

Geology, mineralogy and fluid inclusion studies of the Yamaghan Manto-type Cu (Ag) deposit, southeast Zanjan, NW Iran

Zohreh Jiba¹, Majid Ghaderi^{2*}, Sajjad Maghfouri³

1- M.Sc. Student, Department of Economic Geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

2- Professor, Department of Economic Geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

3- Assistant Professor, Department of Economic Geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

Keywords: Stratabound copper, Manto-type, Eocene, Tarom subzone, Yamaghan deposit

1-Introduction

Numerous volcanic-hosted stratabound copper deposits often termed as “Manto-type”, have been recognized in several places of Iran (Maghfouri et al., 2017), forming an economically important Cu mineralization. The most important Manto-type Cu deposits in Iran include the Keshtmahaki Cu(Ag) deposit in the Sanandaj-Sirjan zone (Boveiri et al., 2013), the Abbas Abad deposit in the Sabzevar zone (Maghfouri et al., 2014), the Kashkouieh, Kahak, and Veshnaveh in the Urumieh–Dokhtar Magmatic Assemblage (UDMA) (Abolipour et al., 2015), the Varzag deposit in the Lut Block, and the Qeblebolagh and Mari deposits in the Alborz Magmatic Assemblage (AMA) (Maghfouri et al., 2017). Except for the Cretaceous Keshtmahaki deposit, all other Manto-type deposits in Iran formed within the Eocene volcano-sedimentary sequence (Maghfouri et al., 2014, 2017).

The Yamaghan deposit in southeast Zanjan, NW Iran, occurs within an Eocene volcano-sedimentary sequence (Karaj Formation). The Karaj Formation has a maximum thickness of 350 m and is mainly exposed in the district. The succession is composed of clastic sedimentary and volcanoclastic deposits in the lower parts, and basic to intermediate lava flows in the upper parts (Asiabanha et al., 2012). The deposit is stratabound (i.e., restricted to particular units) but discordant concerning the strata. Mineralization is lithologically controlled by andesite mega porphyry. Sulfide minerals occur as both veins and veinlets, as disseminated throughout the host-rocks or as filling the amygdules of the andesite flows. The mineralized veins range from a few millimeters to 10 cm in width. They are easily recognized in the outcrop because of the presence of green to blue secondary copper minerals such as malachite and azurite. Pyrite, chalcocite, bornite, and chalcopyrite are the major sulfide minerals present, and together with quartz, calcite, epidote, and chlorite gangue comprise a late stage of vein filling. Normally, the host rocks in the vicinity of orebodies have experienced hydrothermal alteration genetically linked to primary copper mineralization. This event is commonly characterized by extensive regional propylitic alteration and associated with the ore-related hydrothermal calcic-sericite alteration. These alteration types developed pervasively, disseminated, filling amygdules within the andesitic flow, and around ore-bearing veinlets. Propylitic alteration minerals are observed in most locations, suggesting that it was initially widespread, but was subsequently overprinted and obliterated by later ore-related hydrothermal calcic-sericite alteration stages.

This paper describes the local stratigraphic and geological features together with the relationships between the copper sulfide mineralization and the host rocks. Descriptions are supplemented by petrographic, fluid inclusions, Electron Probe Micro Analysis (EPMA) geochemical and mineralogical studies to constrain the conditions for the genesis of the Yamaghan deposit.

2- Methodology

Detailed fieldwork has been carried out at different scales in the Yamaghan area. During the fieldwork, stratigraphic sections were measured, sampled, and described in detail. Determination of the mineralogy and paragenesis of the ore deposit is based on geometry and petrographic studies of over 90 polished thin and thick

*Corresponding author: mghaderi@modares.ac.ir

DOI: 10.22055/AAG.2021.34764.2157

Received 2020-08-25

Accepted 2021-06-04

sections, supplemented by XL30 scanning electron microscopy. Sulfides (n=60) were quantitatively analyzed using a Cameca SX100 electron microprobe at the Mineral Processing Research Centre of Iran under operating conditions of 25 kV acceleration voltage and a 20 nA beam current, and 1-3 μm beam diameter.

Microthermometric measurements of fluid inclusions were performed on a Linkam THMS 600 combined heating/freezing stage with a German Zeiss microscope at Tarbiat Modares University, Iran.

3- Results and discussion

Similar to Manto-type deposits, the Yamaghan mineralization is hosted by a volcano-sedimentary sequence. The Manto-type deposits in Chile and Iran are restricted to certain units or are stratabound (Kojima et al., 2009; Maghfouri et al., 2017). Copper mineralization in the deposit is hosted by andesitic flow rocks. In the Manto-type deposits, the ores are discordant to the strata, and mineralization is structurally controlled by veins (Wilson and Zentilli, 2006). The occurrence of the vein-hosted mineralization in the andesite flow indicates that there is a strong stratigraphic control on metal deposition at the Yamaghan deposit. Typically, chalcocite, bornite, and chalcopyrite occur in the mafic to felsic volcanic flows, and tuff rocks as dissemination, veins, and filling amygdules, fractures, and flow top breccia in the Chilean Manto-type deposits (Wilson, 2000; Kojima et al., 2009). Chalcocite and bornite, the major components of the Yamaghan deposit, have been identified as a late phase in the veins.

Quartz grains from the ore-bearing vein-veinlets of the Yamaghan deposit have 230-390°C trapping temperature with salinities ranging from 4 to 21 wt.% NaCl equiv. The abundances of Cu and Ag in the ore-bearing andesite are up to 50,000 and 30 ppm, respectively. Mineralization in the deposit formed in two stages: stage one includes volcanic activity and eruption of andesitic lava; syngenetic disseminated pyrites formed in this stage. During the host rock deposition, disseminated pyrites formed under reducing conditions resulting from sulfate-reducing bacterial activities. Microscopic studies have established a diagenetic scheme (early diagenetic) covering the period from deposition until after lithified rocks in this stage. The earliest recorded diagenetic changes involve the reddening of the footwall strata by the production of thin hematite rims on sandstone grains. Hematite is derived from the break-down of unstable, iron-rich minerals such as pyroxenes and amphiboles in volcanic rocks (Walker et al., 1978). In the second stage, increasing thickness of the sediments, basin subsidence, and burial diagenesis accompanied by the entry of metal-rich fluids into the reduced host rock, caused the replacement of the first stage pyrites by copper sulfides. During burial diagenesis (stage two) of the volcano-sedimentary sequence, brine fluids derived through related diagenesis of the sequence leached copper from detrital ferromagnesian minerals and redeposited the metal in the andesite rock.

4-Conclusion

The geology, ore mineralogy, alteration characteristics, and fluid inclusion studies suggest that the Yamaghan Cu(Ag) deposit in southeast Zanjan, NW Iran, could be classified as Manto-type mineralization.

Acknowledgments

Tarbiat Modares University and the Iranian Mines and Mining Industries Development and Renovation Organization (IMIDRO) are thanked for the financial support of the study. We would also like to acknowledge the anonymous reviewers for their constructive reviews on the manuscript.

References

- Abolipour, M., Rastad, E., Rashidnejad, N., 2015. Manto-type copper mineralization in pyrobitumen-bearing porphyritic andesite, Kashkouieh district of Rafsanjan, Dehaj-Sardoiey subzone. *Quarterly Journal of Geoscience* 24(95), 123–144.
- Asiabanha, A., Bardintzeff, J.M., Kananian, A., Rahimi, G., 2012. Post-Eocene volcanics of the Abazar district, Qazvin, Iran: Mineralogical and geochemical evidence for a complex magmatic evolution. *Journal of Asian Earth Sciences* 45, 79–94.
- Boveiri, M., Rastad, E., Kojima, S., Rashidnejad, N., 2013. Volcanic redbed-type copper mineralization in the Lower Cretaceous volcano-sedimentary sequence of the Keshtmahaki deposit, southern Sanandaj-Sirjan zone, Iran. *Neues Jahrbuch für Mineralogie* 190(2), 107–121.
- Kojima, S., Tristán-Aguilera, D., Hayashi, K.I., 2009. Genetic aspects of the Manto-type copper deposits based on geochemical studies of north Chilean deposits. *Resource Geology* 59(1), 87–98.

- Maghfouri, S., Hosseinzadeh, M.R., Moayyed, M., Movahednia, M., Choulet, F., 2017. Geology, mineralization and sulfur isotopes geochemistry of the Mari Cu(Ag) Manto-type deposit, northern Zanzan, Iran. *Ore Geology Reviews* 81, 10–22.
- Maghfouri, S., Movahednia, M., Lai, C.K., 2014. Geology and mineralization of Abbas Abad (Shahrood) copper deposits and their comparison with Manto-type copper deposits. 18th Symposium of the Geological Society of Iran, Tarbiat Modares University, Iran (in Persian).
- Walker, T.R., Waugh, B., Crone, A., 1978. Diagenesis in first-cycle desert alluvium of Cenozoic age, south-western United States and northeastern Mexico. *Geological Society of America Bulletin* 89, 19–32.
- Wilson, N.S.F., 2000. Organic petrology, chemical composition, and reflectance of pyrobitumen from the El Soldado Cu deposit, Chile. *International Journal of Coal Geology* 43, 53–82.
- Wilson, N.S.F., Zentilli, M., 2006. Association of pyrobitumen with copper mineralization from the Uchumi and Talcuna districts, central Chile. *International Journal of Coal Geology* 65, 158–169.

HOW TO CITE THIS ARTICLE:

Jiba, Z., Ghaderi, M., Maghfouri, S., 2021. Geology, mineralogy and fluid inclusion studies of the Yamaghan Manto-type Cu (Ag) deposit, southeast Zanzan, NW Iran. *Adv. Appl. Geol.* 11(3), 594-615.
DOI: 10.22055/AAG.2021.34764.2157
url: https://aag.scu.ac.ir/article_17038.html?lang=en

مطالعات زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و میانبارهای سیال در کانسار مس (نقره) تیپ مانتو یمقان، جنوب شرق زنجان، شمال غرب ایران

زهرة جیبا

دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

مجید قادری*

استاد، گروه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

سجاد مغفوری

استادیار، گروه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۶/۰۴ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۳/۱۴

*mghaderi@modares.ac.ir

چکیده

کانسار یمقان در جنوب شرق زنجان و در زیرپهنه طارم از کمربند ماگمایی البرز در شمال غرب ایران قرار دارد. واحدهای سنگی محدوده مجموعه‌ای از واحدهای آتشفشانی - رسوبی ائوسن هستند. کانه‌زایی مس (نقره) در این کانسار در واحد آندزیت مگاپورفیر به صورت چینه‌کران رخ داده است. کانه‌های سولفیدی اصلی کالکوسیت، بورنیت، کالکوپیریت به همراه پیریت به صورت بافت‌های دانه‌پراکنده، پرکننده فضای خالی، رگه - رگچه‌ای و جانشینی مشاهده می‌شوند. سولفید نقره (آکانتیت) نیز براساس مطالعات میکروپروب شناسایی شده است. دگرسانی پروپلیتیک و دگرسانی‌های مرتبط با کانه‌زایی در این کانسار مشاهده می‌گردند. دمای همگن‌شدگی سیالات کانه‌ساز، در بازه ۲۳۰ تا ۳۹۰ درجه سانتی‌گراد و شوری متوسط آنها ۱۵ درصد وزنی NaCl اندازه‌گیری شده است. کانسار یمقان در سه مرحله اصلی تشکیل شده که مرحله اول در دمای پائین‌تر از ۱۰۰ درجه و در طی دیاژنز رخ داده و موجب تشکیل پیریت‌های فرامبوئیدال در سنگ میزبان آندزیت مگاپورفیر شده است. مرحله دوم در دمای بیش از ۳۰۰ درجه شکل گرفته و موجب تشکیل کانی‌های سولفیدی مس بر اثر جانشینی به جای پیریت‌های مرحله اول شده است که در طی این جانشینی، آهن اضافی موجود در پیریت به صورت هماتیت در محل رگه‌های کانه‌دار تشکیل شده‌اند. در مرحله سوم یا مرحله سوپرژن، کانی‌های ثانویه مانند کالکوسیت ثانویه، کوولیت، دیزنیت و کانی‌های کربناته مس مانند ملاکیت و آزوریت در اثر تأثیر آب‌های جوی تشکیل شده است. با توجه به ویژگی‌های زمین‌شناسی، سنگ میزبان، کانی‌شناسی، ساخت و بافت، و داده‌های میانبارهای سیال، کانسار مس یمقان شباهت‌های زیادی با کانسارهای مس تیپ مانتو در دنیا داشته و بر اثر فرایندهای گرمایی تشکیل گردیده است.

