

ژئوشیمی و پتروژن آلکالی بازالت‌های کواترنری گندم بریان، شمال شهداد، استان کرمان

داود رئیسی^{۱*}، سارا درگاهی^۲، سید حسام‌الدین معین‌زاده^۲، محسن آروین^۳ و بهرام بهرام‌بیگی^۱

^۱ کارشناسی ارشد، بخش زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه شهید باهنر، کرمان، ایران.

^۲ استادیار، بخش زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران.

^۳ استاد، بخش زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران.

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۰۳/۲۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۰۷/۳۰

چکیده

منطقه گندم بریان به مساحت حدود ۴۸۰ کیلومتر مربع از دید ریخت‌شناسی نوعی سر تخت پوشیده از روانه‌های گدازه‌ای بازالتی تیره‌رنگ است که در بخش جنوبی کویر لوت قرار دارد. کانی‌های اصلی گدازه‌ها شامل درشت‌بلورهای الیون و کلیئوپروکسن همراه با میکروولیت‌های پلاژیوکلاز هستند و بافت کلی آنها میکروولیتی پورفیری تا گلوپورفیری همراه با زمینه اینترسرتال تا اینترگرانولار است. قرارگیری مخروط‌های آتشفشانی در راستای خط اثر گسل نایبند نشان از تأثیر حرکات گسل در ایجاد ماگمای بازالتی گندم بریان دارد. ارتباط ژئیتیکی جریان‌های گدازه‌ای با شکستگی‌های ژرف پوسته‌ای ناشی از عملکرد گسل نایبند، حضور بیگانه‌سنگ‌های (زنولیت‌های) گوشته‌ای و طبیعت آلکالن بازالت‌ها روی هم رفته نشان‌دهنده بالا آمدگی ماگما از ژرفای زیاد هستند. با توجه به تجزیه‌های شیمیایی و وجود نفلین در ترکیب نورم، جریان‌های گدازه‌ای بازالت گندم بریان در گروه بازالتیت-تفریت قرار می‌گیرند. بررسی‌های انجام‌شده نشان‌دهنده آن است که آلکالی‌بازالت‌های گندم بریان در یک محیط کششی درون صفحه‌ای تشکیل شده‌اند. نسبت پایین Ba/Nb و U/Nb، Th/Nb، Ce/Nb و مقادیر بالای Zr با میانگین ۲۳۴/۸۱ ppm نشان‌دهنده وجود یک خاستگاه گوشته‌ای تهی‌نشده سست‌کره‌ای برای جریان‌های گدازه‌ای بازالتی گندم بریان است. غنی‌شدگی و تهی‌شدگی آنها به ترتیب در عناصر خاکی کمیاب سبک و سنگین نشانگر حضور گارت در سنگ منشأ است.

کلیدواژه‌ها: کویر لوت، گسل نایبند، بیگانه‌سنگ‌های گوشته‌ای، عناصر خاکی کمیاب، سنگ منشأ.

*نویسنده مسئول: داود رئیسی

E-mail: d.raeisi@ut.ac.ir

۱- پیش‌گفتار

لوت به‌شمار می‌آید (شکل‌های ۱ و ۲). مساحت تقریبی این منطقه ۴۸۰ کیلومتر مربع و ارتفاع آن از سطح دریا حدود ۴۰۰ متر است. این منطقه در گذشته به نام ریگ سوخته معروف بوده است. در بررسی صحرایی منطقه و پس از طی مسیر دشوارگذر در بخش شمالی دشت بازالتی ۴ دهانه آتشفشانی دیده می‌شود که ۳ دهانه در کنار یکدیگر و دهانه چهارم حدود ۵ کیلومتر بالاتر قرار گرفته است (شکل ۳). ارتفاع و قطر دهانه‌ها که به نظر به‌صورت تک‌مرحله‌ای فوران کرده‌اند، به‌طور متوسط و به ترتیب حدود ۱۰۰ و ۴۰۰ متر است. سنگ‌های آتشفشانی این ناحیه بیشتر پرتابه‌ها و بمب‌های آتشفشانی هستند. فازهای اصلی فوران در منطقه گندم بریان، زبانه‌هایی از گدازه‌های بازالتی هستند که در دو سوی شمالی و جنوبی دهانه‌ها گسترش یافته‌اند. بخش شمالی این گدازه‌ها نسبت به بخش جنوبی سن بیشتری دارند؛ زیرا بیشتر آنها را رسوبات پوشانده‌اند و تنها در بخش‌هایی روانه‌های بازالتی به‌صورت ردیف‌هایی با ستبرای نزدیک به ۱۸ متر باقی مانده‌اند. روانه‌های بخش جنوبی محدوده‌ای به گسترش تقریبی ۳۵۰ کیلومتر مربع را دربر می‌گیرند. ستبرای جریان یادشده حدود ۴ متر است و در لبه تخت آثار پخته‌شدگی رسوبات زیرین بازالت دیده می‌شود که ناشی از گرمای زیاد ماگمای بازالتی است (شکل ۴). رژیم زمین‌ساختی عامل بیرون‌ریزی ماگما در گندم بریان را مرتبط با فعالیت‌های گسل نایبند می‌دانند. گسل نایبند در کناره باختری بیابان لوت یکی از بزرگ‌ترین گسل‌های امتداد لغز در ایران است و آثاری از فعالیت در زمان هولوسن و پایان کواترنری را نشان می‌دهد (Wellman, 1966). به نظر می‌رسد که در منطقه گندم بریان، کشش حاصل از فعالیت گسل نایبند به شکستگی و ضعف پوسته و در نتیجه بالا آمدن ماگما در امتداد شکستگی انجامیده است.

بازالت‌های کواترنری یکی از آخرین نشانه‌های فعالیت ماگمایی در ایران هستند که برخی از آنها با شکستگی‌های ژرف و گسل‌های فعال در طی کواترنری در ارتباط هستند. گدازه‌های بازالتی می‌توانند در محیط‌های مختلف زمین‌ساختی از ذوب بخشی سنگ‌هایی با خاستگاه گوشته‌ای و با ترکیب مختلف در شرایط متفاوت ترمودینامیکی ایجاد شوند. در این میان محیط‌های زمین‌ساختی کششی درون صفحات قاره‌ای یکی از محیط‌های معمول فعالیت ماگمایی بازالتی است (Wilson, 1989). ایجاد ماگمای بازی آلکالن از ذوب گوشته‌ای در ژرفای زیاد امکان‌پذیر است. ماهیت قلیایی ماگماهای بازالتی می‌تواند در ارتباط با نرخ ذوب کم خاستگاه لرزولیت-گارت‌دار یا ذوب بخشی گوشته متاسوماتیسم شده باشد (McBirney, 1993). بازالت گندم بریان با وجود حجم زیاد فوران‌های آن و اهمیتی که در روشن شدن وضعیت ژئودینامیکی خاور ایران در زمان کواترنری دارد، به دلیل شرایط آب‌وهوایی نامناسب منطقه تا به حال آن گونه که شایسته است، مورد توجه قرار نگرفته است. این پژوهش اولین مطالعه سامان‌مند سنگ‌های این ناحیه بوده و هدف از آن بررسی سنگ‌شناسی بازالت گندم بریان، تعیین منشأ و نوع ماگمای منطقه، فرایندهای ماگمایی احتمالی تکوین‌دهنده سنگ‌ها و در پایان تعیین وضعیت ژئودینامیکی منطقه در زمان بیرون‌ریزی گدازه‌هاست. با توجه به اینکه بازالت‌های گندم بریان جوان هستند، دگرسانی و هوازدگی کمی را متحمل شده‌اند و بررسی ژئوشیمیایی و تعیین زایش گدازه‌ها با دقت بیشتری قابل انجام است. به‌طور کلی سنگ‌های ناحیه از دید ترکیب شیمیایی شباهت زیادی دارند.

۲- زمین‌شناسی ناحیه‌ای

گندم بریان ناحیه‌ای پوشیده از گدازه‌های بازالتی در کویر لوت (شمال خاور کرمان) و در ۸۰ کیلومتری شهر شهداد قرار دارد و از دید زمین‌شناسی جزو پهنه

۳- مطالعات سنجش از دور

سنجش از دور به عنوان فناوری و علمی معرفی می‌شود که به‌وسیله آن می‌توان

بدون تماس مستقیم در طول موج‌های میان ۳ میکرومتر تا یک متر، ویژگی‌های یک پدیده را تعیین، اندازه‌گیری و یا تجزیه و تحلیل کرد. یکی از کاربردهای مهم سنجش از دور در سنگ‌شناسی است؛ با استفاده از این علم می‌توان اطلاعاتی در مورد ترکیب سنگ‌ها و کانی‌های روی سطح زمین که به‌طور کامل با گیاهان پوشیده نشده‌اند به‌دست آورد. با توجه به شرایط ویژه محیطی و نبود دسترسی زمینی به همه بخش‌ها، مطالعات سنجش از دور در منطقه مورد مطالعه انجام شد تا دید بهتری از منطقه به‌دست آید. یکی از این روش‌ها شناخت باندهای جذب و به‌طور کلی طیف انواع سنگ‌ها و کانی‌هایی است که توسط سنجنده‌های مختلف به‌دست می‌آیند. با استفاده از روش تقسیم‌بندی، جدایش عوارض و پدیده‌های موجود صورت گرفت.

یکی از روش‌های ترکیبی که برای جدایش بهتر واحدها ارایه شده است، روشی است به نام مقدار اشباع رنگی (Hue Saturation Value) که با استفاده از محاسبات پیچیده آماری روی یک ترکیب سه‌باندی، از آن سه باند، سه عامل جدا به نام HSV می‌سازد که به شکل سه باند می‌توان این عامل‌ها را با هم ترکیب و از آنها تصویر RGB تهیه کرد؛ این تصویر شامل بیشترین میزان جدایش است که در اینجا به‌خوبی تمایز دشت بازالتی با محیط پیرامون آن مشخص شده است (شکل ۵). بخش شمالی دشت بازالتی فرسایش بیشتری داشته و بیشتر در زیر رسوبات قرار گرفته است؛ بنابراین از این رسوبات کهن‌تر به‌شمار می‌آید و آشکارسازی ضعیف‌تری را نیز از خود نشان می‌دهد. در حالی که بخش جنوبی منطقه‌ای به گسترش حدود ۳۵۰ کیلومتر مربع است و به دلیل جوان‌تر بودن، دگرسانی کمی داشته و روی رسوبات قرار گرفته‌اند و به‌طور آشکاری از بازالتهای بخش شمالی جوان‌تر هستند و آشکارسازی بهتری را نیز از خود نشان می‌دهند.

