

زمین شیمی، پترولوژی و سن سنجی زیرکان - اورانیوم - سرب توده گرانیتوئیدی بی بی مریم، شمال خاور نهبندان، خاور ایران

محمدحسین زرین کوب^{۱*}، سون لین چانگ^۲، سید سعید محمدی^۱، محمدمهدی خطیب^۱

۱- دانشگاه بیرجند، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی

۲- دانشگاه ملی تایوان، بخش علوم زمین، تایپه، تایوان

دریافت مقاله: ۱۳۸۹/۸/۳، نسخه نهایی: ۱۳۸۹/۱۱/۱۰

چکیده

توده گرانیتوئیدی بی بی مریم با وسعت حدود ۵ کیلومتر مربع به درون نوار افیولیت ملانژ خاور ایران، در پهنه جوش خورده سیستان نفوذ کرده است. آثار حرارتی این توده بر روی سنگهای میزبان نشان می دهد که این فعالیت بعد از جای گیری افیولیت ملانژ رخ داده است. این توده نفوذی که دارای روند کلی شمال باختری - جنوب خاوری است عمدتاً از تونالیت - کوارتز دیوریت تشکیل شده ولی در بخش شمال باختری آن یک واحد فرعی گرانودیوریتی به صورت دایک بروز کرده است. بافت غالب در توده تونالیتی - کوارتز دیوریتی، دانه های و در بخش گرانودیوریتی، دانه های، میرمکیتی و گرافیکی است. کوارتز، پلاژیوکلاز (الیگوکلاز - آندزین) و بیوتیت به عنوان کانیهای اصلی و آمفیبول (هورنبلند)، آپاتیت، زیرکان و کانی کدر از اجزای فرعی واحد اصلی این توده می باشند. کوارتز، پلاژیوکلاز سدیک و آلکالی فلدسپار کانیهای اصلی و گارنت، آپاتیت و کانیهای کدر، کانیهای فرعی واحد گرانودیوریتی را می سازند. توده گرانیتوئیدی بی بی مریم در محدوده کالک آلکان، متآلومین تا اندکی پرآلومین و از نوع کمان ماگمایی قرار می گیرد. بالا بودن نسبت LREE/HREE، مقدار نسبت Sr/Y (میانگین ۳۸/۷)، و مقدار SiO₂ (میانگین ۶۹/۴۸) به همراه فقدان آنومالی منفی Eu نشان میدهند که این سنگها شباهت زیادی به آداکیت های غنی از سیلیس دارند. افزایش نسبت Sr/Y ناشی از ذوب عمیق و در محدوده ناپایدار شدن پلاژیوکلاز و پایداری گارنت تعبیر می شود. این ماگما می تواند از یک منبع اکلوزیتی یا گارنت آمفیبولیتی، حاصل از دگرگونی ورقه اقیانوسی فرورانده شده خاور ایران، سرچشمه گرفته باشد. سن سنجی به روش زیرکان اورانیوم - سرب بر روی دانه های زیرکان جدا شده از فاز اصلی (تونالیت - کوارتز دیوریت) نشان می دهد که این ماگماتیسیم در ۶/۷۱ ± ۵ میلیون سال (ماستریشین) رخ داده است. با توجه نتیجه سن سنجی می توان سن جای گیری افیولیت ملانژ میزبان را قبل از ماستریشین دانست.

واژه های کلیدی: گرانیتوئید، بی بی مریم، سن سنجی، زیرکان - اورانیوم - سرب، خاور ایران.

مقدمه

۳۵ کیلومتری شمال خاوری نهبندان و با وسعت حدود ۵ کیلومتر مربع در درون مجموعه افیولیت ملانژی خاور ایران نفوذ کرده است. وجود یک توده گرانیتوئیدی در درون افیولیت مذکور پدیده قابل تاملی به نظر می رسد. سؤال تحقیق مطالعه محیط تکتونیکی و زمان رخداد این پدیده است؛ سنگهای گرانیتوئیدی را می توان به دو گروه مهم نوع کوه زایی و غیر کوه زایی تقسیم نمود که هر گروه در شرایط تکتونیکی خاصی تشکیل می گردند [۲،۳،۴]. تشخیص نوع گرانیتوئید و رژیم

زون جوش خورده سیستان در خاور ایران، باقی مانده مجموعه سنگی - زمینساختی یک حوضه اقیانوسی است که در اثنای بسته شدن و برخورد قاره های، فرارنده شده اند. توده های متعدد گرانیتوئیدی با سنهای مختلف در این زون رخنمون دارند که برخی قدیمی اند (مثل استوک چشمه استاد با ۲/۶ ± ۸۳/۶ میلیون سال) و برخی دیگر جوانند (مثل گرانیت زاهدان با سن ۳۲ میلیون سال [۱]). توده گرانیتوئیدی بی بی مریم در فاصله

زمین‌درز ناشی از برخورد پهنه لوت با بلوک افغان می‌باشد. باریکه اقیانوسی موجود بین این دو ورق قاره‌ای در اثر حرکت لوت به سمت خاور و فرو رفتن به زیر بلوک افغان، بسته شده و ادامه فرورانش منجر به برخورد پهنه لوت به بلوک افغان (الیگو - میوسن) گردیده است. به نظر [۱] این فرورانش در ائوسن میانی متوقف شده و منجر به برخورد پهنه لوت و افغان گردیده است.

توده گرانیتوئیدی بی‌بی‌مریم با روند کلی شمال‌باختر- جنوب خاور در پهنه ساختاری سیستان، درون نوار افیولیت‌ملائز خاور ایران و در پهنه گسلی نه‌بندان واقع گردیده است. واحدهای سنگی درون گیر توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه بلوکهای بزرگی از پریدوتیت، گابرو و بازالت و دیابازهای دگرسان شده می‌باشد که در بیشتر نقاط توسط توده گرانیتوئیدی قطع شده‌اند (شکل ۲). سن افیولیت‌ملائز منطقه، کرتاسه فوقانی اعلام شده [۱۴] و توده مورد مطالعه نیز در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ نه‌بندان [۸]، گابرو به عنوان یکی از واحدهای مجموعه افیولیتی معرفی گردیده است. شواهد صحرائی به خصوص در حاشیه توده حاکی از آن است که زبان‌های گرانیتوئیدی، سنگهای اولترامافیک را قطع نموده‌اند که بیانگر جوانتر بودن توده گرانیتوئیدی نسبت به سنگهای میزبان خود است.

بخش اصلی توده گرانیتوئیدی بی‌بی‌مریم را تونالیت- کوارتز دیوریت تشکیل داده و در بعضی جاها دایک‌های گرانودیوریتی، بخش تونالیتی را قطع نموده است. بر این اساس می‌توان ادعا کرد که سنگهای توده گرانیتوئیدی بی‌بی‌مریم در دو مرحله جایگیر شده‌اند، به طوری که در مرحله اول تونالیت- کوارتز دیوریت و در مرحله دوم گرانودیوریت تشکیل شده است. در این تحقیق از بخش اصلی توده بی‌بی‌مریم برای سن‌سنجی نمونه برداری شده است.

پتروگرافی

ویژگی‌های پتروگرافی دو فاز ماگمایی در بی‌بی‌مریم به شرح زیر است:

تونالیت- کوارتز دیوریت: بخش اصلی توده نفوذی را تونالیت تشکیل داده که در نمونه دستی، رنگ خاکستری روشن تا مایل به سبز و بافت تمام بلورین دارد.

تکتونیک تشکیل آن می‌تواند در امر پی جویی مواد معدنی خاصی از جمله قلع، تنگستن و مولیبدن اهمیت داشته باشد [۵،۶،۷].

