



Research Article

Petrography, Geochemistry and Tectonic setting of Tertiary volcanic rocks in the North of Chah Gonbad (Northeast of Seh Chengi, Lut Block)

Mohammad Hossein Yousefzadeh^{1,2✉} , Narges Drikvand³

¹ Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran, mhyousefzadeh@birjand.ac.ir

² Assistant Professor, Earth Sciences Research Group, University of Birjand, Birjand, Iran, mhyousefzadeh@birjand.ac.ir

³ M.Sc. Student, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran, n406.drikvand@gmail.com

ARTICLE INFO

Received: 13 July 2025
Accepted: 21 October 2025

Keywords

Volcanic Rocks
Primitive Continental Margin Arc
Post Collision
Chah Gonbad
Lut Block



 10.22108/ijp.2025.145930.1365

Introduction

The Chah Gonbad area is located 125 km southwest of Birjand, 90 km southwest of Khouf, and about 40 km southwest of Khou village, between the longitudes 58°07'30"–58°14'50" and the latitudes 32°36'23"–32°42'40". Based on the 1:100,000 map of Seh Changi prepared by Eftekharnjad and Stöcklin (1975), the studied area is located in the northeast of Sechangi, north of the Lut Block. Access to the area is possible via the main Birjand–Khouf–Khour–Kerman road and the Khour–Chah Gonbad–Sechangi side road (Figure 1). There are various opinions about the formation of the volcanic rocks of the Lut Block (Eftekharnjad, 1972; Darvishzadeh, 1976; Jung et al., 1983; Camp and Griffis, 1982; Tirrul et al., 1983; Tarkian et al., 1983; Pang et al., 2013; Omidianfar, et al., 2018; Kalatbari Jafari et al., 2019, 2020, 2021; Fotoohi Rad et al., 2022; Yousefzadeh and Chahkandinezhad, 2023). The studied rocks range from basic/intermediate to acidic compositions. The main purpose of this research is therefore to provide detailed petrological and geochemical information on volcanic rocks in the Chah Gonbad area to constrain the tectonic setting of these rocks and to identify the geology of the Lut Block in eastern Iran.

Regional Geology

The Tertiary volcanic rocks are extensively exposed in the north of Chah Gonbad. These volcanic and pyroclastic rocks, which cover most of the region,

include tuff, perlite, and ignimbrite (Paleogene), as well as rhyolite, dacite (associated pyroclastics), and andesite/ basaltic andesite (Neogene) (Figure 2).

Research Method

✉ Corresponding Author

To cite this article: Yousefzadeh, M.H., Drikvand, N. (2025) Petrography, Geochemistry and Tectonic setting of Tertiary volcanic rocks in the North of Chah Gonbad (Northeast of Seh Chengi, Lut Block). *Petrological Journal*, 16(4), 1-30.



In order to carry out this research, reports, geological and topographic maps, satellite images of the region, and references related to the research topic were first prepared and reviewed. In the next step, during 8 days of fieldwork, rock sampling was carried out by examining their field relationships. In the third step, 79 thin sections were prepared, and their mineralogical and textural descriptions were identified using a polarizing Leitz microscope. Then, 10 samples with the least alteration were selected and sent to Acme Canada Laboratory for analysis of major elements by the ICP-ES method and analysis of trace elements by the ICP-MS method. GCDKit, Excel (@2007), Grapher, and ArcGIS software were used to draw the diagrams and geological map. To calculate the amounts of Fe₂O₃ and FeO, Minpet software was used following the method of Irvine and Baragar (1971).

Petrography

The Chah Gonbad area has extensive outcrops of volcanic rocks with basic/intermediate to acidic compositions. The studied rocks range from basaltic andesite to rhyolitic compositions (basaltic andesite/andesite, rhyolite, dacite, perlite, and ignimbrite), with a peak in acidic compositions. These rocks are dominated by porphyritic texture with microlitic groundmass, glomeroporphyritic, hyaloporphyritic, poikilitic, perlitic, and spherulitic textures. Plagioclase (oligoclase–andesine), sanidine, pyroxene, hornblende, biotite, and quartz are common minerals. Evidence of disequilibrium, including sieve texture, chemical zoning and resorption margins in plagioclase, opacified margins in hornblende, and rounded or embayed edges in quartz and sanidine, are observed in these rocks.

Geochemistry and Petrogenesis

Based on various diagrams, the samples from Chah Gonbad fall within the range of andesite/basalt, andesite, trachyandesite, dacite, trachydacite, and rhyolite. These rocks have calc-alkaline, high-potassium calc-alkaline, and shoshonitic affinities (Figure 9C). In the Co versus Th diagram (Hastie et al., 2007), which is used for volcanic rocks, the samples show consistent trends. The Sun and McDonough diagram (1989) was used to normalize trace elements to the primitive mantle (Figure 10A). The overall geochemical characteristics, including depletion in Ba, Nb, P, Ti, and Ta, enrichment in LILEs (i.e., Cs, Th, U, K, Rb) relative to HFSEs (i.e., Nb, P, Zr, Ti, Ta), negative anomalies of Nb, Ti, and Ta, and high

LILE/HREE ratios in the studied rocks, are features associated with subduction zone magmas. The observed negative Nb anomaly in these samples is an indicator of continental rocks and may suggest crustal participation in magmatic processes (Rollinson, 1993). Depletion of HFSEs such as Nb, P, Ta, and Ti is a prominent feature of arc environments and may result from magma derived from subducted oceanic crust and the overlying mantle wedge, which underwent fractional crystallization, assimilation, and contamination with crustal materials (Saunders et al., 1992; Nagudi et al., 2003). To study the behavior of rare earth elements in samples from the region, a normalized spider diagram with chondrites was used (Boynton, 1984) (Figure 10B). In this diagram, LREEs show enrichment relative to HREEs. According to Winter (2010), the enrichment in LREEs indicates formation in subduction zones. The low Eu depletion in these rocks could be due to high oxygen fugacity during formation and crystallization. Based on Nb versus Zr, Ta/Yb versus Th/Yb, and Yb versus Th/Ta ratios (Figures 11A–11E), the studied rocks are located in a subduction–post-collision setting and in the active continental margin. Geochemical characteristics and tectonic discrimination diagrams suggest that these volcanic rocks presumably formed in an immature continental arc setting (Figure 12). Considering the geological setting and petrological and geochemical evidence, it can be concluded that these rocks were formed in a post-collisional zone during delamination of the continental lithosphere in the Lut Block.

Conclusion

The depletion of Ti, Nb, and Ta in the rocks of the region, along with low HREE and high LREE contents, indicates magmatism in a subduction zone. These rocks belong to the active continental margin. Depletion in Ti, Nb, and Ta (TNT) and Ba enrichment in Cs, Th, U, and Rb provide evidence of the role of continental crust in magmatic processes. Low amounts of Ni (>20) and Co (0.6–24.8), Mg# values less than 40 (12–40), and Nb/Ta ratios greater than 1 (8.9–23.5) indicate the prominent role of the crust in the formation or evolution of the parent magma. Based on geochemical evidence, the volcanic rocks of the Chah Gonbad region were formed in a post-collisional zone during thinning of the continental lithosphere in the Lut Block and in an immature continental margin arc.



سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی و خاستگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی ترشیری شمال چاه‌گنبد (شمال خاوری سه‌چنگی، بلوک لوت)

محمدحسین یوسف‌زاده ^۱،  ^۲، نرگس دریکوند ^۳

^۱ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران، mhyousefzadeh@birjand.ac.ir

^۲ استادیار، گروه پژوهشی علوم زمین، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران، mhyousefzadeh@birjand.ac.ir

^۳ دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران، n406.drikvand@gmail.com

اطلاعات مقاله

چکیده

منطقه چاه‌گنبد در جنوب‌باختری خور (شمال بلوک لوت)، برنزدهای گسترده‌ای از سنگ‌های آتشفشانی بازی/حد واسط تا اسیدی شامل آندزیت/آندزیت بازالتی، تراکی آندزیت، داسیت، ریولیت، پرلیت، توف و ایگنمبریت دارد. پلاژیوکلاز، سانیدین، پیروکسن، هورنبلند، بیوتیت و کوارتز کانی‌های رایج این سنگ‌ها هستند. بافت‌های پورفیریتیک، هیالوپورفیریتیک، گلوپورفیریتیک، پویی‌کیلیتیک، پرلیتی، اسفرولیتی و غربالی در آنها دیده می‌شوند. شواهد نبود تعادل مانند بافت غربالی و منطقه بندی شیمیایی در پلاژیوکلاز، کناره‌آپاکی شده در هورنبلند و بیوتیت، کناره‌گرد شده و یا خلیجی در کوارتز و سانیدین نیز در این سنگ‌ها یافت می‌شوند. سنگ‌های یادشده سرشت کالک‌آلکان دارند و بیشتر آنها پتاسیم متوسط تا بالا و شوشونیتی هستند. در الگوهای عنصرهای کمیاب و نمودارهای عنکبوتی، غنی‌شدگی در LREE و LILE نشانه پیدایش آنها در حاشیه‌قاره‌ای فعال است. عنصرهای LIL نسبت به HFS غنی‌شدگی نشان می‌دهند که از ویژگی‌های پهنه‌های فرورانش و پس‌خورد است. روی نمودارهای تکتونوماگمایی، این سنگ‌ها در قلمروی کمان قاره‌ای نابالغ جای می‌گیرند. ویژگی‌های سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند سنگ‌های بازی/حد واسط منطقه چه‌بسا پیامد ذوب‌بخشی گوشته سنگ‌کره غنی‌شده با مؤلفه‌های فرورانش (سیال‌ها و مذاب) آزادشده از تخته‌آقیانوسی فرورونده و سنگ‌های اسیدی حاصل ذوب‌بخشی پوسته قاره‌ای دگرنهاد شده باشند. می‌توان گفت سنگ‌های یادشده در یک پهنه پس‌خوردی و هنگام نازک‌شدگی سنگ‌کره قاره‌ای در بلوک لوت، پدید آمده‌اند. این فرایندها، شاید پیامد بالآمدگی سست‌کره و قطعه‌شدگی سنگ‌کره باشند که به نازک‌شدگی سنگ‌کره، ذوب گوشته سنگ‌کره زیرقاره‌ای و در پایان به ذوب‌بخشی پوسته انجامیده است.

تاریخ دریافت ۱۴۰۴/۰۴/۲۲

تاریخ پذیرش ۱۴۰۴/۰۷/۲۹

کلیدواژه‌ها

سنگ‌های آتشفشانی
کمان حاشیه‌قاره‌ای نابالغ
پس‌خوردی
چاه‌گنبد
بلوک لوت



doi: 10.22108/ijp.2025.145930.1365

✉ نویسنده مسئول

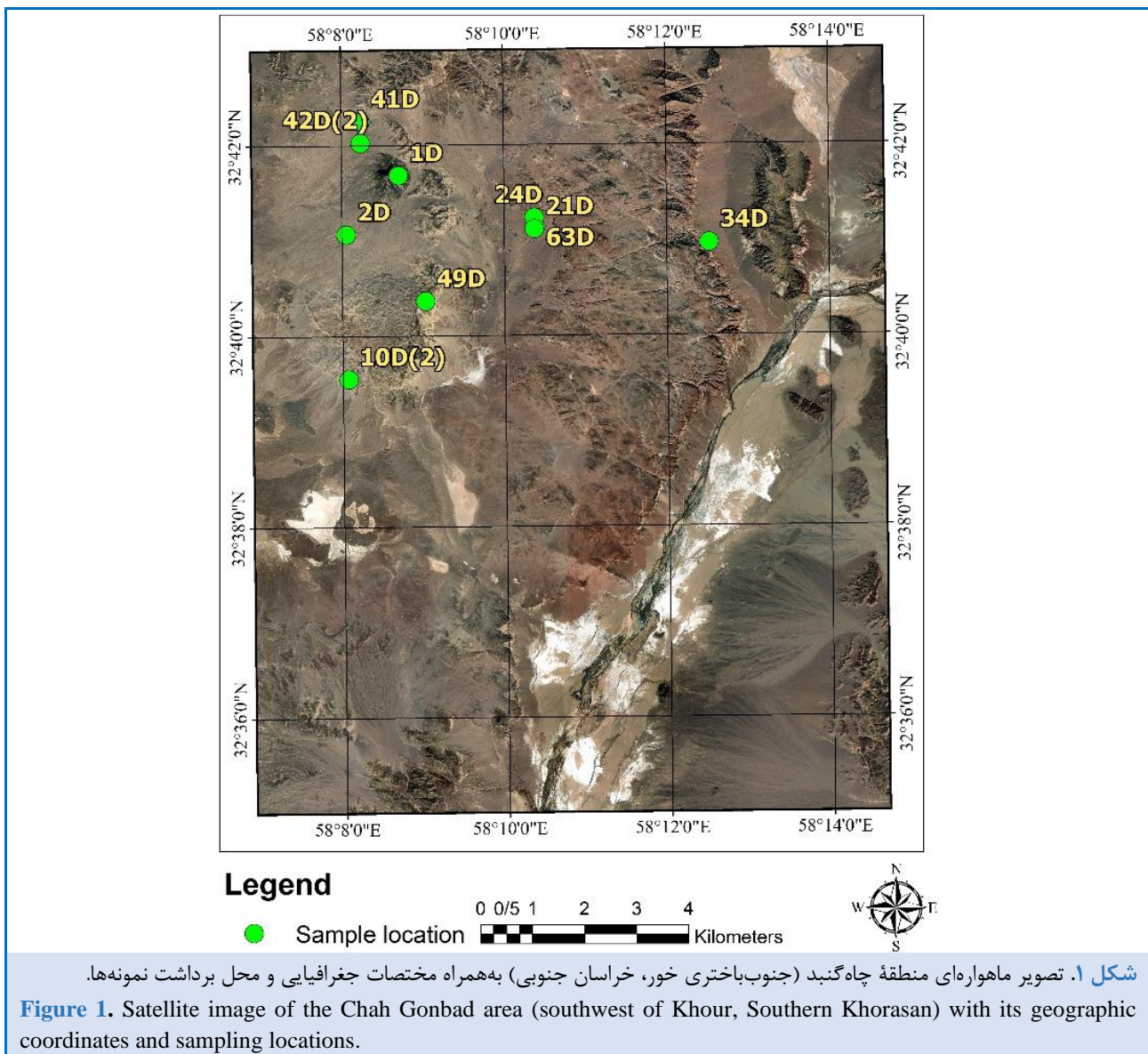
استناد به این مقاله: یوسف‌زاده، م.ح.، دریکوند، ن. (۱۴۰۴) سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی و خاستگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی ترشیری شمال چاه‌گنبد (شمال‌خاوری سه‌چنگی، بلوک لوت). پتروژوژی ۱۶ (۴)، ۱-۳۰.



مقدمه

منطقه چاه‌گنبد در ۴۰ کیلومتری جنوب‌باختری روستای خور از توابع بخش مرکزی شهرستان خوسف است که در ۹۰ کیلومتری جنوب‌باختری این شهر و در ۱۲۵ کیلومتری جنوب‌باختری بیرجند مرکز استان خراسان جنوبی جای دارد. گستره بررسی شده با مختصات طول جغرافیایی $58^{\circ}07'30''$ تا $58^{\circ}14'50''$ خاوری و عرض جغرافیایی $32^{\circ}36'23''$ تا $32^{\circ}42'0''$

$32^{\circ}42'40''$ شمالی در شمال معدن متروکه سرب و روی سه‌چنگی در کرانه شمالی بلوک لوت جای دارد (شکل ۱). راه دسترسی به منطقه یادشده از جاده اصلی بیرجند-خوسف - خور - کرمان و جاده فرعی خور- چاه‌گنبد- سه‌چنگی است. بر پایه نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سه‌چنگی (Eftekharnjad and Stöcklin, 1975)، منطقه یادشده در بردارنده سنگ‌های آتشفشانی حد واسط و اسیدی ترشیری است.



