



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

سعید تاکی*

دانشگاه آزاد اسلامی، واحد لاهیجان، دانشکده علوم پایه، گروه زمین‌شناسی، لاهیجان، ایران

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

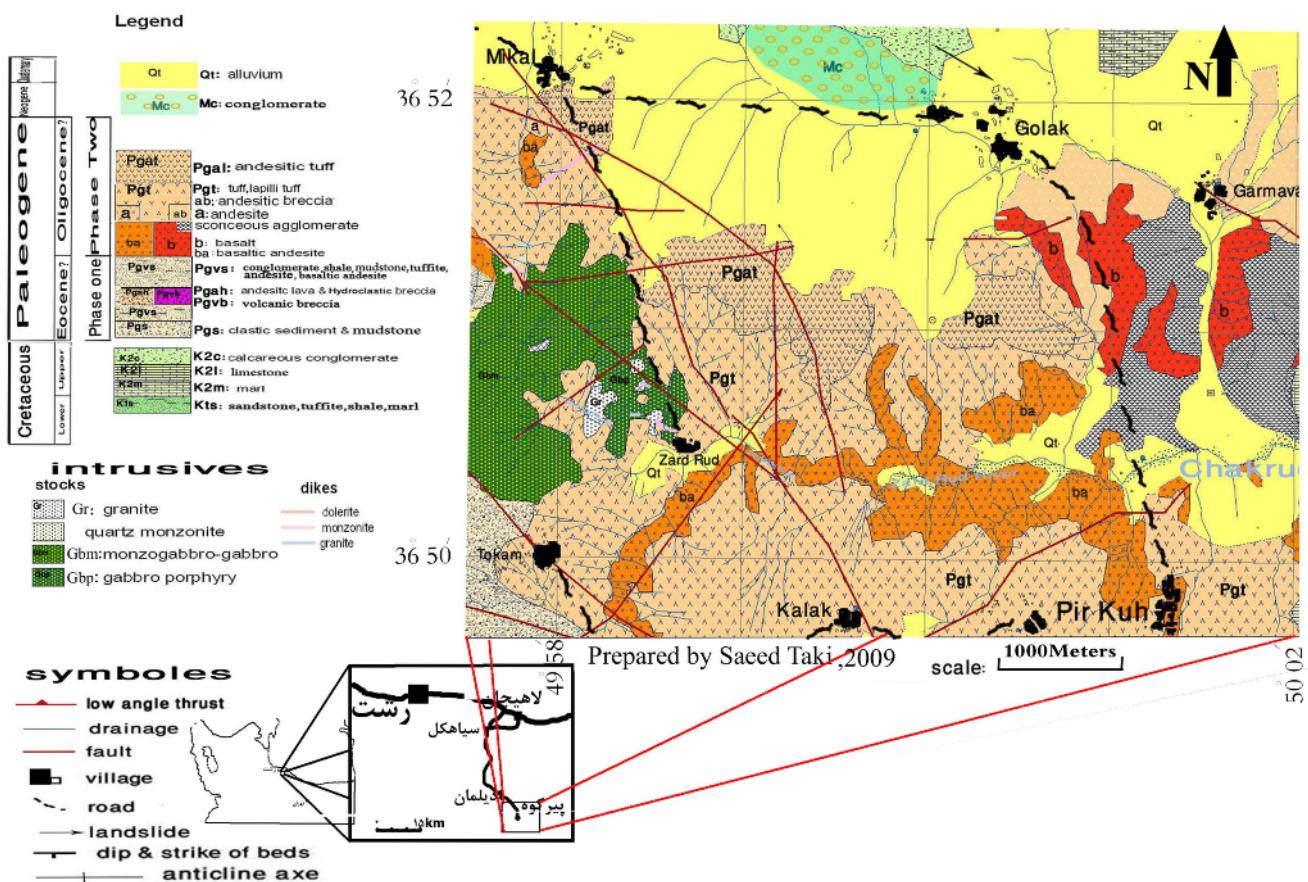
چکیده: منطقه‌ی پیرکوه بخشی از البرز غربی است و رخمنون‌های این منطقه غالباً دنباله‌های آتش‌شانی-رسوبی پالاآژن است که به نفوذی‌های متعددی قطع شده‌اند. بعضی از این نفوذی‌ها ترکیب مونزوگابروئی، مونزوونیتی و گرانیتی با بافت‌های معمول دانه‌ای یا پورفیری دارند. هماهنگی چشمگیر میان الگوهای REE به دست آمده از این سنگ‌ها نظیر غنی‌شدگی بیشتر LREE نسبت به HREE، الگوی تحت خود Eu، شیب تند MREE و کند LREE گواه بر این است که خاستگاه آن‌ها یکی است. خصلت متألومین، وجود دیوپسید نورماتیو، حضور کلینوپیروکسن به عنوان کانی مافیک اصلی در همه‌ی گروه‌ها (حتی سنگ‌های گرانیتی) و همراه با بیوتیت، نبودن برونبوم‌های دگرگون و سرشار از میکا، مقادیر نسبی بالای Na₂O، رفتار Al و Y و Ga و HREE نسبت وزنی K₂O/MgO، دامنه‌ی تغییرات درصد وزنی SiO₂، K₂O/Na₂O پائین، غنی‌شدگی LREE نسبت به همگی مبین ماهیت I برای این نفوذی‌ها و رفتار عنصر Zr نسبت به SiO₂ (افزایش در ترم‌های حدوداً ۱۰٪ و کاهش در ترم‌های فلزیک‌تر) بیانگر غیراشباع بودن ماقمای 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 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؛ مونزوونیتی؛ گرانیتی؛ دمای بالا؛ قوس.

