

ترکیب شیمیایی پلاژیوگرانیت‌های اسدآباد، افیولیت شمال تربت حیدریه

فاطمه جباری^۱، قاسم قربانی^{۱*}، هادی شفایی مقدم^۱

۱- دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران؛ ghorbani@du.ac.ir

چکیده

مجموعه افیولیتی تربت حیدریه در بخش شمال شرقی میکروپلیت ایران شرقی-مرکزی واقع شده است. در این منطقه سکانس تقریباً کاملی از یک مجموعه افیولیتی شامل: پریدوتیت‌های گوشته‌ای (هارزبورژیت، دونیت، ورلیت، لرزولیت)، سنگ‌های کومولایی، مجموعه دایک‌های صفحه‌ای، پلاژیوگرانیت‌ها و واحدهای ولکانیکی (پیلولاواها، گدازه‌های جریان‌ی همراه آهک‌های پلاژیک) وجود دارد. سنگ‌های مورد مطالعه در این بررسی شامل پلاژیوگرانیت‌ها (تونالیت‌ها) و سنگ میزبان پلاژیوگرانیت‌ها (کوآرتزدیوریت و میکرودیوریت) می‌باشند. نمودارهای عنکبوتی پلاژیوگرانیت‌ها دارای یک الگوی قاشقی شکل به همراه آنومالی مثبت در Eu بوده و نشان دهنده سرشت بونینیتی آنها می‌باشند. سنگ میزبان پلاژیوگرانیت‌ها نیز با الگوی مسطح عناصر نادر خاکی و آنومالی منفی Eu به همراه تهی شدگی در عناصر HFSE و غنی‌شدگی در LILE نشان دهنده سرشت تولییتی جزایر قوسی است. وجود خواص فرورانشی در تمامی واحدهای سنگی این افیولیت نشان دهنده فعالیت زون‌های مرتبط با فرورانش و احتمالاً نشان دهنده فرورانش پوسته اقیانوسی حوضه سبزوار-تربت حیدریه است.

کلیدواژه‌ها: دیوریت، تونالیت، افیولیت، سابداکشن، شمال شرق ایران

Chemical composition of Asad Abad Plagiogranites, N Torbat-e-Heydarieh ophiolite

Fatemeh Jabbari¹; Ghasem Ghorbani ^{1*}; Hadi Shafaii Moghadam¹

¹ School of Earth Sciences, Damghan University, Damghan, Iran, ghorbani@du.ac.ir

Abstract

The studied area is situated in the northeast of Central Iran structural zone. There are nearly complete sequence of ophiolitic unites in this area that includes: mantle peridotites (harzburgite, dunite, wehlite, lherzolite), cumulate rocks, sheeted dike complex, plagiogranites and volcanic unites. Our studies rocks are contain of plagiogranites (Tonalites), and host rocks (microdiorites and quartzdiorites). Spider diagrams of plagiogranites have a spoon-shaped pattern with positive anomalies of Eu and indicate boninitic nature. Plagiogranite host rocks have flat REE patterns and negative Eu anomalies accompanied by depletion in HFSE and enriched in LILE, indicating the nature of the island arc tholeiites. Subduction properties in all rock units of the ophiolite represents activities associated with subduction zone and probably represents the subduction oceanic crust basin Sabzevar-Torbat-e-Heydarieh.

Keywords: Diorite, Tonalite, Ophiolite, Subduction, Northeast Iran.

