

سنگ‌شناسی گدازه‌های زیردریایی منطقه حیران در شمال خاور اردبیل به عنوان مطالعه موردی از نوار باز شدگی حاشیه جنوبی دریای خزر

یوسف وثیق^{۱*}، علی درویش‌زاده^۲، منصور وثوقی عابدینی^۳ و محمدهاشم امامی^۴

^۱دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، واحد علوم و تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

^۲استاد، گروه مهندسی معدن، واحد لاهیجان، دانشگاه آزاد اسلامی، لاهیجان، ایران

^۳دانشیار، گروه زمین‌شناسی، واحد علوم و تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

^۴دانشیار، گروه زمین‌شناسی، واحد اسلامشهر، دانشگاه آزاد اسلامی، اسلامشهر، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۱۰/۱۷ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۰۵/۱۴

چکیده

منطقه حیران در شمال خاور اردبیل و جنوب باختر دریای خزر واقع شده است. شواهد صحرایی نشان‌دهنده فعالیت‌های آتشفشانی زیردریایی در این منطقه است. ترکیب کلی این سنگ‌ها، بازالتی بوده و برونزدهایی از گدازه‌های بالشی (پیلولاوا)، منشور، دایک و روانه‌های گدازه‌ای در نقاط متعدد نشان‌دهنده وجود آثار پوسته اقیانوسی در این منطقه است. مطالعات صورت گرفته در نقاط دیگری از حاشیه جنوبی دریای خزر و تشابه ساختاری و سنگ‌شناسی منطقه حیران با این مناطق می‌تواند تأییدکننده این نکته باشد که منطقه حیران دنباله باز شدگی حاشیه جنوبی دریای خزر است. سن سنگ‌های آتشفشانی زیردریایی منطقه به کرتاسه پایانی تا ائوسن نسبت داده می‌شود. سنگ‌های مورد مطالعه از نظر ویژگی‌های سنگ‌نگاری در طیفی از آندزیت‌بازالت تا اولیوین‌بازالت قرار داشته به سری آلکان تعلق دارند. جایگاه زمین‌ساختی - ماگمایی این گدازه‌ها به حوضه پشت کمان مربوط است. منشأ ماگمای سازنده این سنگ‌ها به گوشته سنگ‌کره‌ای زیرقاره مربوط بوده و در رابطه با فرایند فرورانش احتمالاً در یک محیط فرافروانش (سوپراسابداکشن) تشکیل شده‌اند. بسته شدن اقیانوس سوان - آکرا - قره‌داغ سبب تشکیل حوضه حاشیه‌ای جنوب دریای خزر به صورت یک حوضه پشت کمانی در کرتاسه بالایی تا اواسط پالئوژن شده است. گدازه‌های زیردریایی منطقه حیران احتمالاً از بقایای فعالیت‌های آتشفشانی در این حوضه حاشیه‌ای هستند.

کلیدواژه‌ها: گدازه بالشی، حوضه پشت کمان، اقیانوس سوان - آکرا - قره‌داغ، حیران، اردبیل، دریای خزر

*نویسنده مسئول: یوسف وثیق

E-mail: yousefvasigh@yahoo.com

۱- مقدمه

در مرحله دوم، از نمونه‌های برداشتی، در سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور مقاطع نازک تهیه شده و مورد مطالعه میکروسکوپی قرار گرفتند. سپس از میان آنها ۲۰ نمونه برگزیده برای تجزیه‌های شیمیایی مورد نظر به آزمایشگاه شرکت SGS در شهر تورنتو کانادا ارسال شد تا اکسیدهای اصلی با روش ICP-AES و عناصر کمیاب با روش ICP-MS تجزیه شده و نتایج آن برای حل مسائل سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی سنگ‌های منطقه مورد استفاده قرار گیرد. سپس ۴ نمونه برگزیده به دانشگاه کارلتون (Carleton) در شهر اتاوا کانادا ارسال شده و توسط دستگاه طیف سنج جرمی (MASS SPECTROMETER) مورد تجزیه ایزوتوپی به روش استرانسیم - نئودیمیم قرار گرفت تا در بررسی منشأ ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه مورد استفاده قرار گیرد. در مرحله سوم و پایانی، با استفاده از بررسی‌های سنگ‌نگاری، نمودارهای مربوط به عناصر اصلی و کمیاب و نیز نمودارهای عنکبوتی و ایزوتوپی، نتایج سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی و همچنین زمین‌ساختی-ماگمایی بازالت‌های منطقه مورد مطالعه تعیین شده و ضمن مطالعه پژوهش‌های قبلی، مقاله حاضر تدوین گردید.

۳- مطالعات صحرایی

منطقه مورد مطالعه در محدوده طول جغرافیایی ۳۱' ۳۱° تا ۳۷' ۴۸° خاوری و عرض جغرافیایی ۲۳' ۳۸° تا ۲۶' ۳۸° شمالی در شمال خاوری اردبیل و حد فاصل اردبیل - استارا قرار دارد. برونزد گدازه‌های زیردریایی به شکل‌های گدازه بالشی، دایک، منشور و روانه در نقاط مختلفی از این محدوده دیده می‌شود. سن این گدازه‌ها به کرتاسه پایانی - ائوسن نسبت داده می‌شود (خداپنده، ۱۳۸۰). در شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی و موقعیت برونزد گدازه‌های زیردریایی منطقه حیران مشاهده می‌شود. تنها لایه رسوبی منطقه، کنگلومرای پلی ژنتیکی است که به صورت محلی برونزد

منطقه حیران دارای پوشش گیاهی کم‌نظیری است که با وجود زیبایی وصف‌ناپذیر، سبب برونزد نیافتن بیشتر واحدهای سنگی شده است. برونزدهایی از گدازه‌های بازالتی زیردریایی در چندین نقطه از منطقه حیران در محدوده‌ای به گستره حدود ۵۰ کیلومتر مربع مشاهده می‌شود. بحث و بررسی درباره پوسته اقیانوسی حاشیه جنوبی دریای خزر از دیرباز مطرح بوده است. Anells et al. (1975) اولین بار گدازه‌های بالشی را در چهارگوش قزوین - رشت معرفی نمودند. پس از آن گدازه‌های مشابه در مناطق مختلفی همچون چالوس، لاهیجان، املش و صومعه‌سرا مورد بررسی قرار گرفت. دنباله گدازه‌های زیردریایی موجود در این مناطق تا منطقه حیران ادامه داشته و گدازه‌های بازالتی زیردریایی این منطقه در این نوشتار معرفی می‌شود. در شکل ۱ موقعیت منطقه مورد مطالعه دیده می‌شود.

۲- روش مطالعه

مطالعات صورت گرفته در نوشتار حاضر را می‌توان به سه مرحله محدود نمود. مرحله اول پژوهش در فاز عملیاتی برای مطالعه بازالت‌ها در صحرا انجام گرفت. در این مرحله با استفاده از عکس‌های ماهواره‌ای، تمامی برونزدهای مربوط به این سنگ‌ها شناسایی شده و سپس در بررسی‌های صحرایی مورد بازدید، نمونه‌برداری سامان‌مند (سیستماتیک) و عکسبرداری قرار گرفت و مشخصات کمی و کیفی آنها یادداشت برداری گردید. از جمله مهم‌ترین مشکلات عملیات زمین‌شناسی در مناطق مورد مطالعه، می‌توان به پوشیده بودن منطقه اشاره نمود. هوازدهگی بیشتر بازالت‌ها به‌ویژه در مناطق گسلی و خرد شده و دشواری نمونه‌برداری از این مناطق سبب شد نمونه‌برداری با استفاده از پتک و دست کم از نیم متری داخل سنگ‌ها صورت گیرد تا میزان دگرسانی نمونه‌ها به کمترین مقدار رسیده و اطلاعات حاصل از مطالعه مقاطع میکروسکوپی و تجزیه نمونه‌ها با واقعیت همخوانی داشته باشد.

کانادا به روش ICP-AES برای ۱۰ اکسید اصلی و به روش ICP-MS برای ۴۰ عنصر کمیاب مورد تجزیه قرار گرفت. در جدول‌های ۱ و ۲ نتایج این تجزیه‌ها آمده است. سنگ‌های منطقه مورد مطالعه بر اساس نمودارهای ژئوشیمیایی در محدوده بازالت، آلوکالی بازالت، آلوکالی اولیون بازالت و هاوایت قرار دارند. ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه بر اساس نمودارهای مختلف وابستگی مشخصی به سری آلکان داشته تحولات ماگمایی مانند آرایش، آمیختگی، هضم و تفریق سبب تغییر ماهیت اولیه ماگما شده است. نبود روند‌های خطی در نمودارهای ژئوشیمیایی از نشانه‌های تأثیر این فرایندها است. سنگ‌های منطقه اغلب سرشار از پتاسیم بوده و در سری شوشونیتی یا دست کم سری سرشار از پتاسیم قرار می‌گیرند (شکل ۵).

در نمودارهای عنکبوتی غنی‌شدگی‌ها بیشتر شامل بعضی از عناصر LIL و تهی‌شدگی‌ها بیشتر شامل بعضی از عناصر HFS است (شکل ۶). در نمودارهای Sun et al. (1980) و Sun & McDonogh (1989) که با ترکیب گوشته اولیه و متوریت‌های کندریتی بهنجار شده‌اند، بی‌هنجاری مثبتی از K و Sr و بی‌هنجاری منفی Nb، Ti و Ta دیده می‌شود. در نمودار Pearce (1983) که با ترکیب MORB بهنجار شده است، بی‌هنجاری مثبتی از Ba، Rb، K، Sm و Ce و بی‌هنجاری منفی Nb، Ti و Zr دیده می‌شود. همچنین در نمودارهای بهنجار شده با ترکیب MORB و N-MORB (Sun & McDonogh, 1989) بی‌هنجاری مثبتی از K و Sr و U و بی‌هنجاری منفی Nb، Ti، Zr و P دیده می‌شود. بی‌هنجاری مثبت K احتمالاً به منشأ ماگمای سازنده سنگ‌ها مربوط است. عنصر Sr جزو عناصر دو ظرفیتی بوده و می‌تواند در پلاژیوکلازها جانشین Ca شده و بی‌هنجاری مثبت ایجاد کند. بی‌هنجاری مثبت U، Th، Ba و Ce می‌تواند به آرایش با پوسته مربوط باشد. غنی‌شدگی U می‌تواند به علت ذوب بخشی ناچیز نیز صورت گیرد. تجمع Ce در سنگ‌های آلکان بازیک منطقی به نظر می‌رسد (Smirnov et al., 1983). کانی آپاتیت می‌تواند حامل مناسبی برای عنصر Ce باشد. بی‌هنجاری منفی Nb، Ti و Ta نیز می‌تواند به علت آرایش ماگما با سنگ‌های پوسته یا تأثیر سیالات و یا فرایند تبلور تفریقی صورت گیرد. ضمن اینکه بی‌هنجاری منفی Ti، Zr و P می‌تواند با تبلور بخشی ایلمنیت، زیرکن و آپاتیت در ارتباط باشد.

