

زمین‌شیمی و سن‌سنجی گرانیتوئیدهای سری مگنتیت کرتاسه پایانی در منطقه ارغش-قاسم‌آباد (شمال شرق ایران)

زهرا اعلمی نیا^۱، محمدحسن کریم‌پور^۱، سید مسعود همام^{۱*} و فریتز فینگر^۲

۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۲ گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۳ گروه تحقیقات و فیزیک، دانشگاه سالزبورگ، سالزبورگ، اتریش

چکیده

منطقه اکتشافی طلای ارغش در شمال شرق پهنه ایران مرکزی قرار دارد. این منطقه در پهنه ساختاری سبزوار در شمال گسل درونه واقع است. رخنمون‌های سنگی شامل سنگ‌های آتشفشانی با سرشت داسیت و آندزیت، سنگ‌های درونی با طبیعت دیوریت، کوارتز دیوریت، کوارتز مونوزودیوریت، گرانودیوریت و گرانیت و سنگ‌های رسوبی با ترکیب آهک، ماسه‌سنگ و کنگلومرا هستند. مطالعه سنگ‌های نفوذی دیوریت، کوارتز دیوریت، کوارتز مونوزودیوریت و گرانودیوریت گویای تعلق این مجموعه به سری مگنتیت (نوع I)، پتاسیم متوسط و متآلومین است. این سنگ‌ها با کانی‌زایی ضعیف آهن در منطقه همراه هستند. عناصر TiO_2 ، P_2O_5 ، Nb ، La و Zr در توده‌ها دارای مقادیر پایین و نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه و eNd اولیه در آن‌ها به ترتیب 0.0703755 و $4/74+$ است. سن این توده‌ها بر اساس سن‌سنجی اورانیوم-سرب زیر کن $92/8 \pm 0/9$ میلیون سال (کرتاسه بالایی) است. داده‌های ترکیب زمین‌شیمیایی و نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه، وجود ماگمایی با منشأ گوشته تهنی شده و مرتبط با پهنه فرورانش اقیانوس قدیمه سبزوار را تأیید می‌کنند.

واژه‌های کلیدی: ماگماتیسم، کرتاسه پایانی، پهنه فرورانش، پهنه سبزوار

مقدمه

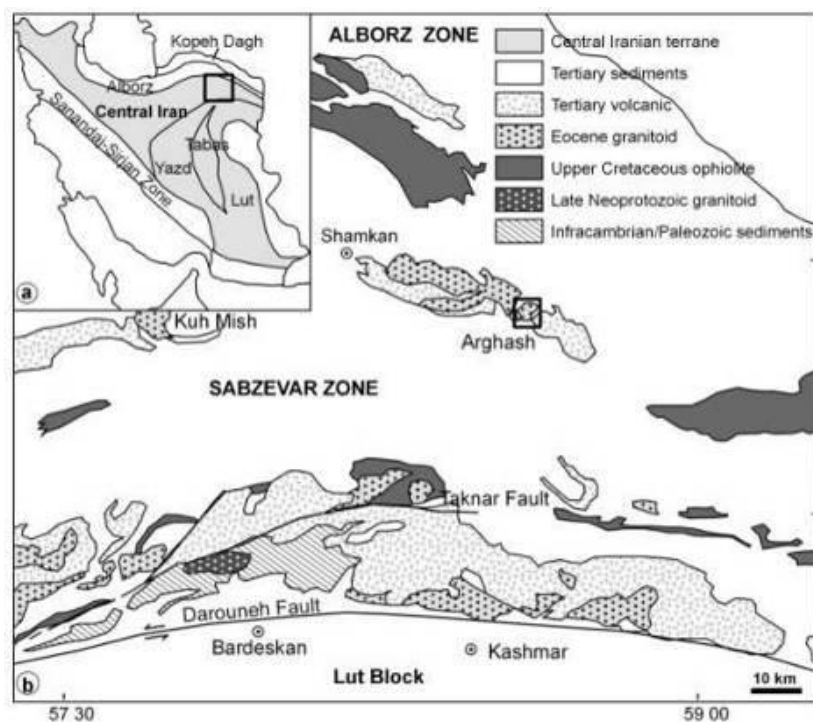
از طرفی جزئیات نوسازی زمین‌ساختی ایران به‌علت اطلاعات کم زمین‌شیمیایی و سن‌سنجی مدرن پنهان مانده است. رسوبات نئوژن زیرین نیز سبب نمایش ضعیف این رخدادها در ناحیه شده‌اند (Richards *et al.*, 2006). در دهه جدید مطالعات سن‌سنجی ایزوتوپی از پهنه‌های ساختاری ایران توسط محققین گزارش شده

ایران در مرز دو صفحه توران و عربی قرار دارد. با بسته شدن اقیانوس‌ها و برخورد میان خردقاره‌ها، وقایع تکتونیکی و دگرگونی شدیدی در این سرزمین رخ داده است و زمین‌شناسی آن را بیش از اندازه پیچیده نموده است (Stocklin and Nabavi, 1972; Sengor, 1990).

تکنار و تروود با سن قدیمی تر از پالئوزوئیک زیرین رخنمون دارد (Karimpour *et al.*, 2011; Rahmati-Ilkhchi *et al.*, 2011). از زمان ژوراسیک میانی تا کرتاسه زیرین محیط تکتونیکی کششی به شکل اقیانوس‌هایی در اطراف خردقاره ایران مرکزی مشخص می‌شود. این حادثه، گواه مشخصی برای وجود محیط دریایی عمیق در کرتاسه زیرین در ناحیه سبزواری است (Sengor, 1990). پهنه سبزواری از شمال شرق توسط پهنه کپه داغ و رشته کوه‌های بینالود (بخش شرقی زون البرز) و از جنوب توسط گسل بزرگ کویر (درونه) در بر گرفته شده است (شکل ۱). باز و بسته شدن اقیانوس سبزواری با افیولیت ملانژهای سبزواری شناخته می‌شود. سنگ‌های جوانتر از افیولیت‌ها شامل ضخامت نازکی از نهشته‌های آذرین شامل آندزیت، داسیت، توف، آگلومرا و گرانیتوئید و رسوبی‌ها شامل کمتر آهک، ماسه‌سنگ و لایه‌های تبخیری با سن ترشیاری هستند (Lensch *et al.*, 1977).

است که در تفسیر جایگاه تکتونیکی این ناحیه نقش به سزایی داشته است (مانند Hassanzadeh *et al.*, 2008 و Karimpour *et al.*, 2010).

در زمان پالئوزوئیک پایانی خردقاره‌های مجزا از هم (بلوک‌های کیمرین) به سمت جنوب شرق آسیا کشیده شده‌اند و شامل قطعات پوسته‌ای منحصر به فردی هستند که توسط البرز، زون سنندج-سیرجان و محدوده ایران مرکزی مشخص می‌شوند (Berberian and Berberian, 1981; Brunet *et al.*, 2009). ایران مرکزی، بر اساس ساختار زمین‌شناسی، توسط گسل‌های اصلی امتداد لغز به چهار بلوک اصلی تقسیم شده است که از شرق به غرب عبارت است از لوت، طبس، یزد و کویر بزرگ. سه بلوک اول به صورت خردقاره ایران مرکزی شناخته شده است (Berberian and Berberian, 1981). منطقه مطالعاتی در شمال شرق بلوک کویر بزرگ در حاشیه پهنه سبزواری قرار دارد. سنگ بستر بلوک کویر بزرگ در دو ناحیه



شکل ۱-ا) نقشه ساختاری ساده شده ایران (با اندکی تغییرات از Alavi (۱۹۹۶))، ناحیه ایران مرکزی با رنگ خاکستری مشخص شده است و شامل بلوک‌های لوت، طبس، یزد و کویر بزرگ است؛ (ب) نقشه زمین‌شناسی ساده شده از پهنه سبزواری، توزیع رخنمون‌های سنگی و موقعیت منطقه مطالعاتی ارغش را در پهنه سبزواری نشان می‌دهد. این نقشه از سری نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کدکن، شامکان، سبزواری و مشهد استفاده شده است.

۱۳۷۳ مطالعات متعددی توسط سازمان زمین‌شناسی کشور بر روی رگه‌های کانی‌زایی طلا و آنتیموان و

منطقه اکتشافی طلای ارغش یکی از پیچیده‌ترین نواحی زمین‌شناسی در این ناحیه است که از سال

زمین‌شناسی از منطقه مطالعاتی، آغاز شد (شکل ۲). سپس مغزه‌های حفاری حاصل دو فاز اکتشاف مقدماتی و نیمه تفضیلی، با تأکید بر شناسایی توده‌های نفوذی و نیمه‌نفوذی مطالعه شدند.