۱- مقدمه

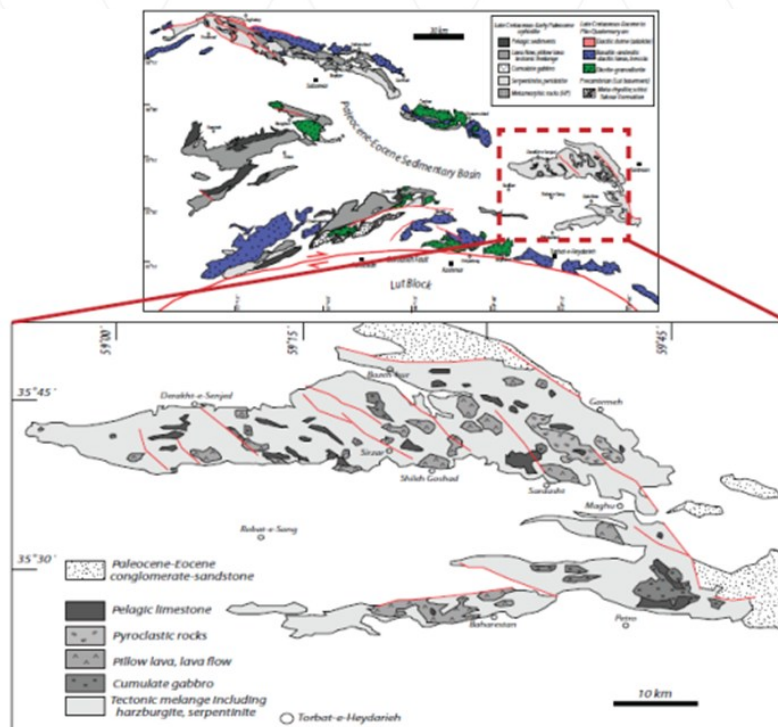
کمر بند افیولیتی سبزوار- تربت حیدریه در شمال شرق ایران واقع شده و در امتداد شرق به غرب بیش از ۴۰۰ کیلومتر گسترش دارد. این کمر بند از شمال با گسل امتدادلغز سنگ‌بست- شاندیز که کوه‌های بینالود (کپه‌داغ) را مشخص می‌کند، محدود شده و از جنوب با گسل امتدادلغز چپ‌گرد درونه از بلوک لوت جدا می‌شود. افیولیت‌ها بقایایی از لیتوسفر اقیانوسی می‌باشند که عموماً در حاشیه صفحه‌های قاره‌ای دیده شده و نشان دهنده خط درزهای قدیمی می‌باشند. از طرف دیگر، افیولیت‌ها شاهی بر فرآیندهای درگیر در حاشیه‌های همگرا در نظر گرفته شده و رخداد‌های ماگمایی و تکتونیکی را از زمان ریفت‌زایی اقیانوسی تا تکامل حوضه‌های مرتبط با فروانش و پس از آن برخورد قاره‌ای را در خود ضبط می‌نمایند. افیولیت‌ها می‌توانند در حوضه‌های تکتونیکی متفاوت شامل مراکز در حال گسترش اقیانوسی، حوضه‌های مرتبط با پشت قوس، جلوقوس و حتی در دیگر حوضه‌های کششی مرتبط با پلوم‌های گوشته‌ای تشکیل شوند (Dilek and Furnes, 2011). سرزمین ایران در بخش میانی کمر بند کوهزایی آلپ - هیمالیا قرار دارد و تحت تاثیر رخداد‌های زمین‌ساختی مختلفی واقع شده است و از نظر رخنمون‌های افیولیتی جایگاه ویژه‌ای به لحاظ زمین‌شناسی در این کمر بند دارد. اکثر افیولیت‌های ایران بقایایی از پوسته اقیانوسی نئوتتیس هستند که افیولیت‌های شرق مدیترانه را به افیولیت‌های شمال هندوستان و هیمالیا متصل می‌کنند. بر اساس مطالعات انجام شده، به نظر برخی از مؤلفین، در کرتاسه بالایی حوضه سبزوار - تربت حیدریه در ناحیه بینالود در اثر همگرایی بلوک لوت با البرز شرقی بر اثر فروانش پوسته اقیانوسی به سوی شمال بسته شده و طی آن بقایای افیولیتی رخنمون پیدا کرده است (Berberian & King, 1981; Shojaat et al., 2003). سنگ‌های افیولیتی در این زون در چهار موقعیت با روند تقریباً شرقی- غربی دیده می‌شوند که توسط سنگ‌های حوضه رسوبی پالئوسن-ائوسن از هم جدا شده‌اند و شامل (۱) افیولیت‌های تربت حیدریه (۲) افیولیت‌های جنوب- جنوب غرب سبزوار (اوریان- بردسکن) (۳) افیولیت‌های فرومد تا شمال سبزوار (۴) افیولیت‌های جنوب غرب نیشابور. پلاژیوگرانیته‌ها از جمله واحدهایی است که به شکل رگه‌ای و دایک در سنگ‌های میکرودیوریتی تا کوآرتز دیوریتی میزبان در منطقه اسدآباد تزریق شده‌اند. هدف از این بررسی مطالعه ژئوشیمی پلاژیوگرانیته‌ها و سنگ‌های میزبان آنها است.