۶- سنگ‌زایی

نمودار الگوی بازالت‌ها (Pearce, 1983) و مقایسه آن با نمودار عنکبوتی نمونه‌های مورد مطالعه، تشابه نمودار مربوط به سنگ‌های منطقه با الگوی نمودار بازالت‌های حاشیه قاره‌ای را نشان می‌دهد که نسبت به بازالت‌های درون صفحه‌ای با کاهش محسوس غلظت عناصر Ta، Nb، Ti، Th همراه است (شکل ۶-۱). بر اساس نمودارهای زمین‌ساختی-ماگمایی، Pearce (1982)، Pearce & Gale (1977)، Shervais (1982)، Hollings & Kerrich (2004)، Jenner et al. (1991)، Floyd et al. (1991) گدازه‌های زیردریایی منطقه مورد مطالعه به حوضه حاشیه‌ای وابسته بوده، ارتباط مشخصی با محیط کمان آتشفشانی و به‌ویژه حوضه پشت کمان از خود نشان می‌دهند (شکل ۷). مطالعه شیمی عناصر موجود در سنگ‌ها نیز این موضوع را تأیید می‌کند. سنگ‌های آتشفشانی حوضه پشت کمان ممکن است آلکان یا ساب آلکان باشند (Gill, 1981)، Gill (1981) و Wilson (1989) معتقدند که غنی‌شدگی از LILE و تهی‌شدگی نسبی از HFSE در گدازه‌های مناطق کمان معمول است. از جمله ویژگی‌های جدا کننده ماگمای محیط‌های کمان آتشفشانی نسبت Ba/Ta است که در ماگمای کمان بزرگ‌تر از ۴۵۰ است. میانگین این نسبت در نمونه‌های مورد مطالعه ۱۰۹۶/۴۲ می‌باشد. میزان TiO_2 در سنگ‌های مناطق کمان به ندرت از ۱/۳ درصد تجاوز می‌نماید (Gill, 1981). مقادیر این اکسید در نمونه‌های منطقه مورد مطالعه ۰/۵۱ تا ۱/۱۵ درصد است که وابستگی آنها را به محیط کمان نشان می‌دهد. وابستگی این سنگ‌ها بر اساس نمودارهای متعددی مانند نمودارهای

داشته و حاوی قطعاتی از سنگ‌های آتشفشانی و نیز سنگ‌های آهکی ژوراسیک و کرتاسه است (شکل ۳-۱). تشکیل این کنگلومرا بر اساس میکروفسیل‌های موجود در آن که سن ماستریشتین دارند به پالتوسن زیرین مربوط است. گدازه‌های زیردریایی مورد اشاره در زیر و روی این لایه کنگلومرای قرار دارند (شکل ۳-۲). تشکیل این لایه کنگلومرای احتمالاً نتیجه بالا آمدگی بستر حوضه رسوبی در یک منطقه محدود و جزیره مانند است. گدازه بالشی فراوان‌ترین ساختار قابل مشاهده در گدازه‌های منطقه است. اندازه گدازه‌های بالشی از یک تا ۴ متر متغیر بوده و کشیده هستند. مقطع عرضی گرد یا بیضی داشته و به سبب توپوگرافی محل خروج و مجاورت با سایر گدازه‌های بالشی به شکل‌های مختلف دیده می‌شوند. هسته، پوسته، زمینه و سیمان به راحتی در آنها قابل تشخیص است (اشکال ۳-۳ تا f). منشورهای بازالتی ساختار دیگری است که در مجاورت گدازه‌های بالشی بروزند داشته و نشان‌دهنده ارتباط ژنتیکی با آنها است. منشورهای بازالتی در افق‌های زیرین گدازه‌های بالشی مشاهده می‌شوند. طول قابل مشاهده منشورها به ندرت به ۱۰ متر می‌رسد قطر آنها به طور متوسط ۳۵ سانتی‌متر است (شکل ۳-۳). همچنین روانه‌های گدازه‌ای با ترکیب بازالتی در بعضی از نقاط بروزند دارند. ستبرای واقعی این روانه‌ها قابل اندازه‌گیری نبوده و تنها چند متر از آن در روی زمین قابل مشاهده است. وضعیت یکنواخت این توده‌ها احتمالاً نشانه انجماد دریاچه گدازه‌ای در زیر گدازه‌های بالشی می‌باشد (شکل ۳-۱).

ساخت گدازه بالشی و دریاچه گدازه‌ای از ویژگی‌های یک فوران آرام زیردریایی است (Jutean & Maury, 1997). بازالت‌های توده‌ای برخلاف بازالت‌های گدازه‌های بالشی، آفانتیک بوده و فاقد درشت‌بلور هستند. آفانتیک بودن این بازالت‌ها نیز تأیید کننده انجماد آن در دریاچه گدازه‌ای است (Jutean et al., 1983).

۴- سنگ‌نگاری

سنگ‌های مورد مطالعه از نظر ویژگی‌های سنگ‌نگاری در طیفی از آندزی بازالت تا اولیون بازالت قرار دارند. بافت متداول سنگ‌های منطقه پورفیریک بوده و بعضاً متمایل به آفیریک است. در برخی از نمونه‌ها در نتیجه تجمع کانی‌های فرومیزین بافت گلوپورفیریک نیز قابل مشاهده است (شکل ۴-۱).

خمیره اغلب میکرولیتی و بعضاً میکرولیتی شیشه‌ای است. خمیره به ترتیب فراوانی از کانی‌های ریز پیروکسن، پلاژیوکلاز و کانی‌های کدر تشکیل شده است (شکل ۴-۲). درشت‌بلورها نیز به ترتیب فراوانی، کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و اولیون هستند. بیشتر درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز ترکیب لابرادوریتی تا بیتونیتی دارند (شکل ۴-۳). درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن بیشتر خودشکل (اتومورف) بوده ساخت منطقه‌ای و ساعت شنی به فراوانی در آنها دیده می‌شود (شکل‌های ۴-۴ و e). اولیون‌ها اغلب نیمه‌خودشکل (ساب اتومورف) بوده حاشیه مدور آنها نشان دهنده عدم وجود تعادل بین اولیون و مذاب باقیمانده است (شکل ۴-۴).

با توجه به میانبار (انکلوژون) کانی‌ها، ترتیب تبلور درشت‌بلورها به ترتیب اولیون، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز است. آپاتیت فراوان‌ترین کانی فرعی این سنگ‌ها است که بیشتر سوزنی شکل بوده و به صورت میانبار (انکلوژون) مشاهده می‌شود (شکل ۴-۴). کانی‌های کدر در ابعاد مختلف در بیشتر سنگ‌ها حضور دارند که به دو صورت اولیه و ثانویه هستند و شکل‌های خودشکل تا بی‌شکل (گزنومورف) از خود نشان می‌دهند. ضمن اینکه در محل حفرات و درز و شکاف بعضی از سنگ‌ها نیز کانی‌هایی از منشأ سیالات کانی‌دار تشکیل شده‌اند که از جمله می‌توان به کلسیت، کوآرتز و زئولیت اشاره نمود (شکل ۴-۱).

۵- ژئوشیمی

۲۰ نمونه برگزیده از سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در آزمایشگاه SGS تورنتو در

Bradshaw & Smith (1994) و Smith et al (1999) نشان داده‌اند که عناصر HFS مانند Nb نسبت به عناصر LREE مانند La در گوشه سنگ‌کره‌ای تهی شده هستند بنابراین مقادیر بالای نسبت Nb/La (بزرگ‌تر از یک) گویای منبع گوشه‌سست‌کره‌ای و مقادیر پایین این نسبت (کمتر از ۰/۵) نشان‌دهنده منبع گوشه‌سست‌کره‌ای است. میانگین این نسبت در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه ۰/۴۱۴ است که نشان‌دهنده منشأ سنگ‌کره‌ای ماگمای سازنده این سنگ‌ها است.

۷- مطالعات ایزوتوپی

۴ نمونه برگزیده از سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در آزمایشگاه کارلتون کانادا با روش Sr-Nd (Sm-Nd و Rb-Sr) مورد تجزیه قرار گرفت. نتایج این تجزیه در جدول ۳ آمده است. مقادیر ϵNd از ۱/۰۳- تا ۰/۹۴ متغیر بوده برای سه نمونه از چهار نمونه مورد اشاره منفی است که نشانه غنی‌شدگی از LREE در سنگ‌های این منطقه بوده و احتمالاً بیانگر فرایند آلاش با سنگ‌های پوسته‌کاره‌ای در هنگام بالا رفتن است. بر اساس نمودار همبستگی ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr$ در برابر $^{143}Nd/^{144}Nd$ (Zindler & Hart, 1986) نمونه‌های منطقه در قلمرو ترکیب گوشه‌سست‌کره‌ای قرار می‌گیرند و متمایل به ترکیب کل زمین هستند (شکل ۹). مقادیر بالای نسبت $^{87}Sr/^{86}Sr$ در بعضی از نمونه‌ها که آنها را موازی با محور افقی نمودار به خارج از محدوده گوشه‌سست‌کره‌ای رانده است، می‌تواند ناشی از فرایند آلاش پوسته‌ای باشد.

۸- آلاش ماگمایی

سنگ‌های بازالتی منطقه نشانه‌های آلاش را نشان می‌دهند. آلودگی با پوسته که در زمان بالا رفتن گدازه به طرف سطح زمین رخ می‌دهد تغییراتی در شیمی سنگ به وجود می‌آورد. آلودگی تنها ۲ درصد مواد پوسته با ماگمای حاصل از گوشه‌سست‌کره‌ای می‌تواند به بی‌هنجاری منفی Nb و Ta بیانجامد که در نمودارهای عنکبوتی مشخص است. همچنین اگر مقدار نسبت Nb/U کمتر از ۴۷ باشد مشارکت مواد پوسته‌ای در منشأ گدازه را نشان می‌دهد (Hofmann et al., 1986). این نسبت در سنگ‌های منطقه ۷/۱۷ است و تفاوت آشکاری با حد نصاب مورد اشاره دارد که نشانه شدت آلودگی ماگما با مواد پوسته‌ای است.