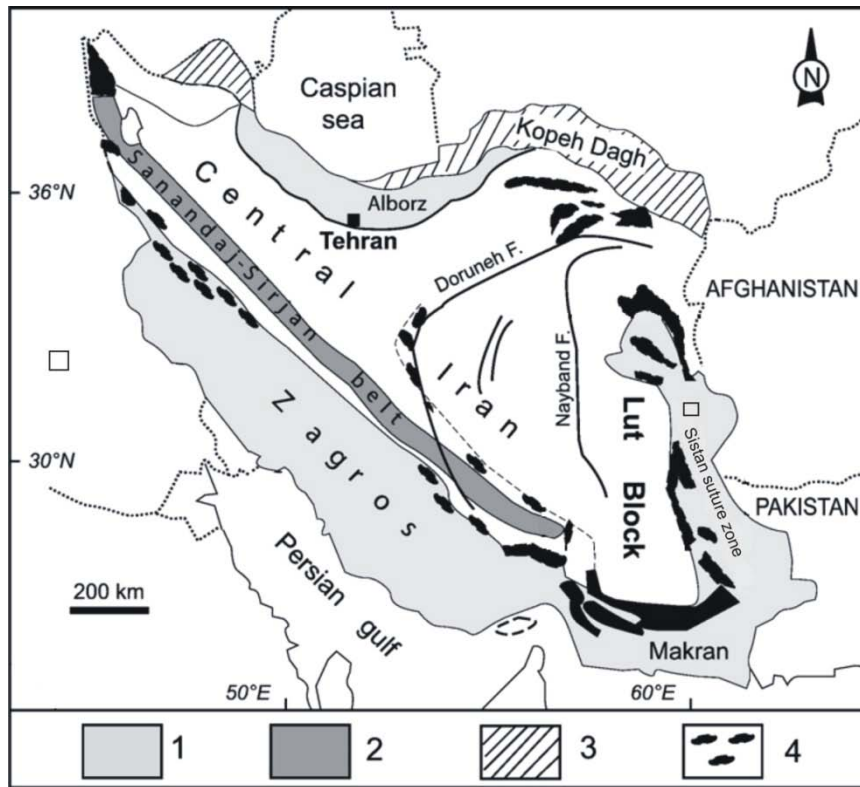
این توده در موقعیت جغرافیایی $60^{\circ}13'16''$ تا $60^{\circ}14'40''$ طول خاوری و $31^{\circ}51'$ تا $31^{\circ}52'30''$ عرض جغرافیایی شمالی واقع شده است (شکل ۱). با توجه نقشه‌های زمین‌شناسی موجود [۹،۸]، این توده به عنوان یکی از اجزای مجموعه افیولیتی معرفی شده است. علی‌رغم آن که تا کنون در مورد پترولوژی، پتروگرافی و جایگاه تکتونیک این توده مطالعاتی انجام شده [۱۰،۱۱،۱۲]. اما هیچ‌گونه کار سن‌سنجی رادیومتری که یکی از شاخصهای بسیار مهم برای تفسیر جایگاه توده مذکور در خاور ایران می‌باشد، انجام نشده است. این تحقیق در قالب طرح پژوهشی مشترک بین دانشگاه بیرجند و دانشگاه ملی تایوان انجام پذیرفته است.

روش مطالعه

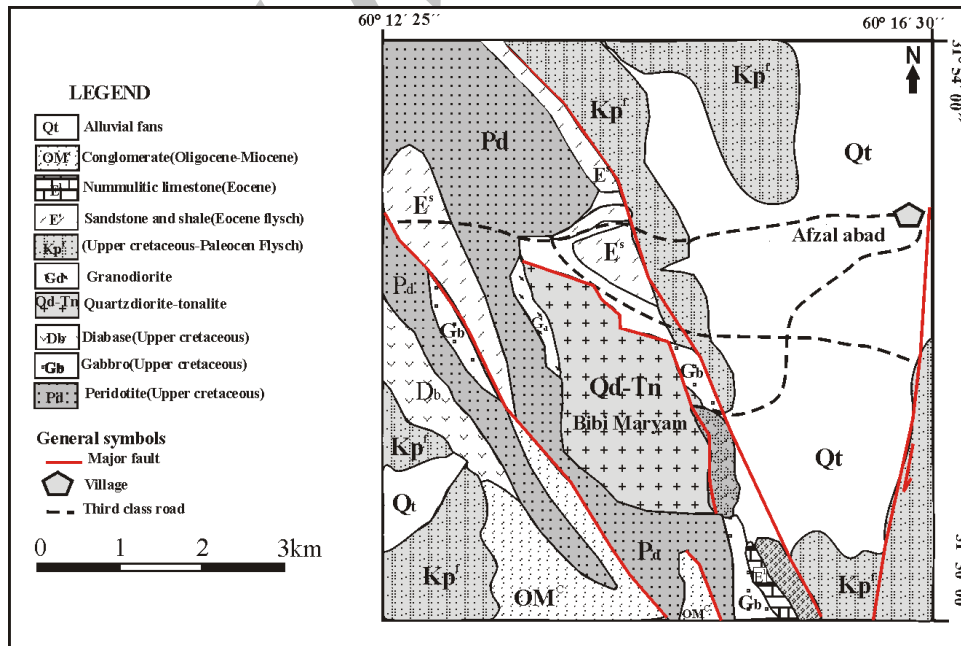
این پژوهش بر مبنای مشاهدات صحرائی، تجزیه شیمیایی نمونه‌ها و بررسیهای آزمایشگاهی انجام شده است. از نمونه‌های برداشت شده مقاطع نازک تهیه و مطالعه شدند. با توجه به اطلاعات ژئوشیمیایی [۱۲]، فقط دو نمونه کنترلی برای تجزیه شیمیایی به دانشگاه ملی تایوان ارسال و پس از تهیه مهره شیشه‌ای (Glass bead) (به صورت $Li_2B_4O_7$ sample: 1:5)، عناصر اصلی به روش فلورسانس پرتو ایکس (XRF) با دستگاه نوع Rogaku و آنالیز عناصر جزئی از طریق انحلال، به روش ICP-MS صورت گرفته است. از فاز اصلی توده مورد مطالعه یک نمونه برای جداسازی زیرکان به انستیتوی زمین‌شناسی و ژئوفیزیک پکن در کشور چین ارسال گردید. زیرکان‌های جدا شده از نمونه به دانشگاه ملی تایوان در شهر تایپه انتقال داده شد و پس از تهیه تصاویر کاندلومینسانس (CL)، سن‌سنجی به روش زیرکان - اورانیم - سرب با دستگاه Agilent 7500 ICP-MS + Laser انجام گردیده است.

جایگاه زمین‌شناسی

منطقه مورد مطالعه در بخش شمالی ایالت ساختاری سیستان واقع شده است و لذا از ویژگیهای زمین‌شناسی این ایالت ساختاری تبعیت می‌کند. به نظر [۱۴] ایالت ساختاری سیستان



شکل ۱. جایگاه زون جوش خورده سیستان در خاور ایران و منطقه مورد مطالعه که به صورت مربع بر روی آن مشخص شده است (اقتباس از [۱۳] واحدهای معرفی شده به ترتیب عبارتند از: ۱- کمر بند آبی ۲- کمان ماگمایی مزوزوئیک ۳- کمر بند هرسی نین ۴- افیولیت ها).



شکل ۲. نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه که در شکل ۱ به صورت مربع نشان داده شده است.

سنگ به شمار می‌آیند. بر پایه نتایج پتروگرافی و مدال، نام سنگهای مورد مطالعه تونالیت، گرانودیوریت و به مقدار کم کوارتز دیوریت و مونزوگرنائیت است.

ژئوشیمی و پتروژنز

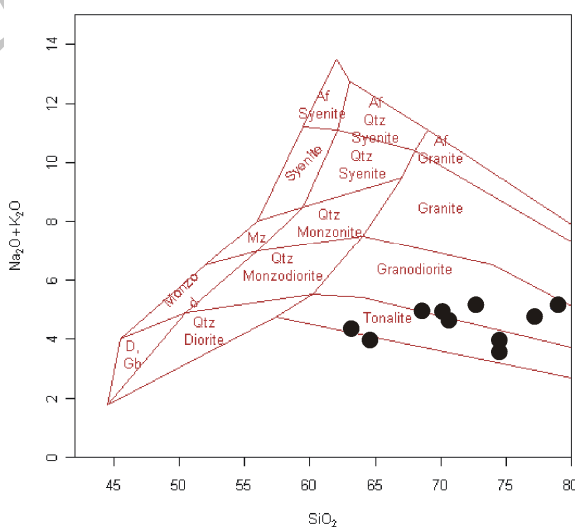
ویژگیهای کلی ژئوشیمیایی برای سنگهای نفوذی بی‌بی‌مریم به کمک تجزیه‌های شیمیایی بر روی این سنگها مشخص گردیده است. آنالیزهای کنترلی انجام شده با نامهای 21A و 22A در جدولهای ۱ و ۲ آمده است. سایر نمونه‌های ذکر شده در جدولهای ۱ و ۲ از کارهای قبلی [۱۲] اخذ شده است. نام گذاری سنگهای نفوذی بی‌بی‌مریم بر پایه ترکیب کانیشناسی، شمارش کانیه‌ها و استفاده از ترکیب شیمیایی صورت گرفته است. برای نام گذاری شیمیایی، از نمودار [۱۵] براساس درصد وزنی آلکالین‌ها نسبت به سیلیس استفاده گردید که محدوده ترکیب شیمیایی این سنگها تونالیت و گرانودیوریت است (شکل ۳).

