و بقیه در نور بازتابی) از کانی‌شناسی و ساخت و بافت کانسنگ در کانسار کورچشمه. A: بلور نیمه‌شکل‌دار پیریت با دگرسانی به گوتیت، B: ادخال‌های پیریت درون کالکوپیریت، C: هم‌رشدی پیریت و کالکوپیریت. کالکوپیریت به گوتیت دگرسانی نشان می‌دهد، D و E: هم‌رشدی گالن و اسفالریت. دگرسانی گالن به سروزیت و اسفالریت به اسمیت‌زونیت نیز دیده می‌شود، F: ادخال‌های اسفالریت و کالکوپیریت درون گالن، G: ادخال‌های تنانتیت-تتراهدريت درون گالن، H: هم‌رشدی پیرولویت و پسیلوملان در کنار گوتیت با بافت گل‌کلمی و I: اسمیت‌زونیت با بافت پرکننده فضای خالی. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Cal: کلسیت، Ccp: کالکوپیریت، Cer: سروزیت، Gn: گالن، Gth: گوتیت، Ps: پسیلوملان، Py: پیریت، Pyr: پیرولویت، Qz: کوارتز، Smt: اسمیت‌زونیت، Sp: اسفالریت، Tnt-Ttr: تنانتیت-تتراهدريت).

Fig. 7. Photomicrographs (I in transmitted crossed-polarized light, XPL, and the rest in reflected light) of the ore mineralogy and texture in the Kourcheshmeh deposit. A: Subhedral pyrite crystal with alteration to goethite, B: Pyrite inclusions within chalcopyrite, C: Intergrowth of pyrite and chalcopyrite. Chalcopyrite shows alteration to goethite, D and E: Intergrowth of galena and sphalerite. Alteration of galena to cerussite and sphalerite to smithsonite are also observed, F: Sphalerite and chalcopyrite inclusions within galena, G: Tennantite-tetrahedrite inclusions within galena, H: Intergrowth of pyrolusite and psilomelane along with goethite with colloform texture, and I: Smithsonite with vug infill texture. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Cal: calcite, Ccp: chalcopyrite, Cer: cerussite, Gn: galena, Gth: goethite, Ps: psilomelane, Py: pyrite, Pyr: pyrolusite, Qz: quartz, Smt: smithsonite, Sp: sphalerite, Tnt-Ttr: tennantite-tetrahedrite).

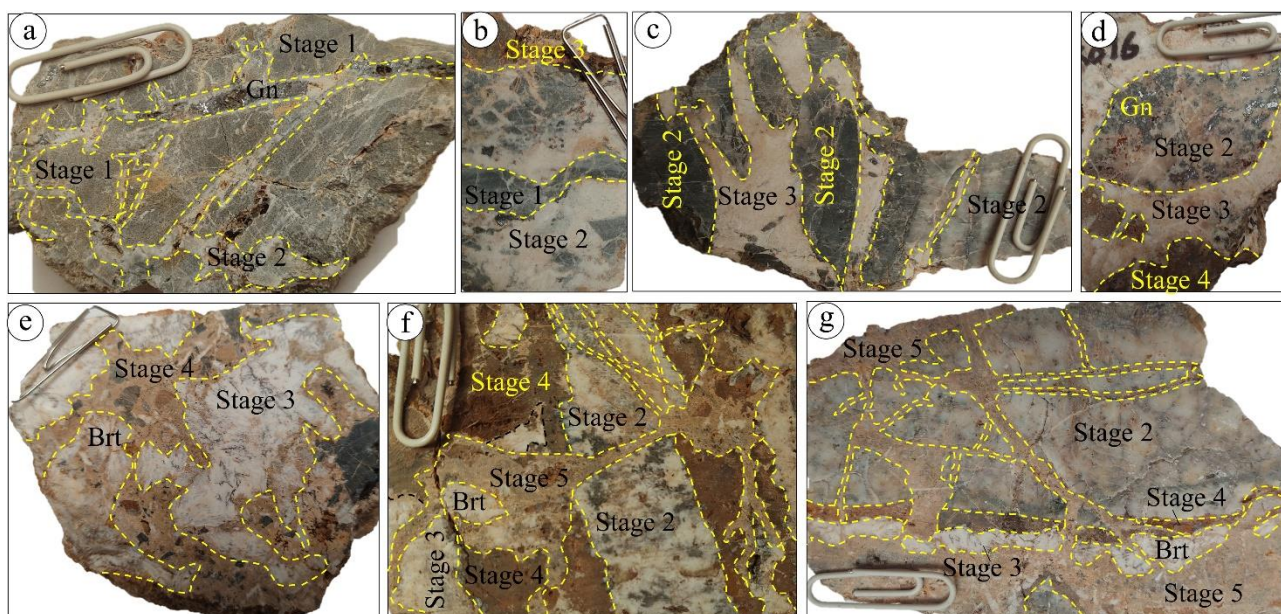


شکل ۸. تصویرهای میکروسکوپی (نور عبوری پلاریزه متقاطع، XPL) از کانی‌های باطله و بافت آنها در کانسار کورچشمه. A: کوارتز با بافت شانه‌ای، B: رشد کوارتز با بافت کاکلی بر روی دیواره قطعه‌سنگ توفی، C: بافت پوسته‌ای کوارتز، D و E: بافت پرمانند بلورهای درشت کوارتز، F و G: بلورهای شعاعی باریت، H و I: سیدریت با بافت پرکننده فضای خالی که توسط رگچه‌های کلسیتی تأخیری قطع شده است. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Brt: باریت، Cal: کلسیت، Lith: قطعه سنگ، Gn: گالن، Qz: کوارتز، Sd: سیدریت، Vug: فضای خالی).

Fig. 8. Photomicrographs (transmitted crossed-polarized light, XPL) of gangue minerals and textures in the Kourcheshmeh deposit. A: Quartz with comb texture, B: Cockade texture of quartz developed around the tuff fragment, C: Crustiform texture of quartz, D and E: Plumose texture of coarse-grained quartz crystals, F and G: Radial crystals of barite. H and I: Siderite with vug infill texture that is cut by late calcite veinlets. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Brt: barite, Cal: calcite, Lith: rock fragment, Gn: galena, Qz: quartz, Sd: siderite, Vug: open space).

منگنز (پیرولوسیت و پسیلوملان) به صورت رگچه‌ای و پرکننده فضاهای خالی مشخص می‌شود. ضخامت رگه- رگچه‌های کریستالی این مرحله تا ۱۵ سانتی‌متر می‌رسد. رگچه‌های کریستالی این مرحله معمولاً مراحل قبلی کان‌زایی را قطع کرده است (شکل ۹- D تا G). مرحله پنجم یک مرحله عقیم بعد از کان‌زایی بوده و به آخرین فعالیت‌های گرمایی مرتبط است. این مرحله با حضور رگه و رگچه‌های کلسیتی (کمتر از ۱۰ سانتی‌متر) مشخص می‌شود که مراحل قبلی کان‌زایی را قطع کرده‌اند (شکل ۹- F و G).

این مرحله از کان‌زایی اغلب مرحله اول کان‌زایی را قطع و برشی کرده (شکل ۹- A و B) و خود توسط مراحل بعدی کان‌زایی قطع شده است و بخش‌هایی از آن به صورت قطعه‌های سنگی در سیمان گرمایی برش‌های مرحله سوم و چهارم کان‌زایی دیده می‌شود (شکل ۹- B تا D و F تا G). کان‌زایی مرحله سوم با حضور رگه و رگچه‌های باریتی (تا ۲۵ سانتی‌متر) مشخص می‌شود که مراحل قبلی کان‌زایی را قطع کرده است (شکل ۹- B تا G). در این مرحله هیچ کانی سولفیدی تشکیل نشده است. مرحله چهارم با حضور کریستات (کلسیت و سیدریت) همراه با اندکی کان‌های



شکل ۹. مراحل کان‌زایی در کانسار کورچشمه. A: مرحله اول کان‌زایی به صورت سیلیسی شدن سنگ میزبان، B: قطعه‌های برشی مرحله اول کان‌زایی (بخش‌های تیره) در سیمان سیلیسی- سولفیدی مرحله دوم کان‌زایی. رگچه مرحله سوم کان‌زایی که مرحله دوم را قطع کرده است نیز در تصویر قابل مشاهده است، C: رگچه‌های باریتی مرحله سوم کان‌زایی، D: قطعه‌های برشی مرحله دوم کان‌زایی (بخش‌های تیره) در رگه‌های باریتی مرحله سوم کان‌زایی، E: برشی شدن رگچه‌های باریتی مرحله سوم کان‌زایی توسط رگچه‌های کلسیتی- سیدریتی مرحله چهارم، F و G: رگچه‌های کلسیتی- سیدریتی مرحله چهارم کان‌زایی که رگچه‌های کوارتز- سولفیدی مرحله دوم و باریتی مرحله سوم را قطع کرده و خود توسط رگچه‌های کلسیتی مرحله پنجم کان‌زایی قطع شده‌اند. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Brt: باریت، Gn: گالن).

Fig. 9. Mineralization stages in the Kourcheshmeh deposit. A: Stage 1 mineralization as silicification of the host rock, B: Stage 1 breccia clasts (dark parts) within the stage 2 silica-sulfide cement. Stage 3 veinlet that crosscut stage 2 mineralization, is also observed, C: Stage 3 barite veinlets, D: Breccia clasts of stage 2 (dark parts) within barite veins of stage 3 mineralization, E: Brecciation of barite veinlets of stage 3 mineralization by stage 4 calcite-siderite veinlets, F and G: Stage 4 calcite-siderite veinlets crosscut stage 2 quartz-sulfide and stage 3 barite veinlets, and, in turn, cut by stage 5 calcite veinlets. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Brt: barite, Gn: galena).

پرکننده فضای خالی، بازماندی و جانشینی مشخص می‌شود. توالی هم‌یافتی کانی‌ها در کانسار کورچشمه در شکل ۱۰ نشان داده شده است.

هیچ کانی سولفیدی و اکسیدی در این مرحله مشاهده نمی‌شود. مرحله ششم کان‌زایی مربوط به فرایندهای برون‌زاد بوده و با کانی‌های گوتیت، سروزیت، اسمیت‌زونیت و مالاکیت بافت‌های

	Stage 1	Stage 2	Stage 3	Stage 4	Stage 5	Supergene
Pyrite						
Chalcopyrite						
Galena						
Sphalerite						
Tennantite-Tetrahedrite						
Pyrolusite						
Psilomelane						
Malachite						
Covellite						
Cerussite						
Smithsonite						
Goethite						
Quartz						
Sericite-illite						
Barite						
Calcite						
Siderite						
Disseminated						
Brecciated						
Vein-Veinlets						
Comb						
Cockade						
Colloform-Crustiform						
Plomuse						
Vug Infill						
Relict						
Replacement						

شکل ۱۰. توالی هم‌یافتی و ساخت و بافت کانسنگ در کانسار کورچشمه

Fig. 10. Paragenetic sequences showing the structure and texture of ore at the Kourcheshmeh deposit

داشته باشد. همبستگی بالای (۰/۸۳) نقره و گوگرد نیز منعکس کننده حضور نقره در شبکه کانی گالن است. نقره همبستگی مثبت ضعیف با آرسنیک (۰/۳۵) و آنتیموان (۰/۳۲) دارد. سرب همبستگی مثبت متوسط (۰/۵۹) با روی دارد. سرب و روی همبستگی منفی ضعیف (به ترتیب ۰/۱۹- و ۰/۲۵-) با مس دارند. همبستگی مثبت (۰/۸۸) آرسنیک و آنتیموان می‌تواند نشان‌دهنده همراهی این دو عنصر در سیالات گرمایی کان‌ساز باشد. باریم همبستگی مثبت قوی (۰/۷۹) با سرب دارد که می‌تواند به حضور قطعه‌های رگه‌های سیلیسی گالن‌دار در رگه‌های باریتی مرتبط باشد. منگنز همبستگی منفی با سرب و روی نشان می‌دهد.

داده‌های زمین‌شیمیایی

نتایج تجزیه‌های شیمیایی به دست آمده از نمونه‌های کانسار کورچشمه در جدول‌های ۱، ۲ و ۳ آورده شده است.

بحث و بررسی

ضرایب همبستگی عناصر

ضرایب همبستگی عناصر کان‌ساز در کانسار کورچشمه که بر اساس داده‌های جدول‌های ۱، ۲ و ۳ محاسبه شده است، در جدول ۴ و شکل ۱۱ نشان داده شده است. بر این اساس، سرب همبستگی مثبت قوی (۰/۸۷) با نقره دارد که می‌تواند به حضور نقره در شبکه گالن دلالت

جدول ۱. داده‌های تجزیه ICP-MS (گرم در تن) نمونه‌های کانسنگ و سنگ‌های میزبان در کانسار کورچشمه

Table 1. ICP-MS data (ppm) of ore samples and host rocks from the Kourcheshmeh deposit.

	Ag	As	Ba	Cd	Ce	Cs	Cu	Dy	Er	Eu
D.L.	0.1	0.5	1	0.1	0.5	0.5	1	0.1	0.1	0.1
K-3	1.6	8.4	1307	2.2	42	1.5	23	4.2	2.6	1.43
K-7	0.9	25	663	1.9	46	2.1	28	3.2	1.6	1.1
K-20	198.3	69.9	1081	496.4	8	1.2	3732	0.9	0.5	0.55
K-31	27.5	12.7	186	216.4	23	3.5	812	3.1	1.6	0.72
K-32	197.3	78.7	522	269.2	7	1.3	2784	0.9	0.4	0.21
K-33a	82.7	15.3	2506	10.6	11	1.1	694	1.6	0.7	0.66
K-33b	20.1	5.8	8881	5.2	9	0.7	264	1.1	0.6	0.5
K-34	1.1	12.6	898	1.1	11	0.6	1005	2.9	1.7	2.38
K-35	4.4	31.4	734	2.8	6	1	2369	1	0.4	6.12
K-36	105.8	40.9	1811	60.1	20	2.3	500	1.6	1	1.07
	Gd	Hf	La	Lu	Mn	Mo	Nb	Nd	P	Pb
D.L.	0.05	0.5	1	0.1	5	0.5	1	0.5	10	1
K-3	3.72	3.4	20	0.4	633	0.9	7.2	20.1	588	614
K-7	3.58	1.8	25	0.2	500	<0.5	10	23.6	816	612
K-20	1.09	0.6	2	<0.1	369	112.7	1.1	2.6	162	>30000
K-31	2.74	1.4	10	0.2	1919	10.3	2	13.8	380	10884
K-32	1.08	<0.5	2	<0.1	379	37	<1	2	141	>30000
K-33a	1.75	<0.5	5	<0.1	740	47	1.3	5.7	109	536
K-33b	1.4	<0.5	4	<0.1	389	19.2	1	4	77	6247
K-34	2.2	<0.5	5	0.2	5018	1.2	<1	7.6	93	329
K-35	1.12	<0.5	2	<0.1	1198	1.1	<1	2.3	96	970
K-36	1.73	1.5	10	0.2	175	11.9	1.3	7.4	422	>30000
	Pr	Rb	S	Sb	Sc	Sm	Sr	Ta	Tb	Th
D.L.	0.05	1	50	0.5	0.5	0.1	1	0.1	0.1	0.1
K-3	5.16	116	684	3.8	11.3	4.9	373.1	0.8	0.3	14.4
K-7	5.76	56	1292	5.7	5.4	3.9	337.5	1.1	0.2	7.6
K-20	0.44	23	21024	74.5	2	0.9	187.6	0.3	<0.1	1.6
K-31	2.96	64	2503	18.8	6	2.4	55	0.3	0.2	4.4
K-32	0.35	24	16635	83.7	1.4	0.2	231.3	0.3	<0.1	1.4
K-33a	1.21	15	7627	32.4	1.9	1.4	3892.7	0.3	<0.1	1.3
K-33b	0.8	13	4780	16.8	0.6	1	4763.2	0.3	<0.1	1
K-34	1.57	12	2379	8.6	9.7	4.1	1707.8	0.3	0.1	1
K-35	0.41	15	3114	5.2	4.6	9.6	227	0.3	<0.1	1
K-36	1.81	54	6223	33.4	4.3	2.2	140.3	0.3	<0.1	4
	Ti	Tl	Tm	U	V	W	Y	Yb	Zn	Zr
D.L.	10	0.1	0.1	0.1	1	1	0.5	0.5	1	5
K-3	3029	0.6	0.4	4.4	93	2.4	19.7	2.31	462	84
K-7	2530	0.3	0.2	1.6	54	2.8	11.2	1.39	253	55
K-20	333	0.2	<0.1	1	15	<1	1.3	0.18	>30000	14
K-31	1908	0.4	0.2	2.1	56	<1	13.3	1.16	4782	43
K-32	162	0.2	<0.1	0.9	28	<1	0.7	0.08	>30000	8
K-33a	185	0.2	0.1	0.6	9	8.2	4.5	0.37	776	7
K-33b	<10	<0.1	<0.1	0.4	2	2.1	2.7	0.2	358	<5
K-34	<10	0.1	0.3	1.9	45	1.2	10.1	1.74	379	<5
K-35	78	0.1	<0.1	0.9	22	<1	1.4	0.29	840	<5
K-36	1774	0.3	0.2	2.2	48	<1	4.7	0.82	>30000	50

K-3: Px-Qz monzodiorite; K-7: Acidic crystal tuff; K-31: Silicified acidic crystal tuff (Stage 1); K-20, K-32, K-35 and K-36: Qz-sulfide veins (Stage 2); K-33a and K-33b: Brt veins (Stage 3); K-34: Car-Mn veins (Stage 4)

جدول ۲. داده‌های تجزیه ICP-MS (گرم در تن) نمونه‌های کانسنگ در کانسار کورچشمه

Table 2. ICP-MS data (ppm) of ore samples from the Kourcheshmeh deposit

	Ag	Al	As	Cu	Fe	P	Pb	S	Sb	Zn
K-40	7.1	23787	10.9	16398	39494	387	16	584	24.7	140
K-41	25.6	1085	301	6817	39246	106	11945	1352	361	7054
K-42	69.4	2498	109	6869	22667	258	1814	822	438	412
K-43	135	1231	1398	8445	11341	201	24444	1467	923	1251
K-44	23.1	1935	164	2360	24811	169	8465	731	448	4048
K-45	47.1	58011	35	20557	43644	269	16	803	0.87	188
K-46	0.5	4386	24.5	1774	62719	119	107	2755	1.48	301
K-47	0.88	3273	3.2	439	32617	232	1142	888	1.22	2827
K-48	0.47	1069	27.5	3678	72488	158	129	961	15.6	164
K-49	0.51	27288	2.2	4230	23459	334	4	68	0.76	86

K-40 to K-45: Qz-sulfide veins (Stage 2); K-46 to K-49: Brt veins (Stage 3)

جدول ۳. داده‌های تجزیه XRF (درصد وزنی) نمونه‌های کانسنگ در کانسار کورچشمه

Table 3. XRF data (wt.%) of ore samples from the Kourcheshmeh deposit

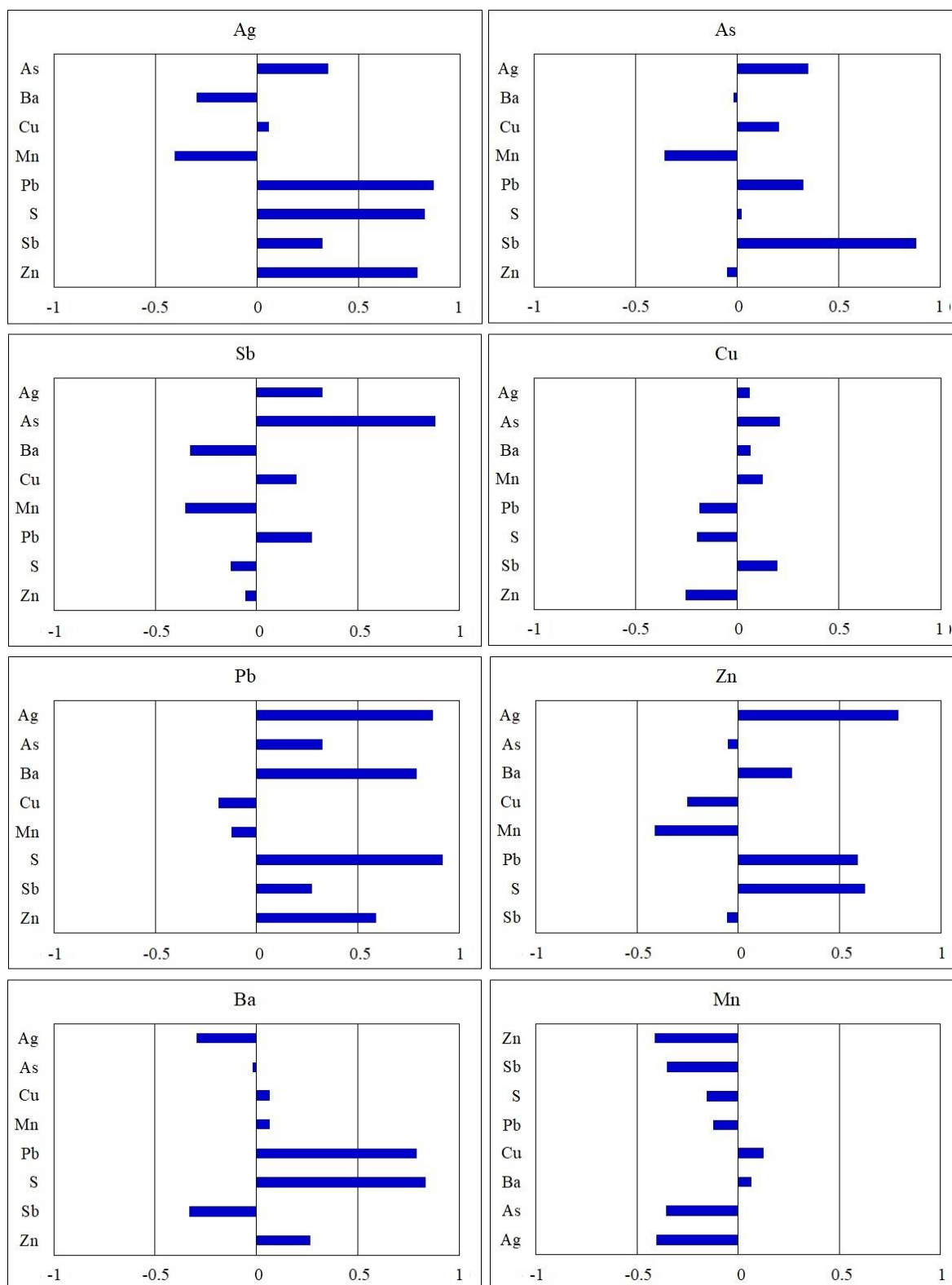
	SiO ₂	TiO ₂	FeO _t	MnO	MgO	CaO	BaO	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	Cu	Pb	Zn
D.L.	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
K-50	42.71	0.17	3.5	0.2	0.34	10.82	3.01	0.9	0.12	7.27	0.35	14.73	0.45
K-51	41.89	0.18	0.93	0.06	0.22	9.53	4.01	1.04	0.08	7.2	0.06	9.56	3.45
K-52	56.96	0.53	4.79	0.12	2.39	4.36	<0.05	1.67	0.05	0.07	0.75	<0.05	<0.05
K-53	68.34	0.16	3.27	0.33	0.16	12.72	<0.05	0.94	<0.05	0.22	0.37	1.62	0.13
K-54	70.78	0.05	2.01	0.21	<0.05	7.76	0.09	0.4	<0.05	0.39	0.17	2.7	0.18
K-55	59.43	0.12	1.11	0.1	0.18	15.58	1.77	0.66	<0.05	1.32	0.24	1.96	0.05
K-56	90.37	0.09	3.14	0.1	<0.05	1.18	0.25	0.57	<0.05	0.41	0.83	0.15	0.06
K-57	19.07	<0.05	3.19	0.29	0.11	16.15	15.76	0.28	<0.05	8.79	0.35	9.46	0.06
K-58	28.27	0.08	0.55	<0.05	<0.05	1.68	13.58	0.53	<0.05	11.01	0.06	24.2	4.79
K-59	27.34	0.1	2.74	0.21	0.26	19.22	9.5	0.67	<0.05	7.35	0.54	12.01	0.24

K-50 to K-56: Qz-sulfide veins (Stage 2); K-57 to K-59: Brt veins (Stage 3)

جدول ۴. ضرایب همبستگی عناصر (محاسبه شده بر مبنای جدول‌های ۱، ۲ و ۳) برای نمونه‌های کانسنگ در کانسار کورچشمه

Table 4. Elemental correlation coefficient (calculated based on Tables 1, 2 and 3) for ore samples at the Kourcheshmeh deposit.

	Ag	As	Ba	Cu	Mn	Pb	S	Sb	Zn
Ag	1								
As	0.35	1							
Ba	-0.30	-0.02	1						
Cu	0.06	0.21	0.07	1					
Mn	-0.41	-0.36	0.07	0.12	1				
Pb	0.87	0.33	0.79	-0.19	-0.12	1			
S	0.83	0.02	0.84	-0.20	-0.16	0.92	1		
Sb	0.32	0.88	-0.33	0.20	-0.35	0.27	-0.13	1	
Zn	0.79	-0.05	0.27	-0.25	-0.41	0.59	0.63	-0.06	1



شکل ۱۱. نمودار همبستگی عناصر کانه‌ساز برای نمونه‌های کانسنگ در کانسار کورچشمه

Fig. 11. Correlation chart of ore-forming elements for ore samples at the Kourcheshmeh deposit

الگوی توزیع عناصر کمیاب و کمیاب خاکی

الگوی عناصر کمیاب برای نمونه‌های کانسنگ، توده پیروکسن کوارتز مونزودیوریتی و توف بلورین اسیدی میزبان که نسبت به کندریت (Thompson, 1982) بهنجار شده در شکل ۱۲-A نشان داده شده است. بر اساس این نمودار، الگوی عناصر کمیاب در توده پیروکسن کوارتز مونزودیوریتی و توف بلورین اسیدی میزبان تا حدودی مشابه با الگوی این عناصر در نمونه‌های کانسنگ است. این امر احتمالاً بیانگر نقش سنگ‌های میزبان در تأمین عناصر کانه‌ساز است. در الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت (Boynton, 1984)، نمونه‌های کانسنگ دارای الگوی تقریباً مشابه بوده و نسبت متوسط تا پایین عناصر کمیاب خاکی سبک به عناصر کمیاب خاکی سنگین و الگوی تقریباً مسطح در عناصر کمیاب خاکی سنگین را نشان می‌دهند (شکل ۱۲-B). نمونه‌های کانسنگ بدون آنومالی مثبت و یا منفی Eu هستند. نمونه مربوط به رگه کربنات-منگنز مرحله چهارم دارای آنومالی مثبت Eu است که می‌تواند در ارتباط با شرایط اکسیدی محیط نهشت کانه‌های منگنز باشد (Whitford et al., 1988). غنی‌شدگی نسبی عناصر کمیاب خاکی سبک در رگه‌های کانه‌دار می‌تواند در ارتباط با قابلیت تحرک این عناصر در مقایسه با عناصر کمیاب خاکی سنگین باشد که به غنی‌شدگی بیشتر آنها در رگه‌های کانه‌دار منجر شده است (Rolland et al., 2003). نمونه‌های کانسنگ در مقایسه با توده پیروکسن کوارتز مونزودیوریتی و توف بلورین اسیدی میزبان از عناصر کمیاب تهی‌شدگی نشان می‌دهند که این امر مرتبط با خروج این عناصر از محیط طی فرایندهای دگرسانی و گرمایی است.

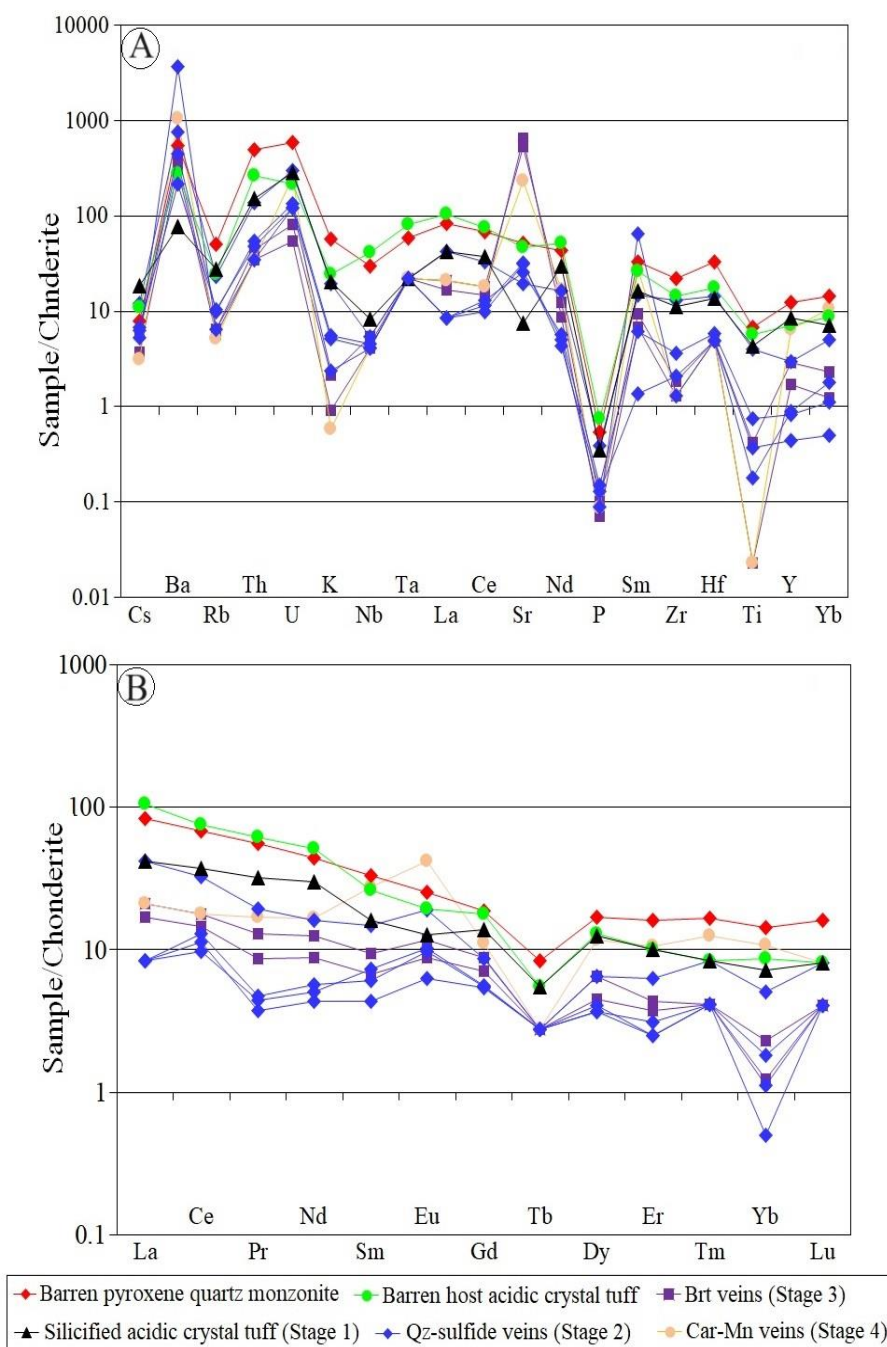
تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر

برای بررسی غنی‌شدگی و تهی‌شدگی عنصری مرتبط با کانه‌زایی و دگرسانی در کانسار کورچشمه، داده‌های مربوط به نمونه‌های کانسنگ بر داده‌های مربوط به توده پیروکسن کوارتز مونزودیوریتی و توف بلورین اسیدی میزبان بهنجار شد تا عناصر اضافه و یا کم‌شده به سنگ طی دگرسانی و کانه‌زایی مشخص شود (شکل‌های ۱۳ و

۱۴). این روش کیفی بوده و برای تعیین میزان کمی تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر، نیاز به محاسبات موازنه جرم است که در این پژوهش انجام نشده است.

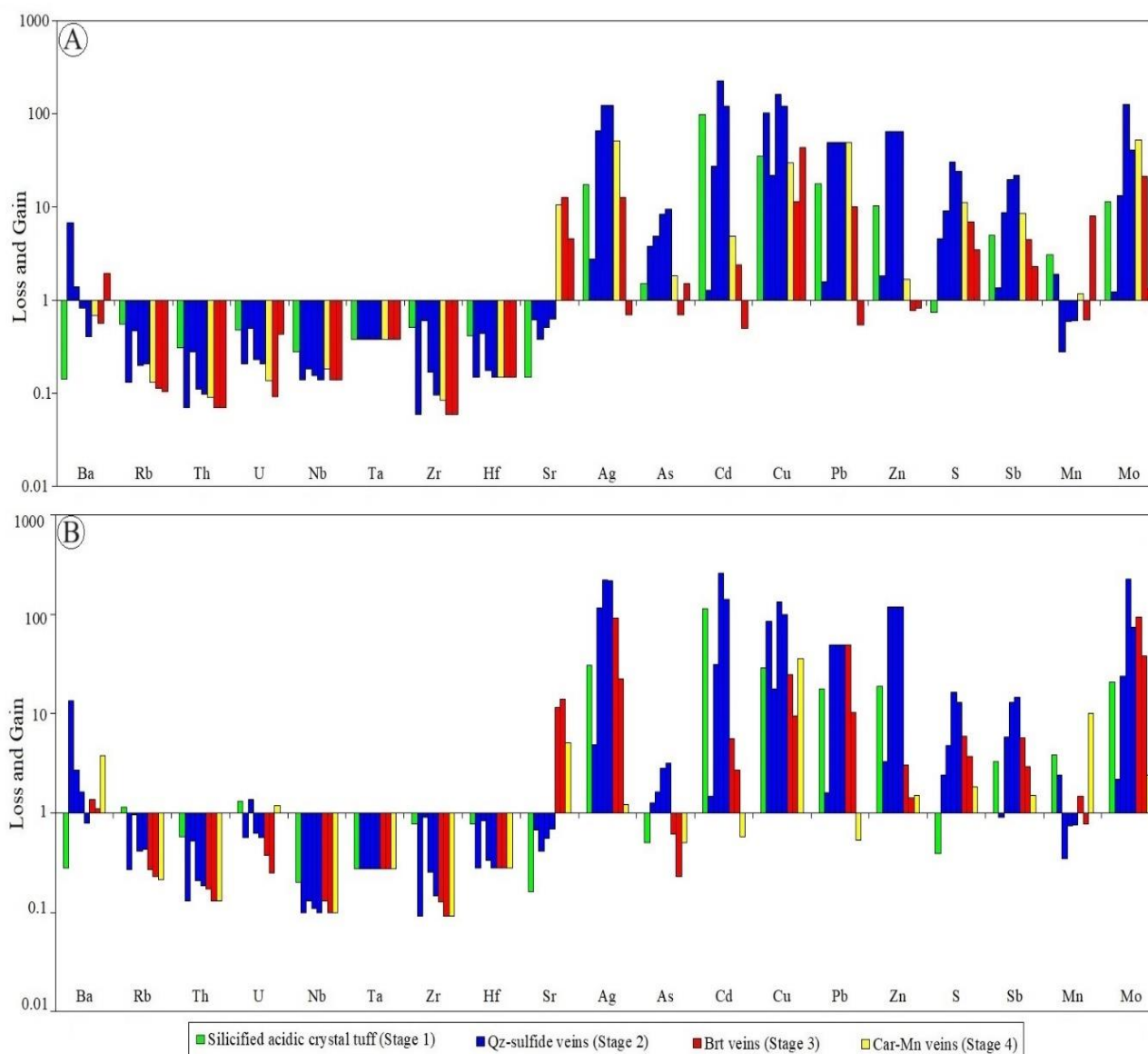
بر اساس شکل ۱۳-A و B، نمونه‌های کانسنگ نسبت به توده پیروکسن کوارتز مونزودیوریتی و توف بلورین اسیدی میزبان از عناصر Hf, Zr, Ta, Nb, U, Th, Rb, Ba, Sr و تهی و از عناصر S, Zn, Pb, Mn, Cu, Cd, Ag, As, Mo غنی شده‌اند. برخی از نمونه‌های کانسنگ، از عناصر Ba و Sr غنی و از عناصر Sr و Mn تهی شده‌اند. در مقایسه با توده پیروکسن کوارتز مونزودیوریتی و توف بلورین اسیدی میزبان، نمونه‌های کانسنگ از عناصر کمیاب خاکی تهی شده‌اند (شکل ۱۴-A و B). یکی از نمونه‌های برداشت‌شده از رگه‌های کوارتز-سولفیدی مرحله دوم و نمونه برداشت‌شده از رگه کربنات-منگنز مرحله چهارم در برخی از عناصر کمیاب خاکی مانند Eu, Sm و Tm و تا حدودی Yb و Er غنی‌شدگی نشان می‌دهند.

معمولاً رفتار عناصر کمیاب خاکی در بخش‌های کانه‌زایی و دگرسانی متأثر از فرایندهایی مانند واکنش سیال-سنگ، نهشت سیال، جذب، تجزیه به اجزاء، تغییرات دما، فشار، pH، Eh، آلکالینیتی و تمرکز سیال است (Lottermoser, 1992; Humphris, 1984; Rolland et al., 2003). در فرایندهای دگرسانی و کانه‌زایی، سیالات غنی از کلر، فلوئور و دی‌اکسید کربن در نسبت‌های بالای سیال/سنگ، موجب تحرک عناصر کمیاب خاکی می‌شوند (Murphy and Hynes, 1986; Whitford et al., 1988; Bienvenu et al., 1990). این پژوهشگران معتقدند کمپلکس‌های هالوژنی و کربنیک عامل اصلی انتقال و تحرک عناصر کمیاب خاکی هستند. تهی‌شدگی مشخص در میزان عناصر کمیاب خاکی در نمونه‌های کانه‌دار نسبت به سنگ‌های میزبان در منطقه کورچشمه نشان می‌دهد که حجم و یا شیمی سیالات گرمایی برای تحرک این عناصر در این کانسار کافی بوده و می‌تواند بیانگر میزان نسبتاً بالای واکنش بین سیالات کانه‌زا و سنگ‌های میزبان باشد. این امر با رخدادهای دگرسانی در اطراف رگه‌های کانه‌دار مطابقت دارد.



شکل ۱۲. A: الگوی تغییرات عناصر کمیاب برای نمونه‌های کانسنگ، توده پیروکسن کوارتز مونزودیوریتی و توف بلورین اسیدی میزبان در کانسار کورچشمه که نسبت به کندریت (Thompson, 1982) بهنجار شده‌اند و B: الگوی تغییرات عناصر کمیاب خاکی برای نمونه‌های کانسنگ، توده پیروکسن کوارتز مونزودیوریتی و توف بلورین اسیدی میزبان در کانسار کورچشمه که نسبت به کندریت (Boynton, 1984) بهنجار شده‌اند.

Fig. 12. A: Chondrite-normalized (Thompson, 1982) rare elements pattern for the ore samples, pyroxene quartz monzonite body, and barren host acidic crystal tuff in the Kourcheshmeh deposit, and B: Chondrite-normalized (Boynton, 1984) REE pattern for the ore samples, pyroxene quartz monzonite body, and barren host acidic crystal tuff in the Kourcheshmeh deposit.



شکل ۱۳. A: نمودار تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر کمیاب برای نمونه‌های کانسنگ در کانسار کورچشمه که نسبت به توده پیروکسن کوآرتز مونزودیوریتی (نمونه شماره K-3، جدول ۱) بهنجار شده‌اند و B: نمودار تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر کمیاب برای نمونه‌های کانسنگ در کانسار کورچشمه که نسبت به توف بلورین اسیدی میزبان (نمونه شماره K-7، جدول ۱) بهنجار شده‌اند.

Fig. 13. A: Loss and gain histogram of rare elements of ore samples in the Kourcheshmeh deposit that normalized against pyroxene quartz monzonite body (sample K-3, Table 1), and B: Loss and gain histogram of rare elements of ore samples in the Kourcheshmeh deposit that normalized against host acidic crystal tuff (sample K-7, Table 1).

نوع کانه‌زایی و الگوی تشکیل

گران‌بها، ویژگی‌های زمین‌شناسی و کانه‌زایی کانسار کورچشمه
بیشترین شباهت را با کانسارهای اپی‌ترمال دارد. این کانسارها در

در مقایسه با ویژگی‌های اصلی کانسارهای رگه‌ای فلزهای پایه و

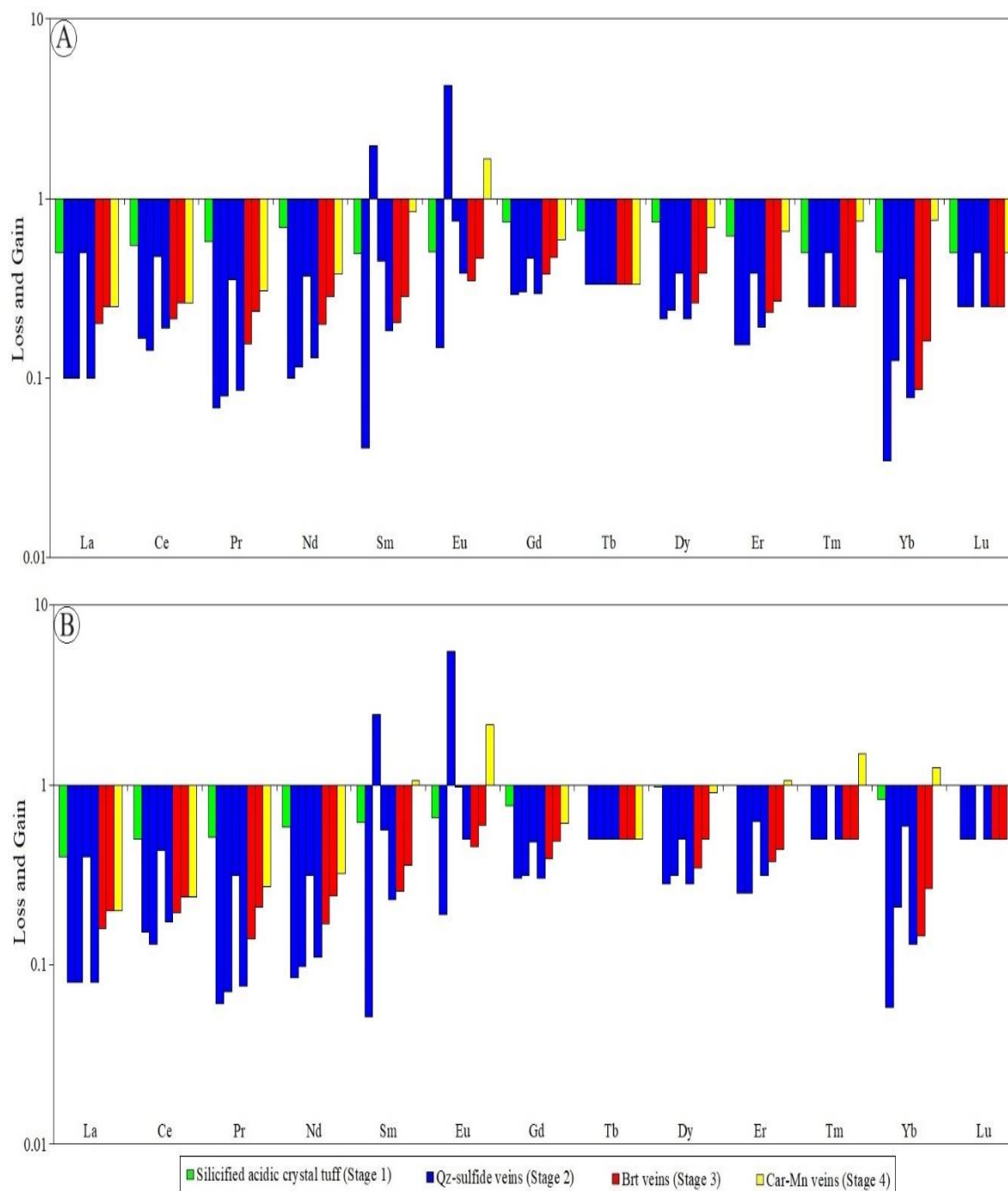
دگرسانی آرژیلیک پیشرفته با مجموعه کانی‌های آلونیت، کائولینیت و پیروفیلیت و همچنین نبود مجموعه کانیایی آدولاریا، انارژیت، لوزونیت و تنانتیت در رگه‌های کانه‌دار کورچشمه بیانگر متفاوت بودن کانه‌زایی در این کانسار با کانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون پایین و بالا است. همچنین، کانی‌های دگرسانی (مجموعه کوارتز، سریسیت، ایلیت، کلسیت و کلریت) در کانسار کورچشمه جزو دگرسانی‌های گرمایی حرارت پایین تا متوسط هستند که شاخص کانی‌های دگرسانی در کانسارهای اپی‌ترمال نوع سولفیداسیون حدواسط هستند (Hedenquist et al., 2000; Albinson et al., 2001; Einaudi et al., 2003; Sillitoe and Hedenquist, 2003). در جدول ۶، ویژگی‌های اصلی کانسار کورچشمه با برخی از کانسارهای مشابه در ایران مقایسه شده است.

بر اساس نتایج به‌دست آمده از مشاهدات صحرایی و آزمایشگاهی، مراحل تکوین و تکامل کانسار کورچشمه به صورت یک توالی سه مرحله‌ای است (شکل ۱۵). مرحله نخست با تشکیل توالی‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی ائوسن در منطقه همراه است (شکل ۱۵-A). در مرحله دوم، هم‌زمان با فاز زمین‌ساختی پیرنه در ائوسن میانی-پایانی، نهشته‌های ائوسن چین‌خورده و گسل‌ها و شکستگی‌های فراوانی در آنها تشکیل شده است (شکل ۱۵-B). در همین مرحله، توده‌های پیروکسن کوارتز مونزودیوریتی، هم‌راستا با روندهای ساختاری در واحدهای سنگی ائوسن نفوذ کرده‌اند (Kazemi et al., 2022). توده‌های مزبور به عنوان موتور حرارتی عمل کرده و سبب چرخش آب‌های جوی در منطقه شده‌اند. این آب‌ها علاوه بر توسعه پهنه‌های دگرسانی در منطقه، سبب شسته‌شدن عناصر فلزی از سنگ‌های مسیر و تمرکز مجدد آنها به صورت رگه‌های سیلیسی-سولفیدی کانه‌دار شده است (شکل ۱۵-B). احتمال اینکه بخشی از ماده معدنی و سیالات گرمایی از توده‌های کوارتز مونزودیوریتی منشأ گرفته باشد نیز وجود دارد (Tale Fazel et al., 2023). مرحله سوم با بالاآمدگی منطقه و توسعه فرایندهای هوازدگی و فرسایش همراه بوده و طی آن ریخت‌شناسی امروزی منطقه حاصل شده است (شکل ۱۵-C).

بخش‌های کم‌عمق پوسته (کمتر از ۱/۵ کیلومتر) و در ارتباط با توده‌های نفوذی کالک‌آلکان تا آلکان در کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای و جزایر کمانی در حاشیه‌های برخوردی، درون کمانی، پشت کمان و زون‌های گسترش بعد از برخورد تشکیل می‌شوند (Cooke and Simmons, 2000; John, 2001; Sillitoe and Hedenquist, 2003; Simmons et al., 2005). این کانسارها علاوه بر فلزهای قیمتی (طلا و نقره) حاوی مقادیر بالایی از فلزهای پایه (سرب، روی و مس) بوده و بر اساس ویژگی‌های کانه‌زایی، انواع دگرسانی و ترکیب کانی‌شناسی به انواع سولفیداسیون بالا، پایین و حدواسط تفکیک می‌شوند (جدول ۵) (White and Hedenquist, 1990; Cooke and Simmons, 2000; John, 2001; Einaudi et al., 2003; Sillitoe and Hedenquist, 2003; Gemmell, 2004; Simmons et al., 2005; Andreeva et al., 2013; Saunders et al., 2014; Wang et al., 2019). نتایج بررسی‌های

صحرایی و آزمایشگاهی در کانسار کورچشمه نشان می‌دهد:

۱- کانه‌زایی در کانسار کورچشمه توسط ساختارهای گسلی کنترل و توسط واحدهای آذرآواری میزبانی شده است، ۲- دگرسانی‌های گرمایی در کانسار کورچشمه با مجموعه کانی‌های دگرسانی دما پایین تا متوسط مانند سریسیت، ایلیت، کلسیت و کلریت در نزدیکی رگه‌های کانه‌دار مشخص می‌شود، ۳- مجموعه کانیایی در کانسار کورچشمه شامل پیریت، کالکوپیریت، گالن، اسفالریت و تنانتیت-تراهدریت همراه با اندکی پیروکسنیت و پسیلوملان است که با مجموعه کانی‌های باطله کوارتز، کلسیت، سیدریت، باریت و سریسیت-ایلیت همراهی می‌شوند و ۴- ساخت و بافت‌های کانه‌زایی اپی‌ترمال مانند رگه-رگچه‌ای، برشی، شانه‌ای، قشرگون، کاکلی، گل‌کلمی، پرماند، بازماندی، پُرکننده فضای خالی به خوبی در کانسار کورچشمه توسعه یافته است. مقایسه این ویژگی‌ها با انواع کانسارهای اپی‌ترمال (جدول ۵) نشان می‌دهد که این مجموعه کانیایی، ساخت و بافت و الگوی دگرسانی بیشترین شباهت را با کانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون حدواسط (Hedenquist et al., 2000; Einaudi et al., 2003; Sillitoe and Hedenquist, 2003; Gemmell, 2004; Wang et al., 2019) دارد. نبود بافت کوارتز حفره‌ای و



شکل ۱۴. A: نمودار تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی برای نمونه‌های کانسنگ در کانسار کورچشمه که نسبت به توده پیروکسن کوارتز مونزویدیوریتی (نمونه شماره K-3، جدول ۱) به‌نجار شده‌اند و **B:** نمودار تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی برای نمونه‌های کانسنگ در کانسار کورچشمه که نسبت به توف بلورین اسیدی میزبان (نمونه شماره K-7، جدول ۱) به‌نجار شده‌اند.

Fig. 14. A: Loss and gain histogram of rare earth elements of ore samples in the Kourcheshmeh deposit that normalized against pyroxene quartz monzonite body (sample K-3, Table 1), and B: Loss and gain histogram of rare earth elements of ore samples in the Kourcheshmeh deposit that normalized against host acidic crystal tuff (sample K-7, Table 1).

جدول ۵. مقایسه ویژگی‌های اصلی کانسار کورچشمه با انواع کانسارهای اپی‌ترمال

Table 5. Comparison of main characteristics of the Kourcheshmeh deposit with epithermal deposits.

		Epithermal deposits		
		Low-sulfidation	Intermediate-sulfidation	High-sulfidation
Host rock	Intermediate tuff and lava units	Basalt-rhyolite	Andesite-rhyodacite	
Ore controls	Faults and fractures	Extensional to strike-slip faults		Arc parallel faults, diatreme, hydrothermal breccias
Key ore minerals	Py, Ccp, Gn, Sp, Tnt-Ttr	Sp, Gn, Tnt-Ttr, Ccp, Apy, Prg, Acn	Fe-poor Sp, Gn, Tnt-Ttr, Ccp, Stb	Eng, Lzn, Fmt, Cv, Dg
Gangue minerals	Qz, Cal, Sd, Brt, Ser, Ill	Qz, Adl, non-Mn bladed Cal, Brt, Clt, Fl	Qz, Mn Cal, Brt	Qz, Alu, Anh, Brt
Hydrothermal alteration	Silicification, intermediate argillic, carbonatization, propylitic	Argillic, silicification, carbonatization	Sericitization, intermediate, argillic, silicification, propylitic	Sericitization, advanced argillic, silicification, propylitic
Ore textures	Vein-veinlet, brecciated, comb, crustiform, plumose, colloform, cockade, vug infill	Vein-veinlet, colloform, comb, replacement, brecciated, bladed, crustiform	Vein-veinlet, comb, vug infill, crustiform, cockade	Vuggy Qz, vein-veinlet, cockade, vug infill, comb, brecciated, replacement
Metal associations	Pb, Zn, Cu (Ag)	Au, Ag (Zn, Pb, Cu, Mo, As, Sb, Hg)	Au, Ag, Pb, Zn, Cu (Mo, As, Sb)	Au, Ag, Cu, As, Sb (Zn, Pb, Bi, W, Mo, Sn, Hg)
References	Khanahmadlou (2023), This study	White and Hedenquist (1990), Cooke and Simmons (2000), Hedenquist et al. (2000), Albinson et al. (2001), Sillitoe and Hedenquist (2003), Gemmell (2004), Simmons et al. (2005), Andreeva et al. (2013), Saunders et al. (2014), Wang et al. (2019)		

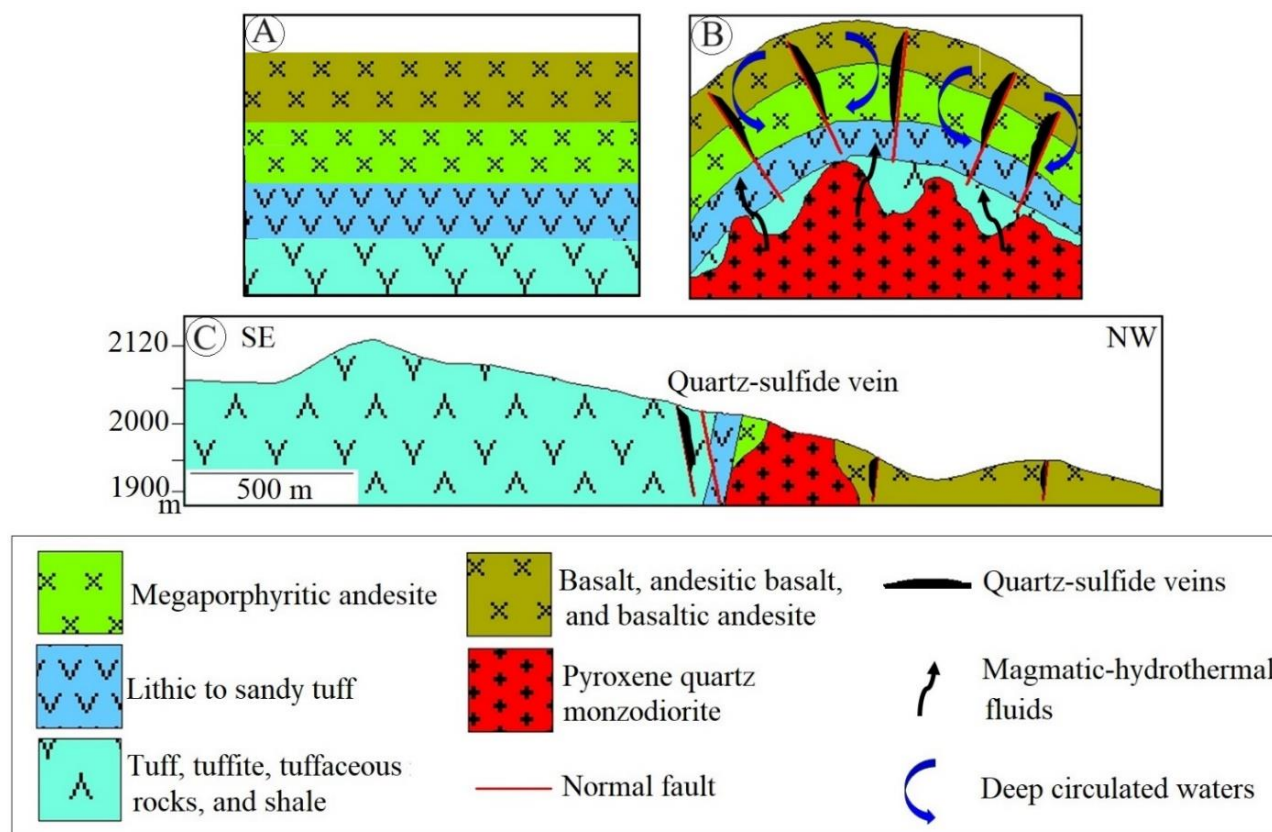
Abbreviations: Acn: acanthite, Adl: adularia, Alu: alunite, Anh: anhydrite, Apy: arsenopyrite, Brt: barite, Cal: calcite, Ccp: chalcopryrite, Clt: celestine, Cv: covellite, Dg: digenite, Eng: enargite, Fl: fluorite, Fmt: famatinite, Gn: galena, Ill: illite, Lzn: luzonite, Prg: pyrrargyrite, Py: pyrite, Qz: quartz, Sd: siderite, Ser: sericite, Sp: sphalerite, Stb: stibnite, Tnt: tennantite, Ttr: tetrahedrite. Abbreviations follow [Whitney and Evans \(2010\)](#).

جدول ۶. مقایسه ویژگی‌های اصلی کانسار کورچشمه با برخی از کانسارهای اپی‌ترمال نوع سولفیداسیون حدواسط در ایران

Table 6. Comparison of main characteristics of the Kourcheshmeh deposit with some intermediate-sulfidation type of epithermal deposits in Iran

Deposit (location)	Kourcheshmeh (SW Takestan)	Atash Anbar (SW Danesfahan)	Varmazyar (N Zanjan)	Qebchaq (NW Qarachaman)	Qomoush Tappeh (SW Zanjan)
Structural zone	Mardabad-Bouinzahra		Tarom-Hashtjin	Western Alborz	Urumieh-Dokhtar
Host rock	Intermediate tuff and lava units	Dacite, rhyolite porphyry	Intermediate to acidic tuff units	Tuff, lava, diorite-gabbro	Acidic tuff, dacite
Ore controls	Faults and fractures	Faults and fractures	Faults and fractures	Faults and fractures	Faults and fractures
Ore minerals/metals	Py, Ccp, Gn, Sp, Tnt-Ttr	Py, Ccp, Gn, Sp, Ttr, Au, El	Gn, Sp, Py, Ps, Pyr	Py, Ccp, Gn, Sp, Au	Py, Ccp, Apy, Bn, Gn, Sp, Tnt-Ttr
Gangue minerals	Qz, Cal, Sd, Brt, Ser, Ill	Qz, Brt, Cal, Dol	Qz, Ser, Cal	Qz, Ser, Chl, Cal	Qz, Ser, Ill, Cal
Hydrothermal alteration	Silicification, intermediate argillic, carbonatization, propylitic	Silicification, argillic, sericitization, propylitic	Silicification, intermediate argillic, carbonatization, propylitic	Silicification, intermediate argillic, carbonatization, chloritization, propylitic	Silicification, argillic, carbonatization, propylitic
Ore textures	Vein-veinlet, brecciated, comb, vug infill, crustiform, plumose, colloform, cockade	Vein-veinlet, brecciated, disseminated	Vein-veinlet, brecciated, comb, crustiform, cockade, plumose, vug infill, colloform, bladed	Vein-veinlet, brecciated, comb, crustiform, colloform, vug infill, cockade, plumose	Vein-veinlet, brecciated, crustiform, vug infill
Metal associations	Pb, Zn, Cu (Ag)	Pb, Zn, Cu (Ag)	Zn, Pb (As, Sb, Au)	Pb, Zn, Cu, Au	Pb, Zn (Ag)
Sulfidation state	Intermediate-sulfidation	Intermediate-sulfidation	Intermediate-sulfidation	Intermediate-sulfidation	Intermediate-sulfidation
References	Khanahmadlou (2023), This study	Tale Fazel et al. (2022a), Tale Fazel et al. (2023)	Ghorbani et al. (2022), Kouhestani et al. (2022)	Sohbatloo et al. (2022)	Salehi et al. (2011), Salehi et al. (2015)

Abbreviations: Apy: arsenopyrite, Au: gold, Brt: barite, Cal: calcite, Ccp: chalcopyrite, Chl: chlorite, Dol: dolomite, El: electrum, Gn: galena, Ill: illite, Ps: psilomelane, Py: pyrite, Pyr: pyrolusite, Qz: quartz, Sd: siderite, Ser: sericite, Sp: sphalerite, Tnt: tennantite, Ttr: tetrahedrite. Abbreviations follow [Whitney and Evans \(2010\)](#)



شکل ۱۵. A تا C: تصویرهای شماتیک از مراحل تکوین و تکامل کانه‌زایی در کانسار کورچشمه. برای توضیح به متن مراجعه شود.

Fig. 15. A-C: Schematic representation of mineralization evolution stages at Kourcheshmeh deposit. See text for details.

نتیجه‌گیری

تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر نشان‌دهنده تمرکز عناصر کانساز و تهی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی در بخش‌های کانساز است. این امر بیانگر میزان نسبتاً بالای واکنش بین سیالات کانساز و سنگ میزبان در کانسار کورچشمه است. ژئوتری رگه‌ای کانساز در کمر بند کانسار کورچشمه و دیگر کانسازهای اپی‌ترمال در کمر بند آتشفشانی مردآباد- بوئین زهر نشان می‌دهد که ساختارهای گسلی معبر اصلی برای عبور جریان سیالات کانساز بوده‌اند. همچنین، این کانسازهای اغلب درون توالی توفی- گدازه‌ای ائوسن و در ارتباط فضایی نزدیک با توده‌های گرانیتوئیدی ائوسن میانی تشکیل شده‌اند. از این رو، بررسی پهنه‌های گسلی موجود در توالی سنگی ائوسن به ویژه در مناطقی که مورد هجوم توده‌های گرانیتوئیدی قرار گرفته‌اند، از نظر اکتشاف کانسارهای اپی‌ترمال

کانساز در کانسار کورچشمه به صورت رگه‌های سیلیسی حاوی سرب، روی و مس درون توالی توفی- گدازه‌ای ائوسن زیرین- میانی رخ داده و توسط هاله‌های دگرسانی آرژلیک حدواسط احاطه شده است. شواهد زمین‌شناسی، کانساز، الگوی دگرسانی‌ها، کانی‌شناسی و ساخت و بافت کانسنگ در کورچشمه نشان می‌دهد که این کانساز از نوع کانسارهای اپی‌ترمال فلزهای پایه بوده و قابل مقایسه با سایر کانسازهای اپی‌ترمال نوع سولفیداسیون حدواسط در کمر بند آتشفشانی مردآباد- بوئین زهر است. تشابه روند الگوی بهنجار شده عناصر کمیاب خاکی در نمونه‌های کانسنگ و سنگ‌های میزبان بیانگر نقش عمده سنگ‌های میزبان در تامین عناصر کانساز است. نمودارهای

می‌تواند حائز اهمیت باشد.

قدردانی

نویسندگان از حمایت‌های مالی دانشگاه زنجان و شرکت نهادین صنعت الوند برای انجام این پژوهش و از سردبیر و داوران محترم نشریه زمین‌شناسی اقتصادی به خاطر راهنمایی‌های علمی که به غنای بیشتر مقاله حاضر منجر شده است، تشکر می‌نمایند.

تعارض منافع

هیچ‌گونه تعارض منافع توسط نویسندگان بیان نشده است.

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: 385–406. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.03.003>
- Albinson, T., Norman, D.I., Cole, D. and Chomiak, B., 2001. Controls on formation of low-sulfidation epithermal deposits in Mexico: Constraints from fluid inclusion and stable isotope data. In: T. Albinson and C.E. Nelson (Editors), *New Mines and Discoveries in Mexico and Central America*. Society of Economic Geologists, Littleton, pp. 1–32. <https://doi.org/10.5382/SP.08.01>
- Alipour-Asll, M., 2019. Geochemistry, fluid inclusions and sulfur isotopes of the Govin epithermal Cu-Au mineralization, Kerman province, SE Iran. *Journal of Geochemical Exploration*, 196: 156–172. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2018.09.011>
- Alirezaei, A., Arvin, M. and Dargahi, S., 2017. Adakite-like signature of porphyry granitoid stocks in the Meiduk and Parkam porphyry copper deposits, NE of Shahr-e-Babak, Kerman, Iran: Constraints on geochemistry. *Ore Geology Reviews*, 88: 370–383. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.04.023>
- Aliyari, F., Afzal, P., Harati, H. and Zengqian, H., 2020. Geology, mineralogy, ore fluid characteristics, and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the Kahang Cu-(Mo) porphyry deposit, Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc, Central Iran. *Ore Geology Reviews*, 116: 103238. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103238>
- Altenberger, F., Raith, J.G., Bakker, R.J. and Zarasvandi, A., 2022. The Chah-Mesi epithermal Cu-Pb-Zn-(Ag-Au) deposit and its link to the Meiduk porphyry copper deposit, SE Iran: Evidence from sulfosalt chemistry and fluid inclusions. *Ore Geology Reviews*, 142: 104732. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.104732>
- Andreeva, E., Matsueda, H., Okrugin, V.M., Takahashi, R. and One, S., 2013. Au-Ag-Te mineralization of the low-sulfidation epithermal Aginskoe deposit, Central Kamchatka, Russia. *Resource Geology* 63(4): 337–349. <https://doi.org/10.1111/rge.12013>
- 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>
- Bienvenu, P., Bougault, H., Joron, J.L., Treuil, M. and Dmitriev, L., 1990. MORB alteration: Rare earth element/non-rare hydromagmaphile element fractionation. *Chemical Geology*, 82: 1–14. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(90\)90070-N](https://doi.org/10.1016/0009-2541(90)90070-N)
- Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. *Developments in Geochemistry*, 2: 63–114. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>
- Cooke, D.R. and Simmons, S.F., 2000. Characteristics and genesis of epithermal gold deposits. In: S.G. Hagemann and P.E. Brown (Editors), *Gold in 2000*. Society of Economic Geologists, Littleton, pp. 221–244. <https://doi.org/10.5382/Rev.13.06>
- Ebrahimi, S., 2016. Study of Dehbala intensive, related alteration and mineralization (south Buin-Zahra). Unpublished M.Sc. Thesis, Imam Khomeini International University, Qazvin, Iran, 167 pp. (in Persian with English abstract)
- Eghlimi, B. and Mosavvari, F., 2000. Geological map of Danesfahan (Khیارaj), scale 1:100,000. Geological Survey of Iran.
- Einaudi, M.T., Hedenquist, J.W. and Inan, E.E., 2003. Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: Transitions from porphyry to epithermal environments. In: S.F. Simmons and I. Graham (Editors.), *Volcanic, geothermal, and ore-forming fluids: rulers and witnesses of processes within the earth*. Society of Economic Geologists, Littleton, pp. 285–313. <https://doi.org/10.5382/SP.10.15>
- Gemmell, J. B., 2004. Low- and intermediate-sulfidation epithermal deposits. In: D.R. Cooke, C.L. Deyel and J. Pongratz (Editors), *24 Ct Gold Workshop*. University of Tasmania, Hobart, Australia, pp. 57–63. Retrieved April 22, 2023, from <http://catalogobiblioteca.ingemet.gob.pe/cgi-bin/koha/opac-detail.pl?biblionumber=40195>
- Ghorbani, A., Kouhestani, H. and Mokhtari, M.A.A., 2022. Genesis of the Varmazyar Pb-Zn (Ag) occurrence, Tarom-Hashhtjin metallogenic belt: Insights from ore geology, geochemistry and fluid inclusion studies. *Journal of Economic Geology*, 14(1): 1–38. (in Persian with extended English abstract). <https://doi.org/10.22067/econg.2021.51947.86716>

- Golestani, M., Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A. and Haidarian Shahri, M.R., 2018. Geochemistry, U-Pb geochronology, and Sr-Nd isotopes of the Neogene igneous rocks, at the Iju porphyry copper deposit, NW Shahr-e-Babak, Iran. *Ore Geology Reviews*, 93: 290–307. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.01.001>
- Goodarzi, Z., 2012. Study of mineralization, alteration, and ore-forming fluid evolution in the Lak polymetallic mineralization zone, southwest of Buin-Zahra, Qazvin Province. Unpublished M.Sc. Thesis, Payam-e Noor University, Tehran, Iran, 222 pp. (in Persian with English abstract)
- Habibi, J., 2007. Studies of mineralogy, geochemistry, and genesis of Lak polymetallic deposit in volcanic rocks, SW Buin-Zahra, Qazvin Province. Unpublished M.Sc. Thesis, Tabriz University, Tabriz, Iran, 155 pp. (in Persian with English abstract)
- Hedenquist, J.W., Arribas, A. and Gonzalez-Urien, E., 2000. Exploration for epithermal gold deposits. In: S.G. Hagemann and P.E. Brown (Editors), *Gold in 2000*. Society of Economic Geologists, Littleton, pp. 245–277. <https://doi.org/10.5382/Rev.13.07>
- Heidari, S.M., Daliran, F., Paquette, J.L. and Gasquet, D., 2015. Geology, timing, and genesis of the high sulfidation Au(-Cu) deposit of Touzlar, NW Iran. *Ore Geology Reviews*, 65(2): 460–486. <http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.05.013>
- Humphris, S.E., 1984. The mobility of the rare earth elements in the crust. In: P. Henderson (Editor), *Developments in Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, pp. 317–342. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50014-9>
- John, D.A., 2001. Miocene and early Pliocene epithermal gold-silver deposits in the northern Great Basin, western USA: Characteristics, distribution, and relationship to magmatism. *Economic Geology*, 96(8): 1827–1853. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.96.8.1827>
- Kazemi, K., Modabberi, S., Xiao, Y., Sarjoughian, F. and Kananian, A., 2022. Geochronology, whole-rock geochemistry, Sr-Nd isotopes, and biotite chemistry of the Deh-Bala intrusive rocks, Central Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc (Iran): Implications for magmatic processes and copper mineralization. *Lithos*, 408–409: 106544. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106544>
- Khanahmadlou, S., 2023. Geology, geochemistry, and genesis of Kourcheshmeh Pb-Zn-Cu mineralization, southwest of Takestan. Unpublished M.Sc. Thesis, University of Zanjan, Zanjan, Iran, 74 pp. (in Persian with English abstract)
- Kouhestani, H., Ghaderi, M., Chang, Z. and Zaw, K., 2015. Constraints on the ore fluids in the Chah Zard breccia-hosted epithermal Au-Ag deposit, Iran: fluid inclusions and stable isotope studies. *Ore Geology Reviews*, 65(2): 512–521. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.06.003>
- Kouhestani, H., Ghaderi, M., Large, R.R. and Zaw, K., 2017. Texture and chemistry of pyrite at Chah Zard epithermal gold-silver deposit, Iran. *Ore Geology Reviews*, 84: 80–101. <https://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.01.002>
- Kouhestani, H., Ghaderi, M., Zaw, K., Meffre, S. and Emami, M.H., 2012. Geological setting and timing of the Chah Zard breccia-hosted epithermal gold-silver deposit in the Tethyan belt of Iran. *Mineralium Deposita*, 47(4): 425–440. <https://dx.doi.org/10.1007/s00126-011-0382-3>
- Kouhestani, H., Mokhtari, M.A.A., Chang, Z., Qin, K.Z., and Aghajani Marsa, S., 2022. Fluid inclusion, zircon U-Pb geochronology, and O-S isotopic constraints on the origin and evolution of ore-forming fluids of the Tashvir and Varmazyar epithermal base metal deposits, NW Iran. *Frontiers in Earth Science*, 10: 990761. <https://doi.org/10.3389/feart.2022.990761>
- 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)
- McInnes, B.I.A., Evans, N.J., Belousova, E., Griffin, W.T. and Andrew, R.L., 2003. Timing of mineralization and exhumation processes at the Sar Cheshmeh and Meiduk porphyry Cu deposits, Kerman belt, Iran. In: D.G. Eliopoulos (Editor), *Mineral exploration and sustainable development*. Society for Geology Applied to Mineral Deposits, Rotterdam, pp. 1197–1200.
- Mirnejad, H., Mathur, R., Hassanzadeh, J., Shafie, B. and Nourali, S., 2013. Linking Cu Mineralization to host porphyry emplacement: Re-Os ages of molybdenites versus U-Pb ages of zircons and sulfur isotope compositions of pyrite and chalcopyrite from the Iju and Sarkuh porphyry deposits in southeast Iran. *Economic Geology*, 108(4): 861–870. <https://doi.org/10.2113/econgeo.108.4.861>

- Mohammaddoost, H., Ghaderi, M., Kumar, T.V., Hassanzadeh, J., Alirezaei, S. and Babu, E.V.S.S.K., 2023. Geology, mineralization, zircon U-Pb geochronology, and Hf isotopes of Serenu porphyry copper prospect, Kerman Cenozoic magmatic arc, southeastern Iran. *Ore Geology Reviews*, 159: 105540. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2023.105540>
- Mohammaddoost, H., Ghaderi, M., Kumar, T.V., Hassanzadeh, J., Alirezaei, S., Stein, H.J. and Babu, E.V.S.S.K., 2017. Zircon U-Pb and molybdenite Re-Os geochronology, with S isotopic composition of sulfides from the Chah-Firouzeh porphyry Cu deposit, Kerman Cenozoic arc, SE Iran. *Ore Geology Reviews*, 88: 384–399. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.05.023>
- Mohammadi Niaei, R., Daliran, F., Nezafati, N., Ghorbani, M., Sheikh Zakariaei, J. and Kouhestani, H., 2015. The Ay Qalasi deposit: An epithermal Pb-Zn (Ag) mineralization in the Urumieh–Dokhtar volcanic belt of northwestern Iran. *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen (Journal of Mineralogy and Geochemistry)*, 192(3): 263–74. <https://doi.org/10.1127/njma/2015/0284>
- Murphy, J.B. and Hynes, A.J., 1986. Contrasting secondary mobility of Ti, P, Zr, Nb, and Y in two meta-basaltic suites in the Appalachians. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 23(8): 1138–1144. <https://doi.org/10.1139/e86-112>
- Nogole-sadat, M.A.A. and Hoshmandzadeh, A., 1984. Geological map of Saveh, scale 1: 250,000. Geological Survey of Iran.
- Richards, J.P., Wilkinson, D. and Ullrich, T., 2006. Geology of the Sari Gunay epithermal gold deposit, northwest Iran. *Economic Geology*, 101(8): 1455–1496. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.101.8.1455>
- Rolland, Y., Cox, S., Boullier, A. M., Pennacchioni, G. and Mancktelow, N., 2003. Rare earth and trace element mobility in mid-crustal shear zones: insights from the Mont Blanc Massif (Western Alps). *Earth Planet Scientific Letters*, 214(1): 203–219. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00372-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00372-8)
- Salehi, T., Ghaderi, M. and Rashidnejad-Omran, N., 2011. Mineralogy and geochemistry of rare earth elements in Qomish Tappeh Zn–Pb–Cu (Ag) deposit, southwest of Zanjan. *Journal of Economic Geology*, 2(2): 235–254. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/ECONG.V2I2.7853>
- Salehi, T., Ghaderi, M. and Rashidnejad-Omran, N., 2015. Epithermal base metal-silver mineralization at Qomish Tappeh deposit, southwest of Zanjan. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, 25(97): 329–346. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22071/GSJ.2015.41519>
- Saunders, J.A., Hofstra, A.H., Goldfarb, R.J. and Reed, M.H., 2014. Geochemistry of hydrothermal gold deposits. In: H.D. Holland and K.K. Turekian (Editors) *Treatise on Geochemistry*. Elsevier-Pergamon, Oxford, England, pp. 33–424. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.01117-7>
- Shafiei, B., Niedermann, S., Sósnicka, M. and Gleeson, S.A., 2022. Microthermometry and noble gas isotope analysis of magmatic fluid inclusions in the Kerman porphyry Cu deposits, Iran: constraints on the source of ore-forming fluids. *Mineralium Deposita*, 57: 155–185. <https://doi.org/10.1007/s00126-021-01041-8>
- Sillitoe, R.H. and Hedenquist, J.W., 2003. Linkages between volcano-tectonic settings, ore fluid compositions, and epithermal precious-metal deposits. In: S.F. Simmons and I. Graham (Editors), *Volcanic, geothermal, and ore-forming fluids: Rulers and witnesses of processes within the Earth*. Economic Geology Special Publication 10, Littleton, pp. 315–343. Retrieved April 24, 2023, from <https://www.researchgate.net/publication/285488888>
- Simmons, S.F., White, N.C. and John, D.A., 2005. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits. In: J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb and J.P. Richards (Editors), *One Hundredth Anniversary Volume*. Society of Economic Geologists, Littleton, pp. 485–522. <https://doi.org/10.5382/AV100.16>
- Sohbatloo, M., Kouhestani, H. and Mokhtari, M.A.A., 2022. Intermediate-sulfidation epithermal base and precious metals mineralization in the Qebchaq deposit (NW Qarachaman, East Azerbaijan): Geology, mineralization, and geochemical evidence. *Journal of Economic Geology*, 15(1): 53–85. (in Persian with extended English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2022.75340.1041>
- Taghipour, N., Aftabi, A. and Mathur, R., 2008. Geology and Re-Os geochronology of mineralization of the Meiduk porphyry copper deposit, Iran. *Resource Geology*, 58(2): 143–160. <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2008.00054.x>

- Tale Fazel, E., Alaei Moghtader, N. and Oroji, A., 2022a. Temperature condition, sulfidation state, and gold formation mechanism of the Atash-Anbar polymetallic deposit (south Qazvin) based on mineralization, alteration, and chemistry of ore minerals. *Petrological Journal*, 13(2): 121–150. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22108/ijp.2020.124097.1194>
- Tale Fazel, E., Moradi, M. and Najafi Rashed, S., 2022b. Genesis of Eocene volcanic-hosted copper deposits in the Kuh-e-Jarou Mining District (South Eshtehard): constraints from geology, mineralization and fluid inclusions. *Journal of Economic Geology*, 14(1): 67–108. (in Persian with English abstract) <https://dx.doi.org/10.22067/econg.2021.52100.88283>
- Tale Fazel, E., Nevolko, P.A., Păsava, J., Xie, Y., Alaei, N. and Oroji, A., 2023. Geology, geochemistry, fluid inclusions, and H-O-C-S-Pb isotope constraints on the genesis of the Atash-Anbar epithermal gold deposit, Urumieh–Dokhtar magmatic arc, central-northern Iran: *Ore Geology Reviews*, 153: 105285. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.105285>
- Thompson, R.N., 1982. Magmatism of the British Tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology*, 18(1): 49–107. <https://doi.org/10.1144/sjg18010049>
- Wang, L., Qin, K.Z., Song, G.Y. and Li, G.M., 2019. A review of intermediate sulfidation epithermal deposits and subclassification. *Ore Geology Reviews*, 107: 434–456. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.02.023>
- White, N.C. and Hedenquist, J.W., 1990. Epithermal environments and styles of mineralization: Variations and their causes, and guidelines for exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, 36(1–3): 445–474. [https://doi.org/10.1016/0375-6742\(90\)90063-G](https://doi.org/10.1016/0375-6742(90)90063-G)
- Whitford, D.J., Korsch, M.J., Porritt, P.M. and Craven, S.J., 1988. Rare earth element mobility around the volcanogenic polymetallic massive sulfide deposit at Que River, Tasmania, Australia. *Chemical Geology*, 68(1–2): 105–119. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(88\)90090-3](https://doi.org/10.1016/0009-2541(88)90090-3)
- 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>
- Yousefi, M., Rashidnejad Omran, N., Lotfi, M. and Bazoobandi, M.H., 2017. Copper and gold mineralization features in Deh Bala region, south of Takestan: *Open Journal of Geology*, 7(7): 1022–1046. <https://doi.org/10.4236/ojg.2017.77069>
- Zamanian, H., Rahmani, S., Zareisahamieha, R., Pazokia, A. and Yang, X.Y., 2020. Geochemical characteristics of igneous host rocks of Lubin-Zardeg Au–Cu deposit, NW Iran. *Ore Geology Reviews*, 122: 103496. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103496>
- Zarasvandi, A., Liaghat, S. and Zentilli, M., 2005. Geology of the Darreh-Zerreshk and AliAbad porphyry copper deposits, Central Iran. *International Geology Review*, 47(6): 620–646. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.47.6.620>



RESEARCH ARTICLE

doi 10.22067/econg.2024.87223.1105



Important and influential factors in mineralization and grade changes of Manto-copper deposits with a special look to Nasim, Mes e Sorkh and Zarmehr mines

Ali Sheykhi ¹, Mohammad Hassan Karimpour ^{2*} , Ali Asghar Sepahi ³ , Behnam Rahimi ⁴ ¹ M.Sc. student, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran² Professor, Department of Geology and Research Center for Ore Deposit of Eastern Iran, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran³ Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran; Department of Geology, Faculty of Sciences, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran⁴ Professor, Department of Geology and Research Center for Ore Deposit of Eastern Iran, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 10 March 2024
Revised: 02 May 2024
Accepted: 05 May 2024

Keywords

Chalcocite
Malachite
Azurite
Bardaskan-Doruneh
Sabzevar subzone

*Corresponding author

Mohammad Hasan Karimpour
✉ karimpur@um.ac.ir

ABSTRACT

Manto-type copper mines occur in the Bardaskan-Doruneh copper belt. On the basis of structural sedimentary division of Iran, this belt is located in the northeastern part of the Central Iran. At the southern border of this belt, the Yazd structural block and in the north of it is the Sabzevar subzone. The important regional structures of the region are Doruneh and Taknar faults. The majority of the units in this belt are Tertiary volcanic rocks that is associated with some sedimentary units, also some intrusive units are sometimes visible in the form of dyke and stock structures. The main host-rock of mineralization is conglomerate, which is different in grain size, clasts and cement. The most common sulphide mineral is chalcocite and the most important copper carbonates are malachite and azurite. The intense alteration is not observed in the region, and the chloritic alteration is partial, and the alteration of Fe-Oxide, zeolite, calcite, and silica is just observed locally. Mineral solution is reduced and poor in iron and silica.

How to cite this article

Sheykhi, A., Karimpour, M.H., Sepahi, A.A. and Rahimi, B., 2024. Important and influential factors in mineralization and grade changes of Manto-copper deposits with a special look to Nasim, Mes e Sorkh and Zarmehr mines. *Journal of Economic Geology*, 16(2): 35–60. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2024.87223.1105>



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

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

Manto type copper deposits in the Bardaskan-Doruneh copper belt, with a length of approximately 60 km in a northeast-southwest direction, host more than ten active copper mines such as Zangalu, Zarmehr, Dahane-Siah, Mehr-Ajin, Mes-e-Sorh, Cheshme Hadi, Nasim, Sepidsarw, Cheshme Marzieh and a number of mineral areas, which according to the characteristics of these types of deposits (location, genetic pattern, geometry, host rock, minerals, etc.) and their similarities with Manto type copper deposits in Chile, Canada and the northern Michigan area, it is called as Manto-copper deposits in Iran.

Materials and Methods

This research includes two parts of field and laboratory investigations. Field studies were carried out in a region with about 60 km in length. Field operations include surveying and searching the area, sampling and distinguishing rock units and mineralization indicators, as well as important geological features of the area. The number of 20 thin sections for lithological investigations, as well as 20 polished thin sections and 10 blocks of drill cores (examination and study of 20,000 meters of drill core related to Nasim, Zarmehr, Mes-e-Sorkh, Cheshme Hadi and Kimia mines) and surface outcrops for a map of mineralization in the area was prepared and studied. Field surveys were conducted for mineralization controllers and host rock changes in the mining pits of Nasim, Zarmehr, Mes-e-Sorkh and Cheshme Hadi mines. Also, due to the importance of tectonic structures, a structural map of the mines was prepared.

Discussion and Results

The rock units from old to young include: Basalt, Andesite-Basalt, Andesite, Conglomerate with more volcanic fragments, Limestone, Siltstone, Marl and evaporite sediments including gypsum Marl. The general extension of this lithological sequence is northeast-southwest. Mineralization has occurred within the conglomerate unit. There are different types of conglomerate based on the size of the clasts, the lithology of the clasts, and the cement. The type of conglomerate has a great effect on mineralization and grade changes. Conglomerate is a suitable host

for mineralization due to the porosity of the rock. The dip and strike of the ore body follows the dip and strike of the lithological units of the region and the deposit is of the stratibound type. Mineralization zone has a variable thickness between 2 and 6 meters (in some places, the thickness increases due to the action of faults). The dip of the ore body varies in different parts and is between 15 and 80 degrees towards the south and southeast. The mineralization texture is mostly disseminated and veined and is mainly as chalcocite mineral. In some places, due to effect of tectonic forces and the formation of fault structures, the order and sequence of units has been dislocated and messed up.

Fault structures: The first group of fault structures with the northeast-east to southwest-west direction are the most important fault structures. These fault structures form the boundary between the Andesite unit and the sedimentary units and in the surface of mineralization outcrop can be seen along its length and it is one of the old structures in the region because it has been cut and dislocated many times by other fault structures. The second group is the north-south oriented structures and caused displacements in the mineralized host unit. This fault system, which itself consists of several parallel fault structures, has caused the creation of secondary spaces and the intensification of mineralization, and as a result, the grade has increased in some parts of the region by joining these parallel faults together and with deepening of the basin the intensity of mineralization has increased.

The third group of fault structures with the northwest-southeast direction are right lateral strike-slip and minor left lateral strike-slip faults. These structures are one of the most important fault structures in the region, which displaced the rock units of the region, especially the host of mineralization.

Acknowledgments

This Research has been done with Financial Support of the vice President for Research and Technology of Ferdowsi University of Mashhad under Project No.59745/3 in date 2024/4/19. We would like to thank the Komeh Mine Pars Company, Parsi kan kav Company, Mehad Company and the Tehran Oxin Zarmehr Company for cooperating and supporting this research.



عوامل مهم و تأثیرگذار در کانه‌زایی و تغییرات عیاری کانسارهای مس مانتو با نگاهی ویژه به مجموعه معادن مس نسیم، مس سرخ و مس زرمهر

علی شیخی^۱، محمدحسن کریم‌پور^{۲*}، علی اصغر سپاهی‌گرو^۳، بهنام رحیمی^۴

^۱ دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

^۲ استاد، گروه زمین‌شناسی و گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

^۳ استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران؛ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

^۴ استاد، گروه زمین‌شناسی و گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

چکیده	اطلاعات مقاله
مجموعه معادن مس نوع مانتو کمر بند مس دار بردسکن - درونه بر اساس تقسیم‌بندی رسوبی ساختاری در بخش شمال شرقی گستره پهنه ایران مرکزی و در نزدیکی مرز جنوبی آن با بلوک ساختاری یزد و زیرزون سبزوار واقع شده است و از این روی تحت تأثیر ساختارهای مهم منطقه‌ای از جمله سامانه گسلی درونه و تکنار قرار گرفته است. غالب واحدهای این کمر بند سنگ‌های آتشفشانی ترشیاری هستند که با برخی واحدهای رسوبی همراه شده‌اند. همچنین برخی واحدهای نفوذی و نیمه عمیق نیز گاهی در قالب ساختار دایک و استوک قابل مشاهده هستند. میزبان اصلی کانی‌سازی در کانسارهای نوع مانتوی این منطقه کنگلومراست که از نظر اندازه، جنس قطعه‌ها و سیمان متفاوت هستند. مهم‌ترین کانی سولفیدی کالکوسیت و مهم‌ترین کربنات‌های مس مالاکیت و آزوریت است. دگرسانی غالب در منطقه مشاهده نمی‌شود و دگرسانی کلریت به صورت جزئی و دگرسانی‌های اکسید آهن، زئولیتی، کلسیتی و سیلیسی به صورت محلی مشاهده می‌شود. محلول کانه‌دار احیایی و فقیر از آهن و سیلیس است.	تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۱۲/۲۰ تاریخ بازنگری: ۱۴۰۳/۰۲/۱۳ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۲/۱۶
	واژه‌های کلیدی کالکوسیت مالاکیت آزوریت بردسکن - درونه زیرزون سبزوار
	نویسنده مسئول محمدحسن کریم‌پور karimpur@um.ac.ir ✉

استناد به این مقاله

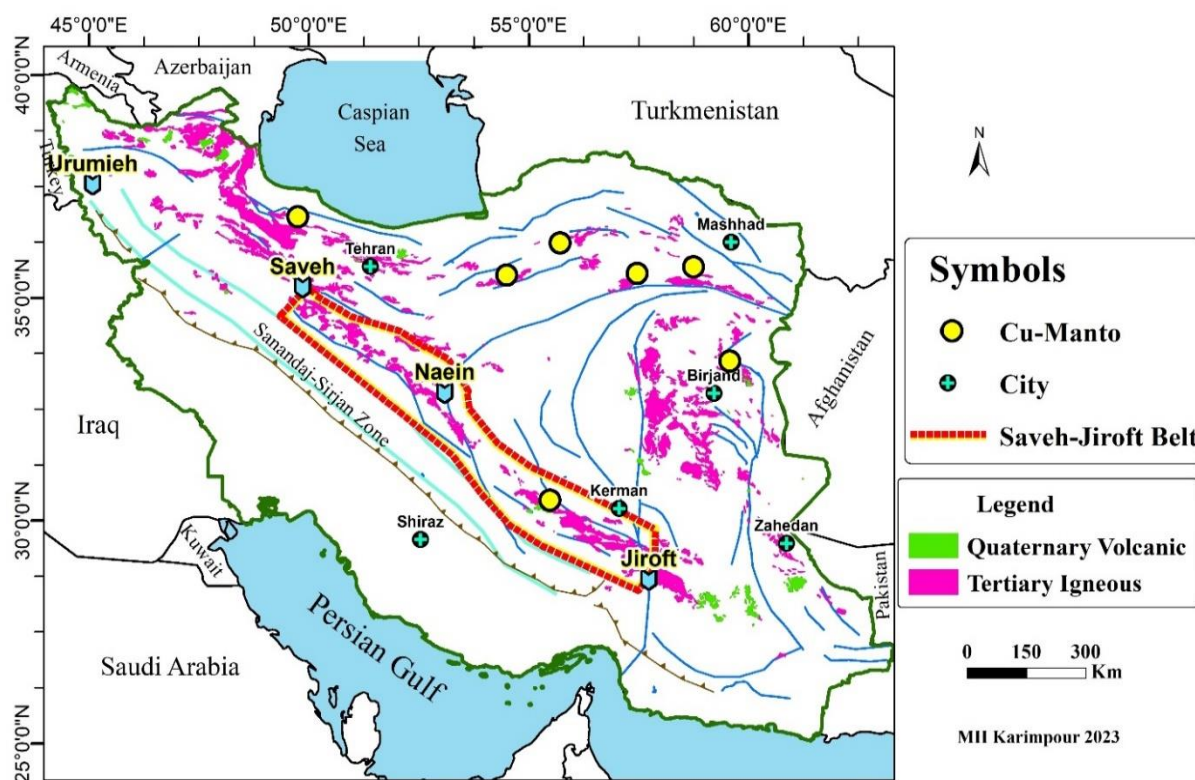
شیخی، علی؛ کریم‌پور، محمدحسن؛ سپاهی‌گرو، علی اصغر و رحیمی، بهنام، ۱۴۰۳. عوامل مهم و تأثیرگذار در کانه‌زایی و تغییرات عیاری کانسارهای مس مانتو با نگاهی ویژه به مجموعه معادن مس نسیم، مس سرخ و مس زرمهر. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۶(۲): ۳۵-۶۰. <https://doi.org/10.22067/econg.2024.87223.1105>

مقدمه

شباهت‌های آن با کانسارهای مس نوع مانتو در شیلی، کانادا و منطقه میشیگان شمالی از آن با عنوان کانسارهای مس مانتو در ایران نام‌برده می‌شود.

کانسارهای نوع مانتو در ایران در زون ساوه-جیرفت مثل کانسارهای وشنوه و کشکوئیه (Abolipour et al., 2015)، خراسان جنوبی (کانسار ورزگ (Alizadeh et al., 2012))، شمال زنجان (کانسار مس ماری (Maghfouri et al., 2017))، شاهرود (کانسار عباس‌آباد (Maghfouri and Movahednia, 2015))، دامغان، زون ساندج-سیرجان مثل کانسار کشت مهکی (Boveiri Konari et al., 2013)، جنوب نیشابور (گل چشمه) و شمال غرب بردسکن است (شکل ۱).

کانسارهای مس نوع مانتو در کمربند مس دار بردسکن-درونه به طول تقریبی ۶۰ کیلومتر در امتداد شمال شرقی-جنوب غربی میزبان بیش از ده معدن فعال مس همچون زنگالو (Ghelichkhani and Malekzadeh Shafaroudi, 2018;)، زرمهر، دهنه سیاه، مهرآجین، مس سرخ، چشمه هادی، مجموع معادن مس نسیم (چشمه گز (Mahvashi and Malekzadeh Shafaroudi, 2016))، کال ابری (Jabbari et al., 2017)، سپیدسرو، چشمه مرضیه (Soltani and Fardost, 2016) و تعدادی محدوده معدنی است که با توجه به ویژگی‌های این نوع کانسارها (موقعیت، الگوی ژنتیکی، ژئومتری، سنگ دربرگیرنده، کانه‌های همراه و ...) و



شکل ۱. نقشه پراکندگی کانسارهای مس نوع مانتو در ایران

Fig. 1. Distribution map of Manto type copper deposits in the Iran

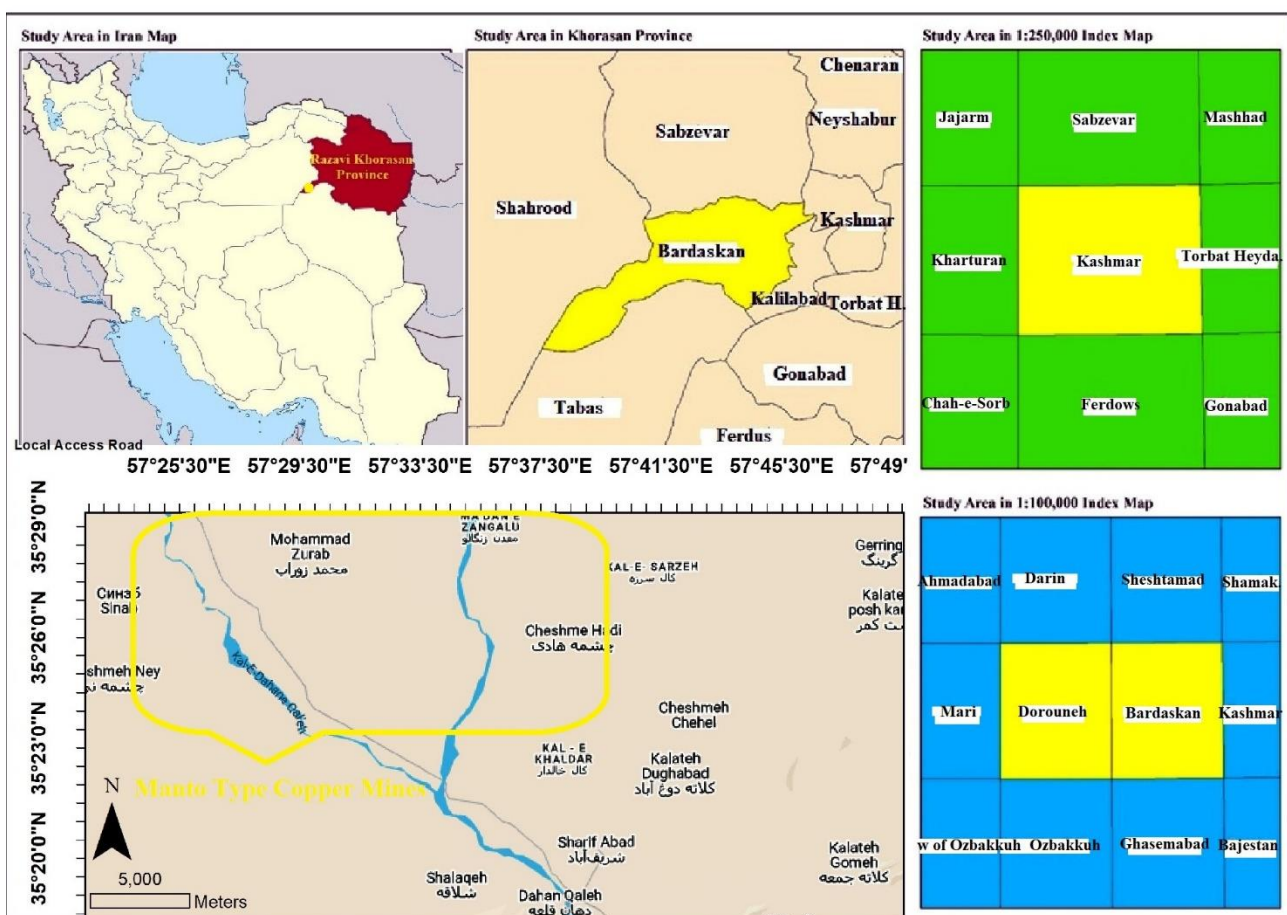
روش مطالعه

بررسی شد. بررسی‌های میدانی برای کنترل‌کننده‌های کانی‌سازی و تغییرات عیاری و سنگ‌میزبان در پیت‌های در حال استخراج معادن نسیم، زرمهر، مس سرخ و چشمه هادی انجام شد و به دلیل اهمیت ساختارهای زمین‌ساختی نقشه ساختاری معادن تهیه شد.

زمین‌شناسی پنجره کانی‌سازی مس مانتو

کمرند مس مانتو بردسکن - درونه در استان خراسان رضوی و شمال غرب و غرب مرکز شهرستان در مسیر قدیم سبزوار به بردسکن واقع شده است (شکل ۲).

این پژوهش شامل دو بخش عملیات صحرایی و آزمایشگاهی است و در طول ۶۰ کیلومتر عملیات صحرایی منطقه انجام شد. عملیات صحرایی شامل پیمایش و پی‌جویی منطقه، نمونه‌برداری و تمایز واحدهای سنگی و شاخصه‌های کانی‌سازی و همچنین عوارض مهم زمین‌شناسی منطقه است. تعداد ۲۰ مقطع نازک برای بررسی‌های سنگ‌شناسی و همچنین ۲۰ مقطع نازک صیقلی و ۱۰ بلوک از مغزه‌های حفاری (بررسی ۲۰۰۰۰ متر مغزه حفاری مربوط به معادن نسیم، زرمهر، مس سرخ، چشمه هادی و کیمیا) و رخنمون‌های سطحی برای بررسی کانی‌سازی در منطقه تهیه و

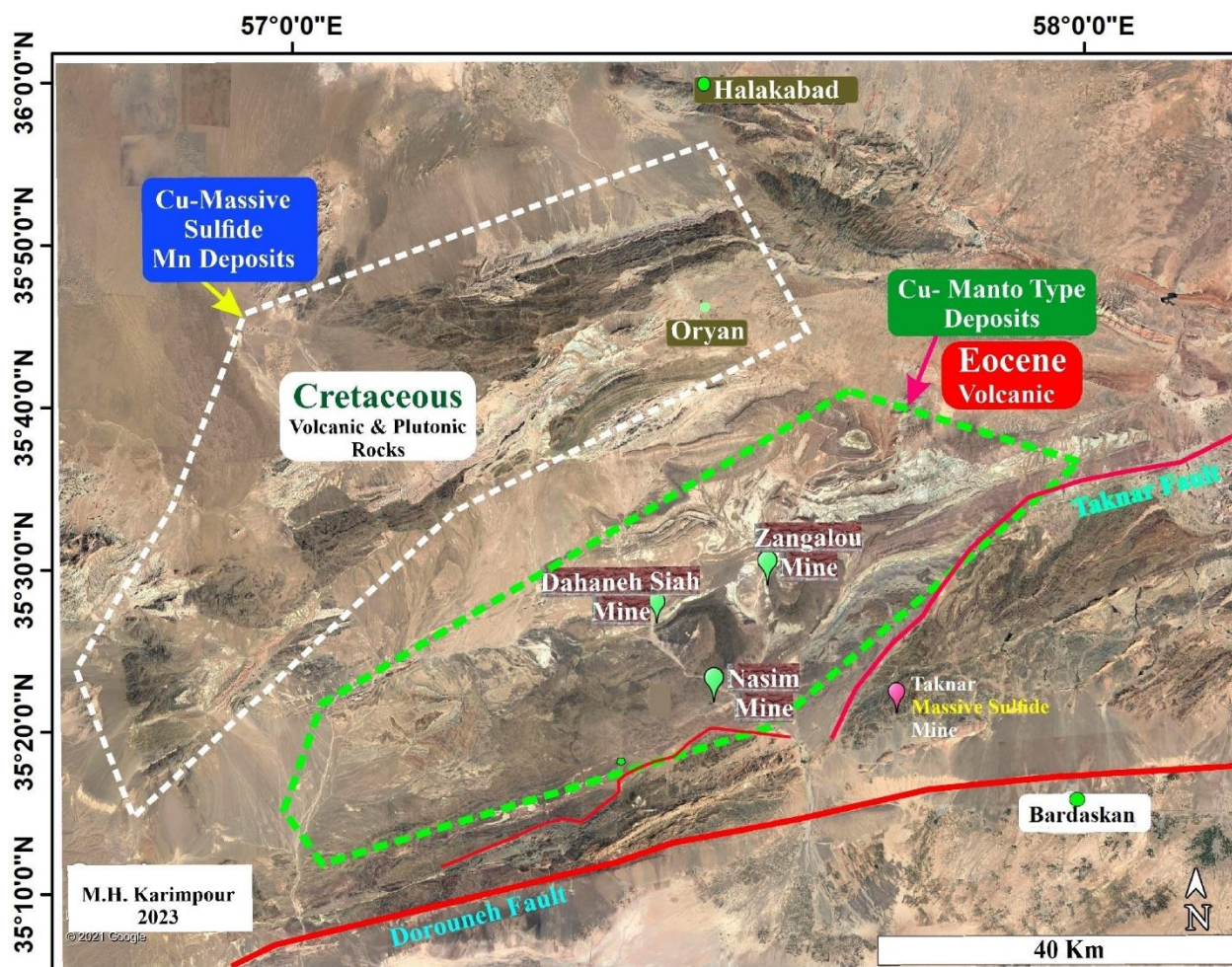


شکل ۲. نقشه موقعیت منطقه معدنی بردسکن - درونه همراه با راه‌های دسترسی و جایگاه آن در ایندکس‌های زمین‌شناسی

Fig. 2. Location map of the Bardaskan- Doruneh mining area with the access ways and its position in the geological index

یزد و زیرزون سبزواری واقع شده است و از این روی تحت تأثیر برخی از ساختارهای مهم منطقه‌ای از جمله سامانه گسلی درونه و گسل تکنار قرار دارد (شکل ۳).

از نظر زمین‌شناسی و بر اساس تقسیم‌بندی رسوبی-ساختاری ایران، می‌توان گفت که این کمربند در بخش شمال‌شرقی گستره پهنه ایران مرکزی و در نزدیکی مرز جنوبی آن با بلوک ساختاری

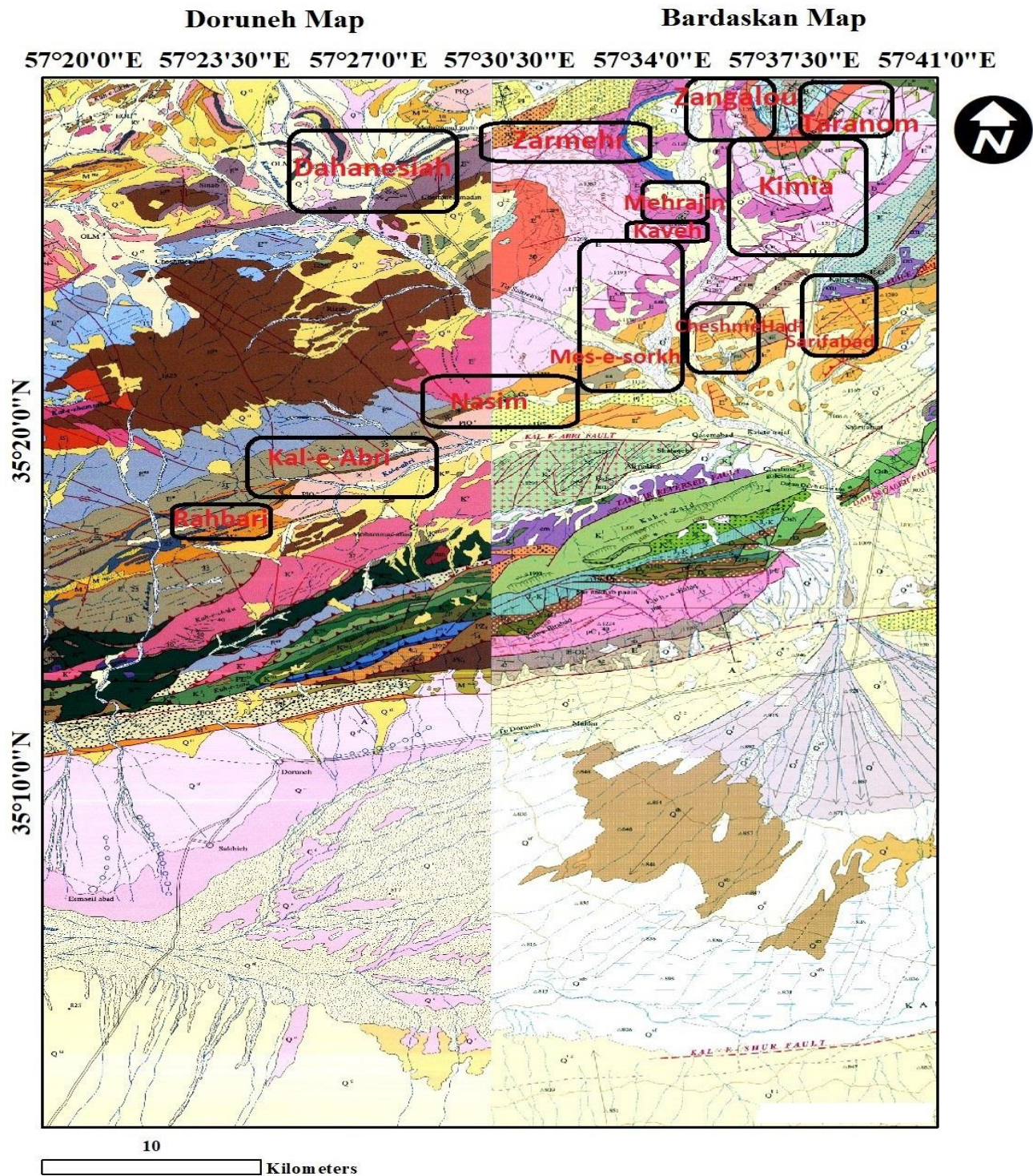


شکل ۳. تصویر گوگل ارث از موقعیت کمربند مس نوع مانتو نسبت به گسل درونه و تکنار

Fig. 3. Google Earth image of the location of Manto type copper belt in relation to Dorunch and Taknar faults

۲۰۰۶) واقع شده است (شکل ۴). غالب واحدهای این منطقه شامل سنگ‌های آتشفشانی به سن ائوسن هستند که با برخی از واحدهای رسوبی همراه شده‌اند. برخی واحدهای نفوذی و نیمه عمیق نیز گاهی در قالب ساختار دایک و استوک قابل مشاهده هستند.

کمربند مس دار بردسکن- درونه در چهار گوش نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ کاشر (Eftekharnjad et al., 1976) و پهنه مربوط به نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بردسکن (Shahrabi et al., 2006) و درونه (Qaemi and Mousavi Harami,)



شکل ۴. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ بردسکن (Shahrabi et al., 2006) و درونه (Qaemi and Mousavi Harami, 2006)، موقعیت معادن مس نوع مانتو

Fig. 4. Geological map 1:100,000 of Bardaskan (Shahrabi et al., 2006) and Doruneh (Qaemi and Mousavi Harami, 2006). The location of copper Manto type Mines.