در سنگ‌های بازالتی که تحت تأثیر آلودگی پوسته‌ای قرار گرفته باشند نسبت‌های La/Ta + K/P و La/Nb به ترتیب بزرگ‌تر از ۷، ۲۲ و ۱/۵ هستند (Hart et al., 1989; Abdel-Fattah et al., 2004). میانگین این نسبت‌ها در سنگ‌های بازالتی منطقه به ترتیب ۱۳/۳۳، ۴۹/۱۶ و ۲/۷۱ است که نشان‌دهنده تأثیر قابل توجه آلودگی پوسته‌ای در سنگ‌های منطقه است. به عقیده Fan et al. (2003) دامنه تغییرات نسبت‌های K_2O/P_2O_5 و K_2O/TiO_2 با مقدار آلودگی پوسته‌ای متناسب می‌باشد. در گدازه‌های منطقه مقادیر نسبت‌های یاد شده به ترتیب بین ۰/۷-۱۲/۰۸ و ۰/۷۳-۳۶/۲۴ است. تغییرات گسترده در دامنه این نسبت‌ها، گویای نقش مهم آلودگی پوسته‌ای در سنگ‌های بازالتی منطقه است.

بر اساس مطالعات Jutean & Maury (1997) عناصر سازگار نیکل، کبالت و کروم در بازالت‌های اولیه که با لرزولیت گوشه‌سست‌کره‌ای در حال تعادل هستند نسبتاً فراوان هستند. نیکل و کبالت ترجیحاً در اولیوین وارد می‌شوند. کروم نیز در منیزیکرومیت و پیروکسن‌ها وجود دارد. مقادیر این عناصر در بازالت‌های اولیه برای نیکل از ۲۰۰ تا ۵۰۰ ppm، کبالت از ۵۰ تا ۷۰ ppm و کروم از ۵۰۰ تا ۸۰۰ ppm است. در حالیکه در بازالت‌های تحول یافته مقدار آنها به علت تبلور درشت بلورهای پیش‌رس (منیزیکرومیت، اولیوین و کلینوپیروکسن) به شدت کاهش می‌یابد. میانگین مقادیر این عناصر در سنگ‌های منطقه به ترتیب ۱۲۳/۱، ۳۰/۵۶ و ۲۶۹/۹ ppm است. لذا بازالت‌های منطقه حیران ویژگی‌های بازالت‌های تحول یافته را نشان می‌دهند.

Gill (1981)، Pearce & Gale (1977) و Ferrari et al. (2000) به پهنه‌های فرورانش و محیط‌های کوهزایی آشکار است (شکل ۸-b تا e). نسبت Ba/La در مرز صفحات همگرایی بیش از ۱۵ است (Gill, 1981; Wood, 1980). میانگین این نسبت در نمونه‌های منطقه ۲۳/۲ است. بالا بودن نسبت Ba/La نشانه غنی‌شدگی گوه گوشه‌سست‌کره‌ای توسط سیالات منطقه فرورانش است و Ba می‌تواند از رسوبات اقیانوسی فرورانده حاصل شود (Wilson, 1989).

نسبت Sr/Nd برای بازالت‌های مناطق فرورانش بین ۳۰ تا ۳۵ می‌باشد (Hofmann et al., 1986). میانگین این نسبت در نمونه‌های مورد مطالعه ۳۳/۲۷ است. نسبت Nb/U برای MORB و OIB حدود ۴۷ است در حالیکه ماگمای مرتبط با محیط‌های فرورانش از مقادیر کمتری برخوردار هستند (Hofmann et al., 1986). میانگین این نسبت در سنگ‌های منطقه ۷/۱۷ است که تفاوت اساسی با MORB و OIB دارد. بر پایه تقسیم‌بندی Gill (1981) نسبت Ba/Nb در سنگ‌های مناطق فرورانش بزرگ‌تر از ۳۰ است. در مورد سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه میانگین این نسبت ۶۱/۴۸ بوده و مشابه با سنگ‌های مناطق فرورانش است.

در خصوص نمودارهای عنکبوتی نیز بی‌هنجاری‌های منفی Nb، Ti، Zr و Ta و نسبت بالای LILE/HFSE و LREE/HREE مشابه با سنگ‌های تشکیل یافته در مناطق فرورانش است. محیط زمین‌ساختی - ماگمایی مرتبط با حوضه پشت کمان و نیز ماهیت شیمیایی سنگ‌های منطقه و ارتباط آنها با فرایند فرورانش، احتمالاً نشان‌دهنده تشکیل بازالت‌های منطقه در محیط فرافورانش (سوپراسایدکشن) می‌باشد. تشکیل سنگ‌های آلکان علاوه بر سنگ‌های تولیتی در محیط‌های زمین‌ساختی فرافورانش در گزارش‌های پژوهشگران متعددی آورده شده است (Bageci et al., 2006; Beccaluva et al., 2004; Nicholson et al., 2000; Aldanmaz et al., 2008).

ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه مورد مطالعه از نظر منشأ به گوشه‌سست‌کره‌ای وابسته هستند. این موضوع در نمودارهای Fitton et al. (1991) (1985) Taylor & McLennan (1995) و Chen & Arculus (1993) Hooper & Hawkesworth (1993) مشاهده می‌شود (شکل ۸-f تا h). امروزه ثابت شده است که قسمت اعظم سنگ‌های حاصل از پوسته زرفی و گوشه‌سست‌کره‌ای در حوضه‌های اقیانوسی و بعضی از حوضه‌های پشت کمان یافت می‌شوند (Jutean & Maury, 1997). این بازالت‌ها پوسته حوضه‌های پشت کمان یا حوضه‌های حاشیه‌ای را تشکیل می‌دهند که در نقاط مختلف کره زمین از ۶۰ تا بیش از ۱۰۰۰ کیلومتر پهنای دارند (Jutean & Maury, 1997). عناصر LIL در ماگماهای غنی از سیلیس یا سیالات آبدار محلول هستند (Cribb & Barton, 1997). زیرا این عناصر دارای پتانسیل یونی پایین بوده و به آسانی در سیالات آبدار در فشار و دمای بالا حل شده و انتقال می‌یابند (Tatsumi & Eggins, 1995). سیالات آبدار یا از دهیدراته شدن صفحه فرورانده (Tatsumi et al., 1986) و یا از ذوب بخشی ماده مذاب حاصل از صفحه فرورانده (Fitton, 1995; Gill, 1981) تولید می‌شوند.

Tatsumi et al. (1986) با بررسی شواهد تجربی نشان دادند که از دهیدراته شدن سنگ‌کره اقیانوسی فرورانده سیالات آبدار ایجاد می‌شود که به راحتی LILE را منتقل می‌کنند و سبب غنی‌شدگی گوشه‌سست‌کره‌ای واقع در بالای صفحه فرورانش از LILE طی عمل متاسوماتیسم ناشی از سیالات آبدار می‌شود. انتقال سیالات غنی از LILE از صفحه فرورانش به سنگ‌کره‌های (گوشه‌سست‌کره‌ای) فرایندی برگشت‌ناپذیر است (Fitton, 1995). غنی‌شدگی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه می‌تواند با این فرایند در ارتباط باشد.

بعضی از عناصر HFS مانند Nb در مذاب‌های سنگ‌کره‌ای مقادیر بسیار متفاوتی دارند بنابراین به عقیده برخی پژوهشگران نسبت La/Nb می‌تواند تحت تأثیر چگونگی غنی‌شدگی متاسوماتیسمی باشد (Abdel-Fattah et al., 2004).

۹- ژئودینامیک

وجود ویژگی‌های ژئوشیمیایی مرتبط با پدیده فرورانش در سنگ‌های این منطقه می‌تواند با بسته شدن یک اقیانوس در ارتباط باشد. بر همین اساس تاکنون پژوهشگران مختلف در امتداد حاشیه جنوبی دریای خزر به وجود چهار اقیانوس اشاره نموده‌اند. (۱) اقیانوس پالئوتتیس که در پالئوزویک بالایی بسته شده است (درویش‌زاده، ۱۳۷۰) و افیولیت‌های تالش در جنوب خاور منطقه مورد مطالعه تنها نشانه این اقیانوس در جنوب باختر دریای خزر و مجاورت منطقه مورد مطالعه به شمار می‌رود.

(۲) اقیانوس پالئوتتیس دوم که در پالئوزویک پایانی - مزوزویک آغازین و همزمان با بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس شروع به تشکیل نموده و در اثر فاز کوهزایی ایندوئین در سیمیرین آغازین و همزمان با پیدایش اقیانوس نئوتتیس در جنوب باختر ایران بسته شده است (افتخارنژاد و همکاران، ۱۳۷۱).

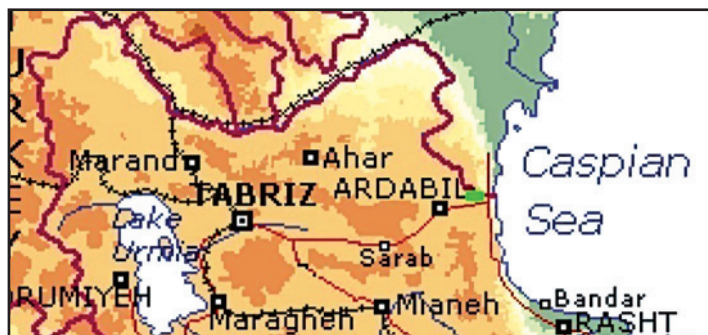
(۳) اقیانوس ایزانکا (IzAnCa) یا از میر - آنکارا - کاسپین که به صورت یک حوضه پشت کمان در طی فرورانش اقیانوس نئوتتیس در امتداد شمال ترکیه و ایران تشکیل شده و تا افغانستان مرکزی ادامه داشته است و در خاور اقیانوس واردار و همراه با آن به شکل کشیده، از حاشیه جنوبی دریای خزر عبور کرده و نقش حوضه پشت کمان اقیانوس نئوتتیس را داشته است. این حوضه در ژوراسیک تشکیل شده و در آغاز کرتاسه با شیپی به طرف شمال خاور شروع به بسته شدن نموده و این فرایند تا پس از کرتاسه نیز ادامه داشته است (Stampfli & Borel, 2002; Cavazza et al., 2004).

