



Geology and geochemistry of the Chorán porphyry-epithermal Cu-Au deposit in the Dehej-Sarduveyeh subzone, Urumieh-Dokhtar magmatic arc

Alireza Zarasvandi^{1*} , Majid Tashi² , Mohsen Rezaei³ , Adel Saki⁴ , Fardin Mousivand⁵

¹ Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

² Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

³ Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

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

⁵ Associate Professor, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 05 July 2020
Revised: 18 January 2021
Accepted: 24 January 2021

Keywords

Cu-Au
Choran
Porphyry
High-sulphidation Epithermal
Plagioclase and Biotite chemistry

*Corresponding author

Alireza Zarasvandi
✉ zarasvandi_a@scu.ac.ir

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

Iran hosts numerous porphyry and epithermal ore deposits which have mostly been formed at discrete time periods within different tectonic assemblages. Porphyry and epithermal ore deposits are considered to be the important sources of base metals in Iran. Well-known porphyry deposits include the Sarcheshmeh, Meiduk, Sungun, (Shahabpour and Kramers, 1987; Hezarkhani and Williams, 1998; Taghipour et al., 2008), and well-known epithermal deposits include the Sari Gunay, Chah Zard, Touzlar, and Narbaghi (Richards et al., 2006, Kouhestani et al., 2012, Heidari et al., 2018). The Chorán deposit exists in the Urumieh-Dokhtar Magmatic Belt (UDMB). This deposit is located in the southern part of the Cenozoic Urumieh-Dokhtar Magmatic Belt, 70 km SW of Bardsir city, SE Iran. In this area, mineralization is associated with Oligocene - Miocene quartz diorite and granodiorite intrusions emplaced within Eocene volcanic-pyroclastic sequences. This study has focus on the spatial and temporal relationships between the porphyry and epithermal styles of mineralization in this area.

How to cite this article

Zarasvandi, A., Tashi, M., Rezaei, M., Saki, A. and Mousivand, F., 2022. Geology and geochemistry of the Chorán porphyry-epithermal Cu-Au deposit in the Dehej-Sarduveyeh subzone, Urumieh-Dokhtar magmatic arc. *Journal of Economic Geology*, 14(1): 39–66. (in Persian with English abstract)
<https://dx.doi.org/10.22067/ECONG.2021.52017.87614>



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

Materials and methods

A camp was set up in the field and sampling was performed during the 2017-2018. During the field observations, 286 rock samples were collected from the outcrops and drill core, and 67 thin sections were prepared and studied using a polarizing microscope in the Shahid Chamran University of Ahvaz. In order to correctly characterize the chemical composition of silicates (plagioclase and biotite), samples with least traces of alteration have been selected. The chemical composition of plagioclase and biotite were determined on the carbon coated thin section samples using an Electron Probe Micro Analyzer (EPMA). All the analyses were conducted at the Montanuniversität Leoben, Austria using a superprobe Jeol JXA 8200 instrument.

Results

Based on drill core logging and petrographic studies, mineralization in the Chorán deposit is mainly accompanied with granodiorite intrusions. Overall, both hypogene and supergene mineralizations have been identified in the study area. The hypogene mineralization mainly occurs as disseminated blebs and veins which consist of pyrite, arsenopyrite and chalcopyrite with minor amounts of sphalerite. The supergene mineralizations that involve chalcocite and covellite. The first generation of hydrothermal veins (A-type) are characterized by assemblages of quartz + K-feldspar ± magnetite occurring roughly in the potassic alteration. This is followed by B-type veins characterized by assemblages of quartz + pyrite + chalcopyrite + feldspar ± biotite ± magnetite ± calcite. Type C veinlets (1 mm to 5 cm width) contain quartz + pyrite ± chalcopyrite and exhibit an intense stockwork texture in the potassic and phyllic alteration zones. The supergene sulfide zone is dominated by chalcopyrites and it is completely or

partly replaced by chalcocite, digenite, and covellite. The hydrothermal alteration consisting of sodic-potassic, potassic, phyllic alunite and kaolinite are associated with granodiorite and quartz diorite intrusions. The result of EPMA analyses showed that all of the plagioclases in granodiorite and quartz diorite are consistently of andesine type. Based on the diagram of $Al / (Ca + Na + K)$ (a.p.f.u) vs. An%, (Williamson et al., 2016) plagioclase samples of granodiorite intrusions plot collectively in the field of fertile calc-alkaline rocks associated with porphyry mineralization, while the quartz diorite samples are mostly plotted in the barren field. The results of biotite analyses indicate that all biotites of granodiorite and quartz diorite intrusions are of Mg-biotite type. The amounts of IV (F), IV (Cl), and IV (F/Cl) in the biotites of quartz diorite and granodiorite are between (2.28 to 4.08), (-5.62 to -5.52), (7.87 to 9.64) and (2.03 to 2.45), (- 5.81 to -5.66), (7.74 to 8.18), respectively.

Discussion

Most of the characteristics of the Chorán Cu-Au deposit, i.e. geological setting, textural and structural, mineralogical with alteration features, are analogous to that of porphyry systems having high-sulphidation epithermal lithocap (Hedenquist et al., 1998; Muntean, 2001; Sillitoe, 2010).

Acknowledgements

This research was made possible by a grant (No: SCU.EG98.582) from the office of vice-chancellor for research and technology, Shahid Chamran University of Ahvaz. We acknowledge their support. The fifth author expresses his appreciation to the University of Shahrood Grant Commission for research funding.



بررسی زمین‌شناسی و زمین‌شیمی کانسار مس - طلای پورفیری - اپی‌ترمال چوران در زیر پهنه دهج - ساردوئیه از کمان ماگمایی ارومیه - دختر

علیرضا زراسوندی^{۱*}، مجید طاشی^۲، محسن رضایی^۳، عادل ساکی^۴، فردین موسیوند^۵

^۱ استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

^۲ دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

^۳ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

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

^۵ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

چکیده

اطلاعات مقاله

کانسار مس - طلای چوران در ۷۰ کیلومتری شهرستان بردسیر و در بخش جنوبی کمربند ماگمایی ارومیه - دختر قرار گرفته است. کانه‌زایی در این منطقه مرتبط با توده‌های گرانودیوریت و کوارتز دیوریت با سن الیگو-میوسن است که در توالی آتشفشانی-رسوبی ائوسن نفوذ کرده‌اند. کانه‌زایی از عمق به سطح به ترتیب شامل کانه‌های مگنتیت، پیریت، کالکوپیریت، آرسنوپیریت، اسفالریت، گالن و تورمالین است. در قسمت‌های سطحی کانسار رگه‌های سیلیسی سولفیدی با ضخامت‌های متغیر (۵۰ تا ۱۵۰ سانتی‌متر) دیده می‌شود. عمده دگرسانی‌ها در این کانسار از عمق به سطح، شامل دگرسانی‌های سدیک-کلسیک، پتاسیک، فلیک (مربوط به یک سامانه پورفیری)، آرژیلیک، آلونیت (مربوط به یک سامانه اپی‌ترمال) و در قسمت‌های سطحی دگرسانی سیلیسیک است. بر اساس بررسی‌های شیمی سیلیکات، پلاژیوکلزهای توده‌های گرانودیوریت و کوارتز دیوریت از نوع آندزین است. بر اساس نمودار $Al / (Ca + Na + K) (apfu)$ در مقابل $An\%$ ، کلیه پلاژیوکلزهای توده گرانودیوریتی کانسار چوران در محدوده نفوذی‌های کانه‌دار و پلاژیوکلزهای کوارتز دیوریت در محدوده نفوذی‌های نابارور به سمت بارور قرار گرفته است. میزان فلوتور $IV(F)$ ، کلر $IV(Cl)$ و نسبت فلوتور به کلر $IV(F/Cl)$ در بیوتیت‌های کوارتز دیوریت، به ترتیب ۲/۲ تا ۴/۰، ۵/۶ تا ۵/۵، ۷/۸ تا ۹/۶ و در گرانودیوریت به ترتیب ۲/۰ تا ۲/۴، ۵/۸ تا ۵/۶ و ۷/۷ تا ۸/۱ است. با توجه به ویژگی‌هایی مانند تغییرات نوع کانه‌زایی، دگرسانی و مشاهدات صحرائی می‌توان اظهار داشت، که کانسار مس - طلای چوران مثالی از یک سامانه انتقالی پورفیری به لیتوکپ اپی‌ترمال سولفیداسیون بالاست.

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۴/۱۵

تاریخ بازنگری: ۱۳۹۹/۱۰/۲۹

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۱۱/۰۵

واژه‌های کلیدی

مس - طلا

چوران

پورفیری

اپی‌ترمال سولفیداسیون بالا

شیمی پلاژیوکلز و بیوتیت

نویسنده مسئول

علیرضا زراسوندی

zarasvandi_a@scu.ac.ir ✉

استناد به این مقاله

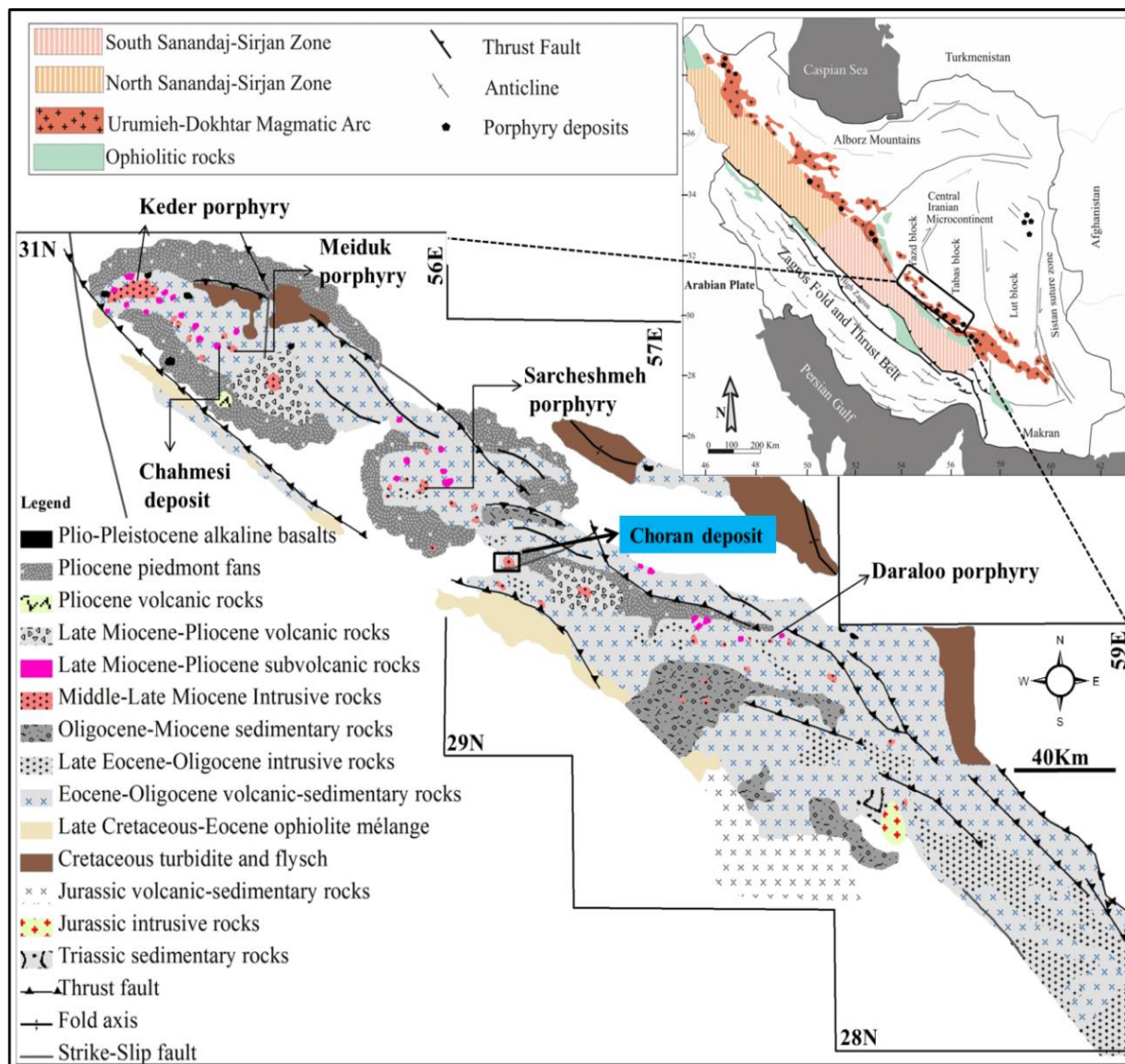
زراسوندی، علیرضا؛ طاشی، مجید؛ رضایی، محسن؛ ساکی، عادل و موسیوند، فردین، ۱۴۰۱. بررسی زمین‌شناسی و زمین‌شیمی کانسار مس - طلای پورفیری اپی‌ترمال چوران در زیر پهنه دهج - ساردوئیه از کمان ماگمایی ارومیه - دختر. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۴(۱): ۳۹-۶۶.

<https://dx.doi.org/10.22067/ECONG.2021.52017.87614>

مقدمه

واقع شده است. این کانسار از لحاظ تقسیمات ساختاری در زیر پهنه دهج - ساردوئیه از کمان ماگمایی ارومیه - دختر قرار دارد (شکل ۱).

کانسار مس - طلا چوران با مختصات جغرافیایی ۲۹ درجه و ۴۴ دقیقه و ۲۸ ثانیه عرض شمالی و ۵۶ درجه و ۱۱ دقیقه و ۲۹ ثانیه طول شرقی در ۶۵ کیلومتری جنوب غرب شهرستان کرمان



شکل ۱. کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان که میزبان کانسارهای مس پورفیری همچون سرچشمه، میدوک، دره‌آلو، کدر و کانسارهای اپی‌ترمال چوران و چاه مسی است (Shafiei et al., 2009).

Fig. 1. Kerman Cenozoic magmatic arc that hosting several giant and large copper porphyry deposits such as Sarcheshmeh, Meiduk, Daraloo, Keder and epithermal systems such as Chorán and Chahmesi, Modified after Shafiei et al. (2009).

بسیار نزدیکی وجود دارد و معمولاً کانسارهای اپی‌ترمال در قسمت بالای یک کانسار پورفیری و با فاصله کمی از این کانسارها قرار گرفته‌اند. هدف از این پژوهش، بررسی و بحث در مورد تغییرات کانه‌شناسی و انواع رگه‌های کانه‌دار، تغییرات زون‌های دگرسانی از یک زون پورفیری در عمق به سمت یک زون کانه‌زایی اپی‌ترمال در سطح و بحث در مورد شیمی سیلیکات توده‌های نفوذی مرتبط با کانه‌زایی در این کانسار است.

