

جایگاه تکتونیکی کمپلکس ولکانو-پلوتونیک ماهیرود: نگرشی متفاوت بر تاریخچه ژئودینامیکی شرق ایران

شهریار کشتگر^۱، ساسان باقری^۲ و محمد بومری^۳

^۱مربی، دانشگاه جامع علمی کاربردی سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران
^۲استادیار، گروه زمین شناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران
^۳دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران
 تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۵/۱۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۳/۲۰

چکیده

کمپلکس ولکانو-پلوتونیک ماهیرود که به عنوان گروه چشمه استاد نیز شناخته می‌شود، مجموعه‌ای از چندین توده نفوذی و توالی‌های آتشفشانی-رسوبی است که در حاشیه شمال شرقی پهنه جوش خورده سیستان رخنمون دارد. سنگ‌های آذرین این کمپلکس شامل گدازه‌های آتشفشانی و آذرآواری با ترکیب آندزیت-بازالت، دیاباز، میکروگابرو و داسیت هستند که یک استوک تونالیتی با سن کرتاسه فوقانی ($79/4 \pm 3/2$ Ma) دیابازها را قطع کرده است. سنگ‌های آتشفشانی کمپلکس ماهیرود از دیدگاه ژئوشیمی خصوصیات سری‌های ماگمایی کالک‌آلکان و توله‌ایتی دارند. نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده عناصر فرعی و REE نسبت به MORB و کندریت، الگوهای شبیه سنگ‌های متعلق به محیط‌های بالای منطقه فرورانش (SSZ) و خصوصاً جزایر قوسی امروزی (IAT) نشان می‌دهند. مطالعات شیمی کانی‌های کلیدی موجود در سنگ‌های آتشفشانی، نظیر کلینوپیروکسن، نتایج مشابهی در بر داشته است. حضور احتمالی یک رشته جزایر قوسی پیشنهاد شده در این تحقیق به نام کمپلکس ماهیرود، قابل مقایسه و احتمالاً در ادامه مجموعه جزایر قوسی پاکستان از جمله چاگی-راسکوه و کوهستان به سن کرتاسه تا ائوسن است. بر اساس این واقعیت، باید اقیانوسی بزرگ تر و عریض تر از آنچه قبلاً به عنوان یک آبراهه اقیانوسی فرعی برای اقیانوس سیستان در محیط ریفت درون قاره‌ای پیشنهاد شده است، در نظر گرفت.

کلیدواژه‌ها: جزایر قوسی، آندزیت-بازالت، جایگاه تکتونیکی، چشمه استاد، کمپلکس ماهیرود، پهنه جوش خورده سیستان، شرق ایران.

E-mail: sasan_bagheri@yahoo.com

*نویسنده مسئول: ساسان باقری

۱- پیش نوشتار

امروزه، مطالعه کمپلکس‌های ولکانو-پلوتونیک از دیدگاه‌های مختلف پترولوژیکی نقش مهمی خصوصاً در فهم تحولات ماگمایی ایفا می‌کند. چنین بررسی‌هایی امکان مشاهده مستقیم بخش‌های مختلفی از سنگ‌های ماگمایی گوشته فوقانی تا پوسته‌ای و سنگ‌های دربرگیرنده را فراهم و ارتباط متقابل و برهم کنش عوامل ساختاری را بر ماگما ظاهر می‌سازد (Ayalew and Ishiwatari, 2011). چنین بررسی‌هایی امکان مشاهده مستقیم بخش‌های مختلفی از سنگ‌های ماگمایی گوشته فوقانی تا پوسته و سنگ‌های دربرگیرنده را فراهم و ارتباط متقابل و برهم کنش عوامل ساختاری را بر ماگما ظاهر می‌سازد (Best, 2001). سؤال اصلی این است که آیا کمپلکس ولکانو-پلوتونیک ماهیرود، یک توده به جا مانده از حوادث ریفتی کرتاسه زیرین و یا قبل از آن (Tirru et al., 1983) بوده و یا یک مجموعه ماگمایی ناشی از فرورانش جوان تر است؟ همچنین ماهیت و شکل‌گیری این کمپلکس چه نقشی در دیدگاه ما نسبت به تحولات تکتونیکی پهنه شرق ایران دارد؟

۲- روش مطالعه

به منظور بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی کمپلکس ماهیرود ۱۴ نمونه از سالم‌ترین سنگ‌های ولکانیکی منطقه انتخاب شد و توسط آزمایشگاه Actlabs کشور کانادا به روش XRF (عناصر اصلی) و (عناصر کمیاب و فرعی) ICP-MS مورد آنالیز قرار گرفت. علاوه بر این آنالیزهای ریزپردازش الکترونی (EPMA) توسط ابرکاوشر خود کار مدل JEOL.JXA-8600M با ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ کیلووات و جریان تابشی 2×10^{-8} amp در بخش علوم زمین و محیط زیست دانشگاه یاماگاتا کشور ژاپن انجام و نتایج با نرم‌افزارهای تخصصی تحلیل و بررسی شده‌اند (جدول‌های ۱ و ۲).

۳- زمین شناسی منطقه

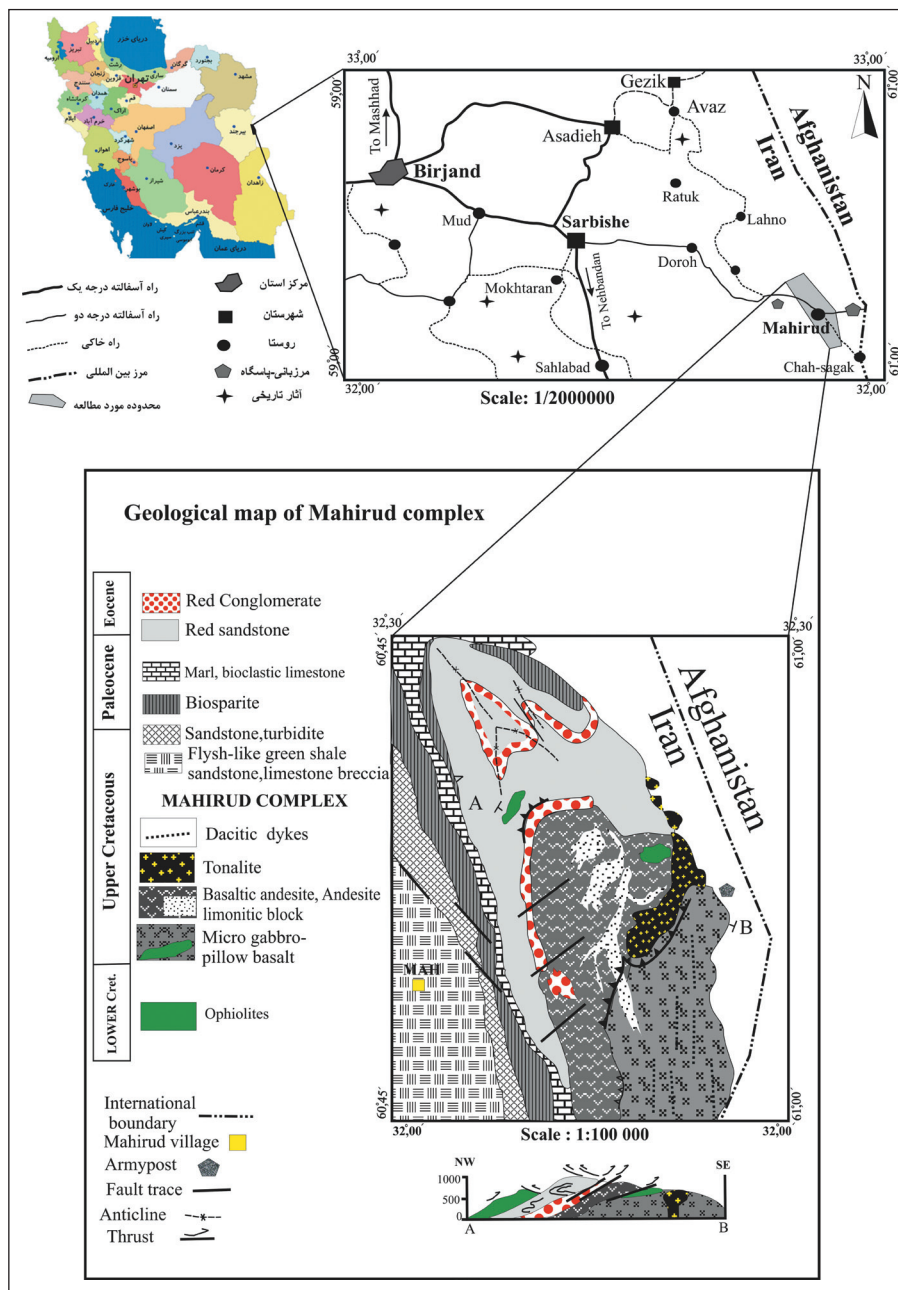
کمپلکس ماهیرود در ۱۹۰ کیلومتری جنوب شرقی بیرجند، نزدیک مرز ایران با افغانستان و در حاشیه شمال شرقی پهنه جوش خورده سیستان بین طول‌های

جغرافیایی 30° تا 32° و عرض‌های جغرافیایی 61° تا 60° واقع شده است (شکل ۱). محدوده مورد مطالعه در نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ گزیک (Guillou et al., 1981) و در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ (Tirru et al., 1983) قرار می‌گیرد. کمپلکس مورد نظر توسط (Guillou et al., 1981) با عنوان «گروه چشمه استاد» معرفی شده است اما در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه به نام ماهرود نام‌گذاری شده است. در واقع هر دو نام متعلق به یک منطقه است که در اینجا از واژه کمپلکس ولکانو-پلوتونیک ماهیرود استفاده می‌شود. روند کلی واحدهای سنگی منطقه که از زمان کرتاسه زیرین تا کواترنری رخنمون دارند، عموماً SSE-NNW است. یک سری سنگ‌های نفوذی و خروجی دگرشکل شده مربوط به «گروه چشمه استاد»، به‌طور ناپیوسته با طول بیش از ۲۰۰ کیلومتر بین عرض‌های 32° تا 34° قرار گرفته‌اند (شکل ۲). بزرگ‌ترین رخنمون کمپلکس ماهیرود در بخش جنوبی قرار دارد و از دو بخش تشکیل یافته است: ۱) بخش غربی که عمدتاً شامل گدازه‌های بالشی و آندزیتی و بازالتی حفره‌دار، توف، کنگلومرای تخریبی آتشفشانی و ماسه‌سنگ آواری قرمز با لایه‌بندی دانه‌تدریجی و چینه‌بندی متقاطع است؛ ۲) بخش شرقی که جریان‌ات گدازه به مجموعه پیچیده‌ای از دایک‌های صفحه‌ای و دیابازی با امتداد تقریبی شمالی-جنوبی تبدیل می‌شوند. سنگ‌های گابرویی هموزن نیز در حاشیه شرقی این کمر بند وجود دارد. همچنین یک استوک تونالیتی با سن کرتاسه زیرین (Guillou et al., 1981) درون این کمپلکس رخنمون دارد (شکل‌های ۳ و ۴). توالی‌های ضخیم ولکانو-کلاستیکی با لایه‌هایی از چرت‌های عمیق دریایی و میان‌لایه‌های جریان‌گدازه عموماً ترکیب متنوعی از بازالت تا ریولیت نشان می‌دهند. واحدهای رسوبی پوشاننده کمپلکس با هم مخلوط و دگرشکل شده‌اند و نهشته‌های قرمز رنگ ائوسن به‌طور دگرشیب کمپلکس را پوشانیده‌اند.