توالی لیتولوژی و key beds در کانسارهای مس مانتو بردسکن - درونه

به صورت کلی توالی کامل لیتولوژی از قدیم به جدید شامل بازالت، آندزیت بازالت، آندزیت، کنگلومرا، آهک، سیلتستون و مارن‌های گچی است. توالی در گمانه P02-NP08 از معدن نسیم

به این صورت است که به ترتیب از سطح به عمق سیلتستون (شکل ۵-۵A)، سنگ آهک (شکل ۵-۵B و C)، کنگلومرا (شکل ۵-۵D و E) و آندزیت (شکل ۵-۵F) است. این توالی معمولاً در تمام افق کانه‌زایی مشاهده می‌شود.



شکل ۵. توالی لیتولوژی در گمانه P02-NP08 معدن نسیم. A: سیلتستون، B: سنگ آهک، C: سنگ آهک، D: میکرو کنگلومرا، E: میکرو کنگلومرا (کانه دار) و F: آندزیت

Fig. 5. lithological sequence in borehole P02-NP08 of the Nasim Mine. A: Siltstone, B: Limestone, C: Limestone, D: Micro Conglomerate, E: Micro Conglomerate(ore), and F: Andesite

شمار می‌روند.

کنگلومرا

از مهم‌ترین ویژگی‌های ماکروسکوپی این مجموعه سنگی می‌توان به رنگ خاکستری تا خاکستری تیره، وجود قطعه‌های آتشفشانی فراوان و گرد شده به همراه دانه‌های اسکلتی فراوان (بیشتر قطعه‌های فسیلی) که فرایند جانشینی در آن صورت گرفته، است، اشاره کرد. این واحد سنگی با ضخامتی متغیر در طول حوضه رسوبی گسترش دارد. همچنین از مهم‌ترین ویژگی‌های میکروسکوپی آن بافت لامینه‌ای مواد آلی، وجود ذرات تخریبی دانه‌ریز و کلریتی شدن و اکسید آهنی شدن به صورت ضعیف است. نمونه‌هایی از کنگلومرای میزبان کانی‌سازی از مغزه‌های حفاری در کانسارهای مختلف کمر بند مس دار بردسکن - درونه تهیه شده است (شکل ۹- A, B, C و D).

در همه اکتشاف‌هایی که برای مس مانتو در منطقه انجام شده، سنگ آهک فسیل‌دار به عنوان شاخصی مهم در نظر گرفته شده است. از جمله ویژگی‌های مشخص این واحد می‌توان به وجود فسیل‌های فراوان اشاره کرد که اغلب به صورت فسیل‌های میکروسکوپی مانند نومولیت و فسیل‌های ماکروسکوپی مانند بقایای شکم‌پایان دیده می‌شود. از مهم‌ترین ویژگی‌های ماکروسکوپی واحد آهکی می‌توان به نازک تا متوسط لایه بودن، رنگ کرم متمایل به نخودی، توپوگرافی نسبتاً ملایم و وجود رگه‌های کلسیتی تأخیری درون شکستگی‌های ناشی از فرایند زمین‌ساختی اشاره کرد (شکل‌های ۶، ۷ و ۸).

این واحد سنگی در برخی از نقاط در قالب دو افق موازی یکدیگر رخمون دارد. ضخامت این واحد تا ۳۵ متر می‌رسد و شیب آن بین ۱۵ تا ۸۰ درجه به سمت جنوب و جنوب شرق و گاهی شرق متغیر است. سنگ آهک‌های فسیل‌دار با ضخامت ۵ متر تا ۱۵ متر و شیب ۲۵ تا ۴۰ درجه مطلوب‌ترین واحد کربناته در منطقه به

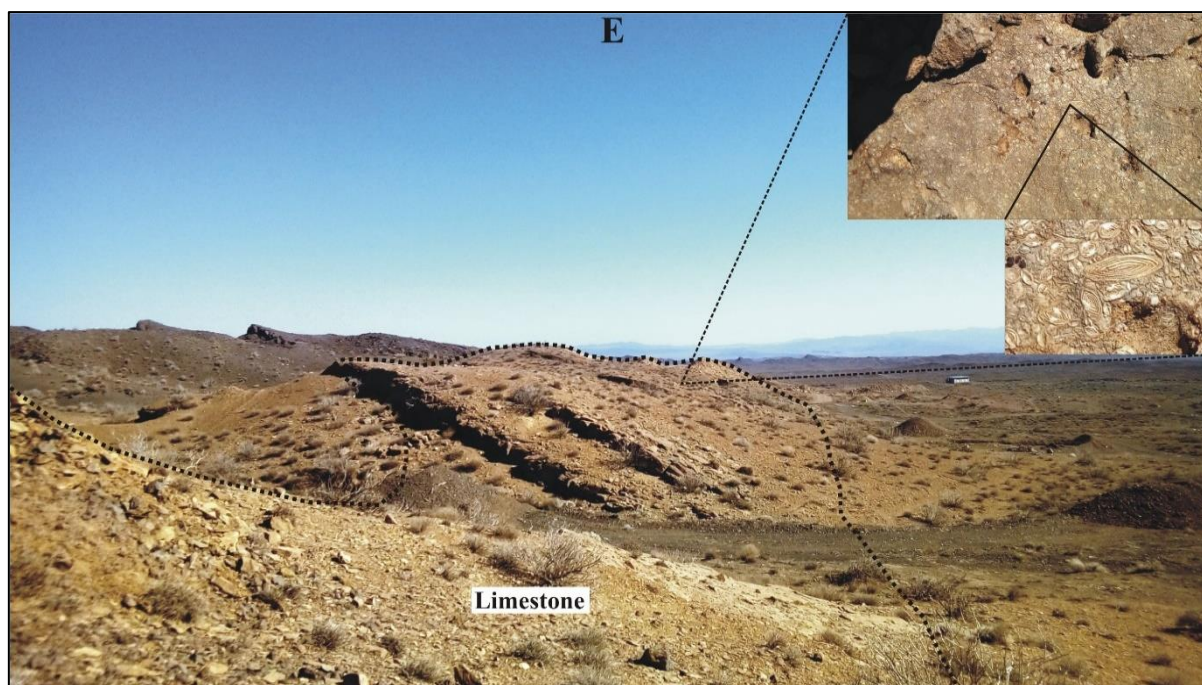


شکل ۶. سنگ آهک فسیل‌دار - کانسار زرمهر

Fig. 6. Fossiliferous Limestone- Zarmehr deposit



شکل ۷. سنگ آهک فسیل‌دار- کانسار مس سرخ
Fig. 7. Fossiliferous Limestone-Mes e Sorkh deposit



شکل ۸. سنگ آهک فسیل‌دار- کانسار نسیم
Fig. 8. Fossiliferous Limestone-Nasim deposit



شکل ۹. کنگلومرا در چند کانسار مختلف به صورت مغزه. A: کنگلومرا در کانسار زرمهر، B: کنگلومرا در کانسار نسیم، C: کنگلومرا در کانسار کیمیا و D: کنگلومرا در کانسار مس سرخ

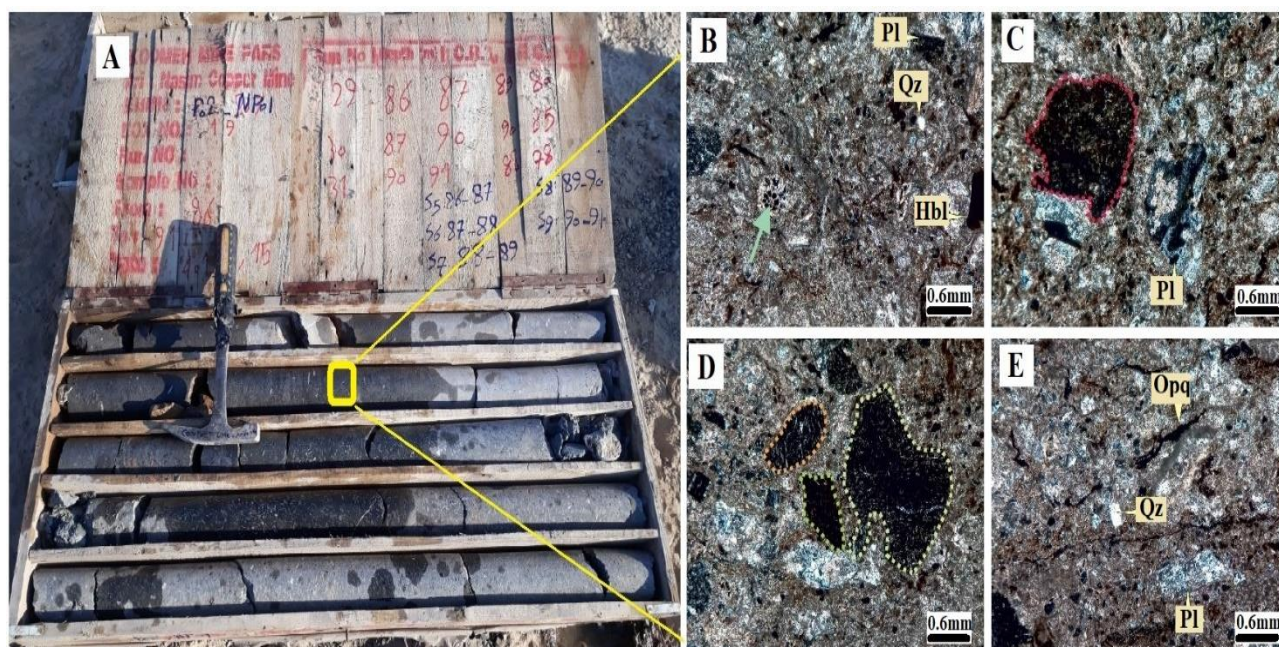
Fig. 9. Conglomerate in different deposits (Core) A: conglomerate in the Zarmehr deposit, B: conglomerate in the Nasim deposit, C: conglomerate in the Kimia deposit, and D: conglomerate in the Mes e sorkh deposit

C، D و E). در امتداد شمالی - جنوبی از معدن مس زرمهر به معدن دو نسیم خارج از ساختار چین خوردگی، لیتولوژی از بازالت به آندزیت بازالت و آندزیت تغییر می‌کند. جنس قطعه‌های کنگلومرای کانه‌دار ائوسن در منطقه با توجه به لیتولوژی بیان شده تغییر می‌کند و جنس قطعه‌های غالب کنگلومرا از همان آتشفشانی‌های منطقه است؛ به طوری که در معدن مس زرمهر جنس قطعه‌ها بازالتی و در نسیم آندزیتی است. انواع مختلفی از کنگلومرا بر حسب اندازه، جنس قطعه‌ها و سیمان بین قطعه‌ها در مجموع معادن وجود دارد. با توجه به بررسی‌های سنگ‌شناختی منطقه در قسمت‌های شمالی (معدن مس زرمهر)، قطعه‌های تشکیل دهنده کنگلومرا بیشتر از جنس بازالت است. اندازه قطعه‌ها هم درشت تر است.

این واحد به همراه آهک فسیل‌دار اصلی‌ترین واحدهای منطقه است که بیشتر رخنمون‌های آهک در سطح زمین مشاهده می‌شود. در زمان تشکیل این واحد، محیط دریایی نبوده؛ بلکه فرسایشی بوده و فرسایش آبی (رودخانه‌ای) باعث شده است تا کنگلومرا تشکیل شود. به تدریج محیط دریایی شده و رسوبات زیردریایی (آهک نومولیت‌دار) تشکیل شده است. به طور کلی، روند مجموعه سنگی شمال شرقی - جنوب غربی است. از تفاوت‌های بارز بین مجموعه کانسارهای مس مانتو در جغرافیای بردسکن، تفاوت در سیمان، جنس و اندازه قطعه‌های کنگلومراست. کنگلومرا از قطعه‌های سنگ‌های مختلف آتشفشانی، درونی و رسوبی گرد شده تشکیل شده است و داخل سیمان کنگلومرا نومولیت وجود دارد که بر اساس آن سن تشکیل مربوط به ائوسن است (شکل ۱۰-A، B، C، D و E، شکل ۱۱-A، B، C، D و E و شکل ۱۲-A، B،

به سمت جنوب و معدن مهرآجین از ضخامت افق کانه‌دار و عیار کاسته می‌شود. سنگ آهک به صورت نواری باریک با توالی کامل لیتولوژی وجود دارد که با کمی فاصله گرفتن از این خط‌الرأس، واحد آهکی و کنگلومرا حذف شده است و کانی‌سازی وجود ندارد و در زیر رسوبات آبرفتی سنگ‌های آندزیتی قرار دارد.

سیمان نیز از جنس همین سنگ‌های آتشفشانی است. می‌توان گفت، در محدوده معدنی مس زرمهر، سنگ میزبان ماکروکنگلومرایی با قطعه‌های غالب بازالتی است. نسبت به کل منطقه اندازه قطعه‌ها بزرگ‌تر است. در قسمت‌های سطحی کانی‌سازی به صورت مالاکیت و آزوریت است که در عمق کانی‌سازی مس به صورت کالکوسیت غالب می‌شود. در این مجموعه بیشتر عمق کانی‌سازی در ۱۲۰ متری شناسایی شده است.



شکل ۱۰. A: جعبه مغزه حاوی کنگلومرای کانه‌دار- معدن نسیم، B: کانی‌های کوارتز، هورنبلند و فسیل کربناتی شده نومولیت (فلش سبز رنگ) همراه با پلاژیو کلاز (XPL)، C: بلور پلاژیو کلاز و قطعه سنگی آتشفشانی کدر شده (خط چین قرمز رنگ) در سیمان کربناتی (XPL)، D: قطعه‌های سنگی آتشفشانی (خط چین‌های سبز و نارنجی رنگ) (XPL) و E: کانی‌های کوارتز پراکنده، پلاژیو کلاز و رگچه حاوی کانی کدر (XPL). علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Pl: پلاژیو کلاز، Hbl: هورنبلند، Qz: کوارتز، Opq: کانی کدر).

Fig. 10. A: Core box containing ore conglomerate-Nasim Mine, B: quartz minerals, hornblende and carbonated fossil nummulite (green arrow) along with plagioclase (XPL), C: plagioclase crystal and opacified volcanic rock fragment (blue dashed line) in carbonate cement (XPL), D: volcanic rock fragments (green and orange dotted lines) (XPL), and E: quartz minerals, plagioclase and veins containing opaque minerals (XPL). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Pl: plagioclase, Hbl: hornblende, Qz: quartz, Opq: opaque).

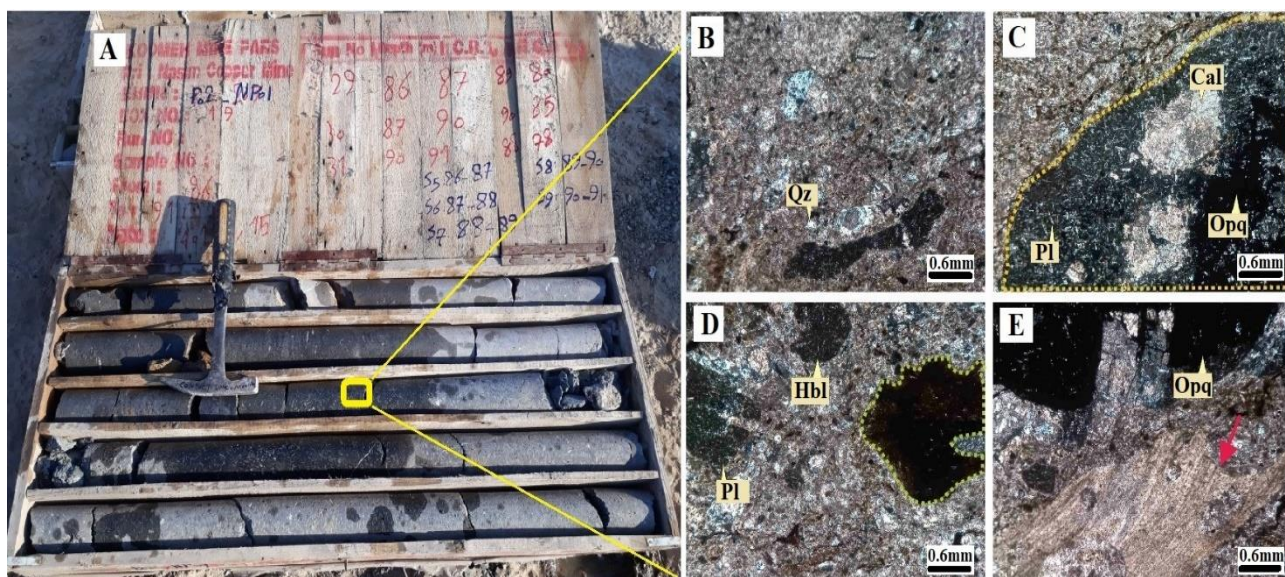
آتشفشانی آندزیت و آندزیت‌بازالت و اندازه قطعه‌ها متغیر و به صورت غالب متوسط است. بیشترین رخنمون‌ها مربوط به

به سمت محدوده زنگالو و کیمیا برون‌زدهای سنگ آهک به صورت پیوسته مشاهده می‌شود. جنس قطعه‌های سنگ‌های

به خاطر تفاوت در نوع کنگلومرا، تغییرات عیاری بیشتر می‌شود. شیب واحدها و شیب کانی‌سازی تغییر چندانی ندارد؛ ولی به سمت معدن سپیدسرو شیب واحدها بیشتر می‌شود و کانی‌سازی ضعیف‌تر است.

تغییرات در نوع کنگلومرا باعث تغییرات عیاری و مشکلاتی در فراوری می‌شود؛ ولی در عمل جدا کردن کنگلومرا بر حسب قطعه‌ها و سیمان در حین استخراج مشکل است. کنگلومرا به واسطه تخلخل، فضای مناسبی برای نفوذ محلول کانه‌دار بوده است. این کنگلومرا یک گنجینه است. اندازه قطعه‌ها بسیار مهم و از یک سانتی‌متر تا نیم‌متر متغیر است. بر این اساس، می‌توان این واحد را به میکرو کنگلومرا، کنگلومرا و ماکرو کنگلومرا تفکیک کرد.

مارن‌های گچ‌دار است. به سمت جنوب محدوده کیمیا رخنمون‌های آهکی و توالی لیتولوژی پیوسته و کامل نیست. این ناپوستگی به سمت جنوب غرب تا معدن مس سرخ نیز ادامه دارد. حفاری‌های اکتشافی نشان داده است که در این بخش‌ها در زیر رسوبات آبرفتی واحدهای آتشفشانی قرار دارد و کانی‌سازی وجود ندارد یا ضعیف است. در معدن مس سرخ این کانی‌سازی در سطح زمین اغلب به صورت کانی‌های اکسیدی مس همانند مالاکیت مشاهده می‌شود و در ادامه به سمت جنوب غرب (معدن نسیم) ضخامت رسوبات بیشتر می‌شود. شیب لیتولوژی بین ۲۵ تا ۴۰ درجه نسبت به سطح افق است. در این بخش، پهنای کانی‌سازی به صورت پیوسته تا ۳۰۰ متر هم می‌رسد. به سمت غرب (رهبری)،



شکل ۱۱. A: جعبه مغزه حاوی کنگلومرای کانه‌دار- معدن نسیم، B: کانی‌های کوارتز در زمینه کربناتی (XPL)، C: نمایی از قطعه سنگی آتشفشانی نسبتاً بزرگ واجد میکرولیت پلاژیوکلاز و کانی ثانویه کربنات کلسیم و کانی هورنبلند اپاسیتی شده همراه با پلاژیوکلاز و قطعه سنگی (خط چین سبزرنگ) (XPL) و E: نمایی از قطعه‌های کدر شده همراه با کانی کدر و پوسته فسیلی کربناتی (XPL). علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Pl: پلاژیوکلاز، Hbl: هورنبلند، Qz: کوارتز، Cal: کلسیت، Opq: کانی کدر).

Fig. 11. A: Core box containing ore conglomerate-Nasim Mine, B: quartz minerals in the carbonate background (XPL), C: A view of a relatively large volcanic rock fragment containing plagioclase microlite and calcium carbonate secondary mineral and opaque mineral (XPL), D: opacified hornblende mineral with plagioclase and rock fragment (dashed green line) (XPL), and E: A view of the opacified pieces with opaque mineral and carbonate fossil crust (XPL). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Pl: plagioclase, Hbl: hornblende, Qz: quartz, Cal: calcite, Opq: opac).



شکل ۱۲. A: جعبه مغزه حاوی کنگلومرای کانه‌دار - معدن نسیم، B: کانی‌های کوارتز، کانی کدر و پلاژیوکلاز (XPL)، C: بلورهای پلاژیوکلاز همراه با رگچه کربنات و اکسید آهن (XPL)، D: تصویر بلورهای شکل‌دار پلاژیوکلاز (XPL) و E: نمایی از رگچه‌های حاوی اکسید آهن همراه با کلریت و فسیل (فلش زرد رنگ) (XPL). علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Pl: پلاژیوکلاز، Hbl: هورنبلند، Qz: کوارتز، Cal: کلسیت، Chl: کلریت، Opq: کانی کدر).

Fig. 12. A: Core box containing ore conglomerate-Nasim Mine, B: quartz minerals, opaque mineral and plagioclase (XPL), C: View of plagioclase crystals with carbonate and iron oxide veins (XPL), D: Image of shaped plagioclase crystals (XPL), and E: A view of veins containing iron oxide with chlorite and fossils (yellow arrow) (XPL). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Pl: plagioclase, Hbl: hornblende, Qz: quartz, Cal: calcite, Chl: chlorite, Opq: opaque).

عیاری مؤثر است.

این کانی‌سازی در سطح زمین اغلب به صورت کانی‌های کربناته مس همانند مالاکیت و کانی سولفیدی کالکوسیت که در مواردی با کوولیت و بورنیت همراه است، مشاهده می‌شود. بافت کانی‌سازی اغلب رگه-رگچه‌ای، نواری، دانه‌پراکنده و قشری-پوششی است (شکل ۱۵-A، B، C و D، شکل ۱۶-A، B، C و D و شکل ۱۷-A، B و C).

در بخش‌هایی که گسل شرقی-غربی با گسل‌های شمال‌غربی-جنوب‌شرقی و دسته گسل‌های موازی شمالی-جنوبی برخورد دارد، مس طبیعی نیز علاوه بر کالکوسیت و کربنات‌های مس مشاهده می‌شود (شکل ۱۸-A، B و C).

سیمان کنگلومرا در برخورد با واحد آتشفشانی بیشتر از همان جنس و به سمت افق بالاتر به تدریج کربناتی می‌شود و با توجه به فسیل‌نومولیت سن آن ائوسن است. ضخامت آن متغیر و تا ۲۵ متر می‌رسد.

کانی‌سازی و کنگلومرا

کانی‌سازی مس در منطقه به سه دسته تقسیم‌بندی می‌شود. دسته اول کانی‌سازی‌ها مربوط به افق اصلی کانی‌سازی است که در واحد کنگلومرا دیده می‌شود (شکل ۱۳). این دسته از کانی‌سازی در حقیقت اصلی‌ترین کانی‌سازی منطقه است.

عوامل متعددی همچون ضخامت و نوع آهک، نوع کنگلومرا (شکل ۱۴) و ساختارهای زمین‌ساختی بر کانی‌سازی و تغییرات



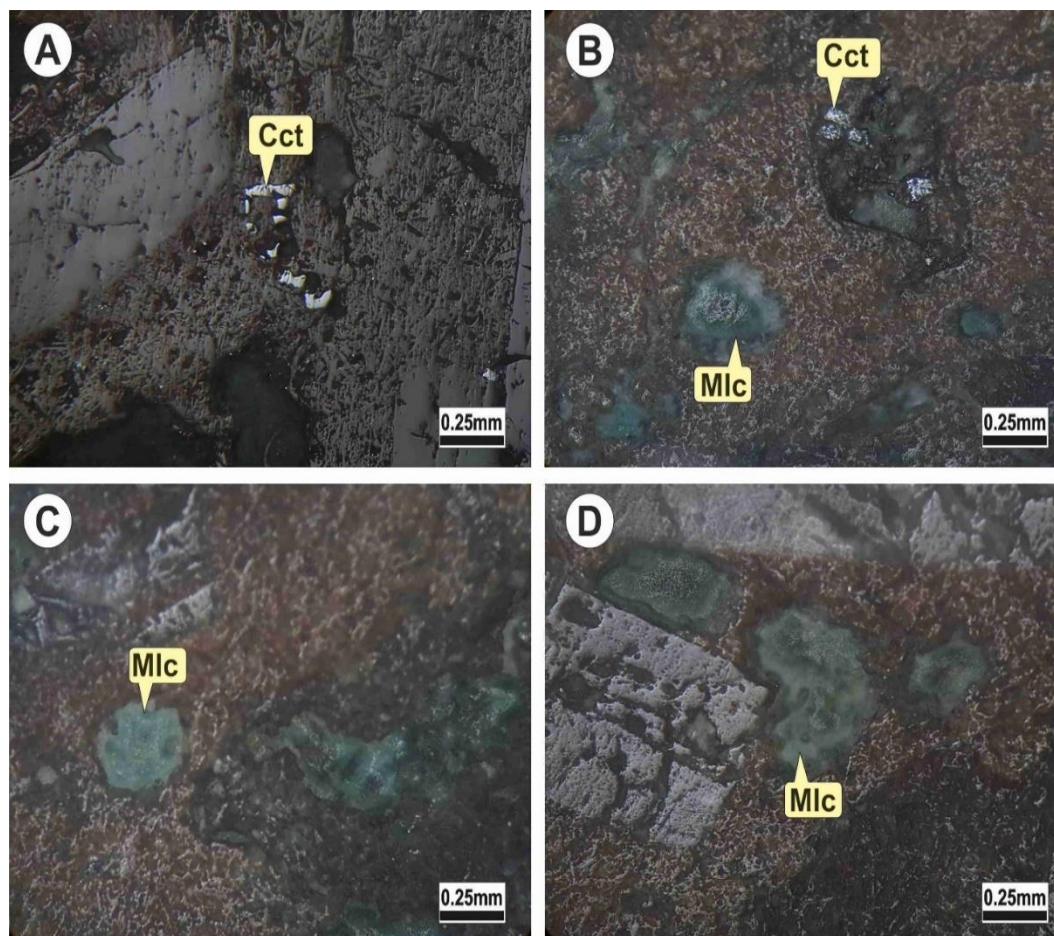
شکل ۱۳. کانی‌سازی مس نوع مانتو در کمربند بردسکن درونه - ضخامت واحدهای مختلف سنگ‌شناختی

Fig. 13. Manto-Type Copper Mineralization in Bardaskan Doruneh Belt- Thickness of different lithological units



شکل ۱۴. تغییرات در کنگلومرا کمربند بردسکن درونه: کاهش اندازه و تعداد قطعه‌های آتشفشانی، افزایش سیمان کربناته (فلش زرد) - افزایش عیار (فلش سبز)

Fig. 14. Changes in Conglomerate in Bardaskan Durouneh Belt: decrease in size and number of volcanic fragments, increase in carbonate cement (yellow arrow) - increase in grade (green arrow)



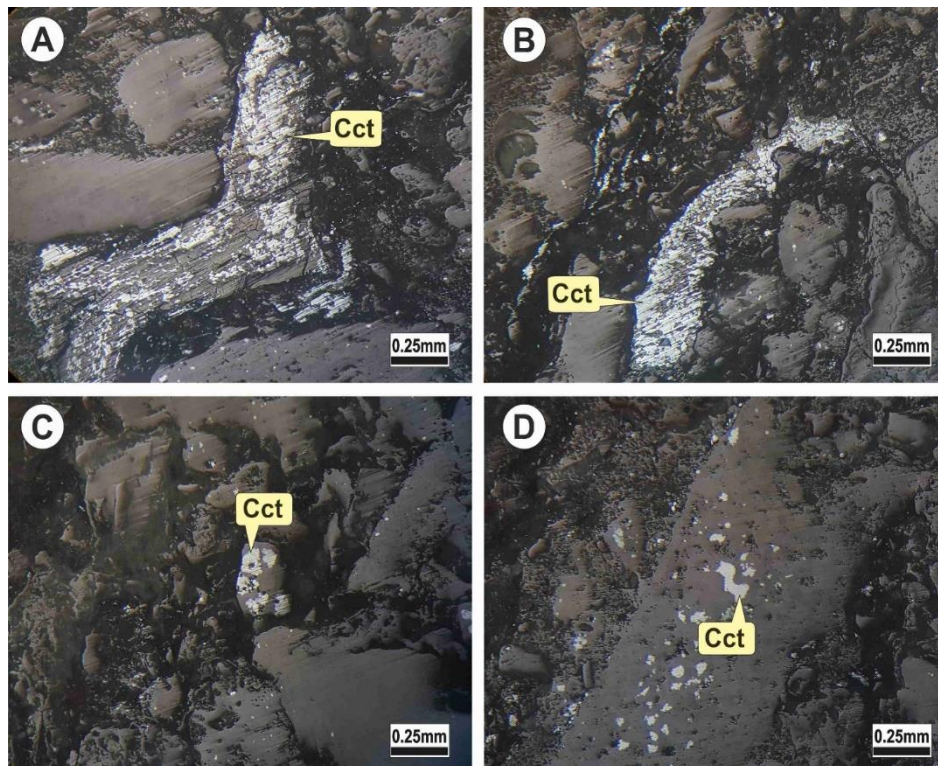
شکل ۱۵. کانی‌سازی مس - کانسار نسیم A: نمایی از کانی پراکنده و بی‌شکل کالکوسیت (PPL)، B: نمایی از بقایای کانی کالکوسیت همراه با مالاکیت (PPL)، C و D: کانه مالاکیت (PPL). علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Cct: کالکوسیت، Mlc: مالاکیت).

Fig. 15. Cu mineralization-Nasim deposit, A: view of the dispersed and amorphous chalcocite mineral (PPL), B: view of chalcocite mineral remains with malachite (PPL), C and D: malachite mineral (PPL). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Cct: chalcocite, Mlc: malachite).

و ساختارهای زمین‌ساختی کنترل‌کننده کانی‌سازی است (شکل ۲۱).

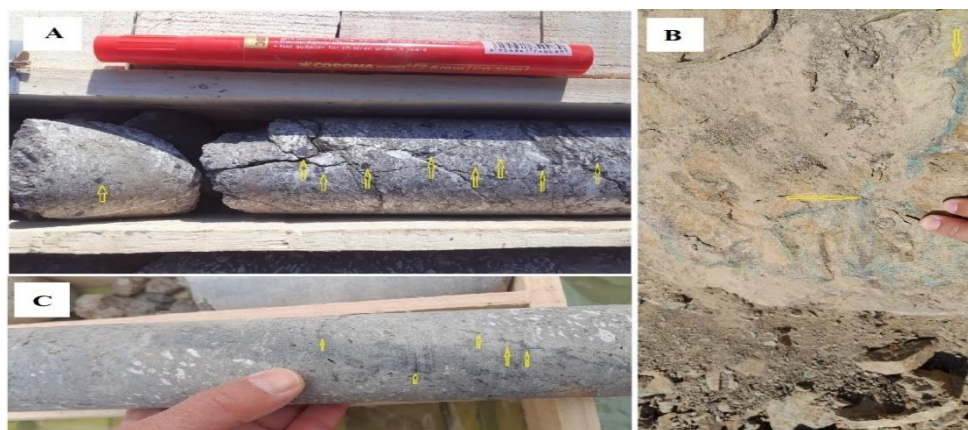
دسته دوم کانی‌سازی که در اغلب موارد با فاصله اندکی از افق اصلی کانی‌زایی دیده می‌شوند، به صورت پچ‌های منفرد و اغلب مجزا از یکدیگر هستند و بیشتر در کمرباط کانی‌سازی یعنی در واحد آندزیتی دیده می‌شوند.

آندزیت: این واحد به عنوان کمرباط ماده معدنی است و معمولاً بدون عیار است (شکل‌های ۱۹ و ۲۰)؛ مگر در مواردی که محل برخورد گسل‌های شمالی - جنوبی یا شمال‌غربی - جنوب‌شرقی با گسل‌های شرقی - غربی است که علاوه بر افزایش عیار در افق اصلی کانی‌سازی باعث افزایش ضخامت زون کانه‌دار هم می‌شود. در بخش‌هایی از منطقه با فاصله از افق اصلی با اینکه واحد آهکی و کنگلومرا وجود ندارد، کانی‌سازی در واحد آندزیتی وجود دارد



شکل ۱۶. کانی‌سازی مس - کانسار نسیم A و B: بلورهای بی‌شکل کالکوسیت (PPL)، C و D: نمایی از بقایای پراکنده کانی کالکوسیت (PPL). علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Cct: کالکوسیت).

Fig. 16. Cu Mineralization-Nasim deposit A and B: amorphous chalcocite crystals (PPL), C and D: view of scattered chalcocite mineral remains (PPL). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Cct: chalcocite).

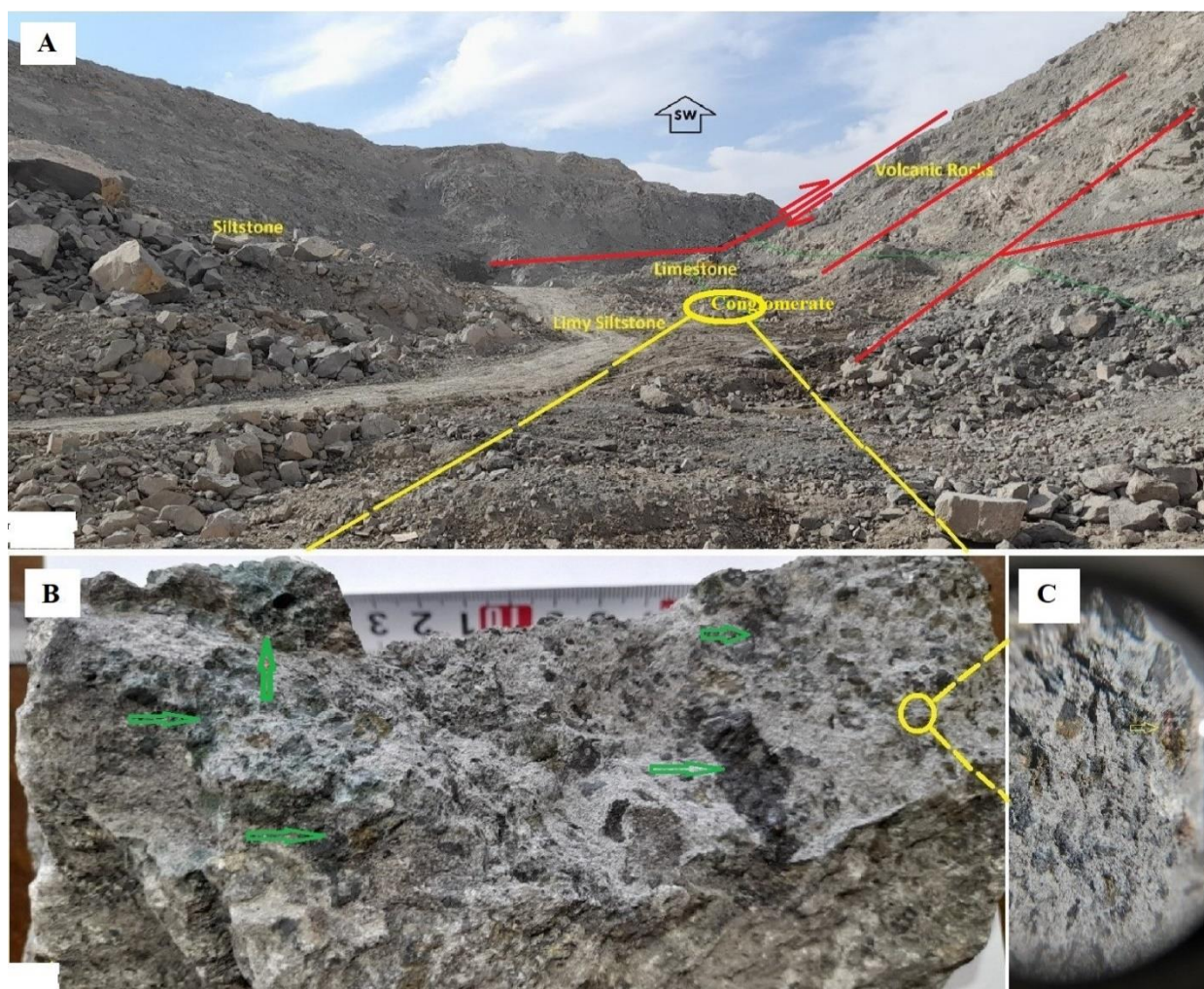


شکل ۱۷. کانی‌سازی در کنگلومرا کمر بند بردسکن - درونه. A: کانی‌سازی کالکوسیت در مغزه حفاری (فلش زرد) - کانسار نسیم، B: کانی‌سازی کالکوسیت و مالاکیت (فلش زرد) - کانسار زرمهر و C: کانی‌سازی کالکوسیت (فلش زرد) - کانسار کیمیا

Fig. 17. Mineralization in conglomerate of Bardaskan- Doruneh Belt. A: chalcocite mineralization in drilling core (yellow arrow)-Nasim deposit, B: chalcocite and malachite mineralization (yellow arrow)- Zarmehr deposit, and C: chalcocite mineralization (yellow arrow)- Kimia deposit

مشهود است. سیلیس حالت ریزبلور دارد و به رنگ‌های سفید و خاکستری وجود دارد (شکل ۲۲- A و B).
با توجه به دگرسانی ژاسپروئید، شواهدی از کانی‌سازی طلای Low Sulfidation در منطقه وجود دارد که باید به صورت تخصصی بررسی شود (به خصوص افق‌های پایین‌تر از زون ژاسپروئید).

دسته سوم کانی‌سازی در منطقه به صورت کالکوپیریت، کالکوسیت، کریزوکلا، مالاکیت با کنترل‌کننده‌های ساختاری و همراه با دگرسانی ژاسپروئید است. این کانی‌سازی متفاوت از کانی‌سازی اصلی در بخش‌هایی از منطقه (در بخش‌هایی از جنوب معدن نسیم و از شمال معدن چشمه‌هادی تا روستای چشمه‌هادی) در امتداد گسل‌های شمال‌شرقی - جنوب‌غربی مشاهده می‌شود. این زون سیلیسی در سنگ‌های آتشفشانی و واحدهای رسوبی



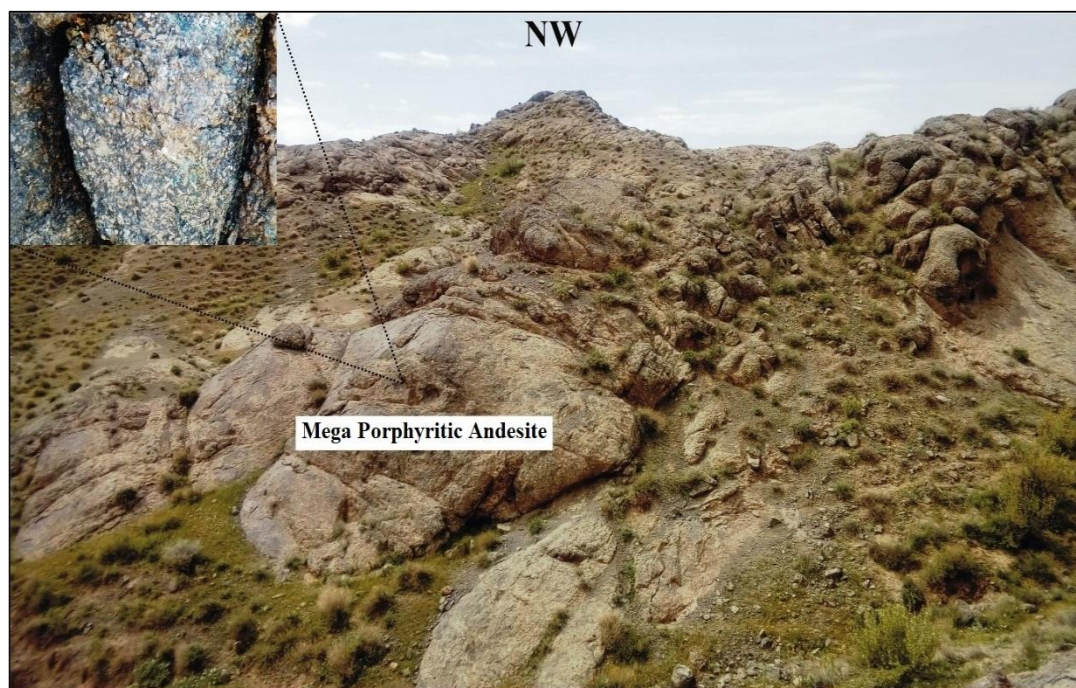
شکل ۱۸. A: واحدهای زمین‌شناسی و ساختارهای زمین‌ساختی در قسمتی از پیت در حال استخراج معدن نسیم، B: کنگلومرای حاوی کالکوسیت (فلش سبز رنگ) و C مس طبیعی

Fig. 18. A: Geological units and tectonic structures in a part of the pit being extracted in Nesim mine, B: conglomerate containing chalcocite (green arrow), and C: native copper



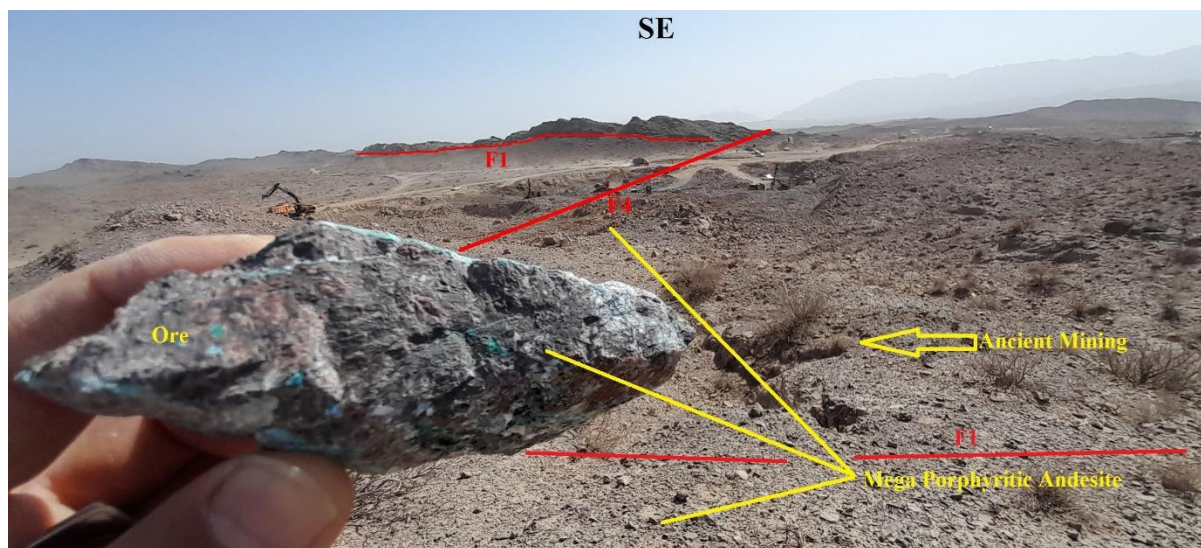
شکل ۱۹. نمایی از واحد آندزیتی کانسار مس سرخ

Fig. 19. A view of andesite of the Mes e sorkh deposit



شکل ۲۰. نمایی از واحد آندزیتی کانسار مس نسیم

Fig. 20. A view of andesite of the Nasim deposit



شکل ۲۱. کانی‌سازی مس با کنترل‌کننده ساختاری در واحد آندزیت - معدن ۸ نسیم

Fig. 21. Copper mineralization in andesite unit with structural control-Nasim8 Mine



شکل ۲۲. A و B: سیلیس ریزبلور - کمر بند بردسکن درونه - کانسار چشمه هادی

Fig. 22. A and B: Cryptocrystalline silica-Bardaskan Dorunch Belt-Cheshmeh Hadi deposit

گسل درونه

بزرگ‌ترین عامل ساختاری تأثیرگذار بر محدوده مورد بررسی گسل درونه و یا همان گسل کویر بزرگ است. این گسل یکی از گسل‌های تراگذر اصلی در آسیای مرکزی است که با هندسه خمیده از ناحیه انارک در غرب ایران مرکزی تا محدوده هرات در افغانستان غربی به طول حدود ۹۰۰ کیلومتر گسترش دارد. برخی پژوهشگران خمیدگی و تمایل رو به جنوب این گسل را در اثر فعالیت گسل هریرود می‌دانند. این سامانه گسلی حرکت چپ‌گرد جدیدی به اندازه $2/4 \pm 0/3$ میلی‌متر بر سال را در حاشیه شمالی خرد قاره ایران مرکزی نشان می‌دهد.

پس از گسل زاگرس، گسل درونه یکی از مهم‌ترین و طولی‌ترین ساختارهای خطی ایران است. این گسل را به عنوان مرز شمالی بلوک لوت دانسته‌اند. سامانه گسلی درونه را می‌توان به عنوان امتداد بخش غربی سامانه گسلی راست‌گرد هرات به حساب آورد که خود میان هندوکش و هرات در افغانستان مرکزی بیش از ۱۰۰۰ کیلومتر طول دارد. به نظر می‌رسد این دو سامانه گسلی (هرات و درونه) باقی‌مانده سامانه پیوسته‌ای در آسیای مرکزی هستند که حدود ۲۰۰۰ کیلومتر طول دارند و احتمالاً در زمین‌درز مزوزوئیک پیشین تشکیل شده‌اند. ساختمان‌های کنونی این دو سامانه گسلی در سنوزوئیک دوباره فعال شده‌اند و دو حرکت مخالف هم را نشان می‌دهند (سامانه چپ‌گرد گسل درونه و سامانه راست‌گرد گسل هرات). جابه‌جایی دو گسل درونه و هرات در حدود ۱۰۰ کیلومتر است. به نظر می‌رسد حرکت چپ‌گرد گسل هریرود باعث جدایی و جابه‌جایی این دو گسل شده است. در امتداد این دو گسل، بلوک‌ها به صورت چپ‌گرد و راست‌گرد حرکت کرده‌اند. بر اساس ریخت‌شناسی و هندسه زون گسلی، سامانه کمّانی شکل گسل درونه به سه بخش شرقی، مرکزی و غربی تقسیم می‌شود. بخش شرقی با روند شمال‌غرب- جنوب‌شرق طولی حدود ۳۰۰ کیلومتر دارد و از غرب افغانستان تا جنوب تربت‌حیدریه کشیده شده است. این بخش به شاخه‌های نیمه موازی تقسیم می‌شود که حرکت چپ‌گرد و تراستی را نشان می‌دهند.

بخش مرکزی با روند شرقی- غربی با طول ۱۳۰ کیلومتر از بخش جنوبی کوه‌سرخ تربت‌حیدریه در شرق، تا انابد در غرب امتداد دارد. این بخش شامل گسل‌های نیمه موازی امتدادلغز با مؤلفه معکوس است و رسوبات نئوژن کواترنری را در بیشتر طول خود به صورت چپ‌گرد جابه‌جا و قطع می‌کند. گسل چپ‌گرد تکنار به طول ۱۱۰ کیلومتر در شمال کوه‌سرخ قرار دارد و به عنوان شاخه‌ای از بخش مرکزی در نظر گرفته می‌شود. بخش غربی با روند شمال‌شرق- جنوب‌غرب در طول دشت کویر به طول ۴۶۷ کیلومتر از روستای انابد در شرق تا ناحیه انارک در غرب کشیده شده است. بخش غربی گسل دارای حرکت چپ‌گرد و شبکه‌ای از شاخه‌های نیمه موازی با گسل است.

گسل تکنار

این گسل دارای روند شمال‌شرقی- جنوب‌غربی است و از نظر جغرافیایی و زمین‌شناختی به گونه‌ای است که مرز بین رخنمون‌های پنجره فرسایشی تکنار و مجموعه افیولیتی- آتشفشانی حلقه افیولیتی سبزوار، تربت‌حیدریه - فریمان را تعیین می‌کند. گسل تکنار در حقیقت یک گسل معکوس طولی با زاویه (تا ۸۰ درجه) است که سبب قرارگیری سنگ‌های افیولیتی کرتاسه بالایی روی واحدهای سنگی کهن تر (برحسب موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناختی) شده است. این گسل در ادامه غربی در شمال‌غربی درونه با گسل درونه یکی می‌شود و در جهت شرقی در بعضی نقاط زیر پوشش نهشته‌های کواترنر، منطقه راش- شمال کاشمر، قرار می‌گیرد؛ ولی در رخنمون‌های سنگی و سازندها مرز میان مجموعه‌های افیولیتی حلقه نائین- فریمان- تربت‌جام را رقم زده است. یک جنبش راست‌گرد و افقی را در طول گسل تکنار می‌توان تشخیص داد.

در مقیاس منطقه‌ای ساختارهای گسلی متنوعی با جهت‌گیری‌های مختلف وجود دارد. دسته اول که مهم‌ترین سامانه گسلی در منطقه با راستای شمال‌شرقی- جنوب‌غربی و شرقی- غربی (F1 و F3) است.

شیمی محلول

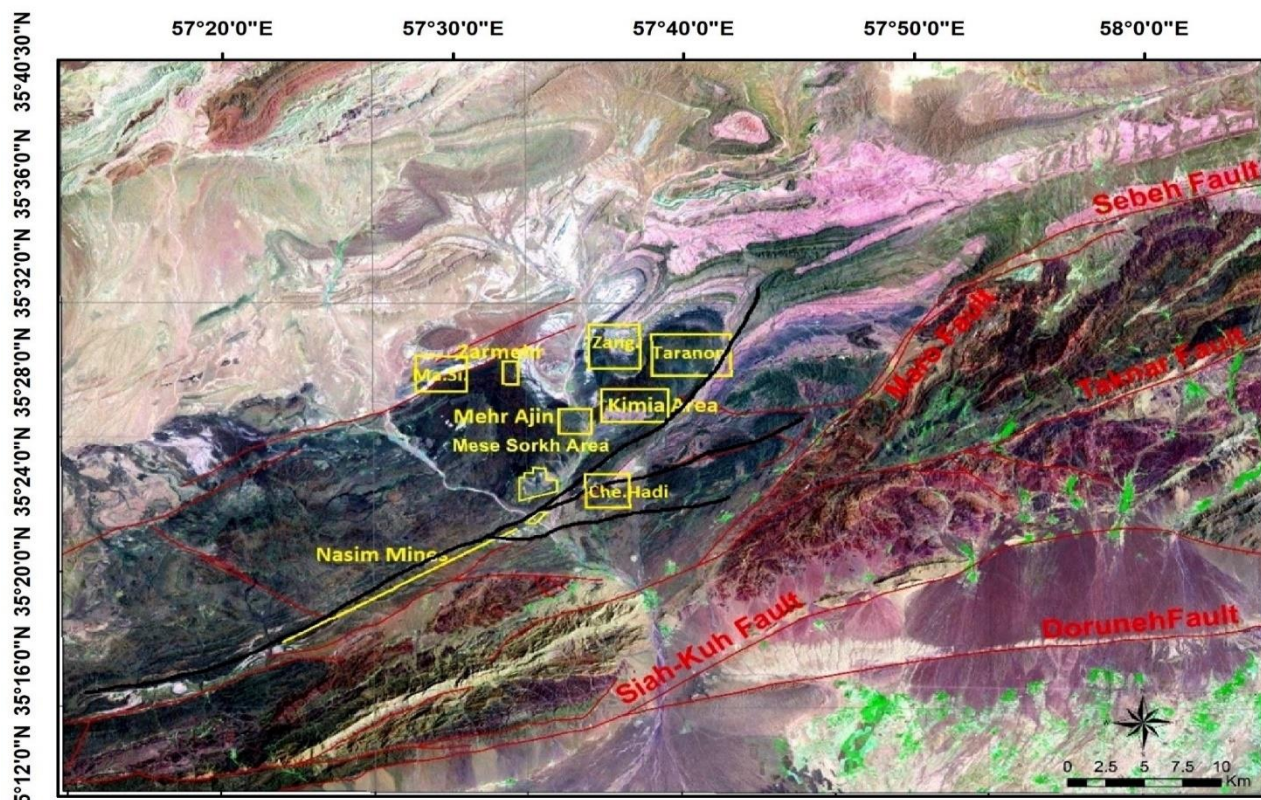
در تمام مس مانتوی پنجره بردسکن کالکوسیت مهم‌ترین کانی مس همراه با مالاکیت و به مقدار کمتری آزوریت است. میزان مس در کالکوسیت ۷۹ درصد و فقیر از آهن، در مالاکیت ۵۷ درصد و در آزوریت ۵۵ درصد است (جدول ۱ و شکل ۲۵) کالکوسیت به صورت رگچه‌ای و پراکنده در داخل کنگلومرا وجود دارد. پیریت معمولاً در تمامی توالی رسوبی به صورت جزئی مشاهده می‌شود و ارتباطی با کالکوسیت ندارد و نمی‌تواند هم‌یافت کالکوسیت باشد. کوارتز به صورت رگچه‌ای و در بخش‌هایی از منطقه وجود دارد؛ ولی با کالکوسیت مشاهده نمی‌شود. مواد آلی همراه با کالکوسیت مشاهده می‌شود. در نهایت محلول گرمایی غنی از مس، فقیر از سیلیس و آهن بوده و حالت احیایی داشته است.

دسته دوم، ساختارهای گسلی با راستای شمال‌غربی - جنوب‌شرقی (F4 و F5) که بیشترین جابه‌جایی را در واحدهای سنگی و واحد میزبان کانی‌سازی داشته است.

دسته سوم، ساختارهای گسلی با راستای شمالی - جنوبی (F6 و F2) در منطقه است.

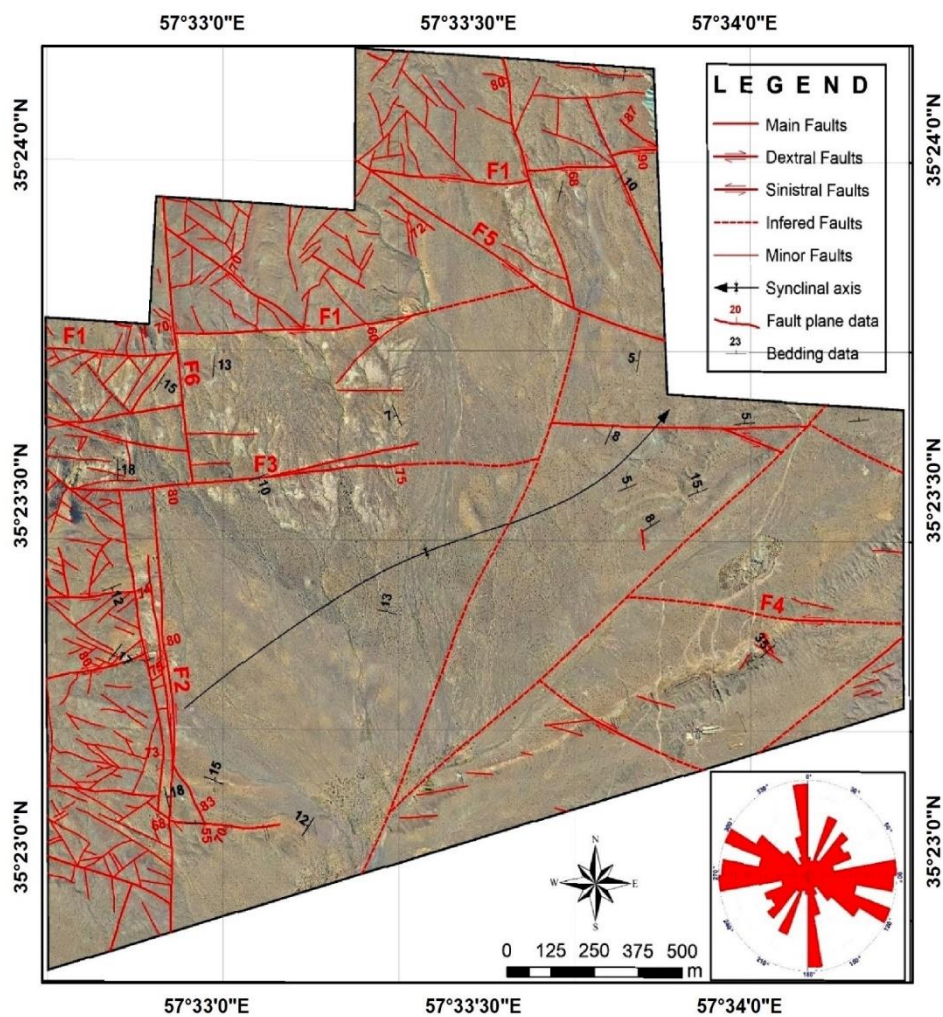
در امتداد شمال شرقی - جنوب‌غربی شواهدی از گسل تراست هم مشاهده می‌شود که نیاز به بررسی دارد (خط‌های مشکی روی نقشه ساختاری شکل ۲۳).

نقشه ساختاری معادن مس زرمهر، کیمیا، مس سرخ، مجموع معادن مس نسیم تهیه‌شده نقشه ساختاری معادن مس سرخ که تقریباً در مرکز این پنجره است، به همین صورت است (شکل ۲۴).



شکل ۲۳. نقشه ساختاری منطقه بردسکن درونه به همراه جانمایی کانسارهای مس

Fig. 23. Structural map of the Bardaskan Doruneh region with the location of copper deposits

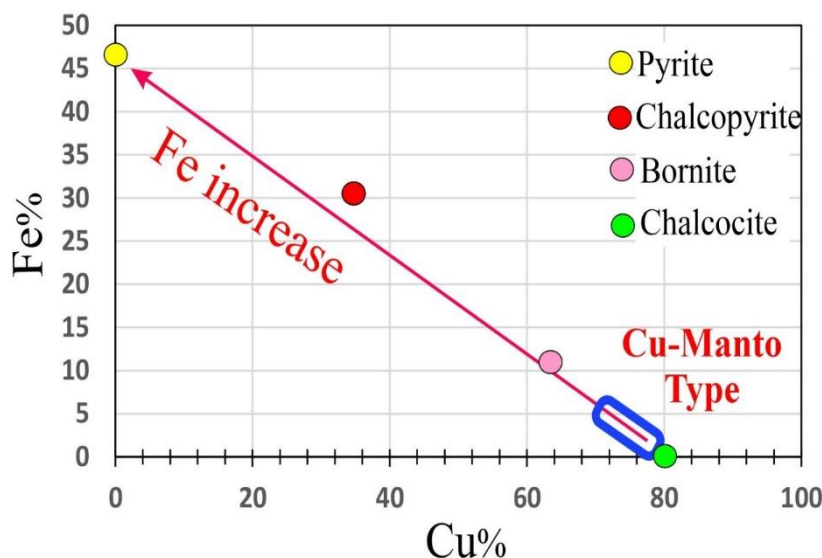


شکل ۲۴. نقشه ساختاری کانسار مس سرخ

Fig. 24. Structural map of the Mes-e-sorkh deposit

جدول ۱. مقایسه برخی از کانی‌های مس از نظر میزان Cu , S , Fe , O , CO_2 Table 1. Comparison of some copper minerals in terms of the amount of Cu , S , Fe , O , CO_2

Mineral	Cu%	S%	Fe%	O%	$\text{CO}_2\%$	
Cu_2S	79.85	20.15	-	-	-	Chalcocite
CuS	66.46	35.50	-	-	-	Covellite
Cu_5FeS_4	63.31	25.56	11.1	-	-	Bornite
CuFeS_2	34.5	35	30.4	-	-	Chalcopyrite
Cu_2O	88.82	-	-	11.18	-	Cuprite
CuO	79.89	-	-	20.11	-	Tenorite
$\text{Cu}_2\text{CO}_3(\text{OH})_2$	57.50	-	-	36.18	20	Malachite
$\text{Cu}_2(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$	55.31	-	-	37.1	25.5	Azurite



شکل ۲۵. نمایش تغییرات میزان مس و آهن در کالکوسیت، بورنیت، کالکوپیریت و پیریت

Fig. 25. Showing the change of Cu and Fe contents in chalcocite, bornite, chalcopyrite and pyrite

نتیجه‌گیری

دلیل نیروهای زمین‌ساختی اعمال شده و تشکیل ساختارهای گسلی، نظم و توالی واحدها دچار جابه‌جایی و به هم ریختگی شده است.

ساختارهای گسلی: دسته اول ساختارهای گسلی با راستای شمال‌شرقی - شرق به جنوب‌غربی - غرب از مهم‌ترین ساختارهای گسلی هستند. این ساختارهای گسلی مرز بین واحد آندزیتی با واحدهای رسوبی را تشکیل می‌دهند و در طول آن رخمون سطحی کانی‌سازی مشاهده می‌شود و از جمله ساختارهای قدیمی در منطقه است؛ زیرا که بارها توسط ساختارهای گسلی دیگر قطع و جابه‌جا شده است.

دسته دوم ساختارهای با راستای شمالی - جنوبی هستند و سبب ایجاد جابه‌جایی‌هایی در واحد میزبان کانه‌زایی شده‌اند. این سامانه گسلی که خود از چند ساختار گسلی موازی یکدیگر تشکیل شده است، سبب ایجاد فضاهای ثانویه و تشدید کانی‌سازی و در نتیجه افزایش عیار شده است. در بعضی از بخش‌های منطقه با پیوستن این گسل‌های موازی به هم و عمیق‌شدن حوضه شدت کانی‌سازی بیشتر شده است.

واحدهای سنگی در زون کانی‌سازی به ترتیب از قدیم به جدید شامل بازالت، آندزیت‌بازالت، آندزیت، کنگلومرا با قطعه‌های بیشتر آتشفشانی، سنگ آهک، سیلتستون، مارن و رسوبات تبخیری شامل مارن‌های گچ‌دار است. امتداد کلی این توالی سنگ‌شناختی به صورت شمال‌شرق - جنوب‌غرب است. کانه‌زایی درون واحد کنگلومرا رخ داده است. کنگلومرا بر اساس اندازه قطعه‌ها، جنس قطعه‌ها و سیمان انواع مختلفی دارد که نوع کنگلومرا تأثیر زیادی در کانه‌زایی و تغییرات عیاری دارد کنگلومرا به واسطه تخلخل، سنگ میزبان مناسبی برای کانه‌زایی بوده است. شیب و امتداد ماده معدنی از شیب و امتداد واحدهای سنگ‌شناختی محدوده پیروی می‌کند و کانسار از نوع چینه‌کران است. زون کانه‌زایی با ضخامت متغیر بین ۲ تا ۶ متر است (در برخی نقاط به دلیل عملکرد گسله‌ها ضخامت افزایش می‌یابد). شیب ماده معدنی در بخش‌های مختلف متغیر بوده و بین ۱۵ تا ۸۰ درجه به سمت جنوب و جنوب‌شرق است. بافت کانه‌زایی بیشتر پراکنده و رگچه‌ای بوده و اغلب به صورت کانی کالکوسیت قابل مشاهده است. در برخی نقاط به

دسته سوم دارای روند شمال غربی - جنوب شرقی و با مؤلفه امتداد لغز راست گرد و کمتر چپ گرد هستند. این ساختارها از مهم ترین ساختارهای گسلی منطقه هستند که بیشترین جابه‌جایی در واحدهای سنگی منطقه و به خصوص واحد میزبان کانی‌سازی را سبب شده‌اند.

قدردانی

این پژوهش با حمایت مالی معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه

تعارض منافع

هیچ گونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده است.

فردوسی مشهد طی طرح شماره ۵۹۷۴۵/۳ مورخ ۱۴۰۳/۰۱/۳۱ انجام شده است. از شرکت کومه معدن پارس، شرکت پارسی کان‌کاو، شرکت مه‌اد و شرکت زرمهر تهران اوکسین برای همکاری در این پژوهش صمیمانه سپاسگزاریم.

References

- Abolipour, M., Rastad, E. and Rashidnejadomran, N., 2015. Manto-type copper mineralization in pyrobitumen-bearing porphyritic andesite, Koshkouieh district of Rafsanjan, Dehaj-Sardoie subzone. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 24(95): 123–144.
<https://doi.org/10.22071/gsj.2015.42418>
- Alizadeh, V., Momenzadeh, M. and Emami, M.H., 2012. Petrography, Geochemistry, Mineralogy, Fluid Inclusions and Mineralization Study of Vorezg- Qayen Copper Deposit. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 22(86): 47–58.
<https://doi.org/10.22071/gsj.2012.54056>
- Boveiri Konari, M., Rstad, E., Kojima, S. and Rashidnejad Omran, N., 2013. Volcanic redbedtype copper mineralization in the Lower Cretaceous volcano-sedimentary sequence of the Keshtmahaki deposit, southern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, 190(2): 107–121. Retrieved April 18, 2023
<https://www.researchgate.net/publication/264972581>
- Eftekharnesjad, J., Aghanabati, A. and Hamzehpour, B., 1976. 1:250000 Kashmar geological map. Geological Survey and Mining Exploration of Iran.
- Ghelichkhani, M. and Malekzadeh Shafaroudi, A., 2018. Geology, alteration, mineralization, geochemistry of Zangalou copper mine area. 10th National Symposium of Economic Geology of Iran, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran.
- Ghelichkhani, M., Malekzadeh Shafaroudi, A., Karimpour, M.H. and Hommam, M., 2021. Petrography, geochemistry and tectonic setting of NW Bardaskan volcanic rocks: a case study of Zangalou mine, *Petrological Journal*, 12(2): 1–22.
<https://doi.org/10.22108/ijp.2021.125200.1204>
- Jabbari, E., Malekzadeh Shafaroudi, A. and Karimpour, M.H., 2017. Kalabri stratabound (manto-type) copper deposit in Eocene volcanicsedimentary complex of NW Bardaskan, NE Iran. *Advanced Applied Geology*, 7(1): 1–19. (in Persian)
<https://doi.org/10.22055/AAG.2017.13066>
- Mahvashi, M. and Malekzadeh Shafaroudi, A., 2016. Cheshmegaz (Nasim) copper deposit, NW Bardaskan, mineralogy, alteration, geochemistry and model determining. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 24(3): 41–434. (in Persian). <http://ijcm.ir/article-1-76-fa.html>
- Maghfouri, S., Hosseinzadeh, M.R., Moayyed, M., Movahednia, M. and Choulet, F., 2017. Geology, mineralization and sulfur isotopes geochemistry of the Mari Cu (Ag) Manto-type deposit, northern Zanjan, Iran. *Ore Geology Reviews*, 81(1): 10–22.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.10.025>
- Maghfouri, S. and Movahednia, M., 2015. Investigation of geology and mineralization of Abbas Abad copper deposit and camper with Mantotype deposit. 18th Symposium on Iranian Geosciences, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran. (in Persian) Retrieved April 19, 2023
<https://civilica.com/doc/391458/download>
- Qaemi F. and Mousavi Harami R., 2006, map 1:100000, Iran Geological and Mineral Exploration Organization.
- Soltani, A. and Fardost, F., 2016. Mineralogy, geochemistry and genesis of Abri copper deposit, Dari and Cheshme Marzieh, northwest of Doruneh. M.Sc. Thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran, 212 pp.
- Shahrabi, M. Hosseini, M. and Shabani, K., 2006, geological map 1:100000 Bardaskan, Geological and Mineral Exploration Organization of Iran.
- 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>



RESEARCH ARTICLE



10.22067/ECONG.2024.1091



Petrogenesis of melanite-garnets in monzodiorites from SW of Jandaq (NW of Central-East Iranian Microcontinent)

Ahmad Jamshidzai¹, Khadijeh Khalili^{2*}, Ghodrat Torabi³

¹ Ph.D., Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran

² Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Payam Noor University of Tehran, Tehran, Iran

³ Professor, Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 17 November 2023
Revised: 06 May 2024
Accepted: 11 May 2024

Keywords

Petrogenesis
Melanite-Garnet
Monzodiorite
Endo-skarn
Jandaq
Central-East Iranian
Microcontinent

ABSTRACT

The Godar-e-Siah Eocene monzodiorite stock is located in the southwest of the Jandaq area (NE of Isfahan) and northwest of the Central-East Iranian Microcontinent (CEIM). The main minerals in these monzodiorites are plagioclase, K-feldspar, clinopyroxene, phlogopite, and garnet, which are set in a fine-grained groundmass of feldspars. The main textures are granular, porphyritic, and poikilitic. In some cases, these rocks contain euhedral to subhedral garnet crystals with inclusions of the igneous clinopyroxene and groundmass minerals including feldspar and graphite. These garnets exhibit Ti-andradite and Ca-melanite composition from the solid solution series of andradite-grossular. The chemical zoning patterns of the studied garnets confirm that these garnets have a non-magmatic origin and metamorphic nature. In the investigated monzodiorites, the presence of euhedral garnet crystals with inclusions of igneous clinopyroxenes metasomatic scapolite, and metasomatic phlogopite shows that these garnets are of metasomatic origin, which formed due to the alteration of igneous clinopyroxenes. All geochemical and petrographic evidences from the studied garnets indicate that they have formed as a result of the intrusion of Eocene monzodiorites into the carboniferous limestones (or dolomites), leading to the creation of endoskarn or reactions skarn that can be distinguished at the millimetric scale in microscopic studies.

*Corresponding author

Khadijeh Khalili
✉ khalikhadijeh@pnu.ac.ir

How to cite this article

Jamshidzai, A., Khalili, Kh. and Torabi, Gh., 2024. Petrogenesis of melanite-garnets in monzodiorites from SW of Jandaq (NW of Central-East Iranian Microcontinent). *Journal of Economic Geology*, 16(2): 61–94. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/ECONG.2024.1091>



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

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

Garnet is a general mineral forms in metamorphic rocks derived from the sedimentary and igneous protoliths and at all metamorphic grades above the greenschist facies (Baxter et al., 2017). However, the presence of garnet in certain types of igneous rocks, such as peraluminous granite and ultramafic rocks in the upper mantle, introduces complexities in unraveling the petrogenesis of garnets in igneous and metamorphic rocks (Rong et al., 2018). Titanium-rich garnets are enriched in andradite, occur in various types of rocks, including a variety of igneous rocks, encompassing trachytes and phonolites (Dingwell and Brearley 1985), syenites and carbonatites, nephelinites and tephrites (Gwalani et al., 2000), as well as ultramafic lamprophyres, rodingites (Schmitt et al., 2019); high temperature metamorphic rocks and skarns.

The composition of titaniferous garnets besides their paragenetic relationships is one of the significant petrology factors (Chakhmouradian and McCammon, 2005).

The study area is situated in the northwestern part of the CEIM (northwestern part of the Yazd block), and southwest of the Jandaq City. The rock units of the Jandaq area are mainly include Paleozoic metamorphic rocks, Upper Paleozoic sedimentary rocks, Cretaceous and Paleocene sediments, Eocene intrusive rocks, Eocene subvolcanic (dikes) and volcanic rocks (Jamshidzaei et al., 2021), the Pis-Kuh upper Eocene sedimentary rocks (flysch), and Early Oligocene lamprophyric rocks, and alkali basalts (Torabi, 2010; Berra et al., 2017; Sargazi et al., 2019; Jamshidzaei et al., 2021). In this paper, the chemical characteristics of the monzodiorite stock and origin of garnet mineral are discussed.

Material and methods

To determine the chemical compositions of minerals, JEOL JXA-8800 WDS at the Department of Earth Science, Kanazawa University, Kanazawa, Japan was used. Chemical analyses of minerals was performed under an accelerating voltage of 20 kV, a probe current of 20 nA, and a focused beam diameter of 3 μ m. The ZAF program was used for data correction. Natural minerals and synthetic materials with well-characterized compositions serve as standards for calibration and validation purposes.

The $Fe^{2+}\#$ and $Mg\#$ parameters of minerals are represented by the atomic ratios of $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ and $Mg/(Mg+Fe^{2+})$, respectively. To recalculate the FeO and Fe_2O_3 concentrations from $Fe_2O_3^*$, recommended ratios of Middlemost (1989) is used. The mineral abbreviations used in this context are derived from Whitney and Evans (2010).

Results and discussion

The monzodiorites of the Godar-e-Siah area mostly show fine to coarse-grained granular, porphyritic and poikilitic textures. These rocks are mesocrate in color, displaying massive and mineralogically homogeneous nature in their outcrops. K-feldspars are the primary minerals and garnet mineral is imposed on these rocks. The main minerals of this monzodiorite stock are plagioclase, K-feldspar, clinopyroxene, phlogopite, and garnet, set in a fine-grained matrix of feldspars. These rocks have mainly granular, porphyritic, and poikilitic textures. In some cases, these rocks contain euhedral to subhedral garnet crystals with inclusions of igneous clinopyroxene and groundmass minerals including feldspar and graphite. These garnets have a composition of Ti-garnet and Ca-melanite from the solid solution series of andradite-grossular. Based on the EPMA data, the clinopyroxenes show diopside to hedenbergite compositions, indicating that two types of clinopyroxene are in these rocks. The first group of this mineral contain MgO (6.9-10.20 wt.%), FeO^* (11-16.88 wt.%), Al_2O_3 (2-5.84), and Na_2O (1.1-1.9 wt.%), is reactive pyroxenes. The second category contains MgO (9.98-12.89 wt.%), FeO^* (9.13-13.87 wt.%), Al_2O_3 (1.82-3.11 wt.%), and Na_2O (0.7-1.42% Wt.%), is igneous pyroxenes. Chemistry of the pyroxenes reveals that reactive pyroxenes have higher concentrations of FeO^* and Al_2O_3 than igneous pyroxenes. Chemistry of the feldspars indicates that the K-feldspars is orthoclase in composition. Also, chemical analyses of mica show that these minerals contain high concentrations of MgO (21.54-22.60 wt.%) and low values of Al_2O_3 (12.89-13.30 wt.%). The mica from the studied rocks of the Jandaq area plots in the phlogopite field. The garnet grains in these rocks contain 61.94-66.39 mol.% almandine ($Fe_2Al_2Si_3O_{12}$), 18.60-23.40 mol.% grossular ($Ca_3Al_2Si_3O_{12}$), 10.06-15.11 mol.% pyrope ($Mg_2Al_2Si_3O_{12}$), and 1.09-4.32 mol.% spessartine ($Mn_2Al_2Si_3O_{12}$). These garnets have a composition of Ti-garnet and Ca-melanite from the

solid solution series of andradite-grossular. The chemical zoning patterns of the studied garnets confirm that these garnets have a non-magmatic origin and metamorphic nature. The presence of discontinuous chemical zoning and the pattern of variations in the end-member compositions of these garnets indicate that they were formed under disequilibrium conditions accompanied by changes in the environmental oxidation conditions. In the studied monzodiorites, the presence of euhedral garnet crystals with inclusions of igneous clinopyroxenes, metasomatic scapolite, and metasomatic phlogopite shows that these garnets are of metasomatic origin which formed due to the alteration of igneous clinopyroxenes. The

geochemical characteristics and petrographic evidences from the studied garnets; including the presence of euhedral crystals with distinct boundaries to contact minerals, the occurrence of inclusions of background minerals and igneous clinopyroxenes in the garnets, as well as the presence of discontinuous chemical zoning, confirms that they have formed as a result of the intrusion of Eocene monzodiorites into the carboniferous limestones (or dolomites), leading to the creation of endoskarn or reactions skarn.

Acknowledgments

The authors thank the University of Isfahan for financial supports.



پتروژنز گارنت- ملانیت‌ها در مونزودیوریت‌های جنوب غرب جندق (شمال غرب خرد قاره شرق- ایران مرکزی)

احمد جمشیدزایی^۱، خدیجه خلیلی^۲، قدرت ترابی^۳

^۱ دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

^۲ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

^۳ استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

چکیده

استوک مونزودیوریتی گدارسیاه با سن ائوسن زیرین در جنوب غربی شهر جندق (شمال شرق اصفهان) و شمال غربی خرد قاره شرق- ایران مرکزی قرار دارد. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده این مونزودیوریت‌ها پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، کلینوپیروکسن، فلوگوپیت و گارنت است که در زمینه‌ای ریز بلور از فلدسپار قرار گرفته‌اند. بافت اصلی این سنگ‌ها گرانولار، پورفیریتیک و پوئی کلیتیک است. در برخی موارد، این نمونه‌ها حاوی بلورهای شکل دار تا نیمه شکل دار گارنت هستند که در آنها ادخال‌هایی از کلینوپیروکسن آذرین و کانی‌های زمینه شامل فلدسپار و گرافیت دیده می‌شود. این گارنت‌ها از نوع آندرادیت غنی از تیتان و ملانیت کلسیم‌دار از سری محلول جامد آندرادیت- گروسولار است. الگوی منطقه‌بندی شیمیایی در گارنت‌های مورد بررسی تأیید می‌کند که این کانی‌ها دارای منشأ غیرماگمایی و از نوع دگرگونی هستند. وجود منطقه‌بندی شیمیایی ناپيوسته و الگوی تغییرات اعضای پایانی این گارنت‌ها نشان می‌دهد که آنها در شرایط عدم تعادل همراه با تغییر در شرایط اکسایش محیط تشکیل شده‌اند. وجود درشت‌بلورهای شکل دار گارنت با ادخال‌هایی از کلینوپیروکسن‌های آذرین، اسکاپولیت حاصل از تجزیه پلاژیوکلازها و فلوگوپیت‌هایی با منشأ دگرگونی در مونزودیوریت‌های مورد بررسی نشان می‌دهد که گارنت‌های مورد بررسی دارای منشأ دگرگونی متاسوماتیک هستند و به خرج کلینوپیروکسن‌های آذرین تشکیل شده‌اند. تمام شواهد زمین‌شیمیایی و سنگ‌نگاری گارنت‌های مورد بررسی تأیید می‌کند که در اثر نفوذ توده مونزودیوریتی گدارسیاه با سن ائوسن زیرین، در رسوبات آهکی (دولومیتی) کریونفر، اندواسکارن یا اسکارن واکنشی تشکیل شده است که در مقیاس میلی متری در بررسی‌های میکروسکوپی به خوبی قابل تشخیص است.

اطلاعات مقاله

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۸/۲۶

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۳/۰۲/۱۷

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۲/۲۲

واژه‌های کلیدی

پتروژنز
ملانیت- گارنت
مونزودیوریت
اندواسکارن
جندق
خرد قاره شرق- ایران مرکزی

نویسنده مسئول

خدیجه خلیلی

khalilikhadijeh@pnu.ac.ir ✉

استناد به این مقاله

جمشیدزایی، احمد؛ خلیلی، خدیجه و ترابی، قدرت، ۱۴۰۳. پتروژنز گارنت- ملانیت‌ها در مونزودیوریت‌های جنوب غرب جندق (شمال غرب خرد قاره شرق- ایران مرکزی). زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۶(۲): ۹۴-۹۴. <https://doi.org/10.22067/ECONG.2024.1091>

مقدمه

فرمول عمومی گارنت به صورت $R_3R'_2(SiO_4)_3$ است که در جایگاه R، کاتیون‌های دو ظرفیتی (Ca^{2+} و Mn^{2+} ، Fe^{2+} ، Mg^{2+}) و در جایگاه R'، کاتیون‌های سه ظرفیتی (Mn^{3+} ، Cr^{3+} ، Al^{+3}) قرار می‌گیرند (Locock, 2008; Li et al., 2010). معمولاً بیش از یک کاتیون در جایگاه R و R' قرار می‌گیرد و بر همین اساس بلورهای گارنت به صورت سری‌های ایزومورف (محلول جامد) رشد می‌کنند. اگر Al^{+3} در جایگاه R' قرار گیرد، سری محلول جامد پیرالسپیت و اگر Ca در موقعیت R قرار بگیرد، سری محلول جامد اوگراندیت حاصل می‌شود. سری محلول جامد پیرالسپیت، شامل گارنت‌های غنی از Al (آلماندین، پروپ و اسپسارتین) و سری اوگراندیت شامل گارنت‌های غنی از Ca (آندرادیت، گروسولار و اواروویت) است (Grew et al., 2013).

گارنت به طور معمول در سنگ‌های دگرگونی به خصوص متاپلیت‌ها و اسکارنها مشاهده می‌شود (Deer et al., 1992; Baxter et al., 2017) و از آن می‌توان به عنوان کلیدی در رسم پیشینه سنگ‌های دگرگونی وابسته به آن استفاده کرد (Smith et al., 2004)؛ اما وجود گارنت در سنگ‌های آذرین از جمله گرانیتوئیدهای پرآلومینوس فلسیک و خیلی فلسیک ($SiO_2 \geq 70$ wt.%)، گرانیتهای نوع I، پگماتیت‌ها، آندزیت‌ها و داسیت‌هایی که حاصل ذوب بخشی رسوبات پلیتی در فشارهای بالا هستند ($P > 9$ kbar) نیز گزارش شده است (Deer et al., 1992; Dahlquist et al., 2007; Nouri et al., 2022). گارنت‌های موجود در لوکوگرانیتهای اغلب از نوع گروسولار و معمولاً دارای منطقه‌بندی پیوسته عادی هستند (Samadi et al., 2014; Rong et al., 2018). گارنت‌های موجود در سنگ‌های آندزیت، داسیت و پگماتیت بیشتر از نوع آلماندین هستند (Green, 1992; Lackey et al., 2012). اسپسارتین نیز فراوان‌ترین و معمول‌ترین نوع گارنت در پگماتیت‌های گرانیتهای آپلیت‌هاست (Samadi et al., 2014; London, 2014). گارنت‌های موجود در

سنگ‌های دگرگونی از نوع گروسولار- اسپسارتین (Hajialioghli and Moazzen, 2009; Moeinzadeh et al., 2019) و گارنت موجود در اسکارنها بیشتر از نوع آندرادیت- گروسولار هستند (Harangi et al., 2001; Baxter et al., 2013; Ayati, 2017; Chavideh et al., 2018). گارنت‌های آندرادیت غنی از Ti در انواع مختلف سنگ‌های آذرین قلیایی از جمله تراکیت و فونولیت (Dingwell and Brearley 1985)، سینیت و کربناتیت (Ramasamy, 2011; Saha et al., 1986)، نفلیت و تفریت (Gwalani et al., 2000)، لامپروفیرهای اولترامافیک (Tappe et al., 2004) و همچنین کیمبرلیت‌ها یافت می‌شود؛ اما در هم‌یافت سنگ‌های دگرنهاد، اسکارنها (Russel, 1999; Deer et al., 1992; Saha et al., 2011)، رودینگیت‌ها (Schmitt et al., 2019)، و به ندرت در سنگ‌های دگرگونی درجه پایین تا درجه بالا نیز یافت شده‌اند (Schingaro et al., 2016). آندرادیت تیتاندار (ملانیت) در محیط‌های ماگمایی به عنوان کانی فرعی، فقط در سنگ‌های تحت اشباع از سیلیس (سینیت، نفلیت، تفریت و کربناتیت) یافت می‌شود؛ اما این کانی همچنین توسط سیالات گرمابی وابسته به ماگماهای تحت اشباع از سیلیس و سیالات گرمابی متاسوماتیسم (اسکارنها) تشکیل می‌شود (Dingwell and Brearley 1985; Saha et al., 2011; Hajialioghli and Moazzen, 2009).

توده نفوذی گدارسیاه به صورت استوک و با ترکیب مونزودیوریتی در جنوب غرب شهر جندق در شمال غربی خرد قاره شرق- ایران مرکزی واقع شده است (شکل ۱). به طور کلی، این استوک در دو بخش مختلف رخمون دارد. رخمون اصلی آن در قسمت شمالی گدارسیاه و رخمون کوچک‌تر در قسمت جنوبی گدارسیاه وجود دارد (شکل ۲). بررسی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌ها در مونزودیوریت‌های منطقه مورد بررسی نشان داده است که مونزودیوریت‌های بخش شمالی گدارسیاه نسبت به بخش جنوبی، تغییرات ترکیب کانی‌شناسی

بارزی را نشان می‌دهند. مونزودیوریت‌های بخش شمالی گدارسیاه شامل کانی‌های پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، کوارتز و بیوتیت هستند که در زمینه‌ای ریزدانه از همین کانی‌ها قرار گرفته‌اند (Jamshidzaei et al., 2021)؛ در حالی که مونزودیوریت‌های بخش جنوبی گدارسیاه، شامل کانی‌های پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، کلینوپروکسن، فلوگوپیت و گارنت هستند که در زمینه‌ای ریزبلور از فلدسپار قرار گرفته‌اند. از مهم‌ترین ویژگی‌های این نمونه‌ها وجود گارنت در برخی از این نمونه‌هاست. با توجه به اینکه گارنت از کانی‌های شاخص جهت شناسایی تاریخچه سنگ‌هاست، در این پژوهش، سنگ‌نگاری و شیمی کانی گارنت‌های موجود در این توده مونزودیوریتی برای تعیین منشأ گارنت مورد بررسی قرار گرفته است.

زمین‌شناسی عمومی

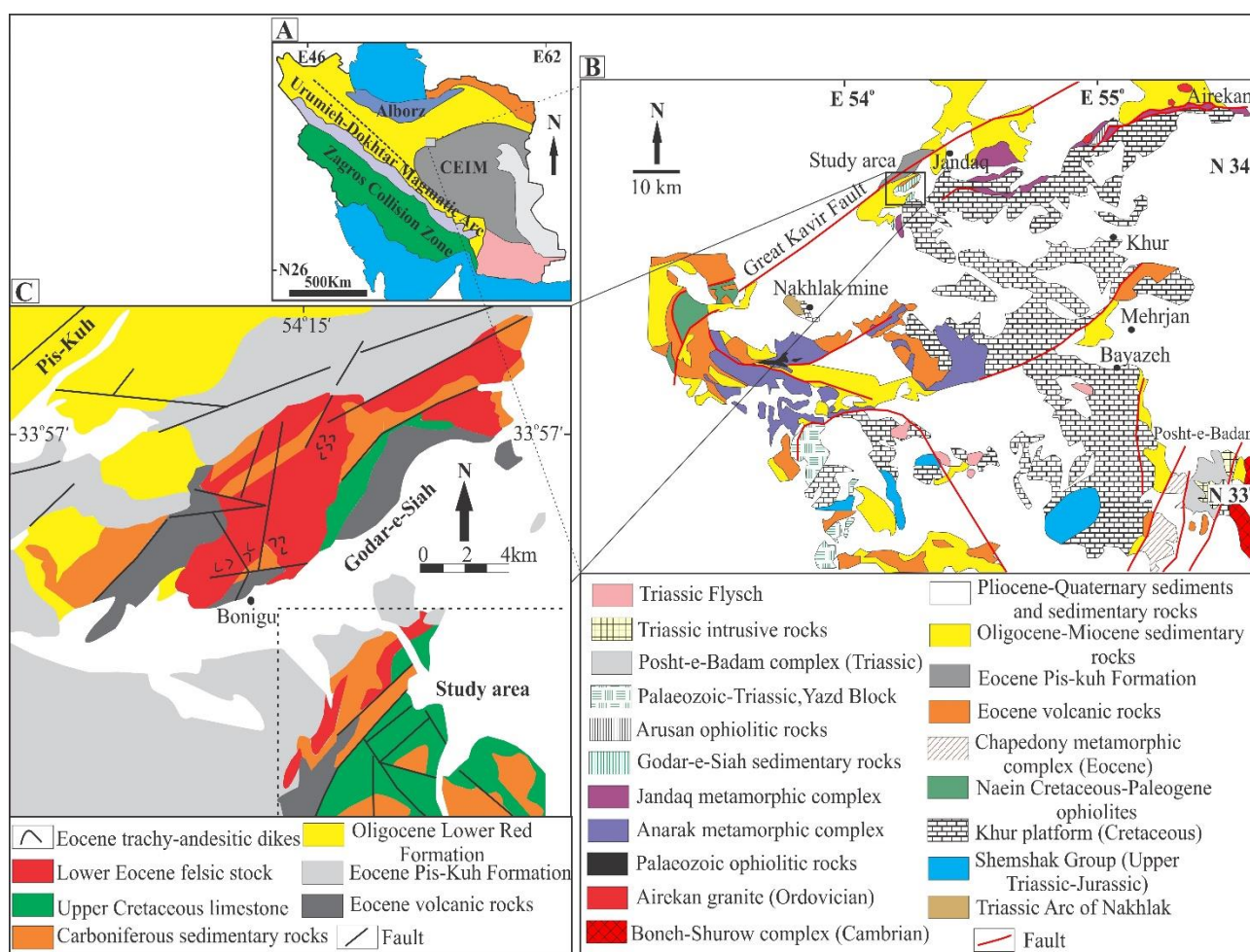
توده نفوذی گدارسیاه با روند شمال-شرق - جنوب غرب در جنوب غربی شهر جندق (شمال شرق اصفهان) و در مجاورت گسل کویر بزرگ قرار دارد. این منطقه از لحاظ تقسیم‌های زمین‌شناسی ایران بخشی از خرد قاره شرق - ایران مرکزی است. خرد قاره شرق - ایران مرکزی در بخش شرقی نوار ماگمایی ارومیه - دختر قرار گرفته و بین گسل‌های کویر بزرگ، ناین - دهشیر - بافت، گسل نه‌بندان و مجموعه‌های افیولیتی محصور شده است. خرد قاره شرق - ایران مرکزی بر اساس فعالیت‌های زمین‌ساختی به سه واحد اصلی کوچک‌تر شامل بلوک یزد (ناین)، بلوک طبس (کرمان) و بلوک لوت تقسیم می‌شود. منطقه مورد بررسی در بخش شمال غربی بلوک یزد قرار گرفته است (شکل ۱- A).

در منطقه جندق واحدهای رسوبی، آذرین و دگرگونی با سن‌های مختلف رخنمون دارند (شکل ۱- B). واحدهای رسوبی منطقه با سن کربونیفر بالایی و پرمین از کنگلومرا، ماسه سنگ‌های قرمز تا سبز رنگ، سیلتستون و آهک با ضخامت کمتر تشکیل شده است (Aistov et al., 1984; Bagheri and Stampfli, 2008; Berra et al., 2017). علاوه بر این، در بخش‌هایی از گدارسیاه، سنگ آهک‌های کرتاسه بالایی نیز به مقدار خیلی کم رخنمون

دارند. واحدهای آذرین منطقه دارای امتداد شمال شرقی - جنوب غربی و شمالی - جنوبی بوده و شامل استوک مونزودیوریتی، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن، دایک‌های تراکی آندزیتی ائوسن، دایک‌های لامپروفیری پیسکوه و توده گرانیتوئیدی تویره هستند. سنگ‌های آتشفشانی ائوسن با ترکیب آندزیت، داسیت و ریولیت در بخش شمالی و جنوبی گدارسیاه رخنمون دارند (Bagheri and Stampfli, 2008; Berra et al., 2017). بررسی‌های انجام‌شده بر روی این سنگ‌ها بیانگر ایجاد آنها از یک ماگمای کالک‌آلکان پتاسیم بالا تا شوشونیتی است که در یک کمان ماگمایی و در ارتباط با فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس در غرب خرد قاره شرق - ایران مرکزی تشکیل شده است (Tabatabaei et al., 2013). در بخش شمالی و غربی گدارسیاه فلیش‌های پیسکوه رخنمون دارند. این رسوبات توسط یک سری دایک موازی قطع شده‌اند (Torabi, 2010). در بخش جنوب غربی گدارسیاه توده نفوذی گرانیتوئیدی تویره به سن ائوسن میانی رخنمون دارد. این سنگ‌ها ویژگی‌های مربوط به گرانیتوئیدهای نوع I را نشان می‌دهند (Sargazi et al., 2019). استوک مونزودیوریتی گدارسیاه در قسمت جنوبی و شرقی پیسکوه با طول حدود ۵ کیلومتر و عرض حدود ۱/۵ تا ۲ کیلومتر در راستای شمال شرق - جنوب غرب و به موازات گسل کویر بزرگ، رخنمون دارد. بررسی ترکیب شیمی سنگ کل استوک مونزودیوریتی جنوب گدارسیاه بیانگر ماهیت فلسیک و سدیک این نمونه‌هاست. همچنین، ماگمای مولد این نمونه‌ها دارای ماهیت کالک‌آلکان است و ویژگی زمین‌شیمیایی سری آداکیتی دارد (Jamshidzaei and Torabi, 2018; Jamshidzaei, 2021). رخنمون این استوک در دو بخش مختلف مشاهده می‌شود. رخنمون اصلی آن در بخش شمالی کوه گدارسیاه و رخنمون کوچک‌تر در بخش جنوبی گدارسیاه قرار دارد (شکل ۱- C). توالی واحدهای رسوبی گدارسیاه توسط این توده نفوذی قطع شده است. در بخش جنوبی گدارسیاه و در نزدیکی چاه بنی‌گو، استوک مونزودیوریتی در مجاورت سنگ‌های ولکانیک قرار گرفته است.

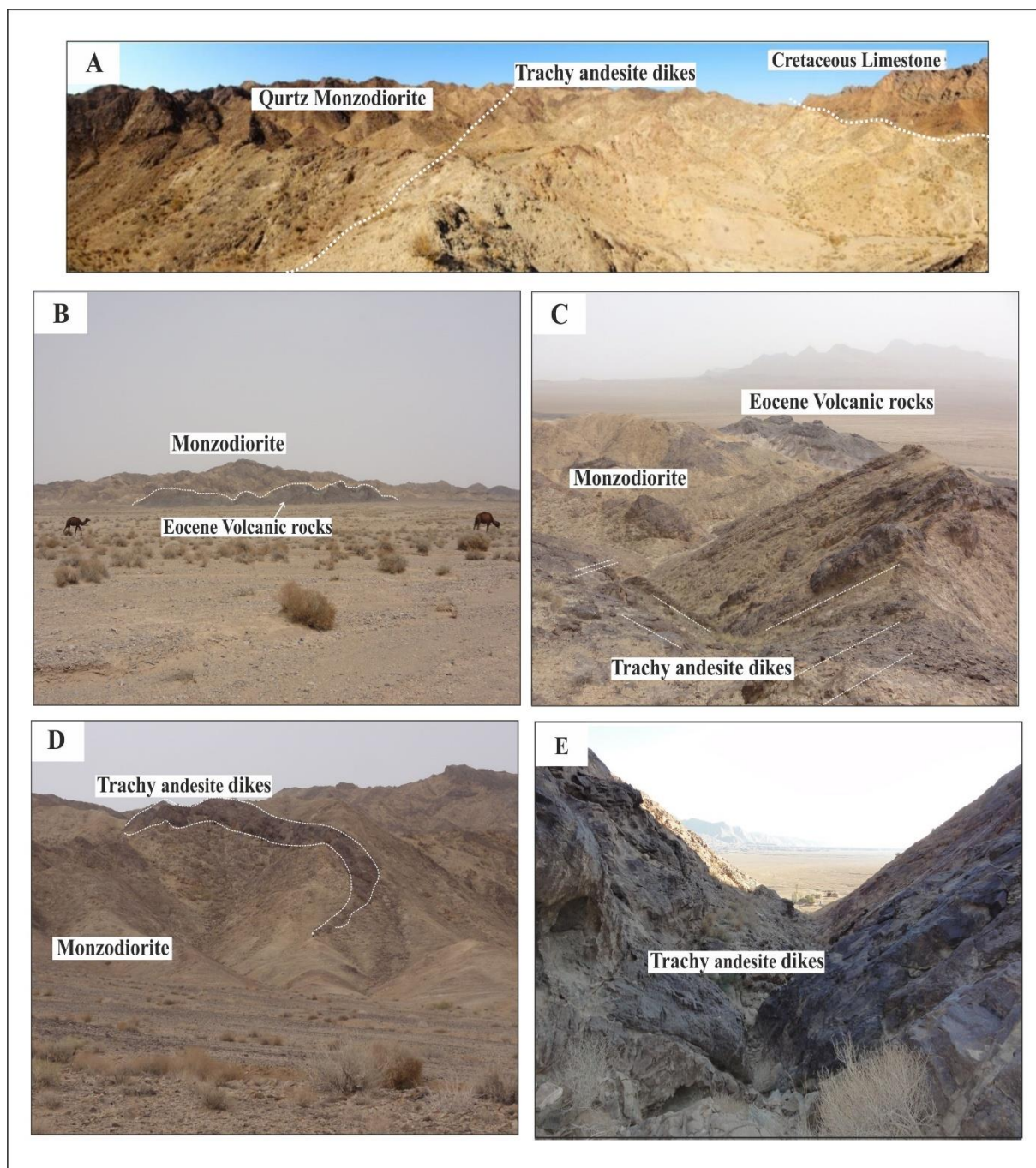
تماس دایک‌ها با استوک مشاهده می‌شود. بر اساس سن سنجی‌های انجام‌شده به روش K-Ar، توده نفوذی مونزودایوریتی گذارسیاه سن ۵۴ میلیون سال (ائوسن زیرین) را نشان می‌دهد (Aistov et al., 1984). علاوه بر این، تعیین سن این توده با استفاده از زیرکن‌های موجود و به روش U-Pb بیانگر زمان 53.0 ± 0.4 میلیون سال (ائوسن زیرین) است (Berra et al., 2017).

در بررسی‌های صحرایی، در مجاورت این دو واحد سنگی پختگی محدودی قابل مشاهده است (شکل ۲-B و C). استوک مورد بررسی در چندین بخش توسط دایک‌های حدواسط تراکی آندزیتی قطع شده است (شکل ۲-C، D و E) که در بررسی‌های صحرایی در محل تماس دایک‌ها پختگی قابل مشاهده است (شکل ۲-A). آثاری از کانه‌زایی مس به مقدار جزئی در محل



شکل ۱. A: موقعیت منطقه جندق و گذارسیاه در نقشه تقسیمات زمین‌شناسی ایران (برگرفته از تدین و همکاران (Tadayon et al., 2017) با تغییرات)، **B:** نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه جندق در بخش شمال غرب خرد قاره شرق- ایران مرکزی (برگرفته از برا و همکاران (Berra et al., 2017) با تغییرات) و **C:** نقشه زمین‌شناسی ساده شده گذارسیاه (جنوب غرب جندق) (برگرفته از برا و همکاران (Berra et al., 2017) با تغییرات)

Fig. 1. A: The location of Jandaq and Godar-e-Siah area on the map of geological divisions of Iran is taken from (modified after Tadayon et al., 2017), **B:** Simplified geological map of the Jandaq area in the northwestern of Central-East Iranian Microcontinent (CEIM) (Berra et al., 2017), and **C:** Simplified geological map of the Godar-e-Siah area (southwestern Jandaq) (Berra et al., 2017)



شکل ۲. روابط صحرایی مونزودیوریت‌ها در جنوب گدارسیاه A: نمایی کلی از واحدهای سنگی رسوبی به همراه مونزودیوریت‌ها و دایک‌های حدواسط در گدارسیاه، B: نمایی کلی از واحدهای ولکانیک در مجاورت مونزودیوریت‌ها، C و D: حضور دایک‌های حدواسط در مونزودیوریت‌ها و در مجاورت با سنگ‌های ولکانیک و E: رخنمون دایک تراکی آندزیتی در مجاورت با مونزودیوریت‌ها

Fig. 2. Field photographs of the monzodiorite in the southern Godar-e-Siah. A: General view of the sedimentary rocks, monzodiorite and intermediate dikes in Godar-e Siah, B: General view of the volcanic rocks in contact to monzodioritic stock, C and D: The presence of intermediate dikes in monzodiorites and their association with volcanic rocks, and E: The outcrop of trachy andesitic dikes in contact to monzodiorites

روش مطالعه

ابتدا بررسی‌های صحرایی و نمونه‌برداری از از واحدهای سنگی مورد بررسی انجام شد. از نمونه‌های مناسب، مقطع نازک صیقلی تهیه شد. طی بررسی‌های سنگ‌نگاری، شناخت بافت سنگ‌ها و کانی‌های تشکیل‌دهنده و همچنین تعیین روابط کانی‌ها و فرایندهای دگرگونی مورد بررسی قرار گرفت. آنالیز نقطه‌ای و تعیین ترکیب شیمیایی کانی‌ها توسط دستگاه الکترون مایکروپروب JEOL مدل JXA-8800 با ولتاژ شتاب‌دهنده 15 kV و جریان 20 nA در دانشگاه کاناواوی ژاپن انجام شد. نتایج آنالیز میکروپروب کانی‌ها در جدول‌های ۱، ۲ و ۳ ارائه شده است. مقادیر $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ به ترتیب به صورت $\text{Mg}\#$ و $\text{Fe}^{2+}\#$ و $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ محاسبه شد. برای محاسبه مقادیر FeO و Fe_2O_3 از Fe_2O_3^* نسبت ارائه شده توسط میدلموست (Middlemost, 1989) استفاده شده است. علائم اختصاری کانی‌ها در تصویرهای میکروسکوپی برگرفته از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) است. در محاسبه مقدار Fe^{3+} موجود در ساختار کانی‌ها از استوکیومتری کانی‌ها استفاده شد (Deer et al., 1992).

سنگ‌نگاری مونزدیوریت‌های جنوب گدارسیاه

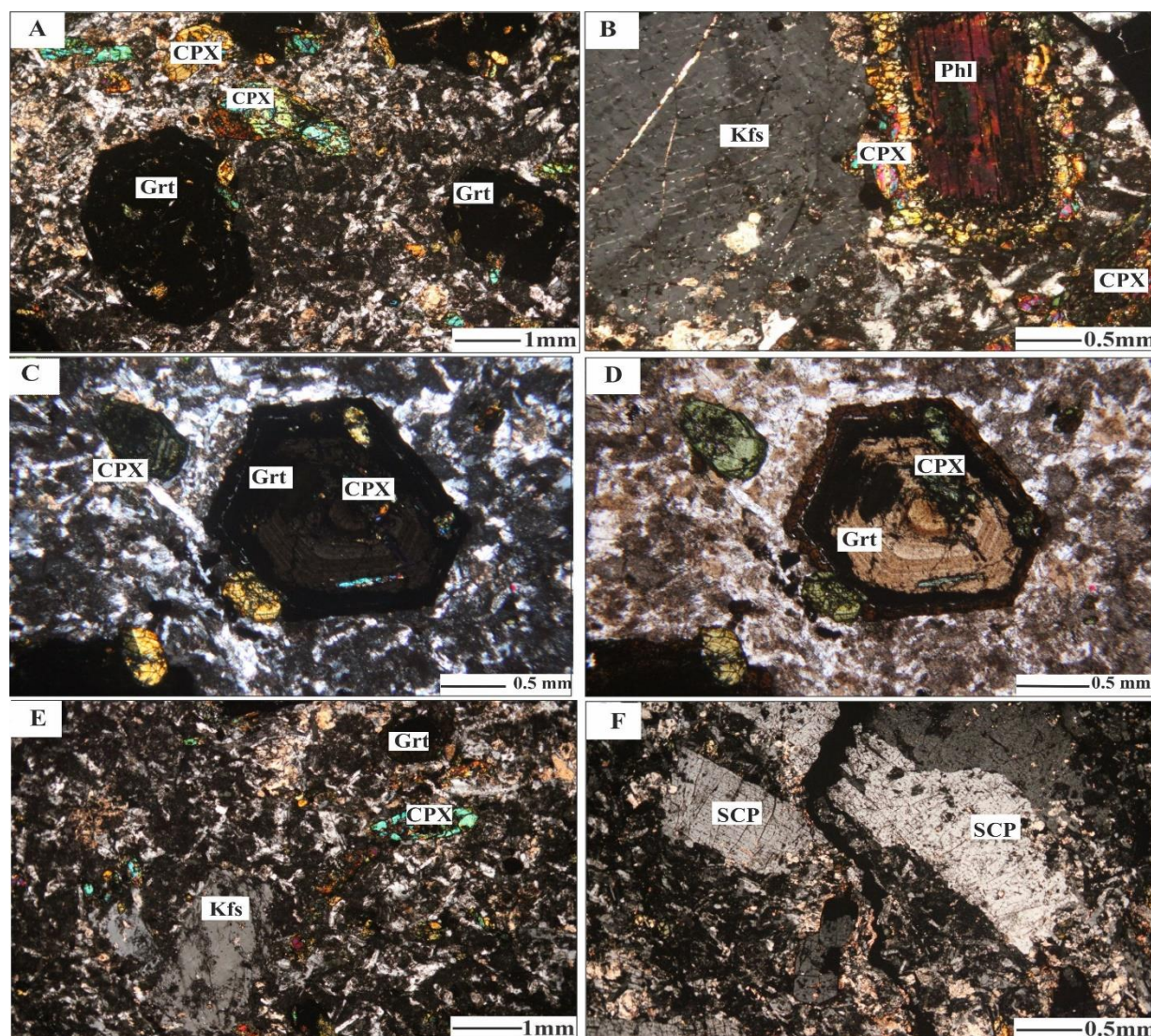
بررسی‌های سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی مونزدیوریت‌های جنوب گدارسیاه نشان می‌دهد که کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، کلینوپیروکسن، فلوگوپیت و گارنت است که در زمینه‌ای ریز بلور از فلدسپار قرار گرفته‌اند. کانی‌های فرعی شامل کلسیت، گرافیت و مگنتیت است. از نظر سنگ‌شناسی، نمونه‌های مربوط به این توده نیمه روشن و متراکم هستند. در بررسی‌های کانی‌شناسی، این نمونه‌ها هموژن بوده و در برخی از نمونه‌ها، میزان گارنت فراوان است. بافت اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها از نوع گرانولار، پورفیریته و پوئی کلیتیک است.

در سنگ‌های مورد بررسی، کلینوپیروکسن همراه با گارنت و

فلدسپار، فراوانی بیشتری نسبت به سایر کانی‌ها دارند. در بررسی‌های میکروسکوپی، کلینوپیروکسن‌ها به دو صورت مشاهده می‌شوند. کلینوپیروکسن‌های آذرین که به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل در زمینه و همچنین، اذخال‌هایی از بازمانده‌های این کانی در گارنت‌ها مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۳-A). کلینوپیروکسن‌های واکنشی به صورت ریزبلور پیرامون فلوگوپیت‌ها مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۳-B). در بررسی‌های میکروسکوپی اذخال‌هایی از کلینوپیروکسن‌های آذرین به صورت نیمه‌شکل‌دار با حاشیه خورده شده در داخل گارنت به موازات امتداد صفحه‌های رشد بلور مشاهده می‌شوند. همچنین، در برخی از نمونه‌ها اذخال‌های از بازمانده این کلینوپیروکسن‌ها در گارنت مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۳-C و D). بررسی شیمی این کانی‌ها نشان می‌دهد که ترکیب این کلینوپیروکسن‌ها با کلینوپیروکسن‌های واکنشی حاشیه فلوگوپیت‌ها متفاوت بوده و از نوع آذرین هستند. حضور بازمانده‌هایی از کلینوپیروکسن‌های آذرین به صورت اذخال در گارنت‌ها نشان‌دهنده تشکیل گارنت‌ها به خرج کلینوپیروکسن‌هاست (شکل ۳-۳-C و D).

آلکالی فلدسپارها به صورت بلورهای ریز و درشت در زمینه سنگ مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۳-E). شواهد سنگ‌نگاری نشان می‌دهد که در مونزدیوریت‌های منطقه گدارسیاه برخی از پلاژیوکلازها دگرسان شده و به اسکاپولیت تبدیل شده‌اند. در بررسی‌های میکروسکوپی، اسکاپولیت‌ها بسیار شبیه به پلاژیوکلاز هستند؛ اما بدون ماکل پلی‌سینتتیک و منطقه‌بندی بوده و برجستگی بیشتری را نسبت به پلاژیوکلازها نشان می‌دهند (شکل ۳-۳-F).

