

## ویژگی‌های بازالت‌های کواترنری منطقه بیجار در امتداد گسل زاگرس

سحر ملکی\*، کارشناسی ارشد پژوهشکده علوم زمین و کارشناس مرکز پژوهش‌های کاربردی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

محمد هاشم امامی، دانشیار دانشگاه آزاد اسلامی واحد اسلامشهر

منیره خیرخواه، استادیار پژوهشکده علوم زمین سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور  
عبدالله سعیدی، استادیار پژوهشکده علوم زمین سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۰۷/۰۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۱۲/۱۰

### چکیده

منطقه مورد بررسی یکی از جوان‌ترین جریان‌های آتشفشانی واقع در زون ساختاری سنج-سیرجان و در امتداد خطی شمال باختری-جنوب خاوری در راستای گسل زاگرس است. ترکیب کلی سنگ‌های منطقه بازیک و شامل اولیوین بازالت، پیروکسن بازالت، تراکی بازالت بیشتر با ماهیت آکالن است. وجود گزنولیت‌های گنایسی و گزنوکریست‌های کوارتز نشانگر آرایش پوسته‌ای این سنگ‌هاست. نمودار تغییرات عناصر کمیاب در برابر DI نشان می‌دهد که در تشکیل سنگ‌های منطقه فرایند تفریق مؤثر بوده است و پراکندگی‌های موجود در نمودارها وابسته به پدیده آرایش ماگما با پوسته است. غنی‌شدگی این سنگ‌ها از LIL نشان می‌دهد که افزون بر پدیده تفریق ماگمایی، فرایندهای دیگری شامل اختلاط ماگمایی و آلودگی پوسته‌ای نیز در پتروژنز سنگ‌های منطقه دخالت داشته است. شیب منفی نمودار عناصر REE، تفاوت الگوی سنگ‌های منطقه با الگوی بازالت‌های مورب، شباهت الگوی عناصر کم‌تحرک مثل Y, Yb, Sr با الگوی بازالت‌های آکالن OIB، همچنین ترکیب آکالن سنگ‌های منطقه گویای این است که ماگمای سازنده بازالت‌ها از ذوب بخشی درجه پایین یک گوشته به نسبت غنی شده سرچشمه گرفته است.

کلیدواژه‌ها: آتشفشانی، آکالن، آلودگی، گنیس، هضم.

### مقدمه

این تحقیق به طور ویژه به بررسی ماگماتیسم کواترنری کردستان (بیجار) و ارتباط آن با تکتونیک حاکم بر منطقه می‌پردازد. با توجه به هم‌راستا بودن این توده‌ها با گسل زاگرس و زون برخوردی قاره‌ای، این ذهنیت ایجاد می‌شود که چنین ماگماتیسمی سیمای قابل توجهی از فعالیت‌های زون برخوردی قاره‌ای است (پیرس و همکاران، ۱۹۹۰؛ کسکین و همکاران، ۱۹۹۸؛ ویلیامز و همکاران، ۲۰۰۴؛ گیو و همکاران، ۲۰۰۶؛ پرلیویک و همکاران، ۲۰۰۸؛ کرچنیور و همکاران، ۲۰۱۲). اما علل به وجود آمدن این نوع ماگما مبهم است. البته، مثال‌هایی در سطح جهان وجود دارد که نشان‌دهنده ادامه فعالیت ماگماتیسم در این ناحیه با وقفه حتی ۱۵ میلیون ساله است (معین وزیری، ۱۳۷۵).

با توجه به گستردگی ترکیب ماگمای منطقه، ضخامت لیتوسفر پارامتر مهمی در درک پتروژنز ماگماهاست. ضخامت‌های گزارش شده از لیتوسفر حدود ۱۵۰-۲۰۰ کیلومتر در محدوده مورد مطالعه است (پریستلی و مکنزی، ۲۰۰۶). این ضخامت زیاد لیتوسفر باعث ایجاد تغییراتی در ترکیبات و شیمی ماگما در منطقه می‌شود. یکی از مسائلی که باید در این منطقه بررسی کرد، بحث فاز تأخیری است که بعد از بسته شدن نتوتیس تا ظهور ماگماتیسم کواترنری با آن مواجهیم. آلن و همکاران (۲۰۱۳) در مدلی ترجیحی برای ذوب‌شدگی شامل فرورانش و آبدارشدن رسوبات حاشیه غیرفعال عربی به زیر صفحه اوراسیا، شروع ذوب لیتوسفر اوراسیایی را نشان دادند.

با توجه به اینکه سه توده آتشفشانی موجود در منطقه (ندری، طهمورث و احمدآباد) در مطالعات پیشین (ملکوتیان، ۱۳۸۵؛ سیاره، ۱۳۸۵) از نظر پتروگرافی و شیمی ترکیب سه توده تقریباً یکسان در نظر گرفته شده‌اند، در این تحقیق لازم دانسته شد تا یکبار دیگر به صورت دقیق‌تر این سه مخزن ماگمایی از نظر پتروگرافی و شیمی و ارتباط بالآمدگی این مذاب با تکنیک منطقه بررسی شود. مشاهدات نشان‌دهنده سه منبع ماگمایی در منطقه با ترکیبات و شیمی گاه متفاوت است. بنابراین، ماگماتیسم بیجار دید خوبی از فرایندهایی فراهم می‌کند که ترکیب لیتوسفر قاره‌ای را کنترل می‌کنند.

### زمین‌شناسی عمومی منطقه

منطقه مورد مطالعه در محور قروه- تکاب بین طول‌های جغرافیایی شرقی  $30^{\circ}$ ،  $47^{\circ}$  -  $48^{\circ}$  و عرض‌های جغرافیایی شمالی  $50'$  -  $35'$ ،  $30'$  در شمال غرب کشور و در محدوده دو استان کردستان و آذربایجان غربی واقع شده است. این منطقه آتشفشانی در زون سندج- سیرجان واقع است و آتشفشان‌ها در امتداد خطی با جهت شمال غربی- جنوب شرقی به موازات گسل بزرگ زاگرس قرار گرفته‌اند. برخی از مهم‌ترین مراکز آتشفشانی منطقه عبارت‌اند از آتشفشان‌های احمدآباد تا فیروزآباد، طهمورث، و ندری که آتشفشان‌های بازیک منطقه‌اند.

پهنه سندج- سیرجان بخش داخلی دگرگونه زاگرس در باختر ایران است که به هنگام بسته‌شدن اقیانوس تتیس جوان در کرتاسه پسین بر اثر برخورد صفحه عربی با ایران پدیدار شده است. تقسیم‌بندی در پهنه سندج- سیرجان بدین سبب عنوان می‌شود که کمان حاشیه فعال در دوران مزوزویک پایانی در اثر فروانش پوسته اقیانوس تتیس جوان به سوی شمال خاوری به زیر ایران مرکزی انجام گرفته است. این تقسیم‌بندی از جنوب باختری به سوی شمال خاوری شامل زیرپهنه‌های زیر است (محجل و سهندی، ۱۳۷۸):

۱. زیرپهنه رادیولاریتی شامل سنگ‌هایی به سن تریاس پسین تا کرتاسه پسین که در محیط‌های کم‌عمق و عمیق تشکیل شده‌اند.
۲. زیرپهنه بیستون شامل کربنات‌های محیط کم‌ژرفای دریا، از زمان تریاس پسین تا کرتاسه پسین
۳. زیرپهنه افیولیتی شامل افیولیت‌های کرتاسه پایانی
۴. زیرپهنه حاشیه‌ای تشکیل شده از سنگ‌های آتشفشانی به سن ژوراسیک پسین-کرتاسه زیرین و در محیط کم‌عمق دریایی
۵. زیرپهنه با دگرشکلی پیچیده، واقع در سنگ‌های پالئوزویک پسین- مزوزویک در حاشیه آرام در قسمت شمال خاوری اقیانوس تتیس جوان.

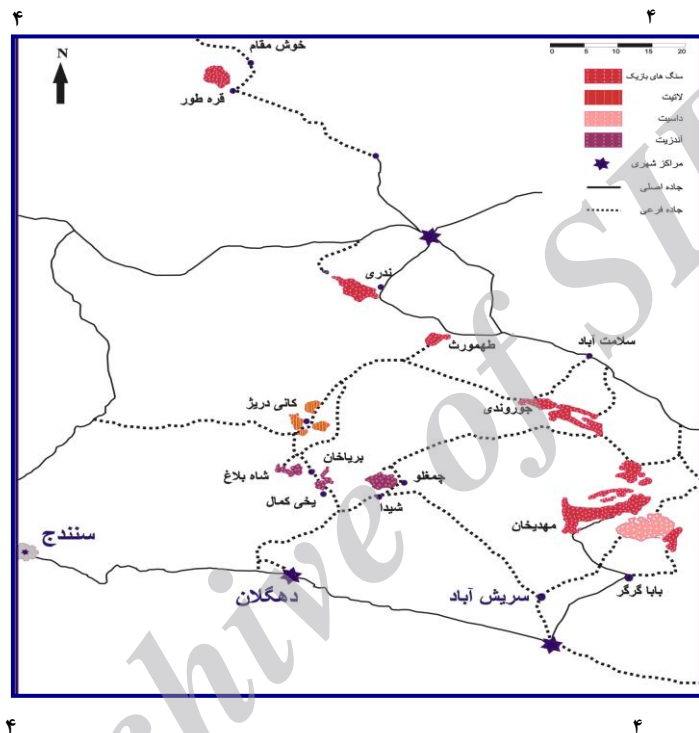
### مواد و روش‌ها

در مطالعات دفتری، عکس‌های هوایی با مقیاس ۱/۲۰۰۰۰، نقشه‌های توپوگرافی با مقیاس ۱/۵۰۰۰۰ و نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰ جهت تفکیک واحدهای سنگی منطقه بررسی شد. بازدید صحرایی از منطقه و نمونه‌گیری به صورت سیستماتیک در جهت عمودی و افقی از جریان‌های آتشفشانی انجام شد. هفتاد نمونه برای گرفتن مقطع نازک و مطالعات پتروگرافی برداشت شد. سی نمونه برای تجزیه شیمیایی و بررسی عناصر اصلی و کمیاب انتخاب شد. نمونه‌های مربوط به واحدهای تازه و غیردگرسان‌شده منطقه به روش‌های XRF(S4) (تعیین عناصر اصلی)، ICP (تعیین عناصر کمیاب)، XRD (بررسی کانی‌شناسی نمونه‌های پودر) در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور آنالیز شد.