درباره پیدایش سنگ‌های آتشفشانی بلوک لوت نظرات گوناگونی پیشنهاد شده است. افتخارنژاد (Eftekharnjad, 1972) فرورانش پوسته اقیانوسی میان بلوک‌های لوت و افغان را به زیر بلوک لوت دانسته

فرورانش پوسته اقیانوسی میان بلوک‌های لوت و افغان را به زیر بلوک لوت دانسته

کرتاسه- ترشیری پدید آمده است. به باور ترکیان و همکاران (Tarkian et al., 1983)، جنبش‌های شدید کششی در ترشیری پیشین هم به بالآمدن ماگمای بازیک و حد واسط انجامیده و هم کنترل‌کننده ساختاری کانی‌زایی‌های چندگانه سرب و روی بوده است. سن‌سنجی به روش روبیدیم- استرانسیم نشان می‌دهد آتشفشانی کالک‌آلکانل قاره‌ای از کرتاسهٔ پسین و در درازنای ائوسن- الیگوسن (۳۹-۴۴ میلیون سال پیش) به بیشینهٔ مقدار خود رسیده است. داده‌های زمین‌شیمیایی و نتیجهٔ بررسی‌های ایزوتوپی می‌رساند که خاستگاه هر دو سری سنگ‌های داسیتی و آندزیتی از یک ماگمای زیرپوسته‌ای بوده است که در پی ذوب‌بخشی گوشتهٔ بالایی، پویا شده است. این ماگما که با پدیدهٔ جداسازی همراه بوده است با بخش‌هایی از پوستهٔ آلوده شده است که زایندهٔ استرانسیوم پرتوبار بوده‌اند. فرایندهای به‌هم‌پیوستهٔ تبلوربخشی^۱ (FC) و برگزیدگی آرایش^۲ پوسته (A) به افزایش بخشی نسبت استرانسیم ۸۷ بر استرونسیوم ۸۶ انجامیده‌اند (Tarkian et al., 1983). پانگ و همکاران (Pang et al., 2013) سن فعالیت‌های ماگماتیسیم کالک‌آلکانل خاور ایران را ائوسن پایانی- الیگوسن پایانی برآورد کرده است. به باور ایشان فرورانش پوستهٔ اقیانوسی رو به باختر و به زیر بلوک لوت بوده است و ماگماتیسیم خاور ایران، نازک‌شدگی^۳ سنگ‌کرهٔ ستمبر پس از برخورد دو بلوک قاره‌ای یادشده را به دنبال داشته است. به باور امیدیان‌فر و همکاران (Omidianfar, et al., 2018) پیدایش سنگ‌های آتشفشانی پالئوژن جنوب‌باختری بصیران (خاور بلوک لوت، خاور ایران) در یک پهنهٔ زمین‌ساختی با ویژگی‌های کمائی حاشیهٔ قاره‌ای نابالغ تا معمولی (نرمال) رخ داده است و چه‌بسا ماگمای مادر سنگ‌های بازیک- حد واسط در پی درجهٔ ذوب‌بخشی کمتر از ۵ درصد گوشتهٔ گارنت لرزولیتی در ژرفای ۹۰ تا ۱۱۰ کیلومتری پدید آمده

است. به باور درویش‌زاده (Darvishzadeh, 1976) در منطقهٔ بیرجند فرایندهای آتشفشانی از ائوسن آغاز شده و تا پایان ترشیری و حتی کواترنر ادامه داشته است. نخستین گدازه‌ها بیشتر داسیتی بوده‌اند و به سوی پایان ترشیری کم‌کم بازیک‌تر شده‌اند. ترکیب سنگ‌شناسی شامل ریولیت، ریوداسیت، داسیت، آندزیت، آندزیت بازالتی و بازالت است که با سنگ‌های آذرآواری و ایگنمبریت نیز همراه هستند. ایگنمبریت بخش گسترده‌ای را در شمال خاوری لوت پوشانده است. این سنگ ترکیب ریوداسیت دارد. به باور ایشان سنگ‌های آتشفشانی بلوک از سری کالک‌آلکانل هستند و به مناطق کوهزایی تعلق دارند. همچنین، به باور درویش‌زاده (Darvishzadeh, 1976) خاستگاه آتشفشانی‌های بلوک لوت با پدیدهٔ فرورانش ورقهٔ هند به زیر ورقهٔ آسیایی رابطه دارد. به باور یونگ و همکاران (Jung et al., 1983) فعالیت ماگمایی لوت از کرتاسهٔ پسین یعنی بیش از ۷۷ میلیون سال پیش آغاز شده و به مدت ۵۰ میلیون سال ادامه داشته است. این سنگ‌ها شامل گدازه‌های بازالتی، آندزیتی، داسیتی، ریولیتی و ایگنمبریت‌ها و همچنین، مقدار کمتری سنگ‌های آذرین درونی نیمه‌ژرف هستند که همگی کالک‌آلکانل به‌شمار می‌روند. داده‌های روبیدیم- استرانسیم نشان می‌دهند خاستگاه بیشتر سنگ‌های یادشده از گوشته و به دور از هر گونه درآمیختگی با پوسته بوده است. تنها در برخی ایگنمبریت‌های پُر سیلیس، نشانه‌های آرایش پوسته‌ای دیده می‌شود. به باور کمپ و گریفیس (Camp and Griffis, 1982) فرورانش پوستهٔ اقیانوسی به زیر بلوک افغان از مائستریشتین آغاز و تا ائوسن میانی ادامه یافته است. ادامهٔ همگرایی و برخورد میان بلوک‌های لوت و افغان موجب فرایندهای آتشفشانی در الیگوسن، میوسن- میوسن پایانی و کواترنری در بلوک لوت شده است که از دیدگاه سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی با ماگماتیسیم کمان ارومیه- دختر تفاوت دارد. تیروول و همکاران (Tirrul et al., 1983) پهنهٔ جوش‌خوردهٔ سیستان در خاور ایران را بخشی از کمربند کوهزایی آلپ هیمالیا دانسته‌اند که در

¹ Fractional Crystallization

² Assimilation

³ delamination

کالک آلکالین پتاسیم بالا و به ندرت توله‌ایتی و مربوط به په‌نه‌های فرورانش می‌دانند. یوسف‌زاده و چهکندی‌نژاد (Yousefzadeh and Chahkandinezhad, 2023) سرشت سنگ‌های آتشفشانی آسفیج (جنوب‌باختری سربیشه) را کالک آلکالین پتاسیم بالا و خاستگاه آنها را ذوب‌بخشی گوشته اسپینل لرزولیتی، در محدوده رخساره اسپینل لرزولیت فلوگوپیت‌دار می‌دانند.

با توجه به اینکه سنگ‌های آتشفشانی حد واسط/بازی و اسیدی منطقه چاه‌گنبد گسترش بسیاری دارند و تا کنون بررسی دقیق سنگ‌شناسی نشده‌اند، در این پژوهش تلاش شده است با بررسی سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی، شناخت محیط زمین‌ساختی ماگمای سازنده سنگ‌های یادشده و مقایسه آنها با سنگ‌های مشابه در مناطق مجاور و برخی از نقاط دنیا، گامی در راستای شناخت زمین‌شناسی بلوک لوت و خاور کشور برداشته شود.

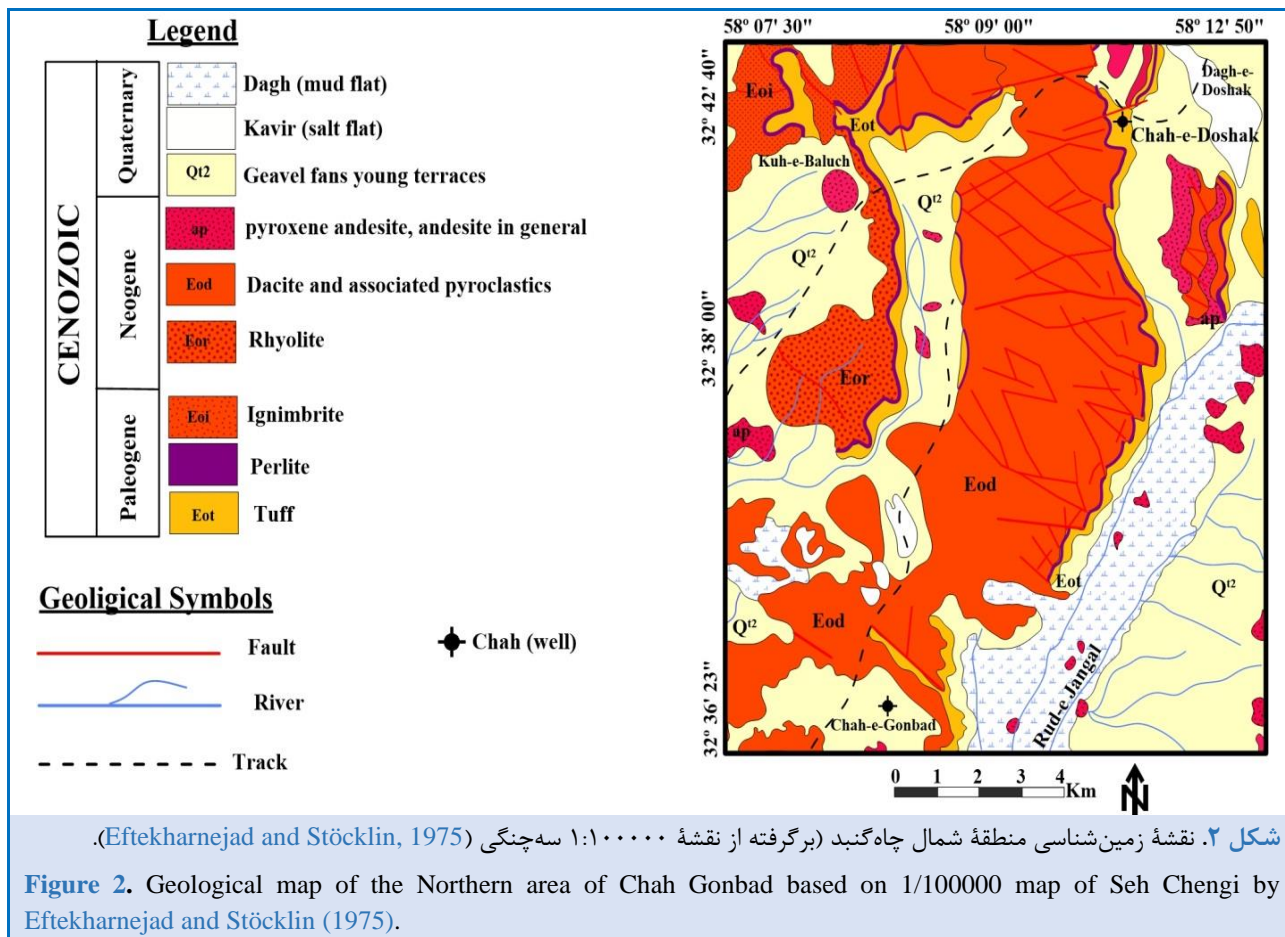
زمین‌شناسی منطقه ای

همان‌گونه که گفته شد منطقه چاه‌گنبد در محدوده نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سه‌چنگی (Eftekharneghad and Stöcklin, 1975) جای دارد. بر پایه نقشه یادشده، بیشتر گستره منطقه را سنگ‌های گدازه‌ای و آذرآواری ترشیری شامل توف، پرلیت و ایگنیمبریت متعلق به پالئوژن و ریولیت، داسیت و آذرآواری‌های وابسته به آنها، آندزیت/پیروکسن آندزیت (آندزیت بازالتی) نئوژن پوشانده‌اند (شکل ۲). رخنمون آندزیت‌ها در خاور این گستره، روی پرلیت‌ها و نیز در باختر منطقه در کوه قلعه بلوچ رخنمون دارد. این واحد، در قلعه بلوچ ساخت ستونی دارد که به قطعات چندوجهی نامنظم، خرد شده است. به باور بلت و همکاران (Blatt et al., 2006) این ویژگی پیامد درزه‌های متقاطع فراوان در سنگ است. این شکستگی‌ها نخست در پی انقباض ناشی از انجماد گدازه‌های آتشفشانی و در سپس به دنبال تنش‌های زمین‌ساختی اعمال می‌شوند و پس از انجماد توده پدید می‌آیند (Moin Vaziri and Ahmadi, 1998) (شکل ۳- A). آندزیت بازالتی سیاه‌رنگ در بخش‌های باختر کوه قلعه

باشد. به باور یوسف‌زاده و همکاران (Yousefzadeh et al., 2019)، سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌ژرف پیرامون خوسف سرشت کالک آلکالین پتاسیم متوسط تا بالا دارند و در قلمروی کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای وابسته به فرورانش پدید آمده‌اند. خلعت‌بری و همکاران (Kalatbari Jafari et al., 2019) با بررسی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در باختر سه‌چنگی (بلوک لوت) باور دارند که گدازه‌های بازیگ-حد واسط این منطقه از ذوب‌بخشی گوشته سنگ‌کره‌ای غنی‌شده با مؤلفه‌های فرورانشی (سیال‌ها-مذاب) پدید آمده‌اند و نمی‌توان تأثیر ترکیبات پوسته‌ای را از آنها جدا کرد. سنگ‌های اسیدی منطقه عنصرهایی همانند پوسته دارند که نشان‌دهنده ذوب‌بخشی پوسته در پیدایش ماگمای اسیدی است. به باور ایشان، سنگ‌های یادشده در یک محیط بازشدگی مربوط به برخورد، پس از بسته‌شدن نئوتیس در کرتاسه بالایی و ضخیم‌شدن سنگ‌کره قاره‌ای در بلوک لوت پدیدار شده‌اند. به باور خلعت‌بری جعفری و همکاران (Kalatbari Jafari et al., 2020)، سنگ‌های آتشفشانی نئوژن جنوب عرب‌آباد (بلوک لوت) نیز چه‌بسا پیامد ذوب‌بخشی گوشته سنگ‌کره هستند که پیشتر مؤلفه‌های فرورانشی (سیالات و مذاب) رهاشده از تخته اقیانوسی فرورو آن را غنی کرده‌اند و ذوب‌بخشی پوسته در زایش گدازه‌های اسیدی نقش داشته است. به باور آنها در نئوژن، نازک‌شدگی سنگ‌کره، ذوب‌بخشی گوشته سنگ‌کره‌ای زیرقاره را به دنبال داشته است. این فرایند شاید پیامد بالاآمدگی سست‌کره و قطعه‌شدگی سنگ‌کره بوده است. به باور خلعت‌بری جعفری و همکاران (Kalatbari Jafari et al., 2021)، سنگ‌های آتشفشانی الیگوسن گستره ده‌ته در جنوب دیهوک (بلوک لوت)، گدازه‌های آندزیتی و تراکی‌آندزیتی هستند که از ذوب‌بخشی گوشته سنگ‌کره‌ای غنی‌شده با مؤلفه‌های فرورانشی پدید آمده‌اند و گدازه‌های اسیدی فرآورده ذوب‌بخشی پوسته قاره‌ای هستند. فتوحی‌راد و همکاران (Fotoohi Rad et al., 2022) سرشت سنگ‌های آتشفشانی شمال خور (شمال منطقه چاه‌گنبد) را بیشتر

واحد‌های گدازه‌ای و آذرآواری منطقه، گواهی بر جوان‌تر بودن آنهاست (شکل ۳-۲).

بلوچ و خاور و شمال‌خاوری چاه‌گنبد به‌صورت تپه‌های مرتفع، رخنمون دارد. جایگیری این واحدها روی دیگر



(F-۳) و ایگنیمبریت، گستره چشمگیری را در منطقه دربر گرفته‌اند. جایگیری این واحدها در میان گدازه‌ها نشان‌دهنده تناوب فوران است؛ به‌گونه‌ای که در هر فوران نخست همراه با انفجار و باز شدت دهانه، خروج مواد آذرآواری و و پس از آن، خروج گدازه رخ داده است. توفیت‌های آندزیتی و داسیتی سبز رنگ، در باختر و جنوب‌باختری خور، گسترش دارند. ایگنیمبریت‌های ریوداسیتی - داسیتی صورتی‌رنگ در شمال منطقه قلعه بلوچ به‌حالت لایه‌ای رخنمون دارند (شکل ۳-۲). ایگنیمبریت‌ها از توف‌های شیشه‌ای به‌هم‌جوش‌خورده ناشی از فوران ابرهای سوزان پدید آمده‌اند.

ریولیت‌ها در جنوب کوه بلوچ و شمال‌خاوری منطقه چاه‌گنبد به‌رنگ صورتی و به‌صورت پراکنده برونزد دارند (شکل ۳-۲). در نزدیکی گدازه‌های ریولیتی، لایه سیاه‌رنگ پرلیتی گسترش بسیاری نشان می‌دهد. در بخش بالای توف‌های سبز رنگ نیز یک لایه پرلیتی به‌ستبرای ۲ تا ۳ متر جای دارد که نزدیک به ۵۰ کیلومتر، از ناحیه دق‌بالابند در شمال منطقه، تا جنوب کوه انجیره (در بیرون از گستره نقشه) گسترش دارد (شکل ۳-۲). در بخش بالایی پرلیت، سنگ‌های داسیتی یافت می‌شوند. داسیت نسبت به دیگر واحدها، گسترش بیشتری دارد و رنگ آن خاکستری تا سفید است (شکل ۳-۲). واحدهای آذرآواری شامل توف، برش (شکل



شکل ۳. نمایشی از (A) ساخت ستونی قطعه‌قطعه‌شده در واحد آندزیتی؛ (B) آندزیت بازالتی؛ (C) ریولیت‌های منطقه چاه‌گنبد؛ (D) تناوبی از واحدهای گدازه‌ای و آذرآواری (پرلیت و توف‌های قرمز جوش خورده)؛ (E) داسیت‌های منطقه؛ (F) برش آتشفشانی؛ (G) ایگنیمبریت.

Figure 3. Field views of (A) fragmented columnar structure in the andesitic unit, (B) basaltic andesite, (C) rhyolites in Chah Gonbad region, (D) alternating lava and pyroclastic units (perlite and red welded tuffs), (E) dacites in the area, (F) volcanic breccia, (G) ignimbrite.

آنها به روش ICP-MS، در آزمایشگاه Acme کانادا تجزیه شدند. برای ترسیم نمودارها و نقشه زمین‌شناسی نرم‌افزارهای GCDKit، Excel، Grapher (2007) و ArcGIS به کار برده شدند. برای به دست آوردن مقدار FeO و Fe_2O_3 از نرم‌افزار Minpet و روش ایروین و باراگار (Irvine and Baragar, 1971) بهره گرفته شد.

سنگ‌نگاری

ریولیت

ریولیت‌ها در نمونه دستی به رنگ صورتی هستند و بافت رایج آنها هیالوپورفیریتیک با زمینه شیشه‌ای جریان‌ی است. در

روش انجام پژوهش

در راستای انجام این پژوهش، نخست گزارش‌ها، نقشه‌های زمین‌شناسی و توپوگرافی، عکس‌های ماهواره‌ای منطقه و منابع مرتبط با موضوع پژوهش تهیه و بررسی شدند. سپس در ۸ روز بازدید صحرایی، با بررسی روابط صحرایی سنگ‌ها، نمونه‌برداری از آنها نیز انجام شد. در گام سوم، شمار ۷۹ مقطع نازک تهیه و ویژگی‌های کانی‌شناسی و بافتی آنها با میکروسکوپ پلاریزان نوع لایتر بررسی شد. پس از آن ۱۰ نمونه با کمترین دگرسانی برای بررسی عنصرهای اصلی آنها به روش ICP-ES و عنصرهای کمیاب

(شکل ۴-ب). عوامل اصلی پیدایش بافت غربالی، تغییر ترکیب ماگمای در حال تبلور، کاهش فشار و افزایش دماست (Renjith, 2014). آلکالی‌فلدسپار از نوع سانیدین است و بیشتر به‌صورت درشت‌بلورهای شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار و گاهی سرنیزه‌ای و با ماکل کارلسباد (شکل ۴-ج) و گاهی به‌صورت میکروولیت در زمینه یافت می‌شوند. بیوتیت که تنها کانی فرومنیزین در ریولیت است، بلورهای شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار دارد و در پی رخداد واکنش‌های اکسیداسیون که هنگام فوران گدازه‌ها رخ می‌دهد کم و بیش با کانی‌های کدر جایگزین شده است (شکل ۴-د).

