

Petrology and tectonomagmatic setting of volcanic and subvolcanic rocks in the east of Khouf (Southwest of Birjand)

Mohammad Hossein Yousefzadeh *, Asiyeh Rahmani and Seyed Saeid Mohammadi
Department of Geology, Faculty of Science, University of Birjand, Birjand, Iran

Abstract

The study area is located 10 km east of Khouf (southwest of Birjand), in the northwestern margin of Lut block and its boundary with Sistan suture zone. Eocene-Oligocene volcanics (dacite, rhyodacite, andesite, trachy andesite, and basaltic andesite), subvolcanic rocks (microdiorite) and pyroclastics (tuff, breccia and agglomerate) are observed in this area crosscutting the upper Cretaceous ophiolitic melange and Eocene flysch. Mineralogically, the andesite is dominated by the presence of poikilitic plagioclase, hornblende, biotite and pyroxene with porphyritic and microgranular groundmass, glomerophorphyritic and poikilitic textures. Quartz, plagioclase, hornblende, biotite and sometimes pyroxene are the essential minerals in the dacites and fine crystals of sanidine in the trachy andesites and the rhyodacite. Amphibolitic and pelitic xenolites are common in the investigated rocks. Disequilibrium evidences such as sieve texture, zoning, resorption rim, rounding, corrosion and dusty margins are observed in these units. The studied rocks belong to the medium to high potassium calc-alkaline series. The trace and REE patterns normalized to primitive mantle and chondrite show these volcanics are co-magmatic and have high LREE / HREE that represents a subduction-related environment and active continental margin. Geochemical evidences demonstrate that these volcanics have high SiO₂ adakitic nature. Based on the petrogenetic diagrams the rocks under study generated from partial melting of metasomatized mantle wedge and or garnet amphibolitic source resulting of thickened lower crust.

Key words: adakite, calc alkaline, garnet amphibolite, active continental margin, Khouf, Lut block

* mhyousefzadeh@birjand.ac.ir

سنگ‌شناسی و جایگاه تکتونوماگمایی سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌عمیق خاور خوسف (جنوب‌باختری بیرجند)

محمدحسین یوسف‌زاده*، آسیه رحمانی و سید سعید محمدی
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

چکیده

منطقه بررسی شده در ۱۰ کیلومتری خاور خوسف (جنوب‌باختری بیرجند) و در کناره شمال‌خاوری بلوک لوت و مرز آن با پهنه جوش‌خورده سیستان جای دارد. در این منطقه، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن-الیگوسن (داسیت، ریوداسیت، آندزیت، تراکی‌آندزیت و گهگاه آندزیت‌بازالتی)، سنگ‌های نیمه‌عمیق (میکرودیوریت) و آذرآواری‌ها (توف، برش، آگلومر) رخنمون دارند؛ به‌گونه‌ای که آمیزه فیولیتی کرتاسه پسین و فلیش‌های ائوسن را قطع می‌کنند. بافت رایج در این سنگ‌ها پورفیریتیک با زمینه دانه‌ریز است و بافت‌های گلوپورفیریتیک و پویی‌کیلیتیک نیز در آنها دیده می‌شوند. درشت‌بلورهای رایج سنگ‌های آندزیتی، پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت و پیروکسن و در داسیت‌ها پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت، کوارتز و گاه پیروکسن‌اند. در تراکی‌آندزیت‌ها و ریوداسیت‌ها بلورهای ریز سانیدین نیز دیده می‌شوند. برونوم‌های آمفیبولیتی و پلیتی در این سنگ‌ها دیده می‌شوند. شواهد نبود تعادل (مانند: بافت غربالی، منطقه‌بندی، حاشیه‌اجذبی، گردشگی، خوردگی و حاشیه غبارآلود در کانی‌ها) نمایان است. این سنگ‌ها، سرشت کالک‌آلکان پتاسیم متوسط تا بالا نشان می‌دهند. نمودارهای بهنجار شده عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب سنگ‌های یادشده در برابر ترکیب گوشته اولیه و کندریت نشان‌دهنده وابستگی زایشی نمونه‌ها با یکدیگرند. همچنین، نسبت بالای LREE/HREE و LREE/HFSE آنها شاخص سنگ‌های کالک‌آلکان وابسته به پهنه‌های فرورانش در مرز فعال قاره‌ای است. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، شباهت این سنگ‌ها را به آداکیت‌های سرشار از سیلیس نشان می‌دهد. برپایه نمودارهای سنگ‌زایی، ماگمای سازنده این سنگ‌ها چه‌بسا پیامد ذوب‌بخشی گوه‌گوشته‌ای متاسوماتیسم شده در بالای پهنه فرورانش و یا گارنت آمفیبولیت پدیدآمده پس از دگرگونی پوسته زیرین ضخیم شده بوده است.

واژه‌های کلیدی: آداکیت، کالک‌آلکان، گارنت آمفیبولیت، حاشیه قاره ای فعال، خوسف، بلوک لوت

* mhyousefzadeh@birjand.ac.ir

Copyright©2019, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

مقدمه

منطقه بررسی شده در ۱۰ کیلومتری خاور خوسف (جنوب باختری بیرجند، خراسان جنوبی)، در محدوده‌ای با مختصات طول جغرافیایی خاوری ۵۸°۵۴' تا ۵۹°۰۰' و عرض جغرافیایی شمالی ۳۲°۴۲' تا ۳۲°۴۸' جای گرفته است. در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی خوسف (Vahdati Daneshmand and Kholghi, 1988)، این منطقه در شمال خاوری بلوک لوت و مرز آن با پهنه سیستان نشان داده شده است. مهم‌ترین راه دسترسی به منطقه از مسیر بیرجند-خوسف است (شکل ۱).

این منطقه، بخشی از مجموعه جوش خورده پدیدآمده از برخورد پهنه لوت با بلوک افغان است که به نام زمین‌درز سیستان نامیده شده است (Tirrul et al., 1983). برپایه بررسی‌های Yousefzadeh (۲۰۱۰)، سنگ‌های آتشفشانی ترشیری (ائوسن - الیگوسن) در منطقه بیرجند-خوسف، سرشت کالک‌آلکان دارند و در مرز قاره‌ای فعال پدید آمده‌اند. Yousefi (۲۰۱۰) سنگ‌های آتشفشانی منطقه گیوشاد (جنوب باختری بیرجند) را کالک‌آلکان پتاسیم بالا با گرایش آداکیتی دانسته است. بررسی‌های Mohammadi و همکاران (۲۰۱۱) در منطقه حسین آباد (جنوب باختر بیرجند) نشان می‌دهد سنگ‌های آتشفشانی ترشیری منطقه از سری ماگمایی کالک‌آلکان با ویژگی آداکیتی هستند و از خاستگاهی گارنت آمفیبولیتی برخاسته‌اند. یافته‌های به‌دست آمده از بررسی‌های Yousefzadeh و Sabzehei (۲۰۱۲a) نشان می‌دهد سنگ‌های آتشفشانی شمال خاوری بیرجند و به‌ویژه در مارکوه از نوع داسیتی و با سرشت کالک‌آلکان هستند و انکلاوهای فراوانی از نوع متاپلیتی و آمفیبولیتی دارند. همچنین، در بررسی‌های Yousefzadeh و Sabzehei (۲۰۱۲b)، سنگ‌های آتشفشانی منطقه جنوب باختری بیرجند نیز ترکیب آندزیتی-داسیتی دارند و با اتولیت‌ها و برونوم‌های فراوان آمفیبولیتی‌اند. Pang و همکاران (۲۰۱۳) سن فعالیت‌های ماگماتیسم کالک‌آلکان خاور

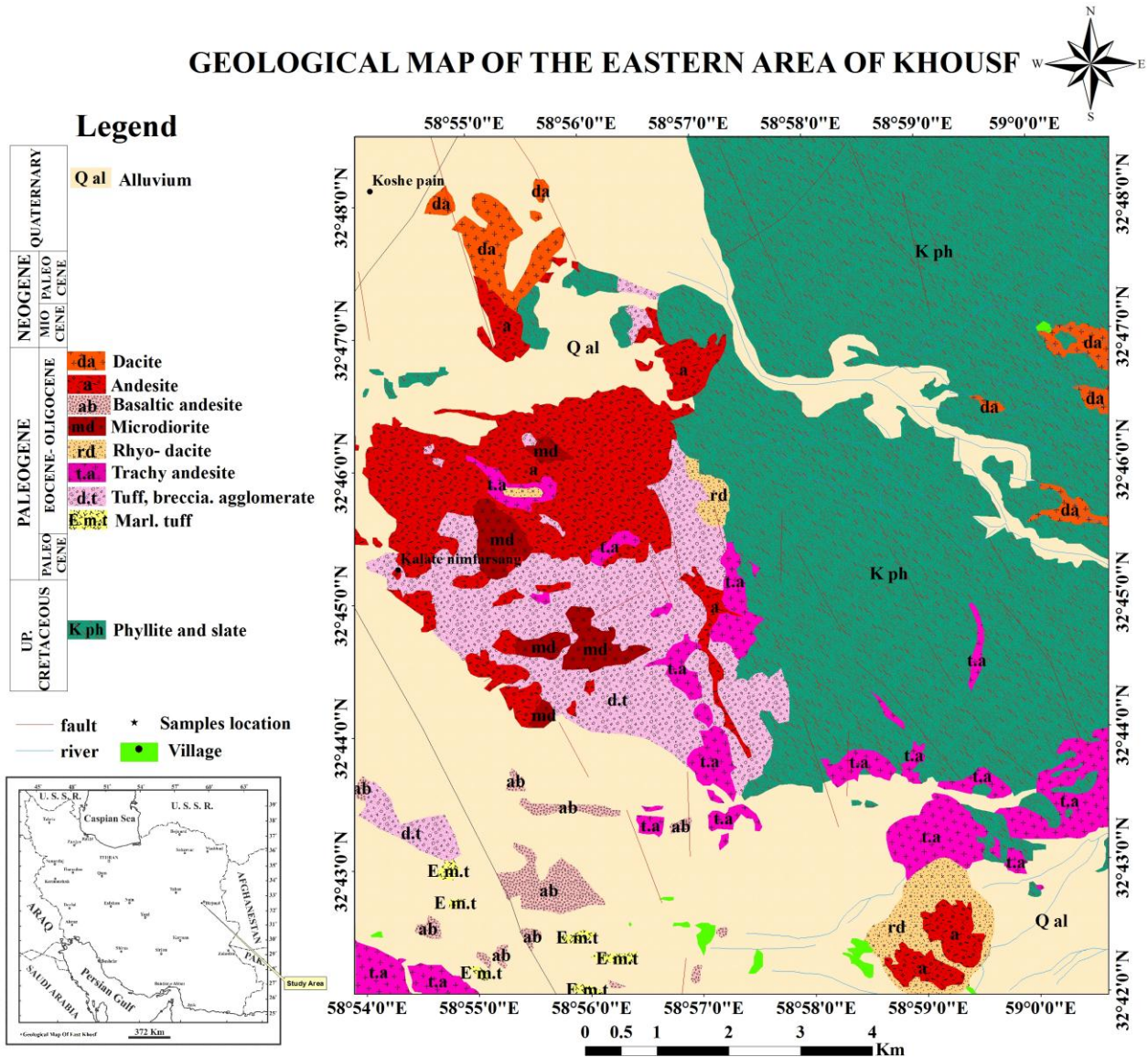
ایران را ائوسن پایانی تا الیگوسن پایانی به‌دست آورده‌اند. Gholami (۲۰۱۴) سنگ‌های آذرین ترشیری منطقه شوراب (غرب خوسف) را کم قلیایی وابسته به فرورانش دانسته است. برپایه بررسی‌های Mojarrad (۲۰۱۴)، سنگ‌های آتشفشانی منطقه کلاته قصاب (شمال باختری خوسف) ویژگی کالک‌آلکان پتاسیم متوسط دارند و همانند آداکیت‌های پرسیلیس هستند. Labbaf (۲۰۱۴) سنگ‌های آتشفشانی جنوب گرونک را مرتبط با مرز قاره‌ای فعال می‌داند. برپایه بررسی‌های Abutalebi و همکاران (۲۰۱۶)، سنگ‌های آتشفشانی ترشیری منطقه گارجگان (جنوب باختری بیرجند)، داسیت، ریوداسیت و تراکی آندزیت با ویژگی کالک‌آلکان و وابسته به پهنه‌های فرورانش در یک مرز فعال قاره‌ای هستند. Torshizi (۲۰۱۶) سنگ‌های باختر فدشک (جنوب باختری بیرجند) را کالک‌آلکان پتاسیم متوسط به بالا و پدیدآمده در مرز فعال قاره‌ای دانسته است. برپایه بررسی‌های Yousefzadeh و همکاران (۲۰۱۸) سنگ‌های آتشفشانی منطقه خون قهستان (شمال خاوری بیرجند) پیامد ماگماتیسم وابسته به پهنه فرورانش با خاستگاه گوشته متاسوماتیسم شده هستند. هرچند سنگ‌های آتشفشانی ترشیری در منطقه خوسف گسترش بسیاری دارند، بررسی‌های سنگ‌شناسی کمتری درباره آنها انجام شده است. پس، در این پژوهش تلاش شده است در راستای شناخت تکامل زمین‌شناسی بلوک لوت و خاور کشور، به سنگ‌شناسی سنگ‌های یادشده و جایگاه زمین‌ساختی آنها پرداخته شود.

