



## Research Article

### Geology, mineralization, geochemistry, and fluid inclusion characteristics of the Bagh Khoshk copper deposit, Sirjan, southeast Iran

Faezeh Yahyazade<sup>1</sup>, Masood Alipour-Asll<sup>1\*</sup> 

1- Department of Petrology and Economic Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

Received: 11 Jun 2021 Accepted: 03 Dec 2021

## Extended Abstract

### Introduction

Bagh Khoshk deposit is located 35 km northeast of Sirjan in the southern Urmia- Dokhtar magmatic belt (Kerman metallogenic area). The magmatic activities and copper mineralization in this belt are attributed to the Eocene-Oligocene, middle-late Oligocene, and middle-late Miocene. Meanwhile, fertile porphyry copper deposits are genetically associated with middle-late Miocene granitoids (adakitic intrusive rocks). In Kerman metallogenic area, intrusive rocks are divided into productive with Miocene age (Kuh-Panj type) and semi-productive to barren groups with Eocene-Oligocene age (Jebal Barez type). Bagh Khoshk copper deposit has not been studied in terms of mineralization and genesis. In addition, it is not clear whether the Bagh Khoshk granitoid intrusion is a productive or semi-productive to barren magmatic system in the Kerman region. In this research, Bagh Khoshk deposit has been studied from the perspective of lithology, alteration, geochemistry, mineralization and fluid inclusion and by determining the geochemical nature of Bagh Khoshk granitoids, the origin of copper mineralization has been investigated.

### Materials and Methods

In this research, the number of 21 samples from the outcrops and 24 samples of drilling cores have been selected for petrographic and mineralogical studies. 13 unaltered to less altered rock samples were taken from the outcrops and drilling cores for petrological studies and analyzed using XRF and ICP-OES/MS methods for major and trace elements. Ore geochemistry study has been done on 491 rock samples from drilling cores. To study the fluid inclusion, 4 mineralized samples were selected from the potassic and phyllic alteration zones and after preparation of double polished sections, micro-thermometry studies were done on quartz crystals.

### Results and Discussion

The Eocene andesite to basaltic andesite lava flows and tuffs are the most widespread rock units in the Bagh Khoshk area. Late Miocene hypabyssal porphyry granodiorite and diorite stocks are intruded into the volcanic rocks.

**Citation:** Yahyazade, F. and Alipour-Asll, M., 2021. Geology, mineralization, geochemistry, and fluid inclusion characteristics of the Bagh Khoshk copper deposit, *Res. Earth. Sci.* 12(4), (189-212) DOI: 10.48308/esrj.2022.101059

\* Corresponding author E-mail address: masoodalipour@shahroodut.ac.ir





The alterations include potassic, prophylic, phyllic, and argillic zones from the inside out. This deposit includes sulfide minerals (pyrite, chalcopyrite, bornite, molybdenite, chalcocite, and covellite), iron oxides (magnetite, oligiste, hematite, and goethite) and malachite which are mostly observed as disseminated and vein-veinlet forms in the potassic and phyllic zones. Copper is the major element, which has a positive correlation with molybdenum. Fluid inclusions in quartz crystals include LV, VL, and LVH types. The homogenization temperature of the LV, VL, and LVH fluid inclusions ranging from 180 to 289, 331 to 565, and 207 to 276 °C. Their salinity varies from 0.35 to 10.24, 0.88 to 11.22, 33.55 to 42.66 wt.% NaCl eq., respectively. The Bagh Khoshk magmatic system in the Urmia-Dokhtar belt, was formed by partial melting of mantle source and thickening of lower crust, where the share of lower crust has been dominant. Finally, the Bagh Khoshk mineralization is a porphyry copper deposit, which is associated with adakitic and productive late Miocene magmas.

### Conclusion

The late Miocene granodiorite intrusions host copper mineralization in the Bagh Khoshk area. These intrusions have the geochemical properties of adakitic magmas and are located in a normal continental arc environment. Enrichment in LREE, high Sr/Y and La/Yb ratios, enrichment in LILE and Sr, and depletion in HFSE are prominent geochemical features of Bagh Khoshk granitoids. Chalcopyrite is the most important copper-bearing mineral that is found as disseminated and vein- veinlets forms in the potassic and phyllic alteration zones. Based on fluid inclusion studies, the normal cooling of magmatic fluids and their mixing with meteoric waters has been one of the most important factors of metal deposition and the average depth of fluid inclusions entrapment and placement of the Bagh Khoshk porphyry stock is estimated at about 1200 m. The Bagh Khoshk magmatic system consists of partial melting of a mantle source with garnet amphibolite composition and a thickened lower crust, in which the share of lower crust has been dominant. The rapid rise of productive adakitic magma has led to the formation of economic copper deposit in this area.

**Keywords:** Bagh Khoshk, Mineralization, Kerman copper belt, Porphyry copper, Fluid inclusion.



## ویژگی های زمین شناسی، کانه زایی، ژئوشیمی، و میانبار سیال کانسار مس باغ خشک، سیرجان، جنوب شرق ایران

فائزه یحیی زاده؛ مسعود علی پور اصل\*

۱- گروه پترولوژی و زمین شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

(پژوهشی)

پذیرش مقاله: ۱۴۰۰/۳/۲۱ تأیید نهایی مقاله: ۱۴۰۰/۱۱/۱۴

### چکیده

کانسار باغ خشک در ۳۵ کیلومتری شمال خاور سیرجان در کمربند مس کرمان واقع است. گدازه و توفهای آندزیتی تا آندزیت بازالتی ائوسن گسترده ترین واحدهای سنگی هستند. استوکهای نیمه عمیق گرانودیوریت و دیوریت پورفیری به سن میوسن پسین در سنگهای آتشفشانی نفوذ کرده اند. مناطق دگرسانی از داخل به خارج شامل پتاسیک، فلیک، آرژیلیک و پروپیلیتیک است. این کانسار شامل کانیهای سولفیدی (پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، مولیدنیت، کالکوسیت و کولیت)، اکسیدهای آهن (مگنتیت، اولیژیت، هماتیت و گوتیت) و مالاکیت است که بیشتر به صورت های دانه پراکنده و رگه- رگچه ای در مناطق پتاسیک و فلیک مشاهده می شوند. سنگهای آذرین منطقه از نوع سری کالک آلکان هستند و در محیط کمان های قاره ای نرمال تشکیل شده اند. مس عنصر اصلی کانسار است و با مولیدن همبستگی مثبت دارد. میانبارهای سیال در کریستال های کوارتز شامل گونه های VL، LV و LVH است. درجه حرارت همگن شدن میانبارهای سیال VL، LV و LVH به ترتیب از ۱۸۰ تا ۲۸۹، ۳۳۱ تا ۵۶۵ و ۲۰۷ تا ۲۷۶ درجه سانتی گراد، و شوری آنها از ۰/۳۵ تا ۱۰/۲۴، ۰/۸۸ تا ۱۱/۲۲ و ۳۳/۵۵ تا ۴۲/۶۶ درصد وزنی معادل نمک طعام تغییر می کند. تفسیر داده های میانبار سیال اغلب سرد شدن طبیعی و رقیق شدگی سیال در سطح را در ته نشست فلزات دخیل می داند. سامانه ماگمایی باغ خشک همانند دیگر سامانه های ماگمایی بارور در کمربند ارومیه- دختر، از ذوب بخشی منبع گوشته ای و پوسته زیرین ضخیم شده تشکیل شده، که در این میان سهم پوسته زیرین غالب بوده است. در نهایت، کانه زایی باغ خشک یک کانسار مس پورفیری است، که با ماگماهای آداکیتی و بارور میوسن پسین مرتبط است.

واژه های کلیدی: باغ خشک، کانه زایی، کمربند مس کرمان، مس پورفیری، میانبار سیال.

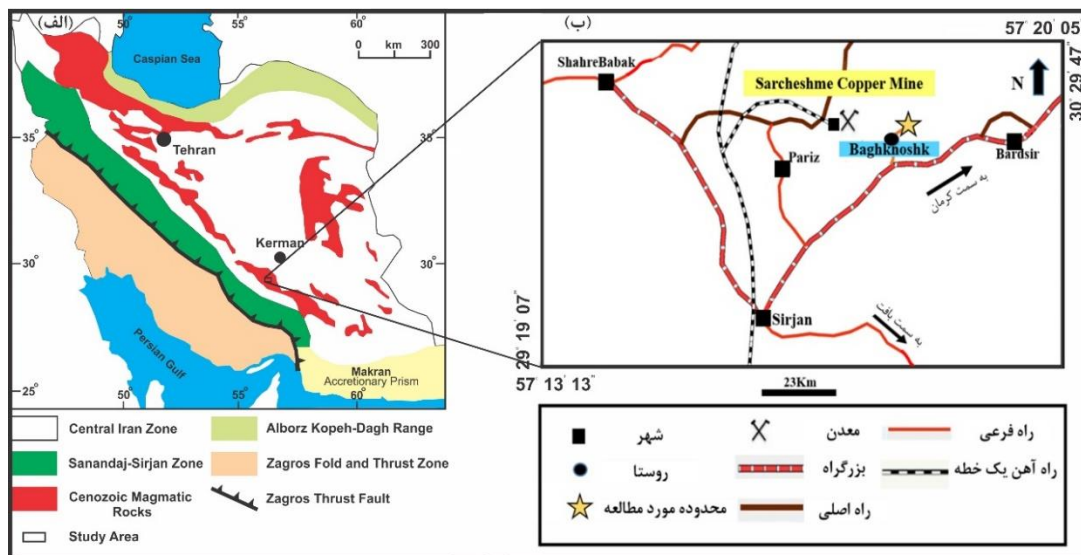
## مقدمه

(سنگ‌های نفوذی آداکیتی) همراه هستند، از قبیل آنهایی که در نوع کوه پنج دیده می‌شود. بسیاری از نفوذی‌های ائوسن-الیگوسن نوع جبال بارز فاقد کانه‌زایی مس اقتصادی هستند (Dimitrijevic, 1973; McInnes et al, 2003; McInnes et al, 2005; Shafiei et al, 2009; Richards et al, 2012; Asadi et al, 2014; Aghazadeh et al, 2015). کانسار مس باغ خشک در ۳۵ کیلومتری شمال‌خاور سیرجان در استان کرمان و در کمربند ارومیه- دختر جنوبی واقع شده است (شکل ۱ الف و ب). این کانسار برای نخستین بار در اوایل دهه ۱۹۷۰ توسط زمین‌شناسان یوگسلاوی شناسایی شد. گروه یوگسلاوی (Yugoslavian Group, 1971) چهارگوش زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ پاریز را تهیه کرده است، که در محدوده اکتشافی باغ خشک سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیت، تراکی آندزیت، و داسیت آندزیتی ائوسن، گرانودیوریت میوسن پسین و اثر معدنی مس گزارش کرده‌اند. ندیموویچ (Nedimovic, 1973) براساس کارهای اکتشافی ذخیره‌ای برابر با ۲۴ میلیون تن کانسنگ با عیار ۰/۲۷ درصد مس برای کانسار باغ خشک گزارش کرده است. سهیلی (Soheili, 1995) نقشه زمین‌شناسی چهارگوش ۱/۲۵۰۰۰۰ سیرجان را براساس اطلاعات چهارگوش‌های ۱/۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی پاریز، چهارگنبد، بردسیر، سیرجان، بلورد و بافت گردآوری کرده است. مطالعه پتروژنز و موقعیت ژئودینامیکی گرانیتوئیدهای باغ خشک بر پایه داده‌های ژئوشیمی و ایزوتوپی  $\text{ENd}$  (۲/۹۱+ تا ۳/۲۹+) و نسبت‌های  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (۰/۷۰۴۶ تا ۰/۷۰۵۳) نشان می‌دهد که گرانیتوئیدهای باغ خشک از ذوب بخشی منبع گوه گوشته‌ای تحت فشارهای پایین‌تر از میدان پایداری گارنت تشکیل شده و توسط سیالات ماگمایی در طول فرایندهای فرورانش دچار تغییر شده‌اند، و تشکیل

کمان ماگمایی ارومیه- دختر با امتداد شمال‌باختر- جنوب‌خاوری، بخشی از کمربند کوهزایی زاگرس است که در نتیجه فرورانش پوسته اقیانوسی تتیس جوان به زیر خرد قاره ایران مرکزی در طول کوهزایی آلپ در زمان سنوزویک تشکیل شده است (Berberian and Berberian, 1981; Alavi, 1994). انواع سنگ‌های آذرین بیرونی، نیمه‌خروجی و درونی با ویژگی‌های ژئوشیمیایی کالک‌آلکالن تا آلکالن در سراسر کمان ارومیه- دختر شناسایی شده است. سنگ‌های نفوذی میزبان کانه‌زایی دارای بافت پورفیری هستند و ترکیب سنگ‌شناسی آن‌ها از دیوریت تا کوارتز دیوریت، گرانودیوریت و کوارتز مونزونیت تغییر می‌کند (Waterman and Hamilton, 1975; Hassanzadeh, 1993; Shahabpour, 2005). کمربند ماگمایی ارومیه- دختر از نظر ویژگی‌های جغرافیایی، زمین‌شناسی و فلزایی به سه بخش تقسیم شده است (قربانی، ۱۳۸۷): (۱) ارومیه- دختر شمالی (قطعه قم- تفرش- تکاب- سهند)، (۲) ارومیه- دختر میانی (قطعه انارک- نایین- قم)، و (۳) ارومیه- دختر جنوبی (قطعه کرمان). قطعه کرمان میزبان کانسارهای بزرگ مس پورفیری از قبیل سرچشمه، میدوک، دره زار، در آلو، کوه پنج، باغ خشک و تعداد بی‌شماری از کانسارهای مس پورفیری کوچک است. در منطقه فلزایی کرمان، سنگ‌های نفوذی از جنبه‌های ژئوشیمیایی و پترولوژیکی به دسته‌های بارور (نوع کوه پنج) و نیمه‌بارور تا نابارور (نوع جبال بارز) تقسیم شده است. فعالیت‌های ماگمایی و کانه‌زایی مس پورفیری در کمربند ارومیه- دختر به زمان‌های ائوسن- الیگوسن، الیگوسن میانی- پسین و میوسن میانی- پسین نسبت داده شده است. کانسارهای مس پورفیری بزرگ در ناحیه کرمان از نظر ژنتیکی با گرانیتوئیدهای زمان میوسن میانی- پسین

آداکیتی بارور با سن میوسن (تیپ کوه پنج)، و یا از نوع سامانه‌های ماگمایی غیرآداکیتی نیمه‌بارور تا نابارور با سن ائوسن-الیگوسن (تیپ جبال بارز) در ناحیه کرمان است. از اینرو، طی هماهنگی‌هایی که با شرکت ملی صنایع مس ایران انجام شد، مطالعه کانسار مس باغ خشک برای موضوع تحقیق حاضر انتخاب شد. در این مطالعه، کانسار باغ خشک از منظر سنگ‌شناسی، دگرسانی، ژئوشیمی، کانه‌زایی و میانبار سیال بررسی شده است. در نهایت، با تعیین ماهیت ژئوشیمیایی گرانیتوئید باغ خشک پیدایش کانه‌زایی مس بررسی شده است.