۲- مواد و روش‌ها

پس از نمونه‌برداری و انجام مطالعات میکروسکوپی، نمونه‌های با حداقل آلتراسیون جهت انجام آنالیز ژئوشیمیایی کل سنگ (XRF و ICP-MS) انتخاب و به آزمایشگاه ALS در کشور کانادا ارسال شد.

۳- بحث

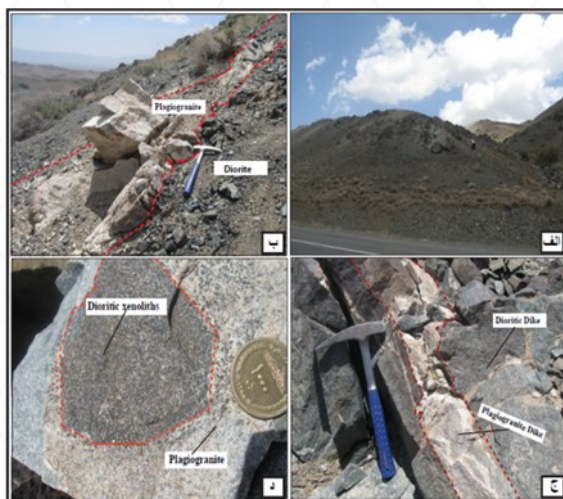
زون افیولیتی تربت حیدریه قسمتی از افیولیت‌های حلقوی پیرامون ایران مرکزی محسوب شده که در حاشیه شمال- شمال شرق خرده قاره شرق ایران مرکزی قرار گرفته است (شکل ۱). این مجموعه افیولیتی به طور کلی به صورت مجموعه‌ای متشکل از توالی‌های گوشته‌ای مشتمل بر هارزبورژیت‌ها، لروزیلت‌ها، دونیت‌ها، به همراه سرپانتینیت‌ها و نیز توالی‌های پوسته‌ای شامل کومولا‌های اولترامافیکی به همراه پگماتیت‌گابروها، گابروها، گابرونوریت‌ها، دیوریت‌ها، تونالیت‌ها و کمپلکس دایک‌های صفحه‌ای تا انبوهه‌های دایکی مافیک تا فلسیک، پیلولاواها و گدازه‌های جریانی به همراه رسوبات کرتاسه فوقانی- پالئوسن زیرین معرفی نمود. واحدهای آتشفشانی - رسوبی شامل سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن تا پلیو- کوآترنری و سنگ‌های رسوبی میوسن تا پلیو- کوآترنری می‌باشند (شکل ۱). سنگ‌های پری‌دیوریتی رخنمون یافته در بخش گوشته‌ای منطقه مورد مطالعه به طور عمده شامل هارزبورژیت و لنزهایی از دونیت به همراه کرومیتیت، لروزیلت، دایک‌های ورلیتی و پیروکسنیت می‌باشند که



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی افیولیت سبزوار-ترت حیدریه با تفکیک واحدهای سنگی (ساده شده از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سبزوار-ترت حیدریه).