روش مطالعه

برای انجام بررسی‌های زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی، بررسی کانه‌زایی و زون‌های دگرسانی، بازدیدهای صحرایی از منطقه چوران در سال‌های ۹۵-۹۶ به عمل آمد. در این بازدیدها تعداد ۷۸ نمونه از رگه‌های سیلیسی-سولفیدی و توده‌های نفوذی برداشت‌شد. همچنین برداشت نمونه‌های مغزه‌های حفاری در سال ۱۳۹۶ انجام شد که در این برداشت در مجموع ۱۲۰۰ متر مغزه حفاری بررسی شد و تعداد ۲۰۸ نمونه از عمق‌های مختلف مغزه‌های کانسار چوران انتخاب شد. برای بررسی‌های کانه‌نگاری، کانی‌شناسی و دسته‌بندی انواع رگه - رگچه‌های کانه‌دار در کانسار چوران، تعداد ۶۷ مقطع نازک و نازک-صیقلی در آزمایشگاه کانه‌نگاری دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید چمران اهواز تهیه و بررسی شد. همچنین برای بررسی بر روی شیمی کانی‌های پلاژیوکلاز و بیوتیت توده‌های نفوذی در کانسار چوران به روش ریزکاوا الکترونی^۱ در آزمایشگاه دانشگاه مونتانا شهر لئون کشور اتریش انجام شد. در این راستا، پس از آماده‌سازی مقاطع و پس از ایجاد پوشش کربن بر روی مقاطع انتخابی، تعیین ترکیب شیمیایی پلاژیوکلاز و بیوتیت در مجموع در ۴۹ نقطه آنالیزی توسط روش ریزکاوا الکترونی مدل Jeol JXA 8200 انجام شد. بررسی شیمی پلاژیوکلازها بر اساس ۸ اتم اکسیژن محاسبه شد. همچنین فرمول و شاخص‌های شیمیایی بیوتیت‌ها مورد آنالیز نیز بر اساس ۲۲ اتم اکسیژن نرم‌افزار میکا پلاس^۲

این زون ساختاری در اثر فرورانش لیتوسفر اقیانوسی به زیر ایران مرکزی (که به متاسوماتیز و ذوب‌بخشی لبه فرورونده در طول دوره کوه‌زایی آلپی منجر شده است)، ایجاد شده است (Takin, 1972; Berberian et al., 1982; Alavi, 1994). در اثر این فرورانش، توده‌های نفوذی مزوزوئیک پسین و پالئوژن درون سنگ‌های رسوبی کرتاسه نفوذ کرده‌اند. زون ارومیه-دختر با حضور تعداد زیادی کانسار پورفیری بزرگ و کوچک مرتبط با توده‌های گرانیتوئیدی و کانسارهای اپی‌ترمال به مهم‌ترین منطقه مس و طلاخیز ایران شهرت یافته است (Shafiei, 2012). از جمله این کانه‌زایی‌های پورفیری می‌توان به کانسارهای عظیم مس پورفیری سرچشمه (Mt @ 0.6% Cu and 0.02% Mo)، سونگون (0.01% M and 0.7% Mt @ 500)، کانسارهای متوسط نظیر میدوک و چندین کانسار کوچک نظیر چاه فیروزه، کدر، دالی، دره زرشک و علی‌آباد اشاره کرد (Hezarkhani and Williams, 1998; Zarasvandi et al., 2005; Shafiei and Shahabpour, 2008; Taghipour et al., 2008). همچنین از کانسارهای مرتبط با سامانه‌های اپی‌ترمال در این کمان ماگمایی می‌توان به کانسارهای نرباغی، توزلار، چاه زرد و ساری‌گونی نیز اشاره کرد (Richards et al., 2006; Kouhestani et al., 2012). به همین دلیل، یکی از مهم‌ترین جایگاه‌های تشکیل کانسارهای پورفیری و اپی‌ترمال را می‌توان موقعیت‌های برخوردی و پس از برخوردی همچون زون ماگماتیسیم ارومیه-دختر دانست. بر اساس پژوهش‌های افرادی مانند هدنکوئیست و همکاران (Hedenquist et al., 1998)، هدنکوئیست (Hedenquist, 2000)، سیلتو (Sillitoe, 2010)، مونتیان (Muntean, 2001) بر روی کانسارهای پورفیری و اپی‌ترمال و بررسی بر روی سامانه‌های انتقالی پورفیری به اپی‌ترمال در شمال شیلی (Franchini et al., 2015)، بررسی کانسار پورفیری-اپی‌ترمال در آرژانتین (Chang et al., 2011) و بررسی کانسارهای پورفیری-اپی‌ترمال در فیلیپین، نشان داده است که بین کانسارهای پورفیری و اپی‌ترمال سولفیداسیون بالا ارتباط

فعالیت‌ها نیز در دوره زمانی ائوسن میانی رخ داده است (Berberian and King, 1981). همچنین عمده فعالیت ماگماتیسم و کانه‌زایی مس در زون ساختاری ارومیه-دختر مربوط به سه دوره زمانی، (۱) ائوسن - الیگوسن (Ahmadian et al., 2009)، (۲) الیگوسن میانی و پسین (Kirkham and Dunne, 2000) و (۳) میوسن میانی و پسین (Shahabpour and Kramers, 1987) است. بیشتر کانسارهای مس پورفیری شناخته‌شده در ایران در کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان روی داده است (Shafiei et al., 2009; Richards et al., 2012). کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان با طول ۴۵۰ کیلومتر و عرض ۶۰ تا ۸۰ کیلومتر (شکل ۱) در بخش‌های جنوب‌شرقی کمان ماگمایی ارومیه - دختر رخنمون دارد (Asadi et al., 2014). غالب پورفیری‌زایی‌های این کمان هم‌زمان یا پس از جایگزینی استوک‌های پورفیری در میوسن میانی - پایانی رخ داده است. کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان یا کمر بند مس کرمان، با میزبانی از کانسار عظیم مس پورفیری همچون سرچشمه، میدوک و چاه‌مسی و سامانه‌های اپی‌ترمال (Shafiei et al., 2009)، بیشترین ذخایر مس پورفیری و اپی‌ترمال را داراست (شکل ۱).

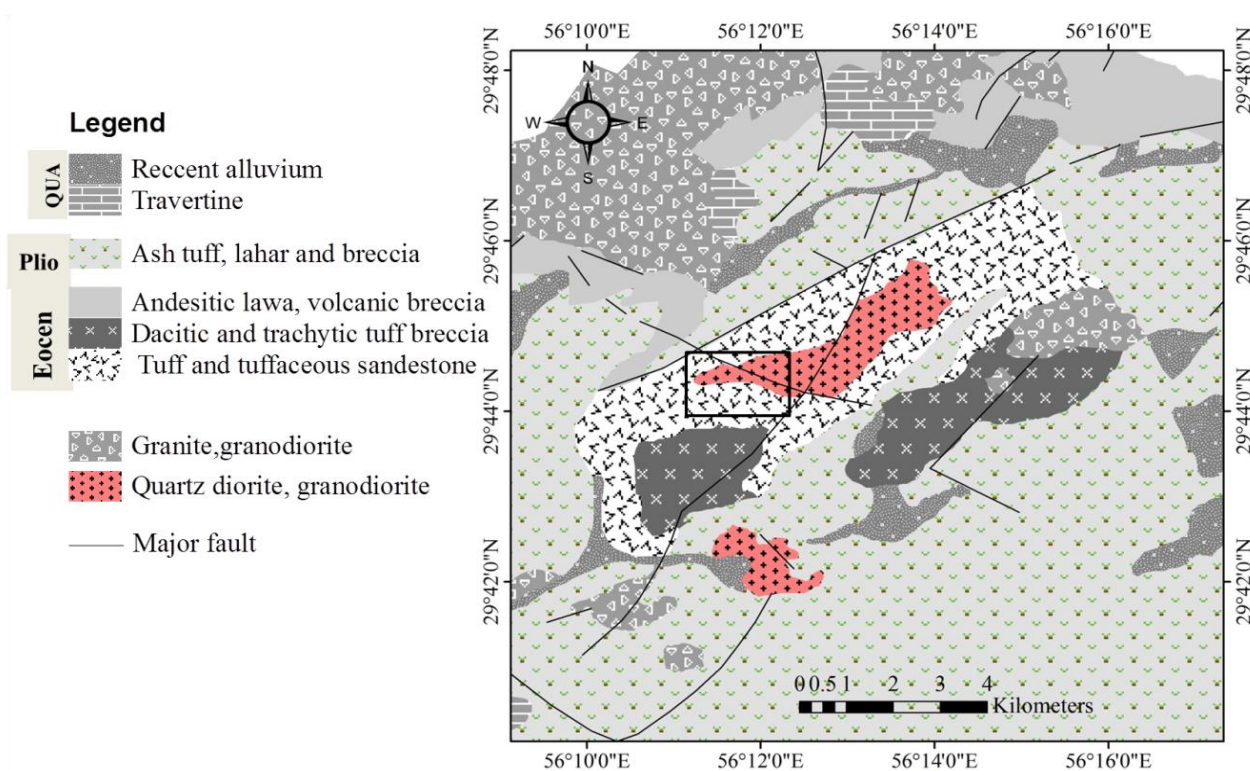
منطقه معدنی چوران با وسعت تقریبی ۹ کیلومتر مربع در نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ سیرجان (Hosini et al., 1994) و ۱:۱۰۰۰۰۰ چهار گنبد (Khan nazer, 1995) قرار دارد. واحدهای رخنمون‌یافته در این محدوده بیشتر شامل سنگ‌های حاصل از ولکانیسم ائوسن از جنس توف (EVT) و ولکانیک‌های آندزیتی (Ean) و توده‌های نفوذی حدواسط گرانودیوریت تا کوارتزدیوریت و به میزان محدود گرانیت و آپلیت است. توالی‌های پلیوسن در این منطقه شامل لاهار، مارن و کنگلومراست که در بخش‌هایی از شمال، شمال‌باختر، جنوب‌خاور و جنوب‌باختر محدوده گسترش دارند (شکل ۲ و شکل ۳). از جمله توده‌های نفوذی مرتبط با کانه‌زایی در این محدوده معدنی، توده‌های حدواسط گرانودیوریت و کوارتز دیوریت است.

محاسبه شد (Yavuz, 2003). آنالیز در شتاب‌دهنده ولتاژ ۲۰kV و باریکه جریان ۲۰nA انجام شد. از باریکه لیزر با قطر حدود 1 μm با زمان شمار متغیر ۲ تا ۱۰۰ ثانیه استفاده شد. برای بررسی شیمی عناصر Mg, Al, Ti, Si, Ca, Na, K, F, Cl, Mn, Fe از استانداردهای آدولاریا، آتاکامیت، رودونیت، تیتانیت، فلنوریت، لابرادوریت، ولاستونیت و الیون استفاده شد. حد تشخیص به صورت wt.% و در نرم‌افزار نصب‌شده بر روی دستگاه ریزکاوالکترونی محاسبه می‌شود. لازم به بیان است که حد تشخیص برای عنصر Na ۰/۰۲ و برای F ۰/۲۵ است. این حدود برای Fe, Ti, Ca, K, Al, Si, Mg و Cl ۰/۰۱ و در نهایت برای Fe, Ti و Mn برابر ۰/۰۳ درصد وزنی است.

بحث و بررسی

زمین‌شناسی ناحیه‌ای و منطقه معدنی

منطقه مورد بررسی، بخش کوچکی از جنوب‌شرقی زون ماگمایی ارومیه - دختر در حاشیه جنوب‌باختری پهنه ساختاری ایران مرکزی است (شکل ۱). این زون آتشفشانی - نفوذی با عرض حدود ۱۵۰ کیلومتر به صورت یک نوار آتشفشانی و نفوذی به موازات زون ساختاری سنندج - سیرجان قرار گرفته است. می‌توان به این زون آتشفشانی - نفوذی در حاشیه قاره‌ای فعال در اثر فرورانش لیتوسفر اقیانوسی به زیر ایران مرکزی که به متاسوماتیز و ذوب‌بخشی لبه فرورونده در طول دوره کوه‌زایی آلپی منجر شده است، اشاره کرد (Takin, 1972; Berberian et al., 1982; Alavi, 1994). در اثر این فرورانش توده‌های پلوتونیک - کرتاسه بالایی و پالئوژن درون سنگ‌های رسوبی کرتاسه نفوذ کرده‌اند. از نظر سنگ‌شناسی، این زون ساختاری شامل سنگ‌های آندزیت، پیروکلاستیک، تراکی بازالت، داسیت، ایگنمبریت و توف است که این سنگ‌ها توسط توده‌های نفوذی گرانیتیوئیدی با سن الیگومیوسن قطع شده‌اند (Alavi, 1994). آغاز فعالیت آتشفشانی - نفوذی در این زون مربوط به دوره زمانی ائوسن و اوج



شکل ۲. نقشه ساده شده زمین‌شناسی منطقه چوران، بر گرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهار گنبد (Khan nazer, 1995)

Fig. 2. Simplified geological map of the Chorán area, based on 1:100000 geological map of Chargonbad (Khan nazer, 1995)



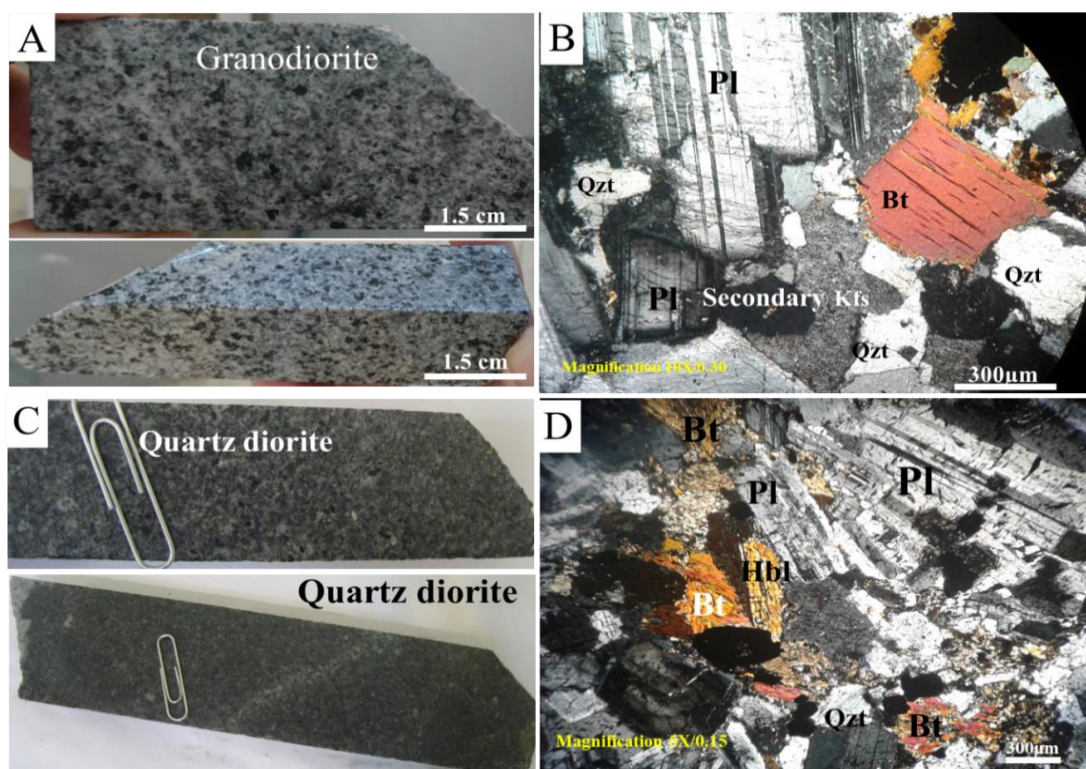
شکل ۳. نمایی از رخنمون واحدهای توف (Evt)، آندزیت (Ean) و توده‌های نفوذی کانسار چوران (دید به سمت جنوب غرب)

Fig. 3. Land view of the tuff (Evt), andesite (Ean) units and Chorán intrusive rocks (view to the southwest)

سنگ‌شناسی توده‌های نفوذی

بررسی مقاطع میکروسکوپی این توده‌های نفوذی نشان می‌دهد که توده‌های نفوذی کوارتز دیوریت با رنگ خاکستری روشن تا تیره، دارای بافت گرانولار هیپ ایدیومورف، متوسط دانه تا تمام بلورین است (شکل ۴-۳). از نظر کانی‌شناسی، شامل کانی‌های پلاژیوکلاز (۳۵ تا ۴۰ درصد)، آمفیبول (۸ تا ۱۰ درصد)، بیوتیت (۶ تا ۸ درصد) و کوارتز (۱۵ تا ۲۰ درصد) است. همچنین در بعضی از قسمت‌ها، کانی‌های ثانویه کلریت، سریسیت و اپیدوت دیده می‌شود (شکل ۴-۴). توده‌های نفوذی گرانودیوریت دارای

بافت گرانولار با ترکیب کانی‌شناسی، پلاژیوکلاز (۳۰ تا ۴۰ درصد)، آلکالی فلدسپات (۱۰ تا ۱۵ درصد)، بیوتیت (۱۵ تا ۱۸ درصد)، کوارتز (۶ تا ۲۵ درصد) و کلسیت است (شکل ۴-۳). از نظر کانی‌شناختی، بلورهای پلاژیوکلاز بی‌شکل بوده و اندازه آنها از ۱ تا ۲/۵ میلی‌متر متغیر است. ترکیب شیمیایی این بلورها آندزین - الیگوکلاز و بیش از ۳۰ درصد از ساختار سنگ را تشکیل می‌دهد (شکل ۴-۳). همچنین در بعضی قسمت‌ها، کانی‌های بیوتیت توسط کانی‌های اپیدوت و کلریت جایگزین شده است.