بر اساس شواهد صحرایی به‌دست آمده در این پژوهش، قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه، توده بزرگ دیوریت است که به‌صورت کمائی شکل در شمال غرب محدوده رخنمون دارد. توده‌های متعدد گرانیت و گرانودیوریت، درون این توده نفوذ نموده‌اند. توده‌هایی با طیف ترکیبی دیوریت، کوارتز دیوریت، کوارتز دیوریت و کوارتز مونوزودیوریت و گرانودیوریت در بخش‌های مختلف محدوده، رخنمون وسیعی دارند. در بخش غربی و جنوبی محدوده مطالعاتی، این توده‌ها به داخل گدازه‌های بالشی، توف‌ها و سنگ‌های آتشفشانی قدیمی تر نفوذ کرده‌اند. گدازه‌های بالشی با کشیدگی شرقی- غربی در شرق روستای ارغش رخنمون دارند (شکل ۲). لایه‌های متعدد کربناته خاکستری با روند شمال شرق- جنوب غرب با گسل‌های تراست در منطقه ظاهر شده و ستیغ‌های مرتفعی را ساخته‌اند. در نیمه جنوبی، رخنمون‌های محدودی از کنگلومرای ضخیم لایه با جورشدگی ضعیف و قطعات نیمه‌گرد تا گرد شده وجود دارند که شامل آندزیت، ریولیت، داسیت و توف هستند که همراه با لایه‌های کربناته دیده می‌شوند. مرز آن‌ها با سنگ‌های اطراف، گسلی است. سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی با روند شرق- غرب از ماسه‌سنگ دانه‌ریز تا متوسط‌دانه قهوه‌ای، سبز خاکستری و توف‌های ماسه‌ای سبز خاکستری ریزدانه تشکیل شده‌اند. این واحد در روی گدازه‌های بالشی دیده می‌شود. گرانیت‌های صورتی تا خاکستری به درون گرانودیوریت‌ها نفوذ نموده و سبب ایجاد حاشیه دانه‌ریزی در مجاورت با توده‌های گرانودیوریتی شده‌اند. به‌دنبال فعالیت آتشفشانی ائوسن، سنگ‌های آتشفشانی از جنس آندزیت و داسیت در منطقه رخنمون دارند. در

زمین‌شناسی سنگ میزبان رگه‌های آن انجام گرفته است. در مطالعات قبلی توسط Ashrafpour و همکاران (۲۰۱۲) برخی از توده‌های نفوذی در نقشه زمین‌شناسی، به‌عنوان سنگ‌های آتشفشانی معرفی شده‌اند و جهت نام‌گذاری آن‌ها از نمودار سنگ‌های آتشفشانی استفاده شده است. اشرف‌پور (۱۳۸۶) در بررسی رفتار زمین‌شیمیایی، سنگ‌های آتشفشانی را در سری پتاسیم متوسط تا بالا، کالک‌آلکالین و محیط کمان آتشفشانی قاره‌ای معرفی کرده است.

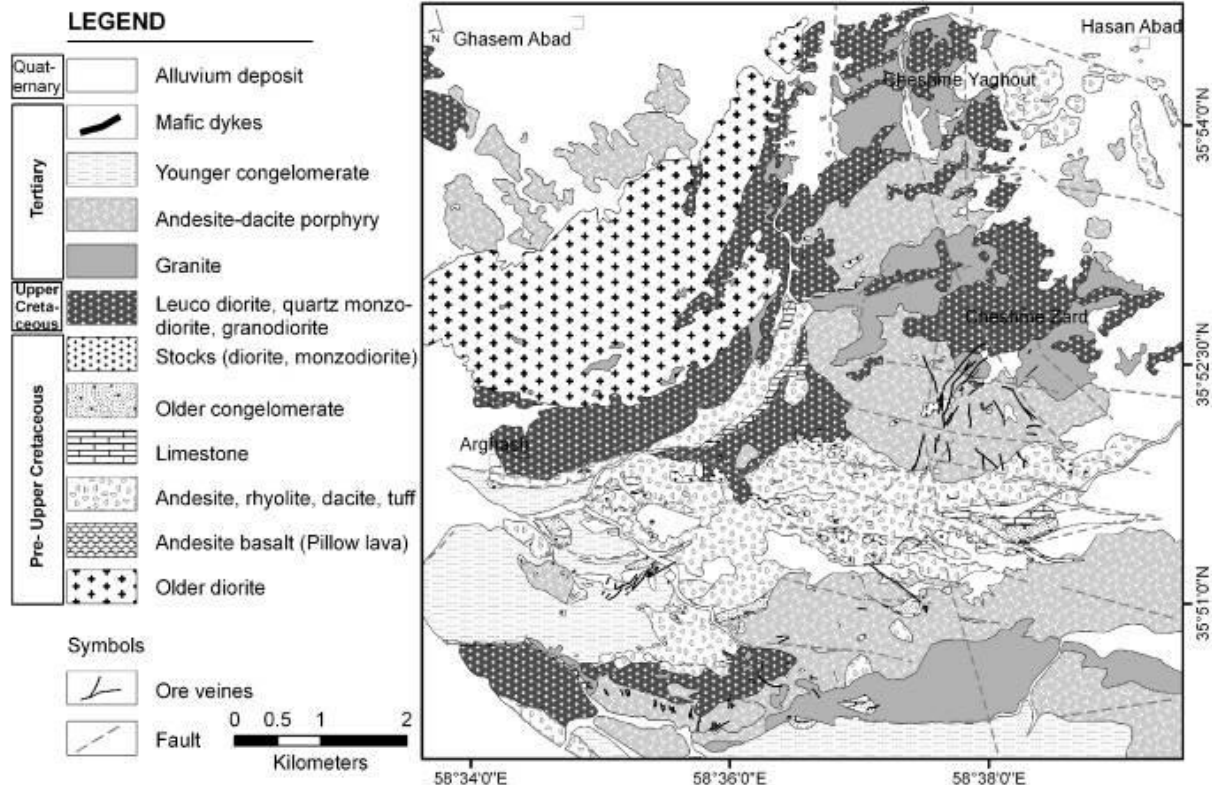
تاکنون بررسی دقیقی بر روی سنگ‌شناسی و رفتار زمین‌شیمی عناصر اصلی و نادر توده‌های نفوذی منطقه انجام نشده است. بزرگ‌ترین توده‌های نفوذی از جنس دیوریت، گرانودیوریت و گرانیت است که در مطالعات گذشته، مرتبط با کانی‌زایی طلا و آنتیموان در زمان ائوسن احتمال داده شده است که سیالات گرمایی حاصل از آن‌ها در سنگ‌های آتشفشانی نفوذ کرده و سبب دگرسانی شده‌اند (نادری میقان، ۱۳۷۷؛ اشرف‌پور، ۱۳۸۶؛ جعفری زنگلانلو و منظمی باقرزاده، ۱۳۸۸). در این تحقیق توده‌های دیوریت تا گرانودیوریت از دیدگاه پتروگرافی، سن‌سنجی و اطلاعات زمین‌شیمیایی جهت روشن شدن جایگاه زمین‌ساختی و ارتباط آن‌ها با کانی‌زایی منطقه، بررسی دقیق شده‌اند.

زمین‌شناسی منطقه

محدوده مورد بررسی، در شمال استان خراسان رضوی، در ۴۵ کیلومتری جنوب نیشابور قرار دارد. این منطقه با وسعت ۸۱ کیلومتر مربع در محدوده جغرافیایی $58^{\circ} 33' 30''$ تا $58^{\circ} 39' 41''$ طول‌های شرقی و $35^{\circ} 50' 07''$ تا $35^{\circ} 54' 45''$ عرض‌های شمالی قرار دارد (شکل ۱). پس از تهیه و پردازش تصاویر ماهواره‌ای Aster، به‌منظور تفکیک دقیق واحدهای سنگی، بررسی ارتباط آن‌ها با یکدیگر و شناسایی کلیه توده‌های نفوذی و نیمه‌نفوذی، تهیه نقشه

ضعیف در جنوب غرب روستای ارغش گسترش دارد. قطعات آن شامل آندزیت، داسیت، توف، گابرو، دیوریت، گرانودیوریت، گرانیت، آهک‌های فسیل‌دار و قطعات کوارتز و کلسیت (حاصل رگه‌ها) است. رسوبات کواترنری شامل نهشته‌های سیلابی حاشیه کانال‌ها و آبرفت‌های جوان هستند.

بخش‌های مرکزی و شرقی محدوده دایک‌های مافیک و حدواسط درون واحد آتشفشانی و توده‌های گرانیتی تزریق شده‌اند. توده‌های نیمه‌نفوذی کوارتزومونودیوریت پورفیری، رخنمون کمی در منطقه دارند و به‌نظر می‌رسد که از سایر توده‌ها جوانتر باشند. کنگلومرای الیگوسن (کیوان‌فر و عسکری، ۱۳۷۷) با جورشدگی



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی

سرب بر روی زیرکن به روش LA-ICP-MS در مرکز Laser Chron آریزونا در دانشگاه آریزونای امریکا و آنالیز زمین‌شیمی ایزوتوپ‌های Rb-Sr و Sm-Nd یک نمونه بر اساس 6-collector Finnigan MAT 261 در دانشگاه کلرادوی امریکا نیز جهت دستیابی به اهداف این پژوهش انجام شد.

پتروگرافی توده‌های نفوذی

پس از انجام مطالعات صحرایی و مغزه‌های حفاری، واحدهای مختلف زمین‌شناسی با دقت شناسایی و سپس

روش انجام پژوهش

پس از شناسایی، تفکیک و بررسی ارتباط توده‌های نفوذی و نیمه‌نفوذی با یکدیگر، جمع‌آوری ۱۰۶۰ نمونه از سطح و گمانه‌ها، به تهیه و مطالعه ۴۸۰ مقطع نازک پرداخته شد. همچنین نقشه زمین‌شناسی رقومی منطقه با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰ تهیه شد. ۴۰۷۵ متر مغزه حفاری متعلق به رگه‌های طلای ۱، ۲، ۳ و ۴ و رگه آنتیموان مطالعه شد. آنالیز شیمیایی ۱۷ نمونه سنگی با دستگاه XRF در دانشگاه سالزبورگ اتریش برای تعیین عناصر اصلی و فرعی، سن سنجی یک نمونه به روش اورانیوم-

بیش‌ترین گسترش دگرسانی را نیز نشان می‌دهند. در این نوشتار با عنوان هورنبلندگرانیتوئید از آن‌ها نام برده می‌شود. بافت گرانولار و کانی‌شناسی ۷ تا ۴۱ درصد کوارتز با اندازه کمتر از ۰/۹ تا ۲/۵ میلی‌متر، ۲۶ تا ۵۵ درصد پلاژیوکلاز با اندازه ۱ تا ۲/۵ میلی‌متر، ۳ تا ۸ درصد اورتوکلاز پرتیتی با اندازه ۱/۲ میلی‌متر، ۷ تا ۳۴ درصد هورنبلند سبز با اندازه ۰/۹ تا ۳ میلی‌متر و ۱ تا ۱۲ درصد بیوتیت سبز با اندازه ۰/۲ تا ۰/۹ میلی‌متر از ویژگی‌های این سنگ‌هاست. همچنین به مقدار کم کانی فرعی آپاتیت، مگنتیت و زیرکن دیده می‌شود.

