

ویژگی‌های سنگ‌نگاری، ژئوشیمیایی و سنگ‌شناسی نفوذی‌های فلسیک منطقه پیرکوه در استان گیلان

سعید تاقی*

دانشگاه آزاداسلامی، واحد لاهیجان، دانشکده علوم پایه، گروه زمین‌شناسی، لاهیجان، ایران

(دریافت مقاله: ۹۰/۱۰/۳، نسخه نهایی: ۹۱/۴/۱)

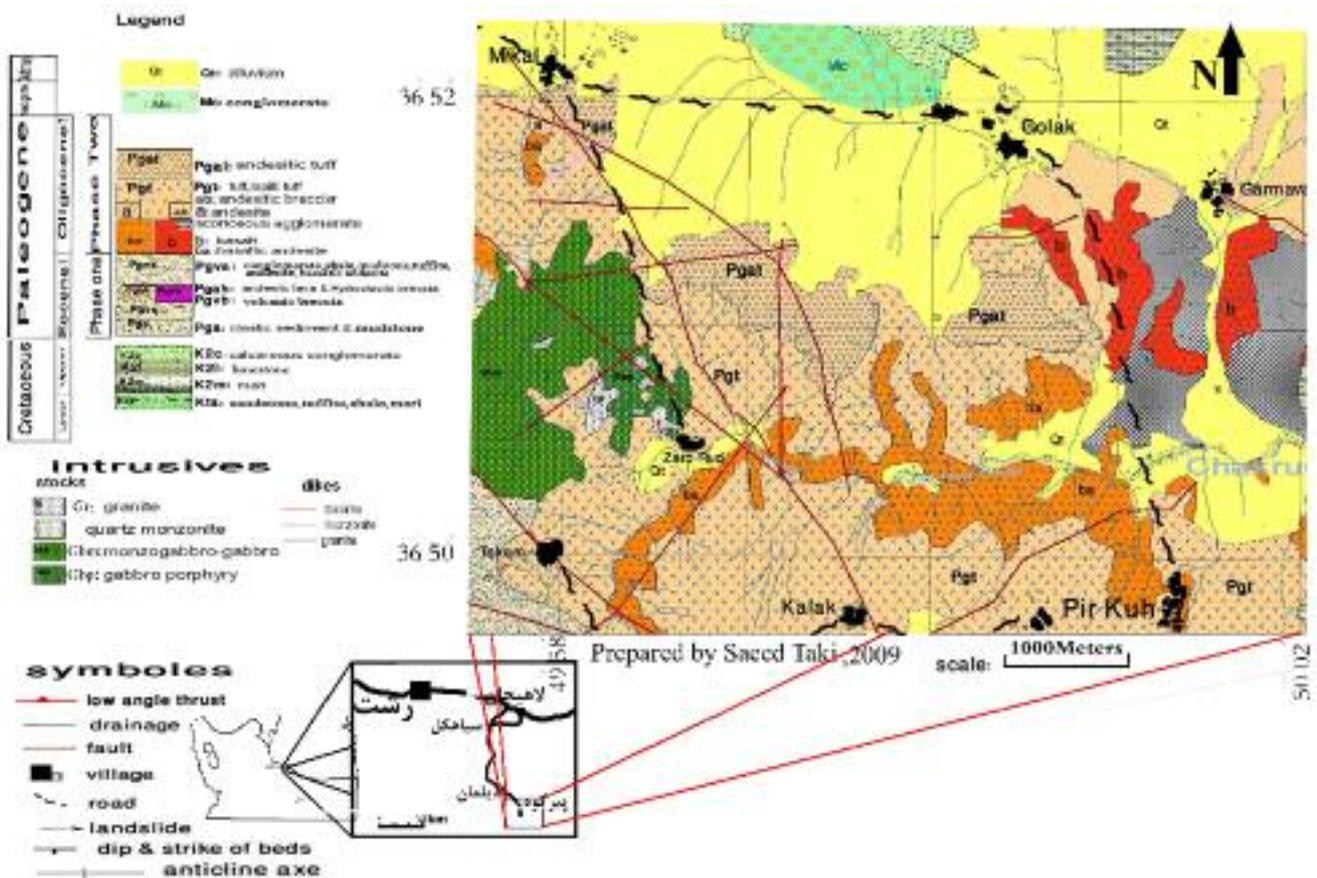
چکیده: منطقه‌ی پیرکوه بخشی از البرز غربی است و رخنمون‌های این منطقه غالباً دنباله‌های آتشفشانی- رسوبی پالئوژن است که با نفوذی‌های متعددی قطع شده‌اند. بعضی از این نفوذی‌ها ترکیب مونزوگابروئی، مونزونیتی و گرانیتی با بافت‌های معمول دانه‌ای یا پورفیری دارند. هماهنگی چشمگیر میان الگوهای REE به دست آمده از این سنگ‌ها نظیر غنی‌شدگی بیشتر LREE نسبت به HREE، الگوی تخت HREE، بیهنجاری منفی Eu، شیب تند LREE و کند MREE گواه بر این است که خاستگاه آن‌ها یکی است. خصلت متآلومین، وجود دیوپسید نورماتیو، حضور کلینوپیروکسن به عنوان کانی مافیک اصلی در همه‌ی گروه‌ها (حتی سنگ‌های گرانیتی) و همراه با بیوتیت، نبودن برونوم‌های دگرگون و سرشار از میکا، مقادیر نسبی بالای Na_2O ، رفتار Al، Ga و Y و نسبت وزنی $\text{K}_2\text{O}/\text{MgO}$ ، دامنه‌ی تغییرات درصد وزنی SiO_2 ، نسبت $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ پائین، غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE همگی مبین ماهیت I برای این نفوذی‌ها و رفتار عنصر Zr نسبت به SiO_2 (افزایش در ترم‌های حدواسط و کاهش در ترم‌های فلسیک‌تر) بیانگر غیراشباع بودن ماگمای اولیه از لحاظ Zr به دلیل دمای بالاست. بنابراین نفوذی‌های منطقه‌ی پیرکوه در زمره‌ی گرانیت‌های نوع I با دمای بالا قرار دارند (رفتار مشابه عناصر Ba، Ce و Y نیز تأیید کننده‌ی این مدعاست). در عین حال الگوی REE و موقعیت داده‌های مربوط به سنگ‌های نفوذی منطقه‌ی پیرکوه در نمودارهای جدا کننده، نشان می‌دهند که آن عوامل به موقعیت قوس (VAG) قاره‌ای وابسته‌اند.

واژه‌های کلیدی: پیرکوه؛ مونزونیتی؛ گرانیتی؛ دمای بالا؛ قوس.

مقدمه

شمال شرقی ورقه ۱۰۰۰۰۰/۱ جیرنده واقع می‌گردد. راه‌های اصلی دسترسی به منطقه از شمال و از لاهیجان از طریق جاده‌ی لاهیجان - سیاهکل - دیلمان - پیرکوه، از سمت جنوب از جاده‌ی لوشان - جیرنده - کلیشم - پیرکوه و یا از رستم‌آباد - بره‌سر - کلیشم - پیرکوه است (شکل ۱). با توجه به اینکه تاکنون بررسی‌هایی روی این نفوذی‌ها صورت نگرفته است؛ در این مقاله سعی شده تا سنگ‌نگاری، ژئوشیمیایی، سنگ‌شناسی و خاستگاه آنها مورد بررسی قرار گیرند.

گستره‌ی مورد بررسی در حوالی روستای پیرکوه (از توابع سیاهکل استان گیلان) و از نظر جغرافیایی بین طول‌های ۵۳' تا ۴۹° ۴' شرقی و عرض‌های ۴۷° ۳۶' تا ۵۵° ۳۶' شمالی واقع شده است (شکل ۱). این ناحیه که بخشی از رشته کوه-های البرز را شامل می‌شود، جزء چهارگوش زمین‌شناسی ۱۰۰۰۰/۲۵ قزوین - رشت بوده و از نظر ویژگی‌های زمین‌شناسی بنابر تقسیم‌بندی [۲، ۱] در البرز غربی قرار داشته و در بخش



شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی گستره‌ی مورد بررسی و راه‌های دسترسی به آن [۳].

