مجله زمین‌شناسی اقتصادی
سال ۱۳۹۰، شماره ۱ (جلد ۳)
صفحه: ۱۵ تا ۲۷

Journal of Economic Geology
2011, No. 1 (Vol. 3)
ISSN 2008-7306

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

محمدحسین زرین‌کوب[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 بی‌بی‌مریم با وسعت حدود ۵ کیلومترمربع به درون نوار افیولیت‌ملانژ خاور ایران، در پهنه جوش‌خورده سیستان نفوذ کرده است. آثار حرارتی این توده بر روی سنگهای میزبان نشان می‌دهد که این فعالیت بعد از جای گیری افیولیت ملانژ رخ داده است. این توده نفوذی که دارای روند کلی شمال‌باختری - جنوب‌خاوری است عمدتاً از تونالیت -کوارتزدیوریت تشکیل شده ولی در بخش شمال‌باختری آن یک واحد فرعی گرانودیوریتی به صورت دایک بروز کرده است. بافت غالب در توده تونالیتی _ کوارتزدیوریتی، دانه‌ای و در بخش گرانودیوریتی، دانه‌ای، 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 می‌باشند. کوارتز، پلاژیوکلازسدیک و آلکالی فلدسپار کانیهای اصلی و گارنت، آپاتیت و کانیهای کدر، کانیهای فرعی واحد گرانودیوریتی را می‌سازند. توده گرانیتوئیدی بی‌بی‌مریم در محدوده کالک‌آلکالن، متاآلومین تا اندکی پرآلومین و از نوع کمان ماگمایی قرار می‌گیرد. بالا بودن نسبت LREE/HREE، مقدار نسبت Sr/Y (میانگین ۳۸/۷)، و مقدار SiO_2(میانگین۶۹/۴۸) به همراه فقدان آنومالی منفی Eu نشان میدهند که این سنگها شباهت زیادی به آداکیت‌های غنی از سیلیس دارند. افزایش نسبت Sr/Y ناشی از ذوب عمیق و در محدوده ناپایدار شدن پلاژیوکلاز و پایداری گارنت تعبیر می‌شود. این ماگما می‌تواند از یک منبع اکلوژیتی یا گارنت آمفیبولیتی، حاصل از دگرگونی ورقه اقیانوسی فرورانده شده خاور ایران، سرچشمه گرفته باشد. سن سنجی به روش زیرکان اورانیم - سرب بر روی دانه‌های زیرکان جدا شده از فاز اصلی (تونالیت _ کوارتزدیوریت) نشان می‌دهد که این ماگماتیسم در ۶/ ± ۷۱/۵ میلیون سال (ماستریشتین) رخ داده است. با توجه نتیجه سن‌سنجی می‌توان سن جای گیری افیولیت ملانژ میزبان را قبل از ماستریشتین دانست.

واژه‌های کلیدی: *گرانیتوئید، بی‌بی‌مریم، سن سنجی، زیرکان _اورانیم _سرب، خاور ایران.*

مقدمه

زون جوش‌خورده سیستان در خاور ایران، باقی مانده مجموعه سنگی- زمینساختی یک حوضه اقیانوسی است که در اثنای بسته شدن و برخورد قاره‌ای، فرارانده شده‌اند. توده‌های متعدد گرانیتوئیدی با سنهای مختلف در این زون رخنمون دارند که برخی قدیمی‌اند (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 بی‌بی‌مریم در فاصله 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 می‌رسد. سؤال تحقیق مطالعه محیط تکتونیکی و زمان رخداد این پدیده است؛سنگهای گرانیتوئیدی را می‌توان به دو گروه مهم نوع کوه زایی و غیر کوه زایی تقسیم نمود که هرگروه در شرایط تکتونیکی خاصی تشکیل می‌گردند [۲،۳،۴]. تشخیص نوع گرانیتوئید و رژیم

[۱]مسؤول مکاتبات zarrinkoub@birjand.ac.ir

تکتونیکی 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 "۱۶ '۱۳ °۶ تا "۴۰ "۱۴ °۶ طول خاوری و '۵۱ °۳۱ تا "۳۰ '۵۲ °۳۱ عرض جغرافیایی شمالی واقع شده است (شکل۱). با توجه نقشه‌های زمین شناسی موجود [۹،۸]، این توده به عنوان یکی از اجزای مجموعه افیولیتی معرفی شده است. علی رغم آن که تا کنون در مورد پترولوژی، پتروگرافی و جایگاه تکتونیکی این توده مطالعاتی انجام شده [۱۰،۱۱،۱۲]. اما هیچ گونه 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 صحرایی، تجزیه شیمیایی نمونه‌ها و بررسیهای آزمایشگاهی انجام شده است. از نمونه های 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 $sample:Li_2B_4O_7$ 1:5 =)، عناصر اصلی به روش فلوئورسانس 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 کاتدلومینسانس(CL)، سن‌سنجی به روش زیرکان _ اورانیم _ سرب با دستگاه Agilent 7500 ICP-MS +Laser انجام گردیده است.