شمال‌شرقی ورقه ... ۱/۱ 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.

مقدمه

گستره‌ی مورد بررسی در حوالی روستای پیرکوه (از توابع سیاهکل استان گیلان) و از نظر جغرافیائی بین طول‌های ۵۳° ۴۹' تا ۵۰° ۴' شرقی و عرض‌های ۳۶° ۴۷' تا ۳۶° ۵۵' شمالی واقع شده است (شکل ۱). این ناحیه که بخشی از رشته کوه‌های البرز را شامل می‌شود، جزء چهارگوش زمین‌شناسی ۱/۲۵ 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].

قرار گرفته‌اند. سنگ‌های نفوذی ناحیه‌ی مورد بررسی از نظر سنگ‌شناسی طیف پیوسته‌ای از مونزوگابرو 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-پ). 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 سنجگ‌های 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 پرداشت شده مقطع نازک میکروسکوپی تهیه

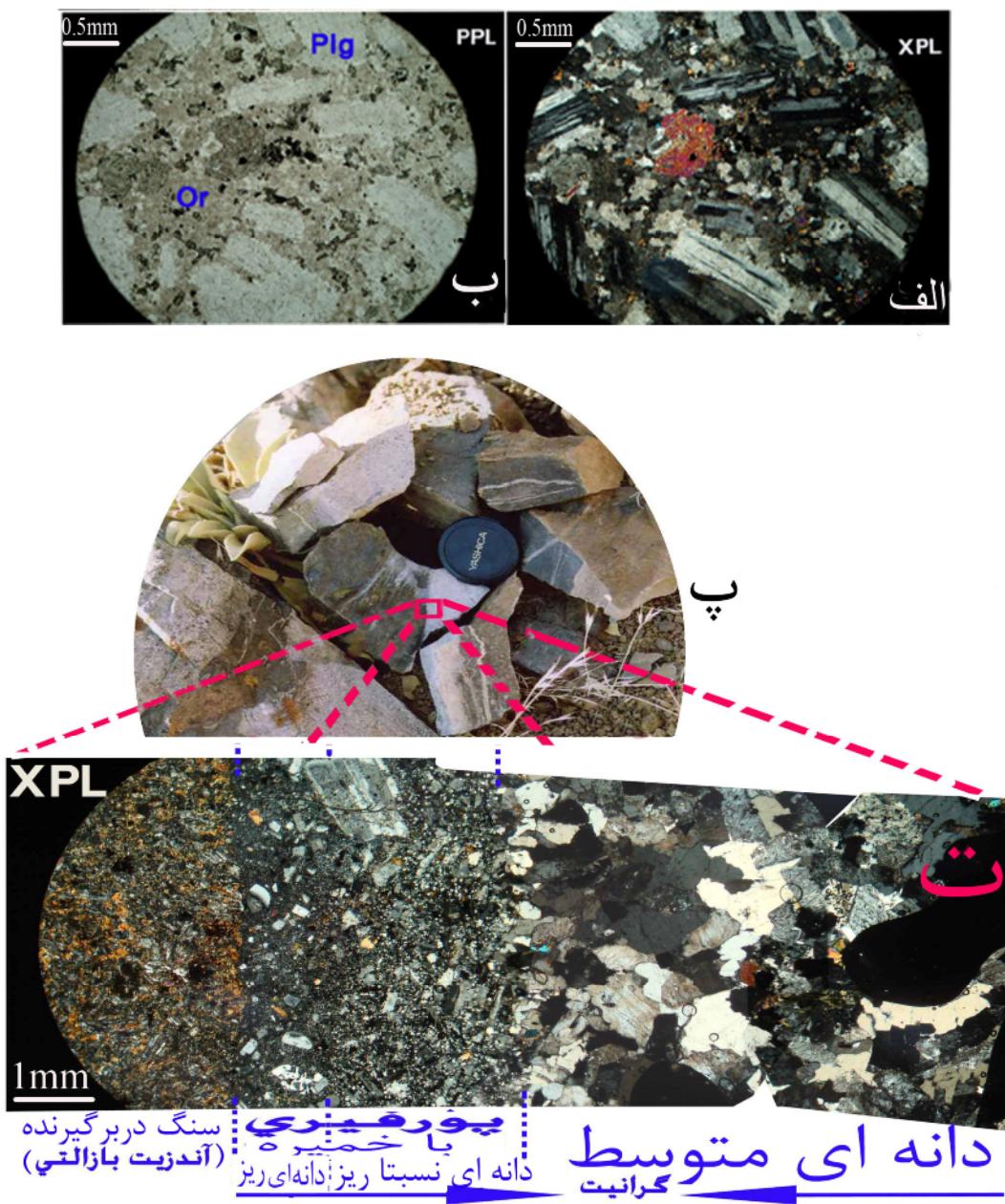
زمین شناسی

گستره‌ی مورد بررسی غالباً به وسیله‌ی سنگ‌های پالئوژن پوشیده شده که در بعضی نقاط در اثر نفوذی‌های 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 محزائی را تشکیل می‌دهند که یک مرحله‌ی طبیعی از فعالیت‌های آتشفسانی 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 الیکوسن زیرین معرفی می‌نماید، سن احتمالی بخش بزرگ دنباله‌ی فاز (۱) را ائوسن و فاز (۲) و (۳) را الیکوسن (؟) در نظر می‌گذرند.

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

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

شد و مورد بررسی سنگنگاری قرار گرفت. از میان سالمترین این سنگ‌ها تعداد ۸ نمونه برای تجزیه‌ی شیمیائی 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 منطقه‌ی مورد بررسی دارای بافت پورفیری با خمیره‌ی میان دانه‌ای. فنوکریستال‌ها غالباً پلازیوکلاز 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 دربر گیرنده (آندزیت بازالتی). چنانکه مشاهده می‌شود سطح تماس 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 تجزیه شیمیائی نمونه ها (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	۶۲,۰	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	۱۰۱,۵	۱۹۹	۴۶,۵	۱۳۶,۵	۲۲۱	۱۲۶,۰	۸۲,۹	۱۷۰,۵