گرانیتوئیدهای باغ خشک در زمان میوسن تاکید دارد که برخورد میان صفحه‌های عربی و ایران مرکزی در امتداد کوهزایی زاگرس در طول زمان میوسن یا پس از آن رخ داده است ( Hosseini and Arvin, 2020). کارهای اکتشافی سیستماتیک در منطقه باغ خشک توسط شرکت ملی صنایع مس ایران انجام شده است (شرکت ملی صنایع مس ایران، ۱۳۸۹). گردآوری و بررسی کارهای پیشین نشان می‌دهد که کانسار مس باغ خشک تا به حال از جنبه کانه‌زایی و الگوی پیدایش مطالعه نشده است. علاوه بر این، آن مشخص نیست که آیا توده گرانیتوئیدی باغ خشک از نوع سامانه‌های ماگمایی



شکل ۱: نقشه موقعیت زمین‌شناختی و جغرافیایی منطقه مورد مطالعه: الف) موقعیت منطقه در کمربند ماگمایی ارومیه- دختر (با تغییر از Stöcklin, 1968)، و ب) موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه باغ خشک.

## مواد و روش‌ها

در این تحقیق، تعداد ۲۱ نمونه از سنگ‌های رخنمون دار و ۲۴ نمونه از مغزه‌های حفاری برای مطالعات سنگ‌نگاری، کانی‌شناسی، ساخت و بافت انتخاب شده است. این نمونه‌ها پس از تهیه مقاطع نازک، نازک-صیقلی و صیقلی در آزمایشگاه کانی-شناسی دانشگاه صنعتی شاهرود مطالعه شده است. برای انجام مطالعات پترولوژی و ژئوشیمی در

منطقه باغ خشک، تعداد ۱۳ نمونه از سنگ‌های سالم و کمتر دگرسان شده از رخنمون‌ها و مغزه‌های حفاری برداشت شده است. این نمونه‌ها برای اندازه‌گیری مقادیر اکسید عناصر اصلی به روش ذوب قلیایی و با استفاده از دستگاه فلورسانس اشعه ایکس (XRF)، و برای اندازه‌گیری مقادیر عناصر کمیاب و کمیاب خاکی به روش مخلوط چهار اسید و با استفاده از دستگاه‌های طیف‌سنجی پلاسما

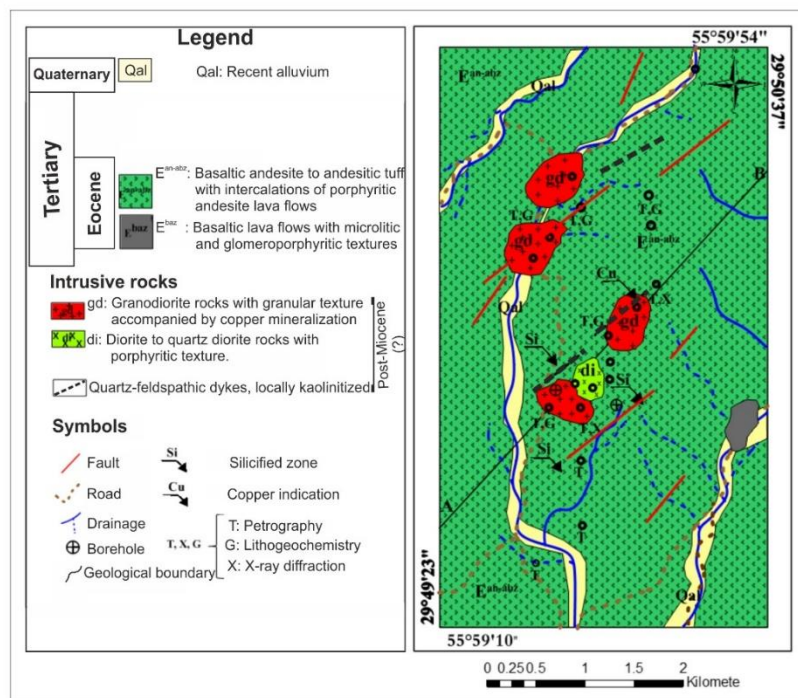
گدازه‌های بازالتی با بافت‌های میکروولیتی و گلوپورپورفیری از واحدهای آتشفشانی ائوسن در این منطقه هستند (شکل ۳ پ، و شکل ۴ پ). سنگ‌های توفی با ترکیب آندزیت بازالتی تا آندزیتی که دارای میان‌لایه‌های از گدازه‌های آندزیت پورفیری هستند، وسیع‌ترین رخنمون سنگی در منطقه را تشکیل می‌دهند، و سنگ‌های درونگیر توده‌ها و دایک‌های نفوذی به حساب می‌آیند (شکل‌های ۳ الف و ب). توف‌های آندزیت بازالتی دارای بافت پورفیری-میکروولیتی هستند و بلورهای درشت پلاژیوکلاز در زمینه جریان‌ی از ریزبلورهای پلاژیوکلاز، و به مقدار اندکی هورنبلند و پیروکسن قرار گرفته‌اند. اپیدوتی شدن در نمونه واحد توفی در تصویر مشخص است (شکل ۴ الف). در نمونه‌ای از گدازه آندزیت پورفیری، درشت بلورهای پلاژیوکلاز در زمینه دانه‌ریزی از بیوتیت، پلاژیوکلاز و کوارتز قرار گرفته‌اند (شکل ۴ ب). استوک‌های نیمه‌عمیق و کوچک گرانودیوریت، دیوریت تا کوارتز دیوریت پورفیری و دایک‌های کوارتز-فلدسپاتی در واحدهای آتشفشانی و آذرآوری ائوسن نفوذ کرده‌اند (شکل‌های ۳ ت تا ج). گرانودیوریت از سنگ‌های نفوذی مهم این منطقه است که از کانی‌های پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار و کوارتز تشکیل شده و بافت گرانولار نشان می‌دهد (شکل ۴ ث). نفوذی‌های دیوریتی دارای بافت پورفیری هستند و از کانی‌های پلاژیوکلاز و هورنبلند تشکیل یافته‌اند، و دگرسانی به کوارتز، بیوتیت، کلریت و سربیسیت در آنها مشاهده می‌شود (شکل ۴ ت). رگه‌های سیلیسی اغلب فاقد کانی‌سازی هستند و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و سنگ‌های نفوذی را قطع می‌کنند. رسوبات آبرفتی عهد حاضر در بستر آبراهه‌ها مشاهده می‌شود.

جفت شده القایی-نشر نوری/جرمی (ICP-OES/MS) در آزمایشگاه مرکز تحقیقات فراوری مواد معدنی ایران تجزیه شده است. برای مطالعه ژئوشیمیایی کانسنگ، تعداد ۴۹۱ نمونه سنگ و کانسنگ از گمانه‌های اکتشافی شماره‌های BK-01 و BK-19 که برای عناصر مس، مولیبدن، آهن و روی به روش طیف‌سنجی جذب اتمی (AAS) در آزمایشگاه زرآزما و توسط شرکت ملی صنایع مس تجزیه شده است، استفاده شده است. همچنین تعداد ۴ نمونه از سنگ‌های دگرسان شده به روش پراش‌سنجی اشعه ایکس (XRD)، به منظور شناسایی فازهای کانیایی و مطالعه دگرسانی‌ها در مرکز تحقیقات فراوری مواد معدنی ایران تجزیه شد (لازم به ذکر است که در مطالعه دگرسانی‌ها و تهیه نقشه پهنه‌بندی دگرسانی‌ها از نتایج تعداد زیادی از نمونه‌های مقاطع نازک و XRD شرکت مس، و پردازش داده‌های ماهواره‌ای استفاده شده است). به منظور مطالعه میانبار سیال، بر پایه شواهد کانی‌شناسی، دگرسانی و ژئوشیمی تعداد ۴ نمونه از کانه‌زایی مناطق دگرسانی پتاسیک و فیلیک از مغزه‌های حفاری انتخاب شد، و پس از تهیه مقاطع دوبر صیقلی بر روی کریستال‌های کوارتز در شرکت آذین زمین پویا انجام شده است.

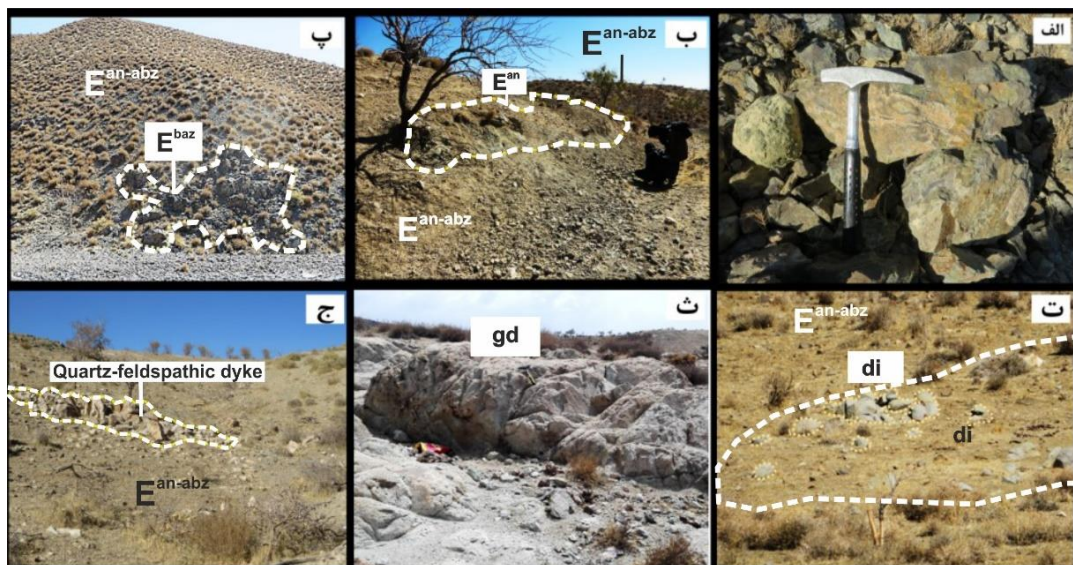
## بحث و نتایج

### زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی

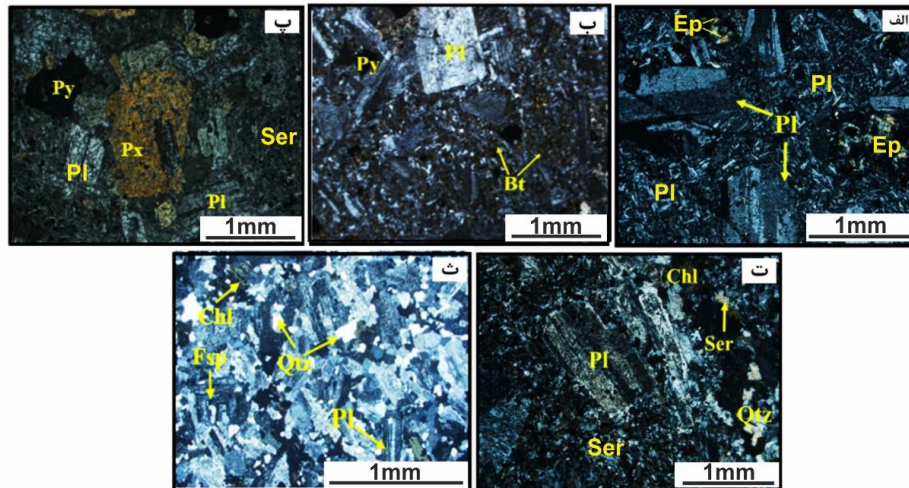
از نظر زمین‌ساختی منطقه مورد مطالعه جزئی از پهنه ایران مرکزی است که در بخش جنوبی کمربند ماگمائی ارومیه-دختر قرار گرفته است (شکل ۱ الف). در منطقه باغ خشک، سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن، سنگ‌های نفوذی میوسن پسین و نهشته‌های کواترنری رخنمون دارند (شکل ۲).



شکل ۲: نقشه زمین‌شناسی منطقه باغ خشک



شکل ۳: تصاویر صحرایی از رخنمون واحدهای سنگی در منطقه باغ خشک: (الف) تصویر از پدیده اپیدوتی شدن در واحد توف آندزیت بازالتی، (ب) واحد گدازه آندزیت پورفیری به صورت میان‌لایه درون واحد توف آندزیت بازالتی تا آندزیتی (دید به سمت شمال)، (پ) واحد گدازه بازالتی (دید به سمت شرق)، (ت) رخنمون کوچکی از استوک دیوریت پورفیری (دید به سمت شمال)، (ث) رخنمون توده گرانودیوریتی (دید به سمت شرق)، و (ج) دایک کوارتز-فلدسپاتی با امتداد شرقی-غربی (دید به سمت شمال غرب). E<sup>an</sup>: گدازه آندزیتی، E<sup>baz</sup>: گدازه بازالتی، di: دیوریت، gd: گرانودیوریت.