گرانیت

این واحد دارای بافت گرانولار، گرافیک و میرمیکیتی و دارای ۱۴ تا ۳۸ درصد کوارتز با اندازه کمتر از ۰/۸ میلی‌متر که در فضای بین بلورها تشکیل می‌شود، ۱۱ تا ۳۱ درصد آلکالی‌فلدسپات شامل اورتوکلاز، پرتیت و میکروکلین با اندازه ۰/۵ تا ۱/۵ میلی‌متر، ۲۳ تا ۳۲ درصد پلاژیوکلاز با اندازه ۱ تا ۲ میلی‌متر، ۴/۵ درصد بیوتیت سبز-قهوه‌ای با اندازه کمتر از ۰/۶ میلی‌متر است.

مونزودیوریت پورفیری

این واحد دارای بافت پورفیری با ۷ تا ۲۰ درصد فنوکریست شامل کانی‌های پلاژیوکلاز با اندازه ۰/۵ تا ۸ میلی‌متر، هورنبلند ۰/۲ تا ۰/۸ میلی‌متر و کلینوپیروکسن با اندازه ۰/۵ میلی‌متر است. زمینه شامل کوارتز با کمتر از ۰/۳ میلی‌متر، اورتوکلاز و پلاژیوکلاز کمتر از ۰/۵ میلی‌متر است. کانی‌های زیرکن، آپاتیت و پیریت به‌صورت کانی فرعی در زمینه دیده می‌شوند. توده‌های مونزودیوریت پورفیری به‌صورت استوک رخنمون دارند و جوان‌تر از سنگ‌های آتشفشانی هستند.

مطالعه بر روی توده‌ها، استوک‌های نفوذی و سنگ‌های آتشفشانی جوانتر متمرکز شد. بر اساس پتروگرافی و زمین‌شیمی سنگ‌های با حداقل دگرسانی، کانی‌های سنگ، شناسایی و به‌روش مودال با استفاده از نمودار اشتريکایزن نام‌گذاری شدند. توده‌های نفوذی شامل دیوریت، میکرودیوریت، میکروکوارتز مونزودیوریت، کوارتز دیوریت، تونالیت، گرانودیوریت، کوارتز مونزودیوریت و گرانیت هستند.

هورنبلنددیوریت

این توده بزرگ که در شمال غرب محدوده مطالعاتی رخنمون دارد دارای بافت پورفیری و گرانولار است. کانی‌های آن شامل کمتر از ۵ درصد کوارتز با اندازه ۰/۲ میلی‌متر، ۷۰ درصد حجمی پلاژیوکلاز آندزین با اندازه ۰/۳ تا ۱ میلی‌متر، ۲۰ درصد هورنبلند سبز با اندازه ۰/۵ میلی‌متر و ۳ درصد بیوتیت است. به مقدار بسیار کم، کانی فرعی آپاتیت، مگنتیت و به‌ندرت زیرکن دیده می‌شود.

میکروکوارتز مونزودیوریت

این توده‌ها با رخنمون کوچکی در مجموعه سنگ‌های آتشفشانی قدیمی‌تر، به‌صورت استوک نفوذ کرده‌اند. بافت این سنگ‌ها میکروگرانولار با اندازه بلور کمتر از ۱ میلی‌متر، کانی‌های آن شامل ۳ تا ۱۵ درصد کوارتز با اندازه کوچکتر از ۰/۵ میلی‌متر، ۴۰ تا ۵۵ درصد حجمی پلاژیوکلاز و ۵ درصد اورتوکلاز، ۱۰ تا ۱۵ درصد هورنبلند با اندازه ۱ تا ۱/۵ میلی‌متر، ۵ تا ۹ درصد بیوتیت با اندازه ۰/۲ میلی‌متر و به‌ندرت پیروکسن است. به مقدار بسیار کم کانی فرعی آپاتیت و زیرکن دیده می‌شود. ۱ تا ۲ درصد پیریت با اندازه ۰/۳ میلی‌متر نیز به‌صورت افشان دیده می‌شود.

دیوریت، کوارتز دیوریت، کوارتز مونزودیوریت و گرانودیوریت

این سنگ‌ها گسترش خوبی در منطقه دارند و

دایک‌های مافیک و حدواسط

این دایک‌ها از جنس میکروگابرو، میکرودیوریت و کوارتز دیوریت با بافت اینترگرانولار هستند. کانی‌ها شامل ۳ تا ۱۵ درصد کوارتز با اندازه ۰/۲ میلی‌متر، ۴۰ تا ۵۰ درصد بلورهای باریک و کشیده پلاژیوکلاز با اندازه کمتر از ۰/۹ میلی‌متر، ۲ تا ۱۲ درصد اورتوکلاز با اندازه ۰/۴ میلی‌متر، کمتر از ۱۵ درصد پیروکسن با اندازه ۱ میلی‌متر و به‌ندرت الیوین است. کانی فرعی شامل مگنتیت، آپاتیت و سایر کانی‌های اپاک است.

کانی‌زایی و دگرسانی

احتمالاً کانی‌زایی در دو مرحله زمانی در منطقه تشکیل شده است. کانی‌زایی قدیمی شامل رخنمون‌های کوچکی از مگنتیت-هماتیت، رگچه و استوکورک‌های هماتیت \pm کالکوپیریت \pm پیریت است که در ارتباط با توده‌های دیوریت، کوارتز دیوریت، کوارتز مونوز دیوریت و گرانودیوریت (مجموعه هورنبلندگرانیتوئید) دیده می‌شوند. توده‌های مگنتیتی-هماتیتی با رخنمون‌های نیم تا شش متر نزدیک به این توده‌ها و در مرز میان توده‌های هورنبلندگرانیتوئید با سنگ‌های آتشفشانی قدیمی‌تر دیده می‌شود. این نوع کانی‌زایی در شرق محدوده اکتشافی (چشمه زرد) دیده نمی‌شود. در اطراف توده‌های مگنتیت-هماتیت، دگرسانی تا شعاع ۴۵ متر و از نوع سریسیتیک و پروپیلیتییک در غرب محدوده مشاهده می‌شود. کانی‌زایی جوانتر شامل پنج رگه طلا و یک رگه استینیت است. کانه‌زایی طلا به دو صورت غالباً رگه‌ای و به مقدار کمتر افشان و رگچه‌های موجود در حاشیه نزدیک به رگه صورت گرفته است. وسعت دگرسانی در حاشیه رگچه‌ها حداکثر به ۲ متر می‌رسد. این نوع کانی‌زایی در ارتباط با سنگ‌های آتشفشانی و یا نیمه‌نفوذی جوانتر است. سیالات ماگمایی و گرمایی حاصل از آن‌ها به‌علت وجود درزه و شکستگی‌های فراوان، ضمن تشکیل رگه‌های سیلیسی و کلسیتی طلادار باعث دگرسانی در سنگ‌های گرانیتوئیدی و

سنگ‌های میزبان شده است. سنگ‌های میزبان در محدوده ارغش تا درجات مختلفی دگرسان شده‌اند و به صورت جزئی تا کامل به‌وسیله کانی‌های رسی، اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن، سریسیت، کوارتز، کلسیت، کلریت و اپیدوت جانشین شده‌اند (Ashrafpour et al., 2012).

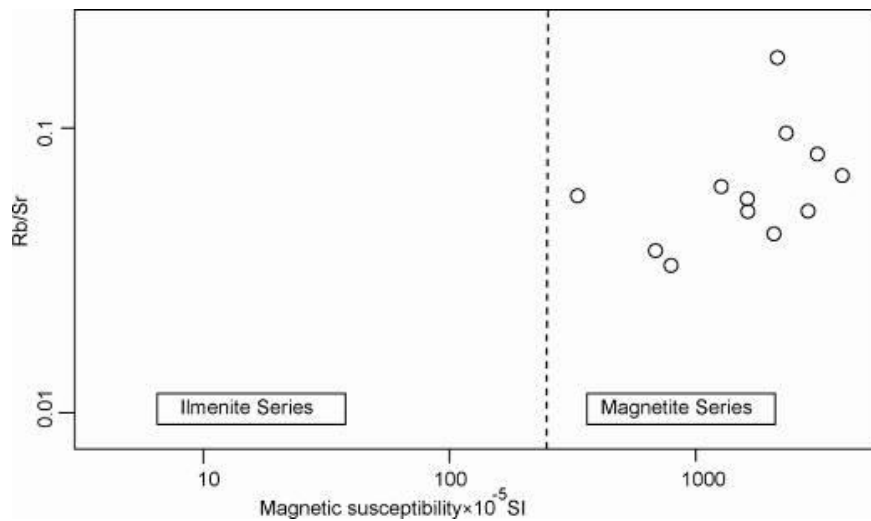
حساسیت مغناطیسی

Ishihara (۱۹۷۷) گرانیتوئیدها را بر اساس خاصیت پذیرفتاری مغناطیسی به دو سری مگنتیت و ایلمنیت تقسیم نموده است. منشأ اصلی حساسیت مغناطیسی به طبیعت فرومغناطیسی کانی‌های سنگ بر می‌گردد. مگنتیت در گرانیت‌های سری مگنتیت و ایلمنیت در گرانیت‌های سری ایلمنیت وجود دارد. مقدار حساسیت مغناطیسی برای ۴۵۳ نمونه دستی گرانیتوئیدی (به جز نمونه‌های نفوذی دگرسان شده) توسط دستگاه حساسیت سنج مغناطیسی مدل GM-S2 در دانشگاه فردوسی مشهد اندازه‌گیری شد. دقت اندازه‌گیری شده برابر $(SI) 10^{-5} \times 1$ است. بیش‌ترین مقدار حساسیت مغناطیسی در توده بزرگ هورنبلند دیوریت به مقدار $(SI) 10^{-5} \times 715$ تا 2605 ، دایک‌های مافیک $(SI) 10^{-5} \times 1703$ تا 4012 و نیز نفوذی‌های کوارتز دیوریت، کوارتز مونوز دیوریت و گرانودیوریت (مجموعه هورنبلندگرانیتوئیدها) $(SI) 10^{-5} \times 761$ تا 3985 اندازه‌گیری شده است. کمترین حساسیت مغناطیسی در گرانیت‌ها با اندازه صفر تا حداکثر $(SI) 10^{-5} \times 603$ اندازه‌گیری شده است. پس از مطالعه میکروسکوپی نمونه‌های سنگی، مقادیر بالای حساسیت مغناطیسی در توده بزرگ هورنبلند دیوریت و توده‌های متعلق به مجموعه هورنبلندگرانیتوئیدی، مرتبط با حضور مگنتیت فراوان در سنگ است.