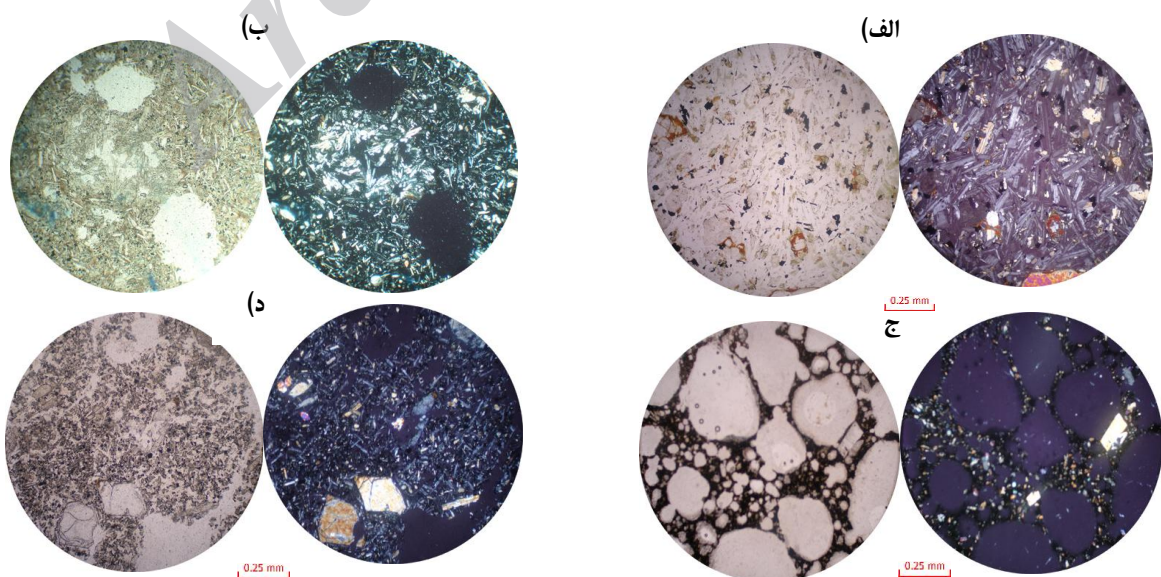
### یافته‌ها

فعالیت آتشفشانی منطقه مورد مطالعه از میوسن آغاز شده و سنگ‌های مربوط به آن در حد فاصل روستای جوروندی تا عربشاه رخنمون دارد (فنودی و سیاره، ۱۳۸۳). مرحله بعدی فعالیت‌های آتشفشانی این منطقه به کواترنری نسبت داده شده که به صورت سه توده در راستای گسل زاگرس گسترده شده است. در اطراف دهانه‌های آتشفشان قطعات بمب، لاپیلی، خاکستر و اسکوری دیده می‌شود. زینولیت‌های گنیسی در بازالت‌های کواترنری منطقه مشاهده می‌شود. در نمونه

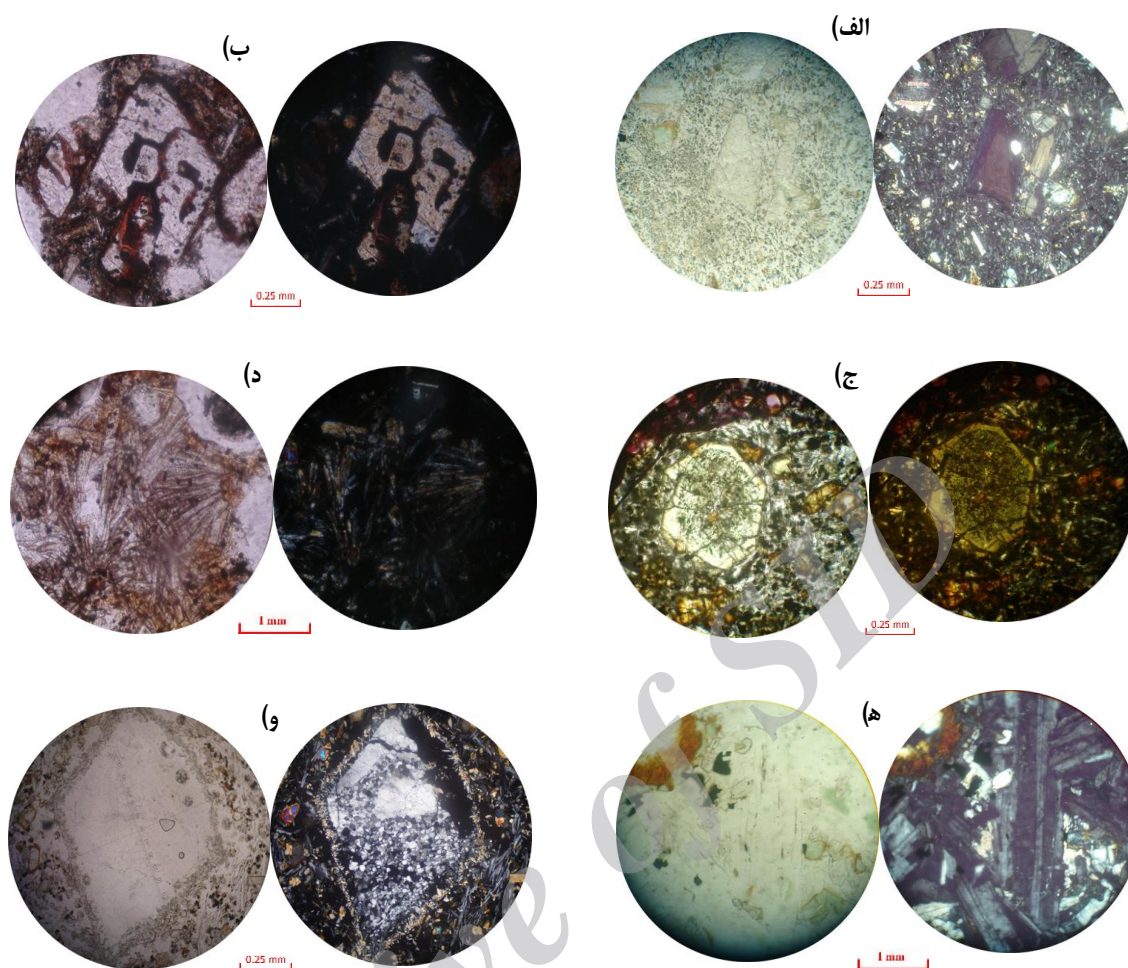
دستی، بازالت‌های منطقه سیاه، خاکستری تیره و در مواردی نیز کاملاً اکسیده و قرمز رنگ با بافت ریزند. در بیشتر مقاطع مطالعه شده زمینه ریز بلور گاهی شیشه‌ای و دارای بلورهای درشت است و بافت پرفیریتیک به وجود می‌آورد. البته، در بعضی مقاطع بافت میکروولیتی و میکروولیتی حفره دار و اینتراگولار نیز مشاهده می‌شود (شکل ۱). کانی‌های اصلی عبارت‌اند از الیوین (به صورت بلور کامل، خورده شده، و دارای زونینگ و ...)، پیروکسن (به صورت بلور کامل، گاهی با بافت اسکلتی، غربالی، رشته‌ای، زونینگ و ...) و پلاژیوکلاز (به صورت بلور کامل، گاهی بافت غربالی، ماکل تکراری، ماکل دم پرستویی و ...). کانی‌های فرعی به صورت آپاتیت و کانی‌های اوپک قابل مشاهده است. کانی‌های ثانویه در این سنگ‌ها شامل کربنات، کلریت، سرپانتین، ایدنگزیت، کانی‌های اوپاک و گزنوکریست‌های کوارتز با حاشیه واکنشی پیروکسن است (شکل ۲).