شکل ۴: تصاویر میکروسکوپی نور عبوری از سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی منطقه: الف) نمونه توف آندزیت بازالتی با زمینه میکروکلیتی - جریانی که در حال اپیدوتی شدن است، ب) درشت بلورهای پلاژیوکلاز در زمینه دانه‌ریزی از پلاژیوکلاز، بیوتیت و کوارتز در نمونه گدازه‌ی آندزیت پورفیری، پ) نمونه گدازه‌ی بازالتی با بافت گلومروپورفیری، ت) درشت بلورهای پلاژیوکلاز به همراه کانی‌های حاصل از دگرسانی (کوارتز، بیوتیت، سرسیت و کلریت) در دیوریت پورفیری، و ث) نمونه گرانودیوریت دارای بافت گرانولار. Pl: پلاژیوکلاز، Chl: کلریت، Qtz: کوارتز، Fsp: فلدسپار، Ser: سرسیت، Ep: اپیدوت، Bt: بیوتیت، Px: پیروکسن، Py: پیریت (علائم اختصاری کانی‌ها از Whitney and Evans, 2010).

#### دگرسانی گرمابی

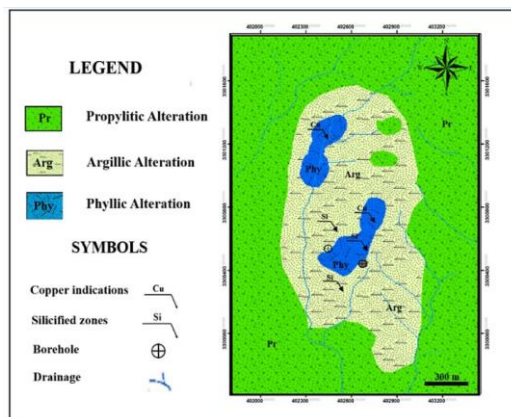
دگرسانی‌ها در منطقه باغ خشک از شدت، گسترش و تنوع خوبی برخوردار می‌باشند، و نشان دهنده دگرسانی گرمابی به دو صورت جانشین کانی‌های قبلی و نهشت مستقیم در فضاها خالی و شکستگی‌ها است. انواع دگرسانی‌های موجود در منطقه به ترکیب کانی‌شناسی و شیمیایی، میزان تخلخل، شکستگی و واکنش‌پذیری سنگ‌ها، ترکیب شیمیایی، حجم و درجه حرارت سیال گرمابی بستگی دارد. بر پایه مطالعه مقاطع نازک، نمونه‌های پراش اشعه ایکس، و پردازش داده‌های ماهواره‌ای استر، دگرسانی‌ها در این منطقه از داخل به سمت خارج شامل پتاسیک، فیلیک، آرژیلیک و پروپیلیتیک است (شکل ۵). علاوه بر این، دگرسانی‌های کلریتی، سرسیتی، و سیلیسی نیز به صورت محلی مشاهده می‌شوند. در محدوده کانسار مس باغ خشک دگرسانی پتاسیک در سطح دیده نمی‌شود، و یا به دلیل گسترش ناچیز قابل تشخیص

نیست. مطالعه نمونه‌های مغزه‌های حفاری وجود این دگرسانی را در عمق نشان می‌دهد. کانی‌های شاخص دگرسانی پتاسیک شامل آلکالی‌فلدسپار، بیوتیت، کوارتز، کلریت و به مقدار اندکی سرسیت است. مگنتیت، پیریت و کالکوپیریت به صورت‌های دانه‌پراکنده و رگه - رگچه‌ای کانی‌های منطقه پتاسیک را همراهی می‌کنند. در منطقه پتاسیک، شکل دانه‌پراکنده‌ی کانه‌زائی مهم‌تر از نوع رگه - رگچه‌ای است (شکل ۶ الف). در کانسار باغ خشک، دگرسانی پتاسیک از نظر کانه‌زائی مهم‌تر از سایر مناطق دگرسانی است. دگرسانی فیلیک به صورت‌های سطحی و زیرسطحی در کانسار باغ خشک مشاهده می‌شود. با وجود این، گسترش سطحی آن در مقایسه با دگرسانی‌های پروپیلیتیک و آرژیلیک محدود است. این دگرسانی به سمت خارج به تدریج به دگرسانی آرژیلیک تغییر می‌یابد. دگرسانی فیلیک با رنگ سفید تا خاکستری از کانی‌های کوارتز، سرسیت، پیریت و به مقدار

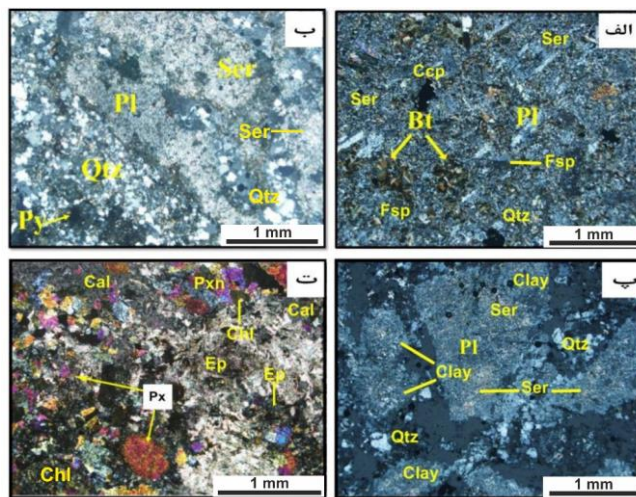


اندکی آل‌بیت، آندزین، ارتوکلاز، کائولینیت، کلینوکلر و پیریت تشکیل شده است (شکل ۶ پ). دگرسانی پروپیلیتیک از گسترش وسیعی در منطقه برخوردار است، و به صورت هاله‌ای مناطق دگرسانی دیگر را در بر می‌گیرد، و از کلریت، اپیدوت، آل‌بیت، کلسیت و مقدار اندکی کانی‌های رسی، پیریت و هماتیت ترکیب یافته است (شکل ۶ ت).

اندکی کلریت، ایلیت و کلسیت ترکیب یافته است (شکل ۶ ب). کانه‌های پیریت، کالکوپیریت، و بندرت مولیدنیت، بورنیت، اولیژیست و هماتیت به صورت‌های دانه‌پراکنده و رگه-رگچه‌ای در این دگرسانی وجود دارند. در منطقه فیلیک، بافت رگه-رگچه‌ای کانه‌زائی مهم‌تر از دانه‌پراکنده است. دگرسانی آرژیلیک گسترده است، و از کوارتز، مونت‌موریلونیت، ایلیت، مسکوویت و به مقدار



شکل ۵: نقشه پهنه‌های دگرسانی در منطقه کانسار مس باغ خشک، که دگرسانی‌های آرژیلیک و پروپیلیتیک از گسترش سطحی وسیعی برخوردار هستند.



شکل ۶: تصاویر میکروسکوپی از مناطق مختلف دگرسانی گرمایی: الف) دگرسانی پتاسیک با مجموعه کانی‌های آل‌کالی‌فلدسپار، بیوتیت، کوارتز و کانی‌های کدر (کالکوپیریت، پیریت و مگنتیت)، ب) دگرسانی فیلیک با مجموعه کانیایی کوارتز، سریسیت و پیریت، پ) دگرسانی آرژیلیک با مجموعه کانی‌های رسی، سریسیت و کوارتز، و ت) دگرسانی پروپیلیتیک با کانی‌های شاخص اپیدوت، کلریت و کلسیت. Pl: پلاژیوکلاز، Chl: کلریت، Qtz: کوارتز، Fsp: فلدسپار، Cal: کلسیت، Ser: سریسیت، Bt: بیوتیت، Px: پیروکسن، Ccp: کالکوپیریت، Clay: کانی‌های رسی. (علائم اختصاری کانی‌ها از Whitney and Evans, 2010).

## کانی‌شناسی، ساخت، بافت و توالی پاراژنزی

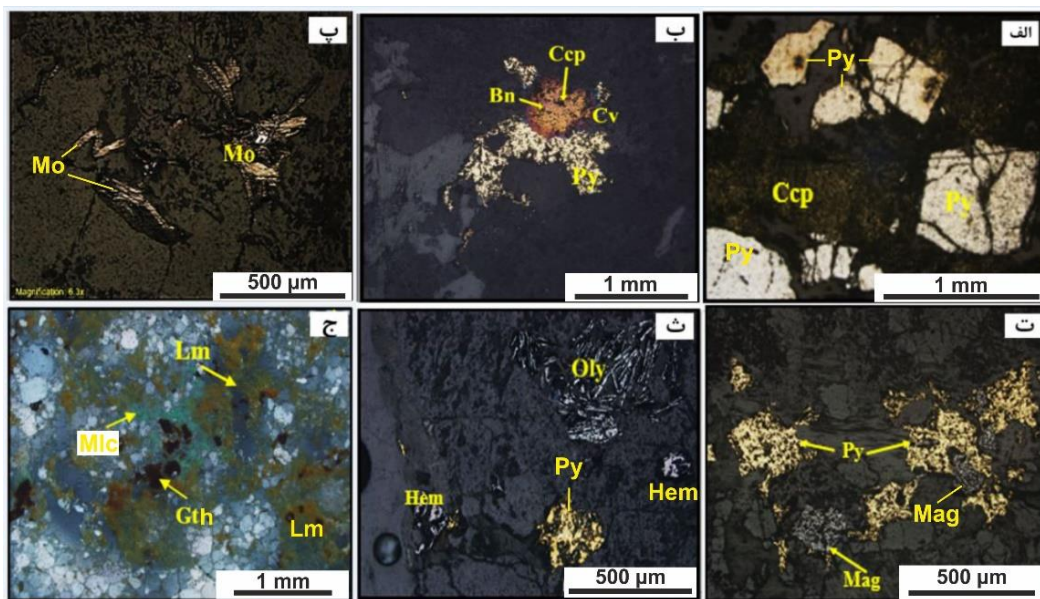
کانی‌های سازنده کانسار مس باغ خشک شامل کانی‌های سولفیدی (پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، مولیبدنیت، کالکوسیت و کوولیت)، اکسیدهای آهن (مگنتیت، اولیژیست، هماتیت، گوتیت و لیمونیت)، و مالاکیت است. کانی‌های باطله در این کانسار شامل کوارتز، بیوتیت، فلدسپار، کانی‌های رسی، سریسیت، کلریت، اپیدوت و کلسیت است. فراوان‌ترین کانی‌های سولفیدی منطقه پیریت و کالکوپیریت است که بافت‌های دانه‌پراکنده، رگه-رگچه‌ای و به ندرت برشی نشان می‌دهند (شکل ۷ الف). کانی بورنیت در پاراژنز کانه‌زایی به مقدار خیلی کم مشاهده می‌شود، و از حاشیه‌ها در حال تبدیل به کالکوسیت است (شکل ۷ ب). مولیبدنیت به شکل تیغه‌ای و دانه‌پراکنده وجود دارد (شکل ۷ پ). مگنتیت به شکل‌های دانه‌پراکنده و رگه-رگچه‌ای حضور دارد و کانه‌های سولفیدی را در منطقه دگرسانی پتاسیک همراهی می‌کند (شکل ۷ ت). کانه‌های کالکوسیت و کوولیت طی فرایندهای برونزاد و از جانشینی کانه‌های کالکوپیریت و بورنیت تشکیل شده‌اند (شکل ۷ ب). کانی‌های هماتیت و اولیژیست به صورت اولیه طی دگرسانی گرمایی تشکیل می‌شود. هماتیت تحت شرایط برونزاد از اکسیداسیون کانی‌های مگنتیت و سولفیدها نیز به وجود می‌آید (شکل ۷ ث). مالاکیت تنها کانی کربناته مس است که به مقدار خیلی کم در منطقه اکسیداسیون و سطحی کانسار وجود دارد (شکل ۷ ج). در کانسار مس باغ خشک، کانی‌ها به صورت‌های درونزاد و برونزاد تشکیل شده‌اند. از کانه‌های درونزاد می‌توان به مگنتیت، پیریت، کالکوپیریت، مولیبدنیت، بورنیت و اولیژیست اشاره کرد و کانه‌های برونزاد شامل کالکوسیت، کوولیت، مالاکیت، هماتیت، گوتیت و لیمونیت است. بر پایه مطالعه نمونه‌های دستی و میکروسکوپی و با در نظر گرفتن روابط بافتی بین کانی‌ها در کانسار باغ خشک توالی پاراژنزی تهیه شده است (جدول ۱).

جدول ۱: توالی پاراژنتیکی کانی‌ها در کانسار مس باغ خشک

Stages Minerals	Hypogene			Supergene		
	Pre-ore stage	Ore stage (mineralization)		Sulfide (-Eh)	Oxide (+Eh)	
	1	2	3			
Ore minerals	Magnetite	*****	=====			
	Pyrite	*****	=====			
	Chalcopyrite		=====			
	Molybdenite		=====			
	Bornite		=====			
	Chalcocite				=====	
	Covellite				=====	
	Malachite					=====
	Olygiste			=====		
	Hematite			=====		
	Goethite					=====
	Limonite					=====
Alteration minerals	Secondary alkali-feldspar		*****			
	Secondary biotite		=====			
	Quartz		=====			
	Sericite		=====			
	Clay minerals				-----	-----
	Chlorite		=====	*****		
	Epidote		=====	*****		
	Calcite		*****	=====		
Ore textures	Disseminated		=====	*****		
	Vein- veinlets		*****	=====		
	Brecciation		*****	*****		
	Replacement			=====	*****	=====

کانه‌زائی سولفیدی که شامل پیریت، کالکوپیریت، بورنیت و مولیبدنیت است و با اولیژیست و هماتیت همراه است (منطقه دگرسانی فیلیک). کانه‌زائی برونزاد نیز به نوبه خود به دو مرحله احیایی (شامل کالکوسیت و کوولیت) و اکسیدی (مالاکیت، هماتیت، گوتیت و لیمونیت) تقسیم شده است.

