

بررسی فرایندهای ماگمایی در فعالیت آتشفشانی کواترنری شمال باختر اهر^۰ بر پایه مطالعات ژئوشیمیایی و ایزوتوپی

رحیم دبیری^{۱*}، محمد هاشم امامی^۲، حبیب ملایی^۱، میترا غفاری^۱، منصور وثوقی عابدینی^۳ و نعمت‌اله رشید نژاد عمران^۴

^۱ استادیار، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد مشهد، گروه زمین‌شناسی، مشهد، ایران
^۲ دانشیار، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد اسلامشهر، گروه زمین‌شناسی، تهران، ایران
^۳ دانشیار، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، گروه زمین‌شناسی، تهران، ایران
^۴ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۰۲/۲۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۰۶/۰۸

چکیده

حجم قابل توجهی از سنگ‌های آتشفشانی کواترنری، در شمال باختر اهر (شمال باختر ایران) گسترش یافته‌اند. این سنگ‌ها مورد تجزیه عناصر اصلی، فرعی، خاکی کمیاب و ایزوتوپی Sr- Nd قرار گرفته‌اند. بر پایه داده‌های ژئوشیمیایی، این سنگ‌ها شامل آلکالی‌بازالت، تراکی‌بازالت، تراکی‌آندزیت‌بازالتی و تراکی‌آندزیت با ویژگی چیره آلکالن هستند. سنگ‌های یادشده، از مجموعه کانی‌های الیون، کلینوپروکسن، پلاژیوکلاز ± آمفیبول ± بیوتیت تشکیل شده‌اند و بیشتر بافت میکروولیتی پورفیری دارند. بر پایه بررسی‌های انجام شده روی عناصر اصلی و فرعی، با کاهش مقادیر MgO، مقادیر Ba، Rb، Na₂O، K₂O، Al₂O₃ و SiO₂ افزایش و مقادیر Cr، Fe₂O₃ و CaO کاهش می‌یابد. به‌طور کلی، سنگ‌های منطقه از عناصر LIL و LREE غنی و از عناصر HFS تهی هستند. بررسی‌های ایزوتوپی Sr-Nd نشان می‌دهد که طیف ترکیبی نسبت‌های ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr نمونه‌های مورد مطالعه از ۰/۷۰۴۴۶۳ تا ۰/۷۰۴۹۲۱ و نسبت‌های ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd نمونه‌ها از ۰/۵۱۲۶۴۹ تا ۰/۵۱۲۷۷۴ متغیر است. نسبت‌های CaO/Al₂O₃ در برابر MgO، La/Sm در برابر Rb و نیز مقادیر Zr و Ba در برابر Th نشان می‌دهد که تفریق ماگمایی از راه تبلور بخشی، مهم‌ترین فرایند در تکوین سنگ‌های منطقه بوده است. همچنین مدل‌سازی AFC و مطالعات ایزوتوپی و میکروسکوپی بیانگر آن است که آرایش پوسته‌ای، به‌همراه تبلور بخشی، نقش مهمی در تحول سنگ‌های تراکی‌آندزیتی منطقه داشته است. داده‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی نشان می‌دهد که آمیختگی ماگمایی، فرایند تأثیرگذاری در تکوین سنگ‌های منطقه نبوده است. نسبت‌های ایزوتوپی نئودیمیم بالا و استرانسیم پایین و نیز مقادیر بالای Ni، Cr و MgO در آلکالی‌بازالت‌های منطقه گویای آن است که این سنگ‌ها از یک ماگمای به نسبت اولیه به‌وجود آمده‌اند. مدل‌سازی REE و بررسی نسبت‌های عناصر فرعی و خاکی کمیاب نشان می‌دهد که آلکالی‌بازالت‌های منطقه مورد مطالعه می‌توانند از ذوب بخشی ناچیز (۱ تا ۳ درصدی) یک اسپینل لروزیلت به‌وجود آمده باشند.

کلیدواژه‌ها: کواترنری، ژئوشیمی، بررسی ایزوتوپی، تبلور بخشی، آرایش پوسته‌ای، شمال باختر ایران، اهر

*نویسنده مسئول: رحیم دبیری

E-mail: r.dabiri@mshdiau.ac.ir

۱- پیش‌گفتار

دارد. مختصات جغرافیایی منطقه مورد نظر به طول ۴۵' ۴۶° تا ۵۷' ۴۶° و عرض ۳۳' ۳۸° تا ۴۵' ۳۸° شمالی است (شکل ۱). این منطقه را می‌توان بخشی از پهنه آتشفشانی اهر- ارسباران در نظر گرفت. مقایسه توالی ماگمایی پهنه اهر- ارسباران، گویای تشابه آن با توالی آتشفشانی قفقاز کوچک (Dilek et al., 2010)، آتشفشان‌های نمرود (Nemrut)، تندورک (Tendurek)، یگیت‌داغی (Yigit Dagi) و آرارات در خاور آناتولی است (Yigitbas & Yilmaz, 1996; Keskin et al., 1998; Elmas & Yilmaz., 2003). با توجه به مطالعات سن‌سنجی روی مناطق یادشده، آخرین فعالیت آتشفشانی شمال باختر اهر را می‌توان به کواترنری نسبت داد. کهن‌ترین واحد سنگی منطقه، سنگ‌های دگرگونی و آهکی به کرتاسه است (مهرپرتو و همکاران، ۱۳۷۱). این واحد با سنگ‌های آتشفشانی پالئوسن و ائوسن پوشیده شده است. در زمان الیگوسن- میوسن توده‌های درونی بزرگی، در منطقه جایگیر شده‌اند. همبری این توده‌ها با توده‌های آهکی کرتاسه، سبب کانه‌زایی گسترده در منطقه شده است (برای نمونه، Mollaei et al., 2009; Aghazadeh et al., 2010). اسکارن سونگون و مزرعه را می‌توان از آن جمله دانست. فعالیت آتشفشانی کواترنری در منطقه با بیرون‌ریزی گدازه‌های بازالتی آغاز شده است. گدازه‌های بعدی با گستره پهناورتر، ترکیب حدواسط دارند. آخرین فراورده‌های فعالیت آتشفشانی کواترنری در منطقه به‌صورت گدازه‌های جریان‌ی با ترکیب تراکی آندزیتی واحدهای دیگر را می‌پوشاند. در شکل ۱ نقشه ساده‌شده منطقه مورد مطالعه آورده شده است.

سنگ‌های ماگمایی کواترنری، بیانگر آخرین بروزدهای ماگمایی در ایران زمین هستند. بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی این سنگ‌ها می‌تواند ما را در شناخت ماهیت ماگمای اولیه و فرایندهای مؤثر در تکوین سنگ‌های منطقه یاری کند. گذری بر پژوهش‌های جدید انجام گرفته درباره ویژگی‌های ژئوشیمیایی و زمین‌ساخت ماگمایی این سنگ‌ها نشان می‌دهد که این سنگ‌ها، بیشتر سرشت آلکالن دارند و در یک محیط همزمان با برخورد یا پس از برخورد شکل گرفته‌اند (Liotard et al., 2008; Azizi & Moinevaziri 2009; Hajalilou et al., 2009; Khairkhan et al., 2009; Mirnejad et al., 2010; Saadat et al., 2010; Saadat & Stern, 2011). پهنه آتشفشانی اهر- ارسباران در شمال باختر ایران یکی از مناطقی است که سنگ‌های آتشفشانی کواترنری با گسترش زیاد و به فراوانی در آن یافت می‌شوند (Jamali et al., 2010). در شمال باختر شهرستان اهر سنگ‌های آتشفشانی کواترنری مساحتی بیش از ۲۸۰ کیلومتر مربع را پوشانده‌اند. این حجم بالای گدازه، از چندین مرکز آتشفشانی سرچشمه گرفته و ساخت‌های گوناگون آتشفشانی را به‌وجود آورده‌اند. در این نوشتار داده‌های جدید ژئوشیمیایی و ایزوتوپی Sr و Na برای گدازه‌های آلکالن کواترنری شمال باختر اهر ارائه می‌شود. همچنین با استفاده از این داده‌ها افزون بر بررسی نقش فرایندهای مؤثر ماگمایی (تفریق ماگمایی، آرایش پوسته‌ای و آمیختگی ماگمایی) به ارزیابی منشأ و خاستگاه این سنگ‌ها خواهد شد.

۲- زمین‌شناسی ناحیه

منطقه مورد مطالعه در شمال باختر اهر از توابع استان آذربایجان شرقی قرار

۳- روش مطالعه

سنگ‌های بازالتی، تراکی‌بازالتی، تراکی‌آندزیتی بازالتی و تراکی‌آندزیتی قابل تقسیم‌بندی می‌شوند (شکل ۴). همچنین بر پایه مرز تقسیم‌بندی سری‌های نیمه قلیایی و قلیایی (Irvine & Baragar, 1971)، سنگ‌های مورد مطالعه، در محدوده آلکان قرار می‌گیرند (شکل ۴). روند تغییرات مقادیر عناصر اصلی و فرعی در برابر MgO در شکل ۵ ارائه شده است. مقادیر عناصر اصلی، همچون Al_2O_3 و SiO_2 با کاهش MgO در طی تفریق ماگمایی افزایش می‌یابد. این در حالی است که عناصر اصلی همچون CaO و Fe_2O_3 و عناصر سازگار همچون Cr با کاهش مقادیر MgO کاهش می‌یابد. عناصر سنگ دوست (لیتوفیل) درشت‌یون (LILE) همچون Ba, Rb و K با کاهش مقادیر MgO و همگام با تفریق ماگمایی روند افزایشی نشان می‌دهند.

بررسی روند تغییرات عناصر اصلی و فرعی در برابر MgO نشان می‌دهد که بیشتر این روندها به صورت منحنی‌های پیوسته هستند و میان آنها نبود (Gap) وجود ندارد. بررسی‌های ابتدایی نشان می‌دهد که احتمالاً نمونه‌ها زیر تأثیر تفریق ماگمایی چنین روندهایی را پیدا کرده‌اند. مقایسه نمودارهای عکسجوتی بهنجار شده با مورب (Pearce (1983) نشان می‌دهد که آلکالی‌بازالت‌های منطقه، با تهی‌شدگی از عناصر Sr, K, Th, Ba, Rb مشخص می‌شوند (شکل ۶-a). این در حالی است که سنگ‌های تفریق یافته‌تر (تراکی‌بازالت‌ها، تراکی‌آندزیت‌ها، تراکی‌بازالت‌ها) غنی از عناصر LIL مانند Sr, K, Th, Ba, Rb و تهی از عناصر HFS مانند Y, Ti و Zr هستند (شکل ۶-b). مقایسه الگوی فراوانی آلکالی‌بازالت‌های منطقه با سنگ‌های بازالتی کواترنر شمال باختر ایران و خاور آناتولی نشان می‌دهد که آلکالی‌بازالت‌های کواترنر شمال باختر اهر، غنی‌شدگی از عناصر Ti و Sm و تهی‌شدگی از عناصر Y, Hf و Th دارند (شکل ۶-a). همچنین این نمودار نشان می‌دهد که بازالت‌های کواترنری سلماس (شمال باختر ایران) و یگیت‌داغی (Yigit Dagi) در خاور ترکیه، بالاترین مقادیر عناصر LIL و کمترین میزان HFS را نسبت به دیگر بازالت‌های کواترنر منطقه دارند. به هر حال الگوی فراوانی بازالت‌های شمال باختر اهر و آارات (خاور ترکیه) نسبت به دیگر بازالت‌های کواترنر مورد مقایسه تا حدی از عناصر LIL تهی و از عناصر HFS غنی شده‌اند.

