

Research Article

Petrography, Geochemistry and Tectonic setting of Tertiary volcanic rocks in the Asfich area (Southwest of Sarbisheh, Southern Khorasan)

Mohammad Hossein Yousefzadeh ¹ , Marzieh Chahkandinezhad ²

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

² M.Sc. student, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Iran, marzyhe1368ch@gmail.com

ARTICLE INFO

Received: 23 October 2023

Accepted: 13 January 2023

Keywords

Andesite
Calcaline
Spinel Lherzolite
Asfich Sarbisheh
Lut block



10.22108/ijp.2024.139550.1312

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

The magmatic activities of Lut block started from the middle of Jurassic (165-162 Ma) with the intrusion of Kalate Ahani, Shahkoh and Sorkh koh intrusive masses and reached its peak in the Tertiary. Tertiary volcanic and semi-volcanic rocks cover more than half of the Lot block with a thickness of about 2000 meters, which were formed as a result of subduction before the collision of the Arabian and Asian plates (Camp; Griffis, 1982; Tirrul et al., 1983; Berberian et al., 1982). The studied area with geographic coordinates 59°31'14" - 59°36'05" east longitude, 32°32'28" -32°34'29" north latitude, is located 40 km southwest of Sarbisheh and includes a thick succession of Tertiary volcanic and pyroclastic rocks that are covered by young Quaternary sediments in some places. This area is located in the 1:100,000 Sarbisheh geological map prepared by Nazari and Salamati (1999). According to the map prepared by Pang et al. (2012) for parts of Sistan zone and Lut block, the studied area is located on the eastern edge of Lut block and on the border of two structural states of Lut block and Sistan zone (Figure 1). Since the Tertiary volcanic rocks in the mentioned region, despite their wide expansion and having large reserves of perlite and clay minerals, have not been subjected to detailed lithology and geochemistry studies, they have been selected as the subject of this research.

Regional Geology

In this area, there are extensive outcrops of Tertiary volcanic rocks, including pyroxene-andesite, andesite-trachyandesite, dacite, rhyodacite, rhyolite (perlite) and

related pyroclastic rocks such as tuff, ignimbrite, and agglomerate, which are on serpentinized peridotites in the east of Fal village to the south of Asfich, and gabbro belongs to the Cretaceous ophiolites of

 Corresponding Author

To cite this article: Yousefzadeh, M.H., Chahkandinezhad, M. (2023) Petrography, Geochemistry and Tectonic setting of Tertiary volcanic rocks in the Asfich area (Southwest of Sarbisheh, Southern Khorasan). Petrological Journal, 14(3), 91-118.



southeast Birjand. In terms of age, the ophiolitic units are related to the late Cretaceous. Tertiary volcanic units are related to the Eocene and Oligocene (Pang et al., 2013).

Research method

In order to carry out this research, first of all, library studies including the collection and review of geological and topographical maps and previous studies have been carried out. In the next step, during 10 days, field investigations, separation of different rock units and sampling were done, and then 90 thin sections of the rocks of the area were prepared and their mineralogical and textural characteristics were examined by a Leitz type polarized microscope. In the next step, according to the diversity and geographical spread of different rock units, 9 unaltered or less altered samples were selected and coded (LF200) for chemical analysis by ICP-ES for major elements and ICP-MS for trace elements. Acme laboratory in Canada and 2 samples have been sent to Kansaran Binaloud laboratory. Finally, GCDKit, Excel (@2007), Corel and Minpet software were used to draw diagrams. In order to obtain Fe_2O_3 and FeO values that are closer to the real values, Minpet software was used according to the Irvine and Baragar method (Irvine and Baragar, 1971).

Petrography

Tertiary volcanic rocks of the region include pyroxene andesite, andesite, dacite, rhyodacite, rhyolite (perlite), tuff, breccia and agglomerate. The common texture of these rocks is porphyritic with microgranular or microlithic, glomeroporphyritic, flow and cavity texture. Pearlites have a pearlitic texture. Euhedral and subhedral phenocrysts of plagioclase with oligoclase-andesine composition are the main constituents of these rocks and have rounded or bay sides. Some plagioclase phenocrysts show a sieve texture. Plagioclase microlites are the main component of the matrix. Clinopyroxene (augite) and hornblende are present in small amounts. In addition, bay-sided phenocrysts of sanidine and quartz are observed in rhyolites.

Geochemistry

The results of chemical analysis of volcanic rocks of Asfich area are presented in Table 1. In the diagram of total alkali versus silica, presented by Cox et al. (1979), the samples are in the range of andesite, dacite

and rhyolite (Figure 8A). Due to the presence of variation in some samples, charts based on immobile elements have been used for the geochemical nomenclature of rocks. In this regard, in the Nb/Y vs. Zr/TiO₂ diagram presented by Winchester and Floyd (1977), the samples are in the range of andesite, trachyandesite, dacite, rhyodacite and rhyolite and show a subalkaline nature (Figure 8B). In the Na₂O+K₂O-MgO-FeO* triangle diagram (AFM diagram), which is used to identify magmatic series and their transformations, and subalkaline series is divided into two separate tholeiitic and calc-alkaline series and presented by Irvine and Baragar (1971), the samples are in the calc-alkaline range (Figure 8C).

Tectonic setting and origin

It is possible that the Th/Yb ratio for the samples is higher than the mantle, and this compositional change is attributed to subduction-related processes (Helvacı et al., 2009). Arc magmas are mainly formed as a result of partial melting in the subduction-related mantle wedge, due to the addition of metasomatic components released from the subducting oceanic lithosphere. Metasomatic fluids may include hydrous fluid (supercritical) or primary melts from sediments or basaltic crust subducted into the mantle wedge, which causes the mantle solidus to decrease and magma production (Figure 11) (Harangi et al, 2007; Hoang et al, 2001). Depletion in elements P, Ti, Ta and Nb and enrichment in U, K, Sr, Zr, Rb and Th and enrichment of LREE compared to HREE indicate the formation of these rocks in the active continental margin regime. which are mainly formed as a result of partial melting in the mantle wedge, due to the addition of metasomatic components released from the subducting lithosphere. Geochemical evidence such as Nb/Y versus Rb/Y shows that contamination is one of the most important phenomena in magma evolution in the area. According to the diagram of Dy/Yb versus La/Yb and Dy/Yb versus Dy, it is possible to imagine the origin of partial melting of lherzolite spinel mantle and the range of phlogopite-bearing spinel lherzolite facies for the magma that forms the rocks of the region.

سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی و خاستگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی ترشیری منطقه آسفیج (جنوب باختری سریش، خراسان جنوبی)

محمدحسین یوسف‌زاده^۱ ID، مرضیه چهکندی‌نژاد^۲

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

^۲ دانشجوی کارشناسی‌ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران، marzyhe1368ch@gmail.com

اطلاعات مقاله	چکیده
تاریخ دریافت ۱۴۰۲/۰۸/۰۱	منطقه آسفیج در جنوب‌باختری سریش (خراسان جنوبی) و در مرز بلوک لوت و پهنه سیستم جای دارد. سنگ‌های آتشفشانی ترشیری منطقه شامل پیروکسن آندزیت، آندزیت، داسیت، ریوداسیت، ریولیت (پرلیت)، توف، برش و آگلومرا هستند که روی پریدوتیت‌های سرپانتینی‌شده و میکروگابروی کرتاسه جای گرفته‌اند. کانی‌های پلاژیوکلاز، سانیدین، کوارتز، هورنبلند، بیوتیت و کلینوپیروکسن از کانی‌های اصلی و بافت‌های پورفیریستیک با زمینه میکروگرانولار و یا میکروولیتی، گلوپروپورفیریستیک، جریان، حفره‌ای و پرلیتی از بافت‌های رایج این سنگ‌ها هستند. منطقه‌بندی شیمیایی، بافت غربالی و خوردگی خلیجی در پلاژیوکلازها نشان‌دهنده شرایط نبود تعادل هنگام تبلور ماگما هستند. سنگ‌های یادشده، از سری ماگمایی کالک‌آلکان و در گروه سنگ‌های با پتاسیم بالا به‌شمار می‌روند. نمودارهای بهنجارشده عناصرهای کمیاب و خاکی کمیاب این سنگ‌ها در برابر گوشته اولیه و کندریت وابستگی زایشی آنها با یکدیگر را نشان می‌دهند. تهی‌شدگی از عناصرهای Ta، Ti، P، Nb و Zr، Sr، K، U، Rb و Th و همچنین، غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE گویای پیدایش این سنگ‌ها در حاشیه فعال قاره‌ای هستند و در پی ذوب‌بخشی گوشته‌ای افزوده‌شدن سازنده‌های متاسوماتیک آزادشده از سنگ‌کره فرورونده و یا به‌دنبال نازک‌شدگی (لایه‌لایه‌شدگی) سنگ‌کره ستبر پدید آمده‌اند. شواهد زمین‌شیمیایی مانند Nb/Y در برابر Rb/Y نشان می‌دهد آلودگی پوسته‌ای یکی از مهم‌ترین پدیده‌ها در تحول ماگما در این منطقه است. بر پایه نمودارهای Dy/Yb در برابر La/Yb و Dy/Yb در برابر Dy می‌توان خاستگاه ماگمای سازنده این سنگ‌ها را ذوب بخشی گوشته اسپینل لرزولیتی در محدوده رخساره اسپینل لرزولیت فلوگوپیت‌دار دانست.
کلید واژه‌ها آندزیت کالک‌آلکان اسپینل لرزولیت آسفیج- سریش بلوک لوت	



doi: 10.22108/ijp.2024.139550.1312

نویسنده مسئول

استاد به این مقاله: یوسف‌زاده، م.ح.، چهکندی‌نژاد، م. (۱۴۰۲) سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی و خاستگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی ترشیری منطقه آسفیج (جنوب باختری سریش، خراسان جنوبی). پترولوژی، ۱۴(۳)، ۹۱-۱۱۸.



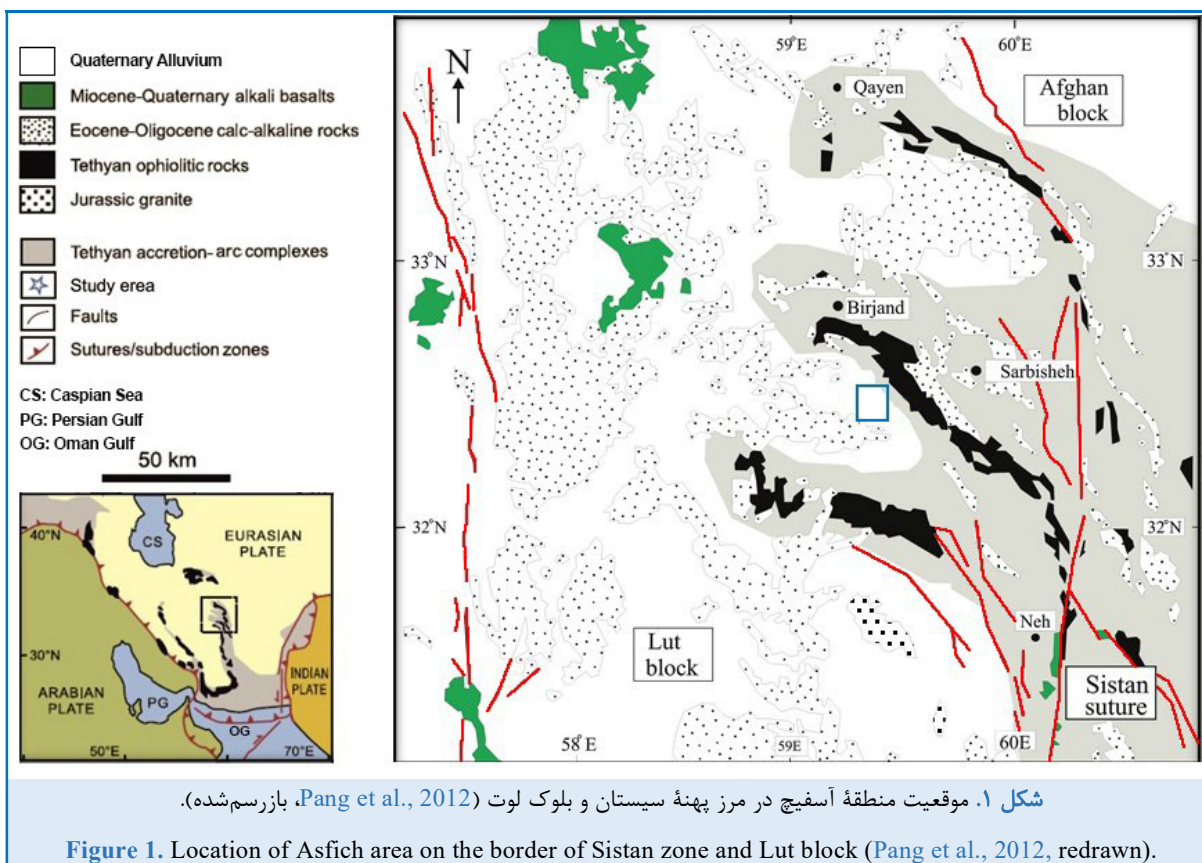
مقدمه

فعالیت‌های ماگمایی بلوک لوت از میانه ژوراسیک (۱۶۵-۱۶۲ میلیون سال پیش) با نفوذ توده‌های آذرین درونی کلاته آهنی، شاه‌کوه و سرخ‌کوه آغاز شد و در ترشیری به اوج خود رسیده است. سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی ترشیری بیش از نیمی از بلوک لوت را با ستبرایی نزدیک به ۲۰۰۰ متر پوشانده‌اند که در پی فروورانش پیش از برخورد صفحه‌های عربی و آسیا پدید آمده‌اند (Camp and Griffis, 1982; Tirrul et al., 1983; Berberian et al., 1982). پهنه فلیش نه‌بندان - خاش، پهنه جوش‌خورده میان بلوک لوت و بلوک افغان و به عبارتی، پهنه جوش‌خورده سیستان نامیده شده است (Camp and Griffis, 1982; Tirrul et al., 1983). با وجود فراوانی گدازه‌های کالک‌آلکان ائوسن، به‌ویژه در شمالی بلوک لوت، تیرول و همکاران (Tirrul et al., 1983) به فروورانش پوسته اقیانوسی تنیس رو به شمال و خاور، یعنی به زیر بلوک افغان (واقع در خاور) باور داشتند. افتخارنژاد (Eftekharneshad, 1972) در شرح پیوست گزارش شماره ۲۲ سازمان زمین‌شناسی، با عنوان «مطالبی چند درباره پیدایش حوضه رسوبی فلیش در خاور ایران و توجیه آن با زمین‌ساخت صفحه‌ای»، زیراندگی ورقه اقیانوسی یادشده را به زیر بلوک لوت در نظر گرفته است (Stocklin et al., 1972). به باور بربریان و کینگ (Berberian and King, 1981) جدایش‌های نوع تنیس جوان در ایران مرکزی، خاور ایران، جنوب خاوری ایران (مکران) و به احتمال بالا خزر جنوبی روی داده‌اند. گلنی (Glennie, 2000) به اشتقاق‌های هم‌خانواده تنیس جوان، نام نئوتنیس ۲ داده‌اند. به باور آقانباتی (Aghanabati, 2004) در پایانه خاوری ایران میانی، در فاصله دو گسل نه‌بندان (در باختر) و گسل هریرود (در خاور)، در گستره‌ای با درازای ۸۰۰ کیلومتر و پهنای ۲۰۰ کیلومتر، نهشته‌های ستبر فلیش گونه‌ای دیده می‌شوند که پی‌سنگ افیولیتی وابسته به پوسته دارند. پهنه یادشده

