Researches in Earth Sciences

Journal homepage: https://esrj.sbu.ac.ir

Research Article

Copper and gold mineralization and petrography and geochemistry of igneous rocks in Taktalar, northwest of Zahedan, Sistan and Baluchestan province

Mohammad Boomeri[1] *, Atefeh Piri[1], Abdolbaset Nohtanifar[1], Hamid Reza Soloki[1]

1-Geology Department, Sciences College, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

Received: 13 Feb 2020 Accepted: 04 Aug 2020

Extended Abstract

Introduction

The Taktalar is located 140 km northwest of Zahedan in Sistan suture zone (SSZ). The SSZ is divided into ophiolitic complexes of Ratuk and Neh which are separated by Sefidabeh basin in the central parts (Tirrul et al., 1983). The Neh and Ratuk complex consists of Cretaceous ophiolites, Cretaceous to Eocene phyllite and Paleogene deep sedimentary and continental clastic rocks. The Sefidabeh basin mainly consists of flysch-like rocks. Various basic to acidic extrusive and intrusive rocks occur in these subzones. The hydrothermal alteration and mineralization types are associated with the igneous rocks. There are also intensive and extensive alterations and weak Au, Cu, Pb and Zn mineralization evidences in the Taktalar. The aim of this paper is to examine petrology, alteration and mineralization of the study area.

Materials and Methods

Sixty-three thin sections and 22 polish and thin-polish sections were examined by polarizing microscope under transmission and reflected light. Eight samples from the igneous rocks were analyzed by XRF and ICP-MS for major and trace and rare earth elements, respectively. 400 rock samples and cores were analyzed by ICP-OES to interpret grade and variation of Cu, Au, Mo, Ag, Pb and Zn.

Results and Discussion

The phyllite, sandstone and siltstone were intruded by intermediate stocks in the study area. These unites were also intruded by E-W intermediate dikes. Mineralized and non-mineralized silicic and carbonate veins were formed in E-W and NE faults. The stocks are diorite porphyry and granodiorite porphyry. They occur as a large ellipsoid with a fine-sized groundmass similar to completely altered dacite and andesite and contain plagioclase, amphibole, biotite and quartz. The intermediate dikes are also diorite porphyry and contain plagioclase, quartz, hornblende and biotite. The host rocks including sedimentary and igneous rocks in the study area are extensively and intensively altered. The alteration types are potassic, phyllic, silicic-argillic, propylitic and show the zoning. The potassic alterations are centered on a diorite porphyry stock and are characterized by biotite, orthoclase and mineralized quartz veins. The most extensive and intensive alteration is phyllic alteration which is centered on more than 80 % of outcrops of igneous and sedimentary rocks. This alteration is characterized by quartz, sericite, pyrite and tourmaline. The silicic-argillic alteration extensively occurs near silicic veins. The propylitic alteration occurs in marginal parts, associated with intermediate dikes, diorite porphyry and the flysch-like rocks.

Citation: Boomeri, M. et al, 2020. Copper and gold mineralization and petrography and geochemistry of igneous rocks in Taktalar, northwest of Zahedan, Sistan and Baluchestan province, *Res. Earth. Sci:* 11(4), (109-128)
DOI: 10.52547/esrj.11.4.109

* Corresponding author E-mail address: Boomeri@science.usb.ac.ir

Copyright: © 2020 by the authors. Submitted for possible open access publication under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY). license (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).

Researches in Earth Sciences

Journal homepage: https://esrj.sbu.ac.ir

In Taktalar, pyrite is the most abundant sulfide which is sometimes associated with little amounts of chalcopyrite, bornite and covellite. The Cu mineralization is mainly characterized with Cu carbonates such as malachite and azurite and iron oxide veins. The maximum contents of Cu, Au, and Mo in the porphyry stock are 33000, 0.75 and 210 ppm, respectively. The vein mineralization occurs in marginal parts of the area and are associated with silicic and argillic alteration in oxidized parts. The veins are three types: gold-bearing silicic-iron oxide, Cu-bearing silicic-sulfide and poly-metal. The maximum contents of Au, Cu, Ag, Pb and Zn are 48 ppm, 10 %, 70 ppm, 27 % and 0.11 %, respectively.
The igneous rocks are calc-alkaline and shoshonitic. SiO2 contents in them range from 57.51 to 69.33 wt. %. The minor and rare earth elements which are normalized to the MORB and the primitive mantle, respectively, show that LREE and LILE are enriched more than LREE and HESE, respectively. The enrichment of LREE and LILE, negative anomalies of Ba Ti, Nb and Zr and positive anomalies of Rb, Th, Ce, Sm suggest that the igneous rocks were emplaced in a volcanic arc related environment.

Conclusion

The mineralization in Taktalar occurs as stock works and is disseminated in central parts and as vein in marginal parts. In the disseminated type, Cu and Mo are anomalous but of low grade. In vein type, there are high grades of Au. The mineralization is a low-grade porphyry system in terms of its alteration, mineralization style and sub-volcanic igneous rocks. The epithermal vein mineralization occurs mainly as lead and gold veins in the marginal parts of the area and telescoped onto a porphyry system.

Keywords: Sistan suture zone, Taktalar, Post-collisional tectonic setting, Epithermal- porphyry systems, Calc-alkaline and shoshonitic magmas.

Copyright: © 2020 by the authors. Submitted for possible open access publication under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY). license (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).

کانی‌زایی مس و طلا، سنگ‌نگاری و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین در تک‌تلار، شمالغرب زاهدان، استان سیستان و بلوچستان

محمد بومری*[۱]، عاطفه پیری[۱]، عبدالباسط نهتانی‌فر[۱]، حمید رضا سلوکی[۱]

۱-گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۸/۱۱/۲۴
تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۹/۵/۱۴

چکیده

محدوده تک‌تلار از نظر زمین‌شناسی در پهنه جوش خورده‌ی سیستان واقع شده است. قدیمی‌ترین سنگ‌ها در محدوده مورد بررسی سنگ‌های فلیش-گونه همچون شیل، سیلتستون و ماسه‌سنگ ائوسن می‌باشند که مورد نفوذ استوک‌های دیوریت پورفیری وگرانودیوریت پورفیری و دایک‌های گرانودیوریتی الیگوسن واقع شده است. سنگ‌های آذرین از لحاظ ژئوشیمیایی دارای ترکیب دیوریت تا گرانودیوریت و متعلق به ماگماهای کالک آلکالن و شوشونیتی و جایگاه‌های مرتبط به کمان هستند. نمودار عنکبوتی عناصر جزئی و کمیاب خاکی که به ترتیب نسبت به مورب و کندریت به هنجار شدند نشان می‌دهند که REE و LILE غنی شدگی ولی عناصری از HES تهی شدگی دارند. غنی شدگی LREE و LILE، وجود آنومالی‌های منفی Ba، Ti و Zr و آنومالی‌های مثبت Ce، Rb، Sm و Th حاکی از شکل‌گیری نمونه‌های مورد مطالعه در محیطی مرتبط با کمان آتشفشانی است. استوک‌های و سنگ‌های میزبان آنها در محدوده مورد مطالعه به شدت دگرسان شده می‌باشند. انواع دگرسانی‌ها شامل دگرسانی پتاسیک، فیلیک، تورمالینی، آرژیلیک، سیلیسی و پروپیلیتیک هستند. در مناطق دگرسانی، کانی‌زایی به صورت پراکنده، استوک‌ورک‌های کوارتز و رگه‌های سیلیسی رخ داده است. کانی‌زایی در محدوده تک‌تلار بر حسب نوع، شدت و منطقه‌بندی دگرسانی‌ها و سبک کانی‌زایی و همراهی با سنگ‌های آذرین نیمه نفوذی کالک آلکالن با بافت پورفیری، از نوع اپی‌ترمال- پورفیری کم عیار است. کانی‌زایی رگه‌ای اپی‌ترمال به صورت رگه‌های مس، سرب و طلا و تلسکوپی در حاشیه محدوده پورفیری رخ داده است. در محدوده مورد مطالعه سولفیدهای هیپوژن پیریت و کالکوپیریت و کانی‌های سوپرژن مالاکیت، آزوریت و هیدرواکسیدهای می‌باشند.

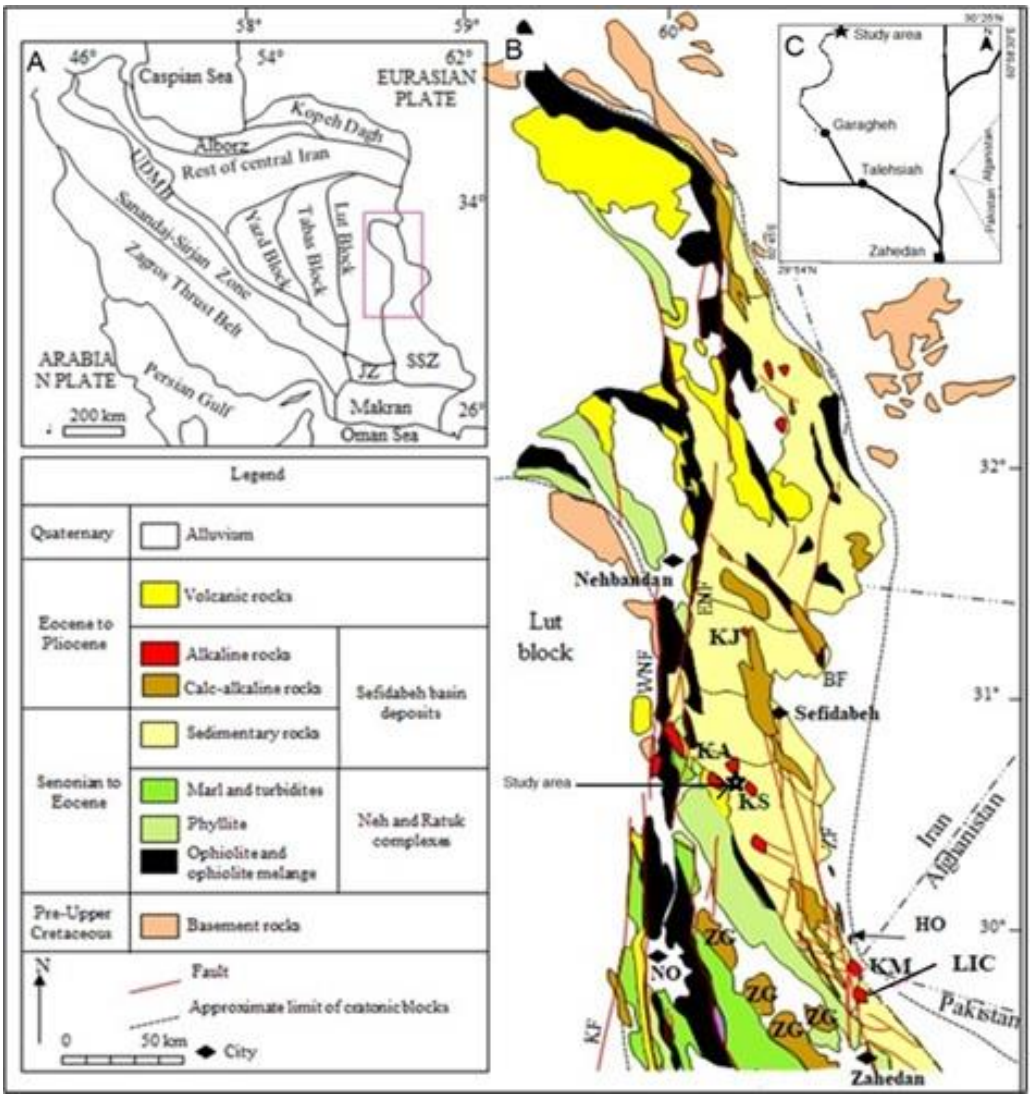
واژه‌های کلیدی: پهنه جوش خورده‌ی سیستان، تک‌تلار، جایگاه تکتونیکی پسابرخوردی، سیستم‌های اپی-ترمال- پورفیری، ماگماهای کالک-آلکالن و شوشونیتی.

