

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

محمدحسین زرین کوب'\*، سون لین چانگ'، سید سعید محمدی'، محمدمهدی خطیب'

۱ -دانشگاه بیرجند، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی ۲- دانشگاه ملی تایوان، بخش علوم زمین، تایپه، تایوان

دريافت مقاله:۳/۸/۱ ۱۳۸ ، نسخه نهايي:۱۰/۱۱/۱۰ ۱۳۸

# چکیدہ

توده گرانیتوئیدی بی بی مریم با وسعت حدود ۵ کیلومترمربع به درون نوار افیولیت ملائز 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 ملائز رخ داده است. این توده نفوذی که دارای روند کلی شمال باختری – جنوب خاوری است عمدتاً از تونالیت –کوارتزدیوریت تشکیل شده ولی در بخش شمال باختری آن یک واحد فرعی گرانودیوریتی به صورت دایک بروز کرده است. بافت غالب در توده تونالیتی \_ کوارتزدیوریت بشکیل شده ولی در دانهای و در بخش گرانودیوریتی، دانهای، میرمکیتی و گرافیکی است. کوارتز، پلاژیوکلاز (الیگوکلاز \_ آندزین) و بیوتیت به عنوان پلاژیوکلازسدیک و آمکالی فلدسپار کانیهای اصلی و گرانیکی کدر از اجزای فرعی واحد اصلی این توده می باشند. کوارتز، پلاژیوکلازسدیک و آلکالی فلدسپار کانیهای اصلی و گانی کدر از اجزای فرعی واحد اصلی این توده می باشند. کورتز، گرانیتوئیدی بی ی مریم در محدوده کالکآلکالن، متاآلومین تا اندکی پرآلومین و از نوع کمان ماگمایی قرار می گیرد. بالا بودن نسبت میدهند که این سنگها شباهت زیادی به آداکیتهای نی (۲۸۷)، و مقدار ی (کارهین و از نوع کمان ماگمایی قرار می گیرد. بالا بودن نسبت میدهند که این سنگها شباهت زیادی به آداکیتهای غنی از سیلیس دارند. افزایش نسبت ۲/۶) به همراه فقدان آنومالی منفی این نه ی میدهند که این سنگها شباهت زیادی به آداکیتهای غنی از سیلیس دارند. افزایش نسبت ۲/۶) به هراه و دورانی آموی این درگونی ورقه اقیانوسی فرورانده شده خاور ایران، سرچشمه گرفته باشد. سن سنجی به روش زیرکان اورانیم – سرب بر روی دانهای زیرکان جدا شده از فاز اصلی (توالیت \_ کوارتزدیوریت) نشان می دهد که این ماگماتیسم در ۶/ ± ۲۱/۷ درانس دانست.

**واژه های کلیدی**: گرانیتوئید، بیبی مریم، سن سنجی، زیرکان \_اورانیم \_سرب، خاور ایران.

# مقدمه

زون جوش خورده 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  $\pm$  ۸۳/۶ میلیون سال) و برخی دیگر جوانند (مثل گرانیت زاهدان با سن ۵۰ میلیون سال [۱]. توده گرانیتوئیدی بی بی مریم 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

مسؤول مكاتبات 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 °۶۰ تا "۴۰ "۴۰ "۶۰ طول خاوری و '۵۱ °۳۱ تا "۳۰ '۵۱ °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،۱]. اما هیچ گونه کار سنسنجی رادیومتری که یکی از شاخصهای بسیار مهم برای تفسیر جایگاه توده مذکور در خاور ایران می باشد، انجام نشده است. این در مقیق در قالب طرح پژوهشی مشترک بین دانشگاه بیر جند 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 Glass bead) مهره شیشهای 1:5 =)، عناصر اصلى به روش فلوئورسانس پرتو ايكس(XRF) با دستگاه نوع Rogaku و آناليز عناصر جزئي از طريق 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 تايپه انتقال داده شد و پس از تهيه تصاوير 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 می کند. به نظر [۱۴] ایالت ساختاری سیستان

زمیندرز ناشی از برخورد پهنه لوت با بلوک افغان میباشد. باریکه اقیانوسی موجود بین این دو ورق قارمای 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 شمال باختر - جنوب خاور در پهنه ساختاری سیستان، درون نوار افیولیت ملانژ 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 افیولیت ملانژ منطقه، کرتاسه فوقانی اعلام شده [۱۴] و توده مورد مطالعه نیز در نقشه زمین شناسی ۱۰۰۰۰۰۰ نهبندان [۸]، گابرو به عنوان یکی از واحدهای مجموعه افیولیتی معرفی گردیده است. شواهد محرایی 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 زمین شناسی 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 می شود. بافت آن از نوع گرانولار، گاهی پویی کیلیتیک و افیتیک است. اندازه بلورها تا ۳ میلی متر می رسد. کانیهای پلاژیوکلاز (آندزین)، هورنبلند و کوارتز سازندگان اصلی بوده و بیوتیت، اسفن، زیرکان و کانی کدر (منیتیت) کانیهای فرعی می باشند.

