

بررسی روند تکامل و خروج جریان‌های بازالتی گندم بریان، شمال شهداد، کرمان

داود رئیسی، سید حسام‌الدین معین‌زاده میرحسینی*، احمد عباس‌نژاد و سارا درگاهی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

چکیده

بازالت‌های گندم بریان یک سرتخت پوشیده از روانه‌های تیره رنگ است که حدود ۴۸۰ کیلومتر مربع از قسمت غربی کویر لوت در شمال شرق کرمان را پوشانده است. خروج جریان‌های بازالتی در امتداد سیستم گسلی با روند شمالی-جنوبی بوده است. در منطقه گندم بریان، کشش حاصل از فعالیت گسل ناپبند موجب شکستگی و ضعف پوسته و سپس بالا آمدن ماگما در امتداد شکستگی شده است زیرا ماگماتیسیم محدود به منطقه کشش است. مقایسه نقشه شاخص خطوارگی گسل ناپبند و نقشه مربوط به جایگاه دهانه‌های آتشفشانی، تأییدی بر نقش گسل در تشکیل ماگمای بازالتی گندم بریان است. حضور الیوین‌های درشت و شکل‌دار در کنار درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن و نبود کوارتز ماگمایی، همگی می‌توانند نشانگر حرکت صعودی و سریع ماگما از طریق سیستم شکستگی و گسل‌های عمیق باشند. شکستگی عمیق پوسته‌ای گسل ناپبند سبب شده است ماگمای بازالتی در حین صعود سریع خود، تا حد زیادی از تأثیر آلودگی‌های پوسته‌ای در امان بماند. وجود نسبت بالای La/Nb (با میانگین ۱/۷) در کنار میزان پایین نسبت Ce/Pb و Pb/Nd نشان‌دهنده تأثیر کم آرایش پوسته‌ای در این سنگ‌هاست. همچنین، نبود پراکندگی در نمودارهای دو متغیره عنصر سازگار-عنصر سازگار، تأییدی بر عدم اختلاط ماگمایی است. یکنواختی نمودار پراکندگی اندازه بلور (CSD) و شیب ثابت آن نیز تأثیر بسیار کم فرآیندهای فیزیکی همچون اختلاط ماگمایی در ماگمای بازالتی در حین تبلور میکروولیت‌های پلاژیوکلاز در طی صعود و رسیدن آن به سطح زمین را نشان می‌دهد. علت اصلی شیب منحنی CSD، سرعت سریع سرد شدن ماگمای بازالتی در حین بالا آمدن است که به تشکیل میکروولیت‌های ریز پلاژیوکلاز منجر می‌شود. وجود فنوکریست‌های الیوین و کلینوپیروکسن نشان‌دهنده انجام عمل تبلور در ماگمای اولیه قبل از صعود و فوران است. بر طبق نمودار Dy/Yb در برابر La/Yb، سنگ‌های بازالتی گندم بریان از منشأ گارنت لرزولیت با ذوب بخشی ۸ تا ۱۰ درصد تشکیل شده است. به‌طور کلی درجات ذوب بخشی پایین‌گوشته فوقانی (کمتر از ۱۰ درصد) به تشکیل ماگمای بازالتی آکالن منجر می‌شود. از سوی دیگر، ماگمای بازالتی گندم بریان دارای ویژگی‌های مشخصه ماگماهای مادر منیزیم بالا با تحول یافتگی کم است.

واژه‌های کلیدی: سیستم گسلی، شاخص خطوارگی، آلودگی پوسته‌ای، گارنت لرزولیت

مقدمه

شکستگی‌های عمیق و گسل‌های فعال در طی کواترنری ارتباط دارند (معین‌وزیری، ۱۳۷۷).
گدازه‌های بازالتی می‌توانند در محیط‌های مختلف

بازالت‌های کواترنری، یکی از آخرین نشانه‌های ماگماتیسیم در ایران هستند که برخی از آن‌ها با

بالا می‌آید و کمتر دستخوش تفریق مشخص بلوری یا آلودگی پوسته‌ای می‌شود، هر چند در مناطق بازشدگی، ارتباط ماگما در حین بالا آمدن با پوسته و دیواره خروج، سبب می‌شود آلودگی پوسته‌ای نیز در کنترل تکامل زمین‌شیمیایی در برخی مناطق ریفت درون قاره‌ای نقش داشته باشد. بنابراین، در مطالعات زمین‌شیمیایی مناطق ریفت درون قاره‌ای باید در کنار تفریق بلورین، نقش آلودگی پوسته‌ای را نیز در روند تکامل ماگما در نظر گرفت. هدف از این نوشتار، بررسی روند تکامل و خروج جریان‌ات بازالتی گندم بریان با توجه به مطالعات پتروگرافی و زمین‌شیمیایی و همچنین ارتباط آن‌ها با نقش گسل نایبند در ایجاد ماگماتیسیم است.

موقعیت جغرافیایی

بازالت گندم بریان در حاشیه جنوبی کویر لوت واقع است. این منطقه که در گذشته به نام ریگ سوخته معروف بوده است، حدود ۴۰۰ متر از سطح دریا ارتفاع دارد. به‌علت موقعیت خاص جغرافیایی و اقلیمی، این ناحیه از میزان بالای تابش روزانه خورشید، روزهای صاف و هوای آفتابی برخوردار است و همین امر سبب شده است که یکی از گرم‌ترین نقاط کره زمین باشد (رئسی و همکاران، ۱۳۸۹).

بهترین راه دستیابی به این رخنمون‌های بازالتی از مسیر جاده آسفالتی شهر شهداد-نهبندان است که از میان کلوت‌های شهداد می‌گذرد. در کیلومتر حدود ۲۰ این جاده و از سمت شهداد، تقریباً در فاصله ۱/۵ کیلومتری نرسیده به کلوت‌های شهداد در جهت شمال از این جاده آسفالتی، جاده خاکی به سمت گندم بریان جدا می‌شود، اولین بخش‌های رخنمون بازالتی، حدود ۲۵ کیلومتر از شمالی‌ترین بخش کلوت‌ها فاصله دارد (شکل ۱).

زمین‌ساختی از ذوب بخشی سنگ‌هایی با خاستگاه گوشته‌ای و با ترکیب مختلف در شرایط متفاوت ترمودینامیکی ایجاد شوند. در اغلب مناطق کششی درون قاره‌ای، عمدتاً ترکیب سنگ‌های آتشفشانی فوران یافته آلکان و یا دارای ترکیب بایمودال مافیک و فلسیک است (Wilson, Fitton and Dunlop, 1985). در مناطقی که اتساع پوسته‌ای ضعیف باشد، ترکیب عمدتاً آلکان و در مناطق ریفتی با اتساع شدید، بازالت‌های حدواسط بیشتر ظهور دارند (مانند اتیوپی) که احتمالاً گویای ارتباط و هماهنگی بین آهنگ گسترش و اتساع، با درجه ذوب بخشی گوشته در حال بالا آمدن است. سنگ‌های مافیک ظاهر شده در مناطق کششی درون قاره‌ای به طور کلی، از یک منبع گوشته‌ای غنی شده از عناصر ناسازگار مشتق می‌شوند. ماگمای اولیه تولید شده در این محیط‌ها به طور کلی، در عمق ۱۰۰ تا ۲۰۰ کیلومتری ایجاد می‌شود که مرتبط با بخش زیرین لیتوسفر و آستونوسفر بالایی است (Wilson, 1989). در حالی که در پشته‌های میان اقیانوسی، ماگمای اصلی در عمق حدود ۳۰ تا ۴۰ کیلومتری تولید شده است، اما شروع ذوب بخشی ممکن است از پایین‌تر از عمق ۶۰ تا ۸۰ کیلومتر رخ دهد. اعتقاد بر آن است که آلکالی‌بازالت‌ها به طور مستقیم از گوشته منشأ می‌گیرند. این سنگ‌ها فقیر از سیلیس و غنی از عناصر ناسازگار هستند (Wilson, 1989). به عقیده Fitton و Dunlop (۱۹۸۵) آلکالی‌بازالت‌ها در محیط اقیانوسی و قاره‌ای می‌توانند ایجاد شوند و از لحاظ زمین‌شیمیایی تفاوت چندانی با یکدیگر ندارند. زیرا هر دو از منشأ گوشته‌ای عمیق غنی از عناصر ناسازگار و از درجه ذوب بخشی کم حاصل شده‌اند. ترکیب شیمیایی ماگماهایی که در مناطق ریفت درون قاره‌ای فوران می‌کنند وابسته به عواملی مانند ناهمگنی گوشته، کانی‌شناسی و شیمی گوشته، درجه ذوب، عمق ذوب و نرخ انتقال گرما به سطح است. گدازه بازالتی ایجاد شده به نسبت سریع

زمین‌شناسی منطقه

مخروط مرکزی، ایجاد دشت بازالتی کرده است. سنگ‌های آتشفشانی یاد شده، تیره و به ندرت قهوه‌ای رنگ و کاملاً دانه‌ریز هستند. سنگ‌های بازالتی موجود ویژگی‌های بافتی یکسانی دارند. رنگ قرمز-قهوه‌ای موجود در برخی سنگ‌ها ناشی از دگرسانی و تبدیل شدن الیوین به ایدنگزیت است. بافت حفره‌ای که ناشی از خروج گاز است در زمینه برخی نمونه‌ها مشاهده می‌شود که قطر حفرات به ۵ سانتی‌متر نیز می‌رسد. برخی از حفرات کروی و گروهی‌اند (شکل ۲). جریان آلکالی الیوین بازالت گندم بریان در طول خط اثر گسل قرار گرفته است که بیشترین تمرکز لاوای بازالتی در قسمت جنوبی و جنوب‌شرقی مخروط مرکزی ایجاد دشت بازالتی را نموده است.

