



شیمی سنگ و ایزوتوپ‌های Sr-Nd توده‌های نیمه‌عمیق مافیک - حدواسط کاشمر، شاهدی بر فروورانش حوضه پشت کمان سبزوار به زیر بلوک لوت

علیرضا الماسی^{۱*}، رضا ارجمندزاده^۲، ژوزه فرانسیسکو سانتوز^۳، محمدحسن کریم‌پور^۴

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور، ایران

۳- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آویرو، پرتغال

۴- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه فردوسی، مشهد

(دریافت مقاله: ۹۵/۹/۱۴، نسخه نهایی: ۹۵/۱۲/۱۴)

چکیده: براساس شواهد صحرایی، توده‌های نیمه‌عمیق مافیک-حدواسط کاشمر به دو مجموعه قدیمی (غالباً استوک‌های گابرو، دیوریت، کوارتز دیوریت/مونزونو دیوریت) و مجموعه جدید (دسته آذرین تیغه‌های موازی کوارتز مونزونو دیوریتی) تقسیم می‌شوند. از لحاظ روابط قطع‌شدگی، مجموعه قدیمی سنی بین قدیمی‌ترین واحدهای آتشفشانی منطقه (۵۷ میلیون سال) و گرانیوئیدهای ائوسن (۴۰ میلیون سال) دارد، اما دسته دایک‌های موازی به پس از ائوسن (الیگوسن؟) نسبت داده می‌شوند. توده‌های نیمه‌عمیق مافیک-حدواسط با ویژگی آهکی-قلیایی پتاسیم بالا تا شوشونیتی، متآلومین تا کمی پراآلومین، غنی‌شدگی LILE/HFSE و LREE [۶/۸]- $(La/Yb)_N = 5/3$ و تخلیه از HREE، یادآور کمان‌های منطقه فروورانش‌اند. این ویژگی‌ها به همراه بی‌هنجاری منفی Eu نشان‌دهنده تشکیل ماگما در عمق پایداری پلاژیوکلاز و آلودگی ماگما با پوسته قاره‌ای است، که طی ذوب سنگ گارنت باقیمانده است. روند خطی اکسید عناصر اصلی و فرعی در نمودارهای هارکر دلالت بر اهمیت تبلور جدایشی در تکامل ماگمایی دارد. میانگین نسبت‌های ایزوتوپ اولیه $^{87}Sr/^{86}Sr$ و $^{143}Nd/^{144}Nd$ (در ۵۰ میلیون سال) برای نمونه‌های مجموعه قدیم به ترتیب دارای گستره ۰/۷۰۵۴-۰/۷۰۶۲ و ۰/۵۱۲۶۴-۰/۵۱۲۶۲ است و میزان εNdi دارای گستره ۱/۰۸ تا ۱/۴۲ است. نسبت‌های ایزوتوپ اولیه $^{87}Sr/^{86}Sr$ و $^{143}Nd/^{144}Nd$ (در ۳۰ میلیون سال) برای دسته دایک‌های موازی به ترتیب ۰/۷۰۵۶ و ۰/۵۱۲۶۳ و مقدار εNdi آن ۰/۵۹ است. مقادیر εNdi مثبت و ISr کم در همه سنگ‌ها همراه با T_{DM} اشان (۰/۶-۰/۸)، دلالت بر این دارد که از ذوب بخشی منبع گوشته سنگ‌کره‌ای، که با گدازه‌های حاصل از فرایندهای فروورانش قبل تر از آن تعدیل شده است، تشکیل شده‌اند. براساس نمودارهای Th/Ta نسبت به Nb/Ta و نمودار Nb/Y نسبت به Zr/Y، هر دوی فرآیندهای فروورانش و کافت‌زایی در تشکیل سنگ‌های کاشمر دخیل بوده‌اند. این ویژگی با فروورانش پوسته اقیانوسی سبزوار به زیر قلعه لوت سازگار است.

واژه‌های کلیدی: توده‌های نیمه عمیق؛ زمین‌شیمی؛ ایزوتوپ‌های Sr-Nd؛ پشت کمان؛ کاشمر.

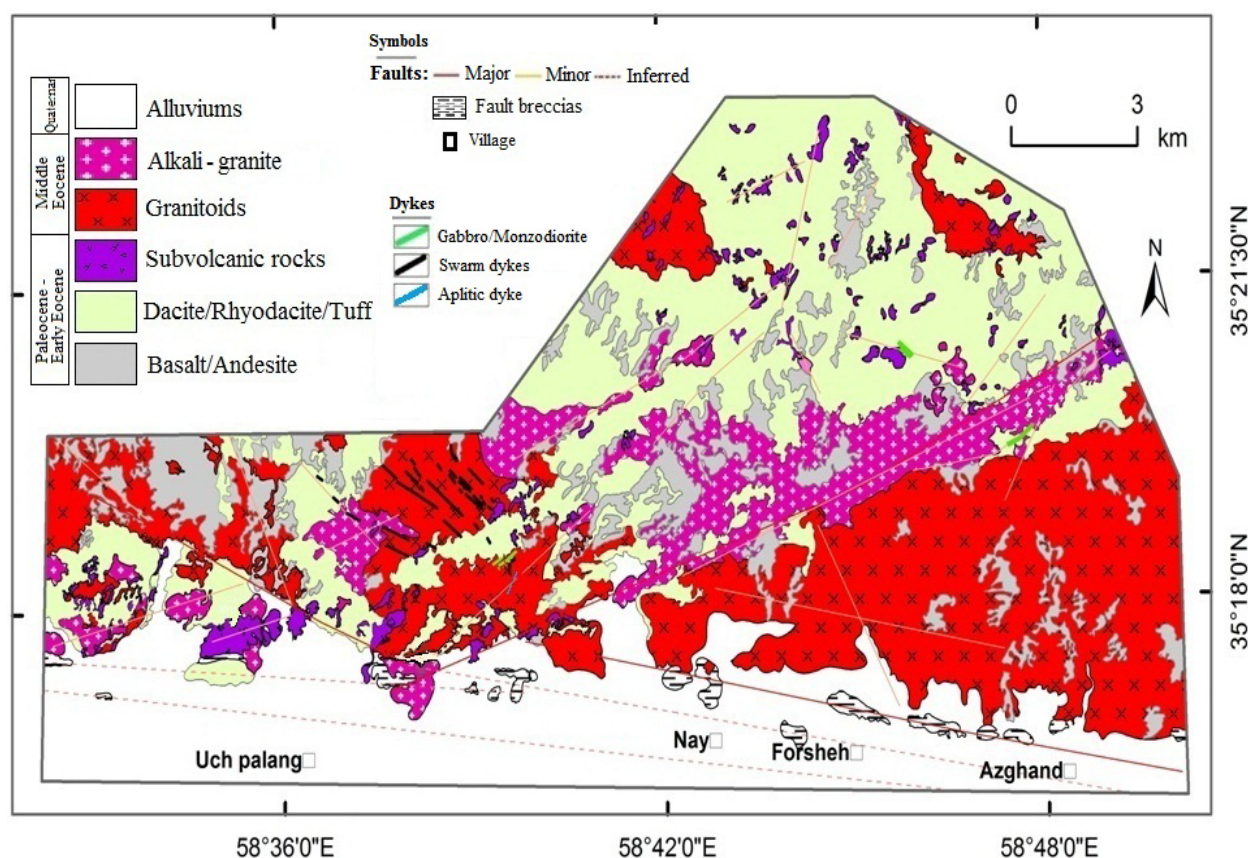
مقدمه

سبزوار و قطعه لوت واقع شده است. در این منطقه سنگ‌های آتشفشانی تا درونی مافیک تا اسیدی رخنمون وسیع دارند. بررسی‌های صحرایی و نقشه‌ما (شکل ۱) نشان داده که سنگ‌های منطقه کاشمر از قدیم به جدید شامل: (۱) سنگ‌های آتشفشانی؛ (۲) توده‌های نیمه‌عمیق مافیک-حدواسط قدیمی؛ (۳) گرانیوئیدها؛ و (۴) دسته دایک‌های موازی کوارتز

محدوده مورد بررسی در بین طول‌های جغرافیایی ۳۲' ۱۱" ۵۸° تا ۵۸' ۱۴" ۵۸° شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۱۵' ۵۰" ۳۵° تا ۳۵' ۳۰" ۳۵° شمالی در فاصله ۳۰ کیلومتری شمال شرق شهرستان کاشمر قرار دارد. (شکل ۱). منطقه در برخوردگاه شمال گسل درونه و بین منطقه‌های ساختاری

میزبان در شمال شهر کاشمر توسط برنهارد [۱] به روش K/Ar برای هورنبلند، سن 57.2 ± 3.7 میلیون سال (پالئوسن) را برای این سنگ‌ها نشان داده است. سلطانی [۲] و شفایی مقدم [۳] با بررسی زمین‌شیمی و تعیین سن به روش‌های Rb/Sr و U/Pb زیرکن سنگ‌های گرانیتوئیدی، آنها را به ائوسن نسبت داده و از نوع مجموعه I مرتبط با فرورانش معرفی کرده‌اند. ایشان صرفاً براساس شواهد صحرایی اظهار کرده‌اند که پلوتون‌های کاشمر ممکن است با سنگ‌های آتشفشانی کاشمر معادل‌های نفوذی و بیرونی باشند. در این مقاله ما داده‌های زمین‌شیمی سنگ و ایزوتوپی Sr-Nd توده‌های نیمه‌عمیق مافیک-حدواسط قدیمی و دسته دایک‌های موازی (جدید) را ارائه و مورد بررسی قرار می‌دهیم. داده‌ها نشان می‌دهد که ماگماهای عامل همه سنگ‌های نیمه‌عمیق مافیک- حدواسط کاشمر از ذوب پوسته اقیانوسی فرورانده شده سبزوار به زیر لوت همراه با آغشتگی قاره‌ای بوجود آمده است.

مونزودیوریتی (توده نیمه‌عمیق مافیک-حدواسط جدید) هستند. واحدهای آتشفشانی بیشتر ترکیب بازالت-آندزیت و داسیت دارند. بازالت و آندزیت غالباً در مرکز و شمال‌غرب نقشه اما توف داسیتی و سنگ‌های آذرآواری در شمال‌شرق رخنمون وسیع دارند (شکل ۱). توده‌های نیمه‌عمیق مافیک-حدواسط به شکل استوک‌های کوچک و متوسط در همه جای منطقه بویژه در شمال‌شرقی و جنوب‌غربی نقشه در سنگ‌های آتشفشانی نفوذ کرده‌اند (شکل ۱). ترکیب آنها غالباً گابرو، گابرودیوریت، دیوریت و کوارتز مونزودیوریت/دیوریت است. چند توده کوچک با رخنمون کم از کوارتز گابرو و کوارتز مونزونیت نیز در مرکز منطقه دیده شد. دایک‌های معادل این توده‌ها به صورت پراکنده در منطقه وجود دارند. سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های نیمه‌عمیق مافیک-حدواسط توسط گرانیتوئیدهای ائوسن قطع شده‌اند. دسته دایک‌های کوارتز مونزودیوریتی با جهت شمال-غربی- جنوب‌شرقی در مرکز منطقه همه واحدها را قطع کرده‌اند. تنها بررسی سنی ایزوتوپی برای سنگ‌های آتشفشانی



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی شمال شرق کاشمر.

