



Research Article

Origin, Nature, and Crystallization Conditions of the Dacitic Magma Hosting the Koushk Zn-Pb Deposit, NE Bafq: Based on zircon crystal morphology, mineralogical evidence, and whole-rock geochemical

Kiamars Hosseini¹, Mohammad Yazdi² , Hossein Azizi³

¹ PhD student, Economic Geology, Department of Minerals and groundwater resources Shahid Beheshti University, Tehran, Iran, k_hosseini@sbu.ac.ir

² Professor, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran, m-yazdi@sbu.ac.ir

³ Professor, Department of Mining, Faculty of Engineering, University of Kurdistan, Sanandaj, Iran, h.azizi@uok.ac.ir

ARTICLE INFO

Received: 31 January 2026

Accepted: 03 June 2026

Keywords

Zircon Morphology

Thermometry

Source

Dacite

Koushk Zn-Pb Deposit

Introduction

The Koushk Pb-Zn deposit in northeastern Bafq, Central Iran, is associated with Neoproterozoic–Early Cambrian magmatism related to the Proto-Tethyan continental arc system. These magmatic processes, accompanied by crustal extension and interaction between mantle-derived magmas and continental crust, played an important role in regional metallogeny. Therefore, investigating the origin and crystallization conditions of the host dacitic magma is crucial for understanding magma evolution and ore-forming processes in the Bafq district. In this study, whole-rock geochemistry together with zircon morphology and internal textures are used to evaluate the magma source, tectonic setting, and magmatic evolution. Because zircon preserves geochemical and crystallization features under different geological conditions, it is widely applied in petrogenetic studies.

Regional Geology

The Koushk Zn-Pb deposit is situated within the upper part of the Lower Cambrian volcano-sedimentary sequences, in the central part of the Zarigan–Chahmir Basin (Figure 2). Two major stratigraphic sequences have been recognized in the area (Figure 3): (1) a mineralized sequence comprising the upper interval of the Lower Cambrian volcano-sedimentary sequences at the base, and (2) an overlying volcano-sedimentary sequence that includes Lower Paleozoic shales, argillaceous limestone, dolomitic units which host Fe-mineralization, as well as the rhyolitic and tuffaceous rocks (Gibbs, 1976). Rhyolitic and dacitic domes are present in the southeastern part of the deposit, adjacent to the mineralized sequence, as well as to the north and northwest of the deposit.



10.22108/ijp.2026.148209.1380

 Corresponding Author

To cite this article: Hosseini, K., Yazdi, M., Azizi, H. (2026) Origin, Nature, and Crystallization Conditions of the Dacitic Magma Hosting the Koushk Zn-Pb Deposit, NE Bafq: Based on zircon crystal morphology, mineralogical evidence, and whole-rock geochemical. *Petrological Journal*, 17(2), 1-44.



Materials and Methods

In this study, 65 samples were collected from the dacitic units hosting the Koushk Zn–Pb deposit. Petrographic and mineralogical investigations were carried out on 47 thin sections using an optical microscope at Shahid Beheshti University, Iran. To evaluate whole-rock geochemistry, 27 samples of the rhyolites and rhyodacites hosting the Koushk Zn–Pb deposit were analyzed by XRF using a Philips PW 2404 instrument at Tarbiat Modares University, and a separate suite of 9 samples was processed for trace elements by ICP-MS using a Perkin Elmer NexION 300 instrument at Zarazma Company Laboratory. Zircons were separated using a Wilfley shaking table, a Frantz magnetic separator, and heavy liquids, followed by handpicking under a binocular microscope at the Geological Survey of Iran. Zircon grains selected for CL and BSE-SEM were mounted in epoxy resin and polished to expose their internal structures. CL images were obtained using a JEOL JXA 8900RL electron microprobe, and BSE-SEM images were acquired using a Hitachi S3400N scanning electron microscope at Nagoya University, Japan, and Aria Electron Optics Co., Ltd.

Discussion

Examination of the external and internal morphology of zircon can aid in identifying the origin of magmatic rocks, the degree of aluminum and alkali saturation (Pupin, 1980), and the temperature of the melt (Pupin and Turco, 1972). Temperature and Zr saturation are the main factors governing the relative growth of different prismatic zircon morphologies. Zircons crystallizing from alkali, water-poor, and tholeiitic melts fall within the (101) and (100) fields; those derived from peraluminous melts plot within the (101) field; and in the presence of high-water content in the melt, they occur within the (101) and (110) domains. Based on the above considerations, the examination of zircon crystals associated with the Koushk dacites indicates that they predominantly display prismatic faces (110) and (110) >> (100), along with pyramidal faces (101) and (211) >> (101). The development of prismatic forms (110) and (100) reflects a high-temperature crystallization index, whereas the dominance of the (101) pyramids suggests a high alkalinity index an interpretation that is further supported by the geochemical characteristics of the samples. Moreover, the morphological analysis reveals that some zircon crystals exhibit noticeable variations in their length-to-width ratios, indicating differences in growth dynamics during crystallization. This may be attributed to crystallization rate (Bussy and Cadoppi, 1996) or the possible presence of two zircon generations in these samples. However, based on the detrital zircon dating from the Koushk area, (Mahmoudi, 2022;

Vickers-Rich et al., 2017), the presence of a single zircon generation in these samples is confirmed. Therefore, crystallization rate is likely the main factor responsible for the increased length-to-width ratio observed in these zircons.

Conclusion

These crystals predominantly fall within the P2, P5, S5, and S25 fields, with fewer crystals plotting in the AB5, D, L5, P3, P4, R3, S10 and S20 domains. The minimum zircon crystallization temperatures in the studied dacites, based on zircon morphology and the temperature (I.T) and alkalinity (I.A) indices, are 740°C and 706.6°C, respectively. The temperature of the rhyolitic melt, based on zircon saturation thermometry, ranges from 703.49 to 830.74 °C (Watson and Harrison, 1983) and from 702.94 to 877.49 °C (Boehnke et al., 2013). Whole-rock geochemical data yield a temperature range of 700 to 780 °C.

The data show that rhyolitic magma was supersaturated with respect to Zr from the earliest stages of crystallization making zircon one of the first minerals to form-a temperature interval of 700 to 780 °C is inferred for zircon crystallization in the rhyolitic magma. The presence of zoning within zircon crystals likely reflects a decrease in HREE and an enrichment in LREE, U, Th, and Y in these zones. The presence of narrow and closely spaced zoning in both elongated needle-like zircons and shorter crystals indicates that the magma remained supersaturated with respect to zircon from the earliest to the latest stages of crystallization. Internal structures of some zircon crystals reveal rounded cores with zoning patterns distinct from their rims, suggesting that these cores acted as non-reactive mineral relics during partial melting. The zircons within the dacites also exhibit evidence of partial resorption, implying episodic intervals of zircon undersaturation in the melt. Structural and compositional characteristics, crystal growth conditions, zircon age and provenance and metamictization processes, can all contribute to reduced lattice order and, consequently, diminished or absent cathodoluminescence (CL) in zircon crystals. Based on geochemical studies, these rocks originate from crust-derived melts, and their magmas correspond to A-type granites, specifically the A₂ subtype within the calc-alkaline series. According to tectonic discrimination diagrams, the dacites are derived from volcanic arc granites.

Acknowledgements

The authors appreciate Shahid Beheshti University Research Council that supported this work.



خاستگاه، سرشت و شرایط تبلور

ماگمای داسیتی میزبان کانسار روی-سرب کوشک، شمال خاوری بافق: بر پایه ریخت‌شناسی بلورهای زیرکن، شواهد کانی‌شناسی و زمین‌شیمی سنگ کل

کیامرث حسینی^۱، محمد یزدی^۲✉، حسین عزیزی^۳^۱ دانشجوی دکتری زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده منابع معدنی و آب‌های زیرزمینی، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران،

k_hosseini@sbu.ac.ir

^۲ استاد، گروه زمین‌شناسی، گروه منابع معدنی و آب‌های زیرزمینی، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران، m-yazdi@sbu.ac.ir^۳ استاد، گروه معدن، دانشکده مهندسی، دانشگاه کردستان، سنندج، ایران، h.azizi@uok.ac.ir

چکیده

اطلاعات مقاله

در این بررسی خاستگاه، سرشت و شرایط تبلور داسیت‌های پورفیری میزبان کانسار روی و سرب کوشک در شمال خاوری بافق بررسی شدند. برای این منظور ریخت‌شناسی خارجی و ساختار درونی بلورهای زیرکن با استفاده از روش کلاسیک پوپین بررسی شد. بر پایه روش کلاسیک پوپین زیرکن‌ها بیشتر در گستره P_2 ، P_5 و S_5 و S_{25} جای دارند و شمار کمتری در بخش‌های D، AB5، P_4 ، P_3 ، L_5 و R_3 ، S_{10} و S_{20} جانمایی می‌شوند. همچنین، مقدارهای شاخص دما (I.T) و شاخص آکالان (I.A) به ترتیب برابر ۷۴۰ و ۷۰۶/۶ است. بررسی ساختار درونی زیرکن‌ها نشان‌دهنده وجود پهنه‌بندی نوسانی ماگمایی هستند. تصویرهای CL دانه‌های زیرکن، ویژگی‌های رشد ثانویه و وجود مقدارهای ناچیز میانبرهای مذاب را نشان می‌دهند. رخداد انحلال ناهمگن چسب‌سازتایی از بازجذب بلور زیرکن به علت تحت‌اشباع بودن مذاب از زیرکنیم است. ویژگی‌های ساختار بلوری، شرایط فیزیکی‌شیمیایی، سن و خاستگاه زیرکن و فرایندهای متامیکتی را می‌توان از عوامل کاهش نظم بلوری و به دنبال آن، کاهش یا حذف CL در بلورهای زیرکن دانست. افزون‌بر این، بررسی‌های زمین‌شیمیایی نیز تپه‌شدگی از عنصرهای Ta، Nb و Ti و غنی‌شدگی ترکیب سنگ کل در عنصرهای Pb، Th، U، Rb، Cs و Ba را نشان می‌دهند که گویای نقش فرورانش و آلیش پوسته‌ای در پیدایش این سنگ‌ها هستند. همچنین، بر پایه نمودارهای متمایزکننده رژیم‌های زمین‌ساختی، خاستگاه داسیت‌ها همانند گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG) است. این ویژگی‌ها همانند گونه‌شناسی زیرکن، با ویژگی‌های گرانیت نوع A و زیرگروه A₂ وابسته به سری کالک‌آلکان همخوانی دارند. ناهنجاری منفی Eu همراه با غنی‌شدگی LREE در برابر HREE و نسبت بالای $(La/Lu)_n$ نشان‌دهنده اهمیت نقش جدایش بلورین در فرایند تکامل این سنگ‌هاست.

تاریخ دریافت ۱۴۰۴/۱۱/۱۱

تاریخ پذیرش ۱۴۰۵/۰۳/۱۳

کلید واژه‌ها

ریخت‌شناسی زیرکن

دماسنجی

خاستگاه

داسیت

کانسار روی و سرب کوشک



doi: 10.22108/ijp.2026.148209.1380

✉ نویسنده مسئول

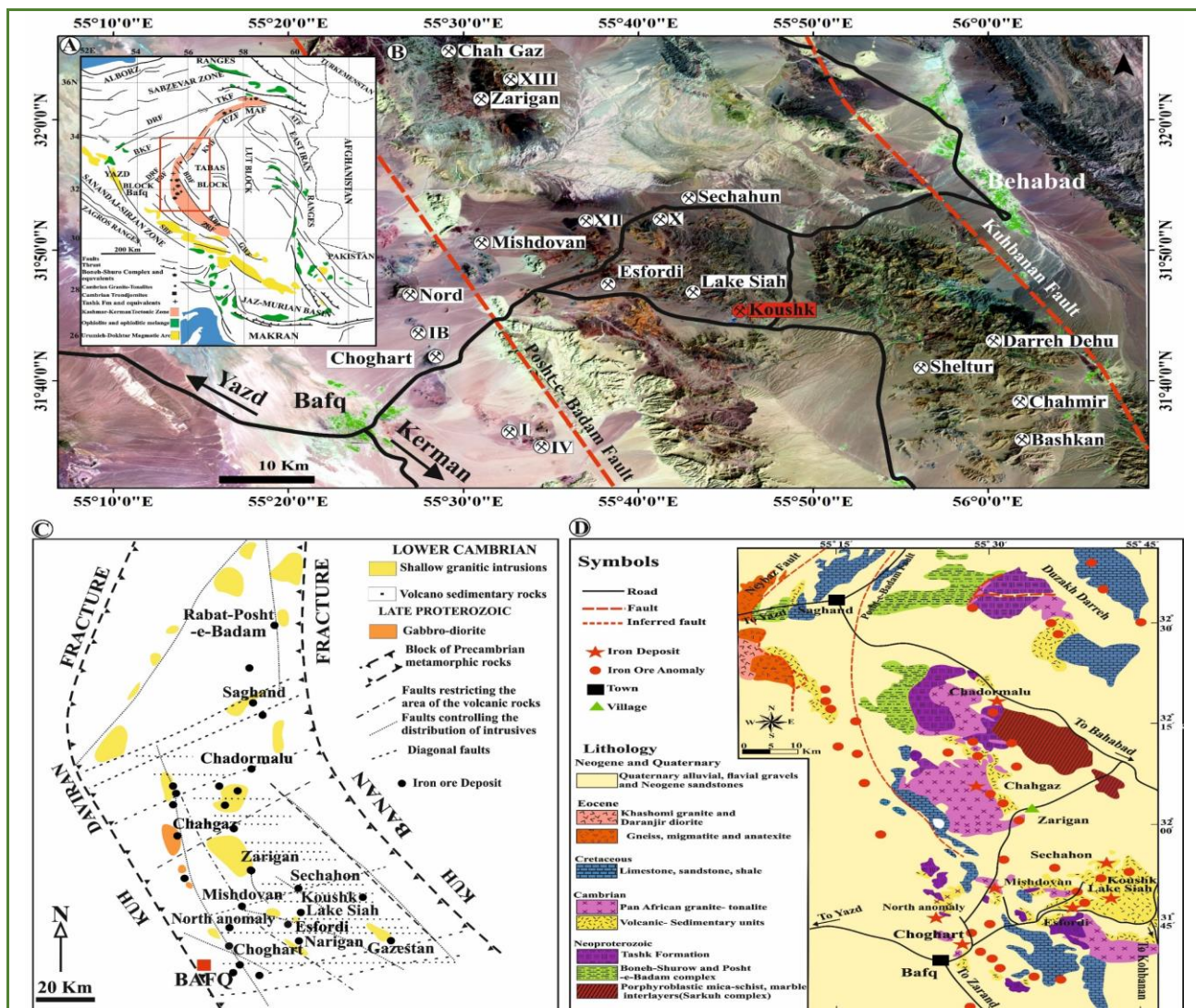
استناد به این مقاله: حسینی، ک.، یزدی، م.، عزیزی، ح. (۱۴۰۵) خاستگاه، سرشت و شرایط تبلور ماگمای داسیتی میزبان کانسار روی-سرب کوشک، شمال خاوری بافق: بر پایه ریخت‌شناسی بلورهای زیرکن، شواهد کانی‌شناسی و زمین‌شیمی سنگ کل. پترولوژی، ۱۷ (۲)، ۱-۴۴.



مقدمه

کانسار روی-سرب کوشک در شمال‌خاوری بافق و در پهنه ایران مرکزی جای دارد (شکل‌های A-۱ تا D-۱). در این پهنه، ماگماتیسم کمان قاره‌ای پروتوتئیس در بازه زمانی نزدیک به ۵۴۷ تا ۵۲۵ میلیون سال پیش، در پی فروانش و پسرفت سنگ‌کره اقیانوسی رخ داده است و با کشش و نازک‌شدن پوسته، پیدایش پهنه‌های پشت‌کمانی و برهم‌کنش ماگماهای مافیک جداشده از گوشته با پوسته قاره‌ای همراه بوده است (Nayebi et al., 2021; Vesali et al., 2021).

(Vesali et al., 2021). این فرایندها در ایران مرکزی، به‌ویژه در منطقه بافق، زمینه توسعه محیط‌های کشتی و پهنه‌های وابسته را فراهم کرده‌اند (Zolala et al., 2025). همچنین، برخی پژوهش‌ها، به حضور ماگماهای مافیک غنی از آهن و فسفر، هیدراته و اکسیدشده را در ارتباط با محیط‌های کافتی کشتی و فرایندهای ماگمایی این ناحیه پرداخته‌اند (Mehdipour Ghazi et al., 2019, 2020; Mehdipour Ghazi and Moazzen, 2024).



شکل ۱. A تا C) نقشه زمین‌شناسی منطقه‌ای ذخایر آهن-فسفر-منگنز در منطقه معدنی بافق (BMD) (اصلاح‌شده پس از Huckreide et al., 1962; NISCO, 1980).

Figure 1. A to C) Regional geological map of Fe-P-Mn deposits of BMD (modified after Huckreide et al., 1962; NISCO, 1980).

با توجه به ارتباط نزدیک فرایندهای ماگمایی با کانه‌زایی، بررسی خاستگاه، سرشت و شرایط تبلور ماگمای داسیتی میزبان کانسار روی-سرب کوشک اهمیت ویژه‌ای دارد. افزون‌بر این، شناخت ویژگی‌های ماگمای مادر و شرایط پیدایش آن می‌تواند در درک بهتر فرایندهای فلززایی منطقه بافق و ارائه الگوهای اکتشافی برای کانسارهای مشابه در ایران مرکزی نقش مؤثری بازی کند. همچنین، با وجود بررسی‌های فراوان درباره زمین‌شناسی و کانه‌زایی منطقه بافق، اطلاعات مربوط به ویژگی‌های ماگمای داسیتی میزبان کانسار کوشک و شرایط تبلور آن همچنان اندک است؛ از این‌رو، انجام پژوهش کنونی می‌تواند بخشی از این نبود دانش را پوشش دهد. در این راستا، تلفیق داده‌های کانی‌شناسی، زمین‌شیمی سنگ کل و ریخت‌شناسی بلورهای زیرکن اطلاعات ارزشمندی درباره خاستگاه ماگما، شرایط تبلور و محیط زمین‌ساختی حاکم فراهم می‌کند. گرانیتهای و سنگ‌های اسیدی وابسته، به‌علت فراوانی در پوسته قاره‌ای و ارتباط مستقیم با فرایندهای ژئودینامیک، از مهم‌ترین شاخص‌های بررسی خاستگاه و تکامل ماگما در محیط‌های گوناگون زمین‌ساختی به شمار می‌روند (Bonin, 2007). از این‌رو، رده‌بندی زایشی آنها در قالب انواع A₁ و A₂ (بر پایه داده‌های زمین‌شیمیایی، کانی‌شناسی و شواهد زمین‌شناسی که از روش‌های رایج در تفسیر خاستگاه و شرایط پیدایش ماگما هستند (Loiselle and Wones, 1979; Bonin et al., 2020) به‌کار برده شدند. در کنار داده‌های زمین‌شیمیایی، ریخت‌شناسی و ویژگی‌های بافتی بلورهای زیرکن نیز ابزار کارآمدی برای بررسی خاستگاه و تکامل ماگما به‌شمار می‌روند؛ زیرا این ویژگی‌ها بازتابی از ترکیب، دما، میزان تکامل و شرایط فیزیکوشیمیایی ماگمای مادر هستند. زیرکن از کانی‌های فرعی رایج در سنگ‌های پوسته‌ای تا گوشته‌ای است (Hoskin and Schaltegger, 2003; Belousova et al., 2006; Grimes et al., 2015) که به‌علت پایداری شیمیایی و فیزیکی بالا، نقطه ذوب بسیار و مقاومت در برابر هوازدگی، دگرگونی و آتاکسی، می‌تواند اطلاعات ارزشمندی از زمان تبلور، شرایط گرمایی، ترکیب ماگما و ویژگی‌های ایزوتوپی را در خود نگه دارد (Valley et al., 2005; Belousova et al., 2006;)

(Rubatto, 2017). افزون‌بر این، ریخت‌شناسی بیرونی و ساختارهای درونی زیرکن‌ها بازتابی از پویایی رشد بلور و تحولات سامانه ماگمایی است و در شناسایی فرایندهای ماگمایی، بازتبلور، دگرگونی و حتی شرایط اشباع اولیه زیرکن به‌کار برده می‌شوند (Corfu et al., 2003; Hoskin and Schaltegger, 2003; Rivera et al., 2016).

از آنجایی که گونه‌شناسی و ویژگی‌های ریخت‌شناسی زیرکن حتی در شرایط دما و فشار بالا نیز تا اندازه بسیاری حفظ می‌شوند (Sturm, 2010; Sturm and Steyrer, 2003)، این کانی در بررسی سنگ‌های قدیمی و بازسازی شرایط پیدایش آنها اهمیت ویژه‌ای دارد. بررسی‌های گوناگون نیز نشان داده‌اند که میان ریخت‌شناسی بلورهای زیرکن و خاستگاه، ترکیب شیمیایی، روند تکامل و جایگاه زمین‌ساختی ماگمای مادر آنها ارتباط نزدیکی است (Pupin, 1980; Berezhnaya, 1999; Wang and Kienast, 1999).

بر این پایه، در پژوهش کنونی تلاش شده است با بهره‌گیری از بررسی‌های میدانی، بررسی‌های سنگ‌نگاری، داده‌های زمین‌شیمیایی عنصرهای اصلی و کمیاب سنگ کل و نیز تحلیل ویژگی‌های ریخت‌شناسی بیرونی و ساختارهای درونی زیرکن‌ها، خاستگاه، سرشت، شرایط تبلور و جایگاه زمین‌ساختی ماگمای داسیتی میزبان کانسار روی-سرب کوشک ارزیابی شود. نتایج این پژوهش می‌تواند در شناخت بهتر فرایندهای ماگمایی و فلززایی مرتبط با کانسارهای روی-سرب در ایران مرکزی مؤثر باشد و چارچوب مناسبی برای تفسیر ارتباط میان ماگماتیسم و کانه‌زایی در منطقه بافق فراهم سازد. افزون‌بر این، استفاده همزمان از داده‌های زمین‌شیمیایی و ریخت‌شناسی زیرکن‌ها می‌تواند به ارائه الگویی جامع‌تر برای بررسی خاستگاه و تکامل ماگماهای مرتبط با کانسارهای فلزی مشابه کمک کند.

زمین‌شناسی ناحیه‌ای

منطقه بافق در مرکز ایران بخشی از گندواناست که میان کمربندهای چین‌خورده آلپی زاگرس و البرز جای دارد. این منطقه پی‌سنگ پروتروزوییک بالایی با توالی پوششی نئوپروتروزوییک تا تریاس دارد (Stöcklin, 1971; Borumandi, 1973; Haghipour, 1977). سنگ‌های

دیگر، پژوهش‌های مهدی‌پورقاضی و همکاران (Mehdipour, 2020; Ghazi et al., 2019) و همچنین، مهدی‌پورقاضی و مؤذن (Mehdipour Ghazi and Moazzen, 2024)، نشان‌دهنده وجود ماگمایی مافیک غنی از آهن و فسفر، مشتق از گوشته، هیدراته و اکسیدشده را که در یک محیط کافت پس‌برخوردی کششی پدید آمده است، به عنوان خاستگاه کانسارهای آهن اکسیدی-آپاتیتی تیپ کیرونا در ایالت فلززایی بافق ساغند^۲ پیشنهاد کرده‌اند. پیدایش کانسارهای مگنتیت-هماتیت-آپاتیت گستره معدنی بافق در کافت‌های ولکانوژنیک آلکال درون قاره‌ای نئوپروتروزوییک-کامبرین زیرین (Aftabi, 2002; Daliran, 2020; Mohseni, 2020)، ولکانیسم زیردریایی پهنه‌های کافتی حاشیه‌ای زیبی^۳ (Mohseni and Aftabi, 2020; Atapour and Aftabi, 2015) یا کمان ماگمایی پیامد فرورانش اقیانوس پروتوتتیس به زیر ایران مرکزی با زایش ماگماتیسم کالک‌آلکال پتاسیک-شوشونیتی تا ساب‌آلکال (Ramezani and Tucker, 2003; Mehdipour, 2020; Sepidbar et al., 2020; Nayebi et al., 2021; Vesali et al., 2021) پیشنهاد شده است. کانی‌زایی مگنتیت-آپاتیت هم‌زمان با ماگماتیسم کمان قاره‌ای پروتوتتیس از ۵۴۷ تا ۵۲۵ میلیون سال پیش انجام شده است (Nayebi et al., 2021).

۱. پیشینه مطالعات سن‌سنجی در منطقه

بیشتر پژوهشگران سن پیدایش سنگ‌های آتشفشانی-آذرآواری سازند اسفوردی را با جایگزینی گرانیتوئیدهای کامبرین آغازین یکسان دانسته‌اند. سن‌سنجی U-Pb روی کانی زیرکن (Ramezani and Tucker, 2003) نشان می‌دهد پی‌سنگ پایان نئوپروتروزوییک-کامبرین زیرین در ۵۴۰-۵۵۰ میلیون سال پیش دچار نفوذ گرانودیوریت‌های 533 ± 1 Ma در مجموعه گرانیت-تونالیت شمال زیرگان، داسیت پورفیری و ریوداسیت‌های چاه‌گز 528 ± 1 Ma و لوکوگرانیت‌های نوع ناریگان و زیرگان 529 ± 16 Ma و 525 ± 7 Ma به‌عنوان پایان ماگماتیسم کمان ماگمایی در پایان نئوپروتروزوییک-آغاز

پروتروزوییک بالایی و کامبرین در بخش جنوبی پهنه ساختاری کمانی کاشمر-کرمان، که با گسل‌های چاپدونی و کوه بنان-کلمرد-ازبک کوه مهدی‌آباد در خاور و گسل داوران-پشت‌بادام-نایینی-گرو در باختر و گسل اسفوردی در قلب آن، هم‌مرز است، رخنمون دارند (شکل ۱). گرانیتوئیدها و توده‌های آذرین درونی گابرو-دیوریت کامبرین، به‌همراه دایک‌های دیاباز و لامپروفیر تأخیری، توالی آتشفشانی-رسوبی-آذرآواری اسفوردی را قطع می‌کنند (Förster and Jafarzadeh, 1994; Daliran, 2002; Mohseni and Aftabi, 2015). ریولیت میزبان متحمل دگرسانی هیدروترمال زیردریایی شده و منجر به پیدایش آلبيت، اکتینولیت، کلریت، سربست، تورمالین و کربنات شده است (Aftabi et al., 2021).