Ba	۱۴۰,۵	۶۰,۸	۶۹۴	۱۰۰,۵	۵۹۴	۹۲۳	۷۸۵	۱۱۱,۵
Zr	۳۶۴	۲۶۸	۲۲۴	۷۲۲	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

پلازیوکلاز، کانی های فرعی شاخص کلینوپیروکسن و ارتوز بوده و کانی های فرعی کمیاب بیوتیت، کانی های کدر، الیوین، آپاتیت و هورنبلند قهقهه ای است. پلازیوکلاز از نظر حجمی از بقیه کانی ها فراوان تر، و مقدار آن تا ۶۵٪ نیز می رسد. بعضی از آن ها دارای ادخال (بیوتیت و مگنتیت) است و در برخی دیگر مرشدی های ساب افیتیک با کلینوپیروکسن نشان می دهد. از نظر حجمی مقدار کلینوپیروکسن، در نمونه های متفاوت از ۱۵ تا ۲۰٪ تغییر می کند. در آن دسته از مونزو گابوهای که بافت ریزدانه ای دارند، ارتوز پر کننده ای فضای میان پلازیوکلازها و گاهی نیز در برگیرنده ای آنها

سنگ نگاری

سنگ های آذرین نفوذی در ناحیه مورد بررسی طیف پیوسته ای را از مونزو گابرو تا گرانیت تشکیل می دهند. شرح سنگ نگاری آنها در زیر آمده اند.

مونزو گابرو

این سنگ ها غالباً به شکل استوک های نسبتاً کوچک ظاهر می شوند و رنگ آنها بسته به بافت شان در انواع درشت دانه خاکستری با ظاهر فلفل نمکی و در انواع ریز دانه تر نسبتاً سیزند. انواع بافت های ریز دانه ای، پورفیری، میان دانه ای و ساب افیتیک در این سنگ ها مشاهده می شود. در مونزو گابوهای کانی اصلی

کلینوپیروکسن در این سنگ‌ها متغیر است و در بعضی از ترم‌ها وجود ندارد، ولی در تعدادی از آنها مقدار آن تا ۱۰-۱۲٪ 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 شکل دار 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 صحراء 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 (با خمیره 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 خمیره ریزدانه (را در محل تماس) سپس پورفیری با خمیره 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 ماقما 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