برخی نمونه‌ها بافت اسفرولیتی نیز به‌چشم می‌خورد (شکل ۴-ا). اسفرولیت‌ها از بلورهای بسیار ریز و کشیده کوارتز و آلکالی‌فلدسپار تشکیل شده‌اند و نشان‌دهنده‌ی واشیشه‌ای شدن (شیشه‌زدایی) زمینه در مراحل پس از انجماد هستند (Mackenzie et al., 1982). درشت‌بلورهای بی‌شکل کوارتز کناره‌های واجذبی گردشده و خلیجی دارند که نشانه‌ی رشد در شرایط ناته‌ادلی و یا اثر انحلالی ناشی از کاهش فشار در هنگام صعود ماگماست (شکل ۴-ا). پلاژیوکلازها ماکل پلی‌سینتیتیک، بافت غربالی و گاهی کناره‌های واجذبی دارند و با توجه به زاویه‌ی خاموشی از نوع آلبیت تا الیگوکلاز هستند



شکل ۴. تصویرهای میکروسکوپی از واحدهای ریولیتی در منطقه چاه‌گنبد. (A) کوارتز با کناره‌ی خلیجی در زمینه‌ی واشیشه‌ای شده و با بافت اسفرولیتی (تصویر XPL)؛ (B) درشت‌بلور پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سینتیتیک، بافت غربالی و گوشه‌های تا اندازه‌ای گرد شده (تصویر XPL)؛ (C) درشت‌بلور سرنیزه‌ای سانیدین با کناره‌ی خلیجی (تصویر XPL)؛ (D) درشت‌بلور نیمه‌شکل‌دار بیوتیت در زمینه‌ی واشیشه‌ای شده با بافت اسفرولیتی (تصویر PPL).

Figure 4. Photomicrograph of rhyolite units in the Chah Gonbad area. **A)** Quartz with embayed margins in a devitrified groundmass showing spherulitic texture (XPL image); **B)** Large plagioclase phenocryst with polysynthetic twinning, sieve texture, and partly rounded corners (XPL image); **C)** Lath-shaped sanidine phenocryst with embayed margins (XPL image); **D)** Subhedral biotite phenocryst in a devitrified groundmass with spherulitic texture (PPL image).

(1989) و مک‌آرتور و همکاران (McArthur et al., 1998) شکستگی‌های پرلیتی که به صورت شبکه مترامی از شکستگی‌های ناشی از سرد شدن سریع، پدید می‌آیند را پیامد دگرریختی حرارتی هنگام سرد شدن و انقباض شیشه دانسته‌اند (شکل‌های ۵-A و ۵-B). پتاسیم‌فلدسپار، پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت و پیروکسن کانی‌های اصلی و رایج پرلیت‌های منطقه هستند. درشت‌بلورهای نیمه‌شکل‌دار و سرنیزه‌ای سانیدین کنار خلیجی دارند و قطر آنها به ۴ میلیمتر می‌رسد (شکل ۵-C). بلورهای ریز نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار پیروکسن و هورنبلند کدر شده^۱ به مقدار کم (۵ تا ۱۰ درصد) یافت می‌شوند (شکل ۵-D).

خمیره شیشه‌ای سنگ بافت پرلیتی دارد؛ به گونه‌ای که آثار آن حتی پس از واشیشه‌ای شدن به جای مانده است. بافت جریان‌ی نیز در این سنگ‌ها به‌ویژه در خمیره آن رایج است. هر چند بافت جریان‌ی در بیشتر سنگ‌های منطقه دیده می‌شود، اما در سنگ‌های فلسیک آشکارتر است و بیشتر به شکل چین‌های جریان‌ی و الگوهای چرخشی نامنظم دیده می‌شوند. چگونگی پیدایش این پدیده‌ها، تفریق مواد (به‌ویژه مواد فرار) در پی اختلاف نیروی برشی، رگرگه شدن ماگماهای مختلط، جریان‌یافتن و یا جوش خوردن نهشته‌های آذرآواری و فراوانی تغییرات بافتی است (Shelley, 1993).

پرلیت

پرلیت‌های منطقه، ترکیب ریولیتی، ریوداسیتی و داسیتی دارند. بافت آنها هیالوپورفیریتیک با زمینه شیشه‌ای، پرلیتی، شیشه‌ای جریان‌ی و اسفرولیتی است. (Wilson,)

^۱ opacitized



شکل ۵. تصویرهای میکروسکوپی در واحدهای پرلیت منطقه چاه‌گنبد. (A) بافت‌های اسفرولیتی و پرلیتی (تصویر PPL)؛ (B) بافت پرلیتی (تصویر PPL)؛ (C) فنوکریست سرنیزه‌ای شکل سانیدین در زمینه پرلیتی (تصویر XPL)؛ (D) درشت‌بلور شکل‌دار کلینوپروکسن و هورنبلند کدر شده (تصویر XPL)؛ (E) درشت‌بلور شکل‌دار پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سینتتیک (تصویر XPL)؛ (F) درشت‌بلورهای بیوتیت و ریزبلورهای کوارتز در زمینه پرلیتی (تصویر XPL).

Figure 5. Photomicrograph of perlite units in the Chah Gonbad area. **A)** Spherulitic and perlitic textures (PPL image); **B)** Perlitic texture (PPL image); **C)** Lath-shaped sanidine phenocryst in a perlitic groundmass (XPL image); **D)** Euhedral clinopyroxene and opacified hornblende phenocrysts (XPL image); **E)** Euhedral plagioclase phenocryst with polysynthetic twinning (XPL image); **F)** Biotite phenocrysts and fine-grained quartz crystals in a perlitic groundmass (XPL image).

دما) بلورهای پیشین تعادل خود را از دست می‌دهند و تا اندازه‌ای حل می‌شوند و با ماگمای جدید واکنش می‌دهند و افزون‌بر بافت غربالی، کناره‌های گردشده نیز پیدا می‌کنند. واکنش تنها در محل همبری فنوکریست و ماگما روی می‌دهد (Tsuchiyama, 1985; Shelley, 1993) (شکل ۶-۲).

درشت‌بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هورنبلندهای سبز و قهوه‌ای و بلورهای ریز سوزنی آنها نزدیک به ۱۰ تا ۱۵ درصد حجم سنگ را دربر گرفته‌اند. فرایند کدرشدن (اپاکی شدن) نیز در هورنبلند رخ می‌دهد؛ به‌گونه‌ای که هورنبلند بیشتر در کناره‌ها و گاه به‌طور کامل با کانی‌های کدر جایگزین شده است (شکل ۶-۳). کناره‌واکنشی آمفیبول‌ها برای پی‌بردن به حرکت‌های ماگما پیش از فوران و به‌ویژه برای برآورد آهنگ بالآمدن ماگما به‌کار می‌رود (De Angelis et al., 2015). کلینوپیروکسن (اوژیت) به‌صورت بلورهای درشت، متوسط و ریز نیز دیده می‌شود (شکل ۶-۴). بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل با کناره‌های کدرشده بیوتیت نزدیک به ۵ درصد حجم فنوکریست‌ها را دربر می‌گیرد. در بیشتر مواقع، بیوتیت و هورنبلند با هم دیده می‌شوند. ناپایداری آمفیبول و بیوتیت و پیدایش حاشیه واجذبی پیرامون آنها و نیز خوردگی شدید کلینوپیروکسن و پیدایش کلینوپیروکسن‌های ریز در زمینه، مانند تغییرات حاصل از افت سریع فشار در منطقه است (Anderson, 1976) (شکل ۶-۵).

بافت و کانی‌شناسی تراکی‌آندزیت‌ها همانند آندزیت‌ها است؛ با این تفاوت که پتاسیم‌فلدسپار در این سنگ‌ها به‌صورت بلورهای ریز در زمینه سنگ یافت می‌شود (شکل ۶-۶) و مقادیر کمتری هورنبلند و کلینوپیروکسن نسبت به آندزیت‌ها دارند. پیروکسن با اپیدوت و اکسید آهن جایگزین می‌شود و هورنبلند نیز به‌علت واکنش‌های اکسیداسیون آگزوترمیک^۱ که در هنگام فوران رخ می‌دهند، کدر شده است (شکل ۶-۶). کدرشدن بلورهای هورنبلند را پیامد افت پرشتاب فشار هنگام فوران ماگما و افزایش دمای ماگما می‌دانند (Hiroshi and Kenji, 2005). کدرشدن هورنبلند نشان‌دهنده بالابودن فوگاسیتة اکسیژن و بخار آب در زمان

نوع پلاژیوکلاز بر پایه زاویه خاموشی، آلبیت تا الیگوکلاز است و پلاژیوکلازها ماکل پلی‌سینتتیک، منطقه‌بندی شیمیایی و کناره خلیجی دارند (شکل ۵-۳). بیوتیت نیز به‌صورت بلورهای ریز و درشت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل و با چندرنگی شدید قهوه‌ای مایل به سرخ دیده می‌شود و گاهی در پی واکنش‌های اکسیداسیون کدر شده است. کوارتز به‌صورت بلورهای بی‌شکل و گاهی شکسته و با کناره خلیجی دیده می‌شود. شکستگی فنوکریست‌ها پیامد انتقال متلاطم ماگما هنگام فوران است (Allen and McPhie, 2003; AI-Mashaikie et al., 2010) (شکل ۵-۴).

آندزیت - آندزیت/بازالت

آندزیت‌های منطقه بافت‌های پورفیریتیک، حفره‌ای، گلمروپورفیریتیک و پویی‌کیلیتیک دارند. زمینه ریزدانه این سنگ‌ها از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز ساخته شده است. بافت گلمروپورفیریتیک از تجمع درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در زمینه‌ای از ریز بلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و کانی‌های کدر پدید می‌آید (شکل ۶-۷). بلورهای ریز کلینوپیروکسن‌های که با درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در بر گرفته شده‌اند بافت پویی‌کیلیتیک را پدید آورده‌اند (شکل ۶-۸). پلاژیوکلاز به دو صورت فنوکریست و میکروولیت ۴۰-۵۰ درصد حجم سنگ را دربر می‌گیرد. درشت‌بلورهای آن ماکل پلی‌سینتتیک، بافت غربالی و منطقه‌بندی شیمیایی دارند و اندازه آنها از ۰/۲ تا ۲ میلی‌متر متغیر است (شکل‌های ۶-۸ تا ۶-۹).

به باور آستانیسیک و همکاران (Ustunisi et al., 2014)، منطقه‌بندی پیامد تغییرات ناگهانی در دما، فشار و یا در ترکیب ماگماست. با توجه به زاویه خاموشی ترکیب پلاژیوکلاز در بازه الیگوکلاز-آندزین جای می‌گیرد. بافت غربالی در پی تغییرات دمایی و شیمیایی مذابی که در همبری با بلور است پدیدار می‌شود که می‌تواند پیامد انتقال بلور به بخش دیگری از ماگما، پیدایش جریان مذاب در میان بلورهایی که زودتر پدید آمده‌اند و یا جدایش بلوری پیشرونده مذاب باشد (Reubi, 2002; Arvin et al., 2003) (شکل ۶-۹). در هنگام رخداد فرایند تغذیه ماگمایی و با تغییر دمای ماگما (در صورت افزایش اختلاف

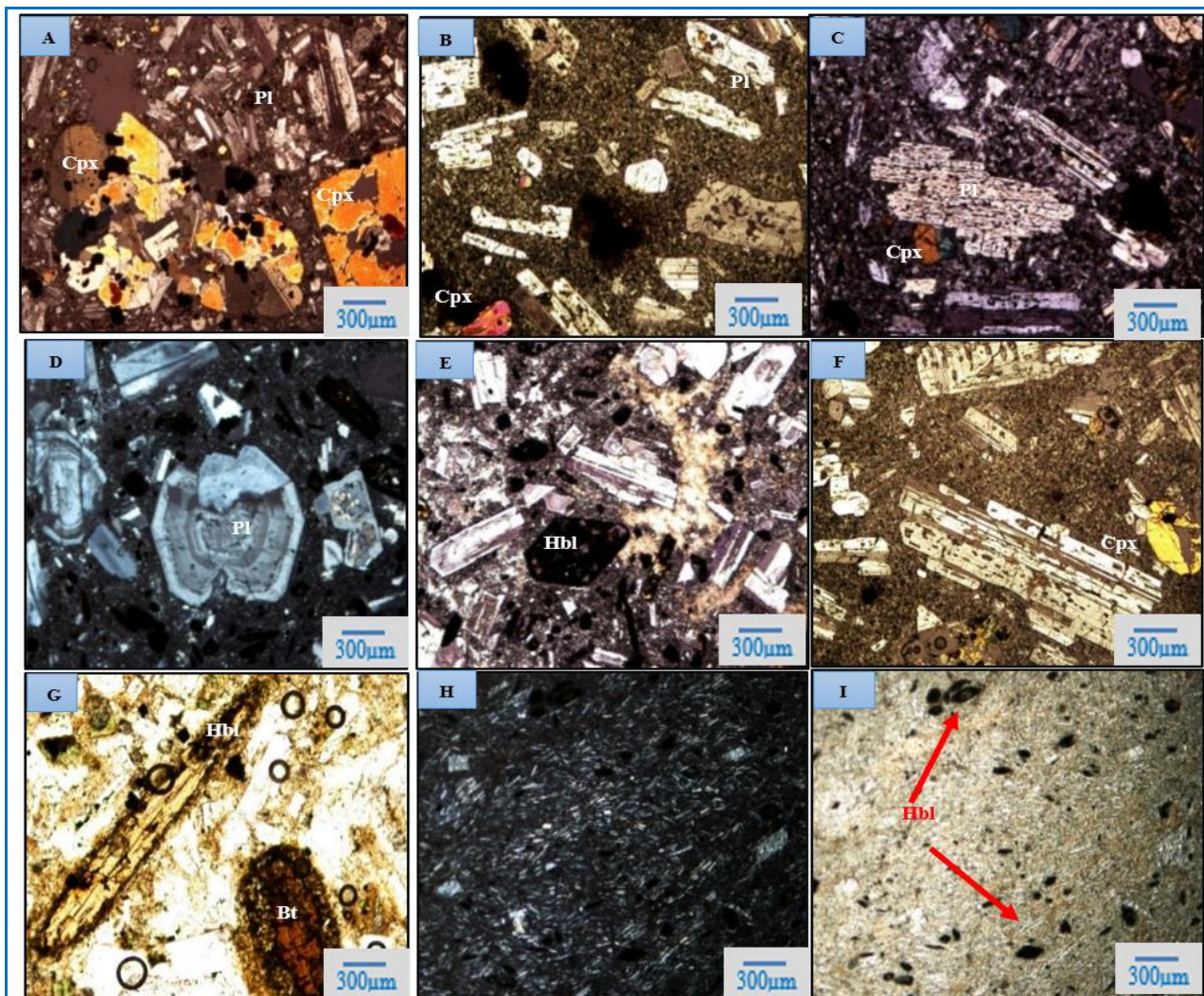
¹ Exothermic oxidation reactions

تراکی داسیتی دارند و هنگام حرکت ابرهای سوزان پدید آمده‌اند. گسترش وسیع ابرهای سوزان در پی فراوانی گازها و مواد فرار در بخش بالایی آشیانه ماگمایی است؛ جایی که ماگما جدایش بلوری بیشتری یافته و اسیدی تر است.

پیدایش این کانی و از دست رفتن آب هنگام فوران ماگماست (Best, 1982).

ایگنیمبریت

ایگنیمبریت‌ها ترکیب ریولیتی، ریوداسیتی- داسیتی،

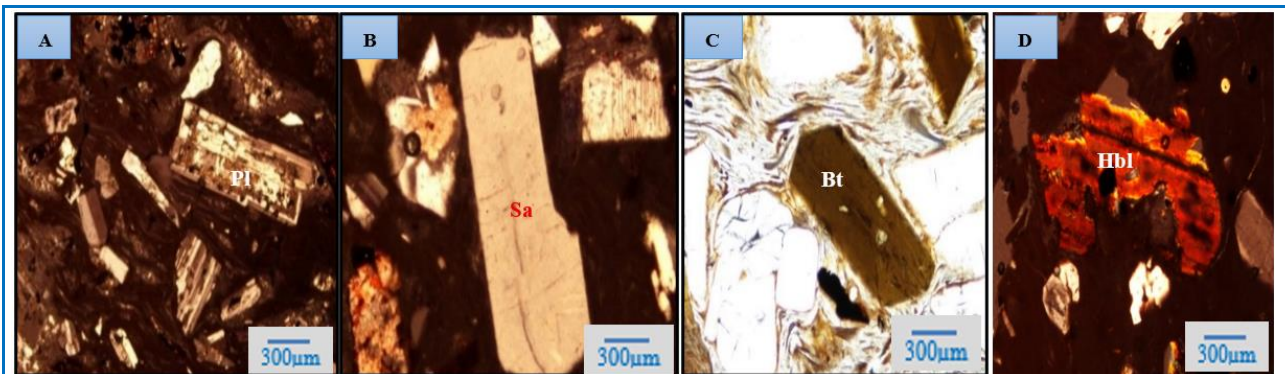


شکل ۶. تصویرهای میکروسکوپی آندزیت‌ها و تراکی آندزیت‌های منطقه چاه‌گنبد (A) بافت گلومروپورفیریتیک (تصویر XPL)؛ (B) بافت‌های پورفیریتیک و پویی کیلیتیک (بلورهای ریز کلینوپیروکسن با پلاژیوکلاز در بر گرفته شده‌اند) (تصویر PPL)؛ (C) بافت غربالی در پلاژیوکلاز (تصویر XPL)؛ (D) منطقه‌بندی شیمیایی در پلاژیوکلاز (تصویر XPL)؛ (E) درشت‌بلور آمفیبول کدر شده (تصویر XPL)؛ (F) درشت‌بلورهای پیروکسن و پلاژیوکلاز، (تصویر XPL)؛ (G) درشت‌بلورهای کدر شده آمفیبول و بیوتیت (تصویر PPL)؛ (H) میکروولیت‌های پلاژیوکلاز و آلکالی‌فلدسپار (تصویر XPL)؛ (I) ریزبلورهای آمفیبول کدر شده (تصویر PPL) (تصویرهای A تا G از آندزیت‌ها و تصویرهای H و I از تراکی آندزیت‌ها هستند).