مراحل تحقیق

از بین تقریباً ۸۰ نمونه برداشت شده تعداد ۱۷ نمونه از توده‌های نیمه عمیق با کمترین دگرسانی انتخاب شدند. نمونه‌ها توسط هاون عقیق تا $> 200^\circ\text{C}$ لانه‌بندی پودر شدند. نمونه‌های سنگ‌شناسی برای اکسید عناصر اصلی به روش XRF در آزمایشگاه کانساران بینالود مشهد و برای عناصر فرعی و کمیاب به روش ICP-MS (4B code) در آزمایشگاه ACHE کانادا تجزیه شدند. دقت و بررسی‌ها با نمونه‌های تکراری و استانداردهای USGS مشخص شد، که برای اکسیدهای اصلی ۱ درصد و برای عناصر فرعی و نادر ۱۰ درصد هستند. در روش XRF ذوب اثر بلوری نمونه با استفاده از ذوب تترا بورات و متابورات لیتیم صورت گرفت که درصد خطای بسیار ناچیزی دارد. تجزیه نمونه‌ها در آزمایشگاه ACME کانادا به روش ذوب قلیایی صورت گرفت.

به منظور تعیین ایزوتوپ‌های Rb-Sr و Sm-Nd و تشخیص خاستگاه توده‌های نیمه‌عمیق در منطقه کاشمر، پودر سنگ چهار نمونه به آزمایشگاه مرکزی دانشگاه Aveiro کشور پرتغال فرستاده شد و ترکیبات ایزوتوپی Sr و Nd نمونه‌ها در آزمایشگاه ایزوتوپی بدست آمد. ابتدا نمونه‌ها در هاون عقیق پودر شدند و سپس در محلول HF/HNO_3 در مخزن‌های اسید Teflon Parr در دمای 200°C درجه سانتی‌گراد به مدت ۳ روز قرار گرفتند. پس از تبخیر محلول نهایی، نمونه‌ها در HCl (۶ نرمال) حل و خشک شدند. عناصر در نظر گرفته شده برای تجزیه با استفاده از روش رنگ‌نگاری یون متعارف در دو مرحله خالص شدند؛ جدایش Sr و عناصر REE در ستون تبادل یونی با رزین تبادل کاتیونی G8 50 W Bio-Rad و خالص‌سازی Nd از دیگر لانتانیدها در ستون‌های با رزین تبادل کاتیون Ln Resin (فناوری‌های ElChrom) صورت گرفت. نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ با استفاده از دستگاه MTIMSVGS اندازه‌گیری شد. داده‌ها به شیوه دینامیک با اندازه‌گیری‌های بیشینه در $1-2\text{ V}$ برای ^{88}Sr و $0.8-1.5\text{ V}$ برای ^{144}Nd بدست آمدند. نسبت‌های ایزوتوپی Sr و Nd برای تفکیک جرمی نسبت به $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.1194$ و $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ تصحیح شدند. در این بررسی، استاندارد SRM-987 یک مقدار میانگین $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} =$

$0.710256(16)$ ($N = 12$; conf. lim = 95%) و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5121057(61)$ ($N = 13$; conf. lim = 95%) در استاندارد JNdi-1 (داده‌های $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ با استاندارد La Jolla بهنجار شدند) را نتیجه داد. غلظت عناصر Rb, Sr, Sm, Nd در نمونه‌ها با اضافه کردن اسپایک دوگانه $^{87}\text{Rb}/^{84}\text{Sr}$ و $^{150}\text{Nd}/^{149}\text{Sm}$ با روش طیف‌سنجی جرمی رقیق‌سازی ایزوتوپی (IDMS) اندازه‌گیری شدند. در نهایت ترکیبات ایزوتوپ Rb-Sr و Sm-Nd (با محاسبه خطای میانگین ۲۵) بدست آمد.

شیمی سنگ و ایزوتوپ‌های Sr-Nd

نتایج تجزیه اکسیدهای اصلی، عناصر فرعی و کمیاب در جدول ۱ آمده است. مقدار متوسط کانی‌ها در جدول ۲ ارائه شده است. بااستثنای نمونه BP-103 که به مجموعه جدید (دسته دایک‌های موازی) تعلق دارد، بقیه نمونه‌ها مربوط به مجموعه سنگ‌های نیمه‌عمیق قدیمی‌تر هستند. براساس نمودار QAP [۴] (شکل ۲)، نمونه‌ها در قلمرو گابرو، دیوریت و کوارتز گابرو/دیوریت و کوارتز مونزونیت/مونزونیت قرار می‌گیرند. در نمودار AFM [۵] (شکل ۳)، بااستثنای دو نمونه کوارتز مونزوگابرو و کوارتز مونزونیت/مونزونیت که در قلمرو تولیتی قرار می‌گیرند، دیگر نمونه‌ها در قلمرو آهکی-قلیایی واقع می‌شوند. در نمودار Th نسبت به Co [۶] (شکل ۴)، همه سنگ‌ها ویژگی آهکی-قلیایی پتاسیم بالا تا شوشونیتی دارند. براساس نمودار تقسیم‌بندی سنگ‌ها با شاخص اشباع آلومینیوم [۷] (شکل ۵)، نمونه‌ها بیشتر ویژگی متآلومین ($ASI < 1.1$) ولی دو نمونه (کوارتز مونزوگابرو و کوارتز مونزوادیوریت/مونزونیت) ویژگی پراآلومین (ASI بیش از ۱.۱ و تا ۲.۳) نشان می‌دهند که با مقدار بالای یاقوت هنجاری در جدول ۲ همخوانی دارد. این نمونه‌ها با کمترین میزان SiO_2 و تهی‌شدگی از CaO دارای بیشترین مقادیر FeO و MgO هستند. الگوی عناصر نادر در نمودارهای عنکبوتی [۸] (شکل ۶) نشان دهنده مقادیر منفی Ba, Sr, P و Ti و بی‌هنجاری‌های مثبت Rb, Th, Ce و Zr است. غنی‌شدگی LREE و تهی‌شدگی HREE متوسط دیده می‌شود. بی‌هنجاری منفی یوروپیم (Eu) با نسبت Eu/Eu^* مشخص می‌شود. در صورتیکه مقدار این کسر کمتر از یک باشد، بی‌هنجاری منفی است [۹]. همه سنگ‌ها بی‌هنجاری منفی یوروپیم (Eu) دارند (جدول ۱، شکل ۶). مقادیر منفی ناشی از کمبود پلاژیوکلاز کلسیمی در نمونه‌هاست.

جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی توده‌های نفوذی و نیمه عمیق سری مگنتیت کاشمر. Qtz: Quartz, Gb: Gabbro, Dr: Diorite, Mnz: Monzonite,