به منظور شناخت منشأ ماگمای اولیه و نیز فرایندهای تأثیر گذار بعدی (همچون آلیایش و آمیختگی ماگمایی) آزمایش‌های ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr$ و $^{143}Nd/^{144}Nd$ روی نمونه‌های مورد مطالعه انجام شد. نتایج تجزیه ایزوتوپی نمونه‌ها در جدول ۲ آورده شده است. بر پایه داده‌های به‌دست آمده، طیف ترکیبی نسبت‌های $^{87}Sr/^{86}Sr$ نمونه‌های مورد مطالعه از 0.704463 تا 0.704921 متغیر است. همچنین مقادیر نسبت‌های $^{143}Nd/^{144}Nd$ نمونه‌ها از 0.512649 تا 0.512774 و مقادیر ϵNd نیز از 0.2 تا 2.7 در تغییر است. نمودار نسبت‌های ایزوتوپی Sr و Nd نشان می‌دهد که همه نمونه‌ها در محدوده آرایه گوشته‌ای و نزدیکی محدوده ترکیب اصلی زمین (BSE) قرار گرفته‌اند (شکل ۷). آلکالی‌بازالت‌ها بالاترین مقادیر نسبت‌های ایزوتوپی نئودیمیم و کمترین میزان نسبت‌های ایزوتوپی استرانسیم را دارند. این در حالی است که نمونه‌های تراکی‌بازالت‌ها و تراکی‌آندزیت‌های بازالتی، در میان دو نمونه نسبت‌های ایزوتوپی نئودیمیم پایین و نسبت‌های ایزوتوپی استرانسیم بالایی دارند. نمونه‌های دیگر (تراکی‌بازالت‌ها و تراکی‌آندزیت‌های بازالتی)، در میان دو نمونه آلکالی‌بازالت و تراکی‌آندزیت قرار می‌گیرند. به‌طور کلی مقادیر بالای نسبت‌های $^{143}Nd/^{144}Nd$ ، مقادیر پایین نسبت‌های $^{87}Sr/^{86}Sr$ ، مقادیر مثبت ϵNd و مقادیر بالای عناصر سنگ‌دوست درشت‌یون (LILE) همچون Ba, Rb و K در نمونه‌ها نشان از منشأ گوشته‌ای تهی‌شده آنها دارد. مقادیر پایین نسبت‌های $^{143}Nd/^{144}Nd$ و مقادیر بالای نسبت‌های $^{87}Sr/^{86}Sr$ در نمونه‌های تراکی‌آندزیتی را می‌توان به نقش آلیایش پوسته‌ای در تشکیل این سنگ‌ها نسبت داد. مقایسه نسبت‌های ایزوتوپی سنگ‌های کواترنر بازالتی شمال باختر اهر با سنگ‌های کواترنری بازالتی شمال باختر ایران و

پژوهش حاضر، بر پایه مشاهدات صحرایی، بررسی مقاطع نازک و تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و جزئی انجام شده است. در این راستا از بیش از ۲۰۰ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی کواترنر شمال باختر اهر، نمونه‌برداری و مقاطع نازک تهیه و بررسی شده است. از این میان ۱۵ نمونه مورد تجزیه ژئوشیمیایی XRF و ICP عناصر اصلی و جزئی (مانند عناصر خاکی کیمیا) در آزمایشگاه ALS Chemex کانادا قرار گرفتند (جدول ۱). افزون بر این، ۶ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی کواترنر منطقه انتخاب شد و در انجمن زمین‌شناسی و ژئوفیزیک Beijing کشور چین، مورد تجزیه ایزوتوپی نسبت‌های عناصر Sr و Nd قرار گرفت (جدول ۲).

۴- بررسی سنگ‌شناسی

سنگ‌های آتشفشانی کواترنر منطقه را می‌توان به ۳ گروه اصلی دسته‌بندی کرد. دسته اول، الیون‌بازالت‌های به‌رنگ خاکستری تیره، با بافت‌های ویتروفیریک، پورفیریک و اینترسرتال هستند. این سنگ‌ها به‌طور چیره از پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و الیون تشکیل شده‌اند، و در خمیره افزون بر این کانی‌ها میکروولیت‌های فلدسپار قلیایی و کانی‌های کدر نیز قابل مشاهده است. دسته دوم، الیون‌تراکی‌بازالت تا تراکی‌بازالت است. این سنگ‌ها با بافت پورفیریک تا تراکیتی، درشت بلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، بیوتیت و الیون دارند که در زمینه‌ای از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن، آپاتیت و کانی‌های کدر قرار گرفته‌اند. دسته سوم، آمفیبول‌تراکی‌آندزیت‌های با رنگ خاکستری تا خاکستری تیره هستند. این دسته از سنگ‌ها، بیشتر بافت‌های تراکیتی، پورفیریک و میکروولیتی دارند. پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، آمفیبول و بیوتیت درشت بلورهای این سنگ‌ها هستند که در خمیره ریزدانه‌ای از کانی‌های پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت و کمی کلینوپیروکسن قرار گرفته‌اند. در برخی از نمونه‌های تراکی‌آندزیتی منطقه، بیگانه‌سنگ‌های پوسته‌ای شامل اجتماعی از بلورهای ریز فلدسپار، کوارتز و گاه پیروکسن دیده می‌شود (شکل ۲-a).

پلاژیوکلاز را می‌توان فراوان‌ترین کانی موجود در سنگ‌های منطقه دانست. این کانی به دو صورت درشت‌بلور و میکروولیت در خمیره حضور دارد (شکل ۲-b). با توجه به پیشینه زاویه خاموشی، ترکیب درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در سنگ‌های بازی، بیوتیت تا لابرادوریت و در سنگ‌های میانه در حد آندزین تا الیگوکلاز است. ترکیب میکروولیت‌های پلاژیوکلاز در زمینه، سدیمی‌تر از درشت‌بلورها است. در برخی موارد، درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز دارای کناره رشد دوباره و یا بافت غربالی هستند (شکل ۲-c). کلینوپیروکسن، دیگر کانی مهم در سنگ‌های منطقه به‌شمار می‌رود. این کانی نیز با توجه به زاویه خاموشی و ماکل ساعت شنی از نوع اوژیت است. در برخی موارد این کانی‌ها منطقه‌بندی شیمیایی دارند. بررسی گسترش عناصر و نقش WDS X-ray این کانی‌ها در سنگ‌های بازالتی نشان می‌دهد که منطقه‌بندی از نوع عادی است و مراکز کانی‌ها عدد منیزیم بالاتری دارند (شکل ۳). الیون‌ها نیز بیشتر در سنگ‌های بازالتی و تراکی‌بازالتی منطقه حضور دارند. در برخی موارد این کانی به سرپانتین تجزیه شده است (شکل ۲-d). این کانی به‌صورت تجمعات گلمروپورفیریکی به همراه کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و کانی‌های کدر قابل مشاهده است (شکل ۲-e). آمفیبول‌ها و بیوتیت‌ها با کناره‌های واکنشی و اکسیدشده در سنگ‌های حد واسط دیده می‌شوند. این کناره‌های واکنشی در آمفیبول‌ها شامل تجمعی از ریزبلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و اکسیدهای آهن-تیتان است (شکل ۲-f).

۵- بررسی‌های ژئوشیمی و ایزوتوپی

بررسی عناصر اصلی سنگ‌های کواترنری شمال باختر اهر نشان می‌دهد که این سنگ‌ها، طیفی از سنگ‌های آتشفشانی بازی تا حد واسط هستند. مقادیر SiO_2 در این سنگ‌ها در حد ۴۵ تا ۵۷ درصد است و بر پایه نمودار TAS به ۴ گروه

عناصر فرعی La/Sm در برابر Rb نشان می‌دهد که این نسبت در سنگ‌های منطقه ثابت است و از یک روند خطی پیروی می‌کند (شکل ۱۰). با توجه به حضور درشت بلورهای الیون، کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت در سنگ‌های منطقه و ویژگی‌های اشاره شده در بالا می‌توان چنین گفت که تفریق ماگمایی از راه تبلور بخشی، مهم‌ترین نقش را در تکوین سنگ‌های کواترن شمال باختر اهر داشته است.

۶-۲. آرایش ماگمایی

در مطالعات میکروسکوپی انجام شده، وجود بیگانه‌سنگ (زینولیت‌های) رسوبی در سنگ‌های تراکی آندزیتی منطقه مورد مطالعه را می‌توان شاهدی بر پدیده آرایش پوسته‌ای در سنگ‌های منطقه دانست. افزون بر این، روند شیب منفی در نمودار ایزوتوپی نشان می‌دهد که سنگ‌های آلکالی‌بازالتی منطقه در قطب تهی شده و سنگ‌های تراکی آندزیتی در قطب غنی شده تر قرار گرفته‌اند (شکل ۷). تهی‌شدگی از مقادیر ایزوتوپی $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ و غنی‌شدگی از مقادیر ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ را در تراکی آندزیت‌های منطقه می‌توان ناشی از آرایش پوسته‌ای دانست. برای بررسی بیشتر این موضوع از مدل‌سازی AFC ارائه شده توسط (De Paolo 1981) استفاده می‌شود. در میان نمونه‌های مورد مطالعه نمونه آلکالی‌بازالتی Ah-124 با داشتن پایین‌ترین مقادیر نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و بیشترین مقادیر $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ و MgO ، می‌تواند به‌عنوان نمونه مادر سنگ‌های آتشفشانی منطقه استفاده شود. بر پایه محاسبه مودال، این نمونه ۵۳ درصد پلاژیوکلاز، ۱۸ درصد کلینوپیروکسن، ۸ درصد الیون، ۶ درصد فلدسپار قلیایی، ۵ درصد مگنتیت و ۱ درصد ارتوپیروکسن دارد. از این رو مقادیر ضریب توزیع کلی (Bulk Distribution Coefficient) برای عناصر Nb، Yb و Ta به‌دست آمده است ($D_{\text{Nb}}=0.07$, $D_{\text{Yb}}=0.03$, $D_{\text{Ta}}=0.2$). ضرایب جدایش مورد استفاده برای فازهای مختلف نیز در جدول ۴ آورده شده است. از ترکیب پوسته بالایی ارائه شده توسط Taylor & McLennan (1995) نیز به‌عنوان جزو آلاشی (Contaminant) استفاده شده است. نمودار Ta/Yb در برابر Nb/Yb یکی از نمودارهای کاربردی برای بررسی آرایش پوسته‌ای است، چرا که Nb و Ta نسبت به آرایش پوسته‌ای بسیار حساس هستند (Alici Sen et al., 2004). Dampare et al., 2008 در این نمودار ما نمونه اولیه خود را (Ah-124) با نسبت‌های مختلف صفر تا ۵۰ درصد ($r=0$ تا $r=0.5$) با پوسته بالایی آلوده کرده‌ام (شکل ۱۱). نمودار به خوبی نشان می‌دهد که بیشتر نمونه‌های آلکالی‌بازالتی و تراکی‌بازالتی منطقه روی محور $r=0$ (FC) جانمایی شده‌اند و تقریباً آلاشی را تجربه نکرده‌اند. این در حالی است که نمونه‌های تراکی آندزیتی‌بازالتی روی محورهای $r=0.2$ و $r=0.3$ جانمایی شده‌اند. بر پایه این نمودار، نمونه‌های تراکی آندزیتی، بالاترین میزان آرایش پوسته‌ای را تجربه کرده و روی محورهای $r=0.4$ و $r=0.5$ قرار گرفته‌اند. بنابراین با توجه به وجود شواهد میکروسکوپی، نتایج ایزوتوپی و مدل‌سازی AFC ارائه شده در بالا، می‌توان نتیجه گرفت که آرایش پوسته‌ای در تکوین سنگ‌های تراکی آندزیتی منطقه، نقش مهمی را ایفا کرده است.