نمایش نسبت Rb/Sr در مقابل حساسیت مغناطیسی در نمونه‌های با کمترین مقدار دگرسانی از توده‌های هورنبلندگرانیتوئید (به جزء پنج نمونه دارای

سری مگنتیت (اکسیدان) تعلق دارند (شکل ۳).

دگرسانی) نشان می‌دهد که آن‌ها به گرانیتوئیدهای



شکل ۳- نمودار تفکیک گرانیتوئیدهای سری مگنتیت و ایلمنیت (Arjmandzadeh et al., 2011)

از نمونه کوارتز دیوریت ۴۰ عدد زیرکن با اندازه بزرگتر از ۳۵ میکرون انتخاب و به مرکز Laser Chron آریزونا در دانشگاه آریزونا فرستاده شد. پس از تهیه پلاک‌های صیقلی و قبل از انجام آنالیز در این مرکز، زیرکن‌ها با استفاده از ترکیب کاتادولومینسانس و میکروسکوپ نوری مورد آزمایش قرار گرفته‌اند (Cecil et al., 2011).

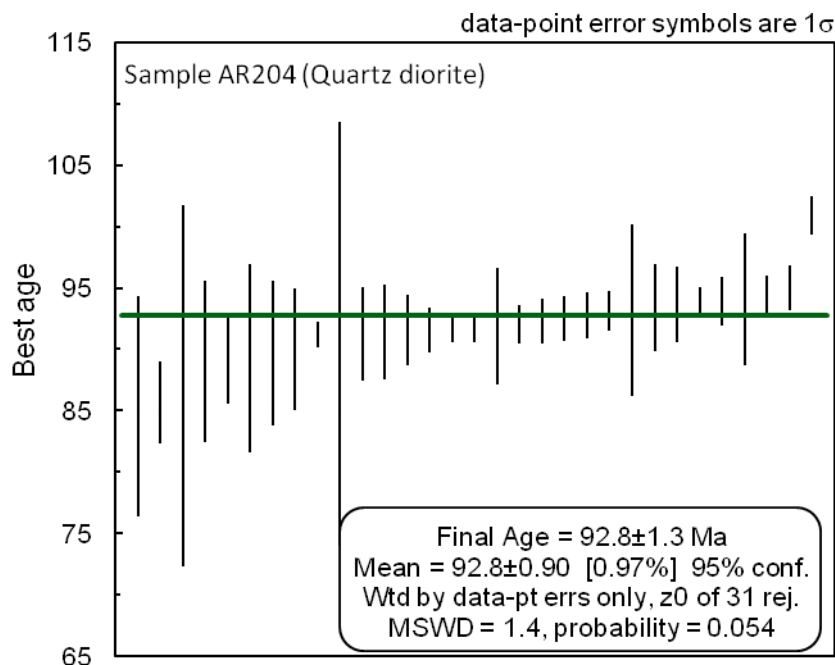
زیرکن در نمونه AR204 غیر متداول است. زیرکن‌های جدا شده اغلب نیمه‌شکل‌دار و معمولاً به صورت قطعات شکسته است. همه زیرکن‌ها صورتی و شفاف با اندکی زونینگ هستند. اندازه آن‌ها ۸۰ تا ۲۰۰ میکرومتر است (شکل ۵). نسبت Th/U می‌تواند برای تعیین منشأ زیرکن مورد استفاده قرار گیرد. این نسبت معمولاً در زیرکن‌های ماگمایی بالاتر از زیرکن‌های دگرگونی است. زیرکن‌های آنالیز شده نسبت بالایی از Th/U در حدود ۰/۸ تا ۶ دارند (جدول ۱). میانگین این نسبت ۲/۱ است که نشانه یک منشأ ماگمایی برای زیرکن‌هاست (Chen et al., 2007). بر اساس نمودار concordia میانگین سنی به‌دست آمده $92/8 \pm 0/9$ میلیون سال است (شکل‌های ۴ و ۵).

مطالعات سن‌سنجی اورانیوم-سرب

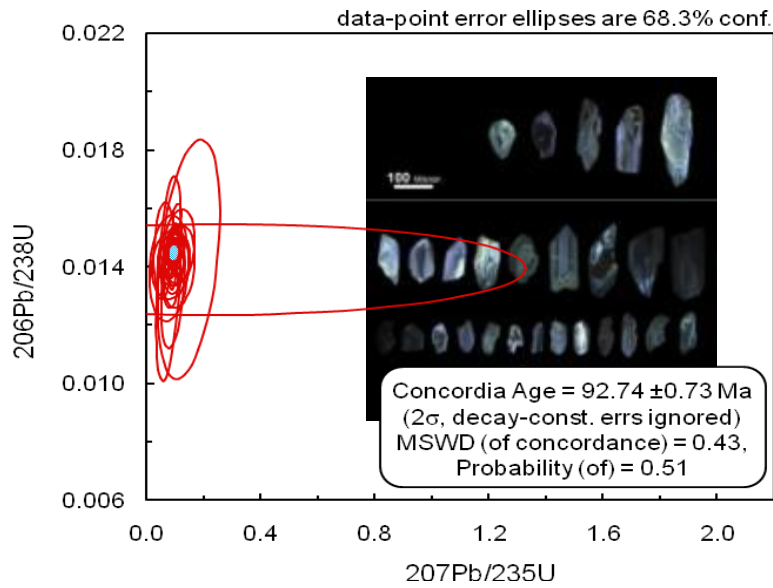
پس از کارهای صحرائی، تهیه نقشه زمین‌شناسی و بررسی ارتباط توده‌ها با کانی‌زایی، یک نمونه جهت انجام سن‌سنجی اورانیوم-سرب به روش LA-ICP-MS انتخاب شد. نمونه سن‌سنجی از ۸ کیلوگرم کوارتز دیوریت (نمونه شماره AR204) انتخاب شد. ابتدا نمونه پنج مرتبه توسط سنگ‌شکن تمیز به قطعات ریز شکسته (در هر بار دهانه سنگ‌شکن کوچکتر شده تا اندازه قطعات کوچکتر شود) و از الک ۴۰ مش تمیز (۰/۴۲ میلی‌متر) عبور داده شد. سپس چندین مرتبه با آب شسته شد تا کانی سبک آن خارج شود. پس از انجام لاوک شویی و باقی‌ماندن کانی‌های سنگین، نمونه‌ها در هوای آزاد قرار داده شد تا خشک شود. با استفاده از محلول سنگین برموفرم با وزن مخصوص ۲/۸۹ گرم بر سانتی‌متر مکعب، آپاتیت و سایر کانی‌های با وزن مخصوص سبکتر در بالای محلول قرار گرفته و دور ریخته شد. پس از شستشو و خشک کردن کانی‌های سنگین باقی مانده مانند زیرکن، مگنتیت، پیریت، هورنبلند، پیروکسن و ... در زیر میکروسکوپ بیناکولار، زیرکن‌ها از سایر کانی‌های سنگین جدا شدند.

جدول ۱- نتایج آنالیز سن سنجی نمونه کوارتز دیوریت (AR204) از توده‌های نفوذی منطقه ارغش- قاسم آباد

