



Research Article

Magmatic evolution of volcanic rocks and subvolcanic dikes in the Gishoun deposit, northwest of Bam; based on petrographic and geochemical evidence

Ali Shahabinejad ¹, Hossein-Ali Tajeddin ²✉, Majid Ghaderi ³

¹ Ph.D. Student, Department of Economic Geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran, ali.shahabi@modares.ac.ir

² Assistant Professor, Department of Economic Geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran, h.tajeddin@modares.ac.ir

³ Professor, Department of Economic Geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran, mghaderi@modares.ac.ir

ARTICLE INFO

Received: 05 January 2026

Accepted: 10 June 2026

Keywords

Gishoun Deposit

Urumieh-Dokhtar Magmatic Belt

Petrogenesis

Eocene Volcanic-Subvolcanic Rocks

Continental Volcanic Arc



10.22108/ijp.2026.148054.1378

Introduction

Epithermal deposits form in shallow geothermal systems driven by magmatic heat and represent important sources of Au, Ag, and base metals such as Pb, Zn, and Cu worldwide (Sillitoe, 2010; Richards, 2015). Their formation is fundamentally controlled by the evolution of the underlying magmatic systems, as magma composition and physicochemical evolution govern hydrothermal fluid chemistry, metal transport, and ore precipitation (Hedenquist and Lowenstern, 1994; Richards, 2015). The Gishoun Pb-Zn deposit is located along the southwestern margin of the Lut Block, one of Iran's principal metallogenic provinces, and forms part of the Cenozoic tectono-magmatic framework of central Iran. This region was indirectly influenced by the Neotethyan subduction system and by the arc-related magmatism of the Urumieh-Dokhtar belt. Mineralization occurs mainly within the rhyolitic-dacitic volcanic rocks and is characterized by vein-veinlet, replacement, disseminated, and brecciated textures, accompanied by argillic, silicic, and chloritic alteration, with silicification closely associated with sulfide mineralization.

This study aims to constrain the petrogenesis and tectonic setting of the Eocene volcanic-subvolcanic rocks and to clarify their role in controlling alteration patterns and mineralization in the Gishoun epithermal system. Petrographic, geochemical, and structural characteristics of the host units are examined in an integrated framework, and their relationships with Pb-Zn sulfide mineralization are systematically assessed to provide a refined genetic model for the ore-forming processes in the region.

Regional geology

The Gishoun Pb-Zn deposit is located within the

southwestern margin of the Lut Block, one of the major structural domains of central Iran (Figure 1). This area

✉ Corresponding Author

To cite this article: Shahabinejad, A., Tajeddin, H.A., Ghaderi, M. (2026) Magmatic evolution of volcanic rocks and subvolcanic dikes in the Gishoun deposit, northwest of Bam; based on petrographic and geochemical evidence. *Petrological Journal*, 17(3), 1-30.



constitutes part of the Cenozoic tectono-magmatic framework of central Iran and was indirectly affected by the Neotethyan subduction system and associated arc magmatism of the Urumieh-Dokhtar belt. The study area is covered by the 1:250,000 Bam geological quadrangle map (Eftekharijad et al., 1993) and is dominated by Eocene volcanic and volcanoclastic sequences that unconformably overlie the Paleocene Kerman Conglomerate. The Eocene volcanic succession comprises alternating lava flows and pyroclastic units. Lava flows are mainly basaltic and dacitic in composition, whereas pyroclastic rocks include rhyolitic and dacitic tuffs, volcanic ash deposits, and widespread ignimbrites. Dacitic units constitute the principal host rocks for Pb-Zn mineralization and are spatially associated with hydrothermal alteration. Subvolcanic intrusions occur as diabase and granite dikes that intrude the Eocene volcanic units, commonly cutting the dacitic host rocks. These dikes show NW-SE and E-W trends and are locally accompanied by hydrothermal alteration, indicating a close temporal and genetic relationship with volcanic activity. Quaternary alluvial and colluvial deposits locally cover the older units.

Methodology

Field and laboratory studies were conducted on volcanic-subvolcanic units, with 60 samples selected for petrographic investigations and 30 samples analyzed for whole-rock geochemistry. Major oxides were determined by XRF, and trace and rare earth elements were analyzed by ICP-MS at the Zar-Azma Geochemical Laboratory. Geochemical data were processed using Excel and GCDkit to evaluate magmatic series, tectonomagmatic affinity, and magma evolution trends.

Results

Field and petrographic observations show volcanic rocks with porphyritic to glomeroporphyritic textures, containing phenocrysts of plagioclase, quartz, K-feldspar, biotite, clinopyroxene, and olivine in a fine-grained groundmass. Subvolcanic dikes exhibit porphyritic to microgranular textures with variable sericitization and iron-oxide alteration. Geochemically, the volcanic-subvolcanic suite ranges from basaltic to rhyolitic and plots in the medium- to high-K calc-alkaline to shoshonitic fields. All samples are enriched in LILE (Rb, Ba, Pb) and LREE but depleted in HFSE (Nb, Ta, Ti). Chondrite-normalized REE patterns show elevated La/Yb ratios and variable negative Eu anomalies. Diabase and granite have higher Rb, Th, and K₂O and lower Sr, Ni, and Cr than the associated volcanic rocks, consistent with advanced differentiation under relatively slow cooling.

Discussion

The geochemical data from the Gishoun volcanic-subvolcanic rocks indicate a continental magmatic arc setting linked to Neotethyan slab subduction. Nb/La (0.22-0.50), Ti/Yb (350-2300), and Th/Yb (0.9-1.5) are consistent with continental arc magmatism. LILE-LREE enrichment and HFSE depletion (Nb, Ta, Ti) reflect mantle-source modification by slab-derived fluids and melts. Fractional crystallization was the primary control on magmatic evolution: CaO, MgO, FeO_t, TiO₂, and P₂O₅ decrease with increasing SiO₂, indicating removal of clinopyroxene, olivine, Fe-Ti oxides, and apatite. Al₂O₃ behavior and negative Eu anomalies (Eu/Eu* = 0.61-0.83 in granitic dikes) record plagioclase fractionation; stronger Eu anomalies in subvolcanic dikes than in rhyolites suggest slower cooling in a deeper, more closed system. K₂O increases from <1% to >7%, with elevated K₂O/Na₂O, indicating shoshonitic to high-K calc-alkaline affinity. A/CNK <1 in most samples indicates metaluminous, I-type character; values of 1-1.1 in some felsic rocks suggest minor late-stage crustal contamination. Field evidence shows that doleritic dikes along NE-SW mineralized trends acted as the main heat source, driving convection and ore deposition in dacitic host rocks, whereas NW-SE granitic dikes are discordant, unaltered, and sulfide-free. These findings support classical epithermal models driven by magmatic heat and show that structural orientation and emplacement timing of subvolcanic dikes were critical controls on mineralization in the Eocene volcanic belt of the Urumieh-Dokhtar arc.

Conclusion

Petrographic and geochemical data from the Gishoun volcanic-subvolcanic rocks indicate a continental magmatic arc setting related to Neotethyan slab subduction. LILE-LREE enrichment, Nb-Ti depletion, and Nb/La, Ti/Yb, and Th/Yb ratios are consistent with continental arc magmatism. Fractional crystallization was the main process controlling compositional variations, as shown by decreasing CaO, MgO, FeO_t, TiO₂, and P₂O₅ with increasing SiO₂, reflecting removal of mafic minerals and apatite. In the volcanic rocks, the basalt→andesite→dacite→rhyolite transition shows increasing Rb, Th, and K₂O and decreasing Sr and Ni; this trend continues in subvolcanic dikes from doleritic to granitic, with granitic dikes having higher Rb, Th, and K₂O and lower Sr and Ni compared to their doleritic counterparts. This continuous mafic-to-felsic trend, regardless of emplacement timing, points to fractional crystallization as the key driver of magmatic evolution. Subvolcanic dikes represent more advanced fractionation under slower cooling conditions. Therefore, alignment between subvolcanic dike trends and ore-bearing structures can serve as a practical exploration guide for epithermal mineralization in the Urumieh-Dokhtar belt.



تکامل ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی و دایک‌های نیمه‌ژرف کانسار گیشون، شمال باختری بم؛ بر پایه شواهد سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی

علی شهابی نژاد^۱، حسینعلی تاج‌الدین^۲ , مجید قادری^۳

^۱ دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران، ali.shahabi@modares.ac.ir

^۲ استادیار، گروه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران، h.tajeddin@modares.ac.ir

^۳ استاد، گروه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران، mghaderi@modares.ac.ir

چکیده

اطلاعات مقاله

کانسار سرب و روی گیشون در شمال باختری بم، در کرانه جنوب باختری بلوک لوت و در پهنه تکتونوماگمایی سنوزویک ایران مرکزی، وابسته به کمان ماگمایی ارومیه-دختر جای دارد. سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه دربردارنده بازالت، آندزیت، داسیت، ریولیت و توف‌های آذرآواری هستند و از دیدگاه کانی‌شناسی بیشتر از پلاژیوکلاز، کوارتز، پتاسیم‌فلدسپار، بیوتیت، کلینوپیروکسن و الیون ساخته شده‌اند. همچنین، دایک‌های نیمه‌ژرف در دو ترکیب دلریتی و گرانیته در منطقه دیده می‌شوند. این سنگ‌ها از سری ماگمایی کالک‌آلکالین با پتاسیم متوسط تا بالا تا شوشونیتی به‌شمار می‌روند و کاهش هماهنگ مقادیرهای CaO ، MgO ، FeO ، TiO_2 و P_2O_5 در برابر افزایش SiO_2 ، گویای نقش فرایند تبلوربخشی در تکامل ماگمای آنهاست. غنی‌شدگی از عنصرهای LILE و LREE همراه با ناهنجاری منفی عنصرهای Ta، Nb و Ti، از ویژگی‌های شاخص این سنگ‌ها به‌شمار می‌رود. دایک‌های دلریتی که منبع گرمایی اولیه هستند، با غلظت بالاتر Sr و Ni و ناهنجاری Eu کمتر، نقش سازنده‌ای در پیدایش کانسار اپی‌ترمال گیشون داشته‌اند؛ اما دایک‌های گرانیته با غنی‌شدگی از Rb، Th و K_2O و ناهنجاری Eu شدیدتر، مستقل از کانی‌سازی هستند. مجموع داده‌های سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی نشان می‌دهد همه واحدهای سنگی گیشون در محیط کمان ماگمایی قاره‌ای وابسته به فرورانش نئوتتیس پدید آمده‌اند.

تاریخ دریافت ۱۴۰۴/۱۰/۱۵

تاریخ پذیرش ۱۴۰۵/۰۳/۲۰

کلید واژه‌ها

کانسار گیشون
پهنه ماگمایی ارومیه-دختر
سنگ‌زایی
سنگ‌های آتشفشانی-نیمه‌ژرف ائوسن
کمان آتشفشانی قاره‌ای



doi: 10.22108/ijp.2026.148054.1378

مقدمه

سامانه‌ها را فعالیت‌های ماگمایی تغذیه می‌کنند و کانسارهای ماگمایی-گرمایی زیرگروه اصلی آنها به‌شمار می‌روند. از مهم‌ترین تیپ‌های این کانسارها می‌توان کانسارهای اپی‌ترمال (Hedenquist et al., 2000;)

سامانه‌های ماگمایی-گرمایی نقش کلیدی در پیدایش بخش بزرگی از ذخایر معدنی فلزی زمین دارند (Sillitoe, 2010; Richards, 2015). بیشتر این

 نویسنده مسئول

استناد به این مقاله: شهابی‌نژاد، ع.، تاج‌الدین، ح.ع.، قادری، م. (۱۴۰۵) تکامل ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی و دایک‌های نیمه‌ژرف کانسار گیشون، شمال باختری بم؛ بر پایه شواهد سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی. پترولوژی، ۱۷ (۳)، ۱-۳۰.



(Simmons et al., 2005) و مس پورفیری را نام برد که بیشتر در پهنه‌های فروزان‌دیده می‌شوند و به‌طور معمول به ماگماهای کالک‌آلکالان وابسته هستند (Sillitoe, 2010; Richards, 2015). کانسارهای اپی‌ترمال که در سامانه‌های زمین‌گرمایی کم‌ژرفا و با محرک گرمای ماگمایی پدید می‌آیند، از منابع اصلی جهانی طلا، نقره و فلزات سرب-روی و مس به‌شمار می‌روند (Sillitoe, 2010; Richards, 2015). فرایند پیدایش این کانسارها ریشه در تکامل سامانه‌های ماگمایی زیرین دارد، جایی که ترکیب، زمان‌بندی و تکامل فیزیکوشیمیایی ماگماها بر شیمی سیال گرمایی، انتقال فلز و نهشت پایانی کانه تأثیر می‌گذارند (Hedenquist and Lowenstern, 1994; Richards, 2015; John et al., 2018). در ایران، پهنه ماگمایی ارومیه-دختر از مناطق فلززایی مهم به‌شمار می‌رود که دربردارنده کانسارهای اپی‌ترمال و پورفیری است (Aghazadeh et al., 2015; Shafiei et al., 2009, 2022; Mokhtari et al., 2022; Raeisi et al., 2021, 2024). کانسار سرب و روی گیشون در ۱۰۰ کیلومتری شمال‌باختری بم و از دیدگاه زمین‌ساختی و ساختاری در کرانه جنوب‌باختری بلوک لوت جای دارد و بخشی از پهنه تکتونوماگمایی سنوزوییک ایران مرکزی است که نامستقیم سامانه فرورانشی نئوتتیس و ماگماتیسیم کمان ارومیه-دختر بر آن اثر گذاشته‌اند (شکل ۱-۱). کانه‌زایی در واحدهای آتشفشانی داسیتی، ریولیتی و توف داسیتی روی داده است و دربردارنده سه گونه اصلی است: (۱) کانه‌زایی سرب و روی (گالن و اسفالریت) به‌صورت رگه‌ای، برشی و جانشین، (۲) کانه‌زایی مس-طلا-نقره (کالکوپیریت، تتراهدریت-تنانتیت) به‌صورت پراکنده و رگچه‌ای و (۳) کانه‌زایی رگه‌ای باریت. دگرسانی‌های همراه دربردارنده پنج گونه سیلیسی، سریسیتی، آرژلیک، کلریتی و کربناتی هستند که الگوی پهنه‌بندی مشخصی از مرکز رگه به‌سوی سنگ دیواره نشان می‌دهند. دگرسانی‌های سریسیتی و آرژلیک همراه با کانه‌زایی هستند و دگرسانی سریسیتی رابطه مستقیمی با

کانه‌سازی دارد. دگرسانی سیلیسی بیشتر همراه با کانه‌زایی باریت و مس-طلا-نقره است و در ارتباط با کانه‌زایی سرب و روی شدت کمتری دارد. دگرسانی کلریتی در همه واحدهای سنگی گسترش دارد و دگرسانی کربناتی به دو صورت همراه با کانه‌زایی سرب و روی و در مراحل پایانی به‌صورت قطع‌کننده رخ داده است. بر پایه بررسی‌های صحرایی و مقاطع میکروسکوپی، کانه‌های اولیه در کانسار گیشون شامل گالن، اسفالریت، پیریت و آرسنوپیریت، کالکوپیریت و تتراهدریت-تنانتیت، باریت هستند. کانه‌های ثانویه که از هوازدگی کانه‌های اولیه پدید آمده‌اند، دربردارنده آنگلیت، سروزیت، ملاکیت، آزوریت و کوولیت و هماتیت و گوتیت هستند که در پهنه اکسیداسیون سطحی کانسار پدید آمده‌اند. با وجود جایگاه امیدبخش این کانسار و شواهد اولیه کانه‌زایی، هیچ‌گونه بررسی در زمینه ویژگی‌های سنگ‌نگاری و سنگ‌زایی و همچنین، نقش دقیق سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌ژرف میزبان در فرایندهای کانه‌زایی انجام نشده است. ازاین‌رو، این پژوهش با هدف تکمیل درک موجود از فرایندهای زایشی و ماگمایی در کانسار گیشون، یک بررسی جامع زمین‌شناسی صحرایی، سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی روی سنگ‌های کل واحدهای سنگ‌شناسی کلیدی انجام داده است. این بررسی با هدف روشن کردن ارتباط زایشی میان ماگماتیسیم و کانه‌زایی سولفیدی در منطقه، چارچوب سنگ‌زایی مستحکمی را برای بهبود راه‌بردهای پی‌جویی فراهم می‌آورد.

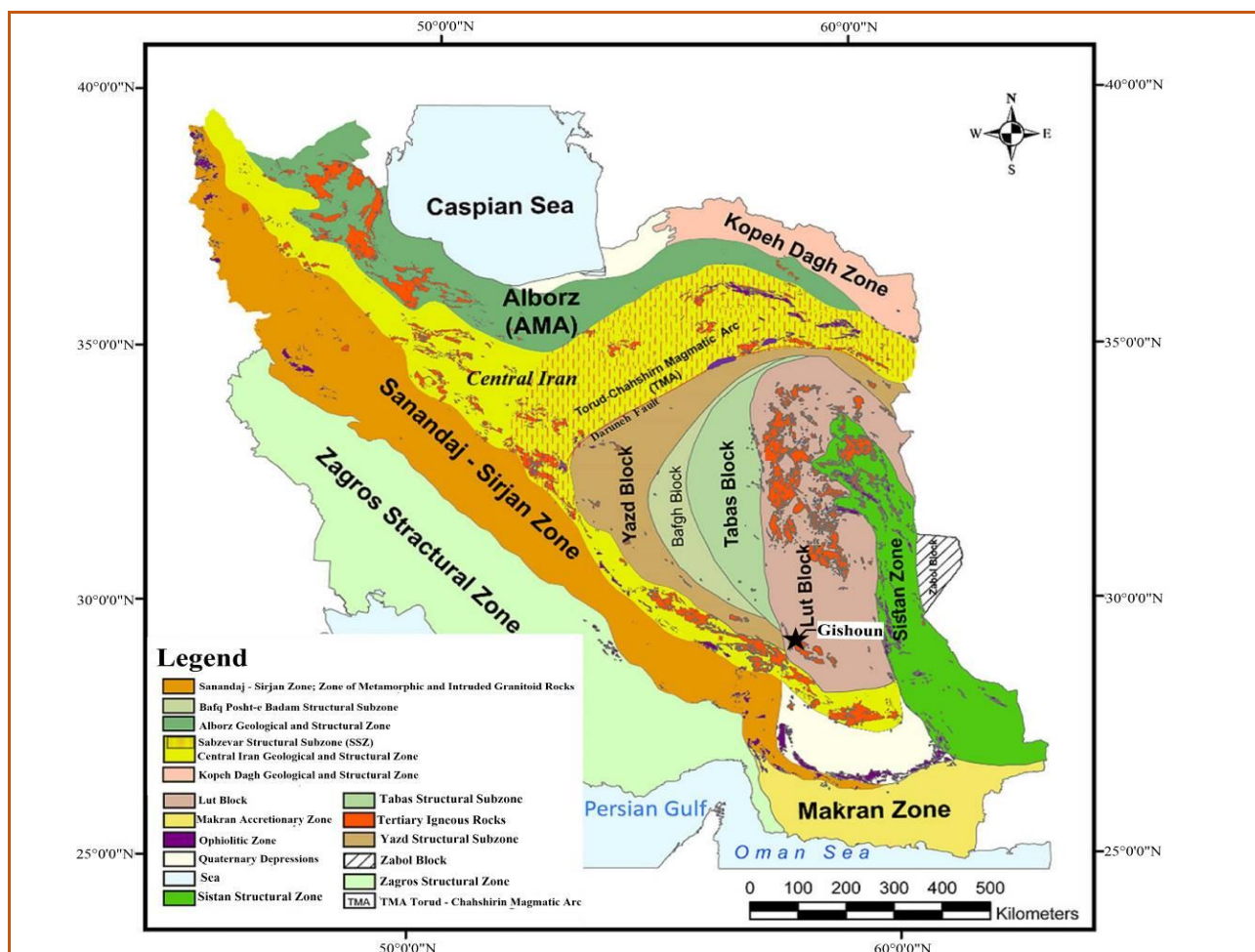
زمین‌شناسی محدوده

پهنه ماگمایی ارومیه-دختر با روند شمال‌باختری-جنوب‌خاوری از مهم‌ترین پهنه‌های ماگمایی و فلززایی ایران است که مجموعه‌ای از سامانه‌های پورفیری مس-مولیبدن، مس-طلا و کانسارهای اپی‌ترمال طلا و مس را در خود جای داده است (Shafiei et al., 2009, 2022; Aghazadeh et al., 2015; Raeisi et al., 2021, 2024; Mokhtari et al., 2022; Shahabinejad et al.,

(al., 2019; Azizi et al., 2021; Raeisi et al., 2024). فعالیت‌های آذرین ائوسن، نخستین مرحله ماگماتیسم در منطقه بوده‌اند که در پی آنها، توده‌های گرانیتوئیدی الیگوسن و مجموعه‌ای از توده‌ها و آپوفیزهای نیمه‌زرف میوسن تا پلیوسن در منطقه جایگیر شده‌اند (Atapour and Aftabi, 2007; Zarasvandi et al., 2019). کانه‌زایی پورفیری و اپی‌ترمال در این ناحیه بیشتر با ماگماتیسم کالک‌آلکالن ائوسن و توده‌های حد واسط تا اسیدی نیمه‌زرف با سرشت آداکتی در میوسن-پلیوسن در ارتباط است (Richards and Sholeh, 2016).