جایگاه زمین شناسی

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

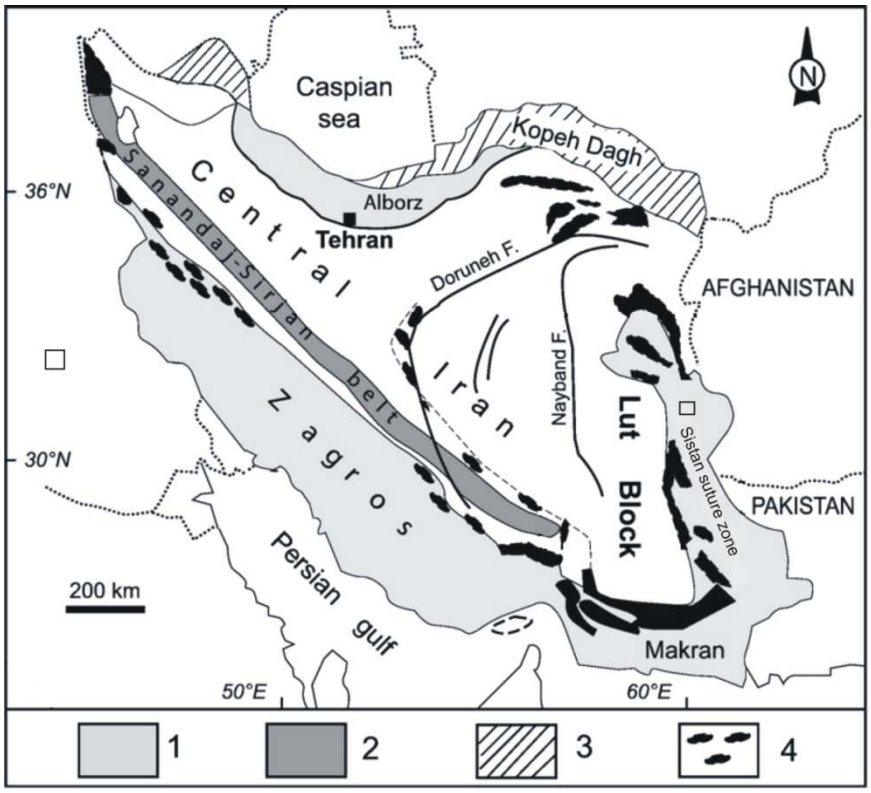
توده گرانیتوئیدی بی‌بی‌مریم با روند کلی شمال‌باختر- جنوب خاور در پهنه ساختاری سیستان، درون نوار افیولیت‌ملانژ خاور ایران و در پهنه گسلی نهبندان واقع گردیده است. واحدهای سنگی درون گیر توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه بلوکهای بزرگی از پریدوتیت، گابرو و بازالت و دیابازهای دگرسان شده می‌باشد که در بیشتر نقاط توسط توده گرانیتوئیدی قطع شده‌اند(شکل ۲). سن افیولیت‌ملانژ منطقه، کرتاسه فوقانی اعلام شده [۱۴] و توده مورد مطالعه نیز در نقشه زمین شناسی۱:۱۰۰۰۰۰ نهبندان [۸]، گابرو به عنوان یکی از واحدهای مجموعه افیولیتی معرفی گردیده است. شواهد صحرایی به خصوص در حاشیه توده حاکی از آن است که زبانه‌های گرانیتوئیدی، سنگهای اولترامافیک را قطع نموده‌اند که بیانگرجوانتر بودن توده گرانیتوئیدی نسبت به سنگهای میزبان خود است.

بخش اصلی توده گرانیتوئیدی بی‌بی‌مریم را تونالیت- کوارتزدیوریت 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- کوارتزدیوریت و در مرحله دوم گرانودیوریت تشکیل شده است. در این تحقیق از بخش اصلی توده بی‌بی‌مریم برای سن‌سنجی نمونه برداری شده است.