(به صورت پوئی کیلیتیک) است، بنابراین قاعدتاً باستی پس از پلازیوکلاز 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 صحراء 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 صحراء 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)، در برگرفتگی پلازیوکلاز با ارتوز به صورت پوئی کیلیتیک نیز دیده می‌شود. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها عبارتند از: پلازیوکلاز و فلدسپات قلیایی. پلازیوکلازها 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، پلازیوکلازها بیشتر به صورت فنوکریستال (شکل ۲-الف و ب) ظاهر می‌شوند، هرچند که وجود آنها در خمیره نیز غیرمعمول نیست. پیدا بلورهای پلازیوکلاز معمولاً در انواع دارای بافت پورفیری، منطقه‌بندی نشان می‌دهند و گاهی نیز خودگی‌های مشخصی را به نمایش می‌گذارند (این مسئله در فلدسپات قلیایی نیز دیده می‌شود). با توجه به زاویه‌ی خاموشی جنس آنها غالباً آندزین است (An_{۴۴}). فلدسپات قلیایی از جنس ارتوز است و نسبت به پلازیوکلاز دیرتر متبلور شده، به طوریکه 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 پلازیوکلازها دیده می‌شوند. در انواع از مونزونیت‌های منطقه‌ی پلازیوکلازها که بافت دانه‌ای دارند، ارتوز گاهی به صورت پوئی کیلیتیک، پلازیوکلازها را در بر می‌گیرد. کانی‌های فرعی شاخص از کوارتز و کلینوپیروکسن تشکیل شده‌اند. مقدار کوارتز در انواع متفاوت مونزونیت‌ها کم (کمتر از ۶٪) است ولی در بعضی از حدود ۱۵٪ نیز می‌رسد به همین خاطر از نظر سنگنگاری بعضی ترم‌ها را کوارتز‌مونزونیت نیز می‌توان نامید. کوارتز در انواع پورفیری‌ها در خمیره وجود دارد. مقدار

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

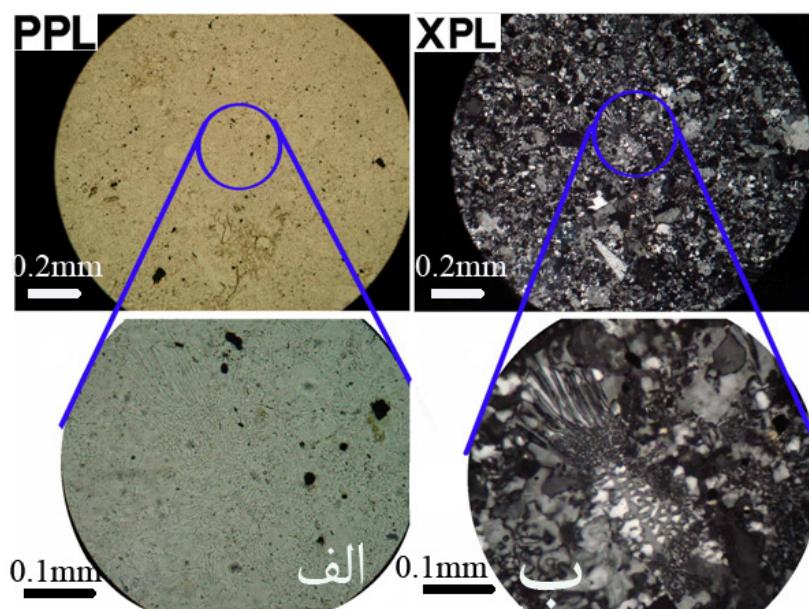
ژئوشیمی

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.

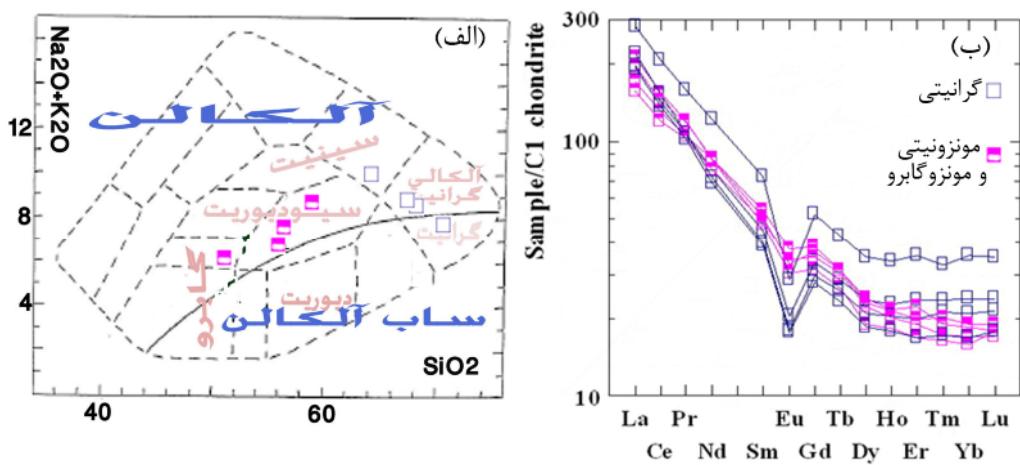
شباهت‌های میان الگوهای REE (عادی‌سازی REE) بر اساس داده‌های [۱۱] (شکل ۴-ب) نظیر مقادیر کندریتی بر اساس داده‌های HREE، LREE نسبت به Eu، HREE، بیهنجاری منفی (اعداد بین ۰,۸۲۷ تا ۰,۴۶۰)، LREE و Knd MREE گواه بر این است که خاستگاه این سنگ‌ها یکی است. لذا با توجه به آنچه گفته شد و نیز به روندهای پیوسته‌ای که این سنگ‌ها روی نمودارهای تغییرات (شکل‌های ۴-الف و ۵-ج، ح و خ) از خود نشان می‌دهند بایستی این سنگ‌ها نسبت به هم همخوان باشند.