کلمات کلیدی: مس چینه‌کران، تیپ مانتو، ائوسن، زیرپهنه طارم، کانسار یمقان

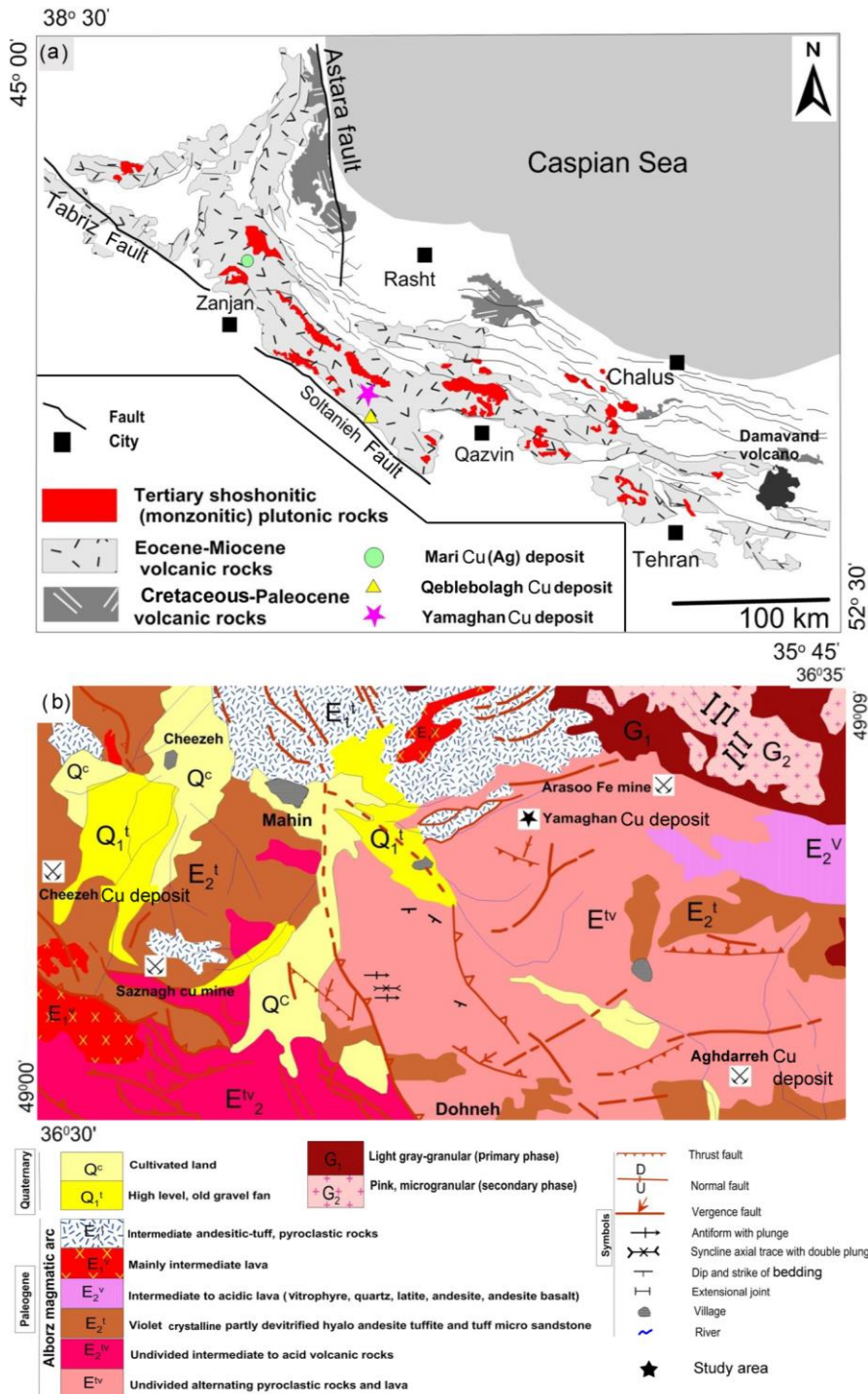
مقدمه

(Bazargani-Guilani et al., 2016)، سرب و روی باریک‌آب (Mehrabani et al., 2014) و (2008)، طلای ایپی‌ترمال گلوچه (Yasami et al., 2017) است. علاوه بر مس - طلای چودرچای (Behzadi, 1994) و ماری (Maghfouri et al., 2017) نیز در این زیرپهنه شناسایی شده‌اند. کانسار مس (نقره) یمقان در ۵۵ کیلومتری جنوب شرق زنجان و در زیرپهنه طارم قرار دارد (شکل ۱a). توالی آتشفشانی - رسوبی ائوسن زیرپهنه طارم میزبان کانسار یمقان و تعدادی از کانسارهای مس شامل چیزه، سزق و آق‌دره است که در محدوده غرب تا شرق منطقه یمقان قرار گرفته‌اند (شکل ۱b). این کانسارها از سال ۱۳۷۱ توسط شرکت ملی صنایع مس ایران جهت اکتشاف، مناسب تشخیص داده شده‌اند و در سال ۱۳۸۱ اکتشافات تکمیلی توسط شرکت معدنی کانسارکو در آنها صورت گرفته است. میانگین عیار مس در این کانسارها ۳٪ بوده است. واحدهای سازنده در محل منطقه معدنی

زیرپهنه طارم در کمربند ماگمایی البرز با راستای شمال غرب - جنوب شرق در شمال غرب ایران قرار دارد. این زیرپهنه در نتیجه ماگماتیسم ترشیری البرز غربی تشکیل شده است. از واحدهای اصلی آن می‌توان به ولکانیک‌های پالتوسن تا میوسن، ولکانوکلاستیک و توده‌های نفوذی اشاره کرد که در طی سنوزوئیک، دچار گسل‌خوردگی و چین‌خوردگی شده‌اند. بیشتر سنگ‌های ولکانیکی و آذرآواری زیرپهنه آتشفشانی - نفوذی طارم مربوط به سازند کرج می‌باشند (Hirayama et al., 1966). سازند کرج به سن ائوسن در بخش‌های مرکزی و غربی مجموعه ماگمایی البرز قرار دارد که در محیط تکتونیکی کمانی و پشت کمانی نهشته شده است (Allen et al., 2003; Asiabanha et al., 2012; and Foden, 2012). این زیرپهنه دارای تیپ‌های مختلف کانساری از جمله کانسارهای آهن - آپاتیت سرخه‌دیزج (Nabatian et al., 2013)، مس ایپی‌ترمال خلیفه‌لو (Esmali et al., 2015; Hosseinzadeh et al., 2015)

ماسه‌ای با میان‌لایه‌هایی از گدازه بوده و کمربالای ماده معدنی به‌طور عمده شامل واحد گدازه‌های الیوین تراکی‌بازالت است.

آق‌دره نیز به عضو آمند سازند کرج تعلق دارند. واحدهای سازنده شامل واحدهای آذرآواری - رسوبی و گدازه‌ای است. کمرپایین ماده معدنی، به‌ترتیب شامل واحدهای ماسه‌سنگی قرمز رنگ، توف



شکل ۱- (a) نقشه پراکنندگی کانسارهای تیپ مانتو در سنگ‌های آتشفشانی زون طارم (با تغییرات از Aghazadeh et al., 2010) و (b) نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ رودبار به‌همراه موقعیت کانسارهای یمقان، چیزه و آق‌دره (Nazari and Salamati, 1998).

Fig. 1. (a) Distribution map of Manto-type deposits in the volcanic rocks of the Tarom zone (modified after Aghazadeh et al., 2010) and (b) Geological map of the study area showing the location of Cu mineralization in the Yamaghan, Cheezeh, and Aghdarreh deposits (modified after Nazari and Salamati, 1998).

لایه حاوی ماده معدنی آندزیت پورفیر می‌باشد که به صورت تغییر رخساره جانبی در بخش‌هایی به الیون آندزیت بازالت تغییر می‌یابد. کانه‌زایی مس در کانسار سزوق، به صورت رگه - رگچه‌های کالکوسیت و مالاکیت در واحد آندزیت مگاپورفیر رخ داده است. همچنین کانه‌زایی مس طبیعی به صورت دانه‌پراکنده در این واحد قابل رؤیت است. برخلاف دیگر کانسارهای مس موجود در منطقه، کانه‌زایی مس در منطقه معدنی چیزه در واحد توفیت با میان‌لایه‌هایی از توف شیلی و گدازه آندزیتی پورفیری تشکیل شده است، به طوری که کانه‌زایی به صورت هم‌روند با لایه‌بندی واحدهای آذرآواری قرار گرفته است. هدف از این مطالعه، تعیین تیپ و ژنز کانسار مس (نقره) یمقان با استفاده از ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ساخت و بافت و میانبارهای سیال است

روش مطالعه

در این پژوهش، ابتدا بر پایه مطالعات صحرایی، و نیز با استفاده از مقاطع زمین‌شناسی عمود بر لایه‌بندی ستون چینه‌شناسی، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰ منطقه یمقان ترسیم گردید (شکل ۲ و ۳). سپس برای مطالعات آزمایشگاهی، تعداد ۶۰ مقطع نازک و ۳۸ مقطع نازک - صیقلی به منظور بررسی‌های سنگ‌شناسی، کانه‌نگاری، ساخت و بافت و تعیین توالی پاراژنزی کانه‌ها تهیه و در آزمایشگاه کانی‌شناسی بخش زمین‌شناسی دانشگاه تربیت مدرس مورد مطالعه قرار گرفتند. برای تعیین ترکیب عنصری کانی‌های سولفیدی از دستگاه EPMA Cameca SX100 در مرکز تحقیقات فراوری مواد معدنی ایران در مجموع بر روی ۶۰ نقطه استفاده شده است. در این تجزیه از بیم‌های با قطر ۲۰ nA و فواصل اسکن ۲ تا ۵ میکرومتر با سرعت ۲۵ kV و پیک ۱۲ تا ۱۵ ثانیه برای اندازه‌گیری عناصر اصلی و ۲۰ تا ۲۵ ثانیه برای اندازه‌گیری عناصر کمیاب موجود در نمونه‌های سولفیدی استفاده شده است. مطالعات داماسنجی میانبارهای سیال بر روی ۴ مقطع دو بر صیقل با استفاده از میکروسکوپ Leitz با صفحه THMSG600 مدل Linkam در دانشگاه تربیت مدرس انجام گرفت. مطالعات میکروسکوپی و پتروگرافی با استفاده از میکروسکوپ Leitz و به دلیل اندازه کوچک سیالات درگیر تنها توسط عدسی شیئی LWD80X صورت گرفته است. دقت کار دستگاه در مرحله سرد و گرم کردن، $\pm 2^{\circ}\text{C}$ و محدوده حرارتی دستگاه بین 180°C تا 600°C می‌باشد. مطالعات داماسنجی با استفاده از دستگاه داماسنجی مدل Linkam-THMSG600 متصل به میکروسکوپ Olympus BX40 انجام شده است. برای اندازه‌گیری‌های سرمایشی، دقت دستگاه حدود 0.3°C برای ذوب CO_2 و 0.2°C برای ذوب یخ بوده است. همچنین، جهت انجام اندازه‌گیری‌های گرمایشی، دقت کار دستگاه حدود 1°C برای نقطه بحرانی آب بوده است.

زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی منطقه مورد مطالعه

کانسار یمقان در جنوب شرق زنجان در زیرپهنه آتشفشانی-

نفوذی طارم با سن سنگ میزبان ائوسن قرار دارد. توالی آتشفشانی ائوسن شامل جریان‌های پیروکلاستیک و گدازه‌ای تراکیت، تراکی‌آندزیت و آندزیت و آندزی‌بازالت، اولیون بازالت و ریوداسیت با خصوصیات ژئوشیمیایی کالک‌آلکان تا آلکان است. با توجه به قرارگیری کانسار یمقان در نقشه ۱:۱۰۰,۰۰۰ رودبار (Nazari and Salamati, 1998) بخش اعظم رخنمون‌های آن واحد (Etv) با ترکیب پیروکلاستیک و گدازه‌ای است (شکل ۱b). توالی آتشفشانی - رسوبی ائوسن در کانسار مس (نقره) یمقان شامل طیفی از گدازه‌های آندزیتی و بازالتی است که این واحدها بر روی واحدهای آذرآواری - رسوبی قرار می‌گیرند. از نظر چینه‌شناسی، برونزدهای ائوسن تا کواترن در منطقه دیده می‌شوند. واحدهای برونزد یافته در محدوده مورد مطالعه دارای ضخامت حدود ۳۵۵ متر می‌باشد و می‌توان آنها را به دو واحد اصلی (۱) واحد آتشفشانی - رسوبی (توف و سنگ‌های رسوبی با رخساره ماسه‌سنگی) و (۲) واحد گدازه‌ای (جریان‌های آندزیتی تا بازالتی) تقسیم‌بندی کرد. واحد آتشفشانی - رسوبی دارای واحدهای توف - کریستال لیتیک توف با ترکیب آندزیتی (Et1)، تراکی بازالت (Ev1) ماسه‌سنگ و توف ماسه‌ای قرمز رنگ (Et2) است. واحدهای گدازه‌ای نیز به ۳ زیرواحد، واحد تراکی آندزیت بازالت (Ev2)، آندزیت مگاپورفیر (Ev3) و الیون تراکی‌بازالت (Ev4) تقسیم می‌شود. بنابراین، بخش اصلی رخنمون‌های سنگی این ناحیه را نهشته‌های آذرآواری، جریان‌های گدازه‌ای و لایه‌های رسوبی ائوسن تشکیل داده است (شکل ۳). با توجه به ستون چینه‌شناسی توالی آتشفشانی - رسوبی ائوسن واحدهای سنگی به ترتیب از قدیم به جدید به شرح زیر می‌باشند (شکل ۳):

واحد E¹¹: این واحد آذرآواری به‌عنوان قدیمی‌ترین واحد در بخش‌های غربی و جنوب‌غربی کانسار یمقان برونزد دارد. واحد مذکور دارای ضخامتی متغیر است که بیشینه آن ۱۱۰ متر است. این واحد شامل توالی از توف‌های ماسه‌ای، کریستال لیتیک توف با میان‌لایه‌هایی از گدازه (تراکی بازالت) است. کانی‌های سنگ‌ساز این واحد سنگی شامل پلاژیوکلاز، قطعات لیتیک و کانی‌های اپک از جمله اکسید آهن است (شکل ۴a).

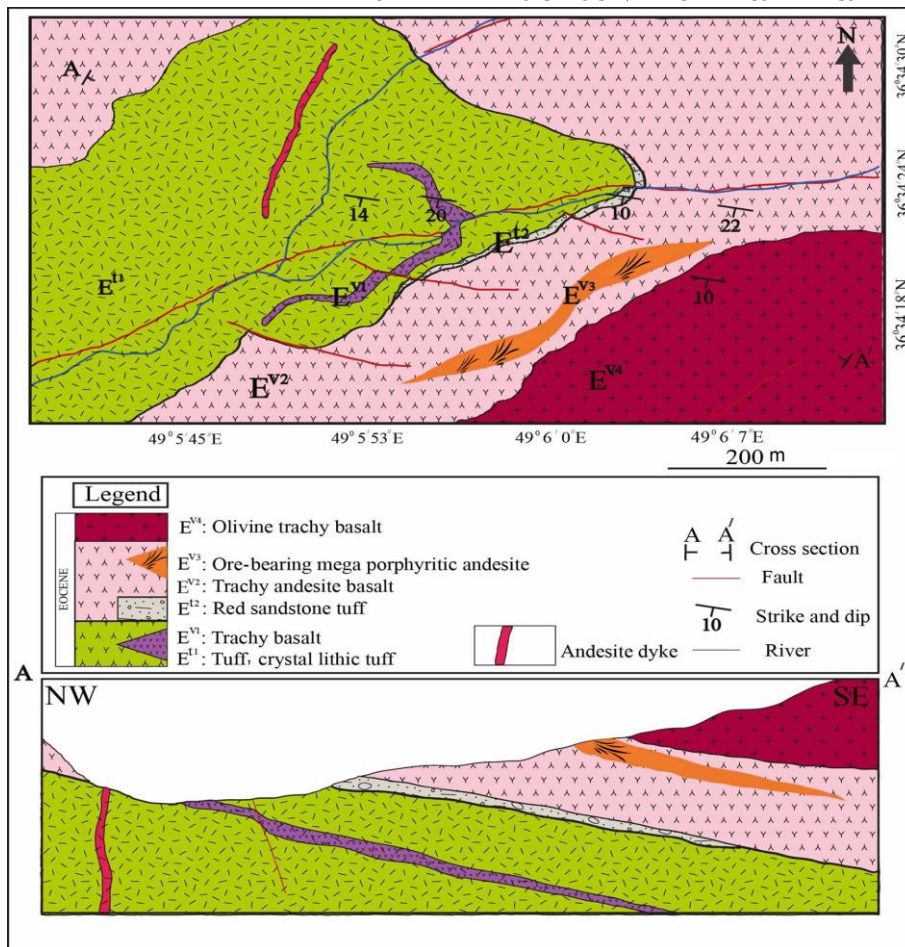
واحد E^{V1}: این واحد سنگی به‌صورت میان‌لایه‌ای در داخل توف و کریستال لیتیک توف (واحد E¹¹) قرار گرفته است و دارای رنگ رخنمون خاکستری تیره می‌باشد. پلاژیوکلاز، پیروکسن و اولیون از کانی‌های اصلی سنگ‌ساز در گدازه تراکی‌بازالت هستند (شکل ۴b).

