



## سنگ‌نگاری، شیمی کانی‌ها و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی پسا افیولیتی در منطقه راتوک (جنوب گزیک، شرق ایران)

زهرا واحدی طبس، سیدسعید محمدی\* و محمدحسین زرین کوب

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۴/۱۱/۱۳، پذیرش: ۱۳۹۵/۰۳/۲۲

### چکیده

در ۶۰ کیلومتری جنوب گزیک در شرق استان خراسان جنوبی و در بخش شمالی زمین‌درز سیستان، برون‌زدهایی از سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب حدواسط (الیگومیوسن) و بازیک (پلیوکواترنر) بر روی واحدهای مجموعه افیولیتی وجود دارد. بر اساس نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی، ترکیب کلینوپیروکسن موجود در الیوین بازالت از نوع دیوپسید و الیوین از نوع کریزولیت با  $Mg\#$  بین ۸۱ تا ۸۲ درصد تعیین شد. داده‌های ژئوشیمیایی نمونه‌های سنگ کل بیانگر کالک‌آلکان بودن آندزیت‌ها و ماهیت آلکان گدازه‌های بازالتی است. الگوی عناصر کیمیا گدازه‌ها به ویژه برای آندزیت‌ها، غنی‌شدگی عناصر K, Ba, Cs, Sr, Th، تهی‌شدگی عناصر Ti, Nb, P و غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE را نشان می‌دهد. همچنین نتایج آنالیز نقطه‌ای کانی کلینوپیروکسن در واحد سنگی الیوین بازالت، دسته ماگمایی آلکان و محیط زمین‌ساختی درون صفحه‌ای را برای این سنگ‌ها تأیید می‌کند. دما-فشارسنجی کلینوپیروکسن در الیوین بازالت‌ها، دمای حدود ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد را برای فشار ۶ تا ۱۰ کیلو بار مشخص کرده است.

**واژه‌های کلیدی:** کلینوپیروکسن، آندزیت، آلکالی بازالت، راتوک، زمین‌درز سیستان

### مقدمه

رخداد آتشفشانی‌های کالک‌آلکان ترشیری با ترکیب کلی حدواسط تا اسیدی، با فوران حجم‌های کمی از ولکانیسم آلکالی‌بازالتی از میوسن تا کواترنری در طول گسل‌های نه و ناینده ادامه یافته است (Zarrinkoub et al., 2012). آتشفشان‌های بازالتی یکی از عمده‌ترین ولکانیسم‌هایی است که در نقاط مختلف دنیا روی داده و در بسیاری از جاها نیز مورد بررسی قرار گرفته است که از آن جمله می‌توان به آلکالی بازالت‌های سنوزوئیک Jingpohu شمال شرق چین (2008 Yan and Zhao)، آلکالی بازالت‌های Zlot کمپلکس ماگمایی Timok شرق سبیری (Milovanovic et al., 2005) و بازالت‌های کواترنری ناحیه شمال زلاندنو

ماگماتیسیم ائوسن-الیگوسن در شرق ایران (لوت-سیستان) سبب تشکیل سنگ‌های آتشفشانی فراوان به همراه سنگ‌های آذرآواری و توده‌های نیمه‌عمیق شده است (Pang et al., 2013). بررسی‌های انجام‌شده در رابطه با ماگماتیسیم ائوسن-الیگوسن رخ داده در بخش شمالی افیولیت سیستان نشان می‌دهد که سنگ‌های آتشفشانی بر روی پی‌سنگ افیولیتی متعلق به کرتاسه بالایی تا ائوسن قرار گرفته است و این ماگماتیسیم را می‌توان به یک فرآیند پس بر خوردی مرتبط با فرورانش سنگ کره اقیانوسی سیستان در خاور ایران نسبت داد (Pang et al., 2013; Mohammadi, 2014). در زمین‌درز سیستان،

افیولیتی (پسا افیولیتی) منطقه راتوک مورد بحث قرار گیرد.

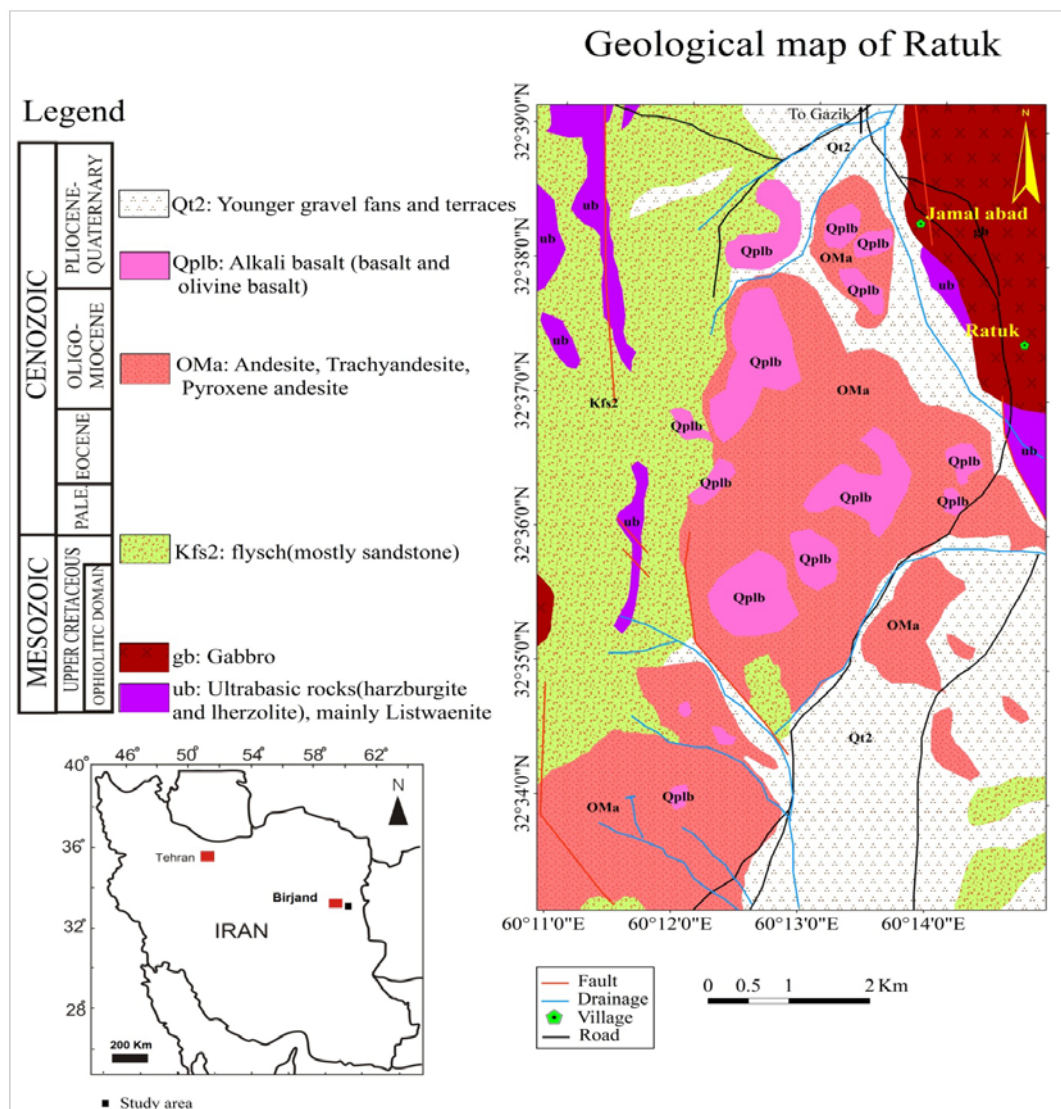
### زمین‌شناسی

منطقه مورد بررسی در بخش شمالی زمین‌درز سیستان و در مجموعه افیولیتی راتوک واقع شده است. زون سیستان یک زون جوش خورده بین دو بلوک لوت و افغان است که در دوره تکوین خود حوادث متعددی را پشت سر گذاشته و شامل دو مجموعه افیولیتی نه و راتوک است که توسط حوضه سفیدابه از هم جدا می‌شوند (Tirrul et al., 1983). همچنین زون جوش خورده سیستان را به‌عنوان سرشاخه‌ای از نئوتیس معرفی می‌کنند که در حدفاصل زمان‌های کرتاسه پیشین تا پالئوژن شکل گرفته و از دو ایالت مجزای زمین‌ساختی - رسوبی (گزیک و سهل آباد) تشکیل شده است (Babazadeh, 2013). بر اساس نقشه زمین‌شناسی منطقه راتوک (شکل ۱) قدیمی‌ترین واحدهای سنگی منطقه مورد بررسی را واحدهای متعلق به مجموعه افیولیتی شامل پریدوتیت، گابرو و لیستونیت به‌همراه نهشته‌های فلیش با سن کرتاسه بالایی تشکیل می‌دهند. واحدهای آتشفشانی مورد بررسی با سن الیگومیوسن (آندزیت) و پلیوکواترن (بازالت) بر روی واحدهای توالی افیولیت قرار گرفته‌اند. واحدهای بازالتی به‌صورت سرتخت‌های کشیده، توده‌های منفرد و گنبد‌های خردشده با امتداد کلی شمال‌غرب - جنوب‌شرق رخنمون دارند. در برخی نقاط شواهدی از واحدهای افیولیتی دگرگون‌شده به‌صورت زینولیت‌های آمفیولیتی درون گدازه‌ها دیده می‌شود که نشان‌دهنده جوانتر بودن واحدهای سنگی مورد بررسی نسبت به واحدهای مجموعه افیولیت است. این سنگ‌ها در صحرا به رنگ خاکستری تیره تا سیاه و گاهی به‌علت حضور اکسیدهای آهن به رنگ قهوه‌ای دیده می‌شوند. بافت آنها در نمونه دستی از آفاتیک تا پورفیری و حفره‌ای متغیر است. حفرات موجود گاهی با کانی‌های ثانویه نظیر سیلیس، کلسیت، زئولیت و کلریت پر شده‌اند. در بخش‌های جنوبی منطقه، آثار درزه‌های انقباضی در سطح گدازه‌ها دیده می‌شود که نشانه سردشدن سریع آنهاست. بر اساس بررسی‌های صحرائی، گدازه‌های آندزیتی به‌صورت خردشده و با

(Heming, 1980) اشاره کرد. بررسی این گدازه‌ها برای سنگ‌شناسان جذابیت خاصی دارد؛ زیرا این سنگ‌ها در محیط‌های زمین‌ساختی مختلف دیده می‌شوند، بنابراین، فرآیندهای متفاوتی باید در تشکیل آنها مؤثر باشد (Chen et al., 2007). سنگ‌های آتشفشانی جوان از جمله بازالت‌های کواترنری یکی از آخرین نشانه‌های ماگماتیسم در ایران است که برخی از آنها در ارتباط با شکستگی‌های عمیق و گسل‌های فعال در طی کواترنری هستند (Emami, 2000). این سنگ‌ها بیشتر در شمال‌غرب و شرق ایران رخنمون داشته‌اند و ارتباط نزدیکی با گسل‌های راستالغز دارند (Walker et al., 2009). منطقه مورد بررسی در ۱۴۰ کیلومتری شرق بیرجند، در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ گزیک (Guillou et al., 1981) بین طول‌های جغرافیایی "۰۰'۱۱'۶۰" تا "۲۷'۱۵'۶۰" شرقی و عرض‌های جغرافیایی "۲۴'۳۳'۳۲" تا "۱۰'۳۹'۳۲" شمالی قرار دارد. از دیدگاه تقسیم‌بندی ساختاری ایران این منطقه در بخش شمالی زون زمین‌درز سیستان (Tirrul et al., 1983) قرار گرفته است. این زون بقایایی از یک باریکه اقیانوسی است که به‌عنوان یکی از سرشاخه‌های نئوتیس مطرح بوده و قبل از ۸۶ میلیون سال پیش بسته شده است (Zarrinkoub et al., 2012). زون سیستان در نتیجه برخورد دو بلوک لوت و افغان تشکیل شده است و با استفاده از روش‌های متفاوت سن‌سنجی، زمان بسته‌شدن آن را مربوط به کرتاسه پایانی می‌دانند (Brocker et al., 2013; Angiboust et al., 2013; Zarrinkoub et al., 2012). ولکانیسم بازالتی در بخش‌هایی از زون سیستان، توسط برخی پژوهشگران مورد بررسی قرار گرفته است (Pang Mollashahi; Ghasempour et al., 2011; et al., 2012; Walker et al., 2009; et al., 2011). در منطقه راتوک در بخش شمالی زمین‌درز سیستان، بررسی پترولوژیکی بر روی این سنگ‌ها صورت نگرفته و اطلاعات موجود در حد نقشه‌های زمین‌شناسی و گزارش‌های سازمان زمین‌شناسی کشور است. در این پژوهش، کوشش شده تا با تکیه بر بررسی‌های صحرائی، سنگ‌نگاری، شیمی کانی‌ها و ژئوشیمی، تا حد امکان منشأ و محیط زمین‌ساختی گدازه‌های موجود بر روی واحدهای

مورد بررسی، شامل بخش شمالی گسل نه خاوری به نام گسل آواز با روند کلی شمالی-جنوبی و سازوکار راست گرد با مؤلفه معکوس است (Walker and Jakson, 2004) که به صورت فشاری-برشی راست گرد عمل کرده است و می‌تواند باعث ایجاد فضای کششی در پایانه جنوبی قطعه راتوک و فوران ماگمای بازالتی از محل شکستگی‌های عمیق و حرکت سریع آن به سطح شده باشد.