کانی فلوگوپیت به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار به رنگ قهوه‌ای تا قهوه‌ای مایل به قرمز در مونزدیوریت‌های مورد بررسی دیده می‌شود (شکل ۳-۳-F). به نظر می‌رسد، در بررسی‌های میکروسکوپی پیرامون کانی فلوگوپیت، حاشیه‌های واکنشی از کانی کلینوپیروکسن به همراه کانی‌های کدر تشکیل شده است (شکل ۳-۳-A). همچنین در امتداد رخ‌های فلوگوپیت، اکسیدهای آهن تشکیل شده‌اند.

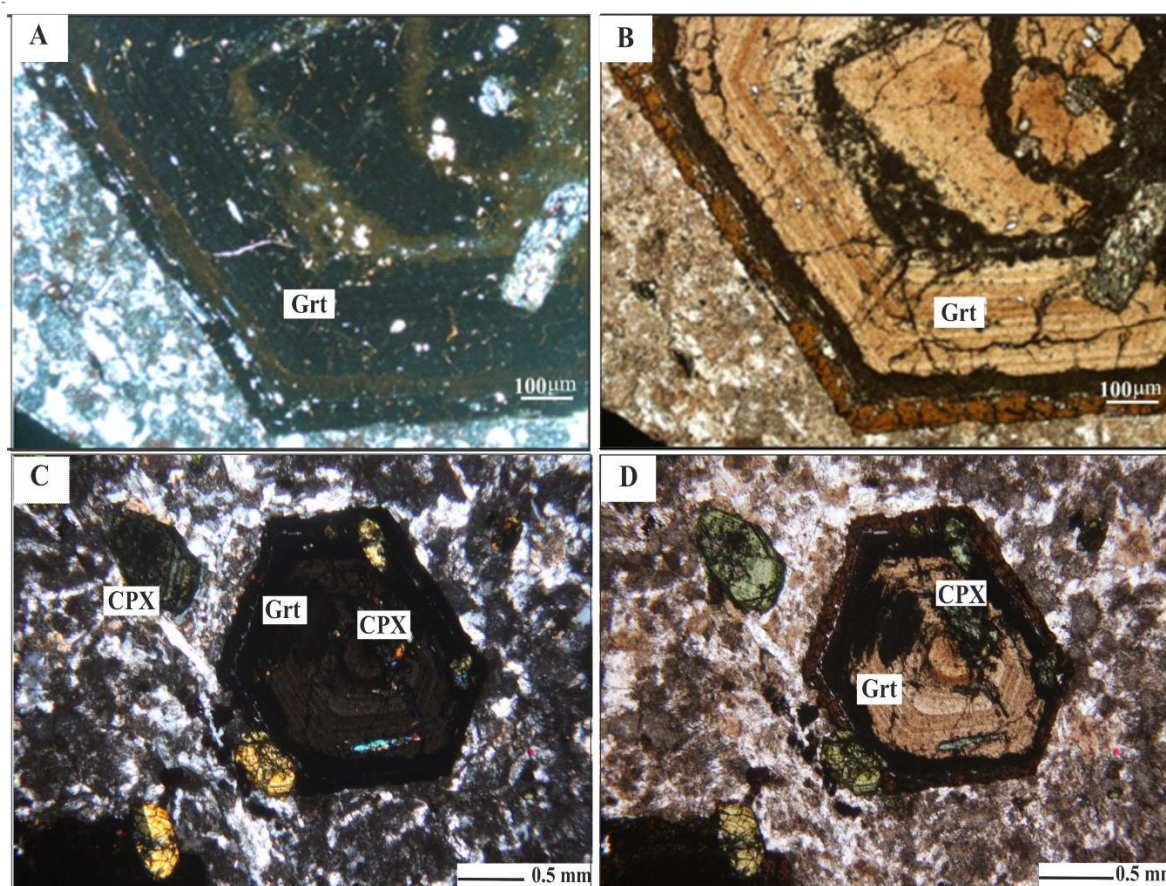


شکل ۳. تصویرهای میکروسکوپی کانی‌های تشکیل‌دهنده مونزودیوریت‌ها در جنوب گدارسیاه. A: بافت پورفیریتهک و حضور کلینوپیروکسن و گارنت در زمینه‌ای از فلدسپارها (XPL)، B: کانی فلوگوپیت و کلینوپیروکسن‌های واکنش در پیرامون آن (بافت کرونا) (XPL)، C و D: ادخال‌هایی از کلینوپیروکسن‌ها در داخل گارنت به موازات امتداد صفحه‌های رشد بلورشناسی (PPL, XPL)، E: وجود کانی فلدسپار پتاسیم به همراه کلینوپیروکسن و گارنت در مونزودیوریت‌های مورد بررسی (XPL) و F: اسکاپولیت که در سنگ‌های مورد بررسی در نتیجه دگرسانی فلدسپارها ایجاد شده است (XPL). علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است: Cpx: کلینوپیروکسن، Grt: گارنت، SCP: اسکاپولیت، Kfs: فلدسپار پتاسیم، Phl: فلوگوپیت).

Fig. 3. Photomicrographs of the rock-forming minerals of the monzodiorites in the southern Godar-e-Siah. A: Porphyritic texture and the presence of garnet and clinopyroxene in a matrix of feldspars (XPL), B: Clinopyroxene formed by reaction around of the phlogopite (Corona texture) (XPL, C and D: Clinopyroxene inclusions of the garnet are situated in parallel to the crystallographic planes of the host garnet (PPL, XPL), E: Presence of potassium feldspar, clinopyroxene and garnet in the studied monzodiorites (XPL), and F: Presence of the scapolite, which was created by alteration of the feldspars (XPL). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Cpx: Clinopyroxene, Grt: Garnet, SCP: Scapolite, Kfs: potassium feldspar, Phl: phlogopite).

گارنت‌ها دیده می‌شود (شکل ۴-۲). ادخال‌هایی از سایر کانی‌های زمینه از جمله گرافیت و مگنتیت به صورت هم‌مرکز یا دوار در گارنت مشاهده می‌شود (شکل ۴-۲). بر اساس شواهد سنگ‌نگاری و بافتی از جمله وجود ادخال‌های فراوان از کلینوپیروکسن‌های آذرین با حاشیه‌های خورده شده در گارنت‌ها، به نظر می‌رسد گارنت‌ها به خرج کلینوپیروکسن‌ها تشکیل شده‌اند.

گارنت‌های موجود در مونزودیوریت‌های مورد بررسی به رنگ قهوه‌ای روشن تا قهوه‌ای تیره، به صورت بلورهای درشت نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار (حدود ۱ تا ۲ سانتی‌متر) مشاهده می‌شوند. در برخی نمونه‌ها، منطقه‌بندی به صورت واضح در زیر میکروسکوپ قابل مشاهده است (شکل ۴-۲ و B). مرز بیرونی این کانی با زمینه به صورت واضح است و بدون حاشیه‌های خورده شده است. ادخال‌هایی از کانی کلینوپیروکسن آذرین اولیه در درون



شکل ۴. تصویرهای میکروسکوپی گارنت و کانی‌های همراه موجود در مونزودیوریت‌های بخش جنوبی گدارسیاه. A و B: منطقه‌بندی شیمیایی موجود در گارنت مورد بررسی (PPL و XPL)، C: گارنت بافت پوئیکلوبلاستیک (XPL) و D: حضور ادخال‌های هم‌مرکز کانی‌های مختلف در درون گارنت (XPL). علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Cpx: کلینوپیروکسن، Grt: گارنت).

Fig. 4. Photomicrographs of garnets and associated minerals in the monzodiorites of the southern Godar-e-Siah. A and B: Chemical zoning in the studied garnets (PPL and XPL), C: Garnet with poikiloblastic texture (XPL), and D: The presence of concentric mineral inclusions within the garnet (XPL). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Cpx: Clinopyroxene, Grt: Garnet).

شیمی کانی ها

کلینوپیروکسن: بررسی شیمی کلینوپیروکسن های مورد بررسی نشان می دهد که در نمودار تقسیم بندی پیروکسن ها، این کانی ها از نوع پیروکسن های Mg-Ca-Fe دار بوده و در محدوده Quad قرار می گیرند (جدول ۱ و شکل ۵-A). کلینوپیروکسن های مورد بررسی ترکیب دیوپسید- اوژیت دارند (شکل ۵-B). بر اساس شواهد سنگ نگاری و ترکیب شیمیایی، دو دسته کلینوپیروکسن در مونزودایوریت های مورد بررسی تشخیص داده شده است. دسته اول این کانی با میزان $Mg=9/6-10/20$ ، $FeO^*=16-11/88$ ، $Al_2O_3=5-2/84$ ، $Na_2O=1/1-1/9$ درصد وزنی از نوع پیروکسن های واکنشی هستند که در اطراف فلوگوپیت ها طی فرایند دگرگونی متاسوماتیسم تشکیل شده اند. دسته دوم با میزان $Mg=9/12-98/89$ ، $FeO^*=9/13-3/87$ ، $Al_2O_3=1/3-82/11$ ، $Na_2O=0/1-7/42$ درصد وزنی از نوع پیروکسن های آذرین به صورت ادخال درون گارنت های این نمونه سنگ ها مشاهده می شوند. بررسی و مقایسه شیمی این پیروکسن ها نشان می دهد که پیروکسن های واکنشی دارای مقادیر FeO^* و Al_2O_3 بالاتری نسبت به پیروکسن های آذرین موجود هستند. در دیوپسید های واکنشی نسبت به پیروکسن های آذرین در نمونه سنگ های مورد بررسی، میزان Al^{IV} افزایش می یابد و $Al^{IV} > Al^{VI}$ است. مقدار $Fe^{3+} + Al^{IV}$ در ترکیب کلینوپیروکسن های واکنشی نشان می دهد که محیط تشکیل این کلینوپیروکسن ها نسبت به کلینوپیروکسن های آذرین اولیه دارای میزان فوگاسیته اکسیژن بالاتری بوده است (D'Antonio and Kristensen, 2005).

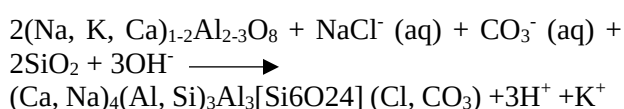
آلکالی فلدسپار: آلکالی فلدسپارهای موجود، مقادیر آنورتیت کمتر از ۰/۳ درصد وزنی و ارتوز برابر با ۶۵/۳۰ تا ۷۲/۸۰ درصد وزنی دارند و از نظر ترکیبی ارتوکلاز هستند (جدول ۲ و شکل ۶-A).

پلاژیوکلاز: در مونزودایوریت های منطقه گدارسیاه پلاژیوکلازهای موجود دگرسان شده و به اسکاپولیت تبدیل شده اند. این اسکاپولیت ها دارای مقادیر Na_2O برابر با ۱۱/۱۸ تا

۱۳/۲۳ درصد وزنی هستند (جدول ۲) و از نوع اسکاپولیت های غنی از سدیم هستند.

به نظر می رسد در اثر هجوم سیالات غنی از کلر به پلاژیوکلازها، به تدریج پلاژیوکلازها طی واکنش زیر توسط اسکاپولیت جایگزین شده اند (Lentz, 1998).

واکنش ۱:



فلوگوپیت: فلوگوپیت های موجود در مونزودایوریت جنوب گدارسیاه، محتوی SiO_2 برابر با ۴۰/۶۳ تا ۴۰/۷۴ درصد وزنی، Al_2O_3 برابر با ۱۲/۸۹ تا ۱۳/۳۰ درصد وزنی، MgO برابر با ۲۱/۵۴ تا ۲۲/۶۰ درصد وزنی و FeO^* برابر با ۶/۶۹ تا ۸/۳۳ درصد وزنی هستند (جدول ۲). با توجه به تقسیم بندی های ارائه شده برای میکاها، نمونه های مورد مطالعه در محدوده فلوگوپیت قرار می گیرند (شکل ۶-B).

میزان Al^{VI} موجود در ساختار میکا به عنوان شاخصی برای تعیین ماگمایی یا غیر ماگمایی بودن میکاهاست. به این ترتیب که $Al^{VI} > 1$ ویژگی میکاهای ماگمایی است (Nachit et al., 2005). فلوگوپیت های با مقدار TiO_2 پایین (کمتر از ۰/۵ درصد وزنی)، اولیه هستند؛ در حالی که میزان بالای TiO_2 (بیشتر از ۰/۵ درصد وزنی) در این کانی نشان دهنده منشأ ثانویه این کانی است (Carswell, 1975; Delaney et al., 1980; Tronnes et al., 1985). در فلوگوپیت های مورد بررسی، میزان TiO_2 ۱/۲۸ تا ۱/۵۵ درصد وزنی و مقدار $Fe\#$ آنها برابر با ۰/۱۴ تا ۰/۱۸ است (جدول ۲). میزان Al^{VI} برابر با صفر است که نشان دهنده منشأ غیر ماگمایی برای این کانی است. با توجه به مقادیر عناصر مختلف و نمودار ارائه شده توسط ناچیت (Nachit, 1986)، میکاهای مورد نظر از نوع دگرگونی هستند (شکل ۶-C). به نظر می رسد این کانی طی فرایند دگرگونی متاسوماتیسم تشکیل شده است (واکنش ۲).

جدول ۱. نتایج آنالیزهای میکروپروپ (بر اساس wt.%) و محاسبه فرمول ساختاری کلینوپروکسن (بر اساس ۶ اتم اکسیژن) در مونزودیوریت‌های بخش جنوبی گدارسیاه

Table 1. Microprobe analyses (wt.%) and calculated structural formula of clinopyroxenes (Basis on 6 oxygen atoms) in the monzodiorites from south of Godar-e Siah

Sample	B428-1	B428-1	B428-1	B428-1	B428-1	B428-1	B428-1
Analysis	156*	157*	158	159*	351*	363	369
Mineral	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx
SiO ₂	49.43	49.49	51.57	49.58	48.16	51.00	51.38
TiO ₂	0.47	0.35	0.36	0.35	0.87	0.23	0.24
Al ₂ O ₃	2.93	2.75	1.82	3.58	5.84	2.57	2.34
FeO*	13.85	14.07	9.31	12.38	11.04	12.01	10.93
MnO	0.62	0.59	0.41	0.53	0.39	0.56	0.48
MgO	9.16	9.27	12.89	9.90	10.20	10.01	10.78
CaO	22.53	21.88	23.17	22.44	22.10	22.72	23.00
Na ₂ O	1.24	1.68	0.72	1.19	1.28	0.89	0.84
K ₂ O	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Total	100.23	100.09	100.26	99.97	99.89	99.99	99.99
Oxygen #	6	6	6	6	6	6	6
Si	1.873	1.871	1.918	1.871	1.807	1.930	1.935
Ti	0.013	0.010	0.010	0.010	0.025	0.007	0.007
Al ^(IV)	0.127	0.122	0.080	0.129	0.193	0.070	0.065
Al ^(VI)	0.004	0.000	0.000	0.030	0.065	0.044	0.039
Fe ²⁺	0.253	0.206	0.173	0.224	0.174	0.302	0.271
Fe ³⁺	0.186	0.238	0.117	0.167	0.172	0.078	0.073
Mn	0.020	0.019	0.013	0.017	0.012	0.018	0.015
Mg	0.518	0.523	0.715	0.557	0.570	0.565	0.605
Ca	0.915	0.886	0.923	0.907	0.888	0.921	0.928
Na	0.091	0.123	0.052	0.087	0.093	0.065	0.061
K	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Cation	4.000	4.000	4.000	3.999	4.000	4.000	4.000
WO	48.37	47.33	47.58	48.47	48.88	48.90	49.03
EN	27.36	27.90	36.83	29.75	31.39	29.98	31.97
FS	24.26	24.77	15.59	21.78	19.74	21.13	19.00
WEF	90.34	86.90	94.61	90.73	89.83	93.26	93.68
JD	0.21	0.00	0.00	1.42	2.78	2.45	2.19
AE	9.45	13.10	5.39	7.85	7.39	4.29	4.13

*Reactive Cpx

ادامه جدول ۱. نتایج آنالیزهای میکروپروب (بر اساس wt.%) و محاسبه فرمول ساختاری کلینوپیروکسن (بر اساس ۶ اتم اکسیژن) در مونزودیوریت‌های بخش جنوبی گدارسیاه

Table 1 (Continued). Microprobe analyses (wt.%) and calculated structural formula of clinopyroxenes (Basis on 6 oxygen atoms) in the monzodiorites from south of Godar-e Siah

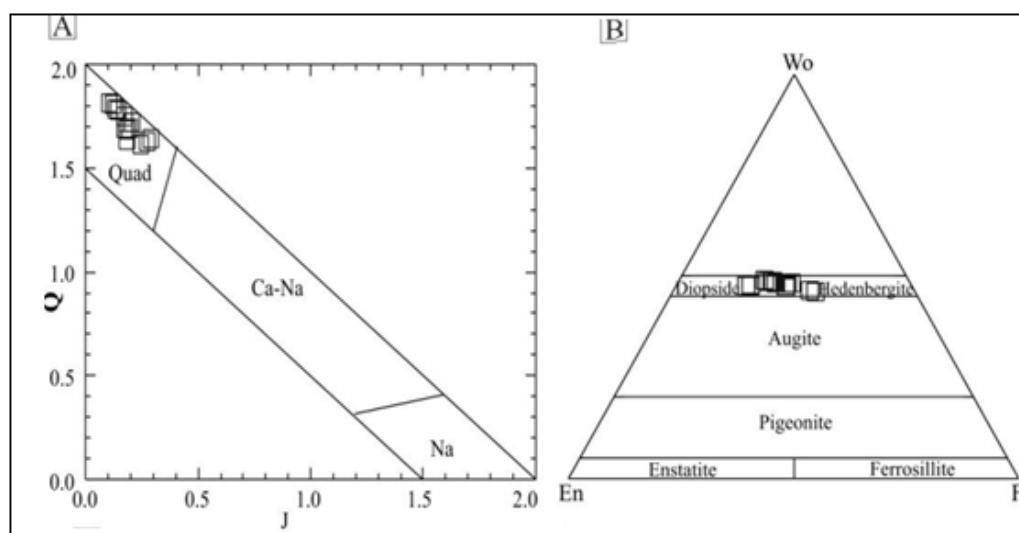
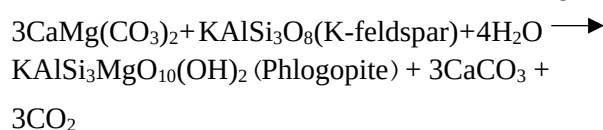
Sample	B428-1	B428-1	B428-1	B428-1	B428-1	B428-1	B428-1
Analysis	371	372*	375*	378	379	46	47*
Mineral	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx
SiO ₂	50.78	49.76	49.58	51.75	51.60	51.01	50.54
TiO ₂	0.32	0.49	0.34	0.38	0.41	0.38	0.43
Al ₂ O ₃	1.90	2.09	3.16	2.87	2.89	3.11	2.08
FeO*	13.87	16.69	14.01	9.47	9.63	11.71	16.88
MnO	0.65	0.76	0.67	0.33	0.30	0.55	0.76
MgO	9.22	7.42	8.59	11.76	11.82	9.98	6.91
CaO	22.00	20.85	22.01	22.03	22.01	22.18	20.22
Na ₂ O	1.16	1.83	1.30	1.42	1.41	0.97	1.94
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03
NiO	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00
Total	99.90	99.90	99.68	100.01	100.08	99.90	99.79
Oxygen #	6	6	6	66	6	6	6
Si	1.935	1.911	1.893	1.926	1.919	1.929	1.947
Ti	0.009	0.014	0.010	0.011	0.011	0.011	0.012
Al ^(IV)	0.065	0.089	0.107	0.074	0.081	0.071	0.053
Al ^(VI)	0.020	0.006	0.035	0.051	0.045	0.068	0.041
Fe ²⁺	0.330	0.344	0.299	0.191	0.185	0.318	0.411
Fe ³⁺	0.112	0.192	0.148	0.104	0.114	0.052	0.133
Mn	0.021	0.025	0.022	0.010	0.009	0.018	0.025
Mg	0.524	0.425	0.489	0.652	0.655	0.563	0.397
Ca	0.898	0.858	0.900	0.878	0.877	0.899	0.835
Na	0.086	0.136	0.096	0.102	0.102	0.071	0.145
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Cation	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	3.999
WO	47.65	46.54	48.45	47.84	47.63	48.60	46.36
EN	27.79	23.04	26.31	35.54	35.59	30.43	22.05
FS	24.56	30.42	25.24	16.62	16.78	20.98	31.59
WEF	91.18	85.84	89.88	89.42	89.47	92.67	85.19
JD	1.35	0.40	1.94	3.49	3.00	4.15	3.50
AE	7.47	13.76	8.18	7.09	7.54	3.19	11.31

*Reactive Cpx

مهم‌ترین عامل پایداری فلوگوپیت وجود سیالات غنی از H_2O است که موجب رقیق‌شدن X_{CO_2} شده است. طی انجام واکنش‌های کربن‌زدا (از جمله تشکیل گارنت‌ها)، افزایش X_{CO_2} در محیط، در شرایط $X_{CO_2} > 0.8$ و دمای تقریباً ۵۰۰ تا ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد، موجب ناپایداری فلوگوپیت شده است و کلینوپیروکسن‌ها در پیرامون فلوگوپیت تشکیل می‌شود (Olesch and Seifert, 1976; Deer et al., 1992).

همچنین بر اساس نمودار TiO_2 -FeO-MgO، کانی‌های میکایی مورد بررسی در محدوده میکاهای تبلور مجدد قرار گرفته‌اند (شکل ۶-D). به نظر می‌رسد این کانی طی فرایند دگرگونی متاسوماتیسم توسط واکنش زیر تشکیل شده است (Deer et al., 1992).

واکنش ۲:



شکل ۵. نمودارهای ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن در مونزودیوریت‌های جنوب گدارسیاه. A: نمودار Q-J پیروکسن‌ها برگرفته از موریموتو (Morimoto, 1989) و B: نمودار Wo-En-Fs تقسیم‌بندی پیروکسن‌ها برگرفته از دیر و همکاران (Deer et al., 1992)

Fig. 5. Geochemical plots of the clinopyroxenes in the monzodiorites of the southern Godar-e-Siah. A: Q-J diagram of clinopyroxenes (Morimoto, 1989), and B: Wo-En-Fs classification diagram of pyroxenes (after Deer et al., 1992)

همبستگی منفی بین عناصر Al-Fe و Si-Ti نشان می‌دهد (شکل ۷-B و C) که بیانگر تبادل کاتیونی گسترده در این کانی‌هاست. تبادل کاتیونی Al^{3+}/Fe^{3+} در گارنت باعث تشکیل سری محلول جامد آندرایت-گراسولار می‌شود؛ در حالی که تبادل کاتیونی Si^{4+}/Ti^{4+} روشی متداول برای جانشینی Ti در ساختار گارنت است (Huggins et al., 1977).

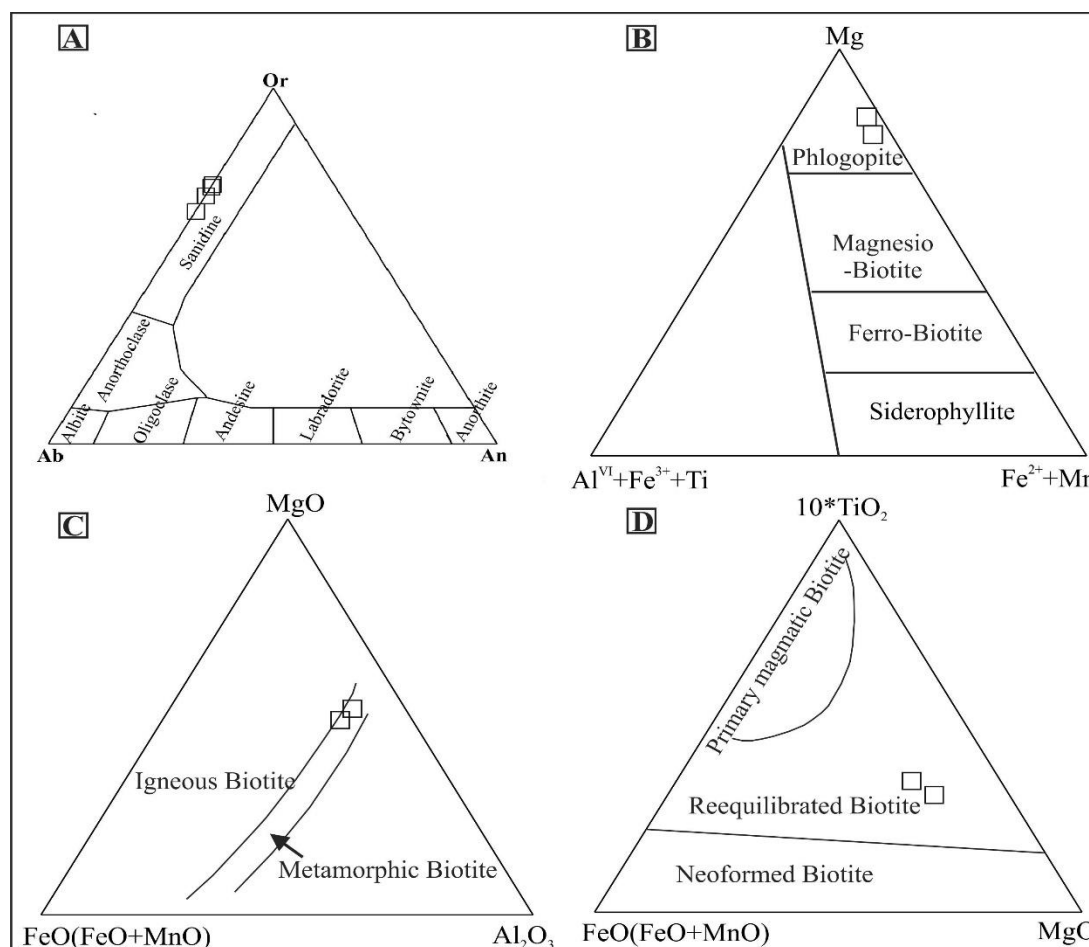
گارنت

گارنت‌های موجود به طور میانگین حاوی مقادیر بالایی از CaO (۳۴/۱۵ درصد وزنی)، Al_2O_3 (۱۰/۷۳ درصد وزنی) و FeO (۲۴/۴۳ درصد وزنی) (جدول ۳) بوده و متعلق به سری محلول جامد آندرایت-گراسولار هستند (Deer et al., 1992) (شکل ۷-A). بررسی نتایج ریز پردازشی گارنت‌های مورد بررسی،

جدول ۲. نتایج آنالیزهای میکروپروپ (بر اساس wt.%) و محاسبه فرمول ساختاری پتاسیم فلدسپار (بر اساس ۸ اتم اکسیژن)، اسکاپولیت (بر اساس ۲۴ اتم اکسیژن) و فلوگوپیت (بر اساس ۲۲ اتم اکسیژن) در مونزودیوریت بخش جنوبی گذارسياه

Table 2. Microprobe analyses (wt.%) and calculated structural formula of K-feldspar, scapolite and phlogopite (Basis on 22 oxygen atoms) in the monzodiorites from south of Godar-e Siah

Sample	B428	B428	B428	B428-1	Sample	B428-1	B428-1	B428-1	Sample	B428	B428
Analysis	361	362	364	48	Analysis	352	365	370	Analysis	350	373
Mineral	Kfs	Kfs	Kfs	Kfs	Mineral	Scp	Scp	Scp	Mineral	Phl	Phl
SiO ₂	65.67	65.67	65.76	66.72	SiO ₂	54.38	52.68	53.61	SiO ₂	40.74	40.63
TiO ₂	0.00	0.00	0.04	0.02	TiO ₂	0.01	0.00	0.00	TiO ₂	1.28	1.55
Al ₂ O ₃	18.63	18.58	18.67	18.79	Al ₂ O ₃	26.42	27.04	26.81	Al ₂ O ₃	13.30	12.89
FeO*	0.48	0.30	0.62	0.52	FeO*	0.59	0.58	0.22	Cr ₂ O ₃	0.64	0.57
MnO	0.01	0.04	0.02	0.02	MnO	0.00	0.02	0.00	FeO*	6.69	8.33
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	MgO	0.07	0.38	0.03	MnO	0.23	0.34
CaO	0.06	0.05	0.04	0.06	CaO	0.31	0.24	0.18	MgO	22.60	21.54
Na ₂ O	2.91	3.06	3.29	3.56	Na ₂ O	11.18	12.62	13.23	CaO	0.01	0.00
K ₂ O	12.01	12.11	11.54	10.32	K ₂ O	0.04	0.05	0.04	Na ₂ O	0.44	0.49
Total	99.77	99.81	99.98	100.01	Total	93.00	93.61	94.12	K ₂ O	10.00	9.84
Oxygen#	8	8	8	8	Oxygen#	24	24	24	Total	95.93	96.18
Si	2.998	2.998	2.994	3.011	Si	7.802	7.581	7.663	Oxygen#	22	22
Ti	0.000	0.000	0.001	0.001	Al	4.464	4.583	4.513	Si	5.556	5.570
Al	1.002	0.999	1.001	0.999	Ti	0.001	0.000	0.000	Ti	0.131	0.160
Fe ²⁺	0.018	0.011	0.024	0.020	Fe ²⁺	0.071	0.070	0.026	Al ^(IV)	2.136	2.081
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	Mn	0.000	0.002	0.000	Al ^(VI)	0.000	0.000
Mn	0.000	0.002	0.001	0.001	Mg	0.015	0.082	0.006	Fe ³⁺	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	Ca	0.048	0.037	0.028	Fe ²⁺	0.763	0.955
Ca	0.003	0.002	0.002	0.003	Na	3.110	3.522	3.667	Cr	0.069	0.062
Na	0.258	0.271	0.290	0.312	K	0.007	0.009	0.007	Mn	0.027	0.039
K	0.699	0.705	0.670	0.594	Sum	15.518	15.886	15.910	Mg	4.595	4.402
Sum	4.978	4.988	4.983	4.941					Ca	0.001	0.000
An	0.30	0.20	0.20	0.30					Na	0.116	0.130
Ab	26.90	27.70	30.10	34.30					K	1.740	1.721
Or	72.80	72.07	69.60	65.30					Sum	15.134	15.120
									Fe #	0.14	0.18
									Mg #	0.86	0.82



شکل ۶. نمودار تقسیم‌بندی فلدسپارها و میکاها در مونزودیوریت‌های جنوب گدارسیاه A: نمودار تقسیم‌بندی فلدسپارها (Deer et al., 1992)، B: نمودار تقسیم‌بندی گروه میکا (Foster, 1960)، C: نمودار تعیین ماهیت میکاها (نمودار برگرفته از ناحیت (Nachit, 1986)) و D: نمودار مثلی تفکیک انواع میکا بر اساس اولیه بودن، تبلور مجدد و یا دگرگونی (Nachit et al., 2005). این نمودارها بیانگر منشأ غیر آذرین میکاها هستند.

Fig. 6. Classification diagrams of the feldspars and micas in the monzodiorites of the southern Godar-e-Siah. A: Chemical classification diagram of feldspars (after Deer et al., 1992), B: Ternary diagram for classification of the micas (Foster, 1960), C: Diagram for determination of the nature of mica (Nachit, 1986), and D: Ternary plot for discrimination of the primary, reequilibrated and neoform micas (Nachit et al., 2005).

موقعیت تتراهدر به دو نوع ملانیت $(Ca_3 [Al < Fe^{3+}_2]_2)$ و اسکلورمیت (Ti_2SiO_{12}) و اسکلورمیت $(Ca_3 [Al > Fe^{3+}]_2 Ti_2SiO_{12})$ طبقه‌بندی می‌شوند (Deer et al., 1992). مقادیر TiO_2 در گارنت نوع ملانیت ۳ تا ۱۵ درصد وزنی است؛ در حالی که اسکلورمیت بیشتر از ۱۵ درصد وزنی TiO_2 دارد.

تعیین فرمول شیمیایی و توزیع کاتیون Al، Ti و Fe از دیدگاه بلورشناسی از موارد پیچیده بررسی کانی‌های گارنت تیتانیوم‌دار است و پژوهشگران مختلفی بر روی گارنت‌های تیتانیوم‌دار نظرات متفاوتی ارائه کرده‌اند (Kunitz, 1936; Turbeville, 1993; Russell et al., 1999). گارنت‌های آن‌درادیتی غنی از Ti، بر اساس میزان جایگزینی Fe^{3+} در موقعیت اکتاهدر و Ti در

جدول ۳. آنالیزهای میکروپروپ (بر اساس wt.%) و محاسبه فرمول ساختاری گارنت‌ها (بر اساس ۱۲ اتم اکسیژن) در مونزودیوریت‌های بخش جنوبی گدارسیاه

Table 3. Microprobe analyses (wt.%) and calculated structural formula of garnets (Basis on 12 oxygen atoms) in the monzodiorites from south of Godar-e Siah

Sample	B428	B428	B428	B428	B428	B428	B428	B428	B428	B428	B428
Analysis	353	354	355	356	357	358	359	360	366	367	368
Point	Z1	Z2	Z3	Z4	Z5	Z6	Z7	Z8	Z1	Z2	Z3
Part	Core			Rim			Core			Rim	Rim
SiO ₂	37.14	36.99	37.19	38.57	37.56	37.16	34.57	34.26	37.07	36.41	34.22
TiO ₂	2.23	2.88	2.80	1.33	2.85	3.38	4.58	5.06	3.48	3.94	5.00
Al ₂ O ₃	6.38	6.78	8.29	10.73	8.67	8.12	1.95	1.88	7.81	6.34	1.96
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
FeO*	18.80	18.58	16.56	15.04	16.05	16.51	24.13	23.98	16.53	18.85	23.78
MnO	0.47	0.37	0.47	0.61	0.44	0.39	0.51	0.53	0.41	0.55	0.51
MgO	0.45	0.50	0.42	0.39	0.44	0.47	0.31	0.34	0.46	0.44	0.34
CaO	33.86	33.68	33.89	33.68	33.81	34.13	32.60	32.31	33.97	33.09	32.43
Na ₂ O	0.04	0.02	0.06	0.04	0.07	0.09	0.08	0.12	0.09	0.05	0.10
Total	99.37	99.80	99.68	100.39	99.89	100.25	98.73	98.48	99.82	99.67	98.34
Oxygen#	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12
Si	2.987	2.963	2.965	3.024	2.983	2.948	2.867	2.851	2.956	2.934	2.850
Ti	0.135	0.174	0.168	0.078	0.170	0.202	0.286	0.317	0.209	0.239	0.313
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Al ^(IV)	0.013	0.037	0.035	0.000	0.017	0.052	0.133	0.149	0.044	0.066	0.150
Al ^(VI)	0.591	0.603	0.743	0.991	0.794	0.706	0.057	0.035	0.690	0.535	0.042
Fe ³⁺	1.157	1.088	0.964	0.808	0.891	0.954	1.517	1.500	0.948	1.059	1.497
Fe ²⁺	0.108	0.157	0.140	0.178	0.175	0.141	0.157	0.169	0.154	0.212	0.159
Mn	0.032	0.025	0.032	0.041	0.030	0.026	0.036	0.037	0.028	0.038	0.036
Mg	0.054	0.060	0.050	0.046	0.052	0.056	0.038	0.042	0.055	0.053	0.042
Ca	2.917	2.891	2.894	2.829	2.877	2.901	2.897	2.881	2.903	2.857	2.894
Na	0.006	0.003	0.009	0.006	0.011	0.014	0.013	0.019	0.014	0.008	0.016
Cation	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
And	63.030	60.866	53.215	42.628	51.071	53.953	87.533	87.838	55.085	62.481	87.355
Grs	33.461	35.677	43.515	54.050	45.645	42.740	9.233	8.664	41.554	33.764	9.219
Prp	2.198	2.433	1.998	1.758	2.093	2.247	1.671	1.854	2.230	2.195	1.849
Sps	1.304	1.023	1.270	1.562	1.189	1.059	1.562	1.642	1.129	1.559	1.576
Ti-Si	0.013	0.037	0.035	0.000	0.017	0.052	0.133	0.149	0.044	0.066	0.15
TiMg(Fe ³⁺)-	0.12	0.137	0.133	0.078	0.153	0.15	0.153	0.168	0.165	0.173	0.163

ادامه جدول ۳. آنالیزهای میکروپروب (بر اساس wt.%) و محاسبه فرمول ساختاری گارنت‌ها (بر اساس ۱۲ اتم اکسیژن) در مونزودیوریت‌های بخش جنوبی گدارسیاه

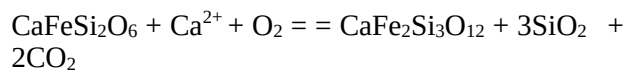
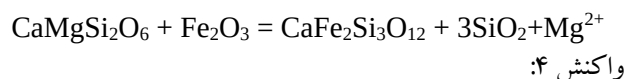
Table 3 (Continued). Microprobe analyses (wt.%) and calculated structural formula of garnets (Basis on 12 oxygen atoms) in the monzodiorites from south of Godar-e Siah

Sample	B428-1	B428-1	B428-1	B428-1	B428-1	B428-1	B428-1	B428-1	B428-1
Analysis	160	161	162	163	164	165	43	44	45
Point	Z1	Z2	Z3	Z4	Z5	Z6	Z1	Z2	Z3
Part	Core			Rim			Core	Rim	Rim
SiO ₂	35.55	36.74	37.07	35.83	36.60	34.16	37.29	37.90	35.12
TiO ₂	4.20	2.43	2.08	3.86	2.66	4.91	3.41	3.05	5.89
Al ₂ O ₃	7.05	7.69	8.19	5.31	8.78	2.07	6.47	7.90	1.94
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO*	18.17	18.19	17.64	20.26	16.67	24.53	18.21	16.77	23.44
MnO	0.56	0.51	0.49	0.40	0.43	0.52	0.41	0.45	0.54
MgO	0.41	0.41	0.42	0.52	0.41	0.40	0.43	0.51	0.36
CaO	33.73	33.69	34.15	33.51	33.88	32.78	33.22	33.11	32.25
Na ₂ O	0.09	0.05	0.08	0.08	0.12	0.10	0.06	0.06	0.13
Total	99.76	99.71	100.1	99.77	99.55	99.47	99.50	99.75	99.67
Oxygen#	12	12	12	12	12	12	12	12	12
Si	2.855	2.937	2.942	2.891	2.917	2.813	3.001	3.024	2.889
Ti	0.254	0.146	0.124	0.234	0.159	0.304	0.206	0.183	0.365
Cr	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^(IV)	0.145	0.063	0.058	0.109	0.083	0.187	0.000	0.000	0.111
Al ^(VI)	0.522	0.661	0.707	0.396	0.741	0.013	0.613	0.742	0.077
Fe ³⁺	1.127	1.115	1.113	1.252	1.040	1.581	0.979	0.850	1.324
Fe ²⁺	0.093	0.101	0.057	0.115	0.071	0.108	0.247	0.269	0.288
Mn	0.038	0.035	0.033	0.027	0.029	0.036	0.028	0.030	0.038
Mg	0.049	0.049	0.050	0.063	0.049	0.049	0.052	0.061	0.044
Ca	2.903	2.886	2.903	2.897	2.893	2.892	2.865	2.831	2.843
Na	0.014	0.008	0.012	0.013	0.019	0.016	0.009	0.009	0.021
Cation	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
And	59.63	56.94	54.93	68.61	51.58	87.04	61.31	53.95	87.16
Grs	36.85	39.75	41.82	27.66	45.37	9.28	35.34	42.28	9.11
Prp	1.97	1.93	1.94	2.59	1.90	2.11	2.16	2.50	2.00
Sps	1.53	1.36	1.29	1.13	1.13	1.55	1.17	1.25	1.71
Ti-Si	0.145	0.063	0.058	0.109	0.083	0.187	0.000	0.000	0.111
TiMg(Fe ³⁺)-	0.159	0.083	0.066	0.125	0.076	0.117	0.206	0.183	0.254

2

مختلف متفاوت است (شکل ۷-۲). در سامانه‌های ماگمایی، میزان تیتان موجود در آندرادیت‌ها توسط جانشینی (Ti-Si)، همیشه بالاتر از میزان جانشینی تیتان در جایگاه اکتاهدر $\text{TiMg(Fe}^{3+}\text{)}_2$ است. در این شرایط میزان Ti-Si با توجه به کمبود سیلیس در موقعیت تتراهدر سیلیس می‌تواند تا دو برابر افزایش یابد؛ در حالی که در سامانه‌های گرمایی وابسته به ماگماهای تحت اشباع از سیلیس که جانشینی تیتان در آندرادیت‌ها توسط جانشینی Ti-Si صورت می‌گیرد، میزان جانشینی $\text{TiMg(Fe}^{3+}\text{)}_2$ زیر صفر و منفی است و معمولاً جانشینی Al و Fe^{3+} انجام می‌شود. در این گونه، سامانه‌ها معمولاً تیتان به اندازه کافی در دسترس نیست که کمبود سیلیس را جبران کند. در سامانه‌های متاسوماتیسم (اسکارنها) میزان جانشینی $\text{TiMg(Fe}^{3+}\text{)}_2$ بیشتر از جانشینی Ti-Si است و میزان جانشینی Ti-Si نسبت به محیط ماگمایی کمتر است (Russell et al., 1999; Saha et al., 2011). بر اساس شیمی آندرادیت‌های تیتانیوم‌دار مورد بررسی، جانشینی تیتان در ساختار این کانی توسط جانشینی $\text{TiMg(Fe}^{3+}\text{)}_2$ بیشتر از جانشینی Ti-Si است (جدول ۳). ویژگی مشابهی توسط راسل و همکاران (Russell et al., 1999) و لانگ و همکاران (Lang et al., 1995) برای آندرادیت‌های تیتانیوم‌دار Zips Mountain، از اسکارنها کودیلاز کانادا گزارش شده است (شکل ۷-۲). بررسی‌های سنگ‌نگاری و شیمی کانی گارنت ملانیت تیتان‌دار در مونزودیوریت‌های جنوب غرب جندق، اشاره به نقش سیالات متاسوماتیسم در تشکیل مجموعه هم‌یافت کانی‌ها دارد. این فرایند با شواهد سنگ‌نگاری از جمله ادخال‌هایی از بازمانده‌های کلینوپیروکسن آذرین در گارنت‌های مورد بررسی و بلورهای درشت و شکل‌دار گارنت‌های تیتانیوم‌دار که نشان می‌دهند، این کانی به خرج کلینوپیروکسن‌های آذرین طی دگرگونی متاسوماتیسم تشکیل شده‌اند، مطابقت دارد (واکنش‌های ۳ و ۴). به نظر می‌رسد، گارنت آندرادیت طی واکنش‌های زیر در شرایط اکسایش به خرج کلینوپیروکسن تشکیل می‌شود (Deer et al., 1992). واکنش ۳:

گارنت‌های آندرادیتی مورد بررسی، دارای مقادیر wt.% Fe^{3+}Ti و $\text{Al} < \text{Fe}^{3+}$ هستند و بنابراین از نوع آندرادیت تیتان‌دار ملانیت هستند (شکل ۷-۲ و E). این ملانیت‌ها از نوع کلسیک بوده و دارای ترکیب $\text{And}_{42.62-87.83} \text{Grs}_{8.66-1.67-2.59} \text{Prp}_{1.02-1.71} \text{Sps}_{54.05}$ هستند (جدول ۳). ترکیب گارنت‌های غنی از Ti و روابط هم‌یافتی آنها با کانی‌های مجاور از ویژگی‌های مهم پتروژنتیکی در نظر گرفته می‌شود (Chakhmouradian and McCammon, 2005; Saha et al., 2011). آندرادیت‌های تیتانیوم‌دار به صورت اولیه فقط در سنگ‌های آذرین آلکانل تحت اشباع از سیلیس تشکیل می‌شوند و به صورت ثانویه در سامانه‌های گرمایی وابسته به ماگمایی و یا در سامانه‌های گرمایی متاسوماتیسم از جمله در اسکارنها تشکیل می‌شوند و میزان TiO_2 پایین‌تری نسبت به آندرادیت‌های تیتانیوم‌دار اولیه دارند (Huggins et al., 1977; Deer et al., 1992; Hajialioghli and Moazzen, 2009; Saha et al., 2011; Nouri et al., 2022). حضور این کانی در سنگ‌های آذرین تحت اشباع از سیلیس بیانگر نقش سیالات آلکالی و واکنش‌های متاسوماتیک کانی‌های مافیک از قبل تشکیل شده با سیالات آلکالی سدیک است (Gwalani et al., 2000; Saha et al., 2011). آندرادیت‌های تیتانیوم‌دار در اسکارنها و سنگ‌های دگرگونی متاسوماتیسم توسط سیالات حاصل از توده‌های نفوذی طی فرایند سرد شدن و سیالات آزاد شده از رسوبات آهکی دگرگون‌شده، متبلور می‌شوند (Saha et al., 2011; Nouri et al., 2022). پتروژن آندرادیت‌های تیتانیوم‌دار با میزان جانشینی (Ti-Si) و یا میزان جانشینی $\text{TiMg(Fe}^{3+}\text{)}_2$ ارتباطی تنگاتنگ دارد (Russell et al., 1999; Nouri et al., 2022). بررسی و مقایسه آندرادیت‌های تیتان‌دار محیط ماگمایی، سامانه‌های گرمایی و متاسوماتیسم توسط راسل و همکاران (Russell et al., 1999)، نشان داده است که شرایط تشکیل این کانی در این محیط‌ها متفاوت است. محتوی تیتان این کانی مشابه است؛ اما میزان جانشینی Ti این کانی، در جایگاه تتراهدر Si، (Ti-Si) و جایگاه اکتاهدر Fe^{3+} ، $\text{TiMg(Fe}^{3+}\text{)}_2$ در محیط‌های



آندرادیت‌های تیتانیوم‌دار شاخص‌های خوبی برای تعیین اکتیویته سیلیس (aSiO) و فوگاسیته اکسیژن (f_{O_2}) شرایط تشکیل آنها هستند (Russell et al., 1999)؛ به طوری که بررسی‌های راسل و همکاران (Russell et al., 1999) نشان‌دهنده وجود همبستگی مثبت بین میزان جانشینی Ti-Si در آندرادیت‌های تیتان‌دار با فوگاسیته اکسیژن است؛ در حالی که همبستگی منفی بین میزان جانشینی $\text{TiMg}[\text{Fe}^{3+}]^{2-}$ و کاهش (f_{O_2}) است. بررسی ترکیب شیمیایی آندرادیت‌های تیتان‌دار موجود در سنگ‌های مورد بررسی (جدول ۳) و میزان نسبت جانشینی های $\text{TiMg}[\text{Fe}^{3+}]^{2-}$ و Ti-Si در نمودار (E-V و F) نشان‌دهنده تشکیل گارنت‌های مورد بررسی در شرایط اکسایش است.

منشأ آندرادیت‌های تیتانیوم‌دار در مونزودیوریت‌های گدارسیاه

تا کنون برای شناسایی منشأ گارنت در سنگ‌های مختلف، معیارهای متعددی ارائه شده است که مهم‌ترین آنها عبارتند از: (۱) الگوی منطقه‌بندی، (۲) شکل بلوری، (۳) توزیع عناصر اصلی در گارنت، (۴) توزیع عناصر کمیاب، (۵) بررسی ایزوتوپی و (۶) وجود ادخال در بلورهای گارنت (Harangi et al., 2001; Kawabata and Takafuji, 2005; Scheibner et al., 2007; Patranabis-Deb et al., 2009; Nouri et al., 2022).

کانی گارنت دارای دو منشأ ماگمایی و دگرگونی است. گارنت ماگمایی محصول تبلور ماگماست و اغلب به صورت درشت‌بلور دیده می‌شوند. این نوع گارنت‌ها به صورت بلورهای شکل‌دار هستند. طیف تغییرات اغلب ترکیب یکنواختی دارند. گاهی منطقه‌بندی شیمیایی پیوسته در آنها مشاهده می‌شود و بدون منطقه‌بندی شیمیایی ناپیوسته هستند. (Kawabata and Takafuji, 2005; Ahangari, 2018; Carlson, 2006; Samadi et al., 2014; Samadi et al., 2015; George,

2018). گارنت دگرگونی دارای منشأ غیرماگمایی است و به دو صورت مشاهده می‌شود: (۱) فاز زینوکریست دیرگداز که آن را به عنوان تفال ذوب سنگ مادر در نظر می‌گیرند که با ماگمای در حال تبلور در تعادل نیست (Clarke, 2007) و (۲) گارنت‌های دگرگونی متاسوماتیک که طی فرایند دگرگونی تحت‌تأثیر سیالات گرمابی متاسوماتیک تشکیل می‌شوند (Kantak and Corey, 1988; Yang and Pattison., 2006; Ulrich et al., 2009; Nouri et al., 2022; Ruan et al., 2022).

گارنت‌های دگرگونی معمولاً توسط شکل بلوری، توزیع عناصر اصلی، منطقه‌بندی شیمیایی ناپیوسته و ادخال‌های موجود از گارنت‌های ماگمایی تشخیص داده می‌شوند (Kawabata and Takafuji, 2005; Dahlquist et al., 2007; Ruan et al., 2022). گارنت‌های دگرگونی فاز زینوکریست به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار با حاشیه‌های خورده شده هستند و طیف ترکیبی گسترده‌ای دارند. گارنت‌های دگرگونی متاسوماتیک اغلب به صورت بلورهای درشت و شکل‌دار بوده و بدون حاشیه‌های خورده شده هستند و با کانی‌های مجاور، مرز واضح و مشخصی دارند. وجود ادخال‌هایی از کانی‌های زمینه در این گارنت‌ها نشان‌دهنده تبلور تأخیری این کانی‌ها نسبت به کانی‌های زمینه است. معمولاً این کانی‌ها در ساختار خود توزیع نامنظمی از عناصر را نشان می‌دهند و تغییرات عناصر از مرکز به حاشیه بلور یکنواخت نبوده و چند مرحله کاهش یا افزایش نشان می‌دهند. بنابراین، منطقه‌بندی شیمیایی ناپیوسته از خود نشان می‌دهند که نشان‌دهنده تغییر شرایط حاکم بر رشد بلور طی فرایند دگرگونی در یک سامانه باز است (Ciboanu and cook, 2004; Patranabis-Deb et al., 2009; Krippner et al., 2016; Ranjbar et al., 2014). منطقه‌بندی شیمیایی، پدیده‌ای رایج در کانی‌های دارای محلول جامد در محیط‌های مختلف زمین‌شناسی است. ساختار کانی‌های دارای منطقه‌بندی شیمیایی اطلاعات ارزشمندی را در زمینه فرایندهای رشد بلور، فوگاسیته اکسیژن شرایط دما و فشار محیط رشد بلورو PH محیط نشان می‌دهند (Konrad-Schmolke et al., 2008; Baxter et al., 2013).

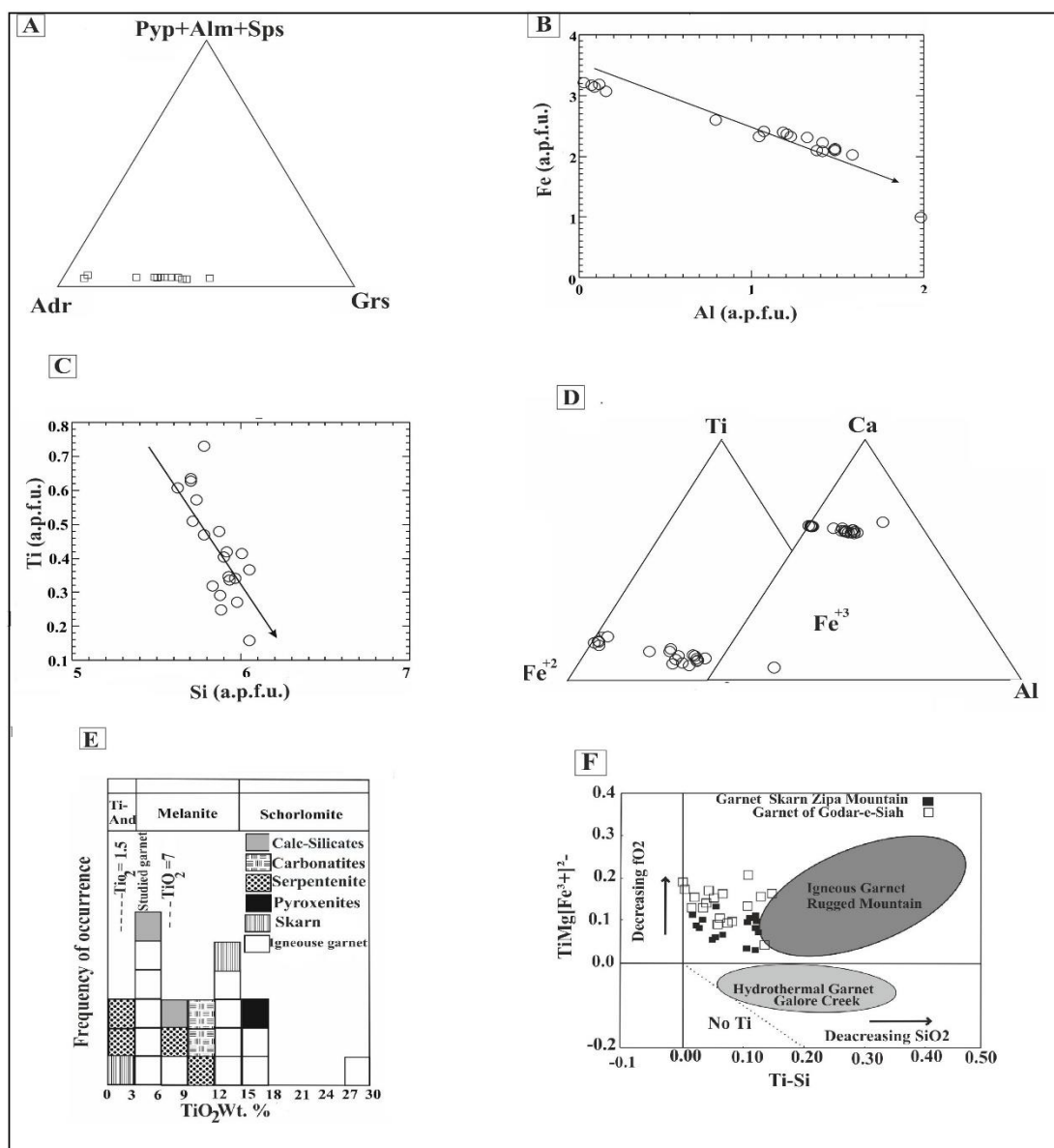
گارنت‌های مورد بررسی، مقادیر Mg و Ca در حاشیه نسبت به مرکز کاهش نشان می‌دهد؛ همچنین مقادیر Mn در حاشیه تا مرکز تغییرات نامنظمی را نشان می‌دهد. تغییرات مقادیر این عناصر در فاصله مرکز- حاشیه یکنواخت نیست و تغییرات نامنظمی را نشان می‌دهد (شکل ۸- D، E و F). بی‌نظمی در روند افزایش یا کاهش عناصر و تغییرات غیر یکنواخت عناصر Mn، Mg و Ca از مرکز به سمت حاشیه، نشان‌دهنده وجود منطقه‌بندی شیمیایی ناپیوسته در ساختار گارنت‌های مورد بررسی است.

بررسی الگوی منطقه‌بندی و تغییرات اعضای انتهایی گارنت‌های مورد بررسی، نشان می‌دهد که درصد مولی آندرایت هم در مرکز و هم در حاشیه بلور نسبتاً بالاست و در حاشیه بلور نسبت به مرکز بلور افزایش یافته است؛ در حالی که درصد مولی جزو گروسولار در مرکز بلور نسبت به حاشیه بالاتر است و به سمت حاشیه روند نامنظم افزایش و کاهش نشان می‌دهد (شکل ۹- A، B و C). روند نامنظم وعدم یکنواختی این افزایش و کاهش می‌تواند نشان‌دهنده تغییر ترکیب شیمی محیط و شرایط حاکم بر رشد بلور باشد (Ciboanu and cook, 2004). بررسی تغییرات مقادیر اسپسارتین و پیروپ نشان می‌دهد که درصد مولی پیروپ کاهش جزئی از مرکز به سمت حاشیه بلور دارد؛ در حالی که درصد مولی اسپسارتین افزایش جزئی را از مرکز به سمت حاشیه نشان می‌دهد (شکل ۹- D).

الگوی منطقه‌بندی شیمیایی ناپیوسته در گارنت‌های مورد بررسی نشان می‌دهد که این کانی‌ها دارای منشأ غیرماگمایی و از نوع دگرگونی هستند (Deng et al., 2017; Ruan et al., 2022). وجود منطقه‌بندی شیمیایی ناپیوسته در این گارنت‌ها نشان‌دهنده شرایط عدم تعادل است و تغییرات ترکیب فاز سیال را در حین رشد بلور نشان می‌دهد (Ciboanu and cook, 2004; Patranabis-Deb et al., 2009; Peng et al., 2015). این می‌تواند بیانگر منشأ دگرگونی متاسوماتیک برای گارنت‌های مورد بررسی باشد.

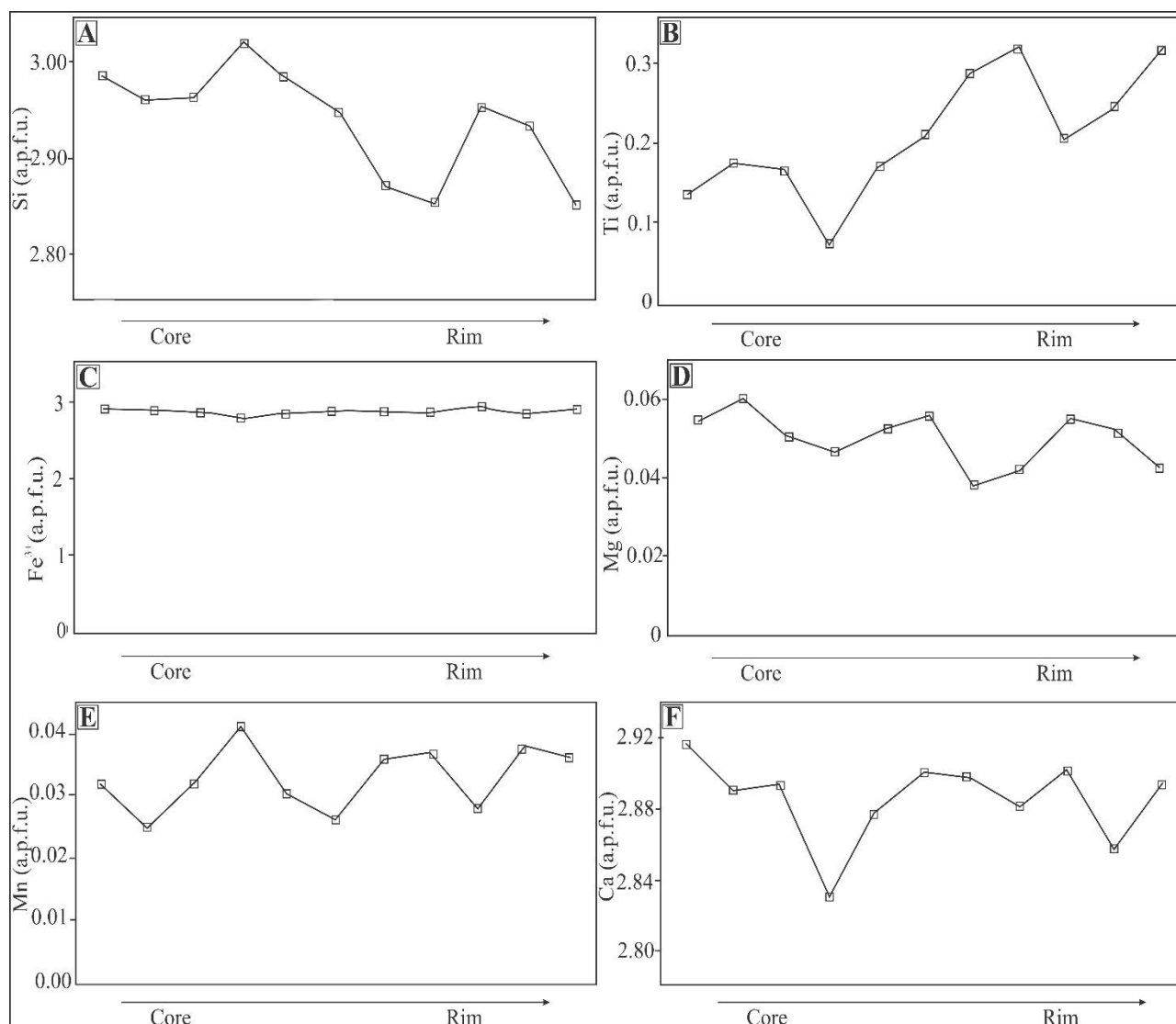
بررسی علت رخداد منطقه‌بندی در کانی‌ها، دو فرایند کاملاً متفاوت را مورد توجه قرار داده است: (۱) منطقه‌بندی تحت‌تأثیر فرایندهای داخلی تأثیرگذار در رشد بلور ایجاد می‌شود. این فرایند در شرایط غیر تعادلی زمین‌شناسی در یک سامانه باز، بدون دخالت هرگونه عامل خارجی رخ می‌دهد (L'Heureux and Fowler, 2016; Ranjbar et al., 1994) و (۲) منطقه‌بندی، تحت‌تأثیر تغییرات در عوامل خارجی محیطی در زمان رشد بلور ایجاد می‌شود. در این شرایط کانی‌ها نزدیک به شرایط تعادلی محلی با محیط خود بوده‌اند و الگوی منطقه‌بندی به طور مستقیم نشان‌دهنده تغییرات شرایط محیط است. چنین تغییراتی بیشتر به جریان متغیر جرم به درون یک سامانه باز نسبت داده می‌شود؛ ولی این تغییرات را می‌توان به تغییر در عواملی همچون دما و فشار نیز نسبت داد (Yardley et al., 1991; Jamtveit and Wogelius, 1993). وجود منطقه‌بندی در گارنت بیانگر رشد کانی طی رخداد‌های مختلف شیمیایی- فیزیکی و نبود تعادل شیمیایی کامل بین کانی و محیط اطراف آن است (Chen et al., 1998; Carlson, 2002) و یکی از مهم‌ترین معیارها برای درک تاریخچه سنگ دگرگونی و رشد گارنت‌هاست (Whitney et al., 2008; Dziggel et al., 2009).

الگوی منطقه‌بندی شیمیایی گارنت‌های مورد بررسی نشان می‌دهد که مقادیر عناصر Ti و Si نوسانات مشخصی از مرکز به سمت حاشیه بلور نشان می‌دهند؛ به طوری که در مرکز بلور گارنت، میزان Si نسبتاً بالاست و در حاشیه میزان Ti افزایش یافته است (شکل ۸- A و B). افزایش Ti و کاهش Si از مرکز به سمت حاشیه یکنواخت نیست و با افزایش یا کاهش همراه است. تغییرات روند عناصر Si و Ti نسبت به یکدیگر بیانگر جایگزینی عنصر تیتان در ساختار گارنت آندرایتی در حین رشد بلور است. در این گارنت‌ها Fe^{3+} مقادیر نسبتاً بالا و یکنواخت دارد و تغییرات قابل توجهی از مرکز به حاشیه نشان نمی‌دهد (شکل ۸- C). میزان نسبتاً بالای این عنصر می‌تواند نشان‌دهنده شرایط اکسایش حاکم بر محیط تشکیل گارنت باشد (Hwang et al., 2003). در



شکل ۷. نمودارهای شیمیایی گارنت در سنگ‌های مونزودیوریتی جنوب گدارسیاه. A: نمودار مقدار اعضاء پایانی گروه گارنت در نمودار سه تایی And- Gross- (Pyrope + Alm + Spess) و بررسی میزان جانشینی Ti-Si در مقابل $\text{TiMg}[\text{Fe}^{3+}]_2$ آندرادیت‌های تیتانیوم‌دار گدارسیاه و مقایسه با اسکارن‌های Zipa Mountain در کوردیلرا کانادا (Russell, 1999)، C: ترکیب شیمیایی گارنت‌های مورد بررسی در نمودارهای سه تایی $\text{Ti}/\text{Fe}^{3+}/\text{Al}$ و $\text{Ca}/\text{Fe}^{3+}/\text{Al}$ ، D: نمودار مقدار TiO_2 در انواع گارنت‌های محیط‌های مختلف؛ داده‌های مناطق مختلف برگرفته از دینگول و برارلی (Dingwell and Brearley 1985) و E و F: نمودارهای همبستگی منفی بین Al/Fe و Si/Ti در گارنت‌های مورد بررسی

Fig. 7. Chemical diagrams of the garnets in the monzodiorites of the southern Godar-e-Siah. A: The ternary diagram of And- Gross- (Pyrope + Alm + Spess) and values of garnet end-member, B: Distribution of the degree of substitution of Ti-Si versus $\text{TiMg}[\text{Fe}^{3+}]_2$ in Ti-bearing andradites of Godar-Siah and comparison with Zipa Mountain skarns in the Canadian Cordillera (Russell, 1999), C: Chemical composition of garnets in the $\text{Ti}/\text{Fe}^{3+}/\text{Al}$ and $\text{Ca}/\text{Fe}^{3+}/\text{Al}$ ternary diagrams, D: TiO_2 values in the garnets from the various areas. Data are from Dingwell and Brearley (1985), E and F: Negative correlation between Si/Ti and Al/Fe values in the studied garnets



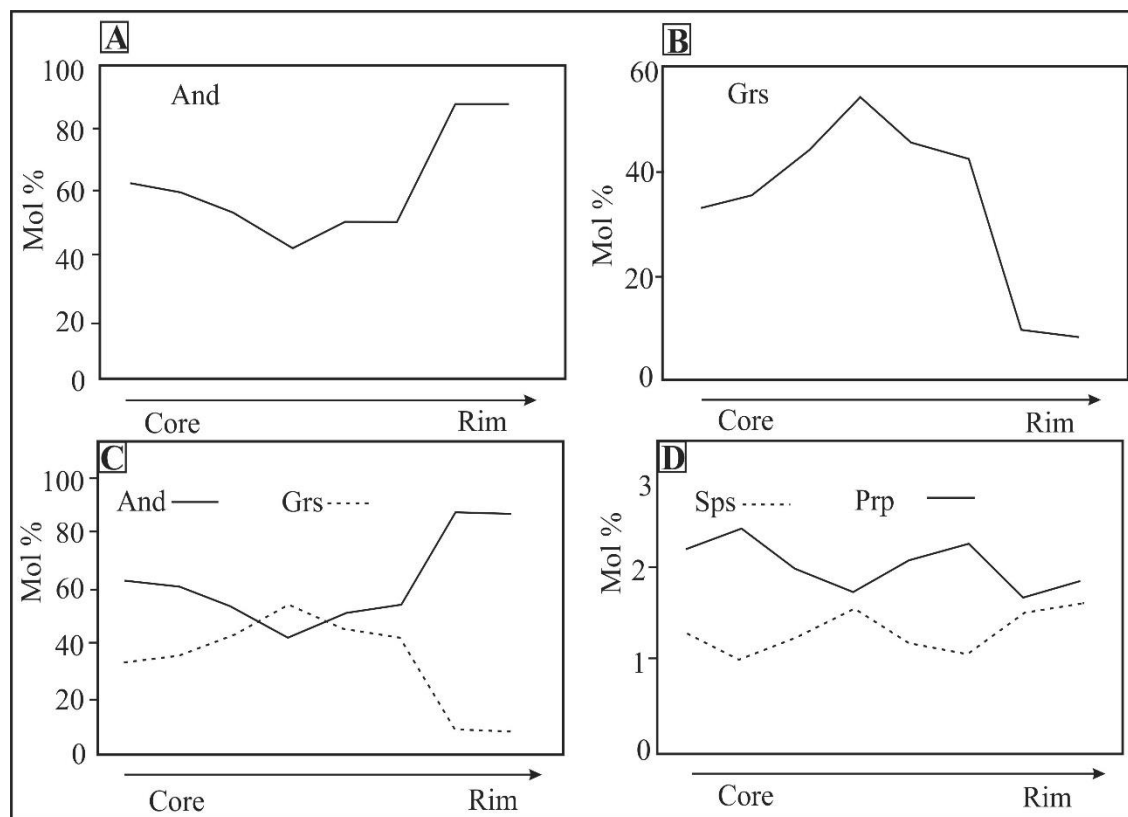
شکل ۸. الگوی منطقه‌بندی شیمیایی برخی عناصر مهم در گارنت‌های دارای منطقه‌بندی (نمونه شماره B-428) جنوب گدارسیاره که از مرکز به سمت

حاشیه ترسیم شده است. A: مقادیر Si، B: مقادیر Ti، C: مقادیر Fe^{3+} ، D: مقادیر Mg، E: مقادیر Mn و F: مقادیر Ca

Fig. 8. Chemical zoning patterns of some important elements in zoned garnets (sample number B-428) of the southern Godar-e-Siah from the core to the rim. A: Si values, B: Ti values, C: Fe^{3+} values, D: Mg values, E: Mn values, and F: Ca values

(Jamtveit and Wogelius, 1993). این تغییرات دوره‌ای با جوشش و اکسایش دوره‌ای سیالات گرمایی باعث نهشت دوره‌ای آندرادیت و گروسولار در سامانه‌های گرمایی در اسکارنها شده و شرایط برای تشکیل محلول جامد آندرادیت-گروسولار را فراهم می‌کند.

یکی از عوامل اصلی برای ایجاد منطقه‌بندی شیمیایی ناپیوسته، عوامل بیرونی شامل جنبش‌های گسلی و فشار حاصل از جای‌گیری توده نفوذی است که اغلب باعث تغییر در ترکیب سیالات گرمایی می‌شود. جنبش‌های گسلی به ویژه حرکت مستمر و ضربان‌یافته موجب تغییر دوره‌ای فشار بر سامانه‌های گرمایی می‌شود



شکل ۹. الگوی منطقه‌بندی مقدار درصد اعضای پایانی در گارنت‌های دارای منطقه‌بندی جنوب گدارسیاه (نمونه شماره B-428) که از مرکز به سمت حاشیه ترسیم شده است. A: آندرادیت، B: گروسولار، C: مقایسه تغییرات مقدار آندرادیت و گروسولار و D: مقایسه تغییرات مقدار اسپسارتین و پیروپ **Fig. 9.** Zoning patterns of the end members content (Mole%) in the zoned garnets (sample number B-428) of the southern Godar-e-Siah from the core to the rim; A: Andradite, B: Grossular, C: Comparison of andradite and grossular values, and D: Comparison of spessartine and pyrope contents

جوشش همراه است. این عمل سبب اکسایش در سیال و افزایش نسبت Fe^{3+}/Al^{3+} و در نتیجه رشد و شکل‌گیری آندرادیت می‌شود (Deer et al., 1992; Gaspar et al., 2008; Ranjbar et al., 2016; Run et al., 2022). با توجه به اینکه Al از جمله عناصر HFSE است و در سیالات گرمایی به کندی انتقال می‌یابد (Ague et al., 2013; Ranjbar et al., 2016) به نظر می‌رسد، تجزیه فلدسپارها در تأمین Al^{3+} نقش عمده‌ای داشته است. هنگامی که نرخ جریان سیال و رشد گارنت کند است؛ تجزیه فلدسپارها، موجب پایداری Al^{3+} در سیالات می‌شود و کاهش سریع میزان Al در سیال موجب افزایش سریع Fe^{3+} و

بر اساس شواهد صحرایی، توده مونزودیوریتی گدارسیاه در منطقه مورد بررسی در امتداد و به موازات گسل کویر بزرگ و در نزدیکی گسل چوپانان قرار گرفته است. جنبش‌های ضرباتی حاصل از این گسل‌ها و انشعابات آنها در منطقه در جای‌گیری و تبلور توده نفوذی گدارسیاه نقشی مهم داشته است. هم‌جهت بودن توده نفوذی در راستای این گسل و برشی بودن توده نفوذی این نظر را تأیید می‌کند (Aistov et al., 1984; Berra et al., 2017; Jamshidzai, 2021) (شکل ۱- C).

جامویت و ووگلیوس (Jamtveit and Wogelius, 1993) نشان داده‌اند که جریان سیالات در سامانه‌های گرمایی، معمولاً با پدیده

شیمی محیط با تجزیه پلاژیو کلازاها و بالارفتن میزان Al^{3+} و تبادل کاتیونی $Fe^{3+}-Al^{3+}$ ، همچنین تشکیل مگنتیت‌ها، ترکیب شیمی محیط تغییر کرده و شرایط احیا برای تشکیل گروسولار مهیا شده است. بنابراین، گارنت‌های غنی از Ti مورد بررسی به صورت محلول جامد آندرادایت- گروسولار دارای منشأ متاسوماتیک هستند.

علت غنی‌شدگی از تیتان در گارنت‌های مورد بررسی، در ارتباط با ماهیت ماگمای تشکیل دهنده توده نفوذی مورد بررسی است. بررسی ترکیب شیمی سنگ کل استوک مونزودیریتی و دایک‌های قطع کننده آن در جنوب گدارسیاه بیانگر ماهیت فلسیک و سدیک این نمونه‌هاست. ماگمای مولد این نمونه‌ها دارای ماهیت ساب‌آلکالن است و ویژگی زمین‌شیمیایی سری آداکیتی دارد (Jamshidzaei et al., 2021). بر اساس نتایج آنالیز سنگ کل نمونه‌های مورد بررسی، میزان TiO_2 موجود در این نمونه‌ها به ۰/۷۶ درصد هم می‌رسد (Jamshidzaei, 2021). علاوه بر منطقه‌بندی شیمیایی، شکل بلوری گارنت‌ها، وجود یا عدم وجود ادخال در این کانی‌ها (Patranabis-Deb et al., 2009) و بررسی روابط بافتی ادخال‌ها و الگوی پراکندگی آنها از دیگر از معیارهای شناسایی منشأ گارنت است (Schmetzer et al., 2017).

بررسی الگوی پراکندگی ادخال‌های موجود در گارنت‌ها برای تعیین شرایط دگرگونی و رژیم‌های زمین‌ساختی موجود در طول رشد گارنت حائز اهمیت است (MacQueen and Powell, 1977; Olimpio and Anderson, 1978; Finlay and Kerr, 1979; Zhang et al., 2024). معمولاً ادخال‌هایی از باقی‌مانده کانی‌های زمینه در گارنت‌های حاصل از دگرگونی مشاهده می‌شود؛ در حالی که گارنت‌های تشکیل شده در شرایط آذرین معمولاً بدون ادخال هستند (Kawabata and Takafuji, 2005). وجود کانی‌های ادخال در گارنت نشان‌دهنده رخداد فرایندی است که طی رشد بلور به وقوع پیوسته است؛ به طوری که ادخال‌هایی از اکسیدهای Fe-Ti، فلدسپار و گرافیت که به صورت

تشکیل آندرادایت می‌شود. چنانچه عملکرد سیالات گرمایی به صوت دوره‌ای یا ضربه‌ای باشد، می‌توان در نظر گرفت که در دوره آرامش، فرصت کافی برای دگرسانی پلاژیو کلازاها و آزادسازی یون‌های Al وجود داشته است. شواهد سنگ‌نگاری و شیمی کانی مونزودیریت‌های گارنت‌دار جنوب گدارسیاه، این همبستگی را در دگرسانی پلاژیو کلازاها به اسکاپولیت در مجموعه کانایی تأیید کرده است.

بالا بودن میزان آندرادایت در گارنت‌های مورد بررسی به همراه حضور مگنتیت، بیانگر شرایط اکسایش محیط است و به نظر می‌رسد که فوگاسیته اکسیژن آن چنان بالاست که ابتدا آهن موجود در سیالات گرمایی به Fe^{3+} اکسید شده و سپس طبق واکنش زیر و بر مبنای شواهد بافتی و هم‌یافتی کلینوپیروکسن نوع دیوپسید- هدرنرژیت با گارنت، گارنت‌های موجود به خرج کلینوپیروکسن‌های آذرین توسط هجوم سیالات گرمایی تشکیل شده‌اند. این واکنش همچنین می‌تواند همراهی مگنتیت با گارنت و پیروکسن را توجیه کند (Tracy and Frost, 1991).

واکنش ۵:

$9CaFeSi_2O_6 + 2O_2 = 3Ca_3FeSi_3O_{12} + 9SiO_2 + Fe_3O_4$
به نظر می‌رسد که این واکنش در شرایط اکسایش، $XCO_2=0.1$ و فشار ۵۰۰ Bar در سامانه Ca-Fe-Si-C-O-H تشکیل می‌شود (Einaudi and Burt, 1982).

بررسی‌های تجربی راسل و همکاران (Russel et al 1999) نشان داده است که اکسیژن در ساختار کلینوپیروکسن $(CaFeSi_2O_6)$ نقش تامپون را ایفا کرده است و می‌تواند طبق واکنش ۵ در پیدایش گارنت آندرادایت در سنگ‌های دگرگونی متاسوماتیک مؤثر باشد. ترکیب آندرادایت اشاره به شرایط اکسایش و ترکیب گروسولار اشاره به شرایط احیاء دارد (Mirnejad et al., 2018; Tian et al., 2019). با توجه به میزان آندرادایت (۴۲ تا ۸۷ درصد) در گارنت‌های مورد بررسی به نظر می‌رسد که در مونزودیریت‌های مورد بررسی، ابتدا آندرادایت در شرایط اکسایش گسترش یافته است و با تغییر ترکیب

اسکارن‌ها و سنگ‌های دگرگونی متاسوماتیک تشکیل می‌شوند (Harangi et al., 2001; Nouri et al., 2022; Ruan et al., 2022).

گارنت موجود در اسکارن‌ها معمولاً دارای منطقه‌بندی شیمیایی ناپیوسته است و می‌تواند فرایندهای واکنش سیال-سنگ را ثبت کند و راه‌گشایی برای تعیین شرایط فیزیکی-شیمیایی از جمله فوگاسیته اکسیژن و ترکیب شیمیایی سیالات گرمایی است (Park et al., 2017; Zhang et al., 2017).

اسکارن واکنشی (اندواسکارن) در اثر نفوذ یون‌های Ca و Mg به درون توده نفوذی و تشکیل کانی‌های کالک‌سیلیکاته شکل‌دار ایجاد می‌شود. بر اساس شواهد صحرایی توده نفوذی گدارسیاه در رسوبات آهکی پالئوزوئیک نفوذ کرده و آنها را قطع کرده است (Berra et al., 2017; Jamshidzaea, 2021). تمام شواهد زمین‌شیمیایی و سنگ‌نگاری گارنت‌های موجود در مونزودیوریت‌های جنوب گدارسیاه شامل حضور گارنت‌های شکل‌دار درشت با مرزهای واضح نسبت به کانی‌های مجاور، وجود ادخال‌هایی از کانی‌های زمینه و کلینوپیروکسن‌های آذرین در این کانی و وجود منطقه‌بندی شیمیایی ناپیوسته در گارنت‌های مورد بررسی، همچنین حضور کانی‌های میکا از نوع فلوگوپیت که در شرایط دگرگونی تشکیل شده است و علاوه بر آن، دگرسانی پلاژیوکلازها به اسکاپولیت نشان‌دهنده تأثیر سیالات متاسوماتیسم حاصل از نفوذ توده مونزودیوریتی گدارسیاه در رسوبات آهکی (دولومیتی) کربونیفر مجاور است. بنابراین، به نظر می‌رسد که به دلیل نفوذ توده مونزودیوریتی مورد بررسی در رسوبات آهکی پالئوزوئیک، اندواسکارن یا اسکارن واکنشی تشکیل شده است که در بررسی‌های میکروسکوپی به خوبی قابل تشخیص است. زون اندواسکارن با گسترش گارنت‌های خودشکل در زمینه توده نفوذی در مجاورت بخش کربناتی نمود دارد که به صورت میکروسکوپی قابل مشاهده است.

هم‌مرکز یا دوار در گارنت‌ها مشاهده می‌شوند، نشان‌دهنده رشد هم‌زمان این کانی‌ها با بلورهای گارنت است که در امتداد نقص شبکه گارنت طی رخداد دگرگونی به دام افتاده‌اند. همچنین وجود ادخال‌هایی از کانی‌های زمینه از جمله پیروکسن‌ها در گارنت نشان می‌دهد که در حین رشد این کانی، کانی‌های موجود، تحت تأثیر افزایش سریع حرارت و یا تغییر شرایط حاکم بر محیط، واکنش داده و گارنت‌ها را تشکیل داده‌اند. این تغییر شرایط و افزایش دما می‌تواند در ارتباط با جای‌گیری توده‌های نفوذی باشد (Andersen, 1984; Schmetzer et al., 2017).

در بررسی‌های سنگ‌نگاری، گارنت‌های مورد بررسی به صورت بلورهای شکل‌دار و درشت با ادخال‌هایی از کانی‌های زمینه و کلینوپیروکسن‌های آذرین هستند (شکل ۶) که می‌تواند منشأ زینوکریستی این گارنت‌ها را نقض کند (Roedder, 1979; Dahlquist et al., 2007). بررسی شیمی ادخال‌های کلینوپیروکسن نشان می‌دهد که این کانی‌ها از نوع آذرین هستند و از لحاظ ترکیب شیمیایی میزان MgO بالاتر و میزان FeO ، Na_2O و Al_2O_3 پایین‌تری را نسبت به پیروکسن‌های واکنشی پیرامون فلوگوپیت‌ها نشان می‌دهند. بر اساس نتایج آنالیز ریزپردازشی نمونه‌های مورد بررسی، ترکیب شیمی کلینوپیروکسن‌های زمینه و ادخال‌های داخل گارنت نسبتاً یکسان و از نوع آذرین است؛ در حالی که ترکیب شیمی کلینوپیروکسن‌های حاشیه‌ای واکنشی، متفاوت و از نوع دگرگونی هستند. بررسی روابط بافتی ادخال‌های کلینوپیروکسن در داخل گارنت‌های مورد بررسی و الگوی دوار پراکندگی کانی‌های زمینه در داخل این گارنت‌ها نشان می‌دهد که کلینوپیروکسن‌های آذرین موجود به دلیل نفوذ توده مونزودیوریتی در رسوبات کربناته طی فرایند متاسوماتیسم و واکنش با سیالات متاسوماتیسم توسط گارنت و کانی‌های کدر جایگزین شده‌اند.

توزیع عناصر اصلی در گارنت می‌تواند تعیین‌کننده منشأ آن باشد. گارنت‌هایی با ترکیب آندرادیت-گروسولار معمولاً در

نتیجه‌گیری

(۱) در نتیجه همبری زبانه‌های منشأ گرفته از توده نفوذی مونزودیوریت گدارسیاه با سن اثوسن زیرین با واحد رسوبی آهکی دولومیتی کربونیفر، به طور محلی اندواسکارن طی فرایند متاسوماتیسم داخل توده مونزودیوریتی تشکیل شده است که در نمونه‌های دستی و در مقیاس میکروسکوپی به وضوح قابل مشاهده بوده و شامل گارنت، فلوگوپیت، اسکاپولیت و کلینوپیروکسن است.

(۲) حضور کانی گارنت به صورت بلورهای درشت با منطقه‌بندی شیمیایی نوسانی ناپیوسته نشان‌دهنده این است که این گارنت‌ها در شرایط عدم تعادل همراه با تغییر در شرایط اکسایش محیط تشکیل شده‌اند.

(۳) روابط بافتی و هم‌یافتی گارنت- کلینوپیروکسن در این نمونه‌ها، وجود اسکاپولیت حاصل از تجزیه پلاژیوکلازها و فلوگوپیت‌هایی با منشأ دگرگونی، نشان‌دهنده تشکیل گارنت‌ها در شرایط دگرگونی متاسوماتیسم است.

قدردانی

نویسندگان از حمایت‌های مالی معاونت تحقیقات و فناوری دانشگاه اصفهان و دانشگاه پیام نور تشکر می‌نمایند.

تعارض منافع

هیچ گونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده است.

References

- Ague, J.J. and Carlson, W.D., 2013. Metamorphism as garnet sees it: the kinetics of nucleation and growth, equilibration, and diffusional relaxation. *Elements*, 9(6): 439–445.
<https://doi.org/10.2113/gselements.9.6.439>
- Ahangari, M., 2018. Origin of tourmaline and garnet in west Qushchi mylonite granite (NW Iran); constraints on petrogenesis of parental rock. *Iran: Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 25(4): 697–710. (in Persian)
<https://doi.org/10.29252/ijcm.25.4.697>
- Aistov, L., Melanikov, B., Krivyokin, B., Morozov, L. and Kiristaev, V., 1984. Geology of Khur Area (Central Iran). Geological Survey of Iran, Tehran, Report 20, 131 pp.
- Andersen, T.B., 1984. Inclusion patterns in zoned garnets from Magerøy, north Norway. *Mineralogical Magazine*, 48(346): 21–26.
<https://doi.org/10.1180/minmag.1984.048.346.03>
- Ayati, F., 2017. Mineralogy and origin of iron rich garnetites in Choogan Area-North of Meimeh. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 27(105): 3–12.
<https://doi.org/10.22071/gsj.2017.54125>
- Bagheri, S. and Stampfli, G.M., 2008. The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: new geological data, relationships and tectonic implication. *Tectonophysics*, 451(1–4): 123–155.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.047>
- Baxter, E.F., Caddick, M.J. and Ague, J.J., 2013. Garnet: Common mineral, uncommonly useful. *Elements*, 9(6): 415–419.
<https://doi.org/10.2113/gselements.9.6.415>
- Baxter, E.F., Caddick, M.J. and Dragovic, B., 2017. Garnet: A Rock-Forming Mineral Petrochronometer. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 83(1): 469–533.
<https://doi.org/10.2138/rmg.2017.83.15>
- Berra, F., Zanchi, A., Angiolini, L., Vachard, D., Vezzoli, G., Zanchetta, S., Bergomi, M., Javadi, H.R. and Kouhpeyma, M., 2017. The upper Palaeozoic Godar-e-Siah Complex of Jandaq: evidence and significance of a North Palaeotethyan succession in Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 138: 272–290.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2017.02.006>
- Carlson, W.D., 2002. Scales of disequilibrium and rates of equilibration during metamorphism. *American Mineralogist*, 87(2–3): 185–204.
<https://doi.org/10.2138/am-2002-2-301>
- Carlson, W.D., 2006. Rates of Fe, Mg, Mn, and Ca diffusion in garnet. *American Mineralogist*, 91(1): 1–11.
<https://doi.org/10.2138/am.2006.2043>
- Carswell, D.A., 1975. Primary and secondary phlogopites and clinopyroxenes in garnet lherzolite xenoliths. *Physics and Chemistry of the Earth*, pp. 417–429.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-08-018017-5.50034-1>
- Chakhmouradian, A.R. and McCammon, C.A., 2005. Schorlomite: a discussion of the crystal chemistry, formula and inter-species boundaries. *Phys. Chem*, 32: 277–289.
<https://doi.org/10.1007/s00269-005-0466-7>
- Chavideh, M., Tabatabaei Manesh, M. and Makizadeh, M., 2018. Petrology of skarns in the north and the southwest of Qazan (South Qamsar) with emphasis on the mineral chemistry of garnet and pyroxene. *Petrological Journal*, 9(1): 111–132.
<https://doi.org/10.22108/ijp.2017.100423.0>
- Chen, N.S., Sun, M., You, Z.D. and Malpas, J., 1998. Well-preserved garnet growth zoning in granulite from the Dabie Mountains, central China. *Journal of Metamorphic Geology*, 16(2): 213–222.
<https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1998.00074.x>
- Ciboanu, C.L. and Cook, N.J., 2004. Skarn texture and a case study: The ocna de Fier- Dogncea ore field, Banat, Romania. *Ore Geology Reviews*, 24(3–4): 315–370.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2003.04.002>
- Clarke, D.B., 2007. Assimilation of xenocrysts in granitic magmas: principles, processes, proxies, and problems. *The Canadian Mineralogist*, 45(1): 5–30.
<https://doi.org/10.2113/gscanmin.45.1.5>
- D'Antonio, M. and Kristensen, M.B., 2005. Hydrothermal alteration of oceanic crust in the West Philippine Sea Basin (Ocean Drilling Program Leg 195, Site 1201): inferences from a mineral chemistry investigation. *Mineralogy and Petrology*, 83: 87–112.
<https://doi.org/10.1007/s00710-004-0060-6>
- Dahlquist, J.A., Galindo, C., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Alasino, P.H., Saavedra, J. and Fanning, C.M., 2007. Magmatic evolution of the Peñón

- Rosado granite: petrogenesis of garnet-bearing granitoids. *Lithos*, 95(3–4): 177–207. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.07.010>
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1992. An introduction to the rock forming minerals, 2nd edition. Longman Scientific and Technical, New York, 699 pp.
- Delaney, J.S., Smith, J.V., Carswell, D.A. and Dawson, J.B., 1980. Chemistry of micas from kimberlites and xenoliths—II. Primary and secondary-textured micas 140 from peridotite xenoliths. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44(6): 857–872. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(80\)90266-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(80)90266-5)
- Deng, X.D., Li, J.W., Luo, T. and Wang, H.Q., 2017. Dating magmatic and hydrothermal processes using andradite-rich garnet U–Pb geochronometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 172(71): 1–11. <https://doi.org/10.1007/s00410-017-1389-2>
- Dingwell, D.B. and Brearley, M., 1985. Mineral chemistry of igneous melanite garnets from analcite-bearing volcanic rocks, Alberta, Canada. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 90: 29–35. <https://doi.org/10.1007/BF00373038>
- Dziggel, A., Wulff, K., Kolb, J., Meyer, F.M. and Lahaye, Y., 2009. Significance of oscillatory and bell-shaped growth zoning in hydrothermal garnet: Evidence from the Navachab gold deposit, Namibia. *Journal of Chemical Geology*, 262 (3–4): 262–276. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.01.027>
- Einaudi, M.T. and Burt, D.M., 1982. Introduction; Terminology, Classification, and Composition of Skarn Deposits. *Economic Geology*, 77(4): 745–754. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.77.4.745>
- Finlay, C.A. and Kerr, A., 1979. Garnet growth in a metapelite from the Moinian rocks of northern Sutherland, Scotland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 71(2): 185–191. <https://doi.org/10.1007/BF00375435>
- Foster, M.D., 1960. Interpretation of the composition of the tri octahedral micas. United States Geological Survey Professional Paper, 354(1): 11–49. <https://doi.org/10.3133/pp354B>
- Gaspar, M., Knaack, C., Meinert, L.D. and Moretti, R., 2008. REE in skarn systems: A LA-ICP-MS study of garnets from the Crown Jewel gold deposit. *Geochimica et cosmochimica acta*, 72(1): 185–205. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2007.09.033>
- George, F.R., Gaidies, F. and Boucher, B., 2018. Population-wide garnet growth zoning revealed by LA-ICP-MS mapping: implications for trace element equilibration and syn-kinematic deformation during crystallisation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 173(74): 1–22. <https://doi.org/10.1007/s00410-018-1503-0>
- Green, T.H., 1992. Experimental phase equilibrium studies of garnet-bearing I-type volcanics and high-level intrusives from Northland, New Zealand. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 83(1–2): 429–438. <https://doi.org/10.1017/S0263593300008105>
- Grew, E.S., Locock, A.J., Mills, S.J., Galuskin, I. O., Galuskin, E.V. and Hålenius, U., 2013. Nomenclature of the garnet supergroup. *American Mineralogist*, 98(4): 785–811. <https://doi.org/10.2138/am.2013.4201>
- Gwalani, L.G., Rock, N.M.S., Ramaswamy, R., Griffin, B.J. and Mulai, B.P., 2000. Complexly zoned Ti-rich melanite–schorlomite garnets from Ambadungar carbonatite-alkalic complex, Deccan Igneous Province, Gujarat State, western India. *Journal of Asian Earth Sciences*, 18(2): 163–176. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(99\)00053-X](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(99)00053-X)
- Hajialioghli, R. and Moazzen, M., 2009. Heterogeneous garnets in the alkaline feldspathoid-bearing rocks from the Kaleybar pluton, northern Azerbaijan (NW Iran). *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 17(2): 203–212. (in Persian) Retrieved February 10, 2024 from <http://ijcm.ir/article-1-581-.pdf>
- Harangi, S.Z., Downes, H., Kósa, L., Szabo, C.S., Thirlwall, M.F., Mason, P.R.D. and Matthey, D., 2001. Almandine garnet in calc-alkaline volcanic rocks of the Northern Pannonian Basin (Eastern–Central Europe): Geochemistry, petrogenesis and geodynamic implications. *Journal of Petrology*, 42(10): 1813–1843. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.10.1813>
- Huggins, F.E., Virgo, D. and Huckenholz, H.G., 1977. Titanium-containing silicate garnet; I, The distribution of Al, Fe (super ³⁺), and Ti (super ⁴⁺) between octahedral and tetrahedral sites. *American Mineralogist*, 62(5–6): 475–490. Retrieved February 10, 2024 from

- <https://pubs.geoscienceworld.org/msa/ammin/article-abstract/62/5-6/475/104579/Titanium-containing-silicate-garnet-I-The>
- Hwang, S.L., Shen, P., Yui, T.F. and Chu, H.T., 2003. On the mechanism of resorption zoning in metamorphic garnet. *Journal of Metamorphic Geology*, 21(8): 761–769. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2003.00477.x>
- Jamshidzaei, A., 2021. Petrology of felsic stock and intermediate Dikes of Eocene from Godar-e-Siah area (SW of Jandaq, Isfahan province). Ph.D. Thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran, 176 pp.
- Jamshidzaei, A. and Torabi., 2018. Petrology of porphyritic quartz monzodiorite stock and Eocene Dikes with adakitic nature from SW of Jandaq (NE of Isfahan province); Evidence of oceanic crust subduction around the Central-East Iranian Microcontinent. *Journal of Economic Geology* 10(2): 355–379. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.v10i2.63996>
- Jamshidzaei, A., Torabi, G., Morishita, T. and Tamura, A., 2021. Eocene dike swarm and felsic stock in Central Iran: roles of metasomatized mantle wedge and Neo-Tethyan slab. *Journal of Geodynamics*, 145: 101844. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2021.101844>
- Jamtveit, B. and Wogelius, R.A., 1993. Fraser, D.G. Zonation Patterns of Skarn Garnets—Records of Hydrothermal System Evolution. *Geology*, 21(2): 113–116. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1993\)021%3C0113:ZPOSGR%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021%3C0113:ZPOSGR%3E2.3.CO;2)
- Kantak, D.J. and Corey, M., 1988. Metasomatic origin of spessartine-rich garnet in the soth mountain batholiths, nova Scotia. *The Canadian Mineralogist*, 26(2): 318–334. Retrieved February 10, 2024 from <https://pubs.geoscienceworld.org/canmin/article-abstract/26/2/315/12012/Metasomatic-origin-of-spessartine-rich-garnet-in?redirectedFrom=fulltext>
- Kawabata, H. and Takafuji, N., 2005. Origin of garnet crystals in calc-alkaline volcanic rocks from the Setouchi volcanic belt, Japan. *Mineralogical Magazine*, 69(6): 951–971. <https://doi.org/10.1180/0026461056960301>
- Konrad-Schmolke, M., O'Brien, P.J., de Capitani, C. and Carswell, D.A., 2008. Garnet growth at high- and ultra-high pressure conditions and the effect of element fractionation on mineral modes and composition. *Lithos*, 103(3–4): 309–332. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.10.007>
- Krippner, A., Meinhold, G., Morton, A. and Eynatten, H.V., 2014. Evaluation of garnet discrimination diagrams using geochemical data of garnets derived from various host rocks. *Sedimentary Geology*, 306: 36–52. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2014.03.004>
- Lackey, J.S., Romero, G.A., Bouvier, A.S. and Valley, J.W., 2012. Dynamic growth of garnet in granitic magmas. *Geology*, 40(2): 171–174. <https://doi.org/10.1130/G32349.1>
- Lang, J.R., Lueck, B., Mortensen, J.K., Kelly Russell, J., Stanley, C.R. and Thompson, J.F., 1995. Triassic-Jurassic silica-undersaturated and silica-saturated alkalic intrusions in the Cordillera of British Columbia: Implications for arc magmatism. *Geology*, 23(5): 451–454. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023%3C0451:TJSUAS%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023%3C0451:TJSUAS%3E2.3.CO;2)
- Lentz, D.R., 1998. Mineralized intrusion-related skarn systems. In: D.R. Lentz (Editor). *Mineralogical Association of Canada*, Ottawa, pp. 630–650. <https://doi.org/10.1180/minmag.1999.063.3.05>
- Locock, A., 2008. An Excel spreadsheet to recast analyses of garnet end-member componets, and a synopsis of the crystal chemistry of natural silicate garnets. *Computers and Geosciences*, 34(12): 1769–1780. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2007.12.013>
- London, D., 2014. A petrologic assessment of internal zonation in granitic pegmatites. *Lithos*, 184–187: 74–104. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.10.025>
- L'Heureux, I. and Fowler, A.D., 1994. A nonlinear dynamical model of oscillatory zoning in plagioclase. *American Mineralogist*, 79(9–10): 885–891. Retrieved February 10, 2024 from <https://pubs.geoscienceworld.org/msa/ammin/article-abstract/79/9-10/885/42921/A-nonlinear-dynamical-model-of-oscillatory-zoning>
- MacQueen, J.A. and Powell, D., 1977. Relationships between deformation and garnet growth in Moine (Precambrian) rocks of western Scotland. *Geological Society of America Bulletin*, 88(2): 235–240.

- [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1977\)88%3C235:RBDAGG%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1977)88%3C235:RBDAGG%3E2.0.CO;2)
- Middlemost, E.A., 1989. Iron Oxidation Ratios, Norms and the Classification of Volcanic Rocks. *Chemical Geology*, 77(1): 19–26. [http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541\(89\)90011-9](http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541(89)90011-9)
- Mirnejad, H., Hasannejad, M., Miller, N., Hassanzadeh, J., Bocchio, R. and Modabberi, S., 2018. Origin and Evolution of Oscillatory Zoned Garnet from Kasva Skarn, Northeast Tafresh, Iran. *The Canadian Mineralogist*, 56(1): 15–37. <https://doi.org/10.3749/canmin.1700039>
- Moeinzadeh, S.H., Rahimisadegh, H. and Moazzen, M., 2019. The Study of amphibolites in Bahram Gor area (northwest of Gol-e Gohar mine in Sirjan), with emphasis on mineral paragenesis and whole rock chemical data. *Petrological Journal*, 9(4): 49–66. <https://doi.org/10.22108/ijp.2018.106236.1052>
- Morimoto, N., 1989. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Journal*, 14(5): 198–221. <https://doi.org/10.2465/minerj.14.198>
- Nachit, H., 1986. Contribution a L'etude analytique et experimental des biotites des granitoids Applications typologiques. Ph.D. Thesis, Université de Bretagne occidentale, Brest, France, 181 pp.
- Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E.H. and Ohoud, M.B., 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(16): 1415–1420. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.09.002>
- Nouri, F., Stern, R.J. and Azizi, H., 2022. A review of garnet deposits in western and southern Iran. *International Geology Review*, 64(1): 17–44. <https://doi.org/10.1080/00206814.2020.1838335>
- Olimpio, J.C. and Anderson, D.E., 1978. The relationship between chemical and textural (optical) zoning in metamorphic garnets, South Morar, Scotland. *American Mineralogist*, 63(7–8): 677–689. Retrieved February 10, 2024 from <https://pubs.geoscienceworld.org/msa/ammin/article-abstract/63/7-8/677/40936/The-relationship-between-chemical-and-textural>
- Park, C., Song, Y., Kang, I.M., Shim, J., Chung, D. and Park, C.S., 2017. Metasomatic changes during periodic fluid flux recorded in grandite garnet from the Weondong W-skarn deposit, South Korea. *Chemical Geology*, 451: 135–153. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.01.011>
- Patranabis-Deb, S., Schieber, J. and Basu, A., 2009. Almandine garnet phenocrysts in a ~ 1 Ga rhyolitic tuff from central India. *Geological Magazine*, 146(1): 133–143. <https://doi.org/10.1017/S0016756808005293>
- Peng, H.J., Zhang, C.Q., Mao, J.W., Santosh, M., Zhou, Y.M. and Hou, L., 2015. Garnets in porphyry–skarn systems: A LA–ICP–MS, fluid inclusion, and stable isotope study of garnets from the Hongniu–Hongshan copper deposit, Zhongdian area, NW Yunnan Province, China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 103: 229–251. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.10.020>
- Ramasamy, R., 1986. Titanium-bearing garnets from alkaline rocks of carbonatite complex of Tiruppattur, Tamil Nadu. *Current Science*, 55(20): 1026–1029. Retrieved February 10, 2024 from <https://www.jstor.org/stable/24090977?type=AccessWorkflow=login>
- Ranjbar, S., Tabatabaei Manesh, S.M., Mackizadeh, M.A., Tabatabaei, S.H. and Parfenova, O.V., 2016. Geochemistry of major and rare earth elements in garnet of the Kal-e Kafi skarn, Anarak Area, Central Iran: Constraints on processes in a hydrothermal system. *Geochemistry International*, 54: 423–438. <https://doi.org/10.1134/S0016702916050098>
- Roedder, E., 1979. Origin and significance of magmatic inclusions. *Bulletin de Mineralogie*, 102(5–6): 487–510. Retrieved February 10, 2024 from https://www.persee.fr/doc/bulmi_0180-9210_1979_act_102_5_7299
- Rong, W., Zhang, S.B., Zheng, Y.F. and Gao, P., 2018. Mixing of felsic magmas in granite petrogenesis: geochemical records of zircon and garnet in peraluminous granitoids from South China. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(4): 2738–2769. <https://doi.org/10.1002/2017JB014022>
- Ruan, C.T., Yu, X.Y., Su, S.G., Santosh, M. and Qin, L.J., 2022. Anatomy of Garnet from the Nanminghe Skarn Iron Deposit, China: Implications for Ore Genesis. *Minerals*, 12(7): 845. <https://doi.org/10.3390/min12070845>
- Russell, J.K., Dipple, G.M., Lang, J.R., and Lueck, B., 1999. Major-element discrimination of titanium andradite from magmatic and hydrothermal environments; an example from the

- Canadian Cordillera. *Europe Journal of Mineralogy*, 11(6): 919–935.
<https://doi.org/10.1127/ejm/11/6/0919>
- Saha, A., Ray, J., Ganguly, S. and Chatterjee, N., 2011. Occurrence of melanite garnet in syenite and ijolite–melteigite rocks of Samchampi–Samteran alkaline complex, Mikir Hills, Northeastern India. *Current Science*, 101(1): 95–100. Retrieved February 10, 2024 from <https://www.jstor.org/stable/24077869>
- Samadi, R., Miller, N.R., Mirnejad, H., Harris, C., Kawabata, H. and Shirdashtzadeh, N., 2014. Origin of garnet in aplite and pegmatite from Khajeh Morad in northeastern Iran: A major, trace element, and oxygen isotope approach. *Lithos*, 208–209: 378–392.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.08.023>
- Samadi, R., Valizadeh, M.V., Mirnejad, H., Baharifar, A.A. and Sheikh Zakariaee, S.J., 2015. Study of Fe, Mn, Mg and Ca Diffusion Effect on Garnet Growth (Dehnow Area, NW Mashhad, Iran). *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 24(94): 37–46.
<https://doi.org/10.22071/gsj.2015.53659>
- Sargazi, M., Torabi, G. and Morishita, T., 2019. Petrological characteristics of the Middle Eocene Toveireh pluton (southwest of the Jandaq, Central Iran): Implications for Eastern branch of Neo-Tethys subduction. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 28(4): 558–588.
<https://doi.org/10.3906/yer-1807-45>
- Scheibner, B., Wörner, G., Civetta, L., Stosch, H.G., Simon, K. and Kronz, A., 2007. Rare earth element fractionation in magmatic Ca-rich garnets. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 154(3–4): 55–74.
<https://doi.org/10.1007/s00410-006-0179-z>
- Schingaro, E., Lacalamita, M., Mesto, E., Ventruti, G., Pedrazzi, G., Ottolini, L. and Scordari, F., 2016. Crystal chemistry and light elements analysis of Ti-rich garnets. *American Mineralogist*, 101(2): 371–384.
<https://doi.org/10.2138/am-2016-5439>
- Schmetzer, K., Gilg, H.A., Schüssler, U., Panjekar, J., Calligaro, T. and Périn, P., 2017. The Linkage Between Garnets Found in India at the Arikamedu Archaeological Site and Their Source at the Garibpet Deposit. *The Journal of Gemmology*, 35(7): 598–627. Retrieved April 30, 2024 from https://gem-a.com/wp-content/uploads/2023/11/volume35_issue7_2017.pdf
- Schmitt, C., Tokuda, M., Yoshiasa, A., Nishiyama, T., 2019. Titanian andradite in the Nomo rodingite: Chemistry, crystallography, and reaction relations. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 114(3): 111–121.
<https://doi.org/10.2465/jmps.180731>
- Smith, M.P. Henderson, P. Jeffries, T.E.R. Long, J. and Williams, C., 2004. The rare earth elements and uranium in garnets from the Beinn and Dubhaich Aureole, Skye, Scotland, UK; constraints on processes in a dynamic hydrothermal system. *Journal of Petrology*, 45(3): 457–484.
<https://doi.org/10.1093/petrology/egg087>
- Tabatabaei manesh, S.M., Mahmoodabadi, L. and Mirlohi, A. S., 2013. Geochemistry of the Eocene volcanic rocks in the SW of Jandaq (NE of Isfahan province). *Petrological Journal*, 4(14): 79–92. Retrieved February 10, 2024 from https://ijp.ui.ac.ir/article_16136.html
- Tadayon, M., Rossetti, F., Zattin, M., Nozaem, R., Calzolari, G., Madanipour, S. and Salvini, F., 2017. The post-Eocene evolution of the Doruneh Fault region (Central 149 Iran): The intraplate response to the reorganization of the Arabia-Eurasia collision zone. *Tectonics*, 36(12): 3038–3064. <https://doi.org/10.1002/2017TC004595>
- Tappe, S., Jenner, G.A., Foley, S.F., Heaman, L., Besserer, D., Kjarsgaard, B.A. and Ryan, B., 2004. Torngat ultramafic lamprophyres and their relation to the North Atlantic Alkaline Province. *Lithos*, 76(1–4): 491–518.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.03.040>
- Tian, Z.D., Leng, C.B., Zhang, X.C., Zafar, T., Zhang, L.J., Hong, W. and Lai, C.K., 2019. Chemical composition, genesis and exploration implication of garnet from the Hongshan Cu-Mo skarn deposit, SW China. *Ore Geology Reviews*, 112: 103016.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103016>
- Torabi, G., 2010. Early Oligocene alkaline lamprophyric dikes from the Jandaq area (Isfahan Province, Central Iran): Evidence of Central-East Iranian microcontinent confining oceanic crust subduction. *Island Arc*, 19(2): 277–291.
<https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2009.00705.x>
- Tracy, R.J. and Frost, B.R., 1991. Phase equilibria

- and thermobarometry of calcareous, ultramafic and mafic rocks, and iron formations. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 26(1): 207–289. Retrieved February 10, 2024 from <https://pubs.geoscienceworld.org/msa/rimg/article/26/1/207/87305/Phase-equilibria-and-thermobarometry-of-calcareous>
- Tronnes, R.G., Edgar, A.D. and Arima, M., 1985. A high pressure-high temperature study of TiO₂ solubility in Mg-rich phlogopite: implications to phlogopite chemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49(11): 2323–2329. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(85\)90232-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(85)90232-7)
- Turbeville, B.N., 1993. Petrology and petrogenesis of the Latera caldera, central Italy. *Journal of Petrology*, 34(1): 77–124. <https://doi.org/10.1093/petrology/34.1.77>
- Ulrich, T., Kamber, B.S., Jugo, P.J. and Tinkham, D.K., 2009. Imaging element-distribution patterns in minerals by laser ablation–inductively coupled plasma–mass spectrometry (LA–ICP–MS). *The Canadian Mineralogist*, 47(5): 1001–1012. <https://doi.org/10.3749/canmin.47.5.1001>
- 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>
- Whitney, D.L., Goergen, E.T., Ketchan, R.A. and Kunze, K., 2008. Formation of garnet polycrystals during metamorphic crystallization. *Journal of Metamorphic Geology*, 26(3): 36–383. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2008.00763.x>
- Yang, P. and Pattison, D., 2006. Genesis of monazite and Y zoning in garnet from the Black Hills, South Dakota. *Lithos*, 88(1–4): 233–253. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.08.012>
- Yardley, B.W.D., Rochelle, C.A., Barnicoat, A.C. and Liody, G.E., 1991. Oscillatory zoning in metamorphic minerals, an indicator of infiltration metasomatism. *Mineralogical Magazine*, 55(380): 357–365. <https://doi.org/10.1180/minmag.1991.055.380.06>
- Zhang, J.Y., Li, G., Tian, Y. and Schmitz, F., 2024. Inclusions and Spectral Characterization of Demantoid from Baluchistan, Pakistan. *Crystals*, 14(1): 84. <https://doi.org/10.3390/cryst14010084>
- Zhang, Y., Shao, Y.J., Wu, C.D. and Chen, H.Y., 2017. LA-ICP-MS trace element geochemistry of garnets: Constraints on hydrothermal fluid evolution and genesis of the Xinqiao Cu–S–Fe–Au deposit, eastern China. *Ore Geology Reviews*, 86: 426–439. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.03.005>



RESEARCH ARTICLE

10.22067/econg.2024.1111



The formation model for the Komsheche barite in Triassic carbonate deposits, NE Isfahan, Central Iran: Insights from mineralogy, stable isotopes, and fluid inclusions

Nakisa Tayebi¹, Zahra Alaminia^{2*} , Ali Bahrami³ ¹ M.Sc., Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran² Associate Professor, Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran; Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran³ Associate Professor, Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 22 April 2024

Revised: 06 June 2024

Accepted: 08 June 2024

Keywords

Barite

Fluid inclusion

Stable isotope

Diagenesis

Isfahan

Central Iran

*Corresponding author

Zahra Alaminia

✉ z.alaminia@sci.ui.ac.ir

ABSTRACT

In the western boundary region of Central Iran with Sanandaj-Sirjan, considering the widespread carbonate units in the northeastern Isfahan area, the barite deposits have considerable potential. The Komsheche barite, hosted in the Middle Triassic Shotori dolomite Formation, is the most active mine in the region. Barite mineralization has occurred in two styles, banded-layered and veined-brecciated. Fluid inclusions in the bedded barite homogenize at temperatures from 78 to 122 °C, with salinity between 10.9 to 17.0 wt.% eq. NaCl, while the homogenization temperature for two-phase inclusions of the second type barite is between 130 to 187 °C and associated halite-bearing tri-phase inclusions range from 192 to 210 °C, with an average salinity of 14.3 and 36.6 wt.% eq. NaCl, respectively. The $\delta^{34}\text{S}$ values of the samples range from 18.40 to 26.34 per mil CDT, and their $\delta^{18}\text{O}$ values range from 8.9 to 14.7 per mil SMOW. Based on conducted studies, ore-forming fluids were formed in an open and near-bottom seawater system during the early diagenetic stage. The heavy isotope values related to pore water are locked in a closed system during the final stages of diagenetic. Sedimentary type, associated minerals, REE composition, finding of fluid inclusion and isotope reveal that Komsheche barite has the most similarity to diagenetic/cold-seep types of marine barites.