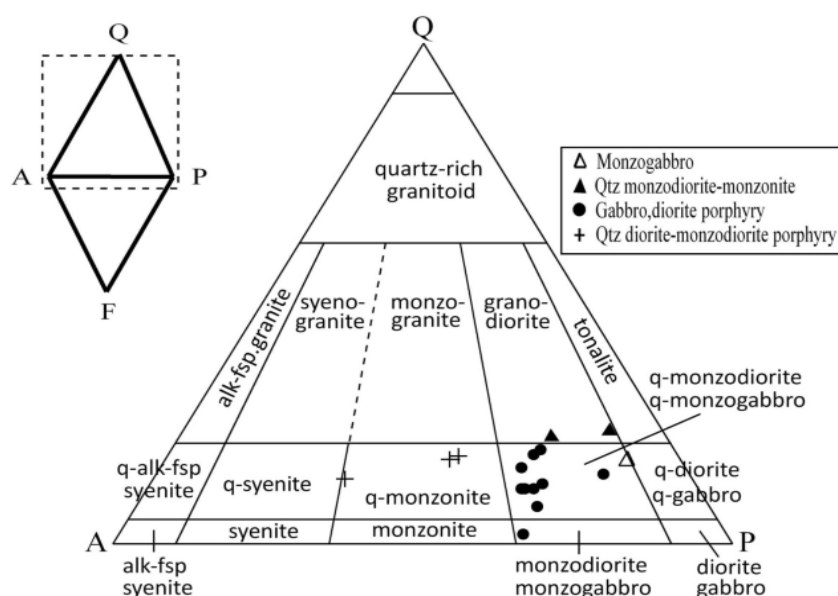
	BP-25 648042 3907280	BP-104 647644 3909190	BP-14 649975 3907624	KP-24 659584 3913748	KP-33 659447 3914409	BP-28 641552 3906869	KP-60 657795 3912629	BP-24 648619 3907837	KP-104 655313 3914417
	Qtz Mnzgb	Qtz Mnz/Mnzdr	Qtz Mnz/Mnzdr	Dr/Mnzdr	Gb	Gb/Dr	Qtz Dr/Mndr.	Qtz Dr/Mnzdr	Qtz Mnzdr.
(Wt %)									
SiO ₂	۵۰٫۸۱	۵۲٫۶۵	۵۴٫۳۴	۵۵٫۷۴	۵۶٫۸۶	۵۷٫۵۲	۵۸٫۸۴	۵۸٫۸۶	۵۹٫۱۱
TiO ₂	۱٫۴۱	۰٫۹۸	۰٫۸۴	۱٫۱۳	۰٫۷۷	۰٫۸۶	۰٫۶۵	۰٫۸۱	۰٫۶۶
Al ₂ O ₃	۱۲٫۷۸	۱۲٫۸۰	۱۳٫۰۵	۱۵٫۲۱	۱۴٫۱۱	۱۵٫۱۰	۱۴٫۵۹	۱۴٫۱۴	۱۵٫۱۲
Fe ₂ O ₃	۱٫۵۰	۱٫۳۹	۰٫۶۴	۰٫۸۴	۰٫۶۸	۰٫۷۹	۰٫۷۲	۰٫۷۹	۰٫۶۳
FeO	۱۲٫۲۱	۱۱٫۲۵	۵٫۱۹	۶٫۷۸	۵٫۵۲	۶٫۴۰	۵٫۸۴	۶٫۳۸	۵٫۱۰
MnO	۰٫۵۴	۰٫۳۲	۰٫۱۲	۰٫۱۷	۰٫۱۸	۰٫۲۱	۰٫۷۲	۰٫۱۸	۰٫۱۸
MgO	۱۱٫۱	۶٫۴۴	۴٫۱۹	۴٫۵۵	۴٫۹۲	۴٫۵۴	۲٫۳۸	۳٫۹۹	۴٫۰۲
CaO	۰٫۵۶	۰٫۶۱	۰٫۶۶	۴٫۱۴	۴٫۸۸	۵٫۶۸	۲٫۲۴	۵٫۱۴	۴٫۴۱
Na ₂ O	۲٫۱۲	۲٫۶۲	۱٫۸۶	۳٫۲۷	۳٫۹۷	۲٫۹۳	۱٫۴۲	۳٫۴۶	۳٫۴۳
K ₂ O	۰٫۹۲	۰٫۵۴	۵٫۱۰	۳٫۱۸	۳٫۶۴	۳٫۰۷	۶٫۷۱	۲٫۸۴	۳٫۴۷
P ₂ O ₅	۰٫۲۶	۰٫۲۹	۰٫۱۹	۰٫۳۷	۰٫۳۰	۰٫۵۰	۰٫۴۰	۰٫۲۱	۰٫۳۴
SO ₃	۰	۴٫۲	۷٫۹۸	۰٫۰۱	۰	۰	۰٫۷۱	۰	۰
LOI	۴٫۱۱	۴٫۷۶	۵٫۱۱	۳٫۷۱	۳٫۳۹	۱٫۴۷	۳٫۳۵	۲٫۰۵	۲٫۷۸
Total	۹۸٫۳۲	۹۸٫۸۴	۹۹٫۲۷	۹۹٫۱۰	۹۹٫۲۲	۹۹٫۰۷	۹۸٫۵۷	۹۹٫۱۲	۹۹٫۲۵
A.CNK	۲٫۳۲	۲٫۱۳	۱٫۳۳	۱	۰٫۷۳	۰٫۸۲	۰٫۹۴	۱٫۰۶	۰٫۹۲
(ppm)									
Ba	۲۷۹	۸۱	۹۸۳	۴۷۵	۶۷۰	۷۶۰	۶۶۲	۴۶۵	۶۵۳
Be	<۱	۲	۲	۴	<۱	<۱	۱	۱	۲
Rb	۱۷	۱۲	۱۰۲	۶۴	۷۴	۶۰	۱۸۰	۵۰	۶۸
Sr	۵۸	۵۶	۱۵۰	۲۹۵	۲۸۱	۵۱۴	۳۵۲	۳۸۱	۳۵۸
Ga	۱۸	۱۷	۱۵	۱۶	۱۷	۱۸	۱۹	۱۶	۱۸
Ta	۰٫۴	۰٫۸	۰٫۵	۰٫۶	۰٫۵	۰٫۷	۰٫۹	۰٫۷	۰٫۶
Th	۴٫۸	۸٫۶	۶٫۵	۶٫۵	۸	۷٫۵	۷٫۹	۷٫۱	۷٫۷
U	۱٫۳	۳٫۲	۱٫۴	۱٫۵	۲	۱٫۹	۲٫۲	۲٫۲	۲٫۱
Zr	۱۳۴	۱۸۹	۱۷۵	۱۹۲	۲۱۷	۱۸۳	۲۱۵	۱۷۵	۲۰۳
Hf	۴	۶	۴	۴	۵	۴	۵	۵	۴
Y	۲۳	۲	۲۳	۲۷	۲۶	۲۷	۲۷	۲۵	۲۹
Cs	۱	۱	۱	۶	۱	۸	۵	۱	۶
Nb	۸	۱۱	۹	۱۰	۱۰	۱۰	۱۱	۱۱	۱۰
Co	۲۴	۲۰	۲۰	۱۲	۱۳	۱۹	۱۱	۱۵	۱۲
V	۲۴۳	۱۴۶	۱۴۴	۱۵۱	۱۷۷	۲۱۱	۱۲۲	۱۴۸	۱۴۳
La	۲۰٫۲	۱۲٫۱	۱۴٫۸	۲۰٫۸	۲۴٫۳	۲۳٫۵	۱۹٫۴	۲۴٫۵	۲۵٫۶
Ce	۴۳٫۱	۳۲٫۹	۳۳٫۸	۴۶٫۹	۵۰٫۵	۵۱٫۶	۴۲٫۷	۵۰	۵۲٫۸
Pr	۵٫۲۱	۳٫۷۶	۴٫۲۲	۵٫۹۵	۶٫۳۰	۶٫۱۹	۵٫۲۸	۵٫۹۴	۶٫۵۸
Nd	۲۲٫۴	۱۵٫۷	۱۸٫۳	۲۴٫۲	۲۸٫۳	۲۹	۲۳٫۵	۲۴٫۵	۲۵٫۹
Sm	۴٫۷۰	۳٫۵۰	۳٫۷۶	۵٫۱۸	۵٫۱۵	۵٫۱۰	۴٫۹۶	۵٫۰۳	۵٫۲۷
Eu	۱٫۰۹	۰٫۵۰	۰٫۸۴	۱٫۱۴	۱٫۲۹	۱٫۳۹	۱٫۰۹	۱٫۲۹	۱٫۲۹
Gd	۴٫۷۹	۳٫۲۵	۳٫۷۳	۵٫۲۹	۵٫۶۵	۵٫۳۸	۴٫۷۵	۵٫۶۰	۵٫۳۰
Tb	۰٫۶۶	۰٫۵۱	۰٫۵۷	۰٫۶۹	۰٫۷۳	۰٫۷۰	۰٫۷۱	۰٫۸۰	۰٫۷۵
Dy	۴٫۱۲	۳٫۴۰	۴٫۲۳	۴٫۲۱	۴٫۶۴	۴٫۳۵	۴٫۱۷	۴٫۹۱	۴٫۴۰
Ho	۰٫۸۱	۰٫۶۹	۰٫۸۶	۰٫۸۲	۰٫۹۰	۰٫۸۷	۰٫۸۴	۰٫۹۹	۰٫۹۳
Er	۲٫۴۱	۱٫۸۸	۲٫۲۳	۲٫۳۴	۲٫۶۲	۲٫۳۹	۲٫۷۵	۲٫۷۶	۲٫۷۳
Tm	۰٫۳۵	۰٫۳۵	۰٫۳۸	۰٫۳۹	۰٫۴۴	۰٫۳۷	۰٫۴۳	۰٫۴۴	۰٫۴۴
Yb	۲٫۳۲	۲٫۳۵	۲٫۶۳	۲٫۴۸	۲٫۷۵	۲٫۶۸	۲٫۳۷	۲٫۸۰	۳٫۳۶
Lu	۰٫۴۸	۰٫۳۵	۰٫۳۶	۰٫۴۵	۰٫۴۴	۰٫۳۷	۰٫۴۲	۰٫۴۵	۰٫۴۴
(La,Yb)n	۵٫۹۶	۶٫۶۹	۵٫۶۸	۵٫۶۵	۵٫۹۶	۵٫۹۱	۵٫۵۲	۵٫۹۰	۵٫۹۹
Eu/Eu*	۰٫۷۰	۰٫۴۵	۰٫۶۹	۰٫۶۷	۰٫۷۳	۰٫۸۱	۰٫۶۹	۰٫۷۴	۰٫۷۴
ΣREEs	۱۱۲٫۵	۸۱٫۲	۹۰٫۷	۱۲۰٫۸	۱۳۴	۱۳۳٫۹	۱۱۳٫۴	۱۳۰	۱۳۵٫۸

ادامه جدول ۱

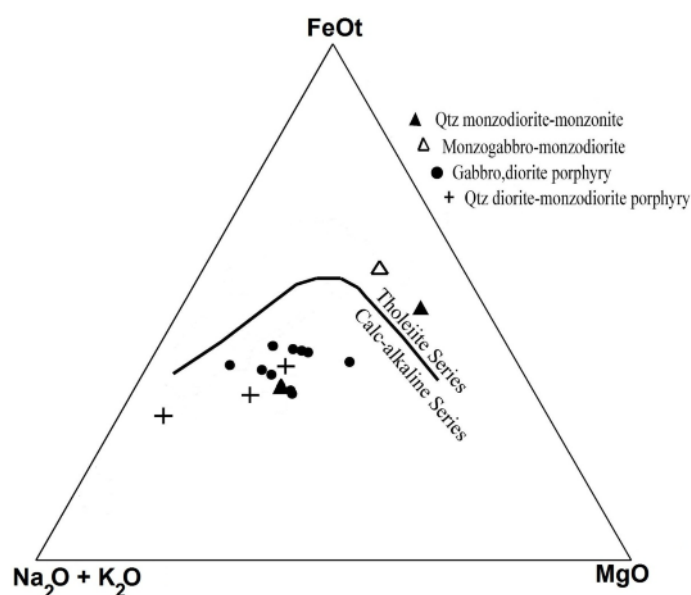
	KP-101 655297 3914362	KP-57 662285 3914768	BP-4 651029 3908666	KP-41 658261 3914589	KP-102 655297 3914362	KP-22 659308 3912978	BP-103 647706 3909223	SP-20 664855 3912451
	Dr/Qtz Dr	Qtz Dr/Dr	Dr/Qtz Dr	Qtz Dr	Qtz Mnzdr	Dr/Gb	Qtz Dr./Mnzdr	Qtz Dr./Mnzdr
(Wt %)								
SiO ₂	۵۹,۱۷	۶۰,۶۱	۶۱,۰۸	۶۱,۵۳	۶۱,۸۳	۶۲,۰۶	۶۲,۲۸	۶۲,۳۳
TiO ₂	۰,۶۴	۰,۷۷	۰,۸۵	۰,۶۳	۰,۶۹	۰,۸۱	۰,۷۳	۰,۸۱
Al ₂ O ₃	۱۵,۱۵	۱۵,۰۸	۱۴,۸۵	۱۶,۳۱	۱۴,۶۵	۱۵,۰۹	۱۴,۲۷	۱۵,۳۶
Fe ₂ O ₃	۰,۶۰	۰,۶۶	۰,۷۷	۰,۵۰	۰,۵۷	۰,۶۱	۰,۵۹	۰,۵۰
FeO	۴,۸۶	۵,۳۵	۶,۲۶	۴,۰۹	۴,۶۱	۴,۹۸	۴,۷۴	۴,۸۵
MnO	۰,۱۶	۰,۱۲	۰,۱۵	۰,۱۸	۰,۱۴	۰,۱۴	۰,۱۳	۰,۱۳
MgO	۴,۵۵	۳,۹۱	۳,۲۲	۱,۱۰	۳,۱۲	۳,۳۷	۳,۰۱	۲,۸۳
CaO	۴,۰۴	۴,۶۱	۳,۲۱	۱,۴۲	۳,۴۵	۳,۹۲	۳,۵۱	۴,۸۰
Na ₂ O	۳,۴۵	۲,۹۷	۴,۹۱	۲,۲۰	۴,۱۷	۳,۵۵	۳,۸۶	۳,۴۵
K ₂ O	۳,۳۸	۳,۴۷	۱,۶۸	۸,۱۸	۳,۷۲	۲,۹۹	۳,۷۸	۲,۷۸
P ₂ O ₅	۰,۲۶	۰,۲۷	۰,۳۶	۰,۲۷	۰,۳۸	۰,۳۹	۰,۲۸	۰,۳۳
SO ₃
LOI	۳,۰۳	۱,۴۲	۱,۷۸	۲,۹۶	۱,۹۶	۱,۳۴	۲,۱۲	۱,۰۷
Total	۹۹,۲۹	۹۹,۲۴	۹۹,۱۲	۹۹,۳۷	۹۹,۲۹	۹۹,۲۵	۹۹,۲۹	۹۹,۲۴
A,CNK	۰,۹۱	۰,۸۹	۰,۹۴	۱,۰۸	۰,۸۵	۰,۹۳	۰,۸۸	۰,۸۸
(ppm)								
Ba	۵۳۵	۵۴۵	۵۹۸	۹۹۱	۷۰۱	۵۳۲	۷۲۳	۵۵۶
Be	۱	۱	۱	<۱	۳	۳	۱	۴
Rb	۷۴	۷۳	۳۱	۱۷۳	۸۷	۷۱	۶۵	۷۴
Sr	۳۷۷	۳۳۱	۳۳۵	۱۱۵	۳۵۴	۴۰۴	۳۵۹	۳۷۹
Ga	۱۷	۱۵	۱۶	۱۴	۱۶	۱۶	۱۵	۱۶
Ta	۰,۵	۰,۶	۰,۷	۰,۹	۰,۹	۰,۸	۰,۸	۰,۸
Th	۷,۴	۹,۲	۷,۷	۹,۷	۱۱,۲	۸,۴	۸,۸	۷,۸
U	۲,۱	۲,۱	۱,۶	۲	۲,۳	۲,۲	۲,۶	۱,۹
Zr	۲۰۴	۲۲۹	۲۰۶	۲۱۸	۲۵۱	۲۳۷	۲۱۵	۲۳۵
Hf	۵	۵	۵	۶	۶	۵	۶	۶
Y	۲۸	۲۸	۳۰	۲۵	۳۱	۳۰	۲۹	۳۳
Cs	۱۱	۴	۱	۳	۴	۴	۱	۲
Nb	۱۰	۱۲	۱۰	۱۱	۱۵	۱۳	۱۲	۱۳
Co	۱۰	۱۴	۱۲	۵	۱۱	۹	۱۰	۱۰
V	۱۲۶	۱۴۴	۱۲۰	۸۷	۱۲۰	۱۱۷	۱۰۶	۱۱۶
La	۲۴	۲۷	۲۵,۸	۲۳,۱	۳۰	۲۷,۹	۲۸,۸	۲۷,۳
Ce	۴۸,۹	۵۴,۲	۵۳,۷	۵۰,۵	۶۴,۵	۵۶,۵	۶۰	۵۸,۷
Pr	۶,۴۰	۶,۳۷	۶,۳۸	۶,۴۵	۷,۷۶	۶,۷۰	۶,۹۸	۶,۹۹
Nd	۱۹,۵	۲۲,۴	۲۸,۲	۲۵,۴	۲۷,۶	۲۷,۸	۲۸,۹	۲۹,۸
Sm	۴,۷۶	۵,۲۸	۵,۹۲	۵,۱۵	۶,۷۶	۵,۷۶	۵,۸۷	۵,۷۰
Eu	۱,۲۲	۱,۱۵	۱,۴۰	۱,۰۱	۱,۳۶	۱,۳۵	۱,۴۷	۱,۳۷
Gd	۵,۳۹	۵,۳۱	۵,۸۸	۴,۶۵	۵,۷۱	۵,۴۷	۶,۱۴	۵,۷۷
Tb	۰,۷۴	۰,۷۳	۰,۸۰	۰,۶۸	۰,۸۱	۰,۷۷	۰,۸۸	۰,۷۹
Dy	۴,۴۵	۴,۲۵	۴,۷۳	۳,۹۳	۵,۴۰	۴,۸۲	۵,۴۰	۵,۳۱
Ho	۰,۹۲	۰,۸۶	۲,۰۹	۰,۸۷	۱,۰۵	۰,۹۷	۱,۱۳	۱
Er	۲,۷۹	۲,۵۷	۲,۶۷	۲,۴۷	۲,۸۸	۳,۰۱	۳,۱۳	۳,۰۸
Tm	۰,۴۳	۰,۴۰	۰,۴۰	۰,۳۸	۰,۴۴	۰,۴۵	۰,۴۸	۰,۴۷
Yb	۲,۷۸	۲,۶۸	۳,۰۶	۲,۴۴	۲,۹۷	۲,۸۱	۳,۲۲	۲,۷۶
Lu	۰,۴۱	۰,۴۴	۰,۴۷	۰,۴۱	۰,۴۳	۰,۴۸	۰,۴۸	۰,۴۷
(La/Yb) _n	۶,۰۱	۶,۷۹	۵,۶۸	۶,۳۸	۶,۶۹	۶,۶۹	۶,۰۳	۶,۶۷
Eu/Eu*	۰,۷۴	۰,۶۶	۰,۷۳	۰,۶۳	۰,۶۷	۰,۷۴	۰,۷۵	۰,۷۳
ΣREEs	۱۲۳,۵	۱۳۳,۶	۱۴۰,۵	۱۲۷,۳	۱۵۷,۶	۱۴۴,۸	۱۵۲,۹	۱۴۹,۵

