

سنگ نگاری و ژئوشیمی سنگ‌های پیروکلاستی منطقه بادام، خاور مهاباد استان آذربایجان غربی

اشرف تorkian^۱، جمال عبدالله پور^۲ و نفیسه صالحی^۳

استادیار، گروه زمین‌شناسی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران
دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران
دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۱۲/۱۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۵/۲۸

چکیده

سنگ‌های پیروکلاستی منطقه بادام (خاور مهاباد، استان آذربایجان غربی)، در منتهی‌الیه بخش شمالی پهنه سنندج- سیرجان قرار دارند. مطالعات سنگ‌نگاری حاکی از آن است که این سنگ‌ها دارای ترکیب بازائیتی و بافت پورفیری و میکرولیتی پورفیری هستند. در این سنگ‌ها، البوین و کلینوپروکسن به صورت فنوکریست و نفلین و کلینوپروکسن ریزبلور یافت می‌شوند. فضای بین بلورهای مختلف را کانی‌های اوپک و شیشه پر کرده است. ویژگی‌های ژئوشیمیایی نظیر غنی‌شدگی از LILE، محتوی بالای LREE، آنومالی منفی عناصر Ta، Nb و Y، آنومالی مثبت Pb، Ba و Th و نیز غنی‌شدگی از Th/Yb، همگی گویای آن است که این سنگ‌ها منشأ گوشته‌ای دارند و از مذاب‌ها یا سیالات/مذاب ناشی از پوسته اقیانوسی فرورانده و متاسوماتیزه متأثر شده‌اند. این ویژگی‌ها به دلیل خصوصیات به ارث رسیده از ناحیه منشأ هستند و نه درجات بالای آلیش پوسته‌ای. بازائیت‌های منطقه مورد بررسی با توجه به نسبت‌های MREE و HREE حاصل ذوب بخشی یک درصدی یک منبع گارنت لرزولیتی در اعماق بیش از ۸۵ کیلومتر (محدوده پایداری گارنت) هستند. علت رخداد ماگماتیسیم در منطقه مشخص نیست؛ اما فرضیات پیشین چون لایه‌لایه شدن لیتوسفر و یا شکست ورقه فرورنده با توجه به ضخامت پوسته در منطقه مورد مطالعه کاربرد ندارد. سه فرض کلی در ارتباط با عامل وقوع ذوب بخشی در منطقه مطرح شده است: (۱) شکسته شدن فازهای آب‌دار در اثر افزایش عمق، (۲) تغییر و آشفستگی محلی در جریان‌های همرفتی و (۳) فرورانش و آب‌زدایی حاشیه غیر فعال صفحه غربی.

کلیدواژه‌ها: بازائیت، آلیش پوسته‌ای، گوشته، مهاباد (بادام)، آذربایجان غربی.

*نویسنده مسئول: اشرف تorkian

E-mail: a-torkian.a-torkian@basu.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

مجموعه آتشفشان‌های جوان خاور مهاباد بخشی از پرونده‌های وسیع ماگمایی به سن اواخر میوسن-کواترنری هستند که در راستای NW-SE در منتهی‌الیه بخش شمال باختری زون سنندج- سیرجان مانند سایر فعالیت‌های ماگمایی خروجی این زون در منطقه شمال قروه کردستان (Torkian et al., 2016) رخمنون دارند. گدازه‌های مورد مطالعه و زون سنندج- سیرجان خود بخشی از صفحه ایران- ترکیه هستند که از خاور ترکیه تا خاور ایران امتداد یافته است (Kherikhah et al., 2013). فعالیت‌های آتشفشانی مشاهده شده در زون یاد شده ماحصل برخورد صفحه عربی و اوراسیاست. این رخدادهای آتشفشانی به وضوح حاکی از شکل‌گیری یک پوسته قاره‌ای جدید هستند. دلایل متعددی به منظور توجیه رخداد فعالیت‌های آتشفشانی در این پهنه ارائه شده است؛ از جمله لایه‌لایه شدن پوسته در زون برخورد (Pearce et al., 1990) و یا شکسته شدن ورقه اقیانوسی فرورنده به زیر تیتیس (Keskin, 2003). اما ضخامت قابل توجه پوسته و گوشته لیتوسفری در منطقه مورد مطالعه (نزدیک به ۲۵۰ کیلومتر) مانع از کاربرد دلایل فوق در تعیین علت رخداد ماگماتیسیم می‌شود.

در این پژوهش تلاش بر این است تا با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی و مطالعات سنگ‌نگاری منشأ گوشته‌ای، نحوه رخداد ذوب بخشی و همچنین تغییرات رخ داده در طی صعود ماگما مورد بررسی قرار گیرد. علاوه بر این تلاش خواهد شد تا جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی خاور مهاباد بررسی شود. روشن شدن ویژگی‌ها و محیط زمین‌ساختی این سنگ‌های آتشفشانی می‌تواند در جهت تبیین هر چه بیشتر وضعیت زمین‌شناسی پهنه سنندج- سیرجان در بخش شمالی سودمند واقع شود.

۲- موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی منطقه

سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی در این منطقه روی رسوبات سازند قم (شامل سنگ آهک و مارن به سن میوسن) و نیز شیل‌های دریایی به سن ژوراسیک/ کرتاسه قرار گرفته‌اند و آنها را می‌پوشانند (افتخارنژاد، ۱۳۵۹). در شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی

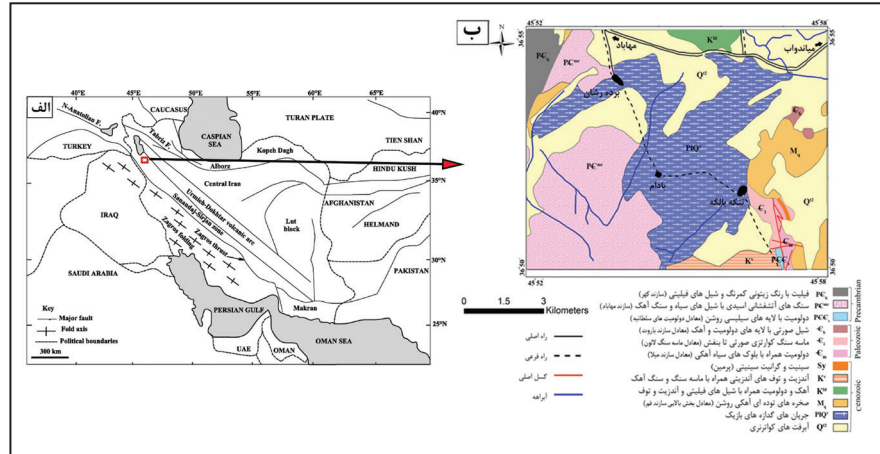
و موقعیت مراکز آتشفشانی ارائه شده است. ۳ رخمنون اصلی در برده‌رشان، بادام و تنگه بالکه مورد بررسی قرار می‌گیرند و به لحاظ بزرگ بودن روستای بادام، با همین عنوان نام برده می‌شوند. این آتشفشان‌های جوان در خاور مهاباد در بین عرض‌های ۳۶°۵۲'۱۵" تا ۳۶°۵۴'۱۵" شمالی و طول‌های ۴۵°۵۱'۱۹" تا ۴۵°۵۷'۴۵" خاوری واقع شده‌اند. بررسی‌های صحرایی حاکی از وجود مخروط‌های اسکوری با حداکثر ارتفاع ۱۵۰ تا ۲۰۰ متر است. بمب‌های آتشفشانی دوکی‌شکل، گاه با قطر بیش از ۱ متر، در مناطق مورد مطالعه مشاهده شده‌اند که در هسته آنها قطعاتی از بیگانه سنگ‌های گنیسی دیده می‌شود (شکل ۲- الف). روانه‌های آتشفشانی بررسی شده در نمونه دستی خاکستری روشن تا سیاه و در برخی نمونه‌ها به رنگ سرخ آجری هستند. در این سنگ‌ها ساخت حفره‌دار (با درجه متغیری از فراوانی حفرات) دیده می‌شود که حاکی از تغییر محتوای گاز در آشیانه ماگمایی است. چنین به نظر می‌رسد که این سنگ‌های حفره‌دار در زمان اشباع بودن ماگمای موجود در آشیانه ماگمایی از گاز به وجود آمده و با کاهش مقدار گاز، نمونه‌هایی با تعداد حفرات کمتر تشکیل شده‌اند (شکل‌های ۲- ب و پ).