می‌شود. به گفته‌ی [۸] گرانیت‌های که نزدیک به سطح جایگیر می‌شوند (و گهگاه همراه با آتشفسانی 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 فلدسپات‌های 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 می‌افتد و یک فروتافتگی و انجماد رخ می‌دهد. در این شرایط بلورهای مستقل ایجاد نمی‌شوند، در عوض رشد همزمان و آمیخته‌ی کوارتز و فلدسپات‌های 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، پلازیوکلاز و ارتوز. مقدار حجمی کوارتز در نمونه‌های متغیر تقریباً ۲۵-۳۰٪ است و تغییرات قابل ملاحظه‌ای را نشان می‌دهد در حالی که پلازیوکلاز 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. پلازیوکلازها در این سنگ‌ها غالباً سالم‌اند، ولی ارتوزها کمی کائولینیتی شده‌اند. در بعضی نمونه‌ها پلازیوکلازها 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] بهنجار شده‌اند.

نسبت گدازه‌ی و مواد تفاله‌ای (بخش باقیمانده‌ای از خاستگاه که ذوب نشده است و به صورت اولیه در مخزن ماقمایی حضور دارد) است ([۱۴, ۱۲]).

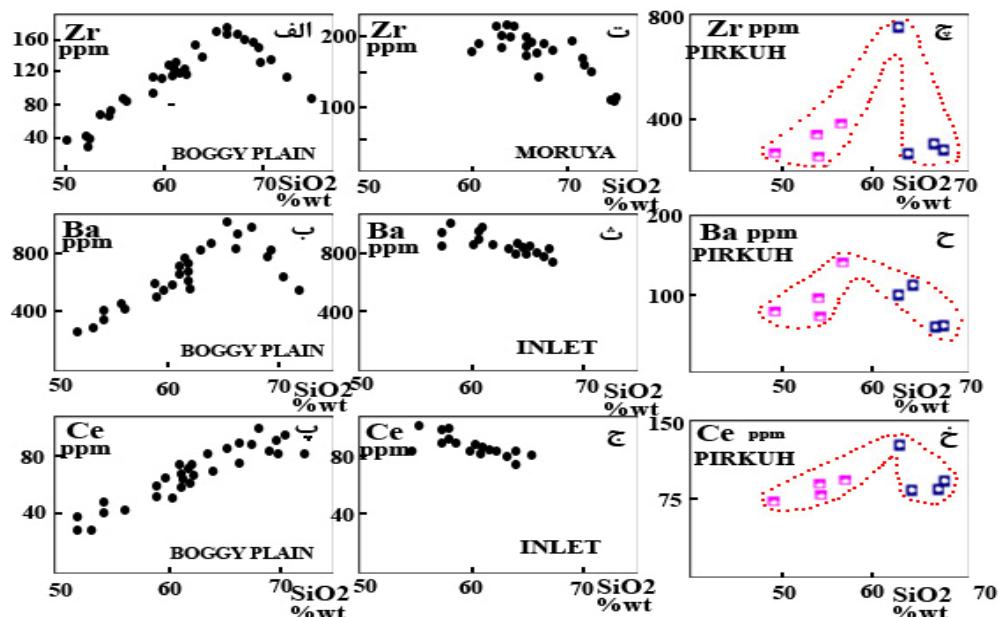
ویژگی مشخص بین دو نوع یاد شده وابسته به این است که آیا ماقمای اولیه از زیرکن اشباع بوده است یا نه؟ که با حضور یا غیبت سن موروثی در زیرکن همراهی می‌شود. گرانیت‌های نوع اول از گدازه‌های با دمای بالاتر (که اشباع از زیرکن نیستند) مشتق می‌شوند و نوع دوم از ماقمایی با دمای پائین‌تر که در آنها زیرکن حضور دارد (و از آن اشباع هستند) به وجود می‌آیند. این تفاوت در اشباع‌شدگی از زیرکن با الگوهای متفاوت تغییرات Zr در ترکیب‌های مافیک‌تر بازتاب می‌یابد (شکل ۵). بررسی عناصر دیگر (مثل Ce و 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 SiO_2 (شکل ۵) مشاهده می‌شود، مقدار این عناصر در ترم‌های حدواتسط افزایش می‌یابد و با ادامه‌ی جدایش در ترم‌های فلزیک‌تر کاهش نشان می‌دهد. علت آن این است که ماقمای اولیه به دلیل دمای بالا از نظر Zr ناشباع بوده است، لذا با شروع جدایش بلورها نخست مقدار این عنصر (و عناصر یاد شده) بالا رفته تا مقدار آنها در ماقما 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 کردند. انواع با دمای بالا از ذوب سنگ‌های مافیک و با دمای پائین از ذوب کوارتزدیوریت یا سنگ‌های مشابه حاصل می‌شوند. رده‌بندی یادشده (توسط [۱۲]) بر پایه‌ی وجود یا فقدان مواد جامد تفاله‌ای بهویره بلورهای زیرکن در مخزن ماقمایی و رفتار برخی عناصر (مثل Ce، Zr و ...) نسبت به تغییرات SiO_2 صورت پذیرفت. در گرانیت‌های نوع I با دمای بالا، در ماقمای اولیه به دلیل دمای زیاد، حلایت Zr در گدازه (و سنگ‌های حاصل از آن) بالا می‌رود، تا زمانی که گدازه 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 ماقمایی، جدایش بلورهای زیرکن از گدازه آغاز می‌شود و مقدار Zr نسبت به افزایش SiO_2 کاهش می‌یابد (شکل ۵-ت).