جدول ۲ مقدار کانی‌های متوسط (CIPW) محاسبه شده برای توده‌های نیمه‌عمیق مافیک-حدواسط منطقه کاشمر.

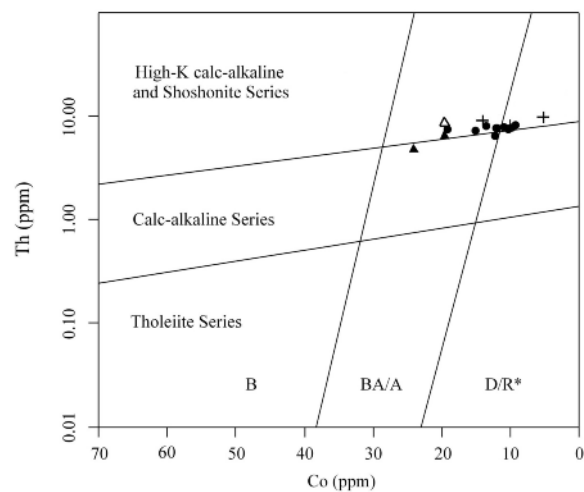
Sample	BP-104	BP-25	BP-14	KP-101	BP-24	BP-28	KP-22	KP-33	BP-4	SP-20	KP-104	KP-24	KP-60	KP-57	KP-41	BP-103	KP-102
Q	۱۷٫۳	۹٫۴	۱۴٫۲	۱۵٫۹	۱۷٫۳	۱۷٫۴	۲۱٫۵	۸٫۶	۱۶٫۸	۲۴	۱۶٫۲	۱۳٫۱	۱۷٫۳	۲۰٫۵	۱۲٫۹	۱۷٫۶	۱۵٫۴
C	۷٫۹	۸٫۳	۴٫۵	۵٫۸	۵٫۶	۶٫۹	۶	۳٫۶	۴٫۹	۶٫۷	۵٫۷	۶٫۳۹	۵	۶٫۴	۳٫۸	۳٫۸	۳٫۸
Or	۳٫۲	۵٫۴	۳۰٫۱	۲۰	۱۶٫۸	۱۸٫۱	۱۷٫۷	۲۱٫۵	۹٫۹	۱۶٫۴	۲۰٫۵	۱۸٫۸	۳۹٫۷	۲۰٫۵	۴۸٫۳	۲۲٫۳	۲۲
Ab	۲۲٫۲	۱۷٫۹	۱۵٫۷	۲۹٫۲	۲۹٫۳	۲۴٫۸	۳۰	۳۳٫۶	۴۱٫۵	۲۹٫۲	۲۹	۲۷٫۷	۱۲	۲۵٫۱	۱۸٫۶	۳۲٫۷	۳۵٫۳
Hy	۳۴٫۵	۴۷٫۵	۱۸٫۳	۱۹	۲۰	۲۱٫۴	۱۵٫۹	۲۰٫۹	۱۷٫۷	۱۴٫۴	۱۸٫۱	۲۱٫۵	۱۴٫۹	۱۸	۹٫۱	۱۴٫۷	۱۴٫۹
Mt	۲	۲٫۲	۰٫۹	۰٫۹	۱٫۱	۱٫۱	۰٫۹	۱	۱٫۱	۰٫۷	۰٫۹	۱٫۲	۱	۱	۰٫۷	۰٫۹	۰٫۸
Il	۱٫۹	۲٫۷	۱٫۶	۱٫۲	۱٫۵	۱٫۶	۱٫۵	۱٫۵	۱٫۶	۱٫۵	۱٫۳	۲٫۱	۱٫۲	۱٫۵	۱٫۲	۱٫۴	۱٫۳
Ap	۰٫۷	۰٫۶	۰٫۵	۰٫۶	۰٫۵	۱٫۲	۰٫۹	۰٫۷	۰٫۹	۰٫۸	۰٫۸	۰٫۹	۰٫۹	۰٫۶	۰٫۶	۰٫۷	۰٫۹
Pr	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۱٫۳	۰	۰	۰	۰
Cc	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۷	۶٫۶	۸٫۷	۸٫۹	۶	۸	۴٫۹	۷٫۸	۷	۶٫۵	۳	۷٫۶	۱٫۹	۵٫۶	۵٫۳



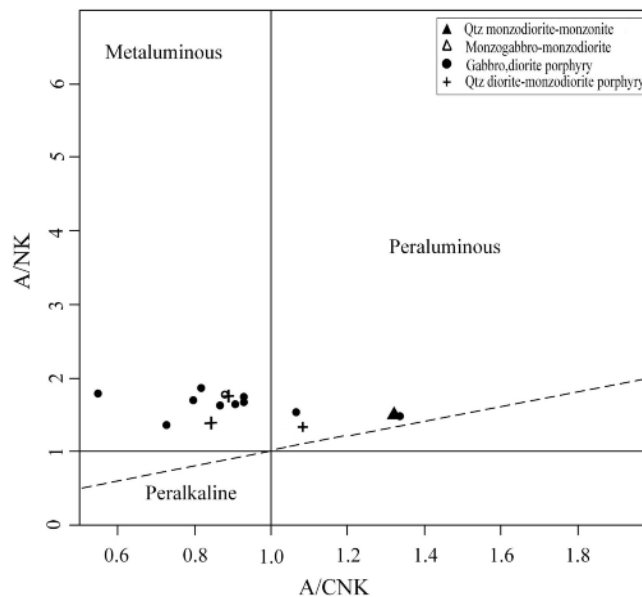
شکل ۲ موقعیت توده‌های نفوذی و عمیق کاشمر در نمودار QAP [۴]. Q: Quartz, A: Alkali feldspar, P: Plagioclase.



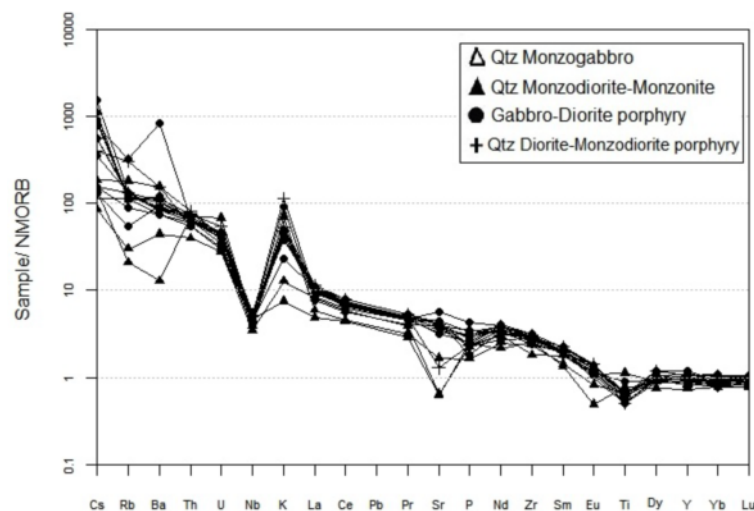
شکل ۳ موقعیت توده‌های نفوذی و عمیق کاشمر در نمودار AFM [۵].



شکل ۴ موقعیت نمونه‌های سنگی در نمودار Th نسبت به Co [۶]. B: Basalt, A: Andesite, D: Dacite, R: Rhyolite.



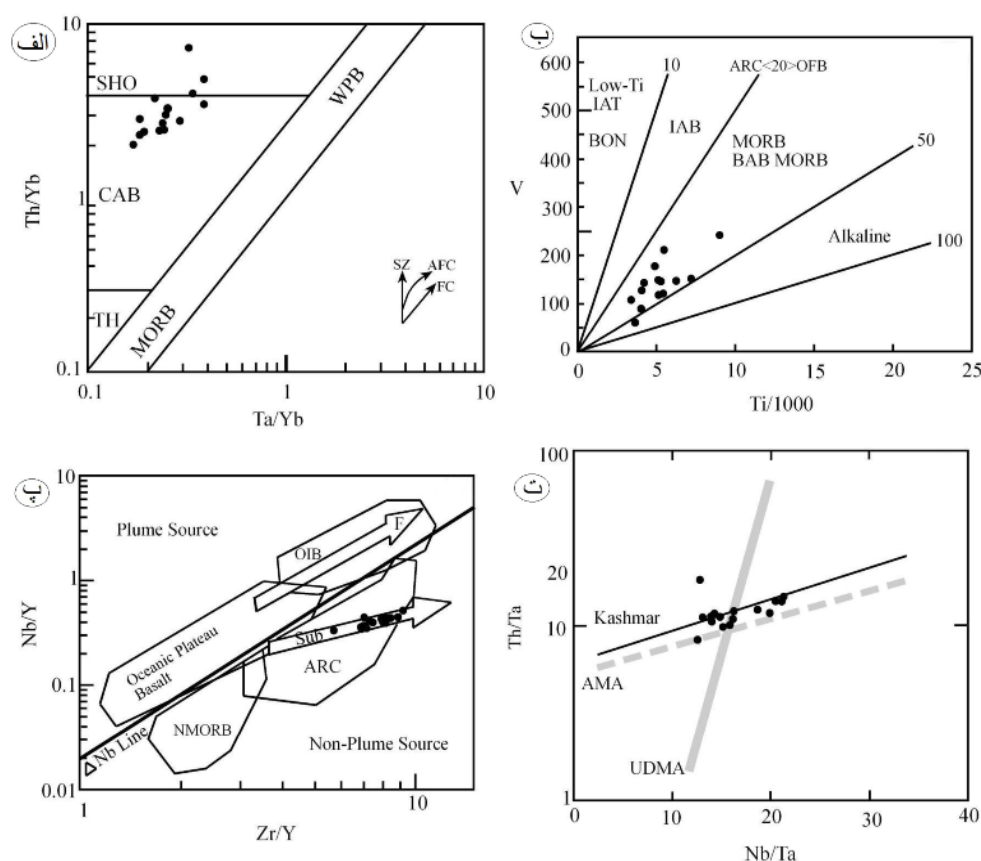
شکل ۵ موقعیت توده‌های نفوذی و عمیق کاشمر در نمودار تعیین مقدار آلومینیوم [۷].