*- نویسنده مسئول: Email: Boomeri@science.usb.ac.ir

مقدمه

محدوده تک‌تلا از لحاظ زمین‌شناسی در پهنه زمین‌درز سیستان (شکل ۱A) و در ۱۴۰ کیلومتری شمالغرب شهر زاهدان در استان سیستان و بلوچستان واقع است (شکل ۱C). پهنه زمین‌درز سیستان از دو مجموعه افیولیتی رتوک در شرق و نه در غرب و حوضه رسوبی سفیدآبه در بین آنها تشکیل شده است (Tirrul et al, 1983) (شکل ۱B). مجموعه نه ورتوک حاوی افیولیت هایی به سن کرتاسه، فیلیت باسن کرتاسه تا ائوسن (فلیش‌های دگرگونه) و سنگ‌های رسوبی-آواری قاره‌ای عمیق با سن پالئوژن می‌باشد (Tirrul et al, 1983)، که افیولیت‌ها و فلیش‌های دگرگونه در مرزشان به دلایل تکتونیکی دچار بی نظمی و آشفتگی و اختلاط زیادی شده‌اند. حوضه سفیدآبه از نظر چینه‌شناسی به هم پیوسته و نظم بهتری دارد و از سنگ‌های تخریبی و کربناته سنومانین تا ائوسن به ضخامت ۸ کیلومتر تشکیل شده‌اند (Tirrul et al, 1983). این محققین سنگ-های این حوضه را به ۱۱ سازند تقسیم‌بندی کرده‌اند که عمدتاً شامل سنگ‌های فلیش‌گونه، افیولیت ملانژ و تنوعی از سنگ‌های خروجی و درونی با ترکیب بازیک تا اسیدی می‌باشد. منطقه تک‌تلار از لحاظ زمین‌شناسی در حوضه سفیدآبه و نزدیک به مرز شرقی مجموعه نه واقع شده است. سنگ‌های آذرین هم در مجموعه‌های نه و رتوک و هم در حوضه سفیدآبه به فراوانی دیده می‌شوند که نشان‌دهنده مراحل کاملی از ایجاد ریفت قاره-ای، فرورانش، تصادم و حوادث پس از تصادم در پهنه زمین‌درز سیستان است (Camp and Griffis, 1982; Tirrul et al, 1983). مجموعه‌های افیولیتی قدیمی‌ترین سنگ‌ها و نشانه بقایای پوسته اقیانوسی در پهنه زمین درزسیستان هستند. سنگ‌های خروجی و نفوذی نخیلاب و رود شور و بخشی از گرانیتوئید زاهدان متعلق به کرتاسه پایانی و ائوسن و نشانه فرورانش پوسته اقیانوسی در شرق ایران هستند (Camp and Griffis, 1982; Mohammadi et al, 2016؛ هدایتی، ۱۳۹۳). بخشی از گرانیتوئید زاهدان با سن الیگوسن پیشین به برخورد بلوک لوت و سیستان نسبت داده شده است (Camp and Griffis, 1982). حوادث بعد از برخورد بلوک‌های لوت و افغان منجر به چین‌خوردگی و گسل خوردگی امتداد لغز مزدوج و ماگماتیسم در الیگوسن و میوسن و تشکیل سنگ‌های آذرین در کوه لار، آساگی، تک تلار و غیره شده است (Camp and Griffis, 1982). جابه‌جایی‌های امتداد لغز راست‌بر اصلی، اغلب در امتداد گسل-های قدیمی‌تر متمرکز شده‌اند و منجر به حرکات متضاد بین بلوک‌های لوت و افغان در میوسن باعث دایک و استوک‌های فراوان و ولکانیسم آلکالن شده‌اند (Tirrul et al, 1983). این رویدادها باعث کانسارهای متعددی از جمله سیستم‌های شبه پورفیری نخیلاب، آساگی، سیاسترگی، جانجا، تک‌تلار، لار و زاهدان شده است (هدایتی و همکاران، ۱۳۹۵؛ جان آبادی، ۱۳۹۷؛ بومری، ۱۳۹۶؛ Boomeri et al, 2019). بررسی کوه کله-گر شامل محدوده تک‌تلار با استفاده از تکنیک-های دور سنجی حاکی از دگرسانی گسترده در این منطقه است (سرگزی و همکاران، ۱۳۹۴). شرکت مشاور معدنی اونیکس در سال ۱۳۹۵ با استفاده از مطالعات ژئوفیزیکی به روش IP-RS به مناطق سولفیدی در اعماق اشاره کرده است (پیری، ۱۳۹۶). براساس گزاراش این شرکت در سال ۱۳۹۸ محدوده تک تلار به دو بخش پورفیری و رگه‌ای قابل تفکیک است که در بخش پورفیری ۵ گمانه و در بخش رگه‌ای ۳۰ گمانه به متراژ حدود ۴۰۰ متر حفر شده است. و در این

مرحله مقدار ذخیره را برای بخش رگه‌ای ۲۰۲۲۰۴ تن با عیار ۰/۳ گرم طلا در تن ارزیابی کرده‌اند. بخش پورفیری از نظر شرکت مذکور غیر اقتصادی است. به هرحال آنومالی‌هایی از مس، طلا، سرب و روی و دگرسانی‌های وسیع نظیر فیلیک، پروپیلیتیک، پتاسیک، سیلیسی و آرژیلیک در محدوده تک‌تلار موجب شده تا این محدوده از دیدگاه کانه‌زایی و زمین‌شناسی اقتصادی جذاب و جالب باشد. هدف از این پژوهش تعیین نوع و سبک کانی‌زایی مس و طلا و دگرسانی در محدوده تک‌تلار با استفاده از مطالعات زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی و ژئوشیمی است.

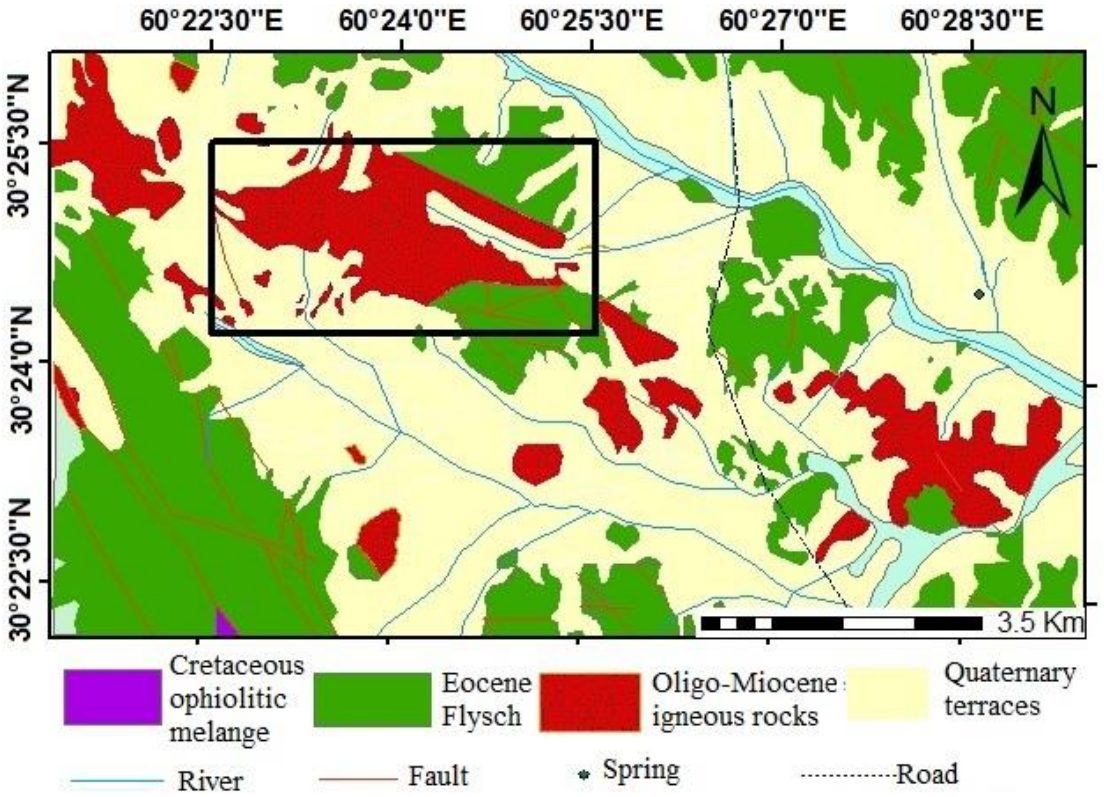


شکل ۱: A) نقشه‌ای ساده از موقعیت پهنه‌های زمین‌شناسی ایران (Stocklin, 1968)؛ B) نقشه زمین‌شناسی ساده‌ای از بخشی از پهنه زمین‌درز سیستان (SSZ) (Tirrul et al, 1983)؛ در این نقشه گسل‌ها شامل: BF: گسل بندان، ENF: گسل نه شرقی، ZF: گسل زاهدان، KF: گسل کهورک؛ نفوذی‌ها شامل: ZG: گرانیت زاهدان، LIC: کوه لار، KM: کوه ملک سیاه، KS: کوه سیاستر‌گی، KA: کوه آساگی، KJ: کوه جانجا و HO: کوه حرمک، C) موقعیت جغرافیایی منطقه تک-تلار در استان سیستان و بلوچستان.

منطقه مورد مطالعه

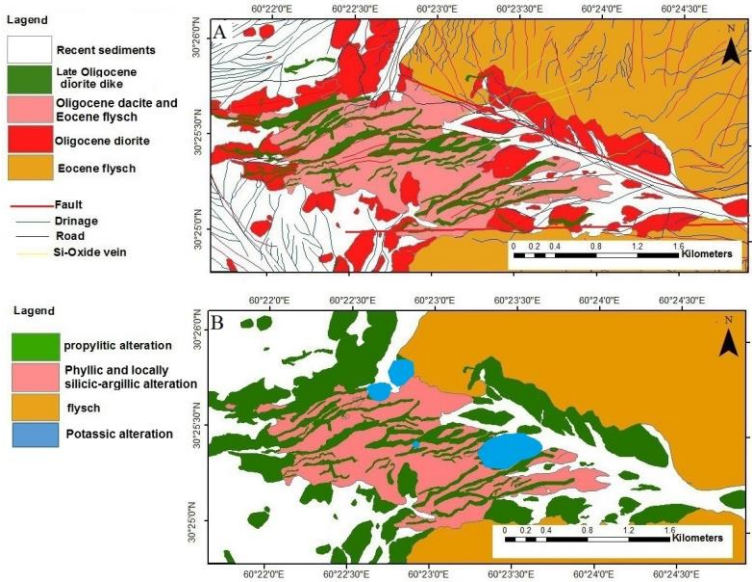
زمین‌شناسی و سنگ‌نگاری

زمین‌شناسی‌منطقه تک‌تلار مشابه دیگر بخش‌های پهنه زمین‌درز سیستان است. این محدوده در نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ دریاچه هامون (آقانباتی، ۱۳۷۰) و ۱/۱۰۰۰۰۰ چهل‌کوره (سعیدی، ۱۳۶۷) قرار دارد. براساس نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهل‌کوره و کوه سیاسترگی، سنگ‌های رسوبی و آذرین عمده‌ترین واحدهای سنگی در منطقه می‌باشند (شکل ۲). در بخش غربی این منطقه افیولیت ملانژهای مجموعه نه شامل هارزبورژیت و لیستونیت با مرز گسله وجود دارند. سنگ‌های رسوبی از نوع فلیش و عمدتاً شامل شیل، ماسه‌سنگ، سیلتستون، سنگ آهک و گلسنگ متعلق به ائوسن می‌باشند. این سنگ‌ها در محدوده مورد مطالعه کم بیش دگرگون و دگرسان شده‌اند. هرچند در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سنگ‌های آذرین فقط شامل سنگ‌های خروجی مثل آندزیت و داسیت هستند ولی آنها در واقع به صورت خروجی، نفوذی و نیمه نفوذی با ترکیب بازیک تا اسیدی تشکیل شده‌اند و از نظر سنی متعلق به اولیگوسن، میوسن و حتی پلیوسن می‌باشند. مجموعه خروجی و نفوذی آساگی در شمال غرب و توده نفوذی کوه سیاسترگی در شمال شرق منطقه واقع شدند. در این مناطق سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب بازالت، آندزی بازالت، آندزیت، تراکیت، تراکی آندزیت، داسیت و همچنین سنگ‌های پیروکلاستیک از نوع لیتیک توف و ایگنمبریت رخنمون دارند که توسط توده‌های نفوذی با ترکیب، سینیت، مونزونیت، مونزودیوریت، گرانودیوریت و دیوریت قطع شده‌اند.