گسل نایبند

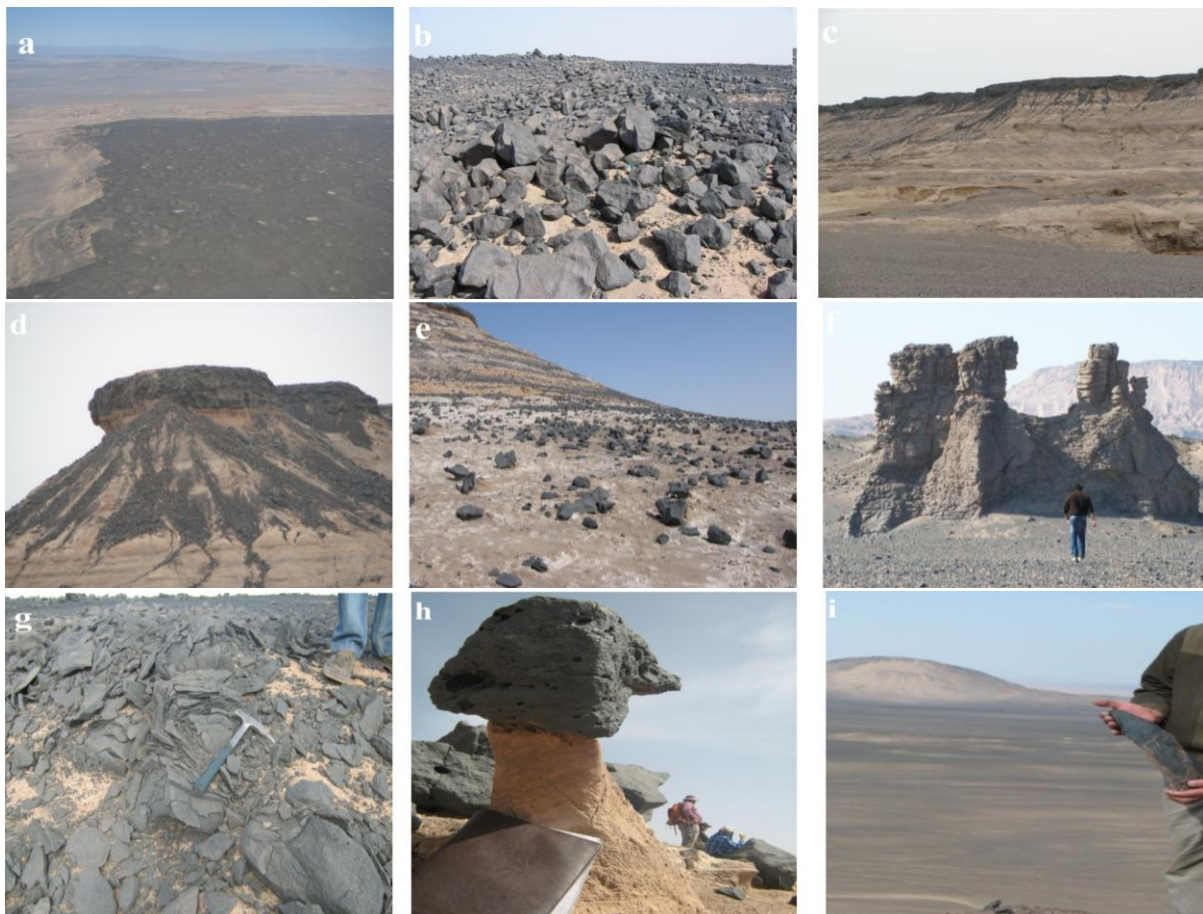
بلوک لوت، میان دو گسل بزرگ شمالی-جنوبی نایبند و نهبندان جای گرفته است. نیروهای فشاری وارد بر ناحیه سبب شده‌اند تا در امتداد این گسل‌ها، جابه‌جایی‌ها از نوع امتداد لغز و بُرشی باشند. در چنین رژیم‌ی، ساز و کار تغییر شکل در کم‌ترین شدت ولی بازشدگی شکستگی‌ها در بالاترین میزان است.

گندم بریان، نوعی سرتخت پوشیده از گدازه‌های بازالتی است که در قسمت جنوبی گسل نایبند، در کویر لوت و شمال‌شرق شهر کرمان قرار دارد و از نظر زمین‌شناسی جزو پهنه لوت محسوب می‌شود (معین‌وزیری، ۱۳۷۷). در منطقه گندم بریان، کشش حاصل از فعالیت گسل نایبند، موجب شکستگی و ضعف پوسته و در نتیجه بالا آمدن ماگما در امتداد شکستگی شده است زیرا ماگماتیسیم محدود به منطقه کشش است. Walker و همکاران (۲۰۰۹) رژیم تکتونیکی عامل خروج ماگما در گندم بریان را مرتبط با فعالیت‌های گسل نایبند می‌دانند. گسل نایبند در حاشیه غربی بیابان لوت، یکی از بزرگ‌ترین گسل‌های امتداد لغز در ایران است و آثاری از فعالیت در زمان هولوسن و انتهای کواترنری را از خود نشان می‌دهد (Wellman, 1966) طول گسل حدود ۶۰۰ کیلومتر است.

سیستم گسلی موجود در منطقه از روند شمالی-جنوبی پیروی می‌کند و خروج جریان نیز در همین امتداد بوده است. فازهای اصلی فوران در منطقه گندم بریان، زبانه‌هایی از گدازه‌های بازالتی هستند که در دو سمت شمالی و جنوبی دهانه‌ها گسترش یافته است و تمرکز لاوای بازالتی در قسمت جنوبی و جنوب‌شرقی



شکل ۱- موقعیت منطقه گندم بریان در ایران و راه‌های دسترسی به منطقه (برگرفته شده از Google Earth, 2010)



شکل ۲- تصاویری از منطقه گندم بریان، (a) نمایی از سرتخت گندم بریان (برداشت شده در بازدید هوایی)، (b) دشت بازالتی در قسمت جنوبی مخروط‌های آتشفشانی، (c) لبه سرتخت بازالتی که به طور میانگین ۴ متر ضخامت دارد، (d) ضلع جنوب‌شرقی سرتخت بازالت، (e) قطعات گدازه بازالتی در دامنه سرتخت بازالتی گندم بریان، (f) بقایای گدازه‌های بازالتی در اطراف مخروط‌های آتشفشانی با ضخامت حدود ۱۸ متر، (g) آثار فرسایش پوست پیازی در سنگ بازالتی گندم بریان، (h) اشکال تخت دیو مانند، ناشی از مقاومت سنگ بازالتی در برابر فرسایش سطح رسوبی زیرین و (i) بمب دوکی شکل در اطراف مخروط آتشفشانی گندم بریان

می‌کند. بنا به نظر Freund (۱۹۷۴) در منطقه شرق ایران، گسل‌هایی که راستای شمالی- جنوبی دارند، راست‌گرد هستند و گسل‌هایی که راستای شرقی- غربی دارند به صورت چپ‌گرد عمل می‌کنند و در واقع شاخه‌هایی از گسل‌های امتداد لغز شمالی- جنوبی هستند. گسل‌های اصلی دارای شاخه‌های فرعی هستند که ممکن است ساز و کار آن‌ها با گسل اصلی متفاوت باشد. به نظر ایشان، در حاشیه دشت لوت و نیز در داخل آن، گسل‌های امتدادلغز حضور دارند و گسل‌های حاشیه شرقی دشت لوت که به درون این دشت کشیده می‌شوند را گسل‌های امتدادلغز راست‌گرد معرفی

بر همین اساس، پدیده آتشفشانی شدید و پیوسته بوده و گدازه‌های جوان‌تر، به‌طور پی در پی، سنگ‌های پیشین را پوشانده و سنگ‌های آتشفشانی گسترده بلوک را پدید آورده‌اند (Nogole Sadat, 1978).

وجود سنگ‌های آلکالن و کالک‌آلکالن در کویر لوت مرتبط با پدیده برش و ایجاد فضاهای کششی است. بنابراین، گوشته به سطح زمین نزدیک شده و با رخداد ماگماتیسم آلکالن و کالک‌آلکالن سنگ‌هایی از این جنس در پهنه کویر لوت مشاهده می‌شود که علاوه بر این‌ها کانسارزایی نیز شاخص دیگری در کویر لوت است که وجود پدیده برش و ایجاد فضاهای کششی را تأیید

جنوب، در محدوده یک چاله کششی- جدایشی قرار دارند. بر اساس مطالعات Kocyigit و Erol (۲۰۰۱)، آتشفشان Kayseri واقع در آناتولی مرکزی نیز در یک حوضه کششی- جدایشی قرار دارد و بالاخره مجموعه آتشفشان‌های Las Sierras Masaya واقع در نیکاراگوئه نیز در یک حوضه کششی-جدایشی واقع شده‌اند (Girard and Wykde Vries, 2005).