مورفولوژی ملایمتری نسبت به واحدهای بازالتی بر روی پریدوتیت رخمون دارند. مرز آندزیت با گدازه‌های بازالتی به دلیل خردشدگی و وجود واریزه‌های فراوان به سادگی قابل تفکیک نیست؛ اما شواهدی نظیر خردشدگی و دگرسانی بیشتر در بخش‌های آندزیتی را می‌توان به قدیمی تر بودن آنها نسبت به بازالت‌ها مرتبط دانست. بر اساس بررسی‌های انجام شده، رخداد ولکانیسم جوان بازالتی در شرق ایران با گسل‌های امتدادلغز مرتبط است (Walker et al., 2009). گسل اصلی در منطقه



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه راتوک بر اساس نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ گزیک (Guillou et al., 1981) با ترسیم مجدد، علامت مربع موقعیت محدوده مورد بررسی بر روی نقشه ساده ایران را نشان می‌دهد.

**Fig. 1.** Geological map of Ratouk area on the basis of 1:100000 geological map of Gazik (Guillou et al., 1981); modified. Square symbol shows the location of study area on the simple map of Iran.

## روش مطالعه

پس از جمع‌آوری اطلاعات موجود از منطقه مورد مطالعه، بررسی صحرائی مقدماتی و تعیین مسیرهای پیمایش، نمونه‌برداری از واحدهای سنگی انجام شد. از تعداد ۸۵ نمونه برداشت‌شده، مقاطع نازک میکروسکوپی تهیه و مورد بررسی سنگ‌نگاری قرار گرفت. سپس تعداد ۱۰ نمونه با دگرسانی کمتر برای آنالیز شیمیایی سنگ کل انتخاب و به آزمایشگاه ACME کانادا ارسال شد. عناصر اصلی به روش ICP-ES و عناصر کمیاب و نادر خاکی به روش ICP-MS (طیف‌سنجی از طریق ذوب به کمک لیتیوم متابورات/ترابورات و هضم در اسید نیتریک رقیق‌شده) اندازه‌گیری شد. همچنین ۴ مقطع نازک صیقلی تهیه و از بین آنها یک نمونه الیوین بازالت برای آنالیز نقطه‌ای (میکروپروب) کانی‌های کلینوپیروکسن و الیوین به مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران واقع در کرج ارسال شد. آنالیز نقطه‌ای این دو کانی با استفاده از دستگاه ریزکاو الکترونی Cameca SX100 با ولتاژ شتاب‌دهنده ۲۰ کیلوولت و جریان ۱۵ نانوآمپر با مدت زمان شمارش ۱۵-۲۰ ثانیه و قطر الکترون‌های متمرکز ۱-۳ میکرون انجام شد. آنالیز کانی‌شناسی یک نمونه به روش XRD نیز توسط دستگاه فیلیپس مدل PW1840 در دانشگاه بیرجند انجام شد. تحلیل داده‌های ژئوشیمیایی سنگ کل و شیمی کانی‌ها به کمک نرم‌افزارهای GCDkit و Minpet انجام شده است.

## سنگ‌نگاری

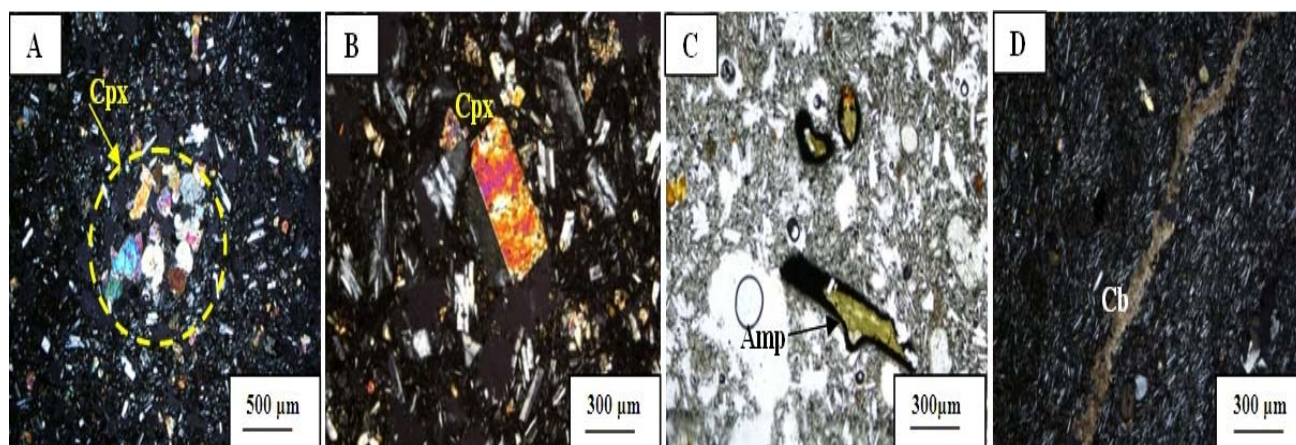
**آندزیت‌ها:** بافت غالب در این سنگ‌ها، پورفیری با خمیره میکروولیتی جریان، حفره‌ای و آمیگدال است. گاهی تجمع بلورهای کلینوپیروکسن تشکیل بافت گلوپورفیری را داده است (شکل ۲-۱). حدود ۷۵ درصد حجمی سنگ را پلاژیوکلاز و حدود ۱۵ درصد حجمی آن را فنوکریست‌های پیروکسن تشکیل می‌دهد. پلاژیوکلاز به صورت فنوکریست‌های شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و با توجه به زاویه خاموشی از نوع الیگوکلاز تا آندزین با حداکثر طول ۱/۵ میلی‌متر و

میکروولیت‌های کشیده و جهت‌یافته در زمینه سنگ دیده می‌شود. برخی بلورهای پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی است که بیانگر تغییرات ناگهانی در شرایط دینامیکی تبلور است (Shelley, 1993). کلینوپیروکسن از نوع اوژیت به صورت فنوکریست‌های شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار (شکل ۲-۱) با اندازه حدود ۱/۲ میلی‌متر وجود دارد. برخی نمونه‌ها با افزایش میزان فنوکریست پیروکسن، به پیروکسن آندزیت متمایل می‌شوند. بعضی از بلورهای کلینوپیروکسن ماکل کارلسباد نشان می‌دهند که نشان‌دهنده رشد سریع بلور است (Vernon, 2004). کوارتز و سانیدین به همراه آمفیبول‌های کشیده با حاشیه سوخته (شکل ۲-۱) و کانی کدر به عنوان کانی‌های فرعی، کمتر از ۱۰ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهند. کربنات، کلریت و اکسید آهن به عنوان کانی‌های ثانویه حضور دارند (شکل ۲-۱).

**بازالت‌ها:** بافت این سنگ‌ها، پورفیری با خمیره میکروولیتی جریان و اینترگرانولار است. از سایر بافت‌های مشاهده شده در این سنگ‌ها می‌توان بافت گلوپورفیری، حفره‌ای، آمیگدال و پوئیکلیتیک (پلاژیوکلاز درون پیروکسن) را نام برد. کانی‌های اصلی بازالت‌های منطقه راتوک را پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیوین تشکیل داده و مگنتیت کانی فرعی معمول است. فراوانترین فنوکریست‌های این سنگ‌ها را بلورهای شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار کلینوپیروکسن به میزان حدود ۲۵ تا ۳۵ درصد حجمی، دارای منطقه‌بندی (شکل ۳-۱) و ماکل تشکیل می‌دهد. بعضی از بلورهای کلینوپیروکسن دارای میان‌بارهایی از کانی‌های کدر به صورت بافت پوئیکلیتیک هستند. ترکیب درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن و منطقه‌بندی آنها در سنگ‌های آتشفشانی، فرآیندهای ماگمایی را در اتاقک ماگمایی، قبل و هم‌زمان با انفجار ثبت می‌کند (Nakagawa et al., 2002). بلورهای ریز این کانی در زمینه به همراه پلاژیوکلاز و کانی‌های کدر تشکیل بافت اینترگرانولار داده است. در بعضی از فنوکریست‌های کلینوپیروکسن، خوردگی‌هایی دیده می‌شود که بافت اسفنجی<sup>۱</sup> را به وجود آورده است (شکل ۳-۱). وجود این بافت در بلورهای کلینوپیروکسن موجود در سنگ‌های آذرین

۳-E). در برخی موارد، بلورهای الیون بافت خلیجی و اسکلتی نشان می‌دهند (شکل ۳-F). خلیج‌ها می‌توانند ناشی از نبود تعادل، نظیر خوردگی ماگمایی و یا رشد اولیه به صورت اسکلتی باشند (Raeisi et al., 2013). پلاژیوکلاز به صورت میکرولیت‌های شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار حدود ۴۰ درصد حجمی سنگ را در بر می‌گیرد. مگنتیت از جمله کانی‌های فرعی در این سنگ‌هاست که حدود ۵ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهد. وجود مگنتیت در این سنگ‌ها و در بر گرفته شدن آن توسط کانی‌های الیون و پیروکسن، بیانگر تبلور زود هنگام این کانی در یک ماگمای بدون آب است؛ زیرا در ماگماهای بدون آب، مگنتیت هم‌زمان با الیون متبلور می‌شود؛ درحالی‌که تحت فشار بخار آب و فشار بخشی کم اکسیژن، مگنتیت در مراحل پایانی تفریق بلورین و پس از پلاژیوکلاز متبلور می‌شود (Hall, 1996). کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها شامل کلریت، کربنات، سیلیس، اکسید آهن و مقدار کمی زئولیت است که پرکننده حفرات هستند.

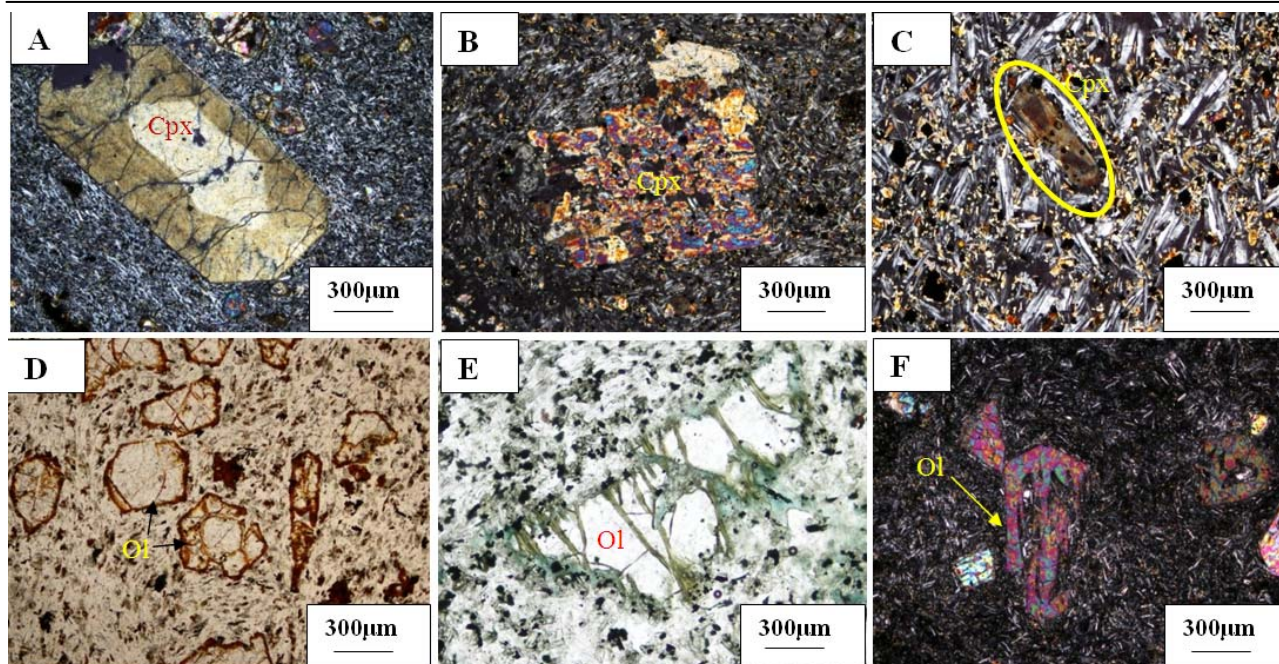
پدیده‌ای نادر است و به واکنش شاره‌های غنی از عناصر قلیایی نسبت داده می‌شود (Perchuk et al., 2002). بعضی از بلورهای این کانی به همراه پلاژیوکلاز، بافت غربالی نشان می‌دهد. حضور این بافت‌ها به تغییر متغیرهای مستقل (فشار، دما و ترکیب شیمیایی) وابسته است که حالت تعادل سیستم را بر هم می‌زنند و می‌تواند دلیلی بر آرایش ماگمایی در سنگ‌های منطقه باشد (Perugini et al., 2003). همچنین وجود بافت غربالی در کلینوپیروکسن‌ها گویای اقامت کوتاه مدت ماگما در اتاقک‌های ماگمایی کم‌عمق، پیش از فوران است (Ghasemi et al., 2011). در بعضی از این بلورها منطقه‌بندی بخشی یا ماکل ساعت شنی که خاص کانی اوژیت تیتان‌دار است، دیده می‌شود (شکل ۳-C). فنوکریست الیون به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار، گاهی گردشده و بدون حاشیه واکنشی و در بعضی موارد با حاشیه‌های ایدنگزیتی شده، وجود دارد (شکل ۳-D). مقدار این کانی از حدود ۱۰ درصد حجمی در بازالت‌ها تا حدود ۳۰ درصد حجمی در الیون بازالت‌ها متغیر است. بعضی از درشت‌بلورهای الیون دچار دگرسانی کلریتی شده‌اند (شکل



شکل ۲. ویژگی‌های بافتی - کانی‌شناسی آندزیت‌های منطقه راتوک A: تجمع کلینوپیروکسن و تشکیل بافت گلومروپورفیری، B: حضور فنوکریست شکل‌دار کلینوپیروکسن با ماکل کارلسباد، C: آمفیبول با حاشیه سوخته و D: رگه کربنات به صورت کانی ثانویه. تصاویر A، B و D در نور قطبی متقاطع (XPL) و تصویر C در نور قطبی صفحه‌ای (PPL) است. علائم اختصاری کانی‌ها برگرفته از وایتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010)

**Fig. 2.** Textural-mineralogical characteristics of Ratouk area andesites, A: Clinopyroxene assemblage and glomeroporphyritic texture, B: Existence of euhedral Clinopyroxene with Carlsbad twinning, C: Amphibole with burned rim, and D: carbonate vein. A,B,D in crossed polarized light (XPL) and C in plane polarized light (PPL). Mineral abbreviations from Whitney and Evans (2010).