واحد E¹²: واحد توف ماسه‌ای قرمز رنگ دارای گسترش کمی در کانسار یمقان است و با ضخامت بیشینه ۱۰ متر برونزد دارد. ترکیب کانی‌شناختی آن شامل خرده‌های کوارتز و پلاژیوکلاز و وجود اکسیدهای آهن به مقدار زیاد در زمینه است (شکل ۴c).

واحد E^{V2}: اولین واحد سنگی از توالی گدازه‌ای، واحد تراکی آندزیت بازالت است. هماتیته شدن و وجود اکسیدهای فراوان هماتیت از شاخصه‌های اصلی این واحد گدازه‌ای است. از دیگر ویژگی‌های این

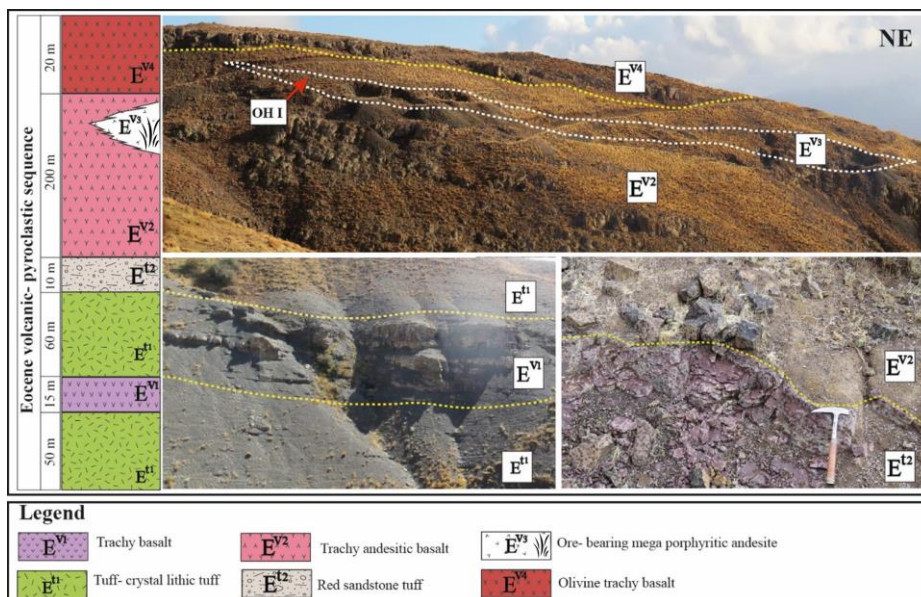
پیروکسن در خمیره ریزبلور از همین کانی‌ها قابل تشخیص است (شکل ۲د).

واحد سنگی می‌توان به بافت جریانی و پورفیریک در مقاطع میکروسکوپی اشاره کرد، به طوری که بلورهای درشت پلاژیوکلاز و



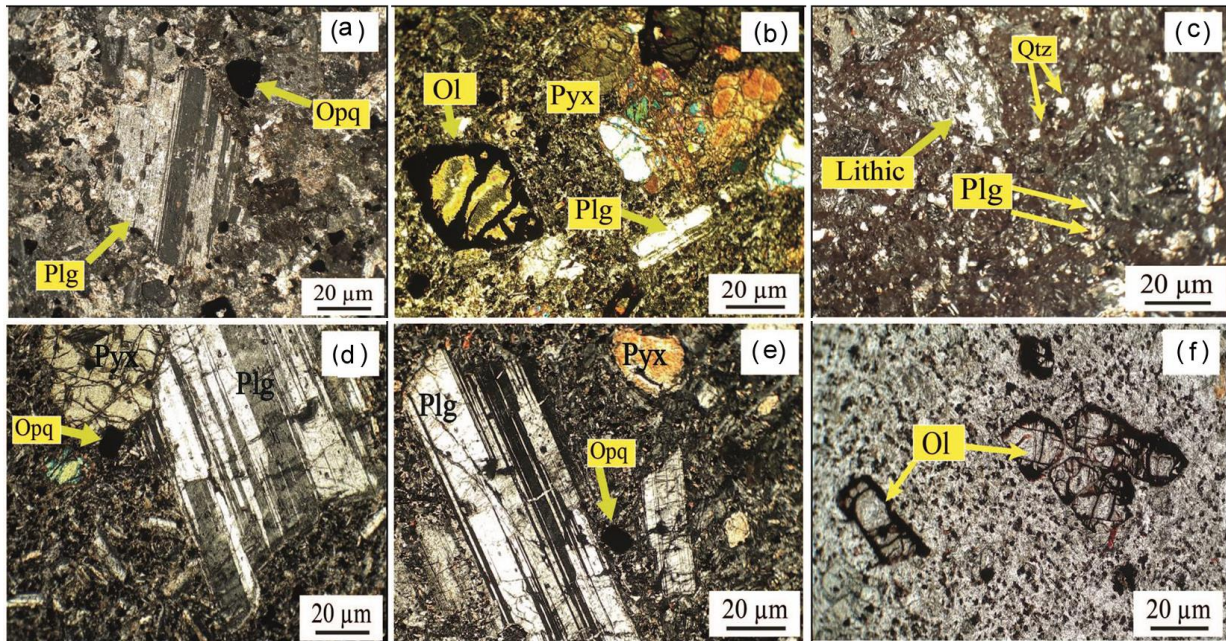
شکل ۲- نقشه و مقطع زمین‌شناسی محدوده معدنی یمقان و موقعیت کانه‌زایی مس در واحد آندزیت مگا پورفیر.

Fig. 2. Geological map and cross-section of the Yamaghan deposit showing the location of Cu mineralization in the andesite mega porphyry unit.



شکل ۳- ستون چینه‌شناسی کانسار یمقان و تطبیق آن با واحدهای آتشفشانی- رسوبی ائوسن.

Fig. 3. Correlation between the schematic columnar section of the Yamaghan deposit and volcano-sedimentary units of the Eocene sequence.



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی از واحدهای سنگی منطقه معدنی یمقان؛ (a) تصویر میکروسکوپی از توف، کریستال لیتیک توف، (b) ایدنگستی شدن الیوین به همراه کانی‌های پیروکسن و پلاژیوکلاز در تراکی بازالت، (c) تصویر میکروسکوپی از توف ماسه‌ای قرمز رنگ، (d) بافت تراکیتی و پورفیریک در تراکی آندزیت بازالت، (e) تصویر میکروسکوپی از آندزیت مگاپورفیر و (f) پدیده ایدنگستی شدن بلورهای الیوین در سنگ الیوین تراکی بازالت (Plg: پلاژیوکلاز، Pyx: پیروکسن، Ol: الیوین، Opq: کانی اپک، Lithic: قطعات لیتیک؛ Whitney and Evans, 2010).

Fig. 4. Microscopic photographs of rock units in the Yamaghan area; (a) Microphotograph of tuff and crystal lithic tuff, (b) Altered olivine and plagioclase in the trachy-andesite, (c) Microphotograph of red sandy tuff, (d) Trachytic and porphyritic textures in the trachy-andesite basalt, (e) Microphotograph of andesite mega porphyry, and (f) Altered olivine crystals in the olivine trachy-andesite rock (Plg: plagioclase; Pyx: pyroxene; Ol: olivine; Opq: opaque; Lithic: lithic fragments; Whitney and Evans, 2010).

چینه‌کران و در یک واحد چینه‌ای خاص رخ داده است (شکل ۴a)، به طوری که در کمربالا و کمرپائین این واحد آتشفشانی اثری از کانه‌زایی مشاهده نمی‌شود. همچنین بیشتر فعالیت‌های معدنکاری و استخراجی در این واحد سنگی صورت گرفته است. کانه‌زایی در این واحد بیشتر به صورت رگه - رگچه‌ای و در مواردی به صورت پرکننده فضای خالی مشاهده می‌شود. همچنین در این لیتولوژی علاوه بر رگه - رگچه‌های سولفیدی مس، آثاری از رگه - رگچه‌های سیلیسی نیز مشاهده می‌گردد (شکل ۴b و c). کانه‌های مس هم به صورت سولفیدی و هم به صورت کربناتی و بیشتر به صورت کربنات‌های مس دیده می‌شوند. واحد آندزیت مگاپورفیر دارای بلورهای فنوکریست پلاژیوکلاز با زمینه‌ای از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز و اشکال پرکننده فضای خالی از پیریت است (شکل ۴d). بافت‌های آمیگدالوئیدال که توسط کلسیت، زئولیت، اپیدوت، سیلیس و کلریت پر شده‌اند از دیگر ویژگی‌های قابل مشاهده در این واحد سنگی است (شکل ۴e). حضور پیریت در این واحد سنگی، نشان از تهنشست این واحد گدازه‌ای در یک محیط احيایی است (Zentilli et al., 1997). وفور پیریت در واحد میزبان کانه‌زایی و چینه‌کران بودن کانسار یمقان مشابه دیگر کانسارهای مس با میزبان آندزیتی (تیپ مانتو) در شیلی مانند کانسارهای El

واحد E^{V3} : واحد آندزیت مگاپورفیر به عنوان میزبان کانه‌زایی مس (نقره) در کانسار یمقان شناخته می‌شود. این واحد به صورت گدازه بین‌لایه‌ای توسط واحد تراکی آندزیت بازالت در بر گرفته شده است و به صورت جانبی به آن تغییر رخساره می‌دهد. ضخامت آن ۱۰ تا ۱۲ متر است و بیشترین گسترش را در جنوب‌غربی محدوده یمقان دارا است (شکل ۴e).

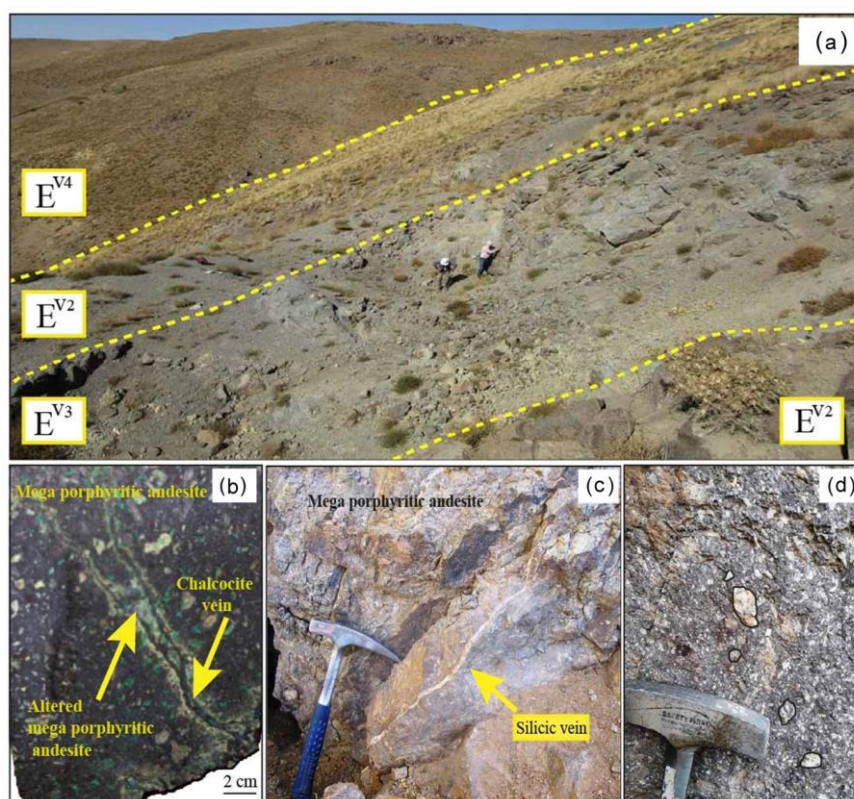
واحد E^{V4} : واحد الیوین تراکی بازالت با مرز مشخص بر روی واحد تراکی آندزیت بازالت قرار گرفته و کمربالای سنگ میزبان کانه‌زایی را تشکیل می‌دهد. این لیتولوژی با مورفولوژی خشن و با رنگ رخنمون تیره خاکستری به راحتی قابل تشخیص است. براساس مطالعات میکروسکوپی، کانی پیروکسن بیشترین حجم این سنگ را تشکیل می‌دهد. یکی از ویژگی‌های بارز آن داشتن بافت بالشی است که تقریباً در محدوده معدن و در قسمت شمال شرقی آن رخنمون دارد. وجود بافت بالشی در کانسار El Soldado در شیلی نشانگر تشکیل واحدهای سنگی این حوضه در محیط دریایی عمیق می‌باشد (Vergara et al., 1995).

کانه‌زایی

سنگ میزبان کانه‌زایی در کانسار مس (نقره) یمقان واحد آندزیت مگاپورفیر است. کانه‌زایی در این کانسار به صورت

Abolipour et al., 2012; Boveiri et al., 2013; Maghfouri and Movahednia, 2015; Maghfouri et al., 2017) در ایران است.

Wilson, 2000;) La Serena و Copiapo, Soldado Cisternas and Hermosilla, 2006; Wilson and Zentilli, 2006; Rieger et al., 2008) و کانسارهای مس عباس‌آباد، کشکوئیه، کشت‌مهکی و ماری (Samani, 2001;)



شکل ۵- (a) تصویر رخنمون از واحد آندزیت مگاپورفیر میزبان کانه‌زایی در کانسار یمقان (دید به سمت جنوب‌غرب)، (b) نمونه دستی از رگه مس‌دار غنی از کالکوسیت در سنگ میزبان آندزیت مگاپورفیر، (c) رخنمونی از وجود رگه-رگچه‌های سیلیسی در واحد آندزیت مگاپورفیر و (d) بافت بادامکی و پرشدگی حفرات با کلسیت و کوارتز در واحد آندزیت مگاپورفیر.

Fig. 5. (a) General view of ore-bearing mega porphyry andesite (view to the southwest), (b) Hand specimen of chalcocite-rich vein in the mega porphyry andesite, (c) Silicic vein-veinlets in the mega porphyry andesite, and (d) Amygdule texture, filled with calcite and quartz in the mega porphyry andesite.