که مراحل تکوین از پوسته اقیانوسی تا قاره‌ای را پذیرا شده است از اشتقاق‌های نوع تنیس جوان است. فتوحی‌راد (Footohi Rad, 2004) بر این باور است که بازشدگی اقیانوسی میان بلوک لوت (در باختر) و بلوک هیلمند (در خاور) در سرحد ژوراسیک و کرتاسه و یا در آغاز کرتاسه پیشین رخ داده است. در پی آن با تغییر حرکات زمین‌ساختی، فرایند بازشدگی بازایستاده است و پوسته اقیانوسی در کرتاسه پیشین (والانژین - هاتریوین) فروورانش خود به زیر بلوک هیلمند را آغاز کرده است. ادامه این حرکت همگرا در کرتاسه پسین تا به احتمال پالئوژن برخورد دو بلوک لوت و هیلمند (افغان) را به دنبال داشته است. ارجمندزاده و همکاران (Arjmandzadeh et al., 2011) نظریه فروورانش دوسویه نامتقارن را برای خاور ایران پیشنهاد داده‌اند. بررسی‌های یوسف‌زاده و سبزه‌ئی (Yousefzadeh and Sabzehei, 2012a) گویای سرشت کالک‌آلکان آتشفشانی‌های ترشیری شمال و باختر بیرجند و نیز پیرامون خوسف هستند. همچنین، یوسف‌زاده و سبزه‌ئی (Yousefzadeh and Sabzehei, 2012b) سن سنگ‌های آتشفشانی منطقه بیرجند - خوسف را ائوسن - الیگوسن دانسته‌اند. پانگ و همکاران (Pang et al., 2013) نیز سن فعالیت‌های ماگماتیسم کالک‌آلکان خاور ایران را ائوسن پایانی تا الیگوسن پایانی به‌دست آورده‌اند. پانگ و همکاران (Pang et al., 2013) با بررسی ماگماتیسم ائوسن - الیگوسن در پهنه سیستان و بلوک لوت، فروورانش را رو به باختر و به زیر بلوک لوت دانسته‌اند و رخداد این ماگماتیسم در خاور ایران را پیامد پدیده نازک‌شدگی سنگ‌کره ستبر پس از برخورد دو بلوک قاره‌ای یادشده عنوان کرده‌اند. به باور یوسف‌زاده و همکاران (Yousefzadeh et al., 2019) سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌ژرف منطقه خوسف در باختر منطقه، سرشت کالک‌آلکان پتاسیم متوسط به بالا دارند و در محدوده کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای وابسته به فروورانش جای می‌گیرند. فتوحی‌راد و همکاران (Footohi rad et al., 2022) سرشت سنگ‌های آتشفشانی شمال خور، در

جنوب‌باختری سربیشه، بخشی از مجموعه جوش‌خورده سیستان و پیامد برخورد پهنه‌لوت با بلوک افغان است. همچنین، بر پایه نقشه تهیه‌شده به‌دست پانگ و همکاران (Pang et al., 2012) برای بخش‌هایی از پهنه سیستان و بلوک لوت، منطقه یادشده در حاشیه خاوری بلوک لوت و در مرز بلوک لوت و پهنه سیستان جای می‌گیرد (شکل ۱). از آنجایی‌که با وجود گسترش بسیار و وجود ذخایر پرلیتی و بنتونیتی، تا کنون بررسی دقیق سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی روی سنگ‌های آتشفشانی ترشیری در منطقه یادشده انجام نشده است، به‌عنوان موضوع این پژوهش انتخاب شده‌اند.

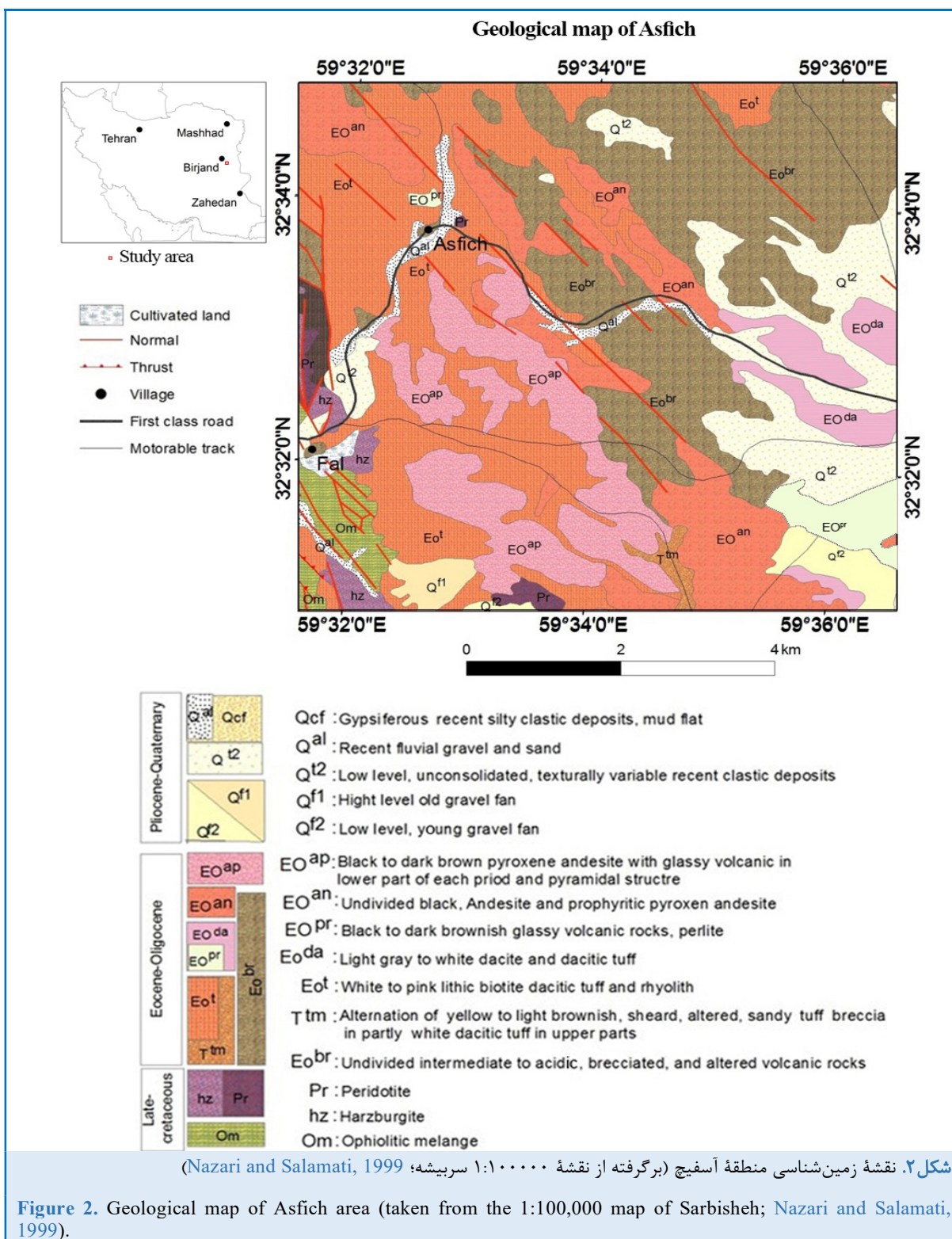
شمال‌باختری شهرستان خوسف (شمال لوت) را کالک‌آلکان پر پتاسیم و به‌ندرت توله‌ایتی و مربوط به پهنه‌های فرورانش دانسته‌اند. منطقه آسفیج با مختصات جغرافیایی $59^{\circ} 31' 14''$ تا $59^{\circ} 36' 05''$ طول‌خاوری $32^{\circ} 32' 28''$ تا $32^{\circ} 34' 29''$ عرض شمالی، در ۴۰ کیلومتری جنوب‌باختری سربیشه جای دارد و شامل توالی ضخیمی از سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری ترشیری است که در برخی نقاط، با رسوب‌های جوان کواترنری پوشیده شده‌اند. این منطقه در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سربیشه (Nazari and Salamati, 1999) جای می‌گیرد. به باور تیرول و همکاران (Tirrul et al., 1983)، منطقه آسفیج در



جوش‌خورده (ایگنیمیریت) و آگلومرا دیده می‌شوند که در شمال و خاور آسفیج و خاور روستای فال (در جنوب منطقه) روی پیرودتیت‌های سرپانتینی‌شده و گابروئیی فیولیت‌های کرتاسه در جنوب‌خاوری بیرجند جای گرفته‌اند (شکل ۲).

زمین‌شناسی منطقه‌ای

در این منطقه رخنمون‌های گسترده‌ای از سنگ‌های آتشفشانی ترشیری شامل پیروکسن‌آندزیت، آندزیت-تراکی آندزیت، داسیت، ریوداسیت، ریولیت (پرلیت) و سنگ‌های آذرآواری مرتبط با آنها مانند توف، توف‌های

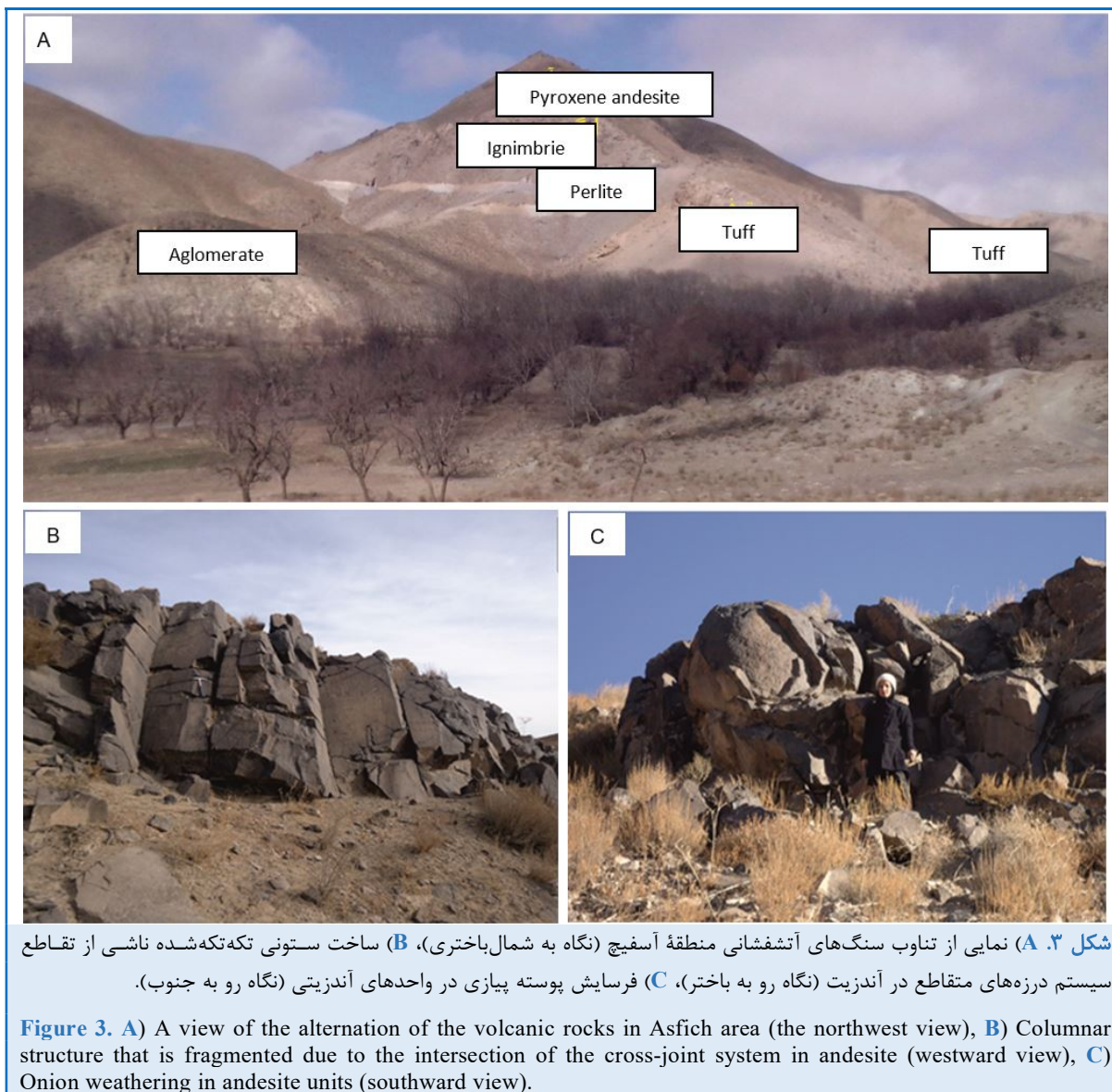


باشد (شکل ۳-۴). در بیشتر رخنمون‌ها، واحدهای گدازه‌ای به صورت متناوب با واحدهای آذرآواری دیده می‌شوند. واحد ریولیتی بیشتر در شمال و خاور روستای

بر پایه بازدیدهای میدانی و با توجه به قرارگیری پیروکسن‌آندزیت روی دیگر واحدهای آتشفشانی و آذرآواری گمان می‌رود این واحد از دیگر واحدها جوان‌تر

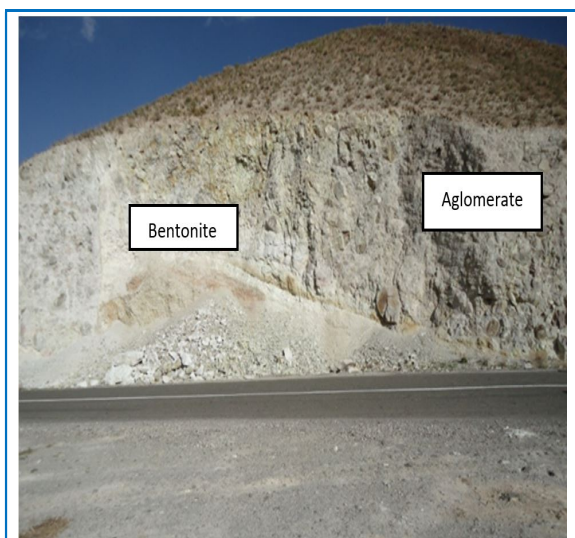
به‌عنوان سنگ‌های نیمه‌قیمتی اهمیت دارند. آندزیت‌ها بیشتر در بخش‌های خاوری روستای آسفیج و در نزدیکی پیروکسن‌آندزیت و یا دیگر واحدهای گدازه‌ای و آذرآواری جای گرفته‌اند. این واحد به رنگ سیاه است و بیشتر ساخت توده‌ای دارد و بافت پورفیریتیک و گاهی حفره‌ای نشان می‌دهد.

آسفیج رخمون دارد و بافت جریانی و رنگ صورتی مایل به خاکستری نشان می‌دهد. در زیر ریولیت‌ها، پرلیت به رنگ سیاه تا خاکستری دیده می‌شود. داسیت‌ها و ریوداسیت‌ها در بیشتر مناطق، گسترش دارند و رنگ خاکستری روشن تا تیره نشان می‌دهند. این سنگ‌ها در بسیاری بخش‌ها، شکستگی‌هایی دارند که با کانی‌های سیلیسی پر شده‌اند و



ده‌ها متر ستبراً دارند و از بلوک‌های صافی از آندزیت به پهنای چند متر ساخته شده‌اند (Blatt et al., 2006). در بخش‌هایی از این گدازه‌ها ساخت‌های ستونی دیده می‌شود که به‌صورت بلوک‌های چندوجهی

فنوکرست‌های پلاژیوکلاز در نمونه‌های دستی دیده می‌شوند. هنگامی که آندزیت‌ها به‌صورت جریان‌های گدازه وجود دارند، شکل شاخص آن‌ها به‌صورت گدازه‌ی بلوکی است. این جریان‌ها معمولاً



شکل ۴. بنتونیتی شدن زمینه توفی در آگلومراهای شمال منطقه آسفیح (نگاه رو به جنوب‌خاوری).