شکل ۶ نمودار چند عنصری و عناصر کمیاب برای توده‌های نیمه‌عمیق مافیک-حدواسط. مقادیر بر حسب داده‌های مرجع [۸] بنه‌ج‌ار شده‌اند.

از مرجع [۱۴] و داده‌های معرف کمریند ارومیه- دختر (UDMA) از مراجع [۱۶، ۱۵] با داده‌های کاشمر مقایسه شدند. نمودار Th/Yb (به عنوان نماینده‌ای برای یک جزء فرورانش عمیق) نسبت به Nb/Ta (نماینده برای تهی شدگی گوشته و درجه ذوب‌شدگی) نشان داد که تغییر پذیری در درجه ذوب‌بخشی گوشته در AMA و کاشمر بیشتر از UDMA است. پیرس و همکاران [۱۷] اظهار کردند که نسبت Nb/Ta بیش از ۲۰ مربوط به ترکیبات سنگد کراهی است که طی فرآیند کافت‌زایی، متحرک‌اند. بنابراین، می‌توان نتیجه گرفت که فرآیندهای فرورانش و کافت‌زایی در AMA و کاشمر مشارکت داشته‌اند.

در نمودار زمین‌ساختی، Th/Yb نسبت به Ta/Yb [۱۰]، سنگ‌ها در قلمرو بازالت‌های آهکی-قلیایی تا شوشونیتی درون قاره همراه با روند فرآیند تبلور جدایشی همزمان با هضم (فرآیند AFC) قرار می‌گیرند (شکل ۷ الف). در نمودار V نسبت به Ti [۱۱]، نمونه‌ها در قلمرو بازالت MORB و منطقه پشت کمان قرار گرفته‌اند (شکل ۷ ب). برای تشخیص نقش فرآیندهای سنگ‌شناسی مرتبط با فرورانش در منطقه کاشمر، برای نسبت عنصر فرعی برحسب نسبت عنصر فرعی از مراجع [۱۳، ۱۲] استفاده شد (شکل ۷ پ). براین اساس، داده‌ها در قلمروی بازالت‌های مربوط به کمان فرورانش قاره قرار گرفتند. در شکل ۷ ت داده‌های معرف کمریند ماگمایی البرز (AMA)



شکل ۷ نمودارهای زمین‌ساختی برای سنگ‌های نفوذی و عمیق کاشمر: (الف) نمودار Th/Yb نسبت به Ta/Yb [۱۰]، بردارها روندهایی را نشان می‌دهند که با ترکیب اجزاء منطقه فرورانش (SZ)، تبلور جدایشی همراه با هضم (AFC)، و تبلور جدایشی (FC) تولید می‌شوند. (ب) نمودار V نسبت به Ti [۱۱]، نمونه‌ها در قلمرو بازالت MORB و منطقه پشت کمان قرار گرفته‌اند (شکل ۷ ب). برای تشخیص نقش فرآیندهای سنگ‌شناسی مرتبط با فرورانش در منطقه کاشمر، برای نسبت عنصر فرعی برحسب نسبت عنصر فرعی از مراجع [۱۳، ۱۲] استفاده شد (شکل ۷ پ). براین اساس، داده‌ها در قلمروی بازالت‌های مربوط به کمان فرورانش قاره قرار گرفتند. در شکل ۷ ت داده‌های معرف کمریند ماگمایی البرز (AMA) و کمان ارومیه- دختر (UDMA) [۱۶، ۱۵].

الیگوسن پیشین برای آنها [۱۸]، از سن ۳۰ میلیون سال برای تصحیح مقادیر نسبت‌های ایزوتوپ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ استفاده کردیم. میانگین نسبت‌های ایزوتوپ اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (با توجه به سن میانگین ۵۰ میلیون سال) برای نمونه‌های SP-20، BP-104 و BP-25 به ترتیب دارای گستره $0.7054-0.7062$ و $0.51262-0.51264$ است. مقدار εNdi در نمونه‌ها دارای گستره ۱/۰۸ تا ۱/۴۲ است. نسبت‌های ایزوتوپ اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (با توجه به سن میانگین ۳۰ میلیون سال) برای نمونه BP-103 به ترتیب 0.7056 و 0.51263 است (جدول‌های ۳ و ۴ و شکل ۸ ب). مقدار εNdi در این نمونه ۰/۵۹ است. براساس نمودارهای نسبت ایزوتوپ اولیه $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ برحسب $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [۱۹] برای همه نمونه‌ها (شکل‌های ۸ الف و ب)، ماگماهای مجموعه نیمه عمیق مافیک-حدواسط قدیم و جدید کاشمر، همگی از پوسته اقیانوسی صفحه فروانش کرده نشأت گرفته‌اند، که پس از آن دچار آغشتگی پوسته‌ای شده‌اند. براین اساس ماگمای عامل دسته دایک‌های موازی اندکی آغشتگی پوسته‌ای بیشتری نسبت به مجموعه قدیم نشان می‌دهد.

به منظور تعیین مقادیر ایزوتوپ‌های Rb-Sr و Sm-Nd و تشخیص خاستگاه توده‌های نیمه عمیق مافیک-حدواسط در منطقه کاشمر، چهار نمونه تجزیه شدند. نمونه‌ها شامل: یک نمونه کوارتز دیوریت/مونزودیوریت (SP-20)، یک نمونه کوارتز مونزودیوریت/مونزودیت (BP-104)، یک نمونه کوارتز مونزودیوریت (BP-25) از مجموعه قدیم و یک نمونه از دسته دایک‌های کوارتز مونزودیوریتی جدید (BP-103) است. نتایج تجزیه در جدول‌های ۳ و ۴ ارائه شده است. چنانکه در مقدمه اشاره شد، توده‌های نیمه عمیق مافیک-حدواسط (باستثنای دسته دایک-های موازی) سنگ‌های آتشفشانی را قطع کرده‌اند، اما توسط گرانیتوئیدهای کاشمر قطع شده‌اند. بنابراین بی‌شک سن آنها باید بین سن این دو مجموعه باشد. از اینرو برای تصحیح مقادیر ایزوتوپ‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ این مجموعه، از میانگین نسبی سن ۵۷ میلیون سال برای سنگ‌های آتشفشانی قدیمی کاشمر [۱] و ۴۰ میلیون سال (سن U-Pb زیرکن برای گرانیتوئیدهای کاشمر؛ [۳، ۱۸])، یعنی از سن ۵۰ میلیون سال (جدول‌های ۳ و ۴ و شکل ۸ الف) استفاده کردیم. با توجه به قطع شدن تمامی واحدهای سنگی منطقه توسط دسته دایک‌های موازی و سن پیشنهادی احتمالی

جدول ۳ داده‌های ایزوتوپی مربوط به ایزوتوپ‌های Rb-Sr سنگ‌های نیمه عمیق سری مافیک- حدواسط کاشمر

Sample	Age (Ma)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ uncertainty	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ measured	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial
BP-25	۵۰	۱۶/۸	۵۸/۲	۰/۸۳۵	۰/۰۰۰۰۰۷	۰/۷۰۶۳۸۸	۰/۷۰۵۷۹۵
SP-20	۵۰	۷۴/۴	۳۷۹	۰/۵۶۸	۰/۰۰۰۰۰۷	۰/۷۰۵۸۲۴	۰/۷۰۵۴۲۱
BP-104	۵۰	۱۱/۷	۵۵/۹	۰/۶۰۶	۰/۰۰۰۰۱۴	۰/۷۰۶۵۸۹	۰/۷۰۶۱۵۹
BP-103	۳۰	۶۴/۹	۳۵۹	۰/۵۲۳	۰/۰۰۰۰۱۰	۰/۷۰۵۸۹۰	۰/۷۰۵۶۶۷

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710264 \pm 15$ (conf. lim 95%, N=13)

The initial ratio of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ calculated using $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ and ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)m and an ages 50 and 30 Ma.

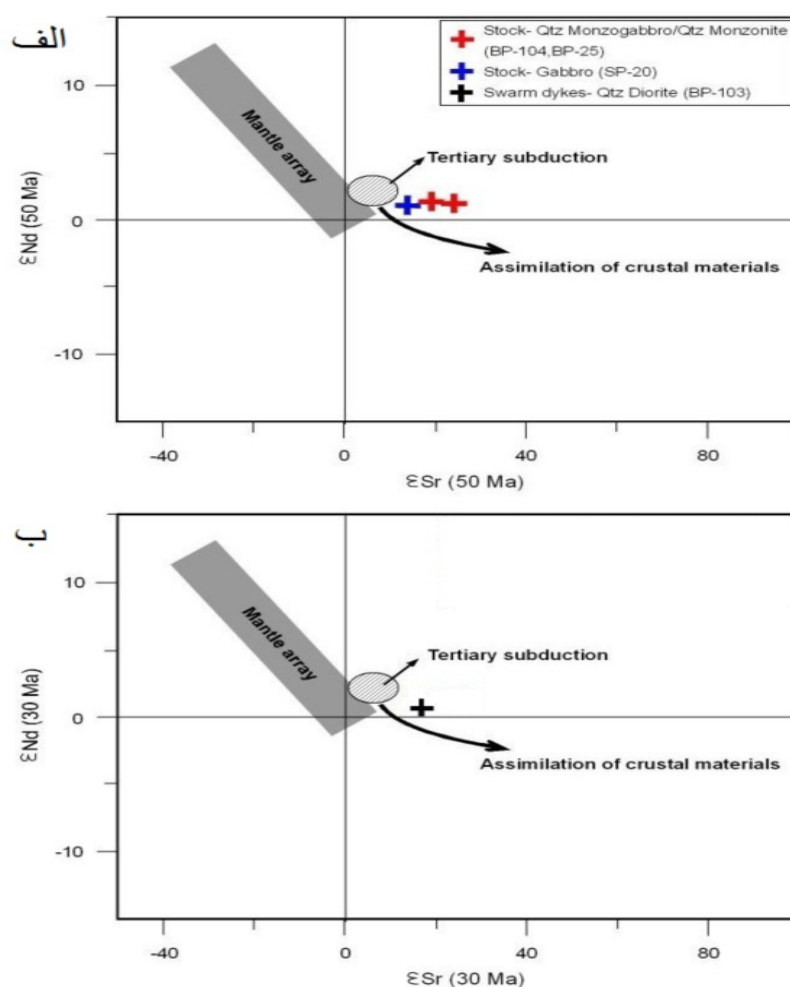
جدول ۴ داده‌های ایزوتوپی مربوط به ایزوتوپ‌های Sm-Nd سنگ‌های نیمه عمیق سری مافیک- حدواسط کاشمر