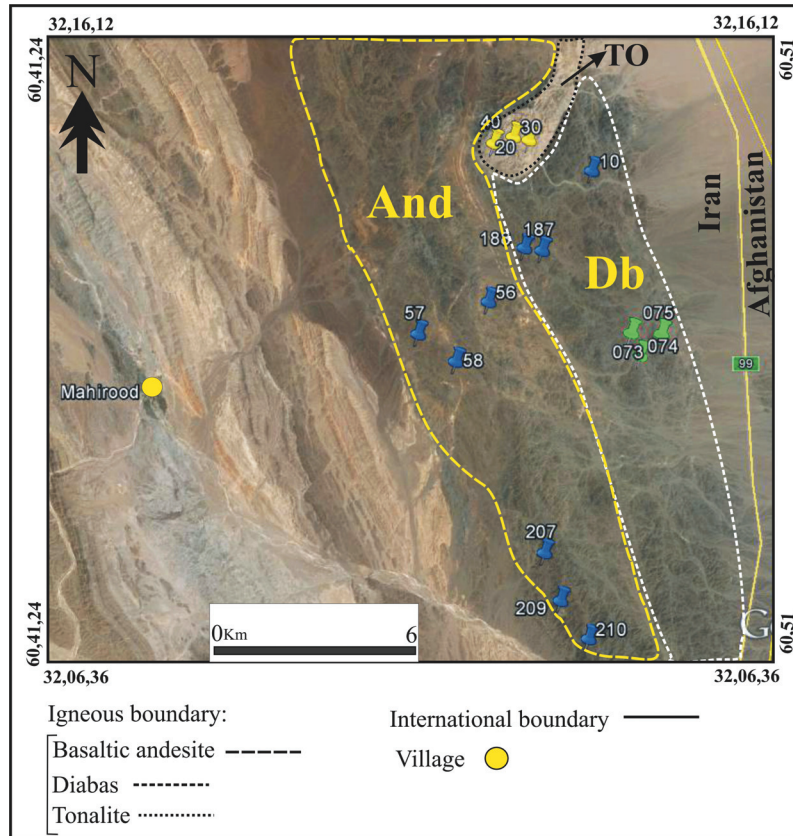
قلمرو شرق ایران و مباحث تکتونیکی حول محور تحولات این بخش کلیدی ایران همواره نظرات متفاوت زمین‌شناسان داخلی و خارجی را به همراه داشته است.

اقیانوسی، نبود مجموعه دگرگونی باروین شاخص تکنونیک برخوردی و نهایتاً عدم تطابق راستای محور پاره‌ای از چین خوردگی‌های بزرگ مقیاس شرق ایران با راستای بسته شدن حوضه اقیانوس قدیمی سیستان. برخی محققین سنگ‌های دگرگونی فشار بالای منطقه صولابست بیرجند را از نظر پترولوژی بررسی کرده و زمان ژوراسیک- کرتاسه فوقانی را برای رخداد فرورانش به زیر بلوک افغان عنوان کرده‌اند (Fotoohi Rad et al., 2005). محققین دیگر با بررسی ژئوشیمی بخشی از افیولیت‌های نهندان، تشکیل این کمپلکس افیولیتی را در شرایط کمان درون اقیانوسی همراه با رخداد ماگماتیسم نوع بونیتی در بالای منطقه فرورانش (SSZ) می‌دانند (Saccani et al., 2010). مطالعات ساختاری و پترولوژیکی انجام شده اخیر در منطقه ماهیرود حاکی از موقعیت تکتونیکی متفاوت از مدل‌های ارائه شده توسط محققین قبلی و رخداد ماگماتیسم جزایر قوسی در زمین‌دز سیستان است (کشتگر و همکاران، ۱۳۹۵ب).

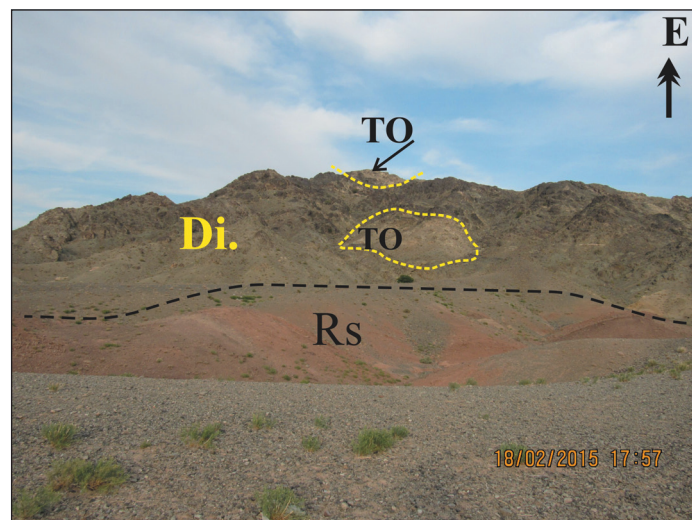
تحولات شاخه فرعی اقیانوس نئوتیس در شرق ایران خصوصاً در مرحله بازشدگی ابهامات فراوانی برخوردار است. محققین قبلی، مدل‌های تکتونیکی متفاوت و متناقضی برای شرق ایران ارائه داده‌اند. طبق نظر برخی، ماهیت عمومی گروه چشمه استاد، افیولیتی است اما چون گابروهای لایه‌ای و سنگ‌های اولترامافیک رخنمون ندارند، این موضوع قطعیت ندارد (Camp and Griffis, 1982; Tirrul et al., 1983). بر این اساس گوه‌های افزاینده دگرشکل شده و حوضه‌های جلوی کمان گسترده شده از بیرجند تا جنوب زاهدان را نشانگر وجود یک بازوی فرعی از اقیانوس نئوتیس در طی سنوین تا پالئوسن دانسته و بازشدگی اقیانوس سیستان و فرورانش آن به زیر بلوک افغان را مطرح کرده‌اند (Tirrul et al., 1983). این محققین به تناقضات و ابهامات موجود در مدل ارائه شده خود نیز اشاره کردند از جمله: عدم وجود توالی رسوبات تبخیری ضخیم همانند رسوبات کف دریای سرخ امروزی، عدم وجود توالی‌های چینه‌شناسی نشانگر تبدیل تدریجی یک کراتون قاره‌ای به حوضه



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه در شرق ایران. نقشه زمین‌شناسی بازسازی و تصحیح شده منطقه مورد مطالعه (کشتگر و همکاران، ۱۳۹۵الف).



شکل ۲- موقعیت نمونه برداری‌های انجام شده از کمپلکس ماهیروود بر روی تصویر ماهواره‌ای google earth (بدون مقیاس). واحدهای سنگی عبارتند از: To: تونالیت، Db: دیاباز، And: آندزیت بازالت.



شکل ۳- روابط صحرایی دیابازها (Di) با تونالیت‌ها (TO) و ماسه‌سنگ‌های قرمز رنگ (Rs)، آپوفیزهای تونالیتی دیابازها را قطع کرده‌اند.

۴- پتروگرافی

۴-۱. سنگ‌های خروجی

از مهم‌ترین مشخصات صحرایی این سنگ‌ها، رنگ سبز تا خاکستری و بافت‌های ریزبلور در نمونه دستی است. کنتراکت بین واحدهای آتشفشانی- رسوبی منطقه، عمدتاً از نوع گسلی است. از سوی دیگر، کل مجموعه توسط دو دسته گسل امتداد لغز با راستای NW و NE قطع شده‌اند.

– **گدازه‌های اسپیلیتی (متابازیت‌ها):** این گدازه‌ها را تقریباً می‌توان در نقاط مختلف منطقه ماهیروود مشاهده کرد. به‌طوری که در بخش جنوبی نقشه زمین‌شناسی ماهیروود وسعت بیشتری دارند (شکل ۴- A). از نظر خصوصیات صحرایی، این سنگ‌ها دارای رنگ‌های هوازده سبز تیره تا خاکستری هستند و حفرات ریزی در بافت آنها وجود دارد. وجود ساخت بالشی از دیگر خصوصیات متابازیت‌های منطقه است (شکل ۴- B).

ماهیروود به صورت دایک و گدازه رخمون دارند (شکل ۴- E). از مشخصات بارز آنها در نمونه دستی می‌توان به رنگ سبز روشن تا تیره، ظاهر انفجاری و خردشدگی زیاد در اثر تنش‌های تکتونیکی اشاره کرد. از نظر پتروگرافی، این سنگ‌ها بافت‌های ریزدانه با کانی‌های ساب‌اتومورف دارند که عمدتاً از نوع دلریتی، اسفرولیتی هیالوپورفیری، میکروپورفیری، میکروولیتی و پیلوتاکیستی هستند (شکل ۵- E). کانی‌های اصلی عبارتند از: پلاژیوکلازهای میکروولیتی و اسفرولیتی، کلینوپیروکسن در خمیره ریزبلور (شکل ۵- F). این سنگ‌ها دارای مقادیر زیادی کانی‌های اپک هستند.

داسیت‌ها: به صورت دایک در بخش‌های جنوبی کمپلکس ماهیروود به خصوص درون گدازه‌های آندزیت‌بازالتی وجود دارند. بافت‌های غالب شامل میکروپورفیری، غربالی و گلوپورفیری هستند. کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز دارای بافت غربالی، کوارتزهای با حاشیه گرد شده و خلیج‌خوردگی در خمیره بسیار دانه‌ریز کوارتز- فلدسپاری هستند.

۴-۲. سنگ‌های نفوذی

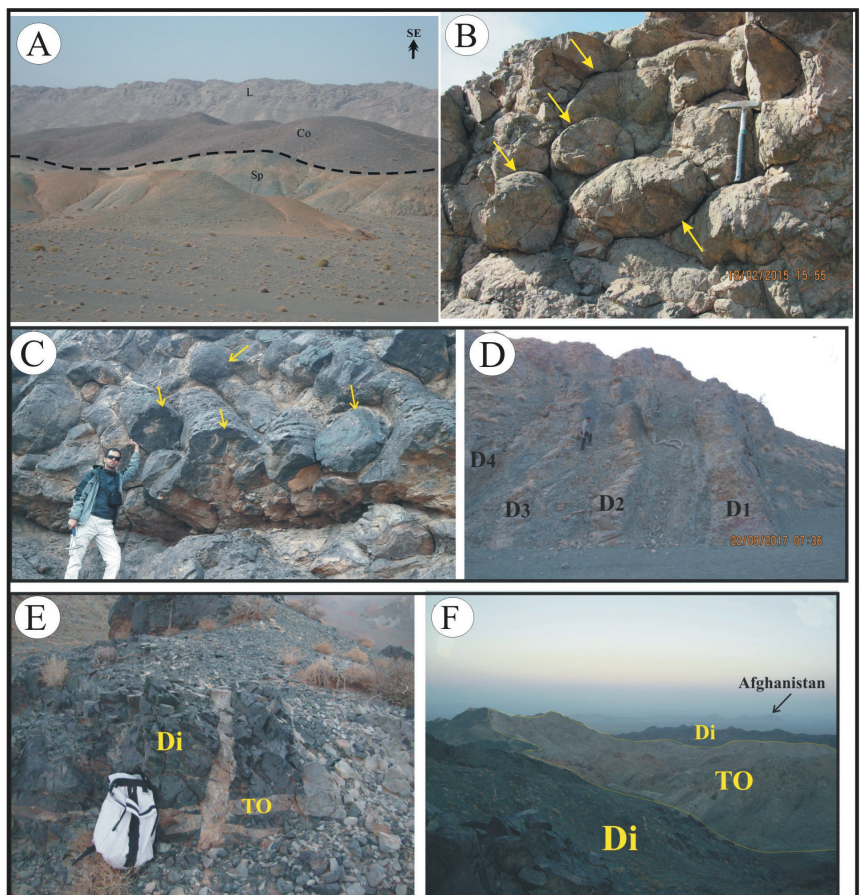
یک سری توده‌های گرانیتویدی ستونی شکل گدازه‌های دیابازی کمپلکس ماهیروود را قطع کرده‌اند که مهم‌ترین رخمون آنها، یک استوک تونالیتی با وسعت تقریبی ۱×۵ است (شکل ۴- E). این تونالیت از نظر پتروگرافی دارای بافت گرانولار بوده و کانی‌های اصلی آن به ترتیب فراوانی عبارتند از: کوارتز، پلاژیوکلاز، آمفیبول و اندکی بیوتیت. از کانی‌های فرعی مهم می‌توان زیرکن، آپاتیت و اسفن را نام برد. کانی‌های ثانویه شامل سرسیت، کلریت و اندکی کلسیت و حاصل تجزیه شدن کانی‌های اصلی هستند. آمفیبول این تونالیت که با روش K-Ar تعیین سن شده است، سن حداقل ۷۹±۳/۲ Ma دارد (Guillou et al., 1981). با توجه به مشاهدات صحرائی، تونالیت‌ها پس از ولکانیسم و احتمالاً همزمان با دایک‌های داسیتی جایگزین شده‌اند. زیرا آپوفیزهای تونالیتی، واحدهای دیابازی را قطع کرده‌اند (شکل ۴- F).