با توجه به اختلاف جذب و بازتاب در طول موج‌ها یا باندهای مختلف برای هر کانی می‌توان نسبت باندی خاص جدایش آن کانی را به‌دست آورد. با توجه به اصول یادشده، نمودارهای طیفی مربوط به کانی‌های اصلی منطقه بررسی شد. با کمی دقت به‌خوبی می‌توان برای هر کانی باند دارای بیشترین و کمترین بازتاب را به عنوان باندهای قابل استفاده در ایجاد نسبت‌های باندی از نمودار استخراج کرد. نسبت باندی ۲/۴ برای کانی پیروکسن و الیون که در سنگ‌های بازالتی گندم بریان موجود هستند استفاده شده است (قدرت جذب این کانی‌ها در باند ۴ ویژگی خوب آنها برای کاهش تداخل به‌شمار می‌آید، این نسبت با توجه به نبود پوشش گیاهی، بدون مزاحمت این کانی‌ها را آشکار می‌کند). لازم به یادآوری است که مناطق سفیدرنگ در عکس مربوط به کانی‌های آشکار شده است. هر چه شدت رنگ سفید بیشتر باشد تمرکز کانی مربوط شدیدتر است. در اینجا به‌خوبی بخش‌های سرشار از الیون و پیروکسن مشخص شده‌اند که با توجه به آن می‌توان محدوده دشت بازالتی را به‌خوبی نسبت به محیط کناری آن تشخیص داد (شکل ۶).

۴- سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی

سنگ‌های بازالتی گندم بریان دارای ترکیب الیون بازالتهای هستند. در مقطع نازک این سنگ‌ها بافت پورفیریتیک و گلوپورفیریتیک دارند که حاصل قرارگیری درشت‌بلورهای الیون و کلینوپیروکسن در زمینه‌ای از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز است (شکل ۷-۸). در زمینه سنگ بافت اینترگرانولار نیز دیده می‌شود. زمینه بیشتر بلورین و کمتر شیشه‌ای است. بزرگ بودن اندازه بلورها تا حدودی نتیجه نسبت نطفه‌بندی به سرعت واقعی رشد است. کانی‌هایی که به سختی نطفه تشکیل می‌دهند ولی به آسانی رشد می‌کنند بلور بزرگ‌تری به وجود می‌آورند و در حالت عکس آن، بلورها کوچک‌تر و فراوان‌تر می‌شوند. با توجه به اندازه بلورها و بافت، این بازالتهای دو مرحله سرد شدن را طی کرده‌اند:

۱- الیون پیروکسن پلاژیوکلاز

۲- پیروکسن الیون پلاژیوکلاز

با توجه به وجود درشت‌بلورهای الیون و کلینوپیروکسن و کمتر پلاژیوکلاز مشخص می‌شود که در ماگمای اولیه پیش از بالا آمدن و فوران، تبلور صورت گرفته است. از سوی دیگر تفاوت مقدار درشت‌بلورها در نمونه‌های مختلف، اختلاف میزان جدایش آنها از مذاب باقیمانده و در نتیجه تفاوت شدت تفریق ماگمای تشکیل‌دهنده آنها پیش از فوران را نشان می‌دهد.

۴-۱. پلاژیوکلاز

کانی اصلی نمونه‌ها، بلورهای پلاژیوکلاز است که ۴۵ تا ۵۰ درصد حجم سنگ را دربر گرفته و بیشتر به‌صورت میکروولیتی و اندکی درشت‌بلور در نمونه‌ها حضور دارد. در برخی نمونه‌ها گاه یک منطقه‌بندی ضعیف قابل مشاهده است. دگرسانی به‌ویژه در مرکز پلاژیوکلازهای دارای منطقه‌بندی دیده است. شکل میکروولیت‌ها بیشتر تخته‌ای است. زاویه خاموشی حدود ۲۸ تا ۳۱ درجه تیغه‌های ماکل پلی‌سینتیک نشانگر محدوده ترکیبی لابرادوریت است. آثار دگرسانی در مرز میکروولیت‌ها و زمینه دیده می‌شود. تجمع‌های میکروولیت‌های پلاژیوکلاز در پیرامون درشت‌بلورهای الیون و کلینوپیروکسن بافت اینترگرانولار پدید آورده است. پلاژیوکلاز فاز ثانوی تبلور را طی کرده است و بنابراین کمتر به‌صورت درشت‌بلور دیده می‌شود (شکل‌های ۷-۸ و ۹).

۴-۲. کلینوپیروکسن

بلورهای کلینوپیروکسن که به‌صورت درشت‌بلورهای بیشتر خودشکل و نیز بلورهای کوچک در زمینه دیده می‌شوند در بیشتر نمونه‌ها فراوانی کمتری نسبت به الیون دارند. دگرسانی در کلینوپیروکسن‌ها کمتر دیده می‌شود و کمتر منطقه‌بندی ساعت شنی دارند. با توجه به رنگ تداخلی و طرح منطقه‌بندی این کانی‌ها، نوع آنها باید تیتانوازیت باشد. برای تشکیل این نوع کلینوپیروکسن، فعالیت کم سیلیس همراه با حضور مقادیر کافی از تیتانیم در مذاب، به عنوان عامل‌های مهم به‌شمار می‌آید، به‌گونه‌ای که تیتانوازیت، بیشتر در آلکالی‌الیون‌بازالت‌ها و دیگر سنگ‌های فقیر از سیلیس متداول است. تجمع‌های کلینوپیروکسن‌ها با یکدیگر یا با بلورهای الیون بافت خوشه‌ای (گلوپورفیریتیک) ایجاد کرده است (شکل ۷-۹).

۴-۳. الیون

بلورهای الیون به‌صورت خودشکل، نیمه‌خودشکل و گردشده همراه با بافت‌های خلیجی و اسکلتی دیده می‌شوند. خلیج‌ها می‌توانند ناشی از نبود تعادل مانند خوردگی ماگمایی و یا رشد اولیه به‌صورت اسکلتی باشند (شکل ۷-۹). هم‌شدگی بلورهای الیون بدون تشکیل هاله واکنشی از جنس ارتوپیروکسن در پیرامون بلور الیون رخ داده است که این ویژگی معمولاً در سنگ‌های آلکالی دیده می‌شود. بلورهای الیون بر خلاف میکروولیت‌های پلاژیوکلاز، کمتر و با اندازه بزرگ‌تر هستند که این مسئله به علت سرعت رشد بالاتر بلورهای الیون در مقایسه با سرعت هسته‌بندی آنهاست (Shelli, 1993). در این سنگ‌ها تغییر در شکل و اندازه درشت‌بلورهای الیون دیده می‌شود که تفاوت پراکندگی اندازه در بلورها می‌تواند نشانه‌ای از تبلور بایمودال باشد. ایدینگریتی شدن بیشتر در حاشیه بلورهای الیون به‌ویژه در انواع خودشکل دیده می‌شود و بیانگر وجود منطقه‌بندی ترکیبی عادی در این کانی‌ها است؛ زیرا فقط الیون‌هایی با میزان فورستریت کمتر از ۵۰ درصد تحت تأثیر ایدینگریتی شدن قرار می‌گیرند و ترکیب الیون تنها در حاشیه برای ایدینگریتی شدن مناسب است و به‌نظر می‌رسد که مرکز بلور الیون به‌خاطر غنی بودن از منیزیم کمتر ایدینگریتی می‌شود. جایگزینی الیون‌ها به‌وسیله ایدینگریت پیشنهاد یک محیط اکسیدان را در طول فرایند هوازدگی می‌دهد.

۴-۴. بیگانه‌سنگ‌های کلینوپیروکسنیتی

مطالعات نشان می‌دهد که لرزولیت‌ها و اسپینل‌پریدوتیت‌ها متداول‌ترین بیگانه‌سنگ‌های

نورماتو سنگ، نام گذاری سنگ‌ها به روش شیمیایی و بررسی محیط زمین ساختی بازالت‌های منطقه، بررسی نمودارهای عنبکوتی به منظور مقایسه مقادیر عناصر فرعی و کمیاب با میانگین کندریت و مورب (MORB) و همچنین منشأ سنگ‌ها بررسی شدند.

۶-۱. اکسیدهای اصلی

محتوای اکسیدهای اصلی به صورت درصد وزنی است. تغییرات SiO_2 در دامنه ۴۵/۱ تا ۴۸/۵ درصد وزنی با میانگین ۴۶/۴۸ درصد وزنی است که در شماری از مقالات دامنه تعیین شده برای آلکالی‌یوین‌بازالت‌ها و بازالت‌ها با نورم نقلین است (Cebria & Lopez-Ruize, 1995; Ibrahim & Al-Malabeh, 2006).

میزان MgO ، ۶/۸ تا ۷/۷ و میانگین آن ۷/۳۱ درصد وزنی است. Mg\# سنگ‌های مورد مطالعه که بر پایه تعریف برابر با جزء مولکولی $\text{Mg}^{2+}/\text{Mg}^{2+}+\text{Fe}^{2+}$ است (Downs et al., 1995; Jenner et al., 1987) و معمولاً به عنوان شاخص سنگ‌زایشی برای تشخیص ماگمای تفریق‌یافته از ماگمای اولیه استفاده می‌شود، بازالت گندم بریان دامنه تغییرات ۰/۴۹ تا ۰/۵۳ و میانگین ۰/۵۱ دارد. مقدار $\text{Mg\#} < ۰/۷$ به باور Wilson (1989) ویژگی ماگماهای اولیه است؛ در حالی که Clague & Fery (1982) میزان $\text{Mg\#} < ۰/۶$ را به عنوان وجه تمایز می‌دانند. بازالت‌های درون قاره‌ای به طور کلی عدد Mg\# پایین تا متوسط دارند و ویژگی‌های مذاب گوشته‌ای اولیه را ندارند. به باور Kelemen et al. (2004) چنانچه عدد Mg\# کمتر از ۵۰ باشد بیانگر تحول‌یافتگی ماگمای مادر و اگر میان ۵۰ تا ۶۰ باشد نشانه ماگمای مادر منیزیم بالاست و اگر بیش از ۶۰ باشد ماگمای اولیه خوانده می‌شود. بنابراین ماگمای بازالتی گندم بریان تقریباً دارای ویژگی‌های ماگماهای مادر منیزیم بالاست. میزان عناصر قلیایی سنگ یعنی K_2O در دامنه ۲/۰۵ تا ۲/۸۲ و Na_2O در دامنه ۳/۹۲ تا ۵/۳۷ است که بازتابی از گرایش سدیمی ماگماست. میزان $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (۵/۳۷ درصد وزنی) و نشان‌دهنده تمایل بازی سنگ است. درصد TiO_2 نمونه‌ها ۲/۳۷ تا ۲/۶۷ با میانگین ۲/۵۷ است که این مقدار بالای TiO_2 از ویژگی‌های مناطق کافتی و مناطق در ارتباط با فعالیت نقاط داغ است (Amel et al., 2008).