شکل ۴. A: نمونه دستی از توده نفوذی گرانودیوریتی کانسار چوران، B: واحد گرانودیوریتی با بافت گرانولار که شامل کانی‌های پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار اولیه و ثانویه، بیوتیت‌های خودشکل اولیه و تبلور مجدد یافته و کوارتز است، C: نمونه دستی از توده نفوذی کوارتز دیوریت و D: واحد کوارتز دیوریت که شامل کانی‌های پلاژیوکلاز با میزان اندکی سریسیتی شده، هورنبلند و بیوتیت‌های اولیه (XPL). علامت اختصاری کانی‌ها از وینتی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Pl: پلاژیوکلاز، Bt: بیوتیت، Hbl: هورنبلند، Qtz: کوارتز، Kfs: فلدسپار پتاسیم).

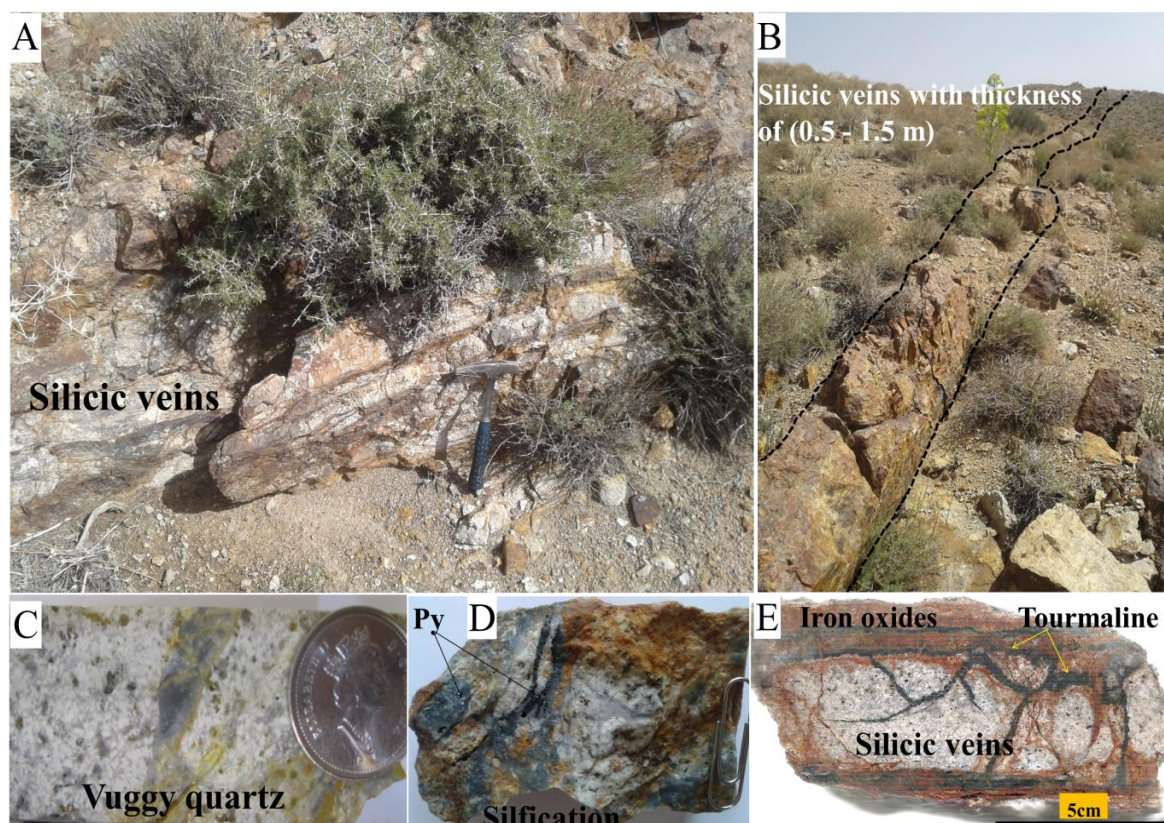
Fig. 4. A: View of a granodiorite specimen Chorán deposit, B: Granodiorite with granular texture containing plagioclase, primary and secondary K-feldspar, euhedral primary biotite, reequilibrated biotite and quartz (Qtz), C: Hand specimen of quartz diorite, and D: Quartz diorite containing plagioclase with few sericite traces, hornblende and primary biotite (XPL). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Pl: Plagioclase, Bt: Biotite, Hbl: Hornblende, Qtz: Quartz, Kfs: Potassium feldspar).

کانه‌زایی

کانه‌زایی مرتبط با سامانه اپی‌ترمال در کانسار چوران

پیمایش‌های صحرایی انجام‌شده در کانسار چوران نشان می‌دهد که کانه‌زایی در قسمت‌های سطحی این کانسار بیشتر به صورت رگه‌های سیلیسی با ضخامت‌های متغیر (۵۰ تا ۱۵۰ سانتی‌متر) و طول‌های ۵۰ تا ۵۵۲ متر است (شکل ۵-A و B). امتداد این رگه‌ها شمال‌شرق-جنوب‌غرب و داری شیب ۸۵ درجه به سمت شمال‌غرب است. سنگ‌میزبان این رگه‌ها بیشتر توده‌های نفوذی با جنس کوارتز دیوریت، گرانودیوریت و ولکانیک‌های آندزیتی

است. از ویژگی‌های بارز این رگه‌ها می‌توان به میزان بالای تورمالین در بعضی از رگه‌ها اشاره کرد (شکل ۵-C و E). ساخت و بافت این رگه‌ها به صورت نواری، لامینه و حفره‌دار است (شکل ۵-D و E). کانه‌زایی همراه با این رگه‌ها در قسمت‌های سطحی، بیشتر شامل کانه‌های سولفیدی نظیر پیریت و کالکوپریت به صورت دانه پراکنده است (شکل ۵-D)، کانه‌های اکسیدی نیز شامل اکسیدهای آهن و مالاکیت است. دگرسانی همراه با این نوع رگه‌ها، بیشتر سیلیسی شدن، آرژیلیکی، آلونیت و هماتیتی شدن است.

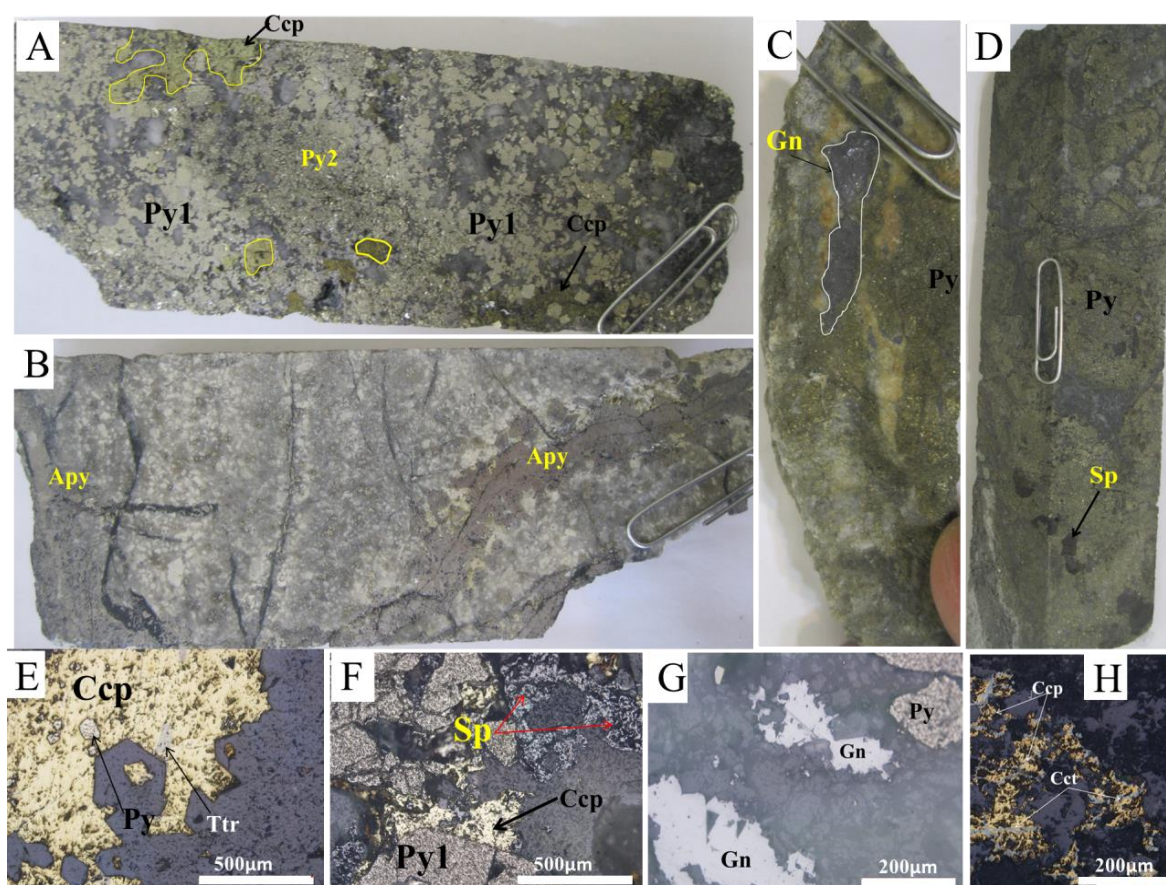


شکل ۵. A و B: نمای از رخمون رگه‌های سیلیسی با ضخامت ۵۰ تا ۱۵۰ سانتی‌متر با امتداد شمال‌شرق-جنوب‌غرب و شیب ۸۵ درجه به سمت شمال‌غرب در کانسار چوران، C: نمونه دستی از کوارتز حفره‌دار، D: نمونه دستی از رگچه‌های سیلیسی همراه با کانه‌های پیریت و E: نمونه دستی از رگه سیلیسی به همراه رگه‌های تورمالین و اکسیدهای آهن، علامت اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Py: پیریت).

Fig. 5. A and B: Outcrop view of the silicic veins with thickness about 50 until 150 cm and with northeast-southwest in Chorán deposit, C: Hand specimen of vuggy quartz, D: Hand specimen of silicic veinlets with pyrite, and E: Hand specimen of silicic veins with tourmaline veins and iron oxide. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Py: pyrite).

مالاکیت، هماتیت، کالکوسیت (شکل ۶-ه) و دیژنیت است. ساخت و بافت کانه‌زایی در این کانسار بیشتر فضا پرکن، رگه-رگجهای، نواری شکل و در بعضی قسمت‌ها هم به صورت دانه پراکنده و توده‌ای دیده می‌شود.

همچنین، بر اساس بررسی‌های انجام‌شده بر روی ترانشه‌ها و مغزه‌های حفاری، کانه‌زایی در کانسار چوران شامل کانه‌های سولفیدی پیریت، کالکوپیریت، آرسنوپیریت، گالن، اسفالریت و تتراندیریت (شکل ۶-ا، ب، ج، د، ه، ف و گ)، کانه‌های غیر سولفیدی همچون مگنتیت (شکل ۷-ج) و کانه‌های ثانویه،



شکل ۶. A: نمونه دستی از مغزه حفاری به همراه کانه‌زایی پیریت و کالکوپیریت با ساخت توده‌ای و نیمه توده‌ای کانسار چوران، **B:** نمونه دستی از کانه‌زایی آرسنوپیریت با ساخت رگه-رگججهای، **C:** نمونه دستی از کانه‌زایی پیریت و گالن، **D:** نمونه دستی از کانه‌زایی پیریت و اسفالریت، **E:** تصویر میکروسکوپی از کالکوپیریت، پیریت و تتراندیریت، **F:** تصویر میکروسکوپی از پیریت، اسفالریت و کالکوپیریت، **G:** تصویر میکروسکوپی از پیریت و گالن، **H:** تصویر میکروسکوپی از کالکوپیریت و کالکوسیت. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Py: پیریت، Ccp: کالکوپیریت، Apy: آرسنوپیریت، Sp: اسفالریت، Gn: گالن، Cct: کالکوسیت، Ttr: تتراندیریت).

Fig. 6. A: Hand specimen of drill core with pyrite and chalcopyrite mineralization, with massive and semi-massive structure Chorán deposit, **B:** Hand specimen of arsenopyrite mineralization with vein-veinlet structure, **C:** Hand specimen of pyrite and galena mineralization, **D:** Hand specimen of pyrite and sphalerite mineralization, **E:** Reflected light photomicrographs of chalcopyrite, pyrite and tetrahedrite, **F:** Reflected light photomicrographs of pyrite, sphalerite and chalcopyrite, **G:** Reflected light photomicrographs of pyrite and galena, and **H:** Reflected light photomicrographs of chalcopyrite and chalcocite. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Py: Pyrite, Ccp: Chalcopyrite, Apy: arsenopyrite, Sp: sphalerite, Gn: galena, Cct: chalcocite, Ttr: tetrahedrite).

کانه‌زایی مرتبط با سامانه پورفیری در کانسار چوران

از ویژگی‌های بارز این کانسار می‌توان به رخداد کانه‌زایی اسفالریت و گالن در عمق‌های تقریبی ۴۰ متر به پایین و کانه‌زایی کالکوپیریت در عمق‌های بیشتر اشاره کرد (شکل ۱۲). در این قسمت‌ها، عیار اسفالریت و گالن به ترتیب ۰/۵ تا ۱/۳ درصد و ۱ تا ۲/۷ درصد و عیار مس، ۰/۱ تا ۵/۷ درصد است. کانه‌زایی مگنتیت به صورت رگه - رگچه ای بیشتر در قسمت‌های عمیق‌تر کانسار دیده می‌شود و مربوط به زون پتاسیک است (شکل ۷-C و شکل ۹). از دیگر ویژگی‌های این کانسار می‌توان به حضور بالای کانه آرسنوپیریت در عمق‌های مختلف و وجود کانی تورمالین در قسمت‌های بالایی کانسار اشاره کرد (شکل ۱۲). همچنین لازم به ذکر است که کانه‌زایی مشاهده شده در این کانسار بیشتر در داخل توده نفوذی با جنس‌های گرانودیوریت و کوارتز دیوریت است.

بر اساس بررسی‌های انجام‌شده بر روی مغزه‌های حفاری کانسار چوران، رگه‌های کانه‌دار به ۳ دسته کلی تقسیم شده است (شکل ۷-A، B و C): ۱) رگه - رگچه‌های نوع A، ۲) رگه - رگچه‌های نوع B و ۳) رگه - رگچه‌های نوع D

رگه - رگچه‌های نوع A: رگه - رگچه‌های نوع A در کانسارهای پورفیری مربوط به دگرسانی پتاسیک و شامل کانه‌زایی مگنتیت است (شکل ۷-C). بر اساس پژوهش سلیتو (Sillitoe, 2010)، این نوع هم‌یافت کانیایی در رگه‌های کانسارهای پورفیری نشان‌دهنده آغاز فعالیت‌های گرمایی پس از جای‌گیر شدن توده‌های نفوذی است. در کانسار چوران، این نوع رگه‌ها در درون توده نفوذی گرانودیوریت و کوارتز دیوریت با دگرسانی پتاسیک و سدیک پتاسیک دیده می‌شود. ضخامت این رگه بین ۳ تا ۵ سانتی‌متر و همراه کوارتز (۴۰ تا ۵۰ درصد)، آلکالی فلدسپارهای ثانویه (۲۰ تا ۳۰ درصد) و مگنتیت (۱۰ تا ۲۰ درصد) است (شکل ۷-C).

رگه - رگچه‌های نوع B: این نوع رگه - رگچه‌ها دارای مجموعه کانیایی کوارتز (۳۰ تا ۴۰ درصد)، پیریت (۱۰ تا ۲۰ درصد) و کالکوپیریت (۱۰ تا ۱۵ درصد) در مرکز است. این

رگه‌ها جدیدتر از رگه‌های نوع A و قدیمی‌تر از رگه‌های نوع D است. ضخامت این رگه‌ها بین ۲/۵ تا ۳/۵ سانتی‌متر است (شکل ۷-B). در کانسار چوران این رگه‌ها هم در دگرسانی پتاسیک و هم فلیک دیده می‌شود (شکل ۱۲).

رگه - رگچه‌های نوع D: این نوع رگه - رگچه‌ها بیشترین تمرکز را در توده نفوذی گرانودیوریت دارند و محدود به دگرسانی فلیک کانسار هستند. این نوع رگه‌ها دارای مجموعه کانیایی کوارتز (۵ تا ۱۰ درصد)، کالکوپیریت (۱۵ تا ۲۵ درصد)، پیریت (۲۰ تا ۲۵ درصد)، گالن (۱ تا ۲ درصد) و اسفالریت (۵/۰ تا ۱ درصد) HJS (شکل ۶-A، B، C و D و شکل ۷-A). این رگه‌ها جوان‌تر از رگه‌های A و B است و ضخامت آنها بین ۲/۵ تا ۴/۵ سانتی‌متر است (شکل ۷-A). رگه‌های نوع D اغلب در شرایط دمایی پایین‌تری نسبت به رگه‌های A و B تشکیل می‌شوند (Sillitoe, 2010).