شکل ۲: نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه و اطراف آن (با تغییراتی از سعیدی، ۱۳۶۷)

واحدهای زمین‌شناسی در تک‌تلار در شکل ۳A نشان داده شده است. بخش اعظم سنگ‌های آذرین در این محدوده به صورت استوک‌های گرانودیوریت پورفیری (داسیت) و دیوریت پورفیری و آندزیت است که توسط دایک‌های دیوریت پورفیری متعددی با روند شرقی- غربی قطع شده‌اند (شکل ۳A). علاوه بر واحدهای ذکر شده، رگه‌های سیلیسی و کربناته، استوک‌ورک-های کوارتزی و رگه‌های معدنی و رسوبات جدید نیز در منطقه رخنمون دارند. سنگ‌های آذرین در منطقه با روند شمال غرب – جنوب شرق گسترش دارند و احتمالا روی یک زون گسلی مرتبط با گسل نهبندان واقع شدند. سنگ‌های آذرین واحدهای فلیشی را از دو طرف بریده‌اند به همین دلیل مرز آنها با فلیش در هر دو طرف گسله است. حرکات امتدادلغز این گسل‌ها باعث جایگیری دایک‌های دیوریتی با روند تقریبا شرقی- غربی شده‌اند (شکل ۳). ادامه این حرکات در ایجاد رگه‌های شمال شرق و استوک‌ورک‌های کوارتزی نیز نقش داشته است. واحدهای سنگی در محدوده تک‌تلار به شدت دگرسان شده و دارای نشانه‌هایی از کانی‌زایی می‌باشند. مهم‌ترین دگرسانی‌های شناسایی شده شامل دگرسانی فیلیک، پروپیلیتیک، پتاسیک و سیلیسی- آرژیلیک می-باشند (شکل ۳B و ۴A).



شکل ۳: نقشه‌های ساده از زمین‌شناسی و دگرسانی منطقه تک‌تلار براساس تصاویر گوگل ارث و مطالعات صحرایی و پتروگرافی. A) نقشه زمین‌شناسی؛ B) نقشه دگرسان.

مواد و روش‌ها

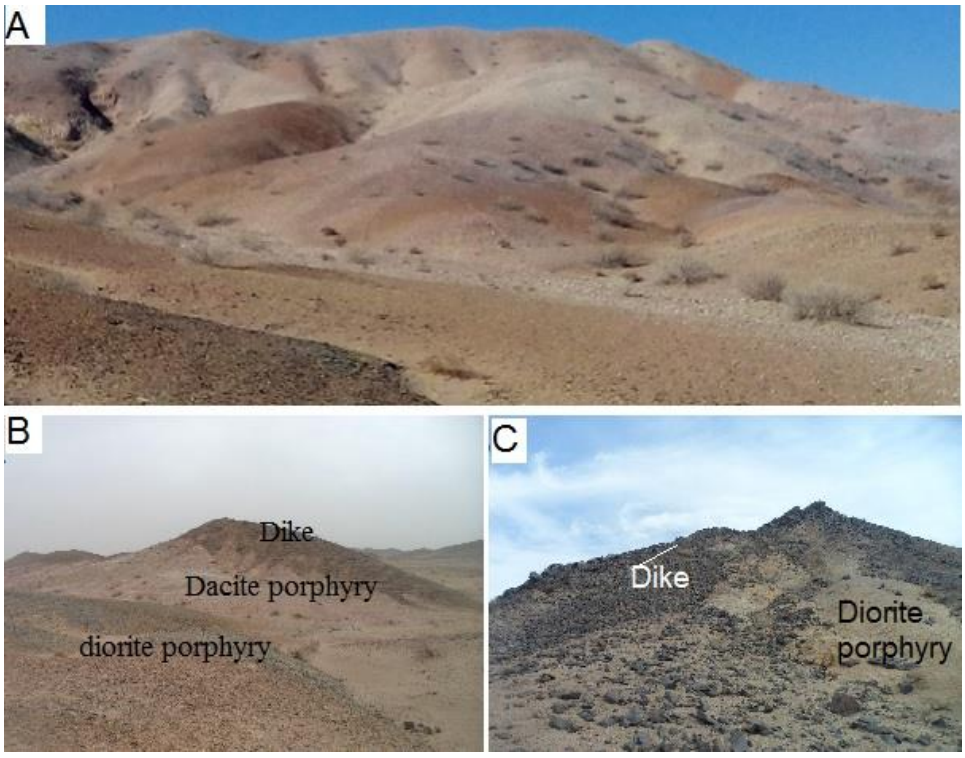
جهت بررسی‌های سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و دگرسانی ۶۳ عدد مقطع نازک تهیه و با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان مطالعه شد. جهت مطالعه کانی‌زایی، ۲۲ عدد مقطع نازک - صیقلی و صیقلی تهیه و بررسی شدند. ۸ نمونه از سنگ‌های آذرین سالم، کمتر دگرسان شده و دگرسان شده برای تعیین مقادیر عناصر اصلی به روش XRF توسط شرکت تحقیقاتی مواد معدنی و برای تعیین مقادیر عناصر فرعی و کمیاب با ICP-MS توسط شرکت زرآزمای کرمان، آنالیز شدند. برای بررسی عیار و تغییرات مقادیر مس، مولیبدن، نقره، سرب

و روی از داده‌های ژئوشیمیایی حاصل از آنالیز خرده سنگ‌ها و مغزه‌ها (۴۰۰ نمونه) استفاده شده است. این آنالیزها در شرکت‌های کانساران بینالود و زرآزما با روش ICP-OES و ICP-MS انجام شده است. تعداد 50 نمونه نیز برای طلا به روش فایراسی توسط همین شرکت‌ها انجام شده است.

نتایج

سنگ‌های رسوبی

سنگ‌های رسوبی(فلیش) بیشتر در حاشیه و خارج از محدوده دیده می‌شوند (شکل ۱ و ۲). این سنگ‌ها در محدوده کانی‌زایی شده شدیداً دگرسانی شده و غنی از پیریت می‌باشند. سنگ-های رسوبی عمدتاً شامل شیل، سیلتستون و ماسه سنگ می‌باشند که بعضی به هورنفلس تبدیل شدند. شیب لایه‌های رسوبی در قسمت‌های جنوب شرقی محدوده کم (حدود ۳۰ درجه) ولی در قسمت‌های شمال شرق زیاد (حدود ۷۰ تا ۸۰ درجه) است. رنگ شیل در سطح تازه به رنگ خاکستری تا سبز تیره است ولی بخش‌های دگرسان شده به رنگ سفید، زرد، کرم و قهوه‌ای و قرمز می‌باشند. شیل در مقاطع نازک به‌صورت دانه‌ریز با لامیناسیون خیلی ظریف دیده می‌شود. سیلتستون و ماسه‌سنگ دارای بافت درشت دانه-تری می‌باشند. این سنگ‌ها حاوی کوارتز و کانی-های فیلوسیلیکاته و فلدسپات هستند. علاوه بر این، تمرکزهای موضعی از سریسیت، کلریت و کوارتز و رگچه‌های حاوی کوارتز، کربنات، اکسیدآهن، اپیدوت و کلریت دیده می‌شوند. کوارتزهای استورک‌ورکی در بعضی از قسمت‌ها در واحد فلیشی نفوذ کرده‌اند.

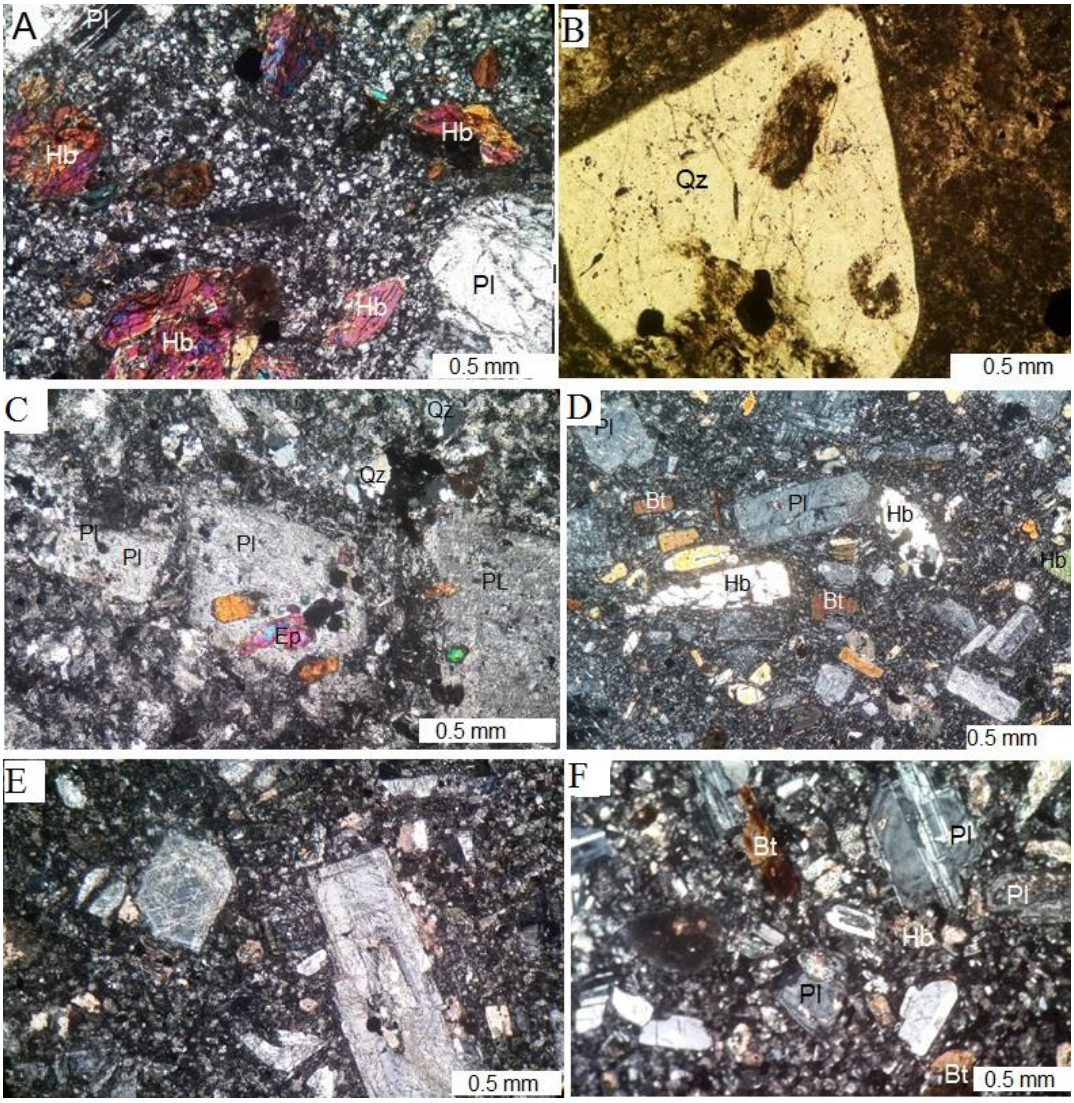


شکل ۴: عکس‌هایی از واحدهای سنگی در محدوده تک تلار، A) سنگ‌های کاملا دگرسان شده، B) نفوذ متوالی سنگ‌های ساب ولکانیک به شکل استوک و دایک در واحد فلیش، C) نفوذی یک دایک در یک استوک دیوریتی. جهت عکس‌ها به سمت جنوب غرب، بدون مقیاس.