کانی‌های درونزاد در این منطقه در سه مرحله تشکیل شده است: (۱) مرحله قبل از کانه‌زائی، که مگنتیت و پیریت با منشا ماگمایی و به همراه کانی‌های سنگ‌ساز تشکیل شده است، (۲) مرحله اصلی کانه‌زائی سولفیدی، که شامل پیریت و کالکوپیریت است و با مگنتیت همراهی می‌شوند (منطقه دگرسانی پتاسیک)، و (۳) مرحله تاخیری



شکل ۷: تصاویر میکروسکوپی نور انعکاسی از کانه‌زائی منطقه: الف) همیافتی پیریت و کالکوپیریت که به شکل دانه‌پراکنده مشاهده می‌شوند، ب) هم‌رشدی کالکوپیریت و بورنیت که از حاشیه‌ها در حال جانشینی توسط کالکوسیت و کوولیت هستند، پ) تیغه‌های مولیبدنیت، ت) هم‌یافتی پیریت و مگنتیت به صورت دانه‌پراکنده، ث) کان‌های پیریت، اولیژیست و هماتیت که به صورت‌های دانه‌پراکنده و گاه‌ا رگچه‌ای وجود دارند، و ج) مالاکیت، گوتیت و لیمونیت که در مرحله برونزاد تشکیل شده‌اند. Py: پیریت، Ccp: کالکوپیریت، Bn: بورنیت، Mo: مولیبدنیت، Cv: کوولیت، Mag: مگنتیت، Hem: هماتیت، Oly: اولیژیست، Mal: مالاکیت، Gth: گوتیت، Lm: لیمونیت. (علائم اختصاری کانی‌ها از Whitney and Evans, 2010).

### ژئوشیمی

مقادیر غلظت اکسید عناصر اصلی، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی ۱۳ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی منطقه باغ خشک در جدول ۲ ارائه شده است. در نمونه‌برداری از سنگ‌ها برای مطالعات پترولوژی سعی شد که نمونه‌های سالم، کمترین دگرسانی و فاقد کان‌زایی انتخاب شود. با وجود این، داده‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که نمونه‌های

شماره‌های ۵، ۹، ۱۰، ۱۱ و ۱۲ به مقدار کم سیلیسی شده و با کان‌زایی مس همراه هستند. بنابراین در نامگذاری سنگ‌ها براساس مقدار اکسیدهای اصلی (به ویژه  $\text{SiO}_2$ ) باید با احتیاط عمل کرد. یکی از مهم‌ترین روش‌های طبقه‌بندی شیمیایی سنگ‌ها، استفاده از نمودارهای طبقه‌بندی مجموعه آلکالی  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  در برابر  $\text{SiO}_2$  است (Middlemost, 1994). طبق این نمودار سنگ‌های

و همکاران (Brown et al, 1984) که در آن نسبت لگاریتمی Rb/Zr نسبت به لگاریتم Nb آورده شده است، نمونه‌ها در محیط کمان‌های قاره‌ای نرمال قرار می‌گیرند (شکل ۸ ت). الگوی پراکندگی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی برای تفسیر تاریخچه تشکیل و ژنز سنگ‌ها و کانسارها کاربرد زیادی دارد (Lottermoser, 1992). در نمودار الگوی پراکندگی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های منطقه باغ خشک که به کندریت (Thompson, 1982) به‌هنجار شده است، تهی‌شدگی به عناصر با شدت میدان بالا (Zr, Nb, Ti) و غنی‌شدگی به عناصر با شعاع یونی بزرگ (Rb, K, Sr) نمایان است، که از ویژگی‌های ماگماهای کالک‌آلکان است (شکل ۸ ث).

آتشفشانی منطقه در محدوده آندزیت، داسیت و تراکی داسیت (شکل ۸ الف)، و سنگ‌های نفوذی در محدوده گرانیته تا گرانودیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۸ ب). لازم به ذکر است بر پایه مطالعات سنگ‌نگاری این نمونه‌ها گرانودیوریت نامگذاری شده‌اند، و قرارگیری تعدادی از نمونه‌ها در نمودار شکل (۸ ب) در محدوده گرانیته به دلیل دگرسانی و سیلیسی شدن آنها است. تعیین سری ماگمایی و جایگاه تکتونیکی سنگ‌ها از مهم‌ترین مباحثی هستند که در اکتشاف کانسارها مورد استفاده قرار می‌گیرند. محیط تکتونیکی تعیین‌کننده نوع ماگما و خود ماگما نیز نوع کانه‌زایی را مشخص می‌کند. براساس نمودار مثلثی AFM (Irvine and Baragar, 1971) نمونه‌های سنگ‌های آتشفشانی منطقه باغ خشک از نوع سری کالک‌آلکان می‌باشند (شکل ۸ پ). همچنین براساس نمودار براون

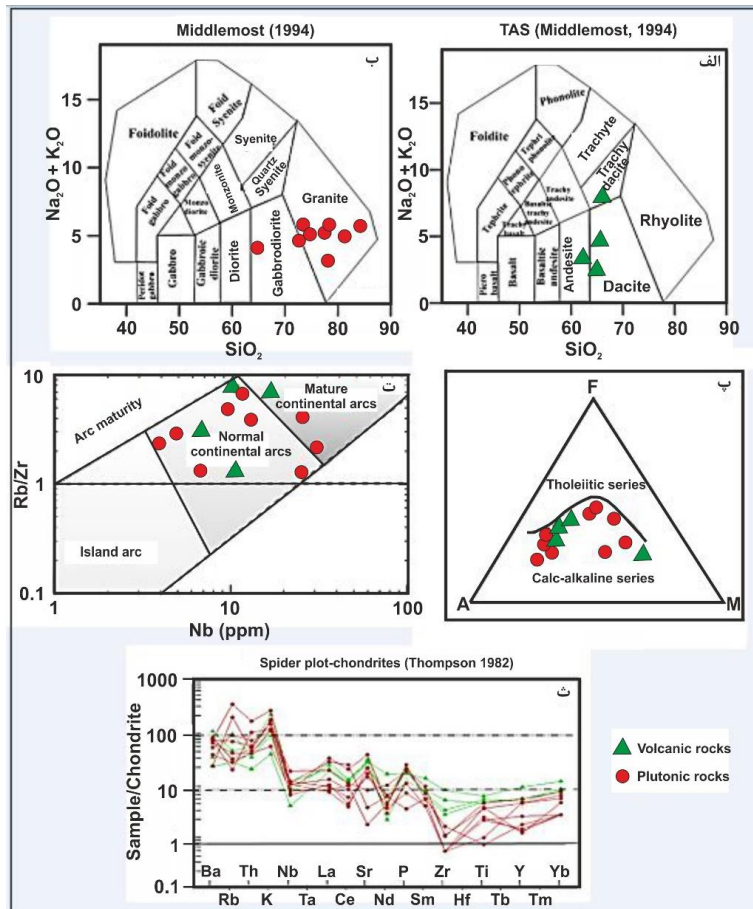
جدول ۲: مقادیر اکسید عناصر اصلی (درصد وزنی)، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی (گرم در تن) در ۱۳ نمونه سنگ با استفاده از روش‌های XRF و ICP-OES/MS.

Sample	BK. G1	BK. G2	BK. G3	BK. G4	BK. G5	BK. G6	BK. G7	BK. G8	BK. G9	BK.G 10	BK.G 11	BKG. 12	BK.G 13
Major oxides (wt.%)													
SiO <sub>2</sub>	۶۰/۵۱	۶۴/۶۱	۷۲/۵۵	۶۳/۹۷	۸۴/۱۲	۶۴/۴۷	۶۴/۹۸	۷۴/۶۷	۷/۵۹ ۸	۷۸/۳۹	۶۲/۹۱	۸۰/۹۶	۷۲/۳۳
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۴/۷۱	۱۲/۸۱	۱۰/۷۵	۱۲/۷۹	۸/۹۵	۱۳/۳۷	۱۳/۴۱	۱۲/۴۵	۹/۴۸	۷/۹۳	۱۱/۲۶	۱۰/۷۳	۱۰/۲۲
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۹/۶۷	۷/۴۹	۵/۱۱	۸/۹۷	۰/۵۳	۸/۱۴	۶/۹۹	۳/۳۱	۲/۹۱	۷/۶۶	۲/۵۶	۰/۲۶	۲/۹۱
MgO	۳/۲	۲/۸۷	۱/۸۷	۳/۷۸	۰/۱۷	۳/۱	۱/۴۳	۰/۴۸	۱/۱۷	۱/۵۷	۱/۴۷	۰/۱۷	۱/۲۸
CaO	۷/۸۷	۴/۹۴	۴/۴۹	۷/۱۸	۰/۲۸	۶/۲	۴/۸	۳/۴۳	۱/۸۱	۰/۶۴	۲/۶۶	۲/۹۳	۲/۶۵
Na <sub>2</sub> O	۱/۹۱	۴/۷۷	۳/۰۲	۲/۰۶	۱/۶۴	۲/۹۹	۴/۱۴	۳/۱	۲/۹۱	۰/۱۶	۳/۰۵	۲/۹۵	۲/۸۶
K <sub>2</sub> O	۱/۴۳	۱/۷۱	۱/۶۱	۰/۶۵	۴/۱۶	۰/۹	۳/۴۸	۱/۹	۲/۷	۲/۸۱	۱/۸۲	۱/۷۴	۲/۳۴
TiO <sub>2</sub>	۰/۷۹	۰/۵۹	۰/۳۹	۰/۶۹	۰/۱	۰/۵۹	۰/۶۲	۰/۴۷	۰/۳۲	۰/۴۹	۰/۲۹	۰/۱۳	۰/۲۹
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	۰/۲۱	۰/۲۵	۰/۱۶	۰/۱۶	۰/۰۵	۰/۲۵	۰/۲۵	۰/۲۳	۰/۱۴	۰/۳	۰/۱۴	۰/۰۹	۰/۱۴
MnO	۰/۲۳	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۷	۰/۲۲	۰/۱۵	۱/۰۷	۰/۵۶	۰/۶۲	۰/۴۸	۰/۴۹	۰/۲۵	۰/۴۵
Trace elements (ppm)													
As	۲۰/۲۲	۸۱/۲۳	۷/۵۸	۹/۷۳	۳/۱۹	۸/۹۶	۱۹/۷۳	۶/۲۳	۷/۳	۶/۷۹	۶/۴۳	۷/۱۶	۶/۱
Ba	۲۷۱/۱	۶۰/۱۷	۳۸۰/۷	۱۸۲/۸	۵۹۰/۳	۳۰۰/۶	۸۱۲/۶	۵۳۸/۷	۶۲۷/۶	۱۸۸	۴۹۸/۴	۴۱۴	۵۶۶/۶
Be	۱/۲۱	۰/۷۲	۰/۲۶	۰/۵۹	۰/۷۸	۱/۲۶	۰/۷۱	۱/۷۵	۱/۴	۱/۶۶	۲/۰۳	۰/۳۳	۰/۵۳
Co	۲۰/۴۵	۲۰/۲۶	۱۰/۶۷	۲۶/۵۵	۱	۱۹/۵۷	۱۵/۵۱	۷/۷۱	۱/۱۲ ۳	۲۱/۸۸	۸/۱۱	۱/۰۷	۱۱/۸۲