(۴) اقیانوس سوان - آکرا - قره داغ که (Berberian, 1983) تشکیل آن را با یک سیستم کشتی درون صفحه‌ای مرتبط می‌داند. به گونه‌ای که این کشتش سبب کافتش بین صفحه اروپا (حاشیه فعال قاره‌ای قفقاز کوچک در شمال) و ایران مرکزی (حاشیه آرام قاره‌ای در جنوب قفقاز) شده است. اقیانوس سوان - آکرا - قره داغ در اوایل ژوراسیک شروع به تشکیل نموده است. شواهد این اقیانوس در خارج از مرزهای ایران و در باختر سواحل جنوب دریای خزر نیز گزارش شده است (Berberian, 1983). (Knipper (1980) و Adamia et al. (1977) برخورد قسمت شمال باختری ایران مرکزی (آذربایجان) با کمان جزیره ای پونتین - قفقاز کوچک در طی سنومانین را شروع بسته شدن این اقیانوس می‌دانند. مطالعات اخیر در بخش جنوبی این زمین درز زمان برخورد دیرتری به سن کامپانین - ماستریشتین را نشان می‌دهد (بربریان و همکاران، ۱۳۶۰). آفانباتی (۱۳۸۳) حرکات برخوردی مربوط به بسته شدن اقیانوس سوان - آکرا - قره داغ را به کرتاسه بالایی نسبت می‌دهد. فرورانش

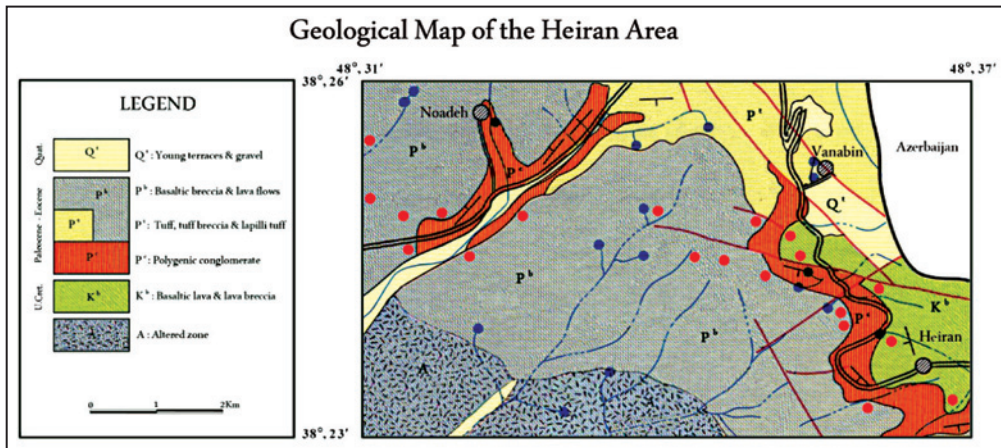
اقیانوس سوان - آکرا - قره داغ با شیب فرورانشی به سمت شمال به زیر قفقاز آغاز شده (Berberian, 1983; Knipper, 1980; Adami et al., 1977) و در طول کرتاسه ادامه داشته است. بسته شدن این زمین درز در بخش‌های مختلف احتمالاً در دوره‌های زمانی متفاوتی انجام گرفته و از باختر به خاور سن بسته شدن آن افزایش می‌یابد (صلواتی، ۱۳۸۷). با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی و سن گدازه‌های زیردریایی منطقه حیران، ارتباط آن با زمین درز سوان - آکرا - قره داغ منطقی‌تر به نظر می‌رسد. به گونه‌ای که سنگ‌های منطقه که نشانه‌های تشکیل در بالای یک پهنه فرورانش در محیط پشت کمان را نشان می‌دهند احتمالاً در محلی از حوضه پشت کمان مربوط به اقیانوس سوان - آکرا - قره داغ تشکیل شده‌اند. از طرف دیگر در امتداد زمین درز سوان - آکرا - قره داغ وجود سنگ‌های آلکان در مناطق مختلفی گزارش شده است (Dehghani & Makris, 1983; Berberian, 1983; صلواتی، ۱۳۸۷). (Berberian (1983) سنگ‌های آلکان نواحی آذربایجان و غرب تالش با سن ائوسن و بازالت‌های آلکان شمال تالش در جمهوری آذربایجان را معرف یک گسل خوردگی و کافتش‌های (ریفینگ) محلی در هنگام رژیم برخوردی اقیانوس سوان - آکرا - قره داغ می‌داند.

۱۰- نتیجه‌گیری

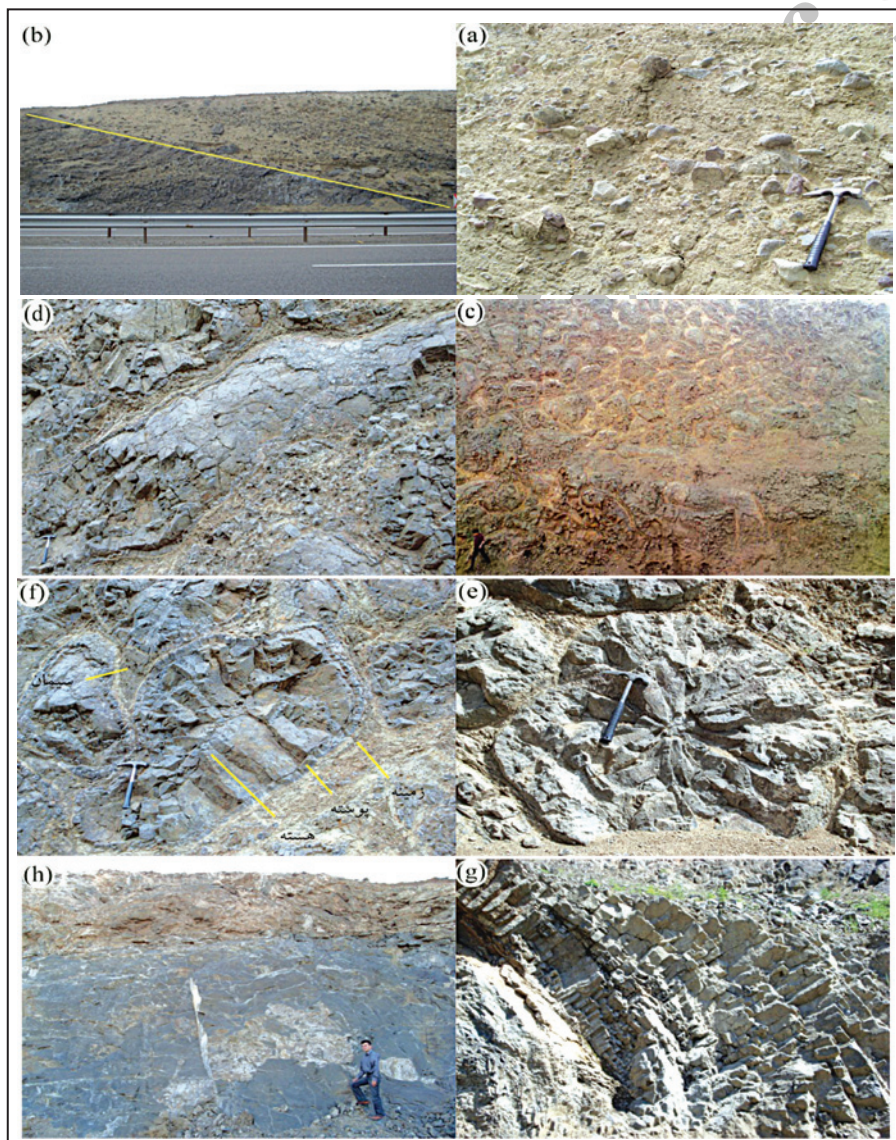
گدازه‌های زیردریایی منطقه حیران در پایان کرتاسه و اوایل ترشیر احتمالاً با ایجاد کشتش در بالای یک زون همگرا تشکیل شده‌اند. وجود بعضی از ویژگی‌های ژئوشیمیایی در این سنگ‌ها از قبیل غنی‌شدگی آشکار از LREE و LILE و نیز تهی‌شدگی از HFSE نشان دهنده تأثیر متغیرهای ناشی از فرورانش و تشکیل این گدازه‌ها در ارتباط با پهنه فرورانش (مانند افیولیت‌های مربوط به محیط‌های فوافرورانش) در محیط پشت کمان است. این گدازه‌ها احتمالاً به واسطه تأثیر سیالات حاصل از صفحه فرورونده از گوشته سنگ‌کره‌ای سرچشمه گرفته و در زمان بالا رفتن، با سنگ‌های پوسته دچار آلاینش شده‌اند. گدازه‌های آلکان تحول یافته در داخل حوضه حاشیه‌ای در امتداد جنوب دریای خزر که احتمالاً حوضه پشت کمان اقیانوس سوان - آکرا - قره داغ می‌باشد از کرتاسه پایانی تا ائوسن ساختارهای زیردریایی را تشکیل داده و این حوضه احتمالاً در انتهای پالئوژن بسته شده است.



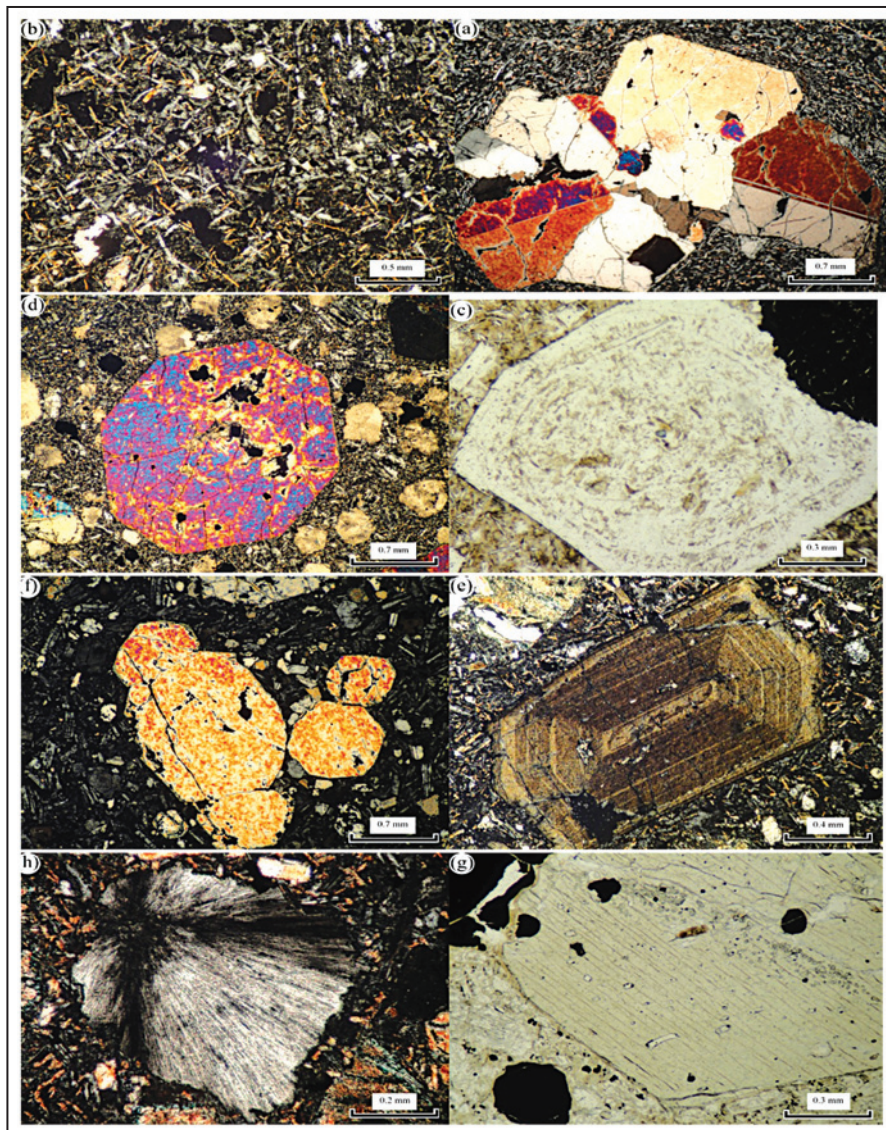
شکل ۱ - موقعیت منطقه مورد مطالعه در شمال خاور اردبیل با مستطیل سبز رنگ مشخص شده است.