سنگ‌های آذرین

این سنگ‌ها عمدتاً نیمه نفوذی و متعلق به الیگوسن می‌باشند. اگرچه این سنگ‌ها از نظر بافتی و کانی‌شناسی مشابه سنگ‌های خروجی می‌باشند ولی چون به شکل دایک و استوک می‌باشند به عنوان سنگ نفوذی نام‌گذاری شدند. این سنگ‌ها شامل استوک گرانودیوریت پورفیری (داسیت) تا کوارتز دیوریت، استوک دیوریت پورفیری و دایک‌های دیوریت پورفیری می‌باشند. استوک گرانودیوریت پورفیری در سنگ‌های فلیشی نفوذ کرده و قدیمی‌ترین واحد ساب ولکانیک در محدوده است. این استوک بیشتر در بخش‌های مرکزی تا جنوب محدوده مطالعاتی به شکل تقریباً بیضی رخنمون دارد (شکل ۳A) و دارای رنگ صورتی و سفید می‌باشد. این سنگ در زیر میکروسکوپ دارای بافت پورفیری و از کوارتز، پلاژیوکلاز، بیوتیت و کانی‌های ثانویه، فرعی و اپک تشکیل شده است (شکل ۵A و B). ترکیب و بافت این سنگ قابل مقایسه با داسیت می‌باشد. کوارتز حدود ۲۰ تا ۳۰ درصد حجم سنگ را به خود اختصاص داده و به‌صورت درشت بلور و ریز بلور، زاویه‌دار یا مضرسی و شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار دیده می‌شوند (شکل ۵A). بیشتر کوارتزهای موجود به شکل ثانویه و رگچه‌های سیلیسی در متن سنگ قابل مشاهده می‌باشند. پلاژیوکلاز در این سنگ ریزبلور تا درشت بلور، دارای ماکل، زونه، و نیمه شکل‌دار می‌باشد. در نمونه‌های سالم، هورنبلند به مقدار زیادی دیده می‌شود (شکل ۵A). کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها شامل کلریت، کوارتز، اپیدوت، سریسیت، کانی‌های رسی، پیریت و اکسیدهای آهن می‌باشند. گرانودیوریت پورفیری به شدت دچار دگرسانی و گاهی برشی شده است. فلدسپات‌ها به خصوص پلاژیوکلاز تحت‌تاثیر این دگرسانی به سریسیت تبدیل شده‌اند. جانشینی سریسیت درون پلاژیوکلاز به حدی است که در برخی مقاطع تنها قالبی از پلاژیوکلاز بر جای مانده است. وجود بعضی از بلورهای درشت کوارتز باعث تفاوت این سنگ از دیوریت پورفیری شده است. استوک دیوریت پورفیری در بخش شمال غربی و شرق و حاشیه‌های محدوده مطالعاتی رخنمون بیشتری دارد (شکل ۳A). این سنگ به شکل استوک، آپوفیز و دایک و به رنگ خاکستری تا سبز مشاهده می‌شوند. بیشتر مقاطع مطالعه شده از این نوع سنگ می‌باشند. بافت آن پورفیری و درشت بلورهای آن شامل پلاژیوکلاز (۷۰ تا ۸۰ درصد)، آمفیبول و بیوتیت (از ۵ تا ۱۵ درصد) و اندکی کوارتز هستند (حدود ۵ درصد) (شکل ۵C). بلورهای پلاژیوکلاز با اندازه و شکل‌های متنوع دارای ماکل پلی سنتتیک و زونینگ می‌باشند (شکل ۵C و D). بلورهای هورنبلند غالباً شکل‌دار و بیشتر به کلسیت دگرسان شده‌اند و گاهی فقط قالب آنها قابل تشخیص است. بیوتیت به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار در این سنگ پراکنده‌اند (شکل ۵D). بیوتیت در بیشتر سنگ‌های محدوده به کلریت دگرسان شده‌اند. کانی‌های فرعی و ثانویه این سنگ عمدتاً کوارتز، بیوتیت، اورتوکلاز، کلریت، اپیدوت، کلسیت، سریسیت، و کانی‌های اپک می‌باشند. دایک‌های دیوریتی همه واحدهای سنگی را قطع می‌کنند و در بخش‌های غرب - شمال غرب محدوده رخنمون بیشتری دارند (شکل ۳A و شکل ۴C). در نمونه دستی این سنگ‌ها، بلورهای پلاژیوکلاز با اندزاه کمتر از ۰/۵ سانتیمتر دیده می‌شود و زمینه بعضی از آنها آفانتیک است. این دایک‌ها دگرسانی چندانی را نشان نمی‌دهد و فاقد کانی‌زایی هستند. دایک‌ها دارای بافت پورفیری و عمدتاً از درشت بلورهای پلاژیوکلاز زونه با ماکل پلی سنتتیک، هورنبلند سبز و کمی بیوتیت در

یک زمینه دانه‌ریز بلوری تشکیل شده‌اند (شکل ۵E و F). دگرسانی غالب در دایک‌ها از نوع پروپیلیتیک است.

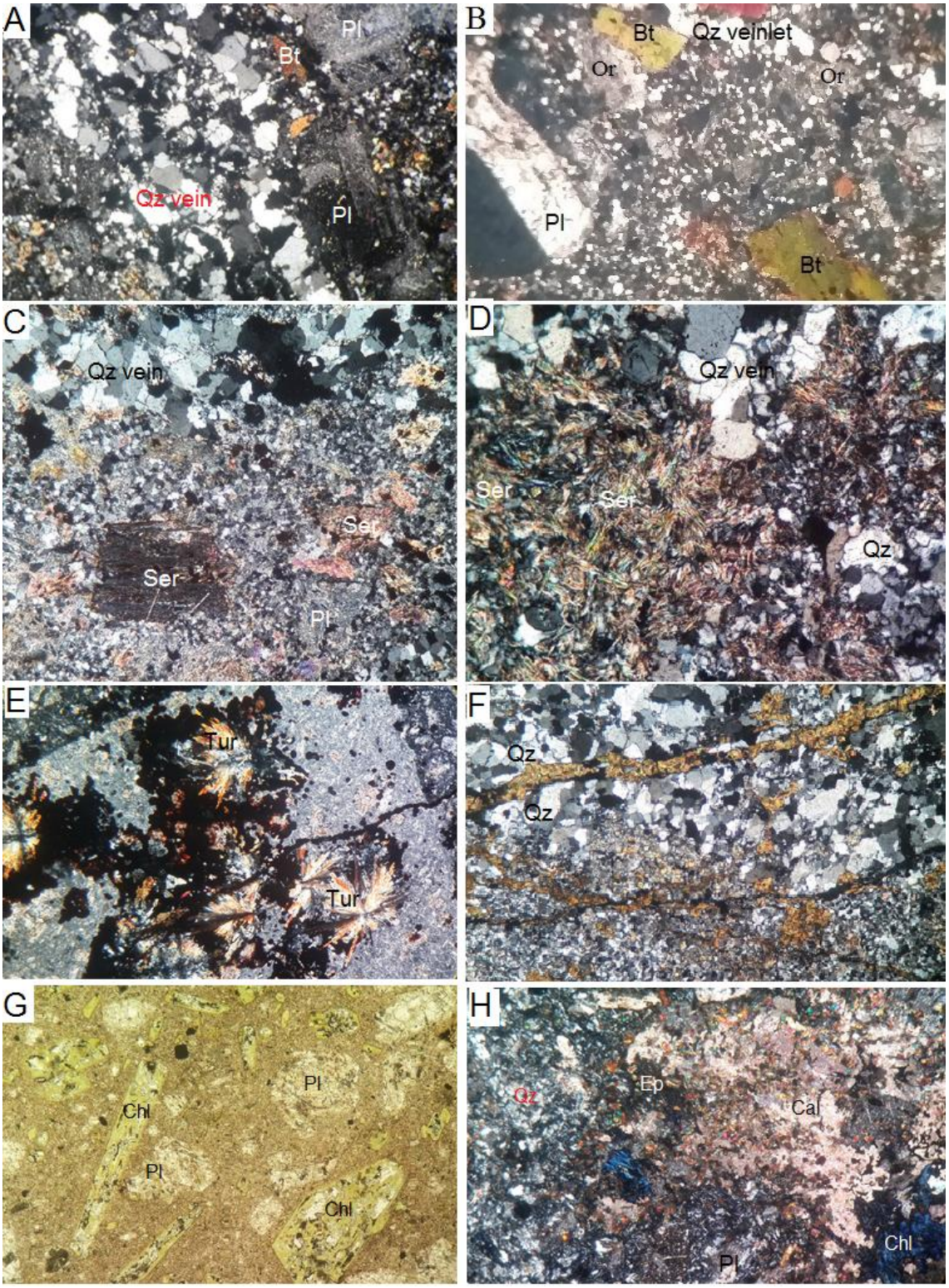


شکل ۵: تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های آذرین در منطقه تک تلار در نور XPL. A) حضور درشت بلورهای پلاژیوکلاز و هورنبلند در زمینه‌ای دانه‌ریز از کوارتز در گرانودیوریت پورفیری؛ B) درشت بلور کوارتز در زمینه‌ای دانه-ریز از گرانودیوریت پورفیری؛ C) دیوریت پورفیری عمدتاً شامل پلاژیوکلاز؛ D) دیوریت پورفیری هورنبلند و بیوتیت‌دار؛ E و F) دایک دیوریتی یا آندزیتی دارای پلاژیوکلاز، هورنبلند و بیوتیت؛ (Qz: کوارتز، Pl: پلاژیوکلاز، Hb: هورنبلند، Bt: بیوتیت، Ep: اپیدوت). علائم اختصاری کانی‌ها از Whitney and Evans, 2010.