شکل ۱. محور تکاب- قره (آتشفشان‌های ندری، طهمورت و احمدآباد) (اقتباس از معین وزیری، ۱۳۷۵ با تصحیح)

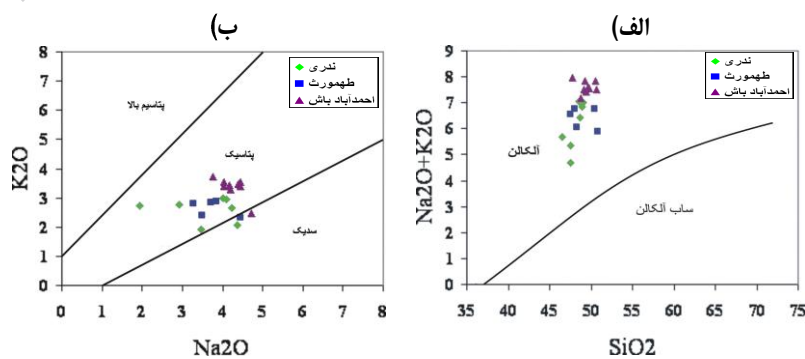


شکل ۲. (الف) بافت اینترگولار، (ب) بافت گلومروپرفیری، (ج) خمیره ویزیکولار، (د) بافت میکروولتیک پرفیریک

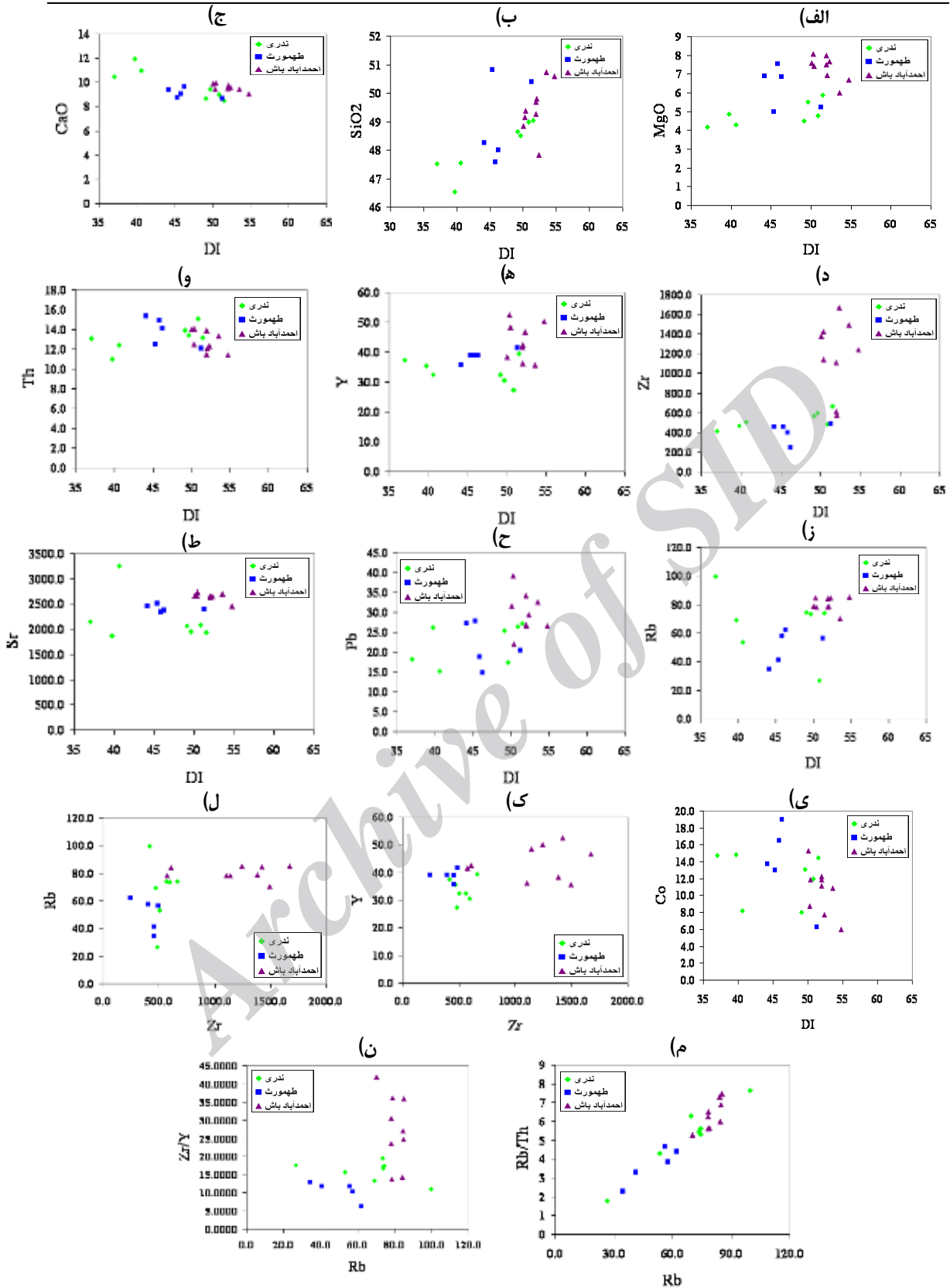


شکل ۳. الف) زونینگ در بلور الیوین، ب) الیوین خورده شده به صورت خلیجی با حاشیه اپاسیته، ج) بافت غربالی در پیروکسن، د) پیروکسن های رشته ای، ه) ماکل تکراری در پلاژیوکلاز، و) کوآرتز با حاشیه واکنشی

طبق بررسی های ژئوشیمیایی، سنگ های منطقه در مرز سدیک- پتاسیک یا محدوده پتاسیک قرار گرفته اند (میدلموست، ۱۹۷۵). طبق نمودار ایروین و باراگار (۱۹۷۱)، نمونه های منطقه در قسمت آلکان قرار گرفته اند (شکل ۴). در روند بعضی عناصر مانند  $MgO$ ،  $SiO_2$ ،  $TiO_2$ ،  $Sr$ ،  $Rb$ ،  $Zr$ ،  $Y$ ،  $Th$ ،  $Pb$ ،  $Zr/Y$ ،  $Rb/Th$  افزایش و در بعضی عناصر مانند  $CaO$ ،  $Co$ ،  $Ga$  و ... کاهش دیده می شود. در بعضی موارد روی نمودارهای تغییرات، نمونه ها به صورت پراکنده اند و روند خطی مشخصی نشان نمی دهند (شکل ۵).

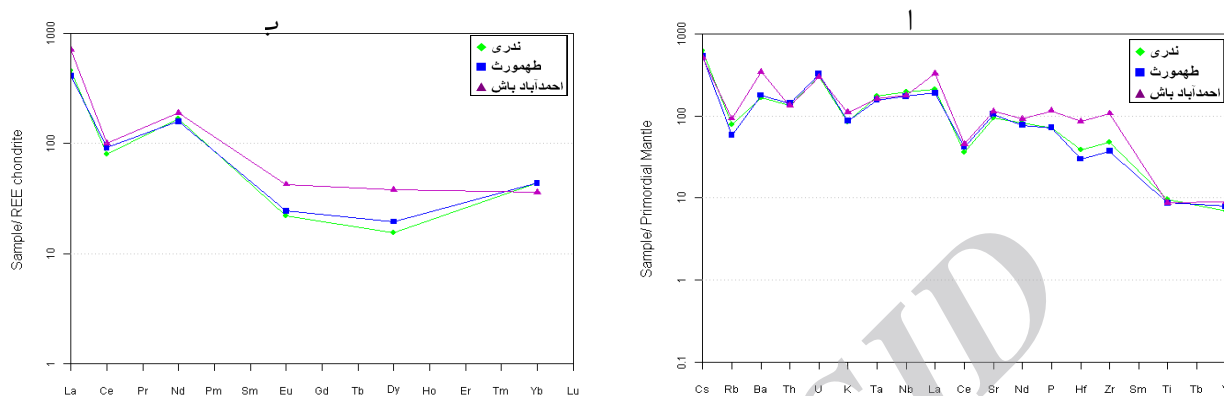


شکل ۴. الف) نمودار مجموع آلکان در برابر سیلیس (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱)، ب) نمودار  $K_2O$  در مقابل  $Na_2O$  (میدلموست، ۱۹۷۵)



شکل ۵. الف) نمودار MgO در برابر DI، ب) نمودار SiO<sub>2</sub> در برابر DI، ج) نمودار CaO در برابر DI، د) نمودار تغییرات Zr در برابر DI، ه) نمودار Y در برابر DI، و) نمودار Rb در برابر DI، ز) نمودار Th در برابر DI، ح) نمودار Pb در برابر DI، ط) نمودار تغییرات Sr در برابر DI، ی) نمودار Co در برابر DI، ک) نمودار Y در برابر Zr، ل) نمودار Rb در برابر Zr، م) نمودار Rb/Th در برابر Rb، ن) نمودار Rb در برابر Rb/Th (کسکین و همکاران، ۱۹۹۸)

نمودار الگوی توزیع عناصر REE در سنگ‌های منطقه نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴) شیب منفی و عناصر LREE غنی‌شدگی بیشتری نسبت به HREE دارد. در این سنگ‌ها Eu آنومالی منفی نشان نمی‌دهد (شکل ۶الف). در الگوی توزیع عناصر کمیاب سنگ‌های منطقه نسبت به گوشته (وود و همکاران، ۱۹۷۹)، تهی‌شدگی تیتان مشاهده می‌شود. نیوبوم و تانتالیوم نیز تهی‌شدگی اندکی نشان می‌دهند (شکل ۶ب).



شکل ۶. الف) الگوی توزیع عناصر REE در سنگ‌های منطقه نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴)، ب) الگوی توزیع عناصر کمیاب سنگ‌های منطقه نسبت به گوشته (وود و همکاران، ۱۹۷۹)

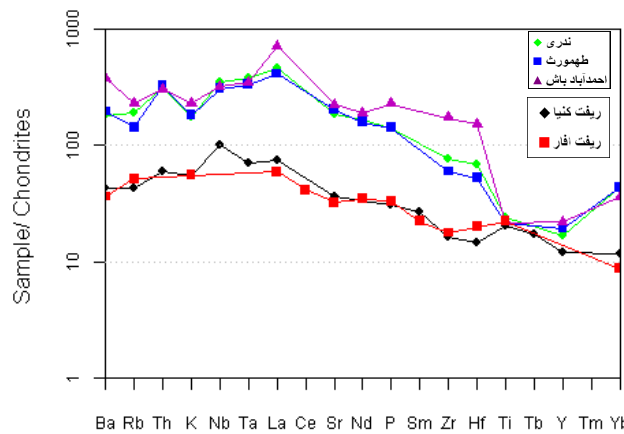
با توجه به آلکان بودن بازالت‌های منطقه، آن‌ها را با بازالت‌های آلکان ریفت کنیا و ریفت آفار (ریفت خاور آفریقا) مقایسه کردیم (شکل ۷). همچنین، با استفاده از نمودارهای تکتونوماگمایی، سعی شد تا محیط تکتونیکی مرتبط با فوران این ماگماها مشخص شود (شکل ۸).