Figure 4. Bentonitization of tuff matrix in the agglomerates of the north of Asfich area (view toward southeast).

روش انجام پژوهش

در راستای انجام این پژوهش، نخست بررسی‌های کتابخانه‌ای شامل گردآوری و بررسی نقشه‌های زمین‌شناسی و توپوگرافی و بررسی‌های پیشین انجام شد. در گام بعد، در ۱۰ روز، بررسی‌های صحرایی، تفکیک واحدهای گوناگون سنگی و نمونه‌برداری انجام شد و سپس شمار ۹۰ مقطع نازک از سنگ‌های منطقه تهیه و ویژگی‌های کانی‌شناسی و بافتی آنها با میکروسکوپ پلاریزه نوع لایتر بررسی شد. آنگاه به تناسب تنوع و گسترش جغرافیایی واحدهای سنگی گوناگون، ۹ نمونه دگرسان‌نشده یا کمتر دگرسان‌شده برگزیده شدند و برای انجام تجزیه شیمیایی با دستگاه ICP-ES برای عنصرهای اصلی و ICP-MS برای عنصرهای کمیاب به آزمایشگاه Acme کانادا (کد LF200) فرستاده شدند. همچنین، ۲ نمونه نیز به آزمایشگاه کانسانان بینالود فرستاده شد. برای ترسیم نمودارها، نرم‌افزارهای GCDKit، Corel، Excel (2007) و Minpet به کار برده شدند. برای به دست آوردن مقدار Fe_2O_3 و FeO که به مقدار حقیقی نزدیک‌تر باشد از نرم‌افزار Minpet به روش ایروین و باراگار (Irvine and Baragar, 1971) بهره گرفته شده است.

نامنظمی قطعه‌قطعه شده‌اند (شکل ۳-B). این بلوک‌ها پیامد تقاطع درزه‌های انقباضی در پی انجماد گدازه‌ها و درزه‌های پدیدآمده از اعمال تنش‌های زمین‌ساختی است. آب‌های نافذ به تدریج سبب بازشدن شکاف‌ها و تجزیه به‌سوی مرکز قطعات می‌شود که فرسایش پوسته پیازی (شکل ۳-C) یکی از پیامدهای آن است.

واحد پیروکسن‌آندزیت به رنگ سیاه است و ساخت توده‌ای و بافت آفانتیک و گاهی حفره‌ای دارد. همان‌گونه که گفته شد جای‌گیری این واحد روی دیگر واحدهای گدازه‌ای و آذرآواری در منطقه، گواهی بر جوان‌تر بودن آن نسبت به آنها است. واحدهای آذرآواری شامل توف، برش و آگلومرا با ترکیب اسیدی تا حد واسط (آندزیتی تا داسیتی و ریولیتی)، نیز گسترش چشمگیری دارند و جای‌گیری آنها در میان گدازه‌ها نشان از تناوب فوران‌ها دارد؛ به‌گونه‌ای که در هر فوران، پس از انفجار نخست پرتاب مواد آذرآواری و سپس خروج گدازه رخ داده است.

آگلومراها قطعات گردشده درشت آتشفشانی دارند و به رنگ‌های سیاه، خاکستری روشن و سرخ‌رنگ دیده می‌شوند. اندازه قطعات، از ۱ سانتیمتر تا ۱ متر در تغییر است و جنس آنها از حد واسط تا اسیدی تغییر می‌کند. قطعات درون برش‌ها همان ترکیب را دارند؛ اما زاویه‌دار هستند. حضور اکسیدهای آهن ثانویه رنگ‌های سرخ و قهوه‌ای را پدید آورده است؛ به‌گونه‌ای که نمونه‌های کمتر هوازده و روشن‌تر مقدار کمتری از این اکسیدها را دارند. توف‌ها بیشتر در خاور روستای آسفیح و جنوب‌خاوری روستای فال رخمون دارند و به رنگ‌های سفید و سرخ دیده می‌شوند. در برخی بخش‌ها، توف‌ها لایه‌بندی دارند و بسیار تکتونیزه شده‌اند. این امر رخداد پدیده‌های دگرسانی و پیدایش پهنه‌های بنتونیتی را تشدید کرده است (شکل ۴). منطقه بررسی‌شده تحت‌تأثیر سرشاخه‌هایی از گسل نه‌بندان قرار دارد و عملکرد عوامل زمین‌ساختی در منطقه، گسل‌ها، چین‌ها و شبکه‌ای از شکستگی‌ها را پدید آورده است.

سنگ‌نگاری

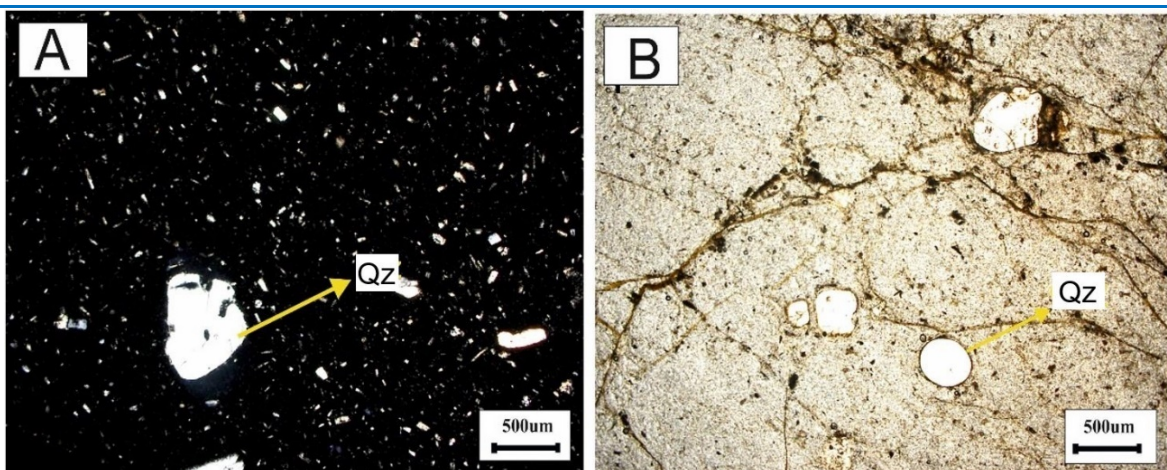
ریولیت

بافت رایج ریولیت‌ها پورفیریتیک و جریان‌ی است که در آن، درشت‌بلورهای کوارتز و سانیدین در زمینه دانه‌ریزی از ریزبلورهای کوارتز، میکرولیت‌های پلاژیوکلاز و سانیدین دیده می‌شوند. بافت پورفیریتیک نشان‌دهنده نبود تعادل در سیستم ماگمایی است و گویای آنست که به دنبال رخداد‌های ناگهانی مانند کاهش فشار (شاید در پی بالا آمدن یکباره ماگما) و کاهش دمایی بخشی و یا کامل ماگمای بجامانده، عمل تبلور در آن سیستم باز ایستاده است (Cobbing, 2000). برخی نمونه‌های ریولیتی زمینه شیشه‌ای و پرلیتی دارند. بر پایه زاویه خاموشی، ترکیب پلاژیوکلازها از نوع آلبیت تا الیگوکلاز است. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز ماکل پلی‌سینتیک و حاشیه‌های گردشده دارند. بلورهای خردشده پیروکسن و ریزبلورهای اپاسیت بیوتیت از کانی‌های مافیک این

سنگ‌ها هستند.

داسیت-ریوداسیت

بافت رایج این سنگ‌ها پورفیریتیک با درشت بلورهای پلاژیوکلاز و کوارتز و خمیره‌ای میکروکریستالین و جریان‌ی است. بر پایه زاویه خاموشی، ترکیب پلاژیوکلازها، آلبیت-الیگوکلاز به دست آمد. فنوکریست‌های کوارتز کناره‌های خلیجی (فرورفته) و گرد شده (شکل ۵-۸) دارند که به باور شیالی (Shelley, 1993)، شاید پیامد رشد غیرتعادلی یا تأثیر انحلالی ناشی از کاهش فشار در هنگام صعود ماگما به سطح زمین باشد. درشت‌بلورهای شکسته پیروکسن و بلورهای ریز بیوتیت با چندرنگی قهوه‌ای تیره به مقدار کم در سنگ دیده می‌شوند. زمینه سنگ از شیشه، تیغه‌های ریز سانیدین و میکرولیت‌های پلاژیوکلاز ساخته شده است نزدیک به ۷۰ درصد سنگ را دربر می‌گیرند.



شکل ۵. تصویرهای میکروسکوپی از (A) کوارتز با کناره‌های خلیجی در داسیت (در XPL)؛ (B) بافت پرلیتی در ریولیت (در PPL).

Figure 5. Photomicrographs of **A)** Embayed shap quartz in the dacite (in XPL); **B)** Perlitic texture in the rhyolite (in PPL).

شیشه‌ای، پرلیتی و شیشه‌ای جریان‌ی از ویژگی‌های بارز این پرلیت‌ها هستند (شکل ۵-۸). این بافت به علت انقباض در هنگام سرد شدن پدید می‌آید که در پی آن، شکل‌های کروی پیازی‌شکل با قطری نزدیک به میلیمتر تا سانتیمتر در پرلیت‌ها پدید می‌آید. به باور مک‌آرتور و همکاران (McArthur, et al., 1998) شکستگی‌های پرلیتی به

پرلیت

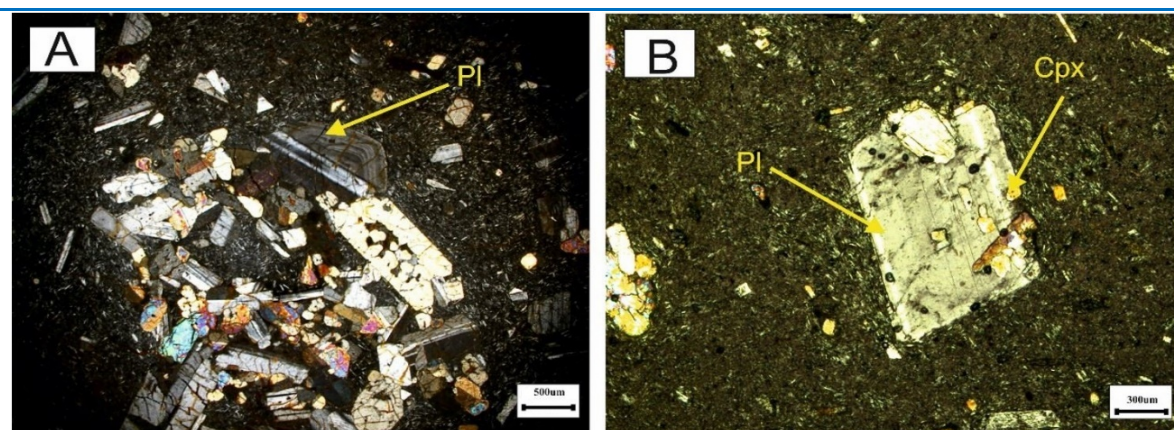
این سنگ، بیشتر به صورت سنگی ترد و شکننده با رنگ سیاه تا خاکستری در منطقه برونزد دارد. به علت تراکم ناچیز، این سنگ به سادگی خرد می‌شود و به اجزای اسفرویدال هم‌مرکز تبدیل می‌شود. ترکیب این سنگ‌ها بیشتر ریولیتی، ریوداسیتی و داسیتی است. بافت‌های پورفیریتیک با زمینه

گلوامروپورفیریتیک، پویی کیلیتیک و سری ایت دارند. درشت بلور اصلی این سنگ‌ها بلورهای پلاژیوکلاز و به مقدار کمتر کلینوپیروکسن است. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز گاهی منطقه‌بندی شیمیایی نشان می‌دهند (شکل ۶-۱). زمینه ریزدانه این سنگ‌ها نیز، بیشتر از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز ساخته شده است. بافت گلوامروپورفیریتیک حاصل تجمع درشت بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در زمینه‌ای متشکل از ریزبلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و کانی‌های کدر است (شکل ۶-۲). یکی دیگر از بافت‌های دیده‌شده در این سنگ‌ها بافت پویی کیلیتیک است که کلینوپیروکسن ریز و کشیده با پلاژیوکلاز دربر گرفته شده است که نشان از تبلور کلینوپیروکسن پیش از پلاژیوکلاز دارد (شکل ۶-۳).

دگرریختی‌های گرمایی در هنگام سرد شدن و انقباض شیشه نسبت داده می‌شود؛ به گونه‌ای که شبکه‌ای از شکستگی‌ها در بخش بالایی سریع سردشده توده پدیدار می‌شود. وجود بافت پرلیتی و مقایسه مقدار عنصرهای اصلی نمونه‌های پرلیتی منطقه با نمونه شاخص، گویای کیفیت خوب و مشابهت آن با پرلیت‌های تجاری است. افزون‌براین، به علت مقدار بالای SiO_2 ، پرلیت‌های یادشده می‌توانند به صورت خام در تهیه بلوک سبک بتونی به کار برده شوند؛ به ویژه که وزن مخصوص پرلیت‌های منطقه ($\text{SG} = 2.19 - 2.49$) با مقدار تعریف‌شده برای پرلیت همخوانی دارد.

آندزیت- تراکی آندزیت

سنگ‌های آندزیتی منطقه بافت پورفیریتیک (با زمینه میکروولیتی جریان)، حفره‌ای و یا بادامکی،



شکل ۶. تصاویرهای میکروسکوپی (در XPL) از (A) بافت گلوامروپورفیریتیک و منطقه‌بندی شیمیایی پلاژیوکلازها در آندزیت؛ (B) بافت پویی کیلیتیک در آندزیت، کلینوپیروکسن‌ها با پلاژیوکلاز دربر گرفته شده‌اند.

Figure 6. Photomicrographs (in XPL) of **A)** Glomeroporphyritic texture and chemical zoning of plagioclase in andesite; **B)** Poikilitic texture in andesite, clinopyroxenes are covered by plagioclase.

پیشین تعادل خود را از دست می‌دهند و تا اندازه‌ای حل شده و با ماگمای جدید واکنش می‌دهند و کناره گرد شده پیدا می‌کنند. واکنش فقط در محل تماس فنوکریست و ماگما صورت می‌گیرد (Tsuchiyama., 1985; Shelly, 1993). آستانیسیک و همکاران (Ustunisk et al., 2014) پیدایش منطقه‌بندی را پیامد تغییرات ناگهانی در دما، فشار و یا در ترکیب ماگما می‌دانند. بافت غربالی در پی تغییرات حرارتی و شیمیایی مذابی که در تماس با بلور است، پدیدار می‌شود که احتمالاً پیامد انتقال بلور به بخش دیگری

پلاژیوکلاز به دو صورت فنوکریست و میکروولیت در این سنگ‌ها دیده می‌شود و در برخی مقاطع نزدیک به ۵۰ درصد حجم سنگ را دربر می‌گیرند. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز ماکل‌های پلی‌سینتتیک و کارلسباد، بافت غربالی و منطقه‌بندی شیمیایی دارند و اندازه آنها از ۰/۳ تا ۲ میلی‌متر است. بر پایه زاویه خاموشی نوع آنها در بازه الیگوکلاز تا آندزین جای می‌گیرد. در پلاژیوکلازها کناره‌های گرد شده نیز دیده می‌شود (شکل ۷-۱). در هنگام رخداد فرایند تغذیه ماگمایی و با تغییر دمای ماگما، بلورهای

ویژه برای برآورد آهن‌گ (نرخ) بالآآمدگی ماگما به‌کار می‌رود (De Anjalis et al., 2015).