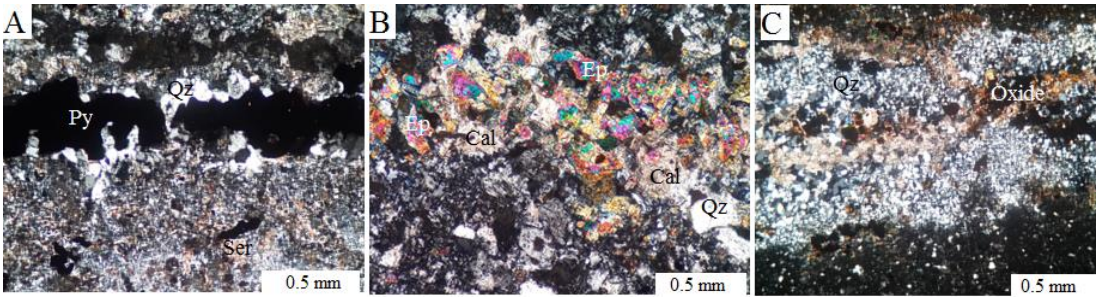
دگرسانی و کانی‌زایی

همان‌طور که ذکر شد محدوده مورد مطالعه شدیداً در یک گستره وسیعی دگرسان شده است. دگرسانی‌ها منطبق بر توده‌های ساب ولکانیک و سنگ میزبان (فلیش) آنها است. دگرسانی فیلیک و پتاسیک در مرکز و دگرسانی پروپیلیتیک در حاشیه‌ها گسترش بیشتری دارند (شکل ۳B). دگرسانی سیلیسی – آرژیلیک به‌طور محلی در مقیاس گسترده‌ای مشاهده می‌شود. دگرسانی

پتاسیک گسترش محدودی دارد و منطبق بر توده‌های دیوریت پورفیری در مرکز و شمال شرق محدوده است. بیوتیت و اورتوکلاز به عنوان کانی-های شاخص این دگرسانی همراه با سریسیت، اپیدوت و کلریت این دگرسانی همراه با استوک ورک‌های کوارتز و کانی‌زایی مس به صورت کربنات‌های مس می‌باشد. پیریت در رگچه‌های کوارتز به فراوانی حضور دارد (شکل ۶A و B). دگرسانی فیلیک و تورمالینی همراه با استوک ورک‌های کوارتز گسترده‌ترین دگرسانی است و بیشتر بخش‌های مرکزی منطقه را فرا گرفته و منطبق بر گرانودیوریت پورفیری و دیوریت پورفیری و حتی ماسه سنگ و سیلتستون های میزبان است. دگرسانی فیلیک عمدتاً با تشکیل و تبدیل کانی‌های اولیه سنگ به سریسیت، کوارتز و پیریت همراه بوده که به صورت پراکنده، رگچه‌ای و جانشینی دیده می‌شوند (شکل ۶C و D). دگرسانی تورمالینی در بخش‌هایی از محدوده مطالعاتی که دگرسانی فیلیک شدید و سنگ‌ها برشی شده‌اند مشاهده می‌گردد. تورمالین غالباً به صورت مجموعه‌ای از سوزن‌ها و تیغه‌ها و ستون-های شعاعی رشد کرده و به صورت تورمالین اسفرولیتی و از نوع شورل می‌باشند (شکل ۶E). دگرسانی سیلیسی-آرژیلیک به صورت محلی در اطراف رگه‌های سیلیسی به‌طور گسترده‌ای دیده می‌شود و همه سنگ‌ها و به خصوص سنگ‌های رسوبی محدوده مثل شیل، سیلتستون و ماسه سنگ را فراگرفته است. کوارتز و کانی‌های رسی مثل کائولنیت و دیکیت شاخص این دگرسانی است (شکل ۶F). حضور کانی‌های شاخص دگرسانی آرژیلیک پیشرفته مثل پیروفیلیت و آلونیت نیز محتمل می‌باشد. دگرسانی پروپیلیتیک در حاشیه‌ها، همراه با دایک‌ها، توده‌های دیوریت پورفیری و در سنگ‌های فلیشی گسترش بیشتری دارد. دگرسانی پروپیلیتیک با تشکیل کلریت به جای هورنبلند و بیوتیت (شکل ۶G) و کلسیت به جای پلاژیوکلاز مشخص است. رگچه‌های کلسیتی و اپیدوتی متعدد یکی از ویژگی‌های این دگرسانی است (شکل ۶H). رگه‌ها و رگچه‌های کوارتزی در محدوده تک‌تلار بیشتر از نوع استوک‌ورکی می-باشد که معمولا همراه با کانی‌زایی ضعیفی است و بیشترین تمرکز آنها در قسمت مرکزی می‌باشد. با توجه به مطالعات صحرایی و میکروسکوپی رگه-های استوک‌ورکی کوارتز را براساس کانی‌شناسی می‌توان به انواع منوکوارتز، کوارتز- سولفید، کوارتز- اپیدوت، و کوارتز- هیدرواکسید و اکسیدآهن تفکیک کرد. رگه و رگچه‌های کوارتز - پیریت یکی از فراوان‌ترین رگه‌ها و رگچه‌های سیلیسی کانی‌زایی شده در تک‌تلار بوده که در اندازه‌های متنوع، با مقادیر مختلفی از پیریت‌های بی شکل تا نیمه شکل‌دار و عمدتاً در پهنه دگرسانی فیلیک دیده می‌شوند (شکل ۷A). رگه-های و رگچه‌های کوارتز– اپیدوت غالباً همراه با کلسیت در حاشیه محدوده و به خصوص در فلیش‌ها، دایک‌های دیوریت پورفیری و توده‌های دیوریت پورفیری مشاهده می‌شود. این رگه‌ها، رگه‌های کوارتز- پیریت را قطع کرده‌اند ولی توسط رگه‌های کلسیتی قطع شده‌اند (شکل ۷B). شواهدی از رگه‌های کوارتز – مگنتیت در توده-های دیوریتی که دچار دگرسانی پتاسیک شدند وجود دارد. این رگه‌ها حاوی کانی‌زایی می‌باشد و از رگه‌های کوارتز- پیریت زودتر تشکیل شدند. رگچه‌های حاوی هیدرواکسیدآهن می‌تواند بیانگر این مطلب باشد که از تجزیه‌ی سولفیدها در مرحله سوپرژن حاصل شده‌اند. کوارتزهای در این رگه‌ها در اصل سفید بوده ولی به سبب وجود اکسیدهای آهن به رنگ قهوه‌ای در آمده‌اند (شکل ۷C).

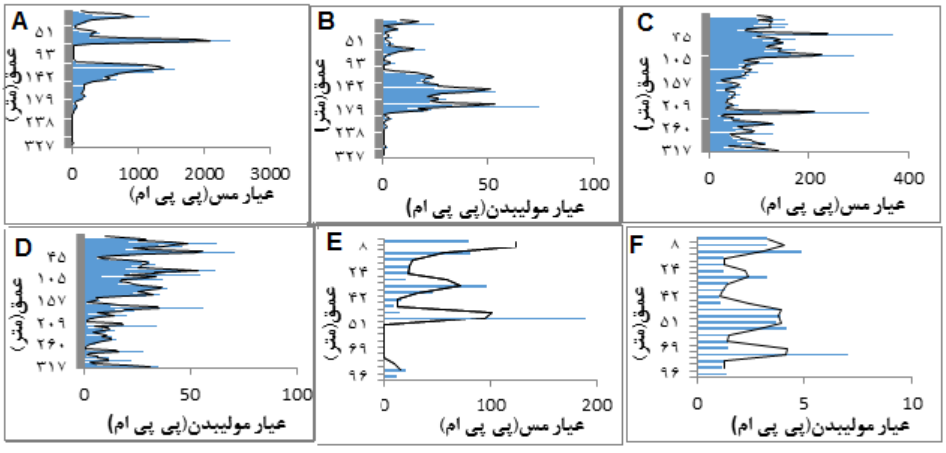


شکل ۶: تصاویری از دگرسانی‌های محدوده تک‌تلار در نور XPL بجز تصویر G که در PPL است، A) پتاسیک؛ B) پتاسیک؛ C) فیلیک، D) فیلیک، E) تورمالینی، F) سیلیسی- آرژیلیک، G) پروپیلیتیک، H)، پروپیلیتیک، Tur: تورمالین، Qz: کوارتز، Pl: پلاژیوکلاز، Ser: سریسیت، Bt: بیوتیت، Ep: اپیدوت، Chl: کلریت، Cal: کلسیت، Or: ارتوکلاز).



شکل ۷: عکس‌های میکروسکوپی از انواع رگه‌ها و رگچه‌های کوارتز در محدوده تک‌تلار در نور XPL. A) رگه‌ها و رگچه‌های کوارتز- پیریت؛ B) کوارتز- اپیدوت؛ C) رگچه‌های کوارتز آغشته به اکسید آهن، Qz: کوارتز، Ep: اپیدوت، Cal: کلسیت).

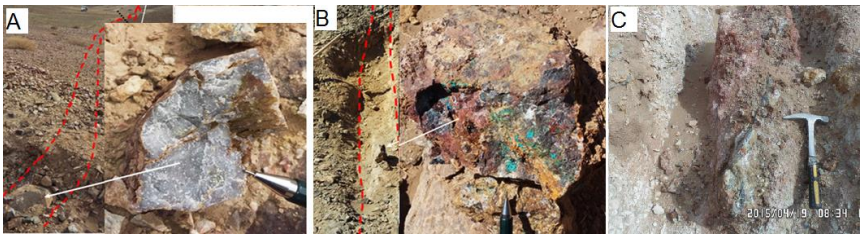
براساس آنالیز روی نمونه‌های خرده سنگی و مغزه‌های حفاری، ماکزیمم مقادیر مس، طلا و مولیبدن به ترتیب ۳۳۰۰۰، ۰/۷۴۵ و ۱۲۱۰ پی-پی‌ام است. تغییرات عیار مس و مولیبدن مربوط به چاه‌های اکتشافی (BH-1)، (BH-3) و (BH-4) با استفاده از نرم‌افزار EXCEL در شکل ۸ ترسیم شده است. براساس این نمودارها بیشترین مقدار مس در عمق ۴۹ تا ۶۴ متر ۲۰۰۰ ppm و بیشترین مقدار مولیبدن در عمق ۱۲۸ تا ۱۵۷ متر مربوط به گمانه ۵۵۳ ppm می‌باشند (شکل ۸A و ۸B)، متوسط مقدار مس در گمانه‌ی ۱ برابر ۱۵۰ ppm و متوسط مقدار مولیبدن برابر ۳۵ ppmمی‌باشد (شکل ۸C و ۸D). مقادیر مس و مولیبدن در هر ۳ چاه دارای رابطه مستقیم هستند یعنی در هر عمقی که مقدار مس زیاد یا کم شده مقدار مولیبدن هم زیاد یا کم شده است. مقدار مولیبدن در چاه یک از سطح زمین تا عمق ۱۴۰ متری دارای آنومالی و به صورت معنی داری افزایش یافته است که این موضوع در مورد مس هم صدق می‌کند و در چاه‌های ۳ و ۴ هم به همین شکل می‌باشد (شکل F و E، D، ۸C). قسمت‌هایی از نمودار که مقدار مس و مولیبدن فاقد آنومالی است محل برخورد حفاری با دایک-های گرانودیوریتی سالم و فاقد کانی‌زایی است.



شکل ۸: مقادیر مس و مولیبدن مربوط به گمانه‌ی ۱(D-C)؛ ۳(B-A) و ۴(F-E) در منطقه تک‌تلار.