زمین‌شناسی منطقه

برپایه نقشه زمین‌شناسی خوسف (Vahdati Daneshmand and Kholghi, 1988)، سنگ‌های گدازه‌ای (مانند: داسیت، ریوداسیت، آندزیت، آندزیت‌بازالتی، تراکی آندزیت)، سنگ‌های نیمه عمیق (مانند: میکرودیوریت) و سنگ‌های

ریوداسیت‌ها در شمال منطقه در بلندی‌های دمبه‌میل به‌چشم می‌خورند. آندزیت‌های بازالتی تنها در گستره‌ای با بزرگی بسیار کم و به‌صورت تپه‌های پست و کم‌ارتفاع در منطقه‌ای میان دوکوهه دم و پیشو و نیز در محدوده مزرعه چاه موسی دیده می‌شوند. رخنمون میکرودیوریت‌ها در پیرامون دیکوچدن نیز دیده می‌شود. واحدهای آذرآواری در بخش زیرین گدازه‌ها، به‌ویژه در بخش مرکزی منطقه، گسترش دارند (شکل ۱).

آذرآواری (مانند: توف، برش و آگلومرا) از گروه‌های سنگی ترشیری در این منطقه هستند. بیشتر سنگ‌های گدازه‌ای به شکل گنبدی روی سنگ‌های آذرآواری رخنمون دارند. افزون‌بر این، واحدهای فلیشی و رخنمون‌های کوچکی از سنگ‌های افیولیتی نیز در این منطقه دیده می‌شوند. آندزیت‌ها با بیشترین گسترش، در بخش‌های شمال‌خاوری (کوه بارنده) تا جنوب‌باختری منطقه رخنمون دارند. داسیت‌ها و



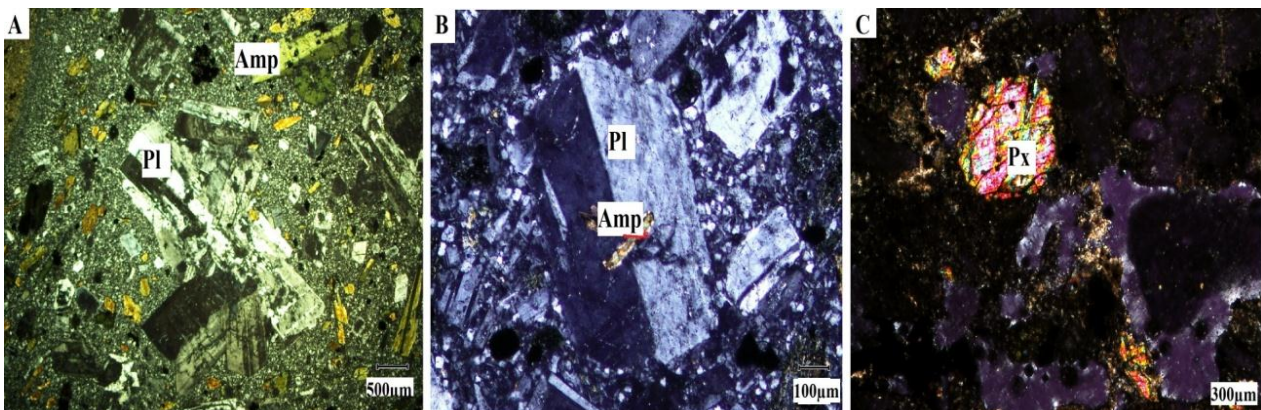
شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه خاور خوسف برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ خوسف (Vahdati Daneshmand and Kholghi, 1988)

روش انجام پژوهش

در راستای انجام این پژوهش، نخست بررسی‌های صحرائی و نمونه‌برداری از گروه‌های سنگی گوناگون انجام شد. سپس با ساخت ۱۰۰ مقطع نازک میکروسکوپی، ویژگی‌های کانی‌شناسی و بافتی آنها بررسی شدند. برای بررسی‌های شیمیایی، شمار ۱۰ نمونه که نماینده همه گروه‌های سنگی منطقه هستند و کمترین دگرسانی را نشان می‌دهند برگزیده شدند و به آزمایشگاه ACME در کشور کانادا فرستاده شدند. عنصرهای اصلی به روش ICP-ES و عنصرهای فرعی و کمیاب به روش ICP-MS (روش آماده‌سازی نمونه: ذوب با لیتیم‌متابورات/ تترابورات و هضم در اسیدنیتریک رقیق) اندازه‌گیری شدند. برای رسم نقشه‌ها و نمودارها از نرم‌افزارهای Minpet, CorelDraw, ArcGIS و GCDkit بهره گرفته شد.

سنگ‌نگاری

آندزیت‌ها و تراکی آندزیت‌ها: این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن و تیره دیده می‌شوند. بافت آنها بیشتر پورفیریتیک با زمینه دانه‌ریز است. بافت‌های گلوپورفیریتیک (شکل ۲- A)، پویی کیلیتیک (شکل ۲- B) و هیالوپورفیریتیک (شکل ۲- C) نیز در آنها دیده می‌شوند. پلاژیوکلاز، هورنبلند سبز، بیوتیت، پیروکسن و گاه کوارتز، فنوکریست‌های این سنگ‌ها را می‌سازند. بافت‌های پورفیریتیک بافت‌های غیرتعدالی سیستم ماگمایی‌اند و نشان می‌دهند به دنبال رخدادهای ناگهانی مانند کاهیدگی فشار (شاید در پی بالآمدن یکباره ماگما) و فرونشست دمایی بخشی و یا کامل ماگمای بجامانده، عمل تبلور در آن سیستم بازایستاده است (Cobbing, 2000).



شکل ۲- بافت در آندزیت‌های خاور خوسف (جنوب‌باختری بیرجند): (A) بافت‌های پورفیریتیک با زمینه دانه‌ریز و گلوپورفیریتیک (پیامد انباشتگی پلاژیوکلازها)؛ (B) بافت پویی کیلیتیک (هورنبلند درون پلاژیوکلاز) و منطقه‌بندی نوسانی در پلاژیوکلازها؛ (C) بافت هیالوپورفیریتیک (نور در همه تصویرها XPL است) (نام اختصاری کانی‌ها برگرفته از Kretz (۱۹۸۳) است)

میانگین اندازه آنها برابر با ۰/۱ تا ۲/۴ میلی‌متر است. پیدایش منطقه‌بندی در پلاژیوکلازها پیامد نبود تعادل کامل هنگام تبلور است و این پدیده معمولاً هنگام فوران‌های آتشفشانی رخ می‌دهد (Shelley, 1993). پیدایش بافت غربالی در پلاژیوکلازها را پیامد افت سریع فشار، آمیختگی ماگمایی و تغذیه آشیانه ماگمایی می‌دانند (Nelson and Montana,

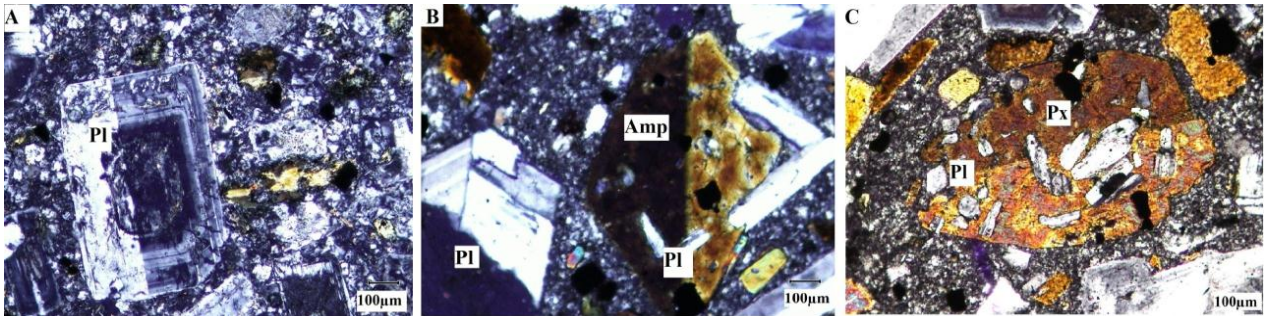
فنوکریست‌های شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز ۵۰ تا ۶۰ درصد حجم درشت‌بلورها را دربر گرفته‌اند و گاه منطقه‌بندی شیمیایی (شکل ۳- B)، ماکل کارلسباد، گردشدگی و بافت غربالی (شکل ۳- A) نشان می‌دهند. برپایه زاویه خاموشی (۱۷ تا ۲۲ درجه)، فنوکریست‌های پلاژیوکلاز ترکیب الیگوکلاز- آندزین دارند و

به نمایش گذاشته است و با به‌دام‌انداختن بلورهای پلاژیوکلاز بافت پوی کیلیتیک را پدید آورده است (شکل ۳- B).

بزرگی بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار کلینوپیروکسن‌ها (اوژیت) برابر با ۱ تا ۳ میلی‌متر است و نزدیک به ۳ تا ۵ درصد حجم این سنگ‌ها را دربر می‌گیرند. همچنین، این کانی ماکل ساده دارد و با دربرگرفتن میکروولیت‌های پلاژیوکلاز بافت پوی کیلیتیک نشان می‌دهد نشانه تبلور پلاژیوکلاز پیش از پیروکسن یا تبلور همزمان آن دو است (شکل ۳- C).

(1992). مرزهای واکنشی و گردش‌دهی کانی‌ها از نشانه‌های نبود تعادل هنگام انجماد ماگماست و چه‌بسا در پی بالآمدن سریع ماگما، افزایش فشار بخار آب، فرایندهای آلیش و هضم، اختلاط ماگمایی و افت سریع و ناگهانی فشار پدید آمده‌اند (Nelson and Montana, 1992).