شکل ۳. ویژگی‌های سنگ‌نگاری بازالت‌های منطقه راتوک A: منطقه‌بندی در درشت بلور کلینوپروکسن، B: بافت اسفنجی در کانی کلینوپروکسن، C: ماگل ساعت شنی در کانی تیتان اوژیت، D: ایدنگزیتی‌شدن بلورهای الیوین، E: کلریتی‌شدن الیوین در الیوین بازالت‌ها و F: بافت اسکلتی در درشت‌بلور الیوین. تصاویر A، B، C و F در XPL و تصاویر D و E در PPL است. علائم اختصاری کانی‌ها برگرفته از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010)

**Fig. 3.** Petrographic characteristics of Ratouk area basalts, A: Zoning in clinopyroxene phenocryst, B: Spongy texture in clinopyroxene, C: Hourglass twinning in titan-augite, D: Iddingsitization of olivine crystals, E: Chloritization of olivine in olivine basalt, and F: Skeletal texture in olivine phenocryst. A, B, C and F in crossed polarized light and C, E in plane polarized light. Mineral abbreviations from Whitney and Evans (2010)

### شیمی کانی‌ها

(Morimoto, 1988) استفاده شده است. در این روش، ابتدا با استفاده از نمودار Q-J انواع پیروکسن‌های سدیک، سدیک-کلسیک و کلسیک از همدیگر متمایز شده است ( $Q = Ca + Mg + Fe^{2+}$ ,  $J = 2Na$ ). بر اساس نتایج تجزیه میکروپروب کانی پیروکسن که در جدول ۲ آمده است، بلورهای این کانی در محدوده Quad شامل پیروکسن‌های کلسیم، آهن، منیزیم واقع شده‌اند (شکل ۴-B و C). همچنین برای تعیین دقیق نوع پیروکسن از نمودار سه‌تایی Wo-En-Fs متمایزکننده انواع پیروکسن‌ها (Morimoto, 1988) استفاده شد. بر طبق این نمودار، پیروکسن‌های موجود در الیوین بازالت‌های منطقه راتوک از نوع دیوپسید-اوژیت (شکل ۴-D) و ترکیب شیمیایی آنها  $En_{0.402-0.461} - Fs_{0.066-0.108} - Wo_{0.454-0.503}$  است.

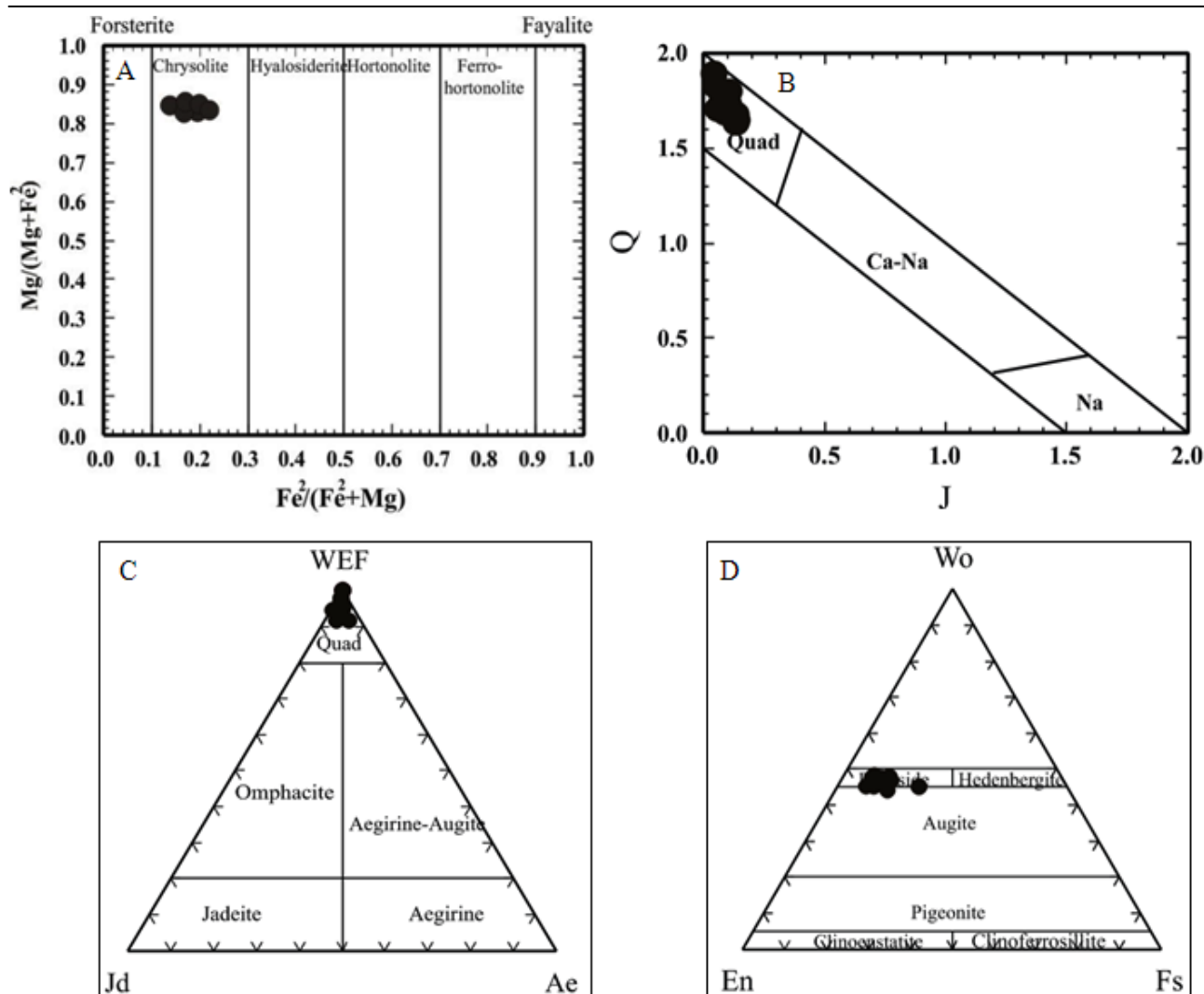
**الیوین:** بر اساس نتایج حاصل از آنالیز میکروپروب کانی الیوین در الیوین بازالت‌های منطقه راتوک (جدول ۱)، مقادیر MgO از ۴۱/۶۲ تا ۴۲/۹۰ درصد وزنی و مقادیر FeO بین ۱۶/۳۱ تا ۱۷/۹۶ درصد وزنی متغیر بوده و دارای ترکیب شیمیایی  $Fo_{80.22-82.06}$   $Fa_{17.50-19.31}$  هستند. برای تعیین نوع کانی الیوین از نمودار واگر و دی‌یر (Wager and Deer, 1939) که بر اساس نسبت‌های  $Fe^{2+}/Fe^{2+} + Mg$  در مقابل  $Mg/Fe^{2+} + Mg$  ارائه شده است، استفاده شد. بر این اساس، ترکیب الیوین موجود در الیوین بازالت‌های راتوک در محدوده کریزولیت غنی از منیزیم قرار گرفته است (شکل ۴-A). مقدار  $Mg\#$  الیوین‌های بررسی شده ۸۱ تا ۸۲ درصد و  $Fe\#$  آنها ۱۸ تا ۱۹ درصد است. **کلینوپروکسن:** برای نام‌گذاری پیروکسن‌ها از نمودار Q-J

جدول ۱. نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی کانی الیوین در الیوین بازالت‌های منطقه راتوک

**Table 1.** Representative electron-microprobe analyses of olivine in olivine basalts of Ratouk area

Oxides/Min.	OI31	OI32	OI33	OI36	OI37	OI38
SiO <sub>2</sub>	40.25	39.90	40.34	39.66	39.81	40.55
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.02	0.01	0.02	0.04	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.03	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03
FeOT	17.09	17.61	16.31	17.84	17.96	17.29
MnO	0.23	0.20	0.21	0.23	0.20	0.24
MgO	41.95	42.03	42.90	42.03	41.85	41.62
CaO	0.16	0.14	0.15	0.17	0.18	0.14
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02
K <sub>2</sub> O	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
<b>Total</b>	99.74	99.96	99.98	100	100.1	99.93
<b>Number of cations on the basis of 4 Oxygens</b>						
Si	1.028	1.017	1.023	1.011	1.015	1.036
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Al	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001
Cr	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001
Fe <sup>3+</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe <sup>2+</sup>	0.365	0.375	0.346	0.380	0.383	0.369
Mn	0.005	0.004	0.005	0.005	0.004	0.005
Mg	1.597	1.597	1.621	1.597	1.591	1.585
Ca	0.004	0.004	0.004	0.005	0.005	0.004
<b>Sum</b>	3.000	2.999	3.001	2.999	3.000	3.001
Fo	81.01	80.64	82.06	80.38	80.22	80.73
Fa	18.51	18.95	17.50	19.14	19.31	18.81
Mg#	81	81	82	81	81	81
Fe#	19	19	18	19	19	19

$$\text{Mg\#} = 100 \times \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe})$$



شکل ۴. A: موقعیت ترکیبی کانی الیوین (Wager and Deer, 1939)، B، C و D: موقعیت پیروکسن‌های موجود در الیوین بازالت منطقه راتوک بر روی نمودارهای رده‌بندی و نام‌گذاری (Morimoto, 1988)

**Fig. 4.** A: Compositional location of olivine in olivine basalt of ratouk area (Wager and Deer, 1939), B, C, and D: Location of pyroxenes on classification and nomenclature diagrams (Morimoto, 1988)

است. در نمونه‌های بازالتی منطقه راتوک نیز بلورهای مگنتیت با ابعاد حدود ۱ میلی‌متر و فراوانی حدود ۵ درصد حجمی دیده می‌شود. به اعتقاد این پژوهشگران، وجود مگنتیت در این سنگ‌ها را می‌توان به وسیله شکسته شدن بلورهای الیوین و تبلور فاز غنی از آهن در یک ماگما با فوگاسیته اکسیژن بالا توضیح داد. شیمی کانی کلینوپیروکسن در الیوین بازالت‌های منطقه راتوک و قرارگیری نمونه‌ها در بالای خط  $Fe^{3+}=0$  (شکل ۵) بیانگر بالا بودن فوگاسیته اکسیژن است.

**آنومالی مگنتیت در الیوین بازالت‌های منطقه راتوک**  
آنومالی بالای مگنتیت و ویژگی‌های مغناطیسی در الیوین بازالت‌ها در نقاط مختلفی از جهان مورد بررسی قرار گرفته است (Gunlaugsson ; El-Hasan and Al-Malabeh, 2008) (et al., 2006). برای مثال با بررسی‌های سنگ‌نگاری انجام شده بر روی آلکالی‌بازالت‌های منطقه Zlot (Milovanovic et al., 2005) به وجود بلورهای سوزنی مگنتیت با طول بیش از ۳ میلی‌متر و حجم بالای ۱۰ درصد در این سنگ‌ها اشاره شده



جدول ۲. نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی کانی کلینوپروکسن در الیوین بازالت‌های منطقه راتوک

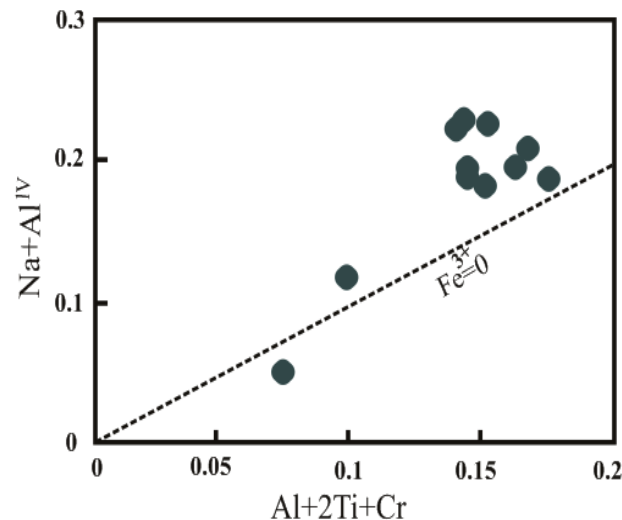
Table 2. Representative electron-microprobe analyses of clinopyroxene in olivine basalts of Ratouk area

Oxides/Min.	Cpx21	Cpx22	Cpx23	Cpx24	Cpx25	Cpx26
SiO <sub>2</sub>	48.80	49.33	52.05	47.69	48.55	48.37
TiO <sub>2</sub>	2.05	1.77	1.12	2.40	1.94	2.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.66	4.37	2.76	5.39	5.09	4.83
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.39	0.40	0.22	0.36	0.34	0.35
FeOT	7.22	6.65	5.45	8.20	6.97	7.41
MnO	0.13	0.13	0.14	0.12	0.10	0.12
MgO	13.70	14.06	15.67	13.21	13.97	13.73
CaO	22.16	22.58	22.35	22.35	22.46	22.39
Na <sub>2</sub> O	0.52	0.34	0.34	0.12	0.48	0.53
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
<b>Total</b>	<b>99.66</b>	<b>99.65</b>	<b>100.13</b>	<b>99.89</b>	<b>99.91</b>	<b>99.73</b>
<b>Number of cations on the basis of 6 Oxygens</b>						
Si	1.816	1.834	1.911	1.783	1.798	1.798
Ti	0.057	0.049	0.031	0.068	0.054	0.056
Al	0.204	0.191	0.119	0.238	0.222	0.212
Al <sup>IV</sup>	0.184	0.166	0.089	0.217	0.202	0.202
Al <sup>VI</sup>	0.020	0.025	0.030	0.021	0.020	0.010
Cr	0.011	0.012	0.006	0.011	0.010	0.010
Fe <sup>3+</sup>	0.074	0.055	0.016	0.059	0.098	0.109
Fe <sup>2+</sup>	0.151	0.152	0.151	0.198	0.117	0.121
Mn	0.004	0.004	0.004	0.004	0.003	0.004
Mg	0.760	0.779	0.857	0.736	0.771	0.761
Ca	0.884	0.899	0.879	0.896	0.891	0.892
Na	0.038	0.025	0.024	0.009	0.034	0.038
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	0.835	0.837	0.850	0.788	0.868	0.863
Fe <sup>2+</sup> /(Fe <sup>Total</sup> )	0.671	0.734	0.905	0.771	0.544	0.526
Al/(Al+Fe <sup>3+</sup> +Cr)	0.705	0.741	0.842	0.774	0.672	0.639
En	0.424	0.426	0.454	0.402	0.433	0.429
Fs	0.084	0.083	0.080	0.108	0.066	0.068
Wo	0.492	0.491	0.466	0.489	0.501	0.503
Jd	0.026	0.018	0.020	0.007	0.023	0.024
Ac	0.011	0.006	0.004	0.002	0.011	0.014
Aug	0.962	0.975	0.976	0.991	0.966	0.962

