

پتروگرافی و زمین شیمی سنگ‌های مافیک و حدواسط جنوب مجموعه نفوذی الوند، منطقه آرتیمان (شمال تويسرکان)

لیلا حکمی، علی اصغر سپاهی و کاظم برزویی

گروه زمین شناسی دانشگاه بوعلی سینا

تاریخ دریافت: ۹۰/۱۲/۱۷ تاریخ پذیرش: ۹۱/۹/۱۹

leilashakibb@yahoo.com

چکیده

منطقه مورد مطالعه در حوالی روستای آرتیمان واقع می باشد که بخشی از مجموعه پلوتونیک الوند بوده و در جنوب آن قرار دارد. این مجموعه بخشی از زون سنندج- سیرجان بوده و از انواع گرانیتوئیدها، سنگ‌های مافیک و حدواسط تشکیل شده است. واحدهای مافیک و حدواسط بیشتر در بخش‌های جنوبی منطقه و همچنین به صورت توده‌های نا برجا که توسط گرانیتوئیدها قطع شده اند، برون زد دارند و شامل الیوین گابرو، الیوین نوریت، گابرو، نوریت و دیوریت می باشند. مطالعات ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که این سنگ‌ها دارای ماهیت تولییتی تا انتقالی می باشند. در نمودارهای آنالیز شده نسبت به گوشته اولیه و کندریت، سنگ‌های منطقه از عناصر کمیاب سبک LREE غنی شدگی و از HREE تهی شدگی نشان می‌دهند. غنی شدگی از عناصر LILE، LREE، نسبت بالای LIL/HFS و آنومالی منفی Nb از ویژگی‌های ماگماتیسم زون فرورانش است. آنومالی منفی Nb و مقادیر بالای نسبت $Nb/Ta > 1$ در سنگ‌های منطقه نشانه ماگمای با منشأ گوشته‌ای است که توسط پوسته در حین بالا آمدن آلوده شده است.

کلمات کلیدی: زون سنندج - سیرجان، توده نفوذی، فرورانش، سنگ‌های تولییتی، الوند

مقدمه

بر روی جنبه‌های مختلف زمین‌شناسی مجموعه پلوتونیک الوند و تنوع سنگی موجود در آن صورت گرفته، مطالعه دقیق سنگ شناسی منطقه مورد مطالعه واقع در جنوب شرقی این مجموعه در شمال تويسرکان (اطراف روستای آرتیمان) از دید محققین به دور مانده است، چنانکه در نقشه‌های زمین شناسی برون زد برخی از این سنگ‌ها از جمله سنگ‌های مافیک و حدواسط در این منطقه ذکر نشده است و در مطالعات انجام شده در ارتباط با مجموعه پلوتونیک الوند نیز به گابروها و سنگ‌های مافیک آن بیشتر در حوالی چایان و چشمه قصابان اشاره شده است. در این پژوهش تنوع سنگی موجود در منطقه مورد مطالعه و همچنین ژئوشیمی توده‌های مذکور مورد بحث قرار می‌گیرد.

مجموعه پلوتونیک الوند در بخش شمالی نوار دگرگونی سنندج - سیرجان یکی از توده‌های نفوذی مهم به شمار می‌آید (Mohajjel et al, 2003). این توده از گرانیتوئیدهای پورفیری، گرانیتوئیدهای لوکوکرات و سنگ‌های مافیک تشکیل شده است (سپاهی گرو، ۱۳۷۸). منشأ بخش‌های گرانیتی و گابرویی توده توسط محققان مختلف مورد مطالعه قرار گرفته است. ولی زاده و صادقیان (۱۳۷۵) با توجه به ویژگی‌های کانی‌شناسی، ژئوشیمیایی و زمین شناسی، سنگ‌های گرانیتی الوند را از نوع S دانسته و بخش گابرویی را قدیمی‌تر از بخش گرانیتی معرفی نموده و به دلیل حضور بیوتیت‌های ثانویه در سنگ‌های گابرویی، تاثیر شیمیایی گرانیت الوند بر سنگ‌های بازیک چشمه قصابان و شمال سرکان را مطرح نموده‌اند. (سپاهی گرو، ۱۳۷۸) منشأ سنگ‌های گابرویی، دیوریتی و توالییتی الوند را ماگمای تولییتی با منشأ گوشته‌ای و منشأ گرانیت‌های پورفیروئید را پوسته‌ای در نظر گرفته است. (اشراقی، ۱۳۸۲) سنگ‌های حدواسط الوند را به فرآیند متاسوماتیسم مربوط به تاثیر سیالات گرانیتی بر روی گابروها مرتبط می‌داند. علی رغم مطالعات فراوانی که

روش مطالعه

دارند. سنگ‌های مافیک این منطقه نسبت به سنگ‌های مافیک جنوبی‌تر دارای بیوتیت بیشتری بوده و ترکیب کانی‌شناسی و شیمیایی نزدیکتری با دیوریت‌ها دارند. همچنین برخی از دیوریت‌های منطقه نیز دارای بلورهای پیروکسن در حال تحول به هورنبلند می‌باشند. شکل ۲ نمایی از منطقه مورد بازدید را نشان می‌دهد.

پتروگرافی

با توجه به مطالعات میکروسکوپی انجام شده، سنگ‌های منطقه آرتیمان دارای واحدهای مافیک، حدواسط و اسیدی می‌باشند که در این پژوهش به مطالعه سنگ‌های مافیک و حدواسط پرداخته می‌شود. نمونه سنگ‌های منطقه بر اساس مجموعه کانی‌های آن‌ها در جدول ۱ طبقه بندی شده‌اند.

سنگ‌های مافیک

سنگ‌های مافیک منطقه از انواع الیوین گابرو، الیوین نوریت، الیوین گابرونوریت، گابروها و نوریت‌ها تشکیل شده‌اند.

الیوین گابروها: در نمونه دستی سیاه مایل به خاکستری می‌باشند. بیشتر در شمال توپسیرکان (جنوب منطقه مورد مطالعه) به سمت اردوگاه باختریه برون زد دارند. کانی‌های اصلی در این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، الیوین و بیوتیت و کانی‌های فرعی ارتوپیروکسن، بیوتیت، آپاتیت و کانی‌های کدر می‌باشند (شکل ۳ الف). بیوتیت منشأ متاسوماتیک داشته و معمولاً از تحول کلینوپیروکسن‌ها حاصل شده است. عامل این متاسوماتیسم احتمالاً سیالات مشتق شده از ماگمای فلسیک جوان‌تر است که گرانیتوئیدها را ساخته است (سپاهی‌گرو، ۱۳۷۸). آپاتیت به صورت بلورهای سوزنی در این سنگ‌ها وجود دارند. کانی‌های ثانویه شامل کلینوزوئیزیت و اورالیت می‌باشند. بافت اصلی افیتیکی، ساب افیتیکی است. این بافت‌ها نشان دهنده تبلور همزمان کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز می‌باشد (کریم‌پور، ۱۳۸۸) (شکل ۳ پ). با توجه به اینکه توده‌ها چندبار (در چندین نوبت) تزریق شده‌اند توده‌های جوان‌تر بر روی توده‌های قدیمی‌تر اثر دگرگونی مجاورتی ایجاد کرده‌اند. از آن‌جا که الیوین گابروهای مجاور با توده‌های گرانیتی بافت کرونا نشان می‌دهند و این بافت در الیوین گابروهای دور از توده‌های گرانیتی مشاهده نمی‌شود گرما و سیالات ناشی از توده گرانیتی می‌تواند در تشکیل بافت کرونا در این سنگ‌ها مؤثر باشد. الیوین گابرونوریت‌ها: در نمونه دستی شبیه الیوین گابروها سیاه مایل به خاکستری می‌باشند و از لحاظ کانی‌شناسی علاوه بر کلینوپیروکسن، دارای ارتوپیروکسن هستند که مقدار آن بیشتر از ۱۰٪ است. در الیوین نوریت‌ها ارتوپیروکسن کانی مافیک غالب در سنگ می‌باشد.

گابروها و نوریت‌ها: این سنگ‌ها در نزدیکی الیوین گابروها و الیوین نوریت‌ها برون زد دارند. در نمونه دستی بسیار شبیه به هم می‌باشند و از لحاظ کانی‌شناسی اختلاف آن‌ها در غالب بودن کانی کلینوپیروکسن در گابروها و ارتوپیروکسن در نوریت‌ها باشد (شکل ۳ پ و ت). الیوین نیز در این سنگ‌ها یا وجود ندارد و یا به مقدار کمتر از ۱۰٪ در برخی نمونه‌ها مشاهده می‌شود.

پس از پیمایش‌های لازم در منطقه مورد مطالعه تعداد ۱۵۰ نمونه سنگی جمع آوری شد که از این تعداد به منظور بررسی ویژگی‌های میکروسکوپی نمونه‌ها ۴۰ مقطع نازک آماده گردید. برای بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی توده‌های نفوذی منطقه نیز تعداد ۱۱ نمونه سنگی با هوازدهی کمتر انتخاب شده و برای تجزیه عناصر اصلی و فرعی با روش‌های ICP-AES و ICP-MS به آزمایشگاه SGS کشور کانادا ارسال شدند (جدول ۲). از این تعداد ۵ نمونه از سنگ‌های گابرویی و نوریتی و ۶ نمونه از سنگ‌های دیوریتی می‌باشند. بررسی و پردازش داده‌ها با استفاده از نرم افزارهای مختلف مانند Gcdkit، Minpet و SPSS انجام شد.

موقعیت زمین‌شناسی

منطقه مورد مطالعه آرتیمان واقع در شمال شهر توپسیرکان (جنوب مجموعه پلوتونیک الوند) می‌باشد (شکل ۱ ب). از لحاظ مختصات جغرافیایی در عرض‌های جغرافیایی $30^{\circ} 32' 34''$ تا $30^{\circ} 37' 34''$ شمالی و طول‌های جغرافیایی $48^{\circ} 25' 30''$ تا $48^{\circ} 31' 00''$ شرقی قرار دارد (شکل ۱ پ). این منطقه در زون ساختاری سنج-سیرجان واقع می‌باشد (Mohajjel et al, 2003)، که به صورت نواری به طول ۱۵۰۰ کیلومتر و پهنا ۱۵۰ تا ۲۵۰ کیلومتر به موازات روراندگی زاگرس از غرب دریاچه ارومیه آغاز می‌شود و در یک راستای شمال غربی- جنوب شرقی تا گسل میناب در شمال بندرعباس ادامه می‌یابد (شکل ۱ الف). سنگ‌های منطقه مورد مطالعه شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرین و دگرگونی می‌باشند. قسمت‌های آذرین شامل انواع سنگ‌های مافیک تا اسیدی می‌باشند. سنگ‌های پلوتونیک مافیک، حدواسط و فلسیک با سن ۱۶۲ میلیون سال (ژوراسیک) به روش U-Pb توسط شهبازی، (۱۳۸۹) به درون سنگ‌های منطقه نفوذ نموده و باعث دگرگون شدن آن‌ها شده است که اغلب سنگ‌های پلیتی با میان لایه‌هایی از سنگ‌های بازیک، کربناته و مارن می‌باشند.