ماگماتیسم کمان قاره‌ای پروتوتتیس از ۵۴۷ تا ۵۲۵ میلیون سال پیش انجام شده است (Nayebi et al., 2021). این دوره با عقب‌نشینی لیتوسفر اقیانوسی در حال فرورانش پروتوتتیس مشخص می‌شود که منجر به کشش و نازک‌شدن پوسته، بازشدن حوضه‌ها در کمان ماگمایی کادومین و برهمکنش ماگمای مافیک آبدار، فلزدار و بارور پیامد ذوب گوشته لیتوسفر زیرقاره‌ای^۱ (SCLM) با پوسته قاره‌ای (۲/۳-۸/۱۰ Ga) در این محیط حوضه پشت‌کمانی شده است (Vesali et al., 2021). چنین فرایندهای زمین‌شناسی پویا، توسعه سیستم‌های هیدروترمال را تقویت کرده و باعث پیدایش ذخایر معدنی متمایز ایران مرکزی شده است (Vesali et al., 2021). همچنین، مقایسه سن سنگ‌های آذرین و کانه‌زایی، ارتباط ژنتیکی کانسارهای اولیه آهن-آپاتیت (۴۹۰-۵۴۳ Ma) را با گابرو، دیوریت، کوارتز دیوریت و گرانیت‌های با خاستگاه ماگمایی مشترک (۵۲۵-۵۴۷ Ma) نشان می‌دهد (Zolala et al., 2025)؛ آپاتیت‌های تیره و مونازیت‌های ثانویه (۴۴۰ Ma) و با نفوذهای سینیتی در پایان اردوئیسین تا آغاز سیلورین (۴۳۷-۴۵۲ Ma) مرتبط هستند. این رویدادها با ماگماتیسم و رسوب‌گذاری در یک محیط کششی منطقه‌ای و توسعه حوضه در نئوپروتروزوییک پسین-کامبرین پیشین تا سیلورین در منطقه بافق سازگار است (Zolala et al., 2025). از سوی

^۲ Bafq-Saghand metallogenic province (BSMP)

^۳ Zipper basinal rift zones

^۱ Subcontinental lithospheric mantle

کامبرین در ایران مرکزی شده است. سن سنجی $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ آپاتیت‌های بدون موناژیت کانسارهای اسفوردی، لکه سیاه، میشدوان و زیرگان در گستره معدنی بافق به روش طیف‌سنجی جرمی یونش گرمایی^۴، سن کانی‌زایی را ۵۲۷ تا ۵۳۹ میلیون سال پیش نشان می‌دهد (Stosch et al., 2011). سن سنجی Th-U-Pb موناژیت‌ها و آپاتیت‌ها در کانسار چغارت و اسفوردی میانگین سن ۵۱۵ تا 529 ± 21 میلیون سال پیش را نشان می‌دهد (Torab and Lehmann, 2007; Hosseini et al., 2022; and Rajabzadeh, 2022).

سن سنجی آپاتیت‌ها به روش LA-ICPMS U-Pb سن کانی‌زایی را در کانسار چادرملو 529 ± 25 Ma در چاه گز 543 ± 32 Ma، در میشدوان 517 ± 25 Ma و در آنومالی XIV 533 ± 19 میلیون سال پیش نشان می‌دهد (Nayebi et al., 2021). بیشتر کانه‌زایی آپاتیت-آهن با Ti کم در ۵۱۰-۵۳۹ میلیون سال پیش در گستره معدنی بافق و در پی فرایندهای ماگمایی و گرمایی درجه حرارت بالا هم‌زمان با جایگزینی توده‌های گرانیتی، دیوریتی، گرانودیوریتی، ترانجمیتی و تونالیتی (۵۲۵-۵۳۲ Ma) کالک‌آلکان کمان ماگمایی مرتبط با فروروانش پروتوتیتیس (۵۱۰-۵۳۹ Ma) رخ داده است. سپس گسترش کافت قاره‌ای و تزریق سینیت و مونزوسینیت‌های آلکان (۴۲۱-۴۴۷ Ma) با دگر نهاد شدن آلکان و ته‌نشست دوباره ماده معدنی آهن در نزدیک به ۵۴۰ Ma روی داده است (Majidi et al., 2020). سن‌های جوان‌تر 437 ± 21 Ma و 457 ± 14 Ma به ترتیب در کانسارهای چادرملو و آنومالی XIV، نشان‌دهنده رویدادهای گرمایی پیامد ماگماتیسیم کششی سینیتی سیلورین آغازین در ۴۲۰-۴۴۰ Ma و سن جوان‌تر (۲۱۵±۱۱ Ma) در آنومالی XXI، ۱۵۳-۱۰۴ Ma برای شمار اندکی از موناژیت‌های کانسار اسفوردی و چغارت (Hosseini et al., 2022; and Rajabzadeh, 2022). نشان‌دهنده ماگماتیسیم برخوردی گرانیتی-تونالیتی پایان تریاس در ۲۱۰-۲۲۰ Ma است. سن سنجی U/Pb به روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت‌شده القایی چند کلکتوره با

نمونه‌برداری لیزری^۵ (لیزر ابلیشن) و سن سنجی SHRIMP U-Th-Pb zircon نشان‌دهنده سن کانکوردیا (537 ± 4 Ma) برای ریولیت‌های سازند اسفوردی، سن کانکوردیا 536 ± 5 میلیون سال پیش برای گرانیت زیرگان، سن کانکوردیا 529 ± 4 میلیون سال پیش برای گرانیت چادرملو، سن کانکوردیا 538 ± 5 میلیون سال پیش برای گرانیت نارینگان و میانگین وزنی سن ($MSWD=1/1$) 457 ± 5 میلیون سال پیش برای سینیت‌های اسفوردی است (Mehdipour Ghazi et al., 2020).

۲. پیشینه بررسی‌های کانی‌زایی در منطقه

این منطقه معدنی شامل ذخایر آهن، فسفات، منگنز، سرب-روی و REE-Th-U-Ti است. این کانی‌زایی در ارتباط با یک توالی آتشفشانی-رسوبی، به ویژه واحدهای فلسیک نئوپروتوزوییک بالایی تا کامبرین زیرین سازند اسفوردی (بخش چهارم سازند ساغند) (Samani, 1988) جای دارد. سازند اسفوردی با ضخامت نزدیک به ۸۰۰ متر، شامل ماسه‌سنگ چرتی، آهک دولومیتی، گنبدی‌های ریولیتی-ریوداسیتی پروکسیمال با کانی‌سازی آهن-فسفر، توف‌های ریولیتی-ریوداسیتی و بازالت‌های اسپلیتی با کانی‌سازی مگنتیت-فسفر، دولومیت چرتی، جاسپیلیت، کلاک‌های کربناتی و شیل‌های سیاه و همچنین، سنگ‌های دولومیت چرتی و شیل سیاه است که میزبان ذخایر سرب-روی سِدِکس دیستال هستند. در منطقه معدنی بافق، کانسنگ‌های مگنتیت-آپاتیت بیشتر در گنبدی‌های ریولیت-ریوداسیت و لایه‌های آذرآوری زیردریایی سازند اسفوردی جای دارند که با سازندهای ریزو، دسو، هرمز و سلطانیه همخوانی دارند. کانی‌سازی آهن-فسفر با پراکندگی تونالیت‌ها و لوکوگرانیت‌های زیرگان-نارینگان روی نداده است (Stosch et al., 2011; Mohseni and Aftabi, 2015).

۳. زمین‌شناسی کانسار کوشک

کانسار روی-سرب کوشک در بخش بالایی توالی

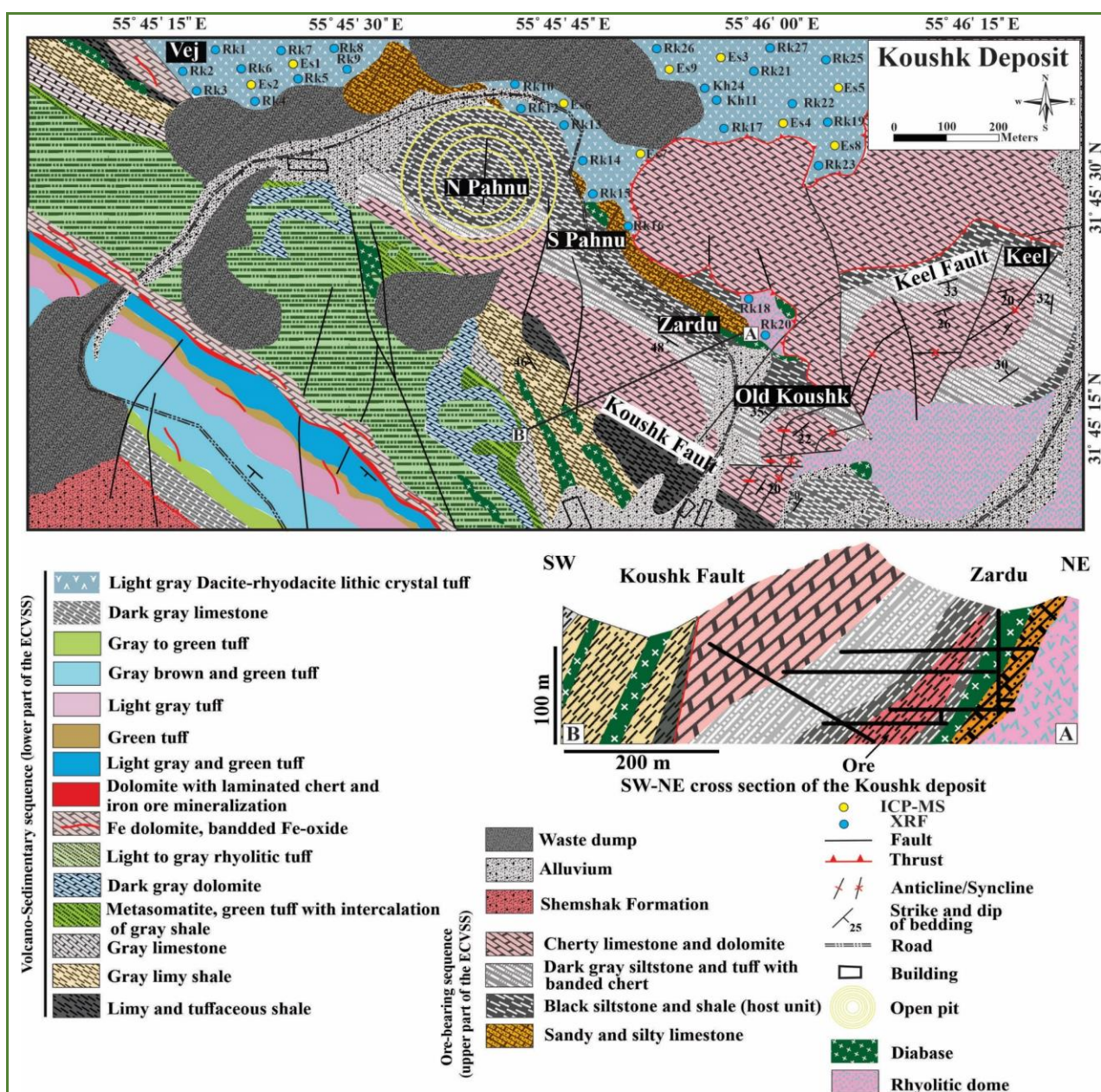
⁵ Laser Ablation- Multi Collector-Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LA-MC-ICPMS)

⁴ Thermal Ionization Mass Spectrometry (TIMS)

رسوبی کامبرین زیرین در قاعده است؛
 - توالی آتشفشانی-رسوبی بالایی که شامل شیل‌های پالئوزویک پایینی، سنگ آهک آرژیلیکی، واحدهای دولومیتی با کانی‌زایی آهن، ریولیت و توف است (Gibbs, 1976).

آتشفشانی-رسوبی کامبرین زیرین (LCVSS)^۶ و در مرکز حوضه زیرگان-چاه‌میر (شکل‌های A-۱ تا D-۱) جای دارد. در این منطقه، دو توالی شناسایی شده‌اند (شکل ۲):
 - توالی کانه‌دار که شامل بخش بالایی توالی آتشفشانی

⁶ Lower Cambrian Volcanic-Sedimentary Sequence (LCVSS)



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی کانسار روی و سرب کوشک و جایگاه گندهای داسیتی و ریوداسیتی شمال و شمال‌باختری و ریولیتی در جنوب‌خاوری کانسار (Rajabi et al., 2012).

Figure 2. Geological map of the Koushk Zn-Pb deposit and the location of dacite and rhyodacite domes in the north and northwest, and the rhyolite in the southeast of the deposit (Rajabi et al., 2012).

بخش قاعده‌ای (از توالی کانهدار) شامل توف‌های کریستالی خاکستری، غنی از فلدسپارهای آلکالن، کوارتز و قطعات سنگی است که با سنگ آهک‌های ماسه‌ای تا سیلتی خاکستری تیره، به صورت محلی دولومیتی شده و رو به بالا با سیلتستون‌ها پوشیده شده‌اند. واحد اخیر شامل سیلت‌سنگ‌های آهکی در بخش پایینی به همراه رسوبات عدسی‌شکل هم‌پیوسته توف ریولیتی در مرز شارپ با رسوبات دربرگیرنده است. سیلت‌سنگ‌های آهکی به افق کانهدار رده‌بندی می‌شوند که شامل سیلت‌سنگ‌های سیاه دانه ریز و غنی از مواد آلی است. بالای این واحد با توف‌ها، شیل‌ها و چرت‌های میان‌لایه‌ای پوشیده شده است (Rajabi et al., 2012). سنگ‌های آهک و دولومیت‌های چرتی بزرگ و با کانی‌زایی آهن بالاترین بخش توالی آتشفشانی-رسوبی کامبرین زیرین به شمار می‌روند (Rajabi et al., 2012; Hosseini et al., 2025). گنبد‌های داسیتی-ریولیتی در بخش شمال، شمال‌باختری و جنوب‌خاوری کانسار، در نزدیکی توالی کانهدار جای دارد و دایک‌های دیابازی کل توالی آتشفشانی-رسوبی را قطع کرده‌اند (شکل ۲). سیل‌های دیابازی در بخش پایینی توالی آتشفشانی-رسوبی، درست در جنوب‌باختری گسل کوشک، رخ می‌دهند (شکل ۲).

روش انجام پژوهش

در راستای انجام این پژوهش ۶۵ نمونه از توده‌های داسیتی و ریوداسیتی پورفیری میزبان برداشت شد. بررسی‌های سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی با استفاده از میکروسکوپ نوری روی ۴۷ مقطع نازک در دانشگاه شهید بهشتی تهران انجام شد.

برای مطالعات ریخت‌شناسی زیرکن نمونه‌ها در اندازه ۶۳ تا ۵۰۰ مش مورد خردایش قرار گرفت. زیرکن‌ها با استفاده از میز لرزان ویلفلی، جداکننده مغناطیسی فرانتس و مایعات سنگین و در نهایت با دستچین کردن زیر میکروسکوپ دوچشمی، از بخش‌های غربالی ۶۳-۱۱۲ و ۱۱۲-۲۰۰ میکرومتر در سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور در دو مرحله ۱۷۰ بلور زیرکن

جدا شدند. دانه‌های زیرکن با کمک میکروسکوپ دو چشمی، تصویربرداری کاتدولومینسانس (CL) و BSE-SEM بررسی شده بودند، روی رزین اپوکسی نصب و صیقل داده شدند تا فضای درونی دانه‌ها نمایان شود.

تصویرهای CL با استفاده از میکروپروپ الکترونی JEOL JXA-8900RL و تصویرهای BSE-SEM با میکروسکوپ الکترونی هیتاچی S3400N در دانشگاه ناگویا در کشور ژاپن و شرکت آریا الکترون اوپتیک به دست آمدند. کاربرد تصویرهای کاتدولومینسانس و همچنین، تصویربرداری با میکروسکوپ الکترونی BSE-SEM، مزیت دیگری برای روشن کردن نه‌تنها ریخت‌شناسی خارجی، بلکه ریخت‌شناسی درونی نیز دارد، به گونه‌ای که تغییرات ریخت‌شناسی زیرکن و ساختار درونی بلور زیرکن در طول رشد را می‌توان ردیابی کرد. نتایج اندازه‌گیری پارامترهای طول، پهنا و نسبت پهنا به طول زیرکن‌ها در جدول ۱ آورده شده است.

همچنین، برای صحت‌سنجی نتایج به دست آمده از بررسی ریخت‌شناسی زیرکن‌ها در شناسایی سرشت ماگما، از داده‌های زمین‌شیمیایی سنگ کل بهره گرفته شد. برای بررسی زمین‌شیمی کل سنگ شمار ۲۵ نمونه از داسیت‌ها و ۲ نمونه ریولیت‌های میزبان کانسار روی و سرب کوشک به روش XRF الگو PW 2404 شرکت Philips ساخت کشور هلند در دانشگاه تربیت مدرس انجام شد. آماده‌سازی نمونه به روش پرس پودری و تهیه قرص‌هایی با قطر ۴۰ میلیمتر انجام شد، برای اندازه‌گیری L.O.I⁷ نمونه‌ها به مدت یک ساعت در دمای ۱۰۵۰ درجه سانتیگراد گذاشته شدند (جدول ۲). همچنین، ۹ نمونه از داسیت‌های میزبان با اسید نیتریک رقیق حل شدند و محلول نهایی به روش ICP-MS در شرکت زرآما با دستگاه Perkin Elmer (NexION 300) تجزیه شدند (جدول ۳). داده‌های به دست آمده در نرم‌افزارهای Excel و GCDkit تجزیه و تحلیل شدند.

⁷ Loss on ignition

Table 1. Results of measurements of length, width, and width-to-length ratio parameters in zircons associated with porphyry dacites hosting the Koushk Zn–Pb deposit.

Sample No.	Az1	Az2	Az3	Az4	Az5	Az6	Az7	Az8	Az9	Az10
Maximum grain length (microns)	207	243	184	223	177	126	143	176	201	165
Maximum grain width ratios (microns)	75	95	78	95	87	64	43	91	92	53
Width ratios/length	0.36	0.39	0.42	0.43	0.49	0.51	0.30	0.52	0.46	0.32
Sample No.	Az11	Az12	Az13	Az14	Az15	Az16	Az16	Az18	Az19	Az20
Maximum grain length (microns)	192	165	418	327	274	371	276	368	273	218
Maximum grain width ratios (microns)	81	82	161	143	97	163	74	135	102	81
Width ratios/length	0.42	0.50	0.39	0.44	0.35	0.44	0.27	0.37	0.37	0.37
Sample No.	Az21	Az22	Az23	Az24	Az25	Az26	Az27	Az28	Az29	Az30
Maximum grain length (microns)	198	227	247	286	131	198	255	221	234	341
Maximum grain width ratios (microns)	85	115	103	78	35	100	108	78	93	157
Width ratios/length	0.43	0.51	0.42	0.27	0.27	0.51	0.42	0.35	0.40	0.46
Sample No.	Az31	Az32	Az33	Az34	Az35	Az36	Az37	Az38	Az39	Az40
Maximum grain length (microns)	168	278	114	191	327	254	285	377	183	176
Maximum grain width ratios (microns)	71	102	57	79	73	96	113	139	81	75
Width ratios/length	0.42	0.36	0.50	0.41	0.22	0.37	0.39	0.36	0.44	0.42
Sample No.	Az41	Az42	Az43	Az44	Az45	Az46	Bz47	Az48	Az49	Az50
Maximum grain length (microns)	221	185	218	304	403	153	201	162	363	176
Maximum grain width ratios (microns)	97	57	73	124	165	47	76	64	123	77
Width ratios/length	0.43	0.3	0.33	0.40	0.41	0.30	0.37	0.39	0.33	0.44
Sample No.	Az51	Az52	Az53	Az54	Az55	Az56	Az57	Az58	Az59	Az60
Maximum grain length (microns)	181	128	349	285	215	174	215	290	203	224
Maximum grain width ratios (microns)	74	49	170	121	77	49	68	127	114	131
Width ratios/length	0.41	0.38	0.49	0.42	0.36	0.28	0.32	0.44	0.56	0.58
Sample No.	Az61	Az62	Az63	Az64	Az65	Az66	Az67	Az68	Az69	Az70
Maximum grain length (microns)	124	205	133	275	205	139	153	151	211	168
Maximum grain width ratios (microns)	80	151	95	186	145	98	98	107	125	95
Width ratios/length	0.65	0.74	0.71	0.68	0.71	0.71	0.64	0.71	0.59	0.57
Sample No.	Az71	Az72								
Maximum grain length (microns)	102	122								
Maximum grain width ratios (microns)	63	73								
Width ratios/length	0.61	0.60								

جدول ۲. داده‌های به‌دست‌آمده از XRF برای اکسیدهای اصلی (بر پایه درصدوزنی) و برخی عنصرهای فرعی (بر پایه ppm) در ریولیت و داسیت‌های میزبان کانسار روی-سرب کوشک.

Table 2. XRF data of major elements' oxides (in wt%) and some minor elements (in ppm) in the rhyolites and dacites hosting the Koushk Zn-Pb deposit.

Rock type	Rhyolite		Dacite						
Sample No.	RK18	RK20	RK7	RK14	RK3	RK9	RK5	RK1	RK12
Major element oxides (in wt.%)									
SiO ₂	75.66	72.41	69.46	68.68	68.43	67.73	67.50	67.41	66.88
TiO ₂	0.20	0.20	0.33	0.21	0.30	0.35	0.33	0.05	0.31
Al ₂ O ₃	12.05	12.46	14.80	12.92	13.30	13.30	14.10	14.88	14.20
Fe ₂ O ₃	1.09	1.23	3.39	5.76	4.17	5.04	3.61	4.52	5.54
FeO _t	0.98	1.10	3.05	5.18	3.75	4.53	3.25	4.07	4.99
MgO	0.40	0.59	2.76	1.51	2.28	3.32	3.64	2.80	1.97
MnO	0.02	0.02	0.15	0.03	0.12	0.13	0.12	0.10	0.12
CaO	0.38	2.79	3.24	2.87	3.79	3.54	3.81	2.50	2.81
Na ₂ O	0.21	0.22	1.14	2.11	2.14	1.15	2.14	2.21	2.15
K ₂ O	8.83	8.55	2.71	3.00	2.91	3.60	2.85	2.87	2.76
P ₂ O ₅	0.06	0.06	0.04	0.07	0.03	0.04	0.04	0.10	0.05
LOI	0.88	1.28	2.25	2.19	2.19	1.31	1.53	2.48	2.39
S	0.04	0.96	0.03	0.00	0.01	0.03	0.01	0.00	0.03
Total	99.78	99.81	100.26	99.36	99.66	99.50	99.67	99.92	99.19
Minor element (in ppm)									
Ba	480	10880	1500	100	1300	600	180	100	800
Rb	100	100	20	50	90	30	50	10	60
Sr	200	230	500	100	20	200	300	150	300
Zn	30	40	90	40	60	200	10	800	70
Zr	150	100	80	200	120	130	100	100	90
Zircon saturation temperatures (°C) and ASI=molar (Al₂O₃/Na₂O+K₂O+CaO)									
ASI	1.13	0.84	1.38	1.08	0.98	1.08	1.04	1.31	1.22
M	0.74	1.32	0.97	1.16	1.35	1.25	1.29	0.95	1.06
T (°C): Watson and Harrison (1983) (Zr:496000 ppm)	830.74	752.42	758.38	824.51	765.17	779.45	754.18	778.58	761.73
T (°C): Watson (1979) (Zr: 497651.6 ppm)	830.42	752.15	758.10	824.20	764.89	779.16	753.91	778.29	761.45
T (°C): Boehnke et al. (2013) (Zr: 497651.6 ppm)	753.48	771.86	713.25	833.06	795.66	792.83	769.09	733.18	733.86

جدول ۲. ادامه.
Table 2. Continued.

Rock type	Dacite								
Sample No.	RK8	RK17	RK2	RK11	RK13	RK16	RK4	RK6	RK15
Major element oxides (in wt.%)									
SiO ₂	66.46	66.29	66.20	66.03	65.94	65.93	65.80	65.30	65.29
TiO ₂	0.24	0.46	0.36	0.32	0.23	0.47	0.30	0.25	0.45
Al ₂ O ₃	13.50	14.32	13.70	14.20	14.56	14.52	12.37	13.45	14.44
Fe ₂ O ₃	6.73	4.98	5.20	5.95	5.77	5.00	5.95	4.63	5.02
FeO _t	6.05	4.48	4.68	5.36	5.19	4.50	5.35	4.16	4.52
MgO	3.25	2.40	4.25	2.26	3.60	2.24	3.72	4.67	2.66
MnO	0.12	0.12	0.15	0.13	0.03	0.10	0.12	0.11	0.13
CaO	4.63	3.38	2.05	2.65	3.17	3.72	4.60	4.06	3.37
Na ₂ O	1.12	2.01	2.17	1.15	2.11	2.05	1.14	2.12	1.94
K ₂ O	3.58	3.16	3.69	3.81	2.07	2.98	2.79	2.67	3.45
P ₂ O ₅	0.04	0.07	0.04	0.10	0.05	0.06	0.04	0.03	0.06
LOI	0.18	2.41	1.38	2.47	2.19	2.51	2.39	2.37	2.70
S	0.04	0.27	0.02	0.03	0.00	0.23	0.02	0.01	0.31
Total	99.83	99.59	99.18	99.06	99.72	99.58	99.23	99.66	99.51
Minor element (in ppm)									
Ba	300	210	700	120	650	300	1000	500	400
Rb	40	40	70	70	60	60	20	60	100
Sr	300	390	100	400	100	540	400	170	360
Zn	40	390	80	90	50	280	80	400	400
Zr	200	50	20	100	100	110	40	180	80
Zircon saturation temperatures (°C) and ASI=molar (Al ₂ O ₃ /Na ₂ O+K ₂ O+CaO)									
ASI	0.95	1.11	1.21	1.31	1.26	1.08	0.93	0.97	1.10
M	1.51	1.20	0.99	1.00	1.08	1.26	1.60	1.45	1.22
T (°C): Watson and Harrison (1983) (Zr:496000 ppm)	797.46	703.49	654.02	774.67	769.08	766.72	666.18	792.86	741.76
T (°C): Watson (1979) (Zr: 497651.6 ppm)	797.16	703.25	653.80	774.39	768.80	766.44	665.95	792.57	741.49
T (°C): Boehnke et al. (2013) (Zr: 497651.6 ppm)	877.49	688.34	597.6	738.65	746.67	780.04	707.68	855.8	748.51

جدول ۲. ادامه.
Table 2. Continued.