ادامه جدول ۲. نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی کانی کلینوپیروکسن در البوین بازالت‌های منطقه راتوک

**Table 2 (Continued).** Representative electron-microprobe analyses of clinopyroxene in olivine basalts of Ratouk area

Oxides/Min.	Cpx27	Cpx28	Cpx29	Cpx30	Cpx34	Cpx35
<b>SiO<sub>2</sub></b>	48.46	48.67	50.32	51.56	49.68	50.21
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1.96	1.99	1.15	0.14	1.27	1.13
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	6.73	5.31	7.08	1.28	4.74	6.19
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.33	0.30	0.77	0.02	0.41	0.41
<b>FeOT</b>	5.77	6.74	5.23	12.74	6.84	5.54
<b>MnO</b>	0.09	0.11	0.10	0.46	0.11	0.13
<b>MgO</b>	13.51	13.97	14.95	11.19	14.52	14.90
<b>CaO</b>	22.60	22.62	20.55	21.54	21.33	21.95
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.41	0.07	0.72	0.19	0.60	0.33
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
<b>Total</b>	99.92	99.79	100.91	99.16	99.57	100.55
<b>Number of cations on the basis of 6 Oxygens</b>						
<b>Si</b>	1.792	1.809	1.825	1.976	1.839	1.833
<b>Ti</b>	0.055	0.056	0.031	0.004	0.035	0.031
<b>Al</b>	0.293	0.233	0.303	0.058	0.207	0.266
<b>Al<sup>IV</sup></b>	0.208	0.191	0.175	0.024	0.161	0.167
<b>Al<sup>VI</sup></b>	0.085	0.042	0.128	0.034	0.046	0.099
<b>Cr</b>	0.010	0.009	0.022	0.001	0.012	0.004
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0.035	0.034	0.013	-0.005	0.075	0.026
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.144	0.175	0.145	0.413	0.137	0.143
<b>Mn</b>	0.003	0.003	0.003	0.015	0.003	0.004
<b>Mg</b>	0.745	0.774	0.808	0.639	0.801	0.811
<b>Ca</b>	0.895	0.901	0.799	0.885	0.846	0.858
<b>Na</b>	0.029	0.005	0.051	0.014	0.043	0.023
<b>K</b>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
<b>Sum</b>	4.001	3.999	4.000	4.000	3.998	3.999
<b>Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)</b>	0.838	0.815	0.848	0.607	0.854	0.850
<b>Fe<sup>2+</sup>/(Fe<sup>Total</sup>)</b>	0.806	0.836	0.915	1.012	0.645	0.845
<b>Al/(Al+Fe<sup>3+</sup>+Cr)</b>	0.869	0.844	0.895	1.077	0.704	0.898
<b>En</b>	0.417	0.418	0.461	0.330	0.449	0.447
<b>Fs</b>	0.081	0.095	0.083	0.213	0.077	0.079
<b>Wo</b>	0.502	0.487	0.456	0.457	0.474	0.474
<b>Jd</b>	0.026	0.004	0.045	0.015	0.030	0.021
<b>Ac</b>	0.004	0.001	0.005	-0.001	0.013	0.002
<b>Aug</b>	0.971	0.995	0.949	0.986	0.957	0.977



شکل ۵. ترکیب کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های منطقه راتوک بر روی نمودار  $\text{Na}+\text{Al}^{\text{IV}}$  در برابر  $\text{Al}+2\text{Ti}+\text{Cr}$  (Schweitzer et al., 1979)

**Fig. 5.** Composition of clinopyroxenes of Ratouk area basalts on  $\text{Na}+\text{Al}^{\text{IV}}$  versus  $\text{Al}+2\text{Ti}+\text{Cr}$  diagram (Schweitzer et al., 1979)

به دلیل رخ داد دگرسانی نسبتاً پایین در برخی نمونه‌هاست. به دلیل دگرسانی، از نمودار نسبت‌های عناصر کمیاب پیرس (Pearce, 1996) برای نام گذاری نمونه‌ها استفاده شد. در این نمودار نیز گدازه‌های منطقه راتوک در دو محدوده آلکالی‌بازالت و آندزیت قرار می‌گیرند (شکل ۶-B). برای تعیین دسته ماگمایی واحدهای آتشفشانی مورد بررسی از نمودار نسبت مجموع آلکالن در مقابل سیلیس (Kuno, 1968) استفاده شد که بر اساس آن نمونه‌های بازالتی در محدوده آلکالن و سنگ‌های آندزیتی در محدوده کالک آلکالن واقع می‌شود (شکل ۶-C). در شکل ۷ الگوی عناصر کمیاب به‌هنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) و REE که نسبت به کندریت (Boynnton, 1984) به‌هنجار شده‌اند، برای هر دو گروه سنگی آندزیت و بازالت نشان داده شده است. نمونه‌های آندزیتی در عناصر  $\text{K}$ ,  $\text{Sr}$ ,  $\text{Zr}$ ,  $\text{Cs}$  و  $\text{Th}$  غنی‌شدگی و در عناصر  $\text{P}$ ,  $\text{Ti}$  و  $\text{Nb}$  تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۷-A). غنی‌شدگی عناصر  $\text{K}$ ,  $\text{Th}$  و  $\text{Cs}$  می‌تواند در ارتباط با فرآیند متاسوماتیزم یا آرایش پوسته قاره‌ای باشد و آنومالی منفی  $\text{Nb}$  و  $\text{Ti}$  در نمونه‌ها تأثیر فرورانش بر منابع گوشته‌ای را نشان می‌دهد (Soesoo, 2000). بی‌هنجاری منفی  $\text{Nb}$  شاخص سنگ‌های

بازالت‌های دارای یوین نسبت به آنهایی که بدون یوین هستند، از مگنتیت بیشتری برخوردارند؛ زیرا اکسیداسیون یوین هنگام سرد شدن بازالت‌ها به تفکیک مگنتیت به صورت فاز مجزا منجر می‌شود (Gunnaugsson et al., 2006). با توجه به وجود ویژگی مغناطیسی در نمونه دستی و فراوانی کانی‌های کدر در مقاطع نازک یوین بازالت‌های منطقه راتوک، آنالیز کانی‌شناسی به روش XRD بر روی یک نمونه انجام شد که حضور مگنتیت را تأیید کرد. با توجه به هوازدگی و خردشدگی این سنگ‌ها، مناطق پایین دست می‌تواند به‌عنوان ذخایر پلاسما آهن حائز اهمیت باشد.

### ژئوشیمی

نتایج تجزیه شیمیایی گدازه‌های منطقه راتوک در جدول‌های ۳ و ۴ آمده است. برای نام گذاری این نمونه‌ها از نمودار مجموع آلکالن  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  در مقابل سیلیس (Cox et al., 1979) استفاده شد. در این نمودار، نمونه‌های مورد بررسی در محدوده آندزیت و بازالت قرار می‌گیرند (شکل ۶-A) که با نام گذاری این سنگ‌ها بر اساس سنگ‌نگاری مطابقت دارد. مقدار LOI موجود در این سنگ‌ها متغیر بوده (۲/۴-۰/۹ درصد وزنی) و

عناصر Nb و P تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل C-۷). الگوی عناصر نادر خاکی بازالت‌های راتوک غنی‌شدگی از عناصر LREE نسبت به عناصر HREE را نشان می‌دهد (شکل D-۷). درجات پایین ذوب‌بخشی گوشته بالایی (کمتر از ۱۰ درصد) به تشکیل ماگماهای بازالتی آلکالن و در نتیجه غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین منجر می‌شود (Shaw et al., 2008; El-Hasan and Al-Malabeh, 2008; Gourgaud and Vincent, 2004; al., 2003). غنی‌شدگی REE در سمت چپ نمودارهای عناصر کمیاب خاکی به‌هنگار شده نسبت به کندریت، از ویژگی‌های بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) است (Arndt, Wang et al., 2011; 2008).

پوسته قاره‌ای است و می‌تواند نشان‌دهنده مشارکت پوسته‌ای در فرآیندهای ماگمایی باشد (Reichow et al., 2005). غنی‌شدگی عناصر U و Th در نمودارهای عنکبوتی، نشانه اضافه‌شدن رسوبات پلاژیک و یا پوسته اقیانوسی دگرسان‌شده به منبع ذوب‌شدگی است (Fan et al., 2003). از طرفی این غنی‌شدگی احتمالاً به آلودگی پوسته‌ای یا ویژگی‌های منشأ نیز وابسته است (Kuscu and Geneli, 2010). در نمودار REE به‌هنگار شده نسبت به کندریت (Boynton, 1984)، چنان‌که در شکل B-۷ دیده می‌شود، تغییرات هم‌شیب و مشابه نمونه‌های آندزیتی نشان‌دهنده منشأ یکسان آنهاست. غنی‌شدگی LREE در نمونه‌ها از ویژگی‌های دسته‌های کالک آلکالن است (Gill, 2006; Castillo, 2010). در نمودار عناصر کمیاب واحدهای بازالتی، عناصر Zr, Th, Sr, Cs, K, Ba دارای غنی‌شدگی و

جدول ۳. نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی سنگ‌های آتشفشانی منطقه راتوک (برحسب درصد وزنی)

Table 3. Whole rock major elements (wt.%) composition of the Ratouk area volcanic rocks

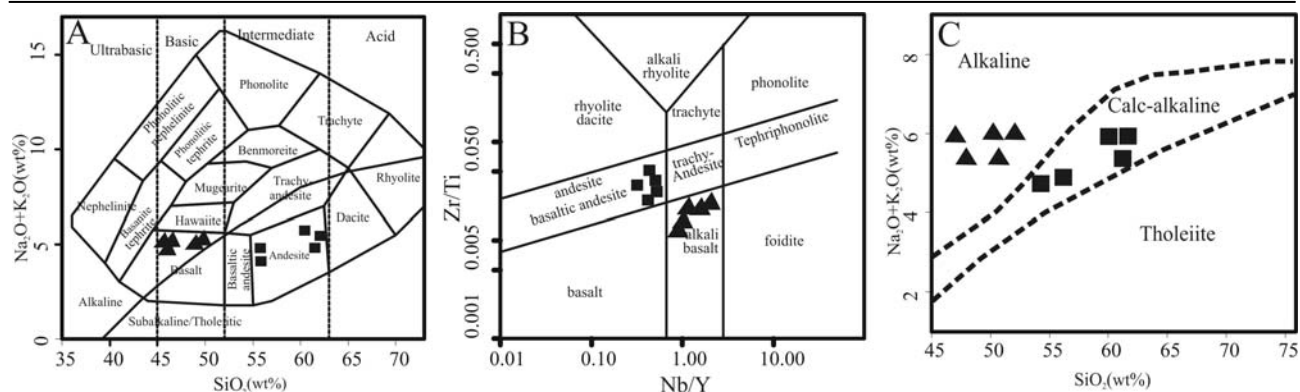
Sample	Zv-75	Zv-41	Zv-51	Zv-61	Zv-65	Zv-54	Zv-53	Zv-29	Zv-71	Zv-08	
Rock type	Olivine basalt	Olivine basalt	Olivine basalt	Olivine basalt	Olivine basalt	Basaltic Andesite	Basaltic andesite	Pyroxene andesite	Andesite	Andesite	
Sample location	X	60° 13'	60° 13'	60° 12'	60° 12'	60° 12'	60° 11'	60° 11'	60° 14'	60° 12'	60° 14'
	Y	32° 38'	32° 37'	32° 38'	32° 37'	32° 35'	32° 33'	32° 33'	32° 34'	32° 36'	32° 36'
(wt%)											
SiO <sub>2</sub>	49.62	49.47	48.14	48.4	49.7	55.84	55.78	59.72	62.58	62.98	
TiO <sub>2</sub>	1.38	1.43	1.97	1.89	1.42	0.98	0.99	0.88	0.54	0.55	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.02	16.19	16.73	16.68	15.96	15.86	15.74	16.35	15.84	15.25	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> T	8.75	8.66	10.11	10.02	8.84	6.55	6.17	5.99	5.46	4.94	
MnO	0.14	0.14	0.15	0.15	0.13	0.13	0.13	0.1	0.1	0.09	
MgO	8.44	8.38	7.45	7.51	7.91	5.65	5.37	4.01	3.1	2.72	
CaO	8.63	8.13	8.21	8.1	7.99	7.54	8.1	6.08	5.43	5.37	
Na <sub>2</sub> O	3.78	3.92	3.99	4.1	3.73	3.83	3.88	3.88	3.89	3.75	
K <sub>2</sub> O	1.3	1.27	1.32	1.39	1.49	0.95	0.89	1.58	1.4	1.57	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.42	0.41	0.49	0.48	0.43	0.31	0.3	0.28	0.21	0.19	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	0.04	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	
LOI	1.1	1.6	1.1	0.9	1.98	2.1	2.4	0.9	1.31	2.29	
Total	99.62	99.64	99.68	99.64	99.61	99.77	99.78	99.79	99.88	99.72	