شدن سیلیس بلورین به سنگ و یا به صورت تشکیل رگه - رگچه‌هایی از کوارتز در امتداد شکستگی‌ها نمود دارد (شکل ۵b). از دیگر دگرسانی‌های مرتبط با کانه‌زایی می‌توان به دگرسانی‌های زئولیتی، کربناتی، سریسیتی و هماتیته اشاره کرد (شکل ۶). دگرسانی زئولیتی به همراه کانه‌های سولفیدی به صورت پرکننده فضای خالی در سنگ میزبان آندزیت مگاپورفیر مشاهده می‌شود. قرارگیری واحد سنگی در شرایط تدفین موجب تشکیل این کانی در سنگ میزبان آندزیت مگاپورفیر شده است (شکل ۶e). توالی آتشفشانی - رسوبی میزبان کانسارهای تیپ مانتو دارای ضخامت قابل توجه بیش از ۲ کیلومتری هستند، بنابراین تحت تأثیر دیاژنز و دگرگونی تدفینی در حد رخساره زئولیتی تا رخساره شیبست سبز واقع می‌شوند (Wilson et al., 1969; Palacios, 1977; Levi, 2006; Shiba et al., 2003b; al., 2006). رخساره زئولیتی در کانسارهای تیپ مانتو شیلی مانند کانسارهای El Soldado, Copiapo and Talcuna (Wilson et al.,)

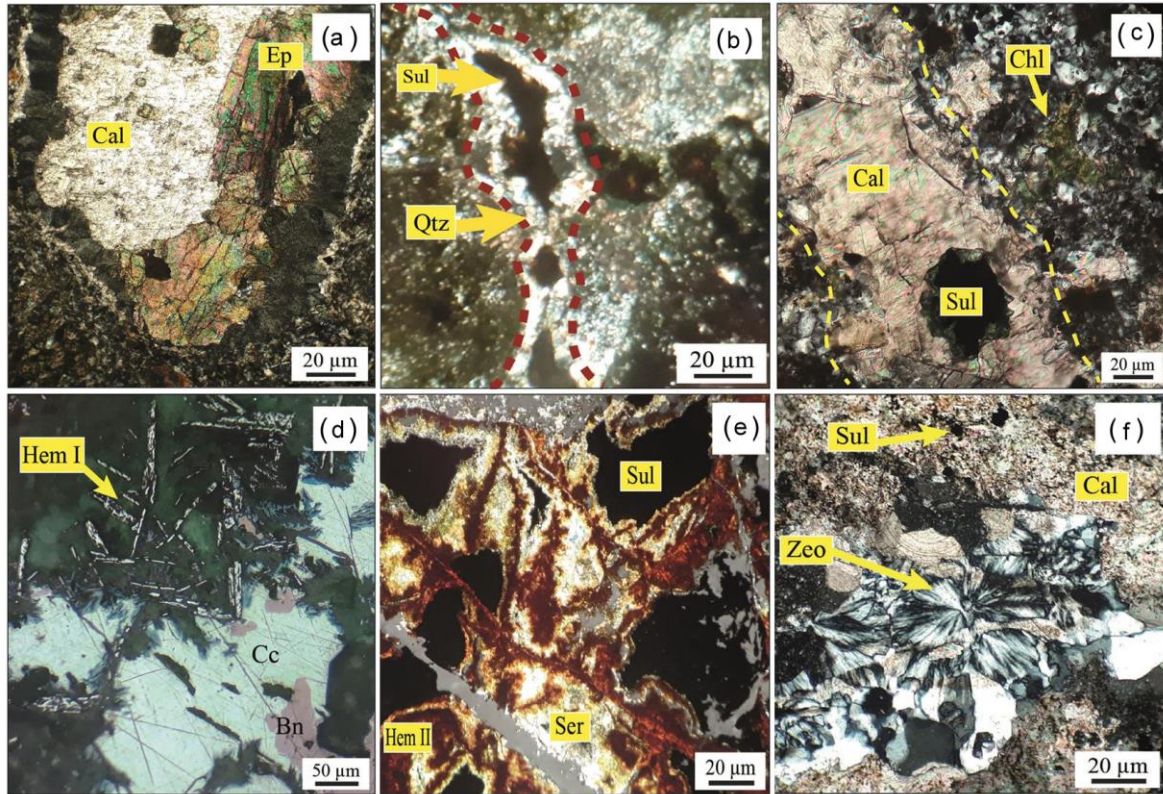
دگرسانی

با توجه به بررسی‌های صحرائی و مطالعات میکروسکوپی، سنگ میزبان کانه‌زایی در کانسار مس (نقره) یمقان دارای دگرسانی‌های گرمایی مرتبط با کانه‌زایی اولیه مس است. این دگرسانی‌ها را می‌توان به دو دسته، دگرسانی پروپیلیتیکی ناحیه‌ای گسترده و دگرسانی سیلیسی - سولفیدی مرتبط با کانه‌زایی دسته‌بندی کرد. دگرسانی پروپیلیتیکی شامل کانی‌های کربناتی، اپیدوتی و کلریتی است (شکل ۶a). این کانی‌ها در بیشتر واحدهای سنگی محدوده مشاهده می‌شوند و با توجه به فراگیر بودن آن می‌توان بیان داشت که در ابتدا و در اثر ته‌نشست واحدهای گدازه‌ای در شرایط زیردریایی تشکیل شده است (Kojima et al., 2009).

بنابراین پس از رخداد دگرسانی پروپیلیتیکی سنگ میزبان کانه‌زایی در مرحله بعدی دچار دگرسانی‌های مرتبط با کانه‌زایی شده است. سیلیسی‌شدن در کانسار یمقان بیشتر به شکل اضافه

هماتیته نیز می‌تواند رابطه نزدیکی با کانه‌زایی داشته باشد، به طوری که جانیشینی پیریت‌های موجود در زمینه سنگ میزبان کانسار مس (نقره) یمقان توسط سیالات کانه‌ساز مس‌دار، موجب تشکیل سولفیدهای مس و آزاد شدن آهن اضافی به شکل هماتیت می‌شود (شکل ۶d) (Holmgren, 1987).

2003a, b; Wilson and Zentilli, 2006; Cisternas and Hermosilla, 2006) و در کانسارهای تیپ مانو در ایران مانند مس عباس‌آباد، کشت‌مهکی، کشکوئیه، کهک و ماری (Samani, 2001; Abolipour et al., 2012; Boveiri et al., 2013; Maghfouri and Movahednia, 2015; Maghfouri et al., 2017) مشاهده می‌شوند. دگرسانی



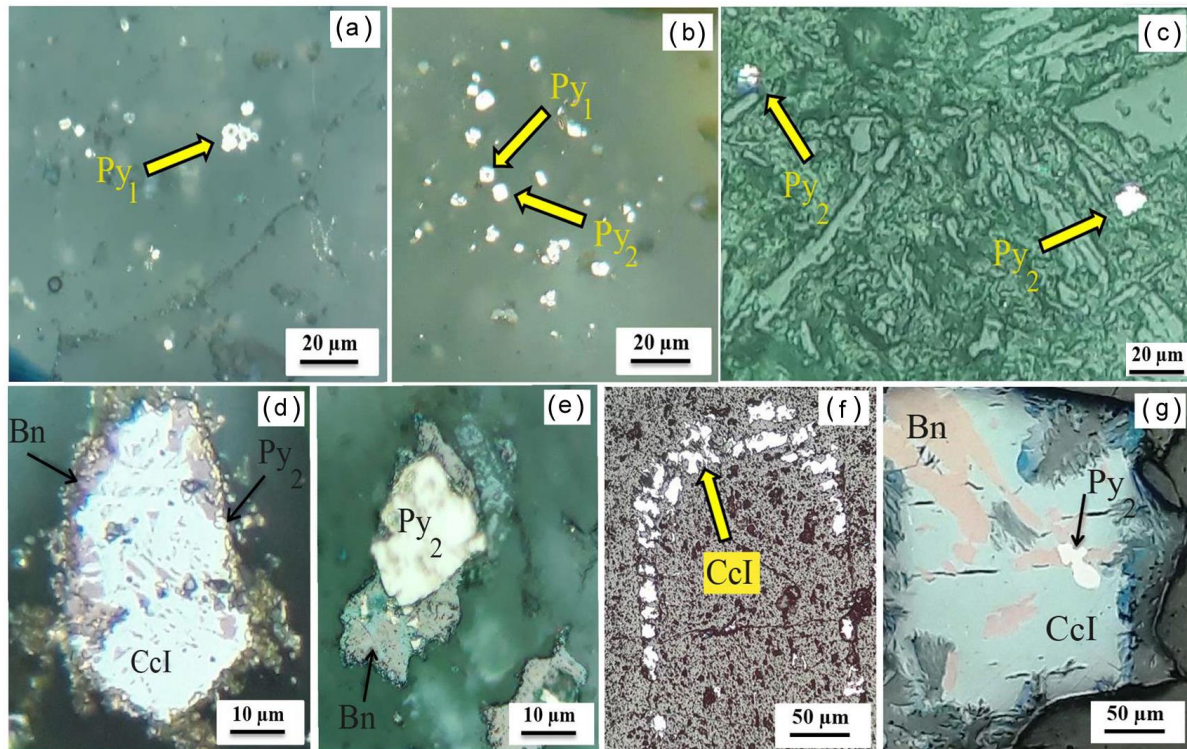
شکل ۶- تصویر میکروسکوپی از دگرسانی‌های موجود در کانسار یمقان؛ (a) اپیدوتی شدن (Ep) و کلسیتی شدن (Cal) سنگ میزبان آندزیت مگاپورفیر، (b) رگه - رگچه‌های سیلیسی (Qtz) به همراه کانه‌زایی سولفیدی در واحد سنگ میزبان، (c) رگه کربناتی - سولفیدی در سنگ میزبان کانه‌زایی و دگرسانی کلریتی (Chl) در زمینه، (d) جانیشینی کالکوسیت (Cc) به جای بورنیت (Bn) و تشکیل هماتیت تیغه‌ای (Hem I) در کنار این کانی‌ها، (e) دگرسانی سریستی (Ser) و هماتیته (Hem II) در اطراف کانه‌زایی سولفیدی و (f) تشکیل زئولیت (Zeo) در فضای خالی سنگ، که همراه با دگرسانی کربناتی (Cal) و کانه‌زایی سولفیدی مس (Sul) رخ داده است.

Fig. 6. Microscopic photographs of alteration at the Yamaghan deposit; (a) Epigenetic (Ep) and calcification (Cal) in the mega porphyry andesite, (b) Silicic (Qtz)-sulfide vein-veinlets in the host rock, (c) Carbonate-sulfide vein in the chloritic (Chl) alteration, (d) Replacement of bornite (Bn) by chalcocite (Cc) and formation of fibrous hematite (Hem I), (e) Sericitization (Ser) and hematitic (Hem II) alteration around the sulfides, and (f) Formation of zeolite (Zeo) in the open space filling and related to carbonate (Cal) alteration and sulfide (Sul) mineralization.

یمقان با تشکیل این کانی همراه بوده است (شکل ۷a). پیریت‌های فرامبوئیدال موجب احیایی شدن سنگ میزبان شده و بستر لازم برای ته‌نشست کانی‌های سولفیدی مس را در مرحله بعد فراهم کرده است. پیریت‌های فرامبوئیدال ناپایدارند و تمایل به تبلور و رشد دارند. در اثر تجمع پیریت‌های فرامبوئیدال، پیریت‌های خودشکل در اطراف این پیریت‌ها تشکیل می‌شوند (شکل ۷b) (Love and Vanguestane, 1973; Ramdohr, 1980).

کانی‌شناسی، ساخت و بافت و توالی پاراژنزی کانی‌ها

بر اساس مطالعات کانه‌نگاری و ساخت و بافتی، پاراژنزی کانیایی در کانسار مس (نقره) یمقان ساده بوده و شامل کانی‌های اولیه کالکوسیت، بورنیت، کالکوپیریت و پیریت است. کانی پیریت به صورت بافت فرامبوئیدال و دانه‌پراکنده در زمینه سنگ میزبان آندزیت مگاپورفیر مشاهده می‌شود که در مرحله اول توالی پاراژنتیک تشکیل شده است (شکل ۹). با توجه به وجود بافت دانه‌پراکنده پیریت‌های فرامبوئیدال، شروع توالی پاراژنزی کانسار

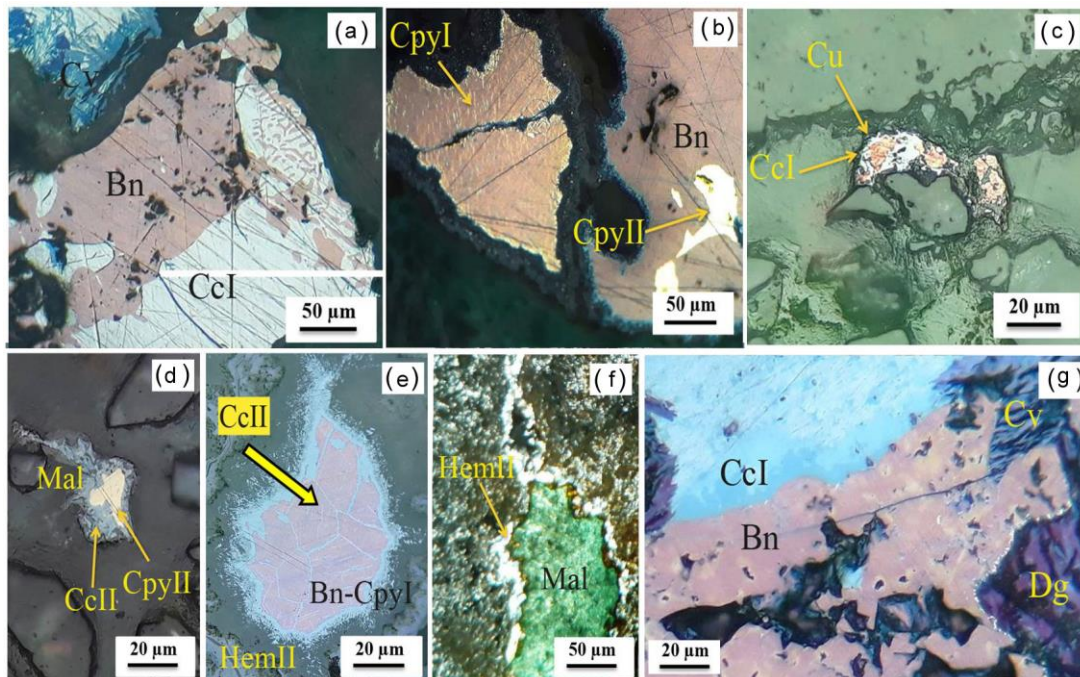


شکل ۷- تصاویر میکروسکوپی از بخش کانه‌زایی کانسار یمقان؛ (a) بافت دانه‌پراکنده پیریت (Py₁) فرامبوئیدال در سنگ میزبان آندزیت مگاپورفیر، (b) تصویر میکروسکوپی از پیریت‌های فرامبوئیدال (Py₁) و پیریت‌های خودشکل (Py₂)، (c) تصویر میکروسکوپی از پیریت‌های (Py₂) دانه‌پراکنده در سنگ میزبان آندزیت مگاپورفیر، (d) جانشینی بورنیت (Bn) و کالکوسیت اولیه (CcI) به‌جای پیریت‌های خودشکل (Py₂)، (e) تصویر میکروسکوپی از جانشینی پیریت‌های خودشکل (Py₂) توسط بورنیت، (f) جانشینی کالکوسیت (CcII) به‌جای پلاژیوکلاز در سنگ میزبان آندزیت مگاپورفیر و (g) جانشینی کالکوسیت (CcI) به‌جای کانی پیریت (Py₂) و بورنیت.