How to cite this article

Tayebi, N., Alaminia, Z. and Bahrami, B., 2024. The formation model for the Komsheche barite in Triassic carbonate deposits, NE Isfahan, Central Iran: Insights from mineralogy, stable isotopes, and fluid inclusions. *Journal of Economic Geology*, 16(2): 95–134. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2024.1111>



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

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

In the western border of Central Iran zone with Sanandaj-Sirjan, according to the extent of carbonate units in the northeastern area of Isfahan, barite deposits have considerable potential. Part of the barytization is formed in the Middle Triassic host rock (such as Komsheche and Lamar) and part in the Lower Cretaceous host rock (such as Pinavand, Bagharabad, Maste-Kouh, Khase-Tarash and east of Mourcheh-Khort), which indicates that these sequences are prone to more discoveries in the future. These barites are unique in terms of sedimentary structure, and the Komsheche deposit is one of the representative examples of strata bound barite deposits in the Triassic sedimentary sequences of this area. Considering that the development of barite mineralization in the Triassic carbonate sequence is still in a halo of ambiguity, in this research, in addition to stratigraphic studies and investigation of the characteristics of mineralization, the mechanism of barite deposition has been tried using the mineralogical studies, the stable isotopes composition, and the fluid inclusions of barite are described.

Materials and methods

Field surveys were conducted to study ore layers by observing sedimentary characteristics and collecting samples from both host rock and ore. These samples were then analyzed in the laboratory through petrographic and mineralogical studies in the laboratory. Five samples were analysed by ICP-MS at the Zarazma laboratory to quantify major, minor, and rare earth elements. The study of fluid inclusions was conducted using the Linkham THM600 at University of Isfahan. The sulfur and oxygen isotopic composition in the Komsheche deposit was measured using a mass spectrometer. Values of $\delta^{34}\text{S}$ and $\delta^{18}\text{O}$ are expressed in parts per thousand or per mil (‰) using the Standard Canon Diablo Troilite (CDT) and Standard Sea Water (SMOW), respectively.

Results and discussion

The oldest rocks in the Komsheche mining area are assigned to the weathered orange-brown Shotori deposits of the Middle Triassic. These deposits are

widespread and have a rough appearance. The lower layer, related to the Sorkh-Shale Formation (Lower Triassic), is not visible in Komsheche. The Nayband Formation, from the Upper Triassic age, consists of coaly shales and dark siltstone with interlayers of quartzitic sandstone. The Jurassic sequence is not visible in the Komsheche area, and no rocks containing Jurassic fossils have been observed in the red conglomerate of the Cretaceous base. The lack of sedimentation from the end of the Late Triassic to the Early Cretaceous may be due to the Cimmerian orogeny. The thin layers of sandstone and red conglomerate at the base of the Lower Cretaceous, with a thickness of up to 2 meters thick, consist of Shotori dolomite and siliceous rocks. This sequence begins without metamorphism but has a sudden change in lithology from clastic to carbonate. In the eastern parts, there is a thick layer of coarse-grained limestone, while the western parts are a sequence of olive-green marls, limestones, and sandy limestones of the Late Cretaceous age with orbitulina and ammonite fossils.

Field studies, facies analysis, and laboratory research focusing on shape, mineralogy, texture, and grade indicate that the barite mineralization at the Komsheche mine can be categorized into two main types: banded and veined/brecciated. a) Type 1: The banded facies, which is widespread, contains lower-grade mineral material. It shows a stratification consistent with the host rock, with barite and host rock alternating over a thickness of less than 10 meters and a length of 700 meters. These facies, part of the Shotori dolomite sequence, is the primary mineralized horizon. The presence of interfinger structures of barite and dolomite crystals suggests simultaneous formation in unconsolidated sediments. b) Type II: The veined/brecciated facies, located near the center of the ore deposit, occurs as vein and shear masses formed along reverse faults. This facies represents the high-grade portion of the mine, and it is mined by through open-pit mining. These veins formations are commonly found at the boundary between the Shotori carbonates and the Nayband Formation, with dolomitization and limited silicification in the host rock. Barite veins are typically less than 1.5 meters thick, are surrounded by shear zones less than 2 meters wide.

A homogenization temperature (T_h) was conducted on 17 primary fluid inclusions (F.I) trapped in barite minerals from both the stratabound and

veined/brecciated facies of the Komsheche deposit. The results of the analyzed fluid inclusions are presented in Table 3. In the first type barite, most fluid inclusions are single-phase liquid (L) or two-phase liquid-rich ($L > V$). The homogenization temperature ranges from 78 to 122 °C, and the salinity levels range from 10.9 to 17.0 wt.% eq. NaCl. For the second type of barite, the fluid inclusions are predominantly two-phase liquid-rich ($L > V$), single-phase liquid (L), or three-phase with a solid phase of halite (LVH). The homogenization temperature for the two-phase inclusions of the second type is higher, ranging from 130 to 187°C, while the three-phase inclusions with halite range from 192 to 210 °C. The salinity levels for the second type of two-phase inclusions range from 9.5 to 16.0 wt.% eq. NaCl, and for the three-phase inclusions, it ranges from 36.2 to 37.0 wt.% eq. NaCl.

The sulfur isotope values ($\delta^{34}\text{S}$) of the barite samples range from 18.40 to 26.34 ‰ CDT, while their oxygen isotope values ($\delta^{18}\text{O}$) range from 9.8 to 14.7 ‰ SMOW. The sulfur isotope values indicate isotopic diversity. A comparison with previous data (22.6 to 26.7 ‰) reported by (Forghani Tehrani, 2003; Rajabzadeh, 2007) shows differences in the distribution of measured sulfur isotope values, as shown in Table 4.

According to the latest diagenetic models, sedimentary barite layers are formed at the sulfate-methane transition zone (SMTZ) during hydrocarbon migration. Based on this study, it was found that barite mineralizing fluids in the initial diagenesis stage were found to have temperatures below 120 °C

and a salinity of about 13 wt.% eq. NaCl. These fluids form near the seafloor in a shallow sea open system where sulfate supply is associated with anaerobic oxidation of methane as a mechanism for the reduction of sulfate to H_2S .

Barite formation occurs in shallow marine environments through by downward sulfate diffusion and the transfer of hydrocarbons and barium from depth upwards. The periodic formation of barite layers is related to the stability of the SMTZ. In an open system, barite retains the oxygen and sulfur isotope values of the coeval seawater. Barite precipitation occurs by fluid cooling, fluid mixing, and/or water-rock interaction.

In the final diagenesis stages, heavy isotope amounts are linked to formation water in closed systems with high water- rock ratios. Veined barite, which is younger, may forms at deeper levels along faults over an extended period, completely replacing the host rock entirely. It is unlikely that veined barite forms near the sea floor. Deep fluids are heating by the geothermal gradient. This research suggests that the barite in question is similar to marine barites found off the coast of Southern California in diagenetic/cold seep environments.

Acknowledgements

Part of the information of this research has been extracted from the master's thesis project of the first author. Financial support was provided by University of Isfahan. We also acknowledge logistic support by the Falat-e Iran Barite Company.



مدل تشکیل باریت کمشچه در نهشته‌های کربناته تریاس، شمال شرق اصفهان، ایران مرکزی: شواهدی از کانی‌شناسی، ایزوتوپ‌های پایدار و میان‌بارهای سیال

نکیسا طیبی^۱، زهرا اعلمی‌نیا^{۲*}، علی بهرامی^۳

^۱ کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

^۲ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران؛ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

^۳ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

چکیده	اطلاعات مقاله
در مرز غربی ایران مرکزی با سهندج- سیرجان، با توجه به گسترده‌ی واحدهای کربناته در محدوده شمال شرق اصفهان، کانسارهای باریت از پتانسیل قابل ملاحظه‌ای برخوردارند. باریت کمشچه با سنگ میزبان دولومیت سازند شتری با سن تریاس میانی مهم‌ترین معدن فعال ناحیه است. کانه‌زایی باریت به دو صورت نواری- لایه‌ای و رگه‌ای- برشی رخ داده است. میان‌بارهای سیال اولیه دوفازی در باریت‌های لایه‌ای در محدوده ۷۸ تا ۱۲۲ درجه سانتی‌گراد همگن شدند و شوری آنها بین ۱۰/۹ تا ۱۷/۰ درصد وزنی معادل نمک طعام است؛ در حالی که دمای همگن‌شدگی میان‌بارهای دوفازی باریت‌های نوع دوم بین ۱۳۰ تا ۱۸۷ درجه سانتی‌گراد و سه فازی هالیت‌دار بین ۱۹۲ تا ۲۱۰ درجه سانتی‌گراد، به ترتیب با میانگین شوری ۱۴/۳ و ۳۶/۶ درصد وزنی معادل نمک طعام است. مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ نمونه‌ها در محدوده ۱۸/۴۰ تا ۲۶/۳۴ قسمت در هزار CDT و مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ آنها بین ۹/۸ تا ۱۴/۷ قسمت در هزار SMOW است. به استناد بررسی‌های انجام‌شده، سیال‌های کانه‌ساز در مرحله اول طی دیاژنز آغازین، در یک سامانه باز و نزدیک به کف دریا تشکیل شده‌اند. مقادیر ایزوتوپ سنگین مرتبط با آب سازندی در سامانه بسته طی مراحل نهایی است. نوع رسوب‌گذاری، کانی‌های همراه، ترکیب عناصر کمیاب، داده‌های به دست آمده از بررسی‌های میان‌بار سیال و ایزوتوپ بیانگر آن است که باریت کمشچه بیشترین شباهت را با باریت‌های دریایی نوع دیاژنزی/ تراوش سرد دارد.	تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۲/۰۳ تاریخ بازنگری: ۱۴۰۳/۰۳/۱۷ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۳/۱۹
	واژه‌های کلیدی باریت میان‌بار سیال ایزوتوپ پایدار دیاژنز اصفهان ایران مرکزی
	نویسنده مسئول زهرا اعلمی‌نیا z.alaminia@sci.ui.ac.ir ✉

استناد به این مقاله

طیبی، نکیسا؛ اعلمی‌نیا، زهرا و بهرامی، علی، ۱۴۰۳. مدل تشکیل باریت کمشچه در نهشته‌های کربناته تریاس، شمال شرق اصفهان، ایران مرکزی: شواهدی از کانی‌شناسی، ایزوتوپ‌های پایدار و میان‌بارهای سیال. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۶(۲): ۹۵-۱۳۴. <https://doi.org/10.22067/econg.2024.1111>

مقدمه

باریت (BaSO_4) در برخی کشورها همچون چین، در زمره کانی‌های حیاتی و استراتژیک قرار دارد (Jiang et al., 2021). تولیدات سالیانه باریت خام در جهان از ۳/۰ میلیون تن در سال ۱۹۲۰ میلادی به ۸ تا ۹/۶ میلیون تن در سال ۲۰۱۰ رسید و انتظار می‌رفت که در سال ۲۰۲۰ به ۵۵۰ میلیون تن برسد (Boyarko and Bolsunovskaya, 2023). ایران با ظرفیت ۱۰ میلیون تن یکی از مهم‌ترین منابع تأمین‌کننده باریت در جهان است (Hastorun et al., 2016; Tajeddin et al., 2018). باریت در زمان‌های گوناگون زمین‌شناسی در سنگ‌های آذرین، رسوبی و دگرگونی، همچنین در خاک، طوفان‌های گرد و غبار و مواد فرازمینی، توزیع در خور توجهی دارد (Paytan et al., 2002). کانی پایدار باریت (با فرض نهشتگی مستقیم از آب دریا) نمادی از فعالیت‌های دیرینه است که در بازسازی منحنی ایزوتوپی استرانسیوم آب دریا، نسبت‌های ایزوتوپی گوگرد و اکسیژن سولفات آب دریاها، کهن و در ارائه مدل سنی رسوب‌ها به کمک واپاشی ^{226}Ra در باریت، مورد توجه زمین‌شناسان قرار گرفته است (Griffith et al., 2018; Yao et al., 2020). همچنین از آنجایی که ته‌نشینی باریت دریایی ارتباط نزدیکی با تجزیه مواد آلی دارد، نرخ انباشتگی باریت در رسوب‌های دریا می‌تواند معیاری برای تخمین خروج کربن آلی به بیرون از سطح اقیانوس در نظر گرفته شود (Carter et al., 2016).

کانسارهای باریت در دنیا به چهار رده اصلی تقسیم می‌شوند که مشتمل بر رسوبی- لایه‌ای، آتشفشانی- لایه‌ای، متاسوماتیک رگه‌ای- پرکننده حفره و کانسارهای باقی‌مانده (هوازده) هستند (Johnson et al., 2017). از نگاه زمین‌ساختی، باریت‌های رسوبی- لایه‌ای در مناطق فعال حاشیه قاره قبل کوه‌زایی، لبه بیرونی حاشیه غیرفعال قاره‌ای (Maynard and Okita, 1992)، حوضه‌های هم‌گرا (پرو)، حاشیه‌های انتقالی (حاشیه قاره‌ای کالیفرنیا)، پشته‌های اقیانوسی مرتبط با کافت (دریای اختسک در شمال غربی اقیانوس آرام)، منشور برافزایشی مرتبط با کمان

اقیانوس و پشت کمان دیده می‌شوند (Koski and Hein, 2004). بر اساس مکان و نحوه تشکیل، چهار گونه باریت در دریا نهشته می‌شوند (Yao et al., 2020) که عبارتند از: ۱- باریت نوع دریایی (پلاژیک/ اُتوزنیک) در منطقه کوچکی (۲۰۰ تا ۱۵۰۰ متری) در طول ستون آب دریا زمانی که سیال غنی از باریت و یا هیدروکربن با سولفات آب‌های درون سازندی واکنش می‌دهد (Riedinger et al., 2006)، ۲- باریت نوع گرمایی اطراف دهانه‌های گرمایی- آتشفشانی از سیال‌های کم تا متوسط دما غنی از Ba (Hein et al., 2007)، ۳- باریت نوع دیاژنزی در آب‌های درون سازندی غنی از هیدروکربن درون ستون آب زیر سطح برهم‌کنش آب- رسوب با همراهی و تجزیه مواد آلی (Dehairs et al., 1980) و ۴- باریت نوع تراوش سرد در دهانه‌های کم‌دما زیردریایی، محل خروج آب‌های درون سازندی غنی از هیدروکربن و یا باریت (Zhou et al., 2015a; Zhou et al., 2022) نزدیک برهم‌کنش آب- رسوب مشاهده می‌شوند. باریت‌های گرمایی به حوضه‌های ریفیتی با جریان حرارتی بالا نسبت داده می‌شوند؛ در حالی که باریت‌های نوع تراوش سرد، در پیش‌کمان حاشیه قاره و منشورهای برافزایشی، حاشیه‌های غیرفعال و حوضه‌های امتداد لغز دیده می‌شوند (Elswick and Maynard, 2014). در نوع اول، منشأ باریت از سطح دریا و در سه مورد بعدی منشأ باریت از کف دریاست (Elswick and Maynard, 2014). مقادیر ایزوتوپی گوگرد و استرانسیوم باریت‌های پلاژیک نمایانگر خوبی از شیمی اقیانوس بوده و میانگین ترکیب آن نزدیک به آب دریای هم‌زمان آنهاست؛ در حالی که باریت‌های گرمایی مقادیر ایزوتوپ استرانسیوم مشخصی داشته و از نظر رادیوژنی، نسبت به آب دریا تهی‌شدگی دارند. از این رو، علاوه بر بررسی زمین‌شیمی، بررسی ترکیب ایزوتوپ‌های گوگرد، اکسیژن، استرانسیوم و کلسیم در باریت اهمیت زیادی داشته و می‌تواند به شناسایی نوع آن کمک کند و اطلاعاتی مهم درباره دیرینه آن بدهد (Griffith and Paytan, 2012; Widanagamage et al., 2014; Widanagamage et al., 2015; Griffith et al., 2018). گفتنی است پژوهش‌های

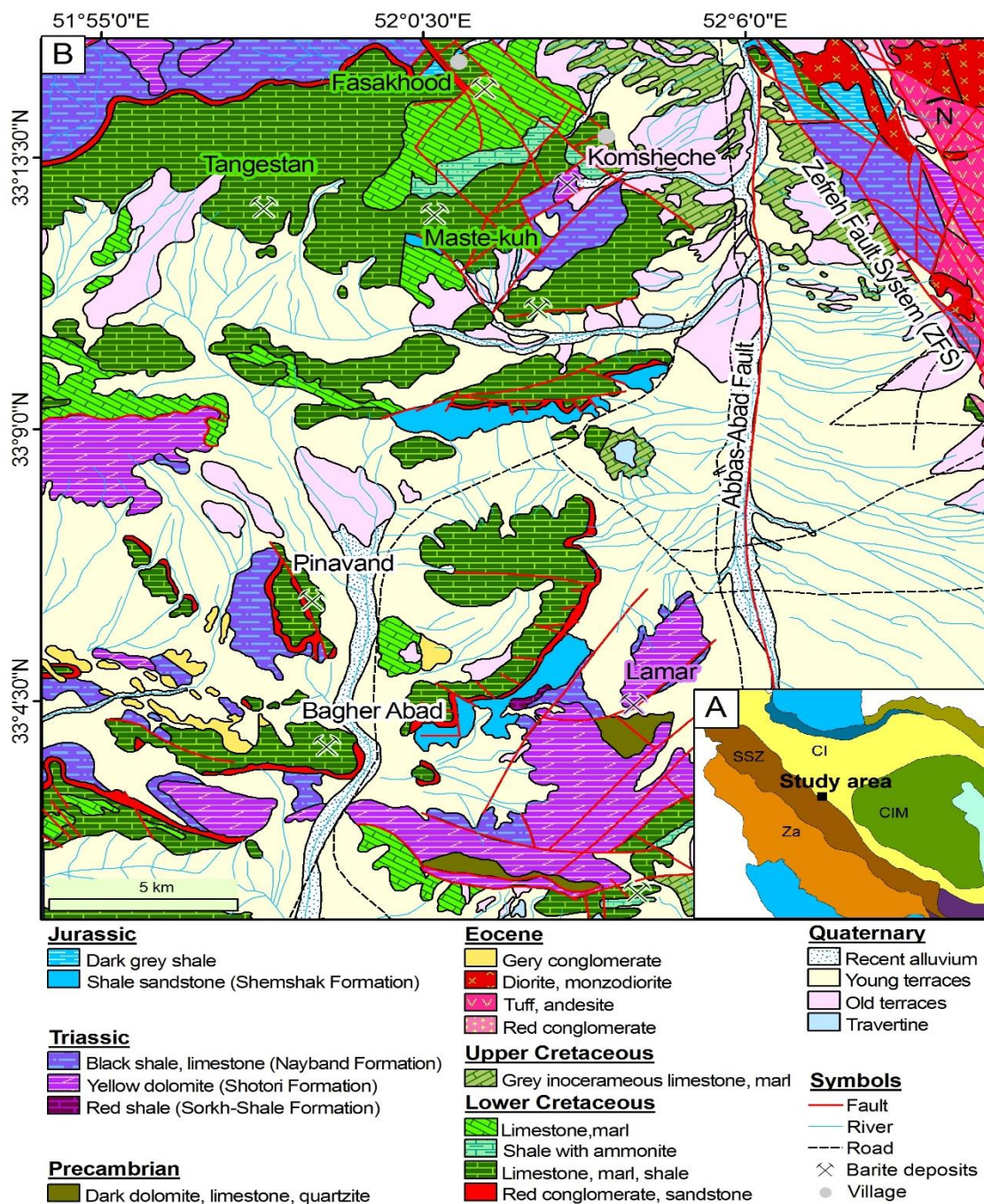
از فراوری اولیه در کارخانه، به عیار ۸۵ درصد و وزن مخصوص ۴/۲۵ گرم بر سانتی متر مکعب می‌رسد. بررسی‌های قبلی انجام شده در منطقه کمشچه با توجه به نبود اکتشافات عمقی در آن زمان، نهشت باریت را پس از فلوریت دانسته و بر اساس بررسی ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی سیال کانه‌دار، آن را حدواسط بین دو نوع دره می‌سی‌سی‌پی و مرتبط با فعالیت‌های آذرین معرفی کرده‌اند (Forghani Tehrani, 2003; Rajabzadeh, 2007).

بررسی میان‌بارهای سیال، دمای کانه‌سازی را برای فلوریت ۸۹ تا ۲۴۴ درجه سانتی گراد و برای باریت ۱۱۹ تا ۳۲۳ درجه سانتی گراد با شوری ۱۰ تا ۱۲ درصد نمک طعام نشان داده است. شواهد ایزوتوپی گوگرد سه نمونه باریت گویای مقادیر ۲۲/۶ تا ۲۶/۷ در هزار است (Rajabzadeh, 2007). این پژوهشگران اطلاعاتی که بتواند نسل‌های مختلف باریت را برشمرد، ارائه نکرده‌اند. اخیراً قانیدی و همکاران (Ghaedi et al., 2023)، انبوه‌های شعاعی تیغه‌های باریت را در میزبان کرتاسه پیشین در کانسار فلوریت پیناوند گزارش کرده‌اند. شریعت‌مدار و راستاد (Shariat Madar and Rastad, 2001)، معتقدند در ایران مرکزی سن کانسارهای سرب، روی و باریت غنی از فلور همچون کمشچه، تریاس میانی است و آنها را از نوع همزاد دانسته‌اند. در جدیدترین پژوهش انجام شده، بر اساس بررسی‌های زمین‌شناسی ساختاری و سن‌سنجی به روش U-Th/He بر روی نسل‌های گوناگون فلوریت در کانسار کمشچه، بیان شده است که فلوریت‌زایی در طی زمان‌های مختلفی شامل کشش کرتاسه پیشین، فشارش بعد از کرتاسه- الیگوسن، کشش الیگومیوسن و فشارش میوسن و جوان‌تر در منطقه تداوم داشته است (Alaminia et al., 2021). در این پژوهش افزون بر سن‌سنجی فلوریت، به کمک اطلاعات ایزوتوپی استرانسیوم و سرب که به ترتیب بر روی باریت و گالن انجام شده و همچنین داده‌های ایزوتوپی گوگرد (Rajabzadeh, 2007)، به شباهت‌های میان کانسارهای باریت- فلوریت در کمر بند آلپ- هیمالیا پرداخته شده است؛ در حالی که به سازوکار رخداد کانه‌زایی باریت‌های نواری در کمشچه توجه کافی نشده است.

ایزوتوپی گوگرد، اکسیژن و استرانسیوم مانند غضبان و همکاران (Ghazban et al., 1994)، شفاف‌زاده (Shafaezadeh, 2012)، احیاء و معالای مزرعی (Ehya and Moalaye, 2017)، امین رسولی و همکاران (Amin-Rasouli et al., 2021) و کلانتر هرمزی و همکاران (Kalantar et al., 2023) بر روی باریت‌های ایران انجام شده است.

در مرز غربی پهنه ایران مرکزی با سهندج- سیرجان، با توجه به گستردگی واحدهای کربناته در محدوده شمال شرق اصفهان، کانسارهای باریت از پتانسیل قابل ملاحظه‌ای برخوردارند. این ناحیه که در بخش غربی دو گسل پی‌سنگی عباس آباد و زفره- میلاگرد قرار دارد، یکی از مناطق پتانسیل دار برای ذخایر معدنی باریت با میزبان رسوبی است؛ به طوری که بخشی از باریت‌زایی در سنگ میزبان تریاس میانی (مانند کمشچه و لامار) و بخشی در سنگ میزبان کرتاسه زیرین (مانند پیناوند، باقرآباد، مسته‌کوه، خاصه تراش و شرق مورچه‌خورت) تشکیل شده‌اند که نشان‌دهنده مستعد بودن این توالی‌ها برای اکتشافات بیشتر در آینده است (شکل ۱). باریت‌های شمال شرق اصفهان از لحاظ ساختار رسوبی منحصر به فرد هستند و کمشچه از نمونه‌های شاخص ذخایر باریت چینه‌سان در توالی‌های رسوبی تریاس این ناحیه است. افزون بر آن، واحد سنگی سازند شتری با سن تریاس میانی با توجه به حضور کانسارهای گوناگون سرب، روی، باریت، فلوریت و آهن منگنزدار از دیرباز اهمیت به سزایی داشته است و این سازند در حوضه ایران مرکزی با دولومیت‌های سازند الیکا در پهنه البرز قابل مقایسه است (Rajabi et al., 2013).

باریت کمشچه با سنگ میزبان دولومیت و آهک دولومیتی سازند شتری در فاصله ۷۶ کیلومتری اصفهان، مهم‌ترین و قدیمی‌ترین معدن فعال این ناحیه است که در سال ۱۹۶۸ (Burnol, 1968) شناسایی شده است. این کانسار از بیست توده معدنی ناپیوسته باریت (شکل ۲) با عیار ۱۵ درصد و وزن مخصوص ۳/۲ گرم بر سانتی متر مکعب تشکیل شده است (Ghorbani, 2008) که پس

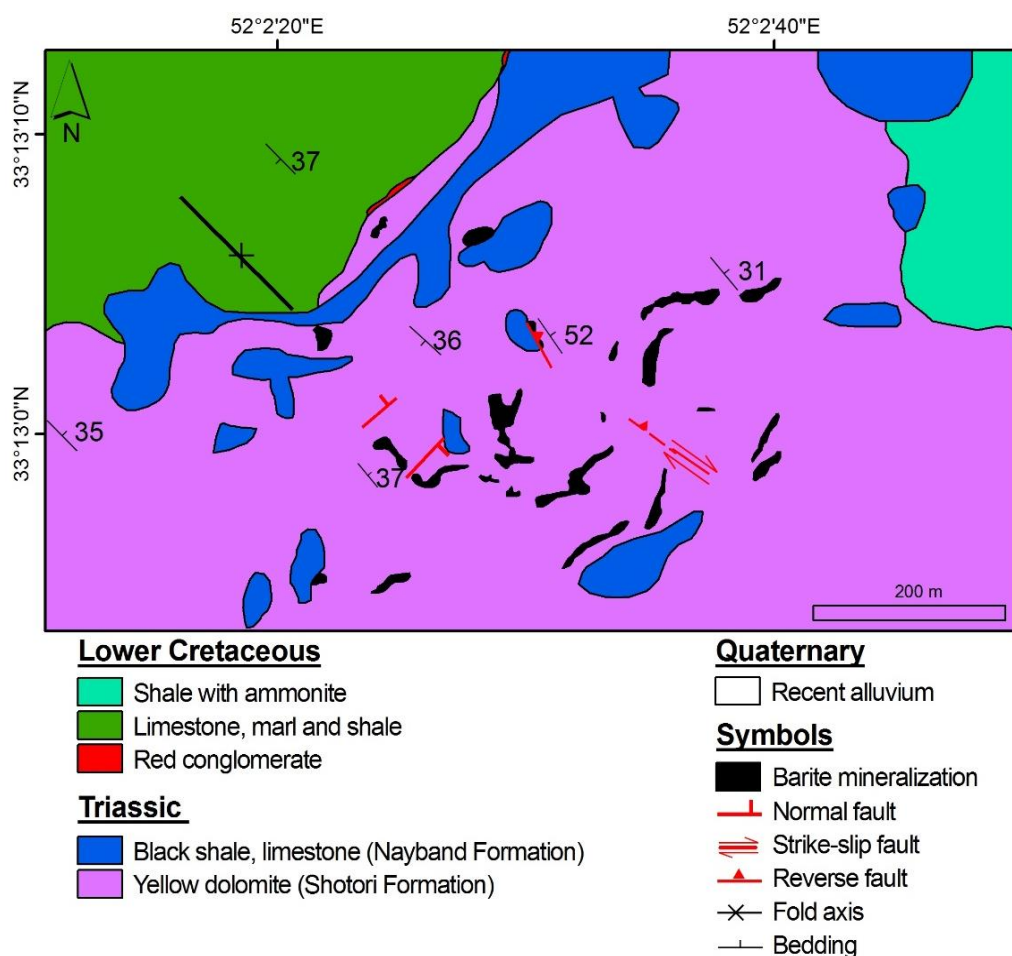


شکل ۱. A: موقعیت کانسار کمشچه در لبه غربی ایران مرکزی و B: موقعیت کانسار کمشچه و سایر کانسارهای باریت شمال شرق اصفهان بر روی نقشه‌های ساده شده ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی اردستان (Radfar et al., 1999) و طرق (Rahmati and Zahedi, 1995). اختصارها: CI: ایران مرکزی، CIM: خرد قاره ایران مرکزی، SSZ: پهنه سندانج-سیرجان، Za: پهنه ساختاری زاگرس

Fig. 1. A: Location of the Komsheche deposit in the western edge of the Central Iran, and B: Location of the Komsheche deposit and other barite deposits of north-east of Isfahan on simplified 1:100,000 geological maps of Ardestan (Radfar et al., 1999) and Targh (Rahmati and Zahedi, 1995). Abbreviations: CI: Central Iran, CIM: Central Iranian Microcontinent, SSZ: Sanandaj- Sirjan Zone, Za: Zagros structural zone

از بررسی‌های کانی‌شناسی، ترکیب ایزوتوپ‌های پایدار و میان‌بارهای سیال باریت تشریح‌شود. این نتایج می‌تواند اطلاعاتی مفید درباره فرایند تشکیل کانه‌زایی باریت ارائه کرده و برای ردیابی کانسارهای جدید باریت رسوبی سودمند باشد.

با توجه به اینکه بررسی چندانی بر روی الگوی زایشی این گونه باریت‌ها صورت نگرفته است و نحوه گسترش کانه‌زایی باریت در توالی‌های کربناته همچنان در هاله‌ای از ابهام است، در این پژوهش، سعی شده است علاوه بر بررسی‌های سنگ‌چینه‌ای و بررسی ویژگی‌های کانه‌زایی، سازوکار نهشتگی باریت با استفاده



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی کانسار کمشچه. نشانه‌های ساختاری بر اساس علمی‌نیا و همکاران (Alaminia et al., 2021) به نقشه اضافه شده است.

Fig. 2. Geological map of the Komsheche deposit. Structural markers have been added to the map based on Alaminia et al. (2021).

روش مطالعه

اصلاح قرارگرفت (شکل ۲). بررسی‌های صحرایی لایه‌های کانه‌دار با ثبت ویژگی‌های رسوبی و برداشت ۵۶ نمونه از سنگ میزبان و کانسنگ انجام و بررسی‌های سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی

واحدهای سنگی منطقه کمشچه، با استفاده از نقشه چهارگوش زمین‌شناسی اردستان (Radfar et al., 1999) مورد بررسی و

کشور اسلواکی ارسال شد. آماده‌سازی نمونه‌ها برای تجزیه بر اساس روش اسپینگبرگ و همکاران (Spangenberg et al., 2010)، با دقت اندازه‌گیری 0.2% در هزار انجام شده است. در این آزمایشگاه مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ و $\delta^{18}\text{O}$ به ترتیب نسبت به استاندارد تروپلیت کانیون دیابلو (CDT) و استاندارد آب دریا (SMOW) اندازه‌گیری و بر حسب قسمت در هزار (‰) گزارش شده است.

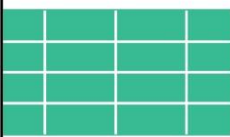
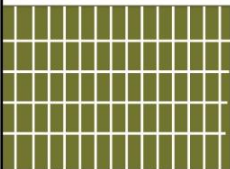
چینه‌شناسی، سنگ‌شناسی و تحلیل توالی رسوبی کمشچه

بررسی‌های صحرایی بیانگر آن است که کهن‌ترین واحد سنگ‌چینه‌ای رخنمون‌یافته در منطقه کمشچه نهشته‌های سازند شتری با رنگ فرسوده و هوازده نارنجی - قهوه‌ای متعلق به تریاس میانی است که با سیمای زبر و خشن بیشترین گسترش را در محل معدن دارد (شکل‌های ۲، ۳ و ۴-A، B و C). به طور چیره از سنگ آهک دولومیتی و دولومیت‌های ستبرالایه تا متراکم و توده‌ای و بیشتر خرد شده و گاهی به ندرت همراه با لایه‌های بسیار نازک مارن زیتونی زرد، شیل و ماسه‌سنگ تشکیل شده است. در پیمایش‌های انجام‌شده، افق‌های قدیمی‌تر که مربوط به توالی شیل، سیلتستون و ماسه‌سنگ‌های سازند سرخ شیل (تریاس زیرین) هستند، در کانسار کمشچه برون‌زد ندارند (شکل‌های ۲ و ۳). بررسی‌های میکروسکوپی توالی‌های رسوبی سازند شتری در منطقه کمشچه حضور شکم‌پا، پوشش‌های جلبکی، آثار فسیلی و ساختارهای مرجانی را نشان می‌دهد که به شدت تحت تأثیر دیاژنز متبلور شده است (شکل ۵-A، B و C). حضور قطعه‌های فسیل و رشد مرجان‌های آهکی برجا که در حاشیه سکوها شکل می‌گیرند، می‌تواند به انرژی بالای محیط تشکیل اشاره کند، از این رو رسوب‌گذاری این دوره زمانی در لاگون نیمه‌محصور رخ داده که به دریای آزاد راه داشته است (Sass and Bein, 1988). رسوب‌شناسان بر این باورند که موقعیت پیدایش رخساره‌های کربناته سازند شتری در محیط‌های تالاب پشت سد، بین جزر و مد و بالای مد بوده که در زمان تشکیل، رخساره‌ها در کنار یکدیگر

به وسیله میکروسکوپ دو منظوره المپوس در آزمایشگاه زمین‌شناسی اقتصادی دانشگاه اصفهان صورت گرفت. باریت‌های نواری با کانی‌هایی همچون کوارتز و دولومیت همراه هستند که فرایند جدایش را نامطلوب و گاهی ناممکن می‌کنند. به منظور تجزیه و تحلیل نمونه‌ها، ۱۰ گرم پودر باریت با مته دندانپزشکی از کانی‌های باطله جدا و برای اندازه‌گیری میزان عناصر اصلی، فرعی و نادر خاکی به روش ICP-MS در آزمایشگاه زرآزم در تهران مورد تجزیه قرار گرفت. از روش چهار اسید (شامل هیدرولیک اسید، نیتریک اسید، پرکلوریک اسید و هیدروفلوریک اسید) برای حل کردن پودر کانی و آماده‌سازی آن استفاده شد. حدود آشکارسازی برای عناصر بین 0.08 گرم در تن تا 0.6 گرم بر تن است. افزون بر آن، مقادیر BaO و SO_3 نمونه‌ها با دستگاه XRF در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه اصفهان اندازه‌گیری شد. برای بررسی‌های میان‌بارهای سیال، ۴ عدد مقطع دوبرصیقل با ضخامت ۱۰۰ میکرومتر از نمونه‌های باریت تهیه‌شد و مورد بررسی قرار گرفت. اندازه‌گیری‌ها با استفاده از دستگاه Linkham THM600 انجام‌شده است که بر روی میکروسکوپ پلاریزان سوار شده و مجهز به سامانه خنک‌کننده LNP و دارای کنترل‌گر دمایی TMS94 است. دامنه حرارتی دستگاه $70-^{\circ}\text{C}$ تا $550+^{\circ}\text{C}$ درجه سانتی‌گراد است. واسنجی در گرمایش با دقت $0.8+^{\circ}\text{C}$ درجه و در انجماد $0.5+^{\circ}\text{C}$ درجه است. در این پژوهش تنها از میان‌بارهای سیال اولیه برای اندازه‌گیری دمای همگن‌شدگی (Th)، اولین دمای ذوب یخ مرتبط با نقطه یوتکتیک (Te) و دمای نهایی ذوب یخ (TmIce) استفاده شده است. برای محاسبه شوری و چگالی، برنامه McFlincon (Brown, 1989) به کار رفته و مجدد با فرمول پیشنهادی پوتر و همکاران (Potter et al., 1978) کنترل‌شده است. همچنین برای بررسی ترکیب ایزوتوپی گوگرد و اکسیژن در کانسار کمشچه، پس از خرد کردن شش نمونه در هاون آگات، با استفاده از میکروسکوپ بیناکولار باریت‌ها با خلوص ۹۹ درصد جداسازی و بین ۱ تا ۳ گرم جهت تجزیه ایزوتوپی با استفاده از طیف‌سنج جرمی به مؤسسه علوم زمین

نسبت شدیدی را متحمل شده است و درزه و شکستگی و حفره‌های انحلالی به وفور در سطح دولومیت‌ها مشاهده می‌شود. در بُرش کانسار کمشچه همبری مرز بالایی سازند شتری با واحدهای جوان‌تر بیشتر از نوع گسلی است.

قرار داشته و به بخش ابتدایی یک رمپ هموکلینال تعلق داشته‌اند. این رمپ شیب ملایمی داشته و به سمت شمال به حاشیه واگرایی اقیانوس تتیس کهن محدود شده است (Flügel, 2004; Ghomashi, 2009). این واحد رسوبی فشارهای زمین‌ساخت به

Period	Epoch	Formation	Lithology	Description	Thickness (m)
Upper Cretaceous	Turonian			Thick bedded limestone	100-600
	Cenomanian				
Lower Cretaceous	Albian	K4		Green to yellow orbitolina limestone, marl and shale	500-700
	Aptian	K3 Aptian 3			
		K2 Aptian 2			
		K1 Aptian 1			
	Barremian			Red conglomerate, sandstone, limestone	30-60
Jurassic				Late Cimmerian angular unconformity	
Upper Triassic	Norian	Nayband		Black and dark shale, sandstone with plant fossil, dolomitic limestone Barite mineralization	170-250
	Rhaetian				
	Carnian				
Middle Triassic	Ladinian	Shotori		Yellow dolomite and limestone, dolomitic limestone, dolomitic sandstone	700-900
	Anisian				

شکل ۳. ستون چینه‌نگاری از تریاس میانی تا کرتاسه پسین از کانسار کمشچه (Radfar et al., 1999; Seyed Emami, 2003; Mannani and Yazdi, 2009; Shirazi et al., 2016; Talebi et al., 2016; Salehi et al., 2018)

Fig. 3. Stratigraphic column of Middle Triassic to Upper Cretaceous succession of the Komsheche deposit (Radfar et al., 1999; Seyed Emami, 2003; Mannani and Yazdi, 2009; Shirazi et al., 2016; Talebi et al., 2016; Salehi et al., 2018)

ادامه با پیش‌روی و پس‌روی پیایی دریا، چرخه‌های متعدد از رسوب‌های قاره‌ای تا دریایی نیمه‌ژرف (سازند نایبند) شکل گرفته است (شکل ۳) (Yousefi and Behbahani, 2017).

بنا به باور پژوهشگران، هم‌زمان با فعالیت‌های وسیع رخداد کوه‌زایی سیمین پیشین در تریاس پسین، شرایط ساحلی تا دریایی کم‌ژرفا در بیشتر نواحی ایران مرکزی گسترش یافته است و در

گستره سازند نایبند در منطقه مورد بررسی کمشچه، شمال شرقی - جنوب غربی است (شکل ۲). سازند نایبند با سن نورین - رتین (Hautmann, 2001) تناوبی از شیل‌های زغال‌دار، سیلت - ستون‌های تیره با میان‌لایه‌های ماسه‌سنگ کوارتزی است که ریل مارک و لامیناسیون همراه با ساختارهای هموکی و سونلی در آن مشاهده می‌شود (شکل‌های ۳ و ۴-C). در منطقه باقرآباد تا فسخود، گاهی میان‌لایه‌های آهکی دو کفه‌ای دار (کلاریا کلاری از دو کفه‌ای‌های شاخص تریاس) که بیانگر عمیق‌تر شدن حوضه است، مشاهده می‌شود. در برش کانسار کمشچه آثاری از فسیل‌های گیاهی و خرده‌های چوب دیده می‌شود. بخش‌های شیلی و سیلتستونی در بررسی‌های میکروسکوپی، از ذرات کوارتز، باریت، فلوریت و کلریت همراه با سیمان اکسید آهن و کانی رسی تشکیل شده است (شکل ۵-D و E). نهشته‌های ژوراسیک در منطقه کمشچه برون‌زد ندارد و هیچ شواهدی از وجود نهشته‌های ژوراسیک نیز در کنگلومرای سرخ قاعده کرتاسه مشاهده نشده است. نهشته‌های آواری سرخ رنگ قاعده پیش‌رونده کرتاسه با ناپیوستگی زاویه‌دار بر روی سازند نایبند قرار گرفته‌اند (Mannani and Yazdi, 2009). این نبود رسوب‌گذاری از پایان تریاس پسین تا کرتاسه پیشین می‌تواند نتیجه تأثیرات کوه‌زایی سیمین پسین باشد (شکل ۳) (Radfar et al., 1999).

در بخش غربی معدن، ضخامت لایه‌های نازک ماسه‌سنگ و کنگلومرای دانه‌ریز قاعده کرتاسه زیرین با سن بارمین کمتر از ۲ متر است که از قطعه‌هایی با جنس دولومیت‌های سازند شتری و سنگ‌های سیلیسی تشکیل شده است و در آن قطعه‌هایی از سن‌های مختلف وجود دارد. توالی قاعده کرتاسه زیرین به صورت تدریجی، پیوسته و هم‌شیب به رخساره آهک‌های خاکستری نازک تا میان‌لایه اربیتولین دار همراه با میان‌لایه‌هایی از آهک ماسه‌ای، مارن و شیل تبدیل می‌شوند. به عبارتی این توالی بدون دگرشیبی؛ اما با تغییر ناگهانی سنگ‌شناسی از آواری به کربناته آغاز می‌شود. این واحد بیشترین ضخامت را در کمشچه دارد و با رگچه‌های فراوان کلسیت سفید همراه است. بررسی‌های

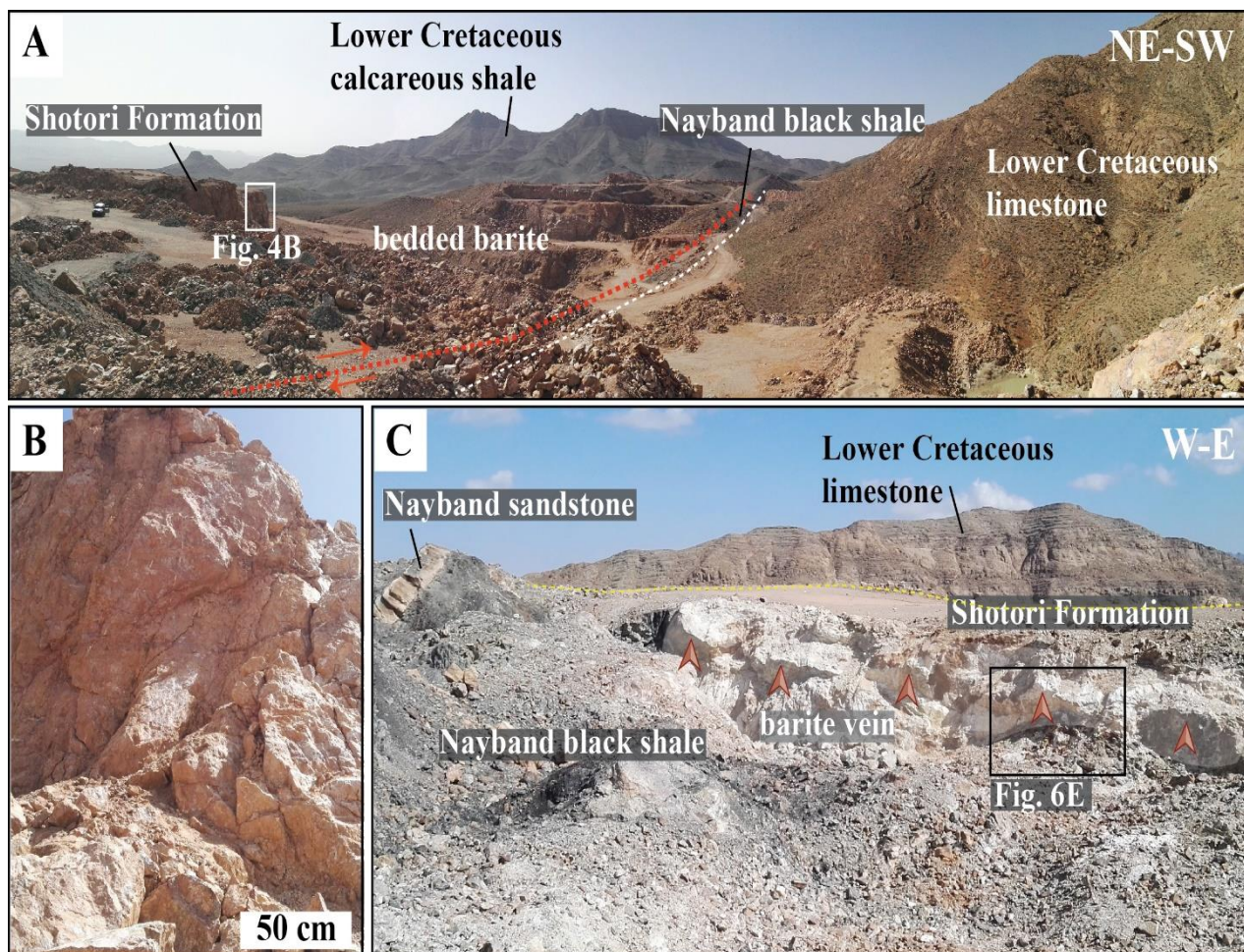
سنگ‌نگاری این واحد حضور اربیتولین، خرده‌های شکم‌پایان، قطعه‌های خارپوست و بیوکلست را نشان می‌دهد که نشان‌دهنده تشکیل در یک محیط کم‌عمق است (شکل ۵-F و G) (Shirzade et al., 2019).

به باور اسکلتون و گیلی (Skelton and Gili, 2012)، حضور رودیست در کربنات‌های آپتین به شرایطی از جمله گسترش سکوی کربناته و دمای بالا نیاز دارد. حضور خرده‌های صدف دو کفه‌ای انرژی کم محیط را نشان می‌دهد که بیانگر یک محیط پشت ریف یا لاگون نیمه محصور در دوره کرتاسه پیشین است (Flügel, 2010). در بخش‌های شرقی، افق‌های آهک ضخیم لایه، درشت‌دانه شده و در بخش‌های غربی توالی از مارن‌های سبز زیتونی، سنگ آهک و سنگ آهک‌های ماسه‌ای با سن کرتاسه پسین و دارای فسیل اربیتولین و آمونیت گسترش بیشتری دارد (شکل ۳). هفت‌لنگ و همکاران (Haftlang et al., 2017)، با توجه به مشابهت زیاد سنگ چینه‌نگاری و زیست چینه‌نگاری ردیف‌های کرتاسه بالایی جنوب اصفهان و جنوب شرق لرستان معتقدند در زمان‌های تورونین - کنیاسین، دریای لرستان پیش‌روی کرده و بخش‌هایی از اصفهان را پوشش داده است.

مشاهدات میدانی انجام‌شده نشان می‌دهد در نتیجه فاز کوه‌زایی کرتاسه پسین، رانده شدن واحد شتری به روی واحدهای جوان‌تر با سن‌های تریاس بالایی (سازند نایبند) و کرتاسه زیرین دیده می‌شود (شکل ۴-A). از آنجایی که نهشته‌های رسوبی کربناته بررسی‌شده در فاصله کمی در غرب گسل‌های پی‌سنگی زفره - میلاجرد و عباس‌آباد قرار دارند، طی فازهای زمین‌شناختی بعدی دچار شکستگی، چین‌خوردگی و گسل‌خوردگی شده‌اند (شکل ۱). تحلیل‌های ساختاری و چینه‌شناسی بیانگر آن است که در بازه زمانی قبل از کرتاسه پیشین، مناطق باریت‌زایی فسخود (شمال غربی کمشچه) و شرق مورچه‌خورت، چین‌خوردگی ناحیه‌ای را پشت‌سر گذاشته و سپس همسو با سایر مناطق ایران مرکزی، کشش ناحیه‌ای را از زمان ابتدای کرتاسه پیشین تا زمان کرتاسه پسین تحمل و در نهایت رانده‌گی‌ها پس از کرتاسه پسین - پالئوسن

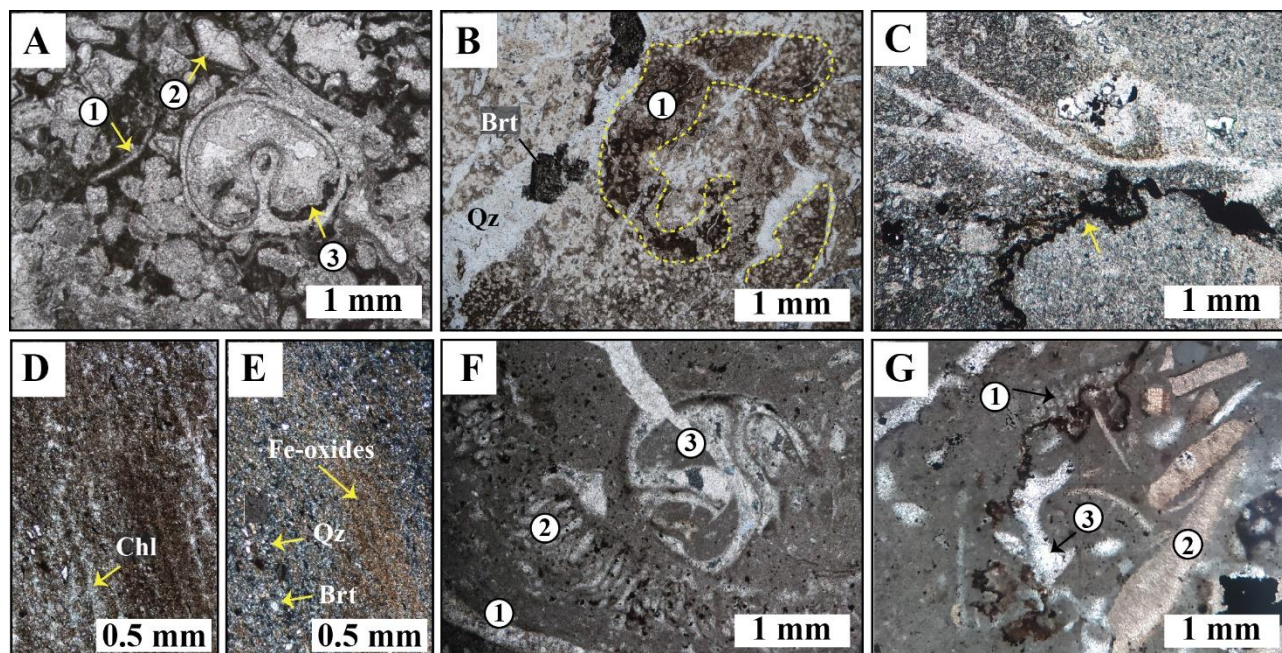
فسخود در نتیجه رخداد کوه‌زایی کرتاسه پسین، رانده شدن واحدهای شتری به روی واحدهای جوان‌تر با سن‌های تریاس بالایی، کرتاسه و حتی سازند قم دیده می‌شود (شکل ۱).

تا به احتمال زیاد الیگوسن رخ داده است (Shavvakhi et al., 2021; Pesarane Sharif and Tadayon, 2023). در مقیاس ناحیه‌ای دو نسل چین‌خوردگی با محورهای شمال‌غرب-جنوب‌غرب و شرقی-غربی وجود دارد. از منطقه باقرآباد تا



شکل ۴. تصویرهای صحرایی از کانسار کمشچه، A: دورنمایی از واحدهای رسوبی در جنوب کانسار کمشچه، کانه‌زایی باریت نوع لایه‌ای توسط سازند شتری میزبانی می‌شود. آهک‌های کرتاسه زیرین اطراف معدن را در بر گرفته‌اند، B: نمای نزدیک از سازند شتری همراه با نوارهای ظریف باریت و C: دورنمایی از واحدهای اصلی توالی میزبان در شمال کمشچه، کانی‌زایی باریت به صورت رگه‌ای در مرز گسله با شیل‌های سیاه سازند نایبند، درون دولومیت شتری شکل گرفته است.

Fig. 4. Field photographs from Komsheche deposit, A: Overview of sedimentary units in the south of Komsheche deposit, bedded barite mineralization style is hosted by Shotori Formation. Lower Cretaceous limestones surround the mine, B: Close up view of Shotori Formation associated with thin barite beds, and C: Perspective view of the main units of the host sequence in the north of Komsheche, where barite mineralization is formed as a vein on the boundary of the fault with Nayband black shales within Shotori dolomite.



شکل ۵. تصویرهای میکروسکوپی از توالی سنگی در کانسار کمشچه، (تصویرهای C, E و F در نور عبوری پلاریزه متقاطع (X-pol) و بقیه در نور عبوری پلاریزه صفحه‌ای (II-pol) هستند). A: بیوکلاستیک و کستون، مقطع عرضی شکم‌پا (گاستروپود) با پوشش میکرایتی و خرده اسکلتی در سازند شتری، ۱- خرده شکم‌پا، ۲- جانیشینی با کلسیت اسپاری، ۳- بیوکلاستیک فلوئستون/ پکستون، رشد جلبکی و پوسته دوکفه‌ای و جانیشینی با کلسیت اسپاری در سازند شتری، ۱- رشد جلبکی، C: بیوکلاستیک و کستون با درجه بالای ساختار دیاژنتیکی با حضور استیلولیت در سازند شتری، D و E: ذرات کوارتز، باریت و کلریت آغشته به اکسید آهن در سیلتستون سازند نایبند در دو نور PPL و XPL، F: بیوکلاستیک و کستون با سن کرتاسه زیرین، ۱- خرده رودیست و پوسته دوکفه‌ای، ۲- قطعه‌هایی از جلبک، ۳- خرده شکم‌پا و G: بیوکلاستیک و کستون، تراکم پوسته دوکفه‌ای، فشردگی و حضور استیلولیت با دامنه نوسان کم در کربنات کرتاسه زیرین. ۱- بخشی از یک اربیتولین، ۲- پوسته دوکفه‌ای، ۳- خرده‌های گاستروپود و خرده‌های اکینید، علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Brt: باریت، Chl: کلریت، Qz: کوارتز).

Fig. 5. Microscopy images of the rock sequence from Komsheche deposit, (photos C, E, F are in X-pol and other in II-pol). A: Bioclastic wakestone, transverse section of the gastropod with micrite coating and bioclast in Shotori Formation, 1-gastropod fragment, 2-bioclastic, 3-replacement by spar calcite, B: Bioclastic floatstone/packestone, growth of algae and bivalve shell and replacement by spar calcite in the Shotori Formation, 1-growth of algae, C: Bioclastic wakestone with high degree of diagenetic structure with the presence of stylolite in Shotori Formation, D and E: Quartz, barite, and chlorite particles stained with iron oxide in the siltstone of Nayband Formation in both PPL and XPL, F: Bioclastic wakestone in the Lower Cretaceous carbonates, 1-rudist and bivalve shell fragments, 2-algal fragments, 3-gastropod fragment, and G: Bioclastic wakestone, rich bivalve shell fragments, compactness and the presence of stylolite with low oscillation range in the Lower Cretaceous carbonate, 1-part of orbitolina, 2-bivalve shell, 3-gastropod and echinid fragments. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Brt: barite, Chl: chlorite, Qz: quartz).

کانه‌زایی و افق‌های کانسنگی

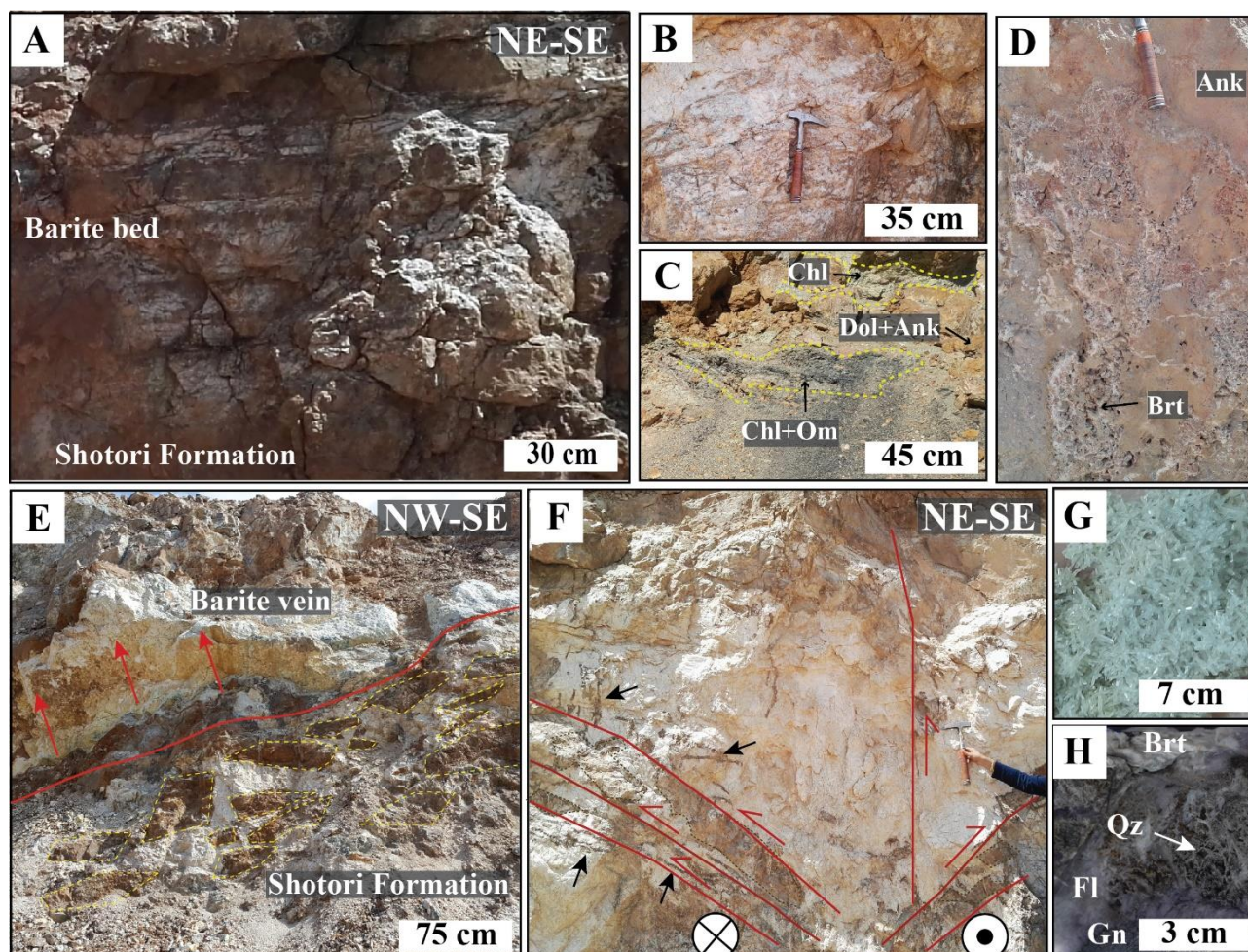
و عیار ماده معدنی نشان می‌دهد که کانی‌سازی باریت در معدن کمشچه به دو رخساره اصلی نواری- لایه‌ای و رگه‌ای- برشی قابل تقسیم است:

بررسی‌های صحرایی و تحلیل رخساره‌ای از واحدهای سنگی به همراه بررسی‌های آزمایشگاهی بر اساس شکل، کانی‌شناسی، بافت

رخساره نواری- لایه‌ای: این رخساره گسترش زیادی داشته و کانی‌های باطله همراه باریت در آن نسبت به رخساره رگه-رگچه‌ای و برشی بیشتر است. از این رو، ماده معدنی کم عیارتر در آن رخمون دارد. افق اصلی کانه‌زایی در این رخساره به صورت چین‌ه‌سان و هم‌روند با لایه‌بندی سنگ میزبان (تناوب باریت و سنگ میزبان) با ضخامت کمتر از ۱۰ متر و طول ۷۰۰ متر، افق اصلی کانه‌زایی بوده و در توالی دولومیت شتری رخ داده است (شکل ۶-۱). ساختارهای بین‌انگشتی بلورهای باریت با دولومیت نشان می‌دهد در رسوب‌های سخت‌نشده به صورت هم‌زمان رخ داده‌اند (شکل ۶-۲). این رخساره از شبه‌لایه‌ها و نوارهای متعدد و گاهی غیرممتد حاوی بلورهای باریت با ضخامت متغیر، از چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر که به خوبی از اطراف توسط آنکريت و دولومیت محصور است، تشکیل شده است (شکل ۶-۳). چنین ویژگی در دیاژنز آغازین در عمق کم پدید می‌آید. از دیگر شواهد هم‌زمانی کانه‌زایی، علاوه بر بافت نواری، حضور لامینه‌های غیرممتد است که احتمالاً ناشی از فشار رسوب‌های بالایی و دیاژنز تأخیری پدید آمده‌اند. هر چند در برخی قسمت‌ها احتمال دارد، نشان از فعال‌بودن گسل در زمان رسوب‌گذاری باشد. حضور برش‌های هم‌زمان با رسوب‌گذاری و تغییر ضخامت واحدها در کمربالا و کمرپایین از شواهد فعالیت گسل‌های هم‌زمان با رسوب‌گذاری است (Lydon, 2004). در این رخساره، ماده معدنی از روند چین‌خوردگی سنگ میزبان پیروی می‌کند و ماده معدنی و سنگ میزبان با هم چین خورده‌اند (شکل ۲). کانسنک باریت با رنگ سفید به صورت دانه‌پراکنده در فضای بین‌دانه‌ای، هم‌مرز با بلورهای دولومیتی سنگ میزبان (شکل ۷-۱ و ۲) و در برخی موارد بافت‌های جان‌شینی، پرکننده فضای حفره و در بخش‌های بالاتر گرگهک‌های باریت و بافت گورخری از باریت، دولومیت آهن‌دار و سیدریت دیده می‌شود (شکل ۶-۳). از

ویژگی‌های ریخت‌شناسی باریت در این رخساره، شکل‌های صفحه‌ای، ستونی، تخلخل و خوردگی در حاشیه بلورهاست (شکل ۶-۴). کانی‌های همراه باریت شامل دولومیت، فرودولومیت، کلسیت، سیدریت، آنکريت، کوارتز، فلوریت، رس، کلریت، پیریت دانه‌ریز و مواد آلی است (شکل ۶-۵ و شکل ۷-۱ و ۲). کوارتز دارای منطقه‌بندی جان‌شینی بلورهای دولومیت و باریت شده است (شکل ۷-۳). دگرسانی‌های سیلیسی و دولومیتی بیشترین شدت را از خود نشان می‌دهند (شکل ۷-۴ و ۵). سیلیسی‌شدن به شکل جان‌شینی ریزبلورهای کوارتز با بافت‌های گوناگون (پرگونه، سوزنی، تیغه‌ای و دارای منطقه‌بندی) به جای دولومیت‌های دیاژنتیکی در متن سنگ میزبان است و سپس کوارتزهای گرمابی درشت‌بلور در حفره‌ها و فضاهای خالی نهشته شده‌اند (شکل ۶-۶ و ۷ و شکل ۷-۴، ۵ و ۶). کوارتزهای پرگونه در میان کوارتزهای نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شود و از نظر زمانی با آن کوارتزها یکسان است (شکل ۷-۴). (Ramseyer and Mullis, 1990; Yilmaz et al., 2016). ماهیت تیغه‌ای کوارتز همراه با باریت (شکل ۶-۸) به رخداد‌های بعد از سنگ‌شدگی و دیاژنز اشاره دارد و به کانی‌سازی هم‌زمان با زمین‌ساخت و دمای بالا (۲۰۰ درجه سانتی‌گراد) نسبت داده می‌شود (Leach et al., 2004).

رخساره رگه‌ای و برشی: این رخساره تقریباً در مرکز کانسار قرار دارد. هم‌روند با گسل‌های معکوس، به صورت توده رگه‌ای و برشی غیرهمزاد بوده، بخش عیار بالای معدن را تشکیل می‌دهد و به صورت روباز استخراج می‌شود. این پیکره‌های رگه‌ای بیشتر در مرز کربنات‌های شتری با سازند نایبند دیده می‌شوند و در سنگ میزبان اغلب دگرسانی از نوع دولومیتی‌شدن و کمتر سیلیسی‌شدن رخ داده است. ضخامت رگه‌های باریت کمتر از ۱/۵ متر و پهنه برشی اطراف آن (بافت جان‌شینی) کمتر از ۲ متر است (شکل ۶-۷ و ۸).



شکل ۶. تصاویرهای A و E از رخساره‌های کانه‌زایی در کانسار کمشچه، A: وضعیت باریت نواری را در سازند دولومیت شتری نشان می‌دهد. به نوارهای غیرممتد باریت (لایه‌ای) در پایین عکس توجه شود، B: تناوب دولومیت و باریت در رخساره باریت نواری، C: رخداد کلریت، دولومیت، آنکریت، رس و مواد آلی همراه با باریت رخساره نواری، D: باریت متخلخل و حفره‌دار، E: رخمونی از پهنه بُرشی در اثر عملکرد گسل معکوس (شیب به سمت شمال شرق) و وضعیت توده رگه‌ای باریت درشت بلور در پهنه گسلی و بلوک‌های سنگی لوزی و کشیده دولستون در دیواره برش گسلی، F: تزریق سیال باریم‌دار با ساختار گل‌واره‌ای و حمل باریت‌های نواری در اطراف آن، G: عکس ماکروسکوپی از کوارتز سوزنی و H: قطع‌شدگی کوارتز تیغه‌ای همراه باریت توسط گالن و فلوریت. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوآنز اقتباس شده است (Whitney and Evans, 2010) (Ank: آنکریت، Brt: باریت، Chl: کلریت، Dol: دولومیت، Fl: فلوریت، Gn: گالن، Om: مواد آلی، Qz: کوارتز).

Fig. 6. Images A and E of mineralization facies from the Komsheche deposit, A: It shows the condition of banded barite in Shotori dolomite Formation. Pay attention to the discontinuous bands of barite (bedded) at the bottom of the photo, B: Alternation of dolomite and barite in banded barite facies, C: Occurrence of chlorite, dolomite, ankerite, clay and organic matter along with the banded barite facies, D: Vuggy and porous barite, E: An outcrop from the shear zone due to the operation of the reverse fault (slope towards the northeast) and the state of the vein mass of coarse crystal barite in the fault zone and the elongated and rhomboidal stone blocks of dolestone in the wall of the fault, F: Injection of barium-rich fluid with a rose structure and surrounding first generation banded barite, G: Macroscopic picture of the needle quartz, and H: Galena and fluorite crosscutting bladed quartz associated with barite. Mineral abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ank: ankerite, Brt: barite, Chl: chlorite, Dol: dolomite, Fl: fluorite, Gn: galena, Om: organic matter, Qz: quartz).

می‌شود (Alaminia et al., 2021).

مراحل کانسارسازی

در پژوهش‌های قبلی انجام‌شده از ساخت و بافت (Forghani, 2007; Rajabzadeh, 2003; Tehrani, 2003)، اشاره‌ای به تکوین دیاژنتیکی در منطقه کم‌شبه نشده است. تاریخچه رویدادهای کانه‌سازی بر پایه بررسی‌های انجام‌شده، نشان‌دهنده آن است که فرایندهای رسوب‌گذاری و دیاژنز نقش به‌سزایی در تشکیل کانسار کم‌شبه دارد که در بخش تاریخچه دیاژنتیکی به آن پرداخته می‌شود. چنان‌که شرح داده شد توالی نهشتگی کانسار باریت در دو مرحله نواری-لایه‌ای و رگه‌ای-برشی رخ داده است که کانه‌زایی نوع رگه‌ای-برشی، ۷۰ درصد ارزش اقتصادی کانسار را در بر گرفته است. با توجه به شواهدی همچون روابط قطع‌شدگی و بافت کانی‌های مشابه در مشاهدات نمونه دستی و بررسی‌های میکروسکوپی چهار مرحله توالی پاراژنتیکی در کم‌شبه شناسایی شده است:

۱) پیش از کانه‌زایی: پیدایش بلورهای دانه‌ریز باریت و پیریت همراه با دولومیت نوع I که دانه‌ریز هستند (شکل ۷-۱).
۲- کانه‌زایی باریت نواری-لایه‌ای: پس از باریت II که با دولومیت اسپاری (دارای خاموشی موجی) و فلوریت همراه است. افق‌های ناپیوسته و نامنظم از باریت III با شکل صفحه‌ای و حاشیه متخلخل پدیدار می‌شود. در ادامه دیاژنز کربنات‌های خودشکل آهن‌دار، کوارتزهای دانه‌ریز و فلوریت بی‌رنگ متناوب با نوارهای باریت در سنگ میزبان دولومیت شتری توسعه پیدا می‌کنند. با توجه به بالارفتن دمای سیال، کوارتزهای دارای منطقه‌بندی و پرگونه گسترش یافته که با رگچه‌های کوارتز-فلوریت-گالن قطع شده‌اند.

۳) کانه‌زایی باریت رگه‌ای-برشی: باریت‌های درشت‌بلور و صفحه‌ای پس از دولومیت و سیدریت با بافت رگه‌ای، برشی و جانیشینی در منطقه کم‌شبه مشاهده می‌شود. فراوانی کوارتز، کانی‌های سولفیدی و فلوریت‌های رنگی خودشکل در تماس با

شدت باریت‌زایی با دور شدن از رگه اصلی کاهش و در اطراف به صورت رگچه‌های باریت نمود یافته است. برشی‌شدن و کارستی‌شدن از ویژگی‌های این رخساره است. کانی‌شناسی ماده معدنی شامل باریت، فلوریت‌های مکعبی و رنگین، کلسیت، دولومیت، فرودولومیت، سیدریت، کوارتز، پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، گالن، کالکوسیت، مالاکیت، آزوریت، سروزیت و اکسیدهای آهن ثانویه است. کانی‌های سولفیدی به مقدار اندکی در مراحل پایانی کانه‌زایی، جانشین باریت شده‌اند (شکل ۷-۱). پیریت‌های این مرحله از واکنش سیال‌های منفذی دارای H_2S با آهن فازهای اکسیدی یا کربنات موجود در رسوب‌ها پدید می‌آید (Slack et al., 2021). جانیشینی سولفیدها با باریت طی دیاژنز تأخیری رخ می‌دهد که نمایی متخلخل به سولفید می‌دهد (شکل ۷-۱) (Slack et al., 2021). تحلیل ساختاری کانه‌سازی کم‌شبه نشان داده است در یک پهنه برشی شکنا، گسل راست‌الغز راست‌بر با مؤلفه شیب لغز معکوس (شیب به سمت شمال شرق) علاوه بر راندگی سازند شتری بر روی سازند نایبند، شکستگی‌های با ساختار قفسه‌کتابی در نواحی کششی جهت تزریق سیال‌های کانه‌دار پدید آورده است (شکل ۴-۱ و شکل ۶-۱ و F). پهنه برشی و خرد شده در طول این گسل بیش از یک متر است و قطعه‌های آن (بلوک‌های سنگی ناشی از تلاقی شکستگی‌ها) دولستون‌های زاویه‌دار کشیده با اندازه‌های گوناگون (شکل ۶-۱) هستند که نشانه‌ای از جابه‌جایی قطعه‌ها در آنها مشاهده نمی‌شود (Alaminia et al., 2021).

علاوه بر دو رخساره نواری و رگه‌ای، به ندرت بودینه‌هایی از ذرات کلسیت و باریت به صورت پراکنده در بخش پایینی کرتاسه زیرین مشاهده می‌شود (شکل ۵-۱). این ساختار نشان‌دهنده کششی است که در امتداد لایه‌بندی سنگ میزبان عمل کرده است. کانه‌زایی در این رخساره بسیار ضعیف بوده و ارزش اقتصادی ندارد؛ در حالی که در دسته کوه (چهار کیلومتری جنوب غربی کم‌شبه) کانه‌زایی اقتصادی در واحدهای کربناته کرتاسه زیرین شکل گرفته است و آثار چین‌خوردگی در لایه‌های باریت دیده

سازند نایبند بیشتر می‌شود. کوارتزهای تیغه‌ای همراه با باریت‌های درشت بلور توسط رگچه‌های متعدد کوارتز-فلوریت که در مراحل پایانی شکل گرفته‌اند، قطع شده است (شکل ۶-H). فلوریت‌های دانه‌شکری همراه با کوارتز در برخی قسمت‌ها مشاهده می‌شود.

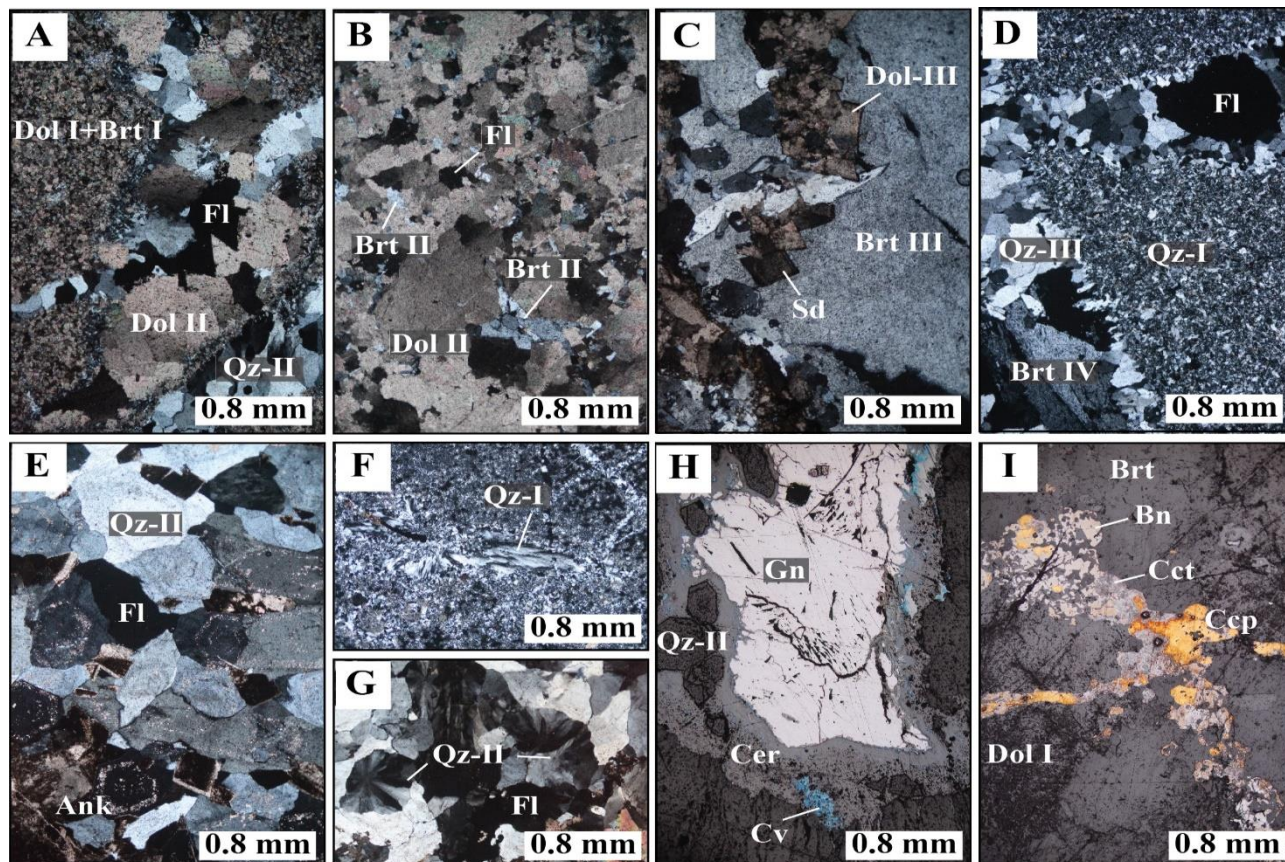
۴) مرحله هوازدگی: وجود بافت‌های دگرشکلی (خمیدگی رخ‌های گالن و پیچش لایه‌های باریت) و جانشینی ثانویه (سرویتی شدن گالن و اکسید شدن پیریت)، بیانگر اثر رخداد‌های زمین‌ساختی و اکسایش سولفیدهای اولیه و تشکیل کانی‌های مالاکیت، آزوریت، سروزیت، کولیت و ترکیبات هیدروکسید آهن در کانسار کمشچه است (شکل ۷-H و I).

زمین‌شیمی رخساره‌های باریت

برای تعیین ویژگی‌های زمین‌شیمیایی از هر دو رخساره کانه‌زایی باریت در معدن کمشچه، باریت جداسازی و برای انجام تجزیه اکسیدهای اصلی، عناصر فرعی و کمیاب انتخاب و مورد آزمایش قرار گرفتند (جدول‌های ۱ و ۲).

از میان عناصر اصلی، از آنجایی که درجه حلالیت آهن و منگنز وابسته به وضعیت اکسایش - کاهش و pH محلول است، می‌توانند تا حدودی بیانگر شرایط فیزیوشیمیایی کف دریا باشند (Whitehead, 1973). در شرایط بی‌هوازی کف دریا، نیترات عامل اکسیدکننده بوده و با کاهش پتانسیل اکسایش - کاهش و افزایش حلالیت منگنز، منگنز کمتری در بین رسوب‌ها قرار گرفته و آهن در کانی‌های اکسیدی درون رسوب‌ها جای می‌گیرد؛ اگرچه در پتانسیل‌های کمتر اکسایش - کاهش، افزایش حلالیت آهن سبب می‌شود که مقدار آن در رسوب‌ها کاهش یابد. گاهی کاهش منگنز و افزایش آهن در شرایط بی‌هوازی ممکن است رخ دهد که در این صورت سولفات عامل اصلی اکسیدکنندگی اولیه بوده است؛ زیرا بقایای منگنز در ستون آب حل می‌شود و گوگرد احیایی، آهن رسوب‌ها را به صورت پیریت در بین رسوب‌ها ته‌نشین می‌کند (Deakin et al., 2015). کم بودن مقدار منگنز

($\leq 5 \text{ ppm}$) در نمونه‌های بررسی شده کمشچه بیانگر بسته بودن محیط دیاژنتیکی است. رنگ قرمز رخساره باریت نواری می‌تواند ناشی از میزان بالای آهن در زمان تشکیل سنگ میزبان بوده باشد. مقادیر زیاد آهن گویای شرایط احیایی و ورود آهن به شبکه کربنات است (Mucci, 1988). ماده آلی در مراحل اولیه دیاژنز به محصولات محلول در آب (اسید استیک، CO_2 و CH_4) تبدیل می‌شود که ترکیب آب درون سازندگی را تغییر می‌دهند و به یکسری واکنش‌های هیدروژن‌نوشیمیایی و ترسیب باریت منجر می‌شود (Slack et al., 2021). حضور کلسیت و دولومیت در دو رخساره نواری و رگه اشاره به امکان شرکت یون‌های CO_3^{2-} و HCO_3^- در سیال کانه‌دار دارد. پژوهش‌های مختلف نشان می‌دهند، فراوانی برخی عناصر غیر متحرک مانند اورانیوم، مولیبدنوم، کروم، نیکل و وانادیوم، شاخص بسیار مناسبی برای تعیین شرایط اکسایش - کاهش در آب دریاست (Jones and Manning, 1994). در نمودار دوتایی بررسی شرایط کاهیدگی کف دریا ($V/V+\text{Ni}$ به V/Cr)، نمونه‌های باریت نواری در محدوده یوکسینیک (احیایی) و باریت‌های نوع رگه‌ای در محدوده نیمه اکسیدی تا بی‌هوازی و تا حدودی یوکسینیک قرار دارند (شکل ۸-A). نتایج به‌دست آمده از نمودار بهنجارسازی مقادیر عناصر نادر خاکی در برابر کندریت، نشان می‌دهد، به دلیل محتوای کم REE در نمونه‌های باریت نواری (P-09 و P-01)، الگوی تغییرات عناصر نادر خاکی با سه نمونه باریت دیگر از رخساره رگه‌ای متفاوت است. الگوی کلی نشان‌دهنده آن است که در بیشتر نمونه‌های باریت، غنی‌شدگی نسبی در عناصر نادر خاکی سبک و تهی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سنگین دیده می‌شود. الگوی غنی از LREE در نهشته‌های دریایی بیانگر سیال‌های گرمابی است (شکل ۸-B) (Chen et al., 2019). در همه نمونه‌ها به جز (P-09 و P-01) بی‌هنجاری مثبت Eu و تا حدودی بی‌هنجاری مثبت Ce قابل مشاهده است؛ در حالی که نمونه‌های باریت نواری، بی‌هنجاری منفی Ce نشان می‌دهد. هر چند بی‌هنجاری Eu در آن قابل تشخیص نیست (شکل ۸-B).



شکل ۷. ارتباطات بافتی میان باریت و سایر کانی‌ها در مقاطع میکروسکوپی کانسار باریت کمشچه (A تا G در نور متقاطع عبوری و H و I در نور انعکاسی هستند): A: رگچه‌ای از دولومیت‌های درشت‌بلور، کوارتز و فلوریت، مجموعه کانی‌های باریت، دولومیت و پیریت دانه‌ریز را قطع کرده است، B: مرز واضح دولومیت با بلورهای باریت و فلوریت، C: بلورهای خودشکل سیدریت و دولومیت، درشت بلورهای باریت ستونی را قطع و جانشین آن شده‌اند، D: رگچه کوارتز-باریت-فلوریت، زمینه سیلیسی را قطع می‌کند، E: ادخال‌های کربنات در حاشیه کوارتزهای منطقه‌بندی دیده می‌شود، F: تبلور مجدد در زمینه کوارتز دانه‌ریز به صورت الگوی پرگونه، G: رشد بافت پرگونه بر روی بلورهای درشت کوارتز، H: کوارتزهای خودشکل دارای منطقه‌بندی در گالن (چپ)، گسترش وسیعی از سروزیت با همراهی کولیت در حاشیه گالن و I: رگچه سولفید در کوارتز، باریت و دولومیت دانه‌ریز نوع I، سولفید در بخش‌هایی به صورت کاذب جانشین باریت شده است و با توجه به حجم سلول و سامانه تبلور متفاوت دو کانی، به صورت کرم‌خوردگی دیده می‌شود. علائم اختصاری از ویتنی و ایوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Ank: آنکریت، Bn: بورنیت، Brt: باریت، Ccp: کالکوپیریت، Cct: کالکوسیت، Cer: سروزیت، Cv: کولیت، Dol: دولومیت، Fl: فلوریت، Gn: گالن، Qz: کوارتز، Sd: سیدریت).

Fig. 7. Texture relationship between barite and other minerals from the microscopic sections of the Komsheche deposit (A to G are in cross-polarized transmitted light and H and I are in reflected light). A: The veinlet of coarse-grained dolomites, quartz and fluorite cuts mineral assemblage of barite, dolomite, and fine-grained pyrite, B: Sharp contact between dolomite and crystals of barite and fluorite, C: Euhedral siderite and dolomite crystals cut coarse-grained tabular barite and replace it., D: A veinlet of fluorite-barite-quartz cut the silicification matrix, E: Carbonate inclusions in the margin of zoning quartz, F: Recrystallization in fine-grained quartz matrix as feathery pattern, G: Growth of feathery texture on coarse-grained quartz crystals, H: Euhedral zoning quartz in galena (left), A wide development of cerussite with associated covellite in the border of the galena, and I: Image of barite overgrown by a later generation of sulfide. Sulfide has falsely replaced barite, and due to the different cell volumes and crystallization system of the two minerals, it is seen as worm corrosion. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ank: ankerite, Bn: bornite, Brt: barite, Ccp: chalcopryrite, Cct: chalcocite, Cer: cerussite, Cv: covellite, Dol: dolomite, Fl: fluorite, Gn: galena, Qz: quartz, Sd: siderite).

جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای اصلی (%) از نمونه‌های باریت کمشیجه

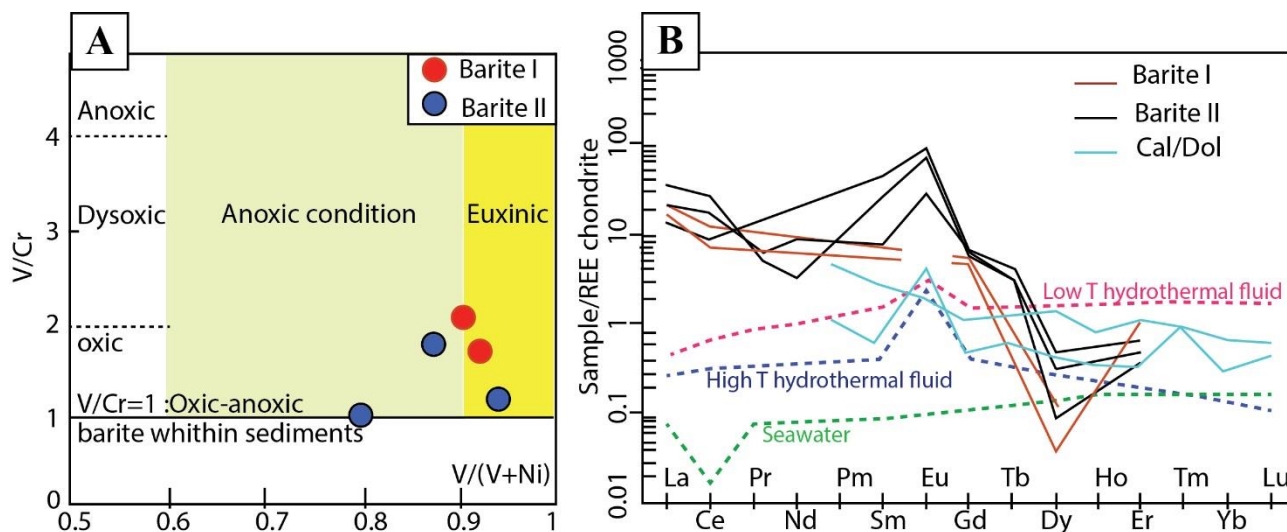
Table 1. Results of chemical analysis of major oxides (%) from Komsheche barite samples

Major oxide (%)	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ^T	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	MnO	P ₂ O ₅	TiO ₂	BaO	SO ₃
P-03	0.03	0.12	0.17	0.04	<0.01	0.03	<0.01	0.01	<0.01	64.16	33.21
P-05	0.02	0.08	0.05	0.14	<0.01	0.02	<0.01	0.01	<0.01	65.15	33.54
P2-05	0.04	0.12	0.05	0.06	<0.01	0.02	<0.01	0.01	<0.01	65.32	34.95
P4-01	0.02	0.04	0.15	0.05	<0.01	0.01	<0.01	0.02	<0.01	61.63	31.04
P-09	0.02	0.02	0.02	0.30	<0.01	0.02	<0.01	0.02	<0.01	62.17	32.63

جدول ۲. نتایج تجزیه شیمیایی عناصر فرعی و خاکی کمیاب (ppm) نمونه‌های باریت کمشیجه

Table 2. Results of chemical analysis of minor and rare earth elements (ppm) of Komsheche barite samples

Elements	Ag	As	Cd	Ce	Co	Cr	Cs	Cu	Dy	Er	Eu	Gd	Hf	In	La
P-03	0.8	184	<0.1	16	<1	7	<0.5	7	0.11	0.11	1.52	1.43	<0.5	<0.5	8
P-05	1.2	129	<0.1	5	<1	4	<0.5	14	0.02	0.06	4.79	1.16	<0.5	<0.5	3
P2-05	2.6	237	<0.1	10	<1	9	<0.5	3	0.80	0.08	3.74	1.24	<0.5	<0.5	5
P4-01	0.3	<100	<0.1	7	<1	4	<0.5	3	0.20	0.05	<0.1	1.05	<0.5	<0.5	5
P-09	0.2	120	<0.1	6	<1	3	<0.5	2	0.01	0.4	<0.1	0.9	<0.5	<0.5	4
Elements	Li	Lu	Mn	Mo	Nb	Nd	Ni	Pb	Pr	Rb	Sb	Sc	Se	Se	Sm
P-03	<1	<0.1	<5	<0.1	<1	3.9	0.9	<1	0.54	4	3.6	<0.5	<0.5	<0.5	1.17
P-05	<1	<0.1	<5	<0.1	<1	<0.5	1	<1	<0.05	3	1.1	<0.5	<0.5	<0.5	6.54
P2-05	<1	<0.1	<5	<0.1	<1	1.4	2	<1	<0.05	3	0.8	<0.5	<0.5	<0.5	3.98
P4-01	<1	<0.1	<5	<0.1	<1	<0.5	0.7	<1	<0.05	3	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.02
P-09	<1	<0.1	<5	<0.1	<1	<0.5	0.8	<1	<0.05	3	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.02
Elements	Sn	Sr	Ta	Tb	Te	Th	Tl	Tm	U	V	W	Y	Yb	Zn	Zr
P-03	0.2	1509	<0.1	0.14	<0.1	0.32	<0.1	<0.1	0.1	8	<1	0.8	<0.05	<1	<5
P-05	0.1	2127	<0.1	0.11	0.15	0.28	<0.1	<0.1	<0.1	7	<1	0.5	<0.05	<1	<5
P2-05	0.2	3686	<0.1	0.13	0.15	0.34	<0.1	<0.1	<0.1	8	<1	0.6	<0.05	<1	<5
P4-01	<0.1	911	<0.1	<0.1	<0.1	0.26	<0.1	<0.1	<0.1	7	<1	0.5	<0.05	<1	<5
P-09	<0.1	782	<0.1	<0.1	<0.1	0.21	<0.1	<0.1	<0.1	7	<1	0.5	<0.05	<1	<5



شکل ۸. نمونه‌های باریت بررسی شده از کانسار کمشچه، A: نمودار دوتایی تفکیک وضعیت کاهیدگی محیط دیرینه و B: نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت (Anders and Greverss, 1989) در مقایسه با الگوی سیال گرمایی دما پایین (Craddock et al., 2010)، الگوهای سیال گرمایی دما بالا و آب دریا (Tostevin et al., 2016) و الگوی کانی‌های کلسیت و دولومیت سازند شتری (Forghani Tehrani, 2003)

Fig. 8. Studied barite samples of the Komsheche deposit, A: Binary diagram of paleoenvironmental redox conditions, and B: Chondrite-normalized spider diagram (Anders and Greverss, 1989) compared to the low-temperature hydrothermal fluid model (Craddock et al., 2010), the high-temperature hydrothermal fluid and seawater models (Tostevin et al., 2016), and the calcite and dolomite minerals of Shotori Formation (Forghani Tehrani, 2003).

باریت‌های تپه‌های آتشفشانی-رسوبی مشتق از سیال‌های گرمایی دما بالای بخش‌های ژرف دریایی معمولاً غنی از عناصر As, Sb, Mn, Th, K, Ba, Li, Cr, Cd, Tl, Ag و Hg هستند. در باریت‌های کمشچه مقادیر آرسنیک، پتاسیم، منگنز، کروم و کادمیوم محتوای کمی نشان می‌دهند (جدول ۲).

میان‌بارهای سیال باریت

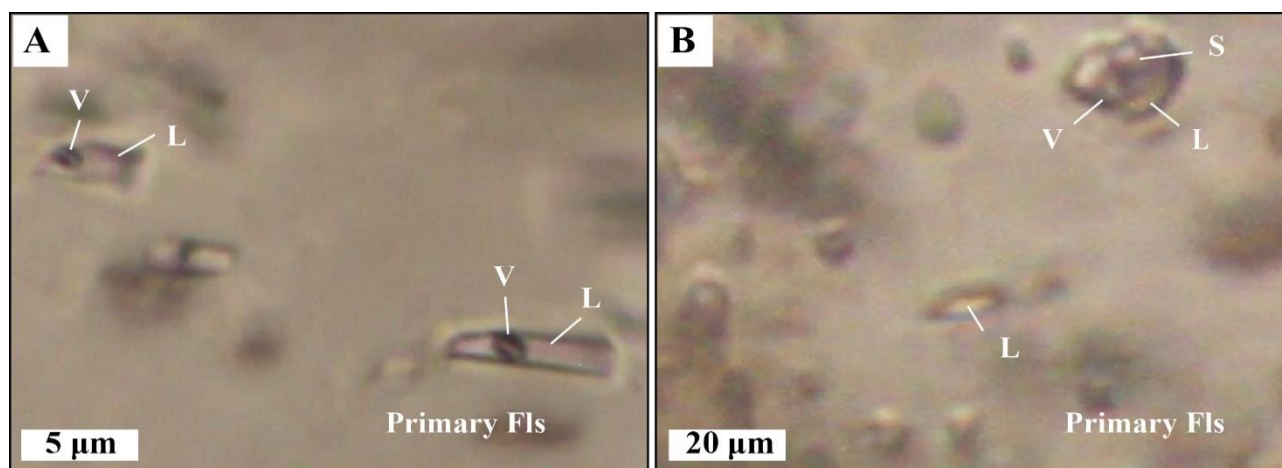
آزمایش همگن‌سازی (Th) بر روی میان‌بارهای سیال اولیه به دام افتاده در کانی باریت از هر دو رخساره نواری و رگه‌ای کانسار کمشچه انجام شد. نتایج میان‌بارهای سیال بررسی شده در جدول ۳ آمده است. گفتنی است شواهدی از نازک‌شدگی و نشت در میان‌بارهای باریت وجود داشت که در بررسی‌های ریزدماسنجی استفاده نشده است. میان‌بارهای سیال در باریت‌های نوع اول (نواری) بیشتر تک‌فازی مایع (L) و دو فازی غنی از مایع (L>V)

محتوای کم REE می‌تواند منشأ قاره‌ای یا گرمایی باریت را نشان دهد (Guichard et al., 1979). همچنین محتوای پایین REE نشان می‌دهد که سیال سازنده احتمالاً از شورابه‌های حوضه تشکیل شده است؛ در حالی که سه نمونه دیگر باریت با ناهنجاری مثبت یوروپیم با سیال‌های گرمایی کم‌دما مقایسه می‌شوند (Nadoll et al., 2019). ناهنجاری Eu و Ce اطلاعات خوبی (دما، pH و فوگاسیته اکسیژن) روی شرایط فیزیکوشیمیایی سیال گرمایی می‌دهد (Bau and Dulski, 1995). بی‌هنجاری مثبت آشکار Eu می‌تواند بیانگر افزایش Eh در سیال مادر باشد (Lee et al., 2003). آب‌های جوی با سرد و رقیق کردن سامانه‌های گرمایی و یا سامانه‌های گرمایی سردتر با ناهنجاری منفی سریم و کاهش محتوای کل REE نمایان می‌شوند. هرچند در برخی موارد محتوای کم REE می‌تواند بیانگر کاهش برهم‌کنش سیال-سنگ باشد. Ce مرتبط با وضعیت اکسایش و pH بالاتر سیال است.

بین ۶ تا ۱۵ میکرون بوده و شکل چند گوش، بیضی، دوکی، دایره‌ای، مستطیلی و نامنظم دارند (شکل ۹-۱). آنها بیشتر از نوع دوفازی غنی از مایع ($L > V$)، تک فازی مایع (L) و سه فازی حاوی فاز جامد هالیت (LVH) هستند. دمای همگن شدن میان‌بارهای دوفازی غنی از مایع بین ۱۳۰ تا ۱۸۷ درجه سانتی‌گراد با میانگین ۱۴۲ درجه سانتی‌گراد و سه فازی هالیت‌دار بین ۱۹۲ تا ۲۱۰ درجه سانتی‌گراد است. میزان شوری میان‌بارهای سیال دوفازی‌های غنی از مایع بین ۹/۵ تا ۱۶/۰ درصد وزنی نمک طعام با میانگین ۱۴/۳ درصد وزنی معادل نمک طعام و در میان‌بارهای سیال سه فازی‌های حاوی هالیت ۳۶/۲ تا ۳۷/۰ درصد وزنی معادل نمک طعام هستند. چگالی این میان‌بارهای سیال به ترتیب بین ۰/۹ تا ۱/۰۴ و ۱/۱۶ تا ۱/۱۷ گرم بر سانتی‌متر مکعب محاسبه شده است. مقایسه نخستین دمای ذوب یخ برای باریت رگه‌ای - برشی، ترکیب مشابه باریت نواری - لایه‌ای را پیشنهاد می‌کند (جدول ۳) (Prokofiev et al., 2010).

هستند (جدول ۳). اندازه میان‌بارهای دوفازی موجود در باریت نواری ۶ تا ۱۳ میکرون و به شکل بیضی، دایره‌ای و نامنظم بوده است (شکل ۹-۲). اولین دمای ذوب یخ (Te) از ۲۹/۵ - درجه سانتی‌گراد و دمای نهایی ذوب یخ بین ۷/۳ - تا ۱۳/۱ - درجه سانتی‌گراد است. دمای همگن شدگی این میان‌بارها در محدوده بین ۷۸ تا ۱۲۲ درجه سانتی‌گراد با میانگین ۱۰۱ درجه سانتی‌گراد و میزان شوری آنها بین ۱۰/۹ تا ۱۷/۰ درصد وزنی معادل نمک طعام با میانگین ۱۳/۱ درصد وزنی معادل نمک طعام است. چگالی میان‌بارهای سیال موجود در باریت نواری در محدوده بین ۱/۰۴ تا ۱/۰۶ گرم بر سانتی‌متر مکعب متغیر است. نخستین دمای ذوب یخ در میان‌بارهای سیال گویای آن است که سیال یک شورابه ساده دارای NaCl نیست؛ بلکه می‌تواند افزون بر حضور سدیم، بیانگر شرکت نمک‌های دو ظرفیتی دیگر مانند منیزیم در محلول کانه‌ساز باشد (Goldstein and Reynolds, 1994; Valenza et al., 2000).

اندازه میان‌بارهای سیال در باریت‌های نوع دوم (رگه‌ای - برشی)



شکل ۹. تصویرهای میکروسکوپی از میان‌بارهای سیال اولیه درون کانی باریت کانسار کمشچه (نور PPL). A: میان‌بارهای سیال دوفازی غنی از مایع مستطیلی و نامنظم در باریت نواری و B: میان‌بارهای کشیده تک فازی و نامنظم سه فازی حاوی هالیت در باریت رگه‌ای. اختصارها: L: مایع، V: بخار، S: جامد

Fig. 9. Photomicrographs of primary fluid inclusions trapped within barite mineral from the Komsheche deposit (PPL). A. Rectangular and irregular two-phase inclusions of banded barite, and B. Elongate single-phase and irregular three-phase inclusions in the barite vein. Abbreviations: L: Liquid, V: Vapor, S: Solid

جدول ۳. میان‌بارهای سیال و داده‌های ریزدماسنجی (T_{mle} ، T_e و شوری) باریت‌های کانسار کمشچه. اختصارها: T_h : دمای همگن شدن، T_e : دمای یوتکتیک (ذوب اولین قطعه یخ) و T_{mle} : دمای ذوب آخرین قطعه یخ و $T_{m-halite}$ دمای انحلال نمک

Table 3. Fluid inclusion and microthermometry data (T_e , T_{mle} and salinity) for the barites of the Komsheche deposit. Abbreviations: T_h : homogenization temperature, T_e : eutectic (first ice melting) temperature, T_{mle} : final ice-melting temperature, and $T_{m-halite}$ - halite dissolution temperature

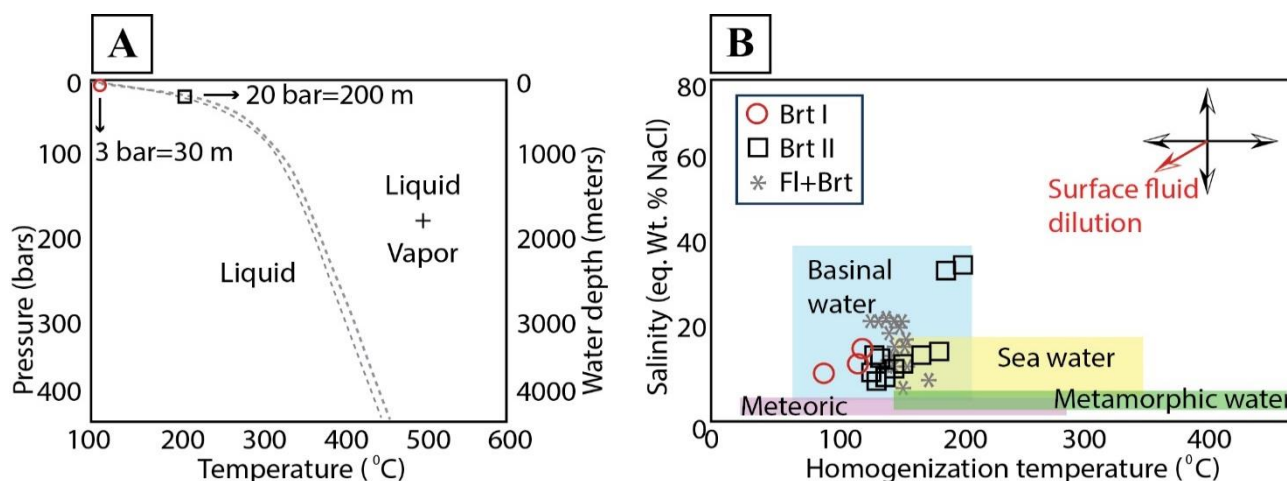
Ore facies	Size (μm)	Primary F.I	T_h ($^{\circ}\text{C}$)	T_e ($^{\circ}\text{C}$)	T_{mle} ($^{\circ}\text{C}$)	Salinity (wt.% eq. NaCl)	$T_{m-halite}$	Density (g/cm^3)
H-I Bedded	6 μ	LV	78	-	-	-	-	-
	13 μ	LV	90	-	-	-	-	-
	6 μ	LV	99	-	-	-	-	-
	7 μ	LV	103	-23.0	-7.3	10.9	-	1.04
	7 μ	LV	122	-29.5	-9.2	13.1	-	1.03
	11 μ	LV	122	-29.5	-13.1	17.0	-	1.06
H-II Vein and breccia	10 μ	LV	130	-29.5	-11.5	15.5	-	1.04
	7 μ	LV	132	-23.0	-7.1	10.6	-	1.01
	8 μ	LV	133	-26.6	-11.2	15.2	-	1.04
	6 μ	LV	135	-23.0	-6.4	9.7	-	1.00
	11 μ	LV	142	-29.5	-6.2	9.5	-	0.99
	15 μ	LV	150	-23.0	-8.2	11.9	-	1.00
	8 μ	LV	157	-29.5	-10.3	14.3	-	1.02
	11 μ	LV	173	-29.5	-11.2	15.2	-	1.02
	11 μ	LV	187	-26.6	-12.3	16.2	-	1.00
	13 μ	LVH	192	-	-	36.2	273	1.17
	12 μ	LVH	210	-	-	37.0	284	1.16

نهیشت از سیال‌های گرمابی دما بالاتر (میانگین ۱۵۸ درجه سانتی‌گراد) و با میانگین شوری ۱۷ درصد وزنی معادل نمک طعام در پی کاهش دمای ناشی از رقیق‌شدگی سیال و کاهش ناگهانی فشار (ناشی از رخداد گسلش) تشکیل شده‌اند. بر اساس شواهد میان‌بارهای سیال، شورابه‌های حوضه‌ای با دامنه حرارتی دمای همگن‌شدگی ۷۸ تا ۱۲۲ درجه سانتی‌گراد و میانگین شوری حدود

برای تعیین فشار ستون آب دریا و برآورد بیشترین ژرفای آب در زمان تشکیل کانسار، با توجه به عدم شواهد فرایند جوشش در میان‌بارها، بیشینه دمای همگن‌شدگی میان‌بارهای سیال در **شکل ۱۰-A** نمایش داده شده است (Peter and Scott, 1997). در این نمودار عمق کانی‌سازی نوع نواری در ۳۰ متر زیر کف دریا تخمین زده شده است. به نظر می‌رسد باریت رگه‌ای، محصول

دولومیتی تریاس باریت را رسوب داده‌اند (شکل ۱۰-B).