شاخص خطوارگی

خطوارگی، شاخصی است که نمایانگر شدت گسلش و خردشدگی در یک منطقه است (Harlick *et al.*, 1987). در فیلتراسیون تصویر ماهواره‌ای منطقه از کرنل‌های ۳ در ۳ در سه جهت عمده خطواره‌ها استفاده شد و تصویر نهایی با ایجاد یک نقشه RGB از سه جهت فیلتراسیون تصویر ایجاد شد. در نهایت، طول، تقاطع و تعداد گسل‌ها در هر کدام از سلول‌های مورد نظر از طریق فرمول زیر محاسبه شده و نقشه نهایی شاخص خطوارگی منطقه به دست آمد.

$$Pf = l/L + n/N + c/C$$

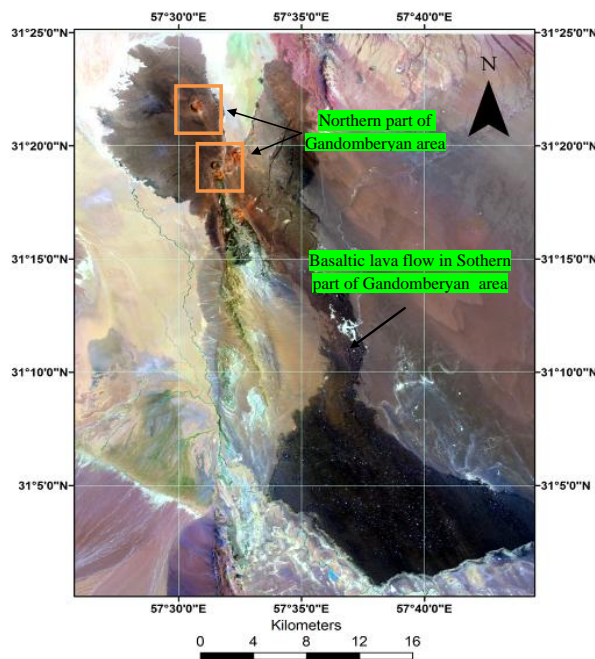
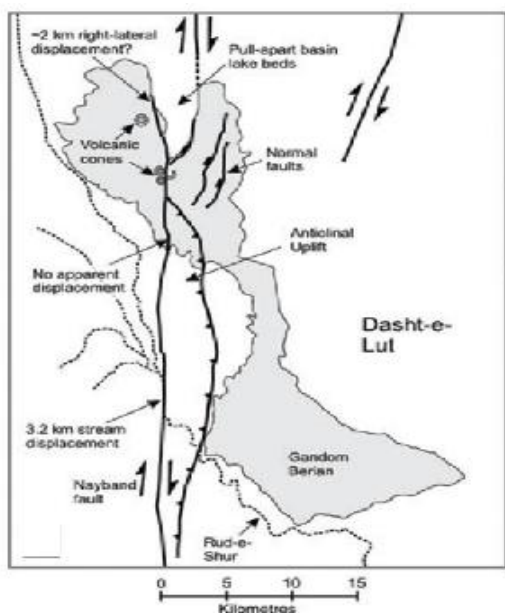
l: طول گسل‌ها در هر سلول، L: میانگین طول گسل‌ها در کل پهنه مورد مطالعه
n: تعداد گسل‌ها در هر سلول، N: میانگین تعداد گسل‌ها در کل پهنه مورد مطالعه
c: تعداد تقاطع گسل‌ها در هر سلول، C: میانگین تعداد تقاطع گسل‌ها در کل پهنه مورد مطالعه
در مقایسه نقشه شاخص خطوارگی و نقشه مربوط به جایگاه دهانه‌های آتشفشانی (دهانه‌ها محل بسته شدن شکاف‌های خروج ماگما را نشان می‌دهند، به عبارتی در این قسمت‌ها بایستی شکستگی و ضعف پوسته‌ای شدیدتر باشد تا خروج ماگما تسهیل شود)، تطابق تمرکز شدت گسلش نایبند با جایگاه دهانه‌ها در خور توجه است که مؤید ارتباط این دو مکانیسم است

می‌کند. از تریاس به بعد، بلوک لوت در خلاف جهت حرکت عقربه ساعت حرکت نموده، در کوآترنری در ادامه این حرکات و همچنین حرکت صفحه عربستان به سمت شمال شرق و تأثیر مؤلفه‌های حرکت شمال غرب صفحه هندوستان، باعث شده که از گسل‌های اصلی مثل نایبند که روند شمالی-جنوبی داشته‌اند گسل‌های فرعی با روند شرقی-غربی ایجاد شده و بلوک حاصل در بین گسل‌های اصلی و فرعی در اثر حرکات کششی و به صورت محدود در محل تقاطع گسل‌ها بازشدگی داشته و در راستای آن‌ها فعالیت‌های آتشفشانی حاصل شده است (Tirrul *et al.*, 1983).

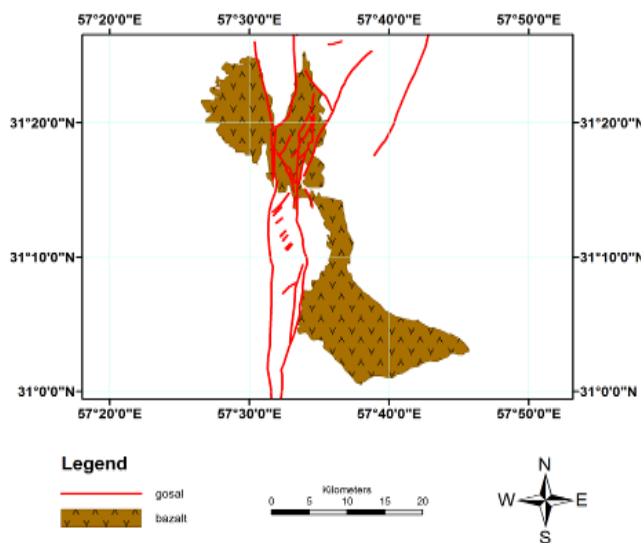
بازالت‌های گندم بریان در محلی قرار گرفته‌اند که گسل راست گرد نایبند دارای وضعیت پله به راست است که سبب ایجاد یک چاله کششی-جدایشی (pull a part basin) شده است (شکل‌های ۳ تا ۵). ایجاد این آتشفشان در این محل را باید ناشی از وضعیت تکتونیکی آن دانست زیرا که چاله‌های کششی- جدایشی از محل‌های مستعد برای پیدایش آتشفشان‌ها هستند. کشش از طریق کاهش فشار، نقطه ذوب سنگ را کاهش می‌دهد و اگر درجه حرارت سنگ نزدیک ذوب باشد، ماگما تولید خواهد شد. همچنین، کشش، مجرای مناسبی برای بیرون‌ریزی ماگما به وجود می‌آورد (Lockwood and Hazlett, 2010). در ادامه به ارائه مثال‌هایی از تأثیر این حوضه‌ها در تشکیل ماگما پرداخته می‌شود. بر اساس مطالعات Karakhanian و همکاران (۲۰۰۲)، در محدوده نزدیک به مرزهای ایران، ارمنستان و ترکیه، در محدوده چاله کششی- جدایشی سونیک، چندین دهانه آتشفشانی وجود دارد که گروه آتشفشان‌های پوراک در آن قرار گرفته‌اند. همچنین، آتشفشان‌های آرازات و اگری داغ نیز در چاله کششی تشکیل شده‌اند. بر اساس مطالعات Kocyigit و Erol (۲۰۰۱)، آتشفشان‌های ماوننت ملبورن (Mount Melbourne) واقع در قاره قطب

ذوب بخشی آن و بالا آمدن قارچی مذاب در طول شکستگی‌ها و در پهنه لیتوسفر نازک شده دارد. حجم و میزان مذاب تولید شده تابع میزان بازشدگی لیتوسفر، پایه حرارتی استنوسفر و لیتوسفر در شروع بازشدگی، گازها و ضخامت لیتوسفر دارد (McKenzie and Bickle, 1988; Wilson, 1993).

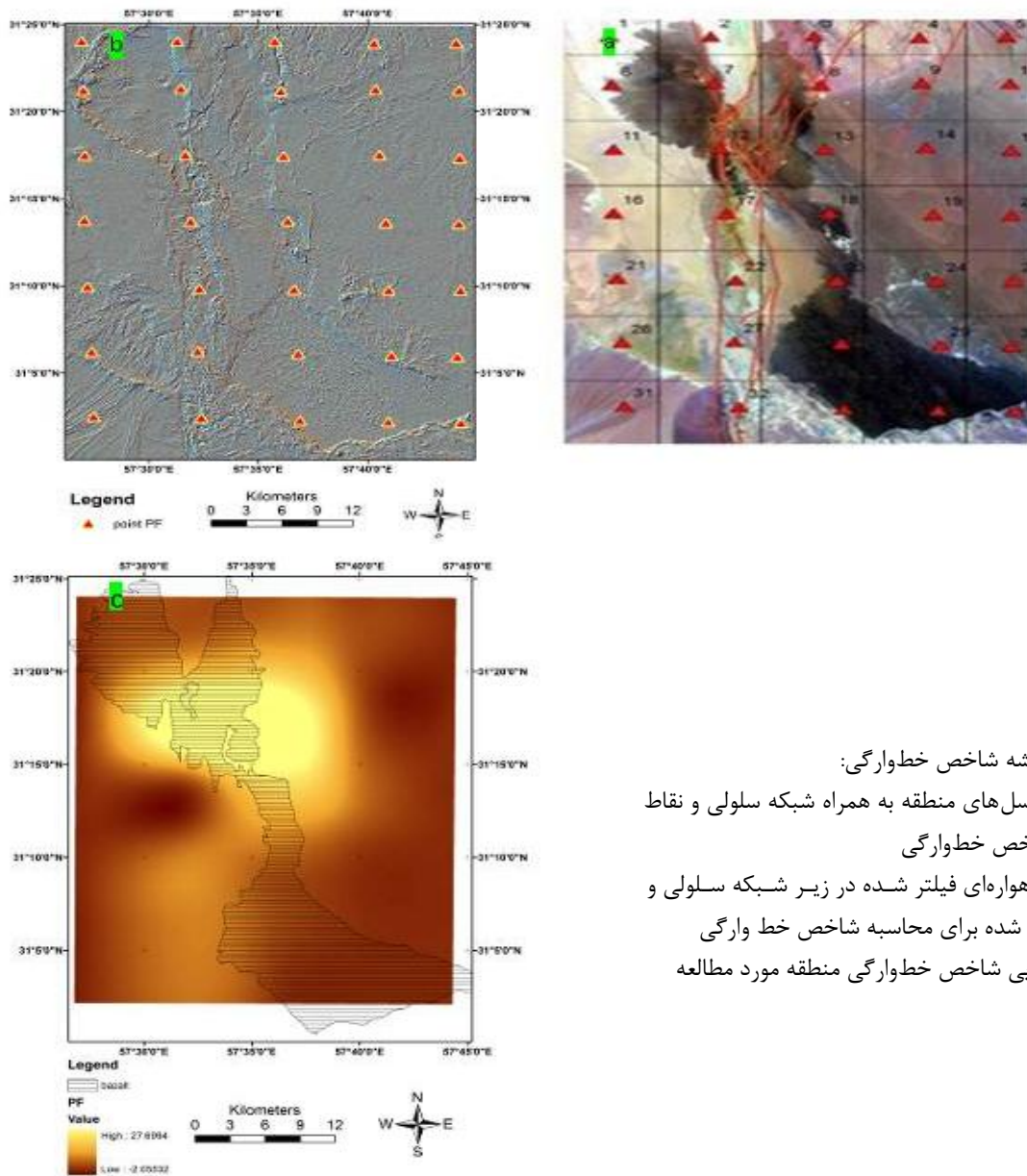
(شکل ۶). شکستگی‌ها و گسل‌های ریز و درشت سطحی شرایط فرسودگی را در روی سطح سنگ‌های تیره‌رنگ منطقه فراهم می‌آورد که این فرسودگی در مطالعات صحرایی نواحی با شدت گسلش شدیدتر مشهود است. به‌طور مشخص، شاخص کشیدگی لیتوسفر نقش مهمی در کاهش فشار آدیاباتیک لیتوسفر زیرین و در نتیجه