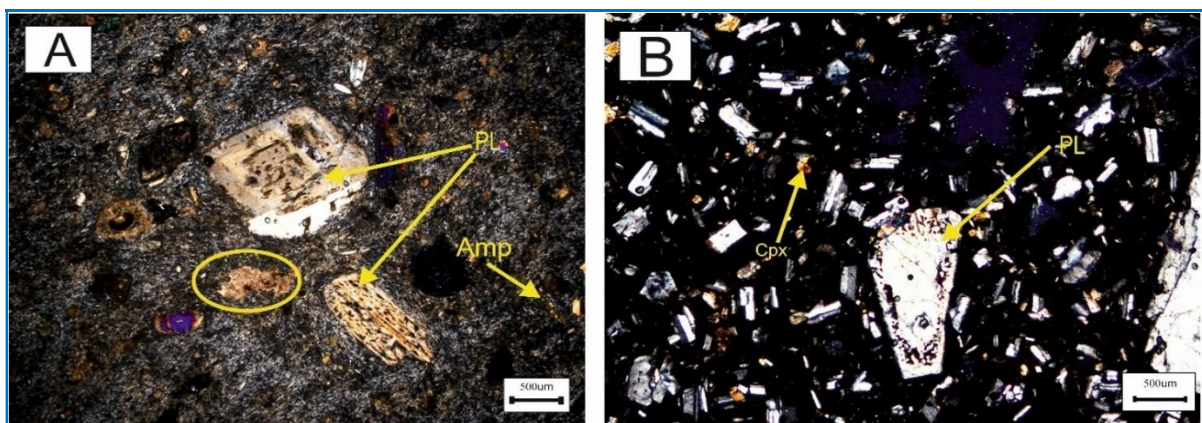
بیوتیت بیشتر به‌صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل و با حاشیه‌های سوخته و چندرنگی قوی دیده می‌شود و ۵ تا ۱۰ درصد حجم فنوکریست‌ها را دربر می‌گیرد. ناپایداری هورنبلند و بیوتیت و ایجاد حاشیه و جذب پیرامون آنها و نیز خوردگی شدید کلینوپیروکسن و پیدایش کلینوپیروکسن‌های ریز در زمینه، از تغییرات حاصل از افت سریع فشار (Anderson, 1976) در منطقه هستند. در برخی نمونه‌ها پلاژیوکلاز و پیروکسن تنها سازنده‌های آندزیت هستند که به باور گیل (Gill, 1981) چنین سنگ‌هایی در فشارهای نزدیک سطح زمین پدید می‌آیند و به احتمال ۲ درصد آب دارند و دمای پیدایش آنها در آشیانه ماگمایی برابر با ۱۰۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتیگراد بوده است.

کانی‌های کلریت، کربنات‌ها و کانی‌های کدر از کانی‌های دگرسانی موجود در آندزیت‌ها هستند. کلریت از دگرسانی آمفیبول، بیوتیت و پیروکسن پدید آمده است. جانشینی کلریت به‌جای بیوتیت نیازمند از دست‌دادن پتاسیم، کلسیم و سدیم است که با پیدایش مقداری اکسید آهن و کانی‌های کدر جبران می‌شود (Mehrban et al., 2007).

از ماگما، یا پیدایش جریان مذاب در میان بلورهای که زودتر تشکیل شده‌اند و یا تفریق پیشرونده مذاب است (Arvin et al., 2002; Reubi et al., 2003). در برخی از بلورهای پلاژیوکلاز بخش‌های مرکزی و کناری بلور، سالم، اما بخش میانی آن بافت غربالی دارد. این نوع از بافت غربالی زمانی رخ می‌دهد که تعادل کانی با محیط در اثر اختلاط و یا افزایش فوگاسیته اکسیژن، به هم خورده باشد و در پی آن، حاشیه آغاز به خورده شدن کرده باشد این حالت را (بافت غربالی) پیدا می‌کند؛ اما پیش از اینکه همه بلور بافت غربالی پیدا کند، شرایط تغییر کرده است و در اثر نفوذ ماگما در مرحله پسین، در اطراف این بلور، حاشیه سالم پدید می‌آید (Meghan, 2006) (شکل B-۷).

پیروکسن از نوع اوزیت است و به‌صورت بلورهای ریز و کشیده و بی‌شکل در زمینه سنگ دیده می‌شود. بیشتر پیروکسن‌ها حاشیه‌های واجدنی دارند. این کانی‌ها تقریباً ۱۰ درصد حجم فنوکریست‌ها را در برمی‌گیرد.

هورنبلند نیز به‌صورت سوزنی و بی‌شکل و بیشتر سوخته هستند و نزدیک به ۱۰ درصد حجم سنگ را دربر می‌گیرند. حاشیه واکنشی آمفیبول‌ها برای پی‌بردن به حرکات ماگما پیش از فوران و به‌طور



شکل ۷ تصویرهای میکروسکوپی (در XPL) از (A) بافت غربالی در حاشیه پلاژیوکلاز؛ (B) بافت غربالی همگن و بافت غربالی درشت و حواشی گردشده در پلاژیوکلاز.

Figure 7. Photomicrographs (in XPL) of (A) Sieve texture at the edge of plagioclase; (B) Homogeneous sieve texture and coarse sieve texture and rounded edges in plagioclase.

تراکی آندزیت ترکیب کانی‌شناسی تقریباً مشابه آندزیت دارند؛ با این تفاوت که در این سنگ‌ها، بلورهای ریز پتاسیم‌فلدسپار در متن سنگ وجود دارد. همچنین، پیروکسن به مقدار کمتری نسبت به آندزیت‌ها دیده می‌شود. این پیروکسن‌ها به اپیدوت و اکسید آهن دگرسان شده‌اند. به‌طور کلی، می‌توان گفت این سنگ‌ها نسبت به آندزیت‌ها جدایش یافته‌تر هستند یا به گفته دیگر با خروج پیروکسن از ماگما در مراحل آغازین تبلور، فراوانی این کانی در این سنگ‌ها کمتر است. در برخی از این سنگ‌ها حفره‌های کمابیش کشیده و بادامی‌شکلی دیده می‌شوند که این کشیدگی در پی جریان پیدا کردن ماگما پیش از انجماد کامل و یا تحت تأثیر تنش‌های زمین‌ساختی هنگام پیدایش سنگ است. گاهی این حفره‌ها با کانی‌های ثانویه و کربنات پر شده‌اند.

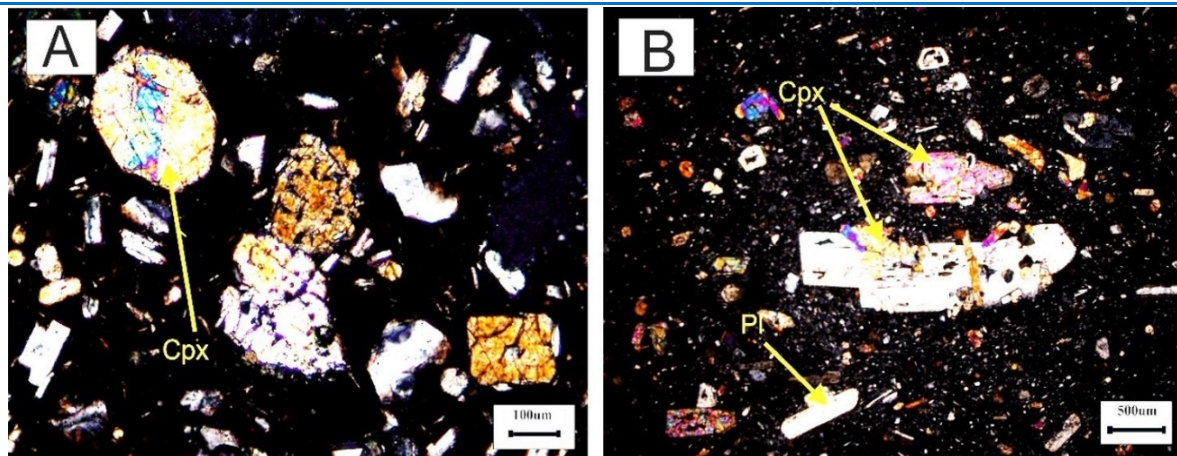
پیروکسن آندزیت-آندزیت بازالتی

بافت رایج این سنگ‌ها پورفیریتیک با زمینه میکروولیتی و شیشه‌ای است. بافت‌های گلوبروپورفیریتیک، پویی‌کیلپتیک و حفره‌ای نیز در آنها دیده می‌شوند. درشت بلورهای شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز با اندازه ۰/۷ تا یک میلیمتر و با فراوانی نزدیک به ۲۰ تا ۳۰ درصد حجم فنوکریست‌ها هستند و با توجه به زاویه خاموشی (۲۸ تا ۳۶ درجه) از نوع آندزین به‌شمار می‌روند. میکروولیت‌های پلاژیوکلاز و زمینه دانه‌ریز تا شیشه‌ای بقیه سنگ را شامل می‌شوند (شکل ۸-۸). پلاژیوکلاز به‌صورت درشت‌بلورهای بدون بافت غربالی و با بافت غربالی و نیز به‌صورت میکروولیت دیده می‌شوند (شکل‌های ۸-۸ و ۸-۸). شیلی (Shelley, 1993) قرارگیری پلاژیوکلاز سالم و دگرسان‌شده در کنار هم را به دو نسل مربوط می‌داند: پلاژیوکلازهای با بافت غیرتعدالی (غربالی، منطقه‌بندی) و دگرسان‌شده پلاژیوکلازهای نسل

نخست هستند که سریع‌تر از دیگر پلاژیوکلازها دگرسان شده‌اند. پلاژیوکلازهایی که سالم مانده‌اند و به‌صورت درشت بلور یا میکروولیت در خمیره دیده می‌شوند به نسل دوم مربوط هستند. در نتیجه عملکرد محلول‌های گرمایی، پلاژیوکلازهای نسل نخست زودتر واکنش داده‌اند و دگرسان می‌شوند و پلاژیوکلازهای نسل دوم به نسبت سالم می‌مانند (دگرسانی انتخابی) (Shelley, 1993). منطقه‌بندی شیمیایی نوسانی، بافت غربالی و خوردگی خلیجی در پلاژیوکلازها از نشانه‌های وجود شرایط نبود تعادل هنگام انجماد ماگماست و شاید در پی صعود سریع ماگما، افزایش فشار بخار آب، فرایندهای آلاینش و هضم و کاهش فشار حاکم بر ماگما پدیدار شده‌اند (Zellmer et al., 2003). بافت غربالی درشت پیامد انحلال به‌دنبال تغییر فشار در ماگما زیر اشباع از H_2O است (Renjith, 2014).

کلینوپیروکسن با فراوانی ۱۰ تا ۱۵ درصد کانی اصلی این سنگ‌ها به‌شمار آمده است و اندازه آن از ۲ تا ۴ میلیمتر در نوسان است. زاویه خاموشی آن ۳۸ تا ۴۳ درجه است و از این‌رو، از نوع اوژیت است و ماکل‌نواری دراد (شکل ۸-۸). برخی درشت بلورهای کلینوپیروکسن اثرات خوردگی خلیجی و حاشیه‌های نامنظم نشان می‌دهند، حاشیه‌های خورده شده نامنظم ممکن است پیامد کاهش سریع فشار (ذوب دوباره) در مجاری آتشفشانی باشد (Xio-Wei Li et al., 2013). ارتوپیروکسن نیز به مقدار کمتر از ۵ درصد حجمی دیده می‌شود.

در طول یک سیستم آتشفشانی باز، محصولات حاصل از فوران، شامل مخلوطی از تجمع بلورهای بیگانه، بلورهای پیشین، فنوکریست‌ها و میکروولیت‌ها هستند (Jerram and Martin, 2008). انکلاوهای دیده‌شده در این سنگ‌ها شامل برونوم‌هایی با ترکیب میکروگابرو هستند. این گابروها به‌همراه دیگر واحدهای آمیزه فیولیتی در زیر واحدهای آتشفشانی یاد شده جای گرفته‌اند (شکل ۹).



شکل ۸. تصویرهای میکروسکوپی (در XPL) از **A** پیروکسن با ماکل نواری در پیروکسن آندزیت؛ **B** حضور پلاژیوکلازهای دگرسان و نادرسان در کنار هم در پیروکسن آندزیت.

Figure 8. Photomicrographs (in XPL) of **A**) Banded twinning pyroxene in the pyroxene andesite; **B**) Presence of altered and none altered plagioclase together in the pyroxene-andite.

داشته است. توف‌های ریولیتی جوش‌خورده شمال آسفیج از نوع بلورین هستند و افزون‌بر زمینه دانه‌ریز، درشت‌بلورهایی از پلاژیوکلاز و کوارتز نیز دارند (شکل ۱۰).



شکل ۱۰. تصویرهای میکروسکوپی (در XPL) از درشت بلورهای پلاژیوکلاز و کوارتز در توف‌های جوش‌خورده ریولیتی (ایگنیمبریت) در شمال آسفیج.

Figure 10. Photomicrographs (in XPL) of plagioclase and quartz phonocrysts in the rhyolitic welded tuffs (ignimbrite) in the north of Asfich.

زمین‌شیمی

داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه آسفیج در جدول ۱ آورده شده‌اند. در نمودار مجموع آلکالی در برابر سیلیس، نمونه‌ها در



شکل ۹. تصویرهای میکروسکوپی (در XPL) از برونوم میکروگابرویی درون پیروکسن آندزیت.

Figure 9. Photomicrographs (in XPL) of microgabbroic xenolith in the pyroxene andesite.

نهشته‌های آذرآواری منطقه از نوع توف، آگلومرا و برش هستند و بیشترشان ترکیب حد واسط تا اسیدی (آندزیتی و داسیتی) دارند. میکروولیت‌های پلاژیوکلاز و بقایایی از کانی‌های فرومنیزین اپاسیتی‌شده مانند هورنبلند و بیوتیت در این توف‌ها دیده می‌شوند. از دگرسانی‌های دیده‌شده در این سنگ‌ها می‌توان اکسیدشدن و کلریتی‌شدن بیوتیت و آمفیبول و دگرسانی پروپلیتیک را نام برد که پیدایش اپیدوت و کلریت و اپیدوت در برخی از این توف‌ها را به‌دنبال

می‌دهند (شکل ۱۱-B). در نمودار سه‌تایی $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{FeO}^*$ (نمودار AFM) که برای تشخیص سری‌های ماگمایی و تحولات آنها، سری ساب‌آلکان به دو سری جداگانه توله‌ایتی و کالک‌آلکان تفکیک می‌شود (Irvine and Baragar, 1971). در این نمودار نمونه‌ها در بازه ترکیبی کالک‌آلکان جای می‌گیرند (شکل ۱۱-C).

محدوده آندزیت، داسیت و ریولیت جای می‌گیرند (شکل ۸-A). با توجه به وجود دگرسانی اندک در برخی نمونه‌ها، برای نامگذاری زمین‌شیمیایی سنگ‌ها، نمودارهای از عنصرهای نامتحرک نیز بهره گرفته شده است. در این راستا، در نمودار Nb/Y در برابر Zr/TiO_2 ، نمونه‌ها در بازه ترکیبی آندزیت، تراکی‌آندزیت، داسیت، ریوداسیت و ریولیت جای گرفته‌اند و سرشت ساب‌آلکان نشان

جدول ۱. داده‌های شیمیایی به دست آمده از تجزیه شیمیایی نمونه‌های منطقه آسفیح.

Table 1. The chemical analysis data of samples from Asfich area.