بافت این سنگ‌ها از نوع آمیگدالوئید و پورفیری ریزدانه و کانی‌های ثانویه شامل سرسیت، کلسیت و اکسیدهای آهن (اپاک) است (شکل ۵- A).

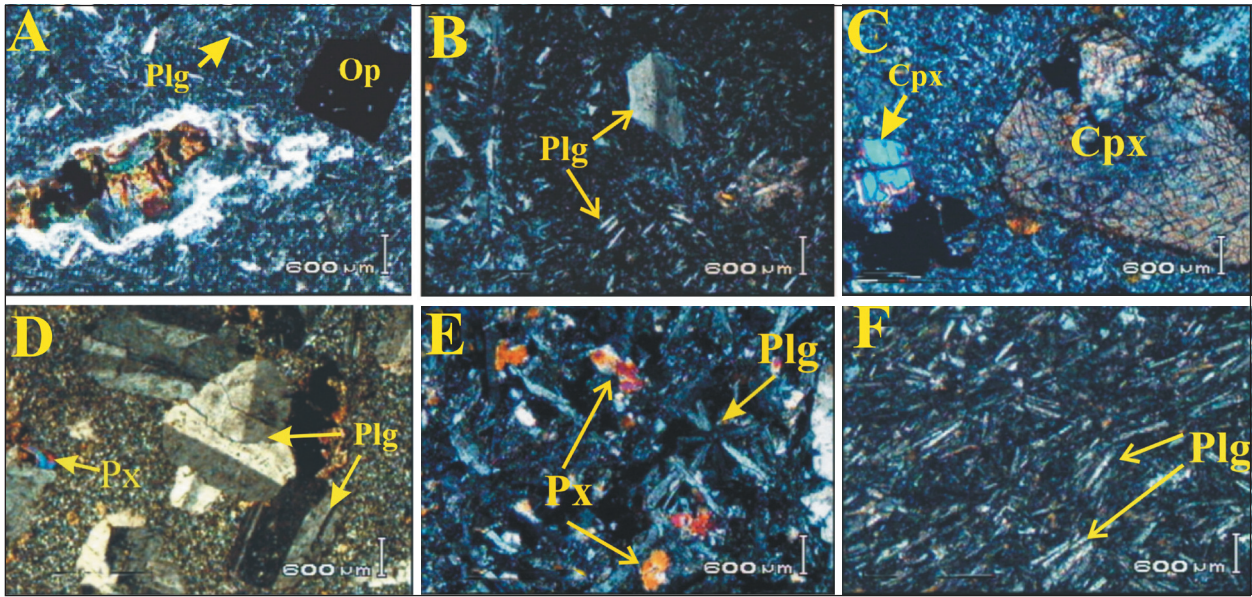
پیلوبازالت‌ها: گدازه‌های بالشی در کمپلکس ماهیروود از رخمون قابل توجهی برخوردارند، به طوری که ساخت بالشی ایده آل و شکستگی‌های شعاعی مرکزی به خوبی در آنها قابل مشاهده است (شکل ۴- B). لازم به ذکر است این گدازه‌ها برای اولین بار در منطقه شناسایی و گزارش می‌شوند (کشنگر و همکاران، ۱۳۹۵). گدازه‌های بالشی با اشکال تپیک استوانه‌ای شکل همراه دایک‌های صفحه‌ای موازی، وجود دارد (شکل ۴- C). بافت‌های غالب گدازه‌های بالشی ماهیروود عبارتند از: تراکتی، گلوپورفیری، میکروپورفیری و ویتروفریک است (شکل ۵- B). کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلازهای میکروولیتی ریزبلور، کلینوپیروکسن، در خمیره‌های ریزبلور تا شیشه‌ای هستند.

آندزیت‌بازالت‌ها: طبق مطالعات صحرائی انجام شده در منطقه، رخمون آندزیت‌بازالت‌ها بیشتر در بخش غربی و شمالی کمپلکس ماهیروود است. به سمت جنوب کمپلکس ترکیب آنها به سمت کوارتز آندزیت تا داسیت تغییر می‌یابد. رنگ سطح این گدازه‌ها قهوه‌ای تیره است و کنتاکت آنها با رسوبات ماسه سنگ قرمز، کنگلومراهای ولکانیکی و آهک‌های بیوکلاستیک پالوسن به صورت تکتونیکی است و اثری از دگرگونی مجاورتی در سنگ‌های میزبان دیده نشده است. از نظر پتروگرافی، بافت‌های رایج این سنگ‌ها میکروپورفیری، گلوپورفیری و هیالوپورفیری هستند (شکل ۵- C). کانی‌های سازنده آندزیت‌بازالت‌ها عبارتند از هورنبلندهای در حال تجزیه به بیوتیت، فنوکریست‌های کلینوپیروکسن (شکل ۵- D) و پلاژیوکلازها درشت‌بلور یا میکروولیتی که بعضاً ساخت نوسانی و بافت‌های عدم تعادل با ماگما در آنها دیده می‌شود.

دیابازا (میکروگابروها): این سنگ‌ها که بر روی نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ ماهی‌رود به نام میکروگابرو (mg) نام‌گذاری شده‌اند، در بخش شرقی کمپلکس



شکل ۴- A) تفکیک واحدهای لیتولوژیکی شمال روستای ماهی‌رود؛ B) گدازه‌های بالشی ماهیروود با شکستگی‌های شعاعی؛ C) گدازه‌های بالشی لوله‌ای شکل شمال ماهیروود، D) دایک‌های صفحه‌ای موازی که گدازه‌های استوانه‌ای نشان داده شده در شکل C را قطع کرده‌اند، علامت‌های اختصاری D1 و..... بیانگر تعداد دایک‌ها هستند؛ E) آپوفیزهای تونالیتی (TO) که گدازه‌های دیابازی (Di) میزبان را قطع کرده‌اند و جوان‌تر از آنها هستند؛ F) استوک تونالیتی (TO) ماهیروود که دیابازا (Di) را قطع کرده است.

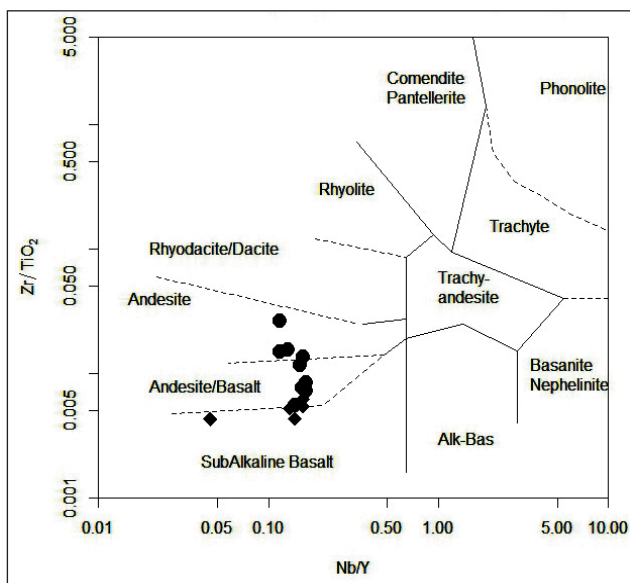


شکل ۵- A) بافت جریان‌ی و حفره‌ای در اسپیلیت بازالت، کانی اپاک (Op) با سیستم کوییک (نور پلاریزه با بزرگنمایی ۴۰ برابر)؛ B) بافت پورفیری میکرولیتی در گدازه‌های بالشی، دارای فنوکریست ساب‌هدرال و میکرولیت‌های پلاژیوکلاز (plg) (نور پلاریزه ۴۰ برابر)؛ C) فنوکریست کلینوپیروکسن با حاشیه سوخته در آندزیت بازالت (نور پلاریزه با بزرگنمایی ۴۰ برابر)؛ D) بافت گلوپورفیری در گدازه‌های آندزیت بازالتی، کانی‌ها: کلینوپیروکسن (Px) و پلاژیوکلاز (Plg) (نور پلاریزه ۴۰ برابر)؛ E) پلاژیوکلاز به همراه پیروکسن در خمیره شیشه‌ای، دیاباز (نور پلاریزه، بزرگنمایی ۴۰ برابر)؛ F) بافت تراکتیتی حاصل جهت‌یابی کانی‌های میکرولیتی پلاژیوکلاز در دیاباز (نور پلاریزه، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

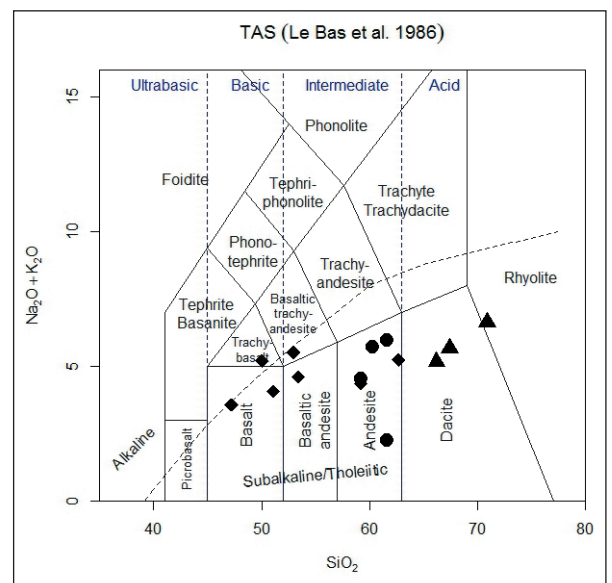
۵- ژئوشیمی

آلکالی-سیلیس (Cox et al., 1979) طیف ترکیبی از بازالت تا ریولیت را نشان می‌دهند. در این نمودار، نمونه‌ها در محدوده ساب‌آلکانل-توله‌ایتی واقع شده‌اند (شکل ۶). در نمودار طبقه‌بندی سنگ‌های خروجی (Winchester and Floyd, 1977) نمونه‌های منطقه مورد مطالعه با روندی تقریباً عمودی در محدوده‌های آندزیت بازالت تا آندزیت قرار گرفته‌اند (شکل ۷).

نتایج حاصل از آنالیز شیمیایی در جدول ۱ آورده شده است. سنگ‌های ولکانیکی ماهیروود دارای مقدار متوسط SiO_2 (۵۶/۰۱٪) در سنگ‌های بازیک و ۶۲/۳۶٪ در سنگ‌های اسیدی‌تر، مقدار Al_2O_3 (۱۲/۰۳-۱۵/۹۳٪)، مقادیر پایین TiO_2 (میانگین ۰/۷۵٪) و خصوصیات شبیه ماگماهای حدواسط و مافیک جزایر قوسی (Gill, 1981) هستند (جدول ۱). سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه در نمودار



شکل ۷- نمودار طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین خروجی (Winchester and Floyd, 1977). علائم مشابه شکل ۷.



شکل ۶- نمودار طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین خروجی (Le Bas et al., 1986). عناصر بر حسب درصد (دایره: سنگ‌های فلیسیک؛ لوزی: سنگ‌های مافیک).

جدول ۱- نتایج آنالیز شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی کمپلکس ماهیرود به روش XRF (عناصر اصلی) و ICP-MS (عناصر کمیاب و فرعی)؛ فراوانی اکسیدها بر حسب درصد و فراوانی سایر عناصر بر حسب ppm.