۱۳/۵ درصد وزنی معادل نمک طعام در کانی‌سازی چینه‌سان همچون نوع رگه‌ای-برشی با وقوع رقیق‌شدگی سیال در توالی



شکل ۱۰. نمودار شوری به دمای همگن‌شدگی میان‌بارهای سیال باریت بررسی شده در کانسار کمشچه، A: ترسیم دمای همگن‌شدگی در نمودار هاس (Haas, 1971) برای تخمین فشار و ژرفای سیال باریت‌ساز (Roedder and Bodnar, 1980) و B: تعیین خاستگاه میان‌بارهای سیال باریت با تغییرات از کسler (Kesler, 2005)، نمونه‌های نمایش داده شده به صورت ستاره‌های خاکستری از فرقانی تهرانی (Forghani Tehrani, 2003) هستند.

Fig. 10. Diagram of salinity vs. homogenization temperature of the studied barite fluid inclusions in the Komsheche deposit, A: Plot of homogenization temperature in the diagram (Haas, 1971) to estimate the pressure and depth of barite-forming fluid (Roedder, and Bodnar, 1980), B: to determine the origin of barite fluid inclusions after Kesler (2005). The representative samples as grey stars are from Forghani Tehrani (2003).

ایزوتوپ گوگرد و اکسیژن

(Rajabzadeh, 2007)، متفاوت است. کمترین مقدار ایزوتوپ گوگرد (۱۸/۴ در هزار)، مربوط به نمونه باریت رخساره نواری-لایه‌ای است که شباهت زیادی با ترکیب ایزوتوپ گوگرد آب دریای هم‌زمان (تریاس میانی، ۱۸/۵ در هزار) دارد. از سوی دیگر تغییرات ایزوتوپی گوگرد به سوی کاهش مقادیر سبک‌تر می‌تواند ناشی از تفکیک ایزوتوپی در یک محیط بسته باشد. مقادیر ایزوتوپ گوگرد آب دریا در دوره تریاس میانی ۱۸/۵ تا ۲۱/۶ در هزار است (Nielsen and Rick, 1964; Rick, 1990). ترکیب ایزوتوپی گوگرد SO_4 آب دریای تریاس بالایی تا ژوراسیک در بازه ۱۳ تا ۱۶ در هزار قرار دارد (Claypool et al., 1980) و مقادیر ایزوتوپ گوگرد آب دریای کرتاسه بین ۲۰ تا ۲۲ قسمت در هزار است.

برای شناخت منابع احتمالی سیال کانه‌دار، شش نمونه باریت کمشچه برای مطالعه ایزوتوپی مورد بررسی قرار گرفت. نتایج ایزوتوپ اکسیژن و گوگرد باریت در جدول ۴ نشان داده شده است. مقادیر $\delta^{34}S$ نمونه‌های باریت در محدوده ۱۸/۴۰ تا ۲۶/۳۴ قسمت در هزار CDT و مقادیر $\delta^{18}O$ آنها بین ۹/۸ تا ۱۴/۷ قسمت در هزار SMOW است. ترکیب ایزوتوپی اکسیژن تبخیری‌های تریاس بین ۸ تا ۱۱/۵ قسمت در هزار SMOW تخمین زده شده است (Claypool et al., 1980). چنان‌که در جدول ۴ مشاهده می‌شود، توزیع مقادیر ایزوتوپی گوگرد اندازه‌گیری شده با داده‌های قبلی (۲۲/۶ تا ۲۶/۷ در هزار) گزارش شده از فرقانی تهرانی و رجب‌زاده (Forghani Tehrani, 2003;)

جدول ۴. مقادیر ایزوتوپ گوگرد و اکسیژن (‰) از دو رخساره باریت در کانسار کمشچه

Table 4. $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{34}\text{S}$ (‰) values of two barite facies from the Komsheche deposit

Sample no.	Host rock	Deposition style	Mineralogy	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CAD}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$	Reference
NT- 1	Shotori Formation	Layered	Brt, Sd, Dol	18. 4	-	present study
NT-2	Shotori Formation	Vein	Brt, Qz, Dol	23.8	-	present study
NT-3	Shotori Formation	Vein	Brt, Sd, Qz	26.34	-	present study
RF-1	Shotori Formation	Space filling	Brt	22.6	-	previous study*
RF-2	Shotori Formation	Space filling	Brt	23.4	-	previous study*
RF-3	Shotori Formation	Replacement	Brt	26.7	-	previous study*
NT- 4	Shotori Formation	Layered	Brt, Ank, Dol	-	9.8	present study
NT- 5	Shotori Formation	Vein	Brt, Ank, Qz	-	11.2	present study
NT- 6	Shotori Formation	Vein	Brt, Qz, Fl	-	14.7	present study

* From Forghani Tehrani (2003) and Rajabzadeh (2007)

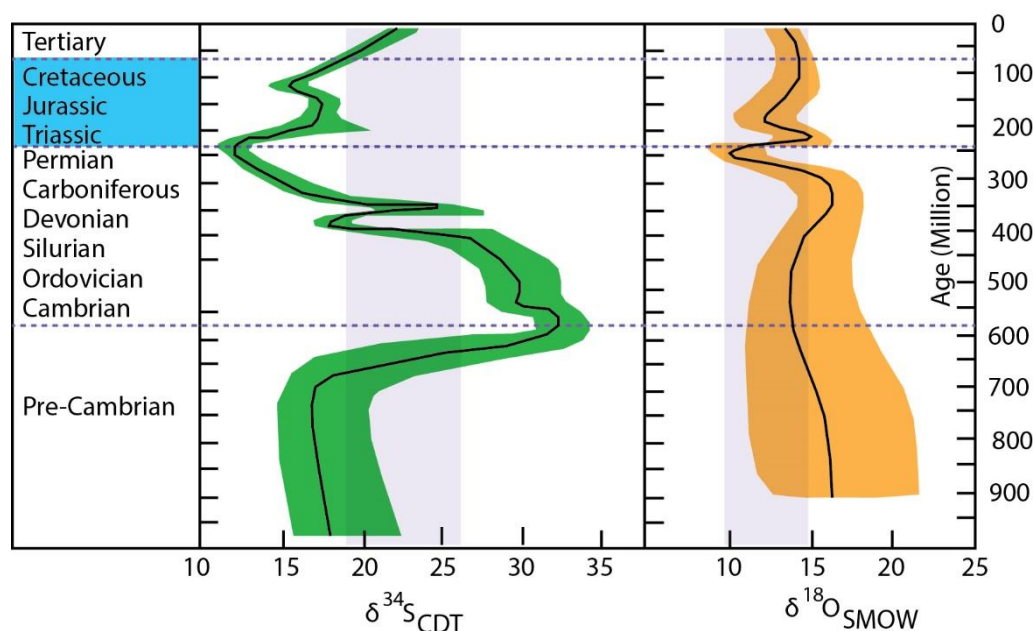
منشأ ایزوتوپ اکسیژن و گوگرد باریت

ترکیب ایزوتوپ اکسیژن و گوگرد سولفات‌ها با چهار عامل کنترل می‌شود: ترکیب ایزوتوپی سیالی که کانه از آن نهشته می‌شود، دمای نهشتگی، pH و فوگاسیته سیال در زمان کانه‌زایی و همچنین سهم نسبی کانی که از سیال نهشته می‌شود (Hoefs, 2004). با توجه به محدوده‌های ایزوتوپی گوگرد و اکسیژن در سامانه‌های زمین‌شناسی (Hoefs, 2009)، ترکیب ایزوتوپی گوگرد و اکسیژن باریت کمشچه اندکی به مقادیر ایزوتوپی دریای تریاس میانی نزدیک هستند (شکل ۱۱). آب دریا با بالابودن غلظت SO_4^{2-} منبعی مهم برای گوگرد در نظر گرفته می‌شود. ترکیب ایزوتوپی گوگرد آب دریا در زمان زمین‌شناسی با $\delta^{34}\text{S}$ بین ۱۰ و ۳۰+ قسمت در هزار تغییر کرده است و در آب دریای امروزی مقدار آن بین ۱۷+ تا ۲۰+ قسمت در هزار در نوسان است. باریتی که در یک سامانه باز در تماس مستقیم با آب دریا شکل می‌گیرد، ترکیب ایزوتوپ گوگرد آن از سولفات آب دریاست. منشأ گوگرد در سنگ‌های رسوبی از سولفات (ژپس و انیدریت) و سولفید (مانند پیریت) تأمین می‌شود. نمایش داده‌های ایزوتوپی

کمشچه، سازگاری اندکی با منحنی ایزوتوپی گوگرد تبخیری‌های تریاس دارد. ناهمگونی ایزوتوپی در نتایج ایزوتوپی گوگرد باریت کمشچه می‌تواند شواهدی از تغییرات گذرای آب دریا را نشان دهد. نتایج سبک‌تر ایزوتوپ گوگرد باریت با ویژگی‌های دیاژنز و رسوبی سازگاری دارد و به نظر می‌رسد یون سولفات باریت از دریای هم‌زمان (سولفات دریای تریاس و یا آب درون سازندی رسوب‌های تریاس) تأمین شده است. بیشتر نتایج باریت، از نظر ایزوتوپی سنگین‌تر و غنی‌شدگی بیشتری نسبت به آب دریای هم‌زمان (تریاس میانی) نشان می‌دهند (جدول ۴). مقادیر سنگین‌تر ایزوتوپ گوگرد می‌تواند متأثر از برهم‌کنش سیال-سنگ در سامانه بسته، تفریق ریلی و یا احیای باکتریایی آب دریا در طی دیاژنز باشد (Longstaffe, 1989). دمای به دست آمده (78°C) (>) برای میان‌بارهای باریت کمشچه نمی‌تواند سهم باکتری را در شکل‌گیری باریت‌ها تأیید کند. دمای مناسب احیای باکتریایی حدود ۱۱۰ درجه است؛ اما دمای بهینه برای این واکنش ۶۰ تا ۸۰ درجه سانتی‌گراد است. افزون بر این، حضور مواد آلی در بخش‌هایی از سازند به کاهیدگی ترموشیمیایی سولفات‌ها به وسیله

با مدت زمان طولانی تشکیل باریت در کمشچه همخوانی داشته باشد. باریت‌های دریایی غنی از ^{34}S بوده و محتوای کانی‌های آلومینوسیلیکات (Si, Al, Fe, Na, Mg) در آنها بیشتر است (Zhou et al., 2015a).

مواد آلی منجر شده است که طی آن با آزاد شدن مقادیر ناچیز H_2S فلزات سولفیدی به صورت پراکنده همراه با باریت رگه‌ای ته‌نشینی شده‌اند. شواهد نشان می‌دهد شرایط کاهیدگی حرارتی-شیمیایی سولفات که دمای ۸۰ تا ۱۳۰ درجه است، در مدت زمان طولانی فراهم می‌شود. تکرار و تناوب لایه‌های باریت نیز می‌تواند



شکل ۱۱. منحنی ترکیب ایزوتوپی $\delta^{34}\text{S}$ و $\delta^{18}\text{O}$ نمونه‌های باریت کانسار کمشچه در دوره‌های مختلف زمین‌شناسی از پرکامبرین تا به امروز. محدوده تغییرات ایزوتوپی اکسیژن و گوگرد باریت‌های کمشچه با هاله خاکستری نمایش داده شده است.

Fig. 11. Curve of $\delta^{34}\text{S}$ and $\delta^{18}\text{O}$ isotopic composition of barite samples from the Komsheche deposit in different geological periods from the Precambrian to the present. The range of oxygen and sulfur isotopic changes of Komsheche barites is displayed with a gray halo.

در مجراهای فعال گرمابی (همچون ماریانا) به ترتیب ۲۲ و ۷ در هزار است (Kusakabe et al., 1990). مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ نمونه‌های باریت کمشچه در حد بالاتر از ترکیب گوشته (Taylor et al., 1967) و کمتر از ترکیب سنگ‌های کربناته دریایی (Veizer and Hoefs, 1976) و مواد آلی رسوبی (Liu and Liu, 1997) است که می‌تواند ناشی از افزایش دمای سیال سازنده باریت، توأم با افزایش ژرفای تدفین (شیب حرارتی) و یا بعضی اثرات فوگاسیته

در شرایط محدود بودن سولفات همچون مراحل پایانی دیاژنز میزان کاهیدگی سولفات از میزان عرضه مجدد سولفات بیشتر است؛ لذا با گذشت زمان در طی ته‌نشینی باریت از سیال‌های درون سازندی تا زمانی که سولفات دوباره با تبادل انتشاری با ستون آب پوشاننده (سامانه باز) تأمین شود، غنی‌شدگی گوگرد ۳۴ در باریت‌ها اتفاق می‌افتد. به عبارتی، باریت‌های دیاژنزی مقادیر بسیار مثبت دارند. مقادیر ایزوتوپ گوگرد و اکسیژن باریت شکل گرفته

فرایندهای اصلی دیاژنتیکی بوده که به صورت فراگیر در منطقه کمشچه روی داده و تمامی اجزای توالی شتری را در بر گرفته است. علت نهستگی دولومیت می‌تواند با تزریق گاز CO₂ ناشی از دگرسانی مواد آلی یا هیدروکربن‌ها و یا گازهای آتشفشانی مرتبط باشد که سبب تجزیه سنگ میزبان کربنات می‌شود (Blasco et al., 2017). طبق پژوهش ساسن و همکاران (Sassen et al., 1994)، فرایندهایی که سبب می‌شود دولومیت در شرایط تدفین کم ژرفا از اکسایش هیدروکربن‌ها شکل بگیرند عبارتند از: فضاهای باز، اختلاف فشار و گاززدایی که به ته‌نشینی و رسوب محلول‌های اشباع از کربنات منجر می‌شود (Lepetit et al., 2019). آدابی (Adabi, 1996) بر این باور است که فرایند دولومیتی‌شدن در لایه‌های کربناته غنی از کربن آلی نسبت به رسوب‌های فاقد آن با سرعت فزاینده‌ای صورت می‌گیرد؛ لذا با اندازه‌گیری مقدار مواد آلی موجود در دولومیت‌های سازند شتری کوهبنان (تا ۳/۱ درصد) که شش برابر مقدار مواد آلی در آهک‌های همین سازند بوده، دریافته است بخشی از فرایند دولومیتی‌شدن در سازند شتری به غنی‌بودن افق‌هایی از سنگ‌های آهکی از کربن آلی در شرایط کاهیدگی حین تدفین، مرتبط بوده است و آن را مرتبط با به دام انداختن مقدار زیاد مواد آلی توسط اجزای جلبکی نظیر استراماتولیت‌ها دانسته است که به فراوانی در پهنه کشندی مشاهده می‌شود. موارد مطرح‌شده با حضور CO₂ و هیدروکربن در میان‌بارهای سیال فلوریت منطقه کمشچه همخوانی دارد (Rajabzadeh, 2007). در منطقه کمشچه در سازند شتری چندین نوع دولومیت دیاژنتیکی شامل دولومیت‌های ریز بلور و بی‌شکل که از آهک‌های میکرایتی شکل گرفته و گاهی تخلخل بین بلوری جزئی در آنها مشهود است، دولومیت‌های ریز تا متوسط بلور به صورت لوزی شکل و نیمه‌شکل‌دار، دولومیت‌های متوسط بلور (دولواسپارایت) که به صورت موزائیکی، ظاهری غبارآلود و با خاموشی موجی دیده می‌شود و دولومیت‌های درشت بلور و خودشکل آهن‌دار، دارای منطقه‌بندی (زین اسبی) که مرتبط با کانه‌زایی بوده و حفره پرکن هستند، شناسایی شده است.

اکسیژن بر نسبت‌های ایزوتوپی اکسیژن باشد (Zhou et al., 2015b). مقادیر سبک‌تر $\delta^{18}\text{O}$ نمونه‌های باریت کمشچه افزون بر سازگاری با مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ تبخیری‌های تریاس، می‌تواند گویای آب درون سازندی در طی دیاژنز آغازین باشد و با گذر زمان در طی دیاژنز تأخیری، مقادیر ایزوتوپی اکسیژن سنگین‌تر خواهند شد (Claypool et al., 1980; Griffith et al., 2018). غنی‌شدگی ^{18}O ناشی از تفکیک ایزوتوپی اکسیژن است که از ویژگی‌های بارز باریت‌های دیاژنتیکی و تراوش سرد است (Torres et al., 1996). در این سامانه، H₂S که با گذشت زمان طی فرایند احیا سولفات موجود در آب درون سازندی به وجود می‌آید، از محیط خارج‌شده و سبب غنی‌شدگی ایزوتوپی اکسیژن سولفات باقی‌مانده می‌شود (Torres et al., 1996).

تحولات دیاژنتیکی در کانسار باریت کمشچه

سنگ‌های رسوبی بررسی شده از سازندهای شتری، نایبند و کربنات‌های کرتاسه زیرین، طیف وسیعی از فرایندهای دیاژنتیکی شامل بافت اسپارایتی (پرسدگی با کلسیت و دولومیت)، فشردگی در حاشیه بلورهای دولومیت، حاشیه دنداندار بلورهای دولومیت، فشردگی فسیل‌ها، دولومیت‌های دارای منطقه‌بندی و درزه‌های استیلولیتی را متحمل شده‌اند (شکل ۵-C و G). دولومیت‌ها بیشتر از نوع ثانویه هستند که درجه بالاتر دیاژنز را تأیید می‌کنند. مزروعی سبدانی و همکاران (Mazroei Sebdani et al., 2017)، بر پایه بررسی‌های سنگ‌نگاری و بررسی‌های دیاژنزی از رخساره آواری سازند نایبند و عضو آهکی کرتاسه زیرین در برش کوه بجاره شمال شرق اصفهان، ساختارهای دیاژنتیکی را مربوط به مرحله مزوزنز (ژرفای بیش از ۲ کیلومتر) دانسته که تحت تأثیر مجموعه‌ای از فرایندهای هم‌زمان با رسوب‌گذاری، پس از رسوب‌گذاری طی دفن کم عمق تا عمیق و بالاآمدگی قرار گرفته‌اند که با بررسی‌های سنگ‌نگاری این پژوهش در منطقه کمشچه سازگاری دارد. دولومیت و کوارتز مهم‌ترین کانی‌های دگرسانی در منطقه کمشچه هستند. فرایند دولومیتی‌شدن از

نوع آخر (دولومیت زین اسبی) شاخص دولومیتی شدن در محیط دفن عمیق (مزوژنز) است (Spötl and Pitman, 1998). ته‌نشینی سیمان‌هایی از نوع کوارتز و دولومیت زین اسبی همراه با تجزیه جزئی کائولینیت به دیکیت بیانگر دماهای نسبتاً بالا تا ۱۱۴ درجه سانتی‌گراد است (Parnell et al., 2000). افزون بر آن، رسوب دولومیت زین اسبی می‌تواند از سیال با شوری بالا و در دمای نسبتاً کم (۶۰ تا ۸۰ درجه) و بیشتر در بازه دمایی ۹۰ تا ۱۶۰ درجه سانتی‌گراد رخ دهد (Spötl and Pitman, 1998). بیشتر دولومیت‌های نسل اول (دولومیت‌های ناحیه‌ای) در چند متری از کف دریا در نتیجه اشباع زیاد سیال دولومیت‌ساز طی دیاژنز آغازین در دمای تقریبی کمتر از ۱۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده است (Koeshidayatullah et al., 2022). تجزیه آلومینوسیلیکات‌ها و تبدیل اسمکتیت به ایلیت در دمای ۸۰ تا ۱۳۰ درجه سانتی‌گراد منبع اصلی تولید کوارتز است. هرچند در طی دیاژنز اولیه تبدیل کائولینیت به ایلیت (دمای ۷۰ درجه سانتی‌گراد و ژرفای بیش از ۲ کیلومتر) هم می‌تواند کوارتز تولید شود (McAulay et al., 1994). در دمای کمتر از ۶۰ درجه سانتی‌گراد قبل از تبدیل اسمکتیت به ایلیت، کائولینیت می‌تواند از فلدسپار پدید آید (Björkum and Gjelsvik, 1988). فلدسپار اتوژن (مانند هیالوفان) از تجزیه کوارتز و اسمکتیت به ایلیت در دمای کمتر از ۵۰ درجه سانتی‌گراد به وجود می‌آید (Björkum and Gjelsvik, 1988; Lynch et al., 1997). حضور کلریت سبز آهن‌دار در فازهای آخر در رخساره باریت نواری، می‌تواند در دمای بالای ۸۰ درجه سانتی‌گراد و تحت شرایط احیایی از رس‌هایی مانند اسمکتیت در طی دیاژنز اولیه منشأ گرفته باشد (Hillier et al., 1996; Lynch et al., 1997). سولفات در دمای بیش از ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد در حضور کاهنده‌هایی همچون مواد ارگانیکی، می‌تواند کاهیده شود (Kiyosu and Krouse, 1990). حضور باریت و کمبود سولفید در کمشچه بیانگر چیرگی سولفات بر سولفید است که ناشی از نبود و یا محدودیت زیاد فرایند معمول کاهندگی سولفات در بین

رسوب‌های غنی از مواد آلی یا هیدروکربن‌دار است (Vandeginste et al., 2006). پیریت و باریت اتوژن در عمق ۷ تا ۱۵ متری زیر سطح دریا و در دیاژنز آغازین محصول جانبی از کاهندگی سولفات همراه با اکسایش بی‌هوازی متان هستند (Borowski et al., 2013). سیدریت در اتوژنز ترجیح می‌دهد در آب‌های فقیر از SO_4 شکل بگیرد (McAulay et al., 1994). در کمشچه آنکريت و سیدریت روی دیواره‌ی فضا‌های خالی تشکیل و سپس مواد آلی، باریت و سولفید رسوب کرده است (شکل ۶- C و D). مواد آلی پراکنده بوده و از کروژن و یا بیتومن تشکیل شده است (Dumoulin et al., 2013). شرایط احیایی حاکم بر محیط رسوب‌گذاری باعث افزایش ورود عنصر آهن به درون شبکه سنگ‌های کربناته می‌شود (Adabi, 2011). مجموعه دولومیت آهن‌دار، سیدریت، آنکريت و کلسیت در تدفین عمیق در منافذ خالی در دمای ۱۵۸ درجه سانتی‌گراد پدید آمده و سپس با کوارتز جانشین می‌شوند. احتمال دارد تغییرات pH سیال اهمیت نداشته و بیشتر وضعیت اشباع کربنات و سیلیکا مهم بوده باشد و سپس فشار سیال مربوط به سولفات تأخیری باشد. چون سولفات‌ها یک حلالیت پیش‌رونده در طی افزایش دمای تدفین دارند و بیشتر ترجیح می‌دهند حل شوند تا رسوب کنند. از این‌رو، حضور پیریت، انهدریت و باریت در دیاژنز تأخیری به کاهش سولفات محلول نسبت داده می‌شود. علاوه بر حلالیت تبخیری‌ها و دگرسانی‌های دیاژنز، ضروری است که وضعیت غلظت‌های Mg^{2+} و Ca^{2+} و بی‌کربنات موجود در آب‌های درون سازندی بررسی شود. آب درون سازندی نسبت به آب دریا منیزیم پایین‌تری دارد که ممکن است مرتبط با ته‌نشینی دولومیت و دولومیت آهن‌دار باشد؛ در جایکه مقادیر بیشتر کلسیم در آن می‌تواند نتیجه‌ای از انحلال آهک و تغییر شکل اسمکتیت به ایلیت باشد (Moldovanyi and Walter, 1992). شکل‌گیری کربنات دیاژنز تأخیری ممکن است مربوط به غلظت کمتر بی‌کربنات در شوره‌های تدفین عمیق باشد (Wilson and Long, 1993).

کمتری داشتند، زمانی که فقیر از SO_4 بودند، می‌توانستند در باریم غنی‌شدگی پیدا کنند (Hanor, 2000).

چنان‌که در مقدمه اشاره شد، چهارگونه باریت در دریاها شکل می‌گیرد و جهت مقایسه با سازوکار تشکیل باریت کانسار کمشجه در ادامه تشریح شده‌اند. در باریت دریایی (پلاژیک) ریزبلورهای باریت (۱ تا ۵ میکرومتر) مستقیم از آب دریا ته‌نشین می‌شوند. برخی بر این باورند اکانتاریا، آغازیان جانور مانند و باکتری‌ها نقشی مهم در شکل‌گیری باریت دریایی دارند؛ به ویژه صدف اکانتاریا که می‌تواند تا هزاران گرم در تن باریم را در پوسته خود متمرکز کند و در آب دریای سولفات‌دار حل شده و زمانی که در ستون آب به اشباع می‌رسد، به صورت بلوری یا غیر بلوری ته‌نشین شود (Griffith and Paytan, 2012). باریت نوع گرمابی از سیال‌های غنی از باریم در همراهی با فعالیت‌های آتشفشانی-گرمابی در میان گسل‌های کششی یافت می‌شود. این نوع باریت از اختلاط با سولفات آب دریا پدید آمده و باریم آن از شست‌وشوی سنگ‌های قاره‌ای یا اقیانوسی و یا رسوب‌های پلاژیک غنی از باریم مشتق می‌شود. به عبارتی، با کاهش فشار، حلالیت باریت کاسته شده و با کاهش دما (کمتر از ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد) باریت از سیال‌های گرمابی ته‌نشین می‌شود (Hanor, 2000). باریت می‌تواند در اطراف چشمه‌های آب گرم در دمای کمتر از ۱۲۰ درجه سانتی‌گراد و یا در حاشیه قاره‌ها (جریان حرارتی بالا) در دمای ۱۵۰ تا ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شود (Hein et al., 2007). بلورهای باریت گرمابی کشیده، خودشکل و یا خورشیدی گاهی با منطقه‌بندی همراه هستند (Haymon and Kastner, 1981). باریت نوع دیاژنتیکی از آب درون سازندی در طی فرایندهای دیاژنز، زمین‌ساخت و افزایش فشارهای وارد بر واحدهای سنگی رخ می‌دهد. آب درون سازندی غنی از باریم با آب سازندی غنی از سولفات در مرزهای اکسایش-کاهش درون رسوب‌ها واکنش داده و باریت ته‌نشین می‌شود. زمانی که آب‌های درون سازندی بدون اکسیژن می‌شوند، شدت کاهیدگی سولفات نسبت به تولید سولفات در آب درون سازندی بیشتر می‌شود و

به نظر می‌رسد کاهش تدریجی میزان Mg و افزایش نسبی مقدار Ca در انواع دولومیت‌ها به افزایش ژرفا و دمای تدفین وابسته باشد (Moore et al., 2004). کریم‌زاده و آدابی (Karimzadeh and Adabi, 2008)، با بررسی عناصر اصلی و فرعی دولومیت‌های شتری کوه‌بنان بافق، منبع اصلی تأمین یون منیزیم در دولومیت‌های بسیار ریزدانه اولیه آب دریا و در مورد سایر انواع دولومیت‌های دیاژنتی را کانی‌های رسی سازند سرخ‌شیل (تبدیل اسمکتیت به ایلیت در حین دیاژنز)، شوراب‌های حوضه‌ای و انحلال فشاری بیان می‌کنند. هرچند برخی تبدیل ژپس به انهدریت را هم یکی از منابع تأمین منیزیم در دولومیت‌های دفنی می‌دانند (Boggs, 2009; Kaczmarek and Sibley, 2014; Jalilian, 2021). در حالی که کریم‌پور و صادقی (Karimpour and Sadeghi, 2018)، منبع منیزیم سیال‌ها را آب‌زدایی پوسته اقیانوسی در زمان فروورانش و مهاجرت آن از طریق گسل‌های ژرف تراستی می‌دانند.

سازوکار تشکیل باریت‌های رسوبی

برای ته‌نشینی باریت از سیال کانه‌دار، برهم‌کنش میان دو منبع باریم و سولفات ضروری است و اشباع سیال می‌تواند به حفظ نهشته باریت تا بعد از ترسیب آن کمک شایانی کند. باریم در پوسته زمین بیشتر با کانی‌های پتاسیم‌دار (پتاسیم-فلدسپار و پتاسیم-میکا) و کمتر با کلسیم در کلسیم-سیلیکات‌ها همراه است (Griffith and Paytan, 2012). متوسط باریم در انواع پوسته قاره‌ای بین ۴۳۰ تا ۶۳۵ گرم در تن است و دگرسانی سنگ‌های فلسیک حجم باریم زیادی تولید می‌کنند (Ogawa et al., 2005). گوگرد در پوسته زمین به سه شکل سولفید، سولفات و گوگرد طبیعی وجود دارد. ماندگاری سولفات و نسبت شوری آن در دریاها باز، ده میلیون سال طول می‌کشد؛ در حالی که زمان ماندگاری باریم در دریاها باز حدود هشت هزار سال است (Broecker and Peng, 1982). آب‌های دریایی کنونی غنی از سولفات و فقیر از باریم هستند؛ اما دریاها کهن که اکسیژن

انتقالی مشاهده می‌شود. بلورهای باریت تراوش سرد متخلخل، ستونی و صفحه‌ای با ساختار شعاعی هستند (Haymon and Kastner, 1981). باریم از تحرک مجدد باریت پلاژیک در رسوب‌های کاهنده سولفات در طول حاشیه قاره و یا از شست‌وشوی باریم با خاستگاه قاره‌ای و یا شورابه‌های غنی در باریم منشأ می‌گیرد. زمانی که کربنات همراه باریت باشد نسبت $\text{CH}_4/\text{Ba}^{2+}$ سیال کانه‌دار بیش از ۴ و یا تا ۱۱ بوده است و در نسبت‌های پایین‌تر $\text{CH}_4/\text{Ba}^{2+}$ تنها کانی باریت دیده می‌شود (Aloisi et al., 2004). سرعت ته‌نشینی باریت نوع تراوش سرد (مانند باریت‌های خلیج مکزیک) از باریت‌های گرمایی تولید شده در دودکش‌های زیر دریایی بیشتر است (Griffith and Paytan, 2012).

رخداد باریت در کانسار کمشچه

سازوکار تشکیل کانسارهای باریت لایه‌ای (مانند برون‌دمی-رسوبی، دیاژنز/تراوش سرد غنی از باریم، غنی‌شدگی بیولوژیکی و ...) در سال‌های اخیر مورد توجه زمین‌شناسان دنیا قرار گرفته است (Zhou et al., 2015b; Magnall et al., 2016; Griffith et al., 2018). طبق آخرین مدل‌های پیشنهادی، نوارها و لایه‌های باریت رسوبی در مرز شیمیایی سولفات-متان (بیوژنیک یا ترموژنیک) که به SMTZ مشهور است، درون یا بر روی رسوب‌های کف دریا تشکیل می‌شوند (Zhou et al., 2015b; Magnall et al., 2016; Zan et al., 2020). در این مدل دیاژنتیکی، غنی‌شدگی محلی باریت به تغییرات اکسایش-کاهش آب‌های کف دریا و درون سازندگی، تحرک عناصر و جدایش انتخابی کانی‌ها در طول فرایند دیاژنز وابسته است (Slack et al., 2021).

بر پایه هم‌یافت کانیایی در کانسار کمشچه و به استناد بررسی‌های انجام‌شده در این پژوهش، ته‌نشینی چند مرحله‌ای باریت با روند دیاژنز سازگاری دارد. باریت‌زایی کمشچه در رسوب‌های سخت نشده دریایی کم‌ثرفا با انتشار رو به پایین سولفات و انتقال شارهای هیدروکربن و باریم‌دار از عمق به سمت بالا رخ داده است.

درجه اشباع سیال کاهش‌یافته و همراه با کاهش SO_4 و از دست‌دادن ذرات باریت، غلظت باریم در آب درون سازندگی افزایش می‌یابد (Brumsack and Gieskes, 1983). بنابراین، باریم ممکن است در داخل رسوب‌ها منتشر شده و در اثر برهم‌کنش با محلول‌های حاوی SO_4 ، باریت دیاژنتیکی درون ستون رسوبی اغلب در مرز اُکسیک-آنوکیک ته‌نشین شود (Breheret and Brumsak, 2000). هرچند ممکن است این اتفاق در برخی رسوب‌های ساب اُکسیک (زمانی که آب سازندگی بدون سولفات است؛ ولی کاهیدگی سولفات رخ دهد) نیز دیده شود (McManus et al., 1998). تجزیه و تحلیل ترکیب شیمی آب سازندگی (مانند غلظت SO_4)، فراوانی عناصر حساس به اکسایش-کاهش در رسوب‌های (اورانیوم، آهن، منگنز، مولیبدن و ید اتوزن)، یا رخداد پیریت می‌تواند به درک این مطلب کمک کنند که آیا کاهیدگی سولفات درون ستون رسوب‌ها (هم اکنون یا گذشته) اتفاق افتاده است و باریم می‌توانسته در آب درون سازندگی تحرک داشته باشد (Chun et al., 2010). پایداری ترمودینامیک باریت به حلالیت آن در محلول آب‌گین (آب دریا یا آب درون سازندگی)، بود یا نبود اجزای فعال‌کننده دیگری که بتوانند با باریم یا سولفات ترکیب شوند و همچنین تعادل کربنات-سولفات و سیلیکات-سولفات درون محیط بستگی دارد. بنابراین باریت دیاژنز آغازین درون ستون رسوب ته‌نشین و از بلورهای درشت ستونی تا بی‌شکل تشکیل شده است. منین و همکاران (Monnin et al., 2003) اهمیت انحلال سایر کانی‌ها به خصوص انهدریت را که سبب حفظ و ته‌نشینی باریت می‌شود، نشان داده‌اند. باریت نوع تراوش سرد هیچ ارتباطی به آتشفشان یا فعالیت‌های گرمایی نداشته و زمانی که رسوب‌ها تحت فشارهای قائم (زمین‌ساخت و فرایندهای هیدرولوژیکی) قرار گیرند، سیال‌های غنی از باریم و هیدروکربن از عمق به سمت بالا صعود کرده و طی برهم‌کنش آب-رسوب، درون رسوب‌ها و یا نزدیک کف دریا با آب دریای سولفات‌دار اختلاط پیدا می‌کنند. باریت نوع تراوش سرد در حاشیه فعال و غیرفعال قاره و گسل‌های

دریایی باشد که با نتایج میان‌بارهای سیال و ایزوتوپی اکسیژن همخوانی دارد. نسبت‌های ایزوتوپی استرانسیوم نشان‌دهنده است، باریم از سنگ‌های بستر به ویژه از دگرسانی فلدسپار سازندهای آواری پالئوزوئیک تولید می‌شود (Alaminia et al., 2021).

برای تعیین نوع کانسار باریت دریایی می‌توان ویژگی‌های شاخص کانسار کمشچه را با انواع باریت‌های پلاژیک، گرمابی، دیاژنز و تراوش سرد مقایسه کرد. نظر به نبود سنگ‌های آذرین در منطقه، شکل‌های صفحه‌ای، ستونی و متخلخل باریت و هم‌یافت کانیایی مشتمل بر کربنات‌های آهن‌دار، کوارتز، مواد آلی، کلریت و سولفید همراه باریت، همانندی زیادی میان ویژگی‌های شاخص کانسار باریت کمشچه با انواع باریت‌های دیاژنتیکی و تراوش سرد وجود دارد. در هر دو، تپه‌ها و پوسته‌های متخلخل از باریت در سطح برهم‌کنش آب-رسوب در کف دریا شکل می‌گیرد و همراه با باریت، مجموعه کربنات-پیریت-کوارتز و به ندرت سولفید چندفلزی رخ می‌دهد. در مراحل پایانی و رو به افول وابسته به تراوش‌های مجراهای زیردریایی، آب‌های درون سازندی غنی از متان و باریم، در رسوب‌های کف دریا در طول گسل‌های هم‌زمان با رسوب‌گذاری به سمت بالا راه‌یافته و با سولفات آب دریا یا آب درون سازندی در نزدیک SMTZ واکنش داده و باریت نوع تراوش سرد را پدید می‌آورد (Zhou et al., 2022). منشأ گوگرد، آب دریا یا آب درون سازندی و منشأ باریم رسوب‌های دارای مواد ارگانیکی است (Han et al., 2022). بر اساس شواهد زمین‌شیمیایی (محیط یوکسینیک و بی‌هوازی)، میان‌بار سیال (دما، شوری و عمق سیال کانه‌دار) و ایزوتوپ پایدار، باریت نواری-لایه‌ای در محیط دیاژنزی شکل گرفته است و پس از گذشت ده‌ها میلیون سال سیال‌های باریم‌دار همراه با فشارهای زمین‌ساختی فعال شده و با آمیزش با محلول‌های سولفات در گسل‌های تراستی، باریت‌های رگه‌ای-برشی را شکل داده‌اند.

تشخیص باریت‌های دیاژنتیکی و تراوش سرد در تاریخچه زمین‌شناسی اطلاعاتی مهم درباره محیط‌های کهن (باروری اولیه محیط و شرایط اکسایشی-کاهش) و شرایط دیاژنز مانند موقعیت

به عبارتی، یون‌های باریم از آب‌های احیایی درون سازندی (رسوب‌های حاوی مواد آلی) آزاد شده و به سمت بالا مهاجرت می‌کنند و شورابه‌های رسوبی و یا آب دریا در مسیرهای نفوذپذیر در بالای SMTZ که SO_4^{2-} را در دسترس دارد از نظر شیمیایی، قلیایی‌تر شده و سبب ته‌نشین شدن کانی‌های کربنات، آنکريت و باریت با سیمای چینه‌سان می‌شوند. این رخداد در دیاژنز آغازین و سامانه باز (از جهت تأمین سولفات) و مرتبط با اکسایش بی‌هوازی متان به وقوع پیوسته است. تشکیل پی‌درپی نوارهای باریت متأثر از سرعت رسوب‌گذاری، شار متان و انحلال و تحرک مجدد Ba^{2+} خواهد بود. همچنین شکل‌گیری نوارهای باریت، ارتباط نزدیکی با نوسانات اکسایش آب کف دریا دارد که پایداری SMTZ را می‌شکند. باریت در سامانه باز، مقادیر ایزوتوپ اکسیژن تبخیری‌های تریاس و گوگرد آب دریای تریاس را حفظ کرده است. مقادیر سنگین ایزوتوپ مرتبط با آب سازندی در مراحل پایانی دیاژنز است که معمولاً در سامانه بسته و در نسبت بالای واکنش آب به سنگ است (Longstaffe, 1989). چنان‌که اشاره شد، سیال‌های احیایی حاوی سولفات بسیار کم، می‌توانند مقدار مشخصی باریم حل‌شده را در محلول که به صورت باریت ته‌نشین می‌شود، حمل کنند و زمانی که این سیال‌ها با آب دریای غنی از سولفات اختلاط پیدا می‌کنند، بیشتر نمونه‌های باریت ته‌نشین شده از نظر ایزوتوپی غنی از ^{34}S می‌شوند. رقیق‌شدن ناشی از آمیختگی سیال‌ها و واکنش آب با سنگ‌های کربناته سبب ته‌نشین شدن باریت شده است. ساختارهای گسلی به عنوان مسیرهای اصلی سیال می‌توانند فراورده‌های دیاژنزی را به سطح منتقل کنند (Mozafari et al., 2015; Immenhauser et al., 2007).

باریت رگه‌ای جوان‌تر بوده و از نظر چینه‌شناسی از سطوح عمیق‌تر (۲۰۰ متر) در طول گسل‌ها شکل گرفته است تا بتواند جانشین سنگ میزبان دولومیتی شود و غیرمحمول است که در محیط نزدیک کف دریا رخ داده باشد. سیال‌های عمیق به دلیل نازک‌شدگی پوسته و شیب حرارتی گرم شده‌اند. شوری بالا حتی در تدفین کم‌عمق، احتمال دارد مرتبط با حضور تبخیری‌های

SMTZ های قدیمه و شارهای کهن متان و وقایع مرتبط با باریم اقیانوس مزوزوئیک را نشان می‌دهد (Arndt et al., 2009; Kasten et al., 2012) که می‌تواند در شناسایی و اکتشاف منابع جدید باریت مفید باشد.

می‌دهد.

تعارض منافع

هیچ گونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده است.

نتیجه‌گیری

بررسی چینه‌شناسی بیانگر آن است که کانسار باریت کمشچه در لاگون نیمه‌محصور (بخش ابتدایی یک رمپ کربناته) رخ داده که به دریای آزاد راه داشته است. از دید سنگ میزبان (دولومیت)، ریخت‌شناسی باریت (درشت‌بلورهای ستونی، صفحه‌ای و متخلخل)، شکل هندسی کانه‌زایی، ویژگی‌های ساختی و بافتی، گسترش جانبی زیاد در واحدهای کربناته تریاس میانی و کرتاسه زیرین، همراهی کانه‌زایی با دگرسانی کربناته-سیلیسی، کانی‌شناسی (کربنات‌های آهن‌دار، انواع کوارتز، مواد آلی و کلریت)، ویژگی‌های دمایی سیال و شواهد ایزوتوپ پایدار، شباهت زیادی با باریت‌های دریایی دیاژنز / تراوش سرد نشان

قدردانی

بخشی از اطلاعات این مقاله مستخرج از پایان‌نامه کارشناسی ارشد نویسنده اول است که از حوزه معاونت محترم پژوهشی دانشگاه اصفهان برای فراهم آوردن امکانات پژوهشی قدردانی می‌شود. نویسندگان از مدیریت محترم شرکت باریت فلات ایران که امکان بازدید و نمونه‌برداری از بخش‌های مختلف معدن را فراهم کردند، تشکر می‌کنند. از پیشنهاد‌های سازنده داوران گرامی که با صرف زمان و رهنمودهای سازنده جهت اصلاح مقاله کمک به غنای هر چه بیشتر مقاله دارند و همچنین زحمات بی‌دریغ سردبیر ارجمند و دست اندرکاران محترم نشریه به خاطر فراهم کردن امکان انتشار این مقاله صمیمانه سپاسگزاری می‌شود.

References

- Adabi, M.H., 1996. Sedimentology and geochemistry of carbonates from Iran and Tasmania. Ph.D. Thesis, University of Tasmania, Tasmania, Australia, 470 pp. (in Persian with English abstract)
- Adabi, M.H., 2011. Sedimentary Geochemistry. Arian Zamin Publication, Tehran, 503 pp. (in Persian)
- Alaminia, Z., Tadayon, M., Griffith, E., Sole, J. and Corfu, F., 2021. Tectonic-controlled sediment-hosted fluorite-barite deposits of the central Alpine-Himalayan segment, Komsheche, NE Isfahan, Central Iran. *Chemical Geology*, 566: 120084. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120084>
- 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>
- Amin-Rasouli, H., Moradi, M. and Baleshabadi, Z.S., 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://doi.org/10.22067/econg.2021.51781.85753>
- Anders, E. and Grevesse, N., 1989. Abundances of the elements: meteoric and solar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(1): 197–214. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(89\)90286-X](https://doi.org/10.1016/0016-7037(89)90286-X)
- Arndt, S., Hetzel, A. and Brumsack, H.J., 2009. Evolution of organic matter degradation in Cretaceous black shales inferred from authigenic barite: a reaction-transport model. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73(7): 2000–2022. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.01.018>
- Bau, M. and Dulski, P., 1995. Comparative Study of Yttrium and Rare Earth Element behaviors in Fluorine-rich Hydrothermal Fluids. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119: 213–223. <https://doi.org/10.1007/BF00307282>
- Bjørkum, P.A. and Gjelsvik, N., 1988. An Isochemical model for formation of authigenic kaolinite, K-feldspar and Illite in sediments. *Journal of Sedimentary Research*, 58(3): 506–511. <https://doi.org/10.1306/212F8DD2-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Blasco, M., Auque, L.F., Gimeno, M.J., Acero, P. and Asta, M.P., 2017. Geochemistry, geothermometry and influence of the concentration of mobile elements in the chemical characteristics of carbonate-evaporitic thermal systems, The case of the Tiermas geothermal system (Spain). *Chemical Geology*, 466: 696–709. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.07.013>
- Boggs, S., 2009. Petrology of Sedimentary Rocks. Cambridge University Press, New York, 600 pp. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511626487>
- Borowski, W.S., Rodriguez, N.M., Paull, C.K. and Ussler, W., 2013. Are ³⁴S-enriched authigenic sulfide minerals a proxy for elevated methane flux and gas hydrates in the geologic record. *Marine and Petroleum Geology*, 43: 381–395. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2012.12.009>
- Boyarko, G., Yu. and Bolsunovskaya, L.M., 2023. World's barite resources as critical raw material. *Mining Science and Technology (Russia)*, 8(4): 264–277. <https://doi.org/10.17073/2500-0632-2023-02-85>
- Breheret, J.G. and Brumsack, H.J., 2000. Barite concretions as evidence of pauses in sedimentation in the Marnes Bleues Formation of Vocontian Basin (SE France). *Sedimentary Geology*, 130(3–4): 205–228. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(99\)00112-8](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(99)00112-8)
- Broecker, W.S. and Peng, T.H., 1982. Tracers in the Sea. Lamont-Doherty Geologic Observatory, Palisades, New York. *BioScience*, 34(7): 452. <https://doi.org/10.2307/1309641>
- Brown, P.E., 1989. Flincor: A Microcomputer Program for the Reduction and Investigation of Fluid-Inclusion Data. *American Mineralogist*, 74(11): 1390–1393. Retrieved May 15, 2024 from https://www.researchgate.net/publication/279895263_FLINCOR_a_microcomputer_program_for_the_reduction_and_investigation_of_fluid-inclusion_data
- Brumsack, H.J. and Gieskes, J.M., 1983. Interstitial water trace-metal chemistry of laminated sediments from the Gulf of California, Mexico. *Marine Chemistry*, 14(1): 89–106. [https://doi.org/10.1016/0304-4203\(83\)90072-5](https://doi.org/10.1016/0304-4203(83)90072-5)
- Burnol, L., 1968. Contribution a l'etude des gisements de plomb et zinc de l'Iran. *Essais de*

- classification paragenetique. Geological Survey of Iran, Tehran, Report 11, 113 pp. Retrieved May 15, 2024 from <http://pascal-francis.inist.fr/vibad/index.php?action=getRecordDetail&idt=GEODEBRGM6803018446>
- Carter, S.C., Griffith, E.M. and Penman, D.E., 2016. Peak intervals of equatorial Pacific export production during the middle Miocene climate transition. *Geology*, 44(11): 923–926. <https://doi.org/10.1130/G38290.1>
- Chen, H., Tian, Z., Tuller-Ross, B., Korotev, R.L. and Wang, K., 2019. High-precision potassium isotopic analysis by MC-ICP-MS: an inter-laboratory comparison and refined K atomic weight. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 34(1): 160–171. <https://doi.org/10.1039/C8JA00303C>
- Chun, C.O.J., Delaney, M.L. and Zachos, J.C., 2010. Paleoredox changes across the Paleocene-Eocene thermal maximum, Walvis Ridge (ODP Sites 1262, 1263, and 1266): Evidence from Mn and U enrichment factors. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 25(4): 13. <https://doi.org/10.1029/2009PA001861>
- 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. *Journal of 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)
- Craddock, P.R. and Bach, W., 2010. Insights to magmatic-hydrothermal processes in the Manus back arc basin as recorded by anhydrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74(19): 5514–5536. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.07.004>
- Deakin, M.K., Beaudoin, G. and Malo, M., 2015. Metallogeny of the Nicholas-Denys Pb–Zn–Ag deposit. Bathurst Mining Camp, Canada. *Ore Geology Reviews*, 66: 1–24. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.10.018>
- Dehairs, F., Chesselet, R. and Jedwab, J., 1980. Discrete suspended particles of barite and the barium cycle in the open ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 49(2): 528–550. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(80\)90094-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90094-1)
- Dumoulin, J.A., Burruss, R.C. and Blome, C.D., 2013. Lithofacies, Age, Depositional setting, and Geochemistry of the Otuk Formation in the Red Dog district, northwestern Alaska. In: J.A. Dumoulin and C. Dusel-Bacon (Editors), *Studies by the U.S. Geological Survey in Alaska*, 2011. USGS Professional Paper 1705-B, U.S., pp. 32. Retrieved May 15, 2024 from <https://pubs.usgs.gov/pp/1795/b/pp1795b.pdf>
- Ehya, F. and Moalaye Mazraei, Sh., 2017. Hydrothermal barite mineralization at Chenarvardeh deposit, Markazi Province, Iran: Evidence from REE geochemistry and fluid inclusions. *Journal of African Earth Sciences*, 134: 299–307. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2016.11.006>
- Elswick, E.R. and Maynard, J.B., 2014. Bedded Barite Deposits: Environments of Deposition, Styles of Mineralization, and Tectonic Settings. In: H.D. Holland and K.K. Turekian (Editors), *Treatise on Geochemistry*, Second Edition, Elsevier, Oxford, 9: 629–656. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00720-8>
- Flügel, E., 2004, *Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application*. Geological Magazine, springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 976 pp. <https://doi.org/10.1017/S0016756806221940>
- Flügel, E., 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis: Interpretation and Application*. Geological Magazine, springer Berlin, Heidelberg, New York, 153 pp. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-03796-2>
- Forghani Tehrani, G., 2003, *Genetical and Geochemical Studies of Komsheche Barite Deposit, Isfahan province*. M.Sc. Thesis, Shiraz University, Shiraz, Iran, 266 pp. (in Persian with English abstract)
- Ghaedi, F., Taghipour, B., Somarin, k.A. and Fazli, S., 2023. Fluid Inclusions and REE Geochemistry of White and Purple Fluorite: Implications for Physico-Chemical Conditions of Mineralization; an Example from the Pinavand F Deposit, Central Iran. *Minerals*, 13(7): 836. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.3390/min13070836>
- Ghazban, F., McNutt, R.H. and Schwarcz, H.P., 1994. Genesis of sediment-hosted Zn–Pb–Ba deposits in the Irankuh district, Esfahan area, west-central Iran. *Economic Geology*, 89(6): 1262–1278. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.89.6.1262>

- Ghomashi, M., 2009. Depositional environments and sequence stratigraphy of the Sorkh Shale and Shotori Formations (Lower and Middle Triassic) in the Tabas block. Ph.D. Thesis, Teacher Training University of Tehran, Tehran, Iran, 150 pp. (in Persian with English abstract)
- Ghorbani, M., 2008. Economic geology of natural and mineral resources of Iran. Pars Arian Zamin Publication, Tehran, 570 pp. (in Persian)
- Goldstein, R.H. and Reynolds, T.J., 1994. Systematics of Fluid Inclusions in Diagenetic Minerals. Society for Sedimentary Geology, Tulsa, Oklahoma, v. 31, 199 pp.
<https://doi.org/10.2110/scn.94.31>
- Griffith, E.M. and Paytan, A., 2012. Barite in the ocean-occurrence, geochemistry and palaeoceanographic applications. *Journal of Sedimentology*, 59(6): 1817–1835.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2012.01327.x>
- Griffith, E.M., Paytan, A., Wortmann, U.G., Eisenhauer, A. and Scher, H.D., 2018. Combining metal and nonmetal isotopic measurements in barite to identify mode of formation. *Chemical Geology*, 500: 148–158.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.09.031>
- Guichard, F., Church, T.M., Treuil, M. and Jaffrezic, H., 1979. Rare earths in barites: distribution and effects on aqueous partitioning. *Geochemical et Cosmochim 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)
- Haas, J.L., 1971. The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system in hydrostatic pressure. *Economic Geology*, 66(6): 940–946.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.66.6.940>
- Haftlang, R., Afghah, M., Aghanabati, S.A. and Parvaneh Nezhad Shirazi, M., 2017. Stratigraphy, Paleontology and Sedimentary Environment of Upper Cretaceous Rows, Bahar Section South Esfahan (Central Iran) and its Comparison with Poshte Jangal Anticline (South East of Lorestan Province), *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 26(104): 309–319. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22071/gsj.2017.50303>
- Han, T., Peng, Y. and Bao, H., 2022. Sulfate-limited euxinic seawater facilitated Paleozoic massively bedded barite deposition. *Earth and Planetary Science Letters*, 582, 117419.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2022.117419>
- Hanor, J.S., 2000. Barite-celestine geochemistry and environments of formation. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 40(1): 193–275.
<https://doi.org/10.2138/rmg.2000.40.4>
- Hastorun, S., Renaud, K.M. and Lederer, G.W., 2016. Recent Trends in the Nonfuel Minerals Industry of Iran. U.S. Geological Survey, Reston, Virginia, Report 1421, 18 pp.
<https://doi.org/10.3133/CIR1421>
- Hautmann, M., 2001. Die Muschelfauna der Nayband formation (Obertrias, Nor-Rhat) des ostlichen Zentraliran. *Beringeria*, Wurzburg, 29: 1–181.
<https://doi.org/10.23689/fidgeo-792>
- Haymon, R.M. and Kastner, M., 1981. Hot-spring deposits on the East Pacific Rise at 21°N: Preliminary description of mineralogy and genesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 53(3): 363–381.
[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(81\)90041-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(81)90041-8)
- 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 2: Topical Studies in Oceanography*, 54(11–13): 1327–1349.
<https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2007.04.011>
- Hillier, S., Son, B. and Velda, B., 1996. Effects of hydrothermal activity on clay mineral diagenesis in Miocene shales and sandstones from the Ulleung (Tsushima) back arc basin, East Sea (Sea of Japan), Korea. *Clay Minerals*, 31(1): 113–126.
<https://doi.org/10.1180/claymin.1996.031.1.10>
- Hoefs, J., 2004. Isotope Fractionation Mechanisms of Selected Elements. In: *Stable Isotope Geochemistry*. Springer Berlin, Heidelberg, 1–244 pp.
https://doi.org/10.1007/978-3-662-05406-2_2
- Hoefs, J., 2009. *Stable Isotope Geochemistry*. Springer Verlag, Berlin Heidelberg, 286 pp. Retrieved May 15, 2024 from https://www.google.com/url?sa=t&source=web&rct=j&opi=89978449&url=http://www.udec.cl/~rriquelm/Stable_Isotope_Geochemistry_J_Hoefs.pdf&ved=2ahUKEwjRL_a2mrmGAXXM8AIHHUuICjMQFnoECBMQAQ&usq=AOvVaw1OIAJ_KXEzoo9QNhtD0gH
- Immenhauser, A., Dublyansky, Y.V., Verwer, K., Fleitman, D. and Pashenko, S.E., 2007. Textural,

- Elemental, and Isotopic Characteristics of Pleistocene Phreatic Cave Deposits (Jabal Madar, Oman). *Journal of Sedimentary Research*, 77(2): 68–88. <https://doi.org/10.2110/jsr.2007.012>
- Jalilian, A.H., 2021. Comparison of dolomitization models of Triassic-Neocomian carbonates in the Eastern High Zagros. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 30(118): 165–179. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22071/gsj.2020.226477.1782>
- Jiang, Y., Wang, T. and Long, T., 2021. Research on listing barite as a strategic mineral resource. *Acta Geoscientica Sinica*, (2): 297–302. Retrieved May 15, 2024 from <http://en.cgsjournals.com/article/doi/10.3975/cagsb.2020.110204>
- Johnson, S.C., Large, R.R., Coveney, R.M., Kelley, K.D., Slack, J.F., Steadman, J.A., Gregory, D.D., Sack, P.J. and Meffre, S., 2017. Secular distribution of highly metalliferous black shales corresponds with peaks in past atmosphere oxygenation. *Mineralium Deposita*, 52(6): 791–798. <https://doi.org/10.1007/s00126-017-0735-7>
- Jones, B. and Manning, D.A.C., 1994. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones. *Chemical Geology*, 111(1–4): 111–129. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90085-X](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90085-X)
- Kaczmarek, S.E. and Sibley, D.F., 2014. Direct physical evidence of dolomite recrystallization. *Sedimentology*, 61(6): 1862–1882. <https://doi.org/10.1111/sed.12119>
- Kalantar hormozi, H., Ehya, F., Rostami Paydar, GH. and Maleki, S., 2023. Formation of barite in the Ab torsh deposit, kerman province, iran: Insights from rate earth elements, O and S isotope, and fluid inclusions. *Geochemistry*, 83(4): 126024. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2023.126024>
- Karimpour, M.H. and Sadeghi, M., 2018. Dehydration of hot oceanic slab at depth 30–50 km: KEY to formation of Irankuh-Emarat Pb–Zn MVT belt, Central Iran. *Journal of Geochemical Exploration*, 194: 88–103. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2018.07.016>
- Karimzadeh, F. and Adabi, M.H., 2008. Description of Different Kinds of Dolomites in Shotori Formation (Kouhbanan area) based on Petrographic and Geochemical Studies with a Reference to the Role of Shales in the Sorkh Shale Formation as a Major Source of Mg. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 18(69): 110–129. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22071/gsj.2009.57544>
- Kasten, S., Nothen, K., Hensen, C., Spieb, V. and Blumenberg, M., 2012. Gas hydrate decomposition recorded by authigenic barite at pockmark sites of the northern Congo Fan. *Geo-Marine Letters*, 32: 515–525. <https://doi.org/10.1007/s00367-012-0288-9>
- Kesler, S.E., 2005. Ore-forming fluids. *Elements*, 1(1): 13–18. <https://doi.org/10.2113/gselements.1.1.13>
- Kiyosu, Y. and Krouse, R.H., 1990. The role of organic and acid the in the sulfur abiogenic isotope reduction effect. *Geochemical Journal*. 24(1): 21–27. <https://doi.org/10.2343/geochemj.24.21>
- Koeshidayatullah, A., Al-Sinawi, N., Swart, P.K., Boyce, A., Redfern, J. and Hollis, C., 2022. Coevolution of diagenetic fronts and fluid-fracture pathways. *Scientific Reports* 12, 15 pp. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-13186-1>
- Koski, R.A. and Hein, J.R., 2004. Stratiform barite deposits in the Roberts Mountains Allochthon, Nevada: A review of potential analogs in modern sea-floor environments. *Geological survey of U.S., United States*, Report 2209, 17 pp. <https://doi.org/10.3133/b2209H>
- Kusakabe, M., Mayeda, SH. And Nakamura, E., 1990. S, O and Sr isotope systematics of active vent materials from the Mariana backarc basin spreading axis at 18°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)
- Leach, D.L., Marsh, E., Emsbo, P., Rombach, C.S., Kelley, K.D. and Anthony, M., 2004. Nature of hydrothermal fluids at the shale-hosted Red Dog Zn–Pb–Ag deposits, Brooks Range, Alaska. *Economic Geology*, 99(7): 1449–1480. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.99.7.1449>
- Lee, S.G., Lee, D.H., Kim, Y., Chae, B.G., Kim, W.Y. and Woo, N.Y., 2003. Rare earth elements as indicators of groundwater environment changes in a fractured rock system: evidence from fracture-filling calcite. *Applied Geochemistry*, 18(1): 135–143. [https://doi.org/10.1016/S0883-2927\(02\)00071-9](https://doi.org/10.1016/S0883-2927(02)00071-9)
- Lepetit, P., Aehnelt, M., Viereck, L., Strauss, H., Abratis, M., Fritsch, S., Malz, A., Kukowski, N. and Totsche, K.U., 2019. Intraformational fluid

- flow in the Thuringian Syncline (Germany) Evidence from stable isotope data in vein mineralization of Upper Permian and Mesozoic sediments. *Chemical Geology*, 523: 133–153. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.05.001>
- Liu, J.M. and Liu, J.J., 1997. Basin fluid genetic model of sediment-hosted micro-disseminated gold deposits in the gold-triangle area between Guizhou, Guangxi and Yunnan. *Acta Mineralogical Sinica*, (In Chinese), 17(4): 448–456. Retrieved May 15, 2024 from <https://cir.nii.ac.jp/crid/1571980075689139712>
- Longstaffe, F.J., 1989. Stable isotopes as tracers in clastic diagenesis. In: I.E. Hutcheon (Editor), short course on Burial Diagenesis,, Mineralogical Association of Canada, 15: 201–277 pp. Retrieved May 15, 2024 from https://www.researchgate.net/publication/313106116_Stable_isotopes_as_tracers_in_clastic_diagenesis
- Lydon, J.W., 2004. *Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit Forming Environments*. Geoscience Canada, 31(3). Retrieved May 15, 2024 from <https://journals.lib.unb.ca/index.php/GC/article/view/2766>
- Lynch, F.L., Mack, L.E. and Land, L.S., 1997. Burial diagenesis of illite/smectite in shales and the origins of authigenic quartz and secondary porosity in sandstones. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(10): 1995–2006. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00066-5](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00066-5)
- Magnall, J.M., Gleeson, S.A., Stern, R.A., Newton, R.J., Poulton, S.W. and Paradis, S., 2016. Open system sulphate reduction in a diagenetic environment – Isotopic analysis of barite ($\delta^{34}\text{S}$ and $\delta^{18}\text{O}$) and pyrite ($\delta^{34}\text{S}$) from the Tom and Jason Late Devonian Zn–Pb–Ba deposits, Selwyn Basin, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 180: 146–163. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.02.015>
- Mannani, M. and Yazdi, M., 2009. Late Triassic and Early Cretaceous sedimentary sequences of the northern Isfahan Province (Central Iran): stratigraphy and paleoenvironments. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 61(3): 367–374. <https://doi.org/10.18268/BSGM2009v61n3a6>
- Maynard, J.B. and Okita, P.M., 1992. Bedded barite deposits in the United States, Canada, Germany, and China; two major types based on tectonic setting. *Economic Geology*, 87(1): 200–201. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.87.1.200>
- Mazroei Sebdani, Z., Salehi, M.A., Pakzad, H.R. and Bahrami, A., 2017. The impact of siliciclastic and carbonate composition on the post depositional history: A case study from the Nayband Formation and the Lower Cretaceous sequences, Northeast Isfahan. *Journal Applied Sedimentology*, 5(10): 20–42. (in persian) <https://doi.org/10.22084/psj.2017.13323.1141>
- McAulay, G.E., Burley, S.D., Fallick, A.E. and Kuszniir, N.J., 1994. Palaeohydrodynamic fluid flow regimes during diagenesis of the Brent Group in the Hutton-NW Hutton reservoirs; constraints from oxygen isotope studies of authigenic kaolin and reverse flexural modelling. *Clay Minerals*, 29(4): 609–626. <https://doi.org/10.1180/claymin.1994.029.4.16>
- McManus, J., Berelson, W.M., Klinkhammer, G.P., Johnson, K.S., Coale, K.H., Anderson, R.F., Kumar, N., Burdige, D.J., Hammond, D.E., Brumsack, H.J., McCorkle, D.C. and Rushdi, A., 1998. Geochemistry of barium in marine sediments: implications for its use as a paleoproxy. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(21-22): 3453–3473. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(98\)00248-8](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(98)00248-8)
- Moldovanyi, E.P. and Walter, L.M., 1992. Regional trends in water chemistry, Smackover Formation, southwest Arkansas: Geochemical and physical controls. *The American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 76(6): 864–894. <https://doi.org/10.1306/BDF890C-1718-11D7-8645000102C1865D>
- Monnin, C., Balleur, S. and Goffe, B. 2003. A thermodynamic investigation of barium and calcium sulfate stability in sediments at an oceanic ridge axis (Juan de Fuca, ODP legs 139 and 169). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(16): 2965–2976. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(03\)00177-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(03)00177-7)
- Moore, T.S., Murray, R.W., Kurtz, C. and Schrag, D.P., 2004. Anaerobic methane oxidation and the formation of dolomite. *Earth and Planetary Science Letters*, 229(1–2): 141–154. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.10.015>
- Mozafari, M., Swennen, R., Balsamo, F., Clemenzi, L., Storti, F., El Desouky, H., Vanhaecke, F., Tueckmantel, C., Solum, J. and Taberner, C.,

2015. Paleofluid evolution in fault-damage zones: evidence from fault-fold interaction events in the Jabal Qusaybah anticline (Adam Foothills, North Oman). *Journal of Sediment Research*, 85(12): 1525–1551. <https://doi.org/10.2110/jsr.2015.95>
- Mucci, A., 1988. Manganese uptake during calcite precipitation from seawater: Conditions leading to the formation of a pseudokutnahorite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52(7): 1859–1868. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(88\)90009-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(88)90009-9)
- Nadoll, P., Sosnicka, M., Kraemer, D. and Duschl, F., 2019, Post-Variscan structurally controlled hydrothermal Zn-Fe-Pb sulfide and F-Ba mineralization in deep-seated Paleozoic units of the North German Basin: A review. *Ore Geology Reviews*, 106: 273–299. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.01.022>
- Nielsen, H. and Rieke, W., 1964. Schwefel-Isotopen verhältnisse von Evaporiten aus Deutschland; Ein Beitrag zur Kenntnis von $\delta^{34}\text{S}$ im Meerwasser-Sulfat. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 28(5): 577–591. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(64\)90078-X](https://doi.org/10.1016/0016-7037(64)90078-X)
- Ogawa, Y., Shikazono, N., Ishiyama, D., Sato, H. and Mizuta, T., 2005. An experimental study on felsic rock artificial seawater interaction: implications for hydrothermal alteration and sulfate formation in the Kuroko mining area of Japan. *Mineralium Deposita*, 39(4): 813–821. <https://doi.org/10.1007/s00126-004-0454-8>
- Parnell, J., Baron, M. and Boyce, A.J., 2000. Controls on kaolinite and dickite distribution, Highland Boundary Fault Zone, Scotland and Northern Ireland. *Journal of the Geological Society, London*, 157(3): 635–640. Retrieved May 15, 2024 from https://www.researchgate.net/publication/29813381_Controls_on_kaolinite_and_dickite_distribution_Highland_Boundary_Fault_Zone_Scotland_and_Northern_Ireland
- 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%3C0747:OOMBDS%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030%3C0747:OOMBDS%3E2.0.CO;2)
- Pesarane Sharif, H. and Tadayon, M., 2023. Assess the controlling structures on the vein-type barite mineralization at the east of the Murchekhurt, North Isfahan. *Tectonics Journal*, 6(22): 46–70. (In Persian with English abstract). Retrieved May 15, 2024 from https://tectonics.birjand.ac.ir/article_2656.html
- Peter, J.M. and Scott, S.D., 1997. Windy Craggy, northwestern British Colombia: The worlds largest Besshi-type deposit. In: M. Lesher (Editor), *Volcanic associated massive sulfide deposits: processes and examples in modern and ancient setting*. *Reviews in Economic Geology*, Canada. 8(12): 261–295. <https://doi.org/10.5382/Rev.08.12>
- Potter, R.W.I., Clyne, M.A. and Brown, D.L., 1978. Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions. *Economic Geology*, 73(2): 284–285. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.73.2.284>
- Prokofiev, V.Y., Garofalo, P.S., Bortnikov, N.S., Kovalenker, V.A., Zorina, L.D., Grichuk, D.V. and Selektor, S.L., 2010. Fluid Inclusion Constraints on the Genesis of Gold in the Darasun District (Eastern Transbaikalia), Russia. *Economic Geology*, 105(2): 395–416. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.2.395>
- Radfar, J., Amini Chehragh, M.R. and Emani, M.H., 1999, Geological map of the Ardestan, scale 1:100000, Geological Survey of Iran. (in Persian)
- Rahmati, M. and Zahedi, M., 1995. Geological map of the Tarq Isfahan, Scale 1:100000, Geological Survey and Mineral Exploration of Iran. (in Persian)
- Rajabi, A., Rastad, E. and Canet, C., 2013. Metallogeny of Permian–Triassic carbonate-hosted Zn–Pb and F deposits of Iran: A review for future mineral exploration. *Australian Journal of Earth Sciences: An International Geoscience Journal of the Geological Society of Australia*, 60(2): 197–216. <https://doi.org/10.1080/08120099.2012.754792>
- Rajabzadeh, M.A., 2007. A fluid inclusion study of a large MVT barite-fluorite deposit: Komsheche, Central Iran. *Iranian Journal of Science and Technology, Transaction*, 31(1): 73–87. <https://doi.org/10.22099/ijsts.2007.2318>
- Ramseyer, K. and Mullis, J. 1990. Factors influencing short-lived blue cathodoluminescence of alpha-quartz, *American Mineralogist*, 75(7–8): 791–800. Retrieved May 15, 2024 from

- <https://pubs.geoscienceworld.org/msa/ammin/article-abstract/75/7-8/791/42403/Factors-influencing-short-lived-blue?redirectedFrom=fulltext>
- Rick, B., 1990. Sulphur and Oxygen isotopic composition of Swiss Gipskeuper (Upper Triassic). *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, 80(3): 243–250.
[https://doi.org/10.1016/0168-9622\(90\)90031-7](https://doi.org/10.1016/0168-9622(90)90031-7)
- Riedinger, N., Kasten, S., Groger Trampe, J., Franke, Ch. and Pfeifer, K., 2006. Active and buried authigenic barite fronts in sediments from the Eastern Cape Basin. *Earth and Planetary Science Letters*, 241(3–4): 876–888.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.10.032>
- Roedder, E., Bodnar, R.J., 1980. Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 8: 263–301.
<https://doi.org/10.1146/annurev.ea.08.050180.001403>
- Salehi, M.A., Mazroei-Sebdani, Z., Pakzad, H.R., Bahrami, A., Fursich, F.T. and Heubeck, C., 2018. Provenance and palaeogeography of uppermost Triassic and Lower Cretaceous terrigenous rocks of central Iran. Reflection of the Cimmerian events. *Neues Jahrbuch fur Geologie und Palaontologie- Abhandlungen*, 288(1): 49–77. <https://doi.org/10.1127/njgpa/2018/0723>
- Sass, E. and Bein, A., 1988. Dolomites and salinity: a comparative geochemical study. In: Shukla, V., and Baker, P.A., eds: *Sedimentology and geochemistry of dolostones*. Society for Sedimentary Geology, 43: 223–233.
<http://dx.doi.org/10.2110/pec.88.43.0223>
- Sassen, R., MacDonald, I.R., Requejo, A.G., Guinasso, N.L., Kennicutt, M.C., Sweet, S.T. and Brooks, J.M., 1994. Organic Geochemistry of sediments from chemosynthetic communities, Gulf of Mexico Slope. *Geo-Marine Letters*, 14: 110–119. <https://doi.org/10.1007/BF01203722>
- Seyed Emami, K., 2003. Triassic in Iran. *Facies*, 48: 91–106. <https://doi.org/10.1007/BF02667532>
- Shafaezadeh, E., 2012. Mineralogical and fluid inclusion studies of fluorite and barites in the Pinavand area (northeast of Isfahan). M.Sc. Thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran, 112 pp.
- Shariat Madar, A. and Rastad, E., 2001. Sheshroodbar Fluorite Deposit, Sedimentary and Diagenetic fabrics and its Depositional Environment (Savad Kuh, Mazandaran Province). *Journal of Geosciences*, 10(41–42): 20–37. (in Persian with English abstract) Retrieved May 15, 2024 from <https://www.sid.ir/paper/31451/en>
- Shavvakhi, F., Madanipour, S. and Rastad, E., 2021. Structural analysis of the South Natanz Region, evidence for interaction of the dextral transpression on earlier thrust faults in central Iran. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 30(118): 255–268. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22071/gsj.2020.210876.1732>
- Shirazi, A., Siab Ghodsi, A.A., Yazdi, M. and Bahrami, A., 2016. Biostratigraphy of Early Cretaceous sequences in the Mobarekeh Area (Deh Sorkh & Dizicheh sections), South-west of Esfahan based on Macrofossils & Microfossils, 34th symposium of geological society of Iran, Tehran, Iran.
- Shirzade, M., Vaziri-Moghaddam, H., Bahrami, A. and Seyrafian, A., 2019. Biostratigraphy of Dariyan Formation in Lar Anticline (north east Gachsaran) and Lower Cretaceous sediments in Kolah-Ghazi area (south-east Isfahan). *Iranian journal of petroleum Geology*, 9(17): 1–15. Retrieved May 15, 2024 from https://www.google.com/url?sa=t&source=web&rct=j&opi=89978449&url=https://www.sid.ir/fa/VEWSSID/J_pdf/H8002013981701.pdf&ved=2ahUKEwi3pevu8aGAXWN_AIHHSqFDNkQFnoECBcQAQ&usg=AOvVaw3FjGnQXXc3wEYGOqpxh_Lp
- Skelton, P.W. and Gili, E., 2012. Rudists and carbonate platforms in the Aptian: A case study on biotic interactions with ocean chemistry and climate. *Sedimentology*, 59(1): 81–117. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2011.01292.x>
- Slack, J.F., McAleer, R.J., Shanks, W. and Dumoulin, J.A., 2021. Diagenetic Barite-Pyrite-Wurtzite Formation and Redox Signatures in Triassic Mudstone, Brooks Range, Northern Alaska. *Chemical Geology*, 585: 120568. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120568>
- Spangenberg, J., Lavric, J., Meisser, N. and Serneels, V., 2010. Sulfur isotope analysis of cinnabar from Roman wall paintings by elemental analysis/isotope ratio mass spectrometry-tracking

- the origin of archaeological red pigments and their authenticity. *Rapid Communications in Mass Spectrometry Journals*, 24(19): 2812–2816. <https://doi.org/10.1002/rcm.4705>
- Spötl, C. and Pitman, J.K., 1998. Saddle (Baroque) Dolomite in Carbonates and Sandstones: A Reappraisal of a Burial-Diagenetic Concept. In: S. Morad (Editor), *Carbonate Cementation in Sandstones*. IAS Special Publication. International Association of Sedimentologists - Blackwell Scientific Publications, Oxford, 437–460. <https://doi.org/10.1002/9781444304893.ch19>
- Tajeddin, A.H., Hassankhanlou, S. and Mohajjel, M., 2018. Geology, Mineralogy and fluid inclusion studies of the Abdossamadi barite deposit, Northeast Marivan. *Scientific Quarterly Journal Geosciences*, 28(109): 97–109. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22071/gsj.2017.82349.1085>
- Talebi, Z., Kangazian, A.H. and Nasr esfahani, A., 2016. Mining characteristic and its Relationship to the Microfacies and Sedimentary Environment of the lower Cretaceous Succession in the Deh-Sorkh mine, (Southwestern of Esfahan). *Journal of New Findings in Applied Geology*, 10(19): 126–146. Retrieved May 15, 2024 from https://nfag.basu.ac.ir/article_1540_1d8c812d5206418a6826bda8d0c703c2.pdf?lang=en
- Taylor, H.P., Frechen, J. and Degens, E., 1967. Oxygen and carbon isotope studies of carbonatites from the Laacher See District, West Germany and the Alno District, Sweden. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31(3): 407–430. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(67\)90051-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(67)90051-8)
- Torres, M.E., Brumsack, H.J., Bohrmann, G. and Emeis, K.C., 1996. Barite fronts in continental margin sediments: A new look at barium remobilization in the zone of sulfate reduction and formation of heavy barites in authigenic fronts. *Chemical Geology*, 127(1–3): 125–139. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(95\)00090-9](https://doi.org/10.1016/0009-2541(95)00090-9)
- Tostevin, R., Shields, G.A., Tarbuck, G.M., He, T., Clarkson, M.O. and Wood, R.A., 2016. Effective use of cerium anomalies as a redox proxy in carbonate-dominated marine settings. *Chemical Geology*, 438: 146–162. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.06.027>
- Valenza, K., Moritz, R., Mouttaqi, A., Fontignie, D. and Sharp, Z., 2000. Vein and karst barite deposits in the western Jebilet of Morocco: Fluid inclusion and isotope (S, O, Sr) evidence for regional fluid mixing related to central Atlantic rifting. *Economic Geology*, 95(3): 587–606. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.95.3.587>
- Vandeginste, V., Swennen, R., Gleeson, S.A., Ellam, R.M., Osadetz, K. and Roure, F., 2006. Development of secondary porosity in the Fairholme carbonate complex (southwest Alberta, Canada). *Journal of Geochemical Exploration*, 89(1–3): 394–397. <http://doi.org/10.1016/j.gexplo.2005.11.088>
- Veizer, J. and Hoefs, J., 1976. The nature of O^{18}/O^{16} and C^{13}/C^{12} secular trends in sedimentary carbonate rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40(11): 1387–1395. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(76\)90129-0](https://doi.org/10.1016/0016-7037(76)90129-0)
- Whitehead, R.E., 1973. Environment of stratiform sulphide deposition; variation in Mn: Fe ratio in host rocks at Heath Steele Mine, New Brunswick, Canada. *Mineralium Deposita*, 8(2): 148–160. <https://doi.org/10.1007/BF00206125>
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187. <http://dx.doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Widanagamage, I.H., Griffith, E.M., Singer, D.M., Scher, H.D., Buckley, W.P. and Senko, J.M., 2015. Controls on stable Sr-isotope fractionation in continental Barite. *Chemical Geology*, 411: 215–227. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.07.011>
- Widanagamage, I.H., Schauble, E.A., Scher, H.D. and Griffith, E.M., 2014. Stable Strontium Isotope fractionation in synthetic barite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 147: 58–75. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2014.10.004>
- Wilson, T. and Long, D., 1993. Geochemistry and Isotope chemistry of Michigan Basin brines: Devonian formations. *Applied Geochemistry*, 8(1): 81–100. [https://doi.org/10.1016/0883-2927\(93\)90058-O](https://doi.org/10.1016/0883-2927(93)90058-O)
- Yao, W., Paytan, A., Griffith, E.M., Martínez-Ruiz, F., Markovic, S. and Wortmann, U.G., 2020. A revised seawater sulfate S-isotope curve for the Eocene. *Chemical Geology*, 532: 119382. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.119382>

- Yilmaz, T.I., Duschi, F. and Genova, D.D., 2016. Feathery and network-like filamentous textures as indicators for the re-crystallization of quartz from a metastable silica precursor at the Rusey Fault Zone, Cornwall, UK. *Solid Earth Discussions*, 7(6): 1509–1519. <https://doi.org/10.5194/se-2016-61>
- Yousefi, M. and Behbahani, R., 2017, Organic geochemistry of the Late Triassic Nayband Formation at the Parvadeh area, Tabas, East-Central Iran. *Applied Sedimentology*, 4(8): 22–41. (in Persian)
<https://doi.org/10.22084/psj.2016.1677>
- Zan, B., Yan, J., Liu, S., Mou, C. and Ran, B., 2020. Llandovery (Lower Silurian) Nodular Barite from the Northern Margin of Yangtze Block, South China, and its Paleooceanographic Implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 537: 109–415.
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.109415>
- Zhou, X., Chen, D., Dong, S., Zhang, Y., Guo, Z., Wei, H. and Yu, H., 2015a. Diagenetic barite deposits in the Yurtus Formation in Tarim Basin, NW China: implications for barium and sulfur cycling in the earliest Cambrian. *Precambrian Research*, 263: 79–87.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.03.006>
- Zhou, H., Wang, M., Ding, H. and Du, G., 2015b. Preparation and Characterization of Barite/TiO₂ Composite Particles. *Advances in Materials Science and Engineering*, 7: 1-8.
<https://doi.org/10.1155/2015/878594>
- Zhou, X., Li, R., Tang, D., Huang, K., Liu, K. and Ding, Y., 2022. Cold seep activity in the early Cambrian: Evidence from the world-class shale-hosted Tianzhu barite deposit, South China. *Sedimentary Geology*, 439: 106220.
<https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2022.106220>



RESEARCH ARTICLE



10.22067/econg.2024.1109



Geochemistry and Mineralogy of Maastrichtian Coals from the Anambra and Gongola Basins of Nigeria: Implications for Coal Quality, Resource Potential, and Agglomeration Characteristics

Ayoola Yusuf Jimoh ^{1*} , Mariam Bolaji ², Jimoh Ajadi ³, Shakirat Mustapha Aminu ⁴, Mutiu Adelodun Akinpelu ⁵

¹ Ph.D., Department of Geology and Mineral Science, Faculty of Pure and Applied Sciences, Kwara State University, Malete, Kwara State Nigeria

² Ph.D. student, Department of Geology and Mineral Science, Faculty of Pure and Applied Sciences, Kwara State University, Malete, Kwara State Nigeria

³ Associate Professor., Department of Geology and Mineral Science, Faculty of Pure and Applied Sciences, Kwara State University, Malete, Kwara State Nigeria

⁴ Ph.D., Department of Geology and Mineral Science, Faculty of Pure and Applied Sciences, Kwara State University, Malete, Kwara State Nigeria

⁵ Ph.D., Department of Civil Engineering, Faculty of Engineering and Technology, Kwara State University, Malete, Kwara State, Nigeria

ARTICLE INFO

Article History

Received: 04 April 2024

Revised: 18 June 2024

Accepted: 22 June 2024

Keywords

Agglomeration

Coal

Detrital

Geochemistry

Proximate

*Corresponding author

Ayoola Yusuf Jimoh

✉ yusuf.jimoh@kwasu.edu.ng

ABSTRACT

Anambra and Gongola basins are part of the sedimentary inland basins in Nigeria characterized by fossil fuels and in response to its present energy problem, Nigeria has shifted its power generating focus to coal. The studied coals were obtained from two localities, namely Ankpa and Maiganga in Kogi and Gombe States, respectively. The coals were investigated to determine its quality in terms of use and resource potential. The coals were analyzed by proximate, ultimate, elemental, mineralogy and scanning electron microscopy-energy dispersive spectrometry analyses. The objectives of the study are to determine the coals cokability, rank, paleoenvironments, hydrocarbon potential, and slagging tendency. The average values of moisture content, ash, volatile matter, and fixed carbon are 5.54%, 16.42%, 48.45%, and 30.71%, respectively, for Ankpa coals, while Maiganga recorded 10.68%, 8.60%, 44.33%, and 36.41%, indicating high volatile sub-bituminous non-coking coals that are optimum for combustion and electric power generation. The Van Krevelen plot based on the H/C vs. O/C showed Type IV kerogen. The XRD results, correlation plots, and Detrital Authigenic Index (DAI) values of 7.49 and 13.49 in Ankpa and Maiganga coals, respectively, indicated that Ankpa coals are enriched in authigenic minerals like quartz, pyrite, and calcite, while kaolinite and quartz were probable detrital minerals in the Maiganga coals. The agglomeration of the coals deduced by Base/Acid (B/A), Silicon ratio (G), Silica/Alumina (S/A), Iron/Calcium (I/C), Carbon/Hydrogen (C/H), and Fixed Carbon/Volatile matter (FC/V) showed weak–medium–strong for the Ankpa coals and strong for Maiganga coals.

How to cite this article

Jimoh, A.Y., Bolaji, M., Ajadi, J., Aminu, S.M. and Akinpelu, M.A., 2024. Geochemistry and Mineralogy of Maastrichtian Coals from the Anambra and Gongola Basins of Nigeria: Implications for Coal Quality, Resource Potential, and Agglomeration Characteristics. *Journal of Economic Geology*, 16(2): 135–161. (in English with Persian abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2024.1109>



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

Introduction

The coal industry has a significant position within the global energy sector due to its provision of ample and extensively dispersed fossil fuel resources for electricity production (Li et al., 2015). The basins of Anambra, Sokoto, Bida, and the Benue Trough in Nigeria have coal reserves (Fig. 1). For a variety of commercial and technological purposes, different coal properties are frequently examined. The

physical properties of coal include density, grindability, abrasiveness, and hardness. The chemical properties consist of volatile matter, moisture content, ash, mineral matter, and fixed carbon. Other properties include thermal and plastic characteristics (free swelling index). The properties of coking and slagging are influenced by the inorganic and organic constituents of coal (Dai et al., 2013; Meng et al., 2017).

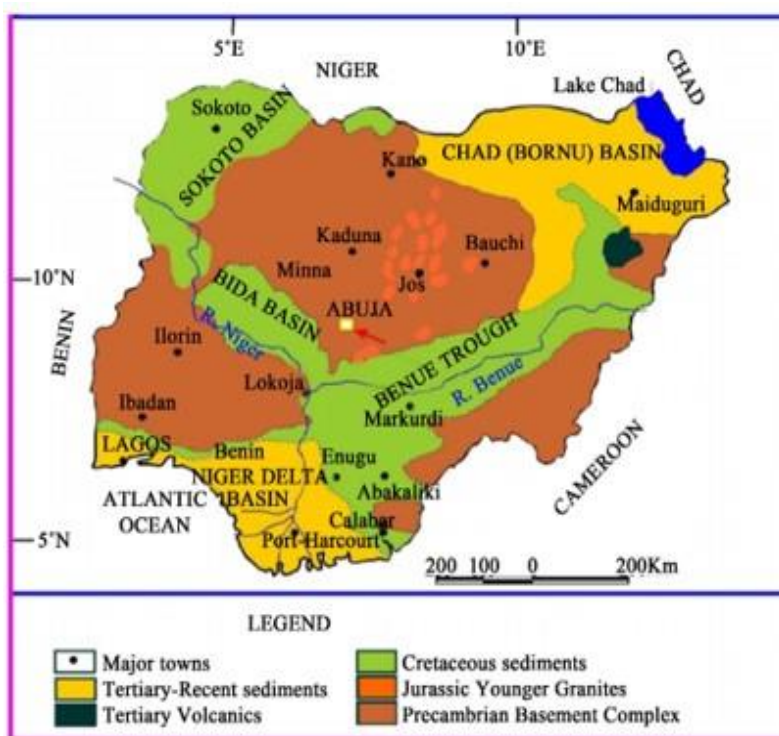


Fig. 1. Nigerian geological map (adapted from Obaje, 2009) showing the NE-SW trending Gongola Basin of Benue Trough and the Anambra Basin

Note: SBT- (Southern section of the Benue Trough), MBT- (Middle section of the Benue Trough), and NBT- (Northern section of the Benue Trough).

Nigeria has adopted electricity production from coal as a key energy source in addition to traditional hydro and thermal sources due to the country's present energy crisis (Ezeme, 2022). The Campanian-Maastrichtian Mamu Formation and the Gombe Formation, which are located in the Anambra and Gongola basins, respectively, include coal reserves in areas like Ankpa, Amansiodo, Ezinmo, Owukpa, Odagbo, Okaba, Inyi, Ogboyaga, and Maiganga. Recently, the Ankpa and Maiganga coal mines in the

Ankpa, Kogi, and Gombe states were identified (Jauro et al., 2007; Obaje, 2009; Nyakuma, 2019; Fatoye et al., 2021; Jimoh and Ojo, 2021). However, little to no information has been supplied on the coals' quality, propensity to agglomerate, and potential uses. The objectives of this research are to assess the rank, cokability, power production potential, combustion rate, and slagging potential of coals with the intention of determining their probable suitability for use and resource potential. The

coordinates of the samples from Ankpa fall within latitudes N 7° 23' and N 7° 26' 00" and longitudes E 7° 36' and E 7° 39", while samples from Maiganga fall within latitudes N 9° to N 12° and longitudes E 10° to E 12°. These coal deposits vary in origin and formation, rank, paleodepositional condition, paleovegetation, and elemental composition and can be utilized for several purposes based on their properties. The preparation, mining, burning, waste storage, and transportation of the coals have the potential to cause significant environmental harm. The outcome of this research will provide more information as to the utilization and application of coal.

Geological Setting and Stratigraphy of the Anambra and Gongola basins

The Anambra and Gongola Basins are inland sedimentary basins in Nigeria that were created during the Late Jurassic when sea floor expansion caused South America to split off from Africa (Benkhelil, 1989). Sedimentary in nature, the Anambra Basin is situated on the southern edge of the Benue Trough. The Gongola basin is situated in the Northern Benue Trough (Fig. 1). The literature has information on the Anambra basin's growth, including works by Nwajide and Reijers (1996), Nwajide (2005, 2013), and Obaje et al. (1999). Maastrichtian sedimentary successions consisting of sandstones, shales, siltstones, ironstones, and coal seams exist in the Cretaceous Anambra and Gongola basins in the southeastern and northeastern parts of Nigeria, respectively (Fig. 1).

The movement and separation of the two plates during the Late Jurassic era marked the beginning of the formation of sedimentary basins in southeastern Nigeria as reported by (Burke et al., 1971; Benkhelil, 1982). Three major tectonic cycles impacted the basin's sediment deposition, which caused sediments to be displaced within the basin. The Anambra Basin, Abakaliki-Benue Trough, and the Niger Delta Basin were formed as a consequence of this movement (Benkhelil, 1989; Murat, 1972). Within the Abakaliki-Benue Trough, compressional uplift occurred as a consequence of the Santonian events. As the material folded, the zone of greatest sediment thickness migrated along the Abakaliki Basin. After then, it relocated to the Anambra Basin and, later to the Niger Delta Basin during the Tertiary (Nwajide and Reijers, 1996). Four lithostratigraphic

successions have been discovered by researchers (e.g, Dim et al., 2017; Obaje et al., 1999; Hoque and Nwajide, 1985; Ekweozor and Udo, 1988; Murat, 1972) in the Anambra Basin. The Owelli, Nkporo, and Enugu Formations comprise the Nkporo Group, which was deposited in the basin during the Campanian epoch. This sedimentation coincided with a temporary marine incursion. Carbonaceous shales and sandstones with a deltaic origin make up the Nkporo Groups (Odunze et al., 2013; Nwajide and Reijers, 1996). The coal bearing unit (Mamu Formation), which developed during the Late Campanian to Early Maastrichtian regressive phase, encircles the Nkporo Group. Sub-bituminous coal deposits coexist with alternating strata of sandstones, mudstones, shale, and grainy shale in the Mamu Formation (Fig. 2) (Akande et al., 2007). Directly next to the coal bearing unit is the Ajali Formation. The Nsukka Formation and the Ajali Formation, which both date to the middle to late Maastrichtian era, are composed of interbeds of clay laminae. Nwajide and Reijers (1996) state that the Nsukka creation is made up of sandstones and black shales with tiny coal fissures buried in the shale. This suggests that the creation of the Niger Delta Basin began during the early Paleogene, when marine transgressions began. The northern Benue Trough is divided into the Yola Basin (or "Arm"), which trends east-west, and the Gongola Basin, which trends north-south, (Fig. 3).

The Albian-Turonian Bima Formation (sandstones), the Maastrichtian Gombe Formation (sandstones, siltstones, shales, ironstone, and coal), the Tertiary Kerri Kerri Formation (sandstones), and the Alluvium comprise the stratigraphy. The oldest rocks in the stratigraphy are the basement rocks.

Methodology

Field sampling was carried out at the coal mines in the two locations. The samples from Ankpa (AK) are borehole samples, while the Maiganga (MG) samples are surface cuttings. A total of 9 coal samples were obtained from two boreholes located at the Ankpa coal mine in Ankpa Kogi State, while 10 surface samples were collected from different phases of the Maiganga mine in Gombe. There are two coal seams (seam 1 and seam 2) at the Ankpa coal mine (Figs. 4 and 5), and (seam A and seam B) at the Maiganga coal mine (Figs. 6, 7, 8 and 9). The boreholes examined at Ankpa are BH-2 (4 samples)

and BH-4 (5 samples), respectively, with depths of 16.5m and 27.4m (Figs. 4 and 5). The thickness of seam 1 and seam 2 in BH-2 is 0.5m and 1.4m, respectively. Similarly, the thickness of seams 1 and 2 in BH-4 is 5.6m and 1m, respectively (Figs. 4 and 5). The proximate, ultimate, elemental analyses, X-

ray diffraction (XRD), scanning electron microscopy, and energy dispersive X-ray spectrometry (SEM-EDX) analyses of the coals were carried out at the National Steel Raw Materials Exploration Agency (NSRMEA) in Kaduna, Kaduna State, Nigeria.

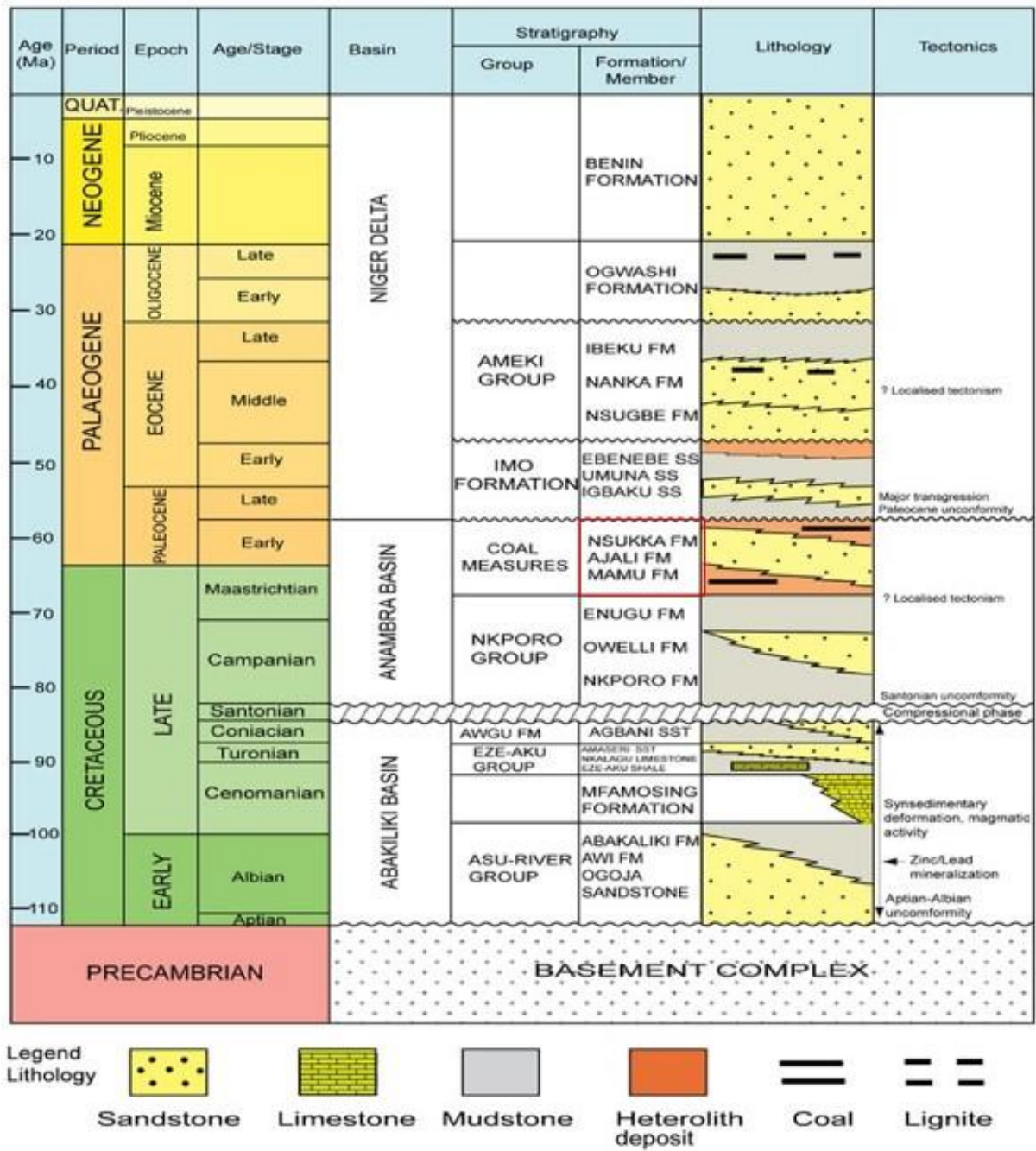


Fig. 2. Anambra Basin Stratigraphic Succession (modified after Ekwenye et al., 2016)

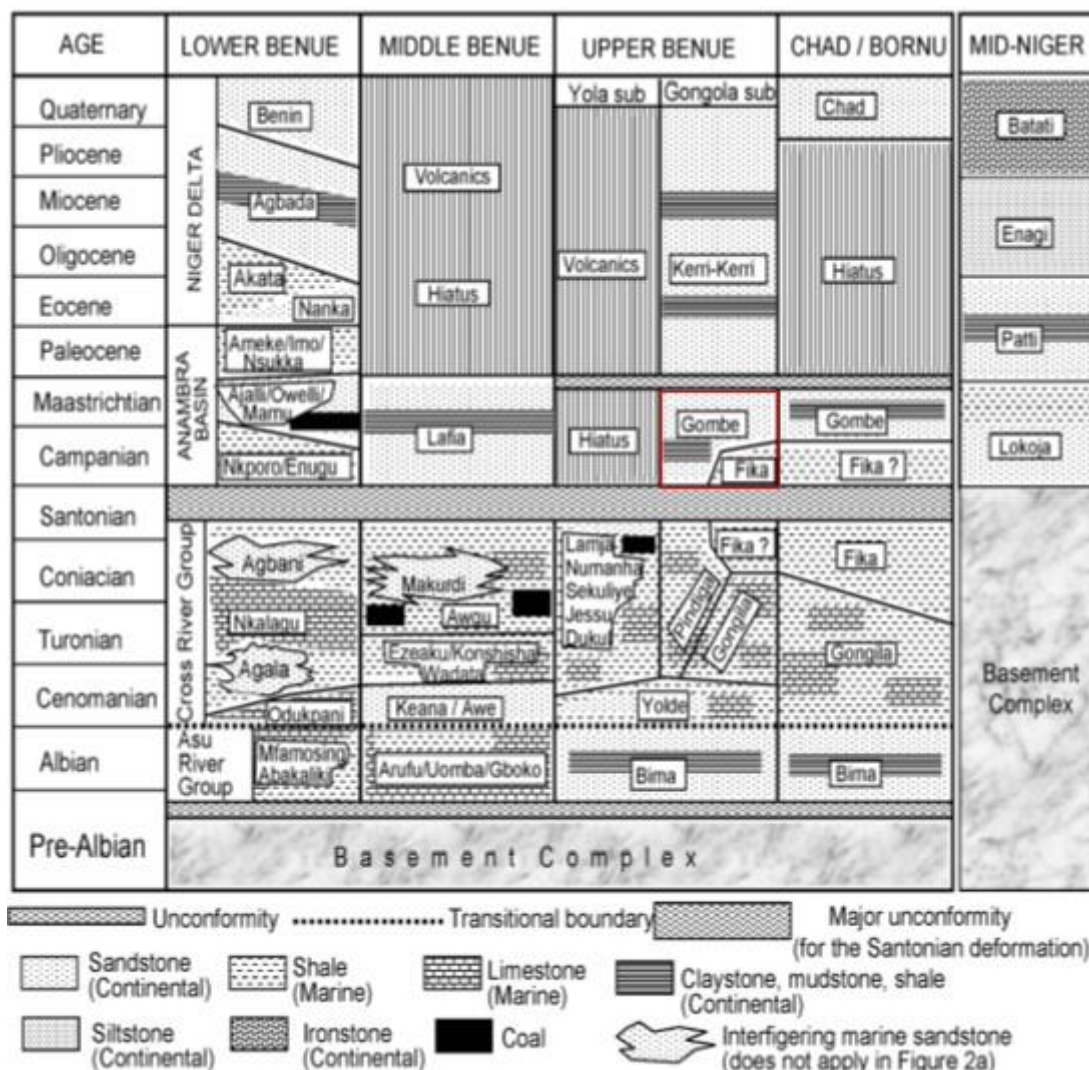


Fig. 3. The stratigraphic succession of the upper Benue Trough, the red box indicate the Gombe Formation (modified after Obaje et al., 2006)

Proximate analysis will be used to assess the quality of the coals by evaluating their moisture, volatile matter, ash, and fixed carbon contents. Subsequently, the ultimate analysis will be conducted to evaluate the carbon, hydrogen, oxygen, nitrogen, and sulfur compositions. The elemental composition and characterization of the coal will be investigated to determine the major, trace, and rare earth elements. Other analyses include the XRD analysis for mineralogical composition. A total of nineteen coal samples (9 samples from Ankpa coal and 10 samples from Maiganga coal) were subjected to proximate analysis (Table 1). Five samples each from the two locations were analyzed by ultimate analyses (Table

2), and six samples were analyzed by XRD. Fifteen coal samples from Ankpa and Maiganga were analyzed by X ray fluorescence (XRF) (Table 3). Two samples from Ankpa coals were analyzed by SEM-EDX. The Proximate Analyzer (VG0STBR model) was used to systematically evaluate the moisture, volatile matter, and ash content of coal samples at different temperatures and residence durations. The residual component reverted to the fixed carbon content. The coal samples underwent a drying process to maintain a uniform quality within the temperature range of 105 °C to 110 °C. The resultant mass was used in order to ascertain the moisture content. The coal sample was exposed to

atmospheric conditions and exposed to a temperature of $900 \pm 10\text{ }^{\circ}\text{C}$ for a period of 7 minutes. We determined the volatile content by subtracting the moisture content from the reduced mass. We subjected the coal sample to a muffle furnace, raising the temperature to $500\text{ }^{\circ}\text{C}$ for more than 30 minutes, to determine the ash content. The temperature was then maintained at this level for another 30 minutes and then further raised to $815 \pm 10\text{ }^{\circ}\text{C}$. The mass of

the residue was measured after a duration of one hour in order to determine its ash content. The Ultimate Analyzer (Advant'X model) performed the comprehensive analysis to determine the relative amounts of carbon, hydrogen, oxygen, nitrogen, and sulfur. The method of testing adhered to the guidelines outlined in the American Society for Testing and Materials (ASTM) standards ([ASTM D3173-11, 2011](#); [ASTM D3174-11, 2011](#)).