Spot name	U (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	U/Th	$^{206}\text{Pb}^*/^{207}\text{Pb}^*$	\pm (%)	Isotope ratios			age (Ma)	\pm (Ma)	
						$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}^*$	\pm (%)	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}^*$			\pm (%)
AR204-16	315	1663	1.8	21.4034	19.2	0.0862	19.6	0.0134	3.9	85.7	3.3
AR204-22	126	5913	3.2	7.3305	269.2	0.2616	269.3	0.0139	7.4	89.0	6.6
AR204-15	232	7045	2.6	20.3941	24.0	0.0942	24.3	0.0139	4.1	89.2	3.7
AR204-13	227	262	2.2	24.4745	56.4	0.0786	57.1	0.0140	8.6	89.3	7.6
AR204-9R	86	1508	1.8	17.4645	34.4	0.1106	35.1	0.0140	6.6	89.7	5.9
AR204-8R	132	4503	3.0	22.9800	50.9	0.0844	51.2	0.0141	5.5	90.0	5.0
AR204-19R	698	20165	3.2	22.3465	8.9	0.0879	9.0	0.0142	1.2	91.2	1.1
AR204-17	129	3518	1.7	20.4303	38.9	0.0962	39.2	0.0143	4.2	91.3	3.8
AR204-23R	173	18218	0.8	20.0805	22.0	0.0981	22.4	0.0143	4.3	91.4	3.9
AR204-25	358	9800	4.0	21.2760	12.1	0.0927	12.5	0.0143	3.1	91.6	2.9
AR204-14	358	11895	3.3	19.8121	13.6	0.0996	13.7	0.0143	2.0	91.6	1.9
AR204-7R	509	10538	1.7	20.3707	12.3	0.0968	12.3	0.0143	1.1	91.6	1.0
AR204-24C	499	15060	0.9	21.0088	5.4	0.0941	5.6	0.0143	1.3	91.8	1.2
AR204-7C	338	11500	2.6	20.8491	9.8	0.0949	11.1	0.0144	5.2	91.9	4.7
AR204-8C	326	10190	6.0	24.0264	12.5	0.0825	12.6	0.0144	1.7	92.0	1.6
AR204-12C	594	19083	2.2	19.9765	6.6	0.0995	6.9	0.0144	2.0	92.3	1.8
3R	391	14009	0.7	20.9626	12.9	0.0951	13.1	0.0145	2.0	92.5	1.8
AR204-1R'	382	22049	0.9	21.8902	8.9	0.0913	9.1	0.0145	2.1	92.7	1.9
AR204-11	680	7989	0.9	21.7579	5.4	0.0922	5.6	0.0145	1.7	93.1	1.6
AR204-6R	90	2908	2.4	33.6356	37.5	0.0597	38.3	0.0146	7.5	93.2	7.0
AR204-5R	428	3303	0.7	19.9699	7.1	0.1008	8.1	0.0146	3.8	93.4	3.5
AR204-1R	247	6155	1.1	21.4175	18.4	0.0943	18.7	0.0146	3.3	93.7	3.1
AR204-18R	844	29628	0.9	21.6776	5.1	0.0933	5.2	0.0147	1.3	93.9	1.2
AR204-1C	306	5479	0.8	19.6534	19.5	0.1030	19.6	0.0147	2.2	93.9	2.0
AR204-21	86	819	2.6	17.7652	31.3	0.1140	31.8	0.0147	5.8	94.0	5.4
4R	603	46244	0.8	20.2608	7.3	0.1002	7.5	0.0147	1.9	94.3	1.7
AR204-27	327	9642	0.8	20.7467	16.3	0.0987	16.4	0.0148	1.9	95.0	1.8
AR204-10	341	15739	2.8	20.3315	9.3	0.1070	9.4	0.0158	1.6	100.9	1.6



شکل ۴- میانگین سن تعیین شده از اطلاعات ایزوتوپی U-Pb برای نمونه کوارتز دیوریت



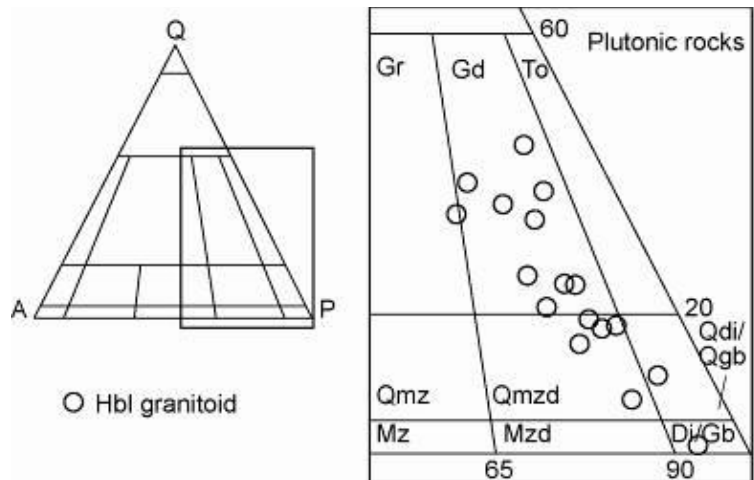
شکل ۵- نمودار concordia حاصل از اطلاعات ایزوتوپی U-Pb نمونه کوارتز دیوریت و تصاویر کاتادلومینسانس زیرکن‌های موجود در نمونه کوارتز دیوریت (AR204)

آلمینیوم و سیلیس کمتر از ۱ درصد، برای عناصری که بین ۱ تا ۱۰ درصد روی می‌دهند کمتر از ۵ درصد و برای عناصر فرعی کمتر از ۱۰ ppm، برای غلظت‌های ppm ۱۰۰، حدود ۵ ppm و برای غلظت‌های ppm ۱۰۰۰، در حد ۵۰ ppm است. اغلب نمونه‌های متعلق به مجموعه هورنبلندگرانیتوئید، دگرسانی در منطقه نشان می‌دهند. بنابراین برای نام‌گذاری سنگ، پس از محاسبه نورم، از نمودار اشتريکایزن استفاده شده است (شکل ۶).

ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و سنگ‌شناسی

پس از مطالعه مقاطع نازک، هفده نمونه سنگی با کمترین دگرسانی از مجموعه هورنبلندگرانیتوئیدها از سطح زمین و گمانه‌ها انتخاب شد. نتیجه آنالیز شیمیایی سنگ‌کل برای همه نمونه‌ها در جدول ۲ آمده است. نمونه‌ها خرد و توسط آگات، پودر شدند. مقادیر عناصر اصلی و عناصر فرعی به غیر از عناصر نادر خاکی به روش XRF با ابزار Bruker S4 در دانشگاه سالزبورگ اتریش به دست آمد. دقت دستگاه برای اکسید

شکل ۶- موقعیت نمونه‌های سنگی پس از محاسبه نورم بر روی نمودار Streckeisen (۱۹۷۶)



جدول ۲- آنالیز شیمیایی سنگ‌های هورنبلندگرنایتوئید در منطقه ارغش - قاسم‌آباد (علائم اختصاری: Di: دیوریت، Qdi: کوآر تزدیوریت، Qmzd: کوآر ترمونوزودیوریت، Gd: گرانودیوریت)

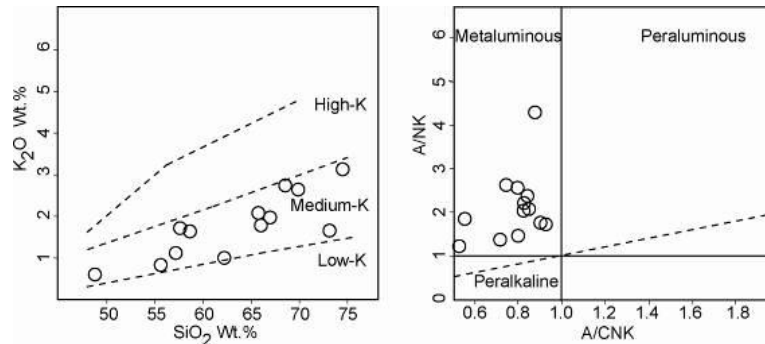
Name	AP2	AM164	AS37	AS19	AS14	AP37	AR204	AMI33	AMI72	AP45	AK01	AS17	AK02	AP07	AP17	AM76	AP4
Rock	Di	Qmzd	Qmzd	Qmzd	Qmzd	Qmzd	Qdi	Gd	Gd	Gd	Gd	Gd	Gd	Gd	Gd	Gd	Gd
X	647817	644824	642108	642929	642853	647183	643110	645112	641866	646674	642973	642855	644771	643608	647923	645019	647558
Y	3972025	3973009	3967531	3970431	3970271	3973670	3969713	3974014	3970619	3973379	3970429	3970273	3971763	3967840	3971781	3967717	3971978
wt%																	
SiO ₂	48.28	54.38	55.40	56.92	57.18	57.87	58.57	62.34	65.67	65.94	66.93	67.82	68.57	69.72	69.75	73.06	74.55
TiO ₂	0.92	0.56	0.60	0.59	0.54	0.77	0.55	0.53	0.40	0.54	0.42	0.39	0.33	0.47	0.38	0.47	0.19
Al ₂ O ₃	23.01	17.02	17.34	15.79	15.49	11.22	15.91	16.4	15.43	13.7	15.73	17.11	14.69	11.38	15.11	14.40	13.32
FeO	5.89	5.26	5.61	6.69	6.29	6.95	6.38	4.50	2.96	4.2	3.00	1.22	3.0	3.24	2.07	1.49	1.04
Fe ₂ O ₃	0.73	0.65	0.69	0.83	0.78	0.86	0.79	0.55	0.37	0.52	0.37	0.15	0.37	0.4	0.26	0.19	0.13
MnO	0.1	0.14	0.12	0.17	0.16	0.17	0.15	0.11	0.06	0.1	0.08	0.03	0.07	0.06	0.04	0.00	0.01
MgO	3.27	4.66	4.03	4.76	4.16	4.8	4.27	3.13	1.69	3.11	1.88	1.58	2.49	1.64	0.84	0.59	0.28
CaO	11.55	9.10	7.22	6.21	7.35	7.95	6.38	6.3	4.25	4.2	4.29	1.28	2.29	4.19	1.37	0.64	1.10
Na ₂ O	2.88	3.86	4.03	3.25	2.98	2.5	3.49	4.29	4.06	4.65	4.3	2.58	3.56	4.83	3.65	4.67	3.24
K ₂ O	0.57	0.12	0.82	2.23	1.11	1.75	1.65	0.9	2.07	1.79	1.99	4.57	2.82	0.47	2.69	1.60	3.14
P ₂ O ₅	0.12	0.17	0.16	0.23	0.20	0.18	0.23	0.17	0.12	0.22	0.13	0.13	0.14	0.11	0.12	0.07	0.07
LOI	2.7	3.81	3.60	1.52	3.26	3.71	1.24	0.79	2.47	1.01	0.64	2.83	1.58	3.23	3.37	2.41	2.55
SO ₃	0.01	0.04	0.01	0.01	0.1	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.05	0.01	0.09	0.02
Total	100.67	100.30	100.24	99.93	100.19	99.5	100.31	100.5	99.87	100.5	100.1	99.84	100.22	100.1	99.89	99.76	99.73
ppm																	
As	2	<10	<10	<10	<10		1	2	<10	9	1	11	1	16	52	<10	<10
Ba	112	77	163	269	178	330	251	91	267	293	259	577	451	75	213	137	313
Rb	7	2	13	37	17	20	23	15	48	21	47	71	33	9	50	24	54
Sr	527	465	461	400	428	374	408	325	239	346	249	92	396	103	181	140	83
Zr	46	66	73	67	74	84	68	91	145	103	146	96	102	95	132	94	99
Nb	5	4	4	3	4	1.9	4	3	5	2.5	6	6	3.6	2	3	2	2
Ni	12	28	11	17	14	15	16	10	11	18	11	8	15	8	5	3	3
Pb	3	5	4	4	1	5	3	3	2	14	7	1	5	3	4	1	9
Co	21	16	18	27	10	23	12	14	9	10	8	5	7	4	3	1	4
Cr	15	25	18	43	37	28	40	23	20	75	10	9	40	56	8	3	2
La	9	10	9	14	10	9.6	9.5	6.2	11	11.2	12.6	18	15.4	3	9	8	<5
Ce		<5	<5	<5	<5	20.8	20.4	12.5	26	26.2	24.8	36	28		29	14	25
Nd	5	7	10	18	10	13.4	12.9	7.6	15	17.2	12.4	13	11.2	7	9	13	<5
Y	11	16	15	18	17	16.2	18.0	17.0	15	23.0	17.0	5	6.2	24	17	21	13
Cs		<10	<10	<10	<10	0.6	0.4	0.1	<10	0.7	0.8	<10	0.3		<10	<10	<10
Ga	18	15	16	16	15	14.8	16.2	13.4	14	13.9	14.0	16	12.8	12	12	13	11
Sc	22	26	21	31	30		29	17	12	18	8	7	2	12	11	9	5
Th		<5	<5	<5	<5	2.0	1.7	2.7	6	3.2	4.8	12	9.1		<5	<5	7
U		<5	<5	<5	<5	0.5	0.7	0.9	<5	0.9	1.1	<5	1.7		<5	<5	<5
V	364	196	226	248	214	255	223	129	90	144	85	83	81	65	57	112	20
W		<10	<10	<10	<10	0.7	0.8	<0.5	<10	1.4	<0.5	<10	2.3		<10	<10	<10