جدول ۴. نتایج آنالیز شیمیایی عناصر کمیاب سنگ‌های آتشفشانی منطقه راتوک (برحسب پی‌پی‌ام)

Table 4. Whole rock trace elements (ppm) composition of the Ratouk area volcanic rocks

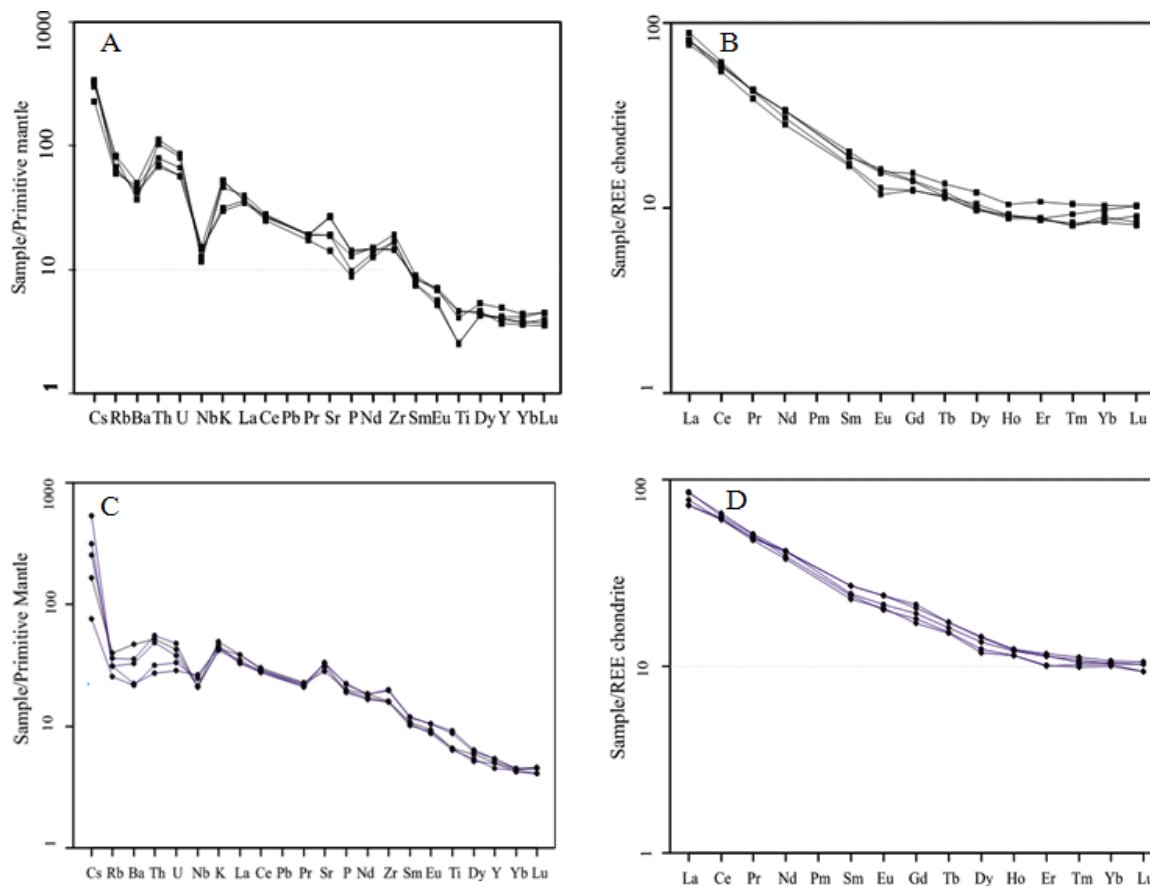
Sample	Zv-75	Zv-41	Zv-51	Zv-61	Zv-65	Zv-54	Zv-53	Zv-29	Zv-71	Zv-08
ppm										
<b>Ba</b>	247	230	158	152	329	305	295	327	351	258
<b>Be</b>	2	2	1	1	1	1	1	2	2	1
<b>Rb</b>	22.8	19.6	19.7	16.3	25.2	41	42.7	38	53.4	51.9
<b>Ta</b>	1	0.8	1.1	1.1	0.9	0.7	0.7	0.7	0.8	0.6
<b>Sr</b>	684.8	646.4	687.9	697	594	560.7	568.2	396.7	400.3	297.7
<b>Y</b>	20.4	22.4	24.5	24.4	22.8	18.1	16.7	22.3	18.1	18.9
<b>Zr</b>	177.3	177.8	219.5	222.2	180.1	160.7	163.1	213.8	187.6	190.4
<b>Nb</b>	15	15.2	18.7	17.7	15.2	10.4	10.4	10.8	9	8.2
<b>Th</b>	4.7	4.1	2.3	2.7	4.4	6	5.8	6.8	9.6	8.8
<b>Ga</b>	14.9	14.6	14.4	14.9	14.8	14.4	14.2	13.4	13.3	13
<b>Ni</b>	156	139	99	105	125	123	113	76	76	61
<b>Sc</b>	22	22	21	20	21	15	15	14	10	10
<b>V</b>	180	178	170	163	188	126	124	107	80	78
<b>Hf</b>	3.7	3.9	4.7	4.6	4.2	3.7	3.6	4.5	4.1	4.1
<b>Cs</b>	2	4.2	2.5	0.6	1.3	2.6	2.6	1.8	2.4	2.7
<b>Co</b>	35.2	34.2	38.2	36.2	32.9	25.2	30.4	18.9	14.7	12.8
<b>W</b>	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
<b>U</b>	1	0.8	0.6	0.7	0.9	1.2	1.2	1.4	1.8	1.7
<b>Sn</b>	1	1	2	2	1	1	1	2	1	1
<b>La</b>	26.7	24	22.5	22.7	26.5	24.6	23.7	25	27.4	25.2
<b>Ce</b>	51.4	49.1	49.2	50.5	53.5	47.5	46.8	48.1	49.9	44.3
<b>Pr</b>	6.16	5.8	6	5.94	6.23	5.26	5.31	5.31	5.24	4.75
<b>Nd</b>	23.2	22.5	24.9	24.6	24.8	20.1	20.1	20.3	18.5	17
<b>Sm</b>	4.64	4.48	5.24	5.25	4.76	3.69	3.73	3.95	3.39	3.3
<b>Eu</b>	1.47	1.5	1.76	1.75	1.57	1.19	1.14	1.15	0.94	0.87
<b>Gd</b>	4.63	4.42	5.54	5.28	4.98	3.66	3.61	4	3.24	3.22
<b>Tb</b>	0.72	0.71	0.81	0.81	0.76	0.58	0.55	0.64	0.54	0.55
<b>Dy</b>	3.96	3.8	4.65	4.56	4.34	3.23	3.37	3.92	3.17	3.13
<b>Ho</b>	0.82	0.82	0.89	0.88	0.87	0.64	0.66	0.75	0.63	0.66
<b>Er</b>	2.11	2.12	2.45	2.41	2.38	1.86	1.8	2.27	1.84	1.83
<b>Tm</b>	0.33	0.32	0.36	0.34	0.35	0.26	0.27	0.34	0.26	0.3
<b>Yb</b>	2.13	2.08	2.23	2.19	2.17	1.88	1.76	2.15	1.8	2.04
<b>Lu</b>	0.3	0.3	0.34	0.33	0.33	0.27	0.26	0.33	0.29	0.33





شکل ۶. رده‌بندی سنگ‌های آتشفشانی منطقه راتوک بر اساس A: نمودار مجموع آلکان در مقابل سیلیس (Cox et al., 1979)، B: بر اساس داده‌های عناصر کمیاب (Pearce, 1996) و C: نمودار تعیین دسته ماگمایی سنگ‌های منطقه راتوک (Kuno, 1968). بازالت‌ها با مثلث و آندزیت‌ها با مربع نشان داده شده است.

**Fig. 6.** Classification of Ratouk area volcanic rocks on A: Total alkalis ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) versus  $\text{SiO}_2$  (Cox et al., 1979), B: Trace elements data (Pearce, 1996) diagrams, and C: Determination of magmatic series (Kuno, 1968). Basalts and andesites have been shown by triangle and square respectively.



شکل ۷. A و C: الگوی عناصر کمیاب به‌هنجارشده با گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)، B و D: نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی به‌هنجار شده نسبت به کندریت (Boynton, 1984) به ترتیب برای آندزیت‌ها و بازالت‌های منطقه راتوک

**Fig. 7.** A and C: Primitive mantle-normalized trace elements spider diagrams (Sun and McDonough, 1989), B and D: Chondrite-normalized REE diagrams (Boynton, 1984) for andesites and basalts respectively

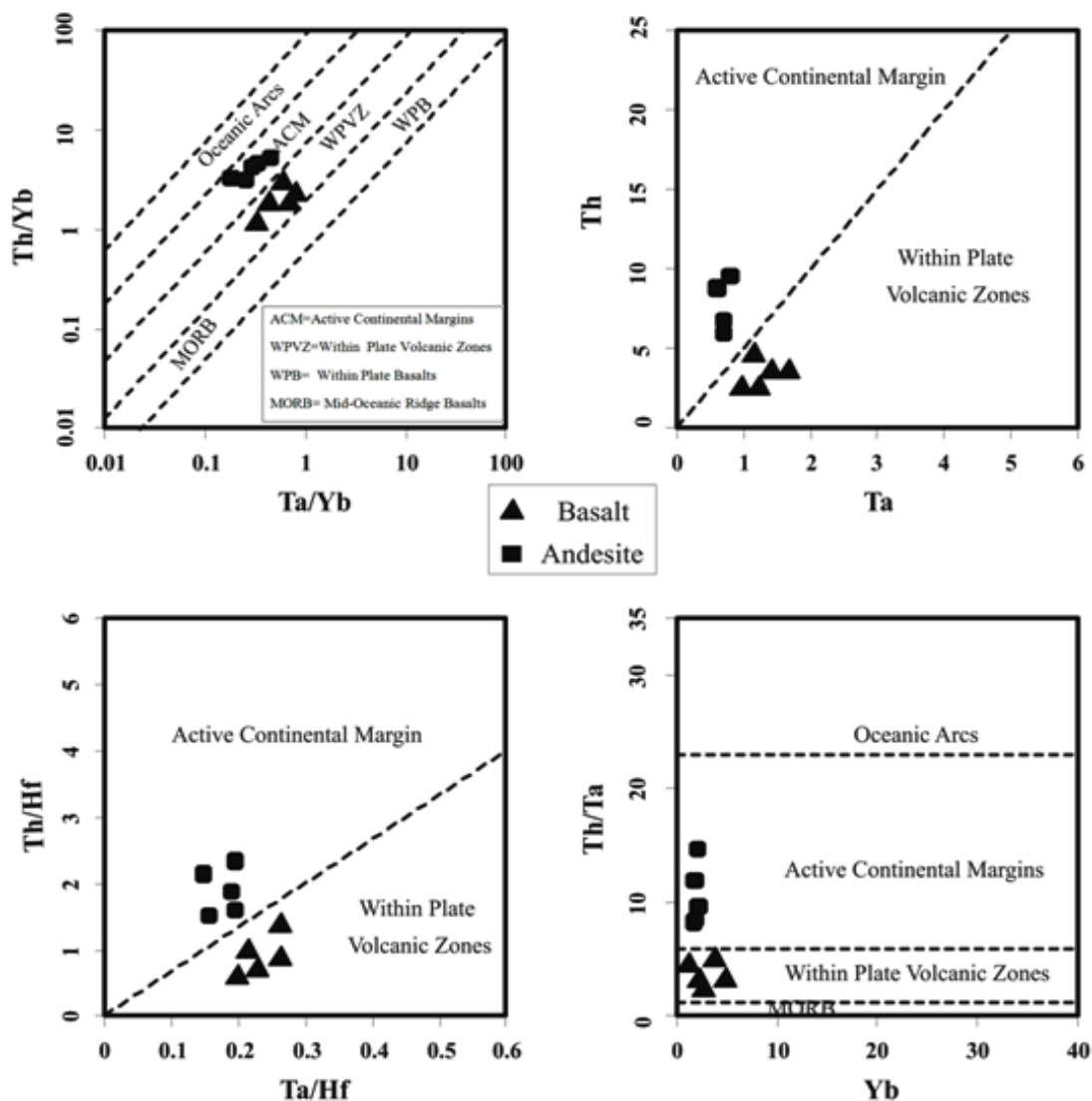
**بحث**

**محیط زمین‌ساختی و منشأ با استفاده از داده‌های**

**ژئوشیمیایی سنگ کل**

سنگ‌های آکالن در شناخت و بازسازی محیط‌های زمین‌ساختی از اهمیت بسیاری برخوردارند. این سنگ‌ها می‌توانند در محیط‌های زمین‌ساختی مختلفی مانند حاشیه فعال قاره‌ای، کمان‌های آتشفشانی پس از برخورد، جزایر اقیانوسی و یا محیط‌های آتشفشانی درون صفحه‌ای تشکیل شوند ( Muller

et al., 1992). مطابق شکل ۸ برای تعیین محیط زمین‌ساختی واحدهای آتشفشانی منطقه راتوک از نمودارهای عناصر کمیاب (Schandl and Gorton, 2002) استفاده شد. این نمودارها بر اساس رفتار ژئوشیمیایی عناصر کمیاب در محیط‌های مختلف بنا شده است. طبق این نمودارها سنگ‌های بازالتی در محدوده آتشفشان‌های درون صفحه‌ای و نمونه‌های آندزیتی در محدوده حاشیه فعال قاره واقع شده‌اند.