زمین شناسی

گستره‌ی مورد بررسی غالباً به‌وسیله‌ی سنگ‌های پالئوژن پوشیده شده که در بعضی نقاط در اثر نفوذی‌هائی قطع شده است (شکل ۱). بر اساس بررسی‌های [۴]، دنباله‌ی پالئوژن در البرز غربی مشتمل بر سه فاز جداگانه است و هر کدام از فازهای یاد شده مجموعه‌ای از لیتولوژی‌های متعدد و مجزائی را تشکیل می‌دهند که یک مرحله‌ی طبیعی از فعالیت‌های آتشفشانی را به نمایش می‌گذارد. مؤلفین اخیر با استناد به بررسی‌های [۵] روی فسیل‌های موجود در سنگ‌های آهکی دنباله‌ی فاز (۱) که سن آن را ائوسن میانی (لوتسین) تا الیگوسن زیرین معرفی می‌نماید، سن احتمالی بخش بزرگ دنباله‌ی فاز (۱) را ائوسن و فاز (۲) و (۳) را الیگوسن (۴) در نظر می‌گیرند.

بررسی‌های [۳، ۶] نشان داده است که فقط سنگ‌های آتشفشانی و رسوبی وابسته به فاز (۱) و (۲) در منطقه حضور دارند. این سنگ‌ها در بعضی نقاط مورد هجوم توده‌های نفوذی

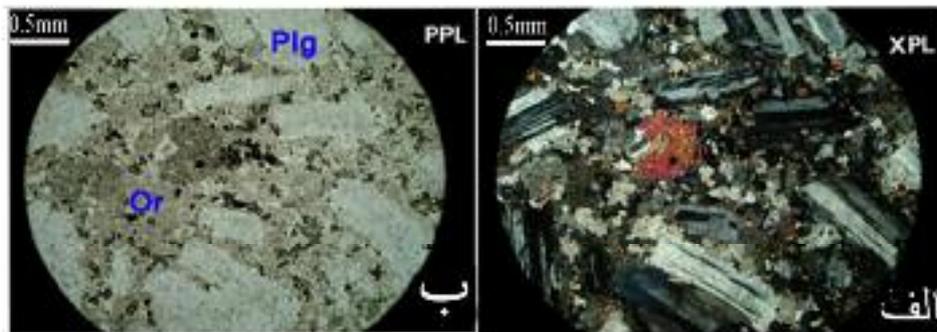
قرار گرفته‌اند. سنگ‌های نفوذی ناحیه‌ی مورد بررسی از نظر سنگ‌شناسی طیف پیوسته‌ای از مونوزوگابرو تا گرانیت را تشکیل می‌دهند. هر دسته نیز خود انواع متفاوتی را دربر می‌گیرد، ولی همه‌ی آن‌ها را می‌توان در سه دسته گابروئی، مونزونیتی و گرانیتی جای داد. غالب این سنگ‌ها به صورت استوک‌های کوچک، دایک، سیل یا رگه ظاهر می‌شوند (شکل ۲-ب). مشاهدات صحرائی حکایت از آن دارد که نفوذی‌های منطقه‌ی مورد بررسی دنباله‌ی فاز (۱) و (۲) را قطع می‌کند (بنابراین سن احتمالی آنها بایستی مربوط به بعد از الیگوسن زیرین باشد).

روش بررسی

برای بررسی این نفوذی‌ها، در عملیات صحرائی علاوه بر کنترل شکل توده و برخوردگاه آن با سنگ‌های دربرگیرنده، نمونه برداری از آنها بگونه‌ای انجام شد که تمامی تغییرات در نظر گرفته شده و از هر بخش حداقل یک نمونه برداشته شود. از تمامی نمونه‌های برداشت شده مقطع نازک میکروسکوپی تهیه

روش‌های ICP-AES و ICP-MS بکار برده شد. نتایج این تجزیه‌ها در جدول (۱) آمده‌اند. پردازش آماری اطلاعات به دست آمده از تجزیه‌ی شیمیایی سنگ‌ها با نرم افزار Minpet صورت گرفت.

شد و مورد بررسی سنگ‌نگاری قرار گرفت. از میان سالمترین این سنگ‌ها تعداد ۸ نمونه برای تجزیه‌ی شیمیایی انتخاب و به آزمایشگاه شرکت ALS-Chemex کانادا فرستاده شدند. در آن آزمایشگاه برای تعیین عناصر اصلی و کمیاب به ترتیب



شکل ۲ الف و ب) تصاویر میکروسکوپی نمونه‌ای از مونزونیت‌های منطقه‌ی مورد بررسی دارای بافت پورفیری با خمیره‌ی میان دانه‌ای. فنوکریستال‌ها غالباً پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن‌اند، خمیره نیز از ارتوز، میکروکریستال‌های کلینوپیروکسن و مقدار کمی کانی کدر تشکیل شده است. پ) تصویر ماکروسکوپی رگه‌ها و دایک‌های گرانیتی، ت) تصاویر میکروسکوپی پانوراما از برخوردگاه گرانیت و سنگ در برگیرنده (آندزیت بازالتی). چنانکه مشاهده می‌شود سطح تماس مستقیم بوده و از محل تماس به سمت درون توده‌ی گرانیتی به ترتیب بافت‌های پورفیری با خمیره دانه‌ای ریز تا نسبتاً ریز و درون توده، دانه‌ای متوسط دیده می‌شود.

جدول ۱ نتایج حاصل از تجزیه‌ی شیمیائی نمونه‌ها (اکسید عناصر اصلی بر حسب درصد و عناصر کمیاب بر حسب ppm).