Figure 6. Photomicrograph of andesites and trachyandesites from the Chah Gonbad area. **A)** Glomeroporphyritic texture (XPL image); **B)** Porphyritic and poikilitic textures (fine clinopyroxene crystals enclosed by plagioclase) (PPL image); **C)** Sieve texture in plagioclase (XPL image); **D)** Chemical zoning in plagioclase (XPL image); **E)** Opacitized amphibole phenocryst (XPL image); **F)** Pyroxene and plagioclase phenocrysts (XPL image); **G)** Opacitized amphibole and biotite phenocrysts (PPL image); **H)** Microlites of plagioclase and alkali feldspar (XPL image); **I)** Fine-grained opacitized amphibole crystals (PPL image) (Images A–G are from andesites, and images H–I are from trachyandesites).

حرکت‌های مارپیچی آنهاست و نیز حضور شاردن‌های شیشه‌ای آنها را از ریولیت‌ها متمایز می‌کند. بافت هیالوپورفیریتیک جریان‌ی در این سنگ رایج است. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار و کلینوپیروکسن، بیوتیت و آمفیبول کدرشده در زمینه شیشه‌ای ایگنمبریت پراکنده‌اند (شکل ۷).

حرکت‌های آشفته و سریع ابرهای سوزان دارای مواد جامد، باعث از میان رفتن بافت‌های آذرآوری آنها و پدیدارشدن بافت‌های جریان‌ی دروغین (سودوفلوئیدال) شده است؛ به‌گونه‌ای که بافت‌های همانند سنگ‌های گدازه‌ای اسیدی پیدا کرده‌اند. آشفته‌گی فراوان بافت جریان‌ی در ایگنمبریت‌ها که گواه



شکل ۷. تصویرهای میکروسکوپی از ایگنمبریت‌های منطقه چاه‌گنبد. (A) بافت پورفیریتیک حاصل از حضور درشت‌بلورهای شکل‌دار پلاژیوکلاز در خمیره شیشه‌ای؛ (B) درشت‌بلورهای شکل‌دار سانیدین (تصویر XPL)؛ (C) درشت‌بلور شکل‌دار بیوتیت (تصویر PPL)؛ (D) هورنبلند کدرشده و با کناره خلیجی (تصویر XPL).

Figure 7. Photomicrograph of ignimbrites from the Chah Gonbad area. **A)** Porphyritic texture resulting from the presence of euhedral plagioclase phenocrysts in a glassy groundmass; **B)** Euhedral sanidine phenocrysts (XPL image); **C)** Euhedral biotite phenocryst (PPL image); **D)** Opacitized amphibole with embayed margins (XPL image).

داسیتی ۴۸/۳۱ است که می‌تواند نشانه خاستگاه گوشته‌ای با آلیش کمتر پوسته‌ای باشد؛ اما در یک نمونه آندزیتی، ۳۴/۵۲ و در دو نمونه پرلیتی ۲۶/۴۴ و ۱۵/۸۲ و در نمونه‌های ایگنمبریتی ۳۲/۴۳، ۲۷/۴۴ و ۱۵/۸۲ است که نشان از نقش بارز پوسته زیرین در پیدایش و یا تکامل آنها دارد. سنگ‌های با Mg# بالا مقدار بیشتری از عنصرهای Ni و Co نسبت به گونه‌های با Mg# کم دارند (Karsli et al., 2010; Zhu et al., 2016). در سنگ‌های منطقه مقدار نیکل در همه نمونه‌ها از ۲۰ کمتر و مقدار کبالت برابر با ۶۰-۸۲۴ ppm است که به نقش پوسته زیرین در پیدایش یا تحول ماگمای مادر آنها دارد. مقایسه سنگ‌های یادشده با مذاب‌های نخستین با خاستگاه گوشته‌ای که مقادیر بیشتری از نیکل (بیشتر از ۴۰۰ ppm) (Wilson, 1989) و مقادیر بسیار Mg# (Sharma, 1997) دارند می‌تواند گواه این باشد که سنگ‌های بازیک/حد واسط با خاستگاه گوشته‌ای، بدوی نیستند و هنگام تکامل و تحول خود در پی آلیش پوسته‌ای دچار تغییراتی شده‌اند و سنگ‌های اسیدی از ذوب‌بخشی پوسته زیرین پدید آمده‌اند.

زمین شیمی

داده‌های تجزیه شیمیایی عنصرهای اصلی (بر پایه درصدوزنی) و عنصرهای فرعی و کمیاب (بر پایه ppm) برای سنگ‌های آتشفشانی منطقه چاه‌گنبد در جدول ۱ نشان داده شده است. تغییرات برخی عنصرهای اصلی و همچنین عنصرهای فرعی شامل SiO_2 (۵۱/۳-۷۴/۵ درصدوزنی)، Al_2O_3 (۱۲/۱۴-۱۸/۳۶ درصدوزنی)، K_2O (۱/۸۴-۷/۶ درصدوزنی)، Na_2O (۲-۴/۱۴ درصدوزنی)، MgO (۱۵-۴/۰۶ درصدوزنی)، Mg\# (۱۵/۸۲-۴۸/۳۱ درصدوزنی)، $\text{Ni} < ۲۰ \text{ ppm}$ ، Co (۰/۶-۲۴/۸ ppm)، La (۱۵/۷-۴۴/۹ ppm)، Y (۱۱/۱-۲۷/۶ ppm)، Yb (۱/۰۸-۳/۲۶ ppm) و Sr (۱۱۱/۹-۶۹۸/۲ ppm) است که طیفی از سنگ‌های بازیک/حد واسط تا اسیدی را نشان می‌دهد. مذاب‌هایی که خاستگاه آنها پوسته زیرین باشد جدای از درجه ذوب‌بخشی با مقدار عدد منیزیم کم (> ۴۰) شناخته می‌شوند؛ اما مذاب‌هایی که با اجزای گوشته پدید آمده‌اند Mg\# بالایی (< ۴۰) دارند (Geng et al., 2009). مقدار Mg\# در دو نمونه آندزیتی و آندزیت‌بازالتی به‌ترتیب برابر با ۴۱/۱۸ و ۴۵/۷۹ و یک نمونه

جدول ۱. داده‌های تجزیه شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه چاه‌گنبد.

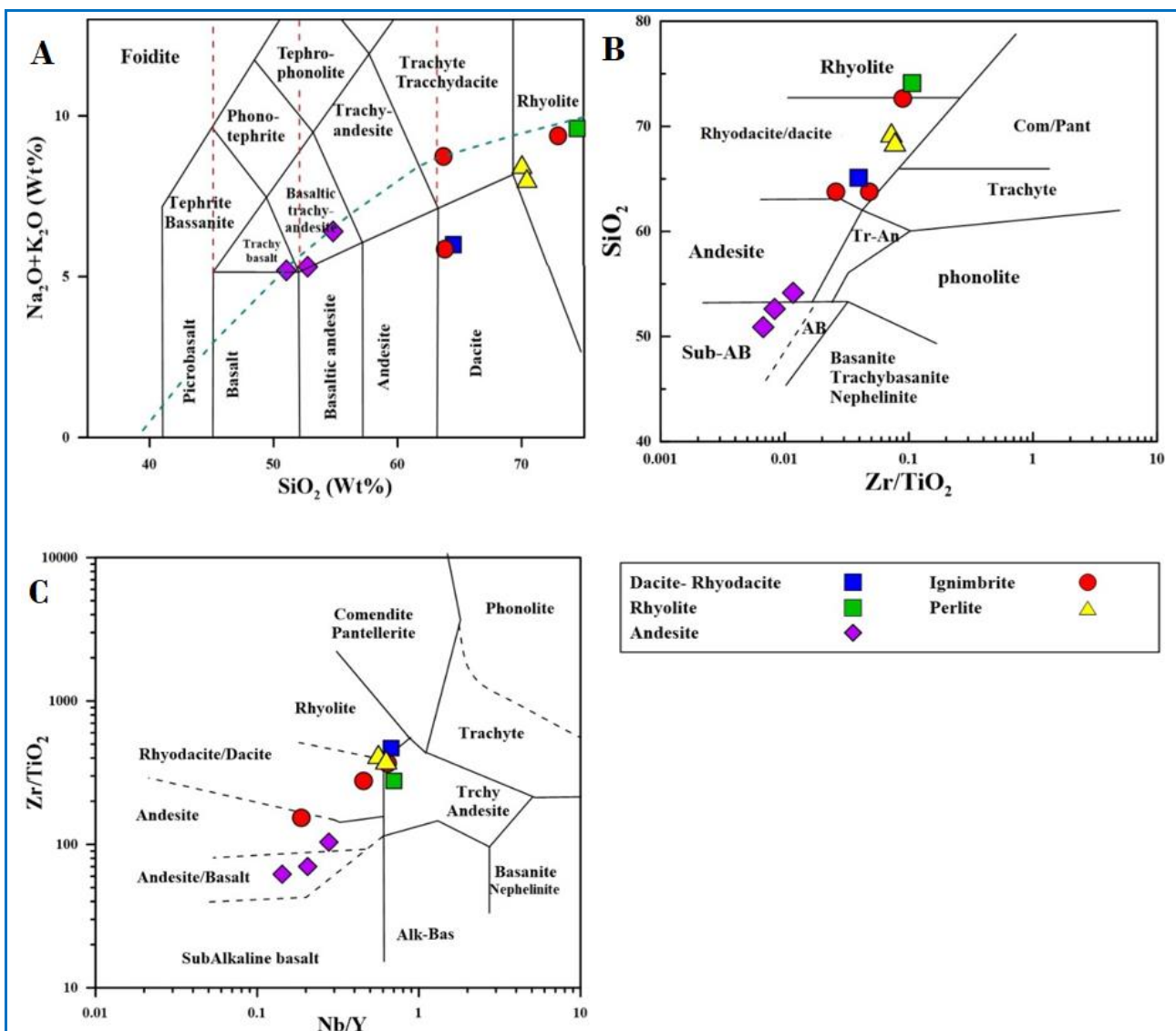
Table 1. The chemical analysis data of volcanic rocks from Chah Gonbad area.

Rock type	Basalt/ Andesite		Andesite	Dacite- Rhyodacite	Perlite		Ignimbrite			Rhyolite
Sample No.	21D	24D	34D	2D	49D	1D	41D	63D	42D (2)	10D (2)
Sample X	58°10'22"	58°10'22"	58°12'31"	58°08'03"	58°09'01"	58°08'42"	58°08'14"	58°10'23"	58°08'10"	58°08'04"
Location Y	32°41'07"	32°41'14"	32°40'58"	32°41'40"	32°40'22"	32°41'41"	32°42'15"	32°41'09"	32°42'1.5"	32°39'33"
SiO ₂	51.03	52.77	54.81	64.52	70.05	70.41	63.83	63.69	72.92.	74.5
TiO ₂	1.1	1.1	0.9	0.48	0.25	0.26	0.53	0.58	0.25	0.23
Al ₂ O ₃	17.8	18.36	16.81	16.19	13.61	13.59	16.36	16.51	13.32	12.14
Cr ₂ O ₃	0.003	0.002	0.008	0.012	0.007	0.003	0.006	0.005	0.009	0.003
MnO	0.15	0.11	0.13	0.07	0.06	0.07	0.06	0.05	0.04	0.05
Fe ₂ O _{3T}	9.52	9.47	8.74	4.09	1.5	1.6	5.2	4.45	1.58	1.55
MgO	4.06	2.52	3.09	1.93	0.27	0.29	1.26	0.85	0.15	0.2
CaO	8.51	8.18	6.58	4.69	1.02	0.98	5.2	3.49	1.01	0.69
Na ₂ O	3.31	3.46	2.88	4.01	3.81	4.14	3.43	3.53	3.23	2
K ₂ O	1.88	1.84	3.53	1.97	4.67	3.9	2.42	5.21	6.15	7.6
P ₂ O ₅	0.17	0.17	0.38	0.26	0.03	0.03	0.14	0.15	0.04	0.03
LOI	2.2	1.8	1.8	1.6	4.6	4.6	1.4	1.2	1.2	0.9
Total	99.78	99.8	99.76	99.85	99.88	99.9	99.89	99.82	99.9	99.91
Mg#	45.79	34.52	41.18	48.31	26.35	26.44	32.43	27.44	15.82	20.35
Ni	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Sc	23	22	22	8	4	4	11	10	4	4
Ba	368	389	655	607	114	102	532	722	105	94
Co	24.8	20.2	22.8	9.4	0.9	0.6	12.5	7.9	0.9	0.8
Cs	1.5	1.2	2.5	1.2	13.7	14.3	2.7	4.8	7	5.6
Be	1	5	3	3	4	4	2	2	5	3
Ga	16.4	16.5	16.7	14.1	11.6	11.7	12.5	14.3	10.3	9.9
Hf	3.3	4.1	3.4	6.3	6.7	7.2	6.4	7.7	6.4	2.8
Nb	4.7	5.1	8.3	8.9	20.6	19	4.9	13.8	18.8	18.03
Rb	38.1	38.5	106.6	60.5	238.5	297.3	78.4	157.5	218.2	230.7
Sn	1	1	2	1	3	2	1	2	2	2
Sr	604.8	449.3	698.2	536.1	275.1	111.9	386.7	539.6	190	133.5
Ta	0.2	0.4	0.4	0.7	1.5	1.5	0.5	1	1.3	1.3
Th	3.2	3.8	8	12.6	27.7	26.2	7.4	16.2	27	23.9
U	0.6	1.4	2.1	1.9	7.1	6.8	1.6	4.7	6.1	4.9
V	278	283	223	69	13	13	59	102	28	15
W	0.5<	0.5<	0.9	0.6	2.9	2.5	1.5	2.3	2.3	1.7
Zr	106.7	114.4	148.1	187.6	232.7	228.2	136.8	284.8	209.9	194.5
Y	26.2	23.1	23.3	11.1	26.9	27.6	16.4	24.5	25.2	24
La	18	18.3	31	37.6	48.1	44.3	15.7	36.4	44.9	41.8
Ce	34.3	37.7	62.1	59.6	91.3	85.9	29.5	71.8	85.8	78.1
Pr	4.26	4.29	7.38	5.96	10.09	9.28	3.35	8.01	9.24	8.55
Nd	18.3	17.2	30.8	20.3	34	34.5	12.9	29.5	32.7	30.3
Sm	4.17	4.11	6.29	3.53	6.38	6.05	2.5	5.71	6.12	5.59
Eu	1.33	1.29	1.61	1	0.66	0.66	0.84	1.37	0.7	0.63
Gd	4.98	4.6	5.72	2.91	5.39	5.08	3.06	5.15	4.86	4.76
Tb	0.8	0.72	0.81	0.39	0.81	0.74	0.46	0.77	0.74	0.71
Dy	4.57	4.54	4.73	2.07	4.85	4.6	2.79	4.69	4.74	4.2
Ho	0.98	0.93	0.9	0.43	0.94	1	0.62	0.85	0.88	0.9
Er	3.22	2.72	2.47	1.12	3.09	2.94	1.9	2.39	2.82	2.75
Tm	0.42	0.37	0.38	0.18	0.48	0.42	0.27	0.4	0.43	0.42
Yb	2.87	2.65	2.36	1.08	3.25	3.26	1.89	2.74	3.17	2.94
Lu	0.44	0.39	0.36	0.15	0.53	0.46	0.28	0.46	0.47	0.45
Eu/Eu*	2.58	2.66	2.73	2.39	4.11	3.87	2.32	2.74	3.91	3.91
(La/Yb) _N	6.27	6.91	13.14	34.81	14.80	13.59	8.31	13.28	14.16	14.22
(Ce/Yb) _N	11.95	14.23	26.31	55.19	28.09	26.35	15.61	26.20	27.07	26.56
(Th/Yb) _N	1.11	1.43	3.39	11.67	8.52	8.04	3.92	8.04	8.25	8.13

نامتحرک پایهریزی شده‌اند بهره گرفته شد. روی نمودار SiO_2 در برابر Zr/TiO_2 ، نمونه‌های منطقه چاه‌گنبد در گستره ساب‌آلکالی بازالت، آندزیت، ریوداسیت/داسیت و ریولیت جای می‌گیرند (شکل ۸-۸). روی نمودار Nb/Y در برابر Zr/TiO_2 سنگ‌های یادشده در گستره آندزیت/بازالت، آندزیت، تراکی آندزیت، ریوداسیت/داسیت و ریولیت جای می‌گیرند (شکل ۸-۹).