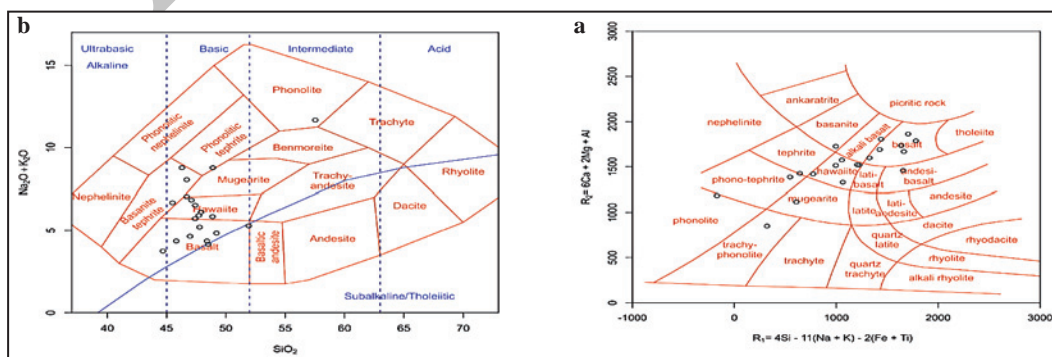
شکل ۲ - نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه که نقاط برونزد گدازه‌های زیردریایی با دایره‌های سرخ مشخص شده است (برگرفته از نقشه چهار گوش ۱:۱۰۰۰۰۰ آستارا (خداوند، ۱۳۸۰) با تغییرات).



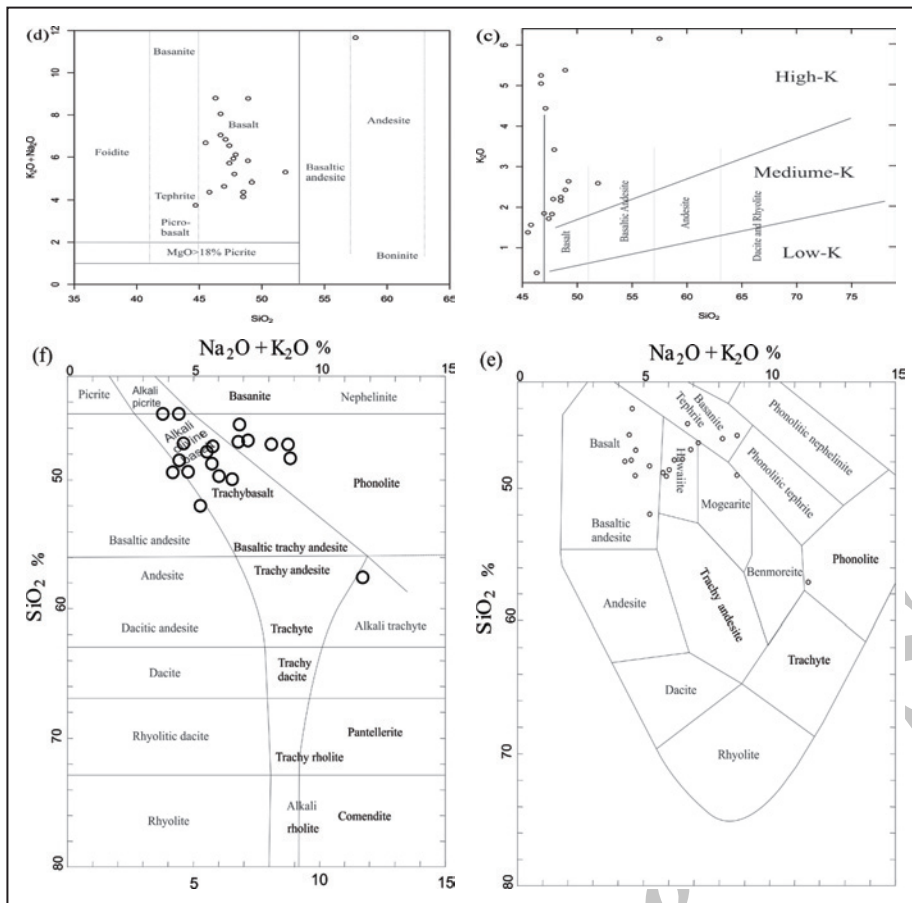
شکل ۳ - (a) کنگلومرای پلی‌ژنتیک حاوی قطعات سنگ‌های آتشفشانی و رسوبی، (b) پوشیده شدن گدازه‌های زیردریایی توسط واحد کنگلومرایی (نگاه به سمت شمال)، (c) رخنمون گدازه‌های بالشی در حوالی روستای حاج امیر (نگاه به سمت شمال خاور)، (d) نمونه‌ای از گدازه‌های بالشی لوله‌ای بزرگ با سطح چین و شکن دار، شیب قرارگیری گدازه بالشی نشانه شیب کف دریا در زمان خروج آن است، (e) شکستگی‌های انقباضی شعاعی شکل در هسته یکی از گدازه‌های بالشی منطقه، (f) تفکیک چهار بخش پوسته، هسته، زمینه و سیمان در گدازه بالشی، (g) منشورهای بازالتی حوالی روستای گیلده به صورت مایل (نگاه به سمت جنوب خاور)، (h) گدازه بازالتی توده‌ای حاصل از انجماد احتمالی دریاچه گدازه‌ای در زیر لایه گدازه بالشی شدیداً هوازده در شمال روستای دودران (نگاه به سمت شمال باختر).



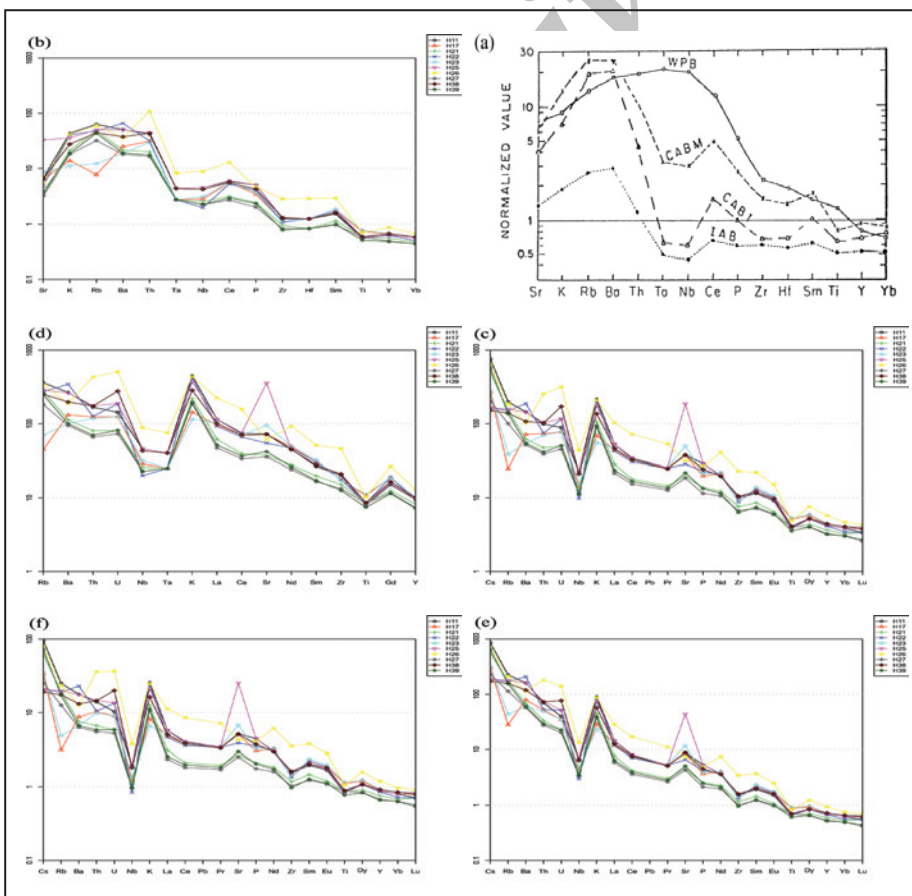
شکل ۴- ا) بافت گلوومروپورفیریک حاصل از تجمع بلورهای کلینوپیروکسن در خمیره میکرولیتی اولیوین بازالت (XPL)، ب) خمیره میکرولیتی با میکرولیت‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن با حفرات پراکنده (XPL)، ج) درشت‌بلور پلاژیوکلاز با میانبرهای زونه از کانی‌های کدر (اپیک) (PPL)، د) کلینوپیروکسن خودشکل (اتومورف) با میانبرهایی (انکلوزیون) از کانی‌های کدر در خمیره میکرولیتی، حفرات سنگ با بلورهای روشن کلسیت اشغال شده‌اند (XPL)، ه) درشت‌بلور کلینوپیروکسن زونه با ماکل ساعت شنی در خمیره میکرولیتی اولیوین بازالت (XPL)، ف) درشت‌بلورهای اولیوین با حاشیه‌های مدور ناشی از عدم تعادل با مذاب باقیمانده (XPL)، گ) مقاطع طولی و عرضی آپاتیت‌ها به صورت میانبر در داخل درشت‌بلور کلینوپیروکسن (PPL)، ه) پرشدگی حفره درشت سنگ توسط کانی ثانویه زئولیت شعاعی شکل (XPL).