شکل ۸. تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های بازالتی و آندزیتی منطقه راتوک با استفاده از نسبت‌های عناصر کمیاب ( Schandl and Gorton, 2002)

**Fig. 8.** Discrimination of tectonic environment for basaltic and andesitic rocks in Ratouk area by use of trace element ratios (Schandl and Gorton, 2002)

دارد. اگر ماگماهای منشأ گرفته از آستوسفر از گوه گوشته‌ای یا گوشته لیتوسفری عبور کنند، به دلیل درگیر شدن با اجزای مذاب‌های مرتبط با سیالات وابسته به فرورانش، دچار غنی‌شدگی می‌شوند و ویژگی‌های مشابه ماگماهای کمان را نشان می‌دهند (Lee et al., 2015). پژوهش‌هایی که تاکنون در شرق ایران در رابطه با ماگماتیسیم بازالتی جوان انجام شده است، نشان می‌دهد که سازوکار رخداد آنها شباهت‌هایی گسترده با یکدیگر دارند. به طوری که تمامی فوران‌ها در محیط‌های درون صفحه‌ای کششی، در امتداد گسل‌های فعال و احتمالاً از یک منبع گوشته غنی شده یا استوسفر منشأ گرفته‌اند (Walker et al., 2004; Walker et al., 2009; Ghasempour et al., 2011; Mollashahi et al., 2011; Saadat and Stern, 2011; Saadat and Stern, 2012; Alishahi, 2012; Pang et al., 2012; Kheirkhah et al., 2015). در ارتباط با ماگماتیسیم بازالتی منطقه راتوک، می‌توان فرآیند فرورانش، عقب‌گرد<sup>۲</sup> و شکسته شدن<sup>۳</sup> لیتوسفر اقیانوسی سیستان و باز شدن یک پنجره به درون پوسته اقیانوسی فرورونده را مطرح کرد. نقشه‌های ضخامت لیتوسفری بر اساس سرعت امواج برشی نشان می‌دهد که لیتوسفر در شرق ایران نازک بوده و فعالیت‌های آتشفشانی جوان در طول گسل‌های راست‌الغز رخ داده است (Walker et al., 2009). بنابراین، با توجه به سایر فوران‌های مشابه که در بخش‌های مختلف زمین درز سیستان رخ داده است، می‌توان گفت که صعود ماگمای بازالتی منطقه راتوک نیز در امتداد شکستگی‌های عمیق درون صفحات قاره‌ای رخ داده است.

### تعیین دسته ماگمایی و محیط زمین‌ساختی بازالت‌ها بر اساس شیمی کانی کلینوپیروکسن

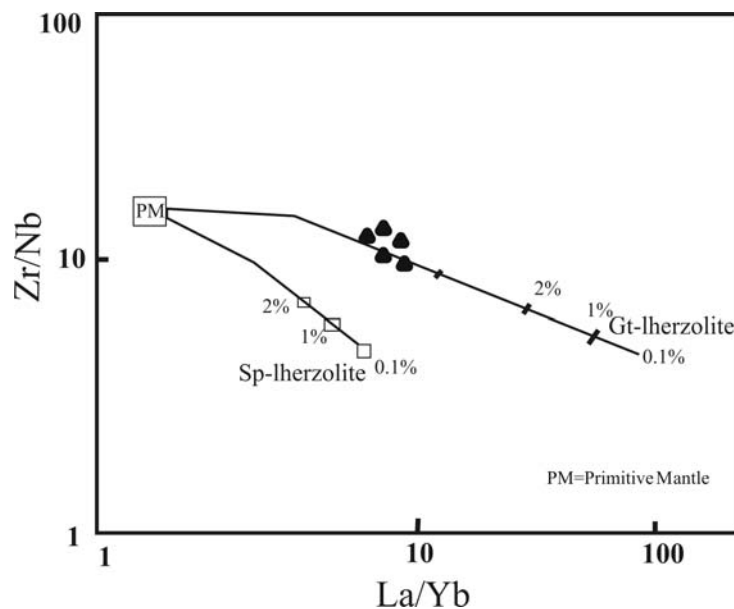
ترکیب کلینوپیروکسن‌ها متأثر از شیمی گدازه میزبان آنهاست (Nisbet and Pearce, 1977)؛ به طوری که، تنوع ترکیبی کلینوپیروکسن‌ها غالباً با تغییرات در شیمی ماگما وابسته است. این ویژگی سبب می‌شود تا این کانی بتواند تفاوت

منشأ ماگماتیسیم آلکالن در محیط‌های کششی درون صفحه‌ای همچنان مورد بحث بوده و هنوز به خوبی درک نشده است. بیشتر آتشفشان‌های داخل صفحات به خاستگاه ۱- پلوم‌های گوشته و نقاط داغ، ۲- ریف‌های قاره‌ای، ۳- کشش پشت قوس و ۴- لایه لایه شدن<sup>۱</sup> سنگ کره نسبت داده شده‌اند (Chen et al., 2007). در حال حاضر عقیده بر این است که بازالت‌های آلکالن جزایر اقیانوسی (OIB) تنها از گوشته آستوسفری مشتق می‌شوند (Alici et al., 2002) اما ماگماهای آلکالن درون قاره‌ای می‌توانند به وسیله ذوب بخشی گوشته متاسوماتیسیم شده غنی از LREE و LILE ایجاد شوند (Upadhyay et al., 2006; Bakhsh, 2015). به عقیده فیتون و همکاران (Fitton et al., 1991) و بخش (Bakhsh, 2015)، ذوب بخشی درجه پایین یک گوشته آستوسفری به تشکیل مذاب‌های آلکالن قاره‌ای منجر می‌شود. غنی‌شدگی از Pb, Ba و LREE و تهی‌شدگی از HREE در ماگماهای آلکالن قاره‌ای را می‌توان به منشأ گوشته لیتوسفری نسبت داد (Alici et al., 2002; Gourgaud and Vincent, 2004; Aldinucci et al., 2007). طبق نمودار ارائه شده در شکل ۹ که در آن از نسبت‌های Zr/Nb در مقابل La/Yb (Aldanmaz et al., 2006) استفاده شده است، روند غنی‌شدگی منشأ به همراه منحنی‌های ذوب گوشته برای گارنت لرزولیت و اسپینل لرزولیت در درجات مختلف ذوب از ۰/۱ درصد تا حدود ۵ درصد نمایش داده شده است. بر اساس این نمودار، نمونه‌های بازالتی منطقه راتوک، از مذاب‌های ایجاد شده به وسیله ذوب بخشی درجه پایین (حدود ۵ درصد) گوشته غنی شده با ترکیب گارنت لرزولیت سرچشمه گرفته است (شکل ۹). مقادیر Zr/Nb در بازالت‌های جزایر اقیانوسی کمتر از ۱۰، در مورب‌های تهی شده حدود ۴۰ و در مورب‌های غنی شده حدود ۱۰ است (Lee et al., 2015). این نسبت در بازالت‌های منطقه راتوک ۱۱/۷ تا ۱۲/۵ است که با مورب‌های غنی شده، شباهت

1. delamination  
2. rollback  
3. break-off

بازالت‌های منطقه راتوک با استفاده از کانی کلینوپیروکسن و مقایسه آن با نتایج به دست آمده از آنالیز سنگ کل از نمودار Ti در مقابل Ca+Na (Leterrier et al., 1982) استفاده شد که طبق این نمودار نیز دسته ماگمایی آلکالن برای بازالت‌ها تأیید شد (شکل ۱۰-A). نمودار F1 در مقابل F2 (Nisbet and Pearce, 1977) بر مبنای نتایج حاصل از تجزیه ریز کاو الکترونی کانی کلینوپیروکسن، محیط زمین‌ساختی بازالت‌های درون صفحه‌ای را برای بازالت‌های منطقه راتوک نشان می‌دهد (شکل ۱۰-B).

موجود بین انواع مختلف ماگماهای بازالتی را مشخص کند. با استفاده از نمودارهای ارائه شده توسط افراد مختلف که به اهمیت کانی کلینوپیروکسن و وابستگی ترکیب کلینوپیروکسن به ترکیب شیمیایی ماگمای سازنده تأکید دارند، اهمیت کلینوپیروکسن‌ها در تعیین دسته ماگمایی مشخص می‌شود. همچنین کلینوپیروکسن‌ها، کانی‌های پتروژنتیکی هستند که در مقابل دگرسانی مقاومند و با استفاده از ترکیب آنها می‌توان دسته ماگمایی و نوع محیط زمین‌ساختی ماگمای سازنده آن را تعیین کرد (Leterrier et al., 1982). برای تعیین دسته ماگمایی



شکل ۹. تعیین منشأ و درجه ذوب بخشی بازالت‌های منطقه راتوک (Aldanmaz et al., 2006)

Fig. 9. Determination of source and partial melting degree for Ratouk basalts (Aldanmaz et al., 2006)

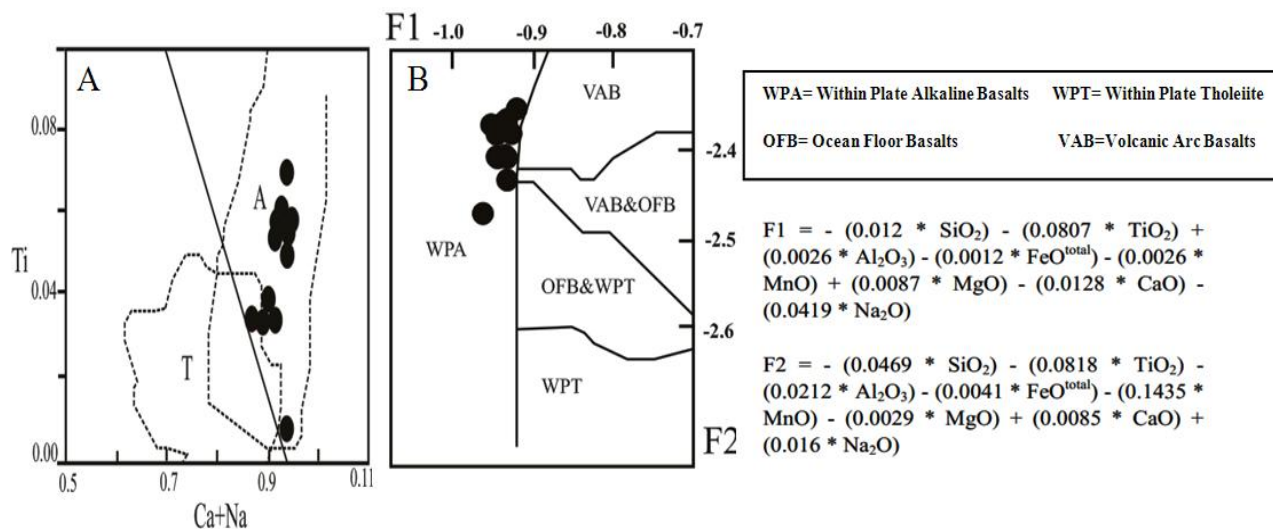
سنگ‌ها محاسبه می‌شود. میزان  $Al^{VI}$  در کلینوپیروکسن‌ها طبق بررسی‌های تجربی ذوب در بازالت‌ها به فشار وابسته است (Thompson, 1974; Mahood and Baker, 1986). مقادیر کم  $Al^{VI}$  در کلینوپیروکسن‌ها سازگار با فشارهای پایین تبلور است (Aoki and shiba, 1973). طبق نمودار  $Al^{VI}$  در مقابل  $Al^{IV}$  (Aoki and shiba, 1973)، کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی در گستره فشار متوسط تا فشار پایین قرار می‌گیرند (شکل ۱۱-A). توزیع آلومینیم در جایگاه چهار وجهی و

## دما- فشارسنجی الیوین بازالت‌ها با استفاده از کانی کلینوپیروکسن

در این پژوهش سعی بر این است که با استفاده از نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای کانی‌ها به تعیین فشار و دما در زمان تبلور سنگ‌های بازالتی پرداخته شود. بدین منظور، ابتدا با بررسی‌های دقیق سنگ‌شناختی، مجموعه کانی‌های در حال تعادل در این سنگ‌ها مشخص می‌شود که خود اساس دما و فشارسنجی است. سپس با توجه به آنالیز نقطه‌ای کانی‌ها، فشار و دمای تشکیل

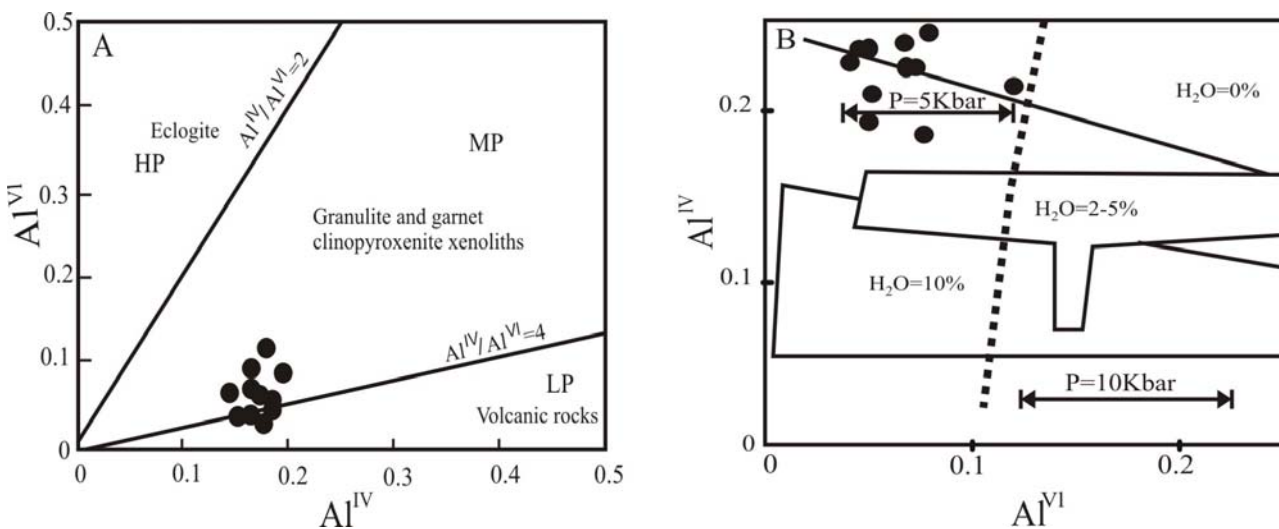
در محدوده فشار ۵ کیلوبار و مقدار آب بسیار پایین در زمان تبلور واقع می‌شوند (شکل ۱۱-B). با توجه به نبود کانی‌های آبدار در بازالت‌های مورد بررسی، میزان آب تعیین شده منطقی است.