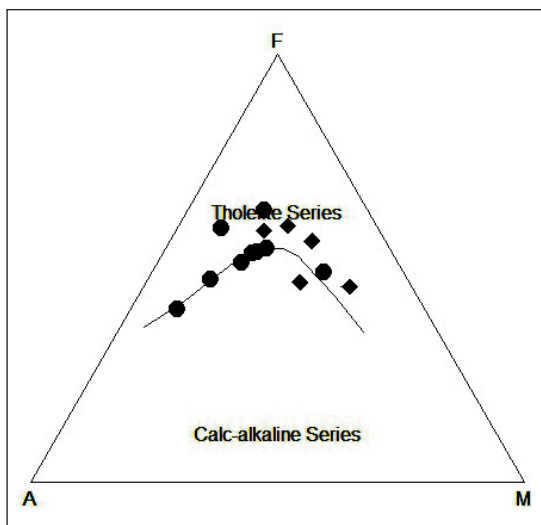
| Sample | CHS-4-1A | CHS-4-7 | CHS-4-8B | CHS-4_1B | CHS-4_5 | MR-1-8 | MR-1_13 | MR-2_6 | MR-1_6 | MR-2_10 | MR-2_12 | MAH-2-6 | MAH-2_10 | MAH-2_5 |
|---|----------|---------|----------|----------|---------|--------|---------|--------|--------|---------|---------|---------|----------|---------|
| SiO ₂ | 61.6 | 59.8 | 54.1 | 49.1 | 55.5 | 60.8 | 62.0 | 64.5 | 51.0 | 53.2 | 70.9 | 67.1 | 68.0 | 63.8 |
| Al ₂ O ₃ | 12.0 | 14.5 | 15.6 | 15.6 | 15.2 | 14.5 | 13.6 | 13.8 | 15.9 | 14.7 | 13.1 | 14.1 | 13.1 | 15.7 |
| Fe ₂ O ₃ ⁺ | 4.1 | 5.0 | 8.6 | 7.7 | 8.5 | 6.0 | 7.1 | 5.2 | 6.4 | 6.7 | 2.6 | 3.6 | 4.2 | 6.2 |
| FeO | 3.5 | 4.1 | 5.9 | 6.3 | 7.3 | 4.5 | 6.3 | 4.7 | 4.9 | 5.8 | 1.9 | 2.5 | 3.5 | 4.9 |
| MnO | 0.1 | 0.2 | 0.2 | 0.1 | 0.2 | 0.2 | 0.1 | 0.1 | 0.2 | 0.1 | 0.1 | 0.2 | 0.1 | 0.2 |
| MgO | 7.6 | 6.5 | 4.3 | 7.3 | 6.0 | 3.7 | 3.4 | 3.8 | 4.4 | 9.3 | 1.3 | 1.8 | 2.9 | 1.8 |
| CaO | 7.1 | 4.4 | 5.2 | 11.9 | 4.3 | 3.4 | 5.6 | 3.5 | 11.5 | 8.0 | 1.7 | 2.6 | 2.7 | 2.6 |
| Na ₂ O | 1.6 | 4.4 | 4.8 | 3.5 | 4.5 | 5.2 | 3.8 | 4.6 | 3.6 | 3.8 | 6.0 | 5.4 | 3.5 | 6.0 |
| K ₂ O | 0.6 | 0.2 | 0.9 | 0.2 | 0.3 | 0.6 | 0.7 | 0.8 | 1.7 | 0.5 | 0.7 | 0.3 | 1.8 | 0.2 |
| TiO ₂ | 0.4 | 0.6 | 1.8 | 0.9 | 0.8 | 1.0 | 0.5 | 0.4 | 1.0 | 0.6 | 0.5 | 0.8 | 0.4 | 0.8 |
| P ₂ O ₅ | 0.1 | 0.1 | 0.2 | 0.1 | 0.1 | 0.2 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.2 | 0.1 | 0.2 |
| LOI | 1.2 | 0.9 | 1.1 | 1.1 | 1.3 | 0.9 | 1.1 | 1.1 | 0.8 | 1.0 | 1.6 | 1.6 | 1.3 | 0.9 |
| Total | 99.9 | 100.6 | 102.7 | 103.9 | 103.8 | 100.7 | 104.5 | 102.5 | 101.5 | 103.7 | 100.3 | 100.1 | 101.6 | 103.3 |
| Ba | 29.0 | 75.0 | 23.0 | 117.0 | 113.0 | 95.0 | 32.0 | 66.0 | 214.0 | 88.0 | 31.0 | 44.0 | 57.0 | 209.0 |
| Be | 0.2 | 23.6 | 24.1 | 16.4 | 37.8 | 1.0 | 1.0 | 1.0 | 1.0 | 1.0 | 1.0 | 1.0 | 1.0 | 1.0 |
| Ce | 17.0 | 16.0 | 7.0 | 9.0 | 15.0 | 10.0 | 18.2 | 8.8 | 11.1 | 11.2 | 7.1 | 5.9 | 16.4 | 20.6 |
| Co | 6.1 | 22.3 | 23.3 | 28.0 | 29.2 | 25.0 | 9.0 | 18.0 | 21.0 | 13.0 | 35.0 | 31.0 | 35.0 | 3.0 |
| Cr | 9.0 | 11.0 | 17.0 | 146.0 | 12.0 | 100.0 | 20.0 | 30.0 | 100.0 | 20.0 | 130.0 | 20.0 | 700.0 | 20.0 |
| Cs | 0.5 | 0.5 | 0.5 | 0.5 | 0.5 | 0.5 | 0.5 | 0.5 | 0.5 | 0.5 | 0.5 | 0.5 | 0.5 | 0.5 |
| Cu | 21.0 | 84.0 | 158.0 | 55.0 | 100.0 | 90.0 | 50.0 | 80.0 | 110.0 | 30.0 | 160.0 | 190.0 | 50.0 | 20.0 |
| Dy | 4.8 | 2.7 | 1.7 | 1.8 | 3.8 | 1.9 | 5.4 | 2.7 | 3.8 | 3.3 | 3.0 | 2.3 | 2.2 | 5.8 |
| Er | 3.2 | 1.9 | 1.3 | 1.4 | 2.6 | 1.2 | 3.3 | 1.9 | 2.2 | 2.3 | 1.8 | 1.3 | 1.4 | 3.6 |
| Eu | 1.2 | 0.8 | 0.4 | 0.5 | 1.1 | 0.6 | 1.3 | 0.6 | 0.9 | 0.7 | 0.8 | 0.6 | 0.8 | 1.4 |
| Gd | 4.3 | 2.7 | 1.6 | 1.8 | 3.5 | 2.1 | 4.9 | 2.2 | 3.5 | 2.8 | 2.7 | 2.0 | 2.5 | 5.4 |
| Hf | 2.3 | 1.9 | 0.9 | 1.1 | 2.2 | 1.3 | 2.6 | 2.5 | 1.8 | 1.7 | 1.3 | 0.9 | 1.6 | 3.1 |
| La | 6.0 | 7.0 | 3.0 | 4.0 | 6.0 | 4.2 | 7.1 | 3.7 | 4.0 | 4.6 | 2.6 | 2.2 | 7.2 | 8.1 |
| Lu | 0.4 | 0.3 | 0.2 | 0.2 | 0.4 | 0.2 | 0.5 | 0.3 | 0.3 | 0.4 | 0.3 | 0.2 | 0.2 | 0.6 |
| Mo | 0.8 | 0.3 | 0.4 | 2.3 | 0.2 | 2.0 | 2.0 | 2.0 | 2.0 | 2.0 | 2.0 | 2.0 | 2.0 | 2.0 |
| Nb | 4.3 | 2.3 | 1.8 | 1.9 | 3.3 | 2.0 | 5.0 | 2.0 | 3.0 | 3.0 | 2.0 | <1 | 2.0 | 4.0 |
| Ni | 1.0 | 7.0 | 8.0 | 38.0 | 9.0 | 40.0 | 20.0 | 20.0 | 30.0 | 20.0 | 60.0 | 20.0 | 220.0 | 20.0 |
| Pb | 1.0 | 5.0 | 1.0 | 2.0 | 1.0 | 5.0 | 5.0 | 5.0 | 5.0 | 5.0 | 5.0 | 5.0 | 5.0 | 5.0 |
| Pr | 1.3 | 1.7 | 1.0 | 2.1 | 2.4 | 1.4 | 2.6 | 1.2 | 1.7 | 1.6 | 1.1 | 0.9 | 2.2 | 3.1 |
| Rb | 1.0 | 1.0 | 1.0 | 1.0 | 4.0 | 12.0 | 2.0 | 7.0 | 10.0 | 11.0 | 2.0 | 2.0 | 6.0 | 5.0 |
| Sc | 16.2 | 22.1 | 27.8 | 33.4 | 28.6 | 29.0 | 19.0 | 28.0 | 27.0 | 22.0 | 39.0 | 37.0 | 25.0 | 15.0 |
| Sm | 3.5 | 2.5 | 1.3 | 1.5 | 2.9 | 1.8 | 4.0 | 1.8 | 2.7 | 2.1 | 2.0 | 1.6 | 2.4 | 4.6 |
| Sn | 1.7 | 0.9 | 0.8 | 0.8 | 1.1 | 1.0 | 2.0 | 1.0 | 2.0 | 1.0 | 1.0 | 1.0 | 2.0 | 2.0 |
| Sr | 153.1 | 74.7 | 72.3 | 197.0 | 257.4 | 296.0 | 188.0 | 171.0 | 71.0 | 146.0 | 98.0 | 177.0 | 318.0 | 179.0 |
| Ta | 0.4 | 0.3 | 0.3 | 0.3 | 0.4 | 0.2 | 0.4 | 0.2 | 0.3 | 0.3 | 0.2 | 0.1 | 0.3 | 0.4 |
| Tb | 0.8 | 0.5 | 0.3 | 0.3 | 0.6 | 0.3 | 0.8 | 0.4 | 0.6 | 0.5 | 0.5 | 0.4 | 0.4 | 0.9 |
| Th | 1.4 | 1.8 | 1.3 | 1.3 | 1.4 | 0.4 | 0.6 | 0.5 | 0.3 | 0.6 | 0.2 | 0.2 | 0.9 | 0.8 |
| Tl | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 |
| Tm | 0.5 | 0.3 | 0.2 | 0.2 | 0.4 | 0.2 | 0.5 | 0.3 | 0.3 | 0.4 | 0.3 | 0.2 | 0.2 | 0.6 |
| U | 0.3 | 0.4 | 0.1 | 0.3 | 0.2 | 0.1 | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.4 | <0/1 | 0.1 | 0.3 | 0.4 |

| Sample | CHS-4-1A | CHS-4-7 | CHS-4-8B | CHS-4_1B | CHS-4_5 | MR-1-8 | MR-1_13 | MR-2_6 | MR-1_6 | MR-2_10 | MR-2_12 | MAH-2-6 | MAH-2_10 | MAH-2_5 |
|--------|----------|---------|----------|----------|---------|--------|---------|--------|--------|---------|---------|---------|----------|---------|
| V | 37.0 | 256.0 | 262.0 | 202.0 | 368.0 | 186.0 | 52.0 | 189.0 | 297.0 | 142.0 | 292.0 | 336.0 | 181.0 | 23.0 |
| W | 1.0 | 1.0 | 1.0 | 1.0 | 1.0 | 1.0 | 1.0 | 3.0 | 2.0 | 1.0 | 1.0 | 2.0 | 1.0 | 2.0 |
| Y | 25.9 | 16.0 | 11.3 | 11.9 | 23.0 | 12.0 | 31.0 | 17.0 | 19.0 | 23.0 | 15.0 | 11.0 | 13.0 | 34.0 |
| Yb | 3.1 | 2.9 | 2.1 | 1.9 | 4.8 | 1.2 | 3.3 | 2.1 | 2.2 | 2.4 | 1.7 | 1.3 | 1.3 | 3.5 |
| Zn | 75.0 | 87.0 | 75.0 | 58.0 | 93.0 | 70.0 | 80.0 | 60.0 | 50.0 | 50.0 | 60.0 | 120.0 | 70.0 | 70.0 |
| Zr | 56.0 | 53.0 | 25.0 | 31.0 | 76.0 | 45.0 | 113.0 | 55.0 | 77.0 | 67.0 | 49.0 | 33.0 | 70.0 | 133.0 |

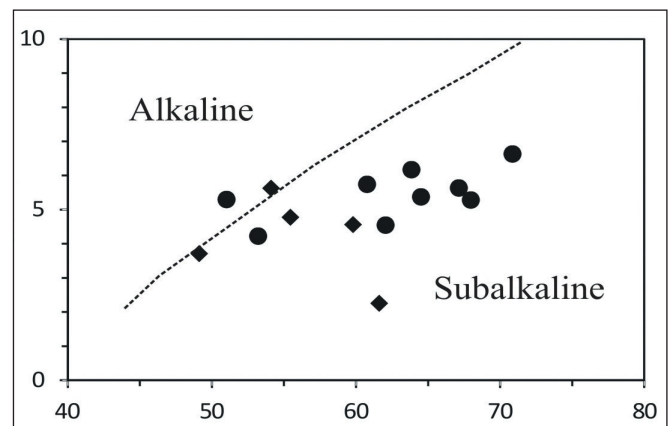
$Fe_2O_3 = FeO + 1.5 \cdot TiO_2$

کالک آلکان استفاده شده است (شکل ۹). همان طور که ملاحظه می شود، سنگ های مورد مطالعه ضمن تبعیت از روند غنی سازی از آهن، در محدوده مرزی توله ایی- کالک آلکان قرار می گیرند. در این نمودار دیابازها در محدوده توله ایی قرار گرفته اند و نمونه های اسیدی تر به سمت محدوده کالک آلکان گرایش نشان می دهند.