۶-۳. آمیختگی ماگمایی

در بررسی‌های میکروسکوپی، برخی بافت‌های غیر تعادلی (همچون بافت غربالی در پلاژیوکلازها و کناره‌های تحلیل رفته در برخی از کانی‌های فرومنیزین) در سنگ‌های منطقه قابل مشاهده است. همچنین برخی از پلاژیوکلازها منطقه‌بندی شیمیایی وارون دارند، به‌گونه‌ای که یک کناره سالم، پیرامون پلاژیوکلازهای با بافت غربالی تشکیل شده است. این در حالی است که الیون‌های موجود، رده‌بندی شیمیایی عادی دارند. این ویژگی را می‌توان به ورود ناگهانی پالس ماگماهای جدید و اولیه‌تر به اتاقک ماگمایی نسبت داد. از نمودارهای عناصر اصلی و فرعی، می‌توان به‌عنوان یکی از روش‌های ارزیابی و تشخیص آمیختگی ماگمایی استفاده کرد. پژوهشگران روندهای خطی در نمودارهای عناصر اکسیدهای اصلی را ناشی از آمیختگی ماگمایی و روندهای منحنی‌دار را ناشی از تفریق ماگمایی می‌دانند (۶۵

خاور ترکیه نشان می‌دهد که بازالت‌های مورد مطالعه، مانند بازالت‌های کواترنری آارات، پایین‌ترین نسبت‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و بالاترین نسبت‌های $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ را دارند. بنابراین می‌توان بازالت‌های کواترن شمال باختر اهر را یکی از دست‌نخورده‌ترین و اولیه‌ترین سنگ‌های بازالتی کواترن شمال باختر ایران و خاور ترکیه دانست که می‌تواند ویژگی‌های گوشته منطقه را مشخص کند.

۶-۱. بحث و مدل‌سازی فرایندهای ماگمایی

۶-۱-۱. تبلور بخشی

وجود روندهای پیوسته در سنگ‌های منطقه مطالعاتی، نشان‌دهنده آن است که این سنگ‌ها از فرایندهای سنگ‌زادی یکسانی حاصل شده‌اند. توجه به نمودارهای عناصر اصلی نشان می‌دهد که تبلور الیون، پیروکسن و فلدسپار به‌طور قابل توجهی ماگما را از عناصر اصلی CaO و Fe_2O_3^* و MgO تهی کرده است. همچنین کاهش شدید Cr همگام با کاهش میزان MgO (به‌عنوان شاخص تفریق ماگمایی) را می‌توان ناشی از جدایش کلینوپیروکسن‌ها دانست (شکل ۵). چرا که ضریب جدایش (Partition Coefficient) عنصر کروم برای الیون برابر با ۱، برای ارتوپیروکسن برابر با ۱۰ و برای کلینوپیروکسن برابر با ۳۴ است (Rollinson, 1993). نسبت‌های $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ در ماگما به جدایش کلینوپیروکسن حساس است و می‌توان برای بررسی نقش کلینوپیروکسن در تفریق ماگمایی از نمودار $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ در برابر MgO استفاده کرد (Eilburg et al., 2006). جدایش الیون معمولاً نسبت $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ را تغییر نمی‌دهد، بلکه فقط مقادیر منیزیم موجود در مذاب را کاهش می‌دهد (Mudholkar, 2001). همچنین تبلور پلاژیوکلازها در مذاب‌های بازالتی مقادیر MgO را افزایش می‌دهد و نسبت‌های $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ را به‌سوی مقادیر ۰/۵ می‌کشد (Fram & Leshner, 1997). بنابراین کاهش شدید نسبت $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ همگام با کاهش منیزیم، نیازمند تفریق کلینوپیروکسن غنی از کلسیم به‌عنوان یکی از اجزای مهم تفریق در کنار الیون و پلاژیوکلاز است. چنان که ملاحظه می‌شود نسبت $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ در مقادیر $\text{MgO} < 5$ ثابت است و در مقادیر $\text{MgO} > 5$ به شدت کاهش می‌یابد (شکل ۸). بر پایه مطالب گفته شده در بالا می‌توان نسبت‌های ثابت $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ را به تفریق الیون و کاهش شدید آن را به تفریق کلینوپیروکسن نسبت داد. برای بررسی نقش دیگر کانی‌ها در تفریق ماگمایی، از مدل‌سازی تبلور بخشی (FC Modeling) استفاده و تغییرات عناصر سازگار (Th) در برابر عناصر ناسازگار (Zr) و سازگار (Ba) بررسی می‌شود. در این مدل‌سازی، از مجموعه ترکیبات کانی‌شناسی متفاوت در مذاب‌های بازالتی (B)، حد واسط (I) و اسیدی (A)، استفاده شده است (شکل ۹). ضرایب جدایش (Kd) مورد استفاده برای عناصر Zr، Ba و Th در جدول ۳ آورده شده است. بر پایه میزان ضرایب جدایش کانی‌ها، برای این عناصر و میزان سهم کانی‌ها در هر مجموعه کانی‌شناسی، روندهای ناشی از تبلور بخشی، قابل محاسبه و پیش‌بینی است. همچنان که در شکل ۹ مشاهده می‌شود، تغییرات عناصر Th در برابر Ba و Zr از یک روند خطی پیروی می‌کند و بر پایه مدل‌سازی تبلور بخشی، این روندها با تبلور بخشی ناشی از مجموعه کانی‌های الیون، پیروکسن و فلدسپار (بردارهای ۱ و ۲) همخوانی دارد. در نمودار Th در برابر Zr روند سنگ‌های حد واسط با تبلور بخشی ناشی از مجموعه کانی‌های آب‌دار همچون آمفیبول و بیوتیت (بردارهای ۴ و ۵) همخوانی بیشتری نشان می‌دهد. به‌عبارت دیگر، در سنگ‌های بازی منطقه، تبلور بخشی کانی‌های فرومنیزین و در سنگ‌های میانه منطقه، کانی‌های آب‌دار نقش اساسی در ایجاد روندهای یادشده داشته‌اند. یکی دیگر از آزمون‌های مفید برای منشأ ماگماهایی که با تفریق کنترل می‌شوند، ثابت ماندن نسبت برخی از عناصر فرعی در ماگماست (Wilson, 1989). برای نمونه برخی از پژوهشگران، ثابت بودن نسبت عناصر جزئی La/Sm در برابر Rb را از ویژگی ماگماهایی که دچار تفریق ماگمایی شده‌اند، می‌دانند (Allegre & Minster, 1978). تغییرات نسبت

Kd آنها، در مذاب‌های بازالتی محاسبه شد. از این دید ضریب توزیع کلی برای عناصر Rb, Yb و Sm و La به ترتیب ۰/۰۹۱، ۰/۰۵۳، ۰/۱۳ و ۰/۰۱۴ به دست آمد ($D_{La}=0.0091$, $D_{Sm}=0.053$, $D_{Yb}=0.13$, $D_{Rb}=0.014$). مقادیر اولیه این عناصر در اسپینل لرزولیت، مقادیر Kd مورد استفاده، ضرایب توزیع کلی و ترکیب کانی شناسی مودال این نمونه در جدول ۵ ارائه شده است. بر پایه داده‌های بالا می‌توان تغییرات غلظت عناصر یادشده در مقادیر مختلف ذوب بخشی اسپینل لرزولیت (۰/۰۱ تا ۱۰ درصد ذوب بخشی) را به دست آورد. جانمایی داده‌های به دست آمده، در نمودارهای La/Sm و Rb/Yb در برابر La/Yb و نیز نمودار Rb/Yb در برابر Rb نشان می‌دهد که بازالت‌های منطقه اولاً روی نمودار اسپینل لرزولیت قرار گرفته و ثانیاً می‌توانند فراورده ذوب بخشی ۱ تا ۳ درصدی این اسپینل لرزولیت هستند (شکل ۱۳). مدل‌سازی عناصر REE برای این نمونه اسپینل لرزولیت نیز این موضوع را تأیید می‌کند. مقادیر تغییرات عناصر REE برای ذوب بخشی ۱، ۳، ۵ و ۱۰ درصدی این نمونه در جدول ۶ ارائه شده است. همچنین در این جدول، مقادیر اولیه این عناصر در اسپینل لرزولیت یادشده و ضرایب توزیع کلی عناصر مختلف نیز ارائه شده است. همچنان که در نمودار عنکبوتی مشاهده می‌شود، الگوی فراوانی عناصر REE بازالت‌های منطقه تا حد قابل قبولی با الگوی فراوانی عناصر نمونه‌های ناشی از ذوب ۱ تا ۳ درصدی اسپینل لرزولیت، همخوانی دارد (شکل ۱۴). بنابراین گمان می‌رود که سنگ‌های آلکالی‌بازالتی منطقه می‌توانند فراورده ذوب بخشی ناچیز (۱ تا ۳ درصد) یک اسپینل لرزولیت باشند.

۷- نتیجه‌گیری

سنگ‌های کواترنری شمال باختر اهر یک سری پیوسته از آلکالی‌بازالت تا تراکی‌آندزیت است که سرشت آلکالی دارند. بررسی مقادیر عناصر اصلی و جزئی در این سنگ‌ها نشان می‌دهد که تفریق ماگمایی از راه تبلور بخشی، مهم‌ترین نقش را در تکوین سنگ‌های منطقه داشته است. شواهد میکروسکوپی، نتایج ایزوتوپی Nd و Sr، نسبت‌های عناصر کمیاب و مدل‌سازی AFC، گویای این مطلب است که آرایش پیوسته‌ای، نقش مهمی در تکوین سنگ‌های تراکی‌آندزیتی منطقه، داشته است. همچنین بررسی‌های میکروسکوپی و نزدیکی ویژگی‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی در سنگ‌های منطقه، نشان می‌دهد که آمیختگی ماگمایی نمی‌تواند نقشی در تکامل سنگ‌های منطقه داشته باشد. مدل‌سازی ذوب بخشی نشان داد که سنگ‌های آلکالی‌بازالتی منطقه می‌توانند محصول ذوب بخشی کم (۱ تا ۳ درصدی) یک اسپینل لرزولیت باشند.