آمفیبول‌های درون آندزیت‌ها از نوع هورنبلند هستند و به رنگ‌های سبز تا سبز مایل به قهوه‌ای و قرمز دیده می‌شوند. این کانی با بزرگی ۰/۱ تا ۲/۸ میلی‌متر، ۷ تا ۱۰ درصد از حجم سنگ را دربر می‌گیرد. همچنین، ماکل‌های نواری و یا ساده را



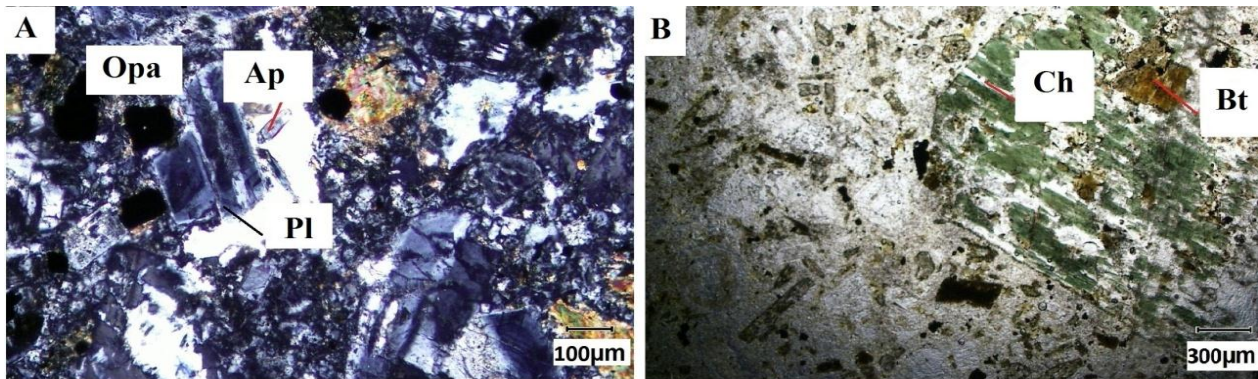
شکل ۳- آندزیت‌های خاور خوسف (جنوب‌باختری بیرجند): (A) درشت‌بلور پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی نوسانی، ماکل کارلسباد و بافت غربالی؛ (B) ماکل ساده و بافت پوی کیلیتیک در آمفیبول؛ (C) ماکل ساده و بافت پوی کیلیتیک (پلاژیوکلاز درون پیروکسن) در پیروکسن (نور در همه تصاویرها XPL است)

داسیت‌ها و ریوداسیت‌ها: این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن دیده می‌شوند. بافت این سنگ‌ها بیشتر پورفیریتیک با خمیره میکروکریستالین است (شکل ۵- A). فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، کوارتز، آمفیبول و بیوتیت کانی‌های رایج این سنگ‌ها به‌شمار می‌روند. زمینه سنگ نیز دربردارنده بلورهای ریز پلاژیوکلاز و کوارتز است. فنوکریست‌های شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز نزدیک به ۱۰ درصد حجم سنگ را دربر می‌گیرند و بزرگی آنها به ۲ میلی‌متر می‌رسد. کناره‌های این کانی گاه گردش‌دهی نشان می‌دهند و مرز واجذبی شمرده می‌شوند (شکل ۵- A). آمفیبول‌ها از گروه هورنبلند هستند و حجم کمی از

کانی فرعی آپاتیت به‌صورت بلورهای ریز سوزنی درون پلاژیوکلازها دیده می‌شود (شکل ۴- A). Reid و همکاران (۱۹۸۳) پیدایش آپاتیت‌های سوزنی را پیامد رشد سریع آن در ماگما می‌دانند. به باور Kuno (۱۹۶۹)، بلورهای ریز کانی فرعی آپاتیت، ویژگی آندزیت‌های کوهزایی است. درباره تراکی آندزیت‌های منطقه خوسف، افزون بر کانی‌های یادشده، بلورهای ریز سانیدین نیز در سنگ‌ها دیده می‌شوند. بیوتیت‌ها و هورنبلندها، به کلریت دگرسان شده‌اند (شکل ۴- B). جاننشینی 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).

کوارتز نشان‌دهنده نبود تعادل کانی، در شرایط فیزیکوشیمیایی جدید است (Best and Christiansen, 2001). ریوداسیت‌ها، افزون‌بر کانی‌های داسیت‌ها، بلورهای ریزی از سانیدین دارند که به‌همراه کوارتز در زمینه سنگ دیده می‌شوند.

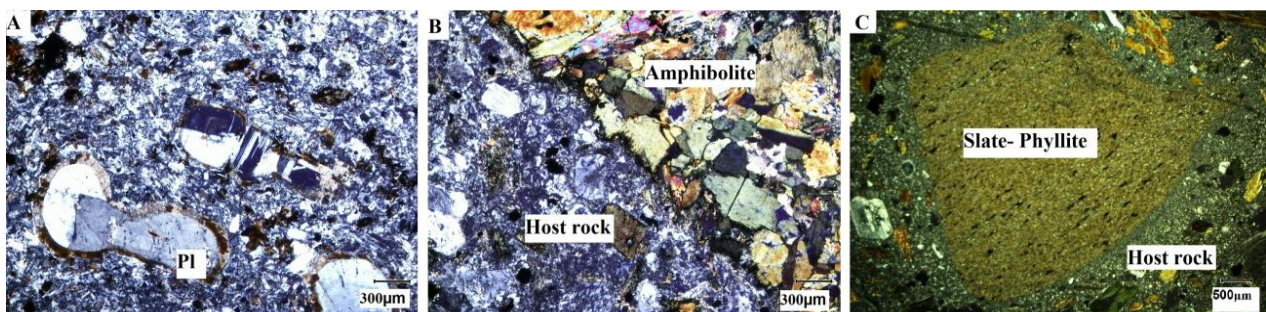
سنگ (نزدیک به ۵ درصد) را دربر می‌گیرند (شکل ۵- A). اندازه بلورهای هورنبلند به ۲ تا ۳ میلیمتر می‌رسد. کوارتز نیز به‌صورت فنوکریست و با کناره‌های گردشده در سنگ دیده می‌شود و ۵-۷ درصد از حجم سنگ را دربر گرفته است. خوردگی سطوح و کناره‌های بلورهای



شکل ۴- کانی‌های فرعی و دگرسانی در آندزیت‌های خاور خوسف (جنوب‌باختری بیرجند): (A) بلور کانی فرعی آپاتیت درون پلاژیوکلاز و پیدایش و بافت پویی کیلیتیک و نیز کانی‌های کدر در سنگ (XPL؛ B) کلریت پس از دگرسانی بیوتیت (PPL)

برونبوم‌های آمفیبولیتی هستند. کوارتز و کانی‌های رسی سازنده‌های اصلی برونبوم‌های اسلیت و فیلیتی به‌شمار می‌روند (شکل‌های ۵- B و C). حضور این برونبوم‌ها چه‌بسا نشان‌دهنده تأثیر آنها بر ماگمای خاستگاه سنگ میزبان‌شان و به گفته دیگر، نشان‌دهنده فرایند آلایش پوسته‌ای ماگمای سازنده سنگ‌های آتشفشانی منطقه است.

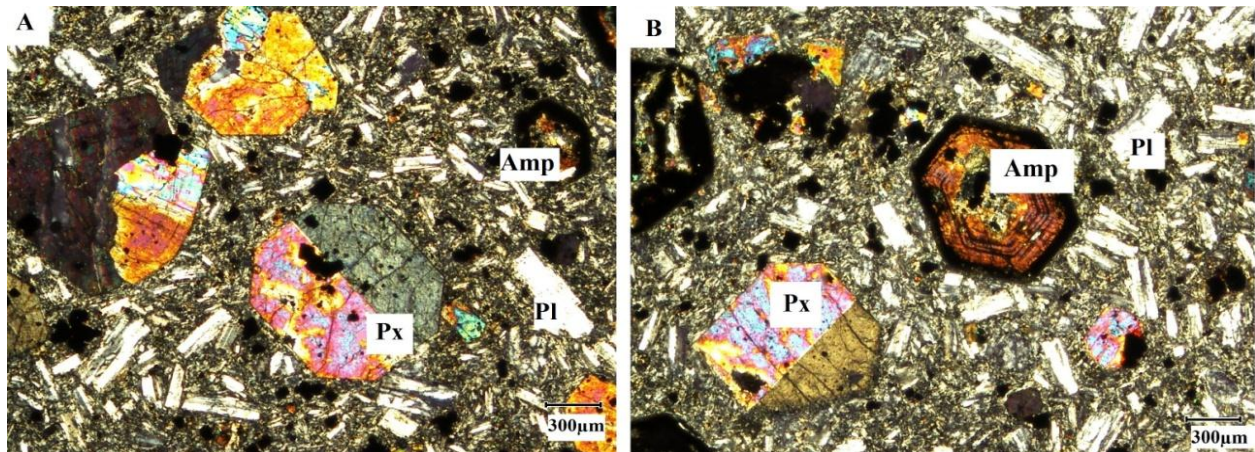
از ویژگی‌های سنگ‌های آتشفشانی ترشیری منطقه خوسف، به‌ویژه آندزیت‌ها و داسیت‌ها، برونبوم‌های آمفیبولیتی و متاپلیتی (میکاشیست‌ها و اسلیت و فیلیت) فراوان در آنهاست که به باور Yousefzadeh و Sabzehei (۲۰۱۲a)، بقایای دگرگون‌شده پی‌سنگ افیولیتی و سنگ‌های فلیشی منطقه هستند. پلاژیوکلاز و هورنبلند و گاه گارنت، رایج‌ترین کانی‌های



شکل ۵- ویژگی‌های میکروسکوپی داسیت‌های خاور خوسف (جنوب‌باختری بیرجند): (A) بافت پورفیریتیک با خمیره میکروکریستالین و حاشیه قهوه‌ای گرداگرد پلاژیوکلازها و ماکل کارلسباد و پلی‌سینتیک در پلاژیوکلازها و نیز بلورهای سوزنی هورنبلند در داسیت‌ها؛ (B) برونبوم آمفیبولیتی؛ (C) برونبوم متاپلیتی (نور در همه شکل‌ها XPL است)

دربر گرفته‌اند. پیروکسن از نوع اوژیت است و دربردارنده ۱۰ تا ۲۰ درصد حجمی از درشت بلورهای سنگ است. بزرگی کلینوپیروکسن‌ها به ۱ تا ۲ میلیمتر می‌رسد. فنوکریست‌های این کانی ماکل ساده (شکل ۶- A) دارند و همچنین، شکستگی‌های فراوان، خوردگی و گردشگی نشان می‌دهند که به‌باور Renjith (۲۰۱۴)، پیامد برداشته‌شدن فشار در پی فوران شدید هوایی است. همچنین، پیروکسن‌ها ماکل‌های نواری و صلیبی دارند.

آندزیت بازالتی: این سنگ‌ها در نمونه دستی رنگ خاکستری تیره دارند. پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، آمفیبول و بیوتیت کانی‌های اصلی در این سنگ‌ها هستند. بافت آنها بیشتر پورفیریتیک با زمینه میکرولیتی است (شکل ۶- A). برپایه زاویه خاموشی، ترکیب پلاژیوکلازهای درون آندزیت‌های بازالتی، آندزین تا لابرادوریت است. بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز با بزرگی ۰/۲ تا ۱ میلیمتر، نزدیک به ۴۰ تا ۵۰ درصد حجم سنگ را



شکل ۶- ویژگی‌های میکروسکوپی آندزیت بازالتی منطقه خاور خوسف (در XPL): (A) بافت پورفیریتیک پدیدآمده از جایگیری درشت‌بلورهای اوژیت در زمینه میکرولیتی و نیز اوژیت با ماکل ساده؛ (B) منطقه‌بندی در آمفیبول و حاشیه سوخته گرداگرد آن

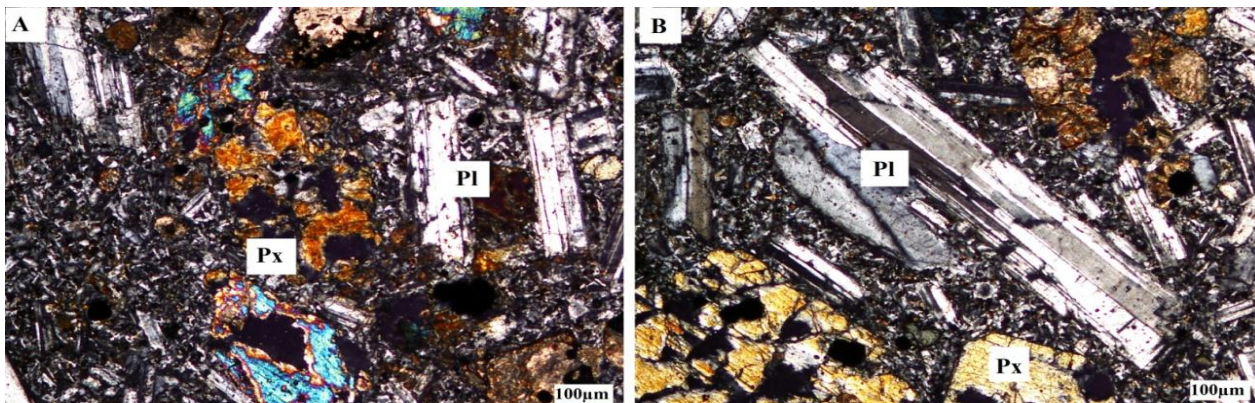
فوکاسیته اکسیژن و فشار بخار آب هنگام پیدایش این کانی‌ها و ازدست‌رفتن آب هنگام فوران ماگما باشد (Shelley, 1993).