(2020, 2024, 2026). بیشتر ذخایر بزرگ پورفیری مانند سرچشمه، میدوک و درالو در بخش جنوب‌خاوری این پهنه جای دارند؛ بخشی که با نام کمربند مس پورفیری کرمان (¹KPCB) نیز شناخته می‌شود و رخدادهای ماگماتیسم و فلززایی میوسن در پیدایش آن نقش کلیدی داشته‌اند (Dimitrijevic, 1973; Taghipour et al., 2008). این پهنه پیامد ماگماتیسم وابسته به کرانه فعال قاره‌ای برآمده از فروورانش صفحه عربی به زیر صفحه ایران است (Shahabpour, 1992; Asadi, 2018; Zarasvandi et al., 2020, 2024, 2026).

¹ Kerman Porphyry Copper Belt

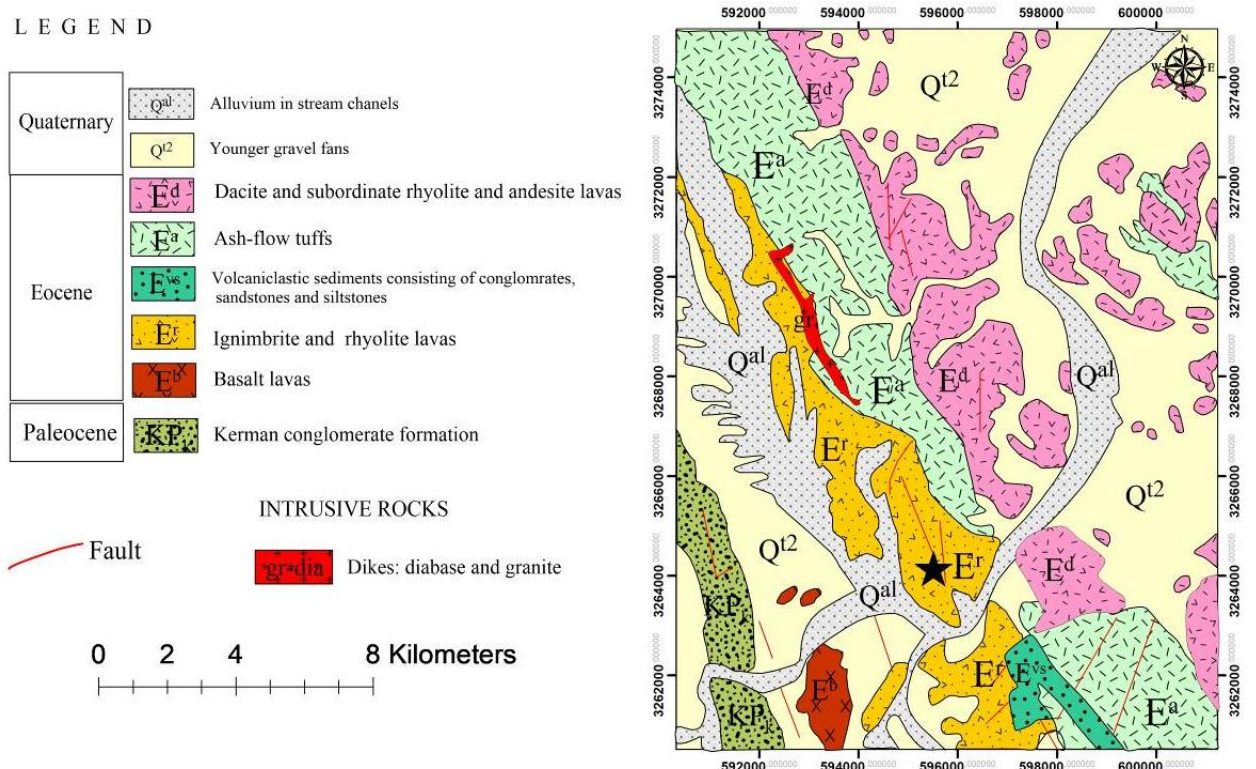


شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی-ساختاری ایران (اصلاح‌شده و ساده‌شده از Stöcklin (1968) و Alavi (1991) که در آن جایگاه محدوده کانسار گیشون (ستاره سیاه‌رنگ) روی پهنه ارومیه-دختر نشان داده شده است.

Figure 1. Structural-geological map of Iran (modified and simplified after Stöcklin (1968) and Alavi (1991), showing the location of the Gishoun deposit area (indicated by the black star) within the Urmieh-Dokhtar Magmatic Belt (UDMB).

کرتاسه ساختار شده است. واحدهای آئوسن بیشتر توالی‌های کمابیش منظمی از واحدهای گدازه‌ای (گدازه‌های داسیتی و بازالتی) و واحدهای آذرآواری دربردارنده توف‌های ریولیتی و توف داسیتی هستند. همچنین، در این محدوده، واحدهای نیمه‌ژرف دربردارنده دایک‌های دلریتی و گرانیتی دیده می‌شوند که در واحدهای آئوسن نفوذ کرده‌اند. در ادامه به تفصیل به این واحدها پرداخته می‌شود.

کانسار گیشون در کرانه جنوب‌باختری بلوک لوت و بخشی از پهنه تکتونوماگمایی سنوزویک ایران مرکزی است (شکل ۱-۱). این گستره که در نقشه زمین‌شناسی چهارگوش ۲۵۰,۰۰۰:۱ بم (Eftekharnejad et al., 1993) نشان داده شده است (شکل ۲)، با واحدهای سنگی آئوسن که خود روی سازند کرمان جای دارند، پوشیده شده است. سازند کنگلومرای کرمان با سن پالئوسن، از گونه کنگلومراست و از قطعه‌سنگ‌های آهکی



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی کانسار گیشون بر پایه نقشه زمین‌شناسی چهارگوش ۲۵۰,۰۰۰:۱ بم (Eftekharnejad et al., 1993).

Figure 2. Geological map of the Gishoun deposit based on 1:250,000 geological map of the Bam quadrangle (Eftekharnejad et al., 1993).

کنگلومرای کرمان (KP)

متشکل از لایه‌های ماسه‌سنگی و سیلتستونی است. ترکیب قلوه‌های این کنگلومرا بیشتر از سنگ‌های آهکی سازندهای کرتاسه است و دربردارنده قطعاتی از سنگ‌های آذرین و شیل‌های ژوراسیک نیز است. سیمان کلسیتی موجود در این سنگ، مقاومت بالای آن در برابر فرسایش را به دنبال داشته است. از دیدگاه زمین‌شناسی ساختمانی، این واحد یک افق کلیدی زمین‌ساختی شناخته می‌شود که نشان‌دهنده یک رویداد کوهزایی مهم در پایان کرتاسه

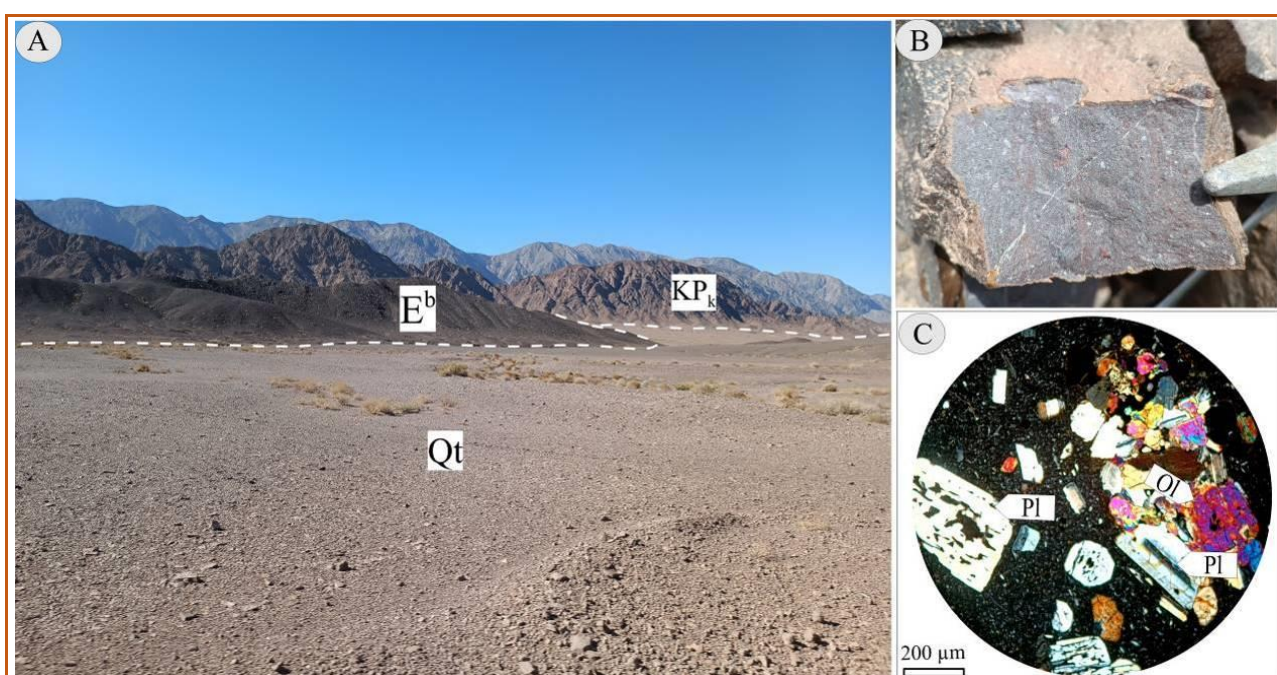
این واحد که به صورت ناهمشیب روی سازندهای کرتاسه جای گرفته است، کهن‌ترین سنگ‌های ترشیری در گستره گیشون دانسته می‌شود. این واحد که کنگلومرای قاعده پالئوسن نیز نامیده شده است، بیشتر در یک سامانه مخروط افکنه‌ای بزرگ نهشته شده است و دو بخش اصلی دارد: بخش زیرین دربردارنده کنگلومرای درشت‌دانه با قلوه‌های کاملاً گردشده و بخش زیرین

بخش‌های جنوب‌باختری و باختر محدوده گسترش یافته است (شکل ۳-۱). سنگ‌های این واحد در نمونه‌های دستی ساختاری متراکم، ریزدانه و بسیار سخت با رنگ سبز تیره تا خاکستری تیره دارند (شکل ۳-۲). از دیدگاه کانی‌شناسی، پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی، به‌صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شود (شکل ۳-۳). این سنگ‌ها بیشتر بافت پورفیری و گلومروپورفیری دارند و از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیوین تشکیل شده‌اند.

و آغاز پالئوسن در منطقه است (Eftekharnjad et al., 1993). ستبرای این واحد از ۵۰ متر در برخی بخش‌ها تا بیش از ۳۰۰ متر در دیگر بخش‌ها در نوسان است و افزون بر منطقه گیشون، در شمال‌باختری محدوده نیز گسترش چشمگیری دارد.

واحد گدازه بازالتی (E^b)

واحد گدازه بازالتی (E^b) به‌صورت هم‌شیب و یا با مرز گسلی روی کنگلومرای کرمان جای گرفته است و بیشتر در



شکل ۳.۱. نمایش از واحد گدازه بازالتی (E^b) به‌صورت هم‌شیب و یا با مرز گسلی روی کنگلومرای کرمان جای گرفته است (دید رو به شمال‌باختری)؛ (B) تصویر نمونه دستی از واحد بازالتی در کانسار گیشون؛ (C) تصویرهای میکروسکوپی (XPL) از واحد گدازه بازالتی (E^b) که دربردارنده بلورهای الیوین (Ol) و پلاژیوکلاز (Pl) در زمینه شیشه است. کوه‌نوشت کانی‌ها برگرفته از وار (Warr, 2021).

Figure 3. A) A view of the basaltic lava unit (E^b), emplaced conformably or with a faulted contact overlying the Kerman Conglomerate (view looking NW); **B)** Hand-specimen photograph of the basaltic lava unit from the Gishoun deposit; **C)** Photomicrographs (cross-polarized light, XPL) of the basaltic lava unit (E^b), containing olivine (Ol) and plagioclase (Pl) phenocrysts embedded in a glassy groundmass. Mineral abbreviations from Warr (2021).

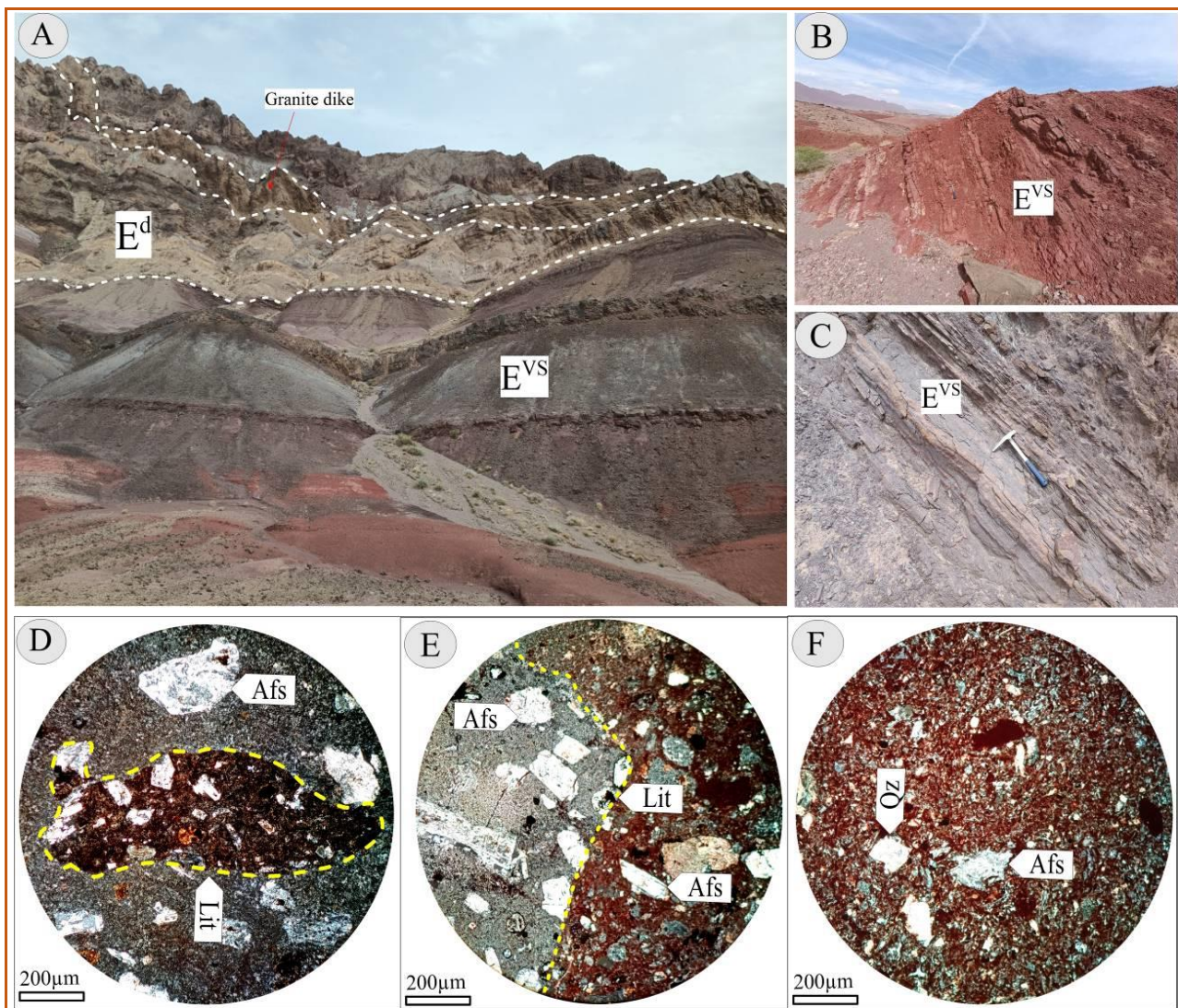
کریستال ویتربیک و کریستال لیتیک)، کنگلومرای ولکانوژن و همچنین، میان‌لایه‌هایی از گدازه‌های اسیدی تا مافیک است (شکل ۴-۱). رنگ‌بندی رخنمون این واحد بسیار گوناگون است و طیف‌های نارنجی تا سرخ، خاکستری روشن تا تیره، سیاه، سفید و سبز روشن نشان می‌دهد

واحد کریستال لیتیک توف (E^{vs})

این واحد در بخش‌های خاوری و شمالی محدوده کانسار گیشون رخنمون دارد و از دیدگاه سنگ‌شناسی، دربردارنده مجموعه‌ای از ماسه‌سنگ، برش آتشفشانی با ترکیب اسیدی تا حد واسطه، گونه‌های توف (لیتیک،

توفی به اندازه چشمگیری به اکسیدهای آهن آغشته است و دربردارنده ذرات ریز کوارتز ثانویه پدیدآمده هنگام سیلیسی شدن است (شکل‌های D-۴، E-۴ و F-۴).