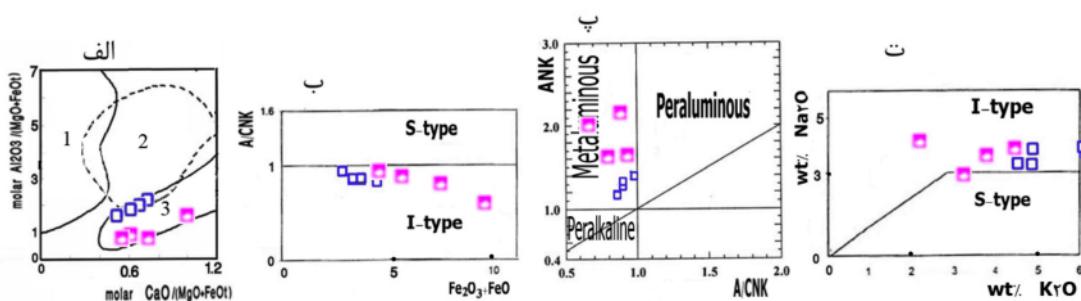
دامنه‌ی دمای اشباعی زیرکن برای بیشتر سنگ‌های مافیک از خانواده‌های با دمای پائین مثل خانواده‌های کوبارگو و مورویا (شکل ۵-ت) ۷۶۰ تا ۷۴۰ درجه محاسبه شد [۱۳] که نشانگر حداقل دمای گدازه است که در آنها مقداری زیرکن (چه به صورت موروثی، چه انباشتی) وجود داشته است. این دما برای گدازه بودن کامل سنگ‌های مافیک خانواده‌های مورویا و کوبارگو بسیار پائین است بنابراین گدازه‌ی درگیر در تولید این دو خانواده، فلزیک 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 $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO}+\text{FeOt})$ و مقادیر بالای نسبت $\text{CaO}/(\text{MgO}+\text{FeOt})$ (شکل ۶-الف) می‌توان سنگ‌های متبازن‌النوع را به عنوان خاستگاه برای نفوذی‌های پیرکوه در نظر گرفت. ترکیب مشخص گرانیت‌های نوع I با دمای بالا در کمربند چین خورده‌ی کوردیلر، [۱۶] را واردar به نامگذاری آنها زیر عنوان نوع I کوردیلر کرده است ([۱۴, ۱۲]).

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 گوشه‌ی 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 ماقمای اولیه از عناصر باد شده است. ت، ث، ج) در گرانیت‌های نوع I با دمای پائین، به دلیل اشباع بودن ماقمای 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 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).