میکرودیوریت: ترکیب کانی‌شناسی و شیمیایی این سنگ‌ها همانند آندزیت‌هاست؛ اما زمینه بافت پورفیریتیک آنها اندکی دانه درشت‌تر است. پلاژیوکلاز (الیگوکلاز- آندزین؛ برپایه اندازه‌گیری زاویه خاموشی)، آمفیبول و بیوتیت از مهم‌ترین کانی‌های سازنده این سنگ‌ها هستند. میکرولیت‌های پلاژیوکلاز و گاه مقدار کمی کوارتز، بخش زمینه سنگ را

آمفیبول‌ها از نوع هورنبلند قهوه‌ای و فنوکریست هستند و ۱۰ تا ۱۵ درصد از حجم سنگ را دربر می‌گیرند. بزرگی فنوکریست‌های شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار آنها از ۰/۱ تا ۲/۷ میلیمتر است. بلورهای هورنبلند ماکل ساده، منطقه‌بندی شیمیایی و حاشیه سوخته دارند (شکل ۶- B). این منطقه‌بندی شاید نشان‌دهنده تغییر ترکیب شیمیایی در هر بخش باشد. بخش‌های تیره رنگ چه‌بسا سرشار از Fe و Al و بخش‌های روشن سرشار از Mg و Si هستند (Rutherford and Devine, 2003). حاشیه سوخته در آمفیبول‌ها شاید پیامد بالابودن

فنو کریست های پلاژیوکلازها به نزدیک به ۴ میلیمتر می رسد (شکل ۷- B).

می سازند. بافت این سنگ ها بیشتر پورفیری تیک با زمینه دانه ریز است (شکل ۷- A). اندازه



شکل ۷- ویژگی های میکروسکوپی میکرودیوریت منطقه خاور خوسف (در XPL): (A) بافت پورفیری تیک با زمینه دانه ریز؛ (B) فنو کریست های پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در زمینه دانه ریز ساخته شده از میکرولیت های پلاژیوکلاز

درصدوزنی) و برای عنصرهای فرعی و کمیاب (به روش ICP-MS؛ برپایه بخش در میلیون یا ppm)، در جدول ۱ آورده شده اند. برپایه نمودار Na_2O+K_2O در برابر SiO_2 (شکل ۸- A)، سنگ های آتشفشانی و نیمه عمیق خاور خوسف در گستره داسیت، آندزیت (و هم ارز نیمه عمیق آن، میکرودیوریت)، تراکی آندزیت و هاوایت (آندزیت بازالتی) جای می گیرند. علت جای گرفتن نمونه آندزیت بازالتی در محدوده هاوایت، دگرسانی شدید این نمونه است که افزایش مقدار پتاسیم در آن را در پی داشته است. برای دوری از تأثیر دگرسانی روی ترکیب شیمیایی سنگ های منطقه و رخداد هرگونه تغییر در رده بندی آنها، فراوانی عنصرهای کمیاب و کم تحرک Ti و Zr برای نامگذاری سنگ ها به کار برده شد. در نمودار تغییرات Zr/TiO_2 در برابر SiO_2 (شکل ۸- B)، سنگ های یاد شده، در گستره داسیت/یوداسیت، آندزیت بازالتی و آندزیت جای می گیرند.

فنو کریست های شکل دار تا نیمه شکل دار و سبز رنگ آمفیبول (هورنبلند) نزدیک به ۱۰ درصد حجمی از درشت بلورهای سنگ در بر می گیرند. بزرگی بلورهای این کانی از ۰/۳ تا ۱/۵ میلیمتر تغییر می کند. فنو کریست های شکل دار و نیمه شکل دار کلینوپیروکسن (اوژیت) با بزرگی نزدیک به ۱ میلیمتر، ۵ درصد حجمی از درشت بلورهای سنگ را در بر می گیرد. بلورهای نیمه شکل دار و قهوه ای رنگ بیوتیت با بزرگی ۰/۵ تا ۱ میلیمتر، در بردارنده نزدیک به ۳ درصد حجمی از فنو کریست هاست. کانی های کدر که کانی فرعی هستند و کلسیت که کانی دگرسانی پدید آمده از دگرسانی پلاژیوکلازهاست نیز در سنگ دیده می شوند.

زمین شیمی و سنگ زایی

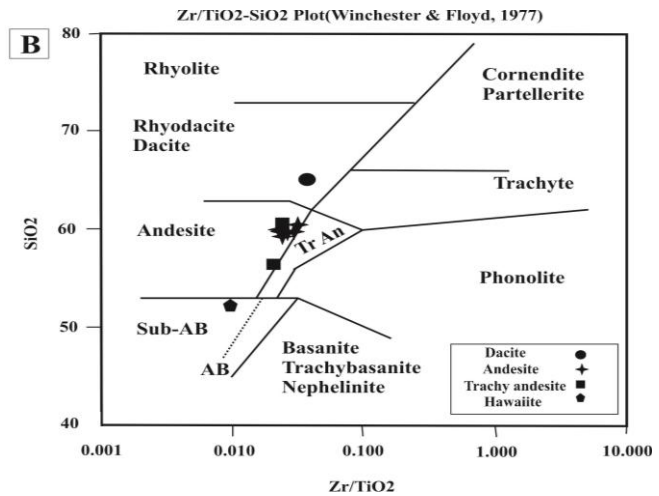
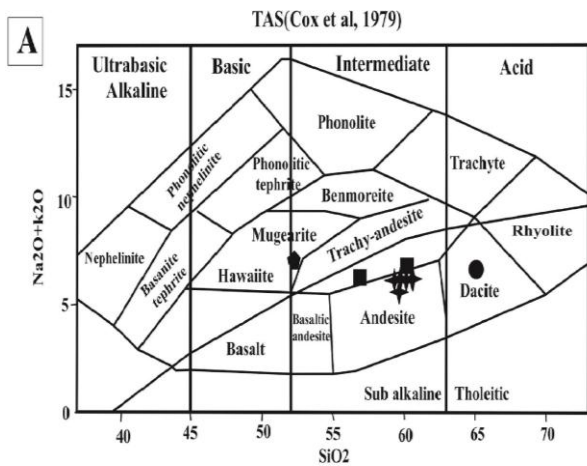
داده های تجزیه شیمیایی سنگ های آتشفشانی و نیمه عمیق منطقه خاور خوسف برای عنصرهای اصلی (به روش ICP-ES و برپایه

جدول ۱- داده‌های تجزیه شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌عمیق منطقه خاور خوسف (عنصرهای اصلی برپایه درصدوزنی و عنصرهای فرعی و کمیاب برپایه بخش در میلیون یا ppm)

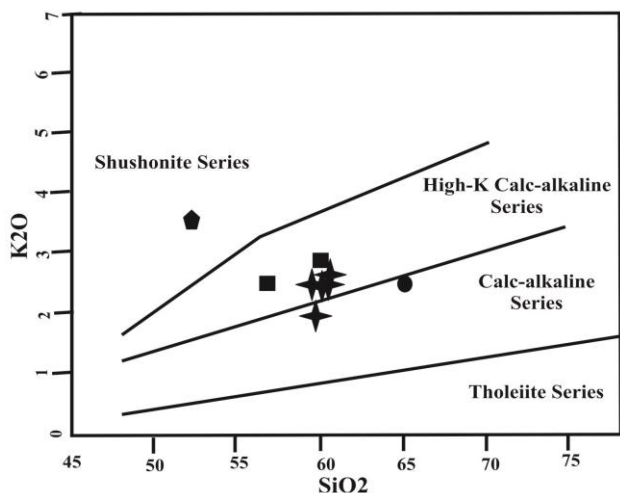
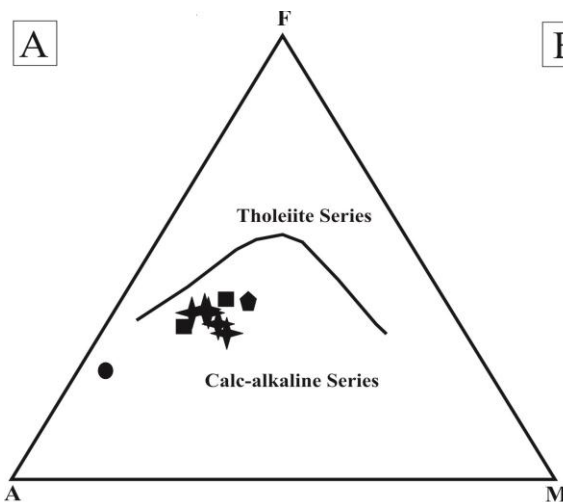
Sample No.	R14	R104	R45	R49	R20	R88	R94	R109	R93	R56
SiO ₂	65.09	56.80	59.92	60.37	59.53	60.06	60.39	60.42	52.22	59.61
TiO ₂	0.27	0.66	0.55	0.60	0.51	0.60	0.51	0.50	0.86	0.57
Al ₂ O ₃	16.80	17.19	17.17	17.09	16.86	17.01	17.24	17.44	16.30	16.61
Fe ₂ O _{3t}	2.59	6.96	5.63	5.72	5.57	5.81	5.35	4.94	8.56	4.85
MnO	0.05	0.13	0.12	0.10	0.13	0.14	0.13	0.11	0.18	0.07
MgO	0.37	3.02	2.29	2.32	2.94	2.24	1.93	1.98	4.50	2.98
CaO	4.61	6.09	5.24	5.98	4.42	5.07	5.42	4.58	7.97	6.44
Na ₂ O	4.06	3.65	3.85	3.56	3.77	3.88	3.92	4.09	3.56	3.82
K ₂ O	2.51	2.49	2.52	2.57	2.48	2.84	2.45	2.58	3.54	1.89
P ₂ O ₅	0.14	0.29	0.25	0.29	0.24	0.28	0.24	0.24	0.42	0.34
LOI	3.2	2.4	2.2	1.1	3.3	1.8	2.1	2.9	1.5	2.5
Ni	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	25
Sc	2	13	11	11	11	10	8	7	24	10
Ba	1158	749	808	747	702	938	819	852	589	716
Be	1	2	<1	1	<1	<1	2	3	1	<1
Co	2.7	14.0	9.8	10.3	9.6	8.3	7.6	7.4	26.1	13.9
Cs	0.8	5.7	2.7	0.6	2.5	1.9	2.2	2.0	1.1	0.6
Ga	14.0	16.0	15.6	15.2	14.0	15.9	15.2	15.8	17.0	16.2
Hf	2.6	3.3	3.5	3.6	3.2	4.3	3.9	3.9	2.3	3.8
Nb	6.8	7.8	7.5	8.6	6.9	10.9	8.7	8.7	2.8	10.5
Rb	49.7	61.4	71.5	62.3	70.2	76.8	71.6	77.8	88.0	45.5
Sn	<1	<1	<1	<1	<1	1	<1	<1	1	<1
Sr	1047.8	749.9	743.0	683.8	604.5	884.8	696.2	691.4	1029.3	794.3
Ta	0.4	0.5	0.6	0.5	0.5	0.7	0.6	0.6	0.2	0.6
Th	7.0	7.2	7.8	8.0	8.1	10.0	8.9	9.0	4.3	14.5
U	2.7	1.5	1.7	1.5	1.5	2.2	1.8	1.9	1.7	2.5
V	35	137	105	112	108	107	86	80	275	100
W	0.9	0.7	0.6	1.1	0.5	0.6	0.7	0.6	0.8	0.8
Zr	100.3	133.6	131.9	143.3	121.3	156.0	154.6	155.5	82.6	161.7
Y	8.6	17.7	15.0	15.6	14.4	20.1	16.1	16.1	17.8	13.8
La	27.0	29.1	27.1	28.4	27.9	35.4	31.5	31.6	19.4	46.9
Ce	46.1	53.3	50.2	53.5	52.7	69.2	57.5	56.6	39.6	73.4
Pr	5.01	6.14	5.57	5.89	5.89	7.88	6.34	6.18	5.32	7.26
Nd	17.6	23.9	21.4	21.9	22.7	29.4	22.2	21.8	23.3	24.1
Sm	2.48	4.11	3.67	4.07	3.96	5.38	3.99	3.57	5.32	3.85
Eu	0.66	1.20	1.04	1.11	1.05	1.35	1.18	1.12	1.51	1.10
Gd	1.82	3.71	3.21	3.53	3.00	4.44	3.42	3.09	4.70	3.15
Tb	0.24	0.52	0.44	0.49	0.43	0.63	0.47	0.47	0.62	0.43
Dy	1.49	3.02	2.60	2.89	2.64	3.51	2.74	2.62	3.23	2.22
Ho	0.25	0.63	0.50	0.56	0.52	0.70	0.57	0.55	0.60	0.42
Er	0.84	1.80	1.53	1.62	1.56	2.13	1.69	1.63	1.76	1.19
Tm	0.12	0.29	0.24	0.24	0.22	0.31	0.26	0.24	0.25	0.17
Yb	0.83	1.89	1.65	1.77	1.56	2.20	1.79	1.69	1.61	1.16
Lu	0.13	0.30	0.25	0.27	0.25	0.34	0.30	0.29	0.24	0.18
Zr/Y	11.66	7.54	8.79	9.18	8.42	7.76	9.60	9.65	4.64	11.71
Dy/Yb	1.79	1.59	1.57	1.63	1.69	1.59	1.53	1.55	2.00	1.91
La/Yb	32.53	15.39	16.42	16.04	17.88	16.09	17.59	18.69	12.04	40.43
Ce/Yb	55.54	28.20	30.42	30.22	33.78	31.45	32.12	33.49	24.59	63.27
Th/Yb	8.43	3.80	4.72	4.51	5.19	4.54	4.97	5.32	2.67	12.5
Ta/Yb	0.48	0.26	0.36	0.28	0.32	0.31	0.33	0.35	0.12	0.51

باشد که در بخش سنگ‌نگاری از آن یاد شد. در پی این دگرسانی، میزان K_2O افزایش پیدا می‌کند و جایگاه سنگ را در سری شوشونیتی قرار داده است. سنگ‌های آتشفشانی کالک‌آلکان فراوان‌ترین محصول پهنه‌های زمین‌ساختی مرزهای صفحه‌های همگرا هستند (Harangi *et al.*, 2007).