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 (شکل ۴). 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].



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 شده ٔ حاشیه قارهای است[۱۹]. گرانیتوئیدهای مورد مطالعه درنمودار شاخص آلومین که بر مبنای نسبت مولار A/CNK درمقابل SiO<sub>2</sub> [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



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



Samples	21A	22A	105(t)	177(gd)	181(gd)	185(t)	189(t)	269(t)	270(t)	272(t)
SiO <sub>2</sub>	۶۸/۷۸	۷۰/۱۹	V4/47	۷۷/۵۲	۷۸/۶۵	V4/91	94/41	۷۳/۰۴	۷۰/۴۷	۶۳/۳۹
TiO <sub>2</sub>	۰/۲۶	۰/۲۶	•/٢٥٨	•/144	•/1.9	•/77٣	•/777	•/17•	•/٢٨•	•/91.•
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14/08	19/22	۱۰/۶۷	11/80	11/41	11/41	14/99	۱۳/۰۹	17/19	11/90
TFeO	۲/۴۷	۲/۵۹	٣/٦٢	7/74	1/99	۲/۸۳	4/14	۱/۹۳	۳/۴۷	۷/۳۳
MnO	•/•٨	•/•9	•/•94	•/•94	•/•٧٢	•/•۴٩	•/•٨•	•/•٣9	•/•94	•/229
MgO	۱/۳۱	۱/۴۸	۱/۷۳	۰/۶۹	۰/۳۹	1/44	۳/۴۱	۰/۲۴	۲/۰۲	۶/۹۹
CaO	۳/۸۷	۳/۴۹	۳/۱۰	۲/۰۳	1/99	۳/۳۱	۶/۳۰	۳/۵۰	۳/۷۷	۲/۸۳
Na <sub>2</sub> O	۳/۸۸	۳/۵۹	7/07	۳/۳۰	٣/١١	۲/۸۵	۲۳۲	۳/۴۲	۳/۰۹	۱/۲۴
K <sub>2</sub> O	۱/۰۱	1/17	۱/۰۹	1/01	۱/۹۱	۱/۲۰	1/98	۲۷/۱	1/01	۲/۵۵
$P_2O_5$	•/11	٠/١	./.70	•/•٧٨	•/•49	•/•9٣	•/•۴٧	•/•٧•	•/1•۴	•/۴٧٣
LOI	۱/۲۵	۱/۶۸	1/41	•/9•	•/94	۰/۹۸	١/٧٨	۱/۴۰	1/94	۱/۲۵
Total	1/۵۴	۳/۸۲	٩٨/٩٨	٩٩/٨٣	۹٩/۶۸	۹۹/۰۳	۹۹/۱۱	99/.9	۹۹/۷۳	٩٩/٩١
A/CNK	1/14	۱/۲۰	•/٩٨	1/•9	1/17	۱/۰۳	•/٨٧	۰/۹۵	۰/۹۵	1/•9

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

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 نشده ٔ محل منبع میدانند، زیرا عناصر مزبور در این فازها شدیداً سازگارند [۲۲تا۳۲]. نمودارهای بهنجار شده عناصر نادر خاکی این سنگها که نسبت به کندریت [۲۱] (شکل/) 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 منشا گرفتن ماگما از یک پوسته اقیانوسی فرورانده شده و گوه گوشتهای متاسوماتیزه روی آن،