نامگذاری و تعیین سری ماگمایی

یکی از بهترین روش‌های رده‌بندی سنگ‌های آتشفشانی، کاربرد نمودار مجموع آلکالی در برابر سیلیس است. روی نمودار $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ در برابر SiO_2 (نمودار TAS)، سنگ‌های آتشفشانی شمال چاه‌گنبد در قلمرو تراکی‌بازالت، آندزیت‌بازالتی، تراکی آندزیت‌بازالتی، تراکیت/تراکی‌داسیت، داسیت و ریولیت جای می‌گیرند (شکل ۸-۸). برای پرهیز از خطای ناشی از دگرسانی اندک سنگ‌ها از نمودارهایی که بر پایه عنصرهای



شکل ۸. ترکیب سنگ‌های آتشفشانی منطقه چاه‌گنبد روی: (A) نمودار SiO_2 در برابر $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (Le Bas, 1986); (B) نمودار Zr/TiO_2 در برابر SiO_2 (Winchester and Floyd, 1977); (C) نمودار Nb/Y در برابر Zr/TiO_2 (Winchester and Floyd, 1977).

Figure 8. A) Composition of volcanic rocks from the Chah Gonbad area plotted on: **A**) SiO_2 versus $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ diagram (Le Bas, 1986); **B**) Zr/TiO_2 versus SiO_2 diagram (Winchester and Floyd, 1977); **C**) Nb/Y versus Zr/TiO_2 diagram (Winchester and Floyd, 1977).

ویژگی پدیده‌ای عادی است. تهی‌شدگی در عنصرهای با شدت میدان بالا (HFSE) مانند Nb، Ti و Ta که در شرایط دگرگونی و دگرسانی، عنصرهای سازگار و کمابیش نامتحرک هستند در همه نمونه‌ها منطقه دیده می‌شود. تهی‌شدگی در HFSE (مانند Ti، Nb و Ta) و P از ویژگی‌های برجسته محیط‌های کمانی است و می‌تواند گویای خاستگاه ماگما از یک پوسته اقیانوسی فرورانده شده و گوه گشته‌ای دگرنهاد روی آن باشد که دچار تبلور جدایشی، هضم و آلیش ماگما با مواد پوسته‌ای شده باشد (Saunders et al., 1992; Nagudi et al., 2003). به باور دیگر پژوهشگران (Pfander et al., 2002; Andrew et al., 2005; Gill, 2010; Qiang et al., 2016) غنی‌شدگی در عنصرهای لیتوفیل بزرگ یون (LILE) و تهی‌شدگی در HFSE از ویژگی‌های پهنه‌های فرورانش و پس‌خوردی است. تهی‌شدگی این عنصرها نشان‌دهنده آلیش ماگمای نخستین با پوسته زیرین است. شاید هم همانند گشته سنگ‌کره‌ای در پهنه‌های پس‌خوردی، خاستگاه پریدوتیتی گدازه‌ها، با مؤلفه‌های فرورانش دگرنهاد شده باشد (Aldanmaz et al., 2000; Zhang et al., 2012; Erturk et al., 2018).

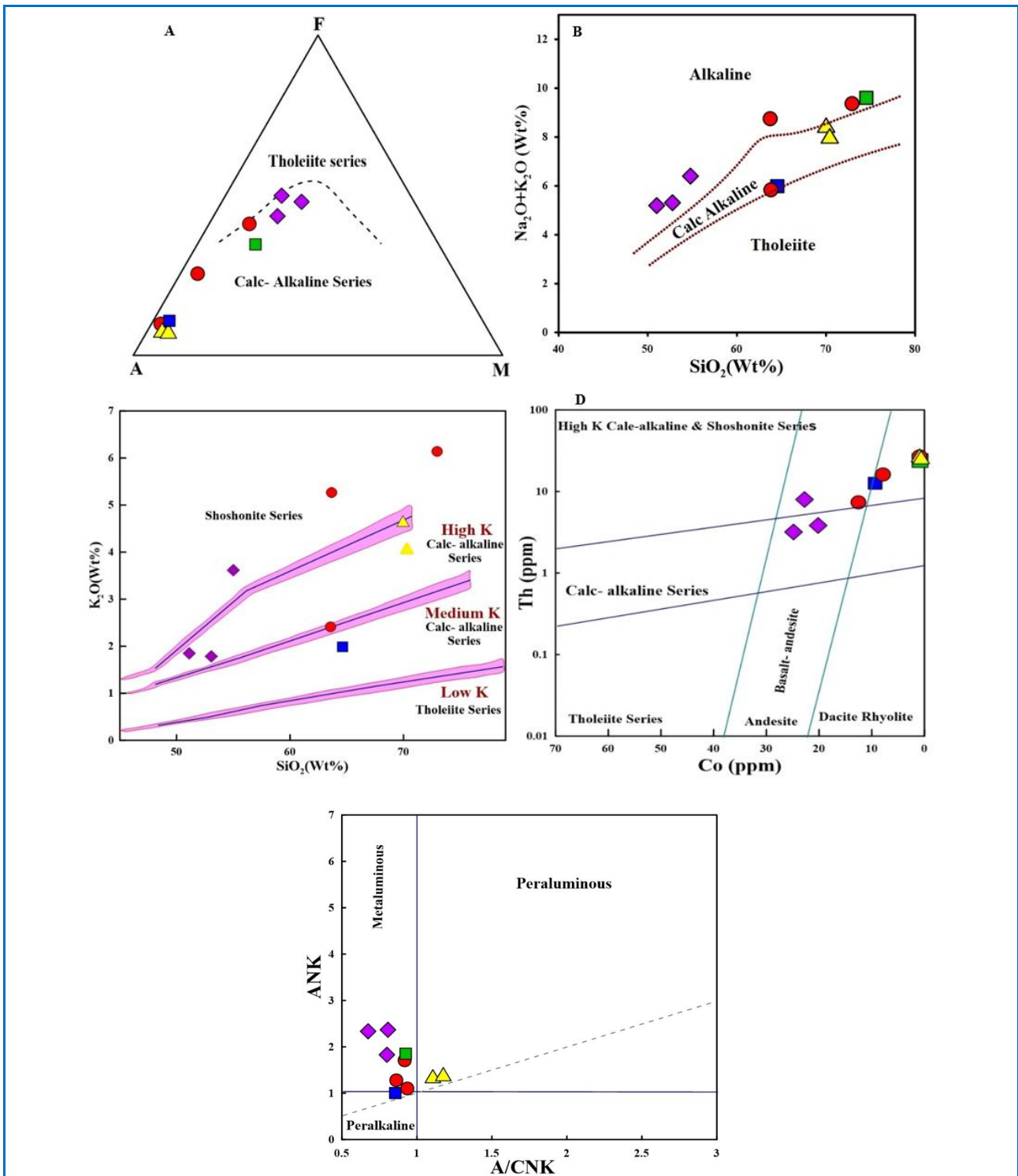
غنی‌شدگی از K و Zr در همه نمونه‌ها، غنی‌شدگی از Sr در همه (مگر دو نمونه پرلیتی)، غنی‌شدگی از Cs و Th در همه (مگر دو نمونه آندزیت/بازالتی) و تهی‌شدگی از Ti، P، Ba و Nb در نمونه‌های منطقه دیده می‌شود. این ویژگی‌های زمین‌شیمیایی به پهنه کمان مربوط است که پیدایش آنها با گشته سنگ‌کره‌ای دگرنهادشده، فرورانش و حاشیه فعال قاره‌ای در ارتباط است (Chashchin et al., 2016; Yu et al., 2016). عنصر Th در بیشتر نمونه‌ها غنی‌شدگی کم تا متوسط و برای دو نمونه آندزیت/بازالتی تهی‌شدگی نشان می‌دهد. توریم که عنصر HFS است رفتاری همانند عنصرهای کم تحرک دارد؛ اما در محیط‌های فرورانش مانند عنصرهای متحرک رفتار می‌کند و از مواد رسوبی فرورونده رها می‌شود (Gorton and Schandl, 2000).

نمونه‌های یادشده روی نمودار سه‌تایی $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{FeO}^*$ یا AFM در گستره سری ماگمایی کالک‌آلکان (شکل ۹-A) جای می‌گیرند. روی نمودار درصدوزنی $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ در برابر SiO_2 سرشت کالک‌آلکان و آلکان (شکل ۹-B) و نیز روی نمودار SiO_2 در برابر K_2O ، سرشت کالک‌آلکان، کالک‌آلکان پتاسیم بالا و شوشونیتی را نشان می‌دهند (شکل ۹-C). همچنین، روی نمودار Co در برابر Th که برای سنگ‌های آتشفشانی به کار برده می‌شود، سنگ‌های منطقه در گستره کالک‌آلکان و کالک‌آلکان پتاسیم بالا و شوشونیتی جای می‌گیرند (شکل ۹-D).

با توجه به گسترش بسیار سنگ‌های آتشفشانی اسیدی شامل پرلیت و ایگنمبریت با ترکیب ریوداسیت/داسیت و ریولیتی در منطقه، رده‌بندی آنها بر پایه نسبت‌های مولار Al_2O_3 ، آلکالی‌ها ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) و CaO نیز آورده شده است (شکل ۹-E). بر پایه این نمودار، بیشتر سنگ‌های اسیدی منطقه متآلومین هستند و $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO} > \text{Al}_2\text{O}_3 > \text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ دارند. این ویژگی همراه با کانی‌های فرعی شاخص بیوتیت و هورنبلند از ویژگی‌های بارز سنگ‌های اسیدی نوع I و محیط زمین‌ساختی کوهزایی به‌شمار می‌رود. دو نمونه ایگنمبریتی پرآلومین هستند که گمان می‌رود پیامد آلیش شدید پوسته‌ای باشد.

زمین‌شیمی عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب (Rare Earth Element)

الگوی تغییرات عنصرهای کمیاب به‌هنجارشده در برابر ترکیب گشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) برای نمونه‌های منطقه شمال چاه‌گنبد خور در شکل ۱۰-A آورده شده است. روی این نمودار، غنی‌شدگی عنصرهای خاکی کمیاب سبک (LREE) در برابر عنصرهای خاکی کمیاب سنگین (HREE) دیده می‌شود که به باور ماچادو و همکاران (Machado et al., 2005) وابستگی آنها را به سری کالک‌آلکان نشان می‌دهد و از دید کاستیلو (Castillo, 2006) در سری‌های ماگمایی کالک‌آلکان این



شکل ۹. ترکیب سنگ‌های آتشفشانی منطقه چاه‌گنبد روی (A) نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971)؛ (B) نمودار SiO_2 در برابر Na_2O+K_2O (Irvine and Baragar, 1971)؛ (C) نمودار SiO_2 در برابر K_2O (Peccerillo and Taylor, 1976)؛ (D) نمودار Co در برابر Th (Hastie et al., 2007)؛ (E) نمودار A/CNK در برابر A/NK (Shand, 1943).

Figure 9. Composition of volcanic rocks from the Chah Gonbad area on: **A)** AFM diagram (Irvine and Baragar, 1971); **B)** SiO_2 versus Na_2O+K_2O diagram (Irvine and Baragar, 1971); **C)** SiO_2 versus K_2O diagram (Peccerillo and Taylor, 1976); **D)** Co versus Th diagram (Hastie et al., 2007); **E)** A/CNK versus A/NK diagram (Shand, 1943).

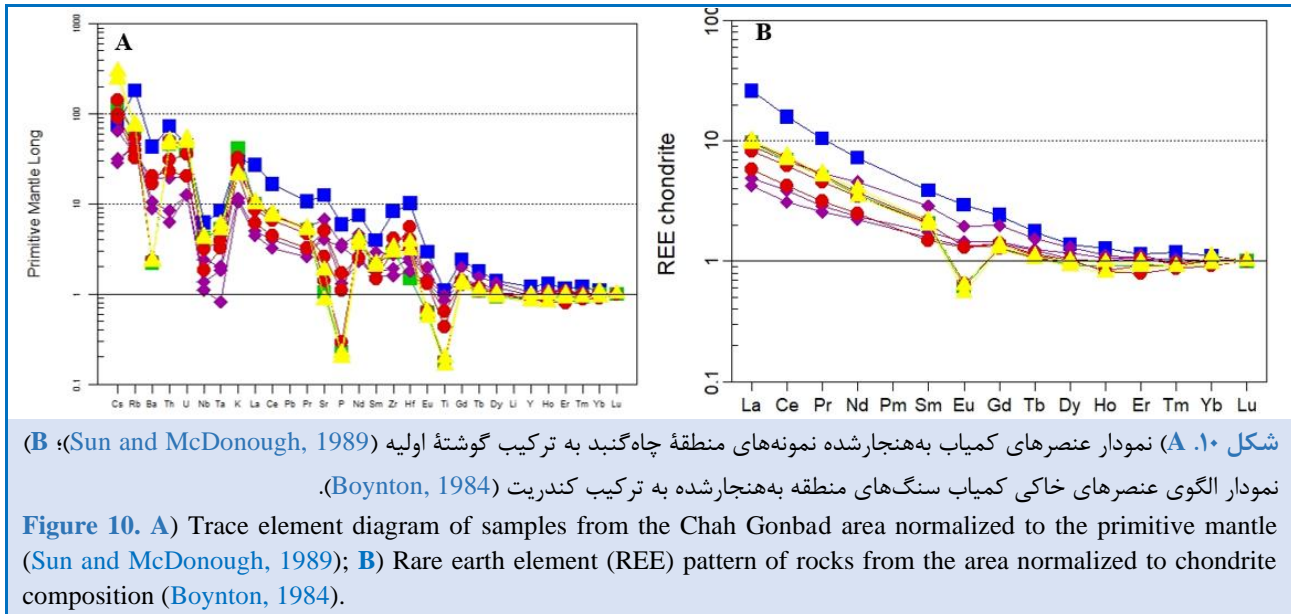
P و Ti در ریولیت‌ها به ویژگی‌های خاستگاه وابسته است. غلظت عنصرهای TNT (Ti, Nb و Ta) با ایلمنیت، روتیل و اسفن کنترل می‌شود؛ از این رو، تهی‌شدگی Ti می‌تواند گویای پیدایش اکسیدهای Fe-Ti باشد (Rollinson, 1993). تهی‌شدگی P و Ti به ترتیب به پیدایش آپاتیت و تیتانومگنتیت و غنی‌شدگی Th و U در این سنگ‌ها به آرایش پوسته‌ای و یا ویژگی‌های خاستگاه وابسته است (Gencalioglu and Geneli, 2010). در بیشتر نمونه‌های منطقه، غنی‌شدگی Cs دیده می‌شود که به باور وانگ (Wang, 2004) نشانه آرایش ماگما توسط مواد پوسته در پی تمرکز بالای این عنصر در پوسته قاره‌ای و توقف ماگمای سازنده سنگ‌ها (هرچند برای مدتی کوتاه) در پوسته قاره‌ای زیرین، به همراه نفوذ سیالات پوسته‌ای به درون ماگما و یا هضم مواد پوسته‌ای درون ماگما هنگام صعود است. از آنجایی که شرایط یادشده برای دو نمونه آندزیت/بازالتی جوان‌تر منطقه فراهم نبوده است تهی‌شدگی Cs نشان می‌دهند. غنی‌شدگی از عنصرهای کمیاب خاکی سبک (LILE) از ویژگی‌های ماگماهای وابسته به پهنه فرورانش است (Gencalioglu and Geneli, 2010). غنی‌شدگی از عنصرهای Th, K, U و Rb می‌تواند در ارتباط با فرایند دگرنهادشدن گوشته یا آرایش پوسته قاره‌ای باشد (Soesoo, 2000).

مقدار کمتر Sr در سنگ‌های اسیدی نسبت به سنگ‌های حد واسط/بازی منطقه می‌تواند پیامد جدایش پلاژیوکلاز از فاز ماگمایی باشد (Wu et al., 2003). این خود گواه دیگری بر خاستگاه احتمالی متفاوت سنگ‌های اسیدی با آندزیت‌ها و آندزیت/بازالت‌های جوان‌تر است. غنی‌شدگی Sr در مقایسه با P در نمونه‌های داسیتی و آندزیت/بازالتی منطقه را می‌توان پیامد پیدایش پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها دانست (Martin, 1999). غنی‌شدگی K که در همه نمونه‌های اسیدی و آندزیتی/بازالتی منطقه دیده می‌شود به باور فولی (Foly, 1992a, b)، برگرفته از ژنگ و همکاران (Zheng et al., 2016)، در درجه

عنصر U نیز غنی‌شدگی نشان می‌دهد. غنی‌شدگی Th و U می‌تواند پیامد افزوده‌شدن رسوب‌های پلاژیک و یا پوسته آقیانوسی دگرسان شده به سنگ خاستگاه (Fan et al., 2003) و یا آرایش پوسته‌ای باشد؛ اما تهی‌شدگی Th برای دو نمونه آندزیت/بازالتی منطقه می‌تواند نشانه نبود رخداد آرایش پوسته‌ای و یا شاهدهی بر خاستگاه گوناگون و یا روند تکاملی متفاوت ماگمای خاستگاه آنها با دیگر نمونه‌ها باشد؛ به ویژه که به باور افتخارنژاد و اشتوکلین (Eftekharneghad and Stöcklin, 1975)، این دو سنگ نسبت به دیگر نمونه‌ها جوان‌تر هستند. عنصرهای لیتوفیل بزرگ یون (LIEE) مانند Cs, U, K و Rb که عنصرهای ناسازگار و متحرک هستند غنی‌شدگی نشان می‌دهند. البته عنصر Ba برای همه نمونه‌ها و Cs برای دو نمونه آندزیت/بازالتی تهی‌شدگی دارند. تهی‌شدگی متفاوت Ba چه بسا به درجه اشباع‌شدگی از سیلیس و میزان ذوب وابسته نباشد (Avanzinelli et al., 2008). بی‌هنجاری منفی Ba در سنگ‌های اسیدی منطقه می‌تواند نشان‌دهنده جدایش بلورین فلدسپارها (Arslan and Aslan, 2006) و یا گواه پوسته قاره‌ای بالایی در فرایندهای ماگمایی (Kuscu and Geneli, 2010) باشد. بی‌هنجاری منفی Nb در همه نمونه‌ها دیده می‌شود. بی‌هنجاری منفی ماگماهای گوشته‌ای در Nb می‌تواند پیامد آرایش ماگما با مواد پوسته‌ای در هنگام صعود و یا جایگزینی یا غنی‌شدگی با شاره‌ها در پهنه‌های فرورانش باشد (Sun and McDonough, 1989). به باور رولینسون (Rollinson, 1993) نیز بی‌هنجاری منفی Nb، شاخص سنگ‌های قاره‌ای است و شاید نشان‌دهنده شرکت پوسته در فرایندهای ماگمایی باشد. به باور کارت و همکاران (Kurt et al., 2008)، آنومالی آشکار Nb دیده‌شده در همه نمونه‌ها نشان‌دهنده تأثیر سیال‌های جدادشده از تخته فرورو و نیز دخالت پوسته‌ای در تکامل ماگماست. پرلیت‌ها در مقایسه با ایگنمیریت‌ها، داسیت‌ها، آندزیت‌ها و آندزیت/بازالت‌ها تهی‌شدگی بیشتری در P, Ti, Ba و Sr دارند. تهی‌شدگی آشکارا از

پیدایش مذاب سرشار از K انجامیده است و در درجهٔ دوم شاید پیامد آرایش پوسته‌ای باشد.