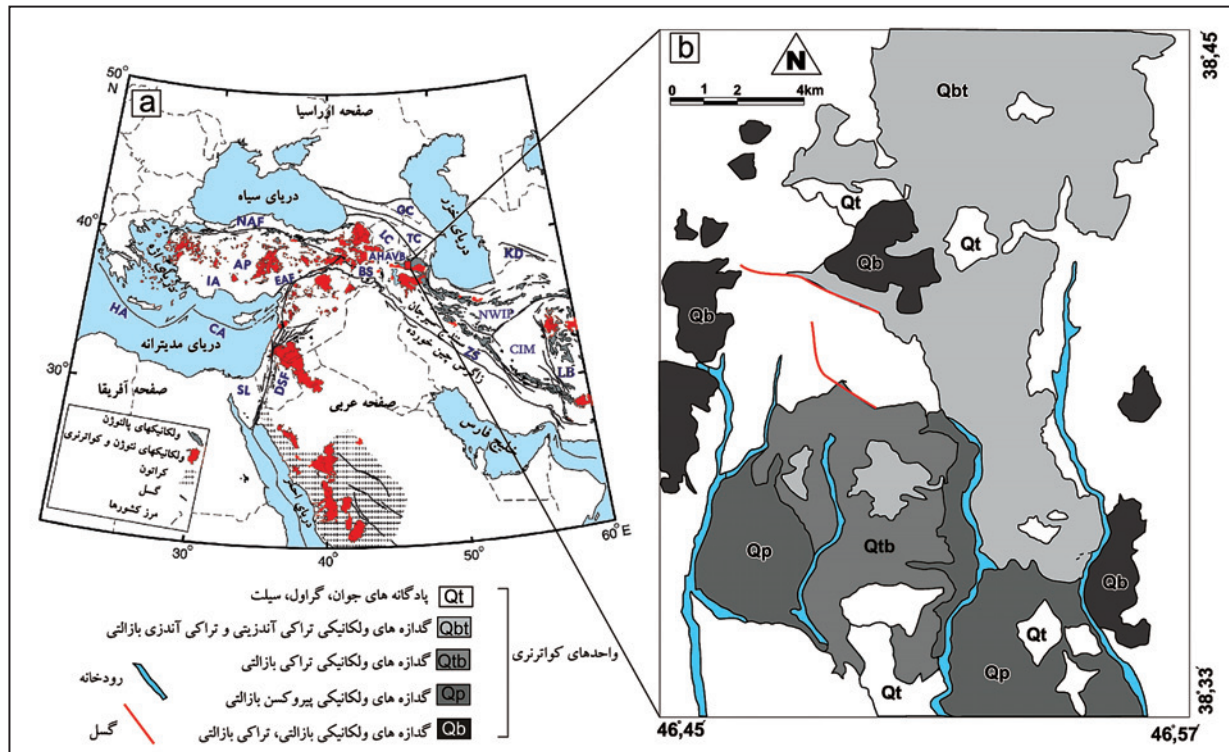
سپاسگزاری

نویسندگان بر خود لازم می‌دانند از دکتر Bin Chen به دلیل فراهم آوردن امکانات تجزیه ایزوتوپی سپاسگزاری کنند.

(Wall et al., 1987). همان‌گونه که در شکل ۵ مشاهده می‌شود، بیشتر روند‌های اکسیدهای اصلی به شکل منحنی است. برای بررسی بیشتر ۲ عضو پایانی (End Member) مافیک و فلسیک را در سنگ‌های منطقه (نمونه Ah-124 به عنوان مافیک‌ترین نمونه و نمونه Ah-118 به عنوان فلسیک‌ترین نمونه) در نظر گرفته و روند‌های برآمده از آمیختگی این دو ماگما بررسی می‌شود. همان‌گونه که در شکل ۱۲ مشاهده می‌شود، عناصر اصلی Na_2O و P_2O_5 در برابر MgO قرار گرفته‌اند و روند عمومی سنگ‌های منطقه از روند محاسبه‌شده آمیختگی این دو عضو پایانی (Ah-124, Ah-118) پیروی نمی‌کنند. روند عمومی سنگ‌های منطقه در این دو نمودار را می‌توان به تفریق ماگمایی از راه تبلور بخشی نسبت داد. البته گفتنی است که ارزیابی آمیختگی ماگمایی در ماگماهایی که منشأ یکسانی دارند، مشکل است. به هر حال، سنگ‌های منطقه از دید ویژگی‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی با همدیگر نزدیکی داشته و اختلاف فاحشی ندارند. با توجه به شواهد میکروسکوپی (فراوانی و معمول بودن منطقه‌بندی شیمیایی عادی نسبت به وارون، در الیون و پلاژیوکلازها)، روند‌های موجود در نمودارهای عناصر اصلی و قرابت ویژگی‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی، گمان می‌رود، آمیختگی ماگمایی در سنگ‌های منطقه، نقش مهمی ایفا نکرده است.

۶-۴. ویژگی‌های منشأ

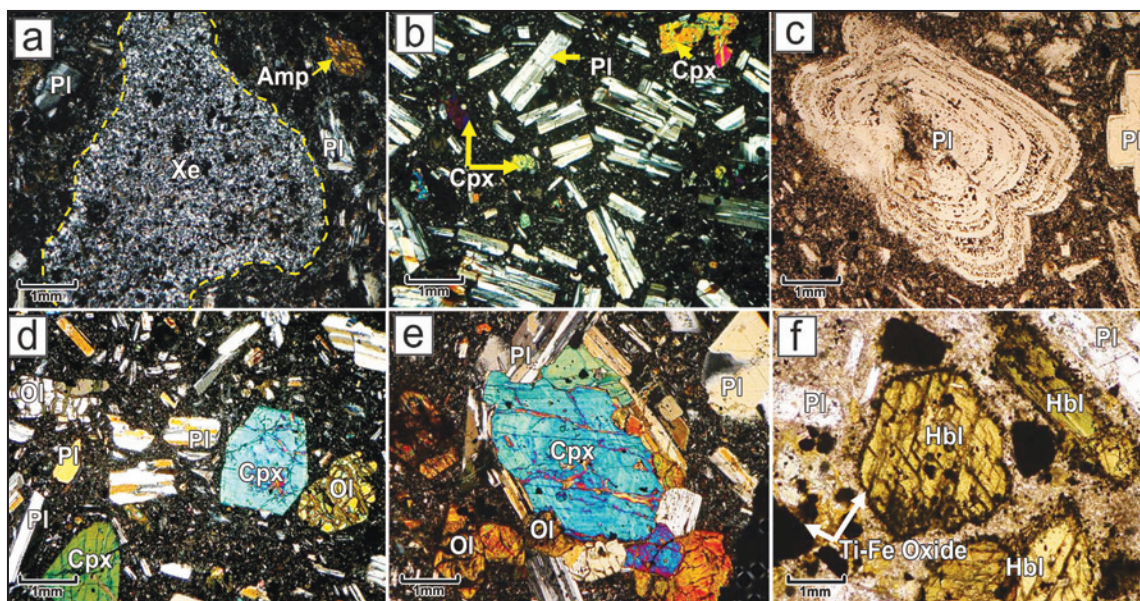
همان‌گونه که در نمودار ایزوتوپی (شکل ۷) نیز دیده می‌شود، گدازه‌های کواترنری شمال باختر اهر در مقایسه با منابع فرضی مانند DMM (گوشته تهی شده MORB) که منشأی برای بازالت‌های پشته‌های میان‌اقیانوسی در نظر گرفته می‌شود و PM (گوشته اولیه) به عنوان منشأ بازالت‌های درون صفحه‌ای نوع OIB، از یک منشأ غنی شده‌تر سرچشمه گرفته‌اند. برای بررسی ویژگی‌های منشأ سنگ‌های منطقه، می‌توان از نمونه‌های بازالتی و کمتر تفریق‌یافته استفاده کرد. چرا که این سنگ‌ها تا حد زیادی ویژگی منشأ را در خود حفظ کرده‌اند. نسبت‌های ایزوتوپی $^{143}Nd/^{144}Nd$ بالا و $^{87}Sr/^{86}Sr$ پایین و نیز مقادیر بالای Cr، Ni و MgO در آلکالی‌بازالت‌های منطقه نشان از آن دارد که این سنگ‌ها از یک ماگمای به نسبت اولیه منشأ گرفته‌اند. در این بخش، به منظور بررسی ویژگی‌های منشأ سنگ‌های منطقه از روش مدل‌سازی ذوب بخشی (Shaw 1970) استفاده می‌شود. غلظت عناصر در هنگام ذوب بخشی سنگ‌های پریدوتیتی، بسته به ضریب جدایش آنها، در مذاب تشکیل شده، متفاوت است. برای نمونه عناصر ناسازگار در مقادیر ذوب بخشی کم، وارد فاز مذاب می‌شوند و غلظتشان افزایش می‌یابد. این در حالی است که نسبت این عناصر در فاز باقیمانده (Residual) کاهش می‌یابد. برای مدل‌سازی ذوب بخشی از یک اسپینل لرزولیت فرضی (ارائه‌شده توسط Wilson, 1989) با ترکیب کانی شناسی ۶۶ درصد الیون، ۲۴ درصد ارتوپروکسن، ۸ درصد کلینوپروکسن و ۲ درصد اسپینل استفاده می‌شود. در این مطالعه تغییرات ترکیب عناصر خاکی کمیاب (La و Sm، Yb) و نیز Rb در مذاب برآمده از ذوب بخشی ۰/۰۱ تا ۱۰ درصدی اسپینل لرزولیت یادشده به دست آمد. همچنین ضرایب توزیع کلی برای عناصر یادشده، بر پایه مقادیر



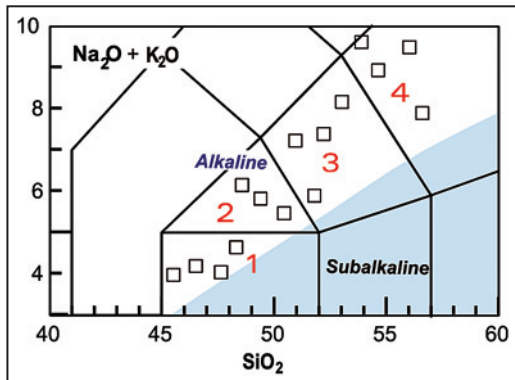
شکل ۱- (a) نقشه ساده شده زمین‌ساختی- ماگمایی خاورمیانه (برگرفته از Al-Lazki et al., 2003 با کمی تغییرات). منطقه مورد مطالعه با علامت مستطیل مشخص شده است. توضیح علامت‌های اختصاری روی نقشه به شرح زیر:

AHAVB: Ahar-Arasbaran volcanic belt; AP: Anatolian plate; BS: Bitlis Suture; CA: Cyprean arc; CIM: Central Iranian Microplate; DSF: Dead Sea Fault; EAF: East Anatolian Fault; GC: Greater Caucasus; HA: Hellenic arc; IA: Isparta Angle; KD: Kopeh Dagh; LC: Lesser Caucasus; LB: Lut Block; SL: Sinai and Levantine subplate; NAF: North Anatolian Fault; NWIP: North West Iranian Plate; TC: Transcaucasus; ZS: Zagros Suture.