Samples	21A	22A	105(t)	177(gd)	181(gd)	185(t)	189(t)	269(t)	270(t)	272(t)
Р	۳۸۳	340								
Sc	3	20/1	۳/۲ .	۲.۲	1/49	1/49	۹/۴۷	1/98	۵/۳۹	
Ti	1744	1197								
V	۲/۷۱	10/5	۳۱	74	74	22	۳۹	77	۳۱	40
Cr	۲/۳۲	۱۲/۹	41	47	29	۳۸	47	77	۲۱	49
Mn	292	439								
Со	۵/۱۷	0/04	11	۲	۴	۵	٨	١	٨	77
Ni	$\Lambda/\gamma\Lambda$	۸/۰۹	47	47	۲	27	٧٩	۳.	Ŷ	۶۳
Cu	13/4	۸/۴	)	)	)	)	۲۰۳	)	)	117
Zn	۵۲/۳	41/9	49	41	۳۵	47	47	۳.	41	79
Ga	۳/۳	17/4	١٩	74	١٨	19	14	14	74	74
Rb	۳۵/۱	40/1	34	٣٩	44	۳۳	01	۵۳	47	٨٧
Sr	۳.۵	260	229	176	171	749	291	۳۱۹	141	١٨٨
Y	٨/٥١	۶/۲۳	11	11	۲۱	11	١٣	۲۲	11	١٩
Zr	114	١٠٩	1.7	۷۳	٧.	۸۷	97	99	٨٩	190
Nb	۲۲/۵	۳/۳۵	۲	Ŷ	۲	۵	۵	۵	۴	١٢
Мо	•/391	•/۵٩٢	١	١	١	١	1	,	1	١
Ag	•/•۴۳	•/•44	۳/۲>	٣/٨٨	<1/٧	۲>	<٣/٣	<1/9	<۲/٧	
Sn	•/۵۷٧	•/510	<180	<114	<1.7	<111	<198	<177	<101	
Sb	•/744	•/•۴٨	•/٢٨	۰/۱۴	۰/۳۰	•/٢٩	•/٢١	•/۵٨	•/٨٥	
Cs	۶/۲۷	۳/۷۶	۲/۹۳	۱/۲۶	۲/۸۴	۵/۰۱	10/44	٧/٣٩	۴/۳۸	
Ba	171	/١٨٣	١٣٩	229	747	149	171	147	177	747
La	17/1	۱۴/۷	٨	Ŷ	Ŷ	۵	۴	۴	۵	۴
Ce	۲۵	77	۱۳	۱۳	٩	٩	1.	1.	۱۳	11
Pr	۲/۶۵	۲/۷۸								
Nd	۹/۲۸	٩/۵٩	٧/٩	٧/٣	٧/۵	۷/۱	<۴/۳	۲/۶	۱۳/۳	
Sm	۱/۶۷	1/01	۰/۹۷	۱/۳۸	1/71	•/99	۱/۳۵	۰/۷۸	۱/۹۷	
Eu	•/۵۵٩	•/491	•/۴٩	•/۴٨	•/۴٩	۰/۴۰	•/40	۰/۴۸	•/9 •	
Gd	1/98	1/44								
Tb	•/559	•/177	•/799	•/۴۴٩	•/٣٨•	•/٣١٨	•/9.4	•/77٣	•/٣۵٩	
Ho	•/٢٧٢	•/190	<•/90	•/٨٨	<•/9٣	$< \cdot / \hat{7} \Lambda$	•/۴٧	$< \cdot / \Lambda \Lambda$	<•/٩۵	
Er	•/٧٨	•/۵٧٦								
Tm	•/183	•/•97	•/٧٩	•/٧۴	•/٧۵	•/۵٨	۰/۷۴	•/34	•/Vð	
Yb	•/٨٩٦	•/978	•/99	1/10	۱/۰۳	•/٧٦	۰/٩٠	۰/۵۹	1/34	
Lu	•/144	•/11٣	•/101	•/٣٩٨	•/19٣	•/147	•/٢٠١	•/1•0	•/٢۵١	
Hf	7/44	۲/۳۳	۲/۶۱	۱/۷۵	۱/۸۶	۲/۵۰	۲/۱۴	1/09	۲/۲۸	
Ta	•/٢٧٢	•/141	•/141	•/٣٢٦	•/479	•/149	•/٣۵٨	•/٣۴۵	۰/۳۰۹	
Pb	1/20	9/88	11	10	١٣	14	١٣	11	۱.	11
Th	8/90	4/91	١	٣	٣	۵	۲	۴	۲	۲
U	۲1/۸۰	14/77								

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

غنی شدگی نمونه از عناصر نادر خاکی سبک (LREE)، و تهی شدگی آنها از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE)، بالا بودن نسبت Sr/Y (میانگین ILREE/HREE (میانگین (۳۸/۷) و نسبت La/Yb (میانگین ۱۷/۶۶)، پایین بودن مقدار Y (میانگین ۷/۳۷ پی پی ام)، و فقدان آنومالی منفی Eu نشان می دهند که این سن ها شباهت زیادی به آداکیت ها (۳۳ ا از ۲ و افزایش نسبت Sr/۷ عمدتاً به ذوب عمیق و در محدوده از Y و افزایش نسبت Sr/۷ عمدتاً به ذوب عمیق و در محدوده ناپایدار شدن پلاژیوکلاز تعبیر می شود که با عث آزاد سازی Sr از پلاژیوکلاز می گردد، در حالی که در این وضعیت گارنت

پایدار بوده که Y در آن عنصری سازگار محسوب می شود [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 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 .

www.SID.ir



شکل۸. نمودار عناصر کمیاب در سنگهای مورد مطالعه (نمونههای کنترلی) که نسبت به گوشته اولیه[۲۰] بهنجار شدهاند.