Sample No.	RK10	RK25	RK19	RK21	RK22	RK26	RK23	RK27	RK24
Rock type	Dacite								
Major element oxides (in wt.%)									
SiO ₂	64.74	64.56	64.19	63.58	62.63	62.44	62.39	61.96	60.83
TiO ₂	0.28	0.45	0.48	0.49	0.44	0.47	0.49	0.52	0.58
Al ₂ O ₃	13.90	14.24	14.21	14.98	14.63	15.00	13.74	14.44	15.32
Fe ₂ O ₃	6.27	5.45	5.53	5.35	5.19	5.83	5.65	6.11	6.47
FeO _t	5.64	4.90	4.97	4.81	4.67	5.25	5.08	5.49	5.82
MgO	2.85	4.16	4.12	4.05	4.40	3.58	3.04	3.81	4.81
MnO	0.13	0.11	0.13	0.11	0.11	0.13	0.14	0.14	0.14
CaO	3.76	2.16	2.72	1.74	3.51	3.58	4.94	3.20	3.34
Na ₂ O	1.14	2.15	2.13	2.08	2.12	2.13	2.25	2.87	2.56
K ₂ O	3.68	3.52	3.30	3.70	3.23	2.95	3.13	2.81	2.30
P ₂ O ₅	0.38	0.14	0.18	0.18	0.17	0.24	0.15	0.16	0.18
LOI	2.32	2.67	2.62	3.37	3.14	3.33	3.69	3.58	3.15
S	0.02	0.03	0.05	0.04	0.14	0.04	0.05	0.02	0.04
Total	99.44	99.61	99.59	99.64	99.57	99.68	99.60	99.59	99.67
Minor element (in ppm)									
Ba	400	1120	1090	1060	940	1050	1380	1210	850
Rb	30	60	70	90	60	80	60	60	60
Sr	200	430	270	130	350	260	280	260	330
Zn	50	120	90	80	80	90	150	130	90
Zr	100	70	100	60	80	80	60	110	130
Zircon saturation temperatures (°C) and ASI=molar (Al ₂ O ₃ /Na ₂ O+K ₂ O+CaO)									
ASI	1.09	1.26	1.18	1.41	1.09	1.13	0.85	1.06	1.19
M	1.30	0.99	1.12	0.87	1.30	1.26	1.76	1.30	1.21
T (°C): Watson and Harrison (1983) (Zr:496000 ppm)	753.29	745.77	766.36	741.95	735.94	738.14	684.97	761.18	781.70
T (°C): Watson (1979) (Zr: 497651.6 ppm)	753.02	745.50	766.08	741.68	735.68	737.88	684.74	760.90	781.41
T (°C): Boehnke et al. (2013) (Zr: 497651.6 ppm)	770.49	702.94	750.65	677.18	746.12	742.71	764.81	780.79	789.35

جدول ۳. داده‌های ICP-MS برای بررسی میزان عنصرهای اصلی و کمیاب در داسیت‌های پورفیری در محدوده کانسار روی-سرب کوشک.
Table 3. ICP-MS data of major and trace element contents of porphyry dacites in Koushk Zn-Pb deposit area.

Sample No.	ES1	ES2	ES3	ES4	ES5	ES6	ES7	ES8	ES9
Major element oxides(wt.%)									
Ti	379.20	441.60	305.60	580.80	384.00	3608.00	3374.00	3411.00	3645.00
P	286.00	142.00	216.00	160.00	154.00	542.00	558.00	1449.00	631.00
Minor element (in ppm)									
Ga	25.98	33.32	17.86	26.13	22.24	26.00	31.00	20.00	23.00
Rb	65.00	57.00	83.00	68.00	87.00	59.00	54.00	67.00	81.00
Sr	209.00	46.00	95.00	44.00	41.00	340.00	362.70	348.10	314.60
Y	14.00	20.00	12.00	23.00	17.00	24.10	25.70	31.20	25.70
Zr	133.00	138.00	107.00	153.00	129.00	75.00	70.00	65.00	72.00
Nb	1.90	1.37	1.01	2.56	1.35	11.20	10.00	9.80	9.70
Cs	0.94	0.91	0.64	0.61	0.84	1.40	0.90	1.20	2.20
Ba	1050.00	414.00	824.00	754.00	534.00	982.00	888.00	899.00	768.00
Ta	0.24	0.12	0.12	0.28	0.73	0.70	0.60	0.70	0.80
Pb	80.00	28.75	28.13	15.63	1820.63	13.00	5.00	4.00	3.00
Th	17.39	9.68	11.83	11.49	7.62	9.70	9.40	9.40	9.00
U	5.48	5.93	3.55	6.84	4.43	2.80	2.30	2.40	2.60
Hf	10.24	7.86	6.57	9.50	6.27	2.90	2.30	2.30	2.40
Rare earth elements									
La	4.00	19.00	6.00	38.00	16.00	24.00	28.00	43.00	28.00
Ce	12.88	50.72	17.90	106.97	158.14	45.00	44.00	82.00	48.00
Pr	1.34	6.69	1.93	16.88	5.26	5.20	5.23	10.44	6.02
Nd	5.40	26.29	7.23	56.43	19.09	19.50	20.10	38.70	22.20
Sm	1.00	4.00	1.00	7.00	3.00	3.60	3.90	7.10	4.80
Eu	0.57	0.88	0.43	1.62	0.71	0.80	0.89	1.02	0.82
Gd	2.95	7.89	2.96	14.08	6.02	4.22	3.97	6.35	4.62
Tb	0.30	0.60	0.27	0.89	0.45	0.80	0.70	0.90	0.90
Dy	2.84	4.43	2.30	6.48	3.54	4.10	4.30	5.60	4.60
Ho	0.47	0.60	0.35	0.80	0.46	0.43	0.58	0.37	0.65
Er	2.32	2.58	1.63	3.46	2.01	3.00	3.20	4.00	3.10
Tm	0.69	0.76	0.51	1.01	0.60	0.50	0.50	0.50	0.50
Yb	2.00	3.00	2.00	3.00	3.00	2.60	2.38	2.68	2.63
Lu	0.75	0.74	0.54	0.97	0.60	0.40	0.40	0.40	0.40
Y	14.00	20.00	12.00	23.00	17.00	24.10	25.70	31.20	25.70
Eu/Eu*	1.02	0.48	0.76	0.50	0.51	0.63	0.69	0.46	0.53
(La/Yb)_n	1.35	4.27	2.02	8.54	3.60	6.22	7.93	10.82	7.18
(La/Sm)_n	2.52	2.99	3.77	3.41	3.35	4.19	4.52	3.81	3.67
(Ce/Yb)_n	1.67	4.37	2.31	9.22	13.64	4.48	4.78	7.91	4.72
(Ce/Sm)_n	3.11	3.06	4.32	3.69	12.72	3.02	2.72	2.79	2.41
(Eu/Yb)_n	0.82	0.83	0.61	1.54	0.67	0.87	1.06	1.08	0.89
(La/Lu)_n	0.55	2.68	1.14	4.07	2.78	6.23	7.27	11.16	7.27

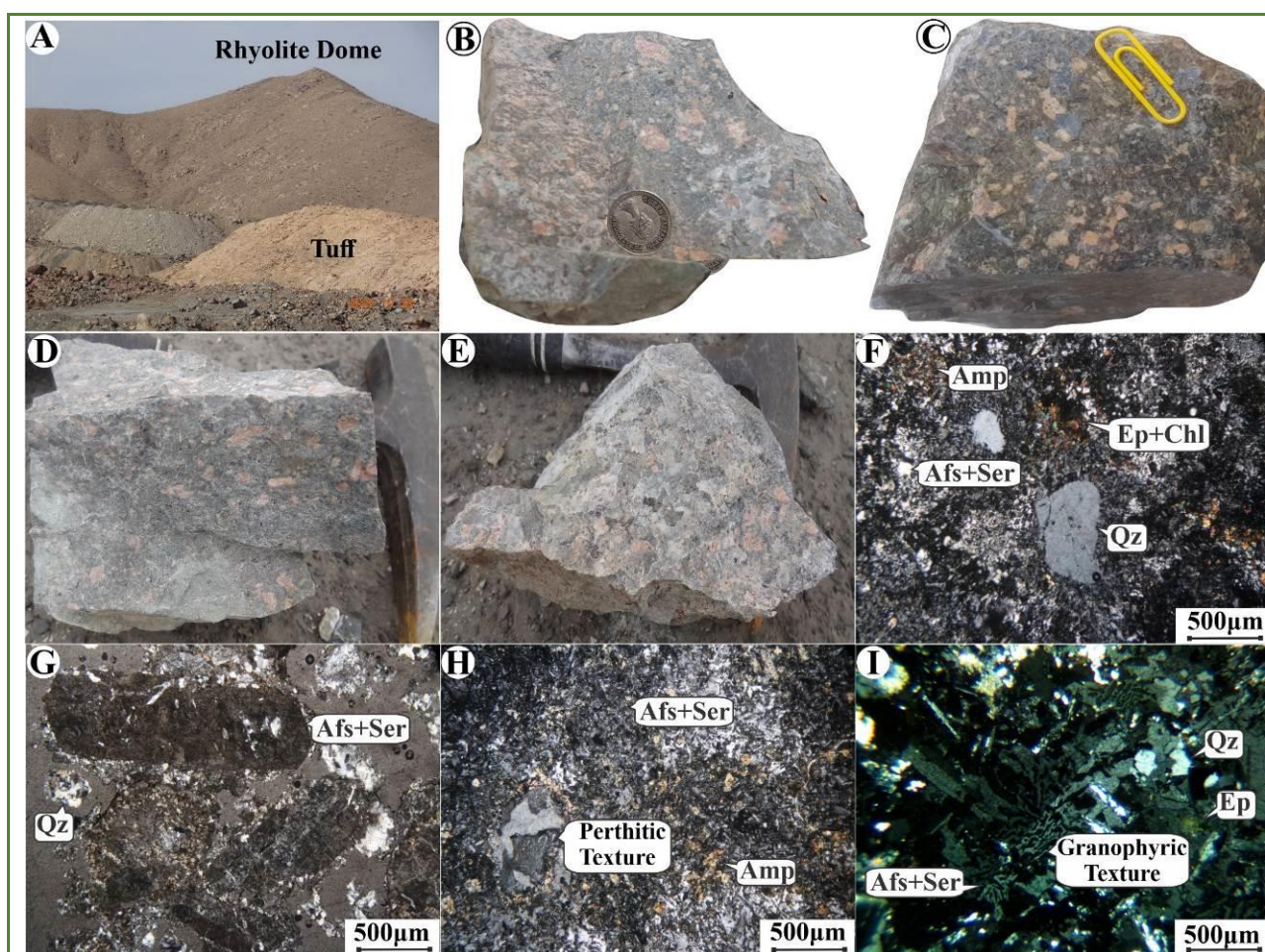
سنگ‌نگاری

۱. ویژگی‌های صحرایی و ماکروسکوپی

با توجه به بررسی‌های ماکروسکوپی و میکروسکوپی، واحدهای آذرین میزبان روی-سرب کوشک شامل داسیت، ریولیت، سیل‌های دیوریتی و واحدهای دیابازی هستند که در این پژوهش داسیت‌های میزبان کانسار بررسی

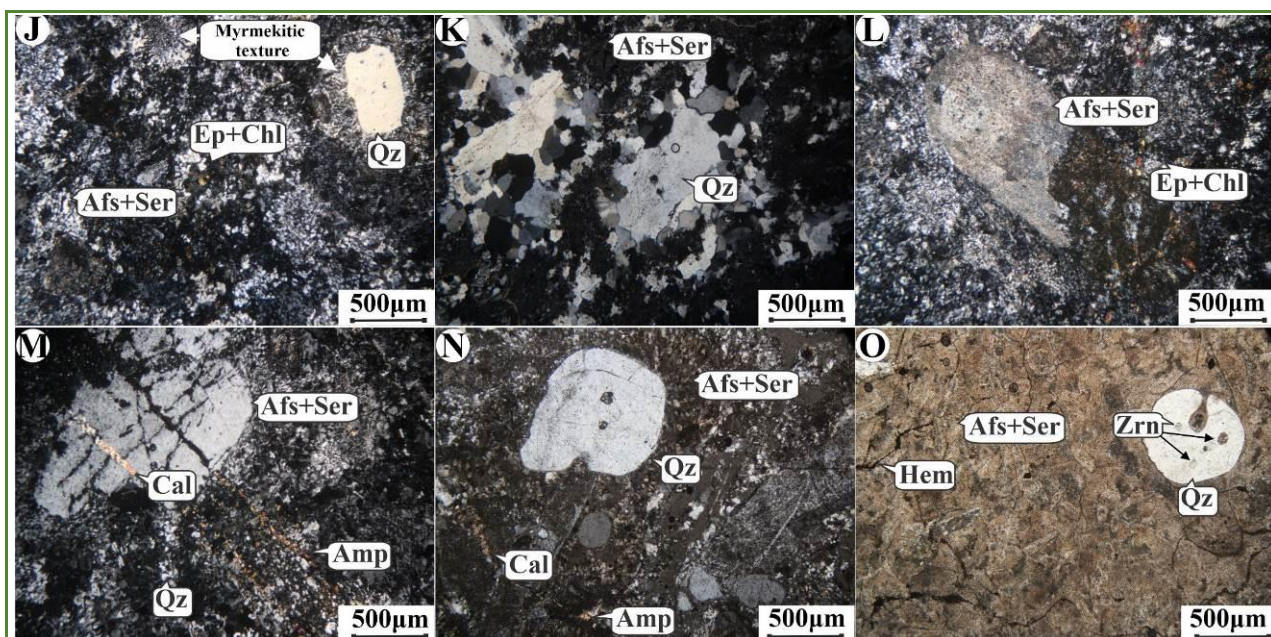
سنگ‌نگاری شده‌اند (شکل‌های ۳-۱ تا ۳-۵).

داسیت‌های بررسی‌شده در شست‌بلورهای سدیم‌فلدسپار مانند آنورتوکلاز و آلیت دارند و کانی‌های مافیک آنها بیشتر شامل آمفیبول، اپیدوت و کلریت هستند که دچار فرایندهای دگرتهادی سدیک شده‌اند.



شکل ۳.۱) تصویر ماکروسکوپی داسیت‌های پورفیری میزبان کانسار روی و سرب کوشک، دید رو به شمال؛ B تا E) تصویر نمونه‌دستی از داسیت‌های پورفیری میزبان کانسار روی و سرب کوشک؛ F تا O) تصویرهای میکروسکوپی (XPL) از سنگ‌های داسیتی میزبان کوشک؛ F و G) Porphyritic texture؛ H) Perthitic texture؛ I) Granophyric texture؛ J) Porphyritic and myrmekitic texture؛ K) Granular texture؛ L و M) Sieved texture؛ N و O) Porphyritic and embayed textures. Abbreviations from Warr (2021).

Figure 3. A) Macroscopic images of the hosted porphyry dacites Koushk Zn-Pb deposit, view toward the north; B to E) hand specimen image of the porphyry dacites hosting the Koushk Zn-Pb deposit; F to O) Microscopic images of the Koushk-hosted dacite rocks (XPL); F and G) Porphyritic texture; H) Perthitic texture; I) Granophyric texture; J) Porphyritic and myrmekitic texture; K) Granular texture; L and M) Sieved texture; N and O) Porphyritic and embayed textures. Abbreviations from Warr (2021).



شکل ۳. ادامه.

Figure 3. Continued.

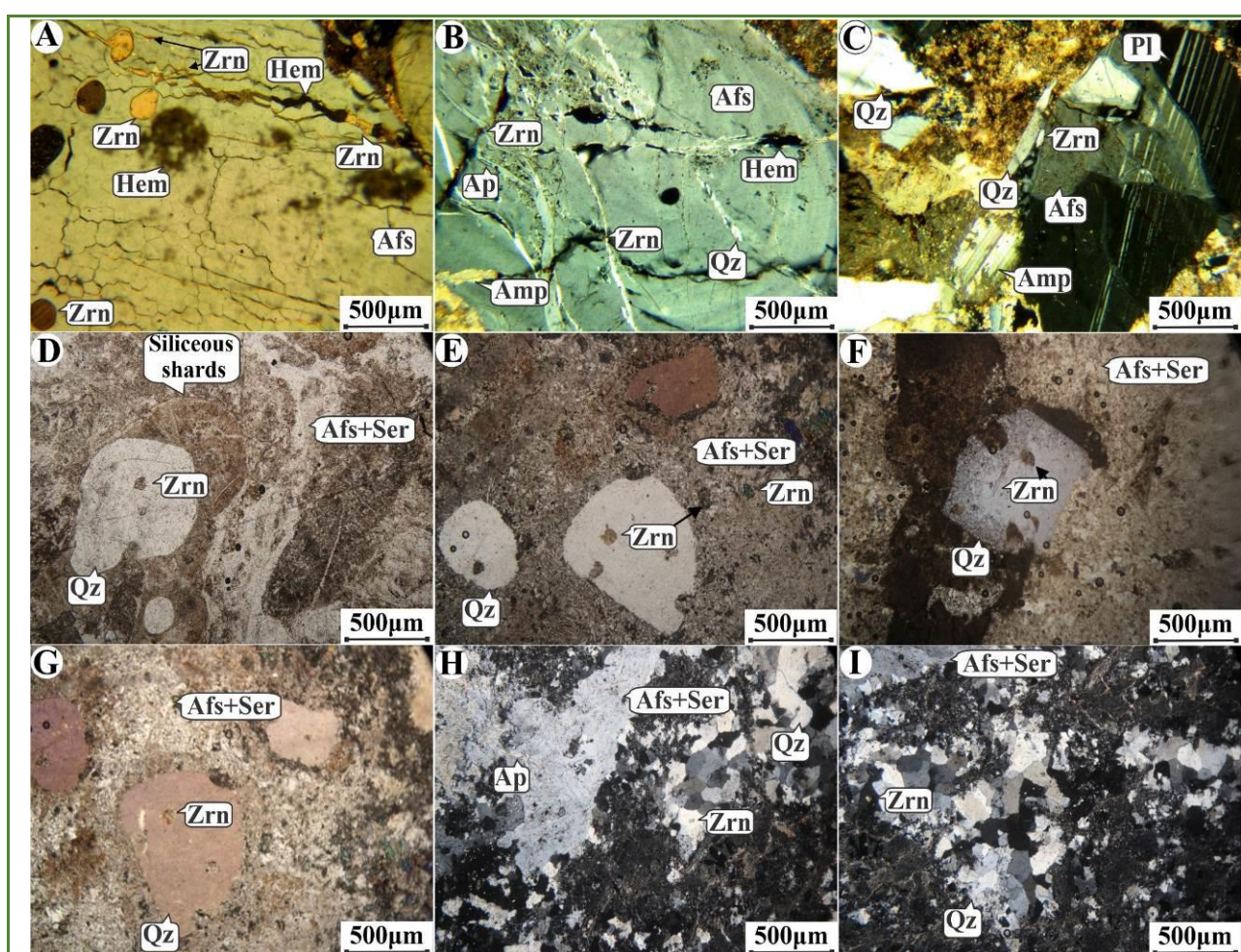
۲. ویژگی‌های میکروسکوپی

بافت میکروسکوپی اصلی این داسیت‌ها پورفیری و ویتروفری است. بافت فرعی آن شامل میرمکتیتی، گرانوفیر، گرانولار، پرتیت، اسفنجی یا غربالی و خلیجی است (شکل‌های F-۳ تا O-۳). در بافت پرتیت دو نوع آلکالی‌فلدسپار (آلبیت و میکروکلین) به صورت میان‌لایه‌ای رشد کنند (شکل H-۳). بافت گرانوفیر نشان‌دهنده تبلور هم‌زمان و سریع کوارتز و آلکالی‌فلدسپار در شرایط فرااشباع از سیلیس است (شکل I-۳). بافت میرمکتیتی یا رشد هم‌زمان کوارتز با فلدسپار غنی از سدیم در پی تبلور آذرین، دگرریختی در حالت جامد، دگرهادشدن در پی تبلور بخشی و یا ترکیبی از فرایندهای موجود پدیدار می‌شود (Yazdi, 1997). در بافت میرمکتیتی کوارتز به صورت ریز کرمی‌شکل در زمینه‌ای از پلاژیوکلاز سدیم‌دار دیده می‌شود (شکل J-۳). رابطه مستقیم میان دگرریختی و فراوانی میرمکتیت، نقش فرایندهای ساختاری را در تسهیل فرایند دگرهادشدن نشان می‌دهد. در هنگام رخداد فرایند دگرهادشدن، یون‌های Na^+ ، K^+ و Ca^{+2} می‌توانند جابجا شوند؛ از این‌رو، در هنگام این جابجایی‌های یونی، بافت میرمکتیت نیز پدید

می‌آید (Ghadiri et al., 2008). بافت اسفنجی یا غربالی به علت پیدایش حفره‌های بسیار در فنوکریست‌ها چهره غربالی پدید می‌آورند. این بافت بیشتر در سنگ‌های آتشفشانی متداول است (Sepahi Gerow, 2012). بافت غربالی یادشده در فنوکریست‌های کوارتز و آلبیت و آلکالی‌فلدسپارها در داسیت‌های میزبان کانسار کوشک دیده شد (شکل‌های L-۳ و M-۳). با توجه به حضور کانی مافیک اصلی آمفیبول، اپیدوت، کلریت و یا پیروکسن غنی از سدیم، فنوکریست‌های کوارتز، آلبیت و نبود بیوتیت و وجود بافت میرمکتیتی که نشان‌دهنده رشد توأم کوارتز با فلدسپار غنی از سدیم است می‌توان داسیت‌های کانسار کوشک را از نوع سدیک دانست (Sepahi Gerow, 2012). در ریولیت‌های پتاسیک کانی مافیک اصلی بیوتیت است. ویژگی‌های یادشده، به همراه پیدایش بافت میرمکتیت در سنگ‌ها، در دمای بیشتر از ۵۵۰ درجه سانتیگراد رخ می‌دهد (Bodorkos et al., 2000). از سوی دیگر، لبه کنگره‌ای و دنداندار شده پلاژیوکلازها به درون بلورهای کناری (مانند کوارتزهای خلیجی) نیز رفتار دگرریختی در دمای نزدیک به ۵۰۰ درجه سانتیگراد نشان می‌دهد (Tullis et al., 2000)، که این دگرریختی در کوارتزهای

طیف استثنایی و گسترده‌ای از ریخت‌شناسی زیرکن در داسیت‌های میزبان کانسار کوشک دیده شد (شکل‌های ۴-۱ تا ۴-۳). آپاتیت از کانی‌های فرعی دیده شده همراه با زیرکن است (شکل‌های ۴-۲ و ۴-۳). فراوانی زیرکن در مقاطع نازک در سنگ‌های داسیتی بسیار متغیر است و این فراوانی تقریباً با حجم کانی‌هایی که از مذاب میان‌دانه‌ای تبلور یافته‌اند همبستگی دارد (Moerhuis et al., 2025).

بی‌شکل با بافت خورده‌شده و خلیج‌مانند در مقاطع میکروسکوپی داسیت‌های کانسار کوشک دیده شد (شکل‌های ۳-۱ و ۳-۲). بافت خوردگی در این کانی در پی واکنش با مذاب یا دگرزهادشدن قلیایی روی داده است. بر پایه آنچه گفته شد و ویژگی‌های سنگ‌شناختی، دمای ۵۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتیگراد (Torkian, 2013) را می‌توان برای خوردگی بلورهای درون سنگ‌های آتشفشانی کانسار کوشک پیشنهاد کرد.



شکل ۴. A تا C) تصاویرهای میکروسکوپی (در XPL) از شاردهای سیلیسی در داسیت‌های پورفیری میزبان کانسار روی و سرب کوشک و فراوانی کانی‌های زیرکن و آپاتیت مرتبط با آنها؛ D تا G) تصاویرهای میکروسکوپی (در PPL) از داسیت‌های پورفیری و حضور کانی‌های زیرکن در ساختار کوارتز خلیجی؛ H و I) تصاویرهای میکروسکوپی (در XPL) از داسیت‌ها با بافت گرانولار و حضور میانبراهای زیرکن و آپاتیت در آنها. نام اختصاری کانی‌ها از وار (Warr, 2021).

Figure 4. A to C) Photomicrographs (in XPL) of siliceous shards in porphyry dacites hosting the Koushk Zn–Pb deposit, showing the abundance of zircon and apatite minerals associated with them; D to G) Photomicrographs (in PPL) of porphyritic dacites with the occurrence of zircon minerals within embayed quartz structures; H and I) Photomicrographs (in XPL) of dacites with granular texture containing zircon and apatite inclusions (PPL). Abbreviations from Warr (2021).

بلورهای زیرکن درون داسیت‌های کوشک هسته‌هایی گرد و صاف دارند که الگوی پهنه‌بندی آنها با ناحیه حاشیه‌ای بلور تفاوت دارد که گویای رویدادهای خوردگی یا بازجذب در طول تبلور است (Vavra, 1990; 1994) (شکل ۱۰-I). این ویژگی می‌تواند نشان‌دهنده مرحله‌ای از کمبود اشباع زیرکن در مذاب باشد. برخی بلورهای زیرکن میانبراه‌های مذاب دارند (شکل ۱۰). میانبراه‌های بازتبلور یافته^۸ (که با از میان رفتن پهنه‌بندی نوسانی همراه هستند و بیشتر در اطراف میانبراه‌های مذاب دیده می‌شوند و بر پایه بررسی‌های پیچین (Pidgeon, 1992) حاشیه‌هایی با شدت کاتدولومینسانس (CL) پایین دارند) از ویژگی‌های معمول این نمونه‌ها هستند (شکل ۱۰).