کانی‌زایی رگه‌ای از لحاظ عیار در محدوده تک‌تلار از گسترش و پتانسیل بهتری برخوردار است. این رگه‌ها عمدتاً در حاشیه‌های محدوده و همراه با دگرسانی‌های آرژیلیک و سیلیسی می‌باشد. رگه-

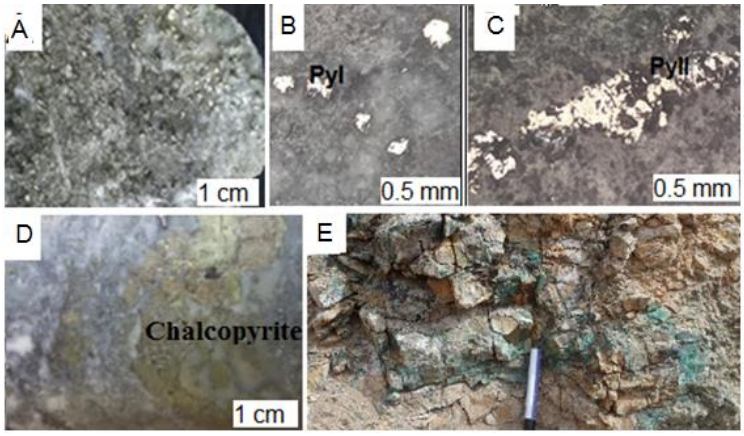
های موجود در محدوده به سه دسته متفاوت تقسیم‌بندی می‌شوند: رگه‌های سیلیسی- اکسیدی حاوی طلا، رگه‌های سیلیسی- سولفیدی حاوی مس و رگه‌های سیلیسی- اکسیدی- هماتیتی چند فلزی (شکل ۹). طلا در این رگه‌ها از طریق آنالیز آنها شناسایی شده و در زیر میکروسکوپ قابل رویت نیست. این رگه‌ها دارای روند شرقی- غربی و شمال شرقی و شیب تقریباً قایم هستند. بالاترین آنومالی طلا برای رگه‌های سیلیسی- اکسیدی ۴۸ پی‌پی‌ام، مس ۱۰ درصد، نقره بیشتر از ۷۰ پی‌پی‌ام، سرب ۲۷ درصد و روی ۰/۱۱ درصد است (غفران ملا، ۱۳۹۶). مجموعه‌ای از این رگه‌ها و رگچه‌های سیلیسی - اکسیدی در جنوب گمانه BH-16-04 قرار دارد. آزیموت این رگه‌ها ۲۵۰ درجه و شیب ۸۰ تا ۸۵ درجه به سمت شمال غرب است. طول قسمتی که رخنمون دارد حدود کمتر از ۱۰۰ متر و ضخامت آن کمتر از ۰/۵ متر است. حداکثر مقدار طلا، نقره، آرسنیک، مولیبدن و سرب در این رگه‌ها به ترتیب ۱۰، ۲۴، ۴۰۴۰، ۵۲۴ و ۲۰۰۰۰ ppm گزارش شده است (غفران ملا، ۱۳۹۶). رگه‌هایی که در حدود ۴۰۰ متری شمال رگه‌های قبلی واقع است دارای همان آزیموت ولی شیبی حدوده ۵۰ تا ۶۰ درجه به سمت جنوب شرقی می‌باشد. طول این رگه‌ها در رخنمون سطحی تا حدود ۵۰۰ متر و ضخامت آن کمتر از ۰/۵ متر است. حداکثر مقادیر نقره، طلا و مس در این رگه‌ها به ترتیب ۴۳۹، ۰/۳، ۱۸۰۰ ppmمی‌باشد (غفران ملا، ۱۳۹۶). رگه‌هایی سیلیسی- اکسیدی که در شرق محدوده قرار دارند دارای شیب ۸۵ درجه به سمت جنوب شرق می‌باشند و در دو نقطه با طول حدود ۲۰۰ متر دیده شده‌اند. در این نوع رگه پیریت به فراوانی وجود دارد (شکل 9A). مقادیر طلا در دو نمونه برداشت شده از این رگه‌ها ۴۸ و ۱۵ ppm می‌باشد. در شمال شرق محدوده، رگه‌هایی با روند شمال شرقی دیده شده است که مشتمل بر رگه‌ها و رگچه‌های حاوی سیلیس- اکسید مس- کالکوپیریت هستند (شکل 9B). مقدار طلا در یک نمونه از این رگه‌ها ۴۷ ppm گزارش شده است. رگه‌های گالن معمولا در کنتاکت سنگ‌های رسوبی و آذرین مشاهده می‌شود (شکل 9C) که تا بیش از ۵۰ درصد سرب دارند. به‌طور کلی میانگین طلا، نقره، مس، سرب و روی در رگه‌ها به ترتیب ۲، ۱/۷، ۲۶۱۲، ۶۰۰ و ۱۸۳ گرم بر تن می‌باشد.



شکل ۹: رگه‌های کانی‌زایی در منطقه تک‌تلار. A) رگه سیلیسی طلا دار؛ B) رگه غنی از کربنات مس؛ C) رگه گالن.

بررسی مقاطع صیقلی نشان می‌دهد که پیریت فراوان‌ترین کانی هیپوژن و سولفیدی است. کالکوپیریت، بورنیت و کوولیت ندرتاً مشاهده می‌شوند. کربنات‌های مس همانند مالاکیت و آزوریت نمود بیشتری دارند که مسلماً حاصل فرآیندهای سوپرژن می‌باشند. پیریت اغلب در زون دگرسانی فیلیک و همچنین به صورت پراکنده در سنگ میزبان سیلیسی شده به صورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل و با بافت افشان (پیریت نسل اول) و رگچه‌ای (پیریت نسل دوم) در مقاطع دیده می-

شود (شکل ۱۰A و ۱۰B و ۱۰C). مقدار کالکوپیریت در نمونه‌های مورد بررسی ناچیز است ولی حضور آن در بعضی نمونه ها تایید شده است (شکل ۱۰D).



شکل ۱۰: عکس‌های میکروسکوپی و ماکروسکوپی از کانی‌زایی در تک تلار: A) بلورهای پراکنده پیریت در نمونه ماکروسکوپی B و C) پیریت‌های پراکنده و پیریت رگچه‌ای در زیر میکروسکوپ؛ D) عکسی از کالکوپیریت در نمونه دستی؛ E) نمایی از مالاکیت در صحرا؛ PyI؛ پیریت 1، PyII؛ پیریت ۲.

این کانی در زیر میکروسکوپ با رنگ زرد متمایل به سبز به صورت کاملا بی‌شکل و افشان و گاهی در امتداد شکستگی‌ها موجود در پیریت دیده می‌شوند. مگنتیت همراه با رگچه‌های سیلیسی در زون پتاسیک وجود دارد. بر خلاف گالن که به فراوانی در رگه‌ها وجود دارد اسفالریت ندرتاً در مقاطع میکروسکوپی مشاهده شده است. کانی‌زایی سوپرژن عمدتاً به صورت کربنات‌های مس همانند مالاکیت و آزوریت و اکسیدهای آهن در محدوده مطالعاتی رخنمون دارد (شکل ۱۰E) و مقدار اندکی هم سولفیدهایی مثل کوولیت و بورنیت دیده می‌شوند. مالاکیت و آزوریت یکی از رایج‌ترین کربنات‌های مس می‌باشند که در قسمت‌های نزدیک به سطح به وسیله تاثیر عوامل سوپرژن بر ذخایر سولفیدی مس تشکیل می‌شوند (Guilbert and Park, 1986). رگچه‌های مالاکیت تقریباً خالص هستند و گاه ناخالصی‌های سیاه رنگی از اکسیدهای آهن و منگنز همراه آنها دیده می‌شود. آثاری از اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن به رنگ سیاه، زرد لیمویی، قرمز و قهوه‌ای در محدوده مطالعاتی به فراوانی دیده می‌شود. هیدروکسیدهای آهن شامل گوتیت، هماتیت و ژاروسیت می‌باشند. سبک کانی‌زایی در محدوده مطالعاتی را می‌توان به دو نوع مس پورفیری و طلای رگه‌ای تفکیک کرد. دگرسانی‌های گسترده و الگوی منطقه‌بندی در محدوده تک‌تلار مشابه دگرسانی‌های گزارش شده برای کانسارهای پورفیری است. مطالعات سیالات درگیر که در راستای همین تحقیق انجام شده حاکی از دمای همگنی ۴۸۰ تا ۵۱۰ درجه سانتیگراد و درجه شوری ۱۴ تا ۱۸ درصد وزنی معادل نمک طعام است (پیری، ۱۳۹۶). هرچند درجه شوری در مقایسه با دما همگنی متناظرش پایین است ولی رسم آنها در مقابل هم در دیاگرام دوتایی ویلکینسون در محدوده سیستم‌های پورفیری واقع می‌شود.

ژئوشیمی سنگ‌های آذرین

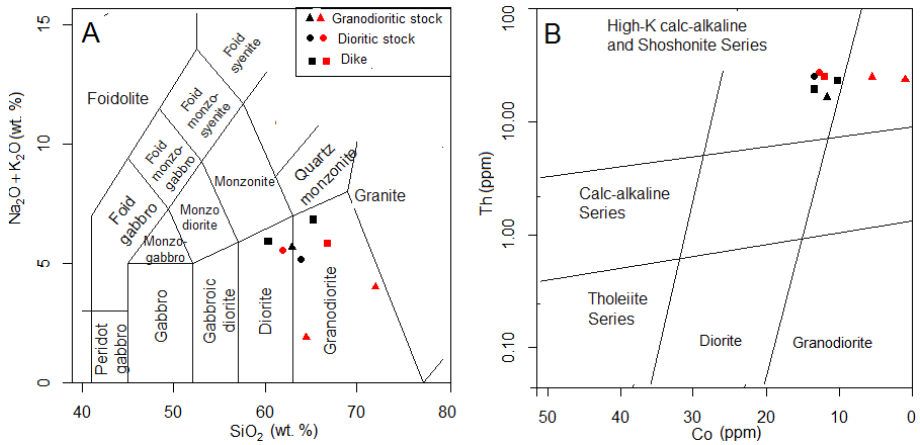
ترکیب شیمیایی سنگ‌های آذرین تک‌تلار در جدول ۱ نشان داده شده است. بالاترین مقدار SiO_2 در نمونه‌ها ۶۹/۳۳ درصد وزنی است که

مربوط به یک استوک گرانودیوریتی است و کمترین مقدار آن ۵۷/۵۱ درصد وزنی مربوط به یک دایک دیوریتی است به‌طور کلی با افزایش SiO_2، اکسیدهای آهن، Al_2O_3، CaO، MgO، TiO_2 و K_2O کاهش و Na_2O افزایش یافتند.

جدول ۱: مقادیر عناصر اصلی (درصد وزنی) و عناصر جزئی و نادر خاکی (گرم در تن) در سنگ‌های آذرین تک‌تلار.