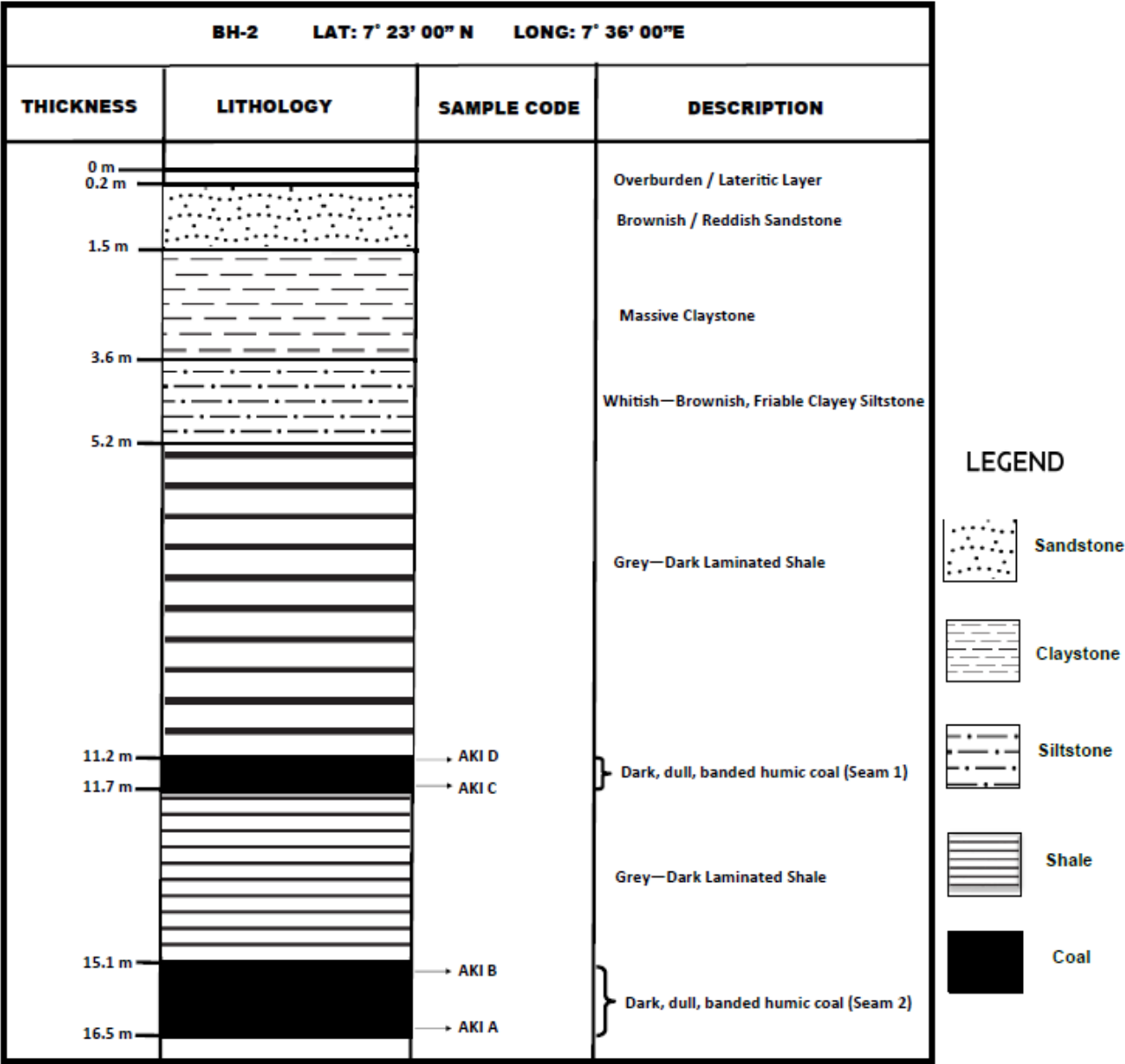


Fig. 4. Lithologic description of samples from borehole 2 at Ankpa mine (N 007° 23' 00" and E 007° 36" 00")

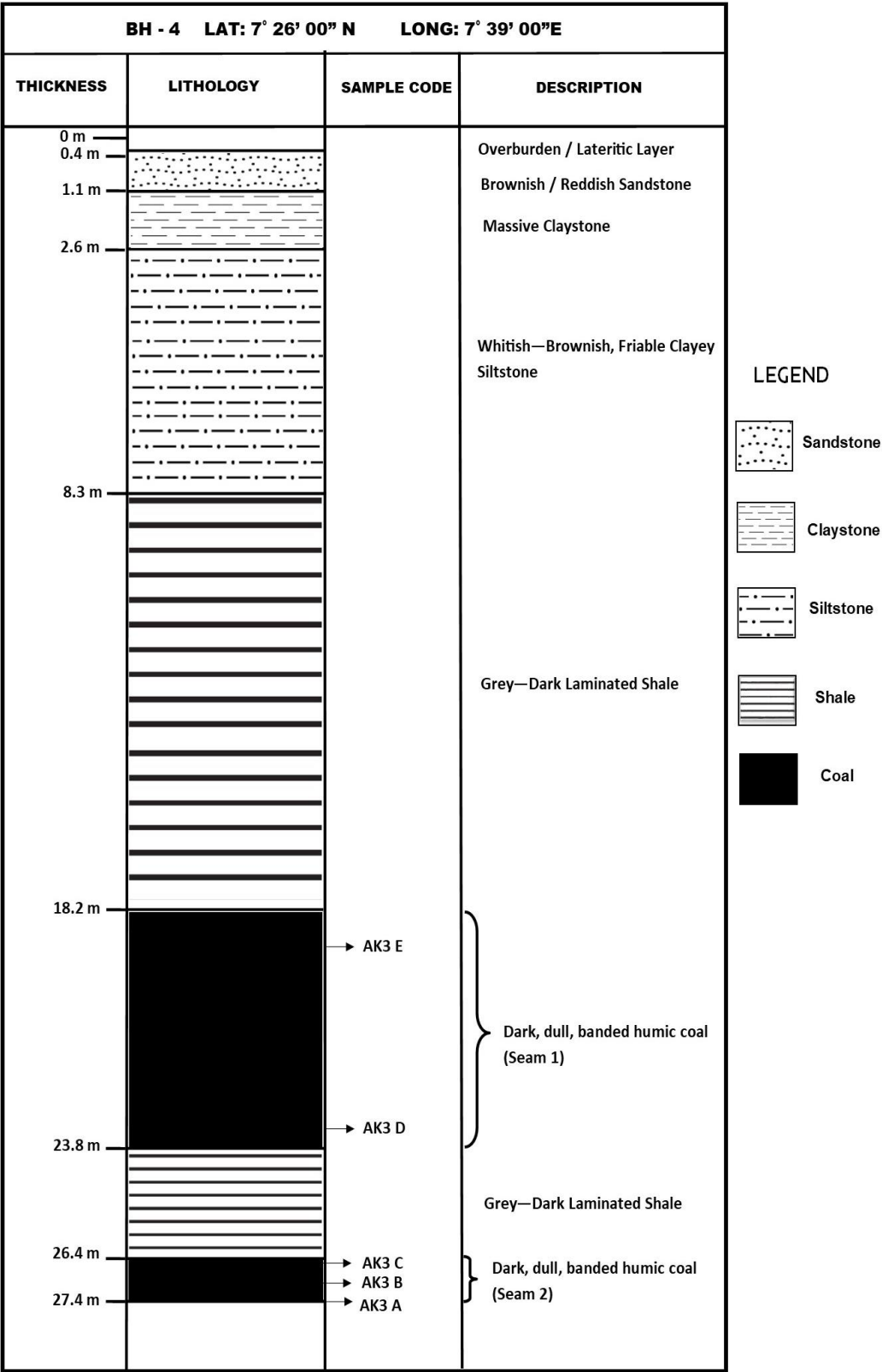


Fig. 5. Lithologic description of samples from borehole 4 at Ankpa mine (N 007° 26' 00" and E 007° 39' 00")

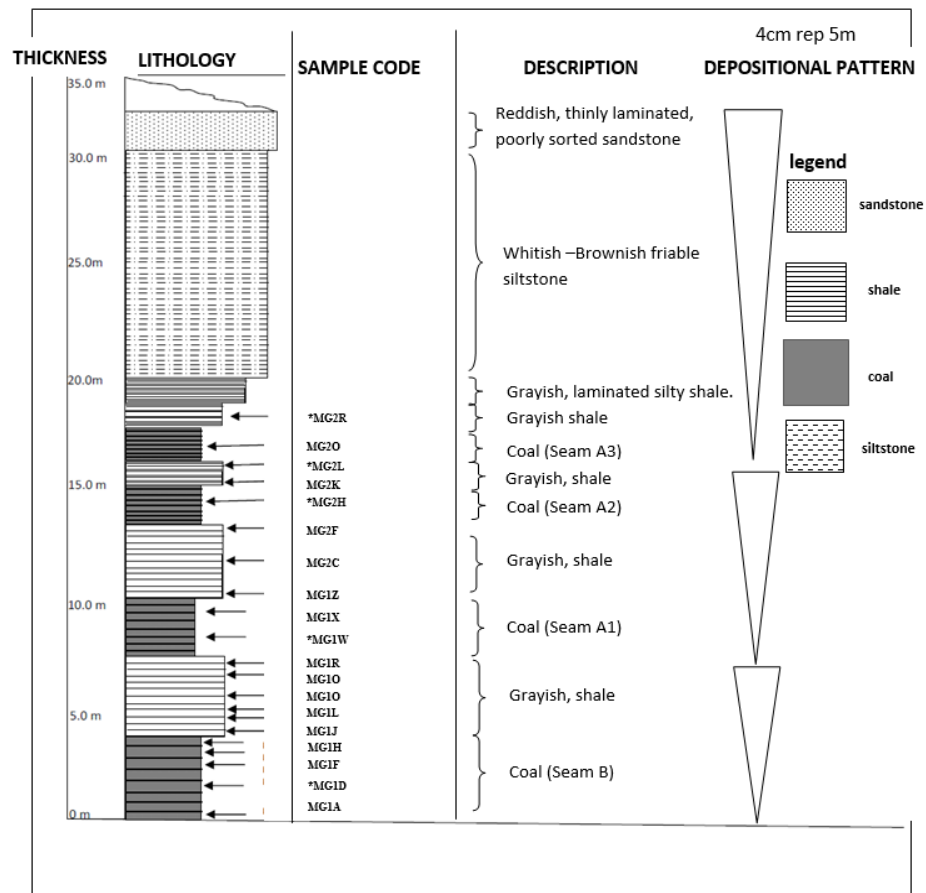


Fig. 6. The lithologic sequence at Maiganga mine exhibits an upward coarsening, transitioning from coal, shale, and siltstone to sandstone Jimoh and Ojo (2016). Phase I is located at coordinates (10° 02' 39" N, 11° 12' 17" E)



Fig. 7. Maiganga mine in panoramic perspective. A coarsening upward sequence is indicated by the coal seams at the base grade into sandstone, siltstone, and shale (10° 02' 39" N, 11° 12' 17" E)

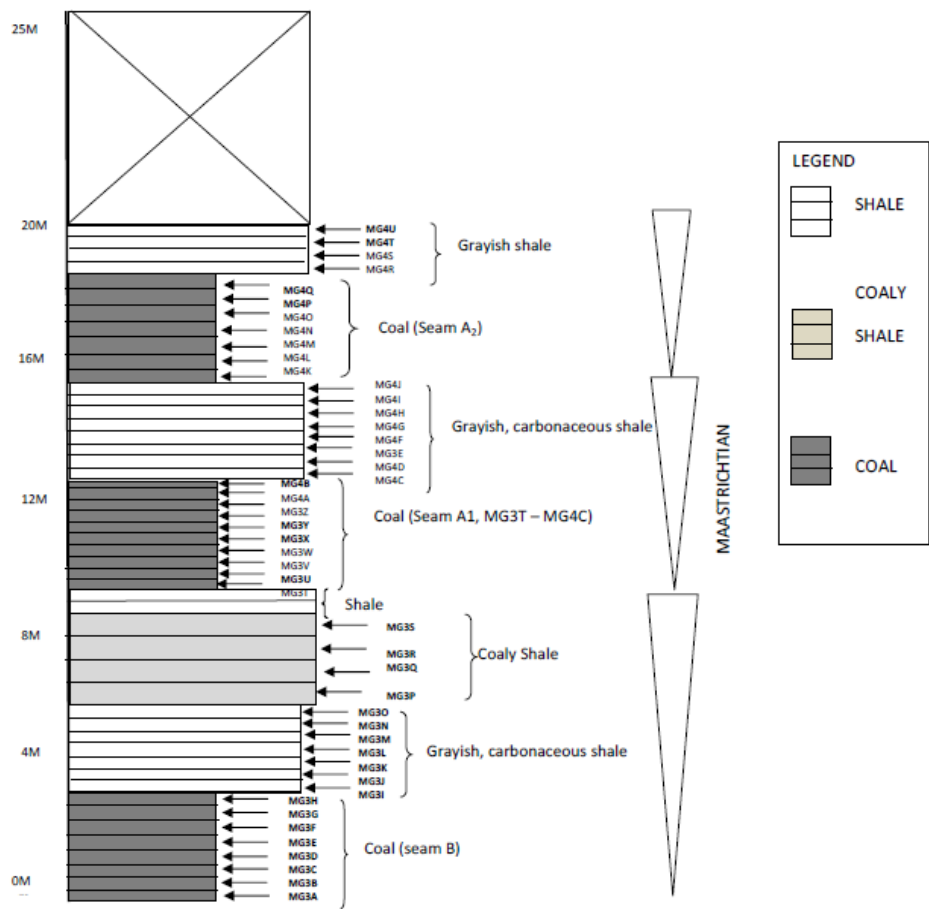


Fig. 8. Lithologic succession of the Gombe Formation (Phase II) at the Maiganga mine (Jimoh and Ojo, 2016)



Fig. 9. The dull-lustering, fractured seam B coal at the Maiganga mine is most likely the result of dehydration or stresses in the crust during coalification (10° 02' 39" N, 11° 12' 17" E)

The study of ash composition was conducted in accordance with the (ASTM D-4326 (2004) standard, using XRF equipment to ascertain the relative proportions of major-element oxides, namely Si, Al, Fe, Ti, Mg, Ca, Na, and K.

The mineralogy of the coal samples was determined using X-ray diffraction (XRD) analysis. This study was performed using a Rigaku D/max-2500/PC powder diffractometer that was equipped with radiation from Ni filtered Cu-K³ and a scintillation detector. To eliminate the adsorbed water, the pulverized samples underwent oven-drying at a temperature of 100 °C for a duration of 10 hours. The samples were manually placed into rectangular aluminum sample holders using a spatula that had been cleansed with alcohol. The samples were thereafter firmly affixed into the instrument sample container. The specimens underwent step scanning within the theta scale range of 5 to 85 degrees, with the intervals being 0.02. Each step was tallied for a duration of 0.5 seconds. In order to ascertain the mineral phases and main elements present in the selected coal samples, the SEM was outfitted with an EDX. Before conducting the SEM-EDX analysis, the samples underwent a process of crushing and grinding to a size of 1 mm. Subsequently, they were transformed into polished pellets and coated with conductive carbon. The scanning electron microscope was run with a beam current of 40–60 mA and an accelerating voltage of 20 kV.

Results and Discussion

Lithologic Description

In Ankpa, the lithologies in the boreholes include coals, shales, siltstones, claystones, sandstones, and laterites (Figs. 4 and 5). The samples were logged and described to reveal the lithology. The depths of BH-2 and BH-4 are 16.5m and 27.4 m, respectively. The two boreholes consist of two coal seams (1 and 2), with the shale intercalations occurring between the coal seams. The coal seams 1 and 2 in BH-2 are 0.5m and 1.4m thick, respectively, while in BH-4, the thickness of the coal seams is 5.6m and 1m, respectively (Figs. 4 and 5). The coals are humic, banded, and dull in appearance, based on the physical observation. The Maiganga coals are surface cuttings characterized by dull luster and banding. The coal seam B (phase I) in Maiganga has a thickness of 4.3m (Fig. 6). The shale and clayey siltstone units are located above it, whereas seam A consists of three

sub-seams: seam A1, seam A2, and seam A3. These sub-seams have thicknesses of 2.4, 1.8, and 1.4 meters, respectively (Fig. 6). Shales and siltstones interbed the coal seams (Figs. 7 and 8). Figure 9 illustrates the presence of cleats and partitions within the seams, which are likely attributed to dehydration and pressures experienced in the upper crust during the processes of coalification or devolatilization.

Proximate and Ultimate Analyses

Tables 1 and 2, respectively, provide the findings from the coals' proximate and ultimate analysis. The moisture content, ash content, volatile matter content, and fixed carbon content were all determined by proximate analysis. The ultimate analysis determines the percentages of carbon, hydrogen, oxygen, nitrogen, and sulfur in Table 2. There is a range of 2.10 to 7.5% for moisture content, 4.45 to 26.8% for ash content, 40.10 to 56.9% for volatile matter, and 20.45 to 39.24% for fixed carbon in Ankpa coals. The average values for the following parameters: ash content, volatile matter, permanent carbon, and calorific value are 5.54%, 16.42%, 48.45%, 30.71%, and 25.46 MJ/kg, respectively, for Ankpa coals (Table 1). For Maiganga coals, the moisture content ranges from 5.48–19.03%, the ash content varies from 4.65–12.55%, the volatile matter ranges from 36.89–54.58%, and the fixed carbon ranges from 26.46–48.27%. The averages of these parameters are 10.68%, 8.60%, 44.33%, and 36.41%, respectively (Table 1).

The ultimate results of Ankpa and Maiganga coals indicated that carbon has the highest percentage, followed by oxygen, hydrogen, nitrogen, and sulfur. The average values of C, H, O, N, and S in Ankpa coals are 59.67, 5.08, 13.35, 2.14, and 1.96, respectively, while in Maiganga, the average values are 64.12, 5.96, 26.56, 0.84, and 0.70, respectively (Table 2).

Coal Quality

Numerous studies have delved into the correlation between the proximate characteristics of coal and its coking ability (e.g Chelgani et al., 2011; Yu et al., 2013; Fatoye et al., 2021; Jimoh et al., 2023). It has been consistently observed that as the moisture content of coal samples increases, the coking ability decreases (Jimoh and Ojo, 2021; Chelgani et al., 2011). The average value of the moisture content (5.54%) in Ankpa and (10.68%) in Maiganga coals

seems to be high, probably which may not be suitable for coking as a result of oxidation (Chelgani et al., 2011). Ash content impacts systems that handle coal and ash, furnaces, heaters, and pollution control equipment. Ryemshak and Jauro (2013) have shown that the presence of ash content has an adverse impact on the volume, structure, and performance of blast furnace coke. The Ankpa coals have higher ash contents than the Maiganga coals, indicating elevated incombustible content, and would be of restricted use (Chukwu et al., 2016). According to Chukwu et al. (2016), coal's heating value and

quality are determined by its grade, which is defined as the quantity of fixed carbon and mineral matter contained in the coal. The coke yield of coal samples is determined by the fixed carbon content, as demonstrated by studies conducted by Schobert (1987) and Diez et al. (2002). The coking ability is enhanced when the fixed carbon content rises (Ryan et al., 1998). The average values of the fixed carbon in Ankpa and Maiganga coals are low, suggesting the coals have limited capacity for coking. Thermal power plants and other small industries could utilize these coals for their combustion processes.

Table 1. Proximate data of coal samples obtained from Ankpa and Maiganga (as received)

S/N	Samples code	Sample type	Lithology	M (%)	Ash (%)	VM (%)	FC (%)	CV (MJ/Kg)	FC/V
1	AK1A^	Borehole	Coal	4.11	20.04	51.90	23.95	26.24	0.46
2	AK1B^	Borehole	Coal	6.69	21.30	43.70	28.31	23.94	0.65
3	AK1C^	Borehole	Coal	5.41	10.05	45.82	38.72	25.01	0.85
4	AK1D^	Borehole	Coal	7.61	4.45	48.70	39.24	26.70	0.81
5	AK3A^	Borehole	Coal	8.75	13.90	56.90	20.45	28.85	0.36
6	AK3B^	Borehole	Coal	8.52	7.70	52.30	31.48	27.71	0.60
7	AK3C^	Borehole	Coal	2.70	19.60	40.10	37.60	21.21	0.94
8	AK3D^	Borehole	Coal	2.10	26.80	52.90	28.20	26.99	0.53
9	AK3E^	Borehole	Coal	3.95	23.90	43.70	28.45	22.51	0.65
		Average		5.54	16.42	48.45	30.71	25.46	0.65
10	MG1C	Surface	Coal	11.09	4.65	39.79	44.58	5737	1.12
11	MG1H	Surface	Coal	9.89	5.13	36.89	48.27	5758	1.31
12	MG1V	Surface	Coal	5.48	11.28	54.09	29.15	5198	0.54
13	MG1X	Surface	Coal	8.41	7.92	39.49	44.30	5583	1.12
14	MG1Y	Surface	Coal	7.97	10.99	54.58	26.46	4658	0.48
15	MG2G	Surface	Coal	14.14	6.57	37.31	41.78	5399	1.12
16	MG2O	Surface	Coal	9.45	12.55	40.34	37.46	4957	0.92
17	MG3A	Surface	Coal	19.03	6.25	44.63	30.09	5241	0.67
18	MG3E	Surface	Coal	11.55	9.41	45.66	33.38	5432	0.73
19	MG3H	Surface	Coal	9.75	11.20	50.47	28.58	4969	0.57
		Average		10.68	8.60	44.33	36.41	5293	0.86

Note: ^ Proximate data obtained from (Jimoh et al., 2023). M- Moisture content, VM-Volatile matter, FC-Fixed carbon, CV- Calorific Value, FC/V- Fixed carbon /Volatile.

Table 2. Ultimate data of Ankpa and Maiganga coal samples (in %)

Sample code	C	H	O	N	S	C/H	H/C	O/C
AK3A	72.42	6.14	9.57	1.83	1.82	11.79	0.08	0.13
AK3B	73.61	6.88	11.94	2.9	1.59	10.70	0.09	0.16
AK3C	23.28	1.73	18.46	1.42	4.15	13.46	0.07	0.79
AK3D	58.78	4.68	14.43	2.41	0.73	12.56	0.08	0.25
AK3E	70.27	5.97	12.35	2.15	1.51	11.77	0.08	0.18
AVG	59.67	5.08	13.35	2.14	1.96			
MG1C	65.2	6.5	25.6	0.94	0.6	10.03	0.10	0.39
MG1V	60.3	5.4	27.3	0.8	1.1	11.17	0.09	0.45
MG1Y	62.4	6.7	25.1	0.76	0.5	9.31	0.11	0.40
MG3E	66.2	5.1	28.3	0.78	0.7	12.98	0.08	0.43
MG3H	66.5	6.1	26.5	0.91	0.62	10.90	0.09	0.40
AVG	64.12	5.96	26.56	0.84	0.70			

Note: C- carbon, H-hydrogen, O-oxygen, N-Nitrogen, S- Sulphur, C/H- Carbon/hydrogen, H/C- Hydrogen /carbon, O/C -Oxygen/carbon, AVG - Average

Table 3. Major Elemental Compositions of Ankpa and Maiganga coal samples

S/N	Sample code	Sample type	Lithology	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	TiO ₂ (%)	MgO (%)	P ₂ O ₅ (%)	K ₂ O (%)	CaO (%)	Na ₂ O (%)	DAI
1	AK1A	Borehole	Coal	24.24	7.99	2.37	2.65	0.91	1.26	0.61	0.48	0.38	9.54
2	AK1B	Borehole	Coal	15.56	4.23	3.87	3.15	0.65	1.10	0.89	0.46	0.29	4.84
3	AK1C	Borehole	Coal	11.02	3.25	2.53	1.38	0.81	1.44	0.24	0.56	0.42	4.18
4	AK1D	Borehole	Coal	25.56	6.12	3.39	1.48	0.61	0.87	0.65	0.36	0.20	7.80
5	AK3A	Borehole	Coal	11.51	3.80	4.62	0.93	0.51	1.47	0.60	1.34	0.51	2.68
6	AK3B	Borehole	Coal	6.52	3.93	2.69	1.05	0.23	1.58	1.06	0.46	0.63	3.90
7	AK3C	Borehole	Coal	58.04	19.29	8.69	2.02	1.13	1.86	2.96	1.22	0.57	7.51
8	AK3D	Borehole	Coal	36.82	5.80	1.04	1.65	0.70	1.21	1.01	0.31	0.44	22.30
9	AK3E	Borehole	Coal	11.92	4.59	3.89	1.08	0.56	0.71	0.31	0.70	0.59	3.59
	Average			22.35	6.56	3.68	1.71	0.68	1.28	0.93	0.65	0.45	7.37
10	MG1C	Surface	Coal	5.88	5.89	0.66	0.38	0.65	0.46	0.35	2.10	1.53	24.01
11	MG1V	Surface	Coal	2.92	5.85	0.76	0.13	0.86	0.36	1.12	1.79	1.34	17.60
12	MG1Y	Surface	Coal	3.86	6.02	1.85	0.20	0.49	0.38	0.26	1.67	1.23	8.41
13	MG2O	Surface	Coal	3.69	5.93	1.25	0.15	0.71	0.39	0.51	1.76	1.28	11.72
14	MG3H	Surface	Coal	2.56	6.05	4.80	0.11	0.83	0.38	2.06	1.35	1.17	4.67
15	MG3E	Surface	Coal	2.82	6.03	0.96	0.21	0.42	0.41	0.65	2.04	1.89	14.54
	Average			3.62	5.96	1.71	0.20	0.66	0.40	0.83	1.79	1.41	13.49

Detrital /Authigenic Index (DAI)=(SiO₂+Al₂O₃+K₂O+Na₂O+TiO₂) / (Fe₂O₃+CaO+MgO+SO₃+P₂O₅+MnO).

The storage and burning behavior of coal are influenced by its volatile matter concentration (Barnes, 2015). The higher the level of volatile matter, the greater the risk of spontaneous combustion. Also, high volatile matter yields lower coke. In the studied samples, the volatile matter for Ankpa and Maiganga coals is high, indicating low cokability. The coals' high volatiles are advantageous for combustion applications and fueling (Guo et al., 2018). The significant moisture content found in the analyzed coals (up to 10%), along with the high volatile matter (>36%) and ash (>10%), suggest that these coals are non-coking in nature (Diez et al., 2002; Zhang et al., 2014). The calorific value indicates the degree of heat content in the coals. According to Hower et al. (2014), power plant coals have a calorific value ranging from 9.5 MJ/kg to 27 MJ/kg. The average calorific value of the coals in the study area would be suitable for heating and power generation.

According to the findings of the ultimate analysis, it is anticipated that the carbon content would positively impact the coking ability, similar to the effect seen with fixed carbon. According to Speight (2015), there is a positive correlation between carbon concentration and cokability. The hydrogen content significantly affects the coking ability, decreasing as the rank increases (Zhang et al., 2014). The nitrogen and sulfur concentrations in coal create challenges in its use and lead to pollution. Sulfur has an intricate effect on cokability and leads to corrosion and clogging of boiler tubes, as well as air pollution when emitted in flue gases (Mochizuki et al., 2013). A value of 0.8% sulfur (air-dried) is required in coking coals, and sulfur emitted from coal burning, such as H₂S, does not impact coking or slagging (Mochizuki et al., 2013). The average total sulfur contents (both organic and inorganic) in the studied samples are 1.96% and 0.70% in Ankpa and Maiganga coals, respectively (Table 2), indicating non-coking coals, especially Ankpa coals.

The fixed carbon to volatile matter ratio (FC/V) is an important factor in understanding the coking properties of coal. Higher ratios are generally associated with better coking properties. Fixed carbon enhances coke strength, whereas volatile matter enhances coal plasticity, aiding in the formation of a cohesive mass during coking. The average FC/V values for Ankpa and Maiganga coals are low, measuring 0.65 and 0.86, respectively

(Table 1), suggesting poor coking potential. The oxygen and nitrogen concentrations on the coking ability are significant because the high value is probably a result of oxidation. Furthermore, the average ratio of carbon to hydrogen (C/H) in both samples is low (Table 2), subsequently reducing the coking ability.

Thus, the coals from these locations have low quality due to their high moisture content, volatile matter, ash, and low percentage of fixed carbon. The required percentages for high quality coal are 10–20% for ash and 20–30% for volatile matter, while the fixed carbon should be greater than 69% (Hower et al., 2014).

Rank and Kerogen Classification

According to Ryan et al. (1998), the presence of fixed carbon may serve as an indicator of the coal rank within the lignite and bituminous coal range. Nevertheless, the vitrinite reflectance (R) serves as a very effective indicator for the determination of coal rank. Based on the low fixed carbon, the coals of Ankpa and Maiganga are classified as low rank coals, specifically medium-high volatile sub-bituminous coals. These coals exhibit low nitrogen, high oxygen, and moderate sulfur contents, as described by Guo et al. (2018). The Van Krevelen diagram was initially introduced by Van Krevelen (1961) as a means to characterize coals based on the overall atomic composition of the three primary elements: C, O, and H. The kerogen classification is based on the plot of H/C versus O/C in the Van Krevelen diagram. Figure 10 shows that the samples are dominated by Type IV kerogen and hence have no potential for hydrocarbon generation.

Geochemistry

Table 3 presents the chemical composition (major elements) of the coal samples in the study areas. All of these elements may be found in coal, in its organic and inorganic forms, and they all have different relationships to different parts of coal (Vassilev and Vassileva, 1997). The dominant major elemental components in Ankpa coals are Si, Al, Fe, and Ti. The components that are found in the smallest quantities are Ca, Mg, Na, K, and P. This is consistent with the results of the EDX, as shown in (Figs. 19A–C and 20A–C). In Maiganga coals, Al is the most predominant element, followed by Si, Ca, and Fe. In Ankpa coals, SiO₂ ranges from 6.52% to

58.04% (average 22.35%), Al_2O_3 ranges from 3.80% to 19.29% (average 6.56%) while Fe_2O_3 ranges from 1.04% to 8.69% (average 3.68%). The average values for TiO_2 , MgO , P_2O_5 , K_2O , CaO , and Na_2O are 1.71, 0.68, 1.28, 0.93, 0.65, and 0.45%, respectively (Table 3). The SiO_2 content in Maiganga

coals ranged from 2.56% to 5.88% (average 3.62%), and Al_2O_3 ranged from 5.85% to 6.05% (average 5.96%). The average percentage concentrations of Fe_2O_3 , TiO_2 , MgO , P_2O_5 , K_2O , CaO , and Na_2O are 1.71, 0.20, 0.66, 0.40, 0.83, 1.79, and 1.41%, respectively (Table 3).

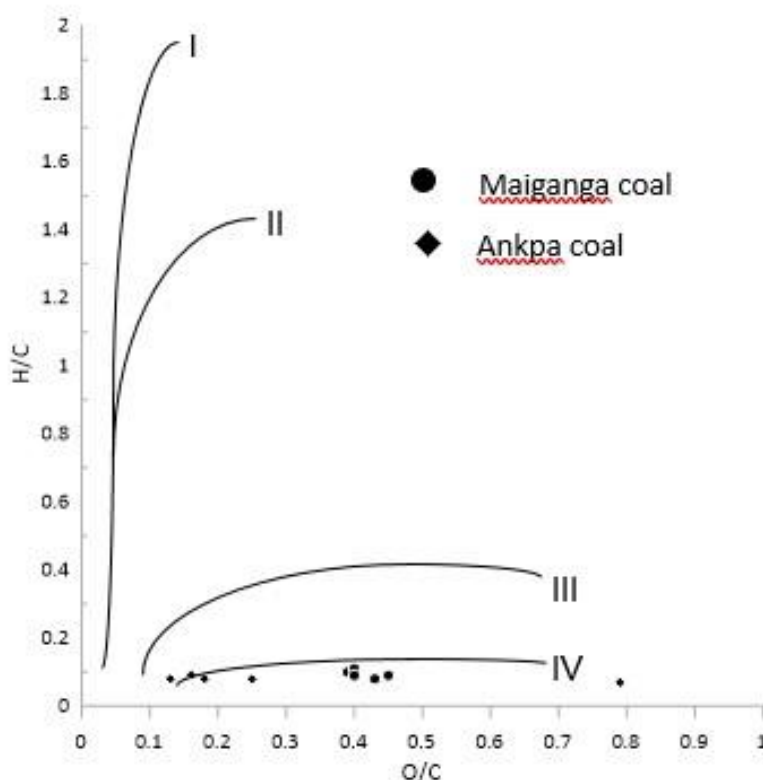


Fig. 10. A graph of H/C vs. O/C of coals from Ankpa and Maiganga indicating Type IV kerogen (after Van Krevelen 1961)

The Si/Al ratio in the coal samples is more than 2, mostly seen in Ankpa coals. This suggests that quartz and clay minerals are prevalent, possibly originating from detrital sources (Finkelman, 1995; Swaine, 1990; Dai et al., 2012). This is supported by the mineralogy of the coals presented in (Tables 6 and 7). The average value of the ratio $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ in Ankpa and Maiganga coals is 2.15%, and 0.63% indicates the presence of K-bearing minerals. The relatively low average value of Fe_2O_3 (1.71%) in Maiganga coals indicates the possible absence or low content of iron-bearing minerals such as pyrite. Additionally, the low TiO_2 and MgO values may suggest the presence of kaolinite.

Genetic characteristics and Depositional Environments

To determine the environment of deposition, the AKF ternary diagram after Englund and Jorgensen (1973) using the major oxides, (A) Al_2O_3 – K (K_2O + CaO + MgO) – F (Fe_2O_3 + MgO), was adopted. The coal samples were deposited mostly in paralic environment, with a few samples plotted in continental settings (Fig. 11).

Both detrital and authigenic minerals are present in coal, and their distribution within the inorganic matter exhibits variability (Eskenazy, 1980). Carbonates, Sulfides, and sulfates of iron (Fe), magnesium (Mg), and calcium (Ca) make up most of

the authigenic minerals in coals (Vassilev et al., 1994). The Detrital/Authigenic Index (DAI) represents the chemical composition of various index minerals found in coal. Based on the DAI values, some genetic information with respect to the formation of the coals could be deduced (Vassilev and Vassileva, 2009). The DAI values of 7.49 and 13.49 in Ankpa and Maiganga coals, respectively (Table 3), indicate that the coals in the study areas are enriched in elements associated with probable

authigenic and detrital minerals. This is corroborated by the positive correlation (Fig. 12A-H) between (SiO_2 vs. Al_2O_3), (SiO_2 and TiO_2), (SiO_2 and MgO), and (K_2O and Na_2O) in Ankpa coals, suggesting an authigenic origin, while the negative correlation in Maiganga coals indicate a detrital origin (Vassilev and Vassileva, 2009). During the process of coalification, detrital minerals such as quartz, kaolinite, illite, muscovite, rutile, apatite, as well as Fe and Al oxyhydroxides often exhibit stability.

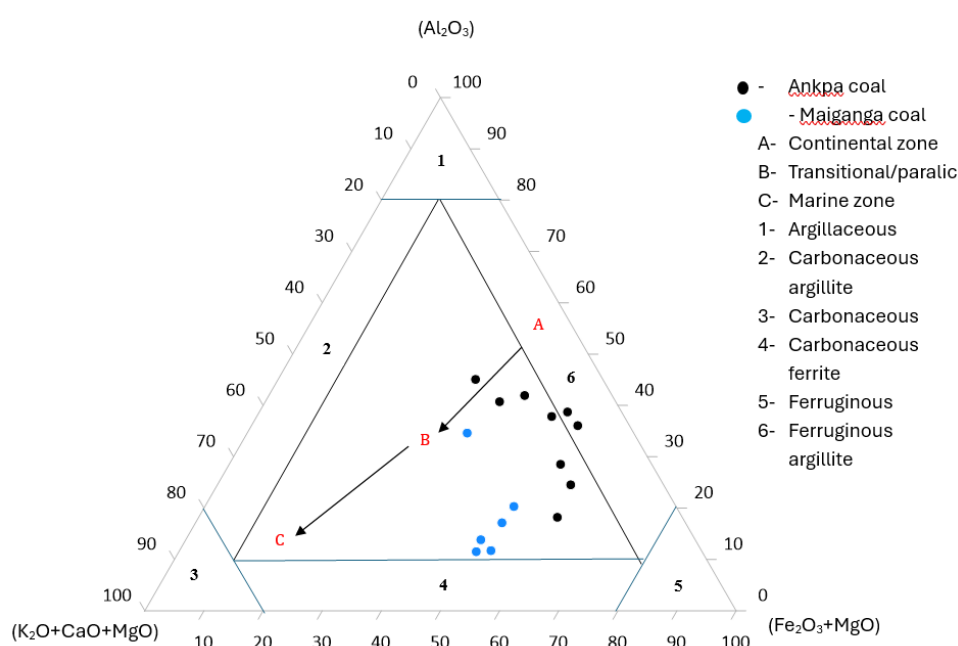


Fig. 11. Al_2O_3 - $(\text{K}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO})$ - $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$ [AKF] Ternary plot of Ankpa and Maiganga coal samples. Samples were deposited within continental and paralic depositional environment

Agglomeration Tendency

A significant quantity of inorganic elements may be found in coal, resulting in the formation of various inorganic oxides referred to as mineral compositions. These compositions include SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , Mn_3O_4 , SO_3 , Fe_2O_3 , and others (Ghosh and Chatterjee, 2008). At elevated temperatures, minerals undergo a sequence of transformations, leading to the occurrence of slagging phenomena at a certain temperature threshold. In research conducted by Liu et al. (2013), the melting behavior of coal samples was investigated using XRD and SEM. The findings revealed a negative correlation between the ash

fusion temperatures (AFTs) and the Fe_2O_3 concentration. The AFTs exhibited a minimum value of 30% CaO , followed by a further rise. Shao et al. (2007) did a study on sludge combustion and found that phosphates, along with the eutectics of Fe_2O_3 and SiO_2 , had a big effect on how the bed agglomerated. Combining compounds with low melting points with alkalis achieves this. The slagging indices used to determine the agglomeration level in the coals includes ratios of Base/Acid (B/A), Silicon ratio (G), Silica/Alumina (S/A), Iron/Calcium (I/C), Carbon/Hydrogen (C/H), and Fixed Carbon/Volatile matter (FC/V) (Table 4). The Base/Acid ratio (B/A) is a comprehensive measure

that measures the slagging characteristics of coal. Basic oxides lower the AFTs and enhance ash fluidity, whereas acidic oxides have contrasting

effects (Guo et al., 2018). Consequently, the likelihood of slagging increases as the Base/Acid ratio increases.

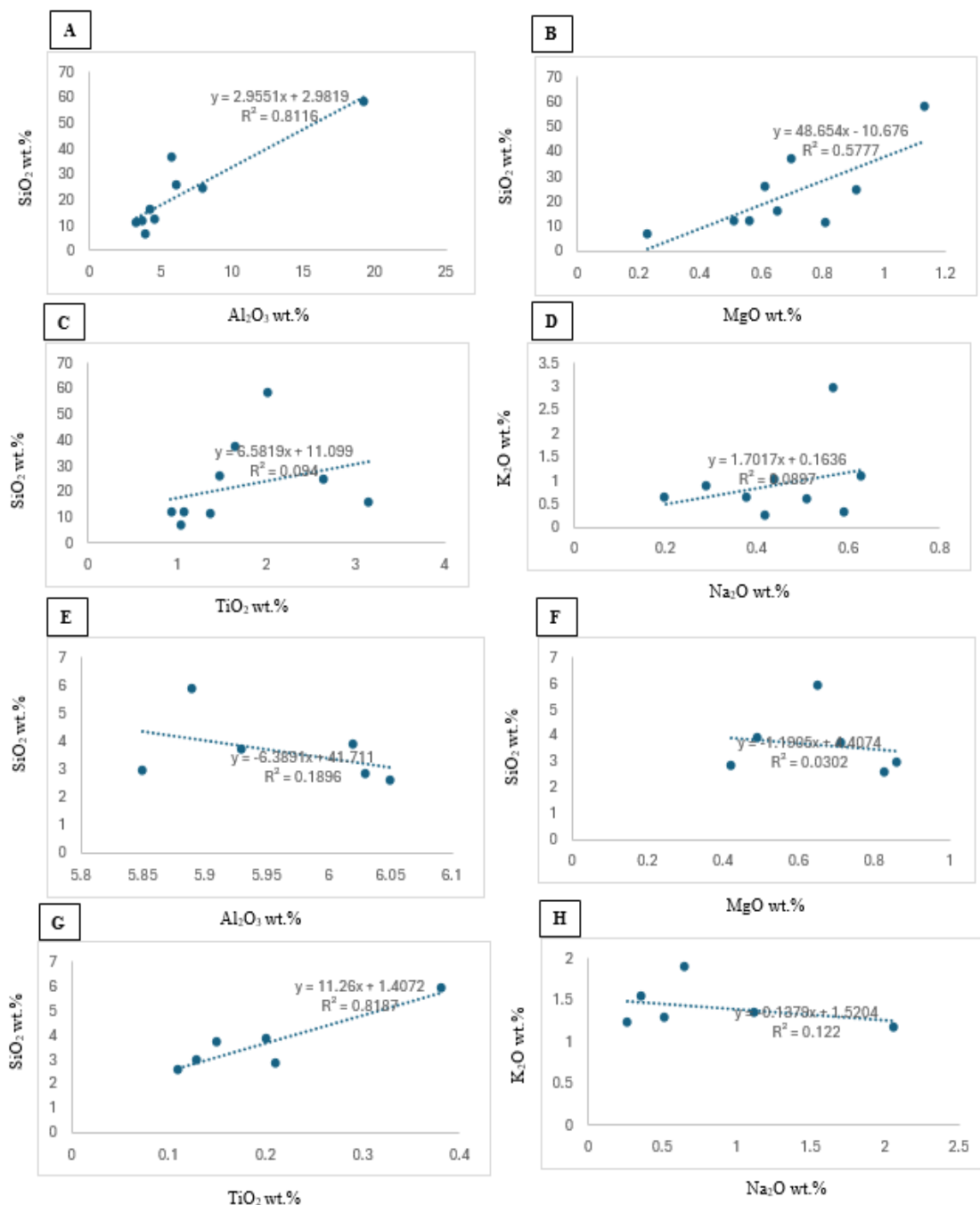


Fig. 12. Positive correlation plots of (A) SiO₂ vs Al₂O₃, (B) SiO₂ vs MgO, (C) SiO₂ vs TiO₂, and (D) K₂O vs Na₂O, for the Ankpa coals and negative correlation plots of (E) SiO₂ vs Al₂O₃, (F) SiO₂ vs MgO, (G) SiO₂ vs TiO₂, and (H) K₂O vs Na₂O for the Maiganga coals

Table 4. Comparison of slagging discriminant indices of coals from Ankpa and Maiganga coal mines (^ data obtained from Jimoh et al., 2023).

Sample Code	C/H	FC/V	B/A	G	S/A	I/C	Agglomeration Degree
AK1A^	-	0.46	0.14 (Weakly)	86.6 (Weakly)	3.03 (Strongly)	4.94 (Weakly)	Weakly
AK1B^	-	0.65	0.26 (Medium)	75.8 (Medium)	3.68 (Strongly)	8.41 (Weakly)	Medium
AK1C^	-	0.85	0.29 (Medium)	73.9 (Medium)	3.39 (Strongly)	4.52 (Weakly)	Medium
AK1D^	-	0.81	0.16 (Weakly)	85.4 (Weakly)	4.18 (Strongly)	9.42 (Weakly)	Weakly
AK3A^	11.79	0.36	0.47 (Strongly)	64.0 (Strongly)	3.03 (Strongly)	3.45 (Weakly)	Strongly
AK3B^	10.70	0.60	0.44 (Strongly)	65.9 (Strongly)	1.66 (Weakly)	5.85 (Weakly)	Weakly-Strongly
AK3C^	13.46	0.94	0.18 (Weakly)	84.0 (Weakly)	3.01 (Strongly)	7.12 (Weakly)	Weakly
AK3D^	12.56	0.53	0.08 (Weakly)	94.7 (Weakly)	6.35 (Strongly)	3.35 (Weakly)	Weakly
AK3E^	11.77	0.65	0.34 (Medium)	69.8 (Medium)	2.60 (Medium)	5.56 (Weakly)	Medium
MG1C	10.03	1.12	0.44 (Strongly)	63.29 (Strongly)	1.00 (Weakly)	0.31 (Medium)	Strongly
MG1V	11.17	1.31	0.66 (Strongly)	46.13 (Strongly)	0.50 (Weakly)	0.42 (Medium)	Strongly
MG1Y	9.31	0.54	0.55 (Strongly)	49.05 (Strongly)	0.64 (Weakly)	1.11 (Medium)	Strongly
MG3E	12.98	0.73	0.66 (Strongly)	45.19 (Strongly)	0.47 (Weakly)	3.56 (Weakly)	Weakly-Strongly
MG3H	10.90	0.57	1.17 (Strongly)	26.83 (Strongly)	0.42 (Weakly)	0.47 (Medium)	Strongly

Note: FC/V = Fixed carbon/Volatile matter, C/H = Carbon/Hydrogen, B/A, Base/Acid ratio = $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2)$, G, Silicon ratio = $100 \cdot \text{SiO}_2 / (\text{SiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{MgO})$, I/C = $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{CaO}$, S/A = $\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$

The assessment of coal slagging heavily relies on the silicon ratio, which is a critical parameter. However, it fails to include the influence of Al_2O_3 on the occurrence of slagging (Guo et al., 2018). The primary emphasis of the silicon ratio (G) is in the

concentration of silica, which constitutes the main constituent inside the coal. The value of the silicon ratio exhibits an upward trend as the ash fusion temperatures rise. According to Guo et al. (2018), an elevation in the silica/alumina ratio increases the

occurrence of slagging. Based on the discriminant limits in Table 5 (Guo et al., 2018) and using the elemental composition of the coal samples in Table 3, the slagging tendencies of the coal samples were deduced (Table 4). The indices S/A (strongly) and I/C (weakly) are consistent for the Ankpa coals, likewise, the indices B/A and G indicate weakly-medium slagging tendencies, with few samples exhibiting a strong slagging tendency. The Maiganga coals showed consistency with B/A (strongly), G (strongly), and S/A (weakly) tendencies. The agglomeration level of the Ankpa coal ranges from

weak to medium to strong, while the Maiganga coals have a significant agglomeration level. The combination of many agglomeration indicators causes the agglomeration level to vary. The Ankpa coals can be compared to coals from the East Kalimantan in Indonesia and Witbank coalfield in South Africa having lower coking qualities and weak agglomeration tendencies while Maiganga coals are comparable to coals from the Shanxi province, Datong coalfield, and Heilongjiang province in China.

Table 5. The constraints of the indicator for slagging coals from Heilongjiang Province (Guo et al., 2018)

Index	Tendency of slagging		
	Weakly	Medium	Strongly
B/A	< 0.206	0.206-0.4	> 0.4
G	> 78.8	78.8-66.1	< 66.1
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	< 1.87	1.87 – 2.65	> 2.65
Fe ₂ O ₃ /CaO	Out of 0.3-3	0.3 -3	Near 1

Mineralogical Composition

The result of the XRD is presented in Tables 6 and 7. The primary mineral phases that have been identified in the diffractograms from the Maiganga coals include quartz, kaolinite, calcite, vermiculite, and microcline (Table 7, Figs. 13, 14, 15 and 16). Other minerals observed in the samples include illite, chlorite, muscovite, and graphite. The identification of quartz, kaolinite, calcite, chlorite, and microcline substantiates the inferences from XRF and EDX results. In Ankpa coals, pyrite and illite were recorded in addition to quartz, calcite, and chlorite (Table 6, Figs. 17 and 18). The prevalence of quartz in the coal samples that were examined mostly originates from detrital sources. The coals contain a

significant amount of quartz due to their inherent stability and inertness during burning. Quartz is often found in coal deposits as discrete, angular particles of different sizes, dispersed between organic debris and clay minerals, suggesting a detrital source. The SEM-EDX images (Figs. 19A-C and 20A-C), confirms the presence of detrital chlorite in the Ankpa coals, illite is also disseminated as fine grained within the detrital quartz and contains minor elements such as Ca, Mg, Fe, and Na. The mineral pyrite and the calcite in Ankpa coals are of authigenic origin (Vassilev and Vassileva, 1996). The percentage of non-metallic graphite in Ankpa coal is high.

Table 6. XRD data of coal samples obtained from Ankpa Coals in percentage

Code	Lithology	Q	Py	I	Ca	S	Ch	G
AK3A	Coal	35.1	2.1	1.1	3.2	0.06	0.6	57.8
AK3D	Coal	10.2	2.0	8.8	1.0	1.7	10.4	66

Table 7. XRD data of coal ash samples obtained from Maiganga in percentage

Code	Lithology	Q	K	Mu	Ch	Ca	Mi	V
MG1V	Coal	47	2	-	-	13	23	16
MG1Y	Coal	61	-	-	8	6	16	9
MG3E	Coal	37	22	6	-	10	-	25
MG3H	Coal	69	12	6	-	-	0.1	13

Q-Quartz, Ka-Kaolinite, I-Illite, Py-Pyrite, Ch-Chlorite, G-Graphite, Ca-Calcite, Mi-Microcline V-Vermiculite, Mu-Muscovite and S-Sulfur

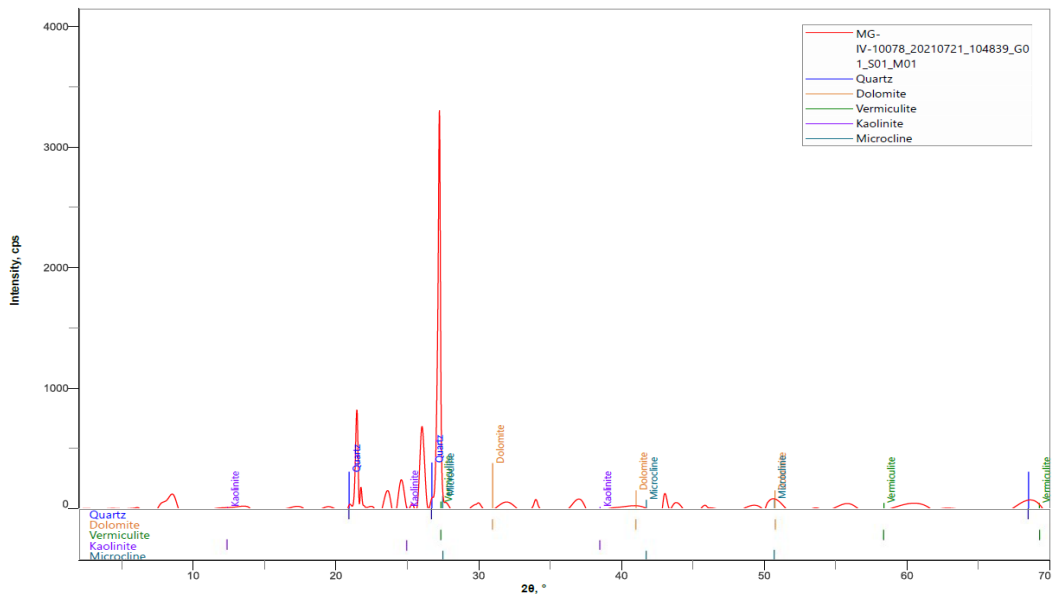


Fig. 13. Diffractogram of sample MG1V from Maiganga mine

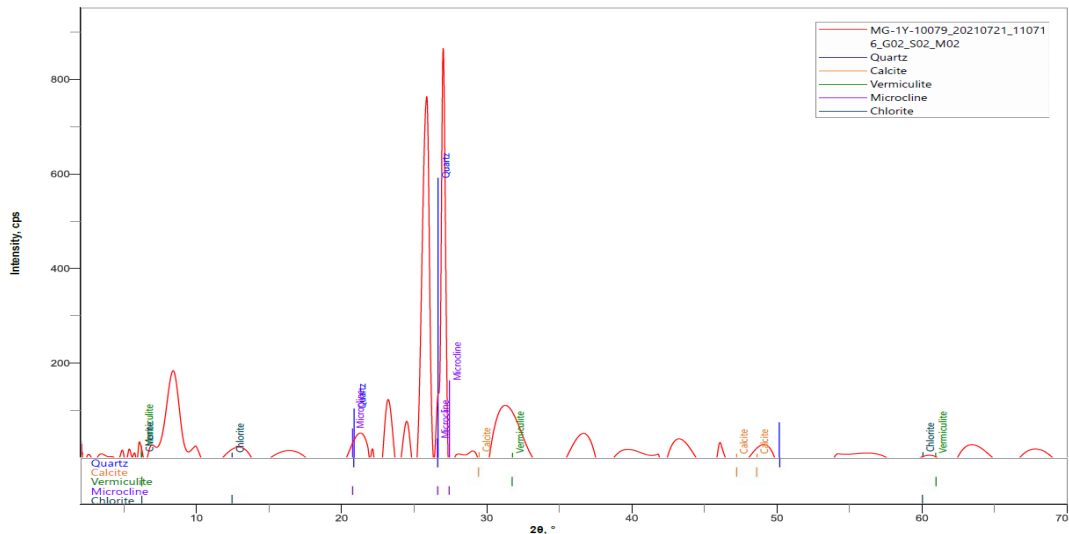


Fig. 14. Diffractogram of sample MG1Y from Maiganga mine

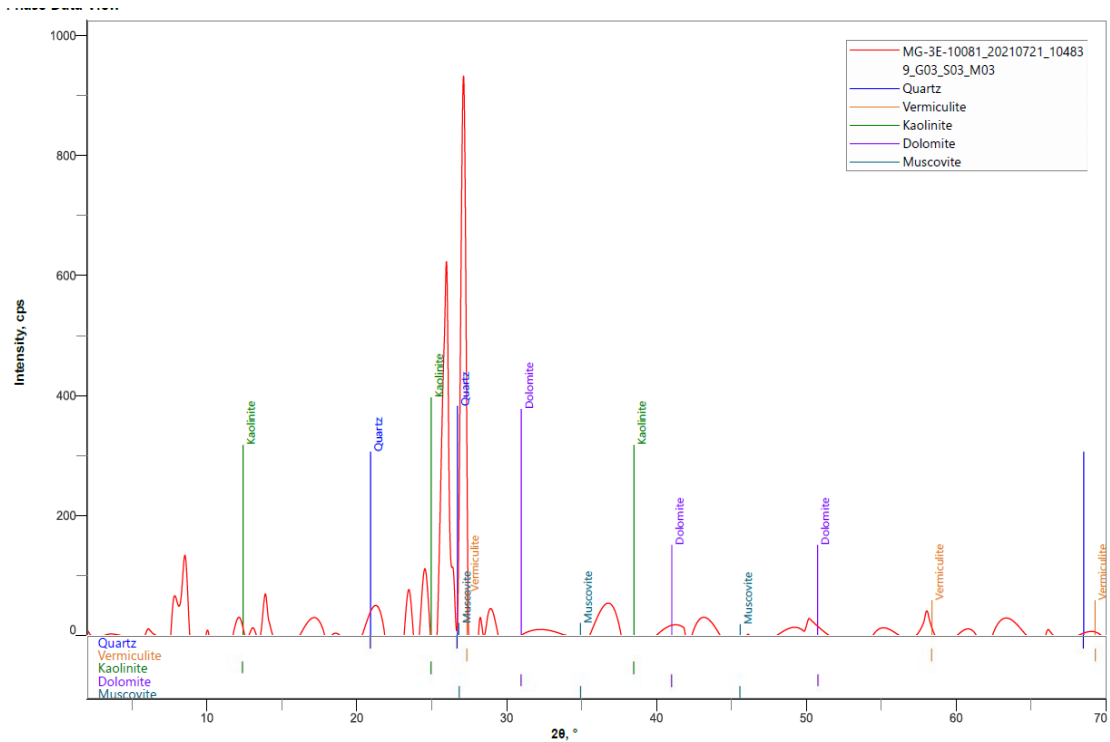


Fig. 15. Diffractogram of sample MG3E from Maiganga mine

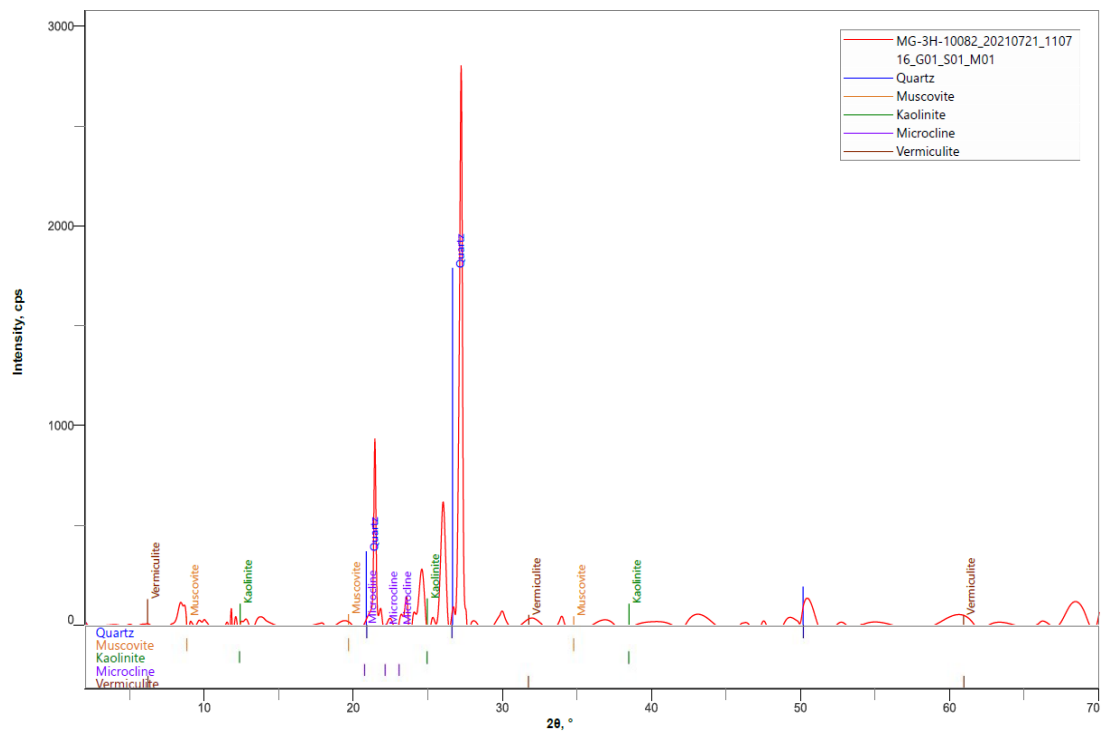


Fig. 16. Diffractogram of sample MG3H from Maiganga mine

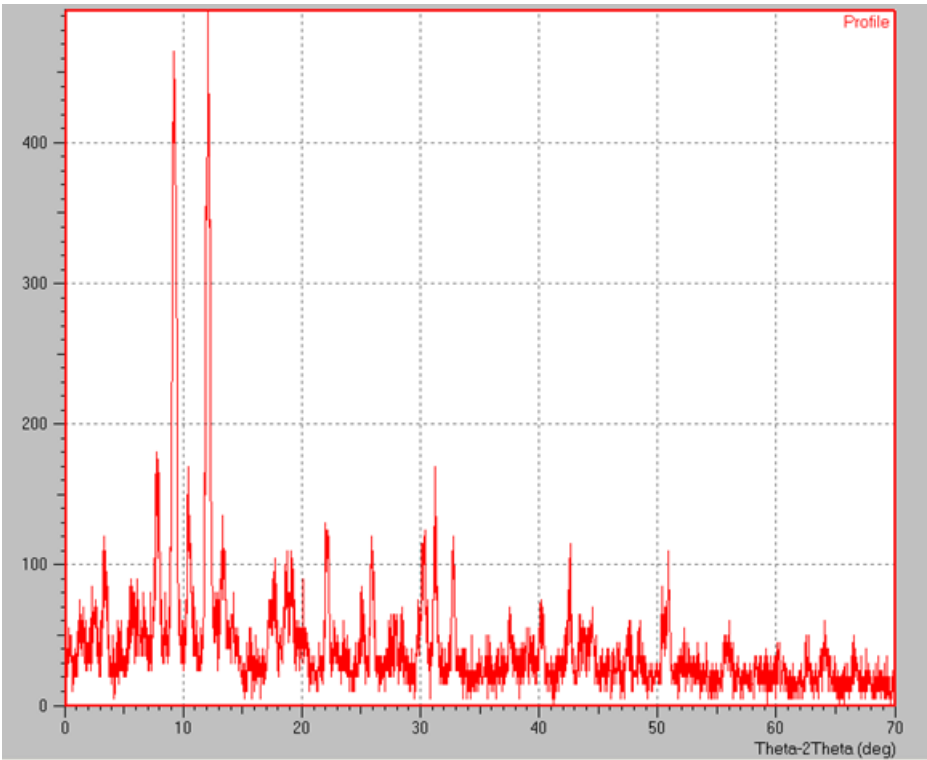


Fig. 17. Diffractogram of sample AK3D from Ankpa mine

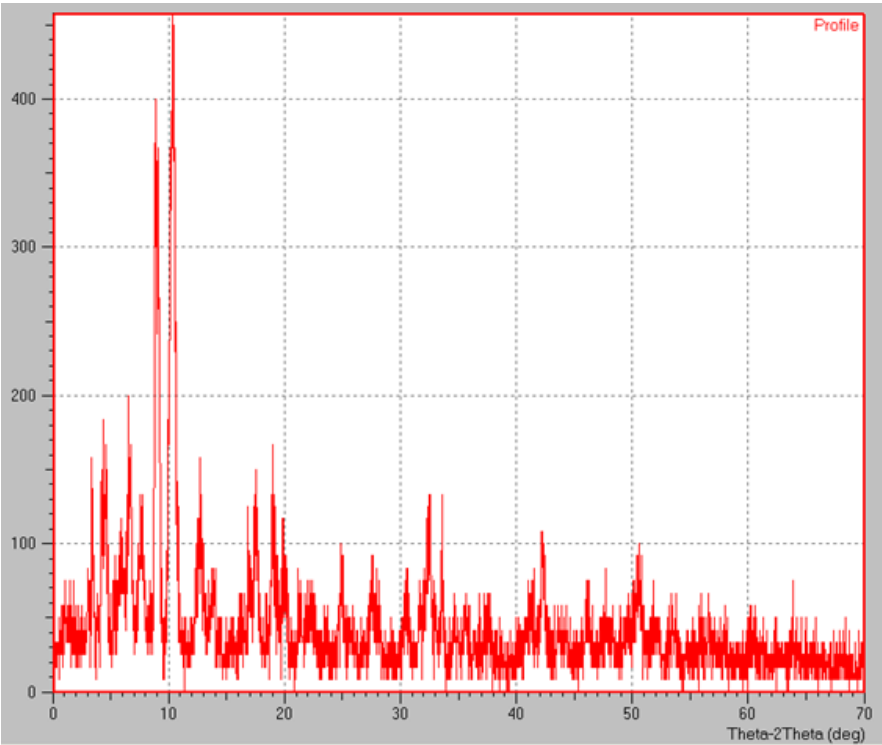


Fig. 18. Diffractogram of sample AK3A from Ankpa mine

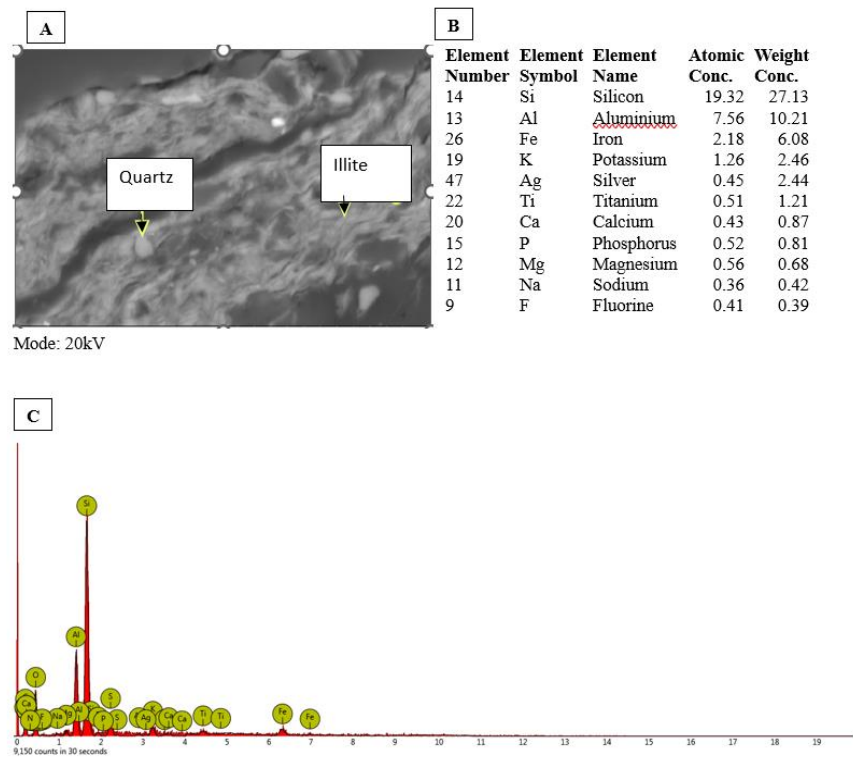


Fig. 19. A: SEM image of the Ankpa coal sample AK3A having illite dispersed in detrital quartz, B: elemental compositions of the coal sample, and C: EDX spectra of the coal sample

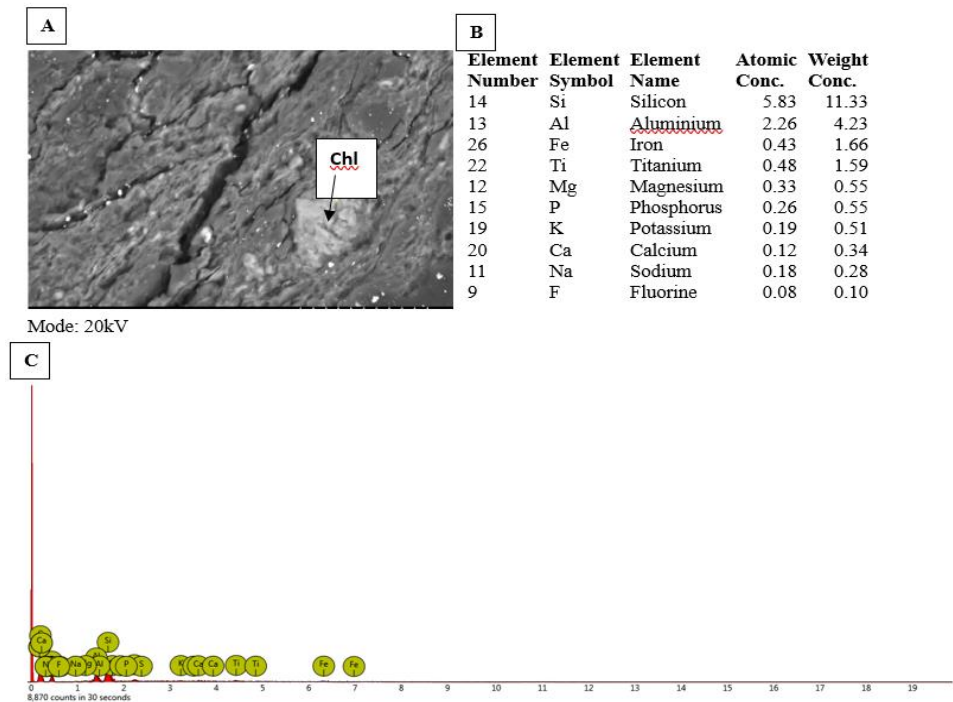


Fig. 20. A: SEM image of the Ankpa coal sample AK3D showing chlorite, B: elemental compositions of the coal sample, and C: EDX spectra of the coal sample

Conclusions

The lithology in the study areas include coals, shales, siltstones, claystones, and sandstones. The coals are banded and classified as humic coals. The proximate analyses revealed that the coals are characterized by high moisture content, high volatile matter, low fixed carbon, high ash content, low FC/V, and low C/H, indicating low cokability potential. The high volatile matter in the coals may support fueling and combustion purposes. The coals are classified as low-rank coals, specifically sub-bituminous coals deposited in continental-paralic environments. The coals are characterized by Type IV kerogen, indicating no potential for hydrocarbon generation. The geochemical composition of the Ankpa coal showed a higher percentage of SiO₂ than Maiganga coals, but generally, the composition showed an abundance of the following elements: Si, Al, and Fe in the coals. The DAI of the coals suggests a composition enriched in elements associated with detrital minerals for the Maiganga coals and authigenic minerals for Ankpa coal. The XRD inferences revealed the presence of quartz and clay minerals such as kaolinite and illite. Authigenic minerals in the coals include pyrite and calcite. The slagging tendency of the coals was deduced by the following indices: Base/Acid (B/A), Silica (G), Silica/Alumina (S/A), Iron/Calcium (I/C), Carbon/Hydrogen (C/H), and Fixed Carbon/Volatile Matter (FC/V), which indicate weak–medium-strong agglomeration for the Ankpa coals while the agglomeration level of Maiganga coals is strong.

Authors contribution statement

Jimoh Ayoola Yusuf conceived the research, interpreted data, and wrote the paper; Saadu Mariam Bolaji: Interpreted and plot some data. Jimoh Ajadi: Interpreted and plot some data; Aminu Shakirat: Interpreted and assisted with writing of the draft; Akinpelu Mutiu: analysis tools and plotting of some data.

Funding

The authors thank the Management of Kwara State University for releasing the funds through the Tertiary Education Trust Fund (TETFUND).

Conflict of Interest

The authors declare that they have no conflict of interest.

Acknowledgements

The authors acknowledge that this study is supported by the Federal Government of Nigeria through the Tertiary Education Trust Fund (TETFUND) Institution-Based Research (IBR) allocation: KWASUIBR/CSP/TETFUND2019.

References

- Akande, S.O., Ogunmoyero, I.B., Petersen, H.I. and Nytoft, H.P., 2007. Source Rock Evaluation of Coals from the Lower Maastrichtian Mamu Formation, S.E. Nigeria. *Journal of Petroleum Geology*, 30(4): 303–324. <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.2007.00303.x>
- ASTM D3173-11, 2011. Standard Test Method for Moisture in the Analysis Sample of Coal and Coke. ASTM International, West Conshohocken, PA United States. 4 pp. <https://doi.org/10.1520/D3173-11>
- ASTM D3174-11, 2011. Standard Test Method for Ash in the Analysis Sample of Coal and Coke. ASTM International, West Conshohocken, PA United States. Retrieved June 13, 2024, from <https://www.astm.org/standards/d3174>
- ASTM D4326-04, 2004. Standard Test Method for Major and Minor Elements in Coal Ash by X-Ray Fluorescence West Conshohocken, PA, United States. 4 pp. <https://doi.org/10.1520/D4326-04>
- Barnes, D.I., 2015. Understanding pulverised coal, biomass and waste combustion – A brief overview. *Applied Thermal Engineering*, 74: 89–95. <https://doi.org/10.1016/j.applthermaleng.2014.01.057>
- Benkhelil, J., 1982. Benue Trough and Benue Chain. *Geology Magazine* 119(2):158–168. <https://doi.org/10.1017/S001675680002584X>
- Benkhelil, J., 1989. The origin and evolution of the Cretaceous Benue Trough (Nigeria). *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*, 8(2–4): 251–282. [https://doi.org/10.1016/s0899-5362\(89\)80028-4](https://doi.org/10.1016/s0899-5362(89)80028-4)
- Burke, K.C., Dessauvagie, T.F.J. and Whiteman, A.J., 1971. The opening of the Gulf of Guinea and the geological history of the Benue depression and Niger delta. *Nature Physical Science*, 233(38): 51–55. <https://doi.org/10.1038/physci233051a0>
- Chelgani, S.C., Hower, J.C. and Hart, B., 2011.

- Estimation of free-swelling index based on coal analysis using multivariable regression and artificial neural network. *Fuel Processing Technology*, 92(3): 349–355.
<https://doi.org/10.1016/j.fuproc.2010.09.027>
- Chukwu, M., Folayan, C.O., Pam, G.Y., Obada, D.O., 2016. Characterization of Some Nigerian Coals for Power Generation, *Journal of combustion*. 1–11.
<https://doi.org/10.1155/2016/9728278>
- Dai, B.Q., Low, F., De Girolamo, A., Wu, X. and Zhang, L., 2013. Characteristics of ash deposits in a pulverized lignite coal-fired boiler and the mass flow of major ash-forming inorganic elements. *Energy Fuels*, 27(10): 6198–6211.
<https://doi.org/10.1021/ef400930e>
- Dai, S., Ren, D., Chou, C.L., Finkelman, R.B., Seredin, V.V. and Zhou, Y.P., 2012. Geochemistry of trace elements in Chinese coals: a review of abundances, genetic types, impacts on human health, and industrial utilization. *International journal of Coal Geology*, 94: 3–21.
<https://doi.org/10.1016/j.coal.2011.02.003>
- Dim, C.I.P., Onuoha, K.M., Okeugo, C.G. and Ozumba, B.M., 2017. Petroleum system elements within the Late Cretaceous and early Paleogene sediments of Nigeria's inland basins: an integrated sequence stratigraphic approach. *Journal of African Earth Sciences*, 130: 76–86.
<https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.03.007>
- Diez, M.A., Alvarez, R. and Barriocanal, C., 2002. Coal for metallurgical coke production: predictions of coke quality and future requirements for coke making. *International Journal of Coal Geology*, 50(1-4): 389–412.
[https://doi.org/10.1016/s0166-5162\(02\)00123-4](https://doi.org/10.1016/s0166-5162(02)00123-4)
- Ekwenye, O.C., Nichols, G.J., Okogbue, C.O. and Mode, A.W., 2016. Trace fossil assemblages in the tide-dominated estuarine system: Ameki Group, south-eastern Nigeria. *Journal of African Earth Sciences*, 118: 284–300.
<https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2016.02.001>
- Ekweozor, C.M. and Udo, O.T., 1988. The oleananes: Origin, maturation and limits of occurrence in Southern Nigerian sedimentary basins. *Organic Geochemistry in Petroleum Exploration*, 13: 131–140.
<https://doi.org/10.1016/b978-0-08-037236-5.50019-1>
- Englund, J.O. and Jørgensen, P., 1973. A Chemical Classification System for Argillaceous Sediments and Factors Affecting Their Composition. *Geologiska Foreningens I Stockholm Forhandlingar*, 95(1): 87–97.
<https://doi.org/10.1080/11035897309455428>
- Eskenazy, G.M., 1980. On the geochemistry of indium in coal-forming process. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44(7): 1023–1027.
[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(80\)90290-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(80)90290-2)
- Ezeme, S., 2022. Coal-fired power plants bounce back to boost Nigeria's electricity supply. *EnergyDay Nigeria*, Retrieved June 13, 2024, from <https://energydayng.com/2022/07/05/coal-fired-power-plants-bounce-back-to-boost-nigerias-electricity-supply/>
- Fatoye, F.B., Gideon, Y.B. and Omada, J.I., 2021. Geochemical Characteristics of the Cretaceous Emewe–Efopa Coal in the Northern Anambra Basin of Nigeria. *Communication in Physical Sciences*, 7(1): 14–17. Retrieved June 13, 2024, from <http://www.journalcps.com/index.php/volumes/article/view/182>
- Finkelman, R.B., 1995. Modes of Occurrence of Environmentally-Sensitive Trace Elements in Coal. In: D.J. Swaine and F. Goodarzi (Editors), *Environmental Aspects of Trace Elements in Coal*. Springer Dordrecht, pp. 24–50.
https://doi.org/10.1007/978-94-015-8496-8_3
- Ghosh, A. and Chatterjee, A., 2008. *Iron making and steelmaking: theory and practice*. PHI Learning Pvt. Ltd. 492 pp. Retrieved June 13, 2024, from https://books.google.com.ng/books/about/IRON_MAKING_AND_STEELMAKING.html?id=7_GcmB4i_dsC&redir_esc=y
- Guo, L., Zhai, M., Wang, Z., Zhang, Y. and Dong, P., 2018. Comprehensive coal quality index for evaluation of coal agglomeration characteristics. *Fuel*, 231: 379–386.
<https://doi.org/10.1016/j.fuel.2018.05.119>
- Hoque, M. and Nwajide, C.S., 1985. Application of Markov chain and entropy analysis to lithologic successions: An example from the Cretaceous of the Benue trough (Nigeria). *Geologische Rundschau*, 74(1): 165–177.
<https://doi.org/10.1007/bf01764578>
- Hower, J.C., Thomas, G.A. and Hopps, S.G., 2014. Trends in coal utilization and coal-combustion product production in Kentucky: Results of the 2012 survey of power plants. *Coal Combustion &*

- Gasification Products, 6(1): 35–41.
- Jauro, A., Obaje N.G., Agho, M.O., Abubakar, M.B. and Tukur, A., 2007. Organic geochemistry of Cretaceous Lamza and Chikila coals, upper Benue trough, Nigeria. *Fuel*, 86(4): 520–532. <https://doi.org/10.1016/j.fuel.2006.07.031>
- Jimoh, A.Y., Ajadi, J. and Ajala, A.A., 2023. Evaluation of Coal Quality: A Case Study of Ankpa Coal, Mamu Formation Anambra Basin, South-Eastern Nigeria. In: F. Lucci, D.M. Doronzo, J. Knight, A. Travé, S. Grab, A. Kallel and H. Chenchouni (Editors), *Selected Studies in Geomorphology, Sedimentology, and Geochemistry. Advances in Science, Technology & Innovation*. pp. 29–32. https://doi.org/10.1007/978-3-031-43744-1_6
- Jimoh, A.Y. and Ojo, O.J., 2016. Rock-Eval pyrolysis and organic petrographic analysis of the Maastrichtian coals and shales at Gombe, Gongola Basin, Northeastern Nigeria. *Arabian Journal of Geosciences*, 9(443): 1–13. <https://doi.org/10.1007/s12517-016-2467-x>
- Jimoh, A.Y. and Ojo, O.J., 2021. Inorganic Geochemical Evaluation of Maastrichtian Coal at Gombe, Gongola Basin, Nigeria: Implications for Resource Potential and Paleoenvironments. *International Journal of Clean Coal and Energy*, 10(01): 1–19. <https://doi.org/10.4236/ijcce.2021.101001>
- Li, K., Khanna, R., Zhang, J., Barati, M., Liu, Z., Xu, T., Yang, T. and Sahajwalla, V., 2015. Comprehensive Investigation of various structural features of bituminous coals using advanced analytical techniques. *Energy Fuels* 29(11): 7178–7189. <https://doi.org/10.1021/acs.energyfuels.5b02064>
- Liu, B., He, Q., Jiang, Z., Xu, R. and Hu, B., 2013. Relationship between coal ash composition and ash fusion temperatures. *Fuel*, 105: 293–300. <https://doi.org/10.1016/j.fuel.2012.06.046>
- Meng, F., Gupta, S., French, D., Koshy, P., Sorrell, C. and Shen, Y., 2017. Characterization of microstructure and strength of coke particles and their dependence on coal properties. *Powder Technology*, 320: 249–256. <https://doi.org/10.1016/j.powtec.2017.07.046>
- Mochizuki, Y., Ono, Y., Uebo, K. and Tsubouchi, N., 2013. The fate of sulfur in coal during carbonization and its effect on coal fluidity. *International Journal of Coal Geology*, 120: 50–56. <https://doi.org/10.1016/j.coal.2013.09.007>
- Murat, R.C., 1972. Stratigraphy and paleogeography of the cretaceous and lower tertiary in Southern Nigeria, In: T.F.J. Dessauvage and A.J. Whiteman (Editors), *African Geology University of Ibadan Press, Ibadan, Nigeria* 251–266. Retrieved June 13, 2024, from <https://www.scirp.org/reference/referencespapers?referenceid=3147493>
- Nwajide, C.S., 2005. Anambra Basin of Nigeria: Synoptic Basin Analysis as a Basis for Evaluation its Hydrocarbon Prospectivity. In: C.O. Okogbue (Editor), *Hydrocarbon potentials of the Anambra Basin*, Great AP Express Publishers Ltd., Nsukka, pp. 2–46. Retrieved June 13, 2024, from <https://www.scirp.org/reference/referencespapers?referenceid=3711390>
- Nwajide, C.S., 2013. *Geology of Nigeria's Sedimentary Basins*. CSS Bookshop Ltd., Lagos, pp. 565. Retrieved June 13, 2024, from <https://www.scirp.org/reference/referencespapers?referenceid=1551678>
- Nwajide, C.S. and Reijers, T.J.A., 1996. Geology of the Southern Anambra Basin. In: T.J.A. Reijers (Editor), *Selected Chapters on Geology*, SPDC Corporate Reprographic Services, Warri, Nigeria, pp. 215–270. Retrieved June 13, 2024, from <https://www.sciepub.com/reference/363510>
- Nyakuma, B.B., 2019. Physicochemical geomineralogical, and evolved gas analyses of newly discovered Nigerian Lignite Coals. *Coke Chem* 62(9): 394–401. <https://doi.org/10.3103/s1068364x19090060>
- Obaje, N.G., 2009. *Geology and Mineral Resources of Nigeria*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp. 221. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-92685-6>
- Obaje, N.G., Attah, D.O., Opeloye, S.A. and Moumouni, A., 2006. Geochemical evaluation of the hydrocarbon prospects of sedimentary basins in Northern Nigeria. *Geochemical Journal* 40(3): 227–243. <https://doi.org/10.2343/geochemj.40.227>
- Obaje, N.G., Ulu, O.K. and Petters, S.W., 1999. Biostratigraphic and geochemical controls of hydrocarbon prospects in the Benue Trough and Anambra Basin, Nigeria. *Nigerian Association of Petroleum Explorationists (NAPE) Bulletin* 14(1): 15–18. Retrieved June 13, 2024, from <https://www.sciepub.com/reference/52511>

- Odunze, S.O., Obi, G.C., Yuan, W. and Min, L., 2013. Sedimentology and sequence stratigraphy of the Nkporo Group (Campanian–Maastrichtian) Anambra Basin, Nigeria. *Journal of Palaeogeography*. 2(2): 192–208. Retrieved June 17, 2024, from <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S2095383615301462>
- Ryan, B., Leeder, R. and Price, J.T., 1998. The effect of coal preparation on the quality of clean coal and coke. *British Columbia Geological Survey Branch: Geological Fieldwork*. pp. 247–275. Retrieved June 13, 2024, from https://cmscontent.nrs.gov.bc.ca/geoscience/PublicationCatalogue/Paper/BCGS_P1999-01-17_Ryan.pdf
- Ryemshak, S.A. and Jauro, A., 2013. Proximate analysis, rheological properties and technological applications of some Nigerian coals. *International Journal of Industrial Chemistry*, 4: 1–7. Retrieved June 17, 2024, from <https://link.springer.com/article/10.1186/2228-5547-4-7>
- Schobert, M., 1987. *Coal: The Energy Source of the Past and Future*. American Chemical Society, Washington, USA, pp. 188. <https://doi.org/10.1021/ac00157a728>
- Shao, J., Lee, D.H., Yan, R., Liu, M., Wang, X., Liang, D.T., White, T.J. and Chen, H., 2007. Agglomeration Characteristics of Sludge Combustion in a Bench-Scale Fluidized Bed Combustor. *Energy & Fuels*, 21(5) :2608–2614. <https://doi.org/10.1021/ef070004q>
- Speight, J.G., 2015. *Handbook of coal analysis*. John Wiley & Sons. pp. 368. Retrieved June 13, 2024, from https://books.google.com/books/about/Handbook_of_Coal_Analysis.html?id=E4EZBwAAQBAJ
- Swaine, D.J., 1990. Relevance of trace elements in coal. *Trace Elements in Coal*, 196–214. <https://doi.org/10.1016/b978-0-408-03309-1.50014-9>
- Van Krevelen, D.W., 1961. *Coal: Typology-chemistry-physics- constitution*. Amsterdam: Elsevier Science. p514. Retrieved June 13, 2024, from <https://openlibrary.org/books/OL14098775M/Coal>
- Vassilev, S. and Vassileva, C., 1996. Occurrence, abundance, and origin of minerals in coals and coal ashes. *Fuel Processing Technology* 48(2): 85–106. [https://doi.org/10.1016/s0378-3820\(96\)01021-1](https://doi.org/10.1016/s0378-3820(96)01021-1)
- Vassilev, S.V. and Vassileva, C.G., 1997. Geochemistry of coals, coal ashes and combustion wastes from coal-fired power stations. *Fuel Processing Technology*, 51(1–2): 19–45. [https://doi.org/10.1016/s0378-3820\(96\)01082-x](https://doi.org/10.1016/s0378-3820(96)01082-x)
- Vassilev, S.V. and Vassileva, C.G., 2009. A new approach for the combined chemical and mineral classification of the inorganic matter in coal. 1. Chemical and mineral classification systems. *Fuel*, 88(2): 235–245. <https://doi.org/10.1016/j.fuel.2008.09.006>
- Vassilev, S.V., Yossifova, M.G. and Vassileva, C.G., 1994. Mineralogy and geochemistry of Bobov Dol coals, Bulgaria. *International Journal of Coal Geology*, 26(3–4): 185–213. [https://doi.org/10.1016/0166-5162\(94\)90010-8](https://doi.org/10.1016/0166-5162(94)90010-8)
- Yu, J., Tahmasebi, A., Han, Y., Yin, F. and Li, X., 2013. A review on water in low rank coals: The existence, interaction with coal structure and effects on coal utilization. *Fuel Processing Technology*, 106: 9–20. <https://doi.org/10.1016/j.fuproc.2012.09.051>
- Zhang, L., Liu, W. and Men, D., 2014. Preparation and coking properties of coal maceral concentrates. *International Journal of Mining Science and Technology*, 24(1): 93–98. <https://doi.org/10.1016/j.ijmst.2013.12.016>



زمین‌شیمی و کانی‌شناسی زغال‌های ماستریشیتین از حوضه‌های آنامبرا و گنگولای نیجریه: کاربردهایی برای کیفیت زغال، ظرفیت منابع و ویژگی‌های تجمعی

آیولا یوسف جیموه^{۱*}، مریم بلجی^۲، جیموه اجدی^۳، شکیرات مصطفی امینو^۴، متیو آدلودون اکینپلو^۵

^۱ دکتری، گروه زمین‌شناسی و علوم معدن، دانشکده علوم محض و کاربردی، دانشگاه ایالت کوارا، مالت، ایالت کوارا، نیجریه

^۲ دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی و علوم معدن، دانشکده علوم محض و کاربردی، دانشگاه ایالت کوارا، مالت، ایالت کوارا، نیجریه

^۳ دانشیار، گروه زمین‌شناسی و علوم معدن، دانشکده علوم محض و کاربردی، دانشگاه ایالت کوارا، مالت، ایالت کوارا، نیجریه

^۴ دکتری، گروه زمین‌شناسی و علوم معدن، دانشکده علوم محض و کاربردی، دانشگاه ایالت کوارا، مالت، ایالت کوارا، نیجریه

^۵ دکتری، دانشکده مهندسی عمران، دانشکده مهندسی و فناوری، دانشگاه ایالت کوارا، مالت، ایالت کوارا، نیجریه

چکیده	اطلاعات مقاله
آنابرا و گنگولا بخشی از حوضه‌های داخلی رسوبی در نیجریه هستند که با سوخت‌های فسیلی مشخص می‌شوند و نیجریه برای حل مشکل انرژی فعلی خود، تمرکز تولید برق خود را به زغال‌سنگ منتقل کرده است. زغال‌های مورد بررسی به ترتیب از دو منطقه آنکپا و مایگانگا در ایالات کوگی و گومبه به دست آمده‌اند. زغال‌ها برای تعیین کیفیت و استفاده و پتانسیل منابع خود مورد بررسی قرار گرفتند. این زغال‌ها با استفاده از تجزیه‌های مجاورتی، نهایی، عناصری، کانی‌شناسی و میکروسکوپی الکترونیکی تجزیه شده‌اند. هدف این پژوهش تعیین قابلیت کک‌سازی، رتبه‌بندی، محیط‌های پالئوآئوی، پتانسیل هیدروکربن و تمایل به ذوب‌کردگی زغال‌هاست. مقادیر میانگین محتوای رطوبت، خاکستر، ماده فرار و کربن ثابت برای زغال‌های آنکپا به ترتیب ۵/۵۴، ۱۶/۴۳، ۴۸/۴۵ و ۳۰/۷۱ درصد و برای زغال‌های مایگانگا به ترتیب ۱۰/۶۸، ۸/۶۰، ۴۴/۳۳ و ۳۶/۴۱ درصد بوده که نشان‌دهنده زغال‌های نون-ککینگ زیربیتومینوس با محتوای فرار بالاست و برای سوخت و تولید برق مناسب هستند. نمودار ون کروئل بر اساس H/C در برابر O/C نشان داد که کروژن نوع IV وجود دارد. نتایج XRD، نمودارهای همبستگی و مقادیر شاخص مواد آلوده و غیرمادهای (DAI) به ترتیب ۷/۴۹ و ۱۳/۴۶ برای زغال‌های آنکپا و مایگانگا نشان داد که زغال‌های آنکپا با مواد برجایی مانند کوارتز، پیریت و کلسیت غنی شده‌اند؛ در حالی که کائولینیت و کوارتز احتمالی مواد آواری در زغال‌های مایگانگا هستند. به طور خلاصه، تجمع زغال‌های آنکپا بر اساس نسبت اسید/پایه (B/A)، نسبت سیلیسیم (G)، نسبت سیلیس/آلومینا (S/A)، نسبت آهن/کلسیم (I/C)، نسبت کربن/هیدروژن (C/H) و نسبت کربن ثابت/ماده تبخیرپذیر (FC/V) به ترتیب نشان‌دهنده تجمع ضعیف، متوسط و قوی برای زغال‌های آنکپا و تجمع قوی برای زغال‌های مایگانگا بود.	تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۱/۱۶ تاریخ بازنگری: ۱۴۰۳/۰۳/۲۹ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۴/۰۲
	واژه‌های کلیدی تجمع زغال ذرات آواری زمین‌شیمی مجاورتی
	نویسنده مسئول آیولا یوسف جیموه yusuf.jimoh@kwasu.edu.ng ✉

استناد به این مقاله

جیموه، آیولا یوسف؛ بلجی، مریم؛ اجدی، جیموه؛ امینو، شکیرات مصطفی و اکینپلو، متیو آدلودون، ۱۴۰۳. زمین‌شیمی و کانی‌شناسی زغال‌های ماستریشیتین از حوضه‌های آنامبرا و گنگولای نیجریه: کاربردهایی برای کیفیت زغال، ظرفیت منابع و ویژگی‌های تجمعی. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۶(۲): ۱۳۵-۱۶۱.

<https://doi.org/10.22067/econg.2024.1109>



RESEARCH ARTICLE

doi 10.22067/econg.2024.1108



Physicochemical Evolution of Hydrothermal Fluids in the Kuh-e-Esfand porphyry Copper System, South of Jiroft, Kerman Province

Afsaneh Soltani¹ , Alireza Zarasvandi^{2*} , Nader Taghipour^{3*} , Mohsen Rezaei⁴ , Adel Saki⁵ , Morteza Sajjadiyan⁶ , Ghazal Zarasvandi⁷

¹ Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Science, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

² Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

³ Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Damghan University, Damghan, Iran

⁴ Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

⁵ Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

⁶ Senior expert in mineral exploration research, center of research and technology of Golgohar mining and industrial company, Kerman, Iran

⁷ M.Sc. student, Department of Geology, Faculty of Science, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

ARTICLE INFO

ABSTRACT

Article History

Received: 03 April 2024

Revised: 02 July 2024

Accepted: 06 July 2024

Keywords

Fluid inclusions

Secondary boiling

Fluid mixing

Vein-veinlet

Kuh-e-Esfand

Urumieh-Dokhtar magmatic belt

*Corresponding authors

Alireza Zarasvandi

✉ Zarasvandi_a@scu.ac.ir

Nader Taghipour

✉ taghipour@du.ac.ir

The Kuh-e-Esfand copper deposit is located in the southernmost part of the Urmia-Dokhtar magmatic belt. The Oligocene-Miocene intrusive bodies, ranging from diorite to quartz diorite and granodiorite, are emplaced within the Eocene volcanic complex. Based on the classification of veins- veinlets, the main mineralization stage consists of quartz $\pm$ pyrite $\pm$ chalcopyrite associated with potassic alteration. Based on petrographic studies, fluid inclusions in quartz minerals are categorized into three main groups and seven subgroups: 1- Vapor-rich fluid inclusions comprising single-phase vapor inclusions (V), vapor-rich two-phase inclusions (VL), and vapor-rich inclusions with a opaque phase (VLS), 2- Liquid-rich fluid inclusions including liquid-rich two-phase inclusions (LV) and liquid-rich inclusions with a opaque phase (LVS) and 3- Saline fluid inclusions consisting of simple brine three-phase inclusions (LVH), and multi-phase brine inclusions (LVHS) containing solid phases of halite $\pm$ hematite $\pm$ anhydrite $\pm$ sylvite $\pm$ chalcopyrite. The multi-phase saline inclusions with high temperature and salinity (358-598°C and 42-70 wt.% NaCl equivalent) of magmatic origin are the primary fluid inclusions forming the deposit. The two-phase liquid-rich inclusions with lower temperature and salinity (290-490°C and 11-20 wt.% NaCl equivalent) of magmatic-metereic origin are related to the final stages of hydrothermal fluid circulation and mixing with lower salinity fluids. The temperature decrease due to secondary boiling and mixing of magmatic and meteoric fluids led to the instability of the chloride complex carrying copper and subsequent mineralization under favorable conditions.

How to cite this article

Soltani, A., Zarasvandi, A., Taghipour, N., Rezaei, M., Saki, A., Sajjadiyan, M. and Zarasvandi, G., 2024. Physicochemical Evolution of Hydrothermal Fluids in the Kuh-e-Esfand porphyry Copper System, South of Jiroft, Kerman Province. Journal of Economic Geology, 16(2): 163–206. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2024.1108>



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

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

Porphyry deposits are the major global source of Cu, Mo, and Re, along with being noteworthy reservoirs of Au and Ag (Sillitoe, 2010; Arndt and Ganino, 2012; Crespo et al., 2020). Exploration techniques aimed at optimizing the discovering new deposits are evolving towards a deeper understanding of ore genesis. Fluid inclusion studies serve as an enhanced technique to delineate the nature of ore-forming fluids and the processes governing deposit formation (Wilkinson, 2001), alongside other key geological aspects such as tectonic setting, mineral alteration, vein structure, ore-forming zones, and metal transportation and concentration dynamics (Singer et al., 2002; Sillitoe, 2010; Zajacz et al., 2017). Extensive studies have examined the physicochemical conditions, origins, and evolution of hydrothermal fluids in porphyry deposits globally, including in Iran, through fluid inclusion studies. The Kuh-e-Esfand porphyry copper deposit is located in Kerman province, Iran, approximately 90 kilometers southeast of Jiroft. Currently, the deposit is under exploration, and drilling activities are underway to obtain precise information on the type, composition, quantity, and economic potential of mineral reserves for evaluation and extraction purposes. Since fluid inclusion studies contribute to understanding hydrothermal processes as mineralizing agents, in this study focuses on detailed fluid inclusion studies, including petrography and microthermometry, to understand the nature and evolution of ore-forming fluids, as well as the physicochemical processes influencing mineral precipitation in the Kooch-Esfand deposit.

Materials and methods

In this study, 15 surface samples and 48 drill core samples were utilized for detailed investigations, with BH2, BH3, and BH4 boreholes being drilled at depths of 506 m, 475 m, and 496 m respectively. BH2 and BH3 were drilled into the intrusive mass, while BH4 was drilled into the volcanic unit, encountering a quartz diorite intrusive mass at 340 m depth. Among the selected samples, 42 thin section samples and 11 polished thin sections were prepared and examined. Petrographic studies of fluid inclusions were conducted using optical microscopy, and samples were separated from the veins in

mineralogy and fluid laboratories. Temperature and salinity parameters of fluid inclusions in quartz minerals were measured at Pamukkale University in Denizli, Turkey, and part of it was conducted at Tarbiat Modares University in Tehran. In Pamukkale University's laboratory, fine grain size measurements were carried out using a Linkam THMSG 600 freeze-thaw stage equipped with an Olympus microscope. This stage was calibrated using H₂O-CO₂ fluid inclusions at temperatures of 1.1°C, 0.0°C, and -56.6°C. The upper and lower temperature thresholds for fine grain size measurements were 600°C and -120°C respectively. The heating rate was set at 1°C per minute for determining the homogenization temperature or ice melting temperature. At Tarbiat Modares University, temperature measurements on sections were conducted using a THMCG600 heating-cooling stage equipped with a Leitz microscope, with a temperature range of -196°C to +600°C. Calibration of the stage was performed using C₄H₃CH₃ at 95°C and KNO₃ at 335°C.

Result

The study area encompasses three distinct geological units: volcanic, volcanoclastic, and intrusive units. The intrusive unit range in composition from diorite to quartz-diorite and granodiorite. Various alteration zones, such as potassic alteration, quartz-sericite-feldspar alkaline ± chlorite alteration, phyllic alteration, argillic alteration, and propylitic alteration, have significantly influenced the lithological units in the study area. On the basis of vein classification, the early stage of mineralization predominantly is characterized by quartz ± chalcopyrite ± magnetite ± pyrite veins. The main mineralization stage is characterized by quartz + pyrite + chalcopyrite veins associated with potassic alteration and quartz-sericite-alkali feldspar-chlorite zone. Post mineralization stage is characterized by quartz-pyrite veins. Due to pressure variations from lithostatic to hydrostatic conditions, substantial copper mineralization likely occurred during the main mineralization stage, with comparatively lesser molybdenum mineralization observed in quartz-pyrite-chalcopyrite and quartz-pyrite-chalcopyrite-molybdenite veins. These mineralization stages, often accompanied by abundant vapor-rich and multi-phase fluid inclusions, initiated ore formation through fluid boiling processes.

Based on petrographic studies, fluid inclusions in

quartz minerals are categorized into three main groups and seven subgroups: 1- Vapor-rich fluid inclusions comprising single-phase vapor inclusions (V), vapor-rich two-phase inclusions (VL), and vapor-rich inclusions with a opaque phase (VLS) (including chalcopyrite, possibly magnetite, and unidentified opaque phases), 2- Liquid-rich fluid inclusions including liquid-rich two-phase inclusions (LV) and liquid-rich inclusions with a opaque phase (VLS) containing opaque minerals (such as chalcopyrite and unidentified opaque phases), and 3- Saline fluid inclusions consisting of simple brine three-phase inclusions (LVH) containing liquid+ vapor+ halite, and multi-phase brine inclusions (LVHS) containing vapor+ liquid+ halite± hematite± anhydrite± sylvite± chalcopyrite.

Discussion

The relationship between different types of fluid inclusions in the Kuh-Esfand deposit is established through detailed petrographic and micrometerometric investigations. In microthermometric studies, the relationship between different types of fluid inclusions, including liquid-rich, vapor-rich, three-phase, and multiphase inclusions, is investigated to examine the origin and evolution process of the hydrothermal fluid. This investigation is based on variations in homogenization temperature and salinity content.

By analyzing variations in homogenization temperature and salinity, these investigations provide valuable insights into the processes governing fluid evolution in the Kuh- e- Esfand copper deposit.

On the basis of the microthermometric analyses, the observed changes in homogenization temperature and salinity indicate a systematic decrease from multiphase fluid inclusions to liquid-rich fluid inclusions. Interestingly, vapor-rich fluid inclusions exhibit homogenization temperatures comparable to the upper end of the temperature range observed in multiphase fluid inclusions.

Primary fluid inclusions of magmatic origin encompass vapor-rich inclusions characterized by elevated homogenization temperatures (330-600 °C) and diminished salinities (12-22 wt.% NaCl eq.), multisolid fluid inclusions exhibiting extended

temperature ranges (385-598 °C) and heightened salinities (42-70 wt.% NaCl eq.), and three-phase fluid inclusions demonstrating significant temperature variations (230-590 °C) alongside elevated salinities (35-65 wt.% NaCl eq.). The presence of multi-phase fluid inclusions is indicative of the initial hydrothermal fluids responsible for the formation of the Kuh-e-Esfand deposit. Conversely, fluid inclusions of magmatic-meteoric source encompass liquid-rich inclusions characterized by homogenization temperatures and reduced salinities (290-490 °C and 11-20 wt.% NaCl eq., respectively). This particular fluid inclusion type signifies the terminal phase of hydrothermal fluid circulation, characterized by interaction and dilution with lower salinity meteoric fluids. The depth of the Kuh-e-Esfand deposit ranges from 0.8 to 1.7 kilometers, with an average depth of 1.4 kilometers (equivalent to 1400 meters). This translates to pressures ranging from 215 to 603 bars on average, with an average hydrostatic pressure of 412 bars and a lithostatic pressure of 1112 bars.

In the Kuh-e-Esfand deposit, fluid inclusions exhibit a sequence of influential processes, including secondary boiling phenomena, fluid immiscibility, the interaction of magmatic fluids with meteoric waters, and isothermal mixing, throughout the hydrothermal fluid evolution. Vapor-rich fluid inclusions, characterized by the presence of opaque minerals (e.g., chalcopyrite), are infrequently observed in the Kuh-e-Esfand deposit, suggesting that the brine phase predominantly facilitates the transport of copper metal. Finally, the decrease in temperature due to secondary boiling and mixing of magmatic fluids with meteoric fluids has led to the destabilization of the chloride complex, the primary carrier of copper in the studied deposit, and its deposition under favorable conditions.

Acknowledgements

This article is part of a research project with contract number 4304/00 with the Golgothar company. We would like to express our gratitude and appreciation Rahim Satouh Bahreini, the esteemed manager of this department, and his colleagues.



تکامل فیزیکوشیمیایی سیال گرمابی در سامانه مس پورفیری کوه اسفند، جنوب جیرفت، استان کرمان

افسانه سلطانی^۱، علیرضا زراسوندی^{۲*}، نادر تقی‌پور^{۳*}، محسن رضایی^۴، عادل ساکی^۵، مرتضی سجادیان^۶، غزال زراسوندی^۷

^۱ دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید چمران، اهواز، ایران

^۲ استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید چمران، اهواز، ایران

^۳ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران

^۴ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید چمران، اهواز، ایران

^۵ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید چمران، اهواز، ایران

^۶ کارشناس ارشد تحقیقات اکتشاف، مرکز تحقیقات و فناوری شرکت معدنی و صنعتی گلگهر، کرمان، ایران

^۷ دانشجوی کارشناسی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید چمران، اهواز، ایران

اطلاعات مقاله

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۱/۱۵
تاریخ بازنگری: ۱۴۰۳/۰۴/۱۲
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۴/۱۶

واژه‌های کلیدی

میان‌بارهای سیال
جوشش ثانویه
اختلاط سیال
رگه-رگچه
کوه اسفند
کمر بند ماگمایی ارومیه - دختر

نویسنده مسئول

علیرضا زراسوندی
✉ Zarasvandi_a@scu.ac.ir
نادر تقی‌پور
✉ taghipour@du.ac.ir

چکیده

کانسار مس کوه اسفند در جنوبی‌ترین بخش از کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر واقع شده است. توده‌های نفوذی با طیف دیوریت تا کوارتز دیوریت و گرانودیوریت الیگوسن- میوسن در مجموعه آتشفشانی ائوسن جای گرفته‌اند. بر اساس طبقه‌بندی رگه- رگچه‌ها، مرحله کانی‌سازی اصلی شامل کوارتز $\pm$ پیریت $\pm$ کالکوپیریت مرتبط با دگرسانی پتاسیک است. بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری، میان‌بارهای سیال در کانی کوارتز در سه گروه اصلی و هفت گروه فرعی طبقه‌بندی می‌شوند: ۱- میان‌بارهای سیال غنی از گاز شامل: میان‌بارهای سیال تک فازی گازی (V)، میان‌بارهای سیال دوفازی غنی از گاز ساده (VL) و میان‌بارهای سیال غنی از گاز همراه با فاز کدر (VLS)، ۲- میان‌بارهای سیال غنی از مایع شامل: میان‌بارهای سیال دوفازی غنی از مایع ساده (LV) و میان‌بارهای سیال غنی از مایع همراه با فاز کدر (LVS) و ۳- میان‌بارهای سیال شور شامل: میان‌بارهای سیال سه فازی شور ساده (LVH) و میان‌بارهای سیال شور چند فازی (LVHS) حاوی فاز جامد هالیت $\pm$ همتایت $\pm$ انیدریت $\pm$ سیلویت $\pm$ کالکوپیریت. میان‌بارهای سیال شور چند فازی با دما و شوری بالا (۳۵۸ تا ۵۹۸ درجه سانتی‌گراد و ۴۲ تا ۷۰ درصد شوری معادل نمک طعام) با منشأ ماگمایی نخستین سیالات تشکیل‌دهنده کانسار و میان‌بارهای سیال دوفازی غنی از مایع با دما و شوری پایین (۲۹۰ تا ۴۹۰ درجه سانتی‌گراد و ۱۱ تا ۲۰ درصد شوری معادل نمک طعام) با منشأ ماگمایی- جوی مرتبط با آخرین گردش سیال گرمابی و اختلاط با سیال با شوری پایین‌تر هستند. کاهش دما ناشی از وقوع فرایند جوشش ثانویه و اختلاط سیالات ماگمایی و جوی به ناپایداری کمپلکس کلریدی حامل فلز مس و کانی‌سازی در شرایط مساعد منجر شده است.

استناد به این مقاله

سلطانی، افسانه؛ زراسوندی، علیرضا؛ تقی‌پور، نادر؛ رضایی، محسن؛ ساکی، عادل؛ سجادیان، مرتضی و زراسوندی، غزال. ۱۴۰۳. تکامل فیزیکوشیمیایی سیال گرمابی در سامانه مس پورفیری کوه اسفند، جنوب جیرفت، استان کرمان. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۶(۲): ۱۶۳-۲۰۶. <https://doi.org/10.22067/econg.2024.1108>

مقدمه

کانسارهای پورفیری منبع اصلی عناصر Cu، Mo و Re و همچنین منبع قابل توجهی از Au و Ag هستند (Sillitoe, 2010; Arndt and Ganino, 2012; Crespo et al., 2020). علاوه بر این، مقادیر قابل توجهی از عناصر مانند Ag، Re، Se، Te، As و Pd در برخی از کانسارهای مس پورفیری گزارش شده است (Singer et al., 2016; John and Taylor, 2008; al., 2008). با توجه به تئوری‌های میان‌بارهای سیال و ارتباط آنها با کانسارهای مس پورفیری توسط پژوهشگران (Van den Kerkhof and Hein, 2001; Goldstein, 2003) می‌توان گفت بررسی میان‌بارهای سیال به عنوان ابزاری مدرن در کنار سایر شواهد نظیر جایگاه زمین‌ساختی، دگرسانی، تناوب رگه‌ها، مناطق کانی‌سازی و پویایی فلزهای در انتقال و تمرکز (Singer et al., 2002; Sillitoe, 2010; Zajacz et al., 2017) برای تعیین ماهیت سیالات کانی‌ساز و فرایندهای تشکیل کانسار (Wilkinson, 2001) مؤثر واقع شده است. بررسی میان‌بارهای سیال در کانسارهای مس پورفیری، از طریق بررسی‌های ریزدماسنجی شرایط محیطی پیدایش این نوع از کانسارها را به دلیل حضور سیالات ماگمایی-گرمایی در طی تکامل آنها تأیید می‌کند (Roedder, 1972).

بررسی دقیق میان‌بارهای سیال می‌تواند اطلاعاتی مهم در رابطه با ویژگی‌های سیال کانه‌دار، سیر تکاملی آنها و نیز فرایند فیزیکوشیمیایی مؤثر در نهشت مواد معدنی سیال مانند پدیده‌های جوشش، اختلاط و جدایش فازی را شناسایی کرد (Ioannou et al., 2007). بررسی‌های گسترده‌ای به منظور بررسی شرایط فیزیکوشیمیایی، منبع و تکامل سیالات گرمایی کانسارهای پورفیری در ایران و جهان با استفاده از بررسی میان‌بارهای سیال توسط زراسوندی (Zarasvandi et al., 2013; Zarasvandi et al., 2019) و همکاران، خسروی و همکاران (Khosravi et al., 2020)، رحمانی و قربانی (Rahmani and Ghorbani, 2023) و دیگر پژوهشگران انجام شده است. علاوه بر این، پژوهش‌های اخیر به کاربرد بررسی میان‌بارهای سیال در زمینه اکتشاف کانسارهای

پورفیری و شناسایی زون‌های کانی‌ساز عیار بالا با بررسی سنگ‌نگاری و بررسی فشار، چگالی، دما و ترکیب انواع میان‌بارهای سیال از سطوح کم عمق تا سطوح عمیق‌تر (مانند کانسار مس-مولیدن پورفیری رزالیو در منطقه کولاواسی شمال شیلی توسط آوالوس و آوالوس (Avalos and Avalos, 2023) و شناسایی پتانسیل و اکتشاف کانسارها بر مبنای نحوه توزیع و فراوانی انواع مختلف میان‌بارهای سیال و همچنین چگونگی تغییر دمای همگن‌شدگی و شوری میان‌بارهای سیال مانند کانسار دره حمزه توسط ناطقی و قربانی شادپی (Natghi and Ghorbani Shadpi, 2015) اشاره می‌کنند. کانسار مس پورفیری کوه اسفند با مختصات جغرافیایی ۲۸ درجه و ۱۸ دقیقه و ۲۸/۱ ثانیه عرض شمالی و ۵۸ درجه و ۳۳ دقیقه و ۲۷/۳۳ ثانیه طول شرقی، در ۹۰ کیلومتری جنوب‌شرق جیرفت در استان کرمان قرار دارد. در حال حاضر کانسار مورد بررسی در حال اکتشاف است و تحت فعالیت‌های حفاری قرار گرفته است تا اطلاعات دقیقی از نوع، ترکیب، مقدار و پتانسیل اقتصادی ذخایر معدنی به منظور بررسی و استخراج ماده معدنی به دست آید. از آنجایی که بررسی میان‌بار سیال به درک فرایندهای سیالات گرمایی به عنوان محرک‌های کانی‌ساز کمک می‌کند، در این پژوهش بررسی دقیق میان‌بارهای سیال شامل بررسی‌های سنگ‌نگاری و ریزدماسنجی بر مبنای پی بردن به ماهیت و سیر تکامل سیال کانه‌ساز و نیز فرایند فیزیکوشیمیایی مؤثر در نهشت مواد معدنی سیال در کانسار کوه اسفند مورد بررسی قرار گرفته است.

مواد و روش‌ها

در این پژوهش، بر اساس نوع سنگ و تغییرات سنگ‌شناختی و کانی‌شناختی کانسنگ، تعداد ۱۵ نمونه سطحی و ۴۸ نمونه مغزه حفاری برای مطالعات و بررسی‌های دقیق‌تر از سه گمانه حفاری BH2، گمانه BH3 و گمانه BH4 به ترتیب با اعماق ۵۰۶ متری، ۴۷۵ متری و ۴۹۶ متری استفاده شده است. گمانه BH2 و BH3 در توده نفوذی و گمانه BH4 در واحد آتشفشانی حفر شده که در عمق ۳۴۰ متری به

McQuarrie et al., 2003; McQuarrie and van Hinsbergen, 2013). عطاپور و آفتابی (Atapour and Aftabi, 2021)، فعالیت‌های دوره‌ای ماگمایی در این بخش از کمان ماگمایی ارومیه-دختر را در ۵ مرحله توصیف می‌کنند. این ۵ مرحله شامل سنگ‌های آتشفشانی بحر آسمان (ریولیت و ریوداست)، رازک (بازالت و آندزیت) و هزار (آندزیت و ریولیت) به سن ائوسن، گرانیتوئیدهای نوع جبال بارز به سن الیگوسن-میوسن، داسیت پلتن به سن میوسن میانی-بالایی، گرانیتوئیدهای نوع کوه پنج به سن میوسن بالایی و گدازه‌های بازالتی آلکالن پتاسیم هم‌زمان تا پس از برخورد به سن پلیوسن - پلیستوسن هستند. از نظر ارتباط با کانی‌سازی، فاز دوم ماگمایی اغلب در زمان الیگو-میوسن رخ داده است و به صورت توده‌های گرانیتوئیدی عظیم در جنوب شرقی کمان سنوزوئیک کرمان تا غرب سنگ‌های آتشفشانی کوه مصحجم گسترش یافته و به عنوان گرانیتوئیدهای نوع جبال بارز معرفی شده است (Dimitrijevic, 1973). داده‌های سن‌سنجی گرانیتوئیدهای جبال بارز به روش Rb-Sr سن ۱۶-۱۸/۹ Ma (Hassanzadeh, 1993; Conrad et al., 1977) و به روش U-Pb زیرکن ۱۵/۴۸ ± ۰/۷۱ Ma (Rasoli et al., 2017) متعلق به میوسن پایینی است. به این ترتیب استقرار گرانیتوئیدهای نوع جبال بارز به احتمال زیاد در میوسن رخ داده است (Dimitrijevic, 1973)، اگرچه تعداد کمی از گرانیتوئیدها ممکن است به سن ۲۸/۱ Ma باشند (Shafiei et al., 2009).