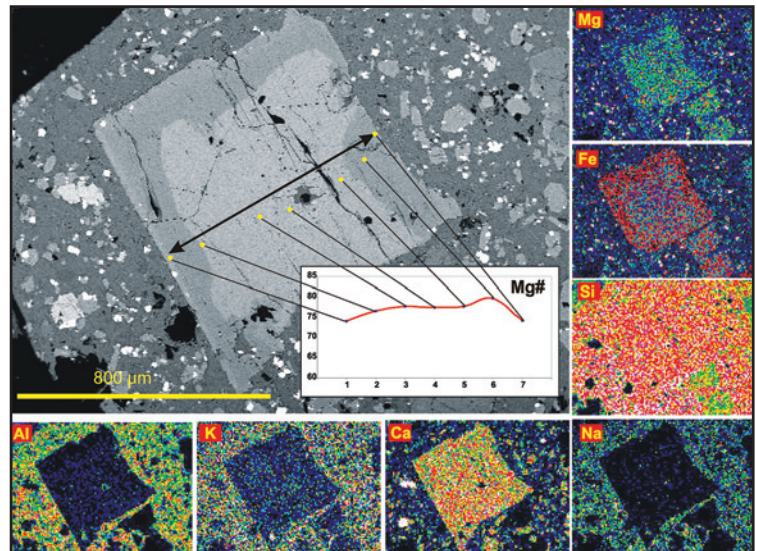
(b) نقشه ساده شده منطقه مورد مطالعه که در آن واحدهای آتشفشانی کواترنز مشخص شده است (برگرفته از مهرپرتو و همکاران، ۱۳۷۱ با تغییرات).



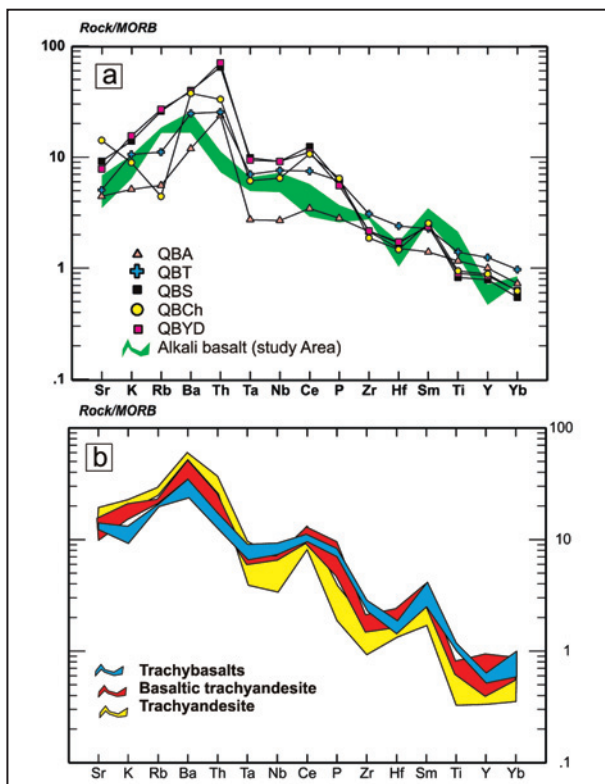
شکل ۲- (a) تصویری از بیگانه سنگ‌های پوسته‌ای در سنگ‌های تراکی آندزیتی منطقه. این بیگانه سنگ‌ها (Xe) شامل اجتماعی از بلورهای ریز فلدسپار، کوارتز و گاه پیروکسن هستند؛ (b) تصویری از درشت بلورهای پلاژیوکلاز (Pl) و کلیتیوپیکس (Cpx) در خمیره شیشه‌ای با بافت پورفیریتیک و خمیره کریستو کریستالین؛ (c) تصویری از یک درشت بلور پلاژیوکلاز (Pl) با منطقه بندی شیمیایی نوسانی و بافت غربالی؛ (d) تصویری از بافت پورفیریک و کانی‌های موجود در سنگ‌های الوین بازالتی، شامل الوین (Ol)، کلیتیوپیکس (Cpx) و پلاژیوکلاز (Pl)؛ (e) تصویری از تجمع لومرو پورفیریک کانی‌های پیروکسن (Cpx)، الوین (Ol) و پلاژیوکلاز (Pl) در سنگ‌های الوین بازالتی منطقه. پیروکسن‌ها با منطقه بندی شیمیایی نوسانی و الوین‌ها با دگرسانی به سرپانتین مشخص می‌شوند؛ (f) تصویری از فروپاشی (Break Down) درشت بلورهای هورنبلند (Hbl) به مجموعه‌ای از اکسیدهای آهن-تیتان، پلاژیوکلاز و پیروکسن. (تصاویر a، b، d، e در نور عبوری XPL و تصاویر c و f در نور عبوری PPL هستند).



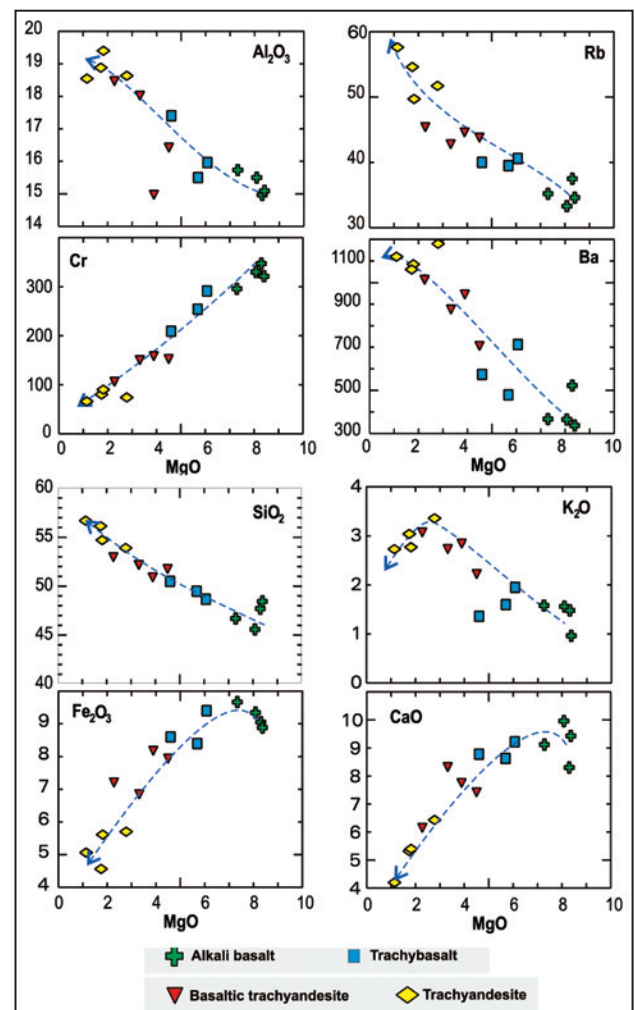
شکل ۴ - موقعیت نمونه‌های سنگی منطقه روی نمودار TAS (Le Maitre et al., 1989) و خط تمایزکننده سری نیمه قلیایی و قلیایی به نقل از Irvine & Baragar (1971). (محدوده ۱: بازالت، محدوده ۲: تراکی‌بازالت، ۳: تراکی‌آندزیت‌بازالتی و ۴: تراکی‌آندزیت)



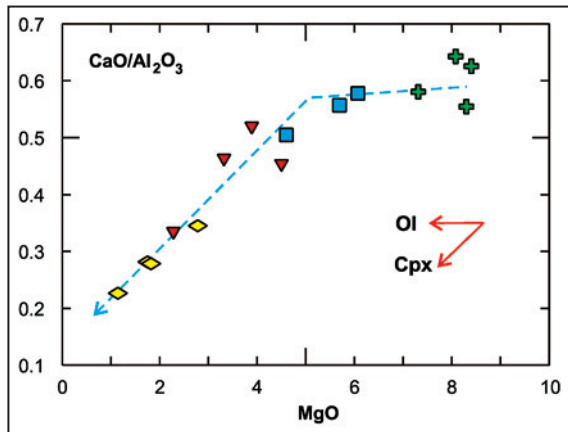
شکل ۳ - تصویر Backscatter از یک درشت‌بلور کلیتوپروکسن دارای منطقه‌بندی شیمیایی عادی. نمودار درصد عدد منیزیم این بلور از کناره به کناره. همچنان که در این نمودار مشخص است میزان مقادیر عدد منیزیم در کناره‌های بلور کمتر از مرکز آن است. همچنین نقشه WDS X-ray و پراکنش عناصر Al، Ca، Mg، Fe، Si، Na، K این بلور نیز نشان از تمرکز مقادیر منیزیم در مرکز و آهن در کناره‌ها دارد. دیگر عناصر به میزان تقریباً مساوی پراکنده شده‌اند.



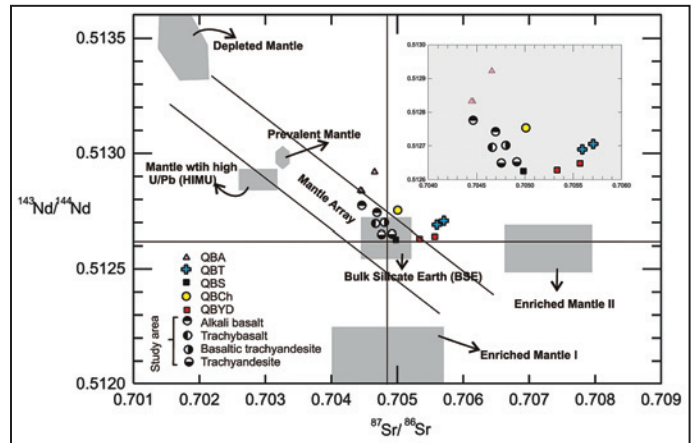
شکل ۶ - (a) الگوی فراوانی آلکالی‌بازالت‌های منطقه مورد مطالعه در مقایسه با میانگین بازالت‌های شمال باختر ایران و خاور آناتولی. (QBA=بازالت‌های کوآترنری آرات (خاور ترکیه)، QBT=بازالت‌های کوآترنری تندروک (خاور ترکیه)، QBS=بازالت‌های کوآترنری سلماص (شمال باختر ایران)، QBCh=بازالت‌های کوآترنری چالدران (شمال باختر ایران)، QBYS=بازالت‌های کوآترنری ایگیت داغی (خاور ترکیه). داده‌های ایزوتوپی مناطق شمال باختر و خاور ایران از (Kheirkhah et al. (2009) است. (b) الگوی فراوانی تراکی‌بازالت‌ها، تراکی‌آندزیت‌ها بازالتی و تراکی‌آندزیت‌های منطقه مورد مطالعه در مقایسه با یکدیگر (در هر دو نمودار (a) و (b)، نمونه‌ها نسبت به مورب (Pearce (1983) بهنجار شده‌اند.



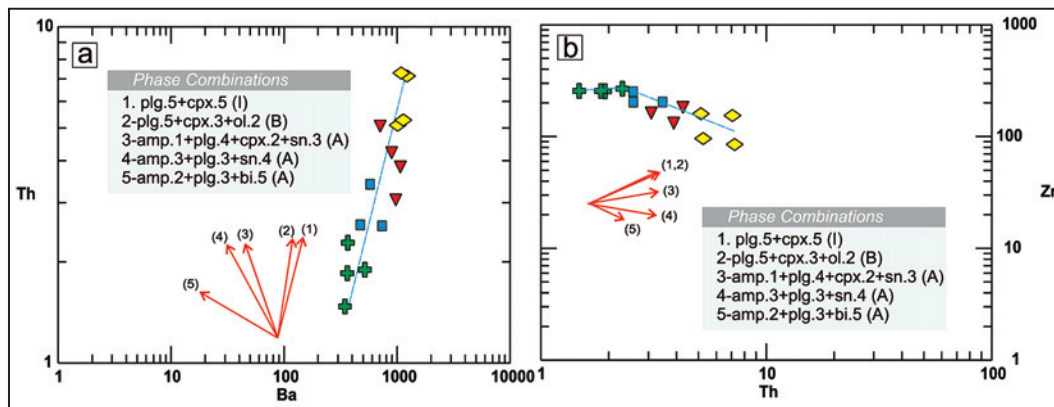
شکل ۵ - نمودارهای مربوط به روند تغییرات شماری از اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در برابر MgO.