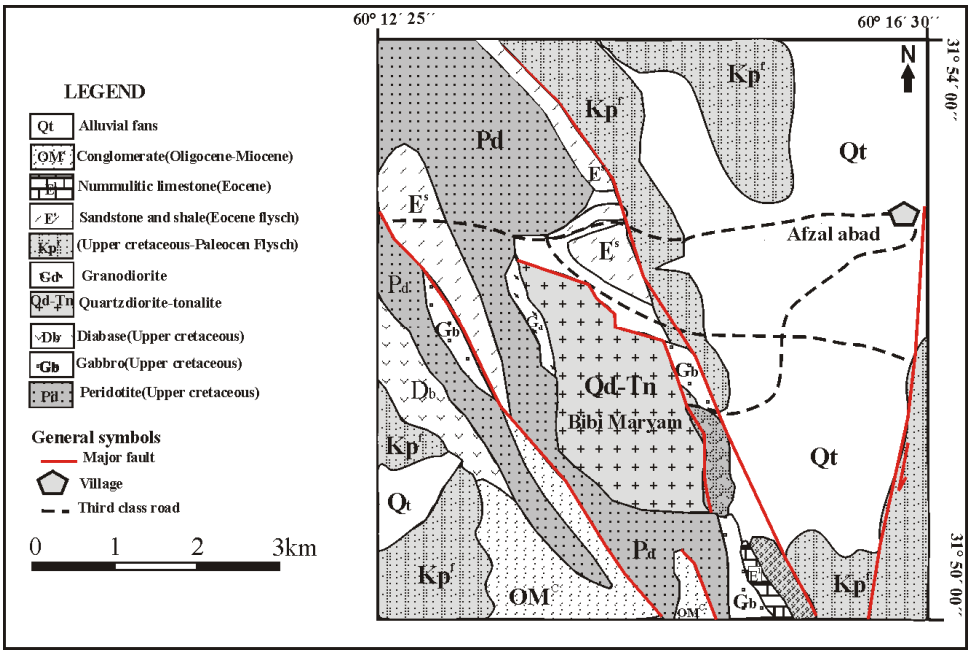
پتروگرافی

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

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



شکل ۱. جایگاه زون جوش‌خورده 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- کمربند آلپی ۲- کمان ماگمایی مزوزوئیک ۳- کمربند هرسی نین ۴- افیولیت ها).



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

در برخی نمونه‌ها با کاهش میزان کوارتز، تغییر ترکیب پلاژیوکلاز و افزایش کانیهای مافیک(به خصوص هورنبلند)، ترکیب سنگ به کوارتزدیوریت 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 کانیهای اصلی بوده و آمفیبول (هورنبلند)، آپاتیت، زیرکان و کانی کدر(منیتیت) از اجزای فرعی سنگ بشمار می‌آیند.

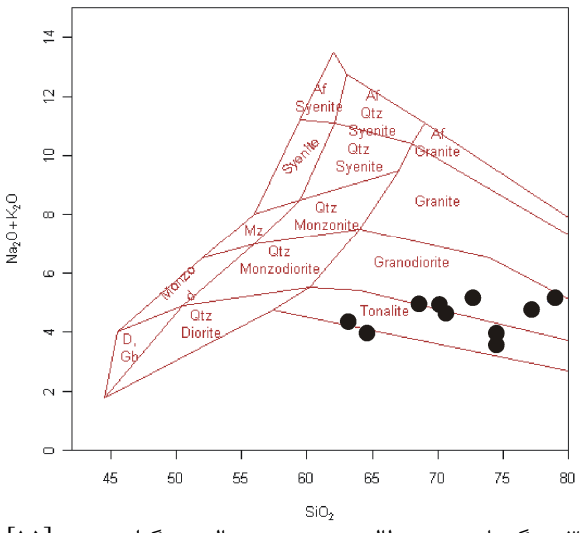
کوارتزدیوریت در نمونه دستی با رنگ خاکستری مایل به سبز و بلورهای ریزتر از تونالیت مشخص می‌شود. بافت آن از نوع گرانولار، گاهی پویی‌کیلیتیک و افیتیک است. اندازه بلورها تا ۳ میلی متر می‌رسد. کانیهای پلاژیوکلاز(آندزین)، هورنبلند و کوارتز سازندگان اصلی بوده و بیوتیت، اسفن، زیرکان و کانی کدر(منیتیت) کانیهای 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، پلاژیوکلازسدیک، آلکالی فلدسپار کانیهای اصلی بوده، گارنت، آپاتیت وکانی کدر اجزای فرعی سنگ به شمار می‌آیند. بر پایه نتایج پتروگرافی و مدال، نام سنگهای مورد مطالعه تونالیت، گرانودیوریت و به مقدار کم کوارتزدیوریت و مونزوگرانیت است.