## بحث

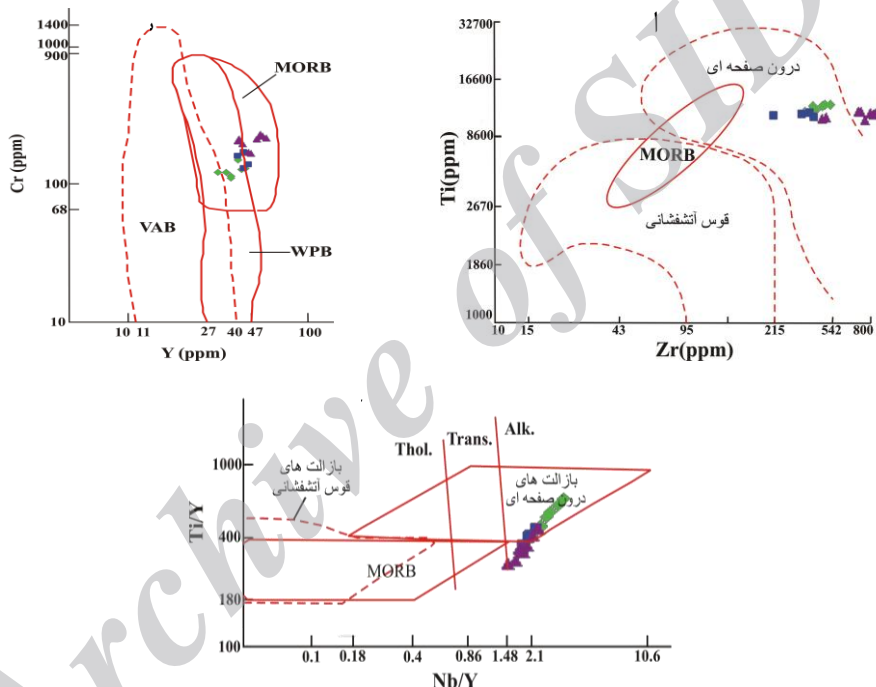
### پetroگرافی

در سنگ‌های مورد مطالعه، وجود فنوکریست‌های الیوین، پیروکسن، پلاژیوکلاز، تجمعات گلوپورفیری، و گلوپورکریست‌ها فرایند تفریق بلورین را نشان می‌دهند و سری واکنشی باون را یادآور می‌شوند (کیرکپاتریک، ۱۹۷۷). تجمعات کانی‌های مافیک سنگین معرف مراحل اولیه تفریق بلورین است. وجود گزنوکریست‌های کوارتز در سنگ‌های بازالتی منطقه که گاه در حفرات سنگ وارد شده و گاه در متن سنگ بوده و حاشیه واکنشی با ترکیب پیروکسن در اطراف آن تشکیل شده است، شاهد روشنی بر آلودگی سنگ با مواد پوسته‌ای است. گزنولیت‌های نیمه عمیق نشان‌دهنده پدیده هضم و آلودگی است. این گزنولیت‌ها ممکن است قطعاتی از سنگ دیواره یا سقف آشیانه ماگمایی یا سنگ‌های پوسته‌ای باشند که در مسیر عبور ماگما بوده‌اند و ضمن عبور ماگما کنده شده و وارد آن شده‌اند. در گدازه‌های جوان منطقه آنکلاو با ترکیب گنیس یافت می‌شود که از لحاظ کانی‌شناسی و ترکیب شیمیایی با مجموعه فنوکریست‌ها و ترکیب سنگ میزبان مشابهت ندارد.

با توجه به آنچه در مورد ویژگی‌های پتروگرافی واحدهای سنگی منطقه گفته شد، می‌توان به تأثیر پدیده تفریق ماگمایی و به‌طور کلی حاکم شدن شرایط غیرتعادلی، هضم و آلودگی پوسته‌ای در تشکیل این سنگ‌ها پی برد. بافت گلوپورپورفیری شاهدهی بر تبلور بخشی و تفریق ماگمایی است و بافت‌های غیرتعادلی مانند منطقه بندی در پلاژیوکلاز، خوردگی بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن وجود شرایط غیرتعادلی در سیستم را ثابت می‌کنند. این شرایط غیرتعادلی ممکن است نتیجه تغییر دما، فشار یا ترکیب سیستم باشد. زینولیت‌ها و گزنوکریست‌های کوارتز شاهدهی بر آلودگی پوسته‌ای است (شکل ۳).



شکل ۷. مقایسه میانگین بازالت‌های منطقه با آلکالی بازالت‌های کنیا نرمالیز با کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲)



شکل ۸. الف) نمودار متمایزکننده بازالت‌ها بر اساس متغیرهای Ti و Zr (پیرس، ۱۹۸۲) که محدوده بازالت‌های قوس آتشفشانی، بازالت درون صفحه‌ای و MORB را جدا می‌کند. ب) نمودار متمایزکننده بازالت‌ها بر اساس متغیرهای Ti/Y - Nb/Y (پیرس، ۱۹۸۲) که محدوده بازالت‌های درون صفحه‌ای، MORB و بازالت‌های قوس آتشفشانی را جدا می‌کند. بازالت‌های درون صفحه‌ای ممکن است به انواع بازالت‌های تولیتی (Thol.)، حدواسط (Trans.) و آلکالین (Alk.) تقسیم شوند. ج) نمودار متمایزکننده بازالت‌ها بر اساس متغیرهای Cr و Y (پیرس، ۱۹۸۲) که محدوده‌های بازالت قوس آتشفشانی (VAB)، MORB و بازالت‌های درون صفحه‌ای (WPB) را جدا می‌کند.

#### ژئوشیمی

شکل ۴ الف مجموع آلکان در برابر سیلیس (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱)، و شکل ۴ ب  $K_2O$  در مقابل  $Na_2O$  (میدلموست، ۱۹۷۵) را نشان می‌دهد. طبق این دسته‌بندی سنگ‌های منطقه در دسته سنگ‌های آلکان و از نظر میزان پتاسیم در منطقه سدیم-پتاسیم قرار دارند. حدود ۸۰٪ از سنگ‌های کواترنری سدیک است، زیرا بیشتر مشتق از گوشته است، که به احتمال زیاد از ذوب بخشی کلینوپیروکسن‌هایی حاصل شده‌اند که به غیر از Ca از سدیم نیز غنی‌اند (امامی، به طور شفاهی). اما برخی نمونه‌ها نیز در محدوده پتاسیک قرار گرفته‌اند. عواملی چون آلودگی پوسته‌ای و نوع دگرسانی بر نسبت  $K_2O/Na_2O$  تأثیر می‌گذارد.

چنانکه در شکل ۵ مشاهده می‌شود، برخی اکسیدها ضمن افزایش DI روند افزایشی نشان می‌دهند. در مقابل، برخی اکسیدها روند کاهشی دارند. این روندها را می‌توان منطبق با روندهای عادی تبلور ماگمایی دانست، مانند روند کاهشی CaO در برابر DI (شکل ۵ج). اما در مورد بعضی عناصر مانند MgO، به‌طور معمول باید در مقابل DI روند کاهشی نشان دهد، در حالی که دارای روند افزایشی است (شکل ۵الف). این موضوع در آتشفشان ممکن است به دلیل ورود ماگمای تازه بازیک و غنی از منیزیم و آلودگی آن با ماگمای تفریق‌یافته نسل پیشین خود باشد که مجدداً باعث افزایش Mg شده است. در عین حال، Mg افزایشی داریم، زیاده‌تر بودن سیلیس ممکن است به دلیل حضور زینوکریست‌های کوارتز باشد که در مشاهدات پتروگرافی مستندات آن وجود دارد. لذا، افزایش SiO<sub>2</sub> ربطی به عمل تفریق ندارد، بلکه از طریق آلودگی مذاب جدید با پوسته صورت گرفته است.

در بعضی نمودارها ضمن داشتن روندهای خاص، خودپراکندگی‌هایی نیز دیده می‌شود. این پراکندگی‌ها ممکن است نتیجه آلودگی با مواد پوسته‌ای، اختلاط یا دگرسانی باشد (شکل ۵ب). همچنین، در این نمودارها در ضریب تفریق حدود ۵۰ میزان K<sub>2</sub>O به صورت عمودی افزایش می‌یابد. به عقیده ویلسون (۱۹۸۹) هنگامی که آلودگی پوسته‌ای بر عنصری مانند پتاسیم تأثیر گذارد، چنین حالتی ممکن است ایجاد شود.