روابط صحرائی

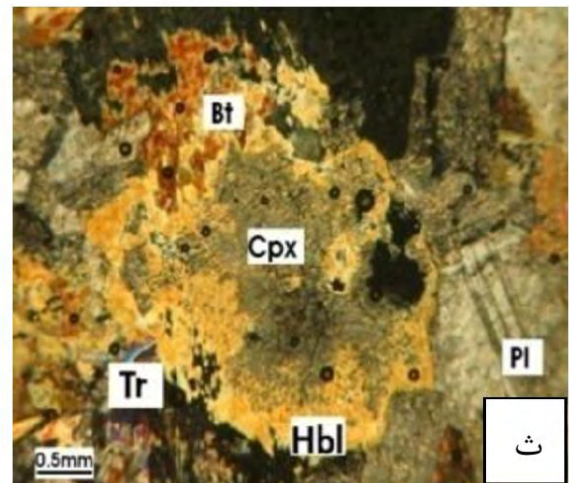
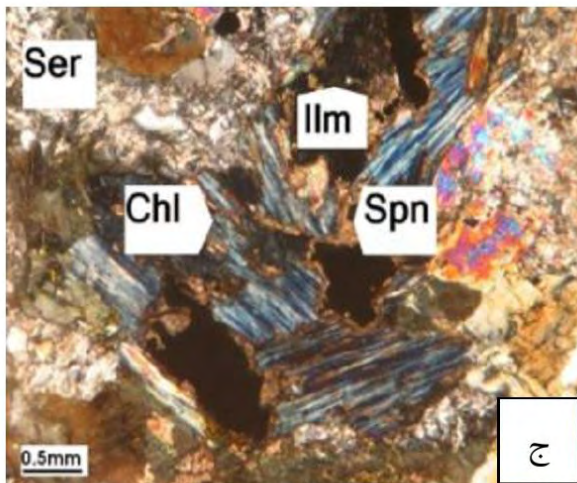
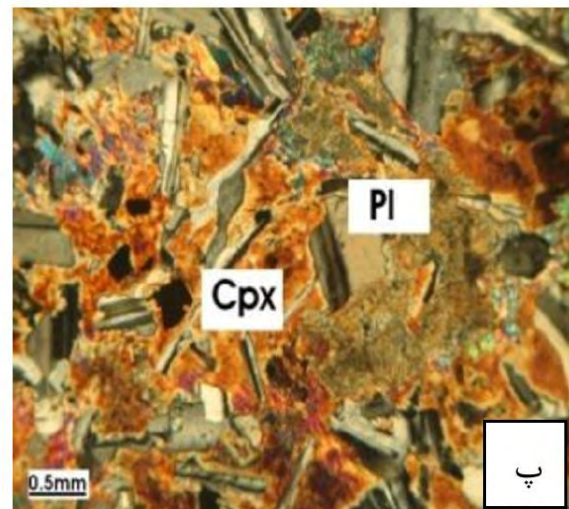
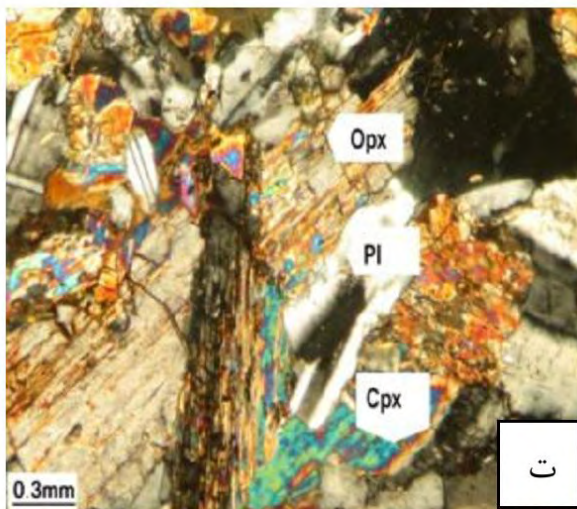
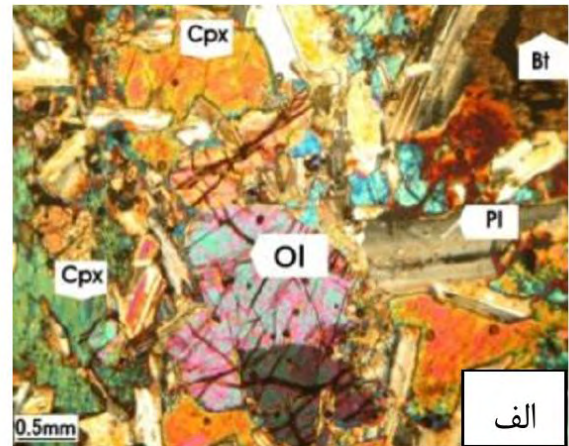
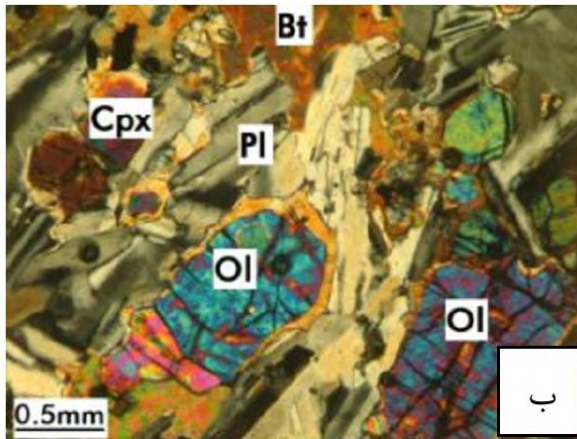
پس از انجام بازدیدهای صحرائی از منطقه مورد مطالعه مشخص شد که سنگ‌های موجود در منطقه به صورت سه دسته سنگ‌های مافیک، حدواسط و اسیدی برون زد دارند. سنگ‌های اسیدی شامل گرانودیوریت، مونوزوگرانیت، سینوگرانیت، آلکالی‌فلدسپارگرانیت، آپلیت‌ها و پگماتیت‌ها بیشتر در نزدیکی روستای آرتیمان و حوالی سرکان برون زد دارند. در نزدیکی روستای آرتیمان متمایل به شرق و جنوب آن سنگ‌های حدواسط به صورت توده‌های نابرجا مابین گرانیتوئیدها دیده می‌شوند و در برخی مناطق آپلیت‌ها و پگماتیت‌ها به صورت دایک‌هایی با ضخامت‌های چند سانتی متر تا چندین متر کنتاکت مشخصی با سنگ‌های حدواسط دارند. سنگ‌های مافیک بیشتر در جنوب آرتیمان (شمال توپسیرکان) به سمت اردوگاه باختریه برون زد دارند. در این منطقه گابروها و نوریت‌ها را نیز می‌توان مشاهده کرد. همچنین گابروها و نوریت‌ها در مناطق نزدیکتر به روستای آرتیمان مجاور با دیوریت‌ها نیز برون زد



شکل ۲. نمایی از منطقه مورد مطالعه، دید به سمت جنوب

جدول ۱. سنگ‌شناسی نمونه‌های مورد مطالعه بر اساس کانی‌های آن‌ها (کانی‌های اصلی (X)، (کانی‌های فرعی (O)، (کانی‌های ثانویه (A).

نام سنگ	الیون گابرو	الیون گابرو نوریت	گابرو	نوریت	گابرو نوریت	دیوریت						
						HJt1	HJt2	HGt1	HFt4	HGt6	Hk8	
کانیها	HNt1	HNt6	HFt3	HK5	HNt5	HKt2	HJt1	HJt2	HGt1	HFt4	HGt6	Hk8
Oli	X	X		O<10%								
Opx		X		X	X	X		O				
Cpx	X	X	X	O	X	X	O			O		O
Pl	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Hob	A	A	O	O	A	A	X	X	X	X	X	X
Bt	A	A	A	O	A	A	X	X	X	X	X	X
Or			O				O	O	O	O	O	O
Qz			O<2%	O<2%			O	O	O	O	O	O
Ap	O	O	O					O		O	O	
Ms						O		A		A	A	
Ser							A	A	A	A	A	A
Epd	A	A			A	A				A		
Chl				A			A	A	A	A	A	A
Sph			O				A		A		A	A
Ilm	O	O		O	O		O	O	O		O	
Trm							A					
Cal									O			



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های مافیک و حدواسط منطقه، نور (XPL). (الف) الیون گابرو، (ب) الیون گابرو- حاشیه کرونا در اطراف الیون، (پ) گابرو با بافت افیتیک، (ت) نوریت، (ث) دیوریت، تحول کلینوپیروکسن به هورنبلند، (ج) دیوریت، به وجود آمدن اسفن از واکنش ایلمینیت با بیوتیت و تبدیل بیوتیت به کلریت و مسکویت و سرسیتی شدن پلاژیوکلاز، الیون (Ol)، کلینوپیروکسن (Cpx)، اورتوپیروکسن (Opx)، هورنبلند (Hbl)، پلاژیوکلاز (Pl)، بیوتیت (Bt)، اسفن (Spn)، ترمولیت (Tr)، ایلمینیت (Ilm)، سرسیت (Ser)، علائم اختصار کانی‌ها از (Kretz, 1983).