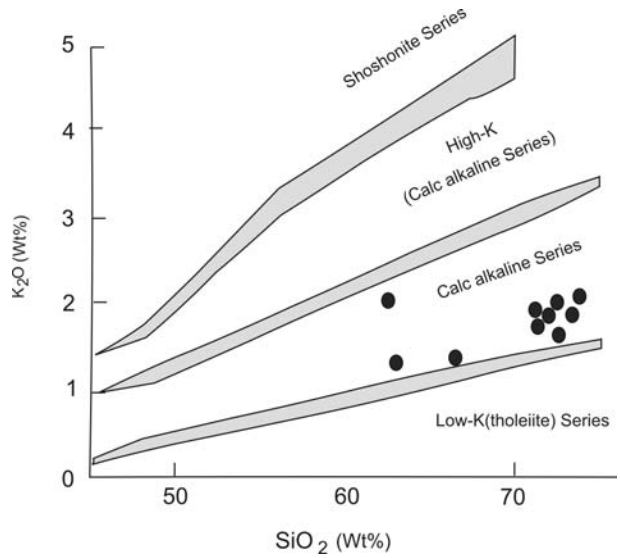
ژئوشیمی و پتروژنز

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 کانیها و استفاده از ترکیب شیمیایی صورت گرفته است. برای نام گذاری شیمیایی، از نمودار [۱۵] براساس درصد وزنی آلکالن‌ها نسبت به سیلیس استفاده گردید که محدوده ترکیب شیمیایی این سنگها تونالیت و گرانودیوریت است (شکل۳).

برای بررسی ماهیت ماگمای تشکیل دهنده سنگهای مورد مطالعه از نمودار [۱۶] استفاده گردید. تمام سنگهای مورد مطالعه در محدوده کالک‌آلکالن پتاسیم متوسط قرار می‌گیرند (شکل۴). ماهیت کالک‌آلکالن این سنگ‌ها می‌تواند بیانگر اختلاط مواد مذاب منشا، گرفته از گوشته با اجزای پوسته‌ای باشد [۱۷].

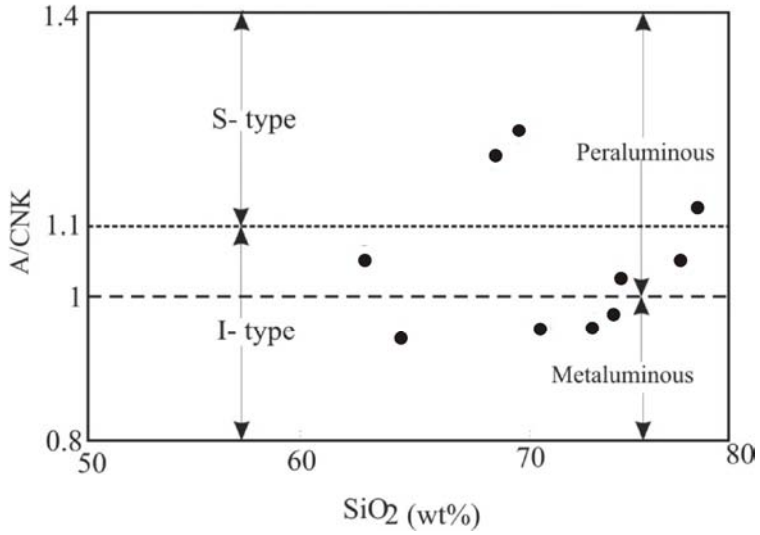


شکل ۳. سنگ‌های مورد مطالعه درمحدوده تونالیت و گرانودیوریت[۱۵].

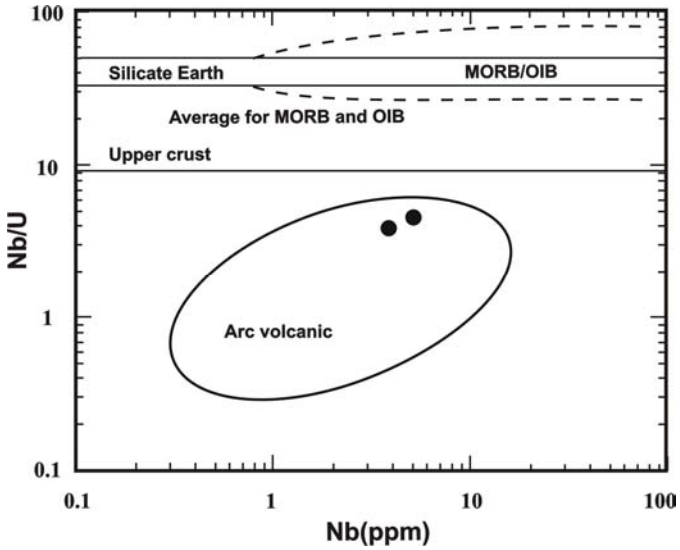


شکل۴. تعیین سری ماگمایی سنگهای مورد مطالعه براساس نمودار[۱۶] .