بر پایه تصویرهای کاتدولومینسانس (CL) زیرکن‌ها حاشیه‌های تیره و روشن نشان می‌دهند (شکل ۱۰) که چه‌بسا گویای کاهش عنصرهای HREE و افزایش Th, U, LREE و Y در بخش‌های روشن در برابر بخش‌های تیره است (Sommerauer, 1974; Poller et al., 2001). عنصرهای کم‌مقداری مانند U, Th, Y و REE‌ها که به‌علت شعاع یونی بزرگ و بار الکتریکی بالا در بسیاری از کانی‌های سیلیکاته سنگ‌ساز عنصرهای ناسازگار به‌شمار می‌روند، معمولاً در ذوب‌های بجامانده متمرکز می‌شوند و در ساختار زیرکن تثبیت می‌شوند؛ زیرا شبکه بلوری زیرکن می‌تواند مقدارهای متفاوتی از این عنصرهای را در خود جای دهد (Belousova et al., 2002).

هرچه فاصله میان دو منطقه‌بندی در بلورهای زیرکن بیشتر باشد، تبلور زیرکن از ماگمایی با درجه اشباع‌شدگی کم از زیرکنیم روی داده است. در برابر آن، زیرکن‌هایی با منطقه‌بندی باریک و نزدیک به هم، از ماگمایی فرااشباع از زیرکن متبلور شده‌اند (Vavra, 1990; Fowler et al., 2002; Martins et al., 2014). هرچند منطقه‌بندی باریک از شواهد جدایش بلوری سریع است (Shabanian Broujeni et al., 2009)؛ اما از آنجایی که منطقه‌بندی باریک و نزدیک به هم در بیشتر زیرکن‌های کوتاه و پهن و زیرکن‌های سوزنی دیده می‌شود (شکل ۱۰)، می‌توان عامل اصلی پیدایش آن را فرااشباع بودن ماگما از زیرکنیم دانست. تصویرهای CL در برخی دانه‌های

گمان می‌رود در داسیت‌های میزبان کوشک با افزایش مذاب سیلیسی و اکسیدهای آهن، گستره کانی‌های زیرکن در امتداد حفره‌های میان‌دانه‌ای و کوارتزهای خلیجی افزایش می‌یابد؛ اما بیشتر این بلورها حاشیه گردشده و کوتاه دارند (شکل‌های ۴-A تا ۴-G) و بیشتر در مرز دانه‌ها و همچنین، درون ساختار بلوری کانی‌ها به‌صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با زونینگ پیچیده و نوسانی دیده می‌شود. در شاردهای سیلیسی، کانی‌های زیرکن فراوانی بیشتری دارند. این محیط باعث اشباع سریع زیرکن و بلورشدن گسترده آن می‌شود. بررسی‌های زمین‌شیمی نشان داده‌اند شاردهای شیشه‌ای با افزایش غلظت Zr همبستگی مستقیم دارد و شرایط مناسب برای رشد زیرکن فراهم می‌کند (Zhang and Xu, 2016). بررسی‌های ژانگ و شو (Zhang and Xu, 2016) نشان می‌دهد در مذاب‌های سیلیسی اشباع از زیرکنیم، غلظت Zr وابستگی شدیدی به دما و وابستگی ضعیفی به فشار و ترکیب مذاب دارد. ژانگ و شو (Zhang and Xu, 2016) نرخ انحلال یا رشد یک بلور زیرکن هنگام فروافتادن در مذاب ریولیتی هیدراته خاص را الگوسازی کرده‌اند. عوامل کنترل‌کننده بیشتر دما و غلظت Zr در مذاب هستند (Behrens and Hahn, 2009; Boehnke et al., 2013; Zhang and Xu, 2016). نرخ معمول رشد زیرکن در مذاب ریولیتی مرطوب برابر با ۰/۱ تا ۱/۰ میکرومتر در سال است. اندازه بلورهای زیرکن می‌تواند برای تعیین محدودیت‌هایی بر نرخ سردشدن ماگمای میزبان به‌کار برده می‌شود (Zhang and Xu, 2016).

۳. ساختار درونی زیرکن

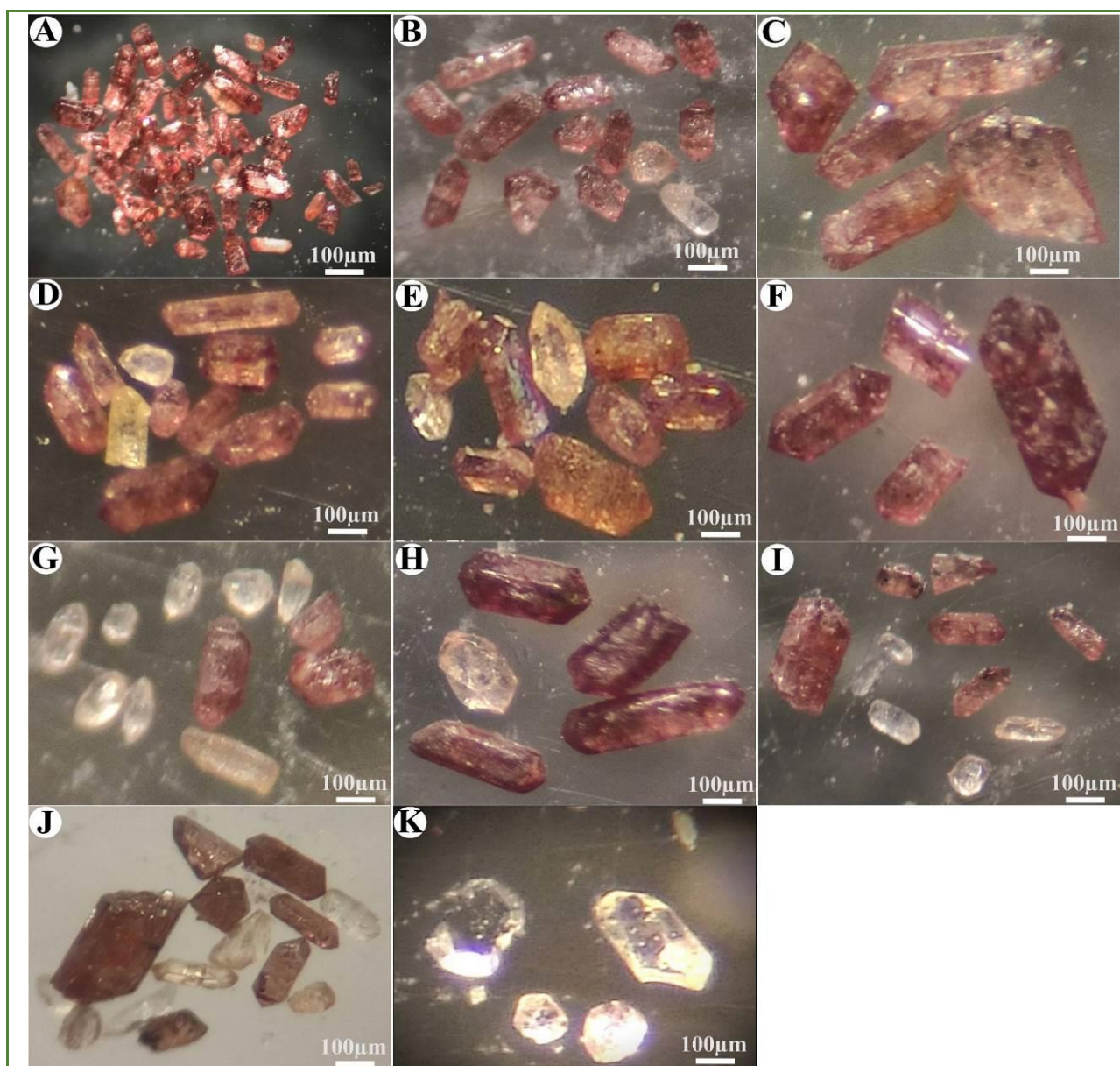
تصویر دانه‌های زیرکن زیر میکروسکوپ دو چشمی، تصویربرداری کاتدولومینسانس (CL) و BSE-SEM در شکل‌های ۵ تا ۱۰ آورده شده است. ساختارهای رشد بلوری زیرکن‌ها از گنبد‌های داسیتی میزبان کانسار روی و سرب کوشک را می‌توان با به‌کارگیری مقاطع موازی و عمود بر محور بلوری (محور C) که در شکل‌های ۹ و ۱۰ نشان داده شده‌اند، تفسیر کرد. دانه‌های زیرکن درون سنگ‌های ریولیتی و داسیتی پهنه‌بندی نوسانی ماگمایی به‌خوبی توسعه‌یافته دارند و در آنها هسته‌ای دیده نمی‌شود. در مقاطع موازی با محور بلوری C، هرم‌های {۱۰۱} و در مقاطع عمود بر این محور، منشورهای {۱۰۰} به‌خوبی توسعه یافته‌اند (شکل‌های ۵ تا ۱۰). برخی

⁸ Recrystallized

سیال‌هاست. برخی بلورها شواهدی از بازجذب اندک یا به عبارتی خوردگی یا انحلال و جانشینی را نشان می‌دهند (شکل‌های ۷، ۸ و ۱۰) که به پیدایش سطوح گرد یا فرورفتگی‌هایی در بلور انجامیده است. چنین بخش‌های و بخش‌های خوردگی چه‌بسا بازتابی از بازجذب بلور زیرکن تا هنگامی است که دوباره به حالت اشباع از زیرکنیم (Zr) رسیده باشد (Shahbazi et al., 2014).

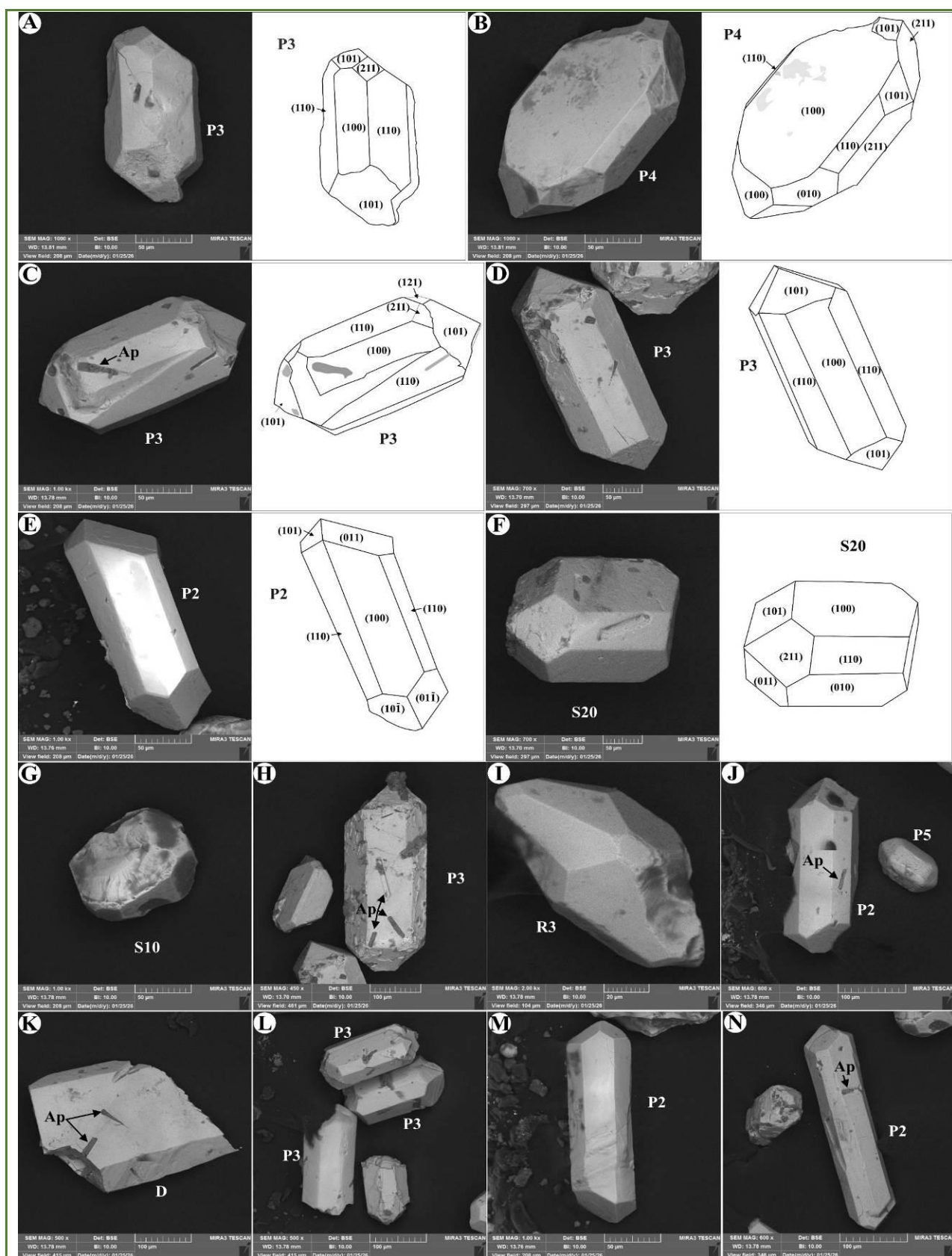
زیرکن، حضور بخش‌های یا هسته‌های به‌ارث‌رسیده پیش‌ماگمایی^۹ و ویژگی‌های رشد ثانویه در حاشیه‌ها را نشان می‌دهد. این بخش‌ها از دیدگاه ساختاری با پهنه‌های رشد بیرونی ناپیوسته هستند (شکل‌های ۱۰-F و ۱۰-I). بخش درونی دانه‌ها بیشتر نشانه‌هایی از انحلال ناهمگن را نشان می‌دهد که چه‌بسا پیامد متامیکتی‌شدن و برهم‌کنش زیرکن با

⁹ Pre-magmatic inherited domains



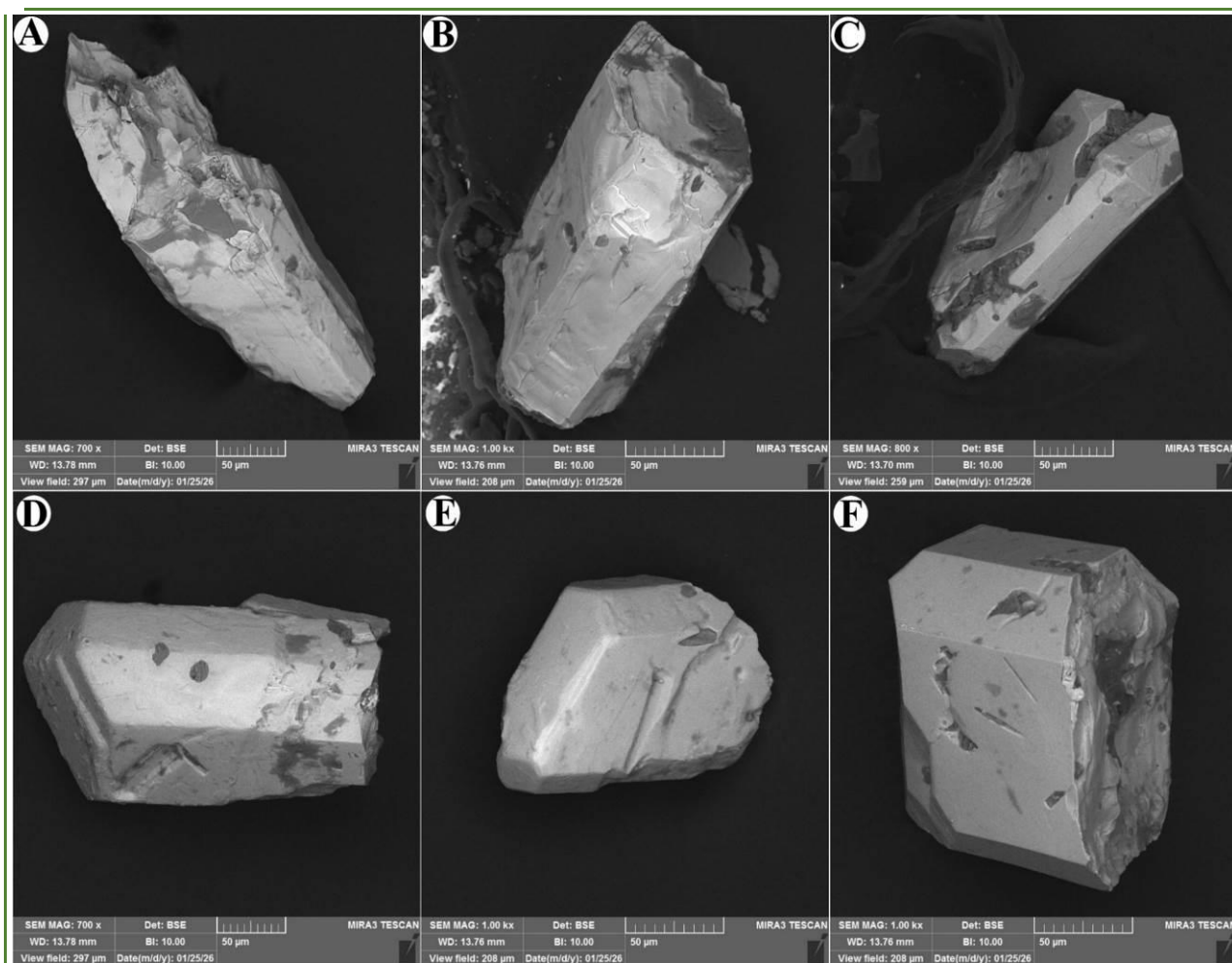
شکل ۵. A تا K) تصویرهای تهیه‌شده با میکروسکوپ بیناکولار از زیرکن‌ها در داسیت‌های میزبان کانسار روی و سرب کوشک.

Figure 5. A to K) Photomicrographs (under binocular microscope) of zircons associated with dacites hosting the Koushk Zn-Pb deposit.



شکل ۶. A تا N) تصویرهای BSE-SEM از بلورهای زیرکن انتخاب‌شده نمونه‌های داسیتی میزبان کانسار روی و سرب کوشک.

Figure 6. A to N) BSE-SEM images of selected zircon crystals from the dacitic samples hosting the Koushk Zn-Pb deposit.



شکل ۷. A تا F) تصویرهای BSE-SEM از بلورهای خردشده زیرکن درون نمونه‌های داسیتی میزبان کانسار روی و سرب کوشک و نقش فرایندهای جانشینی در ساختار آنها.

Figure 7. A to F) BSE-SEM images of crushed zircon crystals from the dacitic samples hosting the Koushk Zn-Pb deposit and the role of replacement processes in their structure.

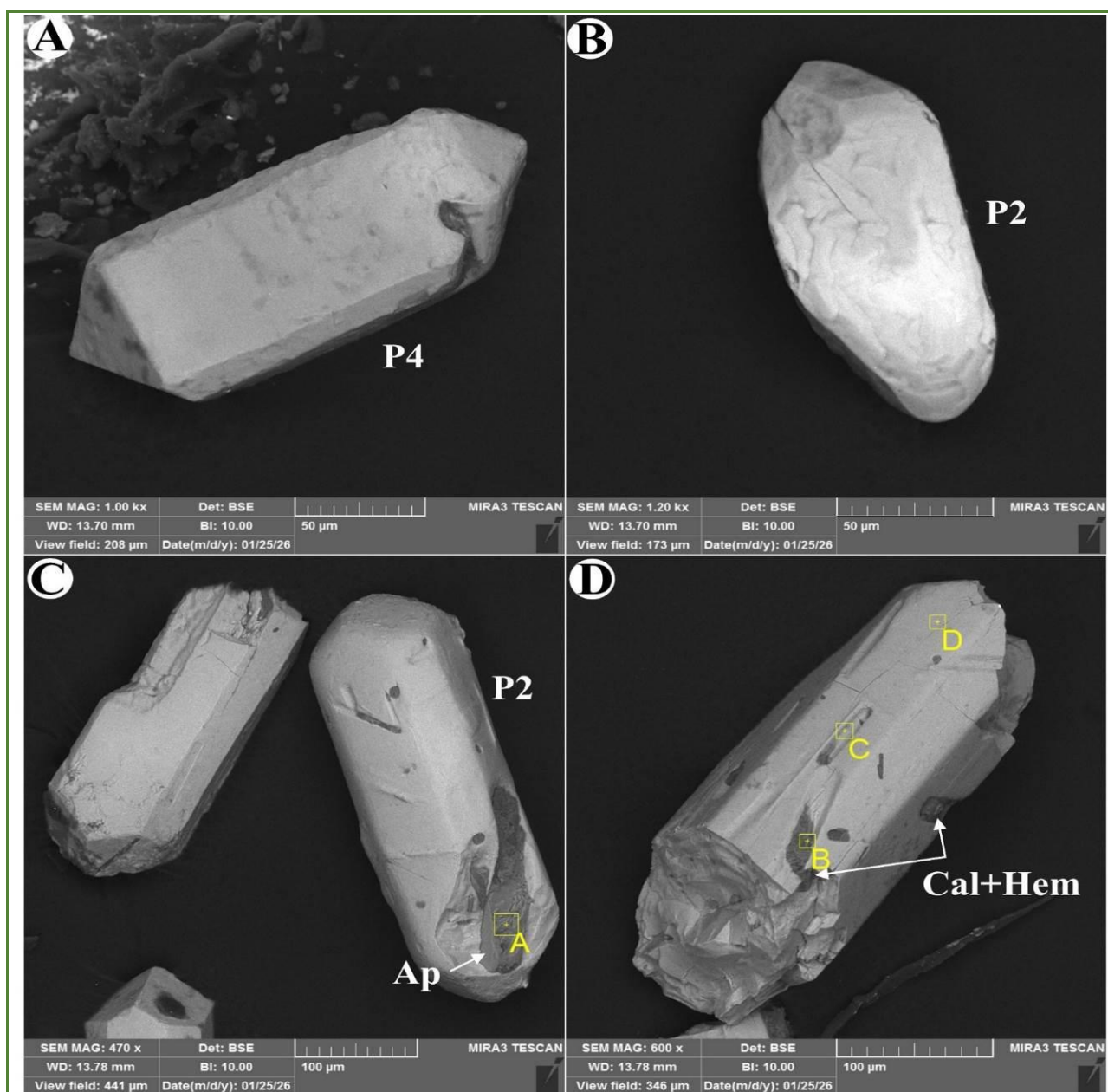
توزیع ناهمگن اورانیم و توریم در زیرکن چه‌بسا به پیدایش ساختارهای تخریب‌شده ناهمگن در پی فرایندهای واپاشی مواد پرتوزا می‌انجامد (Nasdala et al., 1998) که آسیب به شبکه بلوری و پیدایش ترک‌ها و شکاف‌های ریز به‌علت انبساط ناهمگن را به‌دنبال دارد (Nasdala et al., 2001). رشدهای اندک در تصویرهای BSE در دانه‌های زیرکن رایج هستند (شکل ۱۰) و نشانه‌ای از ناپیوستگی‌ها در طول تاریخچه رشد تفسیر می‌شوند (Speer, 1982).

برخی زیرکن‌ها ناحیه‌بندی قطع‌شده^{۱۰} و همچنین، ناحیه‌بندی محو و پیچ‌خورده‌ای^{۱۱} نشان می‌دهند که پیامد متامیکتی شدن تفسیر می‌شوند؛ این ویژگی را ترک‌های شعاعی پیرامون بخش‌های رشد نیز نشان می‌دهند (شکل‌های ۱۰-D و ۱۰-G). این ترک‌ها می‌توانند پیامد انبساط حجمی پیامد ساختار تخریب‌شده پس از واپاشی یا پرتوزایی کانی‌های رادیواکتیو^{۱۲} تفسیر شوند (Murakami et al., 1991).

¹⁰ Truncated zoning

¹¹ Blurred and convoluted zoning

¹² Metamictization



شکل ۸. A تا D) تصویرهای BSE-SEM به همراه گرافهای EDX از بلورهای زیرکن انتخاب شده درون نمونه‌های داسیتی میزبان کانسار روی و سرب کوشک. نام اختصاری کانی‌ها از وار (Warr, 2021).

Figure 8. A to D) BSE-SEM images with EDX graphs of selected zircon crystals from the dacitic samples hosting the Koushk Zn-Pb deposit. Abbreviations after Warr (2021).