نمونه عنصر	D222	D228	D242	D244	D313	D314	D321	D323
SiO ₂	۵۶٫۸	۶۷٫۸	۵۴٫۳	۶۳٫۰	۶۷٫۱	۵۴٫۲	۴۹٫۴	۶۴٫۲
Al ₂ O ₃	۱۸٫۷۰	۱۴٫۴۵	۱۹٫۷	۱۵٫۰۵	۱۴٫۷	۱۶٫۵۰	۱۶٫۳۵	۱۴٫۰۰
Fe ₂ O _{3(t)}	۴٫۷۹	۳٫۱۶	۶٫۰۸	۴٫۸۶	۳٫۷۸	۸٫۳۹	۱۰٫۳۵	۴٫۰۵
CaO	۴٫۷۷	۲٫۴۵	۶٫۹۹	۲٫۵۴	۲٫۷۱	۵٫۸۹	۹٫۵۹	۲٫۶۸
MgO	۱٫۶۶	۰٫۹۵	۲٫۰۰	۱٫۲۰	۱٫۰۶	۳٫۰۵	۴٫۲۶	۱٫۱۵
Na ₂ O	۳٫۹۷	۳٫۳۳	۴٫۱۲	۳٫۸۵	۳٫۸۲	۳٫۵۹	۲٫۸۸	۳٫۳۱
K ₂ O	۴٫۴۳	۴٫۴۸	۲٫۲۰	۶٫۰۲	۴٫۷۷	۳٫۷۶	۳٫۱۸	۴٫۷۹
MnO	۰٫۱۳	۰٫۰۴	۰٫۱۴	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۲۸	۰٫۱۷	۰٫۱۱
TiO ₂	۰٫۷۸	۰٫۴۸	۱٫۰۵	۱٫۹۳	۰٫۵	۱٫۱۴	۱٫۴۹	۰٫۵۲
P ₂ O ₅	۰٫۳۲	۰٫۱۲	۰٫۵۲	۰٫۲۳	۰٫۱۵	۰٫۳۶	۰٫۴۴	۰٫۱۵
Rb	۱۵۱٫۵	۱۹۹	۴۶٫۵	۱۳۶٫۵	۲۲۱	۱۲۶٫۰	۸۲٫۹	۱۷۰٫۵
Ba	۱۴۰٫۵	۶۰٫۸	۶۹۴	۱۰۰٫۵	۵۹۴	۹۲۳	۷۸۵	۱۱۱۵
Zr	۳۶۴	۲۶۸	۲۳۴	۷۳۲	۲۷۹	۳۱۷	۲۴۷	۲۴۴
Ta	۲٫۱	۲٫۹	۱٫۳	۶٫۳	۲٫۷	۱٫۷	۱٫۳	۲٫۱
Nb	۳۵٫۴	۳۰٫۴	۲۱٫۶	۷۳٫۹	۳۱٫۲	۲۸٫۲	۲۲٫۸	۲۶٫۱
La	۵۰٫۳	۵۲٫۲	۴۰٫۵	۶۷٫۰	۴۷٫۰	۴۶٫۴	۳۷٫۱	۴۵٫۶
Ce	۹۴٫۶	۹۳٫۹	۸۰٫۰	۱۲۸٫۰	۸۷٫۴	۸۸٫۹	۷۴٫۱	۸۴٫۰
Pr	۱۱٫۲۰	۱۰٫۰۵	۹٫۷۵	۱۴٫۸۰	۱۰٫۰	۱۱٫۰۵	۹٫۴۸	۹٫۵۸
Nd	۳۸٫۵	۳۵٫۳	۳۹٫۲	۵۵٫۳	۳۲٫۸	۳۸٫۹	۳۵٫۴	۳۱٫۲
Sm	۷٫۰۴	۶٫۶۳	۷٫۹۷	۱۰٫۸۵	۵٫۹۶	۷٫۵۲	۷٫۱۹	۵٫۸۲
Eu	۱٫۷۰	۱٫۱۶	۲٫۱۲	۱٫۶۱	۱٫۰۳	۱٫۸۶	۱٫۹۲	۱٫۰۰
Gd	۶٫۲۷	۶٫۶۷	۷٫۷۴	۱۰٫۳۰	۵٫۸۷	۷٫۳۵	۷٫۰۰	۵٫۵۶
Tb	۰٫۹۶	۱٫۰۳	۱٫۱۲	۱٫۵۴	۰٫۹۴	۱٫۱۲	۱٫۰۹	۰٫۸۵
Dy	۴٫۷۲	۵٫۸۴	۵٫۹۴	۸٫۶۵	۵٫۲۰	۵٫۶۸	۵٫۵۰	۴٫۵۷
Ho	۱٫۰۱	۱٫۲۵	۱٫۱۹	۱٫۸۴	۱٫۱۲	۱٫۱۸	۱٫۱۱	۰٫۹۸
Er	۲٫۷۲	۳٫۸۳	۳٫۵۷	۵٫۶۹	۳٫۲۲	۳٫۲۳	۳٫۰۴	۲٫۷۰
Tm	۰٫۴۱	۰٫۵۹	۰٫۴۷	۰٫۸۱	۰٫۵۳	۰٫۵۰	۰٫۴۳	۰٫۴۳
Yb	۲٫۵۷	۳٫۸۶	۳٫۰۰	۵٫۷۰	۳٫۳۸	۳٫۰۹	۲٫۷۵	۲٫۷۲
Lu	۰٫۴۴	۰٫۵۹	۰٫۴۴	۰٫۸۶	۰٫۵۳	۰٫۴۷	۰٫۴۲	۰٫۴۴
Y	۲۷٫۶	۳۳٫۸	۳۰٫۶	۴۷٫۳	۳۱٫۹	۳۲٫۴	۳۱٫۵	۲۸٫۲

سنگ نگاری

سنگ‌های آذرین نفوذی در ناحیه‌ی مورد بررسی طیف پیوسته‌ای را از مونزوگابرو تا گرانیت تشکیل می‌دهند. شرح سنگ‌نگاری آنها در زیر آمده‌اند.

مونزوگابرو

این سنگ‌ها غالباً به شکل استوک‌های نسبتاً کوچک ظاهر می‌شوند و رنگ آنها بسته به بافتشان در انواع درشت‌دانه خاکستری با ظاهر فلفل‌نمکی و در انواع ریزدانه‌تر نسبتاً سبزند. انواع بافت‌های ریزدانه‌ای، پورفیری، میان‌دانه‌ای و ساب‌افیتیک در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود. در مونزوگابروها کانی اصلی

پلاژیوکلاز، کانی‌های فرعی شاخص کلینوپیروکسن و ارتوز بوده و کانی‌های فرعی کمیاب بیوتیت، کانی‌های کدر، الیوین، آپاتیت و هورنبلند قهوه‌ای است. پلاژیوکلاز از نظر حجمی از بقیه کانی‌ها فراوان‌تر، و مقدار آن تا ۶۵٪ نیز می‌رسد. بعضی از آنها دارای ادخال (بیوتیت و مگنتیت) است و در برخی دیگر مرشدی‌های ساب‌افیتیک با کلینوپیروکسن نشان می‌دهد. از نظر حجمی مقدار کلینوپیروکسن، در نمونه‌های متفاوت از ۱۵ تا ۲۰٪ تغییر می‌کند. در آن دسته از مونزوگابروهائی که بافت ریزدانه‌ای دارند، ارتوز پرکننده‌ی فضای میان پلاژیوکلازها و گاهی نیز دربرگیرنده‌ی آنها

(به صورت پوئی کیلیتیک) است، بنابراین قاعداً بایستی پس از پلاژیوکلاز متبلور شده باشند. در انواع پورفیری‌ها ارتوز در خمیره‌ی سنگ حضور دارد. مقدار ارتوز در این سنگ‌ها بین ۱۰ تا ۱۵٪ تغییر می‌کند.

سنگ‌های مونزونیتی

این دسته از سنگ‌ها معمولاً در صحرا به صورت پلوتون‌های بسیار کوچک (با قطر حدود چند متر تا چند ده متر) یا دایک ظاهر می‌شوند. رنگ آنها در نمونه‌ی دستی و در صحرا نسبتاً سبز تا خاکستری است. در زیر میکروسکوپ غالب این سنگ‌ها دارای بافت پورفیری با خمیره‌ی دانه‌ای (شکل ۲-الف و ب) متوسط تا نسبتاً ریزند ولی بافت پورفیری با خمیره‌ی ریز دانه در آن دسته از مونزونیت‌هایی که به صورت دایک ظاهر شده‌اند نیز دیده می‌شود. در بعضی از مونزونیت‌ها (به خصوص آنهایی که دارای بافت دانه‌ای‌اند)، دربرگرفتنی پلاژیوکلاز با ارتوز به صورت پوئی کیلیتیک نیز دیده می‌شود. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها عبارتند از: پلاژیوکلاز و فلدسپات قلیایی. پلاژیوکلازها از نظر مقدار حجمی با فلدسپات‌های قلیایی سنگ برابری دارد و مقدار آنها در نمونه‌های مختلف مونزونیت‌ها حدود ۴۰ تا ۴۵ درصد است. در انواع پورفیری‌ها، پلاژیوکلازها بیشتر به صورت فنوکریستال (شکل ۲-الف و ب) ظاهر می‌شوند، هرچند که وجود آنها در خمیره نیز غیرمعمول نیست. پیدا بلورهای پلاژیوکلاز معمولاً در انواع دارای بافت پورفیری، منطقه‌بندی نشان می‌دهند و گاهی نیز خوردگی‌های مشخصی را به نمایش می‌گذارند (این مسئله در فلدسپات قلیایی نیز دیده می‌شود). باتوجه به زاویه‌ی خاموشی جنس آنها غالباً آندزین است (An_{۴۴}). فلدسپات قلیایی از جنس ارتوز است و نسبت به پلاژیوکلاز دیرتر متبلور شده، به طوری که در سنگ‌هایی که بافت پورفیری دارند کمتر به صورت پیدا بلور ظاهر می‌شوند، این کانی غالباً در خمیره‌ی سنگ و یا به صورت یک قشر در اطراف پلاژیوکلازها دیده می‌شوند. در انواعی از مونزونیت‌های منطقه‌ی مورد بررسی که بافت دانه‌ای دارند، ارتوز گاهی به صورت پوئی کیلیتیک، پلاژیوکلازها را دربر می‌گیرد. کانی‌های فرعی شاخص از کوارتز و کلینوپیروکسن تشکیل شده‌اند. مقدار کوارتز در انواع متفاوت مونزونیت‌ها کم (کمتر از ۶٪) است ولی در بعضی به حدود ۱۵٪ نیز می‌رسد به همین خاطر از نظر سنگ‌نگاری بعضی ترم‌ها را کوارتز مونزونیت نیز می‌توان نامید. کوارتز در انواع پورفیری‌ها در خمیره وجود دارد. مقدار