Rock type	Rhyolite Rhyolite (Perlite)		Dacite		Trachy- andesite				Andesite	Bentonite	
Sample No.	15A	80A	35A	107A	77A	27A	75A	54A	31A	31	1.4
Sample location	X	59°32'34"	59°32'35"	59°35'3"	59°35'8"	59°33'01"	59°32'14"	59°32'13"	59°32'38"	59°34'18"	59°32'33" 59°32'34"
	Y	0°6'34" 32	0°59'33" 32	0°11'33" 32	0°56'30" 32	0°9'33" 32	0°14'32" 32	0°59'32" 32	0°45'31" 32	0°21'33" 32	0°57'33" 32 0°58'33" 32
SiO ₂	75.20	71.51	67.30	64.10	65.71	63.14	66.25	63.11	62.08	62.75	53.68
TiO ₂	0.05	0.05	0.51	0.91	0.49	0.64	0.51	0.88	0.78	0.284	0.489
Al ₂ O ₃	12.83	13.16	15.00	16.57	14.94	15.44	15.35	15.75	15.65	12.63	12.86
Fe ₂ O ₃	1.62	1.66	3.76	3.76	3.76	4.38	3.64	4.93	4.70	5.32	6.58
MnO	0.03	0.03	0.07	0.03	0.07	0.07	0.04	0.08	0.08	0.036	0.043
MgO	0.10	0.08	1.00	1.00	2.38	3.18	1.36	2.09	3.25	2.31	2.32
CaO	0.82	0.80	3.32	3.92	3.89	4.92	3.77	4.22	3.89	3.32	3.49
Na ₂ O	3.52	2.56	3.59	3.91	3.65	3.27	3.44	3.68	3.34	0.68	0.44
K ₂ O	4.71	5.52	3.18	3.67	3.67	2.27	3.31	3.39	2.86	0.46	0.44
P ₂ O ₅	0.01	0.01<	0.16	0.25	0.14	0.19	0.14	0.24	0.20	1.019	0.064
LOI	1.1	4.6	1.9	1.7	2.1	1.7	2.0	1.4	1.6	11.86	19.43
Total	99.96	99.95	99.81	99.81	99.82	99.77	99.83	99.80	99.79	99.69	99.66
Ba	27	26	777	537	452	575	469	521	505	-	-
Be	6	3	2	2	5	3	2	2	<1	-	-
Rb	193.6	213.0	97.9	107.9	130.4	94.6	124.8	105.5	96.8	-	-
Ta	2.2	2.2	0.9	1.1	1.3	0.9	1.6	1.1	0.7	-	-
Sr	23.8	19.9	294.4	375.3	485.5	349.2	294.3	360.1	284.5	-	-
Y	26.0	30.2	17.0	21.9	18.8	16.9	17.5	20.8	17.3	-	-
Zr	90.1	84.3	84.5	220.4	185.3	88.5	81.2	97.2	90.9	-	-
Nb	24.8	20.6	10.5	14.8	14.4	10.7	14.1	15.0	10.9	-	-
Th	24.8	26.4	16.3	15.7	17.4	14.4	16.7	15.0	12.8	-	-
Ga	18.0	18.7	14.1	16.9	16.2	15.0	16.7	15.6	15.0	-	-
Ni	20<	20<	33	20	33	46	41	24	47	-	-
Sc	2	2	7	10	9	10	9	9	12	-	-
V	8<	8<	44	61	62	84	58	62	84	-	-

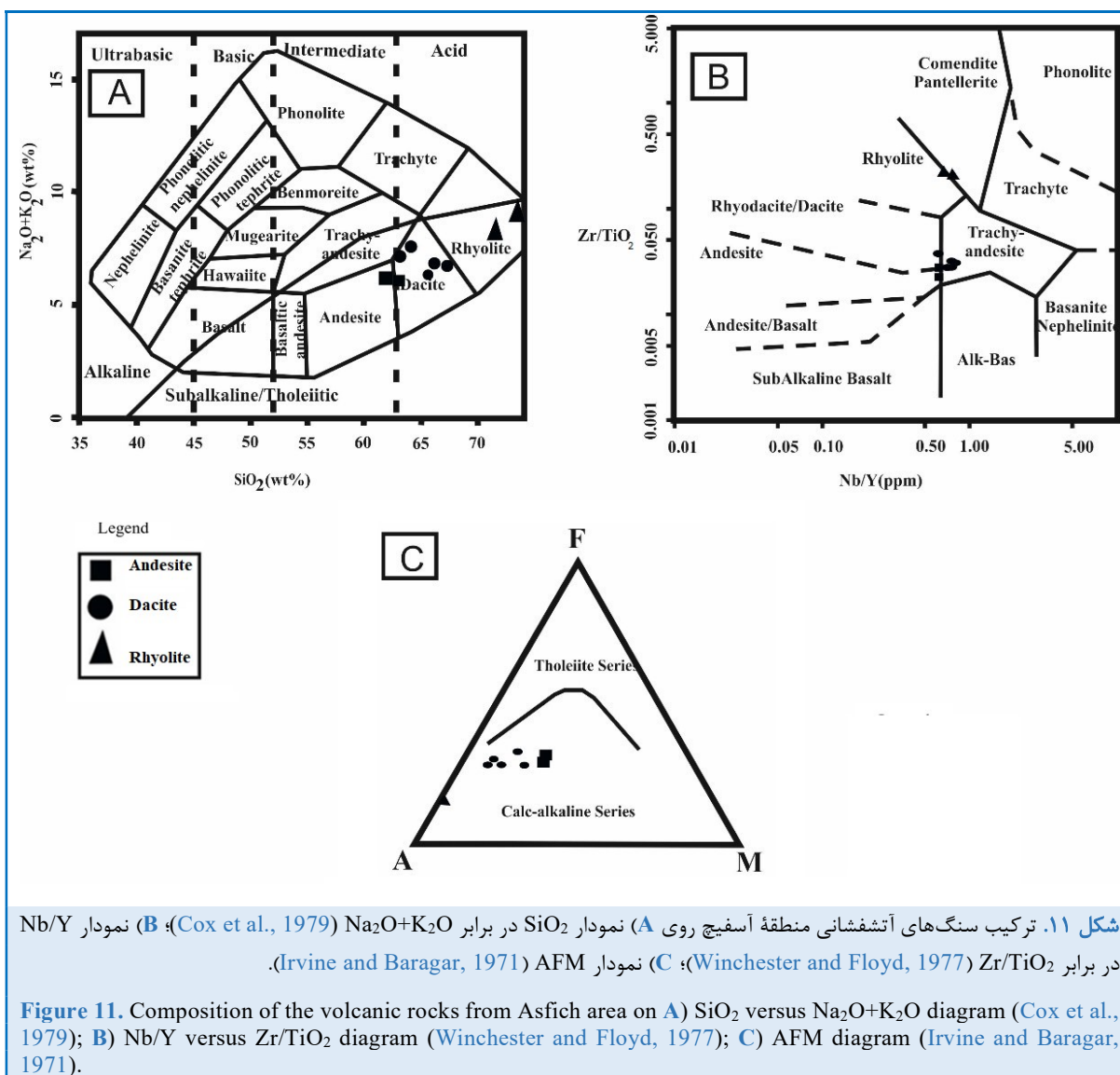
جدول ۱. ادامه.

Table 1. Continued.

Rock type	Rhyolite Rhyolite (Perlite)		Dacite		Trachy- andesite				Andesite	Bentonite	
Sample No.	15A	80A	35A	107A	77A	27A	75A	54A	31A	31	1.4
Sample location	X	59°32'34"	59°32'35"	59°35'3"	59°35'8"	59°33'01"	59°32'14"	59°32'13"	59°32'38"	59°34'18"	59°32'33" 59°32'34"
	Y	0.6°34' 32	59°33' 32	11°33' 32	56°30' 32	9°33' 32	14°32' 32	59°32' 32	45°31' 32	21°33' 32	57°33' 32 58°33' 32
Hf	2.4	2.4	2.3	5.3	4.2	2.6	2.3	2.7	2.6	-	-
Cs	15.3	23.8	3.8	4.8	9.3	5.0	9.8	5.2	1/4	-	-
Co	0.6	0.5	11.3	6.5	10.0	13.1	9.0	11.6	14.9	-	-
W	0.5<	0.5<	0.5<	0.5<	0.5<	0.5<	0.5<	0.6	0.5<	-	-
U	5.3	6.1	3.2	3.3	3.7	3.9	3.7	3.2	2.9	-	-
Sn	8	9	2	3	4	1	4	2	2	-	-
La	19.5	22.0	35.8	36.0	29.4	31.3	31.9	35.5	28.0	-	-
Ce	38.9	41.9	57.7	63.8	50.9	51.9	54.0	63.4	48.0	-	-
Pr	4.35	4.64	6.48	7.23	5.56	5.59	5.67	6.80	5.46	-	-
Nd	15.2	17.3	23.2	25.9	18.4	21.1	21.0	24.3	20.1	-	-
Sm	3.73	4.02	4.16	4.71	3.83	3.47	3.77	4.75	3.69	-	-
Eu	0.16	0.17	0.93	1.06	0.82	0.86	0.84	1.02	0.95	-	-
Gd	3.86	4.37	3.92	4.55	3.59	3.49	3.71	4.38	3.46	-	-
Tb	0.72	0.85	0.57	0.71	0.61	0.53	0.58	0.68	0.55	-	-
Dy	4.40	4.83	3.32	3.98	3.39	2.85	3.24	3.73	3.01	-	-
Ho	0.95	1.05	0.64	0.81	0.62	0.64	0.61	0.81	0.62	-	-
Er	2.96	3.23	1.90	2.19	1.87	1.86	1.67	1.98	1.91	-	-
Tm	0.15	0.16	0.28	0.11	0.11	0.15	0.12	0.14	0.14	-	-
Yb	3.05	3.15	1.69	2.15	1.70	1.62	1.57	2.09	1.83	-	-
Lu	0.43	0.47	0.27	0.33	0.25	0.25	0.25	0.33	0.28	-	-
Nb/Zr	5.18	5.41	18.41	10.17	10.61	16.19	11.01	16.26	15.66	-	-

در بررسی الگوی تغییرات عنصرهای کمیاب بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) برای نمونه‌های آسفیج، عنصرهای Ba, Nb, Eu و Ti آنومالی منفی و عنصرهای K, U, Th, Zr, Cs, Sr (مگر یک نمونه) غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۱۲- A).
برپایه نمودار عنکبوتی بهنجار شده به ترکیب کندریت (Boynton, 1984)، عنصرهای کمیاب سبک (LREE) نسبت به عنصرهای کمیاب سنگین (HREE) غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۱۲- B). این ویژگی می‌تواند گویای گارنت‌دار بودن سنگ خاستگاه باشد (Schandle and Corton, 2002).

همان‌گونه که در بیشتر نمودارهای دیده می‌شود، جایگاه ریولیت‌ها نسبت به داسیت‌ها و به‌ویژه آندزیت‌ها کمی متمایز است. عدد منیزیم $(MgO/(MgO+Fe_2O_3+FeO))$ این سنگ‌ها هم تا اندازه‌ای این ویژگی را نشان می‌دهد. عدد منیزیم ریولیت‌های منطقه برابر با ۴-۶ و داسیت‌ها برابر با ۲۱ و آندزیت‌ها و تراکی آندزیت‌ها برابر با ۳۹-۴۲ است. به باور ژنگ و همکاران (Geng et al., 2009)، مذاب‌های با خاستگاه پوسته زیرین، جدای از درجه ذوب‌بخشی، با عدد منیزیم کم (کمتر از ۴۰) شناخته می‌شوند؛ اما مذاب‌های با عدد منیزیم بیشتر از ۴۰ از سازنده‌های گوشته‌ای تشکیل شده‌اند.

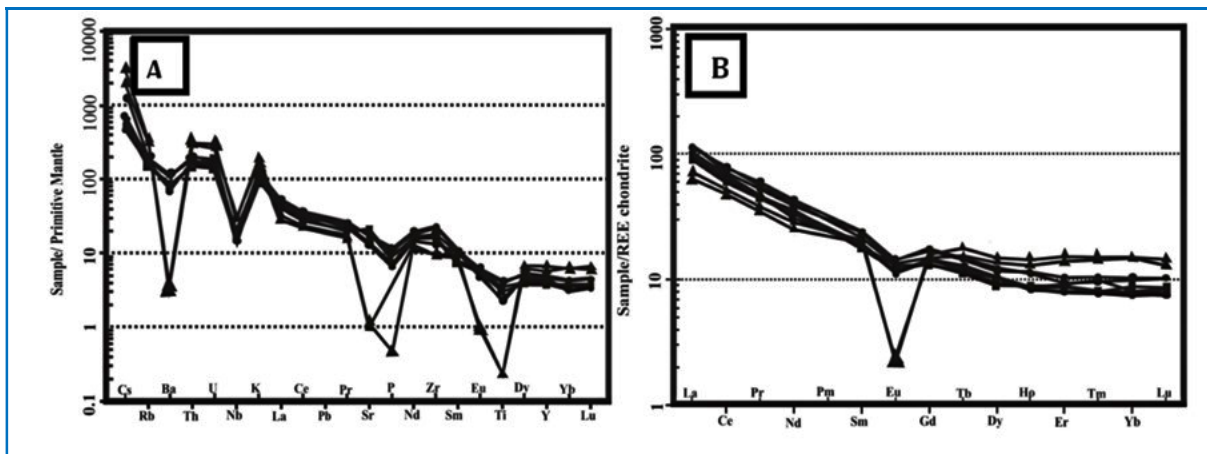


پوسته‌ای است. علت این امر، تمرکز بالای این عنصر در پوسته قاره‌ای و توقف ماگمای سازنده سنگ‌ها، حتی برای مدتی کوتاه، در پوسته قاره‌ای زیرین، به همراه نفوذ سیال‌های پوسته‌ای به درون ماگما و یا هضم مواد پوسته‌ای درون ماگما در هنگام صعود است. پیدایش آنومالی منفی Eu در نمونه‌ها می‌تواند پیامد جدایش پلاژیوکلاز از مذاب یا به‌جاماندن آن در سنگ خاستگاه باشد (Girardi et al., 2012) (شکل ۱۲-B). ریولیت‌ها در مقایسه با داسیت‌ها و آندزیت‌ها تهی‌شدگی بیشتری در Sr، Ba، P و Ti دارند. آنومالی منفی Ba در فازهای اسیدی می‌تواند

بر پایه شکل ۱۲-A این سنگ‌ها غنی‌شدگی از LREE در برابر HREE نشان می‌دهند. این غنی‌شدگی به همراه مقادیر کم Zr ، TiO_2 و Nb در نمونه‌ها، وابستگی این سنگ‌ها به سری ماگمایی کالک‌آلکالن را نشان می‌دهد (Machado et al., 2005). آنومالی منفی Nb در همه نمونه‌ها دیده می‌شود که به باور رولینسون (Rollinson, 1993)، شاخص سنگ‌های قاره‌ای است و می‌تواند نشان‌دهنده شرکت پوسته در فرایندهای ماگمایی باشد. همچنین، به باور وانگ (Wang, 2004)، غنی‌شدگی Cs نشانه آرایش ماگمایی با مواد

(کاتیون‌های کوچک با بار فراوان و پتانسیل یونی بالا) است نیز کمی غنی‌شدگی نشان می‌دهد؛ زیرا این عنصر بار و شعاع یونی بالایی دارد و از این‌رو، کمتر وارد کانی‌های سنگ‌ساز و رایج می‌شود. Zr در آغاز به ورود در ساختار کانی زیرکن گرایش دارد؛ اما با نبود زیرکن، عنصر زیرکنیم وارد آمفیبول می‌شود (Rollinson, 1993). همچنین، این عنصر به مقدار کم جانشین Ti در شبکه اسفن و روتیل نیز می‌شود.