برای بررسی ماهیت ماگمای تشکیل دهنده سنگهای مورد مطالعه از نمودار [۱۶] استفاده گردید. تمام سنگهای مورد مطالعه در محدوده کالک‌آلکالین پتاسیم متوسط قرار می‌گیرند (شکل ۴). ماهیت کالک‌آلکالین این سنگها می‌تواند بیانگر اختلاط مواد مذاب منشا، گرفته از گوشته با اجزای پوسته‌ای باشد [۱۷].

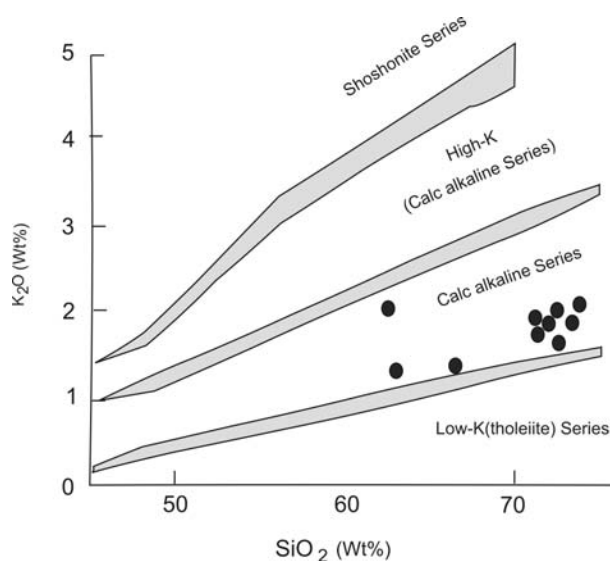
در برخی نمونه‌ها با کاهش میزان کوارتز، تغییر ترکیب پلاژیوکلاز و افزایش کانیه‌های مافیک (به خصوص هورنبلند)، ترکیب سنگ به کوارتز دیوریت متمایل شده است. بافت تونالیت از نوع گرانولار با دانه‌های نامساوی بوده و به طور محلی بافت افیتیک نیز دیده می‌شود. اندازه متوسط بلورها ۲-۵ میلی متر است. در این سنگ، کوارتز، پلاژیوکلاز (الیگوکلاز-آندزین) و بیوتیت به عنوان کانیه‌های اصلی بوده و آمفیبول (هورنبلند)، آپاتیت، زیرکان و کانی کدر (منیتیت) از اجزای فرعی سنگ بشمار می‌آیند.

کوارتز دیوریت در نمونه دستی با رنگ خاکستری مایل به سبز و بلورهای ریزتر از تونالیت مشخص می‌شود. بافت آن از نوع گرانولار، گاهی پویی کیلیتیک و افیتیک است. اندازه بلورها تا ۳ میلی متر می‌رسد. کانیه‌های پلاژیوکلاز (آندزین)، هورنبلند و کوارتز سازندگان اصلی بوده و بیوتیت، اسفن، زیرکان و کانی کدر (منیتیت) کانیه‌های فرعی می‌باشند.

گرانودیوریت: در بخش شمال‌باختری تا باختر توده اصلی به صورت زبانه‌ها و دایک‌هایی وجود داشته که نسبت به تونالیت-کوارتز دیوریت ریزدانه‌تر می‌باشند. این سنگها بافت گرانولار گاهی میرمیکیتی دارند. اندازه بلورها بین ۱ تا ۳ میلی متر متغیر است. بافتهای گرافیک و گرانوفیری نیز وجود دارد که بیانگر سرد شدن نسبتاً سریع و رشد همزمان کوارتز و آلکالی فلدسپار می‌باشد. کوارتز، پلاژیوکلاز سدیک، آلکالی فلدسپار کانیه‌های اصلی بوده، گارنت، آپاتیت و کانی کدر اجزای فرعی



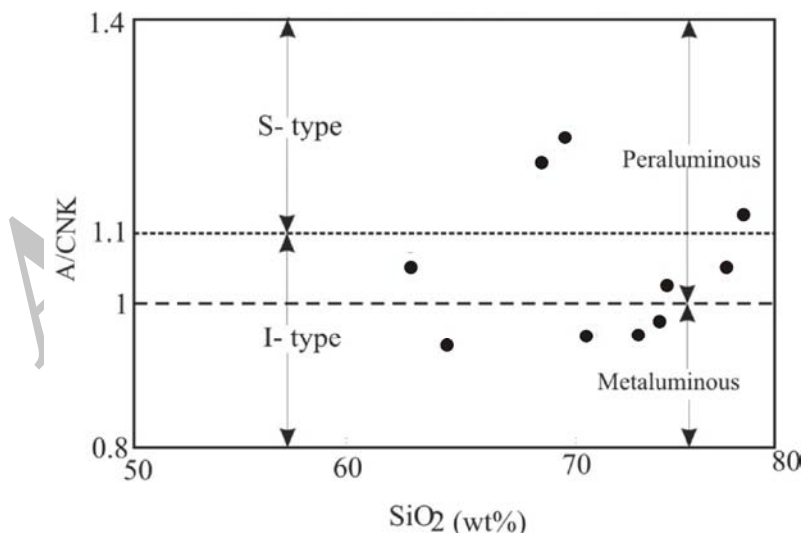
شکل ۳. سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده تونالیت و گرانودیوریت [۱۵].



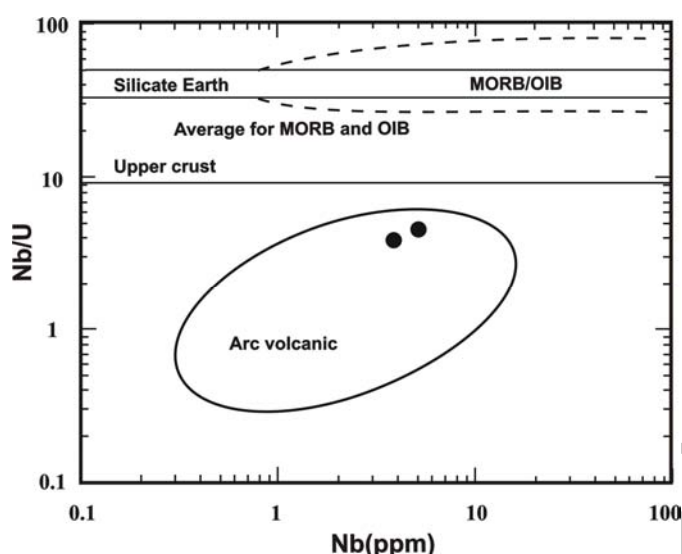
شکل ۴. تعیین سری ماگمایی سنگهای مورد مطالعه براساس نمودار [۱۶].

سهای کنترلی سنگهای مورد مطالعه در نمودار Nb/U در مقابل Nb در قلمرو کمان ماگمایی واقع می‌شوند (شکل ۶) که با توجه به میانگین نسبت Ce/Yb (۱۶/۷۷) این کمان از نوع غنی شده حاشیه قاره‌ای است [۱۹].

گرانیتوئیدهای مورد مطالعه در نمودار شاخص آلومین که بر مبنای نسبت مولار A/CNK در مقابل SiO_2 [۱۸] می‌باشد، در قلمرو متآلومین تا اندکی پرآلومین قرار می‌گیرند (شکل ۵). وقوع دگرسانی در این سنگها و تشکیل سرسیت فراوان، سبب تمایل این سنگها به محدوده پرآلومین شده است. نمونه



شکل ۵. نمودار A/CNK در مقابل SiO_2 برای تعیین شاخص اشباع از آلومینیم [۱۸].



شکل ۶. نمونه‌های کنترلی سنگهای مورد مطالعه در قلمرو کمانهای ماگمایی قرار می‌گیرند [۲۰].

جدول ۱. نتایج تجزیه‌های شیمیایی عناصر اصلی توسط XRF بر حسب درصد وزنی.