۶-۲. رده‌بندی

بر پایه رده‌بندی مجموع قلیایی‌ها در برابر سیلیس (TAS) که توسط Le bas et al. (1986) ابداع شد سنگ‌ها در محدوده تفریق‌بازالت قرار می‌گیرند (شکل ۸- a)، در رده‌بندی Winchester & Floyd (1997) که بر پایه تغییرات Zr/TiO_2 در برابر افزایش Nb/Y است نمونه‌ها به صورت متمرکز در محدوده بازالت-نفلینیت قرار می‌گیرند (شکل ۸- b). در تعیین سری ماگمایی با بهره‌گیری از نمودار مجموع قلیایی‌ها در برابر افزایش سیلیس (Irvine & Baragar, 1971) نمونه‌ها در محدوده آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۸- c). این سری نسبت به سری تولیدی و کالک آلکالن از SiO_2 فقیرتر و از اکسیدهای قلیایی غنی‌تر است. همچنین بر پایه نمودار تغییرات $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ در برابر SiO_2 (Emami, 1981) که برای جدایش سری پتاسیمی از سدیمی است نمونه‌ها در محدوده سدیمی قرار می‌گیرند (شکل ۸- d). در نمودار Zr در برابر Y/Nb (Pearce & Cann, 1973) که برای تشخیص سنگ‌های بازالتی قلیایی از بازالت‌های تحولی به کار می‌رود نیز نمونه‌ها در محدوده بازالت قلیایی قرار گرفتند (شکل ۸- e).

برای بررسی محیط زمین‌ساختی دیرین بازالت‌ها می‌توان از نمودارهای مختلفی استفاده کرد. در بسیاری از این نمودارها از عناصری با قدرت میدان بالا بهره می‌برند (Rollinson, 1993). نمودار Pearce & Cann (1973) بر پایه عناصر Ti-Zr-Y است. این نمودار به گونه‌ای بسیار کارآمد بازالت‌های درون صفحه‌ای را از دیگر بازالت‌ها جدا می‌سازد. در این نمودار نمونه‌ها در محدوده بازالت‌های درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند. در نمودار Pearce & Norry (1979) و بر پایه

موجود در روانه‌های بازالتی در جهان هستند (Kutolin & Frolova, 1970; Ross et al., 1954). دیگر بیگانه‌سنگ‌هایی که کمتر در آلکالی‌بازالت‌ها دیده می‌شوند از جنس پیروکسینت، گابرو، دونیت و کمتر اکلویت هستند (Kuno, 1969; Wilshire & Binns, 1961; Green & Ringwood, 1967; Green et al., 1968; Aoki, 1968; Macgregor, 1974; Kutolin & Frolova, 1970; Binns, 1969). بیگانه‌سنگ‌های مافیک و اولترامافیک به طور کلی به عنوان قطعات اتفاقی گوشته و منشأ گرفته از گوشته بالایی مطرح می‌شوند (Bacon & Carmichael, 1973; Wilkinson & Kalocsai, 1973; Sutherland, 1974). بیگانه‌سنگ گوشته‌ای بیشتر در اعضای پر حفره و توفی آلکالی‌بازالت‌ها-بازالت‌ها و نفلینیت‌ها وجود دارند که نشان‌دهنده ماهیت غنی از مواد فرار ماگمای میزبان است. بیگانه‌سنگ‌های مشاهده شده در مقاطع میکروسکوپی بازالت گندم بریان به صورت تجمعی از کلینوپیروکسن هستند. بیگانه‌سنگ‌های موجود حاشیه واکنشی نشان نمی‌دهند و به صورت دست‌نخورده و بدون خوردگی دیده می‌شوند (شکل ۷- e). این بیگانه‌سنگ رنگ بنفش کم‌رنگ-قهوه‌ای دارند و با توجه به حضور آنها، به نظر می‌رسد ماگما بالاآمدگی سریع از ژرفای زیاد داشته است (Stanley et al., 1979).

۴-۵. بیگانه‌بلورهای کوارتز

در برخی از نمونه‌ها بیگانه‌بلورهای شیری‌رنگ از کوارتز در اندازه متفاوت دیده می‌شود. این بیگانه‌بلورها می‌توانند از منبعی مجزا مشتق شده و به عنوان شاهدهی برای آمیختگی ماگمایی یا آلودگی پوسته‌ای باشند (Espinoza et al., 2005)، با توجه به نبود اثر آمیختگی ماگمایی در سنگ‌های بازالتی منطقه گندم بریان و همچنین شکل دانه‌های کوارتز، به نظر می‌رسد این کوارتزها طی حرکت سریع مذاب از ژرفا و در هنگام بالاآمدن آن از سنگ دیواره کنده شده و به درون مذاب افتاده‌اند و در تماس با ماگمای بازالتی خردشدگی و خوردگی خلیجی پیدا کرده‌اند ولی به دلیل سرعت زیاد بالا آمدن ماگما کاملاً هضم نشده‌اند. در پیرامون دانه‌های کوارتز هاله واکنشی از جنس کلینوپیروکسن ایجاد شده که از خوردگی بیشتر دانه کوارتز جلوگیری کرده است. وجود دانه‌های کوارتز در بازالت گندم بریان آلودگی ماگما توسط سنگ‌های دیواره ماگما را نشان می‌دهد (شکل ۷- f).

۵- زمان فوران

در مورد بازالت گندم بریان دو تعیین سن صورت گرفته است؛ اولین بار Conrad et al. (1981) بر پایه سن سنجی روش K/Ar دو سن را پیشنهاد کردند (2.08 ± 0.07 Ma و 2.05 ± 0.04 Ma). Walker et al. (2009) نیز بر پایه روش Ar/Ar سن ۳ نمونه را اندازه‌گیری کردند که بیشتر به منظور تعیین نرخ لغزش گسل نایبند بوده است (2.25 ± 0.06 Ma و 2.60 ± 0.20 Ma، 2.20 ± 0.05 Ma). این نمونه‌برداری در عکس ماهواره‌ای مشخص شده است (Walker et al., 2009). با توجه به قرارگیری مخروط‌های فوران در طول خط اثر گسل فعال نایبند (مراکز فوران در نزدیکی حوضه تراکشی پله به چپ اثر گسل نایبند قرار گرفته‌اند). Walker et al. (2009) بیان داشته‌اند که بازالت گندم بریان باید پس از شروع فعالیت اولیه گسل نایبند شکل گرفته باشد.

۶- ژئوشیمی سنگ

۱۱ نمونه که کمترین آثار دگرسانی را نشان می‌دادند برای تجزیه به آزمایشگاه ALS-CHEMEX کانادا فرستاده شدند. با استفاده از روش‌های تجزیه شیمیایی (ICP-MS و ICP-AES) میزان اکسیدهای اصلی به درصد وزنی و عناصر فرعی و خاکی کمیاب به ppm تعیین شد که در جدول فهرست شده‌اند (جدول ۱). همه نمونه‌ها ترکیب بسیار نزدیک دارند که شاهد یک دامنه بسیار مشابه از عناصر سازنده است. با توجه به نتایج تجزیه‌های شیمیایی متغیرهایی همچون ترکیب

است (Wilson, 1989) و همچنین بازالتی بودن سنگ منطقه، می‌تواند به علت داشتن منشأ گوشته‌ای برای عنصر Sr باشد. محتوای Y تقریباً کم و با دامنه محدودی از ppm ۲۰ تا ۲۲ با میانگین ۲۱ ppm است. میانگین Y/Nb برابر با ۰/۲۶ است که از مقادیر نسبت گزارش شده (Pearce & Cann, 1973) برای آلکالی‌بازالت‌های درون قاره‌ای ($Y/Nb > 1$) بسیار کمتر است. Y بیشتر به‌عنوان یک عنصر ناسازگار شبیه HREE رفتار می‌کند و به راحتی در گارنت و آمفیبول و کمی نیز در پیروکسن قرار می‌گیرد که با فرض یک منشأ گارنتی برای بازالت منطقه، علت پایین بودن مقدار آن توجیه‌پذیر است. نسبت بالای Ti/Y و Nb/Yb که با میزان پایین Ti/Nb و Zr/Nb در بازالت‌ها همراهی می‌شوند، نشانگر درجه ذوب بخشی پایین منشأ گوشته‌ای حامل گارنت است. تمرکز بالای عناصر ناسازگار تابعی از ناهمگنی گوشته است. ذوب بخشی کم این گوشته می‌تواند بازالت‌های قلیایی و بازالت‌های غنی از عناصر ناسازگار را حاصل کند. غنی‌شدگی از LREEها، نبود بی‌هنجاری Eu و نسبت Eu/Sm حدود ۰/۲۹ در سنگ‌های ناحیه، نشانگر ویژگی یک فعالیت آتشفشانی کافتی درون قاره‌ای (CRZ) است (Cullers & Graf, 1984).

۷- نتیجه‌گیری

- مطالعات سنجش از دور نمایانگر حضور سنگ‌های سرشار از الیون و پیروکسن در منطقه گندم بریان است. همچنین تصاویر به‌دست آمده تمرکز بیشتر ترکیبات الیون و پیروکسن‌دار را در بخش جنوبی گندم بریان نشان می‌دهد که کاملاً با مطالعات صحرایی و سنگ‌نگاری همخوانی دارند.

- ارتباط زایشی این روانه‌ها با شکستگی‌های ژرف پوسته‌ای ناشی از عملکرد گسل نایبند، حضور بیگانه‌سنگ‌های گوشته‌ای و طبیعت آلکان سنگ‌های ناحیه همگی نشان‌دهنده بالآمدن سریع ماگما از ژرفای زیاد هستند.

- الیون‌ها در روانه بازالتی یادشده نوعی ارتباط میان شدت دگرسانی و ایدنگزیتی شدن و ریخت‌شناسی بلورین نشان می‌دهند، به‌گونه‌ای که الیون‌های خودشکل که میزان Fe بیشتری دارند، ایدنگزیتی شدن را با شدت بیشتر نشان می‌دهند، ولی الیون‌هایی که به‌صورت گردشده هستند با توجه به میزان جزء فورستریت بیشتر، کمتر تحت تأثیر دگرسانی قرار گرفته‌اند.