Fig. 7. Microscopic photographs of ore minerals at the Yamaghan deposit; (a) Disseminated framboidal pyrite (Py₁) in the andesite mega porphyry, (b) Microphotographs of framboidal pyrite (Py₁) and euhedral pyrite (Py₂), (c) Disseminated pyrite (Py₂) in the andesite mega porphyry, (d) Replacing pyrite (Py₂) by bornite (Bn) and primary chalcocite (Cc I), (e) Microphotographs of replacing pyrite (Py₂) by bornite (Bn), (f) Replacing plagioclase by chalcocite (Cc II) in the andesite mega porphyry, and (g) Replacing pyrite (Py 2) and bornite by chalcocite (Cc I).

مقاطع میکروسکوپی قابل مشاهده است و می‌تواند یکی از شواهد اولیه بودن این کانی باشد (شکل ۸). براساس روابط بافتی، کانی کالکوپیریت به دو صورت کالکوپیریت (I) (بافت اکسولوشن با بورنیت) و کالکوپیریت (II) (بافت جانشینی با بورنیت) را می‌توان در مقاطع میکروسکوپی مشاهده کرد. مس طبیعی در منطقه معدنی یمقان به‌صورت بافت دانه‌پراکنده و بافت جانشینی در کانی‌های سولفیدی (کالکوسیت اولیه) در واحد آندزیت مگاپورفیر مشاهده می‌شود (شکل ۸). فرآیند سوپرژن به تشکیل کانی‌های کالکوسیت ثانویه (II)، کوولیت، دیژنیت (شکل ۸) و مالاکیت (شکل ۸) با بافت جانشینی منجر شده است. کالکوسیت‌های ثانویه (II) به‌صورت جانشینی در حاشیه بورنیت و نیز در اطراف کالکوپیریت (II) مشاهده می‌شوند (شکل ۸) که در آخرین مرحله توالی پاراژنتیک تشکیل شده‌اند (شکل ۹).

در مرحله دوم توالی کانی‌های سولفیدی با جانشینی پیریت‌های خودشکل توسط سولفیدهای مس‌دار (بورنیت) (Py₂) مشخص می‌شوند (شکل d۷). هماتیت (I) به شکل تیغه‌ای (اسپیکولاریت) در کانسار مس (نقره) یمقان مشاهده می‌شوند (شکل d۶). فاز اول هماتیت‌های اسپیکولار در محدوده کانسارهای مس مانتو از جمله Mantos Blancos (Chavez, 1985) و El Soldado Cu (Ag) (Boric et al., 2002) نیز گزارش شده‌اند. کانی بورنیت علاوه بر بافت جانشینی دارای بافت هم‌رشدی با کالکوسیت (I) و بافت اکسولوشن با کالکوپیریت (I) می‌باشد (شکل ۸). کالکوسیت (I) به‌عنوان فراوان‌ترین کانه مس‌دار در کانسار مس (نقره) یمقان با بافت جانشینی، جانشین بلورهای پلاژیوکلاز در متن سنگ میزبان مشاهده می‌شود (شکل ۸). همچنین این کانی به‌صورت بافت هم‌رشدی با کانی بورنیت در



شکل ۸ - تصاویر میکروسکوپی از بخش کانه‌زایی کانسار یمقان؛ (a) بافت درهم‌رشدی کانی کالکوسیت (CcII) و بورنیت (Bn)، (b) تصویر میکروسکوپی از بافت اکسولوشن کالکوپیریت (CpyI) با بورنیت و بافت جانشینی کالکوپیریت (CpyII) توسط بورنیت، (c) مس طبیعی (Cu)، (d) تصویر میکروسکوپی از جانشینی کالکوپیریت (CpyII) توسط کالکوسیت (CcII)، (e) جانشینی کانی‌های سولفیدی بورنیت (Bn) و کالکوپیریت (CpyI) توسط کانی‌های سوپرژن همچون کالکوسیت (CcII) و مالاکیت (Mal)، (f) تصویر میکروسکوپی از جانشینی کالکوپیریت (CpyII) توسط کالکوسیت (CcII) و (g) جانشینی دیژنیت (Dg) به جای کوولیت (Cv)، کوولیت به جای کالکوسیت (CcI) و کالکوسیت به جای بورنیت (Bn) در این شکل به خوبی دیده می‌شود.

Fig. 8. Microscopic photographs of ore minerals in the Yamaghan deposit; (a) Reflected light image showing intergrowth of bornite (Bn) with chalcocite (Cc II), (b) Micro-photograph of exsolution texture of chalcopyrite (Cpy I) and bornite and replacement of chalcopyrite I with bornite, (c) Native copper in the Yamaghan deposit, (d) Replaced by chalcopyrite (Cpy II) with chalcocite (Cc II), (e) Replaced of chalcopyrite (Cpy I) and bornite (Bn) with malachite and chalcocite (Cc II) supergene minerals, (f) Replaced by chalcopyrite (Cpy II) with chalcocite (Cc II), and (g) Replaced of covellite (Cv) with digenite (Dg), chalcocite with covellite (Cv), and bornite (Bn) with chalcocite (Cc).

مطالعات الکترون میکروپروب

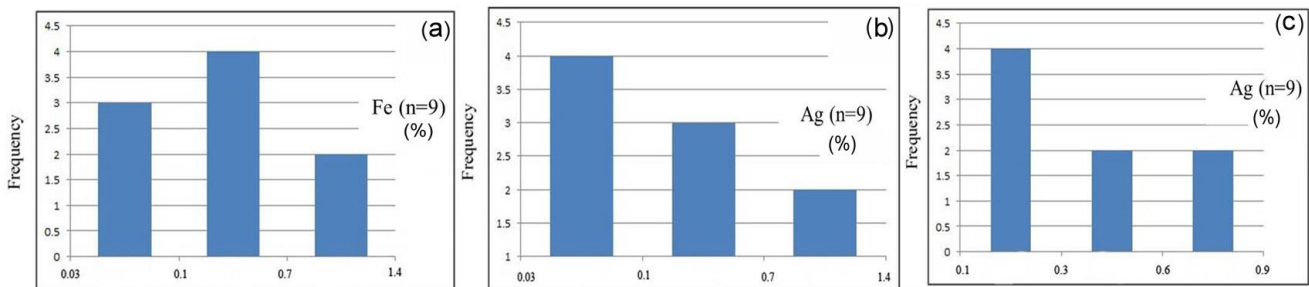
۲). مقدار نقره در کانی بورنیت بین ۰٫۲۱ تا ۰٫۸۳ ppm متغیر است (شکل ۱۰c). مقدار بیسموت در کانی بورنیت از ۰٫۰۱ ppm تا ۰٫۲۸ ppm متغیر می‌باشد (جداول ۱ و ۲). مقدار قابل توجه عنصر بیسموت در کانی بورنیت می‌تواند نشان‌دهنده تشکیل این کانی در دمای بالاتر از ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد باشد (Ramirez et al., 2006). بررسی‌های نقطه‌ای فازهای کانیایی، نشانگر این است که علاوه بر نقره در ساختار بلوری بورنیت عناصری دیگر از جمله تیتان، تلوریم، نیکل، آرسنیک، سلنیم و سرب نیز وجود دارند (جداول ۱ و ۲). علاوه بر این، نقاطی دارای مقادیر بالای نقره شناسایی شدند که بیشینه مقدار نقره اندازه‌گیری شده دارای ۸۳٫۸۸ درصد است. حضور نقره به صورت فاز طبیعی در این کانسار مشاهده نشده است، ولی کانی نقره به صورت سولفید نقره (acanthite) در مقاطع میکروسکوپی شناسایی گردیده است.

مطالعات الکترون میکروپروب بر روی کانی‌های سولفیدی اهمیت زیادی جهت تشخیص و شناسایی دقیق شیمی کانی‌های معدنی و فازهای کانیایی مختلف دارد. کانی کالکوسیت مهم‌ترین کانی سولفیدی در کانسار یمقان است. براساس نتایج EPMA کانی کالکوسیت دارای مقادیر متعادلی از مس و گوگرد است (جداول ۱ و ۲). همچنین این کانی درصد قابل توجهی از عناصر آهن و نقره را در ساختار بلوری خود نشان می‌دهد (شکل ۱۰a,b). کانی کالکوسیت دارای مقادیر کمی از عناصر کمیاب شامل سرب، تلوریم، بیسموت، آنتیموان، نقره، سلنیم و تیتان است (جداول ۱ و ۲). همراهی آهن با این کانی ممکن است مرتبط با تأثیر جانشینی پیریت‌های اولیه توسط سیال باشد. کانی بورنیت پس از کالکوسیت اهمیت زیادی در کانسار یمقان دارد. در مطالعات میکروپروب، این کانی دارای ترکیب عنصری مس، آهن و گوگرد است (جداول ۱ و

Minerals/Textures	Volcano-sedimentary	Hydrothermal	Supergene	
	Stage I	Stage II	Stage III	
			Sulfide	Oxide
Pyrite I	Framboidal			
Pyrite II		Euhedral-Disseminated		
Bornite		Replacement		
Chalcocite I		Simplectitic		
Chalcocite II			Replacement	
Chalcopyrite I		Exsolution		
Chalcopyrite II		Replacement		
Native copper				
Acanthite				
Quartz		Veins		
Hematite I		Specular		
Hematite II				
Covellite				
Digenite				
Malachite				
Azurite				
Goethite				
Chlorite				
Epidote				
Carbonate				

شکل ۹- توالی پاراژنی کانه‌ها و کانی‌های تشکیل شده در کانسار مس یمقان.

Fig. 9. The paragenetic sequence of mineralization stages at the Yamaghan deposit.



شکل ۱۰- (a-b) نمودار فراوانی عناصر آهن (Fe) و (Ag) در کانی کالکوسیت و (c) نمودار فراوانی عنصر نقره (Ag) در کانی بورتیت.

Fig. 10. (a-b) Histograms of Fe and Ag element distribution in the chalcocite mineral, and (c) Histogram of Ag element distribution in the bornite mineral.

مطالعه شده محدوده معدنی یمقان شناسایی شده است. میانبرهای سیال اولیه معمولاً از اندازه بزرگتری نسبت به میانبرهای سیال ثانویه و ثانویه کاذب برخوردارند. میانبرهای سیال اولیه به صورت موازی با سطوح بلوری و همچنین به صورت پراکنده در متن کانی میزبان (کوارتز) دیده می‌شوند (شکل ۱۱). میانبرهای سیال ثانویه و ثانویه کاذب به صورت خطی و اغلب بدون شکل و مدور می‌باشند، با این تفاوت که میانبرهای سیال ثانویه کاذب برخلاف نوع ثانویه تا حاشیه بلور ادامه پیدا نمی‌کنند. میانبرهای سیال ثانویه به دلیل قرارگیری در محل شکستگی‌ها اغلب تا حاشیه بلور امتداد دارند. میانبرهای سیال اولیه، به چهار دسته تک‌فازی غنی از بخار، تک‌فازی غنی از مایع، دوفازی غنی از بخار و دوفازی غنی از مایع تقسیم می‌شوند که در این بین، میانبرهای سیال دوفازی غنی از مایع، بیشترین فراوانی را دارند (جدول ۳ و شکل ۱۱). همه اندازه‌گیری‌ها بر روی این نوع میانبرها با درجه پرتوگرافی ۲۰ تا ۵۵ درصد انجام شده است.

پتروگرافی میانبرهای سیال

شکل میانبرهای سیال تا حدودی به وسیله ساختمان بلوری کانی میزبان کنترل می‌شود. میانبرهای سیال ممکن است شکل کامل بلور منفی را به خود بگیرند و یا کاملاً شکل نامنظم داشته باشند (Shelton and McMenemy, 2004). بر مبنای تقسیم‌بندی توصیفی میانبرهای سیال که توسط (Shepherd et al., 1985) و براساس شکل، ابعاد، رنگ، ضریب انعکاس و یا تعداد فازهای موجود در دمای اتاق انجام گرفته است، میانبرهای سیال مطالعه شده در منطقه معدنی یمقان را می‌توان از لحاظ شکل ظاهری به انواع بیضوی، دوکی، میله‌ای و کشیده و نامنظم تقسیم‌بندی کرد که از این میان، انواع دوکی و کشیده دارای بیشترین فراوانی هستند (شکل ۱۱). میانبرهای سیال مطالعه شده در منطقه معدنی یمقان از نظر اندازه متنوع و غالباً ریز بوده و در محدوده بین ۶ تا بیشینه ۲۵ میکرون قرار می‌گیرند (جدول ۳). براساس مطالعات پتروگرافی، سه نوع میانبر سیال در نمونه‌های

جدول ۱- نتایج داده‌های EPMA و درصد عناصر مختلف موجود در کانی کالکوسیت (b.d: Below detection).

Table 1. EPMA data for elements (%) in the chalcocite (b.d: Below detection).

Point No.	Ti	Mn	Fe	Ni	Mg	S	Cu	As
Chalcocite 9	b.d	0.01	0.81	b.d	0.02	20.88	76.87	b.d
Chalcocite 16	0.02	b.d	0.89	b.d	0.01	19.95	79.46	b.d
Djurleite 8	b.d	b.d	0.39	b.d	b.d	20.76	79.41	b.d
Digenite 1	b.d	0.01	0.1	b.d	0.03	21.63	77.96	b.d
Digenite 2	0.01	0.04	0.07	0.11	b.d	22.2	77.02	b.d
Yarrowite 15	b.d	0.01	0.17	0.09	0.01	29.86	67.37	0.05
Covellite 11	b.d	b.d	0.53	0.07	0.02	32.37	66.25	0.01
Covellite 3	0.01	0.01	0.09	0.34	b.d	31.69	66.95	b.d
Covellite 4	b.d	b.d	0.12	b.d	0.02	32.19	66.13	0.07
Point No.	Se	Ag	Cd	Sb	Te	Pb	Bi	Total
Chalcocite 9	b.d	0.07	b.d	b.d	0.03	0.12	b.d	98.81
Chalcocite 16	0.01	0.03	b.d	0.01	b.d	0.18	0.14	100.7
Djurleite 8	b.d	0.05	b.d	0.04	b.d	0.15	0.1	100.9
Digenite 1	0.04	0.32	b.d	b.d	0.05	0.21	0.13	100.52
Digenite 2	0.04	0.36	b.d	0.01	0.01	0.1	0.05	100.08
Yarrowite 15	b.d	0.08	b.d	b.d	0.02	0.01	0.05	97.72
Covellite 11	b.d	0.15	0.04	b.d	0.02	0.3	0.03	99.79
Covellite 3	0.02	0.86	0.02	0.02	0.01	0.1	0.09	100.29
Covellite 4	b.d	0.74	0.07	0.01	b.d	0.06	0.12	99.56

جدول ۲- نتایج داده‌های EPMA و درصد عناصر مختلف موجود در کانی بورنیت (b.d: Below detection).

Table 2. EPMA data for elements (%) in the bornite (b.d: Below detection).