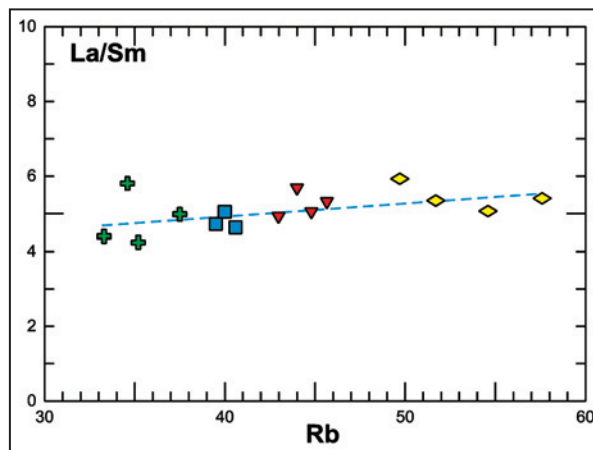
شکل ۸- نمودار CaO/Al_2O_3 در برابر MgO . تفریق الیون سبب ثابت ماندن نسبت‌های CaO/Al_2O_3 در نمونه‌های $MgO > 5$ شده است. این در حالیست که تفریق کلینوپیروکسن، سبب کاهش شدید این نسبت در نمونه‌های $MgO < 5$ شده است. (نشانه‌ها همانند شکل ۵ است.)



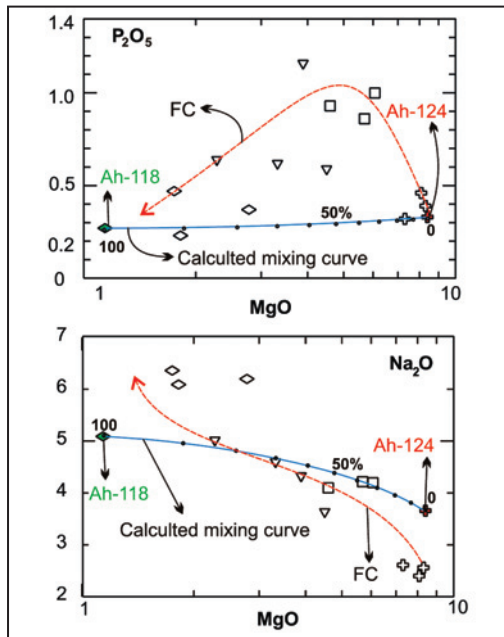
شکل ۷- نمودار نسبت‌های ایزوتوپی $^{143}Nd/^{144}Nd$ در برابر $^{87}Sr/^{86}Sr$ سنگ‌های آتشفشانی کواترن شمال باختر اهر در مقایسه با بازالت‌های کواترن شمال باختر ایران و خاور آناتولی؛ (QBA) = بازالت‌های کواترن آزارات (خاور ترکیه)، (QBT) = بازالت‌های کواترن تندورک (خاور ترکیه)، (QBS) = بازالت‌های کواترن سلماس (شمال باختر ایران)، (QBCh) = بازالت‌های کواترن چالدران (شمال باختر ایران)، (QBVD) = بازالت‌های کواترن یگیت داغی (خاور ترکیه). (محدوده BSE از Hart et al. (1992) و محدوده گوشته تهی شده و غنی شده (۱ و ۲) از Zindler & Hart (1986) رسم شده است. داده‌های ایزوتوپی مناطق شمال باختر و خاور ایران نیز از Kheirkhah et al. (2009) است.)



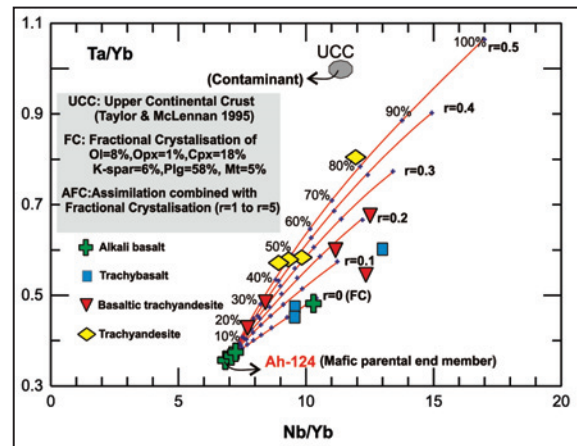
شکل ۹- مدل‌سازی تبلور بخشی (FC Modeling) و محاسبه روند تفریق ماگمایی برای سنگ‌های منطقه در نمودارهای Ba و Zr در برابر Th. ترکیب فازها (کانی‌ها) متفاوت برای مذاب‌های بازی (B)، حدواسط (I) و اسیدی (A) ارائه شده است. میزان ضرایب جدایش مورد استفاده برای عناصر Ba، Th و Zr، در مذاب‌های یادشده در جدول ۳ آورده شده است. (نشانه‌ها همانند شکل ۵ است.)



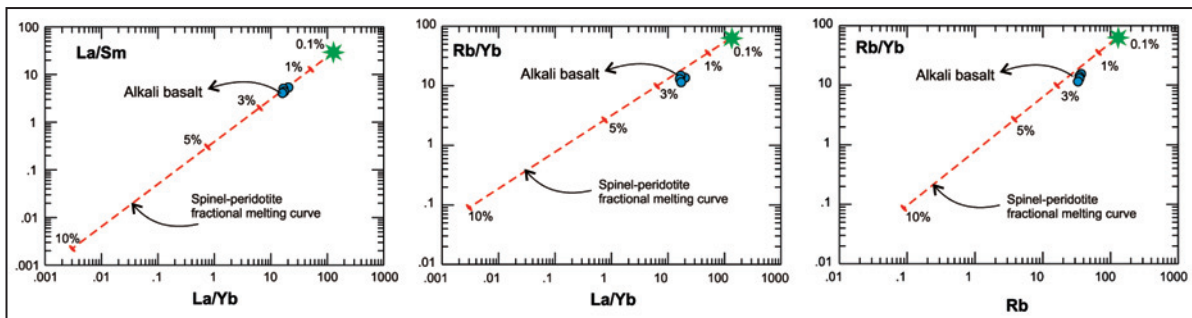
شکل ۱۰- نمودار تغییرات نسبت La/Sm در برابر Rb (نشانه‌ها همانند شکل ۵ است.)



شکل ۱۲- مدل سازی آمیختگی ماگمایی (Mixing Modeling) و محاسبه روند ناشی از آمیختگی دو عضو پایانی بازی و فلسیک در نمودارهای P_2O_5 و Na_2O در برابر MgO . (نمونه Ah-124 به عنوان عضو پایانی بازی و نمونه Ah-118 به عنوان عضو پایانی فلسیک در نظر گرفته شده است). همچنان که مشاهده می شود روند سنگ های منطقه در نمودارهای یادشده، از روند آمیختگی این دو عضو پایانی، پیروی نمی کند.

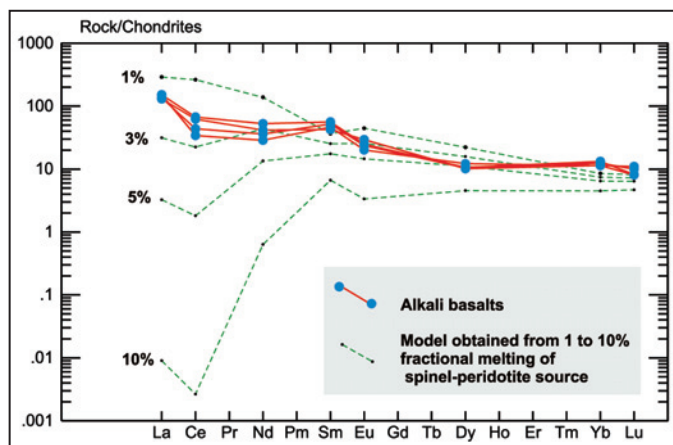


شکل ۱۱- مدل سازی تبلور - آلیایش پوسته ای (AFC Modeling) برای نمونه اولیه Ah-124 با ترکیب کانی شناسی مودال ۵۸ درصد پلاژیوکلاز، ۱۸ درصد کلینوپیروکسن، ۸ درصد الیون، ۶ درصد فلدسپار قلیایی، ۵ درصد مگنتیت و ۱ درصد ارتو پیروکسن در نمودار Ta/Yb در برابر Nb/Yb . ضرایب جدایش مورد استفاده برای عناصر Yb ، Ta و Nb در مذاب های بازی، در جدول ۴ آورده شده است. ترکیب پوسته بالایی ارائه شده به عنوان جزو آلیایش از Taylor & McLennan (1995) است. نمونه Ah-124 در نسبت های صفر تا ۵۰ درصد ($r=0$ تا $r=0.5$) با پوسته بالایی یادشده آلوده شده است. روندهای تفریق از صفر تا ۱۰۰ درصد تبلور بخشی در نمودار نشان داده شده است. تراکی آندزیت ها با قرار گرفتن روی نمودارهای $r=4, 5$ نشان می دهند که بالاترین میزان آلیایش را نسبت به سنگ های دیگر، متحمل شده اند.



شکل ۱۳- مدل سازی ذوب بخشی (Shaw (1970) برای یک نمونه اسپینل لرزولیتی با ترکیب کانی شناسی ۶۶ درصد الیون، ۲۴ درصد ارتو پیروکسن، ۸ درصد کلینوپیروکسن و ۲ درصد اسپینل در نمودارهای مختلف Rb/Yb و La/Sm و Rb/Yb در برابر La/Yb (در برابر Rb). ترکیب کانی شناسی یاد شده از Wilson (1989) است. همچنین مدل سازی ذوب بخشی ۰/۱ تا ۱۰ درصد انجام ضرایب جدایش (K_d) و ضرایب جدایش کلی (D_0) و نسبت های اولیه عناصر Rb ، Yb ، Sm و La در اسپینل لرزولیت یادشده در جدول ۵ آورده شده است. نمونه های آلکالی بازالتی منطقه روی نمودار اسپینل لرزولیت و در محدوده ذوب بخشی ۱ تا ۳ درصدی قرار می گیرند.

شکل ۱۴- الگوهای فراوانی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura (1974) برای نمونه های آلکالی بازالتی منطقه در مقایسه با الگوی فراوانی اسپینل لرزولیت در درجات ذوب بخشی ۱ تا ۱۰ درصد. ترکیب عناصر اولیه ضرایب جدایش کلی (D_0) و ترکیب کانی شناسی مودال اسپینل لرزولیت در جدول ۶ آورده شده است. الگوی فراوانی عناصر خاکی کمیاب آلکالی بازالت های منطقه، میان الگوی فراوانی نمونه ناشی از ذوب بخشی ۱ تا ۳ درصدی اسپینل لرزولیت قرار می گیرند.



جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی سنگ کل نمونه‌های مورد مطالعه (AB: آلکالی‌بازالت؛ TB: تراکی بازالت؛ BTA: تراکی آندزیت بازالتی؛ TA: تراکی آندزیت)

Sample	Ah-124	Ah-125	Ah-138	Ah-139	Ah-129	Ah-131	Ah-133	Ah-115	Ah-116	Ah-132	Ah-141	Ah-103	Ah-104	Ah-118	Ah-27
Rock type	AB	AB	AB	AB	TB	TB	TB	BTA	BTA	BTA	BTA	TA	TA	TA	TA
SiO ₂ (wt%)	48.40	45.60	47.71	46.60	48.68	49.50	50.50	52.32	53.10	51.04	51.90	56.13	53.90	56.69	54.70
TiO ₂	1.96	3.16	2.94	2.31	1.62	1.74	1.52	1.07	1.02	1.21	0.95	1.02	0.67	0.71	0.49
Al ₂ O ₃	15.09	15.50	14.97	15.73	15.96	15.50	17.40	18.05	18.50	15.00	16.45	18.90	18.63	18.55	19.40
Fe ₂ O ₃	8.93	9.34	9.05	9.65	9.40	8.40	8.60	6.89	7.25	8.22	7.98	4.56	5.70	5.06	5.61
MnO	0.15	0.14	0.12	0.22	0.14	0.13	0.12	0.15	0.14	0.11	0.15	0.14	0.11	0.07	0.07
MgO	7.31	8.08	8.30	8.40	6.07	5.69	4.60	3.32	2.28	3.89	4.50	1.75	2.78	1.14	1.82
CaO	9.44	9.96	8.30	9.13	9.22	8.63	8.78	8.37	6.20	7.80	7.47	5.32	6.43	4.20	5.40
Na ₂ O	3.66	2.40	2.56	2.61	4.20	4.22	4.10	4.60	5.02	4.33	3.64	6.36	6.20	5.09	6.09
K ₂ O	0.97	1.56	1.48	1.58	1.95	1.60	1.36	2.76	3.10	2.87	2.25	3.04	3.36	2.73	2.77
P ₂ O ₅	0.33	0.46	0.39	0.32	1.00	0.86	0.93	0.62	0.64	1.16	0.59	0.47	0.37	0.27	0.23
LOI	0.49	1.50	2.20	1.27	1.08	2.10	0.89	1.05	1.06	2.27	3.08	1.49	1.27	1.59	1.09
Total	96.73	97.70	98.01	97.82	99.32	98.37	98.80	99.20	98.31	97.90	98.96	99.18	99.42	96.10	97.67
Cs (ppm)	1.09	0.60	0.32	0.11	1.23	0.49	0.43	1.46	2.16	0.33	0.38	2.31	1.84	3.00	2.01
Rb	35.2	33.3	37.5	34.6	40.6	39.5	40.0	43.0	45.6	44.8	44.0	54.6	51.7	57.6	49.7
Ba	335	363	520	371	707	473	568	874	1020	944	708	1058	1190	1118	1082
Th	1.48	2.29	1.91	1.86	2.57	2.57	3.47	4.27	3.89	3.09	5.13	5.13	7.08	5.25	7.24
Ta	1.0	1.1	1.2	0.9	1.6	1.3	1.2	1.3	1.3	1.1	1.3	1.1	1.7	0.7	0.8
Nb	19.3	21.0	25.6	17.1	32.5	27.6	26.1	23.8	24.1	24.7	23.1	17.7	24.9	11.8	12.5
Sr	715	830	550	422	1430	1695	1445	1190	1300	1850	1450	2324	1604	1952	2180
Pb	5	9	11	10	11	8	8	17	18	8	11	13	18	15	18
Zr	268	268	253	253	207	253	204	189	136	168	158	160	154	96	85
Hf	4.2	4.1	3.7	2.5	4.5	3.8	3.5	4.5	4.5	4.0	5.7	4.2	5.4	3.2	3.3
Y	19.3	17.4	14.2	21.6	18.8	15.8	15.6	20.2	20.8	11.7	28.0	15.5	14.2	13.0	10.1
V	185	186	218	268	190	212	199	182	171	203	176	176	97	107	71
Cr	320	330	347	296	291	254	209	153	109	161	155	80	74	66	90
Co	35.4	42.1	28.7	30.7	39.5	45.9	25.7	23.7	21.1	29.1	22.4	14.3	20.4	14.3	15.3
Ni	266	244	286	215	185	174	181	159	186	177	162	36	59	16	28
Zn	106	130	121	95	124	130	118	99	79	142	95	51	85	54	63
La	44.8	50.1	43.0	50.0	63.5	56.3	42.4	42.4	50.1	44.2	75.0	46.0	52.7	30.5	36.0
Ce	37.8	58.0	53.7	29.5	97.5	111.5	103.5	93.8	108.5	115.0	128.0	93.2	129.8	104.8	81.3
Pr	5.34	7.11	5.69	3.97	14.50	12.95	11.70	10.30	11.90	12.80	14.50	9.27	9.97	7.43	6.46
Nd	22.7	33.2	26.2	18.1	57.1	50.0	44.9	39.9	44.9	48.3	56.2	33.0	36.7	23.1	22.8
Sm	10.57	11.39	8.63	9.40	13.72	11.92	8.40	8.71	9.46	8.66	13.11	9.16	9.94	5.69	6.12
Eu	1.82	1.91	2.26	1.55	2.37	2.21	2.02	1.97	2.12	1.82	2.75	1.70	1.63	1.15	0.98
Gd	5.93	6.46	7.03	4.46	7.86	7.08	6.38	6.45	6.90	5.89	9.13	6.02	5.85	3.95	3.31
Tb	0.76	0.76	0.81	0.69	0.89	0.82	0.74	0.81	0.85	0.61	1.19	0.79	0.78	0.52	0.39
Dy	3.56	3.65	3.48	4.17	4.11	3.62	3.48	3.94	4.16	2.66	5.71	4.18	3.28	2.66	2.05
Ho	0.66	0.65	0.60	0.83	0.71	0.62	0.61	0.74	0.81	0.44	1.04	0.82	0.79	0.50	0.39
Er	1.80	1.86	1.65	2.41	1.96	1.64	1.71	2.16	2.27	1.23	2.96	2.46	2.34	1.46	1.12
Tm	0.23	0.23	0.18	0.32	0.24	0.18	0.19	0.27	0.30	0.14	0.37	0.31	0.33	0.19	0.13
Yb	2.73	2.91	2.50	2.50	3.40	2.89	2.00	1.91	2.15	2.00	3.00	1.90	2.10	1.20	1.40
Lu	0.34	0.28	0.27	0.37	0.22	0.17	0.18	0.29	0.31	0.14	0.37	0.26	0.17	0.20	0.16

جدول ۲- نتایج تجزیه ایزوتوپی Sr و Nd نمونه‌های منطقه مورد مطالعه

sample No	Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	2σ	I _{Sr} (t)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	2σ	ε _{Nd} (0)	f _{Sm/Nd}	(t)	T _{DM} (Ga)
Ah-104	41.7	1035	0.1168	0.704921	9	0.70490	7.19	40.7	0.1068	0.512651	8	0.3	-0.46	0.4	0.71
Ah-27	39.2	1220	0.0932	0.704763	9	0.70475	7.43	43.8	0.1026	0.512649	7	0.2	-0.48	0.4	0.69
Ah-125	38.2	1430	0.0775	0.704697	10	0.70468	9.45	57.1	0.1001	0.512742	5	2.0	-0.49	2.2	0.55
Ah-124	21.6	1695	0.0370	0.704463	10	0.70446	8.49	50	0.1027	0.512774	7	2.7	-0.48	2.8	0.52
Ah-131	39.5	1695	0.0676	0.704670	9	0.70466	11.92	50.0	0.1442	0.512696	8	1.1	-0.27	1.2	1.00
Ah-116	45.6	1300	0.1017	0.704800	10	0.70478	9.46	44.9	0.1274	0.512702	8	1.2	-0.35	1.4	0.79

Note: $\epsilon_{Nd} = ((^{143}Nd/^{144}Nd)_s / (^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR} - 1) \times 10000$, $f_{Sm/Nd} = (^{147}Sm/^{144}Sm)_s / (^{147}Sm/^{144}Sm)_{CHUR} - 1$, $(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR} = 0.512638$,

and $(^{147}Sm/^{144}Sm)_{CHUR} = 0.1967$. The model ages were calculated using a linear isotopic ratio growth equation:

$$T_{DM} = 1/\ln(1 + ((^{143}Nd/^{144}Nd)_s - 0.51315) / ((^{147}Sm/^{144}Nd)_s - 0.2137)).$$

جدول ۳- داده‌های مورد استفاده برای مدل‌سازی FC.

	Kd values for:									
	Ol		Cpx		Amp	Pl			Bt	Sa
	B	B	I	A	A	B	I	A	A	A
Th	0.04	0.03	0.0100	0.15	0.2	0.01	0.05	0.048	0.997	0.015
Ba	0.0099	0.026	0.0200	0.131	0.044	1.09	0.5	0.263	6.36	6
Zr	0.5	0.01	0.1620	0.6	4	0.0	0.013	0.1	1.19	0.25

Kd values are from Rollinson (1993) and Keskin (2002).

Abbreviations: Kd = mineral/melt partition coefficient; Ol= Olivine; Cpx = clinopyroxene; plag = plagioclase;

Amp = amphibole; Bt = biotite; Sa = Sanidine

جدول ۴- داده‌های مورد استفاده برای مدل‌سازی AFC.

Starting composition *	Calculated bulk partition coefficient (D ₀) **	Kd values for:				
		Ol	Opx	Cpx	Plag	Mt
Nb	19.3	0.01	0.15	0.005	0.01	0.40
Ta	1.0	0.04	0.15	0.013	0.018	1.00
Yb	2.73	0.014	0.34	0.62	0.067	0.9

Kd values are from Rollinson (1993) and Keskin (1994).

Abbreviations: Kd = mineral/melt partition coefficient; Ol= Olivine; Cpx = clinopyroxene; pl = plagioclase; mt = magnetite.

* Mafic parental end-member, Sample Ah-124

** Of sample Ah-124 (Ol 8%, opx 1%, cpx 18%, plag 53%, K-spar 6%, Mt 5%)

جدول ۵- داده‌های مورد استفاده برای محاسبه ذوب بخشی اسپینل لرزولیت.

	Spinel-peridotite composition (K _d)	Mineral/melt partition coefficients				Bulk partition coefficients (D ₀)
	Initial concentration Co (ppm)	ol	opx	cpx	sp	(66% ol, 24% opx, 8% cpx, 2% spinel)
Rb	1.9	0.0098	0.022	0.031	-	0.014
La	2.6	0.0067	-	0.056	0.01	0.0091
Sm	0.47	0.007	0.05	0.45	0.01	0.053
Yb	0.26	0.014	0.34	0.542	0.01	0.13

Rb, La, Sm and Yb concentrations are from McDonough (1990), modal mineralogy of the spinel-peridotite are from

Wilson (1989, p.50) and mineral/melt partition coefficients of the basaltic melts are from Fujimaki,

et al. (1984); McKenzie & O'Nions (1991); Rollinson (1993, p. 108).