گرانیتوئیدهای مورد مطالعه درنمودار شاخص آلومین که بر مبنای نسبت مولار A/CNK درمقابل SiO_2 [۱۸] می‌باشد، در قلمرو متاآلومین تا اندکی پرآلومین قرار می‌گیرند (شکل۵). وقوع دگرسانی در این سنگها و تشکیل سرسیت فراوان، سبب تمایل این سنگها به محدوده پرآلومین شده است. نمونه ـهای کنترلی سنگهای مورد مطالعه در نمودار Nb/U در مقابل Nb در قلمرو کمان ماگمایی واقع می‌شوند (شکل۶) که با توجه به میانگین نسبت Ce/Yb (۱۶/۷۷) این کمان از نوع غنی شدهٔ حاشیه قاره‌ای است[۱۹].



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



شکل۶. نمونه‌های کنترلی سنگهای مورد مطالعه در قلمرو کمانهای ماگمایی قرار می‌گیرند[۲۰].

جدول۱ . 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_2O_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_2O	۳/۸۸	۳/۵۹	۲/۵۲	۳/۳۰	۳/۱۱	۲/۸۵	۲/۳۲	۳/۴۲	۳/۰۹	۱/۷۴
K_2O	۱/۰۱	۱/۱۷	۱/۰۹	۱/۵۱	۱/۹۱	۱/۲۰	۱/۶۳	۱/۷۲	۱/۵۸	۲/۵۵
P_2O_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	۱/۰۳	۰/۸۷	۰/۹۵	۰/۹۵	۱/۰۶

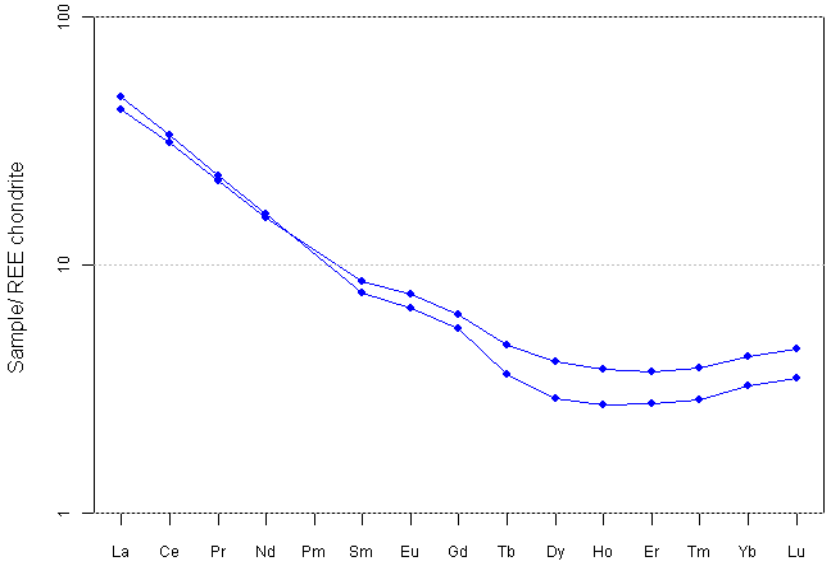
نمودارهای بهنجار شده عناصر نادر خاکی این سنگها که نسبت به کندریت [۲۱] (شکل۷) و نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب که نسبت به گوشته اولیه [۲۰] بهنجار شده است (شکل۸)، غنی شدگی آنها را از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) و عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE)، و تهی‌شدگی آنها از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) و آنومالی منفی عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) را که از ویژگیهای ژئوشیمیایی ماگماهای کالک‌آلکالن 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 آلایش ماگما با مواد پوسته‌ای و باقی ماندن عناصر نادر خاکی سنگین و عناصر با شدت میدان بالا در سنگ منبع، می باشد. [۲۳تا۲۷].

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 اکلوژیتی پوسته اقیانوسی فرورانده شده و یا گوه گوشته‌ای ذوب نشدهٔ محل منبع می‌دانند، زیرا عناصر مزبور در این فازها شدیداً سازگارند [۲۸تا۳۳].