### الف) عناصر ناسازگار HFS

در نمودار تغییرات Zr در برابر DI در نمونه‌های منطقه ندری و منطقه طهمورث روند افزایشی دیده می‌شود که با توجه به ناسازگار بودن این عنصر این روند توجیه‌پذیر است. در منطقه احمدآباد پراکندگی‌هایی مشاهده می‌شود که مربوط به آلودگی با مواد پوسته‌ای (نسبتاً غنی از Zr) است. در مجموع، ظاهراً ماگمای بازالتی و داغ منطقه احمدآباد اگرچه از نظر عناصر اصلی و سازگار اولیه به نظر می‌رسد، ولی بیشترین واکنش را با مواد پوسته‌ای برای جذب عناصر ناسازگار مانند Rb, Ba, Sr و عناصر کم‌تحرک ناسازگار مانند Zr و... داشته است (شکل ۵د). در نمودار عناصر نادر خاکی (REE) مانند Y، حضور فازهای فرعی نظیر اسفن و آپاتیت تأثیر فراوانی بر این عنصر می‌گذارد، زیرا به مقدار زیاد وارد این کانی‌ها می‌شود. نمودار Y در برابر DI در منطقه ندری با میانگین ۳۳/۵۷۶ (کمترین مقدار) و منطقه احمدآباد با میانگین ۴۳/۵۶۶ (بیشترین مقدار) روند کاهشی و پراکنده را نشان می‌دهد. با توجه به فقدان اسفن و دیگر کانی‌های ذکر شده که این عنصر را در خود جای می‌دهند، شاید وجود مقادیری اذخال‌های ریز آپاتیت در سنگ‌های مطالعه‌شده، عامل این تمرکزها باشد (شکل ۵ه). در نمودار Th در برابر DI برای منطقه طهمورث و منطقه احمدآباد روند کاهشی همراه با پراکندگی دیده می‌شود. همچنین، میانگین این عنصر از میانگین پوسته‌ای بیشتر است که ممکن است نتیجه آلودگی متفاوت سنگ‌ها با مواد گرانیتی (۵۰ ppm) باشد. در منطقه ندری روند افزایشی دیده می‌شود (شکل ۵و).

### ب) عناصر ناسازگار LFS

در نمودار Rb در برابر DI روند افزایشی توأم با پراکندگی دیده می‌شود که روند تفریق را نشان می‌دهد. میزان پراکندگی نشان‌دهنده آلودگی در محیط است. نمودار منطقه طهمورث تغییرات روندی افزایشی دارد که ظاهراً منطبق با روند عادی تفریق است. نمونه‌های منطقه احمدآباد تقریباً متمرکز و همگن‌اند که نشان‌دهنده بالا آمدن سریع ماگما و توقف کم یا عدم توقف آن است. اما میزان روبیدیوم در سنگ‌های منطقه احمدآباد بیشتر از دو منطقه ندری و طهمورث است که بالا بودن آن مربوط به منشأ نسبتاً غنی این بازالت‌ها در گوشته یا احیاناً واکنش با سنگ دیواره مناسب (اکسیدی) ضمن صعود به سطح زمین است.

به هر حال، بازالت‌های مورد مطالعه این سه منطقه در مجموع میزان روبیدیوم نسبت به میانگین آن در دیابازها، احتمالاً نشان‌دهنده آلودگی پوسته‌ای است. در سنگ‌های بازیک روبیدیوم احتمالاً در بخش بیشتر تفریق یافته و در ساختمان فلدسپارها و پلاژیوکلازها حضور دارد (شکل ۵ط).

در نمودار، استرانسیوم در برابر ضریب تفریق به علت تفاوت در تبلور بخشی سه حجره ماگمایی Sr در برابر DI در هر منطقه رفتار متفاوتی دارد. در نتیجه روند پراکنده‌ای را نشان می‌دهد. در منطقه ندری نمودار تغییرات Sr در برابر DI روند کاهشی نشان می‌دهد که با توجه به فراوانی پلاژیوکلازهای کلسیم‌دار و کلینوپیروکسن نوع اورتیت، Sr باید در اوایل تفریق بالاتر باشد که این نشان‌دهنده روند تفریق است. با توجه به اینکه استرانسیوم عنصری شدیداً متحرک است،



پراکندگی موجود در نمودار بیانگر آلودگی پوسته‌ای در منطقه است. میانگین این عنصر در منطقه طهمورث در نمونه‌های به صورت تقریباً متمرکز، روند ثابتی دارد که احتمالاً به علت حضور کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز و عدم جدایش آن‌ها از ماگماست.

نمونه‌های منطقه احمدآباد تقریباً متمرکز و همگن‌اند که نشان‌دهندهٔ بالا آمدن سریع ماگما و تحول ماگمایی کمتر آن در حجره است. اما میزان Sr نیز در سنگ‌های این منطقه بیشتر از دو منطقهٔ دیگر است. بالا بودن آن نشان‌دهندهٔ وجود پلاژیوکلاز غنی از Ca اولیه است. البته، در هر دو منطقهٔ طهمورث و احمدآباد روند کاهش سیار ملایمی دیده می‌شود (شکل ۵ح).

در نمودار سرب در برابر ضریب تفریق چون سرب عنصری پذیرفته شده در کانی‌های پتاسیم‌دار است، بنابراین با افزایش روند تفریق میزان سرب نیز باید افزوده شود (میسون و مر، ۱۹۸۲). میانگین سرب منطقه بیشتر از حالت نرمال آن است. همچنین، روند نمودار پراکندگی نشانهٔ آلیس ماگمایی در منطقه است. احتمالاً پوستهٔ ضخیم در منطقهٔ بیجار از عناصر LFS از جمله Rb، Ba، Sr و Pb غنی‌شدگی بالایی دارد که نشان‌دهندهٔ تأثیر پوسته‌ای هنگام عبور ماگمای گوشته‌ای از آن است (شکل ۵ز).

### ج) عناصر سازگار با شعاع کوچک و بار کم

کانی‌هایی که در اوایل تفریق ماگما تشکیل می‌شوند در بیشترین حد است و با پیشرفت تبلور به تدریج کاهش می‌یابد. در نمودار Co در برابر DI برای هر سه منطقهٔ ندری، طهمورث و احمدآباد روند کاهش اما پراکنده‌ای مشاهده می‌شود که با توجه به آنچه گفتیم و فراوانی بیشتر فازهای فرومینیزین در سنگ‌های بازیگ این روند کاهش عادی و نشانهٔ تفریق است (شکل ۵ی).

### د) نمودارهای دو متغیرهٔ انتخابی

Y و Zr هر دو جزء عناصر ناسازگار و کم‌تحرک‌اند و در طول تفریق مقدارشان در مذاب زیاد می‌شود. اگر نمونه‌ها مربوط به مجموعهٔ سنگی هم‌منشأ باشند، این نمودار باید روند خطی مستقیم با شیب مثبت داشته باشد. در شکل ۵ل وضعیت سنگ‌های منطقه نشان داده شده است. چنانچه مشاهده می‌کنید، شیب نمودار ثابت نیست و روند پراکنده‌ای را می‌توان دید و از لحاظ ترکیب به دو منطقه تفکیک می‌شود. این پراکندگی نشان می‌دهد که در تشکیل سنگ‌های منطقه عوامل دیگری به غیر از تفریق دخالت داشته‌اند. همچنین، در بعضی قسمت‌ها روند عمودی مشاهده می‌شود که به دلیل میزان Y متفاوت در نمونه‌ها و آن نیز به دلیل تمرکز متفاوت کانی آپاتیت است. در منطقهٔ احمدآباد به علت وجود این عنصر در آمفیبول و به مقدار کمتر پیروکسن نسبت به دو منطقهٔ دیگر میانگین Y بیشتری دارد.

همچنین، در نمودار Rb در برابر Zr روند افزایشی دیده می‌شود، اما در عین حال نیز روند عمودی در بین نمونه‌ها در بعضی قسمت‌های نمودار دیده می‌شود. با توجه به تحرک زیاد عنصر Rb و تمرکز بالای آن در پوسته، آلودگی پوسته‌ای و درصد این آلودگی ممکن است این حالت ایجاد شود. در مجموع، روند عمودی برای ندری و طهمورث در مورد عنصر Rb (پرترحرک) نسبت به عنصر Zr (کم‌تحرک) نشانهٔ تأثیر سیالات پوسته‌ای در غنی‌کردن عناصر LFS به ماگماست. اما، افزایش گستردهٔ Zr (کم‌تحرک) نسبت به روند ثابت Rb در احمدآباد تحت کنترل مذاب است که به احتمال مذاب بازالتی مواد پوسته‌ای غنی از Zr را هضم کرده و کمتر متأثر از سیالات پوسته‌ای منحصرأ غنی از LFS مانند Rb بوده است (شکل ۵ک).

نسبت  $Zr/Y$  طی تفریق ثابت می‌ماند، زیرا Zr و Y هر دو عنصر ناسازگارند. همچنین، میزان Rb در طول تفریق افزایش می‌یابد. بنابراین، در این نمودار با افزایش Rb باید نسبت  $Zr/Y$  ثابت بماند و نمودار روند خطی مستقیم را نشان می‌دهد. در شکل ۵ن در نمونه‌های منطقهٔ احمدآباد نسبت  $Zr/Y$  به طور ناگهانی افزایش می‌یابد. علت آن در منطقهٔ احمدآباد احتمالاً در مرحله‌ای بودن ماگماتیسم منطقه است.

نمودار Rb در برابر Rb/Th برای نشان دادن مدل AFC (امکان هم‌زمان بودن هضم سنگ میزبان با تبلور تفریقی) به کار می‌رود، چون Rb و Th تنها عناصری است که به طور عمده تحت تأثیر تجمعات POAM (پلاژیوکلاز، الوبین، اوژیت، منیتیت (طی فرایند تبلوربخشی خشک)) و PAm (پلاژیوکلاز و آمفیبول (طی فرایند تبلوربخشی آبدار))

قرار نمی‌گیرد. Rb/Th در پوسته بیشتر از گدازه‌های بازیک است، بنابراین افزایش این نسبت آلودگی و هضم پوسته‌ای را نشان می‌دهد. Rb روی محور X شاخص تبلوربخشی است (کسکین، ۱۹۹۸) (شکل ۵م).