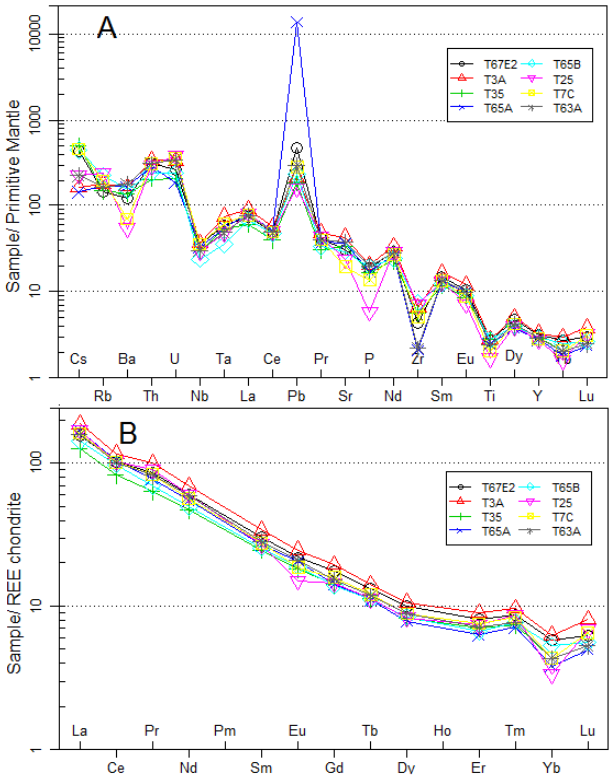
Sample	T67E2	T3A	T35	T65A	T65B	T25	T7C	T63A
SiO_2	61.77	59.36	60.46	64.08	57.51	69.33	59.72	65.45
TiO_2	0.55	0.57	0.45	0.4	0.59	0.38	0.46	0.39
Al_2O_3	17.83	16.97	18.26	17.35	18.04	19.35	24.73	16.77
Fe_2O_3	4.89	4.39	3.87	3.71	4.45	0.98	3.24	3.64
CaO	2.3	5.28	4.19	3.63	4.87	0.31	1.95	2.97
MgO	4	3.55	3.01	1.97	3.76	1.87	0.44	2.52
MnO	0.1	0.15	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
K_2O	2.03	2.43	1.79	3.08	2.79	2.06	1.64	2.58
Na_2O	2.96	2.88	3.65	3.62	2.84	1.78	0.1	3.13
P_2O_5	0.39	0.42	0.34	0.35	0.4	0.12	0.28	0.41
LOI	3.17	3.75	3.83	1.74	4.68	3.03	6.91	1.91
Total	99.99	99.75	99.95	100.03	100.03	99.31	99.57	99.87
Ag	0.2	0.1	0.1	0.1	0.3	0.1	0.1	0.1
As	6.5	4.8	5.6	5.2	12.3	7	34.8	9.2
Ba	800	1100	900	1100	1000	356	458	1200
Co	13.5	12.7	11.7	10.2	13.4	1	5.5	12
Cr	55	42	50	44	57	26	33	46
Cs	9.2	3.4	10.6	3	9.4	4.8	9.7	4.8
Cu	403	47	32	301	79	26	42	562
Hf	1.88	2.97	2.29	1.46	2.7	3	2.56	1.54
Pb	72	33	28	2042	35	24	43	45
Rb	86	107	89	99	136	145	118	98
Sc	11.3	10.2	8.5	9.2	10.9	5.9	7	8.9
Sr	610.1	846.6	656.7	721.1	581.1	472.4	384	745.3
Ta	2.15	2.73	1.96	2.05	1.3	1.78	2.26	1.79
Th	25.2	27.59	16.49	22.97	19.4	23.61	25	25.09
U	5.3	6.8	4.2	3.7	4.9	7.7	7.16	7
Y	13.5	14.1	12.7	11.9	12.7	11.7	12.3	12.4
Zn	299	131	157	133	149	38	382	194
Zr	46	68	60	22	78	74	54	23
La	48	58	39	52	44	52	50	49
Ce	82	94	67	84	79	83	82	81
Pr	10.42	12.15	7.72	9.43	8.44	10.94	10.13	10.12
Nd	36.5	41.5	28.3	33.1	29.9	36.2	33.9	35.5
Sm	5.97	6.68	4.8	5.28	4.99	5.31	5.41	5.57
Eu	1.62	1.83	1.32	1.51	1.38	1.1	1.36	1.53
Gd	4.48	5.06	3.63	3.68	3.58	3.72	4.08	3.94
Tb	0.62	0.67	0.53	0.52	0.52	0.53	0.57	0.56
Dy	3.19	3.39	2.65	2.53	2.71	2.66	2.84	2.84
Er	1.69	1.88	1.47	1.32	1.39	1.55	1.58	1.49
Yb	1.2	1.3	0.9	0.8	1.1	0.7	0.9	0.9
Tm	0.28	0.31	0.24	0.23	0.25	0.28	0.27	0.25
Lu	0.2	0.26	0.17	0.16	0.18	0.22	0.21	0.17
Mo	8	0.3	0.1	0.4	0.2	0.4	6.6	1
Nb	23.1	24	19.8	21.6	15.6	19.5	23.3	19.7
Sr/Rb	7.09	7.91	7.38	7.28	4.27	3.26	3.25	7.61
Ba/Sr	1.31	1.30	1.37	1.53	1.72	0.75	1.19	1.61

براساس شکل ۱۱A سنگ‌های آذرین تک‌تلار دارای ترکیب گرانودیوریت و دیوریت هستند. از آنجائی‌که بعضی از نمونه‌ها دگرسانی دارند، از عناصر کم تحرک نیز برای نام‌گذاری آنها استفاده شد (شکل ۱۱B). براساس این شکل‌سنگ‌های نیمه‌نفوذی مورد بررسی عمدتاً دارای-ترکیب-دیوریت هستند.



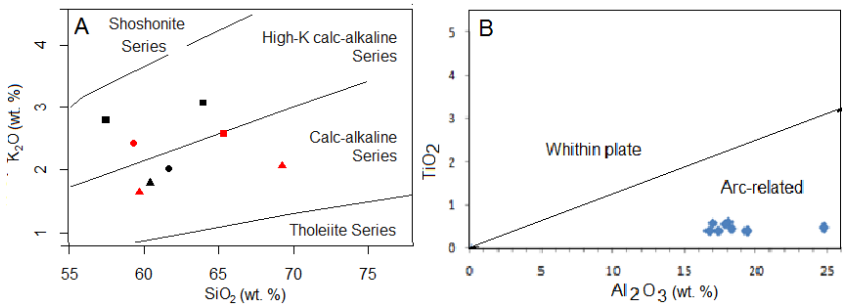
شکل ۱۱: نام‌گذاری شیمیایی سنگ‌های نیمه نفوذی منطقه تک‌تلار با استفاده از: A) نمودار $Na_2O+ K_2O$ در برابر SiO_2(Middlemost, 1994)؛ B) نمودار Th در برابر Co (Hastie et al, 2007). نمادهای سیاه (پررنگ)؛ سنگ‌های دگرسان نشده و نمادهای قرمز (کم رنگ)؛ سنگ‌های دگرسان شده.

برای بررسی عناصر فرعی و نادر خاکی، نمودار عنکبوتی سنگ‌های نیمه نفوذی محدوده نسبت به گوشته اولیه و کندریت به هنجار شده است. در نمودار رسم شده عناصر Ti, Zr, P, Nb, Ba آنومالی منفی و Rb, Th, Ce Sm, Pb آنومالی مثبت نشان می‌دهند که از ویژگی‌های بارز ماگماهای کالک‌آلکالن مرتبط با کمان‌های آتشفشانی می‌باشد (Harris et al, 1983). آنومالی شدید Pb در بعضی از نمونه‌ها به دلیل دگرسانی و کانی‌زایی در آنها است. الگوی نمودار عنکبوتی برای سنگ‌های آذرین نیمه نفوذی در محدوده مورد مطالعه (شکلA ۱۲)، مشابهت زیادی با هم دارند و تفاوت چندانی از نظر غنی شدگی و تهی شدگی با هم ندارند که این احتمالا نشان‌دهنده‌ی خاستگاه مشترک آنها است. مقدار عناصر خاکی نادر در همه نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به مقدار آنها در کندریت غنی شدگی نشان می‌دهند ولی میزان غنی شدگی LREE نسبت به HREE به مراتب بیشتر است (شکل ۱۲B). غنی شدگی بیشتر LREE به این دلیل است که اولا LREE تا حدی از HREE ناسازگارترند و درانتهای تفریق تمرکز بیشتری دارند و ثانیاً در مناطق فرورانش غنی شدگی سنگ‌ها از LREE نسبت به HREE ها بیشتراست (Winter, 2010). به عقیده ویلسون (Wilson, 1989) موازی بودن الگوی عناصر در سنگ‌های محدوده ممکن است بر خاستگاه یکسان و تبلور تفریقی به عنوان سازوکار تشکیل آنها دلالت کند. نمونه‌های مورد مطالعه فاقد آنومالی Eu می‌باشند. آنومالی Eu توسط پلاژیوکلاز کنترل می‌شود و به فوگاسیته اکسیژن وابسته است. کمبود حضور پلاژیوکلاز در سنگ منشاء و یا شرایط فوگاسیته اکسیژن بالاتر باعث حذف آنومالی منفی Eu در مذاب می شود (Wilson, 1989).



شکل ۱۲: A) نمودارهای عنکبوتی نمونه‌های تک‌تلار که نسبت به گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995) بهنجار شده‌اند؛ B) الگوی REE برای محدوده تک تلارکه نسبت به کندریت (Boynton, 1984) بهنجار شده‌اند.

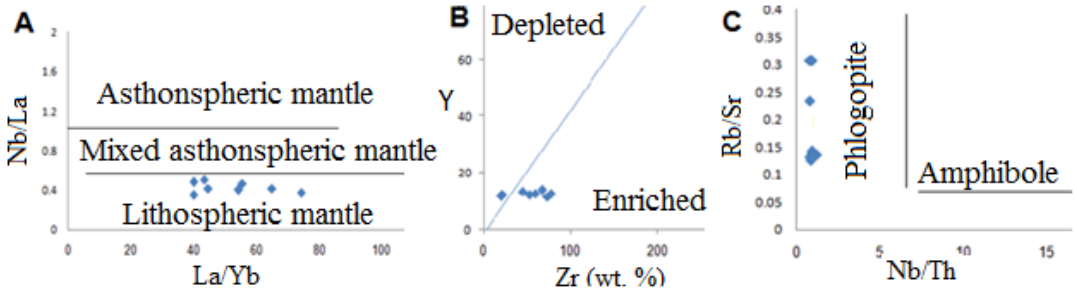
سنگ‌های آذرین مورد بررسی متعلق به سری‌های ماگمایی کالک‌آلکالن، کالک‌آلکالن پتاسیم بالا و شوشونیتی هستند (شکل ۱۱B و ۱۳A). در نمودار Al_2O_3 در مقابل TiO_2 نمونه‌های محدوده مورد مطالعه در ناحیه مرتبط با کمان می‌باشد (شکل ۱۳B). در نزدیک محدوده تک‌تلار، توده‌های نفوذی دیگری وجود دارند که از سینیت نفلین‌دار تا مونزونیت می‌باشند (پیری، ۱۳۹۶). این سنگ‌ها غالباً شوشونیتی و در محیط‌های پسابرخوردی تشکیل می‌شوند (Boomeri et al, 2019). در بخش شمالی این منطقه نیز وجود این سنگ‌ها که متعلق به جایگاه‌های پسابرخوردی می‌باشند گزارش شدند (Pang et al, 2013).



شکل ۱۳: A) نمودار SiO_2 در مقابل K_2O (Peccerillo and Taylor, 1976) برای تعیین سری ماگمایی سنگ‌های آذرین تک‌تلار، نمادها مانند شکل ۱۱؛ B) نمودار Al_2O_3 در مقابل TiO_2 (Muller et al, 1992) برای تفکیک محیط‌های تکتونیکی تک‌تلار.

منشاء ماگما

غنی شدگی از عناصر LILE و LREE در نمودارهای عنکبوتی می‌تواند دلیلی بر وجود یک منبع گوشته‌ای غنی شده لیتوسفری (گوشته متاسوماتیسم شده) به عنوان منشاء ماگمای مادر سنگ‌ها باشد (Almeida et al, 2007). در واقع سیالات حاصل از پوسته فرورانده باعث انتقال این عناصر به گوشته می‌شوند (Foley et al, 1987; Altherr et al, 2008; Boari et al, 2009). استفاده از دیاگرام های La/Yb در مقابل Nb/La و Zr در مقابل Y تاییدی بر نقش گوشته لیتوسفر غنی شده به عنوان سنگ منشاء ماگما برای سنگ‌های آذرین تک تلار است (شکل ۱۴A و ۱۴B). به‌طور کلی فلوگوپیت و آمفیبول منابع اصلی برای سنگ‌های غنی از پتاسیم و سدیم و غنی شدگی نسبی عناصر LILE در گوشته لیتوسفری‌اند (Karmalker et al, 2005). باریم و روبیدیم در ترکیب فلوگوپیت عناصر سازگارند (La Tourette et al, 1995) در حالی که روبیدیم، باریم و استرانسیم دارای سازگاری متوسطی در آمفیبول‌اند (Adam et al, 1993; La Tourette et al, 1995). بنابراین نسبت بالای Sr/Rb و Ba/Sr و همچنین غنی‌شدگی از پتاسیم نشان دهنده‌ی برتری فلوگوپیت در منشاء سنگ‌های تک تلار است (جدول ۱). با توجه به سازگاری بیشتر نیوبیم در ترکیب آمفیبول نسبت به فلوگوپیت و نیز تحرک اندک این عنصر طی دگرسانی برای تشخیص حضور آمفیبول یا فلوگوپیت در محل منبع، می‌توان از دیاگرام Nb/Th در مقابل Rb/Sr استفاده نمود که بیانگر حضور فلوگوپیت در منشاء سنگ‌های مورد بررسی است (شکل ۱۴C).