برپایه نمودار AFM (شکل ۹- A)، نمونه‌ها در محدوده کالک‌آلکان جای می‌گیرند. در نمودار تغییرات K_2O در برابر SiO_2 (شکل ۹- B)، نیز سنگ‌های یادشده در محدوده کالک‌آلکان و کالک‌آلکان پتاسیم بالا جای می‌گیرند. واقع شدن یکی از نمونه‌ها (آندزیت‌بازالتی) در محدوده شوشونیتی شاید پیامد دگرسانی‌های شدید منطقه



شکل ۸- جایگاه سنگ‌های آتشفشانی خاور خوسف در: (A) نمودار رده‌بندی TAS برپایه SiO_2 در برابر $Na_2O + K_2O$ (Cox *et al.*, 1979); (B) نمودار تغییری رات Zr/TiO_2 در برابر SiO_2 (Winchester and Floyd, 1977)



شکل ۹- جایگاه سنگ‌های آتشفشانی خاور خوسف در: (A) نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971); (B) نمودار K_2O در برابر SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976)

یکسان و تبلوربخشی در سنگ‌های یادشده است. تهی‌شدگی Ti شاید پیامد جدایش بلورین کانی‌های آمفیبول‌دار و یا فازهای Ti دار (مانند: ایلمنیت) باشد. با وجود این، مقدار تهی‌شدگی در گروه‌های سنگی پدیدآمده در کمان‌های ماگمایی متفاوت است (Kamber et al., 2002).

از آن جایی که بی‌هنجاری منفی Nb از ویژگی‌های آشکار سنگ‌های قاره‌ای است؛ تهی‌شدگی ماگماهای گوشته‌ای از این عنصر چه بسا پیامد آرایش این ماگماها با مواد پوسته‌ای هنگام بالآمدن و یا جایگزینی و یا غنی‌شدگی با شماره‌ها در منطقه فرورانش بوده است (Sun and McDonough, 1989). Rollinson (۱۹۹۳) نیز تهی‌شدگی Nb را نشانه آرایش با سنگ‌های پوسته قاره‌ای و مشارکت پوسته در فرایندهای ماگمایی می‌داند. برونوم‌های متاپلیتی و آمفیبولیتی در سنگ‌های آتشفشانی منطقه احتمال تأثیر پوسته بر ماگمای در حال بالآمدن را افزایش می‌دهد. در اینبار به باور Yousefzadeh و Sabzehei (۲۰۱۲a)، برونوم‌های متاپلیتی یادشده در این منطقه و بخش‌های مجاور، نتنها تحت تأثیر حرارت ماگمای میزبان، تا حد زون سیلیمانیت، دگرگون شده‌اند، بلکه حضور کانی‌های کراندوم و اسپینل در این برونوم‌ها، احتمال ذوب‌بخشی را در آنها افزایش داده است.

به باور Green (۲۰۰۶)، مقدارهای Nb کمتر از ۷۰ ppm نشانه پهنه فرورانش هستند. این میزان برای سنگ‌های حد واسط و اسیدی منطقه خوسف برابر با ۲/۸ تا ۱۰/۹ است.

آنومالی منفی Ti و Nb در سنگ‌های اسیدی و حد واسط از ویژگی‌های ماگماهای کالک‌آلکان پدیدآمده در پهنه‌های فرورانش در مرز فعال قاره‌ای است (Wilson, 2007; Kuscu and

نمودار تغییرات عنصرهای کمیاب بهنجار شده در برابر ترکیب گوشته اولیه در شکل ۱۰ - A نشان داده شده است. در حقیقت، ترکیب گوشته اولیه همان ترکیب گوشته پیش از پیدایش پوسته قاره‌ای است (Rollinson, 1993). در نمودار یادشده غنی‌شدگی عنصرهای خاکی کمیاب سبک (LREE) در برابر عنصرهای خاکی کمیاب سنگین (HREE) دیده می‌شود که به باور Castillo (۲۰۰۶)، در سری‌های کالک‌آلکان پدیده‌ای عادی است. عنصرهای لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LIL) عنصرهای ناسازگار و متحرک هستند؛ اما عنصرهای واسطه با شدت میدان بالا (HFS) در شرایط دگرگونی و دگرسانی، عنصرهای سازگار و تقریباً نامتحرک هستند. بر پایه بررسی‌های Pearce (۱۹۸۳)، در پهنه‌های فرورانش، عنصرهای HFS (مانند: Ti) در ورقه فرورونده به جای می‌مانند؛ اما عنصرهای LIL (مانند: Ba, Sr, K) به بخش‌های بالایی گوشته راه می‌یابند. همچنین، به باور McCulloch و Gamble (۱۹۹۱)، غنی‌شدگی LILE در برابر HFSE شاید پیامد خروج HFSE از گوشته در پی ذوب‌بخشی پیشین باشد. به باور Caffee و همکاران (۲۰۱۲)، غنی‌شدگی LILE در برابر HFSE پیدایش ماگما را در منطقه فرورانش نشان می‌دهد. به باور Yu و همکاران (۲۰۱۶)، غنی‌شدگی یادشده، نشان‌دهنده پیدایش سنگ‌های آذرین در مرز فعال قاره‌ای است. در نمودار یادشده، عنصرهای Ti, P, Nb و به مقدار کم Ba، تهی‌شدگی و عنصرهای Cs, Sr, K, Th و به مقدار کم Zr، غنی‌شدگی نشان می‌دهند. همچنین، در این نمودار، الگوی عنصرهای کمیاب منطقه کمابیش موازی است. به باور Seghedi (۲۰۰۴) این ویژگی نشانه خاستگاه

رسوب‌های پلاژیوک و یا پوسته اقیانوسی به خاستگاه پیدایش مذاب است. Th در پهنه‌های وابسته به فرورانش، تحرک بیشتری دارد و در گوئه گوشته‌ای بالای پهنه فرورانش غنی‌شدگی نشان می‌دهد. عنصر Zr نیز اندکی غنی‌شدگی نشان می‌دهد. به‌باور Rollinson (۱۹۹۳)، از آنجایی که Zr بار الکتریکی بالا و شعاع یونی کمابیش بزرگی دارد به ساختار کانی‌های سنگ‌ساز رایج وارد نشده است و در فاز ویژه‌ای (معمولاً زیرکن) حضور یافته است.

به پیشنهاد Thompson (۱۹۸۳)، بهتر است داده‌ها در برابر کندریت بهنجار شوند؛ زیرا ترکیب کندریت‌ها مستقیماً اندازه‌گیری شده است؛ اما ترکیب گوشته اولیه تخمینی است. عنصرهای خاکی کمیاب انحلال‌پذیری کمی دارند و هنگام فرایندهای هوازدگی، دگرگونی درجه کم و دگرسانی گرمایی کمابیش نامتحرک هستند. پس الگوی فراوانی آنها ویژگی‌های خاستگاه سنگ‌ها را نشان می‌دهد (Boynton, 1985؛ Rollinson, 1993).

برای بررسی رفتار REE بهنجارشده در نمونه‌های منطقه خوسف در برابر ترکیب کندریت، داده‌های پیشنهادی Boynton (۱۹۸۴) برای ترکیب کندریت به کار برده شدند (شکل ۱۰-B). در نمودار یادشده، در کل، عنصرهای خاکی کمیاب در همه نمونه‌های بررسی‌شده روند همانندی را نشان می‌دهند. این نکته نشانه خاستگاه یکسان آنهاست. در این نمودار، غنی‌شدگی آشکاری از LREE در برابر HREE دیده می‌شود. به پیشنهاد Fitton و همکاران (۱۹۹۱)، بالا بودن نسبت LREE/HREE از شاخص‌های مهم ماگماهای پدیدآمده در پهنه فرورانش است و چه‌بسا نشان‌دهنده غنی‌شدگی در

(Geneli, 2010) و نشان‌دهنده تأثیر فرورانش بر خاستگاه‌های گوشته‌ای است (Soesoo, 2000).

بر پایه Wu و همکاران (۲۰۰۳)، تهی‌شدگی فسفر در سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌عمیق منطقه چه‌بسا پیامد تفریق آپاتیت در ماگما باشد.

تهی‌شدگی اندک Ba در سنگ‌های منطقه چه‌بسا به درجه اشباع‌شدگی از سیلیس و میزان ذوب وابسته نباشد (Avanzinelli et al., 2008).

آنومالی منفی Ba در سنگ‌های اسیدی منطقه شاید نشان‌دهنده جدایش بلورین فلدسپارها (Arsalan and Aslan, 2006) و یا گویای نقش پوسته قاره‌ای بالایی در فرایندهای ماگمایی (Kuscu and Geneli, 2010) باشد. به‌باور Fitton و همکاران (۱۹۹۵)، مقدرهای بیشتر از ۲۸ برای نسبت Ba/Nb نشان‌دهنده مرز فعال قاره‌ای هستند. این نسبت در سنگ‌های منطقه خوسف برابر با ۶۸ تا ۲۱۰ است.

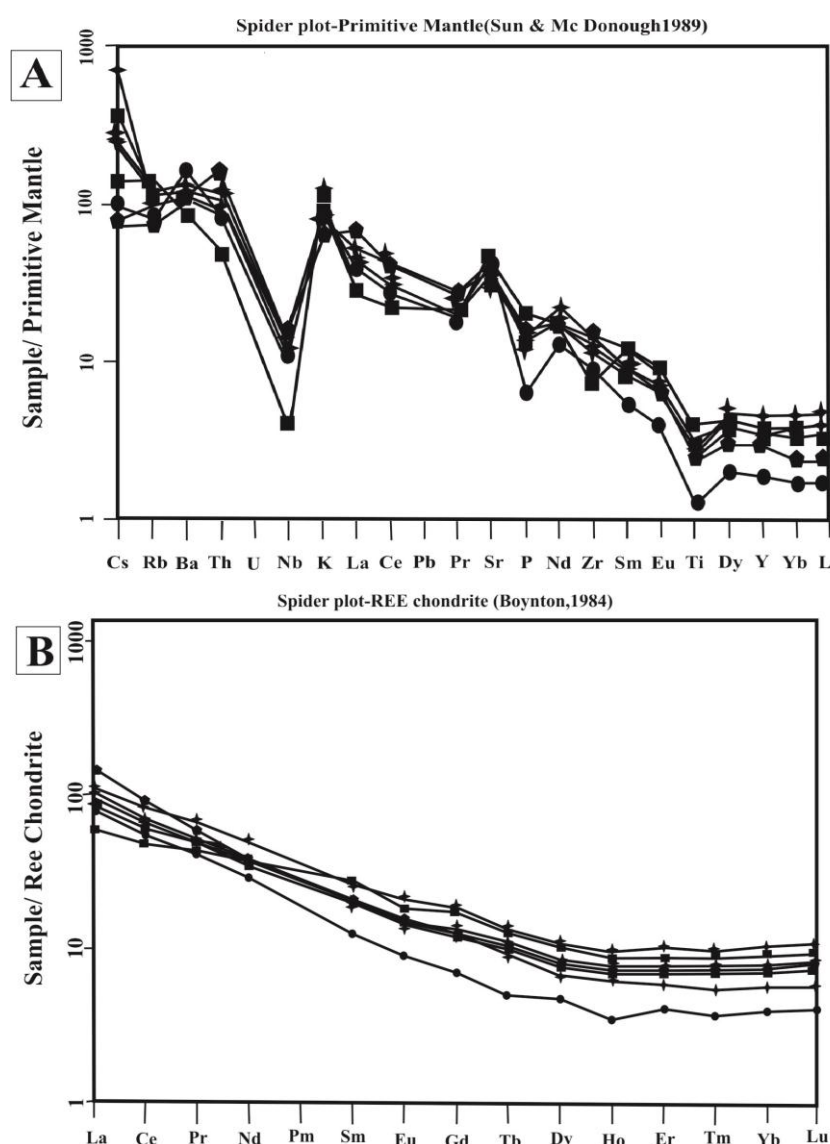
به‌باور Foly (۱۹۹۲a,b) (برگرفته از Zheng و همکاران، ۲۰۱۶)، غنی‌شدگی K که در سنگ‌های آتشفشانی خاور خوسف دیده می‌شود در درجه نخست، شاید پیامد ذوب اولیه خاستگاه گوشته‌ای با کانی‌های آبدار (مانند: فلوگوپیت و آمفیبول) باشد که پیدایش مذاب سرشار از پتاسیم را به دنبال داشته است. در درجه دوم نیز پیامد آرایش پوسته‌ای بوده است.