Sample	Age (Ma)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ measured	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ initial	$^{145}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	εNdi	TDM
BP-25	۵۰	۴/۷۰	۲۲/۴	۰/۱۲۷	۰/۵۱۲۶۸۸	۰/۵۱۲۶۴۶	۰/۳۴۸۴	۱/۴۲	۰/۶۴
SP-20	۵۰	۵/۷۰	۲۹/۸	۰/۱۱۶	۰/۵۱۲۶۶۷	۰/۵۱۲۶۲۹	۰/۳۴۸۱۰۲	۱/۰۸	۰/۶۰
BP-104	۵۰	۳/۵۰	۱۵/۷	۰/۱۳۵	۰/۵۱۲۶۸۱	۰/۵۱۲۶۳۷	۰/۳۴۸۴۰۸	۱/۲۳	۰/۷۲
BP-103	۳۰	۵/۸۷	۲۸/۹	۰/۱۲۳	۰/۵۱۲۶۵۴	۰/۵۱۲۶۳۰	۰/۳۴۸۴۰۲	۰/۵۹	۰/۶۷

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5121015 \pm 74$ (conf. lim 95%, N=12)

The initial ratio of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ calculated using $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ and ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)m and an age of 50 and 30 Ma

εNdi , initial εNd value



شکل ۸ موقعیت سنگ‌های نیمه عمیق سری مافیک- حدواسط کاشمر در نمودار $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ نسبت به $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ [۱۹]: الف) برای مجموعه قدیمی در سن ۵۰ میلیون سال و ب) برای دسته دایک‌های موازی در سن ۳۰ میلیون سال. محیط آرایه گوشته‌ای، فروانش ترشیری و پوسته قاره ای برگرفته از مرجع [۱۸] هستند. همه نمونه‌ها در بین قلمرو فروانش ترشیری و پوسته قاره‌ای (نزدیک به فروانش) قرار می‌گیرند.

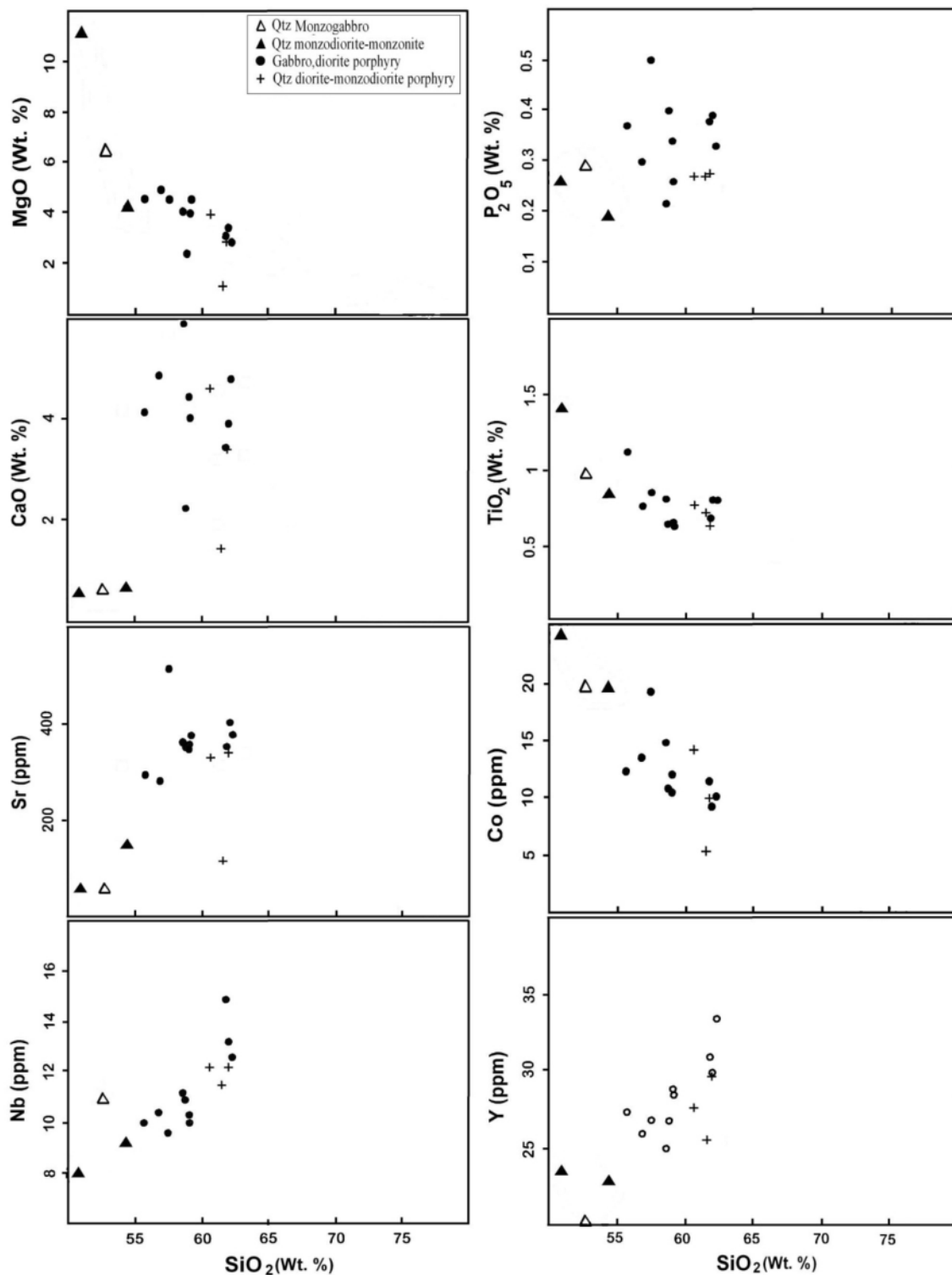
بحث

منبع ماگماهای مادر توصیف شود [۲۲-۲۴]. در نمودارهای هارکر همه نمونه‌ها در کل روندهای خطی برای عناصر اصلی و فرعی نسبت به SiO_2 نشان می‌دهند (شکل ۹). به جز برخی روندها (فقط مقادیر CaO و P_2O_5) از سه نمونه کوارتز مونزوگابرو و کوارتز مونزودیوریت/مونزونیت، در همه سنگ‌ها روند مقادیر CaO ، MgO ، TiO_2 و P_2O_5 تطابق‌های معکوس با مقدار SiO_2 دارند. این تغییرات شیمیایی دلالت بر اهمیت تبلور جدایشی در تکامل ماگمایی دارد. روند معکوس مقادیر Ba ، Zr ، Nb و Sr دلالت بر رفتار ناسازگار این عناصر طی تبلور ماگمایی دارد. عناصر فرعی دیگر (مانند Co و V) با افزایش SiO_2 کاهش یافته‌اند (رفتار سازگار) که این مسأله نیز دلالت بر نقش مهم تبلور جدایشی در تکامل ماگمایی کاشمر دارد. وجود بی‌هنجاری‌های منفی یوروپیوم

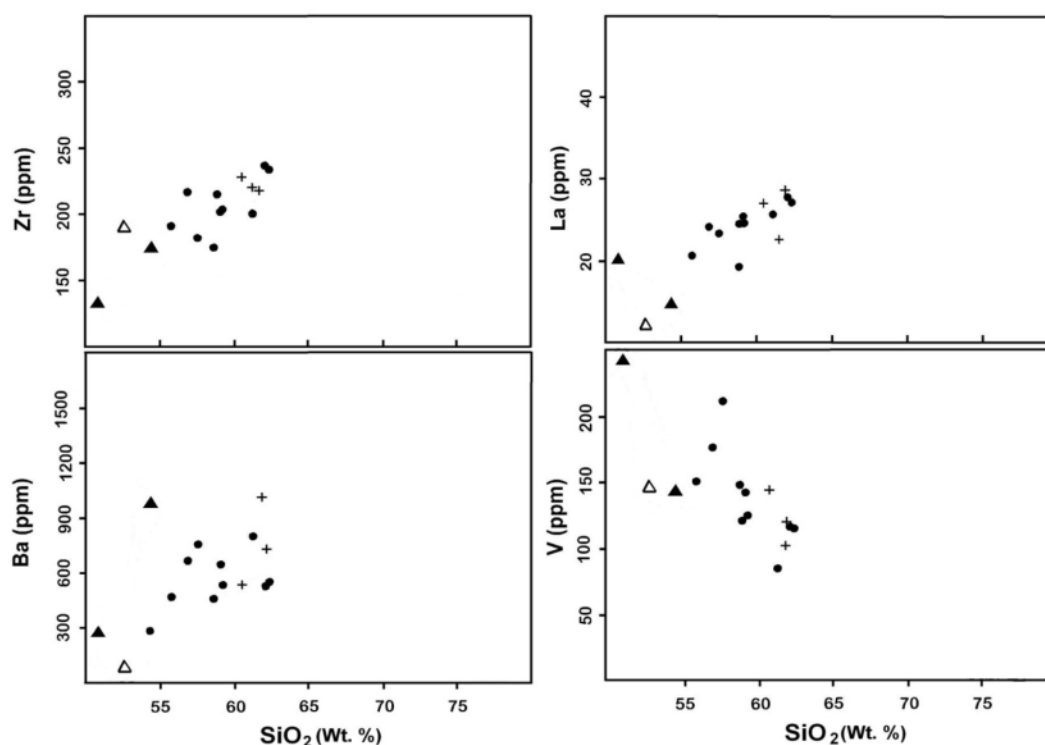
براساس نتایج تجزیه زمین‌شیمیایی و نمودارهای زمین‌ساختی برای سنگ‌های نیمه‌عمیق مافیک-حدواسط کاشمر، آنها با ویژگی تولییتی ضعیف تا آهکی-قلیایی پتاسیم بالا و شوشونیتی و بیشتر متاآلومین، سنگ‌های مربوط به فروانش نوع I هستند. سنگ‌های نیمه‌عمیق مافیک- حدواسط کاشمر دارای شاخص‌های مشابه کمان شامل تهی‌شدگی از Nb-Ta-Ti و غنی‌شدگی در Ba، Th، Rb، U و K هستند [۲۰]. اگرچه تهی‌شدگی‌های HFSE و غنی‌شدگی‌های LILE نیز شاخص‌هایی از سنگ‌های همزمان تا پس از برخورد هستند [۲۱]. بی‌هنجاری‌های منفی Ti-Nb-Ta مشخصه انواع ماگماهای آهکی-قلیایی است و ممکن است با هورنبلند باقیمانده و یا اکسیدهای آهن- تیتان (روتیل، ایلمنیت) در

۱۰، [۲۵]، روند تبلور می‌تواند با تبلور کلینوپیروکسن در مراحل اولیه که به دنبال آن در مرحله بعدی پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و هورنبلند تبلور یافته‌اند، توضیح داده شود.