برای تفکیک سری های ماگمایی ساب آلکان از آلکان از نمودار (Irvin and Barragar, 1971) کمک گرفته شده است (شکل ۸). طبق این نمودار، سنگ های مورد مطالعه در محدوده ساب آلکان واقع می شوند. از نمودار (Irvin and Barragar, 1971) جهت تفکیک سری های توله ایی از



شکل ۹- نمودار AFM (Irvin and Barragar, 1971) $M: Fe_2O_3 + FeO$ ؛ $A, F: K_2O + Na_2O$ ؛ علائم مشابه شکل ۷ است.



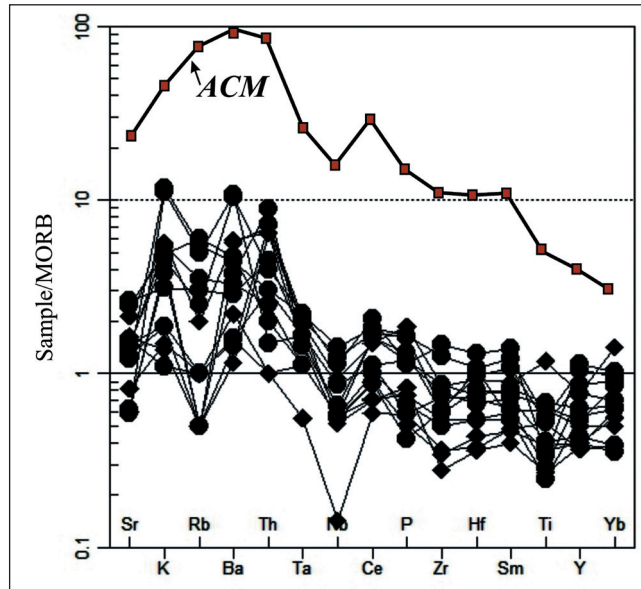
شکل ۸- نمودار آلکالی- ساب آلکالی، ایروین- باراگار (Irvin and Barragar, 1971). علائم مشابه شکل ۷ است.

(Wilson, 1989). آنومالی منفی Nb می تواند در اثر واکنش این عنصر طی انجام ذوب بخشی در منشأ گوشته بازمانده باشد و شاخص مناطق تکنونیک فرورانشی است. بی هنجاری منفی عنصر Ce در سنگ های آتشفشانی می تواند نشانه تشکیل سیالات به وجود آمده ناشی از ذوب و آب زدایی رسوبات پلاژیک صفحه اقیانوسی فرورونده باشد. البته میزان این عنصر متأثر از شرایط اکسیداسیون و احیایی محیط نیز است (Rollinson, 1993). در این نمودار، الگوی پراکندگی عناصر سنگ های ولکانیکی ماهیرو با میانگین الگوی پراکندگی همان عناصر در سنگ های ولکانیکی حاشیه فعال قاره ای نوع آند (ACM) مقایسه شده است. بر این اساس تفاوت کاملاً مشخصی

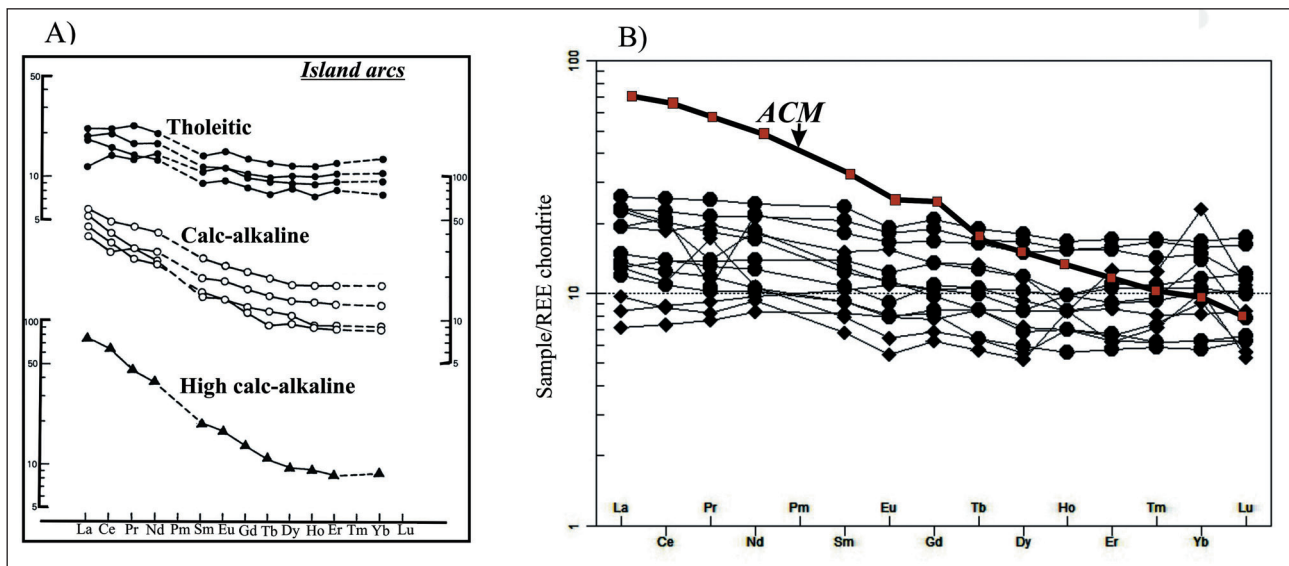
بر اساس نمودار تغییرات عناصر کمیاب نرمالیز شده نسبت به MORB (Pearce, 1983)، سنگ های مورد مطالعه از عناصر LILE غنی شدگی و از عناصر HFSE تهی شدگی نشان می دهند و الگوی مثبت کاملاً مشخص و نوک تیز از عناصر Ba، K و Sr همراه با بی هنجاری منفی Nb دارند (شکل ۱۰). غنی شدگی از عناصر LILE عموماً در اثر متاسوماتیسم منشأ گوشته ای زیر قوس ایجاد می شود که توسط سیالات آب دار آزاد شده از پوسته فرورنده صورت گرفته است (Wilson, 1989). تهی شدگی از عناصر HFSE می تواند دلایل مختلفی داشته باشد، از جمله آنکه درجات بالای ذوب بخشی و توزیع آنها در منشأ گوشته ای را می توان برشمرد

نمونه‌های مورد مطالعه از روندی مشابه تولد ایت‌های جزایر قوسی تبعیت می‌کنند. الگوی نرمالیزه شده عناصر REE سنگ‌های آتشفشانی منطقه نسبت به کندریت (Boynton, 1984)، الگویی تقریباً صاف (Flatten) نشان می‌دهند (شکل ۱۱- B) که از خصوصیات ماگماهای تولد ایتی جزایر قوسی است.

در الگوهای روند عناصر سنگ‌های ولکانیکی ماهیرود با سنگ‌های ولکانیکی حاشیه فعال قاره‌ای نوع آند (ACM) مشاهده می‌شود (شکل ۱۰). نحوه توزیع عناصر REE در سنگ‌های سری‌های ماگمایی مختلف جزایر اقیانوسی در شکل ۱۱ نشان داده شده است (شکل ۱۱- A). همان‌طور که مشاهده می‌شود



شکل ۱۰- فراوانی عناصر ناسازگار نرمالیزه شده نسبت به MORB (Pearce, 1983)؛ منحنی ACM: میانگین حاشیه فعال قاره‌ای (دایره: آندزی بازالت؛ لوزی: دیاباز؛ مربع: میانگین ACM).



شکل ۱۱- A) الگوی فراوانی عناصر کمیاب در سری‌های ماگمایی جزایر قوسی (Wilson, 1989)؛ B) فراوانی عناصر نادر خاکی (REE) در نمونه‌های مورد مطالعه که نسبت به کندریت نرمالیزه شده‌اند (Boynton, 1984)؛ ACM میانگین روند تغییرات عناصر REE حاشیه فعال قاره‌ای را نشان می‌دهد.

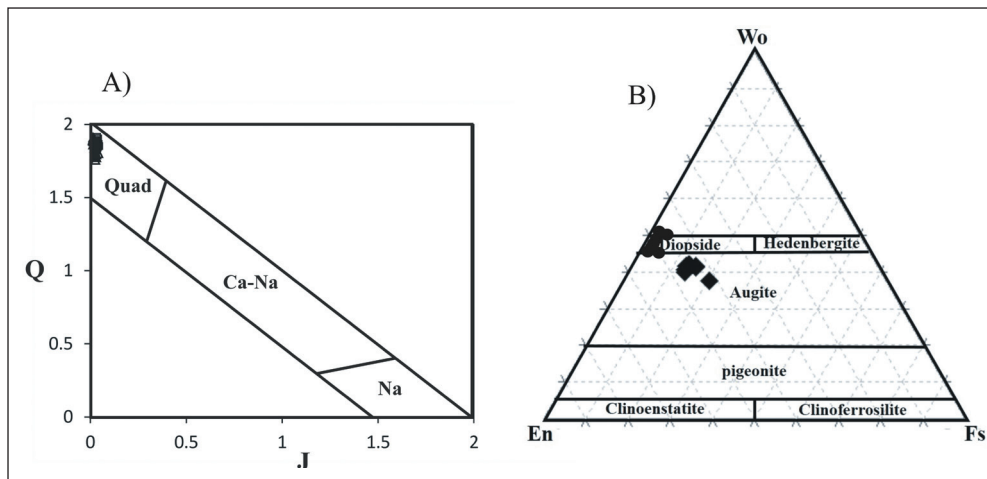
۶- شیمی کانی

جدول ۲ ارائه شده است. به طور کلی، پیروکسن‌ها به چهار گروه تقسیم می‌شوند که عبارتند از: پیروکسن‌های Ca-Mg-Fe (Quad)، پیروکسن‌های Ca-Na (Ca-Na)، پیروکسن‌های Na، پیروکسن‌های دیگر (Others). در نمودار Q-I، پارامترهای Q و I عبارتند از:

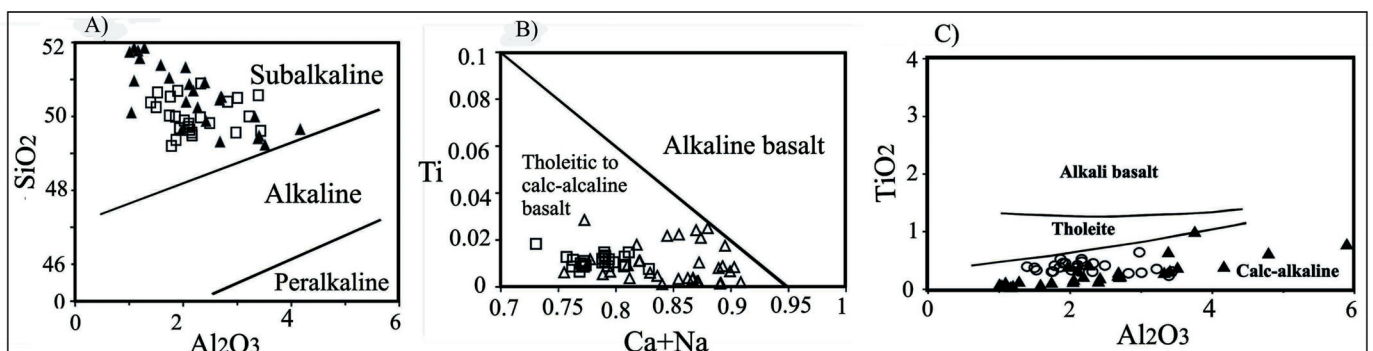
مطالعه شیمی کانی‌ها در مطالعات زمین‌شناسی جایگاه و اهمیت فوق‌العاده زیادی دارند. به طوری که کمک زیادی جهت شناخت دقیق‌تر منشأ و ماهیت ماگمای سازنده و نیز بازسازی محیط تکتونیکی می‌کند. طبقه‌بندی پیروکسن‌ها بر اساس شیمی کلینوپیروکسن‌ها بر پایه ۶ اتم اکسیژن و ۴ کاتیون در هر واحد فرمولی در

ماهیرود در محدوده توله‌ایتی و کالک آلکالن واقع شده‌اند (شکل ۱۳-ب). در نمودار TiO_2 در برابر Al_2O_3 اکثر نمونه‌ها به دلیل محتوای پایین TiO_2 ، از قلمرو سنگ‌های آلکالن دور شده و در محدوده سنگ‌های کالک آلکالن قرار گرفته‌اند (شکل ۱۳-ج). مطالعات محققین نشان داده که در سری‌های توله‌ایتی کم‌پتاسیم جزایر قوسی، از میان پیروکسن‌های غنی از Ca، اوژیت کانی اصلی و عادی‌ترین پیروکسن زمینه است و از میان انواع فقیر از Ca ارتوپروکسن‌ها رایج هستند (Wilson, 1989). از طرفی در سنگ‌های مذکور، حضور همزمان پیروکسن‌های غنی از Ca (نظیر اوژیت) با الیون، آمفیبول و بیوتیت در تناقض است (Wilson, 1989). بر اساس مطالعات پتروگرافی، سنگ‌های آتشفشانی کمپلکس ماهیرود فاقد کانی الیون و آمفیبول و بیوتیت هستند؛ در آنها ارتوپروکسن مشاهده نشده است و کانی فرومنیزین اصلی، کلینوپروکسن‌هایی با ترکیب اوژیت و دیوپسید هستند.