در این تحقیق توزیع عناصر اصلی و فرعی در توده‌های هورنبلندگرنایتوئیدی بررسی شده‌اند. در نمودار اشتریک‌ایزن، هورنبلندگرنایتوئیدها در قلمرو عمدتاً کوآر ترمونوزودیوریت و گرانودیوریت و کمتر در قلمرو دیوریت و کوآر تزدیوریت قرار دارند (شکل ۶). بر اساس نمودار تغییرات SiO₂ در برابر K₂O، از Pecerillo و Taylor (۱۹۷۶) نمونه‌های هورنبلندگرنایتوئیدها در قلمرو پتاسیم متوسط سری کالک‌آلکان قرار دارند (شکل ۷). پنج نمونه متعلق به هورنبلندگرنایتوئیدها به علت دگرسانی سربسیستیک و مقدار بالای Na₂O به ترتیب در قلمرو پتاسیم بالا و پتاسیم پایین قرار می‌گرفت که در این نمودارها حذف شده است (شکل ۷). در تقسیم‌بندی توده‌ها با ضریب اشباع آلومینیوم در نمودار Shand (۱۹۴۳) نسبت مولی (CaO + Al₂O₃)/

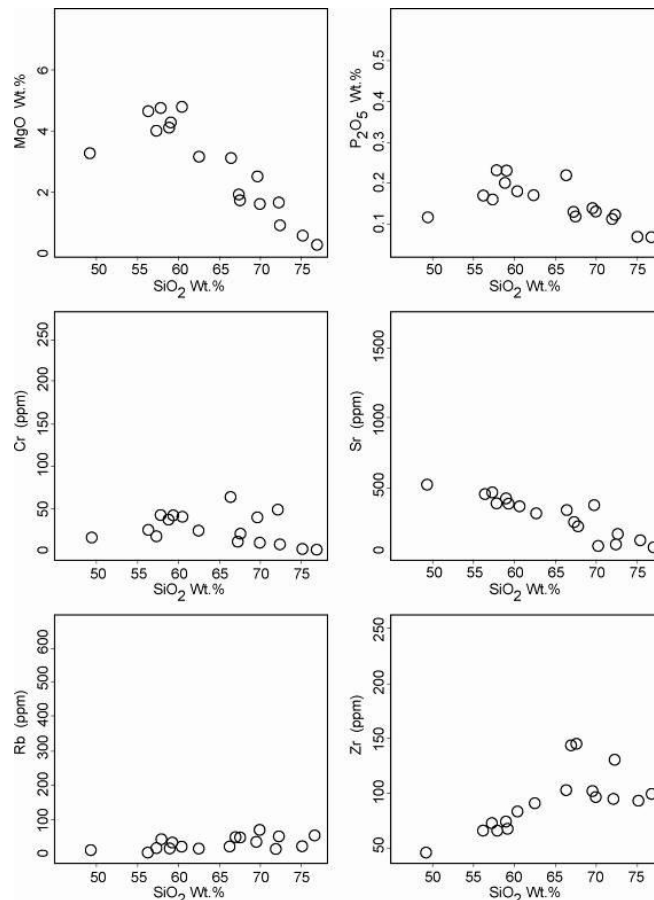
برای نمونه‌های هورنبلندگرنایتوئیدها (به جز پنج نمونه دگرسان شده) کمتر از یک است و ویژگی متآلومین نشان می‌دهند (شکل ۷). در نمودارهای هارکر، عناصر اصلی مانند MgO، CaO، Fe₂O₃، TiO₂ و P₂O₅ نقاط (به جز نمونه‌های دگرسان شده) دارای الگوی خطی با سیر نزولی در مقابل افزایش مقدار اکسید سیلیسیوم هستند (در شکل ۸ تغییرات برای دو عنصر نشان داده شده است). در نمودارهای تغییرات عناصر فرعی مانند Sr، یک روند خطی (به جز برای نمونه‌های دگرسان شده) مشاهده می‌شود و با افزایش مقدار درصد اکسید سیلیسیوم، مقدار Sr کاهش می‌یابد. میزان Rb در این توده‌ها بین ۲ تا ۱۰۴ ppm متغیر است (شکل

عناصر Nb و La در مقابل افزایش اکسید سیلیسیوم روند نزولی نشان می‌دهند (جدول ۲). میزان تغییرات عنصر Zr روند منحنی‌وار نشان می‌دهد و با افزایش اکسید سیلیسیوم میزان آن افزایش می‌یابد. بر اساس نظر Chappell و همکاران (۱۹۹۸) این روند در گرانیتوئیدهای نوع I متداول است (شکل ۸).

این تغییرات با دگرسانی سنگ ارتباط دارد. همچنین نمونه‌ها، مقادیر پایینی از عنصر فرعی Cr را نشان می‌دهند. نمونه‌های آماده‌سازی شده در ایران به علت خرد و شکسته شدن با دستگاه آسیاب، مقادیر بالاتری را نشان می‌دهند. هورنبلندگرانیتوئیدها دارای مقادیر پایینی از عناصر ناسازگار Nb، La و Zr هستند. تغییرات



شکل ۷- موقعیت نمونه‌های سنگی در نمودار SiO_2 در برابر K_2O (Pecerillo and Taylor, 1976) و در نمودار تعیین ضریب اشباع آلومینیوم (Shand, 1943)



شکل ۸- نمودارهای هارکر برخی از عناصر اصلی و فرعی در مقابل اکسید سیلیسیوم

زمین‌شیمی ایزوتوپ‌های Nd-Sr

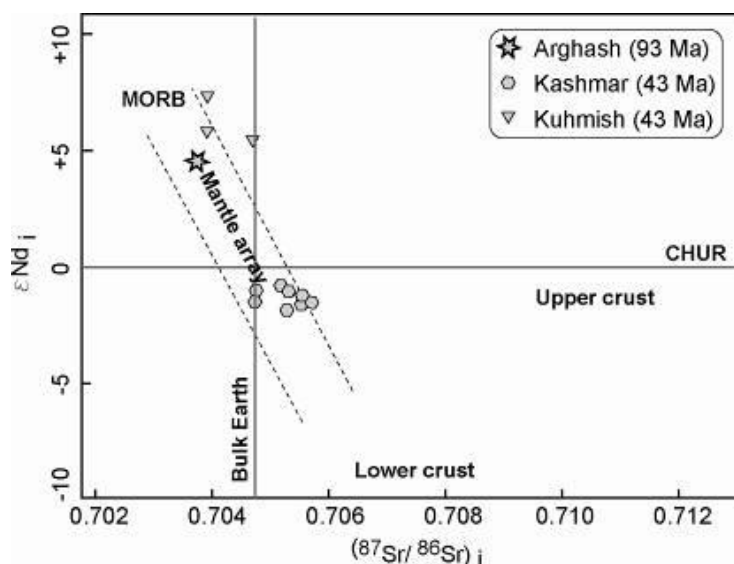
نمونه AR204 از جنس کوارتز دیوریت، قبلاً برای سن‌سنجی انتخاب شده بود. این نمونه ابتدا از نظر هوازدگی و دگرسانی کنترل شد و سپس جهت آنالیز ایزوتوپی Rb-Sr و Sm-Nd، کل نمونه خرد و پودر (با اندازه کمتر از ۶۰ میکرون) شد. نمونه توسط Thermal Ionization Mass Spectrometer 6-collector بر اساس یک Finnigan MAT 261 در دانشگاه کلرادوی امریکا

آنالیز شد. نسبت‌های ایزوتوپی Sr-Nd در جدول ۳ نشان داده شده است. نسبت‌های ایزوتوپی اولیه Nd و Sr با مقدار دو سیگما بر اساس سن میانگین ۹۳ میلیون سال حاصل از سن‌سنجی اورانیوم-سرب زیرکن محاسبه شده است. نسبت‌های اولیه Sr-Nd از منطقه مطالعاتی، نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اولیه به ترتیب اعداد ۰/۷۰۳۷۵۵ و ۰/۵۱۲۷۶۱ را نشان می‌دهند. مقدار ϵNd اولیه عدد ۴/۷۴ را نشان می‌دهد (شکل ۹).