- با توجه به اینکه ماگماهای با چسبندگی کمتر نرخ انتشار بیشتری دارند، در بازالت‌های گندم بریان با توجه به چسبندگی کم ماگما قابلیت هسته‌بندی زیاد بوده است و بلورها رشد کمی داشته‌اند. به‌گفتار دیگر سرعت رشد بلورهای آنها از سرعت هسته‌بندی‌شان کمتر بوده است (Higgins, 2006). در ماگمای بازالتی گندم بریان با توجه به سرعت بالای سرد شدن، زمان کافی برای تبلور بلورهای پلاژیوکلاز وجود ندارد؛ بنابراین بلورهای پلاژیوکلاز که نسبت به الیون و پیروکسن سرعت رشد کمتر و در نتیجه سرعت هسته‌بندی بیشتری دارند رشد کمتری خواهند داشت.

- در تقسیم‌بندی مودال، سنگ‌های آتشفشانی گندم بریان به گروه الیون‌بازالت و در تقسیم‌بندی نورماتو، به گروه بازالت-تفریت‌ها تعلق دارند. همچنین از دید محیط زمین‌ساختی سنگ‌ها به گروه بازالت‌های قلیایی ناشی از کافت درون قاره‌ای تعلق دارند. با توجه به محتوای Mg#، سنگ‌ها ویژگی‌های یک ماگمای مادر منیزیم بالا را دارند که تحول یافتگی کمی را دچار شده‌اند.

- با توجه به غنی‌شدگی از عناصر ناسازگار، منشأ ماگمای مادر باید گوشته‌ی تهی‌نشده بوده باشد. این تمرکز بالای عناصر ناسازگار نشانی از ناهمگنی گوشته است که می‌تواند تحت تأثیر مهاجرت سیال غنی از H_2O و CO_2 در پهنه کم‌سرعت به وجود آمده باشد. حضور بازالت‌هایی با بافت حفره‌ای در سنگ‌ها می‌تواند نشانه غنی بودن ماگما از مواد فرار باشد.

- تهی‌شدگی عناصر خاکی کمیاب سنگین و غنی‌شدگی عناصر خاکی کمیاب سبک

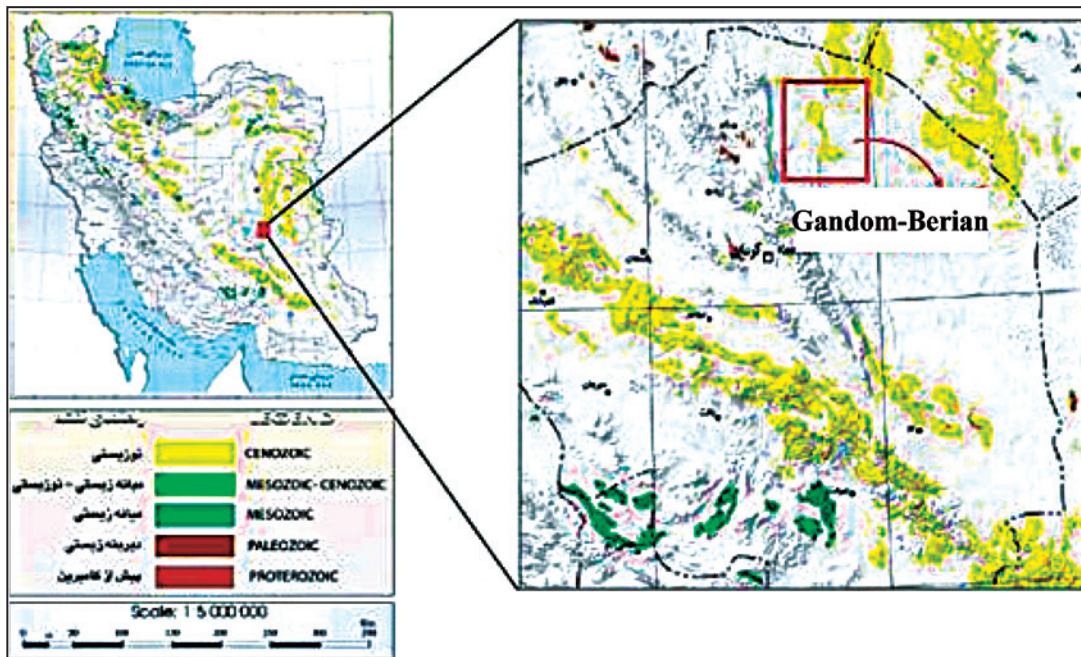
P_2O_5 و K_2O ، TiO_2 داده‌ها در ناحیه قاره‌ای قرار می‌گیرند. Wood (1980) بر پایه عناصر HFS نامتحرک Ta، Hf و Th یک نمودار تمایزی برای تعیین میدان‌های بازالتی مشخص کرد. در این نمودار داده‌ها بر پایه عناصر Ta و Ti، Hf، Ta و Ti در ناحیه بازالت‌های قلیایی درون صفحه‌ای پیاده می‌شوند. همچنین در نمودار Cabanis & Lecolle (1989) داده‌ها در محدوده آلکالی‌بازالت‌های کافت درون قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل‌های ۹-ا تا d).

۶-۳. نمودارهای عنکبوتی

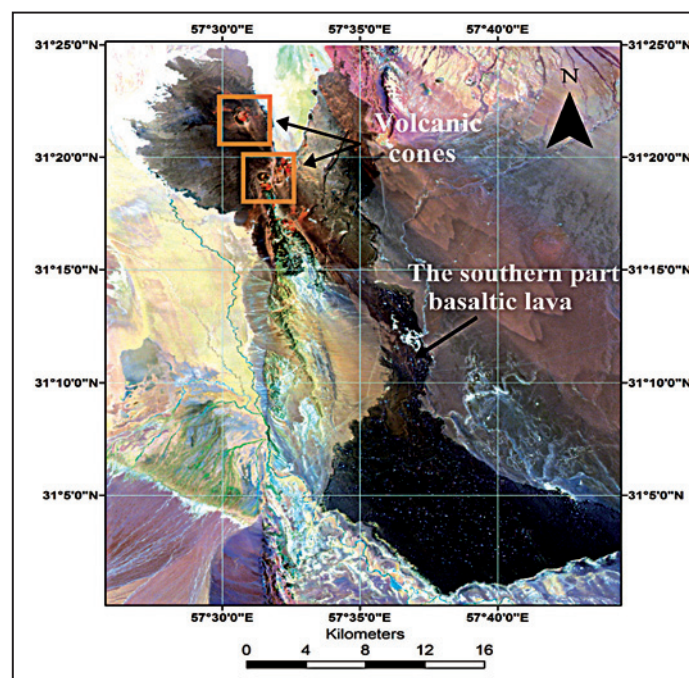
برای بازالت گندم بریان از الگوهای عناصر کمیاب که با کندریت و مورب بهنجار شده‌اند استفاده شد. به منظور مقایسه بیشتر، داده‌ها نسبت به N-MORB، OIB و E-MORB نیز بررسی شده‌اند (شکل ۱۰). الگوی کلی در بازالت‌های درون صفحه‌ای (WPB) بهنجار شده نسبت به کندریت و مورب، محذب است (Wilson, 1989) که این تحذب در مورد بازالت‌های گندم بریان کاملاً مشخص است. به نظر می‌رسد که این الگو ناشی از تهی نشدن سنگ منشأ و نیز نرخ پایین ذوب بخشی باشد. به‌طور کلی بازالت‌های درون صفحه‌ای در مقایسه با دیگر انواع بازالت‌ها از عناصر ناسازگار غنی‌شدگی نشان می‌دهند که این مسئله در الگوهای بازالت‌های گندم بریان بهنجار شده نسبت به N-MORB و E-MORB به‌خوبی مشهود است؛ ولی در نمودار بهنجار شده نسبت به OIB، طرح به‌نسبت مسطح با درجه غنی‌شدگی حدود یک برای سنگ‌های این ناحیه دارد که نشان‌دهنده شباهت منشأ این نمونه‌ها با منشأ OIB و در نتیجه منشأ گرفتن ماگما از گوشته غیر تهی‌شده است (شکل‌های ۱۰- c تا e). همچنین الگوی عناصر خاکی کمیاب سنگ‌های بازالتی ناحیه گندم بریان بهنجار شده نسبت به کندریت نیز بررسی شده است (شکل ۱۰- a). تغییرات هم‌شیب نمونه‌ها نشان‌دهنده خاستگاه با ترکیب مشابه برای نمونه‌هاست. غنی‌شدگی عناصر LREE و به‌ویژه فراوانی بالای Pr، Ce و La به میزان ۱۰۰ تا ۱۵۰ برابر میزان کندریت، پیشنهاد یک گوشته غنی‌شده را می‌دهد. تهی‌شدگی عناصر خاکی کمیاب سنگین می‌تواند ناشی از منشأ گرفتن ماگما از سنگ گارنت‌دار باشد که در اثر درجه ذوب بخشی پایین، گارنت ذوب نشده است و عناصر سنگین به‌صورت سازگار با گارنت وارد مذاب نشده‌اند. به‌طور کلی باید گفت تغییرات نسبت La/Yb نسبت به نوع سنگ منشأ و درجه ذوب بخشی حساس است. به‌گفتار دیگر بسته به اینکه سنگ منشأ اسپینل‌پریدوتیت یا گارنت‌پریدوتیت باشد، این نسبت متفاوت خواهد بود که این مقدار در ذوب رخساره گارنت‌پریدوتیت بیشتر از رخساره اسپینل‌پریدوتیت است. نسبت بالای La/Yb با میانگین ۳۰/۲۶ نشان‌دهنده یک سنگ منشأ گارنت‌دار است. درجه غنی‌شدگی MREE/HREE نیز به وجود گارنت به‌عنوان فاز باقیمانده در طول ذوب وابسته است. HREEها نسبت به MREEها در طول ذوب بخشی سازگاری بیشتری با گارنت دارند و بنابراین کمتر وارد فاز مذاب می‌شوند. در مذابی که حاصل از ذوب بخشی منشأ گارنت‌دار باشد، تغییرات MREE/HREE به‌نسبت زیاد است. مقادیر بالای Zr با میانگین ۲۳۴/۸۱ نیز نشان‌دهنده وجود یک خاستگاه گوشته‌ای غنی‌شده سست‌کره‌ای است که این نتایج با بررسی‌های تعیین ویژگی‌های منشأ اولیه سنگ‌ها با استفاده از جفت عنصرهای بسیار ناسازگار که ضریب توزیع آنها بسیار شباهت داشته باشد تأیید می‌شود. هر تغییری در نسبت این عناصر بیانگر ناهمگنی در منشأ است که ناشی از آمیختگی منشأ یا آلودگی است. بررسی نسبت‌های عناصر بسیار ناسازگار در بازالت گندم بریان با توجه به مطالعات (Saunders et al., 1988) و با توجه به نسبت‌های پایین Ce/Nb، Th/Nb، U/Nb، Pb/Nb و Ba/Nb منشأ ماگمای مادر را گوشته غنی‌شده نشان می‌دهد. محتوای Rb سنگ‌ها در محدوده ppm ۲۷ تا ۵۵ با میانگین ppm ۴۴ است که از میانگین Rb گزارش شده توسط (Coleman & McGuire, 1988) برای آلکالی‌بازالت که ppm ۲۲ می‌باشد، بیشتر است. محتوای Sr، ppm ۷۶۳ تا ۱۱۰۰ با میانگین ppm ۸۸۴ است. میزان بالای Sr با در نظر گرفتن آنکه این عنصر در شرایط گوشته‌ای بیشتر به‌صورت عنصری ناسازگار

- الگوی عناصر خاکی کمیاب سنگ‌های بازالتی گندم بریان نمایش‌دهنده غنی‌شدگی LREEها و به‌ویژه فراوانی La، Ce و Pr است که ۱۰۰ تا ۱۵۰ برابر میزان کندریت هستند و نشان از یک گوشته تهی‌نشده جداشده از سست‌کره دارند. غنی‌شدگی از LREEها، نبود بی‌هنجاری Eu و نسبت Eu/Sm معادل با ۰/۲۹ در سنگ‌های ناحیه نشانگر ویژگی یک فعالیت آتشفشانی کشتی درون قاره‌ای هستند.