Point No.	Ti	Mn	Fe	Ni	Mg	S	Cu
Bornite 21	0.01	0.01	11.73	0.01	b.d	24.19	62.01
Bornite 22	b.d	b.d	11.39	0.16	b.d	23.77	63.28
Bornite 23	b.d	b.d	16.97	0.11	b.d	5.88	38.44
Bornite 7	b.d	b.d	11.01	b.d	0.02	25.8	63.1
Bornite 8	b.d	b.d	11.39	b.d	b.d	24.35	63.39
Bornite 15	0.01	b.d	10.89	b.d	0.02	25.76	62.56
Bornite 16	b.d	0.01	9.34	0.27	0.02	25.75	63.11
Bornite 17	b.d	b.d	11.35	0.13	0.02	24.35	62.94
Point No.	As	Se	Ag	Te	Pb	Bi	Total
Bornite 21	0.01	b.d	0.83	0.04	0.07	0.25	99.16
Bornite 22	b.d	b.d	0.64	b.d	0.13	0.28	99.65
Bornite 23	0.09	b.d	0.21	b.d	b.d	b.d	61.7
Bornite 7	0.04	0.02	0.23	b.d	0.15	0.15	100.56
Bornite 8	b.d	b.d	0.32	0.02	0.13	0.15	99.77
Bornite 15	b.d	b.d	0.24	0.01	0.18	0.01	99.72
Bornite 16	b.d	b.d	0.34	b.d	0.22	0.12	99.2
Bornite 17	0.07	0.03	0.21	0.06	0.2	0.13	99.52

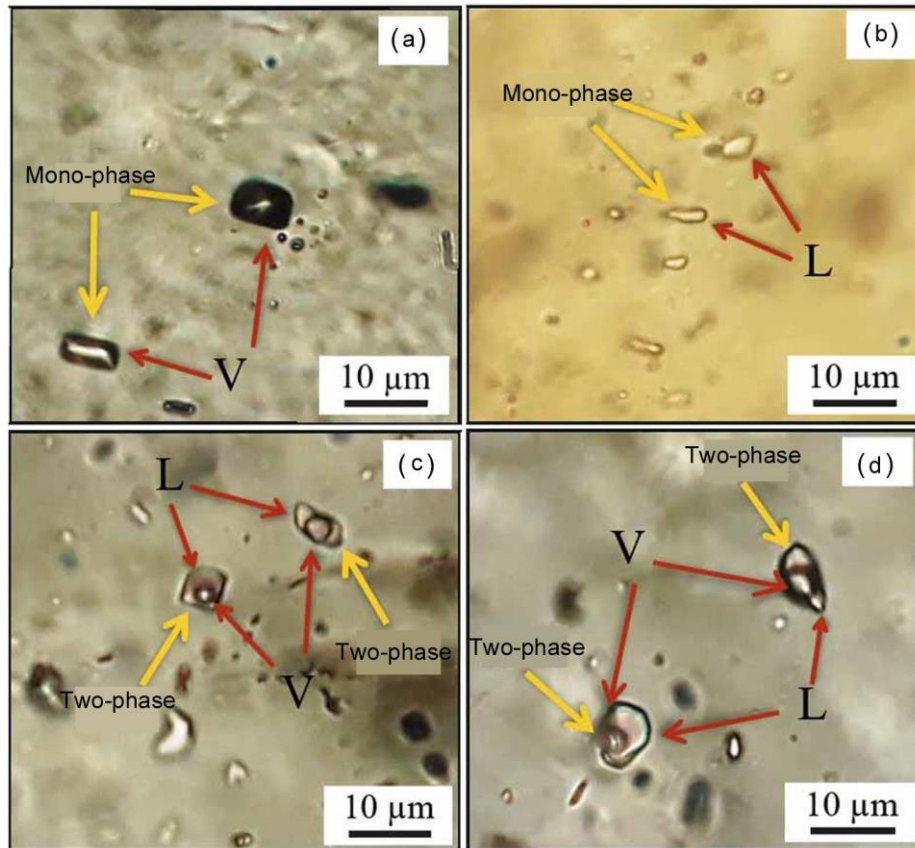
با توجه به نتایج مطالعات میکروترموتری، محدوده دمای همگن شدن بین ۲۳۰ تا ۳۹۰ درجه سانتی‌گراد با میانگین ۳۷۰ درجه سانتی‌گراد و شوری بین ۴ تا ۲۱ درصد وزنی معادل NaCl با

ریزدماسنجی میانبارهای سیال

مطالعات ریزدماسنجی بر روی ۶۱ میانبار سیال اولیه که همراه با فرآیندهای سرد کردن و گرم کردن می‌باشد، انجام گرفته است.

شوری نسبت به دمای همگن شدن، چگالی سیال بین ۰/۷۲ تا ۰/۹۱ gr/cm³ می‌باشد (Bodnar, 1983) و کمپلکس غالب در حمل فلزات مطابق با نمودار دمای همگن شدن در مقابل شوری، لیگاندهای کلریدی است (Oyarzum et al., 1998) (شکل ۱۲).

میانگین ۱۵ می‌باشد (شکل ۱۲). ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی سیالات کانه‌ساز در کانسار مس (نقره) یمقان با سیالات مسئول کانه‌زایی در کانسار El Soldado در مرکز شیلی قرابت زیادی را نشان می‌دهند. این سیالات دارای منشأ شورابه‌های بین‌حوضه‌ای هستند (Wilson and Zentilli, 2006). براساس روند تغییرات



شکل ۱۱- تصاویر میکروسکوپی از میانبرهای سیال موجود در کانسار یمقان؛ (a) میانبر سیال تک‌فازی F1a غنی از بخار، (b) میانبر سیال تک‌فازی F1b (غنی از H₂O)، (c) میانبرهای سیال دوفازی که براساس محتوی فاز غالب به دو دسته F1Ia (غنی از بخار) با اشکال نامنظم و F1Ib (غنی از H₂O) به صورت دوکی شکل تقسیم‌بندی شده‌اند و (d) تصویر میکروسکوپی از میانبرهای سیال نوع F1Ia و F1Ib.

Fig. 11. Photomicrographs of fluid inclusion types; (a) F1a fluid inclusions, (b) F1b fluid inclusions, (c) F1Ia (vapor-rich) and F1Ib (liquid-rich) fluid inclusions, and (d) F1Ia and F1Ib fluid inclusions.

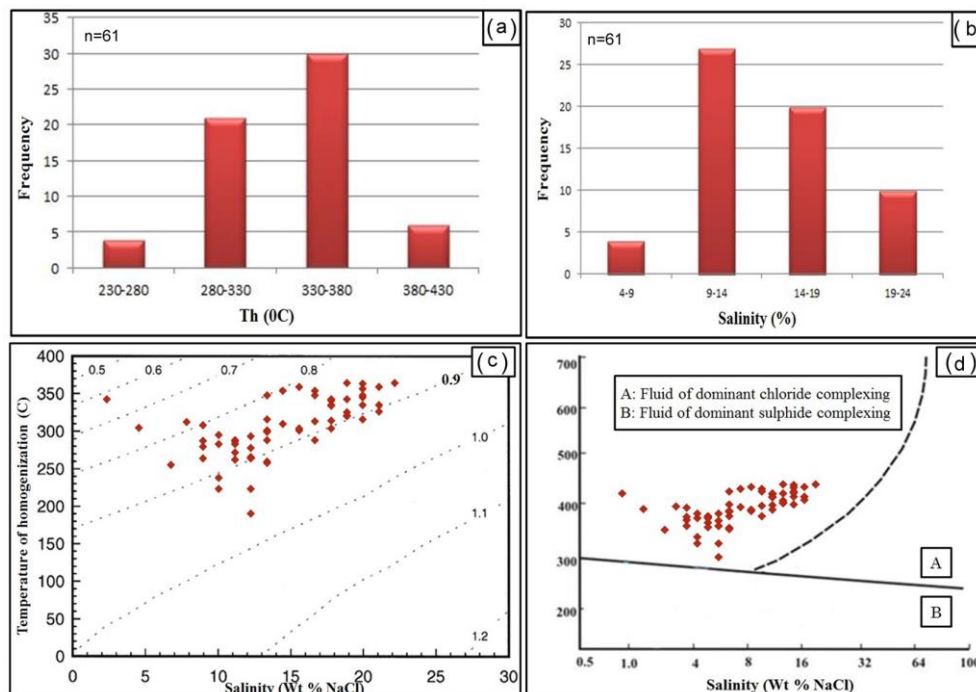
داده‌اند (Maksaev and Zentilli, 2002). این کانسارها در محیط کششی مرتبط با فرورانش آند و حوضه‌های پشت کمانی تشکیل شده‌اند (Tristá-Aguilera et al., 2006; Oliveros et al., 2008). مشابه با کانسارهای تیپ مانتو (Manto-type)، کانه‌زایی یمقان نیز در یک واحد چینه‌ای خاص در توالی آتشفشانی - رسوبی ائوسن و در یک حوضه کششی پشت کمانی (Asiabanha and Foden, 2012) رخ داده است. کانسار مس یمقان، مشابه با دیگر کانسارهای تیپ مانتو در ایران و شیلی محدود به یک واحد چینه‌ای خاص با سنگ میزبان آندزیت مگاپورفیر می‌باشد یا به عبارت دیگر کانسار چینه‌کران است (در شیلی مانند کانسار El Soldado، Copiapo و La Serena و Rieger et al., 2008; Wilson and Zentilli, 2006;)

تیپ کانه‌زایی

مقایسه کانسار مس یمقان با دیگر تیپ‌های کانساری مس با میزبان آتشفشانی براساس محیط تکتونیکی، سنگ میزبان، عوامل کنترل‌کننده کانه‌زایی، کانی‌شناسی، و ساخت و بافت، نشان‌دهنده بیشترین شباهت آن با تیپ‌های کانساری Volcanic Red Bed یا مانتو (Manto-type) در ایران و شیلی است (Kirkham, 1996, Lefebure and Alldrick, 1996; Kojima et al., 2009) که در این قسمت ویژگی‌های شاخص این کانسار با کانسارهای تیپ مانتو مورد مقایسه قرار می‌گیرد. کانسارهای مس مانتو شیلی در ناحیه کردیلرای ساحلی (Coastal Cordillera)، به عنوان کانسارهای مس چینه‌کران با همراهی نقره شناخته می‌شوند که در توالی آتشفشانی - رسوبی به سن مزوزوئیک رخ

کانسارهای مس ماری (Maghfouri et al., 2017)، کشت‌مهکی (Abolipour et al., 2013)، کشکویه (Boveiri et al., 2013)، کهک در ایران و کانسارهای کشور شیلی نیز گزارش شده است (Kirkham 1996; Ferenc and Rojkovic, 2001; Ramiez et al., 2002).

(Cisternas and Hermosilla, 2006) و در ایران مانند کانسارهای مس عباس‌آباد، کشکویه، کشت‌مهکی و ماری (Samani, 2001; Abolipour et al., 2012; Boveiri et al., 2013; Maghfouri and Movahednia, 2015; Maghfouri et al., 2017). ژئومتری ماده معدنی در کانسار یمقان رگه - رگچه‌ای است که این نوع ژئومتری ماده معدنی از



شکل ۱۲- (a) هیستوگرام دمای همگن شدن فراوانی مایع‌های سیال؛ (b) هیستوگرام فراوانی شوری میانبارهای سیال، (c) نمودار تعیین چگالی سیال کانه‌ساز (Bodnar, 1983) میانبارهای سیال کانسار یمقان و (d) نمودار دمای همگن شدن - شوری برای تعیین کمپلکس حامل فلز میانبارهای سیال کانه‌ساز در کانسار مس یمقان (Pirajno, 2009).

Fig. 12. (a) Histogram of homogenization temperatures of fluid inclusions, (b) Histogram of salinity of fluid inclusions, (c) Diagram of density in the fluids of the Yamaghan deposit (Bodnar, 1983), and (d) Temperature versus salinity plots (Pirajno, 2009).

با کانه‌زایی می‌باشند. مشابه با کانسارهای مس تیپ مانتو در شیلی، منشأ احتمالی مس در کانسار یمقان، توالی‌های ولکانیکی کمرپایین می‌باشد. سنگ‌های بازالتی و آندزیتی کمرپایین کانسار یمقان، دارای کانی‌های مافیک (پیروکسن، آمفیبول و البوین) هستند. این کانی‌های مافیک دارای عناصر آهن و منیزیم می‌باشند، لذا به دلیل شعاع یونی و پتانسیل یونی مشابه مس با عنصر آهن و منیزیم، مس می‌تواند در طی تبلور ماگمایی، وارد ساختمان بلوری این کانی‌های مافیک شود. در طی چرخش سیالات گرمایی، دگرسانی موجب تخریب ساختمان بلوری این کانی‌های مافیک شده، طی این فعل و انفعالات مس آزاد و وارد سیال گرمایی می‌شود. حضور پیریت‌های فرامبوئیدال در سنگ میزبان آندزیتی به عنوان عامل احیاکننده و بسترساز برای نهشت کانه‌زایی مس، یکی از ویژگی‌های مهم کانسارهای تیپ مانتو است، به طوری که سیالات گرمایی مس‌دار نشأت گرفته از توالی‌های کمرپایین، در طی صعود و حرکت به سمت بالا به این واحد آندزیتی پیریت‌دار برخورد

کانی‌های کالکوسیت، بورنیت و کالکوپیریت در گدازه‌های آندزیت (آندزیت - بازالت) پورفیری پیریت‌دار به صورت دانه‌پراکنده، رگه - رگچه‌ای و پرکننده فضای خالی در کانسارهای مانتو شیلی یافت می‌شوند (Wilson et al., 2003a, b; Wilson and Zentilli, 2006; Kojima et al., 2009). کالکوسیت و بورنیت کانه‌های اصلی در کانسار یمقان می‌باشند. این کانه‌ها در سنگ میزبان آندزیت مگاپورفیر پیریت‌دار به صورت دانه‌پراکنده، جانشین، رگه - رگچه‌ای و پرکننده فضای خالی تشکیل شده‌اند. کانسارهای مس مانتو دارای عیار مس بین ۱ تا ۴٪ هستند. نقره نیز به عنوان عنصر فرعی مهم از بیشتر این تیپ کانسارها گزارش شده است و میزان آن از ۶ تا ۸ gr/t تغییر می‌کند. کانسار یمقان نیز دارای عیار مس ۳٪ و غنی از نقره (۹۸ ppm) می‌باشد. مطالعاتی که بر روی کانسارهای مس تیپ مانتو انجام شده است نشان‌دهنده ارتباط کانه‌زایی با دگرسانی پروپیلیتی، ژئولیتی و هماتی است که این نوع دگرسانی‌ها در کانسار مس یمقان مرتبط

به وفور در افق کانه‌زایی حضور دارند و سولفیدهای مس جانشین این پیریت‌ها شده و همین عامل نشان‌دهنده نقش بسیار مهم پیریت‌های فرامبوئیدال در تشکیل کانسار مس یمقان است. با توجه به شاخصه‌های ذکر شده می‌توان کانسار مس (نقره) یمقان را در رده کانسارهای تیپ مانتو قرار داد (جدول ۴).