وجود انواع کانه‌ها و کانی‌های مختلف در زون‌های دگرسانی در کانسار چوران، نشان‌دهنده رخداد کانسنگ در چند مرحله است. تفاوت در شکل، اندازه و ترتیب زمانی رشد کانی‌ها به همراه اطلاعات به دست آمده از بافت‌های جایگزینی، نشان‌دهنده دخالت چند مرحله‌ای سیال‌های گرمایی در کانه‌زایی است. بر این اساس، کانه‌زایی در محدوده معدنی چوران بر اساس جای‌گیری توده نفوذی، آزاد شدن سیال کانه‌دار و تشکیل زون‌های دگرسانی مختلف، شامل ۳ مرحله اصلی است (شکل ۸).

مرحله اول (جای‌گیری توده‌های نفوذی): این مرحله بر اساس جای‌گیری توده نفوذی و تأثیر سیالات کانه‌ساز، به دو زیر مرحله تقسیم می‌شود:

تشکیل سامانه پورفیری در عمق

۱) تشکیل زون پتاسیک (ایجاد رگه‌های نوع A که شامل کانی‌های مگنتیت و آلکالی فلدسپار ثانویه و به مقدار کمتر پیریت است).

۲) تشکیل زون فلیک (همراه با ایجاد رگه‌های نوع B و رخداد کانی‌های کوارتز، پیریت و کالکوپیریت بوده و در این زون در

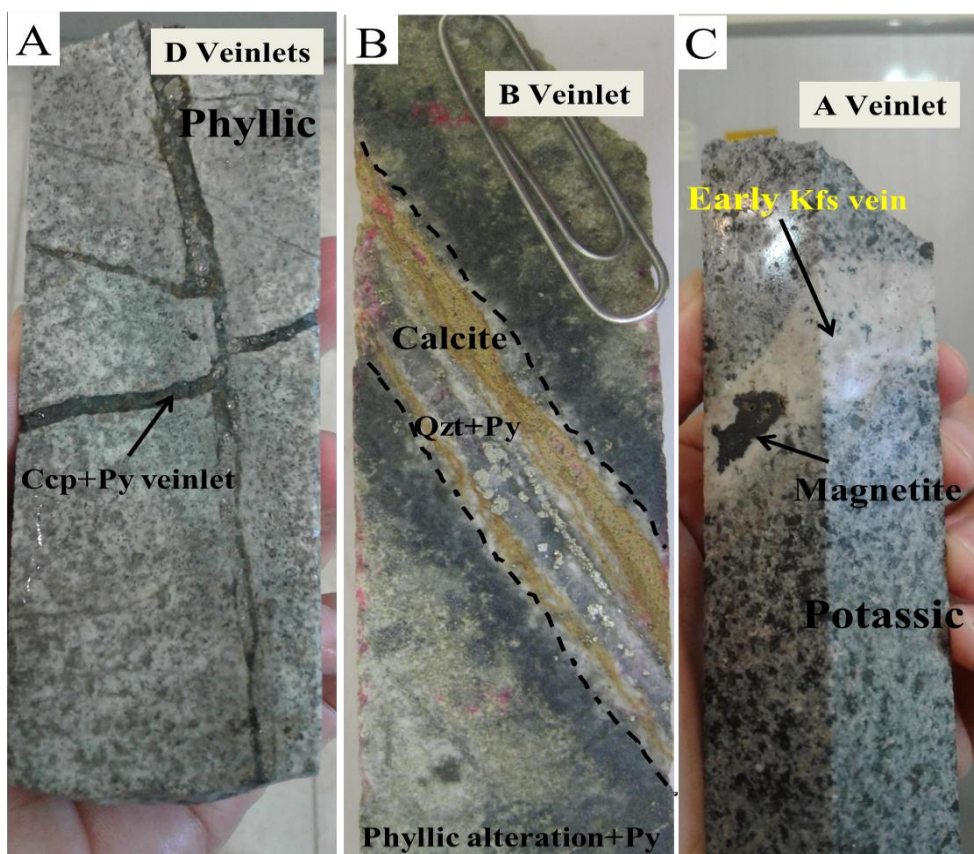
می‌توان به تشکیل زون پروپلیتیک اشاره کرد که موجب تشکیل کانی‌های اپیدوت و کلریت شده است.

(۲) تشکیل رگه‌های سیلیسی با ضخامت ۵۰ تا ۱۵۰ سانتی‌متر و امتداد شمال‌شرق - جنوب‌غرب که هم‌روند با گسل اصلی منطقه است (شکل ۵). از ویژگی‌های این مرحله می‌توان به رخداد کانه‌زایی پیریت به صورت دانه پراکنده، تورمالین به صورت لامینه‌ای شکل، مالاکیت و کوارتزهای حفره‌دار اشاره کرد.

مراحل پایانی رگه‌های نوع D هم دیده می‌شود که این رگه‌ها شامل کانی‌های کوارتز، پیریت، کالکوپیریت، گالن، اسفالریت و تورمالین است.

تشکیل سامانه اپی‌ترمال در سطح

(۱) تشکیل زون کائولینیتی در قسمت‌های بالایی کانسار است. این مرحله از تشکیل کانسار تقریباً با مرحله دوم هم‌زمان است. از مجموعه کانی‌های زون کائولینیتی می‌توان به کانی‌های آلونیت، آرژیلیک متوسط و پیشرفته اشاره کرد. همچنین در این مرحله



شکل ۷. نمونه دستی از انواع رگه‌های کانه‌دار در کانسار چوران که متعلق به سامانه پورفیری هستند. A: نمونه دستی از رگه - رگچه‌های نوع D به همراه کانه‌زایی پیریت و کالکوپیریت، B: نمونه دستی از رگه - رگچه‌های نوع B و C: نمونه دستی از رگه - رگچه‌های نوع A به همراه کانه‌زایی مگنتیت و دگرسانی پتاسیک. علائم اختصاری از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Py: پیریت، Ccp: کالکوپیریت، Kfs: فلدسپار پتاسیم، Qzt: کوارتز).

Fig. 7. Hand specimen of veinlet types associate with porphyry intrusion of Chorán ore deposit. A: Hand specimen of vein-veinlet D type with pyrite and chalcopyrite mineralization, B: Hand specimen of vein-veinlet B type, C: Hand specimen of vein-veinlet A type with magnetite mineralization and potassic alteration. Abbreviations after [Whitney and Evans \(2010\)](#) (Py: Pyrite, Ccp: Chalcopyrite, Kfs: Potassium feldspar, Qzt: Quartz).

کربنات مس یا مالاکیت تشکیل می‌شود. مالاکیت هم به صورت رگچه‌ای و هم به صورت آغشتگی زمینه سنگ دیده می‌شود. **مرحله سوم (هوازدگی):** در این مرحله کانی‌های تشکیل‌دهنده توده‌های نفوذی رخنمون‌دار در سطح زمین تحت‌تأثیر هوازدگی تبدیل به کانی‌های رسی شده‌اند. از مجموعه کانی‌های این مرحله می‌توان به کانی‌های رسی (کائولینیت، ایلیت، مونت‌موریونیت) و هماتیت اشاره کرد.

مرحله دوم (سوپرژن): در مرحله اکسایش، کانی‌های مرحله هیپوژن شامل کالکوپیریت، پیریت و مگنتیت، تحت‌تأثیر فرایندهای اکسایش قرار گرفته‌اند. در اثر هوازدگی کالکوپیریت، آهن قبل از مس خارج می‌شود؛ بنابراین حاشیه‌های بیرونی کالکوپیریت‌ها به کالکوسیت، کولیت و دیژنیت تبدیل شده‌اند و آهن نیز وارد محلول شده و به صورت هماتیت ته‌نشین می‌شود. در اثر وجود شرایطی مناسب چون حضور کربنات در محیط، در دسترس بودن آنیون کربناته در محیط و افزایش pH محلول، کانی

Mineral/alteration/texture		Intrusions emplacement		Supergene	Weathering
		Porphyry	Epithermal		
Mineral	Pyrite	=====	=====		
	Chalcopyrite	=====	=====		
	Arsenopyrite		=====		
	Galena		=====		
	Sphalerite		=====		
	Magnetite	=====			
	Covelite			=====	
	Malachite			=====	
	Digenite			=====	
	Chalcocite			=====	
Hematite				=====	
Alteration	Potassic	=====			
	Phyllic	=====			
	Kaolinite and Alunite		=====		
	Silicic		=====		
	Tourmaline		=====		
	Propylitic		=====		
	Sericite		=====		
Texture	Disseminated	=====	=====		
	Massive	=====	=====		
	Vein-veinlets	=====	=====		
	Replacement			=====	=====

شکل ۸. مراحل تشکیل و توالی پاراژنتیک کانی‌ها و ساخت و بافت مربوط به آنها در کانسار چوران

Fig. 8. Formation stages and paragenetic sequence of minerals and their textures in the Chorán ore deposit

دگرسانی

دگرسانی به طور شاخص، یک فرایند شست‌وشوی سنگ دیواره تا زمان به تعادل رسیدن آن است. سنگ‌های دربرگیرنده کانسارهای گرمابی تقریباً همیشه آثار واکنشی نشان می‌دهند که توسط نسبت کاتیون‌های فلزی به یون هیدروژن در محلول دگرسان‌کننده کنترل می‌شود. بر اساس بررسی‌های صحرایی، میکروسکوپی و نتایج آنالیز بر روی تعدادی از نمونه‌های برداشت‌شده از کانسار چوران می‌توان نتیجه گرفت که به طور عمده بیشترین حجم دگرسانی‌ها مربوط به دگرسانی‌های فیلیک، آرژیلیک، سیلیسی، پروپلیتیک، پتاسیک و به میزان کمتر تورمالینی شدن و آلونیت است (شکل ۱۳ و شکل ۱۴).

دگرسانی‌های مرتبط با سامانه پورفیری در کانسار چوران

دگرسانی پتاسیک: در منطقه چوران دگرسانی پتاسیک، بیشتر در مغزه‌های حفاری و در قسمت‌های عمیق کانسار به دو صورت انتخابی و رگه - رگچه‌ای و بیشتر در توده‌های نفوذی گرانودیوریت دیده می‌شود (شکل ۹، شکل ۱۳ و شکل ۱۴). مجموعه کانی‌های این دگرسانی شامل کوارتز، آلکالی فلدسپارها، پلاژیوکلاز، بیوتیت ثانویه و تبلور مجدد یافته و سرسیت است (شکل ۷-C و شکل ۹-E). البته به جز کانی‌های ذکرشده، مقادیری از کانی‌های کلریت و اپیدوت نیز دیده می‌شوند. کانه‌های فلزی در این زون، کالکوپیریت، پیریت و مگنتیت هستند (شکل ۹-A و B). کانه اصلی مس در این زون، کالکوپیریت است و به صورت پراکنده، رگه‌ای، پراکنده حفره‌ها و نیز به صورت رگه و رگچه در داخل رگه‌های کوارتزی وجود دارد (شکل ۹-D). همچنین در این زون رگه‌های نوع A همراه با کانه‌های مگنتیت و کانی‌های آلکالی فلدسپار ثانویه که نشان‌دهنده فوگاسیته بالای اکسیژن سیال و دمای بالا سیال است، به فور دیده می‌شود. علاوه بر دگرسانی پتاسیک در محدوده چوران، دگرسانی سدیک - پتاسیک که قبل از دگرسانی پتاسیک

ایجاد می‌شود، در این محدوده به صورت موضعی دیده می‌شود. از نشانه‌های این نوع دگرسانی می‌توان به رگچه‌های انیدریت به همراه مگنتیت اشاره کرد (شکل ۹-C) که این خود نشان‌دهنده فوگاسیته بالای اکسیژن سیال کانه‌دار است (Gregory, 2017).

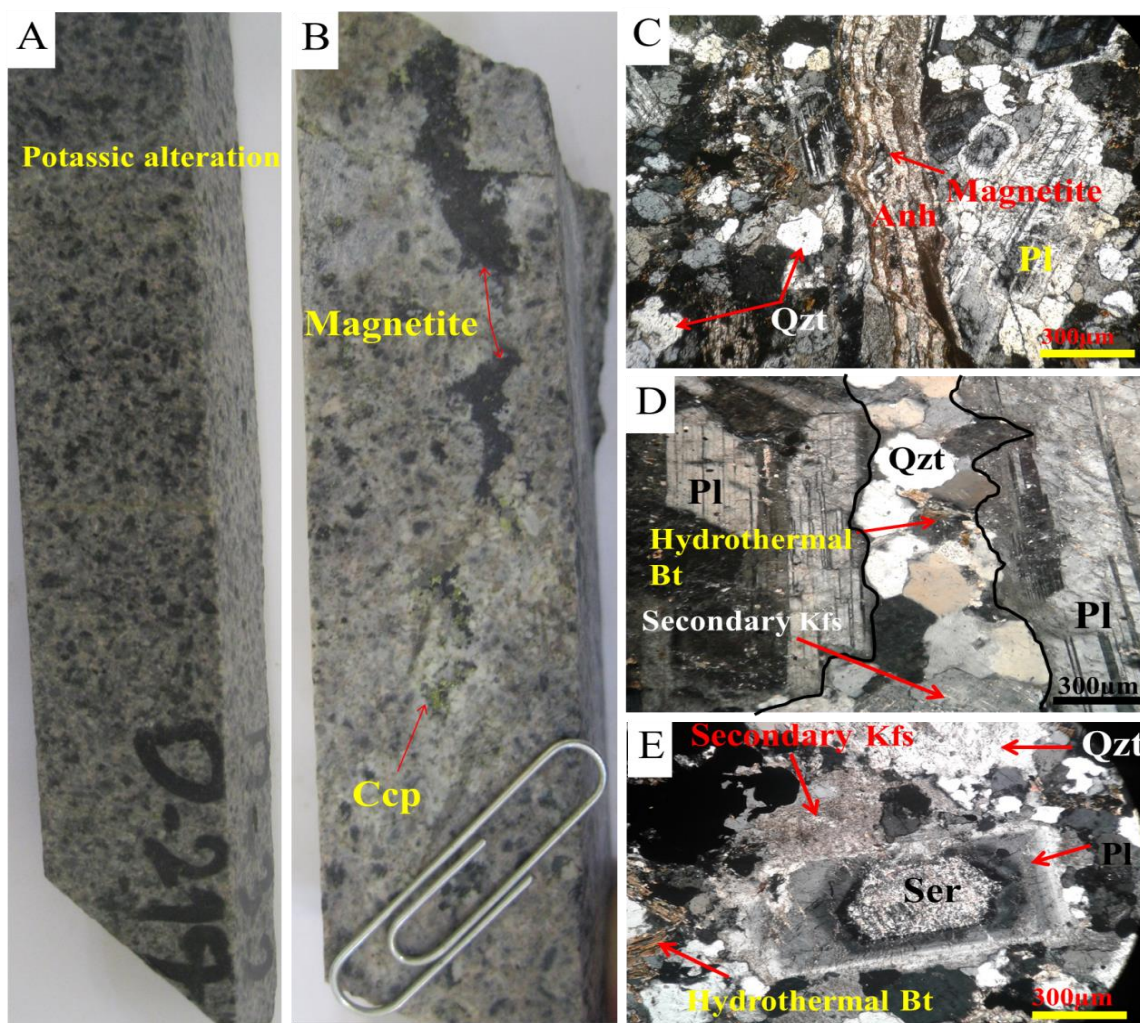
دگرسانی فیلیک: دگرسانی فیلیک یا سرسیتی در اثر بیرون رانده شدن سدیم، کلسیم و منیزیم و ورود پتاسیم و یا به کارگرفته شدن پتاسیم مربوط به فلدسپارهای موجود در سنگ، برای تشکیل سرسیت به وجود می‌آید. آهن حاصل از دگرسانی کانی‌های فرومنیزین با گوگرد موجود در سیال هیدروترمال ترکیب شده و پیریت را تولید می‌کند. کانی‌های شاخص این دگرسانی کوارتز، سرسیت و پیریت هستند. گذر از دگرسانی پتاسیک به فیلیک تدریجی بوده و با افزایش میکاهای سفید دانه ریز (سرسیت) شناسایی می‌شود. بررسی مغزه‌های حفاری و صحرایی نشان می‌دهد که در منطقه چوران، دگرسانی فیلیک از گسترش نسبتاً بالایی برخوردار است (شکل ۱۳ و شکل ۱۴). این دگرسانی تنها دارای کانی‌های کوارتز، سرسیت، پیریت، کالکوپیریت و به میزان کمتر گالن و اسفالریت است (شکل ۱۰-A، B، C، D و E). در بیشتر موارد تنها زون حدواسط بین دگرسانی پتاسیک و فیلیک و یا فیلیک و آرژیلیک مشاهده می‌شود.