۳- سنگ‌نگاری

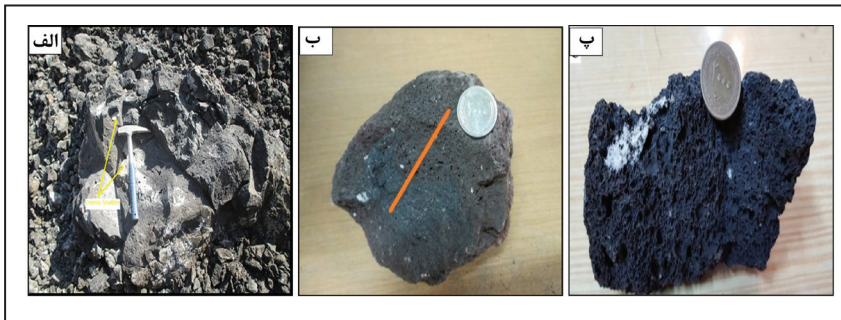
سنگ‌های آتشفشانی واحدهای مورد مطالعه خاور مهاباد به لحاظ ویژگی‌های صحرایی و نمونه دستی در زمره پیروکلاست‌ها قرار می‌گیرند و از دیدگاه ضریب رنگینی، مزوکرات تا ملانوکرات (با ضریب رنگینی ۴۰ تا ۸۰) به حساب می‌آیند. به‌طور غالب بافت آنها پورفیری تا میکرولیتیک پورفیری است و کانی‌های اصلی موجود در این سنگ‌ها به ترتیب فراوانی عبارتند از البوین (۳۰٪) و کلینوپروکسن (۲۲٪) که به صورت فنوکریست دیده می‌شوند؛ ریزبلورهای کلینوپروکسن (۱۰٪)، نفلین (۸٪)، اکسیدهای آهن و تیتانیم (۱۰٪) و شیشه‌های قهوه‌ای رنگ (۲۰٪) نیز خمیره سنگ را تشکیل می‌دهند (شکل‌های ۳- الف و ب). در برخی

الیون بعد از پیروکسن فراوان ترین کانی موجود در سنگ‌های مورد مطالعه است. این بلورها اغلب در امتداد شکستگی‌های سطحی خود تغییر ماهیت می‌دهند و به ایدینگریت تبدیل می‌شوند و یا بعضاً ساخت اسکلتی نشان می‌دهند (شکل ۳-ت). کانی‌های حاوی مواد فرار از جمله بیوتیت در زینولیت‌های گنیسی موجود در سنگ پیروکلاستی این منطقه، به سبب به دام افتادن در مذاب‌های بازینتی دما بالا، مواد فرار خود را از دست داده و متخلخل شده‌اند.

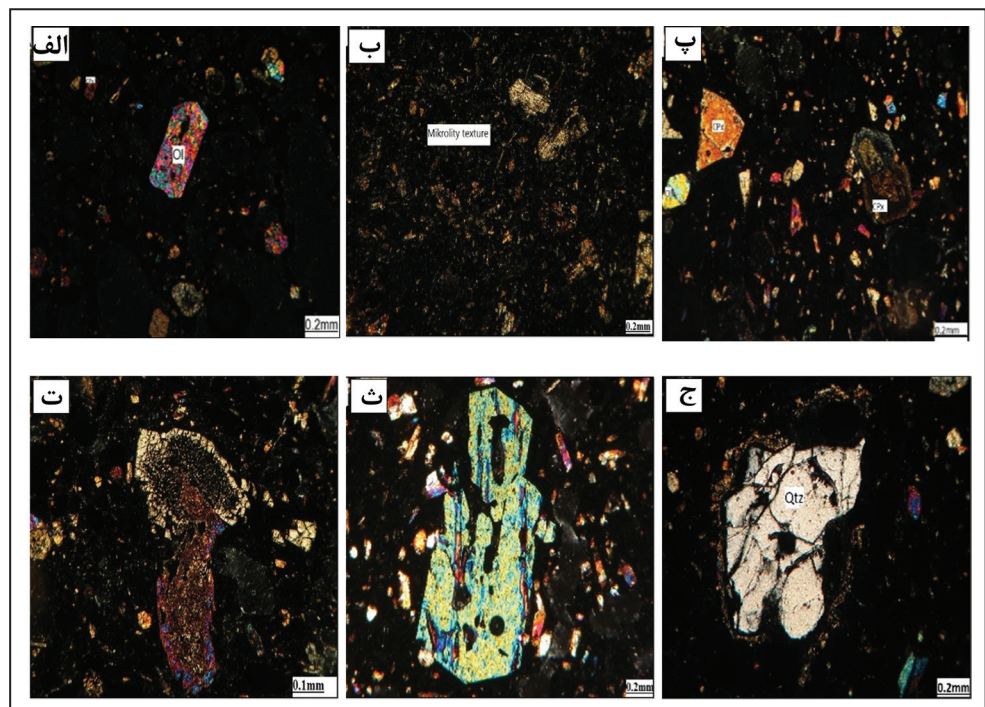
مراکز فورانی، تنوع در ابعاد بلورها با اندازه ۰/۱۵ تا ۰/۳ میلی‌متر، وضعیتی شبیه به بافت تدریجی را به نمایش گذاشته است. قطعاتی از بیگانه‌بلورهای کوارتز و فلدسپار با خوردگی خلیجی در سنگ‌های پیروکلاستی این منطقه دیده می‌شود (شکل ۳-ج). کلینوپیروکسن‌ها، ترکیب دیوپسیدی دارند (داده‌های منتشر نشده) و اغلب دارای ماکل کارلسباد هستند. در مواردی، منطقه‌بندی ترکیبی و بافت غربالی نیز در آنها دیده می‌شود (شکل ۳-ت).



شکل ۱- الف) موقعیت منطقه مورد مطالعه در تقسیمات ساختاری - چینه‌شناسی ایران. مربع قرمز رنگ نشان‌دهنده منطقه مورد مطالعه است؛ ب) نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه تهیه شده بر مبنای نقشه زمین‌شناسی چهار گوش ۱:۱۰۰۰۰۰ مهاباد، افتخارنژاد، (۱۳۵۹).



شکل ۲- الف) تصویری از حضور زینولیت گنیسی در یک بمب آتشفشانی؛ ب و پ) سنگ‌های پیروکلاستیک خاور مهاباد که در نمونه دستی خاکستری تا تیره رنگ هستند و ساخت وزیکولار دارند.



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی از بافت‌ها و کانی‌های سنگ‌های پیروکلاستی خاور مهاباد: الف) بافت حفره‌ای؛ ب) بافت میکرولیتی؛ پ) بافت پورفیری و تدریجی؛ ت) بافت غربالی در بلورهای کلینوپیروکسن؛ ث) ساختار اسکلتی در بلورهای الیون؛ ج) بیگانه بلور کوارتز. علام اختصاری کانی‌ها برگرفته از (Kertez 1983) است.

۴- روش مطالعه

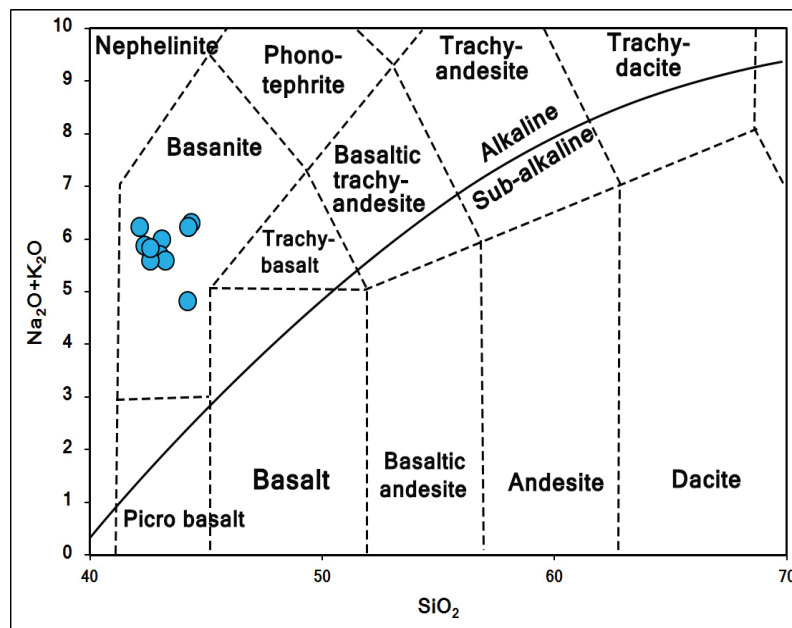
پس از جمع‌آوری اطلاعات موجود از منطقه مورد مطالعه، در طی بررسی‌های صحرایی ۸۰ نمونه برداشت شد که تقریباً معرف رخنمون تمام منطقه است. ۲۴ مقطع نازک میکروسکوپی به منظور مطالعات سنگ‌نگاری در کارگاه مقطع نازک دانشگاه بوعلی سینا تهیه و در نهایت ۱۰ نمونه برای مطالعه ویژگی‌های ژئوشیمیایی انتخاب و در مؤسسه کانسارن بینالود تهران با روش‌های ICP-MS و XRF به منظور تعیین مقادیر عناصر اصلی، فرعی و نادر خاکی تجزیه شیمیایی شد. نتایج حاصل در جدول ۱ ارائه شده است. پردازش و رسم نمودارها توسط نرم‌افزارهای Minpet نسخه 2.02 (Richard, 1995) و GCDkit نسخه 2.2.1 (Janousek et al., 2001) به انجام رسیده است.