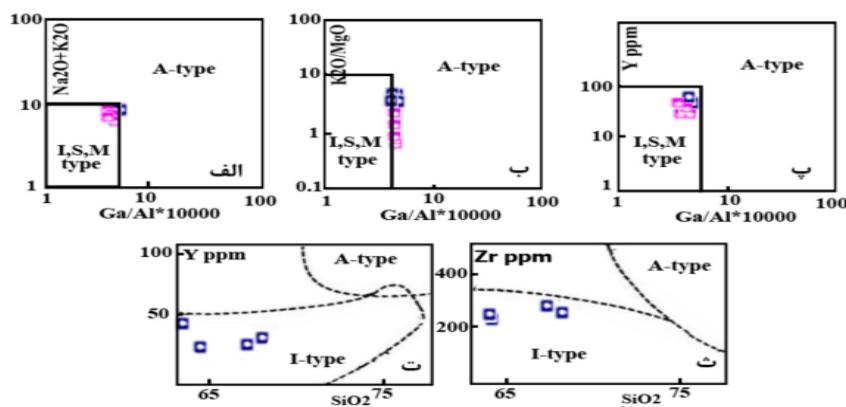
شکل ۶ (الف) نمودار مولی نسبت‌های $\text{CaO}/(\text{MgO}+\text{FeOt})$ و $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO}+\text{FeOt})$ [۱۵]، گسترده‌ها نشان‌دهنده‌ی گدازه‌های بخشی حاصل از خاستگاه‌های، ۱: شبه‌پنهانی، ۲: متاگری واکی، ۳: شبه بازلتی تا شبه‌تونالیتی هستند. نفوذی‌های منطقه‌ی پیرکوه در گسترده‌ی سنگ‌های شبه بازلتی تا شبه‌تونالیتی قرار گرفته‌اند. (ب) داده‌های مربوط به نفوذی‌های منطقه‌ی پیرکوه روی نمودارهای تعیین نوع گرانیتوئیدها بر اساس نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ از [۱۷]. پ) نمودار $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ از [۱۷] نسبت به $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$ نسبت به $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$ [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 آتشفشاری همراه، غالباً شامل آندزیت، داسیت، ریولیت و توف‌های با ترکیب مشابه و به مقدار کمتر بازالت و آندزیت بازالتی‌اند.

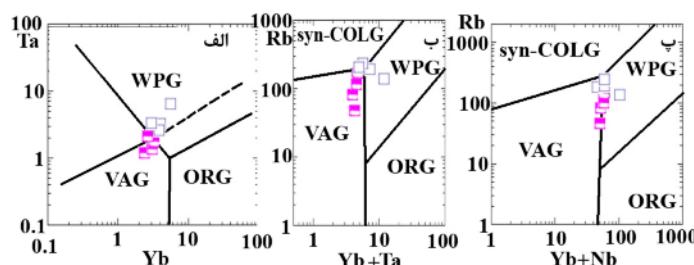
جایگاه زمین‌ساختی

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

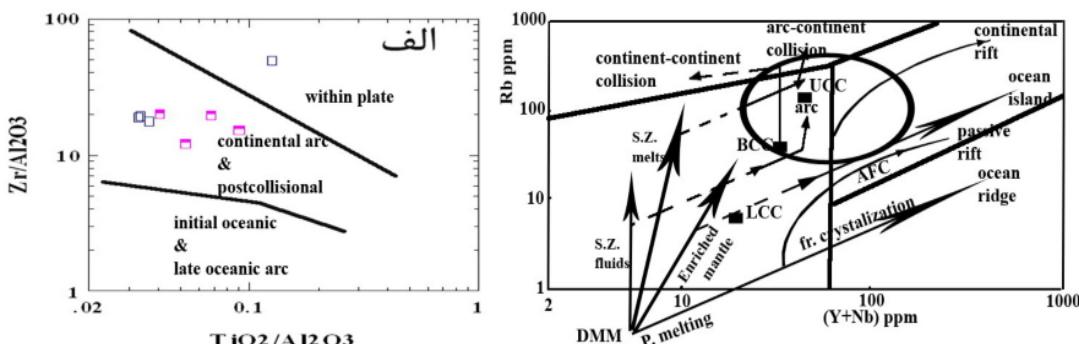
به نظر می‌رسد که نفوذی‌های منطقه‌ی پیرکوه در زمره‌ی گرانیتوئیدهای نوع I زیر پوسته‌ای متالومین قرار دارند. دلایل زیر تأیید کننده‌ی این است که: ۱- شاخص اشباع از آلومین تمام این سنگ‌ها کوچک‌تر از یک است و همه‌ی آن‌ها در قلمرو شبه آلومین قرار گرفته‌اند (نمودار شکل ۶-ب و پ)، ۲- وجود دیوپسید نورماتیو و فقدان کرندوم 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 بروونومهای دگرگون و سرشار از میکا در سنگ‌های این خانواده، ۵- مقادیر نسبی بالای Na_2O (مقدار متوسط درصد وزنی آن در سنگ‌های گرانیتی و مونزنیتی ۳/۵۸ و ۳/۶۴) (شکل ۶-ت) در عین حال بر اساس رفتار Al/Ga و Y/Ga 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 $1000 \times \text{Ga}/\text{Al}$ ، (ب) $\text{K}_2\text{O}/\text{MgO}$ نسبت به $1000 \times \text{Ga}/\text{Al}$ ppm، (پ) Y بر حسب $\text{Ga}/\text{Al} \times 10000$ ، (ت) Y در مقابل SiO_2 (مفهوم عالم همانند شکل ۴-ب)، (ث) Zr در مقابل SiO_2 (مفهوم عالم همانند شکل ۴-ت).