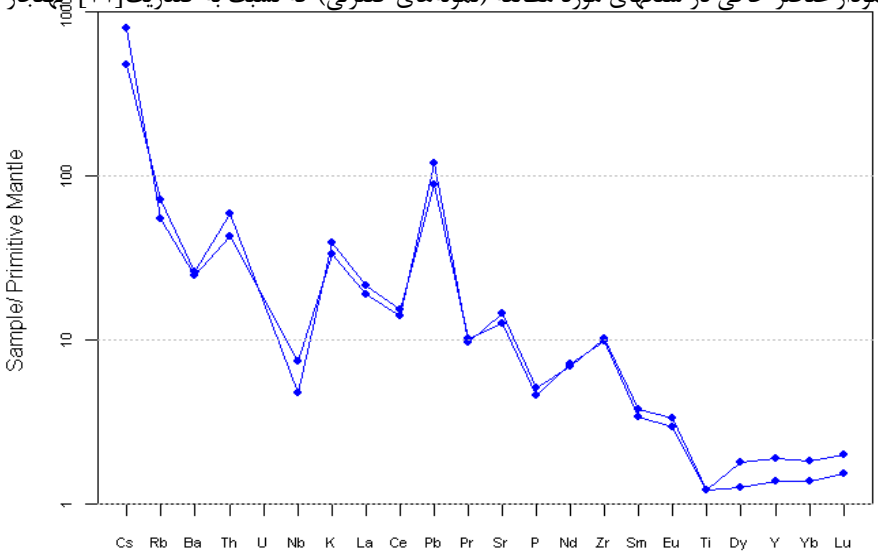
جدول۲. نتایج تجزیه‌های شیمیایی عناصر جزئی توسط ICP بر حسب درصد وزنی.

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								

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[۳۴تا۳۷] دارند(جدول۳ و شکل۹) و در گروه آداکیت‌های پرسیلیس [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 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 می شود [۳۵،۳۶]. شباهت سنگهای مورد مطالعه با آداکیت ها 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 .



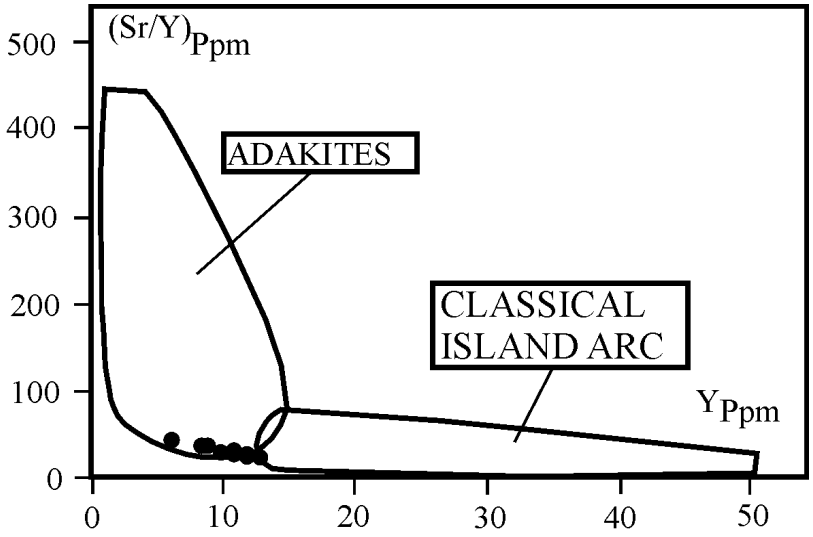
شکل۷. نمودار عناصر خاکی در سنگهای مورد مطالعه (نمونه‌های کنترلی) که نسبت به کندریت[۲۱] بهنجار شده‌اند.



شکل۸. 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،۳۴تا۳۷].

میانگین آداکیت‌ها	میانگین دو نمونه کنترلی
درصد وزنی SiO_2> ۵۶	درصد وزنی SiO_2 = ۶۹/۴۸
درصد وزنی Al_2O_3 > ۱۵	درصد وزنی Al_2O_3 = ۱۶/۶۲
درصد وزنی ۵/ ۷≥Na_2O >۳/۵	درصد وزنی Na_2O = ۳/۷۴
K_2O/Na_2O ~۰/۴۲	K_2O/Na_2O =۰/۳۰
گرم در تن Y≤ ۸	گرم در تن Y =۷/۳۷
Sr/Y > ۲۰	Sr/Y = ۳۸/۷
گرم در تن Yb < ۱/۸	گرم در تن Yb = ۰/۷۸۷
La/Yb > ۱۶	La/Yb =۱۷/۶۶
نبود ناهنجاری منفی Eu	نبود ناهنجاری منفی Eu
غلظت خیلی بالا LREE	غلظت خیلی بالا LREE
غلظت خیلی پایین HREE	غلظت خیلی پایین HREE