نشان‌دهنده جدایش فلدسپارها و یا نقش پوسته قاره‌ای بالایی در فرایندهای ماگمایی باشد (Arsalan and Aslan, 2006). تهی‌شدگی بارز P و Ti در ریولیت‌ها به جدایش آپاتیت و تیتانومگنتیت و غنی‌شدگی Th و U در این سنگ‌ها به آلودگی پوسته‌ای و یا ویژگی‌های خاستگاه وابسته است (Gencalioglu and Geneli, 2010). زیرکنیم (Zr) که یکی از عنصرهای گروه عنصرهای HFS



شکل ۱۲. A) الگوی عنصرهای خاکی کمیاب سنگ‌های آتشفشانی منطقه آسفیج در نمودار بهنجار شده به ترکیب پیشنهادی بویتون (Boynton, 1984) برای کندریت؛ B) الگوی عنصرهای کمیاب بهنجار شده به ترکیب پیشنهادی سان و مک دوناف (Sun and McDonough, 1989) برای گوشته اولیه.

Figure 12. A) Chondrite-normalized rare earth element pattern of volcanic rocks of the Asfich region (Normalization values from Boynton, 1984); B) Primitive mantle-normalized trace element pattern (Normalization values from Sun and McDonough, 1989).

فرایندهای دگرسانی و نیز عنصرهای اصلی بهره گرفته شده است. در نمودارهای Yb در برابر Th/Ta (شکل ۱۳-A) و Ta در برابر Th (شکل ۱۳-B)، همه نمونه‌ها در گستره حاشیه فعال قاره‌ای و روند غنی‌شدگی از Th و موازی روند گدازه‌هایی از پهنه‌های فرورانش جای گرفته‌اند. در نمودار تغییرات Th/Yb در برابر La/Yb نیز سنگ‌های آتشفشانی منطقه در محدوده کمان حاشیه فعال قاره‌ای جای می‌گیرند (شکل ۱۳-C). تامپسون و فولر (Thompson and Fowler, 1986) بر پایه نسبت Zr در برابر Nb محدوده‌های فرورانش و کافتی را از یکدیگر جدا کردند. سنگ‌هایی که مقدار Nb آنها از ۵۰ ppm کمتر است مستقیم یا نامستقیم با فرورانش

بحث

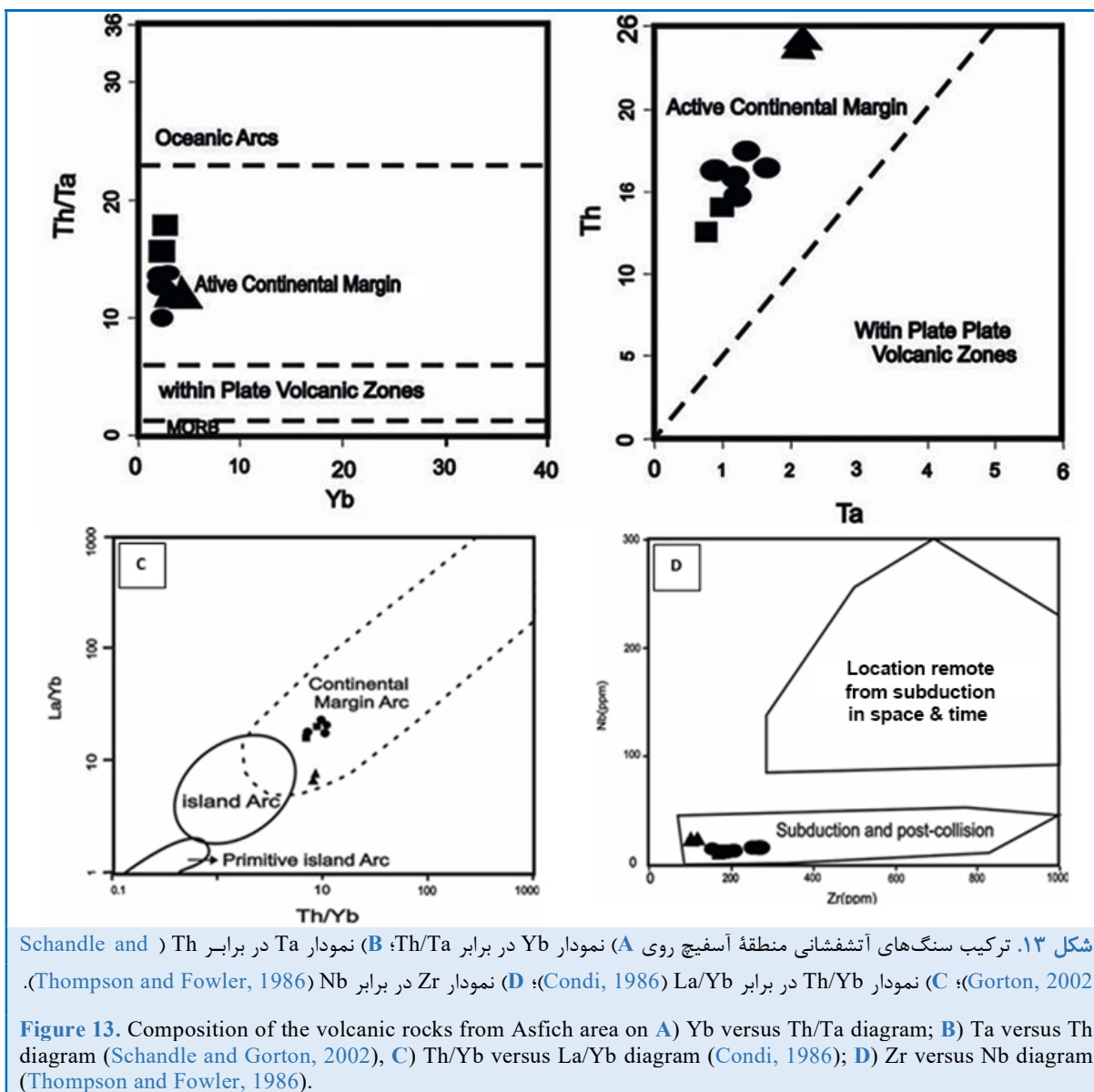
بحث درباره سنگ‌های آتشفشانی ترشیری منطقه در دو بخش شامل جایگاه زمین‌ساختی و خاستگاه ارائه می‌شود:

جایگاه زمین‌ساختی

بهترین عنصرها برای استنتاج جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های قدیمی، عنصرهای نامتحرک هستند (Blatt et al., 2006). نمودارهای تشخیص به‌تنهایی نمی‌توانند به‌طور قطعی یک محیط زمین‌ساختی را تایید کنند، بلکه باید از آنها تنها برای وابستگی به آن محیط‌ها بهره برد (Rollinson, 1993). از این‌رو، در این پژوهش، از نمودارهای فراوانی عنصرهای کمیاب کم‌تحرک در برابر

ماگماتیسم مرتبط با یک خاستگاه تغییر یافته با فرورانش است و اگر از ۱۰ کمتر باشد با یک منبع غیر کوهزایی مرتبط است (Sommer, 2006). میانگین این نسبت در سنگ‌های منطقه آسفیح برابر با ۱۲/۸۷ است. پس خاستگاهی مرتبط با فرورانش و یا کوهزایی برای آن برآورد می‌شود.

مرتبط هستند. از این رو، نمونه‌های بررسی شده با مقدار میانگین Nb برابر با ۱/۷۱ ppm، در محدوده مرتبط با فرورانش و پسارخوردی جای دارند (شکل ۱۳-د). بر پایه نسبت Zr/Nb نیز می‌توان مناطق مرتبط با پهنه‌های فرورانش و کوهزایی را از پهنه‌های غیر کوهزایی جدا کرد. اگر این نسبت از ۱۰ بیشتر باشد نشان‌دهنده



پایه‌ریزی شده است (Keskin et al., 1988)، مقدار متغیر Y در برابر Rb روی نمودار لگاریتمی نشان داده شده است (شکل ۱۴). در این نمودار،

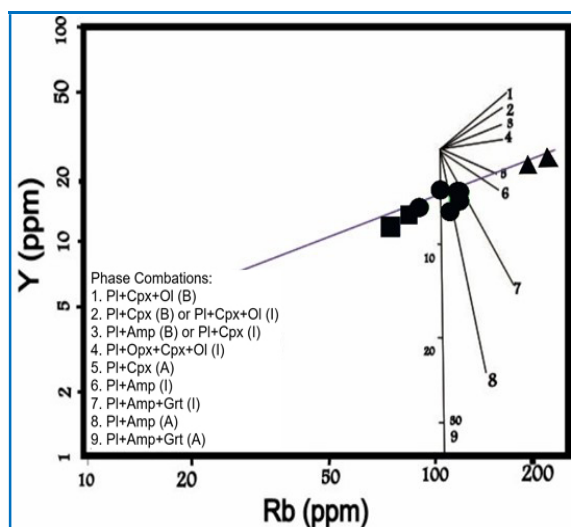
خاستگاه

در الگوسازی Y/Rb (بردار جدایشی رایلی) که برای بررسی تبلور ماگما در شرایط آبدار و بدون آب

اگر هنگام جدایش، کانی آبداری مانند آمفیبول و یا گارنت متبلور شود، عنصر ایتريوم را جذب می‌کند و مقدار این عنصر در ماگمای پسمانده کاهش چشمگیری خواهد داشت (Pearce et al., 1990). این پدیده در نمودار شکل ۱۴ با شیبی منفی تا عمودی نمایان خواهد شد. داده‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های منطقه آسفیج نشان می‌دهند روند تغییرات Y/Rb در این سنگ‌ها شیب مثبت دارد. پس جدایش بخشی در آن‌ها با تبلور پلاژیوکلاز و آمفیبول یا پلاژیوکلاز و کلینوپروکسن همراه بوده است.

غنی‌شدگی بیشتر عنصرهای کمیاب ناسازگار در سنگ‌های داسیتی و ریولیتی می‌تواند، بازتابی از اثرهای توأم جدایش از خاستگاه گوشته غنی‌شده و آلیش پوسته‌ای باشد (Wilson, 1989). تغییرات نسبت‌های Th/Yb و Ta/Yb نشان‌دهنده تغییرات در خاستگاه است. ناهمگنی خاستگاه، مقدار Ta و Th را به‌طور یکسان تحت‌تأثیر قرار می‌دهد و ترکیب گوشته نسبت به گوشته اولیه در راستای یک شیب واحد به‌سوی نسبت‌های بالاتر یا کمتر Th/Yb و Ta/Yb جابه‌جا می‌شود (Aldanmaz et al., 2000). همان‌گونه که دیده می‌شود، نسبت Th/Yb برای نمونه‌های منطقه آسفیج نسبت به گوشته، بیشتر است و این تغییر ترکیبی به فرایندهای وابسته به فروروانش نسبت داده می‌شود (Helvacı et al., 2009). بیشتر ماگماهای کمان، در اثر ذوب‌بخشی در گوه گوشته‌ای وابسته به فروروانش به‌علت افزوده شدن اجزای متاسوماتیک آزادشده از سنگ‌کره اقیانوسی فرورونده پدید می‌آیند. شاره‌های متاسوماتیک چه‌بسا شامل سیال آبدار (فوق بحرانی) یا مذاب‌های بخشی اولیه پدیدآمده از ذوب رسوب‌ها و یا پوسته بازالتی فرورونده به گوه گوشته‌ای بوده‌اند که با کاهش دمای سالیدوس گوشته موجب ماگما تولید شده‌اند (Harangi et al, 2007; شکل ۱۵). (Hoang et al, 2001).

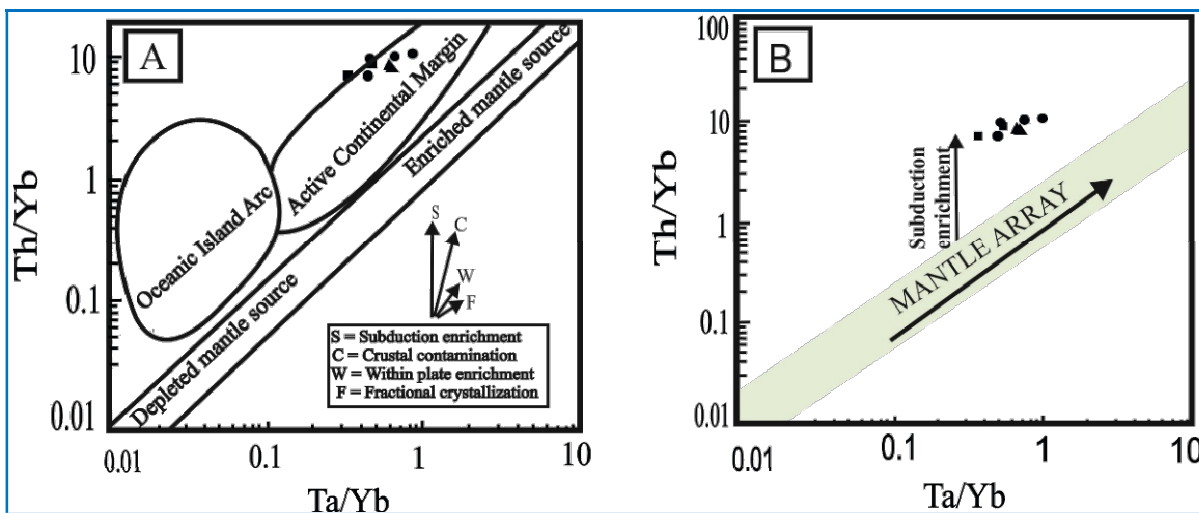
همچنین، بردارهای نظری جدایش بخشی رایی با این فرض رسم شده‌اند که اگر ۵۰ درصد از ماگمای مادر متبلور شود، ترکیب فازی نشان داده شده (از ۱ تا ۹) پدید می‌آیند. در اینجا ایتريوم به‌عنوان شاخص جدایش به‌کار برده شده است؛ زیرا نه تنها این عنصر، در ماگماهای اسیدی، بلکه هنگام جدایش بخشی نیز بسیار ناسازگار رفتار می‌کند. در این نوع نمودار، ترکیب اولیه در هر نقطه‌ای می‌تواند جای داشته باشد. پس آرایش کلی بردارها را می‌توان به‌گونه‌ای جابه‌جا کرد که با داده‌ها همخوانی داشته باشند. از شکل ۱۴ می‌توان دریافت اگر شیب کلی داده‌ها افقی تا مثبت باشد، ماگمای اولیه تحت‌تأثیر جدایش بخشی بدون آب بوده است و کانی‌هایی مانند پلاژیوکلاز، الیون، اوژیت و مگنتیت (POAM) از آن متبلور شده‌اند.



شکل ۱۴. ترکیب سنگ‌های آتشفشانی منطقه آسفیج روی نمودار Y/Rb که نشان‌دهنده بردارهای جدایشی رایی است (Keskin et al., 1998).

Figure 14. Composition of the volcanic rocks from Asfich area on the Rb versus Y diagram, which represents Rayleigh's separation vectors (Keskin et al., 1998).

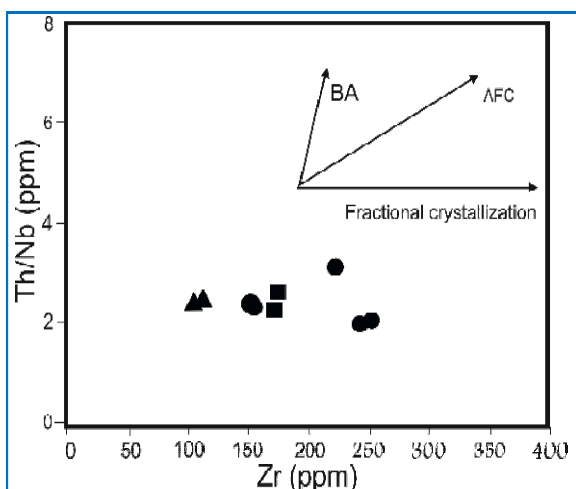
از آنجایی که عنصر ایتريوم در طی جدایش، ناسازگار رفتار کرده و نمی‌تواند وارد کانی‌های بدون آب شود. پس فراوانی آن کم‌کم افزایش می‌یابد؛ اما



شکل ۱۵. ترکیب سنگ‌های آتشفشانی منطقه آسفیج در نمودارهای Ta/Yb در برابر Th/Yb (Pearce, 1983; Siddiqui et al., 2007).