جدول ۲. نتایج آنالیز شیمیایی انواع سنگ‌های مورد بررسی

Samples	واحد سنگ های مافیک و حدواسط										
	HNt1	HNt5	HNt6	HK5	HKt2	HJt1	HJt2	HFt3	HGt6	HFt4	HK8
Major elements, wt%											
SiO ₂	۴۸/۳	۴۶/۳	۴۷/۹	۵۱/۴	۵۳/۳	۵۲/۸	۵۲/۹	۵۴/۶	۵۰/۶	۵۴/۷	۵۵
TiO ₂	۰/۴۷	۰/۹۶	۰/۹۳	۱/۱	۰/۹۱	۱/۲۳	۱/۰۷	۱/۵۱	۱/۳۹	۱/۲۹	۱/۰۲
Al ₂ O ₃	۱۷/۸	۱۷/۶	۱۵/۵	۱۶	۱۶/۴	۱۶/۵	۱۶/۴	۱۴/۳	۱۵/۱	۱۵/۲	۱۵/۸
Fe ₂ O ₃	۸/۰۵	۸/۵۶	۱۰/۶	۹/۵۲	۹/۶۲	۸/۵	۸/۷۵	۹/۸۸	۹/۵۸	۹/۳۵	۸/۹۵
MnO	۰/۱۱	۰/۱۳	۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۱۶	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۱۵
CaO	۱۱/۲	۱۰/۶	۸/۹۳	۹/۰۷	۸/۹۵	۷/۷۵	۹/۳۴	۷/۷۵	۱۰/۵	۷/۸۴	۸/۸۶
MgO	۱۱/۴	۶/۸۷	۱۰/۸	۶/۹	۷/۰۷	۴/۹۸	۴/۷۵	۴/۶۹	۷/۴۱	۴/۸۷	۵/۱۶
Na ₂ O	۱/۸	۲/۳۰	۲/۲	۲/۵	۲/۲	۳/۹	۲/۸	۲/۹	۲/۶	۳	۳
K ₂ O	۰/۳۵	۰/۴۹	۰/۷۸	۱/۲	۱/۲۷	۱/۲۸	۱/۳۲	۱/۴۹	۱/۱۲	۱/۶۴	۱
Cr ₂ O ₃	۰/۰۷	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۳	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	۰/۰۳	<۰/۰۱	<۰/۰۱
P ₂ O ₅	۰/۰۵	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۱۷	۰/۱۳	۰/۰۳	۰/۰۸	۰/۲۷	۰/۲۳	۰/۱۹	۰/۱
LOI	۰/۳۱	۱/۴۵	۰/۴۸	۰/۷	۰/۶۸	۱/۷۹	۰/۵۴	۱/۰۶	۱/۲۴	۰/۹۷	۱/۰۷
Total	۹۹/۹۱	۹۵/۴	۹۸/۴۴	۹۸/۷۴	۱۰۰/۷۲	۹۸/۹	۹۸/۰۸	۹۸/۶	۹۹/۹۵	۹۹/۱۹	۱۰۰/۱
Trace elements, ppm											
Rb	۱۴	۱۴/۷	۲۹/۹	۵۰/۱	۵۶/۶	۶۰/۴	۴۶	۸۲/۸	۴۲/۸	۷۶/۹	۵۰/۵
Cs	۱/۱	۱/۱	۱/۱	۳/۶	۳/۹	۹/۵	۳/۸	۳/۸	۱۵/۳	۵/۶	۵/۴
Sr	۲۶۰	۳۲۰	۲۱۰	۲۶۰	۲۵۰	۲۳۰	۲۸۰	۲۸۰	۳۳۰	۲۴۰	۲۵۰
Ba	۴۰	۸۰	۱۰۰	۲۰۰	۱۷۰	۹۰	۹۰	۲۷۰	۱۹۰	۱۴۰	۷۰
Y	۸/۲	۱۴/۷	۱۸/۱	۲۱/۳	۱۸	۱۲/۷	۱۷/۶	۲۹/۱	۱۹/۱	۲۳/۷	۱۹/۳
Zr	۳۷/۵	۷۳/۱	۸۲/۵	۱۱۰	۹۶/۴	۳۵/۲	۶۳/۹	۱۵۲	۱۱۶	۱۲۰	۵۷/۴
Hf	۱	۲	۲	۳	۳	۱	۲	۴	۳	۳	۲
V	۹۷	۱۵۰	۱۵۶	۲۰۳	۲۱۲	۲۳۹	۲۴۶	۱۹۳	۲۰۷	۱۷۶	۲۵۲
Nb	۳	۷	۷	۱۱	۹	۵	۶	۱۹	۱۶	۱۲	۶
Ta	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	۰/۶	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	۱/۲	۱/۱	۰/۷	۰/۶
Th	۱/۳	۱/۹	۲/۸	۴/۶	۵	۳/۵	۴/۳	۵	۳/۶	۵/۵	۳/۴
Mo	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲	۲	۲	<۲	<۲
W	<۱	<۱	<۱	۱	۱	۲	۱	۲	۲	۲	۲
U	۰/۵	۰/۴۶	۰/۶۶	۱/۰۷	۱/۰۹	۰/۸۸	۱/۱۳	۱/۴	۱/۱۸	۱/۷۶	۰/۹۶
Co	۵۲/۷	۳۸/۳	۵۶/۲	۴۰/۳	۴۰/۷	۳۲/۱	۳۴/۱	۳۲	۴۱/۲	۳۰/۱	۳۵
Ni	۲۸۸	۱۱۰	۲۶۰	۸۰	۸۰	۳۶	۳۰	۴۶	۱۰۴	۵۴	۲۷
Cu	۱۴۷	۹۹	۱۵۲	۷۹	۸۹	۴۲	۴۳	۷۲	۹۷	۶۶	۳۰
Zn	۳۵	۵۱	۶۲	۶۸	۶۴	۵۱	۵۲	۷۱	۵۹	۶۸	۵۶
Ga	۱۴	۱۶	۱۵	۱۸	۱۸	۱۸	۱۹	۲۱	۱۸	۲۰	۲۰
Tl	<۰/۰۵	<۰/۰۵	<۰/۰۵	<۰/۰۵	<۰/۰۵	<۰/۰۵	<۰/۰۵	<۰/۰۵	<۰/۰۵	<۰/۰۵	<۰/۰۵
Sn	<۱	<۱	۱	۲	۲	۲	۲	۳	۲	۳	۳
La	۴/۸	۸	۹/۵	۱۸	۱۵/۶	۹/۱	۱۰/۲	۳۴/۸	۱۵/۷	۱۶/۹	۱۰/۴
Ce	۹/۸	۱۷/۸	۲۰/۸	۳۷/۶	۳۳/۸	۱۸/۲	۲۱/۹	۶۹/۳	۳۴/۱	۳۶/۱	۲۵
Pr	۱/۲۲	۲/۲۹	۲/۶۶	۴/۴۶	۴/۰۹	۲/۲۳	۲/۷۵	۷/۹۵	۴/۲۱	۴/۴۸	۳/۱۸
Nd	۵	۱۰/۱	۱۰/۹	۱۸	۱۶/۳	۸/۶	۱۱	۲۸/۷	۱۷/۴	۱۷/۴	۱۳/۱
Sm	۱/۳	۲/۵	۲/۷	۴/۱	۳/۶	۲/۳	۳	۶	۴	۴/۲	۳/۴
Eu	۰/۵۱	۰/۸۵	۰/۹۵	۱/۲۳	۱/۱۹	۰/۸۴	۰/۹۲	۱/۴۳	۱/۳	۱/۲۳	۰/۹
Gd	۱/۶	۲/۶۶	۲/۹۴	۴/۰۵	۳/۶۶	۲/۲۲	۳/۱۶	۵/۸۶	۳/۹۱	۴/۵۵	۳/۵۸
Tb	۰/۲۸	۰/۴۶	۰/۵۱	۰/۶۹	۰/۶	۰/۴	۰/۵۵	۰/۹۴	۰/۶۵	۰/۷۸	۰/۶۳
Dy	۱/۶۶	۲/۹۱	۳/۴۱	۴/۳۳	۳/۷۷	۲/۴۴	۳/۴۱	۵/۷۶	۳/۸۸	۴/۶۵	۳/۷۸
Ho	۰/۳۴	۰/۶۲	۰/۷۳	۰/۸۹	۰/۷۶	۰/۵۳	۰/۷۲	۱/۱۴	۰/۷۷	۰/۹۷	۰/۷۸
Er	۰/۹۳	۱/۷۹	۲/۱۱	۲/۳۵	۲/۱۱	۱/۵۲	۱/۹۲	۳/۲۶	۲/۰۹	۲/۵۹	۲/۱۲
Tm	۰/۱۴	۰/۲۴	۰/۳۲	۰/۳۴	۰/۳۲	۰/۲۱	۰/۳	۰/۴۵	۰/۲۸	۰/۳۸	۰/۳
Yb	۰/۹	۱/۶	۲/۱	۲/۱	۲	۱/۲	۱/۸	۳/۱	۱/۸	۲/۲	۱/۹
Lu	۰/۱۲	۰/۲۴	۰/۳۵	۰/۳۱	۰/۴۲	۰/۲۷	۰/۲۸	۰/۴۴	۰/۲۹	۰/۳۵	۰/۲۶

سنگ‌های حدواسط

نسبت Fe^{3+}/Fe^{2+} با افزایش فوگاسیته اکسیژن افزایش می‌یابد. به همین علت Fe^{3+} در اکسیدهای Fe-Ti تمرکز می‌یابد، سنگ‌های با نسبت بالای فوگاسیته اکسیژن Fe^{2+} کمتری برای تشکیل سیلیکات‌ها دارند (Winter, 2001). به نظر می‌رسد در منطقه مورد مطالعه فوگاسیته اکسیژن از سنگ‌های مافیک به سمت سنگ‌های حدواسط در حال افزایش است که از نشانه‌های آن تبلور اکسیدهای آهن در دیوریت‌هاست، همین امر باعث همبستگی مثبت Fe_2O_3 با SiO_2 شده است.

بررسی فرایندهای تبلور تفریقی و ذوب بخشی

با توجه به اینکه عواملی نظیر تبلور تفریقی و ذوب بخشی هر دو ممکن است منجر به تشکیل پدیده‌های نهایی مشابهی در شکل‌گیری سنگ‌های ماگمایی شوند، برای تشخیص نقش و تاثیر هر یک از این عوامل از نمودارهای عناصر ناسازگار و سازگار در برابر یکدیگر استفاده شد. به عقیده (Rogers et al., 1984) اگر در یک سری سنگی نمودار تغییرات دو عنصر ناسازگار دارای روند خطی و مثبت باشد و از مبدأ مختصات نیز بگذرد و همچنین در نمودار عناصر ناسازگار- سازگار آن سری نیز روند خطی و منفی دیده شود، در این صورت می‌توان فرایند اصلی مرتبط به تشکیل سنگ‌های سری مزبور را تبلور تفریقی دانست. در غیر این صورت ذوب بخشی فرایند اصلی در تشکیل سنگ است. نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار Co نسبت به Ni که جزء عناصر سازگار هستند دارای روند مثبت است (شکل ۶ الف). همچنین نمودارهای عناصر سازگار-ناسازگار (Rb-Co) و ناسازگار-ناسازگار (Ce-Zr) و (Nb-Zr) نیز نشانگر تبلور تفریقی در تحول این دسته از سنگ‌ها می‌باشند (شکل ۶ ب، پ و ت).