۵- ژئوشیمی

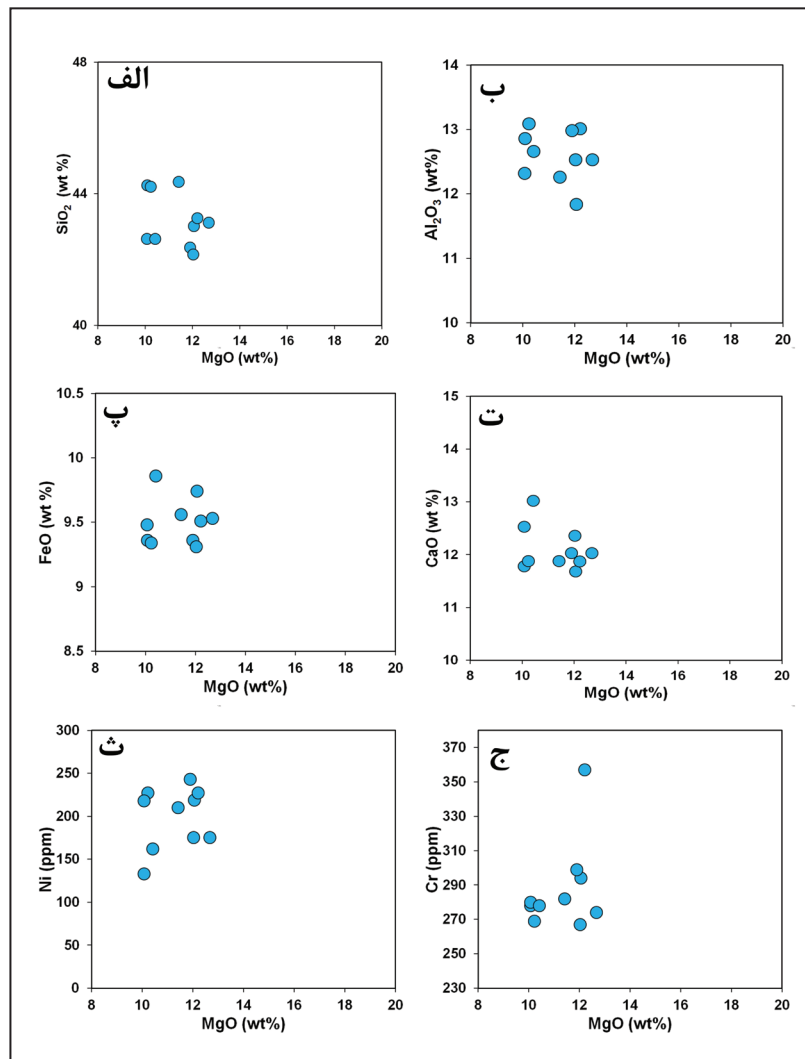
به منظور رده‌بندی نمونه‌های مطالعه شده از نمودار K_2O+Na_2O در برابر SiO_2 استفاده شده است (Le Matire et al., 1989). بر اساس این نمودار، تمامی نمونه‌های مورد بررسی با محتوای SiO_2 بین ۴۲/۱۵ تا ۴۴/۳۶ درصد وزنی در محدوده بازائیت‌ها قرار می‌گیرند (شکل ۴). Al_2O_3 بین ۱۱/۸۴ تا ۱۳/۰۹ درصد وزنی، CaO بین ۱۱/۶۸ تا ۱۳/۰۲ درصد وزنی، MgO بین ۱۰/۰۷ تا ۱۲/۶۸ درصد وزنی و اکسید آهن در این سنگ‌های آتشفشانی بین ۹/۳۱ تا ۹/۸۶ درصد وزنی در تغییر است. Allen et al. (2013) که سنگ‌های منطقه مجاور را بررسی کرده‌اند؛ معتقدند سنگ‌های منطقه مورد مطالعه (با نام کلی بادم) در بین سنگ‌های آتشفشانی جوان مطالعه شده در زون برخورد عربی- اوراسیا از مافیک‌ترین گدازه‌ها محسوب می‌شوند. موقعیت نمونه‌های منطقه بادم در نمودار شکل ۴ معرف ماهیت آلکالن ماگمای تشکیل‌دهنده این سنگ‌هاست.

برای بررسی روند تبلور تفریقی از تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی و عناصر جزئی در برابر MgO استفاده شده است. روند کاهشی CaO و FeO همگام با

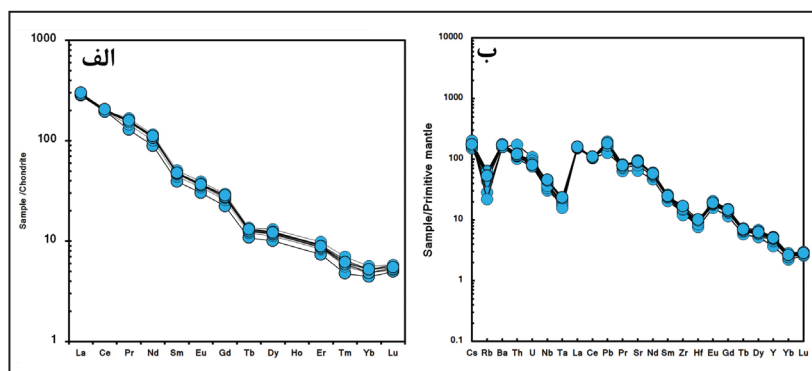
کاهش MgO و پیشرفت فرایند تبلور تفریقی ناشی از تبلور و جدایش کانی‌های الیون، پیروکسن و به تبع آن نقش مؤثر آنها در واقعه تبلور تفریقی ماگماست (شکل‌های ۵- الف و ت) این موضوع با همبستگی مثبت بین Ni ، Cr و MgO نیز تأیید می‌شود (جدول ۱ و شکل‌های ۵- ث و ج). این همخوانی مثبت نشانه تمرکز و ورود این عناصر در ساختار الیون و پیروکسن در روند تبلور و تفریق ماگماست. بازائیت‌ها دارای مقادیر بالای Ni (۱۳۳-۲۴۳ ppm)، Cr (۲۶۷-۳۵۷ ppm)، Sr (>1900 ppm) و Ba (۱۱۰۴-۱۲۴۰ ppm) همراه با غلظت‌های پایین Rb (<60 ppm) هستند. الگوی پراکنش عناصر نادر خاکی و عناصر کمیاب بهنجار شده با کندریت (Taylor and McLennan, 1985) و گوشته اولیه (Sun and McDough, 1989) در شکل ۶ آورده شده است. با توجه به این شکل، غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک (LHREE) نسبت به کندریت مشهود است و این غنی‌شدگی حتی تا بیش از ۱۰۰ برابر کندریت نیز می‌رسد در حالی که محتوای عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) کمتر از ۱۰ برابر کندریت است. تمامی نمونه‌ها روندهایی منطبق و موازی نشان می‌دهند که بیانگر خاستگاه مشترک گوشته‌ای است. روند شیب‌دار مشاهده شده در این نمودار، با توجه به نسبت $(La/Yb)_N$ که به‌طور میانگین حدود ۵۰ است؛ بر خاستگاه گوشته غنی شده، درجات کم ذوب بخشی منبع گوشته‌ای (Jung, 2003)، حضور گارنت در ناحیه منشأ (Temel et al., 2010)، وقوع درجاتی از آلیایش پوسته‌ای (Verma, 2009)، نسبت بالای CO_2/H_2O در محیط (Hirschman, 1998) و نیز تبلور و جدایش کانی‌هایی مانند الیون و پیروکسن نیز دلالت دارد. بر اساس نمودار بهنجار شده با گوشته اولیه، نمونه سنگ‌های مورد نظر از عناصر Sr ، La ، Th ، Ba و Pb غنی‌شدگی و از Rb ، $Nb-Ta$ و $Zr-Hf$ تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۶). نسبت Eu/Eu^* در این سنگ‌ها نزدیک به یک یا بزرگ‌تر از یک است و چنان که در شکل ۶ مشاهده می‌شود؛ این عنصر فاقد آنومالی منفی است.



شکل ۴- موقعیت نمونه‌ها در نمودار رده‌بندی (Le Matire et al., 1989).



شکل ۵- نمودار تغییرات اکسیدهای اصلی و فرعی در برابر MgO برای سنگ‌های پیروکلاستی خاور مهاباد.



شکل ۶- الف) نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده با کندریت (Taylor and McLennan, 1985) برای نمونه‌های پیروکلاستی (بادام) خاور مهاباد؛ ب) نمودار مغیره چندعنصری بهنجار شده با گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989).

جدول ۱- داده‌های حاصل از تجزیه شیمیایی سنگ کل سنگ‌های پیروکلاستی منطقه بادام.