(شکل‌های B-۴ و C-۴). بررسی‌های میکروسکوپی گویای حضور کوارتز متوسط‌دانه، کانی‌های درشت سانیدین و آلبیت و اکسیدهای آهن هماتیتی-گوتیتی هستند. زمینه



شکل ۴. A) نمایی از واحد لیتیک توف (E^{vs}) در کانسار گیشون (دید رو به خاور؛ B، C) تصاویرهایی نزدیک از واحد لیتیک توف (E^{vs}) (دید رو به شمال؛ D، E، F) تصاویرهای میکروسکوپی (XPL) از واحد لیتیک توف (E^{vs}) که دربردارنده قطعات سنگی (Lit) و کوارتز (Qz)، پتاسیم‌فلدسپار (Afs) و اکسیدهای آهن هماتیتی-گوتیتی را نشان می‌دهد. کوتاه‌نوشت کانی‌ها برگرفته از وار (Warr, 2021).

Figure 4. A) A view of the lithic tuff unit (E^{vs}) at the Gishoun deposit (view looking E); B, C) Close-up photographs of the lithic tuff unit (E^{vs}) (view looking N); D, E, F) Photomicrographs (XPL) of the lithic tuff unit (E^{vs}), showing lithic fragments (Lit), quartz (Qz), coarse-grained orthoclase (Afs), and hematite-goethite iron oxides. Mineral abbreviations from Warr (2021).

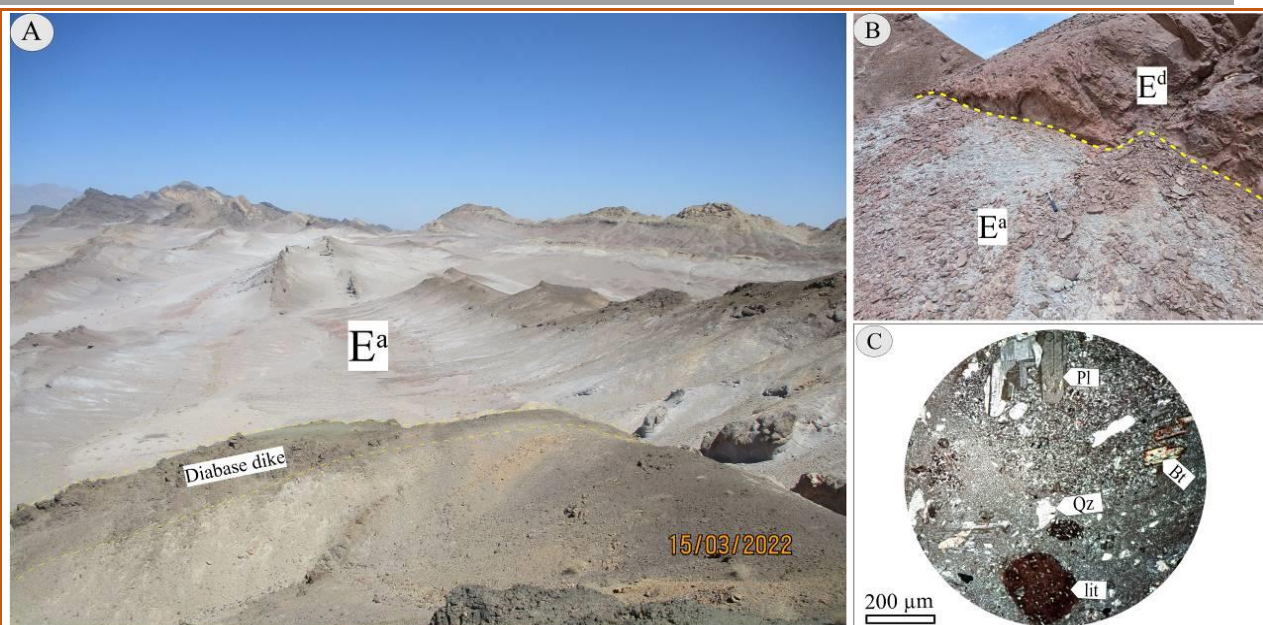
واحد توف‌های ریولیتی (E^a)

این واحد از قطعات سنگی (لیتیک) و سیمانی از خاکستر و بلور ساخته شده است (شکل‌های A-۵ و B-۵). قطعات سنگی با اندازه معمولاً کمتر از ۵ سانتیمتر، ترکیب‌های گوناگونی دارند که بر پایه بررسی‌های صحرایی و

توف‌های ریولیتی (واحد E^a) گسترش چشمگیری در این محدوده دارند و بیشتر با ریخت‌شناسی ملایم و سیمای تپه‌ماهوری با رنگ خاکستری تا سبز تیره رخنمون دارند.

پورفیری در زمینه نهان‌بلورین دیده می‌شود. بیوتیت با اندازه‌های گوناگون و پدیده اورالیتی‌شدن در ترک‌ها دیده می‌شوند (شکل ۵-۲).

آزمایشگاهی بیشتر اسیدی شناسایی شده‌اند. در بررسی نمونه دستی، بلورهای پلاژیوکلاز، بیوتیت و کوارتز کانی اصلی شناسایی شدند. در بررسی‌های میکروسکوپی، بافت



شکل ۵. A) نمای از واحد خاکسترهای آتشفشانی (E^a) در محدوده گیشون (دید رو به شمال)؛ **B)** تصویری نزدیک از مرز بین واحد خاکستر آتشفشانی (E^a) و واحد داسیتی (E^d)؛ **C)** تصویر میکروسکوپی (XPL) از واحد خاکسترهای آتشفشانی (E^a) دربردارنده بلورهای کوارتز (Qz) و بیوتیت (Bt)، پلاژیوکلاز (Pl) و قطعات سنگی (Lit). کته‌نوشت کانی‌ها برگرفته از وار (Warr, 2021).

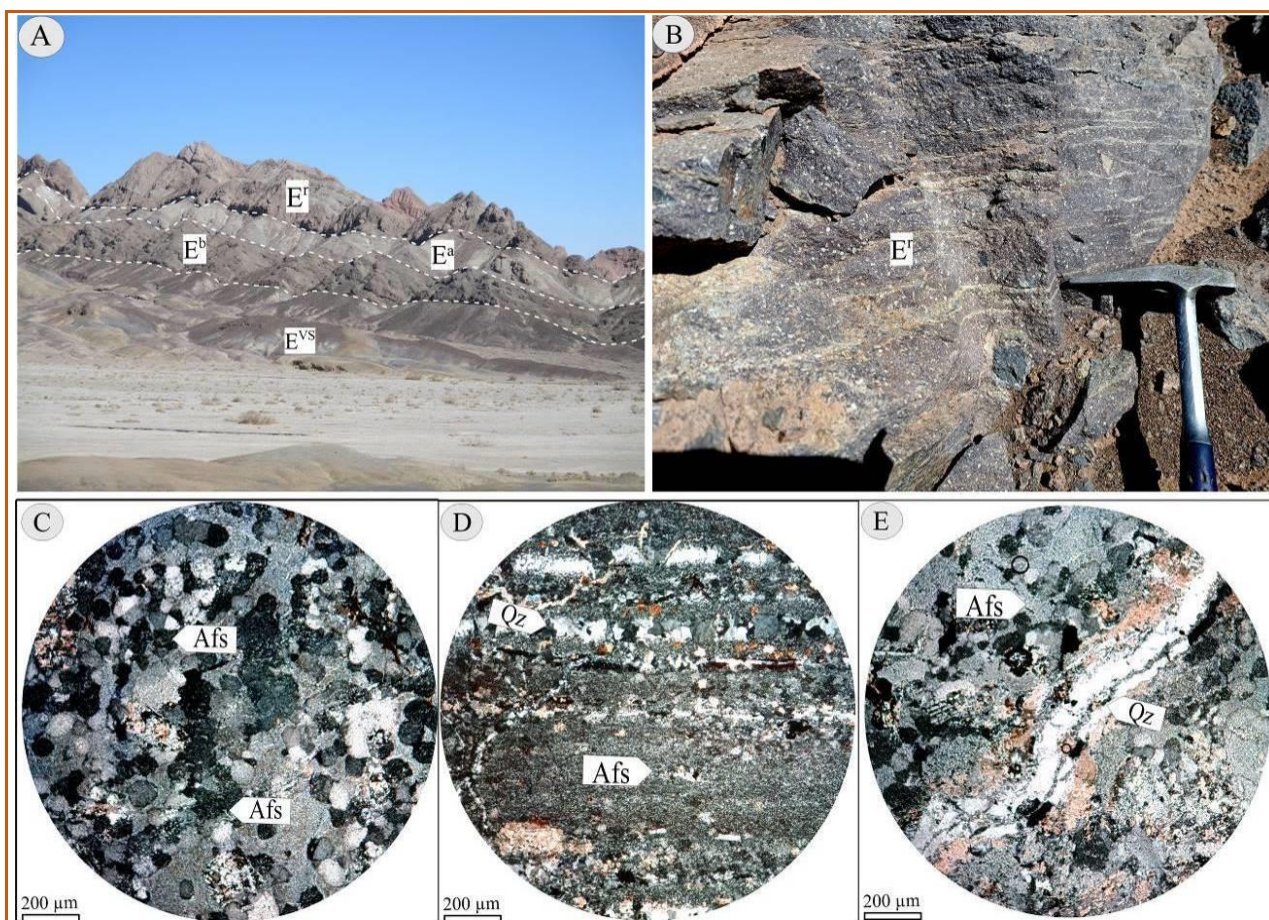
Figure 5. A) A view of the volcanic ash unit (E^a) in the Gishoun deposit (view looking N); **B)** Close-up photograph showing the contact between the volcanic ash unit (E^a) and the dacitic unit (E^d); **C)** Photomicrograph (XPL) of the volcanic ash unit (E^a), containing quartz (Qz), biotite (Bt), plagioclase (Pl), and lithic fragments (Lit). Mineral abbreviations from Warr (2021).

واحد گدازه‌های ریولیتی (E^r)

واحد گدازه‌های ریولیتی بخش بزرگی از بیرون‌زدگی‌های سطحی را در بر گرفته است. این واحد که در برابر فرسایش (پیامد چیرگی سیلیس در ترکیب سنگ) بیشترین ایستادگی را نشان می‌دهد، مرتفع‌ترین پستی و بلندی‌های منطقه را پدید آورده است (شکل ۶-۱). رخنمون‌های این سنگ در حالت تازه به رنگ کرمی تا خاکستری روشن است؛ اما سطوح هوازده به رنگ خاکستری مایل به صورتی دیده می‌شوند (شکل‌های ۶-۱ و ۶-۲). از دیدگاه بافتی، این واحد تنوع چشمگیری دارد و بافت‌های میکروگرانولار، میکرواسفرولیتی و پورفیری در آن دیده می‌شوند. حضور بافت اسفرولیتی که به صورت رشد شعاعی ایفای کوارتز یا فلدسپار در زمینه شیشه‌ای دیده می‌شود، گویای

فروسرمایش^۲ ماگما در هنگام جایگیری و تبلور پرشتاب آن است. کانی‌های ارتوز (پتاسیم‌فلدسپار) به‌صورت بلورهای پراکنده با اندازه درشت تا ریز دیده می‌شوند که گاه در امتداد درزه‌ها تحت تأثیر فرایندهای گرمایی، دچار دگرسانی شده‌اند (شکل ۶-۲). از دیگر ویژگی‌های شاخص این واحد، وجود ساختارهای جریان به‌صورت نوارهای خطی و خمیده موازی است که پیامد حرکت و جهت‌گیری هنگام فوران گدازه‌های ریولیتی است (شکل‌های ۶-۲ و ۶-۳). این ساختار به‌همراه بافت اسفرولیتی، از ویژگی‌های بارز واحد ریولیتی است که گویای سردشدگی پرشتاب و تکامل ماگمایی در شرایط نزدیک به سطح است.

² undercooling



شکل ۶. A نمای از واحد گدازه‌ی ریولیتی (E^r) (دید رو به شمال‌خاوری)؛ **B** نمایی نزدیک از واحد گدازه‌ی ریولیتی (E^r) با بافت جریان‌ی؛ **C, D, E** تصویرهای میکروسکوپی (نور عبوری با نیکول‌های متقاطع، XPL) از واحد گدازه‌ی ریولیتی که از شکل‌های شعله‌مانند کوارتز (Qz) و پتاسیم‌فلدسپار (Afs) ساخته شده است. کوته‌نوشت کانی‌ها برگرفته از وار (Warr, 2021).

Figure 6. A Field view of the rhyolitic lava unit (E^r) (view looking NE); **B** Close-up photograph of the rhyolitic lava unit (E^r) displaying flow texture; **C, D, E** Photomicrographs (transmitted cross-polarized light, XPL) of the rhyolitic lava unit, showing flame-like (Qz) and K-feldspar (Afs) crystals. Mineral abbreviations from Warr (2021).

واحد داسیتی (E^d)

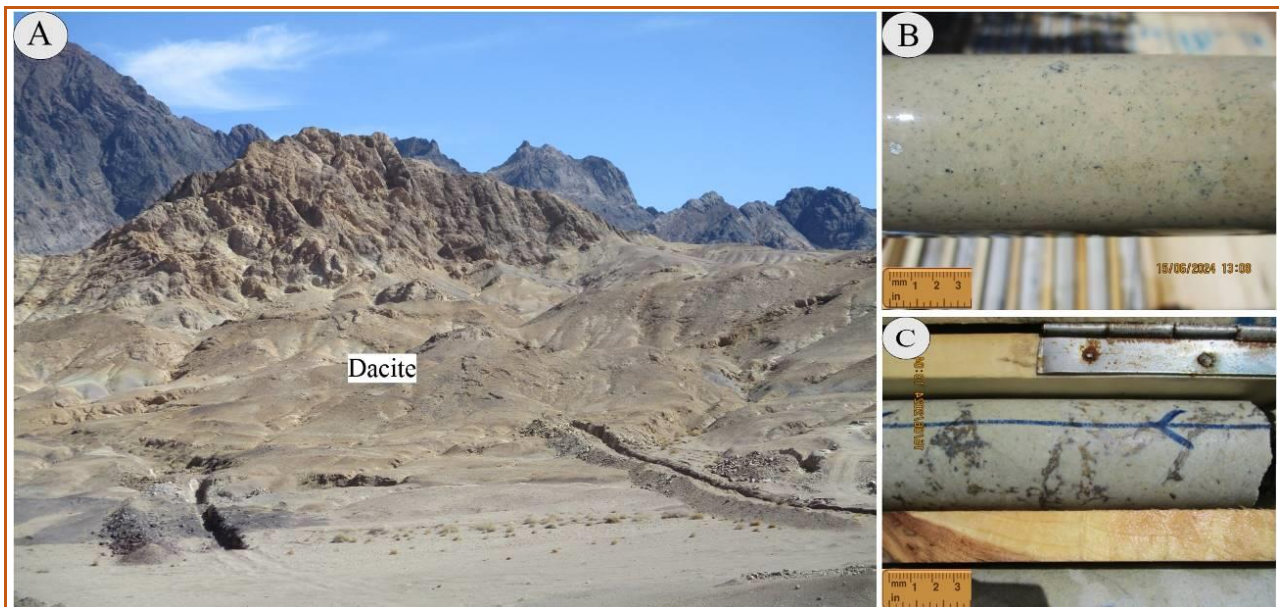
شده و به رنگ قهوه‌ای سوخته رخداد دارد. بافت‌های فرعی دربردارنده تراکیتی و شیشه‌ای هستند و در زمینه سنگ، فنوکریست‌های ارتوز، پلاژیوکلاز و بیوتیت همراه با کانی‌های کدر دیده می‌شوند (شکل ۸-۷).

دایک‌ها (gd - dia)

دایک‌های گستره گیشون با دو روند ساختاری اصلی شمال‌باختری-جنوب‌خاوری و شمال‌خاوری-جنوب‌باختری بروزند دارند که ارتباط نزدیکی با سامانه گسلی منطقه نشان می‌دهند. دایک‌های گرانیته با روند شمال‌باختری-جنوب‌خاوری (شکل‌های ۹-۸ و ۹-۷) در امتداد گسل‌های اصلی گستره جایگیری کرده‌اند و بافت پورفیری

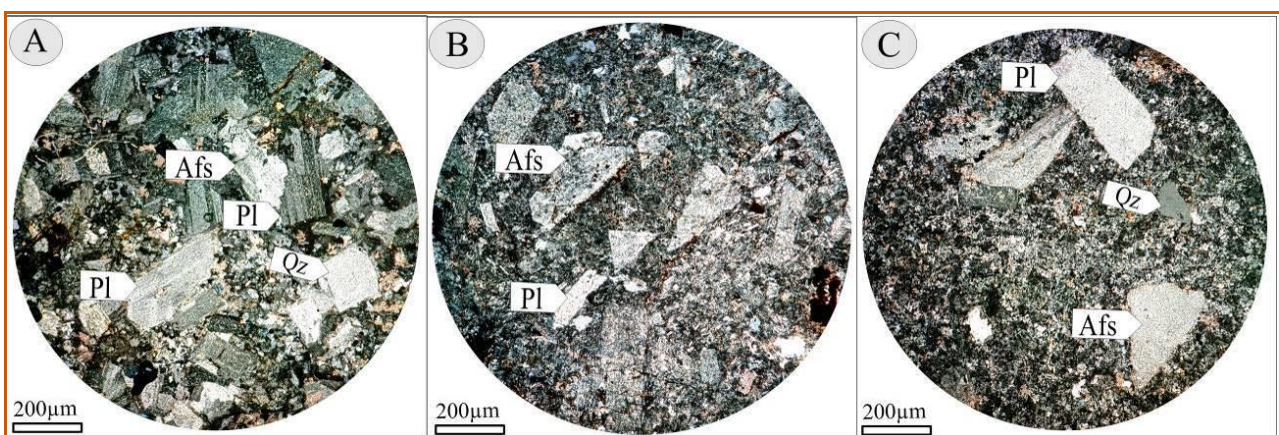
این واحد سنگ میزبان اصلی کانه‌زایی در کانسار گیشون است (شکل‌های ۷-۸، ۷-۷ و ۷-۷). واحد داسیتی با رنگ خاکستری روشن، بیشتر در بخش‌های جنوب‌باختری محدوده رخمون دارد و نمونه‌های هوازده به رنگ خاکستری متمایل به قهوه‌ای و صورتی هستند (شکل‌های ۷-۸ و ۷-۷). از دیدگاه سنگ‌شناسی، این واحد بافت پورفیری با فنوکریست‌های کوارتز، پلاژیوکلاز و ارتوز دارد. پلاژیوکلاز به صورت فنوکریست‌های شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با پهنه‌بندی دیده می‌شود (شکل‌های ۸-۸ و ۸-۷). کانی بیوتیت به صورت اکسید

با زمینه ریزبلور کوارتز-فلدسپاری دارند. پتاسیم‌فلدسپار ماکل کارلسباد و بافت پرتیتی در زمینه یافت می‌شود از گونه ارتوز است و به صورت فنوکریست‌های درشت با (شکل ۹-۲-۱).