(II) $Q=Ca+Mg+Fe$ و $J=2Na$. کلینوپروکسن‌های منطقه ماهیرود در محدوده Quad تصویر می‌شوند (شکل ۱۲-ا) بنابراین می‌توان از دیاگرام Wo-En-Fs برای تعیین نوع آنها استفاده کرد (Morimoto et al., 1988). پیروکسن‌های موجود در سنگ‌های آندزیتی بازالتی کمپلکس ماهیرود از نوع کلینوپروکسن با ترکیب اوژیت (شکل ۱۲-ب) و پیروکسن سنگ‌های دیابازی کمپلکس ماهیرود از نوع کلینوپروکسن با ترکیب غالب دیوپسید هستند (شکل ۱۳-ب). مقادیر Al، Si و Ti درون شبکه ساختاری پیروکسن به درجه آلکالینیت بستگی دارد و با استفاده از این مشخصه، سری‌های ماگمایی در نمودارها قابل تفکیک هستند (Le Bas, 1962). ترکیب شیمیایی پیروکسن‌های مورد مطالعه در مقایسه با انواع موجود در سنگ‌های آلکالن از Si غنی‌تر است و در محدوده ساب‌آلکالن قرار می‌گیرد (شکل ۱۳-ا). همچنین بر اساس نمودار Ti در برابر $Ca+Na$ سنگ‌های آتشفشانی



شکل ۱۲- (A) نمایش ترکیب پیروکسن‌های منطقه در نمودار Q-J (Morimoto et al., 1988)؛ (B) نمودار Wo-En-Fs (Morimoto et al., 1988) (لوزی: پیروکسن سنگ‌های آندزیتی بازالتی؛ دایره: پیروکسن سنگ‌های دیابازی).



شکل ۱۳- تعیین سری ماگمایی کمپلکس ماهیرود با استفاده از ترکیب شیمیایی پیروکسن (Le Bas, 1962) (لوزی: پیروکسن دیابازها؛ دایره: پیروکسن سنگ‌های دیابازی).

جدول ۲- نتایج آنالیز EPMA کلتیویروکسن دیاباز نمونه CHS-4-1B و کلتیویروکسن آندزی بازالت نمونه MR-1-13 کمپلکس ماهیرود بر پایه ۶ اتم اکسیژن.

| Sample | MR-3 | MR-4 | MR-5 | MR-6 | MR-7 | MR-8 | MR-9 | CHS-1 | CHS-2 | CHS-3 | CHS-4 | CHS-5 |
|--------------------------------------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 50.36 | 50.56 | 50.68 | 50.49 | 50.81 | 50.20 | 51.00 | 51.51 | 52.04 | 52.38 | 52.85 | 52.77 |
| TiO ₂ | 0.52 | 0.52 | 0.45 | 0.48 | 0.42 | 0.41 | 0.35 | 0.22 | 0.12 | 0.08 | 0.13 | 0.04 |
| Al ₂ O ₃ | 1.87 | 2.16 | 1.93 | 2.17 | 2.11 | 1.78 | 3.22 | 2.69 | 1.74 | 1.59 | 1.28 | 1.16 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.00 | 0.03 | 0.00 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.07 | 0.23 | 0.27 | 0.21 | 0.15 | 0.31 |
| FeO | 12.51 | 11.74 | 12.75 | 12.17 | 11.40 | 11.22 | 9.06 | 5.69 | 5.00 | 4.58 | 3.91 | 4.10 |
| MnO | 0.23 | 0.46 | 0.45 | 0.38 | 0.29 | 0.27 | 0.17 | 0.18 | 0.23 | 0.17 | 0.16 | 0.12 |
| MgO | 14.67 | 14.31 | 14.26 | 15.06 | 15.08 | 13.76 | 15.57 | 17.88 | 18.55 | 18.61 | 18.85 | 19.62 |
| CaO | 19.03 | 19.77 | 19.16 | 19.44 | 19.42 | 18.50 | 18.67 | 20.86 | 21.61 | 22.21 | 21.90 | 21.48 |
| Na ₂ O | 0.33 | 0.24 | 0.29 | 0.23 | 0.24 | 0.25 | 0.26 | 0.16 | 0.17 | 0.09 | 0.11 | 0.09 |
| K ₂ O | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.03 | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.01 | 0.02 |
| Total | 99.52 | 99.78 | 99.98 | 100.43 | 99.78 | 96.42 | 98.40 | 99.43 | 99.74 | 99.90 | 99.35 | 99.72 |
| 6 (O) a.f.u | | | | | | | | | | | | |
| Si | 1.89 | 1.90 | 1.90 | 1.88 | 1.90 | 1.95 | 1.91 | 1.88 | 1.89 | 1.90 | 1.92 | 1.91 |
| Ti | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Al | 0.08 | 0.10 | 0.09 | 0.09 | 0.09 | 0.08 | 0.14 | 0.11 | 0.07 | 0.06 | 0.05 | 0.05 |
| Cr | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.006 | 0.004 | 0.00 |
| Fe ³⁺ | 0.13 | 0.10 | 0.11 | 0.14 | 0.11 | 0.02 | 0.03 | 0.10 | 0.13 | 0.12 | 0.08 | 0.12 |
| Fe ²⁺ | 0.26 | 0.27 | 0.29 | 0.23 | 0.25 | 0.35 | 0.26 | 0.06 | 0.01 | 0.01 | 0.03 | 0.00 |
| Mn | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Mg | 0.82 | 0.80 | 0.80 | 0.83 | 0.84 | 0.80 | 0.87 | 0.97 | 1.00 | 1.00 | 1.02 | 1.05 |
| Ca | 0.77 | 0.79 | 0.77 | 0.77 | 0.78 | 0.77 | 0.75 | 0.81 | 0.84 | 0.86 | 0.85 | 0.83 |
| Na | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| K | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Total | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 |
| Mg/(Mg+Fe ²⁺) | 0.76 | 0.75 | 0.73 | 0.78 | 0.77 | 0.70 | 0.77 | 0.93 | 0.98 | 0.98 | 0.97 | 0.99 |
| Fe ²⁺ /(Fe [*]) | 0.67 | 0.73 | 0.72 | 0.62 | 0.70 | 0.96 | 0.90 | 0.39 | 0.10 | 0.11 | 0.25 | 0.00 |
| Al/(Al+Fe ³⁺ +Cr) | 0.39 | 0.49 | 0.44 | 0.40 | 0.46 | 0.83 | 0.83 | 0.51 | 0.34 | 0.34 | 0.37 | 0.27 |
| En | 44.40 | 42.96 | 42.93 | 45.28 | 45.00 | 41.61 | 46.37 | 52.37 | 53.97 | 53.38 | 53.64 | 55.93 |
| Fs | 14.21 | 14.39 | 15.60 | 12.73 | 13.35 | 18.19 | 13.65 | 3.72 | 0.84 | 0.82 | 1.56 | 0.06 |
| Wo | 41.39 | 42.65 | 41.47 | 41.99 | 41.65 | 40.20 | 39.97 | 43.91 | 45.19 | 45.80 | 44.80 | 44.02 |

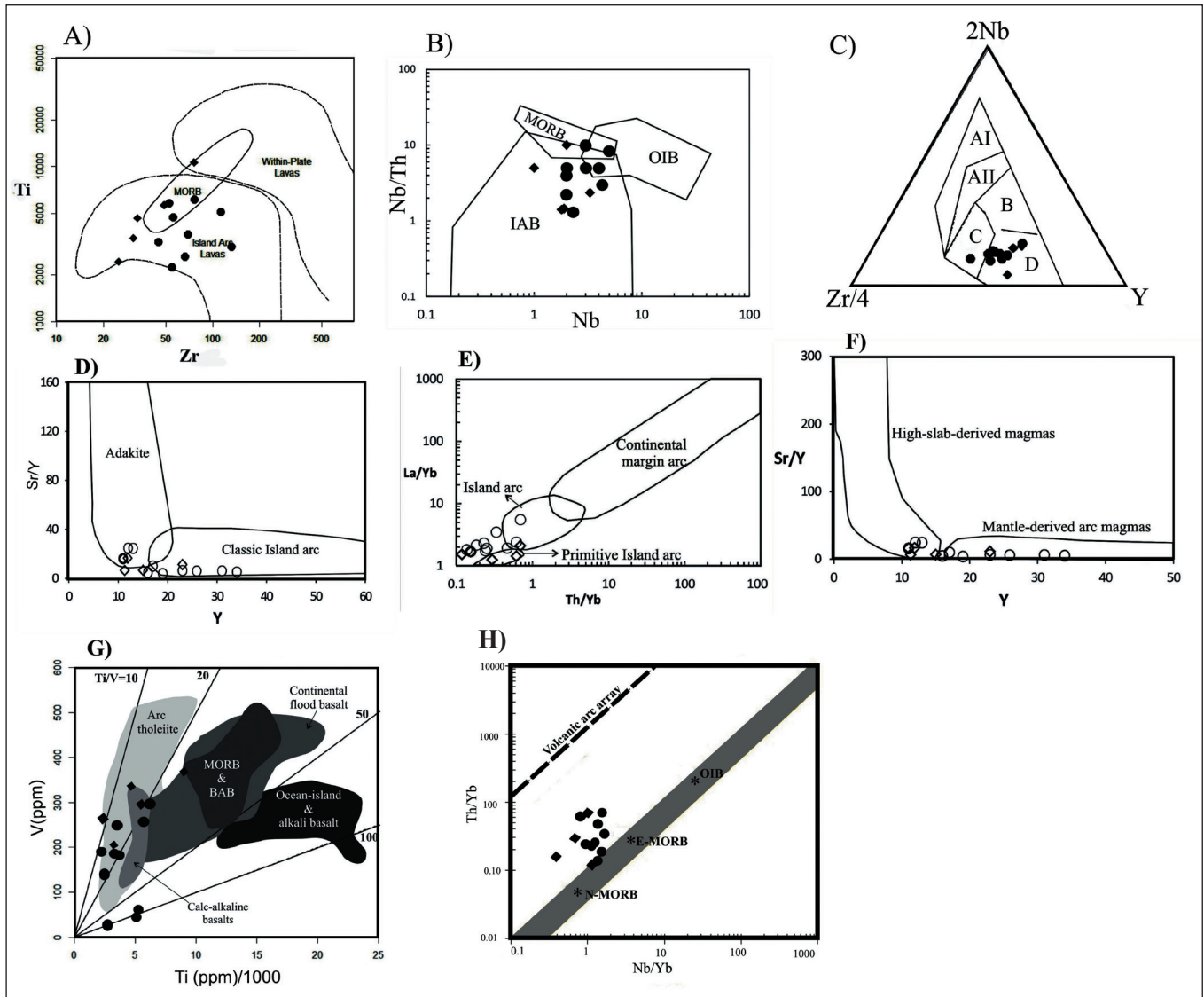
۷- بازسازی محیط تکتونیکی و تحولات پهنه شرق ایران