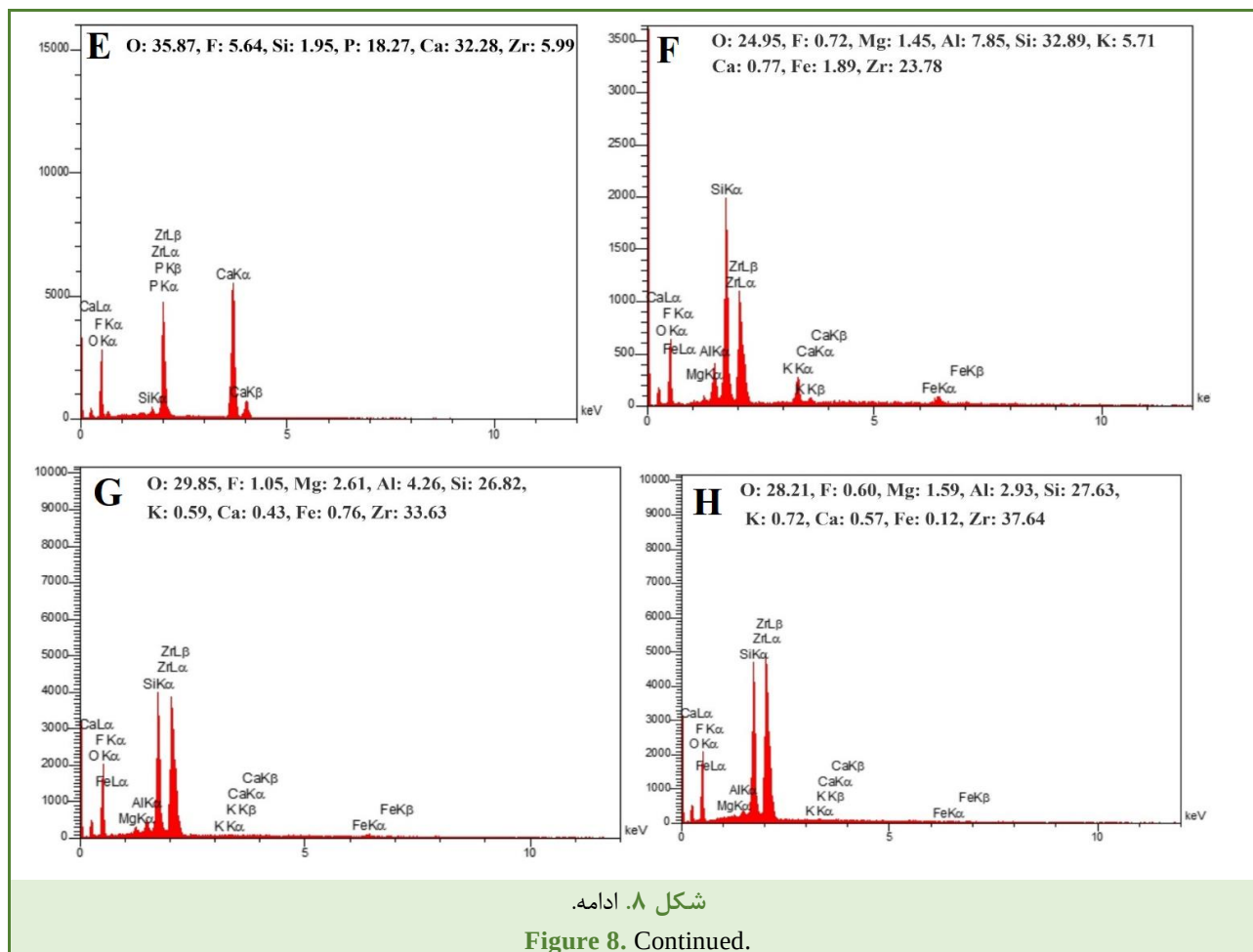
فرایند دگرنهادی مرتبط است.

برخی زیرکن‌ها بازجذب و قطع‌شدگی پهنه‌بندی نوسانی در ساختار درونی آن نشان می‌دهد. قطع‌شدگی پهنه‌های نوسانی گواهی بر رخدادهای خوردگی شیمیایی تفسیر می‌شوند. ساختارهای درونی پس از این رویداد، به‌طور کلی به دو بخش دسته‌بندی می‌شوند: یک بخش

افزایش نرخ رشد وجوه {۱۰۱} چه‌بسا با جذب کاتیون‌هایی مانند سدیم، پتاسیم و آلومینیم مرتبط است که انرژی سطحی نسبی ساختارها را تغییر می‌دهند (Vavra, 1994). پوسته بیرونی با لایه‌ای از باز رشد (که با "O" در شکل ۱۰ مشخص شده) مشخص می‌شود که چه‌بسا با دگرگونی یا

روشن شدت بالای کاتادلومینسانس (CL) را نشان می‌دهد. وضعیتی که نشان‌دهنده مقدار اندک عنصرهای کمیاب و بلورینگی مطلوب است و هیچ‌گونه ساختار درونی در آن شناسایی نمی‌شود.

درونی با شدت کم CL و یک بخش با شدت بالای CL که تا حاشیه بلور امتداد دارد. پوسته بیرونی بلورهای زیرکن که شکل بیرونی آن را تعریف می‌کند تیره است و ویژگی کاتادلومینسانس (CL) ضعیف دارد؛ اما نوارهای

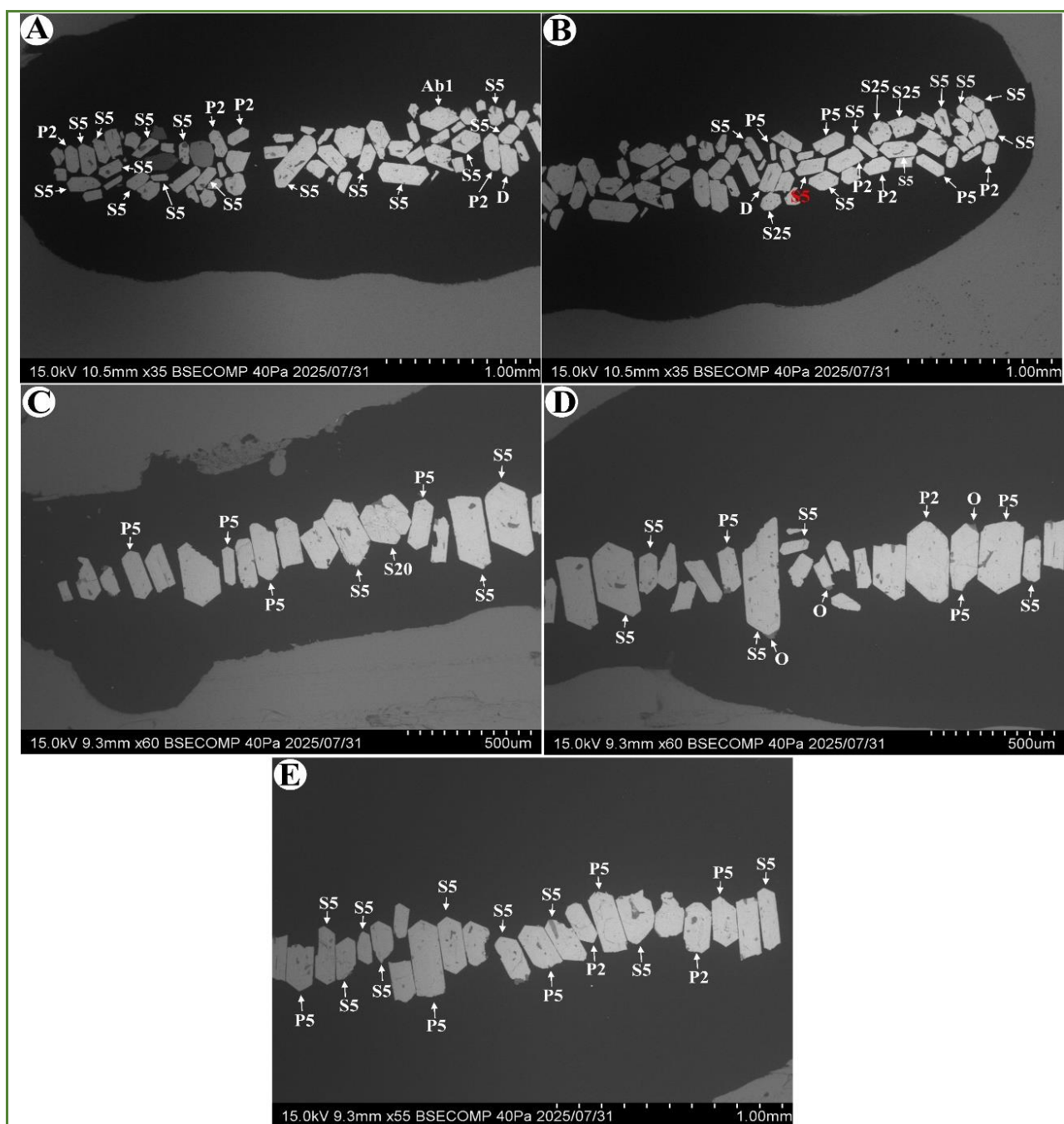


از این‌رو، ویژگی CL کاهش می‌یابد یا حذف می‌شود (Nasdala et al., 2003; Hanchar and Hoskin, 2003). پیدایش ساختارهای تخریب شده ناهمگن در پی فرایندهای واپاشی مواد پرتوزا^{۱۴} سبب کاهش شفافیت یا کدر شدن، کاهش شدت کاتادلومینسانس (CL)، از میان رفتن پهنه‌بندی بلوری، افزایش تخلخل یا شکستگی، واکنش‌پذیری بیشتر در برابر دگرسانی یا بازتبلور می‌شود (Geisler et al., 2001).

برخی زیرکن‌ها مرتبط با داسیت‌های کوشک و ویژگی کاتادلومینسانس (CL) را یا از خود نشان نمی‌دهند یا بسیار ضعیف نشان می‌دهند که این به علت ویژگی‌های ساختاری، ترکیبی یا فرایندهای دگرزه‌ای^{۱۳}، شرایط رشد بلور، سن و خاستگاه زیرکن و فرایندهای متامیکتی ناشی از مقدارهای بالای U و Th است که با گذشت زمان به آسیب ساختاری ناهمگن ناشی از تابش می‌انجامد. این آسیب‌ها آرایش بلوری را می‌کاهند و

¹⁴ Metamict or Radiation damage

¹³ Metasomatism



شکل ۹. A تا E) تصویرهای BSE-SEM از زیرکن‌های درون نمونه‌های داسیتی میزبان کانسار روی و سرب کوشک.

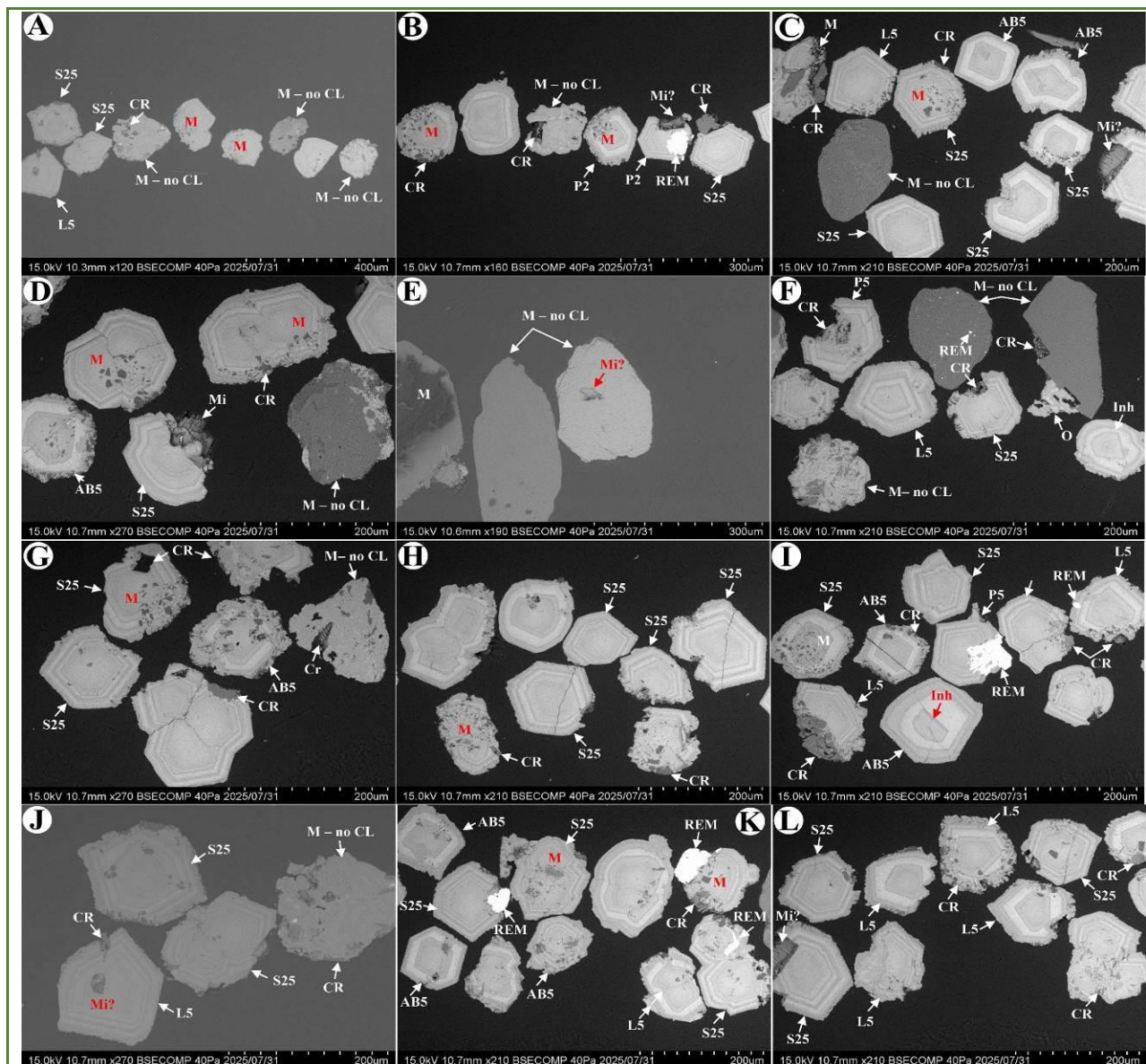
Figure 9. A to E) BSE-SEM images of zircons in the dacitic samples hosting the Koushk Zn-Pb deposit.

بر پایه نمودار SiO_2 در برابر $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ، نمونه‌های بررسی شده در گستره داسیت جای دارند و تنها دو نمونه RK20 و RK18 در محدوده ریولیت هستند (شکل ۱۱- A). بر پایه نمودار SiO_2 در برابر K_2O بیشتر آنها به سری کالک‌آلکالن پتاسیم بالا وابسته هستند (شکل ۱۱- B). همچنین، سنگ‌ها سرشت پراآلومینوس نشان

شیمی کل سنگ

مقدار SiO_2 در داسیت‌ها و ریولیت‌های میزبان کانسار کوشک از ۶۰/۸۳ تا ۷۵/۶۶ درصدوزنی و مقدارهای Al_2O_3 از ۱۲/۰۵ تا ۱۵/۳۲ متغیر است. مقدارهای اکسیدها Na_2O و K_2O نیز به‌ترتیب از ۰/۲۱ تا ۲/۸۷ و ۲/۰۷ تا ۸/۸۳ تغییر می‌کند (جدول ۲).

می‌دهند و شماری از آنها ویژگی تا متاآلومین دارند (شکل‌های C-۱۱ و D-۱۱). در سنگ‌های بررسی‌شده، شاخص اشباع‌شدگی از آلومینیم (ASI) برابر با ۰/۸۵ تا ۱/۴۱ (میانگین: ۱/۱۶) است (جدول ۲).



شکل ۱۰. A تا L) تصاویرهای CL از زیرکن‌های مربوط به نمونه‌های داسیتی میزبان کانسار روی و سرب کوشک. نام‌های اختصاری: Inh: هسته به‌ارث‌رسیده؛ M: ناحیه متامیکت؛ Cr: خوردگی (بازجذب یا انحلال)؛ Mi: چه‌بسا میانبارهای مذاب؛ O: رشد ثانویه (رو رشدی). Figure 10. A to L) CL images of zircons from the dacitic samples hosting the Koushk Zn-Pb deposit, including metamict zircons. Abbreviations: Inh: inherited core; M: metamict domain; Cr: corrosion (resorption or dissolution); Mi: possible melt inclusion; O: overgrowth.

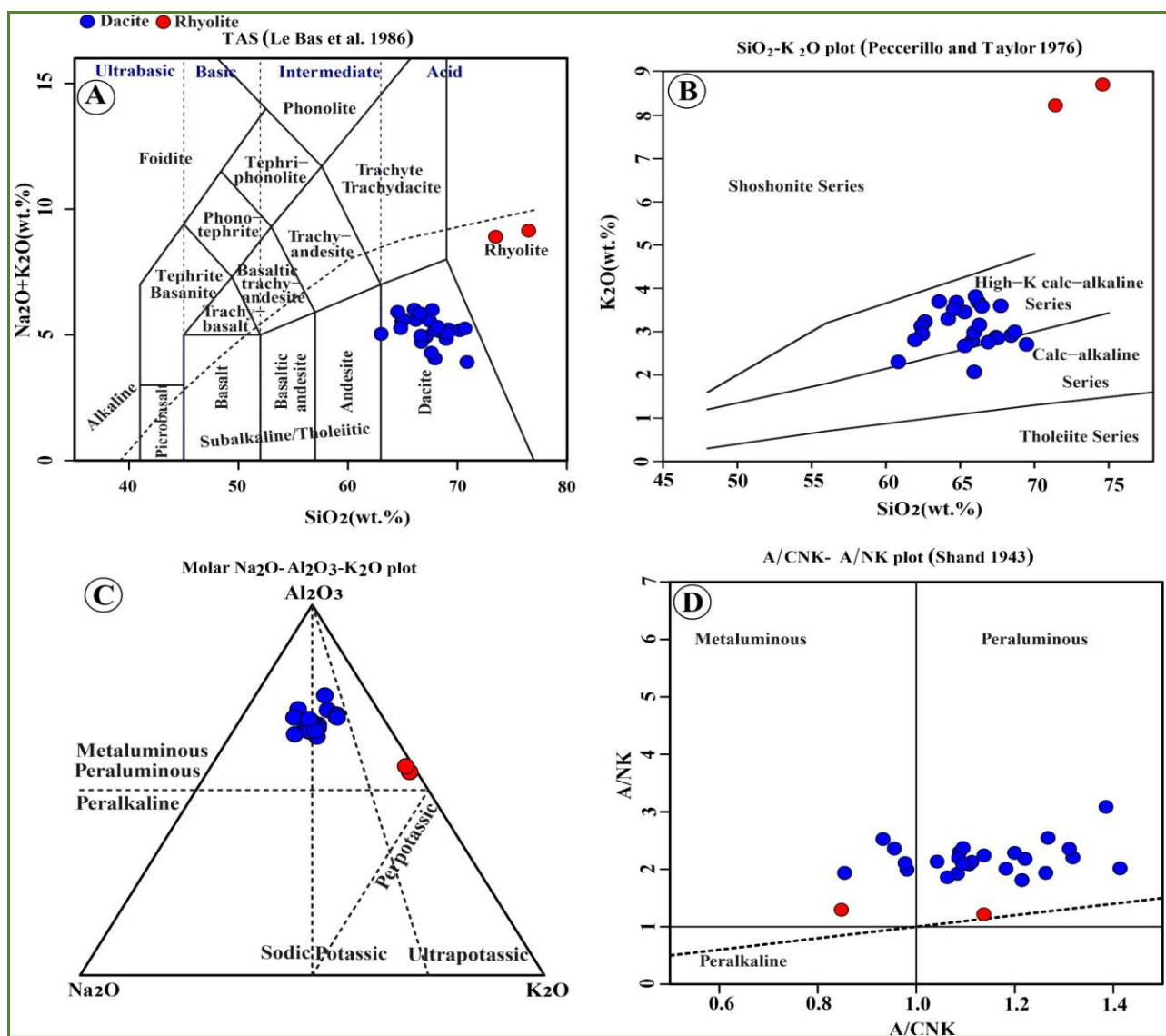
عنصرهای Pb، Th، U، Rb، Cs و Ba غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل A-۱۲). همچنین، بی‌هنجاری منفی روشنی در الگوی عنصرهای Nb، Sr، P و Ti دیده می‌شود. بی‌هنجاری منفی Sr در توافق با بی‌هنجاری منفی Eu است. افزون‌بر این،

فراوانی عنصرهای فرعی و کمیاب نمونه‌های داسیت تجزیه‌شده در جدول ۳ آورده شده است. در نمودار عنکبوتی، عنصرهای کمیاب (به‌نجارشده به ترکیب گوشته اولیه، پیشنهادی مک‌دوناف و سان (McDonough and Sun, 1995)، نمونه‌ها در

(به‌ویژه Sm, Ce, Rb و Th) غنی و از عنصرهای P, Nb, Eu, Sr و Ti تهی هستند.

داسیت‌های یادشده آشکارا از عنصرهای LILE^{۱۵}

^{۱۵} Large-Ion Lithophile Elements

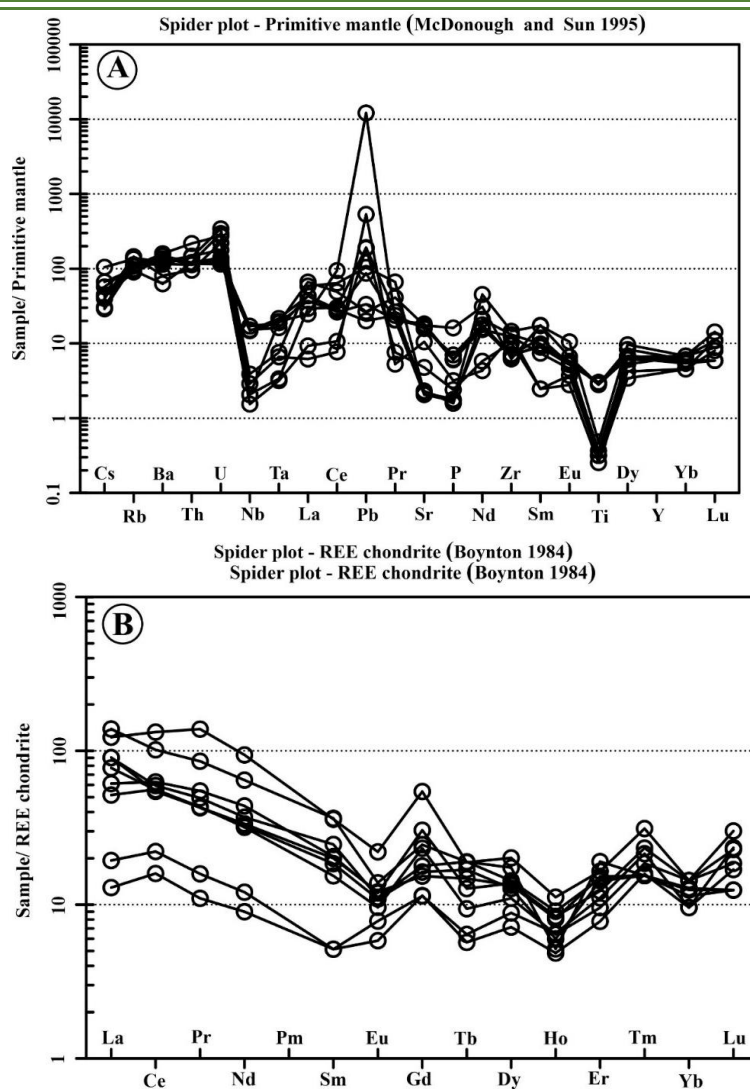


شکل ۱۱. رده‌بندی داسیت‌های میزبان کانسار روی و سرب کوشک در (A) نمودار SiO₂ در برابر Na₂O+K₂O (Le Bas et al., 1986); (B) نمودار SiO₂ در برابر K₂O (Peccherillo and Taylor, 1976); (C) نمودار سه‌تایی Al₂O₃-Na₂O-K₂O؛ (D) نمودار A/CNK در برابر A/NK (Shand, 1943).

Figure 11. Classification of dacitic samples hosting the Koushk Zn Pb deposit in (A) SiO₂ versus Na₂O+K₂O diagram (Le Bas et al., 1986); (B) SiO₂ versus K₂O diagram (Peccherillo and Taylor, 1976); (C) Al₂O₃-Na₂O-K₂O ternary plot; (D) A/CNK versus A/NK diagram (Shand, 1943).

غنی‌شدگی نشان می‌دهند و شیب ملایم رو به پایین دارند. همه نمونه‌ها بی‌هنجاری منفی آشکار از عنصر Eu دارند.

در نمودار عنصرهای خاکی کمیاب به‌نجار شده در برابر کندریت باینتون (Boynton, 1984) (شکل ۱۲-B) نمونه‌ها در LREE‌ها در برابر HREE‌ها



شکل ۱۲. الگوی ترکیبی داسیت‌های پورفیری میزبان کانسار روی و سرب کوشک در (A) نمودار عنکبوتی عناصرهای کمیاب بهنجارشده به ترکیب گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995)؛ (B) نمودار عناصرهای خاکی کمیاب بهنجارشده به ترکیب کندریت (Boynton, 1984).

Figure 12. The compositional pattern of porphyritic dacites hosting the Koushk Zn-Pb deposit in (A) trace (multi-element) elements spider diagram, normalized to primitive mantle composition (McDonough and Sun, 1995); (B) REE diagram normalized to chondrite composition (Boynton, 1984).

بحث

۱. خاستگاه و سرشت مذاب داسیتی

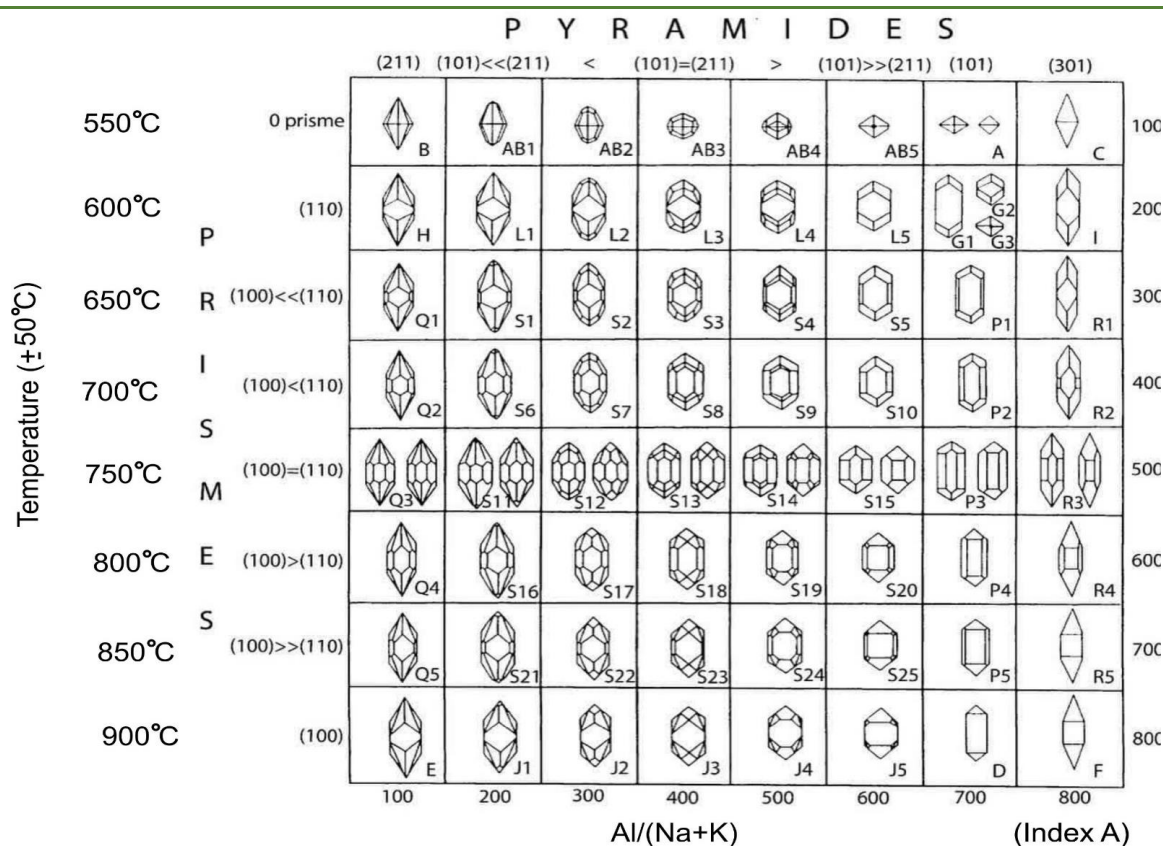
۱.۱. بررسی خاستگاه مذاب داسیتی بر پایه ریخت‌شناسی زیرکن

بررسی ریخت‌شناسی خارجی و درونی زیرکن می‌تواند اطلاعات ارزشمندی درباره خاستگاه سنگ‌های ماگمایی، ترکیب شیمیایی مذاب و دمای تبلور فراهم

کند (Pupin, 1980; Pupin and Turco, 1972). پوپین (Pupin, 1980) بر پایه ویژگی‌های ریخت‌شناسی زیرکن، گرانیتوئیدها را به سه گروه با خاستگاه پوسته‌ای، هیبریدی و گوشته‌ای دسته‌بندی کرد و نشان داد شیمی مذاب، مقدار آب، دما و سرعت سرد شدن بر شکل بلورهای زیرکن اثر می‌گذارند (شکل ۱۳). بر این پایه، گرانیت‌های نوع I معمولاً هرم‌های {۱۰۱} و گرانیت‌های نوع S هرم‌های {۲۱۱} دارند (Pupin, 1980).