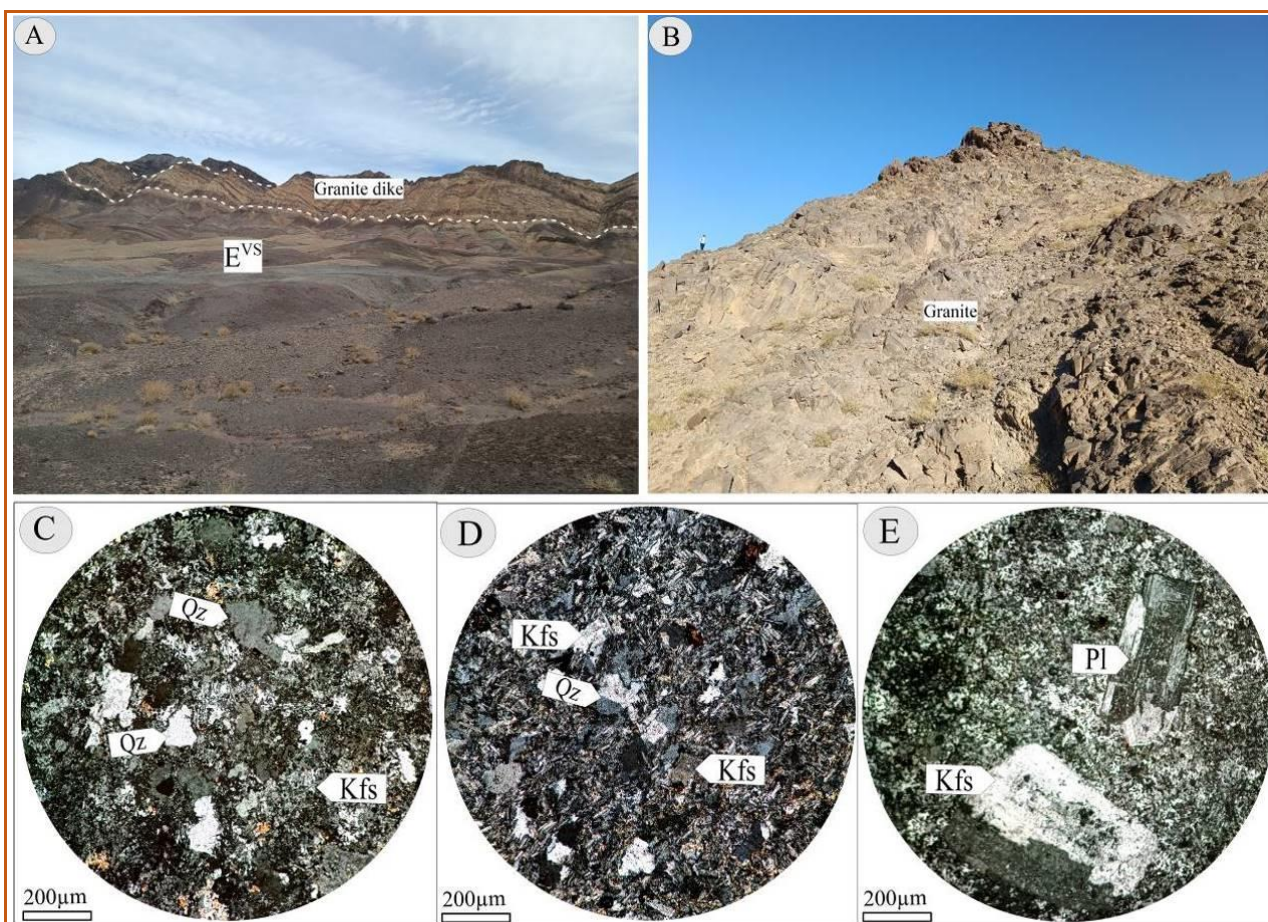
شکل ۷. A) نمایی از واحد داسیتی و زون‌های دگرسانی و کانه‌زایی (E^d) (دید رو به جنوب‌خاوری)؛ B) تصویری از واحد داسیتی در یک نمونه مغزه حفاری؛ C) تصویری از پیدایش کانه‌زایی سرب و روی سولفیدی در واحد داسیتی (E^d).

Figure 7. A) Field view of the dacitic unit (E^d) and its associated alteration and mineralization zones (view looking SE); **B)** Photograph of the dacitic unit in a drill-core sample; **C)** Representative photograph showing the occurrence of lead-zinc sulfide mineralization within the dacitic unit (E^d).



شکل ۸. A، B و C) تصویرهای میکروسکوپی (XPL) از واحد داسیتی (E^d) که بیشتر از بلورهای کوارتز (Qz)، پلاژیوکلاز (Pl) و پتاسیم‌فلدسپار (Kfs) و در خمیره از بلورهای پلاژیوکلاز (Pl) ساخته شده است. کته‌نوشت کانی‌ها برگرفته از وار (Warr, 2021).

Figure 8. A, B, C) Photomicrographs (XPL) of the dacitic unit (E^d), consisting predominantly of quartz (Qz), potassium feldspar (Afs), and plagioclase (Pl) phenocrysts set in a groundmass dominated by plagioclase (Pl) laths. Mineral abbreviations from Warr (2021).



شکل ۹. A) نمای از دایک با ترکیب گرانیتی که به صورت خطی در واحد لیتیک توف نفوذ کرده است (دید رو به شمال خاور)؛ **B)** نمایی نزدیک از دایک گرانیتی؛ **C، D و E)** تصویرهای میکروسکوپی (XPL) از دایک‌های با ترکیب گرانیتی که بیشتر از بلورهای کوارتز (Qz)، پتاسیم‌فلدسپار (Kfs)، پلاژیوکلاز (Pl) در خمیره از پتاسیم‌فلدسپار ساخته شده است. کوته‌نوشت کانی‌ها برگرفته از وار (Warr, 2021).

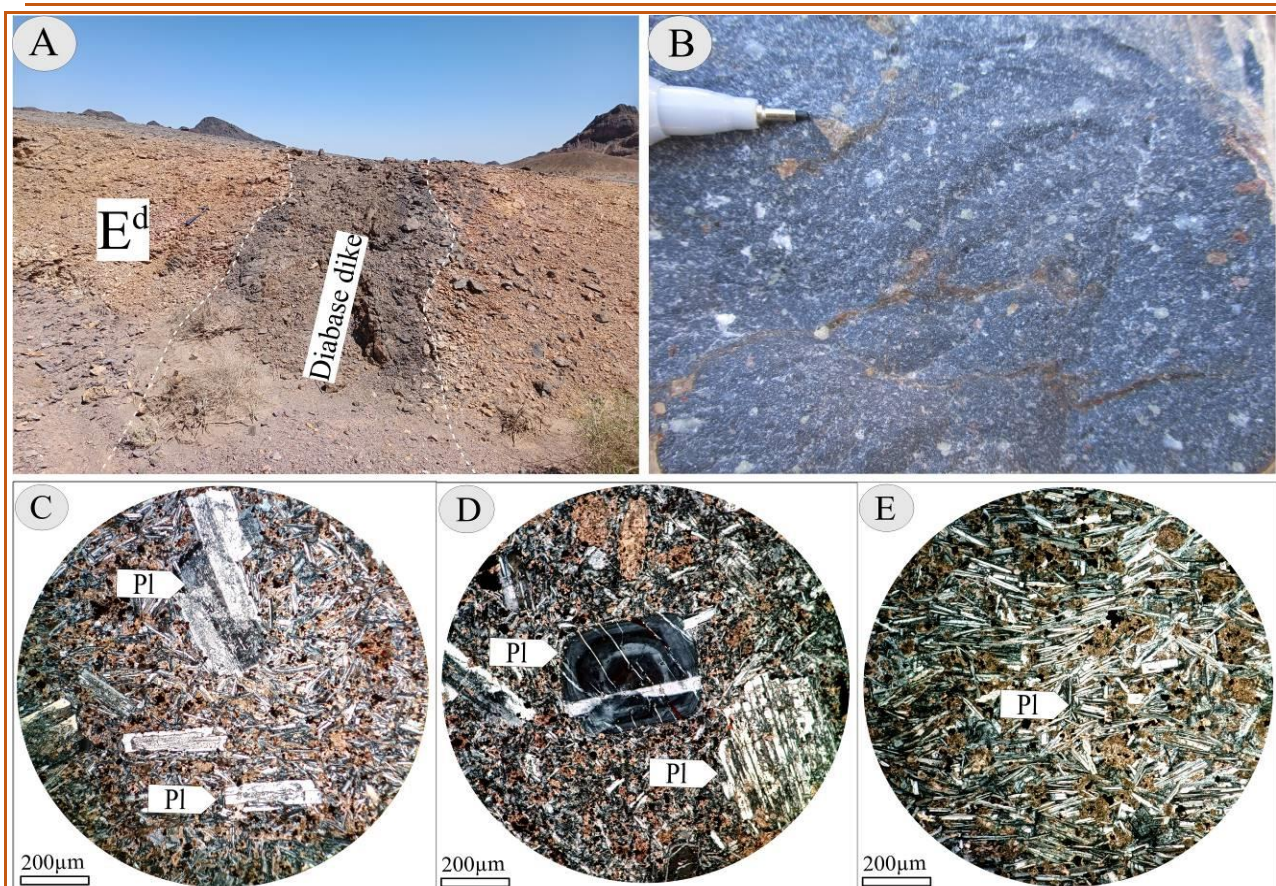
Figure 9. A) Field photograph of a granitic dyke intruding linearly into the lithic tuff unit (view looking NE); **B)** Close-up view of the granitic dyke; **C, D, E)** Photomicrographs (XPL) of the granitic dykes consisting mainly of quartz (Qz), potassium feldspar (Kfs), and plagioclase (Pl) phenocrysts set in a potassium feldspar-rich groundmass (Kfs). Mineral abbreviations from Warr (2021).

به رنگ قهوه‌ای دیده می‌شوند (شکل‌های A-۱۰ و ۱۰-**B**).

از دیدگاه بافتی، این دایک‌ها بافت پورفیری تا میکروگرانولار (دلریتی) دارند و از ویژگی‌های شاخص آنها حضور کلینوپیروکسن با اندازه درشت (تا ۵ میلی‌متر) و ماکل ساده و پهنه‌بندی ضعیف است (شکل ۱۰-**C**). پلاژیوکلاز به صورت فنوکریست‌های کشیده و شکل‌دار با ماکل پلی‌سینتتیک و بافت تراکیتی در زمینه دیده می‌شود (شکل‌های D-۱۰ و ۱۰-**E**).

بیشتر بیوتیت‌ها که به رنگ قهوه‌ای تیره هستند حاشیه‌های اکسیدشده دارند و گاه همراه با کانی فرعی آپاتیت دیده می‌شوند. کوارتز به صورت بی‌شکل، میان بلورهای فلدسپار جای گرفته است (شکل ۹-**D**). فنوکریست‌های پلاژیوکلاز به صورت نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار، با ماکل پلی‌سینتتیک و پهنه‌بندی ترکیبی آشکار دیده می‌شوند (شکل ۹-**E**).

دایک‌های دلریتی با روند شمال خاوری- جنوب‌باختری، رنگ سبز تیره دارند و در سطوح هوازده



شکل ۱۰. A) تصویری از دایک با ترکیب دلریتی که سنگ میزبان داسیتی را بریده و همراه با دگرسانی است (دید رو به شمال‌خاور)؛ **B)** تصویری نزدیک از دایک دلریتی با بافت پورفیری؛ **C و D)** تصویرهای میکروسکوپی (XPL) از دایک‌های با ترکیب دلریتی دربردارنده پلاژیوکلاز (Pl) با بافت پورفیری در خمیره از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز؛ **E)** تصویر میکروسکوپی از بافت تراکیتی پلاژیوکلاز در واحد دلریتی. کونه‌نوشته‌های برگرفته از وار (Warr, 2021).

Figure 10. A) Field photograph of a doleritic dyke crosscutting the altered dacitic host rock (view looking NE); **B)** Close-up photograph of the doleritic dyke displaying porphyritic texture; **C, D)** Photomicrographs (XPL) of the doleritic dykes showing porphyritic texture with plagioclase (Pl) phenocrysts embedded in a groundmass of plagioclase microlites; **E)** Photomicrograph showing trachytic texture of plagioclase in the doleritic unit. Mineral abbreviations from Warr (2021).

نهشته‌های کواترنری، مخروط‌افکنه‌ها و پادگانه‌های آبرفتی (Q^{t2})، مخروط‌های واریزه‌ای و پادگانه‌های رودخانه‌ای و نیز آبرفت‌های جدید (Q^{al}) را دربردارند.

روش انجام پژوهش

این پژوهش در دو مرحله اصلی دربردارنده بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی انجام شده است. در این بررسی‌ها، بیش از ۱۰۰ نمونه سنگی از واحدهای آتشفشانی-نیمه‌زرف منطقه برداشت شد که بر پایه تنوع سنگ‌شناسی و هدف پژوهش، ۶۰ نمونه برای بررسی‌های سنگ‌نگاری برگزیده شدند. نمونه‌های برگزیده پس از بررسی در مقیاس دستی و

از دیدگاه ارتباط با کانه‌زایی، دایک‌های دلریتی در امتداد روندهای اصلی کانه‌زایی (بخش‌های جنوبی گستره) جایگیری کرده‌اند. اگرچه این دایک‌ها خود میزبان کانی‌سازی نیستند، اما مهم‌ترین سرچشمه گرمایی سامانه گرمایی بوده‌اند و با پدیدآوردن چرخه‌های همرفتی، نقش سازنده‌ای در تحرک بخشی و ته‌نشینی فلزات در سنگ‌های میزبان آتشفشانی (به‌ویژه واحد داسیتی) داشته‌اند. در برابر، دایک‌های گرانیتی با روند گوناگون و نبود همراهی با پهنه‌های دگرسانی شدید، نقش چندانی در کانه‌زایی نداشته‌اند.

نهشته‌های کواترنری (Q^{t2} , Q^{al})

زمین‌شیمیایی، محاسبه شاخص‌های ماگمایی و ترسیم نمودارهای عنصرهای اصلی، فرعی و کمیاب از نرم‌افزارهای Excel و GCDkit 2.6 بهره گرفته شد. این داده‌ها برای رده‌بندی سری ماگمایی، تفسیر محیط زمین‌ساختی ماگما و ارزیابی روندهای تکامل ماگما در منطقه، به کار برده شدند.

زیر میکروسکوپ پلاریزان، برای بررسی‌های زمین‌شیمیایی غربال شدند و در پایان، ۳۰ نمونه معرف برای تجزیه شیمیایی عنصرهای اصلی، فرعی و کمیاب آماده‌سازی شدند. تجزیه اکسیدهای اصلی به روش XRF و تجزیه عنصرهای فرعی و کمیاب به روش ICP-MS در آزمایشگاه شرکت مطالعات مواد معدنی زرآرما انجام شد (جدول ۱). برای پردازش داده‌های

جدول ۱. داده‌های تجزیه زمین‌شیمیایی عنصرهای اصلی سنگ کل (بر پایه درصد وزنی، wt%) به‌دست‌آمده از روش XRF و غلظت عنصرهای کمیاب (بر پایه ppm) به‌دست‌آمده از روش ICP-MS در واحدهای آتشفشانی-نیمه‌زرف کانسار گیشون.

Table 1. Whole-rock major-element compositions (in wt%, determined by XRF) and trace element concentrations (in ppm, determined by ICP-MS) of the volcanic to subvolcanic units from the Gishoun deposit.

Sample No. Rock Type	Gsh-21A E ^a	Gsh-22 E ^a	Gsh-28 E ^a	Gsh-29 E ^a	Gsh-30 E ^b	Gsh-31 E ^b	Gsh-32 E ^d	Gsh-02 Dia	Gsh-35 Dia	Gsh-07 E ^b
SiO ₂	69.39	69.13	69.71	70.06	55.45	58.14	63.78	47.78	51.62	47.22
TiO ₂	0.13	0.14	0.14	0.14	0.49	0.4	0.3	0.53	0.45	0.62
Al ₂ O ₃	14.95	14.04	13.87	14.04	16.88	16.66	15.85	17.32	13.29	17.2
Fe ₂ O ₃	2.49	2.79	1.89	1.86	7.39	5.69	3.87	9.01	8.54	9.81
CaO	1.51	1.96	2.23	2.42	6.77	7.09	3.49	8.31	8.74	11.51
MgO	0.19	0.3	0.28	0.27	2.23	1.41	0.44	5.66	6.99	3.2
Na ₂ O	1.77	1.33	3.53	3.04	3.39	3.36	4.41	2.69	2.6	2.64
K ₂ O	6.82	7.26	4.98	5.1	2.97	3.58	4.36	3.02	2.74	2.63
MnO	0.05	0.08	0.14	0.18	0.13	0.09	0.1	0.18	0.14	0.16
P ₂ O ₅	0.04	0.04	0.05	0.08	0.27	0.18	0.14	0.31	0.23	0.24
SO ₃	0.16	0.29	0.2	<0.05	0.28	<0.05	0.32	0.05	0.11	0.18
LOI	2.46	2.56	2.94	2.76	3.66	3.35	2.84	4.99	4.4	4.54
Ba	440	852	371	457	508	472	859	517	479	477
Rb	138	157	118	134	65	84	81	75	72	56
Sr	56.9	192.2	132.3	102.9	542.8	373.5	252.3	1055	607.7	442
Cs	3.4	3.4	3.1	4.7	1.8	2.6	3.5	8.9	2.6	8
Ta	0.9	0.9	1	1.3	0.8	0.9	0.8	0.6	0.7	0.6
Nb	12.1	12.2	14.3	15.6	10.3	10.9	9	7.1	8.9	5.7
Hf	4	3.9	3.2	1.9	4.1	6.1	3.5	2.4	3.3	2.3
Zr	175	141	107	67	147	230	141	92	121	74
Y	27.4	23.6	18.7	16.5	22.7	20.8	16.3	20.8	20.1	19.8
Th	9.8	9.7	11	10.4	6.2	9.1	6.6	6.8	6.5	3.8
U	2.32	2.6	3.2	3	1.9	3	1.9	2	1.9	1.2
Cr	22	19	13	19	30	51	25	27	289	49
Ni	1	2	3	4	9	15	7	11	97	21
Co	1.3	1.2	3.2	1.7	15.8	13.6	4.1	19.8	25.1	22.9
V	4	8	17	14	158	159	61	188	184	281
Pb	40	25	14	13	11	11	19	11	24	15
Zn	63	46	41	52	82	67	37	69	68	66
As	18.2	13.9	16.7	8.2	9	9.4	9.3	9	8.1	17.4
Be	2.1	2	1.9	2.1	1.6	1.6	1.6	1.6	1.4	0.9
Cu	29	12	14	11	34	26	14	33	62	7
Li	32	29	40	56	20	20	19	17	18	28
Mo	5.3	2.9	1.4	2.3	1.6	1.8	2.3	1.3	1.9	0.8
Sc	2.9	3.3	2.1	1.6	15.9	14.3	5.1	16.3	21.6	27
Sn	2.2	2.4	2.2	1.7	1.9	1.7	1.8	1.7	2	1.3
La	34	31	28	29	23	22	22	24	22	13
Ce	73	66	62	58	46	49	44	47	48	29
Pr	7.26	7.31	6	6.33	5.86	5.32	4.99	6.05	6.43	4.06
Nd	26.3	25.9	19.1	20.8	22.7	19.8	17.4	23.1	24.4	16.1
Sm	5.6	5.8	4.1	4.1	5.4	4.7	3.9	5.4	5.8	4.2
Eu	1.21	1.48	0.81	0.87	1.63	1.15	1.14	1.72	1.66	1.42
Gd	4.07	3.97	3.1	3.11	3.56	3.3	2.85	3.73	3.93	3.14
Tb	0.7	0.7	0.6	0.6	0.8	0.7	0.5	0.7	0.8	0.6
Dy	4.3	4	3.1	3	4.4	3.7	2.7	3.9	4.2	3.9
Er	2.2	2.4	1.8	1.9	2.4	2.1	1.4	2.1	1.9	2.1
Tm	0.4	0.5	0.4	0.4	0.5	0.4	0.3	0.4	0.4	0.4
Cd	0.1	0.2	0.3	0.1	0.2	<0.1	<0.1	0.3	0.2	0.2
Yb	2.38	1.96	1.59	1.36	2.5	2.25	1.37	2.38	2.07	2.59
Lu	0.4	0.4	0.4	0.3	0.4	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3

جدول ۱. ادامه.