دگرسانی‌های مرتبط با سامانه اپی‌ترمال در کانسار چوران

دگرسانی آرژیلیک: در زمان تشکیل دگرسانی آرژیلیک، شرایط اسیدی حاکم بوده و تمام کاتیون‌های قلیایی به طور ناقص یا کامل از سنگ خارج می‌شوند که به ترتیب حدواسط و پیشرفته نامیده می‌شوند. کانی‌های شاخص این دگرسانی، کانی‌های رسی و کانی سولفیدی اصلی، پیریت هستند. دگرسانی آرژیلیک در کانسارهای مس پورفیری از نظر مکانی بالاتر از منطقه فیلیک و بر روی این دگرسانی تشکیل می‌شود و از نظر زمان تشکیل، هم‌زمان با دگرسانی فیلیک به وجود می‌آید. در منطقه چوران

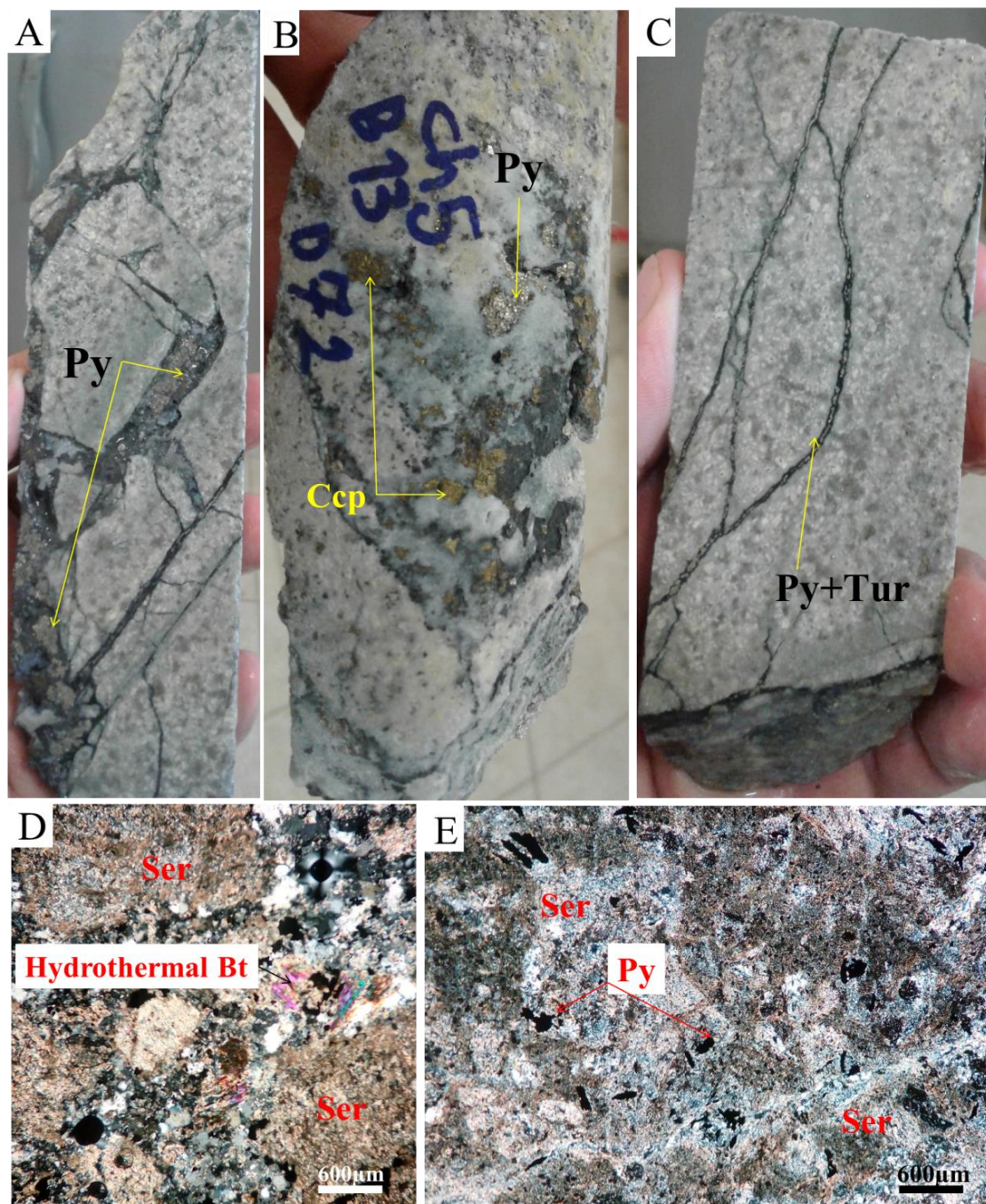
فیلیک قرار گرفته است (شکل ۱۳- A و B). کانی‌های این دگرسانی شامل کانی‌های رسی، کوارتز، هماتیت، سربیسیت و کلریت هستند (شکل ۱۱- D و E).

دگرسانی آرژیلیکی توسعه و گسترش نسبتاً بالایی در قسمت‌های سطحی دارد (شکل ۱۱- A، B و C، شکل ۱۳ و شکل ۱۴). در این منطقه دگرسانی آرژیلیکی به طور مستقیم بر روی دگرسانی



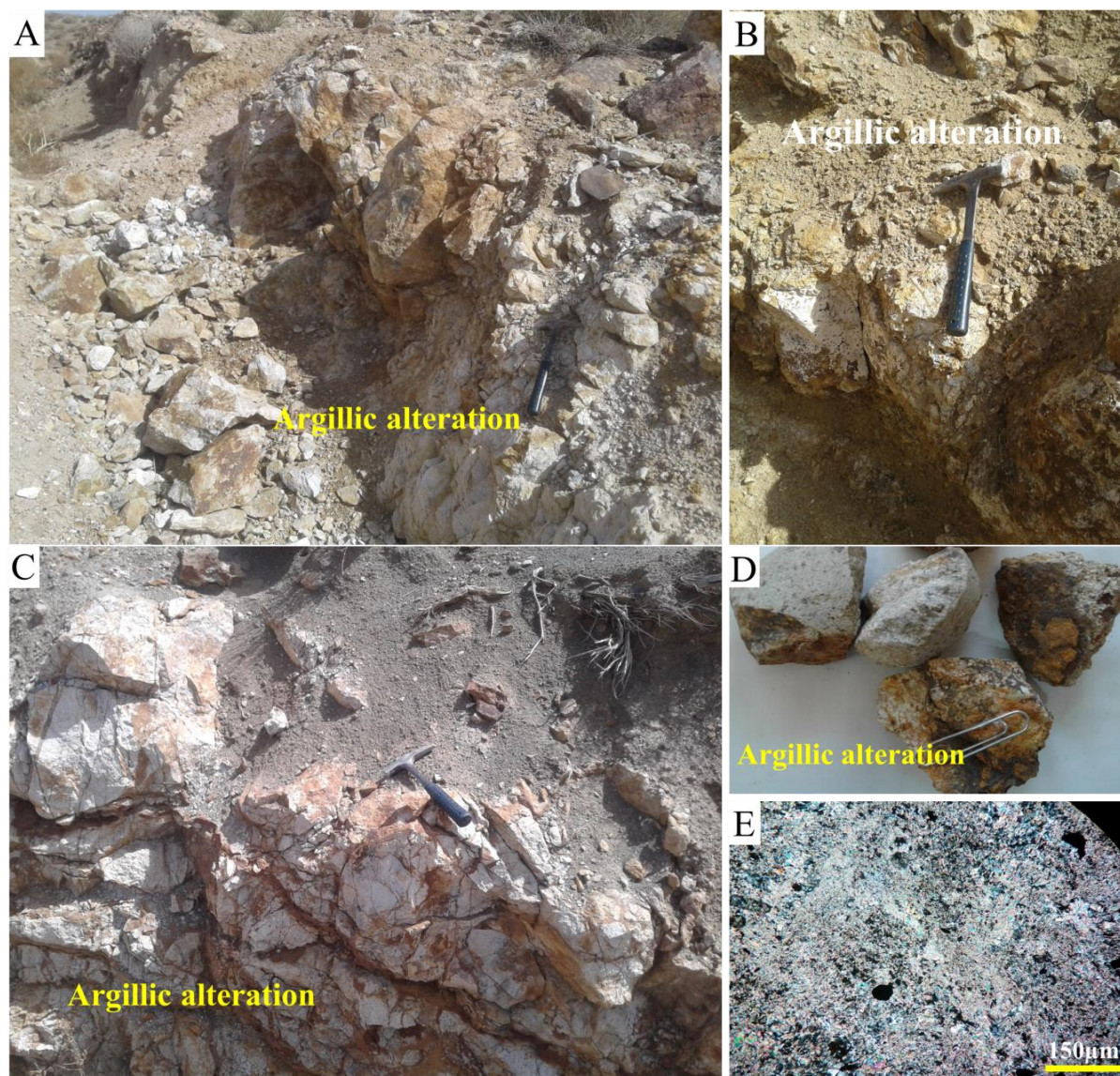
شکل ۹. A و B: نمونه دستی از توده‌های نفوذی کوارتزدیوریت و گرانودیوریت کانسار چوران با دگرسانی پتاسیک به همراه مگنتیت، کالکوپیریت و آلکالی فلدسپار ثانویه، C، D و E: تصاویر میکروسکوپی از دگرسانی پتاسیک و دربرگیرنده رگه-رگچه‌هایی از کانی‌های کوارتز، بیوتیت تبلور مجدد یافته، مگنتیت، آلکالی فلدسپارهای ثانویه و پلاژیوکلازهای سربیسیتی شده. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است: (Anh: ایندیریت، Ser: سربیسیت، Ccp: کالکوپیریت، Pl: پلاژیوکلاز، Bt: بیوتیت، Qzt: کوارتز، Kfs: پتاسیم فلدسپار).

Fig. 9. A and B, Hand specimen of potassically altered rocks of quartz diorite and granodiorite intrusive rocks Chorán deposit with magnetite, chalcopyrite and secondary K-feldspar, C, D and E: Photomicrograph of intrusive rocks that have potassic alteration, that include vein-veinlets of quartz, anhydrite, hydrothermal biotite, magnetite, secondary K-feldspar, and plagioclase phenocryst which partly altered to sericite. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Anh: anhydrite, Ser: sericite, Ccp: Chalcopyrite, Pl: Plagioclase, Bt: Biotite, Qzt: Quartz, Kfs: Potassium feldspar).



شکل ۱۰. A، B و C: نمونه دستی از دگرسانی فلیک کانسار چوران به همراه رگه رگچه‌های نوع B از پیریت، کالکوپیریت و تورمالین، D و E: تصاویر میکروسکوپی از دگرسانی زون فلیک به همراه بیوتیت‌های تبلور مجدد یافته، سریسیت و پیریت، علائم اختصاری از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Tur: تورمالین، Py: پیریت، Ser: سریسیت، Bt: بیوتیت، Ccp: کالکوپیریت).

Fig. 10. A, B and C: Hand specimen of phyllic alteration Chorán deposit with B-type vein-veinlet's of pyrite, chalcopyrite and tourmaline, D and E: Photomicrographs of phyllic alteration with remnant of hydrothermal biotite veinlets, sericite, and pyrite minerals. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Tur: tourmaline, Py: pyrite, Ser: sericite, Bt: Biotite, Ccp: Chalcopyrite).

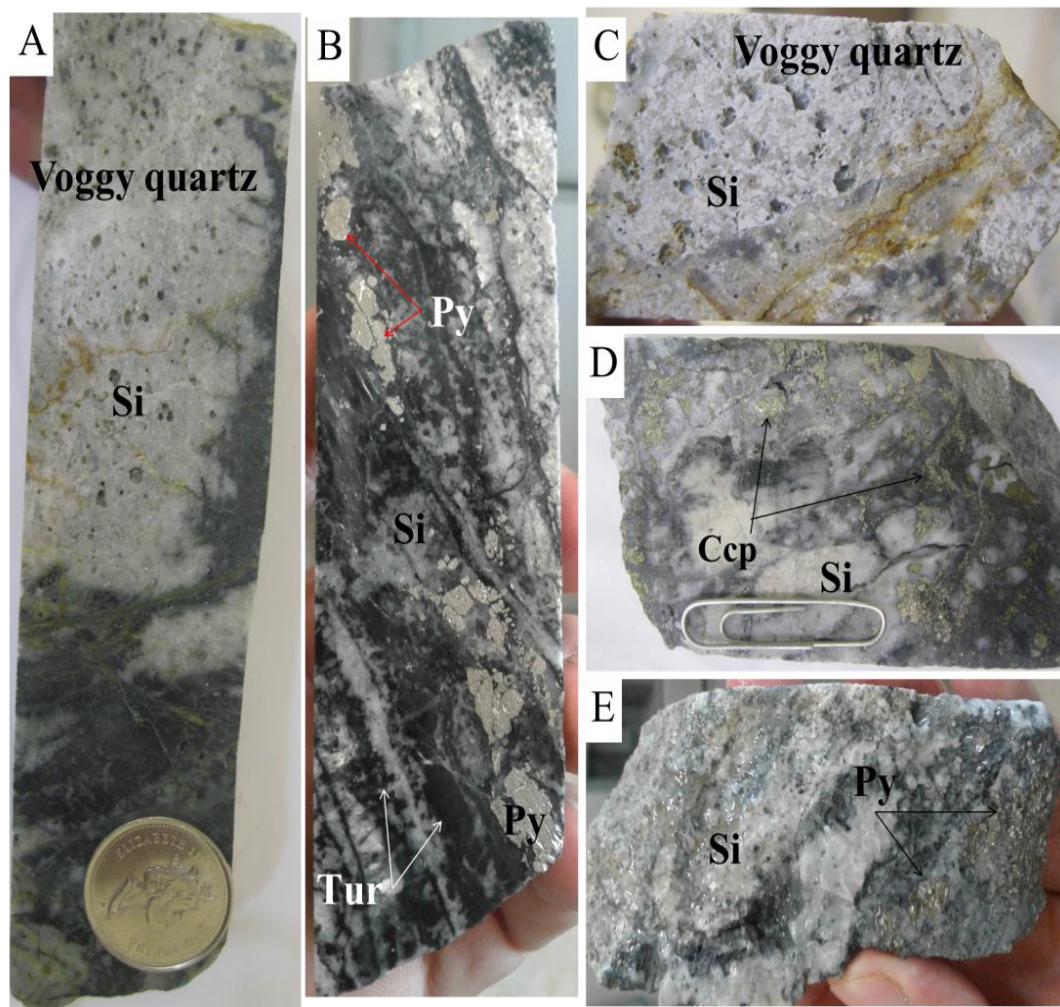


شکل ۱۱. A, B, C و D: تصاویر صحرایی و نمونه دستی از دگرسانی‌های آرژیلیک کانسار چوران، در بعضی قسمت‌ها همراه با رگه-رگچه‌های هماتی است و E: تصویر میکروسکوپی از دگرسانی آرژیلیک سطحی به همراه کانیهای اوپک

Fig. 11. A, B, C and D: Outcrop view and hand specimen of the Chorán deposit argillic alteration, some parts hematite vein-veinlets, and E: Photomicrograph of argillic alteration with opaque minerals

حفره‌دار بدون کانه‌زایی، سیلیس‌های نواری با کانه‌زایی سولفیدی (پیریت و کالکوپیریت) و رگه‌های سیلیسی همراه با اکسیدهای آهن، آرژیلیک، آلونیت، تورمالین و سریسیت است (شکل ۱۲- A, B, C, D و E)

دگرسانی‌های سیلیسی و سولفیدی: دگرسانی‌های سیلیسی و سیلیسی- سولفیدی در محدوده معدنی چوران به صورت رگه‌هایی با ضخامت ۵۰ تا ۱۵۰ سانتی‌متر با امتداد شمال‌شرق- جنوب‌غرب، توده‌های نفوذی را قطع کرده است (شکل ۵). از لحاظ دسته‌بندی این رگه‌ها شامل سیلیس‌های



شکل ۱۲. A و B: نمونه دستی از دگرسانی سیلیسی کانسار چوران به همراه کانی‌های پیریت و تورمالین، C: نمونه دستی از کوارتز حفره‌دار، D و E: نمونه دستی از دگرسانی سیلیسی به همراه سولفیدهای پیریت و کالکوپیریت، علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است: (Py: پیریت، Ccp: کالکوپیریت، Tur: تورمالین، Si: سیلیس).