مراحل آغازین تا پایانی ادامه می‌یابد و با پیدایش هیدروزیترکن‌های غنی از U، Th و Y همراه است؛ اما در ماگماهای فقیر از آب، تبلور آن به مراحل اولیه محدود است (Pupin, 1980; Corfu et al., 2003; Shabanian Broujeni et al., 2009).

1980; Belousova et al., 2006; Köksal et al., 2008). تغییر ترکیب ماگما نیز می‌تواند موجب تفاوت در وجوه بلوری حتی در یک بلور واحد شود (Belousova et al., 2006; Siebel et al., 2006). از سوی دیگر، آب نقش مهمی در تبلور زیرکن دارد؛ به‌گونه‌ای که در ماگماهای غنی از آب، تبلور زیرکن از



شکل ۱۳. رده‌بندی گونه‌شناسی زیرکن و مقیاس دماسنجی مربوطه که پوپین (Pupin, 1980) پیشنهاد داده است. شاخص A نشان‌دهنده نسبت کنترل‌کننده توسعه هرم‌های زیرکن است؛ اما دما بر توسعه منشوره‌های زیرکن تأثیر می‌گذارد.

Figure 13. Zircon typological classification and corresponding thermometric scale proposed by Pupin (1980). Index A reflects the ratio controlling the development of zircon pyramids, whereas temperature affects the development of zircon prisms.

و {۱۰۰} و هرم‌های {۱۰۱} دارند که نشان‌دهنده دمای بالا و سرشت کمابیش آلکالن مذاب سازنده آنهاست. همچنین، پهنه‌بندی نوسانی ماگمایی، نبود هیدروزیترکن و کمیاب بودن میانبارها، خاستگاهی همانند گرانیت‌های نوع I را برای داسیت‌های میزبان کانسار روی و سرب کوشک نشان می‌دهد (Pupin, 1980; Corfu et al., 2003; Shahbazi et al., 2014).

ساختارهای درونی زیرکن، مانند منطقه‌بندی، خوردگی و کاهش کاتدولومینسانس، بازتاب تغییرات شیمیایی و فیزیکی مذاب و نیز اثر واپاشی عنصرهای پرتوزاست (Yazdi, 2009). منطقه‌بندی نوسانی ویژگی زیرکن‌های آذرین است؛ اما زیرکن‌های دگرگونی معمولاً ساختار درونی مشخصی ندارند (Hoskin and Black, 2000; Jafari, 2022). بیشتر زیرکن‌های بررسی‌شده منشوره‌های {۱۱۰}

۱. الف. برآورد سرعت تبلور زیرکن و درجه اشباع‌شدگی ماگما از زیرکنیم

زیرکن به صورت بلورهای ستونی رشد می‌کند و سرعت تبلور مهم‌ترین عامل کشیدگی بلورهاست؛ به گونه‌ای که بلورهای سوزنی و اسکلتی نشان‌دهنده تبلور سریع و سردشدگی ناگهانی ماگما هستند (Pupin, Hoskin and Black, 2000; 1980). پیدایش زیرکن در ماگما هنگام رسیدن به اشباع‌شدگی از Zr رخ می‌دهد و این اشباع‌شدگی می‌تواند در مراحل آغازین یا پایانی تبلور روی دهد (Hoskin and Black, 2000). همچنین، حتی در غلظت‌های بسیار کم یا بسیار Zr نیز هسته‌بندی زیرکن امکان‌پذیر است (Hoskin and Black, 2000). بررسی ریخت‌شناسی زیرکن‌های داسیت‌های منطقه کوشک نشان می‌دهد نسبت درازا به پهنای بلورها متغیر است؛ ویژگی که می‌تواند پیامد تفاوت در سرعت تبلور باشد (Chiarenzelli and McLelland, 1993; Bussy and Cadoppi, 1996). با توجه به داده‌های سن‌سنجی واحدهای میزبان و گنبد‌های داسیتی منطقه (سن به دست‌آمده 521.6 ± 5.4 تا 518.7 ± 4.3 Ma برای شیل‌ها و سیلتستون‌های سیاه میزبان کانسار (Mahmoudi, 2022)، سن 581 ± 9 Ma برای سیلتستون‌های توفی برش و 555 ± 14 Ma برای شیل‌های توفی در بخش‌های بالایی توالی و در مجاورت گنبد‌های داسیتی (Vickers-Rich et al., 2017; Farjandi et al., 2022)، وجود تنها یک نسل زیرکن در این نمونه‌ها محتمل‌تر است؛ بنابراین تغییرات نسبت درازای بلورها به پهنای آنها بیشتر پیامد تفاوت سرعت رشد بلورها دانسته می‌شود.

ریخت‌شناسی زیرکن با کاهش دمای تبلور تغییر می‌کند و حضور آب نیز در رشد وجوه بلوری نقش مهمی دارد (Pupin, 1980; Hoskin and Black, 2000). در ماگماهای غنی از آب، تبلور زیرکن از مراحل آغازین تا پایان تبلور ادامه می‌یابد و با غنی‌شدگی عنصرهای کمیاب مانند U، Th و Y همراه است (Pupin, 1980). نسبت درازا به پهنای زیرکن‌ها شاخصی از سرعت رشد

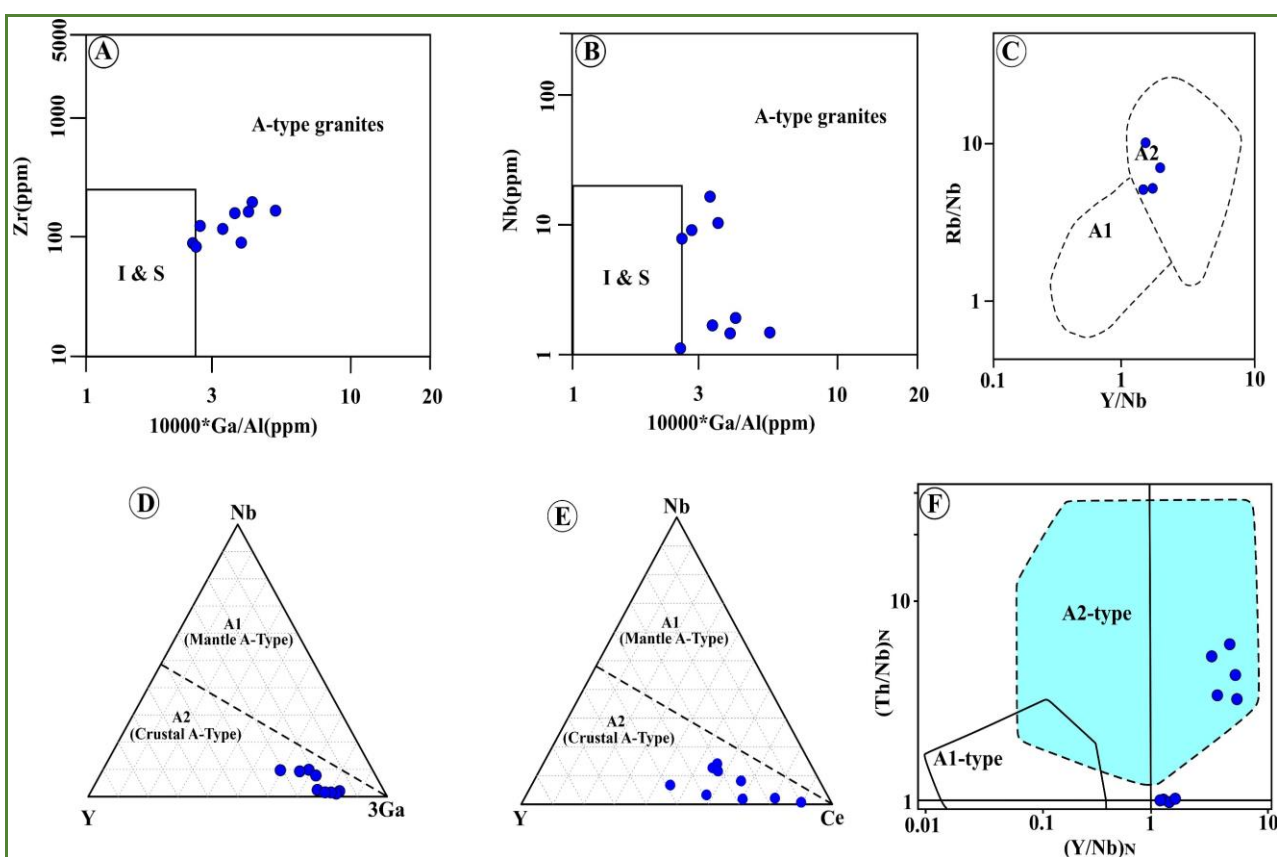
بلور است؛ به گونه‌ای که بلورهای کشیده‌تر نشان‌دهنده تبلور سریع‌تر هستند (Corfu et al., 2003). نسبت درازا به قطر در بلورهای زیرکن از ۱ تا ۵ متغیر است. در نمونه‌های بررسی‌شده، درازای بلورها از ۱۲۴ تا ۴۱۸ میکرومتر و پهنای آنها از ۳۵ تا ۱۸۶ میکرومتر در تغییر است و بیشتر بلورها نسبت درازا به پهنای بالایی دارند؛ به گونه‌ای که نسبت پهنای به درازا در بیشتر بلورهای بررسی‌شده برابر با ۰/۲۷ تا ۰/۵۲ و در شمار اندکی از آنها برابر با ۰/۵۷ تا ۰/۷۴ میکرومتر است. از این رو، بیشتر زیرکن‌ها سوزنی‌شکل و بلند هستند و شمار اندکی از بلورهای زیرکن کوتاه هستند. این ویژگی نشان می‌دهد بیشتر زیرکن‌ها در شرایط سردشدگی سریع و از ماگمایی اشباع از زیرکنیم متبلور شده‌اند؛ اما شمار اندکی از بلورهای کوتاه‌تر چه‌بسا در شرایط پایدارتر دمایی پدید آمده‌اند.

۲. الف. بررسی خاستگاه مذاب میزبان بر پایه شیمی سنگ کل

ابی (Eby, 1992) گرانیتوئیدهای نوع A را از نظر شیمیایی به دو گروه A₁ و A₂ دسته‌بندی کرده است. ماگمای گروه A₁ بر پایه نسبت‌های عنصری شباهت بسیاری به بازالت جزیره‌های اقیانوسی دارد و در پی کافت درون‌قاره‌ای و معمولاً همراه با ماگماهای مافیک جدا شده از گوشته، بی یا با هضم پوسته‌ای و در ارتباط با نقاط داغ جایگیری می‌کند (Loiselle and Wones, 1979; 2003). گروه A₂ شباهت بسیاری به ترکیب میانگین پوسته و بازالت جزیره‌های کمانی دارد و در دامنه گسترده‌ای از محیط‌ها، به‌ویژه محیط‌های پسابر خورده‌ی، سپرها، پهنه‌های کششی حاشیه‌های فعال، جزیره‌های کمانی، پشته اقیانوسی و پایان یک دوره طولانی جریان بسیار گرم و ماگماتیسیم گرانیتی پدید می‌آید (شکل‌های A-۱۴ تا F-۱۴) (Clemens et al., 1986; Wu et al., 2002; Bonin, 2007). بر پایه ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و جایگاه پیدایش، گرانیت‌های تیپ A از خاستگاه‌های متنوعی مانند پوسته آذرین زیرین،

اصلی و کمیاب نمونه‌های منطقه و بررسی‌های پیشین درباره سرشت گرانیتوئیدهای نوع A در ناحیه بهاباد (Balaghi et al., 2011) می‌توان دریافت که داسیت‌های میزبان کانسار کوشک سرشت نوع A دارند (شکل‌های ۱۴-۱۴ تا C) و بر پایه نمودارهای سه‌تایی و نمودار $(Y/Nb)_n$ در برابر $(Th/Nb)_n$ در محدوده A_2 جای می‌گیرند (شکل‌های D-۱۴ تا F-۱۴). نمونه‌های بررسی‌شده با داشتن ویژگی‌هایی مانند بافت پرتیتی و گرانوفیری و نسبت $10000 * Ga/Al$ (۲/۶۲ تا ۴/۸۴) (شکل‌های A-۱۴ و B-۱۴) به گرانیتوئیدهای نوع A اختصاص پیدا می‌کند (Whalen et al., 1987; Bonin, 2007).

گوشته‌ای، پوسته رسوبی بالایی و یا از خاستگاه ماگماهای آمیخته پدید می‌آیند (Clemens et al., 1986; Barbarin, 1996). فرایندهای گوناگونی مانند تبلور بخشی در پیدایش گرانیت‌های I-type و نیز A-type دخیل هستند. از این رو، جیانگ و همکاران (Jiang et al., 2009) پیشنهاد کردند خاستگاه ماگمای نوع A شبیه نوع I است؛ یعنی ماگماهای سازنده آنها محصول تبلور بخشی هستند و تفاوت‌های میان این دو گروه، مشخصاً به تغییر در شرایط ذوب اولیه سنگ مادر، مانند تغییر در شرایط دما (مانند دماهای بیشتر)، نسبت داده شود. به باور بونین (Bonin, 2007)، گرانیت‌های نوع A شاید زیر گروه نوع I باشند. با استناد به تجزیه و تحلیل نمودارها، ویژگی‌های عنصرهای



شکل ۱۴. A و B) نمودار متمایزکننده گرانیتوئیدهای A، I و S (Whalen et al., 1987)؛ C تا E) نمودارهای متمایزکننده گرانیت‌های A (Eby, 1992)؛ F) نمودار تفکیکی A_1 و A_2 بر پایه $(Y/Nb)_n$ با $(Th/Nb)_n$ (Moreno et al., 2014). ترکیب گوشته اولیه از مک‌دوناف و سان (McDonough and Sun, 1995) است.

Figure 14. A and B) Discrimination diagrams for A, I and S-types granitoids (Whalen et al., 1987); C to E) Discrimination diagrams for A-types granitoids (Eby, 1992); F) A_1 and A_2 discrimination diagram based on the $(Y/Nb)_n$ versus $(Th/Nb)_n$ ratio (Moreno et al., 2014). Values are normalized to primitive mantle composition (McDonough and Sun, 1995).

بر پایه غنی‌شدگی عنصرهای کمیاب (U, Th, Pb, Rb, Cs و Ba) (شکل ۱۲-A)، نقش تسلط پوسته‌ای (Eby, 1992; Bonin, 2007) در پیدایش این سنگ‌ها به‌خوبی دیده می‌شود. این ویژگی با ویژگی‌های گرانیته نوع A و زیرگروه A₂ که خاستگاه پوسته‌ای دارند همخوانی دارد. همچنین، بی‌هنجاری‌های منفی Ti و Nb با جدایش آمفیبول‌ها و نیز کانی‌های Ti دار ارتباط دارد و بی‌هنجاری منفی P گویای تبلور بخشی و جدایش آپاتیت در ماگمای مادر است. بی‌هنجاری منفی Ba می‌تواند به جدایش از گدازه‌های داسیتی مربوط باشد؛ زیرا داسیت‌های میزبان کانسار روی و سرب کوشک از فلدسپارهای قلیایی و اورتوکلاز پرتیتی غنی است و نبود بیوتیت و یا ناچیزبودن مقادیرهای بیوتیت در این سنگ‌ها این ویژگی را نشان می‌دهد (شکل ۱۲-A). ترکیب عنصرهای خاکی کمیاب (شکل ۱۲-B) و غنی‌شدگی در LREE‌ها در برابر HREE‌ها نشان‌دهنده روند جدایش بلورین باشد (Wilson, 1989). بی‌هنجاری منفی مشخص از عنصر Eu به دو عامل بستگی دارد (Dahlquist et al., 2010; Rollinson, 1993):

۱- حضور پلاژیوکلاز که کانی مهمی در منبع است و مشارکت نکردن آن در فرایند ذوب؛

۲- جدایش بلورین ماگما و جدایش پلاژیوکلاز در هنگام فرایند تبلور بخشی.

به باور رولینسون (Rollinson, 1993)، ضریب جدایش Eu در پلاژیوکلازها با فعالیت اکسیژن در ارتباط است، به‌گونه‌ای که در اکتیویته کم اکسیژن مقدار Eu در این کانی کاهش می‌یابد. افزون‌بر آنچه گفته شد، ناهنجاری منفی Eu همراه با غنی‌شدگی LREE در برابر MREE و HREE نشان‌دهنده اهمیت نقش جدایش بلورین ماگما در فرایند تکامل گرانیته‌پیدهاست (Wilson, 1989).

۲. دماسنجی مذاب داسیتی

۲.۱. دماسنجی بر پایه شکل بیرونی بلورهای زیرکن
ترکیب شیمیایی ماگما، به‌ویژه نسبت آلومینیم/قلیا

(A)، توسعه هرم‌های زیرکن را کنترل می‌کند؛ اما دمای تبلور، توسعه نسبی شکل‌های گوناگون منشور زیرکن را تعیین می‌کند (Yazdi, 1997). بنابراین، ریخت‌شناسی بیشتر زیرکن‌هایی که از مذاب‌های با دمای بالا متبلور شده‌اند، منشورهای {۱۰۰} نشان می‌دهند و بیشتر آنهایی که از مذاب‌های با دمای کم متبلور شده‌اند، منشورهای {۱۱۰} نشان می‌دهند. این رابطه می‌تواند به‌صورت زمین‌دماسنج به‌کار برده شود (Pupin and Turco, 1972). به باور پوپین (Pupin, 1980)، رشد نسبی شکل‌های منشوری با دمای تبلور و رشد نسبی شکل‌های هرمی با ترکیب شیمیایی رابطه مستقیم دارد و دما اصلی‌ترین عامل کنترل رشد نسبی شکل‌های منشوری گوناگون است (شکل ۱۳). فشار در این رابطه نقشی ندارد (Zhang and Xu, 2016).

پژوهشگران (Pupin, 1980; Watson and Harrison, 1983) دو روش برای دماسنجی مذاب سازنده سنگ‌های مختلف پیشنهاد کرده‌اند: (۱) به‌کارگیری ریخت‌شناسی بلورهای زیرکن (شکل ۸)، (۲) به‌کارگیری داده‌های زمین‌شیمی، برای به‌دست‌آوردن دمای سازنده سنگ‌های داسیتی کانسار کوشک که هر دو روش در این پژوهش به‌کار برده شده‌اند. تصویرهای بینوکولار، میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) و لومینسانس کاتد (CL) از زیرکن‌های درون سنگ‌های داسیتی در شکل‌های ۵ تا ۱۰ آورده شده‌اند.

کشیدگی بیشتر دانه‌ها ۱۲۰ تا ۴۲۰ میکرومتر است و بیشتر به رنگ صورتی و زرد عسلی (پیامد داشتن اکسیدهای آهن) تا شفاف و بی‌رنگ (شکل‌های ۹-A تا ۹-K) و به شکل‌های منشوری شکل‌دار^{۱۶} تا نیمه‌شکل‌دار^{۱۷} کشیده هستند و بر پایه تصویرهای CL بافت منطقه‌بندی نوسانی درونی دارند. برخی نیز شکل‌های منشوری کوتاه یا هم‌بعد^{۱۸} دارند (شکل‌های ۵ تا ۱۰). زیرکن‌هایی که از مذاب‌های با دمای بالا متبلور

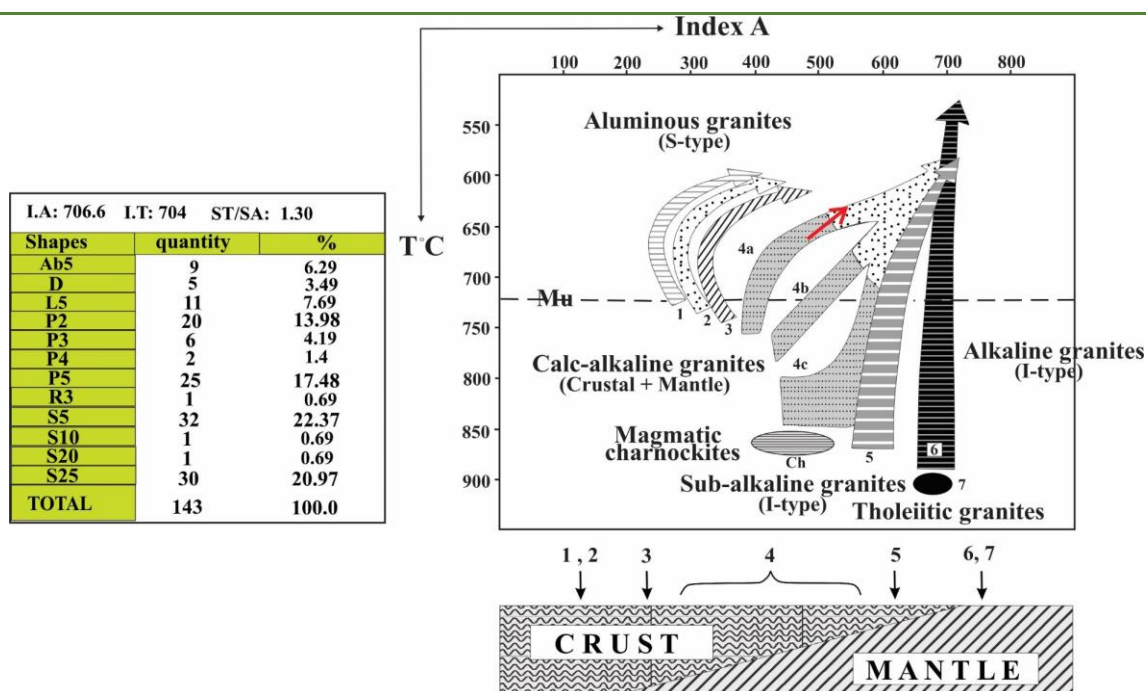
¹⁶ Euhedral

¹⁷ Sub-hedral

¹⁸ Isometric

زیرکن‌های درون داسیت‌های میزبان کانسار روی و سرب کوشک بیشتر هابیت منشوری دارند؛ اما برخی دانه‌ها گردشده هستند و بیشتر در گستره $P5, P2, S5$ و $S25$ جای دارند و شمار کمتری در بخش‌های $D, AB5, P3, L5, P4, R3, S10$ و $S20$ جای گرفته‌اند که مقدار $I.A$ و $I.T$ آنها به ترتیب برابر 740 و $706.6/6$ است (شکل‌های ۱۵ و ۱۶).

شده‌اند، بیشتر منشورهای $\{001\}$ دارند؛ اما زیرکن‌های متبلور شده از مذاب‌های با دمای کم، منشورهای $\{110\}$ نشان می‌دهند (Pupin and Turco, 1972). بلورهای شکل‌دار زیرکن این نمونه‌ها از دیدگاه ریخت‌شناسی (Pupin, 1980) (شکل ۱۳) و شاخص دما ($I.T$) و آلکالن بودن ($I.A$) و فراوانی این کانی‌ها بدین گونه بررسی شدند:



شکل ۱۵. فراوانی انواع بلورهای زیرکن در نمونه‌های مورد بررسی بر پایه تقسیم‌بندی مرجع (Pupin, 1980) و روند تکاملی گونه‌شناختی (T.E.T) محاسبه شده روی نمودار تقسیم‌بندی مرجع (Pupin, 1980). جمعیت‌های زیرکن در رده‌بندی پتروژنتیک پیشنهادی پوپین (Pupin, 1980). استوک‌های (۱)، (۲) و (۳) شامل گرانیتهایی با خاستگاه پوسته‌ای یا به‌طور اساسی با خاستگاه پوسته‌ای (گرانیتهای کوه‌زایی) هستند؛ استوک (۱) لوکوگرانیتهای آلومین دار؛ استوک (۲) مونزوگرانیتهای و گرانودیوریت‌های برجاء؛ استوک (۳) مونزوگرانیتهای و گرانودیوریت‌های آلومین دار درونی. استوک‌های (۴) و (۵) گرانیتهایی با خاستگاه پوسته‌ای و گوشته‌ای، گرانیتهای هیبریدی (گرانیتهای کوه‌زایی): (4a-c، ناحیه نقطه‌چین تیره) گرانودیوریت‌ها و مونزونیت‌ها؛ (4a-c، ناحیه نقطه‌چین شفاف) مونزوگرانیتهای و گرانیتهای آلکالن؛ استوک (۵) گرانیتهای سری ساب‌آلکالن. استوک‌های (۶) و (۷) گرانیتهایی با خاستگاه گوشته‌ای یا به‌طور اساسی با خاستگاه گوشته‌ای (گرانیتهای غیر کوه‌زایی)؛ استوک (۶) گرانیتهای سری آلکالن؛ استوک (۷) گرانیتهای سری تولییتی (Ch= ناحیه شارنوکیته ماگمایی؛ Mu= حد گرانیتهای مسکوویت (دمای $T < 725^\circ\text{C}$) درجه سانتیگراد).