Table 1. Continued.

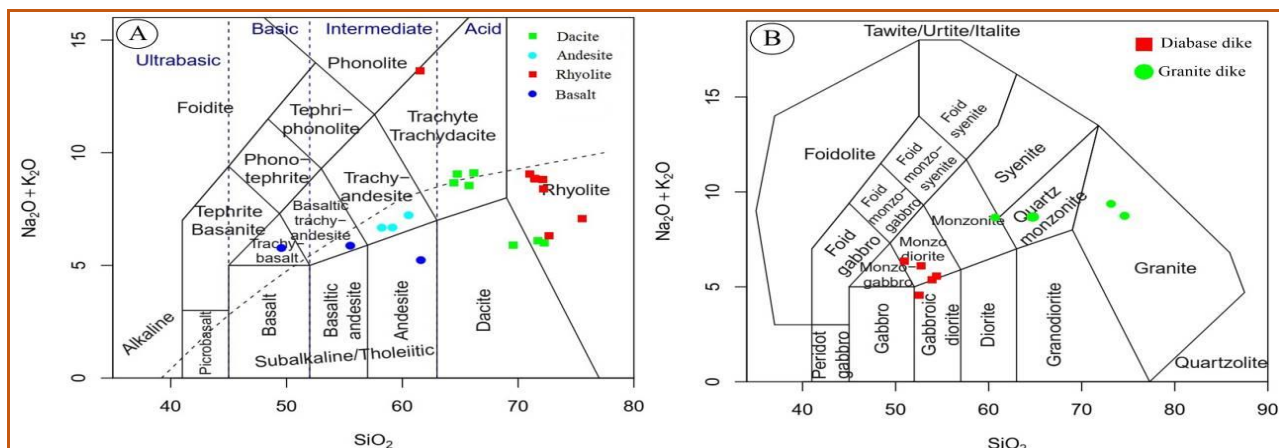
Sample No. Rock Type	Gsh-25 E ^d	Gsh-01 E ^r	Gsh-08 E ^r	Gsh-19 E ^r	Gsh-BA E ^b	Gsh-26 Gr	Gsh-08 Dia	Gsh-21B Dia	Gsh-33 Gr	Gsh-34 Gr	Gsh-05 E ^r
SiO ₂	56.28	60.16	58.2	68.44	59.63	70.96	51.83	51.86	72.87	73	69.47
TiO ₂	0.44	0.26	0.43	0.14	0.46	0.15	0.71	0.71	0.1	0.1	0.16
Al ₂ O ₃	16.59	18.3	16.27	14.25	16.56	13.67	16.17	15.37	13.33	13.05	14.25
Fe ₂ O ₃	6.69	4.56	5.09	2.09	6.29	2.01	9.66	9.13	1.43	1.41	2.67
CaO	7.16	1.22	6.81	2.57	6.02	0.89	7.22	8.4	1.27	1.6	3.92
MgO	1.98	0.17	0.66	0.19	3.15	0.26	5.86	4.11	0.18	0.17	0.27
Na ₂ O	3.32	0.39	3.86	3.49	3.98	3.56	3.15	3.06	2.75	3.1	1.4
K ₂ O	3.04	12.94	4.15	5.24	1.09	5.53	1.83	2.03	5.78	5.46	4.65
MnO	0.1	0.02	0.32	0.09	0.12	0.09	0.2	0.16	0.07	0.09	0.05
P ₂ O ₅	0.22	0.16	0.29	0.08	0.13	0.09	0.81	0.76	0.04	0.01	0.03
SO ₃	0.09	<0.05	0.14	0.34	0.17	0.86	0.31	0.25	0.35	<0.05	<0.05
LOI	4.03	1.73	3.75	3.01	2.36	1.87	2.23	4.06	1.78	1.97	3.02
Ba	469	482	367	685	384	529	437	472	374	376	577
Rb	73	313	87	117	88	132	37	35	136	139	131
Sr	403.8	101.4	205.6	131.9	368.3	193.3	495.2	536.4	86.3	103.3	62.2
Cs	3.1	4.7	5.3	5	14.3	2.5	1	0.7	3.1	2.9	2.8
Ta	0.8	1	0.8	0.9	0.8	1.1	0.9	0.8	1	1.1	1
Nb	9.6	12	10.5	13.7	9.3	15.1	13.2	12.6	14.8	15.8	14.5
Hf	3.9	5.3	4.4	4	5.8	3.8	5.5	4.3	2.2	2.5	1.3
Zr	141	186	168	142	234	128	230	183	66	75	23
Y	20.2	18.9	21.5	18.7	23.6	17.1	31	30	16.6	18.9	23.1
Th	8	8	7	10.3	10.1	11	4.7	4.4	10.9	12.5	12
U	2.61	1.9	2	3	2.8	3.5	1.3	1.25	2.3	2.8	2.3
Cr	28	17	20	16	36	22	26	28	14	21	16
Ni	10	1	2	4	9	4	6	8	1	5	1
Co	16.2	1.7	8.2	2.3	16.1	2.4	20.7	18.7	<1	<1	1.1
V	176	23	112	19	152	18	222	215	5	4	14
Pb	14	46	14	17	11	8	10	10	4	8	6
Zn	68	65	20	13	65	17	97	91	16	14	11
As	12.4	40.6	17.6	16.6	13.7	16.7	5.3	9.5	8.4	13.6	8.3
Be	1.5	1	1.1	1.8	1.4	1.9	1.6	1.6	1.9	2.1	1.8
Cu	61	3	8	8	31	10	43	34	7	5	4
Li	27	17	29	61	23	24	32	19	17	17	18
Mo	2.9	3.6	2.3	0.9	1.6	3.8	1.1	1.6	1.6	1.8	0.9
Sc	15.8	3.3	10.1	2.1	20.7	2.8	24.3	23.7	1.5	1.5	3.1
Sn	1.7	2.3	1.8	1.8	2.1	1.9	1.7	1.8	2.2	2.2	3.7
La	19	22	23	28	24	32	36	34	34	36	30
Ce	42	49	48	59	54	60	74	72	60	62	64
Pr	5.05	6.5	5.43	5.78	5.7	6.37	9.03	8.47	6.5	6.91	7.8
Nd	18.7	23.2	20.2	19.4	20.7	20.3	33.7	31.8	20	22.9	27.6
Sm	4.3	5.2	4.4	4.1	4.8	4.1	7.3	6.9	3.9	4	5.7
Eu	1.34	1.33	1.37	1.07	1.25	0.94	2.22	2.08	0.69	0.7	1.15
Gd	3.26	3.46	3.51	3	3.38	2.92	4.89	4.95	2.96	3.11	4.09
Tb	0.6	0.6	0.7	0.6	0.7	0.5	1	0.9	0.5	0.6	0.8
Dy	3.8	3.6	3.8	3.1	4.1	3	5.6	5.4	2.7	3	4.5
Er	2.2	2	2.2	2	2.4	1.8	3.3	3	1.5	1.8	2.5
Tm	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.5	0.5	0.3	0.4	0.5
Cd	0.3	<0.1	0.1	<0.1	0.2	<0.1	0.2	0.1	0.1	<0.1	0.2
Yb	2.34	1.54	2.21	1.57	2.49	1.51	3.43	3.23	1.24	1.48	1.94
Lu	0.4	0.3	0.4	0.3	0.4	0.3	0.5	0.5	0.3	0.3	0.4

جدول ۱. ادامه.
Table 1. Continued.

Sample No. Rock Type	Gsh-06 Dia	Gsh-BH05-44 E ^d	Gsh-BH08-81/15 E ^d	Gsh-BH16-45/8 E ^d	Gsh-13 E ^r	Gsh-17 E ^d	Gsh-18 E ^b	Gsh-03 E ^d	Gsh-04 E ^d
SiO ₂	51.05	69.27	66.57	69.54	73.21	62.89	52.6	61.89	61.59
TiO ₂	0.56	0.24	0.25	0.23	0.13	0.33	0.57	0.33	0.32
Al ₂ O ₃	16.78	13.98	14.34	14.18	13.42	15.3	16.44	15.37	16.27
Fe ₂ O ₃	7.5	3.13	4.31	3.7	1.56	4.79	7.67	4.66	4.49
CaO	9.71	3.28	3.65	1.73	1.5	2.35	8.9	3.52	2.87
MgO	5.01	1.04	1.34	1.26	0.27	2.07	3.22	1.3	1.96
Na ₂ O	2.17	2.53	2.18	2.81	1.56	5.03	2.96	4.21	3.75
K ₂ O	1.99	3.15	3.3	2.93	5.3	3.15	2.61	4.46	4.53
MnO	0.14	0.09	0.17	0.06	0.07	0.07	0.16	0.13	0.08
P ₂ O ₅	0.34	0.11	0.13	0.11	0.03	0.15	0.4	0.19	0.18
SO ₃	0.23	<0.05	0.34	0.22	0.24	0.5	0.09	0.31	0.17
LOI	4.49	3.09	3.41	3.21	2.68	3.32	4.27	3.57	3.72
Ba	326	774	107	36	322	569	473	587	724
Rb	57	90	97	76	131	60	59	81	77
Sr	501.8	51.3	33.3	38.8	125	259.8	543.4	294.1	166.5
Cs	3.9	2.5	3.5	2.8	10.2	2	1.9	1.8	4.2
Ta	0.8	0.6	0.7	0.7	1	0.6	0.8	0.8	0.8
Nb	11.3	7.4	10.9	9.3	13.9	8.4	11.1	9.9	10.3
Hf	2.9	2.2	3.2	3	3.7	4.8	5.2	7.7	7.1
Zr	109	71	109	104	133	219	218	313	280
Y	20.1	19.3	21.8	19.2	18.8	20.1	25.1	18.7	19.3
Th	4.2	9.2	9.1	9.2	11.7	9.6	6.2	8.4	9.2
U	1	2.3	2.2	2.47	2.7	3.2	1.7	2.79	2.9
Cr	107	18	19	20	15	22	71	22	22
Ni	39	1	1	1	3	4	27	5	3
Co	20	1.8	3	2	2.3	12.1	19.7	11.8	9.3
V	174	23	25	22	10	92	171	92	87
Pb	11	5	2	7	12	102	17	148	13
Zn	116	13	16	17	10	423	114	229	238
As	10.9	8.4	9.9	8.6	11.1	12.1	12.9	12	12.7
Be	1.1	1.8	1.8	1.8	2.4	1.7	1.6	1.8	1.7
Cu	47	4	2	2	7	58	24	60	20
Li	47	22	19	18	123	44	27	32	42
Mo	1.2	1.3	1.4	1.1	1.1	1.7	1.6	3.2	1.5
Sc	25.3	4.1	4.8	3.7	1.4	7.2	21.4	5.2	5.9
Sn	1.6	2	2.2	2.5	2.2	1.5	1.9	2	1.7
La	20	26	30	26	32	25	27	20	24
Ce	40	52	64	50	64	50	55	54	59
Pr	5.56	6.22	7.49	5.68	6.41	4.63	6.35	4.96	5.46
Nd	21.6	21.8	25.8	19	21	17	22.2	17.9	19.2
Sm	5.2	4.6	5.2	3.9	4	3.7	5.2	4	4.4
Eu	1.59	1.04	1.07	0.67	0.8	0.97	1.45	1.23	1.32
Gd	3.61	3.15	3.86	3.04	3.04	2.82	3.68	2.94	3.12
Tb	0.7	0.6	0.7	0.6	0.5	0.6	0.7	0.6	0.6
Dy	4.2	3.5	3.9	3.2	3.4	3.2	4.5	3.5	3.5
Er	2.2	2	2.1	1.9	1.8	1.6	2.4	1.9	1.9
Tm	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4
Cd	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1
Yb	2.11	1.55	1.86	1.71	1.49	2.11	2.6	1.92	1.91
Lu	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.4	0.3	0.3

رده‌بندی سنگ‌ها

برای بررسی سرشت و جایگاه سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌زرف کانسار گیشون، از نمودارهای رده‌بندی پرکاربرد بهره گرفته شد. بر پایه نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در برابر SiO_2 ، نمونه‌ها در گستره ساب‌آلکان/توله‌ایتی جای می‌گیرند و بیشتر



شکل ۱۱. نمودارهای رده‌بندی سنگ‌های محدوده گیشون: **(A)** سنگ‌های آتشفشانی در نمودار SiO_2 در برابر $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (Le Bas et al., 1986)؛ **(B)** سنگ‌های نیمه‌زرف (دایک‌ها) در نمودار SiO_2 در برابر $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (Middlemost, 1994).

Figure 11. Classification diagrams for the Gishoun area rocks: **A)** Volcanic rocks plotted on the SiO_2 versus $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ diagram (Le Bas et al., 1986); **B)** Subvolcanic rocks (dikes) plotted on the SiO_2 versus $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ diagram (Middlemost, 1994).

زمین‌شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه بیشتر در گستره کرانه‌ای قاره‌ای فعال^۳ جای می‌گیرند. در این محیط‌ها، نسبت عنصرهای ناسازگار مانند Th/Yb ، Th/Ta و Th/Hf معمولاً بالاست و نشان‌دهنده مشارکت یا آلابش پوسته‌ای در تکامل ماگماست. بررسی‌های پیشین نشان داده‌اند در چنین محیط‌هایی، Th/Yb معمولاً از ۱ تا بیش از ۳، Th/Ta غالباً بالای ۲ و Th/Hf معمولاً بیشتر از ۰/۳ است (Pearce et al., 1982; Wilson, 1989; Hawkesworth et al., 2024).

شاندل و گورتن (Schandle and Gorton, 2002) بر پایه نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb (شکل ۱۳)، چهار محیط زمین‌ساختی جدا را برای سنگ‌های آذرین پیشنهاد کرده‌اند: بازالت‌های درون‌صفحه‌ای (WPB)، مناطق آتشفشانی درون‌صفحه‌ای (WPVZ)، سنگ‌های

سری ماگمایی

بر پایه نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb که پیرس و همکاران (Pearce et al., 1982) برای سنگ‌های آتشفشانی پیشنهاد کرده‌اند، بیشتر نمونه‌ها در محدوده سنگ‌های کالک‌آلکان و شوشونیتی جای می‌گیرند (شکل ۱۲-A) که نشان‌دهنده نقش فرایندهای وابسته به فروانش در پیدایش ماگمای این منطقه است. برای تحلیل دقیق‌تر و شناسایی سری‌های ماگمایی همانند، از نمودار تغییرات Co در برابر Th بهره گرفته شد. این نمودار توانایی بالایی در جدایش سری‌های توله‌ایتی، کالک‌آلکان و شوشونیتی از یکدیگر دارد. بر این پایه، نمونه‌های دایک، سرشت کالک‌آلکان و شوشونیتی نشان می‌دهند (شکل ۱۲-B).

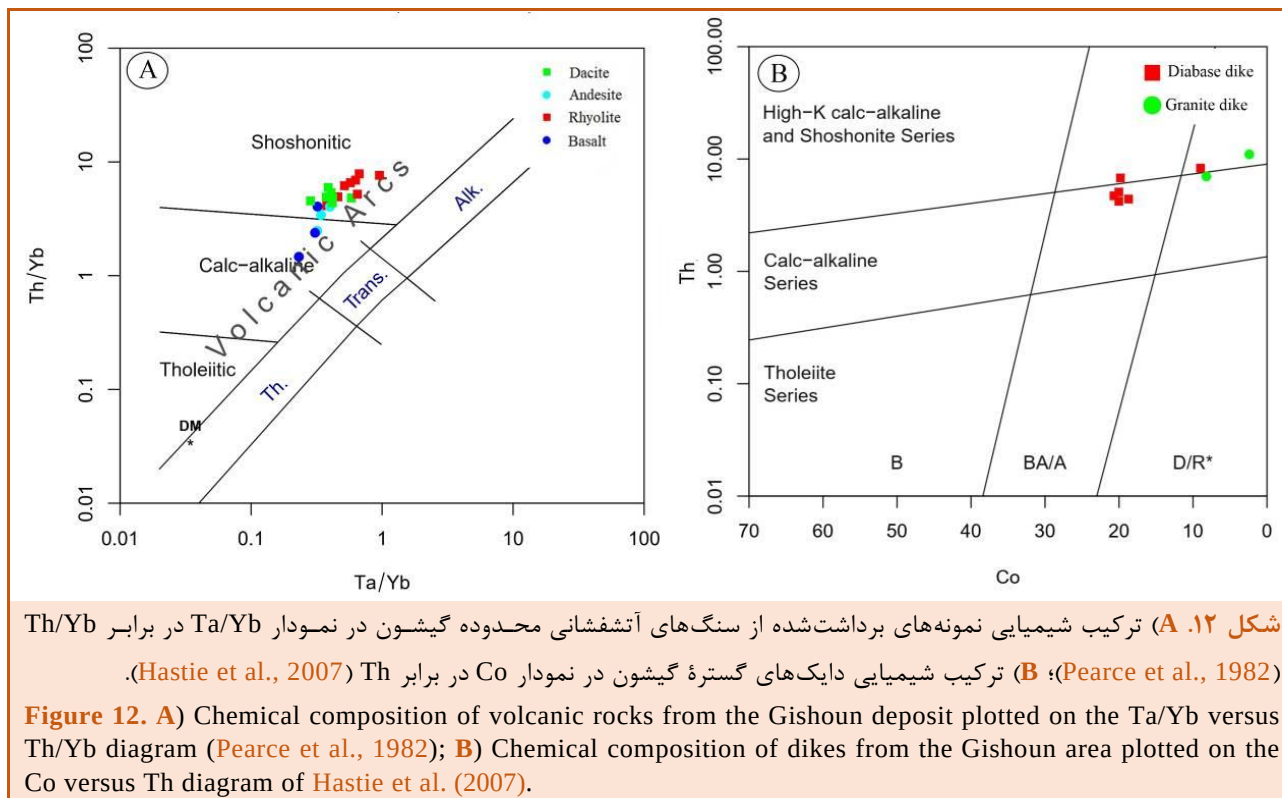
جایگاه تکتونوماگمایی

بر پایه نمودارهای زمین‌ساختی ماگما، داده‌های

³ Active Continental Margin

فعال قاره‌ای (ACM) و کمان اقیانوسی جای می‌گیرند (شکل ۱۳).