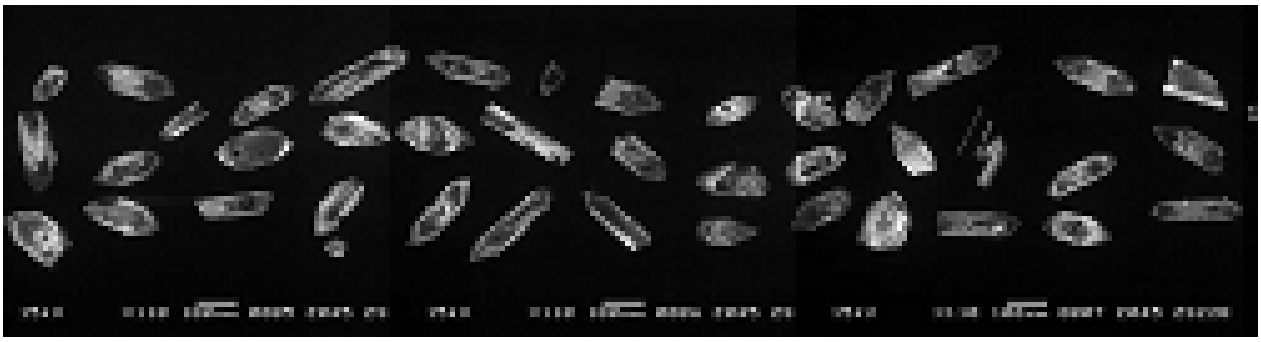
شکل۹. نمونه‌های مورد مطالعه در میدان آداکیت‌ها[۳۹] قرار می‌گیرند.

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

میانگین آداکیت‌های پر سیلیس	میانگین آداکیت‌های کم سیلیس	میانگین نمونه مورد مطالعه
درصد وزنی ۶۰ < SiO_2	درصد وزنی ۶۰ > SiO_2	درصد وزنی ۶۹/۴۸ = SiO_2
درصد وزنی ۴-۰/۵ = MgO	درصد وزنی ۹-۴ =MgO	درصد وزنی ۱/۴۰ = MgO
وزنی ۱۱ درصد > $CaO+Na_2O$	درصد وزنی ۱۰ < $CaO+Na_2O$	درصد ۷/۴۲= $CaO+Na_2O$
گرم در تن ۱۱۰۰ > Sr	گرم در تن ۱۰۰۰ < Sr	گرم در تن ۲۸۵ = Sr
درصد وزنی ۰/۹ > TiO_2	درصد وزنی ۳ < TiO_2	درصد وزنی ۰/۲۶ = TiO_2
۵/ ۴-۰/۵ = Cr / Ni	۵/ ۲-۱ = Cr / Ni	۱/۵۵ = Cr / Ni

سن‌سنجی

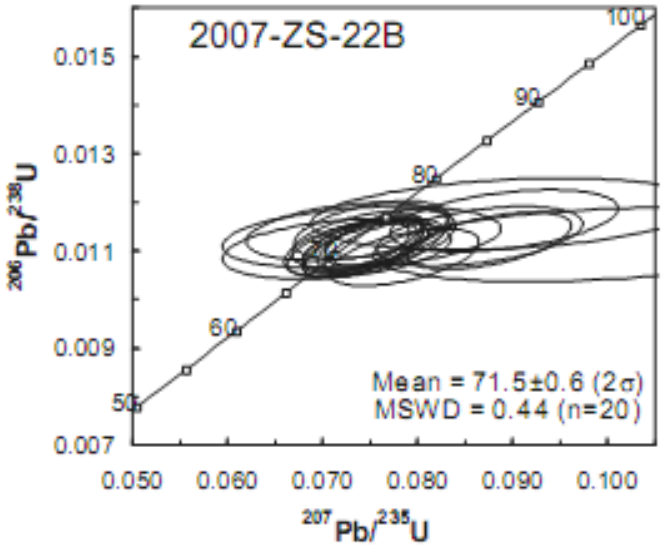
برای سن‌سنجی به روش زیرکان-اورانیم-سرب لازم است مقدار کافی از سنگ مورد مطالعه برداشت شود (مقدار لازم بسته به ترکیب سنگ تغییر می‌کند)، دانه‌های زیرکان با استفاده از مایعات سنگین جدا می‌گردند و سپس فرآیندهای لازم برای سن‌سنجی را طی می‌نمایند[۴۰،۴۱]. تعداد ۱۵۰ دانه از زیرکان‌های جدا شده از نمونه مورد مطالعه در قالب مخصوص چیده شدند و سپس از آنها تصویر CL(کاتد لومینسانس) تهیه گردید. تعداد ۲۰ دانه مورد سن‌سنجی قرار گرفتند که نتیجه حاصل برای هر دانه بر روی تصویر CL (شکل ۱۰) آورده شده است. نتایج حاصل از سن‌سنجی ۲۰ دانه در جدول۵ آمده و بر روی نمودار کنکوردیا (شکل۱۱) نمایش داده شده است. براساس نتایج حاصل از این مطالعه، سنگهای مذکور دارای سن ۶/. ± ۷۱/۵ میلیون سال (ماستریشتین) می‌باشند. با توجه به نتیجه سن‌سنجی می‌توان سن جای گیری افیولیت‌ملانژ میزبان را قبل از ماستریشتین و کهن‌تر از زمان باور شده قبلی (پس از کرتاسه پسین) دانست.