به طور معمول در اثر دگرسانی به انواع سرپنتینیت تبدیل شده‌اند. هارزبورژیت‌ها سازنده پیکره اصلی سنگ‌های اولترامافیک مجموعه افیولیتی شمال سبزوار-ترت حیدریه هستند و در برخی مناطق به شدت سرپانتینیتی شده و به رنگ سبز خاکستری تیره تا روشن دیده می‌شوند و در برخی مناطق دارای ارتوپروکسن‌های درشت و براق (برونزیت) می‌باشند. پلاژیوگرانیت‌های مجموعه افیولیتی اسدآباد (ترت حیدریه)، عمدتاً به صورت دایک و رگه‌ای در سنگ‌های گابرو دیوریتی، کوارتز دیوریتی تا میکرو دیوریتی میزبان تزریق شده‌اند (شکل ۲). این سنگ‌ها از کانی‌های کوارتز و پلاژیوکلاز به عنوان فاز اصلی، به همراه فازهای فرعی آلکالی فلدسپار و آمفیبول تشکیل شده‌اند. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز عمدتاً به سریسیت و کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند و کانی‌های کوارتز به مقدار زیاد و همراه با خاموشی موجی مشخص می‌شوند. جهت‌یابی و ماکل خم شده در پلاژیوکلازها نشان می‌دهد که تحت تاثیر تغییر شکل و دگرشکلی قرار گرفته‌اند. گاهی اوقات کوارتز انکلوژیون‌هایی از پلاژیوکلاز را در بر گرفته است (پلاژیوکلاز زودتر از کوارتز تشکیل شده است) و تشکیل بافت پوئی کیلیتیک را می‌دهد. فلدسپار پتاسیک به کانی‌های رسی و سریسیتی دگرسان شده و شدت آلتراسیون در این کانی‌ها بیش از پلاژیوکلازها می‌باشد. بلورهای آمفیبول انهدرال تا سوزنی شکل، گاهی اوقات همراه با اکسید آهن و بعضی هم به صورت انکلوژیون در کانی‌های دیگر اغلب بافت‌های پوئی کیلیتیک را نشان می‌دهند، که آشکارا به یک منشاء ماگمایی اشاره می‌کند (Koepke, 1986). آمفیبول‌ها عمدتاً ریزدانه و کلریتی شده و بین کانی‌های پلاژیوکلاز و کوارتز قرار گرفته‌اند و تجمعات آمفیبول در این سنگ‌ها زیاد می‌باشد. حضور عادی آمفیبول در سنگ‌های فلسیک پوسته اقیانوسی گویای نقش آب در تولید مذاب‌های پلاژیوگرانیتی می‌باشد (Koepke et al., 2002). باندهای برشی (جایی که ریبون‌های کوارتز تبلور مجد نشان می‌دهند)، وجود سوزن‌های فراوان و ریز آپاتیت و حضور

زیرکن و اسفن که به صورت انکلوژیون در آمفیبول‌ها دیده می‌شود، همچنین وجود رگه‌های اپیدوتی (کلینوزوئیت) از دیگر خصوصیات این سنگ‌ها می‌باشند. بافت‌های قابل مشاهده در این سنگ‌ها بافت هیپیدئومورف گرانولار تا آلوتریومورف گرانولار و بافت پوئی کیلیتیک هستند. سنگ میزبان دیوریتی دارای پلاژیوکلاز به مقدار فراوان، هورنبلند و کانی‌های اوپک، به ترتیب به عنوان فازهای اصلی، مافیک و فرعی از ویژگی‌های شاخص این گروه از سنگ‌ها می‌باشد. آمفیبول‌ها عمدتاً بی‌شکل و همراه با بافت پوئی کیلیتیک (پلاژیوکلاز داخل آمفیبول) مشخص می‌شوند. این کانی‌ها به صورت فاز تاخیری در بین پلاژیوکلازها قرار گرفته‌اند و در بعضی قسمت‌ها به کلریت و اکسید آهن دگرسان شده‌اند. بافت‌های موجود در این سنگ‌ها، بافت هیپیدئومورف گرانولار تا آلوتریومورف گرانولار و بافت پورفیریتیک با خمیره میکروگرانولار (فنوکرست‌های آمفیبول در خمیره میکروگرانولار) می‌باشد.



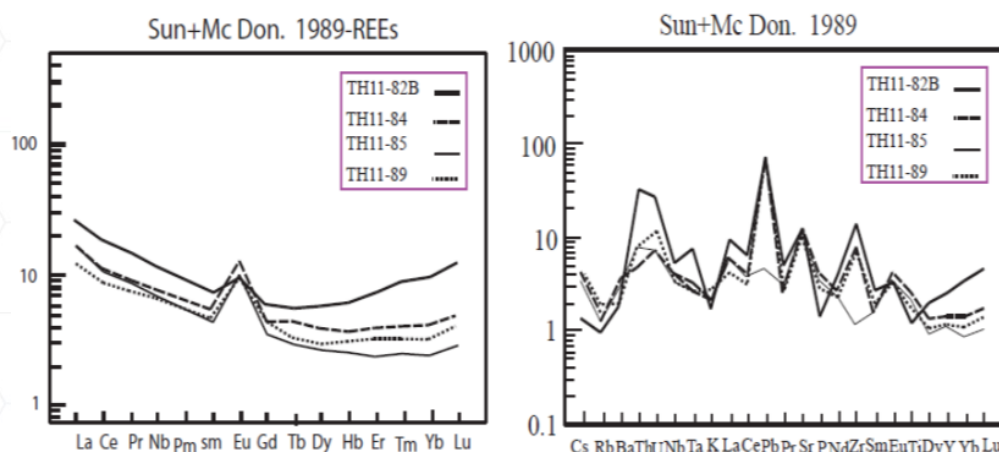
شکل ۲ (الف) نمای کلی از واحدهای دیوریت-گابرویی بالا دست اسداباد. (ب) کنتاکت پلاژیوگرانیت با دیوریت-گابرو. (ج) دایک‌های پلاژیوگرانیتی که در دایک‌های دیوریت-گابرویی تزریق شده‌اند. (د) زینولیت دیوریت-گابرو در پلاژیوگرانیت.