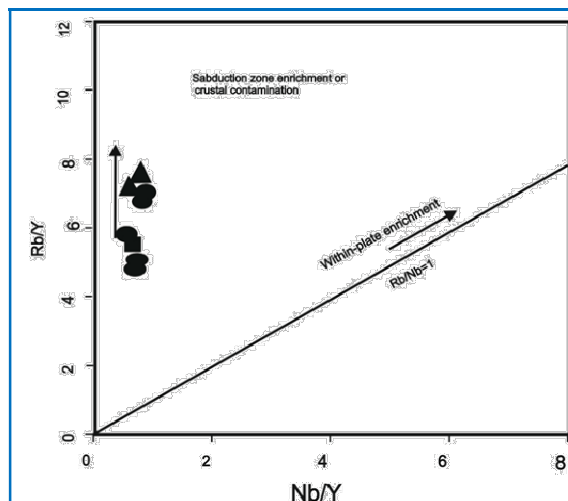
Figure 15. Composition of the volcanic rocks from Asfich area on the Ta/Yb versus Th/Yb diagrams (Pearce, 1983; Siddiqui et al., 2007).

یادشده را دارند (۳/۴ - ۱/۷۹) و در بازه منحنی‌های فشار بالا و فشار کم جای می‌گیرند که می‌تواند گواه برهم‌کنش گوشته-سنگ‌کره در هنگام پیدایش آنها باشد (شکل ۱۸). آندزیت‌ها و سنگ‌های درونی وابسته به آنها، اطلاعاتی درباره برهم‌کنش گوشته و پوسته فراهم می‌کنند (Terentiev et al., 2016).



شکل ۱۷. ترکیب سنگ‌های آتشفشانی منطقه آسفیج روی نمودار Zr در برابر Th/Nb (Nicole and Saccal, 2003).

Figure 17. Composition of the volcanic rocks from Asfich area of Zr versus Th/Nb (Nicole and Saccal, 2003).

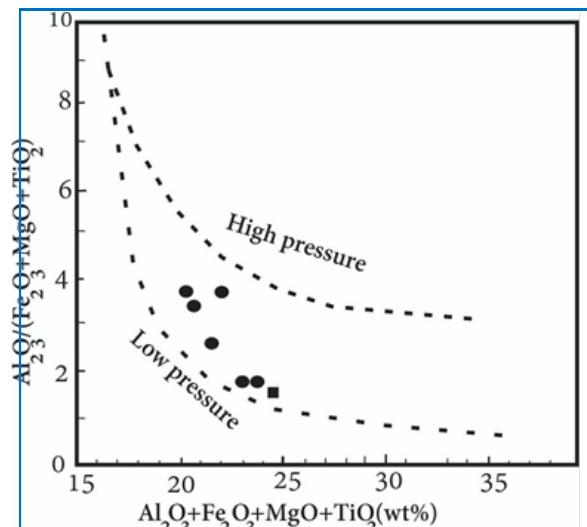


شکل ۱۶. ترکیب سنگ‌های آتشفشانی منطقه آسفیج در نمودار Nb/Y در برابر Rb/Y (Edwards et al., 1991).

Figure 16. Composition of the volcanic rocks from Asfich area on the diagram of Nb/Y versus Rb/Y (Edwards et al., 1991).

برپایه نمودار $Al_2O_3/Fe_2O_3 + MgO + TiO_2$ در برابر $Al_2O_3 + Fe_2O_3 + MgO + TiO_2$ (Geng et al., 2009)، مذاب‌هایی که در شرایط فشار بالا پدید آمده‌اند نسبت‌های بالاتری از $Al_2O_3/Fe_2O_3 + MgO + TiO_2$ دارند؛ اما مذاب‌های حاصل از برهم‌کنش گوشته-سنگ‌کره بین فشارهای بالا و کم قرار می‌گیرند. سنگ‌های منطقه یادشده، مقادیر متوسطی از نسبت

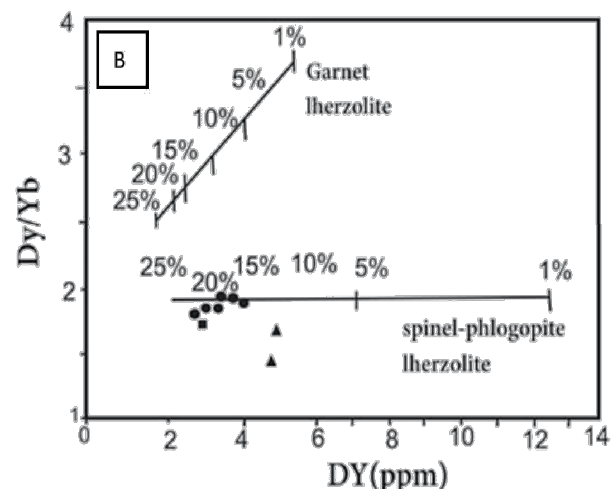
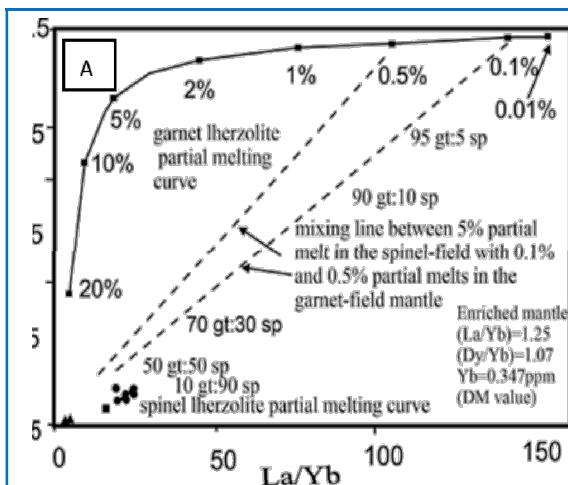
رخساره اسپینل لرزولیت فلوگوپیت‌دار غنی شده برآورد می‌شود.



شکل ۱۸. ترکیب سنگ‌های آتشفشانی منطقه آسفیج روی نمودار $Al_2O_3 + Fe_2O_3 + MgO + TiO_2$ در برابر $Al_2O_3/Fe_2O_3 + MgO + TiO_2$ (Geng et al., 2009).

Figure 18. Composition of the volcanic rocks from Asfich area on the diagram of $Al_2O_3 + Fe_2O_3 + MgO + TiO_2$ versus $Al_2O_3/Fe_2O_3 + MgO + TiO_2$ (Geng et al., 2009).

یک روش سودمند برای پی‌بردن به الگوی ذوب، کاربرد نسبت MREE/HREE در برابر LREE/HREE (برای نمونه: نسبت Dy/Yb در برابر La/Yb) است که برای تمایز خاستگاه ذوب گارنت لرزولیت یا اسپینل لرزولیت به کار می‌رود. این نمودار به صورت ویژه برای شناخت مذاب‌های اسپینل و گارنت کارآمد است (Thirwall et al., 1994). مذاب‌های پدیدآمده در رخساره اسپینل، تغییرات کمی از نسبت Dy/Yb نسبت به منبع گوشته‌ای و نیز تغییرات کمی از Dy/Yb در برابر La/Yb نشان می‌دهند. در برابر آن، مذاب‌های پدیدآمده در رخساره گارنت تغییرات بالایی در نسبت Dy/Yb به نمایش می‌گذارند. نمودار Dy/Yb در برابر La/Yb (شکل ۱۹) خاستگاه ذوب بخشی اسپینل لرزولیت را برای نمونه‌های منطقه آسفیج نشان می‌دهد. همچنین، بر پایه نمودار دوتایی Dy در برابر Dy/Yb و با توجه به دو مجموعه کانی‌شناسی متفاوت گوشته شامل رخساره گارنت لرزولیت و رخساره اسپینل لرزولیت فلوگوپیت‌دار (McDonough and Sun, 1995)، خاستگاه سنگ‌های یادشده در محدوده



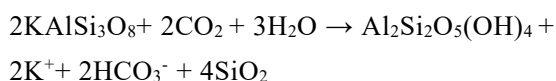
شکل ۱۹. جایگاه تکتونوماگمایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه آسفیج روی (A) نمودار La/Yb در برابر Dy/Yb (Thirwall et al., 1994)، (B) نمودار دوتایی Dy در برابر Dy/Yb (McDonough and Sun, 1995).

Figure 19. The tectonomagmatic setting of volcanic rocks from Asfich area on (A) La/Yb versus Dy/Yb diagrams (Thirwall et al., 1994), (B) Dy/Yb versus Dy binary diagram (McDonough and Sun, 1995).

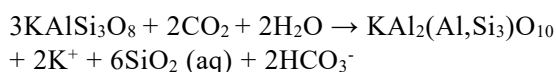
پهنه جوش خورده سیستان (در خاور) و بلوک لوت (در باختر) و افزایش گسترش آن‌ها به سمت باختر

با توجه به شواهد صحرایی از جمله قرارگیری سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی در محدوده بین

است. همان گونه که در بخش سنگ‌نگاری گفته شد کانی‌های سازنده سنگ‌های آتشفشانی در اسیدی‌ها، پتاسیم و سدیم فلدسپار و در سنگ‌های حد واسط، پلاژیوکلازهای کلسیم-سدیم‌دار هستند. تجزیه پتاسیم فلدسپار به کائولینیت با رابطه زیر نشان داده می‌شود:



در این واکنش مقداری آب به صورت OH وارد ساختمان کائولینیت می‌شود و مقداری از سیلیکا و همه پتاسیم وارد محلول می‌شود؛ اما در برخی شرایط همه پتاسیم وارد محلول نمی‌شود که در چنین شرایطی ایلیت پدید می‌آید:



به طور کلی، کانی‌های فرومنیزین و پلاژیوکلازهای کلسیم - سدیم‌دار نخست با مونت‌موریلونیت و پتاسیم فلدسپار با ایلیت یا کائولینیت جایگزین می‌شود. هم مونت‌موریلونیت و هم ایلیت کاتیون‌های محلول دارند؛ اما کائولینیت فرم ساده‌تری دارد. پس چنانچه هوازنگی برای درازمدت ادامه یابد تا آنکه یون‌های محلول در مونت‌موریلونیت و ایلیت از آنها رها شوند، این دو کانی با کائولینیت جایگزین خواهند شد (Shahabpour, 2001). بنتونیت‌ها به دو شیوه گرمایی و رسوبی پدید آمده‌اند:

۱- ذخایر بنتونیت گرمایی: این ذخایر کوچک هستند و در شرایط خاص ترکیب محلول گرمایی تشکیل می‌شوند. ویژگی‌های محلول برای پیدایش اسمکتیت عبارتند از:

الف) سیلیس باید بیشتر از حد اشباع کوارتز باشد؛

ب) دمای محلول بالا باشد. سنگ مادر مناسب، توف‌های داسیتی، تراکیتی و ریولیتی از K و Ca غنی هستند.

(بلوک لوت)، پراکندگی برونزدهای آنها، نیز نبود روند مشخصی برای این سنگ‌ها، تاخیر زمانی میان پایان فروروانش سنگ‌کره اقیانوسی تتیس جوان در خاور ایران (که به باور فتوحی‌راد (Fotoohi Rad, 2004) در کرتاسه پسین رخ داده است و ولکانیسم کالک‌آلکال منطقه که به باور پانگ و همکاران (Pang et al., 2013) در ائوسن پایانی تا الیگوسن پایانی و به باور یوسف‌زاده و سبزه‌ای (Yousefzadeh and Sabzehei, 2012b) در ائوسن - الیگوسن (آتشفشانی‌های خاور خوسف) رخ داده است) و نیز برپایه شواهد کانی‌شناختی، سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی گمان می‌رود جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی یادشده که سرشت کالک‌آلکال دارند، حاشیه فعال قاره‌ای و مرتبط با مراحل پایانی فروروانش سنگ‌کره اقیانوسی تتیس جوان ۲ به زیر بلوک لوت و به‌ویژه نازک‌شدگی سنگ‌کره ستبر پس از برخورد بلوک افغان و بلوک لوت باشد. درباره خاستگاه ماگما نیز ذوب‌بخشی گوه گشته‌ای با ترکیب اسپینل لرزولیت فلوگوپیت‌دار به علت افزوده شدن اجزای متاسوماتیک آزادشده از سنگ‌کره اقیانوسی فرورونده در پایان فروروانش و نازک‌شدگی سنگ‌کره ستبر در مرحله پس از برخورد قاره‌ای برای نمونه‌های منطقه آسفیج محتمل است. شواهد زمین‌شیمیایی غنی‌شدگی ماگما با مواد پوسته‌ای را نیز نشان می‌دهند.

دگرسانی

در میان دگرسانی‌های یادشده در بخش سنگ‌نگاری، دگرسانی نوع آرژیلیک که در پی هیدرولیز شدید سیلیکات‌های آلومینیوم رخ داده است بیشترین گسترش را دارد. حجم بالای سنگ‌های آتشفشانی حد واسط تا اسیدی ائوسن و الیگوسن و دگرریختی‌های زمین‌ساختی در منطقه، رخداد دگرسانی آرژیلیک و پیدایش کانی‌های رسی به‌ویژه در سنگ‌های آذرآواری را به‌دنبال داشته

خروج آب‌های زیر زمینی و ته‌نشست در دریاچه‌های قلیایی و ژرفای دریا روی می‌دهد (Cas and Wright., 1988).

فعالیت‌های آتشفشانی اسیدی تا حد واسط و عملکرد پهنه‌های گسلی در منطقه شرایط مناسبی را برای پیدایش بنتونیت (نوع ۱)، به‌ویژه در نهشته‌های آذرآواری فراهم کرده است. دگرسانی در این منطقه در حد متوسط تا شدید است و پهنه‌های لایه‌ای و عدسی‌شکل گسترده‌ای را پدید آورده است. مقایسه ترکیب شیمیایی دو نمونه از منطقه با ترکیب شیمیایی ایده‌آل و چند کانی رسی که در **جدول ۲** ارائه شده است، نشان می‌دهد که نمونه‌های منطقه از نوع کلسیم-سدیم‌دار بوده و بیشتر ترکیبی مشابه ایلیت و مونت‌موریلونیت دارند. نمونه شماره ۱/۴ از جذب آب بالایی برخوردار است (جذب آب ۱۶/۰۳). مونت‌موریلونیت شاخص‌ترین کانی گروه اسمکتیت، سازنده اصلی بنتونیت است که توان جذب آب بالایی دارد و گمان می‌رود از نظر اقتصادی بهره‌برداری از آن مقرون به‌صرفه باشد.

۲- ذخایر بنتونیت رسوبی: مهم‌ترین ذخایر بنتونیت دنیا از نوع رسوبی هستند. هنگامی که خاکستر آتشفشان‌های اسیدی - حد واسط در محیط‌های دریاچه‌ای قلیایی برجای گذاشته می‌شوند، افزون‌بر واکنش با آب اسمکتیت و دیگر کانی‌ها را پدید می‌آورند. بیشتر بنتونیت‌های رسوبی به سن دوران سوم زمین‌شناسی هستند. اسمکتیت با افزایش دما و فشار با ایلیت جایگزین می‌شود. در شرایط افزایش ژرفا (افزایش دما) نخست اسمکتیت سنگ‌های رسوبی بنتونیت‌دار با اسمکتیت-ایلیت جایگزین می‌شود. در ژرفای نزدیک به ۳۷۰۰ متر نزدیک به ۸۰ درصد اسمکتیت را ایلیت تشکیل می‌دهد. نبود گزارش بنتونیت از پالئوزویک می‌تواند پیامد جایگزینی آن با ایلیت باشد (Karimpour, 1999). معمولاً پیدایش کانی‌های رسی از سنگ‌های آتشفشانی در اثر هوازدگی، دیاژنز دفنی، دگرگونی همبری، تبلور فاز گازی، فعالیت‌های گرمایی،

جدول ۲. مقایسه نتایج تجزیه XRF نمونه‌های بنتونیتی منطقه آسفیج (نمونه‌های ۱/۴ و ۳۱) با تجزیه کانی‌های رسی (بر پایه درصد وزنی) (Deer Howie et al., 1983).