نمودار Ti در برابر V (Shervais, 1982) یکی از نمودارهای مطمئن جهت تعیین نوع مناطق تکتونیکی سنگ‌های مختلف است. زیرا Ti و V تحت شرایط دگرسانی گرمایی و دگرگونی درجات متوسط تا بالا غیر متحرک هستند (Rollinson, 1993). عنصر V که می‌تواند هم به صورت اکسیدی و هم به صورت احیایی در ماگما حضور داشته باشد، دارای ضریب جدایش بسیار متغیری در کانی‌هایی نظیر ارتوپیروکسن، کلتیویروکسن و مگنتیت بوده و تابع فوگاسته اکسیژن است. سنگ‌های کمپلکس ماهیرود در این نمودار به لحاظ نسبت Ti به V در محدوده بین ۱۰ تا ۲۰ یعنی محدوده توله‌ایت‌های جزایر قوسی قرار می‌گیرند (شکل ۱۴-G). همچنین در نمودار مثلی 2Nb-Y-Zr/4 (Meschede, 1986) گدازه‌های آتشفشانی ماهیرود در محدوده N- MORB و بازالت‌های قوس آتشفشان واقع شده‌اند (شکل ۱۴-H). کمان‌های آتشفشانی که بر روی پوسته ضخیم فوران می‌کنند طبیعت خاصی دارند. به طوری که دارای محتوای سیلیس بیشتر و تحول یافته‌تر و همچنین از عناصر HREE و LILE

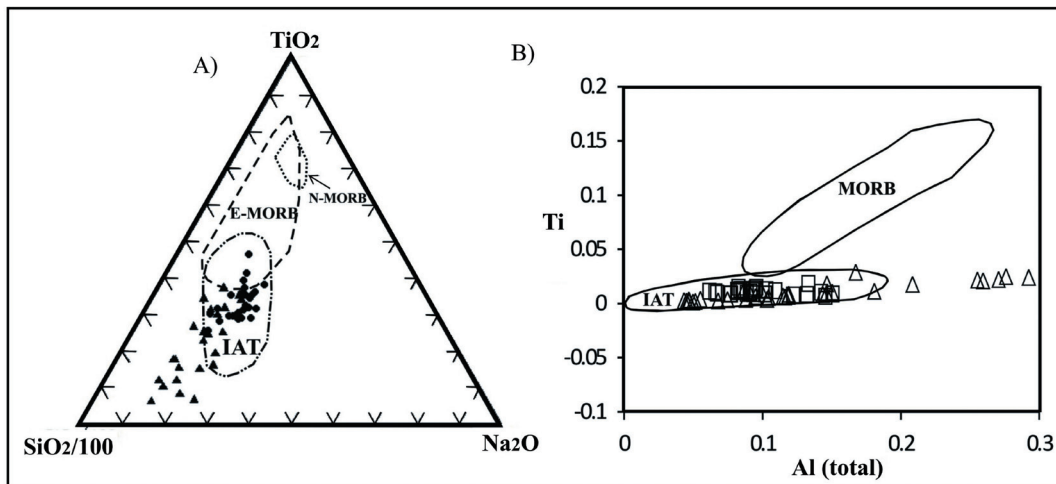
یکی از نمودارهای رایج جهت تفکیک محیط تکتونیکی وابسته به فرایندهای کوهزایی از کششی، نمودار Ca در برابر Ti+Cr است (Le Bas, 1962). بر اساس این نمودار نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده سنگ‌های وابسته به محیط‌های کوهزاد قرار می‌گیرند (شکل ۱۴-A). در نمودار Ti در برابر Zr (Pearce, 1983) نمونه‌های ماهیرود به دلیل محتوای پایین Ti در محدوده گدازه‌های جزایر قوسی قرار گرفته‌اند (شکل ۱۴-B). در نمودار لگاریتمی Nb در برابر Nb/Th (Li, 1993)، سنگ‌های ولکانیکی مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های جزیره قوسی واقع شده‌اند (شکل ۱۴-C). سنگ‌های ولکانیکی ماهیرود در نمودار تفکیک‌کننده محیط تکتونیکی بر اساس متغیرهای Sr/Y در برابر Y (Martin, 1993)، در محدوده جزایر قوسی و ماگماهای کمانی مشتق شده از گوشته قرار گرفته‌اند (شکل‌های ۱۴-D و F). چنانچه در شکل ۱۴-E دیده می‌شود نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تغییرات La/Yb در برابر Th/Yb (Condie, 1989) نیز در محدوده جزایر قوسی قرار می‌گیرند.

شده است (شکل ۱۵). همان‌طور که در هر دو نمودار ملاحظه می‌شود، سنگ‌های آتشفشانی ماهیروود در محدوده تولد ایت‌های جزایر قوسی (IAT) قرار می‌گیرند و نتایج به دست آمده قبلی را تأیید می‌کنند. پایین بودن میزان Ti در فرمول ساختمانی پیروکسن‌های مورد مطالعه از یک سو و بالا بودن میزان SiO_2 نمونه‌ها از سوی دیگر، از خصوصیات پیروکسن‌های سنگ‌های آذرین کمان آتشفشانی است (Shimoda et al., 1998).

غنی‌تر هستند. ماگمای حاشیه فعال قاره‌ای (ACM) اغلب ترکیب آندزیتی-داسیتی و سیلیس و پتاسیم بالاتری دارند، اما ماگماهای جزایر قوسی بیشتر دارای ترکیب آندزیتی-بازالتی و پتاسیم کمتری هستند (Wilson, 1989). جهت اطمینان بیشتر از نتایج ژئوشیمی سنگ کل، از نمودار سه متغیره $\text{TiO}_2\text{-SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}$ (Beccaluva et al., 1989) و نیز نمودار کاتیونی Al در برابر Ti استفاده



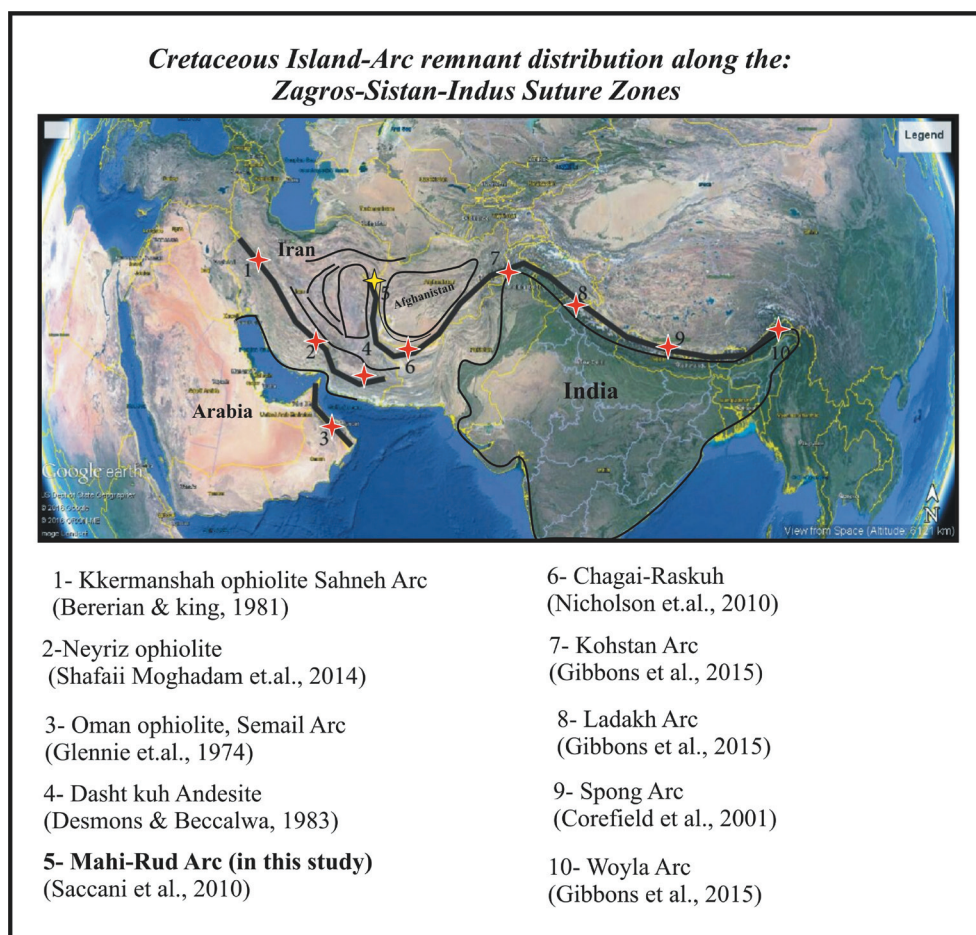
شکل ۱۴- نمودارهای متمایز کننده محیط‌های تکتونیکی؛ A) نمودار Ca در برابر Ti+Cr با استفاده از شیمی پیروکسن (Le Bas, 1962)؛ B) نمودار Ti در برابر Zr (Pearce, 1983)؛ C) نمودار لگاریتمی Nb در برابر Nb/Th (Li, 1993)؛ D) نمودار تغییرات Sr/Y در برابر Y (Martin, 1993)؛ E) نمودار لگاریتمی تغییرات La/Yb در مقابل Th/Yb (Condie, 1989)؛ F) نمودار تغییرات Sr/Y در برابر Y (Martin, 1993)؛ G) نمودار V در برابر Ti در برابر Ti (Shervais, 1982)؛ H) نمودار مثلثی 2Nb-Y-Zr/4 (Meschede, 1986)؛ AI: آتکالی بازالت درون صفحه‌ای، AII: آتکالی بازالت و تولد ایت‌های درون صفحه‌ای، C: تولد ایت‌های درون صفحه‌ای، D: MORB-N؛ و بازالت‌های قوس آتشفشان.



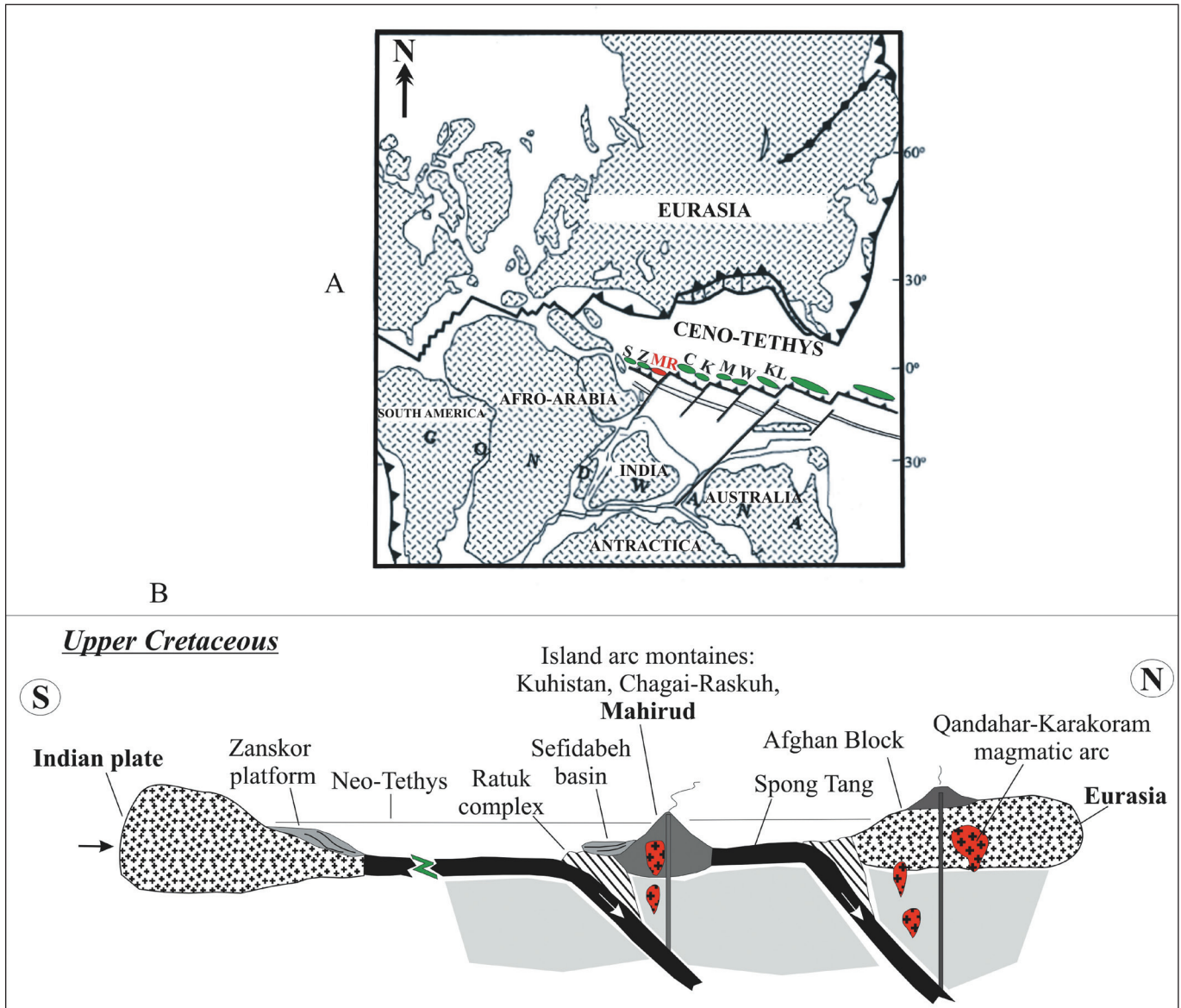
شکل ۱۵- A و B) تعیین موقعیت تکتونوماگمایی با استفاده از شیمی کلینوپیروکسن (Beccaluva et al., 1989) برای سنگ‌های آتشفشانی ماهیرود (لوزی: دیاباز؛ دایره: آندزی بازالت).