هشت وجهی کلینوپیروکسن، روشی مناسب برای تخمین درصد تقریبی آب ماگماست (Helz, 1973). در نمودار هلز ( Helz, 1973) که با استفاده از مقادیر  $Al^{VI}$  در مقابل  $Al^{IV}$ ، محدوده‌هایی برای میزان آب ماگما معرفی کرده است، کلینوپیروکسن‌ها



شکل ۱۰. A: تعیین دسته ماگمایی بازالت‌های منطقه راتوک با استفاده از ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن (Leterrier et al, 1982) و B: جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های بازالتی بر اساس شیمی کلینوپیروکسن (Nisbet and Pearce, 1977)

**Fig. 10.** A: Determination of Ratouk basalts magmatic series by using of clinopyroxene chemical composition (Leterrier et al, 1982), and B: Tectonic setting of basalts on the basis of clinopyroxene chemistry (Nisbet and Pearce, 1977)



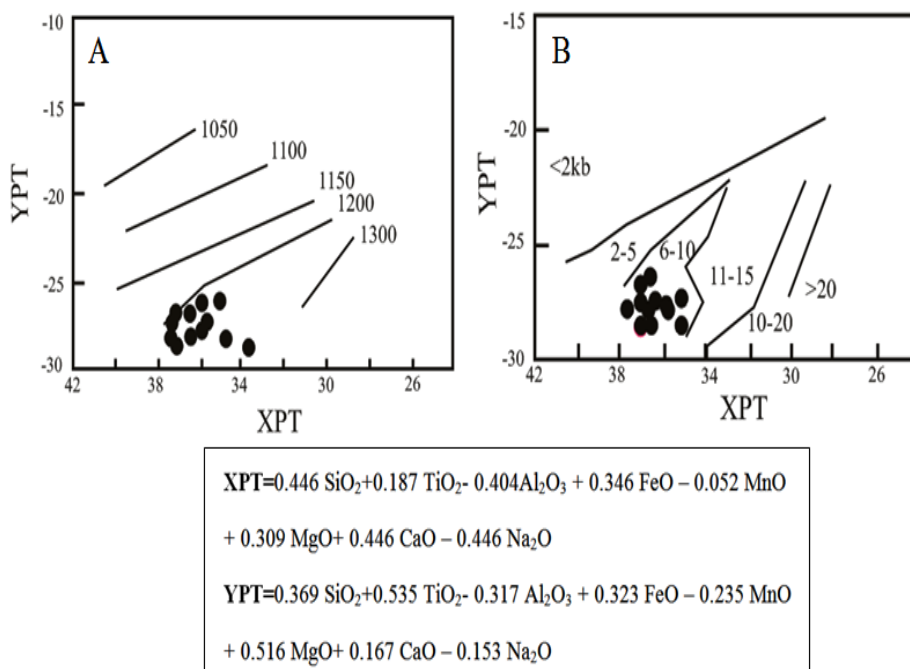
شکل ۱۱. A: موقعیت نقاط کلینوپیروکسن در نمودار توزیع میزان آلومینیم در موقعیت چهاروجهی و هشت‌وجهی (Aoki and shiba, 1973)، و B: شرایط تبلور کلینوپیروکسن‌ها (Helz, 1973)

**Fig. 11.** A: Location of clinopyroxene on  $Al^{VI}$  versus  $Al^{IV}$  diagram (Aoki and shiba, 1973), and B: Crystallization conditions for clinopyroxenes (Helz, 1973)



محاسبه شد (شکل ۱۲-۱۲A). با استفاده از محاسبه مقادیر YPT و XPT، میزان فشار تبلور کلینوپیروکسن در سنگ‌های بازالتی منطقه راتوک، ۶ تا ۱۰ کیلو بار برآورد می‌شود (شکل ۱۲-۱۲B).

بر اساس نمودار XPT در برابر YPT می‌توان دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌ها را تعیین کرد (Soesoo, 1997). طبق این روش، دمای تشکیل این کانی ۱۲۰۰ تا ۱۲۵۰ درجه سانتی‌گراد



شکل ۱۲. ترکیب کلینوپیروکسن در الیوین بازالت‌های منطقه راتوک بر روی نمودار A: تعیین دما و B: فشار تبلور پیروکسن‌ها (Soesoo, 1997).

**Fig. 12.** Composition of clinopyroxene in Ratouk area olivine basalts on diagram A: Determination of temperature, and B: Pressure of clinopyroxene crystallization (Soesoo, 1997)

## نتیجه‌گیری

کانی‌های سازنده آندزیت‌ها هستند. شواهد نبود تعادل از جمله بافت‌های خلیجی، اسکلتی و منطقه‌بندی از اختصاصات گدازه‌های بازیک منطقه راتوک است. بر اساس نتایج حاصل از آنالیز میکروپروب کانی‌ها در الیوین بازالت‌های منطقه راتوک، الیوین از نوع کریزولیت و کلینوپیروکسن از نوع دیوپسید تعیین شد. دما- فشارسنجی کانی کلینوپیروکسن، فشار تقریبی ۶ تا ۱۰ کیلو بار و دمای حدود ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد را برای تبلور این کانی از مذاب بازالتی نشان می‌دهد. بر اساس نمودارهای تعیین محیط زمین‌ساختی، گدازه‌های آندزیتی منطقه راتوک در ارتباط با فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی سیستان و جایگاه حاشیه قاره‌ای فعال و بازالت‌های آلکان پلئوکواترن مرتبط با

بررسی‌های صحرائی و نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل نشان داد که سنگ‌های آتشفشانی منطقه راتوک متشکل از دو فاز مجزا شامل گدازه‌های آندزیتی و بازالتی هستند. گدازه‌های قدیمی‌تر حدواسط شامل پیروکسن آندزیت تا آندزیت و گدازه‌های بازیک (جوانتر) شامل الیوین بازالت و بازالت هستند. به‌طور کلی، این سنگ‌ها دارای بافت غالب پورفیری با خمیره میکرولیتی جریان، حفره‌ای، آمیگدال و اینترگرانولار هستند. کانی‌های اصلی بازالت‌های منطقه راتوک شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیوین است و مگنتیت به‌عنوان کانی فرعی دیده می‌شود. پلاژیوکلاز و پیروکسن همراه مقادیر کم آمفیبول،

بازشدن یک پنجره به درون پوسته اقیانوسی فرورونده و منشأ استوسفری ماگما را نیز مطرح کرد که پیشنهاد می‌شود مورد توجه محققان قرار گیرد.

ماگماتیسیم درون صفحه‌ای و گسل‌های امتدادلغز هستند. در ارتباط با ماگماتیسیم بازالتی منطقه راتوک، می‌توان فرآیند فرورانش، عقب‌گرد و شکسته‌شدن لیتوسفر اقیانوسی سیستان و

## References

- Aldanmaz, E., Koprubasi, N., Gurer, O.F., Kaymakci, N. and Gournaud, A., 2006. Geochemical constraints on the Cenozoic, OIB-type alkaline volcanic rocks of NW Turkey: implications for mantle sources and melting processes. *Lithos*, 86(1-2): 50-76.
- Aldinucci, M., Gandin, A. and Sandrelli, F., 2007. The Mesozoic continental rifting in the Mediterranean area: insights from the Verrucano tectofacies of southern Tuscany (Northern Apennines, Italy). *International Journal of Earth Sciences*, 97(6): 1247-1269.
- Alici, P., Temel, A. and Gourgaud, A., 2002. Pb-Nd Sr isotope and trace element geochemistry of Quaternary extension-related alkaline volcanism: a case study of Kula region western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115(3): 487-510.
- Alishahi, E., 2012. Petrology and Geochemistry of volcanic rocks in Nasfandeh area (east of Nehbandan) -Iran. M.Sc. Thesis, University of Birjand, Birjand, Iran, 211 pp. (in Persian with English abstract)
- Angiboust, S., Agard, P., De Hoog, J.C.M., Omrani, J. and Plunder, A., 2013. Insights on deep, accretionary subduction processes from the Sistan ophiolitic "mélange" (Eastern Iran). *Lithos*, 156-159:139-158.
- Aoki, K. and Shiba, I., 1973. Pyroxene from lherzolite inclusions of Itinomegata, Japan. *Lithos* 6(1): 41-51.
- Arndt, N.T., 2008. Komatiites. Cambridge University Press, Cambridge, 467pp.
- Babazadeh, S.A., 2013. A note on stratigraphic data and geodynamic evolution of Sistan Suture Zone (Neo-Tethyan margin) in Eastern Iran. *Geodynamics Research International Bulletin (GRIB)*, 1(1): 1-7.
- Bakhsh, R.M., 2015. Pliocene-Quaternary basalts from the Harrat Tufail, western Saudi Arabia: Recycling of ancient oceanic slabs and generation of alkaline intra-plate magma. *Journal of African Earth Sciences*, 112: 37-54.
- Boynton, W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: P. Henderson (Editor), Rare earth element geochemistry. Elsevier, Amsterdam, pp. 63-114.
- Brocker, M., Fotoohi Rad, Gh.R., Burgess, R., Theunissen, S., Paderin, I., Rodionov, N. and Salimi, Z., 2013. New age constraints for the geodynamic evolution of the Sistan Suture Zone, eastern Iran. *Lithos*, 170-171:17-34.
- Castillo, P.R., 2006. An overview of adakite petrogenesis. *Chinese Science Bulletin*, 51(3): 257-268.
- Chen, Y., Zhang, Y., Graham, D., Su, S. and Deng, J., 2007. Geochemistry of Cenozoic basalts and mantle xenoliths in Northeast China. *Lithos*, 96(1): 108-126.
- Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhurst, J., 1979. The interpretation of igneous rocks. Allen and Unwin, London, 450 pp.
- El-Hasan, T. and Al-Malabeh, A., 2008. Geochemistry, Mineralogy and Petrogenesis of El-Lajjoun Pleistocene Alkali Basalt of Central Jordan. *Journal of Earth and Environmental Sciences*, 1(2): 53-62.
- Emami, M.H., 2000. Magmatism in Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, 608 pp.
- Fan, W.M., Gue, F., Wang, Y.J. and Lin, G., 2003. Late Mesozoic calc-alkaline volcanism of post-orogenic extension in the northern Da Hinggan Mountains, northeastern China. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 121(1): 115-135.
- Fitton, J.G., James, D. and Leeman, W.P., 1991. Basic magmatism associated with late Cenozoic extension in the western United States: Compositional variations in space and time. *Journal of Geophysical Research*, 96(8): 13693-13711.
- Ghasemi, H., Barahmand, M. and Sadeghian, M., 2011. The Oligocene basaltic lavas of east and southeast of Shahroud: implication for back-arc basin setting of Central Iran Oligo-Miocene basin. *Petrology*, 2(7): 77-94.

- Ghasempour, M.R., Byabangard, H., Boomeri, M. and Moridi, A., 2011. Geochemistry and tectonic setting of Plio-Quaternary basaltic rocks in SE Nehbandan, eastern Iran. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 18(4): 695-708. (in Persian with English abstract)
- Gill, R., 2010. *Igneous rocks and processes*. Wiley-Blackwell, Malaysia, 428 pp.
- Gourgaud, A. and Vincent, P.M., 2004. Petrology of two continental alkaline intraplate series at Emi Koussi volcano, Tibesti, Chad. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 129(4): 261-290.
- Guillou, Y., Maurizot, P., Vaslet, D. and Dellavillen, H., 1981. Geological map of Gazik, Scale 1:100000. Geological Survey of Iran.
- Gunnlaugsson, H.P., Helgason, O., Kristansson, L., Nornberg, P., Rasmussen, H., Steinporsson, S. and Weyer, G., 2006. Magnetic properties of olivine basalt: Application to Mars. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 154(3): 276–289
- Hall, A., 1996. *Igneous petrology*. Longman, New York, 551 pp.
- Helz, R.T., 1973. Phase relations of basalts in their melting ranges at  $p_{H_2O} = 5$  kb as a function of oxygen fugacity, Part I, Mafic phases. *Journal of Petrology*, 14(2): 249-302.
- Heming, R.F., 1980. Petrology and geochemistry of Quaternary basalts from northland, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8(1): 23-44.
- Kheirkhah, M., Neill, I. and Allen, M.B., 2015. Petrogenesis of OIB-like basaltic volcanic rocks in a continental collision zone: Late Cenozoic magmatism of Eastern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 106: 19-33.
- Kuno, H., 1968, Differentiation of basalt magmas. In: H.H. Hess, and A. Poldervaart (Editors), *Basalts: The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition*. Interscience Publishers, New York, pp. 623-688.
- Kuscu, G.G. and Geneli, F., 2010. Review of post-collisional volcanism in the central Anatolian volcanic province (Turkey), with special reference to the Tepekoy volcanic complex. *International Journal of Earth Sciences*, 99(3): 593-621.
- Lee, H.Y., Chung, S.L. and Yang, H.M., 2015. Late Cenozoic volcanism in central Myanmar: Geochemical characteristics and geodynamic significance. *Lithos*, 245:174-190.
- Leterrier, J., Maury, R.C., Thonon, P., Girard, D. and Marchal, M., 1982. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth and Planetary Science Letters*, 59: 139-154.
- Mahood, G.A. and Baker, D.R., 1986. Experimental constraints on depths of fractionation of mildly alkalic basalts and associated felsic rocks: Pantelleria, strait of Sicily. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 93(2): 251–264.
- Milovanovic, D., Karamata, S. and Banjesevic, M., 2005. Petrology of alkali basalts of Zlot, Timok Magmatic Complex (Eastern Serbia). *Lithos*, 410(1-4): 501-509.
- Mohammadi, E., 2014. *Petrology and Geochemistry of volcanic and subvolcanic Rocks in Gazak area (East of Birjand)*. M.Sc. Thesis, University of Birjand, Birjand, Iran, 125 pp. (in Persian with English abstract)
- Mollashahi, N., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S. and Khatib, M.M., 2011. Petrology of young volcanic in Hamun Lake area (East of Iran). *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 19(3): 519-528. (in Persian with English abstract)
- Morimoto, N., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogy and Petrology*, 39(1): 55-76.
- Muller, D., Rock, N.M.S. and Groves, D.I., 1992. Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings: a pilot study. *Mineralogy and Petrology*, 46(4): 259–289.
- Nakagawa, M., Wada, K. and Wood, C. P., 2002. Mixed magmas, mush chambers and eruption triggers; evidence from zoned clinopyroxene phenocrysts in Andesitic scoria from the 1995 eruptions of Ruapehu volcano, New Zealand. *Journal of Petrology*, 43(12): 2279-2303.
- Nisbet, E.G. and Pearce, J.A., 1977. Clinopyroxene composition of mafic lavas from different tectonic settings. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63(2): 161-173.
- Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.Y., Chu, C.H., Lee, H.Y. and Lo, C.H., 2013. Eocene–Oligocene post-collisional magmatism in the Lut–Sistan region, eastern Iran: Magma