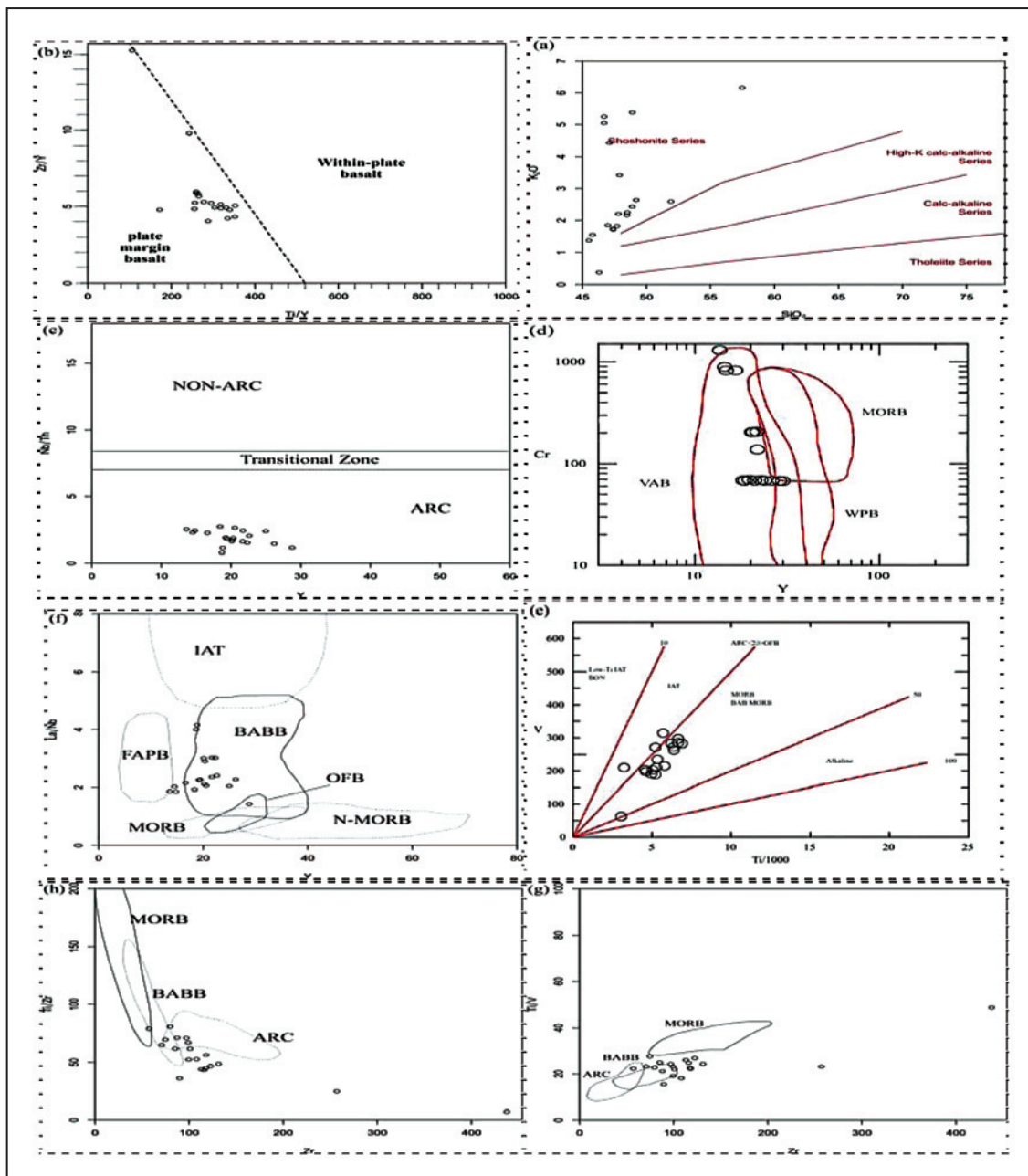
شکل ۵ - نمودارهای نامگذاری شیمیایی سنگ‌ها؛ ا) b، c) اغلب نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در طبقه‌بندی‌های (De la Roche et al. (1980) و Cox et al. (1979) و Kremensky et al. (1980) در محدوده بازالت و هاوایت قرار دارند.



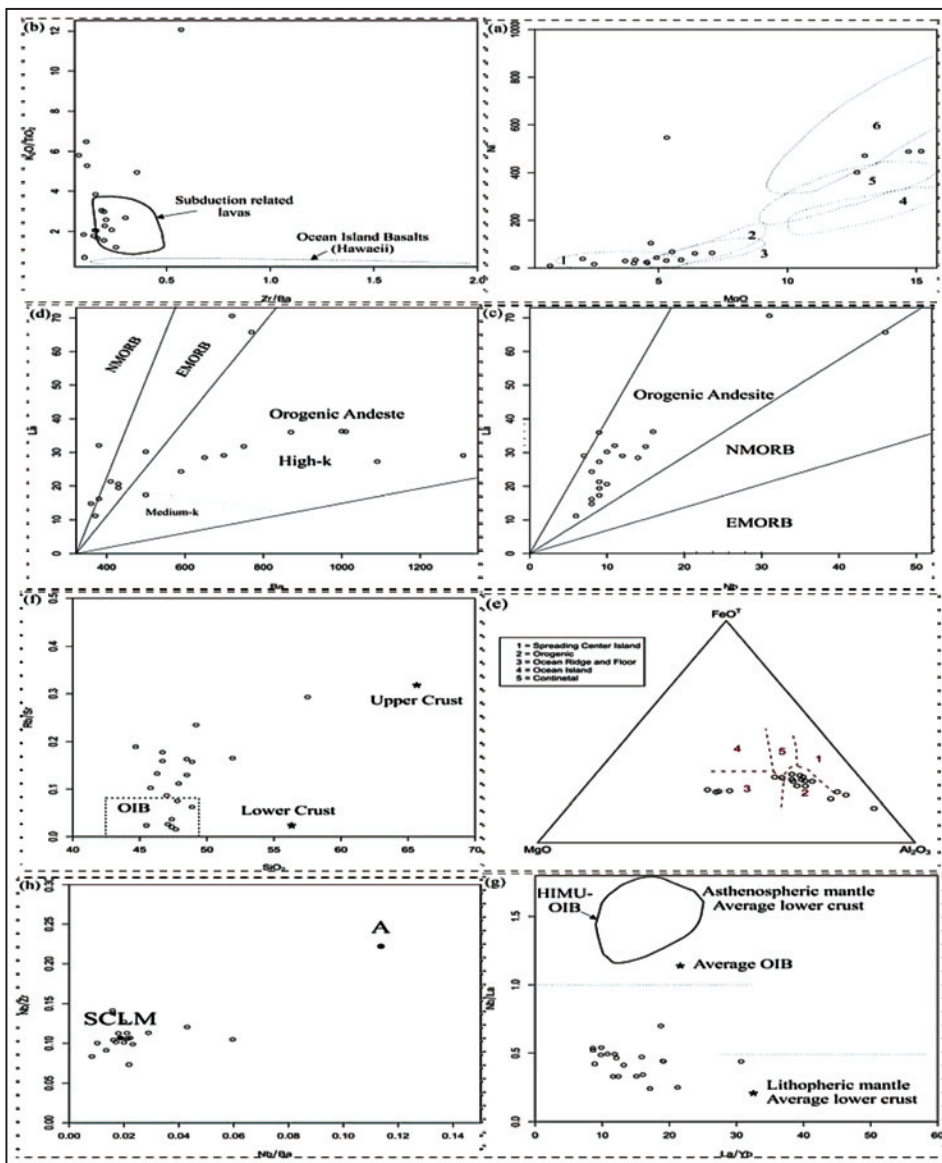
شکل ۵ - نمودارهای نامگذاری شیمیایی سنگ‌ها؛
 در نمودارهای (d) و (c) در نمودارهای Le Maitre et al. (1989) که بر اساس نسبت درصد SiO_2 در برابر K_2O و $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ رسم شده‌اند، نمونه‌ها در محدوده بازالت قرار دارند؛ (f) در نمودار Cox et al. (1979) نمونه‌ها در قلمرو آلکالی اولیون بازالت و فنولیت قرار گرفته‌اند، ضمن اینکه ترکیب بازیک نمونه‌ها و سرشار بودن آنها از پتاسیم در نمودارهای b و c مشخص است.



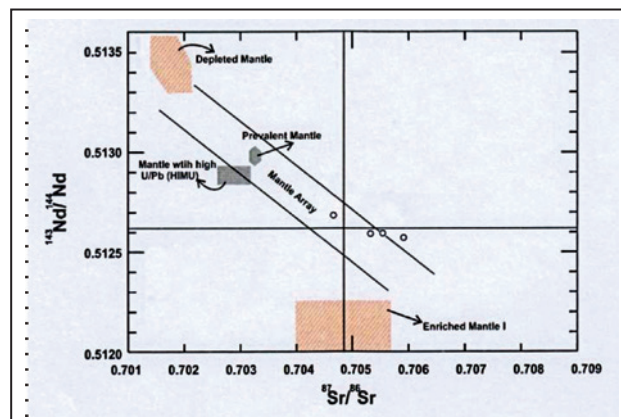
شکل ۶ - الگوی نمودار عنکبوتی عناصر ناسازگار MORB (a) (Pearce, 1983) که نسبت به WPB: بازالت‌های درون صفحه‌ای، CABM: بازالت‌های حاشیه قاره‌ای، CABI: کالکوآلکان جزایر کمانی، IAB: بازالت‌های تولیتی جزایر کمانی). در نمودارهای بهنجار شده با ترکیب گوشه اولیه (Sun & McDonogh, 1989) (c) و متوربت کندریتی (Sun et al, 1980) (d) بی‌هنجاری مثبت K و بی‌هنجاری منفی Nb و Ta آشکار است. در نمودارهای بهنجار شده با ترکیب N-MORB و نیز بی‌هنجاری مثبت K و بی‌هنجاری منفی Nb نسبت به سایر بی‌هنجاری‌ها محسوس تر است.



شکل ۷ - نمودارهای تعیین ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌ها، (a) وابستگی نمونه‌های مورد مطالعه به سری شوشونیتی در نمودار (Peccerillo & Taylor (1976)، (b) قرارگیری نمونه‌ها در محدوده بازالت‌های حاشیه صفحه‌ای در نمودار تفکیک بازالت‌های درون صفحه‌ای و حاشیه قاره‌ای (Pearce & Gale, 1977)، (c) نمودار تفکیک سه محیط متفاوت برای تشکیل بازالت‌ها (Jenner et al, 1991) که در آن نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های مربوط به محیط کمان قرار گرفته‌اند، (d) وابستگی نمونه‌ها به بازالت‌های کمان آتشفشانی در نمودار تعیین محیط تشکیل بازالت‌ها (Pearce, 1982)، (e) قرارگیری نمونه‌ها در محدوده MORB و بازالت‌های حوضه پشت کمان در نمودار تعیین محیط زمین‌ساختی - ماگمایی بازالت‌ها (Shervais, 1982)، (f) قرارگیری بیشتر نمونه‌ها در محدوده بازالت‌های حوضه پشت کمان در نمودار تعیین محیط زمین‌ساختی - ماگمایی بازالت‌ها (Floyd et al., 1991)، (g) و (h) وابستگی نمونه‌ها به محدوده بازالت‌های کمان آتشفشانی و حوضه پشت کمان در نمودار تعیین محیط زمین‌ساختی - ماگمایی بازالت‌ها (Hollings & Kerrich, 2004).