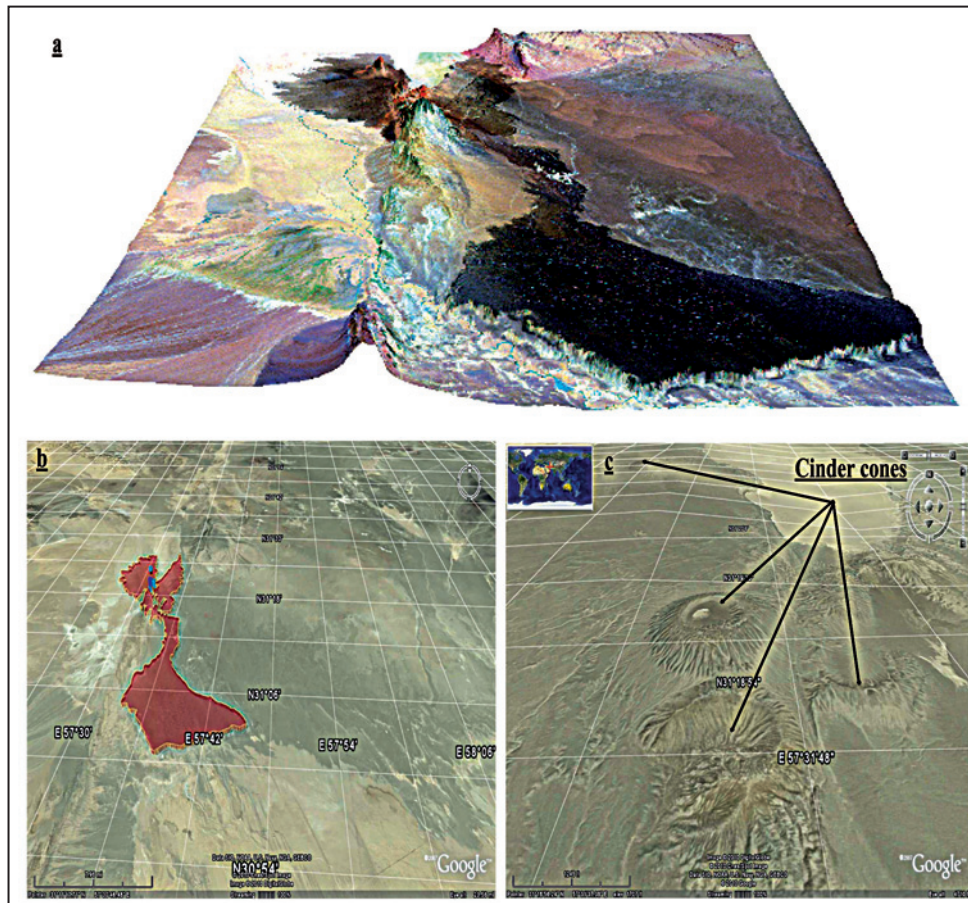
می‌تواند ناشی از منشأ گرفتن ماگما از سنگ گارنت‌دار باشد که در اثر درجه ذوب بخشی درجه پایین، عناصر سنگین به‌صورت سازگار با گارنت وارد مذاب نشده‌اند. - نسبت‌های پایین Ce/Nb، Th/Nb، U/Nb و Ba/Nb و مقادیر بالای Zr با میانگین وجود یک خاستگاه گوشته‌ای غنی‌شده سست‌کره‌ای را برای بازالت گندم بریان نشان می‌دهند.



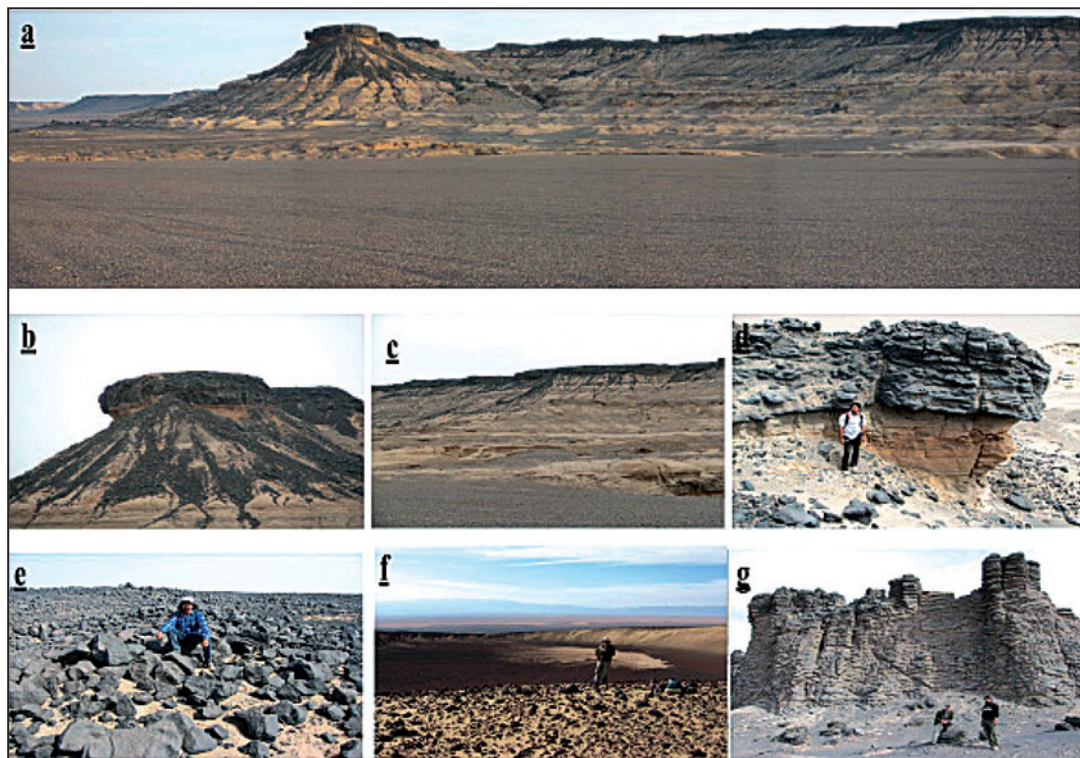
شکل ۱- موقعیت گندم بریان در نقشه پراکندگی سنگ‌های آتشفشانی بر پایه سن (برگرفته از www.gsi.ir).



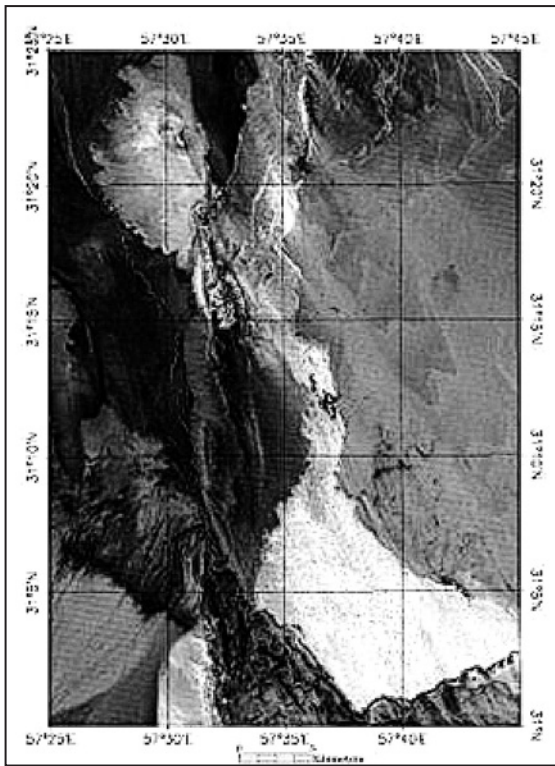
شکل ۲- تصویر ماهواره لندست از منطقه گندم بریان.



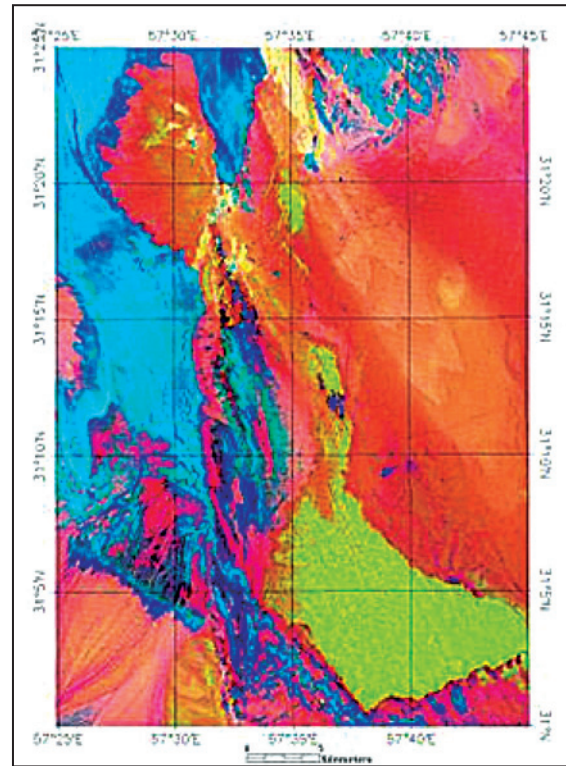
شکل ۳- (a) تصویر لندست سه‌بعدی از دشت بازالتی (برگرفته از www.usgs.gov)؛ (b) موقعیت بازالت گندم بریان در تصویر Google earth و (c) جایگاه دهانه‌های آتشفشانی در بخش شمالی گندم بریان (Google earth).