کلینوپیروکسن در این سنگ‌ها متغیر است و در بعضی از ترم‌ها وجود ندارد، ولی در تعدادی از آنها مقدار آن تا ۱۲-۱۰٪ نیز می‌رسد. در انواع پورفیری این دسته از سنگ‌ها، کلینوپیروکسن هم به صورت پیدابلور و هم به صورت ریزبلور دیده می‌شود (شکل ۲-الف و ب). پیدا بلورهای این کانی غالباً شکل‌دار بوده و منطقه‌بندی هم مرکز دارند. کانی‌های فرعی کمیاب مونزونیت‌ها، عبارتند از کانی‌های کدر (مگنتیت، پیریت، کالکوپیریت)، بیوتیت، آپاتیت و زیرکن می‌باشند. سنگ‌های مونزونیتی نسبت به بقیه‌ی آنها دگرسانی شدیدتری را نشان می‌دهند و نمونه‌های کاملاً سالم خیلی کمیابند. کلریت، اکسید آهن، اپیدوت، کائولینیت، سریسیت به صورت ثانویه و در اثر دگرسانی حاصل شده‌اند.

سنگ‌های گرانیتی

فلسیک‌ترین سنگ‌ها در منطقه‌ی مورد بررسی به خاطر تفاوت‌های کانی‌شناسی، گونه‌های متفاوتی را تشکیل می‌دهند. به طور کلی سنگ‌های گرانیتی در صحرا معمولاً به صورت استوک‌های کوچک، دایک و رگه‌های آذرین یافت می‌شوند (شکل ۲-پ). رنگ این سنگ‌ها در نمونه‌ی دستی سفید متمایل به خاکستری روشن یا کرم است.

در نمونه‌های مختلف بافت‌های بی‌شکل تا نیمه شکلدار دانه‌ای متوسط، پورفیری (باخمیره‌ی میان دانه‌ای تا ریزدانه)، و گاهی میکروگرانوفیری را می‌توان دید. بررسی‌های میکروسکوپی مقاطع نازکی که از محل تماس (حاشیه سرد شده) گرانیت‌ها با سنگ میزبان (نفوذی‌های گابروئی) به دست آمد، حکایت از آن دارد که برخوردگاه این دو سنگ، تیز و مستقیم بوده و به ترتیب دنباله‌ی بافتی: پورفیری با خمیره‌ی ریزدانه (را در محل تماس) سپس پورفیری با خمیره‌ی میان دانه‌ای تا نسبتاً ریز و نهایتاً دانه‌ای را (در داخل توده‌ی گرانیت) می‌توان مشاهده کرد (شکل ۲-ت). بنا به گفته‌ی [۷]، راست و مستقیم بودن برخوردگاه به معنی بی‌تأثیر بودن واکنش‌های شیمیایی بین ماگما و سنگ میزبان است. علاوه بر بافت‌های پورفیری گاهی در بعضی از رگه‌های گرانیتی (به خصوص انواع باریک آن) که به داخل سنگ‌های دربرگیرنده هجوم برده‌اند (شکل ۲-پ) و یا حاشیه‌ی توده‌های نسبتاً کوچک بافت‌های میکروگرانوفیری نیز دیده می‌شوند (شکل ۳-الف و ب) فراوانی این بافت در رگه‌های باریک گرانیتی به قدری زیاد است که به این رگه‌ها، نام رگه‌های میکروگرانوفیری اطلاق

کانی‌های فرعی موجود در گرانیت‌ها شامل کلینوپیروکسن، زیرکن (به صورت یک کانی مستقل)، بیوتیت، کانی‌های کدر، آپاتیت و کانی ثانویه معمول کائولینیت است.

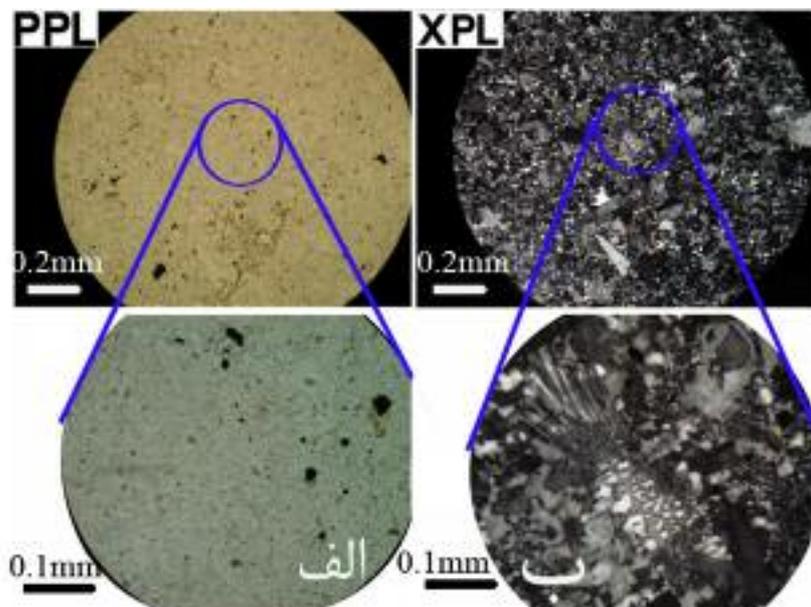
ژئوشیمی

موقعیت نفوذی‌های منطقه‌ی مورد بررسی روی نمودار کل قلیا نسبت به سیلیس TAS [۹] (شکل ۴-الف) نشان می‌دهد که سنگ‌های گرانیتی، مونزونیتی و مونزوگابرو به ترتیب در گستره‌ی گرانیت (گرانیت و گرانیت قلیایی) تا سینیت، سینودیوریت و گابرو واقع قرار می‌گیرند، در عین حال تمام داده‌ها در نزدیک به مرز جدا کننده‌ی سنگ‌های قلیایی و شبه قلیایی و بیشتر در گستره‌ی قلیایی قرار می‌گیرند.

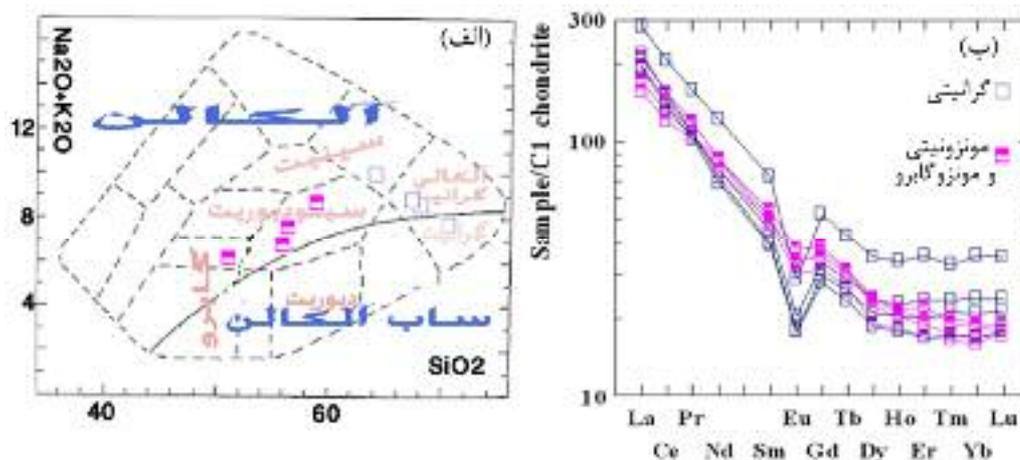
شباهت‌های میان الگوهای REE (عادی‌سازی شده به مقادیر کندریتی بر اساس داده‌های [۱۱]) (شکل ۴-ب) نظیر غنی‌شدگی شدیدتر LREE نسبت به HREE، الگوی تخت HREE، بیهنجاری منفی Eu (اعداد بین ۰٫۸۲۷ تا ۰٫۴۶۶)، شیب مشابه و تند LREE، و کند MREE گواه بر این است که خاستگاه این سنگ‌ها یکی است. لذا با توجه به آنچه گفته شد و نیز به روندهای پیوسته‌ای که این سنگ‌ها روی نمودارهای تغییرات (شکل‌های ۴-الف و ۵-چ، ح و خ) از خود نشان می‌دهند بایستی این سنگ‌ها نسبت به هم همخوان باشند.