میانگین دو نمونه کنترلی	میانگین آداکیتها
درصد وزنی SiO <sub>2</sub> = ۶۹/۴۸ درصد	درصد وزنی ۵۶ <sio<sub>2</sio<sub>
درصد وزنی Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> = ۱۶/۶۲ درصد	Al $_2O_3$ > ۱۵ درصد وزنی ما
درصد وزنی Na <sub>2</sub> O = ۳/۷۴	درصد وزنی /۵ Na <sub>2</sub> O ≤۷ ۵/ ۲/۵
$K_2O/Na_2O = \cdot / r \cdot$	$K_2O/Na_2O \sim \cdot ./$ fr
گرم در تن ۲۷/۳۷ Y	گرم در تن ۸ ≥Y
$Sr/Y = r_{A/Y}$	$\mathrm{Sr/Y} > \gamma$ .
گرم در تن Yb = ٠/٧٨٧	$\mathrm{Yb}~<$ ۱/۸ گرم در تن
La/Yb = VV/88	La/Yb > 19
نبود ناهنجاری منفی Eu	نبود ناهنجاری منفی Eu
غلظت خيلي بالا LREE	غلظت خيلي بالا LREE
غلظت خیلی پایین HREE	غلظت خیلی پایین HREE

۲۸،۳۴].	آداکیتھا[	ورد مطالعه با	منطقه م	كنترلى	دو نمونه ً	ژئوشيميايى	ویژگیهای	میانگین	۳. مقایسه	جدول '

www.SID.ir



**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
درصد وزنی SiO <sub>2</sub> = ۶۹/۴۸ درصد	${ m SiO}_2$ < ۶۰ درصد وزنی ${ m SiO}_2$	${ m SiO}_2 >$ ۶۰ درصد وزنی
درصد وزنی MgO = ۱/۴۰ درصد	درصد وزنی MgO =۴-۹	درصد وزنی ۴–۵/۵ MgO
درصد CaO+Na <sub>2</sub> O =۲/۴۲ درصد	درصد وزنی ۲۰ < CaO +Na <sub>2</sub> O درصد وزنی ۲۰	وزنی ۱۱ درصد < CaO +Na <sub>2</sub> O وزنی ۱۱ درصد
گرم در تن ۲۸۵ = Sr	گرم در تن ۱۰۰۰ < Sr	گرم در تن ۱۱۰۰ Sr
درصد وزنی TiO <sub>2</sub> = ۰/۲۶ درصد	درصد وزنی ۳ < TiO2	درصد وزنی ۲۰/۹ < TiO2 <
$Cr / Ni = 1/\Delta \Delta$	$Cr / Ni = 1 - \tau \Delta /$	$\operatorname{Cr}/\operatorname{Ni}=\cdot/2-4$ d/

سنسنجى

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 ار 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 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/. ± ۲۱/۵ 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.