جدول ۳- نتایج اطلاعات ایزوتوپی Rb-Sr و Sm-Nd از سنگ کل مربوط به نمونه AR204 (کوارتز دیوریت)؛ (i) نسبت‌های اولیه (m) نسبت‌های اندازه‌گیری شده (2SE) خطای استاندارد (ϵNd) مقدار اولیه بر اساس فاکتورهای CHUR (Age) سن محاسبه شده بر اساس سن‌سنجی اورانیوم-سرب زیرکن

Sample (rock type)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_m$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	2SE
AR204 - Quartz diorite	21	404	0.1503	0.703949	0.703755	0.00009

Sample (rock type)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_m$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	ϵNd	TDM	Age (Ma)
AR204- Quartz diorite	3.4	13.5	0.1499	0.512854	0.512761	4.74	0.68	93



شکل ۹- موقعیت قرارگیری توده‌های نفوذی در نمودار ϵNd در برابر $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$. نمودار اولیه از Hart و Zindler (۱۹۸۶) اقتباس شده است. تعیین سن و منشأ برای توده‌های کوه میش و کاشمر توسط Soltani (۲۰۰۰) انجام گرفته است.

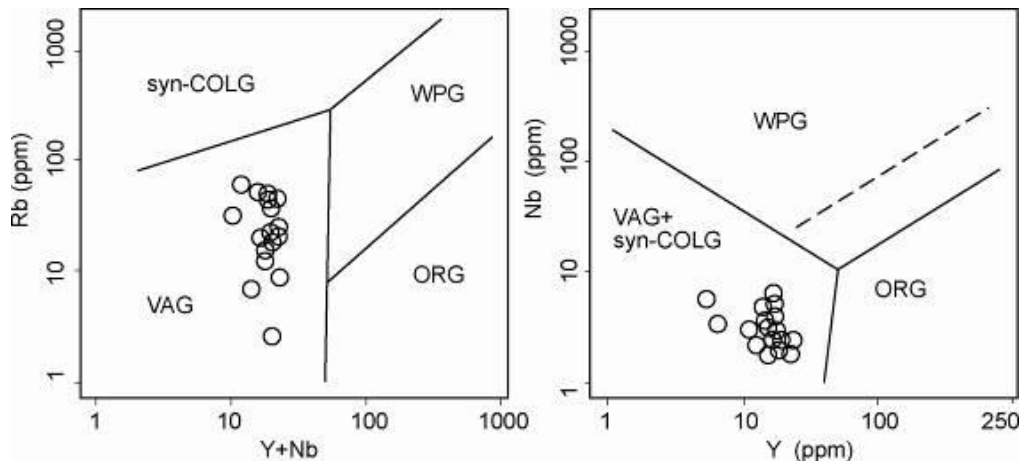
تا مافیک همراه با گسل‌های متعدد امتدادلغز و رورانده در سطح زمین دیده می‌شوند که سبب پیچیده شدن زمین‌شناسی منطقه شده است. در مطالعات پیشین،

بحث

در منطقه اکتشافی طلای ارغش، تنوعی از سنگ‌های آذرین نفوذی و آتشفشانی با ترکیب اسیدی

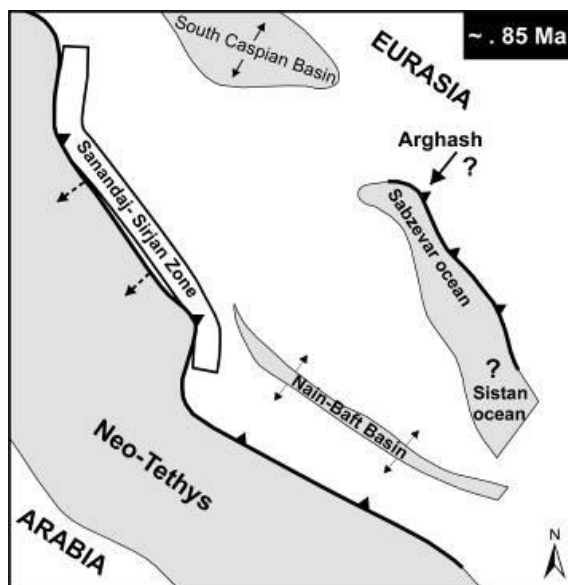
ترکیب متآلومین را شامل می‌شود که با روند بسیار خوبی در قلمرو پتاسیم متوسط سری کالک‌آلکان قرار دارند (شکل ۷). ماگماتیسم ممکن است در زمان کوتاه یا طولانی اتفاق افتاده باشد. با توجه به شواهد صحرایی و نمودارهای تغییرات زمین‌شیمی (هارکر) روند تفریق ماگمایی به وضوح از توده‌های مافیک‌تر این مجموعه به سمت توده‌های اسیدی‌تر دیده می‌شود. پتروگرافی، زمین‌شیمیایی و مقادیر بالای پذیرفتاری مغناطیسی اندازه‌گیری شده از توده‌های هورنبلندگرانیتوئید با ویژگی ماگمایی از نوع I و اکسیدان مشخص می‌شوند که با محیط فرورانش در مرزهای همگرا مرتبط است. این ماگما مقادیر پایین Nb و Ti را نشان می‌دهد که از ویژگی کمان ماگمایی است. در نمودارهای موقعیت تکنونیک Rb در مقابل Y+Nb و Nb در مقابل Y در قلمرو گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی قرار دارد (شکل ۱۰). در نمودار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه در برابر میزان ϵNd اولیه، منشأ ماگما در منطقه مطالعاتی ارغش-قاسم‌آباد در ناحیه مربوط به بخش تهی شده قرار می‌گیرد (شکل ۹). بنابراین منشأ ماگما، خارج از پوسته قاره‌ای بوده و از گوشته منشأ گرفته است. سن سنگ منشأ، ۶۸۰ میلیون سال محاسبه شده است (جدول ۳). مقادیر ϵNd اولیه مربوط به توده گرانیتوئید کوه میش به خلاف توده نفوذی کاشمر، شباهت زیادی با منطقه مطالعاتی دارد (شکل ۹).

مجموعه سنگ‌های هورنبلندگرانیتوئیدها در نقشه زمین‌شناسی کدکن با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ به دوره ائوسن نسبت داده شده بود (نادری میقان و ترشیزیان، ۱۳۷۷). این باور در مقایسه با سنگ‌های گرانیتوئیدی مشابهی که در شمال گسل درونه (کاشمر، تکنار و کوه میش) رخنمون دارد (شکل ۱) و توسط Carr و Soltani (۲۰۰۷) به روش Rb/Sr سن‌سنجی شده بود شکل گرفته است. پیش‌تر در نقشه زمین‌شناسی کاشمر با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ دیوریت کوه میش به کرتاسه بالایی نسبت داده شده بود. Karimpour و همکاران (۲۰۱۱) گرانودیوریت‌های منطقه تکنار را به روش اورانیوم-سرب زیرکن سن‌سنجی قطعی کردند و سن پرکامبرین را گزارش دادند. مجموعه هورنبلندگرانیتوئیدها گسترش نسبتاً وسیعی از شرق ارغش تا غرب شامکان در پهنه ساختاری سبزوآر دارد و با امتداد شمال شرق-جنوب غرب و به موازات افیولیت‌ها دیده می‌شود (شکل ۱). ادامه آن توسط گسل، جابجایی نشان می‌دهد و در جنوب استاچ و هلاک‌آباد (جنوب سبزوآر) به شکل توده‌های گرانیتوئیدی کوه میش با روند مشابه رخنمون دارد. بر اساس مطالعات سن‌سنجی قطعی اورانیوم-سرب حاصل از این پژوهش، سن توده کوارتزدیوریت از مجموعه هورنبلندگرانیتوئید واقع در شرق روستای ارغش به کرتاسه پایانی (۹۳ میلیون سال) نسبت داده شده است. این مجموعه، محدوده وسیعی از SiO_2 با



شکل ۱۰- نمودارهای تعیین موقعیت تکنونیک هورنبلندگرانیتوئیدها (Pearce et al., 1984)

آشکارسازی زمان فرورانش پوسته اقیانوسی و بسته شدن اقیانوس قدیمه سبزوار نقش مؤثری دارد و این حادثه را تایید می کند. البته این بدان معنی نیست که قبل از این زمان فرورانشی وجود ندارد. ماگمای منطقه مطالعاتی در زمان کرتاسه پایانی از پوسته اقیانوسی با سن ۶۸۰ میلیون سال نشأت گرفته که در حال فرورانش بوده است و آلودگی با پوسته قاره‌ای را نشان نمی دهد.



شکل ۱۱- موقعیت منطقه ارغش- قاسم آباد در نقشه بازسازی شده از رویدادهای تکتونیکی- ماگمایی میان اوراسیا و صفحه عربی در زمان کرتاسه بالایی (با اندکی تغییرات از Agard et al., 2011)

سپاسگزاری

نویسندگان از آقایان جمال روشنروان، رضا منظمی باقرزاده و محمد جعفری زنگلانلو از سازمان زمین شناسی شمال شرق کشور برای فراهم نمودن امکانات دسترسی به مغزه‌های حفاری کمال تشکر و قدردانی دارند.

نفوذی‌های کوه میش از لحاظ ترکیبی از جنس گابرو، دیوریت، کوارتزمونزودیوریت همراه با گرانودیوریت هستند. با توجه به مطالعات Soltani (۲۰۰۰) میزان $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه در آن‌ها (بر اساس سن سنجی به روش Rb/Sr در ۴۲/۸ میلیون سال) ۰/۷۰۳۸۶ و ϵNd اولیه (+۸/۰۲ تا +۶/۳۰) نشان از منشأ گوشته‌ای آن‌ها دارد. اطلاعات سن سنجی به دست آمده علاوه بر تعیین سن ماگماتیسم، توانسته است سن نسبی کانی‌زایی مگنتیت \pm هماتیت \pm کالکوپیریت \pm پیریت را در منطقه شناسایی کند. این نوع کانی‌زایی در ارتباط با توده‌های هورنبلندگرانیتوئید با سن کرتاسه پایانی است و شامل کانی‌زایی به شکل رگچه، استوکورک و توده‌ای در سنگ‌های میزبان قدیمی تر است. این کانی‌زایی گسترش پراکنده نشان می دهد اما در منطقه مطالعاتی ارزش اقتصادی ندارد.