شکل ۳- تصویر حاصل از ترکیب باندهای ۱-۴-۷ سنجنده لندست در منطقه گندم بریان
 شکل ۴- جایگاه دهانه‌های آتشفشانی و حوضه کششی- جدایشی در منطقه گندم بریان (اقتباس از Walker و همکاران (۲۰۰۹))



شکل ۵- جریان‌های بازالتی در راستای گسل‌ها و شکستگی‌های فرعی مجاور گسل نایبند



شکل ۶- نقشه شاخص خطوارگی:
 (a) تصویر گسل‌های منطقه به همراه شبکه سلولی و نقاط محاسبه شاخص خطوارگی
 (b) عکس ماهواره‌ای فیلتر شده در زیر شبکه سلولی و نقاط تعریف شده برای محاسبه شاخص خط وارگی
 (c) نقشه نهایی شاخص خطوارگی منطقه مورد مطالعه

روش انجام پژوهش

در بازدیدهای متعدد طی سال‌های ۱۳۸۷ تا ۱۳۸۹ نمونه‌های مناسب برای مطالعات پتروگرافی و آنالیزهای شیمیایی از بیشتر مناطق دشت بازالتی گندم بریان فراهم شد. از میان نمونه‌های جمع‌آوری شده تعداد ۵۰ نمونه برای مطالعات پتروگرافی در کارگاه مقطع‌گیری دانشگاه شهید باهنر کرمان تهیه شد. تعداد ۱۱ نمونه که دارای کم‌ترین آثار دگرسانی، بیگانه‌سنگ و بیگانه‌بلور بودند برای آنالیز شیمیایی میزان اکسیدهای

اصلی (wt%) و عناصر فرعی و خاکی نادر (ppm) با استفاده از روش‌های ICP-MS و ICP-AES به آزمایشگاه ALS-Chemix کانادا ارسال شد (جدول ۱).

پتروگرافی

کسانی غالب در مطالعات پتروگرافی میکروولت‌های پلاژیوکلاز هستند که در برخی مقاطع، به مقدار کم منطقه‌بندی در آنها مشاهده می‌شود. بلورهای الیوین، برخلاف میکروولت‌های

پلاژیوکلاز دارای تعداد کمتر و اندازه بزرگتر بلورهای الیوین در قیاس با سرعت هسته‌بندی هستند که این مسأله به علت سرعت رشد بالاتر آن‌هاست (Shelli, 1991).

جدول ۱- نتایج آنالیز 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	G 1	G 2	G 3	G 4	G 5	G 6	G 7	G 8	G 9	G 10	G 11
SiO ₂	47	47.7	48.1	47.6	47.6	47	46.7	47.6	45.1	46.6	48.5
Al ₂ O ₃	13.65	13.85	13.9	13.75	13.9	13.75	13.6	14.15	13.3	13.7	14.5
Fe ₂ O ₃ ^t	10.9	11	11	10.95	10.9	11	11	10.9	10.5	10.9	11
CaO	7.63	7.46	7.49	7.52	7.67	8.02	7.77	8.03	7.66	8.14	8.02
MgO	7.34	7.7	7.55	7.66	7.5	7.57	7.2	7.03	6.68	7.41	6.77
Na ₂ O	4.19	4.02	3.94	3.92	3.96	4.28	3.99	4.34	5.37	4.79	4.32
K ₂ O	2.55	2.77	2.77	2.68	2.77	2.67	2.6	2.8	2.25	2.05	2.82
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	2.65	2.64	2.69	2.66	2.63	2.45	2.55	2.56	2.43	2.43	2.61
Fe ₂ O ₃	4.15	4.14	4.19	4.16	4.13	3.95	4.05	4.06	3.93	3.93	4.11
FeO	6.75	6.86	6.81	6.79	6.77	7.05	6.95	6.84	6.57	6.97	6.89
MnO	0.14	0.13	0.14	0.14	0.14	0.15	0.15	0.15	0.15	0.14	0.15
P ₂ O ₅	0.88	0.89	0.85	0.82	0.88	0.85	0.84	0.99	0.87	0.92	0.94
SrO	0.11	0.1	0.11	0.1	0.11	0.11	0.11	0.13	0.1	0.11	0.11
BaO	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.03	0.03	0.04	0.04	0.05	0.05
L.O.I.	1.01	1.51	1.1	0.9	2.3	1.4	0.9	1.11	3.62	2.9	1.4
Total	98.1	99.9	99.7	98.8	100.5	99.3	97.5	99.9	98.1	100	101
Ag	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Ba	445	453	461	453	448	497	479	595	485	487	504
Ce	83.1	85.5	86.1	84	84.2	97.2	92.6	116.5	89.2	93.2	96.4
Co	49.3	49.8	49.8	49.7	47.4	44.8	44.9	43.2	42.3	43.4	42.5
Cr	230	230	250	240	240	230	220	190	200	200	180
Cs	0.77	0.71	0.81	0.76	0.7	0.8	0.73	0.89	0.79	0.84	0.71
Cu	39	37	39	41	37	39	45	42	35	41	38
Dy	4.34	4.44	4.59	4.43	4.5	4.67	4.75	4.91	4.55	4.72	5.01
Er	2	2.01	2.03	2.12	2.07	2.07	2.07	2.24	2.07	2.14	2.27
Eu	2.29	2.29	2.37	2.32	2.34	2.28	2.24	2.35	2.19	2.4	2.39
Ga	20.9	21.1	21.8	22.1	22.1	23.2	23.3	23.2	21.9	21.9	23.2
Gd	6.9	6.79	6.78	7.02	7.06	6.77	6.89	7.98	6.9	7.23	7.33
Hf	5.1	5.1	5.1	5.1	5.1	6.6	6.3	6.6	5.2	5.3	5.6
Ho	0.81	0.8	0.81	0.81	0.82	0.86	0.81	0.9	0.81	0.84	0.89
La	42.6	43.9	44.1	42.9	43.7	51.8	46.8	63.4	46.6	49.9	50.4
Lu	0.21	0.21	0.21	0.2	0.21	0.26	0.22	0.22	0.22	0.22	0.23
Mo	6	3	3	3	3	5	3	6	3	6	3
Nb	80	79.7	82.4	82.1	81.2	77.3	77.2	91	76.5	78.8	81.2
Nd	37.2	38.4	39.4	37.4	36.9	42.5	41.3	50.7	38.7	41.8	41.4
Ni	139	137	144	144	125	115	139	116	112	109	115
Pb	5	5	5	5	5	6	14	14	15	11	19
Pr	9.24	9.48	9.69	9.37	9.32	11.35	10.85	13.7	10.45	11.1	11.45
Rb	37.4	46.7	47.3	46	46.4	48	48.2	55.6	35.3	27.4	49.7
Sm	7.25	7.5	7.74	7.39	7.2	7.61	8.1	9.14	7.55	8.17	8.35
Sn	2	2	2	3	2	2	3	3	2	2	2
Sr	815	763	818	801	820	985	957	1100	877	878	917
Ta	4.3	4.3	4.3	4.3	4.3	4.4	4.2	4.6	4.1	4.4	4.5
Tb	0.92	0.93	0.97	0.94	0.99	1	0.98	1	0.97	1	1.05
Th	5.29	5.29	5.4	5.22	5.4	6.34	6.03	7.67	4.62	6.39	5.77
Tl	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Tm	0.45	0.26	0.27	0.28	0.28	0.37	0.32	0.32	0.26	0.28	0.31
U	1.65	0.96	0.97	0.85	1.01	1.45	1.07	2.2	1.45	1.81	1.53
V	176	178	178	178	177	187	188	195	180	178	184
W	4	4	4	3	3	2	2	2	1	1	1
Y	20.7	20.6	21.2	20.7	20.6	22.1	22	22.6	21.6	21.2	22.7
Yb	1.49	1.49	1.5	1.49	1.44	1.7	1.63	1.75	1.58	1.67	1.64
Zn	135	132	133	137	131	144	155	156	148	134	147
Zr	223	216	223	219	210	280	259	293	217	207	236
Ce/Nd	0.13440	0.130208	0.126904	0.13369	0.135501	0.141176	0.338983	0.276134	0.387597	0.263158	0.458937
Ba/Zr	1.99551	2.097222	2.067265	2.068493	2.133333	1.775	1.849421	2.030717	2.235023	2.352657	2.135593
Mg#	52.0936	52.88462	52.5766	53.01038	52.55781	51.77839	50.88339	50.68493	50.41509	51.5299	49.56076
Ce/Pb	16.62	17.1	17.22	16.8	16.84	16.2	6.614286	8.321429	5.946667	8.472727	5.073684