می‌شود. به گفته‌ی [۸] گرانیت‌هایی که نزدیک به سطح جایگیر می‌شوند (و گهگاه همراه با آتشفشانی بازالتی‌اند) نسبت به گرانیت‌هایی که حاوی بلورهای کوارتز جداگانه و دو فلدسپات-اند، با سرعت بیشتر و در فشار کم آب متبلور می‌شوند، بنابراین محلول جامد کامل در فلدسپات قلیایی وجود دارد و کوارتز و یک فلدسپات متبلور می‌شوند. اگر مواد فرار (به عنوان مثال از طریق سیستم شکاف‌های حلقوی) بگریزند، منحنی‌های آبگون-جامد بالا می‌افتند و یک فروتافتگی و انجماد رخ می‌دهد. در این شرایط بلورهای مستقل ایجاد نمی‌شوند، در عوض رشد همزمان و آمیخته‌ی کوارتز و فلدسپات قلیایی هم‌رشدی گرانوفیری را ایجاد می‌نمایند. هم‌رشدی‌های گرانوفیری اغلب به دور فنوکریست از قبل موجودی که در نتیجه رشد آهسته و / یا تبلور پیش از کوتکتیک ایجاد شده، هسته‌بندی می‌کنند.

کانی‌های اصلی گرانیت‌های منطقه‌ی مورد بررسی عبارتند از کوارتز، پلاژیوکلاز و ارتوز. مقدار حجمی کوارتز در نمونه‌های متفاوت تقریباً ۳۰-۲۵٪ است و تغییرات قابل ملاحظه‌ای را نشان نمی‌دهد در حالی که پلاژیوکلاز از حدود ۱۵٪ تا حدود ۳۵٪ تغییر می‌کند. ارتوز از لحاظ حجمی معمولاً از دو کانی اخیر در نمونه‌های مختلف گرانیت بیشتر است و مقدار آن از ۳۵ تا ۵۵٪ تغییر می‌کند. پلاژیوکلازها در این سنگ‌ها غالباً سالم‌اند، ولی ارتوزها کمی کائولینیتی شده‌اند. در بعضی نمونه‌ها پلاژیوکلازها با قشری از جنس ارتوز احاطه می‌شود.



شکل ۳ الف، ب) تصاویر میکروسکوپی یک رگه‌ی گرانیتی و رؤیت بافت میکروگرانوفیری در داخل آن.



شکل ۴ الف) رده‌بندی سنگ‌های نفوذی بر اساس نمودار TAS [۹] که توسط [۱۰] برای سنگ‌های نفوذی تعمیم داده شده است. ب) الگوهای REE نمونه‌های آذرین نفوذی منطقه پیرکوه که به مقادیر کندریتی ارائه شده توسط [۱۱] به‌نچار شده‌اند.

نسبت گدازه‌ی و مواد تفاله‌ای (بخش باقیمانده‌ای از خاستگاه که ذوب نشده است و به‌صورت اولیه در مخزن ماگمایی حضور دارد) است ([۱۲، ۱۴]).

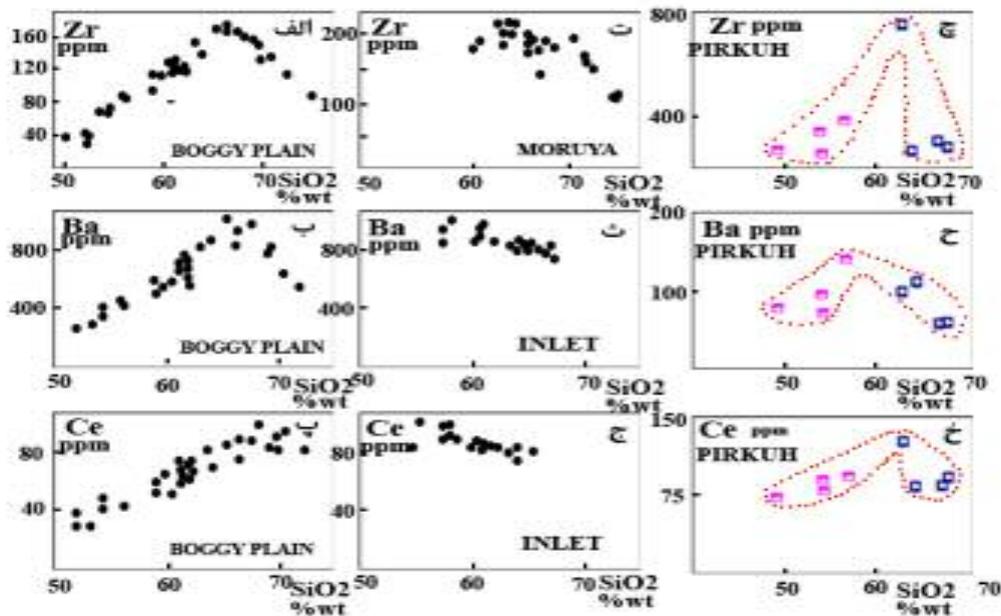
ویژگی مشخص بین دو نوع یاد شده وابسته به این است که آیا ماگمای اولیه از زیرکن اشباع بوده است یا نه؟ که با حضور یا غیبت سن موروثی در زیرکن همراهی می‌شود. گرانیت‌های نوع اول از گدازه‌های با دمای بالاتر (که اشباع از زیرکن نیستند) مشتق می‌شوند و نوع دوم از ماگما‌های با دمای پائین‌تر که در آنها زیرکن حضور دارد (و از آن اشباع هستند) به‌وجود می‌آیند. این تفاوت در اشباع‌شدگی از زیرکن با الگوهای متفاوت تغییرات Zr در ترکیب‌های مافیک‌تر بازتاب می‌یابد (شکل ۵). بررسی عناصر دیگر (مثل Ba، Ce، Y) در گرانیت‌های نوع I با دمای پائین و بالا نتایج مشابهی را دربر دارد (شکل ۵) [۱۲]. با اینکه در این پژوهش امکان سال سنجی و بررسی بود و نبود زیرکن‌های موروثی در نفوذی‌های منطقه‌ی پیرکوه وجود نداشته است، ولی با توجه به رفتار عناصر بالا نفوذی‌های این منطقه در ردیف گرانیتوئیدهای نوع I با دمای بالا قرار دارند. چنانکه در نمودارهای تغییرات عناصر یاد شده نسبت به SiO₂ (شکل ۵) مشاهده می‌شود، مقدار این عناصر در ترم‌های حدواسط افزایش می‌یابد و با ادامه‌ی جدایش در ترم‌های فلسیک‌تر کاهش نشان می‌دهد. علت آن این است که ماگمای اولیه به دلیل دمای بالا از نظر Zr نااشباع بوده است، لذا با شروع جدایش بلورها نخست مقدار این عنصر (و عناصر یاد شده) بالا رفته تا مقدار آنها در ماگما به حد اشباع برسد و آنگاه با جدایش بلورهای زیرکن مقدار Zr نیز در

[۱۲] گرانیت‌های I را به دو نوع با دمای بالا و دمای پائین تقسیم کرده‌اند. انواع با دمای بالا از ذوب سنگ‌های مافیک و با دمای پائین از ذوب کوارتز دیوریت یا سنگ‌های مشابه حاصل می‌شوند. رده‌بندی یادشده (توسط [۱۲]) بر پایه‌ی وجود یا فقدان مواد جامد تفاله‌ای به‌ویژه بلورهای زیرکن در مخزن ماگمایی و رفتار برخی عناصر (مثل Zr، Ce، ...) نسبت به تغییرات SiO₂ صورت پذیرفت. در گرانیت‌های نوع I با دمای بالا، در ماگمای اولیه به دلیل دمای زیاد، حلالیت Zr در گدازه (و سنگ‌های حاصل از آن) بالا می‌رود، تا زمانی که گدازه‌ی از زیرکن اشباع شود و جدایش آن از گدازه آغاز شود. همزمان با جابه‌جایی بلورهای زیرکن مقدار Zr در گدازه افت می‌کند (شکل ۵-الف) [۱۲]. ولی گرانیت‌های نوع I دمای پائین از زیرکن اشباع هستند، لذا همزمان با آغاز جدایش ماگمایی، جدایش بلورهای زیرکن از گدازه آغاز می‌شود و مقدار Zr نسبت به افزایش SiO₂ کاهش می‌یابد (شکل ۵-ت).