#### ه) نمودارهای عنکبوتی

شکل ۶الف الگوی توزیع عناصر REE را در سنگ‌های منطقه نسبت به کندریت نشان می‌دهد (ناکامورا، ۱۹۷۴). شیب این نمودار منفی است و عناصر LREE غنی‌شدگی بیشتری نسبت به HREE دارند. در این سنگ‌ها Eu آنومالی منفی نشان نمی‌دهد و مانند سایر عناصر ناسازگار است که ممکن است نتیجهٔ بالابودن فوگاسیتتهٔ اکسیژن در منطقه باشد. این حالت مربوط به ذوب‌بخشی کم و باقی‌ماندن گارنت در منشأ است. با توجه به اینکه بازالت‌های منطقه از نوع آکالن‌اند، درصد کم ذوب‌بخشی منشأ تأیید می‌شود. بالابودن La و Ce نتیجهٔ تبلور تفریقی و حضور فازهای حاوی این عناصر مانند آپاتیت است. در الگوی توزیع عناصر کمیاب سنگ‌های منطقه نسبت به گوشته (وود و همکاران، ۱۹۷۹)، تهی‌شدگی تیتان مشاهده می‌شود. نیوبوم و تانتالیوم نیز تهی‌شدگی اندکی نشان می‌دهند که به علت آلودگی به وجود آمده در ماگماست. اورانیوم و باریوم به علت آلودگی با مواد پوسته‌ای بالابند و روییدیم و پتاسیم نیز به احتمال زیاد به علت جدایش فلدسپارها تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۶ب).

#### و) مقایسهٔ منطقهٔ مورد مطالعه با مناطق کششی

بازالت‌های منطقه را با توجه به آکالن‌بودن، با بازالت‌های آکالن ریفت کنیا (ریفت خاور آفریقا) مقایسه کرده‌ایم. مقایسهٔ میانگین بازالت‌های منطقه با آکالی بازالت‌های کنیا نرمالیز با کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲) را نشان می‌دهد. Sr و Zr انطباق خوبی نشان می‌دهند. La و Th غنی‌شدگی کمی نسبت به آکالی بازالت‌های کنیا دارند و Nb در بازالت‌های منطقه تهی‌شدگی دارد. این تفاوت‌ها ممکن است به دلیل توقف ماگمای بازالتی در پوستهٔ بالایی باشد. شباهت الگوی عناصر کمیاب منطقه با الگوی کلی مناطق کششی از لحاظ بالابودن عناصر LIL و LREE، شواهد وجود پوستهٔ قاره‌ای در محیط تشکیل سنگ‌هاست. همچنین، با توجه به منشأ استنوسفری (گوشته غنی‌شده) سنگ‌های منطقه، نسبت دادن محیط تکتونیکی کششی برای سنگ‌های مورد مطالعه بعید نمی‌رسد. برخلاف بازالت‌های محیط‌های کششی که در عنصر Nb قله دارند، در بازالت‌های منطقه در Nb دره به وجود آمده است. این تهی‌شدگی را شاید بتوان با توقف ماگمای بازالتی در پوسته یا تهی‌بودن منشأ از کانی‌های Nb دار و تبلور کانی‌های Ti دار توجیه کرد. باید اشاره کرد در منطقه Basin and Range کلمبیا ریور (باختر آفریقا) سنگ‌های بازیک شدیداً آلوده دارای آنومالی Nb است (شکل ۷).

#### ز) نمودارهای تکتونوماگمایی

در این بخش به بررسی تعدادی از نمودارهای متمایزکنندهٔ سنگ‌های با ترکیب بازالتی تا آندزیتی می‌پردازیم و موقعیت سنگ‌های بازالتی و آندزیتی منطقه را در هر یک از این نمودارها بررسی می‌کنیم. با توجه به نمودار متمایزکنندهٔ بازالت‌ها بر اساس متغیرهای Zr و Ti (پیرس، ۱۹۸۲)، نمودار متمایزکنندهٔ بازالت‌ها بر اساس متغیرهای Nb/Y - Ti/Y (پیرس، ۱۹۸۲)، نمودار متمایزکنندهٔ بازالت‌ها بر اساس متغیرهای Y و Cr (پیرس، ۱۹۸۲)، محدوده‌های بازالت قوس آتشفشانی (VAB) و جداکنندهٔ MORB و بازالت‌های درون صفحه‌ای (WPB) می‌توان محیط درون صفحه‌ای را برای منطقه در نظر گرفت. با توجه به شواهد وجود پوستهٔ قاره‌ای، این محیط درون صفحه‌ای از نوع قاره‌ای است. این نمودارها فرضیهٔ تشکیل سنگ‌ها را در محیطی کششی تقویت می‌کنند (شکل ۸).

#### نتیجه‌گیری

بر اساس مطالعات میکروسکوپی، سنگ‌های منطقه دارای بافت هیالوپورفیریک، میکروولیتیک پورفیریک، هیالومیکروولیتیک پورفیریک، گلومروپورفیریک و گاهی اینترگرانولار است. فنوکریست‌های کلینوپیروکسن، الیون و پلاژیوکلاز در زمینهٔ میکروولیتی از همین کانی‌ها و شیشه تشکیل شده‌اند. همچنین، بر اساس مطالعات پتروگرافی انجام‌شده فرایندهای تفریق، هضم و آلودگی در تشکیل سنگ‌های منطقه نقش داشته است. شواهد تفریق در این

سنگ‌ها شامل حضور توده‌های گلوپروپورفیری و گلوپروکریست و نیز حضور کانی‌های الیوین، کلینوپروکسن، پلاژیوکلازهای با ترکیب لابرادوریت- بنتونیت در سنگ‌های بازالتی است. شواهد هضم و آلودگی شامل حضور گزنوکریست‌های کوارتز با حاشیه واکنشی پیروکسن و حضور گزنولیت‌ها گنیس است.

بر اساس نمودارها، عناصر اصلی سنگ‌های بازالتی منطقه متعلق به سری آلکان است. از لحاظ میزان پتاسیم، در محدوده پتاسیم متوسط تا بالاست. با توجه به نمودار تغییرات عناصر اصلی در برابر DI در تشکیل سنگ‌های منطقه فرایند تفریق و آلودگی پوسته‌ای مؤثر بوده است. همچنین، با توجه به نمودار تغییرات عناصر کمیاب در برابر DI می‌توان نتیجه گرفت که در تشکیل سنگ‌های منطقه فرایند تفریق مؤثر بوده است. با توجه به پراکندگی‌هایی که گاه در این نمودارها دیده می‌شود، بالا بودن میانگین فراوانی پوسته‌ای (عناصری که در پوسته تمرکز بالایی دارند، مانند Rb) و روندهای عمودی، می‌توانیم بگوییم که علاوه بر تفریق، پدیده آلیش ماگما با پوسته نیز در تشکیل سنگ‌ها مؤثر بوده است. نمودارهای انتخابی عناصر کمیاب نیز مشخص می‌کنند که علاوه بر تفریق، فرایندهای دیگری مانند آلیش ماگمایی در پتروژنز سنگ‌های حد واسط دخالت داشته است.

با توجه به شیب منفی نمودار مربوط به عناصر REE، یعنی بالا بودن LREE نسبت به HREE، تفاوت الگوی سنگ‌های منطقه با الگوی بازالت‌های مورب، شباهت الگوی عناصر کم‌تحرک مثل Y, Yb, Sr به الگوی بازالت‌های آلکان OIB (نتیجه درجات کم ذوب‌بخشی در گوشته غنی‌شده استنوسفری)، همچنین آلکان بودن سنگ‌های منطقه، می‌توان گفت ماگمای سازنده بازالت‌ها از منشأ گوشته تهی‌شده نیست، بلکه از گوشته نسبتاً غنی‌شده منشأ گرفته و حاصل درجات کم ذوب‌بخشی است. البته، بالا بودن LREE الزاماً دلیلی بر پایین بودن ذوب‌بخشی نیست، و به طور کلی عواملی مانند منشأ ماگما (استنوسفر یا لیتوسفر)، کانی‌شناسی و نوع کانی‌های وارد شده در ذوب، درجه ذوب‌بخشی، تبلوربخشی و تفریق‌یافتگی ماگما، نوع مواد فرار این حالت را ایجاد می‌کند.

با بررسی نمودارهای متمایزکننده محیط‌های تکنیکی می‌توان محیط درون‌صفحه‌ای را در نظر گرفت. با توجه به شواهد وجود پوسته قاره‌ای، این محیط درون‌صفحه‌ای از نوع قاره‌ای است. این نمودارها فرضیه تشکیل سنگ‌ها را در محیطی کششی تقویت می‌کنند، به‌ویژه اینکه این گدازه‌ها مربوط به کواترنری است و سیستم فرورانش فعالی در حال حاضر در ایران زمین وجود ندارد.

جدول ۱. نتایج آنالیز ICP (عناصر کمیاب) روی نمونه‌های سنگی منطقه طهمورث

Field No	Ag	As	B	Ba	Be	Bi	Cd	Ce	Co	Cr	Cs
TBQ4.1	0.7	3.5	52.8	1578.4	1.8	0.5	5.7	80.6	13.0	142.4	10.4
TBQ4.3	0.5	1.8	64.1	1376.2	1.9	0.5	5.6	72.7	6.3	162.3	9.8
TBQ4.4	0.4	1.0	65.0	1277.6	2.1	0.5	5.7	82.5	16.5	234.3	10.4
TBQ4.5	0.5	5.2	51.3	1278.6	1.9	0.5	5.8	78.5	13.7	214.2	10.4
TBQ4.6	0.4	3.6	78.1	1271.9	2.0	0.5	5.7	81.8	19.0	247.1	10.3

Field No	Cu	Dy	Eu	Ga	Ge	Hg	La	Li	Mn	Mo	Nb
TBQ4.1	65.2	6.9	2.5	22.5	0.4	0.05	106.6	20.0	1158.9	-0.7	111.4
TBQ4.3	74.2	6.4	1.5	14.7	0.4	0.06	147.2	20.7	1077.9	2.5	104.8
TBQ4.4	91.2	6.8	1.4	20.4	0.4	0.05	114.7	18.8	5724.2	3.8	107.4
TBQ4.5	79.5	5.9	2.4	22.2	0.4	0.05	157.2	19.0	1233.9	1.4	108.8
TBQ4.6	49.9	7.4	1.5	15.2	0.5	0.06	156.6	18.4	1172.4	1.8	107.2

ادامه جدول ۱.