Spots	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}~\pm~1\sigma$	$^{206}Pb/^{238}U\pm1\sigma$	$^{207}Pb/^{235}U\pm1\sigma$	error corr.	$^{206}$ Pb/ $^{238}$ U age (Ma ± 1 $\sigma$ )
٠١	•/901	•/•۴٨۶۵ •/•••99	•/•1114 •/•••٢٣	./.٧۴٧۴ ./۲٧۶	•/009	۷۱/۰ ۱/۰
• ٢	۰/٨٦٢	•/•٧•?٣ •/•11?۴	•/•11•0 •/•••٢٣	•/•٧٢٧۴ •/••٢٦٢	•/۵۷٨	۷۱/۰ ۱/۰
۰۳	•/929	•/•49•9 •/••919	•/•114• •/•••74	•/•٧٢٥٨ •/••۴٣٣	•/٣۵٣	۷۳/۰ ۲/۰
۰۴	۰/۸۳۳	•/•???? •/••٧٧٣	•/•1145 •/•••74	./	•/440	۷۳/۰ ۲/۰
٠۵	٠/٨٢٠	./.0014 ./.1.11	•/•1171 •/•••76	./	•/۵۳•	YY/• Y/•
۰۶	•/981	•/•۴٧٩٩ •/•١١٠٩	•/•1149 •/•••٣•	•/•.4901 •/••444	•/४२٩	۲۵/۰ ۲/۰
٠٧	•/۴۷۲	•/•٧١٢۴ •/••٩٨۴	•/•1198 •/•••89	•/•٨٩١٢ •/••۴٩١	•/۴•۶	V4/• Y/•
٠٨	1/388	•/•***	•/•11•4 •/•••4٣	•/•٧944 •/••400	•/922	۲۱/۰ ۱/۰
۰٩	•/٢٩٢	./.4904 ./	./.1114 ./	•/•9898 •/••988	•/٢٨٩	۲۱/۰ ۲/۰
۱.	•/٧٨١	./.2989 ./	./.11.7 ./74	./.٧٣۵٧ ./٣١١	•/01٣	۲۱/۰ ۲/۰
11	•/٧٨٧	./.09.5 ./	./.118/	•/•1909 •/••444	•/471	۲۲/۰ ۲/۰
١٢	•/٧۵٢	./. 7179 ./	•/•1111 •/••••٣	./.٧۴٢٣ ./	•/۵٨٩	۷۱/۰ ۱/۰
۱۳	۲/۰۰۰	./. 4414 ./. 1181	./.١١١٩ ./٢٣	•/•٧٥•• •/••٢٢٥	•/9٨۵	۲۲/۰ ۱/۰
14	۱/۴۰۸	./.4779 ./	•/•11•1 •/•••4٣	•/•٧۴•9 •/••749	•/929	۲۱/۰ ۱/۰
10	•/٨••	•/•94•4 •/••494	•/•1174 •/•••70	•/•٧٥٣٩ •/••٣٥٣	•/۴۷۵	۲۲٬۰ ۲/۰
19	۰/۷۶۹	./. ٧ 7 9 4 ./ 7 ٨٣	•/•1174 •/•••79	•/•٧٤١٢ •/••۵٩٩	•/٢٨٥	۲۲/۰ ۲/۰
١٧	•/٧٦٣	./.4901 ./	•/•11•4 •/•••70	./.٧١٥/۴٩٢	•/٣٢٩	۷۱/۰ ۲/۰۰
١٨	•/٨••	•/•4449 •/••494	•/•1•.٨٧ •/•••.٢۴	./.٧٨٦/٣٢٣	•/۵۳٧	۷۰/۰ ۰/۲
۱۹	•/849	•/•۴٨٩٨ •/••	•/•1179 •/•••74	./.٧٦٩٥ ./ ٢٧٣	•/۵٩٩	۲۲/۰ ۲/۰
۲.	•/٩٩•	./.94.9 ./411	•/•11•0 •/•••74	•/•٧۴٣• •/••٢۵٩	•/?٢٣	۲۱/۰ ۲/۰

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



نتيجهگيرى

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 می گیرد. وقوع دگرسانی در این سنگها و تشکیل سریسیت فراوان، میتواند سبب تمایل این سنگها به محدوده پرآلومین شده باشد.

غنی شدگی نمونه 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 راید این بودن مقدار Y و فقدان آنومالی منفی Eu نشان میدهند که این سنگها شباهت زیادی به آداکیتهای 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 ساز گار محسوب می شود. شباهت سنگهای مورد مطالعه با آداکیتها می تواند ایده فرورانش پوسته اقیانوسی جوان باریکه اقیانوسی خاور ایران را تایید نماید.

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 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 می شود.

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.

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 °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 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.

[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, 75<sup>th</sup> 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).

[٩] علوی نائینی، م.، ، "قشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ زابل"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۹۹۰).

[۱۰] مهران ن.آ.، صادقی بجد م. و جوانشیر گیو، م.، "پی جویی و اکتشاف گرانیتهای منطقه بیبی مریم و افضل آباد"، طرح پژوهشی، دانشگاه بیر جند(۱۳۷۹).

[۱۱] محمدی س.س.، "پ*تروگرافی و پتروژنز سنگهای گرانیتوئیدی نوار افیولیتی شرق ایران (ناحیه بیرجند-نهبندان)"، رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی تهران (۱۳۸۶).* 

[17] محمدی س.س.؛ وثوقی عابدینی،م.؛ امامی، م.ه.؛ خطیب، م.م.، "پتروگرافی، ژئوشیمی، منشا<sup>\*</sup> و جایگاه تکتونیکی توده گرانیتوئیدی بیبی مریم(افضل آباد-نهبندان)"، فصلنامه علوم زمین،سازمان زمین شناسی و اکتشافات مواد معدنی کشور، شماره۶۳ ، (۱۳۸۴).

[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 Iand 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 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 Zircon and Igneous and composition of 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. rcw

[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.