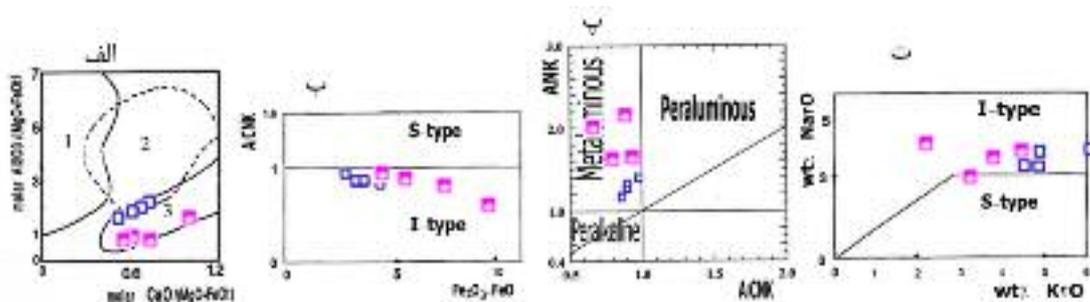
دامنه‌ی دمای اشباعی زیرکن برای بیشتر سنگ‌های مافیک از خانواده‌های با دمای پائین مثل خانواده‌های کوبارگو و مورویا (شکل ۵-ت) ۷۴۰ تا ۷۶۰ درجه محاسبه شد [۱۳] که نشانگر حداکثر دمای گدازه است که در آنها مقداری زیرکن (چه به‌صورت موروثی، چه انباشتی) وجود داشته است. این دما برای گدازه بودن کامل سنگ‌های مافیک خانواده‌های مورویا و کوبارگو بسیار پائین است بنابراین گدازه‌ی درگیر در تولید این دو خانواده، فلسیک بوده است و ویژگی‌های مافیک سنگ‌های یاد شده را باید به حضور و جدایش بلورهای تفاله‌ای نسبت داد. لذا تنوع ترکیبی در گرانیت‌های نوع I با دمای پائین به تنوع

نسبت‌های مولار $Al_2O_3/(MgO+FeOt)$ و مقادیر بالای نسبت $CaO/(MgO+FeOt)$ [۱۵] (شکل ۶-الف) می‌توان سنگ‌های متابازالتی را به عنوان خاستگاه برای نفوذی‌های پیرکوه در نظر گرفت. ترکیب مشخص گرانیتهای نوع I با دمای بالا در کمربند چین‌خورده‌ی کوردیلر، [۱۶] را وادار به نامگذاری آنها زیر عنوان نوع I کوردیلر کرده است (۱۲، ۱۴).

سنگ‌های حاصل کاهش نشان می‌دهد [۱۲]. بنابراین نفوذی‌های منطقه‌ی پیرکوه در ردیف گرانیتهای نوع I با دمای بالا قرار دارند. گرانیتهای نوع I با دمای بالا محصول ذوب بخشی پوسته‌ی مافیک اولیه یا گوشته‌ی شکل گرفته هستند [۱۲] و آنها را باید نماینده‌ی موادی که به تازگی به پوسته اضافه شده‌اند در نظر گرفت. با توجه به مقادیر پائین



شکل ۵ مقایسه‌ی رفتار عناصر مختلف نسبت به SiO_2 در گرانیتهای نوع I با دمای پائین و بالا [۱۲]. الف، ب، پ) در گرانیتهای نوع I با دمای بالا با افزایش SiO_2 نخست مقدار عناصر Zr، Ba و Ce در گدازه افزایش و سپس کاهش می‌یابد که به دلیل اشباع نبودن ماگمای اولیه از عناصر یاد شده است. ت، ث، ج) در گرانیتهای نوع I با دمای پائین، به دلیل اشباع بودن ماگمای اولیه از این عناصر با شروع تبلور جدایشی مقدار عناصر Zr، Ba و Ce نسبت به در برابر افزایش SiO_2 کاهش می‌یابد. چ، ح، خ) رفتار عناصر Zr، Ba و Ce نسبت به SiO_2 در نفوذیهای پیرکوه، چنانکه مشاهده می‌شود در این نفوذی‌ها نیز همانند دیگر گرانیتهای با دمای بالا (شکل‌های الف، ب و پ) عناصر فوق با افزایش SiO_2 نخست افزایش و سپس کاهش می‌یابند (مفهوم علائم همانند شکل ۴-ب).



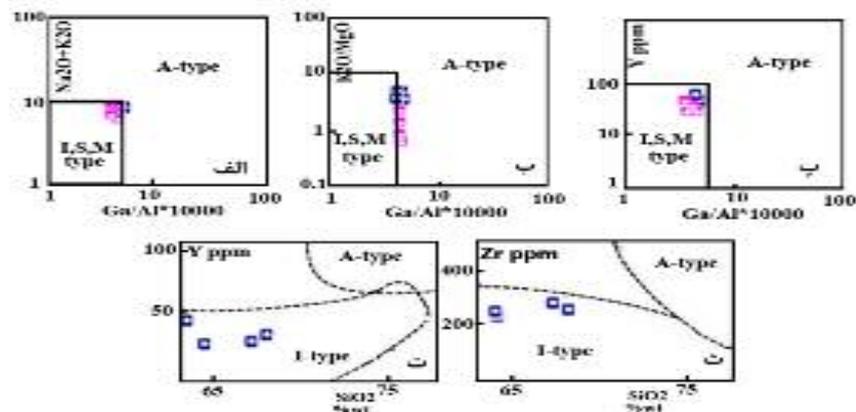
شکل ۶ الف) نمودار مولی نسبت‌های $Al_2O_3/(MgO+FeOt)$ و $CaO/(MgO+FeOt)$ [۱۵]، گسترده‌ها نشان‌دهنده‌ی گدازه‌های بخشی حاصل از خاستگاه‌های، ۱: شبه‌پهنه‌ای، ۲: متاگری واک، ۳: شبه‌بازالتی تا شبه‌توناالیتی هستند. نفوذی‌های منطقه‌ی پیرکوه در گستره‌ی سنگ‌های شبه‌بازالتی تا شبه‌توناالیتی قرار گرفته‌اند. ب) داده‌های مربوط به نفوذی‌های منطقه‌ی پیرکوه روی نمودارهای تعیین نوع گرانیتهای بر اساس نسبت مولی $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$ نسبت به (Fe_2O_3+FeO) از [۱۷]. پ) نمودار $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ نسبت به (Na_2O+K_2O+CaO) [۱۸]. ت) نمودار درصد وزنی Na_2O نسبت به K_2O از [۱۴] (مفهوم علائم همانند شکل ۴-ب).

درصد وزنی SiO_2 از ۴۹/۴ تا ۶۷/۸ و به طور متوسط ۵۹/۶ است، ۸- مقادیر نسبت $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ پائین (از ۰/۵۳۴ تا ۱/۵۶۴) و به طور متوسط ۱/۱۶۸ (شکل ۶-ت)، ۹- سنگ‌های آتشفشانی همراه، غالباً شامل آندزیت، داسیت، ریولیت و توف‌های با ترکیب مشابه و به مقدار کمتر بازالت و آندزیت بازالتی‌اند.