فاز دوم ماگمایی مرتبط با توده‌های گرانیتوئیدی جوان کوه پنج در بخش شمال غربی کمان سنوزوئیک کرمان است. ماهیت آداکیتی گرانیتوئیدهای کوه پنج (بررسی موردی سرچشمه) می‌تواند ناشی از ذوب بخشی و متاسوماتیسم پوسته اقیانوسی و گوه گوشته باشد که با شکست لبه پوسته اقیانوسی در گوشته دما بالا در قسمت میانی کمربند ماگمایی کرمان همراه است (Maanijou et al., 2022). معانی جو و همکاران (Maanijou et al., 2020) متاسوماتیسم شدید منبع گوشته‌ای با میزان پایین ذوب بخشی محل منشأ و آلودگی ماگما با مواد پوسته‌ای و همچنین ماگماهای کالک آلکالن حاصل از میزان زیاد ذوب بخشی و یا ذوب بخشی پوسته اقیانوسی نتوتیس را عامل غنی‌شدگی گرانیتوئیدهای سرچشمه در یک پهنه فرورانشی حاصل از کمان ماگمایی می‌دانند.

توده نفوذی کوارتز دیوریت برخورد داشته است. از نمونه‌های انتخاب شده، تعداد ۴۲ مقطع نازک-صیقلی و ۱۱ نمونه دوبر صیقلی تهیه و بررسی شد. برای میان‌بارهای سیال، پس از بررسی‌های سنگ‌نگاری میان‌بارهای سیال به وسیله میکروسکوپ نوری و جداسازی نمونه از لام‌ها در آزمایشگاه ذخایر معدنی و سیالات درگیر، اندازه‌گیری مؤلفه‌های دما و شوری میان‌بارهای سیال در کانی کوارتز در دانشگاه پاموک کاله شهر دنیزلی کشور ترکیه و بخشی از آن در دانشگاه تربیت مدرس تهران انجام شد. در آزمایشگاه پاموک کاله اندازه‌گیری ریزدماسنجی با استیج انجماد-گرمایش THMSG 600 ساخت شرکت لینکام مجهز به میکروسکوپ الیمپوس انجام شد. این صفحه در دمای ۱/۳۷۴+ درجه سانتی‌گراد، ۰/۰ درجه سانتی‌گراد و ۵۶/۶- درجه سانتی‌گراد با استفاده از میان‌بارهای سیال H₂O-CO₂ کالیبره شد. برای اندازه‌گیری‌های ریزدماسنجی، آستانه دمای بالا و پایین به ترتیب ۶۰۰ و ۱۲۰- درجه سانتی‌گراد بود. میزان گرمایش زمان تعیین دمای همگن‌شدگی و یا دمای ذوب یخ ۱ درجه سانتی‌گراد در دقیقه بود. در آزمایشگاه تربیت مدرس تهران، اندازه‌گیری مؤلفه‌های دمایی بر روی مقاطع با استفاده از صفحه گرمایش-انجماد مدل THMCG600 ساخت شرکت لینکام مجهز به میکروسکوپ لیتزر انجام شد. دامنه حرارتی دستگاه ۱۹۶- تا ۶۰۰+ درجه سانتی‌گراد است. کالیبره شدن صفحه با استفاده از C₄H₃CH₃ در دمای ۹۵- درجه سانتی‌گراد و KNO₃ در دمای ۳۳۵ درجه سانتی‌گراد انجام شد.

زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی

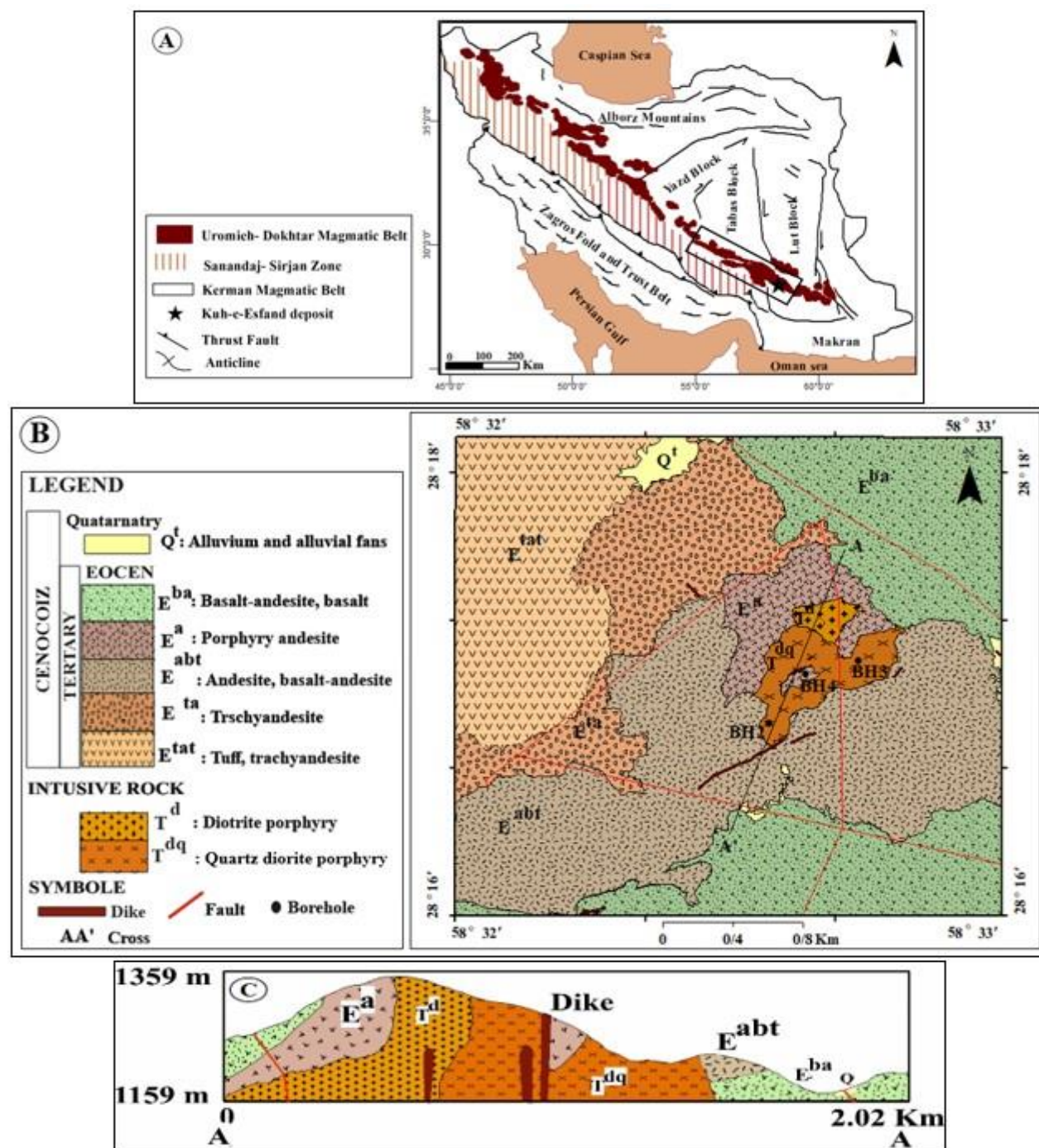
کانسار مس پورفیری کوه اسفند در بخش جنوبی کمان ماگمایی ارومیه دختر واقع شده (شکل ۱- A) و بخشی از سامانه پورفیری متالورژی تیس (Shafiei et al., 2009; Aftabi and Atapour, 2009; Wang et al., 2020; Aghazadeh, 2015; Atapour, 2017) ناشی از هم‌گرایی صفحه آفریقایی-عربی ایران مرکزی (کوه‌زایی زاگرس) در الیگوسن پسین-میوسن پسین می‌است (Hassanzadeh, 1993;).

ساختار تکتوماگمایی منطقه آتشفشان‌های ائوسن (ولکانیکی رازک میانی - بالایی (بازالت و آندزیت) و گرانیتوئیدهای الیگوسن - میوسن نوع جبال بارز را متحمل شده است. در محدوده مورد بررسی، مجموعه آتشفشانی رازک میانی - بالایی قدیمی‌ترین واحدهای سنگی منطقه را با طیف ترکیبی آندزیت پورفیری، آندزیت - بازالت در بر می‌گیرند. توده‌های نفوذی با ترکیب دیوریت و کوارتز دیوریت در قسمت مرکزی منطقه و توده گرانیت تا گرانودیوریت در بخش شمالی منطقه مورد بررسی در بین واحدهای آتشفشانی و آذر آواری ائوسن نفوذ کرده است (شکل ۱-B و C).

بر اساس بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی، سه مجموعه آتشفشانی، آذر آواری و توده نفوذی واحدهای سنگی دربرگیرنده منطقه مورد بررسی محسوب می‌شوند. در این میان، واحدهای آتشفشانی آندزیت، آندزیت - بازالت و بازالت (E^a , E^{bt} and E^{abt}) بزرگ‌ترین واحدهای دربرگیرنده منطقه هستند. سنگ‌های آندزیتی با بافت پورفیری دارای طیف متنوعی از رنگ‌های خاکستری روشن متمایل به قهوه‌ای، سرخ و سبز در سطح هوازده و در سطح تازه خاکستری تیره (شکل ۲-A) و در برخی نقاط به دلیل آغستگی اکسیدهای آهن به رنگ قرمز مشاهده می‌شود. نمونه‌های برداشت شده از گمانه BH4 از سطح تا عمق ۴۰۰ متری با ترکیب آندزیت تا تراکی آندزیتی و از عمق ۴۰۰ متری به بعد ترکیب به سمت کوارتز دیوریت تغییر می‌یابد. توده‌های نفوذی نیمه عمیق حدواسط در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن نفوذ کرده‌اند و از این رو سن نسبی آنها پس از واحدهای آتشفشانی در نظر گرفته شده است. توده‌های نفوذی با طیف دیوریت (Td) تا کوارتز دیوریت (Tqd) و گرانودیوریت متغیرند و اغلب با بافت گرانولار و پورفیری درشت‌دانه مشاهده می‌شوند. گسترده‌ترین واحد نفوذی در منطقه کوه اسفند توده نفوذی با ترکیب کوارتز دیوریت با رنگ ظاهری خاکستری روشن با بافت دانه‌ای متوسط تا درشت بلور و پورفیری است (شکل ۲-B). دیوریت در مشاهدات صحرایی و نمونه دستی به رنگ خاکستری با بافت دانه‌ای دیده می‌شوند و به شدت تحت تأثیر دگرسانی قرار گرفته‌اند. توده نفوذی گرانودیوریتی با رنگ ظاهری خاکستری روشن و فلدسپارهای پتاسیم صورتی رنگ و با بافت گرانولار رخنمون دارند و در فاصله قلیل توجهی نسبت به دیگر

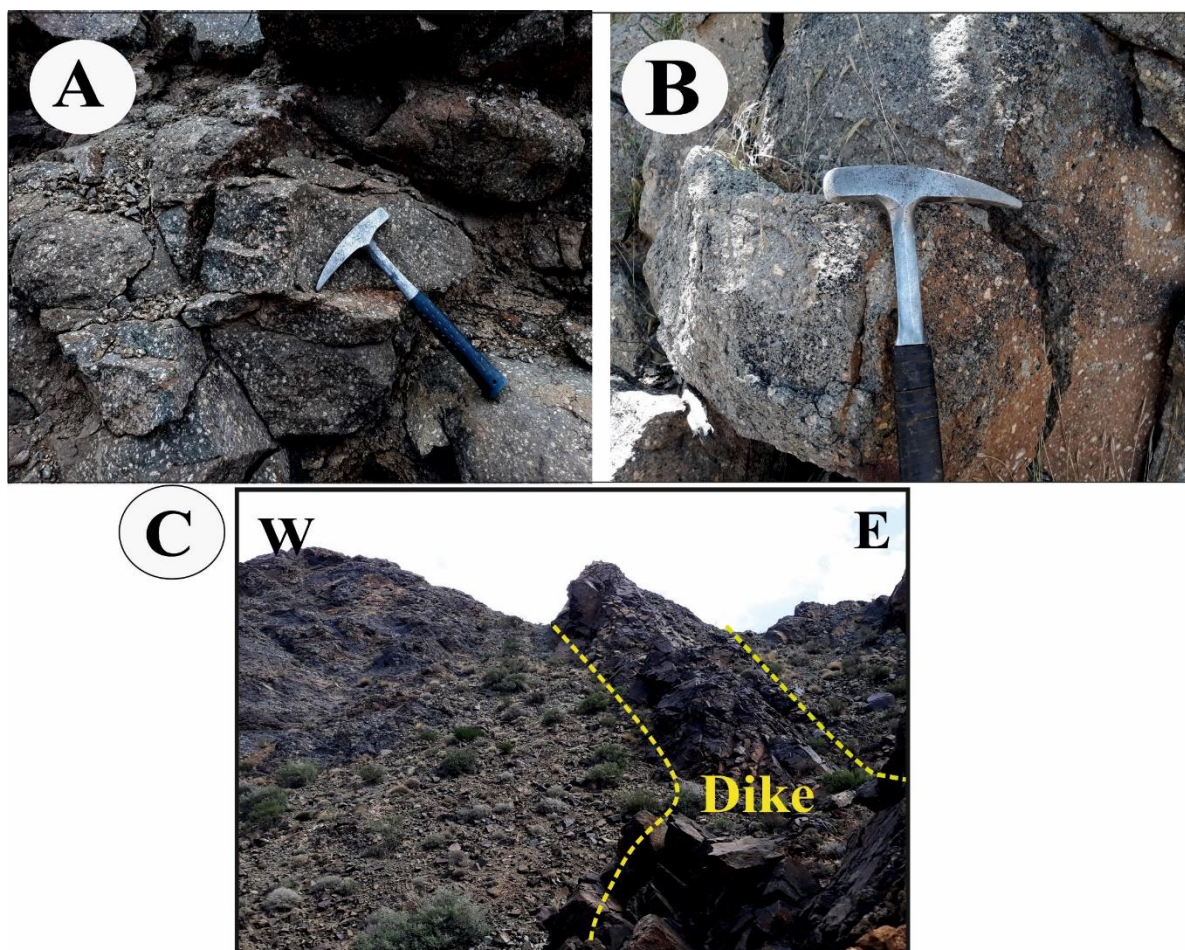
توده‌های نفوذی، گرانودیوریت‌های جبال بارز را تشکیل می‌دهند. در منطقه معدنی کوه اسفند دایک‌های با ترکیب دیوریتی تا کوارتز دیوریتی با روند کلی شمال شرقی - جنوب غربی و روند شمالی - جنوبی سنگ‌های آتشفشانی و توده نفوذی دیوریت تا کوارتز دیوریتی را قطع کرده‌اند. دایک‌ها بیشتر در بخش‌های مرکزی - شرقی منطقه رخنمون دارند و طول آنها تا ۸۰ متر و ضخامت آنها از ۱ تا ۳ متر متغیر است (شکل ۲-C).

بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی، پلاژیو کلاز از جمله فراوان‌ترین اجزای تشکیل‌دهنده سنگ‌های آندزیتی است. در برخی موارد بیوتیت و آمفیبول به شدت دگرسان شده و به مجموعه‌ای از کانی‌های ثانویه نظیر اکسید آهن، کلسیت، کلریت و اپیدوت تبدیل شده‌اند (شکل ۳-A). کانی‌های اصلی توده نفوذی دیوریت شامل پلاژیو کلاز (۴۵ تا ۶۰ درصد حجمی)، آمفیبول (۱۰ تا ۲۰ درصد حجمی)، بیوتیت (۲۰ تا ۳۰ درصد حجمی)، آلکالی فلدسپار، پیروکسن و کوارتز با مقدار کم به ایجاد بافت گرانولار منجر می‌شوند. علاوه بر این، آمفیبول کانی فرومنیزین دیگری است که از نوع سبز و قهوه‌ای بوده و در برخی موارد به کانی‌های دیگر از جمله کلریت و اکسیدهای آهن دگرسان شده‌اند (شکل ۳-B). در بررسی‌های میکروسکوپی کوارتز دیوریت بافت پورفیری متشکل از کانی‌های اصلی پلاژیو کلاز (بین ۲۵ تا ۵ درصد)، فلدسپار آلکالن (۱۰ درصد)، کوارتز (۲۰ تا ۲۵ درصد)، هورنبلند (تا ۱۰ درصد)، بیوتیت (تا ۲۰ درصد) و به مقدار کمتر پیروکسن تشکیل شده است (شکل ۳-C، D و E). بیوتیت به سه شکل بلورهای متوسط تا درشت اولیه (مستطیلی شکل)، تعادل مجدد یافته (فلس مانند) و ثانویه (دانه‌های پراکنده در زمینه سنگ) یافت می‌شود (شکل ۳-D). از کانی‌های فرعی می‌توان به کلریت، کلسیت، انیدریت، مسکویت و همچنین سیریسیت حاصل دگرسانی کانی‌های فرومنیزین (بیوتیت و آمفیبول)، پلاژیو کلازها و آلکالی فلدسپارها اشاره کرد (شکل ۳-E). از مهم‌ترین کانی‌های واحد گرانودیوریت می‌توان به درشت بلورهای فلدسپار پتاسیم، کوارتز، پلاژیو کلاز، هورنبلند و بیوتیت اشاره کرد که به تشکیل بافت گرانولار منجر شده است (شکل ۳-F).



شکل ۱. A: نقشه زمین‌شناسی ساختاری ایران و موقعیت کانسار کوه اسفند، B: نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه کوه اسفند، جنوب جیرفت (اصلاح شده نقشه اقتباس شده از گزارش کوشا معدن (Taghipour et al., 2020) و C: مقطع عرضی زمین‌شناسی در امتداد AA' واقع در نقشه زمین‌شناسی منطقه کوه اسفند (B)

Fig. 1. A: The structural geology map of Iran and the location of the Kuh-e-Esfand deposit, B: Simplified geological map of the Kuh-e-Esfand region, south of Jiroft (modified map excerpted from the comprehensive mining report (Taghipour et al., 2020), and C: A geological cross-section along AA' located on the geological map of Kuh-e-Esfand region (B)



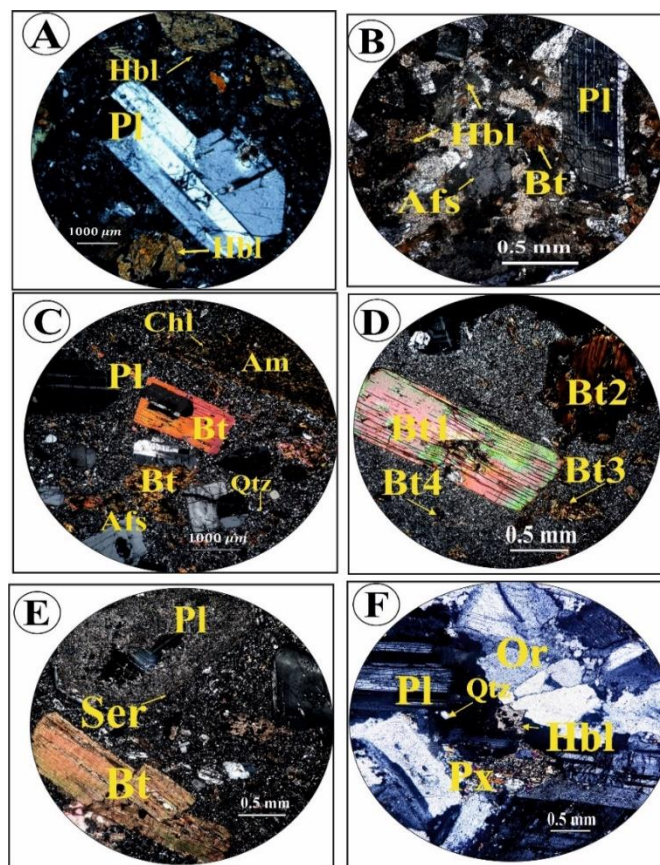
شکل ۲. تصویرهای صحرایی واحدهای سنگی کانسار کوه اسفند. A: نمایی از واحد آندزیت پورفیری، B: نمایی از توده نفوذی کوارتز دیوریت پورفیری و C: نمایی از دایک قطع کننده توده نفوذی دیوریت پورفیری

Fig. 2. field photograph of lithological units in the Kuh-e-Esfand deposit: A: an outcrop of andesite porphyry unit, B: showcases of intrusive quartz diorite porphyry, and C: an exposure of a cross-cutting dike in the intrusive diorite porphyry

دگرسانی و کانی‌زایی

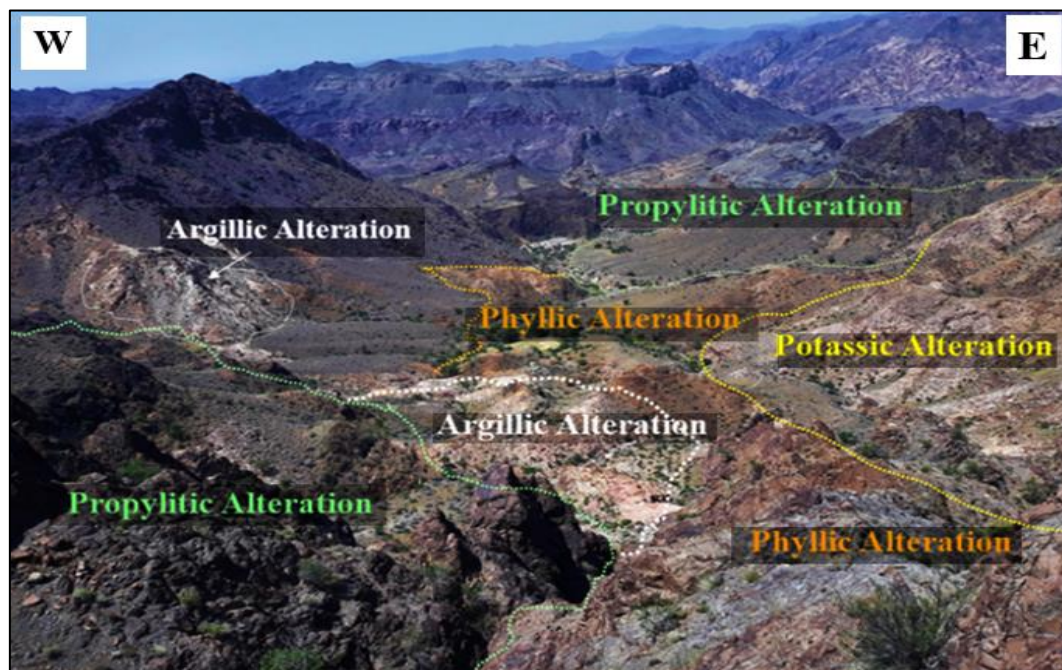
دگرسانی‌ها در توالی آتشفشانی و آذرآواری و همچنین توده نفوذی از گسترش قابل توجهی برخوردار است (شکل ۴). مجموعه دگرسانی‌ها در مناطق مورد بررسی عبارتند از: ۱- دگرسانی پتاسیک، ۲- دگرسانی کوارتز-سریسیت-آلکالن فلدسپار $\pm$ کلریت، ۳- دگرسانی فلیک (شکل ۵-۱)، ۴- دگرسانی آرژلیک و ۵- دگرسانی پروپلیتیک (شکل ۵-۲). دگرسانی پتاسیک با گسترش قابل توجه در توده نفوذی و به

صورت کمتر در واحد آتشفشانی با مجموعه کانی‌های پلاژیوکلاز، کوارتز، آلکالن فلدسپار، کانی‌های فرومینزین از جمله بیوتیت، هورنبلند، سریسیت و کلریت مشخص می‌شوند. کانی‌های سولفیدی غالب در این مجموعه پیریت، کالکوپیریت و مگنتیت هستند. بیوتیت به صورت ماگمایی و گرمابی دیده می‌شود (شکل ۳-۱ و ۳-۲) و گاهی جانشین پلاژیوکلاز و هورنبلندها شده است (شکل ۵-۳).



شکل ۳. تصاویرهای میکروسکوپی واحدهای سنگی کانسار کوه اسفند. A: تصویر میکروسکوپی بافت پورفیری واحد آندزیت پورفیری با حضور درشت بلورهای پلاژیوکلاز و هورنبلند قهوه‌ای رنگ، B: تصویر میکروسکوپی دیوریت با بافت گرانولار متشکل از کانی‌های پلاژیوکلاز منطقه‌بندی شده، بیوتیت و آلکالی فلدسپارها و هورنبلند، C: تصویر میکروسکوپی کوارتز دیوریت با بافت پورفیری متشکل از دانه‌های درشت بیوتیت مستطیلی شکل ماگمایی و بیوتیت تعادل مجدد یافته فلس مانند، پلاژیوکلاز با بافت منطقه‌بندی و آمفیبول کلریتی شده به همراه آلکالی فلدسپار در زمینه دانه ریز کوارتز دیوریت، D: حضور بیوتیت مستطیل شکل ماگمایی (Bt1)، بیوتیت اکسید شده (Bt2)، بیوتیت تعادل مجدد یافته فلس مانند قهوه‌ای (Bt3) و دانه‌های پراکنده بیوتیت ثانویه در زمینه کوارتز دیوریت، E: حضور بیوتیت مستطیلی شکل ماگمایی به همراه پلاژیوکلاز دگرسان شده به سریسیت در کوارتز دیوریت و F: بافت گرانولار متشکل از پلاژیوکلاز، کوارتز، هورنبلند، پیروکسن و ارتوکلاز در واحد گرانودیوریت. علائم اختصاری از سیوولا و اشمید (Siivola and Schmid, 2007) اقتباس شده است (Am: آمفیبول، Afs: آلکالی فلدسپار، Bt: بیوتیت، Chl: کلریت، Hbl: هورنبلند، Or: ارتوکلاز، Pl: پلاژیوکلاز، Px: پیروکسن، Qtz: کوارتز و Ser: سریسیت).

Fig. 3. Microphotographs of lithological units in the Kuh-e-Esfand deposit. A: Microphotograph of the porphyritic texture of an andesite unit, showcasing phenocrysts of plagioclase and coffee-colored hornblende, B: Microphotograph of diorite unit with a granular texture composed of zoned plagioclase, biotite, alkali feldspars, and hornblende, C: Microphotograph of quartz diorite with a porphyritic texture consisting of coarse rectangular-shaped magmatic biotite grains and re-equilibrated flaky-like biotite, zoned plagioclase, chloritized amphibole along with alkali feldspar in the fine-grained quartz diorite background, D: Presence of magmatic rectangular-shaped biotite (Bt1), oxidized biotite (Bt2), re-equilibrated phyllitic-like coffee-colored biotite (Bt3), and scattered secondary biotite grains in the background of quartz diorite, E: Presence of magmatic rectangular-shaped biotite along with sericitic plagioclase in the quartz diorite, and F: Granular texture composed of plagioclase, quartz, hornblende, pyroxene, and orthoclase in the granodiorite unit. Abbreviations after Siivola and Schmid (2007) (Afs: Alkalifeldspar, Am: Amphibole, Bt: Biotite, Chl: Chlorite, Or: Orthoclase, Pl: Plagioclase, Px: Pyroxene, Qtz: Quartz, and Ser: Sericite, Hbl: Hornblende).



شکل ۴. تصویر صحرایی از دگرسانی‌های گرمایی کانسار کوه اسفند

Fig. 4. Field photograph of hydrothermal alterations of kuh-e-Esfand deposit

جمله اپیدوت، کلریت، کوارتز و کربنات شناسایی می‌شوند. این دگرسانی به رنگ سبز در واحدهای دیوریت و کوارتز دیوریت مشاهده می‌شود (شکل ۵-۵-B). در واقع پلاژیوکلازها به کلریت، کلسیت و اپیدوت تبدیل شده‌اند.

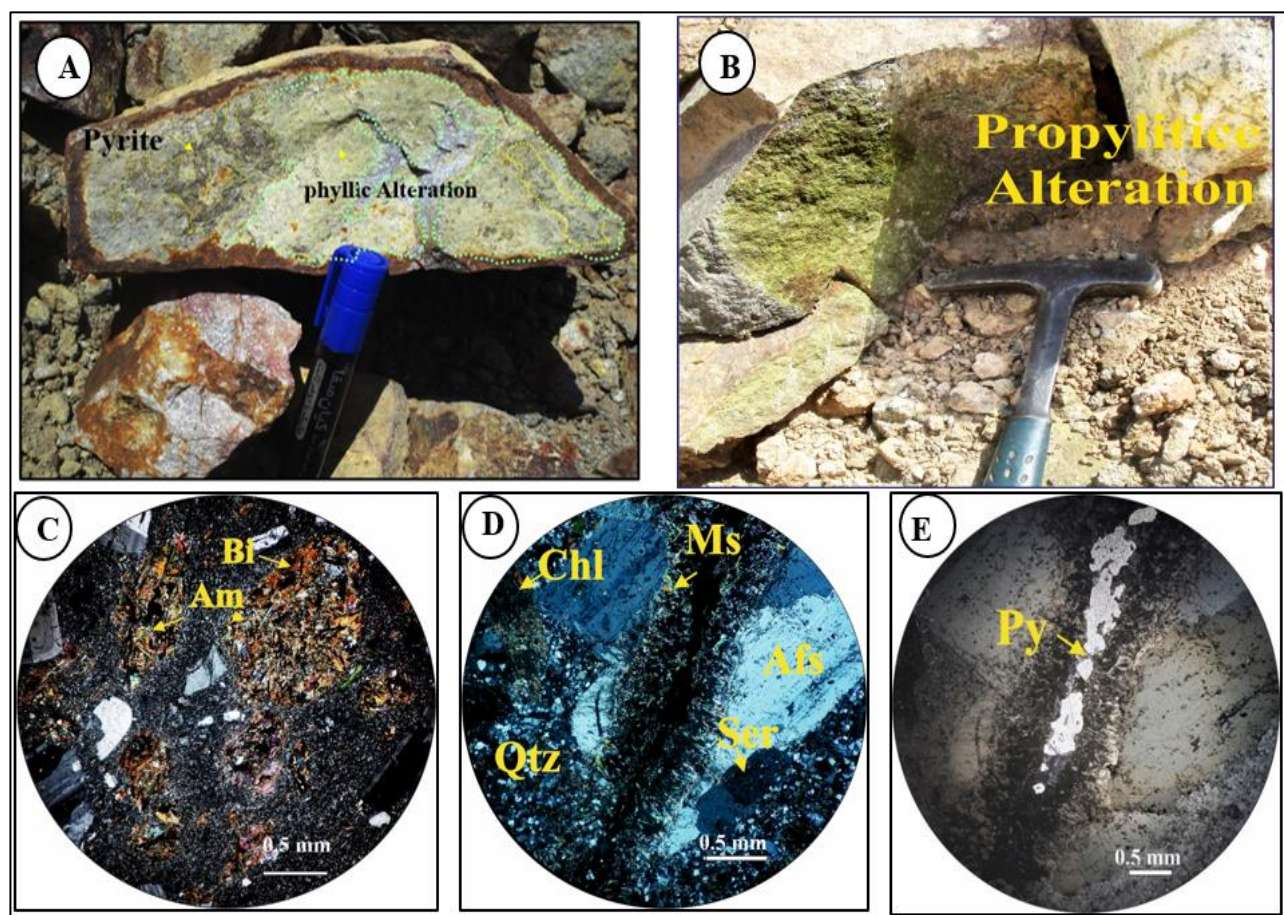
بر اساس بررسی‌های صحرایی، میکروسکوپی ارتباط زمین‌شناسی، دگرسانی و کانه‌زایی در کانسار کوه اسفند بر مبنای سه گمانه BH2، BH3 و BH4 حفاری شده در توده نفوذی کوارتز دیوریت و آندزیت به صورت مقطع عرضی نشان داده شده است (شکل ۶).

بر اساس بررسی نمونه‌های سطحی و مغزه‌های حفاری میزبان کانی‌سازی مس پورفیری کوه اسفند به طور عمده نفوذی‌های پورفیری کوارتز دیوریت هستند. کانی‌سازی به طور غالب به صورت رگه - رگچه‌ای یا استوک ورک، افشان و یا پتچ‌های نامنظم یافت می‌شوند (شکل ۷-A و B). علاوه بر این، رخداد بافت برشی همراه با حضور اکسیدهای آهن و در برخی موارد همراه با کانی‌زایی در مرکز کانسار مورد بررسی مشاهده می‌شود (شکل ۷-۷).

در اعماق بیشتر از ۴۵۰ متری گمانه‌ها در اعماق دگرسانی پتاسیک با تغییر روند دگرسانی به مجموعه دگرسانی با حضور کانی‌های کوارتز - سریسیت - فلدسپار آلکالن $\pm$ کلریت مواجه می‌شویم. کانی‌های فلزی پیریت و مگنتیت با بیشترین میزان و به مقدار خیلی کمتر کالکوپیریت همراه با این نوع از دگرسانی یافت می‌شوند. دگرسانی فلیک در منطقه مورد بررسی انواع دگرسانی قبلی را پوشش می‌دهد؛ به طوری که در زون دگرسانی پتاسیک به جانشینی آلکالن فلدسپار و یا بیوتیت توسط کوارتز - سریسیت تا سریسیت - کوارتز - کربنات منجر می‌شود. علاوه بر این، کانی مسکویت، کلریت از دیگر کانی‌های قابل مشاهده در این نوع دگرسانی نیز هستند (شکل ۵-D). کانی فلزی شاخص این نوع از دگرسانی پیریت است (شکل ۵-E). در مرز دگرسانی فلیک و پتاسیک بیشترین زون کانه‌زایی رخ داده است. دگرسانی پروپلیتیک در منطقه مورد بررسی به طور گسترده رخ داده است و گاهی توسط دگرسانی فلیک و آرژیلیک پوشانده می‌شود و توسط کانی‌هایی از

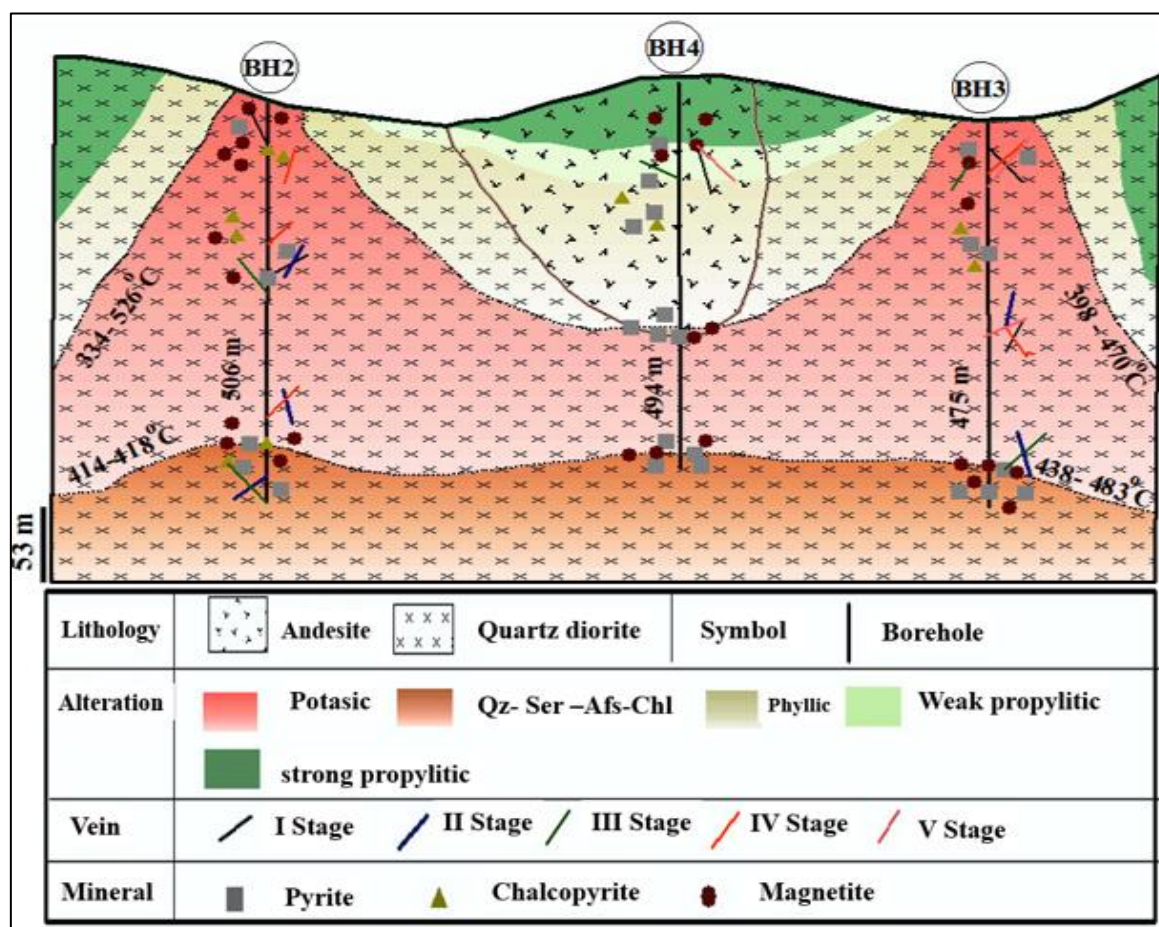
کانی‌های غیرفلزی کوارتز، سریسیت، کلریت، بیوتیت، اپیدوت، مسکویت، انیدریت، فلدسپات و کلسیت غالب هستند.

(C). کانی‌های پیریت، کالکوپیریت، مگنتیت، کولیت و مقدار بسیار پایین مولیبدنیت که در رگه‌ها و در متن سنگ مشاهده می‌شوند. از



شکل ۵. تصویرهای صحرایی و میکروسکوپی دگرسانی‌های دربرگیرنده کانسار کوه اسفند. A: تصویر صحرایی از دگرسانی فیلیک توده نفوذی، B: تصویر صحرایی از دگرسانی پروپیلیک توده نفوذی، C: تصویر میکروسکوپی تبدیل آمفیبول به بیوتیت در طی دگرسانی پتاسیک در واحد کوارتزدیوریت، D و E: تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده دگرسانی فیلیک با حضور کانی کوارتز، سریسیت، مسکویت، کلریت، آلکالی فلدسپارهای سرسیتی شده و کانی فلزی پیریت در رگه واحد کوارتزدیوریت. علائم اختصاری از سیوولا و اشمید (Siivola and Schmid, 2007) اقتباس شده است (Am: آمفیبول، Bt: بیوتیت، Chl: کلریت، Qtz: کوارتز، Py: پیریت، Ms: مسکویت، Afs: آلکالی فلدسپات و Ser: سریسیت).

Fig. 5. Field and microphotographs depicting the encompassing alterations in the Kuh-e-Esfand deposit. A: Field photograph illustrating phyllic alteration within the intrusive mass, B: Field photograph displaying propylitic alteration in the intrusive mass, C: Microphotograph revealing the transformation of amphibole to biotite during the potassic alteration event within the quartz diorite unit, D and E: Microphotographs indicating phyllic alteration with the presence of minerals such as quartz, sericite, muscovite, chlorite, sericitized alkali feldspars, and pyrite mineralization within the quartz diorite unit vein. Abbreviations after Siivola and Schmid (2007) (Am: Amphibole, Bt: Biotite, Chl: Chlorite, Qtz: Quartz, Py: Pyrite, Ms: Muscovite, Afs: Alkalifeldspar Ser: Sericite).



شکل ۶. تصویر مقطع عرضی و موقعیت گمانه‌های BH2، BH3 و BH4 کانسار کوه اسفند و ارتباط زمین‌شناسی، دگرسانی و کانه‌زایی بر اساس اطلاعات گمانه‌های حفر شده در واحد کوارتز دیوریت و آندزیت

Fig. 6. Cross-sectional photograph and location of drill holes BH2, BH3, and BH4 in the Kuh-e-Esfand deposit and the geological, alteration, and mineralization relationships based on the information from the drilled holes in the quartz diorite and andesite units

طبقه‌بندی رگه‌ها

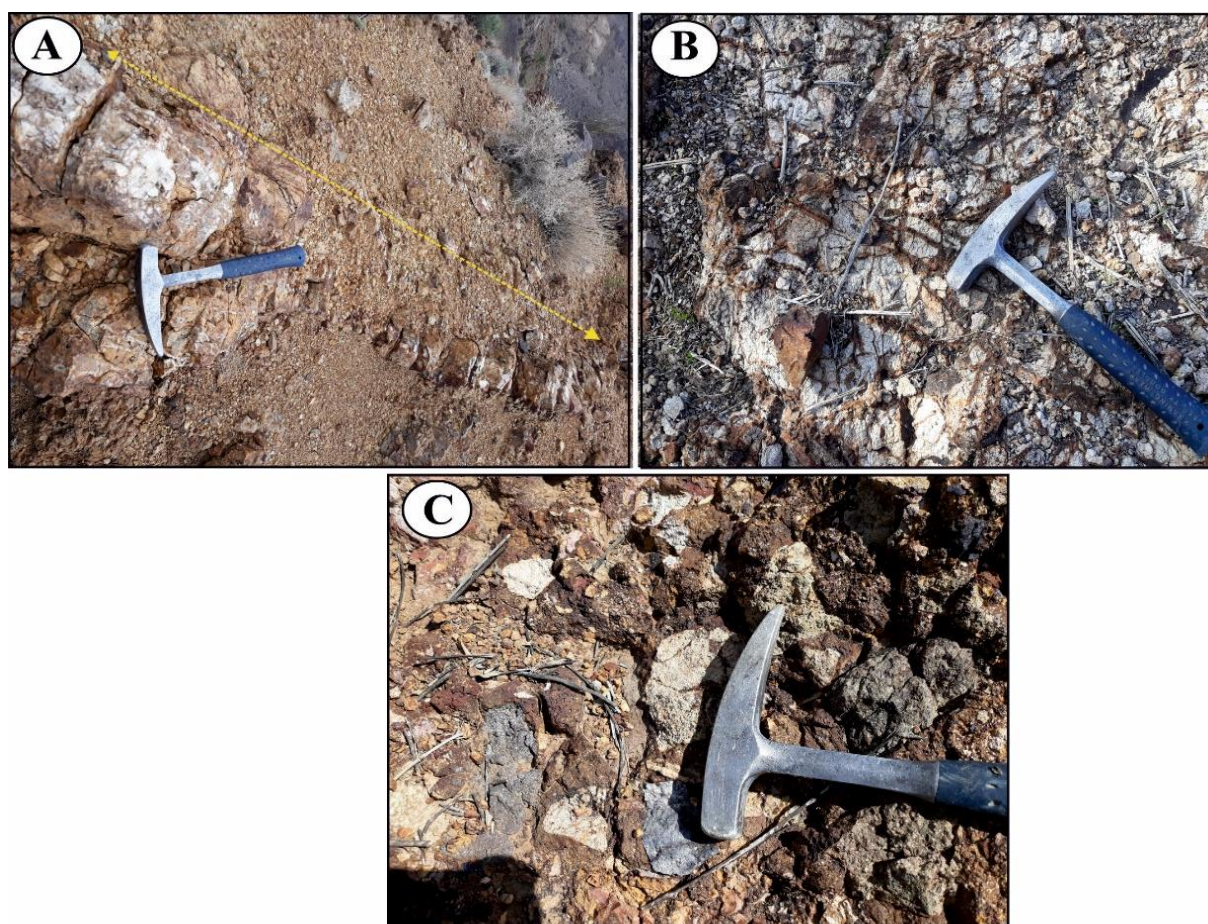
رگه‌های کانی‌سازی در کانسار مس کوه اسفند بر اساس طبقه‌بندی رگه‌ها در سامانه‌های پورفیری (Sillitoe, 2010)، در ۵ مرحله در انواع رگه‌های A، M، B، C، D و L طبقه‌بندی می‌شوند (شکل ۸). مرحله پیش از کانی‌سازی (نوع A): دو نوع از رگه‌ها در واحد سنگی کوارتز دیوریت با ترکیب رگه کوارتز و کوارتز - انیدریت بدون کانه‌زایی طی مرحله اولیه تشکیل می‌شوند. این رگه‌ها اغلب با ضخامت متغیر از رگه‌های نسبتاً باریک میلی‌متری تا رگه‌های نسبتاً

ضخیم چند سانتی‌متر و گاهی به صورت متقاطع مشاهده می‌شوند (شکل ۸ - A).

مرحله اولیه کانی‌سازی (نوع M): به طور عمده در واحد دیوریت و کوارتز دیوریت در غالب ۵ رگه کانه‌دار شکل گرفته که عبارتند از: ۱- رگه کوارتز + بیوتیت $\pm$ مگنتیت، ۲- رگه مگنتیت $\pm$ کالکوپیریت: رگه نسبتاً باریک از مگنتیت و کالکوپیریت در اعماق ۵۰۰ متری که توسط رگه‌های ضخیم کوارتز - کالکوپیریت - پیریت - مگنتیت قطع شده‌اند. این رگه‌ها به میزان کم و همراه با

کوارتز $\pm$ انیدریت $\pm$ آلکالن فلدسپار $\pm$ پیریت $\pm$ بیوتیت $\pm$ مگنتیت $\pm$ کالکوپیریت: این رگه با ضخامت نسبتاً باریکی در حدود کمتر از ۱ میلی متری در طول رگه تغییرات کانی‌شناسی قابل توجهی برخوردار هستند. سریستی شدن در امتداد این رگه رخ داده است. ۶- رگه کوارتز + کالکوپیریت + مگنتیت + پیریت $\pm$ انیدریت: این رگه با ضخامت ۰/۵ تا ۵ میلی متری با حضور کالکوپیریت و پیریت به طور پراکنده در طول رگه و مگنتیت در امتداد رگه تمرکز دارند و با مقدار پایینی انیدریت همراه هستند.

دگرسانی پتاسیک ایجاد می‌شوند. ۳- رگه کوارتز $\pm$ کالکوپیریت $\pm$ مگنتیت: این رگه‌ها با ضخامت کمتر از ۲ میلی متر تا ۵ میلی متر در مقاطع میکروسکوپی و نمونه مغزه حفاری و گاهی همراه با پیریت دیده می‌شوند. کانه‌زایی اغلب در بخش مرکزی رگه و محل تقاطع رگه‌ها به مقدار زیاد رخ داده است (شکل ۸- A). ۴- رگه کوارتز $\pm$ پیریت $\pm$ کالکوپیریت $\pm$ مگنتیت: این رگه‌ها با ضخامت کمتر از ۵ میلی متری و گاهی به صورت متقاطع در مقاطع میکروسکوپی و نمونه دستی دیده می‌شوند (شکل ۸- B). ۵- رگه



شکل ۷. تصویر صحرایی از انواع کانه‌زایی در کانسار کوه اسفند. A: تصویر صحرایی رگه سیلیسی با طول ۲ متر و ضخامت نیم متر، B: رخداد کانه‌زایی به صورت رگه - رگچه‌ای یا استوک ورک و C: رخداد بافت برشی با زمینه اکسیدهای آهن در مرکز کانسار

Fig. 7. Field photograph of different types of mineralization in the Kuh-e-Esfand. A: Image showing a 2-meter long and half-meter thick siliceous vein, B: Field photograph of mineralization occurring as vein-veinlet or stockwork, and C: Field photograph of the occurrence of a breccia texture with a background of iron oxides in the center of the ore deposit

۸- E)، رگه‌های نسل بعد از مرحله کانی‌سازی اصلی محسوب می‌شوند.

مرحله تأخیری (نوع L): در مرحله پایانی فعالیت‌های گرمایی جوان‌ترین نسل از رگه- رگچه‌ها رگه‌های کلسیتی با ضخامت ۲ تا ۳ سانتی‌متری بدون کانه‌زایی سولفیدی قطع‌کننده رگه‌های کانه‌زا هستند (شکل ۸- G).

سنگ‌نگاری میان‌بارهای سیال

از نظر منشأ توزیع میان‌بارهای سیال مورد بررسی به صورت اولیه (با پراکندگی تصادفی، منفرد و گاهی گروهی و هم‌مرکز)، ثانویه (با روند خطی ساده، متقاطع و گاهی در امتداد دو کانی مجاور) و ثانویه کاذب (با روند خطی ساده، موازی و متقاطع) قابل مشاهده هستند (شکل ۹- A، B و C).

با بررسی سنگ‌نگاری میان‌بارهای سیال در کانی کوارتز و بر اساس تقسیم‌بندی الریش و همکاران (Ulrich et al., 2001)، میان‌بارهای سیال بر اساس تعداد و فازهای درونی در قالب سه گروه اصلی و هشت گروه فرعی تقسیم‌بندی شده‌اند (شکل ۱۰).

۱) میان‌بارهای سیال غنی از گاز شامل: میان‌بارهای سیال تک‌فازی گاز (V)، میان‌بارهای سیال دوفازی غنی از گاز ساده (V+L) و میان‌بارهای سیال غنی از گاز همراه با فاز کدر (V+L+S) حاوی مایع + گاز $\pm$ کانی کدر (کالکوپریت، احتمالاً مگنتیت و فازهای کدر ناشناخته).

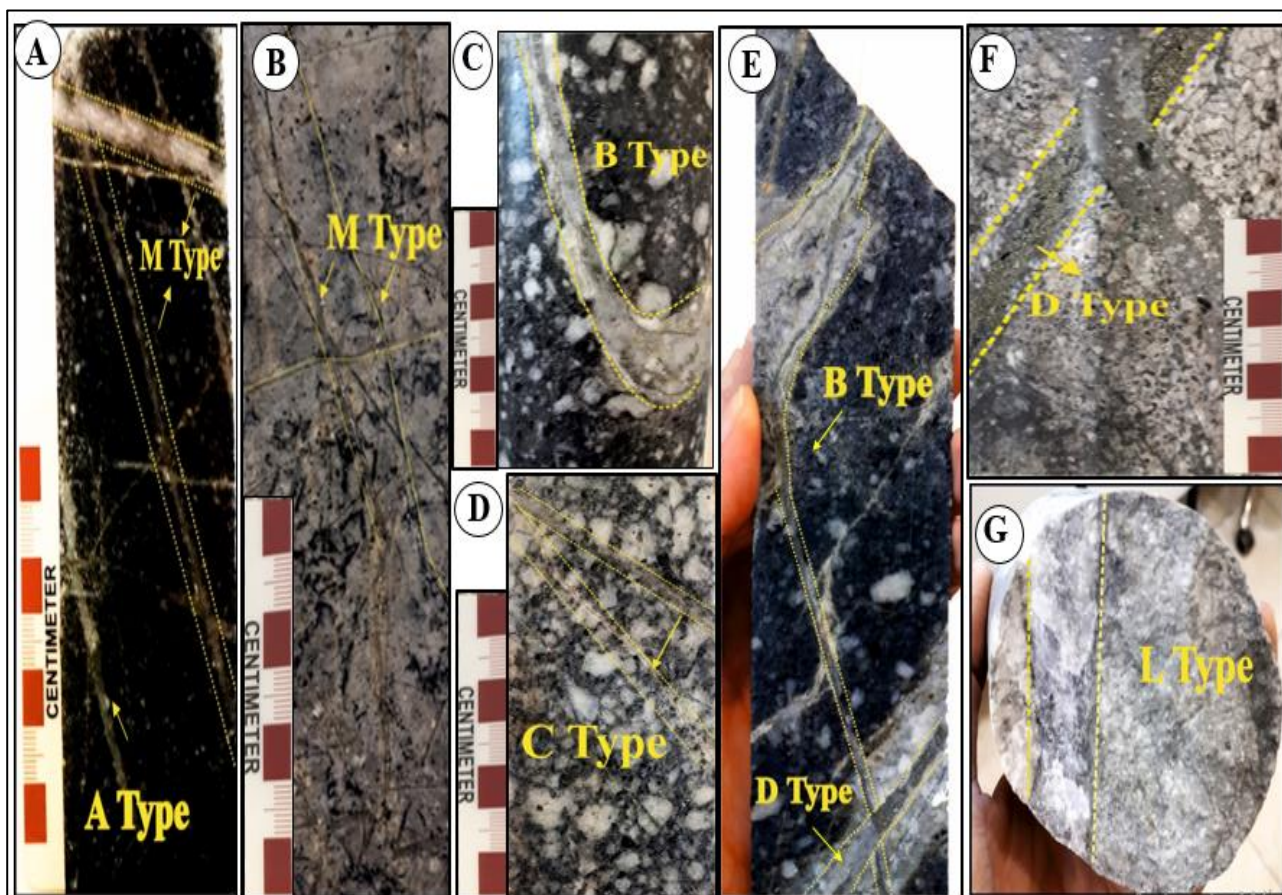
۲) میان‌بارهای سیال غنی از مایع شامل: میان‌بارهای سیال دوفازی غنی از مایع (L+V) حاوی مایع + گاز و میان‌بارهای سیال غنی از مایع همراه با فاز کدر (L+V+S) حاوی مایع + گاز + کانی کدر (کالکوپریت و فازهای کدر ناشناخته).

۳) میان‌بارهای سیال شور شامل: میان‌بارهای سیال سه‌فازی شور ساده (L+V+H) حاوی مایع - گاز - هالیت و میان‌بارهای سیال شور چندفازی (L+V+H+S+S) حاوی گاز + مایع + هالیت $\pm$ هماتیت $\pm$ انیدریت $\pm$ سیلویت $\pm$ کالکوپریت.

مرحله اصلی کانی‌سازی (نوع B): مرحله اصلی گرمایی با کانی‌سازی مس و مقدار بسیار پایین مولیدن همراه دگرسانی‌های پتاسیک و کوارتز- سریسیت- آلکالن فلدسپار - کلریت هستند. نوع رگه‌ها در این مرحله عبارتند از: ۱- رگه کوارتز $\pm$ پیریت $\pm$ کالکوپریت مرحله اصلی کانی‌سازی مرتبط با دگرسانی پتاسیک (شکل ۸- C و E) و دگرسانی کوارتز- سریسیت- فلدسپار آلکالن- کلریت متعلق به گمانه ۲ در اعماق ۵۰۶ متری است. ۲- رگه کوارتز $\pm$ پیریت $\pm$ کالکوپریت $\pm$ مولیبدنیت مرحله اصلی کانی‌سازی همراه با دگرسانی کوارتز- سریسیت- فلدسپار آلکالن- کلریت متعلق به گمانه ۳ در اعماق ۴۷۵ متری هستند.

مرحله پس از کانی‌سازی (نوع C و نوع D): ترکیب رگه‌های قابل تشخیص پس از کانه‌زایی از نوع C با ترکیب کوارتز $\pm$ پیریت $\pm$ مسکویت $\pm$ کلریت $\pm$ آلکالن فلدسپات $\pm$ انیدریت $\pm$ کلسیت قابل تشخیص هستند. این رگه‌های باریک با تغییرات کانی‌شناسی در طول رگه حاوی مقادیر قابل توجهی از مسکویت هستند (شکل ۸- D).

این رگه‌ها گاهی همراه با آلکالن فلدسپار، انیدریت و کلسیت دیده می‌شوند و قطع‌کننده رگه اصلی کوارتز- انیدریت با کمی پیریت و کالکوپریت دانه پراکنده هستند. رگه نوع D عبارتند از: ۱- رگه کوارتز $\pm$ پیریت: این رگه به طور پیوسته و با ضخامت ۱ سانتی‌متری با حاشیه سریسیتی شده همراه با دگرسانی پتاسیک دیده می‌شوند (شکل ۸- E و F). ۲- کوارتز $\pm$ فلدسپار آلکالن + پیریت: این رگه‌ها با عرض ۵ میلی‌متری تا نسبتاً باریک اغلب همراه با پیریت در سرتاسر رگه و همراه با دگرسانی فلیک ایجاد می‌شوند. کالکوپریت و انیدریت با مقدار خیلی کمتر نیز حضور دارند. رخنمون این رگه‌ها در نمونه‌های سطحی با ضخامت پایین و در مغزه‌ها حفاری تا اعماق ۲۰۰ متری با ضخامت نسبتاً بیشتری دیده می‌شوند. ۳- کوارتز + پیریت $\pm$ سریسیت: این رگه‌ها با عرض ۵ میلی‌متری همراه با دگرسانی سریسیتی قابل توجه در اطراف رگه‌ها مشاهده می‌شوند (شکل ۸- E). رگه پیریت- کوارتز- سریسیت و رگه پیریت- کوارتز با حاشیه سریسیت - رسی (کائولن) (شکل



شکل ۸. تصویرهای نمونه دستی از انواع رگه- رگچه‌های طبقه‌بندی شده از نوع A، M، B، C، D و L در واحد سنگی کوارتز دیوریت کانسار کوه اسفند. A: نمونه شماره (S-BH2-D367) با دو نوع رگه از نوع رگه A (رگه کوارتز بدون کله‌زایی) و رگه M (کوارتز ± کالکوپیریت ± مگنتیت)، B: نمونه شماره (S-BH2-D462) با حضور رگه نوع M (کوارتز ± پیریت ± کالکوپیریت ± مگنتیت و رگچه‌های ریز مگنتیت)، C: نمونه شماره (S-BH2-D264) با حضور رگه نوع B (کوارتز ± پیریت ± کالکوپیریت)، D: نمونه شماره (S-BH2-D139) با حضور رگه نوع C (کوارتز ± پیریت ± مسکویت ± کلریت)، E: نمونه شماره (S-BH2-D228) با حضور دو نوع رگه از نوع رگه B (کوارتز ± پیریت ± کالکوپیریت) و رگه نوع D (کوارتز ± پیریت ± سرسیت)، F: نمونه شماره (S-BH4-117) با حضور رگه نوع D (کوارتز ± پیریت) و G: نمونه شماره (S-BH4-D118) با حضور رگه نوع L (کلسیت)

Fig. 8. Hand specimen Photograph of the types of classified vein- veinlets as A, M, B, C, D, and L in the quartz diorite unit of the Kuh-e- Esfand deposit. A: Sample No. (S-BH2-D367) with two types of veins, A Type (barren quartz vein) and M Type (quartz ± chalcopyrite ± magnetite), B: Sample No. (S-BH2-D462) with the presence of M Type veins (quartz ± pyrite ± chalcopyrite ± magnetite and fine magnetite veinlet), C: Sample No. (S-BH2-D264) with B Type veins (quartz ± chalcopyrite ± pyrite), D: Sample No. (S-BH2-D139) with C Type veins (quartz ± pyrite ± muscovite ± chlorite), E: Sample No. (S-BH2-D228) with two types of veins, B Type (quartz ± pyrite ± chalcopyrite) and D Type (quartz ± pyrite ± sericite), F: Sample No. (S-BH4-117) with D Type veins (quartz ± pyrite), and G: Sample No. (S-BH4-D118) with L Type veins (calcite)

میان‌بارهای سیال بر اساس درجه پرشدگی حجم سیال توسط فاز مایع و حضور یا عدم حضور کانی کدر در سه گره رده‌بندی می‌شوند.

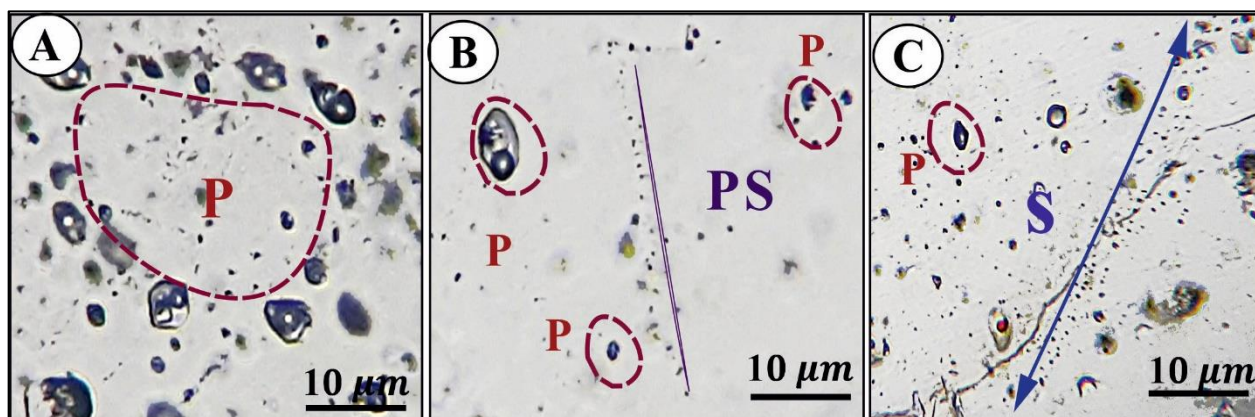
میان‌بارهای سیال غنی از گاز: میان‌بارهای سیال گازی فراوان‌ترین نوع میان‌بار سیال مشاهده شده در نمونه‌های کوارتز هستند. این نوع از

مرحله پس از کانه‌زایی در رگه کوارتز $\pm$ پیریت همراه بامیان‌بارهای سیال غنی از مایع ساده (LV) و همچنین به طور محدود در رگه کوارتز $\pm$ آلکالی فلدسپار + پیریت همراه با میان‌بارهای سیال غنی از گاز ساده (VL)، غنی از مایع ساده (LV)، میان‌بار سیال شور ساده (LVH) مشاهده می‌شوند.

۲) میان‌بار سیال دو فاز غنی از گاز ساده (LV): این نوع از میان‌بارهای سیال حاوی دو فاز گاز و مایع هستند و با بیشترین حجم از فاز گازی با اندازه‌های بین ۵ تا ۲۰ میکرون در شکل‌های بیضوی، کشیده مستطیلی، شکل‌های چند ضلعی (بلور منفی) و بی‌شکل مشاهده شده است (شکل ۱۱- B).

۳) میان‌بار سیال غنی از گاز همراه با فاز کدر: این نوع از میان‌بارهای سیال سه فاز غنی از گاز (VLS) با میزان فراوانی کمتر حاوی بیشترین حجم از فاز گازی به همراه فاز مایع و کلنی کدر (کالکوپریت، احتمالاً مگنتیت و کانی ناشناخته) به صورت چند ضلعی (بلور منفی) و بی‌شکل و با پراکندگی تصادفی و منفرد در اندازه‌های ۲ تا ۱۰ میکرون قابل مشاهده هستند (شکل ۱۱- C و D).

۱) میان‌بار سیال تک فاز گازی (V): میان‌بارهای سیال تک فاز گازی با فراوانی قابل توجهی به طور غالب با منشأ اولیه در اندازه‌های کوچک تا متوسط (به طور میانگین ۲ تا ۱۰ میکرون) به شکل‌های کروی، بیضوی و بی‌شکل اغلب به صورت منفرد و با پراکندگی تصادفی و گاهی به صورت تجمعی مشاهده می‌شوند (شکل ۱۱- A). میان‌بارهای تک فاز گازی در رگچه‌های کوارتز در مراحل پیش از کانه‌زایی همراه با رگه کوارتز $\pm$ کالکوپریت $\pm$ مگنتیت همراه با تنوعی از میان‌بارهای سیال غنی از مایع ساده (LV)، غنی از گاز ساده (VL) و میان‌بارهای سیال شور ساده (LVH) حاوی هالیت و گاهی انیدریت و همچنین رگه کوارتز $\pm$ انیدریت $\pm$ آلکالی فلدسپار $\pm$ پیریت $\pm$ بیوتیت $\pm$ مگنتیت $\pm$ کالکوپریت به مقدار فراوان همراه با میان‌بارهای سیال غنی از گاز ساده (VL) و بدون حضور میان‌بارهای سیال شور و چندفازی مشاهده می‌شوند. در مرحله اصلی کانی‌زایی همراه با رگه کوارتز $\pm$ پیریت $\pm$ کالکوپریت همراه با میان‌بارهای غنی از گاز ساده (VL)، میان‌بارهای سیال غنی از مایع ساده (LV) و میان‌بارهای سیال شور ساده (LVH) و شور چندفازی (LVHS) و در

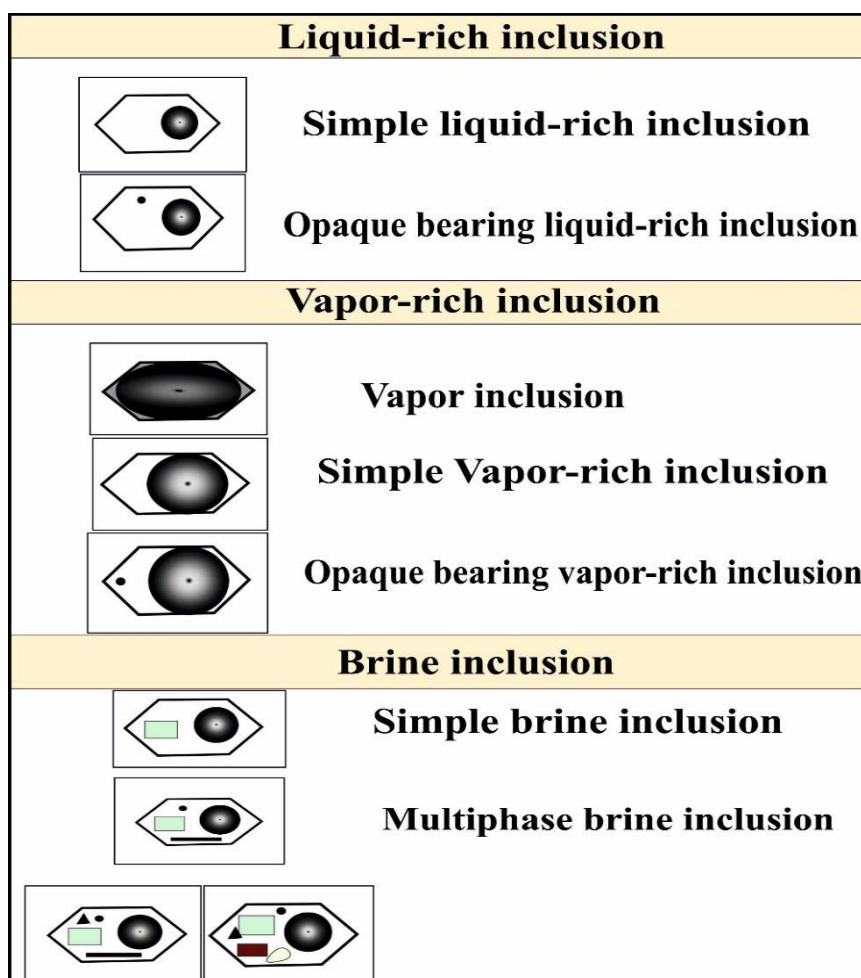


شکل ۹. تصویرهای میکروسکوپی میان‌بارهای سیال از نوع اولیه، ثانویه و ثانویه کاذب کانسار کوه اسفند. A: حضور میان‌بار سیال اولیه به صورت تجمعی و پراکنده منفرد، B: میان‌بار سیال اولیه و ثانویه کاذب و C: روند خطی میان‌بارهای ثانویه در دو کانی کوارتز مجاور یکدیگر به همراه دانه‌های پراکنده از میان‌بارهای سیال اولیه. (P: اولیه، S: ثانویه و PS: ثانویه کاذب)

Fig. 9. Photographs of fluid inclusions of primary, secondary, and pseudosecondary types in the Kuh-e-Esfand deposit. A: Presence of primary fluid inclusions in an accumulative and scattered individual form, B: Pseudosecondary primary and secondary fluid inclusions, and C: Linear trend of secondary fluid inclusions in two adjacent quartz minerals along with scattered grains of primary fluid inclusions. (P: primary, S: Secondary, PS: Pseudosecondary)

شور چندفازی (LVHS) و به ندرت میان‌بارهای سیال غنی از مایع ساده (LV) و همراه با رگه کوارتز $\pm$ کالکوپیریت $\pm$ پیریت همراه با میان‌بارهای سیال غنی از گاز ساده (LV)، میان‌بارهای سیال شور ساده (LVH) و شور چندفازی (LVHS) حضور دارند. در مرحله پس از کانی‌زایی به مقدار قابل توجه همراه با رگه کوارتز $\pm$ پیریت $\pm$ مسکویت $\pm$ کلریت همراه با میان‌بارهای سیال شور چندفازی (LVHS) در کانی کوارتز و همچنین در رگه کوارتز $\pm$ پیریت همراه با میان‌بارهای سیال شور ساده (LVH) و شور چندفازی (LVHS) به مقدار کمتر قابل مشاهده هستند.

میان‌بارهای غنی از گاز ساده (LV) در انواع مراحل پیش از کانی‌زایی، پس از کانی‌زایی و پس از کانی‌زایی قابل مشاهده هستند. در مرحله پیش از کانی‌زایی همراه با رگه کوارتز $\pm$ کالکوپیریت $\pm$ مگنتیت و رگه کوارتز $\pm$ انیدریت $\pm$ آلکالی فلدسپار $\pm$ پیریت $\pm$ بیوتیت $\pm$ مگنتیت $\pm$ کالکوپیریت همراه با میان‌بارهای سیال تک فازی گازی (V) در اندازه متوسط میان‌بارهای سیال شور و چندفازی مشاهده می‌شوند. در مرحله کانی‌زایی اصلی به اندازه نسبتاً ریزتر نسبت به مرحله پیش از کانی‌زایی کوارتز $\pm$ کالکوپیریت $\pm$ پیریت $\pm$ مولیبدنیت به طور فراوان همراه با میان‌بارهای شور ساده (LVH) و



شکل ۱۰. تصویر شماتیک طبقه‌بندی انواع میان‌بارهای سیال کانسار کوه اسفند بر اساس طبقه‌بندی الریش و همکاران (Ulrich et al., 2001)

Fig. 10. Schematic diagram of the classification of various fluid inclusions in the Ku-e-Esfand deposit based on the classification by Alireza and colleagues (Ulrich et al., 2001)

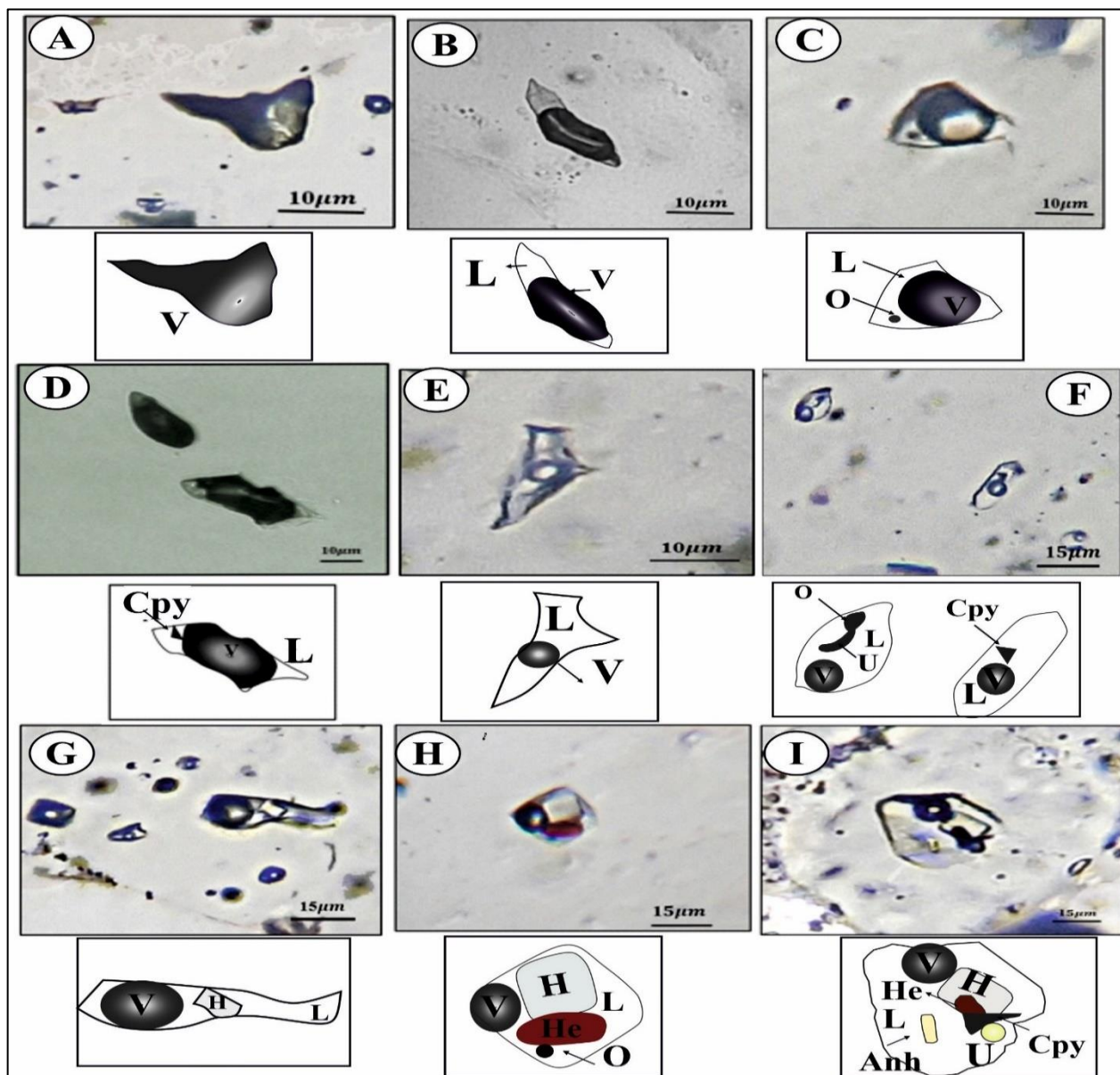
میان‌بارها گاهی حاوی کانی کدر در اندازه ۵ تا ۲۰ میکرون، در شکل‌های متفاوت و به صورت منفرد و با پراکندگی تصادفی نیز ظاهر می‌شوند. (۲) میان‌بار سیال شور چندفازی (LVHS): تنوع فازهای جامد در میان‌بارهای سیال چند فازی آنها را در گروه دیگر قرار می‌دهد. علاوه بر این می‌توان میان‌بارهای سیال شوراب همراه با فاز کدر را در دو گروه همراه با هماتیت و بدون هماتیت قرار داد. اندازه این نوع میان‌بارهای سیال از ۵ تا ۳۰ میکرون متغیر ست و حضور منفرد با پراکندگی تصادفی از دیگر ویژگی‌های این نوع از میان‌بارهای سیال است. از فازهای جامد می‌توان به هالیت، هماتیت، انیدریت، سیلوت، کالکوپریت و سایر کانی‌های کدر دیگر (احتمالاً مگنتیت) اشاره کرد (شکل ۱۱-H و I).

در مرحله اصلی کله‌زایی تنوع فازهای میان‌بارهای سیال با فراوانی قابل توجهی از میان‌بارهای سیال شور چندفازی (LVHS) و میان‌بارهای سیال شور ساده (LVH) و سپس میان‌بارهای سیال دوفازی غنی از مایع (LV) و غنی از گاز (VL) مرتبط با رگه کوارتز ± پیریت ± کالکوپریت همراه با دگرسانی پتاسیک در اعماق ۳۶۴ متری از گمانه ۳ با محدوده دمایی ۲۴۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد (به طور میانگین ۴۷۵/۷ سانتی‌گراد) و با میزان شوری معادل ۷/۸ تا ۶۹/۶ درصد شوری معادل نمک طعام (به طور میانگین ۲۴/۵۶) است. علاوه بر این، رگه کوارتز ± پیریت ± کالکوپریت ± مولیدنیت همراه با دگرسانی کوارتز ± سریسیت ± آلکالین فلدسپار ± کلریت مرتبط با مرحله اصلی کانی‌زایی گویای محدوده دمایی ۳۳۰ تا ۵۴۰ درجه سانتی‌گراد با شوری معادل ۳۸ تا ۴۶ درصد شوری معادل نمک طعام از میان‌بارهای سیال شور چندفازی (LVHS) و میان‌بارهای سیال غنی از گاز (VL) در گمانه ۳ در اعماق ۴۷۵ متری هستند. رگه کوارتز ± پیریت ± کالکوپریت مرحله اصلی کانی‌سازی همراه با دگرسانی کوارتز - سریسیت - فلدسپار آلکالین - کلریت گویای محدوده دمایی ۳۱۵ تا ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد (به طور میانگین ۳۸۵ درجه سانتی‌گراد) از میان‌بارهای سیال چندفازی (LVHS) و دوفازی غنی از گاز (VL) و تک فازی گازی (V) در گمانه ۲ در اعماق ۵۰۶ متری است.

میان‌بارهای سیال غنی از مایع: این نوع از میان‌بارهای سیال غنی از مایع بر اساس حضور و عدم حضور کانی کدر در دو گروه میان‌بار سیال غنی از مایع ساده (LV) و میان‌بار سیال غنی از مایع همراه با فاز کدر (LVS) رده‌بندی می‌شوند. میان‌بار سیال غنی از مایع ساده در اندازه‌های کوچک تا متوسط (به طور میانگین ۵ تا ۱۰ میکرون) به صورت منفرد و با پراکندگی تصادفی حضور دارند (شکل ۱۱-E). این نوع میان‌بارهای سیال اغلب اولیه است و به صورت بی‌شکل از فراوانی کمتری نسبت به سایر میان‌بارهای سیال غنی از گاز برخوردار هستند. میان‌بار سیال غنی از مایع همراه با فاز کدر (LVS) با فراوانی کم در اندازه ۵ تا ۱۰ میکرون اغلب به صورت بی‌شکل، چند ضلعی (بلور منفی) مشاهده می‌شوند. هماتیت، کالکوپریت و فازهای کدر دیگر از جمله فازهای جامد در این نوع میان‌بارهای سیال هستند (شکل ۱۱-F). میان‌بارهای سیال غنی از مایع ساده (LV) در رگه‌های کوارتز بدون کانی‌زایی همراه با میان‌بارهای سیال غنی از گاز ساده (VL) و در مرحله کانی‌زایی اصلی همراه با رگه کوارتز ± کالکوپریت ± پیریت میان‌بارهای سیال غنی از مایع ساده در اندازه بزرگ‌تر از میان‌بارهای نسبتاً ریز از میان‌بارهای غنی از گاز ساده، تک فازی گاز و همچنین میان‌بارهای سیال شور ساده و مقدار اندکی از میان‌بارهای سیال غنی از مایع همراه با کانی کدر با فراوانی خیلی کم قابل مشاهده هستند. در مرحله پس از کانی‌زایی مرتبط با رگه کوارتز ± پیریت با فراوانی بیشتر همراه با میان‌بارهای سیال دوفازی غنی از گاز (VL) و به طور محدود میان‌بار سیال شور ساده (LVH) دیده شده است.

میان‌بارهای سیال شوراب: بر مبنای تعداد و نوع فازهای جامد میان‌بارهای سیال شوراب در سه گروه رده‌بندی می‌شوند که عبارتند از: ۱- میان‌بار سیال شوراب ساده، ۲- میان‌بار سیال شوراب همراه با فاز کدر و ۳- میان‌بار سیال شوراب چند فازی. در این نوع از میان‌بارهای سیال هالیت تنها فاز قابل انحلال در دو گروه است:

(۱) میان‌بار سیال شور ساده (LVH): میان‌بارهای سیال سه فازی از فاز مایع، گاز و هالیت تشکیل شده است. فاز گازی حجم بیشتری را نسبت به فاز مایع در برمی‌گیرد. هالیت در این نوع از میان‌بارهای سیال در اندازه متوسط (۱۰ میکرون) به وضوح دیده می‌شود (شکل ۱۱-G). این نوع از



شکل ۱۱. تصویرهای سنگ‌نگاری میان‌بارهای سیال کانسار کوه اسفند. A: میان‌بار سیال تک‌فازی گازی، B: میان‌بار سیال دو‌فازی غنی از گاز ساده، C و D: میان‌بارهای غنی از گاز همراه با فاز کدر (VLS) (کالکوپیریت و احتمالاً مگنتیت)، E: میان‌بار سیال دو‌فازی غنی از مایع ساده (LV)، F: میان‌بارهای سیال غنی از مایع همراه با فاز کدر (LVS) و G: میان‌بار سیال شوراب ساده (LVH)، H و I: میان‌بار سیال شوراب چندفازی (LVHS). علائم اختصاری از سیوولا و اشمید (Siivola and Schmid, 2007) (V: بخار، L: مایع، O: کدر، H: هالیت، He: هماتیت، Cpy: کالکوپیریت، Anh: آنیدریت و U: ناشناخته).

Fig. 11. Petrography photograph of the fluid inclusions of Kuh-Esfand deposit. A: Vapor single-phase fluid inclusion, B: Vapor-rich two-phase fluid inclusions, C and D: Vapor-rich three-phase inclusion with opaque phase (VLS) (Chalcopyrite and probably Magnetite), E: liquid-rich two-phase fluid inclusion (LV), F: Liquid-rich phase fluid inclusion with opaque phase (LVS) and G: simple brine fluid inclusion (LVH), H and I: Brine multiphase fluid inclusions (LVHS). Abbreviations after Siivola and Schmid (2007) (V: vapor, L: liquid, O: opaque, H: Halite, He: hematite, Cpy: Chalcopyrite, Anh: Anhydrite and U: unknown).

ریزدماسنجی میان بارهای سیال غنی از گاز ساده (VL): میان بارهای سیال تک فاز گاز را که اغلب حاصل جوشش ثانویه بوده و با میان بارهای سیال شور ساده و شور چند فاز همراه هستند، به دلیل عدم حضور فاز مایع، برای بررسی گرمایش و سرمایش کمتر مورد استفاده قرار می گیرند.

روش گرمایش: دمای همگن شدگی نهایی به فاز گاز میان بارهای سیال دو فاز غنی از گاز ساده از ۳۳۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی گراد (به طور میانگین ۴۶۱ درجه سانتی گراد) متغیر می است و اغلب در دمای ۳۹۰ تا ۴۵۰ و ۴۸۰ تا ۵۳۰ درجه سانتی گراد همگن شده اند (شکل ۱۲- A). این میان بارهای سیال در دمای اندکی بیشتر از میان بارهای سیال چند فاز همگن می شوند که این مسئله به علت به دام افتادن نامتجانس مایع و گاز در طی جوشش ثانویه است (Hezarkhani, 2009). کمترین و بیشترین دمای همگن شدگی میان بارهای سیال این گروه، محدوده دمایی که در آن جوشش ثانویه اتفاق می افتد را نشان می دهد (Bodnar and Beane, 1980). **روش سرمایش:** دمای ذوب شدگی آخرین بلور یخ میان بارهای سیال دو فاز غنی از گاز ساده مقدار بیشینه بین ۱۵/۵- تا ۱۷/۵- و بیشینه شوری ۱۷ تا ۲۰ درصد شوری معادل نمک طعام است (شکل ۱۲- B و C).

ریزدماسنجی میان بارهای سیال غنی از مایع ساده (LV): **روش گرمایش:** دمای همگن شدگی نهایی میان بارهای سیال دو فاز غنی از مایع ساده به فاز مایع دامنه تغییرات وسیعی از ۲۰۹ تا ۴۲۵ درجه سانتی گراد (به طور میانگین ۳۳۶ درجه سانتی گراد) نشان می دهند و اغلب در دمای ۳۵۰ تا ۴۰۰ درجه سانتی گراد همگن شده اند (شکل ۱۳- A).

روش سرمایش: دمای یوتکتیک اندازه گیری شده در این نوع از میان بارهای سیال دوفازی غنی از مایع ساده بازه ای از ۴۵- تا ۶۳- را در برمی گیرد و این نشان دهنده حضور نمک های دیگر علاوه بر NaCl از جمله نمک های کلرید کلسیم (CaCl₂)، پتاسیم (KCl) و منیزیم (MgCl₂) در سیال است (Borisenko, 1977). دمای ذوب آخرین بلور یخ اغلب نمونه های میان بارهای سیال دوفازی غنی از مایع ۱۲- تا ۱۵- درجه سانتی گراد است و بیانگر شوری ۱۱ تا ۲۱ درصد شوری معادل نمک طعام است (شکل ۱۳- B و C).

با این وجود در مراحل پس از کانی زایی نیز همراه با رگه کوارتز $\pm$ پیریت $\pm$ سریسیست مرتبط دگرسانی فلیک با فراوانی غالب میان بار سیال شور ساده (LVH) نسبت به میان بار سیال شور چندفازی (LVHS) همراه با میان بارهای غنی از گاز ساده (VL) و همچنین در رگه کوارتز $\pm$ آلکالی فلدسپار $\pm$ پیریت مرتبط با دگرسانی فلیک میان بار سیال شور ساده (LVH) با میان بارهای غنی از گاز ساده (VL) و تک فاز گاز (V) و میان بارهای سیال غنی از مایع ساده (LV) حضور دارند. علاوه بر این، میان بارهای سیال شور ساده در مرحله پیش از کانی زایی همراه با رگه های کوارتز $\pm$ کالکوپیریت $\pm$ مگنتیت قابل مشاهده است.

در حالت کلی می توان بیان کرد که میان بارهای سیال شور ساده در مراحل متعدد کانی زایی حضور نسبتاً قابل توجهی نسبت به میان بارهای سیال شور چندفازی دارند. میان بارهای سیال شور چندفازی فراوانی قابل توجهی در مرحله کانی زایی اصلی نشان داده اند. میان بارهای سیال تک فاز گاز فراوانی قابل توجهی در مرحله پیش از کانی زایی و پس از کانی زایی دارند. میان بارهای سیال غنی از گاز ساده حضور گسترده ای در انواع رگه ها در مراحل پیش از کانی زایی، کانی زایی اصلی و پس از کانی زایی نشان می دهند. فراوانی میان بارهای سیال غنی از مایع ساده در رگه های مرتبط با مرحله پس از کانی زایی قابل توجه است.

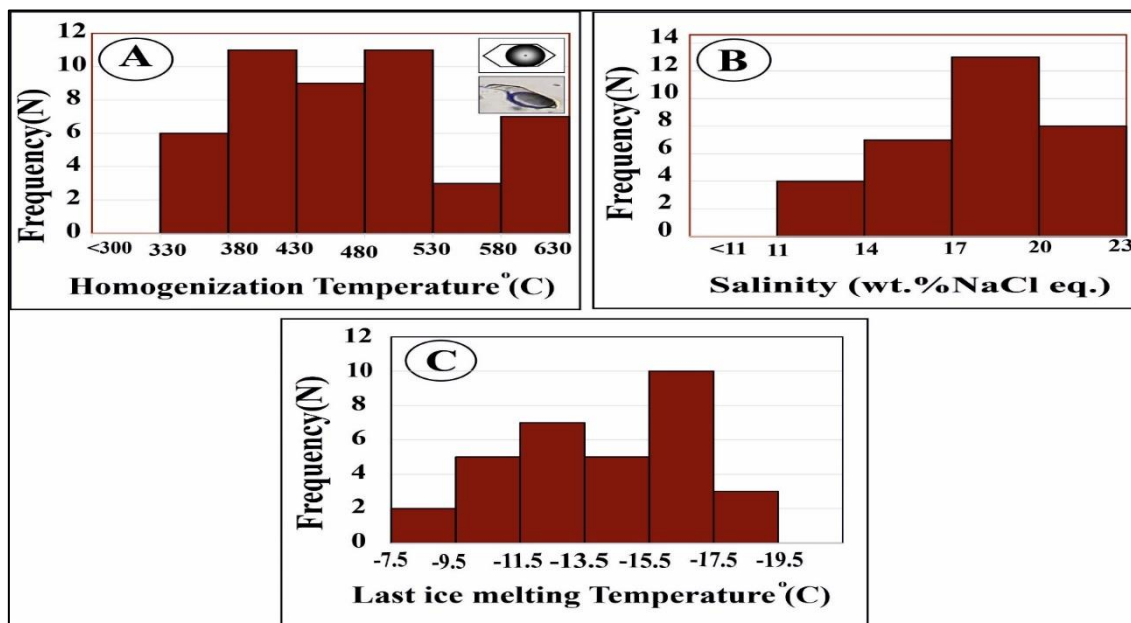
ریزدماسنجی میان بارهای سیال

پس از بررسی سنگ نگاری میان بارهای سیال و ثبت اطلاعات به دست آمده، بررسی های ریزدماسنجی بر اساس مشاهده دقیق و تشخیص تغییرات فازی میان بار سیال، طی مراحل سرمایش و گرمایش بر روی کانی کوارتز بنا شده است. در این بخش میان بارهای سیال تک فاز گاز و همچنین میان بارهای سیال غنی از گاز همراه با کانی کدر (VLS) و میان بارهای سیال غنی از مایع همراه با کانی کدر (LVS) از فراوانی کمی برخوردار هستند. بنابراین در بررسی های ریزدماسنجی از آنها صرف نظر شد. نتایج حاصل از بررسی های ریزدماسنجی میان بارهای سیال در کانسار مس کوه اسفند، در جدول ۱ نشان داده شده است.

جدول ۱. خلاصه ویژگی‌های دمای همگن‌شدگی، شوری، فشار و عمق اندازه‌گیری و محاسبه شده در انواع میان‌بارهای سیال کانسار کوه اسفند. Th (vapor): دمای همگن‌شدگی فاز بخار، Tm (halite): دمای ذوب هالیت، Th (final): دمای همگن‌شدگی نهایی، Tm (ice): دمای ذوب یخ، Te (eutectic): دمای یوتکتیک

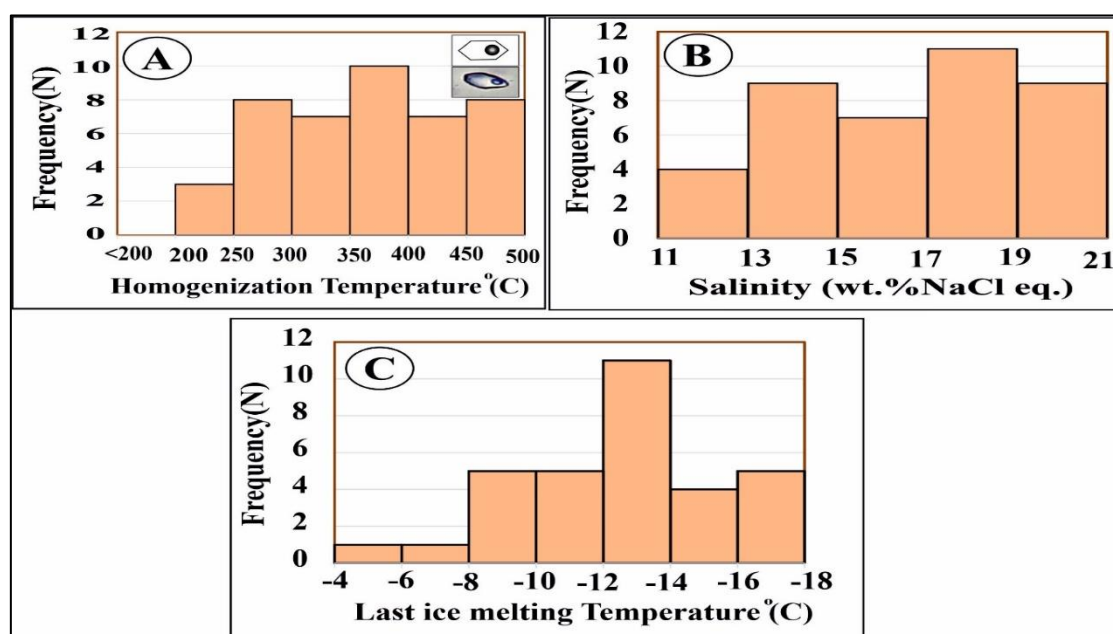
Table 1. Summary of Characteristics of homogenization temperature, salinity, pressure and depth in types of fluid inclusions of Kuh-e-Esfand deposit. Th (vapor) = homogenization temperature to vapor, Tm (halite) = melting temperature of halite, Th (Total) = total homogenization temperature to vapor, Tm (ice) = melting temperature of ice, Te (eutectic) = first melting temperature

Sample	Type inclusion	Th (vapor) (°C)		Tm (halite) (°C)		Th (Total) (°C)		Tm (ice) (°C)		Te (eutectic) (°C)	
		range	average	range	average	range	average	range	average	range	average
Brine	inclusion										
S-BH2-D462	Multi-phase brine inclusion (L+V+H+S) N (19)										
S-BH3-D346											
S-BH3-D462		356-598	492	346-570	409	358-598	501				
S-BH2-D506											
S-BH2-D228											
S-BH2-D506	Simple brine inclusion (L+V+H) N (17)										
S-BH3-D346		251-590	446	250-540	342	330-590	462				
S-BH3-D131											
ST-BH3-475											
Vapor-rich and liquid- rich inclusion (Two – phase)											
S-BH2-D367	Simple V- rich N (33)										
S-BH2-D506											
S-BH3-D131		330-600	461			330-600	461	9.7-19.5	14.5		
S-BH3-D346											
S-BH3-D475											
S-BH2-D367	Simple L-rich N (21)										
S-BH2-D506											
S-BH3-D131		209-490	378			209-490	378	5-18	12.6	-45--57	-53
S-BH3-D346											
S-BH3-D475											
Sample	Type inclusion	Density (g/cm³)		Salinity (wt.%)		Pressure (bar)		Depth (km)			
		range	average	range	average	range	average	range	average		
S-BH2-D462	Multi-phase brine inclusion (L+V+H+S) N (19)										
S-BH3-D346											
S-BH3-D462		0.9-1.3	1.02	42-70	49	210-720	442	0.9-2.7	1.7		
S-BH2-D506											
S-BH2-D228											
S-BH2-D506	Simple brine inclusion (L+V+H) N (17)										
S-BH3-D346		0.8-1.1	0.98	35-65	42	100-762	390	0.6-1.9	1.5		
S-BH3-D131											
ST-BH3-475											
Vapor-rich and liquid- rich inclusion (Two – phase)											
S-BH2-D367	Simple V- rich N (33)										
S-BH2-D506											
S-BH3-D131		0.6-0.8	0.7	12-22	18	230-935	603	0.9-3.5	2.3		
S-BH3-D346											
S-BH3-D475											
S-BH2-D367	Simple L-rich N (21)										
S-BH2-D506											
S-BH3-D131		0.5-1	0.8	11-21	17	15-488	215	0.1-1.8	0.8		
S-BH3-D346											
S-BH3-D475											



شکل ۱۲. نمودارهای بررسی ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال غنی از گاز ساده (VL) کانسار کوه اسفند، A: نمودار دمای همگن‌شدگی، B: نمودار شوری و C: نمودار دمای ذوب آخرین بلور یخ

Fig. 12. Histograms of microthermometric studies of simple vapor-rich fluid inclusions of Kuh-e-Esfand deposit. A: Histogram of Homogenization temperature, B: Histogram of Salinity, and C: Histogram of last ice melting temperature



شکل ۱۳. نمودارهای بررسی ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال غنی از مایع (LV) کانسار کوه اسفند، A: نمودار دمای همگن‌شدگی، B: نمودار میزان شوری و C: نمودار دمای ذوب آخرین بلور یخ

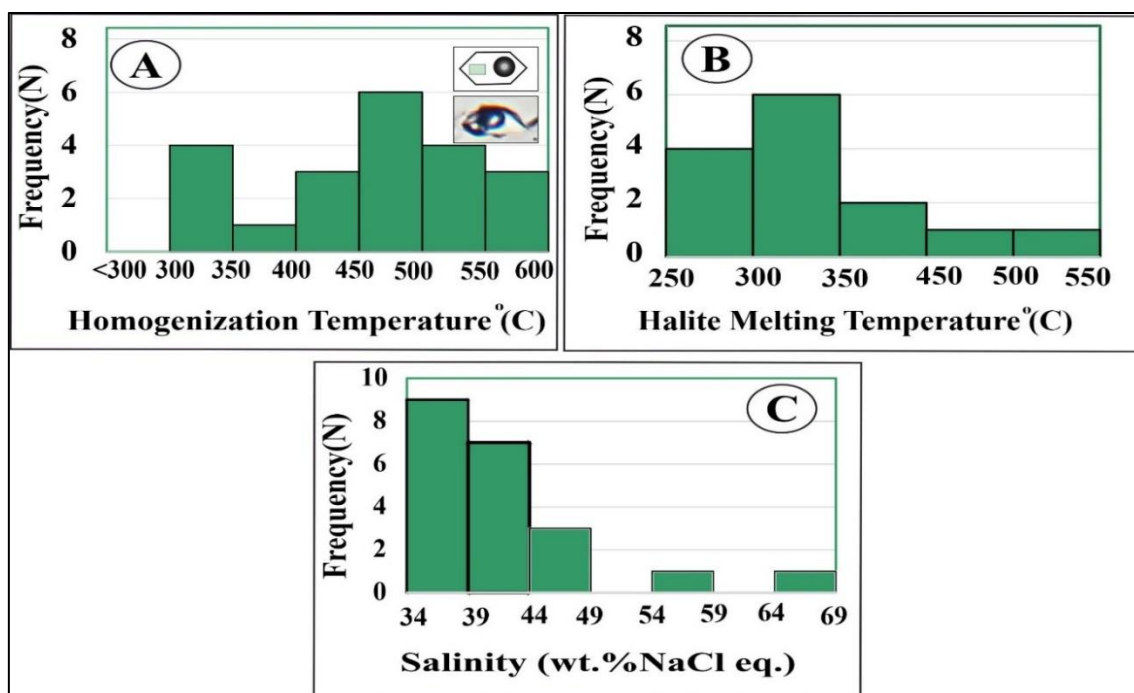
Fig. 13. Histogram of microthermometric studies of simple liquid-rich fluid inclusions (LV) of Kuh-e-Esfand deposit. A: Histogram of Homogenization temperature, B: Histogram of Salinity, and C: Histogram of last ice melting temperature

انحلال هالیت بین ۲۵۰ تا ۵۴۰ درجه سانتی گراد (به طور میانگین ۳۴۹ درجه سانتی گراد) است و اغلب آنها در دمای ۳۰۰ تا ۳۵۰ درجه سانتی گراد همگن می‌شوند ((شکل ۱۴-B)).

روش سرمایش: میزان شوری در میان‌بارهای سیال شوراب ساده بر اساس دمای انحلال هالیت محاسبه می‌شوند. از این رو، دامنه شوری معادل ۳۴/۷ تا ۶۵/۳ درصد شوری معادل نمک طعام با بیشترین فراوانی ۳۵ تا ۴۰ درصد شوری معادل نمک طعام را نشان می‌دهند ((شکل ۱۴-C)).

ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال شوراب ساده (LVH):

روش گرمایش: بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری، هالیت تنها فاز جامد در این نوع از میان‌بارهای سیال شوراب ساده است. دمای انحلال هالیت، دمای محو شدن حباب گازی و دمای همگن‌شدگی نهایی میان‌بارهای سیال شوراب ساده نسبت به میان‌بارهای سیال فازی کمتر است. دمای همگن‌شدگی نهایی میان‌بارهای سیال شوراب ساده با محدوده دمایی از ۳۳۰ تا ۵۴۰ درجه سانتی گراد (به طور میانگین ۴۴۰ درجه سانتی گراد)، بیشترین فراوانی را در دماهای ۴۵۰ تا ۵۰۰ درجه سانتی گراد نشان می‌دهند ((شکل ۱۴-A)).



شکل ۱۴. نمودارهای بررسی ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال شور ساده (LVH) کانسار کوه اسفند، A: نمودار دمای همگن‌شدگی نهایی، B: نمودار دمای ذوب هالیت و C: نمودار شوری

Fig. 14. Histograms of microthermometric studies of simple brine fluid inclusions (LVH) of Kuh-e-Esfand deposit. A: Histogram of Homogenization temperature, B: Histogram of halite melting temperature, and C: Histogram of last ice melting temperature

سیال از نظر دمایی و میزان شوری به طور میانگین بالاترین مقدار را نشان می‌دهند.

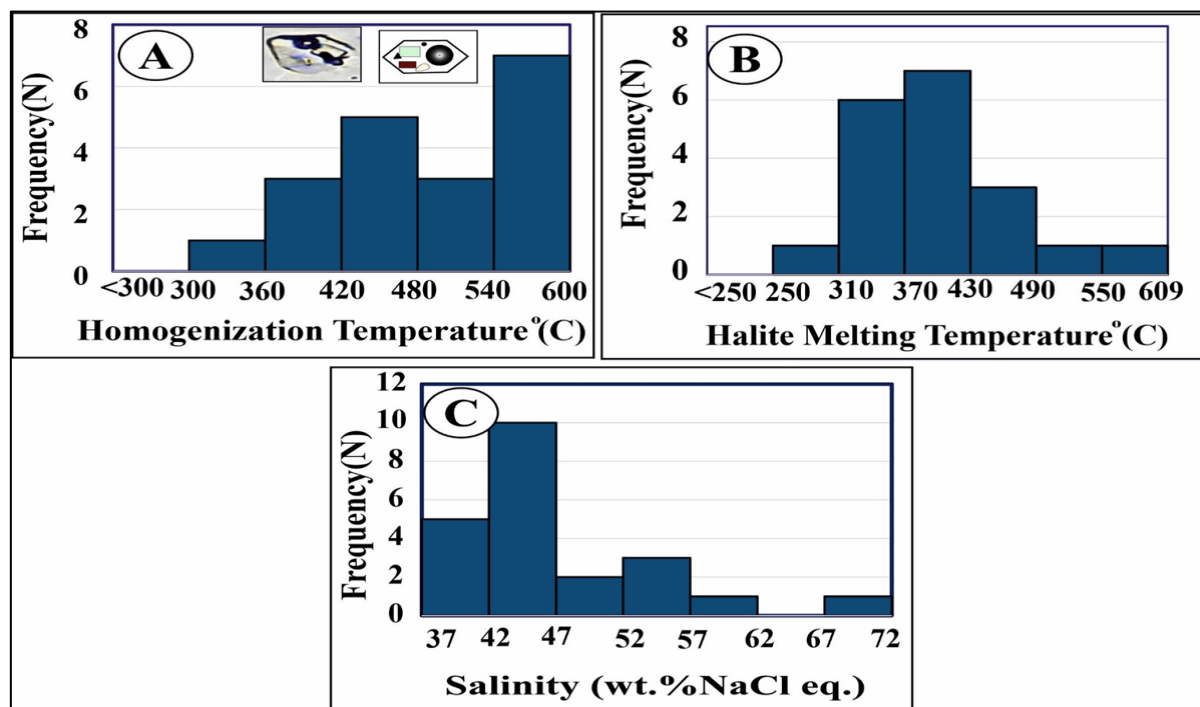
ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال شور چندفازی (LVHS):

میان‌بارهای سیال شوراب چند فازی حاوی بیشترین فاز جامد و بالاترین درجه پرشدگی از فازهای جامد هستند. این نوع از میان‌بارهای

دامنه تغییرات بین ۳۴۶ تا ۵۷۰ درجه سانتی گراد (به طور میانگین ۴۰۹ درجه سانتی گراد) بیشترین فراوانی را در دمای ۳۷۰ تا ۴۳۰ درجه سانتی گراد نشان می‌دهند که از دمای انحلال هالیت در سیالات درگیر شوراب ساده بیشتر است (شکل ۱۵-B).

روش سرمایش: شوری میان‌بارهای چندفازی بر اساس دمای انحلال هالیت از ۳۷ تا ۷۰ درصد شوری معادل نمک طعام متغیر است و بیشترین فراوانی را در ۴۲ تا ۵۰ درصد شوری معادل نمک طعام نشان می‌دهند (شکل ۱۵-C).

روش گرمایش: میان‌بارهای سیال چندفازی حاوی بالاترین تنوع از فازهای جامد هستند و از نظر دمایی و میزان شوری به طور میانگین بالاترین مقدار را نشان می‌دهند. دمای همگن‌شدگی نهایی میان‌بارهای سیال شوراب چندفازی با انحلال هالیت و یا محو شدن حباب گازی مشخص می‌شود. دمای همگن‌شدگی نهایی با تغییرات دمایی تقریباً منظمی از ۳۳۳ تا ۵۹۸ درجه سانتی گراد (به طور میانگین ۵۰۱ درجه سانتی گراد)، بیشترین فراوانی را در دمای بین ۴۲۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی گراد در برمی‌گیرند (شکل ۱۵-A). دمای انحلال هالیت با



شکل ۱۵. نمودارهای بررسی ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال چندفازی (LVHS) کانسار کوه اسفند، A: نمودار دمای همگن‌شدگی نهایی، B: نمودار دمای ذوب هالیت و C: نمودار میزان درصد شوری

Fig. 15. Histograms of microthermometric studies of multiphase brine fluid inclusions (LVHS) of Kuh-e-Esfand deposit. A: Histogram of Homogenization temperature, B: Histogram of halite melting temperature, and C: Histogram of last ice melting temperature

بحث

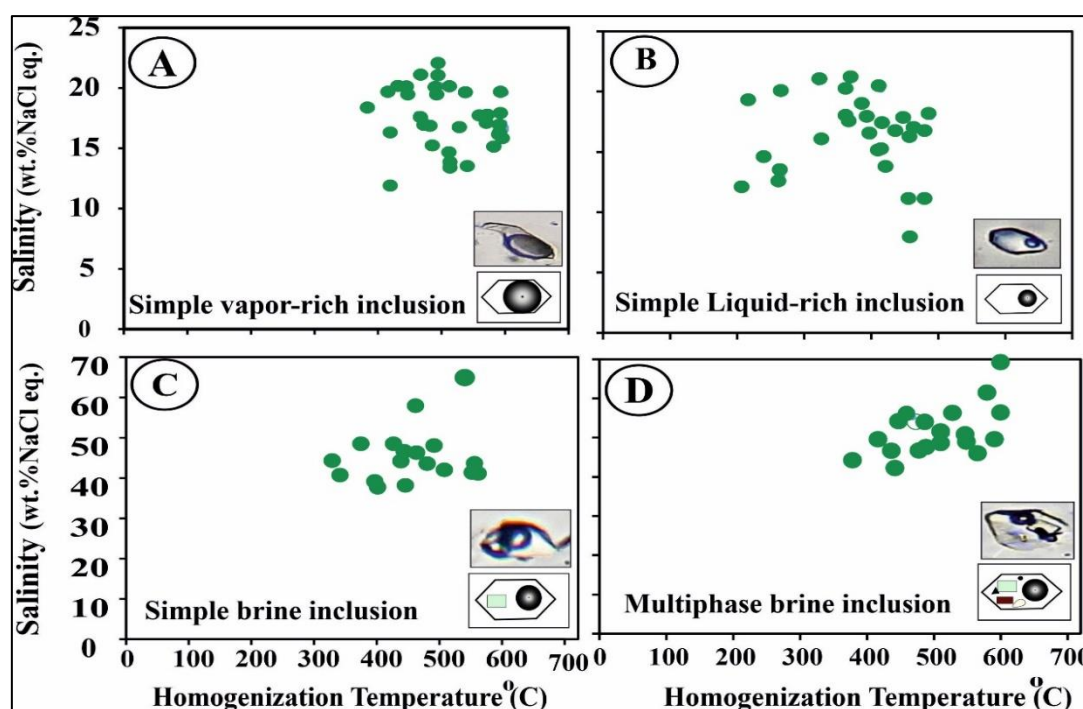
شرایط فیزیکی - شیمیایی سیال گرمایی

نمی‌کنند. با این وجود، بررسی‌های ریزدماسنجی بر روی میان‌بارهای سیال متعلق به مرحله پیش از کانی‌سازی، کانی‌سازی اصلی و همچنین پس از کانی‌سازی بیانگر تنوع قابل توجهی از میان‌بارها در مرحله کانی‌سازی اصلی مرتبط با رگه کوارتز ±

میان‌بارهای سیال بررسی شده در کانی میزبان کوارتز پراکندگی قابل توجهی در رگه‌ها نشان می‌دهند و از روند خاصی پیروی

وجود شاهد حضور میان‌بارهای سیال دو فاز از غنی از مایع و غنی از گاز ساده در رگه‌های مرتبط با مراحل ابتدایی کانی‌سازی هستیم. رابطه بین دمای همگن‌شدگی نهایی (درجه سانتی‌گراد) و میزان شوری (بر حسب درصد شوری نمک طعام) در میان‌بارهای سیال غنی از گاز ساده و غنی از مایع ساده (شکل ۱۶-A و B) پراکنده و غیرخطی است که می‌تواند ناشی از اختلاط دو سیال متفاوت باشد (Taghipour, 2007). در مقابل، رابطه بین دمای همگن‌شدگی نهایی و میزان شوری در میان‌بارهای شور چندفازی افزایش دما همراه با افزایش شوری روند یکنواخت‌تر و خطی‌تری را نسبت به میان‌بارهای سیال شور ساده و میان‌بارهای سیال غنی از مایع ساده و غنی از گاز ساده نشان می‌دهند (شکل ۱۶-C و D).