نتیجه‌گیری

در انتهای دوره تریاس و ابتدای ژوراسیک، صفحه ایران مرکزی (شکل ۱) به عنوان یکی از نواحی کیمرین به صفحه توران (بخشی از ابر قاره اوراسیا) جوش خورده است. این حادثه در دوره کرتاسه سبب پایدار و باقی ماندن حرکات تکتونیکی و تشکیل چندین حوضه با مدت عمر کوتاه از جمله سبزوار، سیستان و نایین شده است (Sengor, 1990). این حوضه‌ها با چندین محدوده افیولیتی که ایران مرکزی را قطع کرده‌اند (سبزوار، سیستان و نایین- بافت) مشخص می شوند که نشان دهنده اقیانوس‌های کوچکی در آن است (شکل ۱۱). سن سنجی انجام شده به روش اورانیوم- سرب بر روی زیرکن و داده‌های ایزوتوپی Sr-Nd مربوط به توده کوارتزدیوریت از مجموعه هورنبلندگرانیتوئید، در

منابع

اشرف پور، ا. (۱۳۸۶) ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، کانی‌شناسی و دگرسانی محدوده طلای ارغش، جنوب غرب نیشابور، شمال شرق

ایران. پایان‌نامه دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، ایران.

اعلمی‌نیا، ز. (۱۳۹۱) مطالعات زمین‌شناسی، کانی‌سازی (طلا-مس)، آلتراسیون، سن‌سنجی و منشأ توده‌های نفوذی ارغش-قاسم‌آباد، پایان‌نامه دکتری (چاپ نشده)، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران.

جعفری زنگلانو، م. و منظمی باقرزاده، ر. (۱۳۸۸) طرح تلفیق لایه‌های اطلاعات پایه و تعیین نقاط امیدبخش مواد معدنی، گزارش اکتشاف عمومی طلا-آنتیموان حسن‌آباد، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

کیوان‌فر، م. و عسگری، ا. (۱۳۷۷) گزارش نقشه‌های زمین‌شناسی-معدنی ۱:۵۰۰۰ ناحیه معدنی ارغش-چشمه زرد (جنوب نیشابور)، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

نادری میقان، ن. و ترشیزیان، ه. (۱۳۷۷) نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کدکن، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

AfsharHarb, A., Aghanabati, A., Madjdi, B. Alavi Tehrani, N., Shahrabi, M., Davoudzadeh, M. and Navai, I. (1986) The Mashhad Quadrangle map, 1:250.000 scale. Geological Survey of Iran, Tehran.

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whiechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B. and Wortel, R. (2011) Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geology Magazine* 1-34.

Alavi, M. (1996) Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. *Journal of Geodynamics* 21: 1-33.

Arjmandzadeh, R., Karimpour, M. H., Mazaheri, S. A., Santos, J. F., Medina J. M. and Homam, S. M. (2011) Sr-Nd isotope geochemistry and petrogenesis of the Chah-Shaljami granitoids (Lut Block, Eastern Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 41:283-296.

Ashrafpour, E., Ansdell, K. M., Alirezaei, S. (2012) Hydrothermal fluid evolution and ore genesis in the Arghash epithermal gold prospect, northeastern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 51:30-44.

Berberian, F. and Berberian, M. (1981) Tectono-plutonic episodes in Iran. In: Gupta H. K. and Delany, F. M. (Eds.): *Zagros-Hindu Kush-Himalaya geodynamic evolution*. American Geophysical Union Geodynamics Series 3:5-32.

Brunet, M. F., Wilmsen, M. and Granath, J. W. (2009) South Caspian to central Iran basins: introduction. *The Geological Society, London Special Publications*: 312:1-6.

Cecil, M. R., Gehrels, G., Ducea, M. N. and Patchett, P. J. (2011) U-Pb-Hf characterization of the central Coast Mountains batholith: Implications for petrogenesis and crustal architecture. *Lithosphere* 3: 247-260.

Chappell, B. W., Bryant, C. J., Wyborn, D. and White, A. J. R. (1998) High- and low-temperature I-type Granites. *Resource Geology* 48: 225-236.

Chen, R. X., Zheng, Y. F., Zhao, Z. F., Tang, J., Wu, F. Y. and Liu, X. M. (2007) Zircon U-Pb age and Hf isotope evidence for contrasting origin of bimodal protoliths for ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Chinese Continental Scientific Drilling Project. *Journal of Metamorphic Geology* 25: 873-894.

Hassanzadeh, J., Stockli, D. F., Horton, B. K., Axen, G. J., Stockli, L. D., Grove, M., Schmite, A. K. and Walker, J. D. (2008) U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic-Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism and exhumation history of Iranian basement. *Tectonophysics* 451: 71-96.

Ishihara, S. (1977) The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology* 27: 293-305.

Karimpour, M. H., Farmer, G. L., Stern, C. R. and Salati, E. (2011) U-Pb zircon geochronology and Sr-Nd isotopic characteristic of Late Neoproterozoic Bornaward granitoids (Taknar zone exotic block), Iran. *Journal of crystallography and mineralogy* 19: 11-18.

- Karimpour, M. H., Stern, C. R. and Farmer, G. L. (2010) Zircon U-Pb geochronology, Sr-Nd isotope analyses and petrogenetic study of the Dehnow diorite and Kuhsangi granodiorite (Paleo-Tethys), NE Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 37:384-39.
- Lensch, G., Mihm, A. and Alavi-Tehrani, N. (1977) Petrography and geology of the ophiolite belt north of Sabzevar/ Khorasan (Iran). *Neues Jahrbuch Fur Geologie un Palaontologie Monatshefte* 131: 156-178.
- Naderi Mighan, N., Shojai Kaveh, N., Bahremand, M. and Khairi, F. (1999) Geological Map of Shamkan, 7660, 1: 100000. Geological Survey of Iran.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of petrology* 25: 956-983.
- Pecerillo, A. and Taylor, S. R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 63-81.
- Rahmati-Ilkhchi, M., Faryad, S. W., Holub, F. V., Kosler, J. and Frank, W. (2011) Magmatic and metamorphic evolution of the Shotur Kuh metamorphic complex (Central Iran). *International Journal of Earth Science (Geol Rundsch)* 100: 45-62.
- Rahmati-Ilkhchi, M., Faryad, S.W., Holub, F.V., Kosler, J. and Frank, W. (2011) Magmatic and metamorphic evolution of the Shotur Kuh metamorphic complex (Central Iran). *International Journal of Earth Science (Geol Rundsch)* 100:45-62.
- Sahandi, M. R. and Hoseyni, M. (1989) The Sabzevar Quadrangle map, 1: 100000. Geological Survey of Iran.
- Sengor, A. M. C. (1990) A new model for the late Palaeozoic-Mesozoic tectonics evolution of Iran and implications for Oman. In: Robertson, A. H. F., Searle, M. P. and Ries, A. C. (Eds.) *The geology and tectonics of the Oman region*. Geological Society of London Special Publication 49: 797-831.
- Shand, S. J. (1943) *Eruptive rocks; their genesis, composition, classification and their relation to ore deposits, with a chapter on meteorites*. revised 2nd edition. Hafner Publishing Co., New York.
- Soltani, A. (2000) Geochemistry and geochronology of I-type granitoid rocks in the northeastern central Iran plate. Ph.D. Thesis, School of Geosciences, University of Wollongong, Australia.
- Soltani, A. and Carr, P. F. (2007) The age and the origin of Kashmar granitoid, NE central Iran. *Iranian Journal of Science* 7: 241-249.
- Stocklin, J. and Nabavi, M. (1972) Tectonic Map of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Streckeisen, A. (1976) To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews* 12: 1-33.
- Zindler, A. and Hart, S. R. (1986) Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 14: 493-571.

Geochemistry and geochronology of Upper Cretaceous, magnetite series granitoids, Arghash-GhasemAbad, NE Iran

Zahra Alaminia¹, Mohammad Hassan Karimpour^{1,2}, Seyed Massoud Homam¹
and Fritz Finger³

¹ Department of Geology, Faculty of Sciences, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

² Research Center for Ore Deposits Of Eastern Iran, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

³ Fachbereich Materialforschung und Physik, Universität Salzburg, Hellbrunnerst Salzburg, Austria

Abstract

The Arghash gold prospect occurs in the northeastern of Central Iranian domain. It is located in Sabzevar zone, north of Darouneh fault. The exposed rocks in the study area consist of volcanic rocks (andesite and dacite), plutonic rocks mostly diorite, quartz diorite, quartz monzodiorite, granodiorite and granite with minor sedimentary rocks (limestone, sandstone and conglomerate). We focus on a suite of hbl-bearing granitoid rocks consisting of diorite, quartz diorite, quartz monzodiorite and granodiorite. The rocks are metaluminous, medium K, calc-alkaline belonging to Magnetite-series granitoids (I-type). They are related to small numbers of iron bodies and veins. They show low TiO₂, P₂O₅, Nb, La, Zr. Initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios and initial εNd are 0.703755 and +4.74, respectively. U/Pb zircon dating of this suite, using laser inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS) yielded mean age of 92.8 ± 0.9 Ma (Turonian). Their chemical compositions as well as initial isotope ratios of ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr strongly suggest that the original magma formed in a depleted mantle in the subduction zone in Sabzevar Paleoocean.

Key words: Magmatism, Upper Cretaceous, Subduction zone, Sabzevar zone