شکل ۱۴: A) نمودار La/Yb در مقابل Nb/La (Bradshaw and Smith, 1994). برای تعیین منشاء سنگ‌های آذرین؛ B) نمودار Zr در مقابل Y (Abu-Hamatteh, 2005). برای تعیین ماهیت غنی شده و تهی شده سنگ‌های آذرین؛ C) نمودار Nb/Th در مقابل Rb/Sr (Furman and Graham, 1999). برای تعیین فازهای موجود در منشاء سنگ‌های آذرین.

نتیجه‌گیری

۱-بررسی‌های پتروگرافی و زمین‌شناسی صورت گرفته در محدوده تک‌تلار نشان می‌دهد استوک‌ها و دایک‌ها در سنگ‌های رسوبی و داخل هم نفوذ کردند. براساس رده‌بندی شیمیایی، سنگ‌های آذرین محدوده دارای ترکیبی در حد گرانودیوریت و دیوریت و متعلق به سری ماگمایی کالک آلکالن و جایگاه‌های مرتبط به کمان آتشفشانی می‌باشند. در نمودارهای بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه و کندریت، الگوی تغییرات عناصر کمیاب سنگ-های محدوده مطالعاتی به صورت موازی می‌باشد که این امر نیز نشانگر تایید بر منشاء واحد و تبلور

تفریقی به عنوان سازوکار تشکیل سنگ‌های محدوده می‌باشند. شواهد نشان می‌دهد که گوشته غنی شده لیتوسفری (گوشته متاسوماتیسم شده) منشاء ماگمای مادر سنگ‌های آذرین محدوده می‌باشد.

۲-بجز دایک‌ها بقیه سنگ‌های نفوذی و سنگ‌های رسوبی میزبان در منطقه تک‌تلار شدیداً دگرسان شده می‌باشد. وسیع‌ترین دگرسانی در محدوده تک‌تلار دگرسانی فیلیک شامل سیلیسی-آرژیلیک می‌باشد که منطبق بر سنگ‌های آذرین و سنگ-های رسوبی می‌باشد. علاوه بر این دگرسانی‌های پروپیلیتیک، پتاسیک و تورمالینی نیز از گسترش قابل توجهی برخوردار است. دگرسانی‌های اصلی در محدود مطالعاتی یک الگوی تقریباً متحدالمرکزی را نشان می‌دهند به‌طوری که دگرسانی فیلیک و تورمالینی در مرکز و دگرسانی پروپیلیتیک در حاشیه قرار دارند. شدت و گسترش دگرسانی در استوک‌های دیوریت پورفیری و گرانودیوریت پورفیری زیاد است و دایک‌ها، دگرسانی چندانی را متحمل نشدند.

۳-کانی‌زایی در محدوده مطالعاتی از دو نوع استوک ورکی و پراکنده در بخش‌های مرکزی و رگه‌ای در بخش‌های حاشیه‌ای است. در نوع پراکنده عیار مس و مولیبدن پایین ولی آنومال می‌باشند. در نوع رگه‌ای عیارهای بالایی از طلا، مس و سرب وجود دارد. با توجه به نوع سنگ‌های آذرین، الگوی دگرسانی و گسترش استوک ورک-های‌های کوارتزی در بخش مرکزی و رگه‌های سیلیسی در حاشیه، و دما و شوری سیالات نتیجه گرفته می‌شود که کانی‌زایی در منطقه تک‌تلار یک سیستم پورفیری- اپی‌ترمال است.

منابع

-آقانباتی، س. ع.، ۱۳۷۰. نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ دریاچه هامون، سازمان زمین‌شناسی کشور.

-بومری، م.، ۱۳۹۶. کانسارهای پورفیری در پهنه جوش‌خورده سیستان، استان سیستان و بلوچستان، جنوب شرق ایران، نهمین همایش ملی انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران، دانشگاه بیرجند.

-پیری، ع.، ۱۳۹۶. زمین‌شناسی، کانی‌شناسی دگرسانی و سبک کانی‌زایی مس در محدوده تک-تلار، شمال‌غرب زاهدان، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان، ۱۷۵ ص.

-جان آبادی، ل.، ۱۳۹۷. شناسایی، پهنه‌بندی و طرز تشکیل انواع دگر سانی در محدوده اکتشافی مس زاهدان، جنوب زاهدان، جنوب شرق ایران، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان، ۱۵۲ ص.

-سرگزی کوشه، س.، بومری، م. و مارزی، م.، ۱۳۹۴. تفکیک مناطق دگرسان شده، در کوه کله گر با استفاده از پردازش تصاویر ماهواره‌ای سنجده استر، شمال زاهدان، جنوب شرق ایران، هفتمین همایش ملی انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران، دانشگاه دامغان.

-سعیدی، ع.، ۱۳۶۷. نقشه زمین‌شناسی یکصد هزار چهل کوره، سازمان زمین‌شناسی کشور.

-شرکت مشاور معدنی اونیکس، ۱۳۹۸. گزارش پایانی عملیات اکتشافی جلد ۱ و ۲ مس و عناصر همراه در محدوده کله گر، سازمان صنعت، معدن و تجارت استان سیستان و بلوچستان، ۴۷۰ ص.

-غفران، گ.ج.، ۱۳۹۶. مشخصات ژئوشیمیایی سنگ‌های دگرسان شده و کانی‌زایی شده در

محدوده اکتشافی تک تلار در شمال غرب زاهدان، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان، ۲۳۶ ص.
-هدایتی، ن.، ۱۳۹۳. پتروگرافی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین در منطقه نخیلاب، شمال غرب زاهدان با نگرشی ویژه بر منشاء کانی‌زایی طلا و مس، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، هدایتی، ن.، بومری، م.، بیابانگرد، ح.، ۱۳۹۵. ویژگیهای ژئوشیمیایی و سنگ‌شناسی مجموعه آذرین نخیلاب، شمال باختر زاهدان، پترولوژی، شماره ۷(۲۶)، ص. ۲۳-۴۴.

-Adam, J.H., Green, T.H. and Sie, S.H., 1993. Proton microprobe determined partitioning of Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb and Ta between experimentally produced amphiboles and silicate melts with variable F Content: Chemical Geology, v. 109, p. 29-49.
-Abu-Hamatteh, Z.S.H., 2005. Geochemistry and petrogenesis of mafic magmatic rocks of the Jharol Belt, India: geodynamic implication: Journal of Asian Earth Science, v. 25, p. 557-581.
-Almeida, M.E., Macambira, M.J.B. and Oliveira, E.C., 2007. Geochemistry and Zircon Geochronology of the I-type high-K calc alkaline and S-type granitoid rocks from southeastern Roraima, Brazil: Orosirian colisional magmatism evidence (1.97- 1.96Ga) in central portion of Guyana shield: Precambrian Research, v. 155, p. 69-97.
-Altherr, R., Topuz, G., Siebel, W., Şen, C., Meyer, H.P., Satır, M. and Lahaye, Y., 2008. Geochemical and Sr–Nd–Pb isotopic characteristics of Paleocene plagioleucitites from the eastern Pontides (NE Turkey): Lithos, v. 105, p. 149-161.
-Boari, E., Avanzinelli, R., Melluso, L., Giordano, G., Mattei, M., De Benedetti, A., Morra, V. and Conticelli, S., 2009. Isotope geochemistry (Sr-Nd-Pb) and petrogenesis of leucitebearing volcanic rocks from Colli Albani volcano, Roman Magmatic Province, Central Italy: inferences on volcano evolution and magma genesis: Bulletin of Volcanology, v. 71, p. 977–1005.
-Boomeri, M., Moradi, R., Stein, H. and Bagheri, S., 2019. Geology, Re-Os age, S and O isotopic composition of the Lar porphyry Cu-Mo deposit, southeast Iran: Ore Geology Reviews, v. 104, p. 477-494.
-Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements; meteorite studies, In: Rare earth element geochemistry. Henderson, P. (Editors), Elsevier Science Publishers. Co., Amsterdam, p. 63-114.
-Bradshaw, T.K. and Smith, E.L., 1994. Polygenetic Quaternary volcanism at Crater Flat, Nevada: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 63(4), p. 182-193.
-Camp, V.E. and Griffis, R.J., 1982. Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran: Lithos, v. 15, p. 221-239.
-Foley, S.F., Venturelli, G., Green, D.H. and Toscani, L., 1987. The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models: Earth Science Review, v. 24, p. 81-134.
-Furman, T. and Graham, D., 1999. Erosion of lithospheric mantle beneath the east African rift system: geochemical evidence from the Kilvu volcanic province: Lithos, v. 48, p. 237-262.

-Guilbert, J.M. and Park, C.F., 1986. The geology of ore deposits: W.H. Freeman and company.
-Harris, N.B.W., Duyverman, H.J. and Almand, D.C., 1983. The trace element and isotope geochemistry of the Sabaloka Igneous Complex, Sudan: J. Geological Society of London, v. 140, p. 245-256.
-Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A. and Mitchell, S.F., 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace element: development of the Th-Co discrimination diagram: Journal of Petrology, v. 48, p. 2341-2857.
-Karmalker, N.R., Rege, S., Griffin, W.L.O. and Reily, S.Y., 2005. Alkaline magmatism from Kutch, NW India: implications for plume- lithosphere interaction: Lithos, v. 81, p. 101-119.
-La Tourette, T. and Hervig, R.L., 1995. Trace Element Partitioning between Amphibole, Phlogopite and Basanite Melt: Earth and Planetary Science Letters, v. 135, p. 13-30.
-McDonough, W.F. and Sun, S.S., 1995. The Composition of the Earth, Chemical Geology, v. 120, p. 223-253.
-Middlemost, E.A.K., 1994. Naming Materials in the Magma/Igneous Rock System: Earth-Science Reviews, v. 37, p. 215-224.
-Mohammadi, A., Burg, J.P., Bouilhol, P. and Ruh, J., 2016. U-Pb geochronology and geochemistry of Zahedan and Shah Kuh plutons, southeast Iran: implication for closure of the south Sistan suture zone: Lithos, v. 248-251, p. 293-308.
-Muller, D., Rock, N.M.S. and Groves, D.I., 1992. Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic setting: a pilot Study: Mineralogy and Petrology, v. 46, p. 259-289.
-Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.Y., Chu, C.H., Lee, H.Y. and Lo, C.H., 2013. Eocene-Oligocene post-collisional magmatism in the Lut-Sistan region, eastern Iran: magma genesis and tectonic implications: Lithos, v. 180-181, p. 234-251.
-Peccerillo, A. and Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey: Contribution to Mineralogy and Petrology, v. 58, p. 63-81.
-Stocklin, J., 1968. Structural History and Tectonics of Iran, A review: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 52, p. 1229-1258.
-Tirrul, R., Bell, L.R., Griffis, R.J. and Camp, V.E., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran, Geological Society of America Bulletin, v. 94, p. 134-150.
-Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviation for name of rock-forming minerals, Journal of American Mineralogist, v. 95, p. 185-187.
-Wilson, M., 1989. Igneous petrogenesis: Unwin and Hyman, London, 466 p.
-Winter, J.D., 2010. An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology: Prentice Hall, 699 p.