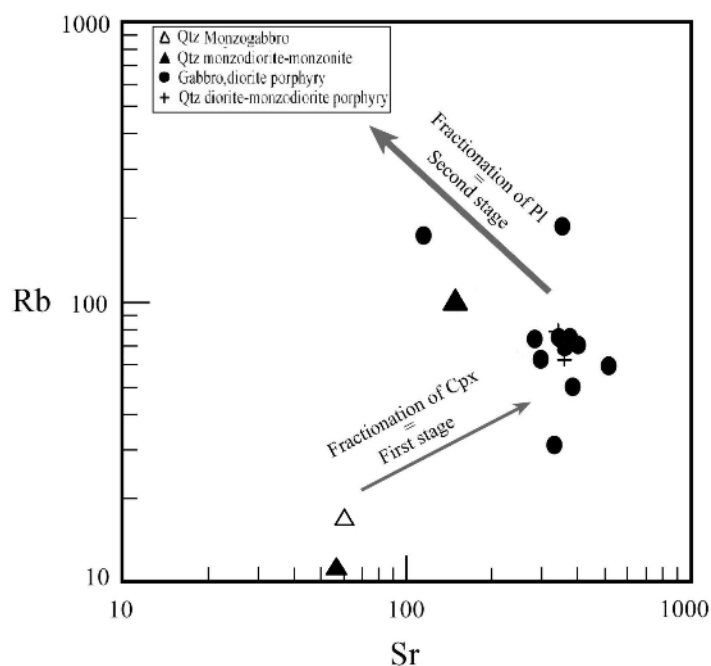
(Eu) (جدول ۱ و شکل ۶)، نشان دهنده نقش فرآیندهای ذوب‌بخشی و جدایش بلوری (AFC) در تشکیل سنگ‌های کاشمر است. در نمودار لگاریتمی از Rb نسبت به Sr (شکل



شکل ۹ نمودارهای هارکر انتخابی برای عناصر اصلی و فرعی از توده‌های نیمه‌عمیق مافیک-حدواسط کاشمر.



ادامه شکل ۹ نمودارهای هارکر انتخابی برای عناصر اصلی و فرعی از توده‌های نیمه‌عمیق مافیک-حدواسط کاشمر



شکل ۱۰ نمودار لگاریتمی Rb نسبت به Sr [۳۰] برای چگونگی جدایش ماگمای مافیک-حدواسط کاشمر

پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و هورنبلند پیروی می‌کند (شکل ۱۰). الگوهای HREE جدایش نیافته توده‌های کاشمر نشان-دهنده ذوب‌شدگی در فشارهای زیر حوزه پایداری گارنت‌اند [۲۶]. بی‌هنجاری‌های منفی یوروپوم (Eu) دلالت بر نقش مهم

براین اساس روند جدایش سنگ‌های کوارتز مونزوگابرو و کوارتز مونزودیوریت/مونزونیت‌ها (سه نمونه Bp-14,25,104؛ جدول ۱) تقریباً از روند تبلور کلینوپیروکسن پیروی می‌کند، اما گابرو، دیوریت و دیگر نمونه‌های کوارتز مونزودیوریت‌ها از روند

است. فعالیت آذرین وابسته به فرورانش در ایران از کرتاسه تا امروزه ادامه دارد، اما اوج فعالیت در زمان ائوسن تا الیگوسن بود [۴۸، ۴۰]. آشکارشدگی همبافت‌های دگرگونی در ایران مرکزی، گسلش بهنجار و فرونشست به علاوه فعالیت‌های آذرین وسیع ویژگی برجسته از یک رویداد پالئوسن-ائوسن از صعود زبانه ماگمایی و کشش همراه است [۴۹]. وردل و همکاران [۴۹]، این صعود ماگما را با ذوب‌شدگی گوشته سنگ‌کره‌ای که با محلول‌های مشتق شده از صفحه اقیانوسی آبدار شده، توصیف کردند، که با صعود و ذوب‌شدگی گوشته سنگ‌کره‌ای الیگوسن دنبال شده است.

براساس نظر شفایی‌مقدم و همکاران [۵۰] اقیانوس سبزوار در کرتاسه به صورت یک حوضه پشت کمان (back arc) باز شده است. بازسازی زمین‌دینامیکی حوضه سبزوار توسط باروز و همکاران [۵۰] شامل این موارد است: (۱) ایجاد پوسته اقیانوسی در یک حوضه پشت کمان در زمان کرتاسه میانی تا پسین؛ (۲) ترسیب مجموعه‌های آتشفشان‌رسوبی، که از کمان کرتاسه پسین-پالئوسن تغذیه می‌شد؛ و (۳) برخورد کمان با قطعه لوت. پژوهشگران دیگر فرورانش صفحه اقیانوسی سبزوار را رو به شمال [۴۶، ۵۱-۵۳] در نظر گرفته‌اند. مشابه با ارومیه-دختر ایران مرکزی، زمان ائوسن اوج فعالیت ماگمایی در کمربند ماگمایی سبزوار مشخص شده است [۴۹]. براساس نظر شفایی-مقدم و همکاران [۳]، سنگ‌های ماگمایی کمانی شکل کرتاسه پسین-پالئوسن (با ویژگی جوان) ممکن است نشان دهنده فعالیت پلوتونی اولیه UDMA باشند، آنها ممکن است از فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی سبزوار به زیر قطعه لوت نشأت گرفته باشند، نه از فرورانش صفحه عربی به عنوان عامل بیشتر فعالیت ماگمایی UDMA. ایشان برای اثبات این ادعا اظهار کرده‌اند که این توضیح می‌تواند خاستگاه آداکیت‌های پالئوسن (۵۸ میلیون سال) نفوذ کرده در افیولیت‌های سبزوار را [۵۳] در شرایط پس از برخورد را شرح دهد، که ذوب‌بخشی پوسته فرورانده شده اقیانوس سبزوار را پس از دست‌کم زمان پالئوسن پسین ثابت می‌کند. پیش از اظهارات شفایی‌مقدم [۳]، ره‌اشدن سنگ‌کره در حال گذر از حالت قاره-اقیانوسی فرورانده شده به زیر کوه‌های زاگرس [۵۴] و یا ضخیم‌شدگی سنگ‌کره‌ای با تورق بخشی در شمال شرق زاگرس [۵۵]، سازوکار پیشنهادی عامل فعالیت آتشفشانی نوزیستی-کواترنری در سرتاسر ایران بوده است. شفایی‌مقدم و همکاران [۳] همچنین ویژگی‌های

پلاژیوکلاز و یا پتاسیم فلدسپار طی تبلور جدایشی دارد [۲۷-۲۹] (شکل ۶). مقادیر ایزوتوپ اولیه Sr-Nd سنگ‌های کاشمر خاستگاه فرورانش و آغشتگی قاره‌ای را نشان می‌دهد (شکل ۸). مقادیر εNdi مثبت و ISr کم همه سنگ‌ها همراه با TDM به مقدار ۰/۶-۰/۸ اشان، دلالت بر این دارد که از ذوب‌بخشی منبع گوشته سنگ‌کره‌ای که با محلول‌های گدازه‌های فرایندهای فرورانش پیش از آن تعدیل شده است، تشکیل شده‌اند. ذوب‌شدن گوشته سنگ‌کره‌ای از طریق فرآیند ذوب شدن بی آب در فشارهای زیر حوزه پایداری گارنت رخ داده است، که حاصل تورق گوشته سنگ‌کره‌ای یا شکسته شدن یک صفحه فرورانده شده و ذوب گوشته سنگ‌کره‌ای در اثر صعود سست کره داغ بوده است. پیشنهاد می‌کنیم که یک سازوکار هضم و تبلور جدایشی (AFC) در سنگ‌کره مسوول تکامل ماگمایی در کاشمر بوده است. ذوب پوسته اقیانوسی فرورانده شده سبب تولید ماگماهای فرامافیک و مافیک شده است که قرارگیری زیرصفحه‌ای ماگماهای مافیک نزدیک موهوی قاره-ای می‌تواند گرمای کافی برای ذوب‌بخشی پوسته زیرین را فراهم آورد [۳۰]. این سازوکار قادر به تولید ماگماهای آهکی-قلیایی پتاسیم بالا نوع I است که ترکیبی از نسبت‌های مختلف ترکیبات گوشته‌ای و پوسته‌ای است. [۳۱-۳۶].

بیشتر ایالت‌های آتشفشانی مهم در ایران به سه منطقه تقسیم شده‌اند: مجموعه ماگمایی ارومیه-دختر (UDMA)، مجموعه ماگمایی البرز-آذربایجان (AMA)، و مجموعه ماگمایی شرق ایران (EIMA). روند کلی دو منطقه نخست به موازات خط درز نئوتتیس است، و ویژگی‌های زمین‌شناسی و زمین‌شیمیایی آنها را به اقیانوس نئوتتیس وابسته می‌کند [۳۷-۴۴]. کوهزایی زاگرس با چند فاز فرورانش، برخورد و کشش پس از برخورد همراه با فعالیت‌های ماگمایی وسیع کرتاسه تا نوزیستی که UDMA و AMA در شمال-شمال‌غرب را تشکیل داده است، مشخص شده است [۴۵، ۴۶]. کمربند ارومیه-دختر، یک کمربند ماگمایی نوع آندی با عرض ۸۰-۵۰ کیلومتر از سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی است که برائز فرورانش مورب به سمت شمال‌شرق صفحه نئوتتیس به زیر ایران تشکیل شده است [۴۰، ۴۳، ۴۶] و با برخورد بین صفحات آناتولی-ایرانی با عربی ادامه یافته است که در زمان میوسن میانی تا پسین شروع شده است [۴۰، ۴۷]. این مجموعه ماگمایی، شامل یک توده ضخیم (تقریباً ۴ کیلومتر) از سنگ‌های آهکی-قلیایی تا شوشونیتی و نیز قلیایی ابتدایی

- [4] Le Bas M.J., Streckeisen A.L., "The IUGS classification of igneous rocks". Journal of Geological Society London 148 (1991) 825-833.
- [5] Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", Canadian Journal Earth Science 8 (1971) 523-548.
- [6] Hastie A.R., Kerr A.C., Pearce J.A., Mitchell S.F., "Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram". Journal of Petrology 48 (2007) 2341-2357.
- [7] Maniar P.D., Piccoli P.M., "Tectonic discrimination of granitoids", Geology Society American Bulletin 101(1989) 635-643.
- [8] Sun S.S., McDonough W.F., "Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes". Geol Soc Lond Spec Publ 42 (1989) 313-345.
- [9] Taylor S.R., Mc Lennan S.M., "The continental crust, Its composition and evolution, an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks". Oxford (1985) 312 p.
- [10] Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks". Journal of petrology, 25 (1984) 956-983.
- [11] Shervais J.W., "Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas". Earth and Planetary Science Letters 59 (1982) 101-118.
- [12] Condie K.C., "High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes?" Lithos 79 (2005) 491-504.
- [13] Pearce J.A., Stern R.J., "Origin of back basin magmas: trace element and isotope perspectives. Back-arc Spreading Systems: Geological, Biological, Chemical and Physical Interactions: In: Christie, D.M., Fisher, C.R., Lee, S.M., Givens, S. (Eds.), Geophysical Monograph Series (2006) 166. <http://dx.doi.org/10.1029/166GM06>.
- [14] Asiabanha A., Foden J., "Post-collisional transition from an extensional volcano-sedimentary basin to a continental arc in the Alborz Ranges, N-Iran". Lithos 148 (2012) 98-111.
- [15] Mobarhan S.K., Ahmadipour H., "Using magma mixing/mingling evidence for understanding magmatic evolution at Mount Bidkhan Stratovolcano (South-East Iran)". Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran 21 (2010) 137-153.

فعالیت ماگمایی ائوسن کاشمر را مشابه با کمان ماگمایی UDMA دانسته‌اند و اظهار کرده‌اند که تشخیص روشن منبع گرانیتوئیدهای نوزیستی ایران چه در UDMA و چه AMA و تطبیق آنها با فعالیت پلوتونی شمال شرق ایران دشوار است.