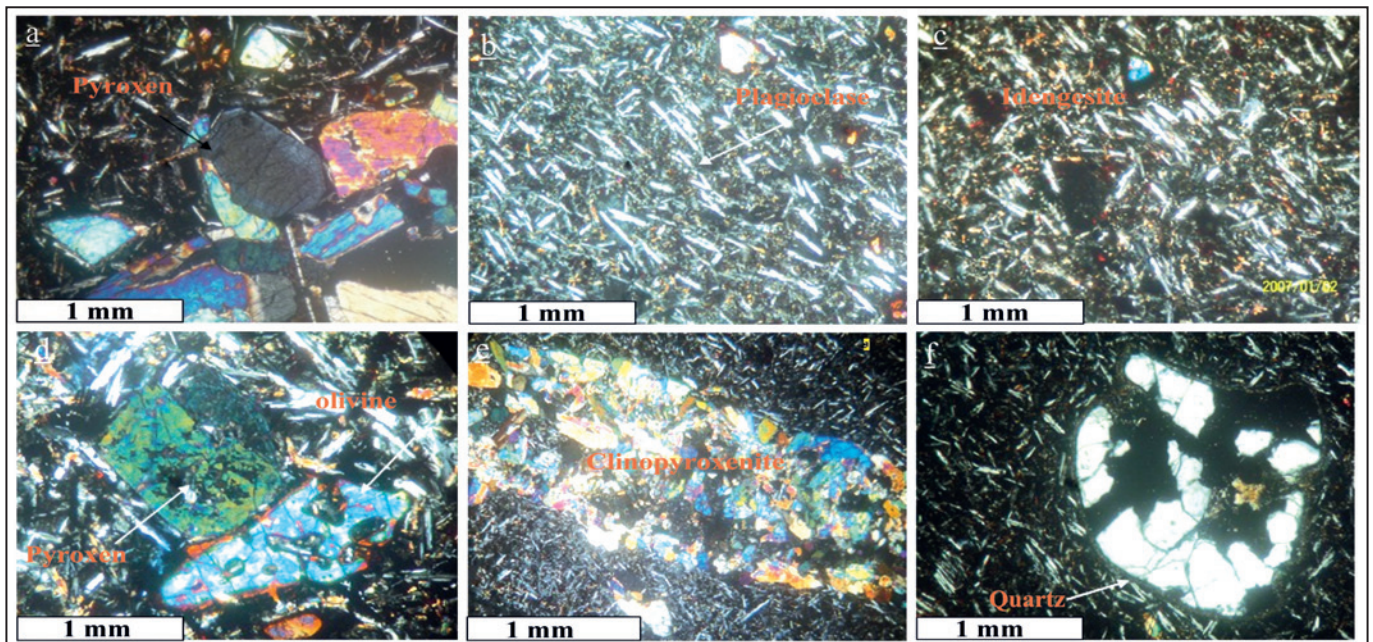
شکل ۴- (a تا d) تصاویر متفاوت از تخت بازالتی در نیمه جنوبی منطقه مورد مطالعه؛ (e) گدازه‌های بازالتی قطعه‌قطعه شده در بخش جنوبی؛ (f) دهانه آتشفشانی در بخش شمالی منطقه گندم بریان و (i) توالی بازالتی در بخش شمالی منطقه گندم بریان.



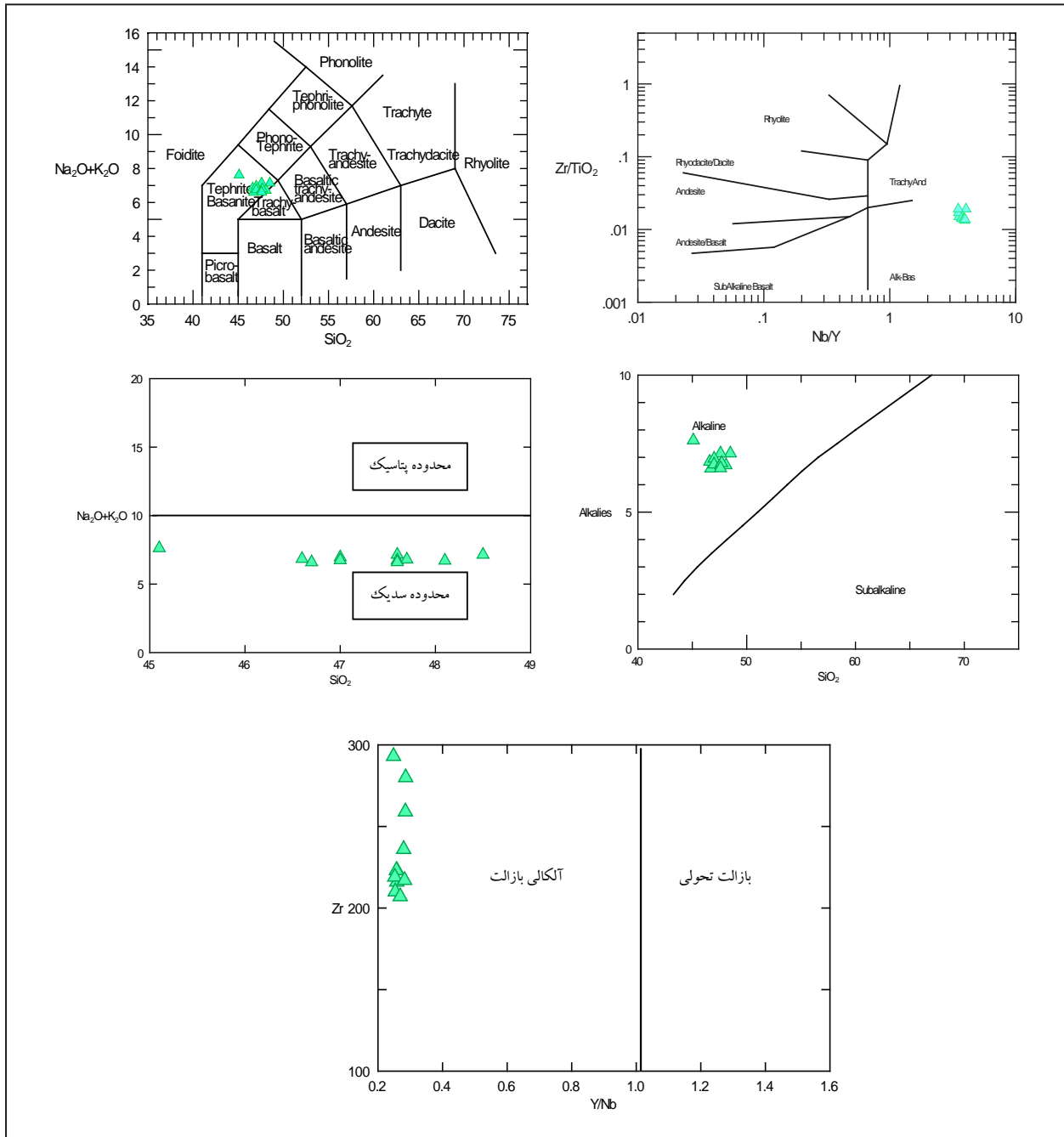
شکل ۶- نسبت بانندی ۲/۴ برای جدایش مناطق دارای کانی‌های مافیک الیون و پیروکسن.



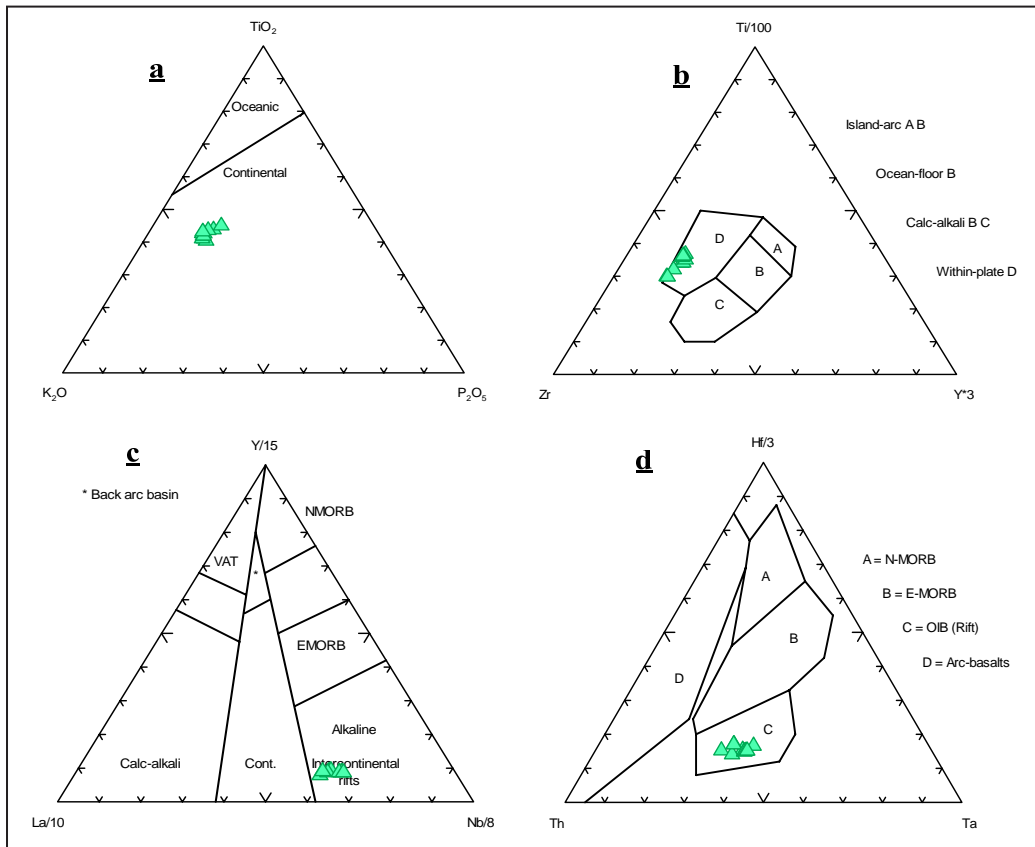
شکل ۵- تصویر HSV تهیه شده از ترکیب بانندی ۱-۴-۷.