غنی‌شدگی بالای Sr در سنگ‌های منطقه پیامد حضور پلاژیوکلاز در آن سنگ‌هاست. به‌باور Rollinson (۱۹۹۳)، یون Sr^{2+} در پلاژیوکلازها جانشین Ca^{2+} شده است و از این رو، در برابر جدایش بلورین پلاژیوکلاز حساس است.

غنی‌شدگی Th و U نیز در این سنگ‌ها روی داده است. بر پایه بررسی‌های Fan و همکاران (۲۰۰۳)، این پدیده نشان‌دهنده افزوده شدن

(۱۹۹۳)، نبود آنومالی منفی چشمگیر Eu نشان‌دهنده فعالیت بالای اکسیژن است؛ زیرا در این حالت ضریب جدایش برای Eu کم است و این عنصر مانند دیگر عنصرهای خاکی کمیاب عمل می‌کند. همچنین، نبود آنومالی Eu از ویژگی‌های آداکیت‌هاست (Castillo, 2012; Ghadami *et al.*, 2008; Richard and Kerrich, 2007; Martin *et al.*, 2005).

گوشته توسط فاز مذاب یا سیال سرشار از آب در پی فرورانش باشد. Zanetti و همکاران (۱۹۹۹) نیز بالا بودن نسبت‌های LILE/HFSE و LREE/HREE را از نشانه‌های فرورانش به‌شمار می‌آورند. همچنین، غنی‌شدگی LREE در برابر HREE شاید در پی جدایش بلورین کانی هورنبلند یا گارنت‌دار بودن خاستگاه رخ داده باشد (Jahangiri, 2007). به پیشنهاد Rollinson



شکل ۱۰- سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌عمیق خاور خوسف در نمودار عنصرهای کمیاب به‌نچار شده در برابر: (A) ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)؛ (B) ترکیب کندریت (Boynton, 1984)

ایتریوم (Y) رفتاری شبیه عنصرهای حاکی کمیاب سنگین دارد و به گارنت، هورنبلند، تیتانیت و زیرکن افزوده می‌شود. Sr^{2+} جانشین Ca^{2+} در پلاژیوکلاز شده است و از این رو، در برابر جدایش بلورین پلاژیوکلاز حساس است. میزان La/Yb بیشتر از ۲۰ ($La/Yb \leq 20$) وجود ماگمای آداکیتی در منطقه را نشان می‌دهد. همچنین، این نسبت نشانه گارنت‌داربودن خاستگاه است. نسبت بالای La/Yb نشان دهنده جدایش بلورین هورنبلند، تیتانیت و زیرکن است (Defant and Keplezhinskas, 2001). نسبت Sr/Y بیشتر از ۲۰ ($Sr/Y \leq 2$) نیز نشان دهنده ترکیب‌های آداکیتی و نبود جدایش بلورین پلاژیوکلاز و بجاماندن گارنت در خاستگاه است (Defant and Keplezhinskas, 2001). ماگمای آداکیتی ویژه پهنه‌های فرورانش است؛ به ویژه جایی که قطعه فرورانده شده جوان (پهنه فرورانش جوان یا پوسته اقیانوسی جوان) باشد (Martin et al., 2005). سنگ‌های آداکیتی که از تبلوربخشی گارنت فشار بالا پدید آمده‌اند معمولاً ویژگی‌های زمین‌شیمیایی مجزایی را نشان می‌دهند (Mcpherson, 2006). برای نمونه، اگر در ماگما SiO_2 افزایش یابد، مقدار Al_2O_3 کاهش می‌یابد و نسبت‌های Dy/Yb و Sr/Y افزایش می‌یابند (Tang et al, 2010). در نمودارهای Yb_N برابر La_N/Yb_N (شکل ۱۱ - A) و Y برابر Sr/Y (شکل ۱۱ - B) که ماگمای کالک‌آلکان با ماگمای آداکیتی از نظر Sr/Y و La/Yb مقایسه شده است، سنگ‌های بررسی شده در محدوده آداکیتی جای گرفته‌اند (شکل‌های ۱۱ - A و ۱۱ - B). در نمودار شکل ۱۱ - A، مقدار La و Yb در نمونه‌های خاور خوسف در برابر ترکیب کندریت پیشنهادی Boyton (۱۹۸۴) بهنجار شده‌اند. ماگماهای آداکیتی نسبت Sr/Y و La/Yb بالاتری در مقایسه با ماگمای کالک‌آلکان معمولی دارند که

نسبت Sm/Yb که نسبت یک عنصر سازگار به ناسازگار برای گارنت است برای شناخت کانی‌های سنگ خاستگاه به کار برده می‌شود؛ به گونه‌ای که ذوب‌بخشی از خاستگاهی گارنت‌دار مذابی با مقادیر Sm/Yb بالاتر از ۲/۵ در برابر خاستگاه می‌سازد (Aldanmaz et al., 2000). از این رو، نسبت این عنصرها نشان دهنده بود یا نبود گارنت در سنگ خاستگاه است. از آنجایی که این نسبت در سنگ‌های منطقه برابر با ۲/۲ تا ۳/۳ (میانگین: ۲/۵۶) است، گارنت‌داربودن خاستگاه را نشان می‌دهد.

به‌باور Pearce و Norry (۱۹۷۹)، اگر نسبت $Zr/Y > 3$ باشد، گدازه‌ها مربوط به کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای هستند؛ اما اگر نسبت $Zr/Y < 3$ باشد در کمان‌های آتشفشانی اقیانوسی پدید آمده‌اند. در سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌عمیق خاور خوسف مقدار $Zr/Y = 9.4$ دارند و از این رو، در گروه کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای جای می‌گیرند. در جدول ۲ ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی خاور خوسف با آداکیت‌ها، پیشنهادی Moyen (۲۰۰۹) مقایسه شده‌اند.

جدول ۲- مقایسه ویژگی‌های گدازه‌های خاور خوسف با ماگمای آداکیتی (Moyen, 2009)

عنصرها	سنگ‌های آتشفشانی خاور خوسف	آداکیت‌ها
SiO_2	58.65	> 56
Al_2O_3	16.88	> 15
MgO	2.43	< 3
Eu	No anomaly of Eu	No anomaly of Eu
Sr	826.15	> 300 ppm
Y	15.52	< 3 ppm
Sr/Y	57.97	> 20
Yb	1.61	< 1.8 ppm
La/Yb	21.95	> 16 ppm
HFSE (Nb, Ta)	low	Low
low Rb/La	Rb/La=2.21	low Rb/La
low Ba/La	Ba/La=26.54	Low Ba/La
very high LREE	very high LREE	very high LREE
very low HREE	very low HREE	very high HREE

LSA آنومالی مثبت Sr که در HSA دیده نمی‌شود را نشان می‌دهد. LSA در برابر HAS روبیدیم کمتری دارد (Martin et al, 2005).

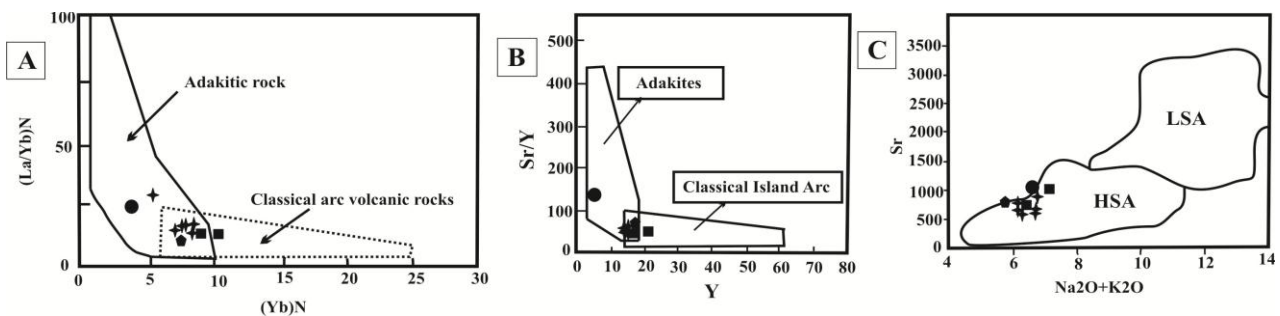
در نمودار Na_2O+K_2O در برابر Sr (شکل ۱۱ - C) نمونه‌های خاور خوسف در محدوده آداکیت‌های سیلیس بالا جای می‌گیرند. الگوی پیشنهادی Moyen (۲۰۰۹) برای پیدایش آداکیت‌ها نشان‌دهنده آنست که آداکیت‌های با مقدار سیلیس بالا پیامد ذوب سنگ‌کره اقیانوسی در ژرفای نزدیک به ۷۰ کیلومتری زیر سطح زمین هستند. سپس ماگمای ساخته شده به ترازهای بالا حرکت کرده و درون پوسته قاره‌ای بالایی جای گرفته است. به باور Martin و همکاران (۲۰۰۵)، این سنگ‌ها از فرورانش ورقه‌بازالتی واکنش داده با پریدوتیت در راستای گوه‌گوشته‌ای پدید آمده‌اند.

نشان‌دهنده بجامانده گارنت در خاستگاه این ماگماست (Moyen, 2009). Martin و همکاران (۲۰۰۵) دو گروه آداکیت را شناسایی کرده‌اند:

- گروه SiO_2 بالا (HSA) که نشان‌دهنده ذوب سنگ‌های مافیک صفحه فرورونده‌ای است و با پریدوتیت بالا آمده در سراسر گوه‌گوشته‌ای واکنش داده است؛

- گروه کم SiO_2 (LSA) که نشان‌دهنده مذاب گوه‌گوشته‌ای پریدوتیتی است که با مذاب ورقه فلسیکی تر واکنش داده و تغییر کرده است.