با توجه به نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (Le Bas et al., 1986)، کلیه پلاژیوگرانیت‌ها ترکیب گرانیتی تا گرانودیوریتی (با میزان سیلیس ۷۸/۸-۷۱/۳ درصد) را نشان می‌دهند. نمونه‌های سنگ میزبان مورد مطالعه، ترکیب دیوریتی تا گابرویدیوریت و نمونه دایک‌های مورد مطالعه ترکیب مونزونیت تا مونزودیوریت را نشان می‌دهند. در نمودار Ab-An-Or (O'Connor, 1965) پلاژیوگرانیت‌های مورد مطالعه در محدوده تونالیت پلات شده‌اند. این نمودار برای سنگ‌های فلسیک با بیش از ۱۰٪ کوارتز نورماتیو کاربرد دارد. برتری این نمودار این است که می‌توان این نمودار را برای نمونه‌های گرانیتی دگرگون شده نیز به کار برد. با استفاده از مفهوم ضریب شاند (۱۹۴۳) می‌توان میزان اشباع شدگی از آلومین را در سنگ‌های مورد مطالعه بر اساس A/NK در مقابل A/NKC تخمین زد، تمام نمونه‌ها در محدوده متآلومین پلات می‌شوند.

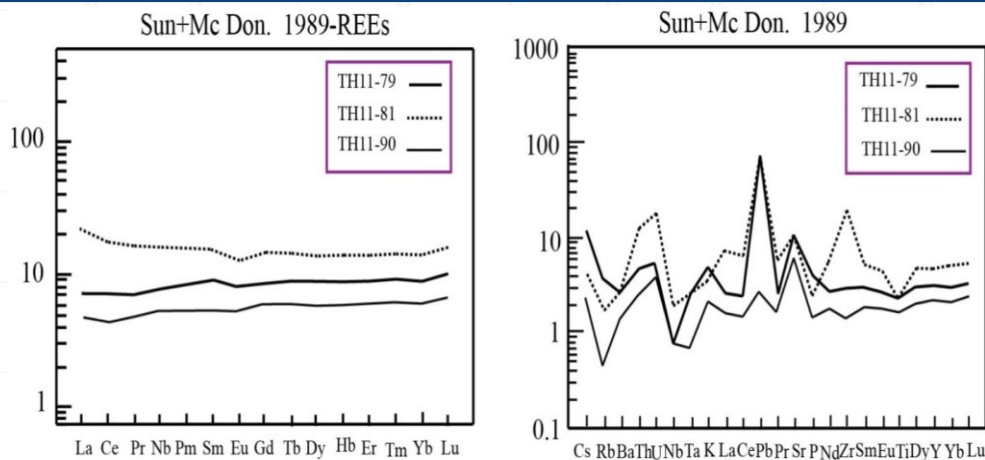
بر اساس الگوی فراوانی عناصر نادر خاکی و نمودار عنکبوتی ترسیم شده برای عناصر نادر خاکی و کمیاب (به ترتیب به‌هنجار شده نسبت به کندریت و گوشته اولیه) (شکل ۳)، پلاژیوگرانیت‌ها با مقدار فراوانی کمتر عناصر نادر خاکی متوسط یک الگوی قاشقی شکل (مقعر و رو به بالا)، به همراه آنومالی مثبت در Eu مشخص می‌شوند (آنومالی مثبت Eu می‌تواند به دلیل تمرکز پلاژیوکلاز در این نمونه‌ها باشد). در نمودار نرمالیز شده نسبت به گوشته اولیه به طور کلی پلاژیوگرانیت‌ها دارای آنومالی مثبت از Th, U, Pb, Sr, Zr و آنومالی منفی در P, Ti, Nb می‌باشند. آنومالی منفی P در این نمونه‌ها به تفریق آپاتیت در مراحل اولیه