آذرین کرانه فعال قاره‌ای (ACM) و کمان اقیانوسی. بر پایه این نمودار، نمونه‌ها در گستره سنگ‌های آذرین کرانه



بر پایه نمودار زمین‌ساختی ماگمایی Ta در برابر Yb که پیرس و همکاران (Pearce et al., 1984) برای سنگ‌های گرانیتوئیدی پیشنهاد کرده‌اند، نمونه‌های برداشت‌شده از سنگ‌های نیمه‌ژرف (دایک‌ها) بیشتر در گستره گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG) جای می‌گیرند (شکل ۱۵). این گستره به‌خوبی نشان می‌دهد ماگمای مادر این سنگ‌ها در یک محیط فروران‌ش پدید آمده است. الگوی جایگیری نمونه‌ها با مقدارهای کمایش کم Yb و محتوای کم تا متوسط Ta، با ویژگی‌های سنگ‌های وابسته به کمان‌های آتشفشانی همخوانی دارد (Gill, 2012; Wilson, 1989). این ویژگی‌ها بیشتر پیامد ذوب‌بخشی گوشتی متاثر از سیال‌های فروران‌شی هستند؛ هرچند در مراحل پیشرفته‌تر، نقش تبلور بخشی و آرایش پوسته‌ای نیز دیده می‌شود. برخی نمونه‌ها نیز نزدیک به مرز گستره گرانیت‌های وابسته به

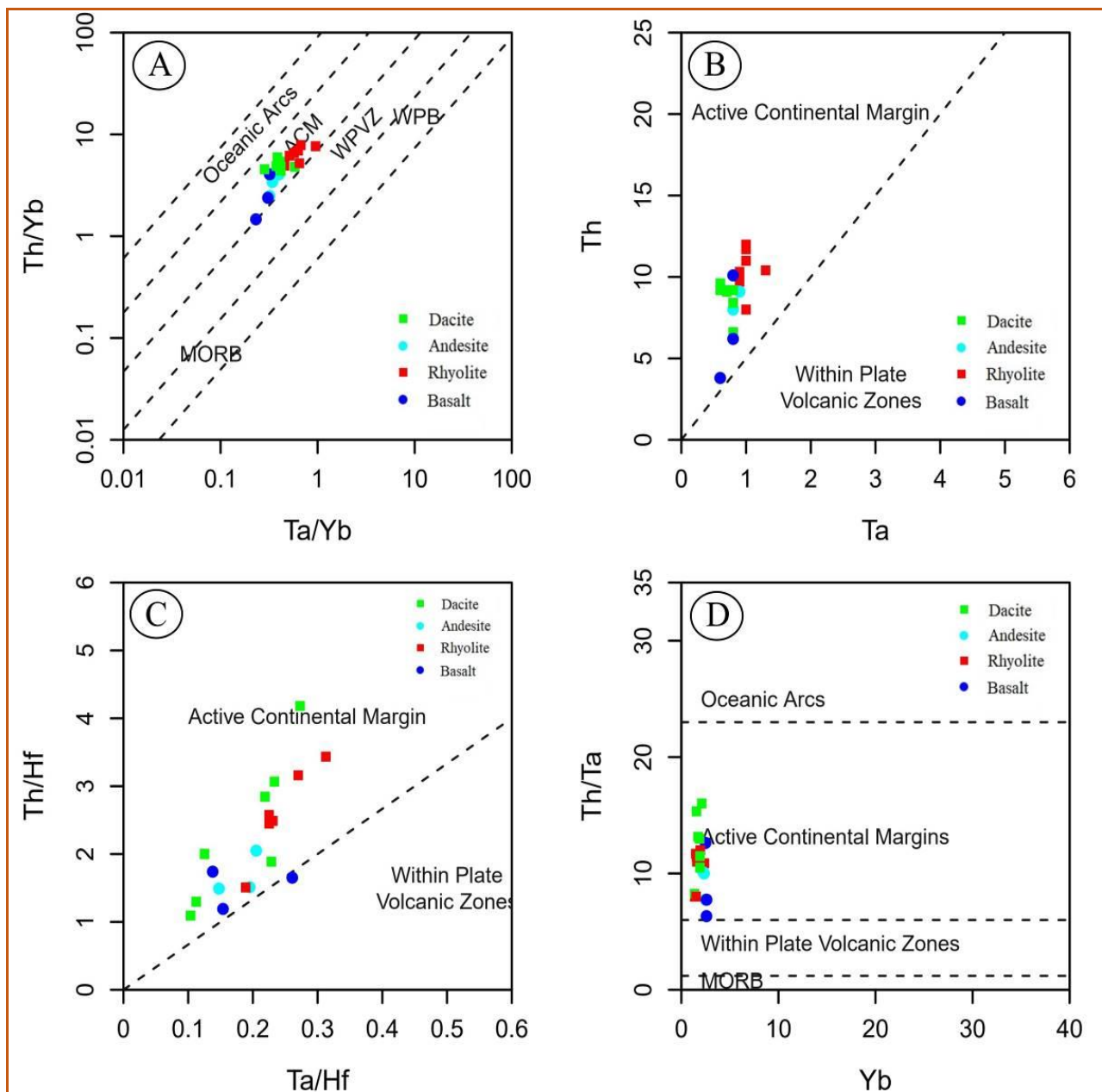
همچنین، با به‌کارگیری نمودارهای Ta در برابر Th، Th/Hf در برابر Ta/Hf و نمودار Yb در برابر Th/Ta، محیط زمین‌ساختی سنگ‌ها بررسی شد (شکل‌های ۱۳-۱۵). داده‌های این نمودارها به‌طور آشکار نشان می‌دهد نمونه‌ها در گستره کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای^۴ جای دارند. این جایگاه زمین‌ساختی با موقعیت پهنه ماگمایی ارومیه-دختر که در پی فروران‌ش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر صفحه قاره‌ای ایران پدید آمده است، هماهنگی کامل دارد. بر این پایه، ماگماتیسزم کانسار گیشون، بخشی از همان رویداد ماگمایی فروران‌شی در کرانه جنوب‌خاوری ایران به‌شمار می‌رود. به گفته دیگر، سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌ژرف گیشون در یک محیط زمین‌ساختی همانند با دیگر کانسارهای وابسته به کمان ارومیه-دختر پدید آمده‌اند.

^۴ Continental volcanic arcs

این یافته‌ها با الگوهای زمین‌پویایی که پیدایش گرانیتوئیدها را در محیط‌های فروانش و برخورد قاره‌ای وابسته می‌دانند (شکل ۱۴)، همخوانی دارد (Pearce et al., 1984).

برخورد^۵ هستند که می‌تواند نشان‌دهنده تأثیرپذیری از فرایندهای کوهزایی و فشردگی پوسته در بازه فروانش باشد.

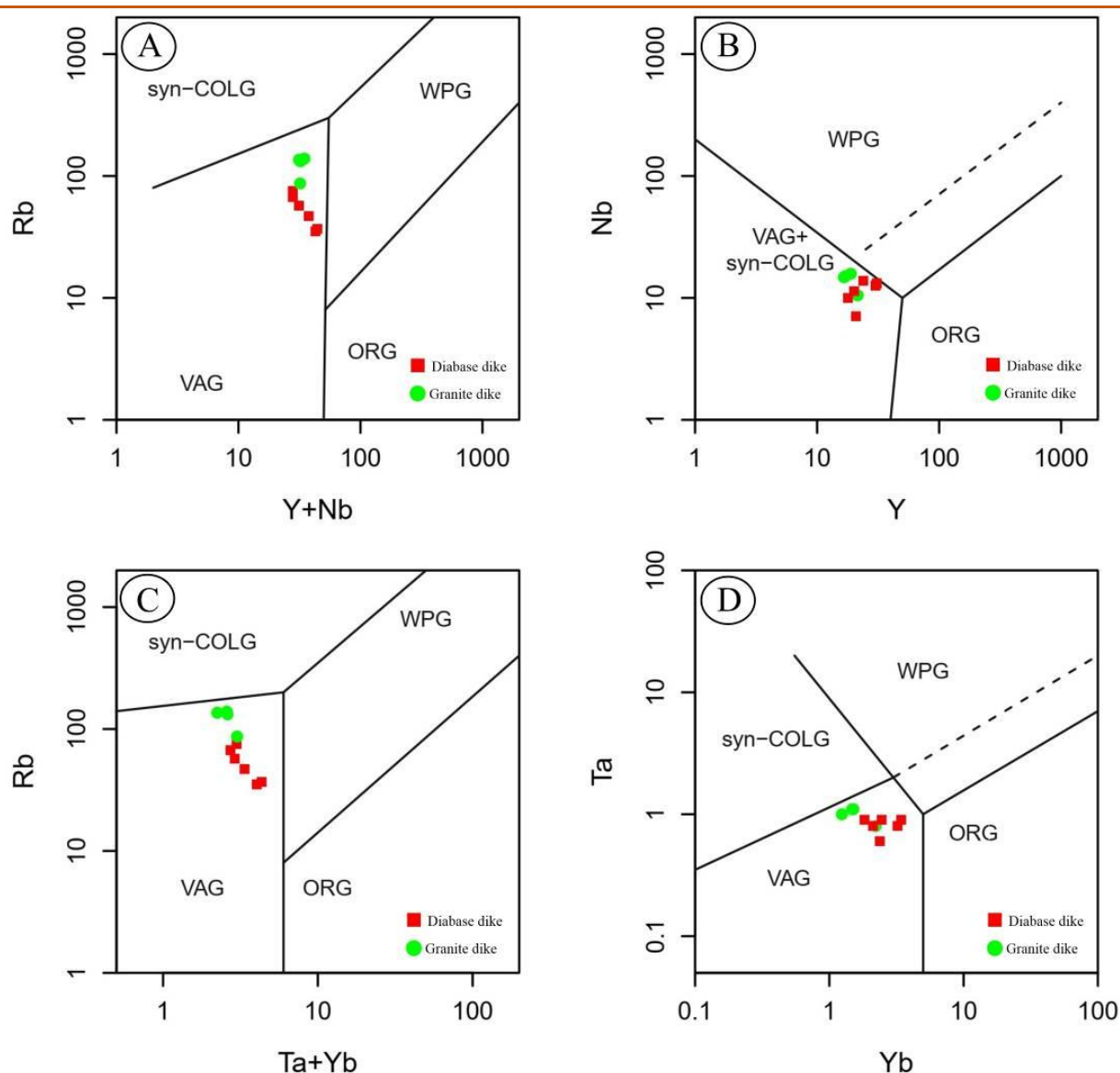
^۵syn-COLG



شکل ۱۳. نمودارهای جایگاه زمین‌ساختی (Schandle and Gorton, 2002) برای سنگ‌های آتشفشانی محدوده گیشون. (A) Ta/Yb

در برابر Th/Yb (B) Ta در برابر Th/Hf (C) Ta/Hf در برابر Th/Ta (D) Yb در برابر Th/Ta

Figure 13. Tectonic setting discrimination diagrams (Schandle and Gorton, 2002) for volcanic rock samples from Gishoun area: A) Ta/Yb versus Th/Yb diagram; B) Ta versus Th diagram; C) Ta/Hf versus Th/Hf diagram; D) Yb versus Th/Ta diagram.



شکل ۱۴. نمودارهای شناسایی کننده محیط‌های زمین‌ساختی (Pearce et al., 1984) برای سنگ‌های نیمه‌ژرف در محدوده گیشون.

Figure 14. Tectonic setting discrimination diagrams (Pearce et al., 1984) for the subvolcanic rocks (dykes) in the Gishoun area.

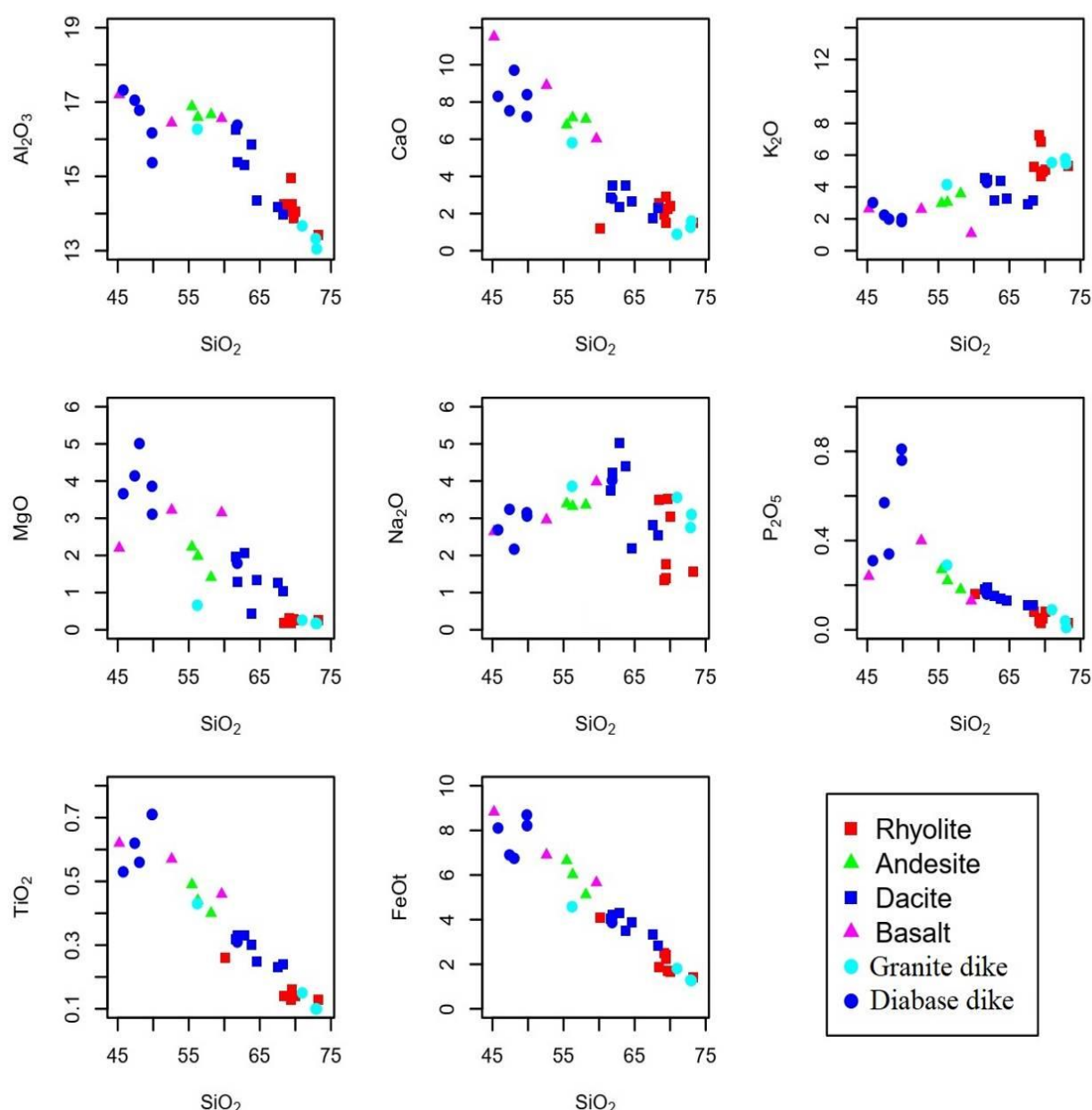
آهن-تیتانیم از ماگمای مادر است که احتمالاً در یک آشیانه ماگمایی در پوسته میانی و در شرایط غنی از آب رخ داده است (Wilson, 1989). کاهش شدید P_2O_5 در نمونه‌های اسیدی (از ۰/۸ به سمت کمتر از ۰/۱ درصد) (شکل ۱۵)، گویای جدایش آپاتیت در مراحل آغازین تبلور ماگماست که با بررسی‌های تجربی مربوط به انحلال فسفات در ماگماهای کالک‌آلکان (Watson and Harrison, 1984) همخوانی دارد. رفتار Al_2O_3 که با افزایش آغازین و سپس کاهش در

تفسیر تکامل زمین‌شیمیایی سنگ‌ها با به‌کارگیری تغییرات اکسیدهای اصلی

بررسی روند تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر SiO_2 ، الگوی سامان‌مند و چندمرحله‌ای فرایندهای جدایش ماگمایی را در سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌ژرف منطقه آشکار می‌کند. کاهش هماهنگ مقادیرهای CaO ، MgO ، FeO و TiO_2 با افزایش SiO_2 (شکل ۱۵)، گویای جدایش تدریجی کانی‌های مافیک مانند کلینوپیروکسن، الیوین، آمفیبول و اکسیدهای

۱۹۸۴). افزایش نمایی K_2O از مقادیرهای کمتر از ۱ درصد به بیش از ۷ درصد، همراه با نسبت‌های بالای K_2O/Na_2O ، سرشت شوشنیتی تا پرتاسیم سری ماگمایی منطقه را نشان می‌دهد. این غنی‌شدگی می‌تواند گویای تفریق ماگمایی و یا آلیش با پوسته قاره‌ای در هنگام بالا آمدن ماگما باشد (شکل ۱۵) (Rollinson, 2014; Winter, 2014).

ترکیب‌های اسیدی مشخص می‌شود (شکل ۱۶)، الگوی کلاسیک جدایش پلاژیوکلاز را نشان می‌دهد. این فرایند که بیشتر در مراحل پیشرفته‌تر تمایز ماگمایی و همزمان با بالا آمدن و جایگیری ماگما در سطوح نیمه‌زرف تا سطحی رخ داده است، با گسترش ناهنجاری منفی Eu و کاهش Sr در داده‌های عنصرهای کمیاب تأیید می‌شود (Henderson, 2002).

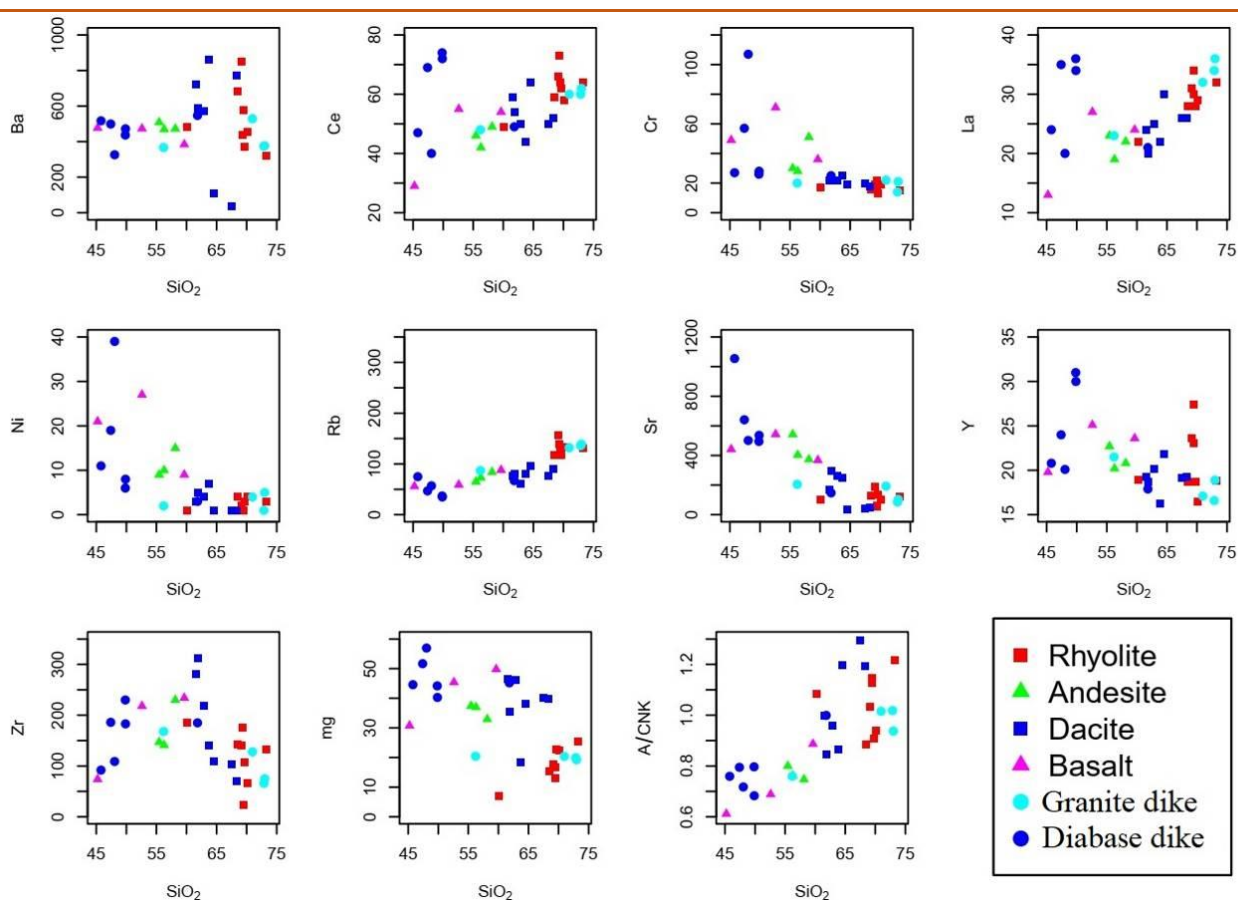


شکل ۱۵. نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر SiO_2 (Harker, 1909) برای نمونه‌های برداشت شده از واحدهای سنگی محدوده گیشون.