Sample No.	BR3	BR9	BR13	BR15	BR25	BR28	BR33	BR38	BT55	BT66
Lat. N		۴۵°۹۱'۸۸"	۴۵°۹۱'۸۷"	۴۵°۹۱'۸۷"	۴۵°۹۱'۵۹"	۴۵°۹۱'۵۹"	۴۵°۹۲'۵۶"	۴۵°۹۴'۵۶"	۴۵°۹۲'۳۴"	۴۵°۹۲'۱۴"
Log. E	۳۶°۹۰'۸۸"	۳۶°۹۰'۸۸"	۳۶°۹۰'۸۸"	۳۶°۹۰'۸۸"	۳۶°۹۰'۸۵"	۳۶°۹۰'۸۵"	۳۶°۹۰'۸۰"	۳۶°۹۰'۶۸"	۳۶°۸۹'۱۳"	۳۶°۸۹'۸۶"
wt. %										
SiO ₂	۴۴/۳۶	۴۴/۲۶	۴۳/۱۲	۴۳/۰۲	۴۳/۲۶	۴۲/۳۶	۴۴/۲۱	۴۲/۶۳	۴۲/۱۵	۴۲/۶۳
TiO ₂	۱/۴۲	۱/۳۶	۱/۵۲	۱/۴۲	۱/۴۶	۱/۳۹	۱/۴۳	۱/۳۸	۱/۳۹	۱/۴۲
Al ₂ O ₃	۱۲/۲۶	۱۲/۸۶	۱۲/۵۳	۱۱/۸۴	۱۳/۰۱	۱۲/۹۸	۱۳/۰۹	۱۲/۳۲	۱۲/۵۳	۱۲/۶۶
FeO*	۹/۵۶	۹/۳۶	۹/۵۳	۹/۷۴	۹/۵۱	۹/۳۶	۹/۳۴	۹/۴۸	۹/۳۱	۹/۸۶
MnO	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۳
MgO	۱۱/۴۲	۱۰/۰۸	۱۲/۶۸	۱۲/۰۶	۱۲/۲۱	۱۱/۸۹	۱۰/۲۳	۱۰/۰۷	۱۲/۰۳	۱۰/۴۲
CaO	۱۱/۸۸	۱۱/۷۸	۱۲/۰۳	۱۱/۶۸	۱۱/۸۷	۱۲/۰۳	۱۱/۸۸	۱۲/۵۳	۱۲/۳۶	۱۳/۰۲
Na ₂ O	۳/۸۹	۳/۹۸	۳/۹۶	۴/۰۱	۳/۷۱	۳/۹۱	۴/۲۶	۴/۶۲	۴/۲۱	۳/۹۸
K ₂ O	۲/۱۴	۲/۲۴	۲/۰۳	۱/۶۸	۱/۸۷	۱/۹۶	۰/۵۶	۰/۹۶	۲/۰۱	۱/۸۴
P ₂ O ₅	۱/۱۲	۱/۱۲	۰/۹۹	۱/۰۳	۱/۱۰	۱/۰۹	۱/۱۹	۱/۱۴	۱/۲۰	۰/۹۹
L.O.I.	۰/۷۰	۱/۵۸	۰/۵۰	۲/۵۰	۰/۸۶	۱/۴۸	۲/۷۴	۳/۸۰	۰/۷۱	۱/۱۵
Sum	۹۹/۳۳	۹۹/۰۴	۹۹/۳۱	۹۹/۴۸	۹۹/۲۹	۹۸/۸۸	۹۹/۲۹	۹۹/۳۸	۹۸/۴۷	۹۹/۵۶
ppm										
Ni	۲۱۰	۱۳۳	۱۷۵	۲۱۹	۲۲۷	۲۴۳	۲۲۷	۲۱۸	۱۷۵	۱۶۲
Cr	۲۸۲	۲۷۸	۲۷۴	۲۹۴	۳۵۷	۲۹۹	۲۶۹	۲۸۰	۲۶۷	۲۷۸
Sc	۱۷/۵	۱۱/۱	۱۴/۴	۱۶/۶	۱۷/۲	۱۸/۴	۱۹/۶	۱۷/۶	۱۷/۶	۱۶/۶
V	۱۶۷	۱۷۱	۱۶۸	۱۶۴	۱۶۷	۱۶۵	۱۶۵	۱۶۰	۱۶۶	۱۷۲
Ba	۱۱۰۵	۱۱۶۷	۱۱۰۴	۱۱۲۹	۱۱۲۴	۱۱۲۸	۱۱۰۷	۱۱۲۰	۱۲۴۰	۱۱۹۳
Rb	۴۱	۲۸	۳۵	۳۴	۳۸	۳۷	۱۸	۱۴	۴۰	۳۴
Sr	۱۸۹۳	۱۳۷۰	۱۶۷۵	۱۹۱۱	۱۸۸۴	۲۰۲۵	۲۰۴۱	۲۰۰۰	۱۹۴۹	۱۹۲۰
Zr	۱۵۰	۱۵۰	۱۵۰	۱۶۱	۱۷۱	۱۳۵	۱۷۰	۱۶۴	۱۷۱	۱۸۸
Cs	۱/۵	۱/۲	۱/۳	۱/۲	۱/۳	۱/۳	۱/۶	۱/۶	۱/۴	۱/۴
Nb	۲۷/۳	۲۱/۸	۲۳/۳	۲۷/۸	۲۸/۹	۲۸/۱	۳۱/۳	۲۶	۳۱/۸	۳۲/۹
Cu	۷۵	۵۴	۶۱	۸۶	۶۶	۵۵	۵۹	۵۰	۵۲	۵۲
Zn	۹۹	۹۵	۹۲	۹۸	۱۰۰	۹۸	۹۵	۹۱	۹۱	۱۰۲
Hf	۲/۹۶	۲/۳۶	۲/۶۸	۲/۷۱	۲/۷۲	۲/۷	۲/۹۷	۲/۶۲	۳/۰۱	۳/۱۳
Ta	۰/۸۲	۰/۷۶	۰/۷۲	۰/۸۱	۰/۷۴	۰/۷۴	۰/۸۸	۰/۶۵	۰/۹۴	۰/۹۶
Pb	۱۴	۱۲	۱۲	۱۱	۱۳	۱۲	۱۲	۹	۱۲	۱۳
Th	۱۴/۶۸	۸/۶۶	۹/۵۵	۹/۶	۹/۷۴	۹/۸۶	۱۰/۳۳	۹/۹۸	۱۰/۵۸	۱۰/۲۹
U	۲/۳	۱/۶	۱/۷	۱/۷	۱/۷	۱/۷	۲	۱/۶	۱/۸	۱/۷
La	۱۰۸	۱۰۸	۱۰۶	۱۰۶	۱۰۶	۱۰۴	۱۰۶	۱۰۷	۱۰۸	۱۱۰
Ce	۱۹۱	۱۹۰	۱۸۶	۱۸۸	۱۸۸	۱۸۷	۱۸۶	۱۸۹	۱۹۲	۱۹۶
Pr	۲۲/۸۸	۱۷/۶۷	۱۹/۹۱	۲۱/۹۶	۲۱/۰۵	۲۱/۲۷	۲۱/۶۲	۲۱/۱۵	۲۱/۹۳	۲۱/۸۳
Nd	۸۲	۶۳/۴	۷۱/۵	۷۵/۸	۷۵/۸	۷۶/۵	۷۷/۹	۷۶/۴	۷۹/۲	۷۸/۹
Sm	۱۱/۷	۹/۰۸	۱۰/۲۱	۱۰/۷۶	۱۰/۶۹	۱۰/۸۶	۱۱/۰۷	۱۰/۹۲	۱۱/۱۵	۱۱/۰۵
Eu	۳/۴۲	۲/۶۴	۲/۹۹	۳/۰۹	۳/۱۴	۳/۱۷	۳/۲۴	۳/۱۵	۳/۲۲	۳/۲
Gd	۹/۰۷	۶/۸۵	۷/۸۸	۸/۱۸	۸/۳۲	۸/۴۴	۸/۷۸	۸/۴۷	۸/۷۵	۸/۷۳
Tb	۰/۷۹	۰/۶۳	۰/۷	۰/۷۳	۰/۷۲	۰/۷۴	۰/۷۷	۰/۷۴	۰/۷۶	۰/۷۶
Dy	۵/۰۱	۳/۸۳	۴/۲۹	۴/۴۴	۴/۴۹	۴/۵۵	۴/۷۱	۴/۵۳	۴/۷۶	۴/۶۴