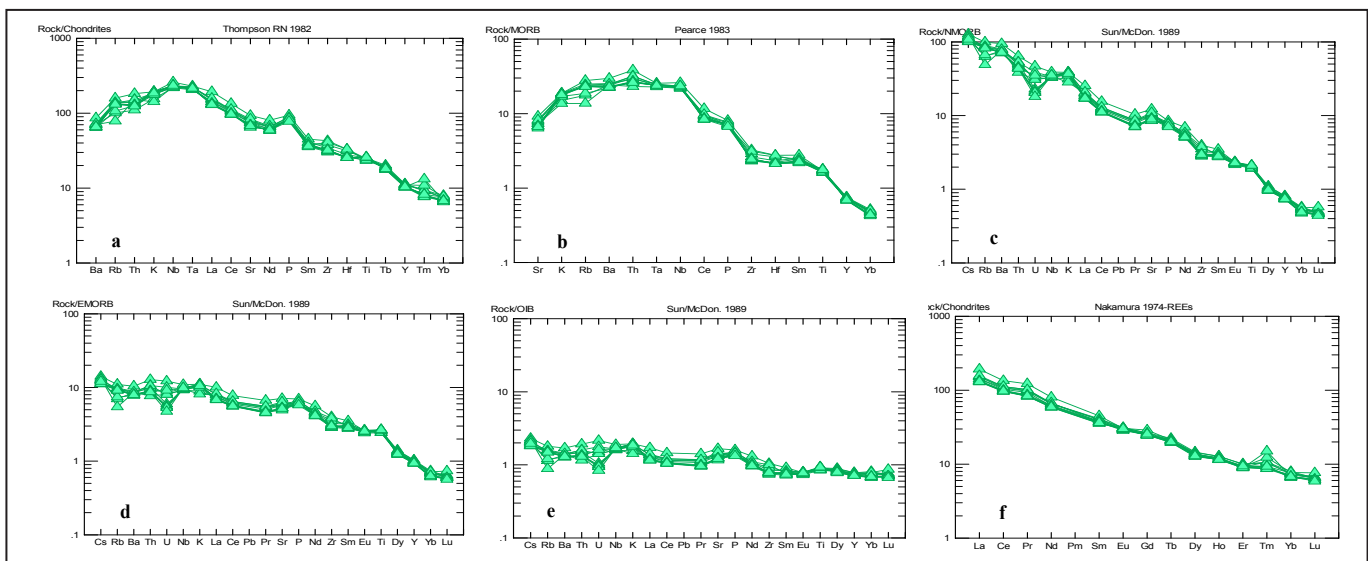
شکل ۷- (a) بافت گلوپوروفیری همراه با ساختار منطقه‌ای (نور XPL)؛ (b) بافت جریان‌های میکروولیت‌های پلاژیوکلاز (در وضعیت XPL)؛ (c) الیون خلیجی که توسط میکروولیت‌های پلاژیوکلاز دربرگرفته شده است (نور XPL)؛ (d) ایدنگزیتی شدن خمیره سنگ به دلیل حضور الیون ریز بلور در زمینه (نور XPL)؛ (e) انکلاو کلینوپیروکسنیت با بافت تجمعی در زمینه‌ای از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز بیگانه بلور کوارتز خلیجی با هاله واکنشی از جنس کلینوپیروکسن (نور XPL)؛ (f) بیگانه بلور کوارتز خلیجی با هاله واکنشی از جنس کلینوپیروکسن (نور XPL).



شکل ۸-ا نمودار بر پایه تغییرات Zr/TiO_2 در برابر افزایش Nb/Y (Winchester & Floyd, 1997)؛ (b) نمودار مجموع قلیایی‌ها در برابر سیلیس (TAS) (Le bas et al., 1986)؛ (c) نمودار مجموع قلیایی‌ها در برابر افزایش سیلیس (Irvine & Baragar, 1971)؛ (d) نمودار تغییرات K_2O/Na_2O در برابر SiO_2 (Emami, 1981) و (e) نمودار تغییرات Zr در برابر Y/Nb (Pearce & Cann, 1973).



شکل ۹- نمودارهای تشخیص محیط زمین‌ساختی برای سنگ‌های بازالتی گندم بریان؛ (a) جایگاه قرارگیری نمونه‌های بازالتی گندم بریان در نمودار $K_2O-TiO_2-P_2O_5$ (Pearce & Norry, 1979)؛ (b) تشخیص محیط زمین‌ساختی نمونه‌های بازالتی گندم بریان بر پایه نمودار $Zr-Ti/100-Y^*3$ (Pearce & Cann, 1973)؛ (c) تشخیص محیط زمین‌ساختی سنگ‌های بازالتی گندم بریان بر پایه نمودار $La/10-Y/15-Nb/8$ (Wood, 1980)؛ (d) موقعیت نمونه‌های بازالتی گندم بریان بر روی نمودار $Th-Hf/3-Ta$ (Cabanis & Lecolle, 1989).



شکل ۱۰- (a) نمودار عنکبوتی سنگ‌های بازالتی گندم بریان بهنجارشده نسبت به کندریت (Thompson, 1982)؛ (b) نمودار عنکبوتی سنگ‌های بازالتی گندم بریان بهنجارشده نسبت به MORB (Pearce, 1983)؛ (c) نمودار عنکبوتی سنگ‌های بازالتی گندم بریان بهنجارشده نسبت به N-MORB (Sun & McDonough, 1989)؛ (d) نمودار عنکبوتی سنگ‌های بازالتی گندم بریان بهنجارشده نسبت به E-MORB (Sun & McDonough, 1989)؛ (e) نمودار عنکبوتی سنگ‌های بازالتی گندم بریان بهنجارشده نسبت به OIB (Sun & McDonough, 1989)؛ (f) نمودار عنکبوتی سنگ‌های بازالتی گندم بریان بهنجارشده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974).

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب سنگ‌های بازالتی منطقه گندم بریان (نتایج اکسیدهای اصلی به درصد وزنی و نتایج عناصر فرعی و کمیاب به ppm).

SAMPLE	GY	GL 1	GF	GA	GS	G2-9	G1-4	G1-9	G3-2	G6-2	G1-6
SiO ₂	48.5	45.1	47.6	46.7	46.8	47	47	47.6	48.1	47.7	47.6
Al ₂ O ₃	14.5	13.3	14.15	13.6	13.7	13.75	13.65	13.9	13.9	13.85	13.75
Fe ₂ O ₃ (t)	11	10.5	10.9	11	10.9	11	10.9	10.9	11	11	10.95
CaO	8.02	7.66	8.03	7.77	8.14	8.02	7.63	7.67	7.49	7.46	7.52
MgO	6.77	6.68	7.03	7.2	7.41	7.57	7.34	7.5	7.55	7.7	7.66
Na ₂ O	4.32	5.37	4.34	3.99	4.79	4.28	4.19	3.96	3.94	4.02	3.92
K ₂ O	2.82	2.25	2.8	2.6	2.05	2.67	2.56	2.77	2.77	2.77	2.68
Cr ₂ O ₃	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
TiO ₂	2.81	2.43	2.56	2.55	2.43	2.45	2.65	2.63	2.89	2.64	2.66
Fe ₂ O ₃	4.11	3.93	4.06	4.05	3.93	3.95	4.15	4.13	4.19	4.14	4.16
FeO	6.89	6.57	6.84	6.95	6.97	7.05	6.75	6.77	6.81	6.86	6.79
MnO	0.15	0.15	0.15	0.15	0.14	0.15	0.14	0.14	0.14	0.13	0.14
P ₂ O ₅	0.94	0.87	0.99	0.84	0.92	0.85	0.88	0.88	0.85	0.89	0.82
SrO	0.11	0.1	0.13	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.1
BaO	0.05	0.04	0.04	0.03	0.05	0.03	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
LOI	1.4	3.62	1.11	0.9	2.9	1.4	1.01	2.3	1.1	1.51	0.9
Total	101	98.1	99.9	97.5	100	99.3	98.1	100.5	99.7	99.9	98.8
Mg#	49.8	50.4	50.7	50.9	51.5	51.8	52.1	52.6	52.6	52.9	53.0
Ag	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Ba	504	485	595	479	487	497	445	448	461	453	453
Ce	96.4	89.2	116.5	92.6	93.2	97.2	83.1	84.2	86.1	85.5	84
Co	42.5	42.3	43.2	44.9	43.4	44.8	49.3	47.4	49.8	49.8	49.7
Cr	180	200	190	220	200	230	230	240	250	230	240
Cs	0.71	0.79	0.89	0.73	0.84	0.8	0.77	0.7	0.81	0.71	0.76
Cu	38	35	42	45	41	39	39	37	39	37	41
Dy	5.01	4.55	4.91	4.75	4.72	4.87	4.34	4.5	4.59	4.44	4.43
Er	2.27	2.07	2.24	2.07	2.14	2.07	2	2.07	2.03	2.01	2.12
Eu	2.39	2.19	2.35	2.24	2.4	2.28	2.29	2.34	2.37	2.29	2.32
Ga	23.2	21.9	23.2	23.3	21.9	23.2	20.9	22.1	21.8	21.1	22.1
Gd	7.33	6.9	7.98	6.89	7.23	6.77	6.9	7.06	6.78	6.78	7.02
Hf	5.8	5.2	5.6	5.3	5.3	6.8	5.1	5.1	5.1	5.1	5.1
Ho	0.89	0.81	0.9	0.81	0.84	0.85	0.81	0.82	0.81	0.8	0.81
La	50.4	46.6	63.4	46.8	49.9	51.8	42.6	43.7	44.1	43.9	42.9
Lu	0.23	0.22	0.22	0.22	0.22	0.28	0.21	0.21	0.21	0.21	0.2
Mo	3	3	6	3	6	6	6	3	3	3	3
Nb	81.2	78.5	91	77.2	78.8	77.3	80	81.2	82.4	79.7	82.1
Nd	41.4	38.7	50.7	41.3	41.8	42.5	37.2	36.9	39.4	38.4	37.4
Ni	115	112	116	139	109	115	139	125	144	137	144
Pb	19	15	14	14	11	8	<5	<5	<5	<5	<5
Pr	11.45	10.45	13.7	10.85	11.1	11.35	9.24	9.32	9.69	9.48	9.37
Rb	49.7	35.3	55.6	48.2	27.4	48	37.4	46.4	47.3	46.7	46
Sm	8.35	7.55	9.14	8.1	8.17	7.61	7.25	7.2	7.74	7.5	7.39
Sn	2	2	3	3	2	2	2	2	2	2	3
Sr	917	877	1100	957	978	985	815	820	818	763	801
Ta	4.5	4.1	4.6	4.2	4.4	4.4	4.3	4.3	4.3	4.3	4.3
Tb	1.05	0.97	1	0.98	1	1	0.92	0.99	0.97	0.93	0.94
Th	5.77	4.62	7.67	6.03	6.39	6.34	5.29	5.4	5.4	6.29	5.22
Tl	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Tm	0.31	0.26	0.32	0.32	0.28	0.37	0.45	0.28	0.27	0.26	0.28
U	1.53	1.45	2.2	1.07	1.81	1.45	1.65	1.01	0.97	0.96	0.85
V	184	180	195	188	178	187	175	177	178	178	178
W	1	1	2	2	1	2	4	3	4	4	3
Y	22.7	21.6	22.6	22	21.2	22.1	20.7	20.6	21.2	20.6	20.7
Yb	1.54	1.58	1.75	1.63	1.67	1.7	1.49	1.44	1.5	1.48	1.49
Zn	147	148	156	155	134	144	135	131	133	132	137
Zr	238	217	293	259	207	260	223	210	223	216	219

References

- Amel, N., Moayyed, M., Ameri, A., Vosoghi Abedini, M. & Moazzen, M., 2008- Petrogenesis of Plio-Quaternary basalts in Azerbaijan, NW Iran and comparisons them with similar basalts in the east of Turkey American Geophysical Union, 54: 1015-1019.
- Aoki, K. I., 1968- Petrogenesis of ultrabasic and basic inclusion in alkali basalt. Iki Island. Japan: Contr. Mineral. Petrol, 53: 241-256.
- Bacon, C. R. & Carmichael, I. S. E., 1973- Stage in the P-T Path of ascending basalt magma; An example from San Quinton, Baja California: Contr. Mineral. Petrol, 41:1-22.
- Binns, R. A., 1969- High pressure megacrysts in basaltic lava near armidale, new south wales: Amer. Jour. Sci, 267: 33-49.