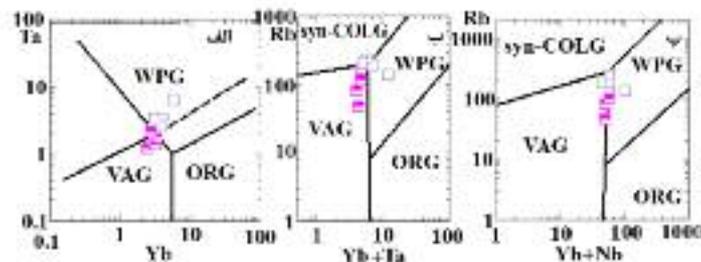
جایگاه زمین‌ساختی

بنابر پژوهش‌های [۱۷] عناصر Ta , Nb , K , Ba , Rb , Yb , Y , Ce , Sm , Zr و Hf به طور مؤثری می‌توانند گرانیتوئیدهای وابسته به جایگاه‌های مختلف زمین‌ساختی را از هم جدا کنند. داده‌های شیمیایی وابسته به سنگ‌های نفوذی منطقه مورد بررسی روی نمودارهای عناصر بالا در مرز گستره‌ی قوس آتشفشانی (VAG) و درون صفحه‌ای (WPG) و غالباً درون گستره‌ی قوس قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۸ و ۹).

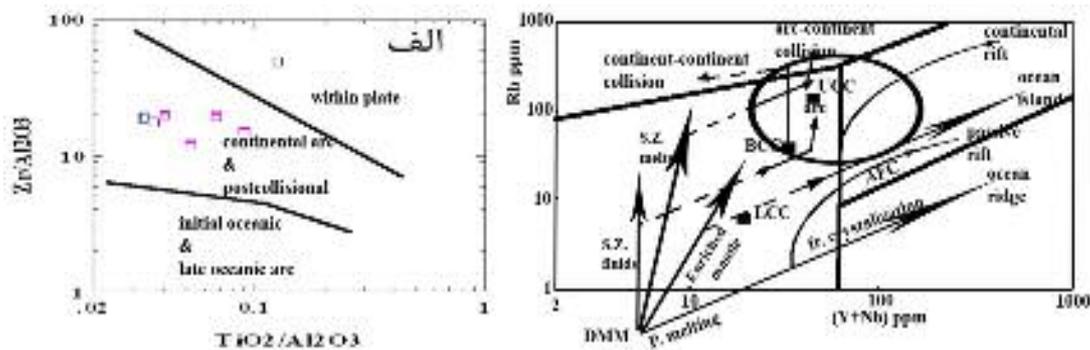
به نظر می‌رسد که نفوذی‌های منطقه‌ی پیرکوه در زمره‌ی گرانیتوئیدهای نوع I زیر پوسته‌ای متاآلمین قرار دارند. دلایل زیر تأیید کننده‌ی این است که: ۱- شاخص اشباع از آلومین تمام این سنگ‌ها کوچکتر از یک است و همه‌ی آن‌ها در قلمرو شبه آلومین قرار گرفته‌اند (نمودار شکل ۶-ب و پ)، ۲- وجود دیوپسید نورماتیو و فقدان کربندوم نورماتیو، ۳- وجود کلینوپیروکسن به عنوان کانی مافیک اصلی در همه‌ی گروه‌ها (حتی سنگ‌های گرانیتی) (از ویژگی‌های گرانیتوئیدهای نوع I شبه آلومین [۱۴]) و همراه با بیوتیت، ۴- فقدان برونوبوم‌های دگرگون و سرشار از میکا در سنگ‌های این خانواده، ۶- مقادیر نسبی بالای Na_2O (مقدار متوسط درصد وزنی آن در سنگ‌های گرانیتی و مونزونیتی ۳/۵۸ و ۳/۶۴) (شکل ۶-ت) در عین حال بر اساس رفتار Al , Ga و Y و نسبت وزنی $\text{K}_2\text{O}/\text{MgO}$ این سنگ‌ها، جزء گرانیتوئیدهای A قلیایی نیستند (شکل‌های ۷-الف، ب، پ، ت و ث)، ۷- حدود تغییرات



شکل ۷ نمودارهای جدایش گرانیتوئیدهای I، S و M از A [۱۹] و موقعیت نفوذی‌های منطقه‌ی پیرکوه روی آنها: الف) درصد وزنی $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ نسبت به $\text{Ga}/\text{Al}\times 10000$ ، ب) $\text{K}_2\text{O}/\text{MgO}$ نسبت به $\text{Ga}/\text{Al}\times 10000$ ، پ) Y برحسب ppm نسبت به $\text{Ga}/\text{Al}\times 1000$ ، و نیز نمودارهای عناصر HFS نسبت به SiO_2 [۲۰] (ت) Y در مقابل SiO_2 ، ث) Zr در مقابل SiO_2 (مفهوم علائم همانند شکل ۴-ب).



شکل ۸ داده‌های وابسته به سنگ‌های نفوذی منطقه‌ی پیرکوه روی نمودار جدایشی گرانیتوئیدها بر اساس، الف) Ta - Yb [۱۷]. خطوط شکسته در نمودارهای بالا مرز ORG وابسته به پشته‌های غیرعادی را نشان می‌دهند. ب) Rb - $(\text{Yb}+\text{Ta})$ و پ) Rb - $(\text{Y}+\text{Nb})$ [۱۷] (مفهوم علائم همانند شکل ۴-ب).



شکل ۹ الف) داده‌های وابسته به سنگ‌های نفوذی منطقه‌ی پیرکوه روی نمودار $TiO_2/Al_2O_3-Zr/Al_2O_3$ [۱۵] (مفهوم علائم همانند شکل ۴-ب) و ب) مسیر فرآیندهای مؤثر روی خاستگاه گرانیت‌ها و نقطه‌ای که یک گرانیت نمونه با خاستگاه گوشته‌ای که ممکن است در اثر این فرآیند به آن برسد. همچنین ترکیب پوسته‌ی قاره‌ای بالائی (UCC) و ترکیب کلی آن (BCC)، و نیز مسیری که ذوب بخشی ترکیب کلی پوسته‌ی قاره‌ای تغییر یافته به وسیله‌ی شارها می‌تواند در طول راندگی در یک جایگاه همزمان با برخورد طی کند نمایش داده شده‌اند (SZ منطقه فرورانش) [۱۷].

آمد، LREE نسبت به HREE غنی شدگی چشمگیری دارند و این بیانگر ماگماتیسیم نفوذی شبه آلومین نوع I کمان-های آتشفشانی حاشیه‌ی قاره هاست [۲۶-۲۳، ۱۷، ۱۰] علت پراکندگی نمونه‌ها روی این نمودارها را فرآیندهای مختلف مؤثر بر خاستگاه گرانیت‌ها (شکل ۹-ب) پارامترهای متعدد مؤثر بر درصد ذوب بخشی خاستگاه و روش‌های مختلفی که موجب تأثیر متقابل گوشته (یا ماگمای حاصل از آن) و پوسته می‌شوند، دانسته است. [۲۷] با بحث در مورد این نمودارها نیز قرار گرفتن نمونه‌ها در مرز گستره‌های مختلف آن را به دو دلیل دانسته‌اند: الف) کوهزائی چند مرحله‌ای یا مرکب که موجب آمیزش سنگ‌های خاستگاه در جایگاه زمین‌ساختی مبدأ می‌شود. این مسئله در کمان‌های قاره‌ای و جایگاه برخوردگاهی که می‌تواند از نظر مکان و زمان در ارتباط نزدیک با رژیم‌های کششی قرار بگیرند، عمومیت دارد. ب) جدایش، روندهای مرکبی را ایجاد می‌کند که می‌توانند مرز گستره‌های مختلف روی نمودارهای یاد شده را قطع کند (به‌ویژه مرز دو گستره‌ی VAG, WPG).