Field No	Nd	Ni	P	Pb	Rb	S	Sb	Sc	Se	Sm	Sn
TBQ4.1	104.1	186.3	5670.5	27.8	41.0	119.8	11.8	18.3	0.2	2.2	4.3
TBQ4.3	101.7	197.4	6745.5	20.5	56.1	78.9	19.0	18.5	0.2	2.0	4.5
TBQ4.4	97.3	294.9	6109.5	18.7	57.6	467.2	50.2	18.7	0.2	2.2	4.5
TBQ4.5	101.5	280.2	6837.3	27.3	34.7	398.1	27.0	16.3	0.2	1.9	4.6
TBQ4.6	95.7	287.0	7402.7	14.9	62.0	93.9	33.8	19.3	0.2	2.3	4.6

Field No	Sr	Th	Ti	U	V	Y	Yb	Zn	Zr	Ta	Hf
TBQ4.1	2499.4	12.5	13617.6	8.6	216.4	38.8	9.4	116.3	460.0	6.96	11.80
TBQ4.3	2396.4	12.1	12942	7.7	261.9	41.5	9.4	110.7	489.8	6.55	12.56
TBQ4.4	2345.9	15.0	13399	8.7	254.1	39.0	9.5	119.2	398.1	6.71	10.21
TBQ4.5	2465.2	15.3	13666	8.8	239.1	35.6	9.6	101.8	459.6	6.80	11.78
TBQ4.6	2371.4	14.1	13231	10.3	245.6	39.0	10.2	111.1	242.1	6.70	6.21

جدول ۲. نتایج آنالیز ICP (عناصر کمیاب) روی نمونه‌های سنگی منطقه ندری

Field No	Ag	As	B	Ba	Be	Bi	Cd	Ce	Co	Cr	Cs
TBQ3.1	0.4	16.4	120.9	1303.1	2.3	0.5	4.8	74.2	13.1	128.2	12.7
TBQ3.2	0.4	-3.6	65.6	1254.5	2.2	0.5	5.3	74.6	8.0	106.3	11.7
TBQ3.3	0.4	2.1	66.0	1209.5	2.3	0.5	4.9	67.4	11.9	126.5	11.6
TBQ3.4	0.4	7.5	71.3	1325.2	2.2	0.5	5.5	72.5	14.5	143.3	12.8
TBQ3.5	0.6	1.0	65.8	1238.5	2.1	0.5	5.1	64.1	8.2	113.4	11.1
TBQ3.6	0.4	1.0	65.8	1220.6	2.1	0.5	4.8	67.0	14.7	138.5	11.4
TBQ3.7	0.4	14.9	101.1	1221.8	2.1	0.5	4.6	64.9	14.9	191.1	11.3

Field No	Cu	Dy	Eu	Ga	Ge	Hg	La	Li	Mn	Mo	Nb
TBQ3.1	184.6	6.6	1.5	14.5	0.4	0.05	189.4	19.5	1279.2	3.2	131.3
TBQ3.2	74.4	5.3	2.1	15.0	0.4	0.05	180.9	21.3	1123.4	2.2	121.6
TBQ3.3	59.3	2.9	1.3	20.6	0.4	0.05	126.0	18.2	1121.5	0.8	126.3
TBQ3.4	57.5	6.0	1.2	14.0	0.4	0.05	162.3	20.8	1047.0	2.3	128.5
TBQ3.5	54.1	5.0	1.5	13.4	0.4	0.07	118.1	20.5	1049.1	0.4	115.5
TBQ3.6	51.8	5.6	2.9	17.0	0.4	0.08	181.2	22.0	1040.5	1.1	115.2
TBQ3.7	53.3	5.7	1.5	16.3	0.4	0.05	106.6	23.0	1370.3	2.2	116.7

Field No	Nd	Ni	P	Pb	Rb	S	Sb	Sc	Se	Sm	Sn
TBQ3.1	110.3	172.2	6752.3	17.5	73.4	238.2	15.8	14.0	0.2	2.2	4.1
TBQ3.2	108.8	179.5	4985.4	25.5	74.2	176.6	220.2	13.3	0.2	2.2	4.1
TBQ3.3	111.0	181.0	6922.6	26.3	26.6	1166.0	28.6	9.0	0.2	2.0	4.2
TBQ3.4	109.1	166.4	6499.4	27.3	74.1	493.8	29.7	17.0	0.2	2.0	4.3
TBQ3.5	102.7	168.6	7377.6	15.1	53.4	60.6	36.0	12.8	0.2	1.9	4.0
TBQ3.6	99.3	170.2	5959.0	18.1	99.6	371.6	17.7	13.4	0.2	1.9	3.9
TBQ3.7	97.4	174.0	7061.0	26.2	69.3	4628.4	33.4	14.4	0.2	1.9	4.0

ادامهٔ جدول ۲.

Field No	Sr	Th	Ti	U	V	Y	Yb	Zn	Zr	Ta	Hf
TBQ3.1	1959.0	13.4	15552.0	8.6	233.6	30.4	9.4	118.0	596.6	8.21	15.30
TBQ3.2	2074.0	13.9	15242.6	9.4	204.9	32.4	9.5	112.3	565.8	7.60	14.51
TBQ3.3	2076.7	15.1	15263.5	8.7	199.8	27.4	9.5	114.5	482.7	7.89	12.38
TBQ3.4	1935.5	13.2	15504.3	7.6	220.8	39.4	8.6	107.9	663.1	8.03	17.00
TBQ3.5	3247.8	12.4	14401.6	7.9	215.9	32.4	9.7	111.1	505.9	7.22	12.97
TBQ3.6	2146.6	13.0	13990.1	7.0	238.0	37.4	10.0	107.9	415.2	7.20	10.65
TBQ3.7	1871.6	11.0	14113.6	7.5	197.3	35.5	10.5	102.3	470.2	7.30	12.06

جدول ۳. نتایج آنالیز ICP (عناصر کمیاب) روی نمونه‌های سنگی منطقه احمدآباد

Field No	Ag	As	B	Ba	Be	Bi	Cd	Ce	Co	Cr	Cs
TBQ5.11	0.4	1.5	99.5	2599.8	2.8	0.5	4.8	97.4	11.1	238.9	9.7
TBQ5.13-1	0.4	3.2	80.9	2625.9	2.9	0.5	4.9	81.4	12.2	240.7	10.2
TBQ5.13-2	0.8	10.1	44.9	2628.0	2.7	0.5	4.7	84.0	10.9	357.2	9.8
TBQ5.14	0.8	1.0	90.6	2640.2	2.5	0.5	4.6	82.4	15.3	317.6	9.6
TBQ5.15	0.9	1.4	77.0	2713.8	2.6	0.5	4.8	87.7	8.7	390.4	9.4
TBQ5.17	0.9	6.4	67.5	2462.9	2.9	0.5	4.6	80.1	5.9	414.4	8.8
TBQ5.18	1.0	1.0	66.9	2747.8	2.7	0.5	4.9	92.0	11.9	439.1	10.0
TBQ5.19-1	0.6	1.0	64.6	2598.3	2.7	0.5	4.9	90.3	11.9	370.6	9.6
TBQ5.19-2	0.8	8.4	74.3	2463.2	3.0	0.5	4.7	87.5	7.7	372.3	10.9

Field No	Cu	Dy	Eu	Ga	Ge	Hg	La	Li	Mn	Mo	Nb
TBQ5.11	88.6	12.9	2.7	14.2	0.4	0.07	229.4	25.1	758.4	4.0	102.0
TBQ5.13-1	71.7	11.9	2.2	17.9	0.4	0.05	248.8	27.0	759.5	2.0	101.6
TBQ5.13-2	81.1	12.4	2.8	12.0	2.6	0.05	210.2	25.4	529.9	2.8	112.9
TBQ5.14	74.6	12.9	3.5	12.2	2.5	0.05	248.6	26.8	868.2	<0.2	113.2
TBQ5.15	85.5	14.6	4.2	8.7	1.1	0.05	223.0	24.9	857.8	3.0	116.6
TBQ5.17	65.9	11.0	2.8	9.0	0.4	0.05	231.2	29.7	603.9	1.9	101.2
TBQ5.18	75.3	15.4	3.9	10.9	1.7	0.05	220.3	25.4	770.4	1.1	121.9
TBQ5.19-1	73.3	13.5	3.1	11.0	0.5	0.05	262.3	27.8	703.0	1.4	113.2
TBQ5.19-2	82.0	13.0	4.2	10.6	2.9	0.05	245.1	27.8	898.9	3.4	124.2

Field No	Nd	Ni	P	Pb	Rb	S	Sb	Sc	Se	Sm	Sn
TBQ5.11	128.0	243.2	11373.8	34.2	84.2	3447.4	39.2	18.4	0.2	2.0	3.9
TBQ5.13-1	133.6	223.2	9660.2	26.6	78.5	4988.9	32.2	17.7	0.2	1.7	3.6
TBQ5.13-2	125.5	217.4	9710.5	32.5	70.2	4420.8	22.5	16.5	0.2	3.7	3.7
TBQ5.14	121.8	247.2	10493	31.7	79.0	4336.1	22.7	20.2	0.2	3.8	3.8
TBQ5.15	104.8	222.0	10204	39.1	84.7	3623.6	25.6	21.2	0.2	3.4	4.0
TBQ5.17	100.2	215.1	9351.4	26.5	85.1	4149.0	29.8	17.8	0.2	3.9	3.7
TBQ5.18	129.3	239.7	10394	22.0	78.3	4385.9	34.9	24.6	0.2	3.1	3.8
TBQ5.19-1	119.4	230.5	11284	26.7	78.2	3993.3	32.0	16.3	0.2	3.5	3.7
TBQ5.19-2	116.2	258.6	11749	29.5	84.9	5346.3	28.1	23.9	0.2	3.8	3.9

ادامه جدول ۳.