شکل ۸ - نمودارهای تعیین محیط تشکیل بازالت ها ، (a) قرارگیری بیشتر نمونه ها در محدوده بازالت های کمان و حوضه پشت کمان در نمودار (Monnier 1996) (۱- بازالت های کمان، ۲- بازالت های حوضه پشت کمان، ۳- N-MORB، ۴- بونیت ها، ۵- بازالت های جزایر اقیانوسی، ۶- پیکریت ها) ، (b) وابستگی نمونه های مورد مطالعه به محیط های فرورانش در نمودار (Ferrari et al. 2000) ، (c) و (d) ارتباط بیشتر نمونه های مورد مطالعه با محیط های کوهزایی در نمودارهای (Gill 1981) ، (e) قرارگیری بیشتر نمونه های در محدوده بازالت های کوهزایی در نمودار (Pearce & Gale 1977) ، (f) و (g) قرارگیری نمونه های منطقه در محدوده گوشه سنگ کراهی در نمودار مشترک (Fitton et al. 1991) و (f) Taylor & McLennan (1985) نمودار مشترک (Fitton et al. 1991) و (g) ، (h) Chen & Arculus (1995) وابستگی ماگمای سازنده سنگ های منطقه به منشأ گوشه سنگ کراهی زیر قاره در نمودار تفکیک منشأ سست کراهی (استوسفر) (A) و گوشه سنگ کراهی زیر قاره (SCLM) (Hooper & Hawkesworth, 1993).



شکل ۹ - قرارگیری نمونه های مورد مطالعه در قلمرو ترکیب گوشه ای و متمایل به ترکیب کل زمین (Zindler & Hart, 1986).

جدول ۱- نتایج تجزیه ۱۰ اکسید سنگ‌های منطقه مورد مطالعه.

Oxide	H11	H17	H21	H22	H23	H25	H26	H27	H38	H39
SiO2	48.9	47.4	49.2	46.7	45.5	47.1	46.7	48.5	47.9	44.7
TiO2	0.83	1.11	0.88	0.87	1.15	0.84	1.06	0.87	0.89	0.77
Al2O3	20.1	16.9	13.3	14.3	16.9	19.2	15.4	12.8	16.7	11.7
Fe2O3	6.49	10	8.74	8.07	9.95	6.41	8.76	8.96	8.12	8.2
MnO	0.12	0.18	0.15	0.16	0.21	0.12	0.18	0.14	0.14	0.13
CaO	5.04	8.89	7.88	11.6	7.74	7.95	8.05	7.53	8.97	9.22
MgO	3.7	5.87	12.7	4.1	4.57	2.05	5.3	14.7	4.7	13
Na2O	3.4	4	2.2	2	5.3	2.4	2.8	1.9	2.7	1.4
K2O	5.38	1.72	2.64	5.05	1.38	4.44	5.25	2.25	3.42	2.35
P2O5	0.63	0.43	0.3	0.5	0.46	0.63	0.58	0.25	0.53	0.29

Oxide	H63	H66	H76	H77	H88	H91	H92	H93	H94	H95
SiO2	47	47.7	51.9	48.5	45.8	46.3	48.9	57.5	47.4	47.8
TiO2	1.04	1.11	0.96	1.04	0.76	0.54	1.07	0.51	0.95	1.08
Al2O3	15.5	16.3	16.7	15.2	11.7	18.2	17.7	20	16	18.3
Fe2O3	10	10.7	8.48	10.3	9.25	6.72	9.22	4.22	9.86	9.88
MnO	0.18	0.18	0.15	0.17	0.15	0.18	0.18	0.16	0.17	0.16
CaO	9.96	8.67	8.02	9.52	7.67	6.59	9.05	3.88	8.24	9.31
MgO	6.41	5.42	5.52	7.08	15.2	2.49	4.05	0.72	4.54	4.92
Na2O	2.8	4.1	2.7	2.2	2.8	8.4	3.4	5.5	4.8	3
K2O	1.85	1.83	2.59	2.16	1.56	0.38	2.43	6.16	1.74	2.2
P2O5	0.43	0.45	0.26	0.28	0.22	0.52	0.4	0.17	0.45	0.3

جدول ۲- نتایج تجزیه عناصر کمیاب سنگ‌های منطقه مورد مطالعه.

sample	H11	H17	H21	H22	H23	H25	H26	H27	H38	H39
Ba	1010	500	430	1310	380	1000	720	360	750	380
Ce	59.6	56.8	31.9	53.7	56.5	61.2	128	27.3	56.8	29.7
Co	15.3	32.5	46.1	26.5	29.2	16.7	26	50.2	27.4	45.3
Cr	68	68	821	68	68	68	68	821	205	889
Cs	6	2.1	3.9	1.3	2.2	1.3	5	1.6	1.2	4.5
Dy	3.85	4.23	3.21	3.81	4.36	3.77	5.59	2.98	3.85	2.96
Eu	1.54	1.7	1.09	1.71	1.8	1.59	2.57	0.99	1.65	1.02
Gd	4.25	5.34	3.5	5.32	5.29	4.56	7.44	3.28	4.63	3.2
Hf	3	3	2	3	3	3	7	2	3	2
La	36.2	30.2	19.4	29.1	32.1	36.3	70.6	14.8	31.8	16.2
Lu	0.25	0.29	0.25	0.25	0.3	0.28	0.32	0.19	0.28	0.2
Nb	16	10	9	7	11	16	31	8	15	8
Nd	26.9	28.9	16.6	27.9	29.7	26.5	55.1	14.4	26.6	15.6
Ni	29	33	401	33	21	38	31	487	104	469
Pr	6.9	6.94	3.99	6.92	7.13	7.05	14.7	3.51	6.81	3.74
Rb	126	15.6	96	95.4	24.4	100	119	63.7	88.2	87
Sm	5.1	5.8	3.8	5.8	6.2	5.3	9.8	3.2	5.3	3.3
Sr	800	790	410	600	1050	3930	670	390	790	460
Ta	0.8	0.5	0.5	0.5	0.5	0.8	1.5	0.5	0.8	0.5
Th	8.4	6.2	4	6.3	5.9	8.8	21.6	3.3	8.7	3.5
U	1.86	1.62	1.05	2.42	1.63	2.44	6.6	0.95	3.6	1.06
Y	19.2	20.1	16.6	18.8	20.3	19.4	26.2	14.8	20.2	14.5
Yb	1.9	2	1.6	1.7	2	1.9	2.3	1.5	2	1.5
Zr	113	99	85.2	99.5	97.1	116	257	74.8	118	70.9

sample	H63	H66	H76	H77	H88	H91	H92	H93	H94	H95
Ba	590	700	410	430	370	870	650	770	1090	500
Ce	40.7	56.1	41.6	37.6	20.9	64	54.5	112	52	32.6
Co	32.4	31.6	27.5	37.4	56.3	21.3	23.7	5.2	29.5	31
Cr	137	68	205	205	1299	68	68	68	68	68
Cs	1.1	2.4	1.8	1.1	4.5	8.6	0.9	21.9	2	2.7
Dy	4.38	4.61	4.2	4.07	2.76	3.61	4.84	4.91	4.34	3.85
Eu	1.59	1.67	1.25	1.27	0.86	1.65	1.72	1.68	1.67	1.28
Gd	4.93	5.38	4.27	4.35	2.87	5.05	5.47	5.86	5.35	3.86
Hf	3	3	3	3	2	2	4	10	3	2
La	24.3	29.1	21.3	20.6	11.2	36	28.5	65.7	27.3	17.3
Lu	0.3	0.33	0.35	0.29	0.19	0.28	0.39	0.5	0.31	0.27
Nb	8	12	9	10	6	9	14	46	9	9
Nd	24.6	29.6	21	19.8	11.6	30.2	27.5	39.8	27.2	16.9
Ni	60	30	67	63	488	15	19	8	23	43
Pr	6.06	7.18	5.15	4.75	2.64	7.59	6.56	11.6	6.67	4.09
Rb	91.3	14.9	74.3	58.2	36.9	37.1	49	320	28.6	51
Sm	5.4	6.1	4.5	4.4	2.8	6.1	5.9	6.9	5.8	3.8
Sr	1060	950	450	450	360	280	790	1090	810	680
Ta	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.6	2.8	0.5	0.5
Th	3.3	5.9	5.6	3.8	2.4	11.7	5.9	40.6	6	3.3
U	0.83	1.59	1.43	0.87	0.49	4.02	1.65	12.6	1.29	0.91
Y	21.7	22.6	21.7	20.5	13.6	18.7	25	28.7	22.3	18.4
Yb	2.1	2.2	2.4	2.1	1.3	1.7	2.4	3.5	2.2	2
Zr	87.6	118	123	101	57.5	89.7	131	438	108	79.9

جدول ۳ - نتایج تجزیه ایزوتوپی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه.

sample	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	ϵNd
H21	0.705984	0.677760	0.512585	0.13785	-1.03
H27	0.705569	0.472784	0.512615	0.13382	-0.45
H77	0.705331	0.374368	0.512594	0.13382	-0.86
H95	0.704628	0.217095	0.512686	0.13540	0.94

کتابنگاری

آقاباتی، ع.، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه.

افتخارنژاد، ح.، اسدیان، ع. و راستگار میرزایی، ع.، ۱۳۷۱- سن مجموعه دگرگونه‌ها و افیولیت‌های شاندرمن - اسالم و ارتباط ژئودینامیکی آنها با پالئوتیس و پوسته شبه اقیانوسی دریای خزر، فصلنامه علوم زمین، سال اول، شماره ۳، صفحه ۴-۱۵.

بربریان، م.، باباخانی، ع. و عمیدی، م.، ۱۳۶۰- کشف امتداد جنوبی کمربند افیولیتی سوان - آکرا، گزارش داخلی سازمان زمین‌شناسی کشور.

خدابنده، ع. ا.، ۱۳۸۰- شرح نقشه زمین‌شناسی چهارگوش آستارا، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

درویش‌زاده، ع.، ۱۳۷۰- زمین‌شناسی ایران، انتشارات نشر دانش امروز، ۹۰۱ صفحه.

صلواتی، م.، ۱۳۸۷- پترولوژی و ژئوشیمی کمپلکس افیولیتی شرق گیلان، پایان‌نامه دکترا، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، ۲۴۱ صفحه.