ادامه جدول ۱

Sample No.	BR3	BR9	BR13	BR15	BR25	BR28	BR33	BR38	BT55	BT66
Lat. N		۴۵°۹۱'۸۸"	۴۵°۹۱'۸۷"	۴۵°۹۱'۸۷"	۴۵°۹۱'۵۹"	۴۵°۹۱'۵۹"	۴۵°۹۲'۵۶"	۴۵°۹۴'۵۶"	۴۵°۹۲'۳۴"	۴۵°۹۲'۱۴"
Log. E	۳۶°۹۰'۸۸"	۳۶°۹۰'۸۸"	۳۶°۹۰'۸۸"	۳۶°۹۰'۸۸"	۳۶°۹۰'۸۵"	۳۶°۹۰'۸۵"	۳۶°۹۰'۸۰"	۳۶°۹۰'۶۸"	۳۶°۸۹'۱۳"	۳۶°۸۹'۸۶"
ppm										
Er	۲/۴۶	۱/۸۴	۲/۰۷	۲/۱۵	۲/۱۷	۲/۱۶	۲/۲۴	۲/۱۷	۲/۲۸	۲/۲۲
Tm	۰/۲۵	۰/۱۷	۰/۲۱	۰/۲	۰/۲۲	۰/۲۱	۰/۲۲	۰/۲۲	۰/۲۳	۰/۲۲
Yb	۱/۴۰	۱/۱۰	۱/۲۰	۱/۲۰	۱/۲	۱/۲۰	۱/۳۰	۱/۳۰	۱/۳۰	۱/۳۰
Lu	۰/۲۲	۰/۱۹	۰/۲۱	۰/۲	۰/۲۱	۰/۲	۰/۲۱	۰/۲۲	۰/۲۲	۰/۲۱
Y	۲۳/۸	۱۶/۷	۲۰/۲	۲۱/۸	۲۲/۴	۲۳	۲۴/۱	۲۲/۸	۲۳/۷	۲۲/۹
Be	۷/۸۰	۸	۷/۷۰	۷/۶۰	۷/۸۰	۷/۸۰	۷/۵۰	۷/۱۰	۷/۹۰	۸
Cd	۰/۸	۰/۳	۰/۳	۰/۴	۱	۰/۱	۰/۳	۰/۲	۰/۲	۰/۲
Co	۳۷/۱	۲۲	۲۹/۶	۳۵/۹	۳۶/۵	۳۷	۳۷/۹	۳۶	۳۳/۲	۳۲/۱
In	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵
Mo	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵
P	۴۶۲۱	۴۵۹۸	۴۵۷۹	۴۸۲۰	۵۲۴۷	۴۳۱۷	۵۲۶۸	۵۳۶۷	۵۲۶۴	۵۷۴۳
Sb	۱/۴	۰/۹	۰/۶	۱	۱/۱	۱/۱	۱	۰/۹	۱	۱/۲
Se	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵
Sn	۲/۷	۱/۲	۱/۸	۲/۸	۲/۲	۱/۲	۱/۴	۱/۶	۱/۶	۱/۶
Te	۰/۴۷	۰/۱۱	۰/۱۵	۰/۴۵	۰/۵	۰/۵۵	۰/۷۸	۰/۴۸	۰/۶۶	۰/۳۶
Ti	۶۹۴۶	۷۱۱۲	۷۰۵۲	۷۷۸۵	۸۵۴۵	۶۴۳۲	۸۲۷۰	۸۰۹۵	۷۵۹۴	۸۴۸۵
Tl	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۲	۰/۱۲
W	۱/۸۰	۱/۴۰	۱/۵۰	۱/۶۰	۱/۷۰	۱/۵۰	۱/۷۰	۱/۹۰	۱/۸۰	۲
Sm/Yb	۸/۳۵	۸/۲۵	۸/۵۰	۸/۹۶	۸/۹۰	۹/۰۷	۸/۵۱	۸/۴۰	۸/۵۷	۸/۵۰
Nb/La	۰/۲۵	۰/۲۰	۰/۲۲	۰/۲۶	۰/۲۷	۰/۲۶	۰/۲۹	۰/۲۴	۰/۲۹	۰/۲۹
Mg [#]	۶۸/۰۳	۶۵/۷۳	۷۰/۳۳	۶۸/۸۰	۶۹/۵۸	۶۹/۳۵	۶۶/۱۱	۶۵/۴۲	۶۹/۷۱	۶۵/۳۱
Zr/Hf	۵۰/۶۸	۶۳/۵۶	۵۵/۹۷	۹۵/۴۱	۶۲/۸۷	۵۰/۰۰	۵۷/۲۴	۶۲/۶۰	۵۶/۸۱	۶۰/۰۶
Ce/Sm	۱۶/۳۲	۲۰/۹۳	۱۸/۲۲	۱۷/۴۷	۱۷/۵۹	۱۷/۱۷	۱۶/۸۰	۱۷/۳۱	۱۷/۲۲	۱۷/۷۴
Nb/Ta	۳۳/۲۹	۲۸/۶۸	۳۳/۱۹	۳۴/۳۲	۳۶/۰۵	۳۶/۶۲	۳۵/۵۷	۴۰/۰۰	۳۳/۸۳	۳۴/۲۴
La/Nb	۳/۹۶	۴/۹۵	۴/۴۴	۳/۸۱	۳/۶۷	۳/۸۴	۳/۳۹	۴/۱۲	۳/۴۰	۳/۳۴
Rb/Sr	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲
Ba/Rb	۲۶/۶۵	۴۱/۶۸	۳۱/۵۴	۳۳/۲۱	۲۹/۵۸	۳۰/۴۹	۶۱/۵۰	۸۰/۰۰	۳۱/۰۰	۳۵/۰۹
Gd/Yb	۶/۴۸	۶/۲۳	۶/۵۷	۶/۸۲	۶/۹۳	۷/۰۳	۶/۷۵	۶/۵۲	۶/۷۳	۶/۷۲
Dy/Yb	۳/۵۸	۳/۴۸	۳/۵۸	۳/۷۰	۳/۷۴	۳/۷۹	۳/۶۲	۳/۴۸	۳/۶۶	۳/۵۷

۶- پتروزن

رخداد آلاینش پوسته‌ای نمی‌تواند به تنهایی عامل چنین غنی‌شدگی باشد؛ لذا بایستی علت این رخداد (غنی‌شدگی) را در منشأ سنگ‌ها جستجو کرد. از دیگر سو نیز باید توجه داشت که به عقیده Allen et al. (2013) آنومالی منفی Nb-Ta و Ti که در نمودارهای عناصر جزئی مشاهده می‌شود و همواره به عنوان شاخصه‌های رخداد آلاینش پوسته‌ای مورد توجه بوده است؛ می‌تواند ناشی از ویژگی‌های اولیه ناحیه منشأ، خصوصیات کانی‌شناسی منشأ و شرایط ذوب بخشی نیز باشد.

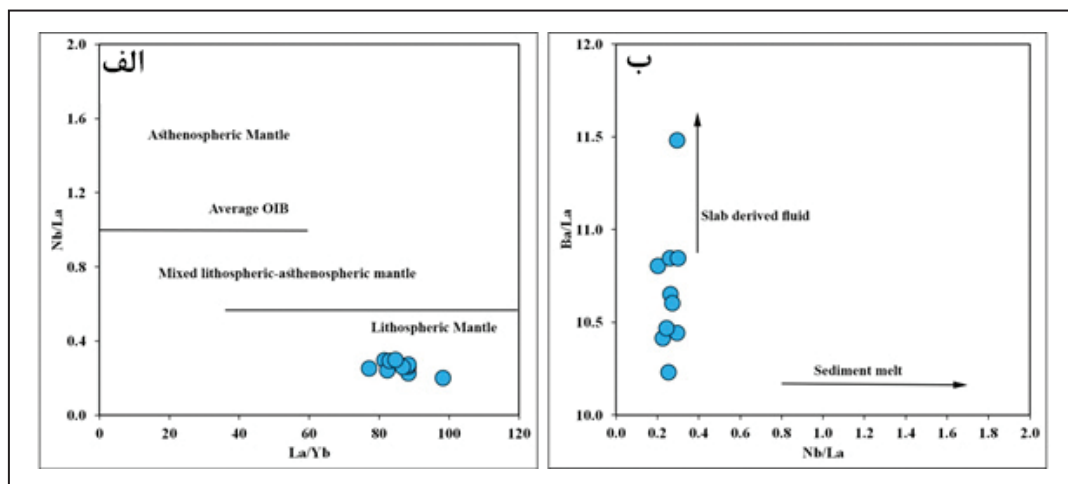
آنومالی منفی عناصر دارای شدت میدان بالا HFSE و غنی‌شدگی از عناصر لیتوفیل بزرگ‌یون (LILE) و Th در قیاس با گوشته اولیه (شکل ۶-ب) از خصوصیات مذاب‌های نواحی فرورانشی است که در نمونه‌های مورد بررسی نیز مشهود است. مقادیر نسبتاً پایین نسبت Nb/La و مقادیر بالای Th/Yb (جدول ۱) بیانگر این مسئله است که نمونه‌های بادم از یک گوشته لیتوسفری زیرقاره‌ای منشأ گرفته‌اند. به عقیده Bradshaw and Smith (1994) گوشته استوسفری از عناصر با شدت میدان بالا تهی شده و بنابراین نسبت Nb/La در این گوشته بزرگ‌تر از ۱ است. به استناد جدول ۱ برای نمونه‌های منطقه بادم این نسبت به‌طور میانگین معادل ۰/۲۶ است که نشان از وجود یک منبع گوشته‌ای لیتوسفری دارد (شکل ۷-الف). سیالات حاصل از آب‌زدایی پوسته اقیانوسی فرورانده شده غنی از عناصر لیتوفیل بزرگ‌یون و تهی از HFSE هستند. بنابراین گوه گوشته‌ای واقع در بالای ورقه فرورانده شده، تحت تأثیر عملکرد این سیالات، غنی از LILEها و تهی از HFSEها خواهد بود. در مذاب حاصل از ذوب بخشی چنین گوشته‌ای که در نتیجه ورود سیالات حاصل از ورقه فرورانده شده غنی شده است؛ نسبت Nb/Ta بزرگ‌تر از ۳۰ دست خواهد آمد (Thompson and Morrison, 1982). نسبت Nb/Ta در نمونه‌های منطقه بادم به‌طور میانگین معادل ۳۳/۸۸ (جدول ۱) بوده که شاخص وجود یک منبع گوشته غنی شده است. به علاوه روند نمونه‌ها در نمودار Ba/La در برابر Th/Nd تأییدکننده اثر آلاینده سیالات حاصل از پوسته اقیانوسی فرورو در منشأ گوشته‌ای منطقه بادم است (شکل ۷-ب).