تفریق مربوط می‌شود. الگوی عناصر کمیاب و نادر خاکی پلاژیوگرانیت‌ها می‌تواند نشان دهنده بونینیتی بودن ماگمای مادر این سنگ‌ها باشد. با توجه به این که تمرکز نسبتا بالای عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LIL) نظیر U, Cs, Th و تمرکز پایین عناصر HFS مخصوصا Nb و Ti از خصوصیات ماگماهای در ارتباط با فروانش است (Mortimer, 2008) و به نظر می‌رسد شکل گیری این سنگ‌ها در ارتباط با یک محیط فروانش باشد (شکل ۳).

سنگ میزبان پلاژیوگرانیت‌ها شامل نمونه‌های میکرودیوریتی تا کوارتز دیوریتی می‌باشند و تهی شدگی نسبی از عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین به همراه آنومالی منفی Eu (آنومالی Eu، توسط پلاژیوکلاز کنترل می‌شود و به فوگاسیته اکسیژن وابسته است نشان می‌دهند (شکل ۴). خروج فلدسپار در اثر تفریق بلوری و در شرایط فوگاسیته پایین اکسیژن، باعث ایجاد آنومالی منفی Eu در مذاب می‌شود. غنی‌شدگی در عناصر U, Th, Pb, K, Sr, (غنی‌شدگی از این عناصر می‌تواند ناشی از آزاد شدن سیالات حاصل آبدایی پوسته اقیانوسی فروانده شده و انحلال در سیال و ورود آن‌ها به گوه گوشته‌ای محل ذوب و مشارکت آن در مذاب باشد) و تهی‌شدگی در Ti, P, Nb, Ta نشان دهنده منشا گرفتن مذاب آنها از یک گوشته مرتبط با فروانش می‌باشد (شکل ۴). تمام نمونه‌های سنگ میزبان پلاژیوگرانیت‌ها دارای روندهای موازی بوده (نمونه‌ی TH11-81 نسبت به نمونه‌های دیگر در LREE غنی‌تر می‌باشد، چون تفریق یافته تر است) و در نتیجه دارای منشا واحدی هستند.



شکل ۳ نمودارهای الگوی فراوانی عناصر نادر خاکی و عنکبوتی به‌هنگار شده نسبت به کندریت و گوشته اولیه نمونه‌های پلاژیوگرانیت در نمودار (Sun and Mc Donough, 1989).



شکل ۴ نمودارهای الگوی فراوانی عناصر نادر خاکی و عنکبوتی به‌هنجار شده نسبت به کندریت و گوشته اولیه نمونه‌های سنگ میزبان پلاژیوگرانیت‌ها در نمودار (Sun and Mc Donough, 1989).

پلاژیوگرانیت‌ها یکی از واحدهای سازنده سکناس‌های افیولیتی می‌باشند که علی‌رغم حجم کم، در تمام افیولیت‌ها به اشکال گوناگون مشاهده می‌شوند. از میان فرضیه‌های ارائه شده در زمینه شکل‌گیری پلاژیوگرانیت‌های مرتبط با حوضه‌های گسترش کف اقیانوسی، مدل Palister and Hopson (1981) می‌باشد. این مدل، ایجاد مذاب‌های غنی از سیلیس را ناشی از نرخ بالای تفریق بلورین (۹۰ درصد) یک مذاب مادر بازالتی تفسیر می‌کند. حضور توده‌های پلاژیوگرانیتی در محدوده ما بین بخش زیرین کمپلکس دایک‌های صفحه‌ای و سکناس کومولائی یا به عبارتی بین سقف و کف محفظه ماگما، جایی که امکان ایجاد مذابی تحول یافته در یک سیستم بسته وجود دارد، به عنوان شاهدهی بر این مطلب استفاده می‌شود (Palister and Hopson, 1981; Palister and Knight, 1981).