Field No	Sr	Th	Ti	U	V	Y	Yb	Zn	Zr	Ta	Hf
TBQ5.11	2639.4	11.5	12714	7.2	210.5	42.5	10.3	137.7	610.8	6.38	15.66
TBQ5.13-1	2648.9	12.1	12607	7.8	200.0	41.5	10.1	127.6	573.2	6.35	14.70
TBQ5.13-2	2704.3	13.3	13613	8.2	225.0	35.7	7.3	268.4	1497.4	7.06	38.39
TBQ5.14	2671.6	14.0	13584	7.4	276.3	38.3	7.1	239.5	1381.1	7.08	35.41
TBQ5.15	2675.1	14.1	13521.1	9.0	256.0	52.5	7.4	228.8	1423.2	7.29	36.49
TBQ5.17	2458.5	11.4	12352	8.2	249.4	50.2	7.1	253.5	1244.2	6.32	31.90
TBQ5.18	2741.0	12.5	13911	7.6	273.7	48.5	7.4	252.1	1144.7	7.62	29.35
TBQ5.19-1	2650.6	14.0	13885	10.1	275.5	36.3	7.0	247.2	1107.3	7.07	28.39
TBQ5.19-2	2654.4	12.3	14520	7.2	273.2	46.6	7.7	267.0	1672.8	7.76	42.89

جدول ۴. نتایج آنالیز XRF (عناصر اصلی) روی نمونه‌های سنگی منطقه ندری

Field No	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	CaO	Na2O	K2O	MnO	TiO2	P2O5	M
TBQ3.1	48.5	14.41	8.55	5.53	9.41	4.1	2.94	0.1	2.21	1.06	55.94
TBQ3.2	48.65	15.93	8.27	4.48	8.68	4.36	2.07	0.1	2.2	1.28	52.14
TBQ3.3	48.98	15.54	8.42	4.78	9	4.22	2.64	0.1	2.18	1.16	52.84
TBQ3.4	49.05	14.74	9.1	5.87	8.47	4	2.99	0.1	2.33	1.15	55.31
TBQ3.5	47.55	15.14	8.18	4.29	10.98	3.47	1.9	0.1	2.01	1.18	50.51
TBQ3.6	47.51	15.57	7.42	4.19	10.47	1.94	2.74	0.1	1.9	1.18	53.66
TBQ3.7	46.54	13.78	7.95	4.88	11.93	2.93	2.75	0.11	1.92	1.01	54.48

جدول ۵. نتایج آنالیز XRF (عناصر اصلی) روی نمونه‌های سنگی منطقه طهمورث

Field No	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	CaO	Na2O	K2O	MnO	TiO2	P2O5	M
TBQ4.1	50.82	15.65	8.96	5	8.73	3.5	2.4	0.1	1.87	0.97	49.85
TBQ4.3	50.39	15.74	8.57	5.24	8.67	4.44	2.33	0.1	1.62	0.97	51.65
TBQ4.4	47.57	14.12	9.78	7.53	9.06	3.72	2.83	0.35	1.9	0.96	56.74
TBQ4.5	48.24	14.27	9.94	6.89	9.35	3.27	2.79	0.11	1.94	0.9	54.08
TBQ4.6	48.01	14.37	9.58	6.87	9.62	3.85	2.89	0.1	1.91	0.92	55.3

جدول ۶. نتایج آنالیز XRF (عناصر اصلی) روی نمونه‌های سنگی منطقه طهمورث

Field No	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	CaO	Na2O	K2O	MnO	TiO2	P2O5	M
TBQ5.11	49.28	12.55	8.08	8	9.5	4.44	3.38	0.1	1.84	1.67	65.22
TBQ5.13-1	49.79	12.53	8.24	6.95	9.76	4.03	3.53	0.1	1.89	1.69	61.42
TBQ5.13-2	50.72	12.44	8.81	5.98	9.46	3.78	3.74	0.1	2.03	1.45	55.72
TBQ5.14	48.84	12.51	8.29	7.57	9.91	4.72	2.46	0.1	1.89	1.74	63.19
TBQ5.15	49.16	12.87	8.14	8.07	9.46	4.21	3.28	0.1	1.73	1.5	64.62
TBQ5.17	50.59	13.05	7.86	6.68	9.04	4.39	3.45	0.1	1.79	1.65	61.89
TBQ5.18	49.38	12.49	8.42	7.41	9.94	4.03	3.38	0.1	1.86	1.59	61.94
TBQ5.19-1	49.68	12.57	8.28	7.51	9.53	4.17	3.42	0.1	1.87	1.67	62.96
TBQ5.19-2	47.83	12.42	8.23	7.65	9.59	4.45	3.53	0.1	2.04	2.17	64.44

## منابع

سیاره، ع. (۱۳۸۵). بررسی پتروگرافی و پترولوژی بازالت‌های کواترنری منطقه بیجار، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم، فتود، م. و سیاره، ع. (۱۳۸۳). نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بیجار، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- محجل، م. و سهندی، م. (۱۳۷۸). تکامل تکتون کبکی پهنه‌سندج-سیرجان، در نیمه شمال باختری و معرفی زیرپهنه‌های جدید در آن، فصلنامه علمی- پژوهشی علوم زمین، بهار و تابستان، سال هشتم، شماره ۳۱-۳۲.
- معین وزیری، ح. (۱۳۷۵). دیباچه‌ای بر ماگماتیسم در ایران، انتشارات دانشگاه تربیت معلم، ۵۳۹ ص.
- ملکوتیان، س. (۱۳۸۵). پتروگرافی و پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی پلیوکواترنری محور قروه- تکاب، پایان‌نامه دکتري دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات.
- 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*, Vol. 54, No 5, pp 887-911, 2013, DOI:10.1093/petrology/egs090.
- Guo, Z. F., Wilson, M., Liu, J.Q. and Mao, Q. (2006). Post-collisional, potassic and ultrapotassic magmatism of the northern Tibetan Plateau: Constraints on characteristics of the mantle source, geodynamic setting and uplift mechanisms. *Journal of Petrology*, Vol. 47, pp. 1177-1220.
- Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, *Can. J., Earth Sci.*, Vol. 8, pp. 523- 48.
- Keskin, M., Pearce, J.A. and 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*, Vol. 85, pp. 355-404.
- Kirchenbaur, M., Munker, C., Schuth, S., Garbe-Schonberg, D. and Marchev, P. (2012). Tectonomagmatic constraints on the sources of eastern Mediterranean K-rich lavas. *Journal of Petrology*, Vol. 53, pp.27-65.
- Kirkpatrick, R.J. (1977). Nucleation and growth of plagioclase, Makaopuhi and Aiae Lava Lakes, Kilauea Volcano, Hawaii. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. 88, pp. 78-84.
- Mason, B. and Moore, C. (1982). Principles of geochemistry (4th ed.). New York, NY, John Wiley & Sons, 344 p.
- Middlemost, E.A.K. (1975). The basalt. *Can. Earth. Sci. Rev.* 11, pp. 337-364.
- Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim, Cosmochim, Acta*, Vol. 38, pp. 757-775.
- Pearce, J.A. (1982). Trace element characteristics of lava from destructive plate boundaries. Thorpe R.S. (ed.), *Andesites*. Wiley, Chichester, pp. 230- 244.
- Pearce, J.A., Bender, J.F., Delong, S.E., Kidd, W.S.F., Low, P.J., Guner, Y., Sargolu, F., Yilmaz, Y., Moor bath, S. and Mitchell, J.G. (1990). Genesis of collision volcanism in eastern Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 44, pp. 189-229.
- Prelevic, D., Foley, S.F., Romer, R. and Conticelli, S. (2008). Mediterranean Tertiary lamproites derived from multiple source components in postcollisional dynamics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 72, pp. 2125-2156.
- Priestley, K. and McKenzie, D. (2006). The thermal structure of the lithosphere from shear wave velocities. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 244, pp. 285-301.
- Thompson, R.N. (1982). British Tertiary Volcanic province. *Scott. Geol.*, Vol. 18, pp. 49- 107.
- Williams, H.M., Turner, S.P., Pearce, J.A., Kelley, S.P. and Harris, N.B.W. (2004). Nature of the source regions for post-collisional, potassic magmatism in southern and northern Tibet from geochemical variations and inverse trace element modelling. *Journal of Petrology*, Vol. 45, pp. 555-607.
- Wilson, M. (1989). *Igneous petrogenesis*. Chapman & Hall, 466p.
- Wood, D.A., Joron, J.L., Treuil, M., Norry, M. and Tarney, J. (1979). Elemental and isotope variations in basic lavas from iceland and the surrounding ocean floor. *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol. 70, pp. 319- 339.