Fig. 12. A and B: Hand specimen of Choran deposit silicic alteration with pyrite and tourmaline minerals, C: hand specimen of vuggy quartz, D and E: Hand specimen of silicic alteration with pyrite and chalcocopyrite mineralization. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Py: Pyrite, Ccp: Chalcocopyrite, Tur: tourmaline, Si: silice).

Pletchov and Gerya 1998; Almeev and Ariskin,)

(1996; Putirka, 2005; Boomeri et al., 2010

شیمی پلاژیوکلاز

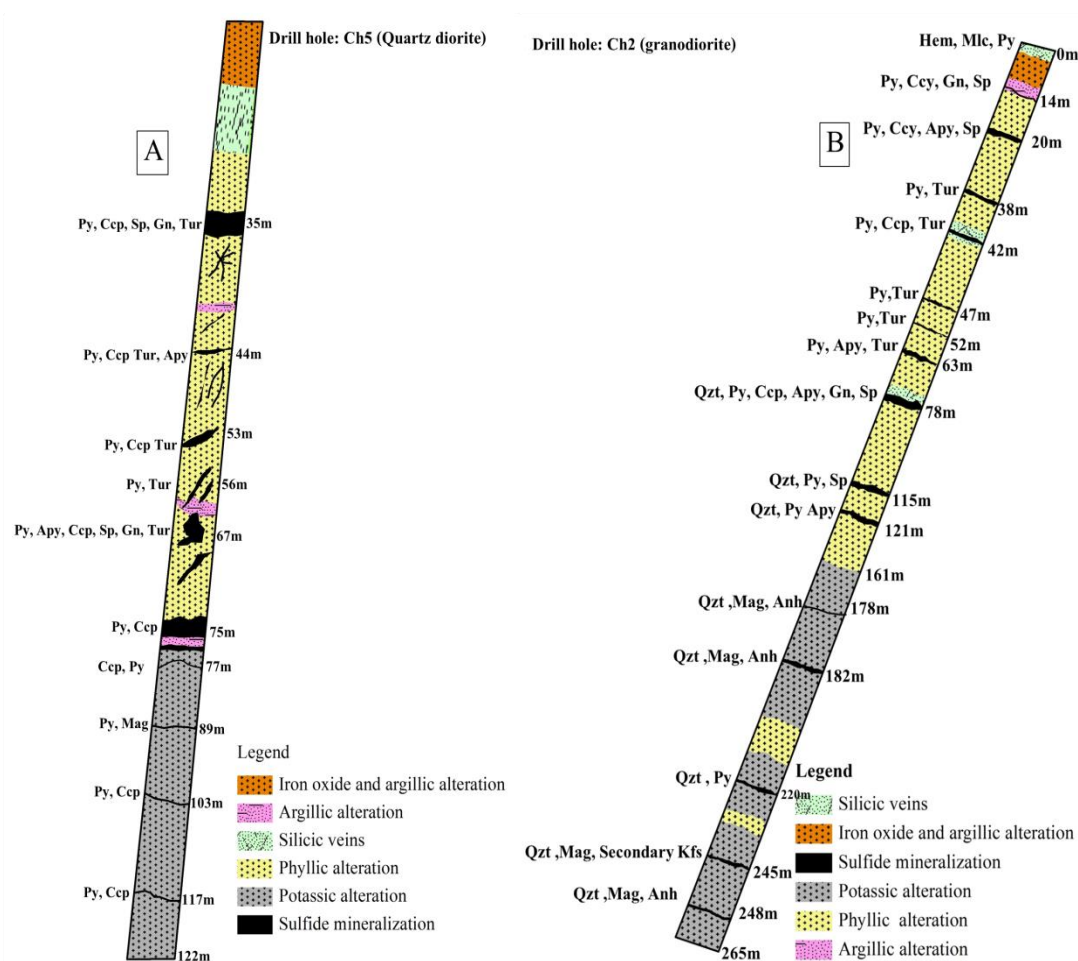
پلاژیوکلاز یکی از کانی‌های اصلی موجود در سنگ‌های نفوذی گرانودیوریت و کوارتزدیوریت کانسار چوران است. بر اساس

ژئوشیمی سیلیکات توده‌های نفوذی

از آنجایی که کانی‌های پلاژیوکلاز و بیوتیت ماگمایی و گرمابی به عنوان کانی‌های رایج همراه با سامانه‌های ماگمایی و گرمابی گرانیتوئیدهای مس‌دار قلمداد می‌شود، از این کانی‌ها می‌توان شرایط فیزیکوشیمیایی محیط ماگمایی - گرمابی نظیر دما، فشار، محتوای آب، هالوژن، فوگاسیته اکسیژن و گوگرد به دست آورد

کوارتز دیوریت از (۴۱/۱ تا ۴۱/۵) متغیر است. میزان Al_2O_3 در کانی‌های پلاژیوکلاز در سنگ‌های گرانودیوریتی و کوارتز دیوریتی کانسار به ترتیب ۲۷/۸ و ۲۶/۴ واحد است. میزان آلومینیم در ساختار پلاژیوکلاز می‌تواند به عنوان عاملی مهم در تمایز گرانیتوئیدهای بارور و نابارور استفاده شود.

بررسی‌های شیمی پلاژیوکلاز در نمودار سه تایی آنورتیت-آلیت-ارتوکلاز (Deer et al., 1992)، عمده پلاژیوکلازها در محدوده آندزین واقع شده‌اند (شکل ۱۵- A). فرمول ساختاری کانی پلاژیوکلاز بر مبنای ۸ اتم اکسیژن محاسبه شده است. میانگین درصد آنورتیت برای توده‌های گرانودیوریت و

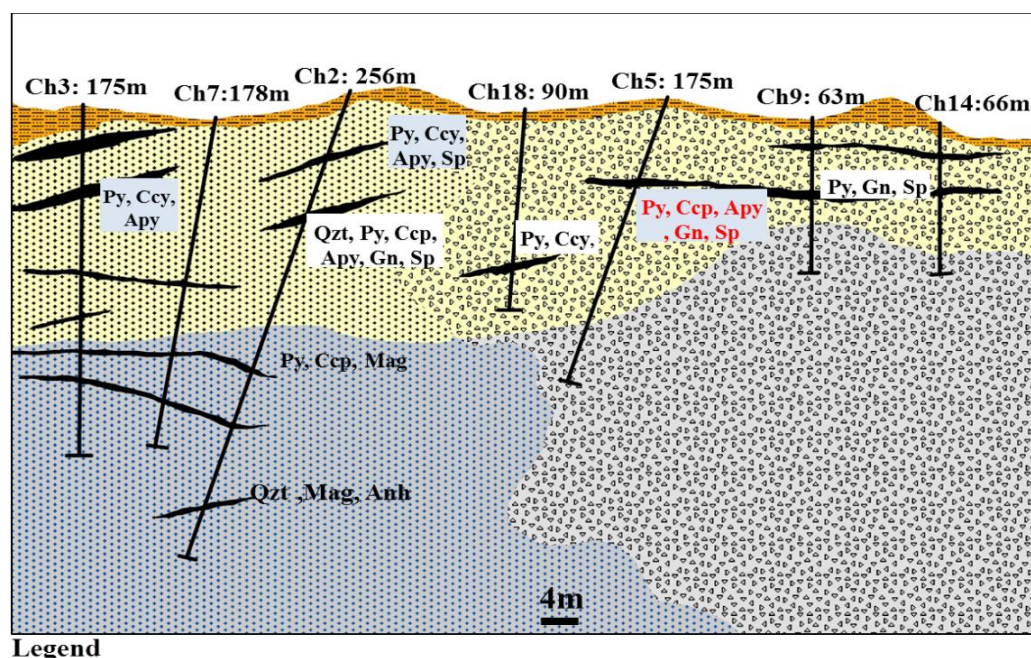


شکل ۱۳. A: نمای از مغزه حفاری Ch3 با عمق ۱۲۲ متر کانسار چوران همراه با زون‌های دگرسانی و کانه‌زایی در گرانودیوریت و B: نمای از مغزه حفاری Ch2 با عمق ۲۶۵ متر همراه با زون‌های دگرسانی و کانه‌زایی در گرانودیوریت. علائم اختصاری از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Py: پیریت، Ccp: کالکوپیریت، Apy: آرسنوپیریت، Sp: اسفالریت، Gn: گالن، Cct: کالکوسیت، Ttr: تتراهدریت، Tur: تورمالین، Qzt: سیلیس، Mag: مگنتیت، Hem: هماتیت، Anh: آنیدریت، Mlc: مالاکیت، Kfs: پتاسیم فلدسپار).

Fig. 13. A: Borehole Ch3 (122m depth) of Chorán deposit with details of alteration and mineralization in the granodiorite units, and B: Borehole Ch2 (256m depth) with details of alteration and mineralization in the quartz diorite. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Py: Pyrite, Ccp: Chalcopyrite, Apy: arsenopyrite, Sp: sphalerite, Gn: galena, Cct: chalcocite, Ttr: tetrahedrite Tur: tourmaline, Qzt: silice, Mag: magnetite, Hem: hematite, Anh: anhydrite, Mlc: malachite, Kfs: Potassium feldspar).

نفوذی‌های نابارور به سمت بارور قرار گرفته است (شکل ۱۵-ب). اما نکته‌ای این است که بر اساس شیمی پلاژیوکلاز در کانسار مس چوران و مقایسه میزان آلومینیم و آنورتیت نفوذی‌های چوران با توده‌های گرانیتوئیدی کانسارهای نظیر میدوک، دالی و سرکوه که به عنوان کانسارهای مس پورفیری اقتصادی و نیمه اقتصادی به حساب می‌آید (Pourkaseb et al., 2017; Zarasvandi et al., 2018)، کانسار چوران جزو کانسارهای نیمه اقتصادی است.

ویلیامسون و همکاران (Williamson et al., 2016)، با استفاده از شیمی پلاژیوکلاز نشان دادند که افزایش میزان آلومینیم در ساختار پلاژیوکلاز نشانه خوبی برای تفکیک و تمایز توده‌های نفوذی بارور از نابارور است. بر اساس نمودار $Al / (Ca + Na + K)$ (apfu) در مقابل $An\%$ (Williamson et al., 2016)، کلیه پلاژیوکلازهای توده گرانودیوریتی کانسار چوران در محدوده نفوذی‌های کانه‌دار و نمونه‌های نفوذی کوارتزیدیوریتی در محدوده

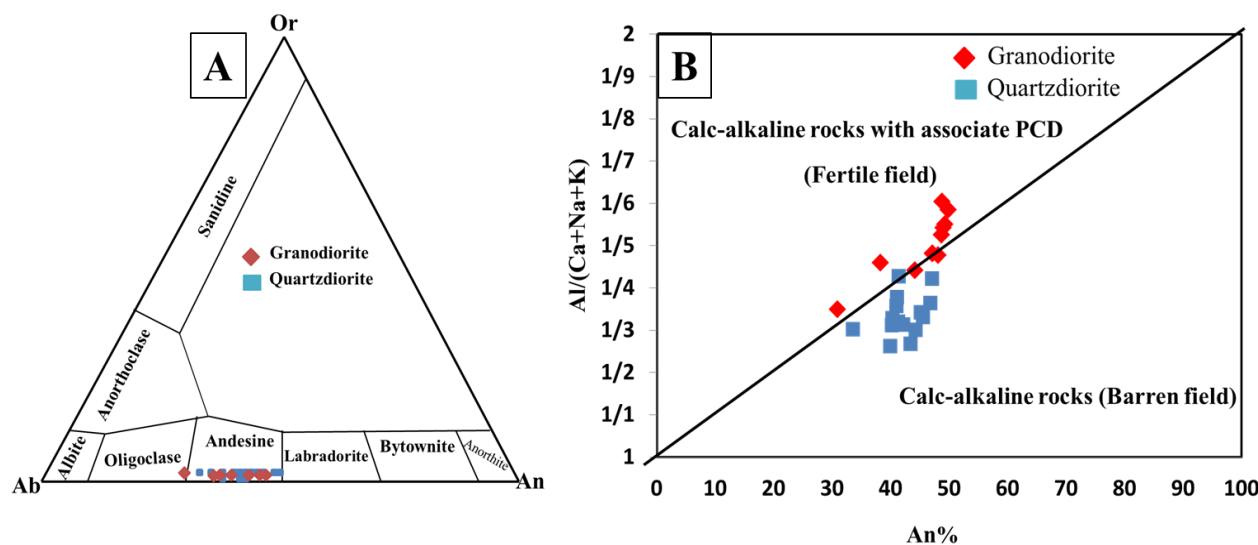


Legend

- Iron oxide and argillic alteration
- Granodiorite with phyllic alteration
- Quartz diorite with phyllic alteration
- Granodiorite with potassic alteration
- Quartz diorite with potassic alteration
- Ore
- Drill hole

شکل ۱۴. مقطع عرضی کانسار چوران که نشان‌دهنده دگرسانی عمده، کانه‌زایی و توده‌های نفوذی در کانسار است. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Py: پیریت، Ccp: کالکوپیریت، Apy: آرسنوپیریت، Sp: اسفالریت، Gn: گالن، Mag: مگنتیت، Anh: انیدریت، Qzt: کوارتز).

Fig. 14. Cross-section of Chorán deposit, that showing alteration, mineralization and intrusive rocks in the deposit. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Py: Pyrite, Ccp: Chalcopyrite, Apy: arsenopyrite, Sp: sphalerite, Gn: galena, Qzt: quartz, Mag: magnetite, Anh: anhydrite).