Figure 15. Harker variation diagrams of major oxide concentrations versus SiO_2 (Harker, 1909) for the sampled rock units of the Gishoun area.

نمودارهای تغییرات عنصرهای کمیاب

داده‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌ژرف از منبع ماگمایی همانندی جدایش پیدا کرده‌اند؛ اما تفاوت در شرایط تبلور به پیدایش الگوهای متمایز در روندهای تفریق انجامیده است (شکل ۱۶). عنصرهای ناسازگار مانند Rb، Zr و Ce در هر دو



شکل ۱۶. روند تغییرات عنصرهای کمیاب در برابر سیلیس (Harker, 1909) برای نمونه‌های برداشت‌شده از واحدهای سنگی محدوده گیشون.

Figure 16. Variation trends of trace elements versus SiO₂ (Harker, 1909) for the sampled rock units of the Gishoun area.

دلریته‌ها نسبت به بازالت‌های با سیلیس و کاهش بارز Sr در گرانیت‌ها نسبت به ریولیت‌ها گویای جدایش کارآمدتر کانی‌های مافیک و پلاژیوکلاز در شرایط نیمه‌ژرف است (Castillo, 2012). رفتار عنصرهای خاکی کمیاب نیز تفاوت شرایط تبلور را تقویت می‌کند. غنی‌شدگی LREEها (با میانگین نسبت La/Yb بهنجار شده به

این الگو نشان‌دهنده کارایی بیشتر تبلور بخشی در محیط نیمه‌ژرف و هماهنگی با الگوهای کلاسیک جدایش ماگمایی است (Rollinson, 2014). در برابر، عنصرهای سازگار مانند Cr، Ni و Sr با افزایش SiO₂ در هر دو گروه کاهش می‌یابند؛ اما کاهش آنها در سنگ‌های نیمه‌ژرف شدیدتر است (شکل ۱۶). مقدار کم Ni در

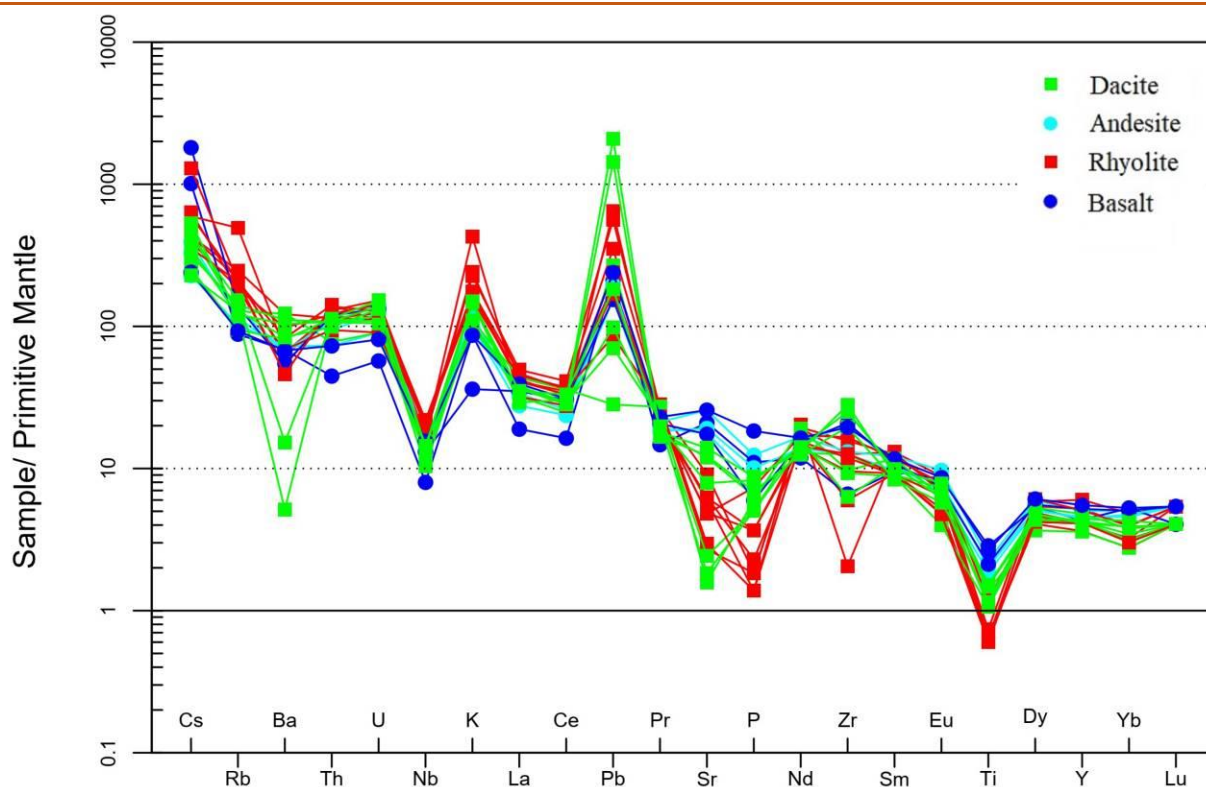
ترکیب کندریت برابر با ۱۵) در سنگ‌های نیمه‌ژرف از سنگ‌های آتشفشانی (برابر با ۱۰) بیشتر است و گویای تبلور بخشی پیشرفته‌تر ماگما در این محیط است (Rollinson, 2014). با وجود تفاوت‌ها در شدت ناهنجاری Eu و غنی‌شدگی عنصرهای ناسازگار، شاخص A/CNK به دست آمده برای نمونه‌های منطقه (جدول ۱) نشان می‌دهد بازالت‌ها، دایک‌های دلریتی و گرانیتی همگی در گستره متالومینوس ($A/CNK < 1$) جای دارند که با سرشت I-type این سنگ‌ها همخوانی دارد. در برابر، برخی نمونه‌های داسیتی و ریولیتی مقدارهای A/CNK برابر با ۱ تا ۱/۱ نشان می‌دهند که گویای ویژگی پرآلومینوس ضعیف است و می‌تواند پیامد تکامل‌های ماگمایی پیشرفته‌تر یا مشارکت اندک مواد پوسته‌ای در مراحل پایانی تکامل ماگما باشد (Chappell, 2012; Frost and Frost, 2019). روی هم رفته، داده‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌ژرف منطقه گیشون، با وجود خاستگاه همانند در یک محیط کمان ماگمایی قاره‌ای و خاستگاه گوشته‌ای دگرنهادشده وابسته به فروانش، شرایط تبلور گوناگونی را تجربه کرده‌اند که به رخداد تفاوت‌های مشخص در ترکیب شیمیایی پایانی آنها انجامیده است. سنگ‌های نیمه‌ژرف (دایک‌ها) نشان‌دهنده تمایز پیشرفته‌تر و کارآمدتری هستند که در غنی‌شدگی بیشتر عنصرهای ناسازگار و کاهش شدیدتر عنصرهای سازگار نمود یافته است. این یافته‌ها با الگوهای سنگ‌شناسی که بر اهمیت شرایط فیزیکوشیمیایی محیط در کنترل مسیر تمایز ماگمایی تأکید دارند، همخوانی دارد و نشان می‌دهند سردشدن آهسته‌تر ماگما در محیط نیمه‌ژرف، نقش سازنده‌ای در دگرگونی شیمیایی این سنگ‌ها بازی کرده است (Rollinson, 2014).

الگوی عنصرهای کمیاب بهنجارشده به ترکیب گوشته اولیه، به‌خوبی سرشت ماگماتیسیم کمانی سنگ‌های آتشفشانی منطقه را نشان می‌دهد (شکل ۱۷). غنی‌شدگی عنصرهای LILE دربردارنده Cs, Ba, Th, U, K و Pb گویای ورود

سیال‌های آبدار از تخته فرورونده به گوّه گوشته‌ای است (Wilson, 1989; Gill, 2012; Rollinson, 2014; Willbold and Elliott, 2023). الگوی REE در سنگ‌های منطقه با غنی‌شدگی قوی LREE‌ها و شیب کمابیش تند از La به Lu شناخته می‌شود (شکل‌های ۱۷ و ۱۸). نسبت $(La/Yb)_N$ در بازالت‌ها و دایک‌های دلریتی بین ۳/۶ تا ۷/۶ (میانگین ۶/۸) متغیر است؛ اما در سنگ‌های اسیدی (داسیت، ریولیت و گرانیت) این نسبت به ۹/۶ تا ۱۹/۶ (میانگین ۱۲/۹) افزایش می‌یابد. غنی‌شدگی چشمگیر LREE‌ها و نسبت‌های بالای $(La/Yb)_N$ (> 10) در سنگ‌های اسیدی، همراه با تهی‌شدگی نسبی HREE‌ها، می‌تواند پیامد ذوب‌بخشی یک خاستگاه گوشته‌ای غنی‌شده و یا مشارکت مواد پوسته‌ای در فرایند سنگ‌زایی باشد (McDonough and Sun, 1995; Hofmann, 1997; Rollinson, 2014). ناهنجاری منفی مشخص Nb, Ta, Ti و (شکل ۱۷) از مهم‌ترین ویژگی‌های زمین‌شیمیایی محیط‌های فروانشی است و پیامد برجای‌ماندن این عنصرها در فازهای مقاوم مانند روتیل دانسته می‌شود (Pearce, 1982; Wilson, 1989; Gill, 2012). تهی‌شدگی Ti در ریولیت‌ها می‌تواند افزون بر این، پیامد جدایش ایلمنیت یا تیتانومگنتیت در بازه جدایش بلوری باشد (Rollinson, 2014). ناهنجاری منفی Sr و P به‌ترتیب گویای جدایش پلاژیوکلاز و آپاتیت در مراحل گوناگون تمایز ماگمایی است (Rollinson, 2014; Winter, 2014). نسبت‌های عنصرهای کمیاب در نمونه‌های کانسار گیشون نیز با ماگماتیسیم کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای همخوانی دارد. نسبت Nb/La در همه نمونه‌ها از ۰/۵ (گستره ۰/۲۲ تا ۰/۵) کمتر است که گویای تهی‌شدگی Nb نسبت به La در محیط‌های فروانشی است (Pearce, 1982). نسبت Ti/Yb در بازالت‌ها و دایک‌های دلریتی از ۱۱۰۰ تا ۲۳۰۰ و در سنگ‌های اسیدی از ۳۵۰ تا ۱۵۰۰ در نوسان است که با مقدارهای گزارش‌شده برای کمان‌های قاره‌ای ($Ti/Yb < 3000$) همخوانی دارد (Gill, 2012). نسبت Rb/Sr از ۰/۰۷ در بازالت‌ها تا ۵/۵۰ در ریولیت‌ها افزایش می‌یابد که نشان‌دهنده تفريق پیشرفته پلاژیوکلاز در سنگ‌های اسیدی

یافته است که با گستره کمان‌های قاره‌ای ($Th/Yb > 2$) همخوانی دارد (Pearce, 1982; Hawkesworth et al., 2024). همه این ویژگی‌ها نشان می‌دهند سنگ‌های گستره گیشون در محیط کمان ماگمایی قاره‌ای پدیدار شده‌اند.

است. نسبت Ba/La در بیشتر نمونه‌ها، بیشتر از ۱۵ (در بازه ۱۰ تا ۳۵) است که با نقش سیال‌های فرورانشی در غنی‌شدگی LILE سازگار است (Gill, 2012). نسبت Th/Yb نیز از ۱/۵ در بازه‌ها تا ۰/۹ در گرانیت‌ها افزایش



شکل ۱۷. نمودار عنکبوتی عنصرهای کمیاب بهنجارشده به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) برای سنگ‌های آتشفشانی محدوده گیشون.

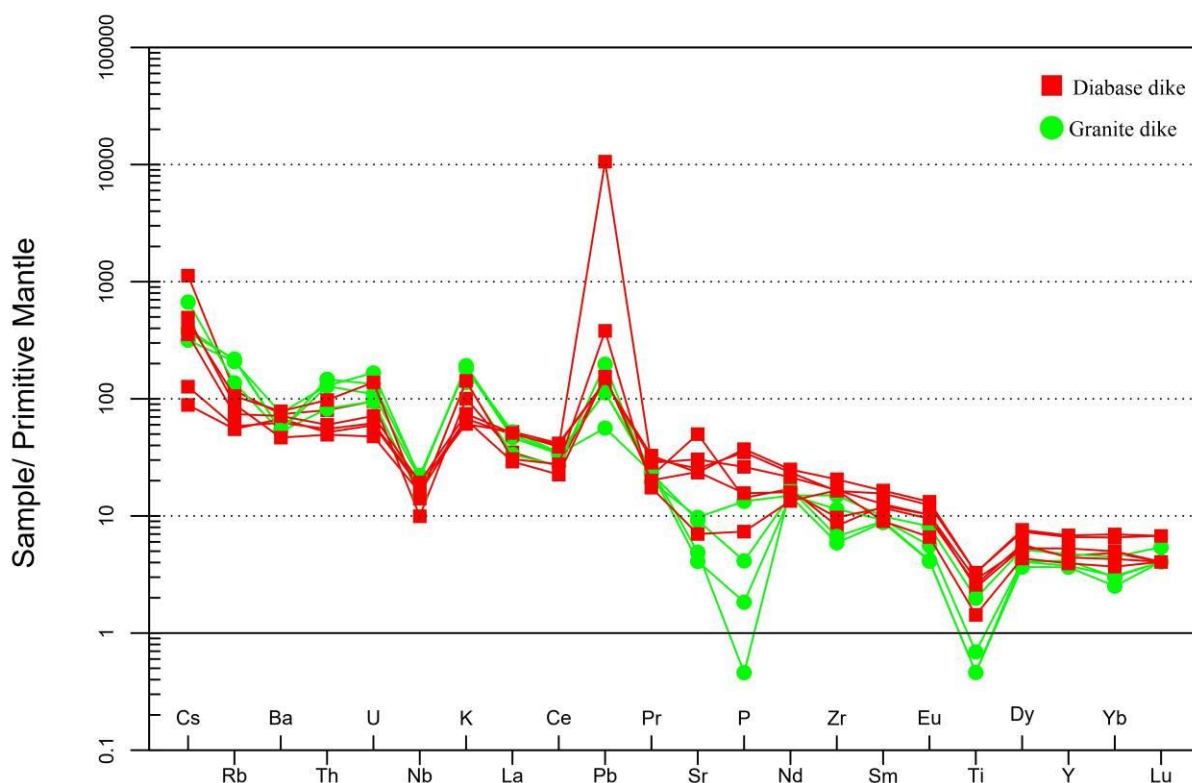
Figure 17. Primitive mantle-normalized trace element spider diagram for the volcanic rocks of the Gishoun area (normalization values are after Sun and McDonough, 1989).

غنی‌شدگی چشمگیری از عنصرهای K و Pb نشان می‌دهند. غنی‌شدگی K و Pb در ماگماهای کمانی معمولاً پیامد نقش سیال‌های غنی از این عنصرها که از صفحه فرورونده آزاد شده و گوشته منبع را دگرنهاد کرده‌اند، دانسته می‌شود (Wilson, 1989). همچنین، این دایک‌ها غنی‌شدگی نسبی و نه‌چندان شدیدی از Sr نشان می‌دهند که گویای نبود جدایش گسترده پلاژیوکلاز و شرایط تبلور کمابیش پرشتاب در این سنگ‌هاست (Winter, 2014). در دایک‌های گرانیتی، الگوی عنصرهای کمیاب شدت بیشتری پیدا می‌کند. تهی‌شدگی

الگوی پراکندگی عنصرهای کمیاب در دایک‌های دلریتی و گرانیتی کانسار گیشون که به مقدارهای گوشته اولیه بهنجارشده است (Sun and McDonough, 1989)، ویژگی‌های شاخص ماگماتیسم وابسته به محیط‌های فرورانش را به خوبی نشان می‌دهد. در دایک‌های دلریتی، تهی‌شدگی از عنصرهای Nb و Ti به خوبی دیده می‌شود و این از ویژگی‌های بارز ماگماهای کمان‌های آتشفشانی و پیامد پایداری فازهای برجای‌مانده مانند روتیل در خاستگاه گوشته‌ای است (شکل ۱۸) (Pearce, 1982; Gill, 2012). در برابر، این دایک‌ها

(Wilson, 1989; Rollinson, 2014). نبود غنی‌شدگی Sr در دایک‌های گرانیتی (و حتی تهی‌شدگی نسبی آن) نیز گویای جدایش گسترده پلاژیوکلاز در مراحل پیشرفته جدایش بلوری ماگمایی است (Henderson, 1984). به‌طور کلی، تفاوت سامان‌مند میان دایک‌های دلریتی و گرانیتی در شدت تهی‌شدگی HFSE (به‌ویژه Nb، P و Ti) و میزان غنی‌شدگی LILE (به‌ویژه K و Pb)، روند تکامل و دگرگون‌شدن ماگما از ترکیب مافیک به اسیدی را نشان می‌دهد. دایک‌های گرانیتی نسبت به دایک‌های دلریتی، مراحل پیشرفته‌تری از تبلوربخشی و آلیش پوسته‌ای را پشت سر گذاشته‌اند (Gill, 2012; Rollinson, 2014).

Nb و P در این دایک‌ها بسیار بیشتر از دایک‌های دلریتی است. تهی‌شدگی شدید P پیامد جدایش آپاتیت در مراحل پیشرفته تبلور بخشی است (شکل ۱۸) (Watson and Harrison, 1984). تهی‌شدگی Ti نیز در دایک‌های گرانیتی به‌خوبی دیده می‌شود که می‌تواند پیامد جدایش کانی‌های اکسید آهن-تیتانیم مانند ایلمینیت یا تیتانومگنتیت در هنگام دگرگونی ماگما باشد (Rollinson, 2014). از دیدگاه غنی‌شدگی، دایک‌های گرانیتی غنی‌شدگی بسیار بالایی از K و Pb نشان می‌دهند که در برابر دایک‌های دلریتی شدت بیشتری دارد و گویای تبلور بخشی پیشرفته‌تر و غنی‌شدگی بیشتر عنصرهای ناسازگار در ماگمای برجای‌مانده است



شکل ۱۸. نمودار عنکبوتی عنصرهای کمیاب بهنجارشده به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) برای دایک‌های محدوده گیشون.