برداشت

براساس نتایج این مقاله و با توجه به مطالب مورد بحث ما معتقدیم که در زمان کرتاسه پسین- پالتوسن پیشین [۳، ۱۸، ۵۰، ۵۲]، همگرایی پیوسته بین عربی و ایران سبب تغییر مولفه کشش به کشش انتقالی در حوضه پشت کمان سبزواری و وارونگی زمین‌ساختی، بسته شدن و وارونگی آن شد. افیولیت‌های سبزواری و دیگر افیولیت‌های ایران مرکزی همراه با دگرگونی اورازیای جنوب غربی از یک حاشیه صفحه همگرایی پیشرونده (کششی) به حاشیه صفحه همگرایی پس زده (فشارشی)، جایگزین شدند [۴۶، ۵۳]. گدازه ناشی از ذوب پوسته اقیانوسی فرورانده سبزواری به زیر قطعه لوت سبب ذوب گوشته سنگ‌کره‌ای زیرقاره‌ای و تولید ماگماهای بازی تا فرابازی شد که پوسته قاره‌ای پوششی را ذوب کرده و با گدازه‌های اسیدی ناشی از آن مخلوط شد. این سازوکار سبب فعالیت‌های آشفشانی و پلوتونی وسیع کرتاسه- پالتوسن- ائوسن- الیگوسن (۴) در ناحیه جنوب سبزواری و شمال لوت شد. فعالیت ماگمایی نزدیک گودال فرورانش (سبزواری) با ویژگی تولییتی-آهکی-قلیایی قوی به سن کرتاسه-پالتوسن [۳، ۱۸، ۵۰، ۵۲] و در مناطق دور از گودال (کاشمر) با ویژگی تولییتی ضعیف و آهکی-قلیایی پتاسیم بالا تا شوشونیتی قوی به سن پالتوسن- ائوسن [۳، ۱۸، ۵۰] و الیگوسن (۴) [۳] بخوبی با این مدل سازگار است.

مراجع

- [1] Bernhardt U., "Middle Tertiary volcanic rocks from the southern Sabzevar zone, Khorasan, NE Iran. Geodynamic Project (Geotraverse) in Iran", Geological Survey of Iran, Report No. 51(1983) 277-284.
- [2] Soltani A., "Geochemistry and geochronology of I-type granitoid rocks in the northeastern central Iran plate". Ph.D. Thesis, University of Wollongong, Australia (2000) 300 p.
- [3] Shafaii Moghadam H.S., Li X.H., Ling X.X., Santos J.F., Stern R.J., "Eocene Kashmar granitoids (NE Iran): Petrogenetic constraints from U-Pb zircon geochronology and isotope geochemistry". Lithos 216-217 (2015) 118-135.

- Ethiopia: constraints from mineralogy, bulk-rock chemistry, Nd and Sr isotopic compositions*". Precambrian Research 121 (2003) 1–24.
- [28] Arslan M., Aslan Z., "Mineralogy, petrography and whole-rock geochemistry of the Tertiary granitic intrusions in the Eastern Pontides, Turkey". Journal of Asian Earth Sciences 27 (2006) 177–193.
- [29] Zhong H., Zhu W.G., Hu R.Z., Xie L.W., He D.F., Liu F., Chu Z.Y., "Zircon U–Pb age and Sr–Nd–Hf isotope geochemistry of the Panzhihua A-type syenitic intrusion in the Emeishan large igneous province, southwest China and implications for growth of juvenile crust". Lithos, Doi: 10.1016/j. Lithos 2008.12.006.
- [30] Castro A., Gerya T.V., "Magmatic implications of mantle wedge plumes: Experimental study". Lithos 103 (2008) 138–148.
- [31] Altherr R., Henjes-Kunst F., Langer C., Otto J., "Interaction between crustal-derived felsic and mantle-derived mafic magmas in the Oberkirch Pluton (European Variscides, Schwarzwald, Germany)". Contributions to Mineralogy and Petrology 137 (1999) 304–322.
- [32] Altherr R., Holl A., Hegner E., Langer C., Kreuzer H., "High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany)". Lithos 50 (2000) 51–73.
- [33] Galan G., Pin C., Duthou J.L., "Sr–Nd isotopic record of multi-stage interactions between mantle-derived magmas and crustal components in a collision context – The ultramafic-granitoid association from Vivero (Hercynian belt, NW Spain)". Chemical Geology 131 (1996) 67–91.
- [34] Kemp A.I.S., Whitehouse M.J., Hawkesworth C.J., Alarcon M.K., "A zircon U–Pb study of metaluminous (I-type) granites of the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia: implications for the high/low temperature classification and magma differentiation processes". Contributions to Mineralogy and Petrology 150 (2005a) 230–249.
- [35] Kemp A.I.S., Wormald R.J., Whitehouse M.J., Price R.C., "Hf isotopes in zircon reveal contrasting sources and crystallization histories for alkaline to peralkaline granites of Temora, southeastern Australia". Geology 33 (2005b) 797–800.
- [36] Topuz G., Altherr R., Siebel W., Schwarz W. H., Zack T., Hasozbek A., Barth M., Satir M., Sen C., "Carboniferous high-potassium I-type
- [16] Omrani J., Agard P., Whitechurch H., Benoit M., Prouteau G., Jolivet L., "Arcmagmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: a new report of adakites and geodynamic consequences". Lithos 106 (2008) 380–398.
- [17] Pearce J.A., Stern R.J., Bloomer S.H., Fryer P., "Geological mapping of the Mariana arc-basin systems: implications for the nature and distribution of subduction components". Geochemistry, Geophysics, Geosystems 6 (2005) (2004GC00895).
- [18] Almasi A., "Mineralizaion, Petrogenesis and geochemical-geophysical exploration in Uch Palang- Sarsefidal area (Northeast of Kashmar)". Ph.D Thesis, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran (2015) 305 p.
- [19] Zindler A., Hart S.R., "Chemical geodynamics". Anniversary Review Earth Planetary Sciences 14 (1986) 493– 571.
- [20] Martin H., "The adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids". Lithos 46 (3) (1999) 411–429.
- [21] Pearce J. A., Haris N. B. W., Tindle A. G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks". Journal of Petrology 11 (1984) 77–96.
- [22] Pearce J. A., Parkinson I.J., "Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. In: Prichard, H.M., Alabaster, T., Harris, N.B.W., Neary, C.R. (Eds.), Magmatic Processes in Plate Tectonics". Geological Society of London 76 (1993) 373–403.
- [23] Reagan M.K., Gill J.B., "Coexisting calc-alkaline and high niobium basalts from Turrialba volcano, Costa Rica: implication for residual titanates in arc magma source". Journal of Geophysical Research 94 (1989) 4619–4633.
- [24] Martin H., "The Achaean grey gneisses and the genesis of the continental crust". Elsevier 86 (1995) 205–25.
- [25] Klimm K., Holtz F., King P.L., "Fractionation vs. magma mixing in the wangra suite A-type granites, Lachlan Fold Belt, Australia: experimental constraints". Lithos 102 (2008) 415–434.
- [26] Rapp R.P., Watson E.B., "Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling". Journal of Petrology 36 (1995) 891–931.
- [27] Kebede T., Koeberl C., "Petrogenesis of A-type granitoids from the Wallagga area, western

- [47] Sen P.A., Temel A., Gourgaud A., "Petrogenetic modelling of Quaternary postcollisional volcanism: a case study of central and eastern Anatolia". *Geological Magazine* 141 (2004) 81–98.
- [48] Amidi S.M., Emami M.H., Michel R., "Alkaline Character of Eocene Volcanism in the Middle Part of Central Iran and Its Geodynamic Situation". *Geological Rundschau* 73 (1984) 917–932.
- [49] Verdel C., Wernicke B.P., Hassanzadeh J., Guest B., "A Paleogene extensional arc flare-up in Iran". *Tectonics* 30 (2011) TC3008, doi:10.1029/2010TC002809. 1.
- [50] Shafaii Moghadam H.S., Corfu F., Chiaradia M., Stern R.J., Ghorbani G., "Sabzevar Ophiolite, NE Iran: Progress from embryonic oceanic lithosphere into magmatic arc constrained by new isotopic and geochemical data". *Lithos* 210–211 (2014) 224–241.
- [51] Baroz F., Macaudiere J., Montigny R., Noghrean M., Ohnenstetter M., Rocci G., "Ophiolites and related formations in the central part of the Sabzevar (Iran) and possible geotectonics reconstructions". *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie (Abhandlungen)* 168 (1984) 358–388.
- [52] Alaminia Z., Karimpour M.H., Homam S.M., Finger F., "the magmatic record in the Arghash region (northeast Iran) and tectonic implications", *International Journal of Earth Sciences* 102 (2013) 1603–1625.
- [53] Rossetti F., Nasrabad M., Theye T., Gerdes A., Monie P., Lucci F., Vignaroli G., "Adakite differentiation and emplacement in a subduction channel: The late Paleocene Sabzevar magmatism (NE Iran)". *Geological Society of America Bulletin* 126 (2014) 317–343.
- [54] Molinaro M., Zeyen H., Laurencin X., "Lithospheric structure beneath the southeastern Zagros Mountains, Iran: recent slab break-off?" *Terra Nova* 17 (2005) 1–6.
- [55] Hatzfeld D., Molnar P., "Comparisons of the Kinematics and Deep Structures of the Zagros and Himalaya and of the Iranian and Tibetan Plateaus and Geodynamic Implications". *Reviews of Geophysics* 48 (2010).
- granitoid magmatism in the Eastern Pontides: The Gumushane pluton (NE Turkey)". *Lithos* 116 (2010) 92–110.
- [37] Alavi M., "Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran". *American Journal of Science* 307 (2007) 1064–1095.
- [38] Allen M.B., Ghassemi M.R., Shahrabi M., Qorashi M., "Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran". *Journal of Structural Geology* 25 (2003) 659–672.
- [39] Asiabanha A., Ghasemi H., Meshkin M., "Paleogene continental-arc type volcanism in North Qazvin, North Iran: facies analysis and geochemistry". *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen* 186 (2009) 201–214.
- [40] Berberian F., Muir I.D., Pankhurst R.J., Berberian M., "Late Cretaceous and early Miocene Andean type plutonic activity in northern Makran and central Iran". *Journal of the Geological Society of London* 139 (1982) 605–614.
- [41] Dargahi S., Arvin M., Pan Y., Babaei A., "Petrogenesis of post-collisional A-type granitoids from the Urumieh–Dokhtar magmatic assemblage, Southwestern Kerman, Iran: constraints on the Arabian–Eurasian continental collision". *Lithos* 115 (2010) 190–204.
- [42] Ghasemi A., Talbot C.J., "A new scenario for the Sanandaj–Sirjan zone (Iran)". *Journal of Asian Earth Sciences* 26 (2006) 683–693.
- [43] Shahabpour J., "Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz". *Journal of Asian Earth Sciences* 24 (2005) 405–417.
- [44] Zanchi A., Berra F., Mattei M., Ghassemi M., Sabouri J., "Inversion tectonics in central Alborz, Iran". *Journal of Structural Geology* 28 (2006) 2023–2037.
- <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2006.06.020>.
- [45] Castro A., Aghazadeh M., Badrzadeh Z., Chichorro M., "Late Eocene–Oligocene postcollisional monzonitic intrusions from the Alborz magmatic belt, NW Iran. An example of monzonite magma generation from a metasomatized mantle source". *Lithos* 180 (2013) 109–127.
- [46] Agard P., Omrani J., Jolivet L., Whitechurch H., Vrielynck B., Spakman W., Monie P., Meyer B., Wortel R., "Zagros orogeny: a subduction-dominated process". *Geological Magazine* 148 (2011) 692–725.