با توجه به اینکه مذاب تشکیل‌دهنده سنگ‌های آتشفشانی منطقه بادم در طی صعود به طرف سطح زمین ناچار به گذر از پوسته قاره‌ای بوده است؛ برهمکنش بین مذاب و مواد پوسته‌ای دور از ذهن نیست. از طرفی تمامی ویژگی‌های مشاهده شده در سنگ‌های آتشفشانی عمدتاً متأثر از خصوصیات و تغییرات رخ داده در ناحیه منشأ است؛ بنابراین در ادامه تأثیر آلاینش پوسته‌ای و نیز منشأ و خاستگاه ماگمای سازنده سنگ‌های پروکلاستی مورد مطالعه به تفصیل بررسی خواهد شد.

۶-۱. آلاینش پوسته‌ای

آلاینش پوسته‌ای سبب تغییر در محتوای عناصر جزئی کلیدی خواهد شد؛ ولی نسبت‌های این عناصر همواره ثابت و معرف ویژگی‌های ماگمای اولیه است. ممکن است آنومالی منفی Nb-Ta و Zr-Hf که در نمودارهای بهنجار شده عناصر جزئی قابل مشاهده است؛ بیانگر اضافه شدن مذاب پوسته‌ای باشد (Pearce and Peate, 1995). در سنگ‌های آلوده شده با مواد پوسته‌ای مقدار نسبت La/Nb بیشتر از ۱/۵ خواهد بود (Abdel-Fattah et al., 2004). مقدار این نسبت در نمونه‌های مورد مطالعه به‌طور متوسط معادل ۳/۸۹ است. از طرفی با توجه به غلظت بالای عناصر Pb و Th در پوسته قاره‌ای، میزان پایین Ce/Pb و فراوانی نسبت بالای Th/U به عنوان شاخص‌های بررسی رخداد آلاینش پوسته‌ای مورد استناد است. نسبت Ce/Pb و Th/U در پوسته بالایی به ترتیب حدود ۳/۷ و ۳/۸ است (Rudnik and Gao, 2004)؛ در حالی که در سنگ‌های مورد مطالعه این نسبت‌ها به‌طور میانگین معادل ۱۵/۹۶ و ۵/۷۹ است.

علی‌رغم شواهد ارائه شده فوق، مقادیر بالای MgO (۱۱/۳۱ wt%) و #Mg (۶۷/۸۴) در نمونه‌های مورد مطالعه در تضاد با رخداد آلاینش پوسته‌ای در مقیاس وسیع است. بازآینت‌های مورد بررسی به شدت غنی از عناصر جزئی هستند و میزان عناصر جزئی در این نمونه‌ها نسبت به پوسته قاره‌ای بسیار بالاست (Ba, Th) و La به ترتیب در پوسته قاره‌ای معادل ۳۹۰ ppm، ۵/۶ ppm و ۱۸ ppm و در نمونه‌های مورد مطالعه به ترتیب معادل ۱۱۴۶ ppm، ۱۰/۵۳ ppm و ۱۰۷ ppm هستند. مسلماً



شکل ۷-الف) موقعیت نمونه‌ها در نمودار Nb/La در برابر La/Nb که وجود یک منشأ لیتوسفری را برای نمونه‌های مورد بررسی تأیید می‌کند؛ ب) روند سنگ‌های آتشفشانی منطقه بادم در نمودار Ba/La در برابر Nb/La که تأییدکننده اثر سیالات فرورانشی در ناحیه منشأ است (Bradshaw and Smith, 1994).

۶-۲. خاستگاه مذاب سازنده سنگ‌های پیروکلاستی

الگوی شیب‌دار عناصر کمیاب خاکی و تفریق HREEها معرف وقوع ذوب بخشی در حضور گارنت خواهد بود (شکل ۶). به اعتقاد Coban (2007) گارنت نقش مهمی در روند توزیع عناصر نادر خاکی دارد. وی از میزان نسبت Ce/Sm در برابر Sm/Yb به منظور بررسی وجود یا عدم وجود گارنت در ناحیه منشأ گوشته‌ای بهره جست. موقعیت نمونه‌ها در این نمودار (شکل ۸) حضور گارنت در منبع گوشته‌ای را تأیید می‌کند.

از سوی Lu/Hf بسیار کمتر از ۰/۰۵ است؛ زیرا غنی‌شدگی از HREEها در کنار میزان نسبت فوق حکایت از خاستگاه یک ماگمای بازالتی نسبتاً اولیه‌ای دارد که حضور گارنت باقیمانده در آن محرز است. لذا بایستی گفت که دست کم ذوب در اعماقی صورت پذیرفته که معادل گارنت لرزولیت بوده است. از نسبت Eu/Eu^* (حدود یک)، نبود آنومالی منفی Eu و انطباق خوب بین فراوانی Eu و SiO_2 نیز چنین استنباط می‌شود که پلاژیوکلازها در فرایند تبلور تفریقی درگیر نبوده‌اند و به تبع آن منبع ماگمایی حاوی پلاژیوکلاز نیست و یا اصولاً منشأ ماگمای مورد مطالعه در تعادل با یک منبع گوشته‌ای حاوی پلاژیوکلاز نبوده است.

از سوی دیگر مقدار Zr/Hf در بازالت‌های منطقه بادام به‌طور قابل توجهی بالاست (< 5.0). مقادیر بالای نسبت Zr/Hf می‌تواند ناشی چندین عامل از جمله حضور کلینوپروکسن و گارنت به عنوان فاز باقیمانده در ناحیه منشأ (Dupuy et al., 1992; Pfander et al., 2007)، تبلور تفریقی مقادیر زیادی از کانی‌های کلینوپروکسن، اسفن یا آمفیبول (که مقدار زیادی Hf در ساختار خود جذب می‌کنند) (Lemarchand et al., 1987) و یا ذوب بخشی در حضور مقادیر زیاد CO_2 (Dupuy et al., 1992) باشد. تبلور تفریقی مقادیر بالای کلینوپروکسن و اسفن با توجه به میزان بالای عدد منیزیمی نمونه‌ها، فرایند قابل قبولی برای فراوانی نسبت Zr/Hf نخواهد بود.

بنابراین چنین استنباط می‌شود که ذوب بخشی در محدوده پایداری گارنت رخ داده که معادل با محدوده زیرین زون انتقالی گارنت- اسپینل است که به عبارتی برای یک گوشته پریدوتیتی غنی شده، معادل عمق ۸۵ کیلومتری است. به‌منظور بررسی و تعیین درجه ذوب بخشی از نسبت‌های عناصر کمیاب خاکی نمودار Gd/Yb در برابر Dy/Yb استفاده شده است. نتایج حاصل حاکی از ذوب بخشی کمتر از یک درصد یک منبع گوشته‌ای گارنت پریدوتیتی برای نمونه‌های مورد مطالعه است (شکل ۹).

۷- بحث

وجود خصوصیات مذاب‌های کمان‌های آتشفشانی در بازالت‌های خاور مهاباد مانند نسبت بالای La/Nb (۳ تا ۴) و آنومالی منفی Nb-Ta و Ti، با توجه به رخداد این فوران‌های آتشفشانی در زون ترکیه- ایرانی، بدون تردید حاکی از خصوصیات خاص ناحیه منشأ یا رخداد فرایندهایی است که بر ترکیب مذاب تأثیرگذار بوده‌اند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی موجود نظیر آنومالی منفی Nb-Ta، Zr-Hf و Ti (شکل ۶) در کنار شواهد سنگ‌نگاری همچون حضور زینوکریست‌های کوارتز (شکل ۳)، فلدسپات و نیز زینولیت‌های گنیسی (شکل ۲) منتج از مشاهدات صحرائی، حاکی از وقوع آرایش پوسته‌ای است. اما از دیگر سو، شواهد ژئوشیمیایی موجود در نمودارهای نسبت‌های عناصر جزئی نشان می‌دهند که غنی‌شدگی در ترکیبات بازالت‌های مورد بررسی بسیار وسیع‌تر از آن است که ناشی از وقوع آرایش پوسته‌ای باشد (و دست کم نیازمند وقوع درجات وسیعی از آرایش پوسته‌ای است) که با توجه به بالا بودن عدد منیزیمی در این سنگ‌ها (۶۰ تا ۷۰) متنی است.