Abbreviations: opx – orthopyroxene; Ol= Olivine; cpx = clinopyroxene; Sp= spinel

جدول ۶- داده‌های محاسبه‌شده برای ذوب بخشی ۱ تا ۱۰ درصدی اسپینل لِرزولیت.

Starting composition (66% ol, 24% opx, 8% cpx, 2% spinel) Spinel-peridotite	Bulk partition coefficients (D_0)		Calculated composition for fractional melting			
			1%F	3%F	5%F	10%F
La	2.6	0.0091	95.6418	10.3635	1.0721	0.0030
Ce	6.29	0.0082	227.5489	19.3585	1.5645	0.0023
Nd	2.67	0.0174	87.0082	27.4660	8.4644	0.3990
Sm	0.47	0.0530	7.4102	5.1459	3.5464	1.3497
Eu	0.16	0.0355	3.4276	1.9698	1.1191	0.2580
Dy	0.51	0.0566	7.6162	5.4215	3.8320	1.5572
Yb	0.26	0.1300	1.8699	1.6312	1.4189	0.9881
Lu	0.043	0.1466	0.2767	0.2457	0.2176	0.1588

Modal mineralogy of the spinel-peridotite as in Table 3. The mineral/melt partition coefficients of the basaltic melts are from Fujimaki et al. (1984); McKenzie & O'Nions (1991); Rollinson (1993, p. 108).

Abbreviations: opx – orthopyroxene; cpx – clinopyroxene; ol – olivine

کتابنگاری

مهرپرتو، م.، امینی فضل، آ. و رادفر، ج.، ۱۳۷۱- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهارگوش ورزقان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

- Aghazadeh, M., Castro, A., Rashidnejad Omran, N., Emami, M. H., Moinvaziri, H. & Badrzadeh, Z., 2010- The gabbro (shoshonitic)-monzonite-granodiorite association of Khankandi pluton, Alborz Mountains, NW Iran, *Journal of Asian Earth Sciences* 38: 199-219.
- Alici Sen, P., Temel, A. & Gourgau, A., 2004- Petrogenetic modelling of Quaternary post-collisional volcanism: a case study of central and eastern Anatolia. *Eological Magazine* 141: 81-98.
- Al-Lazki, A. I., Seber, D., Sandvol, E., Turkelli, N., Mohamad, R. & Barazangi, M., 2003- Tomographic Pn velocity and anisotropy structure beneath the Anatolian plateau (eastern Turkey) and the surrounding regions: *Geophysical Research Letters* 30: 24, 8043, Doi: 10.1029/2003GL017391
- Allegre, C. J. & Minster, J. F., 1978- Quantitative models of trace element behaviour in magmatic processes. *Earth and Planetary Science Letters* 38: 1-25.
- Azizi, H. & Moinevaziri, H., 2009- Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran. *Journal of Geodynamics* 47: 167-179.
- Dampare, S. B., Shibata, T., Asiedu, D. K., Osae, S. & Banoeng-Yakubo, B., 2008- Geochemistry of Paleoproterozoic metavolcanic rocks from the southern Ashanti volcanic belt, Ghana: Petrogenetic and tectonic setting implications. *Precambrian Research* 162 (3-4): 403-423
- DePaolo, D. J., 1981- Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters* 53: 189-202.
- Dilek, Y., Imamverdiyev, N. & Altunkaynak, S., 2010- Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: Collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint. *International Geology Review* 52: 536-578.
- Elburg, M., Kamenetzky, V. S., Nikogosian, I., Foden, J. D. & Sobolev, A. V., 2006-Coexisting high- and low-calcium melts identified by mineral and melt inclusion studies of a subduction-influenced syncollisional magma from South Sulawesi, Indonesia. *Journal of Petrology* 47: 2433-2462.
- Elmas, A. & Yilmaz, Y., 2003- Development of an oblique subduction zone-Tectonic evolution of the Tethys suture zone in southeast Turkey. *International Geology Review* 45: 827-840.
- Fram, M. S. & Leshner, C. E., 1997- Generation and polybaric differentiation of East Greenland early Tertiary flood basalts. *Journal of Petrology* 38: 231-275.
- Fujimaki, H., Tatsumoto, M. & Aoki, K., 1984- Partition coefficients of Hf, Zr and REE between phenocrysts and groundmasses. Proceedings of the fourteenth lunar and planetary science conference. Part 2, *Journal of Geophysical Research Suppl*: B662-72.
- Hajalilou, B., Moayyed, M. & Hosseinzadeh, Gh., 2009- Petrography, geochemistry and geodynamic environment of potassic alkaline rocks in Eslamy peninsula, northwest of Iran. *Journal of Earth System Science* 118: 643-657.

- Hart, S., Hauri, E. H., Oschmann, L. A. & Whitehead, J. A., 1992- Mantle plumes and entrainment. *Science* 256: 517–520.
- Irvine, T.N. & Barager, W. R. A. 1971- A guide to the geochemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523–548.
- Jamali, H., Dilek, Y., Daliran, F., Yaghubpur, A. & Mehrabi, B., 2010- Metallogeny and tectonic evolution of the Cenozoic Ahar-Arasbaran volcanic belt, northern Iran. *International Geology Review* 2: 608-630.
- Keskin, M., 1994- Genesis of collision-related volcanism on the Erzumm-Kars Plateau, Northeastern Turkey. PhD thesis, University of Durham, UK.
- Keskin, M., 2002- FC-modeler: a Microsoft Excel spreadsheet program for modeling Rayleigh fractionation vectors in closed magmatic systems. *Computers & Geosciences* 28 : 919–928.
- Keskin, M., Pearce, J. A. & Mitchell, J. G., 1998- Volcano-stratigraphy and geochemistry of collision-related volcanism on the Erzurum-Kars Plateau, northeastern Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 85 : 355–404.
- Kheirkhah, M., Allen, M. B. & Emami, M., 2009- Quaternary syn-collision magmatism from the Iran/Turkey borderlands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 182: 1–12.
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A. R. & Zanettin, B., 1989- A Classification of Igneous Rocks and Glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell Scientific Publications, Oxford, U.K.
- Liotard, J. M., Dautria, J. M., Bosch, D., Condomines, M., Mehdizadeh, H. & Ritz, J. F., 2008- Origin of the absarokite–banakite association of the Damavand volcano (Iran): trace elements and Sr, Nd, Pb isotope constraints. *International Journal of Earth Sciences* 97: 89–102.
- McDonough, W. F., 1990- Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle. *Earth and Planetary Science Letter* 101: 1–18.
- McKenzie, D. & O’Nions, R. K., 1991- Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations. *Journal of Petrology* 32: 1021–1091.
- Mirnejad, H., Hassanzadeh, J., Cousens, B. L. & Taylor, B. E., 2010- Geochemical evidence for deep mantle melting and lithospheric delamination as the origin of the inland Damavand volcanic rocks of northern Iran, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 198: 288-296
- Mollaei, H., Sharma, R. & Pe-Piper, G., 2009- Copper mineralization around the Ahar Batholith, north of Ahar (NW Iran): evidence for fluid evolution and the origin of the skarn ore deposit. *Ore Geology Reviews* 35: 401-414.
- Mudholkar, A. V., 2001- Magmatic evolution of the fresh basalts from the Ridge axis near Egaria Fracture Zone, Central Indian Ridge. *Journal Geological Society Of India* 58: 329-339.
- Nakamura, N., 1974- Determinations of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38: 757-773.
- Pearce, J. A., 1983- Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth C.J. & Norry M.J. (Eds.): *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Nantwich: 230-249.
- Rollinson, H. R., 1993- *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*, Longman, UK. 352 pp.
- Saadat, S. & Stern, Ch., 2011- Petrochemistry and genesis of olivine basalts from small monogenetic parasitic cones of Bazman stratovolcano, Makran arc, southeastern Iran. *Lithos*, Article in Press.
- Saadat, S., Karimpour, M. H. & Stern, Ch., 2010- Petrochemical Characteristics of Neogene and Quaternary Alkali Olivine Basalts from the Western Margin of the Lut Block, Eastern Iran. *Iranian Journal of Earth Sciences* 2 : 87-106.
- Shaw, H. R., 1970- Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 34: 237–243.
- Taylor, S. R. & McLennan, S. M., 1995- The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics* 33: 241–265.
- Wall, V. J., Clemens, J. D. & Clark, D. B., 1987- Models for granitoid evolution and source compositions. *Journal of Geology* 95: 731– 749.
- Wilson, M., 1989- *Igneous petrogenesis*. Unwin Hyman Ltd., London, 465p.
- Yigitbas, E. & Yilmaz, Y., 1996- New evidence and solution to the Maden complex controversy of the Southeast Anatolian orogenic belt (Turkey). *Geologische Rundschau* 85: 250–263.
- Zindler, A. & Hart, S. R., 1986- Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Science* 14: 493–571.

Investigation of Magmatic Processes in the Quaternary Volcanism in NW of Ahar: A Geochemical and Isotopic Study

R. Dabiri ^{1*}, M. H. Emami ², H. Mollaei ¹, M. Ghaffari ¹, M. Vosoughi Abedini ³ & N. Rashidnejad Omran ⁴

¹ Assistant Professor, Department of Geology, Mashhad Branch, Islamic Azad University, Mashhad, Iran

² Associate Professor, Department of Geology, Islamic Azad University, Islamshahr Branch, Tehran, Iran

³ Associate Professor, Department of Geology, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran

⁴ Assistant Professor, Department of Geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

Received: 2011 May 14

Accepted: 2011 August 30

Abstract

Quaternary volcanic rocks are widely developed in NW of Ahar, NW Iran. Based on geochemical data, these rocks mainly consist of alkali basalts, trachybasalts, basaltic trachyandesites and trachyandesites. The major- and trace-element chemistry indicates that the lavas are dominantly alkaline in character. The studied rocks display microlithic porphyritic texture with phenocrysts of olivine, clinopyroxene, and plagioclase \pm amphibole \pm biotite. Major and trace element abundances vary along continuous trends of increasing SiO₂, Al₂O₃, K₂O, Na₂O, Ba and Rb decreasing CaO, Fe₂O₃* and Cr with decreasing MgO. The volcanic rocks in this area are characterized by the LILE and LREE enrichments and negative HFSE anomalies. The Sr and Nd isotopic ratios vary from 0.704463 to 0.704921 and from 0.512649 to 0.512774, respectively. CaO/Al₂O₃ ratios versus MgO, La/Sm ratios versus Rb and Ba and Zr versus Th suggest that fractional crystallization was a major process during the evolution of magmas. AFC modeling and isotopic data as well as microscopic evidence, clearly indicate that crustal contamination accompanied by the fractional crystallization played an important role in petrogenesis of the trachyandesites. Also, geochemical and isotopic compositions indicate that magma mixing was not essential process in the evolution of Ahar magmas. Alkali basalts with high ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd ratio, low ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratio and high MgO, Ni and Cr contents indicate that they crystallized from relatively primitive magmas. REE modelling and Trace element ratios indicate that the alkali basalts were derived by small degrees (~1-3%) of partial melting from the spinel lherzolite.

Keywords: Quaternary, Geochemistry, Isotopic study, Fractional crystallization, Crustal contamination, NW Iran, Ahar

For Persian Version see pages 63 to 74

*Corresponding author: R. Dabiri; E-mail: r.dabiri@mshdiau.ac.ir