Figure 18. Primitive mantle-normalized trace element spider diagram for the dykes of the Gishoun area (normalization values are after Sun and McDonough, 1989).

در یک محیط کمان ماگمایی قاره‌ای وابسته به فروران‌ش نئوتیس پدید آمده‌اند. نسبت‌های عنصرهای کمیاب مانند Nb/La (۰/۲۲ تا ۰/۵)، Ti/Yb (۳۵۰ تا ۲۳۰۰) و

بحث

داده‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌زرف کانسار گیشون به‌خوبی نشان می‌دهد این سنگ‌ها

Th/Yb (۱/۵ تا ۰/۹) با گستره گزارش شده برای ماگماتیسزم کمان‌های قاره‌ای (Pearce, 2012; Gill, 1982) همخوانی کامل دارد. غنی‌شدگی چشمگیر LILE (مانند: Rb, Ba, Cs, K, Pb) و LREE در کنار تهی‌شدگی مشخص HFSE (به‌ویژه Nb, Ta, Ti)، از ویژگی‌های شاخص ماگماهای متأثر از سیال‌های آزاد شده از صفحه فرورونده است (Rustioni et al., 2021; Willbold and Elliott, 2023). بررسی روند تغییرات اکسیدهای اصلی و عنصرهای کمیاب در نمودارهای هارکر (شکل‌های ۱۵ و ۱۶) نشان‌دهنده سیر تکامل و دگرگون شدن ماگما به واسطه تبلور بخشی است. کاهش هماهنگ CaO, MgO, FeO₂ و TiO₂ با افزایش SiO₂، گویای جدایش کانی‌های مافیک مانند کلینوپیروکسن، الیوین و اکسیدهای آهن-تیتانیم است (Wilson, 1989). کاهش شدید P₂O₅ در نمونه‌های اسیدی (از ۰/۸۱ به کمتر از ۰/۱ درصد) نیز گویای جدایش آپاتیت در مراحل آغازین تبلور است (Watson and Harrison, 1984). رفتار Al₂O₃ که افزایش آغازین و سپس کاهش در ترکیب‌های اسیدی نشان می‌دهد، الگوی کلاسیک جدایش پلاژیوکلاز را نشان می‌دهد (Rollinson, 2014). این ویژگی به صورت ناهنجاری منفی Eu (به‌ویژه در دایک‌های گرانیتی با $Eu/Eu^* = 0.61 - 0.83$) و کاهش Sr در سنگ‌های اسیدی دیده می‌شود (Henderson, 1984). شدت بیشتر ناهنجاری Eu در دایک‌های گرانیتی نسبت به ریولیت‌ها ($Eu/Eu^* = 0.69 - 1.1$) نشان‌دهنده تبلور گسترده‌تر پلاژیوکلاز در شرایط سردشدگی آهسته‌تر در محیط نیمه‌ژرف است. افزایش نمایی K₂O از کمتر از ۱ درصد به بیش از ۷ درصد همراه با نسبت‌های بالای K₂O/Na₂O، سرشت شوشونیتی تا پرپتاسیم سری ماگمایی منطقه را نشان می‌دهد. این غنی‌شدگی می‌تواند پیامد دو عامل تبلور بخشی پیشرفته ماگما و آلیش ماگما با پوسته قاره‌ای در هنگام بالا آمدن باشد (Winter, 2014; Rollinson, 2014). مقدارهای A/CNK در بیشتر نمونه‌ها کمتر از ۱ است که با سرشت متالومینوس و I-type این سنگ‌ها

همخوانی دارد (Chappell, 2012). با این حال، مقدارهای A/CNK برابر با ۱ تا ۱/۱ در برخی نمونه‌های داسیتی و ریولیتی، گویای پرآلومینوس ضعیف است که می‌تواند پیامد مشارکت اندک مواد پوسته‌ای در مراحل پایانی دگرگونی ماگما باشد (Frost and Frost, 2019). دایک‌های گرانیتی با ناهنجاری منفی Eu شدیدتر ($Eu/Eu^* = 0.61 - 0.83$)، نسبت بالاتر (La/Yb)_N (۱۵/۲-۱۹/۶) و نسبت Rb/Sr بالاتر (۶/۳-۱/۱) در سنجش با ریولیت‌ها (به ترتیب $Eu/Eu^* = 0.69 - 1.1$ ، (La/Yb)_N = ۷/۵-۱۵/۴ و Rb/Sr = ۵/۵-۵/۵) نشان می‌دهند دایک‌های نیمه‌ژرف در شرایط سردشدگی آهسته‌تر (محیط بسته‌تر و ژرف‌تر) متبلور شده‌اند که فرصت بیشتری برای تبلور بخشی کارآمد، به‌ویژه جدایش پلاژیوکلاز و کانی‌های مافیک، فراهم کرده است (Castillo, 2012; Rollinson, 2014). بررسی‌های صحرایی در کانسار گیشون نشان می‌دهد دایک‌های دلریتی با روند شمال‌خاوری-جنوب‌باختری (شکل ۱۰) در امتداد روندهای اصلی کانه‌زایی (بخش‌های جنوبی گستره) جایگیری کرده‌اند. اگرچه خود این دایک‌ها میزبان کانی‌سازی نیستند، اما مهم‌ترین منبع گرمایی سامانه گرمایی بوده‌اند. گرمای آزاد شده از این دایک‌ها به پیدایش چرخه‌های همرفتی انجامیده است و به تحرک بخشی فلزات از سنگ‌های منبع کمک کرده و در پایان به ته‌نشینی کانه در واحدهای داسیتی (سنگ میزبان اصلی) انجامیده است (Sillitoe, 2010). در برابر، دایک‌های گرانیتی با روند شمال‌باختری-جنوب‌خاوری (شکل ۹) در خلاف جهت روندهای کانه‌زایی هستند و از هرگونه همراهی با پهنه‌های دگرسانی یا کانی‌سازی مستقل هستند. تفاوت در روند و زمان جایگیری این دو گروه دایک نشان می‌دهد جایگاه ساختاری و زمان‌بندی نفوذ توده‌های نیمه‌ژرف، نقش مهمی در توان کانه‌زایی داشته است. این یافته‌ها با الگوهای کلاسیک کانسارهای اپی‌ترمال که بر نقش منابع گرمایی ماگمایی در راه‌اندازی سامانه‌های گرمایی تأکید دارند (Hedenquist and Lowenstern, 2014; Simmons et al., 2005) همخوانی کامل دارد.

برداشت

نیمه‌ژرف نیز با گذر از ترکیب دلریتی به گرانیتی، به صورت روشن‌تری ادامه می‌یابد؛ به گونه‌ای که دایک‌های گرانیتی در سنجش با دایک‌های دلریتی، غلظت Rb، Th و K₂O بیشتر و غلظت Sr و Ni کمتری نشان می‌دهند. این روند ترکیبی پیوسته از سنگ‌های آتشفشانی مافیک تا دایک‌های اسیدی، مستقل از ترتیب زمانی نفوذ، گویای نقش سازنده تبلور بخشی در تکامل ماگمای منطقه است. در این میان، دایک‌های نیمه‌ژرف از دیدگاه ترکیبی گویای مراحل پیشرفته‌تر تفریق هستند و در شرایط سردشدگی آهسته‌تر نسبت به سنگ‌های آتشفشانی پدید آمده‌اند. بر این پایه، داده‌های به دست آمده نشان می‌دهند وجود هم‌راستایی میان روند دایک‌های نیمه‌ژرف و ساختارهای کانه‌دار، می‌تواند راهنمای پی‌جویی عملی برای شناسایی مناطق امیدبخش کانه‌زایی اپی‌ترمال در کمربند ارومیه-دختر باشد.

داده‌های سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌ژرف کانسار گیشون نشان می‌دهند این سنگ‌ها در یک محیط کمان ماگمایی قاره‌ای وابسته به فرورانش نئوتتیس پدید آمده‌اند. غنی‌شدگی LILE و LREE همراه با تهی‌شدگی مشخص Nb و Ti و نسبت‌های کلیدی Ti/Yb، Nb/La و Th/Yb با ماگماتیسم کمان‌های قاره‌ای همخوانی کامل دارد. تبلور بخشی، فرایند اصلی در تنوع ترکیبی این سنگ‌ها است و کاهش هماهنگ CaO، TiO₂، FeO، MgO و P₂O₅ با افزایش SiO₂، گویای جدایش تدریجی کانی‌های مافیک و آپاتیت است. بررسی داده‌های زمین‌شیمیایی واحدهای سنگی کانسار گیشون گویای آنست که در سنگ‌های آتشفشانی، با گذر از بازالت به آندزیت، داسیت و ریولیت، غلظت عنصرهای ناسازگار (Rb، Th و K₂O) به طور سامان‌مند افزایش و غلظت عنصرهای سازگار (Sr و Ni) کاهش می‌یابد. این روند در دایک‌های

References

- Aghazadeh, M., Hou, Z.Q., Badrzadeh, Z., and Zhou, L.M. (2015) Temporal-spatial distribution and tectonic setting of porphyry copper deposits in Iran: Constraints from zircon U-Pb and molybdenite Re-Os geochronology. *Ore Geology Reviews*, 70, 385-406, <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.03.003>
- Alavi, M. (1991) Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 103 (8), 983-992. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1991\)103<0983:SASCOT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1991)103<0983:SASCOT>2.3.CO;2)
- Asadi, S. (2018) Triggers for the generation of post-collisional porphyry Cu systems in the Kerman magmatic copper belt, Iran: New constraints from elemental and isotopic (Sr-Nd-Hf-O) data. *Gondwana Research*, 64, 97-121. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.06.008>
- Atapour, H., and Aftabi, A. (2007) The geochemistry of gossans associated with Sarcheshmeh porphyry copper deposit, Rafsanjan, Kerman, Iran: Implications for exploration and the environment. *Journal of Geochemical Exploration*, 93(1), 47-65. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2006.07.007>
- Azizi, H., Daneshvar, N., Mohammadi, A., Asahara, Y., Whattam, S.A., Tsuboi, M., and Minami, M. (2021) Early Miocene post-collision andesite in the Takab area, NW Iran. *Journal of Petrology*, 62, egab022. <https://doi.org/10.1093/petrology/egab022>
- Castillo, P.R. (2012) Adakite petrogenesis. *Lithos*, 134, 304-316. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.09.013>
- Chappell, B.W., Bryant, C.J., and Wyborn, D. (2012) Peraluminous I-type granites. *Lithos*, 153, 142-153. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.07.008>
- Dimitrijevic, M.D. (1973) Geology of Kerman region. Geological Survey of Iran, Report 52, 334 p.
- Eftekharnajad, J., Samimi, N., and Ershadi, S. (1993) Geological map of Bam, scale 1:100,000.

Geological Survey of Iran.

- Frost, B.R., and Frost, C.D. (2019) Essentials of igneous and metamorphic petrology. Cambridge University Press, 362p. <https://doi.org/10.1017/9781108685047>
- Gill, J.B. (2012) Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Springer Science & Business Media. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-68012-0>
- Harker, A. (1909) The Natural History of Igneous Rocks. Methuen & Company.
- Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A., and Mitchell, S.F. (2007) Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: Development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology*, 48(12), 2341-2357. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm062>
- Hawkesworth, C., Cawood, P.A., Dhuime, B., and Kemp, T. (2024) Tectonic processes and the evolution of the continental crust. *Journal of the Geological Society*, 181(4), jgs2024-027. <https://doi.org/10.1144/jgs2024-027>
- Hedenquist, J.W., and Lowenstern, J.B. (1994) The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, 370(6490), 519-527. <https://doi.org/10.1038/370519a0>
- Henderson, P. (1984) Chapter 1 - General Geochemical Properties and Abundances of the Rare Earth Elements. In P.B.T.-D. in G. Henderson, Ed., *Rare Earth Element Geochemistry*, 2, 1-32. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50006-X>
- Hedenquist, J.W., Arribas R.A., and Gonzalez-Urien, E. (2000) Exploration for Epithermal Gold Deposits, Gold in 2000, Steffen G. Hagemann, Philip E. Brown, Gold in 2000, *Reviews in Economic Geology*, 13, 245-277. <https://doi.org/10.5382/Rev.13.07>
- Hofmann, A.W. (1997) Mantle geochemistry: The message from oceanic volcanism. *Nature*, 385(6613), 219-229. <https://doi.org/10.1126/science.275.5306.597>
- John, D.A., Vikre, P.G., du Bray, E.A., Blakely, R.J., Fey, D.L., Rockwell, B.W., Mauk, J.L., Anderson, E.D., and Graybeal, F.T. (2018) Descriptive models for epithermal gold-silver deposits. U.S. Geological Survey, Scientific Investigations Report 2010-5070-Q, 247 p. <https://doi.org/10.3133/sir20105070Q>
- Le Bas, M. L., Le Maitre, R. L., Streckeisen, A., Zanettin, B., and IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3), 745-750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>
- McDonough, W.F., and Sun, S.S. (1995) The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3-4), 223-253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Middlemost, E.A.K. (1994) Naming material in the magma - igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37 (3-4), 215-224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
- Mokhtari, M.A.A., Kouhestani, H., Pang, K.N., Hsu, S.C., Chung, S.L., and Lee, H.Y. (2022) Early Eocene high-Sr/Y magmas from the Urumieh-Dokhtar paleo-arc, Iran: Implications for the origin of high-flux events in magmatic arcs. *Lithos*, 416-417, 106656, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106656>
- Pearce, J.A. (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. Orogenic andesites and related rocks, 528-548. In: Andesites, Thorpe, R.S., ed., John Wiley & Sons.
- Pearce, J.A., Harris, N.B., and Tindle, A.G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4), 956-983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- Raeisi, D., Babazadeh, S., Long, L.E., Zhao, M., Cottle, J.M., Nayebi, N., and Modabberi, S. (2024) Geochemical and isotopic signatures, and zircon U-Pb ages of the oldest known intrusive rocks associated with porphyry Cu deposits in the central Urumieh-Dokhtar magmatic arc, Iran. *Journal of Geochemical Exploration*, 256, 107366, <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2023.107366>

- Raeisi, D., Zhao, M., Babazadeh, S., Long, L.E., Hajsadeghi, S., and Modabberi, S. (2021) Synthesis on productive, sub-productive and barren intrusions in the Urumieh-Dokhtar magmatic arc, Iran, constraints on geochronology and geochemistry. *Ore Geology Reviews*, 132, 103997, <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.103997>
- Richards, J.P. (2015) Tectonic, magmatic, and metallogenic evolution of the Tethyan orogen: From subduction to collision. *Ore Geology Reviews*, 70, 323-345. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.11.009>
- Richards, J.P., and Sholeh, A. (2016) The Tethyan tectonic history and Cu-Au metallogeny of Iran. *Society of Economic Geologists Special Publication*, 19, 193-212. <https://doi.org/10.5382/SP.19.07>
- Richards, J.P., Spell, T., Rameh, E., Razique, A., and Fletcher, T. (2012) High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu±Mo±Au potential: Examples from the Tethyan arcs of central and eastern Iran and western Pakistan. *Economic Geology*, 107(2), 295-332. <https://doi.org/10.2113/econgeo.107.2.295>
- Rollinson, H.R. (2014) *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Routledge. <https://doi.org/10.4324/9781315845548>
- Rustioni, G., Audetat, A., and Keppler, H. (2021) The composition of subduction zone fluids and the origin of the trace element enrichment in arc magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 176(7), 51. <https://doi.org/10.1007/s00410-021-01810-8>
- Schandle, E.S., and Gorton, M.P. (2002) Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology* 97, 629-642. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.97.3.629>
- Shafiei Bafti, B., Niedermann, S., Sośnicka, M., and Gleeson, S.A. (2022) Microthermometry and noble gas isotope analysis of magmatic fluid inclusions in the Kerman porphyry Cu deposits, Iran: Constraints on the source of ore-forming fluids. *Mineralium Deposita*, 57(2), 155-185.
- Shafiei, B., Haschke, M., and Shahabpour, J. (2009) Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, southeastern Iran. *Mineralium Deposita*, 44, 265-283, <https://doi.org/10.1007/s00126-008-0216-0>
- Shahabinejad, A., Tajeddin, H., Meshkani, S.A., and Movahednia, R. (2020) Geology, petrography, and geochemistry of volcanic rocks and granitoid intrusions in the Chouran Au-Cu deposit area (northeast of Sirjan, Iran). *Petrological Journal*, 11(3), 41-64.
- Shahabinejad, A., Tajeddin, H.A., and Ghaderi, M. (2024) Petrography and geochemistry of volcanic rocks in the Siahouki copper-gold deposit: An example of deposits with shoshonite host rock in the north of Bam. *Petrological Journal* 15, 45-68.
- Shahabinejad, A., Tajeddin, H.A., and Ghaderi, M. (2026) Geology and genesis of the Siahouki intermediate-sulfidation epithermal Cu-Au-Ag deposit, SE Iran: Constraints from fluid inclusions and SOC isotopes. *Journal of the Geological Society*, jgs2025-111. <https://doi.org/10.1144/jgs2025-111>
- Shahabpour, J. (1992) Unroofing "fragmentites" as a reconnaissance exploration tool in the central Iranian porphyry copper belt. *Economic Geology*, 87(6), 1599-1606. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.87.6.1599>
- Sillitoe, R.H. (2010) Porphyry copper systems. *Economic Geology*, 105(1), 3-41. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3>
- Simmons, S.F., White, N.C. and John, D.A., 2005. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits. In: J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb and J.P. Richards (Editors), *One Hundredth Anniversary Volume*. Society of Economic Geologists, Littleton, pp. 485- 522. <https://doi.org/10.5382/AV100.16>

- Stöcklin, J. (1968) Structural history and tectonics of Iran: a review. AAPG Bulletin, 52(7), 1229-1258. <https://doi.org/10.1306/5D25C4A5-16C1-11D7-8645000102C1865D>
- Sun, S.S., and McDonough, W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42(1), 313-345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Taghipour, N., Aftabi, A., and Mathur, R. (2008) Geology and Re-Os geochronology of mineralization of the Miduk porphyry copper deposit, Iran. Resource Geology, 58(2), 143-160. <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2008.00054.x>
- Warr, L.N. (2021) IMA-CNMNC approved mineral symbols. Mineralogical Magazine, 85(3), 291-320. <https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>
- Watson, E.B., and Harrison, T.M. (1984) Accessory minerals and the geochemical evolution of crustal magmatic systems: A summary and prospectus of experimental approaches. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 35(1-3), 19-30. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(84\)90031-1](https://doi.org/10.1016/0031-9201(84)90031-1)
- Willbold, M., and Elliott, T. (2023) Molybdenum isotope evidence for subduction-modified, recycled mafic oceanic crust in the mantle sources of ocean island basalts from La Palma and Hawaii. Earth and Planetary Science Letters, 621, 118399. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2023.118399>
- Wilson, M. (1989) Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach. 466 pp. Unwin Hyman, London.
- Winter, J. D. (2001) An introduction to igneous and metamorphic petrology. 699 pp. Upper Saddle River (Prentice Hall)..
- Zarasvandi, A., Rezaei, M., Raith, J.G., Asadi, S., and Lentz, D. (2019) Hydrothermal fluid evolution in collisional Miocene porphyry copper deposits in Iran: Insights into factors controlling metal fertility. Ore Geology Reviews, 105, 183-200. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.12.027>