Cr	۱۸/۳۸	۳۴/۴۱	۳۷/۵۹	۵۵/۸۳	۲۱/۶۹	۳۸/۰۱	۴۱/۶۴	۸۰	۴/۴۴ ۷	۵۷/۶۴	۴۶/۰۲	۱۱۶/۱	۶۰/۳۱
Cs	۱/۶	۰/۷۵	۱/۱۳	۰/۷۵	۴/۳۴	۰/۷۵	۱/۲۳	۰/۷۵	۰/۷۵	۴/۵۹	۲/۵۵	۲/۹۷	۱/۴۶
Cu	۲۰۳/۹	۱۵۴/۶	۵۸/۷۸	۸۶/۲	۱۱/۴۶	۲۴/۷۷	۹۵/۶۴	۶۶۴/۳	۳۱۲۰	۹۳۴۷	۳۶۴۰	۸۰/۴۳	۳۶۲۶
Li	۸/۰۲	۴/۰۲	۲/۶۸	۵/۰۶	۶/۷۶	۳/۱	۳/۶۵	۳	۲/۲۷	۱۷/۷۴	۸/۴۲	۶/۷۱	۶/۷۲
Mo	۳/۶۵	۲/۵۲	۱/۵۴	۰/۷۵	۱/۹۹	۰/۷۵	۲/۲۹	۱/۲۹	۰/۷۵	۶/۹۶	۲۰/۲	۱۶۷۹	۵۶/۶۴
Nb	۲/۹۲	۳/۸	۴/۲۱	۱/۷۵	۴/۷۲	۳/۳	۴/۸۷	۷/۶۲	۴/۹۲	۳/۳۹	۴/۳۶	۲/۷۷	۴/۳۸
Ni	۱	۴/۵۱	۴/۶۱	۹/۸۸	۱	۸/۴۹	۳/۹۶	۱	۱	۴/۷۵	۱	۱	۱
P	۰/۰۹	۰/۱۱	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۲	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۱	۰/۰۶	۰/۱۳	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۶
Pb	۶۹/۳۲	۶۵/۰۶	۴۳/۴۴	۴۱/۶۷	۲۵/۲۱	۴۴/۷۲	۵۶/۹۳	۳۸/۳	۵/۹۸ ۳	۱۳/۷۹	۳۰/۰۷	۲۴/۰۹	۳۱/۵۵
S	۰/۱۳	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۱۴	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۲۶	۰/۰۷	۰/۱۶	۱/۷۸	۰/۵۳	۰/۱۳	۰/۹۴
Sc	۵۲/۱۷	۱۳/۶۱	۶/۷۹	۲۱/۰۷	۱/۲۶	۱۱/۷۹	۱۲/۲۵	۵/۶۸	۴/۵۲	۹/۴۳	۵/۳۲	۲/۰۲	۴/۶
Sr	۳۸۴/۸	۳۶۸	۳۲۷/۱	۳۶۲/۶	۵۵/۳۸	۵۱۹/۶	۴۱۵	۱۱۴/۴	۲۰/۵ ۲	۲۶/۶۲	۲۹۴/۷	۲۳۰	۲۸۹/۶
Rb	۳۶/۹۳	۱۲/۳۷	۱۲/۸۵	۱۱/۱۹	۱۳۱/۱	۱۱/۰۳	۱۸/۳۱	۸/۱۶	۱/۷۷ ۲	۷۴/۶۴	۱۶/۲	۳۴/۹۱	۲۶/۶۶
Sn	۱/۵۶	۱/۵۴	۱/۴۱	۱/۰۱	۲/۴۳	۱/۵۷	۱/۹۹	۲/۱	۴/۴۳	۲/۴۹	۱/۱۸	۱۲/۴۹	۱/۷۹
Th	۱/۶۶	۱/۹۳	۱/۹۲	۱	۷/۶۳	۱/۹۷	۲/۵۴	۴/۷۱	۲/۵۱	۲/۱۹	۱/۹۷	۳/۳۵	۲/۶۵
V	۲۸۷/۳	۲۰۸	۱۱۳/۷	۲۸۷/۴	۱۵/۵۵	۲۰۰/۹	۱۹۴/۷	۵۹/۲۴	۷/۹۳ ۸	۲۰/۱۳	۷۰/۷۱	۲۱/۹۱	۶۴/۱۱
Y	۲۲/۱۶	۱۳/۴۸	۹/۵۷	۱۲/۲۵	۴/۴۹	۱۳/۵۱	۱۲/۳۳	۱۱/۱۶	۳/۴۹	۳/۱۸	۳/۷۶	۱۱/۴۸	۶/۳۷
Zn	۷۴/۶۶	۹۵/۲۹	۶۶/۱۸	۸۸/۴۸	۳۱/۴۲	۶۰/۵۶	۷۱/۹۴	۵۳/۲۹	۲۰/۵ ۴	۱۰۹/۷	۳۷/۴۲	۱۶/۰۱	۳۸/۴۲
Zr	۶۵/۹۳	۴۳/۵۶	۵	۲۸/۶۱	۱۴/۲۳	۹/۵۱	۲۳/۸۲	۹/۸	۵	۵	۵	۵	۵
Rare earth elements (ppm)													
La	۱۰/۹۴	۹/۲۱	۶/۶۷	۷/۱۴	۱۰/۵۲	۱۲/۴۸	۷/۷۵	۷/۴۱	۳/۷۱	۳/۲۵	۲/۹۵	۴/۰۴	۵/۰۴
Ce	۱۳/۲۵	۱۳	۱۰/۲۵	۱۰/۸۳	۴۷۲۴	۲۰/۳۹	۱۲/۰۳	۱۱/۳۱	۶/۱۸	۱۰/۱	۴/۲۴	۴/۷۹	۸/۵۷
Pr	۲/۶۵	۱/۸۶	۱/۳۷	۱/۵۵	۲/۲۹	۲/۶	۱/۵۸	۱/۷	۱	۱/۴۳	۱	۱	۱۲
Nd	۱۲/۲۱	۳/۸	۴/۲۱	۱/۷۵	۴/۷۲	۳/۳	۴/۸۷	۷/۶۲	۴/۹۲	۳/۳۹	۲/۳۱	۲/۸۷	۴/۸
Sm	۳/۲۷	۲/۰۲	۱/۳۴	۱/۷۷	۱/۳۸	۲/۳۴	۱/۶۶	۱/۷۴	۱	۱/۳۵	۱	۱	۱
Gd	۳/۵۸	۲/۰۱	۱/۴۱	۲/۰۸	۱/۰۳	۲/۴۹	۱/۹۱	۱/۸۴	۱	۱/۰۹	۱	۱/۱۵	۱/۱۰
Dy	۳/۸۹	۲/۱۹	۱/۵۵	۲/۱۷	۰/۷۵	۲/۳۷	۲/۳۴	۲/۱۵	۰/۷۵	۱/۱	۰/۷۵	۱/۹۴	۱/۲۵
Yb	۳/۱	۱/۹۹	۱/۳۸	۲/۱۲	۰/۷۵	۲	۲/۲۵	۱/۵۱	۰/۷۵	۱/۲۷	۰/۷۵	۱/۷۱	۰/۷۵

در جدول ۳ آورده شده است. با توجه به نتایج، عیارهای کمیته، میانگین و بیشینه عناصر به ترتیب عبارتند از ۰/۰۰۷، ۰/۱۹ و ۵/۰۵ درصد مس، ۰/۴۲، ۲۵ و ۱۸۸۶ گرم در تن مولیبدن، ۱، ۵۰ و ۱۰/۸۰ گرم در تن روی، و ۰/۶۰، ۳/۴۰ و ۱۰/۸۰ درصد آهن است.

در منطقه باغ خشک، مطالعه ژئوشیمی کانسنگ براساس مقادیر غلظت عناصر مس، مولیبدن، روی و آهن در ۴۹۱ نمونه سنگ و کانسنگ از دو گمانه اکتشافی انجام شده است. پارامترهای آماری این عناصر شامل مقادیر کمیته، بیشینه، میانگین، میانه، نما، واریانس، چولگی و کشیدگی محاسبه شده و



شکل ۸: الف و ب) طبقه بندی سنگ های آذرین منطقه با استفاده از نمودار میدل ماست (Middlemost, 1994)، پ) بر اساس نمودار مثلثی AFM (Irvine and Baragar, 1971) نمونه های منطقه در محدوده سنگ های کالک آلکالن قرار می گیرند، ت) تعیین جایگاه تکتونیکی سنگ های منطقه با استفاده از نمودار (Brown et al, 1984) که نمونه ها در محدوده کمان های آتشفشانی حاشیه قاره ای نرمال واقع شده اند، و ث) الگوی عناصر کمیاب نمونه ها که به کندریت (Thompson, 1982) به هنجار شده است، تهی شدگی به Nb, Ti, Zr و غنی شدگی به Rb, K, Sr نمایان است.

جدول ۳: پارامترهای آماری عناصر بر پایه داده های ژئوشیمیایی ۴۹۱ نمونه لیتوژئوشیمیایی از ۲ حلقه گمانه اکتشافی

آماردها	Cu (%)	Mo (ppm)	Zn (ppm)	Fe (%)
میانگین	۰/۱۹	۲۴/۸۵	۴۹/۸۸	۳/۴۰
میانه	۰/۱۶	۶	۴۶	۲/۷۸
نما	۰/۲۲	۳	۴۳	۱/۸۱
واریانس	۰/۰۷	۹۳۹۶/۳۹	۳۸۳/۸۱	۳
چولگی	۱۲/۲۴	۱۵/۱۱	۴/۲۱	۱/۱۰
کشیدگی	۲۱۳/۲۴	۲۸۴/۰۶	۳۶/۳۸	۰/۵۶
کمینه	۰/۰۰۷۲	۰/۴۲	۱	۰/۶
بیشینه	۵/۰۵	۱۸۸۵/۹	۲۴۷	۱۰/۷۹

همبستگی پیرسن که تابع توزیع نرمال می باشد، استفاده شده است، که نتایج آن به صورت ماتریس

برای محاسبه مقادیر ضرایب همبستگی میان عناصر در منطقه باغ خشک از تابع ضریب

و روی به عنوان عنصر ردیاب کانسارهای پورفیری با مس و مولیبدن همبستگی منفی نشان می دهد. چنین همبستگی ژئوشیمیایی از کانسارهای مس (مولیبدن) پورفیری انتظار می رود (Sillitoe, 2010).

ضرایب همبستگی در جدول ۴ آورده شده است. این ماتریس با استفاده از نتایج آنالیز شیمیایی ۴۹۱ نمونه لیتوژئوشیمیایی از ۲ گمانه اکتشافی باغ - خشک محاسبه شده است. به طوری که از داده های جدول پیدا است مس با مولیبدن (به عنوان عناصر معرف کانسارهای پورفیری) دارای همبستگی مثبت

جدول ۴: مقادیر ضرایب همبستگی به روش پیرسن بر پایه لگاریتم داده های ژئوشیمیایی ۴۹۱ نمونه سنگ از ۲ گمانه اکتشافی.

Cu	۱			
Mo	۰/۴۰	۱		
Zn	-۰/۰۵	-۰/۱۰	۱	
Fe	-۰/۵۰	-۰/۴۰	۰/۳۴	۱
Element	Cu	Mo	Zn	Fe

میانبارهای سیال در نمونه ها بیشتر به صورت های نگاتیو کریستال (۳۴ درصد حجمی)، بی شکل (۲۲ درصد حجمی)، نیمه شکل (۲۱ درصد حجمی)، کشیده (۱۴ درصد حجمی) و شکل دار (۹ درصد حجمی) می باشند. نبود شکل خاص در میانبارها می تواند نشان دهنده این باشد که فضاهای بین سطوح بلوری که باعث به تله افتادن میانبارها شده اند، دارای شکل مشخصی نبوده اند. اندازه میانبارهای سیال در کوارتز از کانسار مس باغ خشک، از کمینه ۳ تا بیشینه ۳۰ میکرون تغییر می کند و بیش از ۷۰ درصد میانبارها دارای اندازه بیش از ۵ میکرون هستند. از نظر رده بندی ژنتیکی، توزیع میانبارهای سیال در نمونه های باغ خشک به صورت های اولیه، ثانویه و ثانویه کاذب مشاهده شده اند (شکل ۹ ت). براساس تعداد فازهای موجود در دمای اتاق، میانبارهای سیال کانسار باغ خشک در سه گروه متفاوت جای گرفته اند: (۱) میانبارهای - های دو فازی غنی از مایع (L+V) که از یک فاز مایع به همراه یک فاز بخار تشکیل شده اند. حساب بخار در این نوع بین ۵ تا ۴۵ درصد حجم کل

#### مطالعه میانبارهای سیال

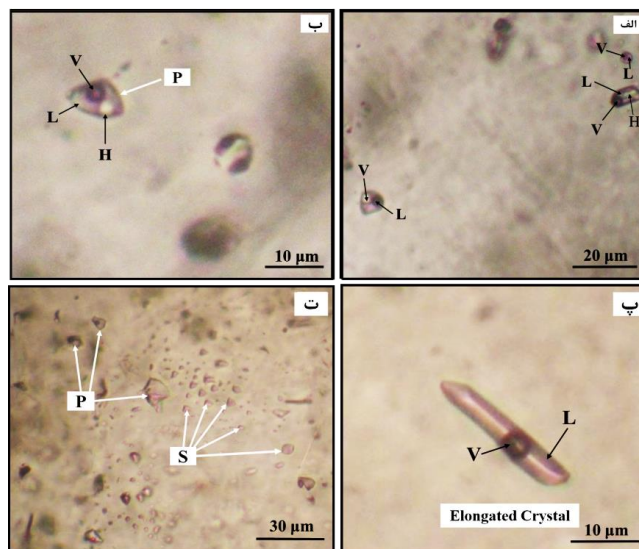
در کانسار مس باغ خشک، کوارتز تنها کانی شفاف و مناسب برای مطالعه میکروترمومتری میانبارهای سیال است. بنابراین پس از مطالعه کانی شناسی مقاطع نازک و نازک- صیقلی تعداد ۴ عدد نمونه کانسنگ از مغزه های حفاری مربوط به مناطق دگرسانی پتاسیک و فیلیک جهت مطالعه میانبارهای سیال انتخاب شد. مطالعات پتروگرافی و حرارت سنجی میانبارهای سیال بر روی ۴ نمونه دوبر صیقلی (BK-TP-13, BK-TP-21, BK-TP-23 و 17) در آزمایشگاه شرکت مطالعات و پژوهش آذین زمین پویا با استفاده از یک دستگاه میکروسکوپ ستی متکس (Ceti Metex) و به وسیله دستگاه Linkam مدل THMSG600 با کنترل کننده های گرمایش TP94 و سرمایش LNP که بر روی میکروسکوپ ستی متکس نصب شده است، انجام پذیرفت. مطالعات حرارت سنجی براساس مشاهده دقیق و تشخیص تغییرات فازی میانبارهای سیال، طی مراحل سرمایش و گرمایش بنا شده است. به طور کلی از لحاظ شکل ظاهری،

به ترتیب از ۱۰ تا ۲۰ درصد متغیر است (شکل ۹ الف و ب). وجود فازهای جامد مثل هالیت بیانگر این است که میزان شوری سیال کانه‌ساز در این منطقه به نسبت زیاد است. میانبارهای سیال LV، VL و LVH به ترتیب ۵۵، ۳۱ و ۱۴ درصد از حجم کل میانبارهای سیال را در سامانه باغ خشک تشکیل می‌دهند. داده‌های ریزدماسنجی میانبارهای سیال کوارتز در کانسار مس باغ خشک در جدول ۵ داده شده است.

میانبار را در بر گرفته است (شکل ۹ پ). این نوع میانبارها در حدود ۵۵ درصد حجم کل میانبار هستند، ۲ میانبارهای دو فاز غنی از بخار (V+L)، که از یک فاز بخار به همراه یک فاز مایع تشکیل شده‌اند و حباب بخار در آنها از ۶۰ تا ۹۵ درصد حجم کل میانبار را اشغال می‌کند، ۳ میانبارهای سه فاز هالیت‌دار (L+V+H) که از یک فاز مایع به همراه یک فاز بخار و یک بلور هالیت تشکیل شده‌اند که حجم بخار و هالیت در این نوع

جدول ۵: داده‌های ریزدماسنجی میانبارهای سیال کانی کوارتز در کانسار مس باغ خشک.