Figure 15. Abundance of zircon crystal types in the studied samples based on the reference classification of Pupin (1980), along with the calculated typological evolutionary trend (T.E.T) plotted on the reference classification diagram of Pupin (1980). Zircon populations in the petrogenetic classification proposed by Pupin (1980). Stocks (1), (2) and (3) comprise granites of crustal or mainly crustal origin (orogenic granites); stock (1) aluminous leucogranites; stock (2) (sub) autochthonous monzogranites and granodiorites; stock (3) intrusive aluminous monzogranites and granodiorites. Stocks (4) and (5) granites of crust and mantle origin, hybrid granites (orogenic granites): (4a-c, dark dotted area) granodiorites and monzonites; (4a-c, clear dotted area) monzogranite and alkaline granites; stock (5) sub-alkaline series granites. Stocks (6) and (7) granites of mantle or mainly mantle origin (anorogenic granites); stock (6) alkaline series granites; stock (7) tholeiitic series granites. Abbreviations: Ch= magmatic charnockite area; Mu= limit of muscovite granites ($T < 725^\circ\text{C}$).

$$I.A. = \sum_{I.A=100}^{800} I.A \times n_{I.A.}$$

معادله ۲:

$$I.T. = \sum_{I.T=100}^{800} I.T \times n_{I.A.}$$

$$\text{Standard deviation of A index} = S_A = \sqrt{\frac{(A - A_{\text{mean}})^2}{n}}$$

معادله ۳:

$$\text{Standard deviation of T index} = S_T = \sqrt{\frac{(T - T_{\text{mean}})^2}{n}}$$

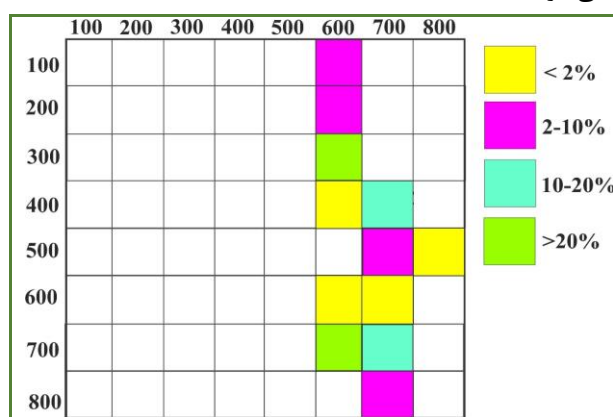
n=number of investigated crystals

برای تعیین شرایط دمایی مذاب اسیدی سازنده سنگ‌های داسیتی و ریولیتی میزبان کانسار کوشک روش‌های مختلف بررسی شدند و دماهای به‌دست آمده بر پایه شکل و ریخت بلورهای زیرکن و داده‌های شیمیایی تأییدکننده هم و نشان‌دهنده بازه دمایی حدود ۷۰۳/۴۹ تا ۸۳۰/۷۴ درجه سانتیگراد برای دمای مذاب در تعادل با زیرکن، برای عمده نمونه‌های مورد بررسی است.

۲.۲. دماسنجی بر پایه داده‌های زمین‌شیمیایی سنگ کل

تعیین دما با استفاده از داده‌های زمین‌شیمیایی بیشتر بر پایه شیمی سنگ کل و درجه اشباع زیرکنیم^{۲۰} انجام می‌شود. مقدار عنصر Zr در سنگ‌های اسیدی به میزان حلالیت بلور زیرکن در مذاب و در نتیجه دما وابسته است از این رو بر پایه این عنصر می‌توان شرایط مذاب‌های سازنده سنگ‌های اسیدی را تعیین کرد (Watson and Harrison, 1983; King et al., 2001). این روش نیازمند شرایطی مانند نداشتن زیرکن‌های موروثی، متالومین بودن، توزیع یکسان بلورهای زیرکن در کل سنگ و داشتن روند منفی میان زیرکن و سیلیس در نمودارهای شاخص جدایش است (Janousek and Saturnin, 2006; Shabanian Broujeni et al., 2009). نمودار SiO₂ در برابر Zr بر پایه شیمی سنگ کل نشان می‌دهد نمونه‌های اسیدی منطقه روند منفی دارند (شکل‌های ۱۷-۱۸ و ۱۷-۱۷) و بر پایه نمودار (K+Na+2Ca)/Al+Si و SiO₂ در برابر Zr، بیشتر نمونه‌های بررسی‌شده بازه دمایی ۷۰۳/۴۹ تا ۸۳۰/۷۴ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهد و تنها سه نمونه بازه

بررسی‌های ریخت‌شناسی بر پایه روش پوپین (Pupin, 1980) همراه با تصویربرداری با میکروسکوپ الکترونی نشان می‌دهد شکل بیرونی زیرکن‌ها بطور منظم با کاهش دمای تبلور تغییر می‌کند. تغییرات چشم‌گیری در ریخت‌شناسی زیرکن‌ها دیده می‌شود. وجود بلورهای اسکلتی بزرگ، سوزنی‌های استوانه‌ای، زیرکن‌های شکل‌دار با انتهای کوتاه یا منشوری، در داسیت‌های کوشک دیده می‌شود.



شکل ۱۶. فراوانی بلورهای زیرکن نمونه‌های داسیتی میزبان کانسار روی و سرب کوشک روی نمودار ریخت‌شناسی مرجع (Pupin, 1980).

Figure 16. Abundance of zircon crystals from the dacitic samples hosting the Koushk Zn-Pb deposit plotted on the reference morphologic diagram of (Pupin, 1980).

برای بررسی روند تکاملی گونه‌شناسی (T.E.T)^{۱۹} نمونه‌های مورد بررسی، با روش رسم زاویه از برخوردگاه شاخص آلکالن و دما، پس از محاسبه انحراف استانداردهای I.A و I.T بر پایه معادله ۱ و ۲ و روند تکامل گونه‌شناختی از نقطه‌نظر برخورد این شاخص‌ها، خطی با شیب به دست آمده از $\alpha = S_T/S_A$ (معادله ۳) رسم می‌شوند که مقدار آن با تانژانت زاویه بین محورهای T.E.T برابر است، این زاویه ۵۲/۴۳° است (شکل ۱۵). T جمعیت‌های زیرکن طبق روش پوپین (Pupin, 1980) محاسبه شدند.

معادله ۱:

²⁰ Zircon saturation temperatures

¹⁹ Typologic Evolution Trend

$[Zr_{melt}]$

در این جا، $Ln D^{Zr}$ نسبت غلظت عنصر Zr در کانی زیرکن به غلظت آن در مذاب (بر پایه ppm) است که مقدار آن در کانی $496/000$ ppm (Miller et al., 2003) و در مذاب برابر با مقدار اندازه‌گیری شده بر پایه تجزیه‌های شیمیایی است. T دما بر پایه کلون است و M که از معادله ۶ به دست آورده می‌شود به حلالیت زیرکن در برابر SiO_2 و آلومینیم‌دار بودن مذاب وابسته است (Watson and Harrison, 1983).

معادله ۶:

$$M = [(Na+K+2Ca)/(Al*Si)]$$

دمایی $654/02$ تا $684/97$ دارند. چنین دماهایی چه‌بسا به فرایندهای دگرنگ‌شدن بعدی نیز مرتبط باشند (جدول ۱؛ شکل‌های A-۱۷ و B-۱۷).

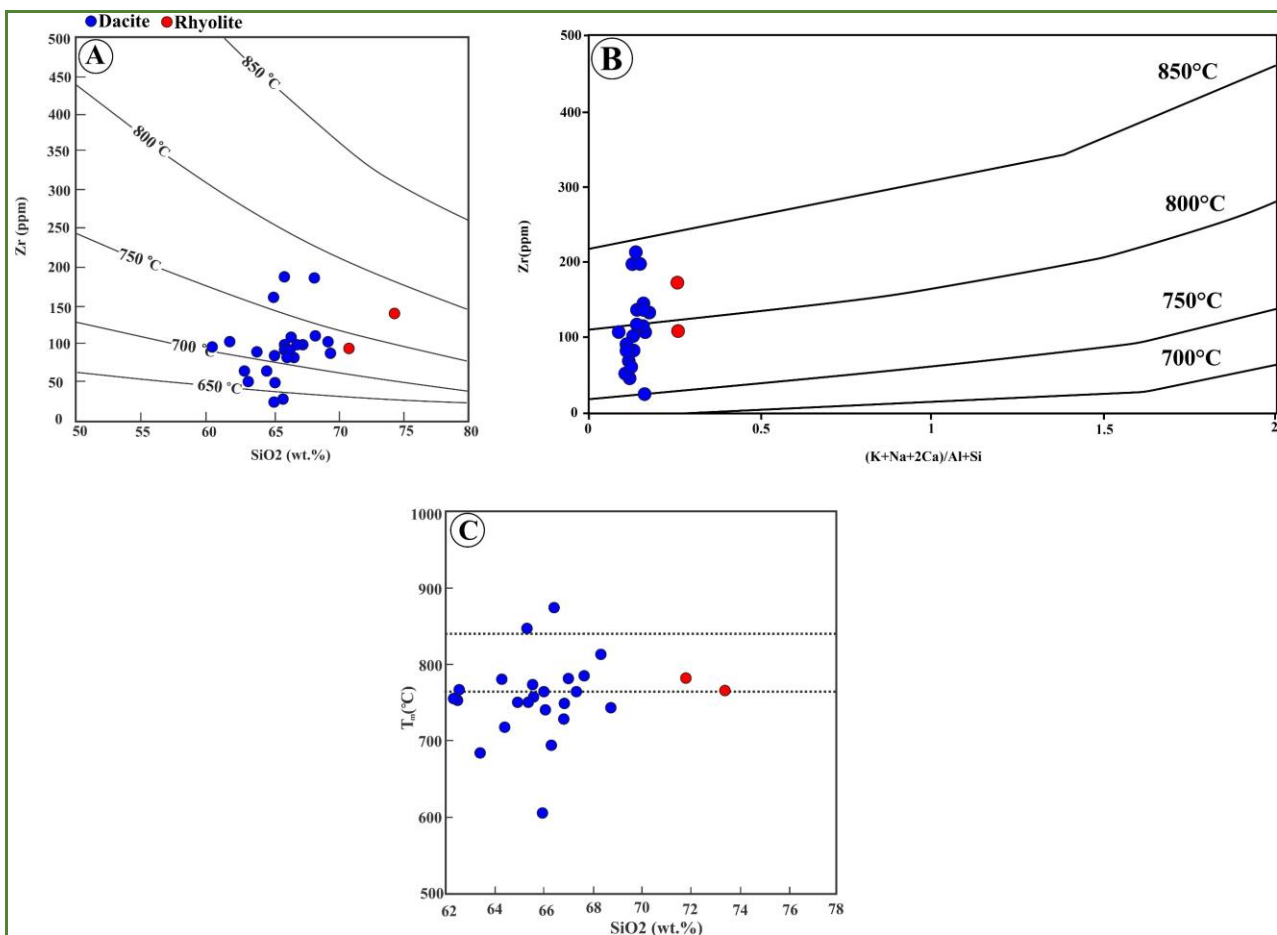
از روش‌های پذیرفته‌شده برای برآورد دمای مذاب سازنده سنگ‌ها، روش واتسون و هریسون (Watson and Harrison, 1983) بر پایه دما، ترکیب مذاب و حلالیت زیرکن است که به صورت معادله‌های ۴ و ۵ پیشنهاد شده است:

معادله ۴:

$$\ln D^{Zr \text{ zircon/melt}} = \{-3.80 - [0.85 (M - 1)]\} + 12900 / T$$

معادله ۵:

$$T_{Zr} = 12.900 / [2.95 + 0.85 M + \ln (496.000)]$$



شکل ۱۷. A و B) نمودارهای $(K+Na+2Ca)/Al+Si$ و SiO_2 در برابر Zr (Watson and Harrison, 1983؛ C) نمودار SiO_2 در برابر T_{Zr} (دمای اشباع‌شدگی Zr) (Boehnke et al., 2013).

Figure 17. A and B) $(K+Na+2Ca)/Al+Si$ and SiO_2 versus Zr diagrams (Watson and Harrison, 1983); C) SiO_2 versus T_{Zr} ($^{\circ}C$) diagram (Zr saturation temperature) (Boehnke et al., 2013).

زیرکنیم در کانی زیرکن $497651/6$ ppm دانسته شده است و پارامترها و شرایط دیگر بر پایه روش واتسون (Watson, 1979) و واتسون و هریسون (Watson and Harrison, 1983) هستند. بر پایه این رابطه، دمای سنگ‌های داسیتی و ریولیتی $702/94$ تا $877/49$ درجه سانتیگراد به‌دست آمد (شکل ۱۷-C). مقدار دماهای به‌دست‌آمده برای نمونه‌های بررسی‌شده برای مقایسه در جدول ۱ آورده شده‌اند.

۳. جایگاه زمین‌ساختی

تمایز محیط‌های تکتونیکی معمولاً بر پایه نمودارهای زمین‌شیمیایی بر پایه عنصرهای اصلی و کمیاب انجام می‌شود؛ اما امروزه نمودارهای بر پایه عنصرهای نامتحرک کاربرد بیشتری دارند. در این پژوهش، به‌علت دگرسانی شدید و کانه‌زایی گسترده، نمودارهای گوناگون نتایج متناقضی نشان می‌دهند (Torab, 2008). از این‌رو، برای افزایش اطمینان، از نمودارهایی که بر پایه عنصرهای با قدرت میدان بالا هستند بهره گرفته شد. این نمودارها نشان می‌دهند سنگ‌های آتشفشانی اسیدی منطقه در محدوده گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG) جای می‌گیرند (شکل‌های ۱۸ و ۱۹) (Pearce et al., 1984; Harris et al., 1986).

۳.۲. روش پیشین دماسنجی به روش پیشنهادی واتسون (Watson, 1979):

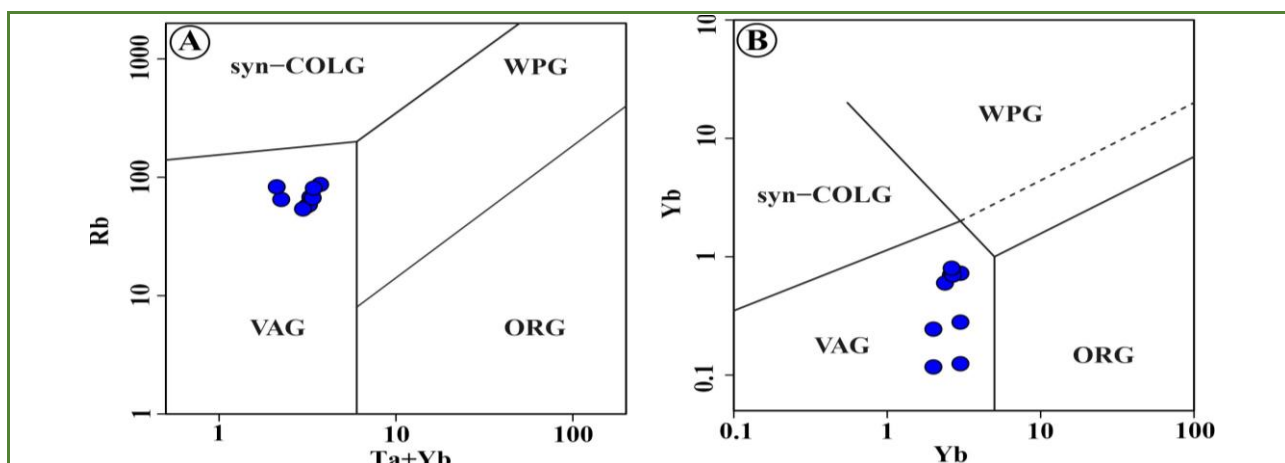
این روش دقیقاً با پارامترها و جزییات روش واتسون و هریسون (Watson and Harrison, 1983) همخوانی دارد و از دید فرمولی نیز با آن یکسان است؛ تنها تفاوت در مقدارهای غلظت عنصر زیرکنیم است. واتسون (Watson, 1979) غلظت عنصر زیرکنیم را $497651/6$ ppm اعلام کرده بود. بر پایه این روش، کمترین دمای تبلور برای داسیت‌های بررسی‌شده $653/80$ درجه سانتیگراد (تنها در سه نمونه) به‌دست آمد؛ اما بیشتر نمونه‌ها بازه دمایی $703/25$ تا $830/42$ درجه سانتیگراد نشان می‌دهند. دمای به‌دست‌آمده بر پایه ریخت‌شناسی زیرکن‌ها نیز این بازه دمایی را نشان می‌دهد.

۴.۲. دماسنجی بر پایه معادله بوهنکه و همکاران (Boehnke et al., 2013):

بوهنکه و همکاران (Boehnke et al., 2013) رابطه میان خلالت زیرکن، دما و ترکیب مذاب پیشنهادی واتسون و هریسون (Watson and Harrison, 1983) را تصحیح و به این ترتیب، معادله ۷ را پیشنهاد کردند:

$$\ln DZr = \{(10108 \pm 32)/T\} - (1.16 - 0.15) (1-M) - (1.48 \pm 0.09)$$

در این رابطه، DZr خلالت عنصر Zr در Zircon/melt، M خلالت عنصر



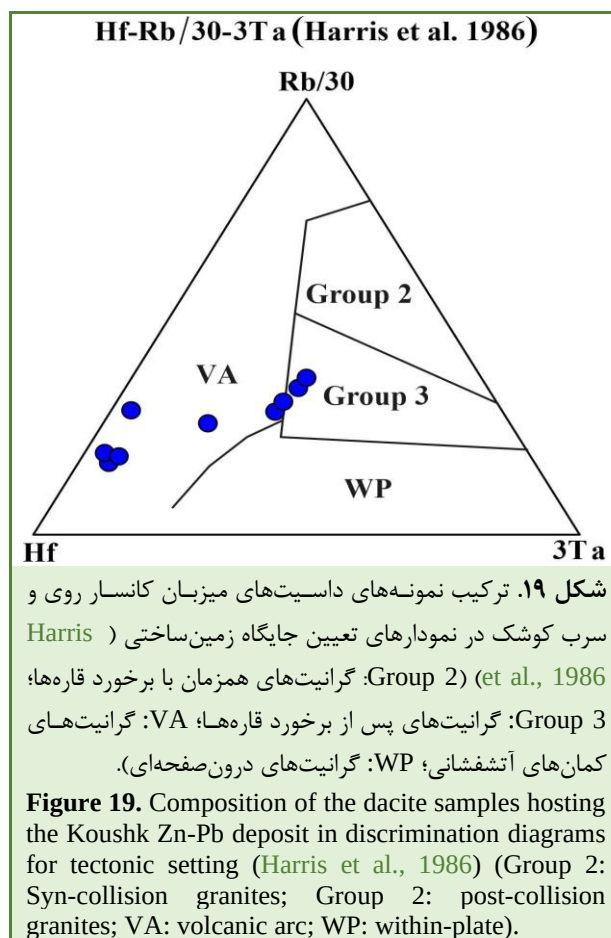
شکل ۱۸. A و B) ترکیب نمونه‌های داسیت‌های میزبان کانسار روی و سرب کوشک در نمودارهای تعیین جایگاه زمین‌ساختی (Pearce, et al., 1984) (WPG: گرانیت‌های درون صفحه‌ای؛ VAG: گرانیت‌های کمان آتشفشانی؛ ORG: گرانیت‌های مرتبط با کافت اقیانوسی؛ syn-COLG: گرانیت‌های همزمان با برخورد).

Figure 18. A and B) Composition of the dacite samples hosting the Koushk Zn-Pb deposit in discriminating tectonic setting diagrams (Pearce, et al., 1984) (WPG: within-plate granite; VAG: volcanic arc granite; ORG: ocean ridge granite; syn- COLG: syncollision granite).

خاستگاه ماگمای نوع A شبیه نوع I است (Jiang et al., 2009) و گرانیت‌های نوع A شاید زیر گروه نوع I باشند (Bonin, 2007). از این رو، داسیت‌های میزبان کانسار کوشک سرشت نوع A را دارند و بر پایه نمودارهای سه‌تایی در محدوده A₂ جای می‌گیرند. همچنین، ناهنجاری منفی Eu همراه با غنی‌شدگی LREE در برابر MREE و HREE و نسبت بالای (La/Lu)_n (۰/۵۵-۱/۱۶) نشان‌دهنده اهمیت نقش جدایش بلورین ماگما در فرایند تکامل گرانیتوئیدهاست. رژیم‌های زمین‌ساختی داسیت‌های پورفیری میزبان کوشک، بر پایه نمودارهای متمایزکننده و بر پایه فراوانی عنصرهای نامتحرک با قدرت میدان بالا، از گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG) به‌شمار می‌روند.

برداشت

بلورهای دراز و سوزنی زیرکن در داسیت‌های میزبان کانسار روی و سرب کوشک به تبلور سریع در هنگام بالآمدن ماگما اشاره دارد. بر پایه ریخت‌شناسی و شاخص دمایی (I.T) و آلکالن بودن (I.A) نمونه‌ها، کمترین دمای تبلور زیرکن در این داسیت‌ها به‌ترتیب برابر ۷۴۰ و ۷۰۶/۶ است. نسبت S_T/S_A برابر با ۱/۳۰، ویژگی ریخت‌شناسی خارجی و بافت‌های درونی زیرکن‌ها، ناچیز بودن میانبارهای آپاتیت، نبود برهم‌رشدی هیدروزیرکن روی زیرکن‌ها و شواهد زمین‌شیمیایی نشان‌دهنده ماگمای با خاستگاه نوع I هستند و از این رو، سهم ماگمای پدیدآمده از جدایش بلوری در برابر ماگمای پدیدآمده از ذوب سنگ‌های پوسته‌ای (پوسته زیرین، CI) بیشتر است. این ویژگی نشان‌دهنده سرشت دورگه این داسیت‌هاست. از سوی دیگر، در نمودار عنکبوتی عنصرهای کمیاب، نمونه‌ها در عنصرهای Pb، Th، U، Rb، Cs و Ba غنی‌شدگی نشان می‌دهند که نقش تسلط پوسته‌ای در پیدایش آنها را نشان می‌دهد. این ویژگی با ویژگی‌های گرانیت نوع A و زیرگروه A₂ که از خاستگاه پوسته‌ای هستند همخوانی دارد. ناهنجاری منفی Eu همراه با غنی‌شدگی LREE در برابر MREE و HREE و نسبت بالای (La/Lu)_n نشان‌دهنده اهمیت نقش جدایش بلورین ماگما در فرایند تکامل



بر پایه نمودار I.A-I.T برای رده‌بندی زایشی (Pupin, 1980) (شکل ۱۵) نیز داسیت‌های میزبان کانسار کوشک با میانگین شاخص دمایی و آلکالن به‌ترتیب برابر ۷۴۰ و ۷۰۶/۶ از سری کالک‌آلکالن و از نظر خاستگاه این سنگ‌ها از مذاب‌های پوسته‌ای و ماگمای آنها به گرانیت‌های نوع A و به زیررده A₂ تعلق دارد و نسبت S_T/S_A برابر با ۱/۳۰ برای این سنگ‌ها گویای این ویژگی است. از سوی دیگر، نبود هیدروزیرکن به‌صورت هم‌رشدی، تبلور این بلورها از ماگمای با خاستگاه نوع I را نشان می‌دهد. از این رو، سهم ماگمای پدیدآمده از جدایش بلورین در برابر ماگمای پدیدآمده از ذوب سنگ‌های پوسته‌ای (پوسته زیرین، CI) بیشتر است و نشان‌دهنده سرشت دورگه^{۲۱} داسیت‌هاست. فرایندهای مختلف مانند تبلور بخشی در پیدایش گرانیت‌های نوع I و نیز نوع A دخیل هستند. همان‌گونه که پیشتر گفته شد،

²¹ Hybrid

دانست. وجود پهنه‌بندی در بلورهای زیرکن چه‌بسا نشان‌دهنده کاهش عنصرهای HREE و افزایش LREE، U، Th و Y در این بخش‌هاست. منطقه‌بندی باریک و نزدیک به هم در زیرکن‌های سوزنی و بلند و زیرکن‌های کوتاه نشان‌دهنده فرااشباع بودن ماگما از زیرکنیم از آغاز تا مراحل پایانی آن است. بررسی ساختار دورنی برخی از بلورهای زیرکن نشان‌دهنده وجود هسته‌های گرد با الگوی پهنه‌بندی متفاوت در برابر حاشیه هستند که نشان می‌دهد این هسته‌ها در فرایند ذوب اجزای کانیاپی واکنش‌ناپذیر بوده‌اند. زیرکن‌های درون داسیت‌ها شواهدی از بازجذب اندک را نشان می‌دهند که گویای دوره‌هایی از اشباع نبودن زیرکن در مذاب است. ویژگی‌های ساختاری، ترکیبی، فرایندهای دگرنهادی، شرایط رشد بلور، سن و خاستگاه زیرکن و فرایندهای متامیکتی را می‌توان از عوامل کاهش آرایش بلوری و به دنبال آن، کاهش یا حذف CL در بلورهای زیرکن دانست.

گرانیتویدهاست. همچنین، بر پایه نمودارهای متمایزکننده و با استفاده عنصرهای غیرمتحرک با قدرت میدان بالا، رژیم‌های زمین‌ساختی داسیت‌های پورفیری میزبان کوشک به گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG) متعلق هستند.