تعیین سری ماگمایی و محیط تکتونیکی

نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه در نمودارهای تمایز سری‌های ماگمایی تصویر شده‌اند. در نمودار Zr/TiO_2 در برابر Y/TiO_2 (Lentz, 1998) و نمودار AFM (Irvine & Baragar, 1971) نمونه‌ها در گستره تولییتی تا انتقالی قرار دارند (شکل ۷ الف و ب). به منظور تعیین جایگاه زمین ساختی تقریبی سنگ‌های منطقه نیز از نمودارهای مختلفی که بیشتر بر پایه عناصر کمیاب طراحی شده‌اند، استفاده شده است. در نمودار Th/Yb نسبت به Ta/Yb (Pearce, 1983) نمونه‌های منطقه در گستره بازالت‌های کمان آتشفشانی (VAB) قرار می‌گیرند. در نمودارهای (Wood, 1980) نمونه‌ها در گستره بازالت‌های کمان قاره‌ای (CAB) قرار می‌گیرند (شکل ۸ الف، ب و پ). بنابراین می‌توان گفت که سنگ‌های پلوتونیک مورد مطالعه احتمالاً معادل سنگ‌های آتشفشانی بازالت‌های قوس‌های حاشیه قاره‌ای هستند.

سنگ‌های حدواسط منطقه دارای طیفی از پیروکسن دیوریت، دیوریت‌ها و کوارتز دیوریت‌ها می‌باشند. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت است. در پیروکسن دیوریت‌ها علاوه بر کانی‌های مذکور کلینوپروکسن نیز به صورت تحول یافته به هورنبلند مشاهده می‌شود (شکل ۲ث). از جمله بافت‌های اصلی در این سنگ‌ها بافت اینترگرانولار است. آمفیبول‌ها از نوع هورنبلند سبز می‌باشند. برخی از بلورهای آمفیبول در اثر دگرسانی به اورالیت و کلریت و برخی از بلورهای بیوتیت به کلریت تبدیل شده‌اند. در مرکز بسیاری از بلورهای بیوتیت و کلریت کانی‌های کدر وجود دارند که با توجه به این‌که به کانی اسفن تبدیل شده‌اند، احتمالاً ایلمنیت یا تیتانومگنتیت هستند (شکل ۳ج). آلکالی فلدسپار، آپاتیت و کانی‌های کدر نیز در این سنگ‌ها وجود دارند. همچنین سرسیت، کلینوزوئیزیت، اسفن و کلسیت کانی‌های ثانویه در این سنگ‌ها می‌باشند. گاهی مقدار کوارتز در دیوریت‌ها بیش از ۵٪ است، در این صورت سنگ کوارتز دیوریت نامیده می‌شود.

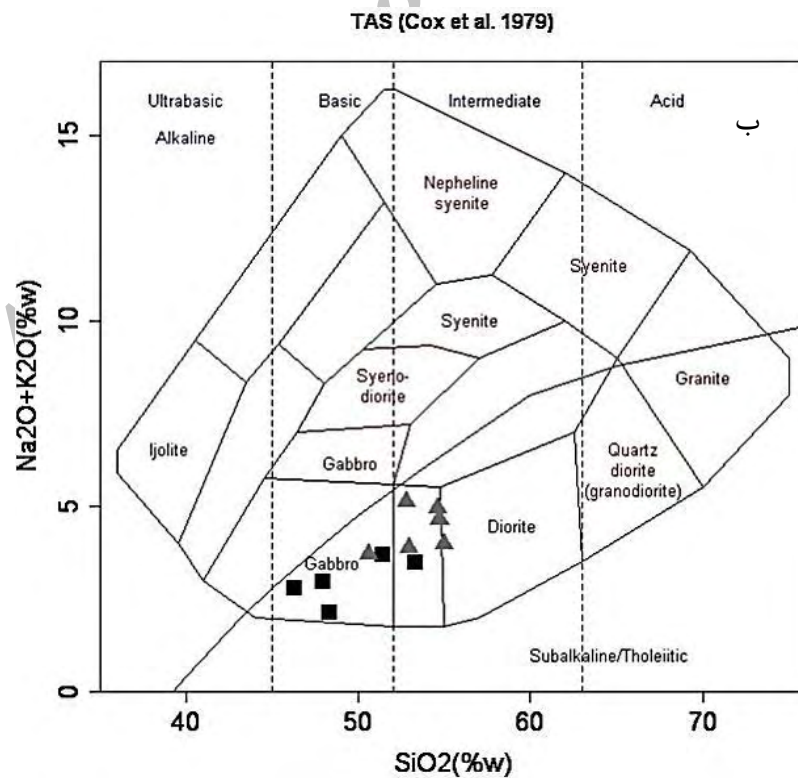
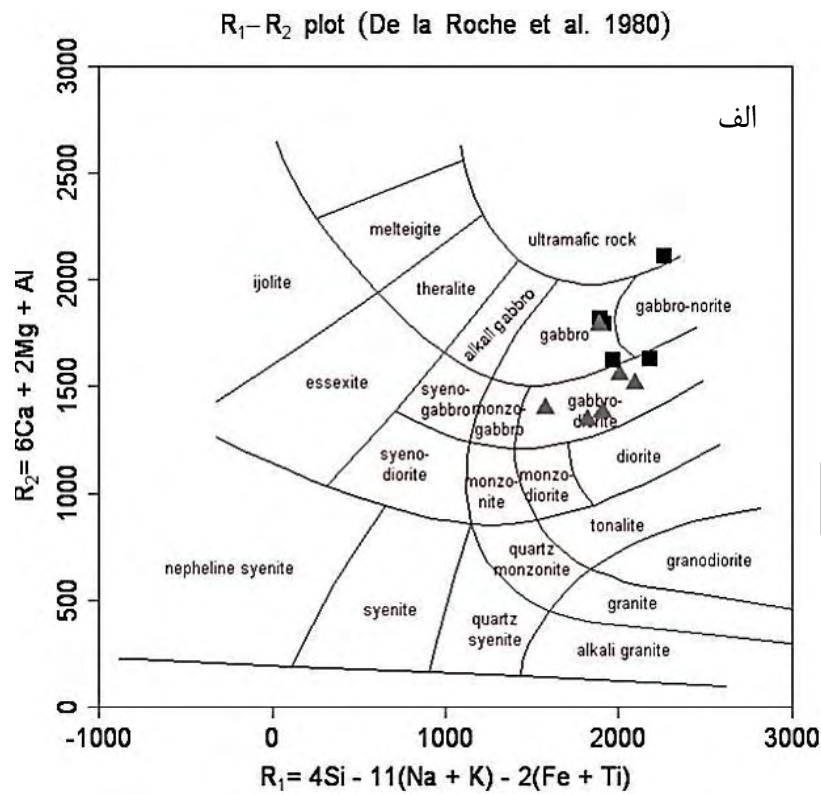
بحث و بررسی

زمین شیمی

برای نامگذاری شیمیایی سنگ‌های مورد بررسی از نمودارهایی که توسط پژوهشگران مختلف ارائه شده استفاده شده است. بر اساس نمودار (De La Roche et al., 1980) (شکل ۴ الف) و نمودار سیلیس نسبت به مجموع عناصر آلکالی (Cox et al., 1979) (شکل ۴ ب) سنگ‌های مورد مطالعه در گستره گابرو و گابرو دیوریت قرار می‌گیرند.

بررسی همبستگی بین عناصر اصلی

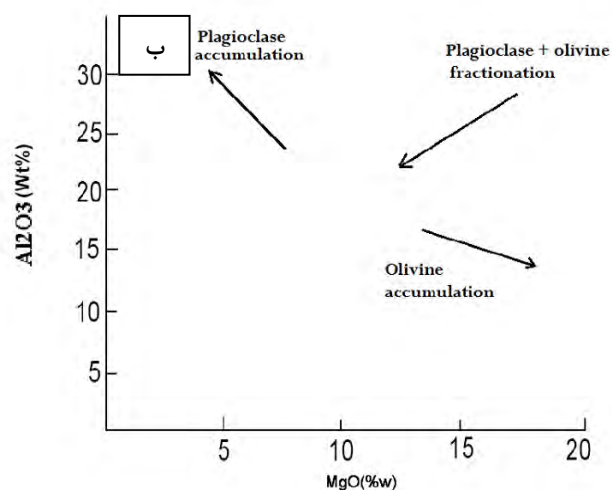
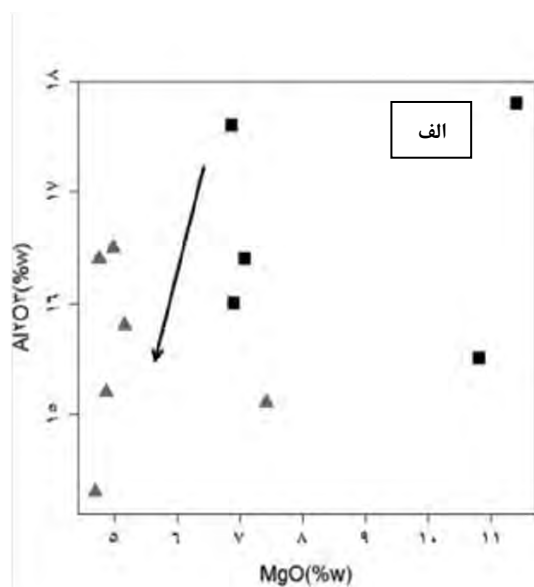
همبستگی بین SiO_2 و سایر اکسیدهای اصلی مربوط به سنگ‌های منطقه به صورت ضریب همبستگی در جدول (۳) ارائه شده است. با توجه به جدول (۳) عناصر CaO ، Al_2O_3 ، MgO با SiO_2 همبستگی منفی و عناصر TiO_2 ، Fe_2O_3 ، Na_2O ، K_2O ، MnO ، P_2O_5 با SiO_2 همبستگی مثبت دارند (جدول ۳). همبستگی مثبت K_2O و Na_2O با SiO_2 در اثر تفریق افزایش پیدا می‌کند. همچنین همبستگی منفی SiO_2 با MgO و CaO نیز می‌تواند شاخصی از تفریق و تبلور عادی ماگما باشد. این امر می‌تواند نشانه تبلور بخشی کانی کلینوپروکسن و پلاژیوکلاز در طی تبلور ماگما باشد. همبستگی مثبت SiO_2 با TiO_2 می‌تواند به علت تبلور ایلمنیت و تیتانومگنتیت در سنگ‌های حدواسط باشد. با توجه به نمودار (شکل ۵ الف و ب) از (Wilson, 1989) سنگ‌های مافیک و حدواسط نوعی تفریق پلاژیوکلاز و الیوبین را نشان می‌دهند، همچنین کاهش همزمان CaO و Al_2O_3 به همراه روند افزایشی SiO_2 می‌تواند دلیلی دیگر برای تفریق زود هنگام پلاژیوکلاز باشد. در این صورت تفریق زود هنگام پلاژیوکلاز باعث همبستگی منفی Al_2O_3 در این سنگ‌ها شده است.