در گروه LSA، مقدار سیلیس کمتر از ۶۰ درصدوزنی، MgO برابر با ۴ تا ۹ درصدوزنی، CaO+MgO بیشتر از ۱۰ درصدوزنی و Sr بیشتر از ۱۰۰۰ ppm است (جدول ۳). آداکیت‌های کم سیلیس تمرکز LREE بیشتری در برابر HSA دارند. همچنین،



شکل ۱۱- جایگاه سنگ‌های آتشفشانی خاور خوسف در نمودارهای جداکننده سنگ‌های کالک‌آلکان معمولی از آداکیت‌ها: (A) نمودار Yb_N در برابر La_N/Yb_N (Reich et al., 2003)؛ (B) نمودار Sr/Y در برابر Y (Drummond and Defant, 1990)؛ (C) نمودار Sr در برابر Na_2O+K_2O (Castillo, 2012)

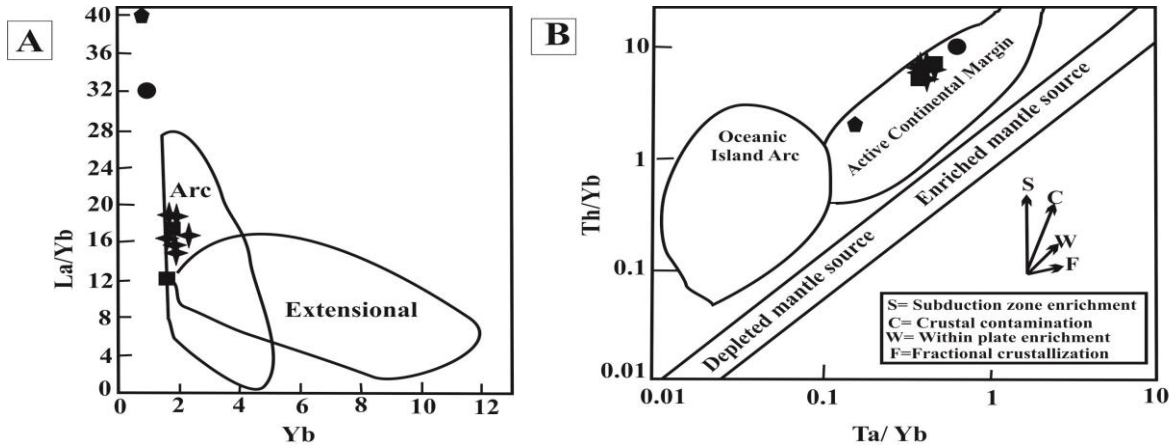
جدول ۳- مقایسه عنصرهای سنگ‌های آتشفشانی خاور خوسف با میانگین همان عنصرها در آداکیت‌های پرسیلیس و کم سیلیس (Martin et al, 2005)

نمونه‌های خاور خوسف	LSA	HAS
$SiO_2=58.65$	$SiO_2 < 60\%$	$SiO_2 > 60\%$
$MgO = 2.43\% \text{ wt}$	$MgO = 4 - 9 \% \text{ wt}$	$MgO = 0.5- 4\% \text{ wt}$
$CaO+ Na_2O=10.01\%$	$CaO+Na_2O>10\text{wt}$	$CaO+Na_2O<11\% \text{ wt}$
$Sr =826.15$	$Sr >1000$	$Sr <1100$
$TiO_2 = 0.5\% \text{ wt}$	$TiO_2 > 3 \% \text{ wt}$	$TiO_2 < 0.9\% \text{ wt}$
LREE پایین‌تر در برابر LSA	LREE پایین‌تر در برابر LSA	LREE پایین‌تر در برابر LSA

بحث

در نمودار SiO_2 در برابر مقدار $Mg\#$ ، سنگ‌های آتشفشانی خاور خوسف در محدوده آداکیت‌های پدیدآمده از ذوب بخشی اکلوزیت یا متابازالت و بخش مشترک آن با محدوده پوسته قاره‌ای ضخیم‌شده نشان داده می‌شوند (شکل ۱۳- A). پس پوسته ضخیم‌شده قاره‌ای زیرین نقش آشکاری در پیدایش و تکامل ماگمای خاستگاه سنگ‌های آتشفشانی ترشیری خاور خوسف داشته است. به باور بیشتر پژوهشگران، آداکیت‌ها به‌عنوان یک مرحله اصلی دیرگداز در خاستگاه خود، گارنت دارند. از این رو، نوع سنگ خاستگاه آنها اکلوزیت، اکلوزیت آمفیبول دار و یا گارنت آمفیبولیتی است که در ژرفای بیشتر از ۴۰ کیلومتری (فشار بیش از ۱۲ کیلو بار) جای دارد (Jamshidi et al., 2014).

بر پایه نمودار La/Yb در برابر Yb ، سنگ‌های آتشفشانی خاور خوسف در پهنه کمان آتشفشانی و برپایه نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb ، در محدوده مرز قاره‌ای فعال جای گرفته‌اند و ماگمای خاستگاه آنها در پی ذوب بخشی یک گوشته غنی شده پدید آمده است (شکل‌های ۱۲- A و ۱۲- B). بیشتر ماگمای کمان پیامد ذوب بخشی گوه گوشته‌ای مرتبط با فرورانش هستند و دلیل این رخداد، افزوده شدن سازنده‌های متاسوماتیک است که از سنگ کره اقیانوسی فرورانده آزاد شده‌اند. شاره‌های متاسوماتیک چه‌بسا دربرگیرنده سیال‌های آبدار و یا مذاب‌های بخشی اولیه پدیدآمده از ذوب رسوب‌های و یا پوسته بازالتی فرورونده به درون گوه گوشته‌ای هستند که پیدایش ماگما را در پی دارند (Hoang et al., 2011; Harangi et al., 2007).



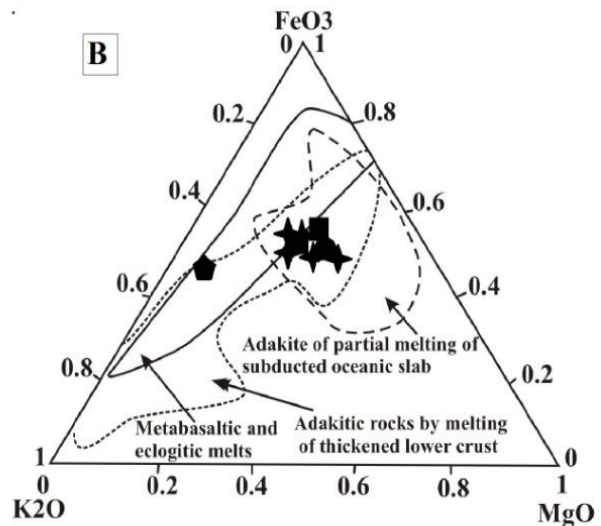
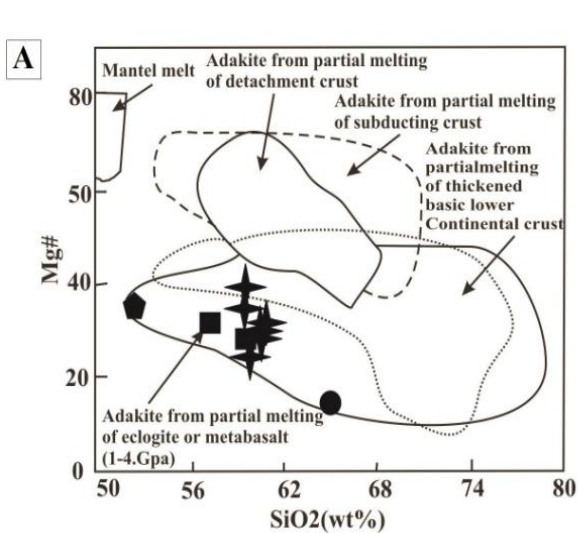
شکل ۱۲- جایگاه سنگ‌های آتشفشانی خاور خوسف در نمودارهای: (A) La/Yb در برابر Yb (Pearce, 1983)؛ (B) Th/Yb در برابر Ta/Yb

زیرین در مقایسه با دیگر گروه‌های آداکیت‌ها، مقدار $Mg\#$ ، MgO ، Cr و Ni کمتری دارند. در نمودار $Fe_2O_3-K_2O-MgO$ که Karsil و همکاران (۲۰۱۱) پیشنهاد کرده‌اند، سنگ‌های آتشفشانی خاور خوسف در محدوده مشترک آداکیت‌های پدیدآمده از ذوب بخشی پوسته زیرین ضخیم‌شده

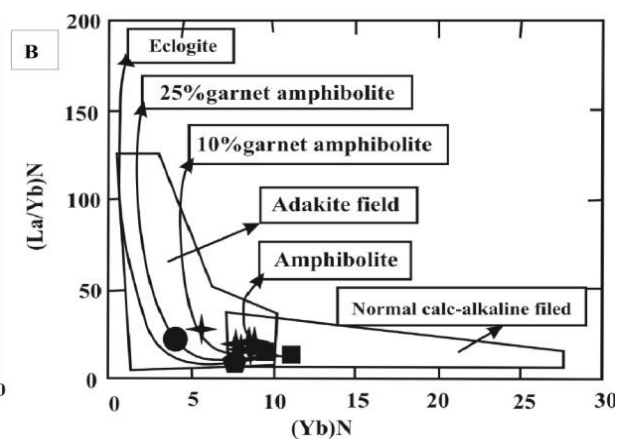
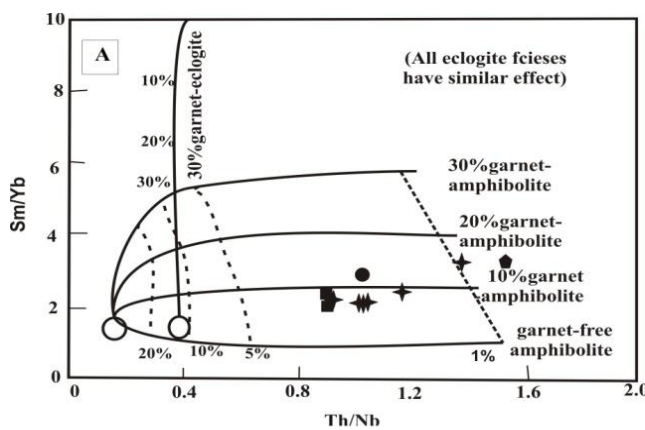
Lai و همکاران (۲۰۱۳) سنگ‌های آتشفشانی را به دو گروه با $Mg\#$ بالا ($Mg\# \geq 45$) و $Mg\#$ کم ($Mg\# < 45$) رده‌بندی کرده‌اند. میانگین $Mg\#$ در سنگ‌های آتشفشانی خاور خوسف کم و برابر با ۲۶/۱۶ است. به پیشنهاد Lai و همکاران (۲۰۱۳)، آداکیت‌های با خاستگاه ذوب بخشی پوسته قاره‌ای

و Yb_N برابر La_N/Yb_N (شکل ۱۴- B) نشان می‌دهند سنگ‌های آتشفشانی خاور خوسف شاید از ذوب‌بخشی خاستگاهی با ترکیب ده درصد گارنت آمفیبولیت پدید آمده باشند.

و آداکیت‌های پدیدآمده از مذاب‌های اکلوزیتی و متبازالتی و نیز ورقه‌آینوسی فرورونده جای گرفته‌اند (شکل ۱۳- B). نمودارهای Th/Nb در برابر Sm/Yb (شکل ۱۴- A)



شکل ۱۳- جایگاه سنگ‌های آتشفشانی خاور خوسف در: (A) نمودار SiO_2 در برابر مقدار $Mg\#$ (Wang et al., 2006); (B) نمودار $Fe_2O_3-K_2O-MgO$ (Karsil et al., 2011)



شکل ۱۴- جایگاه سنگ‌های آتشفشانی خاور خوسف در: (A) نمودار Th/Nb در برابر Sm/Yb (Karsli et al., 2011); (B) نمودار La_N/Yb_N در برابر Yb_N (Defant and Drummond, 1990; Martin, 1999)

آگلومرا) نیز رخمون دارند.

بافت‌های سنگ‌های گدازه‌ای، بیشتر پورفیریتیک با خمیره دانه‌ریز و گهگاه شیشه‌ای هستند. بافت‌های کانیاپی نیز شامل بافت پویی کیلیتیک و بافت غربالی در پلاژیوکلازها

برداشت

آندزیت، تراکی‌آندزیت، داسیت و آندزیت بازالتی از سنگ‌های آتشفشانی منطقه خاور خوسف هستند. سنگ‌های نیمه‌عمیق (میکرودیوریت) و آذرآواری (توف، برش و

خاستگاه گوه گشته‌ای غنی شده تحت تأثیر شماره‌های متاسوماتیک آزادشده از سنگ‌کره اقیانوسی فرورونده (شامل سیال‌های آبدار) و یا مذاب‌های بخشی (که از ذوب رسوب‌های و یا پوسته بازالتی درون گشته، پدید آمده‌اند) است و خود باعث ذوب پوسته ضخیم شده قاره‌ای زیرین شده است. شواهد نشان می‌دهند خاستگاه سنگی گارنت‌دار و به احتمال بسیار گارنت‌آمفیبولیت بوده است. حضور فراوان برونوم‌های آمفیبولیتی این امر را به واقعیت نزدیک‌تر می‌سازد. برونوم‌های متاپلیتی نیز احتمال آرایش ماگمای خاستگاه سنگ‌های آتشفشانی ترشیری با سنگ‌های پوسته قاره‌ای را تقویت می‌کنند.