Samples	21A	22A	105(t)	177(gd)	181(gd)	185(t)	189(t)	269(t)	270(t)	272(t)
SiO ₂	۶۸/۷۸	۷۰/۱۹	۷۴/۴۲	۷۷/۵۲	۷۸/۶۵	۷۴/۶۱	۶۴/۴۱	۷۳/۰۴	۷۰/۴۷	۶۳/۳۹
TiO ₂	۰/۲۶	۰/۲۶	۰/۲۵۸	۰/۱۴۴	۰/۱۰۶	۰/۲۲۳	۰/۲۷۲	۰/۱۲۰	۰/۲۸۰	۰/۶۸۰
Al ₂ O ₃	۱۷/۰۳	۱۶/۲۲	۱۰/۶۷	۱۱/۳۵	۱۱/۴۱	۱۱/۴۸	۱۴/۶۹	۱۳/۰۹	۱۲/۱۹	۱۱/۹۵
TFeO	۲/۴۷	۲/۵۹	۳/۶۲	۲/۲۴	۱/۶۹	۲/۸۳	۴/۱۷	۱/۹۳	۳/۴۷	۷/۳۳
MnO	۰/۰۸	۰/۰۶	۰/۰۶۴	۰/۰۶۴	۰/۰۷۲	۰/۰۴۹	۰/۰۸۰	۰/۰۳۶	۰/۰۹۴	۰/۲۲۹
MgO	۱/۳۱	۱/۴۸	۱/۷۳	۰/۶۹	۰/۳۹	۱/۴۴	۳/۴۱	۰/۷۴	۲/۰۲	۶/۹۹
CaO	۳/۸۷	۳/۴۹	۳/۱۰	۲/۰۳	۱/۶۶	۳/۳۱	۶/۳۰	۳/۵۰	۳/۷۷	۲/۸۳
Na ₂ O	۳/۸۸	۳/۵۹	۲/۵۲	۳/۳۰	۳/۱۱	۲/۸۵	۲/۳۲	۳/۴۲	۳/۰۹	۱/۷۴
K ₂ O	۱/۰۱	۱/۱۷	۱/۰۹	۱/۵۱	۱/۹۱	۱/۲۰	۱/۶۳	۱/۷۲	۱/۵۸	۲/۵۵
P ₂ O ₅	۰/۱۱	۰/۱	۰/۰۲۵	۰/۰۷۸	۰/۰۴۶	۰/۰۶۳	۰/۰۴۷	۰/۰۷۰	۰/۱۰۴	۰/۴۷۳
LOI	۱/۷۵	۱/۶۸	۱/۴۸	۰/۹۰	۰/۶۴	۰/۹۸	۱/۷۸	۱/۴۰	۱/۹۴	۱/۷۵
Total	۱۰۰/۵۴	۳/۸۲	۹۸/۹۸	۹۹/۸۳	۹۹/۶۸	۹۹/۰۳	۹۹/۱۱	۹۹/۰۶	۹۹/۷۳	۹۹/۹۱
A/CNK	۱/۱۸	۱/۲۰	۰/۹۸	۱/۰۶	۱/۱۲	۱/۰۲	۰/۸۷	۰/۹۵	۰/۹۵	۱/۰۶

مواد پوسته‌ای و باقی ماندن عناصر نادر خاکی سنگین و عناصر با شدت میدان بالا در سنگ منبع، می‌باشد. [۲۳ تا ۲۷].
آنومالی منفی عناصر با شدت میدان بالا نظیر Nb و Ti که از ویژگیهای شاخص محیطهای کمانی است می‌تواند ناشی از آغشتگی و اختلاط ماگما با مواد پوسته‌ای در حین صعود و جایگزینی آن در مناطق فرورانش باشد، اما برخی از محققان تهی بودن سیال متاسوماتیسم کننده گوه گوشته‌ای از این عناصر را، ناشی از حضور فازهای دیرگداز حاوی این عناصر (نظیر روتیل، ایلمنیت، آمفیبول پارگازیتی تیتان‌دار، اسفن و آپاتیت) در سنگهای اکلوزیتی پوسته اقیانوسی فرورانده شده و یا گوه گوشته‌ای ذوب نشده محل منبع می‌دانند، زیرا عناصر مزبور در این فازها شدیداً سازگارند [۲۸ تا ۳۳].

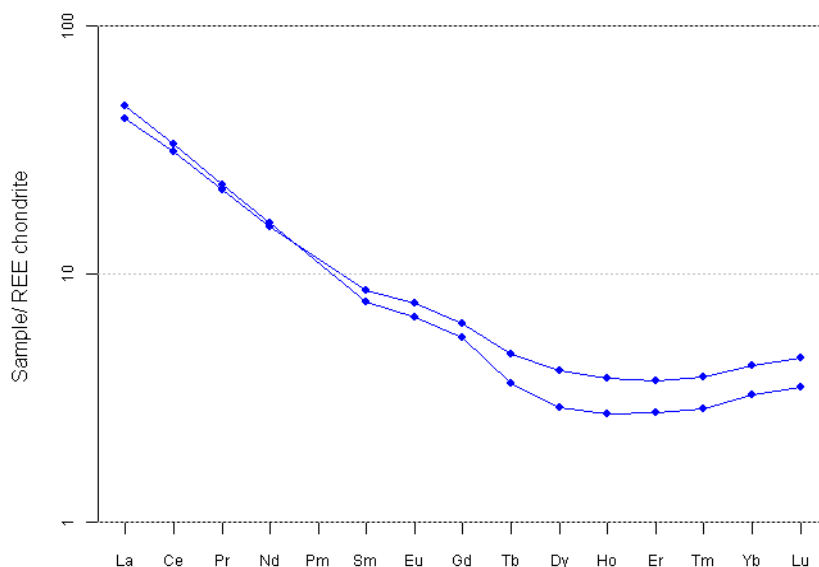
نمودارهای بهنجار شده عناصر نادر خاکی این سنگها که نسبت به کندریت [۲۱] (شکل ۷) و نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب که نسبت به گوشته اولیه [۲۰] بهنجار شده است (شکل ۸)، غنی شدگی آنها را از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) و عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE)، و تهی‌شدگی آنها از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) و آنومالی منفی عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) را که از ویژگیهای ژئوشیمیایی ماگماهای کالک‌آلکانل مناطق فرورانش است [۲۲] نشان می‌دهد. الگوهای مذکور بیانگر منشأ گرفتن ماگما از یک پوسته اقیانوسی فرورانده شده و گوه گوشته‌ای متاسوماتیزه روی آن، تحمل فرآیند تبلور تفریقی و همچنین هضم و آرایش ماگما با

جدول ۲. نتایج تجزیه‌های شیمیایی عناصر جزئی توسط ICP بر حسب درصد وزنی.