References

- Abdel-Fattah, M., Abdel-Rahman, A. M. & Nassar, P. E., 2004- Cenozoic Volcanism in the Middle East: Petrogenesis of alkali basalts from northern Lebanon. *Geol. Mag.* 141: (5) 545-563.
- Adamia, Sh. A., Lordkipanidze, M. B. & Zakariadze, G. S., 1977- Evolution of an active continental margin as exemplified by the Alpine history of the Caucasus. *Tectonophysics*, 40(3/4): 183-199.
- Aldanmaz, E., Yaliniz, M. K., Guctekin, A. & Goncuoglu, M. C., 2008- Geochemical characteristics of mafic lavas from the Neotethyan ophiolites in western Turkey: implications for heterogeneous source contribution during variable stages of ocean crust generation. *Geol. Mag.* 145(1): 37-54.
- Annels, R. N., Arthurton, R. S., Basley, R. A. & Davies, R. G., 1975- Explanatory text of Qazvin-Rasht quadrangles map, 1:250000, Geological survey of Iran.
- Bagci, U., Parlak, O. & Hock, V., 2006- Geochemical character and tectonic environment of Ultramafic to mafic cumulate rocks from the Tekirova (Antalya) ophiolites (southern Turkey). *Geol. J.* 41: 193-219.
- Beccaluva, L., Coltortia, M., Giuntab, G. & Siena, F., 2004- Tethyan vs. Cordilleran ophiolites: a reappraisal of distinctive tectono-magmatic features of supra-subduction complexes in relation to the subduction mode. *Tectonophysics* 393: 163-174.
- Berberian, M., 1983- The southern Caspian: A compression floored by a trapped modified oceanic crust. *Canadian Earth Science*, 20: 163-183.
- Bradshaw, T. K. & Smith, E. I., 1994- polygenetic Quaternary volcanism at Crater Flat, Nevada. *Journal of volcanology and Geothermal Research*, 63: 165-182.
- Cavazza, W., Roure, F. M., Spakman, W., Stampfli, G. M. & Ziegler, P. A., 2004- The TRAVSMED atlas, the Mediterranean region from crust to mantle, Verlag Berlin Heidelberg, 141p.
- Chen, W. & Arculus, R. J., 1995- Geochemical and isotopic characteristics of lower crustal xenoliths, San Francisco Volcanic Field, Arizona, U.S.A. *Lithos*, 36: 203-205.
- Cox, K. G., Bell, J. D. & Pankhurst, R. J., 1979- The interpretation of igneous rocks, George, Allen and Unwin, London.
- Cribb, J. W. & Barton, M., 1997- Significance of crustal and source region processes on the evolution of compositionally similar calc-alkaline lavas, Mt. Hood, Oregon. *Journal of Volcanology and Geothermal research*, 76: 229-249.
- Dehghani, G. A. & Makris, J., 1983- The gravity field and structure of Iran, In Geodynamic Project (Geotraverse) in Iran. G. S. Report No. 51: 51-68.
- De la Roche, H., Leterrier, J., Grande, C. P. & Marchal, M., 1980- A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses-its relationships and current nomenclature, *Chem. Geol.*, 29: 183-210.
- Fan, W. M., Gue, F., Wang, Y. G. & Lin, G., 2003- Late Mesozoic calc-alkaline volcanism of post-orogenic extension in the Northern Da Hingan Mountains, Northeastern China. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 121: 115-135.
- Ferrari, L., Conticelli, S., Vaggelli, G., Petrone, Ch. & Manetti, P., 2000- Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 318: 161-185.
- Fitton, J. G., 1995- Coupled molybdenum and niobium depletion in continental basalts. *Earth Science*, 136: 715-721.
- Fitton, J. G., James, D. & 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: 13693-13712.

- Floyd, P. A., Kelling, G., Gokcen, S. L. & Gokcen, N., 1991- Geochemistry and tectonic environment of basaltic rocks from the Miss ophiolitic mélange, south Turkey, *Chemical Geology*, 89: 263-280.
- Gill, J. B., 1981- *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer, Berlin, pp. 43-489.
- Hart, W. K., WoldeGabrie, G., Walter, R. C. & Mertzman, S. A., 1989- Basaltic volcanism in Ethiopia: constraints on continental rifting and mantle interactions. *Journal of Geophysical Research*, 94: 7731-7748.
- Hofmann, A. W., Jochum, K. P., Seufert, M. & White, W. M., 1986- Nb and Pb in ocean basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 79: 33-45.
- Hollings, P. & Kerrich, R., 2004- Geochemical systematic of tholeiites from the 2.86 Ga Pickle Crow Assemblage, northwestern Ontario: arc basalts with positive and negative Nb-Hf anomalies. *Precambrian Research*, 134: 1-20.
- Hooper, P. R. & Hawkesworth, C. J., 1993- Isotopic and geochemical constraints on the origin and evolution of the Colombia River Basalts. *Journal of Petrology*, 34: 1203-1264.
- Jenner, G. A., Dunning, G. R., Malpas, J., Brown, M. & Brace, T., 1991- Bay of Islands and Little Port complexes, revisited age, geochemical and isotopic evidence confirm suprasubduction zone origin. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 28: 1635-1652.
- Jutean, T., Erssen, J. P., Monin, A. S., Zonenshin, L. P., Sorokhtin, O. G., Matveenkov, V. V. & Almukhamedov, A. I., 1983- Structure et pétrologie du rift axial de la Mer Rouge vers 18° N, *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 7: 217-231.
- Jutean, T. & Maury, R., 1997- *Geologie de la route oceanique petrologie et dynamique endogens*, Masson, 569p.
- Knipper, A., 1980- The tectonic position of ophiolites of Lesser Caucasus. In *Ophiolites*. Edited by A. Panayiotou. Proceedings, International ophiolite Symposium. Geology Survey Department, Ministry of Agriculture and National Resources, Cyprus, pp. 372-376.
- Kremenetskiy, A. A., Yushko, N. A. & Budyanskiny, D. D., 1980- Geochemistry of the rare alkalis in sediments and effusive, *Geochem. Int.*, 178(4): 22-54.
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A. R. & Zanettin, B., 1989- *A classification of igneous rocks and glossary of terms*, Blackwell, Oxford.
- Monnier, C., 1996- *Mecanismes d'accretion des domaines oceaniques arriere-arc et geodynamique de l'Asie du Sud-Est, Petrologie et geochemie des ophiolites d'Indonesie*. These de Doctorat de l'Universite de Bretagne Occidentale. Brest 605p.
- Nicholson, K. N., Black, P. M. & Picard, C., 2000- Geochemistry and tectonic significance of the Tangihua Ophiolite Complex, New Zealand. *Tectonophysics*, 321: 1-15.
- Pearce, J. A., 1982- Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In *Orogenic andesites and related rocks*. Edited by R. S. Thorpe. John Wiley and sons, Chichester, U.K., pp. 525-548.
- Pearce, J. A., 1983- Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins: Hawkesworth C. J., and Norry, M. J. (eds), *Continental basalts and mantle xenoliths*, Shiva, Nantwich, pp. 230-249.
- Pearce, J. A. & Gale, G. H., 1977- Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 7: 14-24.
- Peccerillo, A. & Taylor, S. R., 1976- Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey, *Contr. Min. and Pet.*, 58: 63-81.
- Shervais, J. W., 1982- Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 59: 101-118.
- Smirnov, V. I., Gnizburg, A. I., Grigoriev, Y. M. & Yakolove, G. F., 1983- *Studies of mineral deposits*, Mir Publishers, Moscow, 288p.
- Smith, E. I., Sanchez, A., Walker, J. D. & Wang, K., 1999- Geochemistry of mafic magmas in the Hurricane Volcanic Field, Utah: implications for small and large scale chemical variability of the lithospheric mantle. *Journal of Geology*, 107: 433-448.
- Stampfli, G. M. & Borel, G. D., 2002- A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic ocean isochrones. *Earth and Planetary Science Letters*, 196: 17-33.
- Sun, S. S., Bailey, D. K., Tarney, J. & Dunham, K., 1980- Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Philos Trans. R. Soc. London*, A297: 409-445.
- Sun, S. S. & McDonogh, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematic of ocean basalts: implication for mantle composition and processes. In: Saunders A. D. and Norry M.J. (Eds.) *Magmatism in ocean Basins*, Geological Society of London Special Publication, pp. 313-345.
- Tatsumi, Y. & Eggins, S., 1995- *Subduction Zone magmatism*. Blackwell Cambridge, Massachusetts, 211p.
- Tatsumi, Y., Hamilton, D. L. & Nesbit, R. W., 1986- Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high pressure experiment and natural rocks. *J. Volcanology. Geothermal Research*, 29: 293-309.
- Taylor, S. R. & McLennan, S. M., 1985- *The continental crust: its composition and evolution*, Oxford: Blackwell, 312 pp.
- Wilson, M., 1989- *Igneous petrogenesis*. Unwin Hyman London. 466p.
- Wood, D. A., 1980- The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50: 11-30.
- Zindler, A. & Hart, S. R., 1986- Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 14: 493-571.

Petrology of Heiran Area Submarine Lavas in North East of Ardabil A Case Study of Caspian Sea Southern Margin Geo-Suture

Y. Vasigh^{1*}, A. Darvishzadeh², M. Vosoughi Abedini³ & M. H. Emami⁴

¹ Ph.D. Student, Department of Geology, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

² Professor, Department of Mining Engineering, Lahijan Branch, Islamic Azad University, Lahijan, Iran

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

⁴ Associate Professor, Department of Geology, Islamshahr Branch, Islamic Azad University, Islamshahr, Iran

Received: 2012 January 07

Accepted: 2012 August 04

Abstract

Heiran area is located in northwest of Ardabil and southwest of Caspian Sea. Field evidences indicate submarine volcanic activities in this area. The rocks in this area are of basaltic composition. The outcrops of pillow lavas, prisms, dykes and lava flows in different points are evidences showing the existence of oceanic crust in this area. Studies on other locations of southern margin of Caspian Sea as well as structural and petrological similarities between Heiran and these areas may confirm the fact that Heiran area is part of geo-suture of Caspian Sea southern margin. The submarine lavas in this area attributed to late Cretaceous-Eocene. With regard to petrographical characteristic, these rocks range from andesitic basalt to olivine basalt, and belong to alkaline series. The tectonomagmatic environment of these lavas is related to back arc basin. These magma originated from sub continental lithospheric mantle and formed in a supra subduction environment. During late Cretaceous-middle Paleogene, the closure of Sevan-Akera-Qaradagh led to the formation of marginal basin in the form of a back arc basin in the margin of Caspian Sea. The submarine lavas of Heiran likely originated from the volcanic activities in this marginal basin.

Keywords: Pillow Lava, Back Arc Basin, Sevan-Akera-Qaradagh Ocean, Heiran, Ardabil, Caspian Sea

For Persian Version see pages 93 to 104

*Corresponding author: Y. Vasigh; E-mail: yousefvasigh@yahoo.com

Archive of SID