شماره نمونه	کانی	منطقه دگرسانی	نوع میانبار سیال	دمای همگن شدن (°C)	دمای اوتکتیک (°C)	دمای ذوب نهایی بیخ (°C)	شوری wt. % (NaCl eq.)
BK-TP-13	کوارتز	منطقه پتاسیک	اولیه	۲۰۲/۶ تا ۴۸۷/۹ تعداد=۱۶	-۳۰/۴ تا -۵۲/۳	-۲/۴ تا -۷/۶	۴/۰۳ تا ۴۲/۶۳
BK-TP-17	کوارتز	منطقه پتاسیک	اولیه	۱۸۸/۶ تا ۵۶۴/۹ تعداد=۱۵	-۳۱/۵ تا -۵۱/۱	-۰/۵ تا -۶/۳	۰/۸۸ تا ۳۸/۸۶
BK-TP-21	کوارتز	منطقه فیلیک	اولیه	۱۷۸/۹ تا ۴۸۷/۹ تعداد=۱۲	-۳۰/۵ تا -۳۶/۸	-۰/۵ تا -۶/۵	۰/۸۸ تا ۹/۸۶
BK-TP-23	کوارتز	منطقه پتاسیک	اولیه	۲۲۳/۲ تا ۵۴۷/۵ تعداد=۱۴	-۳۰ تا -۴۲/۹	-۰/۲ تا -۰/۶	۰/۳۵ تا ۹/۳۶

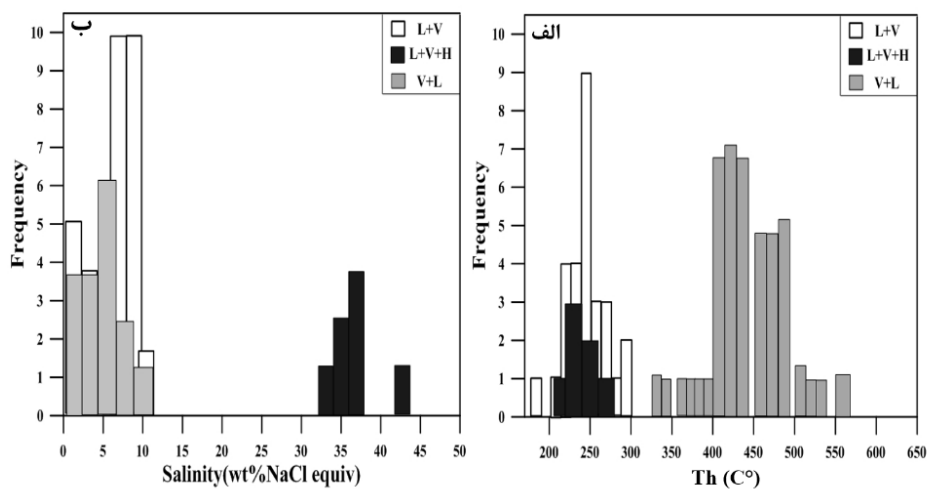


شکل ۹: الف و ب) میانبارهای سیال اولیه (P) دارای فازهای مایع (L)، بخار (V) و هالیت (H)، پ) میانبارهای سیال اولیه دارای فازهای مایع (L) و بخار (V)، و ت) میانبارهای سیال اولیه (P) و ثانویه (S).



۳۳۱ تا ۵۶۵ درجه سانتی‌گراد (میانگین  $448^{\circ}\text{C}$ ) و همچنین در میانبرهای سه فازی حالت دار (H+V+L) تغییرات دمای همگن‌شدگی بین ۲۰۷ تا ۲۷۶ درجه سانتی‌گراد (میانگین  $241^{\circ}\text{C}$ ) است. نمودار شکل (۱۰ ب) نتایج مطالعات سرمایش را نشان می‌دهد که تغییرات درجه شوری میانبرهای سیال در میانبرهای دو فازی مایع و بخار (L+V) بین ۰/۳۵ تا ۱۰/۲۴ (میانگین ۶/۰۷) درصد وزنی معادل نمک طعام، در میانبرهای دو فازی بخار و مایع (V+L) بین ۰/۸۸ تا ۱۱/۲۲ (میانگین ۵/۱۰) درصد وزنی معادل نمک طعام و همچنین در میانبرهای سه فازی حالت دار (L+V+H) شوری بین ۳۳/۵۵ تا ۴۲/۶۶ (میانگین ۳۶/۶۱) درصد وزنی معادل نمک طعام در تغییر است.

دمای همگن‌شدن در مجموعه میانبرهای سیال بین ۱۸۰ تا ۵۶۵ (میانگین ۳۰۶) درجه سانتی‌گراد است. مقدار شوری ۰/۳۵ تا ۴۲/۶۱ (میانگین ۹/۹۹) درصد وزنی معادل نمک طعام تغییر می‌کند که حاکی از شوری پایین تا متوسط است، نبود فاز دختر در این سیالات نیز تأکیدی بر شوری متوسط تا پایین است (Roedder, 1984) و می‌تواند ناشی از اختلاط سیال ماگمایی با آب‌های جوی باشد (Barnes, 1997). نمودار شکل (۱۰ الف) نتایج مطالعات گرمایش سیالات را نشان می‌دهد که تغییرات دمای همگن‌شدن میانبرها به فاز مایع، در میانبرهای دو فازی مایع و بخار (L+V) بین ۱۸۰ تا ۲۸۹ درجه سانتی‌گراد (میانگین  $234^{\circ}\text{C}$ )، در میانبرهای دو فازی بخار و مایع (V+L) بین



شکل ۱۰: نمودار هیستوگرام فراوانی دما و شوری میانبرهای سیال در کانسار مس باغ خشک: الف) درجه حرارت همگن‌شدن، و ب) شوری.

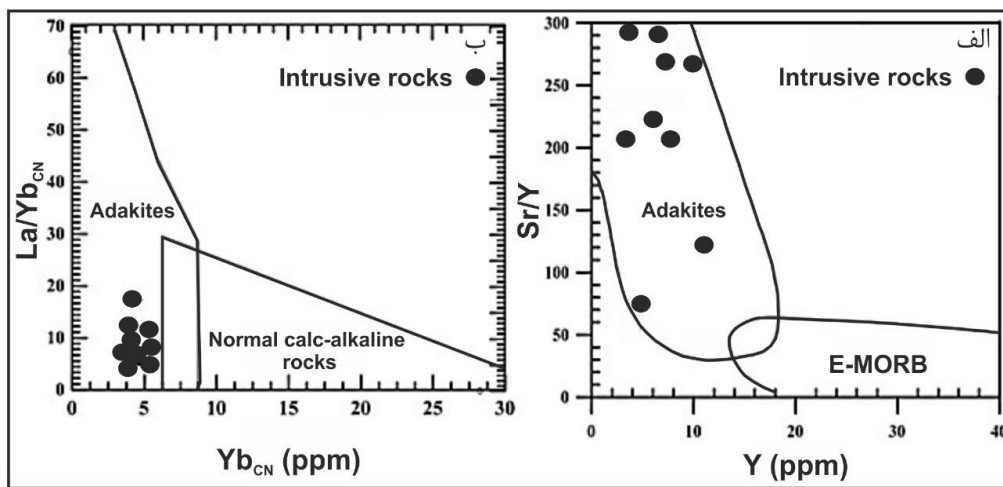
### ماهیت ماگماتیسیم آداکیتی

آداکیت‌ها ماگماهایی با ترکیب فلسیک تا حدواسط هستند که از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورونده تولید می‌شوند (Defant and Drummond, 1990). توده‌های نفوذی که دارای گرایش آداکیتی هستند، از نظر زمانی و مکانی با کانسارهای مس-طلا و

مس-مولیبدن پورفیری، رگه‌ای اپی‌ترمال و رگه‌ای چندفلزی ارتباط زایشی دارند (Sajona et al., 2000). اغلب پورفیری‌های آداکیتی در نمودار (Irvine and Baragar, 1971) از نظر سری ماگمایی، کالک‌آلکان هستند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی گرانودیوریت‌های منطقه باغ خشک با

(کمتر از ۱۸ گرم در تن)، متوسط Yb (کمتر از ۱/۸ گرم در تن)، و نسبت Sr/Y (بیش از ۲۰) مشابه آداکیت‌ها هستند. اگر مقدار  $Al_2O_3$  و  $Na_2O$  در برخی از نمونه‌ها متفاوت از آداکیت‌ها است به احتمال خیلی زیاد به خاطر دگرسانی است. در نمودارهای تغییرات میزان Sr/Y در مقابل Y (شکل ۱۱ الف) و تغییرات La/Yb در مقابل Yb (شکل ۱۱ ب) نمونه‌های سنگ‌های نفوذی منطقه باغ خشک در محدوده ماگماهای آداکیتی واقع شده‌اند.

صفات ژئوشیمیایی آداکیت‌ها (Martin et al., 2005; Richards and Kerrich, 2007) مقایسه شده است. گرانودیوریت‌های باغ خشک با مقدار متوسط  $SiO_2$  (بیش از ۶۰ درصد وزنی)، متوسط  $Al_2O_3$  (بیش از ۱۰ درصد وزنی)، متوسط MgO (کمتر از ۳ درصد وزنی)، متوسط  $Na_2O$  (بیش از ۳ درصد وزنی)، متوسط  $K_2O$  (کمتر از ۳ درصد وزنی)، متوسط Cr (بیش از ۳۰ گرم در تن)، متوسط Sr (بیش از ۳۰۰ گرم در تن)، متوسط Y



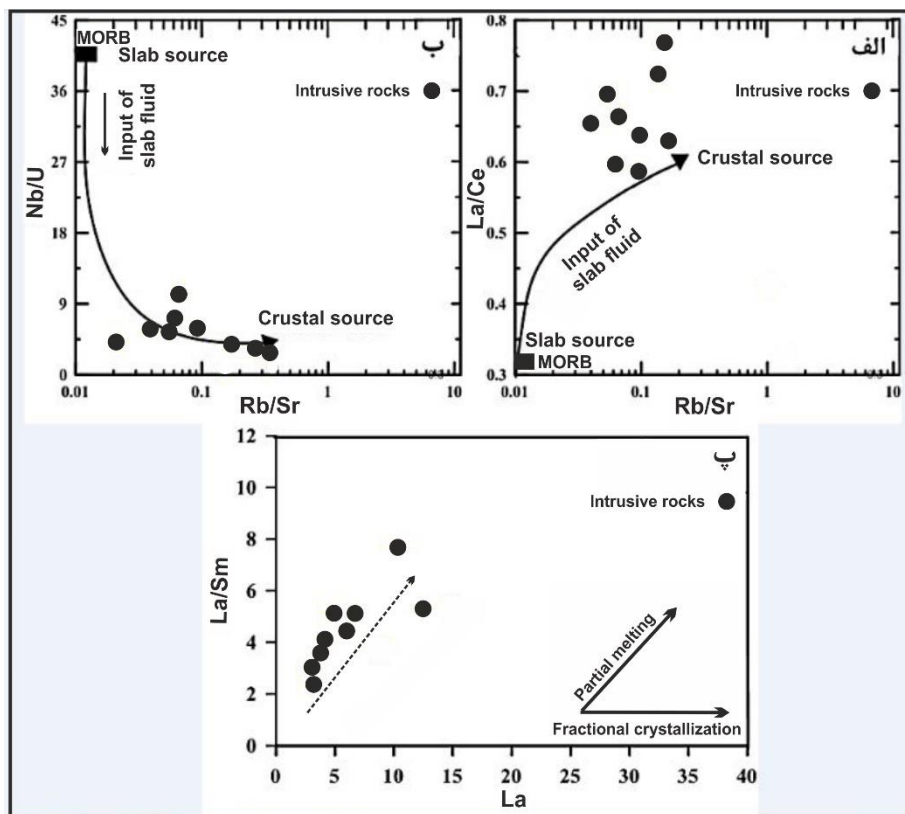
شکل ۱۱: نمودارهای تفکیک کننده سنگ‌های کالک‌آلکال معمولی از آداکیت‌ها برای سنگ‌های نفوذی منطقه باغ خشک: الف) تغییرات میزان Sr/Y در مقابل Y (Defant and Drummond, 1990)، ب) نمودار La/Yb در مقابل Yb (Reich et al, 2003)، که نمونه‌ای منطقه‌ی باغ خشک در میدان آداکیت‌ها قرار گرفته‌اند.

سرچشمه، میدوک و ...) از ذوب بخشی پوسته زیرین ضخیم شده تشکیل شده است، در حالی که سامانه‌های ماگمایی غیرآداکیتی نیمه‌بارور تا نابارور از قبیل کانه‌زایی مس بندر هنزا در جنوب شرق کرمان با ذوب بخشی پوسته زیرین نخستین همراه است که از فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به سمت شمال‌خاور به وجود آمده‌اند (Mohebi et al, 2020). براساس نمودار La/Sm-La امکان تشخیص اینکه ماگما به واسطه ذوب بخشی یا تبلور بخشی تشکیل شده است، وجود دارد. در طول ذوب بخشی La و La/Sm و مذب افزایش می‌یابد، در حالی که

بر پایه نمودارهای تغییرات Rb/Sr در مقابل La/Ce (Hofmann et al, 1986) و تغییرات Rb/Sr در مقابل Nb/U (Hou et al, 2004)، ماگماتیسمی که سبب تولید ماگمای اولیه کانسار باغ خشک شده است حاصل ترکیبی از مذاب ناشی از ذوب پوسته اقیانوسی با مذاب ناشی از ذوب پوسته قاره‌ای زیرین ضخیم شده می‌باشد، در این میان سهم پوسته قاره-ای زیرین بیشتر از پوسته اقیانوسی است (شکل ۱۲ الف و ب). از اینرو، سامانه ماگمایی باغ خشک همانند دیگر سامانه‌های ماگمایی آداکیتی بارور در کمربند ارومیه- دختر (مانند سامانه‌های پورفیری

فرایند غالب در طول تکامل ماگما در منطقه باغ خشک بوده است. به عبارتی سنگ‌های نفوذی این منطقه متحمل تبلور بخشی نشده، و فازهای پایانی یک مدل ذوب بخشی را انعکاس می‌دهند.