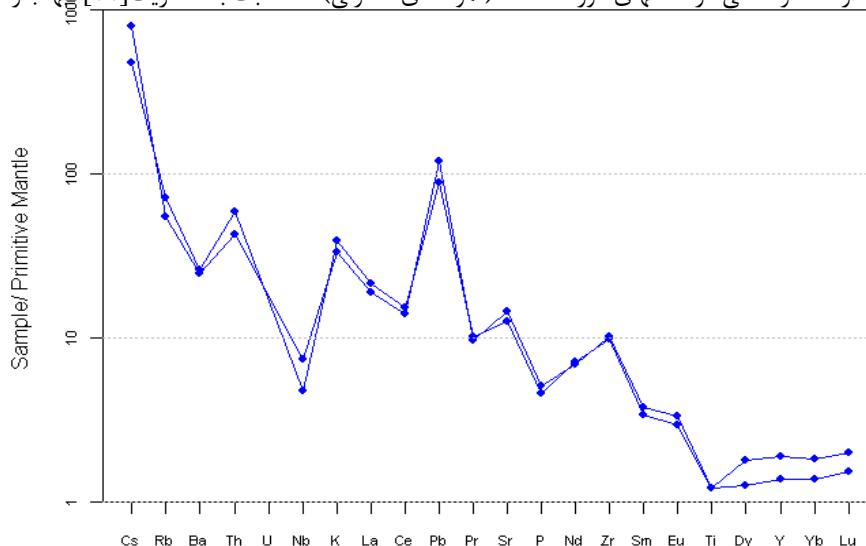
Samples	21A	22A	105(t)	177(gd)	181(gd)	185(t)	189(t)	269(t)	270(t)	272(t)
P	۳۸۳	۳۴۵								
Sc	۳۱	۲۵/۱	۳/۲۰	۲/۰۲	۱/۴۶	۱/۴۶	۹/۴۷	۱/۶۳	۵/۳۹	
Ti	۱۲۴۴	۱۱۹۲								
V	۱۷/۲	۱۵/۲	۳۱	۲۴	۲۴	۲۵	۳۹	۲۲	۳۱	۴۵
Cr	۱۳/۲	۱۲/۹	۴۱	۲۸	۲۹	۳۸	۴۲	۲۲	۲۱	۴۶
Mn	۵۹۲	۴۳۹								
Co	۵/۱۷	۵/۵۴	۱۱	۲	۴	۵	۸	۱	۸	۲۲
Ni	۸/۶۸	۸/۰۹	۴۳	۴۳	۲	۲۷	۷۹	۳۰	۶	۶۳
Cu	۱۳/۴	۸/۴	۱	۱	۱	۱	۲۰۳	۱	۱	۱۱۳
Zn	۵۲/۳	۴۷/۶	۴۹	۴۱	۳۵	۴۳	۴۳	۳۰	۴۷	۸۵
Ga	۱۳/۳	۱۲/۴	۱۹	۲۴	۱۸	۱۶	۱۴	۱۴	۲۴	۲۴
Rb	۳۵/۱	۴۵/۱	۳۴	۳۹	۴۴	۳۳	۵۱	۵۳	۴۸	۸۷
Sr	۳۰۵	۲۶۵	۲۲۹	۱۷۴	۱۸۲	۲۴۹	۲۹۱	۳۱۹	۲۸۱	۱۸۸
Y	۸/۵۱	۶/۲۳	۱۱	۱۱	۱۲	۱۱	۱۳	۱۲	۱۲	۱۹
Zr	۱۱۴	۱۰۹	۱۰۲	۷۳	۷۰	۸۷	۶۲	۶۹	۸۹	۱۶۵
Nb	۵/۲۲	۳/۳۵	۲	۶	۲	۵	۵	۵	۴	۱۲
Mo	۰/۵۹۱	۰/۵۹۲	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱
Ag	۰/۰۴۳	۰/۰۴۴	<۲/۳	۳/۸۸	<۱/۷	<۲	<۳/۳	<۱/۹	<۲/۷	
Sn	۰/۵۷۷	۰/۲۱۵	<۱۳۵	<۱۱۴	<۱۰۲	<۱۲۱	<۱۹۳	<۱۲۳	<۱۵۲	
Sb	۰/۲۴۴	۰/۰۴۸	۰/۲۸	۰/۱۴	۰/۳۰	۰/۲۶	۰/۲۱	۰/۵۸	۰/۸۵	
Cs	۶/۲۷	۳/۷۶	۲/۹۳	۱/۷۶	۲/۸۴	۵/۰۱	۱۵/۴۷	۷/۳۹	۴/۳۸	
Ba	۱۷۲	۱۸۳	۱۳۹	۲۲۹	۲۴۲	۱۴۹	۱۲۸	۱۴۲	۱۳۷	۲۴۸
La	۱۳/۱	۱۴/۷	۸	۶	۶	۵	۴	۴	۵	۴
Ce	۲۵	۲۷	۱۳	۱۳	۹	۹	۱۰	۱۰	۱۳	۱۱
Pr	۲/۶۵	۲/۷۸								
Nd	۹/۲۸	۹/۵۹	۷/۹	۷/۳	۷/۵	۷/۱	<۴/۳	<۳/۶	۱۳/۳	
Sm	۱/۶۷	۱/۵۱	۰/۹۷	۱/۳۸	۱/۲۱	۰/۹۹	۱/۳۵	۰/۷۸	۱/۹۷	
Eu	۰/۵۵۹	۰/۴۹۱	۰/۴۹	۰/۴۸	۰/۴۹	۰/۴۰	۰/۴۵	۰/۴۸	۰/۶۰	
Gd	۱/۶۳	۱/۴۴								
Tb	۰/۲۲۶	۰/۱۷۲	۰/۲۶۹	۰/۴۴۹	۰/۳۸۰	۰/۳۱۸	۰/۶۰۴	۰/۲۲۳	۰/۳۵۹	
Ho	۰/۲۷۲	۰/۱۹۵	<۰/۶۵	۰/۸۸	<۰/۶۳	<۰/۶۸	۰/۴۷	<۰/۸۸	<۰/۹۵	
Er	۰/۷۸	۰/۵۷۶								
Tm	۰/۱۲۵	۰/۰۹۲	۰/۷۹	۰/۷۴	۰/۷۵	۰/۵۸	۰/۷۴	۰/۵۴	۰/۷۵	
Yb	۰/۸۹۶	۰/۶۷۸	۰/۶۹	۲/۱۵	۱/۰۳	۰/۷۶	۰/۹۰	۰/۵۹	۱/۳۴	
Lu	۰/۱۴۷	۰/۱۱۳	۰/۱۵۱	۰/۳۶۸	۰/۱۹۳	۰/۱۴۲	۰/۲۰۱	۰/۱۰۵	۰/۲۵۱	
Hf	۲/۴۴	۲/۳۳	۲/۶۱	۱/۷۵	۱/۸۶	۲/۵۰	۲/۱۴	۱/۵۶	۲/۲۸	
Ta	۰/۲۷۲	۰/۲۴۱	۰/۲۴۱	۰/۳۲۶	۰/۴۷۶	۰/۱۴۹	۰/۳۵۸	۰/۳۴۵	۰/۳۰۹	
Pb	۸/۵۵	۶/۳۳	۱۱	۱۵	۱۳	۱۴	۱۳	۱۱	۱۰	۱۱
Th	۳/۶۵	۴/۹۸	۱	۳	۳	۵	۲	۴	۲	۲
U	۲۱/۸۰	۱۴/۳۳								

پایدار بوده که Y در آن عنصری سازگار محسوب می‌شود [۲۸]. ماگماهای آداکیتی فقط در زون‌های فرورانش و مخصوصاً جایی که قطعه فرو رانده شده جوان باشد (زون‌های فرورانش جوان یا فرورانش پوسته اقیانوسی جوان) یافت می‌شود [۳۵،۳۶]. شباهت سنگهای مورد مطالعه با آداکیت‌ها می‌تواند ایده فرورانش پوسته اقیانوسی جوان باریکه اقیانوسی خاور ایران [۱۴] را تایید نماید. از آن جا که گرانیتوئیدهای آداکیتی پتانسیل خوبی برای برخی از مواد معدنی از جمله طلا و آهن دارند [۳۸] توده گرانیتوئیدی بی بی مریم از این نظر حائز اهمیت است.

غنی‌شدگی نمونه‌ها از عناصر نادر خاکی سبک (LREE)، و تهی‌شدگی آنها از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE)، بالا بودن نسبت LREE/HREE، بالا بودن نسبت Sr/Y (میانگین ۳۸/۷) و نسبت La/Yb (میانگین ۱۷/۶۶)، پایین بودن مقدار Y (میانگین ۷/۳۷ پی‌پی‌ام)، و فقدان آنومالی منفی Eu نشان می‌دهند که این سن‌ها شباهت زیادی به آداکیت‌ها [۳۷ تا ۳۴] دارند (جدول ۳ و شکل ۹) و در گروه آداکیت‌های پرسلیس [۳۴] (جدول ۴) قرار می‌گیرند. غنی‌شدگی از Sr و تهی‌شدگی از Y و افزایش نسبت Sr/Y عمدتاً به ذوب عمیق و در محدوده ناپایدار شدن پلاژیوکلاز تعبیر می‌شود که با عث آزاد سازی Sr از پلاژیوکلاز می‌گردد، در حالی که در این وضعیت گارنت



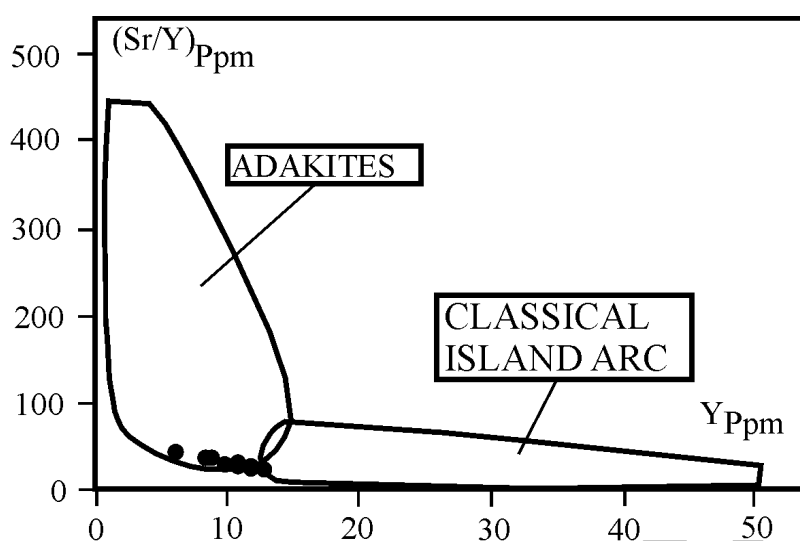
شکل ۷. نمودار عناصر خاکی در سنگهای مورد مطالعه (نمونه‌های کنترلی) که نسبت به کندریت [۲۱] بهنجار شده‌اند.