Table 2. Comparison of the results of XRF analysis of bentonite samples from Asfich area (samples 1.4 and 31) with the analysis of clay minerals in terms of weight percentage (Deer Howie et al., 1983).

Sample No.	Kaolinite	Illite	Montmorillonite	1.4	31
SiO ₂	45.8	56.91	51.14	53.68	62.75
TiO ₂	-	0.81	-	0.489	0.284
Al ₂ O ₃	39.55	18.5	19.76	12.86	12.63
Fe ₂ O ₃	0.57	4.99	0.83		
FeO	0.18	0.26	-	6.58	5.32
MnO	-	-	-	0.043	0.036
MgO	0.14	2.07	3.22	2.32	2.31
CaO	0.41	1.59	2.62	3.49	2.32
Na ₂ O	-	0.43	0.11	0.44	0.68
K ₂ O	0.03	5.1	0.04	0.44	0.46
P ₂ O ₅	-	-	-	0.064	0.019
H ₂ O	14	8.84	22.8	19.43	11.86
Total	100.77	99.5	99.52	99.66	99.69

برداشت

سنگ‌های آتشفشانی ترشیری در منطقه آسفیج که گسترش بسیاری دارند شامل تناوبی از سنگ‌های آذرآوری و گدازه‌ای هستند. گدازه‌ها شامل پیروکسن‌آندزیت، آندزیت-تراکی‌آندزیت، داسیت، ریوداسیت و ریولیت (پرلیت) و سنگ‌های پیروکلاستیک شامل توف، آگلومرا و برش هستند. بافت‌های رایج سنگ‌های گدازه‌ای، پورفیریستیک، میکرولیتی و شیشه‌ای هستند. بافت‌های گلوپورپورفیریستیک، پویی‌کیلیتیستیک، جریانی، پرلیتی و حفره‌ای نیز دیده می‌شوند. وجود بافت غربالی، منطقه‌بندی شیمیایی، کناره‌های گردشده و بافت‌های خلیجی در این سنگ‌ها نشان‌دهنده صعود سریع ماگما، از دست‌دادن سریع مواد فرار، نبود تعادل و آلایش ماگما در هنگام صعود است. سنگ‌های یادشده سرشت کالک‌آلکان دارند و به حاشیه فعال قاره‌ای تعلق

دارند. گمان می‌رود جایگاه زمین‌ساختی این سنگ‌ها پهنه فرورانش و پس از برخورد باشد. با توجه به شواهد مختلف صحرایی، کانی‌شناسی، سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی و مقایسه تأخیر زمانی میان خاتمه فرورانش ورقه اقیانوسی تتیس جوان ۲ و ولکانیسم کالک‌آلکان در خاور ایران گمان می‌رود ماگمای خاستگاه سنگ‌های کالک‌آلکان منطقه، در محدوده ذوب‌بخشی گوه گوشته‌ای اسپینل لرزولیتی و در پی آزدایی پوسته اقیانوسی تتیس جوان ۲ در مراحل پایانی فرورانش به زیر بلوک لوت و یا در پی نازک‌شدگی سنگ‌کره ستر پس از برخورد قاره‌ای بلوک لوت و افغان پدید آمده است. شواهد زمین‌شیمی نشان‌دهنده غنی‌شدگی ماگما توسط آلودگی‌های پوسته‌ای نیز هستند. از دیدگاه اقتصادی نیز ذخایر پرلیتی و بنتونیتی منطقه قابلیت بهره‌برداری دارند.

References

- Aghanabati, A. (2004) Geology of Iran, 586 p. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).
- 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 (1-2), 67-97. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00182-7](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00182-7)
- Anderson, A. T. (1976) Magma mixing, petrological process and volcanology. *Journal of Volcanology and Geothermal. Research* 1, 3-33. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(76\)90016-0](https://doi.org/10.1016/0377-0273(76)90016-0)
- Arjmandzadeh, R., Karimpour, M.H., Mazaheri, S.A., Santos, J.F., Medina, J.M., and Homam, S.M. (2011) Sr-Nd isotope geochemistry and petrogenesis of the Chah-Shaljami granitoids (Lut block, eastern Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 41(3), 283-296. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2011.02.014>
- Arsalan, 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.jseae.2005.03.002>
- 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.jseae.2003.09.004>
- Berberian, M., and King, G.C.P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Canadian Journal of Earth Science*, 18(2), 210-263.
- Berberian, F., Muir, I. D., Pankhurst, R.J., Berberian, M. (1982) Late Cretaceous and early Miocene Andean type plutonic activity in northern Makran and Central Iran. *Journal of the Geological Society*, 139, 605-614
- Best, M.G. (1982) *Igneous and Metamorphic petrology*, 758 p. W. H. Freeman and Company, San Francisco.
- Blatt, H., Tracy, R.J., Owens, B.E. (2006) *Petrology igneous, sedimentary, and metamorphic*, 530p. 3rd ed, W.H. Freeman and Company, New York.

- Boynton, W.V. (1984) Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In Henderson, P., Ed., Rare Earth Element Geochemistry, p. 63-114. Elsevier, Amsterdam.
- Camp, V.E., 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)
- Cas, R., Wright, J.V. (1988) Volcanic successions. Modern and ancient, 528 p. Unwin Hyndman, London. <https://doi.org/10.1007/978-94-009-3167-1>
- Condie, K.C. (1986) Geochemistry and tectonic setting of Early Proterozoic Supra crustal rocks in the southeastern United states. The Journal of Geology, 94, 845-864. <https://doi.org/10.1086/629091>
- Cobbing, J. (2000) The geology and mapping of granite batholiths, 141 p. Springer-verlag, Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/3-540-45055-6>
- Cox, K.G., Bell, J.D., and Pankhurst, R.J. (1979) The interpretation of igneous rocks, 450 p. Allen and Unwin, London. <https://doi.org/10.1007/978-94-017-3373-1>
- De Angelis, S.H., Larsen, J., Dunna, A., and Haydenc, 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>
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J. (1983) An Intruduction to the rock forming Minerals, 528 p. Longman Group Limited, London.
- Edwards, C., Menzies, M., and Thirwall, M. (1991) Evidence from Muriah, Indonesia, for the interplay of supra-subduction zone and intraplate processes in the genesis of potassic alkaline magmas. Petrology 32: 5555-592. <https://doi.org/10.1093/petrology/32.3.555>
- Eftekharneshad, J. (1972) Some Information about the Origin of the Flysch Basin in Eastern Iran and its relation to plate tectonic theory. Report 22, 62 pp. Geology Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).
- Fotoohi Rad, G. (2004) Petrology and geochemistory East of Birjand ophiolites metamorphic. 211 p. Ph.D. thesis, University of Teacher Training, Tehran, Iran (in Persian).
- 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 Kusu, 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, 593-621. <https://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, Xinjian: implicationa for ridhe subdudtion? Chemical Geology, 26, 364-389. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.07.001>
- Gill, J.B. (1981) Orogenic Andesitea and plate tectonic, 392 p. Springer-Verlag, Berlin. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-68012-0>
- 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>
- Glennie, K.W. (2000) Cretaceous tectonic evolution of Arabia eastern plate margin: A tale of two oceanic, in Middle East models of Jurassic/Cretaceous carbonate systems. SEMP (Society for Sedimentary Geology) Special Publication, 69, 9-20. <https://doi.org/10.2110/pec.00.69.0009>
- Harangi, S., Downes, H., Thirlwall, M., and Gmeling, K. (2007) Geochemistry, Petrogenesis and Geodynamic Relationships of Miocene Calc-alkaline Volcanic Rocks in the Western Carpathian arc,

- Eastern Central Europe. *Journal of Petrology*, 48(12), 2261-2287. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm059>
- Helvaci, C., Ersoy, E.Y., Sozbilir, H., Erkl F., Sumer, ö., and Uzel, B. (2009) Geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 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, 181-202. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.05.016>
- Irvine, T.W., and Baragar, W.R.A. (1971) A guide to the chemical classification of the common Volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- Jeram, D.A., and Martin, M. (2008) Understanding Crystal Population and their significance through the magma Plumbing system. *Geological Society of London Special Publication*, 304, 133-148. <https://doi.org/10.1144/SP304.7>
- Karimpour, M.H. (1999) *Industrial Minerals and Rocks*, 392 p. Ferdowsi University of Mashhad publication, Mashhad, Iran.
- Keskin, M., Pearce, J.A., and Mitchell, J.G. (1988) Volcano-Stratigraphy and geochemistry of Collision-related volcanism on the Eezurum-Kars Plateau, northeastern Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85, 355-404. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(98\)00063-8](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(98)00063-8)
- 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). *Bulletin of Volcanology*, 60, 260-258. <https://doi.org/10.1007/s004450050232>
- 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://doi.org/10.1016/j.jsames.2004.11.011>
- McDonough, W.F., and Sun, S.S. (1995) Composition of the earth. *Chemical Geology*, 120, 223-253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Meghan, L. (2006) Magmatic environment producing textural and compositional zoning in plagioclase phenocrysts of the 1968-1996 eruption at Arenal volcano, Costa Rica. Department, Portland State University.
- Mehrban, B., Mehdizadeh Shahri, H., and Hafezi Moghaddas, N. (2007) Mineralogy and geochemistry of Deh Rud (Jiroft) granitoidic pluton, *Proceedings of the 15th Iranian Society of Crystallography and Mineralogy*, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran (in Persian).
- Nazari, H., and Salamati, R. (1999) Geological map of Sarbisheh (1/100000), Sheet 7955. Geological survey of Iran, Tehran, Iran.
- Nicole, I., and Saccani, E. (2003) Petrology and geochemistry of the late Jurassic Calc-alkaline series associated to Middle Jurassic Ophiolites in the South Apuseni Mountains (Romania). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 83, 81-96. <https://doi.org/10.5169/seals-63137>
- Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.S., Mohammadi, S.S., Yang, H.M., Chu, C.H., Lee, H.Y., and Lo, C.H. (2012) Age, geochemical characteristics and petrogenesis of Late Cenozoic intraplate alkali basalts in the Lut-Sistan region, eastern Iran. *Chemical Geology*, 306-307, 40-53. <https://doi.org/10.1017/S0016756823000018>
- Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.Y., Chu, C.H., Lee, H.Y., 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. <https://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 Hawkesworth, C.J., and Norry, M.J., Eds., *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, p.

- 230-249. Shiva Cheshire.
- Pearce, J.A., Bender J.F., De Long, S.E., Kidd, W.S. F., Low, P.J., Guner, Y., Saroglu, F., Yilmaz, Y., Moorbath, S., Mitchell, G. (1990) Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44, 189-229. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(90\)90018-B](https://doi.org/10.1016/0377-0273(90)90018-B)
- 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)
- Renjith, M. (2014) Micro-textures in plagioclase from 1994e1995 eruption, Barren Island Volcano: Evidence of dynamic magma plumbing system in the Andaman subduction zone. *Geoscience Frontiers*, 5, 113-126. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gsf.2013.03.006>
- Rollinson. H. (1993) Using geochemical data: evaluation. Presentation, interpretation, 352 p. Singapore. Longman, London.
- Schandle, 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. <http://dx.doi.org/10.2113/97.3.629>
- Siddiqui, R.H., Asif Khan M., Qasim Jan, M. (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.
- Shahabpour, J. (2001) *Economic Geology*, 560 p. Shahid Bahonar University of Kerman Publication (in Persian).
- Shelley. D. (1993) *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*, 445 p. Chapman and Hall, University Press, Cambridge.
- Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Liz, J.D., and Waichel, B.L. (2006) The evolution of Neoproterozoic magmatism in Southern most Brazil: shoshonitic, highK tholeiitic and silica saturated, sodic alkaline volcanism in post collisional basins. *Anais da Academia Brasileira de Ciencias*, 78, 573-589. <https://doi.org/10.1590/s0001-37652006000300015>
- Stocklin, J., Eftekhamezhad, J., and Hushmandzadeh, A. (1972) Central Lut reconnaissance, East Iran. Report 22, 62 p. Geology Survey of Iran, Teheran, Iran (in Persian).
- Sun, S.S., McDonough, W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, In: Saunders, A.D., and Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London Special Publication, 42, 313-345. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19>
- Terentiv, R.A., Savko, K., and Santosh, M. (2016) Paleoproterozoic crustal evolution in the east Sarmatian Orogen: Petrology, geochemistry Sr- Nd isotopes and zircon U-Pb geochronology of andesites from the Voronezh massif, Western Russia. *Litho* 246-247:61-80. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.12.025>
- Thirlwall, F.M., Upton, B.G.J., and Jenkins, C. (1994) Interaction between continental lithosphere and Iceland plume Sr-Nd-Pb isotope geochemistry of Tertiary basalt, NE Greenland. *Journal of Petrology*, 35: 839-879. <https://doi.org/10.1093/petrology/35.3.839>
- Thompson, R.N., and Fowler, M.B. (1986) Subduction related shoshonitic and ultrapotassic Magmatism. A study of siluro – Ordovician synteses, from the Scottish Caledonides. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 94: 501-522. <https://doi.org/10.1007/BF00376342>
- 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. <https://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, 1-16. <https://doi.org/10.1007/BF01177585>
- Ustunisik, G., Attila, K., and Roger, L.N (2014) New insights into the processes controlling compositional zoning in plagioclase. *Lithos*, 200, 80-93. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2014.03.021>
- Xiao-Wei, L., Xuan-Xue, M., Xue-Hui, Y., Yi, D., Xiong-Fei, H., Ping, W., Wen-Yan, H. (2013) Petrology and geochemistry of the early Mesozoic Pyroxene andesites in the Maixiu Area, West Qinling, China: Products of subduction or syn-collision. *Lithos*, 172, 158-174. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.04.010>
- Wang, F., Xu, Q., J., Zhao, Z.H., Bao, Z.W., Xu, W., and Xiong, X.L. (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*, 38, 417-434. <http://dx.doi.org/10.2343/geochemj.38.417>
- Wilson, M. (1989) *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*, 466 p. Unwin Hyman, London.
- Winchester, J.A., and Floyd, P.A. (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)
- Yousefzadeh, M.H., and Sabzehei, M. (2012a) Geothermobarometry of Markouh Dacite (NE Birjand) and its Amphibolitic Xenoliths. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 20(1), 42-53 (in Persian).
- Yousefzadeh, M.H., and Sabzehei, M. (2012b) Petrography, mineral chemistry and geothermobarometry of enclaves in the Kuh-e-Barandeh volcanic rocks (east of Kousf). *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 20(3), 491-504 (in Persian).
- Yousefzadeh, M.H., Rahmani, A., Mohammadi, S.S. (2019) Petrology and geotectonic setting of volcanic and sub-volcanic rocks in the east of Kousf (SW of Birjand). *Petrological Journal*, 10(37), 1-22 (in Persian). <https://doi.org/10.22108/ijp.2018.107138.1058>
- Zellmer, G.F., Sparks R.S.G., Hawksorth C.J., Wiedenbeck, M. (2003) Magma emplacement and remobilization timescale beneath Montserrat: Insight from Sr and Ba zonation in plagioclase phenocrysts. *Journal of Petrology*, 44(8), 1413-143. <http://dx.doi.org/10.1093/petrology/44.8.1413>