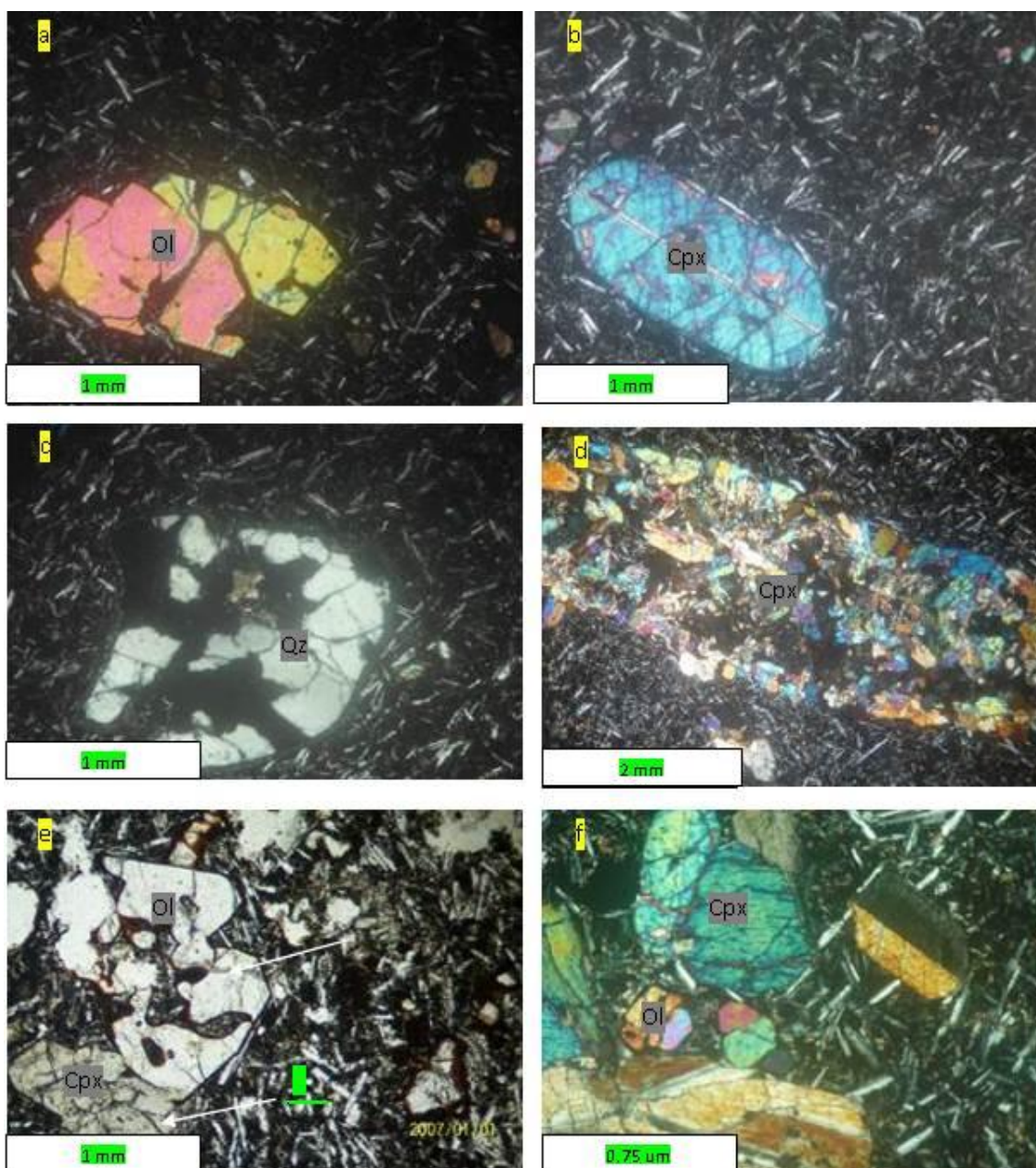
فراوانی کمتری نسبت به الیوین‌ها دارند. از پدیده‌های مهم در نمونه‌های بازالتی گندم بریان می‌توان به حضور بیگانه‌سنگ و بیگانه‌بلور در برخی نمونه‌ها اشاره نمود. بیگانه‌بلورهای کلینوپیروکسن به‌صورت انکلاو پیش‌رس هستند و بافت تجمعی دارند. احتمالاً این بیگانه‌سنگ‌ها از منشأ گوشته‌ای ماگما هستند. در برخی از نمونه‌ها، بیگانه‌بلورهای شیری رنگی از دانه‌های کوارتز در اندازه متفاوت دیده می‌شوند. در کناره‌های این بیگانه‌بلورها، در اثر واکنش با مایع سیلیکاته، حاشیه‌ای از جنس کلینوپیروکسن ایجاد شده است که این واکنش به‌علت سرعت بالای خروج ماگما و کم بودن زمان تا مصرف کامل کوارتزها پیش نرفته است (Espinoza et al., 2005). وجود دانه‌های کوارتز در بازالت گندم بریان، آلودگی ماگما توسط سنگ‌های دیواره خروج ماگما را نشان می‌دهد. بررسی‌های بافتی با توجه به حضور الیوین‌های درشت و شکل‌دار در کنار درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن و نبود کوارتز ماگمایی، همگی می‌توانند نشانگر حرکت صعودی و سریع ماگما از طریق سیستم شکستگی و غسل‌های عمیق باشند. پدیده هضم الیوین توسط زمینه گویای آن است که الیوین و زمینه از نظر ترمودینامیکی در حال تعادل نبوده‌اند به‌طوری‌که با وجود این خوردگی‌ها در اطراف بلور الیوین، حاشیه واکنشی از جنس ارتوپیروکسن در اطراف این کانی ایجاد نشده است که از شواهد و نشانه‌های سنگ‌های بازالتی آلكالن است (White, 1966). با توجه به وجود فنوکریست‌های الیوین و کلینوپیروکسن، می‌توان بیان نمود که احتمالاً در ماگمای اولیه، قبل از صعود و فوران، عمل تبلور صورت گرفته است و از سوی دیگر، تفاوت مقدار فنوکریست‌ها در نمونه‌های مختلف، اختلاف میزان

در این سنگ‌ها، تغییر در شکل و اندازه فنوکریست‌های الیوین دیده می‌شود که تفاوت توزیع اندازه در بلورها می‌تواند نشانه‌ای از تبلور بایمودال باشد. اولیوین‌ها، در جریان بازالتی یاد شده نوعی ارتباط بین شدت دگرسانی و ایدنگزیتی شدن و ریخت‌شناسی بلورین را نشان می‌دهند به‌طوری‌که اولیوین‌های خودشکل بیشتر دگرسان شده‌اند، اما الیوین‌هایی که به‌صورت گردشده هستند کمتر تحت تأثیر دگرسانی ایدنگزیتی قرار گرفته‌اند که تفاوت شدت ایدنگزیتی شدن می‌تواند مرتبط با میزان آهن این بلورها باشد. زیرا الیوین‌های گرد شده اگر از گوشته سرچشمه گرفته باشند در واقع بیگانه‌بلورهای محسوب می‌شوند که معمولاً دارای ۹۰ تا ۹۵ درصد فورستریت هستند و در حین بالا آمدن از گوشته جدا شده‌اند و به‌علت تغییر شرایط ترمودینامیکی و تغییر ترکیب شیمیایی ماگما توسط مایع سیلیکاتی هضم شده‌اند و به‌صورت گرد شده در آمده‌اند (Augustithis, 1979).

گردشدن اولیوین‌ها همچنین می‌تواند محصول تبلور زود هنگام از یک ماگمای بازالتی باشد. در این صورت در مقایسه با الیوین‌های گوشته‌ای، از فورستریت فقیرتر هستند (فورستریت ۸۲ تا ۸۸ درصد) و در ادامه تبلور ماگما به‌علت تغییر ترکیب شیمیایی مایع سیلیکاته، توسط آن هضم و به‌صورت گردشده در آمده‌اند که در هر حال، ایدنگزیتی شدن کمتری را نسبت به الیوین‌های خودشکل متحمل شده‌اند. زیرا الیوین‌های خودشکل در روند تبلور دیرتر از الیوین گردشده تشکیل می‌شوند و به‌علت آهن بیشتر، در برابر اکسیداسیون حساس‌تر بوده و ایدنگزیتی شدن شدیدتری را نشان می‌دهند. کانی متداول دیگر، کلینوپیروکسن است که در مقطع نازک، رنگ بنفش مایل به قهوه‌ای دارد و اکثراً خودشکل و دارای کلیواژ مشخص هستند. در بسیاری نمونه‌ها،

مشخص شد که الیوین‌ها اولین فاز کانیاپی ایجاد شده هستند، سپس کلینوپیروکسن و با تبلور میکرولیت‌های پلاژیوکلاز و میکرولیت‌های کلینوپیروکسن و تا حدودی میکرولیت‌های الیوین، تبلور خاتمه یافته است (شکل ۷).