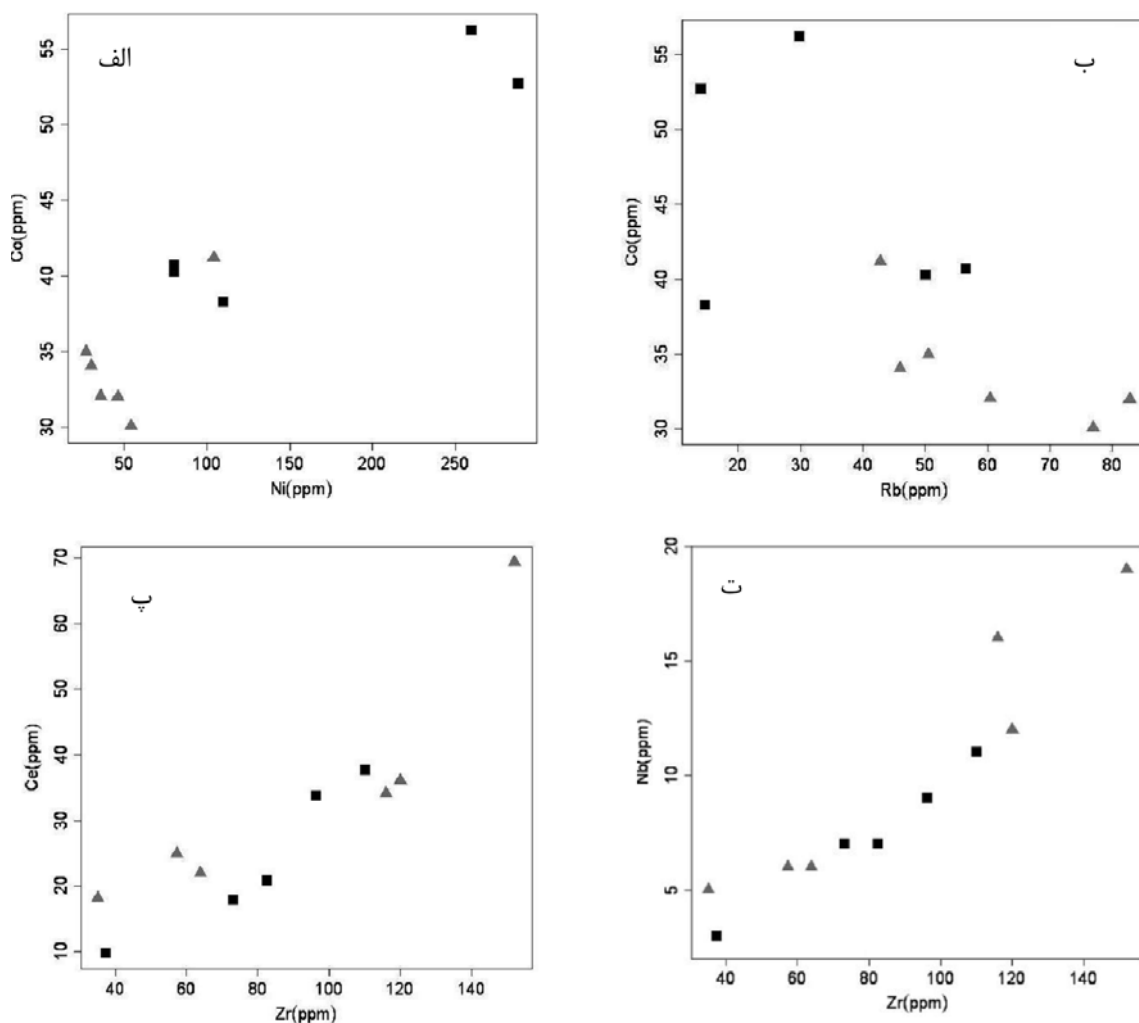
شکل ۴. نامگذاری سنگ‌های منطقه با استفاده از نمودارهای (الف) نمودار R₁-R₂ از (De La Roche et al, 1980)، (ب) نمودار مجموع عناصر آلكالی نسبت به سیلیس از (Cox et al, 1979)، نمونه‌های مورد مطالعه در گستره گابرو و گابرویدوریت قرار می‌گیرند، سنگ‌های مافیک (■) و سنگ‌های حدواسط (▲).

جدول ۳. ضرایب همبستگی عناصر اصلی

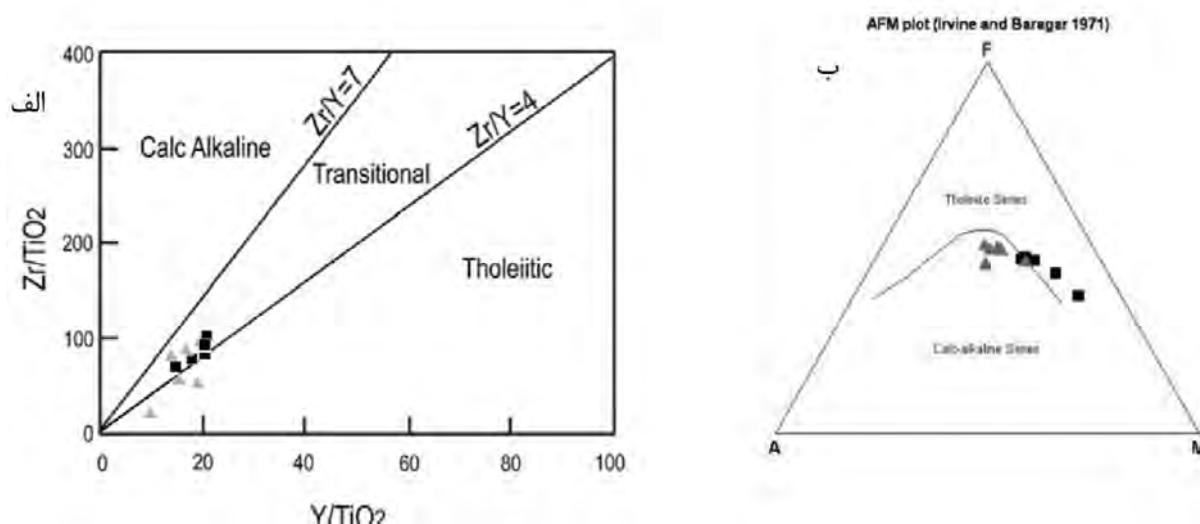
P ₂ O ₅	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	TiO ₂	SiO ₂	
۰/۲۵۵	۰/۳۳۷	۰/۷۹۹	۰/۶۱۴	-۰/۷۵۱	-۰/۷۳۳	۰/۱۳۲	-۰/۵۷۸	۰/۵۳۵	۱	SiO ₂
۰/۶۹۱	۰/۴۸۳	۰/۸۲۲	۰/۶۵۳	-۰/۷۱۲	-۰/۶۰۶	۰/۴۳	-۰/۸۰۸	۱		TiO ₂
-۰/۷۷۴	-۰/۶۷۷	-۰/۸۱۳	-۰/۳۵۵	۰/۳۹۰	۰/۶۲۰	-۰/۷۵۷	۱			Al ₂ O ₃
۰/۶۳۴	۰/۸۵۴	۰/۴۶۳	-۰/۱۱۰	۰/۰۶۸	-۰/۴۰۳	۱				Fe ₂ O ₃
-۰/۲۰۷	-۰/۵۱۶	-۰/۸۰۷	-۰/۷۱۴	۰/۶۲۷	۱					CaO
-۰/۲۴۱	-۰/۱۸۰	-۰/۶۹۱	-۰/۷۷۰	۱						MgO
-۰/۰۵۴	۰/۱۵۹	۰/۵۴۴	۱							Na ₂ O
۰/۶۴۷	۰/۴۸۹	۱								K ₂ O
۰/۴۶۷	۱									MnO
۱										P ₂ O ₅

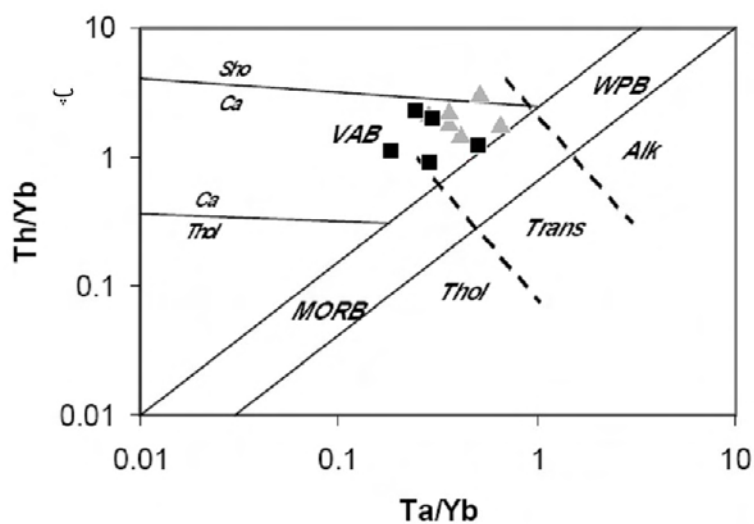
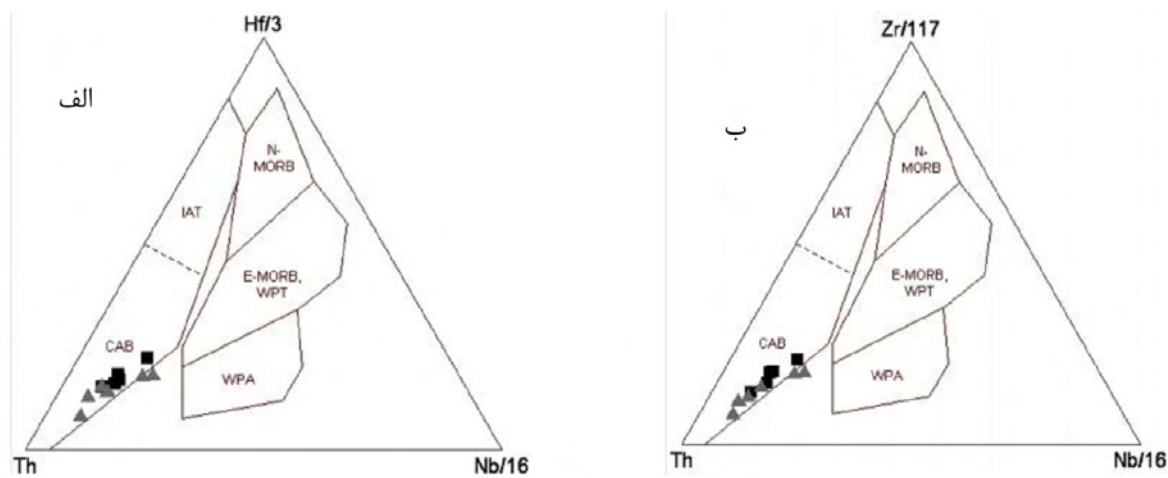
شکل ۵. الف) نمودار تغییرات در میزان درصد Al_2O_3 و MgO و تاثیر تبلور کانی‌ها در میزان عناصر از (Winter, 2001) و ب) جدایش بلورهای الیوین و پلاژ یوکلاز همزمان با کاهش Al_2O_3 و MgO .