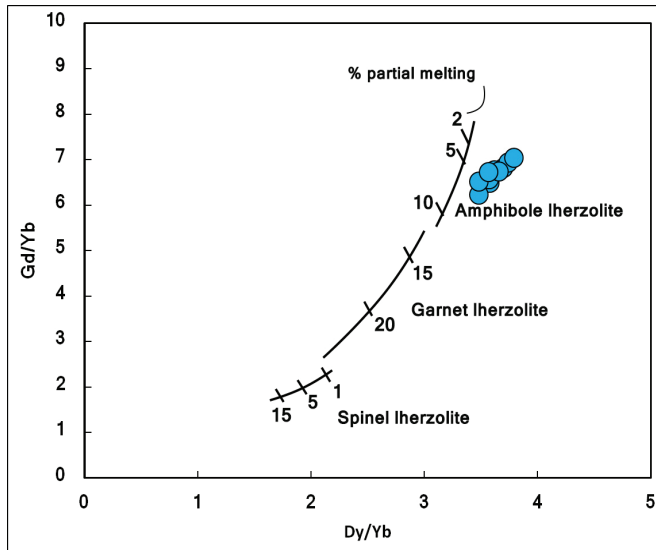
فراوانی قابل توجه نسبت‌های Nb-Ta و Zr/Hf، آنومالی منفی عناصر دارای شدت میدان بالا (HFSEها) و غنی‌شدگی از عناصر لیتوفیل بزرگ‌یون (LILEها) و Th در نمودار بهنجار شده با گوشته اولیه (شکل ۶-ب) حاکی از رخداد تغییراتی در نتیجه ورود سیالات مشتق از ورقه فرورانده شده در ناحیه منشأ است. بالا بودن نسبت Nb-Ta را می‌توان با حضور روتیل به عنوان فاز باقیمانده (یا رگه‌های حاوی روتیل) در ناحیه منشأ توجیه کرد (Foley et al., 2000). نسبت بالای La/Nb نیز که پیشتر بدان اشاره شد؛ این فرض را تأیید می‌کند.

شیب بالای نمودارهای بهنجار شده عناصر کمیاب خاکی نشان‌دهنده درجات کم ذوب بخشی و حضور گارنت به عنوان فاز باقیمانده در ناحیه منشأ است (شکل‌های ۶ و ۸). با استفاده از نسبت‌های MREEها و HREEها، بازالت‌های مورد بررسی در نتیجه ذوب کمتر از ۱ درصدی یک منبع گارنت لرزولیتی غنی شده و دارای روتیل به وجود آمده‌اند.

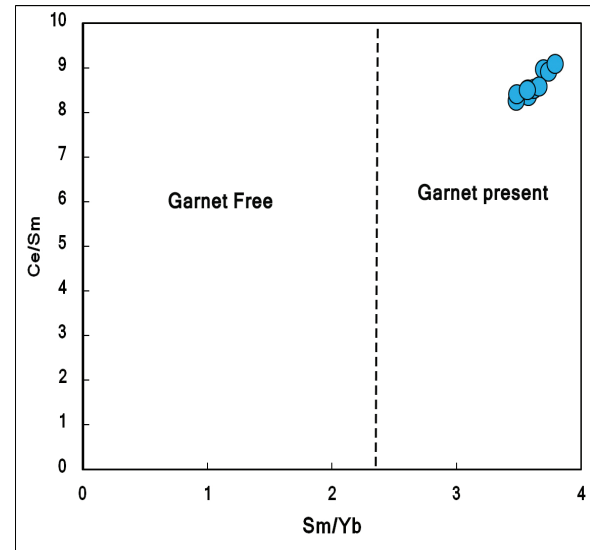
در توجیه ماگماتیسم همزمان با برخورد پلیو- کواترنری در صفحه ترکیه- ایران مدل‌های متعددی ارائه شده است. از آن جمله می‌توان به شکستن (Break-off) بخش جنوبی ورقه نئوتتیس یا لایه‌لایه شدن بخشی از لیتوسفر زیرین (Delamination) اشاره کرد (Pearce et al., 1990; Keskin, 2003). مطالعه اخیر مؤید این مسئله است که لیتوسفر در بیشتر قسمت‌های زون برخورد از جمله مهاباد (منطقه مورد بررسی) دارای ضخامت قابل توجهی است (< 140 کیلومتر) (Priestly et al., 2012). در نتیجه شکست ورقه یا لایه‌لایه شدن لیتوسفر با توجه به ضخامت پوسته، نمی‌تواند عامل رخداد ذوب بخشی در این منطقه باشد. شواهد زمین‌شناسی قابل توجه دیگری نیز گزارش نشده است که نشان‌دهنده وقوع کشش در منطقه مهاباد در سنوزویک باشند.

به عقیده Allen et al. (2013) دلایلی دیگری نیز می‌تواند برای شروع رخداد ماگماتیسم در منطقه مهاباد یا مناطق مجاور آن وجود داشته باشد. این محققین نشان داده‌اند که در نتیجه ضخیم شدن پوسته، بخش‌هایی از گوشته در اعماقی قرار خواهد گرفته که عمیق‌تر از عمق پایداری پیشین آنهاست. در پی این رخداد، فازهای آب‌داری مانند فلوگوپیت در نتیجه عدم پایداری و جهت تبدیل به فازهای پایدار در شرایط جدید شکسته خواهند شد؛ سیالات آزاد شده ناشی از این تغییرات، قادرند دمای سولیدوس گوشته را به‌طور محلی، در عمق مذکور، کاهش دهند و سبب رخداد ذوب بخشی شوند؛ چنان‌که به اعتقاد Allen et al. (2013) در منطقه قروه- بیجار همین فرایند رخ داده است. در منطقه قروه- بیجار ضخامت لیتوسفر بیش از ۲۲۰ کیلومتر برآورد شده است؛ ولیکن در منطقه مورد مطالعه (بادام) با توجه به کمتر بودن ضخامت لیتوسفر، شاید افزایش عمق و ناپایداری و ذوب فازهای گوشته‌ای که در مورد قروه صادق است؛ قابل استناد نباشد. لذا عامل دیگری موجب رخداد ذوب بخشی در ناحیه گوشته‌ای بوده است.

پیش‌تر اشاره شده که گوشته در نتیجه رخداد فرورانش غنی شده است. از طرفی بالا بودن ضخامت لیتوسفر در منطقه مورد بررسی (Priestly et al., 2012) می‌توانسته بر جریان‌های همرفتی استنوسفر تأثیر بگذارد و سبب آشفتنگی دمایی شود؛ که این مسئله منجر به رخداد ذوب بخشی می‌شود. به اعتقاد Kheirhah et al. (2013) این آشفتنگی در جریان‌های همرفتی استنوسفری سبب ناپایداری و وقوع ذوب بخشی گوشته لیتوسفری و رخداد ماگماتیسم شده است. فرضیه اخیر یعنی رخداد ذوب بخشی در نتیجه آشفتنگی جریان‌های استنوسفر، در نتیجه افزایش ضخامت پوسته در منطقه بادام، محتمل‌تر است.



شکل ۹- بررسی درجات ذوب بخشی با استفاده از معادله Shaw (1970)؛ نمونه‌های مورد مطالعه درجه ذوب بخشی کمتر از ۱ درصد را نشان می‌دهند. موده‌های منشأ شامل گارنت پریدوتیت: $\text{Grt} = 11.5\%$ ، $\text{Cpx} = 7.6\%$ ، $\text{Opx} = 21.1\%$ ، $\text{Ol} = 56.8\%$ ، $\text{Amph} = 25\%$ و اسپینل پریدوتیت: $\text{Grt} = 11.5\%$ ، $\text{Cpx} = 11.9\%$ ، $\text{Opx} = 27\%$ ، $\text{Ol} = 54.8\%$ ، $\text{Amph} = 2.5\%$ است.



شکل ۸- موقعیت نمونه‌ها در نمودار Ce/Sm در برابر Sm/Yb (Coban, 2007) که معرف حضور گارنت در ناحیه منشأ است.

از آن است که تنها در اثر عملکرد آلودگی پسته‌ای حاصل شده باشد؛ از طرفی بالا بودن عدد منیزیم و تحت اشباع بودن نمونه‌ها از سیلیس در تضاد با وقوع گسترده آلودگی با مواد پسته‌ای است. آنچه سبب پیدایش این اختصاصات ژئوشیمیایی در بازانت‌های خاور مهاباد می‌شود بدون شک ریشه در خصوصیات ناحیه منشأ آنها دارد.