جدایش آن‌ها از مذاب باقی‌مانده و در نتیجه تفاوت شدت تفریق ماگمای تشکیل‌دهنده آن‌ها قبل از فوران را نشان می‌دهد که خود مؤید آن است که ماگما در اتاقک ماگمایی شروع به تفریق و تبلور نموده است. با توجه به مطالعات انجام شده



شکل ۷- تصاویر مقاطع نازک تهیه شده از سنگ‌های بازالتی گندم بریان، (a) درشت‌بلور الیوین با شکستگی فراوان در زمینه سرشار از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز (XPL)، (b) فنوکریست خودشکل پیروکسن در زمینه سرشار از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز (XPL)، (c) بیگانه‌بلور شیرین‌رنگ کواتز با خوردگی خلیجی، (d) بیگانه‌سنگ سرشار از بلورهای کلینوپیروکسن (XPL)، (e) خوردگی و هضم بلورهای خودشکل الیوین (PPL) و (f) بافت گلومروپورفیری حاصل شده از اجتماع بلورهای کلینوپیروکسن و الیوین در زمینه سرشار از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز (XPL)

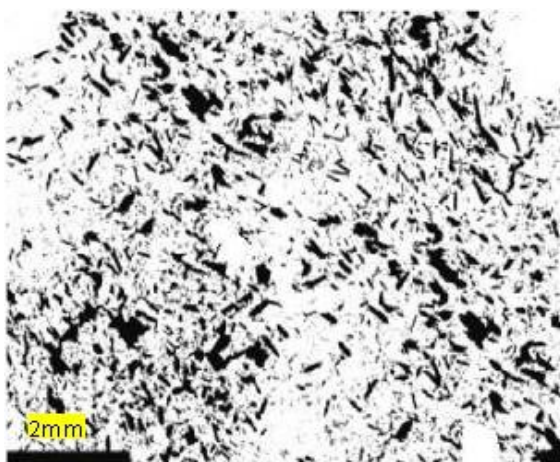
مطالعات پراکندگی اندازه بلور CSD

به منظور مطالعات CSD بعد از تهیه عکس دیجیتالی، عکس‌ها به منظور پوشش بهتر با نرم‌افزار فتوشاپ کنار هم چیده شدند و میکرولیت‌ها به طور مجزا رسم و اندازه‌گیری شدند (شکل‌های ۸ و ۹). تعداد بلورهای اندازه‌گیری شده ۵۱۹ عدد است (جدول ۲)، که برای یک بررسی آماری مناسب است. بر اساس فراوانی رده‌های مختلف و تراکم بلورها، نمودار لگاریتم طبیعی چگالی تراکمی (n) در برابر اندازه بلور (L) رسم می‌شود (شکل ۱۰). در ماگمای بازالتی گندم بریان با توجه به سرعت سریع سرد شدن، زمان سکونت کافی برای تبلور بلورها وجود ندارد، بنابراین بلورهای پلاژیوکلاز که نسبت به الیوین و پیروکسن سرعت رشد کمتر و در نتیجه سرعت هسته‌بندی بیشتری دارند، رشد کمتری خواهند داشت. علت اصلی پراکندگی منحنی CSD، سرعت زیاد سرد شدن ماگمای بازالتی در حین تبلور بلورهای پلاژیوکلاز است که به تشکیل میکرولیت‌های کوچک منجر شده است. یکنواختی نمودار CSD و شیب ثابت آن تأثیر بسیار کم فرآیندهای فیزیکی همچون اختلاط ماگمایی در

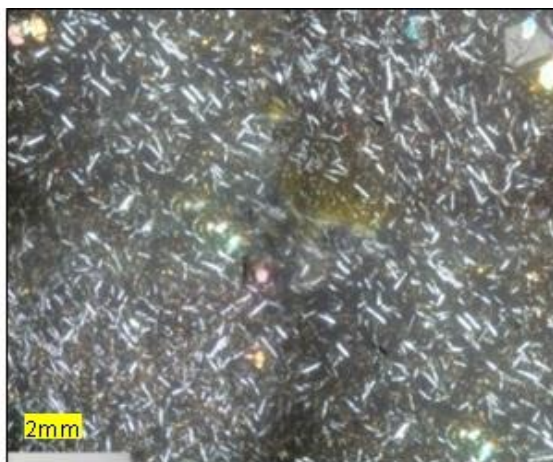
ماگمای بازالتی (به هنگام تبلور پلاژیوکلازها) در حین صعود و رسیدن به سطح زمین را نشان می‌دهد.

تفریق بلورین

میزان MgO ۴/۶۸ تا ۷/۷ درصد وزنی و میانگین آن ۶/۸۳ است. $Mg\#$ سنگ‌های مورد مطالعه که بر اساس تعریف، برابر با جزء مولکولی $(Mg^{+2}/Mg^{+2}+Fe^{+2})$ است (Jenner et al., 1987; Downes et al., 1995) به‌عنوان شاخص پتروژنتیکی برای تشخیص ماگمای تفریق یافته از ماگمای اولیه استفاده می‌شود. این شاخص در بازالت گندم بریان دارای محدوده ۰/۴۹ تا ۰/۵۳ و دارای میانگین ۰/۵۱ است. مقدار $Mg\# < 0.7$ به‌عقیده Wedepohl (۱۹۷۵) و Wilson (۱۹۸۹)، مشخصه ماگماهای اولیه است، در حالی که Clague و Frey (۱۹۸۲) میزان $Mg\# < 0.6$ را به‌عنوان شاخص تمایز می‌دانند و به نظر Green (۱۹۶۸) این مقدار برای گوشته اولیه بین ۰/۶۸ تا ۰/۷۲ است. به‌اعتقاد Coleman و McGuire (۱۹۸۸) چنانچه عدد $Mg\#$ کمتر از ۵۰ باشد، بیانگر تحول‌یافتگی ماگمای مادر است و اگر بین ۵۰ تا ۶۰ باشد، مشخصه ماگمای مادر منیزیم بالا و بیش از ۶۰، ماگمای اولیه خوانده می‌شود.



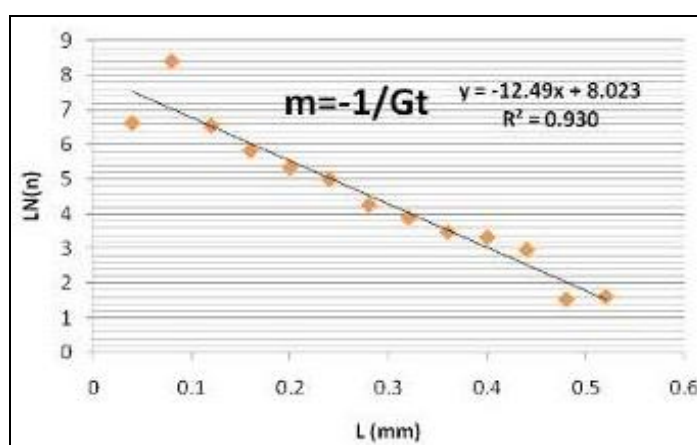
شکل ۹- تصویر پردازش شده نمونه الیوین بازالت



شکل ۸- نمونه الیوین بازالتی مورد مطالعه

جدول ۲- معادلات و بازه‌های تعیین شده برای رسم نمودار CSD

L	N	TN	dN/dL	LN(n)
0.52	6	1	5.02	1.61
0.48	8	14	4.66	1.5
0.44	14	28	19.44	2.96
0.4	16	44	27.84	3.32
0.36	17	61	32.48	3.48
0.32	21	82	49.32	3.89
0.28	26	108	70.61	4.25
0.24	38	146	149.24	5
0.2	41	187	207.45	5.33
0.16	49	236	338.49	5.82
0.12	70	306	695.12	6.54
0.08	180	486	4470.08	8.40
0.04	30	516	750	6.62
0	3	519	750	6.62



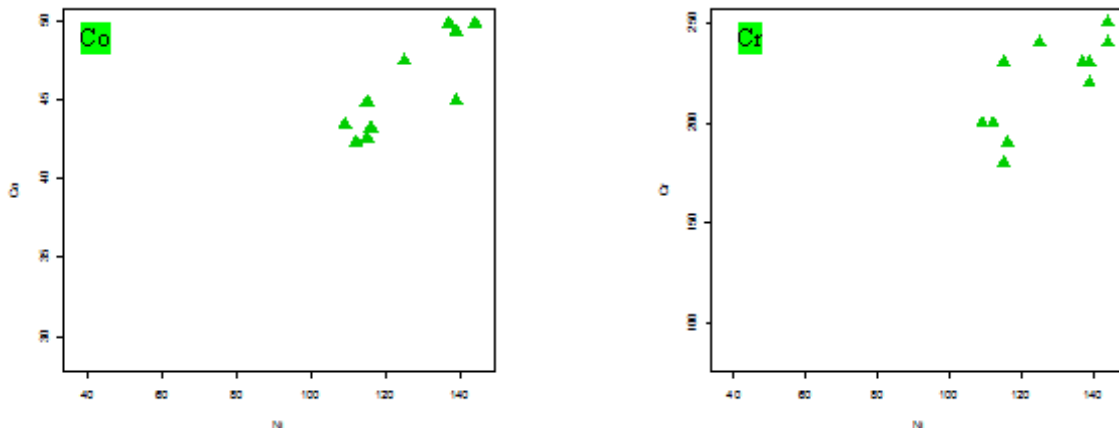
شکل ۱۰- نمودار چگالی تراکمی بلور (n) در برابر طول بلور (L)

محیط تشکیل و پتروژنز

یکی از نسبت‌هایی که می‌تواند تعیین‌کننده محیط منشأ ماگما باشد، نسبت Ba/La است. به طوری که این نسبت برای NMORB بین ۴-۱۰، برای EMORB و بیشتر بازالت‌های درون صفحه‌ای ۱۰-۱۵ و برای سنگ‌های آتشفشانی مرز صفحات همگرا بیش از ۱۵ است (Gill, 1981). مقدار نسبت یاد شده در قوس‌های آتشفشانی، بیشتر از مناطق کششی و مناطق پشت قوس است (Gill, 1981).

در سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه، این نسبت به طور میانگین ۱۰/۱۲ ppm است و نشانه این است که ماگمای منطقه مربوط به بازالت‌های درون صفحه‌ای است. نسبت Ba/Ta در این سنگ‌های آتشفشانی به طور میانگین ۱۱۱ ppm است.

ماگمای بازالتی گندم بریان دارای ویژگی‌های مشخصه ماگماهای مادر منیزیم بالا با تحول یافتگی کم است که به طور مشخص، تحت تأثیر صعود سریع این ماگما از مخزن ماگمایی منیزیم بالا و بر اثر شکستگی عمیق غسل نایبند حاصل شده است. در نمودارهای Cr(ppm) و Co(ppm) در برابر Ni(ppm)، از آن جا که کروم، نیکل و کبالت، عناصر نامتحرک و سازگار هستند، انتظار می‌رود در طی تفریق، رفتار مشابهی از خود نشان دهند که این امر، در نمودارها تأیید می‌شود. روند تغییرات Cr به موازات افزایش Ni به صورت خطی فزاینده است. Co نیز، روند مثبت را نشان می‌دهد. بنا بر نظر Rollinson (۱۹۹۳)، نبود پراکندگی در نمودارهای دو متغیره عناصر سازگار-سازگار، تأکیدی بر عدم اختلاط ماگمایی در منشأ است (شکل ۱۱).



شکل ۱۱- نمودارهای Ni (ppm) و Co (ppm) و Cr (ppm) در برابر Ni (ppm)

کم از ماگمای اولیه را نشان می‌دهد تأیید می‌شود (شکل ۱۳).

آلایش پوسته‌ای

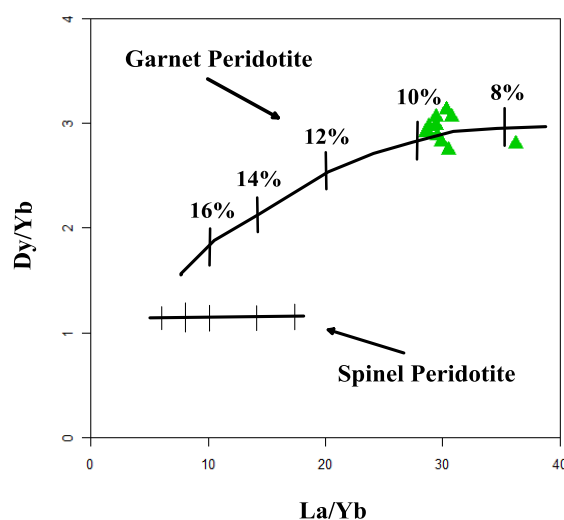
بررسی علامت‌های زمین‌شیمیایی و ایزوتوپی سنگ هر منطقه اجازه شناسایی فرآیندهای ماگمایی همچون هضم و آلایش ماگمایی را می‌دهد. در سیستم‌های بازالتی، از نسبت عناصر کمیاب ناسازگار و نیز نسبت‌های ایزوتوپی به‌طور گسترده‌ای در تعیین منابع گوشته‌ای و پوسته‌ای استفاده می‌شود. وجود بیگانه‌بلورهای کوارتز در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه را می‌توان شاهی بر پدیده آلایش پوسته‌ای، هر چند به میزان کم، در سنگ‌های منطقه دانست. این بیگانه‌بلورها قطعاتی از سنگ‌های پوسته قاره‌ای هستند که مواد مذاب در حین بالا آمدن آن‌ها را جدا کرده و با خود به سطح زمین آورده است. از طرفی، وجود مقادیر بالای La/Nb در سنگ‌های مورد مطالعه (با میانگین ۱/۷) نشان‌دهنده تأثیر کم آلایش پوسته‌ای است (Reichew *et al.*, 2004).

مقادیر Ce/Pb نیز به آلودگی پوسته‌ای حساس هستند و این نسبت در ماگمای اولیه مشتق از گوشته (بازالت اقیانوسی MORB و OIB) نسبتاً

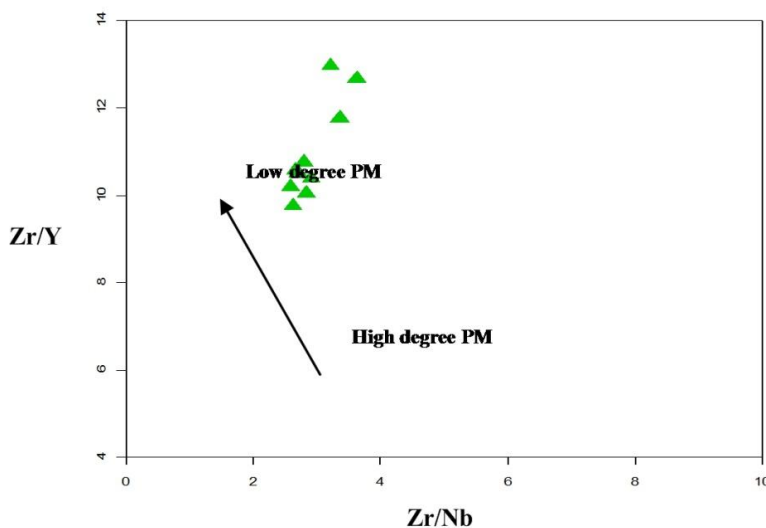
پایین بودن نسبت Ba/Ta نیز از ویژگی‌های مناطق درون قاره‌ای است (Trumbull *et al.*, 1999). برای تعیین درجه ذوب منشأ ماگمای تشکیل‌دهنده سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، از نمودارهای طراحی شده بر اساس نسبت‌های عناصر کمیاب Dy/Yb در برابر La/Yb استفاده شد (Thirlwall *et al.*, 1994; Bogaard and Worner, 2003). بر اساس نسبت‌های Dy/Yb در برابر La/Yb، منحنی ذوب برای منشأ گارنت پریدوتیت و اسپینل پریدوتیت نمایش داده شده است. ساختار این نمودار نشان‌دهنده این است که منشأ گارنت پریدوتیت، حاوی مقادیر Dy/Yb بیشتری نسبت به منشأ اسپینل پریدوتیتی است و نیز در هنگام ذوب سنگ منشأ پریدوتیتی در حضور فاز اسپینل تغییر مهمی در این نسبت روی نمی‌دهد، ولی در حضور فاز گارنت، تغییراتی در نسبت این عناصر دیده می‌شود. بر طبق نتایج حاصله منشأ سنگ‌ها، گارنت لرزولیت با درصد ذوب بخشی ۸ تا ۱۰ درصد مشخص شد (شکل ۱۲). به طور کلی درجات ذوب بخشی پایین گوشته فوقانی (کمتر از ۱۰ درصد) به تشکیل ماگمای بازالتی آلکان و غنی‌شدگی از LREE منجر می‌شود. این نتایج، با نمودار Zr/Nb در برابر Zr/Y (Kuepou *et al.*, 2006)، که برای ماگمای گندم بریان درجه ذوب بخشی

درصد است و این نسبت برای بازالت‌های گوشته‌ای NMORB، PMORB و OIB به ترتیب برابر با ۰/۰۴، ۰/۰۶ و ۰/۰۸ است. میانگین Pb/Nd در پوسته قاره‌ای ۰/۶۳ است. بنابراین، نسبت Pb/Nd در بازالت گندم بریان نشانه دخالت کم پوسته در تکامل ماگمایی این بازالت‌هاست. همچنین، نسبت Ba/Zr نیز شاخص آلودگی است که در بازالت قاره‌ای با آرایش پوسته‌ای، میانگین ۲ تا ۵ است و در گندم بریان دارای میانگین ۲/۰۶ ppm بوده، نشان از آرایش ناچیز پوسته‌ای دارد.

بالا و تقریباً یکنواخت و در حد (25 ± 5) است (Hofmann *et al.*, 1986) که شاخص مفیدی برای آلودگی پوسته‌ای است. مقادیر کمتر از گستره مشخص شده، مشخصه تأثیر و آلودگی ناشی از پوسته با ماگما است. در بازالت گندم بریان، این نسبت در محدوده (۵/۰۷ تا ۱۷/۲۲) و دارای میانگین ۱۲/۲۹ است. میانگین این نسبت در پوسته قاره‌ای ۳/۳ است. یکی دیگر از شاخصه‌های مهم هضم و آرایش پوسته‌ای نسبت Pb/Nd بالاست (Hofman *et al.*, 1986) که در بازالت گندم بریان این مقدار دارای میانگین ۱۱



شکل ۱۲- نسبت‌های عناصر کمیاب Dy/Yb در برابر La/Yb (Thirlwall *et al.*, 1994; Bogaard and Worner, 2003)؛ گارنت لِرزولیت با درصد ذوب بخشی ۸ تا ۱۰ درصد



شکل ۱۳- نمودار Zr/Nb در برابر Zr/Y (Kuepouo *et al.*, 2006)

نتیجه‌گیری

آلکالی‌بازالت‌های گندم بریان تحت تأثیر حوضه‌های کششی - جدایشی ناشی از گسل نایبند ایجاد شده‌اند. در منطقه گندم بریان به نظر می‌رسد کشش حاصل از فعالیت گسل نایبند به شکستگی و ضعف پوسته و بالا آمدن سریع ماگما در امتداد شکستگی منجر شده است. شکستگی عمیق پوسته‌ای ناشی از گسل نایبند با کاهش فشار آدیاباتیک، سبب پایین آمدن درجه ذوب سنگ‌ها و ذوب بخشی یک سنگ منشأ گارنت‌دار شده است. ماگمای حاصل، اگر چه از عمق زیادی سرچشمه گرفته است اما به علت گرانروی پایین به سرعت به سطح زمین رسیده است و تنوع سنگی خاصی در آن مشاهده نمی‌شود. سنگ‌ها به‌طور کلی بازالت هستند، اما درصد فنوکریست‌های متفاوت در سنگ‌ها، تفریق بلورین هر ناچیز را مشخص می‌سازد.