شکل ۶. نمودارهای تغییرات عناصر الف) سازگار-سازگار، ب) سازگار-ناسازگار، پ) و ت) ناسازگار-ناسازگار که همگی نشان دهنده فرایند تفریق می‌باشند، علامت‌ها مانند شکل ۴.



شکل ۷. تعیین سری ماگمایی سنگ‌های آذرین منطقه مورد مطالعه با استفاده از نمودارهای متمایزکننده الف) از (Lentz, 1998) و ب) از (Irvine and Baragar, 1971)، با توجه به نمودارها، نمونه‌ها در گستره تولیتی تا انتقالی قرار می‌گیرند، علامت‌ها مانند شکل ۴.

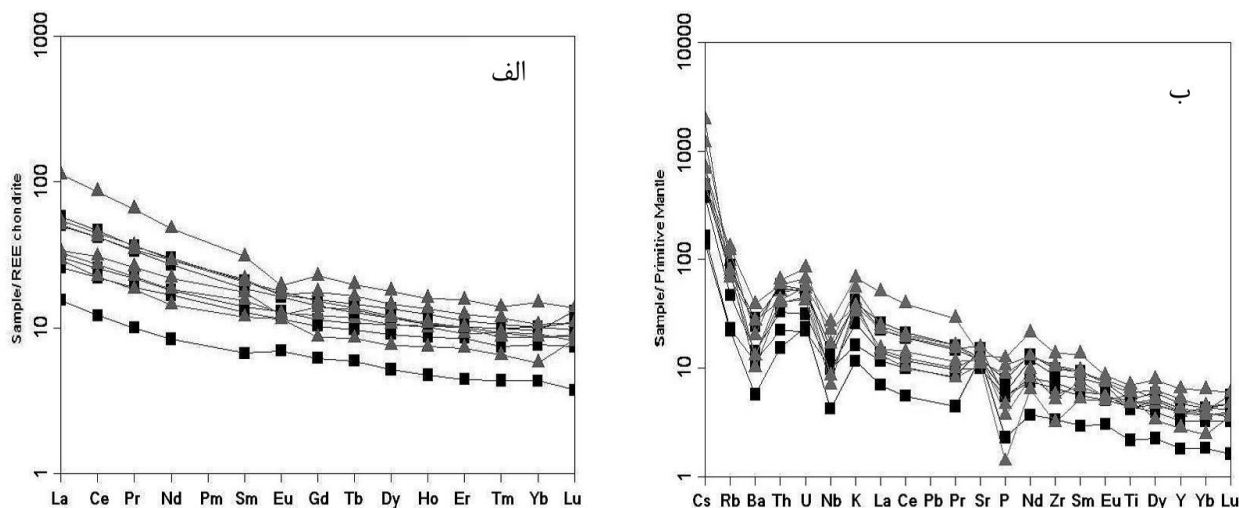


شکل ۸. تعیین جایگاه زمین ساختی تشکیل سنگ‌های آذرین منطقه مورد مطالعه با استفاده از نمودارهای متمایزکننده الف از (Pearce, 1983) و ب و پ از (Wood, 1980)، علامت‌ها مانند شکل ۴.

تفسیر نمودارهای عنکبوتی

مثبت Eu و دیوریت‌های حاصل از تفریق آن‌ها دارای آنومالی منفی Eu باشند اما چنین نیست. یک دلیل می‌تواند به سبب شرایط اکسیدان در محیط تبلور باشد. از آن‌جا که Eu دارای دو ظرفیت ۲ و ۳ می‌باشد و در شرایط اکسیدان به صورت ۳ ظرفیتی بوده و در ساختار پلاژیوکلاز قرار نمی‌گیرد سبب خنثی شدن آنومالی مثبت Eu در گابروها می‌شود. اما در این شرایط (شرایط اکسیدان) می‌بایست آهن نیز به صورت ۳ ظرفیتی بوده و در ساختار مگنتیت وارد شود، به سبب کمبود و یا نبود مگنتیت در این سنگها وجود این شرایط منتفی می‌شود. از طرفی با توجه به نمودار (شکل ۵ الف و ب) از (Wilson, 1989) که بیانگر تفریق زود هنگام پلاژیوکلاز و الیون می‌باشد باعث خروج Eu از ماگما شده و مقدار Eu باقی مانده در ماگما که سنگ‌های مورد مطالعه از آن حاصل شده‌اند را کاهش می‌دهد. همچنین با تبلور گابروها می‌بایست آنومالی مثبت Eu در این سنگ‌ها دیده شود در صورتی که Eu بدون آنومالی می‌باشد و دیوریت‌ها نیز آنومالی منفی Eu نشان نمی‌دهند پس عاملی که باعث کاهش آنومالی مثبت Eu در گابروها و آنومالی منفی آن در دیوریت‌ها شده است می‌تواند نحوه تبلور کانی‌هایی مانند کلینوپیروکسن‌ها، اورتوپیروکسن‌ها و آمفیبول باشد و همچنین هم‌رشدی کلینوپیروکسن با پلاژیوکلاز (بافت افیتیک) در گابروها باعث افزایش Eu در ماگما شده (کریم پور، ۱۳۸۸) که دیوریت‌ها از آن متبلور شده‌اند و به همین دلیل در نهایت آنومالی Eu در گابروها در نمودارهای عنکبوتی به سمت پایین و در دیوریت به سمت بالا حرکت کرده است. غنی‌شدگی عناصر LREE نسبت به HREE و تهی‌شدگی Nb و (HFSE) از ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه می‌باشد که نشانگر وجود فاز گارنت یا آمفیبول-دار در منشأ می‌باشد که این عناصر در آن‌ها تمرکز یافته‌اند. همچنین نشانگر عدم وجود پلاژیوکلاز در منشأ یا تفاله باقیمانده می‌باشد (Jahangiri, 2007). عنصری ناسازگار و متحرک است که مقدار آن در پوسته قاره ای و رسوبات زیاد است (Gill, 1981). هنگامی که رسوبات روی پوسته اقیانوسی فرورانده می‌شود Ba آن‌ها توسط سیال‌های ناشی از بی آب شدن رسوبات و پوسته اقیانوسی به گوه گوشته‌ای منتقل شده و تولید ماگماهایی با Ba/La بالا می‌کنند (Kamber et al, 2002). سنگ‌های منطقه دارای نسبت پایین Ba/La هستند (مشابه جزایر آلوشین (Aleutian)) که نشان می‌دهد ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورو پیش از بی‌آب شدن آن اتفاق افتاده است (Kamber et al, 2002). تفریق آپاتیت در مراحل اولیه تفریق ماگما، باعث ایجاد بی‌هنجاری منفی P در این سنگ‌ها شده است. (Stolz et al, 1996) عقیده دارد که نسبت Nb/Ta بالا نشانگر منبع گوشته‌ای است، اگر تحت تأثیر سیالات قرار گیرد، فقیر از HFSE (منشأ گرفته از فرورانش)، غنی شده از LILE خواهد بود و در این حالت نسبت $Nb/Ta > 1$ خواهد شد، که این نسبت در سنگ‌های منطقه بین ۶ تا ۱۸ است. مقادیر بالای نسبت Nb/Ta شاخص ماگماهای مشتق شده از گوشته‌ای آلیش یافته است.

در بررسی الگوی توزیع عناصر کمیاب بر پایه نمودارهای عنکبوتی، مقادیر عناصر کمیاب ناسازگار و نادر خاکی نمونه‌های منطقه نسبت به مقادیر کندریت (Boynton, 1984) و گوشته اولیه (Sun and Mc Donough, 1989) به‌نحوا شده‌اند (شکل ۹ الف و ب). در این نمودارها عناصر Cs، K و U غنی‌شدگی و عناصری مانند Nb، Ba، P تهی‌شدگی نشان می‌دهند. غنی‌شدگی عنصر K می‌تواند در ارتباط با فرایند متاسوماتیسم گوشته یا آلیش پوسته قاره‌ای باشد. آنومالی منفی Nb در سنگ‌های منطقه تأثیر سیالات حاصل در زون فرورانش را بر منابع گوشته‌ای نشان می‌دهد (Soesoo, 2000). همچنین این آنومالی شاخص سنگ‌های قاره‌ای است و ممکن است نشان دهنده شرکت پوسته در فرایندهای ماگمایی باشد (Rollinson, 1993). عناصر خاکی کمیاب در سنگ‌های مختلف روندی یکسان نشان می‌دهند و سنگ‌های منطقه از عناصر کمیاب سبک LREE غنی‌شدگی و از HREE تهی‌شدگی نشان می‌دهند. دو احتمال برای غنی‌شدگی LREE در نمونه‌های مورد مطالعه می‌تواند در نظر گرفت: یکی این که LREE ها تا حدی از HREE ها ناسازگارترند و ممکن است به علت درصد ذوب بخشی کم در سنگ منشأ باشد. عامل دیگری که باعث غنی‌شدگی سنگ‌های یک ناحیه از LREE می‌شود این است که این سنگ‌ها در مناطق فرورانش تشکیل شده باشند (Winter, 2001). سنگ‌های مورد مطالعه به طور مشخصی غنی‌شدگی از عناصر LILE (مثلاً Rb و U) و تهی‌شدگی از عناصر HFSE (مثلاً Nb) را نشان می‌دهند. شعاع یونی بالا و ظرفیت پایین LIL ها نشان می‌دهد که این عناصر در سیالات آبی بسیار حلال هستند و به سهولت به داخل یک فاز آبی وارد می‌شوند. چون سیالات آبدار یک جزء مهم در پتروژنز زون فرورانش هستند، غنی‌شدگی از LIL ها اکثراً توسط شرکت سیالات غنی از آب در منشأ ماگماهای زون فرورانش شرح داده می‌شوند. منبع آشکار برای H_2O خیلی عمیق در زمین آب موجود در رسوبات پوسته اقیانوسی صفحه فرورونده خواهد بود. این سیالات غنی شده از عناصر LIL که از پوسته برچیده‌اند هم می‌توانند دمای ذوب سنگ‌های با منشأ جامد را پایین آورند و هم در نتیجه هیدراته کردن ماگما LIL ها را متمرکز سازند. عناصر HFS با ظرفیت بالاتر حلالیت کمتری دارند و به این دلیل اغلب عناصر نامتحرک نامیده می‌شوند. غلظت این عناصر توسط شیمی منشأ و فرایندهای بلور-مذاب که در هنگام تکوین سنگ رخ می‌دهند کنترل می‌شود. الگوی بالای LIL/HFS به عنوان یک سیمای مشخص از ماگماهای زون فرورانش تشخیص داده می‌شود (Winter, 2001). با توجه به این که زون فرورانش به عنوان محیط تکتونیکی این سنگ‌ها تشخیص داده می‌شود و آنومالی منفی Ti شاخص این زون است عدم حضور این آنومالی می‌تواند شاهد دیگری بر آلیش این سنگ‌ها با پوسته باشد. آنومالی Eu در سنگ‌های منطقه به صورت غیر عادی می‌باشد. انتظار می‌رود گابروها دارای آنومالی



شکل ۹. نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی برای سنگ‌های مافیک و حدواسط منطقه بر اساس داده‌های کندریت REE از (Boynton, 1984)، (ب) بر اساس گوشته اولیه از (Sun and Mc Donough, 1989)، علامت‌ها مانند شکل ۴.