شکل ۸. نمودار عناصر کمیاب در سنگهای مورد مطالعه (نمونه‌های کنترلی) که نسبت به گوشته اولیه [۲۰] بهنجار شده‌اند.

جدول ۳. مقایسه میانگین ویژگیهای ژئوشیمیایی دو نمونه کنترلی منطقه مورد مطالعه با آداکیت‌ها [۲۸ تا ۳۷].

میانگین دو نمونه کنترلی	میانگین آداکیت‌ها
درصد وزنی $\text{SiO}_2 = 69/48$	درصد وزنی $\text{SiO}_2 > 56$
درصد وزنی $\text{Al}_2\text{O}_3 = 16/62$	درصد وزنی $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15$
درصد وزنی $\text{Na}_2\text{O} = 3/74$	درصد وزنی $3/5 < \text{Na}_2\text{O} \leq 7/5$
$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0/30$	$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \sim 0/42$
گرم در تن $\text{Y} = 7/37$	گرم در تن $\text{Y} \leq 8$
$\text{Sr}/\text{Y} = 38/7$	$\text{Sr}/\text{Y} > 20$
گرم در تن $\text{Yb} = 0/787$	گرم در تن $\text{Yb} < 1/8$
$\text{La}/\text{Yb} = 17/66$	$\text{La}/\text{Yb} > 16$
Eu نبود ناهنجاری منفی	Eu نبود ناهنجاری منفی
LREE غلظت خیلی بالا	LREE غلظت خیلی بالا
HREE غلظت خیلی پایین	HREE غلظت خیلی پایین



شکل ۹. نمونه‌های مورد مطالعه در میدان آداکیت‌ها [۳۹] قرار می‌گیرند.

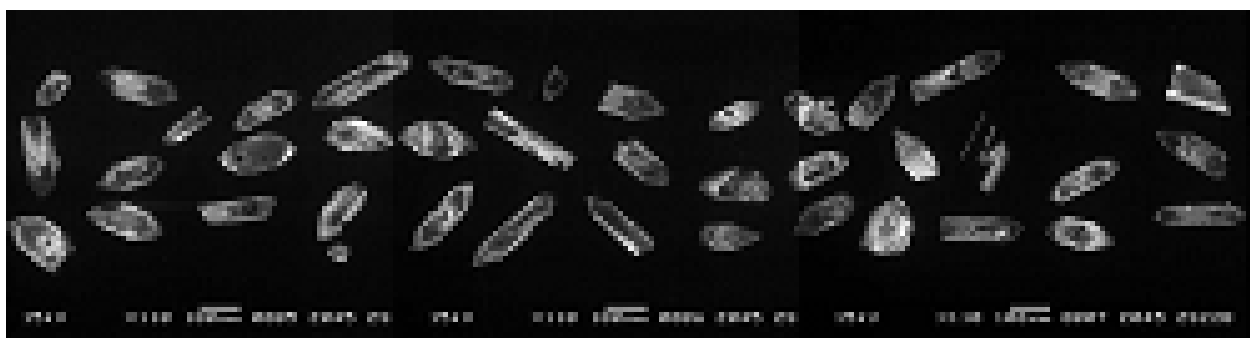
جدول ۴. مقایسه میانگین ویژگی‌های ژئوشیمیایی دو نمونه منطقه مورد مطالعه با آداکیت‌های پرسیلیس و کم سیلیس [۳۴].

میانگین نمونه مورد مطالعه	میانگین آداکیت‌های کم سیلیس	میانگین آداکیت‌های پر سیلیس
$\text{SiO}_2 = ۶۹/۴۸$ درصد وزنی	$\text{SiO}_2 < ۶۰$ درصد وزنی	$\text{SiO}_2 > ۶۰$ درصد وزنی
$\text{MgO} = ۱/۴۰$ درصد وزنی	$\text{MgO} = ۴-۹$ درصد وزنی	$\text{MgO} = ۰/۵-۴$ درصد وزنی
$\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} = ۷/۴۲$ درصد	$\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} > ۱۰$ درصد وزنی	وزنی ۱۱ درصد $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} < ۱۱$
$\text{Sr} = ۲۸۵$ گرم در تن	$\text{Sr} > ۱۰۰۰$ گرم در تن	$\text{Sr} < ۱۱۰۰$ گرم در تن
$\text{TiO}_2 = ۰/۲۶$ درصد وزنی	$\text{TiO}_2 > ۳$ درصد وزنی	$\text{TiO}_2 < ۰/۹$ درصد وزنی
$\text{Cr} / \text{Ni} = ۱/۵۵$	$\text{Cr} / \text{Ni} = ۱-۲$ ۵/	$\text{Cr} / \text{Ni} = ۰/۵-۴$ ۵/

سن سنجی

حاصل برای هر دانه بر روی تصویر CL (شکل ۱۰) آورده شده است. نتایج حاصل از سن سنجی ۲۰ دانه در جدول ۵ آمده و بر روی نمودار کنکوردیا (شکل ۱۱) نمایش داده شده است. براساس نتایج حاصل از این مطالعه، سنگ‌های مذکور دارای سن $۶ \pm ۷۱/۵$ میلیون سال (ماستریشین) می‌باشند. با توجه به نتیجه سن سنجی می‌توان سن جای گیری افیولیت‌ملانژ میزبان را قبل از ماستریشین و کهن‌تر از زمان باور شده قبلی (پس از کرتاسه پسین) دانست.

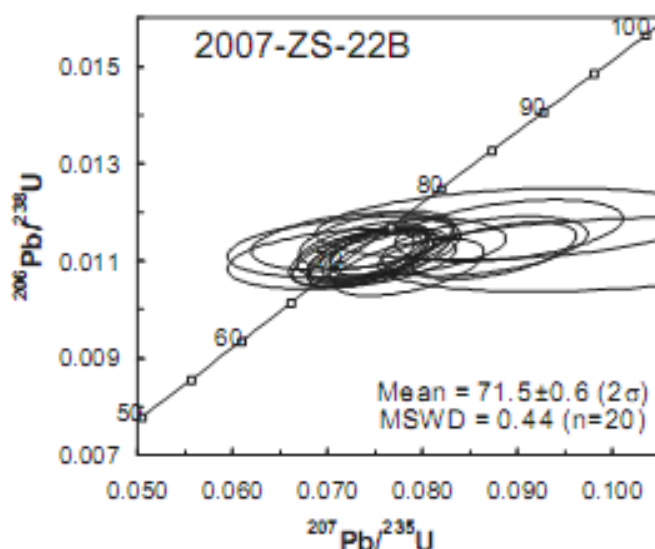
برای سن سنجی به روش زیرکان-اورانیم-سرب لازم است مقدار کافی از سنگ مورد مطالعه برداشت شود (مقدار لازم بسته به ترکیب سنگ تغییر می‌کند)، دانه‌های زیرکان با استفاده از مایعات سنگین جدا می‌گردند و سپس فرآیندهای لازم برای سن سنجی را طی می‌نمایند [۴۰، ۴۱]. تعداد ۱۵۰ دانه از زیرکان‌های جدا شده از نمونه مورد مطالعه در قالب مخصوص چیده شدند و سپس از آنها تصویر CL (کاتد لومینسانس) تهیه گردید. تعداد ۲۰ دانه مورد سن سنجی قرار گرفتند که نتیجه



شکل ۱۰. تصویر CL (کاتد لومینسانس) از دانه‌های زیرکن که در قالب مخصوص قرار داده شده و مورد سن‌سنجی قرار گرفته است. نتیجه حاصل برای تعدادی از دانه‌ها در جدول ۵ آورده شده است.