نخست شاید پیامد ذوب اولیهٔ خاستگاه گوشته‌ای با کانی‌های آبدار (مانند فلوگوپیت و آمفیبول) باشد که به



کمیاب سنگین (HREE) غنی‌شدگی آشکاری نشان می‌دهند. به پیشنهاد فیتون و همکاران (Fitton et al., 1991)، بالا بودن نسبت LREE/HREE نشان‌های اصلی ماگماهای پدیدآمده در پهنهٔ فرورانش است و چه‌بسا نشان‌دهندهٔ غنی‌شدگی در گوشته توسط فاز مذاب یا سیال سرشار از آب در پی فرورانش باشد. زانتی و همکاران (Zanetti et al., 1999) نیز بالا بودن نسبت‌های LREE/HREE و LILE/HFSE را نشانهٔ فرورانش می‌دانند. همچنین، غنی‌شدگی LREE در برابر HREE شاید در پی جدایش بلورین کانی هورنبلند یا گارنت‌داربودن خاستگاه رخ داده باشد (Jahangiri, 2007). به باور وینتر (Winter, 2010) آنچه به غنی‌شدگی سنگ‌های یک ناحیه از LREE می‌انجامد اینست که این سنگ‌ها در پهنه‌های فرورانش پدید آمده‌اند. غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE می‌تواند پیامد ناسازگارتر بودن LREE از HREE باشد. ناهنجاری‌های Eu بیشتر با فلدسپارها به‌ویژه در ماگمای فلسیک کنترل می‌شود؛ زیرا Eu در حالت دو ظرفیتی در پلاژیوکلاز و پتاسیم‌فلدسپار سازگار است؛ اما دیگر

عنصر Zr که از عنصرهای HFS است در نمونه‌های اسیدی، اندکی غنی‌شدگی نشان می‌دهد و این ویژگی چه‌بسا پیامد حضور هورنبلند در سنگ‌های منطقه است. زیرکنیم به‌سبب بار و شعاع یونی بالایی که دارد کمتر وارد کانی‌های سنگ‌ساز و رایج سنگ‌ها می‌شود. این عنصر در آغاز گرایش دارد وارد ساختمان زیرکن شود؛ اما با نبود زیرکن، زیرکنیم وارد آمفیبول می‌شود. همچنین، این عنصر به مقدار کم، جانشین Ti در شبکهٔ اسفن و روتیل می‌شود (Rollinson, 1993). تهی‌شدگی خفیف Eu را می‌توان با جدایش بلوری فلدسپار توجیه کرد (Erosy et al., 2008).

با توجه به این که ترکیب کندریت‌ها به‌طور مستقیم اندازه‌گیری شده است، اما ترکیب گوشتهٔ اولیه تخمینی است، تامپسون (Thompson, 1983) پیشنهاد داد بهتر است داده‌ها در برابر کندریت به‌هنجار شوند. برای بررسی رفتار عنصرهای خاکی کمیاب به‌هنجارشده در نمونه‌های منطقهٔ چاه‌گنبد در برابر ترکیب کندریت از داده‌های پیشنهادی بویتون (Boynton, 1984) برای ترکیب کندریت بهره گرفته شد (شکل ۱۰-B). روی این نمودار، عنصرهای کمیاب سبک (LREE) نسبت به عنصرهای

می‌شود (Aldanmaz et al., 2000). مقدار Th/Yb برای نمونه‌های منطقه چاه‌گنبد نسبت به گوشته غنی شده بیشتر است و در قلمرو حاشیه فعال قاره‌ای جای می‌گیرد. به باور آلدانماز و همکاران (Aldanmaz et al., 2000) با توجه به بالابودن نسبت Th/Yb به Ta/Yb می‌توان به نقش مؤلفه‌های فرورانشی (سیالات و مذاب) و تأثیر آن بر گوشته سنگ‌کره‌ای زیر قاره (SCLM^۲) و یا آرایش پوسته‌ای اشاره کرد. این تغییر ترکیب می‌تواند پیامد فرایندهای وابسته به فرورانش (Helvacı et al., 2009) و یا غنی‌شدگی Th به آرایش پوسته‌ای و یا ویژگی‌های خاستگاه دانسته شود (Gencalioglu and Geneli, 2010). برخی نسبت‌های شیمیایی مانند $Nb/Ta >$ نشان‌دهنده آرایش پوسته‌ای هستند (Koralay et al., 2011). تامپسون و فاولر (Fowler, 1986) بر پایه نسبت Zr به Nb قلمروهای فرورانش و پس‌برخوردی^۳ را از محدوده دور از فرورانش^۴ جدا کرده‌اند (شکل ۱۱-E). سنگ‌هایی که مقدار Nb آنها از ۵۰ ppm کمتر است مستقیم یا نامستقیم مرتبط با فرورانش (فرورانش و پس‌برخوردی) هستند. بر این اساس، نمونه‌های بررسی شده با مقدار Nb میان ۴/۷ تا ۲۰/۶ و میانگین برابر با ۱۰/۷۱ ppm در محدوده مرتبط با فرورانش و پس‌برخوردی جای می‌گیرند. روی نمودار La/Yb در برابر Th/Yb که قلمروهای کمان جزیره‌ای نخستین (نابالغ)، کمان جزیره‌ای و کمان حاشیه قاره‌ای را از هم جدا می‌کند، سنگ‌های منطقه چاه‌گنبد در قلمرو کمان حاشیه قاره‌ای جانمایی می‌شوند. در نمودار Rb/Zr در برابر Nb که بر پایه میزان بلوغ، انواع کمان‌های حاشیه قاره‌ای/کمان جزیره‌ای نخستین، کمان قاره‌ای نرمال و کمان قاره‌ای بالغ را از هم جدا می‌کند، سنگ‌های منطقه در قلمرو کمان قاره‌ای نخستین جای می‌گیرند.

عنصرهای REE سه‌طرفیتی و ناسازگار هستند. از این رو، جداسدن فلدسپار از مذاب فلسیک با جدایش بلوری و ذوب‌بخشی باعث پیدایش آنومالی منفی Eu در مذاب می‌شود (Rollinson, 1993). در شرایط فعالیت کم اکسیژن، ضریب جدایش برای Eu میان پلاژیوکلاز و مذاب بازالتی بالاست و نسبت به دیگر REE آنومالی مثبت نشان می‌دهد و در شرایط فعالیت بالای اکسیژن، ضرایب جدایش برای Eu کم است و این عنصر مانند دیگر عنصرهای کمیاب خاکی رفتار می‌کند (Rollinson, 1993). از این رو، تهی‌شدگی خفیف Eu در بیشتر سنگ‌های منطقه می‌تواند پیامد فوگاسیته بالای اکسیژن در هنگام پیدایش و تبلور سنگ‌ها باشد. همچنین، بی‌هنجاری منفی Eu برای نمونه‌های اسیدی نشان‌دهنده جدایش پلاژیوکلاز در جدایش بلوری در فازهای پیشین باشد.

جایگاه زمین‌ساختی و ژنز

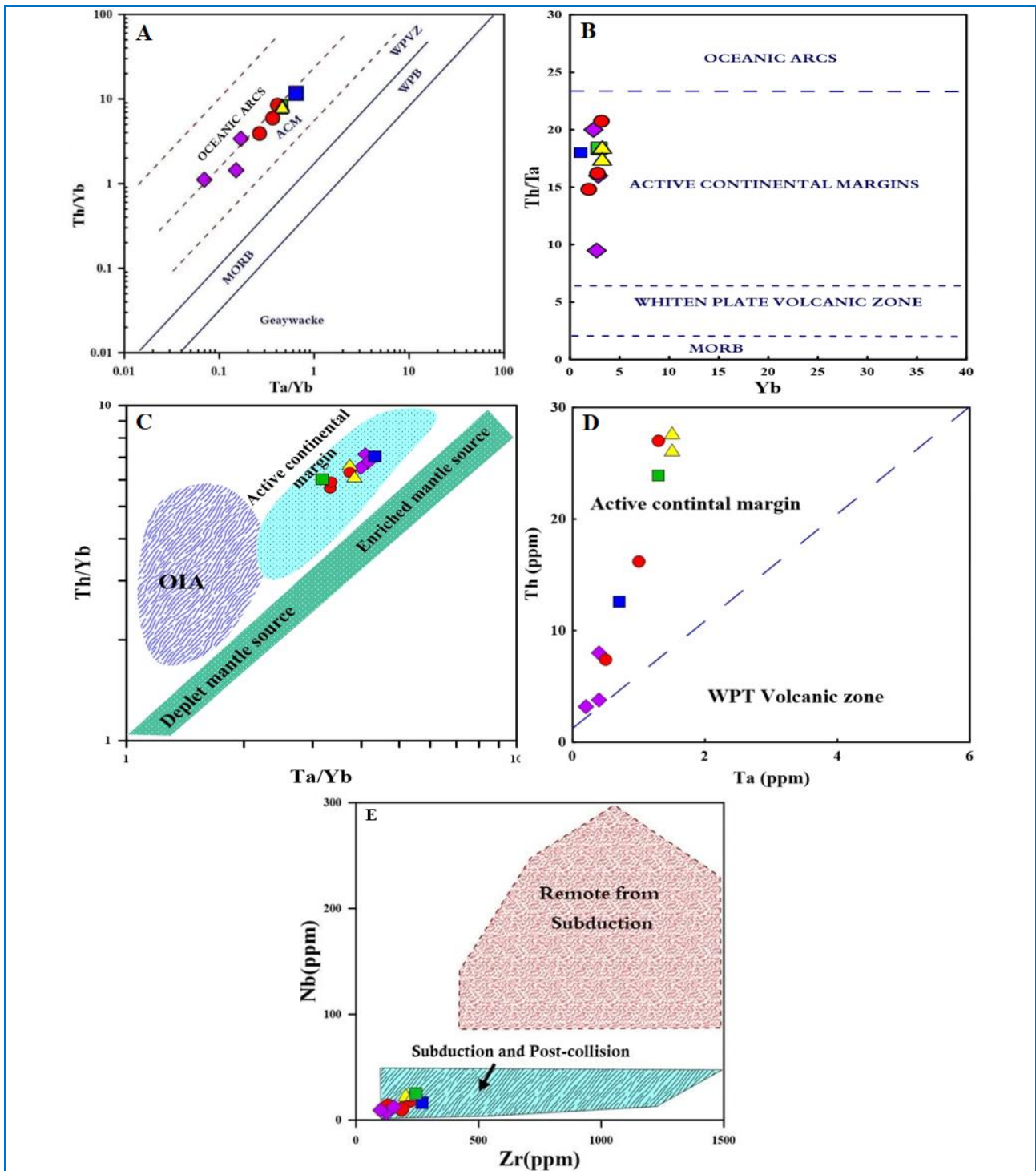
برای تمایز محیط تکتونوماگمایی از نمودارهای تمایزی Ta/Yb در برابر Th/Yb و Th/Ta در برابر Yb (شکل‌های ۱۱-A و ۱۱-B) بهره گرفته شد (Pearce, 1983; Schandl and Gorton, 2002; Siddigi et al., 2007). روی این نمودارها که در آن قلمروهای کمان اقیانوسی^۱، حاشیه فعال قاره‌ای (ACM)، مناطق آتشفشانی درون ورقه‌ای (WPVZ)، بازالت‌های درون‌صفحه (WPB) و بازالت پشته میان اقیانوسی (MORB) از یکدیگر تفکیک شده‌اند، سنگ‌های آتشفشانی منطقه در قلمرو حاشیه قاره‌ای فعال (ACM) جای می‌گیرند. تغییرات نسبت Th/Yb در برابر Ta/Yb و Th در برابر Ta (Schandl and Gorton, 2002) نشان‌دهنده تغییرات خاستگاه است (شکل‌های ۱۱-C و ۱۱-D). وجود نایکنواختی در خاستگاه، مقدار Th و Ta را به طور یکسان تحت تأثیر قرار می‌دهد و ترکیب گوشته نسبت به گوشته اولیه در راستای یک شیب واحد به سوی نسبت‌های بیشتر یا کمتر Th/Yb و Ta/Yb جابه‌جا

² Sub continental lithospheric mantle

³ Subduction and Collision

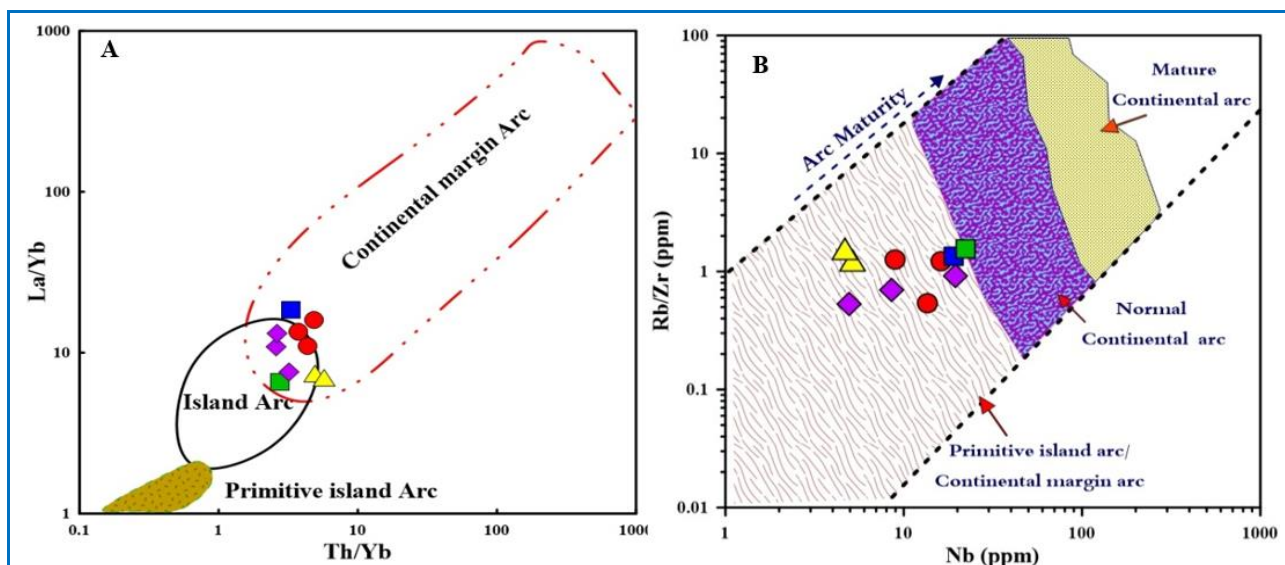
⁴ Remote from Subduction

¹ Oceanic Arc



شکل ۱۱. جایگاه سنگ‌های آتشفشانی منطقه چاه‌گنبد روی نمودارهای تکتونوماگمایی. (A) نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb؛ (B) نمودار Yb در برابر Th/Ta؛ (C) نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb؛ (D) نمودار Ta در برابر Th؛ (E) نمودار Zr در برابر Nb. (Pearce, 1983; Schandl and Gorton, 2002; Siddiqui et al., 2007)؛ (Thompson and Fowler, 1986)؛ (Siddiqui et al., 2007)؛ (Schandl and Gorton, 2002)؛ (Thompson and Fowler, 1986).

Figure 11. Tectonomagmatic position of volcanic rocks from the Chah Gonbad area plotted on: **A)** Ta/Yb versus Th/Yb diagram; **B)** Yb versus Th/Ta diagram (Pearce, 1983; Schandl and Gorton, 2002; Siddiqui et al., 2007); **C)** Ta/Yb versus Th/Yb diagram (Pearce, 1983; Siddiqui et al., 2007); **D)** Ta versus Th diagram (Schandl and Gorton, 2002); **E)** Zr versus Nb diagram (Thompson and Fowler, 1986).