وجود می‌آید که با ۲۰-۲۵٪ ذوب بخشی آن کوارتز تولیت حاصل می‌شود (Winter, 2001). مطالعات تجربی نشان می‌دهند که ماگماهای بازالتی نیمه قلیایی، از ذوب ۱۵ تا ۳۰ درصدی (Green and Ringwood, 1968) و (Green, 1973) و ماگماهای قلیایی از ذوب کمتر از ۱۰ درصدی (Hirschmann, 1998) پریدوتیت‌های گوشته فوقانی حاصل می‌شوند. مقایسه درجه ذوب بخشی مکان منشأ نمونه‌های منطقه مورد مطالعه (بیش از ۱۶ درصدی) با مقادیر تعیین شده برای بازالت‌های قلیایی (>۱۰) و نیمه قلیایی (>۱۵) تأیید کننده ماهیت تولیتی ماگمای منطقه و نقش تغییرات درجه ذوب بخشی مکان منشأ در این امر است.

مدل تکتونیکی برای جایگیری توده مورد بررسی

بازالت‌های تولیت زون فرورانش که در قوس‌های آتشفشانی نسبتاً فراوانند اولین سری در کمر بند آتشفشانی-آذرین درونی بوده که در فاصله نزدیک به زون فرورانش تشکیل می‌شوند. بازالت‌های تولیت در مقایسه با سری‌های کالک‌آلکان و آلکان در اعماق کمتر تشکیل می‌شوند. مطالعاتی که در خصوص منشأ این ماگما در آزمایشگاه انجام شده به شرح زیر است؛ ابتدا سنگ‌های پریدوتیتی در فشار معادل ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتری و گرادیان حرارتی معادل منطقه زون فرورانش قرار داده شده است که در این حالت هیچ‌گونه ذوبی صورت نگرفته است. با اضافه شدن آب سنگ پریدوتیتی شروع به ذوب شدن می‌نماید. ماگمای حاصله از ذوب پریدوتیت در مجاورت با آب در فشار معادل ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتری و دارای ترکیب تولیت است. پوسته اقیانوسی که بخش فوقانی آن از بازالت تشکیل شده است تحت تاثیر دگرگونی به آمفیبولیت تبدیل می‌شود (شکل ۱۲).

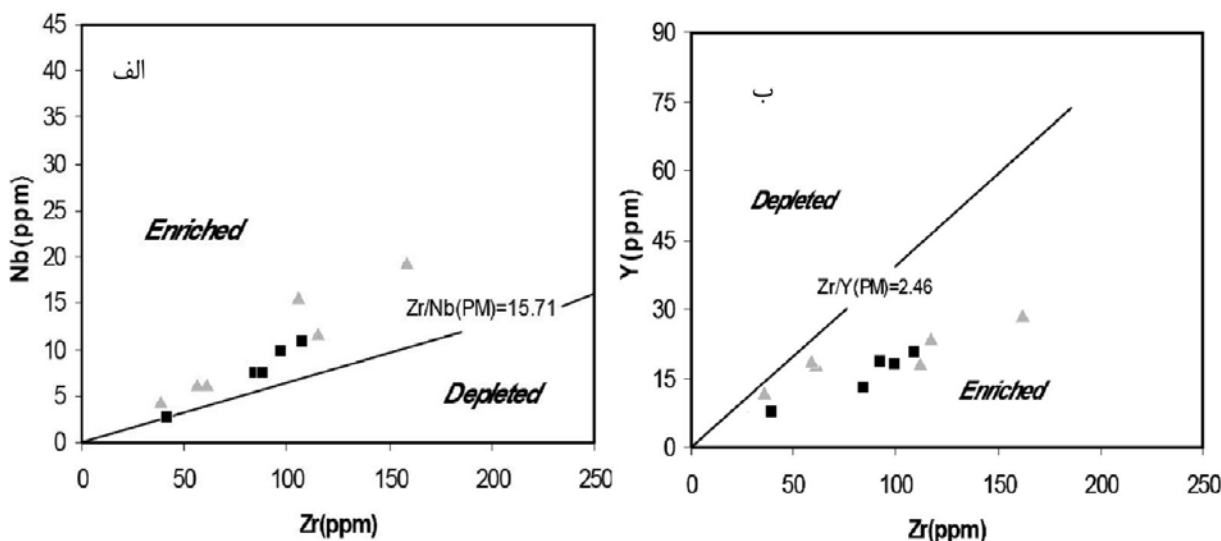
تعیین منشأ

به منظور تشخیص میزان غنی شدگی مکان منشأ سنگ‌های آذرین منطقه، از نسبت‌های عناصر ناسازگار Y/Zr و Zr/Nb ارائه شده توسط (Sun & McDonough, 1989) برای تفکیک منشأهای غنی شده از تهی شده استفاده شده است (شکل ۱۰ الف و ب). این عناصر به دلیل تحرک بسیار پایین خود حتی در درجات بالای دگرسانی، برای تفسیرهای سنگ زایی نمونه‌های دگرسان بسیار مفیدند (Widdowson et al, 2000) و (Mitchell and Widdowson, 1991). بر این اساس، تمامی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در گستره گوشته غنی شده قرار می‌گیرند. در این نمودارها پراکندگی اندکی دیده می‌شود. از آنجا که تبلور تفریقی نمی‌تواند تغییرات بنیادی در نسبت‌های عناصر ناسازگار نظیر Zr/Nb و Zr/Y ایجاد کند (Alvaro et al, 2006) و از طرفی میزان تغییرات در مقدار Nb نمونه‌های منطقه نیز کم است، می‌توان گفت که این تغییرات می‌تواند ناشی از تفاوت در درجه ذوب بخشی در یک منشأ همگن (Rao, 2006) و یا ناشی از ناهمگنی محل منشأ باشد (Weaver and Tarney, 1981). همچنین می‌توان از نمودارهای نسبت-نسبت عناصر ناسازگار در تعیین جنس منشأ و میزان درجه ذوب استفاده کرد (Kuepou et al, 2006). در شکل (۱۱ الف) که مدل ذوب بسته‌ای برای یک منشأ غنی شده و نیز یک منشأ MORB تهی شده (N-MORB) را نشان می‌دهد، نمونه‌های منطقه در قلمرو درجات ذوب بخشی تعادلی بیش از ۱۴ درصدی یک منشأ غنی شده قرار می‌گیرند. در شکل (۱۱ ب) نمونه‌های منطقه مورد مطالعه روی منحنی ذوب بیش از ۱۶ درصدی یک منشأ گارنت پریدوتیتی قرار گرفته‌اند. مطالعات نشان می‌دهند که با ذوب بخشی ۲۵-۳۰٪ الیوین تولیت با Al_2O_3 پایین در فشار ۱/۸ Gpa (اعماق بیش از ۶۰ کیلومتر)، یک الیوین تولیت با Al_2O_3 بالا به

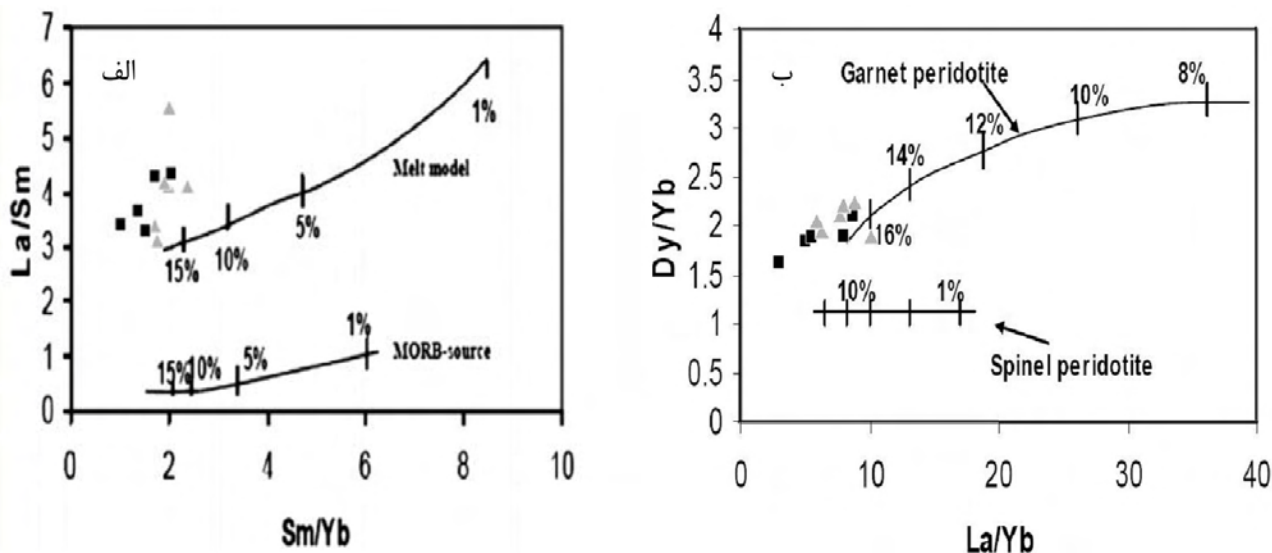
برداشت

با توجه به سنگ‌شناسی و ژئوشیمی سنگ‌های مافیک و حدواسط منطقه این سنگ‌ها دارای ماهیت تولییتی تا انتقالی می‌باشند. غنی‌شدگی از عناصر LREE و LILE، تهی‌شدگی از HREE، نسبت بالای LIL/HFS و آنومالی منفی Nb سنگ‌های منطقه نشان دهنده شکل‌گیری این سنگ‌ها در زون فرورانش می‌باشند. آنومالی منفی Nb و غنی‌شدگی از عنصر K و همچنین بالا بودن نسبت LREE/HREE در سنگ‌های مورد مطالعه نشان دهنده ماگمایی با منشأ گوشته‌ای است که به وسیله پوسته در حین بالا آمدن آلوده شده است. همبستگی منفی SiO_2 با Al_2O_3 ، CaO و MgO و همبستگی مثبت SiO_2 با Na_2O ، K_2O و P_2O_5 و همچنین روندهای نمودارهای عناصر ناسازگار- ناسازگار نشانگر این است که مهمترین عامل در تشکیل این سنگ‌ها تبلور تفریقی است. با استفاده از نمودارهای نسبت- نسبت عناصر منشأ سنگ- های منطقه احتمالاً یک گوشته غنی‌شده گارنت پریدوتیتی است که درجات ذوب بخشی ۲۵-۳۰٪ درصدی را متحمل شده است.