در فرایند تبلور بخشی  $La/Sm$  ثابت می‌ماند اما  $La$  افزایش می‌یابد (Han et al, 2018). همبستگی مثبت معنی‌داری که میان  $La$  و  $La/Sm$  در نمونه‌های مورد مطالعه وجود دارد (شکل ۱۲ پ)، پیشنهاد می‌کند که ذوب بخشی به احتمال زیاد



شکل ۱۲: الف و ب) نمودارهای  $Rb/Sr$  در مقابل  $Nb/U$  و  $La/Ce$  (Hofmann et al, 1986; Hou et al, 2004) نقش پوسسته قاره‌ای در تشکیل کانسار باغ خشک برجسته است، پ) نمودار  $La/Sm$  در مقابل  $La$  (Han et al, 2018) که نقش فرایند ذوب بخشی را در تکامل سامانه باغ خشک نشان می‌دهد.

سنگ میزبان ایجاد نمی‌شود. اگر استوک پورفیری در عمق زیادی قرار داشته باشد، گرادیان زمین گرمایی با شیب ملایم از استوک کاهش می‌یابد و شرایط برای پایداری کمپلکس‌ها نیز فراهم می‌شود و بنابراین قسمت زیادی از کانه‌زایی در سنگ‌های میزبان رخ می‌دهد. در هر یک از این موارد، اگر سیالات حامل فلزات از محیط خارج شوند، هیچ کانسار اقتصادی تشکیل نمی‌شود (John et al, 2010). در کمر بند مس کرمان، کانسار بزرگ مس

### ویژگی‌ها و تکامل سیالات کانسار ساز

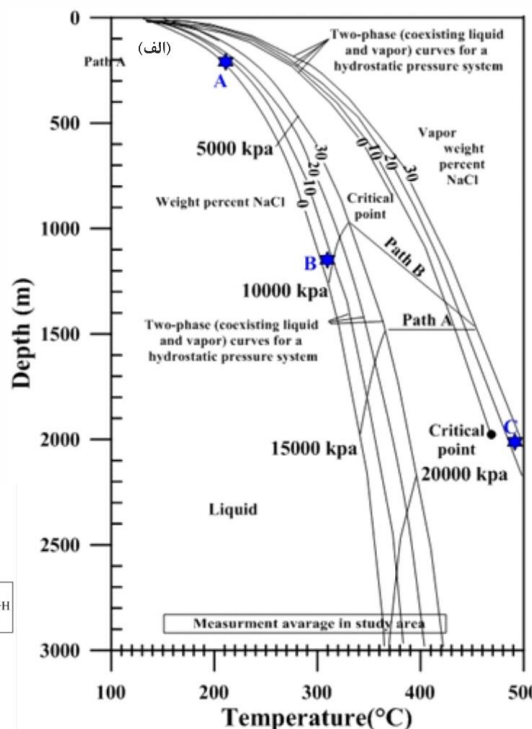
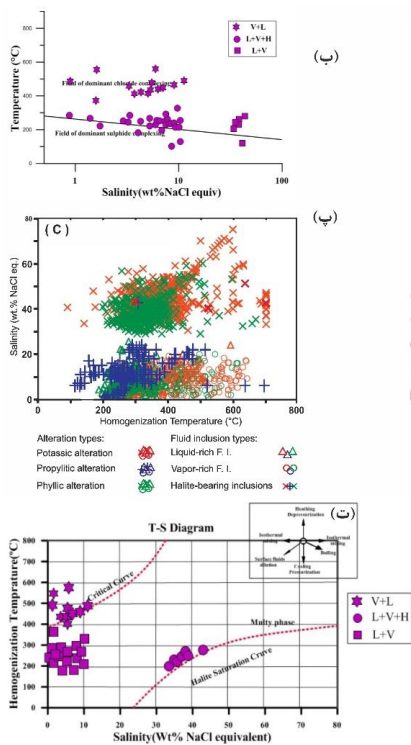
عمق کانسارهای مس پورفیری بر الگوی کانه‌زایی آنها تأثیر می‌گذارد، در حالتی که استوک پورفیری در عمق کم جای می‌گیرد شیب زمین گرمایی در اطراف استوک شدیدتر است و دما به سرعت با فاصله از استوک کاهش می‌یابد. در این حالت محتوای فلزی سیالات گرمایی فرصتی برای دور شدن از توده نفوذی ندارد و فلزات در اطراف و داخل سنگ‌های نفوذی مستقر می‌شوند و کانه‌زایی در

معادل نمک (NaCl). دمای همگن شدن میانبارهای سیال در منطقه فیلیک بیشتر بین ۲۰۰ تا ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد با مقادیر کمی بیش از ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد است، در حالی که در منطقه پتاسیک دما از ۲۵۰ تا بیش از ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد تغییر می‌کند. همپوشانی در دماها میان این دو منطقه دگرسانی، احتمالاً نتیجه چاپ شدن بعدی دگرسانی فیلیک بر روی پتاسیک است. داده‌ها برای میانبارهای سیال مناطق دگرسانی پروپیلیتیک و آرژیلیک دمای بین ۱۰۰ تا ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد و شوری بین ۰ تا ۲۵ درصد وزنی معادل نمک NaCl را نشان می‌دهد. مقایسه دما و شوری داده‌های میانبارهای سیال سامانه باغ خشک (جدول ۵ و شکل ۱۰) با برخی از کانسارهای مس پورفیری در شکل (۱۳ پ)، شباهت کانسار مس باغ خشک را با سامانه‌های مس پورفیری تأیید می‌کند. سیالات ماگمایی و گرمایی، به دلیل تأثیر عوامل مختلف فیزیکی و شیمیایی از قبیل مخلوط شدن هم‌دما، گرمایش / کاهش فشار، سرمایش / کاهش فشار، جوشش و رقیق‌شدگی سیال در سطح باعث ته‌نشست محتوای فلزی آنها در سنگ‌های میزبان می‌شود (Wilkinson, 2001, شکل ۱۳ ت). به نظر می‌رسد مخلوط شدن سیالات ماگمایی با آب‌های جوی باعث کاهش شوری و دمای سیالات کانسار ساز می‌شود (Zhang et al, 2010; Zhu et al, 2011). مخلوط شدن سیالات با دمای همگن شدن و شوری مختلف یک پدیده رایج است و می‌تواند منجر به ته‌نشست عناصر فلزی شود. میانبارهای سیال غنی از گاز نشان می‌دهد که این میانبارها تحت شرایط جوشش در یک سیستم باز به دام افتاده‌اند (Roedder et al, 1984; Wilkinson, 2001; Simpson et al, 2015). در سامانه باغ خشک، سرد شدن طبیعی سیالات ماگمایی و مخلوط شدن آن با آب‌های جوی از

پورفیری سرچشمه در عمق حدود ۵ کیلومتری تشکیل شده و کانه‌زایی در استوک پورفیری و سنگ‌های میزبان آتشفشانی گسترده است (McInnes et al, 2003). در مقابل، کانسار مس پورفیری میدوک در عمق کمتری (حدود ۲/۴ کیلومتر) تشکیل شده و کانه‌زایی بیشتر در استوک نفوذی رخ داده است (Taghipour et al, 2008). در کانسار مس باغ خشک، با توجه به مقادیر کمینه، میانگین، و بیشینه دمای همگن شدن و شوری میانبارهای سیال، میانگین عمق به دام افتادن میانبارهای سیال به ترتیب ۲۰۰، ۲۰۵۰ و ۱۲۰۰ متر برآورد می‌شود (شکل ۱۳ الف). از اینرو میانگین عمق به دام افتادن میانبارهای سیال و جایگیری استوک نفوذی باغ خشک ۱۲۰۰ متر تخمین زده می‌شود. با توجه به عمق کم قرارگیری استوک پورفیری در سامانه باغ خشک (به‌طور متوسط ۱۲۰۰ متر)، انتظار می‌رود که کانه‌زایی در سنگ‌های نفوذی رخ داده باشد. شواهد سنگ‌نگاری، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی نمونه‌های سطحی و مغزه‌های حفاری نیز این موضوع را تأیید می‌کنند. بارنز (Barnes, 1997) معتقد بود که فلزات در سیالات گرمایی با شوری و دمای بالا به صورت کمپلکس‌های کلریدی، و در سیالات گرمایی با شوری و دمای پایین به صورت کمپلکس‌های سولفیدی حمل می‌شوند. در کانسار باغ خشک، هر دوی کمپلکس‌های کلریدی و سولفیدی در انتقال فلزات نقش داشته‌اند. در این میان، نقش کمپلکس‌های کلریدی پررنگ بوده است (شکل ۱۳ ب). شکل (۱۳ پ)، همبستگی دمای همگن شدن و شوری میانبارهای سیال با نوع دگرسانی را برای ۱۳ کانسار مس پورفیری نشان می‌دهد (Bodnar et al, 2014). میانبارهای سیال همراه با دگرسانی‌های پتاسیک و فیلیک طیف مشابهی از شوری را نشان می‌دهد (بیشتر ۰ تا ۶۰ درصد وزنی

وجود بافت برشی در نمونه‌های مغزه‌های حفاری نشان می‌دهد که جوشش یک عامل فرعی در ته‌نشست عناصر بوده است. بنابراین، سرد شدن طبیعی، رقیق‌شدگی و جوشش سیال در ته‌نشست فلزات در منطقه باغ خشک نقش داشته‌اند، که در این بین نقش سرد شدن طبیعی و رقیق‌شدگی سیال در سطح غالب بوده است (شکل ۱۳ ت).

مهم‌ترین عوامل ته‌نشست فلزات بوده است. دمای همگن شدن میانبارهای سیال با کاهش شوری کاهش می‌یابد، این نشان می‌دهد که اجزای آب‌های جوی در طول تکامل سیال کانه‌ساز افزایش می‌یابد. علاوه بر این، وجود میانبارهای سیال غنی از بخار، که ۳۱ درصد از کل حجم میانبارهای سیال در سامانه باغ خشک را تشکیل می‌دهند، و همچنین



شکل ۱۳: الف) نمودار دما-فشار-عمق جهت تعیین عمق به دام افتادن میانبارهای سیال (Haas, 1971)، که در آن با استفاده از مقادیر کمینه، میانگین و بیشینه دمای همگن شدن و شوری نقاط A، B و C مشخص گردید. B و C به ترتیب معرف کمترین، متوسط و بیشترین عمق تقریبی به دام افتادن میانبارهای سیال هستند، ب) نمودار دمای همگن شدن - شوری میانبارهای سیال به منظور تعیین کمپلکس (آنیون) موثر در حمل عناصر کانساز، پ) دمای همگن شدن و شوری میانبارهای سیال غنی از مایع، غنی از بخار و هالیت‌دار به صورت تابعی از مناطق مختلف دگرسانی برای ۱۳ کانساز مس پورفیری (Bodnar et al, 2014)، و ت) موقعیت قرارگیری نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودار شوری در مقابل دمای همگن شدن (Wilkinson, 2001)، که فرایند عادی سرد شدن سیال و اختلاط سیال ماگمایی با آب‌های جوی را نشان می‌دهد.

#### ارتباط کانه‌زایی با ماگماتیسم

شواهد و مستندات نشان می‌دهد که میان کانه‌زایی مس پورفیری با فشار بخشی گوگرد و اکسیژن

ماگما ارتباط تنگاتنگی وجود دارد (Sillitoe, 1997). مقدار مسی که در طول تبلور بخشی تمرکز می‌یابد به وسیله فشار بخشی اکسیژن ماگما کنترل

خشک از قبیل غنی‌شدگی LREE، تهی‌شدگی Nb، Ta، Ti، Zr، Hf، و Y، غنی‌شدگی K، Ba، Rb، Cs، نمودارهای La/Yb-Yb و Sr/Y-Y (Hosseini and Arvin, 2020) و تحقیق حاضر) نشان می‌دهد که ترکیب سنگی منبع گوشته‌ای به احتمال زیاد گارنت/آمفیبولیت بوده است و ذوب بخشی چنین منبعی در همراهی با ذوب پوسته زیرین ضخیم شده در مرحله بلوغ تشکیل کمان قاره‌ای، ماگمای بارور با ماهیت ژئوشیمیایی آداکیتی تولید نموده است که مستعد تشکیل کانسار مس پورفیری اقتصادی است.