- Cabanis, B. & Lecolle, M., 1989- Le diagramme La/10- Y/10- Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. *C. R. Acad. Sci. Ser. II*, 309: 2023-2029.
- Cebria, J. & Lopez-Ruiz, J., 1995- Alkali basalt and leucitites in an extensional intra plate setting: The Late Cenozoic Calatrava volcanic province (Central Spain), *Lithos*, 35: 27-46.
- Clague, D. & Frey, F., 1982- Petrology and trace elements geochemistry of Honolulu volcanism: Implications for the ocean mantle below Hawaii, *Journal of Petrology*, 23: 447-504.
- Coleman, R. & McGuire, A., 1988- Magma systems related to the Red Sea opening, *Tectonophysics*, 150:77 –100.
- Conrad, G., Montigny, R., Thuizat, R. & Westphal, M., 1981- Tertiary and Quaternary geodynamics of southern Lut (Iran) as deduced from palaeomagnetic, isotopic and structural data, *Tectonophysics*, 75: 11–17.
- Cullers, R. L. & Graf, J. L., 1984- Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: Predominantly basic and ultrabasic rocks. In: P. Henderson (ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*, Elsevier, Amsterdam, 510 p.
- Downes, H., Seghedi, I., Szakacs, A., Dobosi, G., James, D., Vaselli, O., Rigby, I., Ingram, G., Rex, D. & Peckskay, Z., 1995- Petrology and geochemistry of Late Tertiary/Quaternary mafic alkali volcanism in Romania, *Lithos*, 35: 65-81.
- Emami, M. H., 1981- Geologie de la region de Qom-Aran (Iran): Contribution a l'etude dynamique et geochimique du volcanisme tertiaire de l'Iran Central. These doct. Sci., Naturelles, Grenoble, 489 P.
- Espinoza, F., Morata, D., Pelleter, E., Maury, R. C., Suárez, M., Lagabrielle, Y., Polvéa, M., Bellon, H., Cotton, J., De la Cruz, R. & Guivel, C., 2005- Petrogenesis of the Eocene and Mio-Pliocene alkaline basaltic magmatism in Meseta Chile Chico, southern Patagonia, Chile: Evidence for the participation of two slab windows. *Lithos*, 82: 315-343 .
- Green, D. H. & Ringwood, A. E., 1967- The Genesis of Basaltic Magma: *Contrib. Mineral. Petrol.*, 15:103-190.
- Green, D. H., Morgan, J. W. & Heier, K. S., 1968- Thorium, Uranium and Potassium abundance in Peridotite Inclusion and their Host Basaltic: *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 4: 155-166.
- Higgins, M. D., 2006- Quantitative textural measurement in igneous and metamorphic petrology. Cambridge university press, 265pp.
- Ibrahim, K. & Al-Malabeh, A., 2006- Geochemistry and Volcanic Features of Harrat El Fahda, A young Volcanic Field in Northwest Arabia. *Jordan. Journal of Asian Sciences*, 127: 127-154.
- Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A., 1971- A guide to the chemical classification of the common rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523–548.
- Jenner, G. & Gawood, P., Rautenschlein, M. & White, W., 1987- Composition of back-arc basin volcanics, Valuфа ridge, Lau basin: evidence for a slab- derived component in their mantle source, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 32: 209-222.
- Kelemen, P. B., Hanghoj, K. & Greene, A. R., 2004- One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs. With an emphasis on primitive Andesite and lower crust, *Treatise on Geochemistry*, 3593-659.
- Kuno, H., 1969- Plateau Basalts in the Earth's Crust and Upper Mantle: Edited by Pembroke, J., Hart, Amer. Geophys. Union., Wash. D. C., p.495-501.
- Kutolin, V. A. & Frolova, V. M., 1970- Petrology of Ultrabasic Inclusion from Basalts of Minusa and Transbaikalian Regions (Siberia, USSR): *Contr. Mineral. Petrol.*, 29: 163-179.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. & Zanettin, B., 1986- A Chemical classification of volcanic rocks Based on the Total- Alkali- Silica Diagram. *J. pet.*, 27: 745-750.
- Macgregor, L. D., 1974- The system MgO-Al₂O₃-SiO₂ ; Solubility of Al₂O₃ in Enstatite for Spinel and Garnet Peridotite Compositions: *Amer. Mineral.*, 59:110-119.
- McBirney, A. R., 1993- *Igneous petrology*, Sec., ed., John and Bartlett. Pub, 507 p.
- Nakamura, N., 1974- Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38 : 757-775.
- Pearce, J. A. & Cann, J. R., 1973- Tectonic setting of basic volcanic rocks and determined using trace element analyses, *Earth and Planet.*, P.290-300
- Pearce, J. A. & Norry, J., 1979- Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69: 33-47.
- 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 – Shira Nontwich*, P. 230-249.
- Rollinson, H. R., 1993- *Using Geochemical Data: Evolution, Presentation, and Interpretation* Longman Scientific and Technical, England. 352p.

- Ross, C. S., Foster, M. D. & Mayer, A. T., 1954- Origion of Dunites and of Olivine-rich Inclusion in Basaltic Rock; *Amer. Mineral*, 39: 693-737.
- Saunders, A. D., Norry, M. J. & Tarney, J., 1988- Origion of Morb and Chemically-Depleted mantle reservoirs: trace element constraints. *Journal of Petrology, Special Lithosphere Issue.*, 415-445.
- Shelli, D., 1993- Igneous and metamorphic rocks under the microscope. Chapman and Hall, University Press, Cambridge, Great Britian, 445 p.
- Stanley, E., Evans, J. R. & Nash, W. P., 1979- Petrogenesis xenolith-bearing Basalts from southeastern Arizona. *American Mineralogist*, 64: 249-267.
- Sun, S. S. & Mcdonough, W. F., 1989- Chemical and isotope systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Sunders, A.D., Norry, M.J.(eds), Magmatism in ocean basin. Geol. Soc. London. Spec. Pub*, 42: 313-345.
- Sutherland, F. L., 1974- High-Pressure Inclusion in Tholeiitic Basalt and the Range of Lherzolite-bearing Magma in the Tasmanian Volcanic Povince: *Earth .Planet. Sci. Lett*, 24: 317-324.
- Thompson, R. N., 1982- Magmatism of the British Tertiary of British Tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology*. 18: 49-107.
- Walker, R. T., Gans, P., Allen, M. B., Jackson, J., Khatib, M., Marsh, N. & Zarrinkoub, M., 2009- Late Cenozoic volcanism and rates of active faulting in eastern Iran. *Geophys. J. Int.* 1-23.
- Wellman, H. W., 1966- Active wrench fault of Iran, Afghanistan and Pakistan. *Geologische Rundschau*, 18: 217-234.
- Wilkinson, J. F. G. & Kalocsai, G. I. Z., 1973- Pyroxenite Xenolitee from an Alkali Trachy-Basalt in the Glen Inns area, northeastern New South Wales: *Contr.Mineral. Petrol*, 42: 15-32.
- Wilshire, H. G. & Binns, R. A., 1961- Basic and Ultrabasic Xenoliths from volcanic rocks of N.S.W., Australia; *Jour.Petrol*, 2 :185-208.
- Wilson, M., 1989- Igneous petrogenesis-A global tectonic approach. Unwin Hyman Ltd. 466 pp.
- Winchester, J. A. & Floyd, P. A., 1997- Geochemical discrimination of immobile elements, *Chemical Geology*, 20: 325-343.
- Winchester, J. A. & Floyed, P. A., 1978- Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements: *chem. Geol*, 20: 325-343.
- Wood, D. A., 1980- The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic povince. *Earth and Planetary Science Letters*, 50:11-30.

Geochemistry and Petrogenesis of Gandom-Berian Quaternary Alkali Basalts, North of Shahdad, Kerman Province

D. Raeisi ^{1*}, S. Dargahi ², S. H. Moeinzadeh ², M. Arvin ³ & B. Bahrambeigi ¹

¹ M. Sc., Department of Geology, Faculty of Science, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran.

² Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran.

³ Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran.

Received: 2011 June 14

Accepted: 2011 October 22

Abstract

Gandom-Berian area, located on southern part of the Kavir-e Lut, covers an area around 480 km² and morphologically is a covered mesa by very dark basaltic lava flows. Their major minerals are olivine and clinopyroxene phenocrysts along with plagioclase microlites and their main textures are microlitic porphyry to glomeroporphyry with interstitial to intergranular groundmass. The in line position of volcanic cones along the line of movements of Nayband fault show its effect on the formation of Gandom-Berian basaltic magma. The genetic relationship of these lava flows with deep seated lithospheric fractures as a result of Nayband fault, the presence of mantle xenoliths and alkaline nature of basalt all reveal a fast deep ascending of magmas. Based on geochemical analysis and occurrence of nepheline in the norm composition the Gandom-Berian basaltic lava flows belong to basanite-tephrite group. The investigation on Gandom-berian alkali basalts clearly shows their relationships to an intra-continental extensional environment. Low ratio of Ce/Nb, Th /Nb, U/Nb, Ba/Nb and High levels Zr with mean 234.81 indicate a none depleted asthenospheric mantle source the origin of Gandom-Berian basaltic lava flows. Enrichment and depletion of light and heavy rare earth elements respectively indicate the existence of garnet in the source rock.

Keywords: Kavir-e Lut, Nayband fault, Mantle xenoliths, Rare Earth Elements, Source rock.

For Persian Version see pages 21 to 32

*Corresponding author: D. Raeisi; E-mail: d.raeisi@ut.ac.ir