می‌کنند و باعث تخریب ساختمان بلوری پیریت و جدایش گوگرد از آهن می‌شوند. گوگرد آزاد شده ($\text{FeS}_2(\text{s}) + 7/2\text{O}_2(\text{aq}) +$) در اثر ترکیب با مس موجود در سیال گرمایی شرایط را برای تنشست سولفیدهای مس فراهم می‌آورد و آهن آزاد شده هم به صورت هماتیت‌های تیغه‌ای در کنار کانه‌زایی مس متبلور می‌شوند. این نوع پیریت‌ها در کانسار یمقان

جدول ۳- اندازه و خصوصیات میانبرهای سیال اندازه‌گیری شده در کانسار یمقان.

Table 3. Summary of fluid inclusion micro-thermometric data from the Yamaghan deposit.

Number	Size (μm)	Origin	Type	Mineral	Th*	Salinity (wt% NaCl)	Number	Size (μm)	Origin	Type	Mineral	Th	Salinity (wt% NaCl)
1	9	Primary	L+V	Quartz	370	4	32	9	Primary	L+V	Quartz	363	20
2	7	Primary	L+V	Quartz	260	11	33	9	Primary	L+V	Quartz	368	18
3	12	Primary	L+V	Quartz	332	16	34	9	Primary	L+V	Quartz	380	15
4	10	Primary	L+V	Quartz	320	17	35	9	Primary	L+V	Quartz	380	17
5	14	Primary	L+V	Quartz	294	14	36	9	Primary	L+V	Quartz	334	16
6	15	Primary	L+V	Quartz	344	18	37	6	Primary	L+V	Quartz	330	14
7	12	Primary	L+V	Quartz	389	20	38	9	Primary	L+V	Quartz	340	15
8	12	Primary	L+V	Quartz	260	13	39	21	Primary	L+V	Quartz	345	14
9	15	Primary	L+V	Quartz	292	14	40	9	Primary	L+V	Quartz	350	19
10	20	Primary	L+V	Quartz	230	13	41	9	Primary	L+V	Quartz	342	9
11	15	Primary	L+V	Quartz	375	14	42	12	Primary	L+V	Quartz	274	11
12	25	Primary	L+V	Quartz	385	16	43	12	Primary	L+V	Quartz	320	14
13	12	Primary	L+V	Quartz	383	20	44	9	Primary	L+V	Quartz	296	12
14	30	Primary	L+V	Quartz	390	19	45	9	Primary	L+V	Quartz	370	18
15	30	Primary	L+V	Quartz	363	21	46	20	Primary	L+V	Quartz	299	13
16	25	Primary	L+V	Quartz	349	19	47	6	Primary	L+V	Quartz	315	12
17	9	Primary	L+V	Quartz	390	22	48	12	Primary	L+V	Quartz	372	20
18	18	Primary	L+V	Quartz	338	10	49	12	Primary	L+V	Quartz	298	13
19	12	Primary	L+V	Quartz	315	11	50	18	Primary	L+V	Quartz	332	14
20	8	Primary	L+V	Quartz	312	10	51	10	Primary	L+V	Quartz	375	20
21	25	Primary	L+V	Quartz	320	12	52	12	Primary	L+V	Quartz	385	21
22	18	Primary	L+V	Quartz	363	18	53	12	Primary	L+V	Quartz	345	20
23	12	Primary	L+V	Quartz	319	10	54	12	Primary	L+V	Quartz	370	19
24	10	Primary	L+V	Quartz	290	8	55	10	Primary	L+V	Quartz	362	18
25	12	Primary	L+V	Quartz	326	11	56	8	Primary	L+V	Quartz	375	17
26	9	Primary	L+V	Quartz	318	12	57	21	Primary	L+V	Quartz	334	18
27	9	Primary	L+V	Quartz	310	13	58	15	Primary	L+V	Quartz	335	6
28	9	Primary	L+V	Quartz	298	10	59	18	Primary	L+V	Quartz	330	14
29	9	Primary	L+V	Quartz	305	12	60	20	Primary	L+V	Quartz	343	17
30	9	Primary	L+V	Quartz	355	21	61	15	Primary	L+V	Quartz	325	13
31	9	Primary	L+V	Quartz	354	19							

*Th: Homogenization temperature

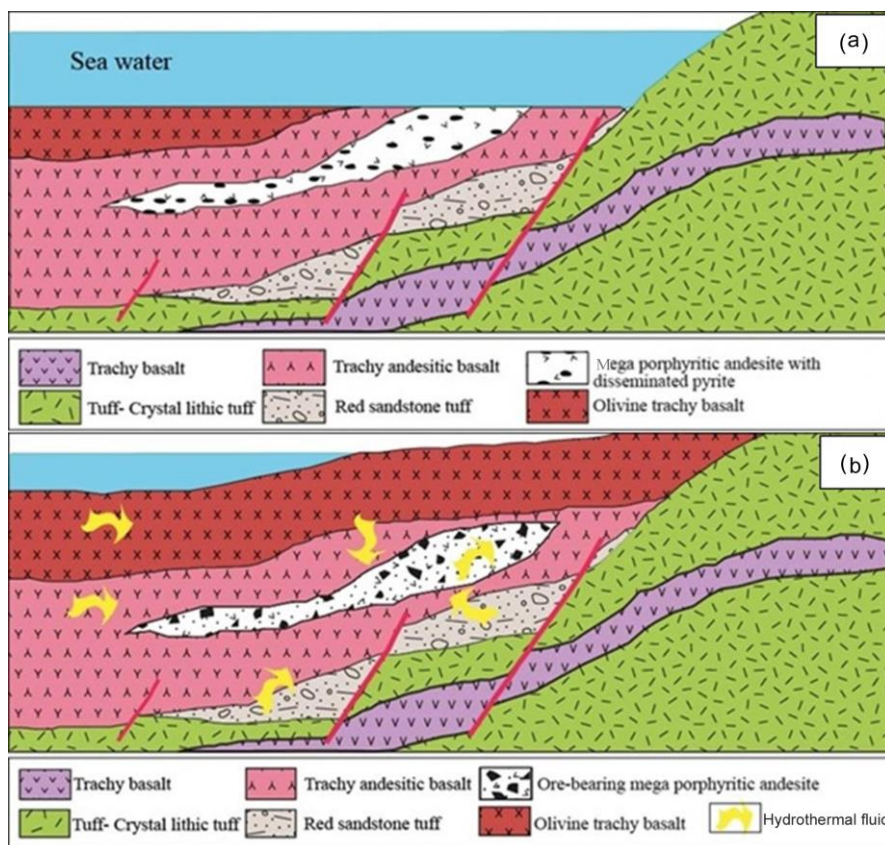
کششی ائوسن تشکیل شده است (شکل ۱۲). در مرحله اول Stage (I) فعالیت‌های آتشفشانی همزمان با خروج گدازه و تنشست سنگ‌های رسوبی در حوضه صورت گرفته است. ادامه

ژنز و نحوه تشکیل

براساس مطالعات زمین‌شناسی، ساخت و بافت و مطالعه مقاطع میکروسکوپی، کانه‌زایی یمقان در ۳ مرحله و طی تکامل حوضه

می‌گردد. این سیالات به دلیل دمای بالای محیط و تحت تأثیر گردش در میان گدازه‌های اکسیدان و توف ماسه‌ای قرمز رنگ کمربائین، از مس و دیگر عناصر کانه‌دار غنی می‌شوند. برخورد سیالات گرمایی غنی از مس با پیریت‌های فرامبوئیدال تشکیل شده در طی مرحله اول، منجر به ته‌نشست سولفیدهای مس در سنگ میزبان آندزیت مگاپورفیر می‌شود. به عبارت دیگر، پیریت‌های دیاژنتیک آندزیت مگاپورفیر محیط احیایی مناسب را برای ته‌نشست کانی‌های سولفیدی فراهم می‌کنند. به همین دلیل است که کانه‌زایی در کانسار مس یمقان محدود به یک افق چینه‌ای خاص (آندزیت مگاپورفیر) است (شکل ۱۳b). در مرحله سوم (Stage III) توسعه فرآیندهای اکسیداسیون و سوپرژن موجب تبدیل کانی‌های سولفیدی اولیه کالکوسیت (I) و بورنیت به کانی‌های ثانویه، کالکوسیت (II)، دیژنیت، کوولیت و مالاکیت می‌شود (شکل ۱۲).

فعالیت آتشفشانی منجر به تولید حجم قابل توجهی از جریان‌های گدازه می‌شود. با تبلور بلوری واحد گدازه‌ای و کاهش دمای سنگ گدازه‌ای تا دمای کمتر از ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد (Wilson and Zentilli, 1999)، شرایط برای زیست باکتری‌های بی‌هوازی فراهم می‌شود. بنابراین باکتری‌های احیاکننده گوگرد برای تولید H₂S، سولفات آب دریا را احیا می‌کنند (Hoefs, 2009). واکنش گوگرد با آهن موجود در حوضه منجر به تشکیل پیریت‌های فرامبوئیدال با بافت دانه‌پراکنده و پرکننده فضای خالی در سنگ آندزیت مگاپورفیر می‌شود (شکل ۱۳a). در مرحله دوم (II) ادامه فعالیت فوران‌های آتشفشانی و خروج حجم زیادی از سنگ‌های آندزیتی موجب افزایش دمای محیط بین ۲۰۰ تا بیش از ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد می‌شود. دفن‌شدگی واحدهای آتشفشانی منطقه، افزایش فشار و وجود مخزن ماگمایی در زیر حوضه کشتی، سبب تحرک سیالات گرمایی در میان توالی آتشفشانی - رسوبی



شکل ۱۳- تکامل تشکیل کانسار مس یمقان؛ (a) مرحله اول، فعالیت آتشفشانی باعث تشکیل سنگ‌های کمربائین و سنگ میزبان کانه‌زایی شده است. در طول نهشته شدن سنگ میزبان آندزیتی، پیریت‌های فرامبوئیدال دانه‌پراکنده در محیط احیایی تشکیل می‌شوند و (b) در طی مرحله دوم، سیالات گرمایی در اثر دیاژنز رسوبات آزاد می‌شوند و باعث شستشوی مس از سنگ‌های کمربائین و ته‌نشست آنها در سنگ‌های آندزیتی پیریت‌دار می‌شوند. در این مرحله، پیریت‌های نسل اول توسط سولفیدهای مس جانشین می‌شوند.

Fig. 13. Basin evolution with relation to mineralization at the Yamaghan deposit; (a) The earliest stage of volcanic activity was explosive, producing a variety of footwall sediments. In this stage of basin evolution, andesitic host rocks formed. During the host rock deposition, disseminated pyrites formed under reducing conditions and (b) In stage two, brine fluids derived through related late diagenesis of the sequence, leached copper from the footwall rocks, and redeposited the metal in the andesites. In this stage of mineralization, stage one pyrite was replaced by copper sulfides.

نتیجه گیری

واحد کنترل کننده چینه‌شناختی در نهشت مس نقش اساسی داشته است. براساس مطالعات میکروسکوپی، کانه‌های اصلی شامل کالکوسیت، بورنیت، کالکوپیریت و پیریت و کانی‌های ثانویه شامل کالکوسیت ثانویه، مس طبیعی، کولیت، دیژنیت، مالاکیت و هماتیت می‌باشند و آکانتیت نیز به عنوان تنها سولفید نقره براساس مطالعات الکترون میکروپروب شناسایی شده است. در این کنسار دو نوع دگرسانی قابل تشخیص است: (۱) دگرسانی‌های پروپیلیتیکی که در تمامی واحدهای سنگی منطقه مشاهده می‌شود، (۲) دگرسانی‌های مرتبط با کانه‌زایی که شامل دگرسانی‌های سیلیسی، کربناتی، کلریتی، سریسیتی، زئولیتی و هماتیتی است.

واحدهای سنگی منطقه یمقان با سن ائوسن شامل واحدهای آتشفشانی- رسوبی هستند که به‌طور عمده از واحدهای گدازه‌ای تراکی‌اندزیت بازالت، آندزیت مگاپورفیر و الیون تراکی‌بازالت تشکیل شده‌اند. کانه‌زایی مس (نقره) در کنسار یمقان، در واحد آندزیت مگاپورفیر به‌صورت چینه‌کران رخ داده است. براساس شواهدی چون ستون چینه‌شناسی کنسار یمقان، رخداد لایه‌بندی، قطعات آتشفشانی در سنگ‌های آذرآواری و بافت بالشی در جریان‌های گدازه‌ای، توالی آتشفشانی- رسوبی این کنسار در یک محیط خشکی- دریایی در زمان ائوسن ته‌نشست یافته است. واحد آندزیت مگاپورفیر میزبان کانه‌زایی در کنسار یمقان به عنوان یک

جدول ۴- مقایسه ویژگی‌های کنسار یمقان با کنسارهای تیپ مانتو در شیلی و ایران.

Table 4. Comparison of characteristics of the Yamaghan deposit with those of Manto-type deposits in Chile and Iran.