شکل ۱۵. A: طبقه‌بندی نفوذی‌های کانسار چوران بر اساس ترکیب پلاژیوکلاز آنها در نمودار مثلثی آنورتیت (An) - آلبیت (Ab) - ارتوکلاز (Or) (Deer et al., 1992) و B: نمونه‌های پلاژیوکلاز واحدهای کوارتز دیوریتی و گرانودیوریتی بر روی نمودار $Al/(Ca+Na+K)$ در مقابل میزان درصد آنورتیت (An%) (Williamson et al., 2016). محدوده سنگ‌های کالک‌آلکانل عقیم و سنگ‌های کالک‌آلکانل در ارتباط کانسارهای مس پورفیری برگرفته از ویلیامسون و همکاران (Williamson et al., 2016)

Fig. 15. A: Classification of Chorán intrusions based on their plagioclase composition in the ternary diagram of anorthite (An)_ albite (Ab)_ orthoclase (Or) (Deer et al., 1992), and B: Plagioclase samples of quartz diorite and granodiorite unites on the $Al/(Ca + Na + K)$ (apfu) vs. An% (Williamson et al., 2016). Fields of barren calkalkaline rocks and calc-alkaline rocks associated PCDs after Williamson et al. (2016)

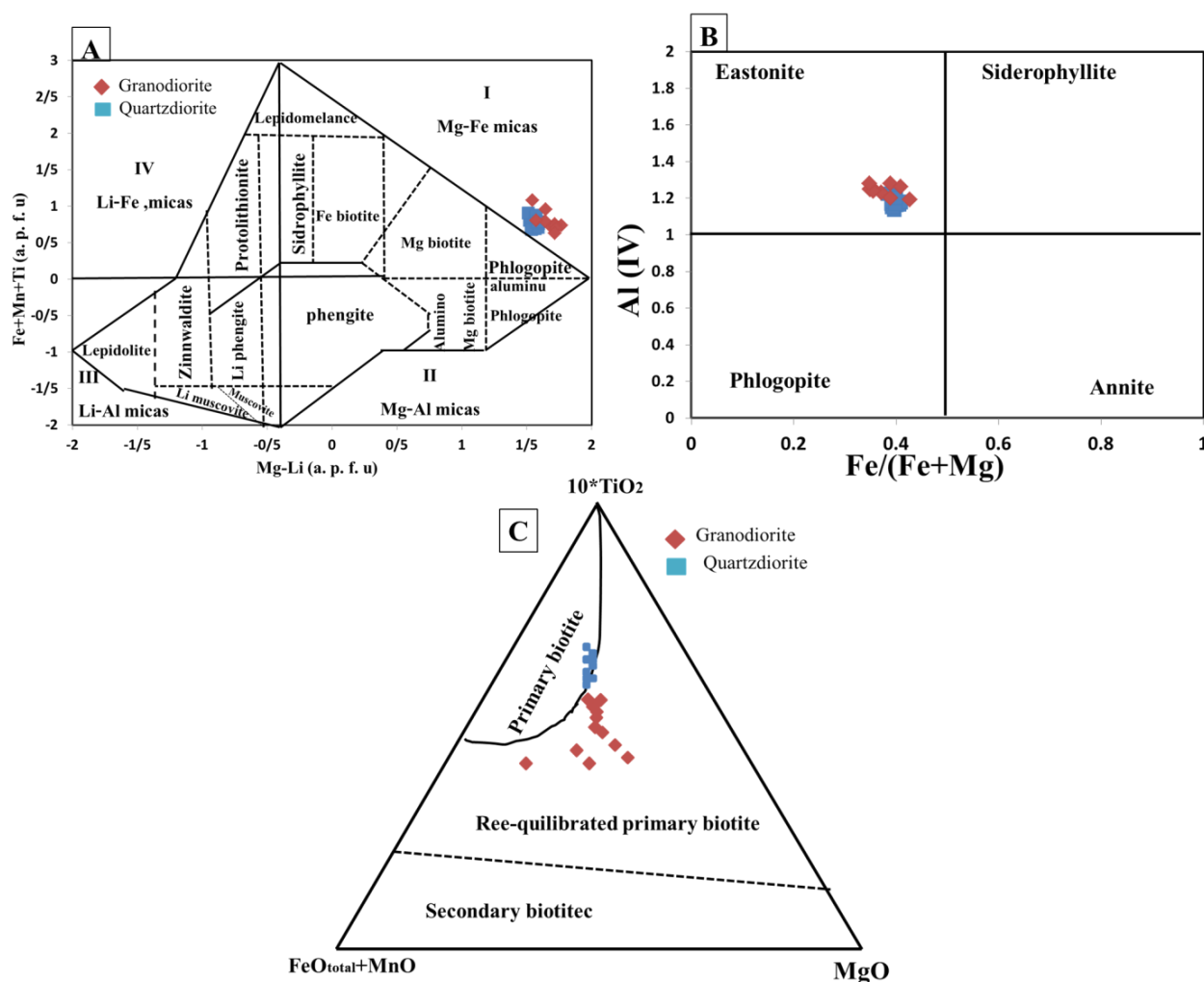
شیمی بیوتیت

(al., 2008). بیوتیت به عنوان یکی از کانی‌های فراوان و اصلی در سنگ‌های گرانودیوریت و کوارتز دیوریت کانسار چوران است. ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های مورد بررسی با استفاده از نرم‌افزار میکاپلاس و بر مبنای فرمول ساختاری بیوتیت و بر اساس ۲۲ اتم اکسیژن محاسبه شده است. بر اساس بررسی‌های شیمی بیوتیت در نمودار (Mg-Li) در مقابل $a.p.f.u (Fe_{tot}+Mn+Ti)$ (Tischendorf et al., 1997)، کلیه بیوتیت‌ها در محدوده میکاهای منیزیم‌دار، در رده بیوتیت‌های منیزیمی قرار می‌گیرند (شکل ۱۶-A). همچنین بر اساس تقسیم‌بندی انجمن بین‌المللی کانی‌شناسی، بیوتیت‌های مورد بررسی در نمودار $Fe/(Fe+Mg)$ در مقابل Al^{IV} (Deer et al., 1992) در محدوده‌ای با ترکیب شیمیایی ایستونیت $[KMg_2AlAl_2Si_2O_{10}(OH)_2]$ ، واقع شده است (شکل ۱۶-B). برای تفکیک بیوتیت‌های اولیه ماگمایی،

بیوتیت، کانی فرومنیزین غالب در توده‌های گرانیتیویدی است. این کانی در کوارتز دیوریت‌ها به رنگ قهوه‌ای و در گرانودیوریت‌ها به رنگ قهوه‌ای تا زرد یا سبز کم‌رنگ دیده می‌شود. تغییر رنگ آنها نشان‌دهنده تغییر ترکیب شیمیایی آنهاست (Lalonde and Bernard, 1993). بیوتیت به عنوان یک کانی رایج همراه با سامانه‌های ماگمایی و گرمایی گرانیتیویدهای کانه‌دار است و دارای ترکیب شیمیایی حساس نسبت به شرایط فیزیکیوشیمیایی محیط نظیر محتوای آب، هالوژن، دما، فوگاسیته اکسیژن و گوگرد است (Boomeri et al., 2018; Heidari et al., 2010). استفاده از شیمی بیوتیت به عنوان ابزاری مناسب برای بررسی شاخص‌های فیزیکیوشیمیایی توده‌های نفوذی همراه با کانه‌زایی استفاده می‌شود (Ayati et

نزدیک به مرز تعادل مجدد یافته واقع شده است (شکل ۱۶- C). این موضوع نشان می‌دهد که بیوتیت‌های گرانودیوریت کانسار چوران در تعادل با سیالات گرمایی در خلال تشکیل زون دگرسانی پتاسیک شکل گرفته است.

بیوتیت‌های تعادل مجدد یافته و بیوتیت‌های ثانویه می‌توان از نمودار سه‌تایی $MgO-10*(TiO_2)-(FeO+MnO)$ استفاده کرد. بر اساس این نمودار (Nachit et al., 2005)، بیوتیت‌های گرانودیوریت در محدوده بیوتیت‌های تعادل مجدد یافته و بیوتیت‌های کوارتزیدیوریت در محدوده بیوتیت‌های ماگمایی و



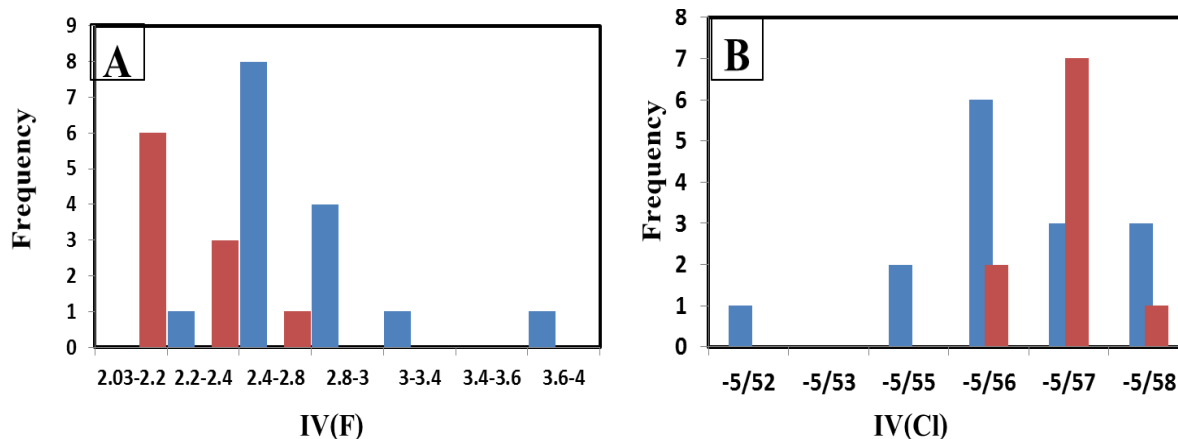
شکل ۱۶. A: ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های چوران در نمودار (Mg-Li) در مقابل $(Fe_{tot} + Mg + Ti - Al^{VI})$ (Tischendorf et al., 1997)، B: نمودار $Fe/(Fe+Mg)$ در مقابل Al^{IV} برای نمونه‌های بیوتیت‌های توده‌های گرانودیوریتی و کوارتزیدیوریتی کانسار چوران (Deer et al., 1992) و C: نمودار سه‌تایی $MgO-10*(TiO_2)-(FeO+MnO)$ برای تفکیک بیوتیت‌های ماگمایی، تعادل مجدد یافته و بیوتیت‌های ثانویه، (Nachit et al., 2005)

Fig. 16. A: Chemical composition of Chorán biotites on the Mg – Li vs. $Fe_{tot} + Mn + Ti - Al^{VI}$ classification diagram of Tischendorf et al. (1997), B: $Fe/(Fe + Mg)$ vs. Al^{IV} diagram for classification diagram of biotites of granodiorite and quartz diorite intrusions (Deer et al., 1992), and C: $10*TiO_2 - FeO^* - MgO$ ternary diagram for discrimination of magmatic, secondary biotites (Nachit et al., 2005)

محتوای هالوژنی و توانایی کانه‌زایی

هالوژن‌هایی همچون کلر و فلوئور جزو عناصر فراری هستند که نقشی مهم در حمل فلزات و کانه‌زایی سامانه‌های ماگمایی و گرمایی دارند. از این رو، می‌توان از محتوای هالوژنی (F و Cl) بیوتیت برای پایش تغییرات ترکیب سیال، ارزیابی عمق تزریق ماگمایی در سامانه‌های زمین‌گرمایی، میزان کانه‌زایی و نسبت تمرکز عناصر و بررسی رفتار عناصر فلزی در طی کانه‌زایی، استفاده کرد (Willmore et al., 2000). همچنین بررسی‌ها نشان داد، به علت نزدیک بودن شعاع یونی فلوئور به شعاع یونی OH، جانشینی فلوئور به جای OH نسبت به کلر با سهولت بیشتری در بیوتیت صورت می‌گیرد (Teiber et al., 2015) و در مقایسه با میزان فلوئور، مقدار کلری که قابلیت جای‌گیری در سایت OH را دارد، بسیار اندک بوده و به همین دلیل تنها برخی از بیوتیت‌ها به صورت استثنا، دارای نسبت $Cl/(OH+F+Cl)$ بیشتر از یک است (Munoz, 1984). بر اساس بررسی‌های شیمی بیوتیت در توده‌های کانسار چوران میزان فلوئور IV (F)، کلر IV (Cl) و

نسبت فلوئور به کلر IV (F/Cl) در بیوتیت‌های کوارتز دیوریت، به ترتیب ۲/۲ تا ۴/۸، ۵/۶- تا ۵/۵، ۷/۸- تا ۹/۶ و در گرانودیوریت به ترتیب ۲/۰- تا ۲/۴، ۵/۸- تا ۵/۶ و ۷/۷- تا ۸/۱ است. میزان کلر در بیوتیت‌ها همیشه به صورت منفی نشان داده می‌شود و بالاترین میزان کلر به صورت بالاترین میزان عددی نشان داده می‌شود. بر اساس مقایسه میزان کلر و فلوئور بیوتیت توده‌های موجود در کانسار چوران با دیگر توده‌های گرانیتوئیدی در کانسارهایی نظیر میدوک و سرکوه، میزان کلر و فلوئور بیوتیت‌های کانسار چوران شباهت نزدیک به این کانسارها دارند. چنان‌که در شکل ۱۷ نمایش داده شده است، میزان کلر Cl در بیوتیت‌های توده گرانودیوریتی چوران بیشتر از بیوتیت‌های توده کوارتز دیوریتی است (شکل ۱۷-B) و همچنین میزان فلوئور نیز در توده گرانودیوریتی کمتر از کوارتز دیوریتی است (شکل ۱۷-A). از این شواهد می‌توان نتیجه گرفت که کانه‌زایی در کانسار چوران بیشتر مربوط به توده‌های گرانودیوریتی است.



شکل ۱۷. نمودارهای فراوانی کلر و فلوئور، A: IV(Cl) و B: IV(F)، برای بیوتیت‌های توده گرانودیوریتی و کوارتز دیوریتی کانسار چوران

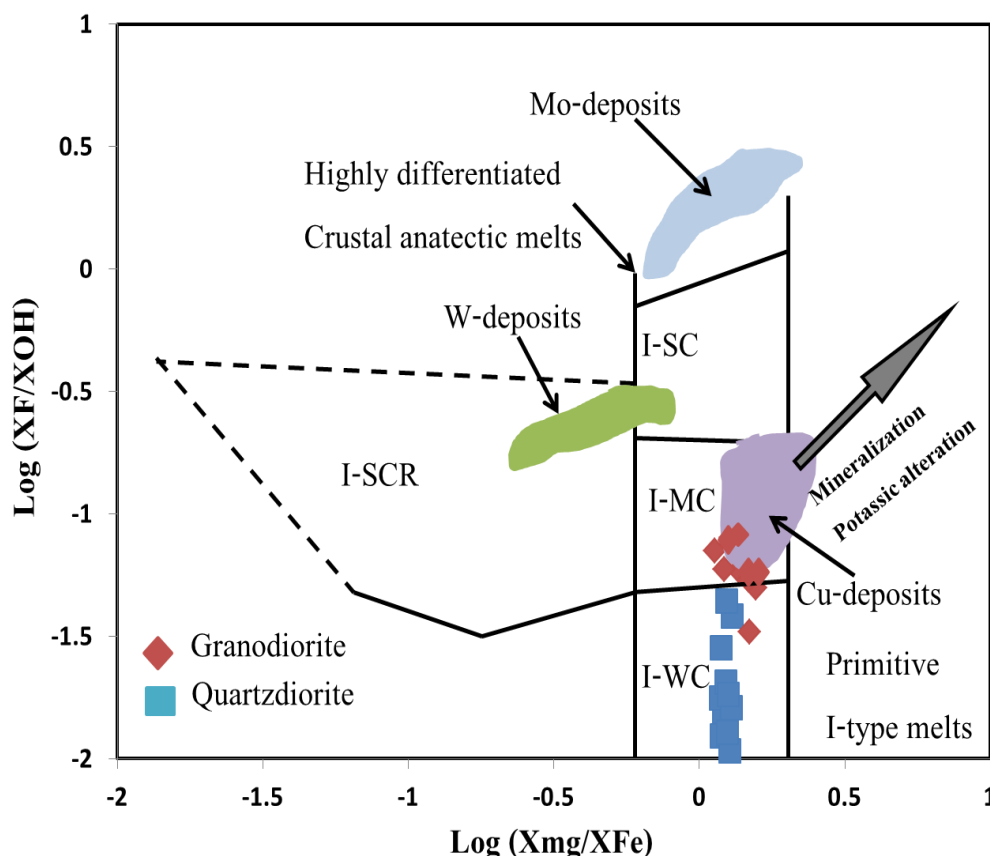
Fig. 17. Histograms showing the frequency of A, IV(F), and B: IV(Cl) for the biotites of granodiorite and quartz diorite in Chorán deposit

(آمیختگی) سنگ‌های آذرین استفاده شود (Ague and Brimhall, 1988). اصطلاح آلودگی برای بیان درهم‌کنش

بر اساس بررسی‌های انجام‌شده، تغییرات نسبت‌های Mg/Fe و F/OH در بیوتیت ماگمایی می‌تواند برای تشخیص اختلاط

ماگمای (نوع I) مشتق شده از گوشته بالایی یا صفحه فرورانده با ترکیبات با منشأ قاره‌ای توسط فرایندهایی نظیر ذوب‌بخشی، اختلاط ماگمایی و هضم به کار می‌رود. گرانیتوئیدهای نوع I حاوی بیوتیت‌های با (XMg/XFe) کمتر از ۰/۲۱ - بر اساس افزایش نسبت F/OH در سه زیرگروه تقسیم‌بندی می‌شوند. سه زیرگروه متعلق به گرانیت‌های نوع I با محدوده‌های بالای اکسایشی شناخته می‌شوند. گرانیتوئیدهای حاوی بیوتیت‌های با

بیشتر از ۰/۲۱ - نیز در دو زیرگروه آلودگی شدید و کاهشی (نوع I-SCR) جای می‌گیرند (Brimhall and Crerar, 1987). نمونه‌های مورد بررسی در توده‌های گرانودیوریتی و کوارتزدیوریتی کانسار چوران به ترتیب در بخش‌های گرانیتوئیدهای I با میزان آلودگی متوسط و اندک واقع می‌شوند (شکل ۱۸).