هستند. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت، پیروکسن (اوژیت) و کوارتز کانی‌های اصلی و کانی‌های کدر و آپاتیت کانی‌های فرعی سنگ‌های یادشده به‌شمار می‌روند. بافت غربالی و خوردگی کناره‌های برخی بلورهای پلاژیوکلاز و کوارتز و حاشیه اپاسیتی بلورهای هورنبلند نشانه نبود تعادل ماگماست.

سنگ‌های یادشده سرشت کالک‌آلکالن پتاسیم متوسط به بالا دارند و در محدوده کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای و وابسته به فرورانش جای می‌گیرند. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی این سنگ‌ها به آداکیت‌های پر سیلیس بسیار شباهت دارد. گمان می‌رود ماگمای مادر این سنگ‌ها پیامد ذوب

منابع

- Aboutalebi, A., Mohammadi, S. S. and Zarrinkoub, M. H. (2016) Geochemistry and tectonic setting of Tertiary volcanic rocks from Garjgan area (southwest of Birjand). *Iranian Journal of Petrology* 7(25): 139-156 (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: 67-95.
- 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.
- 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.
- Best, M. G. and Christiansen, E. H. (2001) *Igneous petrology*. Blackwell Science, Oxford.
- Boynton, W. V. (1984) Chosmochemistry of rare earth elements: meteorite studies. In: *Rare earth element geochemistry* (Ed. Henderson, P.) 63-134. Elsevier, Amsterdam.
- Caffe, P., Trumbull, R. B., Siebel, W. (2012) Petrology of the Coyaguayma ignimbrite, northern Puna of Argentina: Origin and evolution of peraluminous high- SiO_2 rhyolite magma. *Lithos* 134-135: 179-200.
- Castillo, P. R. (2006) An overview of adakite petrogenesis. *Chinese Science Bulletin* 51: 257-267.
- Castillo, P. R. (2012) Adakite petrogenesis *Lithos* 134: 304-316.
- Cobbing, J. (2000) *The geology and mapping of granite batholiths*. Springer-verlag Berlin Heidelberg.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J. (1979) *The interpretation of igneous rocks*, Allen and Unwin, London, UK.

- Defant, M. J. and Drummond, M. S. (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* 347: 662- 665.
- Defant, M. J. and Kepezhinskas, P. (2001) Evidence suggests slab melting in arc magmas. *Eos Transactions, American Geophysical Union* 82: 65-69.
- Drummond, M. S. and Defant, M. J. (1990) A model for trondhjemite tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: archean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research* 95: 21503-21521.
- Ersoy, E. Y., Helvacı, C. and Palmer, M. R. (2010) Mantle source characteristics and melting models for the early-middle Miocene mafic volcanism in western Anatolia: implications for enrichment processes of mantle lithosphere and origin of K-rich volcanism in post-collisional settings. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 198: 112-128.
- Fan, W. M., Gue, F., Wang, Y. J. and Lin, G. (2003) Late Mesozoic calc-alkalin volcanism of post orogenic extension in the northern Da Hinggan Mountain, northern China. *Journal of volcanology and Geothermal Research* 121:115-135.
- 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.
- Foly, S. (1992a) Petrological characterization of the source components of potassic magmas: geological and experimental constraints. *Lithos* 28: 187-204.
- Foly, S. (1992b) Vein-plus- wall-rock melting mechanisms in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas. *Lithos* 28: 435-453.
- Ghadami, G. R., Shahre Babaki, A. M. and Mortazavi, M. (2008) Post-collisional Plio-Pleistocene adakitic volcanism in Central Iranian volcanic belt: Geochemical and Geodynamic implications. *Journal of Science, Islamic Republic of Iran* 19(3): 223-235.
- Gholami, A. A. (2014) Petrology of Shurab Tertiary igneous (West of Khouf), Southern Khorasan province. MSc thesis, University of Birjand, Birjand, Iran (in Persian).
- Green, N. L. (2006) Influence of slab thermal structure on basalt source regions and melting conditions: REE and HFSE constraints from Garibaldi volcanic belt, northern Cascadia subduction system. *Lithos* 87: 23-49.
- 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.
- Hoang, N., Itoh, J. and Miyagi, I. (2011) Subduction component in Pleistocene to recent Kurile arc magmas in NE Hokkaido, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 200: 255-266.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) Guide to the chemical classification of the common volcanic. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8(5): 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.
- Jamshidi, K., Ghasemi, H. and Sadeghian, M. (2014) Petrology and geochemistry of the Sabzevar post ophiolitic high silica adakitic rocks. *Iranian Journal of Petrology* 5(17): 51-68 (in Persian).
- Kamber, B. S., Ewart, A., Collerson, K. D., Bruce, M. C. and McDonald, G. M. (2002) Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 144: 38-56.

- Karsli, O., Ketenci, M., Uysal, I., Dokuz, A., Aydin, F., Chen, B., Kandemir, A. R. and Wijbrans, R., J. (2011) Adakite like granitoid porphyries in the Eastern Pontides, NE Turkey: Potential parental melts and geodynamic implications. *Alaithos* 127: 354-372.
- Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Kuno, H. (1969) Plateau Basalts. In: the earth Crust and Upper Mantle (Ed. Hart, P. J.) 495-501. American Geophysics Union, Washington, D. C, US.
- 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.
- Labbaf, H. (2014) Petrology of volcanic rocks in south of Gorong (North west of Khouf), Southern Khorasan province. M.Sc. thesis, University of Birjand, Birjand, Iran (in Persian).
- Lai, S. C. and Qin, J. F. (2013) Adakitic rocks derived from the partial melting of subducted continental crust: Evidence from Eocene volcanic rocks in the northern Qiantang block. *Gondwana Research* 23: 8120-824.
- Macpherson, C. G., Dreher, S. T., Thirlwall, M. F. (2006) Adakites without slab melting: High pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines. *Earth and Planetary Science Letters* 243: 581-593.
- Martin, H. (1999) The adakitic magma: modern analogues of Archean granitoids. *Lithos* 46(3): 411-429.
- Martin, H., Smithies, R. H., Rapp, R., Moyen, J. F. and Champion, D. (2005) An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos* 79: 1-24.
- McCulloch, M. T. and Gamble, J. A. (1991) Geochemical and Geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science Letters* 102: 358-374.
- 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, Mashhad, Iran* (in Persian).
- Mohammadi, S. S., Zarrinkoub, M. M. and Keramati, F. (2011) The geochemistry and petrogenesis of Hossein abad Tertiary volcanic rocks (southwest of Birjand, East of Iran). *Iranian Journal of Petrology* 2(6): 83-96 (in Persian).
- Mojarrad, F. (2014) Petrology of volcanic rocks in Kalate Ghassab area (Northwest of Khouf, East of Iran). M.Sc. thesis, University of Birjand, Birjand, Iran (in Persian).
- Moyen, J. F. (2009) High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the adakitic signature. *Lithos* 112: 556-574.
- Nelson, S. T. and Montana, A. (1992) Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist* 77: 1242-1249.
- 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.
- Pearce, J. A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: *Continental Basalts and Mantle Xenoliths* (Eds. Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J.) 230-249. Shiva, Nantwich.
- Pearce, J. A. and Norry, M. J. (1979) Petrogenetic implication of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69: 33-47.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks

- from the Kastamous area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 63-81.
- Reich, M., Parada, M., Palacios, C., Dietrich, A., Schultz, F. and Lehman, B. (2003) Adakite-like signature of Late Miocene intrusions at the Los Pelambres giant porphyry copper deposit in the Andes of central Chile: metallogenic implications. *Mineralium Deposita* 38: 876-885.
- Reid, J. B., Evans, O. C. and Fates, D. G. (1983) Magma mixing in granitic rocks of the central Sierra Nevada, California. *Earth and Planetary Science Letters* 66: 243-261.
- Renjith, M. L. (2014) Micro-textures in plagioclase from 1994-1995 eruption, Barren Island Volcano: Evidence of Dynamic magma plumbing system in the Andaman subduction zone. *Geoscience Frontiers* 5: 113-126.
- Richard, J. and Kerrich, R. (2007) Special paper: Adakite-like rocks: their diverse origins and questionable role in metallogenesis. *Economic Geology* 102: 1-40.
- Rollinson, H. (1993) *Using geochemical data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Singapore Longman.
- Rutherford, M. J. and Devine, A. D. (2003) Magmatic conditions and magma ascent as indicated by Hornblende phase equilibria and reaction in the 1995-2002, Soufriere Hills Magma. *Journal of Petrology* 44: 1433-1484.
- Seghedi, I., Downes, H., Vaselli, O., Szakacs, A., Balogh, K. and Pecskey, Z. (2004) Postcollisional Tertiary-Quaternary mafic alkali magmatism in the Carpathian-Pannonia region. A review tectonophysics. *Chemical Geology* 393: 43-62.
- Shelley, D. (1993) *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*: Chapman and Hall, University Press, Cambridge, UK.
- Soesoo, A. (2000) Fraction crystallization of mantle derived melts as mechanism for some I Type granite petrogenesis, An example from Lachlan fold belts, Australia. *Journal of the Geological Society London* 157: 135-149.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F., (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in ocean basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) Special Publication 42: 313-345. Geological Society, London, UK.
- Tang, G., Wang, Q., Wyman, D., Sun, M., Li, Zheng-Xiang, Zhao, Z., Sun, W., Jia, X. and Jiang, Z. (2010) Geochronology and geochemistry of Late Paleozoic magmatic rocks in the Lamasu-Dabate area, northwestern Tianshan (west China): Evidence for a tectonic transition from arc to post-collisional setting. *Lithos* 119: 393-411.
- Thompson, R. N., Morrison, M. A., Dickin, A. P. and Hendry, G. L. (1983) Continental flood basalts. Arachnids rule O.K.? In: *Continental basalts and mantle xenoliths* (Eds. Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J.) 158-185. Shiva Publishing Limited, Nantwich, Cheshire, UK.
- Tirrul, R., Bell, I. R., Griffis, R. J. and Camp, V. E. (1983) The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin* 94: 134-150.
- Torshizi, M. (2016) Petrography, geochemistry and alteration of volcanic rocks in west of Fadeshk (Southwest of Birjand), East of Iran. M.Sc. thesis, University of Birjand, Birjand, Iran (in Persian).
- Vahdati Daneshmand, F. and Kholghi, M. H. (1988) Geological Map of Iran, 1:100000 series, sheet 7755-Khusf. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).

- Wang, Q., Xu, J. F., Jian, P., Bao, Z. W., Zhao, Z. H., Li, C. F., Xiong, X. L. and Ma, J. L. (2006) Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, Dexing, South China: Implications for the genesis of porphyry copper mineralization. *Journal of Petrology* 47: 119-144.
- Wilson, M. (2007) *Igneous petrogenesis*. Unwin Hyman, London, UK.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20(4): 325-343.
- Wood, D. A., Joron, J. L., Treuil, M., Norry, M. and Tarney, J. (1979) Elemental and Sr isotope variation in basic lava from Iceland and the surrounding ocean floor. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 70: 319-339.
- Wu, F. Y., Jahn, B. M., Wilde, S. A., Lo, C. H., Yui, T. F., Lin, Q., Ge, W. C. and Sun, D. Y. (2003) Highly fractionated I- type granites in China (I): geochronology and petrogenesis. *Lithos* 66: 241-273.
- Yousefi, F. (2010) *Petrology of volcanic rocks in Givshad area (Southwest of Birjand, East of Iran)*. MSc thesis, University of Birjand, Birjand, Iran (in Persian).
- Yousefzadeh, M. H. (2010) *Petrography, Geochemistry and Petrogenesis of Tertiary Volcanic rocks in Birjand- Kousf area with special view on its enclaves*. Ph.D. thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran.
- 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, mineralchemistry 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., Fanoodi, F. and Fotoohi Rad, G. (2018) Petrology of volcanic rocks from Khan-Ghohestan area (Northeast of Birjand, East of Iran). *Iranian Journal of Petrology* 8(32): 127-144 (in Persian).
- Yu, Q., Ge, W. C., Zhang, J., Zhao, G. C., 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.
- 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.
- 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: 651-682.