دمای مذاب داسیتی بر پایه دمای اشباع زیرکن ۷۰۳/۴۹ تا ۸۳۰/۷۴ درجه سانتیگراد (Watson and Harrison, 1983) و ۷۰۲/۹۴ تا ۸۷۷/۴۹ درجه سانتیگراد (Boehnke et al., 2013) و بر پایه زمین‌شیمی سنگ کل، ۷۰۰ تا ۷۸۰ درجه سانتیگراد به‌دست آورده شده است. با توجه به نتایج به‌دست آمده و اینکه ماگمای داسیتی از همان آغاز تبلور از زیرکنیم به حالت فرااشباع بوده و زیرکن از نخستین کانی‌های تبلور یافته است، بنابراین، دمای تبلور ماگمای داسیتی را در بازه دمایی نزدیک به ۷۰۳/۴۹ تا ۸۳۰/۷۴ درجه سانتیگراد می‌توان دانست. تغییرات در ساختارهای درونی زیرکن را می‌توان پیامد تغییر در پارامترهای شیمیایی و فیزیکی مذاب

References

- Aftabi, A., and Mohseni, S. (2020) Combined igneous and hydrothermal source for the Kiruna-type Bafq magnetite-apatite deposits in Central Iran; trace element and oxygen isotope studies of magnetite by Mehdi-pour Ghazi et al (2019), (*Ore Geology Reviews* 105: 590–604). *Ore Geology Reviews*, 125, 103113. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103113>
- Aftabi, A., Atapour, H., Mohseni, S., and Babaki, A. (2021) Geochemical discrimination among different types of banded iron formations (BIFs): A comparative review. *Ore Geology Review*, 136, 104244. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104244>
- Atapour, H., and Aftabi, A. (2020) Comment on “Two-tiered magmatic-hydrothermal and skarn origin of magnetite from Gol-e-Gohar iron ore deposit of SE Iran: In situ LA-ICP-MS analyses. *Ore Geology Reviews*, 127, 102942. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.102942>
- Balaghi, Z., Sadegheian, M., and Ghasemi, H. (2011) Petrogenesis of the lower Paleozoic igneous rocks, south of Bahabad (Bafq, Central Iran): Implication for Rifting. *Petrological Journal*, 1(4), 45-64.
- Barbarin, B. (1996) Genesis of the two main types of peraluminous granitoids. *Geology*, 24, 295-298. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<0295:gottmt>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0295:gottmt>2.3.co;2)
- Behrens, H., and Hahn, M. (2009) Trace element diffusion and viscous flow in potassium-rich trachytic and phonolitic melts. *Chemical Geology*, 259(1-2), 63-77. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.10.014>
- Belousova, E.A., Griffin, W.L., and O'Reilly, S.Y. (2006) Zircon crystal morphology, trace element signatures and Hf isotope composition as a tool for petrogenetic modeling: examples from eastern Australian granitoids. *Journal of Petrology*, 47(2), 329-353. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi077>

- Belousova, E.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., and Fisher, N.I. (2002) Apatites as indicator mineral for mineral exploration: trace-element compositions and their relationship to host rock type. *Journal of Geochemical Exploration*, 76(1), 45–69. [https://doi.org/10.1016/S0375-6742\(02\)00204-2](https://doi.org/10.1016/S0375-6742(02)00204-2)
- Berezhnaya, N.G. (1999) Criteria for the genetic typification of zircon from metamagmatic associations of the Aldan Shield. *Doklady Earth Sciences*, 368, 982-984.
- Bodorkos, S., Cawood, P.A., and Oliver, N.H. (2000) Timing and duration of syn-magmatic deformation in the Mabel Downs Tonalite, northern Australia. *Journal of Structural Geology*, 22(8), 1181-1198. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(00\)00035-3](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00035-3)
- Boehnke, P., Watson, E.B., Trail, D., Harrison, T.M., and Schmitt, A.K. (2013) Zircon saturation revisited. *Chemical Geology*, 351, 324-334. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.05.028>
- Bonin, B. (2007) A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos*, 97, 1-29.
- Bonin, B., Janoušek, V., and Moyaen, J.F. (2020) Chemical Variation, Modal Composition and Classification of Granitoids. *Geological Society, London, Special Publications* 491(1), 9-51. <https://doi.org/10.1144/sp491-2019-138>
- Borumandi, H. (1973) Petrographische und Lagerstätten Kundliche unter suter suchungen der Esfordri-formation zwischen Mishdowan and Koushk bie bafgh central Iran, 174 p. Ph.D. thesis, Aachen University, Aachen, Germany.
- Boynton, W.V. (1984) Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In P. Henderson, Ed., *Rare earth element geochemistry*, p. 63-114. Elsevier, Amsterdam.
- Bussy, F., and Cadoppi, P. (1996) U-Pb zircon dating of granitoids from the Dora-Maira massif (western Italian Alps). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 76, 217-233.
- Chiarenzelli, J.R., and McLelland, J.M. (1993) Granulite facies metamorphism, palaeoisotherms and disturbance of the U-Pb systematics of zircon in anorogenic plutonic rocks from the Adirondack Highlands. *Journal of Metamorphic Geology*, 11, 59-70. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1993.tb00131.x>
- Clemens, J.D., Holloway, J.R., and White, A.J.R. (1986) Origin of A-type granites, experimental constraints. *American Mineralogist*, 71, 317-324. http://www.minsocam.org/ammin/AM71/AM71_317.pdf
- Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O., and Kinny, P. (2003) Atlas of zircon textures. In: J.M. Hanchar and P.W.O. Hoskin, Eds., *Zircon*, 53(1), p. 469–500. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. <https://doi.org/10.2113/0530469>
- Dahlquist, J., Pablo, H., Alasino, M., Eby, G.N., Galindo, C., and Casquet, C. (2010) Fault controlled Carboniferous A- type magmatism in the proto- Andean foreland (Sierras Pampeanas, Argentina), Geochemical constraints and petrogenesis. *Lithos*, 115, 65- 81.
- Daliran, F. (2002) Kiruna-type iron oxide-apatite ores and apatite of the Bafq district, Iran, with an emphasis on the REE geochemistry of their apatite, In: T.M. Porter, Ed., *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A Global Perspective.*, p. 303-320. PGC Publishing, Adelaied.
- Eby, G.N. (1992) Chemical Subdivision of the Atype granitoides: petrogenesis and tectonic implications. *Geology*, 20, 641-644.
- Farjandi, F., Vickers-Rich, P., Linnemann, U., Raveggi, M., Hofmann, M., Hall, M., and Rich, T.H. (2022) Detrital zircon and apatite U-Pb geochronology of Ediacaran fossil bearing strata spanning the late Ediacaran–Cambrian boundary in central Iran. *Alcheringa: An Australasian. Journal of Palaeontology*, 46(1), 21–32. <https://doi.org/10.1080/03115518.2022.2044075>
- Förster, H., and Jafarzadeh, A. (1994) The Bafq mining district in central Iran a highly mineralized Infra Cambrian volcanic field. *Economic Geology*, 89(8), 1697-1721.

<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.89.8.1697>

- Fowler, A., Prokoph, A., Stern, R. and Dupuis, C. (2002) Organization of oscillatory zoning in zircon: Analysis, scaling, geochemistry, and model of a zircon from Kipawa, Quebec, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66, 311-328. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(01\)00774-8](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(01)00774-8)
- Geisler, T., Rashwan, A.A., Rahn, M.K.W., Pollok, K., and Pidgeon, R.T. (2001) Lead mobility in natural metamict zircon. *Chemical Geology*, 181(4), 287-306. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00291-7](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00291-7)
- Ghadiri, M., Aliani, F., Sepahi, A., Mansouri, A. (2008) myrmekite and factors affecting its formation in the intermediate felsic rocks of northern Alvand. 16th Conference of the Iranian Crystallographic and Mineralogy Society, Rasht, University of Guilan.
- Gibbs, A. (1976) Geology and genesis of the Bafq lead-zinc deposits, Iran: Institution of Mining and Metallurgy. *Applied Earth Science*, 85, 205-220.
- Grimes, C.B., Wooden, J.L., Cheadle, M.J., and John, B.E. (2015) "Fingerprinting" tectono-magmatic provenance using trace elements in igneous zircon. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 170, 1-26. <https://doi.org/10.1007/s00410-015-1199-3>
- Haghipour, A. (1977) Geological map of the Biabanak-Bafq area (Scale 1:500, 000). Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Hanchar, J.M., and Hoskin, P.W.O. (2003) Zircon. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. The Mineralogical Society of America, Washington, DC, pp. 1-500. <https://doi.org/10.2113/0530089>
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A., and Tindle, A.G. (1986) Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In A.C. Ries and M.P. Coward, Eds., *Collision Tectonics Special Publication*, 19, p. 67-81. Geological society, London, UK.
- Hoskin, P.W.O., and Black, L.P. (2000) Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *Journal of Metamorphic Geology*, 18, 423-439. <http://www.doi.org/10.1046/j.1525-1314.2000.00266.x>
- Hoskin, P.W.O., and Schaltegger, U. (2003) The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. In: J.M. Hanchar and P.W.O. Hoskin, eds., *Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53, p. 27-62. The Mineralogical Society of America, Washington, DC.
- Hosseini, K., and Rajabzadeh, M.A. (2022) Origin of magnetite and apatite ores in the Esfordi magnetite-apatite ore deposit NE of Bafq, south Yazd: insights from mineralogy, geochemistry, microthermometry, O-H stable and U-Pb and Nd-Sm non-stable isotopes. *Journal of Economic Geology*, 14(4), 31-88 (in Persian with English abstract). <https://doi.org/10.22067/ECONG.2022.76456.1045>
- Hosseini, K., Shahpasandzadeh, M., and Moradian Bafghi, M.H. (2022) Origin of Mineralizing Fluids in the Choghart Magnetite-Apatite Deposit, NE of Bafq: Evidence from Mineralogy, Geochemistry, Microthermometry, Stable (O-H and O-C) and Unstable Isotopes (U-Pb and Nd-Sm). *Journal of Economic Geology*, 14(1), 109-155. (in Persian with English abstract). <https://doi.org/10.22067/ECONG.2021.67972.1004>
- Hosseini, K., Yazdi, M. and Azizi, H. (2025) Ore Structures, geochemistry, O-isotopes and fluid inclusion of the Ediacaran Banded Iron Formation at the Koushk area, Northeast Bafq, Central Iran. *Journal of Economic Geology*, 17(4), 37-87. (in Persian with English abstract). <https://doi.org/10.22067/econg.2025.1163>
- Huckreide, R., Kursten, M., and Venzlaff, I.T. (1962) *Zur Geology des Gebietes Zwischen Kerman Un Sagand (Iran)*, Hannover Bundesanstalt fur Bodemforschung, 197p. (with English abstract).
- Jafari, S. (2022) Study of structure and morphology of zircons in pelitic migmatites in Hamedan, Touyserkan and Boroujerd regions, Sanandaj-Sirjan zone. *Petrological Journal*, 48, 51-76. <https://doi.org/10.22108/ijp.2022.131054.1255>

- Janousek, V., and Saturnin, R. (2006) Language script for application of accessory-mineral saturation models in igneous geochemistry. *Geological Carpathica*, 57, 131-142.
- Jiang, N., Zhang, S., and Zhou, W. (2009) Origin of a Mesozoic granite with A-type characteristics from the North China craton: highly fractionated from I-type magmas?. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 158, 113-130.
- Kebede, T., and Koeberl, C. (2003) Petrogenesis of A- type granitoids from the Wallagga area, western Ethiopia: constraints from mineralogy, bulk- rock chemistry, Nd and Sr isotopic compositions. *Precambrian Research*, 121, 1-24. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(02\)00198-5](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00198-5)
- King, P.L., Chappell, B.W., Allen, C.M., and White, A.J.R. (2001) Are A- type granites the high temperature felsic granites? Evidence from fractionated granites of the Wangrah Suite. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48, 501-514.
- Köksal, S., Göncüoğlu, M., Toksoy-Köksal, F., Möller, A., and Kemnitz, H. (2008) Zircon typologies and internal structures as petrogenetic indicators in contrasting granitoid types from central Anatolia, Turkey. *Mineralogy and Petrology*, 93(3), 185-211. <https://doi.org/10.1007/s00710-007-0228-y>
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., and Zanettin, B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3), 745-750.
- Loiselle, M.C., and Wones, D.R. (1979) Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America, Abstracts with Program*, 11, 468.
- Mahmoudi, E. (2022) Geochemistry, Dating and Evolution of Hydrothermal Fluids in the Bafq Zn-Pb Deposits, Koushk series, Central Iran, 154 p. Ph.D. thesis, Shiraz University, Shiraz, Iran.
- Majidi, S.A., Omrani, J., and Troll, V.R. (2020) Employing geochemistry and geochronology to unravel genesis and tectonic setting of iron oxideapatite deposits of the Bafq-Saghand metallogenic belt, Central Iran. *International Journal of Earth Sciences*, 110(1), 127-164. <https://doi.org/10.1007/s00531-020-01942-5>
- Martins, H.C.B., Simões, P.P., and Abreu, J. (2014) Zircon crystal morphology and internal structures as a tool for constraining magma sources: Examples from northern Portugal Variscan biotite-rich granite plutons. *Comptes Rendus Geoscience*, 346(9), 233-243. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2014.07.004>
- McDonough, W.F., and Sun, S.S. (1995) The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3-4), 223-253.
- Mehdipour Ghazi, J., and Moazzen, M. (2024) Cadomian iron ore bodies in the Bafq-Saghand metallogenic province, Iran: genetic constraints from field observations and laser ablation ICP-MS mineral studies. *International Geology Review*, 66(5), 1144-1164. <https://doi.org/10.1080/00206814.2023.2238210>
- Mehdipour Ghazi, J., Harris, C., Rahgoshay, M., and Moazzen, M. (2019) Combined igneous and hydrothermal source for the Kiruna-type Bafq magnetite-apatite deposit in Central Iran; trace element and oxygen isotope studies of magnetite. *Ore Geology Reviews*, 105, 590-604. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.01.006>
- Mehdipour Ghazi, J., Moazzen, M., Rahgoshay, M., and Wilde, S.A. (2020) Zircon U-Pb-Hf isotopes and whole rock geochemistry of magmatic rocks from the Posht-e-Badam Block: A key to tectonomagmatic evolution of Central Iran. *Gondwana Research*, 87, 162-187. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.06.010>
- Miller, C.F., McDowell, S.M., and Mapes, R.W. (2003) Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. *Geology*, 31(6), 529-532. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2003\)031<0529:HACGIO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031<0529:HACGIO>2.0.CO;2)
- Moerhuis, N., Scoates, J.S., Weis, D., Scoates, R.J., and Tegner, C. (2025) Zircon Morphology and

- Geochemical Diversity During Closed-System Crystallization of the Skaergaard Intrusion. *Journal of Petrology*, 66(4), egaf030. <https://doi.org/10.1093/petrology/egaf030>
- Mohseni, S. and Aftabi, A. (2015) Structural, textural, geochemical and isotopic signatures of syn glaciogenic Neoproterozoic banded iron formations (BIFs) at Bafq mining district (BMD), Central Iran: the possible Ediacaran missing link of BIFs in Tethyan metallogeny. *Ore Geology Reviews*, 71, 215–236. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.05.018>
- Moreno, J.A., Molina, J.F., Montero, P., Abu Anbar, M., Scarrow, J.H., Cambeses, A., and Bea, F. (2014) Unraveling sources of A-type magmas in juvenile continental crust: Constraints from compositionally diverse Ediacaran post-collisional granitoids in the Katerina Ring Complex, southern Sinai, Egypt. *Lithos*, 192-195, 56-85. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.01.010>
- Murakami, T., Chakoumakos, B.C., Ewing, R.C., Lumpkin, G.R., and Weber, W.J. (1991) Alpha-decay event damage in zircon. *American Mineralogist*, 76(9-10), 1510–1532.
- Nasdala, L., Beran, A., Libowitzky, E., and Wolf, D. (2001) The incorporation of hydroxyl groups and molecular water in natural zircon (ZrSiO₄). *American Journal of Science*, 301(10), 831–857. <https://doi.org/10.2475/ajs.301.10.831>
- Nasdala, L., Geisler, T., Kronz, M.A., Hansen, B.T., Pidgeon, R.T., Wirth, R., and McCulloch, M.T. (2003) Radiation damage and annealing in zircon: A Raman spectroscopic study. *Chemical Geology*, 199(1–2), 1–26. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(03\)00028-8](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(03)00028-8)
- Nasdala, L., Pidgeon, R.T., Wolf, D., and Irmer, G. (1998) Metamictization and U–Pb iso-topic discordance in single zircons: a combined Raman microprobe and SHRIMPion probe study. *Mineralogy and Petrology*, 62, 1-27. <https://doi.org/10.1007/BF01173760>
- Nayebi, N., Esmaeily, D., Chew, D.M., Lehmann, B., and Modabberi, S. (2021) Geochronological and geochemical evidence for multi-stage apatite in the Bafq iron metallogenic belt (central Iran), with implications for the Chadour Malu iron-apatite deposit. *Ore Geology Reviews*, 132, 104054. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104054>
- NISCO (National Iranian Steel Company). (1980) Report on the results of research and evaluation of studies at magnetic anomalies in the Bafq iron ore district during 1976-1979, Unpublished Report, 260pp.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., and Tindle, A.G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956-983.
- Peccerillo, A., and Taylor, S.R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1), 63-81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>
- Pidgeon, R.T. (1992) Recrystallization of oscillatory zoned zircon: some geochrono-logical and petrological implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110, 463–472. <https://doi.org/10.1007/BF00344081>
- Poller, U., Huth, J., Hoppe, P., and Williams, I.S. (2001) REE, U, Th and Hf distribution in zircon from Western Carpathian Variscan granitoids: a combined cathodoluminescence and ion microprobe study. *American Journal of Science*, 301(10), 358–376. <https://doi.org/10.2475/ajs.301.10.858>
- Pupin, J.P. (1980) Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73(3), 207-220. <https://doi.org/10.1007/BF00381441>
- Pupin, J.P., and Turco, G. (1972) Application des donnees morphologiques du zircon accessoires en petrologie endogene. *CR Acad. Science Paris*, 275[D], 799–802.
- Rajabi, A., Rastad, E., Alfonso, P., and Canet, C. (2012) Geology, ore facies and sulphur isotopes of the Koushk vent-proximal sedimentary-exhalative deposit, Posht-e-Badam Block, Central Iran. *International Geology Review*, 54(14), 1635-1648. <https://doi.org/10.1080/00206814.2012.659106>

- Ramezani, J., and Tucker, R.D. (2003) The Saghand region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. *American Journal of Science*, 303(7), 622-665. <https://doi.org/10.2475/ajs.303.7.622AJS>
- Rivera, T.A., Schmitz, M.D., Jicha, B.R., and Crowley, J.L. (2016) Zircon petrochronology and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sanidine dates for the Mesa Falls tuff: crystal-scale records of magmatic evolution and the short lifespan of a large Yellowstone magma chamber. *Journal of Petrology*, 57(9), 1677-1704. <https://doi.org/10.1093/petrology/egw053>
- Rollinson, H.R. (1993) Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman scientific and Technical, New York, US.
- Rubatto, D. (2017) Zircon: The Metamorphic Mineral. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 83(1), 261-295. <https://www.doi.org/10.2138/rmg.2017.83.9>
- Samani, A.B. (1988) Metallogeny of the Precambrian in Iran, *Precambrian Research*, 39, 85-106. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(88\)90053-8](https://doi.org/10.1016/0301-9268(88)90053-8)
- Sepahi Gerow, A.A. (2012) Field, petrographic, and mineral chemistry evidence of magmatic mixing in the lavas of Sabalan volcano. *The First Geological Conference of the Iranian Plateau*, Kerman.
- Sepidbar, F., Shafaii Moghadam, H., Li, C., Stern, R.J., Jiantang, P., and Vesali, Y. (2020) Cadomian Magmatic Rocks from Zarand (SE Iran) Formed in a Retro-Arc Basin. *Lithos*, 366-367, 105569. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105569>
- Shabanian Broujeni, N., Davoudian D.A., Khalili, M., and Khodami, M. (2009) Insight from zircon morphology and geochemical signatures of Ghaleh-Dezh granitic pluton, Azna. *Journal of Crystallography and Mineralogy*, 17(2), 299-308 (in Persian). SID. <https://sid.ir/paper/4272/en>
- Shahbazi, H., Salami, S., and Siebel, W. (2014) Genetic classification of magmatic rocks from the Alvand plutonic complex, Hamedan, western Iran, based on zircon crystal morphology. *Geochemistry*, 74(4), 577-584. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemer.2013.11.001>
- Shand, S.J. (1943) *Eruptive Rocks: Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorites*. 2nd Edition, John Wiley & Sons, New York.
- Siebel, W., Thiel, M., and Chen, F. (2006) Zircon geochronology and compositional record of late to post-kinematic granitoids associated with the Bavarian Pfahl zone (Bavarian Forest). *Mineralogy and Petrology*, 86, 45-62. <https://doi.org/10.1007/s00710-005-0091-7>
- Sommerauer, J. (1974) Trace element distribution patterns and the mineralogical stability of zircon. An application for combined electron microprobe techniques. In *Electron Microscopy Society of Southern Africa. Proceedings*, 4, 71-72.
- Speer, J.A. (1982) Zircon. In P.H. Ribbe, Ed., *Orthosilicates, Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. p. 67-112. Mineralogical Society of America, Washington DC.
- Stöcklin, J. (1971) *Stratigraphic lexicon of Iran; Part 1: Central, North and East Iran*. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Stosch, H.G., Romer, R.L., Daliran, F., and Rhede, D. (2011) Uranium-lead ages of apatite from iron oxide ores of the Bafq District, East-Central Iran. *Mineralium Deposita*, 46, 9-21. <https://doi.org/10.1007/s00126-010-0309-4>
- Sturm, R. (2010) Morphology and growth trends of accessory zircons from various granitoids of the south-western Bohemian Massif (Moldanubicum, Austria). *Geochemistry*, 70(2), 185-196. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2009.05.001>
- Sturm, R., and Steyrer, H.P. (2003) Use of accessory zircon for the quantification of volume changes in ductile shear zones cutting plutonic rocks. *Geochemistry*, 63(1), 31-54. <https://doi.org/10.1078/0009-2819-00019>
- Torab, F. (2008) *Geochemistry and metallogeny of magnetite-apatite deposits of the Bafq Mining District, Central Iran*. 144 p. Ph.D. thesis, Faculty of Energy and Economic Sciences, Clausthal

University of Technology, Germany.

- Torab, F.M., and Lehmann, B. (2007) Magnetiteapatite deposits of the Bafq district, Central Iran: apatite geochemistry and monazite geochronology. *Mineralogical Magazine*, 71(3), 347–363. <https://doi.org/10.1180/minmag.2007.071.3.347>
- Torkian, A. (2013) Study of the whole rock geochemical behavior and minerals chemistry of feldspar and biotite in the E-Qorveh shear zone (Kurdistan). *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 21(3), 581-594. (in Persian).
- Tullis, J., Stünitz, H., Teyssier, C., and Heilbronner, R. (2000) Deformation microstructures in quartzofeldspathic rocks. *Journal of the Virtual Explorer*, 2. <https://doi.org/10.3809/jvirtex.2000.00019>
- Valley, J.W., Lackey, J.S., Cavosie, A.J., Clenchenko, C.C., Spicuzza, M.J., Basei, M.A.S., Bindeman, I.N., Ferreira, V.P., Sial, A.N., King, E.M., Peck, W.H., Sinha, A.K., and Wei, C.S. (2005) 4.4 billion years of crustal maturation: oxygen isotope ratios of magmatic zircon. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 150, 561-580. <https://doi.org/10.1007/s00410-005-0025-8>
- Vavra, G. (1990) On the kinematics of zircon growth and its petrogenetic significance: a cathodoluminescence study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 106, 90-99. <https://doi.org/10.1007/BF00306410>
- Vavra, G. (1994) Systematics of internal zircon morphology in major Variscan granitoid types. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 117, 331–344. <https://doi.org/10.1007/BF00307269>
- Vesali, Y., Sepidbar, F., Palin, R.M., and Chiaradia, M. (2021) Crustal architecture studies in the Iranian Cadomian arc: Insights into source, timing and metallogeny. *Ore Geology Reviews*, 136(3-4). <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104280>
- Vickers-Rich, P., Solemani, S., Farjandi, F., Zand, M., Linnemann, U., Hofmann, M., Wilson, S.A., Cas, R., and Rich, T.H. (2017) A preliminary report on new Ediacaran fossils from Iran. *Alcheringa: An Australasian Journal of Paleontology*. <https://doi.org/10.1080/3115518.2017.1384061>
- Wang, X., and Kienast, J.R. (1999) Morphology and geochemistry of zircon: a case study on zircon from the microgranitoid enclaves. *Science in China*, 42, 544-552. <https://doi.org/10.1007/BF02875249>
- Warr, L.N. (2021) IMA-CNMNC approved ainal symbols. *Mineralogical Magazine*, 85(3), 291-320. <https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>
- Watson E.B., and Harrison T.M. (1983) Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, 64(2), 295-304. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(83\)90211-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(83)90211-X)
- Watson, E.B. (1979) Zircon saturation in felsic liquids: experimental data and applications to trace element geochemistry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 70, 407-419.
- Whalen, J.B., Currie, K.L., and Chappell, B.W. (1987) A-type granites, geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95, 407-419. <https://doi.org/10.1007/BF00402202>
- Wilson, M. (1989) *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman Press, London, UK.
- Wu, F.Y., Sun, D.Y., Li, H.M., Jahn, B.M., and Wilde, S. (2002) A-type granites in northeastern China: age and geochemical constraints on their petrogenesis. *Chemical Geology*, 187(1-2), 143-173. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00018-9](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00018-9)
- Yazdi, M. (1997) Gold mineralization in the granitoid rocks of the Voltus area, Rozĭmĭtal Block, Czech Republic, 251 p. Ph.D. thesis, Institute of Geochemistry, Mineralogy and Mineral Resources, Charles University, Prague.
- Yazdi, M. (2009) *Radiogenic isotope geochemistry*, 270 p. Ball Publications, Tehran, Iran.
- Zhang, Y., and Xu, Z. (2016) Zircon saturation and Zr diffusion in rhyolitic melts, and zircon growth

geospeedometer. *American Mineralogist*, 101(6), 1252-1267. <https://doi.org/10.2138/am-2016-5462>

Zolala, F., Alipour-Asl, M., Sadeghian, M., Ghasemi, H., Zhai, M., and Amidi-Mehr, E. (2025) Mineralogy, geochemistry, and petrogenesis of iron oxide-apatite ores in the Bafq mining district, Central Iran: Proposed a new tectonic setting for mineralization. *Journal of Geochemical Exploration*, 275, <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2025.107785>