در کنار نقش تفریق بلورین در تحول ماگمای اولیه در طی صعود و رسیدن به سطح زمین، این ماگما بایستی در تماس با پوسته قاره‌ای دچار آلودگی پوسته‌ای شده باشد که سرعت زیاد بالا آمدن ماگما از مخزن ماگمایی این تأثیر را به حداقل رسانده است. حضور الیوین‌های درشت و شکل‌دار در کنار درشت‌بلوره‌های کلینوپیروکسن و نبود کوارتز ماگمایی، همگی می‌توانند نشانگر حرکت صعودی و سریع ماگما از طریق سیستم شکستگی و گسل‌های عمیق باشند. یکنواختی نمودار CSD و شیب ثابت آن نیز تأثیر بسیار کم فرآیندهای فیزیکی (همچون اختلاط ماگمایی در ماگمای بازالتی طی تبلور پلاژیوکلازها حین صعود و رسیدن به سطح زمین) را نشان می‌دهد. به‌طور کلی ماگمای بازالتی گندم بریان دارای ویژگی‌های مشخصه ماگمای مادر منیزیم بالا با تحول یافتگی کم است.

منابع

- رئییسی، د.، بهرام بیگی، ب.، معین زاده، ح. ا.، درگاهی، س. و آروین، م. (۱۳۸۹) تخمین دمای سطحی بازالت گندم بریان کرمان با استفاده از تصاویر فرسوخ حرارتی لندست. بیست و نهمین گردهمایی علوم زمین. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.
- معین‌وزیری، ح. (۱۳۷۷) دیباچه‌ای بر ماگماتیسم در ایران. انتشارات دانشگاه تربیت معلم (دانشگاه خوارزمی)، تهران، ایران.
- Augustithis, S. S. (1979) Atlas of the textural patterns of basalts and their genetic significance, Elsevier Scientific Publishing Company, New York.
- Bogaard, P. J. F. and Worner, G. (2003) Petrogenesis of basanitic to tholeiitic volcanic rocks from the Miocene Vogelsberg Central Germany. *Journal of Petrology* 44: 569-602.
- Clague, D. and 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. and McGuire, A. (1988) Magma systems related to the Red Sea opening. *Tectonophysics* 150: 77-100.
- Downes, H., Seghedi, I., Szakacs, A., Dobosi, G., James, D., Vaselli, O., Rigby, I., Ingram, G., Rex., D. and Peckskay, Z. (1995) Petrology and geochemistry of Late Tertiary/Quaternary mafic alkali volcanism in Romania. *Lithos* 35: 65-81.
- Espinoza, F., Morata, D., Pelleter, E., Maury, R. C., Suarez, M., Lagabrielle, Y., Polvee, A. M., Bellon, H., Cotton, J., Delacruz, R. and 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.
- Fitton, J. G. and Dunlop, H. M (1985) The Cameroon Line, West-Africa and its bearing on the origin of

- oceanic and continental alkali basalt. *Earth and Planetary Science Letters* 72: 23-38.
- Freund, R. (1974) Kinematics of transform and transcurrent faults. *Tectonophysics* 21: 93-134.
- Gill, J. B. (1981) *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer, Berlin.
- Girard, G. and Wykde Vries, B. V. (2005) The Managua Graben and Las Sierras-Masaya volcanic complex (Nicaragua): pull-apart localization by an intrusive complex: results from analogue modeling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 144: 37-57.
- Harlick, R. M., Sternberg, R. S. and Zhuang, X. (1987) Image analysis using mathematical morphology. *IEEE Tran. IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence* 9(4): 532-550.
- Hofmann, A. W., Jochum, K. P., Seufert, M. and White, W. M. (1986) Nb and Pb in Oceanic basalts, new constraints on mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 90: 297-314.
- Jenner, G., Gawood, P., Rautenschlein, M. and White, W. (1987) Composition of back-arc basin volcanics, Valufa ridge, Lau basin: evidence for a slab-derived component in their mantle source. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 32: 209-222.
- Karakhianian, A., Djr bashian, R., Trifonov, V., Philip, H., Arakelian, S. and Avagian, A. (2002) Holocene-historical volcanism and active faults as natural risk factors for Armenia and adjacent countries. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 113: 319-344.
- Kocuyigit, A. and Erol, O. (2001) A tectonic escape structure: Erciyes pull-apart basin, Kayseri, central Anatolia, Turkey. *Geodinamica Acta* 14: 133-145.
- Kuepouo, G., Tchouankoue, J. P., Nagao, T. and Sato, H. (2006) Transitional tholeiitic basalts in the Tertiary Bana volcano-plutonic complex, Cameroon Line. *Journal of African Earth Sciences* 45: 318-332.
- Lockwood, J. P. and Hazlett, R. W. (2010) *Volcanoes global perspectives*. Wiley-Blackwell, Hong Kong.
- McKenzie, D. and Bickle, M. J. (1988) The volume and composition of melts generated by extension of the lithosphere. *Journal of Petrology* 29: 625-679.
- Nogole Sadat, M. A. A. (1978) Les zones de décrochement et les virgations structurales en Iran. Cocequences des resultants de l'analyse structural de la region de Qom. Ph.D Thesis, Université Scientifique et Médicale de Grenoble. France.
- Reichew, M. K., Saundres, A. D., White, R. V. and Ukhamedov, A. I. (2004) Geochemistry and petrogenesis of basalts from the west sibirian basin, an extention of the Permo-Triassic Siberian Traps, Russia. *Lithos* 79: 425-452.
- Rollinson, H. (1993) *Using geochemical data: Evolution, presentation, interpretation*. Longman Scientific and Technical, London.
- Shelli, D. (1991) *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. Chapman and Hall, London.
- Thirlwall, F. M., Upton, B. G. J. and Jenkins, C. (1994) Interaction between continental lithosphere and Iceland plume-Sr-Nd-Pb isotope geochemistry of Tertiary basalts, NE Greenland. *Journal of Petrology* 35: 839-879.
- Tirrul, R., Bell, I. R., Griffis, R. J. and Camp, V. E. (1983) The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin* 94: 134-150.
- Trumbull, R. B., Wittenbrink, R., Hahne, K., Emmermann, R., Busch, Werstenberger, H. and Siebel, W. (1999) Evidence for Late Miocene to Recent Contaminata of arc andesite by Crustal melt in the Chilean Andes (25-26 s) and its geodynamic implication. *Journal of South America Earth Science* 12: 135-155.
- Walker, R. T., Gans, P., Allen, M. B., Jackson, J., Khatib, M., Marsh, N. and Zarrinkoub, M. (2009) Late

- Cenozoic volcanism and rates of active faulting in eastern Iran. *Geophysical Journal International* 177: 783-805.
- Wedepohl, K. H. (1975) The contribution of chemical data to assumptions about the origin of magmas from the mantle. *Fortschritte der Mineralogie* 52: 141-172.
- Wellman, H. W. (1966) Active wrench fault of Iran, Afghanistan and Pakistan. *Geologische Rundschau* 18: 217-234.
- White, R. W. (1966) Ultramaphic inclusion in basaltic rocks from Hawaii. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 12: 245-314.
- Wilson, M. (1989) *Igneous petrogenesis: A global tectonic approach*. Unwin Hyman, London.
- Wilson, M. (1993) Geochemical signature of oceanic and continental basalts: a key to mantle dynamics. *Journal of the Geological Society* 150: 977-990.

Evaluation of evolution and emission of Gandom Berian's basaltic flows-north of Shahdad, Kerman

Davoud Raeisi, Seyed Hesam-aldin Moeinzadeh Mirhosseini *,
Ahmad Abbasnejad and Sara Dargahi

Department of Geology, Faculty of Sciences, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran

Abstract

Gandom Berian area is a basaltic mesa composed of dark flows covering about 480 km² of the western part of Lut desert in the northeast of Kerman. In this area, the fault system follows a north-south trend and, basaltic lavas have flowed along this trend. It seems that in Gandom Berian area, the activity of Nayband fault has created a tensional tectonic regime leading to the creation of open fractures in the crust which have conducted the flow of magma to the surface. Comparing maps of the lineation index factor of Nayband fault and also the related maps to situation of volcanic cones admit the role of fault in formation of Gandom Berian basaltic magma. The presence of coarse euhedral olivine crystals along with coarse crystals of clinopyroxenes and the absence of magmatic quartz, all reveal a fast deep ascending magma through fractures system and deep faults. The deep fracturing of Nayband fault has prevented the mixing of magma with crustal contamination. The high La/Nb value (with average 1.7) along with low ratio of Ce/Pb and Pb/Nd indicate low mixing of magma in the studied area. Also, none scattering compatible element plots show negligible magma mixing. Uniformity in crystal size distribution (CSD) plots and its constant slope indicate the low impact of physical processes such as magma mixing in basaltic magma which effects the crystallization of plagioclase microlites during its ascent to the surface. The main cause of steepness in CSD is the rapid quenching of basaltic magma during upwelling which leads to plagioclase fine microliths. The presence of olivine and clinopyroxene phenocrysts indicates that in the primary magma, crystallization had occurred before ascent and eruption. Based on Dy/Yb versus La/Yb plot the Gandom Beryian basalts were formed by 8 to 10% partial melting of a garnet-lehrzolute parental rock. In general, lower partial melting of upper mantle (less than 10%) leads to the creation of alkaline basaltic magma. On the other hand, Gandom Beryian basaltic magma has characteristics similar to a high magnesium parental magma with low degree of evolution.

Key words: Fault system, Lineation factor, Crustal contamination, Garnet-lehrzolute

* h.moeinzade@mail.uk.ac.ir