کالکوپیریت $\pm$ پیریت و رگه کوارتز $\pm$ کالکوپیریت $\pm$ پیریت $\pm$ مولیدنیت است که فراوانی قابل توجهی از میان‌بارهای سیال شور چندفازی به همراه میان‌بارهای سیال غنی از گاز (نوع تک فاز گازی دوفازی غنی از گاز) را نشان می‌دهند. در مرحله کانی‌سازی اولیه مرتبط با رگه کوارتز $\pm$ کالکوپیریت $\pm$ مگنتیت میان‌بارهای سیال تک فاز گازی و دوفازی غنی از گاز به همراه مقدار کمتری از میان‌بارهای سیال غنی از مایع و همچنین میان‌بارهای سیال شور ساده همراه هستند. در رگه‌های کوارتز $\pm$ پیریت $\pm$ سیریسیت مرتبط با مرحله پس از کانی‌سازی اصلی، مقدار میان‌بارهای سیال غنی از مایع ساده بر میان‌بارهای سیال غنی از گاز برتری دارند؛ در واقع فراوانی میان‌بارهای سیال غنی از گاز کاهش یافته است. با این

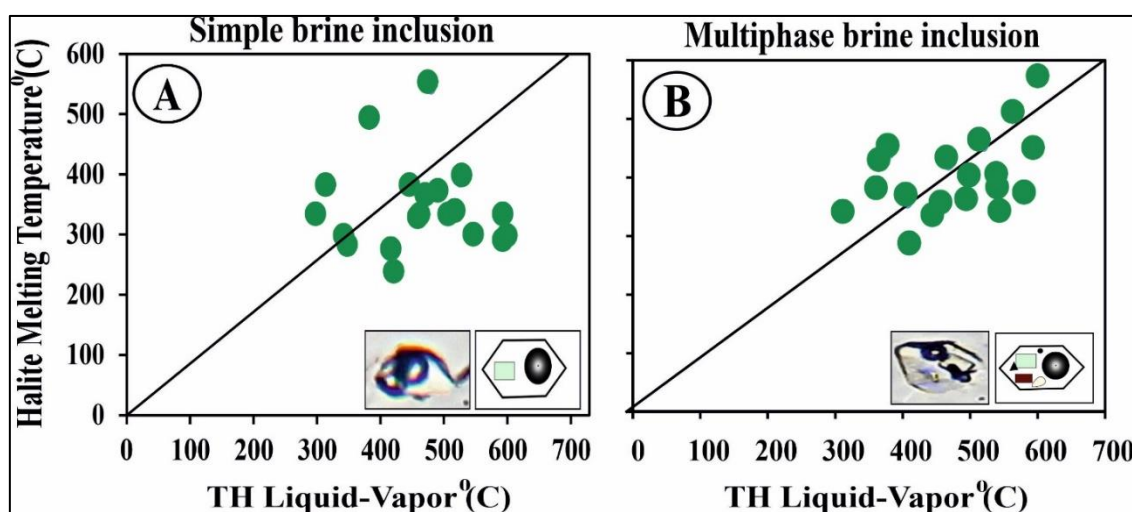


شکل ۱۶. نمودار دمای همگن‌شدگی در مقابل شوری میان‌بارهای سیال کانسار کوه اسفند. A: نمودار دما همگن‌شدگی - شوری میان‌بارهای سیال غنی از گاز ساده (VL)، B: نمودار دما همگن‌شدگی - شوری میان‌بارهای سیال غنی از مایع ساده (LV)، C: نمودار دما همگن‌شدگی - شوری میان‌بارهای سیال شور ساده (LVH) و D: نمودار دما همگن‌شدگی - شوری میان‌بارهای سیال شور چندفازی (LVHS)

Fig. 16. Homogenization temperature-salinity diagram versus salinity of fluid inclusions in the Kuh-e- Esfand deposit. A: Homogenization temperature-salinity diagram of simple vapor-rich fluid inclusions (VL), B: Homogenization temperature-salinity diagram of simple liquid-rich fluid inclusions (LV), C: Homogenization temperature-salinity diagram of brine liquid-rich fluid inclusions (LVH), and D: Homogenization temperature-salinity diagram of multiphase brine fluid inclusions (LVHS)

دمای همگن شدن نهایی با انحلال هالیت هستند که می‌تواند بیانگر به دام افتادن میان‌بار سیال در فشار زیاد باشد (Bodnar, 1994). میان‌بارهای واقع بر روی خط مورب حاکی از دمای همگن شدن با انحلال و حذف هم‌زمان هالیت و حباب گازی است.

در رابطه بین دمای ذوب هالیت در مقابل دمای همگن شدن مایع-گاز میان‌بارهای سیال شور ساده و میان‌بارهای شور چندفازی (شکل ۱۷- A و B)، میان‌بارهای واقع در زیر خط مورب گویای همراه بودن دمای همگن شدن نهایی با محو شدن حباب گازی و نمونه‌های واقع در بالای خط مورب گویای همراه بودن



شکل ۱۷. نمودار دمای ذوب هالیت در مقابل دمای همگن شدن مایع-بخار کانسار کوه اسفند، مرتبط با A: میان‌بارهای سیال شور ساده و B: میان‌بارهای شور چندفازی

Fig. 17. Diagram of the halite melting temperature versus the homogenization temperature of liquid-vapor in the Kuh-e-Esfand deposit, related to A: simple brine fluid inclusions, and B: multiphase brine fluid inclusions

چگالی به ترتیب معادل $1-0.1 \text{ g/cm}^3$ به طور میانگین 0.98 و $0.9-0.1 \text{ g/cm}^3$ به طور میانگین 0.02 g/cm^3 هستند.

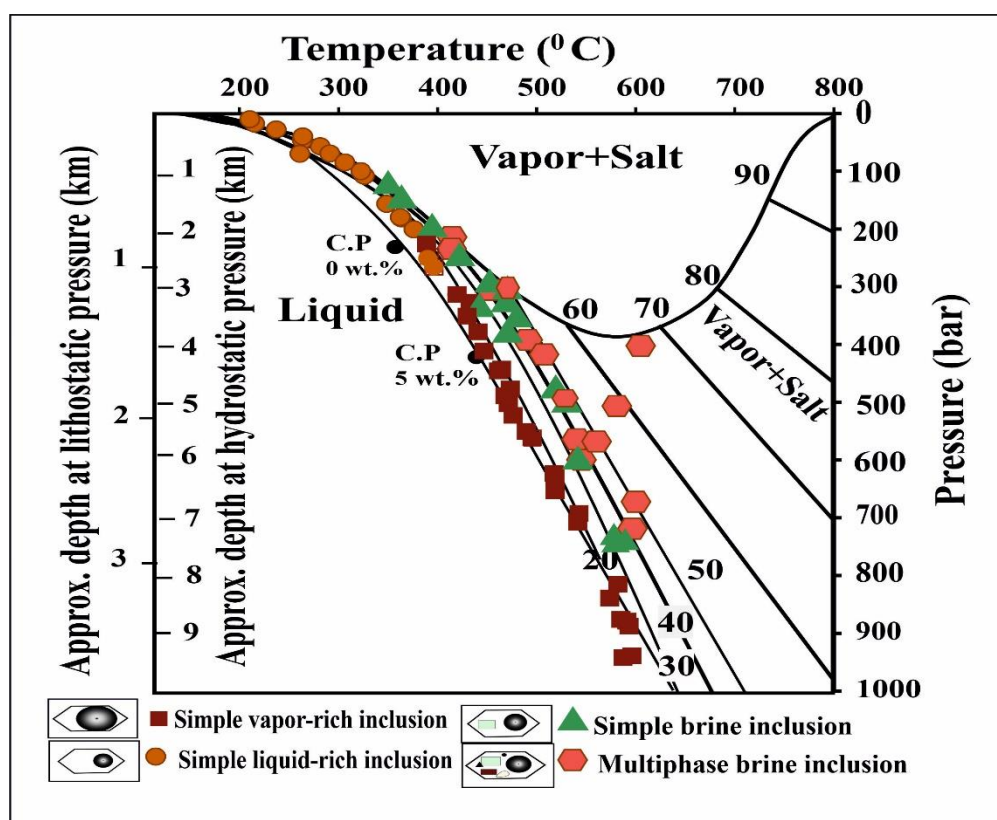
تعیین فشار کانسار

فشار به دام افتادن میان‌بارهای سیال غنی از مایع و گاز را می‌توان بر اساس داده‌های دما و شوری در سامانه $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ (Bodnar, 1989) (Brown, 1980 and Beane, 1980) در نرم‌افزار فلینکور (Fournier, 1987) ارزیابی کرد. لذا بر اساس نمودار دما-فشار (شکل ۱۸)، بیشینه مقدار فشار متعلق به میان‌بار سیال دوفازی غنی از گاز ساده (معادل ۹۳۵ بار) با عمق ۳/۵ کیلومتر است که تشکیل

تعیین چگالی: چگالی میان‌بارهای سیال دوفازی غنی از مایع ساده (LV) و غنی از گاز ساده (VL) و میان‌بارهای سیال شوراب ساده (LVH) و میان‌بارهای شوراب چندفازی (LVHS) بر اساس میزان دما و شوری میان‌بارهای سیال در سامانه $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ (Bodnar, 1989 and Beane, 1980) با استفاده از نرم‌افزار فلینکور (Brown, 1989) محاسبه شد. طبق جدول ۱، کمترین دامنه تغییرات چگالی متعلق به میان‌بارهای سیال دوفازی غنی از مایع ساده $0.99-0.05 \text{ g/cm}^3$ به طور میانگین 0.8 g/cm^3 و میان‌بارهای سیال دوفازی غنی از گاز ساده $0.6-0.07 \text{ g/cm}^3$ به طور میانگین 0.7 g/cm^3 است. میان‌بارهای سیال شوراب ساده و چندفازی حاوی بالاترین مقدار

کیلومتر عمق ادامه دارد. میانگین عمق میان‌بارهای سیال غنی از گاز ساده ۱/۴ کیلومتر، میان‌بار سیال غنی از مایع ساده ۰/۸ کیلومتر، میان‌بارهای سیال شور ساده ۱/۵ کیلومتر و میان‌بارهای سیال شور چندفازی معادل ۱/۷ کیلومتر هستند. بنابراین عمق نهشت کانسار با کمینه ۰/۸ تا بیشینه ۱/۷ کیلومتر به طور میانگین ۱/۴ کیلومتر معادل ۱۴۰۰ متر معادل فشار کمینه ۲۱۵ بار تا بیشینه ۶۰۳ بار به طور میانگین ۴۱۲/۵ بار هیدرواستاتیک و ۱۱۱۲ بار لیتواستاتیک است.

آن تا فشار ۲۳۰ بار با عمق ۰/۹ کیلومتر ادامه دارد. تشکیل میان‌بارهای سیال شور چند فازی در شرایط بیشینه فشار و عمق به ترتیب معادل ۷۲۰ بار و ۲/۷ کیلومتر است که تا فشار ۲۱۰ بار و عمق ۰/۸ کیلومتر ادامه می‌یابد. همچنین میان‌بارهای سیال شور ساده در بیشینه مقدار فشار ۷۶۲ بار معادل عمقی ۲/۹ کیلومتر تشکیل می‌شوند و تا فشار ۱۰۰ بار با عمق ۰/۶ کیلومتر ادامه دارد. میان‌بارهای سیال غنی از مایع ساده شرایط تشکیل در بیشینه فشار ۴۸۸ بار معادل عمق ۱/۸ کیلومتر تا کمینه فشار ۱۵ بار معادل ۰/۱



شکل ۱۸. تعیین عمق و فشار میان‌بارهای سیال کانسار کوه اسفند، با استفاده از نمودار دما-فشار (Fournier, 1987)

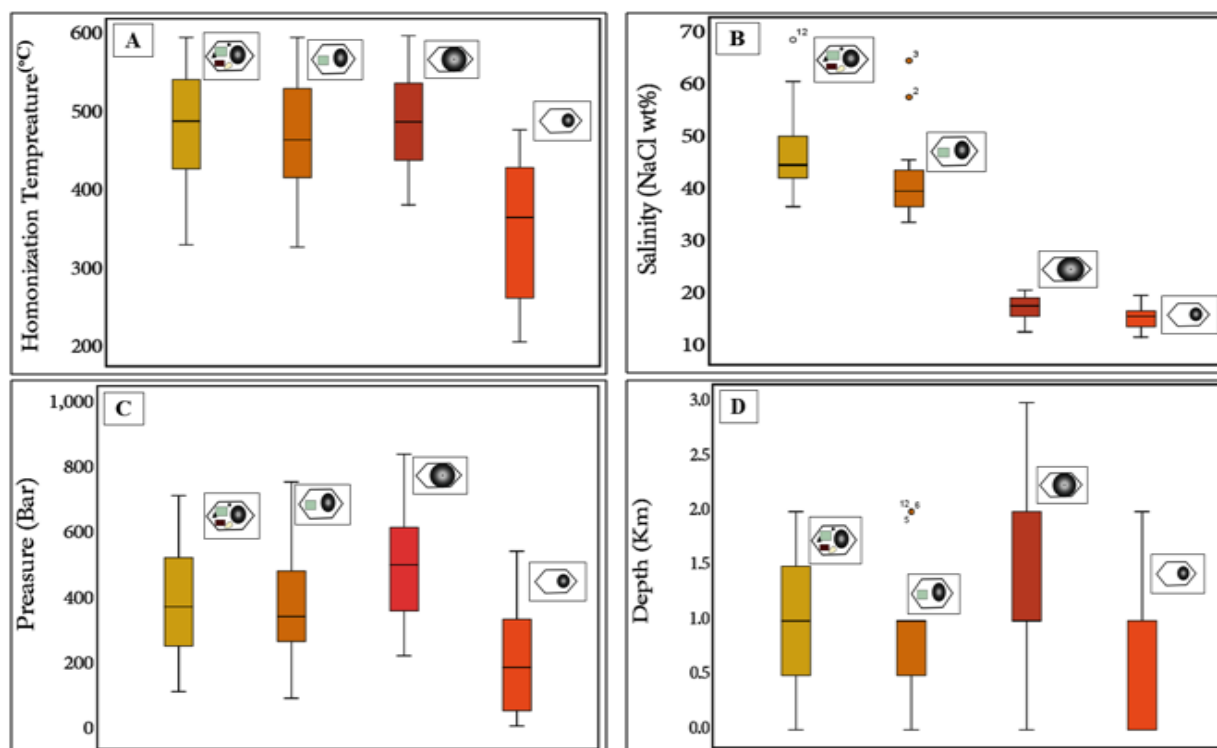
Fig. 18. Determining the depth and pressure of fluid inclusions in the Kuh-e-Esfand deposit, using a temperature-pressure diagram (Fournier, 1987)

همگن‌شدگی و شوری، روند کاهشی از میان‌بارهای سیال چند فازی به سمت میان‌بارهای سیال دوفازی غنی از مایع نشان می‌دهند (شکل

به طور کلی، بر اساس نتایج به دست آمده از بررسی‌های ریزدماسنجی ارائه‌شده در جدول ۱ و شکل ۱۰، تغییرات دمای

می‌دهند (Mohammadi Qaqab and Taghipour, 2011). تغییرات فشار و عمق گویای روند کاهشی از میان‌بارهای دو فازي غنی از گاز و میان‌بارهای سیال شور چندفازی به سمت میان‌بارهای سیال شور ساده و میان‌بارهای دو فازي غنی از مایع هستند (شکل ۱۹- C و D).

با این وجود، میان‌بارهای سیال دو فازي غنی از گاز ساده (VL) دارای دمای همگن‌شدگی مشابه با انتهای گستره دمایی همگن‌شدگی میان‌بارهای سیال شور چندفازی هستند (شکل ۱۹- A). میان‌بارهای سیال دو فازي غنی از مایع ساده (LV) با شوری و دمای کمتر، آخرین مراحل به دام افتادن سیال گرمایی را نشان



شکل ۱۹. روند تغییرات فیزیکی- شیمیایی در انواع میان‌بارهای سیال کانسار کوه اسفند. A: روند تغییرات دما میان‌بارهای سیال، B: روند تغییرات شوری میان‌بارهای سیال، C: روند تغییرات عمق میان‌بارهای سیال و D: روند تغییرات فشار میان‌بارهای سیال

Fig. 19. The trend of physical-chemical fluctuations of various fluid inclusions of the Kuh-e-Esfand deposit. A: Temperature fluctuations of fluid inclusions, B: Salinity fluctuations of fluid inclusions, C: Depth fluctuations of fluid inclusions, and D: Pressure fluctuations of fluid inclusions

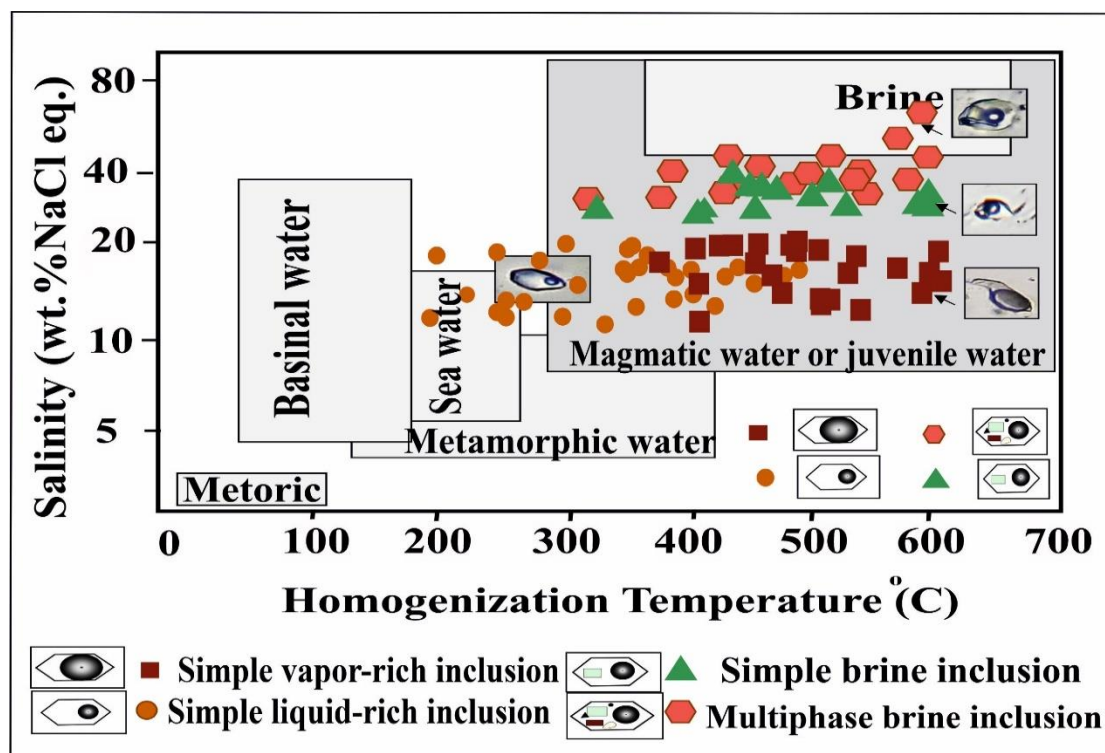
میان‌بارهای سیال شور ساده و چند فازي در جهت بررسی منشأ سیال و روند تکامل سیال بر اساس تغییرات دمای همگن‌شدگی و میزان شوری صورت می‌گیرد (شکل‌های ۲۰ و ۲۱). منشأ غالب سیال کانی‌سازی کانسار کوه اسفند بر اساس نمودار دمای همگن‌شدگی در مقابل شوری (Kesler, 2005) (شکل ۲۰)، سیال

تکامل سیال گرمایی

ارتباط بین انواع میان‌بارهای سیال مشاهده شده در کانسار کوه اسفند بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری و ریزدماسنجی امکان‌پذیر است. در بررسی‌های ریزدماسنجی، ارتباط بین انواع مختلف میان‌بارهای سیال دوفازی غنی از مایع ساده و غنی از گاز ساده،

ماگمایی است. بر اساس نمودار دمای همگن‌شدگی در مقابل شوری (Wilkinson, 2001) (شکل ۲۱-A و B)، سیر تکاملی سیال گرمایی از درجه حرارت و شوری بالا آغاز می‌شود که خاص شرایط ماگمایی در سامانه‌های پورفیری است (Zimmerman et al., 2001).

فاز بخار با افزایش دما و کاهش فشار یا ترکیبی از این دو ایجاد می‌شود (Wilkinson, 2001).

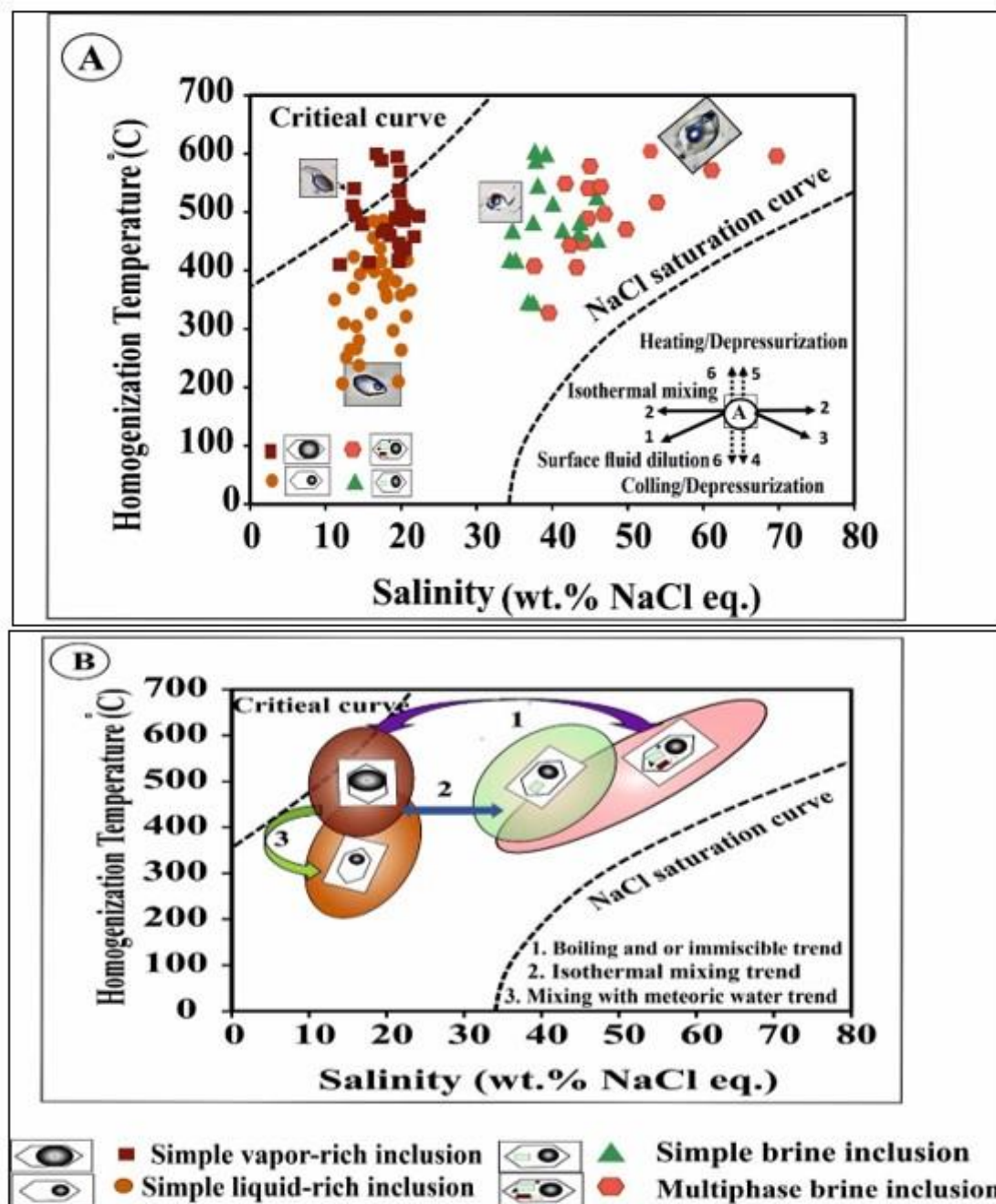


شکل ۲۰. روند تکاملی سیال گرمایی کانسار مس کوه اسفند بر اساس نمودار شوری - دمای همگن‌شدگی بررسی‌های میان‌بارهای سیال (Kesler, 2005)، جهت تعیین منشأ سیال به دام افتاده

Fig. 20. Evolution trend of hydrothermal fluid of Kuh-e-Esfand copper deposit based on the salinity-temperature homogenization diagram of fluid inclusions (Kesler, 2005), for determining the trapped fluid source

فرایندهای مؤثر در روند تکامل سیال گرمایی کانسار کوه اسفند از طریق بررسی ارتباط بین انواع میان‌بارهای سیال دوفازی غنی از گاز ساده، میان‌بارهای سیال دوفازی غنی از مایع ساده، میان‌بارهای شور ساده و میان‌بارهای شور چندفازی عبارتند از: ۱- فرایند جوشش ثانویه و عدم اختلاط سیال؛ از آنجایی که یکی از مهم‌ترین عوامل تأثیرگذار بر اقتصادی بودن کانی‌زایی، رخداد فرایند جوشش ثانویه است، بررسی این فرایند از اهمیت به سزایی برخوردار است.

فرایندهای مؤثر در روند تکامل سیال گرمایی کانسار کوه اسفند از طریق بررسی ارتباط بین انواع میان‌بارهای سیال دوفازی غنی از گاز ساده، میان‌بارهای سیال دوفازی غنی از مایع ساده، میان‌بارهای شور ساده و میان‌بارهای شور چندفازی عبارتند از: ۱- فرایند جوشش ثانویه و عدم اختلاط سیال، ۲- اختلاط هم‌دما و ۳- اختلاط سیال ماگمایی با آب‌های جوی. دو فرایند رایج جوشش ثانویه و اختلاط سیالات شرایط لازم جهت ته‌نشست کانی‌های معدنی فراهم می‌کنند و باعث

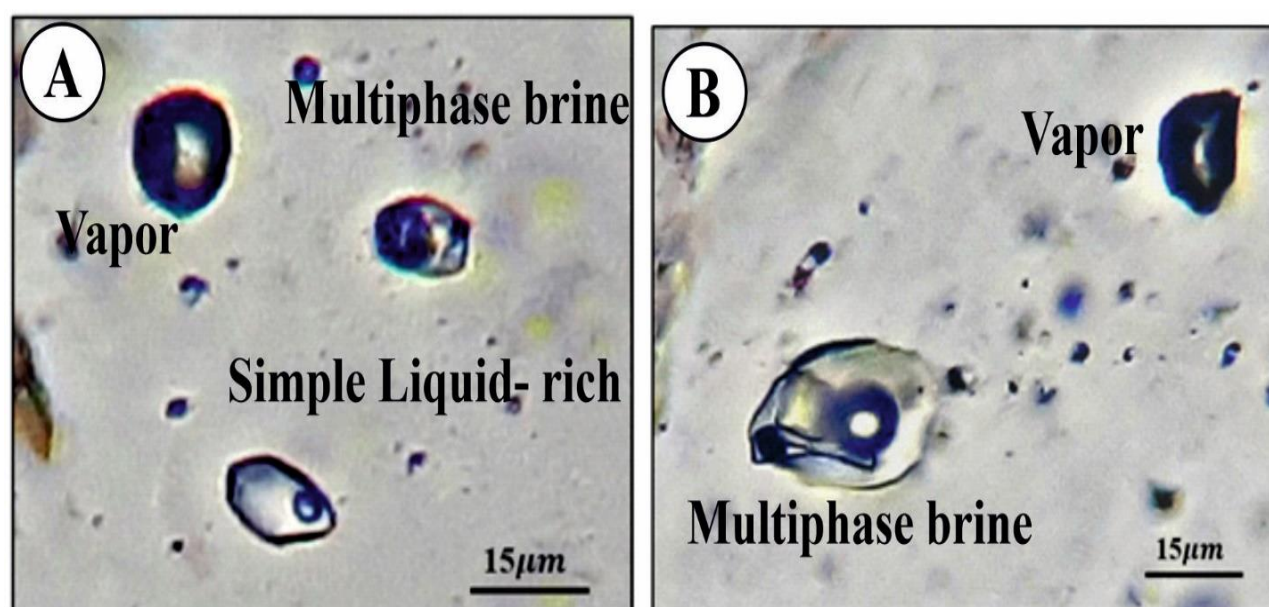


شکل ۲۱. روند تکاملی سیال گرمایی کانسار مس کوه اسفند بر اساس بررسی‌های میان‌بارهای سیال. A: نمودار دمای همگن‌شدگی - شوری (Wilkinson, 2001)، جهت تعیین فرایندهای مؤثر در تکامل سیال و نهشت کانسار، B: تصویر شماتیک انواع میان‌بارهای سیال در نمودار دمای همگن‌شدگی - شوری (Wilkinson, 2001). جهت‌ها نشان‌دهنده روند کلی حاصل از انواع فرایندهای مختلف بر روی تکامل سیال در کانسار کوه اسفند هستند.

Fig. 21. Evolution trend of hydrothermal fluid in the Kuh-e-Esfand copper deposit based on fluid inclusion studies. A: Homogenization temperature-salinity diagram (Wilkinson, 2001), to determining the influential processes in fluid evolution and ore deposition, and B: Schematic image of various fluid inclusions in the homogenization temperature-salinity diagram (Wilkinson, 2001). The directions indicate the overall trend illustrating the combined effects different processes on fluid evolution in the Kuh-e-Esfand copper deposit.

فازی با شوری بالا همراه با میان‌بارهای سیال گازی که اغلب به دو صورت میان‌بار سیال دو فازی غنی از گاز و تک فازی گازی مشاهده می‌شوند (شکل ۲۲-A و B)، نشان‌دهنده به دام افتادن سیال در حال جوشش ثانویه و عدم اختلاط سیالات منشأگرفته از ماگما (Cline and Bodnar, 1994; Drummond and Ohmoto, 1985) و سیالات کانسنگ‌ساز در مرحله اصلی کانی‌سازی (Ulrich et al., 2001; Bouzari and Clark, 2006) در کانسار کوه اسفند است.

فرایند جوشش بیان‌کننده شرایط جدید فیزیکوشیمیایی در طی تغییرات درجه حرارت و فشار سیال در گذر از شرایط لیتوستاتیک به هیدروستاتیک (Cunningham, 1978) ناشی از گسلش و شکست هیدرولیکی است که با کاهش سریع فشار محصورکننده سیالات گرمایی به عنوان یک سازوکار مهم در ته‌نشست مس در رگه-رگچه‌ها در نظر گرفته می‌شوند (Zarasvandi et al., 2013). در بررسی‌های سنگ‌نگاری، همزیستی میان‌بارهای سیال شور ساده و میان‌بار سیال شور چند



شکل ۲۲. A و B: تصویر میکروسکوپی از هم‌جواری میان‌بارهای سیال شور چندفازی با میان‌بارهای تک فاز گازی نشان‌دهنده رخداد جوشش در کانسار کوه اسفند

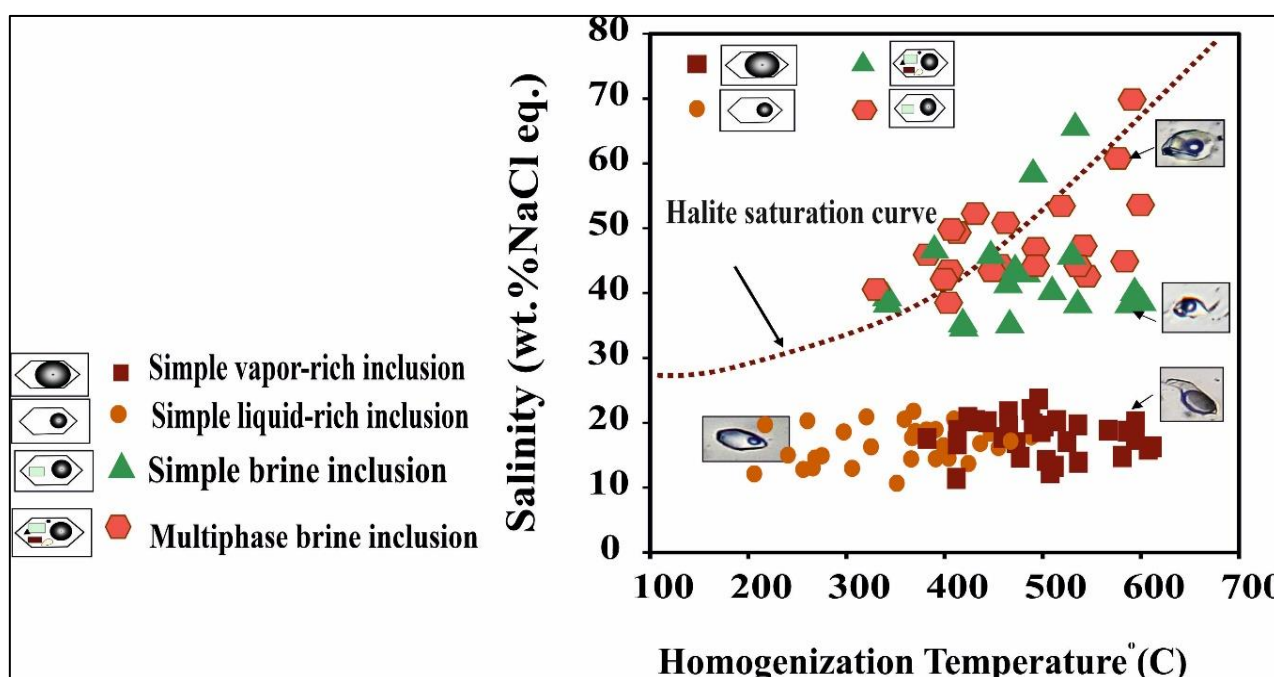
Fig. 22. A and B: microphotography showing the coexistence of multiphase brine fluid inclusions with vapor fluid inclusions indicative of boiling events of Kuh-e-Esfand deposit

میان‌بارهای شور چندفازی کانسار مس کوه اسفند در نمودار شوری-دما (شکل ۲۳)، شوری اندازه‌گیری شده دو جمعیت متمایز را نشان می‌دهند که می‌تواند به وسیله جوشش سیالات حاصل شوند (Zhang et al., 2012). بر اساس نمودار، میان‌بارهای واقع در زیر خط مورب نشان‌دهنده دمای همگن‌شدگی

علاوه بر این، وجود برش گرمایی، سامانه استوک‌ورک و تراکم رگه-رگچه‌ها در بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی کانسار کوه اسفند بیانگر فرایند جوشش است. در بررسی‌های ریزدماسنجی بر اساس ارتباط بین انواع مختلف میان‌بارهای سیال دوفازی غنی از مایع و غنی از گاز، میان‌بارهای شور ساده و

است (Bodnar, 1994). میان‌بارهای چندفازی با شوری بالا (۴۲ تا ۷۰ درصد شوری معادل نمک طعام) ویژگی‌های سیال اصلی مرتبط با کانی‌سازی هستند که تکامل سیالات گرمایی از ماگمای دما بالا را ثبت کرده‌اند.

نهایی آنها با محو شدن فاز گازی است. برخی از میان‌بارهای سیال سه فازی و همچنین چند فازی بالای خط انحلال هالیت بیانگر همگن‌شدگی نهایی آنها همراه با انحلال هالیت است که نشان‌دهنده تحولات فشار در حین تشکیل (Bodnar and Vityk, 1994; Becker et al., 2008) و عدم تعادل با فاز بخار



شکل ۲۳. موقعیت انواع میان‌بارهای سیال در نمودار شوری-دمای همگن‌شدگی (Wilkinson, 2001) در کانسار کوه اسفند، نمونه‌های واقع در زیر خط مورب گویای همراه بودن دمای همگن‌شدن نهایی با محو شدن حباب گازی بوده و نمونه‌های واقع در بالای خط مورب گویای همراه بودن دمای همگن‌شدن نهایی با انحلال هالیت است. نمونه‌های قرار گرفته روی خط مورب نشان‌دهنده هم‌زمانی محو شدن هالیت با محو شدن حباب گازی است.

Fig. 23. The location of different fluid inclusions in the salinity - homogenization temperature diagram (Wilkinson, 2001) of Kuh-e-Esfand. Samples located below the sloping line indicate the homogenization temperature coinciding with the disappearance of the gas bubble, while samples above the sloping line indicate the homogenization temperature coinciding with halite dissolution. Samples placed on the sloping line indicate simultaneous disappearance of halite and gas bubble.

1994). میان‌بارهای سیال دوفازی غنی از گاز ساده با دمای همگن‌شدگی نزدیک به دمای همگن‌شدگی میان‌بارهای سیال شور چندفازی؛ اما با شوری به مراتب کمتر (بیشینه شوری ۲۲ درصد وزن نمک طعام) در نمودار، اغلب در زیر میان‌بارهای سیال

در این نوع از میان‌بارهای سیال که دمای همگن‌شدگی آنها با انحلال هالیت همراه است، می‌تواند حاصل سردشدگی توده نفوذی تحت شرایط فشار لیتواستاتیک باشد که به ایجاد سیال گرمایی با شوری بالا منجر می‌شوند (Cline and Bodnar, 1994).

و رگه کوارتز $\pm$ کالکوپیریت $\pm$ پیریت $\pm$ مولیبدنیت مرتبط با مراحل اصلی کانی‌سازی با حضور فراوان میان‌بارهای سیال غنی از گاز ساده (VL) و میان‌بارهای سیال شور ساده (LVH) و میان‌بار سیال شور چندفازی (LVHS) همراه هستند. علاوه بر این، حضور تنوعی از میان‌بارهای سیال غنی از گاز و غنی از مایع ساده به همراه میان‌بارهای سیال شور ساده و چندفازی مرحله کانی‌سازی می‌تواند تأییدکننده فرایند جوشش باشند.

(۲) فرایند اختلاط هم‌دما: تنوع فازهای میان‌بار سیال با طیف گسترده‌ای از میزان شوری در مقابل تغییرات تقریباً یکنواخت دما در نمودار دمای همگن‌شدگی - شوری (شکل ۲۱-A و B)، روند اختلاط هم‌دما بین سیالات بسیار شور و سیالات با شوری کمتر در دمای حدود ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند. مسیر تکاملی شماره ۲ در نمودار دمای همگن‌شدگی - شوری (شکل ۲۱-A و B)، همچنین روند اختلاط هم‌دما بین میان‌بارهای سیال دوفازی غنی از گاز ساده و به طور کمتر غنی از مایع ساده با شوری پایین و میان‌بارهای سیال شور ساده و شور چند فازی را به صورت شماتیک به نمایش می‌گذارد. این فرایند به شکل‌گیری رگه کوارتز $\pm$ پیریت $\pm$ سیریسیت و رگه کوارتز $\pm$ پیریت $\pm$ مسکویت $\pm$ کلریت $\pm$ آلکان فلدسپات $\pm$ انیدریت $\pm$ کلسیت مرتبط به مرحله پس از کانی‌سازی اصلی منجر می‌شود. علاوه بر این، تنوع گسترده میان‌بارهای سیال در رگه‌های مرتبط با مرحله کانی‌سازی اصلی در رگه کوارتز $\pm$ پیریت $\pm$ کالکوپیریت در مرز دگرسانی پتاسیک به فلیک همراه با میان‌بارهای سیال دو فازی غنی از مایع و دو فازی غنی از گاز همراه با میان‌بار شور ساده است.

(۳) فرایند اختلاط سیالات ماگمایی و جوی: دمای همگن‌شدگی و شوری بالای برخی از میان‌بارهای سیال نشان‌دهنده حضور اولیه شورابه چگال با منشأ ماگمایی است (Zarasvandi et al., 2013). سیال با شوری پایین ممکن است در نتیجه فرایندهای زمین‌شیمیایی مختلف از جمله اختلاط سیال با میزان شوری بالا با آب‌های جوی با میزان شوری پایین (Ahmad and

چندفازی قرار می‌گیرند که می‌توانند نشان‌دهنده تشکیل هم‌زمان آنها در اثر فرایند جوشش باشد. همچنین نزدیکی میان‌بارهای سیال به خط مورب اشباع‌شدگی هالیت می‌تواند نشان‌دهنده فرایند جوشش باشد (Hosseinzadeh et al., 2016). حضور میان‌بارهای سیال غنی از مایع ساده، با شوری بین ۱۵ تا ۲۵ درصد شوری معادل نمک طعام در بخش‌های عمیق‌تر سامانه‌های مس پورفیری، جایی که فشار به اندازه کافی بالاست، مانع جدایش فازی و در نتیجه وقوع فرایند جوشش می‌شوند (Rusk et al., 2008). از سوی دیگر، در نمودار دمای همگن‌شدگی - شوری (Wilkinson, 2001) (شکل ۲۱-A)، شکاف شوری بین میان‌بارهای سیال دوفازی غنی از گاز و غنی از مایع از میان‌بارهای سیال سه فازی و چندفازی در دامنه شوری بین (۲۲ تا ۳۵ درصد شوری نمک طعام) بدون حضور هیچ نوع میان‌بار سیال ایجاد شده است که برخی از پژوهشگران، شفرد و همکاران (Shepherd et al., 1985) و رودر و همکاران (Roedder, 1984) آن را به عنوان شکست هسته سامانه NaCl-H₂O نزدیک به نقطه اشباع‌شدگی تفسیر می‌کنند. در سامانه‌های پورفیری تغییرات در درجه حرارت و فشار در طی گذر از شرایط لیتواستاتیک به هیدرواستاتیک ناشی از شکست هیدرولیکی و گسلش به رخداد جوشش ثانویه و در نتیجه تشکیل سیال امتزاج‌ناپذیر در محیط منجر می‌شوند. در نهایت اختلاف چگالی و انقطاع شوری تأییدکننده پدیده جدایش فاز در طی رخداد جوشش ثانویه است. علاوه بر این سیر تکاملی سیال گرمایی کانسار کوه اسفند به صورت شماتیک در مسیرهای ۱، ۲ و ۳ در نمودار دمای همگن‌شدگی - شوری (شکل ۲۱-B) شرح داده شده است. مسیر تکاملی شماره ۱ در نمودار دمای همگن‌شدگی - شوری (شکل ۲۱-B)، بیان‌کننده جدایش فازها در حین جوشش ثانویه یا عدم امتزاج سیال است. در واقع جوشش به تولید فاز بخار و از دست رفتن H₂O و سایر گونه‌های فرار در سامانه‌های باز منجر می‌شود و به تقسیم‌بندی شدید نمک در فاز مایع منجر شده و میزان شوری در مایع باقی‌مانده افزایش می‌یابد (Wilkinson, 2001). رخداد جوشش ثانویه در رگه‌های کوارتز $\pm$ کالکوپیریت $\pm$ پیریت

ماگمایی و جوی را نشان می‌دهد. این فرایند به شکل‌گیری رگه‌های کوارتز پیریت $\pm$ سریسیت $\pm$ و کوارتز $\pm$ آلکالی فلدسپار $\pm$ پیریت منجر شده است.

حمل و ته‌نشست فلزها

فلزها اغلب به صورت کمپلکس در سیالات گرمایی حمل می‌شوند (Roedder, 1971; Williams-Jones, and Heinrich, 2005). کمپلکس‌های سولفیدی هنگامی که مقدار سولفور در سامانه‌های ماگمایی - گرمایی غالب است، در دما و شوری پایین‌تری حامل اصلی فلزها محسوب می‌شوند. جابه‌جایی فلزها در دمای بالا توسط کمپلکس‌های کلروری در سیالات آبدار شور و چگال صورت می‌گیرد (Ulrich and Mavorogenes, 2008). بر اساس بررسی‌ها، در طی جوشش یا جدایش فاز بخار - مایع در سامانه‌های ماگمایی - گرمایی غنی از گوگرد، عنصر مس تمایل بیشتری برای ورود به فاز بخار ماگمای با شوری پایین نسبت به شورا به نشان می‌دهد (Seo and Heinrich, 2013; Lerchbaumer and Audétat, 2012). یک شاهد تأییدکننده حمل فلزها توسط فاز بخار در سامانه‌های پورفیری، حضور میان‌بارهای سیال‌گازی حاوی کالکوپریت است (Wang et al., 2018). از طرفی، سولفورها با ترکیب H_2S به درون فاز بخار وارد می‌شوند، بنابراین میان‌بارهای بخار مس بیشتری را نسبت به شورا به دست می‌آورند (Zhang et al., 2019). با این حال، ممکن است مس بعد از به دام افتادگی در میان‌بارهای سیال در اثر انحلال جزئی مشاهده نشود (Wang et al., 2018).

در کانسار کوه اسفند میان‌بارهای سیال غنی از گاز حاوی کانی کالکوپریت به ندرت حضور دارند، بنابراین می‌توان گفت در این کانسار احتمالاً فاز شورا به عامل اصلی انتقال فلز مس بوده است.

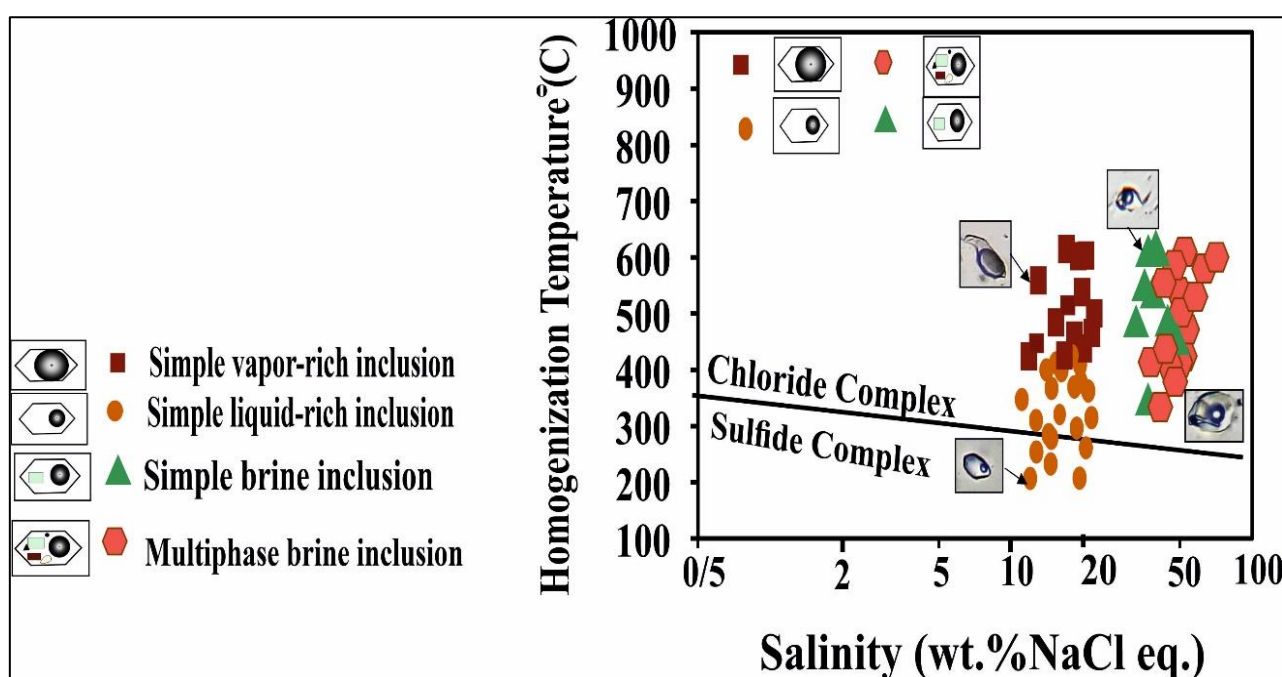
لذا بر اساس نمودار دمای همگن‌شدگی - شوری (Large et al., 1988) (شکل ۲۴)، کمپلکس‌های کلریدی بر کمپلکس‌های سولفیدی غالب بوده و عامل اصلی انتقال مس در سیالات گرمایی کانسار کوه اسفند محسوب می‌شوند.

Rose, 1980; Shelton, 1983; Asadi et al., 2012; Zarasvandi et al., 2013) و یا از طریق خروج از ماگمایی که پس از رهاسازی سیال با شوری بالا از کلر تهی شده‌اند، تولید شود (Cline and Bodnar, 1991). بر اساس نمودار دمای همگن‌شدگی - شوری (Wilkinson, 2001) (شکل ۲۱-A)، کاهش شوری برای هر نوع از میان‌بارهای سیال دوفازی غنی از مایع ساده منطقه کوه اسفند به علت فرایند اختلاط آب‌های ماگمایی با آب‌های جوی رقیق‌تر سازگاری بیشتری دارند. در واقع، میان‌بارهای سیال دوفازی غنی از مایع دارای محدوده دمایی نزدیک به هم و با شوری متفاوت می‌تواند گویای اختلاط سیالات گرمایی مختلف باشد (Taghipour, 2007). به بیان زراسوندی و همکاران (Zarasvandi et al., 2013)، میان‌بارهای سیال با شوری بالا نشان‌دهنده سیال گرمایی اولیه قبل از رخداد جوشش و یا در حین جوشش در دماهای بالا هستند و میان‌بارهای سیال با شوری پایین نشان‌دهنده اختلاط سیالی اولیه با سیال با شوری دمای پایین است. طبق نمودار شکل ۲۱-A، طیف گسترده دما همراه با تغییرات یکنواخت شوری ناشی از هم‌جواری میان‌بارهای سیال دوفازی غنی از گاز و غنی از مایع می‌توان فرایندهای رقیق‌شدگی (اختلاط آب جوی و ماگمایی) همراه با کاهش دما و کاهش فشار را مسئول تحولات ایجاد شده در سیال دانست. از طرفی، تغییرات در میزان شوری به احتمال زیاد توسط اختلاط سیال کنترل می‌شود. در واقع، ماهیت شوری سیال با اضافه کردن یا حذف آب یا اختلاط با محلول با شوری کمتر یا بیشتر تغییر می‌کند. بنابراین اندازه‌گیری میزان شوری برای استنباط حضور دو سیال و میزان اختلاط بسیار مفید است (Wilkinson, 2001).

هجوم احتمالی آب‌های جوی باعث رقیق‌شدن سیالات شور ماگمایی و تسریع روند سرد شدن می‌شود و همچنین به ایجاد سیالات گرمایی تأخیری با شوری بین ۱ تا ۱۰ درصد شوری معادل نمک طعام منجر می‌شود (Bodnar et al., 2014). مسیر تکاملی ۳ در نمودار دمای همگن‌شدگی - شوری (شکل ۲۱-B)، میان‌بارهای سیال دوفازی غنی از گاز ساده و غنی از مایع ساده روند اختلاط آب

اصلی اشاره به شرایط اکسیدی سیال (Zarasvandi et al., 2019) و حضور سولفور به شکل SO_4 به جای H_2S دارد. در نهایت کاهش دمای سیال در نتیجه رقیق شدن سیالات کانه‌دار شور (Ulrich et al., 2001) و فرایند جوشش باعث ناپایدار شدن کمپلکس کلریدی و ته‌نشینی کانه‌ها می‌شوند (Thiersch et al., 1997).

حضور کالکوپریت به عنوان کانی دختر در میان‌بارهای سیال شور چندفازی و به ندرت در میان‌بارهای سیال دوفازی غنی از گاز ساده، نشان‌دهنده حمل و ته‌نشست مس توسط سیال است (Nateghi and Hezarkhani, 2013; Avalos and Avalos, 2023). حضور هماتیت، انیدریت، مگنتیت و سیلویت در میان‌بارهای سیال به ویژه در میان‌بارهای مرحله پیش از کانی‌سازی



شکل ۲۴. نمودار دمای همگن‌شدگی - شوری (Large et al., 1988)، برای تعیین کمپلکس احتمالی برای حمل فلزهای کانسار کوه اسفند

Fig. 24. The homogenization temperature - salinity diagram (Large et al., 1988) is used to determine the probable complex for the transport of metal in the Kuh-e-Esfand deposit

کانسار مس کوه اسفند از نظر ویژگی‌های شاخص زمین‌شناسی، دگرسانی، کانه‌زایی به ویژه ویژگی‌های ریزدماسنجی شوری، دما و همچنین عمق نهشت کانسار با برخی از کانسارهای مس پورفیری بر روی کمر بند ماگمایی کرمان از جمله کانسارهای پرعیار سرچشمه و میدوک و همچنین کانسارهای کم عیارتر ایجو، سرکوه و پرکام مطابقت دارد (جدول ۲).

مقایسه کانسار مس کوه اسفند با سایر کانسارهای مس در کمر بند ماگمایی کرمان

بررسی‌های فراوانی در زمینه ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال مرتبط با کانسارهای مس پورفیری انجام شده است (Mohammadi, Qaqab and Taghipour, 2011; Maanijou et al., 2012; Habibi and Hezarkhani, 2013; Zarasvandi et al., 2013; Goleatan et al., 2017; Malekshahi et al., 2023).

جدول ۲. مقایسه کانسار مس کوه اسفند با برخی از کانسارهای مس پورفیری بر روی کمربند ماگمایی کرمان

Table 2. Comparison of Kuh-e- Esfand copper deposit with some porphyry copper deposits on the Keran magmatic belt

Indicator properties	Kuh-e-Esfand	Sarcheshmeh	Meyduk	Sarkuh	Ijo	Parkam
Cu grade (wt %)	0.23	0.64	0.82	0.26	0.31	0.16
Host rock	Diorite, Quartzdiorite	Granodiorite, Quartzmonzonite	Diorite, Quartzdiorite, Granodiorite	Granite, Granodiorite	Quartzdiorite, Granodiorite to Granite	Diorite, Microdiorite, Quartzdiorite
Ore minerals	Py, Cpy, Mag, Mo	Cpy, Py, Mo, Bn	Cpy, Py, Mag, Mo	Py, Cpy, Bn, Cc, Sp, Jar	Py, Cpy, Mo, Mag	Cpy, Py, Mag
Alteration	Potassic, Qz-Ser-Afs-Chl, Phyllic, Argillic, Propylitic	Potassic, Propylitic, Phyllic, Argillic	Potassic rich of mag, Potassic, Potassic-Phyllic, Propylitic, Phyllic, Argillic	Potassic, Potassic-Phyllic, Phyllic-Argillic	Potassic, Potassic-Phyllic, Phyllic, Propylitic, Argillic	Potassic, Biotitic, Potassic-Phyllic, Phyllic, Argillic, Propylitic
Fluid source	Magmatic-Metoric	Magmatic-Metoric	Magmatic-Metoric	Magmatic-Metoric	Magmatic-Metoric	Magmatic-Metoric
Temperature (°C)	290-598	144-464	276-482	132-527	*142-480	187-505
Salinity (wt.% NaCl eq.)	11-70	2.9-57.1	9.39-56	*4.7-52.9	*0.18-52.99	1-59
Depth (km)	1.4	4.75	2.51	0.85	*3.5	2.3
Pressure (bar)	215-603		400-700	232-300	500-700	500-700
References	Current study	(Waterman and Hamilton, 1975; Maanijou et al., 2012)	(Taghipour, 2007)	(Zaravandi et al., 2020; *Malekshahi et al., 2023)	(Aghazadeh et al., 2015; *Golestani et al., 2017)	(Mohammadi Qaqab and Taghipour, 2011)

نتیجه گیری

- میزبان اصلی کانی سازی مس در کانسار کوه اسفند، توده دیوریتی و کوارتز دیوریتی است. بیشتر کانی سازی به صورت افشان و چندین نسل از رگه - رگچه ها هستند. مرحله اصلی کانی سازی مرتبط با دگرسانی پتاسیک و همچنین دگرسانی کوارتز - سریسیت - آلکالی فلدسپار - کلریت در بخش های عمیق تر از دگرسانی پتاسیک همراه با کانی سازی غالب از مگنتیت و پیریت و به میزان کمتر کالکوپیریت و مولیدنیت هستند.

- مرحله کانی سازی اولیه به طور عمده شامل رگه های کوارتز $\pm$ کالکوپیریت $\pm$ مگنتیت $\pm$ پیریت است. با تغییرات فشار از لیتواستاتیک تا هیدرواستاتیک؛ احتمالاً مقدار وسیعی از کانی سازی در مرحله اصلی کانی سازی مس و به طور کمتر مولیدن با حضور رگه های کوارتز $\pm$ پیریت $\pm$ کالکوپیریت و رگه کوارتز $\pm$ پیریت $\pm$ کالکوپیریت $\pm$ مولیدنیت همراه با فراوانی قابل وجهی از میان بارهای شور چند فاز و میان بارهای دوفازی غنی از گاز همزیست رخ می دهند و شکل گیری ماده معدنی توسط فرایند جوشش سیالات آغاز می شوند. مرحله پس از کانی سازی توسط رگه کوارتز $\pm$ پیریت و رگه کوارتز $\pm$ پیریت $\pm$ سریسیت مشخص می شوند.

- بر اساس بررسی های سنگ نگاری میان بارهای سیال از نظر تعداد و فازهای درونی در قالب سه گروه اصلی و هفت گروه فرعی عبارتند از: ۱- میان بارهای سیال غنی از گاز شامل: میان بارهای سیال تک فاز گازی (V)، میان بارهای سیال دوفازی غنی از گاز ساده (VL) و میان بارهای سیال غنی از گاز همراه با فاز کدر (VLS) (کالکوپیریت، احتمالاً مگنتیت و فازهای کدر ناشناخته)، ۲- میان بارهای سیال غنی از مایع شامل: میان بارهای سیال دوفازی غنی از مایع ساده (LV) و میان بارهای سیال غنی از مایع همراه با فاز کدر (LVS) حاوی کانی کدر (کالکوپیریت و فازهای کدر ناشناخته) و ۳- میان بارهای سیال شور شامل: میان بارهای سیال سه فاز شور ساده (LVH) حاوی مایع + گاز + هالیت و میان بارهای سیال شور چند فاز (LVHS) حاوی گاز + مایع + هالیت $\pm$ هماتیت $\pm$ انیدریت $\pm$ سیلیت $\pm$ کالکوپیریت

- حضور فازهای جامد هماتیت، مگنتیت، انیدریت و سیلیت در میان بارهای سیال نشان دهنده شرایط اکسیدی سیال به ویژه در میان بارهای مرحله پیش از کانی سازی اصلی است. از طرفی حضور کالکوپیریت به عنوان کانی دختر در میان بارهای سیال شور چندفازی و یا میان بارهای دو فاز غنی از گاز می تواند نشان دهنده سیال منشأ حاوی فلز مس باشد.

- میان بارهای سیال اولیه با منشأ ماگمایی در برگیرنده میان بارهای سیال دو فاز غنی از گاز ساده با دمای همگن شدگی بالا (۳۳۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی گراد) و شوری پایین (۱۲ تا ۲۲ درصد شوری نمک طعام) و میان بارهای سیال شور چندفازی با گستره دمایی بالا (۳۵۸ تا ۵۹۸ درجه سانتی گراد) و شوری بالا (۴۲ تا ۷۰ درصد شوری نمک طعام) و میان بارهای سیال شور ساده با گستره دمایی بالا (۲۳۰ تا ۵۹۰ درجه سانتی گراد) و شوری بالا (۳۵ تا ۶۵ درصد شوری نمک طعام) هستند. میان بارهای سیال شور چندفازی نشان دهنده نخستین سیالات تشکیل دهنده کانسار کوه اسفند محسوب می شوند و میان بارهای سیال با منشأ ماگمایی - جوی دربرگیرنده میان بارهای سیال دوفازی غنی از مایع ساده با دمای همگن شدگی و شوری پایین به ترتیب معادل (۲۹۰ تا ۴۹۰ درجه سانتی گراد) و شوری بالا (۱۱ تا ۲۰ درصد شوری نمک طعام) است. این نوع از میان بارهای سیال بیان کننده آخرین گردش سیال گرمایی و اختلاط با سیال با شوری پایین تر (سیال جوی) هستند.

- عمق کانسار کوه اسفند ۱/۷-۰/۸ کیلومتر به طور میانگین ۱/۴ کیلومتر (۱۴۰۰ متر) معادل فشار ۲۱۵ تا ۶۳۰ بار به طور میانگین ۴۱۲/۵ بار فشار هیدرواستاتیک و ۱۱۱۲ بار فشار لیتواستاتیک است. - از نظر سنگ نگاری هم یافتی میان بارهای سیال دو فاز غنی از گاز ساده به همراه میان بارهای شور چندفازی و از نظر ریزدماسنجی تغییرات در درجه حرارت و شوری سیالات که ناشی از گذر از شرایط لیتواستاتیک به هیدرواستاتیک است، شاهدهی بر رخداد جوشش است. از نظر ریزدماسنجی، روند مثبت شوری و دمای میان بارهای سیال شور ساده و چندفازی در منطقه نشان دهنده فرایند

کلریدی حامل اصلی فلز مس و ته نشست آن در شرایط مساعد منجر شده است.

تعارض منافع

هیچ گونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده است.

قدردانی

این مقاله بخشی از پروژه تحقیقاتی با شماره قرارداد ۰۰/۴۳۰۴ با بخش شرکت صنعتی گل گهر است. بدین وسیله از آقای رحیم ستوه بحرینی مدیر محترم این بخش و همکارانشان تشکر و قدردانی می شود.

جوشش و عدم اختلاط سیالات دوفازی غنی از مایع و غنی از گاز ساده و میان بارهای سیال شور ساده است و روند پراکنده دما و شوری میان بارهای دوفازی غنی از مایع و غنی از گاز ساده و همچنین کاهش شوری در میان بارهای دوفازی به علت اختلاط آب های ماگمایی با سیال با شوری کمتر است.

- در کانسار کوه اسفند میان بارهای سیال انعکاس دهنده توالی از فرایندهای مؤثر جوشش ثانویه و عدم اختلاط سیال، اختلاط سیال ماگمایی با آب های جوی و اختلاط هم دما در روند تکامل سیال گرمایی هستند. در نهایت، کاهش دما ناشی از رخداد جوشش ثانویه و اختلاط سیالات ماگمایی با سیالات جوی به ناپایداری کمپلکس

1. Pamukkale
2. Linkam
3. Olympus
4. Leitz
5. Pelean
6. A Type
7. M Type
8. B Type
9. C Type and D Type
10. L Type
11. Vapor-rich inclusion
12. Vapor inclusion
13. Simple vapor- rich inclusion
14. opaque -bearing vpor- rich inclusion
15. Liquid-rich inclusion
16. Simple liquid- rich inclusion
17. opaque -bearing liquid- rich inclusion
18. Brine inclusion
19. simple brine inclusion
20. Multiphase brine inclusion
21. Flincon

References

- Aftabi, A. and Atapour, H., 2009. Comments on Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences by J. Omrani, P. Agard, H. Whitechurch, M. Benoit, G. Prouteau, L. Jolivet. *Lithos*, 113(3–4): 844–846.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.04.032>
- Aghazadeh, M. 2015. Petrogenesis and U-Pb Age Dating of Intrusive Bodies in the Sarcheshmeh Deposit. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 25(97): 291–312.
<https://doi.org/10.22071/gsj.2015.41516>
- 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: 385–406.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.03.003>
- Ahmad, S.N. and Rose, A.W., 1980. Fluid inclusions in porphyry and skarn ore at Santa Rita, New Mexico. *Economic Geology*, 75(2): 229–250.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.75.2.229>
- Arndt, N.T. and Ganino, C., 2012. *Metals and society: An introduction to economic geology*: Berlin. Springer-Verlag, Germany, 160 pp.
<https://doi.org/10.1007/978-3-642-22996-1>
- Asadi, S., Moore, F. and Fattahi, N., 2012. Fluid inclusion and stable isotope constraints on the genesis of the Jian copper deposit, SanandajSirjan metamorphic zone, Iran. *Geofluids*, 13(1): 66–81.
<https://doi.org/10.1111/gfl.12013>
- Atapour, H., 2017. The exploration significance of Ag/Au, Au/Cu, Cu/Mo, (Ag× Au)/(Cu× Mo) ratios, supra-ore and sub-ore halos and fluid inclusions in porphyry deposits: a review. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 28(2): 133–146. https://jsciences.ut.ac.ir/article_60750.html
- Atapour, H. and Aftabi, A., 2021. Petrogeochemical evolution of calcalkaline, shoshonitic and adakitic magmatism associated with Kerman Cenozoic arc porphyry copper mineralization, southeastern Iran: A review. *Lithos*, 398–399: 106261.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106261>
- Avalos, S. and Avalos, N., 2023. Fluid inclusions technique for porphyry deposit exploration: The Rosario porphyry Cu-Mo deposit.
<https://doi.org/10.31223/X5H083>
- Becker, S.P., Fall, A. and Bodnar, R.J., 2008. Synthetic fluid inclusions. XVII. 1 PVTX properties of high salinity H₂O-NaCl solutions (> 30 wt.% NaCl): Application to fluid inclusions that homogenize by halite disappearance from porphyry copper and other hydrothermal ore deposits. *Economic Geology*, 103(3): 539–554.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.103.3.539>
- Bodnar, R.J., 1994. Synthetic fluid inclusions: XII. The system H₂O NaCl. Experimental determination of the halite liquidus and isochores for a 40 wt.% NaCl solution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(3): 1053–1063.
[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(94\)90571-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)90571-1)
- Bodnar, R.J. and Beane, R.E., 1980. Temporal and spatial variations in hydrothermal fluid characteristics during vein filling in preore cover overlying deeply buried porphyry copper-type mineralization at Red Mountain, Arizona. *Economic Geology*, 75(6): 876–893.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.75.6.876>
- Bodnar, R.J., Lecumberri-Sanchez, P., Moncada, D. and Steele-MacInnis, M., 2014. 13.5–Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Treatise on geochemistry*, 13: 119–142.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.01105-0>
- Bodnar, R.J. and Vityk, M.O. 1994. Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions. In B. de Vivo and M. L. Frezzotti (Eds.), *Fluid Inclusions in Minerals, Methods and Applications*. Virginia Tech, Blacksburg, Virginia, 117–130 pp. Retrieved June 21, 2024 from <https://www.researchgate.net/file.PostFileLoader.html?id=59d2e7af3d7f4bcbe2356849&assetKey=AS%3A545186906206209%401506994095585>
- Borisenko, A.S., 1977. Studies of salinity of gas-liquid inclusions in minerals by the cryometric method. *Soviet Geology and Geophysics* 18: 11–19. Retrieved June 21, 2024 from <https://www.researchgate.net/publication/283688999>
- Bouzari, F. and Clark, A.H., 2006. Prograde evolution and geothermal affinities of a major porphyry copper deposit: the Cerro Colorado hypogene protore, I Región, northern Chile. *Economic Geology*, 101(1): 95–134.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.101.1.95>

- Brown, P.E., 1989. FLINCOR; a microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data. *American Mineralogist*, 74(11–12): 1390–1393. Retrieved June 21, 2024 from <https://pubs.geoscienceworld.org/msa/ammin/article-abstract/74/11-12/1390/42220/>
- Cline, J.S. and Bodnar, R.J., 1991. Can economic porphyry copper mineralization be generated by a typical calc-alkaline melt? *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B5): 8113–8126. <https://doi.org/10.1029/91JB00053>
- Cline, J.S. and Bodnar, R.J., 1994. Direct evolution of brine from a crystallizing silicic melt at the Questa, New Mexico, molybdenum deposit. *Economic Geology*, 89(8): 1780–1802. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.89.8.1780>
- Conrad, G., Conrad, J. and Girod, M., 1977. Les formation continentales tertiaries et quaternaries du bolc Lout Iran. Importance du plutonisme et du volcanisme. *Memoirs of the Historical Series of the Geological Society France*, 8: 53–75. Retrieved June 21, 2024 from <http://pascal-francis.inist.fr/vibad/index.php?action=getRecor dDetail&idt=PASCALGEODEBRGM7720435244>
- Crespo, J., Reich, M., Barra, F., Verdugo, J.J., Martínez, C., Leisen, M., Romero, R., Morata, D. and Marquardt, C., 2020. Occurrence and distribution of silver in the world-class Río Blanco Porphyry Cu-Mo deposit, central Chile. *Economic Geology*, 115(8): 1619–1644. <https://doi.org/10.5382/econgeo.4778>
- Cunningham, C.G., 1978. Pressure gradients and boiling as mechanisms for localizing ore in porphyry systems. *Research United States Geological Survey*, 6(6): 745–754.
- Dimitrijevic, M.D. 1973. *Geology of Kerman Region*. Institute for Geological and Mining Exploration and Investigation of Nuclear and Other Mineral Raw Materials, Belgrade. Geological Survey of Iran, Report Yu/52. 334 pp. Retrieved June 21, 2024 from <https://search.worldcat.org/title/geology-of-kerman-region/oclc/8699834>
- Drummond, S.E. and Ohmoto, H., 1985. Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems. *Economic Geology*, 80(1): 126–147. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.80.1.126>
- Fournier, R.O., 1987. Conceptual models of brine evolution in magmatic-hydrothermal systems. U.S. Geological Survey Professional Paper. 1350: 1487–1505. Retrieved June 21, 2024 from https://pubs.usgs.gov/pp/1987/1350/pdf/chapters/pp1350_ch55.pdf
- Goldstein, R.H., 2003. Petrographic analysis of fluid inclusions. In: Samson, I., Anderson, A. and Marshall, D (Editors), *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*. Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook, pp. 32–53. Retrieved June 21, 2024 from <https://pubs.geoscienceworld.org/mac/books/edited-volume/2433/chapter-abstract/135797493/PETROGRAPHIC-ANALYSIS-OF-FLUID-INCLUSIONS?redirectedFrom=fulltext>
- Golestani, M., Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A. and Haidarian Shahri, M.R. 2017. Characterization of fluid inclusions and sulfur isotopes in the Iju porphyry copper deposit, North West of Shahr-e-Babak. *Journal of Economic Geology*, 9(1): 25–55. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.v9i1.60709>
- Habibi, T. and Hezarkhani, A., 2013. Hydrothermal evolution of Daraloo porphyry copper deposit, Iran: evidence from fluid inclusions. *Arabian Journal of Geosciences*, 6: 1945–1955. <https://doi.org/10.1007/s12517-011-0488-z>
- Hassanzadeh, J., 1993. *Metallogenic and Tectonomagmatic Events in the SE Sector of the Cenozoic Active Continental Margin of Central Iran (Shahr e Babak area, Kerman Province)*. Ph.D. Thesis, University of California, Los Angeles, United States of America, 204 pp.
- Hezarkhani, A., 2009. Hydrothermal fluid geochemistry at the Chah-Firuzeh porphyry copper deposit, Iran: Evidence from fluid inclusions. *Journal of Geochemical Exploration*, 101(3): 254–264. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2008.09.002>
- Hosseinzadeh, M., Maghfouri, S., Ghorbani, M. and Moayyed, M., 2016. Different types of vein-veinlets related to mineralization and fluid inclusion studies in the Sonajil porphyry Cu- Mo deposit, Arasbaran magmatic zone. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 26(101): 219–230. <https://doi.org/10.22071/gsj.2016.41069>

- Ioannou, S.E., Spooner, E.T.C. and Barrie, C.T., 2007. Fluid temperature and salinity characteristics of the Matagami volcanogenic massive sulfide district, Quebec. *Economic Geology*, 102(4): 691–715.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.102.4.691>
- John, D.A. and Taylor, R.D., 2016. By-products of porphyry copper and molybdenum deposits. Society of Economic Geologists, Inc. *Reviews in Economic Geology*, 18: 137–164.
<https://doi.org/10.5382/Rev.18.07>
- Kesler, S.E., 2005. Ore-forming fluids. *Elements*, 1 (1): 13–18.
<https://doi.org/10.2113/gselements.1.1.13>
- Khosravi, M., Rajabzadeh, M.A., Mernagh, T.P., Qin, K., Bagheri, H. and Su, S., 2020. Origin of the ore-forming fluids of the Zefreh porphyry Cu–Mo prospect, central Iran: Constraints from fluid inclusions and sulfur isotopes. *Ore Geology Reviews*, 127: 103876.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103876>
- Large, R.R., Bull, S.W., Cooke, D.R. and McGoldrick, P.J. 1998. A genetic model for the HYC Deposit, Australia; based on regional sedimentology, geochemistry, and sulfide-sediment relationships. *Economic Geology*, 93(8): 1345–1368.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.93.8.1345>
- Lerchbaumer, L. and Audétat, A., 2012. High Cu concentrations in vapor-type fluid inclusions: An artifact? *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 88: 255–274.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.04.033>
- Maanijou, M., Mostaghimi, M., Abdollahi Riseh, M. and Sepahi, A. A. 2012. Systematic sulfur stable isotope and fluid inclusion studies on veinlet groups in the Sarcheshmeh porphyry copper deposit: based on new data. *Journal of Economic Geology*, 4(2): 217–239. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/econg.v4i2.16492>
- Maanijou, M., Mostaghimi, M., Abdollahy Riseh, M. and Sepahi, A. A., 2020. Petrology and tectonic settings of the Sarcheshmeh porphyry copper deposit with emphasis on granodiorite and quartz eye porphyry. *Journal of Economic Geology*, 12(3): 269–297. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/econg.v12i3.80951>
- Maanijou, M., Mostaghimi, M., Riseh, M.A., Lentz, D.R. and Sepahi Gerow, A.A., 2022. Petrology and geochemistry of adakitic intrusions and dykes at Sarcheshmeh porphyry Cu–Mo±Au deposit, Iran: Insights into their source. *Resource Geology*, 72(1): 12297.
<https://doi.org/10.1111/rge.12297>
- Malekshahi, S., Khalajmasoumi, M., Mohammad-Doost, H., Sojdehee, M. and Aboutorab, S., 2023. Study of Alterations, fluid inclusions and sulfur and oxygen isotope compositions in Sarkuh porphyry copper deposit, Kerman. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 33(3): 159–182.
<https://doi.org/10.22071/gsj.2023.363665.2033>
- McQuarrie, N., Stock, J.M., Verdel, C. and Wernicke, B.P., 2003. Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions. *Geophysical research letters*, 30(20).
<https://doi.org/10.1029/2003GL017992>
- McQuarrie, N. and van Hinsbergen, D.J., 2013. Retrodeforming the Arabia-Eurasia collision zone: Age of collision versus magnitude of continental subduction. *Geology*, 41(3): 315–318. <https://doi.org/10.1130/G33591.1>
- Mohammadi Qaqab, H. and Taghipour, N., 2011. Physico-chemical evolution of hydrothermal fluid in Sara porphyry copper deposit (Percom), Kerman province. *Advanced Applied Geology*, 1(1): 11–24. (in Persian with English abstract) Retrieved June 21, 2024 from https://aag.scu.ac.ir/article_11540.html?lang=en
- Nateghi, A. and Hezarkhani, A., 2013. Fluid inclusion evidence for hydrothermal fluid evolution in the Darreh-Zar porphyry copper deposit, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 73: 240–251.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2013.04.037>
- Natghi, A. and Ghorbani Shadpi, R., 2015. The application of fluid inclusions in the exploration of deposits: a case study in the exploration area of Hamza Dareh, The first specialized and national conference on the application of fluids involved in earth sciences, Zanjan, Iran. Retrieved June 21, 2024 from <https://civilica.com/doc/421248>
- Rahmani, H. and Ghorbani, M., 2023. Geology, mineralization, sulfur isotope and fluid inclusion studies in alteration zones in Cu–Au–Mo south of Zahedan porphyry prospect (SE Iran). *International Journal of Mining and Geo-Engineering*, 57(3): 283–298. Retrieved June 21,

- 2024 from
https://ijmge.ut.ac.ir/article_92580.html
- Rasoli, J., Ghorbani, M. and Ahadinegad, V. 2017. The U-Pb dating of Jebale Barez plutonic complex: Evidence for the Old Iranian basement in the SE of Urumieh-Dokhtar magmatic zone. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 25(2): 245–258. Retrieved June 21, 2024 from <http://ijcm.ir/article-1-788-en.html>
- Roedder, E., 1971. Fluid inclusion studies on the porphyry-type ore deposits at Bingham, Utah, Butte, Montana, and Climax, Colorado. *Economic Geology*, 66(1): 98–118. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.66.1.98>
- Roedder, E., 1972. Composition of fluid inclusions. U.S. Geological Survey Professional Paper, Washington, Report 440, 163 pp. <https://doi.org/10.3133/pp440JJ>
- Roedder, E., 1984. Fluid inclusions. De Gruyter, Berlin, Boston. 644 pp. <https://doi.org/10.1515/9781501508271>
- Rusk, B.G., Reed, M.H. and Dilles, J.H., 2008. Fluid inclusion evidence for magmatic-hydrothermal fluid evolution in the porphyry copper-molybdenum deposit at Butte, Montana. *Economic Geology*, 103(2): 307–334. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.103.2.307>
- Seo, J.H. and Heinrich, C.A., 2013. Selective copper diffusion into quartz-hosted vapor inclusions: Evidence from other host minerals, driving forces, and consequences for Cu–Au ore formation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 113: 60–69. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2013.03.016>
- 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: 265–283. <http://dx.doi.org/10.1007/s00126-008-0216-0>
- Shelton, K.L., 1983. Composition and origin of ore-forming fluids in a carbonate-hosted porphyry copper and skarn deposit, a fluid inclusion and stable isotope study of Mines Gaspé Quebec. *Economic Geology*, 78(8): 387–421. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.78.3.387>
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H. and Alderton, D.H.M. 1985. A practical guide to fluid inclusion studies. Blackie, Glasgow, New York. Retrieved June 21, 2024 from <https://search.worldcat.org/title/12082734>
- Siivola, J. and Schmid, R., 2007. List of Mineral Abbreviations: Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web version 01.02.07. (Electronic Source), Retrieved June 21, 2024 from <https://www.B2n.ir/f95089>
- Sillitoe, R.H., 2010. Porphyry copper systems. *Economic geology*, 105(1): 3–41. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3>
- Singer, D.A., Berger, V.I. and Moring, B.C., 2002. Porphyry copper deposits of the world: Database, maps, and preliminary analysis, US Geological Survey, Report 02-268. Retrieved June 21, 2024 from <https://pubs.usgs.gov/of/2002/0268/pdf/of02-268.pdf>
- Singer, D.A., Berger, V.I. and Moring, B.C., 2008. Porphyry copper deposits of the world: Database and grade and tonnage models, US Geological Survey, Washington, 2008(2008-1155), 46 pp. US Geological Survey. Retrieved June 21, 2024 from <https://pubs.usgs.gov/of/2008/1155/of2008-1155.pdf>
- Taghipour, N., 2007. The Application of Fluid Inclusions and Isotope Geochemistry as Guides for Exploration, Alteration and Mineralization at the Miduk Porphyry Copper Deposit, Shar-e-Babak, Kerman. Unpublished Ph.D. thesis, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran, 305 pp.
- Taghipour, N., Asgari, Gh., Dorani, M. and Mortezaezhad, Gh. R., 2020. Conducting prospecting and general exploration services in the northern and southern areas of the Bam exploration Block, Kerman Province, Iran, University of Damghan, University of Damghan, Report 112, 337 pp. Unpublished report.
- Thiersch, P.C., Williams-Jones, A.E. and Clark, J.R., 1997. Epithermal mineralization and ore controls of the Shasta Au-Ag deposit, Toadoggone district, British Columbia, Canada. *Mineralium Deposita*, 32: 44–57. <https://doi.org/10.1007/s001260050071>
- Ulrich, T., Günther, D. and Heinrich, C.A., 2001. The evolution of a porphyry Cu-Au deposit, based on LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions: Bajo de la Alumbrera, Argentina. *Economic Geology*, 96(8): 1743–1774. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.96.8.1743>

- Ulrich, T. and Mavrogenes, J., 2008. An experimental study of the solubility of molybdenum in H₂O and KCl–H₂O solutions from 500 C to 800 C, and 150 to 300 MPa. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72(9): 316–2330.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.02.014>
- 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)
- Wang, Y., Chen, H., Xiao, B., Han, J., Fang, J., Yang, J. and Jourdan, F., 2018. Overprinting mineralization in the Paleozoic Yandong porphyry copper deposit, Eastern Tianshan, NW China—Evidence from geology, fluid inclusions and geochronology. *Ore Geology Reviews*, 100: 148–167.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.04.013>
- Wang, R., Zhu, D., Wang, Q., Hou, Z., Yang, Z., Zhao, Z. and Mo, X., 2020. Porphyry mineralization in the Tethyan orogen. *Science China Earth Sciences*, 63: 2042–2067. <https://doi.org/10.1007/s11430-019-9609-0>
- Waterman, G.C. and Hamilton, R.L., 1975. The Sar Cheshmeh porphyry copper deposit. *Economic Geology*, 70(3): 568–576.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.70.3.568>
- 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)
- Williams-Jones, A.E. and Heinrich, C.A., 2005. 100th Anniversary special paper: vapor transport of metals and the formation of magmatic-hydrothermal ore deposits. *Economic Geology*, 100(7): 1287–1312.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.100.7.1287>
- Zajacz, Z., Candela, P.A. and Piccoli, P.M., 2017. The partitioning of Cu, Au and Mo between liquid and vapor at magmatic temperatures and its implications for the genesis of magmatic-hydrothermal ore deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 207: 81–101.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2017.03.015>
- Zarasvandi, A.R., Davoodian Ranjbar, F., Rezaei, M., Tashi, M. and Pourkaseb, H., 2020. Physicochemical attributes of potassic alteration zone in Sarkuh porphyry copper deposit; using biotite and chlorite chemistry. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 29(114): 279–288.
<https://doi.org/10.22071/gsj.2019.116399.1390>
- 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., Rezaei, M., Raith, J.G., Asadi, S. and Lentz, D., 2019. Hydrothermal fluid evolution in collisional Miocene porphyry copper deposits in Iran: Insights into factors controlling metal fertility. *Ore Geology Reviews*, 105: 183–200.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.12.027>
- Zhang, F.F., Wang, Y.H., Xue, C.J., Liu, J.J. and Zhang, W., 2019. Fluid inclusion and isotope evidence for magmatic-hydrothermal fluid evolution in the Tuwu porphyry copper deposit, Xinjiang, NW China. *Ore Geology Reviews*, 113: 103078.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103078>
- Zhang, L., Zheng, Y. and Chen, Y., 2012. Ore geology and fluid inclusion geochemistry of the Tiemurt Pb–Zn–Cu deposit, Altay, Xinjiang, China: a case study of orogenic-type Pb–Zn systems. *Journal of Asian Earth Sciences*, 49: 69–79. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.11.019>
- Zimmerman, A., Stein, H.J., Hannah, J.L., Koželj, D., Bogdanov, K. and Berza, T. 2008. Tectonic configuration of the Apuseni–Banat–Timok–Srednogorie belt, Balkans–South Carpathians, constrained by high precision R e–O s molybdenite ages. *Mineralium Deposita*, 43: 1–21. <http://dx.doi.org/10.1007/s00126-007-0149-z>
- Zimmerman, A., Stein, H.J., Morgan, J.W., Markey, R.J. and Watanabe, Y. 2014. Re–Os geochronology of the El Salvador porphyry Cu–Mo deposit, Chile: tracking analytical improvements in accuracy and precision over the past decade. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 131: 13–32.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2014.01.016>

- 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 ارائه شده در کنگره‌ها، سمپوزیوم‌ها و سمینارهای داخلی و خارجی این محدودیت را ندارد.
- در مقاله‌هایی که از پایان‌نامه ارشد یا دکتری استخراج شده است، اسامی اساتید راهنما و مشاور ذکر شود.
- در صورتی که مقاله برگرفته از طرح پژوهشی مصوب دانشگاه یا طرح پژوهشی مراکز تحقیقاتی است، باید اسامی پژوهشگران و محل انجام پژوهش ذکر شود.
- نشریه در رد، قبول و ویراستاری مقاله آزاد است.
- دریافت مقاله فقط از طریق وبسایت نشریه زمین‌شناسی اقتصادی، به آدرس <https://econg.um.ac.ir> امکان‌پذیر است.
- مقاله‌ها توسط متخصصان موضوعی داوری می‌شوند و در صورت تصویب و پذیرش مقاله، در فهرست مقاله‌های آماده انتشار سایت نشریه قرار می‌گیرند و بعد از ویراستاری و صفحه‌آرایی به نوبت به شماره‌ای خاص اختصاص داده می‌شوند.
- داوری مقاله دوسو ناشناس است (در کلیه مراحل بررسی مقاله، داوران و نویسندگان از اسامی یکدیگر مطلع نخواهند شد).
- تکمیل و ارسال فرم تعهدنامه، تعارض منافع و مشخصات نویسندگان الزامی است (برای دریافت فرم‌ها به سایت نشریه، منوی نویسندگان و زیرمنوی **فرم** مراجعه شود).
- ایمیل نویسنده مسئول حتی‌الامکان، ایمیل سازمانی باشد.
- اطلاعات بیشتر و کامل‌تر را در سایت نشریه (منوی نویسندگان و زیرمنوی **شرایط و ضوابط ارسال مقاله**) مشاهده نمایید.

سیاست دسترسی آزاد

این نشریه تحت مجوز بین‌المللی **Creative Commons Attribution (CC BY 4.0)** است و به صورت دسترسی آزاد و بدون هزینه در دسترس خوانندگان و نویسندگان قرار می‌گیرد. تمام هزینه‌های نشریه توسط دانشگاه فردوسی مشهد تأمین می‌شود.

انواع مقاله قابل پذیرش

- مقاله پژوهشی
- مقاله مروری
- یادداشت پژوهشی
- نقد علمی

بخش‌های مقاله

مقاله شامل بخش‌های زیر باشد. اطلاعات کامل درباره هر بخش را در [راهنمای نگارش](#) (سایت نشریه، منوی نویسندگان و زیرمنوی [راهنما](#)) مشاهده نمایید.

- عنوان (فارسی و انگلیسی)
- نام نویسندگان و وابستگی سازمانی (فارسی و انگلیسی)
- چکیده (فارسی و انگلیسی)
- واژه‌های کلیدی (فارسی و انگلیسی)
- مقدمه
- روش مطالعه
- بحث و بررسی
- نتیجه‌گیری
- تعارض منافع
- قدردانی
- منابع

تدوین مقاله

در زیر خلاصه‌ای از راهنمای تدوین مقاله آورده می‌شود. اطلاعات کامل درباره نگارش مقاله را در [راهنمای نگارش](#) موجود در سایت نشریه (منوی نویسندگان و زیرمنوی [راهنما](#)) مشاهده نمایید.

- مقاله با نرم‌افزار WORD تایپ شود.
- متن مقاله به زبان فارسی باشد.
- مقاله دارای چکیده فارسی و چکیده مبسوط انگلیسی (طبق ساختار مشخص شده در [راهنمای نگارش](#)) باشد.
- نسخه اولیه به صورت تک ستونی تهیه شود.
- تعداد صفحه‌های مقاله از ۲۵ صفحه (شامل متن، شکل، جدول و منابع) تجاوز نکند.
- حاشیه صفحه‌ها از بالا ۳/۵، از پایین ۲/۵، از راست و چپ ۲ سانتی‌متر باشد. ساینز صفحه A4 و فاصله سطرها ۱/۵ (1.5 lines) تنظیم شود.
- اندازه و فونت قلم‌هایی که در نوشتن مقاله استفاده می‌شود را در فایل [راهنمای نگارش](#) موجود در سایت نشریه مشاهده نمایید.
- هنگام تنظیم مقاله از به کار بردن واژه لاتین که هم‌ارز فارسی دارد، خودداری شود.
- منابع انتهای مقاله با نیم سانتی‌متر فرورفتگی (Hanging) تنظیم شوند و از آوردن عدد و خط تیره در کنار منابع خودداری شود.
- تیترهای اصلی و فرعی شماره نداشته باشند.
- تمام عددها در متن مقاله، فارسی باشد و در صورت اعشاری بودن، ممیز به صورت (/) نوشته شود (عدد فقط در جدول و شکل به انگلیسی است).
- توضیح شکل (زیرنویس) و توضیح جدول (بالانویس) به دو زبان فارسی و انگلیسی باشد (در فارسی و انگلیسی مطابق هم باشند).
- در توضیح شکل و جدول به نام منطقه مورد بررسی اشاره شود.
- اطلاعات کامل را در [راهنمای نگارش](#) سایت نشریه مشاهده نمایید.

شکل

- شکلی که برای نشان دادن موقعیت جغرافیایی منطقه در ایران، استان و یا بخش کوچک‌تری نشان داده می‌شود، باید طول و عرض جغرافیایی، جهت شمال و مقیاس خطی داشته باشد و موقعیت (طول و عرض جغرافیایی) به درجه، دقیقه و ثانیه تنظیم شود.
- نقشه راهنما داشته باشد و در راهنما ترتیب سنی واحدهای سنگی از قدیم به جدید رعایت شود.
- به صورت رنگی و با کیفیت مناسب و مطلوب تهیه شود.
- کلمه، حرف، عدد و ... به کار رفته در داخل شکل، فقط به زبان انگلیسی باشد.
- علائم اختصاری شکل در زیرنویس آن شکل توضیح داده شوند (با ذکر منبع).
- اطلاعات کامل را در [راهنمای نگارش](#) سایت نشریه مشاهده نمایید.

جدول

- در نرم افزار WORD تایپ شود.
- جدول در صفحه عمودی تایپ شود (Portrait).
- موقعیت باید به درجه، دقیقه و ثانیه ذکر شود.
- کلمه و حرف به کار رفته در داخل جدول به زبان انگلیسی (با سایز ۱۰ و فونت Times New Roman) باشد و در صورت اعشاری بودن اعداد، ممیز به صورت نقطه (.) نوشته شود.
- جدول به دلیل انگلیسی بودن باید از چپ به راست تنظیم شود.
- فاقد خط‌های عمودی باشد.
- در توضیح جدول (بالانویس)، واحد 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 دسترس 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 منابعی که نسخه آنلاین دارند، به صفحه انگلیسی سایت منبع مراجعه کنید.
- برای استناد به منابعی که نسخه آنلاین ندارند، به صفحه عنوان انگلیسی و مشخصات انگلیسی پشت جلد مراجعه نمایید.
- برای استناد به آثار خارجی ترجمه شده به فارسی، نام نویسندگان فرنگی و عنوان انگلیسی یا عنوان اصلی اثر ذکر شود و سپس نام مترجم پس از عبارت (Translated by) بیاید و بعد سایر اطلاعات کتابشناختی منبع ترجمه شده به زبان انگلیسی آورده شود (لازم است محل نشر و ناشر کتاب یا اثر ترجمه شده بیاید و نه اثر اصلی).
- منابع بر اساس حروف الفبای نام نویسندگان آورده می‌شود.
- نام همه نویسندگان ذکر شود و از آوردن عبارت "et al." و others به جای آوردن نام سایر نویسندگان منبع، خودداری شود.
- نام منبع (نشریه، کتاب و ...) و ناشر مخفف نباشد و به طور کامل آورده شود.
- برای استناد به مقاله‌هایی که هنوز منتشر نشده‌اند، به جای سال نشر از in press استفاده شود.
- برای مقاله منتشر شده در نشریه، آوردن شماره نشریه (Issue) و شماره جلد الزامی است (طبق نمونه)، در صورتی که در اصل مقاله به شماره نشریه اشاره نشده است، می‌توان شماره را از سایت آن نشریه استخراج کرد.

- منابعی که در اصل به زبان فارسی و دارای چکیده انگلیسی هستند، بعد از برگرداندن به انگلیسی، با درج عبارت (in Persian with English abstract) در انتها مشخص شوند.
- منابعی که در اصل به زبان فارسی هستند و چکیده انگلیسی ندارند، بعد از برگرداندن به انگلیسی، با درج عبارت (in Persian) در انتها مشخص شوند.
- برای مقاله‌های منتشر شده که DOI دارند، آوردن DOI در پایان هر منبع الزامی است (DOI با آدرس دقیق ذکر شود).
مثال: <https://doi.org/10.22067/econg.v12i3.80951>
- برای سایر منابعی که از سایت‌های اینترنتی گرفته شده‌اند و DOI ندارند، آدرس صفحه اینترنتی را بیاورید. بدین صورت که مانند دیگر منابع همه اجزاء را با توجه به نوع منبع آورده و در پایان آدرس اینترنتی را بعد از تاریخ بازیابی بیاورید. تاریخ بازیابی را به شکل زیر بیاورید:

Retrieved September 26, 2018 from <http://.....>

Karimpour, M.H. and Malekzadeh Shafaroudi, A., 2013. Geochemistry of stream sediments, waters and Uranium and Thorium anomalies on Nyshabour turquoise mine and its environmental impacts in the lives of rural areas. Iranian Journal of Mineralogy and Crystallography, 21(1): 3–18. (in Persian with English abstract) Retrieved April 22, 2021 from <http://ijcm.ir/article-1-326-fa.html>

- اطلاعات هر منبع با توجه به نوع منبع، دقیقاً مانند **نمونه‌های زیر** نوشته شود. همه اجزاء مشخص شده در نمونه‌ها ذکر شوند. از آوردن اجزاء اضافی خودداری شود و اجزاء نیز در جای مشخص شده قرار گیرند. علائم نگارشی نیز دقیق و طبق فرمت باشد (به اجزاء، علائم نگارشی، فاصله و طرز قرار گرفتن هر جزء در نمونه‌ها توجه شود).

منابع برون متنی (با اطلاعات کامل) طبق نمونه‌های زیر تنظیم شوند:

برای نشان دادن بهتر، اجزاء و علائم نگارشی منابع با رنگ‌های متفاوت اعمال شده است.

مقاله منتشر شده در نشریه (Journal Article)

نویسنده (نویسندگان)، سال نشر، عنوان مقاله، نام نشریه، دوره نشریه (جلد)، شماره نشریه، شماره صفحه ابتدایی و انتهای مقاله در نشریه، DOI یا آدرس اینترنتی

توضیح: برای مقاله، آوردن شماره ابتدایی و انتهای مقاله در نشریه، شماره دوره و شماره نشریه (Issue) الزامی است. در صورتی که در اصل مقاله به شماره نشریه اشاره نشده است، می‌توان شماره را از سایت آن نشریه استخراج کرد.

Ghourchi, N., Karimpour, M.H., Farmer, G.L. and Stern, S., 2014. Geology, alteration, age dating and petrogenesis of intrusive bodies in Halak Abad prospect area, NE Iran. Journal of Economic Geology, 6(1): 23–48. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/ECONG.V6I1.23015>

مقاله ارائه شده در همایش (سمپوزیوم، کنگره، میتینگ و ... علمی) (Conference Article)

نویسنده (نویسندگان)، سال نشر، عنوان مقاله، نام همایش، محل برگزاری، نام شهر محل برگزاری، نام کشور محل برگزاری، DOI یا آدرس اینترنتی

Majidifar, M., Malekzadeh Shafaroudi, A. and Karimpour, M.H., 2013. Geology, mineralization and geochemistry of Koli prospect area, northeast of Ghaen, South Khorasan province. 5th Symposium of Iranian Society of Economic Geology, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran. Retrieved September 26, 2018 from https://www.researchgate.net/publication/273575902_Geology_mineralization_and_geochemistry_of_Koli_prospect_area_northeast_of_Ghaen_South_Khorasan_province

بخشی (فصلی) از کتاب، انتشارات ویژه (به طوری که هر بخش دارای نویسنده جداگانه باشد) (Book Section)

نویسنده (نویسندگان)، سال نشر، عنوان بخش (فصل) کتاب، ویراستار، عنوان کتاب، ناشر، محل نشر، شماره صفحه ابتدایی و انتهایی بخش کتاب، DOI یا آدرس اینترنتی

توضیح: در صورتی که یک ویراستار اصلی داشته باشد، به جای (Editors) از (Editor) استفاده می شود. در این قسمت ابتدا حرف اول نام کوچک ویراستاران و سپس نام خانوادگی می آید و صفحه نیز، صفحه ابتدایی و انتهایی بخش یا فصل کتاب مورد نیاز است.

Lentz, D.R., 1994. Exchange reactions in hydrothermally altered rocks: examples from biotite-bearing assemblages. In: D.R. Lentz (Editor), Alteration and alteration processes associated with ore-forming systems. Geological Association of Canada, Canada, pp. 69-99. https://doi.org/10.1007/3-540-27946-6_128

کتاب (Book)

نویسنده (نویسندگان)، سال نشر، عنوان کتاب، ناشر، محل نشر، شماره کل صفحه ها
توضیح: برای کتاب، آوردن شماره کل صفحه های کتاب الزامی است.

Bardossy, G. and Aleva, G.J.J., 1990. Lateritic bauxite. Elsevier, Amsterdam, 624 pp.

ترجمه کتاب (Book Translated)

نویسنده (نویسندگان)، مترجم (مترجمان)، سال نشر، عنوان کتاب، ناشر، محل نشر، شماره کل صفحه ها
توضیح: برای محل نشر و ناشر، باید اطلاعات ترجمه کتاب بیاید و نیازی به محل و ناشر اثر اصلی نیست.

Mason, B. and Moore, K.B. (translated by Moore, F. and Sharafi, A.A.), 2003. Principles of Geochemistry. Shiraz University Press, Shiraz, 566 pp.

پایان نامه (Thesis)

نویسنده، سال نشر، عنوان پایان نامه، درجه پایان نامه، نام دانشگاه، نام شهر، کشور، شماره کل صفحه ها
توضیح: برای رساله دکتری به جای M.Sc. از Ph.D. استفاده می شود.

Sheikhi, R., 1995. Study of economic geology of Shahrak fe deposit, east of Takab. M.Sc. Thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran, 161 pp.

کارگاه علمی (Workshop)

بر گزار کننده (بر گزار کنندگان)، سال برگزاری، عنوان، نام کارگاه، محل برگزاری، نام شهر محل برگزاری، نام کشور محل برگزاری،
تاریخ برگزاری، DOI یا آدرس اینترنتی

Calvin, W.M., Kratt, C. and Faulds, J.E., 2005. Infrared spectroscopy for drillhole lithology and mineralogy. Thirtieth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, California, United States (21 February 2005). Retrieved September 26, 2018 from <https://pangea.stanford.edu/ERE/pdf/IGAstandard/SGW/2005/calvin.pdf>

نقشه (Map)

نویسنده (نویسندگان)، سال نشر، عنوان نقشه، ناشر

توضیح: در صورت داشتن محل نشر، می توانید آن را بعد از ناشر بیاورید.

Karimpour, M.H., Ashouri, A. and Saadat, A., 2009. Geological map of Taherabad, scale 1:100,000. Geological Surver of Iran.

گزارش (Report)

نویسنده (نویسندگان)، سال نشر، عنوان گزارش، ناشر، محل نشر، شماره گزارش، شماره کل صفحه ها

Hirayama, K., Samimi, M., Zahedi, M. and Hushmandzadeh, A.M., 1966. Geology of Tarom district western part (Zanjan area, northwest Iran). Geological Survey of Iran, Tehran, Report 8, 40 pp.

منابع اینترنتی (Internet Resources)

هر منبع اینترنتی را با توجه به نوع منبع به شکل های ذکر شده قبل در آورده و در پایان، آدرس صفحه اینترنتی آن منبع بعد از تاریخ بازیابی آورده شود. مثال:
Retrieved September 26, 2018 from <https://.....>

این نشریه عضو کمیته بین‌المللی اخلاق در انتشار (COPE) است و از آیین‌نامه اجرایی قانون پیشگیری و مقابله با تقلب در آثار علمی پیروی می‌کند.

منشور اخلاق نشریه زمین‌شناسی اقتصادی، بر مبنای رهنمودهای ارائه‌شده توسط کمیته اخلاق انتشار (COPE) طراحی شده است و از کلیه کاربران انتظار می‌رود به اصول اخلاقی ذکر شده پایبند باشند. بدیهی است هرگونه سرقت علمی یا سایر رفتارهای غیر اخلاقی به حذف مقاله از فرایند داوری منجر خواهد شد. این منشور جهت تعیین وظایف و تعهدات نویسندگان، سردبیر، اعضای هیئت تحریریه و داوران تنظیم شده است.

انتشار و تألیف

- مقالات پژوهشی در فرایند داوری به‌وسیله 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؛ درحالی‌که حفظ اصالت مقالات در اولویت قرار می‌گیرد.
- فرایند داوری باید در اسرع وقت انجام شود و دیدگاه‌های مربوط به اصالت مقاله، صرف‌نظر از پیشنهادها در مورد تجدیدنظر، رد

- و یا پذیرش مقاله، به سردبیر فرستاده شود.
- پیشنهاد‌های داوران در خصوص مقالات منتشر شده باید در قالب فرم‌های داوری و در بخش دیدگاه‌های مربوط به نویسنده و سردبیر، به آنها ارائه شود.
- سرقت علمی شامل هم‌پوشانی مقاله با دیگر مقالات چاپ شده، باید به اطلاع برسد؛ به طوری که هیئت تحریریه بتواند تصمیم نهایی را در مورد رد یا پذیرش مقاله اتخاذ کند.
- داوران باید از داوری مقالاتی که تضاد منافع دارند، امتناع کنند.

سردبیران

- همه سردبیران مسئول (سردبیر، مدیر مسئول و هیئت تحریریه) اختیار تام در رد یا قبول هر مقاله داشته و کیفیت کلی مقالات منتشر شده بر عهده آنهاست.
- سردبیران همیشه باید استراتژی‌هایی را به منظور بالا بردن کیفیت مقالات، پیشنهاد داده و اجرا کنند.
- صحت و سقم سابقه تحصیلی نویسنده قبل از بررسی مقاله باید ارزیابی شود.
- اصالت و کیفیت مقاله، صحت مطالب ارائه شده و مرتبط بودن با زمینه انتشارات باید تنها ویژگی برای پذیرفتن یا رد مقالات باشد.
- تصمیم نهایی نباید بدون ادله محکم لغو شود.
- ناشناس بودن هویت داوران و نویسندگان تا زمانی که تصمیمی در مورد مقاله اتخاذ نشده است، باید حفظ شود.
- ویراستاران راه حلی برای مسائل اخلاقی و مشکلاتی از قبیل تقابل نویسندگان در ارتباط با مقالات چاپ شده یا چاپ نشده آنها، پیدا کنند.
- رد مقالات بر اساس سوءظن امکان پذیر نیست.
- تضاد منافع میان اعضای هیئت تحریریه، نویسندگان و داوران باید به درستی و بر اساس دستورالعمل کمیته اخلاق نشر (COPE) حل و فصل شود.

بیانیه سرقت علمی آثار

- همه قوانین تعریف شده توسط کمیته اخلاق نشر (COPE) باید توسط اعضای هیئت تحریریه، داوران و نویسندگان اجرایی شود.
- مقاله در مرحله اول (فرایند بررسی سردبیر) می‌تواند از روند خارج شود؛ اما زمانی که در فرایند داوری قرار می‌گیرد، انصراف از روند داوری مشمول پرداخت جریمه به هیئت تحریریه است.
- هر تغییر عمده در مقاله پذیرفته شده با ارائه ادله قابل انجام است.
- همه اعضای هیئت تحریریه و نویسندگان، باید هر نوع اصلاحی را صادقانه و به طور کامل انجام دهند.
- اخلاق نشر باید در مقاله رعایت شود. سرقت علمی و یا ارائه داده‌های تقلبی موجب می‌شود که نویسندگان به عنوان ناقضان قوانین کمیته اخلاق نشر (COPE) تلقی شوند و نام آنها در فهرست سیاه این کمیته قرار گیرد که اتخاذ تصمیم بر عهده هیئت تحریریه است.

Contents

Intermediate-sulfidation epithermal base metal mineralization in the Kourcheshmeh deposit (SW Takestan): Constraints on geology, mineralization, and geochemistry	1
Sepideh Khanahmadlou, Hossein Kouhestani, Mir Ali Asghar Mokhtari, Nahid Rahmati	
Important and influential factors in mineralization and grade changes of Manto-copper deposits with a special look to Nasim, Mes e Sorkh and Zarmehr mines	35
Ali Sheykhi, Mohammad Hassan Karimpour, Ali Asghar Sepahi, Behnam Rahimi	
Petrogenesis of melanite-garnets in monzodiorites from SW of Jandaq (NW of Central-East Iranian Microcontinent)	61
Ahmad Jamshidzadei, Khadijeh Khalili, Ghodrat Torabi	
The formation model for the Komsheche barite in Triassic carbonate deposits, NE Isfahan, Central Iran: Insights from mineralogy, stable isotopes, and fluid inclusions	95
Nakisa Tayebi, Zahra Alaminia, Ali Bahrami	
Geochemistry and Mineralogy of Maastrichtian Coals from the Anambra and Gongola Basins of Nigeria: Implications for Coal Quality, Resource Potential, and Agglomeration Characteristics	135
Ayoola Yusuf Jimoh, Mariam Bolaji, Jimoh Ajadi, Shakirat Mustapha Aminu, Mutiu Adelodun Akinpelu	
Physicochemical Evolution of Hydrothermal Fluids in the Kuh-e-Esfand porphyry Copper System, South of Jiroft, Kerman Province	163
Afsaneh Soltani, Alireza Zarasvandi, Nader Taghipour, Mohsen Rezaei, Adel Saki, Morteza Sajjadiyan, Ghazal Zarasvandi	

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)

Dr. Farhad Bouzari
(Research Associate, The University of British
Columbia)

Dr. Amir Morteza Azim Zadeh
(Senior Researcher, Luleå University of
Technology)

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)

Page Designer

Sara Habibi (Ferdowsi University of Mashhad)



ISSN (P): 2008-7306

ISSN (E): 2423-5865

JOURNAL OF ECONOMIC GEOLOGY

Vol. 16, No. 2, 2024, Serial No. 41

CONTENTS

Intermediate-sulfidation epithermal base metal mineralization in the Kourcheshmeh deposit (SW Takestan): Constraints on geology, mineralization, and geochemistry

Sepideh Khanahmadlou, Hossein Kouhestani, Mir Ali Asghar Mokhtari, Nahid Rahmati

1

Important and influential factors in mineralization and grade changes of Manto-copper deposits with a special look to Nasim, Mes e Sorkh and Zarmehr mines

Ali Sheykhi, Mohammad Hassan Karimpour, Ali Asghar Sepahi, Behnam Rahimi

35

Petrogenesis of melanite-garnets in monzodiorites from SW of Jandaq (NW of Central-East Iranian Microcontinent)

Ahmad Jamshidzaei, Khadijeh Khalili, Ghodrat Torabi

61

The formation model for the Komsheche barite in Triassic carbonate deposits, NE Isfahan, Central Iran: Insights from mineralogy, stable isotopes, and fluid inclusions

Nakisa Tayebi, Zahra Alaminia, Ali Bahrani

95

Geochemistry and Mineralogy of Maastrichtian Coals from the Anambra and Gongola Basins of Nigeria: Implications for Coal Quality, Resource Potential, and Agglomeration Characteristics

Ayoola Yusuf Jimoh, Mariam Bolaji, Jimoh Ajadi, Shakirat Mustapha Aminu, Mutiu Adelodun Akinpelu

135

Physicochemical Evolution of Hydrothermal Fluids in the Kuh-e-Esfand porphyry Copper System, South of Jiroft, Kerman Province

Afsaneh Soltani, Alireza Zarasvandi, Nader Taghipour, Mohsen Rezaei, Adel Saki, Morteza Sajjadiyan, Ghazal Zarasvandi

163