نمودار تغییرات Ta+Yb در مقابل Rb، Yb+Nb در مقابل Rb و Ta در مقابل Yb (Pearce et al., 1984) از نمودارهایی است که جهت تعیین و تفکیک محیط تشکیل پلاژیوگرانیت‌ها و سنگ‌های میزبان آن‌ها استفاده شده است. براساس این نمودارها، کلیه پلاژیوگرانیت‌های مورد مطالعه و سنگ‌های میزبان در محدوده گرانیت‌های مرتبط با قوس‌های آتشفشانی (VAG) و به دور از محدوده گرانیت‌های مرتبط با پشته‌های میان اقیانوسی پلات می‌گردند. همچنین بر اساس الگوی نمودارهای عنکبوتی و چند عنصری ترسیم شده، پلاژیوگرانیت‌ها تمرکز نسبتاً بالایی از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LIL) نظیر Th, Cs, U و تمرکز پایینی از عناصر HFS مخصوصاً Nb و Ti دارند، که این ویژگی‌ها، از خصوصیات ماگماهای در ارتباط با فروانش است (Mortimer, 2008).

۴- نتیجه‌گیری

زون افیولیتی اسدآباد (تربت حیدریه) در حاشیه شمال-شمال شرق خرده قاره شرق ایران مرکزی قرار گرفته است و ژئوشیمی پلاژیوگرانیت‌ها و سنگ‌های میزبان تشکیل دهنده این مجموعه نشان می‌دهد که این سنگ‌ها دارای ویژگی‌های ژئوشیمیایی زون‌های فروانشی است و احتمالاً تحول و تکامل آنها در یک محیط ساختاری سوپراسابداکشن و حاصل از فروانش رو به شمال زیر شاخه‌های اقیانوس نئوتتیس در پاسخ به همگرایی بین صفحات خرد قاره ایران مرکزی به زیر البرز به وجود آمده است.

۵- مراجع

- جباری، ف.، ۱۳۹۲. ژئوشیمی و پترولوژی گدازه‌ها و پلاژیوگرانیت‌های افیولیت تربت حیدریه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه دامغان، ۱۱۳ صفحه.
- Berberian, M. and King, G. C. P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Candian Journal of Earth Sciences.*, Vol. 18, pp. 210-265.
- Dilek, Y., Furnes, H., 2011. Ophiolite genesis and global tectonics: geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. *GSA Bulletin*, 123, 387–411.
- Koepke, J., 1986. Die Ophiolithe der sudagaischen Inselbrücke. PhD Thesis. Technische Universität Braunschweig, 204 pp.
- Koepke, J. and Seidel, E. and Kreuzer, H., 2002. Ophiolites on the Southern Aegean islands Crete, Karpathos and Rhodes: composition, geochronology and position within the ophiolite belts of the Eastern Mediterranean. *Lithos.*, Vol. 65, pp. 183-203.
- Le Bas, M. J. and Le Maitre, R. W. and Streckeisen, A. and Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali – silica diagram. *Journal of Petrology.*, Vol. 27, No. 3, pp. 745 –750.
- Mortimer, N. and Gans, P. B. and Mildenhall, D. C., 2008. A middle-late Quaternary age for the adakitic arc volcanics of Hautere (Solander Island), Southern Ocean. *Journal of Volcanology and Geothermal Research.*, Vol. 178, pp. 701–707.
- O'Connor, J.T., 1965. "A classification for quartz-rich igneous rock based upon feldspar ratios". *U.S.G.S. Professional.* pp 525B, B79–B84.
- Pallister, J. S. and Hopson, C. A., 1981. Samail ophiolite plutonic suite: field relations, phase variation, cryptic variation and layering, and a model of a spreading ridge magma chamber. *J. Geophys. Res.* Vol. 86, pp. 2593-2644.
- Pearce, J. A. and Harris, B. W. and Tindle, A. G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* Vol. 25, pp. 956-983.
- Shand, S. J., 1943. The Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification, and their relations to ore-deposits with a Chapter on Meteorite. New York: John Wiley and Sons. 444pp.
- Shojaat, B. and Hassanipak, A. A. and Mobasher, K. and Ghazi, A. M., 2003. Petrology, geochemistry and tectonics of the Sabzevar ophiolite, North Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences.*, Vol. 21, pp. 1053-1067.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publications, Vol. 42, pp.313-345.