### نتیجه‌گیری

نفوذی‌های گرانیتویدی میوسن پسین با ترکیب گرانودیوریت، کوارتز دیوریت و دیوریت میزبان کانه‌زایی هستند. این نفوذی‌ها ویژگی‌های ژئوشیمیایی ماگماهای آداکیتی را دارند و در یک محیط کمان قاره‌ای نرمال جای گرفته‌اند. غنی‌شدگی در LREE، مقدار بالای نسبت‌های Sr/Y و La/Yb، غنی‌شدگی در LILE و Sr، تهی‌شدگی در HFSE از ویژگی‌های ژئوشیمیایی بارز گرانیتویدهای باغ خشک است. کالکوپیریت مهم‌ترین کانه مس است که همراه با پیریت، بورنیت، مولیبدنیت و مگنتیت به صورت‌های دانه‌پراکنده و رگه-رگچه‌ای در مناطق دگرسانی پتاسیک و فیلیک مشاهده می‌شود. دمای همگن-شدن در مجموعه میانبارهای سیال از ۱۸۰ تا ۵۶۵ درجه سانتی‌گراد و شوری از ۰/۳۵ تا ۴۲/۶۱ درصد وزنی معادل نمک طعام تغییر می‌کند که در انطباق با دامنه دما و شوری کانسارهای مس پورفیری است. سرد شدن طبیعی سیالات ماگمایی و مخلوط شدن آن با آب‌های جوی از مهم‌ترین عوامل ته‌نشست فلزات بوده است، و میانگین عمق به دام افتادن میانبارهای سیال و جایگیری استوک

می‌شود. در شرایط اکسیداسیون، مس ممکن است به‌طور کافی از یک سامانه ماگمایی-گرماپی خارج شده و پس از ورود در توده معدنی، یک کانسار اقتصادی مس پورفیری را تشکیل دهد. تحت چنین فوگاسیته اکسیژن، مس در تقسیم میان بلور-مذاب به عنوان یک عنصر ناسازگار رفتار می‌کند و در طول تبلور بخشی غلظت آن در مذاب افزایش می‌یابد (Candela, 1991). وجود مگنتیت، بیوتیت و کلریت همزاد با کانه‌های سولفیدی مس در گرانیتویدهای باغ خشک تایید می‌کند که ماگما والد دارای اکسیژن بالا بوده است و شرایط اکسیداسیون مناسب برای تشکیل کانسار مس اقتصادی وجود داشته است. ریچاردز و همکاران (Richards et al, 2012) پیشنهاد کرده‌اند که ماگماهای نابارور تا نیمه‌باور خشک تا به نسبت آبدار هستند و در شرایط کششی و در طول مراحل ابتدایی تکامل کمان‌های ماگمایی تشکیل می‌شوند. چنین ماگماهایی در پوسته بالایی توقف نداشته و بنابراین قادر نیستند که سامانه‌های ماگمایی-گرماپی بزرگ ایجاد کنند. در حالی که ماگماهای بارور آبدار هستند و در مرحله بلوغ کمان ماگمایی و در عمق زیاد جای می‌گیرند و سامانه‌های ماگمایی-گرماپی متوسط تا بزرگ را تشکیل می‌دهند. علاوه بر این، گرانیتویدهای نابارور تا نیمه‌باور دارای مقدار MREE، HREE، HFSE و Y بالا هستند که نشان می‌دهد سنگ‌شناسی منبع گوشته‌ای آمفیبول/کلوژیت است. ذوب چنین منبعی ماگماهای نابارور تا نیمه بارور تولید می‌نماید. در حالی که گرانیتویدهای بارور دارای مقادیر LREE و LILE بالا و HFSE و Y پایین هستند و بیانگر گارنت/آمفیبولیت سنگ‌شناسی منبع گوشته‌ای است. ذوب چنین منبعی ماگماهای بارور و سنگ‌های آداکیتی تولید می‌نماید (Defant and Drummond, 1993; Rapp and Watson, 1995). ویژگی‌های ژئوشیمیایی گرانیتویدهای باغ

### سپاسگزاری

نگارندگان مقاله از دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود که بستر و محیط مناسبی را برای انجام این پژوهش آماده کرده‌اند، سپاسگزاری می‌نمایند. از شرکت ملی صنایع مس ایران و به‌ویژه آقای مهندس تقی‌زاده که با انجام پژوهش در محدوده مس باغ خشک موافقت نموده و امکان بازدید صحرایی را فراهم نمودند، تشکر صمیمانه دارند. از شرکت محترم ایمیدرو که انجام پاره‌ای از تجزیه‌های شیمیایی را تقبل نمودند، قدردانی می‌شود.

نفوذی باغ خشک ۱۲۰۰ متر تخمین زده می‌شود. سامانه ماگمایی باغ خشک همانند دیگر سامانه‌های ماگمایی بارور در کمر بند ارومیه- دختر، از ذوب بخشی منبع گوشته‌ای با ترکیب گارنت آمفیبولیت و پوسته زیرین ضخیم شده تشکیل شده، که در این میان سهم پوسته زیرین غالب بوده است. ماگمای آداکیتی مولد تولید شده قادر به انحلال و حمل مقادیر زیادی مس، مولیبدن، طلا، گوگرد و سیال بوده است. صعود سریع ماگماهای آداکیتی بارور منجر به تشکیل کانسار اقتصادی مس در این منطقه شده است.

### منابع

-قربانی، م.، ۱۳۸۷. زمین‌شناسی اقتصادی کانسارها و نشانه‌های معدنی ایران، چاپ اول، انتشارات آراین زمین، تهران، ۶۷۴ ص.

-شرکت ملی صنایع مس ایران، ۱۳۸۹. گزارش مطالعات زمین‌شناسی و آلتراسیون محدوده باغ خشک در مقیاس ۱/۱۰۰۰، گزارش داخلی و منتشر نشده.

-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*, v. 70, p. 385-406.

-Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations: *Tectonophysics*, v. 229, p. 211-238.

-Asadi, S., Moore, F. and Zarasvandi, A.R., 2014. Discriminating productive and barren porphyry copper deposits in the southeastern part of the central Iranian volcano-plutonic belt, Kerman region, Iran: A review. *Earth Sciences Reviews*, v. 138, p. 25-46.

-Barnes, H.L., 1997. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*: John Wiley & Sons, New York, 972 p.

-Berberian, F. and Berberian, M., 1981. Tectono-plutonic episodes in Iran. In:

Gupta, H.K., Delany, F.M. (Eds.), *Zagros-Hindu Kush-Himalaya Geodynamic Evolution*: American Geophysical Union & Geological Society of America, Washington, p. 5-32.

-Bodnar, R.J., Lecumberri-Sanchez, P., Moncada, D. and Steele-MacInnis, M., 2014. Fluid Inclusions in hydrothermal ore deposits: In Holland H.D. and Turekian K.K. (eds.) *Treatise on Geochemistry*, Second Edition, Oxford, Elsevier, v. 13, p. 119-142.

-Brown, G.C., Thorpe, R. and Webb, P.C., 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources: *Journal of the Geological Society*, v. 141, p. 413-426.

-Candela, P.A., 1991. Physics of aqueous phase evolution in plutonic environments: *American Mineralogist*

- (United States), v. 76(7-8), p. 1081-1091.
- Defant, M.J. and Drummond, M.S., 1993. Mount St. Helens: potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc: *Geology*, v. 21, p. 547-550.
- Defant, M.J. and Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc: *Geology*, v. 21, p. 547-550.
- Dimitrijevic, M.D., 1973. *Geology of Kerman region: Geological Survey of Iran*, v. 52, 334 p.
- Haas, J.L., 1971. The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure: *Economic Geology*, v. 66(6), p. 940-946.
- Han, Z.Z., Liu, H., Li, M., Sun, X.X., Lai, Z.Q., Bian, Y. and Lin, X.H., 2018. Mantle source features of the basalts and magma activity along the equatorial regions in the East Pacific Rise: *Period Ocean University of China*, v. 48, p. 63-75, (In Chinese with English Abstract).
- Hassanzadeh, J., 1993. Metallogenic and tectono-magmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of Iran (Shahr e Babak area, Kerman province): Unpublished Ph.D. Thesis, University of California, Los Angeles, 204 p.
- Hofmann, A.W., Jochum, K.P., Seufert, M. and White, W.M., 1986. Nb and Pb in oceanic basalts: new constrains on mantle evolution: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 79, p. 33-45.
- Hosseini, S.Z. and Arvin, M., 2020. Geochemistry and Sr-Nd Isotopes of the Oligo-Miocene Bagh-e-Khoshk Granitoid in SE of the UDMA, Iran: Implications for Petrogenesis and Geodynamic Setting: *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, v. 31(3), p. 245-257.
- Hou, Z.Q., Gao, Y.F., Qu, X.M., Rui, Z.Y. and Mo, X.X., 2004. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 220, p. 139-155.
- Irvine, T.N.J. and Baragar, W.R.A.F., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 8(5), p. 523-548.
- John, D.A., Ayuso, R.A., Barton, M.D., Blakely, R.J., Bondar, R.J., Dilles, J.H., Gray, F., Graybeal, F.T., Mars, J.C., McPhee, D.K., Seal, R.R., Taylor, R.D. and Vikre, P.G., 2010. Porphyry copper deposit Model, chapter B of mineral deposit models for resource assessment: *Scientific Investigations Report 2010-5070-B*. U.S. Geological Survey, Reston, Virginia, 169 p.
- Lottermoser, B.G., 1992. Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes: *Ore Geology Reviews*, v. 7(1), p. 25-41.
- Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen, J. and Champion, D., 2005. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid—Relationships and some implications for crustal evolution: *Lithos*, v. 79, p. 1-24.
- McInnes, B.I.A., Evans, N.J., Fu, F.Q., Garwin, S., Belousova, E., Griffin, W.L., Bertens, A., Sukama, D., Permanadewi, S., Andrew, R.L. and Deckart, K., 2005. Thermal history analysis of selected Chilean, Indonesian, and Iranian porphyry Cu-Mo-Au deposits. In: Porter T.M. (Ed.), *Super Porphyry Copper and Gold Deposits: A Global Perspective*. PGC Publishing, Adelaide, p. 1-16.
- McInnes, B.I.A., Evans, N.J., Belousova, E. and Griffin, W.L., 2003. Porphyry copper deposits of the Kerman belt, Iran: timing of mineralization and



- exhumation processes: CSIRO Science Research Report, 41 p.
- Middlemost, E.A.K., 1994. Naming materials in the magma and igneous rock system: *Science Reviews*, v. 37, p. 215-224.
- Mohebi, A., Sepidbar, F., Mirnejad, H. and Behzadi, M., 2020. Molybdenite Re-Os dating, petrology, and geochemistry of granitoids in the Bondar Hanza porphyry Cu deposit (Urumieh-Dokhtar magmatic arc), Iran: Insight into petrogenesis, mineralization, and tectonic setting: *Geological Journal*, v. 55(11), p. 7499-7516.
- Nedimovic, R., 1973. Exploration for ore deposits in Kerman region. *Geological Survey of Iran*: v. 53, 247 p.
- Rapp, R.P. and Watson, E.B., 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: Implications for continental growth and crust-mantle recycling: *Journal of Petrology*, v. 36(4), p. 891-931.
- Reich, M., Parada, M.A., Palacios, C., Dietrich, A., Schultz, F. and Lehman, B., 2003. Adakite-like signature of late Miocene intrusions at the Los Pelambres giant porphyry copper deposit in the Andes of Central Chile—Metallogenic implications: *Mineralium Deposita*, v. 38, p. 876-885.
- Richards, J.P., Spell, T., Rameh, E., Raziq, A. and Fletcher, T., 2012. High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu-Mo-Au potential: example from the Tethyan arcs of central and eastern Iran and western Pakistan: *Economic Geology*, v. 107(2), p. 295-332.
- Richards, J.P. and Kerrich, R., 2007. Adakite-like rocks: Their diverse origins and questionable role in metallogenesis: *Economic Geology*, v. 102, p. 537-576.
- Roedder, E., 1984. Fluid inclusion review in mineralogy: *Mineralogical Society of America, Book Crafters, Inc.*, Chelsea, Michigan.
- Sajona, F.G., Maury, R.C., Prouteau, G., Cotton, J., Schiano, P., Bellon, H. and Fontaine, L., 2000. Slab melt as metasomatic agent in island arc magma mantle sources, Negros and Batan (Philippines): *Island Arc*, v. 9, p. 472-486.
- 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*, v. 44, p. 265-283.
- Shahabpour, J., 2005. Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 24, p. 405-417.
- Sillitoe, R.H., 2010. Porphyry Copper Systems: *Society of Economic Geologists, Inc. Economic Geology*, v. 105, p. 3-41.
- Sillitoe, R.H., 1997. Characteristics and controls of the largest porphyry copper-gold and epithermal gold deposits in the circum-Pacific region: *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 44(3), p. 373-388.
- Simpson, M.P., Palinkas, S.S., Mauk, J.L. and Bondar, R.J., 2015. Fluid inclusion chemistry of adularia-sericite Au-Ag deposits of the Southern Hauraki goldfield, New Zealand: *Economic Geology*, v. 110, p. 763-786.
- Soheili, M., 1995. Geological quadrangle map of Sirjan, 1:250,000 series, No. I11, *Geological Survey of Iran (GSI)*, Tehran.
- Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 52(7), p. 1229-1258.
- Taghipour, N., Aftabi, A. and Mathur, R., 2008. Geology and Re-Os geochronology of mineralization of the Miduk porphyry copper deposit: *Resource Geology*, v. 58 (2), p. 143-160.

- Thompson, R.N., 1982. Magmatism of the British Tertiary volcanic province: *Scottish Journal of Geology*, v. 18(1), p. 49-107.
- Waterman, G.C. and Hamilton, R.L., 1975. The Sar-Cheshmeh porphyry copper deposit: *Economic Geology*, v. 70, p. 568-576.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals: *American Mineralogist*, v. 95, p. 185-187.
- Wilkinson, J.J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits: *Lithos*, v. 55, p. 229-272.
- Yugoslavian Group, 1971. Geological quadrangle map of Pariz, 1:100,000 series, No. 7149, Geological Survey of Iran (GSI), Tehran.
- Zhang, Z.H., Mao, J.W., Wang, Y.B., Pirajno, F., Liu, J.L. and Zhao, Z.D., 2010. Geochemistry and geochronology of the volcanic rocks associated with the Dong'an adularia-sericite epithermal gold deposit, Lesser Hinggan Range, Heilongjiang province, NE China: constraints on the metallogenesis: *Ore Geology Reviews*, v. 37, p. 158-174.
- Zhu, Y., An, F. and Tan, J., 2011. Geochemistry of hydrothermal gold deposits: A review: *Geosciences Frontiers*, v. 2, p. 367-374.