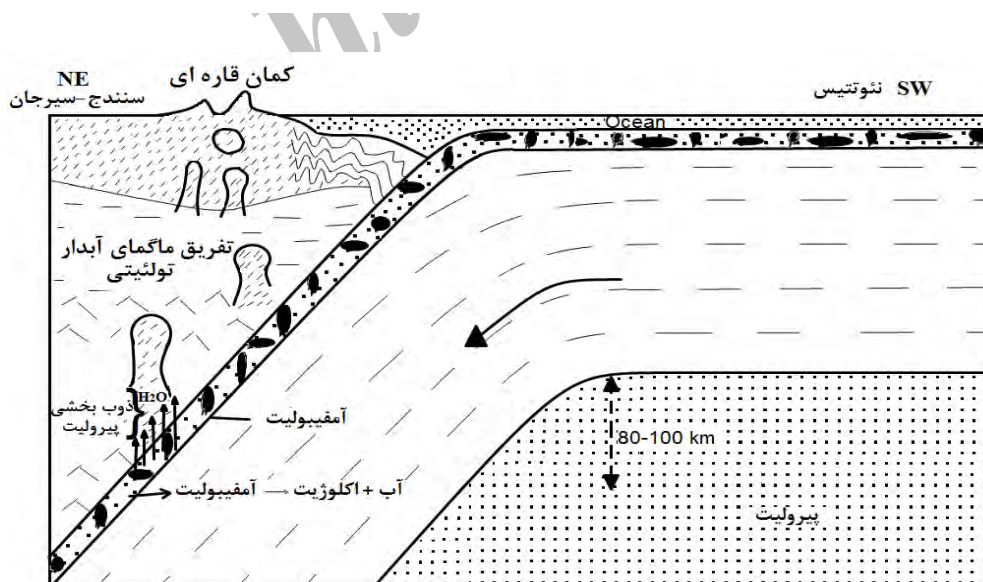
آمفیبولیت در اعماق ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتری به اکلوژیت تبدیل شده، آب آزاد شده از هورنبلند دمای ذوب سنگ‌های پریدوتیتی واقع در بخش فوقانی گوشته را کاهش می‌دهد و از ذوب آن‌ها ماگمای تولییت تشکیل می‌شود (شکل ۱۲). بنابراین نقش فرورانش در این عمق آزاد نمودن آب و کاهش دمای ذوب سنگ‌های این بخش از گوشته است (رینگوود، ۱۹۷۵). در اثر فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته قاره‌ای ایران مرکزی توده‌های پلوتونیک مافیک تا فلسیک الوند (زون سندنج-سیرجان) تشکیل شده‌اند. صعود گوشته داغ غنی شده توام با تراوش سیالات از صفحه اقیانوسی نئوتتیس فرورونده بوده است که نهایتاً منجر به نفوذ ماگمای بازالتی تشکیل دهنده توده- های گابرویی الوند گردیده است.



شکل ۱۰. نمودارهای تفکیک خاستگاه غنی شده و تهی شده با استفاده از نسبت‌های Nb/Zr و Y/Zr برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه براساس داده های (Sun and Mc Donough, 1989)، علامت‌ها مانند شکل ۴.



شکل ۱۱. الف) نمودار تعیین مدل ذوب بخشی تعادلی در گوشته غنی شده و NMORB برای نمونه‌های منطقه بر اساس داده‌های (Sun and Mc Donough, 1989). ب) نمودار تعیین درجه ذوب بخشی محل منشأ ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های منطقه مورد مطالعه (اقتباس از (Kuepou et al, 2006)) علامت‌ها مانند شکل ۴.



شکل ۱۲. ماگمای تولیتیت در عمق ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتری زون فرورانش تشکیل می‌شود.

منابع

- اشراقی، ص.، ۱۳۸۲، نقشه زمین شناسی توپسیرکان با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی و اکتشافات کشور.
- سپاهی گرو، ع. ا.، ۱۳۷۸، پترولوژی مجموعه پلوتونیک الوند با نگرشی ویژه بر گرانیتوئیدها. پایان نامه دکتری، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی، دانشگاه تربیت معلم.
- شهبازی، ح.، ۱۳۸۹، پترولوژی مجموعه سنگ‌های آذرین و میگماتیت‌های کمپلکس الوند و توده نفوذی الموقلاغ همدان و ارتباط ژنتیکی بین آن‌ها، رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی.
- کریم پور، م.، ۱۳۸۸، ژئوشیمی پترولوژی سنگ‌های آذرین و کانسارهای ماگمایی، مشهد، دانشگاه فردوسی مشهد، ۵۴۶ ص.
- ولی زاده، م. و. و صادقیان، م.، ۱۳۷۵، پتروژنز چند توده آذرین نفوذی بازیگ واقع در نوار دگرگونی سندرچ-سیرجان". مجله علوم زمین دانشگاه تهران جلد ۲۲، شماره ۱، ص ۷۹-۹۸.
- Amidi, S.M., Majidi, B., 1977, Hamadan Quadrangle Map(1/250.000) Geol. Surv. Iran.
- Alvaro J.J., Ezzouhairi H., Vennin E., Ribeiro M.L., Clausen S., Charif A., Ait Ayad N., Moreira M.E., 2006, The early-Cambrian Boho volcano of the ElGraraa massif, Morocco; Petrology, Geodynamic setting and coeval sedimentation", *Journal of African Earth Science*. 44, p:396-410.
- Boynton W.V., 1984, Geochemistry of rare earth element: meteorite studies. In: Henderson P. (ed), Rare earth element Geochemistry, Elsevier, p: 63-114.
- Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J., 1979, The interpretation of igneous rocks, London, Allen and Unwin, 450 p.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. & Marchal, M. 1980, A classification of volcanic and plutonic rocks using R₁R₂-diagram and major element analyses – its relationships with current nomenclature". *Chemical Geology* 29 p:183-210.
- Gill, J. B., 1981, Orogenic andesites and plate tectonics. Springer, Berlin p:43-489.
- Green D.H., Ringwood A.E., 1968, Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 18, p:105-162.
- Green D.H., 1973, Experimental mantle studies on a model upper mantle composition under water saturated and water-unsaturated conditions", *Earth and Planetary Science Letters* 19, p:37-53.
- Hirschmann M.M., Ghiorso M.S., Wasylenki L.E., Asimow P.D., Stolper E.M., 1998, Calculation of peridotite partial melting from thermodynamic models of minerals and melts. I. Method and composition to experiments. *Journal of Petrology* 39, p:1091-1115.
- Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, p: 523-548.
- Jahangiri A., 2007, Post collisional Miocen adakitic volcanism in NW Iran: Geochemical & Geodynamic implications", *Journal of Asian Earth Sciences*, 30 ,p: 433-447.
- Kamber, B. S., Ewart A., Collerson, K. D., Bruce, M. C., McDonald, G. D., 2002, Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models. *Contrib Mineral Petrol*, 144 p:38-56.
- Kretz, R., 1983, Symbols for rock-forming minerals, *American Mineralogist*, Volume 68, p: 277-279.
- Kuepou G., Tchouankoue J.P., Nagao T., Sato H., 2006, Transitional tholeiitic basalts in the Tertiary Bana volcano-plutonic complex, Cameroon Line", *Journal of African Earth Sciences* 45, p:318-332.
- Lentz, D. R. 1998, Petrogenetic evolution of felsic volcanic sequences associated with Phanerozoic volcanic hosted massive sulfide systems: The role of extensional geodynamics., *Ore Geol. Rev.* 12, p: 289-327.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L., Sahandi, M. R., 2003, Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran, *J. Asian Earth Sci*, 21, p: 397-412.
- Mitchell C.H., Widdowson M., 1991, A geological map of the southern Deccan Traps, India and its structural implications", *Journal of Geological Society of London* 148, p: 495-505.
- Pearce J.A., 1983, Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margin. In: Hawksworth C.J. and Norry M.J. (eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths*, Shiva, Nantwich, p: 230-249.
- Rao D.R., Rai H., 2006, Signatures of rift environment in the production of garnet amphibolites and eclogites from Tso-Morari region, Ladakh, India: A geochemical study", *Gondwana Research* 9, p:512-523.

- Rogers J.J.W., Suayah I.B., Edwards J.M., 1984, Trace elements in continental margin magmatism, Part IV. Geol. Sec. Am. Bull 95 ,p:1437-1445.
- Rollinson, H.R., 1993. "Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation". John Wiley & Sons Inc., New York, pp. 352.
- Sepahi, A. A., 2008, Typology and petrogenesis of granitic rocks in the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Iran: with emphasis on the Alvand plutonic complex, Neues Jahrbuch fuer Geologie und Paleontologie 247(3): 295-312(18).
- Soesoo, A., 2000, Fraction crystallization of mantle derived melt as a mechanism for some I-Type granite petrogenesis: An example from Iachlan fold belts, Australia Journal of the geological Society, London, p: 157.
- Stolz, A.J., Jochum, K.P., Spettel, B., Hofmann, A.W., 1996, Fluid and melt related enrichment in the subarc mantle: evidence from Nb/Ta variations in island arc basalts". Geology 24, p: 587-590.
- Sun, S. S., Mc Donough, 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 Publication, vol. 42, p: 313-345.
- Valizadeh, M.V., Cantagrel, J.M., 1975, Premieres donnees radiometriques (K-Ar et Rb-Sr) sur les Micas du complexe magmatique du mont Alvand, presd Hamadan (Iran occidental) Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de paris, Serie D 281 p:1083-1086.
- Weaver B.L., Tarney J., 1981, The Scourie dyke suite: petrogenesis and geochemical nature of the Proterozoic subcontinental mantle", Contribution Mineralogy Petrology 78, p:175-188.
- Wilson, M., 1989, Igneous petrogenesis a global tectonic approach. Unwin Hyman Ltd, London , 466 p.
- Winter. John D., 2001, An introduction to igneous and metamorphic petrology". Department of Geology Whitman College , 697 p.
- Widdowson M., Pringle M.S., Fernandez O.A., 2000, A post K-T Boundary (Early Palaeocene) age for Deccan-type feeder dykes, Goa, India", Journal of Petrology 41, p:1177-1194.
- Wood, D. A., 1980, The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province". - Earth Planet. Sci. Lett. 50, p:11-30.