شواهد ژئوشیمیایی حاکی از این است که منشأ گوشته‌ای سنگ‌های مورد بررسی در نتیجه ورود سیالات ناشی از ورقه اقیانوسی فرورانده شده، دستخوش تغییر شده است. مدل‌های پیشین ارائه شده برای ماگماتیسم در منطقه همچون شکست ورقه فرورانده شده و یا لایه‌لایه شدن لیتوسفر، با توجه به ضخامت پسته در منطقه بادام کارایی ندارد. با توجه به شواهد موجود در منطقه مورد مطالعه فرضیه محتمل برای رخداد ذوب بخشی و ماگماتیسم اثر تشدید ضخامت پسته بر جریان همرفت استوسفر و رخداد ذوب بخشی به‌طور محلی است.

۸- نتیجه‌گیری

سنگ‌های آتشفشانی خاور مهاباد در نمودارهای رده‌بندی در زمره بازانت‌ها قرار دارند و متعلق به سری آلکالن (از نوع $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$) هستند. در مطالعات میکروسکوپی، این سنگ‌ها حاوی خمیره‌ای متشکل از میکروولیت‌های پیروکسن، نفلین و شیشه همراه با کانی‌های اوپک هستند که فضای بین آنها را پر کرده است. بافت غالب سنگ‌ها پورفیری تا میکروولیتی پورفیری است. این بازانت‌ها حاصل ذوب بخشی حدود یک درصد یک منبع گوشته‌ای لیتوسفری با ترکیب گارنت پریدوتیت هستند و از ویژگی‌هایی ژئوشیمیایی شبیه به مذاب‌های کمان برخوردارند ($\text{La}/\text{Nb} = 3-4$). علی‌رغم وجود شواهدی مبنی بر آلودگی پسته‌ای مانند آنومالی منفی Ti و Zr-Hf ، Nb-Ta در نمودارهای عناصر جزئی بهنجار شده با گوشته اولیه در کنار شواهد صحرایی و سنگ‌نگاری مبنی بر وجود زینولیت‌های گنیسی و زینوکریست‌های کوارتز و فلدسپار، امکان رخداد وسیع این فرایند در منطقه وجود ندارد. غنی‌شدگی بازانت‌ها نسبت به ترکیب پسته قاره از عناصر جزئی بسیار بیشتر

کتابنگاری

افتخارنژاد، ج.، ۱۳۵۹- تفکیک بخش‌های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوزه‌های رسوبی، نشریه انجمن نفت، شماره ۸۲.

References

- Abdel-Fattah, M., Abdel-Rahman, A. M. and Nassar, P. E., 2004- Cenozoic volcanism in the Middle East: petrogenesis of alkali basalts from northern Lebanon. *Geology Magazine* 141(5): 545-563.
- Allen, M. B., Kheirkhah, M., Neill, I., Emami, M. H. and Mcleod, C. L., 2013- Generation of arc and within-plate chemical signatures in collision zone magmatism: Quaternary lavas from Kurdistan province, Iran. *Journal of Petrology* 54(5): 887-911.
- Bradshaw, T. K. and Smith, E. L., 1994- Polygenetic Quaternary volcanism at Crater Flat, Nevada. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 63(4): 182-193.
- Coban, H., 2007- Basalt magma genesis and fractionation in collision-and extension-related provinces: A comparison between eastern, Central Western Anatolia. *Earth-Science Reviews* 80(4): 219-238.

- Dupuy, C., Liotard, J. M. and Dostal, J., 1992- Zr/Hf fractionation in intraplate basaltic rocks: carbonate metasomatism in the mantle source. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56, 2417–2423.
- Foley, S. F., Barth, M. G. and Jenner, G. A., 2000- Rutile/melt Partition Coefficients for Trace Elements and an Assessment of the Influence of Rutile on the Trace Element Characteristics of Subduction Zone Magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64(5), 933-938.
- Hirschman, M., 1998- Origin of the transgressive granophyres in the layered series of the Skaergaard intrusion, east Greenland. *Journal of Volcanology and Petrology* 52(3): 185-207.
- Janousek, V., 2001- A QuickBasic programme for petrochemical re-calculation of whole-rock major-element analyses on IBM PC. *Journal of the Czech Geological Society* 46, 9-13.
- Jung, C., 2003- Geochemical and isotopic geochemical tertiary studies a volcanics of the Hocheifele in contribution to the identification of the coat sources of rift-related Vulkaniten. PhD thesis, University of Marburg, Germany.
- Kertz, R., 1983- Symbols for rocks-forming minerals. *American Mineralogist* 68, 227-279.
- Keskin, M., 2003- Magma generation by slab steepening and breakoff beneath and subduction-accretion complex: an alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. *Geophysical Research Letters* 30, 1–4.
- Kaeirkhah, M., Neill, I., Allen, M. B. and Ajdari, K., 2013- Small-volume melts of lithospheric mantle during continental collision: Late Cenozoic lavas of Mahabad, NW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 74, 37–49
- Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B. and Bateman, P., 1989- *Igneous rocks: a and glossary of terms*. 1st, Cambridge University Press, Cambridge.
- Lemarchand, F., Benoit, V. and Calais, G., 1987- Trace element distribution coefficients in alkaline series. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 51, 1071–1081.
- Pearce, J. A., Bender, J. F., Delong, S. E., Kidd, W. S. F., Low, P. J., Guner, Y., Sargolu, F., Yilmaz, Y., Moorbath, S. and Mitchell, J. G., 1990- Genesis of collision volcanism in eastern Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 44: 189–229.
- Pearce, J. A. and Peate, W., 1995- Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 23: 251–285.
- Pfander, J. A., Münker, C., Stracke, A. and Mezger, K., 2007- Na/Ta and Zr/Hf in ocean island basalts; implications for crust-mantle differentiation and the fate of niobium. *Earth and Planetary Science Letters* 254: 158–172.
- Priestley, K., McKenzie, D., Barron, J., Tatar, M., Debayle, E., 2012- The Zagros core: deformation of the continental lithospheric mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 13, Issue 11.
- Richard, L. R., 1995- Minpet: Mineralogical and petrological data processing system, Version 2.02. Minpet Geological Software.
- Rudnick, R.L. and Gao, S., 2004- Composition of the continental crust. *Treatise on Geochemistry* 3, 1-65.
- Shaw, D. M., 1970- Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 34, 237– 243.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society of London Special Publication* 24(3): 313-345.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M., 1985- *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell Scientific Publications, 328 pp.
- Temel, A., Yurur, T., Alici, P., Varol, E., Gourgau, A., Bellon, H. and Demirbag, H., 2010- Alkaline related to early-middle Miocene intra-continental rifting in a collision zone: an example from Polatli, Central Anatolia, Turkey. *Journal of Earth Science* 38(6): 289-306.
- Thompson, R. N. and Morrison, M. A., 1982- Asthenospheric and lower-lithospheric mantle contributions to continental extensional magmatism: an example from the British Tertiary province. *Chemical Geology* 68: 1–15.
- Torkian, A., Salehi, N. and Siebel, W., 2016- The significance of mafic microgranular enclaves in petrogenesis of the Granitoid Complex, northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran, *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen (Journal of Mineralogy and geochemistry)* 193(1): 95-112.
- Verma, P. S., 2009- Continental rift setting for the Central part of the Mexican volcanic belt: a statistical approach. *The Open Geology Journal* 3(1): 8-29.

Petrography and geochemistry of pyroclastic rocks from the Badam area, E- Mahabad- West Azarbaijan Province

A. Torkian^{1*}, J. Abdollahpour² and N. Salehi³

¹Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

²M.Sc. Student, Department of Geology, Faculty of Science, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

³Ph. D. Student, Department of Geology, Faculty of Science, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

Received: 2017 March 06

Accepted: 2017 August 19

Abstract

Pyroclastic rocks in the Badam area (E-Mahabad, west Azarbaijan Province), are located at the most extreme northern part of the Sanandaj-Sirjan zone. Petrographic studies revealed that they are basanitic in composition and have porphyric and microlithic porphyric textures. Olivine and clinopyroxene occur as phenocrysts and clinopyroxene and nepheline as microliths. Opaque minerals and glass have occupied the space between different minerals. In classification diagram, they have basanitic composition. Geochemical features such as enrichment in LILE, high LREE concentrations and negative anomalies in Nb, Ta and Y, with positive anomalies in Ba, Pb and Th and enrichment in Th/Yb, all suggest that these rocks have mantle source that are enriched by melt/fluids from the metasomatized subducted oceanic slab. These features are inherited from mantle source and they are not caused by crustal contamination. Regarding MREE and HREE ratios, these basanites originated from 1 % partial melting of a garnet lherzolite source in the garnet stability field (85 Km). Melting trigger in this area is not clear, but old theories such as lithosphere delamination or slab break up are not applicable any more. There are three suggestions about melting in these areas: 1) break up of hydrated phases by depth increase, 2) changing and turbulence in convection follows, 3) subduction and dehydration of Arabic passive margin.

Keywords: Basanite, Crustal contamination, Mantle, Mahabad (Badam), West Azarbaijan.

For Persian Version see 191 to 200

*Corresponding author: A. Torkian; E-mail: a-torkian.a-torkian@basu.ac.ir