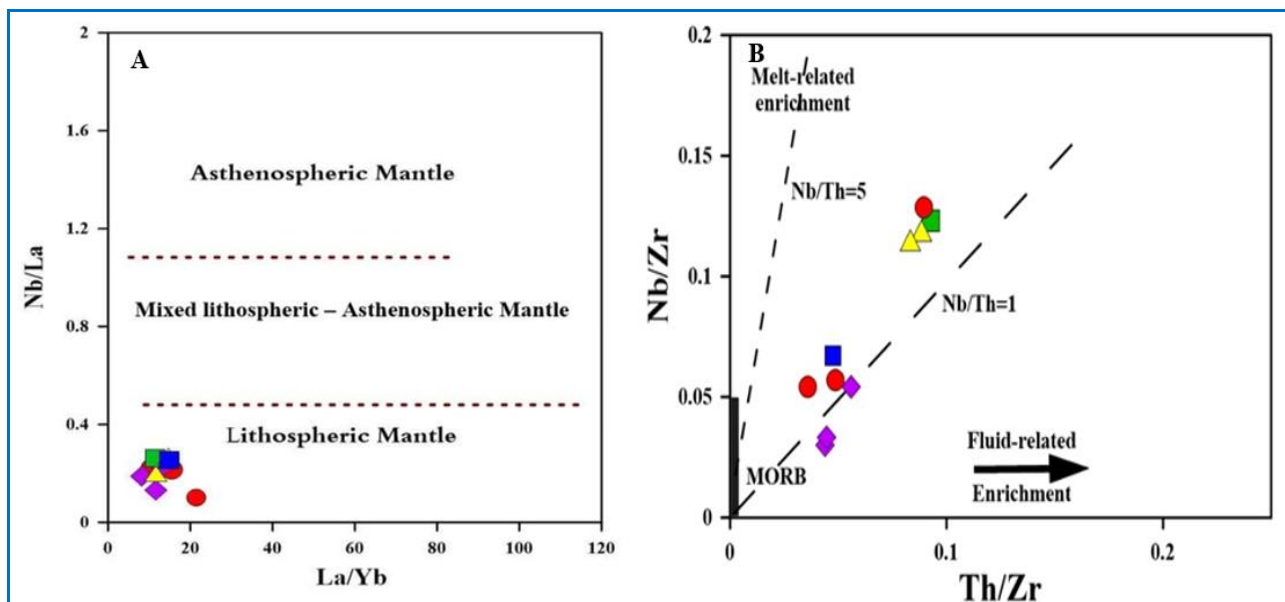


شکل ۱۲. جایگاه سنگ‌های منطقه چاه‌گنبد روی نمودارهای تکتونوماگمایی. (A) نمودار Th/Yb در برابر La/Yb (Condie, 1998); (B) نمودار Nb در برابر Rb/Zr (Gorton and Schandl, 2000).

Figure 12. Tectonomagmatic position of rocks from the Chah Gonbad area plotted on: A) Th/Yb versus La/Yb diagram (Condie, 1998); B) Nb versus Rb/Zr diagram (Gorton and Schandl, 2000).

سیال‌ها و هم‌مذاب آزادشده از تخته فرورو بر گوشته سنگ‌کره‌ای زیرقاره‌ای (SCLM) تأثیر داشته‌اند. به سبب شباهت‌های زمین‌شیمیایی، رفتار مواد پوسته زیرین از رفتار مؤلفه‌های فرورانشی را نمی‌توان تفکیک کرد.

در نمودار نسبت La/Yb در برابر Nb/La ، سنگ‌های منطقه در قلمرو گوشته سنگ‌کره جای می‌گیرند (شکل ۱۳- A). جایگاه سنگ‌های منطقه روی نمودار نسبت Th/Zr در برابر Nb/Zr (شکل ۱۳- B) نشان می‌دهد چه‌بسا هم



شکل ۱۳. جایگاه سنگ‌های منطقه چاه‌گنبد روی: (A) نمودار La/Yb در برابر Nb/La (Abdel-Rahman, 2002); (B) نمودار Th/Zr در برابر Nb/Zr (Kepezhinskas et al., 1997).

Figure 13. Tectonomagmatic position of rocks from the Chah Gonbad area plotted on: A) La/Yb versus Nb/La diagram (Abdel-Rahman, 2002); B) Th/Zr versus Nb/Zr diagram (Kepezhinskas et al., 1997).

سرشت کالک‌آلکال سنگ‌های نئوژن و مقایسه آنها با جنوب‌خاوری ترکیه، گمان می‌رود فرایندهای آتشفشانی نئوژن در منطقه چاه‌گنبد مانند منطقه عرب‌آباد، در پی نازک‌شدن سنگ‌کره روی داده است و این نتیجه با باور پانگ و همکاران (Pang et al., 2013) که فرورانش پوسته اقیانوسی را به سوی باختر و به زیر بلوک لوت دانسته‌اند و ماگماتیسم خاور ایران را پیامد نازک‌شدگی سنگ‌کره سستبر، پس از برخورد دو بلوک قاره‌ای یادشده می‌دانند، هماهنگی کامل دارد. با توجه به بازه زمانی بسیار میان بسته‌شدن نئوتتیس در کرتاسه بالایی و ولکانیسم مشابه با مناطق پس‌برخوردی در نئوژن، شاید بتوان گفت لایه‌شدگی (نازک‌شدگی) سنگ‌کره زیرقاره‌ای^۲ عامل ژئودینامیکی مهمی در فرایندهای آتشفشانی بلوک لوت و مانند آن در منطقه چاه‌گنبد در شمال‌خاوری سه‌چنگی بوده است.

برداشت

سنگ‌های آتشفشانی منطقه چاه‌گنبد شامل سنگ‌های آندزیتی، آندزیت/بازالتی، داسیت، ربولیت، پرلیت و ایگنمبریت است. فراوان‌ترین کانی‌های سازنده این سنگ‌ها پلاژیوکلاز، پتاسیم‌فلدسپار، کوارتز، بیوتیت، هونبلند، پیروکسن و کانی‌های کدر هستند و بافت رایج آنها پورفیریتیک با زمینه میکروولیتی و شیشه‌ای است. بافت‌های اسفروولیتی، پرلیتی و پویی‌کیلیتیک نیز رایج است. کناره‌های آمفیبول و بیوتیت دچار کدرشدگی شده است. همچنین، کناره‌های خلیجی در آلکالی‌فلدسپارها نیز دیده می‌شوند، که در پی بالآمدن سریع ماگما و کاهش فشار حاکم بر ماگما و از دست‌دادن سریع مواد فرار پدید آمده‌اند. تهی‌شدگی از Nb، Ti و Ta در سنگ‌های منطقه و همچنین، میزان HREE کم و LREE بالا در آنها نشانه رخداد ماگماتیسم در پهنه فرورانش است. افزون‌بر این، بی‌هنجاری منفی Nb در سنگ‌های منطقه که شاخص سنگ‌های قاره‌ای است، نشان‌دهنده مشارکت پوسته‌ای در فرایندهای ماگمایی است. بر پایه نمودارهای تکتونوماگمایی، سنگ‌های آتشفشانی منطقه به حاشیه قاره‌ای فعال تعلق

با توجه به این که فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس در منطقه جوش‌خورده خاور ایران در کرتاسه بالایی - پالئوسن بسته شده است (Camp and Griffis, 1982)، انتظار می‌رود فرایندهای آتشفشانی ترشیری بلوک لوت به‌ویژه در نئوژن، در محیط برخوردی و یا پس‌برخوردی رخ داده باشند. بررسی سنگ‌های آتشفشانی منطقه چاه‌گنبد (شمال سه‌چنگی) و مقایسه آن با سنگ‌های مناطق مجاور مانند جنوب عرب‌آباد و جنوب ده‌ته (هر دو در جنوب دیهوک) و باختر سه‌چنگی (که خلعت‌بری جعفری و همکاران (Kalatbari Jafari et al., 2019, 2020, 2021) به بررسی آنها پرداخته‌اند)، شباهت بسیاری به سنگ‌های ترشیری حوضه مدیترانه، خاور ترکیه، قفقاز و آذربایجان نشان دهند. در مناطق یادشده، ماگماتیسم کالک‌آلکال، کالک‌آلکال پتاسیم بالا و آلکالین در حوضه‌های پس‌برخوردی رخ داده است (Dilek et al., 2010; Coban et al., 2012; Temizel et al., 2012; Arslan et al., 2013).

ماگماتیسم میوسن در خاور پونتید در محدوده گوموشان^۱ را به قطعه‌شدگی سنگ‌کره در حوضه پس‌برخورد قاره‌ای دانسته‌اند (Temizel et al., 2012; Arslan et al., 2013; Aslan et al., 2013). رخداد ولکانیسم میوسن زیرین - میانی که در باختر آناتولی شامل گدازه‌های مافیک آلکالین و گدازه‌های کالک‌آلکالین پتاسیم بالاست را به محیط کششی پساکوهزایی و خاستگاه گوشته‌ای نسبت داده‌اند (Coban et al., 2012). در منطقه سلندی در باختر پونتید، باختر آناتولی، در میان سنگ‌های آتشفشانی میوسن آغازی - میانی، واحدهای اسیدی گسترش بیشتری در مقایسه با سنگ‌های آتشفشانی مافیک و آلکالین دارند (Erosy et al., 2012). به سوی میوسن بالایی از گسترش سنگ‌های اسیدی کم شده (مانند منطقه چاه‌گنبد در این پژوهش) و سنگ‌های حد واسط و بازیگ پدیدار می‌شوند. این تغییرات، پیامد نازک‌شدگی سنگ‌کره دانسته شده است. با توجه به شواهد زمین‌شیمیایی مربوط به خاستگاه گوشته‌ای سنگ‌کره و

² Sub continental lithospheric delamination

¹ Gumushan

پهنهٔ پسابروردی و در پی نازک‌شدگی سنگ‌کرهٔ قاره‌ای در بلوک لوت و در یک کمان حاشیهٔ قاره‌ای نابالغ پدید آمده‌اند. به احتمال بسیار سنگ‌های بازی / حد واسط پالئوژن از یک خاستگاه گوشته‌ای متحول‌شده از سیالات رهاشده و مواد مذاب حاصل از تختهٔ فروروندهٔ اقیانوسی و سنگ‌های اسیدی نئوژن از ذوب‌بخشی پوستهٔ قاره‌ای تحت‌تأثیر افزایش حرارت ناشی از سنگ‌کرهٔ قاره‌ای زیرین پدید آمده‌اند.

دارند. تهی‌شدگی از عنصرهای TNT (Ta, Nb, Ti) و Ba، غنی‌شدگی از U, Th, Cs و Rb گواه نقش پوستهٔ قاره‌ای در فرایندهای ماگمایی است. مقدار اندک Ni (<20 ppm) و مقدار (8/24 - 6/0 ppm) Mg# کمتر از 40 (12 - 40) و مقدار $Nb/Ta > 1$ (5/23 - 8/9) نشان از نقش آشکار پوسته در پیدایش یا فرگشت ماگمای مادر این سنگ‌ها دارد. بر پایهٔ جایگاه زمین‌شناسی و شواهد سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی می‌توان گفت سنگ‌های آتشفشانی منطقهٔ چاه‌گنبد در یک

Reference

- Abdelrahman, A.M. (2002) Mesozoic volcanism in the Middle East: geochemical, isotopic and petrogenetic evolution of extension-related alkali basalts from central Lebanon. *Geological Magazine*, 139, 621-640. <https://doi.org/10.1017/S0016756802006829>
- Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F., and Mitchell, J.G. (2000) Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102(1), 67-95. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00182-7](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00182-7)
- Aldanmaz, E., Koprubasi, N., Gurer, O.F., Kaymakci, N., and Gournaud, A. (2006) Geochemical constraints on the Cenozoic, OIB-type alkaline volcanic rocks of NW Turkey: implications for mantle sources and melting processes. *Lithos*, 86(1-2), 50-76. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.04.003>
- Allen, S.R., McPhie, J. (2003) Phenocryst fragments in rhyolite lavas and lavas domes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 126(263-28). [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(03\)00151-3](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00151-3)
- Al-Mashaikie, S.A.Z., and Al-Hawbanie, A.M. (2010) Petrography and geochemical study of the perlitic rocks from Bait Al-Qeyarie, Kawlan Area. *Yemen. Earth Sciences*, 21(2), 195-217. <http://dx.doi.org/10.4197/ear.21-2.8>
- Alvaro, J.J., Ezzouhairi, H., Vennin, E., Ribeiro, M.L., Clausen, S., Charif, A., and Moreira, M.E. (2006) The Early-Cambrian Boho volcano of the El Graara massif, Morocco: Petrology, geodynamic setting and coeval sedimentation. *Journal of African Earth Sciences*, 44(3), 396-410. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2005.12.008>
- Andrew, G., Conly, J.M., Brenen, H.B., and Steven, D.S. (2005) Arc to rift transitional volcanism in the Santa Rosalia region, Baja California Sur Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 142, 303-341. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.11.013>
- Anderson, A.T. (1976) Magma mixing, petrological process and volcanology. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1(1), 3-33. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(76\)90016-0](https://doi.org/10.1016/0377-0273(76)90016-0)
- Arslan, M., and Aslan, Z. (2006) Mineralogy, Petrography and whole-rock geochemistry of the Tertiary granitic intrusions in the Eastern Pontides, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27, 177-193. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2005.03.002>
- Arslan, M., Temizel, İ., Abdioğlu, E., Kolaylı, H., Yücel, C., Boztug, D., and Sen, C. (2013) ^{40}Ar - ^{39}Ar dating, whole-rock and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry of post-collisional Eocene volcanic rocks in the southern part of the Eastern Pontides (NE Turkey): Implications for magma evolution in extension-induced origin. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 166(1), 113-142. <https://doi.org/10.1007/s00410-013-0868-3>
- Arvin, M., Daraghi, S., and Babaei, A.A. (2003) Mafic microgranular enclave swarms in the Chenar

- granitoid stock, NW of Kerman, Iran: evidence for magma mingling. *Journal Asian Earth Sciences*, 24, 105-113. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2003.09.004>
- Aslan, Z., Arsalan, M., Temizel, I., and Kaygusuz, A. (2013) K-Ar dating, whole-rock and Sr-Nd isotope geochemistry of calc-alkaline volcanic rocks around the Gümüşhane area: Implications for post-collisional volcanism in the Eastern Pontides, Northeast Turkey. *Mineralogy and Petrology*, 108(2), 245-267. <https://doi.org/10.1007/s00710-013-0294-2>
- Avanzinelli, R., Elliot, T., Tommasini, S., and Conticeli, S. (2008) Constraints on the genesis of potassium-rich Italian volcanic rocks from U/Th disequilibrium. *Journal of Petrology*, 49, 195-223. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm076>
- Best, M.G. (1982) *Igneous and Metamorphic petrology*. 630p. W.H. Freeman & Co., San Francisco.
- Blatt, H., Tracy, R.J., and Owens, B.E. (2006) *Petrology igneous, sedimentary, and metamorphic*. 556p. 3rd edition, W.H., Freeman & Co., New York.
- Boynton, W.V. (1984) Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In P. Henderson, Ed., *Rare Earth Element Geochemistry*, 63-114. Elsevier, Amsterdam.
- Camp, V.E., and Griffis, R.I. (1982) Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in Sistan Suture Zone. *Lithos*, 15, 221-239. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(82\)90014-7](https://doi.org/10.1016/0024-4937(82)90014-7)
- Castillo, P.R. (2006) An overview of adakite petrogenesis. *Chinese Science Bulletin*, 51, 257-267. <https://doi.org/10.1007/s11434-006-0257-7>
- Chashchin, A.A., Sorokin, A.A., Lebedev, V.A., and Blokhin, M.G. (2016) Age, main geochemical characteristics, and sources of late Cenozoic volcanic rocks in the Udurchukan volcanic area (Amur Region). *Russian Journal Pacific Geology*, 10, 239-248. <https://doi.org/10.1134/S1819714016040035>
- Coban, H., Karacik, Z., and Ece, O. (2012) Source contamination and tectonomagmatic signals of overlapping Early to Middle Miocene orogenic magmas associated with shallow continental subduction and asthenospheric mantle flows in Western Anatolia: a record from Simav (Kutahya) region. *Lithos*, 140, 119-141.
- Condie, K.C. (1998) Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? *Earth and Planetary Science Letters*, 163(1-4), 970108. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00178-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00178-2)
- Darvishzadeh, A. (1976) Characteristics of Tertiary Volcanism in Eastern Iran- Lut Block. *Chiers Geology*, 92, 147-151.
- De Angelis, S.H., Larsena, J., Dunna, A., and Haydence, L. (2015) Amphibole reaction rims as a record of pre-eruptive magmatic heating: An experimental approach. *Earth and Planetary Science Letters*, 426, 235-245. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.06.051>
- Dilek, Y., Imamverdiyev, N., and Altunkaynak, S. (2010) Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint. *International Geology Review*, 54(4-6), 536-578. <https://doi.org/10.1080/00206810903360422>
- Eftekharnjad, J. (1972) Some content about the formation of Flysch sedimentary basin in eastern Iran and its related to plate tectonic theory. *Geological Survey and Mineral Exploration of Iran*, 22, 154 (in Persian).
- Eftekharnjad, J., and Stöcklin, J. (1975) Geological Quadrangle Map of Se Changi, 1:100000, No. 7655, Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Erosy, Y., Helvacı, C., Sozbilir, H., Erkul, F., and Bozkurt, E. (2008) A geochemical approach to Neogene-Quaternary volcanic activity of western Anatolia: An example of episodic bimodal volcanism within the Selendi Basin, Turkey. *Chemical Geology*, 255, 265-282. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.06.044>