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



شکل ۹ الف) داده‌های وابسته به سنگ‌های نفوذی منطقه‌ی پیرکوه روی نمودار $\text{Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ [۱۵] (مفهوم عالم همانند شکل ۴-ب) و ب) مسیر فرآیندهای مؤثر روی خاستگاه گرانیت‌ها و نقطه‌ای که یک گرانیت نمونه با خاستگاه گوشه‌ای که ممکن است در اثر این فرآیند به آن برسد. همچنین ترکیب پوسته‌ی قاره‌ای بالائی (BCC) و ترکیب کلی آن (UCC) و نیز مسیری که ذوب بخشی ترکیب کلی پوسته‌ی قاره‌ای تغییر یافته بهوسیله‌ی شاره‌ها می‌تواند در طول راندگی در یک جایگاه همزمان با برخورد طی کند نمایش داده شده‌اند (SZ منطقه فرورانش) [۱۷].

آمد، LREE نسبت به HREE‌ها غنی شدگی چشمگیری دارند و این بیانگر ماقمایتیسم نفوذی شبه آلومین نوع I کمان‌های آتشفسانی 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 گوشه (یا ماقمای حاصل از آن) و پوسته می‌شوند، دانسته است. [۲۷] با بحث در مورد این نمودارها نیز قرار گرفتن نمونه‌ها در مرز گسترهای مختلف آن را به دو دلیل دانسته‌اند: الف) کوهزایی 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 گسترهای 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 ، Ce و Y) بیانگر این است که ماقمای اولیه‌ی آنها در دمای بالاست، چنین ماقماهایی محصول ذوب بخشی پوسته‌ی مافیک اولیه یا گوشه‌ی دگرگون شده‌اند. ترکیب عناصر کمیاب (به خصوص Y , Nb , Ti , Rb , Yb) و نیز ماهیت I نیز می‌بین این است که جایگاه زمین‌ساختی آنها حاشیه‌ی فعل قاره‌ای است. ولی

چنانکه می‌دانیم، عناصری نظیر Rb , K در حضور گرماب‌ها می‌توانند حرکت کنند، بنابراین به نظر [۲۱] استفاده از آنها در نمودارهای جدا کننده‌ی جایگاه 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 شناسائی 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 گرانیت‌وئیدهای را از گسترهای درون‌صفحه‌ای و پشت‌ههای اقیانوسی به گسترهای قوس آتشفسانی در نمودارهای $\text{Nb}-\text{Y}$ و $\text{Rb}-(\text{Y}+\text{Nb})$ (شکل ۸) منتقل کند. به طریق مشابه، گرانیت‌وئیدهای قوس آتشفسانی و همزمان با برخورد، ممکن است به گسترهای گرانیت‌وئیدهای درون‌صفحه‌ای یا اقیانوسی منتقل شوند و این پدیده در اثر انباشت فازهای فرومیزین 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 گسترهای درون‌صفحه‌ی (WPG) قاره‌ای قرار می‌گیرند. در صورتی که فرض کنیم نفوذی‌های منطقه‌ی پیرکوه از نوع گرانیت‌وئیدهای درون‌صفحه‌ی (WPG) قاره‌ای هستند بایستی قاعده‌تاً از نوع A قلیابی 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., (ed.) 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., Helvacı 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 (به جای VAG) را در تأثیر پدیده‌های چون AFC یا MASH در [۲۸، ۲۷] تاریخ تشکیل این توده باید جستجو کرد. در این جایگاه زمین-ساختی، ماغما از ذوب گوشه‌ی استنسوفری تعدیل یافته به وسیله‌ی شاره‌های حاصل از پوسته فرورانده به وجود می‌آید. نفوذ ماغمای تولید شده به درون پوسته‌ی قاره‌ای موجب تأثیر متقابل ماغمای با مواد پوسته‌ای یا با ماغمای حاصل از پوسته می‌شود.

قدرتانی

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 پائیونر در منطقه دیلمان، البرز باختری"، مجله کانی شناسی و بلور شناسی ایران، (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 tertiarie et subrecent entre Taleghan et Alamout, Elbourz Central (Iran)", Bull. Suiss. Min. Petr. 51/1 (1971) 138P.
- [۶] تاکی س، "پترولوزی 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., Trumbull 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, Esmaeily 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., Widde S.A., "Geochemistry, isotope systematic and