شکل۱۰. 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 دانه ها در جدول ۵ آورده شده است.

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

Spots	Th/U	$^{207}Pb/^{206}Pb \pm 1\sigma$	$^{206}Pb/^{238}U \pm 1\sigma$	$^{207}Pb/^{235}U \pm 1\sigma$	error corr.	$^{206}Pb/^{238}U$ age (Ma ± 1σ)
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 ۰/۰۰۳۳۲	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 ۲/۰۰
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



شکل۱۱. نمودار کنکوردیا برای ۲۰ دانه زیرکان که به روش زیرکان _ اورانیم _ سرب سن‌سنجی شده است.

نتیجه‌گیری

بر پایه نتایج پتروگرافی و مدال، گرانیتوئیدهای بی‌بی‌مریم در محدوده تونالیت، گرانودیوریت و به مقدار کم کوارتزدیوریت و مونزوگرانیت قرار دارند که بخش اصلی توده نفوذی را تونالیت تشکیل داده است. ترکیب این سنگها در محدوده کالک‌آلکالن پتاسیم متوسط و در قلمرو متاآلومین تا اندکی پرآلومین قرار می‌گیرد. وقوع دگرسانی در این سنگها و تشکیل سریسیت فراوان، می‌تواند سبب تمایل این سنگها به محدوده پرآلومین شده باشد.

غنی‌شدگی نمونه‌ها 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 می‌دهند که این سنگها شباهت زیادی به آداکیت‌های پرسیلیس دارند. 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 باعث آزادسازی Sr از پلاژیوکلاز می‌گردد، در حالی که در این وضعیت گارنت پایدار بوده که Y در آن عنصری سازگار محسوب می‌شود. شباهت سنگهای مورد مطالعه با آداکیت‌ها می‌تواند ایده فرورانش پوسته اقیانوسی جوان باریکه اقیانوسی خاور ایران را تایید نماید.

سنگهای مذکور دارای سن ۰/۶ ± ۷۱/۵ میلیون سال (ماستریشتین) می‌باشند. با توجه به نتیجه سن‌سنجی می‌توان سن جای گیری افیولیت‌ملانژ میزبان را قبل از ماستریشتین دانست.

سپاس گزاری

این نوشتار بخشی از طرح پژوهشی مشترک بین دانشگاه بیرجند و دانشگاه ملی تایوان به شماره ۱۰/۱/۱۸۶۲ مورخ ۸۶/۹/۲۰ می‌باشد 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 هزینه‌های طرح سپاس گزاری می‌شود.

مراجع

[1] Camp V. E., and Griffis R.J., "*Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan syture 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 deposite in relation to plate tectonic*", Springer-Verlag, Heidelberg, New York, Tokyo, (1984) 325p.

[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، شماره۶۳، (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., CampV.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 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 Qaternary volcanism in the Carpathian – Parnonian 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 Specical 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 discrimenation diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks*", J. Petrol 25 (1984) 956-983.
[25] Pearce J.A., and Parkinson I.J., "*Trace elemet 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 Specical 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 ºC 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 zonnes*", 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.

[29] Ayers , J.C., Watston ,E.B., " *Solubility of apatite, monazite, zircon and rutil 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*", Erth . 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 Savascin, M. Y., "*The transition from subduction-related to intraplate Neogene magmatiasm 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 sanikitoid: relationships and some implications fot crustal evolution*", Lithos 79(2005) 1-24.
[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 lithospher*", Nature 347(1990) 662-665.
[37] Rollinson, H.R., Tarney, J., "*Adakites- the key to understanding LILE Depletion in granulites*" , Lithos79(2005) 61-81.
[38] Gonza´lez-Partidaa, E., Levressea, G. , Carrillo-Cha´veza, A., Cheilletzb, A., Gasquetb, 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 Metamorphi 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.