- Erturk, M.A., Beyarslan, M., Chung, S.L., and Lin, T.H., (2018) Eocene magmatism (Maden Complex) in the Southeast Anatolian Orogenic Belt: Magma genesis and tectonic implications. *Geoscience Frontiers*, 9(6), 1829-1847. [1829-1847. doi:10.1016/j.gsf.2017.09.008](https://doi.org/10.1016/j.gsf.2017.09.008)
- Fan, W., Gue, F., Wang, Y.J., and Lin, G. (2003) Late Mesozoic calc-alkaline volcanism of post orogenic extension in the northern Da Hinggan mountains, northern China. *Volcanology and Geothermal Research*, 121, 115-135. [http://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273\(02\)00415-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273(02)00415-8)
- Fitton, J., James, D., and Leeman, W. (1991) Basic magmatism associated with Late Cenozoic extension in the western United States: Compositional variations in space and time. *Journal of Geophysical Research*, 96(B8), 13693-13711. <https://doi.org/10.1029/91JB00372>
- Foly, S. (1992a) Petrological characterization of the source components of potassic magmas: geochemical and experimental constraints. *Lithos*, 28, 187-204. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(92\)90006-K](https://doi.org/10.1016/0024-4937(92)90006-K)
- Foly, S. (1992b) Vein-plus-wall-rock melting mechanisms in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas. *Lithos*, 28, 435-453. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(92\)90018-T](https://doi.org/10.1016/0024-4937(92)90018-T)
- Fotoohi Rad, G., Yousefzadeh, M.H., and Abbasi Niajabadi, H. (2022) Geochemistry and microthermometry of fluid inclusions of Cu and Fe mineralization in North Khor volcanic rocks, Eastern Iran. *Petrological Journal*, 12(48), 31-50 (in Persian). <https://doi.org/10.22108/ijp.2022.126602.1213>
- Gencalioglu Kuscü, G., and Geneli, F. (2010) Review of post-collisional volcanism in the central Anatolian volcanic province (Turkey), with special reference to the Tepekoy volcanic complex. *International Journal of Earth Sciences*, 99(3), 593-621. <http://dx.doi.org/10.1007/s00531-008-0402-4>
- Geng, H., Sun, M., Yang, C., Xiao, W.S., Zhao, G.C., Zhang, L.F., Wong, K., and Wu, F.Y. (2009) Geochemical Sr-Nd and zircon U-Pb-Hf isotopic studies of Late Carboniferous magmatism in the West Junggar, Xinjiang: implications for ridge subduction? *Chemical Geology*, 26, 364-389. <http://dx.doi.org/10.1016%2Fj.chemgeo.2009.07.001>
- Gill, R. (2010) *Igneous Rocks and Processes: A Practical Guide*. 428pp. Wiley-Blackwell, Chichester.
- Girardi, J.D., Patchett, P.J., Ducea, M.N., Gehrels, G.E., Cecil, M.R., Rusmore, M.E., Woodsworth, G.J., Pearson, D.M., Manthei, C., and Wetmore, P. (2012) Elemental and isotopic evidence for granitoid genesis from deep-seated sources in the Coast mountains batholith, British Columbia. *Journal of Petrology*, 53, 1505-1536. <https://doi.org/10.1093/petrology/egs024>
- Gorton, M.P., and Schandl, E.S. (2000) From continents to island arcs: A geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *The Canadian Mineralogist*, 38, 1065-1073. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.38.5.1065>
- 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, 2341-2357. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm062>
- Helvacı, C., Ersoy, E.Y., Sözbilir, H., Erkül, F., Sümer, Ö., and Uzel, B. (2009) Geochemistry and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of Miocene volcanic rocks from the Karaburun Peninsula: Implications for amphibole-bearing lithospheric mantle source, Western Anatolia, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 185(3), 181-202. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.05.016>
- Hiroshi, K., and Kenji, S. (2005) Magma mixing recorded in intermediate rocks associated with high-Mg andesites from the Setouchi volcanic belt, Japan: implications for Archean TTG formation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 140, 241-271. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.08.013>
- Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A. (1971) A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8, 523-548.

- Jahangiri, A. (2007) Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: geochemical and geodynamic implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, 30, 433-447. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2006.11.008>
- Jung, D., Keller, J., Khorasani, R., Marks, C., Baumann, A., and Horn, P. (1983) Petrology of the Tertiary magmatic activity in the northern Lut area, east of Iran. Geodynamic Project (Geotraverse) in Iran, final report, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Karsli, O., Dokuz, A., Uysal, I., Kandemir, R., and Wijbrans, J. (2010) Generation of the Early Cenozoic adakitic volcanism by partial melting of mafic lower crust, Eastern Turkey: Implications for crustal thickening to delamination. *Lithos*, 114, 109-120. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2009.08.003>
- Kepezhinskas, P., McDermott, F., Defant, M., Hochstaedter, A., Drummond, M.S., Hawdesworth, C.J., Koloskiv, A., Maury, R.C., and Bellon, H. (1977) Trace element and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka Arc petrogenesis. *Geochimical Cosmochimical Acta*, 16, 577-600. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(96\)00349-3](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00349-3)
- Khalatbari Jafari, M., Kilani Jafari Sani, Z., and Omrani, S.J. (2019) Petrology and geochemistry of Eocene volcanic rocks in West Sechangi, Lut Block. *Kharazmi Journal of Earth Sciences*, 5, 1, 19-54. <https://civilica.com/doc/1865185>
- Khalatbari Jafari, M., Banehee, N., Faridi, M., and Moradi, M. (2020) Petrology of the Neogene volcanic rocks in south Arab abad, Lut Block. *Scientific Quarterly Journaf of Geosciences*, 30(117) 123-143. <https://doi.org/10.22071/gsj.2019.178970.1635>
- Khalatbari Jafari, M., Banehee, N., and Faridi, M. (2021) Petrology of Oigocene volcanic rocks in the Deh Tah area, south of Dehuk, Lut Block. *Scientific Quaternary Journal of Geosciences*, 14, 56, 21-41. <https://doi.org/10.22071/gsj.2019.178970.1635>
- Koralay, T., Kadioglu, Y.K., and Davis, P. (2011) weak compositional zonation Weak compositional zonation in a silicic magmatic system: Incesu ignimbrite, Central Anatolian Volcanic Province (Kayseri – Turkey). *Journal of Asian Earth Sciences*, 40, 371-393. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.05.018>
- Kurt, H., Asan, K., and Ruffet, G. (2008) The relationship between collision-related calcalkaline, and within-plate alkaline volcanism in the Karacadağ Area (Konya-Türkiye, Central Anatolia). *Chemie der Erde*, 68(2), 155-176. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2006.05.003>
- Kuscu, G.G., and Geneli, F. (2010) Review of post-collisional volcanism in the central Anatolian volcanic province (Turkey) with special reference to the Topekoy volcanic complex. *International Journal of Earth Sciences*, 99, 593-621. <http://dx.doi.org/10.1007/s00531-008-0402-4>
- 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, 745-750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>
- Machado, A., Lima, E.F., Chemale, J.F., Morta, D., Oteiza, O., Almeida, D.P.M., Figueiredo, A.M.G., Alexander, F.M., and Urrutia, J.L. (2005) Geochemistry constraints of Mesozoic Cenozoic calc-alkaline magmatism in the South Shetland arc, Antarctica. *Journal of Earth Science*, 18, 407-425. <https://repositorio.uchile.cl/handle/2250/124618>
- Mackenzie, W.S., Donaldson, C.H., and Guilford, C. (1982) Atlas of igneous rocks and their textures. 148 p. Longman Scientific and Technical.
- Martin, H. (1999) Adakitic Magmas: Modern Analogues of Archaean Granitoids. *Lithos*, 46, 411-429. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00076-0](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00076-0)
- McArthur, A.N., Cas, R.A.F., and Orton, G.J. (1998) Distribution and significance of crystalline, perlitic and vesicular textures in the Ordovician Garth Tuff (Wales). *Bulltin of Volcanology*, 60, 260-258. <https://doi.org/10.1007/s004450050232>
- Moin Vaziri, H., and Ahmadi, A. (1998) Petrography and petrology of igneous rocks. 544 p. Tarbiat

Moallem University Press, Third print, Tehran, Iran (in Persian).

- Nagudi, N., Koberl, C., and Kurat, G. (2003) Petrography and geochemistry of the singo granite, Uganda and implications for origin. *Journal of African Earth Sciences*, 36(1) 73-87. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(03\)00014-9](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(03)00014-9)
- Omidianfar, S., Rahgoshay, M., and Monsef, I. (2018) Mineralogy, geochemistry and tectonic setting of Paleogene volcanic lavas in the southwest of Basiran (East of Lut Block, East of Iran). *Petrological Journal*, 9(34), 182-204 (in Persian). <https://doi.org/10.22108/ijp.2022.131551.1258>
- Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.Y, Chu, C.H, Lee, H.Y., and Lo, C.H. (2013) Eocene– Oligocene post- collisional magmatism in the Lut– Sistan region, eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications. *Lithos*, 180-181, 234-251. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2013.05.009>
- Pearce, J.A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In C.J., Hawkesworth, and M.J., Norry, Eds., *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. 230–249. Shiva publishing, Nantwich.
- Pearce, J.A. (1996) A user's guide to basalt discrimination diagrams. Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration. *Geological Association of Canada, Short Course Notes*, 12(79), 113.
- 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, 63–81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>
- Pfander, J.A., Jachum, K.P., Kozakov, L., Kroner, A., and Todt, W. (2002) Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the late-Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia: evidence from trace element and Sr–Nd–Pb isotope data. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143, 154-174. <https://doi.org/10.1007/s00410-001-0340-7>
- Qiang , F., Zhao, Z.F., and Qun, L. (2016) Slab–Mantle Interaction in the Petrogenesis of Andesitic Magmas: Geochemical Evidence from Postcollisional Intermediate Volcanic Rocks in the Dabie Orogen, China. *Journal of Petrology*, 57(6), 1109–1134. <https://doi.org/10.1093/petrology/egw034>
- Renjith, M.L. (2014) Micro textures in plagioclase from the 1994-1995 eruption, Barren Island Volcano: Evidence of dynamic magma plumbing system in the Andaman subduction zone. *Geoscience Frontiers*, 5(1), 113-126. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2013.03.006>
- Reubi, O., Nicholls, I.A., and Kamenetsky, V.S. (2002) Early mixing and mingling in the evolution of basaltic magmas: evidence from phenocryst assemblages, Slamet volcano, Java, Indonesia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 119, 255-274. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(02\)00357-8](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(02)00357-8)
- Rollinson, H.R. (1993) *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*, Singapore. 352 p. Longman, London.
- Saunders, A.D., Storey, M., Kent, R.W., and Norry, M.J. (1992) Consequences of plume-lithosphere interactions. In B.C., Storey, T., Albaster, R.J., Pankhurst, Eds., *Magmatism and the cause of Continental Breakup*. 68, 41-60. Geological Society of Special Publication, London. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1992.068.01.04>
- Schandl, E.S., and Gorton, M.P. (2002) Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments. *Economic Geology*, 97, 629-642. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.97.3.629>
- Shand, S.J. (1943) *Eruptive Rocks: Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore Deposits with a Chapter on Meteorites*. John Wiley and Sons, New York, No. 552.1 S43 1943.
- Sharma, M. (1997) Siberian traps. In J.J., Mahoney, and M.F. Coffin, Eds., *Large Igneous Provinces:*

- Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism. 273-295. American Geophysical Union.
- Shelley, D. (1993) *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. 455p. Chapman and Hall, University Press, Cambridge.
- Siddiqui, R.H., Asif Khan, M., and Qasim Jan M.G. (2007) Geochemistry and Petrogenesis of the Miocen alkaline and sub-alkaline volcanic rocks from the Chagai arc, Baluchistan, Pakistan: Implications for porphyry Cu-Mo-Au deposits. *Journal of Himalayan Earth Sciences*, 40, 1-23. <https://www.researchgate.net/publication/314229204>
- Smith, E.I., Sánchez, A., Walker, J.D., and Wang, K. (1999) Geochemistry of mafic magmas in the Hurricane Volcanic field, Utah: implications for small- and largescale chemical variability of the lithospheric mantle. *Journal of Geology*, 107, 433–448. <https://doi.org/10.1086/314355>
- Soesoo, A. (2000) Fraction Crystallization of mantle derived melt as a mechanism for some I-Type granite petrogenesis: An example from Iachlan fold belts. *Australia Journal of the Geological Society*, 157, 135-149. <https://doi.org/10.1144/jgs.157.1.135>
- Stöcklin, J., Eftekharnjad, J., and Hushmandzadeh, A. (1972) Central Lut reconnaissance, East Iran. Report 22, 62 pp. Geology Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).
- Sun, S.S., and McDonough, W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, In A.D., Saunders, and M.J. Norry, Eds., *Magmatism in the Ocean Basins*. 42, 313-345. Geological Society of London Special Publication, <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19>
- Tahmasebi, Z., Khalili, M., and Khalaji, A. (2011) Petrography and Geochemical Characteristics of the Enclaves of Astana (Southwest of Arak). *Petrological Journal*, 6, 31-46 (in Persian). https://ijp.ui.ac.ir/article_16070.html?lang=en
- Tarkian, M., Lotfi, M., and Baumann, A. (1983) Tectonic, magmatism and the formation of mineral deposits in the central lut (East-Iran). Geodynamic Project (Geotraverse) in Iran. 357-383. Final report, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Tatsumi, Y. (1989) Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones. *Journal of Geophysical Research*, 94, 4697– 4707. <https://doi.org/10.1029/JB094iB04p04697>
- Takanashi, K., Shuto, K., and Sato, M. (2011) Origin of Late Paleogene to Neogene basalts and associated coeval felsic volcanicrocks in Southwest Hokkaido, northern NE Japan arc: Constraints from Sr and Nd isotopes and major and trace-element chemistry. *Lithos*, 125(1-2), 368–392. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.02.020>
- Thompson, R.N. (1983) British Tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology*, 18, 49-107. <https://doi.org/10.1144/sjg18010049>
- Thompson, R.N., and Fowler, M.B. (1986) Subduction-related shoshonitic and ultrapotassic magmatism: a study of Siluro-Ordovician syenites from the Scottish Caledonides. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 94(4), 507-522. <https://doi.org/10.1007/BF00376342>
- Temizel, I., Arslan, M., Ruffet, G., and Peucat, J.J. (2012) Petrochemistry, geochronology and Sr-Nd isotopic systematics of the Tertiary collisional and post-collisional volcanic rocks from the Ulubey (Ordu) area, eastern Pontide, NE Turkey: implications for extension-related origin and mantle source characteristics. *Lithos*, 128, 126-147. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.10.006>
- Tirrul, R., Bell, L.R., Griffist, R.J., and Camp, V.E. (1983) The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 84, 134-140. [http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94%3C134:TSSZOE%3E2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94%3C134:TSSZOE%3E2.0.CO;2)
- Tsuchiyama, A. (1985) Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside- albite-anorthosite and origin of dusty plagioclase in andesite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89(1), 1-16. <https://doi.org/10.1007/BF01177585>
- Ustunisi, G., Attila, K., and Roger, L. (2014) New Insights into Processes Controlling Compositional

- Zoning in Plagioclase. *Lithos*, 200, 80-93. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2014.03.021>
- Wang, F., Xu, Q.J., Zhao, Z.H., Bao, Z.W., Xu, X., and Xiong, L.W. (2004) Cretaceous high-potassium intrusive rocks in the Yueshan-Hongzhen area of Cretaceous high-potassium intrusive rocks in the Yueshan-Hongzhen area of east China: Adakites in an extensional tectonic regime within a continent. *Geochemical Journal*, 38, 417-434. <http://dx.doi.org/10.2343/geochemj.38.417>
- Wilson, M. (1989) *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. 466p. Unwin Hyman, London.
- Winchester, J.A., and P.A. Floyd (1977) Geochemical discrimination of different magma Series and their differentiation products, using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)
- Winter, J.D. (2010) *An introduction to Igneous and metamorphic petrology*. 697pp. Prentice Hall Inc., Upper Saddle River.
- Wu, F.Y., Jahn, B.M., Wilde, S.A., Lo, C.H., Yui, T.F., Lin, Q., and Sun, D.Y. (2003) Highly fractionated I-type granites in NE China (II): isotopic geochemistry and implications for crustal growth in the Phanerozoic. *Lithos*, 67(3-4), 191-204. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(03\)00015-X](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(03)00015-X)
- Yousefzadeh, M.H., Rahmani, A., and Mohammadi, S.S. (2019) Petrology and geotectonic setting of volcanic and sub-volcanic rocks in the east of Khouf (SW of Birjand). *Petrological Journal*, 10(37), 1-22 (in Persian). <https://doi.org/10.22108/ijp.2018.107138.1058>
- Yousefzadeh, M.H., and Chakandinezhad, M. (2023) Petrography, Geochemistry and Tectonic setting of Tertiary volcanic rocks in the Asfich area (Southwest of Sarbisheh, Southern Khorasan). *Petrological Journal*, 14(55), 91-118 (in Persian). <https://doi.org/10.22108/IJP.2024.139550.1312>
- Yu, Q., Ge, W.C., Zhang, J., Zhao, G.C., Yan-Long Zhang, Y.L., and Yang, H. (2016) Geochronology, petrogenesis and tectonic implication of Late Paleozoic volcanic rocks from the Dashizhai Formation in Inner Mongolia, NE China. *Gondwana Research*, 43, 164-177. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.01.010>
- Zanetti, A., Mazzucchelli, M., Rivalenti, G., and Vannucci, R. (1999) The Finero phlogopite-peridotite massif: an example of subduction-related metasomatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134, 107-122. <https://doi.org/10.1007/s004100050472>
- Zhang, S.H., Zhao, Y., Ye, H., Hou, K.J., and Li, C.F. (2012) Early Mesozoic alkaline complexes in the northern North China Craton: Implications for cratonic lithospheric destruction. *Lithos* 155, 1-18. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.08.009>
- Zheng, Y.F., Chen, R.X., Xu, Z., and Zang, S.B. (2016) The transport of water in subduction zones. *Science China Earth Sciences* 59(4), 651-682. DOI:10.1007/s11430-015-5258-4
- Zhu, W.G., Zhong, H., Li, Z.X., Bai, Z.J., and Yang, Y.J. (2016) SIMS Zircon U-Pb Ages, Geochemistry and Nd-Hf Isotopes of Ca. 1.0 Ga Mafic Dykes and Volcanic Rocks in the Huili Area, SW China: Origin and Tectonic Significance. *Precambrian Research*, 273, 67-89. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.12.011>