- genesis and tectonic implications. *Lithos*, 180-181: 234-251.
- Pang, K.W., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Yang, H.M., Chu, C.H., Lee, H.Y. and Lo, C.H., 2012. Age, geochemical characteristics and petrogenesis of Late Cenozoic intraplate alkali basalts in the Lut-Sistan region, eastern Iran. *Chemical Geology*, 306-307: 40-53.
- Pearce, J.A., 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration. Geological Association of Canada, 12:79-113.
- Perchuk, L.L., Safonov, O.G., Yapaskurt, V.O. and Barton, J.M., 2002. Crystal-melting equilibria involving potassium-bearing clinopyroxene as indicator of mantle-derived ultrahigh-potassic liquids: analytical review. *Lithos*, 60(3): 89-111.
- Perugini, D., Busa, T., Poli, G. and Nazzareni, S., 2003. The role of chaotic dynamics and flow fields in the development of disequilibrium textures in volcanic rocks. *Journal of Petrology*, 44(4): 733-756.
- Raeisi, D., Dargahi, S., Moeinzadeh, S.H., Arvin, M. and Bahrambeigi, B., 2013. Geochemistry and Petrogenesis of Gandom-Berian Quaternary Alkali Basalts, North of Shahdad, Kerman Province. *Scientific Quarterly Journal Geosciences*, 23(89): 21-32. (in Persian with English abstract)
- Reichow, M., Saunders, A.D., White, R.V., AlMukhamedov, A.I. and Medvedev, A.Y., 2005. Geochemistry and petrogenesis of basalt from the west Siberian basin: an extension of the Permo Triassic Siberian Traps, Russia. *Lithos*, 79(3): 425-452.
- Saadat, S. and Stern, C.R., 2011. Petrochemistry and genesis of olivine basalts from small monogenetic parasitic cones of Bazman stratovolcano, Makran arc, southeastern Iran. *Lithos*, 125(1): 607-619.
- Saadat, S. and Stern, C.R., 2012. Petrochemistry of a xenolith-bearing Neogene alkali olivine basalt from northeastern Iran. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 225-226: 13-29.
- Schandl, E.S. and Gorton, M.P., 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments. *Economic Geology*, 97(3): 629-642.
- Schweitzer, E. L., Papike, J.J. and Bence, A. E., 1979. Statistical analysis of clinopyroxene from deep sea basalts. *American Mineralogist*, 64(5-6): 501-513.
- Shaw, J., Baker, J., Menzies, M., Thirlwall, B. and Ibrahim, K., 2003. Petrogenesis of the largest intraplate volcanic field on the Arabian plate (Jordan): a mixed lithosphere - asthenosphere source activated by lithosphere extension. *Journal of Petrology*, 44(9): 1657-1679.
- Shelley, D., 1993. *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. Cambridge, Great Britain, 445 pp.
- Soesoo, A., 1997. A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallization PT-estimations. *Journal of Geological Society of Sweden (Geologiska Föreningen)*, 119(1): 55-60.
- Soesoo, A., 2000. Fraction crystallization of mantle derived melt as a mechanism for some I-type granite petrogenesis, An example from Lachlan fold belts, Australia. *Journal of the Geological Society*, 157(1): 135-149.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. A chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes. *Geological Society Special Publication*, 42(1): 313-345.
- Thompson, R. N., 1974. Some high pressure pyroxenes. *Mineralogical Magazine*, 39(37): 768-787.
- Tirrul, R., Bell, L.R., Griffis, R.J. and Camp, V.E., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 94(1): 134-150.
- Upadhyay, D., Raith, M.M., Mezger, K. and Hammerschmidt, K., 2006. Mesoproterozoic rift-related alkaline magmatism at Elchuru, Prakasam Alkaline Province, SE India. *Lithos*, 89(3): 447-477.
- Vernon, A.H., 2004. *A Practical Guide to Rock Microstructure*. Cambridge University Press, New York 579 pp.
- Wager, L.R. and Deer, W.A., 1939. The petrology of the Skaergaard intrusion, Kangerdlugssuaq, East Greenland. *Meddelelser om Gronland*, 105(4): 1-352

- Walker, R.T., Gans, P., Allen, M., Jackson, J., Khatib, M.M. and Zarrinkoub, M.H., 2009. Late Cenozoic Volcanism and rates of active faulting in eastern Iran. *Geophysical Journal International*, 177: 783-805.
- Walker, R.T., and Jackson, J., 2004. Active tectonic and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran. *Tectonics*, 23: 1-24.
- Walker, R.T., Jackson, J. and Baker, C., 2004. Active faulting and seismicity of the Dasht-e-Bayaz region, eastern Iran. *Geophysical Journal International*, 157(1): 265-282.
- Wang, Y., Zhao, Z.F., Zheng, Y.F. and Zhang, J.J., 2011. Geochemical constraints on the nature of mantle source for Cenozoic continental basalts in east-central China. *Lithos*, 125(3): 940-955.
- Whitney, D. and Evans, B., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185-187.
- Yan, J. and Zhao, J., 2008. Cenozoic alkali basalts from Jingpohu, NE China: The role of lithosphere-asthenosphere interaction. *Journal of Asian Earth Sciences*, 33(1): 106-12.
- Zarrinkoub, M.H., Pang, K.N., Chung, S.L., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.Y. and Lee, H.Y., 2012. Zircon U-Pb and geochemical constraints on the origin of the Birjand ophiolite Sistan suture zone, eastern Iran. *Lithos*, 154: 392-405.





## Petrography, mineral chemistry and geochemistry of post-ophiolitic volcanic rocks in the Ratouk area (south of Gazik, east of Iran)

Zahra Vahedi Tabas, Seyyed Saeid Mohammadi\* and Mohammad Hossein Zarrinkoub

Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran

Submitted: Feb. 2, 2016

Accepted: June 11, 2016

**Keywords:** *Clinopyroxene, Andesite, Alkali basalt, Ratouk, Sistan suture*

### Introduction

Basaltic volcanoes are one of the volcanisms that have occurred in different parts of the world. The study of these lavas is important for petrologists, because they are seen in different tectonic settings and therefore diverse mechanisms affect their formation (Chen et al., 2007). Young volcanic rocks such as Quaternary basalts are one of latest products of magmatism in Iran that are related to deep fractures and active faults in Quaternary (Emami, 2000). The study area is located at 140km east of Birjand at Gazik 1:100000 geological map (Guillou et al., 1981) and have 60° 11' to 60° 15' 27" eastward longitude and 32° 33' 24" to 32° 39' 10" northward latitude. On the basis of structural subdivisions of Iran, this area is located in the northern part of the Sistan suture zone (Tirrul et al., 1983). Because of the importance of basaltic rocks in Sistan suture, this research is done with the aim of investigating the petrography and mineralogy of basaltic lavas, the nature of basaltic and intermediate magmatism and finally determination of tectonomagmatic regime.

### Materials and methods

After field studies and sampling, 85 thin sections were prepared and carefully studied. Then ten samples with the lowest alteration were analyzed for major elements by inductively coupled plasma (ICP) technologies and trace elements were analyzed using inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS), following a lithium metaborate/tetraborate fusion and nitric acid total

digestion at the Acme laboratories, Vancouver, Canada. Electron probe micro analyses of clinopyroxene and olivine were done at the Iranian mineral processing research center (IMPRC) by Cameca SX100 machine. X-ray diffraction analysis of minerals was done at the X-ray laboratory of the University of Birjand.

### Results

In 60km south of GaziK at the east of the southern Khorasan province and the northern part of the Sistan suture zone, volcanic rocks with intermediate (Oligomiocene) and basic (Quaternary) compositions outcropped above ophiolitic units. Electron probe micro analyzer (EMPA) data indicated that clinopyroxene in basalt is diopside and olivine from chrysolite type with Mg# around 81-82 percent. The whole rocks geochemical data prove calc-alkaline and alkaline nature for andesites and basalts, respectively. Trace element patterns, especially for andesites show enrichment in Ba, K, Cs, Sr and Th, depletion in P, Nb, Ti and enrichment in LREE relative to HREE. Electron probe micro analyses of clinopyroxene in olivine basalt support alkaline nature and within plate tectonic setting for this rock. Thermobarometry of clinopyroxene in olivine basalt record crystallization conditions about 1200 °C and 6-10kbars.

### Discussion

The origin of intraplate volcanism is diverse and not always well understood. Most intraplate volcanos have been attributed to (i) mantle plumes

and hot spots, (ii) continental rift, (iii) back-arc extension and (iv) lithosphere delamination and thinning (Chen et al., 2007). Although volcanism at intraplate settings is less common than along mid-ocean ridges and subduction zones, it is of significant importance for both preventing geological hazards and understanding mantle geochemistry. It is believed that alkaline oceanic island basalts (OIB) are only derived from the asthenospheric mantle (Alici et al., 2002). However, the intracontinental alkaline magmas can be produced by partial melting of metasomatized mantle enriched in LREE and LILE (Upadhyay et al., 2006).

On the basis of trace element diagrams, Ratouk basaltic rocks placed within plate volcanic zone (WPVZ) and andesitic samples have been located within the active continental margin (ACM).

The studies that took place about young basaltic volcanism (Alishahi, 2012; Mollashahi et al., 2011; Ghasempour et al., 2011; Pang et al., 2012; Walker et al., 2009) have shown that the mechanisms of their occurrence are similar such that all of them have been formed in intraplate extensional environments and active fault zone and originated from enriched mantle or asthenosphere. Lithospheric thickness maps derived from the speed of shear waves show that the lithosphere is thin in east of Iran and volcanic activity has occurred along strike-slip faults (Walker et al., 2009). Therefore, according to other similar basaltic eruptions that have occurred in the Sistan suture zone, we can say that all of them are from the same origin and as a result of deep fractures within continental plates that provide conditions for the eruption of basaltic magma.

Andesitic units in the Ratouk area are located within the active continental margin and show similar characteristics to rocks of the Subduction Zone in terms of composition.

### Acknowledgements

The authors would like to thank reviewers for the constructive comments which greatly contributed to the improvement of the manuscript.

### References

- Alici, P., Temel, A. and Gourgaud, A., 2002. Pb-Nd Sr isotope and trace element geochemistry of Quaternary extension-related alkaline volcanism: a case study of Kula region western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115(3): 487-510.
- Alishahi, E., 2012. Petrology and Geochemistry of volcanic rocks in Nasfandeh area (east of Nehbandan) –Iran. M.Sc. Thesis, University of Birjand, Birjand, Iran, 211 pp. (in Persian with English abstract)
- Chen, Y., Zhang, Y., Graham, D., Su, S. and Deng, J., 2007. Geochemistry of Cenozoic basalts and mantle xenoliths in Northeast China. *Lithos*, 96(1): 108–126.
- Emami, M.H., 2000. Magmatism in Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, 608 pp.
- Ghasempour, M.R., Byabangard, H., Boomeri, M. and Moridi, A., 2011. Geochemistry and tectonic setting of Plio-Quaternary basaltic rocks in SE Nehbandan, eastern Iran. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 18(4): 695-708. (in Persian with English abstract)
- Guillou, Y., Maurizot, P., Vaslet, D. and Dellavillen, H., 1981. Geological map of Gazik, Scale 1:100000. Geological Survey of Iran.
- Mollashahi, N., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S. and Khatib, M.M., 2011. Petrology of young volcanic in Hamun Lake area (East of Iran). *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 19(3): 519-528. (in Persian with English abstract)
- Pang, K.W., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Yang, H.M., Chu, C.H., Lee, H.Y. and Lo, C.H., 2012. Age, geochemical characteristics and petrogenesis of Late Cenozoic intraplate alkali basalts in the Lut–Sistan region, eastern Iran. *Chemical Geology*, 306-307: 40-53.
- Tirrul, R., Bell, L.R., Griffis, R.J. and Camp, V.E., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 94(1): 134-150.
- Upadhyay, D., Raith, M.M., Mezger, K. and Hammerschmidt, K., 2006. Mesoproterozoic rift-related alkaline magmatism at Elchuru, Prakasam Alkaline Province, SE India. *Lithos*, 89(3): 447-477.
- Walker, R.T., Gans, P., Allen, M., Jackson, J., Khatib, M.M. and Zarrinkoub, M.H., 2009. Late Cenozoic Volcanism and rates of active faulting in eastern Iran. *Geophysical Journal International*, 177: 783-805.