Characteristics	Yamaghan deposit	Manto-type deposits	Mari deposit	Abass-Abad deposit	Koshkoyeh deposit	Kesht-Mahaki deposit
Tectonic setting	Alborz back-arc basin	Arc and back-arc	Intra-arc magmatic basin	Subduction arc	Back-arc	Intra-arc magmatic basin
Host rock	Trachyandesite	Basalt and andesite	Trachyandesite	Volcanic units	Andesite	Crystal lithic tuff
Mineralogy	Chalcocite, Bornite, Chalcopyrite, Pyrite, Hematite	Bornite, Chalcocite, Chalcopyrite, Pyrite, Hematite, Digenite	Chalcocite, Bornite, Chalcopyrite, Pyrite, Hematite	Chalcocite, Digenite, Bornite, Covellite, Native copper	Bornite, Chalcocite, Chalcopyrite, Pyrite	Chalcocite, Bornite, Native copper, Digenite, Chalcopyrite, Covellite, Acanthite
Gangue minerals	Carbonate, Quartz, Chlorite, Epidote, Hematite, Zeolite	Carbonate, Chlorite, Quartz, Hematite	Carbonate, Quartz, Chlorite, Epidote	Quartz, Chlorite, Epidote, Calcite, Zeolite	Carbonate, Chlorite, Quartz, Hematite	Epidote, Carbonate, Chlorite, Quartz
Ag	1-98 ppm	8-23 ppm	9-216 ppm	-	6-23 ppm	1-35 ppm
Alteration	Silicic, Carbonatic, Sericitic, Chloritic, Hematitic, Zeolitic	Carbonatic, Chloritic, Sericitic, Silicic, Hematitic, Albitic	Carbonatic, Chloritic, Epidotic, Sericitic, Silicic	Sericitic, Silicic, Carbonatic, Zeolitic, Chloritic	Carbonatic, Chloritic, Sericitic, Silicic, Hematitic	Silicic, Carbonatic, Chloritic, Epidotic, Zeolitic
Geometry	Stratabound	Stratabound	Stratabound	Stratabound	Stratabound	Stratabound
Textures	Open space filling, disseminated, vein-veinlets, replacement	Open space filling, disseminated, vein-veinlets, replacement	Open space filling, disseminated, vein-veinlets, replacement	Open space filling, disseminated, vein-veinlets,	Open space filling, disseminated, vein-veinlets, replacement	Open space filling, disseminated, vein-veinlets, replacement
Age of host rocks	Eocene	Cretaceous	Eocene	Eocene	Eocene	Lower Cretaceous
Temperature and salinity	230-390°C/4-21% NaCl equiv.	150-300°C/15-30% NaCl equiv.	-	90-268°C/3.4-22% NaCl equiv.	178-240°C/25-34% NaCl equiv.	128-145°C/20-22% NaCl equiv.
Ore controlling parameter	Pyrite and host rock	Pyrite, organic matter and host rock	Pyrite and host rock	Pyrite, organic matter and host rock	Pyrite, organic matter and host rock	Pyrite and host rock
Type of deposit	Manto-type	Manto-type	Manto-type	Manto-type	Manto-type	Manto-type
Reference	This study	Kirkham (1996)	Maghfouri et al. (2017)	Samani (2001)	Apolipour et al. (2012)	Boveiri et al. (2013)

سولفیدهای مس نظیر بورنیت و کالکوسیت جانشین پیریت‌های فرامبوئیدال تشکیل شده در مرحله قبل می‌شوند. در مرحله سوم، کانی‌های سولفیدی تحت تأثیر سوپرژن و هوازدگی قرار می‌گیرند. نتایج مطالعه میانبارهای سیال حاکی از آن است که کانی‌سازی مس از ته‌نشست سیالات با منشأ گرمابی که مس را به‌طور غالب

براساس مطالعات بافتی، این کنسار طی سه مرحله تکامل یافته است. در طی مرحله اول، عامل کنترل کننده کانه‌زایی یعنی پیریت‌های فرامبوئیدال در اثر دیازنز تشکیل می‌شوند. در مرحله دوم، کانی‌های سولفیدی بعد از تشکیل و تحکیم سنگ میزبان و در طی چرخش سیالات گرمابی ته‌نشست می‌یابند. به عبارت دیگر،

ماده معدنی، توالی آتشفشانی- رسوبی میزبان کانه‌زایی، کانی‌شناسی و دگرسانی، بیشترین شباهت را با کانسارهای تیپ مانتو در شیلی و ایران دارد.

تشکر و قدردانی

نویسندگان مراتب سپاس خود را از دانشگاه تربیت مدرس و سازمان توسعه و نوسازی معادن و صنایع معدنی ایران (ایمیدرو) ابراز می‌دارند. همچنین لازم است از نقطه‌نظرات ارزشمند داوران محترم که موجب غنای بیشتر مطالب شد سپاسگزاری شود.

توسط کمپلکس کلریدی (Cl) حمل کرده، صورت گرفته است. براساس نتایج الکترون میکروپروب، کانی بورنیت در دمای بیش از ۳۰۰ درجه تشکیل شده است که این منطبق بر داده‌های میانبرهای سیال می‌باشد. همچنین مطالعات الکترون میکروپروب، غنی‌شدگی نقره همراه با افزایش آهن و مس، علاوه بر وجود آن در کانی‌های سولفیدی از جمله کالکوسیت و بورنیت به‌صورت کانی غنی از نقره را در کانسار یمقان نشان می‌دهد. براساس مطالعات صورت گرفته در این پژوهش، کانسار مس یمقان با توجه به پارامترهایی همچون محیط تکتونیکی، ساخت و بافت و ژئومتری

منابع

- Abolipour, M., Rastad, E., Rashidnejad, N., 2012. Role of pyrobitumen and pyrite in the Kashkouieh Manto-type deposit, Rafsanjan. 30th Symposium on Earth Sciences, Tehran, Geological Survey of Iran (in Persian with English abstract).
- Aghazadeh, M., Castro, A., Rashidnejad Omran, N., Emami, M.H., Moinvaziri, H., Badrzadeh, Z., 2010. The gabbro (shoshonitic)-monzonite-granodiorite association of Khankandi pluton, Alborz Mountains, NW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 38, 199-219.
- Allen, M.B., Ghassemi, M.R., Shahrabi, M., Qorashi, M., 2003. Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. *Journal of Structural Geology* 25, 659-672.
- Asiabanha, A., Bardintzeff, J.M., Kananian, A., Rahimi, G., 2012. Post-Eocene volcanics of the Abazar district, Qazvin, Iran: Mineralogical and geochemical evidence for a complex magmatic evolution. *Journal of Asian Earth Sciences* 45, 79-94.
- Asiabanha, A., Foden, J., 2012. Post-collisional transition from an extensional volcano-sedimentary basin to a continental arc in the Alborz Ranges, N-Iran. *Lithos* 148, 98-111.
- Bazargani-Guilani, K., Parghekani, M., Nekouvaght Tak, M., 2008. Mineralization in the Tarom Mountains with special reference to the Barik-Ab Pb-Zn (Cu) deposit, west-central Alborz, 2nd IASME/WSEAS International Conference on Geology and Seismology (GES '08), Feb. 23-25, 2008, Cambridge, UK.
- Behzadi, A., 1994. Economic geology of Qebleh-Bolagh Cu deposit, Tarom zone. M.Sc. Thesis, Shahid Beheshti University, 170 p. (in Persian with English abstract).
- Bodnar, R.J., 1983. A method of calculating fluid inclusion volumes based on vapor bubble diameters and P-V-T-X properties on inclusion fluids. *Economic Geology* 78, 534-542.
- Boric, R., Halmgren, C., Wilson, N.S.F., Zentilli, M., 2002. The geology of El Soldado Manto type Cu (Ag) deposit, Central Chile. In Porter, T.M. (ed.) *Hydrothermal iron-oxide copper-gold and related deposits: A global perspective*. v. 2, PGC publications, Adelaide, p. 1-22.
- Boveiri, M., Rastad, E., Kojima, S., Rashidnejad, N., 2013. Volcanic redbed-type copper mineralization in the Lower Cretaceous volcano-sedimentary sequence of the Keshtmahaki deposit, southern Sanandaj-Sirjan zone, Iran. *Neues Jahrbuch für Mineralogie* 107-121.
- Chavez, W., 1985. Geological setting and the nature and distribution of disseminated copper mineralization of the Mantos district, Antofagasta Province, Chile. Ph.D. thesis, California University, Berkeley, USA, 142 p.
- Cisternas, M.G., Hermosilla, J., 2006. The role of bitumen in strata-bound copper deposit formation in the Copiapó area, northern Chile. *Mineraeum Deposita* 41, 339-355.
- Esmali, M., Lotfi, M., Nezafati, N., 2015. Fluid inclusion and stable isotope study of the Khalyfehlou copper deposit, southeast Zanjan, Iran. *Arabian Journal of Geosciences* 8, 9625-9633.
- Ferenc, S., Rojkovic, I., 2001. Copper mineralisation in the Permian basalts of the Hronicum Unit, Slovakia.
- Hirayama, K., Samimi, M., Zahedi, M., Hushmand-zadeh, A., 1966. Geology of Tarom district, western part (Zanjan area north-west Iran), Geological Survey of Iran.
- Hoefs, J., 2009. *Stable Isotope Geochemistry*, Springer, Sixth Edition.
- Holmgren, C., 1987. Antecedentes para un modelo genético del yacimiento El Soldado, V region de Valparaiso, Chile. *Reviews Geology Chilena*, 30, 3-18.
- Hosseinzadeh, M.R., Maghfouri, S., Moayyed, M., Rahmani, A., 2016. Khalifehlu deposit: High-sulfidation epithermal Cu-Au mineralization in the Tarom magmatic zone, north Khoramdareh. *Quarterly Journal of Geosciences* 25 (99), 179-194 (in Persian with English abstract).
- Kirkham, R.V., 1996. Volcanic Red Bed Copper, Geological Survey of Canada, Canadian Mineral Deposit Types, v. 8, p. 241-252.
- Kojima, S., Tristá-Aguilera, D., Hayashi, K.I., 2009. Genetic aspects of the Manto-type copper deposits based on geochemical studies of north Chilean deposits. *Resource Geology* 59(1), 87-98.

- Lefebure, D.V., Aldrick, D.J., 1996. Sediment-Hosted Cu \pm Ag \pm Co; In Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles, Volume 2: Metallic Deposits: D.V. Lefebure and T. Hoy (eds.), British Columbia Ministry of Employment and Investment, Open-File Report, 1996-13, 13–16.
- Levi, B., 1969. Burial metamorphism of a Cretaceous volcanic sequence west from Santiago, Chile. *Contrib. Mineralogy and Petrology* 24, 30–49.
- Love, L.G., Vanguetane, M., 1973. Polyframboidal pyrite of the Rochelinal pyrite beds (Belgian Ardennes). *Science Journal of Societe Geologique Belgique* 96, 374–360.
- Maghfouri, S., Hosseinzadeh, M.R., Moayyed, M., Movahednia, M., Choulet, F., 2017. Geology, mineralization and sulfur isotopes geochemistry of the Mari Cu (Ag) Manto-type deposit, northern Zanjan, Iran. *Ore Geology Reviews* 81, 10–22.
- Maghfouri, S., Movahednia, M., Lai, C.-K., 2015. Geology and mineralization of Abbas Abad (Shahrood) copper deposits and their comparison with Manto-type copper deposits. 18th Symposium of the Geological Society of Iran, Tarbiat Modares University, Iran (in Persian).
- Maksaev, V., Zentilli, M., 2002. Chilean strata-bound Cu-(Ag) deposits: An overview; in Porter, T.M. (ed.), *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold and Related Deposits: A Global Perspective*. PGC Publishing, Adelaide 2, 185–205.
- Mehrabi, B., Ghasemi Siani, M., Azizi, H., 2014. The genesis of the epithermal gold mineralization at North Glojeh veins, NW Iran. *International Journal of Sciences: Basic and Applied Research (IJSBAR)* 15, 479–497.
- Nabatian, G., Ghaderi, M., Daliran, F., Rashidnejad-Omran, N., 2013. Sorkhe-Dizaj iron oxide-apatite ore deposit in the Cenozoic Alborz-Azərbayjan magmatic belt, NW Iran. *Resource Geology* 63(1), 42–56.
- Nazari, H., Salamati, R., 1998. Geological map of Roudbar, scale 1: 100,000, Geological Survey of Iran.
- Oliveros, V., Feraud, G., Aguirre, L., Ramirez, L., Fornary, M., Palacios, C., 2008. Detailed $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of geologic events associated with the Mantos Blancos copper deposit, northern Chile. *Mineraleum Deposita* 43, 281–293.
- Oyarzun, R., Ortega, L., Sierra, J., Lunar, R., Oyarzun, J., 1998. Cu, Mn and Ag mineralisation in the Quebrada Marquesa Quadrangle, Chile: The Talcuna and Arqueros Districts. *Mineraleum Deposita* 33, 547–559.
- Palacios, C., 1977. Metamorfismo regional en rocas volcánicas jurásicas en el norte de Chile. *Estudios Geology* 33, 11–16.
- Pirajno, F., 2009. *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Springer, Berlin, Germany, 1250 p.
- Ramdohr, P., 1980. *The ore minerals and their intergrowth*, 2nd Ed, Pergamon, Press.
- Ramirez, L.E., Palacios, C., Townley, B., Parada, M.A., Sial, A.N., Turiel, J.L.F., Gimeno, D., Valles, M.G., Lehmann, B., 2006. The Mantos Blancos copper deposit: an upper Jurassic breccia-style hydrothermal system in the Coastal Range of northern Chile. *Mineraleum Deposita* 41, 246–258.
- Rieger, A., Schwark, L., Cisternas, M.E., Miller, H., 2008. Genesis and evolution of bitumen in Lower Cretaceous lavas and implications for strata-bound copper deposits, north Chile. *Economic Geology* 103, 387–404.
- Samani, B., 2001. Metallogeny of Manto-type deposits in Iran, 6th Symposium on Iranian Geosciences, Iran (in Persian with English abstract).
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H., Alderton, D.H., 1985. *A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies*, Blackie and Son, 239 p.
- Shiba, M., Kawamura, T., Kojima, S., 2006. Petrological study on the low-grade metamorphism of the Jurassic andesitic rocks distributed in the Coastal Cordillera, northern Chile, Vol. 2. *Actas XI Congreso Geológico Chileno, Antofagasta*, 303–306.
- Shelton, L.K., McMenamy, A.T., 2004. Deciphering the complex fluid history of a greenstone-hosted gold deposit: fluid inclusion and stable isotope studies of the giant mine, Yellowknife, Northwest Territories, Canada. *Economic Geology* 99, 1643–1663.
- Tristá-Aguilera, D., Barra, F., Ruiz, J., Morata, D., Talavera-Mendoza, O., Kojima, S., Ferraris, F., 2006. Re–Os isotope systematics for the Lince–Estefanía deposit: constraints on the timing and source of copper mineralization in a stratabound copper deposit, Coastal Cordillera of northern Chile. *Mineraleum Deposita* 41, 99–105.
- Vergara, M., Levi, B., Nystrom, J.O., Cancino, A., 1995. Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism, extension, and subsidence in the Coast Range of Central Chile. *Geological Society of America Bulletin* 107(12), 1427–1440.
- Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95, 185–187.
- Wilson, N.S.F., 2000. Organic petrology, chemical composition, and reflectance of pyrobitumen from the El Soldado Cu deposit, Chile. *International Journal of Coal Geology* 43, 53–82.
- Wilson, N.S.F., Zentilli, M., 1999. The role of organic matter in the genesis of the El Soldado volcanic-hosted Manto-type Cu deposit, Chile. *Economic Geology* 94, 1115–1136.
- Wilson, N.S.F., Zentilli, M., 2006. Association of pyrobitumen with copper mineralization from the Uchumi and Talcuna districts, central Chile. *International Journal of Coal Geology* 65, 158–169.
- Wilson, N.S.F., Zentilli, M., Reynolds, P.H., Boric, R., 2003a. Age of mineralization by basinal fluids at the El Soldado Manto-type Cu deposit, Chile: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of K-feldspar. *Chemical Geology* 197, 161–176.
- Wilson, N.S.F., Zentilli, M., Spiro, B., 2003b. A sulfur, carbon, oxygen, and strontium isotope study of the volcanic-hosted El Soldado Manto-type Cu deposit, Chile: The essential role of bacteria and petroleum. *Economic Geology* 98, 163–174.

- Yasami, N., Ghaderi, M., Madanipour, S., Taghilou, B., 2017. Structural control on overprinting high-sulfidation epithermal on porphyry mineralization in the Chodarchay deposit, northwestern Iran. *Ore Geology Reviews* 86, 212–224.
- Zentilli, M., Munizaga, F., Graves, M.C., Boric, R., Wilson, N.S.F., Mukhopadhyay, P.K., Snowdon, L.R., 1997. Hydrocarbon involvement in the genesis of ore deposits: an example in Cretaceous strata-bound (Manto-type) copper deposits of central Chile. *International Geology Reviews* 39, 1–21.