شکل ۱۸. قرارگیری بیوتیت‌های توده‌های گرانودیوریتی و کوارتزدیوریت کانسار چوران روی نمودار $\log (XF/XOH)$ در مقابل $\log (XMg/Fe)$ (Brimhall and Crerar, 1987)، گرانیتوئیدهای با آلودگی کم (I-WC)، متوسط (I-MC) و شدید (I-SC)، گرانیتوئیدهای شدیداً آلوده و احیایی (I-SCR)

Fig. 18. Plot of Chorran deposit granodiorite and quartz diorite biotites samples on the $\log (XMg/XFe)$ vs. $\log (XF/XOH)$ discrimination diagram of Brimhall and Crerar (1987). Abbreviations: I-WC; I-type Weakly Contaminated, I-MC; I-type Moderately Contaminated, I-SC; I-type Strongly Contaminated and ISCR; I-type Strongly Contaminated and Reduced. Fields of Mo and W porphyry deposits.

نتیجه‌گیری

یکی از مهم‌ترین جایگاه‌های تشکیل کانسارهای پورفیری و اپی‌ترمال را می‌توان موقعیت‌های برخوردی و پس از برخوردی همانند کمان ماگمایی ارومیه - دختر دانست. امروزه نتایج به دست آمده از پژوهش‌های انجام‌شده در این راستا نشان می‌دهند که کانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون متوسط و بالا در ارتباط نزدیک با کانسارهای پورفیری است و اغلب کانسارهای سولفیداسیون بالا و متوسط معمولاً در قسمت بالای یک کانسار پورفیری و یا با فاصله کمی از این کانسارها قرار گرفته‌اند. از جمله شواهدی که می‌تواند دال بر وجود یک سامانه پورفیری در قسمت‌های عمیق یک کانسار اپی‌ترمال باشد، تغییرات زون‌های دگرسانی، تغییرات نوع کانه‌زایی و ساخت و بافت در عمق‌های مختلف است. بر اساس بررسی‌های صحرایی، کانه‌نگاری، کانی‌شناسی و بررسی‌های ژئوشیمی سیلیکات توده‌های نفوذی در رخدادهای کانه‌زایی چوران، می‌توان عنوان کرد که کانسار مس - طلای چوران مثالی از یک سامانه انتقالی پورفیری به اپی‌ترمال سولفیداسیون بالاست. از جمله عوامل این مقایسه به شرح زیر است:

- بررسی روند تغییرات دگرسانی از عمق به سطح نشان می‌دهد که در قسمت‌های عمقی کانسار، بیشترین حجم دگرسانی مربوط به دگرسانی پتاسیک است و با حرکت به سمت قسمت‌های سطحی به ترتیب میزان دگرسانی‌های فلیک و آرژیلیک افزایش یافته

است. همچنین در قسمت‌های سطحی کانسار رگه‌های سیلیسی سولفیدی به ضخامت ۵۰ تا ۱۵۰ سانتی‌متر با روند شمال‌شرق - جنوب‌غرب رخنمون دارد.

- دسته‌بندی انواع رگه‌های سیلیسی کانه‌دار در کانسار چوران از عمق به سطح نشان می‌دهد که رگه‌های نوع A مرتبط با زون پتاسیک و بیشتر در قسمت‌های عمقی کانسار است. رگه‌های نوع B و D مرتبط با زون فلیک به ترتیب در قسمت‌های سطحی کانسار دیده می‌شود.

- تغییرات نوع کانه‌زایی از عمق به سطح در کانسار چوران نشان‌دهنده تغییر شرایط فیزیکوشیمیایی سیال کانه‌دار است. به نحوی که کانه‌زایی از عمق به سطح به ترتیب شامل کانه‌های مگنتیت، پیریت، کالکوپیریت، آرسنوپیریت، اسفالریت، گالن و تورمالین است.

- بر اساس بررسی‌های شیمی سیلیکات، کلیه پلاژیوکلازهای توده گرانودیوریتی کانسار چوران در محدوده نفوذی‌های کانه‌دار و توده‌های کوارتزیدیوریتی در محدوده نفوذی‌های نابارور به سمت بارور قرار گرفته‌اند. همچنین Cl و F به عنوان عناصر هالوژنی، نقشی مهم در حمل فلزات و کانه‌زایی سامانه‌های ماگمایی و گرمابی دارند. بر همین اساس، میزان کلر Cl در بیوتیت‌های توده گرانودیوریتی چوران بیشتر از بیوتیت‌های توده کوارتزیدیوریتی است و همچنین میزان فلوئور نیز در توده گرانودیوریتی کمتر از کوارتزیدیوریتی است.

1. EPMA

2. Mica⁺

References

- Ague, J.J. and Brimhall, G.H., 1988. Magmatic arc asymmetry and distribution of anomalous plutonic belts in the batholiths of California: effects of assimilation, cratónal thickness and depth of crystallization. *GSA Bulletin*, 100(1): 912–927.
[https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1988\)100<0912:MAADO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1988)100<0912:MAADO>2.3.CO;2)
- Ahmadian, J., Haschke, M., McDonald, I., Regelous, M., Ghorbani, M., Emami, M. and Murata, M., 2009. High magmatic flux during Alpine–Himalayan collision: constraints from the Kal-e-Kafi complex, central Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 121(5–6): 857–868.
<https://doi.org/10.1130/B26279.1>
- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229(3–4): 211–238.
[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90030-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90030-2)
- Almeev, R.R. and Ariskin, A.A., 1996. Mineralmelt equilibria in a hydrous basaltic system: computer modeling. *Geochemistry International*, 34(7): 563–573. Retrieved September 1, 1996 from https://www.academia.edu/17785119/MineralMelt_Equilibria_in_a_Hydrous_Basaltic_System_Computer_Modeling
- Asadi, S., Moore, F. and Zarasvandi, A., 2014. Discriminating productive and barren porphyry copper deposits in the southeastern part of the central Iranian volcanoplutonic belt, Kerman region, Iran: a review. *Earth-Science Reviews*, 138(3): 25–46.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.08.001>
- Ayati, F., Yavuz, F., Noghreyan, M., Haroni, H.A. and Yavuz, R., 2008. Chemical characteristics and composition of hydrothermal biotite from the Dalli porphyry copper prospect, Arak, central province of Iran. *Mineralogy and Petrology*, 94(1): 107–122.
<https://doi.org/10.1007/s00710-008-0006-5>
- Berberian, M. and King, G.C., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(2): 210–265.
<https://doi.org/10.1139/e81-019>
- Berberian, F., Muir, I.D., Pankhurst, R.J. and Berberian, M., 1982. Late Cretaceous and early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran. *Journal of the Geological Society*, 139(5): 605–614.
<https://doi.org/10.1144/gsjgs.139.5.0605>
- Boomeri M., Nakashima K. and Lentz, DR., 2010. The Sarcheshmeh porphyry copper deposit, Kerman, Iran: A mineralogical analysis of the igneous rocks and alteration zones including halogen element systematic related to Cu mineralization processes. *Ore Geology Reviews*, 38(5): 367–381.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2010.09.001>
- Brimhall, G.H. and Crerar, D.A., 1987. Ore fluids, Magmatic to supergene, in thermodynamic modeling of geological materials. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 17(1): 235–321.
<https://doi.org/10.1515/9781501508950-010>
- Chang, Z., Hedenquist, J.W., White, N.C., Cooke, D. R., Roach, M., Deyell, C.L. and Cuison, A. L., 2011. Exploration tools for linked porphyry and epithermal deposits: Example from the Mankayan intrusion-centered Cu-Au district, Luzon, Philippines. *Economic Geology*, 106(8): 1365–1398.
<https://doi.org/10.2113/econgeo.106.8.1365>
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1992. An Introduction to the Rock Forming Minerals, Second Longman Editions. Longman, London, 696 pp.
<https://doi.org/10.1180/DHZ>
- Franchini, M., McFarlane, C., Maydagán, L., Reich, M., Lentz, D.R., Meinert, L. and Bouhier, V., 2015. Trace metals in pyrite and marcasite from the Agua Rica porphyry-high sulfidation epithermal deposit, Catamarca, Argentina: Textural features and metal zoning at the porphyry to epithermal transition. *Ore Geology Reviews*, 66(3): 366–387.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.10.022>
- Gregory, M.J., 2017. A fluid inclusion and stable isotope study of the Pebble porphyry copper-gold-molybdenum deposit, Alaska. *Ore Geology Reviews*, 80(5): 1279–1303.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.08.009>
- Hedenquist, J., 2000. Exploration for Epithermal Gold deposits. *Society of Exploration Geophysicists Reviews*, 13(1): 245–277.
<https://doi.org/10.5382/Rev.13>
- Hedenquist, J.W., Arribas, A., Jr. and Reynolds, T.J., 1998. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits,

- Philippines. *Economic Geology*, 93(4): 373–404.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.93.4.373>
- Heidari, M., Zarasvandi, A., Rezaei, M., Raith, J. and Saki, A., 2018. Physicochemical Attributes of Parenta Magma in Collisional Porphyry Copper Systems; Using Biotite Chemistry, Case Study: Chahfiruzeh Porphyry Copper Deposit. *Journal of Economic Geology*, 10(2): 561–586.
<https://doi.org/10.22067/ECONG.V10I2.65652>
- Hezarkhani, A. and Williams, A.E., 1998. Controls of alteration and mineralization in the Sungun porphyry copper deposit, Iran: evidence from fluid inclusions and stable isotopes. *Economic Geology*, 93(5): 651–670.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.93.5.651>
- Hosini, Z., Ghaemi, J. and Mohbi, A., 1994. Geological map of Sirzan, scale 1:250,000. Geological Survey of Iran.
- Khan nazer, N.H., 1995. Geological map of Chargonbad, scale 1:100,000. Geological Survey of Iran.
- Kirkham, R.V. and Dunne, K.P., 2000. World distribution of porphyry, porphyry-associated skarn, and bulk-tonnage epithermal deposits and occurrences, Natural Resources Canada, Geological Survey of Canada, Open File, Volume 3792, Part 1, 87 pp.
<https://doi.org/10.4236/ojg.2018.86035>
- Kouhestani, H., Ghaderi, M., Zaw, Khin., Meffre, S. and Emami, M.H., 2012. Geological setting and timing of the Chah Zard breccia-hosted epithermal gold–silver deposit in the Tethyan belt of Iran. *Mineral Deposita*, 47(4): 425–440.
<https://doi.org/10.1007/s00126-011-0382-3>
- Lalonde, A.E. and Bernard, P., 1993. Composition and color of biotite from granites: two useful Properties in the characterization of plutonic suites from the Hepburn internal zone of Wopmay orogeny, Northwest Territories. *The Canadian Mineralogist*, 31(1): 203–217. Retrieved March 03, 1993 from
<https://pubs.geoscienceworld.org/canmin/article-abstract/31/1/203/12452/Composition-and-color-of-biotite-from-granites-two?redirectedFrom=fulltext>
- Munoz, J.L., 1984. F–OH and Cl–OH exchange in micas with applications to hydrothermal ore deposits. In: S.W. Bailey (Editor), *Micas. Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy*, Volume 13, pp. 469–493. Retrieved January 01, 1984 from
<https://pubs.geoscienceworld.org/canmin/article-abstract/31/1/203/12452/Composition-and-color-of-biotite-from-granites-two?redirectedFrom=fulltext>
- Muntean, J., 2001. Porphyry-Epithermal Transition: Maricunga Belt, Northern Chile. *Economic Geology*, 96(4): 743–772.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.96.4.743>
- Nachit, H., Ibhi, A.B., Abia, El-H., El Hassan, A. and Ben Ohoud, M., 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites, and neoformed biotites. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(16): 1415–1420.
<https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.09.002>
- Pletchov, P.Y. and Gerya, T.V., 1998. Effect of H₂O on plagioclase-melt equilibrium. *Experiment in Geosciences*, 7(2): 7–9.
<https://doi.org/10.2138/am.2012.4100>
- Pourkaseb, H., Zarasvandi, A., Saed, S. Davoudian Dehkordy, A., 2017. Magmatic-hydrothermal fluid evolution of the Dalli porphyry Cu-Au deposit; using Amphibole and Plagioclase mineral chemistry. *Journal of Economic Geology*, 9(1): 73–92. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/ECONG.V9I1.51704>
- Putirka, K.A., 2005. Igneous thermometers and barometers based on plagioclase plus liquid equilibria: tests of some existing models and new calibrations. *American Mineralogist*, 90(2–3): 336–346.
<https://doi.org/10.2138/am.2005.1449>
- 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: examples from the Tethyan arcs of Central and Eastern Iran and Western Pakistan. *Economic Geology*, 107(3): 295–332.
<https://doi.org/10.2113/econgeo.107.2.295>
- Richards, J.P., Wilkinson, D. and Ullrich, T., 2006. Geology of the Sari Gunay epithermal gold deposit, northwest Iran. *Economic Geology*, 101(8): 1455–1496.
<https://doi.org/10.2113/econgeo.107.2.295>
- Shafiei, B., 2012. Discrimination between productive and non-productive granitoid intrusions in Kerman porphyry copper belt: Results of preliminary petrographic studies. *Journal of Advanced Applied Geology*, 2(1): 1–7.

- Retrieved August 01, 2012 from https://aag.scu.ac.ir/article_11549.html?lang=en
- Shafiei, B., Haschke, M. and Shahabpour, J., 2009. Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, southeastern Iran. *Mineralium Deposita*, 44(3): 265–281. <https://doi.org/10.1007/s00126-008-0216-0>
- Shafiei, B. and Shahabpour, J., 2008. Gold distribution in porphyry copper deposits of Kerman region, Southeastern Iran. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 19(3): 247–260. Retrieved November 01, 2008 from https://jscienc.es.ut.ac.ir/article_31898_d85486b4c0968032c431d13c3a137f20.pdf
- Shahabpour, J. and Kramers, J.D., 1987. Lead isotope data from the Sar-Cheshmeh porphyry copper deposit, Iran. *Mineralium Deposita*, 22(4): 278–281. <https://doi.org/10.1007/BF00204520>
- Sillitoe, R.H., 2010. Porphyry copper systems. *Economic Geology*, 105(1): 3–41. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3>
- Taghipour, N., Aftabi, A. and Mathur, R., 2008. Geology and Re-Os Geochronology of Mineralization of the Miduk Porphyry Copper Deposit, Iran. *Resource Geology*, 58(18): 143–160. <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2008.00054.x>
- Takin, M., 1972. Iranian geology and continental drift in the Middle East. *Nature*, 235(53): 147–150. <https://doi.org/10.1038/235147a0>
- Teiber, H., Scharrer, M., Marks, M.A.W., Arzamastsev, A.A., Wenzel, T. and Markl, G., 2015. Equilibrium partitioning and subsequent redistribution of halogens among apatite–biotite–amphibole assemblages from mantle-derived plutonic rocks. Complexities revealed. *Lithos*, 220(223): 221–237. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.02.015>
- Tischendorf, G., Gottesmann, B., Förster, H.J. and Trumbull, R.B., 1997. On Li-bearing micas: Estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation. *Mineralogical Magazine*, 61(1): 809–834. <https://doi.org/10.1180/minmag.1997.061.409.05>
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Williamson, B.J., Herrington, R.J. and Morris, A., 2016. Porphyry copper enrichment linked to excess aluminium in plagioclase. *Nature Geoscience*, 9(3): 237–241. <https://doi.org/10.1038/ngeo2651>
- Willmore, C.C., Boudreau, A.E. and Kruger, F.J., 2000. The halogen geochemistry of the Bushveld Complex, Republic of South Africa: implications for chalcophile element distribution in the lower and critical zones. *Journal of Petrology*, 41(10): 1517–1539. <https://doi.org/10.1093/petrology/41.10.1517>
- Yavuz, F., 2003. Evaluating micas in petrologic and metallogenic aspect: Part II – Applications using the computer program Mica+. *Computers and Geosciences*, 29(10): 1215–1228. [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(03\)00143-2](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(03)00143-2)
- Zarasvandi, A., Liaghat, S. and Zentilli, M., 2005. Geology of the Darreh-Zerreshk and Ali-Abad porphyry copper deposits, central Iran. *International Geology Review*, 47(6): 620–646. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.47.6.620>
- Zarasvandi, A., Rezaei, M., Raith, J.G., Pourkaseb, H., Asadi, S., Saed, M. and Lentz, D.R., 2018. Metal endowment reflected in chemical composition of silicates and sulfides of mineralized porphyry copper systems, Urumieh-Dokhtar magmatic arc, Iran. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 223(36): 36–59. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2017.11.012>