جدول ۵. نتایج حاصل از سن‌سنجی ۲۰ نقطه از نمونه مورد مطالعه

Spots	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 1\sigma$	error corr.	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age (Ma $\pm 1\sigma$)
۰۱	۰/۶۵۸	۰/۰۴۸۶۵ ۰/۰۰۰۹۹	۰/۰۱۱۱۴ ۰/۰۰۰۲۳	۰/۰۷۴۷۴ ۰/۰۰۲۷۶	۰/۵۵۹	۷۱/۰ ۱/۰
۰۲	۰/۸۶۲	۰/۰۷۰۶۳ ۰/۰۱۱۶۴	۰/۰۱۱۰۵ ۰/۰۰۰۲۳	۰/۰۷۲۷۴ ۰/۰۰۲۶۲	۰/۵۷۸	۷۱/۰ ۱/۰
۰۳	۰/۶۲۹	۰/۰۴۶۰۹ ۰/۰۰۶۱۶	۰/۰۱۱۴۰ ۰/۰۰۰۲۴	۰/۰۷۲۵۸ ۰/۰۰۴۳۳	۰/۳۵۳	۷۳/۰ ۲/۰
۰۴	۰/۸۳۳	۰/۰۶۲۶۴ ۰/۰۰۷۷۳	۰/۰۱۱۴۳ ۰/۰۰۰۲۴	۰/۰۷۵۱۴ ۰/۰۰۲۳۲	۰/۴۷۵	۷۳/۰ ۲/۰
۰۵	۰/۸۲۰	۰/۰۵۵۱۸ ۰/۰۱۰۱۱	۰/۰۱۱۲۱ ۰/۰۰۰۲۴	۰/۰۸۷۵۷ ۰/۰۰۳۵۴	۰/۵۳۰	۷۲/۰ ۲/۰
۰۶	۰/۶۲۱	۰/۰۴۷۹۹ ۰/۰۱۱۰۹	۰/۰۱۱۷۶ ۰/۰۰۰۳۰	۰/۰۸۹۵۸ ۰/۰۰۴۸۴	۰/۲۶۹	۷۵/۰ ۲/۰
۰۷	۰/۴۷۲	۰/۰۷۱۲۴ ۰/۰۰۹۸۴	۰/۰۱۱۶۲ ۰/۰۰۰۲۶	۰/۰۸۹۱۲ ۰/۰۰۴۹۱	۰/۴۰۶	۷۴/۰ ۲/۰
۰۸	۱/۵۳۸	۰/۰۴۴۶۶ ۰/۰۰۱۹۰	۰/۰۱۱۰۸ ۰/۰۰۰۲۳	۰/۰۷۶۴۷ ۰/۰۰۲۵۵	۰/۶۲۲	۷۱/۰ ۱/۰
۰۹	۰/۲۹۲	۰/۰۴۹۵۷ ۰/۰۰۳۱۲	۰/۰۱۱۱۳ ۰/۰۰۰۳۱	۰/۰۹۸۶۳ ۰/۰۰۹۵۲	۰/۲۸۹	۷۱/۰ ۲/۰
۱۰	۰/۷۸۱	۰/۰۵۹۳۶ ۰/۰۰۷۱۷	۰/۰۱۱۰۷ ۰/۰۰۰۲۴	۰/۰۷۳۵۷ ۰/۰۰۳۱۱	۰/۵۱۳	۷۱/۰ ۲/۰
۱۱	۰/۷۸۷	۰/۰۵۶۰۳ ۰/۰۰۴۸۳	۰/۰۱۱۳۰ ۰/۰۰۰۲۵	۰/۰۸۶۵۶ ۰/۰۰۴۴۴	۰/۴۳۱	۷۲/۰ ۲/۰
۱۲	۰/۷۵۲	۰/۰۶۱۷۹ ۰/۰۰۷۴۷	۰/۰۱۱۱۱ ۰/۰۰۰۲۳	۰/۰۷۴۲۳ ۰/۰۰۲۶۱	۰/۵۸۹	۷۱/۰ ۱/۰
۱۳	۲/۰۰۰	۰/۰۴۷۱۷ ۰/۰۱۱۳۱	۰/۰۱۱۱۹ ۰/۰۰۰۲۳	۰/۰۷۵۰۰ ۰/۰۰۲۲۵	۰/۶۸۵	۷۲/۰ ۱/۰
۱۴	۱/۴۰۸	۰/۰۴۷۸۹ ۰/۰۰۵۳۰	۰/۰۱۱۰۱ ۰/۰۰۰۲۳	۰/۰۷۴۰۶ ۰/۰۰۲۴۶	۰/۶۲۹	۷۱/۰ ۱/۰
۱۵	۰/۸۰۰	۰/۰۶۴۰۳ ۰/۰۰۸۶۴	۰/۰۱۱۲۴ ۰/۰۰۰۲۵	۰/۰۷۵۳۹ ۰/۰۰۳۵۳	۰/۴۷۵	۷۲/۰ ۲/۰
۱۶	۰/۷۶۹	۰/۰۷۶۹۴ ۰/۰۰۶۸۳	۰/۰۱۱۲۸ ۰/۰۰۰۲۶	۰/۰۷۴۱۲ ۰/۰۰۵۹۹	۰/۲۸۵	۷۲/۰ ۲/۰
۱۷	۰/۷۶۳	۰/۰۴۶۵۷ ۰/۰۰۳۳۸	۰/۰۱۱۰۴ ۰/۰۰۰۲۵	۰/۰۷۱۵۰ ۰/۰۰۴۹۲	۰/۳۲۹	۷۱/۰ ۲/۰
۱۸	۰/۸۰۰	۰/۰۴۴۸۶ ۰/۰۰۸۶۷	۰/۰۱۰۸۷ ۰/۰۰۰۲۴	۰/۰۷۸۶۰ ۰/۰۰۳۲۳	۰/۵۳۷	۷۰/۰ ۰/۲
۱۹	۰/۵۲۶	۰/۰۴۸۹۸ ۰/۰۰۶۸۸	۰/۰۱۱۲۹ ۰/۰۰۰۲۴	۰/۰۷۶۹۵ ۰/۰۰۲۷۳	۰/۵۹۹	۷۲/۰ ۲/۰
۲۰	۰/۹۹۰	۰/۰۶۴۰۶ ۰/۰۰۴۱۸	۰/۰۱۱۰۵ ۰/۰۰۰۲۴	۰/۰۷۴۳۰ ۰/۰۰۲۵۹	۰/۶۲۳	۷۱/۰ ۲/۰



شکل ۱۱. نمودار کنکور دیا برای ۲۰ دانه زیرکان که به روش زیرکان - اورانیم - سرب سن سنجی شده است.

نتیجه گیری

بر پایه نتایج پتروگرافی و مدال، گرانیتوئیدهای بی بی مریم در محدوده تونالیت، گرانودیوریت و به مقدار کم کوارتز دیوریت و مونزوگرانیت قرار دارند که بخش اصلی توده نفوذی را تونالیت تشکیل داده است. ترکیب این سنگها در محدوده کالک آلکان پتاسیم متوسط و در قلمرو متالومین تا اندکی پرآلومین قرار می گیرد. وقوع دگرسانی در این سنگها و تشکیل سریسیت فراوان، می تواند سبب تمایل این سنگها به محدوده پرآلومین شده باشد.

غنی شدگی نمونه ها از عناصر نادر خاکی سبک (LREE)، تهی شدگی آنها از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE)، بالا بودن نسبت LREE/HREE، بالا بودن نسبت Sr/Y و نسبت La/Yb، پایین بودن مقدار Y و فقدان آنومالی منفی Eu نشان می دهند که این سنگها شباهت زیادی به آداکیت های پرسیلیس دارند. غنی شدگی از Sr و تهی شدگی از Y و افزایش نسبت Sr/Y عمدتاً به ذوب عمیق و در محدوده ناپایدار شدن پلاژیوکلاز تعبیر می شود که باعث آزادسازی Sr از پلاژیوکلاز می گردد، در حالی که در این وضعیت گارنت پایدار بوده که Y در آن عنصری سازگار محسوب می شود. شباهت سنگهای مورد مطالعه با آداکیت ها می تواند ایده فرورانش پوسته اقیانوسی جوان باریکه اقیانوسی خاور ایران را تایید نماید.