زاگرس - سیستان - هند قرار گرفته‌اند (Siddiqui et al., 2012) به اثبات رسیده است (شکل‌های ۱۶ و ۱۷- A). مدل پیشنهادی ارائه شده در این تحقیق متفاوت از مدل‌های تکتونیکی قبلی است. به طوری که قادر است مسائل متنوع موجود در این پهنه جوش خورده را بهتر توضیح دهد (شکل ۱۷- B). ضمن اینکه، نتایج به دست آمده از این پژوهش، به خوبی با نتایج حاصل از مطالعات ساختاری چین خوردگی‌های تداخلی بزرگ‌مقیاس منطقه شرق ایران مطابقت دارد (کشتگر و همکاران، ۱۳۹۵ ب).

طبق مطالعات تکتونوماگمایی انجام شده مشابه در مناطق تکتونیکی مجاور ایران، حضور جزایر قوسی پیشنهاد شده در این تحقیق، قابل مقایسه و شاید در ادامه مجموعه جزایر قوسی مهم مجاور، از جمله چاگی - راسکوه (Siddiqui, 2004) و ایالت کوهستان در کشور پاکستان (Heuberger, 2004) به سن کرتاسه باشد. بر اساس تحقیقات انجام شده بر روی زمین درز نئوتیس، حداقل وجود ده رشته جزیره قوسی و کمان آتشفشانی مرتبط، که در واقع بقایای جزایر قوسی اولیه هستند و همگی در امتداد خط زمین درز



شکل ۱۶- مدل پیشنهادی باقیمانده کمان‌ها و جزایر قوسی دوره کرتاسه در امتداد خط زمیندرز نئوتیس در مناطق زاگرس - سیستان - هند.



شکل ۱۷- A) بازسازی تاریخچه جغرافیای دیرین اقیانوس تیس و قاره‌های اطراف طی محدوده زمانی ۱۳۰-۱۵۰ Ma، اقتباس از (Siddiqui et al., 2012) با اندکی تغییرات، علائم عبارتند از کمان‌های: S: سماعیل، Z: زاگرس، C: کمان چاگای-راسکوه، K: قندهار، M: موسیلم باغ، W: وزیرستان، KL: کوهستان-لاداگ؛ B) مدل پیشنهادی تکامل تکنونیک کمپلکس ماهیرو و مجموعه جزایر قوسی همجوار در زمان کرتاسه بالایی.

۸- نتیجه‌گیری

حضور چنین پهنه فرورانش جدیدی غیر از پهنه‌های فرورانش دیگر همچون فرورانش به زیر صفحه افغان یا لوت، خاطر نشان می‌سازد که در اینجا یک پهنه اقیانوسی گسترده موجود بوده است. بنابراین چنین دیدگاه جدیدی کاملاً با دیدگاه وجود یک آبراهه باریک نتوتیس مطلوب پهنه‌های ریفتی درون قاره‌ای، ناسازگار است.

بنابراین به نظر می‌رسد رخداد فرورانش پوسته اقیانوسی نتوتیس - که خود شامل بلوک‌های لوت و افغان است- به زیر صفحه اوراسیا و تشکیل جزایر قوسی حاشیه شمالی اقیانوس مذکور، منجر به اضافه شدن این جزایر قوسی در اثر تکنونیک افزایشی (Accretion tectonic) به حاشیه بلوک افغان شده است.

سنگ‌های آتشفشانی کمپلکس ماهیرو از دیدگاه ژئوشیمی خصوصیات سری‌های ماگمایی حدواسط بین توله‌ایتی و کالک‌آلکالین دارند و الگوهای ژئوشیمیایی شبیه سنگ‌های متعلق به محیط‌های بالای منطقه فرورانش (SSZ) و خصوصاً جزایر قوسی امروزی (IAT) را نشان می‌دهند. وجود چنین جزایر قوسی خصوصاً با حضور استوک‌های تونالیتی به سن کرتاسه بالایی به احتمال فراوان حکایت از حضور یک بدنه جزایر قوسی بالغ در میان گوه‌های افزایشی رتوک در پهنه شرق ایران دارد. وجود چنین زنجیره جزایر قوسی نشانه یک پهنه فرورانشی اقیانوسی به زیر اقیانوسی در قلمرو اقیانوس سیستان است. چنین شواهدی نیز قبلاً برای افیولیت‌های منطقه «نه» (NEH) به اثبات رسیده است.

کتابنگاری

اکشتگر، ش.، باقری، س.، بومری، م. و گرگیج، م.، ۱۳۹۵ الف- ژئوشیمی و خاستگاه تکنونیکی کمپلکس ولکانو-پلوتونیک ماهیرود: بقایایی از جزایر قوسی کرتاسه فوقانی در پهنه جوش خورده سیستان، مجموعه مقالات بیستمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تهران، صص. ۳۲۲ تا ۳۲۹.

اکشتگر، ش.، باقری، س.، بومری، م. و ناکاشیما، ک.، ۱۳۹۵ ب- تحولات ساختاری کمپلکس ولکانو-پلوتونیک ماهیرود، شرق ایران، مجموعه مقالات چهارمین همایش انجمن زمین‌ساخت ایران و زمین‌شناسی ساختاری ایران، دانشگاه بیرجند، صص. ۱۸۹ تا ۱۹۵.

References

- Ayalew, D. and Ishiwatari, A., 2011- Comparison of rhyolites from continental rift, continental arc and oceanic island arc: Implication for the mechanism of silicic magma generation. *Island Arc*, 20: 78- 93.
- Beccaluva, L., Macciotta, G., Piccardo, G. B. and Zeda, O., 1989- Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator. *Chemical Geology*, 77, 165- 182.
- Best, M. G., 2001- Christiansen, E. H., *Igneous petrology*, Blackwell Science.
- Boynton, W. V., 1984- *Geochemistry of the Rare Earth Elements. Meteorite Studies. Rare Earth Element Geochemistry*, Elsevier, Vol. 63- 114.
- Camp, V. E. and Griffis, R. J., 1982- character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran. *Lithos*, 15, 221- 239.
- Condie, K. C., 1989- Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: identification and significance. *Lithos*, 23: 1-18.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J., 1979- The interpretation of igneous rocks. George Allen and Unwin, pp. 45.
- Fotoohi Rad, G. R., Droop, G. T. R., Amini, S. and Moazzen, M., 2005- Eclogites and Blueschists of the Sistan Suture Zone, eastern Iran, *Lithos*, 85:1- 24.
- Gill, J. B., 1981- *Orogenic Andesites and plate Tectonics*. Springer-verlag, Berline, 389 pp.
- Guillou, Y., Maurizot, P. and De la Villcon, H., 1981- Mahrud Quadrangle map, Scale: 1/100000, Geological survey of Iran, Tehran.
- Heuberger, S., 2004- Kinematics of the Karakoram-Kohistan suture zone, chitral, NW Pakistan. Phd-thesis, University of Zurich, Swiss, 205 pp.
- Irvin, T. N. and Barragar, W. R. A., 1971- A guide to the classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of Earth science*, 8: 523 - 548.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. and Zanettin, B., 1986- A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27, 3, 745- 750.
- Le Bas, M. J., 1962- The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *American Journal of Science*, 260, 267- 288.
- Li, Sh., 1993- Ba-Nb-Th-La diagrams used to identify tectonic environments. *Acta petrologica sinica, Journal of Science*, 02, 46-58.
- Martin, H., 1993- The mechanism of petrogenesis of the Archean continental crust comparison with modern processes. *Lithos*, 30: 373- 385.
- Meschede, M., 1986- A method of discriminating between different types of mid-oceanic ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, 56, 207- 218.
- Morimoto, N., Fabrice, J., Ferguson, A., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, K. and Gottardi, G., 1988- Nomenclature of pyroxene. *Mineralogical Magazine*, Vol.52, pp.535- 555.
- Pearce, J. A., 1983- Trace element characteristics of lavas form destructive plate boundaries. Wiley, chichester.
- Rollinson, H. R., 1993- Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman scientific and technical, 252 pp.
- Saccani, E., Delavari, M., Beccaluva, L. and Amini, S., 2010- Petrological and geochemical constraints on the origin of the Nehbandan ophiolitic complex (eastern Iran): Implication for the evolution of the Sistan Ocean, *Lithos*, 117, 209- 228.
- Shervais, J. W., 1982- Ti-V plot and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas., *Earth and planetary science letters*, 59, 101- 118.
- Shimoda, G., Tatsumi, Y., Nohda, S., Ishizaka, K. and Jahn, B. M., 1998- Setouchi high-Mg andesites revisited: geochemical evidence for melting of subducting sediments. *Earth and Planetary Science and Letters*, 160: 479- 492.
- Siddiqui, R. H., Qasim Jan, M. and Asif Khan, M., 2012- Petrogenesis of Late Cretaceous lava flows from a Cenozoic island arc: The Raskoh arc, Balochistan, Pakistan, *Journal of Asian Earth Sciences* 59 : 24- 38.
- Siddiqui, R. H., 2004- Crustal evolution of Chagai-Raskoh arc terrane, Balochistan, Pakistan; PHD-thesis, University of Peshawar, Pakistan, 389 pp.
- Tirru, R., Bell I. R., Griffis R. J. and Camp, V. E., 1983- The Sistan suture zone of eastern Iran, *Geological Society of American Bulletin*, 94: 134-150.
- Wilson, M., 1989- *Igneous petrogenesis*. Springer Verlag, London, 466 pp.
- Winchester, J. A. and Floyd, P.A., 1977- Geochemical discrimination of different magma series and their differentiator products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325- 343.

Tectonic setting of Mahirud Volcano-plutonic Complex: Different insight into the geodynamic history of East Iran

Sh. Keshtgar¹, S. Bagheri^{2*} and M. Boomeri³

¹Instructor, University of Applied Science and Technology of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

²Assistant Professor, Department of Geology, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

³Associate Professor, Department of Geology, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

Received: 2017 August 07

Accepted: 2018 June 10

Abstract

The Mahirud volcano-plutonic Complex (MVPC), known as Cheshmeh Ostad Group too, is a rock assemblage including several plutons and volcano-sedimentary successions, crops out at the northeastern part of the Sistan suture zone. Igneous rocks of the MVPC consist of volcanic lavas and pyroclastic rocks that are andesitic basalt, diabase, micro-gabbro and dacite. The diabase was intruded by the Upper Cretaceous tonalitic stocks. The volcanic rocks have characteristics of the calc-alkaline to tholeiitic magmatic series. The spider-diagram patterns normalized to N-MORB and Chondrite is similar to the ones belong to the supra-subduction zone (SSZ) and Island arcs (IAT). Additionally, the EPMA studies on the key minerals in volcanic rocks such as clinopyroxene brought the same results. The probable presence of an island-arc chain in the Sistan suture zone, which some of its parts are considered here as the MVPC, is comparable to the Chagai-Raskoh and Kuhistan Cretaceous-Eocene island-arc/s in the east. Considering this reality, the Sistan Ocean must, therefore, be a larger ocean much wider than what was already proposed as a narrow oceanic seaway in the continental-rift setting.

Keywords: Island arc, Basaltic andesite, Tectonic setting, Cheshmeostad, Mahirud Complex, Sistan suture zone, East of Iran.

For Persian Version see pages 131 to 144

*Corresponding author: S. Bagheri; E-mail: sasan_bagheri@yahoo.com