برداشت

ویژگی‌های نفوذی‌های پیرکوه آنها را در ردیف گرانیتوئیدهای نوع I قرار داده و رفتار Zr (و نیز عناصری نظیر Ba، Y و Ce) بیانگر این است که ماگمای اولیه‌ی آنها در دمای بالاست، چنین ماگماهایی محصول ذوب بخشی پوسته‌ی مافیک اولیه یا گوشته‌ی دگرگون شده اند. ترکیب عناصر کمیاب (به خصوص Yb، Y، Rb، Nb، Ti و Zr) و نیز ماهیت I نیز مبین این است که جایگاه زمین‌ساختی آنها حاشیه‌ی فعال قاره‌ای است. ولی

چنانکه می‌دانیم، عناصری نظیر Rb، Ba و K در حضور گرماب‌ها می‌توانند حرکت کنند، بنابراین به نظر [۲۱] استفاده از آنها در نمودارهای جدا کننده زمین‌ساختی بایستی با احتیاط صورت پذیرد. هرچند که تحرک عناصری مثل Rb در سنگ‌های گرانیتی بسیار کمتر از سنگ‌های بازی است، ولی مواردی از تحرک Rb نیز شناسایی شده‌اند [۲۲]. در عین حال از اثرهای جدایش بلوری و انباشت بلورها در گرانیت‌ها نیز نبایستی چشم‌پوشی کرد، چنانکه [۱۷] تأثیر انباشت بلورها را در گرانیت‌ها در نظر گرفته و نشان دادند که اثر رقیق‌شدگی حاصل از انباشت پلاژیوکلاز ممکن است گرانیتوئیدها را از گستره‌ی درون‌صفحه‌ای و پشته اقیانوسی به گستره‌ی قوس آتشفشانی در نمودارهای Nb-Y و Rb-(Y+Nb) (شکل ۸) منتقل کند. به طریق مشابه، گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی و همزمان با برخورد، ممکن است به گستره‌ی گرانیتوئیدهای درون صفحه‌ای یا اقیانوسی منتقل شوند و این پدیده در اثر انباشت فازهای فرومنیزین و فرعی صورت می‌گیرد.

آنچه از نمودارهای تعیین جایگاه زمین‌ساختی بر می‌آید این است که داده‌های وابسته به سنگ‌های نفوذی منطقه‌ی پیرکوه یا به یک موقعیت قوس (VAG) قاره‌ای وابسته‌اند یا در گستره‌ی درون صفحه‌ی (WPG) قاره‌ای قرار می‌گیرند. در صورتی که فرض کنیم نفوذی‌های منطقه‌ی پیرکوه از نوع گرانیتوئیدهای درون صفحه‌ی (WPG) قاره‌ای هستند بایستی قاعدتاً از نوع Aی قلبایی باشند در حالی که این سنگ‌ها از نوع I شبه آلومین بوده و نمی‌توانند در ردیف گرانیتوئیدهای WPG قرار گیرند. در عین حال چنانکه در بخش ژئوشیمی

- [9] Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst S., *"The interpretation of igneous rocks"*, Allen and Unwin, London, (1979) 450p.
- [10] Wilson Marjorie, *"Igneous petrogenesis"*, Unwin Hyman (1989) 466p.
- [11] Mc Donough W.F., Sun S.S., *"Composition of the Earth"*, Chemical geology 120 (1995) 223-253.
- [12] Chappell B.W., Briant C.J., Wyborn D., White A.J.F.R., *"High- and Low- temperature I-type granite"*, Resource Geology 48 (1998) 225-235.
- [13] Watson E.B., Harrison M.T., Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. Earth planet. Sci. Lett. 64 (1983) 295-304.
- [14] Chappell B.W., White A.J.R., *"Two contrasting granite types : 25 years later"*, Australian Earth Sci. 48 (2001) 489-499.
- [15] Altherr R., Siebel W., *"I-type plutonism in a continental back-arc setting: Miocene granitoids and monzonites from the central Aegean sea, Greece"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 143 (2002) 397-415.
- [16] Pitcher W.S., *"Granite type and tectonic environment"*, In Hsu, K.J., (ede) Mountain building processes Academic press, London (1982) Ch.1-3 19-40.
- [17] Pearce J.A., Harris N.B.W., Thindle A.G., *"Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rock"*, Journal of Petrology 25 (1984) 956-983.
- [18] Maninar P.D., Piccoli P.M., *"Tectonic discrimination of granitoids"*, G.S.A Bull. 101 (1989) 635-643.
- [19] Whalen J.D., Currie K.L., Chappell E.W., *"A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis"*. Cont. Min. Pet. 95 (1987) 407-419.
- [20] Kleman G.J., Twist D., *"The compositionally zoned sheet like granite pluton of the Bushveld complex"*, J. Pet. 30 (1989) 1383-1414.
- [21] Rollinson H.R., *"Using geochemical data: evaluation, Presentation, interpretation"*, Longman Scientific & Technical (1993) 322p.
- [22] Mukasa S.B., Henry D.S., *"The San Nicolas batholith of Coastal Peru: early paleozoic continental arc or continental rift magmatism?"* J. Geol. Soc. Lond. 147 (1990) 27-39.
- [23] Erkül S.T., Sözbilir R.H., Erkül F.T., Helvaci C., Ersoy Y., Sümer O., *"Geochemistry of I-type granitoids in the Karaburun Peninsula, West Turkey: Evidence for Triassic continental arc*

قرار گرفتن بعضی نمونه‌ها در گستره‌ی WPG (به‌جای VAG) را در تأثیر پدیده‌هایی چون AFC یا MASH (۲۸،۲۷) در تاریخ تشکیل این توده باید جستجو کرد. در این جایگاه زمین-ساختی، ماگما از ذوب گوشته‌ی استنوسفری تعدیل یافته به وسیله‌ی شاره‌های حاصل از پوسته فرورانده به‌وجود می‌آید. نفوذ ماگمای تولید شده به درون پوسته‌ی قاره‌ای موجب تأثیر متقابل ماگما با مواد پوسته‌ای یا با ماگمای حاصل از پوسته می‌شود.

قدردانی

این حاضر حاصل بخشی از طرح پژوهشی است که در دانشگاه آزاد اسلامی واحد لاهیجان به تصویب رسیده است، لذا از حمایت‌های مالی این دانشگاه به خصوص حوزه‌ی معاونت پژوهشی واحد صمیمانه قدردانی می‌شود.

مراجع

- [1] Alavi M., *"Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran"*, J. of Geodynamics 21 No.1 (1995) 1-33.
- [2] Alavi M., *"Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran"*, Geol. soc. Amer. Bull. 103 (1991) 983- 992.
- [۳] تاکی س.، درویش زاده ع.، قادری م.، خسروتهرانی خ.، *"توالی سنگ شناسی و ویژگی‌های فاز دوی پالئوژن در منطقه دیلمان، البرز باختری"*، مجله کانی شناسی و بلور شناسی ایران، (۲) (۱۳۸۸) ۲۵۲-۲۳۹.
- [4] Annells R.N., Arthurton R.S., Bazley R.A., Davies R.G., *"Explanatory text of the Qazvin and Rasht Quadrangle Map"*, Geol. Surv. Iran (1975) 94P.
- [5] Stalder P., *"Magmatismes tertiaire et subrecent entre Taleghan et Alamout, Elbourz Central (Iran)"*, Bull. Suiss. Min. Petr. 51/1 (1971) 138P.
- [۶] تاکی س.، *"پترو لوژی سنگ‌های آذرین منطقه‌ی دیلمان واقع در البرز مرکزی، رساله‌ی دکتری"*، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران (۱۳۸۷) ۲۷۲ ص.
- [7] Clarke D.B., *"Granitoid rocks"*, New York, Chapman and Hall (1992) 283p.
- [8] Shelly D., *"Igneous and metamorphic rocks under the microscope"*, Chapman & Hall (1993) 405p.

petrogenesis of the volcanic rocks in the Zongtiao mountain: An alternative interpretation for the evolution of the southern margin of the North China craton", *Lithos*, 102 (2007) 158-178.

[27] Forster H.J., Tischendorf D., Trambull R.B., "An evaluation of the Rb vs- (Y+Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks", *Lithos* 40 (1997) 261-293.

[28] Harris N.B.W., Pearce J.A. and Tindle A.G., "Geochemical characteristics of collision- zone magmatism", In: Coward M.P. and Reis A.C. (eds) *Collision tectonics*. Spec. Publ. Geol. Soc. 19 (1986) 67-81.

magmatism following closure of the Paleotethys", *Island arc* 17 (2008) 394-418.

[24] Khalaji A.A, Esmaily D., Valizadeh M.V., Rahimpour H., "Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran", *Journal of Asian Earth Sciences* 29 (2007) 859-877.

[25] Peng T., Wang Y., Zhao G., Fan W., Peng B., "Arc-like volcanic rocks from the southern Lancangjiang zone, SW China: Geochronological and geochemical constraints on their petrogenesis and tectonic implication", *Lithos* 102 (2007) 358-373.

[26] He Y., Zhao G., Sun M., Widle S.A., "Geochemistry, isotope systematic and