سنگهای مذکور دارای سن 71.5 ± 0.6 میلیون سال (ماستریشترین) می باشند. با توجه به نتیجه سن سنجی می توان

سن جای گیری افیولیت ملانژ میزبان را قبل از ماستریشترین دانست.

سپاس گذاری

این نوشتار بخشی از طرح پژوهشی مشترک بین دانشگاه بیرجند و دانشگاه ملی تایوان به شماره ۱۰/۱/۱۸۶۲ مورخ ۱۶/۹/۲۰ می باشد که با حمایت مالی معاونت پژوهشی دانشگاه بیرجند و دانشگاه ملی تایوان انجام شده است. بدین وسیله از همکاری مسؤولان دانشگاه بیرجند و دانشگاه ملی تایوان برای همکاری و قبول هزینه های طرح سپاس گذاری می شود.

مراجع

- [1] Camp V. E., and Griffis R.J., "Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran". *Lithos* 15(1982) 221-239.
- [2] Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W., "A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis". *Contributions to mineralogy and petrology* 95(1987) 407-419
- [3] Bonin B., "A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects", *Lithos* 97(2007) 1-29.
- [4] Pitcher W.S., "The nature and origin of granite", Chapman & Hall, (1997) 387p.
- [5] Sawkins F.J. "Metal deposit in relation to plate tectonic", Springer-Verlag, Heidelberg, New York, Tokyo, (1984) 325p.

- fractionated haplogranites*", Lithos 46(1999) 535-551.
- [19] Juteau T., and Maury R., "Geologie de la croute oceanique, petrologie et dynamique endogenes", Masson, Paris, (1997) 367p.
- [20] Sun S.S., and McDonough W.F., "Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes", in: Saunders, A.D., and Norry, M.J., eds., Magmatic in ocean basins. Geol. Soc. London. Spec. Pub. 42, (1989) pp. 313-345.
- [21] Boynton W.V., "Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies". In : Henderson P., ed., rare earth elements geochemistry, Elsevier, (1984) 63-114.
- [22] Harangi S., and Lenkey L., "Genesis of the Neogene to Quaternary volcanism in the Carpathian – Pannonian region : Role of subduction , extension ,and mantle plume", in beccaluva , L ,a , Bianchini ,G.,and Wilson ,M., (eds), Cenozoic volcanism in the Mediterranean Area :Geological society of America Special Paper 418(2007) 67-92.
- [23] Tatsumi Y., and Kogiso T., "Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust": 2. Origin of chemical and physical characteristics in arc magmatism", Earth and Planetary Science Letters 148(1997) 207-221.
- [24] Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", J. Petrol 25 (1984) 956-983.
- [25] Pearce J.A., and Parkinson I.J., "Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis", From Prichard, H.M., Alabaster, T., Harris, N.B.W., and Neary C. R., eds., Magmatic Processes and Plate Tectonics, Geological Society Special Publication No. 76(1993) 373-407.
- [26] Stalder R., Foley S.F., Brey, G.P., Horn, L., "Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900- 1200 °C and 3-5.7 Gpa: new experimental data for garnet, clinopyroxene, and rutile, an implication for mantle metasomatism", Gechim. Cosmochim. Acta 62(1998) 1781-1801.
- [27] Ayers J.C., "Trace modeling for aqueous fluid – peridotite inter action in the wedge of subduction zones", Conti. Mineral. Petrol 132(1998) 390-404.
- [28] Moyen J.F., "High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the adakitic signature", Lithos 112(2009)556–574.
- [6] Mitchell A.H.G., and Granson, M.S., 1981, "Mineral deposits and global tectonic settings". Academic press, (1981) 405 p.
- [7] Ishihara S., "The granitoid series and mineralization", Economic Geology, 75th Annive. V, Japan, 27(1981) 458-484.
- [۸] علوی نائینی م.، لطفی م.، نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ نهبندان"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۹۸۹).
- [۹] علوی نائینی، م.، ، نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ زابل"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۹۹۰).
- [۱۰] مهران ن.آ.، صادقی بجد م. و جوانشیر گیو، م.، "پی‌جویی و اکتشاف گرانیت‌های منطقه بی‌بی مریم و افضل‌آباد"، طرح پژوهشی، دانشگاه بیرجند (۱۳۷۹).
- [۱۱] محمدی س.س.، "پتروگرافی و پتروژنز سنگ‌های گرانیتوئیدی نوار افیولیتی شرق ایران (ناحیه بیرجند- نهبندان)"، رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی تهران (۱۳۸۶).
- [۱۲] محمدی س.س.؛ وثوقی عابدینی، م.؛ امامی، م.ه.؛ خطیب، م.م.، "پتروگرافی، ژئوشیمی، منشأ و جایگاه تکتونیکی توده گرانیتوئیدی بی‌بی مریم (افضل‌آباد-نهبندان)"، فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات مواد معدنی کشور، شماره ۶۳، (۱۳۸۶).
- [13] Berberian M., King G.C.P., "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran". Canadian Journal of Earth Sciences 18(1981) 210–265.
- [14] Tirrul R., Bell I.R., Griffis R.J., Camp V.E., "The Sistan suture zone of eastern Iran". Geological Society of America Bulletin 94(1983) 134-150.
- [15] Middlemost, E.A.K., "Magmas and magmatic rocks" Longman scientific and Technical, (1985) 266p.
- [16] Rickwood P.C., "Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements". Lithos 22(1989) 247–263.
- [17] Barbarin B., 1999, "A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments". Lithos 46(1999) 605-626.
- [18] Chappell B.W., "Aluminium saturation in I- and S- type granites and the characterization of

- [35] Martin, H., "Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids", *Lithos* 46(1999)411-429.
- [36] Defant, M.J., Drummond, M.S., "Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere", *Nature* 347(1990) 662-665.
- [37] Rollinson, H.R., Tarney, J., "Adakites- the key to understanding LILE Depletion in granulites" , *Lithos*79(2005) 61-81.
- [38] González-Partida, E., Levrise, G., Carrillo-Chávez, A., Cheilletz, A., Gasquet, D., Jones, D., "Paleocene adakite Au-Fe bearing rocks, Mezcala, Mexico: evidence from geochemical characteristics", *Journal of Geochemical Exploration* 80(2003) 25-40.
- [39] Drummond, M.S., Defant, M.J., Kepzhinskas, P.K.S., "Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas". *Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci.* 87(1996)205-215.
- [40] Hoskin, P.W.O., and Schaltegger, U., "The composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis", in: Hunchar, J.M., and Hoskin, P.W.O., eds., *Zircon: Reviews in Mineralogy and Geochemistry* .V 53(2003) 27-62.
- [41] Parrish, R.R., and Noble, S.R., "Zircon U-Th-Pb Geochronology by Isotope Dilution-Thermal Ionization Mass Spectrometry (ID-TIMS)" , in: Hunchar, J.M., and Hoskin, P.W.O., eds., *Zircon: Reviews in Mineralogy and Geochemistry* .V 53(2003)183-213.
- [29] Ayers, J.C., Watston, E.B., "Solubility of apatite, monazite, zircon and rutile in super critical fluids with implications for subduction zone geochemistry", *Phil. Trans. R. Soc. London A* , 335(1991)341-356.
- [30] Brenan, J.M., Shaw, H.F., Reyerson, F.J., Phinney, D.L., "Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900°C and 2 Gpa : Constraints on the rare element chemistry of mantle and deep crustal fluids" , *Geochim. Cosmochim. Acta* 59(1995) 3331-3350.
- [31] Ionov, D.A., Hofman, A.W., "Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas implications for subduction-related metasomatic trace element fractionation", *Earth Planet. Sci. Lett* 131(1995) 341-356.
- [32] Keppler, H., "Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction Zone fluid" , *Nature* 380(1996) 237-240.
- [33] Agostini, S., Doglioni, C., Innocenti, F., Manetti, P., Tonarini, S., and Savaschin, M. Y., "The transition from subduction-related to intraplate Neogene magmatism in the Western Anatolia and Aegean area", in Beccaluva, L., Bianchini, G., and Wilson, M., eds., *Cenozoic Volcanism in the Mediterranean Area: Geological Society of America. Special Paper* 418(2007) 1-15.
- [34] Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen, J.F., and Champion, D., "An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution" , *Lithos* 79(2005) 1-24.